

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

追 分

(札幌一第 32 号)

工業技術院地質調査所

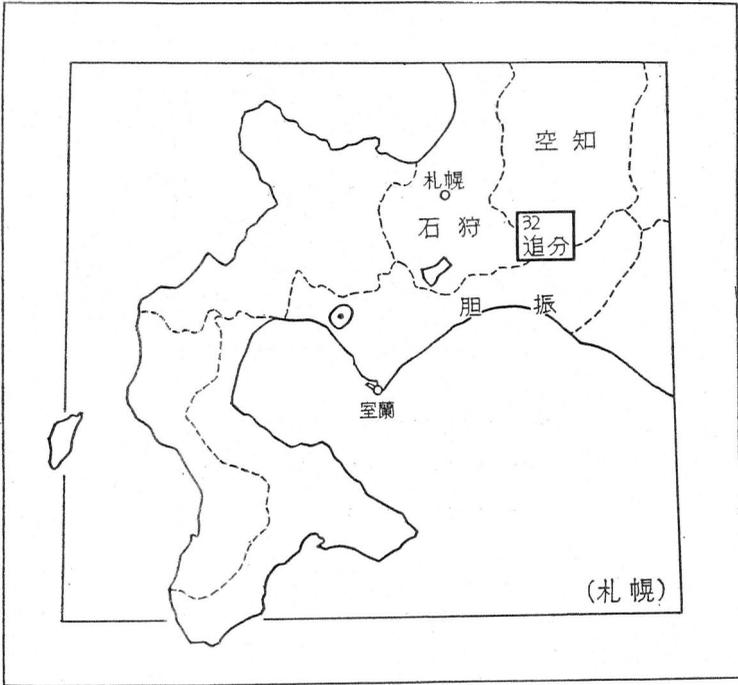
通商産業技官 松 野 久 也

通商産業技官 秦 光 男

北 海 道 開 発 庁

昭 和 35 年

位 置 図



() 内は 1:500,000 図幅名

目 次

I 地 形	1
II 地 質	2
II.1 概 説	2
II.2 古第三系	5
II.2.1 幾春別層	5
II.2.2 幌内層	6
II.3 新第三系	8
II.3.1 滝の上層	8
II.3.2 川端層	12
II.3.3 馬追山層	18
II.3.4 千歳夾炭層	19
II.3.5 由仁層	19
II.3.6 脈 岩	21
II.4 第四系	22
II.4.1 角田層	23
II.4.2 火山灰層	24
II.4.3 河岸段丘堆積物および扇状地堆積物	25
II.4.4 沖積層	26
II.5 地質構造	26
III 応用地質	30
文 献	32
Abstract (in English)	1

1:50,000 地質図幅 追 分 (札幌一第 32 号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 松 野 久 也

通商産業技官 秦 光 男

この地質図幅および説明書は北海道開発庁の依頼によつて作成されたものである。野外調査は昭和 30 年、同 31 年にわたつて行われ、室内研究は地質調査所北海道支所において引続き行われた。

野外調査の際、踏査図には主として空中写真から作成した縮尺約 30,000 分の 1 の水系図を使用した。一部夕張市役所から提供された 10,000 分の 1 地形図を用いた。

また、軟体動物化石の鑑定には東北大学理学部地質学古生物学教室の小高民夫博士の協力を得、有孔虫化石の鑑定は同じく浅野清博士および高洋洋吉博士を煩わした。さらに火成岩の検鏡は当支所角靖夫技官による。

I 地 形

本図幅地域は東に夕張山脈、西に那須火山帯に属する山々をのぞみ、その中心地である追分町は札幌市の南東約 40 km の距離にある。この地域の東に接する地域は石狩炭田南部に当たつていて、追分町は石炭輸送の動脈である夕張線の起点となつている。

本図幅地域の東半部は幌内層および滝の上層の分布する北東隅の地域を除いて大部分川端層によつて構成せられ、中程度の高さの山地——海拔 600 m を越えない——からなる。これに対して西半部はよりゆるやかな丘陵性の台地、扇状地、段丘、氾濫原等からなる。図幅地域の西縁に沿つては馬追山およびこれに続く山稜が南北に走り、このため西半部の低地は石狩平野から切りはなされ、角田盆地と呼ばれる盆地の一部となつている。

さらに細かくみると、地域北東隅では、幌内層と滝の上層との間の岩質の硬軟が地形によくあらわれ、また川端層中の凝灰岩は顕著な山稜を形作り地層の走向をよくあらわしている。その他、夕張川南岸で築別向斜の軸部に分布する川端層(?)の硬質頁岩の盆状構造、馬追山層の硬質頁岩あるいは紫蘇輝石普通輝石安山岩岩脈の分布なども地形によくあらわれている。

角田盆地の周縁部には高さ 60~100 m の台地が広く発達し、夕張川が東部山地からこの盆地に入った所には新旧 2 つの扇状地が認められる。また夕張川の河岸には 2 段の顕著な段丘が発達している。

本地域内における主要な水系は夕張川であつて、夕張山脈に源を發し、夕張市十二哩附近から本地域内に入り西流して川端附近にいたつて北西に方向を転ずる。このほか安平川および嶮淵川の両河川がある。前者は地域南東部の低い山地に源を發し、角田盆地南部の台地の間を縫つて複雑な流路をとり追分にいたつて南下する。嶮淵川は盆地中央部の扇状地と台地の接合部附近から發し、西南西に流路をとり馬追山の南方延長の山稜を横断して域外に出る。

II 地 質

II.1 概 説

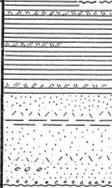
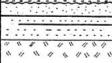
本図幅地域は石狩炭田夕張地区への入口に當つていて、古くからその地質に関して多くの調査研究がなされている。また、夕張川に沿ひ、東隣図幅地域内の紅葉山附近から域内の川端までの間では幌内層から川端層にいたる層序関係がよく観察され、北海道における第三系層序区分の標式地として地質家に親しまれているところでもある。

地域内には、北東隅で平和背斜の軸部に僅かに露出する幾春別層を基底として、古第三系最上部の幌内層、新第三系の滝の上層、川端層、馬追山層、由仁層および後二者の陸成相と考えられる千歳夾炭層が北々西—南々東方向の軸をもつ褶曲構造を作つて分布しており、第四系の角田層、河岸段丘堆積物、扇状地堆積物、これらと交層する火山灰層、沖積層などは、前述の第三系を覆つて域内西部に広く分布している。これらの層序関係を模式的に図示すれば第 1 表の通りである。

最下位の幾春別層は、古くは羊齒砂岩層と呼ばれ、石狩炭田夕張地区における石狩層群の最上部を占め、域内では薄い石炭層を挾有し、特有な植物化石を産する陸成層である。これを不整合に覆う幌内層は、上下を通じ泥岩ないしシルト岩質泥岩からなり粗粒堆積物を全く含まない。本層の豊富な海棲動物化石は“幌内化石動物群”(上部古第三紀漸新世)として著名である。

これをゆるやかな傾斜不整合をもつて覆う滝の上層は砂岩から始まり泥岩に終る一堆積輪廻を示し、かつ全般的に火山砕屑物に富む。下部の綠色砂岩といわれたものの大部分は著しく火山砕屑岩質であつて、所によつては安山岩質凝灰角礫岩あるいは火山礫岩質とな

第1表 地質総括表

時代	地層区分	層柱	層厚 m	主要岩相	備考	
第四紀	現世	沖積層および扇状地堆積物		砂・礫・粘土・浮石 ?	降灰(火山灰層)	
	更新世	河床段丘堆積物 扇状地堆積物		砂・礫・粘土 ?	降灰(火山灰層)	
	角田層		0 15	浮石・火山砂礫 砂・シルト・礫 泥炭・流木片	降灰(火山灰層)	
第三紀	中世	由仁層		650 +	礫岩・砂岩 シルト岩 安山岩質集塊岩	<i>Cyclammina-Haplophragmoides</i> - <i>Martinottiella</i> 群集 <i>Radiolaria</i>
		馬追山層	千歳夾炭層 	170 300	硬質頁岩 凝灰質砂岩 シルト岩 石炭 安山岩質集塊岩	<i>Cyclammina</i> spp
	新世	川端層		700 3700 ?	硬質頁岩 シルト岩・泥岩 砂岩・礫岩 凝灰岩 石炭(西縁部)	安山岩脈 <i>Cyclammina-Haplophragmoides</i> - <i>Martinottiella</i> 群集
		滝の上層		300 400	浮石質凝灰岩 泥岩 砂岩・凝灰角礫岩 火山礫岩 海縁石砂岩	滝の上化石動物群
	漸新世	幌内層		1300 1400 ?	シルト岩・泥岩 酸性凝灰岩 泥灰団球および板状泥灰岩 海縁石砂岩	幌内化石動物群
		幾春別層		160 170	砂岩・シルト岩・石炭 硬質凝灰岩	羊齒化石植物群

る。また上部の泥岩層はしばしば凝灰岩の薄層をはさみ、凝灰質頁岩がその主部をなしている。熊の沢中流および域外夕張川筋では本層中に浅海・温暖性の化石動物群を産する。本化石動物群は滝の上化石動物群と称せられ、本州の八尾一門の沢化石動物群（中新世中古期）に類似する。

次に滝の上層の上位に整合に累重する川端層は、礫岩、砂岩、泥岩の周期的累層あるいは砂岩・泥岩の規則的な互層からなり、中に4枚の顕著な凝灰岩層を介在している。本層は従来下位の滝の上層と同時異相と考えられていたが、滝の上層の上位に全く非火山砕屑質の礫岩、砂岩、泥岩の互層をもつて始まり両者の間に指交の事実は認められない。

本層は西側の周縁相である馬追山附近に分布するものを除いて、前述のような単調な累層状態を示し、最大厚さ4,000 m 弱に達するがその間に堆積の間隙も認められず、大型底棲動物化石を全くといって良い位含まず、砂岩中に偽層その他の浅海相を示す事実あるいは石炭層、植物化石の存在が認められないこと、海底地へりあるいは *turbidity current* によると考えられる乱堆積を示すことなど著しい特徴をもっている。

また川端層は東部ほど地層の厚さが大きく、粗粒堆積物が卓越し、その堆積間に東部山地の著しい隆起運動とその削剝が引続いて行われていたものと考えられる。

馬追山層は硬質頁岩によつて代表される地層であつて一部を除いて川端層から整合漸移である。しかし馬追山附近ではその基底部に安山岩質集塊岩および砂岩層があり、明瞭な境界が認められる。また、千歳町嶮淵附近に発達する千歳夾炭層は馬追山層および上位の由仁層にかけての陸成相と考えられ、前に述べた川端層が馬追山附近で周縁相を示す事実と併せて、この附近が川端層堆積時から引続いて浅海ないし淡水の環境下にあつたことを示している。

由仁層は、下位の馬追山層の硬質頁岩と漸移——一部側方に指交する——関係にあつて、基底部近くにレンズ状の安山岩質集塊岩が認められる。下部は海成の青灰色シルト岩からなり上部は礫岩および砂岩からなる。

滝の上層上部の泥岩から由仁層にいたる新第三系中には殆ど大型化石の存在が認められない。しかし、全体を通じて有孔虫化石および海綿針骨の化石を産し、これらの研究結果から由仁層以下の地層は中新世に属する。

以上述べた第三系は、北海道の脊稜山地に平行な南北性の軸をもつ褶曲構造を示し、新しい地層程西に分布しており、また褶曲構造も東から西へ行く程緩やかになる傾向をもっている。また、これら第三紀の地層——特に川端層——はぼう大な厚さに達し、この莫大

な沈積物質を供給したはずの隆起，削剝の激しく行われた地帯は東方にあつたと考えられこの隆起削剝は川端層堆積間に著しい。

すなわち，これら第三系の堆積盆は，前述の東方隆起地帯——地背斜——の前面の地向斜部に当り，東方背斜部の隆起運動が著しい側圧を伴つて順次西へ広がり南北性の東に急で西に緩い褶曲構造を形成したものと考えられる。

第四系は角田盆地の周縁部に認められる湖成層らしい角田層，河岸段丘堆積物，扇状地堆積物，沖積層，およびこれらと相前後して数次にわたつて噴出堆積した火山灰および火山砂礫等であつて，域内西部に広く発達している。

II.2 古第三系

II.2.1 幾春別層

幾春別層は図幅地域の北東隅，平和背斜の軸部にその頂部を僅かに露出するにすぎず，その主部は域外にある。本層の定義については古くから多くの論争があるが，筆者らは高尾彰平の地層名を踏襲した。^{註1)}

本層と上位の幌内層との関係は独立標高点 430 の北東の小沢でよく観察され，背斜の西翼では幌内層基底の厚さ約 1 m の海緑石砂岩によつて不整合におおわれる。ここでは本層の最上部のみが認められ淡灰色泥質シルト岩からなる。域外にあるその東翼では不整合下に位する本層の最上部は淡灰色の凝灰質細粒砂岩からなり植物化石を含んでいる。域外北方清水の沢でその全体が観察される。ここでは下位の若鍋層の含貝化石シルト岩を整合に覆い，最下部に帯緑色珪質凝灰岩を挟有する。その上位は粗粒から細粒の灰白色砂岩を主とし，石炭を挟有する。全層厚約 160~170 m である。上述の珪質凝灰岩中には保存良好な植物化石を多産する。

幾春別層は一名羊齒砂岩層とも呼ばれ，*Woodwardia* sp. その他の植物化石を含み，古くから多くの人々によつて研究されている。この化石植物群はアラスカのケナイ化石植物群に対比されている。

筆者等は清水の沢において若干の植物化石を採集したが *Alangiophyllum* sp., *Cercidi-*

註1) 高尾彰平²⁸⁾によつて提唱された幾春別層は，矢部長克によつて命名 (1899) され今井半次郎⁸⁾を通じて一般に呼称された羊齒砂岩層，これと異相関係にあるとされた幾春別炭層⁸⁾あるいは幾春別層群を一括したものである。筆者等は，本層の主部が域外にあつて，これらの関係を確め得ないため，便宜上，高尾の命名を踏襲したにすぎない。本図幅の北東に接する大夕張図幅²⁸⁾で羊齒砂岩層と称せられている地層は本層に一致する。

phyllum sp. が大部分であつた。

II.2.2 幌内層

幌内層は最初矢部長克によつて上部第三紀層下層とされたが、後に同氏によつてポロナイ層²⁾という名称が与えられるにいたつた。本層は本邦古第三系最上部の重要な一員であるとともに、石狩炭田の夾炭層石狩層群の上位にあることから学術上また夾炭層探査の上から非常に多くの人々によつてあらゆる方面から研究されてきた。従つてその研究成果の報告されたものは枚挙にいとまない程である。

本層は図幅地域の北東部に分布し、幾春別層を不整合をもつて覆い、滝の上層によつて不整合に覆われる。

本層の基底部には前述のように厚さ1 m 内外の海緑石砂岩があつて、幾春別層の淡灰色泥質シルト岩あるいは細粒砂岩層と不整合をもつて接している。本層はこの海緑石砂岩を除いてほぼ均質で、かつ層理に乏しい黒灰ないし青灰色の泥岩からなる。本地域では熊の沢断層をはさんで東部と西部で岩質に若干の差が認められる。すなわち、熊の沢断層の東側に分布する本層の泥岩は極めて均質、緻密であつて黒色ないし黒灰色を呈するのに対して、西側のそれは多少シルト質をおびるところがあり、東側のものに比してより青灰色を呈し、凝灰岩の薄層(数 cm 以下)を頻繁に挟有している。また最上部に厚さ約10 m の緻密堅硬な白色均質の凝灰岩をはさんでいる。

本層中には全層を通じて多くの軟体動物、甲殻類、単体珊瑚、有孔虫などの海棲動物化石を含んでおり、しばしば玄能石、泥灰団球および板状泥灰岩を包蔵している。

本層の分帯さらに地質構造の解明が、下位に潜在する石狩層群の深度推定に欠くべからざるものであるが、前述の通り上下を通じてほぼ均質の泥岩からなり、かなり著しい擾乱を受けているため分帯は極めて困難であり、本図幅では2分するにとどめる。しかし、古くからこれに対する非常な努力が主として炭鉱会社によつてなされてきた。^{6) 16) 23) 24) 33) 38)}

近年、手島淳³⁸⁾によるこの地域の幌内層を大型化石の量的扱いによつて分帯した業績が注目される。すなわち、熊の沢流域から域外ベンケマヤ川、パンケマヤ川流域にわたる幌内層をA~Iの9動物群帯(zonule)に分け、これら各動物群帯がおのおの追跡できることを実証した。手島淳によればこの附近の幌内層の全層厚は約1,300~1,400 m に達する。

筆者等の本層下部は幾春別層の上位に直接する部分であつて、前述の9分帯中ほぼA~Cに当り、上部としたものは同じくD~Iに当る。また鍵層として追跡される凝灰岩層はH動物群帯中のtuffaceous sandstone に一致する。

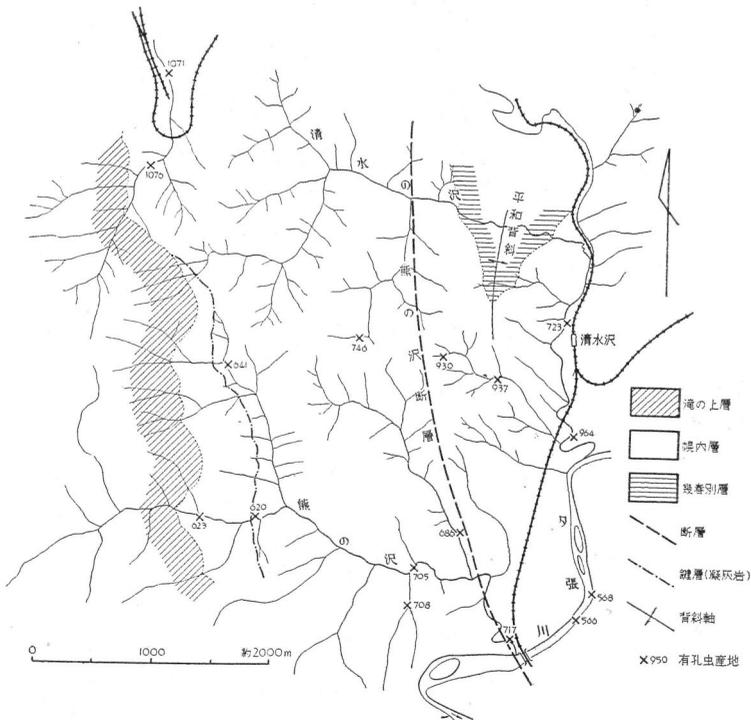
第2表 幌内層有孔虫化石

種名	623	620	641	1076	1071	705	708	746	686	568	566	964	723	930	937	717
<i>Rhabdammina</i> sp.						R			R							
<i>Ammodiscus</i> sp.									R							
<i>Haplophragmoides</i> spp.	R		F	F	C	F	R	C	F				R	R	F	
<i>Cyclammina ezoensis</i> ASANO		R	R								R					
<i>Cyclammina pacifica</i> BECK						C		F	F					R	R	
<i>Cyclammina incisa</i> (STACHE)			C			F		F	F						R	
<i>Cyclammina</i> cf. <i>incisa</i> (STACHE)		C		F	F		C									
<i>Cyclammina</i> cf. <i>cancellata</i> BRADY							F									
<i>Cyclammina</i> sp.											F					R
<i>Ammobaculites</i> sp.															F	
<i>Egerella</i> (?) sp.				F												
<i>Plectina poronaiensis</i> ASANO						F							F		R	
<i>Plectina</i> (?) sp.							R									
<i>Sigmoilina</i> sp.						R										
<i>Trochammina</i> sp.					R			R					R		R	
<i>Robulus</i> sp.									R							
<i>Dentalina</i> sp.			F		C				F		F	F				F
<i>Nodosaria</i> sp.		R		R					R							
<i>Lagena</i> sp.		R														
<i>Guttulina</i> sp.	R				R											
<i>Glandlina</i> sp.											R					
<i>Nonion shimokinense</i> ASANO		F														
<i>Elphidium yumotoense</i> ASANO		F														
<i>Elphidium</i> sp.								R								
<i>Plectofrondicularia gracilis</i> SMITH												R				
<i>Plectofrondicularia</i> sp.		R														
<i>Bulimina ezoensis</i> YOKOYAMA											R					F
<i>Bulimina yabei</i> ASANO		F														
<i>Bulimina</i> sp.										F						
<i>Bulimina</i> (?) sp.												R				
<i>Gyroidina soldanii</i> (d'ORBIGNY)		F										F				
<i>Cassidulina margareta</i> KARRER					F											
<i>Cassidulina globosa</i> HAUTKEN									F							
<i>Cassidulina</i> sp.		R														
<i>Planulina</i> (?) sp.				R												

C; Common, R; Rare, F; Few

本層は前述の通り海棲動物化石の産出が著しく、竹田秀蔵がこれを総括しているほか軟体動物化石について報告されたものはかなりの量に達する。従つて筆者等の採集したものの記述はここに割愛し、有孔虫化石について知られた若干の新しい事実を述べるにとどめる。

すなわち、当地域および周縁地域の有孔虫化石の産地および種の量的関係を示すと第1図および第2表の通りであり、最上部に *Norion pompilioides shimokinense* ASANO, *Elphidium yumotoense* ASANO が見出されることは注目される。すなわち、前二者は幌内層有孔虫層序からみると、その最上部を示すものとして、この地域において始めて見出されたものである。また、*Bulimina yabei* ASANO は従来幌内層には見出されてなく、前二者とともに、留萌地区の達布層上部の頁岩層に知られている。すなわち、これら3者の存在は、当地域の幌内層の最上部が達布層に相当する層準であることを示す有力な資料でもある。



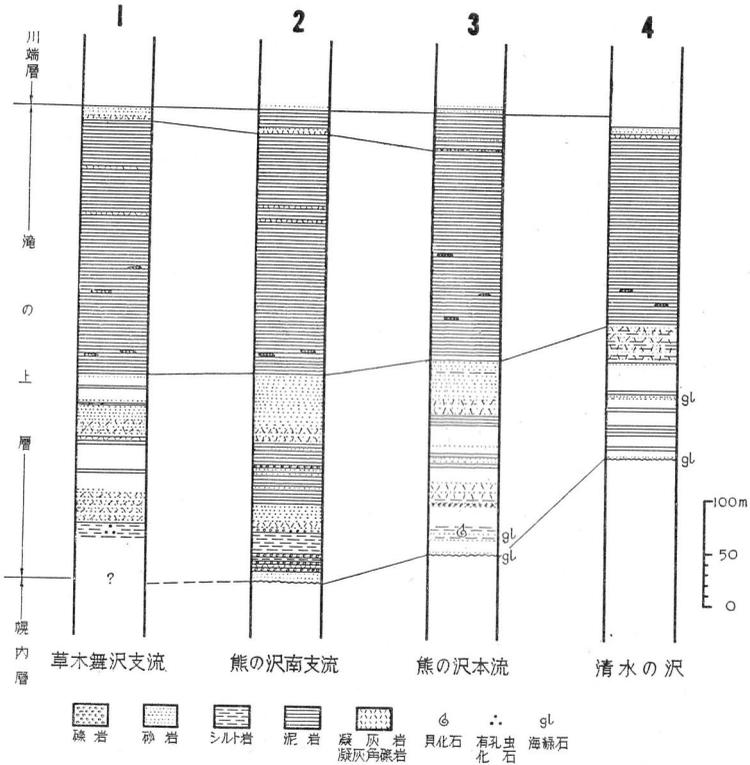
第1図 幌内層有孔虫化石産地

II.3 新第三系

II.3.1 滝の上層

ここにいう滝の上層は今井半次郎³⁾の中間層、村田柝^{4) 5)}の紅葉山中間層の一部あるいはその大部分に相当し、地層名は同じく村田柝による滝の上層^{註1)}として採用する。

本層は地域東縁部近く北々西—南々東方向に分布する。このほか、域内西縁部で馬追山背斜の核部に分布する。後者はただちに滝の上層と断定し難いが、後述する川端層の下位に位置し、岩質および化石内容から、これと分離されることから、滝の上層として取扱つ



第2図 滝の上層柱状図

註1) 滝の上層は村田柝が1923年に創設した紅葉山中間層の最上位の泥岩層に対して1926年に同氏によつて新たに与えられた名称である。後に藤岡一男は域外夕張川筋のルートで中間層あるいは紅葉山中間層といわれて一括されていた地層中に不整合を見出してこれから上位を滝の上層、下位を紅葉山層として再定義し、前者を川端層の下部の一異相、後者を幌内層の最上部の一異相とした。

たものである。

東部、熊の沢流域では、本層は幌内層を緩やかな傾斜不整合をもつておおい、川端層によつて整合におおわれる。その南方延長は草木舞沢の流域まで追跡されるが、ここでは下限は露出してない。清水の沢、熊の沢本流、同じくその南支流および草木舞沢支流において観察される岩相柱状図を第2図に掲げる。

幌内層と本層との関係は、清水の沢および熊の沢本流で観察される。すなわち、滝の上層の基底には厚さ3~4mの緑灰色の凝灰質細粒砂岩があつて、これが幌内層上部の凝灰質シルト質泥岩に波状の凹凸面を距てて直接している。幌内層の上限は10~20cmの間粘土化し、前述凝灰質細粒砂岩の基底には直接下位の幌内層から由来したと考えられる指頭大の角礫が散点している。この不整合面を南から北へ追跡すると、逐次北へ向つて幌内層を削つて行く様子がよく観察される。

滝の上層は第2図に示すとおり、下部から上部へ堆積の1輪廻を示している。すなわち、下部はしばしば礫岩・泥岩を挾有する砂岩を主とし、上部は硬質頁岩状の泥岩からなる。砂岩層の基底近くに厚さ3~4mの海緑石砂岩が約10~15mを距てて2枚観察され、砂岩は著しく凝灰質を呈し、その大部分は凝灰角礫岩とも称せられる程の岩質であり、礫岩は主として安山岩質の垂角礫からなる火山礫岩である。砂岩層中に僅かであるが存在してこれと互層する泥岩は暗灰色を呈する。また泥岩はまた砂岩中に大小の塊となつて乱雑に取まれている場合がある。^{註1)}

上部の泥岩は暗灰ないし黒灰色を呈し、著しく凝灰質である。泥岩は主として硬質頁岩状を呈し、不規則な葉片状の破片となつて崩壊する。泥岩の一部には一見幌内層と区別のつかない外観を呈するものが認められる。このような泥岩は細かい粒状の角礫となつて崩壊する性質をもっている。本泥岩中にはしばしば厚さ数cmから1mにおよぶ灰白色浮石質凝灰岩をレンズ状に挟在し、最上部には、下部の凝灰角礫岩質砂岩と同様な砂岩が一枚認められる。

下部の砂岩と上部の泥岩とは整合漸移し、かつ、互に側方に移化し合う。すなわち、南から北に向かつて砂岩がその量を減じ、これに代つて泥岩が優勢となり、清水の沢から以

15)

註1) 藤岡一男が熊の沢流域から図幅地域外北方の錦沢~二股にかけての区域で紅葉山層とした地層はここに述べる滝の上層に全く一致する。後に松井愈によつて同じくこの区域で紅葉山層とされた地層は上述の滝の上層の下部の砂岩に相当する。後述するようにこの砂岩層は上位の泥岩と整合一連で、かつ北方に向つて泥岩が優勢となり、二股附近に到ると砂岩に代つてこの層準は殆んど泥岩によつて占められるにいたる。この点については藤岡も同様観察しているが、熊の沢流域における砂岩層と幌内層との間の不整合を認めていない。

北域外では泥岩の比較的下部に少量の砂岩がレンズ状に介在するにすぎなくなる。従つて下位の幌内層の泥岩と本層の泥岩とが直接する場合が多く、その境界の決定は岩相からは非常に困難となる。しかし *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) の存否によつて両者の区別は可能である。

熊の沢における本層の下部砂岩層の基底から約 30 m 上位の火山礫岩中に安山岩礫が著しい。これは変質した輝石安山岩である。

鏡下では

斑晶： 斜長石 (変質し分解したり汚濁している、比較的新鮮なものに灰曹長石および中性長石が認められる)、輝石 (分解して緑泥石になり、また炭酸塩に置換えられている)

石基： ガラス基流晶質組織を呈するが全般に変質汚濁している。

さらに上位約 20 m の凝灰角礫岩の礫には石英安山岩が認められる。

鏡下では

斑晶： 斜長石 (中性長石位)、石英、普通輝石および黒雲母、なお多数の安山岩片が捕獲されている。

石基： ガラス質で脱玻璃している。斜長石微晶、黒雲母、鉄鉱など。

捕獲されている安山岩片は基性の安山岩であつて、斑晶として亜灰長石位の斜長石、普通輝石、分解した橄欖石が認められる。また、石基中に燐灰石を含むものがある。

藤岡一男¹⁵⁾、松井愈ら²¹⁾によつて紅葉山層の火山活動は玄武岩質の塩基性のもので、滝の上層のそれは石英粗面岩質の酸性の火山岩で代表されているといわれているが、この点についてはもつと組織的な研究、検討がなされなければならない。さらに域外であるが標式地の紅葉山層の基底には厚さ 2 m の酸性凝灰岩があること、紅葉山南方夕張川に沿つて夕張市十二哩から十三哩の間に滝の上層の基底礫岩とされている礫岩が 3 カ所露出するが、いずれも基底礫岩とは断定し難く、かつ従来いわれていたように石英粗面岩の礫を主とするものではない^{註1)}という事実なども併せて検討を要する。^{註2)}

東部に分布する滝の上層はいわゆる滝の上化石動物群を産する標式地の滝の上層の北方延長であるが域内では化石の産出は少い。すなわち、熊の沢本流において基底部から 15~16 m 上位の砂岩から、*Cardium* sp., *Mya* (?) sp., *Crepidula* sp., *Tateiwaia* sp.,

註1) 少くとも南部の 2 カ所は明らかに層間礫岩であり、両者には可なり上下関係がある。すなわち、もつとも南部のものは、中部のものの上に泥岩層を距て重なるものである。

註2) この礫岩の主要構成員は石英粗面岩であるとされているが、このほかに可なりの量の粘板岩、チャート、花崗岩、砂岩、泥岩の円磨礫、亜角礫を混じている。

Turritella sp. 等が得られたが、保存はあまり良くない。しかし、これらから察すると熊の沢流域で幌内層を直接覆うのは紅葉山層でなくて滝の上層であると考えられる。この含貝化石砂岩が北方に次第に泥岩に側方移化することは前に述べた通りであるが、この泥岩中には北方域外阿野呂川にかけて *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に認められる。

草木舞沢背斜の軸部に露出するシルト岩——ここで見られる滝の上層の最下部であつて紅葉山層と考えられていた——から、有孔虫化石として *Sigmoilina* sp. (Few), *Eponides nipponicus* (FUSEJIMA & MARUHASHI) (Rare), *Ammodiscus* sp. (Rare), *Martinottiella* (?) sp. (Rare), *Haplophragmoides* sp. (Rare) 等が検出され、中新世と考えられる。

馬追山背斜の軸部に分布する滝の上層は主として帯緑色の細粒砂岩からなる。砂岩は全体として凝灰質を帯び、炭化植物片を多量に含んでいる。稀に *Yoldia* sp., *Macoma* sp., *Trachia* sp. 等の保存不良の海棲軟体動物化石を含み、古山西方、松井鉱泉附近の砂岩からは若干の有孔虫化石が検出された。浅野清の鑑定によれば *Elphidium* sp. と *Nonion* sp. が大部分であつて、前者は静内、比宇地方のフラマイ層および紅葉山南方の滝の上層（標式地）中に認められるものと全く同一のものであるといわれる。^{39) 45)}

馬追山背斜の西翼、松井鉱泉西方あるいは幌加附近では本層の最上部に東部地域の本層上部の泥岩層と全く同様な泥岩が認められる。この泥岩は著しく凝灰質を呈し、安山岩質凝灰角礫岩を挾有し、これは稀には径 10 cm に達する安山岩礫を含んでいる。^{註1)}

ここでは本層の下限は不明である。上限についても露出不良のため決定し難いが、最上部の泥岩が認められないところがあり、後述するように、上位の川端層が陸成層からなることから、川端層の堆積盆の西側の縁辺部に当っているものと推定され、不整合の可能性が強い。

滝の上層の地質時代は、域内の化石からは不十分であるが、域外夕張市十二哩と十三哩の間で、本層の黒色泥岩の下位に位し 3 枚内外の礫岩を挾有する緑色あるいは細粒凝灰質砂岩中から次のような軟体動物化石が得られ（第 3 表）、これから滝の上層の地質時代は中新世中古期と考えられ、日高地方の柴層、⁴⁰⁾ フラマイ層に対比される。

なお、前述の通り本地域内東部の滝の上層の大半があるいは下部の砂岩層が従来紅葉山層とされていたが、上部の泥岩層は標式地の滝の上層の泥岩層と全く同一のものであり、両者の連続も確認され、かつ砂岩層をこれから別の地層として分離することは野外調査の

註1) *Elphidium takinouense* ASANO, n. sp. (M.S.), 浅野清の書翰による。

第3表 滝の上層軟体動物化石

<i>Anadara</i> sp.
<i>Ostrea gravitesta</i> YOKOYAMA
<i>Ostrea</i> sp. (cf. <i>gigas</i>)
<i>Fellaniella usta</i> (GOULD)
<i>Clinocardium shinjiense</i> (YOKOYAMA)
<i>Pitar</i> sp.
<i>Meretrix arugai</i> OTUKA
<i>Dosinia</i> sp.
<i>Cyclina japonica</i> KAMADA
<i>Mercenaria</i> sp.
<i>Spisula voyi</i> GABB
<i>Macoma nasuta</i> (CONRAD)
<i>Macoma incongrua</i> (MARTENS)
<i>Solen krusenstrei</i> SCHRENCK
<i>Mya</i> cf. <i>japonica</i> JAY
<i>Cerithidea</i> cf. <i>ishikariensis</i> YOKOYAMA
<i>Certhium meisense</i> (MAKIYAMA)
<i>Tateiwaia</i> cf. <i>tateiwaia</i> (MAKIYAMA)

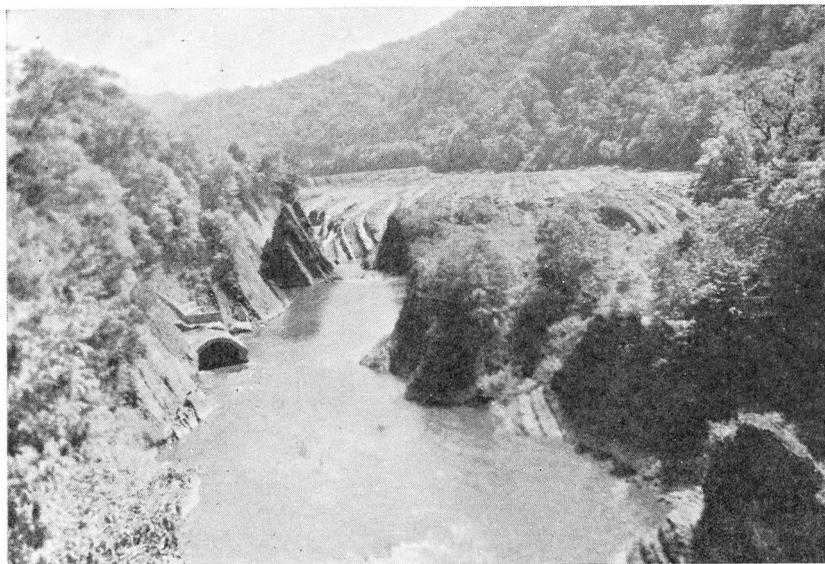
結果不可能であり、化石の資料からも両者を一括して滝の上層とした^{註1)}。前述したように従来標式地において滝の上層と紅葉山層とを分離する根拠となつた前者の基底礫岩層は疑問の点があり、かつこれを本地域内まで追跡することができないのみならず、地形、岩相分布その他から熊の沢における本層の基底の不整合は紅葉山層の基底の不整合に連続する可能性が十分認められる^{註2)}。これらの解決は将来の調査研究に俟たねばならない。

II.3.2 川端層

川端層は今井半次郎³⁾ (1921) により命名せられた。本層は図幅地域の東半部に広く分布し、由仁町川端附近から夕張市十二哩附近に到る間、夕張川に沿う一連の露出においてよ

註1) 北海道炭炭汽船株式会社、手島淳も同様な結論に達している (1958年日本地質学会総会講演)

註2) しかし、紅葉山層からは所謂紅葉山化石動物群と呼ばれる幌内化石動物群に近似する化石動物群が知られている。この化石動物群はシルト岩から得られたものであり、幌内化石動物群の要素が滝の上化石動物群より上位の層準の泥相から産することが知られている^{39) 40)} 今日、紅葉山層の基底の砂岩中の化石動物群の検討が必要である。筆者らは砂岩層中からは若干の破片を見出し得たにすぎない。



第3図 夕張川千鳥の滝附近における川端層の露頭

く観察される。第3図は滝の上附近、千鳥の滝における露出であつて、この露出だけで地層の厚さにして約250mが完全に露出している。このほか、函根地域の南西部および西縁馬追山附近にも分布する。

東部では、川端層は滝の上層から整合に漸移するが、その境界は比較的容易に判定できる。一方西部馬追山附近では不整合が存在することも予想される。従来、一部の^{15) 19)}人々によつて互に異相関係にあるとされていたが、本層の下部は火山碎屑物を含まない砂岩・泥岩の互層からなり、著しく火山碎屑質を呈する滝の上層と対照的である。

本層は主として砂岩、泥岩、礫岩の厚い累層からなり、全般的に東部程粗粒堆積物が多く、かつ層厚も厚く、西に行くに従つて粗粒堆積物の量も少くなり地層の厚さも減少する。

最初に東部および南部地域の川端層について述べる。ここに分布する川端層は築別向斜および本安平背斜の両翼を構成し、砂岩・泥岩の規則的互層および礫岩に始まり、漸移的に砂岩、砂岩・泥岩互層を経て泥岩あるいは泥岩の優勢な互層に終る^{註1)}周期的累層からなり中位に顕著な4枚の灰白色浮石質凝灰岩(K₁~K₄)を挟有している。

註1) この一周期に対して輪廻層という名称を用いる。輪廻層が不完全な場合には、上部の泥岩ないし泥岩優勢な互層を欠き、砂岩泥岩互層の上位に直ちに次の輪廻層の礫岩が重なる。さらに不完全な場合には、礫岩から漸移する砂岩の上に次の輪廻層の礫岩が始まる。

大きくみると、下部は礫岩が少く泥岩優勢な岩相からなり、中部すなわち、K₂から上位K₄の上400 mまでの間は礫岩がもつとも卓越し、輪廻層がもつともよく発達する。さらに上位200 mは細粒礫岩および砂岩に富み、最上部は礫岩の少い砂岩・泥岩の規則的互層からなり、硬質頁岩に移化している部分がある。

礫岩は主として黒色の粘板岩礫からなるが下部の礫岩中には花崗岩礫がかなり顕著である。礫の大きさは、中部の礫岩がもつとも大きく、人頭大に達するものが見られるが、一般には胡桃大のものももつとも多く、下部および上部では一般に細粒である。円磨の程度にも著しい差があり、垂角礫から円礫まで変化に富む。

礫岩は普通輪廻層の最下部にあつて、下位に接する輪廻層との接着面は極めて顕著な平坦な面をなす(第4図参照)。礫岩は下部から上方に向つて徐々に礫の大きさを減じ、次第に砂岩に移化している。本層の礫岩には礫の長径が一定方向をとるとか、層理を示すとかの内部構造は殆ど認められなく、しばしば、川端層自体の砂岩、泥岩の礫^{註1)}あるいはその互層した岩塊^{註2)}をとりこんでいる。礫岩は一般に泥質の膠結物によつて膠結されており、中には泥岩中に礫が散点する程度の礫質泥岩 (conglomeratic mudstone あるいは tilloid) となるものがある。

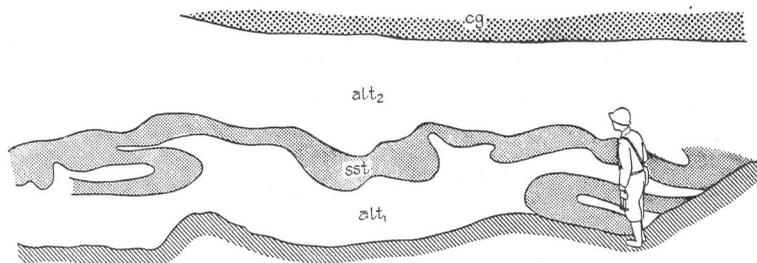
砂岩は、上述の礫岩の上位にあつて、礫岩から漸移するものと、泥岩と互層して輪廻層の中位にあるものがある。前者は塊状を呈し、上部は細粒砂岩からシルト岩となり、遂には互層部の最下位の泥岩に移化している。従つて粒度は礫質粗粒砂岩からシルト質砂岩までであつて、粗粒部では粘板岩粒が膠結物の中に胡麻塩状に顕著に観察される。互層中の砂岩は通常細粒から中粒であつて、細かい葉理によつて板状を呈する場合が多い。厚さは一般に数 cm から 10 数 cm、時には数 10 cm となる。

泥岩は砂岩と互層するものと輪廻層の上部に厚く発達するものがある。一般に緻密で黒灰色から暗青灰色を呈する。

互層中にはしばしば層間褶曲が観察される。このような層間褶曲は一定の層準に NNW—SSE 方向すなわち川端層の堆積盆の延長方向に延々と追跡され、かつ層間褶曲の褶曲軸は多くの場合前述の方向と一致している。(第4図)。これは一旦海底に静止した堆積物が、海底地沈りによつて移動した結果によるものと考えられ、前述の礫岩中にとりこまれている川端層自体の礫ないし岩塊は、同様な原因によつてちぎれたものと考えられる。

註1) slumping ball.

註2) slumping block or sheet.



第4図 川端層中の層間褶曲（夕張市滝の上・滝下間の道路切割）

cg: 上位の輪廻層の最下部の礫岩。

alt₁: 砂岩・泥岩互層，砂岩が卓越する。

alt₂: 輪廻層の最上部，砂岩・泥岩互層，泥岩が卓越する。

sst: 板状層理を示す砂岩。

凝灰岩は前述の通り4枚あつて有効な鍵層となる。最下部のそれと最上部のものまでの間は地層の厚さにして1,000~1,200 mある。しかし本安平背斜附近ではこれらが接近して500 m前後の間にある。本安平背斜附近では、これらを細かく追跡することはかなり困難であるが、不十分ながらこれら鍵層と東西方向の地層の厚さの増減を示したのが第5図である。

これらの凝灰岩は石英安山岩質粗粒ないし細粒凝灰岩であつて図幅の築別向斜の東翼において北限から南限まで完全に追跡されK₂とK₄とは顕著な山梁を作っている。K₁は草木舞沢流域以南に発達し砂岩・泥岩と互層し総厚約5 mである。K₂は顕著な山梁を作るため、これを切る沢が少く詳細な柱状は得難い。観察された限りでは5 m内外の厚さの緻密堅硬な細粒凝灰岩からなる。K₃は厚さ5~8 mで、細粒凝灰岩と粗~中粒凝灰岩との互層をなし、粗粒凝灰岩中には浮石礫を含むことがある。K₄は4枚のうちもつとも厚く南部

では 20 m 以上となる。一般に北方で薄く 10 m 内外で下部は中粒ないし粗粒の浮石質凝灰岩からなり、しばしば火山砂を挟有し、最上部は板状層理を示す堅硬な細粒凝灰岩となる。夕張川以南では中上部に厚さ数 m の泥岩があつて、2 枚に分れ、上下はおのおの粗粒から細粒にいたる堆積輪廻を示している。

本安平背斜の両翼では一般に薄くなり、かつ全体が細粒となり、個々の露頭において K_1 ~ K_4 のいずれに当るか判定し難い。

硬質頁岩は支安平附近および夕張川の南岸築別向斜の軸部に露出する。前者は 5~15 cm の厚さの板状硬質頁岩と 2~3 cm のあるいはそれ以下の薄いシルト岩との互層からなり、薄い細粒礫岩あるいは粗粒砂岩を挟み、また厚さ数 10 m の白色の凝灰岩が一枚認められる。これを北方に追跡すると川端層の互層に側方移化する。本硬質頁岩は南に接する振老油田地域に発達する軽舞層の下部に連続する。すなわち、本地域における川端層と南に接する軽舞層および振老層との関係は第 5 表対比表の通りである。

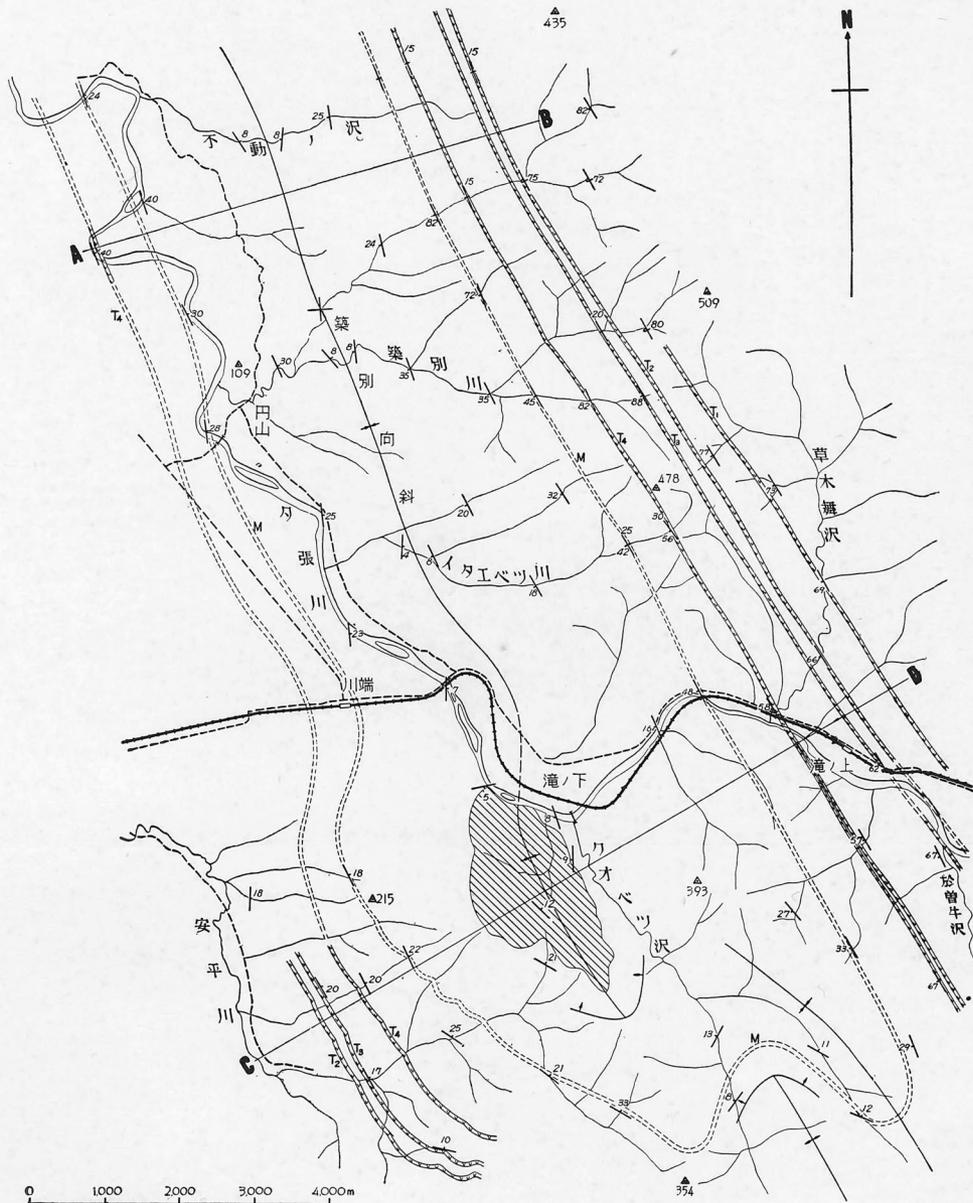
築別向斜の軸部に露出する硬質頁岩は上限は不明であるが、川端層の上部をなす砂岩・泥岩の規則的互層の上に整合に重なり、硬質頁岩と礫岩との互層をなす。硬質頁岩の厚さは 5~7 m、礫岩は細粒の礫からなり厚さ 30~50 cm である。この硬質頁岩は後述する馬追山層のものとも考えられる。

以上述べた図幅地域東部および南部に分布する川端層は全体を通じて *Makiyama chitani* (MAKIYAMA) および有孔虫化石を普遍的に産し、特に随所に *Cyclammia* spp.

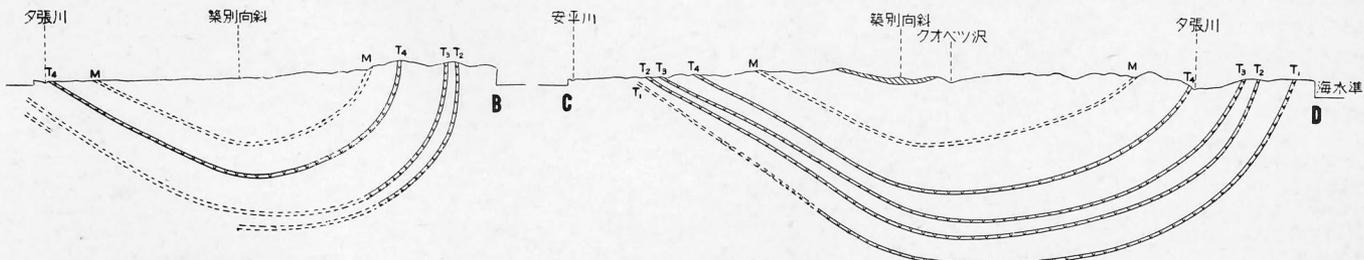
第 4 表 川端層有孔虫化石

<i>Ammodiscus incertus</i> d'ORBIGNY
<i>Haplophragmoides renzi</i> ASANO
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>trulissatum</i> (BRADY)
<i>Cyclammia cancellata</i> BRADY
<i>Cyclammia incisa</i> (STACHE)
<i>Cyclammia japonica</i> ASANO
<i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY)
<i>Planulina nipponica</i> ASANO
<i>Trochamina</i> sp.
<i>Bulimina</i> sp.
<i>Cribrostomoides</i> sp.
<i>Globigerina</i> (?) sp.

-  硬質頁岩
-  有孔虫帯
-  凝灰岩
-  走向および傾斜
-  直立層
-  逆転層
-  水平層
-  背斜構造
-  向斜構造
-  半ドーム構造
-  半ケースン構造



0 1000 2000 3000 4000m



第 5 図

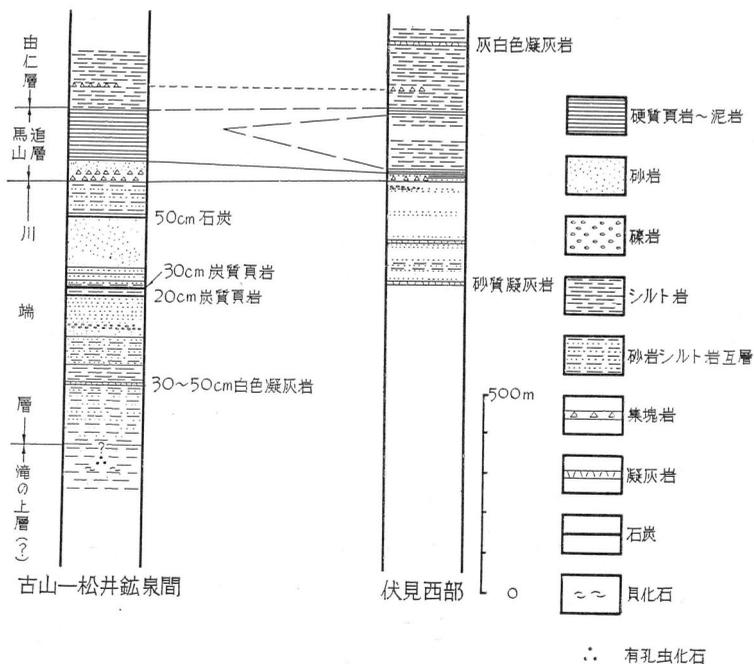
が肉眼で識別される。鏡下では、これらのほか diatom および radiolaria が認められる。本層中には以上述べた化石以外に動植物化石は全く知られていない。

本層中から得られた有孔虫化石種を一括表示すると第4表の通りである。

馬追山周縁に分布する本層は前述の地域と異り主として陸成層からなる。すなわち、滝の上層の砂岩あるいは泥岩を覆い——不整合の疑がある——砂岩・泥岩ないしシルト岩互層、礫岩、凝灰岩などからなり、炭質頁岩および石炭を挟有する(第6図)。

本層中の礫岩は、主として粘板岩の細礫からなり、塊状をなす粗粒砂岩も同様粘板岩の粒からなり、東部および南部地域のそれらと甚だよく似た岩相を呈する。凝灰岩は白色細粒均質であり、地層が著しく薄くなる本地域では川端層全体が火山砕屑質となつていて、砂岩、泥岩、シルト岩ともに凝灰質の砂岩、泥岩、シルト岩となる。

これを南に追跡すると嶮淵川の南部で一旦地表下に没し、図幅の南限近くにいたつて再び地表にあらわれる。ここより南方では北部とは異り川端層は砂岩・泥岩の規則的互層を主とし、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA), *Cyclamina* spp. を含む海成層となる。



第6図 馬追山附近柱状図

川端層は、前述の有孔虫化石——*Cyclammina-Haplophragmoides-Martinottiella* 群集——を含み中新世の地層である。しかしその層位上の位置から中新世中上部と考えられる。

II.3.3 馬追山層^{註1)}

本層は馬追山の東斜面を標式地とし、古山西方、沢沿いの道路でその全体を観察することができる。本層は馬追山背斜の両翼およびこれに併走する追分向斜の東翼にそのはねかえりが分布する。主として暗灰色の硬質頁岩からなり、馬追山背斜の両翼では基底に集塊岩および凝灰岩が発達する（第6図）。

下位の川端層との関係は整合一連である。すなわち集塊岩の発達しないところでは全く漸移的であつて岩相上判然とした境界はひき難い。

基底部に発達する集塊岩は標式地では厚さ 25 m 内外で安山岩礫のみからなるが、域外西翼ではかなりの量の外来礫を混え集塊岩質礫岩となる。南方協和附近では安山岩質混成凝灰岩となり厚さも数 m となる。幌加の西方では厚い火山灰層の被覆があつて確認し得ないが、おびただしい安山岩の転石の存在と地形とから集塊岩の分布が推定される。安平山より南方および本安平、支安平附近では集塊岩およびこれに類するものは全く認められない。

安山岩礫は比較的新鮮であつて、暗灰～暗緑灰色を呈し、かなり緻密堅硬である。肉眼では斜長石の斑晶が認められる。

鏡下では

斑晶： 斜長石、紫蘇輝石、普通輝石からなる。斜長石は長柱状を呈し、中性～曹灰長石に属する。アルカリ長石縁をもつものがある。

石基： ガラス基流晶質ないし毛氈状を呈し、微細な斜長石、粒状の単斜輝石、ガラス、鉄鉱などからなる。

集塊岩の上位には標式地では凝灰質砂岩（厚さ約 30 m）が発達する。この砂岩は中～粗粒でかなり淘汰されている。

硬質頁岩は新鮮な面で黒灰色、風化面では赤褐色を呈し、シルト岩の薄層と互層する。硬質頁岩の単層の厚さは概ね 10～30 cm で、標式地での全層厚は約 130 m であるが、域外西翼では僅かに 2～5 m となる。追分附近より南方ではかなり厚くなり 1,000 m に達する。硬質頁岩は上方に次第に後述する由仁層のシルト岩に移化するが、両者の間に、所によつては著しい指交関係が認められる。

本層からは全く大型化石を産しない。有孔虫化石は硬質頁岩中に普遍的に産出する模様

註1) 新称

で、各所において *Cyclammina* spp. が肉眼で認められる。本層は南に接する早来図幅地域内の軽舞層の上部にはほぼ相当する。

II. 3. 4 千歳夾炭層

千歳夾炭層は幌加の西方，馬追山背斜の西翼に発達する。本層の基底をなすものは前述の安山岩質集塊岩であつて，その上位に整合に重なるものと考えられ，凝灰質岩，凝灰岩およびシルト岩からなる。3枚の炭層を挟有するといわれるが，露出不良のため確認し得ない。本層の石炭が稼行されたのは昭和の初期らしいが記録はない。

本夾炭層は前述の馬追山層の硬質頁岩から由仁層の最下部に相当する陸成相と考えられる。^{註1)}

II. 3. 5 由 仁 層

本層は図幅地域の西半部，馬追山背斜の両翼および追分向斜の軸部に分布する。下部は青灰色シルト岩，上部は礫岩からなり，シルト岩の下部にはレンズ状の安山岩質集塊岩を挟有する。

本層は下位の馬追山層と一部側方に移化し合う。

シルト岩は新鮮な面では青灰色を呈し風化乾燥すると白色の軽い片状となり崩れやすい。全層を通じて層理に乏しいが，稀に薄い砂岩の葉理あるいは10~20 cmの白色の凝灰岩を挟有し，これらによつて辛じて走向傾斜を測定することができる。シルト岩は全般にかなり凝灰質を呈し，かつ所によつて珪藻岩 (diatomite) 状を呈する。

由仁層下部に認められる安山岩質集塊岩は馬追山の東斜面においては硬質頁岩の上限より概ね50 m 位上位にあつて厚さ最大20 m に達する。南方協和附近では安山岩質粗粒凝灰岩となるが，馬追山背斜をはきんでその反対翼では著しく厚くなり厚さ最大数100 m になる。ここでは前述の通り，本集塊岩層の下位には千歳夾炭層が横たわつている。このような含炭部は極めて貧弱であるが，古山の西方の集塊岩の下位にも存在し5 cm 内外の粗悪な石炭を介在する砂岩およびシルト岩の互層が局部的に認められる。本シルト岩と馬追山層の硬質頁岩との指交関係は馬追山東麓伏見附近で観察され，追分向斜の両翼ではシルト岩中にしばしば硬質頁岩をレンズ状に挟有している。

集塊岩の安山岩礫は青灰色を呈する新鮮な堅硬緻密なものから，暗灰褐色を呈する多孔質なものまで種々ある。新鮮なものでは長径2 mm 以下の長柱状の斜長石斑晶が認められ

註1) 村田析(1923)⁵⁾による千歳夾炭層は本層と馬追山附近に分布する陸成川端層とを一括している。筆者らは両者の間に上下関係があることからこれを分離した。

る。

鏡下では

斑晶： 斜長石、紫蘇輝石、普通輝石からなり、斜長石は曹灰長石に属し、中粒大、柱状あるいは卓状を呈し、紫蘇輝石は短柱状、普通輝石は粒状をなす。

石基： 完晶質毛氈状組織を呈し、長柱状の中性長石程度の斜長石、粒状あるいは柱状の単斜輝石および微粒の磁鉄鉱などからなる。

新嶮淵に露出する安山岩質粗粒凝灰岩は、細礫ないし粗砂大の火砕岩粒を主とし、少量の細かい碎屑物、結晶片が間をうめている。殆ど無淘汰で粒は角型を呈する。同質・類質の火山礫、粗粒火山灰が無淘汰に堆積したものであつて非火砕物は全く混入していない。

礫岩は図幅地域南西隅の南北性の山梁、古山北方および追分斜の軸部安平川の南岸に露出する。主として胡桃大ないし指頭大以下の古期岩類の円礫からなり、砂岩と互層する。礫岩、砂岩はよく淘汰され、一般に固結度は極めて低い。本礫岩と前述のシルト岩との関係は整合一連であり、かつ一部相互に側方に移化し合うものと考えられる。

由仁層は全体を通じて大型化石の産出は極めて稀である。筆者等は協和部落の神社附近に露出し、集塊岩の周縁相と考えられる凝灰質粗～中粒砂岩中から *Cardium* sp., *Natica* sp. その他種属鑑定不能のもの 2~3 個体を採集しただけであつて、これだけでは由仁層の堆積の時代を決定し得ない。本層の地質時代を決定する古生物学上の資料としては1956年³⁴⁾始めて本層の下部から *Cyclamina japonica* ASANO が報告され、³⁴⁾ 少なくともこの下部は中新世に属すると考えられるにいたつたが、最近、土田定次郎の研究により、⁴⁴⁾ 由仁層のシルト岩からなる部分は、*Cyclamina-Haplophragmoides-Martinottiella* 群集を産し、これに *Eponides* sp., *Bulimina* cf. *pupoides*, *Spirosigmoinella compressa* を随伴し、南に接する早來図幅地域の軽舞層に対比され、上部中新世であることが明らかにせられた。

本層は最初馬追山層と一括して追分層と呼ばれていたが、³³⁾ 現在では一般の慣例として追分層^{註1)}という名称は由仁層のシルト岩に限られているようである。前述した通り兩者の間、およびシルト岩とさきに述べた礫岩との間に異相関係が認められ、これらは地層として独立するものではなく、岩相単位の区分と見る方が適当とも考えられる。礫岩は本図幅の北^{註2)}に接する夕張図幅地域内に分布する栗山礫岩に相当するものと考えられる。

註1) 追分附近では、この全ぼうを觀察出来ず、上下の地層に対する関係も把握出来ない。

註2) 筆者らにより標式地の本礫岩の上部の砂岩中に挟有されるシルト岩から *diatom* (Common), *Cassidinella* sp. (Rare), *Epistominella japonica* ASANO (Rare) が検出されている。

II.3.6 脈 岩

本脈岩は、馬追山の2列に併走する山稜のうち、西側の山梁を形成している。南北の方向をとり、その延長は松井鉱泉南方から北方図幅地域外まで約5.5 km、幅は最大120 mにおよぶ。東へ向つて傾斜し、その傾斜角は $50\sim 60^\circ$ であつて、川端層のそれと殆ど差がないため、個々の露出では堆積時の熔岩流と誤認され易い。^{註1)}しかし、全般からみると川端層と斜交し、南から北へ向つて徐々により上の層準を切つている。本脈岩は松井鉱泉附近で下盤の川端層の泥岩に若干の変質を与えているのが観察される。この脈岩は暗緑灰色の安山岩であつて、緻密堅硬で板状節理が発達する。肉眼では斜長石の斑晶が認められる。

鏡下では、

斑晶： 中粒大の亜灰長石および曹灰長石、少量の普通輝石および微量の紫蘇輝石からなる。稀に炭酸石灰に置換した橄欖石らしい結晶が認められる。

石基： 完晶質毛氈状組織をなし、中性長石位の斜長石、かなりの量の単斜輝石および鉄鈦からなる。

この脈岩の貫入の時代については、川端層堆積後²⁰⁾といひ得るにすぎない。舟橋三男によれば本脈岩は雨龍・空知地区にみられる玄武岩脈と同一時期すなわち鮮新世後半ないし後鮮新世——滝川期後半ないし後滝川期——としている。しかし、一方が玄武岩であり他方が安山岩であることは岩石区の相違によるものであらうとし、この対立は堆積区のちがひと対応するものであらうと推定している。

第5表に示す通り、この地域から南方の諸地域の図幅調査が完了し、おのおの地域毎に層序が明らかにされている。これらの対比についてはかなり問題もあるが、筆者らの見解に従つて表示しておく。フラマイ層、柴層、農家層、滝の上層は最下部に夾炭する部分があり——本地域内の滝の上層には見られない——、その上位に浅海温暖型の中新世化石動物群を産する砂岩層があり、最上部は火山碎屑物に富む泥岩からなり、表示した地域全域を通じて一連の地層と考えられる。トニカ層は最上部の泥岩しか露出しないが岩相から同一の地層と考えられよう。受乞層、アベツ層、振老層、アザミ沢層、および川端層の主部は規則的な砂岩・泥岩互層あるいは礫岩、砂岩・泥岩互層、泥岩の順序で繰返す厚い単調な累層をなす。元神部層、二風谷層から荷葉層の下部にかけての部分、軽舞層から萌別層の中下部にかけての部分、静内層、川端層の最上部から由仁層までは硬質頁岩（比較的下部に発達）と珪藻質シルト岩（比較的上部に発達）とによつて代表される層準であつて、若干の

⁴⁶⁾

註1) 長尾捨一らは恵庭図幅（札幌～第31号）説明書で馬追山層堆積の開始期における熔岩流であらうとしている。

第5表 新第三系対比表

図幅名 時代	静内(1958) 門別(1958) 比宇(1959) 吉田・松野 佐藤・山口	富川(1958) 今井・角	早来(1960) 松野・石田	鶴川(1960) 山口	春立(1960) 佐藤・山口	追分(1960) 松野・秦
鮮新世	厚賀層	荷菜層	萌別層	萌別層		
中世	元神部層	二風谷層	輕舞層	輕舞層	静内層	由仁層 千歳炭層 馬追山層
新世	↓ ?	↓ ?			振老層	アザミ沢層
世	フラヌイ層	栄層	トニカ層	露出せず	農家層	滝の上層
基盤	白堊系および先白堊系	白堊系	露出せず		先白堊系	幌内層

泥質相特有な軟体動物化石と放散虫遺骸とで特徴づけられ、有孔虫群集は、下位のアベツ層の層準から引続いて *Cyclamina-Haplophragmoides-Martinottiella* 群集が認められる。

厚賀層は *Pecten (Fortipecten) takashii* YOKOYAMA を含む化石動物群を産し、鮮新世の地層であるが、表示した地域で、これが知られているのは厚賀層のほか舜別層だけである。荷菜層の上部、萌別層の上部は、これらより下位の層準と異り砂岩層が卓越し、下位の岩相との間に割合急激な岩相の変化が認められ、野外の追跡から厚賀層に同位であることが充分予想される。域外の観察では由仁層の最上部礫岩の上位には砂岩が卓越し、この砂岩は岩相から厚賀層と同層位の疑もある。

II.4 第四系

第四系は主として図幅地域の西半部に発達し、角田層、地形から推定される古い扇状地堆積物^{註1)}、厚い陸成の火山灰層、河岸段丘堆積物、きわめて新しい扇状地堆積物および沖積

註1) 地形の項で述べたように、夕張川が角田盆地に入るところに新旧二つの扇状地が認められる。古い方の扇状地は後述する火山灰層によって厚くおおわれ、その堆積物は現在地表では全く認めることが出来ない。

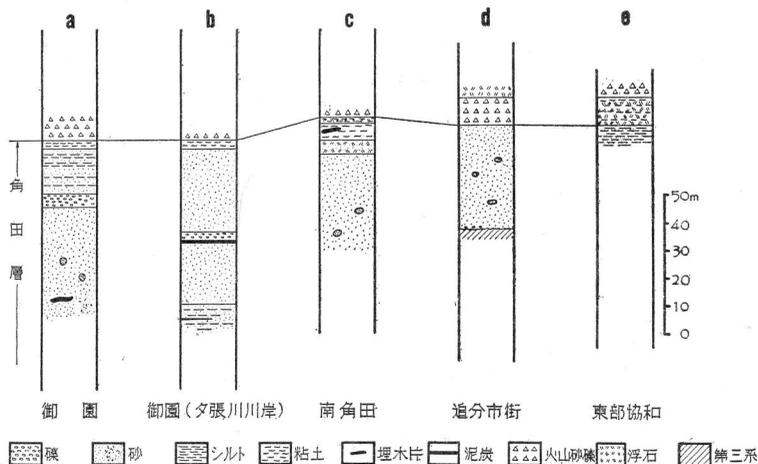
層からなる。これらのあるものは、前述の厚い火山灰層に直接被覆され、また他のあるものはその二次的流出による厚い被覆におおわれ、さらに極めて新期の樽前火山の降灰が殆ど全体をおおっているため調査は著しく困難である。

II.4.1 角田層

角田層は角田盆地の周縁部、およそ海拔 80 m 以下に分布する。前述したように露出はきわめて不良であつて、その全ぼう、分布範囲、および他の地層あるいは堆積物との関係は把握し難い。^{註1)}

御園、角田附近においてその下限は不明であるが、主として青灰色細粒砂および同質の砂とシルトとの互層からなり、径 1~2 cm の円礫からなる礫層、泥あるいは埋木片を挟有する。本層の砂層中にはしばしば直接下位に接する第三系の岩片を礫として取りこんでいる。最上部には暗灰色の粘土があり、その上位は次に述べる火山灰層の一員である安山岩質の火山砂礫によつておおわれている。(第 7 図, a~c)

本層は前述のように角田盆地周縁の 80 m 以下の台地を作つて分布するものと考えられ、協和附近、追分、中安平、本安平附近にその露出が点々と認められる。協和東部および追分市街地附近の露頭の柱状図は第 7 図 d, e に示す通りである。本層はその分布から湖成層



第 7 図 角田層柱状図

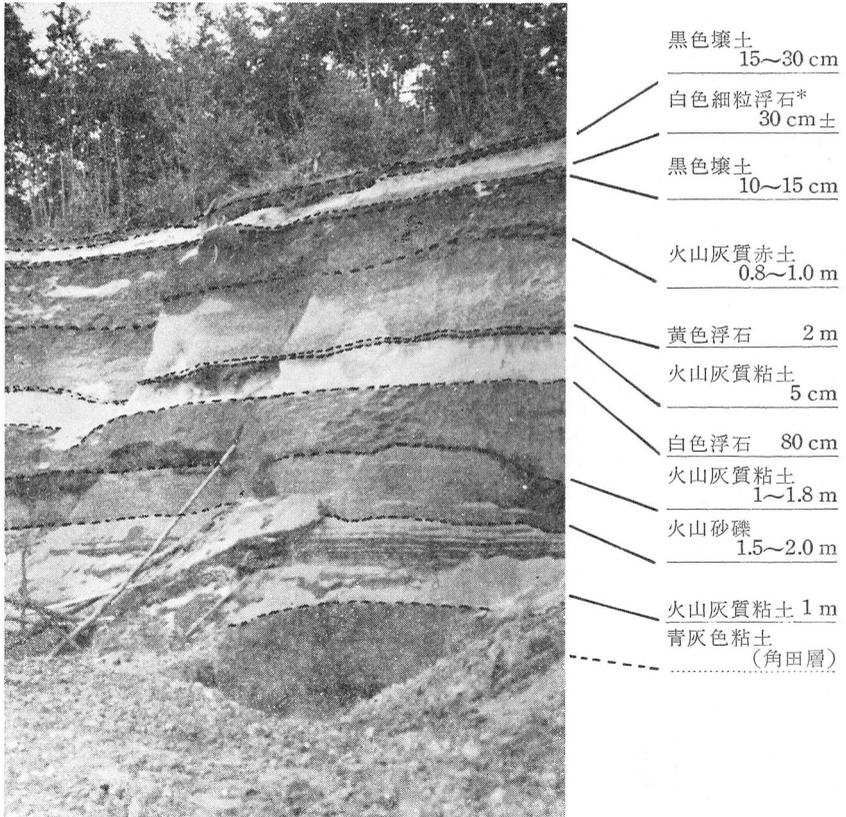
註1) 後述する火山灰層は角田層および地形からのみ推定される古い扇状地をおおつて広く分布し、その分布の周縁では、角田層の基盤をなす第三系を直接おおい、ほぼ現在の地形なりに高度 200 m におよぶ山腹にも各所に認められる。従つて、角田層、古い扇状地堆積物火山灰層は地質図には一括して塗色してある。

とも考えられるが、確実な証拠はない。¹³⁾飯塚保五郎の茂世丑層は本層の北方延長であろうことはその分布する高度および解析の状態から疑いないものと思われる。

II.4.2 火山灰層

本図幅地域の火山灰層は、現河床堆積物の表面を除く殆ど全域を現在の地形なりにおおきわめて新しいものと、角田層および古い夕張川の扇状地形をおおい、後述する新しい扇状地形および河岸段丘によつて切られるものとの2つに分けられる。

後者に属する火山灰層は図幅地域の西半部に厚く分布しているが、地質図に表現していない東部地域にも所々山腹などにその小分布が認められる。全般的に西部に厚く発達し、



第8図 追分町市街北西，協和南方の火山灰層の露出

* 図中最上部の白色細粒浮石は現河床氾濫原を除いて殆ど全地域をおおっていることから沖積世に入ってからのものであり、極めて新期のものである。

東方に薄くなるようであり、西限の馬追山周縁では殆ど全体にかなりの高度のところまで分布している。

第8図は追分市街北西協和南方の人工切割における火山灰層の露出である。火山灰層中下位から2番目に位する火山砂礫は安山岩質の粗粒火山砂からなり、しばしば指頭大の礫を混えており、これより南方追分市街地周縁から南に接する早来図幅地域まで追跡される。これより北方では殆ど観察できないが、御園、南角田附近に若干発達する。御園附近ではこの上位に礫層が重なるところがあり、南角田附近では泥炭を挟有するシルトが重なることがあり、かつ火山砂礫層中に偽層が認められることなどから、角田層と一部同時期の堆積物と思われる点もある。中上位に位する厚さ2m内外の黄色浮石は溶脱した鉄分の沈澱によつて染められたものと考えられる。この浮石層は径数cmにおよぶ大粒の浮石からなり、ところによつては厚さ10m以上に達し殆ど図幅地域西半部を覆っている。

はじめに述べたきわめて新しい火山灰層は、現在の地表面を被覆する腐蝕土の直下にあつて、——むしろ腐蝕土中に介在して——径数mmの白色の浮石からなり、厚さ30~50cmに達する。この火山灰層はさきにも述べたとおり、現河床を除いて全域を覆つており、きわめて新しい時期の降灰によるものである。

この附近に発達する火山灰層は近年土性調査の方面から調査研究が進み、この細分編年から北海道の第四紀における火山活動の編年が試みられつつある。⁴³⁾

筆者らは、今その大略の分布と、その成層状態に若干触れるだけにとどまつたが、詳細については今後の研究に俟たねばならない。

II. 4. 3 河岸段丘堆積物および扇状地堆積物

河岸段丘堆積物は比高20m内外の河成段丘面を薄くおおつている。堆積物は砂礫を主とし粘土、シルトなどを混え、その厚さは僅か数mにすぎない。本段丘堆積物中あるいはその上には前述の火山灰層は最上位の浮石層を除いて認められない。

扇状地堆積物は前述のとおり、川端の西端から中三川を経て三川にまで拡がる扇状地が地形から推定される。この扇状地はその位置および分布から夕張川による古い扇状地であることは疑いない。しかし現在、厚く火山灰層におおわれて全くその堆積物は観察できない。これより新しい扇状地が川端附近から夕張川の左岸に広く発達する。この扇状地は、さきに述べた古い扇状地を切り、川端附近で両者の標高差は20mである。而して現河床面との比高は同じく川端附近において20m内外である。現河床との比高は下流に向つて徐々に小さくなり図幅地域北限では10m以下になる。

本扇状地を構成する堆積物は、川端附近の河岸の崖で観察され、主として礫および砂からなり、若干のシルトを混えている。

この扇状地堆積物と前述の河岸段丘堆積物との関係は明らかでない。川端から円山附近における扇状地面と対岸河岸段丘面との間に殆んど標高差は認められないことから、両者は同一、かつ一連の堆積物とも考えられる。

この扇状地を下流に追跡すると、夕張川が石狩平野に注ぐあたり 栗山附近で標高 20 m 内外となり、この先は石狩平原の低湿地となり、夕張川は平原中をゆるやかに自由蛇行する。このような河川勾配の遷急点は石狩平野周縁において標高 15 m 内外のところに存在することから、田上政敏は当時石狩平野は潟湖——石狩潟湖——の状態にあつて、海面は現在より 6 m 高く最大 15 m にわたつていたと考えている¹¹⁾。このような事実から考えると、この扇状地堆積物は石狩潟湖の時期の堆積物であつて、海水面の現位置までの降下によつて、侵蝕が回春し、現河床と現在見られるような比高をもつていたつたものと考えられる^{註1)}。

II.4.4 沖積層

この項に述べる沖積層は殆ど現河床の堆積物に限定する。前述の扇状地は石狩潟湖が沖積世のものであるという田上の説にしたがえば¹¹⁾、その当時の沖積作用により形成されたものと考えられ、本項に入られなければならないが、その地形上の性状から独立してさきに述べた。

現河床を構成する沖積層の主要なものは夕張川に沿つて発達するものであつて、主として古期岩類の円磨礫からなり、若干の第三系から由来した礫を混えている。その厚さはきわめて薄く、数 m にも達しないところが多いようである。

本安平川、剣淵川の流路に沿つて発達するものもかなり広い分布を示している。これらの両河川はきわめて勾配がゆるやかであつて、著しい自由蛇行をしている。これらでは河筋に殆ど基盤である第三系が認められず、沖積層の全ぼうは不明である。本安平附近の河道の切替工事場で観察される所では、中～粗粒の砂シルトおよび火山灰からなり、厚さも数 m 以上に達する。また、この氾らん原中には所々に低湿地があつて泥炭地となつている。

II.5 地質構造

この地域は、低度の動力変成岩と蛇紋岩の貫入とによつて特徴づけられる一大構造帯を

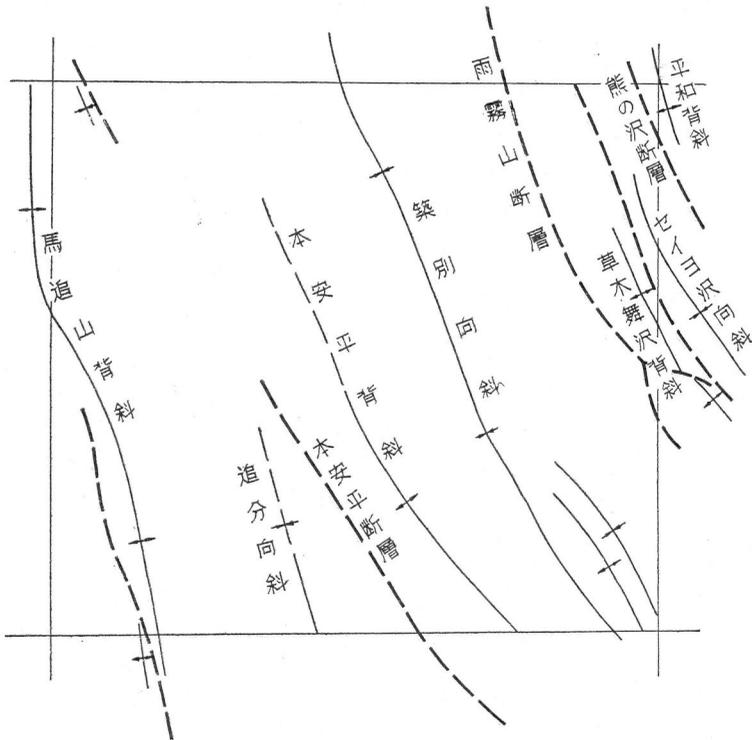
註1) このような石狩平野周縁の扇状地堆積物の時代は沖積世と考えられている。これが事実とすれば夕張川に沿う比高 20 m 内外の河岸段丘はこれと同時期沖積世と考えられる。

なす神居古潭帯の西方前面における樺太一蝦夷第三紀褶曲帯中に包括される。したがって、本地域内に認められる主要な地質構造は、褶曲帯の方向と一致し NNW~SSE の方向性をもっている。(第9図参照)

褶曲構造は、その主なものをあげると東から、図幅地域の北東隅をかすめる平和背斜、セイヨ沢向斜、草木舞沢背斜、築別向斜、本安平背斜、追分向斜、馬追山背斜である。これらのうち、域内および南北に接する地域の地質構造を大きく支配するものは、築別向斜、本安平背斜、追分向斜および馬追山背斜の4つの大きな褶曲構造である。これらはいずれも西方のもの程ゆるやかな褶曲構造を形作っている。

築別向斜は図幅地域の中央部を縦断し、北方延長は夕張図幅地域を経て岩見沢図幅地域内幾春別川北岸まで追跡され、南方延長は早来図幅地域内でシオルマ向斜と呼ばれている。

本安平背斜は前述の築別向斜の西側を併走し、南方延長は早来図幅地域内の平取背斜に



第9図 地質構造図

連なる。北方延長は夕張線以北において第四紀の扇状地堆積物および角田盆地の沖積層下に没する。

追分向斜は、本安平背斜の西側、追分町の東方を南北に走り、南方延長は厚真向斜と呼ばれている。北方延長については本安平背斜とともに不明である。

馬追山背斜は図幅地域の西端にあつて、北半部は域外にある。

断層の大部分は上述の褶曲構造と同一方向を示し、褶曲構造と密接不可分の関係にある。東から熊の沢断層、セイヨ断層、雨霧山断層、本安平断層および馬追山断層である。これらのうち熊の沢断層は東から西への衝上断層であつて、本地域より以北において石狩炭田の構造を大きく支配している。また本安平断層も同様な衝上断層であつて、南方延長部平取地域にもつとも衝上量が大きく、滝の上層に対比される栄層をして、馬追山層に対比される二風谷層に直接せしめている。

これらの地質構造を大観すると、第三系最上部の由仁層まで同一の褶曲、断層運動に関与している。この造構造運動の時期は周縁の資料から鮮新世に入つてから後であるとされている。しかしこれらの地質構造の発達過程を細かくみると次のようになる。すなわち、古第三紀後葉、漸新世の幌内層の堆積後に陸化削割が認められ、地盤の上昇がある。この運動は滝の上層基底の緩傾斜不整合に表わされている。その削割量は北に大きく南に小さく、東西での相異は観察できない。

滝の上層は新第三系中新統の先駆をなす地層で本地域はもちろん、周辺地域において普遍的に下部は浅海相を示し、含炭する場合がある。これに対して上部は泥岩が発達し、地層の厚さの変化も少く一様な沈降を物語っている。

川端層は礫岩に始まり泥岩に終る周期的累層あるいはリズムカルな砂岩泥岩互層からなり、これから堆積盆の断続的な沈降と後背地の同様な上昇とが考えられる。その沈降量は東方で大きく、西に行くにしたがつて小さくなる。この状況は東西方向における地層中の粗粒堆積物の消長、礫岩に始まり泥岩に終る輪廻層の厚さの消長および中位に介在する凝灰岩層の層間距離の増減などから容易に推察される。すなわち、東方位粗粒堆積物が卓越し、礫岩層の礫の大きさも東方位大きく拳大から人頭大のものがかなりあり、かつその厚さも非常に著しいが西方では礫岩の量を減じ、細粒礫岩から粗粒砂岩程度となる。輪廻層も礫岩、粗粒砂岩などが卓越するため、西方のものに比べて東方のもの程厚く10数mに達する場合が多い。また、中位に介在する4枚内外の凝灰岩の層間距離も西に向つて著しく減少する。すなわち、築別向斜の東翼では約1,000~1,200mに達するが、本安平背斜附

近では 500 m 内外にすぎず、さらに西方馬追山附近では、本層全体が凝灰質となり、互層中の泥岩に当る部分が殆ど凝灰質ないし凝灰質泥岩ともいい得る岩質となつている。加うるに馬追山附近では川端層は前述のとおり陸成層となつている。これらの事実は堆積物の供給源は東方にあつたことを推定させ、前述のような東方向大きく西方向小さい沈降運動は川端層の堆積間引続いて行われたものであることを物語るものであろう。このようなところにより沈降量の異なる運動——堆積間ずつと引続いた——は宗谷から日高海岸にいたる同時代の地層に普遍的に認められ、前述の地域の川端期の運動として注目される。^{註1)}

この運動の時期——継続期間——は前述のとおり、川端層の層位上の位置から中新世中後期と考えられ、なお時間的には案外に短い期間とも考えられる。^{註2)}

次に馬追山層から由仁層の堆積の時期にはこの地域は比較的安定した海域となつていたことがその構成岩から推定される。ただし、馬追山周縁——ことにその西部地域——は浅海ないし汽水の環境にあつたものと考えられる。すなわち、この附近では川端層中に石炭が認められ、かつ馬追山層から由仁層にかけての海成相と同時期である千歳夾炭層がその西麓に発達している。これらの事実から馬追山附近は東部の地域が引続いて海面下にあつたとき、川端層の堆積時から引続いて海面上に頭頂部をあらわすような状態にあつたものと考えられる。

前述した、北々西——南々東方向をとる本図幅地域内の褶曲構造とこれに伴う断層の時期は、域内の資料からだけでは中新世後期の由仁層堆積後、第四紀以前とだけしかいい得ない。しかし、この地域を含めて、宗谷から日高海岸にわたる新第三系堆積盆全体から見ると、中新世後期から引続いて鮮新世の地層が堆積し、その間に地層の間隙は認められず、この堆積盆の新第三系の褶曲の時期は鮮新世に入つてから後とされている。^{31) 37) 39) 42)}

註1) 留萌以北の古丹別層、増幌層において特に著しく、この地域では、東西のみならず南北方向に沈降量の著しく大きい地域と非常に小さい地域とが交互に配列している。これについては松野久也⁴¹⁾の研究がある。また日高海岸地方においても同様な事実が吉田尚⁴⁵⁾・松野久也⁴⁷⁾・佐藤博之⁴⁷⁾・山口昇一、山口昇一によつて明らかにされている。すなわち、比宇附近において受乏層が 70 m から 1,500 m にわたる沈降量の差を示すことが明らかにされ、平取附近において 1,000~1,400 m の厚さのアベツ層が、西方鶴川附近では 447 m 以下となつている。而して何れも沈降量の大きい所では礫岩、砂岩が卓越するのに対して、沈降量の少ないところでは礫岩を全く欠き、砂岩もずつと細粒となることが知られている。

註2) 川端層は、全体を通じて極めて単調な岩相からなり、海成層でありながら有孔虫を除いて、底棲の動物化石を全くといつて良い位含んでいなく、有孔虫化石の量も著しく少く上下を通じて単調な組成をもつことが知られている。これについては浅野清の教示する所によると有孔虫の年生産量にはそれ程の差がないことを考えると、堆積量が時間的に割に極めて大きかつたと考えられるのである。

III 応用地質

本図幅地域内において現在採掘されている鉱物資源は全くない。しかし、馬追山背斜には古くから油徴が知られ、かつて試掘されたことがあり試掘井の跡が所々に認められ、千歳夾炭層は探炭ないし小規模な稼行が行われたことがあるらしく旧坑跡、研捨場などが現在なお認められる。このほか、馬追山の安山岩岩脈を対象に現在採石が行われ、夕張川の砂利の採取、各地でアッシュブロックの原料として小規模ながら火山灰層中の浮石の採取が行われている。以下その各々について簡単に述べる。

石油および天然ガス

北の宗谷から日本海の海岸沿いに留萌を経て岩見沢から日高海岸新冠、三石地方に延々と連なる地帯に広く発達する中新世の地層は北海道における主要含油帯となつている。この含油帯は地質構造、その他の地質条件から大きく北部（小平川以北天北地方）、中部（小平川以南峯延までの樺戸山地およびその周縁部）および南部（岩見沢以南日高海岸まで）に3分される。本図幅地域は南部に属し、細々ながら産油を続けている勇払油田の北に接して、多くの背斜構造が南北性の方向をとつて配列しているところであり、勇払油田における産油層である振老層に連続する川端層が厚くかつ広く発達している。

油徴は馬追山背斜の軸部の滝の上層および川端層、本安平背斜の川端層中随所に散在する。多くは上記地層中の砂岩に油臭を感じ、これを粉碎して水中に投ずれば水の表面に油膜を生ずる程度である。なかでも顕著なものは千歳町協和附近のものである。この油徴は、嶮淵川と馬追山背斜軸の交わる点から西方約600 m、嶮淵川南岸の畑地の中にあつて、約2 m×2 mの広さにわたつて畑の土壤中に原油の滲出が見られ、石油を伴つて噴出する可燃性天然ガスのためにその中央部が地割れして盛上つている。この油徴は農作物のため道路からは認められないが、滲油部の農作物の発育が著しく阻害されているため容易に見出し得る。

このほか、幌加の北西、馬追山背斜の西翼に当る水田中に鹹度の高い塩水とともに可燃性ガスが噴出しているのが認められる。また、追分の西方、安平山の山稜の西側にある試掘井の一つに少量の原油と可燃性天然ガスの湧出がある。

過去における試掘の記録

現在認められる試掘井の跡は幌加南方と、追分西方約2 kmの地点で、このほか、後者の南の方にも試掘の記録がある。これらはそれぞれ千歳（7坑井）、追分（4坑井）、安平（3

坑井) 試掘地と呼ばれていて、記録によれば、昭和 11 年から昭和 15 年までの間に掘さくされたものであり——追分試掘地のものは掘さく年度不明——いずれも不成功に終つている。掘さく深度は 70~1,416 m である。

石 炭

地質の項に述べたとおり、馬追山附近に発達する川端層および千歳夾炭層中に石炭が賦存する。川端層に挾有されるものは 20~30 cm の炭質頁岩および 50 cm の粗悪な石炭であつて稼行の対象とはならない。千歳夾炭層の主部は西隣恵庭図幅内にある。3 枚の炭層があるといわれるが、露頭は確認できず、旧坑口(かなりの数にのぼるようである)と研捨場の分布から、炭層の賦存地域は図幅地域の境界部より西側と思われる。附近の住民の話によれば昭和の初期に一時採炭され、馬車で追分に送炭されたというのが稼行状況も詳らかでない。

採 石

調査当時から南角田附近において夕張川の川砂利が採取せられ、道路の敷石として用いられている。しかし、第三紀層の砂岩頁岩の礫が混在するため良好なものは得られない。このような状況のところ、馬追山の安山岩岩脈が目せられ、その賦存状況がこの調査によつて明らかになり、昭和 33 年から旧松井鉱泉附近において採掘されるようになった。この岩脈は幅 100~120 m、延長 5.5 km の規模があり、現在、古山より松井鉱泉附近をとおり西方長沼にいたるバス道路が開通し、この路面上だけで高低差 50~60 m あつてきわめて有望である。

浮 石

最近、耐寒、耐火建築の材料としてアッシュブロックが脚光を浴びるようになったので三川でも附近に発達する火山灰層中の浮石を原料として小規模ながらアッシュブロックが製造されている。

以上のほか、主として川端層中に硫化水素を含む冷泉が存在している。これらのうち、松井鉱泉がかつて浴用に供せられていたが調査当時にはすでに廃業し、荒廃していた。

文 献

- 1) 矢部長克： 北海道石狩煤田における白堊紀層及第三紀層の時代に関する在来の諸説を記し併せて小生の意見を略述す，地質学雑誌，Vol. 8, No. 90, 1901
- 2) 矢部長克： 天塩国ルモイ（ルルモッペ）郡にも上部第三紀層下層（ポロナイ層）あり，地質学雑誌，Vol. 8, No. 97, 1901
- 3) 今井半次郎： 石狩炭田における幌内層と夾炭層の關係について，東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，No. 1, 1921
- 4) 村田 析： 栗山地方の地質，地質学雑誌，Vol. 30, No. 359, 1923
- 5) 村田 析： 栗山地方の地質，北海道石炭鉱業会会報，No. 111, 1923
- 6) 村田 析： 幌内層の研究，北海道石炭鉱業会会報，No. 113, 1924
- 7) 矢部長克・青木廉二郎： 日本近生代地層の対比，東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，No. 4, 1924
- 8) 今井半次郎： 石狩炭田における第三紀層（石狩統）の層序地質学的研究（その1～10）地学雑誌，Vol. 36, Nos. 421～425, Nos. 427～430, 1924, Vol. 37, No. 431, 1925
- 9) 田上政敏： 紅葉山，清水沢間夕張川流域の地質及地形，地学雑誌，Vol. 37, No. 437, 1925
- 10) 村田 析： 追分地方火山灰堆積の状態，北海道石炭鉱業会会報，No. 156, 1927
- 11) 田上政敏： 北海道の海岸地形について（三），地理教育，Vol. 14, 1932
- 12) 村田 析： 幌内層の研究より得たる北海道中央山脈西部に沿う新第三紀層論（上，下），北海道石炭鉱業会会報，Nos. 222～223, 1933
- 13) 飯塚保五郎： 北海道空知油田（大日本帝国油田第34区）地形及地質図並説明書，地質調査所，1938
- 14) 竹原平一： 北海道振老油田（大日本帝国油田第41区）地質及地形図並説明書，地質調査所，1940
- 15) 藤岡一男： 石狩炭田紅葉山附近の所謂中間層について，矢部教授還暦記念論文集，Vol. 2, 1941
- 16) TAGAMI, MASATOSHI: On the Poronai Series of Hokkaido Especially Its Stratigraphical Position, Jubilee Publication in the Commemoration of Professor H. Yahe, M. I. A. Sixtieth Birthday. 1941
- 17) 竹原平一： 北海道川端油田（大日本帝国油田第47区）地質及地形図並説明書，地質調査所，1934
- 18) 松井 愈： 石狩炭田南部の第三紀層一特に川端層について（演旨），地質学雑誌，Vol. 55, Nos. 648～649, 1949
- 19) 松井 愈： 紅葉山層について，新生代の研究，No. 4, 1950

- 20) 舟橋三男： 空知地方の玄武岩，新生代の研究，No.5, 1950
- 21) 松井 愈・高橋 進： 紅葉山層ならびに滝の上層の火山活動の特性，新生代の研究，No.9, 1951
- 22) 田代修一： 石狩炭田の地質構造に関する一方察，石炭研究，第一集，北海道炭鉱技術会地質部会，1951
- 23) 高尾彰平： 石狩炭田（特に夕張炭田）における幌内層の層序と地質構造に関する研究，石炭研究，第二集，北海道炭鉱技術会，1952
- 24) ASANO, KIYOSHI: Palaeogene Foraminifera from the Ishikari and Kushiro Coal-Field, Hokkaido, Short Papers, I. P. G. S. No.4, 1952
- 25) ASANO, KIYOSHI: Foraminifera from the Miocene Takinoue Formation near Momijiyama Hokkaido, Short Papers, I. P. G. S. No.4, 1952
- 26) TAKEDA, HIDEZO: The Poronai Formation (Oligocene Tertiary) of Hokkaido and South Sakhalin and Its Fossil Fauna, Coal Reserch No.3, Hokkaido Association of the Coal Mining Technologist, 1953
- 27) ASANO, KIYOSHI: Miocene Foraminifera from the Shintotsugawa Area, Kabato-gun, Hokkaido, Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., No.10, 1953
- 28) 長尾捨一・小山内照・酒匂純俊： 5万分の1地質図幅「大夕張」（札幌～第24号）および同説明書，北海道開発庁，1954
- 29) 坂倉勝彦： 石狩炭田の構造史について，(1), (2), 鉱山地質, Nos.13~14, 1954
- 30) HAYASAKA, ICHIRO & UCZUMI, SATORU: Molluscan Fauna of the So-called Momijiyama Formation, Jour. Fac.Sci. Hokkaido Univ., Vol.8, No.4, 1954
- 31) 松野久也・山口昇一： 遠別層（追分階）から *Pecten (Fortipecten) takahashii* YOKOYAMA の発見——更に追分階と滝川階との関係に関する2,3の考察——，北海道地質要報，No.30, 1955
- 32) 北海道鉱業振興委員会： 北海道石油鉱業の現況の状来，1955
- 33) 手島 淳： 幌内層の研究（その1）——特に幌内層中の大型化石の量的扱いによる分帯について，地質学雑誌，Vol.61, No.713, 1955
- 34) 松野久也・秦 光男： 追分層から *Cyclammina japonica* ASANO の発見，北海道地質要報，No.31, 1956
- 35) 清野 清： 北海道留萌郡小平村達布地域の古第三紀有孔虫（予報），有孔虫，No.5 特輯—I, 1956
- 36) 浅野 清・岩本寿一： 岩見沢美流渡西部の幌内有孔虫群，有孔虫，No.8, 1957
- 37) 小林 勇・垣見俊弘・植村 武・秦 光男： 5万分の1地質図幅「滝川」（旭川—第52号）および同説明書，北海道開発庁，1957

- 38) 手島 淳： 幌内層の研究 (その 2)——幌内層化石の東西方向の性状および東方同層欠除部の推定, 地質学雑誌, Vol. 64, No. 748, 1958
- 39) 松野久也・山口昇一： 5 万分の 1 地質図幅「静内」(札幌一第 63 号) および同説明書, 北海道開発庁, 1958
- 40) 今井 功・角 清夫： 5 万分の 1 地質図幅「富川」(札幌一第 55 号) および同説明書, 北海道開発庁, 1958
- 41) 松野久也： 古丹別層の堆積盆の沈降運動, 石油技術協会誌, Vol. 23, No. 4, 1958
- 42) 山口昇一： 5 万分の 1 地質図幅「門別」(札幌一第 62 号) および同説明書, 地質調査所, 1958
- 43) 山田 忍： 火山噴出物から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究, 地研専報, No. 8, 1958
- 44) 土田定次郎： 馬追山丘陵東側の堆積岩の地質時代, 新生代の研究, No. 29, 1959
- 45) 吉田 尚・松野久也・佐藤博之： 5 万分の 1 地質図幅「比字」(札幌一第 56 号) および同説明書, 北海道開発庁, 1959
- 46) 長尾捨一・小山内熙・石山昭三： 5 万分の 1 地質図幅「恵庭」(札幌一第 31 号) および同説明書, 北海道開発庁, 1959
- 47) 山口昇一： 5 万分の 1 地質図幅「鵝川」(札幌一第 54 号) および同説明書, 地質調査所, 1960
- 48) 松野久也・石田正夫： 5 万分の 1 地質図幅「早来」(札幌一第 43 号) および同説明書, 北海道開発庁, 1960

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

OIWAKE
(Sapporo-32)

By
KYUYA MATSUNO
MITSUO HATA

(Abstract)

The Oiwake sheet, covering the area from lat. $42^{\circ}50'$ to 43° N. and from long. $141^{\circ}45'$ to 142° E. is situated on the western border of the Ishikari Coal Field. The town of Oiwake which is the most densely populated town in this area lies at a distance of about 40 km south east of Sapporo City.

GEOLOGY

The Tertiary system within the area can be subdivided into formations and members based upon their lithology, palaeontology and stratigraphy (Table 1). The Quaternary system is also subdivisible as shown in Table I on the bases of lithology and topography.

I. PALAEOGENE SYSTEM

The Palaeogene system in the area can be subdivided into two

Table 1

Geological Age		Formation	thickness	
Quaternary	Recent	Alluvial deposits & Fan deposits (Volcanic ash beds)		
	Pleistocene	River terrace deposits		
		Fan deposits	Volcanic ash beds	0 } 15 m
		Kakuda formation		
Tertiary	Neogene	Yni formation	650 m +	
		Umaiayama formation	Chitose coal-bearing bed	170 } 300 m
			Kawabata formation	700 } 3700 ? m
	Palaeogene	Takinoue formation	300 } 400 m	
		Poronai formation	1300 } 1400 m	
		Ikushumbetsu formation		160 } 170 ? m

formations by the unconformity between them, the Ikushumbetsu formation below and the Poronai above.

1. Ikushumbetsu formation

The Ikushumbetsu formation is composed chiefly of whitish gray tuffaceous sandstone intercalated with coal and siltstone; white siliceous hard tuffs appear in its basal part. From this formation, the fossil flora called the *Woodwardia* flora correlative to the Kenai flora in Alaska is reported widely by many investigators in the Ishikari and Sorachi Coal Field. The surface distribution of this formation is quite restricted in this area and only a part of the topmost horizon of the formation can be seen in the northeastern corner of the area of the sheet.

2. Poronai formation

The Poronai formation overlies unconformably the aforementioned Ikushumbetsu formation and comprises dark gray homogeneous mudstone which upward becomes silty and tuffaceous. Only a layer of sandstone rich in glauconite whose thickness is about 1 m occurs just above the unconformity. The fossil molluscs and foraminifera occurring in this formation are characteristics of the Oligocene; they are called the Poronai faunas.

II. NEOGENE SYSTEM

The Neogene system is subdivided into four formations, from the lower upwards; Takinoue, Kawabata, Umaoiyama and Yuni formations.

1. Takinoue formation

The Takinoue formation unconformably covers the Poronai formation. It is composed of green tuffaceous sandstone which yields andesitic volcanic conglomerate and tuff breccia below, while above is found dark gray compact mudstone, intercalated with several layers of pumiceous tuff and tuff breccia. The marine molluscs from the lower sandstone comprise important warm climate elements of the early middle

Miocene in Japan; they have rather extensive distribution, yet only a short geological range. The upper mudstone member lacks fossils except scanty foraminifera.

2. Kawabata formation

The Kawabata formation overlies the Takinoue formation conformably; it consists of a rhythmic alternation of dark gray mudstone and sandstone or a cyclothemic arrangement of conglomerate, sandstone, alternation of sandstone and mudstone, and mudstone. It is characterized by the absence of benthonic mega-fossils, and of shallow facies which are indicated by such characters as cross bedding, coal, plant fossils and others. Additional remarkable features of this formation are sedimentary structures such as interformational folding, erratic blocks and slumping sheet or balls in the conglomerate, and conglomeratic mudstone or tilloid.

This formation is characterized palaeontologically by the *Cyclammmina-Haplophragmoides-Martinottiella* fauna. And it is noticed that a shallow facies which is characterized by the presence of inferior coals is to be found only in the western side of this mapped area.

3. Umaoiyama formation

The Umaoiyama formation also conformably covers the Kawabata formation. It is mostly composed of hard shale except andesitic agglomerate and sandstone locally distributed near the Umaoiyama area. From this formation, *Cyclammmina* spp. and *Makiyama chitanii* are found from which this formation is concluded to be of Miocene age.

4. Chitose coal-bearing bed

The Chitose coal-bearing bed is contemporaneous with the marine Umaoiyama formation and basal part of the Yuni formation. The Chitose coal-bearing bed is covered by fall ashes of Quaternary age so that precise rock facies can not be observed in the area. But, it is estimated roughly that the facies comprises pyroclastic sandstone, siltstone and coal if one may judge from the waste of the coal mines worked several ten years ago.

5. Yuni formation

The Yuni formation transforms gradually from the underlying Umaoi-yama formation; the interrelations between them are of interfingering. The main part of the formation consists of gray siltstone whose bottom part is intercalated with lenticular andesitic agglomerate or agglomeratic tuff layers. Marine molluscs are of rare occurrence in this formation. But, a foraminiferal fauna was reported from gray siltstone recently; it is defined to be of Miocene and *Cyclammina-Haplophragmoides-Martiniella* fauna.

III. QUATERNARY SYSTEM

The Quaternary system can be subdivided into the Kakuda formation, two fan deposits of Pleistocene and Recent, two river terrace deposits along the Yubari River, volcanic ash beds and alluvial deposits.

The Kakuda formation which is distributed horizontally on the deformed Tertiary system in the north western portion of the area comprises gravel, sand, silt, pumice, volcanic sand and gravel, and peat. It may be of an ancient lake bottom.

The two fan deposits, younger and older, which were formed by the action of the Yubari River develop in the southern portion of the Kakuda basin. The older one is distinguished only by topographical observation, and is defined to be of Pleistocene age. The other, younger one which may be Recent is comprised of sand and gravel.

The volcanic ash beds covering a broad area comprise ash, pumice, and volcanic sand and gravel. Most of those beds are younger than the Pleistocene deposits described in the earlier lines and older than the Alluvial deposits.

The Alluvial deposits which form the fluvial plane of the rivers in the area are mostly composed of sand, gravel and clay sometimes intercalated with peat.

ECONOMIC GEOLOGY

In this area, there is no mine at all in operation and only one quarry is in operation at Umaoiyama.

Oil and gas

Oil seepages and gas indications are distributed broadly in the axial portion of the Umaoiyama anticline and the Ponabira anticline; almost all of them are in the Kawabata formation. From early recent times, geological investigations for oil and gas prospecting have been conducted by the Geological Survey of Japan, Teikoku Oil Co., Oil Resources Exploitation Co., and other groups up to date. Based on the results of such prospecting, at least 14 test borings were made before 1940 along the Umaoiyama anticline. But, they were not successful.

Coal

On the western portion of Umaoiyama, it is said that the coal seams of the Chitose coal-bearing bed was worked on a small scale more than 20 years ago, but its production is unknown. The quality and thickness of the worked seams can not be clearly ascertained because of ill exposure by the surface survey.

Quarry

The andesite dike making the ridge of the Mt. Umaoiyama is quarried for construction use to the west of Hurusan. This dike has a width of 100 to 120 m and north south extension of about 5.5 km; it dips 60-65° to the east.

Besides the above mentioned, pumice of the Quaternary volcanic ash is used as material for ash block. Sulphide cold springs are scattered in the Kawabata formation. Among of them, one west of Hurusan was used for a public bath, in the time past.

昭和 35 年 2 月 10 日印刷

昭和 35 年 2 月 15 日発行

著作権所有者 北海道開発庁

印刷者 三田徳太郎

印刷所 興国印刷株式会社
