

55(524.12)(084.32-M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

札幌(4)第68号

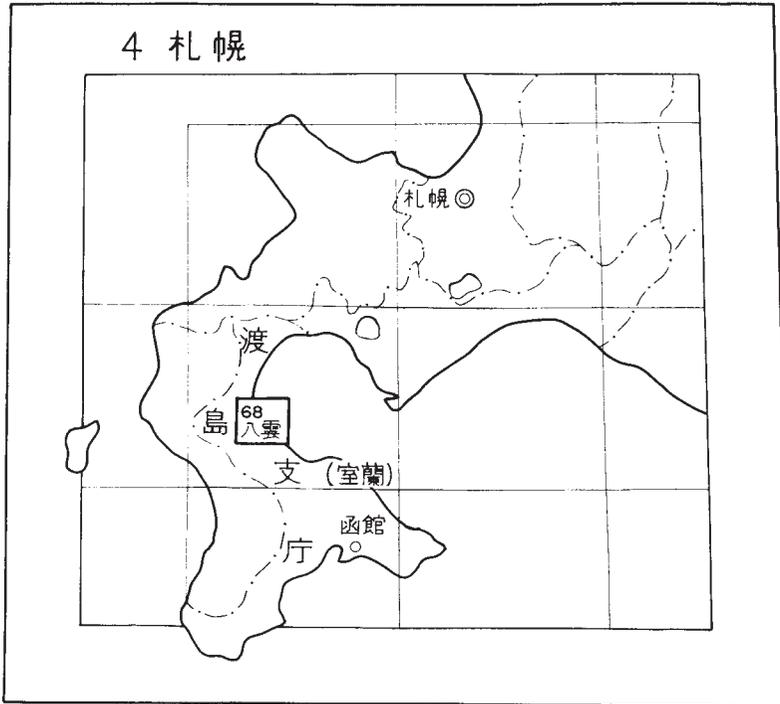
八雲地域の地質

石田正夫

昭和53年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 新第三系	6
III. 1 訓縫層	8
III. 2 八雲層	9
III. 3 岩 脈	13
III. 4 黒松内層	13
III. 5 瀬棚層	15
IV. 第四系	22
IV. 1 海成段丘堆積物	22
IV. 2 石倉層	23
IV. 3 河岸段丘堆積物	24
IV. 4 扇状地堆積物	25
IV. 5 泥 炭	25
IV. 6 駒ヶ岳火山灰	26
IV. 7 氾濫原堆積物	27
IV. 8 砂 丘	29
V. 応用地質	29
V. 1 砂鉄鉱床	29
V. 2 温 泉	34
文 献	35
Abstract	37

八雲地域の地質

石 田 正 夫*

八雲地域の地質に関する野外調査研究は、昭和40年から43年までの4年間にわたって実施され、これらの資料をもとに室内研究を行ない、結果をとりまとめたものである。

この研究を進めるにあたって、新第三系の層序については北海道支所の沢村孝之助・山口昇一両技官に、本地域内に産する貝化石については地質部の大山 桂技官および北海道開拓記念館の赤松守雄氏に、空中写真による段丘地形の判読については村瀬 正技官からそれぞれ協力および教示を受けた。また、薄片作製は谷津良太郎技官ほかに、挿図の製図は熊谷なな子技官によって行なわれた。なお、現地調査にあたっては、八雲町役場ならびに八雲営林署からも種々の便宜を受けた。ここに上記の方々に対し厚く感謝の意を表する。

I. 地 形

八雲地域は、北海道西南部渡島半島のほぼ中央東部に位置し、内浦湾（噴火湾）に面している。渡島半島のうち、太平洋と日本海にはさまれたもつとも狭い部分にあたり、八雲市街と域外南西方の熊石町鮎川とは直距離にして約26kmである。行政区画上は、ほとんどが八雲町に属し、わずかに森町の一部である石倉地域が南東隅に含まれる。

本地域の地形を通観すると、海拔500m以下で丘陵性の地ぼうを呈し、南部から北部に、また、内浦湾へ向って次第に高度が減少している。本地域では、南西部の海拔300m以上の比較的開析の進んだ山地、海岸段丘面およびこれと連続する丘陵地、海岸平野および河川流域の平地とに3分される。

山地は域内南西部にあつて、海拔300～500mの高度を示し、主として新第三紀中新世の堆積岩および火山岩など比較的堅硬な岩石によって構成されている。この地域は急峻な山稜と密度の高い河谷とからなり、下刻作用による開析が進み、ほぼ壮年期の地ぼうを呈している。海拔522mの山をはじめとして、酒谷山（445.9m）および常丹山（405.9m）などがある。

段丘およびこれと連続する丘陵地は前記山地の前面にあり、鮮新世の瀬棚層および第四紀の各種の堆積物によって構成されている。

西北海道において、内浦湾西岸は日本海側の江差海岸とともに、海成段丘の発達が顕著であることが知られている。八雲地域においては、海岸線とほぼ平行に次のような5段の平坦面が認められる。

- 1) 森段丘面 海拔30m以下
- 2) 落部段丘面 海拔20～70m

*北海道支所

- 3) 山越段丘面 海拔40～120m
- 4) 野田追面 海拔80～200m
- 5) 境川面 海拔200～300m

野田追面および境川面は、前記段丘面とほぼ平行な分布を示すが、開析が進んだ平坦面であり、堆積物がほとんど認められないので、ここでは単に面として取り扱った。

1) **森段丘面**…… 南東方森町地域を標式地として、落部および野田生付近の だ お いに分布する。ほぼ20m前後の高度を有する海成段丘で、上限は30mである。なお地質図では30m以下の森段丘として一括したが、これには5～10m前後の一段低い段丘も含まれている。この段丘は、瀬川（1971）による長万部地域の飯生神社段丘（5～20m）および長万部温泉段丘（5m前後）おしやまんべ・鈴木ほか（1967）の第1段丘に相当する。

2) **落部段丘面**…… 次に述べる山越段丘面とともに顕著なものであり、急崖をなして内浦湾に迫っている。落部周辺で上限は70mであるが、山越や浜松付近では上限が40mとなるように、内浦湾に向って緩斜するとともに西方へも低くなっている。この段丘は、矢島ほか（1935）の物岱段丘面・森町付近の森川段丘面（長尾・佐々，1933b）の落部段丘の低い部分および瀬川（1972）の長万部段丘に対応する（第1，2，3図）。

3) **山越段丘面**…… 地域南部にあり海岸線に並行し模式的に発達する。落部および野田生付近では60～120mの高度を有するが、西方浜松および八雲市街南部に向うにしたがって、しだいに高度を減じ、下限は40m・上限は80mと低くなっている。この段丘は多少の高低の差はあるが、きわめて良く保存された海成段丘である。この段丘は、矢島・茶木（1935）の石倉段丘面および鷲の木段丘面、長尾・佐々（1933b）の落部段丘の高位部分に対応する。

4) **野田追面**…… 野田追川とハシノスベツ川との間に標式的に発達する。野田追川西方および境川上流地域では高度120～200mを示すが、山越段丘面と同様に西方に向って低くなり熱田地域では80～180



第1図 落部段丘（落部市街東方から遠望）



第2図 落部段丘と森段丘（落部側から野田追方向を望む．右側の低い段丘は森段丘である．）



第3図 落部段丘および山越段丘（高位）（野田生側からの遠望で岬の突端近くに森段丘が望見される．中央には駒ヶ岳がみえる．）

mとなる．この面も他段丘面と同様に北部内浦湾側に緩傾斜を示しているが、多少起伏に富みいわゆる開析段丘の一つとも考えられる．この面は、長尾・佐々（1933b）の野田追面であり、矢島・茶木（1935）による南隣濁川地域の^{えびや}蛸谷面・姫川面および瀬川（1972）による長万部地域の三の岱面にほぼ対応される．

5) **境川面**…… 本地域でもっとも高いところに存在する面で、野田追面の背後にあって、野田追川とハシノスベツ川間の境川上流および熱田南方などに分布する．野田追面と同様に、多少起伏のみられる

面で、下限は200m・上限は300mの高度を示している。この面は、長尾・佐々（1933b）による茅野面（240m）とさらに高位の300m近い面および矢島・茶木（1935）による茅野面に相当する。

河岸段丘は、野田追川および落部川の流域に分布し、高低2段が認められる。高位の段丘は比高約30mで、下位の段丘はほぼ10m以下の比高を有する。また、遊樂部川および砂蘭部川の下流域には、広大な扇状地が形成されている。砂蘭部川川口から約7km上流の海拔100m以上の地点を頂点として拡がり、扇端は10m前後となり平地と連続し、その境が不鮮明となっているが、扇端の幅はおよそ5kmにも達する。

海岸平野は遊樂部川から山崎にいたる間に発達している。これらは泥炭地・氾濫原および砂丘などから構成されている。また、各河川流域には氾濫による平地が形成されている。

域内の主な河川は、北部から山崎川・遊樂部川・砂蘭部川・ハシノスベツ川・奥津内川・酒屋川・野田追川および落部川などである。このうち、もっとも大きいのは遊樂部川で、遊樂部岳に源を發し、約25kmの流路をもって本地域内で内浦湾に注いでいる。域内ではその最下流部の3kmが存在し、砂蘭部川と合流している。野田追川および落部川は、南隣濁川地域の乙部岳を源として、両者とも約20kmの流路を有する。

域内北部で各河川はほぼ東に流路をとるが、これに対して遊樂部川以南の河川は、ほとんど北東ないし北北東と同一方向に流れ、内浦湾に注いでいるのが特徴的である。

II. 地質概説

北海道渡島半島地域は、いわゆる東北日本内帯のグリンタフ地域の北方延長にあたり、古生代および中生代の堆積岩類および花崗岩類を基盤とし、白亜紀の堆積岩および古第三系を欠いて、新第三系の堆積岩および活発な火山活動に伴う火山岩が広く発達している。

基盤をなす古期堆積岩類は、松前層群・上磯層群、あるいは時代が判然としないものとして先第三紀層などと呼称されている。これらは地向斜性の厚い堆積岩からなり、現在では渡島半島ではいくつかの隆起地塊として存在する。これらの構成員は、主として粘板岩・チャートおよび砂岩である。

新第三系は、これらの地塊をとりまき、あるいは隆起地塊間を埋めるように堆積している。中新世初期においては、福山層にみられるように陸域での火山活動が顕著であるが、中期には大規模な海進があり、これと同時に海域での火山活動が活発になって、いわゆるグリンタフが形成されている。中新世後期には局地的に火山活動の活発なところもあるが、泥質岩を主体にした堆積が行なわれている。さらに鮮新世に入っては、一般に浅海性の堆積物が卓越しており、局所的に火山活動を伴っている。

八雲地域では、これらのうち新第三紀中新世中期から鮮新世にかけての堆積岩および火山岩が発達している。これを覆って第四紀の段丘堆積物および沖積層が分布する。

本地域および周辺地域の層序は第1表のとおりである。

この地域の基盤をなすものは、前述のような古生代ないし中生代の堆積岩類あるいは花崗岩類と思われるが、域内では深所にその存在が予想されるのみで、全く地表には露出していない。しかし周辺地域をみると、南隣濁川図幅地域において、基盤である先第三紀層とした古期堆積岩が乙部岳地域で大きな

第1表 八雲地域地質総括表

時代	層序	岩相	火成活動その他		
第 四 紀	現 世	砂丘 (s)	砂	駒ヶ岳火山活動	
		氾濫原堆積物 (a)	砂・礫および粘土		
		駒ヶ岳火山灰	軽石・火山灰		
		低位泥炭 (Pl) 中間泥炭 (Pm)	泥炭・泥炭質粘土 駒ヶ岳火山灰を混える		
		扇状地堆積物 (f)	砂・礫および粘土		
第 三 紀	更 世	河岸段丘堆積物 ($\begin{matrix} r_2 \\ r_1 \end{matrix}$)	砂・礫および粘土	駒ヶ岳火山活動	
		石倉層 (I)	角閃石安山岩質軽石を主体にした降下火山碎屑物・火山碎屑流堆積物		
	新 世	海成段丘堆積物	森段丘 (Mt)		砂・礫および粘土
			落部段丘 (Ot)		
			山越段丘 (Yt)		
		野田追面 (Nt) 境川面 (St)			
第 二 紀	鮮 新 世	瀬棚層	礫岩部層 (Sg)	貝化石・有孔虫化石 (浅海性)	
			砂岩部層 (Ss)		
			礫岩砂岩部層 (Sc)		
第 一 紀	中 新 世	黒松内層	火山角礫岩部層 (Kv)	安山岩質火山角礫岩・砂岩・凝灰岩	輝石安山岩
			砂岩部層 (Ks)	凝灰質砂岩, 凝灰岩・シルト岩	粗粒玄武岩岩脈
			シルト岩部層 (Km)	シルト岩, 砂岩・凝灰岩を伴う	
	新 世	八雲層	硬質頁岩部層 (Yh)	硬質頁岩・泥岩, 砂岩・礫岩を伴う	
			火山角礫岩部層 (Yv)	玄武岩質～安山岩質火山角礫岩, 凝灰角礫岩・砂岩を伴う	
			訓縫層	火山角礫岩部層 (K)	火山角礫岩・礫岩・緑色凝灰岩, 砂岩・シルト岩を伴う
		凝灰角礫岩部層 (Kb)	凝灰角礫岩, 火山角礫岩・砂岩を伴う		

隆起地塊をなして広く発達し、また、野田追川上流でも局所的に地表で観察される。

新第三系は、下位から中新世の訓縫層・八雲層・黒松内層および鮮新世の瀬棚層とに区分される。

訓縫層は本地域にみられる新第三系の最下部の地層で南西部に分布し、火山碎屑物に富み溶岩を伴っている。この火山碎屑物は、輝石安山岩を主体とする凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山円礫岩からなり、凝灰質砂岩や凝灰岩を挟有する。礫岩は花崗閃緑岩の礫を含んでいる。これらの火山碎屑岩を構成する輝石安山岩岩片は、緑泥石化や炭酸塩化の変質作用を受けている。

八雲層は、いわゆる硬質頁岩で特徴づけられる海成の地層であり、地域西部に広く発達する。本層はおもに硬質頁岩と泥岩の互層からなり、凝灰岩を挟有する。また、八雲地域では、その下部に局地的な火山活動によってもたらされた火山碎屑岩を伴っている。本層は松前半島南部地域において、秦・山口(1969)による桧山層群の木古内層に相当する。

黒松内層は、地域南西部および南東部に分布し、主として凝灰質のシルト岩および凝灰質砂岩からなり、下位の八雲層との関係は整合漸移である。本層の上部には、安山岩質火山碎屑岩が発達している。貝化石および有孔虫化石は、下位の八雲層と同様に少ないが、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) のみが多量に含まれている。本層の下部をしめるシルト岩部層は、松前半島南部地域の館層(秦・山口, 1969)の主部の岩相と酷似している。松前半島地域では、館層の下部に厚沢部層があり、本地域との対比が問題となるが、本地域の黒松内層の下部にはシルト岩および泥岩の互層からなるいわゆる硬軟互層を示している部分もあり、これが厚沢部層に対比される可能性も考えられる。しかし、本地域では区別が困難であり、ここではとりあえずこの岩相を黒松内層に含めている。

岩脈は粗粒玄武岩であり、訓縫層および八雲層を貫いている。

瀬棚層は、本地域では内浦湾沿岸に広く発達する。本層は鮮新世に属する浅海性の砂岩を主体として、下部および上部に礫岩が卓越する。本層は地域東部では黒松内層を、西部では八雲層を不整合に覆っている。中部の砂岩部層には、貝化石および有孔虫化石を多産する層準が認められる。

第四系は、内浦湾沿いに発達する更新世の3段の海成段丘堆積物、南隣濁川地域にある濁川盆地を噴出源として考えられている角閃石安山岩質軽石からなる石倉層と、落部川および野田追川流域の河岸段丘堆積物、現世の扇状地堆積物、中間および低位泥炭、氾濫原堆積物および砂丘からなる。また、地質図には図示していないが、本地域全域にわたって駒ヶ岳火山灰が分布する。

本地域の地質構造については、訓縫層が酒屋川上流に背斜構造の軸部に存在し、両側に八雲層が堆積している。八雲層も背斜および向斜の構造支配を受けているが、全体的にはドーム的な形態となっている。これに対し瀬棚層は北に開いたベーズンの形をとり対照的である。

III. 新第三系

北海道渡島半島地域の新第三系については、長尾・佐々(1933a・b, 1934a・b)によって標準層序がたてられている。本地域周辺はその模式地の1つとなっている。また、ほぼ同時期に矢島・茶木(1935・1936)によって、八雲地域を含む周辺地域の鉱物資源を対象とした広域的な地質調査が行なわれている。その後も、層位・古生物および鉱床などの研究が進められ、各分野からの報告が発表されている。

第2表 八雲周辺地域新第三系対比表

時代	八雲-上八雲地域 長尾・佐々(1933-b)	八雲-瀬棚地域 矢島・茶木(1935)	八雲町地域 小山内ほか(1974)	濁川 凶 幅 松下ほか(1973)	森 町 地 域 土 居 (1960)	八 雲 凶 幅 石 田 (1977)
鮮 新 世 — 中 新 世	瀬棚統 夏路介砂層 大関含凝灰岩砂層	瀬棚統 丹羽泥層 今金砂層 鉛川砂岩層	横山安山岩 ベンケ岳安山岩 瀬棚層 礫岩部層 砂岩部層	瀬 棚 層		瀬棚層 礫岩部層 砂岩部層 礫岩砂岩部層
	黒松内統 サックルベツ泥岩層 トワルベツ砂岩礫層	鳥崎層群 黒松内統 オチャラッベ凝灰岩 砂岩層 サックルベツ泥岩層 トワルベツ砂質頁岩層	黒松内層 礫岩シルト岩凝灰岩部層 火山角礫岩部層 シルト岩砂岩部層	黒松内層 火山角礫岩部層 凝灰角礫岩部層 砂岩部層	黒松内層 狗神岳集塊岩層 鳥崎川凝灰岩層	黒松内層 火山角礫岩部層 砂岩部層 シルト岩部層
	八雲統 トワルベツ厚板状頁岩層 ユーラップ薄板状頁岩層	八雲統 トワルベツ厚板状頁岩層 ユーラップ薄板状頁岩層	八雲層 硬質頁岩部層 火山角礫岩部層	八 雲 層	八雲層 小股沢プロピライト溶岩 上二股沢凝灰岩層 桂川頁岩層	八雲層 硬質頁岩部層 火山角礫岩部層
	訓 縫 統	訓縫統 緑色凝灰岩層ならびに 集塊岩・緑色安山岩累層	訓縫層 砂岩礫岩 凝灰岩部層 黒色頁岩部層 礫 岩 層	訓 縫 層 緑色凝灰岩部層	訓縫層 蛭谷砂岩層	訓縫層 火山角礫岩部層 凝灰角礫岩部層
			福 山 層			
		古生層および変成岩	先 第 三 紀 層			

本地域の新第三系は、下位から訓縫層・八雲層・黒松内層および瀬棚層であり、いずれもいくつかの部層に分けられる。

本地域の層序は第1表に、周辺地域の対比については、第2表に示すとおりである。

III. 1 訓 縫 層

模式地・命名者 訓縫層は、北隣国縫^{くんぬい}図幅地域にある長万部町国縫を模式地としている。最初は、長尾・佐々（1933a・b, 1934a・b）によって訓縫統として命名された地層であり、その後大塚（1934）によって訓縫層と命名されている。

分布 本地域南部酒屋川上流から野田追川にかけて分布する。

層序 訓縫層は、模式地の国縫・瀬棚地域をはじめ松前半島などに広く分布し、下位の福山層および吉岡層を不整合に覆うか、または基盤である松前層群を直接不整合で覆っている。しかし、八雲地域においては本層が最下部を占め、基底層が露出しないために下位層との関係は見られない。本層の西側は断層によって上位の八雲層の硬質頁岩部層と接する。

岩相・層厚 本層はおもに玄武岩質安山岩の火山角礫岩および凝灰角礫岩を主体として、安山岩溶岩・砂岩・礫岩および緑色凝灰岩を伴っている。泥質岩はほとんど見られず、わずかに酒屋川の支流において薄層が認められるだけである。

八雲地域においては、訓縫層を下位から凝灰角礫岩部層と火山角礫岩部層とに2分した。しかし、両者の境界は明瞭なものでなく、構成する岩石の量比によって分けたものである。

本層は基底が不明であるために、全層厚は判らないが、この地域での層厚はおよそ600m程度と推定される。

化石 この地域において化石は見出だされなかったが、南隣濁川図幅地域では、野田追川上流で *Chlamys* sp., *Dosinia* sp. などの貝化石を産している。

凝灰角礫岩部層 (Kb)

本部層は酒屋川上流で、訓縫層の下部を占め背斜の軸部にわずかに分布するにすぎない。本部層は、凝灰角礫岩を主体として火山角礫岩をわずかに伴っている。

凝灰角礫岩は、暗灰～黒色の外観を呈する輝石安山岩からなる直径2～30cmの角～亜角礫によって占められ、黄～灰色を呈する中～粗粒の凝灰岩によって膠結されている。

火山角礫岩は暗灰色を呈する輝石安山岩の角～亜角礫からなり、基質は中～粗粒の凝灰岩ないし凝灰質砂岩である。

本部層の層厚は、地表で見られる範囲では約60mである。

火山角礫岩部層 (K)

本部層は下位の凝灰角礫岩部層と同様に、酒屋川上流から野田追川にかけて分布する。本部層は八雲地域に分布する訓縫層の主部を占めており、火山角礫岩を主体として、凝灰角礫岩・安山岩溶岩・砂岩

・礫岩および凝灰岩などを伴っている。

火山角礫岩は、暗灰～暗緑灰色の輝石安山岩の角～亜角礫を主体とし、中～粗粒の凝灰質砂岩ないし凝灰岩によって膠結されている。安山岩岩片は全般的に変質を受けており、鏡下で有色鉱物が方解石や緑泥石その他の鉱物に置換されている。

凝灰角礫岩は、暗灰～黒色を呈し径1～10cmの角～亜角の安山岩礫からなり、基質は灰～灰黄色の凝灰岩である。

安山岩溶岩は従来プロピライトとされていたもので、大きな岩体をなすものから他の岩石に挟まれる薄いものまで存在する。一般に暗灰～暗緑灰色を呈し、変質を受けている。鏡下で有色鉱物は緑泥石あるいは方解石などに置換され、長石は汚濁しているものが多い。

砂岩は黒～暗緑～赤褐色と種々雑多な色調を呈する。中～粗粒のものが多く一般に凝灰質であって、火山角礫岩などと互層している。

礫岩は暗灰色を呈し、おもに亜角～亜円礫の安山岩礫からなるが、径5～30cmの花崗閃緑岩の亜円礫を多数混えている。このほかに粘板岩や砂岩の小礫も含まれている。

凝灰岩は淡緑～緑色を呈し岩質は安山岩質である。

層厚は約550m前後と推定される。

III. 2 八 雲 層

模式地・命名者 八雲層は、西隣遊楽部岳図幅地域の上八雲付近遊楽部川流域を模式地としている。

長尾・佐々 (1933a) によって八雲統と命名された地層である。

分布 本層は地域南部のボン奥津内川・奥津内川・酒屋川・境川および野田追川流域に分布する。

層序 八雲層は一般的にいわゆる硬質頁岩をもって代表される地層であるが、本地域では酒屋川や奥津内川にみられるように、下部に局所的な火山活動によってもたらされたと思われる火山角礫岩が発達する。下位の訓縫層との関係は、ほぼ整合的である。

岩相・層厚 前記酒屋川および奥津内川流域にみられる火山角礫岩の卓越する地域を除いては、全般的に硬質頁岩とシルト岩との互層を主体とする地層であり、泥岩・砂岩・凝灰岩および礫岩の薄層を伴っている。

八雲地域において、八雲層は下位から火山角礫岩部層および硬質頁岩部層とに2分される。

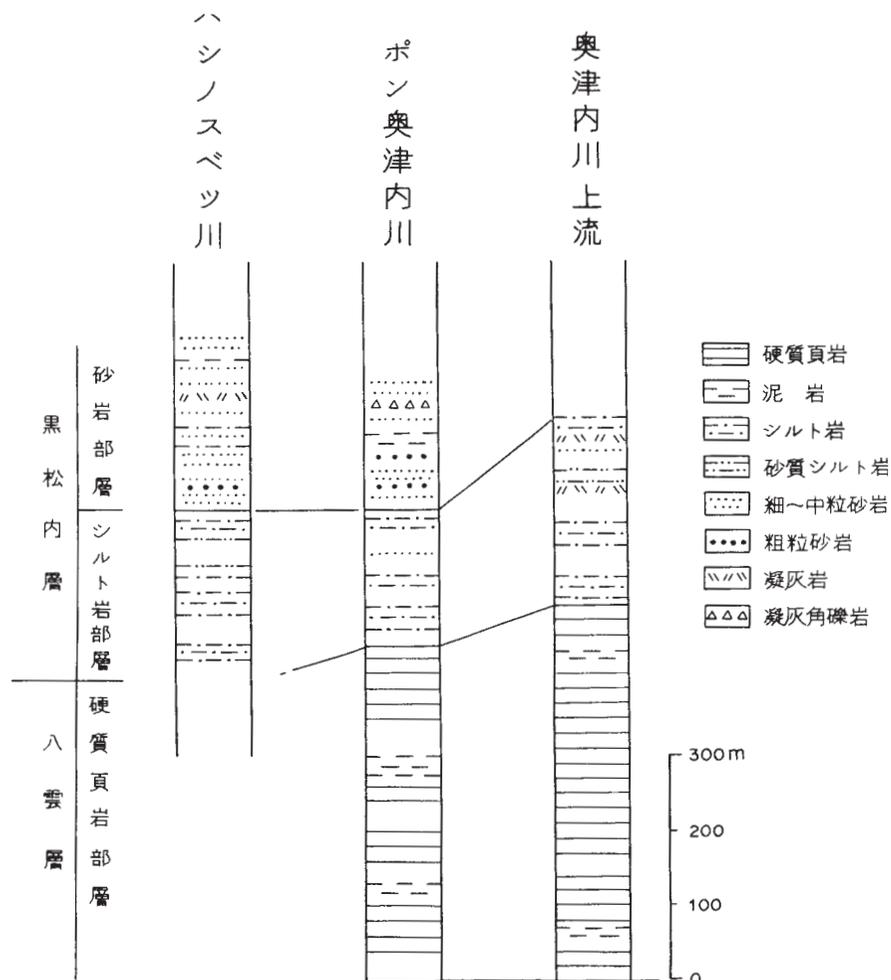
層厚は火山角礫岩部層の厚さが不正確であるが約800m程度である。

化石 硬質頁岩部層の泥質相中には、*Cyclammina japonica* ASANO, *C. cancellata* BRADY, *Haplophragmoides* spp., *Spirosigmoinella compressa* MATSUNAGA, *Martinottiella commiunis* (d'ORBIGNY) などの有孔虫化石が含まれる。

貝化石は見出だされなかったが、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に含まれている。

火山角礫岩部層 (Yv)

地域中央部の浜松から山越にかけての地域（奥津内川および酒屋川の下流部）に露出している。本部



第4図 八雲・黒松内層柱状図

層は火山角礫岩を主体とし、凝灰角礫岩・安山岩溶岩および凝灰質砂岩を伴う。

火山角礫岩は暗灰色を呈し、玄武岩質の輝石安山岩の角～亜角礫からなり、基質は中～粗粒の凝灰質砂である。礫径は種々雑多であり、2cmから1mを超えるものまで認められる。この火山角礫岩は変質を受け、青灰～暗緑色を呈する粘土となり、しばしば黄鉄鉱が鉱染している部分もみられる。

凝灰角礫岩は、黒～暗灰～暗緑色の外観を呈する径2～10cmの角礫が細粒の火山岩岩片や凝灰質砂によって固結している。

安山岩溶岩は厚さ15mを超えるものもみられるが、一般的には厚さ10m以下で頻繁に火山角礫岩相に挟在している。この溶岩は、帯緑暗灰色を呈する輝石安山岩であり、斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなる。斜長石は長さ0.3～1.5mmの柱状で双晶をなしているが、虫喰い状に炭酸塩化や緑泥石化しているものも多い。紫蘇輝石および普通輝石は、いずれも径0.3～0.5mmで緑泥石化あるいは炭酸塩化作用を受けているのが観察される。石基はピロタクシティックないしインターサークル組織を示



第5図 八雲層火山角礫岩部層（奥津内川）

し、斜長石・ガラスおよび鉄鉱からなる。この溶岩は、風化すると黄褐色となり、一見砂岩状の外観を呈する。

凝灰質砂岩は暗灰～黄灰色を呈し、細～粗粒である。上記火山角礫岩相の中にわずかに挟まれるにすぎない。

硬質頁岩部層（Yh）

本部層はポン奥津内川・奥津内川地域で顕著な発達を示し、また、境川上流域および野田追川にかけても分布する。本部層は全般的に硬質頁岩とシルト岩の互層を主体とする地層であり、泥岩および凝灰岩を伴う。この部層中には、球状ないし扁平な形状の石灰～苦灰質の団球が数多く含まれる。

硬質頁岩は、一般に暗灰～灰色を呈し堅硬で珪質なものから泥質のものまであり、風化して褐灰～赤褐色を呈する尖鋭な破面をもつ岩片となって崩壊する。一般に厚さ5～20cmの硬質頁岩と厚さ1～2cm内外の軟質のシルト岩との細互層を形成し、河床で櫛歯状の美事な外観を呈する。また、層理の不鮮明な塊状の硬質頁岩もあり、これは風化すると大塊となって崩壊する。

泥岩¹⁾は暗灰～黒色を呈し、層理を有するものと塊状無層理のものがある。泥岩にはやや硬質なものと同質なものがあり、しばしば互層している。この互層は一般に厚さ5～30cm内外でやや硬質な暗灰～灰色の泥岩と、厚さ1～5cm内外の暗灰色軟質泥岩とで構成されている。泥岩は風化すると表面が赤褐～黄褐色の小碎片となって崩壊する。

凝灰岩は淡青～青灰色を呈し、主として細～中粒サイズのもが多く、岩質は流紋岩質である。一般に厚さは5m未満であるが、わらび野地域では厚さが20mを超える部分が存在する。

ポン奥津内川地域では、厚さ10～15cmの硬質頁岩と厚さ0.5～1cmのシルト岩からなる薄板状互層

1) 泥岩は一般的に粘土岩とシルト岩を総称する用語となっているが、多少の混乱もあり、ここでは説明の便宜上硬質頁岩とシルト岩の中間の粒度のものに対して、この用語を使用している。

が顕著である。また、本層中に少量であるが、厚さ10～50cmの粗粒砂岩の薄層を挟む部分がある。

奥津内川地域では、硬質頁岩の互層中に連続性に乏しいが、厚さ約2mの暗灰色中礫岩および厚さ6mの細粒砂岩が挟まれている。

野田追川周辺では、本層中に塊状で厚さ120cmの暗灰色凝灰岩が挟在する。

この硬質頁岩部層中には、全層を通じて*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に含まれる。

本層の層厚は約550mである。



第6図 八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩（奥津内川上流）



第7図 八雲層硬質頁岩部層中の礫岩と砂岩（奥津内川）



第8図 八雲層硬質頁岩部層で硬質頁岩と泥岩が互層するが、本図は泥岩の卓越する部分である（奥津内川）。

Ⅲ. 3 岩 脈

八雲地域でみられる岩脈は粗粒玄武岩である。

域内南部の桜野付近では訓縫層を，わらび野および酒屋川などでは八雲層をそれぞれ貫いて粗粒玄武岩が発達している。

この粗粒玄武岩は，暗緑色を呈し堅硬である。鏡下では斑晶として斜長石および普通輝石が見られ斑状構造を示している。斑晶は多少緑泥石化および炭酸塩化を受けている。石基は細粒の斜長石・緑泥石および不透明鉱物である。

Ⅲ. 4 黒松内層

模式地・命名者 寿都郡黒松内町東方朱太川の下流を模式地として長尾・佐々（1933a）によって黒松内統と命名された地層である。

分布 本地域では，その西部ハシノスベツ川から奥津内川上流にかけての地域および域内東南部望路地域に分布する。

層序 本層は岩相によって，下位からシルト岩部層・砂岩部層および火山角礫岩部層と3分される。

本層と下位の八雲層との関係は，整合漸移である。八雲層との漸移部における境界は，硬質頁岩がきわめて少なくなり，相対的にシルト岩が卓越し大きく岩相が遷移するところをもって設定している。

岩相・層厚 本層は下位から，シルト岩を主体とする泥質相にはじまり，ついで軽石粒を多く含む凝灰質砂岩が卓越し，上部は安山岩を主体とする火山角礫岩が発達している。

層厚は約700mである。

化石 本層中には*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が泥質相および砂質相の中に普遍的に産出する。しかし、貝化石および有孔虫化石の産出はきわめて少ない。

シルト岩部層 (Km)

本部層は地域西部ハシノスベツ川から奥津内川上流にかけて分布するほか、域内南東部の望路地域にもわずかに露出する。本部層は下位の八雲層から整合漸移する。八雲層とは、硬質頁岩が少なくなり暗灰～灰色の砂質シルト岩の卓越する部分をもって境界としている。主として暗緑灰～緑灰色を呈する塊状のシルト岩からなり、白～黄灰色の凝灰岩の薄層を伴っている。

シルト岩は一般に塊状であるが固結度が弱く、凝灰質である。一見均質の外観を呈するが、内部で粒度は泥質から砂質のものまで変化している。風化すると灰白～黄褐色の小岩片となって崩壊する。このシルト岩にはしばしば白色細粒の軽石を混える部分がある。

ハシノスベツ川では、塊状のシルト岩が卓越しており、厚さ1mの灰色凝灰岩を挟んでいる。

層厚は約250mである。

砂岩部層 (Ks)

地域南西部ハシノスベツ川から常丹山西方にかけて分布する。この部層と下位のシルト岩部層との関係は整合である。主として暗緑灰～緑灰色を呈する軽石粒に富む細～中粒の砂岩からなり、白～灰白色の凝灰岩および比較的堅硬な暗灰色砂質シルト岩を伴っている。中部には厚さ20cm前後の凝灰岩が頻繁に挟在し、厚さ10～30cmの細～中粒砂岩および厚さ10～20cmの砂質シルト岩と互層している。

層厚は250mである。

火山角礫岩部層 (Kv)

分布 本部層は、地域南西部および南東部望路地域に分布する。

岩相・層厚 本部層は火山角礫岩・凝灰質砂岩・凝灰岩・凝灰角礫岩などで構成され、岩相変化が著しい。

火山角礫岩を構成する礫としては、径5～30cmの普通輝石紫蘇輝石安山岩・角閃石安山岩など安山岩の礫が卓越し、細～中粒砂サイズの凝灰岩で膠結されている。しかし、また、粘板岩やチャートなどの小円礫が含まれることもある。

凝灰質砂岩は暗灰～灰色を呈し、細～粗粒まであり、非常に凝灰質であり厚さ10～30cmの薄層が、火山角礫岩および凝灰角礫岩の間に挟在される。一般的に不規則な形態で挟まれることが多い。

凝灰角礫岩は暗灰色を呈し、径2～10cmの輝石安山岩の角礫が凝灰質砂によって膠結されている。

凝灰岩は暗灰～灰色を呈し、厚さは30cm未満であり、凝灰質砂岩と同様に不規則な形で火山角礫岩に挟まれる。

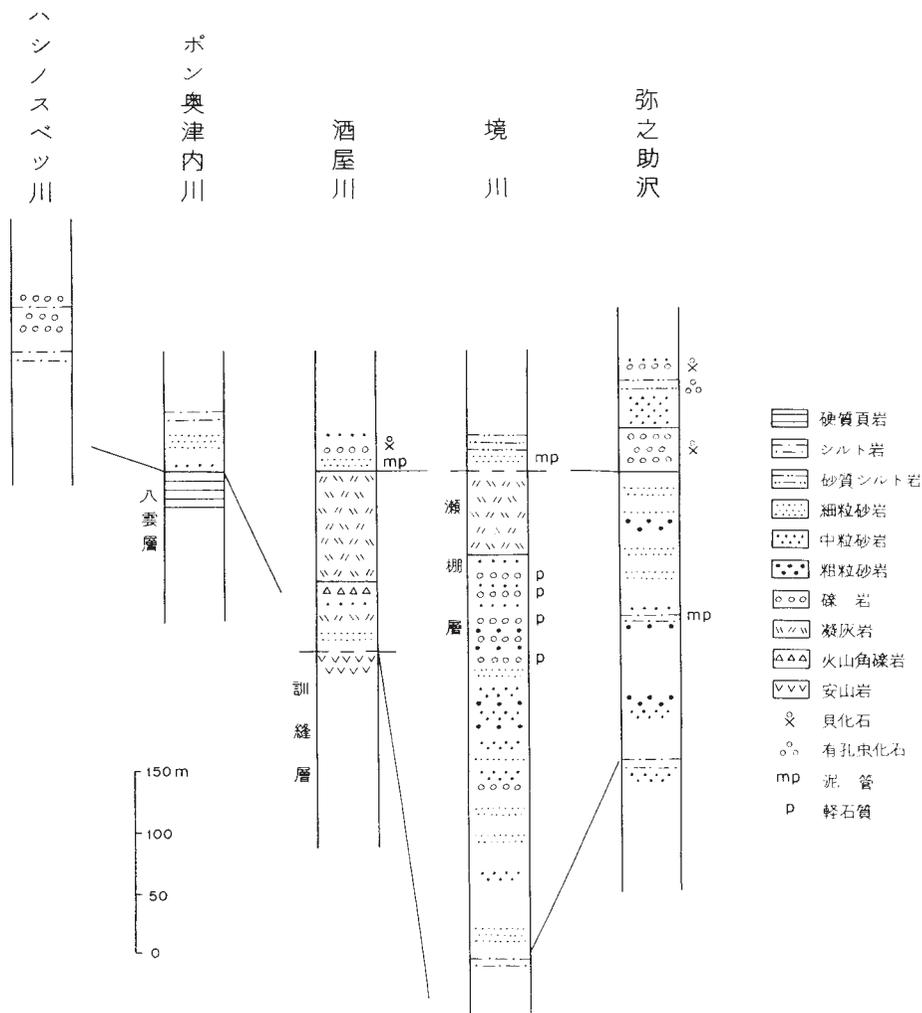
層厚は域内の分布が限られているために判然としないが、200m以上と考えられる。

III. 5 瀬 棚 層

模式地・命名者 北西隣今金図幅地域内の瀬棚郡今金町メツ川流域を模式地として、長尾・佐々(1933b)によって瀬棚統と命名された地層である。

分布 八雲町市街南方から野田生・落部にかけての地域および地域北部花浦から山崎にかけての地域で、内浦湾の海岸線に沿った丘陵地に広く発達する。

層序 瀬棚層は渡島半島中央部に広く分布し、従来から下位層とは不整合関係にあるとされていた。しかし、西隣遊楽部岳図幅内で、池谷ほか(1968)は黒松内層と瀬棚層との関係について研究を行ない、周辺部では不整合であるが、堆積の中心部では両層が整合関係にあることを指摘している。



第9図 瀬棚層柱状図

八雲地域では下位層と不整合関係であり，落部・望路地域では黒松内層を，わらび野および浜松地域では八雲層の硬質頁岩部層を覆っている。

本層は構成する岩相によって，下位から礫岩砂岩部層・砂岩部層および礫岩部層とに3分される。

岩相・層厚 本層は一般に砂岩および礫岩が卓越し，シルト岩および凝灰岩を伴っている。一般に固結度の弱い粗粒砂岩と礫岩あるいはシルト岩との互層をなすことが多い。砂岩部には斜層理が発達している。また，砂鉄の濃集部分の存在や貝化石および有孔虫化石などが多産することも本層の特徴である。

本層の層厚は約600mである。

化石 本層中には貝化石・有孔虫化石および珪藻化石などを多産する層準が存在する。化石の内容から，本層は浅海性の堆積物であることが明らかである。

本層産の貝化石および有孔虫化石は第3・4表のとおりである。

礫岩砂岩部層 (Sc)

本部層は地域南東部わらび野周辺地域に分布し，礫岩と砂岩の互層で構成されている。

第3表 八雲地域瀬棚層砂岩部層に産する貝化石

弥之助沢	<i>Pecten yessoensis</i> vap.
1. <i>Limopsis tokayensis</i> YOKOYAMA	<i>Swiftopecten swifti</i> (BERNARDI)
<i>Nucella freycineti</i> (DESHAYES)	
2. <i>Callista brevisiphonata</i> (CARPENTER)	<i>Balanus</i> sp.
<i>Chlamys cosibensis cosibensis</i> (YOKOYAMA)	4. <i>Chlamys daishakaensis</i> MASUDA & SAWADA
<i>C. daishakaensis</i> MASUDA & SAWADA	<i>C. foeda</i> (YOKOYAMA)
<i>Cyclocardia paucicostata</i> (KRAUSE)	<i>C. islandicus</i> (MÜLLER)
<i>Fusitriton oregonensis</i> (REDFIELD)	<i>Crenomytilus grayanus</i> (DUNKER)
<i>Glycymeris yessoensis</i> (SOWERBY)	酒屋川下流
<i>Homalopoma amusatatum</i> (GOULD)	5. <i>Astarte</i> sp.
<i>Limopsis tokayensis</i> YOKOYAMA	<i>Chlamys daishakaensis</i> MASUDA & SAWADA
<i>Miodontiscus prolongata nakamurai</i> (YOKOYAMA)	<i>Conchocere</i> sp.
<i>Monia macroschisma</i> DESHAYES	<i>Cryptonatica</i> sp.
<i>Mytilus</i> sp.	<i>Glycymeris</i> sp.
<i>Papyridea kurodai</i> HATAI & NISHIYAMA	<i>Limopsis</i> sp.
<i>Swiftopecten swifti</i> (BERNARDI)	<i>Macoma</i> sp.
<i>Tridonta alaskensis</i> DALL	<i>Monia macroschisma</i> DESHAYES
<i>T. borealis</i> SCHUMACHER	<i>Nucella</i> sp.
<i>Turritella fortitrata habeii</i> KOTAKA	<i>Nuculana</i> sp.
3. <i>Buccinum</i> sp.	<i>Propebela</i> sp.
<i>Callista brevisiphonata</i> (CARPENTER)	<i>Puncturella</i> sp.
<i>Glycymeris</i> sp.	<i>Rectiplanes</i> sp.
<i>Modiolus modiolus</i> var.	<i>Spisula</i> sp.
<i>Monia macroschisma</i> DESHAYES	<i>Turritella</i> sp.
<i>Mytilus</i> sp.	

第4表 八雲地域瀬棚層産の有孔虫化石表(弥之助沢下流)

<i>Textularia</i> sp.....	R
<i>Quinqueloculina akneriana</i> d'ORBIGNY	R
<i>Q. vulgaris</i> d'ORBIGNY	C
<i>Q.</i> sp.	F
<i>Pyrgo vespertilio</i> (SCHLUMBERGER)	R
<i>P.</i> sp.	F
<i>Sigmomorphina nagaai</i> ASANO	R
<i>Lagena acuticosta</i> REUSS	R
<i>L.</i> sp.	R
<i>Lenticulina</i> sp.	R
<i>Planularia</i> sp.	R
<i>Globulina gibba</i> d'ORBIGNY	R
<i>Guttulina orientalis</i> CUSHMAN & OZAWA	R
<i>G. yabei</i> CUSHMAN & OZAWA	R
<i>G.</i> sp.	R
<i>Fissulina marginata</i> (MONTAGU)	F
<i>F. orbignyana</i> (SEGUENZA)	R
<i>F.</i> sp.	F
<i>Bolivina robusta</i> BRADY	R
<i>Uvigerina</i> sp.	R
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA & MARUHASI	R
<i>Elphidium echigoense</i> HUSEZIMA & MARUHASI	R
<i>E. fax barbarensense</i> NICOL.....	F
<i>Eponides</i> sp.	R
<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER & JACOB)	A
<i>C. refulgens</i> (MONTFORT)	C
<i>Loxostomum bradyi</i> (ASANO).....	F
<i>Cassidulina japonica</i> ASANO & NAKAMURA	F
<i>C. yabei</i> ASANO	F
<i>C.</i> sp.	F
<i>Nonion</i> sp.	R
<i>Astrononion</i> sp.	R
A: abundant	
C: common	
F: few	
R: rare	

礫岩は青灰色あるいは褐灰色など種々の色調を呈する。礫岩を構成する礫は普通輝石安山岩、角閃石安山岩などの安山岩類・硬質頁岩の亜角礫・シルト岩および古期岩の礫など多様な礫種が認められる。礫径も変化が激しく径50cm以上のものも多く、また、円磨度も角礫から円礫まで種々雑多である。このことは、瀬棚層が各時代の種々の地層と接することに起因すると思われる。

砂岩は黄～黄褐色を呈し粗鬆である。砂岩の粒度は中～粗粒で、しばしば白色の軽石粒石粒を含み礫岩と互層する。本部層中には貝化石が散点的に含まれる。

この部層の層厚は約120mである。

砂岩部層 (Ss)

分布 内浦湾の海岸線に沿った丘陵地に広く分布する。

岩質・層厚 砂岩部層は砂岩を主体としてシルト岩および礫岩を伴っている。また、酒屋川と境川の下流部に凝灰岩が卓越している部分が認められる（第10図および第11図）。

砂岩は黄～黄褐色を呈し、細～粗粒まであり非常に粗鬆であって白色の軽石粒を多く含む部分がある（第12図および第13図）。全体的に黒雲母粒を多く含み、肉眼でも顕著に観察される。また、厚さ150～200cmの単層中に泥管が密集する部分、厚さ3～5cmの褐鉄鉱の濃集した堅硬な部分および厚さ0.5



第10図 瀬棚層砂岩部層中の軽石凝灰岩（境川下流）



第11図 瀬棚層砂岩部層中の軽石凝灰岩（酒屋川下流）



第12図 瀬棚層砂岩部層（遠景）（落部西方落部川左岸側）



第13図 瀬棚層砂岩部層の成層状態（落部川左岸側で第12図と同じ崖である）

～3cmの砂鉄層が存在する。また、砂岩中に木片や炭質物が含まれている。落部川川口左岸の崖で観察されるように、粒度の異なる砂岩の10～30cmの互層あるいは厚さ30～40cmの砂岩とシルト岩の互層がみられる。この砂岩中には斜層理が顕著である。

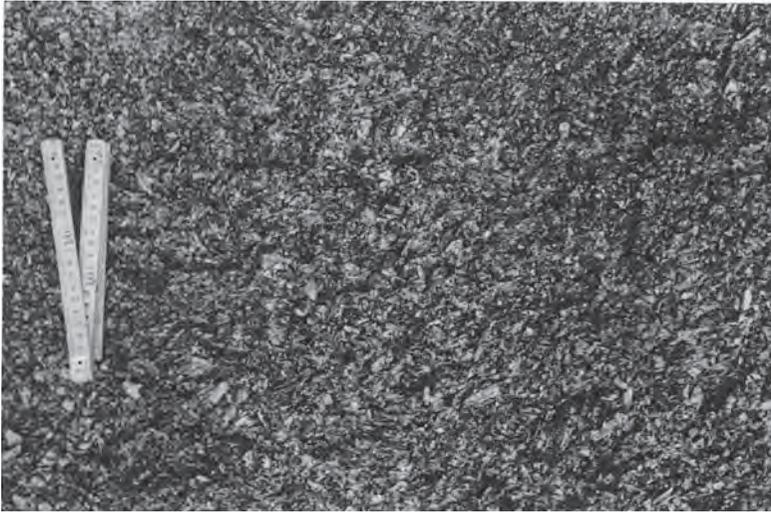
シルト岩は青灰色を呈し、塊状で風化すると黄灰色となり、大きな塊りとなって崩壊する。このシルト岩中には、しばしば径2～3cmの粘板岩・安山岩および硬質頁岩などの円礫が含まれる。

礫岩は暗灰色を呈し、径1～10cmの垂円～円礫からなり、粘板岩・シルト岩・砂岩および安山岩礫など種々雑多の礫が含まれており、細～中粒の砂によって膠結されている。また、弥之助沢では軽石が

多く含まれている。

本部層の下部は凝灰質の細～中粒砂岩からなり、礫岩およびシルト岩が非常に少量である。中部は弥之助沢で観察されるように、礫岩が頻りに挟まれ貝化石が多産し、厚さ3mもの*Balanus*の密集帯が存在する。上部は野田追一落部海岸で見られるように砂岩とシルト岩の互層からなり、砂岩中には斜層理が顕著である（第14図、第15図および第16図）。

この部層の層厚は約400mである。



第14図 瀬棚層砂岩部層中に含まれるフジツボが密集する化石帯（弥之助沢中流）



第15図 瀬棚層砂岩部層中の貝化石を多産する礫岩



第16図 瀬棚層砂岩部層の斜層理を有する砂岩（野田追～落部間の海岸線に露出する．上位に落部段丘堆積物がみられる．）



第17図 瀬棚層礫岩部層の礫岩（ハシノスベツ川下流）

礫岩部層 (Sg)

分布 域内西部ハシノスベツ川下流に分布する．

岩相・層厚 礫岩部層は礫岩を主体として砂岩を伴っている（第17図）．

礫岩は非常に淘汰が悪く，凝灰質の中粒砂で膠結されている．礫径は3～20cmのものまであり，歪円～円の円磨度を示し，礫種は輝石安山岩・角閃石安山岩・粘板岩などのほか硬質頁岩および泥岩などの小礫も混えている．

本部層の層厚は約100m前後と思われる。

IV. 第四系

本地域に分布する第四系は、海成段丘堆積物・石倉層・河岸段丘堆積物・扇状地堆積物・泥炭・駒ヶ岳火山灰・氾濫原堆積物および砂丘からなる。

IV. 1 海成段丘堆積物

海成段丘堆積物は、内浦湾の海岸に沿って顕著に発達する海成段丘を構成するものである。地形の項で述べたように、本地域では5段の面がみられる。森段丘・落部段丘および山越段丘は堆積物が認められるが、さらに高位の野田追面および境川面には、堆積物がほとんど見られなく、地質図には段丘面として示したが断面図には示していない。

山越段丘 (Yt)

この面は海成段丘としての堆積物が明瞭に存在する最高位のものである。地域南部で野田追面の前面にあつて海岸線に並行してNWW-SEE方向に細長く発達しており、海拔40～120mを示している。

段丘堆積物は、円～亜円礫で円磨度のよい礫層・含礫砂層・シルト層および粘土層からなる。礫径は種々認められるが5cm前後のものが多く、粘板岩・チャートおよび安山岩の礫などが多く含まれる。

落部段丘 (Ot)

この段丘は海拔20～70mの高度を示し、内浦湾に面して急崖を作り、域内で高位の山越段丘とともに見事に発達している。北方の内浦湾に向つて緩く傾斜するとともに、東方に向つても少しずつ高度を減じている。

段丘堆積物は比較的厚く、厚いところで5m内外で、薄いところでも1m以上ある。この堆積物は円磨度のよい礫層・砂層・シルト層および粘土層によって構成されており、浜松地域では粘土層のなかに、連続性に乏しいが厚さ5～20cmの泥炭層がみられる。

森段丘 (Mt)

この段丘は海拔30m以下の高度を示し、域内でもっとも新しい段丘である。落部川および野田迫川河口付近に小規模な発達がみられる。

段丘堆積物は、前述の各段丘と同様に礫・含礫砂層・砂層および粘土層からなり、厚さは約1m内外である。



第18図 落部段丘堆積物（落部・野田追間の海岸で泥炭が入る．最上部は駒ヶ岳火山灰で覆われている．）

IV. 2 石 倉 層

模式地・命名者 域内東部の石倉から南東方濁川盆地周辺を模式地として，長尾・佐々（1933 b）によって石倉層群と命名され，土居（1960）によって石倉層と呼称された．

分布 地域東部石倉地域で本層の西縁部がわずかに分布する．

層序 本層の噴出源は，南隣濁川図幅地域の濁川盆地と考えられている．この盆地は長尾・佐々（1933～1934）・土居（1960）によって，断層運動によって形成されたものとされてきたが，佐藤（1968）は石倉層を検討した結果からクラカトア型カルデラとしている．

本層の生成の時期については，長尾・佐々（1933 b）は240～300mの段丘面（本地域の境川面に相当する）に対比し，更新世の古い時期と推定している．

本地域において，石倉層が落部段丘（海拔20～70m）を明らかに覆っているのが落部一石倉間で観察される．森段丘との関係については，域内では接していないので不明である．また，濁川図幅（松下ほか，1973）によれば，石倉層が海拔20mおよび40m段丘を覆っている．本層の時年について佐藤（1969）



第19図 石倉層（函館本線石倉駅南方）

は本層の火山砕屑流堆積物から産した炭化木片について $12,900 \pm 270$ 年B.P.（Gak-1605）の値を報告しているため、更新世末期と考えられる。

岩相・層厚 本層は降下火山砕屑物および火山砕屑流堆積物からなる。標式地である濁川盆地西方では、主に安山岩の角礫で構成され、礫間を暗灰色の火山灰が充填している。海岸地域では暗灰～灰色の典型的な軽石流堆積物となり、岩片も小さくなっている。

岩質はほとんど角閃石安山岩質である。

層厚は、本層の北縁であるため不明であるが、地域内では少なくとも7m以上である。

IV. 3 河岸段丘堆積物

野田追川および落部川流域には、平坦地あるいは緩斜地を形成して、上下2段の河岸段丘の小規模な発達が見られる。

堆積物は礫および含礫砂を主体として、多少粘土も含まれている。厚さは1～2m前後である。

IV. 4 扇状地堆積物

地域西部ハシノスベツ川以西では，砂蘭部川下流域に広大な扇状地が形成されている．砂蘭部川の河床から3～5mの比高を有しており，一部では段丘状の形態をとる部分もある．

堆積物は礫・砂および粘土であるが，域内では礫に比較して砂および粘土の量比が多い．

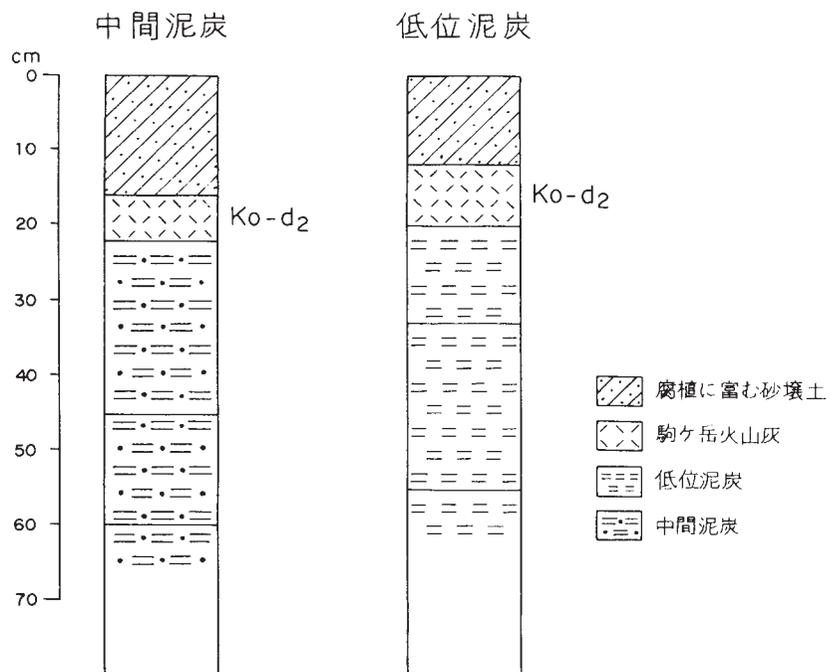
IV. 5 泥 炭

地域北西部の花浦・山崎を包含する海岸平野には，標高5～10mの低湿地があり，低位泥炭あるいは中間泥炭が分布する．いずれにおいても地表面は，厚さ15～20cmの駒ヶ岳火山灰 d_2 層および表土に覆われている．八雲地域を含めて渡島支庁管内に分布する泥炭に関しては，瀬尾ほか（1970）によって報告されている．

中間泥炭

この泥炭は，ヌマガヤ（ヨシ・ツルコケモモ・ヤチヤナギ等を含む）が優勢であることから中間泥炭とされ，低位泥炭と分けられている（第20図）．

本地域の中間泥炭は瀬尾ほか（1970）によると，地表から泥炭までの20cmは腐植に富んだ表土と駒



第20図 花浦地域における中間泥炭および低位泥炭分布地柱状図

ケ岳火山灰 d_2 、22cmから45cmまでは分解のやや悪いヨシ・ヌマガヤにヤチヤナギ・ミズゴケを混える暗赤褐色の泥炭、45cm～60cmまでは分解のやや良いヨシ・マスガヤを混える暗黄色泥炭、60cm以下は分解不良のヌマガヤにミズゴケ・ツルコケモモを混え、駒ヶ岳火山灰Ko-eの薄層をはさむ鈍黄色泥炭となっている。

低位泥炭

この泥炭は、ハンノキ・ヨシ泥炭とされている。

低位泥炭は地表から20cm以下で上位は、中間泥炭と同様に駒ヶ岳火山灰 d_2 と表土である。20cmから33cmまでは分解の良い暗褐色ヨシ泥炭、33cmから55cmまでは分解の良いヨシにハンノキを混え、駒ヶ岳火山灰Ko-e挟む黒褐色泥炭、55cm以下は分解の悪いハンノキ・ヨシを混える鈍黄色泥炭である。

IV. 6 駒ヶ岳火山灰

駒ヶ岳は八雲市街の南東方直距にして40kmに位置し、現在まで幾多の噴火を繰り返している。駒ヶ岳の噴火に関する最初の記録は1640年（寛永17年）であるが、さらに古い時期の火山灰が存在することから、これ以前にも数多くの噴火が行なわれたものと推定されている。

駒ヶ岳の噴出物は、溶岩・軽石流堆積物・火山砕屑流堆積物および降下軽石などであり、広範な地域にわたって分布している。

本地域において分布するのは、これらの噴出物のうち、降下軽石および火山灰であり、いずれも輝石安山岩質である。駒ヶ岳火山灰は、八雲地域のほぼ全域を覆っているため、地質図上には示さなかった。

駒ヶ岳火山灰については、佐々木ほか（1970）による詳細な報告がある。

駒ヶ岳火山灰の分布および細分は、第21図および第5表のとおりである。

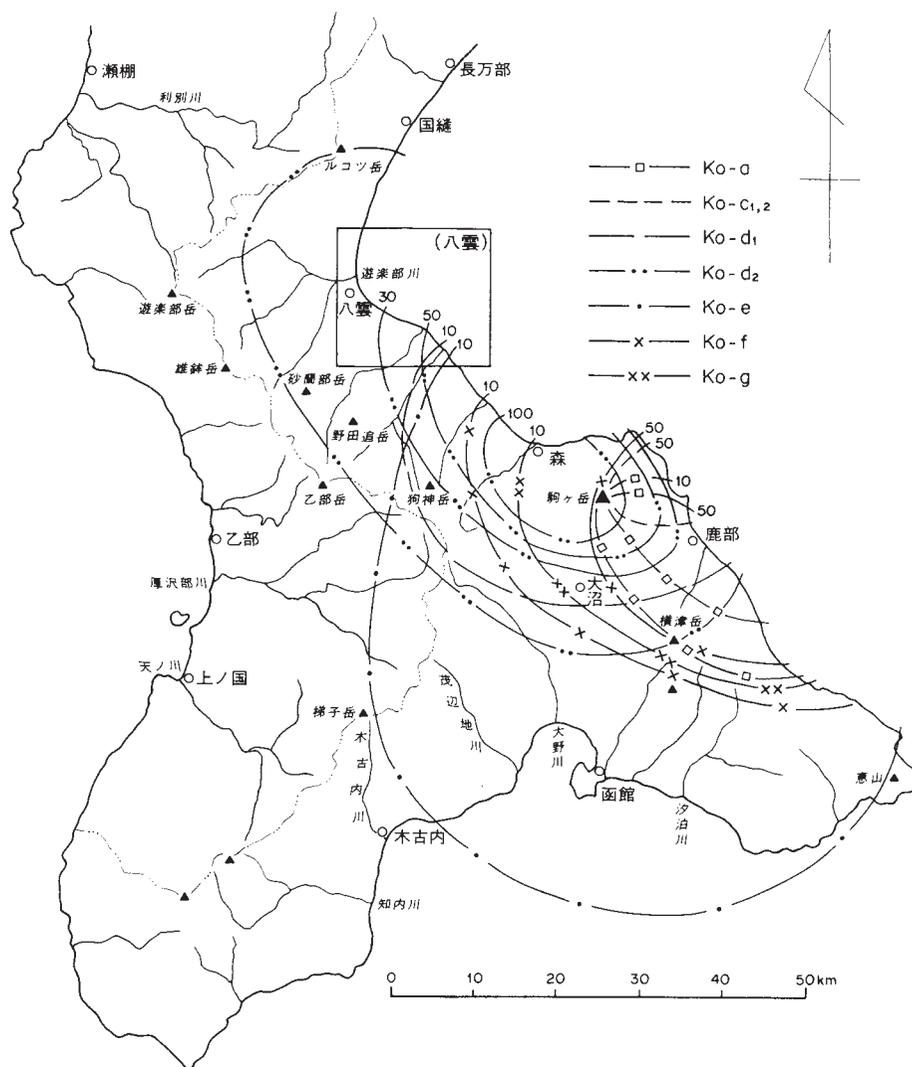
八雲地域では、これら火山灰のうち、駒ヶ岳火山灰Ko- d_1 、Ko- d_2 、およびKo-eなどが観察され、Ko-fの存在も推定されている。

Ko- d_1 層 腐植をはさまずKo- d_2 の直上に堆積している砂壤土型の細粒火山灰であり、野田生周辺で厚さは10cm程度である。この火山灰は広い範囲に分布し、噴出源を離れるにつれて3～5cmと薄くはなるが、長万部地域でも確認されている。駒ヶ岳火山灰 d_1 層一次鉱物粗成を第6表に示す。

Ko- d_2 層 本層の降灰地域は広範囲であり、域外南西方の森町で厚さ100～200cm（粒径1～5cm）ともっとも厚く、落部で厚さ約50cm（粒径0.1～0.3cm）、八雲市街周辺では厚さ20cm（粒径0.1～0.2cm）、域外長万部地域では厚さ約10cmとなっている。

石倉地域での駒ヶ岳火山灰Ko- d_2 層の粒径分布を第7表に示す。

Ko-e層 本層はKo- d_2 の下位に腐植を有する黄褐色火山灰である。他の火山灰との区別はかなり難しいが、野田生付近では厚さ8～10cmである。本層の腐植中から続縄紋期の土器類が出土している。また、 ^{14}C の測定によって、本層は約1,700±130年前の噴出物と考えられている。駒ヶ岳火山灰Ko-e



第21図 駒ヶ岳火山灰分布図 佐々木ほか (1970) によるが一部簡略化した。

層の一次鉱物組成は第8表のとおりである。

Ko-f層 本層は域内南東部の石倉地域で厚さ20~30cmを数えるが、落部地域では確認されていない。しかし、Ko-e直下の古期火山灰(ローム)に腐植が多く含まれることから、この地域にも、厚さの変化はあってもその存在が予測される。

IV. 7 氾濫原堆積物 (a)

この堆積物は、遊楽部川北方の海岸平野および各河川の流域に発達する砂・礫および粘土からなる現世堆積物である。海岸平野に発達する氾濫原は扇状地性のもも含まれる。

第5表 駒ヶ岳火山灰

火山灰名	降灰年代	降灰主軸	降灰範囲	備考
Ko-a	1929年	駒ヶ岳 (Ko) ~ 鹿部	鹿部・砂原町界 ~ Ko ~ 尾札部	軽石礫. 上部は灰色細粒火山灰 (3 cm 内外に覆われる. 鹿部 100 cm 内外 (粒径 2~4 cm))
Ko-b	1905年		Ko の西麓部	
Ko-c	1856年	Ko ~ 出来淵崎	鹿部松屋崎 ~ Ko ~ 鹿部本別	軽石礫 (粒径 2~3, 大は 10 cm) 腐植層, 3層に細分, 最大層厚 70 cm 内外
Ko 碎屑流		Ko ~ 鹿部駅	駒ヶ岳北麓部	淡赤橙色の碎屑流 (軽石質)
Ko-c ₂	1767年	Ko ~ 出来淵崎	砂原沼尻 ~ Ko ~ 鹿部本別	軽石礫 (粒径 2~3, 大は 10 cm) 8層に細分, 腐植層, 最大層厚 160 cm
Ko 碎屑流 ? (ガラ)		Ko ~ 落部	駒ヶ岳北麓部 鹿部 ~ Ko ~ 野田生	淡灰色の軽石砂, 層厚鹿部 15 cm 落部 20 cm, 腐植層あり
Ko-d ₁		Ko ~ 落部	砂原 ~ 峠下 ~ 落部	細粒火山灰. 褐・灰・白色の3層に細分 層厚落部 10 cm, 峠下 8 cm
Ko-d ₂	1640年	Ko ~ 今金	白尻 ~ 七飯 ~ 中山峠 ~ 国縫	軽石砂礫, 4層に細分 層厚峠谷 100 cm, 落部 60 cm
Ko 碎屑流			駒ヶ岳西麓部	淡赤橙色の碎屑流
Ko 白ハン		Ko ~ 中山峠	森 ~ 木間内 ~ 大野 ~ 大沼	白灰色の細粒火山灰, 腐植層あり
Ko-e	1,700 ± 130 年 B.P.	Ko ~ 上磯	野田生 ~ 館 ~ 千軒 ~ 尻岸内	褐黄色細粒火山灰, 腐植層あり 層厚森 10~15 cm, 鹿部 10 cm
Ko-f	2,750 ± 110 年 B.P.	Ko ~ 磯谷	石倉(森) ~ 峠下 ~ 尾札部	赤褐色多孔質の軽石砂, 腐植層あり 軟弱, 層厚森で 30~50 cm, 磯谷 25 cm
Ko-g	4,780 ± 110 年 B.P.	Ko ~ 磯谷	森 ~ 大沼 ~ 尾札部	淡灰黄色の軽石砂, 腐植層あり 層厚森 20 cm, 磯谷 25 cm
Ko-h	5,750 ± 110 年 B.P.	Ko ~ 白尻	森・磯谷	細粒火山灰, 腐植層あり 層厚磯谷 30 cm

佐々木ほか (1971) 資料によるが一部簡略化した

第6表 駒ヶ岳火山灰 Ko-d₁ 層一次鉱物組成

区分	斜長石	磁鉄鉱	普通輝石	紫輝石	蘇石	石英	頁岩	岩片	凝灰岩片	粘板岩片	石英
2.0~0.2 (mm)	60.0%	4.4%	6.5%	19.2%	8.4%	0.5%	0.5%	0.5%	0.5%	—	—
0.2 > (mm)	59.4	13.1	2.0	3.9	18.3	0.6	0.7	1.3	—	—	—

佐々木ほか (1970) による

第7表 駒ヶ岳火山灰 Ko-d₂ 層粒径分布 (石倉地域)

19.1~9.52 (mm)	9.52~4.8 (mm)	4.8~2.0 (mm)	2.0~0.84 (mm)	0.84~0.42 (mm)	0.42~0.25 (mm)	0.25 > (mm)
0.1%	0.5%	5.1%	24.0%	52.4%	15.2%	2.7%

佐々木ほか (1970) による

第8表 駒ヶ岳火山灰 Ko-e 層一次鉱物組成

区 分	斜長石	磁鉄鉱	普通輝石	紫蘇輝石	石 基	石 英
2.0~0.2 (mm)	47.4%	6.8%	9.8%	27.0%	9.0%	—
0.2> (mm)	36.2	6.4	5.3	9.6	42.5	—

佐々木ほか (1970) による

IV. 8 砂 丘 (s)

八雲市街を中心とした内浦湾の海岸線には連続的に砂丘が形成されている。海水準より4~6mの高さを有し、幅は100~200mにおよんでいる。砂丘は海浜砂で構成されている。かつては砂鉄が濃集した部分を砂鉄鉱床として採掘されたこともある。

V. 応用地質

内浦湾西岸地域は砂鉄鉱床が賦存し、第2次世界大戦以降大量に採掘されたが、現在は稼行および探鉱ともに行なわれていない。海底砂鉄鉱床についても、鉱量調査が行なわれたが、海域での採掘は技術的な困難さもあって実施されなかった。

温泉は、浜松地域および上の湯地域などに存在する。

V. 1 砂鉄鉱床

北海道南西部の内浦湾沿岸地域では、各所に海成段丘および海岸平野が発達している。なかでも、長万部から八雲を経て鹿部に至る海岸線の海浜および段丘地帯は、日本有数の砂鉄鉱床賦存地域として古くから知られ、砂鉄鉱床に関する数多くの報告がなされている。海底砂鉄鉱床については後述することとし、ここでは陸域の鉱床について述べるが、詳細については各文献にゆずり概括的な記載にとどめる。

砂鉄鉱床は、明治末期から近年まで長期間にわたって開発されてきた。とくに、昭和26年頃から急激な鉄鉱石の需要に伴って、採掘に従事した業者数は、昭和28年には20社、昭和36年には40社を数えた。しかし、最盛期は昭和40年頃までで、その後は鉱量の減少とともに、鉱山数は減少の一途をたどり、本地域では昭和51年まで操業した1社を最後に現在はすべての鉱山が稼行を中止している。

本地域に賦存する砂鉄鉱床については、前述のようにほとんど開発されているが、斎藤ほか (1956)、牛沢ほか (1954) などの報告にもとづいて概要を述べる。

地形および堆積状況の相異もあり、ここでは便宜的に山崎—浜松間と浜松—石倉間に2分して説明する。

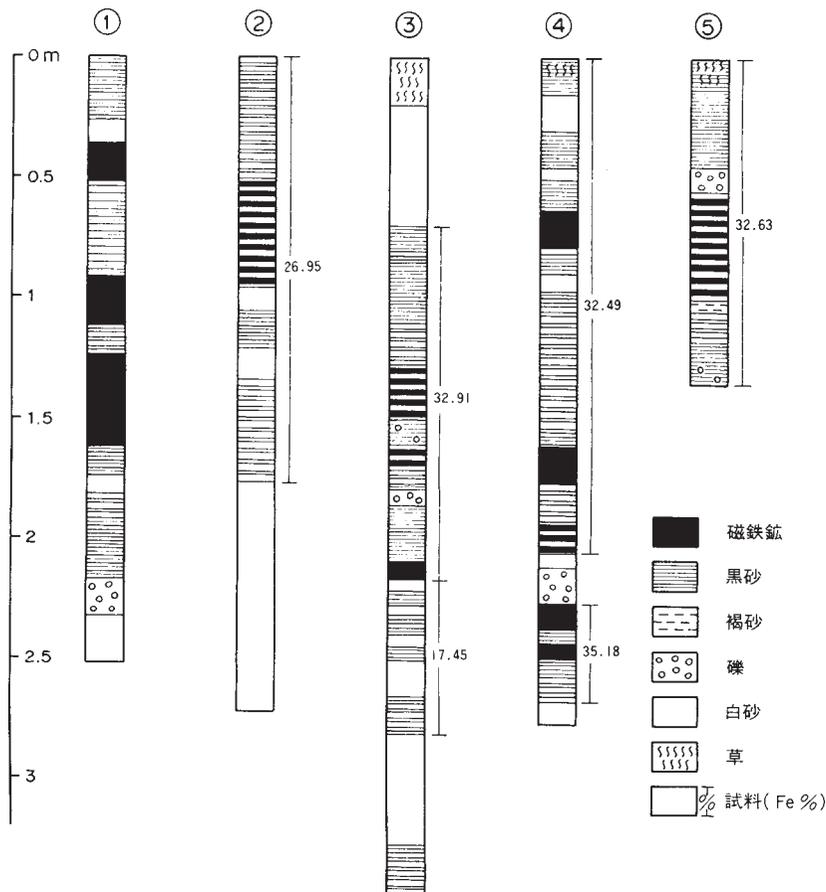
山崎—浜松間 この地域は遊楽部川をはじめ山崎川・早瀬川・ブイタウシ川・ハシノスベツ川などの下流域を包含し、南北約8km、幅は最大4kmであって、内浦湾沿岸の中で広い海岸平野が形成され

ている。

この地域の後背地の地質については、西隣遊楽部岳図幅地域で広く発達する新第三系の堆積岩および火山岩であるが、ここでは瀬棚層が分布する。また、この地域は海岸段丘が発達し、堆積物は砂・礫・粘土などで構成されている。さらに氾濫原堆積物・扇状地堆積物および泥炭なども発達するが、これらすべてに含砂鉄砂層はほとんどみられない。

砂鉄鉱床は、大部分が汀線から幅約500m以内の部分に胚胎している。これらの砂鉄は、新第三系の火山噴出物ないし火山岩類から由来したものと考えられている。鉱石は黒～帯紫黒色を呈し、粒度は0.1～0.4mmである。構成鉱物は、鉄鉱物として磁鉄鉱・チタン鉄鉱・赤鉄鉱・褐鉄鉱、随伴鉱物としては、輝石・角閃石・黒雲母などでこのほか安山岩・軽石・泥岩および凝灰岩などを混えている。本地域における代表的な柱状図および鉱石品位は第22図および第9表のとおりである。

浜松—石倉間 海岸線は約18kmであり、一般に海岸段丘が海に迫り波蝕崖となっている部分が多



第22図 山崎—浜松間の砂鉄を含む地域の柱状図の一部 齊藤ほか (1956) による。

①山崎駅北方2km ②山崎駅北方200m ③わしのす駅北方1km ④遊楽部川口南方 ⑤奥津内川口

第9表 山崎—浜松間の砂鉄分析表

柱状番号	採取層厚 (m)	Fe(%)	TiO ₂ (%)
1	50	25.68	2.62
2	40	35.18	4.92
3	40	27.31	3.20
4	180	29.93	3.90
5	45	47.10	6.48

齋藤ほか (1956) から抜粋

第10表 浜松—石倉間砂鉄化学分析表

試料採取地	Fe(%)	TiO ₂ (%)
野田追川口右岸段丘	17.04	1.61
同上	24.52	1.61
野田追川口～野田生1区	47.92	4.83
同上	52.62	7.25
野田生1区～山越間	53.15	8.05
同上	47.87	6.44
旭浜～落部川口間	32.01	1.61

牛沢ほか (1955) による

第11表 八雲町管内砂鉄鉱山精鉱生産実績 (単位:t)

年	生産量	年	生産量	年	生産量	年	生産量
16	15,000	25	14,533	34	25,619	43	42,883
17	19,000	26	12,613	35	27,572	44	51,891
18	22,000	27	1,414	36	45,930	45	77,783
19	35,000	28	33,832	37	24,411	46	69,637
20	20,000	29	16,977	38	21,671	47	42,413
21	—	30	9,965	39	17,280	48	3,526
22	—	31	58,171	40	29,323		
23	—	32	49,431	41	27,833		
24	8,567	33	41,938	42	18,880	計	885,093

北隣縫図幅の八雲町黒岩地区の実績も含まれている。

八雲町史および北海道鉱業会発行の北海道鉱山累年生産実績などにもとづいて作成した。

第12表 八雲海域砂鉄の化学分析および着磁品位

鉱床	Fe	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Cu	P ₂ O ₅	S	着磁 品位	備考
a	4.34			0.65						3.6	(すべて %)
b	10.83	6.75	7.98	1.52	0.02	0.14	—	0.11	0.08	11.0	
〃	7.72	4.53	6.00	1.28	0.01	0.12	—	0.10	0.12	7.6	
c	6.25	4.17	4.30	0.80	—	0.06	—	0.09	0.02	6.5	
d	7.36	4.45	5.58	1.20	—	0.07	—	0.16	0.12	7.0	
d'	5.10			0.81						3.4	

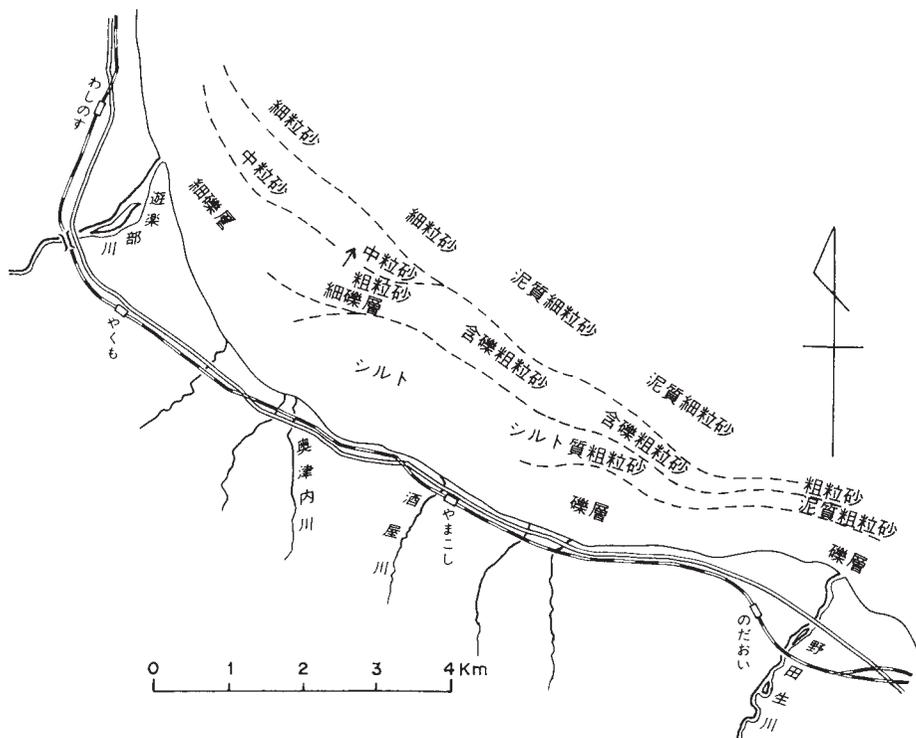
地質調査所化学課分析

(a, d' は北海道支所 伊藤聡分析)

い。野田追川および落部川の川口でこの単調性が破られているが、全般的に海岸平野の発達が悪い。わずかに山越から野田生一區間に幅150～200mの平野部がみられ、海岸線に沿って砂浜が存在する。後背地を形成するのは瀬棚層であり、上位に段丘堆積物が観察される。

本地域の砂鉄鉱床は海浜砂鉄に属し、海岸平野内部にはほとんど存在しない。砂鉄層が発達するのは、野田追川川口から境川川口同約3km、落部川川口から北西方700mの間の海岸である。この海浜砂

鉄は現在の汀線に平行し、幅2~5m、深さは地表から10~40cmの狭い範囲の分布を示している。この成因については、波浪によって集積したものと考えられている。なお、奥津内地域では、瀬棚層中にFe 10%以下の品位で厚さが5~20cm程度の山砂鉄が認められるが、これは局所的にごく小規模の濃集が行なわれたものと思われる。



第23図 八雲～野田生付近海底未固結堆積物の粒度変化状況図 丸山ほか（1968）による。

第13表 八雲海域砂鉄埋蔵量

鉱床	粗鉄量(t)	精鉄量(t)	備考
a			aは範囲が狭く算出せず
b	18,000,000	720,000	
c	24,000,000	960,000	
d	2,700,000	70,000	
d'	8,300,000	330,000	
小計(八雲北部)	53,000,000	2,080,000	
八雲北東部	7,000,000	220,000	
落部沖	6,000,000	180,000	
小計(八雲北東地域)	13,000,000	400,000	
計	68,000,000	2,480,000	

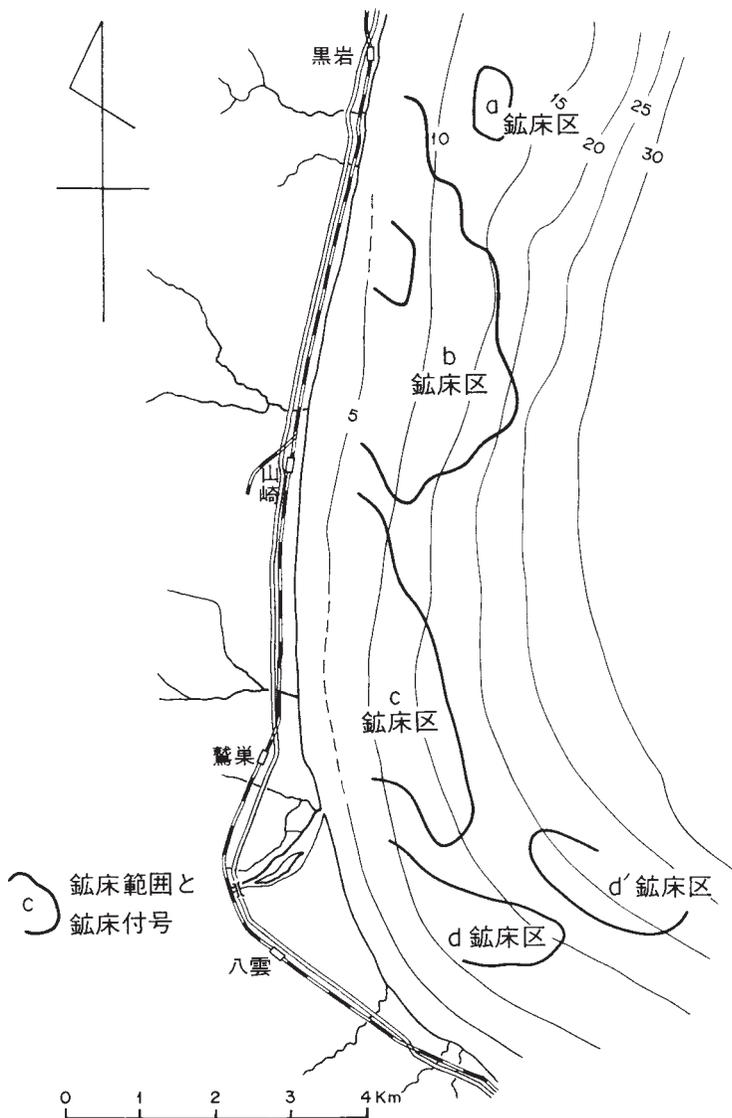
丸山ほか（1968）によるが八雲地域の鉄量として再計算を行なった。

砂鉄の粒度は、おおよそ0.05～0.4mmであり、含チタン鉄鉱を主体としている。鉱石品位は第10表に示す。

以上述べたように、本図幅地域には多量の砂鉄鉱床が存在したが、ほとんどの地域で採掘が行なわれた結果、残存埋蔵量は少なくなっている。第11表は昭和16年から昭和48年までの八雲町管内における精鉱生産実績である。

海底砂鉄

地質調査所では、昭和35～36年および40～42年の2回にわたり調査を実施した。



第24図 八雲～山崎～黒岩海域砂鉄鉱床分布図 丸山ほか（1968）による。

表 8 八雲地域温泉分析表

温泉名	分析年月	深度	泉温	pH	RpH	TSM	Ca	Mg	Na	K	Fe	Al	Mn	Cl	HCO ₃	SO ₄	HBO ₂	SiO ₂	CO ₂
下ノ湯温泉 松ノ湯温泉 浜ノ湯温泉	50年12月	550m	28.3	8.3	8.3	6,323	93.9	57.0	2,113	70.6	1.46	0.28	0.14	2,462	442.9	1,220	40.9	60.8	—
	47年7月	180m	35.0	7.8	4,380	66.0	28.7	1,242	63.6	0.01	0.01	0.13	0.26	2,360	329	14.0	98	—	
	49年6月	自然湧出	34.1	6.3	3,017	78.5	49.8	950	63.6	0.98	0.98	0.13	0.26	915.4	1,196	246.0	59.0	33.5	79.16

北海道地下資源調査所(1976)による分析値を編集

調査はプロトン磁力計による磁力探査・音波探査・海上試錐・海底地形調査および採泥調査などである、各専門分野からの総合調査の結果、砂鉄鉱床の賦存状況が把握された(丸山ほか, 1968)。

調査の範囲は、異常値を示す八雲地区を中心として、北方は北隣国縫図幅地域の国縫沖から、南東方は駒ヶ岳図幅の砂原沖までの約60kmの海域である。汀線から1km以遠、水深30m以内、幅2~4kmの細長い地域であり、堆積物の厚さも最高3.6mで平均2.2mである。

海底の地質は、新第三系および第四紀更新世の堆積物を基盤として、表層堆積物と未固結堆積物などの海底新期堆積物からなる。これらの堆積物は、含礫砂層を主体にして礫層から細粒砂層まで種々あり、厚さは10数m内外である。

表層堆積物は、厚さ20~50cmで軽石を含みシルト質ないし泥質である。下位の未固結堆積物よりも砂鉄含有率が高いことが多い。

未固結堆積物は、直径10cm以上の礫を含む含礫粗粒砂からシルト質・泥質までの種々の粒径を示す。この堆積物は、一般に海岸から沖合にかけて次第に細粒化している。この堆積物の鉱物組成は、石英・長石が53%内外、輝石・角閃石などの鉄苦土鉱物類が14%内外であり、ほかに雲母・鉄鉱物・安山岩質岩片・凝灰岩岩片および泥などが含まれる。

海域の新期堆積物の砂鉄含有率は、最高で21.5%に達する部分もあるが、平均では2.76%である。表層堆積物は最高で7.6%平均3.33%であり、未固結堆積物よりも高品位である。

八雲北部の海底砂鉄鉱床の分布は、第24図のとおりであり、a・b・c・dおよびd'の範囲である。

- a … 海底面から1m以深で厚さ1.0~2.2m間
- b … 長軸延長約4km, 短軸延長2km, 最厚部2.2m以上
- c … 長軸延長約4km, 最大幅約2kmの楕円形, 最厚部3.5m以上
- d … 長軸延長3km, 最大幅約1kmの楕円形, 最厚部3m以上
- d' … 長軸延長2.5km, 最大幅約1kmの楕円形

海底試錐試料の化学分析および着磁品位は第12表のとおりである。

この調査の結果によって判明した埋蔵鉱量を第13表に示す。

V. 2 温 泉

本図幅地域内では、山越地区と落部地区に温泉が存在し利用されている。これらの温泉のほかに、山越地区では古くから2~3の鉱泉の存在が知られている。

コタン温泉および浜松温泉は、八雲市街南東方約4kmに位置し、いずれも試錐によるものである。コタン温泉では昭和35年に深度180mで泉温30℃、浜松温泉では昭和50年に深度550mで28℃の温泉が湧出している。両温泉の分析表は第14表のとおりである。

下の湯は函館本線落部駅から道々八雲―厚沢部線に沿って約3kmのところの位置する。さらに約7km落部川上流で南隣濁川図幅地域に湧出する上の湯温泉とともに古くから知られているが、現在は付近の農家が利用しているにすぎない。温泉付近は黒松内層のシルト岩が分布し、温泉は割れ目からの湧出で脈状泉型と考えられている。下の湯の分析表は第14表のとおりである。

山越付近の温泉徴候地は、函館本線山越駅を中心として東へ700m、西へ200mの地域である。従来から油徴およびガスの存在が知られており、水温が一般に高い地域であって25°～27℃の井戸が存在する。これらの泉源の形態は、化石水型の層状泉とされている。

文 献

- 土居繁雄（1960）北海道渡島国森町の地質。森町，36p.
- 橋本 亘・菅野三郎・品田 穰・大島一精（1963）北海道渡島半島今金―国縫―八雲間の地質。地質学雑誌，vol. 69，p. 228-238.
- 秦 光男・山口昇一（1969）北海道西南部におけるOperculinaの層位学的位置。日本地質学会第76年学術大会総合討論会「グリンタフに関する諸問題」討論資料，p. 131-135.
- 北海道火山灰命名委員会（1972）北海道の火山灰分布図。
- 北海道立地下資源調査所（1976）北海道の地熱・温泉（A）西南北海道中南部。地下資源調査所調査研究報告，no. 3，p. 89-98.
- 池谷仙之・植松健児（1968）瀬棚層と黒松内層との関係について―北海道渡島半島八雲・今金・瀬棚地域の地質―。地質学雑誌，vol. 74，p. 21-36.
- 丸山修司・斎藤正雄・室住正義・小野寺公児・石橋嘉一（1968）噴火湾海底砂鉄鉱床鉱量調査。特定鉱床開発促進調査報告―噴火湾海底砂鉄鉱床―。北海道開発庁，51 p.
- 松下勝秀・鈴木 守・高橋功二（1973）5万分の1地質図幅「濁川」および同説明書。北海道立地下資源調査所，28 p.
- 長尾 巧・佐々保雄（1933a）北海道西南部の新生代層と最近の地史（1）。地質学雑誌，vol. 40，p. 555-577.
- ・—————（1933b）北海道西南部の新生代層と最近の地史（2）。地質学雑誌，vol. 40，p. 750-775
- ・—————（1934a）北海道西南部の新生代層と最近の地史（3）。地質学雑誌，vol. 41，p. 47-60.
- ・—————（1934b）北海道西南部の新生代層と最近の地史（4）。地質学雑誌，vol. 41，p. 211-260.
- 小山内 熙・鈴木 守・松下勝秀・高橋功二・山岸宏光・山口久之助・国府谷盛明・寺島克之・横山

- 英二 (1974) 八雲町の地質. 八雲町, 75p.
- OTUKA, Y. (1934) Tertiary structures of the Northwestern End of the Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Imp. Univ.*, vol. 12, p. 566-638.
- 斎藤貞雄・竹林陽一・浦島幸世 (1956) 砂鉄鉱床調査 黒岩一山越地区. 未利用鉄資源, no. 3, p. 9-15, 通商産業省.
- 佐々木竜男・片山雅弘・音羽道三・天野洋司 (1970) 渡島半島の火山灰について. 北海道農業試験場土性調査報告, no. 20, p. 256-286.
- ・—————・富岡悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田 忍・矢野義治・北川芳雄 (1971) 北海道における腐植質火山灰の編年に関する研究. 第四紀研究, vol. 10, p. 117-122.
- 佐藤博之 (1968) 西北海道濁川カルデラとその噴出物について (演旨). 地質学雑誌, vol. 74, p. 104.
- (1969) 最近測定された北海道の火山活動に関連する¹⁴C年代測定. 地質ニュース, no. 178, p. 30-35.
- 瀬川秀良 (1972) 噴火湾における長万部段丘礫層上の泥炭層の¹⁴C年代. 地質学雑誌, vol. 78, p. 5-52.
- 瀬尾春雄・片山雅弘・音羽道三・天野津司・土橋貞雄 (1970) 渡島支庁管内土性調査報告. 北海道農業試験場土性調査報告, no. 20, p. 1-255.
- 鈴木 守・藤原哲夫・三谷勝利 (1967) 長万部町の地質. 長万部町, 62p.
- 牛沢信人・服部一三 (1955) 砂鉄鉱床調査—山越—石倉地区. 未利用鉄資源, 第1報, p. 49-51, 通商産業省.
- 矢島澄策・茶木久芳 (1935) 北海道有用鉱産物調査 (第5報) (丙) 渡島支庁管内茅部郡一部 (森・濁川・落部地域). 北海道工業試験場報告, no. 54, p. 103-148.
- ・————— (1936) 北海道有用鉱産物調査 (第7報) (甲) 渡島支庁管内山越郡中部 (八雲町) 桧山支庁管内瀬棚郡南部 (利別川左岸地方). 北海道工業試験場報告, no. 61, p. 3-44.
- ・陸川正明 (1939) 長万部図幅説明書. 北海道工業試験場報告, no. 3, 17p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Sapporo (4) No. 68



GEOLOGY OF THE YAKUMO DISTRICT

By

Masao ISHIDA

(Written in 1977)

(Abstract)

The mapped area is situated in Oshima Peninsula, western Hokkaido, latitude, $42^{\circ} 10'$ to $42^{\circ} 20'$ N, and longitude, $140^{\circ} 15'$ to $140^{\circ} 30'$ E.

GEOLOGY

This sheet map area is geologically composed of Tertiary sedimentary and volcanic rocks, and Quaternary sediments.

The stratigraphical sequence of the mapped area is summarized in Table 1.

Neogene

This system is divided into the Kunnui, the Yakumo, the Kuromatsunai and the Setana Formations in ascending order.

The Kunnui Formation is the lowermost strata of the Neogene System in the mapped area. It is lithologically divided into two members, i.e. Tuff-breccia and Volcanic breccia.

The thickness of this formation attains about 600 m in the area.

The Yakumo Formation overlies conformably the Kunnui Formation, and it is divided into two members, i.e. Volcanic breccia and Hard shale in ascending order. The former consists mainly of volcanic breccia, and the latter is hard shale with some intercalation of siltstone, mudstone and sandstone. In the Hard shale member, arenaceous foraminifera and

Table 1

Age		Stratigraphy		
Quaternary	Recent	Sand dune		
		Overflow deposits		
		Komagadake volcanic ash		
		Low peat		
		Transitional peat		
		Fan deposits		
	Pleistocene	River terrace deposits		
		Ishikura Formation		
		Marine terrace deposits	Mori Terrace Deposits	
			Otoshibe Terrace Deposits	
Yamakoshi Terrace Deposits				
Nodaai Planation Surface				
Sakaigawa Planation Surface				
Neogene	Pliocene	Setana Formation	Conglomerate member	
	Sandstone member			
	Conglomerate sandstone member			
	Miocene	Kuromatsunai Formation	Volcanic breccia member	
			Sandstone member	
Siltstone member				
Yakumo Formation		Hard shale member		
Kunnui Formation	Volcanic breccia member			
	Tuff-breccia member			

Makiyama are included commonly.

The total thickness of this formation attains about 800 m in the area.

Dolerites intrude into the Kunnui and Yakumo Formations, and they are found in the lower stream area of Sakaya-gawa and some others.

The Kuromatsunai Formation covers conformably the Yakumo Formation, and distribution of this formation is in the southwestern part and southeastern part of the mapped area. It is lithologically divided into three members, i.e. Siltstone, Sandstone and Volcanic breccia. The Siltstone member is composed principally of siltstone and some associated sandstone and tuff. The Sandstone member consists mainly of tuffaceous sandstone with small amounts of tuff and siltstone. The Volcanic breccia is composed of andesitic volcanic breccia associated with sandstone.

The total thickness of this formation is 700 m in this area.

The Setana Formation is distributed widely in the coastal area along the Uchiura-wan, unconformably covering the Yakumo and Kuromatsunai Formations. It is lithologically divided into three members, i.e. Conglomerate sandstone, Sandstone and Conglomerate in ascending order. The Conglomerate sandstone member consists mainly of the alternation of conglomerate and sandstone. The Sandstone member is composed of sandstone with some amounts of siltstone and conglomerate. The Conglomerate member consists mainly of conglomerate with some sandstone and siltstone.

The total thickness attains about 600 m in this area.

Quaternary

The Quaternary system is classified into following groups; Coastal marine terrace deposits, the Ishikura Formation, River terrace, Fan deposits and Recent deposits.

The coastal terraces are formed during early to late Pleistocene and they are clearly distinguished by their height to the following names; Sakaigawa, Nodaoi, Yamakoshi, Otoshibe, Mori.

The Ishikura Formation consists of pyroclastic fall and pyroclastic flow deposits of late Pleistocene epoch.

Fan deposits extend only along the Yurappu river.

The Recent deposits are classified to Peat, Komagadake volcanic ash, Overflow deposits and Sand dune.

Economic Geology

Placer iron deposits have been found along the coastal area of the Uchiura-wan in the past. The almost all of them had been worked and exists no working mine at present.

Hot springs of the temperature about 30°C are found in the Hamamatsu and Otoshibe area.

昭和 53 年 2 月 24 日 印刷

昭和 53 年 3 月 1 日 発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本135

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

© 1978 Geological Survey of Japan