

550.85 (084.32) (524) [1:50,000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

札幌(4)第 79 号

## 館 地 域 の 地 質

石田正夫・垣見俊弘  
平山次郎・秦 光男

昭和 50 年

地 質 調 査 所



## 目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 中古生界	5
III. 1 松前層群	7
III. 2 上礫層群	12
IV. 新第三系	14
IV. 1 福山層	14
IV. 2 檜山層群	17
IV. 2. 1 大安在川層	17
IV. 2. 2 木古内層	18
IV. 2. 3 厚沢部層	21
札苅部層	22
佐助沢部層	25
IV. 2. 4 館 層	28
四隅沢部層	30
糠野部層	33
須賀部層	35
IV. 2. 5 安野呂火山碎屑岩類	39
IV. 2. 6 貫入岩類	42
IV. 2. 7 鶉 層	42
V. 新第三系の地質構造および地史	44
VI. 第 四 系	46
VI. 1 段丘堆積物	46
VI. 2 崖錐堆積物	47
VI. 3 沖積堆積物	47
VII. 応用地質	47
VII. 1 金銀鉱	47
VII. 2 赤鉄鉱	47
VII. 3 硫化鉄鉱	48
VII. 4 褐鉄鉱	49
VII. 5 珪藻土	50
VII. 6 鉱 泉	50
文 献	51
Abstract	1



## 館 地 域 の 地 質

石田正夫・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男

館地域の地質は、北海道開発庁の委託によって作成されたものであり、野外調査研究は、昭和37年から39年までの3年間にわたり実施された。この調査研究にあたって、先第三系の発達する地域については垣見（東側の一部は石田）が、その他の新第三系以降の地層が分布する地域については、石田・平山（一部は秦・垣見）が担当した。引続き室内研究は、地質調査所北海道支所および本所において行なわれ、主として石田がとりまとめた。

新第三系の層序の現地検討と総括を行なうにあたって、本所の角靖夫技官および支所の山口昇一技官に、斜層理については本所の長浜春夫技官に、また、空中写真による地形については、支所の村瀬正技官および元技術部の加々美時寛氏らの協力を受けた。

本地域内に産する貝化石は、地質部の大山桂技官および角靖夫技官によって、珪藻化石は高田盲学校の長谷川康雄氏によって同定された。地域内に分布する火山岩の検鏡にあたっては、地質部の大沢穠技官および元北海道支所の番場猛夫技官\*、鉱床については同五十嵐昭明技官の協力を受けた。製図は北海道支所熊谷なな子技官に、薄片作成は谷津良太郎技官ほかによって行なわれた。さらに現地調査では、厚沢部町役場ならびに檜山営林署から種々の便宜を受けた。以上の方々にあつく感謝する。

### I. 地 形

本地域は北海道南西部渡島半島にあり、東経 140°15′ から 140°30′、北緯 41°50′ から 42°00′ の範囲である。行政区画は大部分が檜山郡厚沢部町に属し、一部は森町・大野町・上磯町・江差町・乙部町および上の国町にまたがっている。地理的には、東方は大沼公園を経て太平洋に、西方は江差地域内で日本海を臨むところに位置する。

本地域の地形を通観すると、中山峠をとおる南北にのびる山稜によって、日本海側と太平洋側とに大きく水系が2分されている。この山稜の西側では、館地域のほぼ中央部から西部にかけて、低い丘陵性山地および平地が広く存在する。地域西方で、主要河川である厚沢部川、および同支流の安野呂川に沿って開口するほかは、三方とも比較的急峻な山地に囲まれた特徴のある盆地を形成している。このような特異な地ぼうを呈するのは、この地域を構成する地質条件、および地質構造を反映しているからにほかならない。

前述のような観点から、海拔 20 m から 250 m 前後にかけての低夷な丘陵地、および平地を主体として盆地状をなす中央部（以下館盆地と呼称する）と、館盆地を囲む比較的急峻な山地部（以下周部と呼称する）とに2大別される。

\* 現在は北海道大学理学部

## 周 圍 部

この地域は、主として中生界ならびに新第三紀中新世の比較的堅硬な堆積岩、および火山砕屑岩類によって構成されている。周囲部の地形については、厳密に地域を区切ることができないが、ここでは便宜的に東部・北部および南部とに分けて説明する。

東部は、上礫層群や新第三系の厚沢部層より下位の地層などが分布し、比較的堅硬な岩石によって構成されている。中山峠を通りほぼ南北方向にのびる山稜は、渡島地方と檜山地方の郡界をなし、明瞭な分水界となつて、大野川および戸切地川へきりじなど函館湾に注ぐ河川と、厚沢部川および鶺鴒川うずらなど日本海に注ぐ河川とを分けている。東部は比較的急峻な山稜と密度の大きい谷とからなり、下刻作用が著しくほぼ壮年期の地ぼうを呈する。海拔 779.2 m の三角点をはじめとして、設計山 (701.5 m) および雷電山 (702.5m) などの山々が連なっている。

北部は、主として乙部地塊を構成する松前層群および安野呂火山砕屑岩類からなり、東部とほぼ同様な地形を呈するが、北西隅で館盆地と接する部分の地形は、急峻からやや緩傾斜へと移り変わり、また、水系模様にも多少の差異が認められる。これは構成する地質からみて、非常に固い岩相の松前層群から比較的堅硬な新第三系の岩相へと遷移する部分に相当する。北部では、峠下北方の三角点 (海拔 827.2 m) をはじめとして、500~700 m の高度をもつ山なみが多い。

南部は、東側で上礫層群、西側で松前層群および両者に挟まれる新第三系 (中央部) の堆積岩が分布する地域で、この地形の形態は南隣木古内地域にも連続し、総体的には東部地域とあまり変らない。ただ、南西隅では、古佐内沢下流・幌内沢下流、および沼の沢中流でみられるように、江差地塊を構成する堅硬な松前層群分布地域の急峻な山地と、軟質の新第三系からなる緩傾斜を示す部分との地形の差異は、地質を反映して比較的明瞭に地形図上で読みとることができる。南部では、東側で袴腰山はかまごし (海拔 616.1 m)、西側で幌内岳 (海拔 453.5 m) および五郎助岳 (海拔 420.5 m) などがある。

## 館 盆 地

この盆地は、地域中央からやや西寄りに存在し、前記周囲部の山地に取り囲まれ標高がおおよそ 100 m から 300 m の丘陵地と、諸河川の流域に形成された段丘および平地からなる。

盆地の規模は、厚沢部川と鶺鴒川の合流点付近から焼木尻岳山麓までの東西約 12 km、小鶺鴒川中流付近から糠野川ぬかの支流の次郎沢にかけて南北約 15 km であり、長軸が南北方向に伸びる楕円に近い形状を示している。

この盆地は、ほとんどが新第三系の厚沢部層・館層および鶺鴒層のシルト岩や砂岩によって構成されている。盆地の中央部では、館層が広く分布しており、岩相が比較的軟質であることから浸食が進み、かなり開析された削剝平坦面を形成している。このために、館層の分布地域は、周囲部とは全く異なった緩地形の丘陵性地ぼうを呈している。また、厚沢部川と鶺鴒川に挟まれる丘陵地は、両河川の合流する付近から東方に広がり、緩傾斜ながら徐々に高度を増し、周囲部の山地に連続する。館町市街地周辺から木間内西方にかけて、地形の南北方向の変化をみると、北方鶺鴒川側には標高 190 m から 90 m にまで比較的急な傾斜を示し、他方、南方の厚沢部川側には標高 100 m から 70 m までごく緩傾斜をなしている。

平地は段丘堆積物によって形成されたものと、沖積堆積物によって覆われたものがある。

本地域の段丘はすべて河成であり、顕著なものとしては、厚沢部川および鶉川流域でそれぞれ3段、( $t_1 \sim t_3$ )、安野呂川流域で2段 ( $t_2 \sim t_3$ ) 認められ、いずれも段丘堆積物を伴っている。

$t_1$  段丘は、厚沢部川および鶉川支流小鶉川流域に発達する。厚沢部川流域では、当路から館市街にかけて分布し、現河床からの比高は 45~55 m である。小鶉川流域では、下流部で 50 m を示すが上流に向かって比高を増し、大きいところで 60 m にも達する。 $t_1$  段丘は、いずれの地域においても開析が進んでいる。

$t_2$  段丘は、安野呂川、鶉川および厚沢部川流域に発達する。安野呂川流域では、安野呂から清水にかけて存在し、比高は 30~40 m である。鶉川流域において、本流では鶉から木間内間、また、小鶉川では鶉町から共和にかけて発達し、比高はいずれも 20~30 m である。厚沢部川流域では、 $t_1$  段丘の前面にあり比高は 25~30 m である。

$t_3$  段丘は、上記各河川でも  $t_2$  段丘の前面にあつて分布地域もほぼ同様である。この段丘は狭長な分布をなし、各河川の下流域では 10m(-)、上流域では 20m(-) の比高を有している。

さらに、厚沢部川および鶉川流域では、定高性の山稜があり、前述の  $t_1$  段丘よりも高位のものも存在も推定されるが、ほとんど堆積物を伴っていない。

沖積平地は、前記3主要河川の氾らん原を構成し、とくに、鶉町・館町および当路などで発達している。このほかには、小河川の下流部にわずかに存在する。

本地域の水系は、東部の中山峠を通り南北に連なる山地を分水界として、東西に大きく2分される。

東側では、戸切地川がその支流雨鱒川を集め、大野川とともに東隣大沼公園図幅地域で南流し、函館湾に注ぐ。また、東股川は、檜沢川と合流し茂辺地川となり津軽海峡に注いでいる。

一方、分水界の西側においては、厚沢部川が当地域内のほとんどの河川、すなわち、佐助沢・濁川・泉沢・焼木尻沢・糠野川および古佐内沢などの支流を集め、地域西端で館盆地を横切る鶉川と、また、西隣江差地域内では安野呂川などの大きな支流を合せて西流し、日本海に注いでいる。鶉川の支流には小鶉川および上目名沢など、また、安野呂川の支流には、ソロソロ沢およびキライベツ沢などがある。

## II. 地質概説

本図幅地域の地質層序は、第1表地質総括表に示すとおりである。

本地域の新第三系の基盤をなす古期岩は、北西部・南西部および東部の3地区に分れて隆起地塊の一部として露出している。本地域の範囲内では、これらの古期岩からは化石を産しないが、最近隣接地域から発見された、サンゴ、紡錘虫およびコノドントなどの化石によって、本地域を含む松前半島全休の古期岩の時代および地質構造的な位置づけがなされるに至った(吉田・青木, 1972)。それによれば、本地域東部の上磯地塊はおそらく三疊系を主とする中生層からなり、北西部の乙部地塊および南西部の江差地塊は、上部石炭系を主体とする古生層からなるであろうとされている。本報告では前者を上磯層群、後者を松前層群とした。

古生層松前層群は、砂岩粘板岩互層・チャート・角礫岩および凝灰岩からなるフリツシュ型の深海性地向斜堆積物で、層厚は 8,000 m 以上にもおよぶが、そのうち本地域にはその下半部のみが分布している。

第1表 館地域地質総括表

時代	地層名	岩相	火成活動その他			
第四紀	現世 沖積堆積物 (a)	礫・砂および粘土				
	崖錐堆積物 (d)	崖錐角礫				
	更新世 河岸段丘堆積物 (t <sub>3</sub> ) (t <sub>2</sub> ) (t <sub>1</sub> )	礫および砂				
新第三紀	鮮新世 鶉層 (U)	砂岩および含礫砂岩	浅海性貝化石 (粗粒玄武岩 安山岩 流紋岩)			
	中新世	館層 須賀部層 (Tsm) (Tsa) (Tss)	安野百火山碎屑岩類 (Ap)	珪藻・有孔虫 貝化石・泥管		
		糠野部層 (Tns)			シルト岩および砂岩	
		四隅沢部層 (Ty)			軽石質砂岩および 軽石凝灰岩	凝灰角礫岩 火山円礫岩 火山角礫岩
		厚沢部層 佐助沢部層 (As)			塊状シルト岩お よび凝灰岩	火山角礫岩 安山岩熔岩 凝灰質砂岩 凝灰岩
		札苅部層 (Ak)			砂質シルト岩砂岩 および凝灰岩 (S <sub>6</sub> -S <sub>7</sub> )	凝灰質砂岩 凝灰岩
		木古内層 (K)			泥岩・シルト岩 および凝灰岩 (S <sub>1</sub> ~S <sub>5</sub> )	有孔虫 貝化石 Makiyama
	上新世	大安在川層 (O)	礫質頁岩・泥岩および凝灰岩 (K <sub>1</sub> ~K <sub>2</sub> )	有孔虫 貝化石 Makiyama		
		福山層 (F)	礫岩および砂岩	浅海性		
	中生代 古生代	上礫層群 (Ka <sub>5</sub> , Ka <sub>4</sub> , Ka <sub>3</sub> , Ka <sub>2</sub> , Ka <sub>1</sub> )	安山岩質角礫凝灰岩・熔岩 および 軽石凝灰岩 (石英安山岩質)	普通輝石紫蘇輝 石安山岩		
松前層群 (M <sub>3</sub> , M <sub>2</sub> , M <sub>1-2</sub> , M <sub>1</sub> , Mo, Mot)		Ka <sub>5</sub> : 粘板岩 Ka <sub>4</sub> : 砂岩粘板岩互層 Ka <sub>3</sub> : 粘板岩砂岩互層 Ka <sub>2</sub> : 砂岩および粘板岩 Ka <sub>1</sub> : 粘板岩 M <sub>3</sub> : 砂岩 M <sub>1-2</sub> : 礫岩チャート互層 M <sub>2</sub> : 含凝灰岩互層 M <sub>1</sub> : チャート Mo : 礫岩 Mot : 礫岩 および砂岩				

中生層上礫層群は、砂岩および粘板岩の互層を主とし、チャートをはさむ、やはりフリツシュ型の深海性地向斜堆積物である。地域外南方には、上礫層群中に厚い上礫石灰岩が発達しているが、本地域では石灰質の部分は少なく、岩相的には松前層群と似ている。

新第三系は、堆積岩および火山碎屑岩類からなり、地域中央部の館盆地を中心として広く発達する。新第三系は、下位から福山層、檜山層群および鶉層とに区分される。本地域では、江差松前地域に発達する吉岡層および訓縫層などは分布していない。

福山層は本地域に発達する新第三系の最下位の地層であり、変質した火山岩および火山碎屑岩類から構成され、基盤の松前層群を不整合関係で覆っている。

檜山層群は、渡島半島で訓縫層以下を不整合に覆い、鮮新世の鶉層によって不整合に覆われる間の一連の地向斜性堆積物からなる地層を総称して命名されたものである(秦・山口, 1969)。本層群は構成する岩相によって、下位から大安在川層・木古内層・厚沢部層および館層に4区分される。

大安在川層は、地向斜性堆積物からなる檜山層群初期の堆積物であり、松前層群および福山層を不整合に覆い、上位の硬質頁岩相の基底部として発達する。本層は、おもに浅海性の礫岩および砂岩など粗粒岩相によって構成されている。

木古内層は、いわゆる硬質頁岩相で代表される海成の地層であり、下位の大安在川層を整合に覆って発達する。本層は、おもに硬質頁岩と泥岩の互層からなる。

厚沢部層は、おもに黒色泥岩および砂質シルト岩からなる地層であり、下位の木古内層にみられる硬質頁岩相が少くなっている。本層は下位から泥岩および泥岩砂質シルト岩互層を主とする<sup>さつかり</sup>札苅部層と、砂質シルト岩を主とする佐助沢部層との2部層に区分される。本層中には、多数の凝灰岩層が挟まれるが、とくに館向斜東翼部で多く、札苅部層で5層、佐助沢部層で5層の顕著なものが認められる。

館層は、館向斜の中核部を占めて広く発達する。緑灰色の塊状シルト岩をおもな岩相とし、厚沢部層上部である佐助沢部層の砂質シルト岩相から漸移する。本層は、下位から塊状シルト岩を主体とする四隅沢部層、軽石質砂岩や軽石凝灰岩からなる糠野部層、およびシルト岩や砂質シルト岩砂岩互層を主とする須賀部層との3部層に区分される。本層の中部層である糠野部層には、斜層理の顕著な軽石質砂岩層が発達する。本層のシルト岩には、珪藻化石が多量に含まれ、非常に珪藻質となる部分もあり、また、泥管を含む層準も挟まれる。

安野呂火山砕屑岩類は安山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩および熔岩からなり、厚沢部層の堆積時から館層の堆積後にわたる長期間に噴出したもので、本地域北東部に分布し、館向斜東翼で厚沢部層および館層と指交するが、後期に噴出したものは両層を不整合に覆っている。本岩類は北隣濁川地域および東隣大沼公園地域にかけても広範囲に発達する。

貫入岩類は流紋岩・安山岩および粗粒玄武岩からなり、木古内層・厚沢部層をつらぬく。

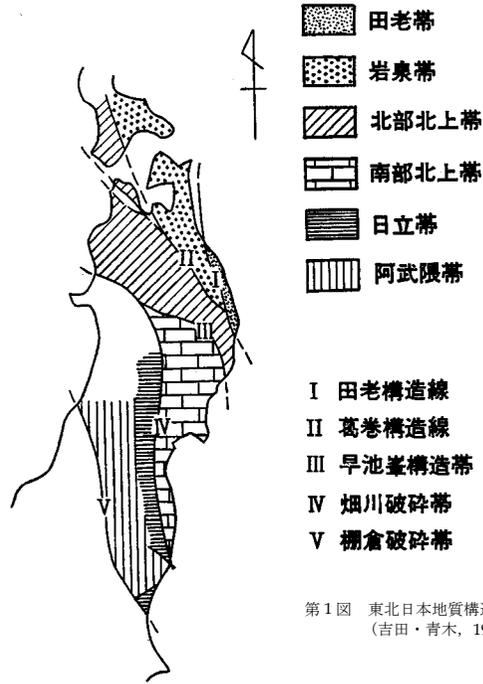
礫層は、本地域では、きわめて小範囲の分布である。鮮新世に属する浅海性の砂岩層で、下位の館層を不整合に覆っている。

本地域の第四系は、厚沢部川や鶴川などの流域にみられる数時期の更新世の段丘堆積物と現世の崖錐堆積物および沖積堆積物からなる。

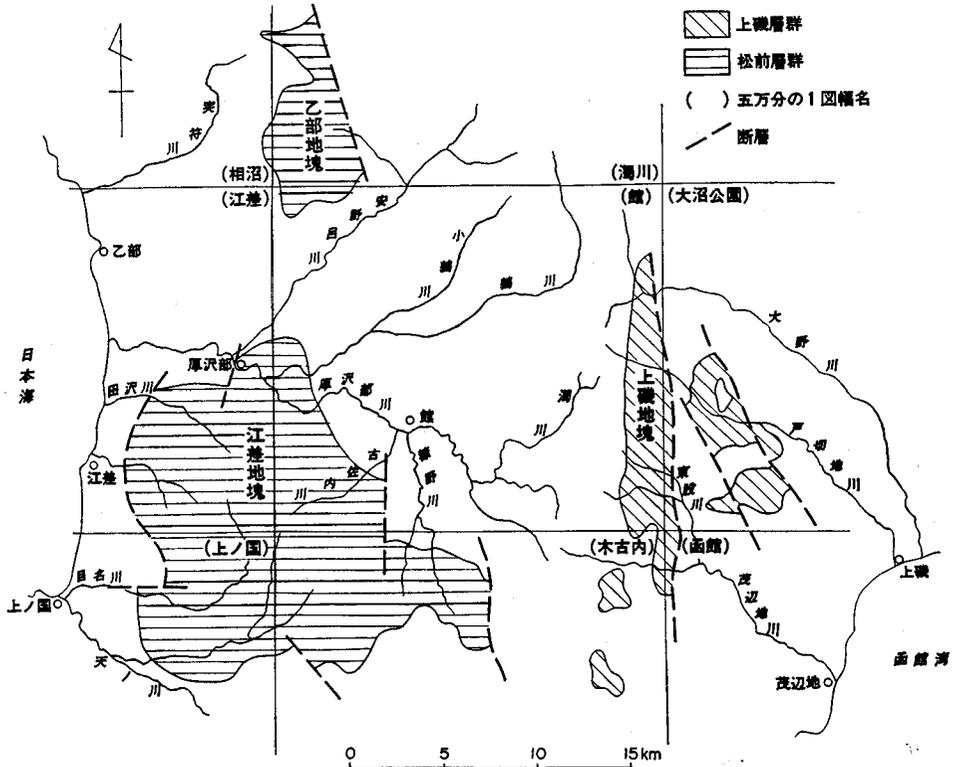
### III. 中古生界

渡島半島にあって新第三系の基盤をなす古期岩は、各地に隆起地塊状をなして分布しているが、このうち本地域には、新第三系の堆積盆地を包む形で、北西部の乙部地塊、南西部の江差地塊および東部の上磯地塊のそれぞれ一部が分布する。これらの古期岩は、長い間その正確な地質時代は不明のまま、一括して松前層群（橋本，1958）と呼ばれてきた。

しかし最近になって断片的ながら発見された化石によって、その時代がしだいに明らかになってきた。すなわち、江差地塊およびその南方の大千軒岳を構成する地塊の古期岩からは、中部石炭系を示す有孔虫およびサンゴなど（湊・国府谷，1963；角ほか，1970；吉田・山口，1967；吉田・垣見，1970など）が発見された。一方、上磯地塊からは上部ジュラ系を示唆する植物（湊・山本，1961）や後期三畳系のもつと見られるコノドント（坂上ほか，1969）が報じられた。吉田・青木（1972）は、これらの資料およ



第1図 東北日本地質構造区分図  
(吉田・青木, 1972 による)



第2図 館周辺地域中中生界分布図

びみずからのコノドント化石による新知見を加えて総括し、従来の松前層群を東西に2区分し、乙部・江差地塊を含む西側は上部石炭系を主体とする古生代層で、構造区分上は北部北上帯に、一方、上磯地塊を含む東側はおそらく三疊系を主とする中生代層で岩泉帯に、それぞれ相当するとした。

なお、吉田・青木（1972）は、前述のような理由から、従来の松前層群の呼称は、北部北上帯の延長部にあたる古生代層に限定して用いることを提唱している。したがって本報告においても、江差・乙部両地塊の古期岩については松前層群の名称を踏襲し、上磯地塊の地層については上磯層群（新称）を用いることとした。

### III. 1 松前層群

#### 江差地塊の松前層群

本地域の南西部に発達する松前層群は、5万分の1「江差」・「上の国」・「館」および「木古内」の4図幅地域にまたがり、南北20km以上、東西約15kmの広範囲を占める江差地塊を構成している。

この地塊のほぼ全域は、筆者の一人垣見によって調査され、岩相分布の概要は把握されたが、層序の確立にはまだ問題がある。ここでは、西隣江差図幅（角ほか、1970）地域において試みられた岩相に基づく地層区分と、それらの上下関係をそのまま踏襲して記載する。

江差地塊の松前層群は、全体として級化層理を示す砂岩の優勢な砂泥（砂岩・粘板岩）互層と、粘板岩およびチャートの厚層を主体とし、“シヤールスタイン”や、まれに石灰岩やドロマイトを挟在するフリッシュ型の深海性地向斜堆積物である。層厚は、江差地塊の本層群全体では8,000m以上であると推定される。このうち本地域では下半部のみが分布している。

走向は、本地域南端部では北西方向で、江差地塊全体の平均的走向を示しているが、北方へしだいに南北性となる。本層群はおおむね西方へ急傾斜し、一部は逆転している。級化層理などによって判定した地層の正・逆関係によれば、局所的な小褶曲のほか、大規模な等斜的な褶曲および縦走断層による地層の繰り返しが推定される。地質図上に示した断層のほとんどは、同一層準の地層が連続しないことから推定されたものにすぎないが、その限りでは、胴切り断層の多くに左横ずれ成分が卓越していることが注目される。この傾向は、西隣江差地域の構造（角ほか、1970）にも認められる。本層群のなかでチャートのうち板状（縞状）の部分および粘板岩の一部には、波長数m以下の微褶曲が発達している。

本地域においては、剝理あるいは劈開の発達は粘板岩および“シヤールスタイン”の一部を除いて、一般に不良であるが、発達する場合は一般に層理に平行である。

#### 礫岩層 (M0)

本地域はもとより、江差地塊の松前層群の最下部を占める。その下位の部分は、新第三系におおわれて露出していない。層厚は地表に露出している部分だけでも少なくとも800m以上と見つめられる。

本層は、主として礫岩および礫岩砂岩互層からなり、まれに薄いチャート層をはさむ。

礫岩は、一般にきわめて淘汰がわるく、層理不明瞭である。礫はすべて角～亜角礫で円磨度がきわめてわるいのが特徴である。礫種は泥質岩・砂岩および珪質岩（チャートを含む）からなり、一般に径

2~5 cm の細~小礫が多いが、ときには径数 10 cm の巨角礫を含むこともある。膠結物は石英と長石からなる砂、または淘汰のわるい泥質砂からなる。砂岩は、細~粗粒のものまであり、細礫岩と互層しているものもある。

泥質岩は薄くフィルム状にはさみこまれているほかは、ほとんど認められない。チャートは少ないながら、ときに 20m 以上の厚いものも見られる。

本層は、全般的にかなり著しい後生的な破碎作用を受け、網目状の開放性のクラックによって角礫化しているところや、小断層の発達しているところが多い。クラックの多い部分は粘土化がすすみ、全体の強度が低下し崩壊をおこし易くなっている。そのほか緑泥石・緑れん石・黄鉄鉱などによる汚染・珪化などの鉱化作用を受けたところ、鉱泉の湧出しているところも多い。これらの破碎作用や鉱化作用は新第三紀に生じたものであろう。

### チャート層 (M<sub>1</sub>)

本層の主要部は西隣江差地域の元山・笹山および八幡岳など、江差地塊の脊梁部をなして分布するが、本地域には南西隅のきわめて小地域に、その延長部が認められるにすぎない。灰色および黒色を呈する塊状、または層状チャートの厚層からなる。碎屑物の挟みはほとんど認められない。

本層は背斜をなして分布しているため下限不明であるが、少なくとも 400 m 以上ある。上位へは、後述の M<sub>2</sub> 層へ漸移し、指交関係にあると思われる。M<sub>0</sub> 層との関係については、決め手が得られないが、一応、M<sub>0</sub> 層の上部あるいは M<sub>2</sub> 層の最下部と同時異相関係にあるものと想定した (第 2 表)。

### 含凝灰岩互層 (M<sub>2</sub>)

前述 M<sub>0</sub> 層または M<sub>1</sub> 層の上に整合に重なり、主としてチャートと泥質岩の互層からなり、凝灰岩をひんぱんにはさむ地層を一括して示した。層厚は 1,500m 以上ある。

凝灰岩のうち、本層の基底部、すなわち M<sub>0</sub> 層の直上位に認められるものは、良好な鍵層として追跡される。この部分を凝灰岩層 (sch) として図示した。暗緑・緑・青紫およびチョコレートなど多様な色調を示す細~粗粒の玄武岩質凝灰岩で、塊状の部分と層状の剝理性に富む部分 (いわゆるシャールスタイン) とが互層しているが、一般に下部は塊状、上部は層状のことが多い。塊状の部分の一部には、ゼオライトの球顆またはその跡とみられる小孔を有し、熔岩起源と思われるものもある。北部ほど厚く、古佐内沢下流部で約 150 m、中流部では 70~80 m、幌内岳東南の沢では約 70 m、矢櫃沢では 50 m 内外である。

M<sub>2</sub> 層の本体の岩相は多様で、チャート・珪質粘板岩・細粒凝灰岩・粘板岩・砂岩などからなる。

チャートはこのなかでも主体をなし、とくに北西部から地域外の厚沢部市街付近では全層の過半を占めている。塊状のもの、10~20 cm ごとにきわめて薄い泥質岩をはさむ厚板状を呈するもの、3~10 cm ほどの薄い縞状のものなど、その産状は多様である。色調は全般的に灰~暗灰色のものが多い。緑・赤紫およびチョコレート色を呈するものもあるが、これらは後述する細粒凝灰岩と相伴って産し、火山活動の産物であることを示唆している。このほかに淡灰色や白色のチャートも見られるが、この部分は鉱化作用を受けて“脱色”したのではないかと思われる。白色化したチャートの多くは表面がサビ色に汚染されており、その付近には鉱泉が湧出していたり、水酸化鉄で膠結された岩層が堆積していたりする。



第3図 松前層群  $M_2$  のチャート (当路西方厚沢部川)

粘板岩と珪質粘板岩も、 $M_2$  層の全般にわたり発達している。前者は黒色で剝理に富み、後者は一般に灰～青灰色を呈し塊状である。この両者はチャート層のあいだに挟在するほか、両者の互層として厚く（100 m 以上あるところもある）発達していたり、塊状の珪質粘板岩が単独で存在していたりする。粘板岩が単独で厚く発達しているところはむしろ少ないが、矢櫃沢や沼の沢においては、 $M_2$  層の基底にある凝灰岩（sch）の直上部に、厚さ 100 m 以上の黒色粘板岩が認められる。この部分を粘板岩層（sl）として地質図上に示した。

砂岩は少なく、一般に微細～細粒で、泥質岩のなかに 10 m 以下の薄層として挟在しているにすぎない。ただし、矢櫃沢の最上流部では、 $M_2$  層の比較的下部に、厚さ 100 m 以上の細～中粒、塊状、石英質の砂岩が認められる。この砂岩層は、南隣木古内地域でさらに厚く発達する。地質図では、この部分を塊状砂岩層（ss）として別に示した。

凝灰岩は基底部に存在するもの（sch層）のほか、 $M_2$  層のいたるところに挟まれているが、一般に北西部に多く、南東部に少ない。凝灰岩のもつとも発達する地域は、本地域の西隣で厚沢部南方の山地にあり、そこではチャート層との量比が相半ばしている。凝灰岩は、チャートや珪質粘板岩と薄い互層をしているものと、数 m～数 10 m の厚層をなすものがある。白～緑色を帯びた灰色を示すものが多く、まれに緑・赤紫およびチョコレート色を呈するものもある。一般にきわめて細粒でチャートのような見かけを呈する“vitric tuff”で、細かいラミナを有するものもある。また、白色の凝灰岩部からしだ

いに暗灰色の珪質粘板岩に移化したり、その薄い繰り返しからなっていたりする。これらはシルトサイズ以下の火山ガラスが深海底に沈積したものと思われる。しかし、なかには“cherty”ではなく、粗粒・碎屑質で剝理の発達する“シヤールスタイン”状のもの、およびこれから上位へ“cherty”な部分に漸移しているものもある。

本層のうち、チャートおよび泥質岩の一部には、波長数 m 以下の不調和褶曲状の微褶曲がしばしば認められる。なかでも縞状チャートにはもっともよく発達している。厚い板状チャートや、粘板岩・珪質粘板岩の互層部には、より長波長のゆるやかな褶曲が見られることもある。

### 礫岩チャート互層 ( $M_{1-2}$ )

古佐内沢から北側の地域には、前述の凝灰岩層 (sch 層) の上位になお礫岩がちの地層が発達する。この部分を——正確には sch 層をも含めて—— $M_{1-2}$  層とする。 $M_{1-2}$  層は、前記  $M_3$  層の下部の異相である。層厚は、0~500m である。

本層は、礫岩を主とし、チャートを従とする厚互層からなる。礫岩の礫は、下位  $M_0$  層の礫岩と似て、チャートおよび砂岩の角礫または亜角礫からなり、淘汰がわるい、礫の径は一般に 5 cm 以下である。膠結物質は砂または泥質物からなるが、珪化してチャートよりの外観を呈するところもある。チャートは灰~黒色、一般に塊状、まれに層状である。このほかに、薄い砂岩・珪質粘板岩および細粒凝灰岩をも挟むが、その量は少ない。

本層の北方延長部は、鶉川の北岸にまで認められるが、そこではチャートおよび珪質粘板岩が主で、礫岩および砂岩はやや少ない。

古佐内沢においては、本層基底の凝灰岩 (sch 層) の直上位に、石灰岩礫を多量に含む厚さ 2.5 m 以上の礫岩がある。膠結物は凝灰質の泥である。礫は直径 1~5 cm、まれに 20 cm 以上の石灰岩礫を主とするが、ほかに少量の粘板岩やチャート礫も含まれている。この礫岩中には、厚さ 30~60 cm の不純な石灰岩および層状の凝灰岩のレンズ状のはさみも存在している。石灰岩礫中にはウミユリの茎が含まれているが、時代を指準する化石は未だ発見されていない。

### 砂岩層 ( $M_3$ )

広く分布する  $M_2$  層の上位に整合に重なり、本地域では向斜状をなして、その下部わずか 100 m ぐらいの部分が細長く分布しているにすぎない。 $M_3$  層の全層は数 100 m あり、西隣江差および南隣木古内地域に発達している。

本層は、青灰色を呈する細~中粒、まれに粗粒の砂岩からなり、主として塊状、一部は層状、また一部は粘板岩や微細粒砂岩をはさみ、級化層理を示す。

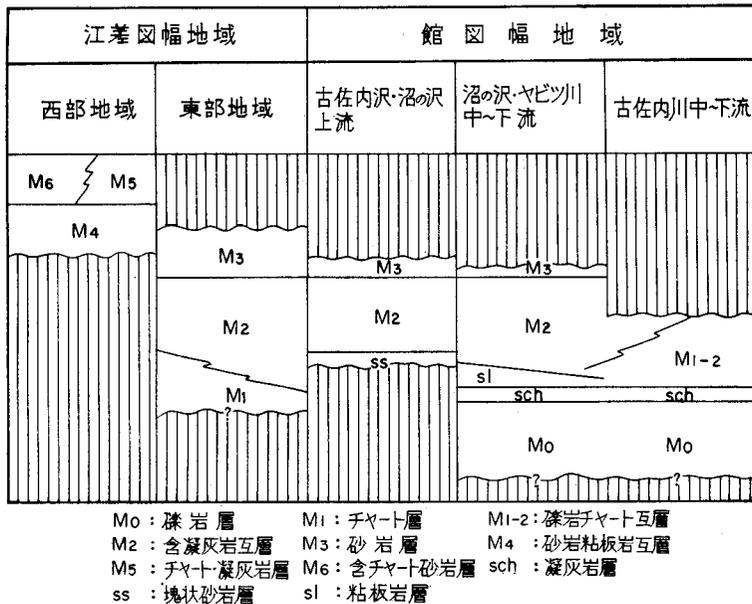
本層は、本地域においては松前層群の最上部であるが、江差地塊全体の本層群からみるとなお下半部に位置し、この層準から上位にまだ 5,000m 以上の地層が存在する。

以上、江差地塊の各層間の関係を模式的に示すと、第 2 表のようになる。

### 乙部地塊の松前層群 (Mot)

乙部地塊は、東西約 5 km、南北約 10 km の長方形の地塊で、主部は北隣濁川地域の乙部岳を構成

第2表 江差地塊北部の松前層群対比試案



している。本地域北西隅には、この地塊の南端部が露出している。

安野呂川支流のソロソロ沢およびキライベツ沢では、細～粗粒の砂岩と、細礫岩との厚い互層から主としてなり、一部に薄いチャートや粘板岩、きわめてまれに数 m の玄武岩質凝灰岩をはさんでいる。

礫岩の礫はほとんどが泥質岩の同時礫からなり、また粗粒砂岩にも大量の頁岩同時礫を含むものがある。キライベツ沢の中流部では、淘汰のわるい砂質泥岩を基質とし、珪質粘板岩や流状シルト岩の同時礫を含む合礫泥岩の厚さ 100 m 以上の厚層がある。これらは、海底斜面を流下した堆積物と考えられる。

乙部地塊のなかでは、未だ化石が産出してないが、すくなくとも本地域に見られる礫質の部分は、江差地塊における松前層群の  $M_0$  層、または  $M_{1-2}$  層に類似しており両地域の位置的關係からみても、この部分が松前層群下部に対比されることは間違いないであろう。乙部地塊の主部をなす濁川地域内の古期岩の層序と構造はよくわかっていないが、松下ほか (1973) によれば、黒色粘板岩を主とし、硬砂岩・チャートなどを介在している、とされている。これらは、江差地塊における  $M_2$  層以上に相当するのかもしれない。

ただし、乙部地塊の古期岩には、対比上次のような疑問点がある。それは、本地域のキライベツ沢に、よく円磨されたチャートなどの礫からなる、淘汰のよい円礫岩が転石として大量に認められたことである。この調査中に露頭を確認することはできなかったが、おそらく濁川地域の乙部地塊のなかに由来するものであろう。この礫岩は、産状からみて、浅海性の“洗い残り礫岩”<sup>注1)</sup>と思われる。このような浅海を示唆する岩相は、江差地塊以南の松前層群には認められていない。この礫岩の時代、および層序

注1) 小池清・成瀬洋・佐藤任弘 (1956) あらいのこり礫岩の一例, 堆積学研究, no. 14, p. 10~13.

的な位置の解明は今後の課題として注目されるところである。

### III. 2 上 礫 層 群

本地域の上礫層群は、従来松前層群として一括されていたが、前述したように化石内容および構造区分上から、吉田・青木（1972）が提唱した東北日本の岩泉帯の延長部に含まれる。本報告では、この観点から地域東部に分布する古期岩には、上礫層群の新称を与えた。

本層群は上礫地塊を構成し、地域東部から東隣大沼公園地域の大野川南方および戸切地川中流域などにかけて広く分布する。本層群は、主として黒色粘板岩および硬質砂岩からなり、チャート・礫岩および石灰岩などを伴っている。大沼公園地域では、本層群と連続する古期岩を先第三紀層として取扱い（三谷ほか、1966）、岩相によって主部岩相と石灰石岩相<sup>注2)</sup>とに区分している。この主部岩相が本地域の上礫層群とほとんど同様な岩相を示している。

この地域の上礫層群は、全般的に南北ないし北北西の走向を示しているが、岩相変化とともに断層や褶曲構造の影響を受けた結果として複雑に変位している部分も少ない。

本層群と江差地塊の松前層群との関係については、地域中央部に堆積した厚い新第三系によって覆われているために不明である。したがって、本地域で地表に露われている部分が、三疊紀と考えられる層準のどの位置を占めるか、化石などの証拠がなく現在のところ判然としない。

本地域では、上礫層群を次に述べるように  $Ka_1 \sim Ka_5$  の 5 岩相に区分して説明するが、これは本層群を構成する粘板岩や硬質砂岩の量比によって便宜的に分けたものであり、時代的考察を加えたものではない。

**粘板岩層 ( $Ka_1$ )** 戸切地川から大野川にかけて、砂岩粘板岩互層 ( $Ka_2$ ) の間に背斜をなして狭長に分布し、本層はこの地域の地表でみられる上礫層群の最下部の岩相と考えられる。

本層は黒色粘板岩および暗灰色の砂質粘板岩の厚層を主体とし、暗灰色の細粒砂岩の薄層をわずかに挟んでいる。厚さは少なくとも 150m 以上である。

**砂岩層 ( $Ka_2$ )** 雨鱒沢から大野川にかけて、粘板岩 ( $Ka_1$ ) の両側に発達する。

本層は暗灰～灰色を呈する細～中粒の堅硬な砂岩を主体として、わずかに暗灰～黒色の粘板岩の薄層を伴っている。また、ときには厚さ 3～5 cm 内外の石英脈が認められる。厚さは約 400 m である。

**粘板岩砂岩互層 ( $Ka_3$ )** 雨鱒沢・戸切地川および大野川にかけて、狭長な分布を示す。

本互層は暗灰～黒色の粘板岩を主体とし、灰色の細～中粒砂岩を伴っている。本層中には、断層による後生的な破碎作用を受けて粘板岩がじょう乱し、粘土化している部分が認められる。厚さは約 550 m である。

注2) 湊・山本（1961）は、峯朗嶺山周辺でこの石灰石岩相の石灰岩から、巻貝・海百合の茎・二枚貝・ヒドロゾア・小型有孔虫のほか *Mesophyllum* を発見し、ジュラ系の可能性を示唆している。また、坂上ほか（1969）は同地域で *Epigondolella abneptis*, *E. bidentata* などのコノドント化石を見出し、後期三疊紀と考えている。



第4図 上磯層群  $Ka_2$  の砂岩 (大野川上流)

**砂岩粘板岩互層 ( $Ka_4$ )** 檜沢川・東股川および雨鱒沢の各上流部に分布し、粘板岩砂岩互層 ( $Ka_3$ ) から漸移する。厚さは、1,000m 以上である。

青灰色を呈し細～中粒の堅硬な厚さ 5～10 m 以上の厚層をなす砂岩を主体として、暗灰～黒色の厚さ 5m 以下の粘板岩を頻繁に挟み互層をなしている。

東股川では、本層中に厚さ 10 m 以上の礫岩層が挟在している。この礫岩は淘汰が悪く、層理が不明瞭である。角～亜角礫で円磨度が悪く、一般に粒径は 5～10 cm であるが、ときには数 10 cm に達するものも含まれている。

雨鱒沢では厚さ 30m 以上の粘板岩の厚層が存在するが、南北への連続性は乏しいようである。

本層中には、小断層が多く破碎作用により層理が著しく乱れている部分も存在する。

**粘板岩層 ( $Ka_5$ )** 檜沢川上流に分布し、向斜構造をなしている。

本層は暗灰～黒色の粘板岩を主体とし、砂岩粘板岩互層から漸移する。下部においては暗灰色の砂岩と黒色粘板岩とはほぼ等量であるが、上部に向うにしたがって粘板岩が卓越する。本層中には、厚さ 2～4 m の灰色チャート層が数層挟まれ、また石灰岩がレンズ状に挟まれるところもみられる。本層の厚さは 300m 以上である。

## IV. 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（1933-a・1933-b, 1934-a・1934-b）によって標準層序がたてられ、また、本地域周辺では、ほぼ同時期に高橋・相馬（1935）によって、鉱産物を対象とした広域的な調査が行なわれている。その後、各地域において、層序・化石および鉱床などの各分野の研究報告が発表されている。また、渡島半島の大部分の地域で、5万分の1地質図幅調査が行なわれており、その結果、地質層序および地質構造などについて、さらに詳細に解明されてきている。

本地域の新第三系は、下位から福山層、檜山層群および鶴層に分けられる。

本地域の層序概念は第5図に、周辺地域の対比については第3表に示した。

### IV. 1 福 山 層 (F)

**模式地・命名者** 福山層は、渡島半島南端部にある松前郡松前町の海岸地域を模式地として、高橋ほか（1935）によって命名された地層である。

**分 布** 本層は、厚沢部川と安野呂川との間の上俄虫沢地域と、厚沢部川と鶴川との合流部周辺の厚沢部川流域などにごく小範囲に分布する。

**層 序** 福山層は、本地域に分布する新第三系の最下位層であり、基盤をなす松前層群を不整合に覆っている。また、上俄虫沢地域でみられるように、檜山層群の基底層である大安在川層によって不整合に覆われている。

地域内の福山層は、渡島半島に広く発達する福山層の一部が松前層群の上に薄く分布すること、さらに明瞭な層理を示す岩相がないことなどから、層厚・地質構造および標準層序について、正確なことは明らかではない。

本地域の福山層が、小範囲で断片的に存在することは、各地で福山層の堆積後、大安在川層にはじまる一連の海進が始まるまでの間に、かなりの量の削剝を受け、本地域ではその周縁相に相当することもあって、削り残されたものと思われる。

**層 厚** 厚沢部川と鶴川の合流部周辺の厚沢部川流域で約 50 m、上俄虫沢地域で約 50 m である。

**岩 相** 厚沢部川南部地域の福山層は、変質安山岩熔岩および同質の凝灰角礫岩を主体とし、緑色の凝灰岩をわずかに伴っている。

変質安山岩は、赤褐～赤紫色の外観を呈し、岩質は輝石安山岩質である。鏡下では、普通輝石が多く紫蘇輝石は少ないが、いずれも変質しており、緑泥石および不透明鉱物によって置き換えられている。また、斜長石のなかでは、曹長石および炭酸塩鉱物に置き換えられているものも観察される。

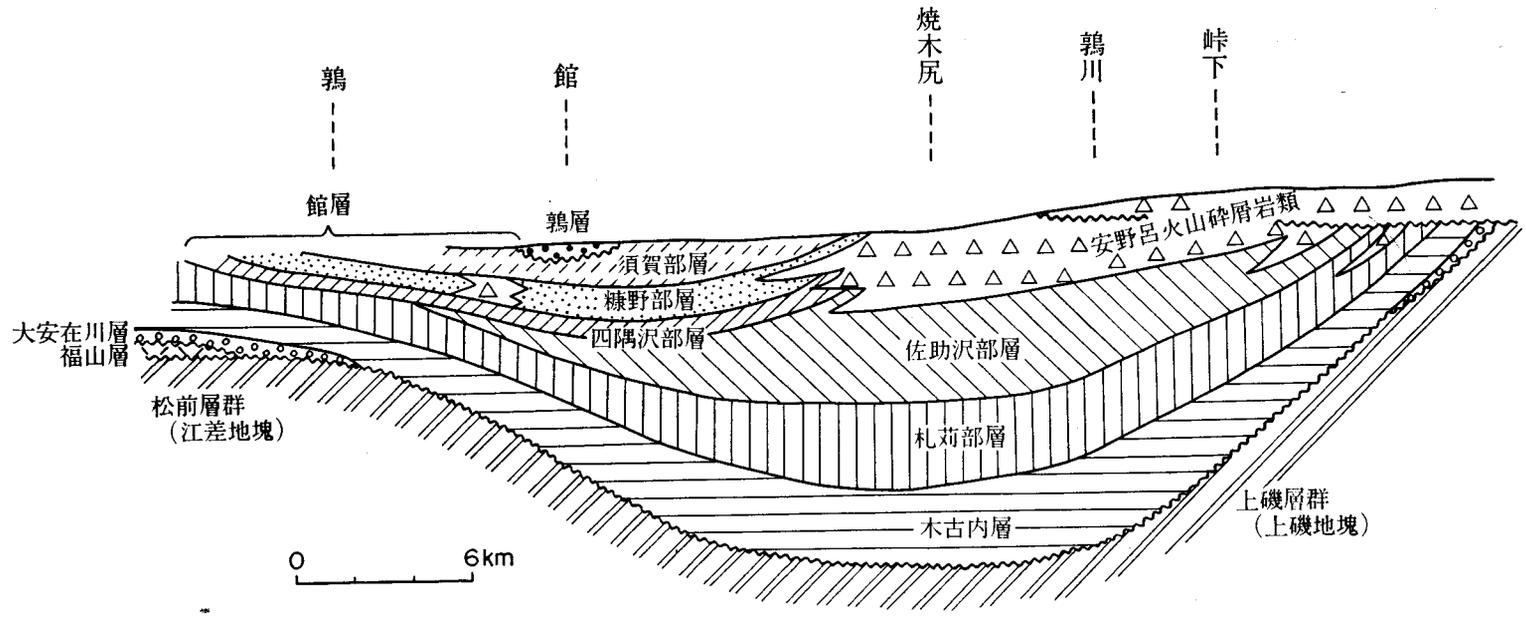
凝灰角礫岩は、赤褐～褐色の外観を呈し、礫は角～亜角礫である。礫は普通輝石紫蘇輝石安山岩を主とするが、ときには角閃石安山岩の礫も混えている。

凝灰岩は緑色を呈し、岩質は安山岩質であり、火山豆石を含んでいるところがある。

厚沢部川北側の上の山地域では、松前層群を不整合に覆って、現地性の礫からなる基底礫岩が存在する。この礫岩の礫は、粘板岩・チャートおよび砂岩など松前層群から供給されたもので占められ角～

第3表 館地域周辺の新第三系層序対比表

地域 時代	南西北海道 長尾・佐々 (1933~1934)	厚沢部地域 高橋・相馬 (1935)	大沼公園図幅 三谷鈴木松下国府谷 (1966)	館一木古内一知内地域 秦・山口 (1969)	江差図幅 角・垣見・水野 (1970)	濁川図幅 松下鈴木高橋 (1973)	松前半島 秦・山口 (1974)	館図幅 石田・垣見・平山・秦 (1975)	
新 第 三 紀	鮮 新 世	瀨棚統		富川層	鶉層	鶉層	鶉層	鶉層	
		濁川噴出物層	鳥崎層群						
	新 中 世	黒松内統	館層	茂辺地川層	館層	館層	黒松内層	館層	館層
			糠野層		須賀部層			須賀部層	
		清水層	泉沢層	厚沢部層	四隅沢部層	厚沢部層	四隅沢部層	厚沢部層	四隅沢部層
	新 中 世	八雲統	湯ノ岱層群	戸田川層	木古内層	木古内層	八雲層	木古内層	木古内層
				戸切地川層	大安在川層	大安在川層	大安在川層	大安在川層	大安在川層
新 世	訓縫統	上ノ国層群		訓縫層群		訓縫層	宮歌部層		
				湯の岱層	湯の岱層		館崎部層		
	福山統		福山層	福山層	福山層	福山層	福山層	福山層	



第5図 館地域層序関係概念図

亜円礫が多い。礫岩は細～中粒の凝灰質砂岩および凝灰岩によって固結されている。また、この礫岩の上部には、安山岩の亜角礫を多量に含む灰緑色の凝灰角礫岩が存在し、その上位には軽石凝灰岩が累積している。軽石凝灰岩は黄褐色を呈し、石英安山岩質であり、黒雲母および石英粒が多く長石を伴っている。この地域では、黄褐色の細粒凝灰岩や火山礫凝灰岩などが分布し、これらはしばしば粘土化して小規模な地辻りを起している。

上俄虫沢地域に小範囲に分布する福山層は、基盤をなす松前層群と直接の関係は見られなかったが、周囲の状況から不整合関係にあることが推定される。また、本層は上位の大安在川層の礫岩によって不整合に覆われる。この地域では、本層の大部分が凝灰角礫岩および凝灰岩からなるが、一部に凝灰質砂岩、および火山円礫岩などを伴っている。凝灰角礫岩は、一般に灰緑色であるが、ときには赤紫色の外観を呈するものもある。礫は亜角～亜円礫であり、石英安山岩質の礫も含まれ細～粗粒の凝灰岩によって膠結されている。凝灰岩は、緑～青緑色を呈し、粒度は細～中粒のものが多く、しばしば安山岩の亜角礫を伴っている。岩質は石英安山岩質で、一般に黒雲母および石英粒に富み、ときには角閃石を混えている。凝灰岩に含まれる有色鉱物には、しばしば、変質を受けて緑泥石に、また、斜長石は比較的新鮮であるが、なかには炭酸塩鉱物などに置き換えられている。

上俄虫沢地域の福山層は、渡島半島に分布する福山層の標準的な層序のどの位置に相当するか判然としないが、少なくとも江差地域の目名川流域に分布する石英安山岩質の福山層に相当するものであろう。

## IV. 2 檜 山 層 群

檜山層群は、渡島半島南部地域において、訓縫層群以前の地層を不整合に覆って、中新世中期から後期へかけての一連の地向斜性堆積物で構成される地層に対して、秦・山口（1969）によって命名されたものである。

本層群は、長尾・佐々（1933-a・1933-b, 1934-a・1934-b）の八雲統および黒松内統を合わせたものに相当する。

本層群は、下位から大安在川層・木古内層・厚沢部層および館層からなる。

### IV. 2. 1 大安在川層 (O)

**模式地・命名者** 大安在川層は、南西方の檜山郡上の国町大安在川流域を模式地として、金谷・須鎗（1951）によって命名された地層である。

**分布** 本地域の西部および東部に分布する。西部は、北方の安野呂川支流キライベツ沢下流部から姫川支流上流にかけての地域と、上俄虫沢から当路部落の南東方幌内沢の中流部にかけて露出する。また、東部では、中山峠東方から戸切地川・雨鱒沢および東股川などの各上流部にかけて、ほぼ南北方向の帯状をなして分布している。

**層序** 大安在川層は、訓縫層以下の地層を不整合で覆い、館・江差・木古内および知内などの諸図幅の地域で広く発達し、一連の地向斜性堆積物からなる檜山層群の基底部をなす初期の堆積物である。本地域においては、北西部のキライベツ沢から姫川支流にかけての地域で、乙部地塊を構成する松前層

群を取り巻いて発達している。また、上俄虫沢から幌内沢にかけては、江差地塊の松前層群および福山層を、さらに東部では上磯地塊を構成する上磯層群を覆っており、いずれの地域においてもその関係は不整合である。

模式地周辺では、Pectenidae などの貝化石および *Operculina complanata japonica*, *Miogypsina kotoi* などの有孔虫化石を産するが、本地域においては未だ発見されていない。

**層厚** キライバツ地域で 20~100 m の厚さを有するが、上俄虫沢地域で 10 m、東部の中山峠東方鶉川支流地域で 8~10 m と薄くなっている。

**岩相** 大安在川層は、おもに浅海性の礫岩および砂岩からなる。

礫岩は、主として円~亜円礫が多く、礫径は数 mm から数 10 cm までと多種多様であるが、平均的には 3~5 cm 前後のものが多い。礫岩の基質は、黄褐色の細~粗粒の砂で構成されている。礫種は粘板岩・チャートおよび砂岩などで、ほとんどが松前層群や上磯層群から由来したもので占められるが、ときには、わずかに福山層から供給されたと思われる変質した安山岩の礫も含まれている。

砂岩は一般に黄灰色を呈し、細~粗粒までであるが、全般的には粗粒岩相からなる。

北西部の姫川支流上流地域では、松前層群から供給された円礫を主体とする細~中礫岩からなり、黄褐色の細~中粒砂岩を伴っている。また、砂岩は多少凝灰質となる部分もみられる。

上俄虫沢地域では、姫川支流地域と同様の産状を示す礫岩からなるが、ここでは福山層から供給されたとみられる変質した安山岩の直径 3~5 cm 程度の亜円礫をも混えている。

地域西部の雨沢沢上流地域で、本層は直径 1~10 cm の円礫からなる礫岩と中粒砂岩からなるが、層厚は約 3~6 m と非常に薄くなっている。

戸切地川上流では、径 0.5~2 cm の円礫からなる礫岩を主体とし、細粒砂岩を伴ない、外観は褐灰色を呈する。

中山峠東方国道沿いの鶉川支流では、全体で 8~10 m の層厚を有する。下部は角礫岩・砂岩およびチャートなど直径 20~40 cm 位の礫が多く含まれる。上部約 4 m は、粘板岩・チャートおよび砂岩などの径 5 mm 程度の礫が、粗粒砂によって膠結された細礫岩から構成されている。

**対比** 本層は檜山層群の初期の海進によってもたらされた浅海性の粗粒堆積物によって構成され、また、いわゆる硬質頁岩相の基底部を形成することなどから、模式地と同層準とみなされ(秦 1973)、同一の地層名を使用した。本層は、西隣大沼公園地域に分布する戸田川層の基底岩相である戸切地川層(三谷ほか, 1966)に相当する。

**化石** 模式地周辺では、*Patinopecten kimurai* (YOKOYAMA) などの貝化石、および *Operculina complanata japonica* HANZAWA, *Miogypsina kotoi* HANZAWA などの有孔虫化石の産出(金谷・須鎗, 1951)、戸切地川層から *Ostrea* sp. の産出(三谷ほか, 1966)が知られているが、本地域において化石の産出は見られなかった。

#### IV. 2. 2 木古内層(K)

**模式地・命名者** 木古内層は、上磯郡木古内町西方の木古内川流域を模式地として、秦・山口(1969)によって命名された地層である。

**分布** 本層は、地域西部の江差・乙部両地塊と、東部地域の上磯地塊との間にある館盆地における館向斜の両翼部において顕著に発達する。すなわち、西翼部では、安野呂川の北部から意養。当路および沼の沢を経て糠野川流域に、また、東翼部では、中山峠から濁川上流および佐助沢上流地域にかけて分布する。このほかに、上磯地塊の東側にも分布する。

**層序** 木古内層は檜山層群の下部層であり、いわゆる硬質頁岩をもって代表される地層である。大安在川層との境界は、木古内層最下部に薄い海緑石を含む砂岩ないし砂質シルト岩があり、大安在川層上部の礫岩を主とする粗粒岩相と接するところをもって設定した。境界は、一般に明瞭である。

本層と上位層である厚沢部層の札苅部層とは漸移するが、その境界は硬質頁岩相が少なくなり、泥岩砂質シルト岩の互層が卓越するところをもって、札苅層の下限としている。

本層は、構成する岩相や産出する化石などから、一般に深海性でかつ寒冷な環境下で堆積した地層と考えられる。大安在川層が浅海性の堆積物であり、かつ、温暖な環境下にあったことからみて、大安在川層の堆積後から館盆地周辺地域は上磯地塊の隆起にともなって沈降過程をたどり、かつ、寒冷な条件下へ移行して木古内層を堆積させたものと推定される。

本層中には、館向斜西翼部の糠野川地域で、鍵層となる凝灰岩を2層挟んでおり、南方の木古内地域に続いている。

館向斜東翼に分布する本層中には、大規模な流紋岩の貫入がみられる。

**層厚** 館向斜東翼部の鶉川地域で 300 m、濁川地域で 500 m、西翼部の沼の沢地域で 200～250 m、安野呂地域で約 400 m である。

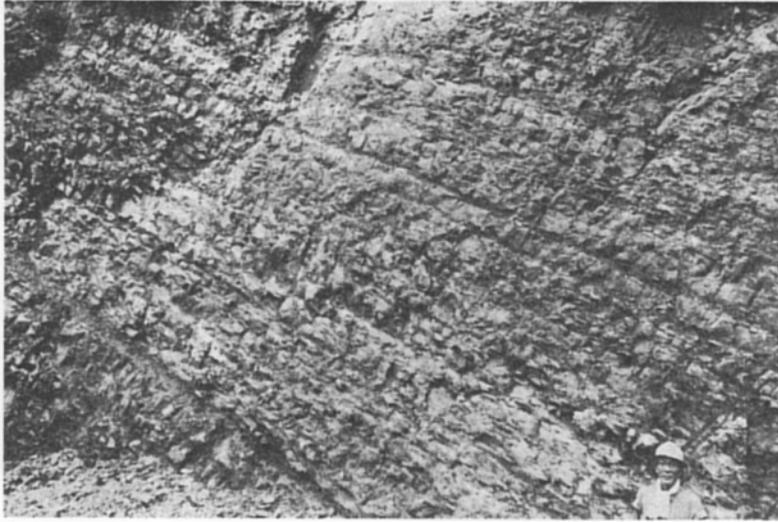
**岩相** 本層は、全般的に硬質頁岩とシルト岩との互層を主体とする地層であり、泥岩および凝灰岩を伴っている。館向斜西翼部では、岩相が側方に変化し泥岩が卓越して硬質頁岩の少ない地域もある。本層中には、球状ないし扁平な形状の石灰質～苦灰質、ときには珪質の団球を数多く含んでいる。

硬質頁岩は、一般に暗灰～黒色を呈し、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る。珪質の硬質頁岩は、チョコレート～飴色の外観を示し、崩壊してはガラス状の尖鋭な破面をなすことが多い。いわゆる硬質頁岩と呼ばれているものには、やや軟質の暗灰～黒色シルト岩と互層し、1) 厚さ 3～20 cm の硬質頁岩と厚さ 1～2 cm 内外の軟質シルト岩との細互層（以下薄板状互層という）、2) 厚さ 30～100 cm 内外の硬質頁岩と、厚さ 3～15 cm のシルト岩との互層（以下厚板状互層という）および 3) かすかに層理を有するが単層間の境の不明瞭な硬質頁岩（以下塊状硬質頁岩という）の3形態に分けることができる。

泥岩<sup>注3)</sup> は一般に暗灰～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、やや堅硬なものや軟質のものがあり、しばしば互層をなしている。この互層形態は、一般に厚さ 5～30 cm 内外で、やや堅硬な暗灰～灰色の泥岩と厚さ 1～5 cm 内外の暗灰色軟質泥岩の組合せによる互層（以下硬軟互層という）で構成される。泥岩は、風化して表面が赤褐～黄褐色の小細片となって崩壊する。

凝灰岩は、淡青灰～淡緑灰色を呈し、主として細～中粒砂サイズのものが多い。本地域の木古内層中において、鍵層となる顕著な凝灰岩が2層（ $K_1$ 、 $K_2$ ）含まれ、厚さは  $K_1$  が約 10m、 $K_2$  は 6.5 m で

注3) 泥岩は一般的に粘土岩とシルト岩を総称する用語として使用されているが、多少の混乱がある。本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、この用語を使用した、したがってシルト質泥岩あるいは泥岩シルト岩互層などの用語を用いている。



第6図 木古内層中の硬質頁岩の板状互層（濁川）

いずれも有色鉱物をほとんど含んでいない。

館向斜東翼部の焼木尻川上流から、戸切地川上流地域にかけては、本層最下部に海緑石をわずかに含む約 2 m 程度の暗灰色シルト質泥岩があり、大安在川層上部の細礫岩と接している。下部はほとんど泥相で薄板状互層を主体としており、層理不明瞭な塊状硬質頁岩を伴っている。なかでも、厚さ 5～10 cm の硬質頁岩と厚さ 0.5～1 cm のシルト岩からなる薄板状互層は、河床で櫛歯状のみごとな外観を呈する。また、直径 30 cm 前後の石灰質団塊が配列するか、あるいは散点的に含まれている。本層中部は厚板状互層を主体とし、薄板状互層および塊状硬質頁岩を伴っている。多少粒度が粗くなる傾向がある。また、シルト質泥岩中には、玉ねぎ状構造をなす部分、あるいは、風化して葉片状細片となるところもある。中部には、下部が粗粒相で上部に向かって徐々に細粒相となる約 6 m の凝灰岩が挟まれている。この凝灰岩は、南方あるいは北方に対しても連続性に乏しく、局部的に堆積したものと思われる。本層上部は、厚板状互層および塊状硬質頁岩からなるが、全体的に中下部の岩相と比較して粗くなりシルト質となっている。

大野川上流地域では、焼木尻川上流地域よりも粗粒岩相を示し、堅硬であるが砂質シルト岩となる傾向がある。本層下部では厚板状互層を主としており、塊状硬質頁岩を伴っている。また、下部では厚板状互層の中に厚さ 30 cm の凝灰質砂岩、および厚さ 20 cm の淡青色凝灰岩を挟んでいる。中部はほとんど厚板状互層から構成されるが、薄板状互層となる部分もあり、径 50～100 cm ほどの石灰質団塊を含んでいる。上部は厚板状互層と塊状硬質頁岩からなり、シルト岩を多く伴っている。

地域南部の糠野川流域で、館向斜西翼部に分布する木古内層は、硬質頁岩および泥岩からなる。

凝灰岩  $K_1$  より下部は、暗灰色のシルト質泥岩を主とし、硬質頁岩の量が少ない。シルト質泥岩は、幾分層理をもち、海緑石粒を散含している。また、乳白～白色を呈し厚さ 10～30 cm 内外の細粒凝灰岩が数層挟まれている。 $K_1$  と  $K_2$  の間の岩相は、硬軟互層が良く発達しているが、硬質頁岩および塊状のシルト質泥岩を伴っている。 $K_1$  より上部は、鉛色の珪質硬質頁岩が顕著に発達し、ほとんどが

薄板状互層からなる。凝灰岩  $K_1$  および  $K_2$  は淡青灰色を呈し細粒であり、両者ともに有色鉱物はほとんど含まれていない。

沼の沢から幌内沢にかけての木古内層は、おもに暗灰～青灰色の泥岩を主体とし、いわゆる硬軟互層が卓越し、相対的に硬質頁岩が少くなっている。また、本層中には径 50 cm 内外の石灰質団塊が含まれる。

意養および安野呂川地域における木古内層の下部は、比較的軟質で暗灰～灰色の泥岩が卓越し、暗灰色のシルト岩および淡青色凝灰岩を伴っている。泥岩はシルト質となる部分もあり、風化すると小岩塊となって崩壊する。上部はおもに暗灰～灰色の硬質頁岩からなり、暗灰～灰色のシルト質泥岩ないしシルト岩と互層し、いわゆる薄板状互層を形成している。硬質頁岩は、チョコレート～飴色を呈する珪質のものも多く含まれ、風化すれば尖鋭な破面をもつ角片となる。

地域東部の上磯地塊東側に分布する本層は、下部にやや軟質の暗灰～灰色の泥岩がみられるが、大部分は暗灰色の硬質頁岩を主体とする薄板状互層である。

**対 比** 本層はいわゆる硬質頁岩相をもって代表される地層であり、長尾・佐々 (1933-a・1933-b, 1934-a, 1934-b) の八雲統に含まれ、北隣濁川地域の八雲層 (松下ほか, 1973)、東隣大沼公園地域の戸田川層 (三谷ほか, 1966) に対比される。

**化 石** 本層の泥質相中には、*Cyclammina Japonica* ASANO, *C. cancellata* BRADY, *Haplophragmoides* spp., *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY), *Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA などの有孔虫化石をも散点的に産する。

貝化石および珪藻化石は見出されなかったが、*Makiyama* が全層を通じて普遍的に含まれている。

#### IV. 2. 3 厚 沢 部 層

**模式地・命名者** 厚沢部層は、本地域の厚沢部川上流地域を模式地として、秦・山口 (1969) によって命名された地層である。

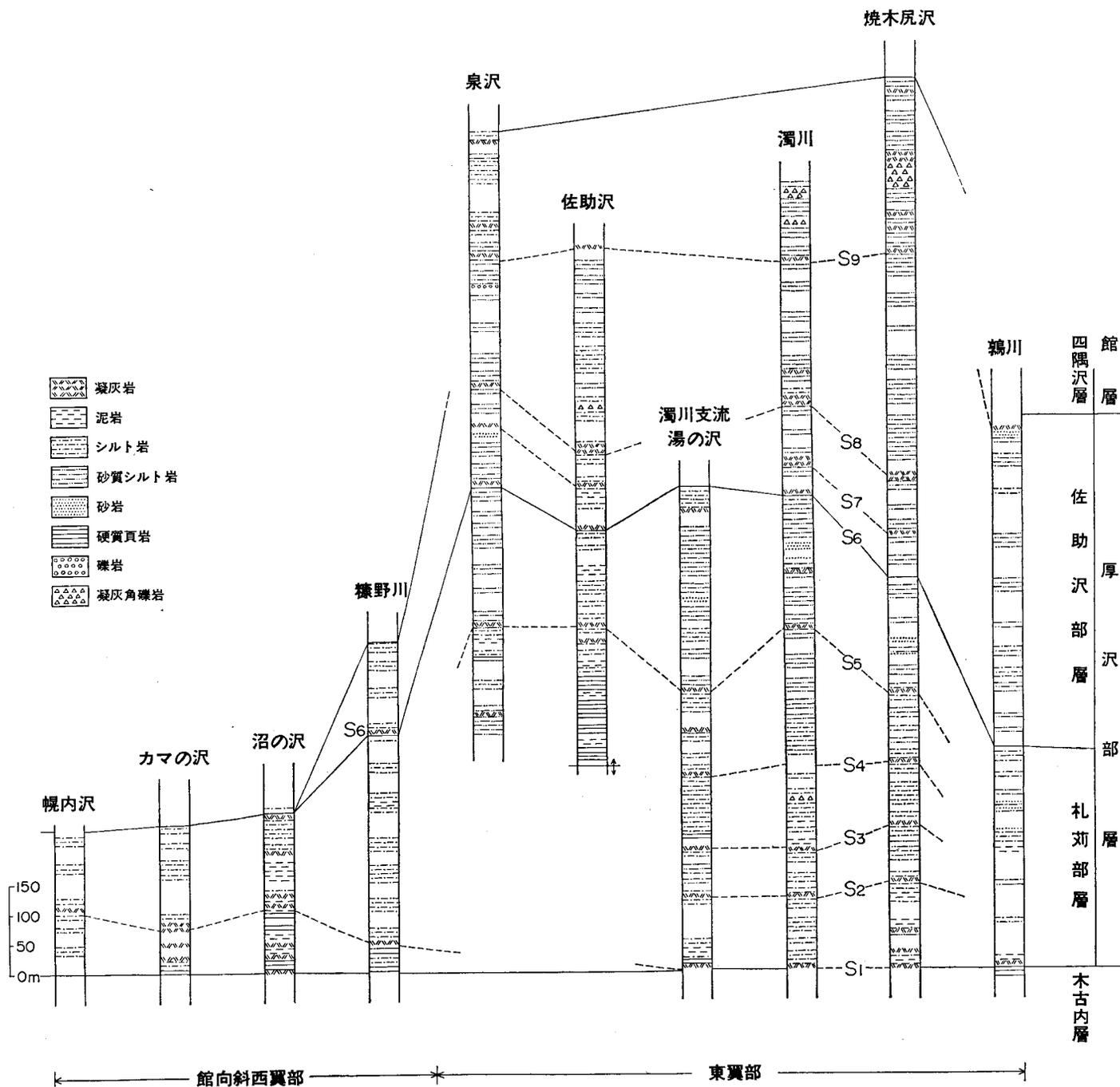
**分 布** 本層は、館盆地から木古内地域にかけての沈降部に発達しており、館向斜の両翼で木古内層の内側に分布している。とくに東翼部は、西翼部と比較して広範囲にわたって発達する。東翼では峠下から焼木尻沢および濁川を経て佐助沢に至る地域、西翼では安野呂から当路・幌内沢・沼の沢を経て糠野川に至る半ペーズン構造をなして連続して分布している。

**層 序** 構成する岩相によって、下位から泥岩・シルト岩を主とする札苅部層と砂質シルト岩・砂岩を主とする佐助沢部層とに区分される。

厚沢部層と下位の木古内層および上位の館層との関係は、いずれも整合漸移である。厚沢部層は渡島半島地域で、いわゆる硬質頁岩で代表される八雲層、および緑灰色の塊状シルト岩からなる黒松内層との間にあり、いわゆる中間層的な地層である。このために、従来から道南地方の層序区分を行なううえで、本層を八雲層準あるいは黒松内層準のいずれに対比するか、また、岩相上から2分して両者に属させるなど、本層の取扱いについて、かなりの混乱がみられていた。厚沢部層は、これらのことを明確にするために定義づけられた地層である。

厚沢部層下位の木古内層との漸移部における境界は、地域によって多少異なるが、一般に硬質頁岩が

第7図 厚沢部層柱状図



きわめて少なくなり、相対的に泥岩および泥岩砂質シルト岩互層が卓越し、大きく岩相が遷移するところで設定している。なお本地域の東翼部では、本層最下部に鍵層である顕著な凝灰岩層 ( $S_1$ ) が発達しており、その下限をもって境界とした。

厚沢部層は、館向斜東翼部の焼木沢および濁川地域で 1,500 m 以上の層厚を示すが、西翼部のかまの沢および幌内沢地域で約 250 m と非常に薄くなる。

また、館向斜の西翼部では、一般に東翼部よりも岩相の側方への変化が顕著であり、札苺部層と佐助沢部層との境界は、岩相が酷似してくることや鍵層の凝灰岩の薄化、あるいは尖滅などによって不明瞭となっている。したがって両者の境界は、必ずしも同一堆積時間面を示すものではない。

厚沢部層中には、多数の凝灰岩が挟まれており、そのうち顕著なものは、札苺部層で  $S_1 \sim S_5$  の 5 層、佐助沢部層で  $S_6 \sim S_{10}$  の 5 層が認められる。これらの凝灰岩は、館向斜東翼部で発達が著しく連続するが、西翼部では発達が悪く、連続性が不明瞭となり尖滅するものが多い。

**対 比** 本層は、黒色泥岩および暗灰色シルト岩を主体とする地層であり、長尾・佐々 (1933-a・1933-b, 1934-a・1934-b) の八雲統上部から、黒松内統下部に相当する。また、上磯地域の茂辺地川層下半部の泥質岩相 (三谷ほか, 1965, 1966)・北隣濁川地域で黒松内層の砂岩部層 (松下ほか, 1973) および江差地域の江差層上部 (角ほか, 1970) に対比される。大沼公園地域の茂辺地川層中の梨の木沢凝灰岩部層 (三谷ほか, 1966) は本層の基底部の凝灰岩  $S_1$  に相当する。

**化 石** 貝化石については、札苺部層から、*Yoldia* sp., *Nuculana* sp., *Solemya tokunagai* YOKOYAMA, 佐助沢部層から *Neptunea* sp., *Macoma* sp. などを産するが、一般的に産出量が少い。

有孔虫化石は、*Cyclammina* spp., *Haplophragmoides* spp. などほとんど砂質殻を有するもので占められ、木古内層とほぼ同様の組成を示している。

珪藻化石は、佐助沢部層から *Coscinodiscus marginatus*, *Archinodiscus ehrenbergi* などが産出した。

*Makiyama* は木古内層と同様に普遍的に産するが、とくに産出量が多く、しばしば密集する部分も認められる。

### 札 苺 部 層 (Ak)

**模式地・命名者** 札苺部層は、上磯郡木古内町札苺北部の幸連川を模式地として、秦・山口 (1969) によって命名された地層である。

**分 布** 館向斜の両翼に分布している。東翼部は、国道 227 号線に沿って流れる鶉川支流から焼木沢上流、濁川上流を経て佐助沢に至る地域にかけて帯状に分布し、南方木古内地域へと続いている。西翼部は、北部の安野呂・意養地域で極端に薄く、当路・幌内沢・沼の沢および矢櫃沢へと南に向かうにしたがって厚さを増し、木古内地域で東翼部の本層と接続する。

**層 厚** 館向斜東翼部は、鶉川支流地域で 320 m、濁川地域で 800 m である。西翼部は、幌内沢地域で 250 m、糠野川地域で約 400 m である。

**岩 相** 札苺部層は、おもに泥岩とシルト岩の互層からなり、硬質頁岩・砂岩および凝灰岩を伴っている。

泥岩は暗灰～灰色を呈し、粒度は粘土質からシルト質まであり、層理に乏しく、風化すると灰色を呈し、小岩片となって砕ける。

シルト岩は暗灰～灰色を呈し、比較的堅硬で砂質のものが多い。

硬質頁岩は一般に暗灰色を呈し、非常に堅硬緻密であり、シルト岩の薄層と互層している。珪質および凝灰質の硬質頁岩もあり、鉛～帯緑黑色を呈し、ガラス状破面および光沢をなしている。

砂岩は、暗灰～青灰色を示し、一般にシルト岩中に薄層で挟まれ、ほとんどが細粒であり凝灰質となるものもある。

凝灰岩は、色調は白色から黄灰・青灰および黒色まで種々雑多である。札苅部層中には数多くの石英安山岩質凝灰岩が挟まれ、鍵層となる顕著なものとして  $S_1$  から  $S_5$  の5層が認められる。凝灰岩は全体的に館向斜東翼部の濁川、および焼木尻沢流域で良く発達するが、西翼部では薄くなり、 $S_1$  以外は痕跡程度で挟在するか、あるいは尖滅する。

1)  $S_1$  は本部層中に含まれている鍵層の中でもつとも良く連続し、厚さの変化はあるが両翼部に発達している。灰白～淡青緑色を呈し、石英および変質を多少受けた黒雲母が含まれている。各地での厚さは6～10m内外である。一般に級化成層をなしており、最下部は非常に粗く上へ向うにしたがい順次細粒相を示している。下部から中部にかけて細かい平行ラミナが発達し、また、中部から上部では板状に剝離する場合が多い。館向斜の東翼部では、 $S_1$  層の下底をもって木古内層との境界としている。西翼部では  $S_1$  層の下位にも、厚さ約0～70mの黒色泥岩および泥岩シルト岩互層が発達している。

2)  $S_2$  は灰白～淡青灰色を呈し、石英および多少変質した黒雲母などの有色鉱物を含んでいる。濁川上流では、黒雲母および長石を多く有し、また、緑色で軟質の直径1cm程度の軽石を含む部分もある。厚さは6m以上であるが、濁川上流では15mに達する。

3)  $S_3$  は  $S_1$  および  $S_5$  と同様に級化成層をなしており、ラミナの発達する部分があり、焼木尻沢上流で下部の粗粒部に、径0.5～1cmの軽石を多く含む軽石質凝灰岩となっている。厚さは、5～10m



第8図 札苅部層の凝灰岩  $S_3$  (中央部) とシルト岩 (上部) (濁川上流)

である。濁川上流で小型の石英および多少変質した黒雲母を含んでいる。

4)  $S_4$  は濁川地域で厚さ 20~100 cm の凝灰岩と、30~50 cm のシルト岩との互層をなす、いわゆる凝灰岩帯をなしているものである。互層全体の厚さは 5~7 m である。凝灰岩には石英および黒雲母が含まれている。

5)  $S_5$  は灰白~淡青灰色で、ガラス質のものが多く、粗粒相から細粒相へ変り、中部では平行ラミナが多い。泉沢中流では少量の小型の石英、および少量の褐色を示す黒雲母が含まれている。焼木尻沢では層厚 60 cm の軽石凝灰岩が挟在する。厚さは焼木尻沢で 5 m である。

各鍵層間の堆積物の厚さをみると  $S_1$ ~ $S_2$  は 120~150 m,  $S_2$ ~ $S_3$  間は 80~90 m,  $S_3$ ~ $S_4$  間は 100~140 m,  $S_4$ ~ $S_5$  間は濁川で厚く 220 m で他は 110~140 m,  $S_5$  から佐助沢部層の  $S_6$  までは 180~300 m である。

濁川地域の鍵層  $S_3$  より下位では、暗灰色を呈する堅硬なシルト岩と泥岩の数 m 単位の互層を主体としており、 $S_1$  から  $S_3$  の凝灰岩のほかに、1 m 以下の厚さをもつ黒雲母を含む細~中粒の凝灰岩を多く挟んでいる。濁川上流および湯の沢では、 $S_3$  の直下は厚さ 10~20 cm の硬質シルト岩と、厚さ 0.1~1 cm の軟質シルト岩の細互層をなして、薄板状互層のような外観を呈する部分もみられる。また濁川上流の  $S_5$ ~ $S_6$  間では、厚さ 10 cm 内外の硬質シルト岩と厚さ 0.2~0.5 cm の葉片状シルト岩とが細互層をなしている。シルト岩中には、玉ねぎ状構造をなす部分がみられる。また、 $S_4$ ~ $S_5$  間は湯の沢では、シルト岩が主体で厚さ 1 m 内外の黒色凝灰岩、および細~粗粒の厚さ 1.5~5.5 cm の青灰色凝灰岩の薄層をひんばんに挟み、薄板状互層、あるいは厚板状互層のような外観を呈する。 $S_5$ ~ $S_6$  より上位には、厚さ 5~30 cm 内外の細粒砂岩、あるいは厚さ 10~30 cm 内外の凝灰岩を挟み、径 20~30 cm の団塊が配列しているのが認められる。

佐助沢地域の背斜軸部周辺に分布する本部層の中部には、 $S_4$  の直下に硬質頁岩が卓越して薄板状互層を形成する部分がある。これは木古内層の硬質頁岩と岩相が酷似するが、硬質頁岩相が部分的に発達しているものである。このなかには径 1.5 m の団塊が含まれている。

大野川上流地域では、濁川地域と比較して粗粒であり、他地域よりも凝灰質となる岩相を示している。砂質シルト岩およびシルト質泥岩を主とするが、 $S_3$  および  $S_2$  の直下には、軽石粒を多く含む灰白色の細~中粒の砂岩が挟まれている。 $S_3$  より上位では、おもに暗灰色砂質シルト岩ないし細粒砂岩の互層からなり、厚さ 10~20 cm の凝灰岩や凝灰質粗粒砂岩の薄層をはさんでいる。

館向斜西翼部の糠野川地域は、おもに暗灰~暗緑灰色のシルト岩からなり、硬質頁岩・泥岩および凝灰岩を伴っている。本部層下部は、次郎沢で見られるように、厚さ 10~20 cm の淡灰色硬質頁岩と、厚さ 5 m 内外の黒色泥岩との互層をなしている。中部は暗灰色シルト岩を主とするが、角割れする厚さ 20~60 cm の黒色硬質頁岩と、厚さ 2~3 cm の緑灰色シルト岩との互層部が含まれ、ときおり 10 cm 内外のスコリア質砂岩、ないし凝灰岩の薄層を挟んでいる。また、径 30~50 cm の石灰質団塊が含まれている。

沼の沢から意養沢に至る地域では、暗灰~緑灰色のシルト岩を主体とする硬軟互層からなる。沼の沢では、下部に凝灰質の硬質頁岩が比較的良く発達している。また、固結度の弱い厚さ 10 cm 内外の中粒砂岩を数層挟んでいる。

### 佐助沢部層 (As)

**模式地・命名者** 佐助沢部層は、本地域の厚沢部川上流佐助沢地域を模式地として、秦・山口(1969)によって命名された地層である。

**分布** 館向斜東翼部の峠下地域から、焼木尻沢・濁川および佐助沢を経て木古内地域にも広く分布する。西翼部では、泉沢地域から北西方へ向かうにしたがって、急激に薄くなっている。

**層序** 佐助沢部層は、下位の札苺部層と整合漸移の関係にあり、東翼部では、岩相の差によって凝灰岩  $S_6$  の下底をもって境界としている。西翼部では、本部層の層厚の減少とともに凝灰岩の発達が悪くなり、下位の札苺部層との境界が不明瞭となっている。また、岩相も酷似してくることなどから、両部層を区別することはかなり困難である。このために、地質図上で矢櫃沢北方で消滅するよう表現したが、沼の沢以北においても、多少岩相を変えてはいるが、札苺部層の最上部が、佐助沢部層の岩相の延長に相当する疑いも残されている。

本部層の上部は、焼木尻沢北方で安野呂火山砕屑岩類と指交関係にある。

本部層中には、札苺部層と同様に多数の凝灰岩が挟まれており、顕著なものは東翼部で  $S_6$  から  $S_{10}$  までの5層が認められる。また、上部には、濁川下流部で観察されるように、 $S_9$  と  $S_{10}$  の間に厚さ 10 m 内外の異常堆積層が2層含まれている。

**層厚** 東翼部は、濁川地域で 850 m、鶺鴒川支流地域で約 600 m あるが、西翼部では、厚さを減じ糠野川西方で消滅する。

**岩相** 佐助沢部層は、一般に札苺部層よりも粗粒な岩相を示し、主として砂質シルト岩と細粒砂岩の互層によって構成され、泥岩および凝灰岩を伴っている。

砂質シルト岩は、暗灰～青灰色を呈し、比較的堅硬であり、一般的に明瞭な層理を示すが、ときには塊状となる部分もある。しばしば、暗灰色の細～中粒砂岩および凝灰岩の数 cm の薄層を伴っている。

砂岩は、暗灰～灰色を呈し、粒度は細～中粒のものが多く、ときには軽石の小粒を多く含み凝灰質となる場合がある。一般に砂質シルト岩と互層している。

泥岩は、暗灰色を呈し、多くは砂質シルト岩砂岩互層中に挟まれる。

凝灰岩は多数挟在し、挟層となる顕著なものは5層 ( $S_6 \sim S_{10}$ ) 認められる。岩質は石英安山岩質である。 $S_6 \sim S_8$  の3層は良く連続し、3枚組みとして良好な鍵層である。

佐助沢部層の凝灰岩は、館向斜の東翼で顕著に発達するが、西翼では泉沢から糠野にかけて、部層の層厚の激減とともに各鍵層間の距離も接近し、糠野川ではほとんど消滅している。

各鍵層について述べると、

1)  $S_6$  は灰白～淡青灰色を呈し、ガラス質のものが多く、一般に黒雲母粒を含むが、泉沢では黒雲母粒とともに石英・長石粒を多く混え、次郎沢では少量の角閃石を混えている。級化成層をなし、佐助沢で  $S_6$  の下部は黒雲母粒を含む粗粒の火山礫凝灰岩であり、上部になるにしたがって細粒相となり、最上部は極細粒緻密となっている。厚さは一般に 4～6m であるが、泉沢では 10m と厚くなっている。

2)  $S_7$  は灰白～淡青～淡緑色と雑多な色を呈し、灰白色の軽石凝灰岩が卓越することで特徴づけられる。 $S_6$  と同様に級化成層をなし、下部は粗粒相で塊状、中部は細かい平行ラミナの発達が顕著であり、上部は板状に剝離するものと塊状となる部分がみられる。全体的に黒雲母粒を多量に含み、濁川などで



第9図 佐助沢部層中の凝灰岩を多く挟むシルト岩層（濁川）

は石英・角閃石および長石粒を多く混えている。佐助沢では角閃石が黒雲母よりも多量に入り、次郎沢ではほぼ等量である。厚さは6~10mであり、濁川および佐助沢でとくに厚くなっている。

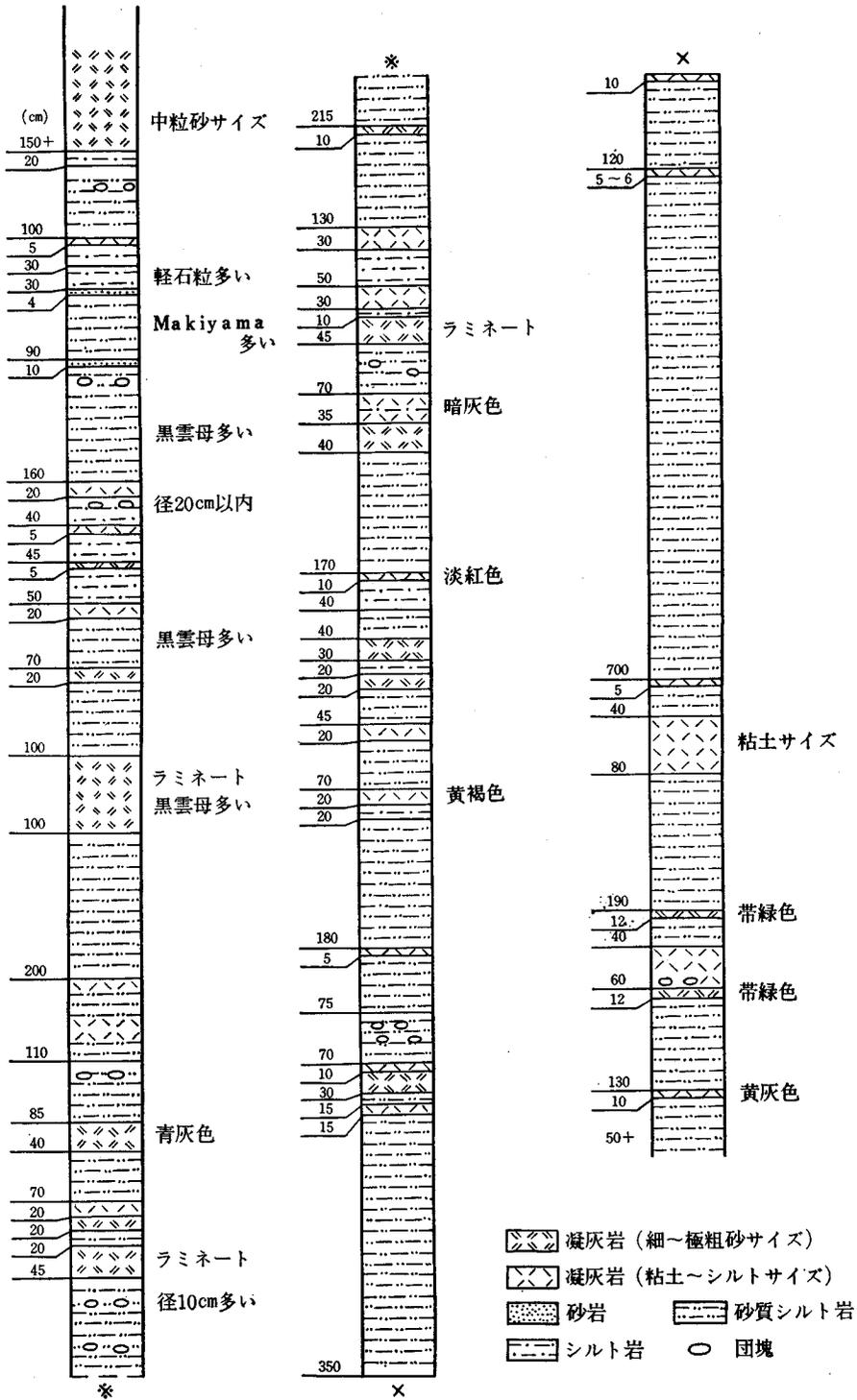
3)  $S_8$  は灰白~緑色のものまでであるが、緑~淡青緑色を呈し、ガラス質の岩質をもつものが多いのが特徴である。顕著な級化成層を示し、中部ではラミナが顕著に発達する。黒雲母・石英および角閃石粒を含んでおり、峠下南方の沢では角閃石粒を伴っている。厚さは一般に10m内外であり、佐助沢では20~25mにも達するが、南部の泉沢支流では5m、北部の鶉川では1m内外と薄くなっている。

4)  $S_9$  はいわゆる凝灰岩帯をなすもので、厚さ1~70cmの凝灰岩と厚さ30~40cmの砂質シルト岩がひんばんに互層している。凝灰岩は石英・黒雲母を含み、岩質はガラス質のものが多い。焼木尻沢では、 $S_9$  の上部に2mの軽石凝灰岩を伴ない、下部の粗粒相では、径10~15cmの泥岩の角礫を取りこんでいる。厚さは6~7mである。

5)  $S_{10}$  は灰~淡青灰色を呈し、石英・黒雲母および角閃石を含む石英安山岩質の軽石凝灰岩およびゴマ状凝灰岩が多く、ガラス質凝灰岩を伴っている。焼木尻沢中流では、火山礫凝灰岩を伴ない、中部では細かい平行ラミナの発達する部分がみられる。厚さは、鶉川で20m以上にも達するが、南部に向うにしたがって薄くなり、焼木尻沢で10m、糠野川で5mとなる。

各鍵層間の堆積物の厚さをみると、 $S_6$ ~ $S_7$  間は55~70m、 $S_7$ ~ $S_8$  間は焼木尻沢および濁川において100m内外であるが、佐助沢では60mと減少、 $S_8$ ~ $S_9$  間は焼木尻沢と佐助沢において350mであるが、濁川では250mと薄くなっている。このことから各鍵層間の堆積物の量が、地域によって異なっていることが明らかである。

濁川および四隅沢地域における  $S_8$  下位にあたる本部層下部は、比較的堅硬な砂質シルト岩と細粒砂岩が数m単位の互層をなし、暗灰色凝灰岩2~3cmの薄層を多数挟在する。また、砂質シルト岩中には、ときおり玉ねぎ状構造がみられる。



第11図 佐助沢部層の露頭柱状の一例(泉沢)



第10図 佐助沢部層中の異状堆積（濁川下流）

$S_9 \sim S_9$  間では、砂質シルト岩中に角閃石や石英粒の多い厚さ 3~4 cm の火山礫凝灰岩が挟まれている。

$S_9 \sim S_{10}$  間では、厚さ 30~50 cm の砂質シルト岩と厚さ 10~15 cm の細粒砂岩との細互層がみられ、その間に 5~20 cm の乳白~暗灰色の凝灰岩が挟まれている。

峠下地域では、 $S_{10}$  を除いて他の鍵層となる凝灰岩は、厚さが薄くなるか、あるいは尖滅したりして不明瞭となっている。この地域での佐助沢部層は、南部地域の濁川などと比較して、全体的に微細な軽石粒を含み、凝灰質となり岩相も粗粒相のものが多くなっている。

西翼部では、泉沢地域から北西方へ向うにしたがって、本部層の厚さは薄くなり、凝灰岩の発達が悪くなっている。この地域では、全体的に凝灰質となり、 $S_6 \sim S_9$  間では灰緑~青緑色をおび、堅硬緻密な凝灰質硬質頁岩の薄層を数層挟在している。 $S_9 \sim S_{10}$  間は、非常に粗粒岩相となり、細粒砂岩を主体として砂質シルト岩と互層するが、細粒砂岩は塊状となる部分が多くなる傾向を有する。

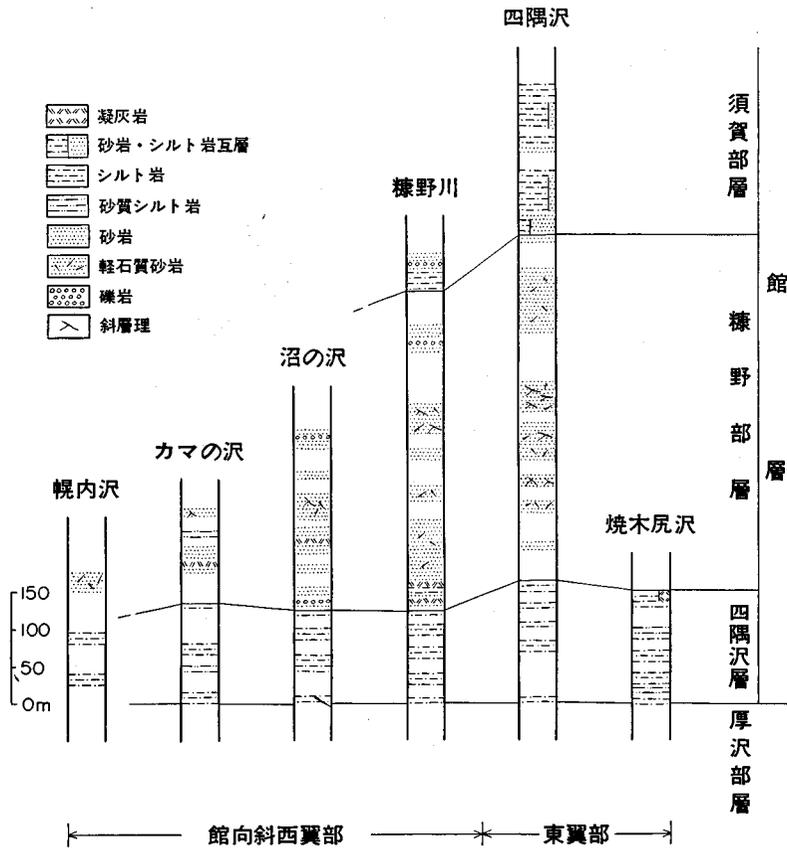
濁川下流部から四隅沢地域にかけて、 $S_9 \sim S_{10}$  間に厚さ 5~30 m のスランプ層、あるいはスランプシートとして存在する異常堆積層が認められる。これらは、安山岩の亜角~亜円礫岩が主体であり、泥岩・砂質シルト岩および凝灰岩の岩塊を不規則に取りこんでおり、また、スランプ褶曲を行なっている部分もみられる。斜面流下型の海底地すべりで、火山礫岩が流下するさいに、異物質を混在させたものである。

#### IV. 2. 4 館 層

**模式地・命名者** 館層は、本地域中央部の厚沢部町館市街地周辺から四隅沢にかけての地域を模式地として、秦・山口（1969）によって命名された地層である。

**分布** 館層は館向斜の中核部を占めて、地域中央部にある館盆地の大部分の地域に広く分布する。

**層序** 館層は檜山層群の最上部層であり、本層を構成する岩相によって下位から、塊状シルト岩を



第12図 館層柱状図

主とする四隅沢部層・軽石凝灰岩を主とする糠野部層および砂質シルト岩ないし塊状シルト岩を主とする須賀部層とに3分される。

下位の厚沢部層とは整合関係である。両者の境界は、館層の四隅沢部層を構成する緑灰色で、塊状の珪藻質ないし凝灰質シルト岩が、比較的堅硬なシルト岩砂岩互層の上位に、普遍的に出現する部分の下限をもって設定している。

館層の堆積した初期から中期にかけては、厚沢部層堆積時から引続き、地域北部では安野呂火山碎屑岩類をもたらした火山活動が行なわれている。焼木尻岳および泥川上流などでみられるように、安野呂火山碎屑岩類は、館層下部の四隅沢部層および中部の糠野部層と、それぞれ指交関係をなしている。

館層中部の糠野部層は、下部の四隅沢部層および上部の須賀部層を構成する岩相と異なって、軽石凝灰岩および凝灰質砂岩によって特徴づけられている。このことから、四隅沢部層の堆積末期から地域北方においての火山活動が一段と激しく行なわれ、石英安山岩質および流紋岩質などの酸性岩の噴出物が南西部へ流入し、館盆地地域の沈降部に厚く堆積したものと推定される。

四隅沢部層は外洋性の珪藻化石を多産する塊状シルト岩からなり、糠野部層は前述のように火山活動の影響を受けている。さらに、須賀部層はふたたびシルト岩相となるが、上部は砂岩との互層が多くな

り粗粒相を示し、浅海性を指示する珪藻の産出や、泥管および木片などが含まれていることなどからみて、しだいに浅海化していったことがうかがわれる。

**対 比** 本層は長尾・佐々 (1933-a, 1933-b, 1934-a・1934-b) の黒松内統上部に含まれ、大沼公園地域の茂辺地川層上部 (三谷ほか, 1966) および江差地域の館層 (角ほか 1970) に対比される。

**化 石** 本層からの貝化石の産出は、一般に少いが、館層上部の須賀部層から第 4 表に示すものが見出された。また、ほかには、四隅沢部層および糠野部層からきわめて保存の悪い化石、および破片がわずかに産出している。

第 4 表 館層須賀部層産の貝化石表 (同定 大山 桂)

矢櫃林道

Naticidae

*Buccinum* ? sp.

*Nuculana* cf. *pernula* (MÜLLER)

*Acila* sp.

*Chlamys* sp.

*Spisula* ? sp.

*Macoma* cf. *calcareea* (GMELIN)

*Cardiomya* ?

Spatangoid, gen. & sp. indet.

館市街の北東部

*Nassarius* sp.

*Nuculana* cf. *pernula* (MÜLLER)

*Acila* sp.

*Nucula* sp.

*Macoma* cf. *calcareea* (GMELIN)

Spatangoid

館市街の北西部

*Seripes notabilis* (Sow.)

有孔虫化石は、鶉町南方で厚沢部川本流河岸に分布する須賀部層の青緑灰色シルト岩中に、ごく限られた範囲で産出する。第 5 表で示すように、ほとんどが石灰質有孔虫で占められ、*Melonis pompilioides* (FICHEL & MOLL), *Discorbinella bradyi* (CUSHMAN) など浅海性の環境下のものが非常に多くみられる。

珪藻化石は比較的多く含まれ、とくに四隅沢部層および須賀部層中に多産する。第 6 表は、長谷川康雄氏が同定した珪藻のなかから、地質部の沢村孝之助技官が環境を示唆する代表的な種を取り出して表にしたものである。

構成種から推察できるように、四隅沢部層で *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira decipiens*, *Coscinodiscus marginatus* など外洋ないし近海種を多産するのに対し、糠野部層以降では *Cocconeis costata*, *C. scutellum* など沿岸種が卓越している。このことから堆積盆が分化し、順次浅海化したことが明らかである。*Makiyama* は四隅沢部層中にわずかに含まれているが、糠野部層および須賀部層にはほとんど含まれていない。

**四 隅 沢 部 層 (Ty)**

**模式地・命名者** 四隅沢部層は、本地域南部の四隅沢周辺を模式地として、秦・山口 (1969) によつ

第5表 館層須賀部層産の有孔虫化石表

<i>Karrieriella baccata japonica</i> ASANO.....	R
<i>Fissulina marginata</i> (MONTAGU) .....	R
<i>Lagena acuticosta</i> (REUSS) .....	R
<i>Florilus japonicus</i> (ASANO).....	C
<i>Melonis pompilioides</i> (FICHEL & MOLL).....	A
<i>Loxostomum bradyi</i> (ASANO) .....	R
<i>Tifarina</i> sp.....	R
<i>Urigerina akitaensis</i> (ASANO).....	C
<i>Discorbinella bradyi</i> (CUSHMAN).....	C
<i>Eponides</i> sp.....	R
<i>Cassidulina</i> sp.....	R

A: Abundant, C: Common, R: Rare

第6表 館層産珪藻化石表

	種名	四隅沢部層	糠野部層	須賀部層
外洋種	<i>Coscinodiscus marginatus</i> EHRENBERG	○	—	○
	<i>Hemidiscus cuneiformis</i> WALLICH	—	—	—
近海種	<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUNOW	○	—	—
	<i>Thalassiosira oestrupi</i> (OSTF.) PROSKINA & LAVRENKO	—	—	—
	<i>T. decipiens</i> (GRUNOW) JOERENSEN	○	—	—
沿岸種	<i>Actinopterychus undulatus</i> (BAIL.) RALFS	—	—	—
	<i>Cocconeis costata</i> GREGORY	—	◎	◎
	<i>C. scutellum</i> EHRENBERG	—	◎	◎
絶滅種	<i>Actinocyclus ingens</i> RATRAY	—	—	—
	<i>Denticula hustedtii</i> SIMONSEN & KANAYA	—	—	—
	<i>D. kamtschatica</i> ZABELINA	◎	◎	◎
	<i>D. lauta</i> BAILEY	—	—	—
	<i>Fragilaria bituminosa</i> var. <i>perlonga</i>	—	—	—
	<i>Fragilariopsis pliocena</i> (BRUN) SHESHUKOVA	—	—	—
	<i>Rouxia pergalli</i> BRUN & HEIB.	—	—	—
	<i>Thalassiosira antiqua</i> (GRUNOW) A. CLEVE	—	—	—
	<i>T. nidulus</i> SHESHUKOVA	—	—	—
<i>T. zabelinae</i> JOZEU	—	—	—	

—: 5%以下, ○: 5~25%, ◎: 25%以上

(この化石表は、長谷川康雄氏が同定したものから、本所の沢村孝之助技官が特徴種のみを摘出して、その頻度分布を表わしたものである。)

て命名された地層である。

**分布** 四隅沢部層は、館向斜の両翼で帯状に分布する。館向斜の東翼部では、四隅沢から焼木尻沢地域まで連続するが、焼木尻岳南西方で安野呂火山砕屑岩類に指交しながら移化する。西翼部は、意養沢地域から南下し、沼の沢および糠野川を経て四隅沢で東翼部と連続する。

**層序** 四隅沢部層は、下位の厚沢部層および上位の糠野部層といずれも整合関係である。

下位の厚沢部層とは、一般に東翼部では佐助沢部層の暗灰～灰色の砂質シルト岩との互層、西翼部では札荊部層の暗灰～灰色のシルト岩および泥岩の互層と、いずれの地域においても、本部層を構成する緑灰色塊状シルト岩の卓越する層準の下限をもって境界としている。

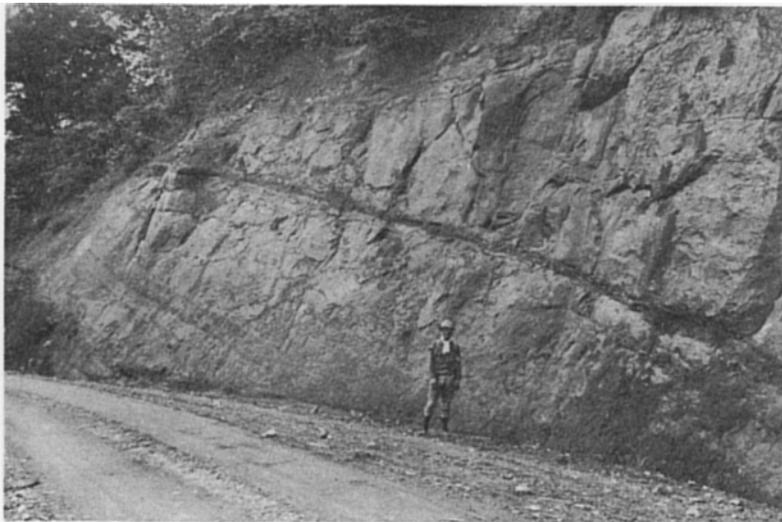
西翼部の焼木尻岳南西部で、本層のシルト岩は軽石粒および安山岩質岩片を混える砂岩相となり、安野呂火山砕屑岩類の火山角礫岩あるいは凝灰角礫岩などと指交している。

**層厚** 模式地の四隅沢地域において約 200m である。

**岩相** 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～黄灰色の凝灰岩および凝灰質砂岩の薄層を伴っている。

シルト岩は一般に塊状ではあるが固結度が弱く、凝灰質または珪藻質の岩質を示し、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多く混える部分、あるいは長さ 1～2 cm の細粒砂の小さな溜りを散点的に含む部分があり、ときおり石灰質団塊を伴っている。

模式地である四隅沢地域の厚沢部川本流で、本部層はほとんど緑灰色シルト岩を主体とするが、下部において、シルト岩中に 20～200 cm の間かくをおいて、白～乳白色の層理の明瞭な凝灰岩の薄層を挟んでいる。中部では、軽石粒の点在する比較的堅いシルト岩中に 30～150 cm ごとに、黒雲母および角閃石などの有色鉱物を含んでいる凝灰質砂岩、および斜層理を有する暗灰色の凝灰質砂岩の薄層を数多く挟んでいる。上部では、シルト岩中に数 10 cm ごとに厚さ 1～2 cm の黒色で中粒のスコーリア質砂



第 13 図 館層四隅沢部層のシルト岩（四隅沢）

岩ないし凝灰岩を挟む部分も認められる。

焼木尻沢地域では、シルト岩の粒度が粗く凝灰質細粒砂岩となり、安野呂火山砕屑岩類の凝灰角礫岩と指交している。

糠野川支流トチの沢地域では、一般に粒度が粗くなり、シルト岩がち細粒砂岩互層をなしている。

西翼部の意養沢から沼の沢にかけては、緑灰色シルト岩中に、しばしば厚さ 10~100 cm の細粒凝灰岩を挟んでいる。

### 糠野部層 (Tns. Tnp)

**模式地・命名者** 糠野部層は、本地域南部の厚沢部町糠野にある糠野林道沿いにみられる道路切りを標式地として、秦・山口 (1969) によって命名された地層である。

**分布** 館盆地において向斜軸を長径とした楕円形の輪を画くように両翼に分布する。すなわち、東翼部は小鶺川流域から泥川・須賀の沢・焼木尻沢および四隅沢地域に、また、西翼部は庄兵衛沢・上目名原野・館の下・沼の沢および糠野川地域へと連続している。

**層序** 本部層は館層の中部を占めており、下位の四隅沢部層および上位の須賀部層との関係は整合である。

下位の四隅沢部層とは、緑灰色塊状シルト岩の上位にあつて、軽石質砂岩ないし軽石凝灰岩の卓越する部分の下限をもって境界としている。境界は一般に比較的明瞭であるが、地域によっては、凝灰質砂岩と互層しながら糠野部層に移行するところもみられる。

本部層は、泥川上流地域および木間内北方地域などで、安野呂火山砕屑岩類と指交している。

**層厚** 厚沢部川本流で約 420m, 糠野川地域で 400m の層厚を有する。

**岩相** 主として軽石質砂岩および軽石凝灰岩からなり、凝灰岩・礫岩・火山円礫岩および凝灰角礫岩などを伴っている。主として軽石質砂岩からなる部分を (Tns), 軽石凝灰岩からなる部分を (Tnp) として塗色した。

軽石質砂岩は、黄灰~黄褐色を呈し、一般に粒度は細~粗粒で固結度が弱く粗鬆である。軽石粒は、粒径 1~5 mm のものが多いが、ときには数 cm のものまで含まれている。黒雲母および角閃石などがみられ、岩質は石英安山岩質である。

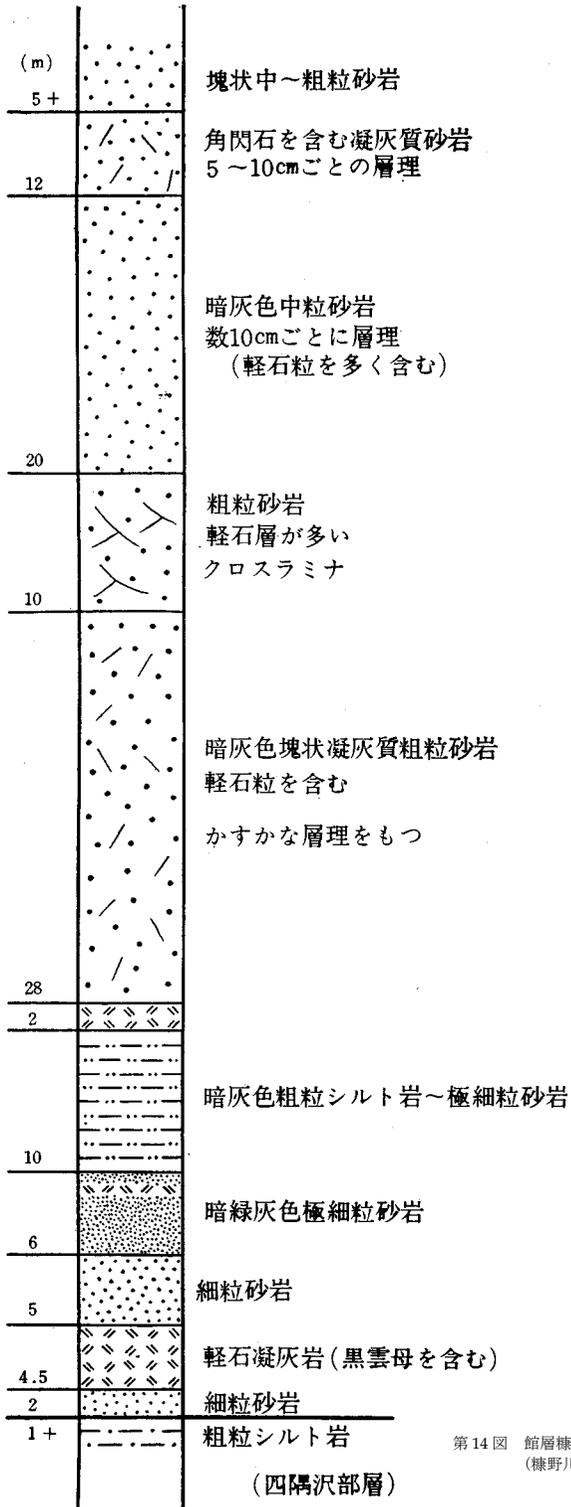
軽石凝灰岩は、灰白色を呈し、軽石は径 0.5~5 cm 内外であり、円磨度は亜角~亜円である。ときには 20 cm 以上のものもみられる。岩質は、黒雲母・角閃石および紫蘇輝石を含み石英安山岩質である。

凝灰岩は、白~灰色を呈し、粒度は細~中粒程度のもが多く、軽石質砂岩中に薄層として挟まれている。

火山円礫岩および凝灰角礫岩は、暗灰色を呈し、礫は主として安山岩の細~中礫によって占められ、凝灰質砂で膠結されている。

礫岩は黄褐色を呈し、おもに石英安山岩の細~中礫からなるが、ほかに松前層群から由来したチャートおよび粘板岩の円~亜円礫を伴っている。

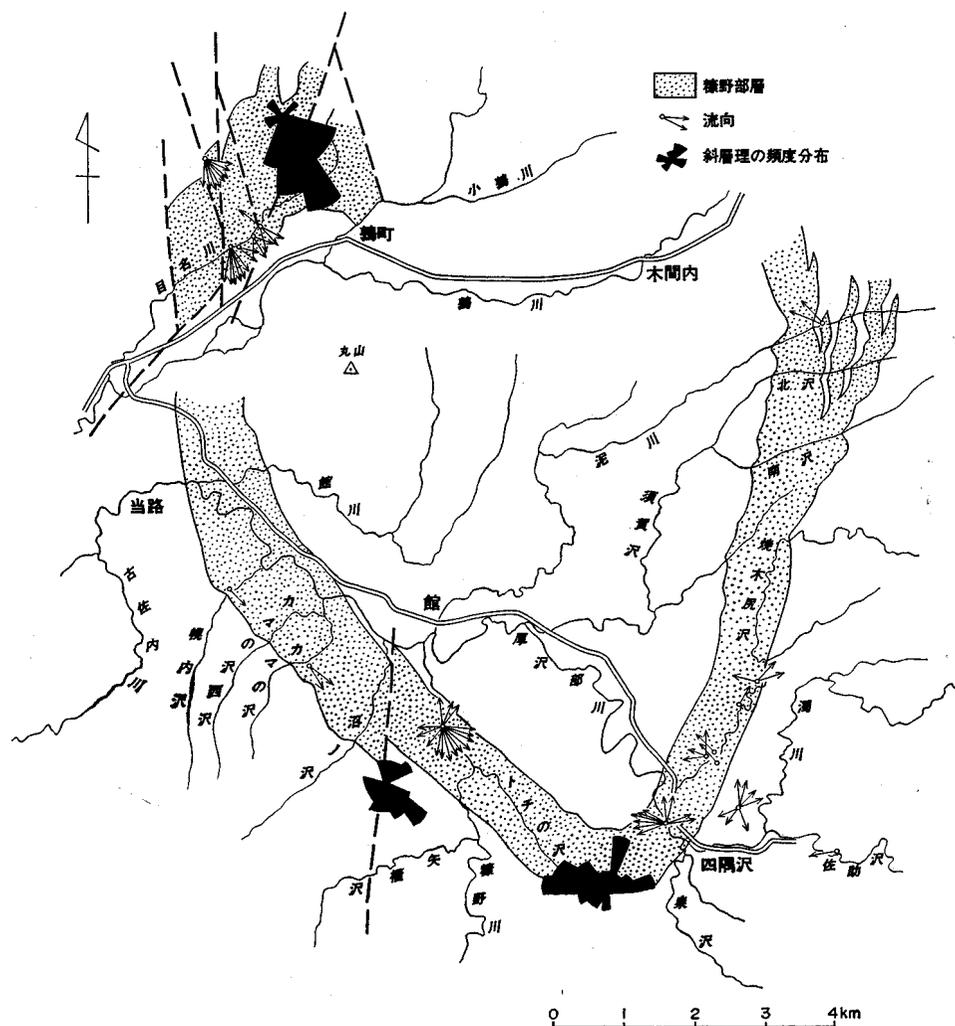
模式地である糠野林道において、本部層の基底は、おもに軽石を含む暗灰~黄褐色で細~粗粒の凝灰



第14図 館屋棟野部屋下部の露頭柱状図  
(糠野川下流)

質砂岩から構成され、なかに厚さ 2 m のゴマ塩状に黒雲母、および角閃石粒が点在する石英安山岩質軽石凝灰岩が 2 層挟まれている。凝灰質砂岩は厚さ 5~10 cm 単位の細粒および粗粒の砂岩による互層を示し、また、斜層理が形成されている。中部は軽石質砂岩であり、糠野部層中で斜層理が最も顕著である。上部は細粒と粗粒の軽石を含む凝灰質砂岩が、厚さ 5~30 cm の単位で互層している。軽石は一般に径 1~5mm のものが多く、ときには径 3~10cm 内外のものも含まれる。

館向斜西翼部で厚沢部川以南の地域の本部層は、模式地とほぼ同様の岩相を示している。トチの沢ではこの互層中、とくに砂鉄の多い部分が認められる。沼の沢で本部層の下部には安山岩の亜角礫を含む厚さ 60 cm の礫岩を挟み、また厚さ 1~2 cm の軽石層、厚さ 2~10 cm の灰色中粒砂岩との細互層もみられる。また、上部では軽石質砂岩中に粘板岩・チャート・安山岩および泥岩の亜円礫からなる厚



第15図 館層糠野部層中の斜層理

さ 15cm の細礫岩が挟在している。

館向斜の東翼部において、四隅沢から須賀の沢地域にかけては、西翼部と同様に軽石質凝灰岩および軽石凝灰岩からなり、白色の凝灰岩の薄層や厚さ 2m の安山岩質の凝灰角礫岩を伴っている。本部層下部には、泥管や偽礫を含む砂岩がみられる。軽石質砂岩は、粗度の異なる同質の砂岩の細互層をなす部各が多く、斜層理が顕著である。また、軽石質砂岩中には黒雲母および角閃石粒が含まれ、軽石は一般に径数 mm から 1cm であるが、しばしば径 5~10cm の垂円~円形の円磨されたものも多く含まれる。須賀の沢では、しばしば、灰白~桃色の粘土質および暗灰色のスコリア質凝灰岩の薄層を挟んでおり、上部では数 cm の緑灰色のシルト岩の薄層を数層伴っている。

泥川地域では、本部層の軽石質砂岩と安野呂火山砕屑岩類の火山円礫岩、および凝灰角礫岩が指交している。

地域北部の上目名地域では、他地域と異なり、本部層中に軽石凝灰岩が非常に発達している。軽石凝灰岩は、青灰・灰・黄褐・桃色など種々雑多な色調をもち、灰色の凝灰質砂岩や暗灰色のスコリア質凝灰岩などの薄層と互層をなすものが多い。また、この地域で本部層は安山岩質の凝灰角礫岩や火山円礫岩なども伴っている。

前述のように、館向斜の両翼に分布する本部層の軽石質砂岩中には、斜層理が良く発達している。本地域の斜層理の種類は、長浜 (1964) による形態分類では、谷型の形態がごく少く、ほとんどが平面型で占められている (秦, 1973-a)。第 15 図に示されているとおり、斜層理の方向は、目名地域で SSE、糠野地域で S~SE、四隅沢地域で NWW、および木間内地域では NWW である。以上のことから、いずれも館堆積盆地の中心へ向っており、すでに盆地は閉塞的環境下にあったと推定されている。

### 須賀部層 (Tss, Tsa, Tsm)

**模式地・命名者** 須賀部層は、厚沢部町須賀から館市街付近を模式地として、秦・山口 (1969) によって命名された地層である。

**分布** 館堆積盆地における館向斜の中核をなして、盆状形態を示し広範に分布する。すなわち、南北方向では、庄兵衛沢流域から中館を経て館市街に至る地域、東西方向では鶉から須賀地域にかけて発達している。

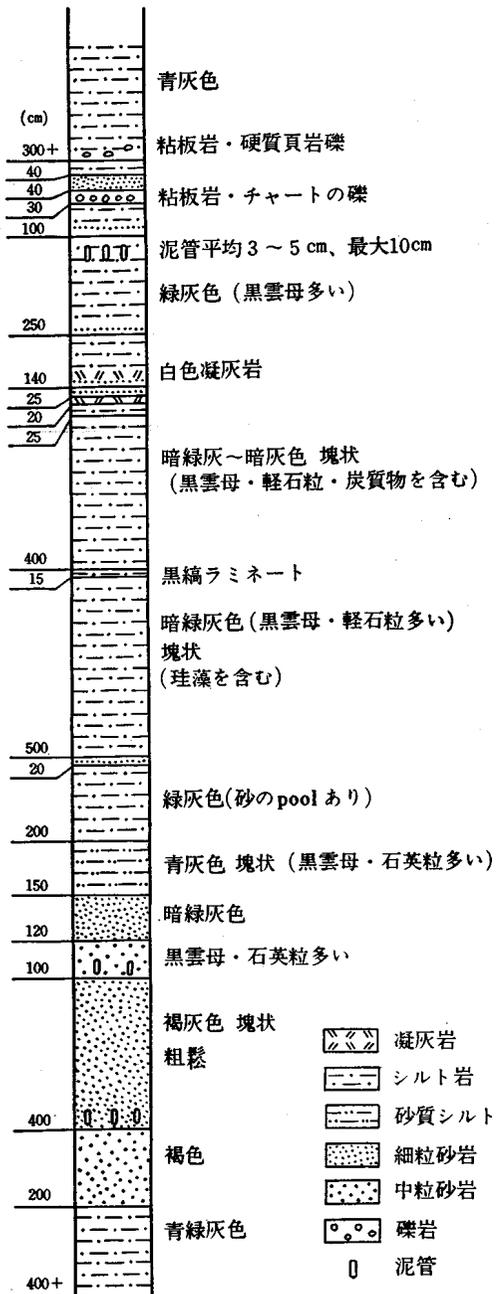
**層序** 本層は館層の上部を占める地層であり、下位の糠野部層から整合的に漸移する。また、鶉川と小鶉川との合流部付近では、鶉層によって不整合に覆われる。

下位の糠野部層との累重関係は、暗緑灰~青緑灰色の塊状シルト岩が、比較的まとまって出現する部分の下限をもって境界としている。

**層厚** 厚沢部川流域で 250m 以上、および鶉川流域では 300m 以上である。

**岩相** おもに塊状シルト岩からなり、砂岩および凝灰岩を伴っている。また、本部層中には泥管の多い層準が数層含まれている。

一般に本部層の下部で糠野部層から漸移する部分は、量比的に砂岩が多く、シルト岩との互層 (Tss) であり、上部へ向ってシルト岩が多くなり砂岩との互層 (Tsa) を経て、ついには主部をなす塊状シルト岩 (Tsm) に移行する。また、最上部では、砂岩の薄層が多く挟まれるようになる。



第16図 館須賀部層露頭柱状図 (糠野川下流)

塊状シルト岩は、暗緑灰~緑灰色を呈する。一般に層理が乏しく、珪藻質であるが、凝灰質となる部分も多い。塊状シルト岩は、館層下部の四隅沢部層のシルト岩と岩相が良く似ている。

砂岩は、青灰~黄灰色を呈し、粒度は細~粗粒までである。固結度は一般的に弱く、黒雲母粒および軽石粒を含んでいることが多い。

凝灰岩は、白~黄灰色を呈し、塊状シルト岩あるいはシルト岩と、砂岩の互層中に厚さ数cmの薄層として挟在されている。

厚沢部川地域で、本部層の下部に軽石粒を多く含む厚さ2~3mの細~中粒砂岩と、厚さ20~40cmの砂質シルト岩との互層部があり、炭質物が縞状に挟まったり木片をとりこんでいる部分がみられる。この砂岩がち砂岩シルト岩互層の上位では、珪藻を多産するシルト岩が卓越し、ときおり厚さ10~30cmの砂岩を挟んでいる。本部層の最上部付近では、厚さ1.5~5cmのシルト岩と厚さ10~20cmの砂岩との互層がみられる。また、本部層の下部から中部にかけての粗粒岩相のなかに、泥管の多い部分があり、比較的良く連続している。

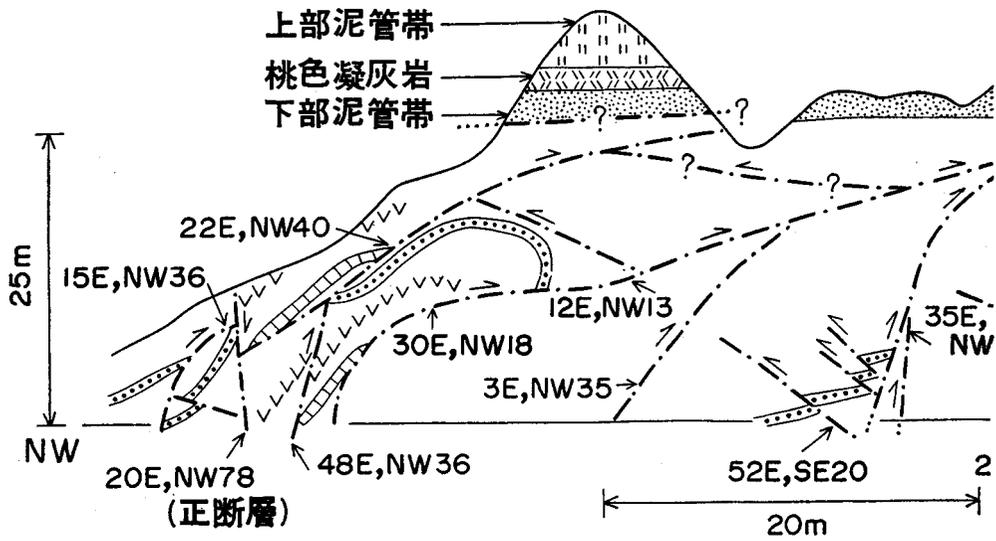
泥川地域の館向斜東翼部においては、下部に砂岩がち砂岩シルト岩互層があつて、その直上には厚さ40cmのシルト岩と、厚さ10cmの粗鬆な細~中粒砂岩の顕著な互層部があり、炭質物・木片を含んでいる。この地域では、塊状のシルト岩が卓越し、珪藻を多産し、黒雲母粒も普遍的に点在している。部層上部のシルト岩中には軽石の微細な粒を含有する部分がみられる。また、固結度の弱い細粒砂岩や白色珪長質の凝灰岩の薄層が挟在する。

館向斜西翼部の中館および中野地域では、東翼部とほぼ同様の岩相を示すが、東翼部にみられる部層下部の砂岩がち砂岩シルト岩互層が極端に薄くなり、塊状シルト岩が卓越している。

須賀部層中には、海底地すべりによる変形構造が認められ、館市街から東方へ約2kmの道路の切割



第17図 館層須賀部層中のシルト岩と砂岩の互層 (泥川)



第18図 館層須賀部層中の“深層地”

で、第 18 図に示されるような露頭が良く観察される。変形している地層は塊状砂質シルト岩であって、厚さ 10~40 cm の砂岩を挟んでいる。変形されている地層の厚さは 25 m 以上あり、変形を支配するのは衝上断層である。この断層は上下盤と同様に固結し、断層粘土や角礫など異質充填物がなく、いわゆる“面なし断層”で、断層の交跡が細い黒すじとなっているものである。断層面の走向はあまり変化しないが、傾斜は 60° から水平に近いものまであって、それぞれの断層面はうねっている。衝上面は共役の 2 方向に発達するが、全体として西側上りのものが多い。ドラッグ褶曲やナップシート状の横臥褶曲が部分的に存在するが、この変形は衝上断層運動に伴った副次的なものと考えられる。これらの変形は、三梨・垣見 (1964) が斜面移動型の“異常堆積層”を区分したうちの深層型“異常堆積層”の特徴と一致している。

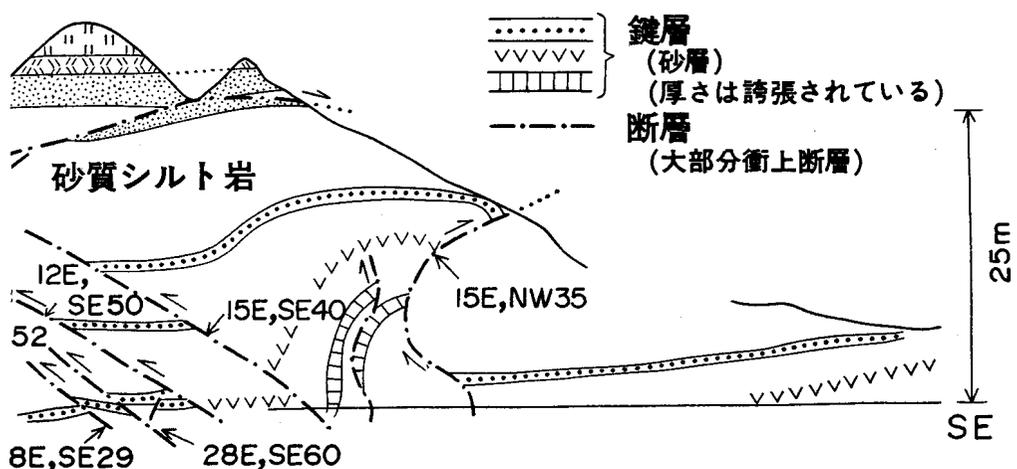
#### IV. 2. 5 安野呂火山砕屑岩類 (Ap)

**模式地・命名者** 安野呂火山砕屑岩類は、本地域北部安野呂川流域で清水から濁川地域にかけての地域と、厚沢部町木間内東方の鶉川本流地域を模式地としている。秦 (1973-a) によって命名、秦・山口 (1974) に紹介されたもので、安野呂安山岩類と呼称したものと同一である。

**分布** 館盆地西北部の安野呂川流域から、小鶉川上流・鶉川本流および大野川上二股川地域にかけて、広大な範囲に分布する。

**層序** 桧山層群厚沢部層から館層の堆積時後にかけて、北部地域を中心とした火山活動の産物である。

本岩類は、安山岩質の凝灰角礫岩および火山円礫岩を主体とする火山砕屑物によって構成され、火山砕屑物は、南部地域で堆積が行われていた泥質相の堆積物中へ流入し、凝灰角礫岩および火山円礫岩などの岩相を示して挟まれ、異常堆積帯などを形成している。



オベリ型”スランプ構造模式図

本岩類は、焼木尻岳周辺から木間内北方地域にかけて、檜山層群の厚沢部層の佐助沢部層および館層の四隅沢部層・糠野部層と指交関係が認められる。

地域東部の峠下地域で、本岩類は上磯層群・大安在川層・木古内層および厚沢部層の大半を不整合で覆っている。これは安野呂火山砕屑岩類をもたらした火成活動が非常に長期にわたり、かつ断続的に行なわれ、この活動の時期の違いによって生じたものである。すなわち、本岩類のうち前期ないし中期の火山砕屑岩が、厚沢部層および館層の堆積時に噴出して、これら両者と著しい指交を行なっている。その後、館向斜がほぼ形成されてから、やはり同岩類に属するきわめて新期の普通輝石紫蘇輝石安山岩および同質の角礫岩が、前記各層およびこれらの地層と指交関係にある旧期の火山砕屑岩を広く被覆した結果、この不整合が形成されたものである。したがって、峠下以東で各層と接する不整合面の延長は、鶉川上流地域に広く分布する安野呂火山砕屑岩類中に存在することになる。

そのため、本岩類はこの不整合および各時期の火成活動によって区分されなければならない。しかし、全般的にほとんど同質の安山岩によって占められ、また岩相の側方変化が激しく、かつ連続性に乏しいことなどの理由によって、本岩類中の不整合面を確認し、細分をすることが困難であり、地質図上で一括して塗色を行なった。

以上のように一括したために、地質図上での本岩類と他の地層との境界については、指交および不整合が連続するようにみえる。しかし、これはあくまでも同一時期に形成されたものではなく、不整合は構造的に館向斜がほぼ形成されたのちに、新期の火成活動によって形成されたものであることをあらためて強調しておきたい。

**層 厚** 北方濁川地域にかけて発達し、正確なことは判らないがおそらく 1,000 m 内外の層厚を有するものと思われる。

**岩 相** おもに輝石安山岩質および角閃石安山岩質の凝灰角礫岩・火山円礫岩および火山角礫岩などからなり、凝灰岩および凝灰質砂岩を伴っている。

凝灰角礫岩は、暗灰～黒色の外観を呈する安山岩からなる。直径 3～20 cm の角～亜角礫によって占められ、灰～黄色を呈する中～粗粒の凝灰岩によって膠結されている。

火山円礫岩は、暗灰色を呈し、おもに安山岩の亜角～亜円礫からなるが、ほかに粘板岩・チャートおよび凝灰質シルト岩ないし泥岩の岩塊を混え、黄褐色の凝灰質砂岩によって膠結されている。しかし、固結度は一般に弱く風化すると容易に礫が基質から離れるようになる。泥川上流部においては普通輝石紫蘇輝石安山岩の礫が多い。鏡下で累帯構造をもち、ときにはシラー一包有物を多く含む斜長石がみられ、全体的に有色鉱物は少ないが、ほぼ等量の普通輝石と紫蘇輝石の斑晶がみられる。石基はやや玻璃質となっている。

火山角礫岩は、暗灰色を呈する安山岩からなる。角～亜角礫の中～大礫を主体とし、基質は中～粗粒の凝灰質砂岩である。

凝灰岩は、おもに軽石・火山礫およびスコリア質のもので構成されているが、ときには極細粒で緻密なものも認められる。軽石凝灰岩は、角閃石粒を多く含んでいる。軽石は一般に亜円形であり、粒度は一般に数 mm から 3 cm 程度であるが、しばしば、直径 10 cm 以上のものも認められる。

砂岩は、暗灰～黄灰色を呈し、細～粗粒であり、一般に凝灰質であって軽石粒を含むものが多く他の



第19図 安野呂火山砕屑岩類中の火山角礫岩（小鶉川上流）

岩相と互層しているものが多い。

熔岩は、暗灰～灰色の外観を呈し、堅硬で緻密な岩質を示すが、上ガロの沢で見られるように多孔質となる部分もある。鶉川上流および大野二股川北方などで数10mの厚さを有するものもあるが、一般には厚さ数m内外のものも多く、連続性に乏しい。全体的に柱状あるいは板状の節理がみられる。岩質は、一般に普通輝石紫蘇輝石安山岩である。鏡下で、斜長石は大きさ0.2～2.0mm、紫蘇輝石および普通輝石は0.2～1.5mmの斑晶が含まれ、比較的新鮮である。

鶉川本流において、本岩類の下部は角閃石を含む軽石凝灰岩と凝灰質砂岩との互層を主体として、凝灰角礫岩などを挟んでいる。また、この互層中には、径10～30cmの普通輝石紫蘇輝石安山岩の礫を多数含んでいる。

須賀の沢および泥川地域では、火山角礫岩が多く、中～粗粒の黄褐色砂岩とひんぱんに互層している。火山角礫岩に含まれる安山岩の礫は、平均して直径10～20cm内外であるが、ときには1m以上に達するものもある。この地域では、館層糠野部層の軽石を多量に含む凝灰質砂岩と指交する部分が多くみられる。

小鶉川上流では、おもに火山角礫岩からなり、凝灰角礫岩および凝灰質砂岩を伴っている。この地域では、厚さ1～5mの普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩が多数認められ、ときには厚さが20mを超えるものもある。

**対 比** 本岩類は、秦・山口（1969）のいう安野呂安山岩類と同一であり、大沼公園地域の峠下火山碎屑岩類（三谷ほか、1966）・北隣濁川地域の黒松内層中上部の凝灰角礫岩部層、および火山角礫岩部層（松下ほか、1973）を一括したものに相当すると思われる。しかし、火山活動の上限が鮮新世まで継続されているか否かについては不明確であり、今後に残された問題である。

#### IV. 2. 6 貫入岩類

安野呂火山碎屑岩類に含まれる熔岩などを除き、その他のものとしては、流紋岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩および粗粒玄武岩がみられる。

##### 流 紋 岩 (R)

地域東部の濁川上流および桧沢川から大野川上流地域にかけて、木古内層を貫き、ほぼ南北方向に伸びる大きな岩体を形成している。とくに濁川支流の湯の沢上流地域で顕著に発達している。木古内層と接触する部分は、硬質頁岩に対し熱変質を与え、非常に堅硬な珪質頁岩に変えている。

中山峠東方のものは青色を呈し堅硬である。鏡下では斜長石流紋岩質であり、斑晶の半分は斜長石で占められ長さは 1.0~1.2 mm、幅は 0.3 mm 前後のものが多い。石英は破片状となっているものも多くみられる。

湯の沢上流および東股川上流では、暗緑色で一見緑色凝灰岩のような外観を呈するが、やや堅硬な玻璃質岩であり、真珠岩構造あるいは明瞭な流理構造を示す部分が多い。

##### 安 山 岩 (An)

地域東部峠下周辺地域で厚沢部層を貫いている。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・普通輝石および紫蘇輝石である。斜長石は板状および柱状まで各種認められる。普通輝石は紫蘇輝石より量が多く、自形ないし半自形である。石基は完晶質であり多少セリサイト化を受けている。

清水南方の安山岩は、峠下火山碎屑岩類に含まれる熔岩と同様の普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

##### 粗 粒 玄 武 岩 (D)

地域西部の戸切地川上流で木古内層を貫いて分布する。

濃緑～暗緑色を呈し、緻密で堅硬である。鏡下では、斑状構造を示しており、斑晶は 0.1~0.3 cm の斜長石および普通輝石であり、イルメナイトを伴っている。斜長石は集斑状になっており、多少緑泥化されている。石基は、長柱状の斜長石と普通輝石がサブオフィテイク構造を示している。

#### IV. 2. 7 鶉 層 (U)

**模式地・命名者** 鶉層は、本地域の厚沢部町鶉地域で、鶉川本流と小鶉川入口付近を模式地として、秦・山口（1969）によって命名された地層である。



第20図 鶉層の砂岩(鶉町小鶉川下流)



第21図 鶉層の砂岩(鶉町小鶉橋周辺)

**分布** 本層は、ごく小範囲の分布を示し、模式地周辺でみられるにすぎない。

**層序** 下位の館層を不整合に覆っており、主として浅海性の堆積物からなる。模式地では、チャート・砂岩および安山岩礫を混える凝灰質中粒砂岩が、館層上部の須賀部層を欠いて糠野部層の軽石質砂岩を覆って発達している。

**層厚** 上限は不明であるが少くとも 80m 以上の厚さを有している。

**岩相** 主として青灰～灰色を呈する凝灰質細～中粒砂岩によって構成され、軽石や安山岩の亜角～亜円礫を含んでいる。基底部では、チャート・粘板岩・硬質頁岩・泥岩・安山岩・流紋岩および凝灰岩など各種の礫からなる礫岩あるいは礫質砂岩からなっている。下部は一般に淘汰が悪く塊状を呈するが、上部では、細粒と中粒の砂岩が互層し、少いが斜層理が形成されている。

本層は、一般に固結度が弱く、粗鬆である。

**対比** 本層は、長尾・佐々 (1933-a・1933-b, 1934-a・1934-b) の瀬棚統に含まれ、上磯地域の富川層 (三谷ほか, 1966) および濁川地域の瀬棚層 (松下ほか, 1973) に対比される。

**化石** 化石の産出はきわめて少く、鶉地域で *Cardium* sp. *Chlamys* sp. などの貝化石が散点的に見出だされただけである。

## V. 新第三系の地質構造および地史

渡島半島南部の新第三系の基盤をなす古期岩は、前述のように古生代の松前層群と中生代の上磯層群とからなる。

松前層群および上磯層群の堆積後、大規模な花崗岩類の貫入があり、また、引続き基盤の隆起運動が行なわれている。白亜紀および古第三紀の堆積物が認められていないことから、この時期にこの地域は陸域であって、大きく削剝作用を受けていたことが推定される。

新第三紀中新世前期には、いわゆる“グリーンタフ変動”に伴なって、火成活動が激しく行なわれ、沈降運動の結果として福山層および訓縫層を堆積させている。

本地域の福山層は、松前——江差間に広く発達するものの北東縁部にあたり、松前層群を不整合に覆って断片的な分布を示すにすぎない。さらに、訓縫期の堆積物も欠除していることから、檜山層群の堆積がはじまるまでの間は、陸化削剝の環境下にあったことがうかがえる。

檜山層群は、中新世中期から後期へかけての一連の地向斜性堆積物である。館地域は、檜山層群が顕著に発達する地域の一つであって、江差・乙部地塊と上磯地塊の間に堆積し、典型的な堆積盆地を形成している。

館堆積盆地において、館向斜の両翼では檜山層群の堆積量および層相の変化が著しい。前者は基盤をなす地塊の昇降運動の影響による堆積盆地の堆積の中心の移動、後者は安野呂火山砕屑物をもたらした火成活動に起因すると考えられる。

両翼における檜山層群の堆積量について比較すると、木古内層は東翼部の大野川上流から濁川上流にかけては厚さが 500 m 内外、西翼南部の幌内沢・沼の沢では厚さが 250 m 内外と少くなるが、西翼北部の安野呂川地域でふたたび厚さが 400 m 内外と堆積量が増えている。

厚沢部層は、東翼部の焼木尻川——濁川地域で厚さが 1,600 m にも達するが、西翼部の沼の沢——幌内沢地域では厚さが 250 m 内外であり、じつに堆積量が東翼の 6 分の 1 程度と激減している。館層は総体で約 1,000 m の厚さを有する。

安野呂火山砕屑岩類は、長期的かつ断続的な火成活動によってもたらされたものである。初期ないし中期と思われる火山砕屑岩は、厚沢部層および館層と指交している。さらに峠下地域でみられるように、館向斜がほぼ形成された後にも活動が行なわれ、本岩類に属する新期の安山岩類が、前記各層およびこれらと指交する旧期の火山砕屑岩を不整合に覆っている。

檜山層群の層相について考察すると、全体的に堆積盆地の北部において、厚沢部層以降の地層は、南部と比較し粗粒相を示し、また凝灰質となっている。とくに地域北部の火山活動が激化した厚沢部層佐助沢部層、および館層四隅沢部層・糠野部層の堆積時には、各層の岩相構成に大きな影響を与えている。とくに四隅沢部層および糠野部層の堆積時には、火山砕屑物の流入が顕著である。北部の糠野部層は、軽石凝灰岩の堆積量が非常に大きくなっている。

また、館向斜の両翼では、木古内層をはじめとして厚沢部層・館層の各部層についても、鍵層の凝灰岩を規準として岩相を考察すると、いずれの地層も側方に変化していることが認められる。鍵層の凝灰岩は東翼で非常に顕著に発達するが、西翼では発達不良となり尖滅するものが多い。

いずれにしても、火山活動による供給物を考慮に入れて檜山層群の堆積相をみると、木古内層から厚沢部層札笥部層にかけては泥質相が卓越し、その後館層の須賀部層にいたるまで、徐々に粗粒相へと移行している。

つぎに館堆積盆地の変せん過程について考察すると、本地域で福山層堆積後、陸化削剝を受けていた各地塊は、中新世中期になって大きな海進があり、檜山層群の大安在川層を堆積させている。

大安在川層は、砂および礫などの粗粒堆積物からなり、本地域では発見できなかったが、域外南西方の上の国地域では、本層から *Miogypsina*—*Operculina* などを産し、浅海性の堆積物からなり、檜山層群を堆積させた海進の前駆的堆積物といえよう。

木古内層の時期には、堆積物の量が西翼部で少いが、全般的に多少の地塊の動きがあったにしても、比較的安定した堆積環境下にあったものと推定される。

厚沢部層の堆積時期に、館盆地は中心が現在の向斜軸の位置よりも、東側の上磯地塊寄りで沈降を行なわれ多量の堆積物を沈積した。佐助沢部層の堆積時期には、上磯地塊の隆起運動が顕著となり、濁川—焼木尻沢でみられるように多量のスランプ堆積物など、斜面移動型の堆積物に富む部分がある。これに反し、西翼部ではこのような堆積物は認められない。

館層堆積時には、上磯地塊は地背斜化し、堆積の中心は西方に徐々に移動したものである。この時期には、糠野部層にみられるように粗粒の堆積物が多く、斜層理が形成されている。また、須賀部層中には、海底地すべりによる変形構造がみられる。

鶉層の堆積時には本地域の大部分が堆積の場でなくなり、一部地域で本層を堆積させたのみである。

江差および上磯地塊は、檜山層群の全期を通じ海底の隆起部として存在し、浅い海域になっていたものと推定される。

褶曲構造について、本地域でもつとも重要であるのは館向斜である。館盆地においては、木古内層お

よび厚沢部層は、向斜東翼で 30~40°NW の傾斜を示すが、西翼では 20~25°NE の緩傾斜を示している。また、檜山層群の各層の層厚および岩相変化など堆積過程からみて、館向斜は軸面上部が西に倒れた非対称性の向斜である。この向斜は、檜山層群堆積時から発達しはじめ、鶉層堆積後に完成したものである。

館向斜のほかに、鶉町地域北方に鶉向斜および上目名背斜、地域東南部に佐助沢背斜および同向斜が存在する。いずれも檜山層群の層相や、堆積物の厚さなどに変化は与えていないことから、檜山層群堆積後副次的に形成されたものと思われる。

断層は第三紀堆積前のものが各地塊内でみられる。江差地塊では、福山層堆積後の地塊の昇降運動にともなうブロック運動で、福山層が分断されている。第三系堆積後のものでは、失櫃断層をはじめ多数の断層が存在するが、大局的に地質構造を支配するような大きなものはない。

## IV. 第四系

本地域に分布する第四系は、段丘堆積物および沖積層からなる。

### IV. 1 段丘堆積物

厚沢部川および鶉川流域でそれぞれ3段、安野呂川流域で2段あり、いずれも堆積物を伴っている。

#### **t<sub>1</sub> 段丘堆積物 (t<sub>1</sub>)**

厚沢部川流域では、段丘面の現河床面との比高は 45~55 m であり、かなり開析されている。堆積物は、松前層群から供給されたチャート・砂岩および粘板岩などの礫が多く、中礫・大礫からなる礫質堆積物である。小鶉川流域では、下流部で比高 50 m であるが上流に向かって比高を増して 60 m に及ぶ。おもに安野呂火山砕屑岩類から供給された安山岩の中礫を多く含む礫質砂層である。堆積物の厚さは、厚沢部川流域で 2m 内外、小鶉川流域で 3m 内外である。

#### **t<sub>2</sub> 段丘堆積物 (t<sub>2</sub>)**

安野呂川流域では、比高 30~40 m であり、チャート・砂岩および安山岩の中礫が多い礫層および礫質砂層である。鶉川流域では比高 20~30 m、小鶉川流域では 20 m で、いずれも安山岩の中礫が卓越する細~中礫礫層および礫質砂層との互層である。厚沢部川では 25~30 m で、チャート・砂岩などが多いが硬質頁岩の礫も混えている。堆積物の厚さは安野呂川流域で 3 m 内外、鶉川流域で 3.5 m 内外、厚沢部川流域で 2.5m 内外である。

#### **t<sub>3</sub> 段丘堆積物 (t<sub>3</sub>)**

上記3大河川流域に分布し、下流部では 10 m(-) 上流部では 20 m(-) の比高を有する。沖積平地よりも数 m ないし 10 数 m 高い段丘で、川によって削られているところ以外では起伏が少い。堆積物は、安野呂川ではチャート・安山岩、鶉川では安山岩、厚沢部川ではチャート・砂岩などが多く含まれ、砂層を伴う細礫~中礫礫層からなる。堆積物の厚さは安野呂川流域で 2 m 内外、小鶉川流域で 3m 内外、安野呂川では 2m 内外である。

## VI. 2 崖錐堆積物 (d)

地域西部の厚沢部川沿いにみられる。構成物は、松前層群から由来したチャート・粘板岩・砂岩などと、福山層から供給された安山岩の礫・砂および泥である。

この地域のほかにも、各河川に沿った地域で小規模な崩積堆積物がみられる。

## VI. 3 沖積層 (a)

厚沢部川・鶴川および安野呂川などの諸河川流域に発達し、礫・砂および粘土からなる。

## VII. 応用地質

本地域においては、古くから鉱産物資源についての探鉱が行なわれ、多少稼行された小規模な鉱山もあるが、すでに休廃山となり、現在は稼行および探鉱ともに行なわれていない。

稼行された鉱山としては、赤鉄鉱鉱床のある俄虫鉱山および硫化鉄鉱鉱床のある意養鉱山がある。また、探鉱の対象となった鉱産物資源としては、厚沢部市街南方から古佐内川にかけての地域の金銀鉱、矢櫃沢地域の硫化鉄鉱、幌内沢・古佐内川および鷲の巣地域の褐鉄鉱および館川中流地域の珪藻土などがある。

鉱泉は、意養地域をはじめとして各所に認められるが、特筆すべきものはない。

本地域内の各鉱産物については、従来から各種の報告があるが、これらにもとづいて列挙すると次のようである。詳細については、各文献にゆずり、ここでは概括的なことについて述べる。

### VII. 1 金銀鉱

昭和初期以来、厚沢部町市街南方から古佐内川地域にかけて、広く分布する松前層群中に鉱区が設定され、探鉱が行なわれた記録がある。有用鉱産物調査（高橋・相馬，1935）によれば、硬砂岩およびチャートのじょう乱した部分に、白色石英の細脈が不規則に発達する。これらの細脈は、まれに巾 1 m 位のレンズ状に肥大する部分がある。分析結果は、金銀ともに痕跡程度である。他方、木古内層を貫く流紋岩中<sup>注4)</sup>に、東西性の方向を有しほとんど垂直な約 40 cm の石英脈がある。これはかすかに淡灰色の縞状構造を示し、硫化鉄鉱を伴っているが、分析結果は金銀ともに痕跡程度である。

### VII. 2 赤鉄鉱

昭和 17 年および同 28 年に俄虫鉱山で採掘を行なった。

俄虫鉱山（五十嵐，1957；笹木・服部，1961）

〔位置〕 渡島国檜山郡厚沢部町上里（旧称上俄虫）にあり、厚沢部市街から直距離で約 2.5 km

〔沿革〕 昭和 10 年頃、東京の小田切某によって鉱区が設定され、昭和 17 年には秋山鉱山として、第 1 鉱床の採掘を行なった。鉱石は亀田へ送鉱され、紅がらを製していた。昭和 28 年に第 2 および第 3

注4) 高橋ほか (1935) は緑色結晶凝灰岩として取扱っている

鉱床を発見して採掘を行なった。昭和 29 年は残鉱整理を行ない、その後は稼行されていない。

〔鉱床および鉱石〕

本鉱床は松前層群のチャート・硬砂岩および粘板岩などを基盤として、これを覆う新第三系木古内層との境界付近に胚胎する赤鉄鉱鉱床である。鉱床の大きさは、採掘跡から推定して第 7 表のように考えられている。

第 7 表 俄虫鉱山の赤鉄鉱鉱床の賦存状況

	走向延長	傾斜延長	厚さ	鉱床形態
第 1 鉱床	東西へ 50m	北へ 20° 20m	1m ±	レンズ状
第 2 鉱床	南北へ 30m	西へ 30° 15m	1m ±	〃
第 3 鉱床	30m	30m	0.3~0.5m	0.3~0.5m 転石状

鉱床は赤紫色緻密塊状鉱で、ほとんど赤鉄鉱からなる。鏡下では、針状の強異方性の赤鉄鉱が、針鉄鉱の周辺の石英中に群生晶出し、また、赤鉄鉱の結晶内部にも針鉄鉱が残されている部分もある。このことから本鉱床の赤鉄鉱の一部は、熱的変質ないし焼成作用によって、生成されたものと考えられている（笹木・服部 1961）。また、第 1 鉱床の西半部に黒色酸化マンガング鉄、および白鉄鉱が認められている。鉱石の分析結果は第 8 表のとおりである。

第 8 表 俄虫鉱山の鉱石分析表

試料採取箇所	鉱石	Fe (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	S (%)	Mn (%)
第 1 鉱床貯鉱	酸化マンガング鉄	2.75	7.88	0.126	54.69
第 2 鉱床貯鉱	赤鉄鉱	62.09	4.62	0.074	—

(地質調査所 粕 武 分析)

〔生産実績〕 昭和 17 年に 7,000 t、28 年に 1,000 t の採掘を行ない、29 年は残鉱整理でほとんど採掘完了となった。

### VII. 3 硫化鉄鉱

意養鉱山で稼行されたが、そのほかでは、矢櫃沢地域で探鉱が行なわれたにすぎない。

**意養鉱山** (五十嵐, 1957; 笹木・服部, 1961)

〔位置〕 檜山郡厚沢部町意養にあり、前述の俄虫鉱山の北方約 300m で意養川の北側に位置する。

〔沿革〕 昭和 12 年に渡島鉱山として北海道硫黄が探鉱し、25 年に久保田登誉秀と日本製練によって稼行された。鉱石は日産化学函館工場、および東洋高压などに送られた。26 年まで稼行を続けたが、その後は試錐による探鉱を行っただけで休止し、昭和 36 年に北日本化学工業に鉱業権が移っている。

〔鉱床および鉱石〕 前述の俄虫鉱山と同様に、基盤をなす松前層群と新第三系木古内層との境界付近に賦存する。坑口は 3 か所開設されたが、現在いずれも坑道は崩落し、観察できず賦存状況は明らかで

ない。稼行当時に鉍山の話では、南北 200m、東西 150m、厚さ 1.2m とのことである。

鉍石は塊状緻密なもの、粗粒の結晶質の硫化鉄鉍を主とし、わずかに赤鉄鉍を混えている。鏡下では、ほとんど等方性を示す黄鉄鉍のみで、銅・鉛および亜鉛などは認められない。

本鉍山の鉍石の分析結果は第 9 表のとおりである。

第 9 表 意養鉍山の硫化鉄鉍分析表

	S (%)	Fe (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	Ca (%)
貯 鉍	46.87	41.94	1.74	tr

〔生産実績〕 本鉍山の生産量は、昭和 25 年度に 1195 トンおよび 26 年度には 3545 トンであり、昭和 27 年以降は、試錐による探鉍を行なった後に休止した。

**矢櫃鉍床** (五十嵐, 1957; 笹木・服部, 1961)

〔位置〕 檜山郡厚沢部町糠野で矢櫃川沿い沢口から約 5km 上流にある。

〔沿革〕 昭和初期は金銀を対象に探鉍された。昭和 19 年に根本盛治が鉍区を設定し、銅を目的に探鉍した結果、黄銅鉍および斑銅鉍を伴う硫化鉄鉍鉍床を確認した。昭和 32 年に坑道を約 100 m 掘さくしたが、出鉍はされなかった。

〔鉍床および鉍石〕 本鉍床は、松前層群と新第三系を境するほぼ南北に走る断層によって形成された破碎帯があり、角礫に硫化鉍が鉍染したものである。角礫は珪質岩や硬砂岩などで、松前層群から由来したもので占められている。鉍床は、網状に鉍染した硫化鉄鉍鉍床である。

鉍石は、鏡下で大部分が等方性を示す黄鉄鉍によって占められ、石英がわずかに認められる。

〔生産実績〕 本鉍床は探鉍が行なわれただけで出鉍されていない。

#### VII. 4 褐 鉄 鉍

幌内沢、古佐内沢および鷲の巣地域に賦存するが、いずれも小規模の鉍床である。

**幌内沢鉍床** (五十嵐, 1957; 笹木・服部, 1961)

〔位置〕 檜山郡厚沢部町の幌内沢上流で沢口から約 3.5km

〔鉍床および鉍石〕 鉍床露頭は、幌内岳 8 合目北部山腹の沢沿いにあり、松前層群を下盤としている。鉍床は、延長 25m、幅 7m および厚さは、1.2m 土である。

鉍石は、暗褐色を呈し緻密塊状である。

分析結果は第 10 表のとおりである。

第 10 表 幌内沢の褐鉄鉍分析表

	Fe (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	S (%)	P (%)	As (%)
暗褐色緻密塊状鉍	49.68	9.78	0.109	1.516	0.053
褐色緻密塊状鉍	47.23	4.08	0.016	0.689	0.049

(地質調査所 狛 武 分析)

**古佐内沢鉱床**（笹木・服部，1961）

〔位置〕 檜山郡厚沢部町の古佐内川上流で沢口から約 5km

〔鉱床および鉱石〕 本鉱床は、松前層群に属するチャートの破砕帯に沿っている褐鉄鉱による鉱化部である。鉱化帯は母岩の構造と同様に、走向はほぼ南北方向で西に傾斜している。鉱化帯の幅は、0.3～1.0m で周辺は破砕作用によって粘土化している。

鉱石は鏡下で、母岩であるチャートと細脈の接触部で褐鉄鉱が一部赤鉄鉱化しているのが観察される。また、鉱床周辺部では、含鉄冷泉による沼鉄鉱の生成が認められる。

**鷲の巣鉱床**（五十嵐，1957）

〔位置〕 檜山郡厚沢部町館の市街から南西方の鷲の巣部落

〔鉱床および鉱石〕 鉱床は昭和 31 年に試錐によって、東西約 900 m および南北 300 m の賦存範囲が確認されている。全般的に 0.3～1.0 m の表土の下に、厚さ 0.3～1.0 m の鉱床があるとされている。

水田中に散在する鉱石塊は、暗褐色多孔質であり、大きさは平均 10cm 内外である。

分析結果は第 11 表のとおりである。

第 11 表 鷲の巣鉱床の褐鉄鉱分析表

Fe(%)	SiO <sub>2</sub> (%)	S (%)	P (%)	As (%)
42.65	13.02	0.041	0.891	0.061

(粕 武 分析)

## VII. 5 珪 藻 土

館層のうち、四隅沢部層および須賀部層中のシルト岩ないし細粒砂岩中には、多量の珪藻が含まれている。なかでも、館沢下流部の須賀部層中には、とくに含有量が多く珪藻土となる部分がある。淡灰色で軽く、厚さは約 1.5 m 内外である。鏡下では、多量の珪藻のほかに火山ガラスなどの不純物が含まれている。この地域の珪藻土について、高橋・相馬（1935）が採取し分析した結果を第 12 表に示す。

第 12 表 館 居 中 の 珪 藻 土 分 析 表

灼熱減量	全珪酸	可溶性珪酸	酸化鉄	礬土	石灰	苦土
% 12.74	% 73.08	% 58.52	% 2.80	% 7.74	% 0.63	% 0.65

## VII. 6 鉱 泉

鉱泉は、本地域の各地で認められる。意養地域では、古く意養温泉として利用されたこともあるが、現在は湧出量がきわめて少く全く利用されていない。

高橋・相馬（1935）によると、意養温泉は厚沢部市街から北東方約 4 km で、意養沢下流に位置している。湧出当時は湧出口で 26.5～29℃ あり、泉質は炭酸泉とのことである。

このほか、矢櫃沢下流左岸では泉塩 22℃、濁川支流湯の沢では 28℃ あり、ともに白色沈澱物が存在し、硫化水素臭を伴っている。

冷泉としては、幌内沢中流・次郎沢中流および佐助沢中流などに存在し、少量の湧出が認められる。

## 文 献

- 秋葉 力 (1958) : 北海道西南部における鈹床区. 新生代の研究, no. 27, p. 22~31.
- 地質調査所 (1967) : 北海道金属非金属鈹床総覧. 575 p.
- 土井繁雄 (1960) : 北海道渡島国森町の地質. 36 p. 森町.
- 藤江 力・松井 愈・棚井敏雅・松野久也・垣見俊弘・魚住 悟 (1957) : 新生代の堆積区とその変遷 (5) —北海道地域—. 新生代の研究, no. 24~25, p. 51~58.
- 秦 光男 (1973-a) : 北海道渡島半島南部の新第三系の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室, 博士論文 (M. S.).
- (1973-b) : 松前半島の新第三系と地質構造の特性. 日本地質学会第 80 年学術大会講演要旨, p. 40.
- ・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「グリーンタフに関する諸問題」討論資料, p. 131~135.
- ・———— (1974) : 北海道松前半島の新第三系の層序と地質構造, 地質巡検案内書, 日本地質学会北海道支部, 49 p.
- 北海道地下資源調査所 (1958) : 20 万分の 1 北海道地質図(1), および同説明書.
- 五十嵐昭明 (1957) : 渡島檜山・松前地方の有用鈹産物報告 —檜山郡厚沢部村地内の鉄・硫化鉄鈹床調査報告—. 北海道地下資源調査資料, no. 30, p. 41~50.
- 金谷太郎・須鎗和己 (1951) : 北海道松前半島中部の新第三系. 新生代の研究, no. 9, p. 1~8.
- 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 27 p. 北海道立地下資源調査所.
- 湊 正堆・国府谷盛明 (1963) : 北海道松前郡上ノ国村の *fusulinella* 地質学雑誌, vol. 69, p. 161.
- ・山本哲也 (1961) : 上礫石灰岩から *Mesophyllum* の発見. 地質学雑誌, vol. 67, p. 488.
- 三谷勝利・小山内 熙・松下勝秀・鈴木 守 (1965) : 5 万分の 1 地質図幅「函館」, および同説明書. 32 p. 北海道立地下資源調査所.
- ・鈴木 守・松下勝秀・国府谷盛明 (1966) : 5 万分の 1 地質図幅「大沼公園」, および同説明書. 北海道立地下資源調査所.
- 三梨 昂・垣見俊弘 (1964) : いわゆる異常堆積について. 地質ニュース, no. 117, p. 8~14.
- 長浜春夫・佐藤 茂 (1964) : 斜層理. 地質ニュース, no. 117, p. 15~20.
- 長尾 巧 (1932) : 北海道西南部の新生代層と最近の地史. 地質学雑誌, vol. 39, p. 320~322.
- ・佐々保堆 (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.

- 齊藤 仁 (1962) : 北海道の鉱泉資源. 北海道立地下資源調査所報告, no. 28, p. 1~88.
- 坂上澄夫・南川純夫・川島幹堆 (1969) : 北海道渡島半島上磯石灰岩のコノドントとその地質時代の考察. 地学雑誌, vol. 78, p. 415~421.
- 酒匂純俊 (1962) : 北海道檜山郡江差町の地質, および江差町地質図. p. 38. 江差町.
- 笹木 敏・服部一三 (1961) : 低品位鉄鉱床調査各論——第1章北海道地方——第3節西北海道——(G) 厚沢部地区. 未利用鉄資源, no. 9, p. 50~56, 通商産業省.
- 角 靖夫・垣見俊弘・水野篤行 (1970) : 5万分の1地質図幅「江差」, および同説明書. p. 53, 北海道開発庁.
- 高橋哲弥・相馬吉一 (1935) : 北海道有用鉱産物調査報文 (第5報) —— 檜山支庁管内檜山郡中部 (厚沢部川流域). 北海道工業試験場報告, no. 54, p. 1~44.
- 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.
- 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.
- ・垣見俊弘 (1970) : 北海道松前町からの石炭紀化石. 地質学雑誌, vol. 76, p. 413~414.
- ・山口昇一 (1967) : 北海道松前郡大千軒岳付近の中部石炭紀化石. 地質学雑誌, vol. 73, p. 260.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Sapporo (4) No. 79

---

## GEOLOGY OF THE TATE DISTRICT

By

Masao ISHIDA, Toshihiro KAKIMI  
Jiro HIRAYAMA and Mitsuo HATA

(Written in 1975)

---

(Abstract)

This district is situated in Oshima Peninsula, western Hokkaido, extending between latitude  $41^{\circ}50' \sim 42^{\circ}00'$  N. and longitude  $140^{\circ}15' \sim 140^{\circ}30'$  E.

## GEOLOGY

This sheet map area is almost composed of sedimentary rocks of Palaeozoic, Mesozoic, Neogene-Tertiary and Quaternary formations. Volcanic rocks interfingering with the Neogene formations are distributed in the north-western corner of this sheet map.

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

Table 1

Age		Stratigraphy		
Quaternary	Recent	Alluvial and talus deposits		
	Pleistocene	River terrace deposits		
Neogene-Tertiary	Pliocene	Uzura Formation		
	Miocene	Hiyama Group	Tate Formation { Suga Member Nukano Member Yosumizawa Member	Annoro Pyroclastic Rocks
			Assabu Formation { Sasukezawa Member Satsukari Member	
			Kikonai Formation	
			Ōanzaigawa Formation	
			Fukuyama Formation	
Mesozoic	Kamiiso Group			
Paleozoic	Matsumae Group			

### Paleozoic

The western part of this sheet map is occupied by the Matsumae Group, forming the Esashi mass extending about 20 km NS and 15 km EW, possibly deep sea sediments. Middle Carboniferous fossils enclosed in the group are known in the outside area of this sheet.

The group can be lithologically divided into the following six members : 1) conglomerate and sandstone (Mot), 2) conglomerate (Mo), 3) chert (M<sub>1</sub>), 4) tuff bearing alternation (M<sub>2</sub>), 5) alternation of sandstone and chert (M<sub>1-2</sub>), 6) sandstone (M<sub>3</sub>). Total thickness of the Matsumae Group of the Esashi mass is estimated as up to 8,000 m and the strata in this area correspond to the lower half part of the formation.

### Mesozoic

The Kamiiso Group appears in the eastern part of the mapped area. The discovery of some conodont fossils from the limestone at Garō Mine situated in the Ōnumakōen sheet leads that the formation belongs to the Triassic.

The group consists of the following five members : 1) slate (Ka<sub>1</sub>), 2) sandstone (Ka<sub>2</sub>), 3) alternation of slate and sandstone (Ka<sub>3</sub>), 4) alternation of sandstone and slate (Ka<sub>4</sub>, 5) slate (Ka<sub>5</sub>). Sandstone and slate are predominant, and conglomerate is subordinate. The Kamiiso Group is about 2,500 m in thickness.

### Neogene-Tertiary

The Neogene-Tertiary System unconformably covering the Matsumae and Kamiiso Groups is widely distributed in the central part of this sheet map and forms a broad basin structure.

This system is divided into the Fukuyama Formation, the Hiyama Group and the Uzura Formation in ascending order.

The Fukuyama Formation is the lowermost strata of the Neogene-Tertiary System, and unconformably covers the Matsumae Group in the western part of the mapped area. This formation showing non-marine facies is composed of altered andesitic to dacitic volcanic rocks.

The Hiyama Group is distributed in the western part of the area and covers the Matsumae Group and the Fukuyama Formation. The Hiyama Group covers the Kamiiso Group in the eastern part of this sheet. This group is divided into the Ōanzaigawa, the Kikonai, the Assabu and the Tate Formations in ascending order.

The Ōanzaigawa Formation showing the initial phase of transgression in Miocene age covers unconformably the Matsumae Group and the Fukuyama Formation in the western part of the mapped area, and the same relation between Kamiiso Group and this formation is observable in the eastern part of this sheet. This formation is composed of conglomerate associated with sandstone. It is generally thin, less than 20 m, but attains to about 100 m thick in the northwestern area.

The Kikonai Formation, conformably overlying the Ōanzaigawa Formation, consists mainly of hard shale and mudstone, and is intercalated with two tuff layers called K<sub>1</sub> and K<sub>2</sub>. The thickness of this formation attains to 500 m.

The Assabu Formation, conformably covering the Kikonai Formation, distributes widely on the both sides of Tate synclinal axis. It is lithologically divided into two members, i. e. Satsukari and Sasukezawa in ascending order. The former is composed of mudstone to siltstone and the latter siltstone to sandstone. The formation is intercalated with a lot of tuff layers playing a role of key bed. The total thickness of this formation attains

to about 1,600 m. *Makiyama chitanii* is found throughout the formation.

The Tate Formation conformably covering the Assabu Formation occupies the central part of the Tate basin. It is about 850 m thick, and is lithologically divided into the following three members, i. e. Yosumizawa, Nukano and Suga in ascending order.

The Yosumizawa and Suga Members are composed principally of siltstone associated with sandstone, on the contrary, the Nukano Member is characterized by the presence of pumiceous sandstone and pumice tuff.

The Annoro Pyroclastic Rocks consisting of tuff-breccia, volcanic breccia, lava flow and tuffaceous sandstone are widely developed in the northern to northeastern part of this area. Interfinger of these Rocks with the Assabu and Tate Formations is observed. Their activity had continued during from a period of deposition of the Assabu Formation to after a period of the Tate Formation, therefore, the last production by their activity covers unconformably the Kikonai and Assabu Formations. Petrographically the above-mentioned pyroclastic rocks belong to augite-hypersthene andesite.

Rhyolitic rock intrudes into the Kikonai Formation in the western part of the mapped area. Small scale andesite dikes and sheets of augite-hypersthene andesite are observable in the Tōgashita and Annoro areas. Dolerites are found in the upper stream area of Hekiriji-gawa and Sorosoro-zawa area.

The Uzura Formation is observable in the restricted area by Uzura village. It covers the Tate Formation unconformably and is mainly composed of pebbly sandstone and fine-grained sandstone. Probably this formation is correlated to the Setana Formation which has been fixed as a standard unit indicating the Pliocene age in the southwestern Hokkaido.

## Quaternary

The Quaternary System is classified into River Terrace, Talus and Alluvial Deposits.

The Terrace Deposits formed in middle to late Pleistocene can be distinguished by the names of  $t_1$ ,  $t_2$  and  $t_3$ , based on their height.

The Talus Deposits are found in the western part of this area, and are composed of fragmentary materials derived from the adjacent hills.

The Alluvial Deposits along each river are composed of gravel, sand and clay.

## ECONOMIC GEOLOGY

Small scale metallic deposits represented by hematite, iron-sulphide ore and limonite are found in this district but they are not expected.

Diatomite in the Tate Formation is known, but it has not been exploited for its unexpected quality and small quantity.

Hot springs are found in the Iyashinai, Yabitsu and Yuno-sawa areas, but have not been used.

---

---

昭和50年10月20日 印刷

昭和50年10月27日 発行

工業技術院地質調査所

神奈川県川崎市高津区久本 135

印刷者 木村正義

印刷所 創文印刷

---

---

© 1975 Geological Survey of Japan