

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

地域地質研究報告

5 万分 1 の図幅

札幌(4)第 90 号

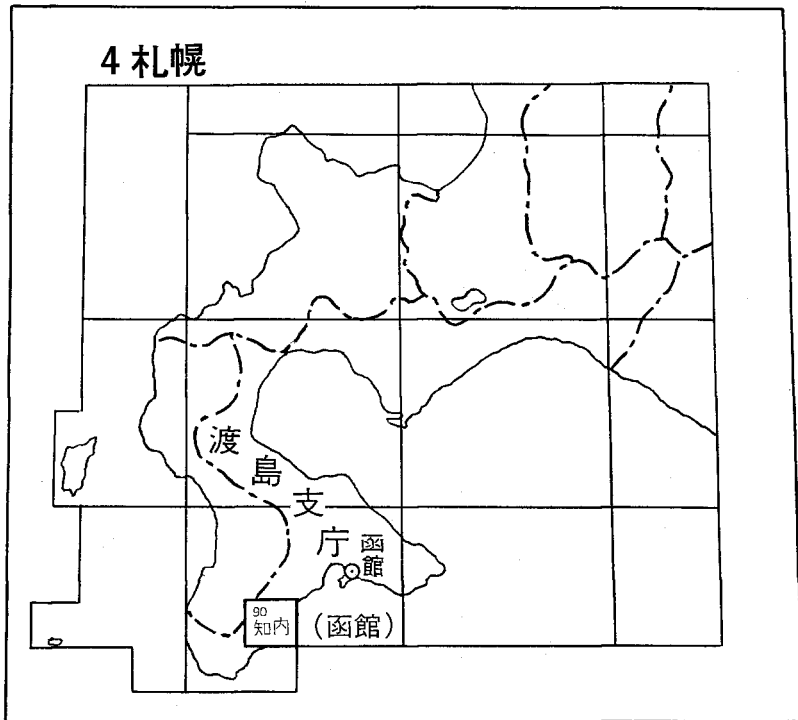
知 内 地 域 の 地 質

山 口 昇 一

昭 和 53 年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1:200,000 図幅名

# 目 次

I. 地 形 .....	1
II. 地質概説 .....	3
III. 松前層群 .....	6
IV. 新第三系 .....	7
IV. 1 福山層 .....	7
IV. 2 桧山層群 .....	10
IV. 2. 1 大安在川層 .....	11
IV. 2. 2 木古内層 .....	13
IV. 2. 3 厚沢部層 .....	17
札苅部層 .....	21
佐助沢部層 .....	22
IV. 2. 4 館 層 .....	23
IV. 3 イデス川層 .....	25
IV. 4 知内火山岩類 .....	28
浦和石英安山岩 .....	29
輝石安山岩溶岩 .....	30
安山岩質火山角礫岩 .....	32
安山岩質凝灰角礫岩 .....	33
丸山安山岩 .....	33
IV. 5 溶岩円頂丘および岩脈 .....	33
V. 新第三系の地質構造 .....	37
VI. 第四系 .....	38
VI. 1 海岸段丘堆積物 .....	38
VI. 2 河岸段丘堆積物 .....	40
VI. 3 崖錐堆積物 .....	42
VI. 4 湿原堆積物 .....	42
VI. 5 氾濫原堆積物 .....	43
VI. 6 砂丘堆積物 .....	43
VII. 応用地質 .....	44
VII. 1 骨材資源 .....	44
VII. 2 温泉および冷泉 .....	44
VII. 3 褐鉄鉱々床 .....	45
VII. 4 地 沁り .....	46
文 献 .....	48
Abstract .....	51

## 知内地域の地質

山口昇一\*

本地域の野外調査は、昭和36年から昭和39年にかけての4年間にわたって行なわれ、さらに前後7年間実施された隣接する渡島福島地域および大千軒岳地域の調査研究の結果を参考としながら、室内研究を行ないとりまとめたものである。

この調査研究を進めるにあたり、日本鉄道建設公団からは、同公団が実施した青函海底トンネル工事に関する未公表の調査資料の閲覧をはじめ、多くの教示をいただいた。ここに明記し感謝の意を表す。

また、北海道開拓記念館赤松守雄氏には貝化石、地質調査所石田正夫技官には有孔虫化石の同定をしていただいた。火山岩類のまとめには地質調査所沢村孝之助技官、大沢 穠技官、松井和典技官の協力を受けた。さらに秦 光男技官、石田正夫技官からは、野外および室内での取りまとめで多くの助言をいただいた。なお薄片作製は谷津良太郎技官ほか、製図の一部は熊谷なな子技官によって行なわれた。また、現地調査にあたっては、知内町役場および福島町役場から種々の便宜を受けた。ここに上記の方々に対し厚くお礼申し上げる。

### I. 地 形

知内地域は、北海道西南部松前半島の南東部に位置し、東および南側は津軽海峡に面し、海峡を隔てて本州津軽半島を望むことができる。東側の海岸線は、ほぼ南北方向に直線的に延びる浜堤の性格をもつ砂浜が発達する。南側の知内町浦元から福島町岩部に至る海岸線は、火山岩類が分布するため、岩礁の多い岩石海岸が発達し、海に向かって急崖を形成している。このため知内町小谷石から岩部のあいだは道路がなく、歩行困難なところが多い。

本地域の地形を概観すると、新第三系知内火山岩類の分布する知内川南部地域と、新第三系堆積岩類の分布するそれ以外の地域とに大別される。

知内火山岩類の分布する地域は、コロナイ川上流の三角点  $\Delta 826.3\text{m}$  を頂点とする標高500~800mの山稜が、南側の海岸線にほぼ平行して東西方向に延び、知内川流域との分水嶺となっている。地質条件を反映して、急峻な地形を呈し、河谷は深く刻みこまれ、しばしばV字谷が形成されている。さらに地形の特徴を詳細にみると、コロナイ川を境に、東側と西側とで趣きを異にしている。

東側は知内火山岩類の丸山安山岩がつくる溶岩流走面が発達し、稜線から北側に向かってなだらかな台地状の尾根が延び、溶岩の末端が急斜面を形成している。これに反し、南側斜面は半円弧状の稜線が発達し、谷に向かって急崖をなし、爆裂火口を思わせる地形を示している。このような地形の違いは、この地域

\* 北海道支所

に発達する河川の特徴にも現れ、北側では一般に河川流路が長く、河川勾配が1000分の250前後の値を示すが、南側では流路延長が4km以下と短く、谷の上流部は1000分の550前後の急勾配を示している。

コモナイ川の西側地域は、東側のような溶岩台地状の地形が発達せず、岩部岳、池ノ岱山<sup>いけのた</sup>および三角点△648.7m峯など、溶岩円頂丘からなる山体が突出して、起伏に富んだ地形を呈し、南に接する渡島福島地域に連続している。このような地形は、後述する堆積岩類からなる丘陵性の地形を示す地域西部ツラツラ川流域にも認められる。

新第三系堆積岩類の分布地域は、火山岩類の分布地域と違って、標高100～300m、比高100～150mの低平な丘陵性の山地からなっている。樹枝状の小さな河谷が良く発達し、晩壮年期の地貌を呈する。地質構造が地形に反映し、特に知内一湯<sup>きうち</sup>の里<sup>さと</sup>の北側地域ではいたるところにケスタ地形が認められる。また、この地域を刻む河川は、一般に河川勾配が緩やかで、本流部では1000分の20以下、支谷で1000分の100程度の勾配を示し、河床が平坦で滝が少ない。

本地域には、以上の山地地形のほか海岸段丘および河岸段丘地形が発達する。

海岸段丘は、知内一木古内<sup>きこち</sup>間の海岸線に沿って高低2段の平坦面が認められる。高位のものは標高20～30m、また、下位のものは標高10m前後で、ともに緩い波状地形を呈している。いずれも海成段丘と考えられるが、高位段丘面には堆積物が確認できなかった。これらの地形面は、東方に緩く傾斜しており、両者の境界は緩傾斜面を経て漸移している。また、下位の段丘も段丘崖をつくることなく、次第に高度を減じて沖積面下に没している。

河岸段丘は知内川流域に5段の平坦面が認められ、とくに本流沿いに5段の良好な段丘地形が発達する。

最高位の河岸段丘Ⅰは、知内川の南部地域に認められ、宿部川<sup>しゆくべ</sup>—コモナイ川、コモナイ川—イデス川、ムズルセ川—東萊川それぞれの分水嶺をなして発達する。標高が200～220mを示す平坦面で、河川の上流部から下流部に向っての高度変化がほとんどなく、知内川本流との直接の関係は明らかではないが、おそらく知内川の残した最も古い段丘面と推定される。このことは後述する段丘面が知内川の右岸に良く発達することと合せ考えると、知内川の流路が、知内火山岩類分布地域の上昇によって北方に移動したことを示すものといえる。

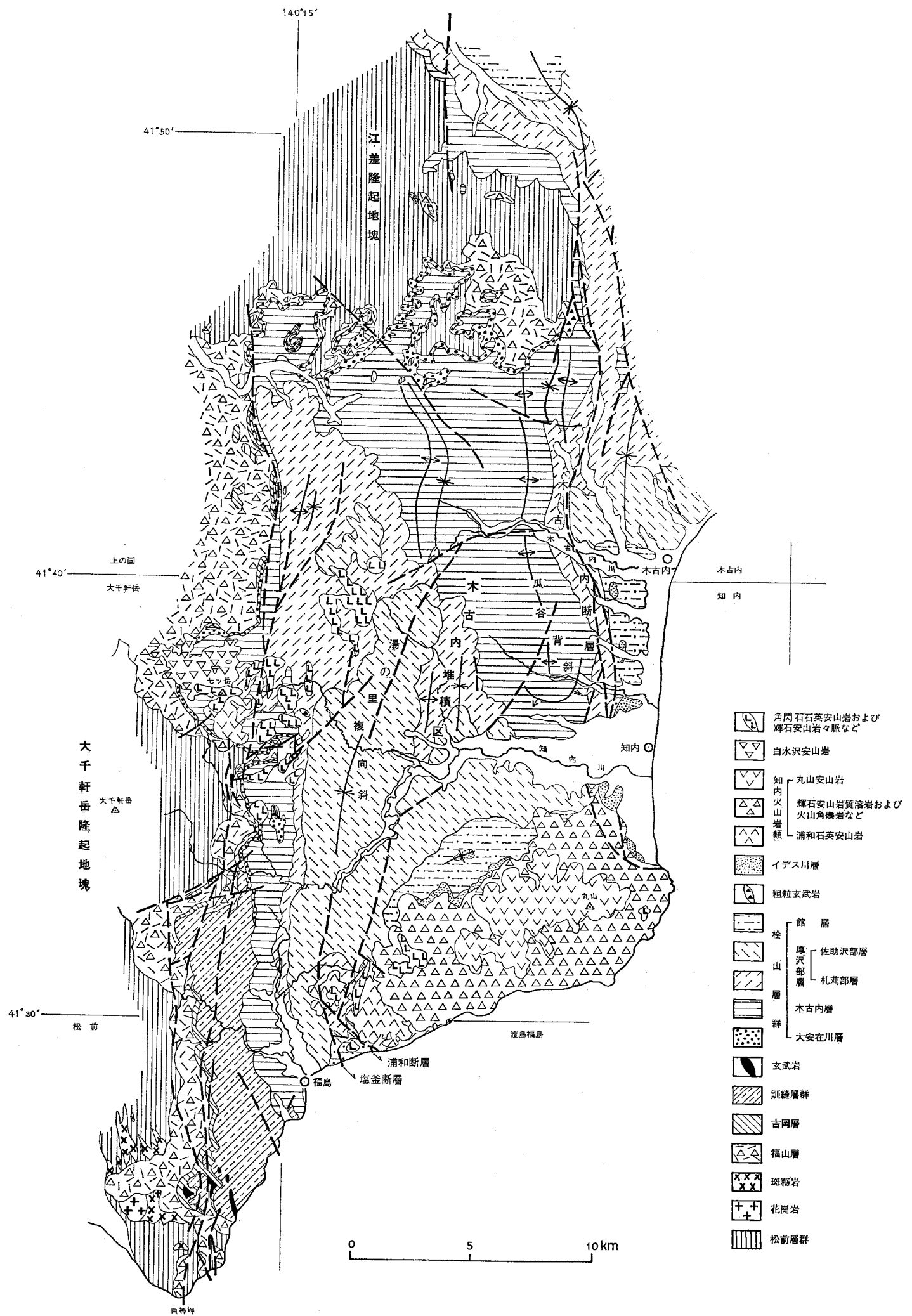
河岸段丘Ⅱは、知内川本流沿いの千軒<sup>せんげん</sup>から東萊川付近にかけて発達する。知内川本流と湯の川支流の稜線に発達するものは、標高140mから120mにいたる高度変化を示し、約60mの比高がある。湯の里下流右岸に発達する平坦面は、標高100mから140mを示し、それぞれ標高、比高に違いがあり、形成時期の異なることが考えられるが、便宜的に河岸段丘Ⅱとして一括した。

河岸段丘Ⅲは、千軒から湯の里にいたる知内川の左岸に発達する。標高180mから70mの高度変化を示し、比高は約40mである。

河岸段丘Ⅰから河岸段丘Ⅲは、いずれも開析が進み、緩やかな波状地形を呈している。

河岸段丘Ⅳは、知内川に沿って最も広く発達し、平坦面が良く保存されている。標高120mから30mの高度変化を示し、比高は10～20mである。

河岸段丘Ⅴは、最も低い段丘面で、現河川流路に沿って小規模に発達する。比高は各河川によって異なるが、一般に5～10mである。



第1図 知内地域周辺の地質図 (秦, 1973 b に一部加筆)

これらの段丘群は、さきにもふれたように、知内川流域の、知内一湯の里を結ぶ線から南側の地域に顕著に発達している。このことは、第四紀に入って地域的に差別的な傾動運動が行われたことを示すものである。

以上のほか地形の特徴として地回り地形がある。本地域にみられる地まりは、いわゆる“第三紀地回り”と“温泉地回り”とがある。前者は、地域の北半部、木古内層および厚沢部層<sup>あつさぶ</sup>の分布地域に多く認められ、岩質と地質構造、とくにケスタ地形と関連性があるように見受けられる。後者は、知内町涌元一小谷石間の、知内火山岩類中に発達する温泉変質帯にみられ、特に猪の狛西方付近は、現在も滑動しており、<sup>とんがり</sup>尖山北方には延長300m余の新しい滑落崖が形成している。

## II. 地質概説

本地域を含む渡島半島は、いわゆるグリンタフ地域にあたる。古生代後期から中生代前期の堆積岩類と、これに進入する深成岩類を基盤として、白亜紀・古第三紀の地層を欠いて、新第三紀以降の活発な火山活動と、堆積作用によってもたらされた新第三系が発達している（藤江ほか、1957）。本地域周辺は、このようなグリンタフ地域に共通した地質条件を良くそなえている。

基盤の古期岩類は、<sup>まつま</sup>松前層群および<sup>かみいそ</sup>上磯層群と呼ばれ、塩基性火成岩類を伴う地角斜性の厚い堆積岩類からなる。新第三系堆積初期には陸域として存在し、その後差別的な昇降運動があつて隆起部と沈降部が形成され、新第三系の堆積に少なからぬ影響を与えている。中新世初期は、陸域での火山活動が活発で、わずかに陸域の正常堆積岩を伴うほかは、溶結凝灰岩を含む火山噴出岩を主体とする<sup>ふくやま</sup>福山層が堆積している。中期以降は、一時的な火山活動の休止と、堆積盆への海進がはじまり、正常堆積岩からなる<sup>よしおが</sup>吉岡層が堆積し、さらに海底での火山活動が活発となって、火山噴出岩類を伴う<sup>くんぬい</sup>訓縫層群が堆積している。初期および中期の火山噴出岩類は、全般的に変質作用を受けて緑色化し、いわゆる“グリンタフ相”となっている。中新世後期に入ると、火山活動が衰え、海進はさらに進み堆積盆が拡大され、かつ基盤の局地的な昇降運動が活発となって、沈降部に泥質岩を主体とする<sup>ひやま</sup>厚い松山層群の堆積がおこなわれた。松山層群堆積後一旦海はしりぞいて陸化し、削剝作用が行なわれた。鮮新世に入って、ふたたび小規模な海進がはじまり、かつ局地的な火山活動が活発となって、浅海性堆積物からなるイデス川層と、知内火山岩類が堆積している。

本地域は、地質構造的にみて、中新世後期に発生した局地沈降型堆積盆の中心で、かつ鮮新世に入って、火山活動が活発に行なわれた地域である<sup>1)</sup>。

本地域ならびに周辺地域を含めた地質と地質層序および地質構造の概略を第1、2図に示す。

基盤の松前層群は、橋本（1958）によって提唱され、吉田・青木（1972）が再定義した地層である。本地域には松前層群により構成される<sup>だいせんげんだけ</sup>大千軒岳隆起地塊（秦、1973b）の一部が、地域西縁ツラツラ川中流に分布し、珪質岩からなっている。大千軒岳地域および隣接地域の本層群から石炭紀後期を示す紡錘虫・珊瑚・コノドントなどの化石を産する（湊・国府谷、1963；MINATO and ROWETT, 1967；吉田・

1) 秦（1973b）は、この松山層群の堆積盆の沈降部に対し、地域的にそれぞれ乙部堆積区・館堆積区・木古内堆積区の名称を与え、さらに隆起部に対しても、大千軒岳隆起地塊、江良隆起地塊、江岩隆起地塊と呼称した。本地域は大千軒岳隆起地塊の東側に形成された木古内堆積区の南部に位置している。

地質時代	層序	層厚	岩質の特徴	化石および火成活動	構造運動		
第四紀	現世		礫・砂・粘土, 泥炭, 砂丘砂, 安山岩岩塊				
	更新世		淘汰の良い砂・細礫 淘汰の悪い礫・砂および粘土				
第三紀	鮮新世		丸山安山岩 (火山角礫岩を伴う) 安山岩質溶岩 火山角礫岩 帯緑灰色細粒砂岩 凝灰角礫岩 浦和石英安山岩溶岩 および礫岩 同質火山角礫岩 基部に海緑石砂岩		<p>傾動運動</p> <p>断層・褶曲運動の完成</p> <p>活断層・火山活動</p> <p>局地的海進</p> <p>傾動運動</p> <p>堆積盆の縮小・浅化</p> <p>ほぼ連続的な堆積盆の沈降と堆積作用</p> <p>海域の一層の拡大</p> <p>傾動運動</p> <p>海域の拡大と局地的沈降部の形成</p> <p>海進の始まり</p> <p>陸域での活発な火山活動</p> <p>陸化削割</p>		
	中新世	イデス川層	30 200				
		館層	170 300			帯緑灰色塊状凝灰質～珪藻質シルト岩 “磨砂状”の白色凝灰岩の薄層を挟む	
		厚沢部層				暗灰色塊状砂質シルト岩 連続性のある凝灰岩層を挟む 大きい球形の石灰質団塊を含む	
	上新世	佐助沢部層				層理をしめす灰色硬質砂質シルト岩と軟かい泥岩の互層 (“硬軟厚互層”) 厚さ50cm以下の凝灰岩を挟む	
		砂質シルト岩層					
		泥岩・砂質シルト岩互層					
		札苅部層	800 1100			細角片状にくだける灰色～暗灰色泥岩と硬質泥岩の互層 基部に黒雲母に富む厚さ数mの凝灰岩層(瓜谷川凝灰岩層)	
	第三紀	木古内層	450 500			暗灰色の板状硬質頁岩を主とし暗灰色泥岩を伴う 上限から150～200m下位に灰白色の凝灰質砂岩層(大川凝灰質砂岩層)を挟む この砂岩層の下位数10mの間には厚さ10cm前後の帯緑灰白色の凝灰岩をひんばんに挟む 基部に海緑石砂岩	
		大安在川層	10 120			砂岩および礫岩	
訓縫層群			安山岩質凝灰角礫岩 同質溶岩 同質火山角礫岩 石英安山岩質～流紋岩質凝灰岩 泥岩および砂岩				
吉岡層		※1600+	基部に礫岩層				
福山層		※270	頁岩および砂岩(油母頁岩 石炭を伴う)				
石炭紀後期	松前層群	600+	玄武岩溶岩 安山岩質凝灰角礫岩 流紋岩質溶結凝灰岩 安山岩質溶岩 礫岩(石炭を伴う)				
	松前層群		粘板岩 硬砂岩 チャート 礫岩 輝緑凝灰岩および石灰岩				

第2図 知内地域およびその周辺地域の地質総括図 ※知内地域には分布しない



山口, 1967; 吉田・垣見, 1970; 吉田・青木, 1972; 青木・吉田, 1974).

新第三系は、大千軒岳隆起地塊の東側に、下位から福山層・吉岡層・訓縫層群・松山層群・イデス川層および知内火山岩類の順に累重分布する。このうち吉岡層と訓縫層群は本地域に分布しない。

福山層は、新第三系の最下位層で、基盤の松前層群を不整合におおって発達する。大部分が陸成の火山碎屑岩類からなるいわゆる“グリーンタフ相”で占められている。大千軒岳地域に広く分布し、その一部がわずかにツラツラ川流域に露出する。

吉岡層は、福山層を不整合におおって発達する。本地域での新第三紀における最初の海成層で汽水～浅海成相を示す泥質岩を主とし、油母頁岩や褐炭が挟在する。台島型植物群や八尾一門の沢型動物群を産出する。松前地域の吉岡川流域に模式的に発達する(秦, 1973b)。

訓縫層群は基底礫岩をもって下位の吉岡層を不整合におおって発達する。正常堆積岩のほか、多量の溶岩と火砕岩を伴っている。訓縫層群の堆積時には、堆積盆の差別的な沈降運動があって、堆積層の層厚変化が著しく、分布地域の南部で厚く、北部に向って次第に層厚を減じ、大千軒岳地域北部には分布していない。地域外南方福島から<sup>しらがみ</sup>白神岬にいたる海岸に模式的に露出する(秦, 1973b)。

松山層群は、中新世中～後期の広範囲にわたる海進によってもたらされた一連の海成堆積層で、岩相の特徴によって下位から<sup>おおあんざいがわ</sup>大安在川層・<sup>しらがみ</sup>木古内層・<sup>たて</sup>厚沢部層および<sup>たて</sup>館層に4分される。

大安在川層は、海進初期の堆積物で、訓縫層群以下の地層とともに、基盤の松前層群までを不整合におおっている。礫岩・砂岩など浅海性の粗粒堆積物からなり、*Operculina complanata japonica* HANZAWA や *Patiopecten kimurai* (YOKOYAMA) など中新世中期を指示する化石を産する。地域外四方の大千軒岳地域から<sup>かみ</sup><sup>くに</sup>上の国地域に模式的に発達する。

木古内層・厚沢部層および館層は、松山層群の主体をなすもので、硬質頁岩・泥岩・珪藻質シルト岩など、主として泥質相からなる一連の地層で、連続性のある凝灰岩層が挟在する。木古内層～館層の堆積時には、堆積盆内での差別的沈降運動がみられ、沈降部にあたる本地域では、200 mにもおよぶ厚層が発達するが、沈降量の少ない地域では、厚沢部層の発達が悪く、木古内層と館層を主体としている。化石は全般的に少なく、有孔虫化石、*Makiyama* が木古内層・厚沢部層に、また、珪藻化石が館層に含まれるほか、貝化石が厚沢部層からわずかにみいだされる。木古内層～館層は、西南北海道標準層序の<sup>やくも</sup>八雲層から<sup>くろまつない</sup>黒松内層にあたる。

イデス川層は、館層を不整合におおって発達し、礫岩・砂岩などの浅海性の粗粒堆積物からなり、イデス川中流で模式的な露出が観察される。地域北方館地域の<sup>うずら</sup>鶺鴒層や<sup>かみいそ</sup>上磯付<sup>とみかわ</sup>近の富川層などと同時期の堆積層と考えられる。

知内火山岩類は、地域南部に広く分布する。松山層群を不整合におおひ、また、イデス川層とは整合であるが、一部指交関係もみられる。松山層群堆積時に比較的穏やかであった火山活動が、イデス川層堆積時にふたたび活発となり、上述の福山層・訓縫層群とは活動の場を変えて、大量の石英安山岩や安山岩の溶岩・火山碎屑岩を噴出堆積したものである。この時期の噴出物の産状には、溶岩円頂丘をなすものが多く認められ、突出した山体をかたちづけている。

第四系は、知内一木古内間の海岸沿いに発達する海岸段丘堆積物、知内川流域に顕著な河岸段丘堆積物、各河川流域に発達する沖積層および崖錐堆積物などからなっている。

本地域を含む松前半島の地質構造の特性は、秦（1973a・b）によって論じられている。それによると、松前半島の新第三系の地質構造を大きく支配しているのは、南北方向の長軸をもつ基盤地塊の昇降運動であるとし、本地域の地質構造を特徴づける南北性の褶曲や断層は、この基盤地塊の差別的昇降運動と密接に関連して形成されたものであると述べている。

本地域の地質構造は、第1図に示すように、知内川を境に北部と南部とで方向性を異にしている。知内川北部および地域西部は、上述したように南北性の構造が支配的で、その主なものは、江差隆起地塊の南方延長が潜在するとみられる瓜谷背斜<sup>うりや</sup>と、その西側に発達する湯の里複向斜および瓜谷背斜の東縁をかくする木古内断層がある。瓜谷背斜および湯の里複向斜は、いずれも南方に沈下し、知内川南部では不明瞭となり、かわって東西性を示す褶曲構造が顕著となっている。

### III. 松前層群

**命名** 橋本 亘（1958）、吉田・青木（1972）再定義

本層群の名称は、橋本（1958）が西南北海道において、新第三系に不整合におおわれて発達する粘板岩・硬砂岩・石灰岩および輝緑凝灰岩などからなる堆積岩類に対し、これを総称して与えたものである。当時古生物学的資料がほとんどなく、岩相や地質構造的にみて、東北日本の北上山地に発達する古生層の延長と考えられていた。

そのご湊・山本（1961）が上磯付近の石灰岩から、ジュラ紀後期を指示する植物化石の産出を報告し、また、湊・国府谷（1963）が上の国町大平山付近から、古生代石炭紀を指示する紡錘虫化石を発見し報じたことから、松前層群の地質時代が、古生代から中生代にわたる可能性のあることが判ってきた。

さらに1967年以降、大千軒岳地域をはじめ、上磯<sup>かみだ</sup>・亀田半島地域から、紡錘虫・珊瑚・コノドント化石などの古生物学的資料が多数得られ、地質時代がより明らかとなってきた（MINATO and ROWETT, 1967；吉田・山口, 1967；坂上ほか, 1969；小貫ほか, 1969；吉田・垣見, 1970）。吉田・青木（1972）は渡島半島南部の松前層群のコノドント化石の検討を行なうとともに、同層群を再定義した。それによると、従来からの松前層群は、石炭紀後期の化石を産する江差一大千軒岳地域（秦, 1973bの江差隆起地塊、江良隆起地塊および大千軒岳隆起地塊に当る）と、中生代前期を指示する化石を産する上磯（秦, 1973bの上磯隆起地塊）一亀田半島地域とに2分され、前者のみを松前層群とし、後者を区別すべきことを提唱した。さらに地質構造的に、再定義した松前層群が東北日本の北部北上帯、また、後者が岩泉帯のそれぞれ北方延長にあたるものであらうと述べている<sup>2)</sup>。

**模式地** 本地域西方福島町、知内川上流地域

吉田・青木（1972）によると、松前層群は、岩相上の特徴から、江差東方地域、桂岡・大平山一大千軒岳地域および江良一松前地域に3区分されている。本地域はそれの桂岡・大平山一大千軒岳地域に含まれ、知内川上流地域に模式的に露出している。

**分布** 本地域では、図幅西縁、知内川支流ツラツラ川中流にわずかに分布する。

2) 石田ほか（1975）は、上磯地域の基盤岩類に対し、あらたに上磯層群の名称を与えた。

**層序** 本地域では、新第三系の福山層・大安在川層および木古内層とすべて断層で接している。

**岩相** 本地域の松前層群は、分布が狭いため全体的な岩相の特徴を知ることができない。吉田・青木（1972）によると、大千軒岳地域の松前層群は、玄武岩質溶岩および凝灰岩・黒色粘板岩・灰白色および赤色チャート・塊状石灰岩・礫状石灰岩・ドロマイト・赤色砂岩・礫岩など、多様な岩石から構成され、各地域の松前層群のなかでは特徴的な岩相からなるとされている。

ツラツラ川中流地域では、帯紅灰色～灰白色のチャートからなり、厚さ5～10cmの板状層理が発達し、ところによって黒色粘板岩と互層している。しかし、全体に擾乱が著しく、層理を示す部分が少なく、破碎されて角礫状化しているところが多い。また、厚さ約5mの淡紅灰色のやや結晶質の石灰岩レンズが挟在している、

層厚は構造が複雑なため知ることができない。

**化石および対比** 本地域からは化石が発見されないが、地域外西方ツラツラ川上流および知内川上流<sup>すな</sup>住川流域の松前層群から *Carinthiaphyllum yezoense* MINATO and ROWET, *Chaetetes* sp., *Fusulinella* sp. など、石炭紀後期を指示する化石が発見されている（MINATO and ROWETT, 1967：吉田・山口, 1967）。また、コノドント化石の抽出・同定が行なわれ、その群集が、阿哲および秋吉石灰岩の後期石炭紀 *Fusulinella* 帯の群集とよく一致するといわれる（吉田・青木, 1972；青木・吉田, 1974）。本地域の松前層群も、岩相・地質構造的にみて、住川およびツラツラ川上流地域と同層準と考えられるので、その地質時代を石炭紀後期と見做す。

## IV. 新第三系

本地域に分布する新第三系は、下位から、主として火山噴出岩類からなる福山層、海成堆積岩からなる松山層群、鮮新統に属するイデス川層および知内火山岩類からなる。第1表に西北海道の標準層序と周辺地域との層序対比を示す。

### IV. 1 福山層

**命名** 高橋・八木・柴田（1934）

原著によると、本層の名称が表示されているだけで、岩相・層厚・層序などの記載がされていない。しかし、八木（1933）が述べている松前地方（当時の福山町）に発達する下部緑色凝灰岩層が福山層に相当するものようである。

**模式地** 松前郡松前町松前市街の海岸

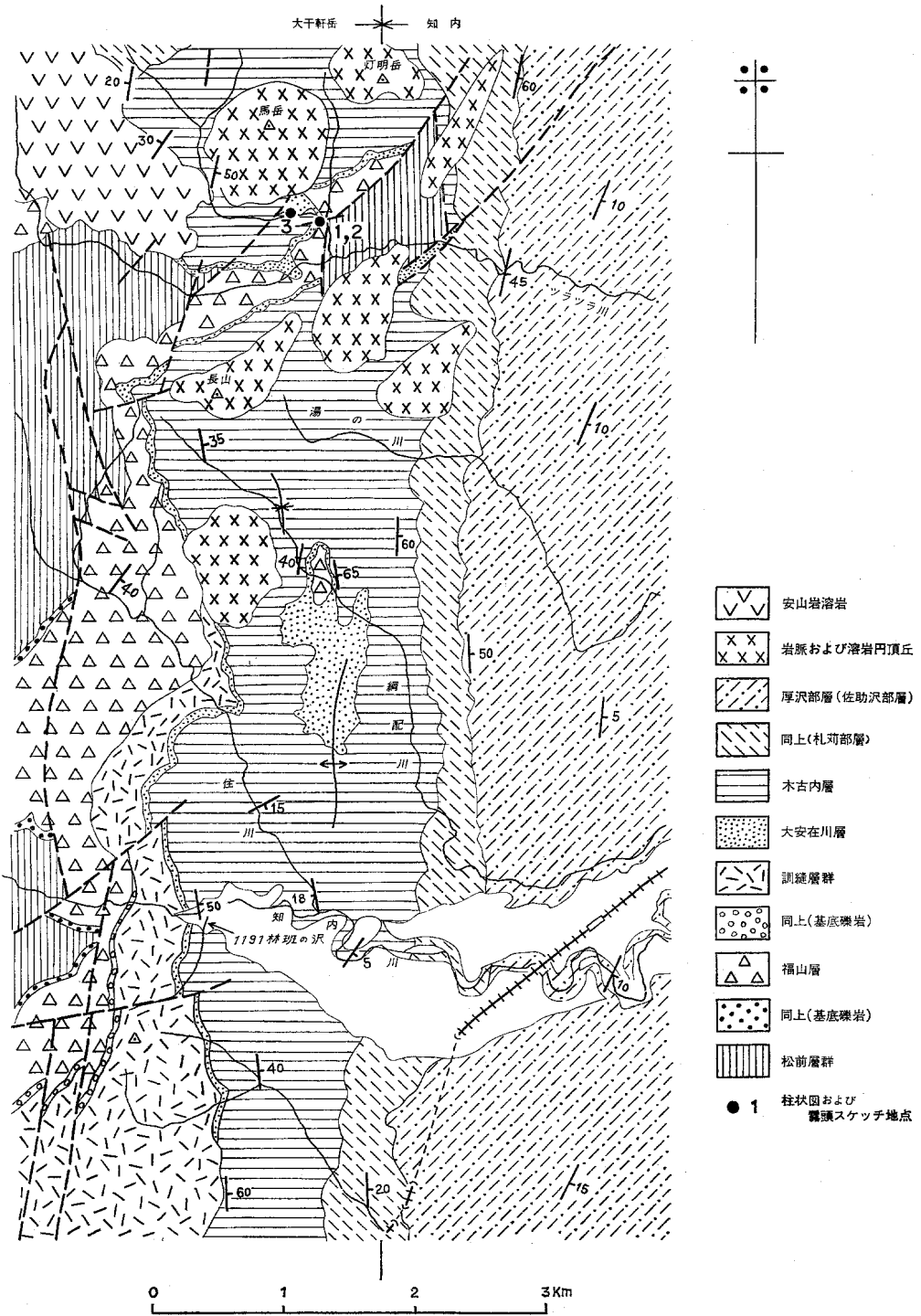
このほか、松前図幅地域内の松前郡福島町<sup>まつふる</sup>松浦海岸にも好露出がある。

**分布** 大千軒岳隆起地塊の東側に帯状に分布する。本地域にはツラツラ川流域に、その一部がわずかに露出するにすぎない。

**層序** 本層は、地域内では基盤の松前層群と断層で接する。

第1表 知内地域周辺の新第三系層序と対比表

地域	松前半島 秦・山口(1974) 兼・山口・石田, 1969 を一部加筆訂正	渡島福島・知内図幅 山口(1976)	北海道西南部 長尾・佐々(1934)	福島地域 吉村(1960)	函館図幅 三谷・小山内ほか (1965)	館図幅 石田・垣見・平山・秦 (1975)	江差図幅 角・垣見・水野 (1970)		
新 第 三 紀	鮮 新 世	知内火山岩類 鵜 層	知内火山岩類 イデス川層	瀨棚統	安山岩	富川層	鵜 層		
	中 新 世	後期	須賀部層 鎌野部層 四隅沢部層 館 層	須賀部層 鎌野部層 四隅沢部層 館 層	濁川噴出物	寒川火山噴出物	須賀部層 鎌野部層 四隅沢部層 館 層	館 層	
		山 層 群	厚沢部層 佐助沢部層 札苅部層 江差層	厚沢部層 佐助沢部層 札苅部層 江差層	黒松内統	黒松内層	茂辺地川層	安野呂火山砕屑岩類 厚沢部層 佐助沢部層 札苅部層	江差層 厚沢部層
			木古内層	木古内層	八雲統	八雲層	戸田川層	木古内層	木古内層
			大安在川層	大安在川層			F.	大安在川層	大安在川層
			宮歌部層	宮歌部層					
		中期	館崎部層	館崎部層	訓縫統	訓縫層群			
		前期	吉岡層	吉岡層					湯の岱層
			福山層	福山層	福山統	福山層群			福山層



第3図 知内・大千軒岳地域接合部の地質図

大千軒岳隆起地塊の東側では、普通顕著な基底礫岩をもって、松前層群を傾斜不整合におおっている。上位層との関係は、地域外南部の福島町白符川<sup>しろふ</sup>では、吉岡層の基底礫岩に不整合におおわれるが、北方に向って吉岡層ついで訓縫層群が薄化尖滅するために、知内川本流では訓縫層群に、さらにツラツラ川流域では、桧山層群の大安在川層に直接不整合関係におおわれている（第1・3図）。

**岩相** 本層は、主として陸域での火山活動に由来する溶岩および火砕岩からなり、側方変化が著しく複雑な堆積相を示している。

本層が模式的に発達する福島町松浦—白神岬海岸では、岩相の特徴から次のように3分されている（秦，1973b）。すなわち下部は、基底部に発達する厚さ数10mの通称“赤ハゲ礫岩”と呼ばれる基底礫岩と、その上位の変質した安山岩溶岩および同質火砕岩とからなっている。中部は、流紋岩質火山砕屑岩で代表されるもので、帯緑灰色から淡黄灰色を呈する凝灰岩を主体とし、凝灰角礫岩や溶結凝灰岩を伴っている。上部は、やや基性となって、玄武岩質および安山岩質の溶岩あるいは同質火山角礫岩が発達している。

本地域を含むツラツラ川流域に分布する本層は、上述した松浦—白神岬海岸に発達する福山層のいずれの部分にあたるかの確かな対比はむずかしい。しかし、岩相および知内川上流地域の岩相層序から、上部の玄武岩質あるいは安山岩質の溶岩～同質火山角礫岩に相当すると考えられる。ツラツラ川上流地域では、外観帯紫暗灰色～帯緑暗褐色の自破碎構造を呈する安山岩溶岩を主体とし、同質の火山角礫岩および凝灰角礫岩を伴っている。安山岩は帯緑暗灰色～暗灰色で、変質した白色の斜長石斑晶が目立つが有色鉱物が認められない。また、ところにより斑晶の少ない玄武岩質の岩質を示す部分がある。

安山岩を鏡下でみると、斑晶として斜長石、輝石および鉄鉱が認められる。斜長石は、大きさ0.5～1.0mmで一般に汚れ“虫喰い状”を呈し、周縁にアルカリ長石が認められる。輝石は、ほとんどが緑泥石あるいは炭酸塩鉱物に置き換えられている。

石基は、長柱状の斜長石、微粒の鉄鉱、ガラスおよび少量の輝石類からなり、毛氈状組織を示している。

**化石および対比** 本地域では、正常堆積岩が全く発達しないため化石を産しない。しかし、地域西方上の国町木の子付<sup>こ</sup>近では福山層中に夾炭層が発達し、阿仁合型の上の国植物群を産する（棚井，1963；TANAI and SUZUKI，1963）。

また、地域南方福島町吉岡川流域で、福山層が台島型植物群や、八尾一門の沢動物群を産する吉岡層に不整合におおわれている。さらに岩質的にみて、本層に挟在する流紋岩には、アノーソクレス・エジリン輝石・サニジンが含まれることが多く、宮城（1964）の亜アルカリ岩系と近縁である。以上の点から本層は、東北裏日本中新世初期の西男鹿層群に対比される。

## IV. 2 桧山層群

本層群は、松前半島地域で訓縫層群以下の地層を不整合におおい、鶉層（本地域のイデス川層および上磯地域の富川層と同層準と考えられ、鮮新世の瀬棚層に対比される）に不整合におおわれる一連の大規模な堆積輪廻を示す海成層に対し、秦・山口（1969）が命名定義したものである。長尾・佐々

(1933b・1934)の訓縫統の一部、八雲統および黒松内統に相当する。

本層群は、大安在川層・木古内層・厚沢部層および館層からなる。

従来八雲層と上位黒松内層との境界付近には、岩質的に両層の中間漸移層が発達し、地域的に厚層をなすところがある。このような地域では、この中間漸移層の取扱いで八雲層・黒松内層のいずれに属させるかで混乱がみられた。命名者らは、中間漸移層の厚く発達する松前半島において、岩相の特徴と鍵層を基準に、従来の八雲層・黒松内層を下位から木古内層・厚沢部層・館層に3区分した。

#### IV. 2. 1 大安在川層

**命名** 金谷・須鎗 (1951)

**模式地** 松山郡上の国町大安在川流域

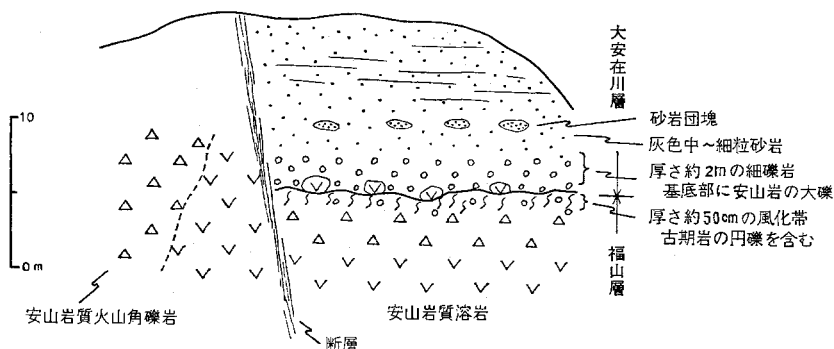
このほか、地域西方大千軒岳地域の知内川支流住川からツラツラ川中流にかけても模式的な露出が認められる。

**分布** 地域西縁ツラツラ川中流にわずかに露出する。本地域に露出する本層は、大千軒岳隆起地塊の東側に帯状に分布する松山層群基底層の一部である。なお、本層の模式的岩相である粗粒堆積物は、第3図に示すように、福島川上流地域から南方では認められない<sup>3)</sup>。

**層序** 本地域内では、ツラツラ川本流で基盤の松前層群と断層で接している。本地域西方大千軒岳地域では、次のような木層と下位福山層・訓縫層群との不整合関係が観察される。

すなわち、ツラツラ川流域では第4図に示すように、本層の基底部に厚さ約2mの古期岩の円礫からなる礫岩が発達する。これが凹凸のある接触面を福山層の安山岩溶岩をおおい、基底部には福山層から由来した安山岩の径10~20cmの大きな礫が散点的に並んでいる。また、下位の安山岩溶岩の風化帯とみられる軟かい部分(基底面から5~10cmの間)に古期岩の細礫が散点して入りこんでいる。

一方知内川の南部地域では、本層の発達が悪く、福島川流域に向って次第に薄化消滅している。知内川右岸1191林班の沢(大千軒岳地域)では、本層の厚さが約3.5mで、上部は細粒礫岩からなり基底部に黄褐色凝灰質の黒雲母片に富む細粒砂岩がある。これが整合的に訓縫層群の緑色凝灰灰岩礫岩をおお



第4図 大安在川層と福山層の不整合関係(ツラツラ川流域)(第3図地点①)

3) 福島川上流から以南の松山層群基底の細粒相には海緑石が含まれる。筆者は現在これを木古内層の基底層と考えているが、大安在川層の細粒相にも海緑石が含まれており、細粒相からなる大安在川層が、福島川上流以南地域にも存在する可能性がある。

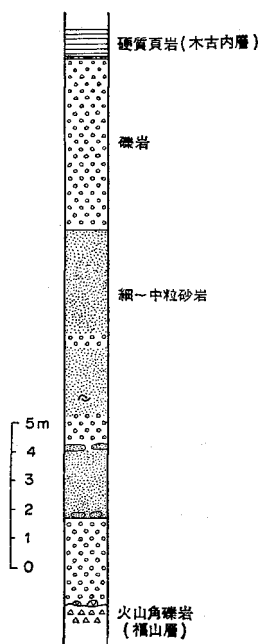
っており、ここでは見掛上整合的である。

**岩相・層厚** 本層は、海進初期の浅海性堆積層で、良く淘汰された礫岩と砂岩からなっている。礫岩は、径1~3cmのチャート・粘板岩など古期岩の円礫を主とし、灰白色の凝灰質砂岩によって膠結されている。一般に淘汰が良く礫の大きさが揃っているが、たまたま福山層から由来した径10~20cmの大きな安山岩礫や松前層群のチャートの巨礫を含むことがある。砂岩は、灰色~淡灰色凝灰質細粒砂岩で、径0.5~1.0cmのチャートの円礫をしばしば含み、含礫質となっているところがある。また、径50cm前後の砂質の石灰質団塊を含んでいる。砂岩はツラツラ川流域から知内川支流住川にかけて良く発達する。第5図にツラツラ川流域の本層の模式的露頭の柱状図を示す。

地域内に分布する本層は、チャート・粘板岩など古期岩の円礫を主とする礫岩からなっている。ツラツラ川流域では、おおよそ20m前後の層厚を有するが、知内川支流住川から本流にかけて薄化し、5m以下となっている。

**化石** 本地域内の本層からは、化石を産出しない。しかしツラツラ川流域から知内川支流住川流域にかけて発達する本層の砂岩から *Nuculana* sp., *Chlamys* cf. *arakawai* (NOMURA), *Patinopecten* sp., *Ostrea* sp. などの貝化石のほか、*Operculina complanata japonica* HANZAWA を産出する。

**対比** 本層から産出する *Operculina complanata japonica* HANZAWA は、従来本層の模式地である上の国町大安在川流域の大安在川層のみからその産出が報告されていただけであり（長尾・佐々，1933a；金谷・須鎗，1951），当地域にはじめて新産地が見出された（秦・山口，1969）。また，模式地の大安在川層が，細粒礫岩と軟かい凝灰質中~粗粒砂岩からなり，含礫質の粗粒砂岩を伴うこと，さら



第5図 大安在川層の地質柱状図（ツラツラ川流域）  
秦・山口（1969）による（第3図地点②）



に福山層に対比される<sup>すねこ</sup>洲根子岬層の上位にあつて、かつ<sup>うぐいがわ</sup>鹹川層の硬質頁岩におおわれるなど岩質・層序的にみても、本層は模式地の大安在川層と同じ地層と考えられる。

#### IV. 2. 2 木古内層

**命名** 秦 光男・山口昇一 (1969)

**模式地** 上磯郡木古内町木古内川流域

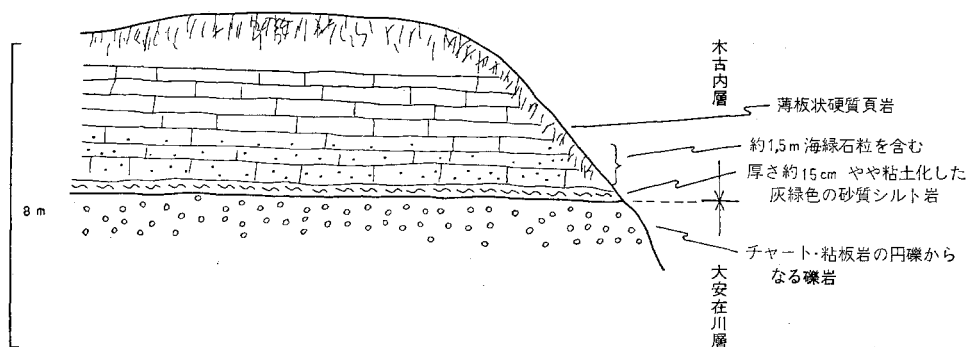
本地域では<sup>たてあり</sup>建有川流域に模式的に露出する。

**分布** 本地域では、瓜谷背斜の軸部を占め、建有川・中の川・<sup>もりこし</sup>森越川および<sup>おもない</sup>重内川流域に広く分布するほか、湯の里複向斜の西翼部として、地域西縁ツラツラ川中流から知内川本流にかけて、南北方向に帯状に分布している。

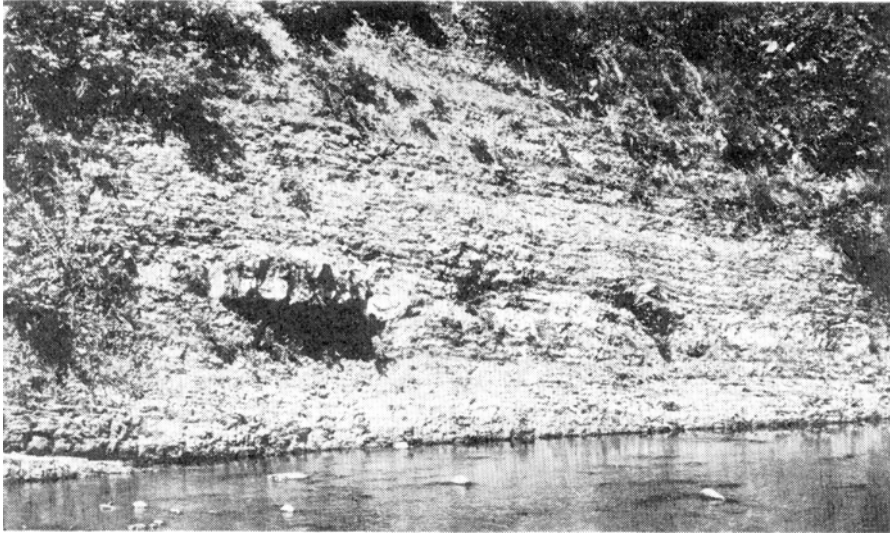
**層序** 本層と下位層との累重関係は、本地域ではツラツラ川中流において、基盤の松前層群あるいは大安在川層と断層で接するため確認できない。しかし、地域外西方大千軒岳地域の数地点において、下位大安在川層との累重関係が観察される。

ツラツラ川本流地点③ (第3図参照) では、第6図に示すように、木古内層の基底部に厚さ約15cmのやや粘土化した灰緑色の砂質シルト岩が発達し、多量の海緑石を含んでいる。この砂質シルト岩がわずかに凹凸のある接触面をもって、大安在川層の礫岩をおおっている。また、この砂質シルトの上位約1~1.5mのあいだは、海緑石を散点的に含むややシルト質の硬質頁岩となり、さらに上部に向けて、薄板状の海緑石を含まない硬質頁岩に移化している。このように大安在川層と明瞭な境界を示すところもあるが、さきに述べた西隣大千軒岳地域知内川右岸 1191 林班の沢のように、境界が不明瞭で漸移するところもある。しかし、いずれの場合も地質構造的に平行しており、かつ漸移関係を示すところがあるなどから、大安在川層とは整合関係と考える。

**岩相・層厚** 本層は、主として珪質な硬質頁岩と、軟かいシルト岩薄層との薄板状互層からなり (第7図)、細角片に砕ける暗灰色の泥岩や塊状の硬質頁岩を伴っている。また、中部付近には、厚さ20m余の連続性のある凝灰質砂岩層 (大川凝灰質砂岩層, Os) が挟在し、有効な鍵層として木古内地域から本地域の瓜谷背斜部に追跡される。さらにこの大川凝灰質砂岩層の下位に、青白色凝灰岩の薄層を頻



第6図 木古内層と大安在川層の累重関係 (ツラツラ川流域) (第3図地点③)



第7図 木古内層の板状硬質頁岩（知内川本流）

繁に挟在する層準があり、“tuff zone”としての追跡が可能である。本層は地域内で250～600mの層厚を有するが、一般的な傾向として、本地域から木古内地域に向ってやや層厚を増す傾向がみられる。

以下地域毎に岩相の特徴を記述する。

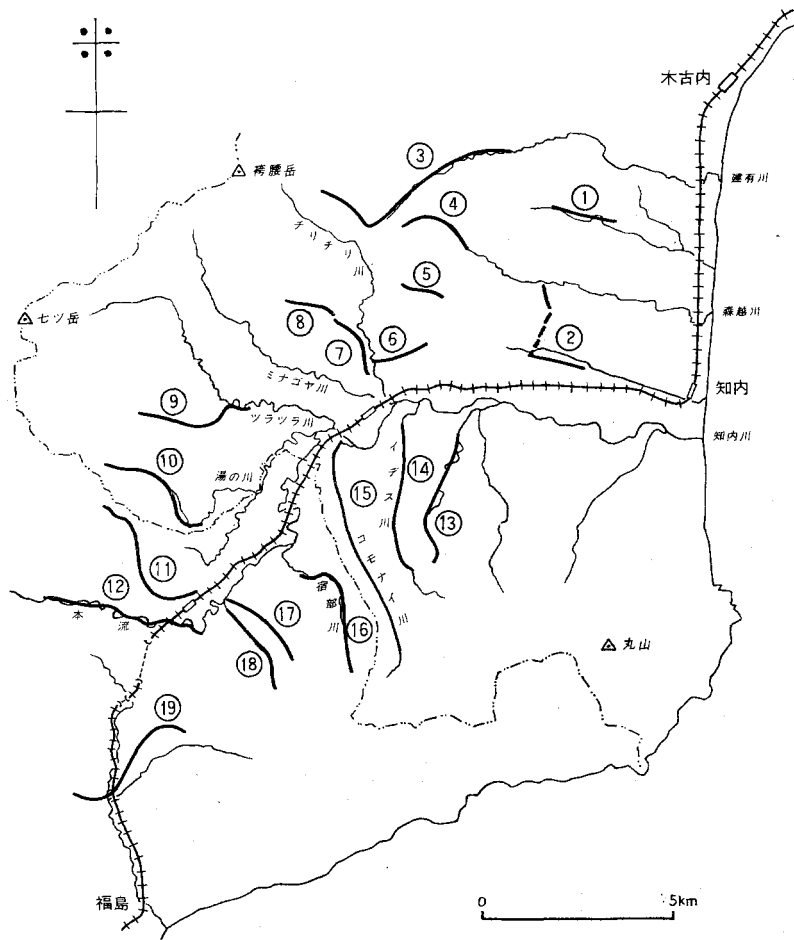
**瓜谷背斜部** この地域の本層は、最下部に含礫凝灰質砂岩層が発達し、中の川本流の背斜軸部にわずかに露出する<sup>4)</sup>。そして順次上位に板状硬質頁岩層、硬質頁岩と泥岩の互層、凝灰岩薄層を頻りに挟む硬質頁岩層、大川凝灰質砂岩層、板状硬質頁岩層、硬質頁岩泥岩互層と累重する岩相の垂直変化を示している。このような岩相の変化は、瓜谷背斜全域にほぼ共通して認められる（第9図参照）。

含礫凝灰質砂岩は、下部はチャート・変質安山岩の円礫や粘板岩の角礫を含む、灰白色軽石質の粗粒凝灰質砂岩で、上部に向って細粒化し、青灰色の凝灰岩～凝灰質砂岩となっている。この岩相は、ツラツラ川支流小沢に分布する木古内層下部の岩相に似ており、ほぼ同一層準を示すものと考えられる。ここでは約20mの層厚を有する。

板状硬質頁岩は、ほぼ様な岩相を示すが、含礫凝灰質砂岩層の直上では、板状層理を示すが凝灰質で灰白色～白色を呈し外観を異にしている。一般に暗灰色～暗褐色のきわめて硬い貝殻状断口を示す部分と、暗灰色～灰色を呈する軟かいシルト岩の薄層との細互層で、厚さ5～10cmの板状層理が発達し、遠望するとレンガを積み重ねたような外観を呈する。風化面は帯赤褐色を呈し、楔状の細片に砕ける。なお、森越川河口から約5.5km付近の硬質頁岩は、延長約300mにわたって黒色を呈し、より硬質となっている。付近には炭酸強食塩泉の湧出があり、径4mにおよぶ石灰華の沈殿がみられる。このことから地下浅所に硬化変質を与えたと考えられる火成岩体の存在が推定される。

互層部の泥岩は、暗灰色で層理に乏しく塊状を呈するものが多いが葉理を示すところもある。比較的軟かく、風化すると細角片に砕ける。互層部の泥岩と硬質頁岩の量比は、大川凝灰質砂岩層の下位では

4) 瓜谷背斜の北方延長部には、松前層群からなる江差隆起地塊がある。基盤の配列は大きくみて南北方向の帯状配列をしており、かつ含礫凝灰質砂岩中に粘板岩角礫などを含むことを合わせ考えると、瓜谷背斜部の比較的浅い部分に松前層群の潜在が容易に推定される。



第8図 桧山層群地質柱状図作成位置図

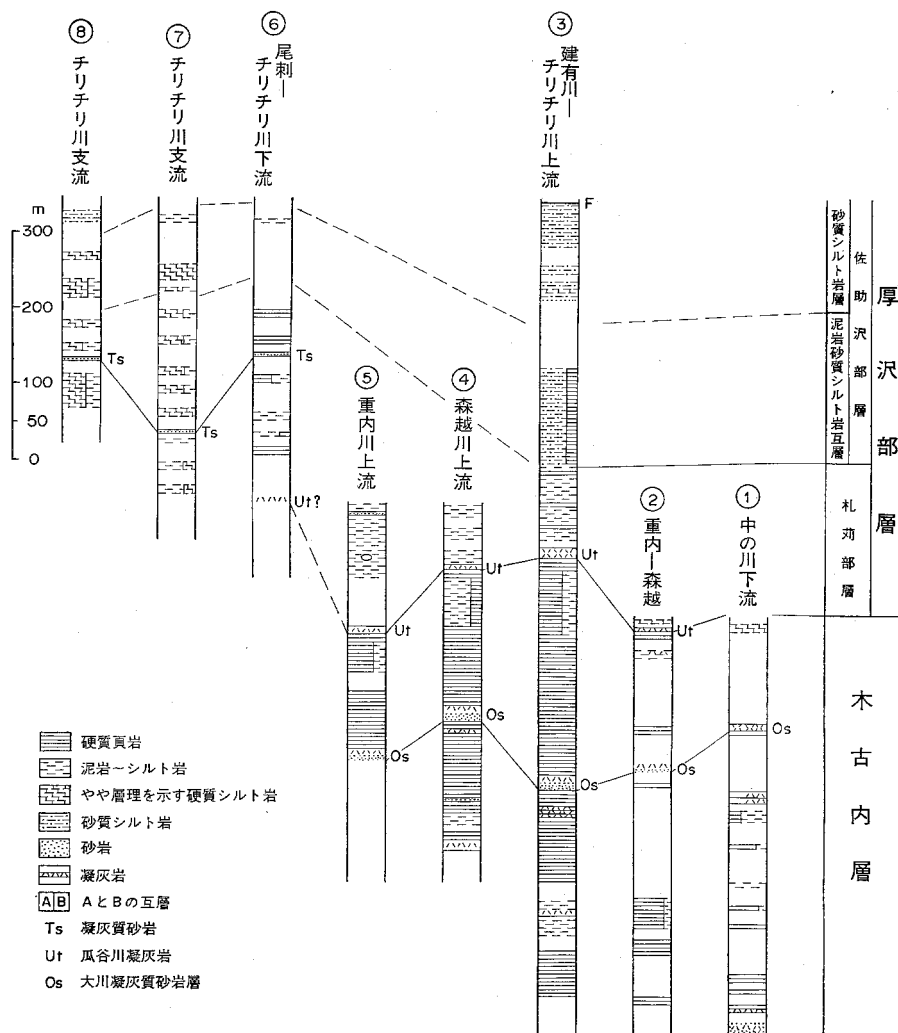
泥岩が少ないが、上部では泥岩が優勢となっている。

凝灰岩層は、大川凝灰質砂岩層の下位に多数挟在する。一般に数cmから数10cmの厚さで、青灰色の細粒ガラス質凝灰岩である。このほか厚さ2~3mのやや連続性のある灰白色縞状凝灰岩が2~3層挟在する。

本層には、径0.5~1.5mに達する石灰質団塊が全般的に含まれるが、大川凝灰質砂岩層の下位にやや多くみいだされる。

瓜谷背斜部での本層の厚さは、建有川の西翼で570mと最も厚く、最下部層が露出すると考えられる中の川東翼では500m以上を算する。厚沢部層基底と大川凝灰質砂岩層との層間変化から推察すると、北部に幾分厚くなる傾向が認められる。

**湯の里複向斜西翼部** ここでは厚沢部層基底の瓜谷川凝灰岩層が明らかでないので、木古内層の上限を、板状硬質頁岩の顕著に認められるところまでとした。この地域では、瓜谷背斜部にみられるような



第9図 桧山層群地質柱状図1 (主として瓜谷背斜部)

岩相の垂直変化がみられず、また、鍵層として追跡される大川凝灰質砂岩層も確認できなかった。

一般に下部数10mは泥岩が発達し、主部が板状硬質頁岩からなっている。

下部の泥岩層は、大千軒岳地域知内川支流住川下流に露出する。基底部数mがやや砂質で、軽石粒や海緑石粒を含んでいる。泥岩は、暗灰色で比較的軟かく風化すると細角片に砕ける。この泥岩層中には、しばしば径2mにも達する砂質のきわめて硬い球形の団塊が含まれる。

主部の板状硬質頁岩は、網配川流域に良く露出する。暗褐色～灰黒色のきわめて硬いガラス質の珪質頁岩と、暗灰色～灰黒色を呈する軟かいシルト岩薄層との細互層で、厚さ5～10cmの見事な板状層理が発達する。瓜谷背斜部に較べ硬く、風化すると中心部が黒色で層面に近い部分が灰白色を呈し、特徴ある外観を示す。

このほか湯の川上流（大千軒岳地域との境界付近）には、厚さ数mから10数mの、灰白色～白色の凝灰岩～凝灰質砂岩層が発達する。外観が大川凝灰質砂岩層に似ているが、ツラツラ川・綱配川および知内川本流などに認められないので、大川凝灰質砂岩層として区別しなかった。また、ツラツラ川の支流灯明岳北側の小沢では、板状硬質頁岩層の下部に、古期岩の円礫を含む灰白色の含礫凝灰質砂岩層が発達する。この砂岩は瓜谷背斜部中の川の軸部に分布する含礫凝灰質砂岩と同一層準とみることができる。しかし、地質構造が複雑なため明らかでない。

湯の里複向斜西翼の本層は、知内川本流で厚さ300m以上、綱配川で250m、湯の川で約400mを算し、瓜谷背斜部より薄い。

**大川凝灰質砂岩層 (Os)<sup>5)</sup>** 瓜谷背斜部の木古内層に挟在して発達し良好な鍵層として追跡されるが、湯の里複向斜の西翼部では確認されなかった。本層は、外観は青灰色～灰白色を呈する凝灰質砂岩で、石英・斜長石が多く含まれるが、有色鉱物はほとんど認められない。一般に下部が粗く、上部に向って細粒化する級化成層を示す。上部では平行葉理が認められ、ところにより斜交層理が発達する。下部には、径10～50cmの珪質頁岩の礫やときには3mにも達する硬質頁岩層のブロックを含むところがある。

鏡下で観察すると、径1～0.2mmの円味を帯びた石英・斜長石のほか、火山岩・堆積岩の岩片が少量含まれるが、有色鉱物は認められない。膠結物は石灰質物からなっている。

本層は、瓜谷背斜では厚さ10～20mで余り変化かない。

**化石** 本層は、化石の産出が少なく、全般に *Makiyama* を含むほか、泥質部から *Cyclamina-Haplophragmoides-Martinottiella* 群集で代表される底棲性砂質有孔虫化石をわずかに産する。

**対 比** 本岡は、岩相・層序から、上磯地域の戸田川層（三谷ほか、1965）、上の国地域の鹹川層（金谷・須鎗、1951）、江差地域の江差層（角ほか、1970）に相当し、長尾・佐々（1933b・1934）の八雲統下部に対比される。

#### IV. 2. 3 厚沢部層

**命 名** 秦 光男・山口昇一（1969）

**模式地** 松山郡厚沢部町厚沢部川上流

本地域ではチリチリ川およびミナゴヤ川流域に模式的な露出が認められる。

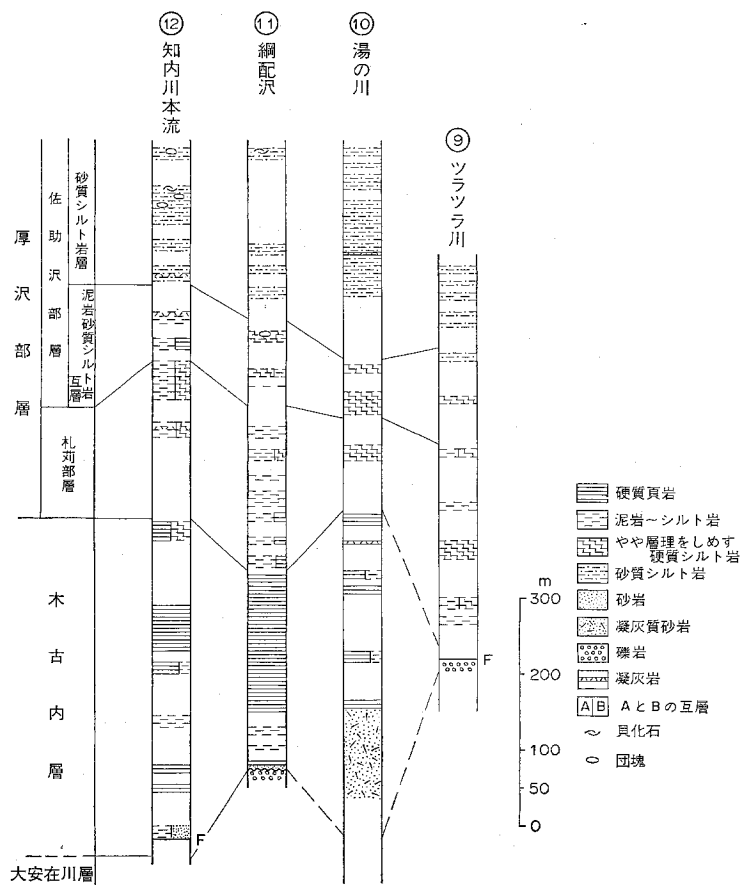
**分 布** 本層は、瓜谷背斜の西翼部から、湯の里複向斜地域にかけて広く分布するほか、瓜谷背斜の東翼に断層に挟まれてわずかに分布し、松山層群中最も広い分布範囲を占めている。

**層 序** 本層は、木古内層から引きつづく一連の堆積層で、その累重関係は整合である。瓜谷背斜部では、黒雲母を含む特徴的な連続性のある凝灰岩層（瓜谷川凝灰岩層）が発達する。命名者は、この瓜谷川凝灰岩層を厚沢部層の基底層としている。しかし、湯の里複向斜部西翼では、この瓜谷川凝灰岩層の存在が明らかでなく、便宜的に木古内層の硬質頁岩層が減少し、泥岩層の顕著にはじめるところをもって木古内層との境界とした。したがって瓜谷背斜部と、湯の里複向斜西翼部の本層と木古内層の境界は必ずしも一致しているとはいえない。

5) 木古内層に挟在する凝灰質砂岩層で、北隣木古内図幅地域（秦・垣見、MS）の、木古内町大川西方約2km付近の国道筋の崖を模式地として命名されたものである。

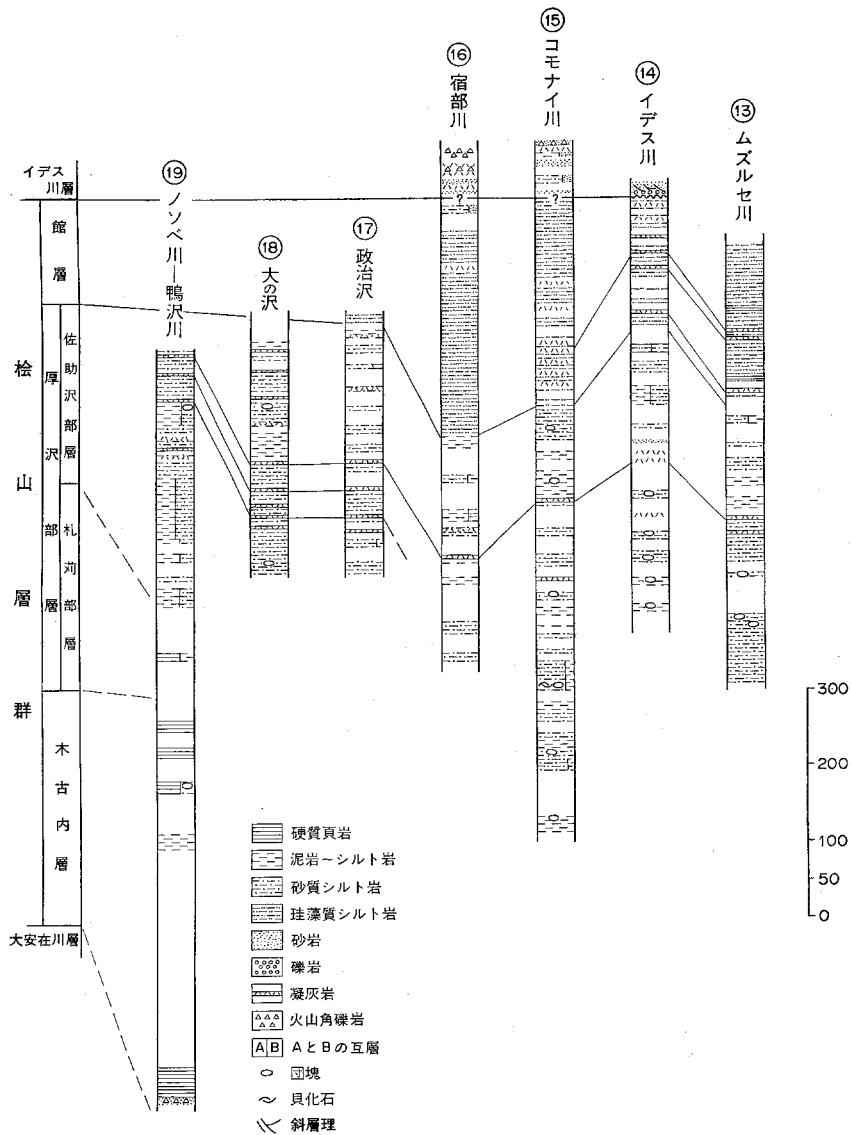
**岩相・層厚** 本層は、すでに述べたように、八雲層・黒松内層それぞれの代表的岩相の中間漸移的な岩相を示すもので、下位の木古内層に較べ、硬質頁岩の量が少なくなり、相対的に泥岩および砂質シルト岩の量が優勢となっている。本層の一般的な岩相の垂直変化は、下位から暗灰色泥岩硬質泥岩互層・泥岩砂質シルト岩互層・塊状砂質シルト岩へと変化し、いずれも漸移関係にあってその境界は人為的である。命名者らは構造解析上便宜的に、下部の暗灰色泥岩硬質泥岩互層を札苅部層きつかりに、また、上部2層を佐助沢部層として区分した。このように岩相による細分は、本層の最も良く発達する瓜谷背斜西翼から湯の里複向斜地域で容易に認識されるが、地域南部の福島川流域から渡島福島地域にかけては、本層が薄化し、とくに佐助沢部層の塊状砂質シルト岩層の発達が良くない(山口, 1977)。

本層は、全般的に凝灰岩層を挟有するが、なかでも地域南西部の佐助沢部層塊状砂質シルト岩層中に連続性に富んだ酸性凝灰岩層が4層認められる<sup>6)</sup>。また、本層基底部に発達する瓜谷川凝灰岩層は、北方館地域から本地域の瓜谷背斜部にかけて追跡される。



第10図 桧山層群地質柱状図2 (湯の里複向斜西翼)

6) 瓜谷背斜東翼の本層中にも木古内地域から連続する凝灰岩層が数層認められる。これらと南西部に発達する凝灰岩層との関係は明らかでない。したがって地質図には南西部と同様に塗色したが対比はおこなわず、記号(K)としてあつかった。



第 11 図 桧山層群地質柱状図 3 (知内川南部地域)

本層は、本地域で堆積盆の沈降量の最も大きいと考えられる湯の里複向斜部の中心で最大1400mの層厚を有するが、千軒から渡島福島地域に次第に厚さを減じ、福島峠付近では500mと薄化している（第10・11図参照）。

**化石** 本層は、全般的に化石が少ないが、下位の木古内層に較べるとやや多くみいだされる。下部の札苅部層や上部の佐助沢部層下部の泥岩相からは、*Cyclammina-Haplophragmoides-Martinottiella* など第2表に示す有孔虫化石を普通に産するが、コモナイ川下流の1地点で佐助沢部層中部から *Melonis nicobarense* (CUSHMAN), *M. pompilioides* FICHTEL & MOLL など石灰質殻有孔虫化石を主とし、浮遊

第2表 厚沢部層から普通に産する有孔虫化石

(同定 石田正夫技官)

<i>Spirosigmolinella compressa</i> MATSUNAGA .....	R
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>emaciatum</i> (BRADY) .....	R
<i>H. renzi</i> ASANO .....	F
<i>H.</i> sp. ....	C
<i>Cyclammina cancellata</i> BRADY .....	F
<i>C. ezoensis</i> ASANO .....	F
<i>C. japonica</i> ASANO .....	C
<i>C. pusilla</i> BRADY .....	R
<i>C.</i> sp. ....	C
<i>Martinottiella communis</i> d'ORBIGNY .....	C
<i>Bulimina</i> sp. ....	R
<i>Anomalina</i> sp. ....	R

第3表 厚沢部層(コモナイ川下流)産の有孔虫化石

(同定 石田正夫技官)

<i>Haplophragmoides</i> sp. ....	F
<i>Cribrostomoides</i> cf. <i>subglobosum</i> (SARS) .....	C
<i>Goesella</i> sp. ....	R
<i>Martinottiella communis</i> d'ORBIGNY .....	F
<i>Pseudoglandulina laevigata</i> (d'ORBIGNY) .....	R
<i>Frondicularia?</i> sp. ....	R
<i>Lenticulina lucidus</i> (CUSHMAN) .....	R
<i>Bulimina aculeata</i> d'ORBIGNY .....	R
<i>B.</i> sp. ....	R
<i>Uvigerina akitaensis</i> ASANO .....	C
<i>Trifarina kokozunaensis</i> (ASANO) .....	F
<i>Epistominella</i> sp. ....	R
<i>Cibicides</i> sp. ....	R
<i>Cassidulina yabei</i> ASANO & NAKAMURA .....	R
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (BRADY) .....	R
<i>Gyroidina orbicularis</i> d'ORBIGNY .....	R
<i>Anomalina?</i> sp. ....	R
<i>Melonis nicobarense</i> (CUSHMAN) .....	A
<i>M. pompiliooides</i> (FICHTEL & MOLL) .....	A
<i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY	

性の *Globigerina bulloides* d'ORBIGNY などを伴う化石群集を産出する部分が見出された(第3表)。また、Makiyama は有孔虫化石とは対照的に、札苅部層に少なく、むしろ佐助沢部層の硬質シルト岩や、最上部の砂質シルト岩層に多量に含まれ、特に砂質シルト岩層には密集して産するところがある。貝化石は、佐助沢部層上部の砂質シルト岩層中に多くみいだされ、現地性の産状を示す *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD), *Thyasira (Conchocele) bisecta* CONRAD, *Solemya (Acharax) tokunagai* YOKOYAMA, *Nephtunea* sp. などを特徴的に産出する層準があり、鍵層の役割を果たしている。

**対 比** 本層は、泥岩・砂質シルト岩を主体とし、下部に硬質頁岩の様相が幾分みられるところから、八雲地方の泥岩層を主とし、硬質頁岩を挟む八雲統上部から黒松内統下部(長尾・佐々, 1933b・1934)に含まれるもので、上磯地域の茂辺地川層下部の泥質岩層(三谷ほか, 1965)、金谷・須鎗(1951)の



大平川層および大釜谷川層に、また、江差地域の江差層上部（角ほか、1970）に対比される。

### 札苺部層 ( $As_1$ )

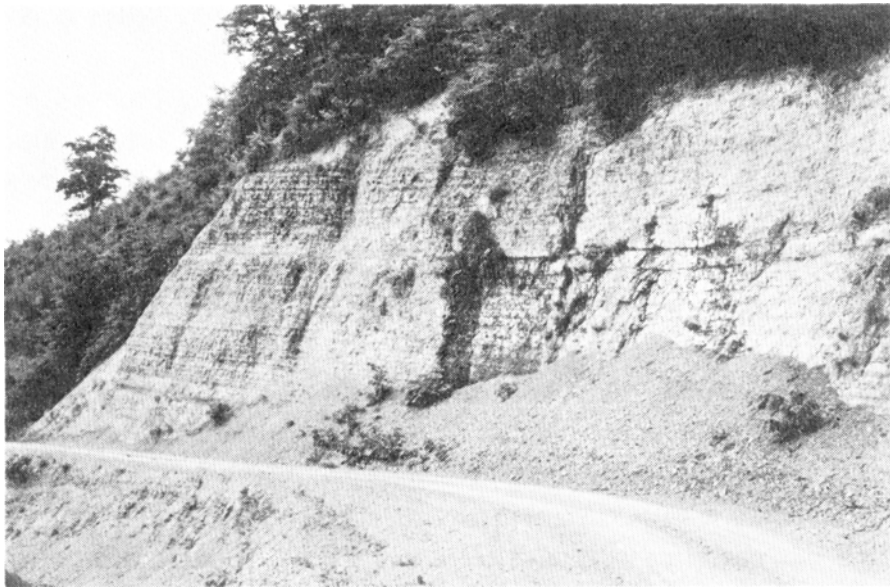
**模式地** 木古内町札苺北部、幸連川下流から中流付近

**分布** チリチリ川中流域、ミナゴヤ川上流から上の沢支流域に広く分布するほか、瓜谷背斜の東翼部および湯の里複向斜西翼部に帯状に分布している。

**岩相・層厚** 本部層は、暗灰色のやや硬い塊状の泥岩と、やや板状層理の発達する硬質泥岩の、厚さ1.5~3m単位の泥岩優勢の互層からなっている（第12図）。泥岩は、しばしば層理面に沿った葉理を示し、風化すると淡灰色~灰褐色を呈して、細角片に砕ける。硬質泥岩は、木古内層の硬質頁岩に較べて、泥質で軟かく、単層の厚さが10~15cmとやや厚い。この互層中には、厚さ数cmから数10cmにおよぶ細粒の凝灰岩層が挟在する。凝灰岩は、淡灰色~淡青灰色で風化すると暗緑色~黒緑色を呈し細角片に砕ける。このほか本層の基底には、さきに述べた黒雲母を含む石英安山岩質の瓜谷川凝灰岩層と、チリチリ川流域で、中部付近に連続性のある凝灰質砂岩層が発達する。さらに本層には、しばしば径1m前後の石灰質団塊が含まれる。

本層は、チリチリ川流域で最も厚く、約300mを算するが、瓜谷背斜東翼部では200~250m、湯の里複向斜西翼部では200~250mで、南方に次第に薄化している。

**瓜谷川凝灰岩層 ( $Ut$ )<sup>7)</sup>** 瓜谷背斜部で厚沢部層の基底層として発達し、館地域（石田ほか、1975の厚沢部層の鍵層 $S_1$ にあたる）から良く連続して瓜谷背斜部に追跡される。しかし、湯の里複向斜の西翼では、西方の大千軒岳地域上の沢流域からツラツラ川流域にかけて、断続的に認められるが、ツラツ



第12図 札苺部層の硬質泥岩泥岩互層（チリチリ川下流）

7) 厚沢部層の基底に発達する凝灰岩層で、北隣木古内図幅地域（秦・垣見、MS）の木古内町瓜谷川流域を模式地として命名されたものである。

ラ川から以南の地域では認められなかった<sup>8)</sup>。

本凝灰岩層は、下部が粗く、上部に細粒化する級化成層を示す。淡灰色～灰白色で、下部は中～粗粒で縞状の葉理が発達する。上部は細粒塊状となり、角割れするシルト質の凝灰岩となって上位の泥岩に漸移している。木古内層の大川凝灰質砂岩層に外観が似ているが、黒雲母結晶を多量に含むことで区別される。

鏡下では、石英と斜長石の結晶片がほぼ等量で黒雲母片を伴い、堆積岩・火山岩の岩片も認められる。膠結物は石灰質物からなり、一部に緑泥石が生成している。石英安山岩質である。

本地域では層厚変化が少なく、8～10mである。

**凝灰質砂岩層 (Ts)** は、チリチリ川向斜の両翼で認められ、局部的に追跡される。灰緑色緻密堅硬で、級化成層を示し、縞状の葉理が発達する。下部の粗粒などころでは斜長石と緑色の鉱物粒（海緑石？）が多く認められる。

本層の厚さは1～1.5mである。

### 佐助沢部層

**模式地** 桧山郡厚沢部町、厚沢部川支流佐助沢

**分布** 札苺部層の上位を占めて、湯の里複向斜の軸部、知内川の南部地域および瓜谷背斜東翼小古内断層の東側に分布する。

**岩相・層厚** 本層は、岩相の特徴から、さらに下部の泥岩砂質シルト岩互層と、上部の塊状砂質シルト岩層に2分される。下位の札苺部層から漸移する。野外では札苺部層の硬質泥岩がやや砂質となり、かつ板状層理の単位が15～20cmとさらに厚くなり、より硬質頁岩の様相が薄れるところをもって札苺部層との境界とした。また、佐助沢部層の2分は、下部の互層部が泥岩をほとんど挟まず、塊状の砂質シルト岩の顕著になるところをもって区分した。

**泥岩砂質シルト岩互層 (As<sub>2</sub>)** は、札苺部層から漸移する。札苺部層とは、硬質泥岩が、やや粗く砂質となり、かつ板状を呈する単層が15～20cmとやや厚くなる点異なる。やや硬い板状層理の発達する灰色～暗灰色砂質シルト岩と、暗灰色泥岩の2～3m単位の互層で、上部に砂質シルト岩が優勢となって、塊状の砂質シルト岩層に漸移している。

砂質シルト岩は、風化すると層理面に直交する割目が発達し、やや大きな角片となって碎ける。また、風化面にしばしば褐色の年輪状の縞模様のあらわれることがある。一般に分級が悪く、炭質物や軽石粒を含んでいる。

泥岩は、札苺部層と同質で、暗灰色を呈し層理面に沿って葉理が発達する。風化すると淡灰色～灰褐色となり小さい角片となって碎ける。砂質シルト岩に較べ分級が良く、炭質物や軽石粒が少ない。泥岩部には径50～100cmに達する扁平な石灰質団塊が比較的多くみいだされる。

この互層には、厚さ5～30cmの灰白色細粒凝灰岩層が頻繁に挟在する。

本互層は、湯の里複向斜部で厚さ約120～150m、瓜谷背斜東翼では、構造が複雑なため算出がむずかしい。

8) 鉄道建設公団で実施した調査資料によると、福島川上流において厚さ約1.5mの黒雲母凝灰岩が確認され、瓜谷川凝灰岩層にあたるものとしている（日本鉄道建設公団青函建設局、1972）。

**砂質シルト岩層 (As<sub>3</sub>)** は、前述した互層部の泥岩がほとんどなくなり、かつ砂質シルト岩の板状層理が目立たなく塊状となったもので、大きな崖で観察すると、層理は判るが層理面を求めて、走向傾斜を測定することが困難である。風化面では、塊状で砂っぽくみえるところと、細角片に砕ける泥質の部分とが互層する。粒度と硬さが異なるため、層理に沿ったゆるやかな凹凸面を形成し、本層の特徴となっている。

砂質シルト岩は、暗灰色～灰黒色でやや硬く、炭質物や軽石粒を含み分級が良くない。風化面では灰白色～灰色を呈し、砂っぽく塊状で割目が少ない。

なお、宿部川から東萊川にいたる本層上部には、厚さ約30～50mのやや板状層理の発達する下位の互層部の砂質シルト岩に似た外観を示す部分が認められる。

本層には、連続性に富む凝灰岩層が4層 (K1～4) 挟在し、有効な鍵層として追跡される。特に最上部のK-4層は、ムズルセ川から茂山川<sup>もやま</sup>を経て南隣渡島福島地域の塩釜海岸<sup>しおがま</sup>まで認められる。

**K-1** 凝灰岩層は、茂山川から千軒付近まで追跡される。厚さ1.5～2.0m、淡灰色～灰白色を呈し、下部が粗く、上部に細粒化する級化成層を示す。下盤側は明瞭な境界を示すが、上盤側は砂質シルト岩に漸移する。有色鉱物は下部の粗い部分に黒雲母が少量認められる。

**K-2** 凝灰岩層は、茂山川南方からコモナイ川まで追跡される。厚さ1.0～3.5m、K-1よりやや厚い。淡灰色～青灰色で級化成層を示し、下部に縞状の葉理が発達する。下盤および上盤の接触関係はK-1と同様である。有色鉱物は下部の粗い部分に黒雲母が多くみられる。

**K-3** 凝灰岩層は、コモナイ川から渡島福島地域の塩釜海岸まで追跡される。厚さ1.5～7.0m、外観、産状はK-2に似ているが、有色鉱物として黒雲母のほか角閃石を含むことで区別される。

**K-4** 凝灰岩層は、最も連続性があり、ムズルセ川からK-3同様塩釜海岸まで追跡される。厚さ3～6mと最も厚く、外観、産状がK-2に似ている。

これらの凝灰岩層に共通することは、下部が粗粒で縞状の葉理が発達、上部に向って次第に細粒化し、ついに葉理が消えて塊状となり細角片に砕けるといった級化成層を示し、一堆積輪廻層を形成している。下盤側は例外なく明瞭な境界をもって接するが、上盤側は砂質シルト岩に漸移している。このような堆積構造の特徴は、松田・中村(1970)<sup>9)</sup>が分類定義した火砕岩堆積様式の乱流堆積物の Aww か Www型にあたるものであろうと秦 (1973b) によって指摘されている。

砂質シルト岩層には、径1.5～2mにも達する巨大な球形の団塊と、小さくいろいろな形態を示す団塊とが全般的に含まれる。

本層は、千軒付近で最も厚く約500mを算するが、南方に向って次第に薄化し、福島町塩釜海岸では約170mとなっている。また、ムズルセ川では厚さ370mで、東方に向ってやや薄くなる傾向が認められる。

#### IV. 2. 4 館 層 (Ta)

**命 名** 秦 光男・山口昇一 (1969)

**模式地** 松山郡厚沢部町字館<sup>よすみ</sup>から四隅沢にいたる厚沢部川本流

9) 松田時彦・中村一明 (1970) 水底に堆積した火山性堆積物の特徴と分類。鉱山地質, vol. 20, p. 29～42.

本地域では、イデス川およびムズルセ川に模式的な露頭が認められる。

**分布** 瓜谷背斜東翼木古内断層の東側および知内川南部上<sup>じょうらい</sup>雷の沢中流から千軒大の沢の中流にかけて分布する。

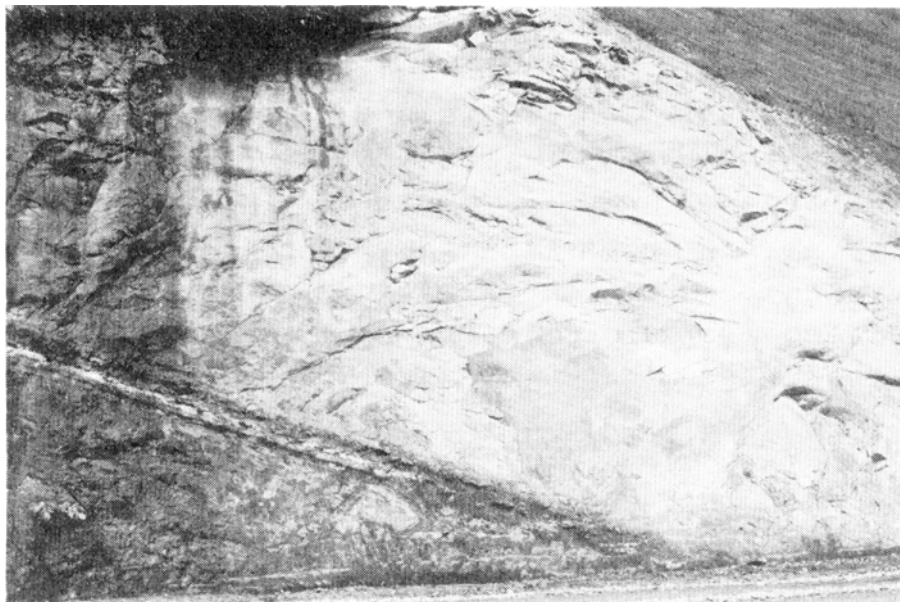
**層序** 下位厚沢部層の砂質シルト岩層から漸移する。イデス川およびムズルセ川でその関係が良くみられる。すなわち、厚沢部層の上部（佐助沢部層、砂質シルト岩層の上部）にやや板状層理を示す砂質シルト岩層が発達し、これが上部に次第に細粒化して泥質となり、かつ均質となって層理を失い、本層の帯緑灰色珪藻質シルト岩に移化している。

**岩相・層厚** 本層は、いわゆる黒松内層の代表的岩相である塊状珪藻質シルト岩からなっている。模式地の館地域（石田ほか、1975）では、岩相の特徴から、中部に発達する軽石質砂岩・軽石質凝灰岩層を挟んで、下部の四隅沢部層、中部の糠野部層、上部の須賀部層とに3分されている。しかし本地域では下部から上部まで岩質が均質なため細分できない。

好露出のみられるイデス川およびムズルセ川流域の本層は、主として帯緑灰色の層理の乏しい塊状の比較的軟かい珪藻質・凝灰質のシルト岩からなり、灰白色～灰色の細粒凝灰岩の薄層が頻繁に挟在している（第13図）。

シルト岩は、一般に分級が悪く、軽石粒・炭質物・黒雲母片などを含んでいる。風化面は帯黄灰白色を呈し、風化面に沿って剝離したり、大きな割目が発達する。また、比較的粒度の粗い部分では、刷毛でなでたような小さな斜交葉理がしばしば認められる。乾燥すると灰白色～淡黄白色となり、軽く吸着性が強い。

凝灰岩層は、厚沢部層の凝灰岩層と異なり、灰白色～白色を呈し、ガラスに富み“磨粉様”の外観を示す。厚さ数cmから10数cmのものが多く、まれに数10cmに達するものもあるが、1mを越え



第13図 館層の塊状シルト岩層（イデス川）

ることではない。一般に2～3m間隔で挟み、走向傾斜の測定に有効である。凝灰岩単層内では級化成長層を示し、下盤側は常に明瞭で、上盤側は漸移している。2、3の凝灰岩の鉱物組成についてみると、いずれも斜長石・普通輝石・角閃石の組合せで、まれに黒雲母を含むが石英は認められず、安川岩質の凝灰岩である。

本層には層理面に沿って扁平な石灰質団塊がしばしば含まれる。

瓜谷背斜東翼、断層の東側に分布する本層は、知内川南部地域に較べ、全体的に岩相が幾分粗粒である。灰色～帯緑灰色の軟かい塊状砂質シルト岩～極細粒砂岩からなり、風化すると黄褐色～帯緑黄褐色を呈する。分級が悪く、軽石粒・炭質物および黒雲母片を含んでいる。“磨粉様”の白色凝灰岩層の薄層が頻りに挟み、また、石灰質団塊が含まれる。

本層は、知内川南部で厚さ170～300m、また、瓜谷背斜の東側では、下限が断層で切られているが、地表では200m以下である。

**化石** 本層からは海棲の珪藻化石を普遍的に産するが(第4表)、貝化石・有孔虫化石はほとんど認められない。また、下位の厚沢部層に顕著に含まれた *Makiyama* は稀にしか認められず、野外での地層区分の手がかりとなる。

第4表 館層産珪藻化石表

<i>Actinoptychus undulatus</i> (BAILEY) RALFS .....	R
<i>Auliscus caelatus</i> BAILEY .....	R
<i>Arachnoidiscus ehrenbergii</i> BAILEY.....	A
<i>Cocconeis scutellum</i> EHRENBERG .....	C
<i>Coscinodiscus curvatulus</i> GRUNOW .....	C
<i>C. excentricus</i> EHRENBERG .....	C
<i>C. marginatus</i> EHRENBERG.....	A
<i>C. radiatus</i> EHRENBERG .....	A
<i>Denticula</i> sp.	
<i>Grammatophora serpentina</i> (RALFS) EHRENBERG .....	R
<i>Melosira sulcata</i> (EHRENBERG) KUTZING .....	C
<i>Stephanopyxis turris</i> (GREV. and ARIYOTT) RALFS .....	A
<i>Thalassiosira decipiens</i> (GRUNOW) JORGENSEN .....	C

日本鉄道建設公団青函建設局(1972)による

**対比** 本層は、塊状の珪藻質シルト岩を特徴としており、また、層序的に厚沢部層の上位にあつて、イデス川層に不整合におおわれるところから、長尾・佐々(1933b, 1934)の黒松内統上部に含まれ、地域北方上磯・茂辺地地域の渡島三ツ石層(金谷・須鎗, 1951)、茂辺地川層上部(三谷ほか, 1965)にほぼ相当し、また、江差地域の館層(角ほか, 1970)に対比される。

#### IV. 3 イデス川層 (Id)

##### 命名(新称)

イデス川中流に、館層を不整合におおって発達する砂岩主体の地層が分布する。岩相および地質構造上から新第三系と考えられる。層序的に館地域の鶉層と同層準と考えられるが、分布地域が離れていることと、古生物学的に対比しうる積極的な資料がないことなどから、あらたにイデス川層の名称を与えた。

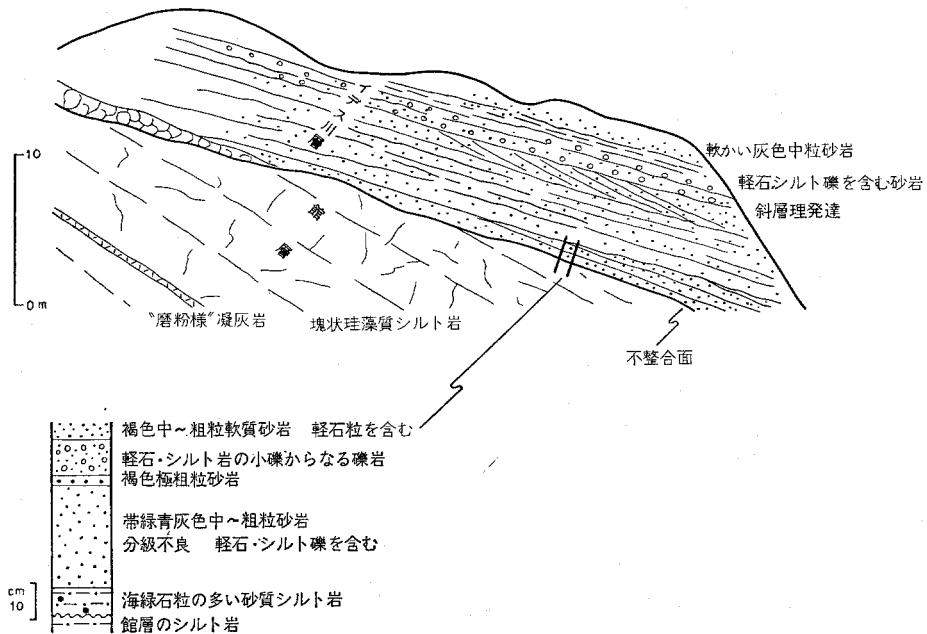
**模式地** 上磯群知内町イデス川中流

**分布** 模式地のほか東萊川から宿部川間の知内火山岩類の直下と、瓜谷背斜東翼，断層の東側中の川下流，森越西方，建川北方およびコロナイ川下流域などに局地的に分布する。

**層序** 下位の館層を不整合におおっている。この累重関係の最も良く観察できるのは，模式地のイデス川中流林道沿いの崖である。ここでは本層が北東—南西方向にのびる盆状構造を示して分布し，その北西翼において第14・15図に示すような不整合現象が認められる。館層の一般傾斜は，10～15°を示すが，本層は8°と緩くわずかに斜交している。本層の基底部には，厚さ約10cmの暗緑色のシルト岩礫（径3cm前後）と海緑石を含む分級の良くない砂質シルト岩が発達し，凹凸のある不規則な面で館層をおおっている。また，露頭左手には館層のシルト岩角礫が局所的に堆積したとみられる角礫層が発達する。

**岩相・層厚** 模式地の本層は，下部が帯緑灰褐色の中～粗粒の良く淘汰された軟かい砂岩からなり，縞状の明瞭な層理を示す。基底部には濃緑色の鉱物粒（海緑石？）と灰緑色のシルト岩礫を含む淘汰不良の砂質シルト岩が発達する。下部は上述の砂岩のみからなるが，上部になるにしたがい厚さ10～15cmの灰色シルト岩が挟在し，互層に移行している。また，軽石質の砂岩や下位層のシルト岩礫を含む礫岩層が挟在する。

知内火山岩類の直下に発達する本層は，イデス川からコモナイ川までは，ほぼ模式地の上部に発達する互層と同様の岩相を示すが，コモナイ川から宿部川にかけては，上位の知内火山岩類に似た火山性物質に富んだ岩相が卓越している。特に最上部の知内火山岩類に移化する付近には，角閃石結晶の目立つ灰色～淡黄白色の粗鬆な凝灰岩層が発達する。



第 14 図 イデス川層と館層の不整合関係（イデス川中流）



第15図 イデス川層と館層の不整合関係（イデス川中流）

中の川下流の本層は、模式地と異なり、粗粒層が卓越する。淡灰色～灰色の黒雲母片に富む細～中粒砂岩を基質とする礫質砂岩～礫岩からなっている。礫岩は硬質頁岩の礫が最も多く、ついで古期岩類、流紋岩およびシルト岩などの礫からなっている。地層全体の淘汰がきわめて悪く、瀬海～内湾の堆積物で、比較的近い後背地から供給されたものと推定される。しかし、礫岩に含まれる流紋岩礫が、周辺地域に現在認められないので、この供給源を考えるうえで未解決の問題として今後に残される。

コロナイ川下流の本層は、下部が褐色の固結度の低い礫岩からなる。礫は径2～3cmの安山岩、シルト岩からなり、褐色の砂で固結されている。また、中の川流域の礫岩に認められた流紋岩や硬質頁岩の礫はここでは認められない。上部は、灰色～青灰色の黒雲母片、炭質物に富む軟かい細粒砂岩からなり、縞状の層理が良く発達する。

森越西方および建川北方の本層は、これまで述べてきた本層の岩相とやや異なっている。風化面で淡黄灰色を呈する帯緑灰色の軟かい塊状の細粒砂岩～砂質シルト岩からなり、ほとんど層理を示さない。軽石粒、黒雲母片が多く含まれ、館層のシルト岩に似ているが、やや粗粒なことと、貝化石を多く含むことなどから、館層から区別しイデス川層としてとりあつかった。

本層は、前述したように分布地域によってそれぞれ岩相を異にしている。本層が下位の館層を不整合におおい、かつ硬質頁岩、シルト岩など桧山層群に由来する礫を多量に含むことを考慮すると、桧山層群堆積後一旦海がしりぞいて陸化し、再び小規模の海進がはじまって局所的な堆積盆が形成され、比較的近い後背地からの粗粒碎屑物がこれを埋積したことを示すものであろう。このことについては秦(1973b)によっても指摘されている。

本層の層厚は地域によって異なり、イデス川流域で50～70m、森越西方で50～60m、中の川流域で20～30m、コロナイ川流域ではおおよそ120～150mである。

**化石** イデス川および森越西方の本層から貝化石を産するが、いずれも殻が溶けて印象のみが認められる。イデス川からは量が少なく、かつ保存が悪いため同定できるものが得られなかった。森越西方からは産出量が多く、*Serripes groenlandica* (BRUGUIERE), *Trapezium* sp. の2種が識別された。

**対比** 本層は古生物学的資料が少ないため他地域との的確な対比はむずかしい。しかし、層序的に黒松内層に対比される館層を不整合におおい、新第三紀末の火山噴出物と考えられる知内火山岩類に整合的におおわれることから、長尾・佐々(1933b・1934)の瀬棚統に含まれ、上磯地域の富川層(三谷ほか、1965)および館地域の鶉層(石田ほか、1975)に対比されるものと考えられる。

#### IV. 4 知内火山岩類

**命名** 秦 光男・山口昇一(1969)

**模式地** 上磯郡知内町涌元—小谷石海岸

**分布** 本地域南部の標高200から800mにわたる山岳地帯を占めて分布し、知内町涌元から福島町岩部にいたる海岸に模式的に露出している。

**層序** 本火山岩類と下位層の関係は、地域南西部福島川流域から知内川支流政治<sup>まきじ</sup>の沢間と、知内川支流東萊川以東の地域では、厚沢部層および館層を不整合におおっている。しかし、知内川支流宿部川からムズルセ川にかけては、イデス川層と一部指交し、整合漸移している。

南西部の厚沢部層と接する地域は、地質構造的に斜交し、特に南隣の渡島福島地域の海岸では、著しい傾斜不整合関係を示している(山口、1977)。福島川支流茂山川本流筋でその累重関係が観察される。そこではN15E、50°SEの走向傾斜を示す厚沢部層佐助沢部層の砂質シルト岩層を、本層の凝灰角礫岩が斜交しておおっている。基底部には小さい安山岩角礫のほか、厚沢部層のシルト岩角礫や、変質安山岩の円礫が含まれ、基底礫岩の様相を示している。接触面は凹凸があり明らかに削剝現象のあったことを示している。このような直接の関係は、ほかでは確認できなかったが、本層の最下部に、厚沢部層あるいは館層の泥質岩の大きな角礫と、変質安山岩や古期岩の円礫を伴う火山角礫岩相が、板橋沢、大の沢、上雷付近の小沢およびコロナイ川などで認められ、不整合の存在を示しているものといえよう。

一方イデス川層とは、イデス川から宿部川のあいだで観察される。一般にイデス川層の上部が、砂岩優勢で粗粒となり、かつ軽石質の砂岩薄層が挟在する。さらに角閃石結晶を含む軽石塊や軽石質凝灰石が介在し、ついに角閃石安山岩礫を伴って、本層の火山角礫岩層に移化している。また、イデス川の露頭では、本層の火山角礫岩層とイデス川層の軽石塊を含む凝灰質砂岩層が指交している。

**岩相** 本火山岩類は、正常堆積岩類がほとんど挟在しないため、地質構造の把握がむずかしく、異なる岩質相互間の関係を明らかにすることが困難である。本報告では野外観察の結果をもとに、南西部にわずかに分布する浦和石英安山岩、本火山岩類の主体をなす輝石安山岩質溶岩・同質火山角礫岩・同質凝灰角礫岩および最上部を占め、溶岩流走面を残す丸山安山岩に区分した。

これらの火山岩類相互の関係を、分布および露頭観察から推察すると、火山活動は、地域南西部で、比較的酸性の浦和石英安山岩(角閃石石英安山岩)の噴出ではじまり、ついで活動の中心を東方に移動し、火山角礫岩や凝灰角礫岩を伴う輝石安山岩溶岩を噴出している。そして最後にやや基性の溶岩を主



体とする丸山安山岩の活動がみられ、岩質的に酸性からやや基性へと変化したことがうかがわれる。これらの噴出岩中には、主部では水冷破碎岩や貝化石を含むシルト岩層が挟在していることから海底における活動であったと推察される。

**化石** 本火山岩類は、大部分が火山噴出岩類からなるため、化石を稀にしか産出しない。コロナイ川支流、標高400m付近の火山角礫岩に挟在するシルト岩から *Chlamys* sp. を発見したほか、板橋沢中流の火山角礫岩中の凝灰質砂岩に貝殻破片を含むにすぎない。なお、この貝殻破片を含む凝灰質砂岩から有孔虫化石の検出を試みたが発見されなかった。

**対比** 本火山岩類からは、他地域との対比に有効な資料が少ない。しかし、層序的に西南北海道標準層序の黒松内層に対比される館層を不整合関係におおうこと、また、本火山岩類と整合関係にあるイデス川層が富川層（三谷ほか、1965）、あるいは鶉層（秦・山口、1969；石田ほか、1975）に対比されることから、瀬棚層堆積もしくはそれ以後の火山活動の産物と考えられ、熊石地域の長磯安山岩類（吉井ほか、1973；秦、1975）に対比できる可能性が強い<sup>10)</sup>。また、最近山岸ほか（1976）により渡島半島北部島古丹地域の地質が明らかにされたが、それによると瀬棚層に対比される尻別川層を整合におおう雷電岬火山角礫岩層と呼ばれる火山噴出物の発達が発見されている。この雷電岬火山角礫岩層は、岩質および層序的にみて、知内火山岩類と同層準の火山噴出物とみてさしつかえないものと思われる。

### 浦和石英安山岩

本岩は、知内火山岩類分布地域の西部を占めて、茂山川から板橋沢流域にかけて分布し、松前郡福島町板橋沢流域を模式地としている。溶岩を主体としているが、基底部に同質の火山角礫岩をわずかに伴っている。

**火山角礫岩 (Sv<sub>0</sub>)** は、板橋沢・館山川および茂山川流域にわずかに認められる。いずれもほぼ似た岩相を示し、下部は、外観淡褐色～赤褐色、新鮮なところで青灰色～灰色を呈する凝灰岩～凝灰質砂岩の基質に、角閃石石英安山岩の角礫と松山層群の泥質岩角礫を含んでいる。角礫は径1～5cm程度で、ところにより泥質岩の径50cm以上の巨礫を含み、乱堆積相の外観を示すところが茂山川および板橋沢で認められる。上部は泥質岩礫が減少して、角閃石石英安山岩礫が優勢となり、ついに溶岩に移化している。

**溶岩 (Sv<sub>1</sub>)** は、角閃石石英安山岩で、一般に節理の発達が悪く塊状を呈するが、部分的に流理構造の良く発達するところがある。また、節理の発達する部分と角礫状の部分とが互層状をなすところがあり、かつ岩質的にも、斑晶が多く粗粒なところと細粒なところが認められる。角礫状を呈する部分にはしばしば松山層群のものと思われる泥質岩の捕獲岩を散含している。

本岩は、灰色～青灰色を呈し、きわめて粗粒で径2～3mmにおよぶ斜長石および角閃石斑晶の目立つ斑状のものから、細粒結晶質の緻密なものまでである。

鏡下では、斑晶として斜長石・角閃石・石英・普通輝石が認められる。斜長石は、大きさ0.4～2mm、まれに4mmに達し、新鮮で一部に“虫喰い状”を呈するものがある。角閃石は、緑色角閃石で大きさ0.3～2mm前後のものが多く、周縁部にオパサイト縁のできているものがある。石

10) 富川層および鶉層は、西南北海道標準層序の瀬棚層に対比されている（金谷・須崎、1951；秦、1969b）。

英は、大きさ1~2mmで円味を帯び融食を受けている。普通輝石は、量が少なく小さい。

石基は、ガラスを主とし、少量の斜長石と鉄鉍からなり、ガラス基流晶質を示す。噴出火道に近いとみられるところでは、結晶質となり、ガラスが少なく、等粒状の微細な石英と鱗珪石からなっている。

### 輝石安山岩溶岩 (Sv<sub>2</sub>)

本溶岩は、後述する同質の火山角礫岩を含めて、知内火山岩類の主体をなしている。知内町小谷石から板橋沢上流にかけて顕著に発達するほか、コロナイ川から涌元にかけてわずかに分布する。紫蘇輝石普通輝石安山岩質で、柱状節理の発達する緻密な溶岩と塊状の溶岩が互層している。また、しばしば“ハイアロクラスタイト”を伴っており、これの典型的な露出が岩部海岸で認められる(第16・17図)。

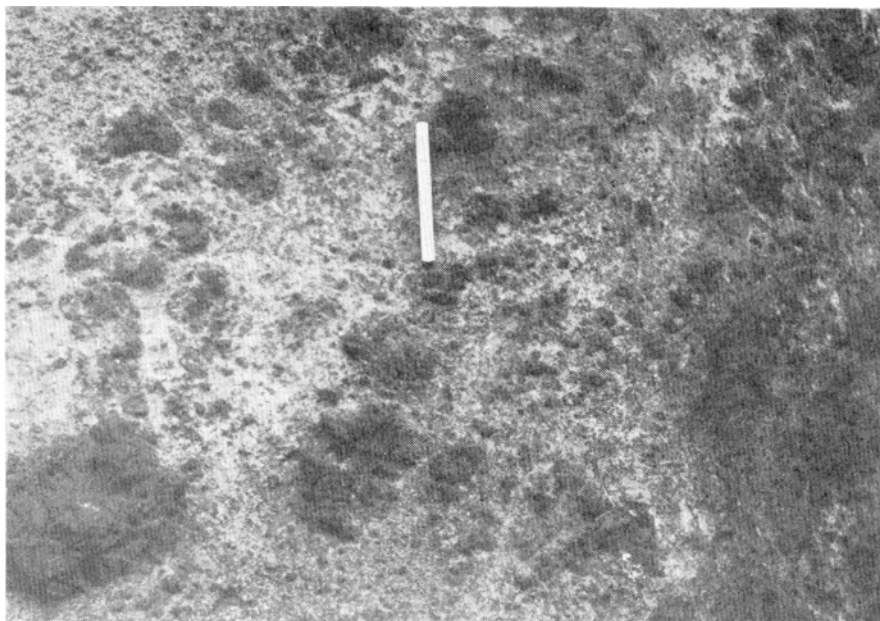
溶岩は、一般に黝色を呈するが、青灰色~帯緑黒色など多様な色調を示す。緻密堅硬で斑晶が小さく、1mm前後の斜長石および輝石類が認められる。また、<sup>やこし</sup>失越岬からツヅラ沢にかけては黒色でガラス質な溶岩が発達する。

鏡下では、斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鉍が認められる。斜長石は、短柱状で大きさ0.3~1mmまれに3mmに達するものがある。累帯構造を示し、一般に新鮮であるがしばしば“虫喰い状”を呈する。普通輝石は、大きさ0.2~1mm、しばしば双晶をなし新鮮である。紫蘇輝石は、大きさ0.3~1.3mm、新鮮で量が少ない。

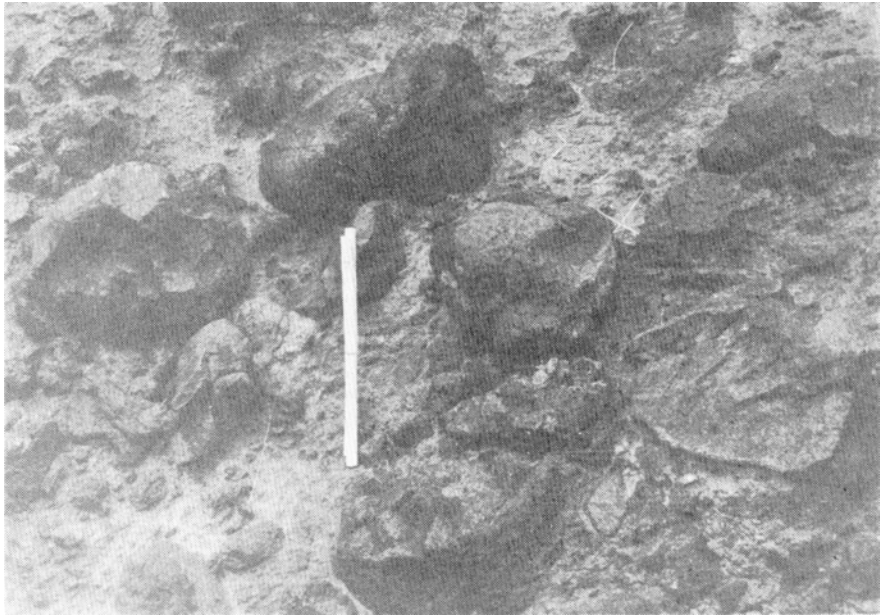
石基は、ガラス・短冊状の斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉍からなり、ガラス基流晶質~填間組織を示す。

### 安山岩質火山角礫岩 (Sv<sub>3</sub>)

本火山角礫岩は、前述した安山岩溶岩と同質の紫蘇輝石普通輝石安山岩の角礫を主とする。知内火山



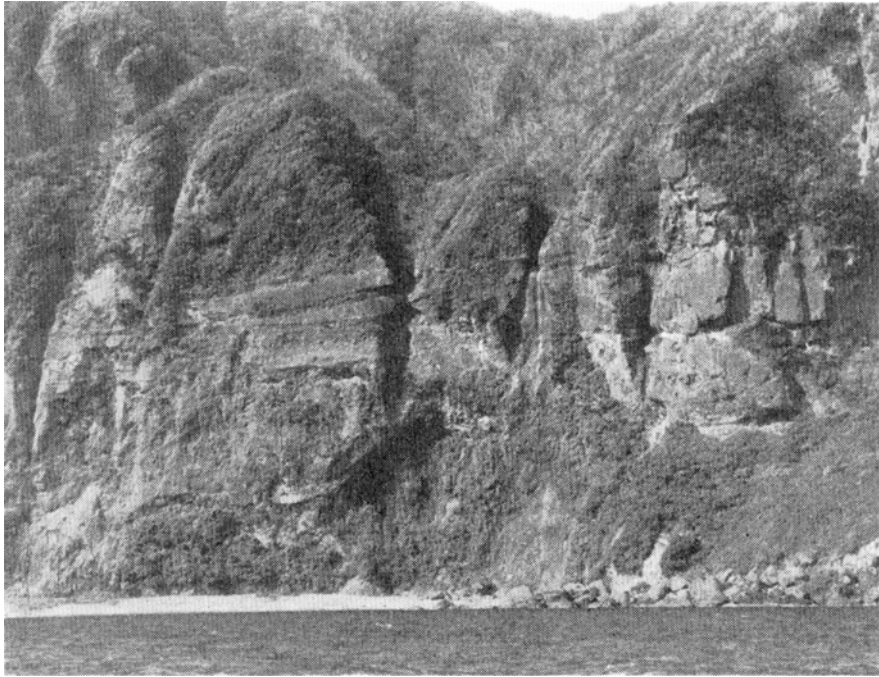
第16図 知内火山岩類。輝石安山岩溶岩にみられる水冷破砕岩の一例(岩部付近)



第17図 知内火山岩類. 輝石安山岩溶岩にみられる水冷破碎岩の一例 (岩部付近)



第18図 知内火山岩類にみられる安山岩質火山角礫岩 (岩部付近)



第19図 知内火山岩類—安山岩質火山角礫岩—（タタミの沢東方海岸）

岩類の比較的下部を占めて発達し、浦和石英安山岩をおおっている。岩部—<sup>ふなかくし</sup>舟隠島間の海岸、岩部西方海岸および宿部川上流で岩相の特徴が良く観察できる。岩部東方および西方の海岸にみられる火山角礫岩は、層理を示し、大きさの揃った安山岩礫を主とし、桧山層群の泥岩角礫を伴い、凝灰質砂岩によって膠結されている（第18・19図）。角礫は径2～20cmのものが主でまれに1mに達するものがある。黝色～黒色で斜長石斑晶の目立つガラス質安山岩と灰色～灰白色の輝石斑晶の目立つ安山岩が多く、いずれも紫蘇輝石普通輝石安山岩である。岩部川および女郎岬の沢ではしばしば黄褐色凝灰質砂岩や凝灰質シルト岩の薄層が挟在している。涌元からコロナイ川にかけても、ほぼ同様の岩相を示し、コロナイ川や、涌元南方の海岸で、成層した凝灰質シルト岩・軽石質砂岩・軽石質凝灰岩が挟在している。なおコロナイ川支流（<sup>とうみやう</sup>燈明岳東側の小沢、標高400m付近）に挟在する凝灰質シルト岩から *Chlamys* sp. の貝化石を採取した。

コロナイ川上流から宿部川上流にみられる火山角礫岩は、黝色の斜長石斑晶の目立つガラス質安山岩角礫のほか、輝石含有角閃石安山岩の角礫を特徴的に含み、膠結物が黄褐色の軽石質砂岩からなり、他地域と岩相を異にしている。

#### 安山岩質凝灰角礫岩 (Sv<sub>4</sub>)

知内火山岩類分布地域の東部に発達する。涌元から小谷石にいたる海岸線に沿って好露出があり、<sup>きつね</sup>狐越岬—ナマコ岬間に模式的に露出する。帯緑淡灰色～灰緑色の基質中に、径1～5cmの多様な安山岩礫

や軽石礫を多量に含み、一般に層理を示す。基質は凝灰岩～凝灰質砂岩からなっている。ナマコ岬や小谷石南方では、基質と角礫が融合したような産状を示し、基質と角礫の分離がしにくく、滑かな風化面を呈している。また、基質が緑色で、多様な色調を示す安山岩礫を含むところでは、一見福山層の凝灰角礫岩に似ている。

### 丸山安山岩 (Sv<sub>6</sub>)

知内火山岩類の最上部を占め、北方に向かって緩く傾斜する溶岩台地を形成して分布している。板状節理の発達する溶岩と、自破碎溶岩との互層を主体とし、火山角礫岩をほとんど伴わない。帯青暗灰色～灰色を呈し、斜長石と輝石斑晶の目立つ斑状構造を示す安山岩で、丸山付近では厚さ3～5cmの板状節理が良く発達している。

鏡下では、斑晶として、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱が認められる。斜長石は大きさ0.3～2mm、清澄でしばしば累帯構造を示す。新鮮であるが一部に“虫喰い状”を呈する部分がある。普通輝石および紫蘇輝石は、大きさ0.2～1.0mm前後で、両者ともに新鮮である。

石基は毛氈状～ガラス基流晶質組織を示し、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱からなっている。

### 知内火山岩類にみられる変質作用

知内火山岩類の分布地域には、しばしば温泉変質作用による変質帯が認められる。これらの変質帯は、一定の方向性をもって配列し、地質構造と密接に関係しているものと考えられる。変質帯がみられるのは、西方から茂山川上流・岩部川中流・岩部西方海岸・ツヅラ沢上流・小谷石付近および猪の狛地域で、ほぼ東西方向に配列している。各変質帯付近には地形的に共通した特徴があり、変質帯を取りまいて急崖をなす稜線が半円弧状に発達し、あたかも爆裂火口を思わせる地形を呈している。いずれの変質帯も、その中心部が変質作用をもっとも強く受け、珪化岩が発達し、含鉄冷泉の湧水があつて小規模な褐鉄鉱々床の沈殿が認められる。また、中心から周辺に向つて変質作用の度が弱まり、強い粘土化から徐々に弱い粘土化に変わり、周辺部では溶岩の節理や地層の割目に沿つて弱い変質帯がみられる程度である。変質帯に発達する構造は明らかでないが、断層、粘土化帯の延長方向は、一般にN60E-EW方向を示すものが多く、変質帯の配列方向とほぼ一致している。

変質帯は、普通風化面が酸化鉄によって黄褐色～赤褐色を呈し、新鮮な部分では淡灰白色～帯青灰白色を示し、著しい硫化鉱物の鉱染が認められる。また、強変質部では原岩の判定が困難な珪化岩あるいは粘土岩となっている。

## IV. 5 溶岩円頂丘および岩脈

溶岩円頂丘および岩脈は、おもに桧山層群および知内火山岩類を貫いて分布する。地域的に地域北西隅の袴腰岳<sup>はかまごし</sup>付近、ツラツラ川中流付近および地域南西隅付近に集中してみられ、火きな溶岩円頂丘・岩脈群をなしている。このため周辺地域の堆積岩類は、広範囲にわたつて擾乱し、かつ変質を受けて珪化している。岩質的に粗粒玄武岩・輝石安山岩・輝石含有角閃石安山岩および角閃石石英安山岩などがあ

る。これらのうち粗粒玄武岩を除くほかのものは、知内火山岩類の活動と密接に関係しているものと考えられる。

### 粗粒玄武岩 (dl)

本岩は、ツラツラ川支流右岸小沢、灯明岳東方約1km地点に露出する、厚沢部層札苅部層の泥岩に貫入し、見事な板状節理が発達する。

帯緑黒色～暗灰色緻密堅硬な岩石で、全体がやや粗粒で、肉眼で斜長石を包みこむオフィチック構造が認められる。

鏡下では、おもに短冊状の斜長石とこれのあいだを埋める普通輝石からなっている。斜長石は大きさ0.5～1.0mm、普通輝石はその多くが炭酸塩鉱物に変っている。まれに蛇紋石化あるいは炭酸塩化を受けた橄欖石斑晶を含むが、その周囲には輝石が形成されている。全般的に鉄鈹の微斑晶も多く含まれ、また、しばしばアルカリ長石が石基中に認められる。

### 輝石安山岩 (pa)

本岩は、ツラツラ川流域の灯明岳・牛岳など溶岩円頂丘と、南北方向に延びる岩脈状をなすものおよび地域南西隅の溶岩円頂丘からなる池の岱山<sup>11)</sup>がある。このほか女郎岬から小谷石にいたる海岸に小規模な岩脈が認められる。

ツラツラ川流域に認められる溶岩円頂丘および岩脈は、外観淡灰緑色～灰緑色を呈し、緻密で柱状節理が発達している。斑晶は大きさ1.5mm以下のものが多く、有色鉱物は暗緑色を呈し緑泥石化している。

鏡下では、斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石が認められる。斜長石は、大きさ0.5～1.0mmで汚染しているものが多く“虫喰い状”を呈する。また、しばしば周辺部にアルカリ長石が生成している。普通輝石および紫蘇輝石は、大きさ0.3～1.0mmで量が少なく、しばしば炭酸塩鉱物あるいは緑泥石に変っている。

石基は、斜長石・アルカリ長石・石英・ガラスからなり毛氈状組織を示す。また、二次的に炭酸塩鉱物が認められる。

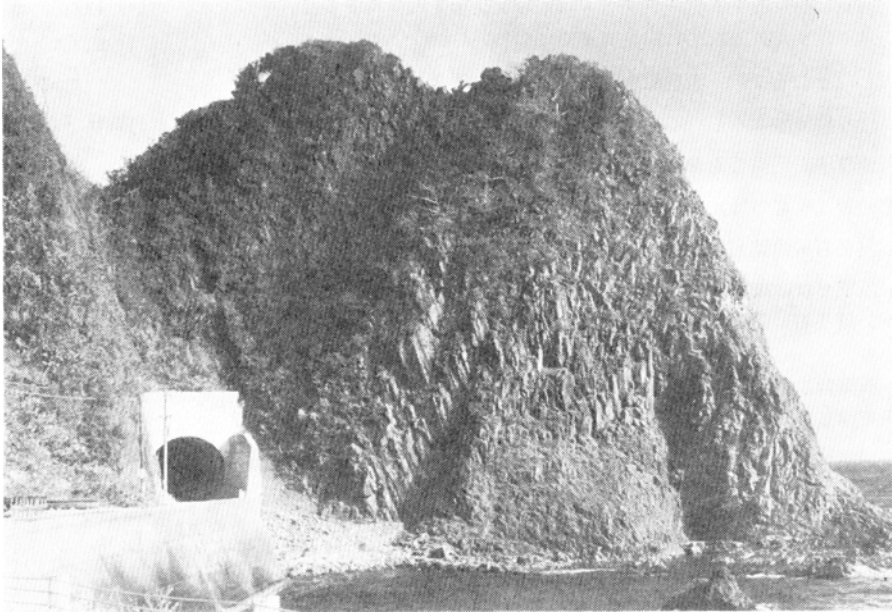
女郎岬の本岩は、外観がツラツラ川流域のものに似ているが角閃石斑晶を含む点が異なる。岩脈状で見事な柱状節理が発達する(第20図)。帯緑暗灰色～灰緑色を呈し、完晶質岩のような外観を示す。大きさ2mm前後の輝石斑晶の目立つ堅硬な岩石で、輝石類の多くは暗緑色を呈し、緑泥石化している。

鏡下では、斑晶として、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および角閃石が認められる。斜長石は、大きさ1～2mmで新鮮である。普通輝石は紫蘇輝石に比べ量が多い。いずれも大きさ0.5～1.0mmの短柱状で、周縁部が緑泥石に変っているものが多い。角閃石は、輝石類に比べ少なく、周縁部がオパサイト化している。

石基は、短柱状の斜長石と少量の鉄鈹および緑泥石からなり、ガラスを欠いて等粒状組織を示す。

岩部—小谷石間の海岸にみられるものは、岩質的に知内火山岩類の輝石安山岩と同質で、ツラツラ川流域や女郎岬の輝石安山岩とは異なる。船隠島付近のものは、外観灰色を呈し、やや多孔質で、小さな

11) 筆者は池の岱山の岩石を確認できなかったが、その後鉄道建設公団の調査によって普通輝石紫蘇輝石安山岩からなることが明らかになった(日本鉄道建設公団青函建設局, 1972)。



第20図 柱状節理の発達した輝石安山岩岩脈（女郎岬）

輝石斑晶が目立つ。

鏡下では、斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鈹からなる。斜長石は、大きさ0.3～1.0mmで清澄である。普通輝石および紫蘇輝石は、斜長石に較べ少なく、大きさも0.2～0.7mmとやや小さい。新鮮で自形を示すものが多い。

石基は、斜長石・輝石類・鉄鈹・ガラスからなりガラス基流晶質を示す。

### 輝石含有角閃石安山岩 (ha)

本岩は、袴腰岳周辺、ツラツラ川中流付近、岩部岳付近および小谷石<sup>とんがりやま</sup>尖山などにみられる。ツラツラ川流域の一部を除いて、いずれも溶岩円頂丘の産状を示している。また、岩体によって角閃石斑晶の著しいもの、あまり有色鉱物斑晶が目立たないものなど多様な外観を示している。

袴腰岳付近のものは、地質図に示すように複雑な形態を示しているが、これは貫入岩体の上部が樹枝状に分岐し、露出しているためと考えられ、実際にはさらに複雑な形態をもっている。したがって周辺の松山層群は、かなり広範囲にわたって変質し、脱色珪化するとともに地層が擾乱している。

袴腰岳は、溶岩円頂丘の形態を示すが、ミナゴヤ川流域では、地層面に沿って岩床状に貫入しているところもある。岩体は全般に変質し、灰白色～淡黄灰色塊状の凝灰岩様の外観を示すが、チリチリ川上流にはやや新鮮な部分があり、そこでは見事な柱状節理が発達している。青灰色～帯緑灰色を呈し、斜長石の斑晶が目立ち斑状構造を示すが有色鉱物の斑晶が少ない。

鏡下では、斑晶として斜長石・角閃石が認められるが輝石類はほとんど含まれない。斜長石は、大きさ0.2～1.5mmで、見事な累帯構造を示すものがあり新鮮である。角閃石は少なく、大きさ0.3～2.0mmで、周縁にしばしば粒状の鉄鈹・輝石が形成している。

石基は斜長石・石英・ガラス・鉄鉱および少量のアルカリ長石からなり、やや粗粒の等粒状組織を示す。また、二次的に緑泥石が形成している。

変質したところでは、有色鉱物が炭酸塩鉱物に置き換えられている。

ツラツラ川流域にみられる本岩は、4つの岩体からなり、灯明岳東方の2岩体は岩床状、また、南部の2岩体は溶岩円頂丘をなしている。

岩床状をなすものは、外観灰色～淡紅灰色の緻密な岩石で柱状節理が発達している。斑晶が少なくわずかに斜長石・角閃石の小さな結晶が認められるに過ぎない。

鏡下では、斑晶として斜長石・角閃石・鉄鉱が認められ、いずれも大きさ0.2～0.5mmと小さい。斜長石は新鮮であるが、角閃石はほとんどがオパサイト化を受け、さらに炭酸塩鉱物に変わっている。

石基は、斜長石・石英・アルカリ長石・鱗灰石およびガラスからなり、ハイアロオフィチック組織を示している。また、全般的に炭酸塩化作用を受けている。

溶岩円頂丘をなすものは、外観灰色～淡緑灰色で長柱状の角閃石斑晶および短柱状の斜長石斑晶が目立ち斑状構造を示す。

鏡下では、斑晶として斜長石および角閃石が認められる。斜長石は、大きさ0.3～1.0mmでまれに2mmに達するものがある。一般に新鮮であるが変質して炭酸塩鉱物に置き換っているものもある。また、斑晶のまわりにアルカリ長石や石英の微晶が認められる。角閃石は、大きさ0.5～2.0mmで斜長石に比べ大きい、周縁部がオパサイト化し、さらに炭酸塩鉱物に置き換っているものがある。また、鱗灰石の微斑晶がしばしば認められる。

石基は、斜長石・アルカリ長石・斜方輝石・角閃石・鉄鉱およびガラスからなり等粒状組織を示す。有色鉱物は緑泥石化や炭酸塩化を受けているものが多い。

岩部岳を形成する本岩は、ツラツラ川南部地域の溶岩円頂丘に外観が似ているがアルカリ長石を伴わないことで区別される。暗灰緑色～灰色を呈し、大きさ4mmにも達する角閃石斑晶の日立つ岩石で斑状構造を示す。

鏡下では、斑晶として斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱の微斑晶が認められる。斜長石は、大きさ0.5～1.5mmで最大3mmに達するものがある。見事な累帯構造を示すものがあり、清澄で新鮮である。角閃石は、大きさ1mm前後のものが多く、まれに4mmに達するものがあり新鮮である。紫蘇輝石および普通輝石は少ないがまれに4mmに達するものがあり新鮮である。

石基は、斜長石・鉄鉱・ガラスおよび輝石類からなり等粒状組織を示す。

尖山を形成する本岩は、岩部岳を形成するものに近似するが、斑晶がより大きく、長径8mmにも達する角閃石の結晶が認められる。鏡下では、輝石類が岩部岳に較べ多く含まれる。

### 角閃石石英安山岩 (hd)

本岩は、茂山川上流から館山川上流にかけてNNE-SSW方向にならぶ2つの溶岩円頂丘状の突山した山体を形成している。

外観灰色～暗灰緑色を呈し、短柱状の斜長石および長柱状の角閃石斑晶が目立ち、粗粒の斑状構造を示す。

鏡下では、斑晶として斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・石英が認められる。斜長石は、大きさ0.5～2.0mmを普通とするが、まれに3mmに達するものがあり、清澄で新鮮である。角閃



石は、大きさ0.1~1.0mmのものが多く淡緑から緑色に変る弱い多色性があり新鮮である。輝石類は、量が少なく小さい。石英は、大きさ0.5~1.0mmで一般に融食を受けている。

石基は、微細な粒状の石英、短柱状の斜長石・ガラス・少量の輝石・鉄鉱からなり、等粒状組織を示すが、ガラスが多くガラス基流晶質を呈する部分がある。また、しばしば変質作用を受けて炭酸塩鉱物が生成しているのが認められる。

以上溶岩円頂丘および岩脈について記述したが、全体的な地域的特徴として、ツラツラ川流域に分布する岩体は、いずれもアルカリ長石を伴うなど、岩質的に袴腰岳など他地域のものとは区別される。

## V. 新第三系の地質構造

本地域新第三系の地質構造は、第1図に示すように南北方向に配列する基盤地塊の昇降運動に大きく支配されている。秦(1973a・b)は、松前半島における新第三系の層序とその構造運動の特性について次のように述べている。すなわち松前半島の新第三系は、南北方向に配列する2列の隆起帯の東西両側に形成された沈降部に堆積したもので、南北方向に伸長する断層や褶曲構造も、基盤地塊の差別的昇降運動と密接に関連して形成されたものであり、さらに隆起帯と沈降部にそれぞれ固有の名称を与えた。本地域はそれらのうち大千軒岳隆起地塊の東側に発生した木古内堆積区の南部に位置している。

本地域の地質構造を概観すると、瓜谷背斜と湯の里複向斜および木古内断層にみられる南北方向の構造と、これにほぼ直交する知内川南部地域の東西性の構造で特徴づけられている。さらにこのほか木古内断層と性格を異にする浦和断層や、溶岩円頂丘など貫入岩によって地域的に構造の乱れているところがある。

瓜谷背斜は、江差隆起地塊東部の南方延長部にあたり、約15kmの延長を有する。本地域では南に沈むドーム構造を呈し、地層の一般傾斜は5~10°を示すが、東翼の木古内断層に接する付近では30~60°の急斜層となり、西緩東急の非対称褶曲である。この瓜谷背斜部は、桧山層群下部の木古内層堆積時の沈降の中心域とみることができ他地域に較べ同層はもっとも厚い。しかし、中の川流域の背斜軸部に、木古内層の最下部層と考えられる基盤岩の角礫を伴う含礫凝灰質砂岩層が発達し、その岩相からみて、この軸部では比較的浅いところに基盤岩の存在することが推定される。このことは瓜谷背斜が木古内層堆積後から上昇帯に転化発展し形成されたことを示すものといえる。

湯の里複向斜は、大千軒岳隆起地塊と瓜谷背斜のあいだに形成された沈降部にあたり、桧山層群がもっとも厚く発達している。瓜谷背斜と並走し、瓜谷背斜同様湯の里の南方で南に開いている。この複向斜構造には規模の小さい背斜および向斜構造が2~3認められ、全体として一大向斜構造を形成している。地層の一般傾斜は5~10°の緩傾斜褶曲構造を示すが、西翼の基盤に近い部分や、褶曲軸部に発達する断層ぎわでは30~50°とやや急斜層を示している。

木古内断層は、涌元西方から北方木古内地域中野川上流に達する延長約30kmにおよぶ断層で、西方から東方へ衝上する逆断層の性格を有している。本地域では瓜谷背斜の東翼をきる高角度の逆断層で、厚沢部層に木古内層が衝上するかたちで接している。さらにこれと並走する副次的な断層がみられ、この2条の断層に挟まれる地域の厚沢部層は、東に倒れて逆転している。

この木古内断層をはじめ南北系統の断層構造は、さきに述べた瓜谷背斜・湯の里複向斜などにみられ

る基盤の差別的昇降運動と密接に関連して、褶曲構造完成末期に主として活動したものと考えられる。

浦和断層は、地域南西部茂山川中流から福島町浦和海岸に追跡される。さきに述べた木古内断層などと同様南北性を示すが、これとは断層の性格を異にし、逆方向、すなわち東方から西方への衝上断層である<sup>12)</sup>。この断層の活動時期は、桧山層群堆積後、知内火山岩類堆積前と考えられるが、知内火山岩類にも若干影響を与えていることから、その後も弱線として再活動、もしくは継続的に活動していたものと考えられる。

知内川南部に認められる東西性の構造は、イデス川層および知内火山岩類の分布地域に発達する。火山噴出岩類からなるため地質構造の特徴を正確に知ることはできないが、涌元一小谷石間の観察から、東西方向に延びる向斜と背斜構造が並走しているものと考えられる。また、この東西方向の地質構造を裏付けるものとして、知内火山岩類にみられる温泉変質帯がほぼ東西方向にならんで分布し、かつ変質帯にみられる粘土化帯や断層破砕帯がEW～N50E方向を示すものが卓越し、地質構造との関連性がうかがえる。この東西性の褶曲構造は、さきに述べた南北性の褶曲・断層構造運動よりやや遅れ、これとは異質の構造運動によって形成されたものと考えられる。すなわち、このことはイデス川層基底に存在する不整合現象に示され、南に接する渡島福島地域では著しい傾斜不整合現象としてあらわれている(山口, 1977)。

なおこの東西性の構造運動との関係は明らかでないが、これとの関連性がうかがえる南北性断層を切る断層系統が存在する。

さらに勝腰岳周辺、地域西縁ツラツラ川流域および地域南西部は、溶岩円頂丘および岩脈の貫入によってその付近では地層の擾乱が著しく、一般的構造と異なる走向・傾斜を示している。

## VI. 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・崖錐堆積物・氾濫原堆積物・湿原堆積物および砂丘堆積物からなっている、

### VI. 1 海岸段丘堆積物 ( $ct_1$ ・ $ct_2$ )

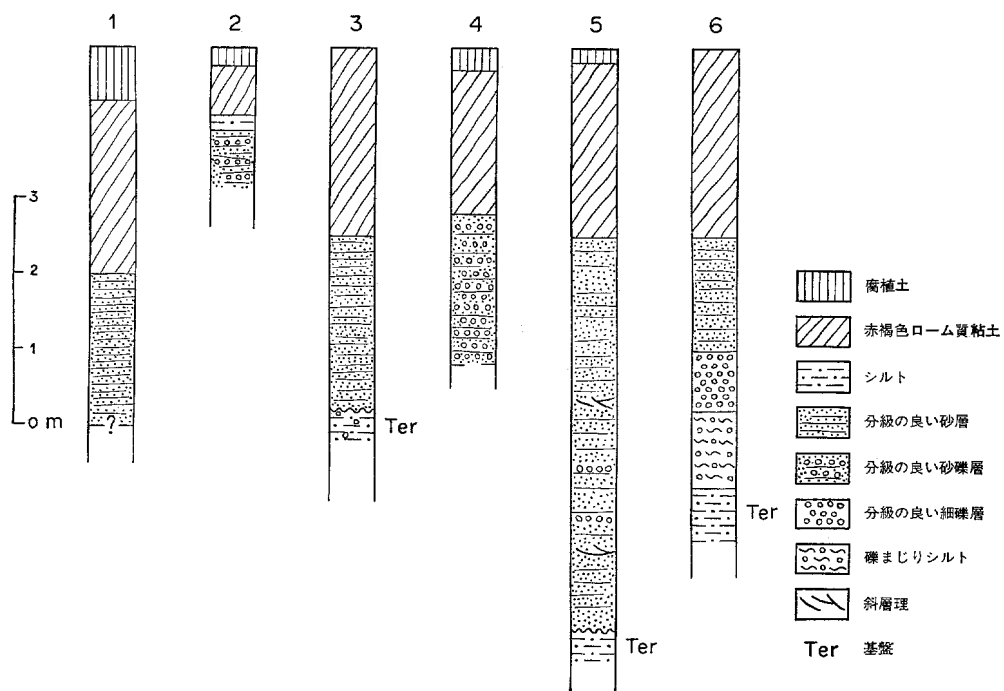
知内から木古内に至る海岸に沿って、標高約10mおよび20～30mを示す2段のやや平坦な地形面が認められる。これらをそれぞれ海岸段丘堆積物1および2 ( $ct_1$ ・ $ct_2$ )として地質図上に表現した。両者の境界は、段丘崖などなく緩斜面を経て漸移している。

堆積物は、高位の $ct_1$ 面では明らかでないが<sup>13)</sup>、低位の $ct_2$ 面は、第21図に示すように数地点で堆積物をみる事ができる。

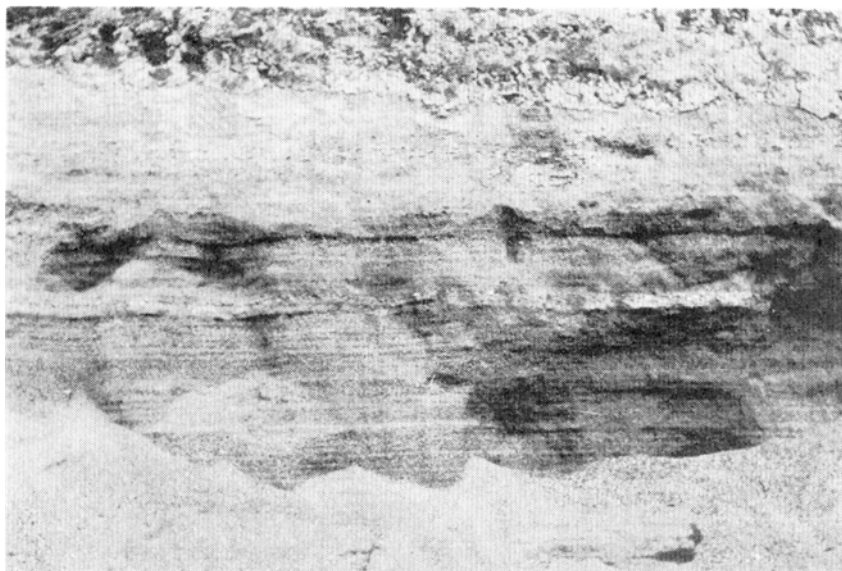
森越西方の採砂場(図21-⑤)では、堆積物の基底面高度が標高5m以下で、桧山層群館層のシル

12) 浦和断層の北方延長は明らかでないが、鉄道建設公団で実施したボーリングなどの調査によって、茂山川の右岸に沿って東方に屈曲することが認められた(日本鉄道建設公団青函建設局, 1972)。

13) 地域北方木古内川の北部では、 $ct_1$ 面に対比される標高30m内外の平坦面を形成する厚さ3～5mの堆積物が存在すると云われる(木古内地域の研究をおこなっている秦 光男技官から教示を得た)。



第21図 海岸段丘堆積物の柱状図



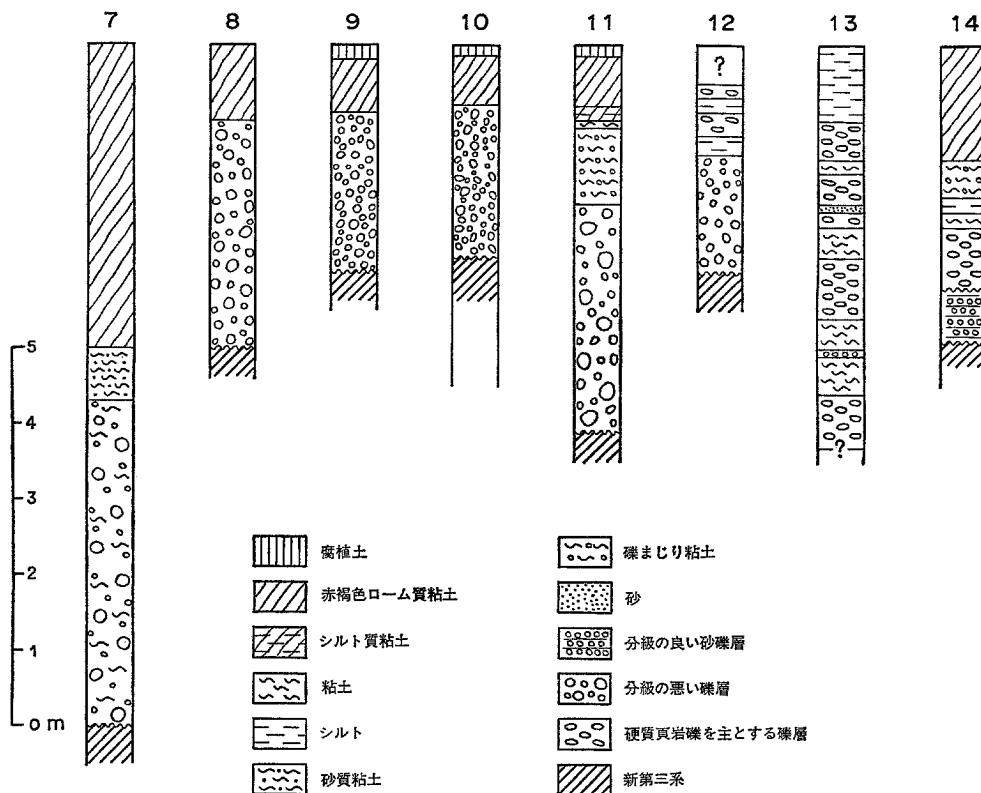
第22図 海岸段丘堆積物2の砂層 (森越西方採砂場)

ト岩を基盤として、厚さ5m余の層理を示す分級の良い中～粗粒の砂層が発達する（第22図）。砂層は、しばしば斜層理を示し、粘板岩やチャートの円磨された細礫（径10mm以下）からなる礫層がレンズ状に挟在する。この砂層は、一般に南部から北部に向って粒度が粗くなり、建有川北部では粒径5～10mmの細礫層が卓越している。砂粒の粒径は0.5～1.0mmで、チャート・珪岩・粘板岩・ホルンフェルスなど古期岩が80%、石英10%、有色鉱物（普通輝石・紫蘇輝石・角閃石）5%、その他（火山岩岩片など）5%からなっている。この砂層は層相から海成層と考えられる。

なおこの砂層の上位には、例外なく黄褐色～赤褐色を呈するローム質の粘土質土壌が発達する。採砂場では厚さ約2.5m、森越北方の台地では厚さ10mに達する。この粘土質土壌は、他地域の段丘上にもしばしば認められることから、 $ct_2$ 面形成より新しい時期の堆積物と考えられる。

## VI. 2 河岸段丘堆積物

知内川流域には、良好な河岸段丘が発達する。平坦面高度および侵食の度合から5段の段丘面が識別され、最高位面を除いて堆積物が認められる。なお以上のほか森越川・中の川および建有川流域にも、最も低い段丘面が小規模に発達し、それぞれ堆積物が認められる（第23図）。



第 23 図 河岸段丘堆積物の柱状図

### 河岸段丘堆積物 I ( $rt_1$ )

本堆積物は、宿部川—コモナイ川、コモナイ川—イデス川およびムズルセ川—東萊川の各稜線に発達する最高位の平坦面を形成するものである。堆積物の露頭は確認できなかった。しかし、イデス川流域に松前層群に由来する古期岩の大礫がしばしば転石として認められ、これは本堆積物から洗いだされたものと考えられる。

### 河岸段丘堆積物 II ( $rt_2$ )

本堆積物は、知内川本流に沿って発達する標高100mから140mの平坦面を形成するもので、湯の川支流右岸の林道筋で図23-⑦に示すような堆積物が観察される。ここでは厚さ9mの堆積物が認められ、下半部約4.5mが礫層からなっている。礫層は、基質が粘土質で硬くしまっている。礫は淘汰が悪く、かつ円磨度が低い。主として新第三系の泥質岩からなり、大きさは径5cm以下である。そのほか量は少ないが、径20~50cmの安山岩や松前層群に由来する古期岩の礫が認められる。この礫層の上位には、厚さ約4mの褐色~黄褐色のローム質の粘土質土壌が堆積している。これは海岸段丘堆積物2の項で述べた砂層上位に発達するローム質粘土質土壌に似ている。

### 河岸段丘堆積物 III ( $rt_3$ )

本堆積物は、知内川本流およびツラツラ川に沿って発達する標高70mから180mの平坦面を形成するもので、湯の里南西知内川左岸の林道沿いで図23-⑧に示すような堆積物が観察される。厚さ約4mの堆積物で $rt_2$ 堆積物に較べ薄い。下部約3mが礫層で、上部1mは褐色のローム質の粘土質土壌からなっている。礫層は、新第三系の堆積岩のほか古期岩・安山岩・花崗閃緑岩からなり、 $rt_2$ に較べ古期岩・安山岩・花崗閃緑岩などの礫が多く、かつ礫の大きさも径20~60cmと大きい。基質は粘土質で $rt_2$ に似ている。

### 河岸段丘堆積物 IV ( $rt_4$ )

本堆積物は、河岸段丘中最も広く発達する平坦面を形成するもので、道路の改良工事などに伴って堆積物が良く観察される。堆積物は一般に薄く、知内川本流右岸千軒付近（図23-⑨）および湯の川入口付近（図23-⑩）では、厚さ2~2.5mの礫層が発達し、その上位を厚さ約70cmの表層土壌がおおっている。礫層は $rt_2$ ・ $rt_3$ と異なり、基質が砂で固結度が低い。礫は一般に小さく径5~20cmのものを主とするが、まれに径60cmに達するものがある。礫種は、安山岩や古期岩礫が多く、特に花崗閃緑岩礫が $rt_2$ ・ $rt_3$ に較べより多く認められる。

イデス川中流に発達する段丘堆積物は、厚さ約4mでほとんどが安山岩礫からなり、大きさも径10~40cmと大きく、イデス川によって形成されたことを示している（第24図）。

### 河岸段丘堆積物 V ( $rt_5$ )

河岸段丘のうち最も低い平坦面を形成し、比高が5~10mで、各河川によって比高を若干異にしている。堆積物は、河川流域の地質を良く反映し、建内川、中の川および森越川流域に発達するものは第

23図⑬・⑭に示すように、厚さ5m前後の硬質頁岩の扁平な礫からなる礫層と灰白色シルト質粘土との互層からなっている。一方知内川本流沿いでは、第23図⑫に示すように、厚さ約2.5mの堆積物が認められ、下部は安山岩や古期岩礫を主とする礫層からなり、上部は硬質頁岩礫からなる礫層と粘土質シルトとの互層が発達している。

本段丘堆積物の形成時期は、各河川によって比高も異なり、地域によって差があると考えられるが、中の川流域において（第23図⑭）海岸段丘堆積物2の砂礫層を削剝して、本堆積物が堆積している現象が認められる。したがって森越川から建有川流域に発達する河岸段丘堆積物Vは、海岸段丘堆積物2が堆積後に形成されたものと云える。

### VI. 3 崖錐堆積物 (t)

知内火山岩類分布地域の山麓には、やや傾斜の急な山麓緩斜面が発達する。これらの斜面は、崖錐性の安山岩々塊と土砂からなっている。これに類する地形は、地質図に図示した以外にも認められるが、特に規模の大きいものについてのみ表現した。なお上雷南方の崖錐堆積物中には河岸段丘堆積物の疑いのあるものが存在するが、段丘地形が明らかでないので崖錐堆積物としてとりあつかった。

### VI. 4 湿原堆積物 (p)

湿原堆積物は、知内川下流および木古内一涌元間の海岸線に沿って発達する小規模な泥炭層からなる。泥炭層は、木古内から涌元にいた海岸線に沿って発達する砂丘の内側にできた沼沢上山に、湿地性



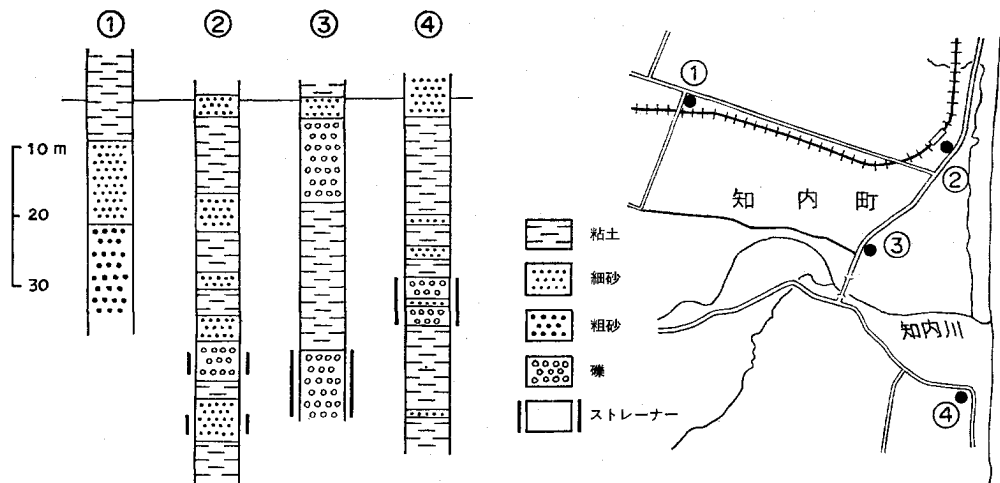
第24図 河岸段丘堆積物IVの礫層（イデス川林道）

植物が繁茂枯死し、これを埋積して形成されたものと考えられる。

瀬尾ほか（1970）によると重内の一部に中間泥炭層が発達するが、ほかはすべて低位泥炭層に属し、ヨシを主体とし、ハンノキ・ゼンマイを含むほか、河川の氾濫による土砂をまじえているといわれ、厚さは確認されていないが80cmを越えるとされている。

## VI. 5 氾濫原堆積物 (a)

氾濫原堆積物は、各河川流域に発達するが知内川を除くとその分布はせまい。堆積物は流域の地質を反映した砂礫および泥土からなっている。知内川は湯の里から上流では堆積物が薄く、砂礫からなり氾濫原がせまい。湯の里から下流では氾濫原が広くなり、堆積物も厚く細粒相が卓越し、ところにより湿原堆積物が堆積している。北海道水理地質図幅説明書（小原ほか、1966）によると、知内町重内から知内川河口付近にかけて第25図のような地質柱状図（ボーリング資料）が示されている。それによると柱状図③を除くと、いずれも地表下25～40m付近までは細砂あるいはシルト・粘土層が発達し、その下位に厚さ10m前後の礫層がみられる。報告では、沖積層と洪積層の境界を決める具体的な資料はないが、周辺地域の資料を参考として、礫層から上位の細粒層が沖積層の可能性のあることを指摘している。



第25図 河岸平野のボーリング地質柱状図（小原ほか、1966による）

## VI. 6 砂丘堆積物 (s)

木古内から涌元にいたる海岸線には、幅50～100m、高さ最高9m、一般に5～6mの浜堤状の砂丘が発達する。細粒から中粒の良く淘汰された砂からなっている<sup>14)</sup>。

14) この砂丘は、沿岸流と磯浪によって形成された浜堤の上に堆積したものと考えられる。

## VII. 応用地質

本地域は、資源的に価値のあるものが少なく、現在わずかに骨材と温泉が利用されている程度である。しかし、知内火山岩類にみられる温泉変質帯には、小規模な褐鉄鉱々床の沈殿があり、一時期探鉱されたことがある。

このほか本地域には防災上留意しなければならない地這り地帯が小谷石地域に存在する。

### VII. 1 骨材資源

骨材として利用されているのは、知内川現河床の砂利と玉石および海岸段丘堆積物 2 に発達する砂層がある。

砂利は、主に上雷一湯の里間の現河床から、また、玉石は、湯の里一千軒間の河原から安山岩礫を採取、砕石して利用している。

砂層は、重内一森越間で利用されている。粒度が中粒から粗粒で、古期岩の砂粒を主体とするところから、生コン用骨材としてきわめて良質である。しかし、分布地域が農地であること、砂層の上位に厚いローム質の粘土質土壌が発達することおよび層厚が薄いことなどから多くは期待できない。

### VII. 2 温泉および冷泉

本地域には湯の川下流に湧出する知内温泉のほか、森越川中流、小谷石および猪の狛地域にやや規模の大きい冷泉が湧出している。

知内温泉は、湯の里西方約 2.5km、湯の川下流に位置し、その発見はおよそ 600 年前といわれ北海道におけるきわめて古い歴史をもつ温泉の 1 つとされている（福富、1932）。付近の地質は、桧山層群厚沢部層佐助沢部層の泥質岩からなっている。地質構造は湯の里複向斜内に南北方向に伸長する小背斜構造と、軸部に南北性の断層が発達する。源泉は、この軸部に沿ってほぼ南北方向に配列し、10 数カ所から湧出している。その湧出機構は明らかでないが、源泉の配列からみて断層構造と密接に関係しているものと考えられる。泉温は 48～62℃で、いずれも自然湧出し、湧出量は一部を除き 25～65 l/min である。泉質は含重曹食塩泉～食塩泉で同一の起源に由来するものであろう。詳しくは「北海道の地熱・温泉」—(A) 西北海道中南部— p. 75～79（北海道立地下資源調査所、1976）を参照されたい。なお温泉の分析値は冷泉を合わせ第 5 表に示す。

国鉄松前線森越駅の西方約 5km、森越川の中流に 2 カ所から冷泉が湧出している。湧出口付近には径 4m にも達する石灰華が沈殿し、さらにその上位に、厚さ約 50cm の褐鉄鉱々層が発達している。付近の地質は、木古内層の硬質頁岩層からなり地質構造的に瓜谷背斜の軸部に位置している。硬質頁岩は涌泉を中心に延長約 500m にわたって黒色を呈して、より硬質となっている。泉質は炭酸強食塩泉である。



第5表 温泉・冷泉分析表

湧出地	湯の里知内温泉			森越川中流 冷泉	小谷石 湯の沢
	知内温泉 湯	知内温泉 湯	金沢温泉 湯		
泉温	54℃	62℃	54℃	14℃	17℃
性状	無色透明無臭	無色透明無臭	無色透明無臭	無色透明塩味	無色透明硫化水素臭
水素イオン濃度	6.6	6.7	6.8	6.4	7.6
蒸発残留物	2.4956	2.5388	2.5286	2.9969	1.557
K <sup>(+)</sup> (mg/l)	141.080	179.890	52.5	996.0	4.2
Na <sup>(+)</sup> //	652.280	602.110	610.1	9020.0	64.5
Ca <sup>(++)</sup> //	114.638	115.496	155.4	863.3	364.8
Mg <sup>(++)</sup> //	55.470	56.870	59.8	312.9	5.1
Fe <sup>(++)</sup> //	0.499	0.399	0.16	0.28	0.07
Fe <sup>(+++)</sup> //					
Cl <sup>(-)</sup> //	913.86	913.86	852.0	15904.0	56.8
SO <sub>4</sub> <sup>(--)</sup> //	43.56	46.48	62.9	313.0	912.8
Hpo <sub>4</sub> <sup>(--)</sup> //	痕跡	痕跡	4.6	0.3	0.1
HCO <sub>3</sub> <sup>(-)</sup> //	1029.13	1098.06	946.2	1958.8	97.6
CO <sub>3</sub> <sup>(--)</sup> //					
CO <sub>2</sub> //				1760.0	痕跡
泉質	含重曹食塩泉	含重曹食塩泉	食塩泉	含土類 炭酸強食塩泉	含石膏 硫化水素泉
分析年月日	S. 27. 6. 10	S. 27. 6. 10	S. 33. 4. 21	S. 39. 8. 1	S. 39. 8. 1

(北海道立衛生研究所資料による)

涌元南方狐越岬から小谷石間に分布する知内火山岩類は、著しい温泉変質作用を受け、これに伴う冷泉がいたるところに湧出している。とくに猪の狛地域と小谷石湯の沢地域に顕著に認められる。猪の狛地域は含鉄冷泉で、今も褐鉄鉱が沈殿している。小谷石湯の沢地域は、沢沿いに数カ所の涌泉があり、硫化水素臭のある冷泉である。また、尖山山麓旧道付近に渋味の強い明礬泉が湧出している。このほか茂山川上流、岩部川中流およびツヅラ沢中流に含鉄冷泉の湧出があり、現在褐鉄鉱が小規模に沈殿している。これらの冷泉はいずれも利用されていない。

### VII. 3 褐鉄鉱々床

涌元南方約2km、猪の狛付近には小規模な沈殿性褐鉄鉱々床が認められる。付近の地質は、知内火山岩類に属する安山岩質火山角礫岩からなる。著しく温泉変質作用を受けて粘土化し、地回り地形を呈している。この地回り地形の外縁滑落崖に沿って含鉄冷泉が湧出し、崩落した崖錐を膠結して、沈殿性褐鉄鉱々床が形成している。早川ほか(1961)によると、第1～第3鉱床が確認されているがいずれも規模が小さい。鉱石品位は一般に低く、第1鉱床がFe30～40%、第2鉱床がFe44～49%、第3鉱床がFe36%前後で50%を越えるものがないが、転石に50～52%台のものが認められる。この鉱床は第

2次大戦中および昭和30年代に探鉱採掘されたが、出鉱量など詳しいことは明らかでない。

このほか冷泉の項で述べたが、小谷石湯の沢、ツヅラ沢、岩部川および茂山川などにも沈殿性の褐鉄鉱々床が認められるが、いずれも規模が小さく、資源的価値は低い。

#### Ⅶ. 4 地 じ り

本地域には、防災・治山上留意しなければならない地じり地域が存在する。地じりは、地質条件との関係からいわゆる“第三紀層地じり”と“温泉地じり”とがある。

“第三紀層地じり”は、木古内層および厚沢部層の分布地域に地形的に認められるもので、現在明らかに滑動しているものはない。これらの地じり地形は、檜山層群の岩質と地質構造の特徴とが発生要因となっていると考えられる。とくに地じり地形が多く認められる木古内層および厚沢部層札苅部層の分布地域は、小褶曲・断層が顕著で、かつ岩質が硬質頁岩と軟かい泥岩との互層からなるため、地表水の滲透によって軟かい泥岩が容易に粘土化し、滑材となり、傾斜面に沿って滑動し、地じり地形が形成されたものであろう。このような地じりは条件によって容易に再滑動することが考えられ、したがって林道開鑿など人工的な条件を加えるにあたっては、地じり地形に十分留意し、地じりの誘発を未然に防ぐよう注意することが必要であらう。

温泉地じりは、知内火山岩類にみられる温泉変質帯分布地域に認められ、とくに狐越岬—小谷石海岸では現在も滑動しているところがある。その著しいのは猪の粕付近で、ここではナマコ岬南方約250m地点を中心として、東に開いた半円弧状の稜線が発達する。この稜線の四縁東壁や北側南壁には滑落崖があつて半盆状地形を呈している。そして海岸寄りには凹地ができて小さな沼を形成している。地じり



第26図 地じり地帯にみられる滑落崖（猪の粕付近）



第27図 地沁りによって移動した海岸擁壁（猪の狛付近）  
擁壁は施設後約9年を経過している。

現象は、海岸の擁壁にみられ、その移動量は、擁壁設置後約9年間で最大水平移動量は約30cm、また、垂直に最大12cmのもちあがり認められる（第26・27図）。この地沁りの発生要因は、強度の温泉変質作用によって粘土鉱物が生成し、これが地下水を吸収して膨張粘土化し滑材となり地沁りを発生させたと考えられる。この地域の地沁りについては既に防止対策がとられ、地沁りの基礎調査ならびに水抜等の対策工事がほどこされている<sup>15)</sup>。

このほか小谷石にいたる海岸には、崩積土からなる斜面がいたるところにあり、これが多量降雨によって滑動し、小規模な表層地沁りをおこしているところがみられる。

また、知内火山岩類丸山安山岩分布地域の南側には、崖錐性堆積物からなるとみられる山麓緩斜面が発達する<sup>16)</sup>。その顕著なものは、小谷石付近、タタミの沢入口付近および岩部付近に認められる。この崖錐性堆積物は、多量の降雨によって滲透水が過飽和状態になったとき、土石流となって流出することが十分予測される。小谷石地域では、昭和48年9月23日から24日にかけて記録的な集中豪雨があり、

15) 北海道函館土木現業所によって地沁りに関する基礎調査がおこなわれ、水抜きをはじめ、定点による移動・水位変動の調査が継続されている。

16) 崖錐堆積物として地質図には図示していない。

24日に上の沢・中の沢・湯の沢に沿って土石流が発生し、沢沿いに密集していた人家が潰滅的な被害を受けている。坂本（1973）は、この土石流を構成する岩塊のほとんどが未変質の丸山安山岩溶岩からなることから、丸山南側斜面に発達する谷間を埋めた古い土石流堆積物が、集中豪雨によって過飽和状態となりふたたび土石流となって流出したものであると述べている。これに類する現象が古くタタミの沢入口付近にもあったことが地元の人々によって伝えられている。

## 文 献

- 青木ちえ・吉田 尚（1974） 北海道松前半島から産出した石炭紀コノドント。地質調査所月報, vol. 25, p. 237~289.
- 福富忠男（1932） 北海道有用礦産物調査報文, (第2報) 波島支庁管内松前郡東半部, 上磯郡全部, 亀田群西一部。北海道工業試験場報告, no. 34, p. 1~74.
- 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, nos. 24~25, p. 51~58.
- 橋本 亘（1958） 20万分の1北海道地質図説明書. p. 1~26, 北海道立地下資源調査所.
- 秦 光男（1973a） 松前半島の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.
- （1973b） 北海道渡島半島南部の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 (MS).
- （1975） 熊石地域の地質. 34 p., 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所.
- ・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） 北海道松前半島の第三系の層序と地質構造. 地質巡検案内書. 45 p., 日本地質学会北海道支部.
- 早川 彰・中山 旭（1961） 低品位鉄鉱々床調査, 知内地区 (猪の狛鉱山). 未利用鉄資源, 第9輯, p. 35~36.
- 北海道立地下資源調査所（1976） 北海道の地熱・温泉 (A), 西北海道中南部. p. 1~158.
- 石田正夫・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男（1975） 館地域の地質. 52 p., 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所.
- 金谷太郎・須鎗和巳（1951） 北海道松前半島中部の第三系. 新生代の研究, no. 9, p. 1~8.
- 湊 正雄・国府谷盛明（1963） 北海道檜山郡上の国村の *Fusulinella*. 地質学雑誌, vol. 69, p. 161.
- MINATO, M. and ROWETT, C. L. (1967) New Palaeozoic fossils from southern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, vol. 13, p. 321~332.*
- 湊 正雄・山本哲也（1961） 上磯石灰岩から *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.
- 宮城一男（1963） 男鹿半島グリーンタフ層の層序と火成活動 (その5). 地質学雑誌, vol. 69, p. 51~66.
- 長尾 巧・佐々保雄（1933a） 北海道に於けるミオギブシナ層の発見. 地質学雑誌, vol. 40, p. 278~279.
- ・———（1933b） 北海道西南部の新生代層と最近の地史(1)-(2). 地質学雑誌, vol. 40, p. 555~577, p. 750~775.

- 長尾 巧・佐々保雄 (1934) 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, p. 211~260.
- 日本鉄道建設公団青函建設局 (1972) 北海道方陸上部地質調査(地表踏査)その他, その2報告書. 日本鉄道建設公団資料.
- 小原常弘・佐藤 巖・松下勝秀・早川福利・横山英二・山口久之助・二間瀬 洵・国府谷盛明 (1966) 北海道水理地質図幅説明書, 第15号, 「函館」. 41 p., 北海道立地下資源調査所.
- 小貫義男・盛谷禧夫・佐藤 浩 (1969) 北海道桂岡鉦山の地質および地質構造. 鉦山地質, vol. 19, p. 349~355.
- 坂上澄夫・南川純夫・川島幹雄 (1969) 北海道渡島半島上磯石灰岩のコノドントとその他質時代の考察. 地学雑誌, vol. 78, p. 415~421.
- 坂本 享 (1973) 北海道にも土石流は起る. 施工技術, vol. 6, no. 12, p. 48~52.
- 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(函館市を含む). 北海道農業試験場土性調査報告, 第20編, p. 1~286.
- 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. 53 p., 北海道開発庁.
- 高橋純一・八木次男・柴田荘三 (1934) 両津軽の新推定油田(概報). 石油技術協会誌, vol. 2, p. 235~255.
- 棚井敏雅 (1963) 北海道における新第三紀植物群の変遷. 化石, no. 5, p. 51~62.
- TANAI, T. and SUZUKI, N. (1963) Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan. *Tertiary Floras of Japan—Miocene Floras—*, Collab. Assoc. Commem. 80th Anniv. Geol. Surv. Japan, p. 7-149.
- 八木次男 (1933) 津軽・松前地方油田下部層の堆積学的考察(第一報). 岩石鉦物鉦床学会誌, vol. 10, p. 110~120.
- 山岸宏光・国府谷盛明・安藤重幸 (1976) 5万分の1地質図幅「島古丹」および同説明書. 24 p., 北海道立地下資源調査所.
- 山口昇一 (1977) 渡島福島地域の地質. 28 p., 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所.
- 吉田 尚・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.
- ・垣見俊弘 (1970) 北海道松前町から石炭紀化石. 地質学雑誌, vol. 76, p. 413~414.
- ・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. 57 p., 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所.



# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Sapporo (4) No. 90

---

## GEOLOGY OF THE SHIRIUCHI DISTRICT

By

Shōichi YAMAGUCHI

(Written in 1977)

---

(Abstract)

The mapped area is situated in the southeastern part of the Matsumae Peninsula, southwestern Hokkaido and it is located between latitude  $41^{\circ} 30' - 41^{\circ} 40'$  N and longitude  $140^{\circ} 15' - 140^{\circ} 30'$  E.

### GEOLOGY

The area of this sheet map is a northern extension of so-called "Green Tuff" area of the Inner Northwest Japan, where pyroclastic and sedimentary rocks of Neogene-Tertiary are significant and they crop extensively out on the basement composed of late Paleozoic to early Mesozoic strata, without the intercalations of Cretaceous to Paleogene ones between them.

In this area the basement rock is called Matsumae Group of late Carboniferous in age, and it is covered by sedimentary and volcanic rocks of Neogene-Tertiary, Quaternary terrace deposits, and alluvium. The geological sequence here is shown in Table 1.

The Matsumae Group is extensively developed in the west neighborhood

Table 1.

Age		Stratigraphy	Thick- ness (m)	Lithic character	Remarks			
Quar- ter- nary	Recent	Sand dune deposits, Flood plain deposits, Moor deposits, Talus deposits		Sand, Clay, sand and gravel Peat, Talus breccia and sand	Lava dome and dike			
	Pleis- tocene	River terrace deposits I~V      Coastal terrace deposits 1~2		Gravel, sand and clay      Sand and granule				
Neogene	Tertiary	Shiruchi Volcanic Rocks		Maruyama Andesite pyroxene andesite lava, volcanic breccia and tuff breccia      Urawa Dacite lava and volcanic breccia	Lava dome and dike			
		Idesugawa Formation				Sandstone and conglomerate Glaucinitic sandstone in basal part		
	Miocene	Hiyama Group	Tate Formation		170~ 300	Massive diatomaceous siltstone with tuff	Operculina Zone	
			Assabu Formation	Sasukezawa Member	Sandy siltstone bed	800~ 1100		Massive sandy siltstone with tuff
					Alternation of mudstone and sandy siltstone			Alternation of hard sandy siltstone and mudstone
					Satsukari Member			Alternation of hard mudstone and mudstone
			Kikonai Formation		450~ 500	Siliceous shale with mudstone Glaucinitic sandstone in basal part		
			Ōanzaigawa Formation		10~120	Sandstone and conglomerate		
			Kunnui Group*		1600+	Andesitic tuff breccia, lava and volcanic breccia Dacitic ~ rhyolitic tuff Mudstone and sandstone Conglomerate in basal part		
			Yoshioka Formation*		0~270	Mudstone and sandstone with oil shale		Yoshioka Flora
	Fukuyama Formation		600+	Rhyolitic welded tuff, andesite lava and volcanic breccia, and basalt lava. Basal conglomerate	Kaminokuni Flora			
Late Carboniferous	Matsumae Group			Clayslate, sandstone and chert, with schalstein and limestone				

\* The sign in these formations is not distributed in this mapped area



and its extension crops out in the western part of this area. It is composed of black slate, basaltic lava and tuff, chert, limestone and greywacke. In the west neighborhood, "Daisengen-dake" sheet map area, it yields *Carinithiaphyllum yezoense*, *Chaetetes* sp. and *Fusulinella* sp. indicating late Carboniferous.

Neogene-Tertiary is divided into Fukuyama Formation, Yoshioka Formation, Kunnui Group, Hiyama Group, Idesugawa Formation and Shiriuchi Volcanic Rocks in ascending order. Among them, the Yoshioka Formation and Kunnui Group are not exposed on the ground surface of this area.

The Fukuyama Formation, the lowest member of the Neogene in southwestern Hokkaido, crops narrowly out along the Tsuratsura-gawa in the western part of this area. It is composed mainly of altered andesitic, rhyolitic and basaltic lavas, and pyroclastic rocks, some of which are welded tuff. In some case, volcanic rocks contain phenocrysts of alkali feldspar and aegirine-augite and show features of sub-alkaline rock.

The Hiyama Group is divided into the Ōanzaigawa, Kikonai, Assabu and Tate Formations in ascending order. They are all muddy marine deposits accumulated successively during an extensive transgression prevailed in Middle to Late Miocene, except for the Ōanzaigawa Formation which is a coarse grained facies of early stage accumulation.

The Ōanzaigawa Formation, the lowest member of the Hiyama Group, crops narrowly out along the Tsuratsura-gawa and it consists of granule conglomerate including well-rounded fragments of older rocks, and grey colored fine to medium sandstone. In the Western neighborhood, fossils such as *Operculina complanata* and *Patinopecten kimurai* and others indicating Middle Miocene in age are found.

The Kikonai Formation crops out along the Uriya Anticline and in the western marginal part of this area. The formation consists mainly of grey hard shale having an aspect of a regular pile of many thin plates. A tuffaceous sandstone bed, Ōkawa Tuffaceous Sandstone (Os), is intercalated in the upper part of this formation, and it is well traceable through the surrounding area of the Uriya Anticline. Fossils are poor, and only *Makiyama chitanii* and some arenaceous foraminifera are rarely found.

The Assabu Formation is extensively distributed in the western part of this area. According to the difference of rock facies, it is divided into the Satsukari and Sasukezawa Members; the former member is composed of an alternation of grey mudstone and hard mudstone with intercalations of many thin tuff layers, one of which is a biotite bearing acid tuff, the Uriyagawa Tuff (Ut), intercalated in the basal part of the member, and the latter member, the Sasukezawa Member, is composed of an alternation of mudstone

and sandy siltstone in its lower half, and massive sandy siltstone in the upper half intercalating with many acid tuff layers of well continuity. Fossils are more abundant than the Kikonai Formation, and in the lower member, foraminifera such as *Cyclammina*, *Haplophragmoides*, *Martinottiella* and others are contained, and in the lower member, *Makiyama chitanii* is predominant and some molluscan fossils, *Lucinoma* sp. *Conchocele bisecta*, *Acharax tokunagai* and others are found.

The Tate Formation is transitional from the Assabu Formation and it crops out in the southern part of the Shiriuchi-gawa and to the east of the Kikonai Fault. It is a diatomaceous or tuffaceous massive siltstone and intercalates many thin layers of white glassy fine tuff and calcareous marl bands. Through the formation, fossil diatoms are found, but *Makiyama chitanii* or foraminifera are scarcely found.

The muddy facies of the Hiyama Group, the Kikonai, Assabu and Tate Formations are correlated to the Yakumo and the Kuromatsunai Formations which are Late Miocene standard in southwestern Hokkaido.

The Idesugawa Formation is a deposit accumulated in a new sedimentary basin formed after completion of sedimentation of the Hiyama Group. It rests unconformably on the Tate Formation, and it is distributed in a limited area, along the Idesu-gawa and in the area to the east of the Kikonai Fault. It is composed of conglomerate and sandstone of neritic facies and it is correlated to the Setana Formation, which is the Pliocene standard in southwestern Hokkaido.

The Shiriuchi Volcanic Rocks crops out in the area to the south of Shiriuchi-gawa and it is transitional from the Idesugawa Formation. It is the product of an active submarine volcanism; initially hornblende dacitic Urawa Dacite is erupted and it is followed successively by andesitic lava, volcanic breccia and tuff-breccia, and lastly Maruyama Andesite is erupted. There are many altered area suffered by hydrothermal processes.

The Quaternary system is composed from coastal terrace deposits developed along the seashore between Shiriuchi and Kikonai, and river terrace deposits of five steps extended along the Shiriuchi-gawa, and talus deposits, alluvial moor deposits, flood plain deposits and sand dune deposits.

As for the geological structure of the Neogene in this area, distinct difference between younger and older formations exists. A general N-S trend of the structure in the Hiyama Group is well shown by the Uriya Anticline and the Yunosato Synclinorium and also by the major thrust faults, the Kikonai Fault in the east and the Urawa Fault in the southwestern part. These faults have different character; the former has thrust eastwards, and on the contrary, the latter moved westwards. Such structures in the Hiyama

Group seems to be controlled by the oscillatory movement of the basement blocks. The younger structures prevailing in the Idesugawa Formation are folding axes of E-W trend which are clearly oblique to older structures.

## ECONOMIC GEOLOGY

As for the natural resources, limonite ore deposits, building stone and hot spring are found in this area. Some of the second and last two resources are utilized in a small scale.

It should be noticed that the Inokoma area is a disastrous landslide area and the sliding is now in continue.

---

昭和53年1月27日 印刷

昭和53年2月1日 発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本 135

印刷者 木村正義

印刷所 創文印刷