

55(524) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

札幌(4)第59号

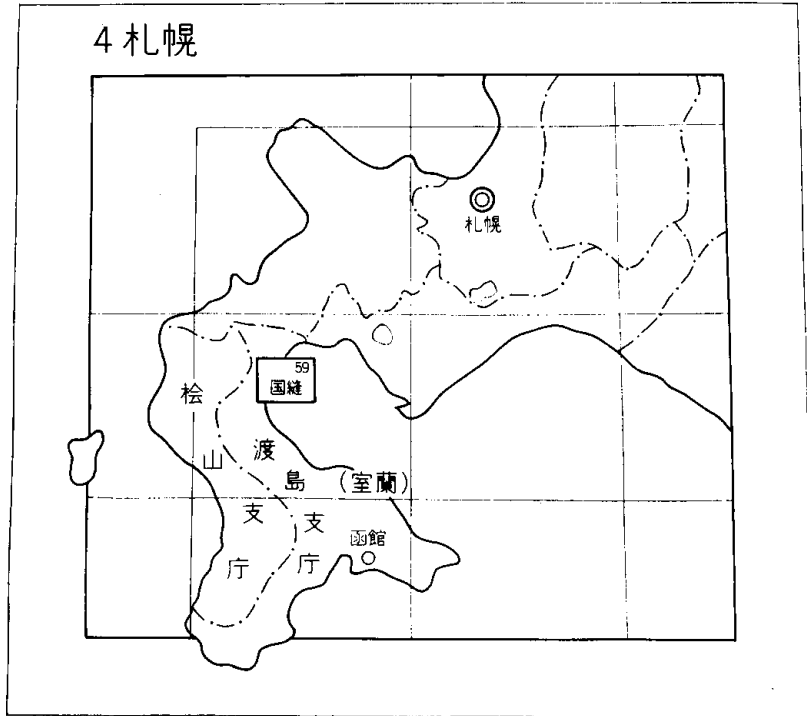
国 縫 地 域 の 地 質

石 田 正 夫

昭 和 58 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 新第三系	6
III. 1 訓縫層	7
III. 2 八雲層	11
III. 3 貫入岩	15
III. 4 黒松内層	16
III. 5 瀬棚層	19
IV. 第四系	21
IV. 1 海岸段丘堆積物	21
IV. 2 河岸段丘堆積物	22
IV. 3 扇状地堆積物	22
IV. 4 湿原堆積物	23
IV. 5 駒ヶ岳火山灰	23
IV. 6 氾濫原堆積物	25
IV. 7 砂丘堆積物	25
V. 応用地質	25
V. 1 砂鉄鉱床	26
V. 2 マンガン鉱床	33
V. 3 ゼオライト鉱床	33
V. 4 石油・天然ガス鉱床	34
V. 5 瑪瑙	35
文 献	36
Abstract	39

図・表・目次

第1図 豊野—豊津地域の海成段丘	2
第2図 国縫地域地質層序総括図	4
第3図 国縫及び周辺地域の新第三系対比図	5
第4図 訓縫層火山角礫岩部層中の火山角礫岩	7
第5図 訓縫層火山角礫岩部層中の凝灰角礫岩	8

第6図	訓縫層緑色凝灰岩砂岩部層の砂岩層に見られる斜層理	9
第7図	訓縫層及び八雲層柱状図	10
第8図	八雲層火山角礫岩部層中の火山角礫岩	12
第9図	八雲層火山角礫岩部層中の火山角礫岩	12
第10図	八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩	13
第11図	八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩	14
第12図	八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩	14
第13図	流紋岩	16
第14図	黒松内層凝灰岩部層中の凝灰岩	17
第15図	八雲層及び黒松内層柱状図	18
第16図	黒松内層シルト岩砂岩部層中の互層	18
第17図	瀬棚層礫岩砂岩部層	20
第18図	国縫地域における低位泥炭柱状図	23
第19図	駒ヶ岳火山灰分布図	24
第20図	国縫地域砂鉄鉱床の位置及び柱状図番号	27
第21図	国縫地域海岸平野部砂鉄鉱床柱状図	28
第22図	豊野付近段丘地域の砂鉄鉱床柱状図	29
第23図	内浦湾（噴火湾）海底砂鉄鉱床分布図	31
第24図	上国縫南部採掘場付近の地質と含ゼオライト凝灰岩の CEC 値	34
第1表	国縫地域瀬棚層産の貝化石	21
第2表	駒ヶ岳火山灰	24
第3表	駒ヶ岳火山灰 Ko-d ₂ 層粒径分布	25
第4表	国縫地域砂鉄の化学分析	29
第5表	国縫地域砂鉄分析表	30
第6表	国縫・長万部地域砂鉄鉱山精鉱生産実績（昭和26年以降）	30
第7表	国縫地域地区別埋蔵鉱量	30
第8表	内浦湾海底堆積物砂鉄良質部一覧	32
第9表	黒岩—八雲海域砂鉄埋蔵量	32
第10表	国縫地域含ゼオライト凝灰岩化学分析	34

国 縫 地 域 の 地 質

石 田 正 夫*

国縫地域の地質に関する野外調査研究は、昭和 47 年から 51 年までの 4 年間にわたって実施され、これらの資料に基づいて室内研究を行い、その結果をとりまとめたものである。

この研究を進めるに当たって、西南北海道に発達する新第三系の層序については北海道支所山口昇一技官、火成岩については同所久保和也技官、本地域内に産する貝化石については北海道開拓記念館の赤松守雄氏から、それぞれ教示と協力を受けた。採取した岩石の薄片作製は北海道支所の谷津良太郎・渡辺真治及び木村享各技官・挿図の製図は同所熊谷なな子技官によって行われた。なお、現地調査に際して、八雲町役場・長万部町役場及び八雲営林所などの各機関から多くの便宜を受けた。ここに上記の方々及び各機関に対し厚く謝意を表する。

I. 地 形

国縫地域は西南北海道渡島半島の基部に近く、東経 $140^{\circ}15'-14^{\circ}30'$ 、北緯 $42^{\circ}20'-42^{\circ}30'$ の範囲にあり、内浦湾(噴火湾)に面している。行政区画上是本地域の大半が長万部町に属し、南部のルコツ川以南の地域が八雲町に含まれる。

本地域周辺の地形を通観すると、渡島半島を日本海側と太平洋側とに 2 分する脊梁山脈が西隣今金図幅地域東部を通り、ルコツ岳を中心として北部では北北西へ、南部では南西方向へ延びている。この両者を分ける分水嶺は渡島・桧山両支庁界をなし、渡島半島内で最も東側に寄り内浦湾に接近する。国縫図幅地域は、すべて太平洋側に含まれる。

国縫地域の山地は海拔 400m 以下であり、高度は北部から南部へ、また、西部から東方の内浦湾に向かって次第に低くなっている、本地域は海拔 100m 以上の比較的開析の進んだ山地、海岸段丘及びこれと連続する丘陵地、沖積地とに大別される。

山地は海拔 100m 以上で域内の大部分を占め、主として新第三記中新世の訓縫層・八雲層の堆積岩及び火山岩など、比較的堅硬な岩石によって構成されている。山地の地形は構成岩相によって侵食作用に差が認められるが、一般に開析が著しく谷密度も大きい。域内で最も高い山は、茶屋川北部に位置する海拔 352.5m の三角点である。

海岸段丘及びこれと連続する丘陵地は、前述の山地の前縁すなわち内浦湾側にあり、鮮新世から更新世にわたる瀬棚層及び段丘堆積物によって構成されている。

西南北海道において、内浦湾西岸は日本海側の江差地域とともに、海岸段丘が顕著に発達することで

* 北海道支所

良く知られている、海岸段丘は海岸線とほぼ並行して分布し、大別すると次のような3段の平坦面が形成されている。

- 1) シラリカ面 海拔 120-200m (地質図で省略)
- 2) 黒岩段丘面 海拔 50-120m (t_1)
- 3) 長万部段丘面 海拔 30-60m (t_2)

次に各段丘面についてその概略を述べる。

1) **シラリカ面** 水面はシラリカ川及びルコツ川の中流域から、北方の国縫川下流域にかけて分布する。

この面は他の低い段丘面と同様に内浦湾側に緩く傾斜しているが、起伏に富みいわゆる開析段丘と考えられる。国縫川以北では開析が進み平坦面がほとんど認められず、わずかにその定高性の山稜から連続が推定されるにすぎない。シラリカ面はほとんど堆積物が存在しないため、ここでは単に面として取り扱った。

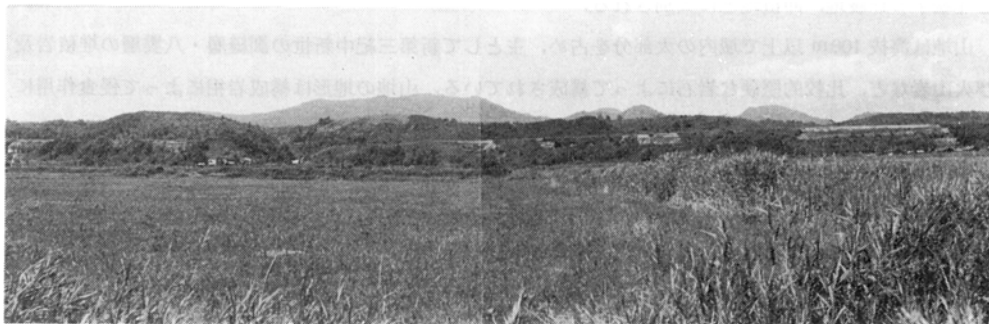
この面は八雲—森間の地域で、石田 (1978) の野田追面、長尾・佐々 (1933 b) の野田追面、矢島・茶木 (1935) の蛸谷面^{えびや}及び姫川面に対応する。地質図ではこの面の表現を省略した。

2) **黒岩段丘面** 国縫市街から山崎付近にかけて分布する。黒岩及び山崎付近では海拔 100-120m の平坦面が顕著に発達するが、北方に向うにしたがって次第に高度を減じ、国縫付近では海拔 80-120 m 前後となり段丘面も不明瞭となっている。本段丘面はいずれの地域においても、次の長万部段丘面と同様に内浦湾に向い緩く傾斜しながら高度を減少している。

この段丘面は、八雲—森間の地域で石田 (1978) の山越段丘面、長尾・佐々 (1933 b) の落部段丘の高位部分、矢島・茶木 (1935) の石倉段丘面及び鷺の木段丘面に対応する。

3) **長万部段丘面** 木面は北北東-南南西方向に伸び、北隣長万部から国縫を経て八雲に至る地域にかけて標式的に発達する。長万部段丘の上限は海拔 60 m 前後であるが、一般に 30-40m の平坦面が顕著である。本段丘は他段丘と同様に内浦湾に向い徐々に高度を下けている (第1図)。

この段丘面は瀬川 (1972) の長万部段丘面と同一であり、八雲—森地域間に発達する落部段丘面 (石田, 1978)・森川段丘面 (長尾・佐々, 1933 b) の低い部分、物袋段丘面 (矢島; 茶木, 1935) 及び長万部地域での第1段丘面 (鈴木ほか, 1967) などに対応する。



第1図 豊野—豊津地域の海成段丘 (低位の面が長万部段丘, 高位の面は黒岩段丘)

このほか本地域では見られないが、内浦湾西岸には海拔 30 m 以下の面が各地で認められる。長万部地域では瀬川 (1972) の長万部神社段丘 (海拔 5-20 m) 及び長万部温泉段丘 (海拔 5 m 前後)、鈴木ほか (1967) の第 1 段丘、八雲—森地域間では長尾・佐々 (1933 b)、矢島・茶木 (1935)、石田 (1978) の森段丘などが形成されている。

河岸段丘は紋別川及び国縫川など主要河川の流域で小規模に分布する。高度は各河川によって異なるが、およそ海拔 60m 以下であり、比高は 10m 以下である。

沖積地は海岸平野及び各河川流域に分布する。

海岸平野の幅は海岸線から海岸段丘までの間で一般に約 700m 程度であるが、紋別川以北は約 1 km と広がっている。一方、ルコツ川以南では急激に狭くなり 100-150m 内外となる。平野部は小規模な扇状地・湿原・氾濫原及び砂丘によって構成されている。また、各河川流域には、氾濫による狭小な平地が形成されている。

砂丘は海岸線と並行しており、規模の違いはあるが 3-4 列認められ、海岸線との比高はほぼ 2-4m である。

本地域の水系としては、北部から紋別川・ワルイ川・ボンワルイ川・国縫川・茂訓縫川・ルコツ川及びシラカ川などがあり、いずれも南東ないし東方へ流路をとり内浦湾に直接注いでいる。上記河川のうち大きなものは、紋別川及び国縫川である。紋別川は北隣長万部地域の二股山 (海拔 569 m)、国縫川は西隣今金地域東部の分水界をなす稲穂峠南方の三角点 (海拔 441 m) に源を発し、いずれも流路延長は約 12km である。

河川で特徴的なことは、内浦湾に注ぐ河川の河口が、海岸線近くで流路を南東又は北東方向に変えていることである。これは潮流の影響を受けた砂嘴の形成及び砂丘列の発達状態などにより、規制されたものと考えられる。

II. 地 質 概 説

本地域を含む渡島半島地域は、東北日本弧内帯のいわゆるグリンタフ地域の北部に位置する。この地域は古生代後期から中生代前期にかけての堆積岩類とこれに進入する白亜紀の花崗岩類を基盤とし、白亜紀の堆積岩及び古第三系を欠いて、新第三紀中新世以降の堆積岩及び火山岩がこれらを不整合に覆って発達している。国縫地域周辺は西南北海道における新第三系の模式地の 1 つとなっている。この地域の基盤である先第三紀堆積岩類及び花崗岩類は本地域内に露出せず、隣接する長万部・今金両幅地域に分布する。先第三紀堆積岩類は粘板岩・チャート・砂岩などによって構成され、地向斜性の厚い堆積物である。渡島半島南都では紡錘虫・珊瑚・コノドント化石 (吉田・青木, 1972) などの古生物学的資料から、松前層群 (橋本ほか, 1958)・上磯層群 (石田ほか, 1975) などに分けられている。渡島半島北部地域では橋本・島田 (1960) ; 橋本・猪郷 (1962) の報告があるが、一般に化石の産出が少く一括して先第三系として取扱っている。花崗岩類は主に花崗閃緑岩からなり、K-Ar 法による測定値は一般に 95-130 Ma 前後の値を示し、白亜紀の進入である (河野・植田, 1966 ; 柴田・山田, 1978 ; 通商産業省資源エネルギー庁, 1978)。新第三系は先第三紀堆積岩類及び花崗岩類からなる隆起地塊の間を埋

めるように発達する。中新世初期には久遠・遊楽部岳地域に分布する白別層（吉井ほか，1973；石田，1981）などにみられるように一部に堆積岩を伴うがほとんどが火山岩類を主体としている。中新世中期以降は海進が拡大し正常堆積岩が多くなるが，前—中期には訓縫層及び左俣川層にみられるように激しい火山活動が行われている。初期及び中期の火山岩類は，一般的に変質作用によって緑色化し，いわゆるグリンタフ相を示している。中新世後期に入ると，火山活動が少なくなり，堆積盆が拡大しいわゆる硬質頁岩などの泥質相を主とする八雲層が堆積する。その後は徐々に海退がはじまり，黒松内層などが堆積するが，再び局地的な火山活動が行われている。鮮新世から更新世にかけては堆積盆が分化し，瀬棚層などにみられるように浅海性堆積物が卓越し，瀬棚動物群を産する。更にこれらを第四紀更新世から完新世の段丘堆積物，扇状地堆積物などが不整合に覆っている。

国縫地域では，基盤の先第三紀堆積岩類，花崗岩類並びに新第三紀中新世関内層以前の地層は露出せず，新第三紀中新世の訓縫層を最下部として，八雲層・黒松内層及び第四系が分布する。

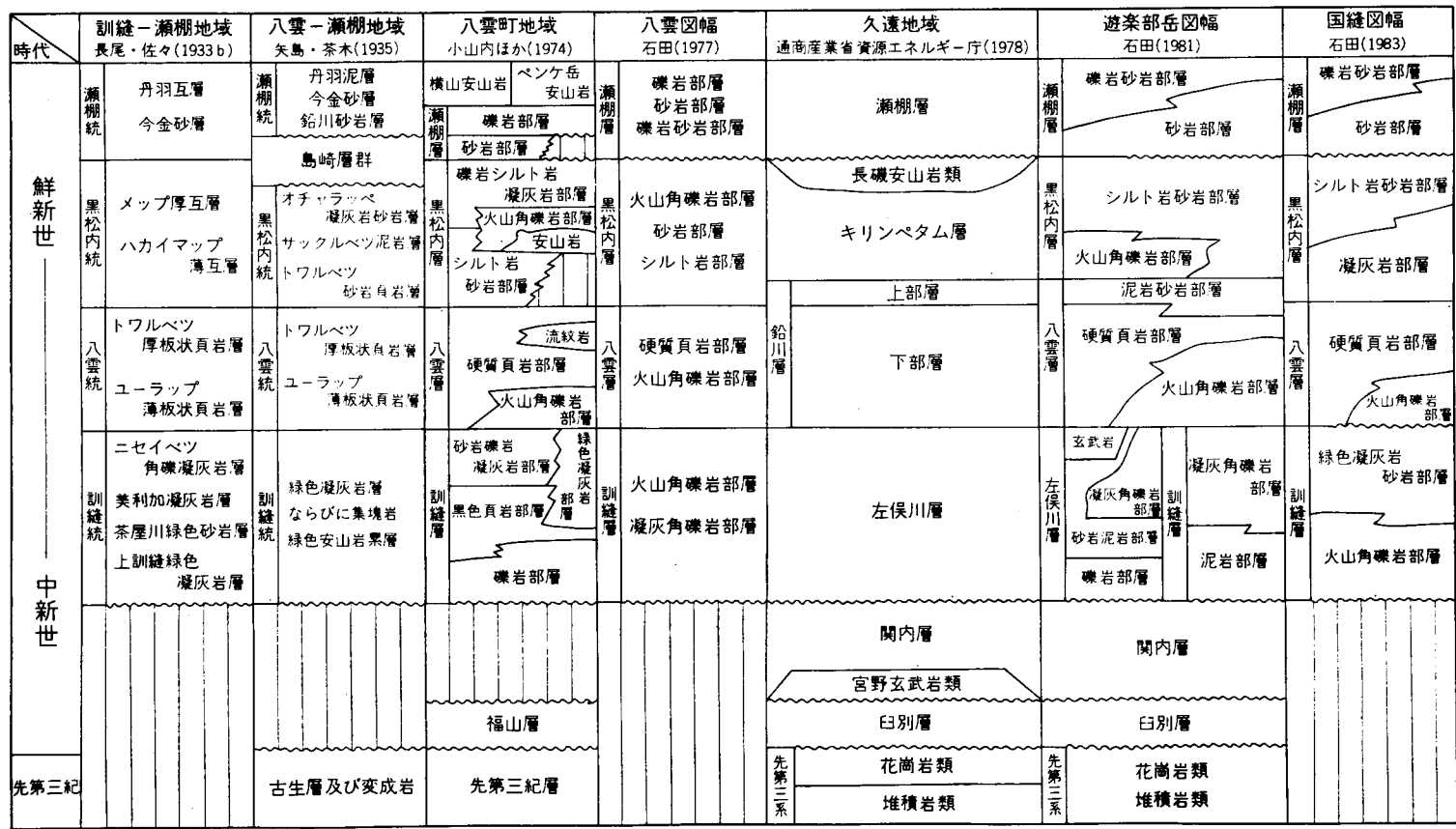
本地域の地質層序及び周辺地域との対比は，それぞれ第 2・3 図に示す通りである。

訓縫層は域内西部に分布し，この地域は長尾・佐々（1933 b）による西南北海道層序の模式地の 1 つになっている。本層は主として緑色凝灰岩及び火山角礫岩などの火砕岩からなり，溶岩・砂岩及び泥岩等を伴う。本層中の火砕岩は一般に炭酸塩化及び緑泥石化などの変質作用を受けている。本層中には Pectenid などの化石が散点的に見いだされる。本層は遊楽部岳及び久遠地域の左俣川層（石田，1981；吉井ほか，1973）に相当する。

八雲層は主として硬質頁岩とシルト岩との互層からなるが，黒岩地域では火山角礫岩や凝灰角礫岩が

時代	層 序	層厚(m)	岩 相	備 考		
第 四 紀	完新世	砂丘(S)・泥濘原堆積物(a)・ 駒ヶ岳火山灰・泥原堆積物(泥炭P)・ 扇状地堆積物(t)	砂・礫・粘土・泥炭・火山灰	駒ヶ岳火山活動 砂鉄		
	更新世	河岸段丘堆積物(t ₃)	砂・礫・粘土			
		海岸段丘堆積物	長万部段丘面堆積物(t ₂) 黒岩段丘面堆積物(t ₁) (シラリカ面)	砂・礫・粘土		
		瀬棚層	礫岩砂岩部層(Sg)	礫岩・砂岩・シルト岩	貝化石(瀬棚動物群) 有孔虫化石	
新 第 三 紀	鮮新世	砂岩部層(Ss)	100~250	砂岩・礫岩・シルト岩	堆積盆の縮小・分化	
	中新世	黒松内層	シルト岩砂岩部層(Kms)	400~1000	シルト岩・砂岩・凝灰岩	Makiyama
		八雲層	凝灰岩部層(Kmt)	400~1500	凝灰岩・砂岩・シルト岩	海退・陸域拡大
		硬質頁岩部層(Ym)	400~1500	硬質頁岩・泥岩・シルト岩・ 砂岩・凝灰岩	安山岩・流紋岩・ドレライト Makiyama; 魚鱗 有孔虫化石	
	訓縫層	火山角礫岩部層(Yv)	400~1500	火山角礫岩・ 凝灰角礫岩・砂岩	安山岩 海進開始	
緑色凝灰岩砂岩部層(Kt)		1800+	凝灰岩・凝灰質砂岩・礫岩・ 凝灰質シルト岩・凝灰角礫岩・泥岩	貝化石(Pectenidほか) ゼオライト		
	火山角礫岩部層(Kv)	1800+	火山角礫岩・凝灰角礫岩・ 安山岩溶岩・凝灰岩・凝灰質砂岩	安山岩 瑪瑙		

第 2 図 国縫地域地質層序総括図



第3図 国縫及び周辺地域の新第三系対比図

認められる。本層中には *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に含まれ、また *Cyclammina* spp. *Haplophragmoides* spp. *Martinottiella commuis* (d'ORBIGNY) などの有孔虫化石を産する。本層は渡島半島南部地域の桧山層群 (秦・山口, 1969; 石田ほか, 1975) の木古内層及び厚沢部層に相当する。

本地域には訓縫層及び八雲層を貫く流紋岩・安山岩及びドレライトなどの貫入岩が分布する。なかでも流紋岩は域内中央部において、大規模な岩体を形成している。

黒松内層は下位の八雲層から漸移しており、一般的にはシルト岩・砂岩からなるが、本地域では下部に火山碎屑物が多い。本層のシルト岩中には八雲層と同様に、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が含まれるが、貝化石及び有孔虫化石は極めて少ない。本層は瀬棚及び久遠地域の真駒内層 (佐川・植田, 1969; 吉井ほか, 1973)、渡島半島南部地域の館層 (秦・山口, 1969; 石田ほか, 1975) に対比される。

瀬棚層は下位の地層を不整合に覆い、砂岩・礫岩などの粗粒堆積物からなる。本層中には浅海性の環境を示す瀬棚動物群及び有孔虫化石が多数含まれる。本層は渡島半島南部地域の鶉層 (石田ほか, 1975) に対比される。

第四系は内浦湾の海岸沿いに発達する海岸段丘堆積物、河川流域に見られる河岸段丘堆積物、海岸平野に分布する扇状地堆積物・湿原堆積物・砂丘堆積物及び駒ヶ岳火山灰からなる。

国縫地域の地質構造としては、本地域が遊楽部岳地域から今金地域にかけてほぼ南北の軸をもつ遊楽部背斜 (石田, 1981) の東翼部にあるため、各層とも全般的に東方へ傾斜している。しかし、域内南部の黒岩地域では南北方向の軸をもつ小規模な褶曲構造が認められる。

断層は特に大きいものは無く、北東-南西系及び北西-南東系の2系列がみられるに過ぎない。

III. 新 第 三 系

西南北海道渡島半島地域の新第三系については、長尾・佐々 (1933 a, b; 1934 a, b) によって標準的な層序がたてられ、本地域はそのうちの訓縫層の模式地とされている。ほぼ同時期に北海道工業試験場によって、渡島半島地域に賦存する鉱産資源を対象とする有用鉱産物調査が、ほぼ全域にわたって実施されている。本地域を含め北隣長万部地域から南隣八雲地域については、福富ほか (1936)、矢島・茶木 (1935, 1936; 矢島・陸川, 1939) が報告を行っている。また、層序では、松井ほか (1955)、藤江ほか (1957)、魚住・藤江 (1958)、橋本ほか (1958)、古生物では ASANO (1938)、TANAI and SUZUKI (1963)、地質構造では秋葉ほか (1966)、鉱床では、地質調査所 (1967)、藤原・佐藤 (1978)、など各分野からの研究が公表されている。

現在は渡島半島の大部分の地域について5万分の1地質図幅ほか広域的な調査研究 (鈴木ほか, 1967; 小山内ほか, 1974) も進み西南北海道の地質層序・地質構造及び構造発達史などについて詳細な解明がなされてきている。

本地域の分布する新第三系は、下位から訓縫層・八雲層・黒松内層及び瀬棚層であり、黒松内層を除く各層は岩相の差異によってそれぞれ2つの部属に分けられる。このほか、大規模な岩体をなす流紋岩

をはじめ、安山岩及びドレライトなどの各種貫入岩類が認められる。

Ⅲ. 1 訓 縫 層

模式地・命名者 訓縫層は域内の山越郡長万部町国縫周辺を模式地として、長尾・佐々（1633 b）によって訓縫統と命名された地層である。

分布 本層は茶屋川・上国縫地域からロクツ川上流にかけ、域内西部に広く分布する。

層序関係 国縫地域では訓縫層と下位層との関係はみられないが、隣接する今金及び長万部図幅地域で、先第三紀堆積岩類や花崗閃緑岩を直接不整合に覆って発達している。なお、このように下位の吉岡層及び福山層を欠いて、訓縫層の堆積から始まっている地域は南方の濁川図幅地域など多くの地域で認められている。

岩相 訓縫層は主として火山砕屑物からなる堆積物であり、下位の福山層及びその相当層とともに、いわゆるグリンタフの主要な構成岩相となっている。本層は凝灰岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩からなり、泥岩及び礫岩などを伴う。

国縫地域において、訓縫層を下位から火山角礫岩部層と緑色凝灰岩砂岩部層とに2分した。しかし、両者の境界は漸移であるが一部で指交関係もみられる。したがって境界は構成する岩石の量比によって設定したものであり、必ずしも同一時間面を示すものではない。

火山角礫岩部層 (Kv)

本部層は域内西部茶屋川南方から茂訓縫川・ロクツ川上流地域にかけて分布し、本地域に分布する新第三系の最下部層である。

本部層は主として安山岩質の火山角礫岩・凝灰角礫岩及び溶岩からなり、凝灰質砂岩及び凝灰岩を伴う。火山角礫岩及び凝灰角礫岩中には多量の珪酸物質が杏仁状に含まれ、しばしば球顆状・レンズ状・



第4図 訓縫層火山角礫岩部層中の火山角礫岩（茂訓縫川上流）

扁桃状あるいは網目状・脈状など、多種多様な形態で白色緻密な瑪瑙が含まれる。

火山角礫岩は、主として暗灰―暗緑灰色を呈する輝石安山岩の径 10-40cm 内外の角一亜角礫からなり、基質は粗粒火山砂及び火山岩片である。角礫はしばしば径 50cm を超えるものも認められる。安山岩は鏡下でほとんどがガラス質のものから斜長石及び輝石の斑晶が顕著に見られるものまで含まれ、一般に炭酸塩化及び緑泥石化作用を受けている（第 4 図）。

凝灰角礫岩は帯緑灰―暗灰色を呈し、一般に径 1-5cm の安山岩の角一亜角礫を含み凝灰質砂で膠結されており、火山角礫岩と互層する。風化すると赤褐―青緑灰色を呈し、非常に粗鬆となる。安山岩角礫は鏡下で一般に斑状構造を示すが、玄武岩質の塊間構造を示すものも多く認められる。この凝灰角礫岩は火山角礫岩と同様に、炭酸塩化及び緑泥石化作用を受け汚染されている（第 5 図）。

安山岩溶岩は一般に暗灰―暗緑灰色を呈し、板状あるいは柱状節理をもつ堅硬緻密なものから、風化して赤褐色を呈し非常に粗鬆となるものまでである。また、部分的に自破碎溶岩となる部分も認められる。この安山岩は鏡下で斑晶としては斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石が見られ、石基は斜長石・普通輝石・ガラス及び不透明鉱物からなる。この安山岩溶岩は比較的新鮮な部分も見られるが、一般的には火山角礫岩及び凝灰角礫岩と同様に炭酸塩化及び緑泥石化作用などを受けている。

凝灰質砂岩は暗灰―緑灰色を呈し、粒度は細粒から粗粒までであるが、一般に粗粒相が卓越する。凝灰質砂岩の単層の厚さは数 cm から数 10cm 前後で、凝灰角礫岩及び火山角礫岩の互層中に薄層として挟まれる。

凝灰岩は緑―青灰―灰白色まで多様な色調を呈し、比較的粗粒のものが多く、中には小粒の軽石からなる軽石凝灰岩も見られる。凝灰岩の厚さは一般に 10-15cm 内外であるが、層理が不明瞭であり不規則な形態をとって、火山角礫岩と凝灰角礫岩の互層中に挟まれる。

火山角礫岩部層は分布地域全体を通じて、火山角礫岩が卓越し凝灰角礫岩と互層する。茶屋川南方の沢及び茂訓縫川地域で、本部層上部はほとんど火山角礫岩からなり安山岩溶岩を伴うが、下部では凝灰



第 5 図 訓縫層火山角礫岩部層中の凝灰角礫岩（ロクツ川上流）

角礫岩の量が多くなり、しばしば凝灰岩及び凝灰質砂岩を挟んでいる。域内南部のルcott川及びルcott川上流では、上記地域と比較して全般的に凝灰角礫岩の量が増加している。また、瑪瑙は北部ほど多く含まれる傾向を有する。

本部層の層厚は1,000m以上である。

緑色凝灰岩砂岩部層 (Kt)

本部層は訓縫層の上部を占め、茶屋川周辺からルcott川上流にかけて、下位の火山角礫岩部層とは一般に漸移するが、ときには指交関係も認められる。

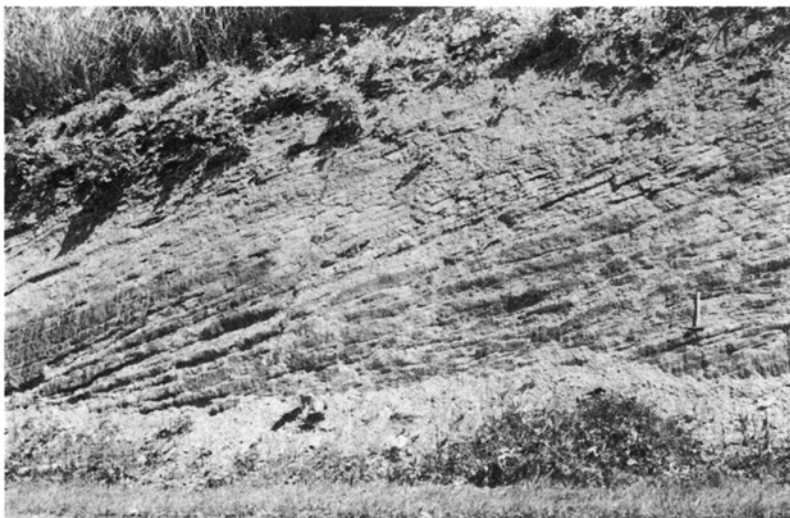
本部層は主として暗緑—緑灰色を呈する凝灰岩・凝灰質砂岩からなり、凝灰角礫岩・礫岩・凝灰質シルト岩及び泥岩を伴う。

本部層の下部は一般に粗粒の岩相を示し、凝灰質砂岩・礫岩及び凝灰角礫岩などの互層が発達する。中部は凝灰質砂岩を主体とし、酸性凝灰岩を多く混える。上部は緑色凝灰岩が非常に顕著であり、この凝灰岩中に多量のゼオライトが含まれている。最上部は厚さ10-15mの灰白—淡緑灰色の軽石凝灰岩(Ktp)が堆積している。

凝灰岩は暗緑—緑—灰白色を呈し、粒度は細粒から極粗粒まで多様である。また、粒径1-5cmの軽石からなる軽石凝灰岩もあり、岩質は輝石安山岩質のものから流紋岩質のものまで見られる。流紋岩質軽石凝灰岩中には、石英・正長石のほかには黒雲母・輝石及びごく少量の角閃石が認められる。

凝灰質砂岩は暗緑—淡緑灰色を呈し、粒度は細—粗粒である、この凝灰質砂岩は粒度の異なる砂岩の細互層、均質塊状で厚層、凝灰岩と互層、あるいは厚さ数mmから数cmの板状に剥離するものなど多種の堆積形態を示している。また、しばしば斜層理が形成されている(第6図)。緑色凝灰質砂岩中には、暗緑—黒色に変色し軟質となる径10cm以下の軽石を多く含み、斑状模様を形成する部分も見られる。

凝灰角礫岩は青緑灰—帯緑褐色を呈し、径2-10cm内外の角—亜角の安山岩礫を含み、細粒凝灰質砂

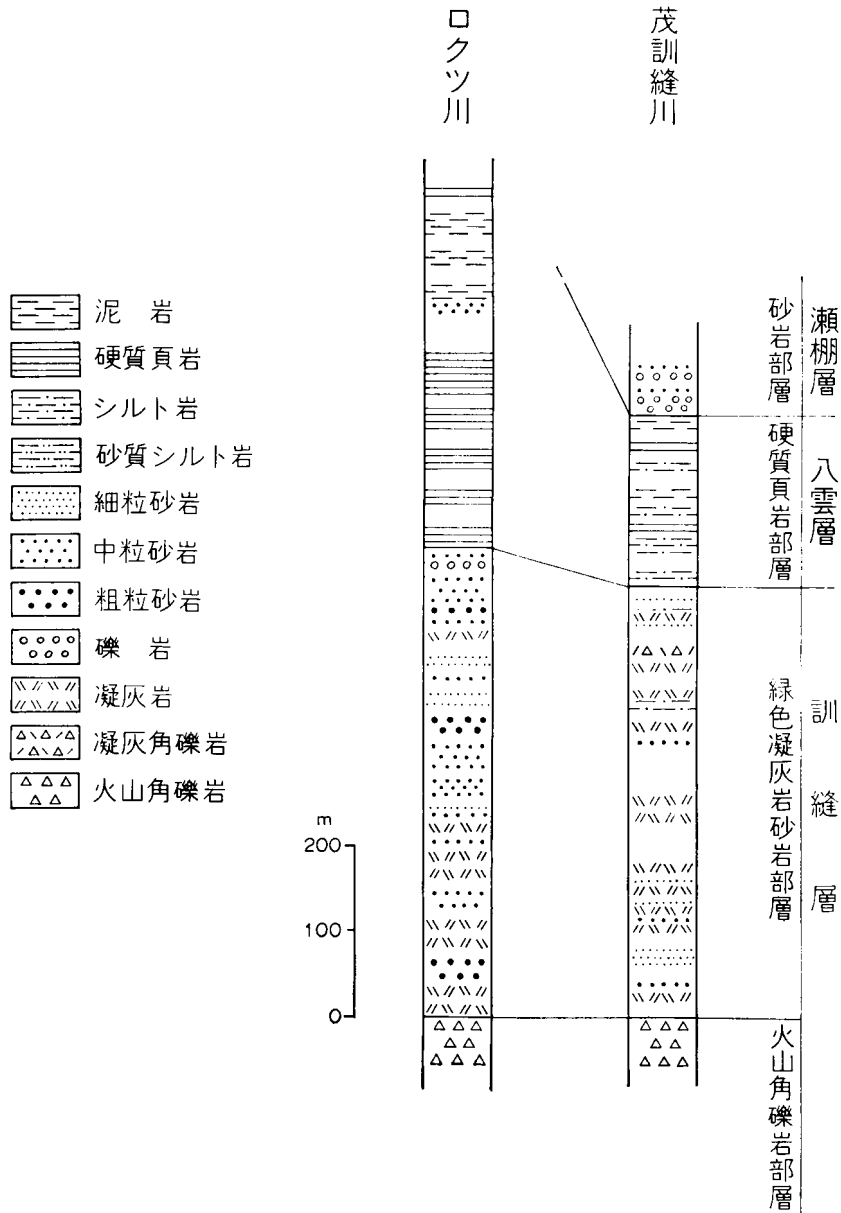


第6図 訓縫層緑色凝灰岩砂岩部層の砂岩層に見られる斜層理(茶屋川地域で国道277号線沿い)

で固結されている。

礫岩は暗灰—緑灰色を呈し、礫は比較的円磨された安山岩の細—中礫からなり、粗粒砂によって固結されている。礫は一般に径 10cm 以下のものが多い。

凝灰質シルト岩及び泥岩は暗灰—緑灰色を呈し、緑色凝灰岩と凝灰質砂岩との互層中に薄層として挟まれ、一般に厚さは数 cm から 10 数 cm であるが、ときには厚さ 50cm を超えるものも見られる。



第7図 訓縫層及び八雲層柱状図

上訓縫川では緑色凝灰岩と凝灰質砂岩の厚い互層が発達する。凝灰岩の粒度は、シルトから細粒砂サイズのものが多い。また、この互層中には暗緑—黒色を呈する径 10cm 以下の軽石が多数含まれ、斑状模様を呈する厚さ 4m の凝灰質中粒砂岩が挟まれる。

茶屋川南方の沢では、本部層の基底近くに緑灰色角礫凝灰岩・暗灰—緑灰色細礫岩及び青緑色中—粗粒砂岩の頻繁な互層が見られる。礫はほとんど安山岩からなり、基質は軽石の小粒を多く混じえる粗粒砂である。

茂訓縫川で本部層の中部には、厚さ 50–200cm の細—中粒凝灰質砂岩と厚さ 20–100cm 内外の凝灰岩とが頻繁に互層する部分があり、この部分に軽石凝灰岩が多く見られる。また、この地域では厚さ 50 cm の泥岩も挟まれる（第7図）。

ロクツ川及びルコツ川地域においても、本部層の上部は緑色凝灰岩が卓越し、厚さ 1–2m の細—中粒凝灰質砂岩及び厚さ 50cm 内外の凝灰角礫岩が挟まれる。基底部は粗粒相を示し、緑色細礫岩と粗粒砂岩が互層する。

本部層の厚さは、上国縫地域で約 800m、ルコツ川地域で約 700m である。

層厚 本地域で訓縫層の下限が不明であることから、全層厚は良く分からないが、層厚はおよそ 1,800 m 程度と推定される。

化石 本図幅地域内で、貝化石としては保存の悪い Pectinid などが認められたに過ぎない。西隣今金図幅地域のピリカベツ川上流に分布する本層からは、*Acila* sp., *Mytilus*., *Limopsis* sp. などを産する。また、有孔虫化石としては、*Cyclammina* spp. 及び *Haplophragmoides* spp. などが見いだされた。

地質構造 本層は南西隣遊楽部岳図幅地域東部から西隣今金図幅地域にかけて、ほぼ南北に伸びる遊楽部背斜の東翼部にあつて、断層により多少の変位を受けているが、ほとんど東方への傾斜を示している。

対比 本層は久遠・熊石両地域の左俣川層（吉井ほか，1973；通商産業省資源エネルギー庁，1978）、瀬棚地域の馬場川層（佐川・植田，1969）などに対比される。

III. 2 八 雲 層

模式地・命名者 八雲層は南西隣の遊楽部岳地域において、八雲町上八雲付近の遊楽部川中流域を模式地として、長尾・佐々（1933b）によって八雲統と命名された地層である。

分布 八雲層は訓縫層の東側に分布し、特にワルイ川流域及び黒岩地域において広域を占める。

層序関係 本層は硬質頁岩をもって代表される海成層であり、渡島半島各地に広く発達する。国縫地域では隣接する八雲及び遊楽部岳図幅地域と同様に、八雲層下部に局所的な火山活動による火砕岩が見られる。下位の訓縫層との関係はほぼ整合的であるが、ロクツ川上流で一部不整合現象が見られる。

岩相 本地域の八雲層は大部分が硬質頁岩とシルト岩との互層からなり、泥岩・砂岩及び凝灰岩を伴う。この互層は下部では硬質頁岩が卓越するが、上部はシルト岩及び泥岩が優勢となり硬質頁岩が減少する。黒岩地域では本層の下部を占めて、火山角礫岩及び凝灰角礫岩が発達する。国縫地域において、

八雲層は火山角礫岩部層と硬質頁岩部層とに2分される。

火山角礫岩部層 (Yv)

本部層は八雲層堆積時の局所的な火成活動によってもたらされたもので、火山角礫岩を主体として凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩を伴い、域内南部の黒岩地域でごく小範囲に分布する(第8・9図)。

火山角礫岩は黒一暗灰一暗緑色を呈し、輝石安山岩の角一亜円礫からなり、粗粒の凝灰質砂及び火山岩片によって固結されている。礫径は多様であり一般に径 1-20 cm 内外のものが多いが、しばしば径 50cm 以上のものも含まれる。輝石安山岩は鏡下で斑晶として、斜長石・紫蘇輝石及び普通輝石が認められる。石基はピロタクシティックないし填間構造を示し、斜長石・輝石・ガラス及び不透明鉱物からなる、また、この安山岩は一般に炭酸塩化作用などを受け汚染されている。

凝灰角礫岩は黒一暗灰一暗緑灰色を呈し、径 1-15cm 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。この凝灰角礫岩は火山角礫岩と互層する。

凝灰質砂岩は暗灰色を呈し、粒度は細一粗粒まであり、火山角礫岩と凝灰角礫岩との互層中に薄層として挟まれる。



第8図 八雲層火山角礫岩部層中の火山角礫岩(黒岩市街南方にあり、黒岩奇岩と名づけられている)



第9図 八雲層火山角礫岩部層中の火山角礫岩(第8図の地域の一部である)

本部層の厚さはおよそ 100m と推定される。

硬質頁岩部層 (Ym)

本部層は国縫川北方地域と黒岩地域において広く発達しており、両地域間は分布が狭くなるがほぼ連続している。

本部層は硬質頁岩とシルト岩との互層からなり、泥岩¹⁾・砂岩及び凝灰岩を伴う。互層中には球状あるいは扁平な形状をなす石灰—苦灰質の団球が含まれる。

硬質頁岩は一般に暗灰—灰色を呈し、非常に堅硬で珪質なものから泥質のものまであり、風化すると褐灰—黄灰色を呈する尖鋭な小岩片となって碎ける。珪質の硬質頁岩は飴色を呈し堅硬緻密であり、割るとガラス状の尖鋭な断口となる。

硬質頁岩は、厚さ 5-20cm 内外の硬質頁岩と厚さ 1-5cm 内外のやや軟質なシルト岩との細互層、厚さ 30-100cm 内外の硬質頁岩と厚さ 5-30cm 内外のシルト岩との互層、わずかに層理が見られるがほとんど塊状に近いものなど各種の堆積形態を示す。なかでも、最初の細互層をなす部分は、河川の川床などで浸食によって軟質のシルト部分が凹み、櫛歯状の美事な外観を呈する。

泥岩は一般に暗灰—黒色を呈し、層理が明瞭なものと塊状無層理のものとが見られる。また、泥岩は硬質なものから比較的軟質のものまであり、しばしば互層する。風化すると表面が赤褐—黄褐色の小細片となって崩壊する。

シルト岩は暗灰—青灰色を呈し、硬質頁岩及び泥岩と互層する。

砂岩は一般に青灰色を呈し、粒度は細—中粒で比較的堅硬であり、硬質頁岩とシルト岩との互層中に薄層として挟まれる。

ワルイ川及びポンワルイ川流域で本部層は硬質頁岩とシルト岩との互層からなるが、上部には厚さ 30cm 内外の黒—暗灰色凝灰質砂岩及び厚さ 10-20cm 内外のシルトサイズの凝灰岩が数層挟まれる。ま



第10図 八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩 (ワルイ川)

1) 泥岩は一般に粘土とシルト岩を総称する用語として使用されているが、多少の混乱も見られ、この報告では説明の便宜上、粘土岩とシルト岩の中間の粒度のものに限定している。したがって泥岩シルト岩互層、シルト質泥岩などの表現も用いている。

た、しばしば径 30-50cm 前後の石灰質団球が含まれる (第10図)。

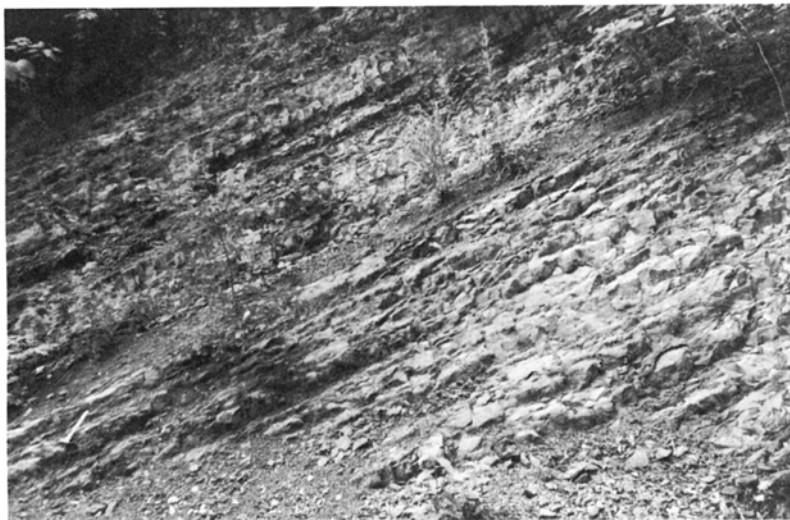
ルコツ川及びシラリカ川流域では、厚さ 10-20cm の硬質頁岩と厚さ 2-5cm のシルト岩との互層が卓越する。

ルコツ川では互層中に厚さ 2m の粗粒凝灰岩を挟むが連続性に乏しい。また、互層中に石灰質-苦灰質の団塊が含まれ、大きいものは径 2m に達するものがある (第 11・12 図)。

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

本部層の層厚は、国縫川北方で 1,500m、ルコツ川地域で約 700-800m である。

層厚 八重層の層厚は、ワルイ川地域で約 1,500m、黒岩地域で約 700m である。



第11図 八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩 (ロコツ川)



第12図 八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩 (黒岩市街南方, 国道5号線沿い)

化石 渡島半島地域では、本層から貝化石の産出は一般に少ない。西隣今金地域では、長尾・佐々(1933 a・b)によって瀬棚層の模式地とされていた種川地域から産出する化石は、その後の研究(窪田, 1950; KANNO, 1962; 橋本ほか, 1963 など)によって、八雲層に属することが明らかにされた。この地域では、*Patinopecten kagamianus* (YOKOYAMA), *Nanaochlamys notoensis* (YOKOYAMA), *Placopecten setanaensis* (KUBOTA) などの Pectinid が密集して産出する。国縫地域で八雲層から貝化石の産出は無かったが、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) や魚鱗などが普遍的に見られる。

有孔虫化石は本層の泥質相中に散点的に含まれ、*Cyclammina cancellata* BRADY, *C. japonica* ASANO, *Haplophragmoides* spp., *Martinottiella communis* d'ORBIGNY, *Cribrostomoides* spp., *Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA など砂質有孔虫が多い。石灰質殻を有する有孔虫は非常に少なく、*Melonis* sp., *Bulimina* sp., *Globigerina* sp. などがわずかに認められた。

地質構造 八雲層は国縫北方・ポンワルイ川地域で傾斜は 40-60°東であり内浦湾側に単傾斜する。域内北西方の上国縫地域では、一部が断層によって切られるが半ベーズン構造を示す。また、この地域は大規模な流紋岩の貫入によってじょう乱を受けている、

茂訓縫川地域で本層の傾斜は 20-30°東を示し、緩やかに東へ傾いている。しかし、ロクツ川から南方シラリカ川地域にかけて、本層は北北東-南南西の軸を有する小褶曲構造を形成している。

断層は北西-南東及び北東-南西系のものが多く、八雲層はこれによって切られている。

対比 本地域の八雲層は、通商産業省資源エネルギー庁(1978)の鉛川層、久遠地域の貉岱層(吉井ほか, 1973)、瀬棚地域の小川峠層(佐川・植田, 1969)、熊石地域の江差層(秦, 1975)、渡島半島南部地域の木古内層及び厚沢部層下部(秦・山口, 1969; 石田ほか, 1975)などに対比される。

III. 3 貫入岩

国縫地域に見られる貫入者は、流紋岩・安山岩及びドレライトである。なかでも域内中央部から北部にかけて流紋岩の大きな岩体があり、訓縫層及び八雲層を貫いている(第13図)。安山岩及びドレライトはいずれも小規模なもので、流紋岩と同様に訓縫層及び八雲層を貫いている。

流紋岩 (R)

流紋岩は淡灰-乳白色を呈し、堅硬緻密なものから粗鬆となるものまでである。ほとんどが斜長石流紋岩質であり、鏡下で斑晶としては斜長石が多く、石英のほかにはわずかに正長石が認められ、ときには黒雲母が含まれる。石基は流紋質・ガラス質・潜晶質及び微晶質など各種認められる。この流紋岩は炭酸塩化作用などを受けている。

安山岩 (A)

一般に暗灰-灰色を呈し、堅硬な普通輝石紫蘇輝石安山岩である。鏡下で斑晶は斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石である。斜長石は板状及び柱状をなし、輝石は自形ないし半白形を示している。石基はガラス・斜長石・輝石・不透明鉱物からなり、ガラス基流晶質構造を示している。また、二次的に炭酸塩鉱物が形成されている。

ドレライト (Do)



第13図 流紋岩（国縫市街西方1.5km, 国道277号線沿い）

ドレライトは暗灰—暗緑色を呈し、緻密堅硬である。鏡下では斑状構造を示し、斑晶は斜長石及び普通輝石からなり不透明鉱物を伴っている。石基は長柱状の斜長石と普通輝石からなり、サブオフィティック構造を示している。このドレライトも多少炭酸塩化作用などを受けている。

III. 4 黒松内層

模式地・命名者 北隣長万部図幅地域内で、寿都郡黒松内町東方朱太川下流域の崖を模式地として、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 本層は国縫川北方紋別川下流にかけて八雲層の東側に分布する。

層序関係 本層と下位の八雲層との関係は整合である。渡島半島地域で両層の境界は一般に漸移関係であり、八雲層の硬質泥岩が極めて少なくなり、相対的にシルト岩が卓越し岩相が大きく遷移するところをもって設定されている。しかし、本地域では黒松内層の下部に凝灰岩を主とする火山砕屑物があり、八雲層との境界は比較的明瞭である。

岩相 本地域の黒松内層は、凝灰岩・シルト岩及び砂岩からなる。下位から凝灰岩部層とシルト岩砂岩部層とに2分される。

凝灰岩部層 (Kmt)

本部層は国縫川以北、紋別川・ワルイ川及びボンワルイ川の下流域に分布する。凝灰岩を主体として、シルト岩及び凝灰質砂岩を伴う（第14図）。

凝灰岩は暗緑—緑—灰白色を呈し、粒度は粘土サイズから粗粒砂サイズまで多様である。また、径1-5cmの軽石からなる軽石凝灰岩も存在する（第15図）。

シルト岩は暗灰—灰色を呈し、比較的硬質であり凝灰岩と互層する。シルト岩中にはしばしば石灰質—苦灰質の団球が散点しており、また、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が含まれている。

砂岩は暗緑—淡緑灰色を呈し、粒度は細—粗粒まであり、凝灰岩とシルト岩の互層中に薄層として挟まれる。

紋別川下流域で本部層は凝灰岩が卓越し、厚さ 1-3m の凝灰岩と厚さ 1-5m のシルト岩ないし砂質シルト岩と頻繁に互層する。凝灰岩は粗粒から細粒まであり、級化成層が多数認められる。

ポンワルイ川下流域で、凝灰岩は非常に厚くなり、厚さ 10m を超えるものが数層認められ、いずれもシルト岩と互層している。また、凝灰質砂岩中には径 1-5cm の黒—暗緑色を示す軽石粒が多数含まれ、斑状の外観を呈するところも見られる。

ワルイ川では本部層は他地域と同様に凝灰岩とシルト岩との頻繁な互層をなすが、厚さ 5m 内外の軽石凝灰岩が認められ、固結度が弱く非常に粗鬆となっている。

本部層の厚さは約 600m である。

シルト岩砂岩部層 (Kms)

本部層はワルイ川及びポンワルイ川下流域に分布する。主としてシルト岩からなり、砂岩及び凝灰岩を伴う。

シルト岩は暗灰—灰色を呈し、比較的明瞭な層理をもつものと塊状無層理となるものがある。風化すると赤褐—黄灰色の細片となって崩壊する。

砂岩は暗灰—灰色を呈し、粒度は細—中粒のものが多い。この砂岩はシルト岩と互層し、部分的に非常に凝灰質となる。

凝灰岩は緑灰—淡灰色を呈し、粒度はシルト—砂サイズであり、シルト岩と砂岩との互層中に薄層として挟まれる。

ポンワルイ川及びワルイ川地域で、本部層は暗灰色シルト岩ないし砂質シルト岩を主体として細粒砂岩と互層する。この互層中には一般に厚さ 10-20cm の凝灰岩及び粗粒砂岩の薄層が挟まれるが、なかに厚さ 3.5m の凝灰岩が 1 層認められる。また、シルト岩中には径 30-50cm 内外の石灰質—苦灰質の団球が含まれている (第16図)。

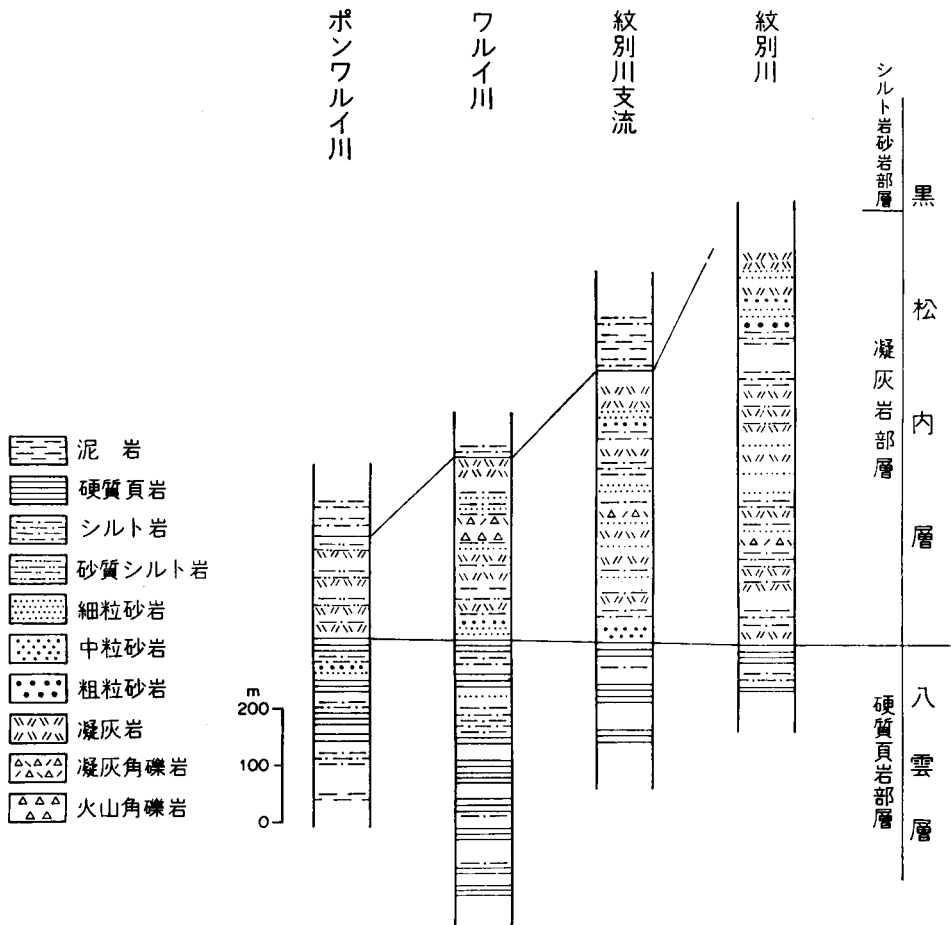
本部層の厚さはおよそ 400m である。

層厚 本層の層厚はワルイ川で約 800m である。

化石 本層の泥質相及び砂相中に *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に見いだされる。しかし貝化石及び有孔虫化石は極めて少ない。



第14図 黒松内層凝灰岩部層中の凝灰岩 (ポンワルイ川)



第15図 八雲層及び黒松内層柱状図



第16図 黒松内層内シルト岩砂岩部層中の互層 (ポンワルイ川)

地質構造 黒松内層は中ノ沢地域西方で八雲層の東側に分布し、八雲層と同様に 40-60° 東で、東方内浦湾側に単傾斜している。また、本層は北西-南東系の小断層に切られ、わずかに変位している。

対比 本地域の黒松内層は、久遠—上八雲地域のキリンベタム層（通商産業省資源エネルギー庁、1978）、瀬棚及び久遠地域の真駒内層（佐川・植田、1969、吉井ほか、1973）及び渡島半島南部地域の厚沢部層上部及び館層（秦・山口、1969；石田ほか、1975）に対比される。

Ⅲ. 5 瀬 棚 層

模式地・命名者 西隣今金岡幅地域内の瀬棚郡今金町メツ川（種川）流域を模式地として、長尾・佐々（1933 b）によって瀬棚統と命名されていた。しかし、その後模式地の貝殻橋付近で多産する化石について、窪田（1950）・沢田（1961）・KANNO（1962）・橋本ほか（1963）及び増田・小笠原（1982）などが検討の結果、これらは中新世八雲層に属することが明らかとなった。このため瀬棚層の模式地は、現在瀬棚郡今金町花石付近の利別川流域となっている。

分布 本層は中ノ沢・国縫・豊野及び山崎地域など海岸平野近くに分布する。

層序関係 瀬棚層は渡島半島各地に広く発達し、従来から下位の黒松内層とは不整合関係にあるとされてきた。一方、両者の関係は一般に不整合であるが、上八雲地域で整合一連とする見解も出されている（池谷・植松、1968）。本地域では瀬棚層が、八雲層及び黒松内層を不整合に覆っている。

岩相 瀬棚層は主として砂岩及び礫岩からなり、シルト岩を伴う。本層は一般に固結度が低い粗粒砂岩・礫岩と多少固結した砂岩・シルト岩と互層している。本層は砂岩部層と礫岩砂岩部層とに分けられる。

砂岩部層 (Sa)

本部層は山崎・豊野・国縫及び中ノ沢地域などに分布する。本部層は砂岩を主体とし、礫岩及びシルト岩を伴う。

砂岩は黄—黄褐色を呈し、細粒から極粗粒まであり、一般に粗鬆である。しばしば白色の軽石の小粒を多く混じえ、凝灰質となる部分も認められる。全般的に黒雲母粒を多く含み、肉眼でも良く観察される。砂岩中には斜層理が発達する部分もあり、また、厚さ 0.5-5cm 程度の砂鉄層が数層挟まれる。

礫岩は暗灰—褐灰色を呈し、一般に 1-10cm の亜円—円礫からなる。礫種は粘板岩・チャート・安山岩・流紋岩及び硬質頁岩などであり、中—粗粒砂によって膠結されている。

シルト岩は青灰色を呈し、砂岩と互層する。風化すると黄灰色の塊となって崩壊する。

山崎地域で本部層の下部は砂岩が卓越しており、礫岩及びシルト岩が 10-100cm の薄層として挟まれる。上部は砂岩とシルト岩との互層からなり、砂岩中には斜層理が認められる。

国縫以北の地域では、粒度の異なる砂岩の互層が卓越し、しばしば斜層理が発達する。

本部層の厚さは、山崎地域で約 150m、国縫地域で約 150m である。

礫岩砂岩部層 (Sg)

本部層は山崎地域のみに分布し、礫岩と砂岩の互層を主体としてシルト岩を伴い、下位の砂岩部層からほぼ漸移する。

礫岩は暗灰—青灰—褐灰色と多種多様な色調を呈する。この礫岩は先第三系から由来する粘板岩・チャート・砂岩をはじめ、新第三系の安山岩・流紋岩及び硬質頁岩など各種の垂角—円礫からなり、基質は中—粗粒砂である。礫径は一般に 10cm 前後であるが、しばしば 50cm を超えるものも見られる（第 17 図）。

砂岩は黄灰—黄褐色を呈し、一般に粗鬆である。砂岩の粒度は中—粗粒であり礫岩と互層する。この砂岩中には黒雲母粒が多く含まれ、また、斜層理が顕著な部分も見られる。

シルト岩は青灰色を呈し、礫岩と砂岩との互層中に薄層として挟まれる。

山崎地域に分布する本部層中には化石の密集帯があり、その内容は第 1 表に示される。

本部層の厚さは 100m 以上と推定される。

層厚 本層の層厚は山崎地域で約 250m、国縫地域で約 150m である。

化石 本層から貝化石・有孔虫化石及び珪藻化石を産する。これらの化石内容から、瀬棚層は浅海域の堆積物であることが推定される。

貝化石は山崎付近で第 1 表に示されるように、*Chlamys cosibensis cosibensis* (YOKOYAMA), *C. daishakaensis* MASUDA & SAWADA, *Macoma tokyensis* MAKIYAMA, *Monia macrochisma* DESHAYES などを多産し、これらは寒流系を指示する。

有孔虫化石は石灰質殻を有するものが優勢で砂質殻のものは比較的少ない。化石内容は Nonionidae, Cassidulinidae 及び Anomalinidae などが多く Miliolidae は少ない。また、砂質殻のものは Textulariidae がわずかに見いだされた。なかでも *Cibicides* spp., *Cassidulina* spp., *Melonis* spp. 及び *Elphidium* spp. などが多い。このほか蘇苔虫類、海胆類、*Balanus* sp. などを産する。

地質構造 瀬棚層は山崎地域や国縫地域などに分布するが、いずれも 10° 前後で東に傾斜する。山崎地域で本層は北西—南東方向の断層によって切られる。

対比 本層は道南標準層序の瀬棚層、渡島半島南部の鶉層（石田ほか、1975）に対比される。



第17図 瀬棚層礫岩砂岩部層（山崎地域）

第1表 国縫地域瀬棚層産の貝化石

Acmaea pallida (GOULD)
Buccinum sp.
Callista brevisiphonata (CARPENTER)
Chlamys cosibensis cosibensis (YOKOYAMA)
C. daishakaensis MASUDA and SAWADA
C. islandicus (MÜLLER)
Clinocardium sp.
Crepidula grandis MIDDENDORFF
Cyclocardia ferruginea (CLESSIN)
C. paucicostata (KRAUSE)
Fusitriton oregonensis (REDFIELD)
Glycymeris yessoensis (SOWERBY)
Lima goliath (SOWERBY)
Limopsis tokaiensis YOKOYAMA
Macoma tokyoensis MAKIYAMA
Miodontiscus prolongata nakamurai (YOKOYAMA)
Monia macrochisma DESHAYES
M. sp.
Myadora japonica HABE
Nucella freycineti (DESHAYES)
Pseudogrammatodon dalli (SMITH)
Trapezium sp.
Trichamathina nobilis (A. ADAMS)
Tridonta borealis SCHUMACHER

(鑑定：赤松守雄)

IV. 第四系

本地域に分布する第四系は、海岸段丘堆積物・河岸段丘堆積物・扇状地堆積物・湿原堆積物(泥炭)・駒ヶ岳火山灰・氾濫原堆積物及び砂丘堆積物からなる。

IV. 1 海岸段丘堆積物

内浦湾西岸の長万部から森町にかけての地域は、海岸段丘が顕著に発達する。地形の項で述べたように、本地域では海岸線に沿って、海拔 30-60m, 50-120m 及び 120-200m を示す3段の平坦面が見られる。長万部段丘及び黒岩段丘には堆積物が存在する。

黒岩段丘堆積物 (t₁)

この段丘は域内で海岸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。この面は海拔 50-120m の平坦面であり、シラリカ面の東前面にあつて海岸線と並行し、北北東-南南西方向に延びている。この面は特に南部の黒岩付近で顕著に発達するが、国縫市街以北では平坦部が少なくなり不明瞭と

なる傾向を示す。

段丘堆積物は一般に厚さ 1-2m 内外であるが、厚いところでは 5 m 以上ある。本堆積物は礫層・含礫砂層・砂層・シルト層及び粘土層からなる。礫層及び含礫砂層の礫はほとんど円一亜円礫からなり、礫径は大小種々認められるが、一般に 3-10cm 内外のものが多く、また、礫種は粘板岩・チャート・ホルンフェルスなどととも、安山岩・硬質頁岩の礫が多く含まれる。

長万部段丘堆積物 (t₂)

この段丘は海拔 30-60m の高度を示し、平坦面が非常に良く発達している。東方は内浦湾に向い緩やかに傾斜するとともに、北方にも徐々に高度を下げている。

段丘堆積物は一般に厚さ 3-5m 前後であるが、厚い部分では約 10m に達するところもある。この堆積物は良く円磨された礫層及び砂層からなり互層している。また、しばしば粘土層を伴う。礫層中の礫径は 5 cm 以下のものが多く、礫種は粘板岩・チャートなどの古期岩、安山岩・流紋岩などの火山岩とともに硬質頁岩も混じえる。砂層は中一粗粒砂からなり分級度は比較的良好で、ときには小規模の斜層理が見られる。

瀬川 (1972) は国縫南方豊野—豊津間の段丘上に見られる泥炭 (東経 140°18'3", 北緯 42°24'7") 中の木片を採取し、学習院木越研究室で ¹⁴C 年代測定を行い、24,350 ± $\frac{1550}{1350}$ 年 B.P. の結果を得た。これは湊・井尻 (1966) によるウルム最盛期初期に当たり、また、瀬川 (1972) は段丘礫層上の粘土層中に、氷乱土・氷袋土などの周水河現象が認められることから、寒冷な気候の環境下と考えている。このことから、長万部段丘形成時期は、ウルム最盛期以前の安定した長期の海進の時期として、リス・ウルム間氷期位と推定している。

IV. 2 河岸段丘堆積物 (t₃)

紋別川・国縫川をはじめ各河川の流域には小規模な河岸段丘が形成され、平坦地あるいは緩斜面が認められる。

この堆積物は厚さが 2-3m であり、主として礫層及び含礫砂層からなり粘土層を伴う。堆積物は河川流域の地質を反映して、新第三系の堆積岩及び火山岩から供給されている。

礫層の礫は主として緑色凝灰岩・硬質頁岩・安山岩及び流紋岩などからなり、基質は粗粒砂で全体の固結度は低い。礫径は一般に 5-20cm 前後のものが多く、

IV. 3 扇状地堆積物 (f)

扇状地は域内国縫市街付近で、小河川が山地から段丘を横切り海岸平野に出た部分に小規模なものが認められる。

堆積物はすべて後背地の新第三系から由来する凝灰岩・硬質頁岩、また、段丘堆積物から供給された安山岩礫などを含む砂礫層である。

IV. 4 湿原堆積物 (p)

噴火湾沿いの海岸平野には、段丘と海岸砂丘との間に標高 10m 以下の低湿地があり、構成植物の違いによって低位・中間・高位の各泥炭土が分布する。国縫地域ではこれらの泥炭土のうち低位泥炭のみが存在する。地表面は厚さ数 cm の駒ヶ岳火山灰 Ko-d₂ をはじめ、2, 3 の火山灰層及び表土に覆われている。本地域を含めて渡島支庁管内に分布する泥炭については、瀬尾ほか (1970) によって詳細な報告がなされている。

低位泥炭 (p)

この泥炭は、ハンノキ・ヨシを主とし、
 埴質土を混じえる亜泥炭である。

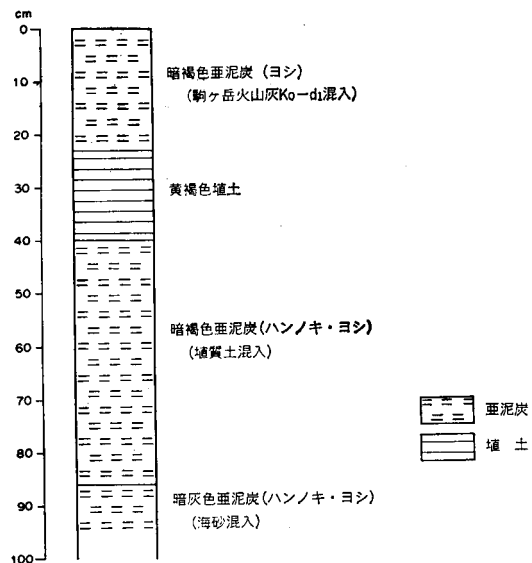
この低位泥炭は瀬尾ほか (1970) によっ
 て4層に分けられている (第18図)。

第1層 (0-23cm) 暗褐色を呈し、分解
 のやや良いヨシに鈹質土が混入する亜泥炭
 であり、駒ヶ岳火山灰を混じえる。

第2層 (23-40cm) 黄褐色を呈する埴
 土²⁾で、孔隙が少なく、粘着が強く、可塑
 性が大である。

第3層 (40-86cm) 暗褐色を呈し、分
 解の悪いハンノキ・ヨシに埴質土が混入す
 る亜泥炭からなる。

第4層 (86 cm 以下) 暗灰色を呈し、
 分解の悪いハンノキ・ヨシに海砂が混入す
 る亜泥炭である。



第18図 国縫地域における低位泥炭柱状図

IV. 5 駒ヶ岳火山灰

駒ヶ岳は本地域の国縫市街から南南東方、直距離にして約 50km のところに位置し、現在も活動している。駒ヶ岳の噴火に関する最古の記録は 1640 年 (寛永 17 年) であり、この時の降下軽石は、山田 (1958) によって Ko-d 層と命名されている。駒ヶ岳周辺では、更に古い時期の幾つかの火山灰が分布しており、第 2 表に示されるように年代測定の結果、Ko-h は 5750±110 年 B.P. の値が出されている。このことから上記記録以前にも幾多の噴火活動が行われていたことが明らかとなっている。

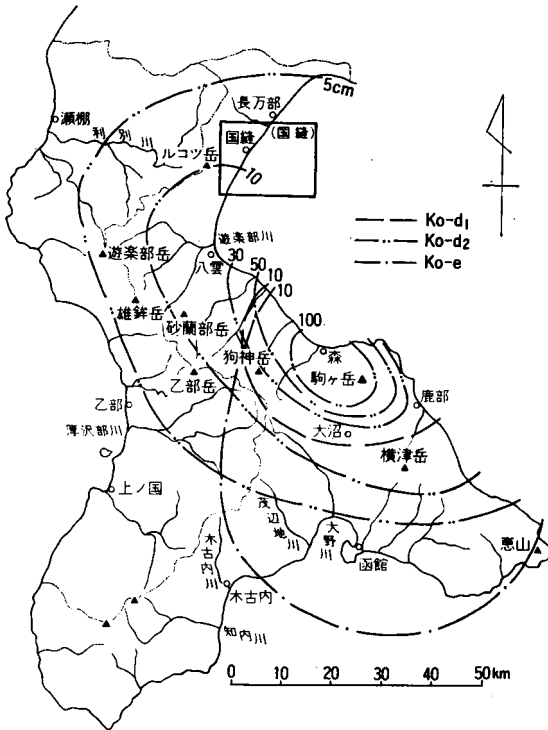
駒ヶ岳火山灰については、佐々木ほか (1970) による詳細な報告があり、その分布及び細分は第19図及び第2表のとおりである。

2) 日本農学会法の土性名で、埴土は細土 (< 2mm) 中の粘土 (< 0.01 mm) 含量が50%を越えるものに使用している。埴質土はこれに近似する土壌である。

第2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	駒ヶ岳一鹿部	鹿部・砂原町界一駒ヶ岳一尾札部	軽石礫, 鹿部 100cm 内外 (粒径 2-4 cm)
Ko-b	1905年		駒ヶ岳の西麓部	
Ko-c	1856年	駒ヶ岳一出来潤崎	鹿部松屋崎一駒ヶ岳一鹿部本別	軽石礫 (粒径 2-3, 大は 10cm) 最大層厚 70cm 内外
Ko碎屑流		駒ヶ岳一鹿部駅	駒ヶ岳北麓部	淡赤橙色の碎屑流 (軽石質)
Ko-c ₂	1767年	駒ヶ岳一出来潤崎	砂原沼尻一駒ヶ岳一鹿部本別	軽石礫 (粒径 2-3, 大は 10cm) 最大層厚 160cm
Ko碎屑流			駒ヶ岳北麓部	淡赤橙色の碎屑流
Ko-d ₁		駒ヶ岳一落部	砂原一峠下一落部	細粒火山灰, 層厚落部 10cm, 峠下 8cm
Ko-d ₂	1640年	駒ヶ岳一今金	白尻一七飯一中山峠一国縫	軽石砂礫, 層厚砦谷 100cm, 落部 60cm, 八雲 30cm, 国縫 10cm 内外
Ko碎屑流			駒ヶ岳西麓部	淡赤橙色の碎屑流
Ko白ハン		駒ヶ岳一中山峠	森一木間内一大野一大沼	白灰色の細粒火山灰
Ko-e	1,700 ± 130 年 B.P.	駒ヶ岳一上磯	野田生一館一千軒一尻岸内	褐色細粒火山灰, 層厚森 10-15cm, 鹿部 10cm
Ko-f	2,750 ± 110 年 B.P.	駒ヶ岳一磯谷	石倉(森)一峠下一尾札部	赤褐色多孔質の軽石砂, 層厚森 30-50cm, 磯谷 25cm
Ko-g	4,780 ± 110 年 B.P.	駒ヶ岳一磯谷	森一大沼一尾札部	淡灰黄色の軽石砂, 層厚森 20cm, 磯谷 25cm
Ko-h	5,750 ± 110 年 B.P.	駒ヶ岳一白尻	森・磯谷	細粒火山灰, 層厚磯谷 30cm

佐々木ほか (1970) 資料によるが一部簡略化した



第19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

駒ヶ岳の噴出物は、溶岩、軽石流堆積物・火砕流堆積物及び降下軽石などであり、道南地域では広い地域にわたって分布している。国縫地域はこれら噴出物の分布の北限に近く、わずかに駒ヶ岳火山灰 Ko-d₂ の分布が知られている。この火山灰は本地域のほぼ全域を薄く覆っているため、地質図上には示していない。

Ko-d₂ 層

山田 (1958) は 1640 年の噴火によって、駒ヶ岳山麓から渡島半島の大半にわたって分布した灰白色を呈する厚い降下軽石堆積物を Ko-d 層と命名した。Ko-d 層は少なくとも 7 枚の Fall Unit からなり、全体として上半部が細粒で下半部が粗粒である。佐々木ほか (1970) はこの Ko-d 層を更に Ko-d₁ 及び Ko-d₂ と細分している。

第3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

Ko-d₂ 層は粗粒の軽石からなり、層厚は山麓部の森町で最も厚く、厚さ 100-200cm (粒径 1-5cm)、駒ヶ岳から北西方へ向かって南隣八雲地域では厚さ 20cm 前後 (粒径 0.1-0.2cm)、また、国縫及び長万部地域では厚さ 5-10cm となっている。更に、Ko-d₂ 層は 2 層に大別され、上部は砂サイズ、下部は礫サイズであり、国縫・長万部地域など噴出源から遠く離れたものは Ko-d₂ 層の上部層と考えられている。

八雲市街南方の石倉地域での駒ヶ岳火山灰 Ko-d₂ 層の粒径分布を第 3 表に示す (佐々木ほか, 1970)。

IV. 6 氾濫原堆積物 (a)

氾濫原堆積物は各河川流域に認められるが、紋別川及び国縫川を除くとその分布は狭い。

この堆積物は、各河川流域の地質を反映した礫層・砂層及び粘土層からなる。

IV. 7 砂丘堆積物 (s)

内浦湾西岸の海岸線に並行して、長万部から八雲にかけての地域には、旧汀線を示す砂堤状の砂丘が発達している。砂丘の幅はおよそ 100-200m、高さは一般に海水準より 4-6m である。

砂丘堆積物を構成する砂は細粒から中粒の砂で、しばしば美事な斜層理を示す部分も見られる、

本地域では砂丘中に局部的に砂鉄が濃集した部分があり、かつて砂鉄鉱床として採掘されたこともある。

V. 応用地質

本地域の金属資源は主として砂鉄であり、内浦湾西岸の海岸平野及び海域に広く賦存する。第 2 次世界大戦以後、大規模に生産されたが、現在は稼行及び探鉱とも全く行われていない。内浦湾内の海底砂鉄については、地質調査所が北海道開発庁の要請によって、物理探査をはじめ各分野の調査を行った。その結果に基づいて海域の砂鉄埋蔵量が算定されているが、海域での採掘は技術面の困難さもあり実施されていない。砂鉄以外の金属資源としてはマンガンがわずかに見られる。非金属資源としてはゼオライトがあり、訓縫層の緑色凝灰岩中に良質のものが含まれており、現在採掘中である。

石油・天然ガス鉱床探査を目的として、北隣長万部地域の海岸平野部では、試錐が行われているが、現在まで石油の産出は無い。天然ガスは都市ガスとして供給され、また、試錐に付随した温水は温泉と

して利用されている。本地域でも同様な目的で数本の試錐が行われているが、燃料鉱床あるいは温泉として規模が大きいものは認められていない。

このほか、域内西部から西隣今金地域の美利河・花石付近にかけては瑪瑙が産出することで知られており、装飾品などが作られている。

V. 1 砂 鉄 鉱 床

北海道南西部渡島半島の内浦湾沿岸地域には、海岸段丘及び海岸平野が発達する。なかでも、長万部から国縫・八雲・森を経て鹿部に至る海岸線沿いの平野部は、日本有数の砂鉄鉱床賦存地域として古くから知られ、多量の砂鉄が採掘されてきた。この地域の砂鉄鉱床に関しては、数多くの調査並びに研究報告があり、ここでは陸域及び海底砂鉄鉱床についてその概要を記載する。

内浦湾沿岸地域に賦存する砂鉄鉱床は、明治末期から近年まで長期にわたり開発されてきた。ことに昭和 26 年頃から鉄鉱石の需要が急増し、昭和 36 年には採掘業者数が 40 社を数えている。採掘の最盛期は昭和 40 年頃までで、その後は経済事情の推移、鉱量の減少等もあり、次第に鉱山数も少なくなつて、昭和 51 年以降はすべての鉱山が休廃止となり現在に至っている。

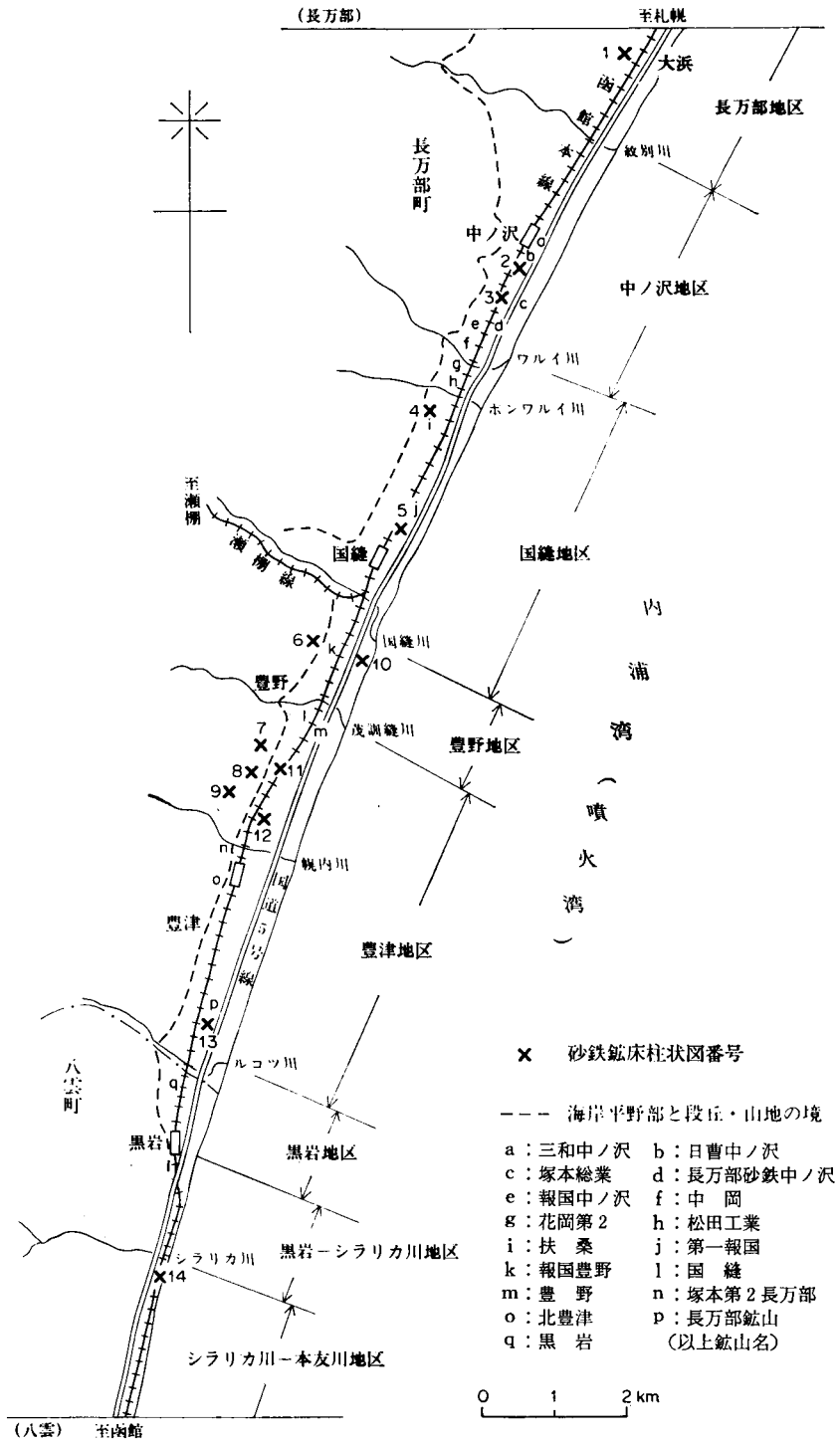
この地域の砂鉄鉱床については、斉藤・渡辺 (1954)・斉藤ほか (1956)・梅本ほか (1954) などの調査報告がある。この調査後もかなりの量の採掘が行われ、残存鉱量も少なくなっている。

砂鉄鉱床が賦存する海岸平野は、行政区画上は山越郡長万部町に含まれ、わずかにルコツ川以南が八雲町に属する。海岸線は内浦湾で最も単調であり、ほぼ北北東-南南西方に直線的に伸びている。海岸平野部では海岸線とほぼ並行して国鉄函館本線及び国道 5 号線が通じており、交通は至便である。

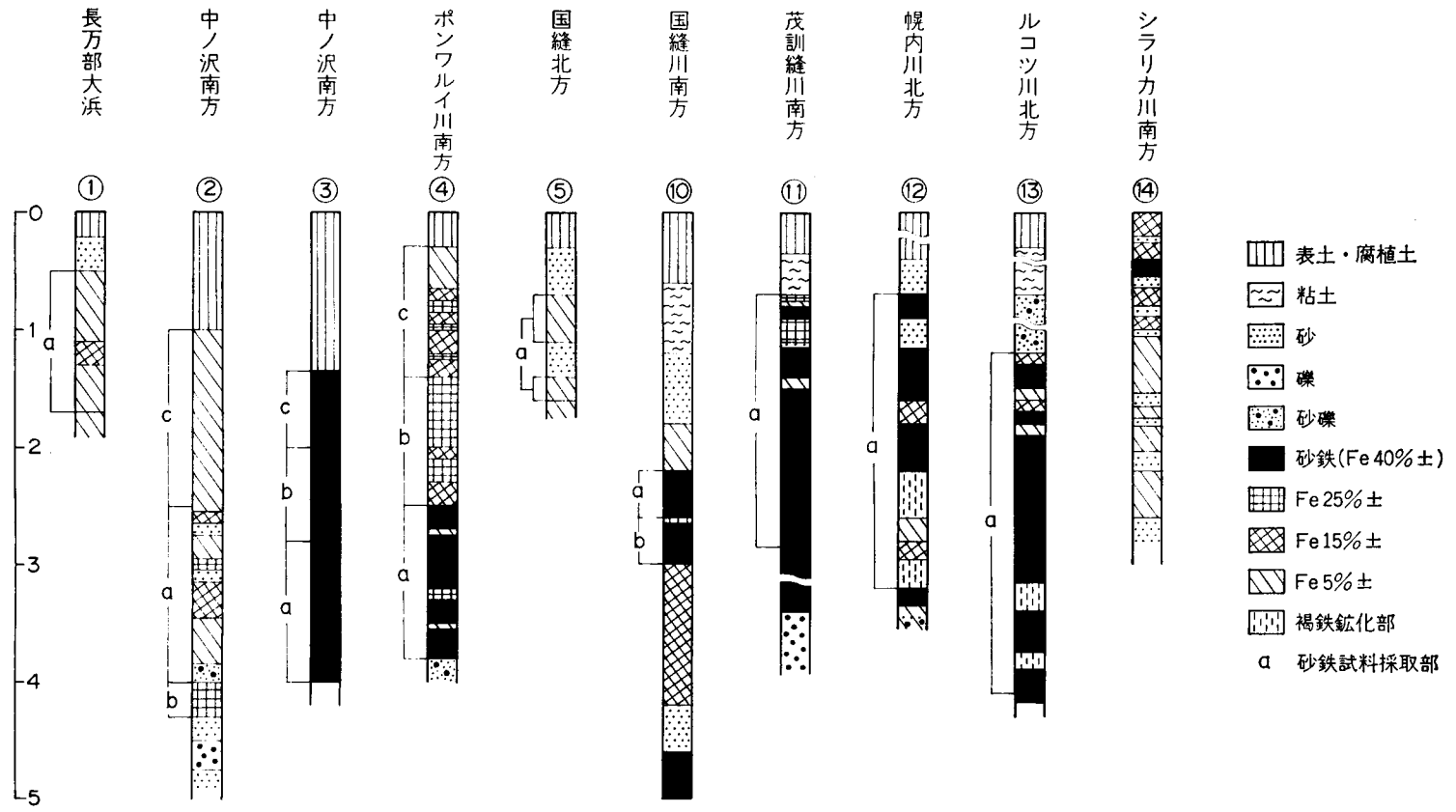
長万部-黒岩間の海岸平野は、紋別川・ワルイ川・国縫川・ルコツ川などの下流域を包含し、南北約 35 km、東西幅は紋別川下流域を除いて海岸段丘まで約 750m である。平野の後背地は西隣今金図幅地域にかけて広域的に見られる新第三系の堆積岩及び火山岩類によって構成されている。これらの基盤上には、砂・礫・粘土からなる段丘堆積物が覆っている。海岸平野部では、各河川の氾濫原堆積物及び泥炭などが発達し、汀線近くには数列の砂丘が形成されている。黒岩以南は後背山地が張り出して海に迫り、平野部はきわめて狭小となっている。

砂鉄鉱床は、海岸平野・段丘堆積物・砂浜などのいずれにも胚胎するが、稼行対象となる鉱床は段丘堆積物中の一部を除き、大部分が海岸平野内に集中している。これらの砂鉄は、新第三紀火山岩及び火砕岩類起源と考えられている。国縫地域で砂鉄が最も濃集した地区は、中ノ沢-国縫間約 5 km と国縫-黒岩間の約 7 km である。鉱床は全般的に平野部西部段丘寄りで厚さ 2.5-5m を示し品位も良いが、海岸線に近づくにつれて厚さは 1-2m と薄くなり品位も低下している。砂鉄鉱床は必ずしもほぼ一定の厚さをもって延長方向に連続するものではなく、しばしば急に尖滅したり、各河川の浸食ならびに再堆積作用によって不規則な形成をなすことが多い。鉱体の延長が 2 km を超えるものは少なく、一般に 300m-1 km 前後のものが多い。

鉱石は黒色-帯紫黒色を呈し、粒度は中ノ沢地区と豊津地区とでは多少の違いが認められ前者は細粒であるが、一般に 0.05-0.2mm 程度である。構成鉱物は鉄鉱物として磁鉄鉱・チタン鉄鉱・褐鉄鉱・



第20図 国縫地域砂鉄鉱床の位置及び柱状図番号



第21図 国縫地域海岸平野部砂鉄鉍床柱状図 (齊藤・渡辺, 1954; 齊藤・ほか, 1956による)

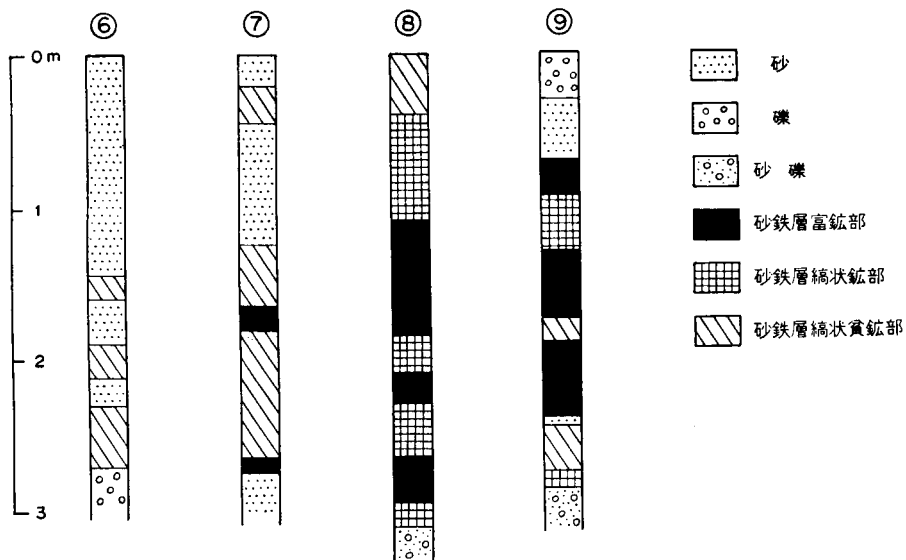
赤鉄鉱，随伴鉱物として輝石・石英・斜長石などで，自形を呈するものが多い．磁鉄鉱は単独の磁鉄鉱粒としても認められるが，しばしばチタン鉄鉱あるいは赤鉄鉱と共生している．

鉄品位は優良部で Fe 20-50 %，TiO₂ 2.5-5%，貧鉄部で Fe 7-15%，TiO₂ 1-2%である．

各地区の主な砂鉄鉱床の位置図及び柱状図は第 20，21，22 図に，また，化学分析表，砂鉄精鉄生産実績及び各地区埋蔵鉄量をそれぞれ第 4，5，6，7 表に示す．

海底砂鉄

内浦湾海底砂鉄鉱床については，昭和 35-36 年と昭和 40-42 年の 2 回にわたり，地質調査所が北海道開発庁の要請を受け調査を行っている．昭和 35-36 年には，静狩沖から八雲町野田追沖までの約 60 km の海域を対象として磁気探査及び採泥調査を行っている．昭和 40-42 年には，黒岩沖から駒ヶ岳付近の砂原沖までの約 50km について，プロトン磁力計・高波探査併用の物理探査，海上試錐，海底地形調査及び採泥調査を実施している．



第22図 豊野付近段丘地域の砂鉄鉱床柱状図 (梅本ほか, 1952による)

第4表 国縫地域砂鉄の化学成分

地区名・鉱山名	Fe %	TiO ₂ %	P %	S %	Mn %	SiO ₂ %	CaO %	分析者
中ノ沢地区 日曹中ノ沢	53.92	8.20	0.227	0.003	0.498	8.20	—	輪西製鉄所(昭.19)
" 報國中ノ沢	53.12	8.86	0.351	0.021	0.542	8.40	0.82	"
国縫地区 松田工業	55.87	7.08	0.281	0.007	0.426	7.45	0.879	"
豊野地区 報国豊野	53.84	8.53	0.221	0.010	0.585	6.40	—	"
豊津地区 豊野	57.47	8.53	0.265	0.021	0.504	4.25	—	"
" 国縫第一	57.18	8.84	0.294	0.075	0.555	6.30	—	"
" 北豊津	58.84	7.63	0.178	0.057	0.55	4.80	—	富士製鉄(昭.28)
" 長万部砂鉄	58.95	7.69	0.197	0.061	0.56	4.96	—	"

齊藤・渡辺(1954)から一部抜すい

第5表 国縫地域砂鉄分析表

柱状番号	試料採取地・鉱山名	採取層厚(cm)	Total Fe (%)	TiO ₂ (%)	着磁率	備 考
1	長万部町大浜	120	4.72	0.81	6.7	
2 a	中ノ沢地区 日曹中ノ沢	130	14.21	0.81	16.0	
b	" "	30	25.18	3.22	—	
c	" "	130	6.83	0.81	—	
	" "	—	57.27	5.64	—	精 鉱
3 a	中ノ沢地区 塚本総業	100	—	—	40.3	
b	" "	80	—	—	40.8	
c	" "	60	—	—	60.8	
4 a	国縫地区 扶 桑	130	33.06	4.03	—	
b	" "	100	32.03	2.42	45.2	
c	" "	115	20.96	3.22	—	
	" "	—	64.08	6.44	96.8	精 鉱
5 a	国縫地区 旧第一報国	65	49.88	5.64	—	
6	豊野地区	—	—	—	—	
7	豊津地区	250	17.73	2.86	—	
8	" "	237	24.77	3.98	—	
9	" "	145	21.41	3.34	—	
10 a	豊野地区 報国豊野	40	49.88	5.64	—	
b	" "	40	38.90	3.22	62.4	
11 a	豊津地区 国縫豊野	200	52.55	4.83	—	
12 a	" 北豊津第一	270	38.90	3.22	53.7	
13 a	" 長万部砂鉄	280	59.44	4.03	75.2	
14	シラリカ川一本友川地区	52	24.21	2.33	—	

齊藤ほか(1956), 齊藤ほか(1958) などから編集

第6表 国縫・長万部地域砂鉄鉱山精鉱生産実績(昭和26年以降)

年	鉱山数	生産量(t)	年	鉱山数	生産量(t)	年	鉱山数	生産量(t)
26	6	97,643	34	15	328,584	42	4	102,532
27	6	158,064	35	25	351,706	43	4	90,278
28	11	256,748	36	19	260,565	44	3	49,777
29	11	265,726	37	18	239,290	45	2	19,219
30	8	292,204	38	11	185,352	46	1	4,787
31	16	373,807	39	13	196,180	47-49	0	0
32	15	371,881	40	10	133,964	50	1	7,021
33	15	246,966	41	7	80,252	計		4,102,546

生産実績の一部は北隣長万部地区も含まれている。北海道鉱業会発行の北海道鉱山累年生産実績などに基づいて作成した。

第7表 国縫地域地区別埋蔵鉱量

地 区 名	面積(m ²)	厚さ(m)	比重	Fe (%)	TiO ₂ (%)	埋蔵鉱量(t)
長万部地区	370,000	2.0-4.0	1.7	8	1.0	2,278,000
中ノ沢 "	628,000	2.0	1.8-2.1	10-25	1.5-3.0	2,585,000
国縫 "	440,000	1.5-2.5	1.8-2.1	10-25	1.5-3.0	2,259,000
豊野 "	250,000	2.0-3.0	1.9-2.1	15-25	2.0-3.0	1,125,000
豊津 "	1,064,000	1.2-3.0	1.9-2.2	15-30	2.0-4.0	4,483,000
黒岩 "	115,000	1.0-2.5	1.9-2.1	15-25	2.0-3.0	524,000
黒岩—シラリカ川 "	29,000	0.3	1.9	18	1.1	29,000
シラリカ川一本友川 "	220,000	0.6	2.2	30	3.3	220,000

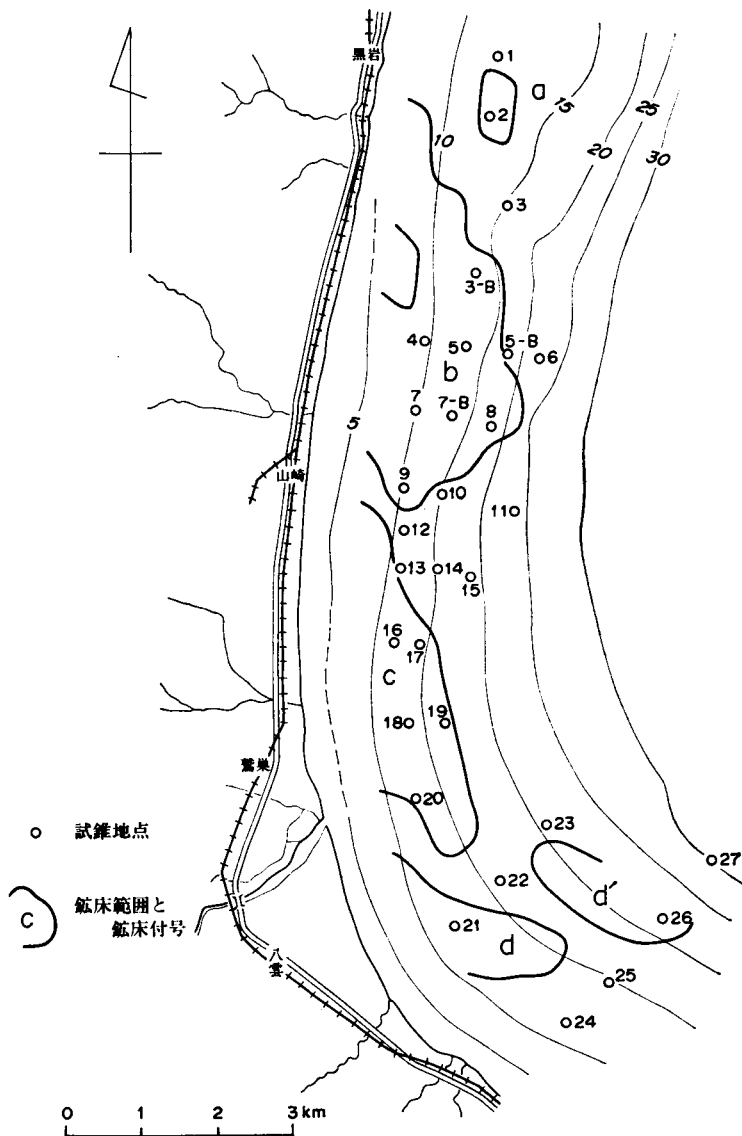
齊藤・渡辺(1954), 齊藤ほか(1956) による

内浦湾内に賦存する砂鉄鉱床は、丸山ほか（1968）によって報告され、なかでも特に黒岩—八雲地区で良質な鉱床が確認されている。

黒岩—八雲地区の調査範囲は、海岸線から1 km 以遠、水深は 30m 以内、幅が 2-4 km の細長い地域である。

海底の地質は、新第三系の堆積岩及び第四紀更新世の堆積物を基盤とし、これを覆う未固結堆積物と表層堆積物からなる新期堆積物によって構成される。

未固結堆積物は、一般に青—緑色を呈し、直径 10 cm 以上の礫を多く含む含礫粗砂からシルト質・微



第23図 内浦湾（噴火湾）海底砂鉄鉱床分布図（丸山ほか、1968による）

細な泥質まで、各種の粒径をもつ堆積物である。この堆積物は局部的に粒度変化が著しいが、全般的な粒度分布から見ると、海岸近くから沖合にかけて次第に細粒へと移り変る傾向を示している。

表層堆積物は灰白—褐—青緑色と複雑な色調を呈しており、全般的に軽石粒を含むシルトないし泥から構成される。

この海域の新时期堆積物中の鉱物組成は、石英 7% 内外、長石 46% 内外、輝石・角閃石等の鉄苦土鉱物類 14% 内外である。このほかには、雲母・変質鉱物・鉄鉱物・安山岩岩片及び凝灰岩岩片などが含まれる。

新时期堆積物の砂鉄含有率は、平均 2.76% であるが最高 21.5% を示す部分もある。表層堆積物中の砂鉄含有率は平均 3.33% であり、下位の未固結堆積物よりも高品位である。

砂鉄含有率の高い部分の層相は、砂鉄粉がほぼ均等に点在、小規模な斑状あるいは縞状に入るなど各種の堆積形態をなして砂層中に入る含砂鉄砂層であり、陸域平野のように砂鉄だけが大量に濃集する部分は見られない。

黒岩—八雲地区海域の砂鉄鉱床の分布は第 23 図、海底堆積物砂鉄良質着磁品位 3% 以上は第 8 表に、海域砂鉄埋蔵量は第 9 表のとおりである。

第 8 表 内浦湾海底堆積物砂鉄良質部一覽

試錐番号	賦存深度 _m	厚さ _m	着磁品位 _%	試錐番号	賦存深度 _m	厚さ _m	着磁品位 _%
1	-1.0	0.5+	3.7	10	0	0.3	3.5
2	0	0.5	3.6	12	0	0.5	4.0
"	-1.0	0.7+	4.0	13	0	0.3	3.0
3 B	0	0.5	5.0	"	-1.3	0.5	3.8
4	-0.5	0.5	7.4	15	0	0.5	3.5
5	0	0.6	6.5	16	0	0.5	3.0
6	-2.5	0.2	3.0	18	0	0.3	3.6
7	0	0.5	5.3	"	-2.1	0.5	4.0
"	-0.5	0.5	11.0	"	-3.3	0.1+	6.5
"	-1.0	0.4+	5.5	19	0	0.7	3.5
7 B	0	0.5	4.5	20	-0.6	0.5	3.2
"	-0.5	0.5	3.2	21	0	0.3	7.0
8	0	0.5	3.5	"	-0.6	0.4	5.0
"	-0.5	0.5	3.2	22	-2.3	0.5	5.0
9	0	0.5	7.6	26	0	0.2	4.5
"	-0.5	0.5	3.8	"	-1.5	0.6	3.4

丸山ほか (1968) による試錐位置は第 23 図

第 9 表 黒岩—八雲海域砂鉄埋蔵量

鉱床賦存地域	長径 _(m)	短径 _(m)	厚さ _(m)	粗鉄量 _(t)	平均品位 _(%)	精鉄量 _(t)
黒岩・山崎東方沖 b	4,000	2,000	1.5	18,000,000	0.04	720,000
鷺の巣東方沖 c	4,000	2,000	3.0	24,000,000	0.04	960,000
八雲市街南東沖 d	3,000	1,000	1.0	2,700,000	0.03	81,000
" d'	2,500	1,000	2.5	8,300,000	0.04	332,000
計				53,000,000		2,093,000

丸山ほか (1968) による。鉱床賦存地域 a は範囲が狭いため算出していない。

V. 2 マンガン鉱床

茶屋川駅北西方約3kmの位置に茶屋川鉱山があり、マンガンを対象とする坑道探鉱が行われただけで廃山となっている。

鉱床は今金地域の稲穂鉱山と同様に、訓縫層の緑色凝灰岩と八雲層の硬質泥岩との間にある鉱層型のものである。鉱床の主体は虎石と呼ばれる珪質の岩石で、マンガンがこれに付着した程度のものである。この地域で稼行できるものは、ほとんど認められない。

V. 3 ゼオライト鉱床

国鉄瀬棚線の茶屋川駅から西隣今金地域の稲穂トンネルにかけての鉄道沿線、瀬棚線北方の上国縫地域には、訓縫層上部の緑色凝灰岩が広く分布し、この中に良質のゼオライト資源が含まれており、昭和41年から採掘されている。

ゼオライトはアルカリ金属 (K・Na)・アルカリ土金属 (Ca・Ba・Sr・Mg) 及びアルミニウムからなる含水珪酸塩鉱物で、塩基 (イオン) 交換能及び吸着能を有している。このような特性を利用して、この地域の含ゼオライト凝灰岩は、農業面では土壌改良資材及び肥効剤、工業面では脱臭剤・乾燥剤・硬水軟化剤・放射性物質の吸着剤・製紙用、環境衛生面では防臭剤・汚水処理など幅広く使用されている。

本地域周辺に分布する含ゼオライト凝灰岩については、藤原・庄谷 (1967)、藤原・佐藤 (1978) によって詳細な報告が行われており、ここではその概略を述べる。

含ゼオライト緑色凝灰岩は訓縫層の上部にあり、前記地域一帯に発達し上下2層準が認められる。上部の含ゼオライト緑色凝灰岩は、連続性に富み量的にも多く賦存するが、下部のものは薄層として数層認められる程度である。

上部の含ゼオライト凝灰岩は、粒度が砂サイズの凝灰岩・粘土サイズの凝灰岩・凝灰質砂岩・軽石凝灰岩及び火山礫凝灰岩などと一部互層し、また、漸移する関係を示している。ゼオライトが濃集する緻密な良質部は、一般に厚さ10-30m程度である。下部の含ゼオライト凝灰岩は、上国縫川下流から国鉄瀬棚線一帯にかけて分布し、厚さは数-10m程度で粒度も粗く、しばしば凝灰角礫岩や軽石凝灰岩と漸移する。

本地域の含ゼオライト凝灰岩は、クリノプチロールふっ石及びモルデンふっ石からなるものが多く認められ、場所によってその量比が変化している。上部の含ゼオライト凝灰岩は下がモルデンふっ石、上がクリノプチロールふっ石を主体としている。

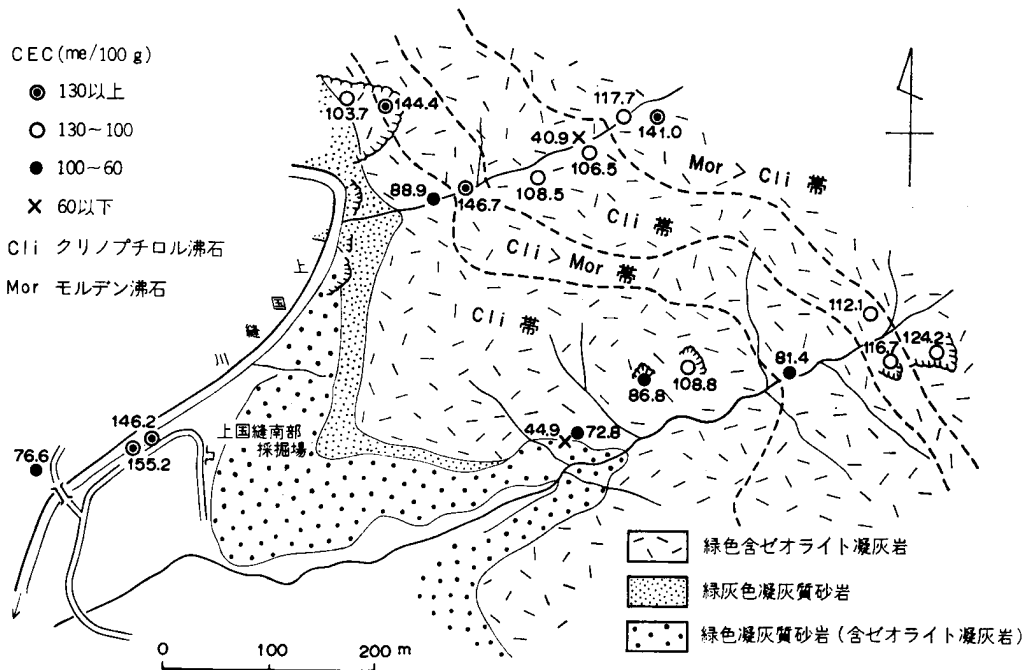
含ゼオライト凝灰岩の利用価値の評価基準の1つとして、陽イオン交換容量 (CEC) があり、単位は乾物100gr 当り m.e (ミリグラム当量) として表現されている。

上部の含ゼオライト凝灰岩は、国縫川中流域で61.3-157.2 m.e/100 gr、上国縫川下流東方山地で40.9-181.5 m.e/100 gr などの値を示している。下部の含ゼオライト凝灰岩は、上国縫川下流で一般に

第10表 国縫地域含ゼオライト

	ゼオライトの種類	CEC m. e./100g	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %
上国縫南部採掘場 (北東方 約 400m)	C≫M	108.5	64.18	0.04	12.75	2.87
(北方 約 350m)	C>M	170.6	64.78	0.84	12.02	0.47
(東方 約 700m)	C	150.7	64.69	0.67	12.38	0.78
松枝川	C>M	135.9	65.21	0.78	11.19	0.43

C: クリノプチロル沸石 M: モルデン沸石



第24図 上国縫南部採掘場付近の地質と含ゼオライト凝灰岩の CEC 値 (藤原・佐藤, 1978による)

76.6-156.2 m.e/100 gr 程度であるが、局部的に 140.1-156.2 m.e/100 gr など高い CEC 値を示すところも見られる。

上国縫川下流付近には、採掘を行っている道央鉱業株式会社の上国縫南部採掘場があり、この付近の地質構成及び CEC 値は第 24 図に示している。また、本地域の含ゼオライト凝灰岩の化学組成は、第 10表のとおりである。

V. 4 石油・天然ガス鉱床

北隣長万部図幅の長万部市街付近では、大正年代から可燃性天然ガスの渗出が知られていた。昭和 28-29 年に、地質調査所は北海道開発庁の委託を受けて、長万部及び本図幅を含む周辺地域の調査と

凝灰岩化学分析

FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	H ₂ O(+) %	H ₂ O(-) %	Total %
0.53	0.23	0.44	2.16	2.49	3.61	5.98	4.29	99.61
1.27	0.04	0.66	1.61	3.78	2.74	5.50	6.16	99.87
1.41	0.06	0.60	1.50	3.41	2.53	5.68	6.09	99.80
1.06	0.06	1.09	1.74	1.12	3.86	6.80	6.36	99.70

藤原・佐藤 (1978) より抜粋

地化学探査を行った (島田ほか, 1955).

長万部では昭和 29 年に石油・天然ガスを目的として深度 613 m の試錐 (OR-1) が行われ, 350-400 m³/d のガスとともに 49°C, 702-710 l/min の温水が自噴している. ガスは都市ガスとして市街地へ供給し, 温水は最初の温泉として利用された. その後, 長万部及び国縫北部で, 長万部町をはじめ, 帝国石油株式会社・合同資源株式会社などによって, ガス・温泉その他の探査を目的とした試錐が行われてきた.

国縫地域内では, 帝国石油株式会社の R-6 号井, 門馬商事の大浜 R-1 号及び数本のさく井記録がある (北海道立地下資源調査所, 1976).

R-6 号井は, 紋別川沿いで河口から約 1,100m 上流地点の約 200m 北方に位置する. 本井は掘さく深度 1,539m で, 温泉水の量は多かったが, 油徴候は微弱であり, 現在は廃止井となっている.

大浜 R-1 号井は, 国鉄函館本線の東側で, 紋別川鉄橋から北へ約 1,000m のところに位置する. 本件は昭和 48 年に掘さくされ, 深度は 718m である. 掘さく当初は, ガス量 700 m³/d, 水量 590l/min, 温度 39°C で自噴している. 昭和 51 年現在では, ガス量 400 m³/d, 水量 400 l/min, 水温 35°C で, 掘さく時と同様に自噴している.

V. 5 瑪 瑙

長万部町茶屋川付近から西隣今金地域花石にかけての地域は, 古くから瑪瑙の原産地として良く知られている. 花石地方の瑪瑙は, 明治 4 年頃から工芸品用として使用され始めたが, 茶屋川・上国縫地域のもは, 少し遅れて採掘が行われ, 主に山梨県甲府へ出荷されたとのことである. この地域に産する瑪瑙は, 多い時には年 40-50 トンも採掘されている. しかし, 現在は乱掘されたために賦存量が少なくなり, 大量の採掘は難しいようである.

瑪瑙は今金町花石・美利河南部を含め, 国縫川上流からルコツ岳西方山麓一帯に分布する訓縫層下部の火山角礫岩部層中に含まれる. 本部層中の火山角礫岩及び変質安山岩溶岩は, 多数の珪酸物質を杏仁状に含んでおり, 瑪瑙は球顆状・レンズ状・扁桃状・網目状及び脈状など不規則な形態を示している.

瑪瑙の産出地域は, 比較的平坦な地形を示している. 火山角礫岩や安山岩等の瑪瑙を含む原岩が, 風化あるいは削剝によって破壊されて風化層・碎屑層が形成され, 固い瑪瑙だけが取り残されたものと考えられる. 瑪瑙の含有量は北部地域で多く, また, 形も大きい傾向を示す.

国縫地域では、かつて赤瑪瑙も産出したといわれるが、ほとんど白色を呈し縞目模様が発達する。この白色瑪瑙はそのまま使用されることもあるが、最近は着色技術が進んだことによって、各種の色調に加工され装飾品として使用されている。

文 献

- 秋葉 力・藤江 力・松井 愈・岡部賢二・酒匂純係・魚住 悟 (1966) 北海道西南部における火成活動と地質構造. 地団研専報, no. 12, p. 16-24.
- ASANO, K. (1938) On Some Pliocene Foraminifera from the Setana Beds, Hokkaido. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 15, p. 79-104.
- 地質調査所 (1967) 北海道金属非金属鉱床総覧. 575p.
- 藤江 力・松井 愈・棚井敏雄・松野久也・垣見俊弘・魚住 悟 (1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷(5), 北海道地域. 新生代の研究, nos. 24-25, p. 51-58.
- 藤原哲夫・佐藤 巖 (1978) 上国縫地区のゼオライト資源. 地下資源調査所報告, 北海道立地下資源調査所, no. 50, p. 19-33.
- ・庄谷幸夫 (1967) 国縫地域ゼオライト鉱床. 特定鉱床開発促進調査報告, 北海道開発庁, p. 1-8.
- 福富忠男・矢嶋澄策・陸川正明 (1936) 北海道有用産物調査 (第9報) 渡島支庁管内山越郡北大部 (国縫・長万部地方) 桧山支庁管内瀬棚郡北部 (利別川右岸地方). 北海道工業試験場報告, No. 66, p. 1-44.
- 橋本 亘・猪郷久義 (1962) 北海道西南部より中生代化石の発見. 地質学雑誌, vol. 68, p. 537-538.
- ・石川俊夫・舟橋三男・斉藤昌之・長尾捨一 (1958) 20万分の1北海道地質図(1)及び説明書. 北海道立地下資源調査所, 58 p.
- ・菅野三郎・品田 稔・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, no. 812, p. 228-238.
- ・島田忠夫 (1960) 北海道南部より古生代珊瑚の発見. 地質学雑誌, vol. 66, no. 780, p. 621.
- 秦 光男 (1975) 熊石地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 34 p.
- ・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「グリントフに関する諸問題」討論資料, p. 131-135.
- 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. 119-126.
- 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.
- 石田正夫 (1978) 八雲地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 39 p.
- (1981) 遊楽部岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 64 p.

- 石田正夫・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男 (1975) 館地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 52 p.
- KANNO, S. (1962) Molluscan Fauna from the So-called Setana Formation, Southern Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, sec. C, vol. 8, p. 49-62.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (IV) — 東北日本花崗岩類一. 岩石鈾物鈾床学会誌, vol. 56, p. 41-55.
- 窪田 薫 (1950) 北日本新生代化石解説 9, 瀬棚統のイタヤガイ科 (Pectinidae) 化石. 新生代の研究, no. 6, p. 94-100.
- 丸山修司・斉藤正雄・室住正義・小野寺公児・石橋嘉一 (1968) 噴火湾海底砂鉄鈾床鈾量調査. 特定鈾床開発促進調査報告——噴火湾海底砂鉄鈾床——, 北海道開発庁, 51 p.
- 増田孝一郎・小笠原憲四郎 (1982) 貝殻橋砂岩層の貝類化石の産出層準. 北海道新第三系生層序の諸問題, p. 15-19.
- 松井 愈・土居繁雄・蔵出裕幸・魚住 悟・藤江 力・秋葉 力・吉村尚久・山口久之助・小原常弘・小田切敏夫 (1955) 北海道後志国今金町東北部の地質鈾床調査報告. 北海道立地下資源調査所 (今金町), 56 p.
- 長尾 巧・佐々保雄 (1933 a) 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.
- (1933 b) 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.
- (1934 a) 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.
- (1934 b) 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 照・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) 北海道山越郡八雲町の地質. 八雲町, 75 p.
- 佐川 昭・植田芳郎 (1969) 5 万分の 1 地質図幅「瀬棚」及び同説明書. 北海道開発庁, 43 p.
- 斉藤正雄・渡辺芳次 (1954) 砂鉄鈾床調査各論 D. 長万部一黒岩地区. 未利用鉄資源, no. 1, 通商産業省, p. 24-37.
- 斉藤貞雄・竹林陽一・浦島幸世 (1956) 砂鉄鈾床調査各論 E. 黒岩一山越地区. 未利用鉄資源, no. 3, 通商産業省, p. 9-15.
- 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報告, no. 20, p. 256-286.
- 沢田義男 (1961) 北海道瀬棚郡今金町北方の新第三紀層. 室蘭工業大学研究報告, vol. 3, p. 635-644.
- 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 ^{14}C 年代, 地質学雑誌, vol. 78, p. 51-52.

- 瀬尾春雄・片山雅弘・音羽道三・天野洋司・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.
- 柴田 賢・山田直利 (1978) 北海道, 奥尻島の花崗閃緑岩の K-Ar 年代. 地質調査所月報, vol. 29, p. 611-613.
- 島田忠夫・矢崎清貫・狛 武 (1955) 北海道長万部町における天然ガス試掘井 (長万部 R-1 号) のコア試験およびリフト試験について. 石油技術協会誌, vol. 20, no. 5, p. 164-171.
- 鈴木 守・藤原哲夫・三谷勝利 (1976) 長万部町の地質. 北海道立地下資源調査所(長万部町), 62p.
- TANAI, T. and SUZUKI, N (1963) Miocene Floras of southwestern Hokkaido, Japan, Tertiary Floras of Japan. *Collab. Assoc. to Commem., the 80 th Anniv. of the Geol. Surv. of Japan*, p. 7-149.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1978) 昭和52年度広域調査報告書——久遠地域——. p. 1-70.
- 梅本 悟・五十嵐昭明・桂島 茂 (1954) 砂鉄鉱床各論——北豊津段丘地区——. 未利用鉄資源, no. 1, p. 41-48.
- 魚住 悟・藤江 力 (1958) 北海道第三紀の地層対比——新第三紀対比試案について——. 新生代の研究, no. 26, p. 24-33.
- 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) 10 万分の 1 長万部図幅説明書, 北海道工業試験場報告, no. 3, 17 p.
- 山田 忍 (1958) 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世に於ける北海道火山の火山活動に関する研究. 地団研専報, no. 8.
- 山口昇一 (1978) 知内地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 55 p.
- 吉田 尚・青木ちえ (1972) 北海道松前半島の古生層と渡島半島南部のコノドントの産出について. 地質調査所月報, vol. 23, p. 1-12.
- 吉井守正・秦 光男・村山正郎・沢村孝之助 (1973) 久遠地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 57 p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Sapporo (4) No. 59**GEOLOGY****OF THE****KUNNUI DISTRICT****By**

Masao ISHIDA

(Written in 1982)

Abstract

The mapped district is situated in the northern part of Oshima Peninsula, south-western Hokkaido. It is located between latitude $42^{\circ}20' - 42^{\circ}30' N.$, and longitude $140^{\circ}15' - 140^{\circ}30' E.$, and faces the Uchiura Bay at the eastside.

Geology

The district and its neighborhood are northern extension of the so-called "Green Tuff" area of the Inner Northeast Japan, where pyroclastic and sedimentary rocks of Neogene are significant.

The district is geologically composed of Neogene sedimentary and volcanic rocks, and Quaternary sediments, but their basement rocks of late Paleozoic to early Mesozoic strata don't crop out on the ground surface.

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

Neogene

The Neogene is divided into the Kunnui, the Yakumo, the Kuromatsunai and

Table 1

Age		Stratigraphy	Main rock facies	Remarks	
Quaternary	Holocene	Sand dune deposits Flood plain deposits Komagadake Volcanic Ash Moor deposits Fan deposits	Sand, gravel and clay Sand, gravel and clay Pumice Peat and peaty clay Sand, gravel and clay	Komagadake volcanic activity Placer iron	
		River terrace deposits	Sand, gravel and clay		
	Pleistocene	Oshamambe Terrace Deposits	Sand, gravel and clay		
		Kuroiwa Terrace Deposits (Sirarika Plain)	Sand, gravel and clay		
Neogene	Pliocene	Conglomerate and sandstone member	Conglomerate, sandstone and siltstone	Upheaval Mollusca Calcareous foraminifera	
		Sandstone member	Sandstone, conglomerate and siltstone		
	Kuro matsunai Formation	Siltstone and sandstone member	Siltstone, sandstone and tuff	<i>Makiyama chitanii</i> Diatom	
		Tuff member	Tuff, sandstone and siltstone		
	Miocene	Yakumo Formation	Hard shale member	Hard shale, mudstone, siltstone sandstone and tuff	Rhyolite, andesite, basalt Arenaceous foraminifera <i>Makiyama chitanii</i>
			Volcanic breccia member	Volcanic breccia, tuff-breccia and sandstone	
Kunnui Formation	Kunnui Formation	Green tuff and sandstone member	Tuff, tuffaceous sandstone, conglomerate, tuffaceous siltstone, tuffbreccia and mudstone	Zeolite Agate	
		Volcanic breccia member	Volcanic breccia tuffbreccia, andesite lava, tuff and tuffaceous sandstone		

the Setana Formations in ascending order.

Kunnui Formation

The Kunnui Formation is the lowermost part of Neogene system in this district, and crops out in the western part. The formation is lithologically divided into two members, i.e. Volcanic breccia (Kv) and Green tuff and sandstone (Kt) members. The Volcanic breccia member is composed mainly of volcanic breccia and tuff breccia accompanied with andesite lava, tuff and tuffaceous sandstone. The Green tuff and sandstone member consists chiefly of tuff and tuffaceous sandstone accompanied with conglomerate, tuffaceous siltstone, tuff breccia and mudstone.

The formation rarely contains foraminifera fossils and *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA).

The total thickness of the formation is estimated to be 1,800 meters or more.

Yakumo Formation

The Yakumo Formation is characterized by "hard shale" Lithologically. It conformably overlies the Kunnui Formation, and is divided into two members, i.e. Volcanic breccia (Yv) and Hard shale (Ym) members. The former consists mainly of volcanic breccia and tuff breccia. The latter is composed of alternation of hard shale and siltstone accompanied with mudstone, sandstone and tuff. In some places, calcareous or dolomitic nodules are contained.

The formation yields foraminiferal fossils represented by *Cyclamina* spp., *Cribrostomoides* spp., *Martinottiella communis*, *Spirosigmolinella compressa*, and generally occurs *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA).

The total thickness of the formation is 400 to 1,500 meters.

Kuromatsunai Formation

The Kuromatsunai Formation covers the Yakumo Formation conformably. It divided into two members, i.e. Tuff (Kmt), Siltstone and sandstone (Kms) members in ascending order. The Tuff member is composed mainly of tuff and sandstone accompanied with siltstone. The Siltstone and sandstone member consists mainly of siltstone and sandstone with intercalation of tuff.

Diatom and *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) occur as fossils throughout the formation.

The total thickness of the formation is 400 to 1,000 meters.

Setana Formation

The Setana Formation is distributed narrowly in the Kunnui and Yamazaki districts, and covers unconformably the lower formations. It divided into two members, i.e. Sandstone (Ss) and Conglomerate and sandstone (Sg) members in ascending order. The former consists mainly of sandstone accompanied with conglomerate and siltstone. The latter is composed of conglomerate and sandstone accompanied with siltstone.

The formation yields mollusca, foraminifera and diatom fossils.

The total thickness of the formation is 100 to 250 meters.

Quaternary

The Quaternary sediments are coastal terrace deposits (t_1 - t_2), river terrace deposits (t_3), fan deposits (f), moor deposits (p_1 - p_3), Komagadake Volcanic Ash, flood plain deposits (a) and sand dune deposits (s).

The coastal terrace deposits are mainly found along the coastal line, and are distinguished by their altitude.

The river terrace deposits are along the Mombetsu-gawa, Kunnui-gawa and others. The terrace deposits are composed of sand, gravel and clay. The fan deposits, Komagadake Volcanic Ash, moor deposits, flood plain deposits and sand dune deposits have been formed in Holocene in age.

Economic Geology

The placer iron deposits have been worked along the western coastal area of the Uchiura Bay in the past.

The manganese ore deposits are found on a small scale in Chayagawa district, but they are not expected as workable.

The zeolite resources are contained in green tuff of the Kunnui Formation. They are utilizing in industry and agriculture.

The agate is often found in the volcanic breccia of the Kunnui Formation and is improving as ornaments and others.

As a purpose of oil and natural gas exploration, some wells were drilled in the district.

※文献引用例

- 石田正夫 (1983) 国縫地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 42 p.
ISHIDA, M. (1983) *Geology of the Kunnui district*. Quadrangle Series, scale 1: 50,000,
Geol. Surv. Japan, 42 p. (in Japanese with English Abstract, 4 p.).

昭和 58 年 8 月 13 日 印刷

昭和 58 年 8 月 18 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目 1-3

印刷者 田中重彌

印刷所 第一法規出版株式会社

東京都港区南青山2丁目

©1983 Geological Survey of Japan.