

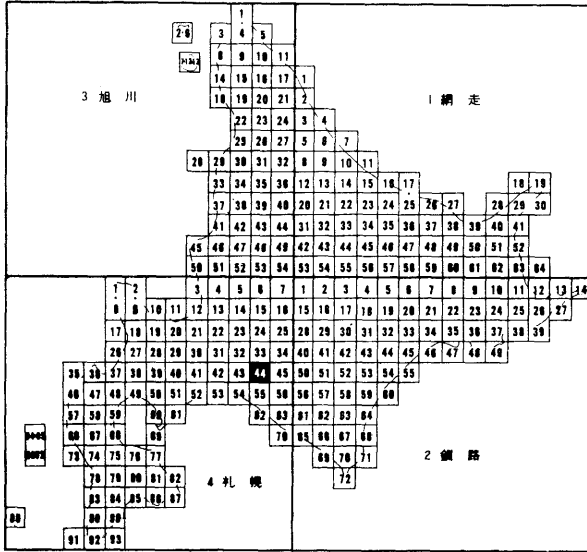
5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 穂 別

(札幌一第44号)

北海道立地下資源調査所

昭和62年 3 月 (1987)



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを、北海道においてとりまとめたものである。

昭和62年3月

北 海 道

5万分の1地質図幅  
説明書

# 穂 別

(札幌一第44号)

北海道技術吏員 高橋功二  
" 和田信彦

北海道立地下資源調査所

昭和62年3月(1987)

# 目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地形	2
II. 1 山地	2
II. 2 河川流域の平坦地	3
III 地質概説	4
IV 神居古潭構造帯を構成する諸岩類	6
IV. 1 日高累層群—ハッタオマナイ層—	6
IV. 2 蛇紋岩類	7
V エゾ累層群	7
V. 1 中部エゾ層群—上層部—	7
V. 2 上部エゾ層群	7
V. 3 函淵層群	8
VI 古第三系	11
VI. 1 幌内層	11
VI. 2 紅葉山層	13
VI. 3 幌内層・紅葉山層の地質時代	14
VII 新第三系	14
VII. 1 滝の上層	14
VII. 2 川端層	16
VII. 3 軽舞層	22
VII. 4 荷菜層	24
VII. 5 新第三系の対比について	25
VIII 第四系	25
VIII. 1 段丘堆積物	25
VIII. 2 現河床堆積物	25
IX 地質構造	26
X 鉱産資源	30
X. 1 石油	30
X. 2 石炭	31

北海道立地下資源調査所

技術吏員 高 橋 功 二  
” 和 田 信 彦

## はしがき

穂別図幅および説明書は、北海道開発庁の委託により、昭和48年から昭和51年にかけて延約200日にわたり実施した野外調査の結果を取りまとめたものである。

野外調査は、図幅西部の新第三系分布地域を和田が、東部の白亜系の分布を中心とした地域は主に高橋が分担して行った。

取りまとめに当り、山形大学海保邦夫博士から有孔虫による微化石層序について、元穂別町立博物館学芸員鈴木茂氏および穂別町在住の長岡晴道氏から町管内産出の化石類について、また札幌通産局鉱山部鉱業課からは穂別油田について御教示を頂いた。上記の方々に心から感謝の意を表する。

## I 位置および交通

この図幅は、北緯42°40'～42°50'，東経142°0'～142°15'の範囲をしめている。行政区画では、中央部の大部分は胆振支庁管内穂別町に、西部の厚真川流域は同厚真町に、そして図幅東南部の沙流川流域は日高支庁管内平取町に、それぞれ属している。

交通は、中央部の穂別市街地を中心とする穂別町内の鷓川および穂別川に沿って道道がこの地域を縦貫し、その北東は夕張市に、南部は日高海岸そして東部の沙流川流域へそれぞれ連絡している。また、図幅東南部の沙流川沿いに日高地域と十勝地域を結ぶ国道237号線が通じている。このほか、町道・農道・林道などが整備されており、交通は比較的便利である。なお、国鉄富内線が鷓川沿いに通じていたが、1986年11月に廃止された。

## II 地形

図幅地域は、標高500m以下の丘陵性の山地域と、河川流域に発達する段丘および沖積面の平坦地に大きく2分される。

### II. 1 山 地

山地は、北に隣接する「紅葉山」「日高」両図幅地域の急峻な山地域から漸次標高を減じながら図幅地域に連なり、南西部では標高300m以下の丘陵地となる。



第1図 切峰面図

山地には、第1図の切峰面図からもあきらかなように、いくつかの特徴がみられる。1つは図幅北東部は「紅葉山」「日高」両図幅地域にまたがる蛇紋岩魂からなる山地の南端部に属し、「紅葉山」図幅東南隅にある坊主山の山麓部が張り出している。次に図幅中央北部の稲里付近から穂別川を横切り富内西方に、標高400m前後の稜線がほぼNNW-SSEの方向に走り、さらに鷓川をこえて沙流川流域に伸びている。この稜線は、「紅葉山」図幅の登川付近から連続するもので、砂岩を主体とした白亜系の函淵層群から構成されている。第3に、図幅西半部の穂別川と厚真川流域の山地は、「紅葉山」図幅地域から張り出すもので、次の2つの稜線で特徴づけられる。1つは前に述べた函淵層群を構成する稜線とほぼ平行に穂別市街地付近に延びるもので、ほぼ古第三系の分布地域と一致する。もう1つはほぼNE-SW方向をとり、穂別町と厚真町との境となる稜線であって、礫岩層をともなう新第三系の川端層の分布と一致する。同様な方向にのびる山地形は、図幅東南部の穂別町と平取町を境する標高300mを越える稜線部であり、これも川端層の分布と一致している。

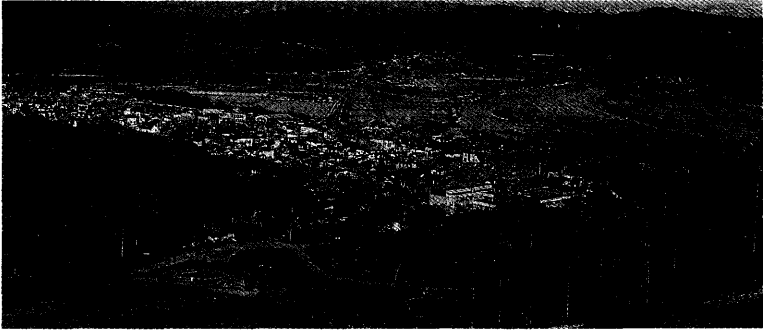
標高300m以下の丘陵は、図幅西部から東南部へ、以上のべた山地を取りまくように分布している。ほぼ200~300mの定高性をしめし、大きく南西方または南方にゆるやかに高さを減じている。この地域はおもに新第三紀後期の地層で構成されており、ゆるやかな背斜向斜を繰り返す褶曲構造が地形に反映している。しかしこの丘陵は、標高が低いにもかかわらず細かい樹枝状の沢型が非常によく発達しており、開析がかなり進んでいる。

## II. 2 河川流域の平坦地

河岸段丘や沖積面など平坦な地形は、図幅中央部を流れる鷓川・西南部の沙流川流域・鷓川支流の穂別川および厚真川下流域に発達している。とくに鷓川や沙流川流域には、標高100m~200mの高さに数段の河岸段丘が形成されており、幅広い平坦面となっている。

沖積面は、図幅南部の鷓川や沙流川流域に比較的幅広く発達している。





第2図 鵜川流域に発達する段丘地形  
(穂別町市街から鵜川上流を臨む：穂別町提供)

### III 地質概説

図幅地域は、図幅北東部・東部に隣接する「日高」「岩知志」図幅を特徴づけた神居古潭構造帯の西側に、また北に隣接する「紅葉山」図幅地域を南限とする石狩炭田の南に位置する。ここには白亜紀から古第三紀、新第三紀にわたる地層が、ほぼN-S～NNW-SSEにのびる方向で配列し、巨視的にみると東側から西側へ、より新期の地層が分布している。以上の図幅地域の地質構成は、第1表のように取りまとめることができる。

神居古潭構造帯に属する岩石類は、蛇紋岩およびハッタオマナイ層で、図幅北東隅にわずかにみとめられる。

白亜系は、石狩炭田の基盤を構成するエゾ累層群の南方延長部にあたる。図幅東半部に分布しており、中部エゾ層群・上部エゾ層群・函淵層群に3分される。中部エゾ層群は、下限は断層により不明であり、最上部の粗粒相がわずかに分布するだけである。上部エゾ層群は、大部分が泥質相からなり、アンモナイトやイノセラムスなどの大型化石を多産し、酸性凝灰岩を狭在する。中部エゾ層群とは断層関係にある。函淵層群は、上部エゾ層群とは、整合であり、砂岩を主体とした粗粒岩相であって、一部の地域で石炭層を伴う。

古第三系は、北に隣接する「紅葉山図幅」を経て夕張地域から連続している。石狩炭田の夾炭層である石狩層群は「紅葉山」図幅南部で沈下し、図幅地域に



南部では函淵層群との断層によって切られ分布していない。これらの地層は、図幅東北部のエゾ累層群分布域の東側にも狭長な分布がみられる。下位の幌内層は塊状の泥岩を主体とする岩層からなり、上位の紅葉山層は幌内層から漸移し砂質シルト岩からなる地層で砂岩・凝灰岩を伴っている。

新第三系は、図幅中央部から南西部にかけて広く分布している。また東部の神居古潭構造帯を構成する諸岩類とエゾ累層群にはさまれた地域にも発達している。下位から滝の上層・川端層・軽舞層そして荷菜層に分けられ、各地層はそれぞれ整合関係にある。これらは前期中新世後期から鮮新世をしめす海成層であるが、最下部の滝の上層には基底部に夾炭層を伴う地域もある。層相は滝の上層と軽舞層の大部分は泥岩層からなるが、その他の地層は全体的に礫岩を伴う粗粒岩相からなり、川端層はタービダイト層で特徴づけられている。

第四系は、図幅地域の主要河川沿いに発達する段丘堆積物と現河床堆積物である。

図幅地域の地質構造は、ほぼN-S~NW-SE方向の軸をもつ褶曲構造と、軸部に伴われる逆断層を主体とした断層に支配されている。白亜系はほぼ直立に近い複背斜構造を、新第三系は背斜向斜を繰り返し、西方へ漸次ゆるやかな褶曲構造を形成するが、全体的に褶曲軸面が東に傾く形態を取っている。また白亜系・古第三系が接する地域は、断層により乱されかなり錯綜した地質構造を呈している。

#### IV 神居古潭構造帯を構成する諸岩類

図幅北東隅に、隣接する「日高」「岩知志」の各図幅地域を特徴づけた神居古潭構造帯の張り出し部がわずかにみられ、先エゾ累層群のハッタオマナイ層および蛇紋岩類が発達している。

##### IV. 1 日高累層群—ハッタオマナイ層—

図幅北東隅、後述する蛇紋岩帯の西縁に沿ってわずかな分布がみられる。弱変成を受けた千枚岩質粘板岩を主体とした岩相で、「岩知志」図幅の未分離日高累層群Aおよび「日高」図幅のハッタオマナイ層A相に類似している。この地

層は著しく擾乱され、しかも分布が狭く露出が極めて悪いため、その詳細については不明である。

#### IV. 2 蛇紋岩類

図幅北東隅、ハッタオマナイ層の東側に分布している。北に隣接する「紅葉山」図幅地域の坊主山を構成する岩体から続くもので、比較的大きな岩体である。岩体縁辺に葉片状の蛇紋岩もみられるが、主体は暗緑色塊状の蛇紋岩からなる。原岩はダナイトと考えられている。

### V エゾ累層群

エゾ累層群は、図幅東部にその上半部が広く発達している。層相から、下位より中部エゾ層群・上部エゾ層群・函淵層群に区分される。

#### V. 1 中部エゾ層群—上層部—

この地層の主な分布は、北に隣接する「紅葉山」図幅地域であるが、図幅地域ではその延長部が北東部のシュッタノ沢上流部にわずかにみられるにすぎない。下限は上部エゾ層群と境する断層により欠如し不明である。この層群を「紅葉山」図幅地域に追跡すると、古第三系に不整合におおわれている。

岩相は、暗緑色の中粒—粗粒の砂岩を主体とし泥岩をはさむ互層状を呈している。隣接する「日高」「岩知志」図幅地域の中部エゾ層群上部層に相当する。厚さは、下限が不明であるが露出する限り50m前後と算定される。

#### V. 2 上部エゾ層群

図幅東部、シュッタノ沢下流部から富内付近を経てトウナイ川沢沿いにいたる地域に、ほぼ南北に延びる背斜構造を形成して分布している。また、図幅中央北部のペンケオビラルカ沢下流部には、上位の函淵層群や古第三系に断層によって挟みこまれたクサビ状の狭長な分布がみられる。下位の中部エゾ層群とは、シュッタノ沢の背斜東翼部で断層関係にあり、直接の関係はみられない。

層相は、主に暗灰色の塊状泥岩およびシルト岩からなり、この地域では岩相

による層序区分は困難である。しかし、相対的ではあるが、この層群の下部と上部にシルト岩相が中部に泥岩相が卓越している。また、上部には約30mの灰白色～白色の厚い凝灰岩を挟在し鍵層として広く追跡される。全層を通じ、凝灰岩や砂岩の薄層および石灰質ノジュールを伴いアンモナイトやイノセラムスなど大型化石を産出する。

鍵層として追跡される凝灰岩層は、田中(1960)により富内橋凝灰岩と呼ばれたものである。約30mの厚さをもちトサノ沢支流からトウナイ川にかけて追跡され、更に「岩知志」図幅西部を経て「比字」図幅地域に連続している。凝灰岩層は、一般に下部が粗粒の砂質凝灰岩であるが上部は細粒になり泥質凝灰岩となっている。新鮮なものはかなり堅硬であるが、風化が著しくベントナイト状を呈している場合が多い。鏡下では、火山ガラスを基質として多量の斜長石を含み、黒雲母・しそ輝石を伴っている。

化石は、アンモナイトやイノセラムスを多産する。富内周辺地域については、田中(1960)による詳細な研究がある。図幅地域の上部エゾ層群最下部と考えられるトサノ沢の背斜軸部から *Inoceramus hobetsuensis* を産出し、更にその上位から *Inoceramus uwajimensis* を多産する。また *Mesopuzosia* sp. が得られた。富内橋凝灰岩の下部にはアンモナイトやイノセラムスの産出が比較的多く、次の種が得られた。 *Neophylloceras subramosum*, *Tetragonites glabrus*, *Gaudryceras tenuiliratum*, *Neopuzosia* sp. *Anapachydiscus* sp., *Hauericeras* sp., *Polyptychoeras* sp., *Inoceramus amakusensis*, *I. naumanni*, などである。上部エゾ層群最上部、すなわち富内橋凝灰岩より上部の地層からは、 *Inoceramus naumanni*, *Gaudryceras tenuiliratum* 等を産出している。

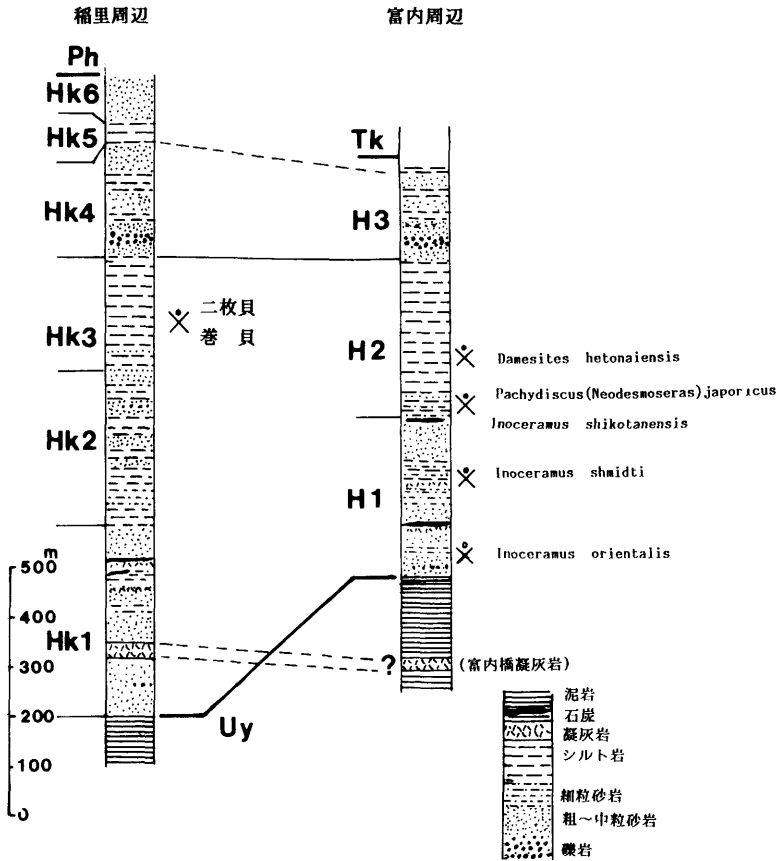
上部エゾ層群の地質時代は、以上述べたアンモナイトやイノセラムスから判断するとチュウロニアン上部からサントニアンをしめしている。

層厚は、約1300mと算定される。

### V. 3 函淵層群

函淵層群はエゾ累層群最上部の砂岩を主とした粗粒岩相である。図幅地域のこの地層は、富内付近からトウナイ川にかけての上部エゾ層群の背斜構造により、分布がその東西両翼に大きく分けられる。図幅地域での主な分布域は背斜

西翼部であり、ここでは函淵層群の標式地がある夕張市地域から連続し、図幅中央北部の稲里付近から富内東部を経てルベシベ沢最上流部に続いている。稲里付近では、さらに背斜構造により2列に分けられるが、そのなかで西側のペンケオビラルカ沢下流部では、断層により下位の上部エゾ層群や上位の幌内層



第3図 函淵層群柱状対比図

とともにサンドイッチ状に挟まれた複雑な分布を示している。下位の上部エゾ層群とは整合関係にある。

函淵層群は、岩相から第3図に示すようにさらに細かく分けられているが、地域的な岩相変化が著しく、全域を同一に区分することが困難であるので本図

幅では函淵層群として一括した。

稲里付近の函淵層群は、北に隣接する「紅葉山」図幅地域から連続するもので、小山内ほか（1967）により、下位より砂岩・凝灰岩層、砂岩・シルト岩層、下部シルト岩層、砂岩・礫岩層、上部シルト岩層、砂岩層の6層に細分されている。

砂岩・凝灰岩層：灰緑色の粗粒砂岩を主体とし、しばしば指頭大以下の円礫を点在し、最上部には海緑石砂岩をともなっている。凝灰岩はこの地層の中部に挟在する。灰白色を呈する細粒から粗粒の流紋岩質凝灰岩で、富内付近の上部エゾ層群中に介在する富内橋凝灰岩に類似する。

砂岩・シルト岩層：下部はシルト岩・砂質泥岩を主体とし、上部は凝灰質砂岩・シルト岩の互層で、礫岩や凝灰岩の薄層を挟在する。また砂岩中には、炭質物や粗悪な石炭を挟んでいる。

下部シルト岩層：暗灰色塊状の砂質シルト岩を主体とし粗粒砂岩を挟在する。二枚貝や巻貝など海棲貝化石を産出する。

砂岩・礫岩層：暗緑色の粗粒砂岩を主体とし下部に礫岩が発達する。砂岩には炭質頁岩やシルト岩を挟在している。礫岩は5～6mの厚さで図幅地域に広く追跡される。拳大以下の円礫―垂円礫から構成され、礫種は流紋岩や安山岩など火山岩礫が特徴的である。

上部シルト岩層：暗灰色砂質シルト岩を主体とし、細粒砂岩を挟んでいる。

砂岩層：函淵層群の最上部層で、緑色の粗粒砂岩を主体とする。しばしば2～5mの礫岩層や50cm～4mの粗しょうな凝灰岩を伴っている。

富内周辺の函淵層群は、かつて松本(MATSMOTO 1942, 1943)、田中(1960)により研究された。ここでは、稲里地域とは層相がやや異なり、岩相から大きく3区分が可能である。

下部は、松本により富内層と呼ばれたが、緑灰色～青灰色の、ときに含礫部を伴う塊状の中粒～粗粒砂岩とシルト岩の互層で、数層準に凝灰岩の薄層や粗悪な石炭層を挟在している。凝灰岩は、下位の富内橋凝灰岩と同様流紋岩質であるが、稲里地域にみられた厚い凝灰岩は挟在していない。化石は、田中によると、最下部から *Inoceramus orientaris* が、また中上部から *I. schimidti* を産出している。厚さは、約300mである。

中部は、松本により下部シルト岩層と呼ばれた。全体を通じ暗灰色無層理の砂質シルト岩～シルト岩を主体とし石灰質ノジュールを含み、最下部に海緑石中粒～粗粒砂岩を伴っている。化石は、この地層の比較的下部から *Neophylloceras hetonaiensis*, *Pachidiscus (Neodesmoceras) japonicus*, *Inoceramus sikotanensis* などの産出が報告されている(田中, 1960)。層厚は、約300mである。稲里地域の下部シルト岩層に相当する。

上部は、松本により深牛層とよばれる。この地層の下部は、厚さ約50mほどの青緑灰色中粒～粗粒砂岩からなり、その中に厚さ10m前後の厚い礫岩層を挟在している。中上部は20～30mの砂岩とシルト岩の互層となり、*Inoceramus sikotanensis* を産出している。この層相は稲里地域の砂岩礫岩層に相当するものと考えられ、礫岩の礫組成も同様に流紋岩など火山岩類に富んでいる。上部層の厚さは約200mである。

図幅地域に分布する函淵層群の地質時代は、富内付近から産出するアンモナイトやイノセラムスよりカンパニアンからマーストリッヒアンを示している。

## VI 古第三系

古第三系は、図幅北方の石狩炭田から連続している。図幅地域では、夾炭層である石狩層群の分布はみられないが、炭田地域で石狩層群を不整合に広くおおう幌内層と、その上位の紅葉山層の南方延長部が図幅中央部まで発達している。

### VI. 1 幌内層

幌内層は、「紅葉山」図幅地域から連続するもので、図幅中央北部のペンケオピラルカ沢沿いから平丘東方の鷓川流域まで分布している。また、図幅北東部のシュッタノ沢上流部のエゾ累層群分布域の東側にも狭長な分布がみられる。

幌内層と下位のエゾ累層群との関係については「紅葉山」図幅では函淵層群との間に不整合関係が知られているが、図幅地域ではほとんどの場合エゾ累層群の各地層とは断層関係であり、直接の関係を確認できない。ペンケオピラルカ沢流域では地質構造がかなり複雑で、上部エゾ層群・函淵層群中に断層によ



り挟みこまれたサンドイッチ状の分布を示している。しかし巨視的にみると、函淵層群分布域の西側に、褶曲軸にほぼ平行な断層に切られてはいるが、背斜・向斜を繰り返しながら西方へ、より上位の地層が発達する分布形態をとっている。

層相は、全体的に暗灰色を呈し無層理・塊状の単調な泥岩からなっている。なお、一般にこの地層の基底部は海緑石を含む暗緑色の細粒～粗粒の砂岩であるが、函幅地域では確認できなかった。数層準に泥灰質ノジュールを多量に含む層準がみられるほか、上部には凝灰岩の薄層を挟んでいる。

幌内層は、以上のような層相から地質構造の解明はかなり困難である。このため、標式地の夕張地域で手島（1955, 1958）は、大型化石を量的に取扱いA帯からI帯までの9帯に分帯した。函幅地域から「紅葉山」函幅にまたがる地域で、小山内ほか（1967）は、手島の手法を用いPh1-Ph5の5層準に分帯し

第2表 幌内層群の貝化石による分帯

手島(1955)の分帯		小山内ほか(1967)の分帯	
幌 内 層  ( 群)	I { 200 } H 500m	Ph 5	上部富化石帯 500m +
	G 300		
	F 180	Ph 4	上部貧化石帯 40—90
	E 50	Ph 3	中部富化石帯 20—90
	D 95	Ph 2	下部貧化石帯 120—170
	C 125		
	B 100	Ph 1	下部富化石帯 200
	A 50		

た。図幅地域ではパンケオビラルカ沢から石油沢にかけて分帯されたが、この地域の大部分は *Callianassa* を多産し *Neillonella*, *Portlandia*, *Yoldia*, *Venericardia*, *Saccella* などの特徴づけられる Ph 5 に属する。この層準は第 2 表に示したが手島の G—I 帯に比較され、幌内層の比較的上部の層準となっている。しかしオビラルカ以南の地域については分帯は行われていない。最近、海保 (KAIHO 1984a,b) は、有孔虫による化石層序の研究を行い新たな化石層序を設定している。

図幅北東部シュツタの沢上流部の幌内層は、従来、岩相から漠然と幌内層に対比されてきた。しかし海保により *Bulimina schwageri* で特徴づけられる有孔虫化石が報告され、幌内層に対比されることがあきらかになった。

層厚は、オビラルカ地域で約 700m、図幅北東部で 500m と算定される。

## VI. 2 紅葉山層

紅葉山層は北に隣接する「紅葉山」図幅北西部の夕張市紅葉山市街付近の夕張川流域を標式地としている。図幅地域のこの地層は標式地から連続するもので、石油沢上流部からパンケオビラルカ沢下流部、穂別市街北部を経てルベシベ沢上流部に分布する。また、厚真川上流部にも新第三系からなる背斜構造の軸部を形成して小規模に分布する。下位の幌内層とは整合関係にある。なおこの地層は、北炭の資料 (例えば下河原, 1963) や小山内ほか (1967) は、幌内層を不整合におおう中新世の地層として取り扱っている。

図幅地域の紅葉山層の層相は、次に述べるように大部分が砂質シルト岩からなり、下部の砂岩泥岩互層と上部のシルト岩からなる標式地の夕張川流域の層様とやや異なる。図幅地域で標式的にみられるパンケオビラルカ沢では、最下部に約 10m の緑色を帯びた凝灰質砂岩が発達し、幌内層の泥岩層をおおっている。その上は全体を通じやや凝灰質で暗灰色塊状の砂質シルト岩を主とし、部分的に細粒砂岩となり、また凝灰岩の薄層を挟むが一般に層理の発達が悪い。凝灰質ノジュールを含み貝化石を産出する。

産出する貝化石は、*Nuculana* sp., *Yoldia* sp., *Macoma* sp., *Venerucardia* sp., などで、その要素は幌内層のものと大きな変化はみとめられない (松井・高橋・1951)。

海保 (KAIHO, 1984) による有孔虫化石層序学の研究によると、石狩炭田地域の古第三系は F 1 - F 8 の 8 つに分けられ、函幅地域の紅葉山層は F 8 に相当する *Nonion ezoensis-Cyclammmina pacifica assemblage zone* の有孔虫化石を産出している。

層厚は、パンケオビラルカ沢下流で 600m と算定される。

### VI. 3 幌内層・紅葉山層の地質時代

幌内層・紅葉山層の地質時代は、従来から貝化石と有孔虫化石による時代論に食い違いがあり、大きな議論が行われてきた。しかし、微化石層序学の進展により、浮遊性有孔虫 (KAIHO 1983, 1894a) ・石灰質ナンノプランクトン (岡田, 1981) から、幌内層は中上部始新世に紅葉山層は下部漸新世に属すると考えられている。

## VII 新第三系

新第三系は、古第三系分布域の西側に、函幅地域の大部分を占め広く発達している。下位から滝の上層・川端層・軽舞層・荷菜層の 4 層に区分され、北海道中軸部西縁に分布する新第三系の全層序がほぼ出そろっている。

### VII. 1 滝の上層

この地層は、西に隣接する「早来」函幅ではトニカ層、南に隣接する「富川」函幅では栄層と呼ばれている。函幅地域では、主な分布が夕張市滝の上付近の滝の上層の標式地から連続するため、この地層名を用いる。

滝の上層の分布は、エゾ累層群で構成される複背斜部の東西両側に大きく分けられる。複背斜部西側のものは、この地層の標式地から連続する。下位の紅葉山層を不整合におおい函幅中央北部からパンケオビラルカ沢・穂別市街北部を経て、函幅西南部の長知内・貫気別地域へ、エゾ累層群と断層で接しながら分布している。また、函幅北西隅のショロマ沢および南西部の栄付近に、上位層とともに形成する背斜構造の軸部に狭小な分布がみとめられる。栄付近のものは、南方の「富川」函幅地域へ西翼を断層で切られながら連続している。

復背斜東側の滝の上層は、「紅葉山」「岩知志」図幅地域にまたがるもので、図幅北東隅に分布している。下位の幌内層とは、露頭で確認でなかったが、おそらく不整合関係にあると考えられる。また、上部エゾ層群および函淵層群とは断層で接している。

滝の上層は、最下部に夾炭部を伴う地域もあるが、一般的に下部の、基底礫岩を伴う砂岩層と、上部の泥岩を主体とする層相に分けられる。

最下部の夾炭層は、図幅地域では穂別市街北方のパンケオピラルカ沢支流のスミガマの沢最上流部にみとめられる。この地域は、断層および小褶曲の繰り返しにより、地質構造がかなり複雑である。このため、夾炭層の下限および全体の層序の組み立ては困難であるが、砂岩泥岩の互層中に最大2mの石炭層を挟在している。基底礫岩は、標式的に発達する「紅葉山」図幅地域では下位の紅葉山層を不整合におおい、かなり明瞭に観察される。図幅地域ではその延長部が、パンケオピラルカ沢中流およびルベシベ沢上流でわずかに確認されるだけである。おもに、拳大以下の円礫～亜円礫からなる。「紅葉山」図幅地域では、大量の流紋岩質岩礫によって特徴づけられているが、図幅地域では比較的少ない。しかしそれより南部の長知内・貫気別付近ではエゾ累層群と境する断層により、また図幅西部のショロマ沢・栄付近ではこの地層が背斜軸部を構成するため発達していない。また図幅北東部では、露頭条件が悪く確認することが出来なかった。

下部の砂岩層は、基底礫岩から漸移し、下部から上部へ粗粒砂岩から細粒砂岩へと移化している。上部はかなり凝灰質になるが、砂岩シルト岩の互層状となる。砂岩は一般に緑泥石をふくみ暗緑色を呈しているが、下部に海緑石を伴う場合が多い。この砂岩中には貝化石が密集して産出する。

上部の泥岩層は、暗灰色～黒色の塊状泥岩からなり、一般に層理の発達が悪い。また風化すると赤褐色になり細片状で割れやすい。また、一般に凝灰岩質で浮石粒を含むのが特徴である。泥岩層の下半部には、白色～灰白色の酸性凝灰岩を挟むほか、しばしば泥灰質ノジュールを含んでいる。

凝灰岩は、鍵層として連続的に追跡できなかったが、スミガマの沢上流部には厚さ2～3mの凝灰岩層がみとめられる。また図幅北西部、シュロノ沢の背斜軸部の滝の上層には、泥岩中に凝灰角礫岩状の産状で安山岩塊を伴っている。

厚さは、厚真川流域、函幅北東部ともに約700mと算定される。

## VII. 2 川 端 層

下位の滝の上層同様に「紅葉山」函幅内の標式地、夕張川流域から連続する。函幅地域では、北西部の厚真川流域でいくつかの背斜・向斜を繰り返しながら良好に発達し、さらにルベシベ沢中流部を経て、函幅南東部の沙流川、額平川流域に分布している。そのほか函幅南西部の栄付近で滝の上層を軸部とする背斜構造の東翼部を形成し、さらに函幅北東隅では蛇紋岩体に取り囲まれた形で下位の滝の上層とともに向斜部を形成し、わずかに分布している。

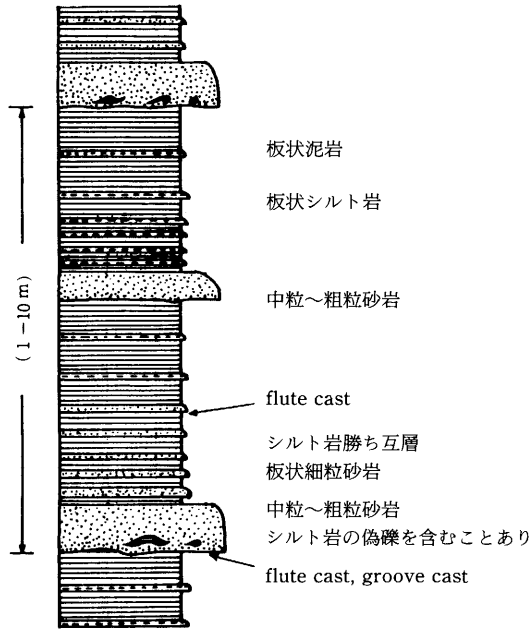
この地層は、礫岩・砂岩・泥岩の周期的互層からなる“タービダイト”相で特徴づけられる。西に隣接する「早来」函幅では振老層、南の「富川」函幅ではアベツ層と呼ばれているが、函幅地域では標式地の川端層から連続するためこの地層名を用いた。下位の滝の上層とは整合漸移しており、滝の上層の泥岩層が川端層特有の砂岩泥岩互層となるところから川端層として取り扱った。函幅地域で、標式的に発達する厚真川流域では堆積相の特徴から下部と上部の層相に大きく区分される(和田, 1977)が、ルベシベ沢に追跡すると両者の区別は明瞭ではなくなる。栄付近や函幅北東隅の川端層についても同様である。

### 下 部 層

下部層は、第4図にしめす周期堆積相を主体とした層相で特徴づけられる。すなわち、数cm～15cm程度の細粒砂岩シルト岩の細互層を主体とし、そのなかに1～4mの間隔で厚さ20～80cmの砂岩層を挟在している。

主体となる細粒砂岩シルト岩の互層は、単層ごとに明瞭な級化がみとめられ平行葉理が発達している。これらの内部構造は、単層の下位より上位に級化部、平行葉理部そして泥質部と移行するが、Bouma (1962)の斜交葉理部が欠如している場合が多い。このなかでも泥質部の発達が比較的良好で、単層の厚さの1/2～2/3に及んでいる。

挟在する砂岩層は、単層の基部が指頭大の礫を混在する中粒～粗粒砂岩であるが、上部へ漸次細粒化し明瞭な級化構造がみとめられる。この砂岩層の底面には、一般にフルートキャストやグループキャストなどソールマークがみられる。



第4図 川端層下部層堆積相概念図

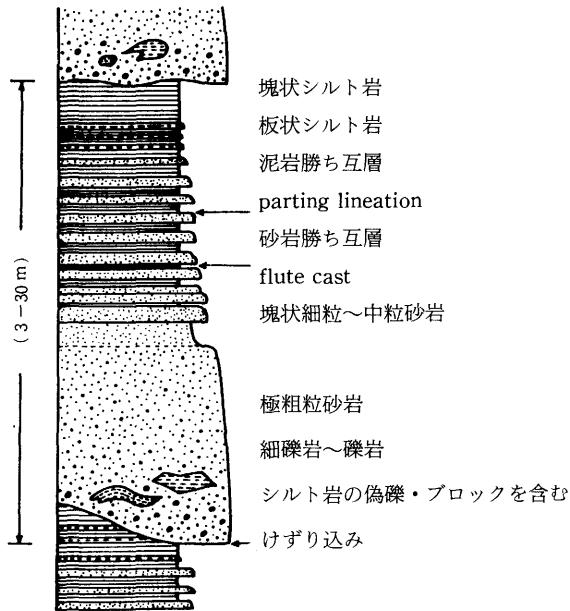
厚真川流域での下部層の厚さは、約300～850mと算定される。

#### 上部層

上部層は、第五図にしめした周期堆積相で特徴づけられる。すなわち、1つの周期堆積相は下部から上部へ砂岩礫岩層、砂岩優勢の泥岩との互層、泥岩優勢の砂岩との互層そして最上部が成層したシルト岩から塊状のシルト岩へとそれぞれ漸移している。

基底部の砂岩礫岩層は2m～15mと厚く、このなかには下位の周期堆積層から削り込まれたシルト岩塊や成層したシルト岩がブロック状に取り込まれている。礫は、指頭大から拳大のものが多くが人頭大以上の巨礫も見出される。礫種はチャート・粘板岩・硬砂岩など古期の堆積岩類を主体とし、花崗岩質岩類などがみとめられる。

砂岩泥岩互層中の砂岩は、ほとんどの場合級化しており、また上位へ漸次厚さを減少させながらシルト岩相に漸移している。



第5図 川端層上部層堆積相概念図



第6図 川端層上部層に発達する周期堆積物  
 — 基底部の礫岩層 (厚真川流域) —



第7図 川端層上部層に発達する周期堆積物  
—中部の砂岩優勢型互層（厚真川流域）—

上部層は、このような周期堆積物層の積み重ねである。一つの周期堆積層の厚さは数m～30m位であるが、最大80mにおよぶものがオニキシベ沢でみとめられた。厚真川流域での上部層は、この種の周期堆積層が30回程度繰り返されている。

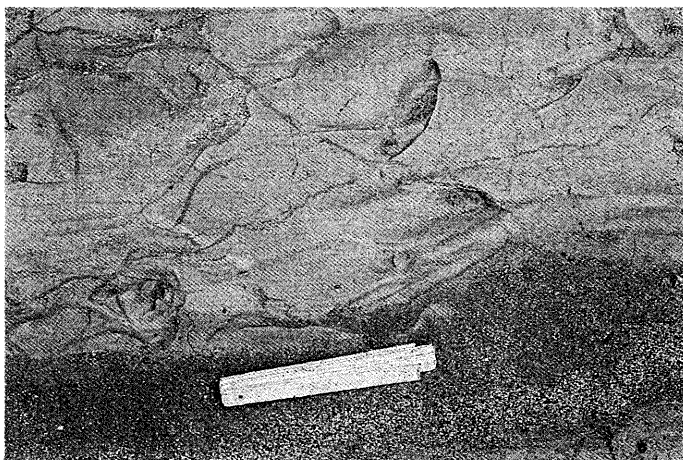
上部層の厚さはおよそ700～1200mである。

#### 川端層の古流向

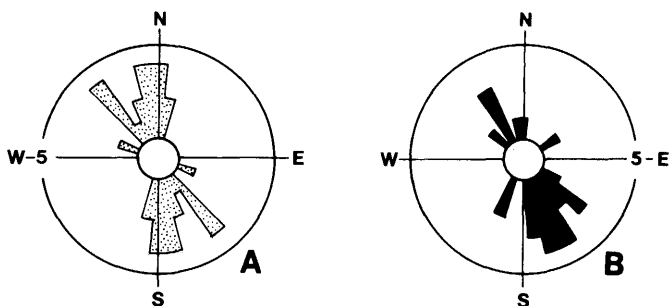
先の地質概説で述べたように、川端層の上層部・下層部に挟在する砂岩層には堆積時の古流向を示す有方向の堆積構造が残されている。広く川端層が分布する厚真川流域での古流向については先に報告してあるが(和田, 1977), ここに鷓川流域で計測した若干の古流向資料を加え簡単に再録する。

有方向堆積構造としては、供給方向の判別できる堆積構造 (flute cast, current crescent cast など) と、供給方向の判別できない堆積構造 (groove cast, striation cast, parting lineation など) とがある。前者の中で、本層にみられるのはほとんどが flute cast である。両者を区別してダイヤグラムで表現したのが第9図である。第10図は、堆積物が供給された方向を示している。なお、地質図で示されるように川端層に発達する褶曲構造の褶曲軸は南に沈下（プラ





第8図 砂岩層の底面に発達する flute cast (流痕)



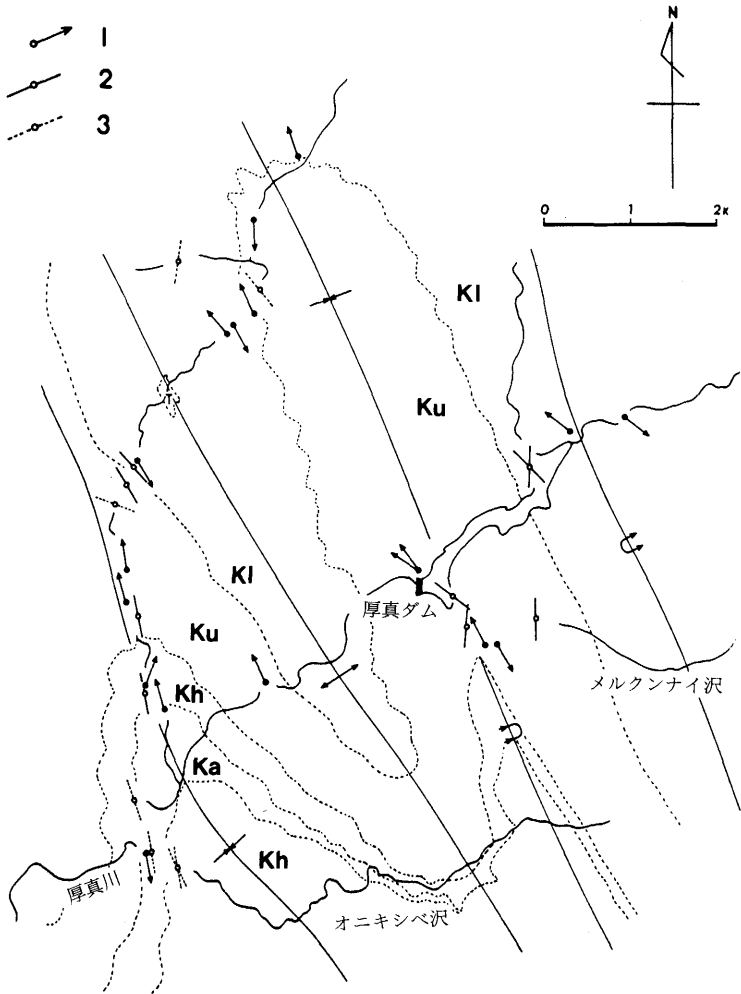
第9図 川端層古流向ダイアグラム

A：供給方向の判別しないもの (groove cast, parting lineation など)

B：供給方向の判別できるもの (flute cast, current crescent cast など)

ンジ)しているものの、その角度は数度ないし $10^\circ$ であるので沈下量による角度補正は行わなかった。

これで明らかのように、川端層の古流向は側方流が一部にみられるものの、軸流方向が主要な方向である。また、供給方向としては南西→北東が卓越している。解析した古流向は、夕張川水系に分布する川端層の古流向を解析した長浜 (1968) と同様な結果を示した。これまでの川端相当層の古流向解析からすると、夕張川水系から鶴川水系まで南北40kmの広範囲にわたって、川端層の堆



第10図 厚真川流域の川端層(一部軽舞層の資料も含む)古流向図  
 1, flute cast 2, groove cast 3, parting lineation  
 K1: 川端層下部層, Ku: 川端層上部層,  
 Kh: 軽舞層硬質頁岩相, Ka: 軽舞層砂岩泥岩互層

積盆の延長方向と同方向である南西～北東の軸流方向が卓越し、主要な供給方向は南東側からであることが明らかになった。

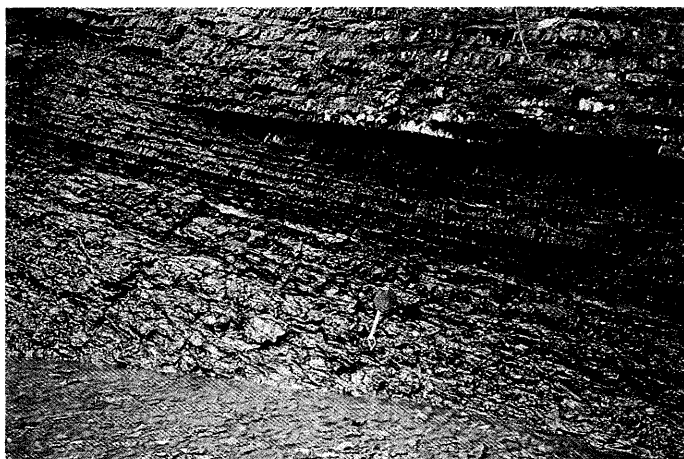
### VII. 3 軽舞層

軽舞層は、西に隣接する「早来」図幅の南部を標式地として命名され、同図幅地域から連続して図幅南西部に広く発達する。おもに硬質頁岩からなる地層であるが、鵜川東岸で急激に岩相が変化し礫岩を主体とした地層に移化し、南に隣接する「富川」図幅地域に連続する。そこでは、二風谷層と呼ばれている。

図幅地域では、「早来」図幅に従い軽舞層の地層名を用いた。そしてさらに層相から、硬質頁岩相、砂岩泥岩互層、礫岩相の3相に区分した。

#### 硬質頁岩相

軽舞層の主体をなす層相である。標式地を含む「早来」図幅地域では、後述するが挟在する砂岩泥岩互層により下部硬質頁岩と上部硬質頁岩に二分されて



第11図 軽舞層の硬質頁岩部層（オニキシベ沢）

いる。しかし図幅地域西部では砂岩泥岩互層が「早来」図幅地域より連続するがオニキシベ沢沿いで消滅し図幅全域に追跡できない。したがって、硬質頁岩相を二分することは困難である。

硬質頁岩相は、下位の川端層と整合漸移している。鵜川以西の地域では、川

端層とともに背斜・向斜を繰り返しているが、鵜川以東のルベシベ沢から沙流川に至る地域では南西に傾斜する単斜構造を形成している。しかし図幅南西隅の荷負・額平川ではその構造は明瞭でない。

層相は、硬質頁岩と泥岩・シルト岩あるいは細粒砂岩との数 cm～10cm 間隔の板状の互層であり、ときに最大 1m の暗緑色砂岩を挟んでいる。級化層理がみられ、いわゆる“泥質タービダイト”と呼ばれる層相もある。硬質頁岩は、一般に灰色～暗灰色の硬質ち密な泥岩で、風化すると角片状または葉片状に割れ易い。部分的であるがチャート状の珪質頁岩となっている場合がある。また石灰質ノジュールを伴っている。

硬質頁岩相は砂岩泥岩互層や礫岩相に側方変化するため、厚さは地域的に異なるが、最も標式的な似湾沢で約 1000m と算定される。

#### 砂岩泥岩互層

まえにも述べたが図幅西端の幌内付近に比較的厚い分布がみられるが、オニキシベ沢流域で消滅している。青灰色の中粒～粗粒砂岩と泥岩との、砂岩優勢か砂岩泥岩等量の互層である。級化層理が発達し川端層下部層と類似したタービダイト相を示している。

厚さは、幌内付近で 100m 程度である。

#### 礫岩相

硬質頁岩から漸移し礫岩を主体とする層相である。硬質頁岩との漸移部は鵜川東岸の仁和・豊泉周辺でみられる。ここでは、板状泥岩と粗粒な含礫砂岩との互層となっている。分布の主体は、ルベシベ沢下流部から沙流川にいたる地域で、ゆるやかな傾斜で北に浮き上がる盆状構造を呈している。

礫岩は塊状で、指頭大～拳大ときに人頭大の礫を含み、層理の発達は悪い。基質は比較的軟弱な砂岩からなり、下位の川端層の礫岩と識別し易い。礫岩中には数 m から数 10m 単位で砂岩を挟在し、また泥岩の発達する部分もみられ、層理が制定できる。礫種は、粘板岩や硬砂岩など古期の堆積岩類が多いが、片麻岩礫が特徴的にみとめられる。

図幅内の分布地域では向斜構造を形成するため上限が不明であるが、厚さは露出する限り約 500m と算定される。

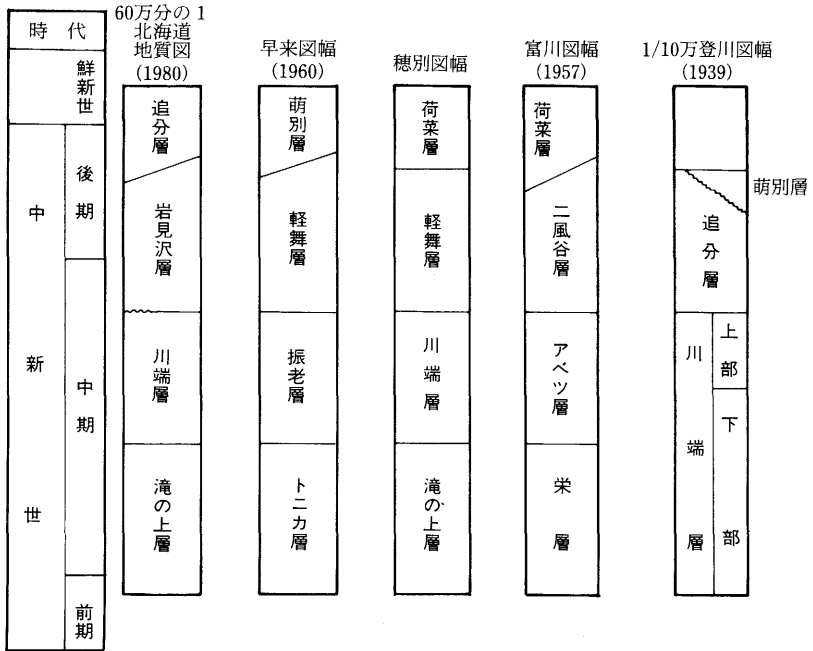
### VII. 4 荷 菜 層

図幅南西隅に分布する。分布の主体は隣接する「早来」「鷓川」「富川」などの各図幅地域であるが、南に連続する「富川」図幅の地層名を用いた。なお、「早来」図幅では萌別層が用いられている。この地層は、下位の軽舞層硬質頁岩から漸移しており、砂岩・礫岩を挟在するところから荷菜層とした。図幅地域には、この地層の最下部が分布しているにすぎない。

層相は、主に珪藻質シルト岩と砂岩・礫岩との互層であるが、一部硬質頁岩を挟在するところもこの地層に含めた。層相の側方変化が著しく「早来」「富川」両図幅で設定した下限とは一致しない。

厚さは、図幅地域で算定される限り、約200mである。

第3表 新第三系対比表



## VII. 5 新第三系の対比について

まえに述べたように、新第三系は岩相変化が著しいため周辺図幅地域の地層名が異なり、かなり混乱している。第3表に図幅地域と周辺図幅地域および北海道中軸部西縁の新第三系標準層序（北海道立地下資源調査所，1980）との対比を示す。

## VIII 第四系

図幅地域の第四系は、段丘面を構成する段丘堆積物と、現河床堆積物に区分できる。このほか、地質図には示さなかったが、図幅地域のほぼ全域を通じ、表層部に火山灰の分布がみられる。この火山灰は樽前山起源とされている（火山灰命名委員会，1979）。

### VIII. 1 段丘堆積物

地形の項で述べたように、鷓川・穂別川など図幅地域の主要河川沿いには、数段の河岸段丘が発達しており、その平坦面を構成して段丘堆積物がみられる。

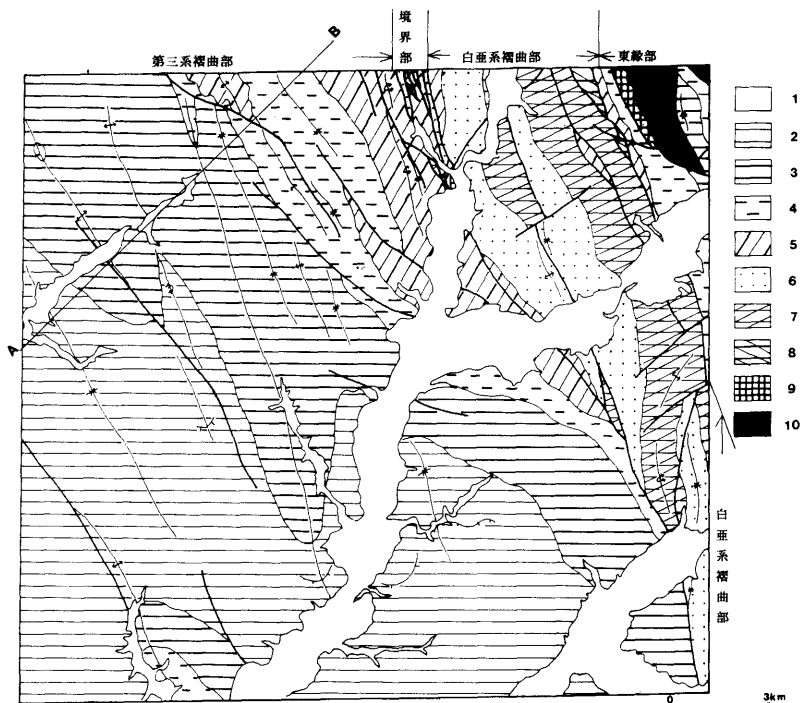
段丘は、比高からおよそ50mを境に高低2段に区分した。したがって50mより高いものを段丘堆積物I、低いものを段丘堆積物IIとした。

段丘堆積物I：比高が約60m～80mの段丘面を構成し、鷓川や穂別川流域にみられる。火山灰など表土におおわれ観察できる露頭が少ないが、道路の切り割りなどに見られる。堆積物は、一般に拳大程度の礫が多い砂礫層である。厚さは約3～4mである。

段丘堆積物II：比高6～7mから30mまでの段丘面を構成している。堆積物は、段丘堆積物Iと同じように砂礫を主体としているが、一部にシルト・粘土を伴っている。厚さは5mから10mにおよんでいる。

### VIII. 2 現河床堆積物

図幅内の各河川流域に発達している。砂礫および粘土からなる。穂別市街以南の鷓川流域および沙流川流域には比較的幅広く発達している。



第12図 地質構造図

A—B：第13図 1：第四系 2：軽舞層（荷葉層を含む） 3：川端層  
 4：滝の上層 5：古第三系 6：函淵層群 7：上部エゾ層群 8：中部エゾ層群 9：ハッタオマナイ層 10：蛇紋岩

## IX 地質構造

本図幅地域は、神居古潭構造帯の西縁に位置しており、白亜系エゾ累層群や古第三系・新第三系が、ほぼN—S～NNW—SSEの方向をもって配列している。そして地質構造は、地層の配列にほぼ平行な褶曲構造とそれに伴われる断層によって特徴づけられている。第12図に示すように図幅地域の地質構造を大きくみると、図幅中央北部のペンケオビラルカ沢から図幅南東部の長知内・貫気別を結ぶ地域を境に、東側の白亜系エゾ累層群からなる褶曲部と、それより西側の図幅の大部分を占める第三系の褶曲部に分けられる。そして両者の境界

部は、ベンケオピラルカ沢沿いにみられるように、エゾ累層群と古第三系が複雑に入り組んだかなり錯綜した構造を示している。さらに、函轄北東部を占める白亜系褶曲部の東側には、新第三系の向斜部が認められる。しかし、蛇紋岩の分布で特徴づけられる神居古潭構造帯の張り出しによりその構造はかなり乱され複雑になっている。

#### 白亜系褶曲部

断層によりかなり破壊されているが、上部エゾ層群を軸部とする複背斜構造を形成している。褶曲は、上部エゾ層群および函淵層群が共に形成する背斜・向斜の繰り返しで、全体として雁行状の配列がみられる。この褶曲は、軸部が断層により乱されているが、シュツタの沢からトウナイ川にかけて分布する上部エゾ層群を軸部とする背斜構造が基本となっている。褶曲軸の方向は、鶴川より北では NNW-SSE であり、それより以南の地域では局所的に東にふれる場合もあるが、ほぼ N-S 方向を取っている。褶曲の形態は、垂直に近いやや東に傾斜した褶曲軸面を持ち西へ転倒している。地層の転倒度は複背斜西翼の函淵層群でいちじるしくなり、後で述べる第三系褶曲部へと移化している。

断層は、地層の走向方向と平行かやや斜交し、ほぼ褶曲軸面に沿って発達している。その性格は東傾斜の正断層系が多い。また、岩知志函轄地域に特徴的にみられた、東西性の胴切り断層も認められる。

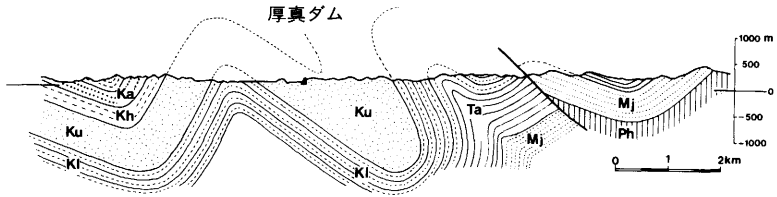
#### 第三系褶曲部

古第三系を伴うが、新第三系を主体とする褶曲部である。石油沢付近に認められる幌内層の転倒褶曲部から、背斜・向斜を繰り返しながら西に向かって次第に、より上位の地層が地表に分布する。この褶曲構造は、厚真川流域に典型的に発達している。

古第三系の褶曲は、白亜系褶曲部との境界付近に発達する断層により、南に向かって暫時切られて構造が解消されている。これに対して、波長の大きい新第三系の褶曲構造は、南東に向かって緩く沈下（プランジ）しながらも本函轄の南西部に広く発達する。しかし、その褶曲構造の形態的特徴は厚真川流域と穂別川流域とはやや異っている。

厚真川流域では、厚真ダム湛水域のショウシシ沢上流から厚真川流域にかけて北西～南東方向を示す衝上性の断層が存在する。厚真川に沿う断面図（第13





第13図 厚真川流域第三系褶曲部の地質構造

(第12図 A-B)

Ph: 幌内層. Mj: 紅葉山層. Ta: 滝の上層. Kl: 川端層下部層. Ku: 川端層上部層. Kh: 軽舞層硬質頁岩相. Ka: 軽舞層砂岩泥岩互層.

図) に示すように、この断層の北東側では、夕張川水系の紅葉山地区に発達する紅葉山向斜の南東延長部と思われる向斜構造が存在し、滝の上層を中央に紅葉山層が二列に分布し、それが地形的にも現われている。この向斜構造は、東翼の傾斜が $40\sim 60^{\circ}W$ 、西翼の傾斜が $50\sim 80^{\circ}E$ とやや西翼の傾斜が大きい向斜構造である。また、厚真川上流とショシウシ沢との間の分水嶺を形成する紅葉山層は、両翼の傾斜が $10\sim 15^{\circ}$ と非常に緩く開いた背斜構造を形成している。

断層の南西側には、半波長 $800\sim 2000m$ で北西～南東方向の軸を持つ褶曲構造が発達するため、滝の上層、川端層が繰り返り分布する。南西側に存在する3本の背斜構造の中で、最上流の背斜は東翼の傾斜が $50^{\circ}E$ 、西翼の傾斜が $17\sim 40^{\circ}W$ と開いた構造を持ち、断層北東側の褶曲構造と調和的である。下流側の背斜構造は、東翼の傾斜は $20\sim 70^{\circ}E$ であるが、西翼は一部 $80\sim 90^{\circ}W$ と西傾斜を示すものの、大部分は $50\sim 70^{\circ}E$ と東傾斜で逆転している。いわば、東翼が緩傾斜で西翼が急傾斜の閉じた非対称褶曲ないしは、西翼が逆転した過褶曲背斜構造である。厚真ダム付近には、この過褶曲背斜の逆転翼をもつ過褶曲向斜構造が存在する。幌内付近をとおり、北東～南西の軸を持つ背斜構造は逆転傾斜した翼を持たないものの、西翼の傾斜が $40\sim 60^{\circ}E$ 、東翼の傾斜が $20\sim 50^{\circ}W$ であり、やはり西翼に比較して東翼の傾斜が緩い、東緩西急の形態を持つ。

厚真ダム湛水域に発達する過褶曲背斜構造は、鷓川支流のキナウス川流域に延長される。しかしながら、鷓川流域では東翼が逆転した過褶曲背斜構造の形態はみられず、東西両翼とも $45\sim 70^{\circ}$ 程度の等しい傾斜を持つ背斜構造となる。更に南側の鷓川左岸域では、傾斜が $30\sim 40^{\circ}$ のドーム構造となる。鷓川流域に発

達する新第三系の褶曲構造は、一般的に波長2000~3600m程度で、両翼の傾斜が10数度~50°程度の傾斜を持った緩く開いたドームおよび盆状構造を基本とする。

鵜川以南の軽舞層礫岩相が発達する地域では、図幅南西部栄付近の滝の上層を軸として北へ沈む背斜構造以東の地層が、全体として抑搖構造を残しているが、巨視的にみると一つの盆状構造を形成している。栄付近の背斜構造は、南の富川図幅地域では平取背斜と呼ばれ、かなりの連続性を持つが、栄以北では西翼に発達する断層のため明瞭でない。

穂別川流域では、白亜系褶曲帯とこの平取背斜との間に分布する新第三系は、先のような開いたドーム及び盆状構造を形成するが、大きくみれば一つの雄大な向斜構造を呈している。

断層は、一般に背斜軸部に形成されており、褶曲軸に平行かやや斜交する逆断層系列のものが多く、とくに紅葉山層を伴い主に滝の上層からなる東側の褶曲構造では、背斜軸部がかなり破壊されている。厚真川上流部に存在する衝上性の断層は、断層面そのものは露頭上で確認できない。しかしながら、シウシウ沢の2.5km上流において、分布する滝の上層の黒色泥岩が激しい葉片状を呈し、shearを受けている。この shear zone を境界にして、下流側に分布する滝の上層の黒色泥岩は、走向が N25~30°W, 80°Wないし垂直の傾斜を持つ。これに対して、上流側に分布する黒色泥岩は N60°E ないし東西の走向を持ち、10~20°Sの緩傾斜を示しさらに上流に分布する下位の紅葉山層に連続する。厚真川流域においては、走向・傾斜が急変するような現象は見あたらないが、断層部と思われる位置に石灰質の破碎岩状の岩石が見られる。

#### 白亜系褶曲部と第三系褶曲部の境界部

ペンケオビラルカ沢流域にみられる白亜系褶曲部と第三系褶曲部との境界部は、白亜系褶曲部西端の過褶曲部が古第三系の幌内層の上に衝上する形態を取り、逆断層・正断層が複雑に絡み合った断層の集合体である。ここでは、上部エゾ層群・函淵層群そして幌内層群が断層により挟まれたサンドイッチ状の形態を取っている。

この境界部の北方延長は、「紅葉山」図幅地域の、石狩炭田背後の地質構造として有名なサヌシベドッケ付近に延びるものと考えられる。また南部延長は

ペンケオピラルカ沢にみられるような錯綜した構造形態はとらないものの、エゾ層群と第三系を境する逆断層として、図幅南東部の貫気別地域へ追跡できる。

### 東 縁 部

図幅北東部の岩知志図幅とまたがる地域で、白亜系褶曲部の複背斜東翼に位置している。断層により落ち込んだ形態で、一部古第三系の幌内層を伴うが、新第三系の滝の上層・川端層からなる向斜部を形成している。そして、北東部の各図幅（紅葉山・日高・岩知志）にまたがる神居古潭構造帯から張り出す蛇紋岩や一部ハッタオマナイ層の隆起部が、向斜部に割り込む形で分布している。このため、断層によりかなり乱され、複雑な構造形態を取っている。

以上述べた図幅地域の地質構造は、東緩西急の形態にみられるように、東から西への横押し構造要素を持つ褶曲構造とそれに伴われる断層によって支配されている。これらの構造要因は、北海道中央部の一般的な地質構造と同様に、北海道の中軸部を構成する東方の日高帯の構造運動に関連するもので、鮮新世末にそのピークを迎えたものと考えられている。

## X 鉱産資源

### X. 1 石 油

図幅地域は、「早来」図幅の振老・軽舞油田を含む勇払産油地の西縁に位置しており、各地に油徴が知られている。開発にいたった油田はないが、穂別・キナウスで試掘された記録がある。以下地質調査所（1957）及び札幌通産局鉱業課の資料によりその概要を述べる。

#### 穂別試掘地

位置：穂別川支流ペンケオピラルカ沢の左沢、石油沢の中流部に位置している。

沿革：明治23年（1890）頃の発見と言われる。明治37年（1904）同43年（1910）に手堀井で掘削され少量の油をみたが、いずれも廃坑になっている。大正11年（1922）石黒末吉により綱式で2坑掘削され、1号井は177mで出油をみ、間欠

しながら日産約0.36～0.45klで第2次世界大戦末まで続いたといわれている。昭和50年（1975）三貝石油（株）により2本の井戸が掘削され、1号井は256mで10kl/3カ月の出油をみたが、機械の故障、坑内障害などにより操業を中止している。昭和57年（1982）北洋鉱山に鉱業権が移り、現在探鉱を計画中といわれる。

地質・鉱床：試掘地域は、ほぼ直立に近い傾斜を持つ幌内層の泥岩からなるが、断層によりかなり乱されている。そのやや下流部に背斜構造が推定される。石油は、おそらく深部のエゾ累層群から由来するもので、断層閉鎖型鉱床と考えられている。原油は、軽質油・中質油とされている。

#### キナウス試掘地

位置：穂別町豊田西方及びキナウス川中流部に位置する。

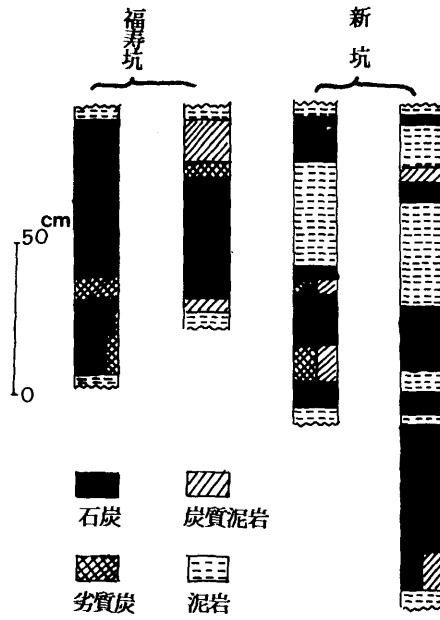
沿革：大正1年（1914）以後石黒甚助が手堀井で掘削したのが始まりと言われる。その後第2次世界大戦中（昭和16年～19年）石黒・三宅・福井某により、ロ式4坑、綱・ロ式併用2坑の計6坑（深度600m）を掘削したが、いずれも不成功に終わっている。

地質・鉱床：川端層からなる背斜構造のほぼ頂部を対象としている。この構造は豊田南方で沈下する東緩西急の背斜で、軸付近の地層は垂直に近い急傾斜を示す。

## X. 2 石 炭

図幅地域には、石狩炭田の夾炭層である石狩層群は分布しないが、函淵層群及び滝の上層に石炭層を挟在している。各地で、探鉱の記録はあるが、詳細については不明である。この内パンケオビラルカ沢の滝の上層の石炭について佐藤ほか（1950）に基づき概要を述べる。

このパンケオビラルカ沢上流に福寿坑が、同沢北支流スミガマの沢最上流に新坑が知られているが、生産の実績については不明である。坑口付近の地質は、断層によりかなり錯綜した地質構造を示すが、石炭層は滝の上層の最下部の砂岩泥岩互層中に挟在している。炭層はもっとも良好なところで層厚は約1m前後であるが、連続性に乏しい。炭質は低度の歴青炭に属する。（第14図）



第14図 ペンケオピラルカ沢炭柱図

## 文 献

- 地質調査所(編) (1957) : 日本鉱産誌V-b 主として燃料となる鉱石—石油及び可燃性天然ガス—, 416P.
- 北海道立地下資源調査所(編) (1980) : 北海道の地質と資源 I, 北海道の地質, 60万分の1北海道地質図.
- 北海道火山灰命名委員会(編) (1979) : 北海道の火山灰分布図.
- 今井 功・角 靖夫 (1957) : 5万分の1地質図幅『富川』, 同説明書. 北海道開発庁, 52P.
- KAIHO, K. (1984a) : Paleogene Foraminifera from Hokkaido. Part 1. Lithostratigraphy and biostratigraphy including description of new species. Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd ser., vol.54, (2) .P.95-139.
- (1984b) : Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 2. Correlation of the Paleogene System in Hokkaido. Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd ser., vol.55, (1) . 1-75.
- 海保邦夫 (1984) : 北海道中央部夕張地域の第三系の層序. 地質雑, vol.90, P. 815-829.
- 松井 愈・高橋 進 (1951) : 紅葉山階ならびに滝の上階の火山活動の特性. 新生代の研究, 9.
- MATSUMOTO, T. (1942-43) : Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan. Part I, Men. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., Ser. D, 1, P.129-280; Parts II & III, ibd., D, 2, P.97-237.
- (ed.) (1954) : The Cretaceous System in the Japanese Island. 324P., Japan Soc., Res., Tokyo (for 1953) .
- 松野久也・石田正夫 (1960) : 5万分の1地質図幅『早来』, 同説明書. 北海道開発庁, 35P.
- 長浜春夫 (1968) : 川端層の古流向, 地調月報, vol.18, P.267-272.
- 根本忠寛・三本杉巳代治・水口文作 (1942) : 10万分の1地質図幅『登川』, 同説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, No. 5, P. 1-31.
- 岡田尚武 (1981) : 石灰質ナンノ化石による三毛別層と幌内層の堆積年代の推

- 定. 北海道の新第三系の層序に関する総合研究, 研究連絡誌, 1, 12, 13.
- 小山内照・石山昭三・松下勝秀・三谷勝利・高橋功二 (1967): 石狩炭田南部穂別炭鉦地域の地質. 北海道地下資源調査資料, No. 109, 18P.
- 佐藤 茂・清原清人・鈴木泰輔 (1950): 北海道山部炭田占冠地区及び穂別炭田穂別地区調査. 地質調査所月報, vol. 1, P. 44-49.
- 下河原寿男 (1963): 夕張炭田の形成とその地質構造の発展. 北海道炭鉦技術会, 石炭地質研究 5, 244P.
- 高橋功二・鈴木 守 (1978) 5 万分の 1 地質図幅『岩知志』および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 46P.
- ・和田信彦 (1985) 穂別町の地質. 穂別町立博物館研究報告 2, P. 1-15.
- ・鈴木 守 (1986) 5 万分の 1 地質図幅『日高』および同説明書. 北海道立地下資源調査所.
- 田中啓策 (1960) 北海道中央南部富内地域の白亜系. 地質調査月報, vol.11(9), P. 543-554.
- 手島 淳 (1955): 幌内層の研究 (その 1) 地質雑, vol.61, P. 73-86.
- 手島 淳 (1958): 幌内層の研究 (その 2) 地質雑, vol.64, P. 40-50.
- 和田信彦 (1977): 厚真川流域に分布する川端層相当層の堆積相と古流系. 地下資源調査所報告, No.49, P. 71-79.
- 吉田 尚・松野久也・佐藤博之・山口昇一 (1959): 5 万分の 1 地質図幅『比字』および同説明書. 北海道開発庁, 47P.

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

---

**HOBETSU**  
(SAPPORO-44)

BY  
Kohji TAKAHASHI  
and  
Nobuhiko WADA

**Abstract**

**General Remarks**

The sheet map "Hobetsu" is located in the southern part of central Hokkaido. It extends between 42° 40' - 42° 50' lat. and 142° 0' - 142° 15' long.

This area is located on the western side of Kamuikotan Tectonic belt, which runs in parallel with the Hidaka belt from north to south. Almost of this area is consists of upper Cretaceous, Paleogene and Neogene strata. Besides, there exist serpentinite and Hattaoamanai Formation of Pre-Upper Cretaceous, both of which make up the Kamuikotan Tectonic Belt.

The stratigraphical succession of this area is shown in the following table.

Quaternary	{ Alluvial Deposits Terrace Deposits
------------	---



Neogene	{	Nina Formation
		Karumai Formation
		Kawabata Formation
		Takinoue Formation
Paleogene	{	Momijiyama Formation
		Poronai Formation
Late Cretaceous	{	Hakobuchi Group
		Upper Yezo Group
		Middle Yezo Group
Pre-Late Cretaceous		Hidaka Super Group - Hattaomanai Formation
Intrusive rocks		Serpentinite

## Geology

### Rocks of Kamuikotan Tectonic Belt

These rocks are Hattaomanai Formation and serpentinite, both of which are distributed in the north-eastern corner of this area. **Hattaomanai Formation** is mainly composed of phyllitic slate, similar to Hattaomanai Formation facies A, exposed "Hidaka" sheet area of NE part in this area. Serpentinite is extending from surrounding sheet areas, and occurs in fault contact with Hattaomanai Formation and Neogene strata, original rocks is dunnite.

### Yezo Super-group

Yezo Super-group is distributed in the central to eastern part of this area. This is divided into three groups; Middle Yezo, Upper Yezo and Hakobuchi Group in ascending order.

**The Middle Yezo Group** is cropped out to small extent in the northeastern corner of the area, in fault contact with the Upper Yezo Group. This is composed mainly, alternation of sandstone and mudstone, which make up turbidite facies.

**The Upper Yezo Group** is in fault contact with the Middle Yezo Group. This consist of mainly blackish mudstone, and dark gray siltstone intercalated with acidic tuff in the upper part, and contains many marly nodules and fossils.

*Inoceramus hobetsuensis* are found in the lower part, whereas *Inoceramus naumanni* are found in the upper part. Fossil evidence suggest that Upper Yezo Group is regarded as Turonian to Santonian age.

**The Hakobuchi Group** is comformably overlies the Upper Yezo Group. This is characterized by coarse sediments consisting mainly of sandstones, and has been subdivided based on lithofacies. Lower portion consists of greenish gray coarse sandstone intercalating with conglomerate, acidic tuff and coal seam. Middle portion consists of dark gray siltstone. *Inoceramus sikotanensis*, *Neophyloceras hetonaiensis* are found, Upper portion consists of conglomerate and coarse sandstone. The conglomerate is widely traceable. Geological age of this group corresponds to the Campanian to Maastrichtian age as evidenced by fossils.

### **Tertiary system**

The Tertiary strata distributed in this area are the Palaeogene and the Neogene systems. The Paleogene systems are divided into the Poronai Formation of Eocene age and the Momijiyama Formation of Oligocene age in ascending order.

### **Paleogene**

**The Poronai Formation** covers unconformably the Cretaceous system, the former contacts with the latter by faults in this area. This formation is cut by north-south fault, so is not distributed in the southern area of the Mukawa river. This formation consist almost the dark gray colored massive mudstone.

**The Momijiyama Formation** covers conformably the Poronai Formation. The Momijiyama Formation occupying the northern part of the mapped area consists of alternations of fine-medium grained tuffaceous

sandstone and siltstone. While, to the southeast, the siltstone increases gradually.

### **Neogene**

The Neogene systems are divided into the Takinoue, Kawabata, Karumai and Nina Formations in ascending order. The Takinoue Formation may be assigned to the Middle Miocene; the Kawabata Formation may belong to the Middle-Upper Miocene; the Karumai Formation may correspond to the Upper Miocene and the Nina formation to the Pliocene.

**The Takinoue Formation** is mainly distributed in the upper most stream of the Atsuma river basin. It covers unconformably the Momijiyama Formation. The base of the Takinoue Formation has conglomerate 1 to 5 meters thick. It consists of tuffaceous hard shales intercalated with layers of andesitic tuff breccia and rhyolitic fine tuff.

**The Kawabata Formation** covers conformably the underlying Takinoue Formation. It is an alternation of conglomerate, sandstone, siltstone and mudstone. This formation is divided into two members. The alternation of the siltstone and sandstone is predominant in the lower member, while, that of sandstone and conglomerate in the upper. These deposits range in thickness from 1000 to 2000 meters.

Various kinds of sole marking can be observed on the bottom surface of sandstone layers of this formation. They comprise such directional current structures as flute casts, current crescent casts and groove casts. On the basis of these sole markings, the palaeocurrent of the formation is presumed be a trend from southeast to northwest.

**The Karumai Formation** overlies conformably underlying Kawabata formation and is divided into two members on the basis of their facies. One of them comprises mainly so called "hard shale" which is developed in the lower part. While, the conglomerate increases in volume toward the upper part. Cross-bedded conglomerate predominates in the middle and upper parts.

**The Nina Formation** is distributed in the southwestern part of this mapped area. It consists of diatomaceous siltstone and gray colored mudstone.

### **Structural geology**

This investigated area is situated along the western boundary of the Kamuikotan Tectonic Belt. The bed of this area generally strikes N-S or NNW-SSE. As a whole, the Cretaceous Folded Zone and the Tertiary Folded Zone are of importance in the mapped area. The latter can be remarkably observed in the Atsuma river basin. It is characterized by the asymmetrical anticline structure. In general, the east flank of the anticline show more steep dipping than the west flank. While, the west flank displays in part overturning.

These folding axis plunge toward southeast at a low angle. The folding shape changes to the symmetrical in the Mukawa river basen.

The faults observed in this area can be classified into two systems. One is the longitudinal fault system which is a high-angle reverse or normal fault. The thrust which strikes N30° W is developed at the uppermost part of the Atsuma river basin. The other is the transverse fault system which is a left-handed wrench fault and is developed mainly in the Cretaceous Folded Zone.

On the basis of the asymmetrical folding and the reverse faults dipping toward the east, it is considered that this area was subjected to compressional stress from the east. This tectonic disturbance was caused by the upheaval movement of the Hidaka Mountain Range. It continued until the late Pliocene.

## **Mineral Resources**

### **Petroleum**

This sheet map area is situated in the eastern part of the Yufutsu oil field. Oil seepages are frequently found in the Poronai and the Kawabata formations. Exploratory wells were drilled at Hobetsu and Kinaus areas, but oil was not produced in this area.

### **Coal**

Coal seams are interstratified in the Hakobuchi group and the basal part of the Takinoue formation. A small amount of coal was produced before, but large production is not expected from these deposits.

5万分の1地質図幅説明書  
(穂 別)

昭和62年3月24日(1987)発行

北海道立地下資源調査所

〒060 札幌市北区北19条西12丁目  
TEL (011) 747-2211(代)

---

印刷所 株式会社 共同印刷  
札幌市中央区北3条東5丁目  
TEL (011) 241-9341

**EXPLANATORY**  
of the  
**GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

SCALE 1 : 50,000

---

**HOBETSU**  
(SAPPORO-44)

BY

Kohji TAKAHASHI

&

Nobuhiko WADA

---

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO  
SUMITOSHI SAKOH, DIRECTOR

Kita 19 Nishi 12 kitaku, Sapporo, 060, JAPAN

1987