

## 穂 別 町 の 地 質

高橋 功二\*・和田 信彦\*

Geology of Hobetsu-cho

Kohji TAKAHASHI\* and Nobuhiko WADA\*

## ま え が き

穂別町は、日高山脈に源を発した鶴川流域に拓けた町である。鶴川は、町東部の夕張山地から連なる急峻な山地域を南下し、大小の支流を集めて町南西部の丘陵地帯へ出る。丘陵地帯の流域には、なだらかな平坦面が形成され、農耕地となっている。このような地形は穂別町に分布する地層と構造を反映している。すなわち、町東部の山岳地帯は、夕張岳から連なる北海道中軸部の主要な構造帯＝神居古潭帯の蛇紋岩や変成岩などが発達している。一方西南部の丘陵地帯には新第三系のほとんどの地層がみられる。そして、町中央部をほぼ南北に、山岳地帯から丘陵地帯に移り変わる山地域には、長頸竜やアンモナイト化石の産出で知られる白亜紀後期の地層が発達している。また、町西北部は、石狩炭田の最南端に位置し、石炭層を伴う古第三系が知られている。こうしてみると、穂別町には、北海道中軸部南部の、日高山脈西縁の諸地層の大部分が分布していることになる。

穂別町の地質を対象とした調査・研究は、明治年代以降かなり行なわれている。これらは、蛇紋岩に関係するクロム鉄鉱や石炭・石油など燃料資源に関連するものが多い。一方、町地域には保存のよいアンモナイト化石を含む白亜系が広く分布している。これから、白亜系の層序や古生物に関する絶好のフィールドとして注目され、松本達郎の一連の研究に代表されるように、数多くの研究成果が報告されている。しかしながら、町地域を中心とした地質の全体像について、系統的に取り上げた研究はほとんど見当たらない。わずかに、根本ほか(1942)による10万分の1地質図幅に、町北半部の地域が含まれているに過ぎない。

第二次大戦後、北海道の地下資源開発を主要な命題とした5万分の1地質図幅の調査が行なわれてきた。町地域についても地質調査が完了しており、町南部地域を含む「富川」(1957)「岩知志」(1978)が印刷刊行されている。しかし、町主部を占める「紅葉山」「穂別」および町東部を含む「日高」(印刷中)の各図幅はまだ未刊の状態にある。したがって、穂別町の地質の全ぼうを知るためには、未完の上記三図幅の印刷刊行をまたなければならない。

ここで、「穂別町の地質」として取りまとめるものは、1982年7月、穂別町立博物館の開館にあたって、既存資料と筆者らの当時の未公表資料を含め、展示用として作成した地質図の説明書である。これには、筆者らが現在取りまとめ中の「日高」「穂別」「紅葉山」各図幅の未公表資料を使用した。また、付した地質図は展示用地質図原図に、さらにその後の

1985年1月22日受理

\*北海道立地下資源調査所 Geological Survey of Hokkaido, Sapporo, 060 Japan

資料により修正を加えたものである。

### 地質概説

穂別町には、北海道中軸部南部の日高山脈西側に発達する標準的な地質層序が一通りみられる。すなわち、神居古潭帯を構成する先白亜紀の地層を基盤として、白亜紀えぞ累層群、古第三系、そして新第三系と一連の地層が発達している。これらの地質構成を第1表の穂別町の地質総括表にしめした。

基盤の神居古潭帯を構成する地層は、北方の夕張岳山塊から連続するもので、町東部の急峻な山地域に発達している。弱変成を受けた粘板岩・砂岩などを主体とした地層で、5万分の1「日高」図幅（高橋・鈴木，印刷中）にしたがいハッタオマナイ層として一括する。大小さまざまな大きさの蛇紋岩体を伴うほか、緑色片岩など結晶片岩なども伴っている。

えぞ累層群は、町中央部に、ややなだらかな山地形を形成して、比較的広い分布をしめす。北海道の標準層序のうち、下部えぞ層群はみられないが、アンモナイトやイノセラムスなど海棲軟体動物化石を多産する中部えぞ層群・上部えぞ層群・函淵層群が発達している。函淵層群は、穂別町富内が標式地の一つとなっている。

古第三系は、町北西部の地域に分布し、夕張市域から連続する石狩炭田の南端部に位置する。下部の石炭層を挟在する石狩層群と、上部の海成層からなる幌内層群に分けられる。

新第三系は、下位から滝ノ上層・川端層・軽舞層・萌別層に分けられる。前期中新世後期から後期中新世～鮮新世初期をしめす海成層であるが、最下部の滝ノ上層には挾炭部を伴う地域がある。主な分布は、町南半部の丘陵～丘陵性山地を構成している。しかし、下位の滝の上層は、町北東部の神居古潭帯や白亜系分布地域にも分布し、なだらかな地形を形成する。

町を縦断する鷓川や支流の穂別川流域には、数段の河岸段丘が発達し段丘礫層がみられる。これらは第四紀更新世に形成されたものである。また町内の主要河川には、現河床堆積物が発達している。

以上のべた穂別町を構成する地層を巨視的にみると、第四系をのぞき、ほぼ南北ないし北西～南東方向の伸びをしめしている。また東側ほど、より古期の地層が、そして西南側ほど、より新期の地層が帯状に配列している。しかし、地質構造はかなり複雑で、褶曲やそれに伴う多くの断層が発達している。褶曲は西へ転倒したものが多くみられ、断層は東へ傾斜する衝上断層が多い。そして町北西部のサヌシュベ川流域では、古第三系の上に白亜系がの根無し地塊がみられ、サヌシュベデッケまたはクリッペと呼ばれている。

### 地質各説

#### I 神居古潭帯を構成する諸岩類

##### 1. 先白亜系—ハッタオマナイ層—

町東部、穂別川、鷓川の稜線付近から東方の鷓川をはさむ山地域に分布している。

この地層は、5万分の1地質図幅「日高」(高橋・鈴木，印刷中)により命名された。5万分の1地質図幅「岩知志」(高橋・鈴木，1978)では、一般に神居古潭帯を構成する空知層群と岩相的に異なり、また関係が不明なため未分離日高累層群Aとした地層である。一般に弱変成作用を受け、しかも著しく擾乱されているため、内部の層序区分、層厚の算定は困難である。日高図幅では、構成岩相の特徴に基きA・B・Cの3つの岩相に分けているが、町地域にはCの岩相が分布していない。

A相：おもに千枚岩質粘板岩を主体とし黒色片岩様の岩相もみとめられる。また薄い変砂岩

をはさんでいる。福山北方の露出では、断片的ながら赤色チャート・塩基性凝灰岩がみとめられるが、いちおう、この岩相に含めた。シュブキウシナイ沢最上流部には石灰岩の岩体がみとめられる。Aの岩相には、層理面に対し平行と考えられる片理がけん著に発達しており、片理に平行に緑泥石やフェンジャイトが形成されている。

B相：変砂岩を主体とし、薄い千枚岩質粘板岩をはさんでいる。変砂岩は、暗灰色の細一中粒砂岩からなり、中に細脈状の黒色の縞が発達しミロナイト様にみえる。鏡下では、原岩の砂粒として石英・斜長石・カリ長石・チャートが、再結晶鉱物として緑れん石・方解石・石英・緑泥石・フェンジャイトなどが形成されている。

ハッタオマナイ層には、地質時代決定の決め手になるものは何も見出されていない。

## 2. 進入岩類

進入岩類として、蛇紋岩および輝緑岩がある。いずれもハッタオマナイ層分布地域にみられる。

a) **蛇紋岩**：蛇紋岩は、大小の岩体として分布する。大きな岩体は、福山南方の鷓川流域、および坊主山を中心とする地域にみられる。坊主山北方の稜線部にも、狭長ながら連続した分布がみられる。また小岩体は断層に沿って所々にみとめられる。

蛇紋岩の分布方向は、南北ないし北東―南西方向のものが多く、しかもその周縁は全て断層になっている。産状からみて、蛇紋岩はマグマとして現位置に進入したのではなく、構造運動に伴って押し上げられたものである。つまり構造進入とでもいえるものであろう。したがって、小岩体の多くは、粘土化あるいは葉片状化している。また大きな岩体では、中心部には塊状の蛇紋岩が発達しているが、周辺は葉片状蛇紋岩に変わっている。

塊状蛇紋岩は、暗緑色を呈する堅硬な岩石で、比較的規則正しい節理系が発達する。福山南方の岩体には、このような塊状蛇紋岩の大きな露出があり、そこでは流理構造も観察できる。鏡下で観察すると、かんらん石や斜方輝石がかなり残されているほか、クロム鉄鉱も認められる。斜方輝石は、一部透角閃石に置き換えられている。これらをネットワーク状に、あるいは完全に蛇紋石が置換している。したがって、塊状蛇紋岩の原岩はハルツバージャイトである。

その他の蛇紋岩では、完全に蛇紋岩化しているために、原岩の鉱物は残されていない。典型的なメッシュ構造がみられ、間に絹布石やクロム鉄鉱が認められる。

前のべた塊状蛇紋岩の多くは、葉片状蛇紋岩へ変わっている。葉片状蛇紋岩は、鏡肌の樹脂状光沢を持つ蛇紋岩のレンズ状片の集合体からなりたっている。暗緑色から淡緑色までのさまざまな色調をしめしている。鏡下では、塊状蛇紋岩にみられたメッシュ構造は全く失われ、ほぼ定方向に配列する温石綿によって占められている。その間にチリ状の不透明鉱物（チタン鉄鉱・磁鉄鉱）が散点している。

塊状蛇紋岩から葉片状蛇紋岩への変化は、一種の動力変成作用といえる。それは構造進入と関係がありそうである。

b) **輝緑岩**：ハッタオマナイ層分布のところどころに、巾数mから数10mほどの岩体として進入している。かなり粗粒のものから細粒の岩相まで、さまざまなものが認められる。色々な程度に変質あるいは変成を受けている。

鏡下の観察では、一般に、柱状・板状および長柱状の斜長石と単斜輝石が不規則に組み合っているサブオフテック組織が残されている。斜長石は絹雲母や緑泥石に置換され、全体によごれている。また輝石も緑泥石に置換されている。ぶどう石や曹長石脈がみとめられる場合もある。

### 3. 変成岩—結晶片岩類—

ハッタオマナイ層は、前にものべたように、動力的な変成作用をこうむっている。ここで結晶片岩類としたものは、変成分化作用によって形成された細かな縞状構造が発達している岩石である。これらは、黒色片岩、緑色片岩、石英片岩、青色片岩などに分類される。

これら結晶片岩類は、多くはお互いが互層状となって産出する。比較的分布が広いものは、福山北方の小沢上流に見出される。他はいづれも小規模で、地質図にはかなり誇張して表現している。すべて蛇紋岩体の間や縁辺部にある。これらの結晶片岩類は、おそらく蛇紋岩の構造進入と密接な関係のもとに形成され、後の断層運動に伴って持ち上げられたものと考えられる。

比較的分布の大きい福山地方の結晶片岩類は、NEE-SWWの走向を持ち、35~80°北へ傾斜している。黒色片岩と緑色片岩は互層状になり、葉片状蛇紋岩をはさんでいる。また緑色片岩の一部が青色片岩になっている。明瞭な縞状構造がみとめられ、いちじるしい微褶曲構造が発達している。この石は、「福山石」と称され、石材として利用されている。

## II 白亜系—えぞ累層群

えぞ累層群は、穂別川本支流から富内付近の鶴川流域にかけて広い分布をしめす。ここには中部えぞ層群の上半部、上部えぞ層群、函淵層群が分布する。

### 1. 中部えぞ層群

分布は、穂別川最上流部と中流部に大きく分けられる。両地域とも岩相から主部層と最上部層（佐久層）とに二分される。

a) **主部層**：穂別川最上流部のこの地層は、蛇紋岩など神居古潭帯を構成する諸岩類と断層で接している。この断層は、蛇紋岩などが主部層の上のし上げる東傾斜の衝上断層である。このため、主部層の下限は不明である。また、この地域には多くの断層が発達しており、主部層はかなり複雑に乱されている。しかし、北方の夕張市地域—パンケモユーパーロ川上流地域では、地質構造が比較的明瞭になる。そこでは大きな向斜部を形成しており、この地域に分布する主部層よりかなり下部の地層もみられるようである。

穂別川中流部の長和付近では、この地層は穂別川の支流ヌタボマナイ川上流から、穂別川中流のダムサイト付近を通り、ダムサイト南方で沈下する背斜構造の軸部を構成している。したがって、この地域でも主部層の下限は不明である。

主部層の岩相は、おもに暗灰色の塊状泥岩からなりたっている。ときに砂岩や凝灰岩の薄層をはさみ層理が識別できる。また石灰質ノジュールを含んでいる。

化石は、穂別川上流地域ではほとんど採集されていない。しかし中流域では、イノセラムスやアンモナイトが比較的豊富に産出する。とくに *Inoceramus hobetsensis* が特徴的である。このほか筆者らは次の化石を得た。 *Inoceramus iburiensis*, *Mesopuzosia* sp., *Gaudryceras denseplicatum*.

以上のことから露出している範囲での主部層の地質時代はチューロニアン中部をしめす。

b) **最上部層（佐久層）**：この地層は、主部層の泥岩から漸移して、砂岩・泥岩を主体とした地層である。北海道各地に分布して佐久層または佐久相と呼ばれている。

穂別川上流では、この地層が断層に切れわすかに分布している。中流域の長和ではこの地層は、主部層を軸部とする背斜を取りまいて分布している。また、これとは別に背斜西翼の稲里付近には、東側を断層で切られて狭長な分布がみられる。これはさらに南方にシュッタの沢上流部まで追跡できる。

岩相は、砂岩を主体とした砂岩泥岩互層からなる。砂岩は級化構造をしめし、フルートキャストやグループキャストなどの底痕もみられる。

この地層には灰白色ち密な凝灰岩をはさむことがあり、ダムサイト付近では5～6mの厚さを持つ。また、穂別川上流では、拳程度の円礫を伴う礫岩がみられる。礫種は酸性火山岩が多い。

化石はまだ採集していないが、地質時代は上位に来る上部えぞ層群の化石内容から、中上部チューロニアンをしめすものとする。厚さは、最厚部で200mが算定される。

## 2. 上部えぞ層群

下位の中部えぞ層群を軸部とする背斜部の両翼に分布する。東翼のものは、長和周辺に1つの向斜部を形成し、東側は新第三系におおわれる。西翼のものは、サヌシュベ川最上流部から稲里・富内付近をへて南方の平取町地域に連なり、比較的広い分布をしめす。そして、同じ走向方向の断層で切られはするが、背斜・向斜をくり返しつつ、全体的には西方へ傾斜している。サヌシュベ川流域では、上位の函淵層群とともに古第三系の上に乗る根無し地塊＝サヌシュベデッケを形成している。

岩相は、おもに暗灰色の塊状シルト岩・泥岩からなり、凝灰岩や石灰質ノジュールをはさんでいる。相対的ではあるが、この層群の下部は泥岩（粘土岩）が優勢であり、上部はシルト岩を主体とした地層である。しかし、層相だけから地層を細分することはむずかしい。凝灰岩は、この層群の比較的上部に薄層として挟在する。富内市街南方、富内橋南端のこの層群の最上部に近い所に、約30mの灰白色～白色の厚い凝灰岩層がみられ、田中(1960)により富内橋凝灰岩と呼ばれている。下半部は凝灰質砂岩ないし粗粒凝灰岩、上部は凝灰質泥岩ないし細粒凝灰岩で、いずれも石英安山岩質である。この凝灰岩は、富内地域から南方の平取町地域へ、鍵層としてよく追跡される(岩知志図幅)。しかし、町北部の長和や稲里付近の上部えぞ層群中には追跡できない。

上部えぞ層群には、アンモナイト・イノセラムスなど化石を多産する。近年、長頸竜化石の産出も報告されている。この層群最下部から、富内地域では *Inoceramus hobetsensis* の密集帯が知られ(田中, 1960) チューロニアン(ギリヤーク世) 中部を、北部のヌタポマナイ川入口付近では *Inoceramus teshioensis* が産出し(松本・岡田, 1973) チューロニアン上部をしめしている。このことは、町地域の上部えぞ層群はチューロニアン中上部から始まることを意味し、この層群の最下部が中部えぞ層群最上部層と同時異相の関係にあることをしめしている。上部えぞ層群の下半部には *Inoceramus uwajimensis* の密集帯があり、その上位に *Inoceramus mihoensis* を産出するが、アンモナイトの産出は少ない。イ



第1図 中部えぞ層群佐久層の砂岩泥岩互層(長和)

第2表 函渕層群対比表

夕張市大夕張 松本 1954	夕張市登川 下河原 1963	穂別町西北部 小山内ほか1967	穂別町富内 松本 1942-1943, 1954 田中 1960
サヌシュベ砂岩層	サヌシュベ層	砂岩層	
上部砂質頁岩層	松竹沢層	上部シルト岩層	上部シルト岩層
深牛砂岩層	深牛層	砂岩深岩層	深牛層
深牛礫岩層			
下部砂質頁岩層	白樺沢層	下部シルト岩層	下部シルト岩層
滝の沢層	滝の沢層	砂岩シルト岩層	富内層
奈路砂岩層	豊進層 (凝灰岩)	砂岩・凝灰岩層 (凝灰岩)	
凝灰岩層			
基底砂礫岩層			? (富内橋凝灰岩)

ノセラムスはコニアシアン（浦河世古期）をしめしている。上半部には *Inoceramus naumanii* を特徴的に産出し、*Tetragonites grabrus*, *Gaudryceras tenuiliratum*, *Damesites damesi*, *Eupachydiscus haradai* などのアンモナイトも多産し、サントニアン（浦河世新期）をしめしている。富内周辺の上部えぞ層群最上部には *Inoceramus orientalis* の産出が知られ（田中，1960）カンパニアン（ヘトナイ世古期）の最下部をしめしている。

鈴木（1984）による上部えぞ層群からの長頸竜や陸ガメなどの産出層準については、アンモナイトやイノセラムスなどとの対応が充分行なわれていない。このうちサヌシュベ川上流より産出した長頸竜 *Elasmosauridae* 科化石の産出層準は、共産したアンモナイトからサントニアンをしめすと考えられている（高橋，1982）。

### 3. 函渕層群

地層名は、夕張市大夕張のシュパロ湖ダムサイト付近の函渕峡谷に由来する。

函渕層群は、下位の上部えぞ層群とは整合に同層分布の西側に沿ってみられる。町地域では、サヌシュベ川流域からペンケオビラルカ沢東側の山稜を構成し、同沢入口で穂別川を横断、富内市街西方へ連なる。サヌシュベデッケやペンケオビラルカ下流域では地質構造がかなり複雑で、多くの走向方向の断層で切られ、上部えぞ層群や上位の古第三紀層とともにサンドイッチ状の分布をしめしている。この地層は、一般に砂岩が卓越した地層で、主な分布地域は山稜を作り、地形によくあらわれている。

この地層は、地質図では函渕層群として一括したが、第2表にしめたように、岩相から多くの地層に分けられている。地域により、層厚や岩相の変化が著しく、表のように地層名や層序区分も異なっている。ここでは、町北西部のサヌシュベ川からペンケオビラル

カ沢にかけて調査した小山内ほか（1967）の層序を用い、富内地域の MATSUMOTO（1942～1943, 1954）田中（1960）と対応させながら説明する。

a) **砂岩・凝灰岩層**：砂岩を主体とし、凝灰岩を介在する。また、礫岩・泥岩・石炭層もはさんでいる。砂岩は灰緑色の粗粒～細粒砂岩で、しばしば指頭大以下の円礫が点在している。最上部には暗緑色の海緑石粗粒砂岩がみられる。凝灰岩は灰白色を呈し、細粒ち密なものから粗粒なものまであり、石英安山岩質である。普通5～6mの厚さをしめす。この凝灰岩は、前にのべた富内付近の上部えぞ層群最上部の凝灰岩（富内橋凝灰岩）に対比される可能性がある。この場合、この地層と上部えぞ層群は同時異相の関係になる。石炭層は、この地層の比較的上部に介在している。80～150cmの厚さを持つが、かなり層厚の変化がはげしい。また、炭質頁岩や凝灰岩のはさみも多い。層厚は330mである。

b) **砂岩・シルト岩互層**：この地層の下部はシルト岩・砂質泥岩を主体とし、まれに凝灰質砂岩を挟在する。上部は凝灰質砂岩とシルト岩の互層で、礫岩・凝灰岩などをはさむ。砂岩中には炭質物片や炭質頁岩および粗悪炭などの薄層をはさんでいる。層厚は200～350mである。

以上a)b)両層に相当する部分が、富内付近では富内層と呼ばれている。しかし富内層には、a)層の厚い凝灰岩の部分がみとめられない。前述したように、この凝灰岩の部分は上部えぞ層群最上部の富内橋凝灰岩に相当する可能性が強い。

c) **下部シルト岩層**：b)の砂岩・シルト岩相の上位は、シルト岩を主とした地層になり、粗粒の暗灰色砂岩をはさんでいる。海棲の動物化石を含むのが特徴的である。サヌシユベ川では約150mの層厚を有する。

この地層は富内付近でも同様に下部シルト岩層と呼ばれている。層相はほとんど変わらないが、層厚が厚くなり約300mと算定される。後述するがアンモナイト類を多く産出している。

d) **砂岩・礫岩層**：礫岩から始まり、粗粒砂岩を主体としている。砂岩層には、炭質頁岩・石炭・シルト岩などの介在もみられる。下部と礫岩は、標式地（夕張市大夕張）で深牛礫岩と呼ばれたものに相当し、かなり広域的に追跡される（第2図）。2～10mの厚さを持つ。礫岩は拳大以下の円礫を主体としており、凝灰質粗粒砂岩でかためられている。礫種は、硬砂岩・粘板岩など古期の堆積岩類が多いが、流紋岩から安山岩にいたる火山岩礫が特徴的にみられる。d)層全体の厚さは約250mである。

富内付近のこの層相に対しては、深牛層が用いられている。ここでは160mの厚さが算定されている。

e) **上部シルト岩層**：暗灰色シルト岩を主体とする地層であるが、細粒砂岩をはさむこともある。シルト岩中には炭質物を含む。厚さは約40～50mである。

富内付近でも同じ地層名が用いられているが、その主体が上位層により削はくされているため、下部の一部が分布しているに過ぎない。

f) **砂岩層**：函淵層群の最上部層である。緑色の



第2図 函淵層群中の礫岩  
(シサヌシユベ沢)

粗粒砂岩を主体とした地層で、しばしば2～5mの礫岩層をはさむ。また50cm～4mの粗しょうな凝灰岩もともなわれる。a) 砂岩・凝灰岩層に似るが、凝灰岩の介在はひんぱんでなく、炭質頁岩や石炭層も介在していない。富内周辺では、この地層の分布はみられない。なお、模式地を含む北方の夕張市地域では、サヌシュベ層と呼ばれている。

函淵層群の地質時代決定に重要なアンモナイトやイノセラムス化石は、富内付近の函淵層群のみから産出が知られている。すなわち、富内層からは *Inoceramus orientalis*, *I. schmidti* が産出しており、カンパニアン（ヘトナイ世古期）をしめている。下部シルト岩層からは *Neophylloceras hetonaiense*, *Pachydiscus* (*Neodesmoceras*) *japonicus*, *Inoceramus shikotanensis* などが知られ、マーストリヒアン（ヘトナイ世新期）をしめている。このほかの化石として、函淵層群には、浅海性の二枚貝・巻貝などを多産する。石炭を介在するところでは植物化石の産出も知られている。また、最近になってモササウルスやウミガメなどの産出も報告されている(鈴木, 1984)。

### Ⅲ 古 第 三 系

古第三系は、下位の石狩層群と上位の幌内層群に大きく二分され、町北西部のサヌシュベ川から穂別市街付近にかけて分布している。また、富内市街北方にも、幌内層群の狭長な分布がみられる。

#### 1. 石狩層群

豊進北方の旧稲里炭鉱を中心とした地域と、ペンケオピラルカ川上流の旧穂別炭鉱を中心とした地域にわずかにみられる。分布する地層は、石狩層群下部の下位から登川層、幌加別層・夕張層の三層である。稲里炭鉱付近では、函淵層群を不整合におおって、登川層・幌加別層が、また穂別炭鉱付近では、東翼が断層により切られているが、南北に延びる背斜軸部を構成して、幌加別層と夕張層が識別される。地質図では分布が狭長のため、石狩層群として一括した。

a) **登川層**：石狩層群最下部の地層である。灰白色～青灰色の中粒～粗粒の砂岩を主体とし、暗灰色の泥岩を伴っている。また砂岩中には、しばしば細礫岩の薄層を伴っている。厚さ1m程度で2～3枚の炭層を介在し、炭層の上下盤には耐火粘土\*を伴うのが特徴的である。炭層は本層および上層の2層が稼行の対象とされた。厚さは20～50mである。

b) **幌加別層**：単調な暗灰色泥岩のみで構成されている。露出するかぎり最厚120mが算定される。

c) **夕張層**：石狩炭田、とくに夕張地区における主要な挟炭層である。サヌシュベ川支流の鶴の沢からペンケオピラルカ沢上流まで、背斜構造を形成して分布する。露出部では、ほぼ90°に近い傾斜をしめす。おもに灰色～灰白色の粗粒から細粒までの砂岩および暗灰色の泥岩からなり、凝灰岩や礫岩も介在している。炭層は、第3図柱状図にしめしたが、4枚の稼行可能な炭層がある。この地域の夕張層の層厚は80～100mである。

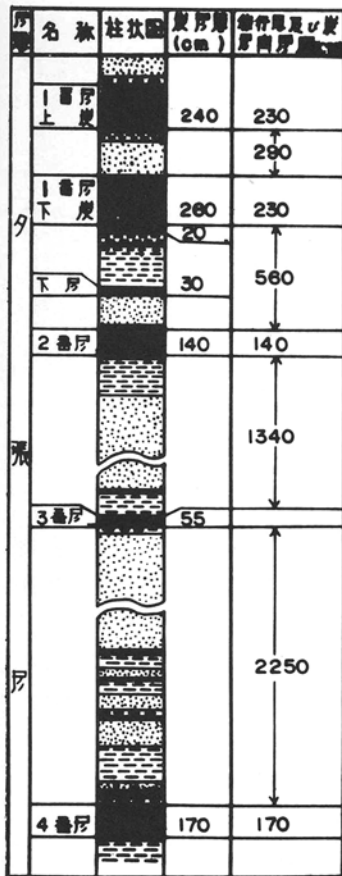
#### 2. 幌内層群

穂別町地域に分布する古第三系の大部分は、幌内層群で占められる。ここで幌内層群としたものは、主部の幌内層と最上部の紅葉山層を含めて取り扱うことにする。

a) **幌内層**：幌内層は、石狩層群を不整合におおって、石狩炭田地域に1000mの層厚で

\* 厚さ2～4mでSK32～34といわれる(下河原, 1963)。





第3図 夕張層炭層柱状図  
(穂別炭鉱資料による)



第4図 幌内層群の基底礫岩  
(稲里)

第3表 幌内層群分帯表

手島(1955)の分帯		小山内ほか(1967)の分帯	
幌内層群	I	200 H 500	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		

広く分布する。町北西部のこの地層は、分布の南端部に相当する。

層相は、暗灰色を呈し無層理・塊状の単調な泥岩からなる。基底部は海緑石を含み暗緑色を呈する細粒から粗粒の砂岩であるが、ときに基底礫岩をとまなうことがある(第4図)。基底礫岩には酸性火山類がみられる。この地層の中上部には、部分的に砂質および凝灰質の部分がみられる。このほか、凝灰質ノジュールや貝殻石灰岩をとまなう層準もみられる。

幌内層は以上のような層相から、地質構造の解明がかなり困難であった。しかし、手島(1955, 1958)は、大型化石を量的に取扱うことにより、幌内層の分帯を行なった。これによると、夕張地域の幌内層はA帯～I帯までの9帯に分帯することが可能であり、それぞれに特徴的な動物化石組合わせのあることをあきらかにしている。小山内ほか(1967)は町北西部地域において、手島の手法を用いPh 1～Ph 5 層準に分帯した。第3表には手島の分帯と小山内の分帯の対比をしめしておく。

b) 紅葉山層：標式地である夕張市紅葉山付近から南下し、町地域では厚真町との町界の稜線部を構成し、パンケオビラルカ沢流域から穂別市街付近に

連なる。

この地層は、北炭の資料（例えば下河原，1963）や小山内ほか（1967）では、幌内層を不整合におおい中新世の地層として取り扱われている。ここでは、本層が幌内層から引き続く一連の海退期をしめすとする解釈から、幌内層群の最上部層として取り扱う。

この地層は、幌内層の泥岩から移化している。下部はやや緑色を帯びた堅硬な砂岩であるが、上部へ漸次、砂質泥岩や頁岩をはさむようになる。そして、この地層の上部は暗灰色を呈する塊状の泥岩からなりたっている。そこには、凝灰岩や泥灰質団球をともなっている。また、軽微な乱堆積層や層間異常もみられる。

層厚は穂別市街北方で420 mと算定される。

c) 富内地方の幌内層群：シュッタの沢上流部から、富内市街東方の鶴川流域にかけて、白亜系の東側に沿い、幌内層と類似した塊状泥岩の狭長な分布がみられる。地質図には、一応幌内層としてしめた。

#### IV 新第三系

新第三系は、パンケオピラルカ沢中上流から穂別市街より下流の鶴川本流域に広い分布がみられる。ここには、滝ノ上層を最下部層とし、上位へ川端層・軽舞層・萌別層が累重している。また、穂別川上流の新登川付近から富内市街東方にかけて、えぞ累層群と神居古潭帯の諸岩類にはさまれた形で狭長な分布をしめす。この新第三系は滝ノ上層に対比される地層であるが、富内市街東方では分布もかなり広くなり川端層も知られる。このほか町東部の神居古潭帯を流下する鶴川流域の福山付近にも滝ノ上層相当層が分布する。

##### 1. 滝ノ上層

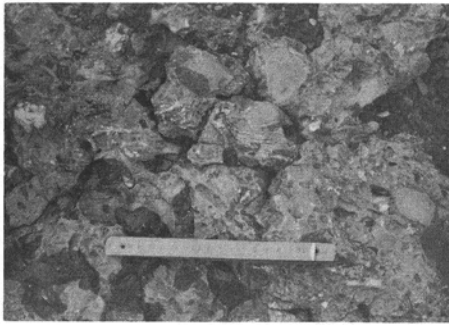
a) 穂別町西南部の滝ノ上層：穂別市街周辺パンケオピラルカ沢上流からルベシベ川上流にかけて分布するものと、町南部の栄付近に背斜軸部を構成しているものとがある。

穂別市街付近のこの地層は、標式地となる夕張市滝ノ上から連続するもので、下位の紅葉山層を不整合におおっている。基底部に数mの礫岩が発達し基底礫岩となっている。主部は塊状の灰色泥岩を主体とする岩相であるが、中下部には灰緑色—暗灰色砂岩をともなっている。基底礫岩には流紋岩の垂円礫に富むことが特徴的である。泥岩を主体とする層相には数枚の酸性凝灰岩を挟在するほか、径数10m以上にも達する蛇紋岩の巨礫が伴われる場合がある。またパンケオピラルカ沢上流では2～3枚の石炭層をはさむ。この石炭層はかなり膨縮がはげしい。化石は基底に近い砂岩部に多産する。おもなものを次にしめす。

*Acila gottschei*, *Glycymeris chitaniana*, *Ostrea gravitesta*, *Venericardia abeshinaiensis*, *Venericardia tokunagai*, *Cardium narusawaensis*, *Cardium shinjiensis*, *Serripes fujiensis*, *Siratoria siratoriensis*, *Mactra kurikoma*, *Macoma praetexta oinomikadoi*, *Macoma optiva*, *Macoma sejugata*, *Macoma tokyoensis*, *Solen krusensterni*, *Buccinum leucostoma* var. *chibana*.

栄付近のこの地層は、南方の平取付近から連続する平取背斜の軸部を構成し、西南翼は逆断層で上位の軽舞層に衝上している。ここでは主部である灰色泥岩からなり、下限は不明である。

b) 新登川付近の滝ノ上層相当層：新登川付近で南に開く盆状構造を形成して分布する。東翼は中部えぞ層群主部層を西翼は上部えぞ層群を不整合または断層関係で接する。この地層は、旧新登川炭鉱の稼行炭層を伴うもので、松井（1951）により下位から新登川層・



第5図 滝ノ上層の基底礫岩、蛇紋岩礫を多量に含む (新登川)



第6図 滝ノ上層の砂岩層にみられるリップルマーク (新登川)

妹沢含炭層・上穂別貝殻化石層・オロロップ層に細分されている。ここでは、滝ノ上層として一括し地質図にしめた。

最下部の新登川層とされた地層は、暗灰色塊状の泥岩を主体とし、上部に不規則な海緑石砂岩を伴っている。向斜東翼部では基底礫岩を伴ない中部えぞ層群主部層を不整合におおう。基底礫岩は拳大以下の礫からなり、蛇紋岩や輝緑岩などの礫が多い(第5図)。この地層は、幌内層群とひじょうに類似しており、10万分の1地質図幅では幌内層とされている。

妹沢含炭層は、新登川層から漸移して、細粒砂岩・シルト岩・泥岩からなり、ときにレンズ状含礫砂岩をともなう。数枚の石炭層をはさみ新登川炭鉱とし稼行された。

上穂別貝殻化石層は、妹沢含炭層上部の貝殻化石の密集帯である。はき寄せ状の貝殻化石を大量に含む海緑石砂岩で、厚いところでは100mの層厚を持つ。層理が発達し、上面には見事なリップルマークがみられる(第6図)。化石は量の割合には種類数が少ない。そのおもなものを次しめす。

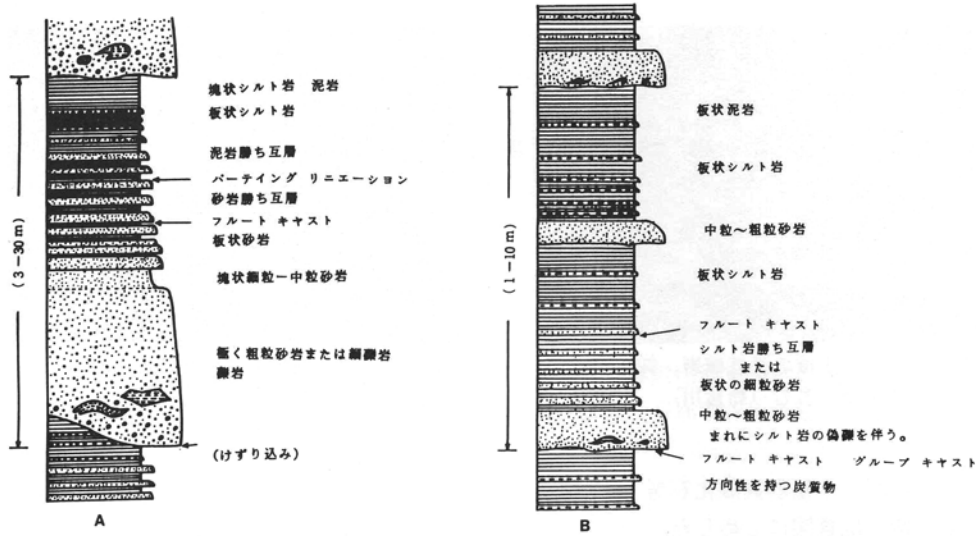
*Taras ferruginata*, *Cardium shinjiensis*, *Macrocallista breviphonata*, *Macrocallista* sp., *Meretrix* sp.

最上部のオロロップ層は、暗灰色泥岩を主体としたもので、ときに海緑石砂岩・細礫岩をレンズ状にはさむ。

以上のべた新登川周辺の滝ノ上相当層は、向斜部を構成するため上限は不明であるが、向斜軸部で層厚は300mをこえ、翼部で薄化する傾向がある。

c) 富内東方の滝ノ上層：新登川周辺の滝ノ上層相当層は、両側の上部えぞ層群を不整合におおい、東側は神居古潭帯の諸岩類と断層で接しながら、南方の富内東方に連なる。ここでは、かなり広い分布がみられ、断層で切られてはいるが背斜・向斜をくり返し平取町振内付近にまで広がる。層相は蛇紋岩礫に富む基底礫岩が発達し、下部は貝化石を多産する海緑石砂岩、上部は泥岩を主体とした岩相になる。なお、オノデラの沢ではデスモスチルスの化石が見出されている。(木村・赤松, 1984)

d) 町東部の鶴川流域の滝ノ上層：福山周辺に、神居古潭帯を構成するハッタオマナイ層や蛇紋岩に囲まれ、断層または不整合関係で、滝ノ上層相当層が分布している。基底礫岩に始まり、上部に泥岩も発達するが、全体的にみると粗粒砂岩など粗粒岩相の発達が著しい。基底は大小の蛇紋岩礫によって特徴づけられている。ここでは挟炭部の発達はみられない。厚さ約600mが算定できる。



第7図 川端層の堆積相概念図(和田1977より)

滝ノ上層は産出する化石群集から前期中新世後期から中期中新世初期をしめしている。

## 2. 川端層\*

穂別市街南方，チチャノブ沢・キウス川流域からルベシベ川中流部にかけて，大きな分布がみられる。また，栄付近の滝ノ上層を軸部とする平取背斜東翼にも分布している。このほか，富内東方にも，下位の滝ノ上層にいだかれた形で向斜部を形成している。

川端層は，分布地域全域を通じ，タービダイトと呼ばれる混濁流堆積物からなる。下位の滝ノ上層とは整合漸移している。礫岩，砂岩・泥岩の周期的な互層で，級化層理がよく発達している。すなわち，礫岩から始まり粗粒～細粒砂岩を経て砂岩・泥岩に終る周期層を形成する。この周期層の厚さは数mから数10mに達し，基底部の礫岩も数mから10mをこえている(第7図A)。このほか級化した細粒砂岩・シルト岩の細互層を主体としたもので，数mの間かくで約20～80cm位の砂岩をはさむ周期層もみられる(第7図B)。以上の周期層を作る基底部の砂岩や礫岩の下底には，普通，フルーツキャストやグループキャストなどの底痕\*\*がみられる。

周期層基底部の厚い塊状の礫岩には，下位にある泥岩をけずり込み，大小の泥岩ブロックとして存在することが多い。また，礫岩のこう結物が泥岩の場合もある。礫は亜円礫から亜角礫で，礫種は古期の堆積岩類とともに花こう岩や輝緑岩質岩類なども含まれている。層厚はルベシベ川で1600mが算定される。

川端層は以上のような層相から，化石はほとんど見出されていない。地質時代はほぼ中新世中期をしめすと考えられている。

## 3. 軽舞層\*\*\*

この地層は，豊田付近で南に沈む川端層の背斜部や栄付近の背斜部(平取背斜)を取り

\* 隣接する原真町地域では振内層，平取町地域ではアベツ層とよばれている。

\*\* 底痕の中でも，たとえばフルーツキャストなど方向性を持つものは堆積時の堆積物の供給方向をしめしている。町西南に隣接する厚真町地域での解折結果によると南→北への供給方向をしめしている(和田，1977)。

\*\*\* 平取町地域(富川図幅)で二風谷層と呼ばれているが，厚真町地域(早来図幅，松野・石田・1960；和田，1977)にしたがった。

巻くように、ルベシベ川流域部では南に開く盆状構造を形成して分布している。下位の川端層とは整合である。

岩相は、灰色・板状の堅硬な泥岩“硬質頁岩”と礫岩を主体とした岩相からなりたつ。両者の関係は側方変化で、“硬質頁岩”が砂岩と互層するようになり、急激にぼう大な礫岩に移化している。ルベシベ川や豊田付近の背斜を取り巻く地域では、川端層から漸移する“硬質頁岩”の上位が厚い礫岩に移化している。この礫岩は栄地域の平取背斜との間を埋めるようにして南方の平取町地域に広がっている。平取背斜の西南翼は、衝上断層の下盤として、川端層を欠き滝ノ上層と直接して“硬質頁岩”が分布している。

礫岩は、拳大ほどの礫を主体とし、細礫から大礫、ときに巨礫も含むことがある。亜円礫・亜角礫を主体とするが、かなりの円礫からなりたつところもみられる。礫種は、川端層の礫に類似するが、現在の日高山脈にみられる片麻岩を含むことが特徴的である。

軽舞層全体の厚さは1000mをこえる。

この地層は、石狩炭田西部の“硬質頁岩”で代表される岩見沢層に対比されるもので、中新世後期をしめす。

#### 4. 崩別層\*

似湾沢川西南方、鷓川町と境する稜線から南方へ広がり、分布の主体は鷓川町域にある。珪藻質シルト岩および細粒砂岩を主体とし、細礫岩相を伴う。稜線部は細礫岩で構成される。

この地層は、石狩炭田西部の追分層に対比される地層で、中新世末期から鮮新世初期をしめすと考えられている。

## V 第四系

段丘面を構成する段丘堆積物と、現河床の堆積物である現世堆積物に区分できる。

### 1. 段丘堆積物

鷓川および穂別川の流域に、地質図で段丘堆積物として一括したが、高低数段の河岸段丘が発達し、平坦面を構成している。堆積物は砂礫層を主体とし、普通5～6mの厚さを持っている。

### 2. 現河床堆積物

各河川の流域に発達する砂礫および粘土で、鷓川中下流や穂別川下流域では比較的広い分布をしめしている。

### 取りまとめ — 穂別町の地史について —

以上のべた穂別町の地質について、地史的立場から要約すると、つぎのように整理される。

1) 町北東部の神居古潭帯を構成するハッタオマナイ層について、地質時代をはじめ不明なことが多い。各地の神居古潭帯を構成するジュラ～白亜紀初期をしめす空知層群との関係など、今後の研究に残される。

2) 神居古潭帯の変成時期、蛇紋岩の構造的進入時期についても、まだ問題が残されている。しかし、穂別町周辺地域の資料から神居古潭帯は、えぞ累層群堆積初期に構造的隆起帯として存在したことが推定されている。

\* 平取町地域（富川図幅）では荷葉層の地層名で呼ばれているが、ここでは厚真町地域（早来図幅）の地層名を用いた。

3) 白亜紀後期のえぞ累層群の海域は、西方の現在の日本海域に存在した陸域の前縁に拡がった。神居古潭帯の東側にも、穂別町同様の地層が分布することから、同帯は海底の高まり部として存在していたにすぎない。

4) 函洩層群は白亜紀末期の海退相をしめす。町地域では、上部えぞ層群の沖合相から浅海一部陸域の層相に変化している。なお東に隣接する日高町地域では、函洩層群の沖合相が知られており、海域の東方への拡大をしめしている。

5) 中・上部えぞ層群や函洩層群に挟在する酸性凝灰岩やおもに函洩層群中の酸性火山岩礫から、後背地となる西方陸地での火山活動が推定できる。

6) 函洩層群堆積後古第三紀にかけて、神居古潭帯を核として、えぞ累層群は隆起に転じた。その西縁には石狩炭田を形成した湖沼など大規模な堆積盆を発達させた。町地域はその南部に相当する。

7) 幌内層群の堆積時期には、石狩炭田地域に海進がすすみ、海域が広くおつた。この海域は神居古潭内陸まで深く入り込んだ可能性が強い。

8) 紅葉山層にしめされる海退により、古第三紀末期から新第三紀初期にかけて、町地域は隆起し、陸域となった。これは神居古潭帯のはげしい構造的隆起によるものと考えられる。構造運動による蛇紋岩体の活発な活動が行なわれたことが、中新世下部の滝ノ上層の基底礫岩から推定される。また、神居古潭帯をおつたえぞ累層群の厚層は、この時期にすでに削剝し尽された。このことは、町地域の地質分布、とくに滝ノ上層の分布からあきらかである。

9) 滝ノ上層が中新世最初の大規模な海進をしめすことは、北海道各地の諸資料からあきらかである。この海域は、神居古潭内域まで入り込み、さらに東方まで侵入した。

10) 引き続き川端層の堆積時には、後背地の急激な上昇を反映して堆積盆が沈降し、そこに厚い混濁流堆積物を堆積した。一般にいわれるように、後背地が東方の日高山脈を中心とした隆起域なのか、その構造的背景を含めて検討する必要がある。

11) 軽舞層は、北海道各地で“硬質頁岩”で特徴づけられる。しかし、町地域を含む日高山脈西縁に沿う地域では、大量の礫岩層が発達している。これは、背後地となる日高山脈の著しい上昇、すなわち山脈化を反映している。これは萌別層の堆積時に引きつがれ、鮮新世にはピークに達する。

12) 町地域の地質構造は、東方からの横圧力による褶曲構造や、それにとまう西へ衝上する逆断層で特徴づけられる。これは“サヌシュベ・デッケ”で代表されるように、町西北部の石狩炭田南縁部でとくに著しい。この構造運動は萌別層堆積時から堆積後にかけて起った日高山脈の上昇にとまう構造運動と考えられている。これは、一度の構造運動と考えるよりも、古第三紀から中新世初期にかけての神居古潭帯の構造運動も併わせて重視しなければならない。

## あ と が き

以上のべたことは、穂別の地質についての概要である。まだ多くの問題が残されているが、一応筆者らの資料を含め、現在手もとにある資料を基に概観した。例記すればきりがながないが、まだのべきれない多くの事項がある。とくに化石や地下資源の問題について、現在のところ整理しきれしていない。いずれにせよ、この小文が、これから穂別町の地質研究の一助になれば幸いである。

取りまとめにあたり、多くの方々にお世話になった。とくに道立地下資源調査所元地

質部長鈴木守博士（現飛島建設株）、北海大物理学部渡辺順博士には、神居古潭帯について資料の提供を受けるとともに、さまざまな御教示を得た。穂別町在住の長岡晴道氏からは白亜紀化石、おもにアンモナイトについて御教示を得た。そして穂別町立博物館鈴木茂学芸員には、この「穂別町の地質」執筆の機会を与えて頂き、色々と御教示を頂いた。以上のかたがたに、心から感謝の意を表する。

## 文 献

- 木村方一・赤松守雄(1984) 北海道穂別町産デスモスチルスについて(第1報). 穂別町立博研報, 1, 11-23.
- 松井 愈(1951) 胆振の国新登川炭鉱付近の第三紀層. 新生代の研究, 8, 117-122.
- MATSUMOTO, T. (1942-1943) Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan. Part I, *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., Ser. D*, 1(3), 129-280; Parts II & III, *ibid.*, 2(1), 97-237.
- (ed.) (1954) The Cretaceous System in the Japanese Islands. xiv+324p., *Japan Soc. Prom. Sci., Res., Tokyo* (for 1953).
- 松本達郎・岡田博有(1973) エゾ地向斜の佐久層について. 九大理研報(地質), 11(2), 275-309.
- 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.
- 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」および同説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, 5, 1-31.
- 下河原寿男(1963) 夕張炭田の形成とその地質構造の発展. 北海道炭鉱技術会, 石炭地質研究第5集, 244p.
- 鈴木 茂(1984) 北海道穂別町産白亜紀爬虫類化石について(予報). 穂別町立博研報, 1, 47-52.
- 高橋功二(1982) クビナガリュウの産出層準と古環境. 日本地質学会北海道支部学術シンポジウム「北海道の脊椎動物化石——その時代と古環境——」講演要旨集, 4-5.
- ・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.
- ・——(印刷中) 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. 地質調査所月報, 11(9), 543-554.
- 手島 淳(1955) 幌内層の研究(その1). 地質雑, 61, 73-86.
- (1958) 幌内層の研究(その2). 地質雑, 64, 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. 北海道立地下資源調査所報告, 49, 71-79.