

5 万分の 1 地質図幅説明書

江 差

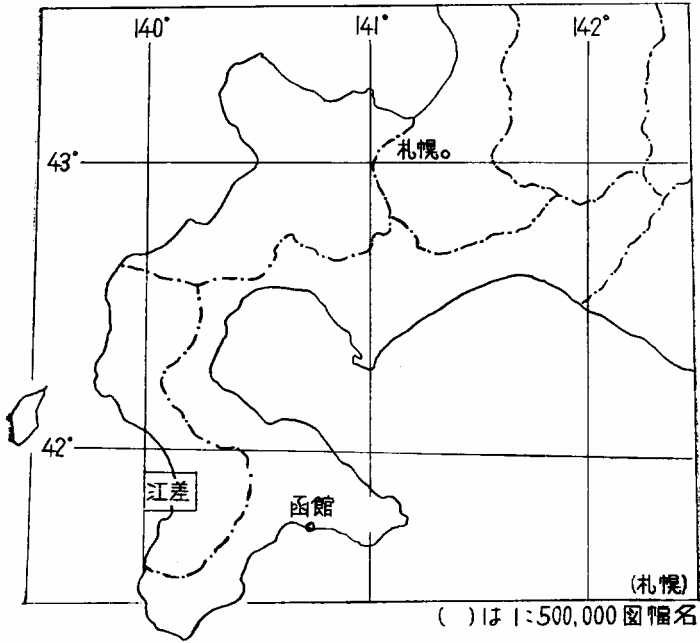
(札幌 - 第 78 号)

通商産業技官 角 靖 夫
同 垣 見 俊 弘
同 水 野 篤 行

北 海 道 開 発 庁

昭 和 45 年

位置図



目 次

地 形.....	1
. 1 山地および丘陵地.....	1
. 2 平 地.....	2
地 質.....	2
. 1 概 説.....	2
. 2 松前層群（古生層）および石英閃緑岩.....	4
. 2.1 チャート層.....	6
. 2.2 含凝灰岩互層.....	6
. 2.3 砂岩層.....	7
. 2.4 砂岩・粘板岩互層.....	7
. 2.5 チャートおよび凝灰岩層.....	8
. 2.6 含チャート砂岩層.....	9
. 2.7 石英閃緑岩.....	9
. 3 新第三系および流紋岩質岩脈.....	10
. 3.1 福 山 層.....	13
. 3.2 湯 の 岱 層.....	15
. 3.3 大安在川層.....	16
. 3.4 江 差 層.....	17
. 3.5 木 古 内 層.....	19
. 3.6 厚 沢 部 層.....	20
. 3.7 館 層.....	21
. 3.8 流紋岩質岩脈.....	33
. 3.9 鶉 層.....	35
. 4 第 四 系.....	36
. 4.1 段丘堆積物.....	36
. 4.2 冲積堆積物.....	39
. 4.3 崖錐および低位段丘堆積物.....	39

. 4 . 4 砂丘堆積物.....	39
応用地質.....	41
. 1 鉱 床.....	41
. 2 温 泉.....	43
文 献.....	44
Abstract	47

5 万分の 1 地質図幅 江 差 (札幌 - 第78号)
説 明 書

通商産業技官 角 靖 夫
同 垣 見 俊 弘
同 水 野 篤 行

昭和38・39年に野外調査を行ない、おもに、南半地区を垣見が、北半地区を角と水野が担当した。新第三系の層序の現地検討と総括に対して、地質調査所地質部 秦 光男技官・同北海道支所石田正夫技官らの協力を受けた。研究試料の薄片作成は、地質調査所技術部 安部正治技官・宮本昭正技官によって、付図の製図は、地質調査所北海道支所熊谷なな子技官によって行なわれた。

なお、乙部町滝瀬・江差町五厘沢付近の岩石・地層の分布については、27頁第6図を参照して頂きたい。また、図幅南端の椴川は古櫃川の誤りである。

地 形

江差図幅の地域は、桧山郡西北部・爾志郡南部および日本海の一部にわたり、大勢として東から西へ低下する地域である。陸域には、標高数100m未満の山地・丘陵地と少しの平地とがあり、海域には、陸棚とわずかの陸棚斜面とが含まれている。

1 山地および丘陵地

おおよそ、標高200m以上の山稜を含む地域が山地地形、それ以外の地域が丘陵地形を備えている。山地は、図幅内の東南部と北東隅とに存在し、丘陵地は、山地と日本海ならびに厚沢部川沿岸の平地との間に広がっている。山地・丘陵地には、概して、壮年期の開析が及んでいるが、開析状況に関して、かなりの地域的差異が認められる。

東南部の山地は、松前半島の主分水嶺から離れた位置にあつて、その北・東側を厚沢部川の支流により、西・南側を田沢川・豊部内川・目名川などの直接日本海へ流下する小河川によって開析され、全般に満壮年期の地形をおびている。地質的には、チャート・粘板

岩・砂岩・凝灰岩などの古生代の地層がこの山地を構成しており、厚いチャート層が分布する所に、元山（522m）・笹山（583m）・八幡岳（664m）などの高峰が続いている。なお、標高300m以下の山稜には、ところどころ、段丘地形の名残りともみなされる緩傾斜地が存在する。

北東隅の山地は、標高が200数10m以下であって、礫岩・砂岩・頁岩・泥岩などの新第三紀の地層からなりたち、姫川中流の支谷によって、晩壮年期程度の開析をうけている。

厚沢部川以南の丘陵地は、前述の山地の東側に連らなり、日本海へ向かって必従的に流れる多数の小河川によって開析されている。ここでは、広範に段丘地形の遺痕が認められ、かなりの範囲に段丘堆積物が分布している。丘陵の岩石は、おもに、砂岩粘板岩互層などの古生層と、火山碎屑岩・硬質頁岩などの新第三紀層とである。

厚沢部川以北の丘陵地は、新第三紀の泥岩・凝灰質砂岩・凝灰岩などから構成されており、厚沢部川・姫川・小茂内川の支谷などによって開析されている。この丘陵地には、厚沢部川以南の丘陵地に相応する高度の山稜が含まれ、段丘堆積物が部分的に残存しているが、厚沢部川以南より進んだ開析が及んでおり、崖錐が堆積しているところが多い。

. 2 平 地

沖積堆積物におおわれている平地、段丘堆積物によって作られている平地などがある。

沖積平地は、厚沢部川と姫川の沿岸に広がっているほか、各小河川の下流に分布している。平地の大部分は、標高10m未満であって、厚沢部川の下流域では、海拔数mの高度に留まっている。

段丘の平地は、厚沢部川・姫川・小茂内川の流域と、乙部町・江差町の海岸とにある。これらは数時期の段丘堆積物によって形成されている平地であって、おもな標高が、海岸付近では30mないし50m、内陸では一般に30mないし80m、小茂内川上流から姫川中流にかけては80mないし150mである。どの平地も、少しの開析をうけているため、緩傾斜地を含んでいる。

なお、海岸には、平地の前面にあたる部分を中心として、浜堤が連らなっており、低い砂丘が形成されている。

地 質

. 1 概 説

江差図幅地域には、第1表に示したような、古生界・新第三系・第四系が分布している。

第1表 江差図幅地域地質総括表 (波線は不整合関係を示す)

時代		層序・地層名(記号)		おもな岩相・貫入岩 (層厚概数, m)	
第 四 紀	現 世	冲積堆積物 (a)	崖錐堆積物 (d)	砂丘堆積物 (s)	砂丘砂, 崖錐角礫・砂・泥
			沖積砂・礫・泥		
	更 新 世	段丘堆積物	(t5)	河成礫層・砂層	
			(t4)	海成砂層, 河成礫層	
			(t3)	河成砂層・礫層・泥層	
			(t2)	海成砂層・礫層	
			(t1)	海成礫層・砂層	
	新 第 三 紀	鮮 新 世	鶉 層 (U)		浅海成砂岩・含礫砂岩, 貝化石, (70)
			中	館 層 (Ts・Tp・Tc・Tb・Ta・Tm)	
		江 差 層 (E)		厚沢部層 (A)	A: 泥岩・頁岩, (500) E: 硬質頁岩・泥岩, (250) K: 泥岩・硬質頁岩, (300)
木古内層 (K)					
新 世		大 安 在 川 層 (O)		浅海成礫岩・砂岩, (5~100), 貝化石	
		湯 の 岱 層 (Y)		浅海成含礫砂質泥岩(10~30), 貝化石	
		福 山 層 (F)		安山岩質・石英安山岩質, 凝灰岩・凝灰角礫岩・熔岩・熔結凝灰岩, 陸成, (数100)	
				石英閃緑岩(Qd)貫入	
		古 生 代 後 期	松	含チャート砂岩層 (M6)	チャート・凝灰岩層 (M5)
砂岩粘板岩互層 (M4)				砂岩層 (M3)	M4: 砂岩粘板岩互層 M3: 砂岩
前 層	含凝灰岩互層 (M2)		チャート粘板岩凝灰岩互層		
	チャート層 (M1)		チャート		

古生界は、渡島半島諸地で松前層群と呼ばれている地層群の一部であって、上部古生界に属するとみなされるフリッシュ様の地向斜堆積物である。図幅の南部分に、褶曲を含んだ急傾斜の構造をもって、層厚数1,000mが露出している。図幅の北部地区の新第三系の基盤も、この松前層群であろう。新第三系は、道南地方一帯の新第三系とともに、新第三紀に活発な火山活動があった、グリンタフ地域と呼ばれる地域の堆積物の仲間であって、中新世の地層が主体となり、合わせて、1,000数100mの厚さを示している。ただし、道南地方で訓縫層くんぬい（群）と名付けられている火山岩類の地層がなく、とくに北部地区では、八雲層やくも相当の硬質頁岩の多い地層が、下位に浅海成の地層を伴って、新第三系の下部を占めている。また、硬質頁岩の多い層準には、北部と南部とで、顕著な岩相・層厚の相違がみられ、その上位の粗粒な泥岩の多い層準（館層）には、軽石質火山碎屑流堆積物と、その碎屑堆積物層とが、多量に含まれている。おもな第四系は、数時期の更新世段丘堆積物と、沖積堆積物とである。ほかに、比較的多くの崖錐堆積物や、小さい海岸砂丘が認められる。

2. 松前層群（古生層）および石英閃緑岩

渡島半島に分布し、新第三系の基盤を構成している、いわゆる古生層を、松前層群（橋本 亘1958）と呼ぶ。江差図幅地域の南半部に分布する松前層群は、江差・上の国・木古内・館の4図幅地域にまたがり、南北約20km、東西約15kmの広範囲を占める巨大な地塊の一部である。

この図幅地域の松前層群からは、化石は未だ発見されていない。しかし、この地塊と直接に連続する、上の国町太平山周辺の本層群中の礫質石灰岩のなかから、*Fusulinella* sp. *Chaetetes* sp. など、中部石炭系を指示する化石が発見され（湊・国府谷 1963）筆者（垣見）もこれを確認した*。この層準は、江差地域の松前層群の上部（M₅）に対比されるものと考えられる。したがって、この地域の松前層群は、すくなくとも中部石炭系を含む上部古生界に属することは確実である。

この4図幅地域にまたがる地塊のほぼ全域は、筆者（垣見）によって調査されたが、岩相分布と大構造の大意が把握されたのみで、褶曲や断層による変位を復元したうえで、層

* 筆者の採取した同地域のサンプル中から *Fusulinella* sp., *Fusulina*? (または *Akiyosinella*?) sp., *Chaetetes* (*Bowellia*) sp. および *Textularia* 型小型有孔虫, *Bryozoa*, *Tetracoral* の破片などが見出された。鑑定は北海道大学加藤 誠博士であり、記して同氏に謝意を表する。

序を確立するまでには至っていない。以下には、筆者が試みに推定した上下関係にもとづいて、岩相から便宜的に区分したM₁からM₆までの“部層”について記載する。この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（粘板岩）互層と、チャートの厚層を主とし、シャルスタインや石灰岩は少なく、あっても薄層を示すにすぎないことが特徴といえよう。要するに、主体は砂質フリッシュ型で深海性の地向斜堆積物とみなすことができる。層厚は、この図幅地域に露出している部分だけで5,000m以上と見積られる。

ここで、松前層群の主要な構造について述べておこう。道南部の最南端松前図幅地域から大千軒岳地域を経て本地域に至る松前層群は、局部的にはうねりながらも、大勢としては北北西方向の走向を示す。本地域は、その北端部が露出しているが、ここでは走向が南北から北北東方向へと次第に変化する部分に相当している。本地域において、松前層群と新第三系を境している江差断層は、この走向変化とほぼ調和的に走っていることは興味がない。本層群は、おおむね西向きの急傾斜を示す。級化層理によって判定した地層の正、逆関係からみると、この地域では局地的な褶曲を繰り返しながらも、大局的には西側へ次第に上位の地層が現われていると考えられる。なお、野外では、かなりの落差をもつ断層と思われる破碎帯が数多く観察されているが、地質図に表わすことができなかった。図上の断層は、ほとんどが推定断層である。

粘板岩の中にはスレート劈開が認められるが、その発達はよくない。観察された限りでは層面に準平行である。砂岩中には劈開は発達していない。これらの点は、北上山地などの古生層の変形様式とは異なるように思われる。これは、本地域の古生層が、砂岩を主体とするため、変形様式が砂岩のそれに支配され、量的にはすくない粘板岩層は、砂岩の変形にともなって受動的に変形しているためかもしれない。チャート層のうち、縞状のもの
banded chert には一見不規則な小褶曲が発達している。詳しくみると、縞状チャートのうちの純粋なチャートの層はコンピtent層として平行褶曲にちかい形態をもち、泥質のチャートの部分は軸部で厚く翼部で薄くなるflowをおこし、全体としてはflexural flow foldingまたは不調和褶曲の形を示している。

* この地域の松前層群の層序について、M₁を最下部にちかい層準とするか、もしくはむしろ中部に位置させるかについて、今回の調査だけでは確定できるだけの資料が得られなかった。ここではM₁をこの層群の最下部にちかいと考える立場で、地質図を作成した。

なお、この地域にかぎらず、松前層群のなかには、幅数cmから数10cmの石英脈まれに雲母を含むものが、地域の構造とは無関係に至るところに見られる。その走向はほぼ東西、傾斜は垂直であるものがきわめて多い。この脈の両側での地層の変位は認められず、また脈の貫入によって両側の地層が破碎した形跡もない。このことから、これらの脈は横断性 (transverse) の tension fractures と考えられる。これがほぼ東西で垂直方向であることは、松前層群が、褶曲や断層の形成後に地塊として隆起したとき、南北方向の引張り応力が生じたことを示しているものであろう。

2.1 チャート層 (M_1)

元山・笹山・八幡岳など、この地塊の脊稜部に、稜線とほぼ平行して露出する。

灰色・灰白色・黒色などを呈する塊状または層状のチャートの厚層からなる。層状の部分には、すくないながら小褶曲を示すものがある。塊状のチャートには、一旦角礫化したものがふたたび膠結された産状を示すものが多い。また、白色半透明のチャートのなかには、黒色のチャートが珪化して脱色されたと思われるものがあり、その部分は表面が赤褐色に汚染されている。

M_1 層に属するチャートからは、上下を判定することはできなかったが、周辺の互層などの上・下関係から、 M_1 層を本地域における最下部と考えると、この中央部に背斜、西縁部に走向断層 逆断層と考えられる を想定した。

2.2 含凝灰岩互層 (M_2)

M_1 層の東側に、広範囲に露出するものを一括して示した。

M_2 層の岩相は多様で、チャート、珪質粘板岩・細粒凝灰岩・粘板岩および少量の細粒砂岩などからなる。

チャートは、このなかでも主体をなし、とくに北部では全体の過半を占めている。塊状のもの (露頭では角礫の集合体のようにみえることが多い)、10~20cmごとに粘板岩のきわめて薄い層をはさみ厚い縞状を呈するもの、3~10cmほどの薄い縞状のものなどが互層している。薄い縞状を呈するものは、不調和褶曲状の微小波長をもった褶曲を、厚いものは、よりゆるやかな褶曲を繰り返しているところが多い。褶曲面は不規則のように見えるが、褶曲軸面はほぼ一般走向と平行している。色調は全体として暗灰色であるが、よくみると灰白色の基質のなかに黒色の細かいすじが網目状に入っているものももっとも多い。そのほか、まれに緑色・赤紫色・チョコレート色を呈するものがあるが、これらは凝灰岩 (後述) と相伴って発達し、火山活動の産物であることを暗示している。なお、赤紫

色やチョコレート色のチャートは数m～10数mの薄層をなし、連続性がよく、局部的な鍵層となる。これらの色調を示すチャートは、鉱化作用をうけて脱色し、白色を呈するようになったと思われるところが多い。たとえば、赤色や緑色を呈するチャートの同層準を追跡していくと、色が薄くなり、白色に変化しているからである。チャートの白色化しているところは、表面がサビ色に汚染され、その付近から赤褐色の鉱泉水が湧出していたり、褐鉄鉱で膠結された岩屑が堆積していたりする。

凝灰岩は、チャートや、珪質粘板岩と薄い互層をなしているもの、および主としてチャート中に数mあるいは数10mの厚層をなすものがある。白色・灰色・緑色があった灰色などを示すものが多く、まれに緑色・赤紫色・チョコレート色などを呈する。きわめて細粒で、細かいラミナを有したり、白色の凝灰岩部から次第に暗灰色の珪質粘板岩に移化し、その薄い繰返しからなるところもある。この凝灰岩はいわゆるcherty tuff（フィールド名）で、おそらくシルト・サイズ以下の火山ガラスもしくはコロイド状のシリカ物質が海底に沈積したのち、脱ガラス化したものと思われる。ただし、なかには“cherty”ではなく、スレート劈開の発達する、いわゆるシャルスタイン状の産状を示すもの粗粒・碎屑質の凝灰岩 および、これから“cherty”な凝灰岩に漸移しているものもある。

粘板岩あるいは珪質粘板岩も、これらの間に挟在し、凝灰岩と互層したり、あるいは、暗灰色の部分と灰色の部分とが、縞状に互層するものなどがある。まれに、微粒砂岩と級化互層するところもある。また、きわめてまれに、粗～中粒砂岩が挟まれている。

2.3 砂岩層 (M_3)

M_2 互層の間に、向斜状をなして細長く分布する。

主体は、川床で青灰色を呈する、中粒ないし細粒の塊状砂岩で、一部は層状、一部は粘板岩または微細粒砂岩をはさみ級化層理を示す。中粒または粗粒の砂岩中には、粘板岩の破片 もとは泥岩の偽礫? をおびただしく含むところがある。

この砂岩層は、おそらく次にのべる M_4 層の下部に相当するものであろう。

2.4 砂岩・粘板岩互層 (M_4)

M_4 層は、松前層群の地域の西部に広く厚く分布する砂岩・粘板岩の互層を主とする累層を一括したものである。

この累層の中部に発達する厚いチャート層（地質図に示した）を境にして東部（下部）と西部（上部）とでは、岩質がやや異なる。

東部は、細粒の互層で、黒色粘板岩・暗色～灰色の砂質粘板岩、青灰色微細粒砂岩また

は粗粒シルト岩の薄互層で、粘板岩がちである。川床のよく削割されたところでは、しま状の級化層理を示しているのが観察される。この間に15～25cm内外の細粒砂岩、まれには厚い塊状の細～中粒砂岩をはさんでいる。この地域の南部では、厚い粘板岩の単独層も見られた。

中部にあるチャート層は、厚さ100m内外、黒色または灰色を呈し、いわゆるbanded chertで小褶曲がいちじるしい。連続性がよく、良好な鍵層となっている。この層以外にチャート層の存在は、きわめてまれにしかない。

これより西部の本層は、東部にくらべて砂岩がちの互層が多くなる。東部型の粘板岩・砂質粘板岩・微細粒砂岩の薄互層を示すものと、粗～中粒砂岩・細粒砂岩・粘板岩の厚互層を示すものがある。後者のうち、砂岩は一層の厚さ数10cm～2m程度、粘板岩は数cm～数10cmのものが一般である。粗～中粒砂岩は、粘板岩の破片を含み、また級化層理を示す。また、級化の不明瞭な淘汰^{どうた}のよい塊状の中～細粒砂岩の厚層（10m以上に達する）もある。厚い粗粒砂岩の下部に粘板岩礫（破片的で、一種の偽礫と思われる）が集中し、礫岩様のみかけを呈するものもある。

この地域の南端から南隣国幅地域にかけて、この砂岩がち互層のなかに、シャルスタインの層が2～3枚はさまれている。そのうちの厚さ20m以上に及び厚層のみを地質図に示した。緑～濃緑色および暗紫色を呈し、層に平行な劈開が発達し、なかに角礫のつぶれたものと、思われる灰白色のレンズを含んでいる。

M₄層は、典型的なフリッシュ - 下部は泥質、上部は砂質フリッシュ - の堆積物である。

. 2. 5 チャートおよび凝灰岩層 (M₅)

本層は、この地域では南端部に小範囲を占めているにすぎないが、南隣上の国図幅地域で一大向斜をなして広く厚く発達しているものの下部に相当する。

本層はチャート・珪質粘板岩・粘板岩・砂岩およびシャルスタインなど、多様な岩相を示す。

チャートは、黒色～灰色、層状で小褶曲を示すのが一般であるが、この他に赤褐色、赤紫色を呈するいわゆるred chertも多い。後者はシャルスタインの発達する付近によくみられ、火山活動の産物であることを思わせる。シャルスタインは、緑色・赤褐色を呈し層状のものと、濃緑色で塊状のものがある。

砂岩のなかには、きわめて粗粒で粘板岩の破片を多く含み、礫岩様の外観を示すものがある。

この層の、とくにred chertの層準のなかには、ドロマイトのレンズ状岩体を多数含んでいるのが特徴である。ただし、この図幅の範囲内では顕著なものは見られなかった。なお、この層の南方延長部にあたる、上の国町苫符沢下流には、石灰岩の薄層があり、海百合などの化石を含む。また、さきに述べた、中部石炭系の化石を産した、大平山の石灰岩も、M₅層と同層準ではないかと思われる。

2.6 含チャート砂岩層 (M₆)

松前層群の地塊の北西端部に分布する。本層は、砂岩・粘板岩の互層のなかに、数枚のチャートとシャルスタインをはさむのを特徴とする。互層の産状はM₄層のそれと全く同じであり、砂岩がち級化互層と粘板岩がちしま状薄互層とがあるが、前者が優勢である。砂岩の中に、最大5cm、平均1~2cmの円礫~亜円礫をもつ礫岩の薄層(1.2m)が見出された。砂岩の中に粘板岩の破片を含むものも多い。

チャートは黒色ないし灰色のものを主とし、角礫岩様の外観を呈する塊状のものが多く、層状のものは少ない。まれにred chertがシャルスタインと接して存在する。

シャルスタインは、赤紫色または緑色を呈し、層状でレンズ状につぶれた角礫を含み、なかに流動した内部構造のみられるものがある。豊部内川の下流北側の小沢(養鱒場のある沢)のシャルスタインは、マンガンの貧鉱を含み、探鉱された跡がある。泊川下流の支沢中には劈開の発達したシャルスタインが、細粒・珪質のいわゆるcherty tuffへと漸移しているものが、数10mの厚層として認められる。

M₆層は、M₅層の同時異層と考えられる。

2.7 石英閃緑岩 (Qd)

笹山の西部から南部にかけて、比較的小岩体が、松前層群を貫いて、点在する。南隣上の国図幅地域で同層群を貫くものと同様の産状を呈する。

本岩は、外観も、鏡下でも、いちじるしく不均質で、岩体により、また同一岩体の中でも、構成鉱物の量比や組織が異なる。比較的等粒で粗粒のもの、同じく細粒のものほかに、斑状組織を示し、石英や黒雲母・角閃石などの大晶の眼立つものも多い。地域の東南端、上の国町目名沢最上流の小岩体は、石英の巨大な自形斑晶を含み、石英斑岩様の見掛けを呈する。豊部内川最上流の比較的大きな岩体のなかには、幅5cmから30cm内外の多数の石英脈が貫入している。

笹山林道に露出する比較的等粒、細粒のものは、石英(他形) > 角閃石 > 黒雲母 > 斜長石(量の順)からなる。斜長石の一部は累帯構造を示す。二次的な緑泥石・炭酸塩鉱物が

多量に晶出している。豊部内川のものもほぼ同様であるが、ここでは黄鉄鉱の鉄染をうけている。

なお、域外の上の国町目名沢中流に露出するものなかには、わずかながかり長石の認められるものもあった。また、江差図幅地域における熱変成作用は著しくなく、ホルンフェルス化した部分は数m～数10mにすぎないが、上記目名沢中流域では、石英・黒雲母・白雲母・ザクロ石・珪線石を生じ、高温の熱変成作用を受けた岩石がある。

3 新第三系および流紋岩質岩脈

この地域の新第三系は、中新世および鮮新世に堆積したとみなされる8累層からなりたち、古生界の松前層群をおおい、段丘堆積物などの第四系におおわれている。安野呂川お

第2表 江差図幅地域および周辺地域の新第三系層序表

	江 差 図 幅 地 域		館・木古内・ 知内図幅地域 (秦・山口, 1969による)
	南部地区	北部地区	
鮮新世		鶉層	鶉層
	館層	館層	館層
	江差層	厚沢部層	厚沢部層
		木古内層	木古内層
中新世	大安在川層	大安在川層	大安在川層
	(欠除)	(欠除)	訓縫層群
	湯ノ岱層	(欠除)	湯ノ岱層
	福山層		福山層群
古生代	松前層群	(松前層群)	松前層群

よび厚沢部川下流以南の“南部地区”と以北の“北部地区”との間に、顕著な層序・岩相の相違があり、累層間の層序は第2表に示す関係にある。

南部地区では下位から福山層・湯の岱層・大安在川層・江差層および館層、北部地区では下位から大安在川層・木古内層・厚沢部層・館層および鶉層がみられ、福山・湯の岱・大安在川・鶉の諸層が、それぞれ、下位に対して不整合の累重関係を示している。また、南部地区では、福山層が松原層群をおおい、北部地区では、大安在川層が新第三系の最下位を占めている。

なお、北部地区の5累層は、東隣の館図幅およびその南方の木古内・知内両図幅地域から、ほぼ同じ層序関係を示して連続しているものである（第2表参照）。また、酒匂（1962）が江差町地域の新第三系に対して命名した、豊川火山噴出物層は福山層に、大洞真岩層は大安在川・江差・厚沢部の諸累層と館層の下半部とに、砂坂凝灰岩層・鷗島集塊岩層は館層の上半部に相当する。

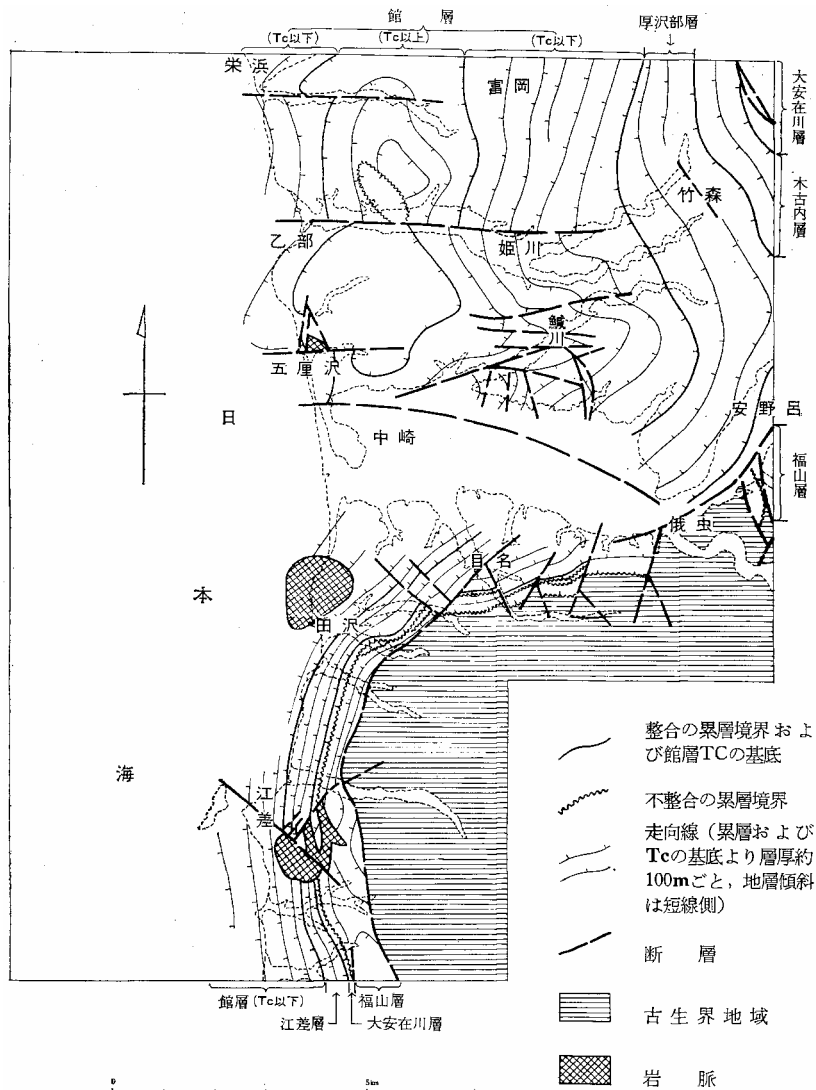
福山層は、変質した火山岩類からなりたち、この地域では、層厚数100mの地層となっている。この地層の地質時代は、まだ明確でない。湯の岱層に属する地層は、礫を含む砂質泥岩などで、きわめて薄く、局所的に見出される。これには、中新世を指示する貝化石が産出する。大安在川層は、礫岩と砂岩とからなる層厚数mないし100mの地層で、南部地区では中新世の浅海生貝化石を含んでいる。

江差層（新称）は、層厚約250mの硬質頁岩と泥岩とから構成された地層である。木古内層は厚さ約300mで、おもに、泥岩と硬質頁岩、厚沢部層は厚さ約500mで、おもに、泥岩と頁岩とからなりたっている。この2累層は、南部地区の江差層が北方へ向かって岩相を変え、厚くなったものとみなされる。館層は、この地域について、下半部が粗粒な泥岩の地層、上半部が凝灰質砂岩・軽石凝灰岩・軽石質の砂岩・礫岩などの地層であって、層厚が800mあまりに達している。鶉層は、浅海生貝化石を含んだ、砂岩と含礫砂岩との地層で、下位に対する層序関係などから、鮮新統と推定されている。

流紋岩質岩脈は、新第三系・古生界を貫いて、おもに南部地区に分布している。この生成時期は、産状から、新第三紀後期とみなされる。

新第三系が示す地質構造は、第四系の下まで推定して、第1図のようにまとめられる。

南部地区の新第三系は、古生界の西・北側を囲んで帯状に分布しており、大部分が、上位ほどゆるやかな傾向で、西あるいは北向きの15度ないし40度の傾斜をもっている。このうち、古生界の西側を占める部分は、急傾斜逆断層の性格をもつ江差断層を介して古生



第1図 江差図幅地域新第三系地質構造図 (標高40m水平断面の推定)

界に接し、二、三の箇所で江差断層に平行な小背斜・小向斜を含み、また、北西 - 南東および北東 - 南西方向の小断層を生じている。鷗島では、安山岩質凝灰岩および凝灰角礫岩

の中に、面が癒着し、かつ珪化した変位数cmないし数10cmの小断層が、共軛^{やく}2方向に発達する。これらは走向移動の成分が大きく、共軛面から、ほぼ東西で西へゆるやかに傾く最大圧縮主応力軸および、ほぼ南北で鷗島中央部を軸として背斜状にうねる最大引張り主応力軸が得られる。

北部地区の新第三系は、全般に、概して10数度未満の傾斜をおび、盆状構造を作っている。ただし、局部的には、東西方向・北西 - 南東方向などの小断層が存在するとみなされる箇所があり、また、30度ないし60度に傾斜した地層が認められる。

なお、南部地区については、次のような構造運動があったと推定される。新第三紀後期から、現在の江差断層の位置を境に、東側地塊の隆起と西側地塊の沈降が著しくなった。同時に、隆起した東側地塊が西側の地表近くの新第三系を圧縮し、地塊の境界をなす江差断層は、高角逆断層の性格をもつとともに、断層付近の新第三系の傾斜を増加させ、また、小断層を発達させたと考えられる。

3.1 福^{ふく}山^{やま}層(F)

福山層(福山層群・福山統)の模式地は、渡島半島南端部の松前図幅地域にあり、(長尾・佐々, 1934)、そこから北へ、大千軒岳・上の国図幅地域を経て、本図幅地域へと、ほぼ切れ目なしに続いている。本地域では南半部の古生層松前層群をとり巻いて、西隣の館図幅地域へと連続し、北半部には分布しない。本地域の福山層は、松前層群をとり巻く地域の西部では断層で、北部では一部が断層一部が不整合で、松前層群と接する。大部分は、大安在川層に、ごく一部分は湯の岱層に、いずれも不整合でおおわれている。露出状況がわるいことと、層理の明瞭な地層がないことのために、福山層は、層厚、内部の構造、内部の層序関係などの正確なことは明らかではない。構成員の大部分は、安山岩および石英安山岩類の火砕岩および熔^{よう}岩によって占められているが、地域的な岩相変化が激しくて、一般的な“標準層序”を示すことはできない。おそらく、火山活動の中心が分散していたためであろう。

本層の基底部(田沢川から目名川にかけてのみ分布)は、現地性の礫岩からなる。その地域の直下の古生層から由来した大小不揃いな垂角~亜円礫および安山岩の垂角礫をもって構成され、基質は凝灰岩または凝灰質砂岩である。大部分は層理を示さず、ごく一部で炭質物や凝灰質砂岩のラミナが見られるだけである。一部は全く淘汰された形跡がなく、珪化木や炭化した材木などを含み、泥流堆積物と思われるものがある。まれに、石炭レンズをはさむ凝灰質砂岩が古生層の上に直接乗っているところもある。

基底部以外では以下のような岩相を示すものがある。

輝石安山岩の熔岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩など：各地で上、下部を通じて普遍的に認められるが、どちらかといえば下部に多い。輝石の多くは変質し不透明鉱物または緑泥石に置換されている。外形から推定すると単斜輝石であるものが多く、しそ輝石を含むものは少ない。なかには斑晶中に有色鉱物のほとんど認められないものもある。斜長石は新鮮なものが多いが、なかには曹長石および炭酸塩鉱物に置換されているものもある。節理などの割れ目や岩塊の周辺がチョコレート色又は緑青色のフィルム状物質でおおわれていることが多い。

角閃石安山岩の熔岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩など：輝石安山岩質のものと同様に見られるが、量的には少ない。角閃石は大部分不透明鉱物（赤鉄鉱など）に変質している。目名川流域の一部には、石英の巨斑晶の入った安山岩熔岩および凝灰角礫岩の厚層が発達している。なお、凝灰角礫岩の角礫のなかには、輝石安山岩と角閃石安山岩の共存しているものがある。

石英安山岩質の凝灰角礫岩・軽石凝灰岩・熔結凝灰岩など：ほとんどが、火砕流堆積物であって、軽石流、岩片流（*lithic flow*）および泥流などの産状を示し、ごく一部江差町東方の開拓地へ行く農道とその南に平行する沢に強く熔結した部分がある。熔結した部分には黒雲母がきわめて多く、次いで石英、まれに褐色角閃石が含まれている。軽石凝灰岩の基質中には石英の目立つものが多い。江差町東方では、これらの火砕流堆積物が少なくとも300m以上の厚層をなし、この地域の福山層の上半部を構成する。しかし、このような厚層をなす部分はここだけで、南・北へ急速に薄化するようである。また、北部の目名川流域では、基底部に石英安山岩質の軽石流堆積物が見られるが、おそらく江差町東方のものとは層準の異なるものであろう。

その他、マツカリ沢・田沢川・目名沢にかけての福山層には、熔岩や火山角礫岩はすくなく、細粒凝灰岩・火山礫凝灰岩・マトリックスの多い凝灰角礫岩・基質が凝灰岩からなる雑色の礫岩・火山円礫岩などが厚く分布する。細粒凝灰岩や、凝灰角礫岩の基質の部分は、白色・緑色・チョコレート色などを呈し、しばしば粘土化して小規模な地すべりあるいはクリープをおこしている。これらのなかには、珪化もしくは木炭化した材木片を含んでいることが多い。

福山層の堆積物からは、海成を示す証拠はない。逆に、熔結凝灰岩の存在、軽石と岩片が無淘汰に混在していることや、間接的ではあるが東隣館岡幅地域の本地域と接する部分

で火山豆石が発見されたことなどからみて、本層は、すべてが陸上（淡水域を含む）の堆積物であると考えられる。

3.2 湯の岱層（Y）

湯の岱層（秦・山口，1969）の模式地は、南隣上の国図幅地域の東端部の湯の岱地域である。江差図幅地域には、南半部のうちのごく一部、田沢川流域と目名川支流部に孤立して分布しているにすぎない。いずれも福山層の上に乗し、上部を大安在川層におおわれた薄層で、大安在川層下底の不整合に“削り残された”堆積物と見られることもできる。

目名川支流上流の本層は、青灰色、凝灰質の細粒砂岩とシルト岩との互層からなる。砂岩、シルト岩の両層とも、淘汰が悪く、炭質物に富む。砂岩中にはまれにレンズ状の粗悪炭をはさんでいる。ここでは、本層は福山層に属する凝灰角礫岩および凝灰質の基質をもつ礫岩の上に乗っているが、露出不良のため、接触関係は不明であった。上位は大安在川層のきわめて淘汰の良い礫岩に不整合におおわれている。

田沢川とその支流マツカリ沢との間に分布する本層は、青灰色細粒ないし微粒砂岩を主とし、炭質物および植物化石片に富み、また、細～中円礫を散含する。淘汰がわるく、細礫岩のレンズを含む部分がある。マツカリ沢の北岸の農道傍および田沢川枝沢の奥では、本層と上位大安在川層礫岩が不規則な削剥面をもつ軽微な傾斜不整合関係で接しているのが観察された。

田沢川支流の炭質物を含む含礫砂岩のなかからは、以下のような化石を産した。

Patinopecten imamurai MASUDA

Gloripallium? sp.

Lima (*Acesta*) sp.

Venericarcia siogamaensis NOMURA

Nemocardium sp.

Tapes siratoriensis OTUKA

Thracia kamayashikiensis HATAI

Polynices sp.

Fulgoraria sp.

Dentalium sp.

（以上、水野篤行鑑定）

以上のうちでは、*Patinopecten imamurai*と*Nemocardium* sp.の個体数が多かった。このほかでは、属の不明のBrachiopodaと、植物化石の破片を多産している。

本図幅地域での湯の岱層は、厚くとも30m内外である。

この地域の湯の岱層は、筆者等の調査によって初めて見出されたものである。全く孤立して分布しており、化石内容も模式地の湯の岱層のそれとは若干異なるため、対比上の問題がないわけではないが、大安在川層と福山層との間に不整合関係ではさまれているという層位的関係、^{とうた}淘汰のわるい岩相を示し、植物片や石炭レンズをはさむこと（模式地では、かつて稼行された石炭を産する）などの理由によって、模式地の湯の岱層に対比した。

これらのことから、本地域の少なくとも南半部から南隣上の国図幅地域にかけては、陸域であった福山期に引き続いて、湯の岱層が薄く広く堆積したが、大安在川層堆積以前に一旦陸化し、多くの場所では完全に削剝されてしまったと考えられる。

3.3 ^{おおあんざいがわ}大安在川層(O)

この地層は、桧山郡上の国町大安在川流域を模式地として命名（金谷・須鎗，1951）されている地層であって、江差・館・木古内・知内の諸図幅地域にわたって、硬質頁岩層の基底部として広がっている（秦・山口，1969）。江差図幅の南部地区では福山層と湯の岱層とを不整合におおい、北部地区では古生界を不整合におおう関係で露出している。両地区を通じて、浅海成と思われる礫岩・砂岩からなりたち、上位の頁岩・泥岩からなる累層に整合的におおわれているが、岩相の細部・層厚については、地域的な差異がある。

南部地区の大安在川層は、一般には福山層の火山砕屑岩類を不整合におおう。しかし、泊川以北では、湯の岱層をおおうところがあり、南隣の上の国図幅地域では、古生界の松前層群の上に直接オーバーラップしているところがある。この地区での層厚は、最大でも30mほどで、多くは10m内外、南部へ薄くなる傾向があるように見える。観察された限りでもっとも薄いところは、わずか3mほどにすぎない（地域の南端にちかい五勝手川下流南支沢）。

江差町以南の薄層をなすところでは、きわめて淘汰のよい礫岩のみからなる。礫は松前層群に由来するよく円磨されたチャート礫が圧倒的に多く、砂岩礫もあるが、その他の礫はほとんどみられない。礫径は数cm以下が多く、ところによって1cm以下の細礫岩のみからなる。基質は、淘汰のよい中粒～細粒砂岩からなるルーズなものと、いちじるしく石灰質またはドロマイト質で、灰白色、ちみつで硬いものがある。とくに、豊部内川下流を横切る本層は、厚さ5m内外の全部が含礫ドロマイト層と、ドロマイト質礫岩の互層からなる。

南部地区のうち、豊部内川以北では、それ以南より厚さが増すとともに、礫岩のなかに、粗粒～細粒の砂岩を挟むようになり、石灰質で硬いところと、非石灰質で軟いところが互層しているものが多い。

なお、本層は、後述するように、整合であるが、ところによっては凹凸面をもって江差層の硬質頁岩に移りかわり、その付近の本層の最上部には、海緑石と思われる粒がしばしば散在する。

これらの淘汰のよい礫岩層の石灰質基質中には、化石のcastがしばしばみられる。地域の南端部の本層中には、

Patinopecten yamasakii iwasakiensis (NOMURA)

Delectopecten peckhami (GABB)

Glycymeris vestitoides NOMURA

などの貝化石および、植物化石を産した。

このうち、*Patinopecten iwasakiensis*はとくに多く、また、他の地点でもしばしばみられる。田沢川支沢では*Chlamys* sp.を産している。

地層が薄いこと、淘汰のよいこと、礫種、基質が石灰質であること、化石内容などからみて、南部の本層は、長期間安定した浅海底の台地状のところにあり、供給物のすくなかった洗いのこり堆積物と考えてよいであろう。

北部地区の大安在川層は、分布地の東隣・北隣へ連続して、古生界をおおっていると判断され、この付近で、全層厚が約100mと見積られる。地層は、礫岩と砂岩とからなりたち、概して、主部分が礫岩と礫岩砂岩互層、上部分が砂岩と礫岩砂岩互層である。礫岩砂岩互層には薄い層理が認められるが、全般に層理が乏しい。礫岩のほとんどは、中礫礫岩であるが、一部は、大礫あるいは細礫をかなり多く含んだものである。礫岩には、しばしば、不規則に、中粒砂岩・粗粒砂岩がはさまれ、また、スランピングによる砂岩の異状層・偽礫が含まれている。礫の種類は、種々のチャート・粘板岩のほか、変質安山岩・古期砂岩・酸性火山岩などである。砂岩は、おもに、暗灰色、風化して灰白色を示す中粒砂岩・粗粒砂岩であって、少数が、細礫・中礫を含んだ礫質砂岩である。なお、これらの岩石は、断層の付近などで軟化しているが、かなりの固結を経ている。

3.4 江 差 層 (E)

大安在川層の上に乗る、いわゆる硬質頁岩 (hard shale) の岩相を示す地層を江差層と称する。豊部内川河口部から北方の海岸に典型的に露出している。

下位層の大安在川層とは、整合関係と思われるが、各地で接触のようすが異なり、断定はむずかしい。

豊部内川下流北岸では、大安在川層最上部の石灰質（ドロマイト質？）の基質をもつ細礫岩の上に、全く平行な関係で、いちじるしく海緑石に富む暗緑暗赤色の淘汰のわるい約1mのシルト岩が乗る。この部分を江差層の基底部とした。このシルト岩には0～15cmの赤色プリントのレンズをはさみ、基底部数cmの間には、数mm～1cmほどの円礫を散含する。この部分の上位には、*Makiyama*を含む硬質のシルト岩が重なるが、その下部は1m以上にわたって、海緑石粒が点在している。そのほかの場所では、大安在川層との境界部の形態は、不規則な凹凸面を有するところと、全く平行なところ、一見漸移的なところなどさまざまであるが、共通しているのは、下底部には1～3mほどの厚さで、海緑石粒に富む淘汰のわるいシルト岩があることである。基底部には細礫を散点しているところも、全くないところもある。海緑石に富む部分は、しばしば数枚の層をなしており、ここに黄鉄鉱粒の集中している場合もある。このシルト岩から上位へは、次第に細粒の泥岩に移り変わるが、この部分にはしばしば、数10cmないし1mほどのドロマイト・レンズまたはドロマイト質泥岩が発達する。まれには数m以上の同質の泥岩も認められる。

本層の主体をなす部分は、いわゆる硬質頁岩であって、板状の層理を示し、さび色の風化面を呈するのを特徴とする。大きくみて3つの部分に分れる。下部は暗灰色できわめて硬質でガラス状の破面をもつ頁岩を主とし、やや硬い灰色泥岩を従とする互層からなる。

中部は、やや硬い灰色泥岩と、黒色ないし暗灰色の軟質泥岩の厚・薄さまざまの板状互層

いわゆる硬軟互層 からなる。硬質部の一枚の層の厚さは、5～25cm内外、軟質部のそれは、1～15cm内外であるのが一般的である。また、1～5cm内外の風化して黄灰色を呈する細粒凝灰岩を多数挟んでいる。まれに、数10cm～1mの泥灰岩のバンドおよび団塊がみられる。最上部の数10mほどは再びきわめて硬いガラス光沢で半透明の頁岩が発達する。これが上位の館層の本体をなすものと同様な軟かいシルト岩と板状互層を繰り返しながら、館層へと漸移している。この部分の硬質頁岩は、下位のそれよりも軽いこと、緑色がかっていることが特徴的である。

江差層の中には、薄層をなす多数の凝灰岩のほかに、局所的な鍵層となる厚い凝灰岩が存在する。もっとも厚い凝灰岩は、中部から下部よりにあるもので、層厚7～10mにおよぶ白色、シルト・サイズで、微細な黒雲母の破片をわずかに含むのが特徴である。江差層中部には、これと似た10～120cmほどの白色細粒凝灰岩数枚を挟み、いずれも、まれに

黒雲母の微小片を含むほかは、有色鉱物は認められない。

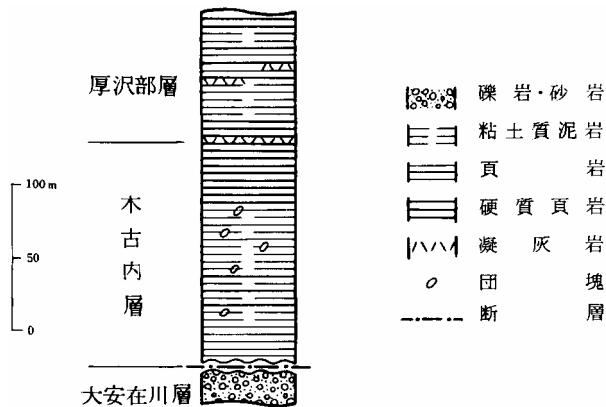
最上部、館層と互層漸移する付近の硬質頁岩のなかには、10cmから3mにおよぶ、厚薄の凝灰岩がある。一般に白色、下部は粗粒で軽石粒を含み、上部はシルト・サイズとなる級化成層の見られるものが多い。この中の一部、とくに軽石凝灰岩の中には、角閃石が認められる。

本層中からは*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を至るところで多産するほか、硬軟互層部には*Cyclammina*が認められる。そのほかの化石は発見できなかった。なお泥岩の一部には珪藻を含むと思われるものがある。

江差層の層厚は、この地域では南端部で約200m、北方へわずかに厚くなるが、それでも300m以下にすぎない。江差層相当層は、北部地域では木古内層および厚沢部層を合わせて400m以上の厚さとなり、東隣館図幅地域では、さらに厚くなっている。これらの地域では、岩質も本地域に比べて粗粒なものが多い。すなわち、江差図幅南部から南隣上の国図幅地域にかけての江差層は、他の地域の同層準の地層に比べて、薄く、細粒であるのが特徴である。

3.5 木古内層 (K)

南東隣の木古内図幅・東隣館図幅地域に発達し、最近命名された(秦・山口, 1969)地層であって、江差図幅北部地区に連続している。下位の大安在川層、また、上位の厚沢部層に対する層序関係は、これらの地域を通じて、整合である。



第2図 姫川中流支谷における木古内層地質柱状図

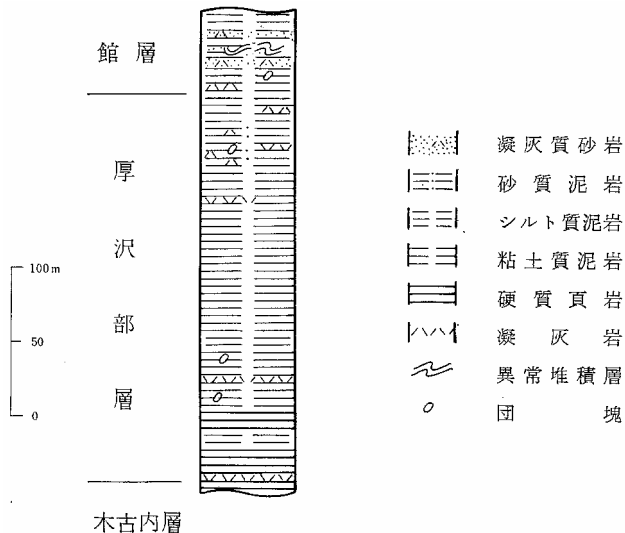
江差図幅地域の木古内層は、層厚200m弱であって、少しかたい頁岩・泥岩と“硬質頁岩”（かたい頁岩・泥岩）とからなりたち、上下に、次のような岩相変化をおびている。（第2図参照）。下部は、おもに、厚さ10cmないし20cmごとに不明瞭な層理を現わす少しかたい頁岩で構成され、比較的細粒な泥岩と凝灰質頁岩とを交えている。中部はほとんどが少しかたい泥岩であって、一般に塊状を示し、ところどころに大きい石灰質の団塊を含んでいる。団塊には、径3mに達するものがある。上部には、厚さ10cmないし30cm間隔の不明瞭な層理をおびた、かなりかたいか、かたい状態の頁岩が多く、その間に、細かい層理をもった、かたい頁岩がはさまれている。

化石は、少なく、中部の下半以外では、まれに、*Makiyama*が見出されるに過ぎない。中部の下半には、少量または、かなりの量の*Makiyama*が含まれ、また、*Cyclamina*がかなり多く含まれている所がある。

頁岩・泥岩の風化していない部分は、暗灰色か灰色を示し、風化部は、淡灰色、または、褐色をおびた灰白色などを示している。風化部は、岩石が軟化し、割目を生じており、崩れ易い。姫川支谷の谷壁には、ところどころ、小規模の山崩れが認められる。

3.6 厚沢部層(A)

秦らが設定した（秦・山口，1969）地層で、東隣の館図幅内に広く分布している。下位



第3図 鹹川上流における厚沢部層地質柱状図

の木古内層とは整合で、下位より硬質頁岩が減り、泥岩が増して、厚沢部層になる。両層の境界は、この岩相変化の境目付近に連続的にはさまれている1枚の凝灰岩層の基底に設けられている。上位には、館層が整合に重なっている。

この地域での層厚は、北端部で約200m、乙部町旭岱東方・鯨川上流で200数10mである。地層は、おもに、灰色・暗灰色を示す、泥岩と頁岩とからなりたち、凝灰質泥岩・凝灰岩をはさんでいる。

鯨川上流では(第3図参照)、最下部(厚さ約50m)は、板状のかたい頁岩と、かなりかたい粗粒な泥岩であり、下部(約90m)は、少しかたい泥岩に、かなりかたい泥岩が伴った塊状の地層で、その中部分に粗粒な泥岩、下部分に凝灰岩がはさまれ、下半には石灰質の団塊が含まれている。上部(約80m)は、不明瞭な層理を現わす、少しかたい泥岩で、その上部分には粗粒な泥岩が多く、中部分と上部分とに凝灰岩・凝灰質泥岩がはさまれ、わずかに団塊が含まれている。最上部(約40m)は、数枚の凝灰岩薄層をはさんだ粗粒な泥岩で、砂質泥岩・凝灰質泥岩がまざり、団塊が少量含まれている。化石は、*Makiyama*が最下部全般と下部の一部とに、かなり含まれているが、大型化石を認めていない。

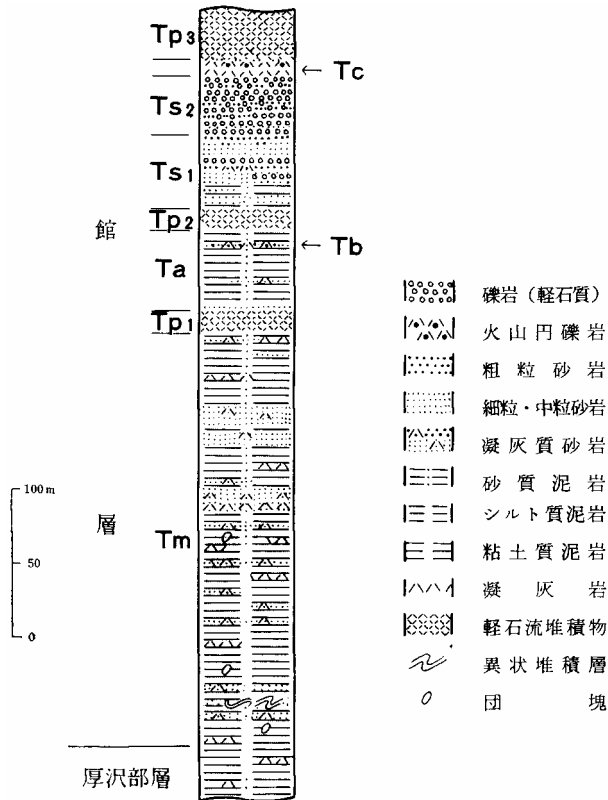
厚沢部町の安野呂・赤沼付近では、下部と上部とに、かなりかたい頁岩が、鯨川流域より多くはさまれている。

基底部の凝灰岩層は、灰白色を示し、姫川中流の東側支谷(図幅の北東隅)では、下半が粗粒火山灰、上半が細粒火山灰からなりたった、厚さ約4mの層であって、中部に葉層理をおび、下部と上部とが塊状である。

3.7 館^{たて}層 (T_m, T_p, T_s, T_b, T_c)

館層(秦・山口, 1969)は、東隣の館図幅地域において、模式的な層序を示して発達している地層である。江差図幅地域には、館地域の^{たて}上部分に相当する地層がないが、軽石流堆積物とそれに由来する軽石質の碎屑堆積物とが多量にあって、層厚(T_{p3}まで)800mあまりの地層として、図幅の北部・南部を通じて分布している。

下位層には整合で重なり、上位の鶉層には不整合でおおわれている。下位層からの遷移は、北部地区では、細粒の泥岩を主とし、かたい頁岩をはさんだ厚沢部層上部の岩相から、漸移的に、南部地区では、かたい頁岩とやわらかい頁岩とが板状に互層した江差層上部の岩相(厚さ15m内外)から、かなり確然と、館層下部の塊状の粗粒な泥岩を主とした岩相へ移る状況にある。館層の基底の境界は、塊状の粗粒な泥岩が普遍する層準を最下部と

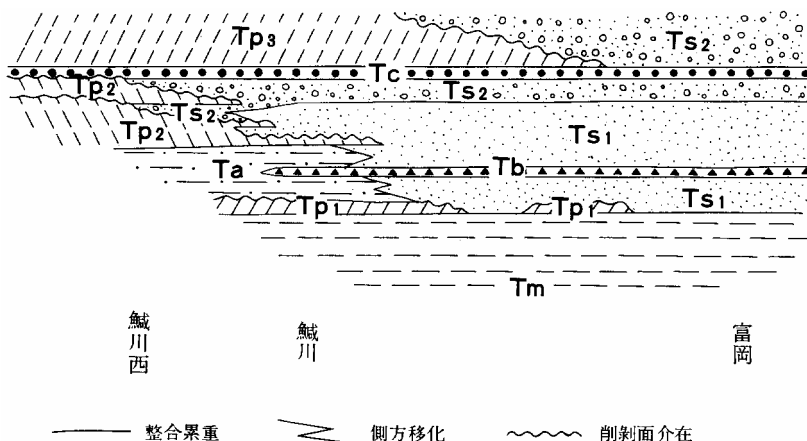


第4図 鹹川中流における館層地質柱状図

して設けたもので、同時面に近い境界である。

下半が、おもに泥岩、上半が、凝灰質砂岩・泥岩・軽石凝灰岩(火山碎屑流)・軽石碎屑の礫岩および砂岩・凝灰岩・凝灰角礫岩などからなりたっており、この報告では、下半を1種(Tm)、上半を8種の岩相単元に区分した。諸岩相単元間の層序関係は、整合累重のほか、側方への岩相移化と、軽石流堆積物に対する同時的侵食を経た累重との場合にわたっている。第4図は鹹川流域の館層の地質柱状図、第5図は北部地区においての諸単元間の関係を模式的に示した図である。

TbとTcは、層序編成の鍵層に使った地層で、Tbはよく連続している火山抛出物の水底堆積層であり、Tcは、軽石凝灰岩の火山噴出の休止期に広がったと思われる、粗粒



第5図 江差図幅地域北部における館層諸岩相間の層序関係模式図

な碎屑性堆積物層である。 Tp_1 と Tp_2 は、明らかに、水底に堆積したとみなされる軽石質の火山碎屑流堆積物の群であり、 Tp_3 は熔結した部分をかなり含んだ火山碎屑流堆積物の集団である。

Tm : 泥岩

おもに粗粒な泥岩からなりたち、凝灰質砂岩・凝灰岩をはさんだ地層であって、江差図幅地域の館層の下半を占めている。層厚が、鯰川流域で300m弱、北端の小茂内川流域で450mないし600mと見積られ、南部地区では、田沢付近で300m前後、五勝手川流域で200数10mと推定される。

泥岩は、全般に、シルトがちの粒度組成をもつ泥岩で、かなりが凝灰質および珪藻質の泥岩である。相対的に、 Tm の上半が粗粒、下半が細粒であり、上半には砂質泥岩が多く、下半には少量の石灰質団塊が含まれている。また、北部地区より南部地区が、細粒な傾向にある。塊状・無層理か、あるいは、凝灰岩・凝灰質砂岩のはさみによって疎らな層理を現わしていることが多いが、ところによっては、凝灰質砂岩を互層状にはさみ、明瞭な中層理・厚層理をおびている。

なお、この泥岩類は、灰色・緑色または青味をおびた灰色、風化して淡灰色・黄褐色をおびた灰白色を示すもので、固結の程度が低く、団塊以外はやわらかい。谷底・急傾斜の谷壁では、比較的新鮮な岩盤として露出しているが、緩傾斜地では、風化して軟弱となり、

崩土でおおわれていることが多い。

凝灰質砂岩は、泥岩中に薄層としてはさまれているほか、数mないし20mの厚層となっている。厚層のうちには、凝灰岩をはさむもの、スランピング（slumping）による異状堆積層を含むものがある。

凝灰岩は、多くが細粒、少数が粗粒凝灰岩であって、薄層としてはさまれていることが多い。南部地区では、中部と下部に多く含まれ、下部には泥岩と細かく互層しているところがある。

Tm中には、貝化石が見当たらないが、泥岩類中に*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に認められ、部分的にかなり多量含まれている。また、珪藻遺体が相当混合していると思われる部分も多い。

TP₁：軽石凝灰岩

江差町の鹹川・下小黒部、乙部町の姫川、江差町の柳崎・市街周辺などに分布している。鹹川・下小黒部・姫川付近のものは、断層と堆積直後の削剝とによって連絡を絶たれているが、本来は海底に噴出した1枚の軽石流堆積物であったとみなされる。柳崎・江差町市街周辺のもの、いずれも、鹹川周辺の岩体とほぼ同じ時期に形成されたものと推定される。

鹹川・姫川周辺の岩体は、最高10数mの厚さをもつ軽石流堆積物であって、下位の泥岩に対して、場所によって、整合に、あるいは削剝して重なっている。上位には、軽石質の砂岩などが乗り、その間に削剝面が認められる箇所がある。おもに、比較的発泡のわるい、角張った、径0.5cmないし4cm大の軽石から構成されている。岩石片の混入は少なく、軽石の最大径は10cmないし15cmである。岩体は、全体にもろく、^{よう}熔結部を伴っていない。

厚沢部川河口部の柳崎にみられるものは、厚さ5m以上（上・下限不明）の軽石流堆積物である。軽石は発泡がよく、絹糸光沢をおびた白色を呈し、最大径が30cmを越える。岩石片は、最大径数cmで、量が少ない。黒雲母に富む真珠岩質の本質火山角礫も含まれている。

江差町の市街地には、断層にはさまれて、軽石流の下部と思われる凝灰角礫岩が露出している。やや発泡のわるい、黒雲母に富む軽石を基質とし、流紋岩質の本質火山角礫（最大径25cmくらい）と、多様な外来岩石を含んでいる。本質火山角礫は、流理構造をもつガラス質基中に、斜長石（多量）・石英・カリ長石・黒雲母および角閃石（微量）の斑

晶を含み、捕獲結晶と思われる、変質した斜長石およびいちじるしく融食された石英を混じている。外来岩片は、古生層の粘板岩・チャート、福山層の安山岩、江差層のMakiyamaを含む硬質頁岩などで、岩片の径が、最大20cm、平均3~5cmくらいである。基質は、軽石の径が最大10cm、平均3~5cmで、無淘汰であるが、全体として、^{とうた}外来岩片の多い部分と少ない部分とが帯状の堆積構造を現わしている。

鷗島および五勝手川川口沖の浅瀬にも、軽石流堆積物がある。柳崎のものに似ており、発泡のよい軽石に、真珠岩質の本質火山角礫が混入している。本質火山角礫には、斜長石・石英・黒雲母・緑色角閃石などの斑晶と、捕獲結晶とみられる石英・斜長石とが含まれている。

Ta：泥岩および凝灰質砂岩

泥岩および細粒砂岩の間に、凝灰質砂岩と凝灰岩をかなり多くはさんだ地層であって、江差町鯨川周辺と、乙部町の海岸沿いとに分布している。鯨川周辺では、Tp₁の軽石凝灰岩からTp₂の軽石凝灰岩までの間に、最大50mあまりの厚さで現われ、北へ向かって、Ts₁の凝灰質砂岩などに移行している。Tp₁の削剥面に乗る箇所、また、Tp₂の噴出時の流動による削剥や貫入をうけた箇所がある。乙部町の市街・滝瀬では、Tp₂以下に、Tbの凝灰岩類をはさんで、厚さ約60mの部分が、館浦・鳥山では、Tbの下位だけに、厚さ約70mの部分が露出している。

地層の主体は、^{りょう}明瞭な層理をもたない、粗粒な泥岩と泥質細粒砂岩とであって、これらには、凝灰質物が混じていることが多く、また、ところどころ、Makiyamaが含まれている。泥岩は、ほとんどがシルト勝ちであり、かなりが細粒砂を多く含んでいる。細粒砂岩は、一般に、極細粒砂岩で、シルトを非常に多く混じており、泥岩と漸移的な関係にある。

凝灰質砂岩は、泥岩・細粒砂岩中に、薄層、ところどころで厚層となってはさまれており、一部で泥岩・砂岩と互層を作っている。多くは、火山灰を主材料として生じた細粒砂岩・中粒砂岩であって、淡色火山ガラス・軽石類から構成された灰白色などの層と、暗色火山ガラス・スコリア類から構成された暗褐色などの層とがある。一部は、軽石流堆積物(Tp₁など)の碎屑と思われる軽石片を多く含んだ、細粒ないし粗粒の砂岩で、淡灰色などを示している。凝灰岩は、安山岩質および珪長質で、細粒火山灰からできた厚層などとして存在し、通常、細かい平行層理をおびている。

なお、Ta中には、軽石流の碎屑または火山灰の堆積に関係した乱堆積層が含まれている。

Tb：凝灰角礫岩および凝灰岩

安山岩質火山抛出物の水成堆積層であって、北部地区では、盆状構造西側の乙部町海岸と、東側の富岡・姫川・江差町鹹川とに一連の地層として分布し、南部地区では、鷗島に露出している。両者は、別個の地層と解されるが、ほぼ同じ層準を占めている。

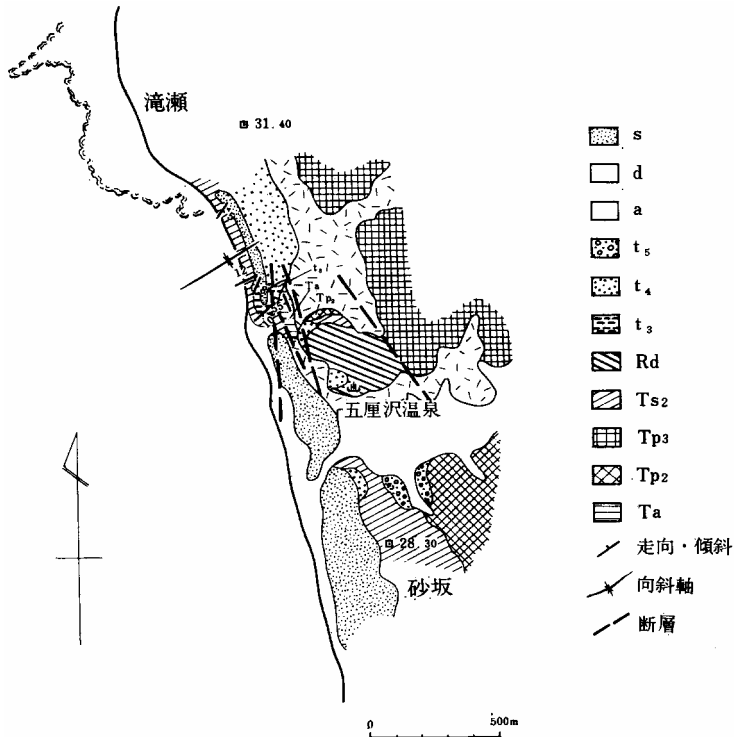
北部地区のTbは、おもに、安山岩質の火山礫凝灰岩・スコリア凝灰岩・凝灰角礫岩からなりたち、凝灰質砂岩を伴う地層で、岩相が側方へ相当に変化する。姫川の西南では、層厚が10数mで、下部が、不明瞭な層理を示す、軽石・スコリアの碎屑の中粒砂岩、主部が、わずかの水中淘汰をうけた安山岩質の凝灰角礫岩（最大角礫径15cm）と、厚さ5cmないし20cmの層理をおびたスコリア凝灰岩、上部が、粗粒凝灰岩と凝灰質の中粒砂岩である。富岡では、主部が安山岩質の火山角礫岩・凝灰角礫岩などであって、厚さが姫川より厚い。姫川の西南から鹹川へかけては、スコリアを含む凝灰質砂岩（厚さ数m）を主とする地層であり、鹹川では、下部が紫色をおびた暗灰色の凝灰質細粒砂岩、中部が灰色の凝灰質泥質細粒砂岩、上部が淡灰色の凝灰質砂質シルト岩からなりたつ、厚さ4m足らずの地層として現われ、少し南で、Ta中に尖滅する。乙部町市街近くでは、主部（厚さ約3m）が不明瞭な層理をおびる凝灰角礫岩と火山礫凝灰岩、上部（約4m）が凝灰質細粒砂岩と凝灰質粗粒泥岩である。館浦から鳥山にかけては、主部が厚さ2～3mのスコリア・火山礫の混じった含礫粗粒砂岩となっている。

南部地区の鷗島には、厚さ50mを越える、安山岩質の凝灰角礫岩と凝灰質砂岩の地層が露出している。この構成物には、本質抛出物が圧倒的に多く、火山弾および火山岩餅(driblet)が含まれ、外来岩片が少ない。本質岩塊は、一般に、多孔質で、小さい斑晶を少量含んだ普通輝石安山岩である。斑晶は斜長石と普通輝石であり、普通輝石の一部に、砂時計構造が認められる。石基は、短冊状の斜長石と単斜輝石とを含み、hyaropiritic組織を示している。この地層は、ラミナや、まれに斜層理を現わしているが、火山抛出物としての初生的形態を残した構成物が多いことから考えると、海底に降下した火山抛出物が、あまり移動せずに堆積したものと思われる。

なお、鷗島の中央部には、幅65cmから1mほどの普通輝石安山岩岩脈が3箇所で見られる。いずれも、ほぼ垂直である。この岩脈は、凝灰角礫岩などが堆積した直後に貫入したものであろう。

Tp₂：軽石凝灰岩

TbとTcとの間に含まれている多数の軽石凝灰岩を総称したものである。乙部町栄浜

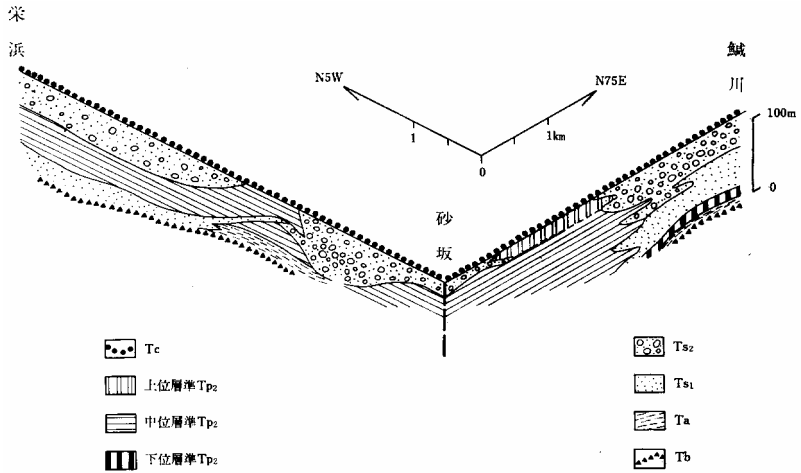


第6図 江差町五厘沢・乙部町滝瀬付近の地質図
(地質図幅と同じ地質記号で示す)

から、江差町砂坂を経て、鯺川・下小黑部付近まで、盆状構造の西・南縁に露出している。五厘沢付近の分布については、第6図に詳細を示してある。

これらは、いずれも、海底下に噴出された軽石質の火山砕屑流堆積物であって、砂坂付近では厚さ100m以上の堆状、そのほかでは厚さ数10m以下の層状を示して、種々の碎屑性堆積物と重なり合っている。碎屑性堆積物の、Ta(泥岩・凝灰質砂岩)・Ts₁(凝灰質砂岩・凝灰岩)・Ts₂(軽石質砂岩・凝灰質砂岩・軽石質礫岩)およびTc(火山円礫岩・凝灰質粗粒砂岩)との層序関係は、第7図のようにまとめられ、軽石凝灰岩相互の前後関係も、ある程度知ることができる。

なお、この軽石凝灰岩類は、いずれも、やわらかい岩石であって、非常に崩壊し易い。



第7図 江差図幅地域北部における館層中部の岩相層序模式図

したがって、 TP_2 の分布地には、裸地、崖、また、軽石片を含んだ崩土が多い。

鯨川・下小黒部付近の軽石凝灰岩は、断層によって分断されているが、 TP_2 の群のうち、下位の層準を占める1枚の火山碎屑流堆積物である。発泡のわるい、比較的かたい白色の軽石片と、少量の細粒物・灰色の軽石片・岩石片からなりたち、厚い所で、10数mの厚さをもっている。白色の軽石片は、孔が少なく、比較的角張った形であって、部分によって、主要な径の範囲が、1cmないし数cm、あるいは数cmないし15cm、最大径が、20cm台あるいは40cm台と変化している。灰色の軽石は、径3cmないし15cmが多く、径40cm台が最大であり、岩石片は、安山岩質で暗灰色を示し、0.3cmないし3cmの大きさである。また、ところどころに、 Ta から由来したらしい砂質泥岩・凝灰質砂岩の、径数cmないし数10cm、一部で数mの岩塊が含まれている。この軽石凝灰岩は、泥岩などの不規則な削剥面上に乗っており、泥岩などの表面には、軽石流の熱の影響と思われる、わずかの硬化が認められる。削剥面は、噴出時の火山碎屑流の流動によって、未固結であった泥岩が削られて生じたと推定される。なお、直下の地層中に、本体と類似した岩質の軽石凝灰岩が、不規則な形で入っている箇所がある。上位には、 TP_1 の軽石質の砂質堆積物が重なっているが、軽石凝灰岩の上面は、所によって、いちじるしく斜交した削剥面であり、全般に、海底下での削剥を受けたものと思われる。

鹹川西から砂坂の間には、 T_c の下に、100mを越える厚さに重なった軽石凝灰岩が、^{えん}堰堤の南側の丘となって露出している。これらは、 T_{p2} 全体についての上位層準の軽石凝灰岩の群と、 T_{p2} の主に当たる中位層準の軽石凝灰岩の群とであって、丘の東端に中位層準のうちの下部とみなされるものがあり、丘の中腹の T_c の直下に上位層準のものがある。上位層準の群と中位層準の群との間には、砂坂の近くで、 T_{s2} の碎屑性堆積物の一部がはさまれている。

中位層準には、白色の径数mmないし2cmの軽石を多量、径数mmないし2cmの岩石片を少量含んだ軽石凝灰岩が多いが、上下に、次のような、特徴の違いがある。下部（厚さ10数m、下限不明）の軽石凝灰岩では、軽石が、軟弱で、最大径7cmまれに15cm、岩石片が、比較的多く、最大5cm大であり、捕獲物と思われる、かたい軽石および凝灰質泥岩の丸味をおびた塊が認められる。中部分の厚さにして50mあまりの範囲には、10cmまたは15cmまでの大きさの軽石を含んだ軽石凝灰岩が多い。上部分（厚さ20mないし30m）には、基質が少なく、おもに、純白のやわらかい軽石片からできた軽石凝灰岩が見られ、これには、灰色の軽石が混じり、また、径25cmまでの軽石塊が含まれている。下部分は2層以上、中部分は3層以上の火山碎屑流から構成されていると推測される。なお、これらの軽石には黒雲母を含んだものがあり、岩片には安山岩質ないし石英安山岩質のものが多い、また、類質と思われる岩塊に珪長質火山岩がある。

上位層準には、おもに数mmあるいは数mmないし2cm大の軽石片からなりたった軽石凝灰岩と、粗粒砂状にくだける均質な軽石凝灰岩とがあり、これらが重なって、厚さにして30m弱を占めている。これらの、軽石の最大径は5cmくらいであり、岩石片は、おもに数mm、最大2cm程度である。全般的に中位層準のものに比べれば、構成片が細粒であり、個々の火山碎屑流が薄いとみなされる。

乙部町の海岸付近の軽石凝灰岩の群は、中位層準に属するもので、 T_{s2} などの下に、厚さ数10mの層状で続いている。しかし、滝瀬海岸の同層準には認められず、乙部町市街東方では T_{s2} を欠いて T_c が乗っている。この軽石凝灰岩の群の主部分は、おもに、径数mmないし2cmの絹糸光沢を出す純白の軽石片と、径3mmないし1cmの孔のない淡灰色の片とから構成された火山碎屑流であって、径20cmないし数10cmの黒雲母を含んだガラス質岩塊と軽石塊とを少量含んでいる。純白の軽石は、もろく、大きさが最大4cmくらいである。この主部の軽石凝灰岩は、館浦では、下位の T_a に整合に重なり、乙部町市街では、下位に、厚さ約4mの砂岩をはさんで、もう1層の軽石片を含んだ軽石凝灰岩層を

伴い、鳥山では、下位にあらひ砂状にくだける均質な軽石凝灰岩を伴っている。

Ts₁：凝灰質砂岩および凝灰岩

細粒砂岩，または，細粒砂岩と砂質泥岩とが主体になっている地層で，全般に，凝灰質物が含まれ，ところどころ，凝灰岩がはさまれている。盆状構造の東縁北部では，Tp₁の層準からTbとTcの中間の層準までを占め，乙部町富岡で100数10m，姫川付近で100m前後の厚さをもって連続しており，その南方の江差町鯨川・下小黒部付近では，Tp₂中の下位層準の軽石凝灰岩より上に，層厚約50mで現われている。盆状構造の西縁では，栄浜・館浦間だけに，TbとTp₂の中位層準の軽石凝灰岩の間にはさまれて，その北部で30m弱，南部で10数mの厚さで分布している。

地層の主体である細粒砂岩と砂質泥岩は，細粒砂岩・極細粒砂岩・シルトの多い極細粒砂岩および細粒砂を含んだ粗粒な泥岩であって，凝灰質であることが多く，また，ところどころにMakiyamaを含んでいる。これら自体には，層理が少ない。

富岡付近では，Tb以下，厚さ20mあまりは，細粒砂岩，Tb以上は，下の厚さ30mないし40mが安山岩質凝灰角礫岩をはさんだ細粒砂岩で，上の厚さ80mないし90mが中粒などの軽石質の砂岩である。姫川付近では，おもに細粒砂岩で，Tbより下位に，Makiyamaを比較的多く含んだ層がある。鯨川付近では，砂質泥岩と泥質細粒砂岩とが主体で，上半に，細粒凝灰岩，粗粒凝灰岩，ならびに，軽石質火山砕屑流の砕屑から出来たらしい，軽石質の砂質岩・礫質岩がはさまれている。

Tc：火山円礫岩および凝灰質粗粒砂岩

安山岩質の凝灰質粗粒砂岩・火山円礫岩・軽石質の粗粒砂岩などからできた，厚さ10mないし20mあまりの地層である。Tp₃の直下の層準を占めて広がっており，おそらく，下位のTs₂とは大部分の地域で整合，Tp₂とは不整合，上位のTp₃・Ts₂とは整合の関係にあると思われる。

岩相が場所によって違い，それぞれ，この層の主部分を構成しているものは，乙部町富岡付近では凝灰質粗粒砂岩，鳥山・館浦では含礫凝灰質粗粒砂岩，乙部町市街付近では火山円礫岩，姫川南方・江差町鯨川西の北方では火山円礫岩あるいは含礫砂岩，江差町鯨川では凝灰角礫岩状の礫質岩，砂坂付近では軽石質の含礫粗粒砂岩である。

火山円礫岩と含礫凝灰質砂岩には，おもに，安山岩と軽石との中礫・細礫が含まれ，安山岩の大礫・巨礫（径40cm以下）が少量混じっている。礫の円磨は，垂角形・垂円形程度である。砂坂付近の軽石質の含礫粗粒砂岩には，安山岩・軽石のほかに，粘板岩・古期

の砂岩・チャートの礫が含まれている。

Tp₃：軽石凝灰岩

軽石質および密質な火山砕屑流堆積物の集団であって、盆状構造の中央部に、157.2m三角点付近から北へ伸びる向斜軸を作るような構造を示して露出している。T_cの上に整合に重なり、北側で、T_{s2}の上部分と、鶉層とに不整合でおおわれている。岩質は、斑晶として、黒雲母・石英・長石が含まれる、珪長質なものであるが、Tp₂に比べて、^{ようけつ}熔結部が伴っており、密質なものも多く、岩石片の混入が少ない。熔結部は少しかたい暗色の岩石として露出しているが、ほかの大部分は、やわらかい淡色の岩石であり、風化をうけて、非常にもろくなっているところが多い。また、風化した岩体は、砂状に崩壊し易く、植生の生育もわるいので、多数の裸地・崖を生じており、移動し易い軽石質の砂がち崩土がいたるところで認められる。

Tp₃の軽石凝灰岩類は、岩石の性質によって4群に分けられ、下位とみなされる群から、順次、次のような分布と特徴をもっている。

）江差町砂坂東方の丘陵、鹹川西の北方の丘陵に分布しており、数10mくらいの厚さがある。均質な、やわらかい岩質のもので、石英・長石・黒雲母が含まれ、風化すれば粗粒砂状にくだける。比較的大きい孔隙がまばらに入っている箇所もあるが、全般的には、発泡孔隙が目立たない。岩体には、一般に20cmないし50cm間隔の割れ目が現われており、一部で柱状節理となっている。局部的にわずかな熔結部が認められる。なお、岩石片は含まれていない。

）江差町五厘沢から乙部町市街近くへかけての丘陵の低い部分、乙部町市街 - 姫川中間のt₄段丘の南側丘陵とその姫川対岸、乙部町館浦東方から鳥山東方へかけての地域などに分布している。均質的なやわらかい岩質の部分に、少しかたい部分、薄い熔結部、あるいは、軽石片を含む部分が伴っているもので、数10mの厚さがある。北半には、かたい部分・熔結部がなく、軽石片を含む部分が多い。

）江差町の五厘沢東方の157.2m三角点（テレビ塔の山）周辺の丘陵の主部分、その北隣の乙部町滝瀬東方・乙部町市街東方の丘陵のだいたい下半部、館浦 - 姫川間の姫川北岸のTp₃分布の中央部に露出している。比較的かたい火山砕屑流堆積物で、顕著な熔結層を伴い、合わせて100m前後の厚さに達している。主部は、風化をうけて、もろく、やわらかくなっている場合が多いが、本来、少しかたい淡色の均質的な岩体で、石英・黒雲母・長石の斑晶を含んだ、比較的密質な岩石からできている。熔結層は、暗色でかたく、板状

構造をおびているところが多い。157.2m三角点山の東側山腹から姫川北岸にかけては、厚さにして、30m前後に発達している。

） 乙部町市街東方の丘陵地（市街東方の谷と、その両側の丘陵）に分布している。丸味をおびた軽石片・軽石塊の集合物からできており、厚さにして数10mを越えている。軽石は、発泡がごく少ないもので、粒状にくずれるガラス中に、黒雲母・石英・長石の結晶を含んでいる。軽石の大きさは、部分によって違い、主要な径の範囲について、5cmないし15cmから、10cmないし40cmまでの差を示している。岩石片は、かなり含まれていることがあるが、一般に、ごく少量で、皆無のこともある。薄い熔結層ようが含まれている。

Ts₂：軽石質砂岩・凝灰質砂岩・軽石質礫岩および軽石凝灰岩

軽石の碎屑を非常に多く含んだ砂岩・礫岩と、凝灰質砂岩などから構成された、岩相変化のはげしい地層である。やわらかい岩石ばかりから構成されていて、よく崩壊しており、軽石片を含んだ崩壊土砂でおおわれているところが非常に多い。砂岩・礫岩中の軽石碎屑は、大部分が軽石質の火山碎屑流から由来したものである。Tcの下位に、およそ30mないし60mの厚さで続いている部分と、Tcより上位に、200m前後の厚さで分布している部分とがある。

Tcより下位のTs₂は、盆状構造を廻って分布しており、北部で細粒、南部で粗粒である。姫川以北では、地層の主体が軽石質の砂岩と凝灰質砂岩とであって、富岡付近などに、軽石凝灰岩と細粒凝灰岩をはさんでいる。姫川以南では、ほとんど、軽石質の礫岩と軽石質の砂岩とからなりたっている。礫岩は、軽石の中礫・大礫と、軽石の碎屑砂の基質とからできており、火山碎屑流に含まれていたとみなされる岩石片やガラス質などの火山岩塊を交えている。さまざまな粒度組成のものがおり、礫の主要な径の範囲については、一般に、1cmないし5cmくらい、粗粒なほうで、3cmないし10cmくらいであるが、礫の大きさが、比較的良好に揃っているものから、非常に不揃いなものまでがあって、最大径については、10cmから数10cmまでの差がある。また、軽石礫の形状には、亜角形から円形までの開きがある。基質は、粗粒・極粗粒砂であることが多いが、中粒砂、細粒砂である場合があり、その量が、ごく少ない場合から多い場合までにわたっている。しかし、粒度組成が、普通、厚い単元で変化し、また、その変化が漸移的であることが多いので、礫質岩は、一般に、層理りょうの不明瞭な地層を作っている。軽石質砂岩は、多くが、軽石碎屑の角張った中粒砂・粗粒砂からできたものであり、少数が、細粒砂岩、また、軽石・火山

碎屑流起源の岩石片の礫を含んだ含礫砂岩である。これらは、たいてい、層理の明瞭な地層となっている。凝灰質砂岩は、層理の不明瞭な細粒砂岩、安山岩質の粗粒砂岩などで、姫川以北の地区に多い。

T_cより上位のT_{s₂}は、軽石質砂岩と凝灰質砂岩との間に、軽石凝灰岩・軽石質礫岩・細粒凝灰岩・粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩・安山岩質凝灰角礫岩がはさまれている地層である。軽石質の砂岩は、多くが中粒・粗粒の砂岩であって、普通、明らかな層理をおびている。鳥山と富岡の間では、このT_{s₂}中の中部分の軽石質砂岩が、北東から南西へ向う堆積方向の斜交層理を示している。凝灰質砂岩は、大多数が、層理の少ない細粒砂岩・泥質砂岩で、少数が粗粒・中粒の砂岩である。

T_cより下位のT_{s₂}は、T_{p₂}の中位層準中部の軽石凝灰岩の噴出期からT_cの堆積前までに、その間に噴出した軽石凝灰岩から碎屑を供給されながら堆積したものとみなされ、第7図のように、軽石凝灰岩の群と交指した形態をもっていると推定される。T_cより上位のT_{s₂}は、T_{p₃}の噴出期間とその後に、T_{p₃}および北隣地域の軽石凝灰岩からの碎屑物を混じながら堆積し、T_{p₃}の軽石凝灰岩の群を追覆的におおったものと考えられる。

3.8 流紋岩質岩脈

この地域の南半部には、流紋岩質岩脈が発達する。新第三系を貫くもの(R_d)と古生層を貫くもの(R_b)とでは産状が異なるので、これを分けて記載する。

新第三系を貫く岩脈(R_d)は、江差町の江差中学校以東の山地と、田沢から伏木戸にかけての海岸に、大きな岩体として見られるほか、その中間の地域と五厘沢にも小岩体が点在する。これらは、館層の中部以下の地層に貫入しており、産状と岩質から、第三紀もないし第四紀初頭の地殻変動以前、恐らく、館層中の火山岩類を生じた火山活動の後期に形成されたものと考えられる。

江差中学校付近のものは、外観は白色もしくは黄褐色を呈し、明瞭な板状の流理構造を示し、付近の福山層および江差層に若干の珪化を与えている。肉眼ではまれに石英の斑晶を認めるのみである。鏡下では斑晶は斜長石と少量のカリ長石からなり、その他の斑晶はみられなかった。石基は脱ガラス化作用(珪化?)をうけており、石基鉱物として、珪酸鉱物、斜長石およびごく少量の雲母が存在する。なお、酒匂(1962)によると、この地域は地温分布に高異常が認められている。

田沢から伏木戸の海岸および海中の岩礁、小島を構成するものも、板状の流理を示し、これにそう板状節理の発達した角閃石含有黒雲母流紋岩である。外観は白色ないし明るい

灰色、ときには淡桃色を呈する。堆積岩との接触部50cm～2mほどはガラス質で真珠岩様の光沢をもつ。鏡下においては、斑晶は巨大な斜長石を主とし、黒雲母および角閃石はきわめて少なく、石英は見られない。石基は脱ガラス化し、中に針状の雲母が散在する。この岩体の中には、巨大な堆積岩 江差層の硬質頁岩および館層の塊状シルト岩 のブロックがとり込まれている。確実に岩体のなかにとりこまれたものの最大のもは、約40m以上もある。また立岩付近の海岸の崖に約200mに亘って分布する江差層と館層の境界部の層準を示すものも、恐らくは流紋岩にとりこまれた岩塊であろう。周辺の第三系の平均傾斜からかけはなれて、70～80°の急傾斜を示しているからである。この付近の一般構造から計算すると、この層準を示す部分は、流紋岩によって約400m深部から持ち上げられたと推定される。

泊の東方の稜線部にある小岩体もこれらとほぼ同様の外観を示すが、ここでは、珪化し、風化して赤褐色を呈するところが多い。

五厘沢の岩体は、走向N50°W傾斜80°S前後の方向の板状構造をもった岩脈であって、東・西および南側を断層で断たれて露出している。岩石は、石英・斜長石および黒雲母の斑晶を含んだ半晶質の岩石で、褐色をおびた灰色を示している。板状構造は、多孔質の部分と孔隙の少ない部分とが交互し、わずかに、暗色の緻密な部分をはさんだものである。なお、この岩脈の中から、後述の五厘沢温泉水が得られている。

古生層を貫く岩脈 (Rb) は、元山の西方に、楕円状の巨大な岩体をなして露出するほか、小岩体として、古生層の至るところに点在する。元山西方の巨大な岩体は、外来岩片をいちじるしく多く捕獲している流紋岩で、外来岩片が大半を占め、流紋岩がその間を膠結し、一見角礫岩のようにみえるところも多い。本岩は、外観、新鮮なところは乳白色、風化して黄褐色を呈し、石英以外の斑晶はほとんど認められない。鏡下でも、斑晶は石英 融蝕され、ときに大晶をなすと、斜長石が主であり、きわめてまれに緑泥石化した黒雲母と思われるものが存在するだけである。斜長石は緑泥石と炭酸塩鉱物に変わっている。石基は粒状の珪酸鉱物と緑泥石?からなり結晶質のものと、ややガラス質のものがある。流理構造の見られるところもあるが、一般には塊状である。しばしば珪化し、また黄鉄鉱を伴い、酸化して赤褐色を呈する。岩体の南端の珪化した部分には、黄鉄鉱とともに方鉛鉱と黄銅鉱の鉱染がみとめられた。この岩体に含まれる角礫は、すべて周辺の古生層から由来した、粘板岩・砂岩・チャートなどからなり、大小さまざまであり、まれには1.5m以上のブロックを含むが、一般には3～5cm大のものが多い。

これ以外の小規模な岩体には、外来角礫を含み、breccia dyke様の産状を示すものと、角礫を含まず流理構造を示すものがある。岩質はいずれも同様で、石英は目立つが、有色鉱物は認められない。

これらの岩脈(Rb)は、古生層中にしか存在しないが、貫入の時期は新第三紀と思われる、元山西部の大岩体については、新第三紀の火山の火道に当たるような部分に形成されたのではないかと考えている。

3.9 鶉^{うずら}層(U)

東隣の館岡幅地域において、館層を不整合におおっている地層であって(秦・山口, 1969)、江差岡幅地域では、乙部町館浦東方の丘陵地に分布している。館浦東方の地層は、模式地の地層と連続していないが、館層に不整合に乗り、浅海成の粗粒な砕屑岩が多いという、模式地との共通点によって対比した。

この地域の鶉層は、層厚が70~80mくらいで、おもに、下半が砂岩を伴った含礫砂岩、上半が含礫砂岩を交えた細粒砂岩から構成されている。これらの岩石は、ごく弱い固結を経たもので、随所に、細粒砂質の風化物や崖錐堆積物を生じている。

地層の最下部は、館浦東方数100mの山腹では、厚さ約2.5mの礫岩層であり、火山砕屑流の軽石凝灰岩の侵食凹^{おうつ}凸面上に乗っている。この礫岩は、軽石の大礫・中礫など(最大礫径50cm)と、ガラス質・多孔質の安山岩質岩石の中礫・細礫など(最大礫径20cm)を多量に含んだ淘汰^{とうた}のわるい礫岩である。礫岩層の上位には細粒砂岩の層が重なる。

鶉層の下半を占める含礫砂岩については、全体に、明瞭な層理^{りょう}を示している層が少なく、下半のうちの上部に、含礫の細粒砂岩と中粒砂岩とが多く、下部に、粗粒砂岩が多い。礫岩は、一般に、層理の不明瞭な厚層を作っており、多くが、中礫礫岩で、大礫を少量含んでいることがある。上半を構成している細粒砂岩は、極細粒砂・中粒砂を混じた層理の不明瞭な細粒砂岩と、シルトを多く含んだ極細粒砂岩とであり、含礫砂岩は、少量の細礫・小さい中礫を含んだ細粒砂岩である。

上半、下半を通じて、礫の種類は、チャート・粘板岩などの古生層起源の岩石と、館層起源の安山岩質岩石・軽石であり、下半に、館層から由来したのが多い。礫の円磨程度は、一般に高く、垂円形、円形に達している。ただし、軽石・安山岩類の礫には、円磨の低いものがある。

なお、下半の礫岩・砂岩中に、*Glycymeris* sp., *Clinocardium* sp., 上半の細粒砂岩中に、*Chlamys* sp. が認められた。

. 4 第 四 系

江差図幅地域にみられる第四系は、段丘堆積物・沖積堆積物・崖錐堆積物および砂丘堆積物である。段丘堆積物は、更新世の中期・後期に形成されたいし、河成・海成の砂層・礫層である。丘陵の一部と河岸・海岸の低地とに分布しており、5群に分けられる。沖積堆積物は河川沿岸の平地を作っており、崖錐堆積物は丘陵の縁部・谷に集積している。砂丘堆積物は、小さい海岸砂丘となっており、古土壌をはさんでいる。古い部分は現世の中期に堆積したと考えられる。

なお、段丘の表面は、一般に、厚さ数10cm以上の土壌におおわれた平坦地・緩傾斜地であって、過半が畑地・牧畜用地として利用されている。沖積平地のほとんどは田地に開墾されている。砂丘は、一部が植樹林・草地となっているが、大部が飛砂の移動する裸地である。

. 4 . 1 段丘堆積物 (t)

比較的新期の段丘堆積物が、河川の沿岸と海岸地帯に分布し、旧期の段丘堆積物が、丘陵地帯の山稜に残存している。これらは、更新世の中期・後期に堆積したものと推定され、形成期の古い順に、 t_1 ないし t_5 の5群に区分される。なお、標高100数10mないし300mの山稜には、ところどころ、段丘の名残りともみなされる緩斜地が存在し、そこには、段丘堆積物はないが、一般の山稜より厚い崩土や風化生成物が認められる。また、現在の河川近くの、ごく新しい河岸段丘は、d(崖錐および低位段丘堆積物)に含めてある。

t_1 段丘堆積物

江差町鯨川西方・乙部町姫川南方の丘陵の高所に、わずかに、見られる。段丘の表面の原形は、開析によって失われており、標高約120m以上に、残留物化した堆積物が、厚さ1m以上の土壌を伴って分布している。堆積物は、おもに、安山岩類の中礫・大礫(最大礫径約40cm)を含んだものであって、本来、標高130mないし160mくらいの位置を占めていたと思われる。

t_2 段丘堆積物

乙部町西部・江差町北西部・厚沢部町の一部および江差町南西部の丘陵に分布している。段丘の上面は、だいたい、海拔70mないし130mの高度にあって、かなりの削剝をうけているが、幅広い分布地では、一部が平坦である。上面は、くわしくは、2段に分けられる。堆積物の基底面の高度は、大部分、80mないし100mあまりであるが、高い所は120

mくらい、最も低い江差町田沢付近では約60mである。

堆積物は、砂がちないし礫がちの堆積物で、性質が場所によって違っている。大部分、海成堆積物と考えられる。おもな堆積物は、乙部町館浦北方では、チャート・粘板岩・珩岩などのよく円磨された中礫と細礫とを含んだ砂層、乙部町市街東方では、チャート・粘板岩・古生層砂岩・珩長質火山岩などの中礫・細礫を含んだ砂がち堆積物、江差町鯨川西の北方では、安山岩類の中礫・大礫を含んだ礫がち堆積物、江差町上小黒部北方・厚沢部町安野呂西方では、おもに、古生層のチャートなどの中礫・大礫と少量の巨礫を含んだ礫質堆積物ないし砂質堆積物、江差町田沢付近では、砂層と礫層との互層、江差町市街付近では、薄層理をおびた砂層である。なお、地形が平坦な所では、一般に、かなり厚い土壌が形成されている。館浦北方では、厚さ約130cmのA・B層土壌があり、さらに、2mを越える深さまで、砂層がC層化している。

t₃ 段丘堆積物

厚沢部川・姫川・小茂内川の沿岸に、小高い緩斜地を作って分布している。堆積物の上面は、2・3段になっているが、それぞれ、海岸から内陸へ高まり、厚沢部川・安野呂川沿岸では40m弱から約70mまで、姫川・小茂内川沿岸では約40mから130mあまりまでの標高を示している。ただし、厚沢部川下流南岸には、t₄段丘形成時の侵食によって作られたらしい、標高30m台の平坦面がある。堆積物の基底の高さは、厚沢部川沿岸では、安野呂で海拔50m、蛾虫で30m、中綱付近で10mくらいのものであり、乙部町滝瀬南方の海岸（27頁第6図参照）では数mである。姫川・小茂内川沿岸では、図幅北端で140m、下流で40mくらいである。

小茂内川・姫川沿岸の段丘堆積物は、大礫・巨礫を含んだ河川堆積物と、厚さ1m程度の土壌とでなりたっているようである。段丘の表面が侵食されつつある箇所が多く、地表には、土壌または、土壌と礫とが混合した粘土質の崩積土が分布している。含まれている礫のおもなものは、チャート・安山岩の礫であって、最大礫の径は、小茂内川と姫川中流では、数10cm、所によって1m以上、姫川下流で25cmくらいである。

厚沢部川・安野呂川沿岸の堆積物の主部は、安野呂付近では、安山岩・チャート・古生層礫岩・古生層砂岩などの大礫・中礫と少量の巨礫（最大径60cmないし1m）を含んだ礫層、目名付近では、諸種の古生層岩石・珩長質火山岩の中礫などを含んだ礫層と、粘土質の泥層、粘土質の砂層との不規則な互層、柳崎の南方では、チャート・粘板岩などの細礫混じりの砂層と、粘土質層とを混える砂層である。

滝瀬南方の堆積物は、下位の第三系起源の軽石砕屑を多く含んだ砂層、軽石礫を含んだ礫層、炭質物の多い粘土質泥層からなりたった、厚さ10数mの地層で、館層T_{s2}の軽石質礫岩のでこぼこな斜面を追覆的におおっている。この地層は、t₄段丘の下位にあるが、t₄段丘堆積物の下部とはみなしにくいので、館層に刻まれた谷地形を埋めたt₃段丘堆積物の一部と考える。

t₄ 段丘堆積物

乙部町・江差町の海岸と、小茂内川・姫川・厚沢部川の河岸とに分布している。段丘の上面の高さは、海岸では、海拔30m弱ないし40m、内陸では、姫川の姫川部落より下流と厚沢部川の赤沼部落より下流とが40m未満、上流へ次第に高まり、図幅北端の姫川中流で120mあまりである。堆積物の基底面は、海岸地帯では、20mないし20数mの標高、内陸では、全般に上面より、およそ10mないし10数m低い位置を占めている。なお、段丘の上面は、少しの開析をうけて、起伏を生じており、一般に、厚さ数10cmないし1mの土壌でおおわれている。

海岸と、海岸近くの河岸には、海成と思われる堆積物、そのほかには、河成とみなされる堆積物が認められる。おもな堆積物は、姫川・小茂内川沿岸では、安山岩類・チャートなどの中礫を含んだ礫質層であり、海岸では、乙部町、江差町を通じて、分級のよい中粒などの砂層である。海岸では、最下部が厚さ1mないし3mの礫層である所が多く、また、表層に厚さ20cmないし数10cmの古い土壌があり、その上に古い砂丘砂が重なっている箇所がある。(39頁、砂丘堆積物の項および第8図参照)

t₅ 段丘堆積物

諸河川の沿岸で認められ、姫川と厚沢部川の沿岸に広く分布している。沖積平地より、数mないし10数m高い表面をもった段丘であって、谷が刻まれていない所には、わずかな起伏しかない。段丘の基底は、図幅北端の姫川中流では、現在の河床より10mくらい高い位置にあるが、姫川の姫川部落から下流、厚沢部川の赤沼部落から下流では、一部を除いて、沖積平地より低いとみなされる。

一般に、表層には、厚さ数10cm程度の土壌があり、堆積物の本体は、砂層を伴った、河成らしい中礫礫層・小礫礫層である。チャート・古生層砂岩・安山岩などの礫が含まれており、礫の最大径は、江差図幅地域について、姫川沿岸で数10cmないし1m、厚沢部川沿岸で20cmないし数10cmである。礫の円磨程度は、おもに、普通、垂円形、垂角形、厚沢部川下流で、垂円形・円形である。砂層には、泥質なものが多い。

4.2 沖積堆積物 (a)

河川の沿岸に広がる平地の大部分が、現世に堆積した沖積堆積物でおおわれている。地表でみられる沖積堆積物は、おもに、河成の砂・含礫砂・砂質泥であり、厚沢部川沿岸の平地の中崎付近では、海岸飛砂が混じった砂である。このほか、海岸に、浜堤の砂質堆積物、砂丘の後背地域に、飛砂の混じった砂が分布している。

4.3 崖錐および低位段丘堆積物 (d)

この地域には崩積堆積物が多く、丘陵の縁辺で、崖錐地形や、沖積平地より数mないし10m高い緩傾斜地を形成し、支谷内で、谷底を埋め、また、谷壁に滞留して分布している。このうち、比較的大きい河川の沿岸には、河岸段丘堆積物とみなされる部分を交えたものがある。

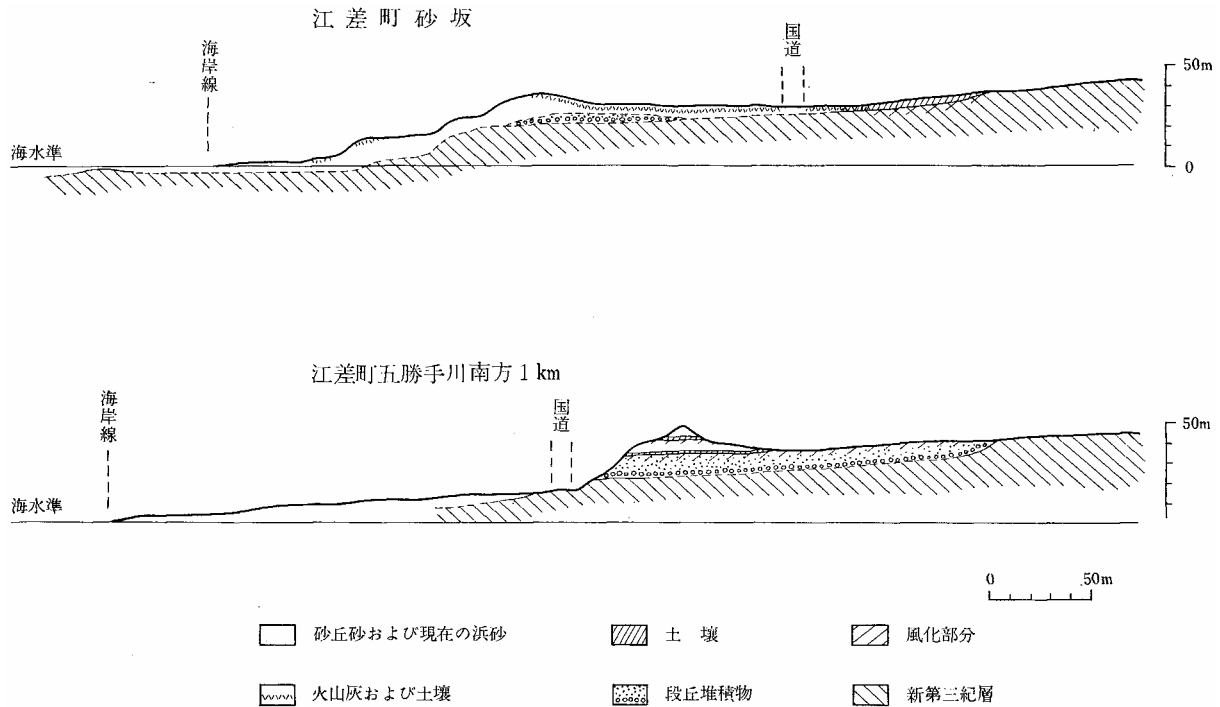
構成物は、一般に、付近の地層の崩壊物である土砂や岩塊からなりたつので、場所によって、違った性質をもっている。泥岩類 (T_m , T_a) の地域では、軟化・脱色した泥岩塊が混じった泥がちの堆積物が多く、軽石凝灰岩 (T_p) と軽石質の地層 (T_s) の周辺では、軽石質の砂や軽石片が材料となった、移動しやすい性質のものが多い。江差町下小黒部北東方の谷に分布するものには、周囲の地層から由来した物質のほかに、以前山稜に分布していた段丘堆積物から由来したらしい円礫などが含まれている。また、地質図に示していないが、段丘堆積物、なかでも、 t_3 と t_2 の堆積物を刻んでいる谷には、崩積堆積物が多い。これらは、普通、礫を含んだ、比較的粘重な崩土である。

なお、規模の大きい崖錐堆積物が新第三系館層の丘陵地に集中しているのは、館層がやわらかい地層ばかりからなりたっており、しかも、とくに崩壊しやすい、軽石凝灰岩や軽石砕屑からできた地層を含んでいるためであろう。また、これらの崖錐堆積物の形成時期は、現世後期ばかりでなく、それ以前にもわたると思われる。

4.4 砂丘堆積物 (s)

低い砂丘と、飛砂におおわれた砂地が、海岸地帯に分布している。砂丘は、平地または低い段丘が海に臨んでいる所に形成されている。多くは、中粒前後の、多量の石英質粒と少量の岩石粒などが混じった砂から構成されているが、ところによって、おもに、細粒砂、または粗粒砂から構成されている。図幅南端の古櫃川の下流には、とくに、細礫混じりの、岩石粒の多い極粗粒砂が分布している。砂丘の中に、次に述べるような、土壌や火山灰が認められる箇所がある。

乙部町館浦の姫川北岸の砂丘では、頂部から少し後斜面寄りの位置で、表面から約2m



第8図 砂丘および段丘の海岸線直交断面模式図

下に、数cmの厚さの細粒火山灰をはさんだ、厚さ20cmないし30cmの土壤層、さらに数m下に、厚さ20cmないし35cmの土壤層が存在している。江差町砂坂では、第8図に示したように、砂丘が、海岸の低いところから、開析された t_4 段丘の上にかけて形成されており、その後部緩斜面で、表面から1m数10cm下に、館浦と同じ数cm（10数cmの二次的肥厚部を伴う）の火山灰層をはさんで、下側に厚さ数cmの黒褐色の砂質の土壤、上側に10cmの暗褐色のシルト質の土壤があり、砂丘の前側で、ところどころ、この続きが認められる。江差町田沢付近では、流紋岩質岩石と段丘堆積物の上に、層理を現わした、厚さ20m近い砂丘砂が乗っており、その上部に土壤層がみられる。江差町五勝手川南方には、第8図のように、 t_4 段丘堆積物とその上の厚さ20cm弱の土壤層をおおって、厚さ約6mの褐色をおびた細粒・中粒の砂丘砂があり、その上に、約55cmの厚さの土壤（下部が砂質）をはさんで、数mの細粒・中粒の砂丘砂が重なっている所がある。全般的には、新期の砂が、上位の土壤層の形成以前より、内陸寄りに集積している傾向があり、また、古期の砂より粗粒なようである。

応用地質

この地域には、銀・銅・鉛・亜鉛・鉄・マンガン・ドロマイトなどの鉱産資源があり、温泉が利用されている。また、江差町豊部内川下流北岸では、松前層群の M_6 層中の砂岩が砕石として使用されている。筆者らは応用地質を対象とした調査を行っていないが、文献によって、鉱産の概要を示しておく。

なお、土地利用の発展に応じて、丘陵地の防災と、平地下の地質状況の把握とに、配慮が必要である。近年では、江差町大淵付近において江差層の頁岩が、江差町市街において館層 T_m の泥岩と段丘堆積物が崖くずれ、地すべりを起こし、復旧工事を要した。

1 鉱 床

これまでに知られている鉱産地を列挙すれば、次のようである。詳細については、それぞれ、併記の文献を参照して頂きたい。なお、地質調査所（1967）：北海道金属非金属鉱床総覧に、大部分の鉱床の概況が集録されている。

笹山鉱山（銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄） 江差町、笹山の西方で、江差駅から約8kmの豊部内川上流の松前層群 M_4 地帯にある。おもな鉱床は、粘板岩中の黄鉄鉱 - 黄銅鉱 - 方鉛鉱 - 閃亜鉛鉱 - 石英脈で、銀が含まれている。昔、鉛・銀が稼行されたことがある。

文献：酒匂（1962 a, 1962 b, 1963）, 斎藤（1957）, 古館（1934）。

木ノ花鉱山（銅・鉛・亜鉛） 江差町，江差駅から約7kmの豊部内川上流にある。黄鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・菱マンガン鉱の鉱脈で，松前層群M₄の粘板岩と，角礫状流紋岩質岩脈（Rb）との接触部，および流紋岩質岩石中に胚胎している。昭和17年に出鉱したことがある。地質調査所（1967）。

乙部町姫川トワ沢（硫化鉄） 竹森東方約1.5kmの姫川支流の南岸（東隣の館図幅に近い）で，木古内層の硬質頁岩と大安在川層の砂岩などの境目付近に，黄鉄鉱，および少量の閃亜鉛鉱を伴った菱鉄鉱・黄鉄鉱の脈状鉱床が認められている。酒匂ほか（1961）。

長法鉱山（マンガン鉄） 北隣の相沼図幅との境付近の乙部町姫川中流東岸と，東岸の支流長法川との間に，t₃段丘をはさんで露頭がある。木古内層の硬質頁岩を上盤，玄武岩質の岩脈らしい緑色岩を下盤とした黒色酸化マンガン鉱・赤鉄鉱・菱マンガン鉱などの不規則な層状鉱床である。以前出鉱されたことがある。斎藤（1957），酒匂ほか（1961）。

東山鉱山（マンガン） 江差町，江差駅から約3kmの豊部内川下流の北側支谷にある。松前層群M₆中の粘板岩と珪質岩との境界部に，酸化マンガン鉱床が，不規則なレンズ状ないし芋状の形で存在している。昭和33年に少量出鉱した。酒匂（1962 b, 1963）。

五勝手川上流（マンガン） 松前層群中に，粘土化とマンガンやけがあり，その中に，酸化マンガン鉱床が認められている。酒匂（1962 b, 1963）。

竹森鉱山（ドロマイト・褐鉄鉱） 乙部町姫川にある。厚沢部層の頁岩層地帯で，地質構造が乱れている箇所^ちに当たる。ドロマイトは，竹森山の主部を作っており，一般に，ほぼ均質で，緻密，品位がMgO 18%前後，CaO 30%前後である。褐鉄鉱は，Fe 50%くらいの品位で，竹森山の北西部分に露出している。斎藤（1957），酒匂ほか（1961）。

江差町市街付近（ドロマイト） 大安在川層に属するドロマイト層である。厚さ3mないし10mで南北に約10km続いている。ただし，層が膨縮し，品位が不同である。酒匂・杉本（1962）。

江差町（旧泊付）伏木戸（砂鉄） 厚沢部川の河口から南の海岸に分布する海浜砂鉄で，戦時と近年とに採取された。杉本（1954），鈴木ほか（1958），酒匂（1962 b, 1963）。

乙部町栄浜・鳥山（砂鉄） 栄浜では，海浜とその後背の約3m高い海岸平地（部落がある）とに分布し，鳥山では，部落のある海岸平地と，小茂内川南岸の砂丘とに分布している。斎藤ほか（1955），鈴木ほか（1958）。

江差町田沢・片原海岸・母子寮の沢・陣屋（陶石） 流紋岩質岩石（Rd）の変質した

部分であって、昭和23・24年に一部が採掘された。古館（1934）、地質調査所（1967）。

乙部町鳥山（カオリン質粘土） 小茂内川河口の南東600mにある。館層Tp₂の軽石凝灰岩（火山碎屑流堆積物）の一部が変質して生じた鉱床で、鉱石鉱物は、ほとんど棒状加水八口イサイトである。少量採掘されたことがある。酒匂ほか（1965）。

2 温 泉

江差町五厘沢で、流紋岩質岩脈(Rd)中のさく井から、温泉水が得られ、五厘沢温泉となっている。北海道衛生試験場（1953）によれば、温泉水は、昭和28年8月、気温28°Cにおいて、46°Cの温度をもち、毎分72l湧出していた。そのとき採水された温泉水の、含有成分は第3表のようであり、23°Cにおいて、比重1.002、水素イオン濃度7.5であった。

第3表 五厘沢温泉水定量分析値表

成 分 名	1 kg 中含有量 (mg)	成 分 名	1 kg 中含有量 (mg)
カチオン		非電解質	
カリウムイオン	83.95	メタ硼酸	17.18
ナトリウムイオン	674.6	メタ硅酸	66.02
カルシウムイオン	20.2	ガス状物質	
マグネシウムイオン	4.4	遊離炭酸	8.8
第2鉄イオン	3.07	硫化水素	0.353
アニオン			
クロールイオン	323.1		
硫酸イオン	757.0		
ヒドロ炭酸イオン	493.1		

（北海道衛生試験場第162号試験成績書による。昭和28年の分析。）

文 献

- 秋葉力・藤江力・松井愈・岡部賢二・酒匂純俊・魚住悟（1966）： 北海道西南部における火成活動と地質構造，地函研専報第12号 - 東北日本のグリーンタフ変動，p.16～24
- 地質調査所（1967）： 北海道金属非金属鉱床総覧，575p.
- 秦 光男・山口昇一（1969）： 北海道西南部における *Operculina* の層位学的位置，日本地質学会第76年学術大会総合討論会「グリーンタフに関する諸問題」討論資料，p.131～135
- 北海道衛生試験場（1953）： 衛試第162号試験成績書
- 北海道立地下資源調査所（1953）： 20万分の1北海道地質図(1)西部
- 北海道立地下資源調査所（1958）： 20万分の1北海道地質図説明書，58p.
- 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，24 - 25号，p.51～58
- 古館兼治（1934）： 北海道有用鉱産物調査第4報報文 - 松山郡江差町全域，北海道工業試験場報告，第49号，p.81～95
- 五十嵐昭明（1957）： 松山郡厚沢部村地内の鉄・硫化鉄鉱床調査報告，北海道地下資源調査資料，第30号，p.41～50
- 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，9号，p.1～8
- 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，v.41，No.485，p.47～60
- 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，v.41，No.488，p.211～260
- 斎藤正雄（1957）： 松山郡江差町および爾志郡乙部村付近の銀・鉛・マンガン・鉄・ドロマイト鉱床調査報告，北海道地下資源調査資料，第30号，p.32～40
- 斎藤昌之・杉本良也・長谷川潔・松井公平（1955）： 砂鉄鉱床調査各論 - 第1章北海道地方 - 第2節日本海沿岸地帯 - A乙部 - 奥尻地区，未利用鉄資源第2輯，通商産業省，p.45～47
- 酒匂純俊（1962 a）： 乙部村竹森山の褐鉄鉱床（雑報），北海道地下資源調査報告，第27号，p.99～100
- 酒匂純俊（1962 b）： 北海道松山郡江差町の地質，p.1～38，および江差町地質図，江差町
- 酒匂純俊（1963）： 北海道松山郡江差町の地質，北海道地下資源調査報告，第30号付録，38p. および江差町地質図（前掲文献の再録）
- 酒匂純俊・藤原哲夫・松井公平（1961）： 乙部岳周辺鉱床調査報告，北海道地下資源調査資料，第63号，p.21～33

- 酒匂純俊・杉本良也（1962）： ドロマイト鉱床調査各論 - 第1章北海道地方 - 第1節西南北海道 - C江差地区，国内鉄鋼原料調査第1報，通商産業省，p.399～400
- 酒匂純俊・小田切敏夫・早川福利（1965）： 乙部村鳥山および姫川の粘土鉱床，北海道地下資源調査資料，第102号，p.1～14
- 笹木敏・服部一三（1961）： 低品位鉄鉱鉱床調査各論 - 第1章北海道地方 - 第3節西南北海道 - G厚沢部地区，未利用鉄資源第9輯，通商産業省，p.50～56
- 杉本良也（1954）： 砂鉄鉱床調査各論 - 第1章北海道地方 - 第2節日本海沿岸地区 - A泊村地区，未利用鉄資源第1輯，通商産業省，p.91～92
- 鈴木醇・浦島幸世・岡徹（1958）： 砂鉄鉱床調査各論 - 第1章北海道地方 - 第2節日本海沿岸地帯 - A江良 - 久遠地区，未利用鉄資源第5輯，通商産業省，p.21～25
- 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，26号，p.24～33

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:50,000

ESASHI

(Sapporo - 78)

By

Yasuo SUMI, Toshihiro KAKIMI

&

Atsuyuki MIZUNO

(Geological survey of Japan)

(Abstract)

The land of sheet-map "Esashi" comprises a mountainous area below 700m. high, hilly areas below about 200m. high and some plain fields. In the south of the sheet-map area, the Paleozoic formations occupy every part of the mountainous area and several parts of the hilly area, showing a complicated structure with some overturned foldings. The Neogene Tertiary formations are broadly distributed in the hilly area, on which some older terrace deposits are partly covered. On the whole, the strata of the Tertiary form a basin structure in the north of the area, and surround the Paleozoic mass in the south. The Pleistocene deposits, terrace deposits of several stages, are distributed

in the lowlands and the hills. The Recent deposits are found in the plain field as an alluvial sediment, in the hilly area as a talus, in the coastal area as a sand dune.

The stratigraphic succession of these formations and two kinds of intrusive rocks is shown in Table 1.

Table 1

Age		Stratigraphy		
Quaternary	Recent	Alluvial, talus and sand dune deposits		
	Pleistocene	Terrace deposits		
Neogene Tertiary	Pliocene	Uzura formation		
	Miocene	Tate formation (Rhyolitic dikes)		
		Esashi formation	Assabu formation	
			Kikonai formation	
		Ōanzaigawa formation		
	Yunotai formation			
	Fukuyama formation			
(Quartz diorite)				
Paleozoic		Matsumae group		

(~~~~~ : unconformity)

Paleozoic formations

The Paleozoic formations, namely Matsumae group, including middle Carboniferous fossils outside the mapped area have a thickness of several thousand meters and comprise six members ($M_1 - M_6$).

The lowest part of the group is occupied M_1 , chert; the lower part, M_2 , alternation of chert, siliceous clayslate, tuff and fine-grained sandstone. The middle part is composed of the alternation of sandstone and clayslate, M_4 , and sandstone, M_3 . The upper part of the group is formed the M_5 and the M_6 . The M_5 consists of chert, siliceous clayslate, clayslate, sandstone and "schalstein", and the M_6 alternation of sandstone and clayslate, chert and "schalstein".

Neogene Tertiary formations

In the south of the mapped area, Fukuyama, Yunotai, Ōanzaigawa, Esashi and Tate formations are found, Ōanzaigawa, Kikonai, Assabu, Tate and Uzura formations occur in the north. The Esashi formation is equivalent to a thin, fine grained litho-facies of the Kikonai and the Assabu formations.

The Fukuyama formation unconformably overlies the Matsumae group, and is composed of andesitic and dacitic, altered volcanics, such as tuff, tuff-breccia, lava flow and welded-tuff. The thickness is estimated at several hundred meters.

The Yunotai formation is composed of pebbly sandy mudstone with a thickness of less than 30m, and contains some Miocene fossils, *Patinopecten imamurai* MASUDA, *Tapes siratoriensis* OTUKA, etc.

The Ōanzaigawa formation in the south of the area is about 10m. in thickness, and is composed of the conglomerate and dolomite. The conglomerate includes some molluscan fossils, mainly *Patinopecten yamasakii iwasakiensis* (NOMURA). In the north, the formation has a thickness of about 100m, and consists of conglomerate, alternation of conglomerate and sandstone, and sandstone. According to the stratigraphy in the neighbourhood, it seems that the formation in the northeast

rests directly on the Paleozoic formations.

The Esashi, the Kikonai and the Assabu formations generally are stratified, muddy, marine beds with many or few "hard shale" layers, and contain *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA). The Esashi and the Kikonai formations are mostly composed of "hard shale" and mudstone, and the Assabu formation mudstone and shale. The Esashi formation is about 250m. in thickness, the Kikonai formation about 300m, the Assabu formation about 500m.

The Tate formation has a thickness of about 800m. and is lithologically divided into nine members, namely **Tm**, **Tp₁₋₃**, **Ta**, **Tb**, **Ts₁₋₂**, and **Tc**. The **Tm** is massive, silty mudstones with some tuffaceous sandstones and occupies the lower half of the Tate formation. The **Tb** is a conspicuous bed of andesite ejecta, such as tuff-breccia, tuff and tuffaceous sandstone, that is used as a key bed on the stratigraphy in the middle of the formation. The **Tc**, comprising volcanic conglomerate and tuffaceous coarse sandstone lies between the middle and the upper of the formation. We consider that the Tc deposits in a short period without violent volcanic eruption, under a shallow water condition.

The **Ta** is found in the middle of the Tate formation with a thickness of several ten meters, and is composed of silty mudstone and tuffaceous sandstone. The **Tp₁** is a sheet of submarine pumiceous pyroclastic flow deposit, lying on the upper most of the **Tm** member. The **Tp₂** occurs as a group of pumiceous pyroclastic flow deposits which stratigraphically takes the position between the **Tb** and **Tc**, with a thickness of more than several ten meters. The **Tp₃** is a mass of acidic pyroclastic flow deposits, occupying above the **Tc**, and is generally

composed of pumiceous rock and relatively dense rock with some welded parts. The thickness of the mass is roughly estimated at above 200m. The **Ts₁** is composed of tuffaceous sandstone, pumiceous sandstone, tuff and tuffaceous sandy mudstone, and occurs in the middle of the formation with a thickness of several ten meters. The **Ts₂** is a coarse grained clastic member which is mainly made up of clastic debris of pumiceous pyroclastic flow deposit under a shallow marine condition, and is found in the upper of the formation as an uneven bed in thickness, unconformably resting on the pyroclastic flow. The rocks are pumiceous sandstone, tuffaceous sandstone, pumiceous conglomerate and pumice tuff.

The Uzura formation has a thickness of about 80m, and is composed of pebbly sandstone, fine-grained sandstone and basal conglomerate.

Intrusive rocks

The quartz diorites, **Qd**, are found as a dike intruded into the Matsumae group. The rock mainly contains quartz, plagioclase, hornblende and biotite, and show a non-porphyritic or porphyritic texture.

The rhyolitic rocks, showing a brecciated texture, **Rb**, are scattered in the Matsumae group with intrusive relation. The components of the rock are generally altered groundmass, quartz, plagioclase, and chloritized biotite.

The rhyolitic rocks, intruded into the Tertiary formation, **Rd**, contain a small quantity of phenocrysts, such as quartz, plagioclase, potash-feldspar and biotite.

Quaternary deposits

The terrace deposits, forming in middle and late Pleistocene are divided into five series. The t_1 and t_2 are fairly dissected terrace deposits, comprising marine sand and gravel, and are set on the hills about 100m. high. The t_3 is a series of river terraces which keep a few remains of the primary plane on the surface, and is built of fluvial gravel, sand and mud. The height of the plane is relatively low in the downstream. The t_4 is chiefly composed of marine sand in the coastal area, and fluvial gravel in the vicinity of the river. The marine sediments are situated from 20m. to 40m. above the sea. The t_5 is found along the river as a slightly elevated terrace without great dissection, and consists of fluvial gravel and sand.

The alluvial deposits, **a**, make the plains about the river, and are composed of sand, gravel and mud.

The talus deposits, **d**, occur in marginal part of the hilly area and in the valley. The material is a poorly sorted mixture of rock fragment, sand and mud which is brought from the adjacent hill.

The sand dune deposits, **s**, containing generally medium or fine-grained sand, are situated in the backshore and on the terraces along the coast as a small dune sheets of old soil are found in.

Economic geology

In the sheet-map "Esashi" area, some ore deposits and a hot spring are known.

Some vein deposits, containing silver, copper, lead and zinc and manganese deposits occur in the area of the Paleozoic formations. In the Negene Tertiary formations, manganese ores, limonites and

dolomites are found. Recent iron sand deposits are distributed in a few places of the coast. The hot spring connected with a rhyolitic dike (**Rd**) is used for bath in the north of the Esashi area.

昭和 45 年 3 月 25 日印刷

昭和 45 年 3 月 30 日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

印刷所 興国印刷株式会社
