上部白亜系中部蝦夷層群三笠層の浅海堆積相分布と前進性シーケンス

安藤 寿男*

Shallow-marine sedimentary facies distribution and progradational sequences of the Mikasa Formation, Middle Yezo Group (Upper Cretaceous)

Hisao ANDO*

Abstract The uppermost Albian-Turonian in the western-central part of the Yezo Basin witnessed the development of a shallow-marine to coastal sandy deposits known as the Mikasa Formation, Middle Yezo Group. The formation shows conspicuous lateral and vertical facies changes. The onshore-offshore gradients of sedimentary environment during its deposition were reconstructed from the westward-coarsening (shallowing) sedimentary facies distribution.

The Mikasa Formation comprises three asymmetrical coarsening/shallowing-upward sequences, two of which are composed of a few parasequences in places. The sequences are thought to have been formed by three progradations and partly aggradations of coastal depositional systems such as delta after rapid marine transgression. Their stratigraphic ranges are the lower Cenomanian to lower Turonian, middle Turonian to lower upper Turonian and upper Turonian in upward sequence. The geographic distribution of the third sequence limited to the southern area indicates that the systems moved southward during deposition. A moderately- to poorly-sorted, conglomeratic coarse-grained sandstone layer with a sharp erosional base immediately over the intertidal sandstone is observable in the top of the first and second sequences along the well-exposed Pombetsu River section. It grades upward into more offshore fine-grained facies of the lowest part of the next sequence rapidly. The sandstone represents transgressive lag deposits, and the base a ravinement surface formed by shoreface erosion. As a large-scale unconformity with an undulating erosional base is not observed under the ravinement surface, it may suggest that the surface represents a boundary of depositional sequence used in sequence stratigraphy.

The Mikasa Formation was deposited on a rapidly subsiding forearc basin where a rate of sediment supply was maintained for a long time from a volcanic arc to the west. Its single and thick body of shallow-marine to coastal sand (< 450 m thick) in the western area, grades eastward into some tongues (each < 100 m), and thins out further eastward with thickening of fine-grained offshore facies. Local and relative sea-level changes during the latest Albian to late Turonian are inferred preliminarily from the sedimentary facies distribution of the formation. A long-term relative sea-level rise after a major fall in early Cenomanian continued until late Turonian. The oscillation of small-scale, rapid rise and stand-still during late Cenomanian to middle Turonian is somewhat similar to the representative part of the HAQ or VAIL curve.

はじめに

北海道中西部に分布する中部蝦夷層群三笠層は、上部白亜系セノマニアン～チューロニアン(一部上部アルビ

アン)の沿岸～陸棚成堆積物である(MATSUMOTO & OKADA, 1971; OKADA, 1983; 安藤, 1990 a). 全長数 100 km を越える白亜紀後期の前弧海盆(ここでは蝦夷海盆 Yezo Basin と呼ぶ)に堆積した, 泥質岩相の卓越する蝦夷層群の中でも, 三笠層は粗粒岩相が卓越する. 三笠層は蝦夷海盆のより東側に堆積した同時代の地層に比較して, より顕著な水平的・垂直的堆積相変化が認められ, また同時に地域的な海水準変化の記録を保存した地

1989年10月23日受付. 1990年4月14日受理.

* 東京大学総合研究資料館地史古生物部門. Department of Historical Geology and Palaeontology, University Museum, University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan.

Fig. 1. Map showing the distribution of the Mikasa Formation, Middle Yezo Group in western-central Hokkaido. The study sections denoted by thick lines are alphabetized from north to south. Broken lines show cross sections in Figs. 2-6.

層である。日本の中生界としては地質構造が比較的単純で、露出条件にも恵まれ、堆積相解析に適している。

本論は、安藤(1990a)が行った三笠層(Fig. 1)の層序

と堆積相の記載を基礎として、まず堆積相の水平・垂直分布を記述する。次に三笠層に見られる上方粗粒化シーケンスが三角州のような陸側の堆積体の前進によって形成された前進性シーケンスであることを論じた上で、三笠層の堆積史を考察する。また、近年進展の著しいシーケンス層序学(NUMMEDAL *et al.*, 1987; WILGUS *et al.*, 1988 など)を参照しながら、三笠層の前進性シーケンスと当時の海水準変化についても考察したい。

堆積相の区分

三笠層の堆積相やその分布について、概略はすでに松野 *ほか* (1964), 佐々 *ほか* (1964) や小畠・二上 (1975), OBATA & FUTAKAMI (1977), そして FUTAKAMI (1986 a, b) によってまとめられている。しかし、近年飛躍的に進められているアンモナイト・イノセラムスを中心とした生物相の解析に比して、浅海堆積相解析の精度は十分とはいえないように思われる。ここでは本調査で用いる堆積相の区分 (Table 1; 安藤, 1990 a 参照) を簡潔に紹介する。

三笠層は、第一に岩相に基づき堆積構造・化石相などを加味して、10 種類の堆積相に区分される。そのうち2つの相はさらに3つの亜相に細分される。

堆積相 1 から 7 は順次粗粒な岩質をもち、大局的には数字が大きいほど陸側の堆積物である。1 と 2 は沖合い(外側陸棚)の泥岩・シルト岩を主体とし、2の方が砂質である。堆積相 3 から 5 は、三笠層に関する従来の研究では塊状の細粒～中粒砂岩に一括されていたものであるが、内部の堆積構造の観察によって細分が可能である。すなわち、元来ストームによって供給されたシート状砂層が底生生物の活動によって強く擾乱されて塊状砂岩になった堆積相 3、ハンモック状斜交層理(HCS)シーケンス (DOTT & BOURGEOIS, 1982; HARMS *et al.*, 1982) が顕著な砂岩泥岩互層の堆積相 4、そして泥岩部を挟まないで HCS 砂岩が癒着した、より砂質な堆積相 5 である。堆積相 3 と 4 は内側陸棚、5 は下部外浜の堆積物とみなされる。堆積相 6 に一括した中粒～粗粒砂岩はさまざまな環境を指示するが、特に礫岩との互層をなす上部外浜の 6 b と、沖合(外側陸棚)成と推定される淘汰不良の厚層砂岩の 6 c が容易に識別される。それ以外は 6 a としてまとめられ上部外浜から前浜、そして一部は後浜を示す。堆積相 7 は厚い礫岩で、上部外浜以浅から河口チャネルの堆積物である。

HCS 砂岩以外の砂岩泥岩互層は堆積相 8 に一括した。8 a, 8 b はいわゆるタービダイトで、砂質な 8 a と泥質な 8 b に分けられる。上下の堆積相を考慮する

Table 1. Facies characteristics for the Mikasa Formation, Middle Yezo Group. Summarized after table 1 of ANDO (1990a).

Facies	L i t h o l o g y	Sedimentary structures	Environments
1	Bioturbated claystone~siltstone	calcareous nodules with ammonites and inoceramids	outer shelf above MxSWB
2	Bioturbated sandy siltstone sometimes intercalated with thin fine-grained sandstone (distal storm sheet sand)	mottles by bioturbation clumps and lenses of shell concentration, <i>in situ</i> shells	outer shelf below MnSWB to above MxSWB
3	Bioturbated silty sandstone	mottle by bioturbation, burrows, clump & lens of shell concentration, calc. nodules	inner shelf closed & stagnant
4	Interbedded hummocky cross-stratified sandstone & bioturbated sandy siltstone	shell & gravel lags, burrows (<i>Skolithos</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Thalassinoides</i>)	inner shelf above MnSWB to below FWB
5	Amalgamated hummocky cross-stratified sandstone partly intercalated with gravel-supported, pebble conglomerate (<50cm)	low-angle cross-stratification in conglomeratic part	lower shoreface above FWB
6 a	Cross-stratified, thick, coarse- to medium-grained sandstone	herring-bone structure, tidal bundles, tidal channels horizontal burrows	upper shoreface to foreshore, backshore sandy tidal flat
6 b	Cross-stratified, conglomeratic coarse-grained sandstone intercalated with thin, carbonaceous mudstone	high angle (10-30°), planar to trough cross-stratification	upper shoreface to foreshore (nearshore bars and troughs)
6 c	Poorly-sorted, coarse- to medium-grained sandstone	massive, slightly larger-scale cross-stratification	outer shelf below MxSWB
7	Thick conglomerate	high-angle (~40°) cross-stratification	foreshore or estuary channel
8 a	Thickly-interbedded sandstone & mudstone	sole marks, Bouma sequence thick Ta, plant debris in Td upward-thickening sequences	outer shelf (Shallow-water turbidites?)
8 b	Medium-interbedded sandstone & mudstone	Bouma sequence (Tbce, Tbcde) HCS sequence (HFXMb) in the upper part	outer shelf to inner shelf
8 c	Interbedded thick sandstone & thin carbonaceous mudstone	rhythmic alternation a small amount of burrows	lagoon near estuary?
9	Black, poorly-sorted sandy siltstone	<i>Konbostrea konbo</i> reef conjoined shells & fragments	tidal flat / lagoon
10	Black, red to green mudstone	massive, plant fragments	marsh / lagoon

と、いずれも外側陸棚に堆積した浅海成タービダイトの可能性が高い。8cは厚層砂岩に葉理の発達した炭質泥岩薄層が規則的に挟在する互層を主体とし、西側の2セクションだけに分布する。後述するような三笠層において西側に浅海相が卓越する傾向や、本相が上方に向かって堆積相6aに漸移することを考慮すると、おそらく非海成で河口付近の潟湖などに間欠的にもたらされた砂質堆積物の可能性がある。

堆積相9と10は非海成の泥岩相である。堆積相9は生物擾乱が著しい砂質シルト岩からなり、しばしば自生～半自生のカキ(*Konbostrea konbo*)の密集層やカキの殻片を含む潮汐干潟の堆積物である。堆積相10は植物片に富み、一部は粘土質の均質な泥岩で、沼沢地に堆積したものである。

堆積相の分布

安藤(1990a)のFig. 3に示されているように、三笠層の各セクションではその地域の堆積環境変化を反映して堆積相が多様な分布をする。本節では三笠層の堆積相分布を東西と南北方向に分けて記述する。なおFigs. 2～6に示した堆積相分布図の対比は、三笠層に同時間面を示す凝灰岩層が乏しいので、産出する示帯化石を考慮しながら、垂直方向の堆積相変化が大きい層準を用いて行った。

1. 東西方向の堆積相変化

まず三笠層の南北性分布に直交する東西方向ではどのような堆積相変化が認められるのだろうか。ここでは北側より、1)空知背斜を挟む西翼側的美唄川セクション(Fig. 1のB)と東翼側の八月沢(A)、キムン芦別川(C)および岩石沢(D)セクション、2)幾春別背斜の幾春別川沿いの4セクション(西から仙太郎沢(H)、奔別川(E)、幾春別西翼(F)、幾春別東翼(G); Fig. 2)、3)幾春別背斜南縁部の3セクション(石油沢(I)、幾春別南翼(J)、ミルトマップ沢(K); Fig. 3)と4)万字地域の3セクション(西から一の沢(L)、シコロ沢(M)、ボンネベツ川(N); Fig. 4)および夕張セクション(O)の、4地域ごとに比較してみよう(Fig. 1)。

a. 空知-幾春別背斜地域(Fig. 2)

上述した1)と2)の2つの地域では東翼側と西翼側での堆積相の違いが顕著である。すなわち、西翼側(美唄川: Fig. 5、奔別川、幾春別西翼)では堆積相6～10の上部外浜以浅の砂岩に富んだ堆積相が多く、垂直的な変化に富む。つまり、各セクションの中部に上部外浜、前浜、潮汐チャネル(以上堆積相6a-bの一部)、潮汐干潟(堆積相6aの一部と9)、沼沢地(堆積相10)の堆

積物が厚く発達する。奔別川、美唄川では数mを越える明らかな非海成層(堆積相10)が認められる。また各セクションの上部にも堆積相6a-bが発達するが、ここには潮汐堆積物は少なく主に前浜～上部外浜の堆積物から構成される。

上記以外にも堆積相4と5が厚く、下部外浜から内側陸棚の堆積物が発達する。堆積相2は美唄川の中部に認められるにすぎない。

背斜東翼側の4セクション(八月沢、キムン芦別川、岩石沢、幾春別東翼; Fig. 6の左半分)では、外側陸棚の粘土岩-シルト岩相(堆積相1, 2)や内側陸棚から下部外浜の細粒砂岩相(堆積相4, 5)が卓越し、キムン芦別川上部の堆積相7を除くと、最も粗粒な部分でも堆積相5である。堆積相7以外はすべて浅海成で前浜や上部外浜以浅の堆積物は認められない。東翼側の方が西翼に比べて細粒相が顕著で、三笠層全体の厚さが大きい。東翼側で見られる細粒岩相と西翼側の粗粒岩相との正確な対比は困難であるが、化石層序からおおよその判断ができる。例えば幾春別東翼のTdが西翼のTwb-Twdに対応する。

背斜両翼のセクションで実測した地層の平均的傾斜を底角とする三角形を仮想し、その斜辺を開いて褶曲前の東西方向の最大距離を復元してみる。空知背斜北部の翼間距離(三角形の底辺)が3～4km、幾春別背斜北部の両翼間が3kmであるので、それぞれの復元した東西距離は4～5.5km、6～6.5kmとなる。従って、上記の堆積相変化は東西数km前後の変化を示していることになる。

b. 幾春別背斜南縁部地域(Fig. 3)

幾春別背斜南縁部の西翼(石油沢)、南翼、東翼(ミルトマップ沢)の3セクションは、東西距離が約3km(褶曲を開くと5.5～6km)で、下部を除くと側方変化が少ない。

西翼のT₁に見られる堆積相8cは、単調な岩相が極めて厚く発達する(約350m)特異な堆積相で河口付近の潟湖相と思われるが、東方には上部外浜相(堆積相5)、内側陸棚相(堆積相4)と急激に側方変化する。T₁中部の上部外浜～前浜相(堆積相6a)は西方に厚くなるが、その上位に位置する下部外浜～内側陸棚相(堆積相4-5)は逆に東方に厚くなる。

T₂の粗粒岩相は全体の厚さは大きく変わらないが、礫岩層の厚さと量が西方に増加する。T₃、T₄の下部外浜～内側陸棚相(堆積相3-5)には、古第三系石狩層群との不整合による剝削によって西側の2つのセクションに欠落部分があり、西翼側(石油沢)の方がその量が

Fig. 2. East-west facies distribution of the Mikasa Formation across the Ikushumbetsu Anticline along the Ikushumbetsu River. For symbols refer to Fig. 6.

Fig. 3. East-westward facies distribution of the Mikasa Formation in the southern part of the Ikushumbetsu Anticline. For symbols refer to Fig. 6.

きい。

c. 万字・夕張地域 (Fig. 4)

三笠層分布域南部の万字・夕張地域のセクションは、一の沢を除けば、いずれも下部外浜から内側陸棚の堆積相 3~5 が卓越する単調な堆積相を示す。T₃ 下部に見られる堆積相 2 は、空知背斜・幾春別背斜北部の東翼側に比べ、かなり薄くて少ない。一の沢以外の各セクションの中部に見られる堆積相 6a は厚さ 30 m を越えない。

西側の一の沢には、前浜相や潮汐干潟相(堆積相 6a-b, 7, 9), 堆積相 8c が厚く、シコロ沢以東とはかなり異なり、沿岸相が卓越する。なお、万字地域の 3 セクションの東西距離はおよそ 5.5 km である。

2. 南北方向の堆積相変化

次に南北方向の変化を追ってみたい。三笠層分布地域の西側では美唄川 (Fig. 1 の B) から奔別川 (E), 幾春別西翼 (F), 石油沢 (I), 一の沢 (L) に至る南北約 30 km 弱、東側では八月沢 (A), キムン芦別川 (C), 岩石沢 (D), 幾春別東翼 (G), ミルトマップ沢 (K), シコロ沢 (M), ポンネベツ川 (N), そして夕張 (O) までの南北約 40 km 強にわたる層相変化を追跡することができる。

a. 空知・幾春別背斜西翼, 万字地域西部 (Fig. 5)

まず、西側を見てみよう。北側 3 セクションは上・下に 2 分、南側 2 セクションは上・中・下に 3 分される。

北側の 2 セクション (奔別川, 美唄川) の下部は外側

Fig. 4. East-westward facies distribution of the Mikasa Formation in the Manji Dome area. For symbols refer to Fig. 6.

陸棚泥岩相(堆積相 1)にのるタービダイト相(堆積相 8 a, 8 b)から始まる。上方に堆積相 4, 5 と順次粗粒化して、沿岸相(堆積相 6 a-b, 7)が続き、一部、潮汐低地相(堆積相 9)や沼沢地相(堆積相 10)がある。礫岩相がより細粒の堆積物に明瞭な境界をもつての部分もある(奔別川: 堆積相 4→7; 美唄川: 堆積相 2→7)。さらに、上限は 6 a の粗粒相または 10 で終り、上部の細粒相(堆積相 2~4)に急変する。なお、美唄川の下半部の中部にはやや厚い泥質岩相(堆積相 2)を含む。

一方、南部の 2 セクションでは三笠層の下限境界が露出せず、観察される最下部には河口潟湖相と思われる堆積相 8 c が厚く発達し上方へは上部外浜~後浜の粗粒砂岩相(堆積相 6 a)に移化する。つまり、北部で見られた、セノマニアの化石を多産する下部外浜~内側陸棚相(堆積相 4-5)が認められない。

北側 3 セクションの上部と南側 2 セクションの中部は、いずれのセクションでも下部外浜、内側陸棚相(堆積相 3~4, 一部 2)で始まり、上方に 5, 6 a と粗粒化

し、上限は外側陸棚相(堆積相 2, 一部 4)に急変する。幾春別西翼以北では潮汐干潟相(堆積相 9)や沼沢地相(堆積相 10)が認められないのに対し、南部の 2 セクションでは頻繁に認められ、ほかの沿岸相を含めてより浅い堆積相に富む。

幾春別背斜南縁部以南の上部は、下部外浜から内側陸棚の砂岩相(堆積相 3~5)が厚い。

b. 空知-幾春別背斜東翼、万字・夕張地域東部

(Fig. 6)

三笠層分布地域の東側は、西側に比べより細粒相が卓越し、南北の連続性や系統的变化が不明瞭である。八月沢から幾春別東翼にいたる北部のセクションでは外側陸棚泥質岩相(堆積相 1, 2)が厚い。ところが、ミルトマップ沢以南になると泥質岩相はかなり薄くなり、逆に内側陸棚の細粒砂岩相(堆積相 3, 4)が厚く発達するようになる。南部のセクションが現在の地理的位置の上で北部のセクションよりも西寄りにあることから、南部のセクションは堆積当時、より陸側にあつてより浅海の堆積

Fig. 5. North-southward facies distribution of the Mikasa Formation in the western part of the Sorachi-Ikushumbetsu Anticline—Manji Dome. For symbols refer to Fig. 6.

Fig. 6. North-southward facies distribution of the Mikasa Formation in the eastern part of the Sorachi-Ikushumbetsu Anticline —Manji and Yubari Domes. For symbols refer to Fig. 6.

相が卓越したことが考えられる。従って、一般的に北側の方がより深く沖合いであったことが示唆される。

八月沢とキムン芦別川セクションの最下部に認められる堆積相 6c は、南方の岩石沢では内部陸棚～下部外浜相(堆積相 4～5)に側方変化し、上位には堆積相 2 が、下位には堆積相 1 の外側陸棚泥質岩相が発達することから、外側陸棚にもたらされた砂質の重力流堆積物ではないかと推定される。

八月沢セクションのチューロニアンは、他のセクションとはかなり異なり泥質岩相(堆積相 1～2)が卓越するために、上部蝦夷層群に区分されている。とりわけ上部チューロニアンにはスランプ性の円礫を含む厚い泥岩相がある(松本・岡田, 1973), これはチューロニアンの八月沢付近が西翼側や南側よりかなり深く、粗粒堆積物(円礫)が泥質堆積物とともに重力流によって沖合いにもたらされる場であったことを示唆する。

三笠層の前進性(上方粗粒化)シーケンス

上述した堆積相についてその垂直分布を大きくみると、特に背斜の西翼側では、一組の厚さが 100～300 m 前後で上方に粗粒化(coarsening-upward)する、層序的に非対称なユニットを 2～3 組認めることができる。本論ではこの上方粗粒化ユニットを便宜上シーケンスと呼ぶ。シーケンスの中には 1 ランク小さな複数の準シーケンスに細分できる部分もある。三笠層分布域東側のセクションは堆積相変化の幅が小さくシーケンスの区分は容易でないことが多い。

一つのシーケンスの構成は、シーケンスや分布域内の地理的位置によって多様性があるが、典型的には外側陸棚の泥質岩(堆積相 1～2)や内側陸棚の HCS 砂岩泥岩互層(堆積相 4)に始まり、順次、下部外浜の癒着 HCS 砂岩(堆積相 5)、上部外浜以浅の斜交層理中～粗粒砂岩(堆積相 6 a-b)や一部礫岩(堆積相 7)と続いている。シーケンス上部に後浜相がある場合には潮汐低地(堆積相 9)や沼沢地・潟湖(堆積相 10)の泥質岩も含まれることが多い。シーケンスの上限は粗粒相で終り、次のシーケンスの細粒相に急変する。シーケンスの堆積相変化はその大部分が大局的に海退性であることを示していることから、これらのシーケンスは陸側の堆積システムがより海側に前進すること(海退/浅海化)によってできた前進性シーケンス(progradational sequence: 例えば CHAN & DOTT, 1986), あるいは海退性シーケンス(regressive sequence)を代表している。

ただし、後で論じるように、シーケンス最上部には薄い海進性の部分を含むことがある。しかし、シーケンス

全体として岩相の上方粗粒化が明瞭である上、観察されるケースが少ないことから、本論では前進性シーケンスに一括することにする。

ここで、本論で認めたシーケンスとシーケンス層序学で用いる「堆積シーケンス」(depositional sequence: VAIL *et al.*, 1977; WILGUS *et al.*, 1988; 安藤, 1990 b)との違いについて略述しておく。なお、堆積シーケンスの概念や境界問題については別稿(安藤, 1990 b)で詳述する。

堆積シーケンスは「上下限が不整合あるいはその不整合に対比される整合面で境された、成因上関係がある相対的に整合的なユニット」と定義されている(MITCHUM, 1977)。また、堆積シーケンスは 1 回の海水準変動周期の間に堆積した、不整合を境界とする層序単位(unconformity-bounded stratigraphic unit: SALBADOR, 1987)とも解釈される。そしてこの不整合は海水準が下降した時の陸上侵食あるいは海底侵食によって形成される。従って、堆積シーケンスの認定においては上下限の境界となる不整合面をどう認定するかが重要な問題となってくる。とりわけ、露頭断面では露出条件などから境界面を見いだすのは容易ではないと予想される。さらに DEMAREST & KRAFT(1987)が指摘しているように、堆積シーケンス境界の不整合の上下は岩相が類似しており、これを大きな海水準低下によるものかどうかを判断することは、ひとつの露頭での観察だけでは難しい。従って、多くの露出良好なセクションでの詳細な観察が必要である。本論で堆積シーケンスを用いない主な理由はここにある。堆積シーケンスが海水準変動を考慮した成因的区分であるのに対して、本論でのシーケンスは岩相・堆積相変化から認めた作業的なものである。

三笠層分布域の北部・中央部(空知・幾春別背斜地域)では 2 つ、南部(幾春別背斜南縁, 万字・夕張地域)では 3 つのシーケンスが認められる(Fig. 5)。これらのシーケンスを下位から第 1, 第 2, 第 3 シーケンスとする。

第 1 シーケンスでは南部を除くと、外側陸棚のタービダイト相(堆積相 8 a-b), 内側陸棚(堆積相 4)から下部外浜(堆積相 5)の HCS 砂岩相, そして上部の沿岸相(堆積相 6 a-b, 7, 9, 10)と上方に海退していくシーケンスが認められる。沿岸相には数回の小規模な振動が記録されている。このシーケンスは三笠層のシーケンスの中で最も厚い。時代は前期セノマニアン(一部後期アルビアンを含む可能性がある。たとえば芦別川セクション最下部: Me)から前期チューロニアンとみなされる。

第 2 シーケンスは内部陸棚相に始まり沿岸相に変化

Fig. 7. Coarsening-upward sequence boundaries of the Mikasa Formation, Middle Yezo Group, observed along the Pombetsu River section (Fig. 1E).

するが、場所によって 3 つの準シーケンスが認められる。一部はシーケンスの上部に薄い上方細粒化部が認められることがある。時代は中期チューロニアンで、上限は後期チューロニアン前期にいたる。

南部だけに見られる第 3 シーケンスは、内側陸棚相が厚く沿岸相はごくわずかである。2~3 つの準シーケンスが認められるが、堆積物の粒度範囲が小さいので、上方への粗粒化は顕著でない。時代は後期チューロニアンである。

前進性シーケンスと堆積シーケンスの関係

三笠層では一般に露頭条件のためにシーケンス境界が露出することはまれであるが、奔別川セクションでは第 1、第 2 シーケンスの最上部と境界がよく露出する (Fig. 7)。

いずれもシーケンスの境界部には、凹凸の起伏をもった侵食面を下底とする礫岩や淘汰の悪い粗粒砂岩があり、上方には外側陸棚のシルト岩相 (堆積相 2) あるいは内側陸棚の HCS 砂岩泥岩互層 (堆積相 4) へと急激に細粒化する。この粗粒岩はその上下位の特徴から、DEMAREST & KRAFT (1987) や NUMMEDAL & SWIFT (1987) が

示した、海水準が上昇する時に上部外浜が波浪の侵食を受けてできた海進性ラグ (transgressive lag) に相当するものと考えられる。そしてこの侵食面は ravinement surface (SWIFT, 1968) とか外浜侵食面 (shoreface erosion surface) と呼ばれる。上方粗粒化シーケンスの境界はこの海進性ラグの上限に引くことができる。これは ravinement surface のような侵食性の境界ではなく急激な岩相境界を意味する。

奔別川セクションの第 1・第 2 シーケンス境界部 (Fig. 5, TL-1, Fig. 7 B: 安藤, 1990 a, plate III -4) では、砂質潮汐低地のトラフ型斜交層理砂岩 (堆積相 6 a) の上に、下底に凹凸のある数 10 cm の礫岩がのり、内側陸棚の HCS 砂岩・泥岩互層 (堆積相 4) に急激に漸移する。漸移部は厚さ数 cm 以内の、淘汰の悪いシルト質の生物擾乱砂岩となっている。この礫岩は上部外浜が波浪の侵食を受けてできた粗粒堆積物と推定され、これを境にして海水準上昇を反映した海進によって堆積環境が潮間帯から内側陸棚にまで変化したことを示している。

奔別川の第 2 シーケンス上限 (Fig. 5, TL-2, Fig. 7 A) では上部外浜相の中~粗粒砂岩 (堆積相 6 a) 上に薄い礫岩がのり、上方に外側陸棚のシルト岩 (堆積相 2) に漸移

する。Ravinement surface の上位約 1.5 m は上方細粒化を示し、海進性の堆積物を代表する。

今のところ三笠層中のシーケンス境界付近に常に海進性ラグや ravinement surface が伴うかは露出不良のために断定できない。

ところが、海水準変動を考慮した成因論的な層序ユニットとして堆積シーケンスを認めた場合には、ravinement surface の直下、またはその下位にある不整合面に境界を置くことになる(安藤, 1990 b)。Ravinement surface は通常侵食性の堆積相境界であるが、海水準下降を意味する堆積シーケンスの境界ではない。つまり、ravinement surface は陸上侵食による不整合を必ずしも意味しない。ただし、不整合面上の堆積物が侵食されたり、面上に堆積物が供給されなかった場合には両者は同一面になる(DEMAREST & KRAFT, 1987)。

Fig. 7 で示したケースはどちらも ravinement surface の下位に沿岸相があり、この中に堆積シーケンス境界面が存在する可能性がある。右側の柱状図の場合には、図示部分の下位も含めて幾つもの明瞭な侵食面(EB)があるが、いずれも小規模である。左側の方は潮汐パンドルを示す含礫粗粒砂岩の基底(SB)が明瞭な侵食面となっており、この面が最も海水準が下がった層準としての堆積シーケンス境界と解釈できるかもしれない。しかし、今のところいずれの柱状図にも大規模な陸上侵食面や河川成のチャネルは確認できないので、境界部付近の堆積時に急激なあるいは大きな海水準低下があったようには思われない。

そこで、VAIL *et al.* (1984)が示したような海水準低下によって生ずるタイプ 1 やタイプ 2 の堆積シーケンス境界ではなく、NUMMEDAL & SWIFT(1987)がタイプ 3 として指摘した、急速に沈降する堆積盆において相対的海水準が低下を伴わずに停滞と上昇を繰り返す場合が注目される。この場合には陸上侵食面を伴うことなく海進面(transgressive surface)あるいは ravinement surface が堆積シーケンス境界を構成することになる。三笠層はこのような一方的に沈降する堆積盆に形成されたのかもしれない。

前進性シーケンスと三角州の前進

安藤(1990 a, Fig. 5)は三笠層の堆積相分布から、三笠層が、西方の島弧に面した南北性方向の蝦夷海盆の陸棚上に堆積した、南北 40 km, 東西 10 km 前後に及ぶ砂質堆積物であることを概念図で示した。その陸棚には公海性の内側陸棚～外浜が広がり、沿岸には一部潟湖のような閉塞環境を有する後浜や、粗粒堆積物を大量に供

給する河川が存在したことも推定した。一方、前述したように、三笠層には、陸棚の堆積システムが前進することによって形成された、一組の厚さが 100～300 m 前後の前進性シーケンスが 2～3 組認められる。こうした三笠層の堆積システムとしては、現在のところ三角州システムあるいはそれを含む陸棚のシステムが最も考え易い。

そこで三角州モデル(例えば CHAN & DOTT, 1986)を上述の陸棚の堆積相分布に適用すると、次のように解釈できる。すなわち、堆積相 6c, 8 a-b を除く上部外浜以浅の堆積相 6～10 は三角州面(delta plain), 下部外浜から内側陸棚の塊状砂岩相・HCS 砂岩である堆積相 3～5 は三角州斜面(delta front), そして外側陸棚の泥質岩相の堆積相 2 は三角州前面の海底(prodelta)の堆積物に対応する。さらに三笠層における堆積相 3～5 の水平的分布から、三角州斜面の水平距離が数 km から 10 数 km 程度であったと推定される。三笠層に見られるシーケンスはこの三角州システムあるいはこれを含むシステムが前進して形成されたのであろう。

しかし、本研究では、この三角州の形態を詳細に復元したり、三角州相と非三角州相の区別を明確に行うことは調査精度の上で困難である。

三笠層は砂岩相の分布を大きくみると、西側では最大の厚さが 400 m を越える一連の砂岩体を構成しているが、東側では数枚の砂岩体(一枚の厚さが 100 m 以下)に側方変化し、砂岩相全体の厚さが減少する(Fig. 2)。東側では逆に沖合細粒岩相が増加するため三笠層全体の層厚は大きくなる。例えば、空知背斜北部では西翼側の美唄川セクション(Fig. 5 B)が厚さ 340 m であるのに対し、東翼側のキムン芦別川セクション(Fig. 6 C)では約 700 m と倍以上である。さらに東方には泥質タービダイトを含む細粒岩相の佐久層(松本・岡田, 1973)に指交し、一部は中部蝦夷層群主部や上部蝦夷層下部の外側陸棚相(泥質岩相)に側方変化する(MATSUMOTO & OKADA, 1971; 平野ほか, 1980, 1981; HIRANO, 1986)。従って、西側では一枚の厚い砂岩体であった三笠層の砂岩体は、東方へは数枚の舌状部へと移化し、それらの間隔が大きくなりながら尖滅することが示唆される。

一方、上述した三笠層全体の東に開いた楔状の形態は、三笠層以外を含めた蝦夷累層群の一般傾向でもある(OBATA & FUTAKAMI, 1977)。一般に堆積速度が小さく圧密度の大きい泥質堆積物の方が、実際には逆に厚くなっているのである。これは一つには陸棚における堆積空間(accommodation space)の形態が、海水面と海側に傾斜する海底の間で楔状を呈することを反映したものである

Fig. 8. Relative sea-level change in the western-central part of the Yezo Basin during late Albian to late Turonian, inferred from the sedimentary facies distribution of the Mikasa Formation. Broken lines mean approximate time lines.

う (POSAMENTIER *et al.*, 1988). 陸棚勾配に大きな変化がなかったと仮定すると、沖合いの方が沈降量が大きかったことを示唆しているように思われる。

前進性シーケンスと地域的海水準変動

堆積相の変化は相対的な海水準変動を記録していることが多い。とりわけ沿岸～浅海堆積物は海水準の位置に直接支配される上、堆積相の変化が大きいので、海水準変動の解析に適している (VAIL *et al.*, 1977)。その意味で、三笠層は有力な研究対象となる。ただし相対的な海水準変動は地域的な構造運動や堆積物供給量の変化を反映していることが多いので注意が必要である。

前述したように、三笠層は沿岸～浅海の粗粒堆積物が厚く埋積・前進した3つのシーケンスから構成されている。全層厚は最も薄い万字地域のシコロ沢で300m、最大の空知背斜東翼部の岩石沢で800mを超える。空知背斜・幾春別背斜北部の東翼部を除けばほとんどは平均ストーム波浪限界以浅(内側陸棚以浅)の堆積物である。もし大きな海水準変動や構造運動がなく、さらに堆積物の圧密が最小と仮定するなら、前進性シーケ

スの厚さは堆積時の水深の推定値となる (VAIL *et al.*, 1977)。現在と同じ海洋物理環境を仮定すれば、どんなに深く見積ってもストーム波浪限界が100mを超えることはないと思われる (斎藤, 1988, 1989 など)。従って、三笠層の場合には少なくとも堆積盆が相対的に200m以上は沈降したことが推定される。例えば、奔別川セクションのTwbは厚さ130mを超えるが、平穏波浪限界(水深約数m～10数m)より浅い三角州面の堆積物であることから、少なくとも110m以上は堆積場が沈降したことになる。従って、三角州では前進ばかりでなく上方への埋積(aggradation)も長期間継続したことが考えられる。

Fig. 8の右側3曲線は、三笠層の東西性堆積相分布から推定を試みた、地域的な相対的な海水準、地域的な古水深の変動曲線である。第3シーケンスは万字・夕張地域に分布が限られるので、幾春別川に沿う幾春別背斜両翼地域における第1・第2シーケンスから求めた曲線(図の下3分の2)の上限(二重波線のところ)に、万字地域の第3シーケンスの結果を重ねてある。東西両翼の各セクションにおける古水深は垂直的な堆積相変化か

Fig. 9. Depositional history of the Mikasa Formation from late Albian to late Turonian in the western-central part of the Yezo Basin. SWB: Mean storm wave base; FWB: Fair weather wave base.

ら一義的に推測することができる。しかし、正確な相対的海水準を求めるには広範囲をカバーする多くの層序断面の情報が必要であり、coastal onlapのパターンを認定することが重要である(VAIL *et al.*, 1977; HAQ *et al.*, 1988; POSAMENTIER *et al.*, 1988)。三笠層の場合には地質構造・露出などの条件から、これを満たす精度の堆積相分布を求めることは今のところ困難である。従って、Fig. 8 に示した海水準変動曲線は、三笠層堆積前の海底を初源堆積基準面として(POSAMENTIER *et al.*, 1988)、2~3 の仮定をおいて得られた予察的なものである。

三笠層の堆積開始期にはそれまで外側陸棚以深の泥質底であった蝦夷海盆西縁に砂質堆積物が供給されるようになったことから、内側陸棚以浅に移化するような相対的海水準のかなり大きな下降が想定される。その後、沿岸～浅海の粗粒堆積物が厚く埋積・前進して、3つの上方粗粒化シーケンスが形成された。これは堆積盆の沈降速度が大きく、相対的海水準が多くの場合上昇傾向にあったことを意味している。絶対的な沈降速度を一義的に求めるのは困難であるので、ここでは一定と仮定しておく。前述したようにシーケンス境界付近に大きな不整合が見いだされないで、陸上侵食面をもたらすような大

きな海水準低下がなかったことが仮想される。そうすると曲線は全体的に左上がりとなり、その間に小規模な上昇期と停滞期の繰り返しが数回あったものと考えられる。

Fig. 8 の左側 2 つの曲線は、HAQ *et al.* (1988)による海水準変動、および coastal onlap 曲線(いわゆる VAIL 曲線あるいは HAQ 曲線)の三笠層の時代に相当する部分である。前期セノマニアンから中期チューロニアンの振動が三笠層で推定した曲線とやや類似しているように思える。もし対応が正しいとすれば、これが世界的な海水準変動の影響といえるかもしれない。蝦夷海盆は堆積盆のサイズがかなり大きいので地球規模の海水準変動の効果を大きく受けるものと予想される。本論でこの点を断定するものではないが、可能性を指摘しておきたい。

三笠層の堆積史

最後に Fig. 8 の相対的海水準変動曲線を考慮しながら、三笠層の形成過程や海岸線の位置変化を時代ごとに見てみよう(Fig. 9)。

三笠層の上下の地層は泥質岩が卓越して三笠層と対照をなすことから、中期アルビアン以前とコニアシアン以

降の北海道中央部石狩炭田地域は、西側に予想される海岸線からはるか東方にあって、平均ストーム波浪限界以深(Mean Storm Wave Base : MnSWB)の泥質堆積物が卓越する外側陸棚以深であったことがわかる。なお、MnSWB は海底の地形や勾配によって異なるが、現世の陸棚の研究からおおよそ 10 数 m から 70 m 前後とされている(斎藤, 1988, 1989 など)。

後期アルビアンになると、空知背斜や幾春別背斜北部地域には堆積物重力流が流入して砂質堆積物が供給された。西翼側には浅海成のタービダイト(堆積相 8 a-b)、空知背斜北部の東翼側には堆積相 6 c が堆積した。その流入方向は西方からの側方流と、背斜の伸びの方向である NNE 方向の軸流で特徴づけられる(田中・角, 1981)。

前期セノマニアンに海水準が大きく低下すると、MnSWB は背斜東翼東方まで進出し、陸側の堆積システム(おそらく三角州)の前進によって下部外浜から内側陸棚(三角州斜面)の細砂底が広がり、癒着 HCS 砂岩や HCS 砂岩泥岩互層が厚く堆積した。しかし、セノマニアン期の夕張地域にはほとんど粗粒堆積物が供給されない状態にあったと思われる。

後期セノマニアンから前期チューロニアンにかけて、海退がピークに達し、平穏波浪限界(Fair weather wave base : FWB)や海岸線は現在の背斜の軸付近まで前進した。背斜の西側や万字地域西部には沿岸や三角州面の粗粒な堆積物が厚く堆積しながら上方に埋積が進行した。こうして前期セノマニアンに始まった第 1 シーケンスの形成が終了した。斜交層理から推定した古流向に系統的な傾向を見いだすのは困難であるが、海岸線(背斜軸)に平行な沿汀流(longshore currents)起源のことが多いように思われる。

空知背斜北東部はチューロニアンに入ると相対的に深くなり、外側陸棚泥質岩相の堆積場へと変化した。

中期チューロニアンの前期にはいったん小規模な海進があり、空知背斜・幾春別背斜北部の東側を除く全域に下部外浜から内側陸棚の砂底が広がった。その後の海退時には堆積システムの中心が南部に移動して、幾春別背斜南部から万字地域西部に粗粒相が最も厚く埋積した。これが第 2 シーケンスである。

後期チューロニアンになると、北部の背斜地域には海進性の泥質堆積物が広く堆積し始め、北東端部(八月沢付近)にはスランプ性の含礫泥岩が厚く発達する。しかし、幾春別背斜南部以南には、今までより弱いものの、ストームが卓越する下部外浜から内側陸棚が広がり、細粒砂が厚く堆積し、第 3 シーケンスができた。これは

堆積システムが南進して砂の供給源が南方に移動したことによって説明できる。

おわりに

堆積システムは一般に、1)堆積物供給量(堆積速度)と 2)堆積盆の構造的沈降とのバランスに大きく支配されている。また、沿岸のシステムの場合には 3)波浪や潮流による堆積物の移動や再堆積、そして 4)海水準の変動も大きな形成要因である。三笠層の場合には、西方陸側の火山島弧から大量の堆積物が供給されて高堆積速度が維持されたという地質学的背景が想定される。沿岸側では沈降速度よりも堆積物供給速度の方が大きいため、堆積物は上方に厚く埋積しながら海側に付加し、沿岸の堆積システム(三角州)が前進したのであろう。沖合い側には大量の泥質物が沈積したが、堆積速度と沈降速度のバランスが長期間維持されたため、極めて厚い沖合い泥質岩相が形成されたものと予想される。また沿岸から内側陸棚にかけては潮流やストーム波浪の影響を大きく受けて、特徴的な砂質堆積物が厚く堆積した。さらに複数の前進性シーケンスの形成には数回に及ぶ急速な海水準上昇による海進とその後の緩慢な海退が重要な要因であったものと推定される。

一方、蝦夷海盆はテクトニックな背景として火山島弧をひかえた前弧海盆で説明されることが多い(OKADA, 1983 など)。従って、三笠層の堆積過程はテクトニックな影響を大きく受けるであろう。本論では堆積地質学的なアプローチに絞って考察を進めてきたので、この点を論じないが、今後の課題として重要であることを指摘しておきたい。

本論では三笠層の堆積相分布から解釈・考察されるいくつかの堆積学的局面を示した。現在シーケンス層序学のケーススタディが盛んに進められつつある北米 Western Interior の白亜系(例えば NUMMEDAL *et al.*, 1989)のような静穏縁辺(passive margin)での成果に比べ、解析の精度はかなり劣る。しかし、日本のような活動縁辺(active margin)でも地殻変動によるバイアスを的確に配慮すれば、シーケンス層序学の手法を用いることが可能である。地殻変動が大きい上堆積盆の規模が小さいことは、大陸周辺では読みづらい小周期の相対的海水準変動の解析に適している。その意味で日本の他地域、他時代のセクションでの解析を積み重ね、それらの比較をしていくことが重要であろう。

ま と め

1)空知-幾春別背斜地域の三笠層は西側のセクション

ほど陸側の浅い粗粒な(内側陸棚以浅)砂岩相が卓越し、垂直変化が著しい。一方、東側では下部外浜以深の泥質岩相を主体とし、西側に比べて垂直変化が少なく単調でかなり厚い。幾春別背斜南縁部以南でも西側に浅海相が卓越するが、上記の地域に比べ側方変化が少なく、東側でも内側陸棚の細粒砂岩相が厚く単調である。

2)三笠層は厚さが100~300 m前後で上方に粗粒化する非対称なシーケンスが、空知-幾春別背斜地域では2つ、幾春別背斜南縁部以南では3つ認められる。第1から第3シーケンスの時代はそれぞれ、前期セノマニアン~前期チューロニアン、中期チューロニアン~後期チューロニアン前期、後期チューロニアンである。これらは沿岸の堆積システムが海側に前進することによってできた前進性(海退性)シーケンスを代表していると考えられる。そのシステムとしては三角州やそれを含むシステムが考え易い。

3)前進性シーケンスの境界部がよく露出する奔別川セクションでは、潮汐低地砂岩の上に、外浜波浪で形成された侵食面である *ravinement surface* と海進性ラグを伴う。上位には次のシーケンスの沖合い細粒岩相に急変する。シーケンス境界はラグの上限に引くことができる。しかし、堆積シーケンスの概念を考慮した時に予想される、*ravinement surface* の下位にくる顕著な侵食面をもった不整合面(堆積シーケンス境界)が見いだせない。従って、三笠層の堆積盆では相対的海水準の上昇傾向が顕著であったために、*ravinement surface* が堆積シーケンス境界をなしていたことが予想される。

4)三笠層は火山島弧をひかえた前弧海盆に堆積した、海側(東側)に開いた楔状の堆積体を構成している。西側では一連であった砂岩体が、東側では数枚の舌状体に側方変化し、泥質岩相が厚くなるためにそれらの間隔が大きくなりながら尖滅する。さらに東方には中部蝦夷層群主部および佐久層、上部蝦夷層群下部へと側方変化する。

5)三笠層の東西性の堆積相分布から、大まかではあるが地域的な相対的海水準変動曲線が求められる。三笠層の堆積開始期の前期セノマニアンには大きな下降が想定され、その後、後期チューロニアンに至るまで全体的には上昇傾向が維持された。しかし、その間には厚い2~3枚の前進性シーケンスをもたらした、急速な上昇とその後の停滞期とが繰り返したものと推定される。特に後期セノマニアンから中期チューロニアンの部分は HAQ *et al.* (1988)による海水準曲線とやや類似する。

6)三笠層の堆積場には、前期セノマニアンに起こった大規模な相対的海水準下降による海退に伴って、三角州

を含む沿岸の堆積システムが西側から前進してきた。その後の海水準上昇とともに堆積システムの前進と上方への埋積が継続して、厚い第1シーケンスが形成された。中期チューロニアンの、小規模であるが急速な海水準上昇をもたらした海進とその後の海退は、第2シーケンスの形成を導いた。後期チューロニアンになるとこの堆積システムは南方に移動したため、堆積場の北部・中央部は泥質外側陸棚に移化し、南部に第3シーケンスが形成された。

謝辞 研究にあたって文化庁の桂 雄三博士、北海道開発コンサルタントの永田秀尚氏には野外で貴重な助言や討論をいただいた。東京大学の速水 格教授、棚部一成助教授、歌田 実助教授、早稲田大学の平野弘道教授、高知大学の前田晴良博士、地質調査所の斎藤文紀氏にはおりあるごとに討論をしていただいた。早稲田大学の坂幸恭教授は粗稿の閲読を快く引き受けてくださった。調査に当っては、岩見沢営林署、上芦別営林署、岩見沢林務署に入林を許可いただいた。なお本研究の一部は文部省科学研究費(奨励 A, 課題番号 63790263)、および早稲田大学に勤務していた際に授与された早稲田大学特定課題研究助成費(62A-81)によった。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, 1990 a: 上部白亜系中部蝦夷層群三笠層の層序と浅海堆積相. 地質雑, **96**, 279-295.
 ———, 1990 b: 堆積シーケンスとその境界の認定と意義. 地学雑, **99**, 247-261.
 CHAN, M. A. and DOTT, R. H., Jr., 1986: Depositional facies and progradational sequences in Eocene wave-dominated deltaic complexes, south-western Oregon. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **70**, 415-429.
 DEMAREST, II, J. M. and KRAFT, J. C., 1987: Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata. In NUMMEDAL, D., PILKEY, O. H. and HOWARD, J. D., eds.: *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., no. 41, 223-239.
 DOTT, R. H., Jr. and BOURGEOIS, J., 1982: Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 663-680.
 FUTAKAMI, M., 1986 a, b: Stratigraphy and paleontology of the Cretaceous in the Ishikari Province, Central Hokkaido. Part I. Stratigraphy of the southern areas. Part II. Stratigraphy of the northern areas. *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C*, **12**, 7-34, 91-120.
 HAQ, B. U., HARDENBOL, J. and VAIL, P. R., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. 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,

- 71-108.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B. and WALKER, R. G., 1982 : Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course*, no. 9.
- 平野弘道・安藤寿男・平川正人・森田利仁・石川 亨, 1980-81 : 北海道大夕張地域南部の化石層序学的研究. 第 1 部一岩相層序と地質構造. 第 2 部一化石層序. 早稲田大教育学研究—生物学・地学篇, no. 29, 37-46, no. 30, 33-45.
- HIRANO, H., 1986 : Cenomanian and Turonian biostratigraphy of the offshore facies of North Pacific—An example of the Oyubari area, central Hokkaido, Japan. *Bull. Sci. Engineer. Res. Lab. Waseda Univ.*, no. 113, 6-20.
- MATSUMOTO, T. and OKADA, H., 1971 : Clastic sediments of the Cretaceous Yezo Geosyncline. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 6, 61-74.
- 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**, 275-309.
- 松野久也・田中啓策・水野篤行・石田正夫, 1964 : 5 万分の 1 地質図幅「岩見沢」および説明書. 北海道開発庁, 168 p.
- MITCHUM, Jr., R. M., 1977 : Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11 : glossary of terms used in seismic stratigraphy. In PAYTON, C. E., ed. : *Seismic stratigraphy — Application to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **26**, 205-212.
- NUMMEDAL, D., PILKEY, O. H. and HOWARD, J. D., (eds.), 1987 : *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., no. 41, 260 p.
- and SWIFT, D. J. P., 1987 : Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities : some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In NUMMEDAL, D., PILKEY, O. H. and HOWARD, J. D., eds. : *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., no. 41, 241-260.
- , WRIGHT, R., COLE, R. and REMY, R., 1989 : *Cretaceous shelf sandstones and shelf depositional sequences, Western Interior basin, Utah, Colorado and New Mexico*. Field Trip Guidebook T 119, 28th Intern. Geol. Congr., Amer. Geophys. Union, Washington, D. C., 87 p.
- 小島郁生・二上政夫, 1975 : 北海道万字地域の白亜系. *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C*, **1**, 93-110.
- OBATA, I. and FUTAKAMI, M., 1977 : The Cretaceous sequence of the Manji dome, Hokkaido. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 21, 23-30.
- OKADA, H., 1983 : Collision orogenesis sedimentation in Hokkaido, Japan. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S., eds. : *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. 91-105, TERRA SCI. PUBL., Tokyo.
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. and VAIL, P. R., 1988 : Eustatic controls on clastic deposition I — conceptual framework. 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, 109-124.
- 斎藤文紀, 1988 : 沿岸域の地形や堆積物と波浪作用限界水深の関係. 月刊地球, **10**, 458-466.
- , 1989 : 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑, **98**, 350-365.
- SALBADOR, A. (INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION), 1987 : Unconformity bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **98**, 232-237.
- 佐々保雄・田中啓策・秦 光男, 1964 : 5 万分の 1 地質図幅「夕張」および説明書. 地質調査所, 184 p.
- SWIFT, D. J. P., 1968 : Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Jour. Geol.*, **76**, 444-456.
- 田中啓策・角 靖夫, 1981 : 北海道中軸帯白亜系の古流系. 地調月報, **32**, 65-127.
- VAIL, R. R., MITCHUM, Jr. R. M., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON III, S., SANGREE, J. R., DUBB, J. N. and HATLID, W. G., 1977 : Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In PAYTON, C. E., eds. : *Seismic stratigraphy — Application to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **26**, 49-205.
- VAIL, R. R., HARDENBOL, J. and TODD, R. G., 1984 : Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In SCHLEE, J. S., ed. : *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **36**, 129-144.
- WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. St. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. and VAN WAGONER, J. C., (eds.), 1988 : *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., no. 42, 407 p.

(要 旨)

安藤寿男, 1990 : 上部白亜系中部蝦夷層群三笠層の浅海堆積相分布と前進シーケンス. 地質雑, **96** 453-469. (ANDO, H., 1990 : Shallow-marine sedimentary facies distribution and progradational sequences of the Mikasa Formation, Middle Yezo Group (Upper Cretaceous). *Jour. Geol. Soc. Japan*, **96**, 453-469.)

北海道中西部の上部白亜系中部蝦夷層群三笠層は, 泥質な前弧海盆西縁に西側の火山島弧から大量に供給された砂を主体とする沿岸～陸棚成堆積物である. 西方ほど沿岸の粗粒堆積相が多く, 陸棚の深度勾配を反映した堆積相分布を示す. 本層には, 沿岸の堆積システム(おそらく三角州)が上方に埋積しながら海側に前進して形成された, 厚さ 100～300 m 前後の非対称な前進性(上方粗粒化)シーケンスが北部・中部では 2 つ, 南部では 3 つ認められる. 露出する境界部には外浜侵食による ravinement surface と海進性ラグを伴い, 上方には沖合成細粒岩相に急変することが観察される. これらのシーケンスは, 前期セノマニアンの大きな相対的海水準の下降に続く, 全体的な上昇とその間の急速な上昇・停滞の繰り返しを反映していると考えられる. また, 堆積相とシーケンスの分布から, 三笠層堆積時には時代とともに砂の供給源が移動して堆積システムが南進したことが推定される.