

北海道宗谷丘陵地域における上部白亜系函淵層群の堆積相と大型化石層序

安藤 昌弘* 安藤 寿男**

Depositional facies and megafossil biostratigraphy of the Upper Cretaceous Hakobuchi Group in the Soya Hill area, northern Hokkaido

Masahiro ANDO* and Hisao ANDO**

ABSTRACT. The uppermost Cretaceous Ichannai Formation of the Hakobuchi Group, the uppermost part of the Yezo Supergroup in the Soya hill area, northern Hokkaido, witnesses to the shallow-marine sandy depositional facies and megafossil biostratigraphy from the lower Campanian to lower Maastrichtian. It forms six coarsening- and shallowing-upward parasequences 100 to 200m thick composed of outer to inner shelf and lower to upper shoreface facies in upward sequence, judging from facies successions and their uppermost boundaries as marine flooding surfaces. The distribution of parasequences and the unconformity with the overlying Eocene Magaribuchi Formation show that the unconformable erosion increases northward. Megafossil biostratigraphy by rarely occurred ammonites and inoceramids, indicates the lower Campanian to lower Maastrichtian for the stratigraphic range and the presence of the thickly developed upper Campanian.

Key words: Upper Cretaceous, Campanian, Maastrichtian, megafossil biostratigraphy, sequence stratigraphy, Hakobuchi Group, Yezo Supergroup, Soya hill area.

はじめに

函淵層群は、蝦夷超層群（＝累層群：日本地質学会誌編，2001）最上部に位置する主にカンパニアン階下部・マストリヒシアン階，一部暁新統におよぶ地層である（安藤ほか，2001）。白亜紀～古第三紀前期の東アジア縁辺にあった古日本弧東縁の前弧堆積盆（蝦夷堆積盆）が埋積されていく最末期の過程を記録している。泥質沖合海成相の多い蝦夷超層群の中でも，函淵層群は浅海・河川相に富むため堆積相変化が大きく，相対的海水準変動を反映した高精度の時間的・水平的堆積相変化を追跡することができる（安藤，1993など）。

これまで第二著者の安藤は，蝦夷堆積盆西縁に卓

越する浅海相の代表である中部蝦夷層群三笠層や函淵層群を対象として，堆積相・シーケンス層序解析を通じて堆積盆解析を進めてきた。函淵層群の堆積地質学的研究は安藤（1993：芦別地域）に始まるが，公表されたものは安藤ほか（2001：中頓別地域）や口頭発表（例えば，高松・安藤，2001：天塩中川・遠別地域）を除くと，まだ一部である。

そこで本研究は，これまで調査対象としていなかった函淵層群最北の分布域である宗谷丘陵地域について，堆積地質学的特性を把握するために，岩相層序を確立した上で堆積相解析を用いて堆積環境の推定を行うことを主な目的とし，イチャンナイ川と猿骨川との間の主要河川・林道の地質調査を行った。また，調査に当たっては大型化石（アンモナイト，

* 茨城大学理学部地球生命環境科学科。

Department of Environmental Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University, Mito 310-8512, Japan.

（現：国土防災技術（株）Japan Conservation Engineers）

** 茨城大学理学部地球生命環境科学科。

Department of Environmental Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University, Mito 310-8512, Japan.

イノセラムス類)の採取に努め、化石年代の確立を目指した。その上で、宗谷丘陵地域より南方の函淵層群における岩相層序・堆積相層序・化石層序データとの比較を行い、蝦夷堆積盆最末期の堆積史解明の一端としたい。

研究史

本研究の対象とする地域は、北海道最北部の稚内市から東に約10kmの地点を基点に、東へ約10km、南へ約15km四方を範囲とする宗谷丘陵の中部である (Fig. 1)。宗谷丘陵地域の地質については、1910年代～1950年代に第三系の炭層を対象とした調査・報告がなされ、炭層分布域は天北炭田と総称されている (田上, 1940; 佐々, 1948; 北海道石炭協会編, 1950; 地質調査所編, 1960など)。1950年代後半以降になると白亜系を含めた地域地質・層序を明らかにした5万分の1地質図幅が出版された。それは、「宗谷および宗谷岬」 (小山内ほか, 1959)、「鬼志別」 (松下ほか, 1964)、「沼川」 (高橋・石山, 1968)である。しかし、本地域の函淵層群およびその相当層を含む白亜系は地形標高が低いために露出条件に恵まれず、地層分布の追跡が容易でないこともあって、これらの図幅ごとに層序区分や名称が異なっている。

「沼川」図幅 (高橋・石山, 1968)において、岩相および化石の産出状況から白亜系の時代が推論されており、上部蝦夷層群相当層の尾蘭内層はカンパニアン階上部、函淵層群相当層のイチャンナイ層はマストリヒシアン階下部に相当するとしている。また、東接する鬼志別図幅 (松下ほか, 1964)との関係は、上部蝦夷層群相当層のカリベツ層が尾蘭内層に、函淵層群相当層のエタンパック層がイチャンナイ層にそれぞれ対比されるとしている (Fig. 2)。

松本・小原 (1971)では「宗谷および宗谷岬」図幅と「沼川」図幅の範囲で、白亜系と第三系との関係の一部を明らかにしており、第三系との不整合面下の時代をカンパニアン階下部～マストリヒシアン階とみなしている。その上でこの地域では、不整合面による時間間隙は北東部ほど大きいと結論付けた。また、イチャンナイ川中流に分布するイチャンナイ層の一部は、第三系の曲淵層および鬼志別層であると指摘した。イチャンナイ川において白亜系と第三系との不整合を確認し、不整合面より上位の曲淵層と思われる地層から、第三紀を指示する二枚貝類を報告している。

根本ほか (1977)は、1957年～1965年にかけて天北炭田地域の炭層を対象として行った地質調査の報

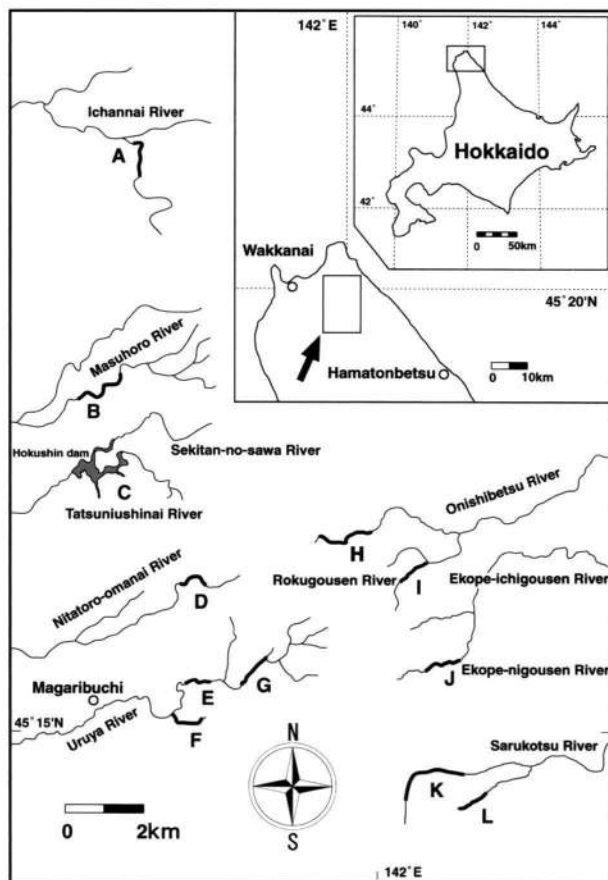


図1 宗谷丘陵地域の調査ルートとセクション。アルファベットは図5中の柱状を示す。

Fig. 1 Study sections and routes of the Soya hill area. Alphabets refer to the location of correlated columnar sections shown in Fig. 5. The inset map shows the study area in northern Hokkaido.

告をしており、この中で白亜系の層序・時代や図幅間の対比についても述べている。これによると、イチャンナイ層の下部と中部から *Inoceramus shikotaensis* が産出することから、マストリヒシアン階の下部に対比されている。

地質概説

北海道中軸部の空知-蝦夷帯には、上部ジュラ系から下部白亜系の空知層群と、下部～上部白亜系の蝦夷超層群 (Okada, 1983) が南北に広く分布する。蝦夷超層群は神居古潭帯の蛇紋岩や空知層群分布域を軸部とする大きな南北性の複背斜構造をなし、東西両翼の外側ほど上位の地層群が露出する傾向にある。本研究の対象である北海道北部の宗谷丘陵地域は、天塩山地北縁のイソサヌブリ山・知駒内岳を軸部とする複背斜の西翼側北方延長に位置する。また、西翼側の白亜系自体も、宗谷岬西部から宇流谷川南部にかけての上部蝦夷層群中に軸部をもつ複背斜構造をなしている (Fig. 3)。函淵層群はこの背

Geologic epoch / stage		This paper	Matsumoto and Ohara (1971)	Takahashi and Ishiyama (1968) Numakawa area	Matsushita et al. (1964) Onishibetsu area	Osanai et al. (1959) Soya and Soya cape area
Neogene	Miocene	Soya Formation	Soya Formation	Soya Formation	Soya Formation	Soya Formation
	Eocene	Magaribuchi Formation	Magaribuchi Formation	Magaribuchi Formation	Magaribuchi Formation	Magaribuchi Formation
Cretaceous	Maastrichtian	Hakobuchi Group	Ichannai Formation	Ichannai Formation	Etanpaku Formation	Ichannai Formation
	Campanian	Upper Yezo Gr.	Orannai Formation	Orannai Formation	Karibetsu Formation	Orannai Formation

図2 宗谷地域に関する地質研究における層序区分。

Fig. 2 Comparison of stratigraphic subdivisions proposed by several different studies on the Soya hill area.

斜（中央部ではモイマ背斜）の両翼部に分布が認められる。西翼側南部の宇流谷川流域においては、第三系に軸部を持つ向斜構造に支配され、東西二列に分布する。また、南東部のエタンバック山周辺地域では、南北性の褶曲軸をもって比較的緩やかに傾斜した盆状構造を示すとされている（松下ほか, 1964）。

宗谷丘陵地域の蝦夷超層群は上部蝦夷層群と函淵層群からなり、全体として南北性から北北西・南南東の一般走向をもつ。上部蝦夷層群最上部の尾蘭内層は、主に塊状シルト岩～砂質シルト岩によって構成される。尾蘭内層に整合関係で累重する函淵層群イチャンナイ層は、主に細粒砂岩によって構成される。その下部は塊状を示す厚層のシルト質極細粒～極細粒砂岩からなり、上部はより粗粒の細粒～中粒砂岩によって構成される。イチャンナイ層は上下位層に比べ硬質であるため、地域の大部分で浸食抵抗地形として、やや標高の高い山稜やV字谷をなすことが多い。イチャンナイ層は、基底部に細礫岩を伴う古第三系の曲淵層に不整合で覆われる。曲淵層は細粒～粗粒砂岩によって構成される。

地質踏査に際しては、函淵層群の露出が望めそう

なルートを選定した。イチャンナイ川、増幌川、タツニウシナイ川（北辰ダム上流）、ニタトロオマナイ川、宇流谷川、鬼志別川、六号線川、エコベ二号線川、猿骨川である（Fig. 1 A-L）。以下本文中で（ ）に入れたアルファベットは Figs.1, 5における調査セクションを意味する。

岩相層序

1. 上部蝦夷層群 ^{おらんない} 尾蘭内層

＜命名＞ 小山内 熙ほか（1959）

＜模式地＞ 宗谷岬西海岸尾蘭内（第2清浜）

＜層厚＞ 400m～600m

＜分布＞ 北部は宗谷丘陵に沿って南北に分布する。南西部は、ニタトロオマナイ川や宇流谷川の上流に分布が見られ、下位のメナシベツ川層に軸部をもつ背斜構造の両翼に分布している。タツニウシナイ川上流では緩やかな背斜・向斜を繰り返す構造を呈している。南東部の鬼志別川、エコペ一号線川、猿骨川上流域にも分布がある。

＜岩相＞ シルト岩～砂質シルト岩を主体とし、一般に均質な部分が多く、塊状の産状を示す層理の発

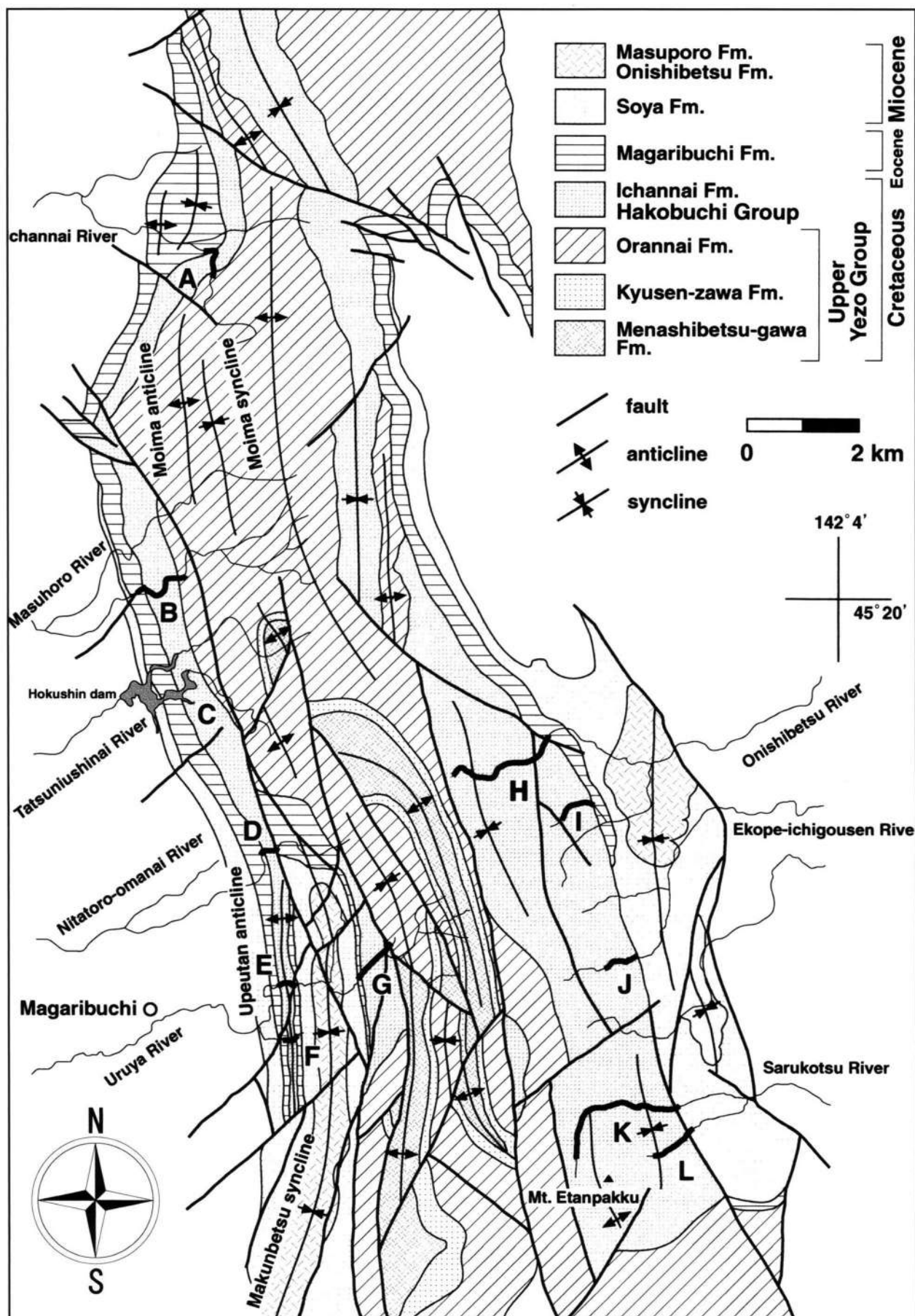


図3 北北海道宗谷丘陵地域の地質図。小山内ほか (1959), 松下ほか (1964), 高橋・石山 (1968), 松本・小原 (1971) に本研究の調査データを加味してコンパイルした。

Fig. 3 Geological map of the Soya hill area, northern Hokkaido. Compiled from Oasanai et al. (1959), Matsushita et al. (1964), Takahashi and Ishiyama. (1968), Matsumoto and Ohara (1971) and data of this study.

達が悪い地層である。灰緑色・青灰色で一般に軟質であるが、風化した場合、黄褐色を呈し玉ねぎ状にはげる性質をもつ。石灰質団球は一部に中～巨礫大のものが見られるが、化石が保存されていることは稀である。化石は上部の函淵層群との境界付近から植物の葉化石と *Acila* sp. 数個体を産出しただけである。

＜時代＞ 本地域では下限は露出しないが、これまでの研究でリストされたアンモナイト、イノセラムス類を参照すると、サントニアンからカンパニアン前期とみなされる。

2. 函淵層群 イチャンナイ層

＜命名＞ 小山内 熙ほか (1959)

＜模式地＞ イチャンナイ川上流および中流

＜層厚＞ 約600m

＜分布＞ 本層は、下位の上部蝦夷層群に北北西・南南東方向の軸を持ったモイマ背斜構造とのその南方延長の両翼に分布する。西翼部は、増幌川・タツニウシナイ川では西に傾斜する同斜構造を示しているが、宇流谷川中流では、上位の新第三系とともに向斜構造（マクンベツ向斜）を形成し東西2列に分布する。一方、東翼のものは主に鬼志別川上流・エコペー号線川上流に分布が見られ、鬼志別川では開いた向斜構造を確認できる。

＜岩相＞ 主に緑灰色～青灰色の極細粒～細粒砂岩およびシルト質細粒砂岩からなり、海緑石様の細粒～粗粒の緑色粒子を多量に含む中粒砂岩も伴う。また、層厚数cm～数10cm前後の細粒白色凝灰岩も挟み、六号線川上流 (I) では層厚約2mの細粒白色凝灰岩が認められる。極細粒砂岩は稀に平行葉理が認められるほかは、塊状で生物擾乱を強く受けている。中粒砂岩は一般に分級が悪く塊状であるが、一部に厚さ約50cmのセットが平板型斜交層理やトラフ型斜交層理を呈する。細粒砂岩中に中礫～巨礫大の石灰質団球が含まれるが、その中に化石を保存していることは稀である。

イチャンナイ川 (A) に分布する本層基底には、中規模なトラフ型斜交層理が認められ、厚さ約1.5mの分級の悪い砂岩が見られる。下部は生物擾乱を強く受けた極細粒～細粒砂岩が卓越し、タツニウシナイ川 (C)、宇流谷川 (E) においてはハンモック型斜交層理が認められる分級の良い細粒砂岩を挟む。上部は主に細粒～中粒で、中規模な平板型・トラフ型斜交層理が発達する厚さ数mの分級の悪い中粒砂岩が見られた（例えばC）。上部は下部に比べ、より浅海成の堆積構造を示す砂岩層が多く認められる。

宇流谷川 (G) における第三系との不整合面は、沼川図幅（高橋・石山, 1968）や松本・小原 (1971) で表記された位置に比べ、より西方で確認された (Plate 1-1)。そこでは青灰色のシルト岩の上に厚さ約70cmの細礫岩がのり、その上位は層厚20～80cmの礫岩と細粒～粗粒砂岩の互層になっている。

また沼川図幅（高橋・石山, 1968）によると、鬼志別川の中流域で向斜構造をなすイチャンナイ層の東翼側は、断層によって曲淵層と接しているように表記されているが、より東方の曲淵層とされた箇所では *Inoceramus shikotanensis* や *Sphenoceramus hetonaianus* を産出し、イチャンナイ層は東接する鬼志別図幅（松下ほか, 1964）まで及ぶと思われる (Fig. 3-H)。

＜化石＞ 化石は主に生物擾乱を受けた極細粒～細粒砂岩から稀に産出する、中～巨礫大の石灰質団球の中に稀に認められる。タツニウシナイ川 (C) では本層最下部近くから *Metaplacenticerus subtilistriatum* を産出し、下部からは *Desmophyllites diphylloides* が数層準で確認できた。上部からは、タツニウシナイ川 (C)、ニタトロオマナイ川 (D)、宇流谷川 (G)、鬼志別川 (H) で *Inoceramus shikotanensis*, *Sphenoceramus hetonaianus* を産出し、タツニウシナイ川 (C) からは *Inoceramus kusiroensis* を見出した。

＜時代＞ 後述するアンモナイト、イノセラムス化石層序から、前期カンパニアン後期から後期マストリヒシアン前期とみなされる。

3. 古第三系 曲淵層

＜命名＞ 佐々 保雄 (1948)

＜模式地＞ 宇流谷川中流域

＜層厚＞ 高橋 (1968) によれば80～350m

＜分布＞ 脊梁背斜西翼部の、増幌川からタツニウシナイ川・宇流谷川流域にかけて南北に帯状に分布する。

＜岩相＞ 小山内ほか (1959)、松下ほか (1964)、高橋・石山 (1968) に詳細な岩相記載がある。ニタトロオマナイ川 (D)、宇流谷川 (G) で見られる基底礫岩は厚さ約80cmで、垂円～円の細～中礫からなり、礫支持を示す。礫種はチャート、硬質砂岩類などの古期岩類を中心とする。その上位にも厚さ20～80cmの礫岩層が2～3枚認められ、間に植物片が葉理をなすシルト質砂岩や細～粗粒砂岩層 (10～30cm) を挟む。下部は塊状の中粒～粗粒砂岩で生物擾乱を受けた部分が見られる。稀に植物片を含むことがあり、青灰色を呈しイチャンナイ層の砂岩に似る。中部は生物擾乱を受けたシルト質砂岩によつ

て構成され、白亜系のそれと良く似るが、風化した際に白色化するので識別が容易になる。上部は青灰色を呈する細～中粒砂岩で、下部の砂岩よりも細粒である。

＜時代＞ 佐藤（1970）の花粉層序から漸新統とみなされ、石狩炭田地域の紅葉山層に対比されてきたが、最近、栗田・小布施（1997）は調査地域南方の豊富町で掘削された基礎試錐試料の花粉・渦鞭毛藻の化石層序を検討し、上部始新統に位置づけている。

堆積相・シーケンス層序解析

1. 堆積相分類と堆積環境

調査対象としたイチャンナイ層は、岩相・堆積構造・産出化石などの特徴により、以下に述べる9つの堆積相に識別できる（Fig. 4）。堆積相の特徴とそれらの層序関係、垂直的・水平的分布を総合して堆積環境を推定した。ここで用いる堆積環境を示す用語および定義は斎藤（1989）に従っている。また、規則性のある堆積相の累重を堆積相サクセッション（Walker and Plint, 1992）とし、上方粗粒化を示すものは上方粗粒化サクセッション、上方細粒化を

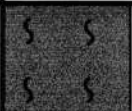
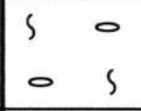
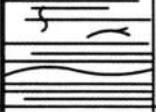
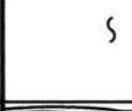
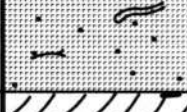
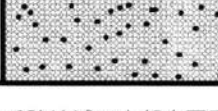
Facies	Column	Lithology	Sedimentary structures	Interpretation
1		Bioturbated siltstone to sandy siltstone	Mottled by bioturbation, partly parallel-laminated, containing calcareous nodules, plant fragments and grains	Outer shelf
2		Alternating beds of bioturbated siltstone & fine-grained sandstone	Mottled by bioturbation, partly parallel-laminated, interbedded siltstone (5-30cm) & fine-grained sandstone (20cm-1m), containing calcareous nodules, plant fragments and grains	Inner shelf
3		Bioturbated silty fine-grained sandstone	Mottled by bioturbation, partly parallel-laminated, containing calcareous nodules, plant fragments and grains	Inner shelf
4		Parallel-laminated very fine- to fine-grained sandstone	Well-sorted, parallel-laminated, partly hummocky cross-stratified (<50cm thick), containing plant fragments, partly mottled by bioturbation	Inner shelf
5		Massive very fine- to fine-grained sandstone	Well- to moderately-sorted, partly mottled by bioturbation	Inner shelf to lower shoreface
6		Hummocky cross-stratified very fine- to fine-grained sandstone	Interbedded hummocky cross-stratified sandstone (10-50cm) & bioturbated silty sandstone (10-80cm) with gravel lags (<20cm) in HCS lamina	Inner shelf
7		Amalgamated hummocky cross-stratified fine-grained sandstone	Amalgamated hummocky cross-stratified, well-sorted, pebble conglomerate (<20cm)	Lower shoreface
8		Massive fine- to coarse-grained sandstone	Partly conglomeratic, poorly-sorted, containing plant fragments and grains, slightly bioturbated	Lower to upper shoreface
9		Cross-stratified medium- to coarse-grained	Medium-scale planar to trough cross-stratified, poorly-sorted, partly pebbly, medium- to coarse-grained sandstone	Upper shoreface
10		Massive pebble to cobble conglomerate	Rounded to subrounded, matrix-supported, poorly-sorted, pebble and cobble	Shoreface (transgressive lag)

図4 宗谷丘陵地域の上部白亜系の堆積相区分

Fig. 4 Facies characteristics of the Upper Cretaceous in the Soya hill area.

示すものは上方粗粒化サクセッションとして扱う。

堆積相 1：生物擾乱シルト岩～砂質シルト岩 (Plate 1-1)

記載：本相は灰～青灰色のシルト岩～砂質シルト岩から構成される単調な堆積相で、強い生物擾乱を受け稀に葉理が認められる。極稀に極細粒砂岩の薄層を挟む。多少石灰質団球を含むが、その中に化石を保存していることはほとんどない。また、著しく破片化・微片化した植物片を含むことがある。

本相は、上部蝦夷層群尾蘭内層を特徴づける均質な堆積相である。イチャンナイ層では、宇流谷川、鬼志別川の最上部にわずかに見られ、函淵層群で最も沖合成を示す。

堆積環境：生物擾乱による均質化が進んだ砂質シルト岩を主体とし、波浪による示相構造が全く見られないこと、堆積相 2、3や5の下位に位置することから、本相は外側陸棚の堆積環境を指示すると考えられる。

堆積相 2：生物擾乱シルト岩・細粒砂岩互層 (Plate 1-2)

記載：本相は一部に葉理が認められるが、主に強い生物擾乱を受けた層厚 5 cm～30 cm のシルト岩と 20 cm～1 m の細粒砂岩との互層であり、稀に細粒砂岩層に海緑石様の粗粒粒子を含むことがある。場所によって中～巨礫大の石灰質団球を豊富に含む。その中にアンモナイトや、イノセラムスを保存していることがあり、炭質物片を伴って産出する。ニタトロオマナイ川 (D) においてはイチャンナイ層上部の中礫大石灰質団球から、破片化した *Inoceramus shikotanensis* がやや密集して産出した。

猿骨川においては、堆積相 1 から 2 に漸移しより砂質な堆積相を示す。上位に堆積相 3 や 5、6 が累重しいずれも比較的緩やかな堆積相変化を示す。

堆積環境：本相は砂岩とシルト岩の互層をなしているが、波浪による示相構造が認められないことや強い生物擾乱を受けていることから、ストーム時に細粒砂がもたらされても平穏時に底生物活動によって擾乱されるような内側陸棚の堆積環境が推定される。稀に挟在する化石密集層はストーム時の強い波浪あるいは水流によってはき寄せられたものであろう。

堆積相 3：生物擾乱シルト質極細粒砂岩 (Plate 1-3, 7, 8)

記載：稀に葉理が認められる程度に強い生物擾乱を

受けた、青灰色のシルト質極細粒砂岩であり、生物擾乱シルト岩の薄層 (層厚数 cm) を挟む事がある。イチャンナイ層で最も卓越する堆積相の一つであり、下部でより多く認められる。中～巨礫大の石灰質団球を豊富に含む層準がある。その中にアンモナイトやイノセラムスを保存していることがあり、炭質物を伴って産出する。猿骨川南 (L) においてはイチャンナイ層下部からやや密集した *Sphenoceras* sp. と *Canadoceras mysticum* が産出する。

イチャンナイ層において上方粗粒化サクセッションの最下部を構成することが多く、上下に堆積相 5 や 8、9 が累重することが普通である。増幌川のイチャンナイ層上部では、堆積相 9 との間に明瞭な整合的境界面を介して上位に堆積相 3 が累重する様子が認められた。

堆積環境：本相は堆積相 2 に比べシルト岩量が少なく、砂岩がより粗粒なことから、堆積環境は堆積相 2 より浅海成の内側陸棚の上部と考えられる。

堆積相 4：平行葉理・ハンモック型斜交層理極細粒～細粒砂岩

記載：本相はあまり生物擾乱を被らず、平行葉理が発達する灰色～緑灰色の極細粒～細粒砂岩である。一般に分級がよく、しばしば葉理面に炭質物を含む。また、ハンモック型斜交層理 (HCS) を示すユニットが 10 数 cm～50 cm の厚さで挟まれていることがある。石灰質団球をほとんど含まず、化石も産出しなかった。

堆積環境：分級のよい均質な極細粒～細粒砂岩を主体とし、平行葉理や HCS が認められるが HCS の癒着が明瞭でないことから、内側陸棚上部の堆積環境が推定される。

堆積相 5：塊状極細粒～細粒砂岩

記載：分級は良～中程度の極細粒～細粒砂岩からなる堆積相である。塊状で成層することはほとんどなく、葉理や層理も認められない。上方に粗粒化し分級が悪くなる、厚さ 2～10 m のユニットが発達することがある。あまり生物擾乱を受けておらず、泥質分を含まないことを特徴とする。石灰質団球も含まず、化石も産出しない。

堆積環境：本相は顕著な堆積構造が認められず、あまり生物擾乱も受けていないことから単独での堆積環境の推定は困難である。泥質分をあまり含まないこと、イチャンナイ層に認められる上方粗粒化サクセッション中で、下位に堆積相 3、上位に 6、7、9 を伴うことから判断して、内側陸棚上部～下部外

浜下部の堆積環境が推定される。

堆積相 6：ハンモック型斜交層理細粒砂岩・生物擾乱砂質シルト岩互層

記載：ハンモック型斜交層理（HCS）の発達する層厚10～50cm程度の極細粒～細粒砂岩と層厚10～80cmのシルト質砂岩の互層からなるHCSシーケンスを示す。下底に明瞭な境界や、軽微な侵食面をもつ波長約1～2mのハンモック型にうねったHCS部（H）、厚さ数cmの平行葉理部（F）、生物擾乱を受けた砂質シルト岩の泥質部（Mb）からなる。一般にリップル葉理部（X）は生物擾乱によって保存されず、平行葉理部も稀に認められる程度である。Hの最下部には、塊状を示す細礫大の円礫岩を数cm～20cmの厚さで発達することがある。石灰質団球を含まず、化石も産出しない。

鬼志別川ルート（H）において、本相の上位に堆積相7が累重し、未露出部を挟んで堆積相5、8、9と順次粗粒化する上方粗粒化ユニットが認められる。

堆積環境：HCSシーケンスが卓越することから、本相は平均ストーム波浪限界以浅、静穏時波浪限界以深の内側陸棚の堆積環境が示唆される。

堆積相 7：癒着ハンモック型斜交層理細粒砂岩（Plate 1-4）

記載：HCSシーケンスのF、X、Mbを欠き、Hが互いに癒着して累重する。細粒、稀に中粒砂岩からなり、堆積相6より砂質な堆積相である。波長約1.2～3mのH部は下底に明瞭な境界や軽微な侵食面をもつ。本相を構成する砂岩は灰緑色を示し、分級がよく泥質分をほとんど含まない事の特徴とする。ニタトロオマナイ川（D）と鬼志別川（H）のイチャンナイ層上部に分布し、特に（D）では、癒着面に厚さ10～20cmの細礫岩ラグが認められる。

（H）のイチャンナイ層上部には堆積相6から未露出部分を挟んで堆積相7、5、8、9と上方に粗粒化する堆積相サクセッションが認められる。また、最上部には厚さ約30m前後の堆積相5の上位に堆積相7が累重している。

堆積環境：本相は砂岩にほとんど泥質分を含まないこと、HCSシーケンスのH部が互いに癒着するが高角斜交層理は認められないことから判断して、浮遊泥が沖合にバイパスするような静穏時波浪限界以浅の堆積環境が示唆される。本相は堆積相6に比べより浅海相を示す下部外浜の堆積環境が推定される。

堆積相 8：塊状細粒～粗粒砂岩（Plate 1-5, 8）

記載：本相は青灰色を示す細粒～粗粒砂岩によって構成され、分級は悪く、一部は細礫大の円礫を含む礫質砂岩になっている。葉理や層理は認められず塊状を呈する。炭質物を含むことがあり、直径5mm弱、長さ約10cmの垂直性、水平性の管状掘穴生痕が稀に認められる。本相はイチャンナイ層の上位に発達し、層厚は一般に5～10mであり、厚いところで20mに達する。

堆積環境：本相は主に塊状で顕著な堆積構造が認められないことから、単独での堆積環境の推定は困難である。下位に堆積相3、上位に堆積相9を伴って上方粗粒化サクセッションを構成することから、下部外浜～上部外浜の堆積環境が推定される。

堆積相 9：斜交層理中粒～粗粒砂岩（Plate 1-6）

記載：本相は、セット層厚が30～80cmの中規模な平板型斜交層理やトラフ型斜交層理が発達する、分級の悪い中粒～粗粒砂岩で特徴づけられる堆積相である。基底に細礫大の円礫を含む礫質砂岩を伴う場合があり、礫は上方に級化しながら含有量が減少する。砂岩中に直径約5mm、長さ約10cmの水平性の管状生痕が認められることがある。

イチャンナイ層で多く認められる上方粗粒化サクセッションは、堆積相3で始まり堆積相8、9が上限をなす。その上位には細粒相（堆積相3、5）に急変し、次の堆積相サクセッションが続く。

堆積環境：高角の平板型斜交層理やトラフ型斜交層理が認められること、斜交層理セットの基底に上方に級化する礫質砂岩を伴うことなどから、平穏波浪限界以浅の上部外浜環境が示唆される。

堆積相10：基質支持細礫岩（Plate 1-1）

本相は、古第三系曲淵層の基底を特徴づけ、尾蘭内層とイチャンナイ層には認められない。基質支持を示す亜円～円礫の細礫～中礫礫岩である。層厚20cm～1mの礫岩層の間には10～30cmの分級の悪いシルト質粗粒砂岩、破片化した木片が葉理中に含まれるシルト質細粒砂岩層を挟在する。イチャンナイ層との関係はニタトロオマナイ川（D）、宇流谷川（F、G）で認められ、いずれもシルト岩～砂質シルト岩のイチャンナイ層の上位に平行不整合を形成して累重する。

堆積環境：イチャンナイ層との境界部のみの観察のため、詳細は推論できないが、少なくとも一部は外浜での波浪浸食で円磨された円礫礫岩からなる海進性礫岩を含んでいるように思われる。

2. 堆積相サクセッションとパラシーケンス

宗谷丘陵地域の函淵層群は、細粒砂岩を主体とする比較的単調な浅海成の堆積相からなり、非海成相を含まないことが特徴である。上下の堆積相変化は顕著でないが、それでも注意深く見ると、一つのセクションにおける堆積相の累重様式には規則性がある。

り、上方粗粒化サクセッションが認められる。

最もよく観察されたのは、堆積相3（生物擾乱シルト質細粒砂岩）→5（塊状細粒砂岩）→8（塊状細粒～粗粒砂岩）もしくは9（斜交層理中粒～粗粒砂岩）と累重する上方粗粒化サクセッションである。また堆積相6（ハンモック型斜交層理砂岩・生

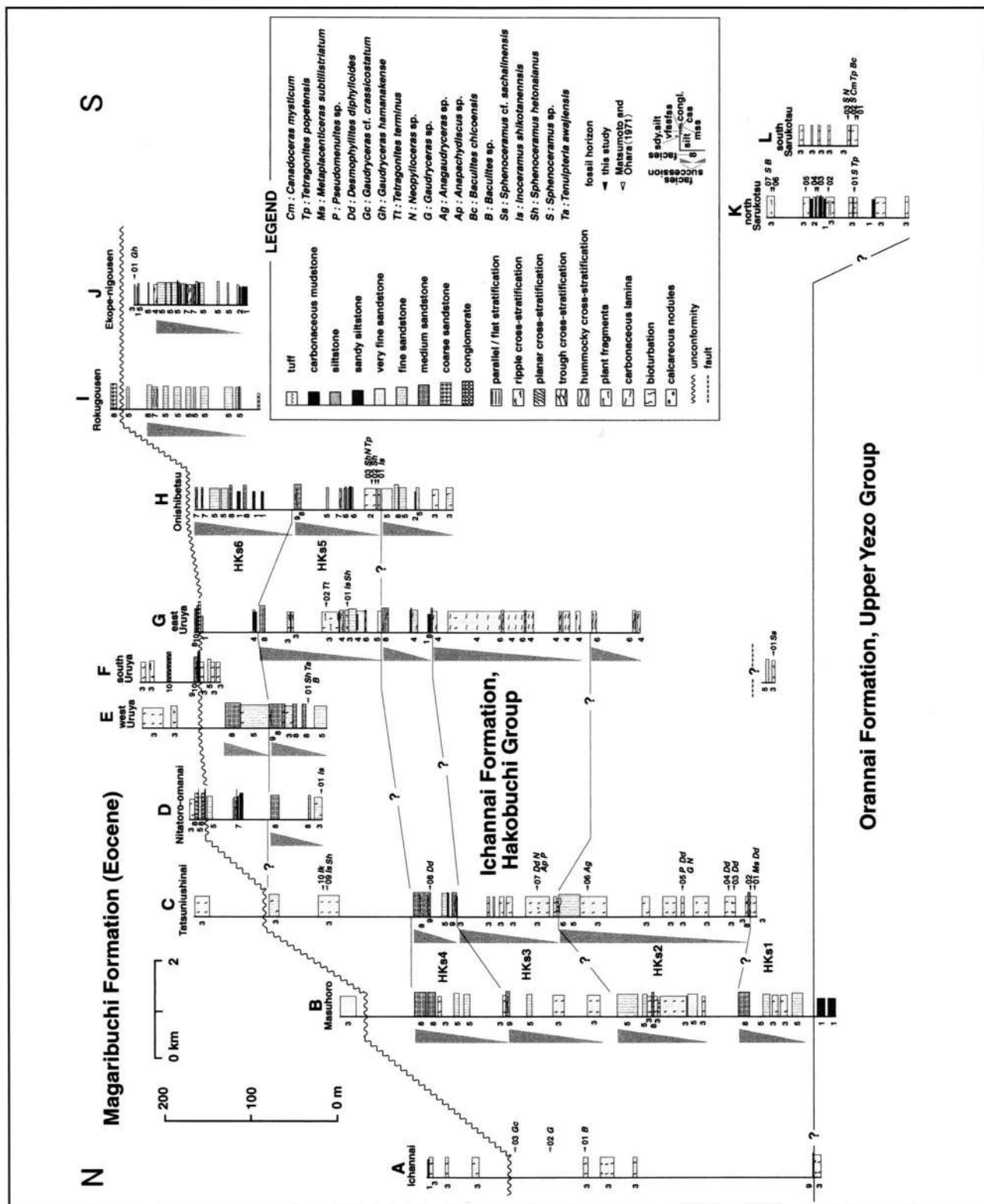


図5 宗谷丘陵地域の白亜系の地質柱状対比図。セクションの名前と記号は図1参照。柱状は左が北、右が南になるように配列してある。

Fig. 5 Correlated geological columnar sections of the Soya hill area. Refer to Fig. 1 for section names and alphabets. Columns are generally arranged from north (left) to south (right).

物擾乱シルト質砂岩) → 7 (癒着ハンモック型斜交層理砂岩) → 5 → 9, 堆積相 1 (生物擾乱シルト岩~砂質シルト岩) → 4 → 8 という上方粗粒化サクセッションも認められる。このような上方粗粒化サクセッションは, 堆積環境が順次浅海化していることから, 海退性の堆積相サクセッションと考えられる。

各セクションにおける堆積相サクセッションの厚さや分布, サクセッション内の堆積相の累重様式を考慮して, Fig. 5のように地質柱状対比図を作成した。露出が悪いため上方粗粒化サクセッションの上限は 4 層準で確認されたに過ぎないが, 外浜相 (堆積相 8, 9) から内側陸棚相 (堆積相 3, 5), あるいは内側陸棚相でも砂質な堆積相 5, 6 から泥質な 3, 4 に急変する明瞭な整合面をなしている。

宗谷丘陵地域の南方延長である手塩中川地域の函淵層群でも同様に類似の上方粗粒化サクセッションが卓越し, 上方粗粒化サクセッションの上限あるいは 2 つの上方粗粒化サクセッション間の境界は海氾濫面 (marine flooding surface: van Wagoner, 1988) をなしている (高松・安藤, 2001)。また, 上下 2 つの海氾濫面で境される上方粗粒化ユニットはシーケンス層序学というパラシーケンス (parasequence: van Wagoner et al., 1988; van Wagoner et al., 1990) に相当する。したがって, 宗谷丘陵地域で確認された 4 層準の上方粗粒化サクセッション上限境界面も海氾濫面とみなされ, 上方粗粒化サクセッションはパラシーケンスに相当するものとみなされる。そして, 層厚 100~200m 前後のパラシーケンスが 6 層認められるので, 下位から順に HKs1~HKs6 と呼ぶ。

3. パラシーケンスの分布

HKs1 は背斜西翼の (B) で観察されるが (K), (L) への連続性は信頼できる対比基準面がなく確実ではない。しかし, カンパニアン下部を特徴づける *Canadoceras mystium* が (L) の最下部から産出したため, (K), (L) は HKs1 に位置づけた。

HKs2 は, 背斜西翼側に位置し, 南北距離が約 2 km の (B) と (C) で確認できる。(B) にはより小さな規模のパラシーケンスが 3 つあるように見え, 全体として 1 つのパラシーケンスをなすと思われる。

(C) では厚さ約 200m の堆積相 3 から砂質な堆積相 5, 6 に変化するが, (B) に比べ 3 が厚く, 全体の厚さも (B) の約 150m に対し約 250m と大きくなっている。HKs3 は (B), (C), (G) で認められ, いずれも厚い (層厚 130~200m 前後) 内側陸棚相 (堆積相 3, 4) の上位に薄い (約 2~5 m) 外浜相 (8,

9) が累重する。(G) では西方の 2 セクションに比べ内側陸棚相 (4, 6) がより厚く, シルト質である。(B) と (G) において HKs4 と HKs3 のパラシーケンス境界が見られる。HKs4 の最下部は, (B) では堆積相 3 (シルト質砂岩) になっているのに対し (G) では堆積相 1 (砂質シルト岩) からなり, 堆積相の側方変化が認められる。HKs5 は (C), (D), (E), (G), (H) で観察される。(G) と (H) では比較的露出がよいが, 上方粗粒化がやや不明瞭であるので, より小規模なパラシーケンスが複合している可能性がある。HKs6 は (D) から (J) にかけて認められるが, 露出条件が悪いため対比は容易ではない。(H) と (J) では小規模パラシーケンスが 3 つ認められる。

パラシーケンスの分布と不整合との関係を見ると (Fig. 5), 北方ほど不整合の位置が下がっている。つまり, 北方ほど侵食量が大きく, より下位の古い層準にまで侵食を被っていることが解る。

4. パラシーケンスの形成と堆積環境の変遷

宗谷丘陵地域の函淵層群は, 上部蝦夷層群を構成する単調な泥質沖合相の上位に, 層厚 600m におよぶ細粒砂岩を主体とする砂質浅海相が 6 層のパラシーケンスをなして累重している。これは, 三角州のような陸域の堆積システムが前進して, 砂質碎屑物が浅海域に供給され厚い砂体が形成されたことを意味している。また, 全体としては相対海水準が上昇して堆積空間を維持しながらも, 相対海水準の上昇・下降が 6 回繰り返すことによって, パラシーケンスが累重した。一つのパラシーケンス内での堆積相サクセッションから推定される堆積環境変化は, ほとんどの場合, 外側陸棚 (一部) → 内側陸棚 → 外浜の順で上方に浅海化している。上方深海化を示す上方細粒化サクセッション, つまり海進期堆積体とみなされる堆積物は認められないことから, 相対的海水準の上昇が急激であった, もしくは海進期には堆積物がもたらされなかったことが推定される。

パラシーケンス HKs2~4 では上位のパラシーケンスほど陸棚相が薄く, 逆に外浜相が卓越する一般的傾向があり, 上位のパラシーケンスほど浅海相の相対量が増加する (Fig. 5C)。また, パラシーケンスの層厚も上方ほど薄くなっている。これは上方ほど堆積空間が減少して, 堆積システムが海側に前進する, 前進性パラシーケンスセットを構成しているものと考えられる。後述する大型化石層序の結果もこれを支持する。

5. 他地域の函淵層群との比較

中川町・遠別町周辺地域の函淵層群の堆積相・堆積サイクル・堆積環境は高松・安藤（2001）でいくらか明らかにされている。宗谷丘陵地域と比較すると、非海成相を含まないことや浅海堆積相が卓越する点で類似するが、中川町の方がはるかに堆積相変化に富み中粒以上の砂岩相の量が多い。また、遠別地域でよく見られる大規模な斜交層理やフォーセット斜交層理のような堆積構造は宗谷丘陵には認められない。おそらく、宗谷地域の方が蝦夷堆積盆西縁でもやや沖側に位置したことが予想される。

中川・遠別地域では上部カンパニアンに5層のパラシーケンスが認められているが、宗谷地域で同層準に認められるのは4層である。これは宗谷地域の露頭の悪条件による見落としの可能性もあるので、今後の検討課題としたい。

一方、安藤ほか（2001）で示された中頓別地域の函淵層群は、層厚約2,600m前後の外側陸棚以深のシルト岩を主体としており、層厚約600mで陸棚浅海相が卓越する宗谷丘陵地域の函淵層群とは堆積環境の点で大きく異なる。このことは、中頓別地域の函淵層群が蝦夷海盆西縁の中でも東側の沖合相であるのに対し、本地域の函淵層群が蝦夷海盆西縁の浅海相を代表していることを示している。

模式地である北海道中央部の函淵層群は、非海成

～浅海成で一部礫質の砂質堆積物から構成されており、2層の第2次オーダーシーケンスと数層以上の第3次オーダーシーケンスが認められ、第4次オーダーも確認されている（安藤，1999）。しかし、中川・遠別地域に比べ大型化石が一般に乏しく年代論の精度が低い。これに対し、宗谷丘陵地域の函淵層群は、今回これまでの研究にない多くの化石を得たとはいえ、露出不良のため正確な堆積シーケンスの対比は難しい。現在、北海道中央部でも化石が比較的多い穂別地域の大型化石層序、花粉化石層序の検討を進めており、この結果を得た段階で、宗谷丘陵、中川・遠別地域を含めた化石層序、年代論、堆積シーケンスの比較を行っていきたい。

化石層序

1. 化石の産出状況

宗谷丘陵地域の函淵層群からは、少ないながらもカンパニアン階からマストリヒシアン階の化石を産出する。アンモナイト、イノセラムスが卓越し、その他 *Acila*, *Nanonavis* 等の二枚貝や *Pseudogaleodea*, *Avellana* 等の巻貝をいくらか伴う（Table 1）。

化石層序を検討するため、地質柱状対比図上における各主要化石の産出層準を統合したレンジチャートを作成した（Fig. 6）。この図は各セクションの地質柱状図における産出層準を、層厚補正を行わず一

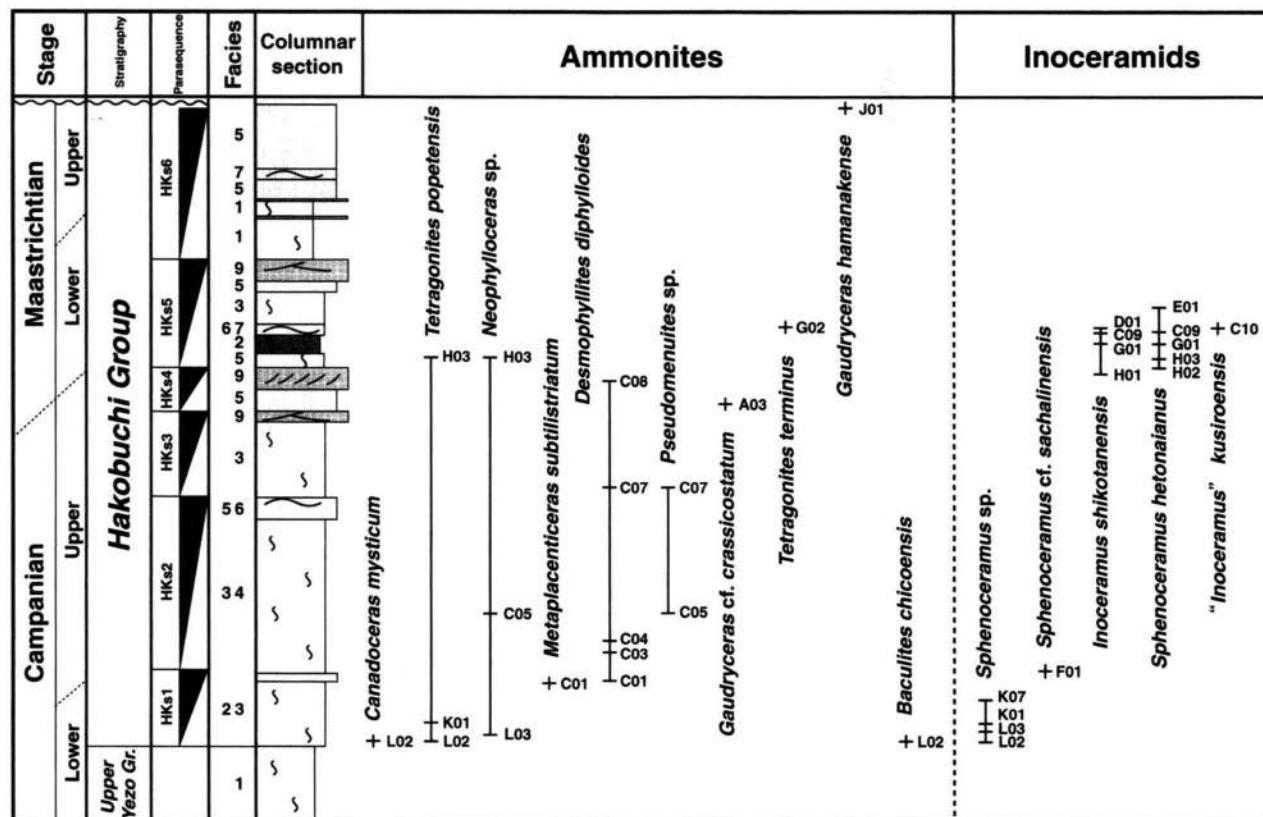


図6 宗谷丘陵地域における函淵層群のイノセラムス、アンモナイト類の産出層序。番号は図5の化石層準を示す。

Fig. 6 Compiled inoceramid and ammonoid successions of the Hakobuchi Group in the Soya hill area. Numbers are referred to fossil horizons shown in Fig. 5.

つの柱状図に投影したものである。これは化石の産出頻度が低いため、単一のセクションでは各化石種のレンジを求めることが困難だからである。また、層厚補正をするための基準や堆積速度の見積もりができないためでもある。したがって、各種のレンジは誤差を含むものであり、特にセクション間の距離が離れている場合誤差は広がるものと考えられる。投影するにあたっては、比較的化石の産出が良好なタツノウシナイ川 (C) を基準とした。ただし、このセクションでは下位の尾蘭内層との境界は確認できなかった。

カンパニアン階

函淵層群イチャンナイ層の下部からは、(K)、(L)に限って*Sphenoceras* sp. がよく産出するが、種を同定するには至らなかった。*Sphenoceras* sp. は (L) で下部カンパニアン階を特徴づける*Canadoceras mysticum*、下部カンパニアン階下部の*Baculites chicaoensis*を伴って産する。*Tetragonites popetensis*が2か所で得られ、*Pseudogaleodea* cf. *tricarinata*や*Avellana* sp.も伴う。また*Sphenoceras sachalinensis*が (F) の一層準から得られた。産出した層準は古第三系曲淵層との不整合面に程近いが、隣り合うセクション (G) ではイチャンナイ層の上部から*Inoceramus shikotanensis*と*Sphenoceras hetonaianus*が産出する。したがってこの (F) では、断層によって、より下位の地層が接しているものと解釈した。

(C)において、イチャンナイ層の下部から、上部カンパニアン階の下部を指示する*Metaplacenticeras subtilistriatum*を産出した。また、*Desmophyllites diphylloides*が5層準で得られ、*Inoceramus shikotanensis*、*Sphenoceras hetonaianus*の産出層準近くまで及ぶ。同セクションのイチャンナイ層下部からは*Pseudomenuites* sp. が2か所で認められ、その他のアンモナイトとしては*Gaudryceras* sp., *Anagaudryceras* sp., *Anapachydis* sp. が得られた。その他、*Nanonavis* sp. が2か所で、*Acila* sp., *Avellana* sp., ウニ類の棘、魚鱗が時々認められた。

マストリヒシアン階

イチャンナイ層上部は、利光ほか (1995) によって、それぞれマストリヒシアン階下部、同階下部～同階上部の下部を指示するとされた*Inoceramus shikotanensis*と*Sphenoceras hetonaianus*の産出で特徴づけられる。(D) では、木片を含む平行葉理砂岩中から*I. shikotanensis*を産し、場所によっては破片がやや密集する葉理も認められた。また、(G)、(H)

から*I. shikotanensis*と*S. hetonaianus*が産出し、これら2種は同一露頭で共産することが少なくない。松本・小原 (1971) でも (E) から*S. hetonaianus*の産出が報告されている。つまり、*I. shikotanensis*と*S. hetonaianus*のレンジに重なる部分があることを示している。(H) では生物擾乱を受けた細粒砂岩層中に*I. shikotanensis*がやや密集し、*Tetragonites popetensis*を共産する。また同ルートで*I. kusiroensis*と*Neophylloceras hetonaiense*が共在する転石や、*Gigantocapulus* sp. を包含する転石が採取され、いずれもさほど長距離は流下していないものと考えられる。(G) では生物擾乱を受けた細粒砂岩層中に非常に石灰質な部分があり、母岩から上部カンパニアン～下部マストリヒシアンを指示する*Tetragonites terminus*を産する。また*Inoceramus kusiroensis*が (C) の1層準から得られた。

(D)～(I)のセクションからはマストリヒシアン階を指示する化石は、松本・小原 (1971) が (E) で認めた*S. hetonaianus*と*Tenuipteria awajiensis*を最後に産出しなくなり、それより上部からは全く化石が見出せなかった。しかし、(J)の最上部の1層準 (J01) からは下部マストリヒシアン上部によく産する*Gaudryceras hamanakense*が得られている。

2. イチャンナイ層の時代

化石産出状況の記述を踏まえて、松本・小原 (1971)、Mtsumoto (1984) による化石記録や利光ほか (1995) の化石層序分帯、安藤ほか (2001) の中頓別地域における化石層序、Kodama et al. (2000) のサハリンにおける古地磁気層序を参照しながら、イチャンナイ層の時代を再検討してみた。

(L)から*Canadoceras mysticum*と*Baculites chicaoensis*が産することから、イチャンナイ層の下限は少なくとも一部はカンパニアン階下部であると推定される。しかしその他のセクションでは、イチャンナイ層の最下部からこの時代を指示する有力な化石は得られていない。

その他にカンパニアン階の化石として、(C)のイチャンナイ層下部から上部カンパニアン階の下部を指示する*Metaplacenticeras subtilistriatum*産出するが、このセクションで下位の上部蝦夷層群尾蘭内層との関係が確認できなかったため、イチャンナイ層の下限の時代を知ることは難しい。

イチャンナイ層下部からカンパニアン階上部を特徴づける*Pseudomenuites* sp. を見出し、イチャンナイ層上部まで*Desmophyllites diphylloides*の産出が続く

表1 宗谷丘陵地域の函淵層群イチャンナイ層からの化石リスト。化石産出層準は図5を参照。

Table 1 List of fossils from the Ichannai Formation, Hakobuchi Group in the Soya hill area. Refer to Fig. 5 for fossil horizons.

	species	horizon
Ammonites	<i>Neophylloceras</i> sp.	C05, C07, H03, L03
	<i>Gaudryceras</i> sp.	C05, C07, J01
	<i>Anagaudryceras</i> sp.	C06
	<i>Tetragonites popetensis</i> (Yabe)	H03, K01, L02
	<i>Tetragonites terminus</i> Shigeta	G02
	<i>Desmophyllites diphyloides</i> (Forbes)	C01, C03, C04, C05, C07, C08
	<i>Anapachydiscus</i> sp.	C07
	<i>Metaplacenticerus subtilistriatum</i> (Jimbo)	C01
	<i>Pseudomenuites</i> sp.	C05, C07
	<i>Canadoceras mysticum</i> Matsumoto	L02
	<i>Baculites chicoensis</i> Trask	L02
	<i>Baculites</i> sp.	A01, K07
Inoceramids	<i>Sphenoceras</i> cf. <i>sachalinensis</i> (Sokolow)	F01
	<i>Inoceramus shikotanensis</i> Nagao and Matsumoto	D01, G01, H01
	<i>Inoceramus</i> cf. <i>shikotanensis</i> Nagao and Matsumoto	D01, H03
	<i>Sphenoceras hetonaianus</i> (Matsumoto)	G01, H02, H03
	<i>Sphenoceras</i> cf. <i>hetonaianus</i> (Matsumoto)	H01, H03
	<i>Inoceramus kusirosensis</i> Nagao and Matsumoto	C10
	<i>Sphenoceras</i> sp.	F01, K01, K07, L02, L03
	<i>Inoceramus</i> sp.	K01, K07, L01, L02, L03
Other fossils	<i>Acila</i> sp.	C06, C07, C10, H02
	<i>Nanonavis</i> sp.	C04, C06, C08, K02
	<i>Avellana</i> sp.	C04, C06, H03, K03
	<i>Pseudogaleodea</i> sp.	F01, K04, K05
	Gastropod gen. et sp.	H01
	Brachiopod gen. et sp.	H03
	<i>Hemiaster</i> sp.	C02
	<i>Cidaris</i> spines	C07, C08, L02, H02
	Fish scales	C05, C07, L02, L03

ことから、カンパニアン上部の存在は確実でそれものかなり厚い。安藤ほか（2001）は、中頓別地域における函淵層群のカンパニアン中上部にかなりの層序的欠如がある可能性を指摘しているが、宗谷丘陵地域の函淵層群にはカンパニアン中上部がよく発達していると思われる。

イチャンナイ層上部は、*Inoceramus shikotanensis*, *Sphenoceras hetonaianus*が[§](G)と(H), *Inoceramus shikotanensis*が[§](D), *Inoceramus kusirosensis*が[§](C)で認められるので、マストリヒシアン下部が厚いことは確実である。松本・小原（1971）はタツニウシナイ川で前2種を、宇流谷川で*S. hetonaianus*に加え*Tenuipteria awajiensis*を得て、函淵層群の上限が南方でより新しくなる傾向があると結論付けている。

(D)～(I)のセクションでは最上部100m以上にわたってまったく化石を産しなかったが、パラシー

ケンスの分布から同層準に対比される(J)最上部の1層準(J01)からは、下部マストリヒシアン上部によく産する*Gaudryceras hamanakense*が得られている。パラシーケンスの対比が正しいとみなし、*S. hetonaianus*と*T. awajiensis*や*G. hamanakense*の中頓別地域における産出層序（安藤ほか，2001）を考慮すると、イチャンナイ層の上限はマストリヒシアン上部には達していない、もしくは達していてもイチャンナイ層の一部がその最下部までということになるであろう。

本研究では北部の2ルートで化石層序に有効な化石が見出せなかったが、パラシーケンス・パラシーケンスセットの厚さ、化石層準の分布を総合すると、不整合による浸食量は北方に大きくなっていることは確実であろう。なお、天塩中川、遠別地域では函淵層群の上限に近い層準からカンパニアン上部

の *Metaplacenticeras subtilistriatum* を産する (Matsumoto, 1984) ので、函淵層群の上限の時代は宗谷丘陵地域の方がより新しいものと考えられる。

まとめ

1. 宗谷丘陵地域の函淵層群イチャンナイ層は、上部蝦夷層群尾蘭内層から漸移する厚さ約600mの地層である。全体として細粒砂岩の卓越する単調な砂岩層であるが、内側陸棚相の細粒砂岩が卓越する下部と、外浜相の細～中粒砂岩からなる上部とに分けられる。上限は、基底礫岩層を有する始新統曲淵層に不整合に覆われる。
2. 函淵層群は岩相、堆積構造、含有化石から9つの堆積相に分類でき、その累重様式から浅海成の海退性上方粗粒化サクセッションを認定し、個々の堆積相についてその堆積環境を推定した。それにより推定された堆積環境は、外側陸棚、内側陸棚、下部外浜、上部外浜であり、非海成相は含まない。
3. 上方粗粒化サクセッションからなるパラシーケンスが6層認められ、パラシーケンス境界をなす海汎面も4層準で確認できた。パラシーケンスの分布と不整合との関係から、北部ほど始新統曲淵層との不整合による侵食量が大い。
4. まれに産出するアンモナイトやイノセラムスの指示する時代は、下限は少なくともカンパニアン階下部を示し、上限はマストリヒシアン階下部に及ぶ。また、本層群下部から上部にかけてカンパニアン階上部が厚く発達する。最上部からは化石が全く産出しないセクションが殆どであるが、エコパー2号線川セクション(J)の最上部から下部マストリヒシアンによく産出する *Gaudryceras hamanakense* が得られている。したがって、マストリヒシアン上部に達している可能性は少なく、あったとしても一部がその最下部に達している程度と思われる。今回得られた代表的な指標種は以下の通りである。カンパニアン下部: *Canadoceras mysticum*; カンパニアン上部: *Metaplacenticeras subtilistriatum*; マストリヒシアン下部: *Inoceramus shikotanensis*, *Sphenoceras hetonaianus*, *Tetragonites terminus*

謝 辞

本研究は茨城大学理学部地球生命環境科学科の卒業研究として行われたものである。地質学ゼミでは、天野一男教授、岡田 誠助教授に有用な討論をして頂いた。アンモナイトの同定にあたっては、国

立科学博物館の重田康成氏の指導を仰いだ。稚内市の宮内敏哉氏には、野外調査に同行して頂いたほか、種々の便宜を図って頂いた。北海道中川町郷土資料館(現中川町エコミュージアムセンター)の疋田吉識氏には、資料館を利用させて頂き、本論の投稿の機会をいただいた。稚内ユースホステルのスタッフの方々には、調査期間中の宿泊でお世話頂き、様々な御厚意を賜った。稚内市役所水道部萩が丘浄水場の方々には、北辰ダム湖畔における野外調査に際して便宜を図って頂いた。調査にあたっては、宗谷森林管理署、宗谷森林管理署浜頓別事務所に入林の許可を頂いた。また、調査費用の一部は文部省科学研究費基盤C(2)(代表者:安藤寿男、課題番号10640446)を使用した。以上の方々、関係当局に厚く御礼申し上げる。

文 献

- 安藤寿男, 1993, 北海道白亜系函淵層群の堆積相と堆積シーケンスー空知背斜地域。堆積学研究会報, no. 38, 45-52.
- 安藤寿男, 1999, 浅海～河川砂成岩相の堆積シーケンスから見た白亜紀蝦夷海盆の堆積史。日本地質学会第105年学術大会(名古屋)講演要旨, O-296
- 安藤寿男・友杉貴茂・金久保 勉, 2001, 北海道中頓別地域の上部白亜系～暁新統函淵層群の岩層相序と大型化石層序。地質雑, 107, 142-162.
- 地質調査所編, 1960, 日本鉱産誌, V-a, 石炭, 775+87+199pp. 地質調査所.
- 北海道石炭協会編, 1950, 北海道炭田誌(1), 天北炭田, 1-73.
- Kodama, K., Maeda, H., Shigeta, Y., Kase, T. and Takeuchi, T., 2000, Magnetostratigraphy of Upper Cretaceous strata in South Sakhalin, Russian Far East. Cret. Res., 21, 469-478.
- 栗田裕司・小布施明子, 1997, 北海道北部, 基礎試錐「天北」における第三系・上部白亜系有機質微化石層序(渦鞭毛藻化石・花粉孢子化石)。石油技術協会誌, 62, 13-24.
- Matsumoto, T., 1984, Some ammonites from the Campanian (Upper Cretaceous) of northern Hokkaido. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap., no. 27, 1-92.
- 松本達郎・小原浄之介, 1971, 北海道宗谷地域における白亜系と第三系との関係。九大理研報(地質), 11, 17-34.
- 松下勝英・三谷勝利・石山昭三・小山内 熙, 1964,

- 5 万分の 1 地質図幅および説明書「鬼志別」.
北海道立地下資源所, 30p.
- 日本地質学会訳編, 2001, 国際層序ガイド, 層序区分, 用語法・手順へのガイド, 共立出版, 238p.
- 根本隆文・佐川 昭・植田芳郎・織田精徳・松井 寛・三梨 昂, 1977, 天北炭田地質図および説明書, 117p.
- Okada, H., 1983, Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. Terra Sci. Publ., Tokyo, 91-105.
- 小山内 熙・三谷勝利・北川芳男, 1959, 5 万分の 1 地質図幅および説明書「宗谷および宗谷岬」. 北海道立地下資源調査所, 52p.
- 斉藤文紀, 1989, 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地雑, 98, 350-365.
- 佐々保雄, 1948, 天北炭田地質概観. 炭鉱技術, 3, 14-18.
- 佐藤誠司, 1970, 北海道中軸部の中新統の対比・特に海成堆積物の花粉分析にもとづいて. 地質雑, 76, 283-301.
- 高橋功二・石山昭三, 1968, 5 万分の 1 地質図幅および説明書「沼川」. 北海道立地下資源調査所, 46p.
- 高松大祐・安藤寿男, 2001, 北海道北部中川地域における上部白亜系函淵層群のパラシーケンスおよび堆積環境. 日本地質学会第108年学術大会講演要旨, O-84.
- 田上正敏, 1940, 天北含炭層は新第三紀層ならん. 北海道石炭鉱業会会報, no. 314, 18-32.
- 利光誠一, 松本達郎, 野田雅之, 西田民雄, 米谷盛壽郎, 1995, 本邦上部白亜系の大型化石・微化石層序および古地磁気層序の統合に向けて. 地質雑, 101, 19-29.
- van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. and Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., no. 42, 39-45.
- van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. and Rahmanian, V. D., 1990, *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Methods in Exploration Ser., 7, 1-55.
- Walker, R. G. and Plint, A. G., 1992, Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In Walker, R. G. and James, N. P., eds., *Facies models: response to sea-level change*. Geol. Assoc. Can., Waterloo, Ontario, 219-238.

要 旨

宗谷丘陵地域の上部白亜系函淵層群イチャンナイ層は, 細粒砂岩の卓越する厚さ約600mの浅海成の地層で非海成相は含まない. 9つの堆積相が識別でき, 外側陸棚, 内側陸棚, 下部外浜, 上部外浜へと堆積環境が上方へ浅海化する. 海退性上方粗粒化サクセッションが6層(層厚100~200m)認められる. サクセッションの上下限境界が海氾濫面をなしていることから, それぞれパラシーケンスとみなすことができ, 調査域全域に追跡できる. パラシーケンスの分布と不整合との関係から, 北部ほど始新統曲淵層との不整合による侵食量が大きいことがわかる. 稀に産出するアンモナイトやイノセラムスの指示する時代は, 下限はカンパニアン前期で, 上限はマストリヒシアン前期に及ぶ. また, 下部から上部にかけてカンパニアン階上部が厚く発達する.

Plate 1 Outcrop photographs showing depositional facies and sedimentary structures. 1: Unconformity between the Ichannai Formation (left: facies 1) and the Magaribuchi Formation (right: facies 10), Uruya River (section G). 2: Alternating beds of bioturbated siltstone and fine-grained sandstone of facies 2, Sarukotsu River (section K). 3: Bioturbated silty sandstone of facies 3, Masuhoro River (section B). 4: Amalgamated hummocky cross-stratified fine- to medium-grained sandstone of facies 7, Onishibetsu River (section H). 5: Massive fine- to coarse-grained sandstone of facies 8, Masuhoro River (section B). Horizontal burrows about five mm wide and 10cm long, are observable on the bedding surface. 6: Cross-stratified medium- to coarse-grained sandstone of facies 9, Tatsuniushinai River (section C). A boulder-size calcareous concretion is contained in the middle right. 7: Bioturbated massive silty very fine-grained sandstone with slightly developed parallel lamination, Nitatoro-omanai River (section D). Width: about 80cm. 8: Poorly sorted fine- to coarse-grained sandstone (facies 8) lying on bioturbated silty sandstone in bottom right (facies 3), Masuhoro River.

図版 1 堆積相・堆積構造を示す露頭写真

1: 函淵層群イチャンナイ層（左：堆積相1）と曲淵層（右：堆積相10）の不整合，宇流谷川（セクションG）。2: 堆積相2の生物擾乱シルト岩互層細粒砂岩互層，猿骨川（セクションK）。3: 堆積相3の生物擾乱シルト岩，増幌川（セクションB）。4: 堆積相7の癒着ハンモック型斜交層理細～中粒砂岩，鬼志別川（セクションH）。5: 堆積相8の塊状細粒～粗粒砂岩，増幌川（セクションB）。地層面におおよそ幅5mm長さ10cmの水平性管状生痕が見られる。6: 堆積相9の斜交層理中粒～粗粒砂岩，タツニウシナイ川（セクションC）。巨礫サイズの石灰質団球が中央右に含まれる。7: 堆積相3の平行葉理がいくらか発達する塊状生物擾乱シルト質極細粒砂岩，ニタトロオマナイ川（セクションD）。写真幅約80cm。8: 堆積相3（右下の生物擾乱シルト質砂岩）の上位に重なる堆積相8（左上の不淘汰細粒～粗粒砂岩），増幌川。



1



2



3



4



5



6



7



8

Plate 2 Ammonite fossils from the Hakobuchi Group in the Soya hill area. All are in natural size. 1-3: *Pseudomenuites* sp., 1: lateral view, Tatsuniushinai River (C05), 2: ventral view of 1, 3: lateral view of fragmented specimen, Tatsuniushinai River (C07). 4, 5: *Tetragonites popetensis* (Yabe), 4: lateral view, Sarukotsu River (K01), 5: lateral view, Sarukotsu River (L02). 6: *Baculites chicaoensis* Trask, lateral view, Sarukotsu River (L02). 7, 8: *Tetragonites terminus* Shigeta, Uruya River (G02), 7: lateral view, 8: ventral view. All specimens including ones on plate 3 are repositied in the Nakagawa Museum of Natural History.

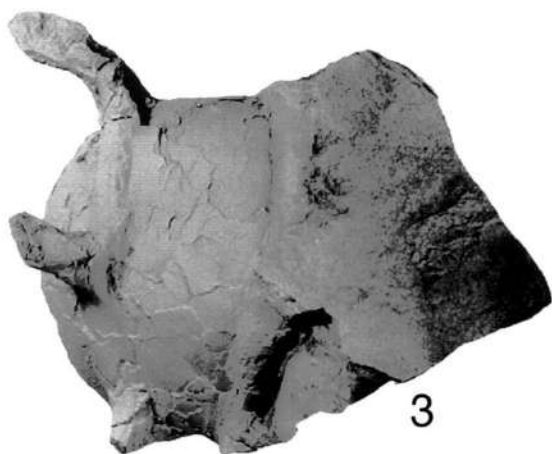
図版2 宗谷丘陵地域の函淵層群産のアンモナイト化石。全て原寸。1-3: *Pseudomenuites* sp., 1: 側面, タツニウシナイ川 (C05), 2: 1の腹面, 3: 破片標本の側面, タツニウシナイ川 (C07)。4, 5: *Tetragonites popetensis* (Yabe), 4: 側面, 猿骨川 (K01), 5: 側面, 猿骨川 (L02)。6: *Baculites chicaoensis* Trask, 側面, 猿骨川 (L02)。7, 8: *Tetragonites terminus* Shigeta, 宇流谷川 (G02), 7: 側面, 8: 腹面。全ての標本は図版3のものを含め、中川町立自然誌博物館に保管されている。



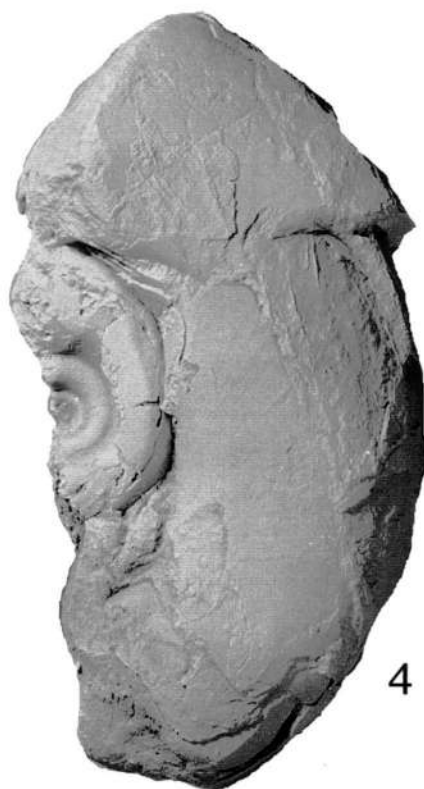
1



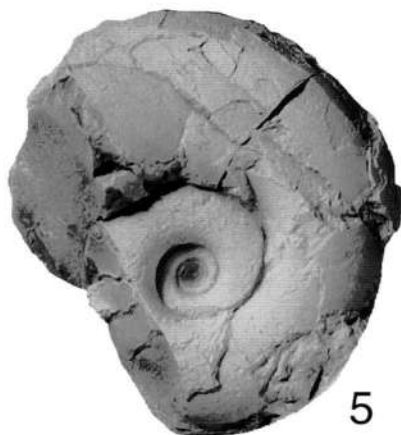
2



3



4



5



6



7



8

Plate 3 Ammonite and inoceramid fossils from the Hakobuchi Group in the Soya hill area. All are in natural size.
 1, 2: *Canadoceras mysticum* Matsumoto, Sarukotsu River (L02), 1: lateral view, 2: ventral view. 3: *Metaplacenticeras subtilistriatum* (Jimbo), lateral view, Tatsuniushinai River (C01). 4: *Desmophyllites diphyloides* (Forbes), lateral view, Tatsuniushinai River (C05). 5, 6: *Sphenoceras* sp., left valves, 5: Sarukotsu River (L03), 6: Sarukotsu River (L02). 7: *Sphenoceras* sp. cf. *S. sachalinensis* (Sokolow), left valve, Uruya River (F01). 8, 9: *Inoceramus shikotanensis* Nagao and Matsumoto, Onishibetsu River (H01), 8: left valve, 9: articulated valves. 10: *Sphenoceras hetonaianus* (Matsumoto), left valve, Onishibetsu River (H02).

図版3 宗谷丘陵地域の函淵層群産のアンモナイト・イノセラムス化石。全て原寸。1, 2: *Canadoceras mysticum* Matsumoto, 猿骨川 (L02), 1: 側面, 2: 腹面。3: *Metaplacenticeras subtilistriatum* (Jimbo), 側面, タツニウシナイ川 (C01)。4: *Desmophyllites diphyloides* (Forbe), 側面, タツニウシナイ川 (C05)。5, 6: *Sphenoceras* sp., 左殻, 5: 猿骨川 (L03), 6: 猿骨川 (L02)。7: *Sphenoceras* sp. cf. *S. sachalinensis* (Sokolow), 左殻, 宇流谷川 (F01)。8, 9: *Inoceramus shikotanensis* Nagao and Matsumoto, 鬼刺別川 (H01), 8: 左殻, 9: 合弁。10: *Sphenoceras hetonaianus* (Matsumoto), 左殻, 鬼刺別川 (H02)。

