

北海道中央部の中部蝦夷層群三笠層に見られる浅海成堆積物

—ハンモック状斜交層理に注目して—

安 藤 寿 男

Shallow marine deposits in the Mikasa Formation of the Middle
Yezo Group in Central Hokkaido — with special reference
to hummocky cross stratification

Hisao ANDO

Abstract : The recent discussions on the hummocky cross stratification (HCS) is reviewed briefly in the first half of this paper, from the viewpoint of the sedimentological and stratigraphical significance. The idealized HCS sequence of sedimentary structures consists of the hummocky cross-laminated (H), flat laminated (F) and ripple cross-laminated (X) sandstone units, and the bioturbated mudstone unit (Mb). The sequence has been thought to be formed by a single storm or a series of storm events in the middle to lower shoreface between a fair weather wave base and a storm wave base. The descriptive usefulness of this model is also confirmed by the sedimentary facies analysis of the Upper Cretaceous sandy strata in central Hokkaido.

The Cenomanian-Middle Turonian Mikasa Formation of the Middle Yezo Group along the Pombetsu River in the Ishikari Coal Field comprises two major retrogressive sequences from offshore-lower shoreface to foreshore-marsh sediments. The first sequence is represented by the Me, Twa and Twb Formations in upward sequence, while the second one by Twc and Twd. The lowest bed, Me, composed of rhythmically alternating sandstone and mudstone, may be offshore storm sheet sand and fair weather mud described as FXM or HFXM. The Twa and Twc Formations are characterized by hummocky cross-stratified fine-grained sandstone and subordinate bioturbated muddy sandstone or sandy mudstone (HFXMb), and amalgamated HCS sandstones (HHH). They are interpreted as the storm sediments in the lower to middle foreshore. The shallowest Twb and Twd Formations also have minor regressive sequences. The lower part of Twb contains two intermediate sequences composed of the trough cross-stratified, partly conglomeratic, medium- to coarse-grained sandstone of the upper shoreface, the conglomerate and conglomeratic sandstone of the foreshore-beach, and the thick, black to dark red carbonaceous (bituminous) mudstone of marsh and swamp environments. The three small sequences in the upper part of Twb show that tidal deposits composed of cross-stratified medium- to fine-grained sandstone are covered with muddy marsh deposits. The last Twd Formation comprises the middle shoreface amalgamated HCS sandstone and the foreshore conglomeratic coarse-grained sandstone frequently forming forset bedding. The Mikasa Formation is followed by the offshore sandy siltstone of the Upper Yezo Group conformably with the remarkable lithologic change which means the Late Turonian transgression.

はじめに

筆者はここ数年北海道の上部白亜系蝦夷層群(OKA-DA, 1983)の二枚貝の群集組成や産状を解明することを目的として、タフォノミーの角度から特に中部蝦夷層群三笠層の観察を進めてきた。その際、単調に見える塊状の砂岩層に、河床の侵食面では葉理や層理が明瞭に認められることに気づいた。厚さ数10mの塊状細粒砂岩層が、

実は斜交葉理の発達する細粒砂岩と、生物擾乱の顕著な泥岩あるいは泥質砂岩の互層からなるのである。

こうした斜交葉理は最近ハンモック状斜交層理(Hummocky cross stratification: 以下 HCS と略称する)と呼ばれるもので、三笠層中にかかなり普遍的に分布することがわかってきた。

小論では HCS の最近の議論について紹介し、その堆積学・層序学的意義についてまとめる。次に石狩炭田地

域の中で最も露出の良い奔別川下流域の三笠層を取り上げ、三笠層の堆積相と浅海成堆積物、特にストーム堆積物について予察的に報告する。

ハンモック状斜交層理とはなにか

1975年以来堆積学の分野では、陸棚上部浅海帯で形成されたとされる地層に卓越する堆積構造の、ハンモック状斜交層理(HCS)が注目されている。HCSはCAMPBELL (1966)が“truncated wave-ripple laminae”と称したものと同一とされている。HAYES (1967)が陸棚堆積物におけるストームの役割を強調して以来、いわゆるタービダイトとは異なる陸棚上の級化層がストーム堆積物である可能性が検討されてきた。HARMS et al. (1975)がHCSの用語を初めて用いて以来、現在に至るまでHCSを含む浅海成ストーム堆積物の研究は枚挙に暇がない(DUKE, 1985)。

DOTT and BOURGEOIS (1982)は記載モデルとして典型的なHCS sequenceを提示した(図1a)。それによれば一つのsequenceを画する境界が第1次の、いわゆる層理面に相当し、第2次の境界が各ハンモック状層理のセット間の境界である。更に第3次のそれは個々の層理面となる。第2次境界は局所的な侵食面(scouring, truncation)となっており、側方に平行な層理に移化することが多い。1つのsequenceは下位よりハンモック状層理部(H)、水平層理部(F)、斜交層理部(X)、泥岩部(M)からなり、しばしばこの組合せには欠如部がある。

ハンモック状層理部は基底部に明瞭な侵食面を持った、厚さ数cmから80cmに及ぶ、低角(一般に 10° 以下、時に 15° を越える)のハンモック状あるいは緩い谷状の大きな斜交層理からなる。ハンモックは1~数mの波長を持つが、上から見ると上に凸の円または楕円形で、頂部が顕著な方向性を持たない(図2a; SURLYK and NOE-NYGAARD, 1986, fig. 2; SWIFT et al., 1983, fig. 1; CRAFT and BRIDGE, 1987, fig. 6D)。したがって任意の断面でよく似た形態を示す。一枚の層理は1mmから1.2cm程度であり、互いに平行な層理がセットを作り、それらのセット同士がscour-and-drape構造を成す。粒度は細粒砂から粗粒シルトが主体で、まれに中粒砂に及ぶことがある。級化は不明瞭であるが淘汰は良好である。しばしば殻片、礫、泥岩片等がラグ(lag-deposits)としてHの最下部やHの中の第2次境界の直上に含まれることがある。最上部は水平層理部に漸移し、その境界はあまり明瞭ではないが、一般に平坦である。

その上に1~5cm厚程度の細粒砂からシルト層理よりなる斜交層理部が続く。層理は対称あるいは非対称のリップルを呈することが多い。最上部の泥質部は塊状、平行層理状、あるいは著しく生物擾乱を受けた泥からなる。筋状の細粒砂の薄層(streak)を含むことも多い。

これらH→F→X→Mの4ユニットは全部揃うとは限らず、いろいろなタイプの変異がある(図1b)。一部が微侵食を受けて癒着(amalgamate)することも多い(図1c)。M、Xが欠如したり、側方に下位のM、Xを切り込んだ場合には、H→H→Hと連続する厚いsequenceを構成する。この場合には第1次、第2次境界の識別は困難なことが多い。底生生物の活動によって乱されてMとHが区別がつかなくなった場合には、Hbと記される。

図1aの右端に示したようにHは高エネルギーのストーム波浪最盛期の堆積物として保存される。ストームが減衰するにつれてF、次いでXが沈積し、通常の静穏時の条件でMが堆積する。従って一つのHCS sequenceは1回のあるいは一連のストームイベントによって形成され、その波浪条件によってsequenceに多様性が生ずる。

DOTT and BOURGEOISは古典的タービダイトと類似したproximal-distal関係をHCSでも認めている(図1d)。つまり癒着したHタイプと通常のHFXYMが同じくらいの頻度で最も普通にみられ、distal性を増すにつれてFXMY、微小ハンモックレンズ、級化ラミナイト(laminite)の出現頻度が増加する。

一方WALKER et al. (1983)はDOTT and BOURGEOISのモデルに対し、最下部に一方向流(unidirectional flow)による塊状・級化部(B)・平行層理部(P)を加え、BPHFXMからなるsequenceを提示した。その成因として乱泥流を想定し(HAMBLIN and WALKER, 1979)、このBPHFXMを一方の端成分に位置づけタービダイト-HCSタイプと呼んだ。そしてDOTT and BOURGEOISの癒着HCSがHFXYMモデルでもBPHFXMモデルを使っても適切な記載ができないことを強調した。経験的に癒着HCSではハンモック状部よりも谷状部(swale)が多いことから、LECKIE and WALKER (1982)は谷状部の卓越するものをスウェール状斜交層理(Swaley cross stratification, SCS)と命名した。そして癒着HCS-SCSタイプと呼んで典型的HCSに対置させた。これら2つの端成分によってHCS sequenceの変異が統一的に説明されるとした。

これに対しDOTT and BOURGEOIS (1983)は、彼ら自

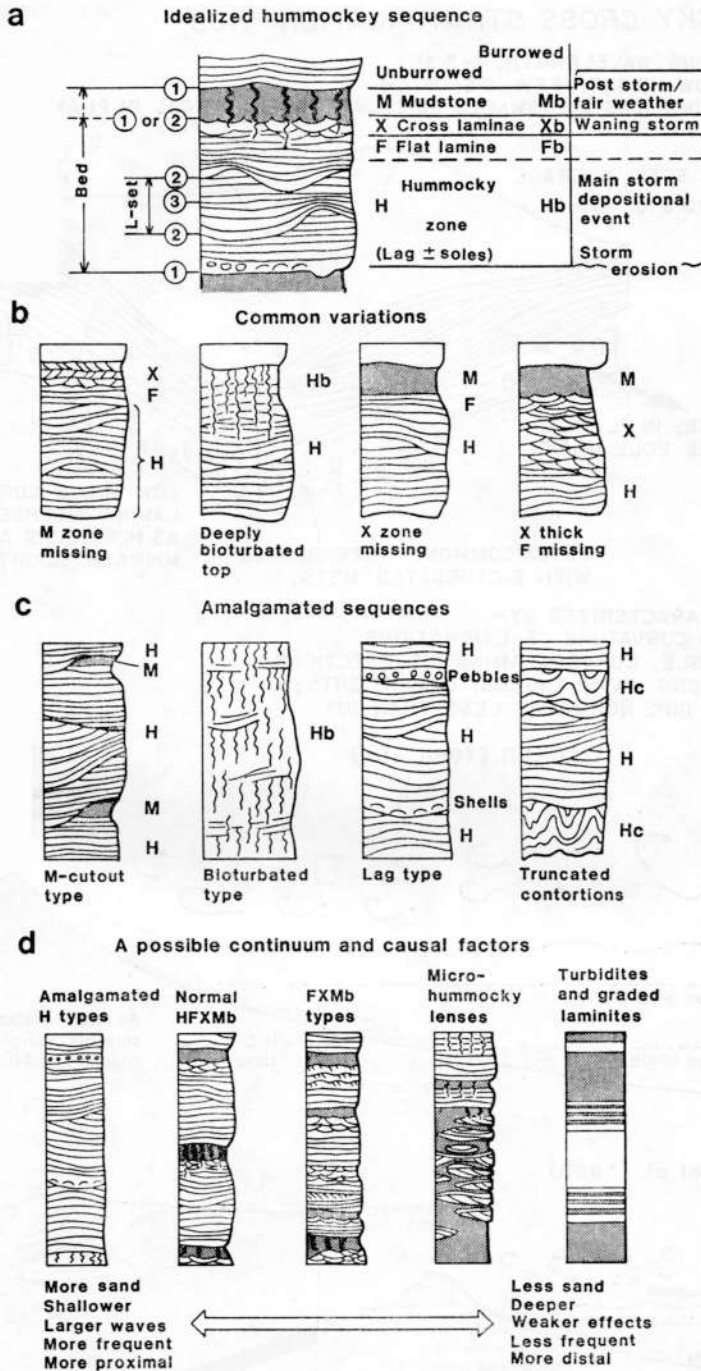
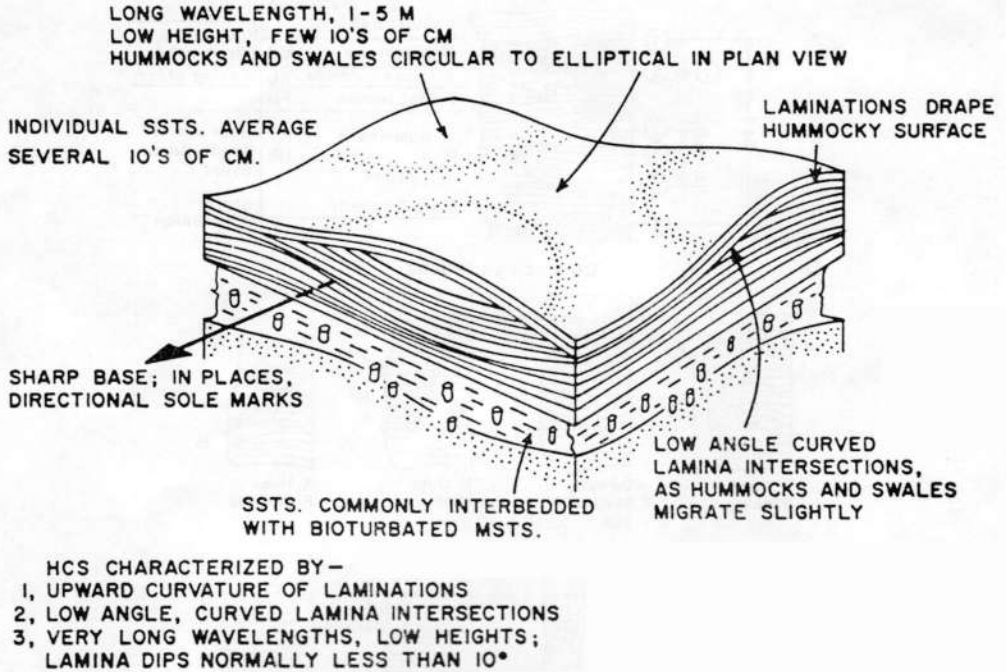


図 1 a: 典型的ハンモック状斜交層理 (HCS) sequence とその構成要素。番号は 1 ~ 3 次境界, L-set: lamina set; b: HCS sequence の変異。左の 2 つが最も一般的; c: 癒着した HCS sequence の変異; d: 異なるタイプの HCS sequence から推定された側方変異関係。(いずれも DOTT and BOURGEOIS, 1982; READING, 1986 による)

a HUMMOCKY CROSS STRATIFICATION-HCS



b

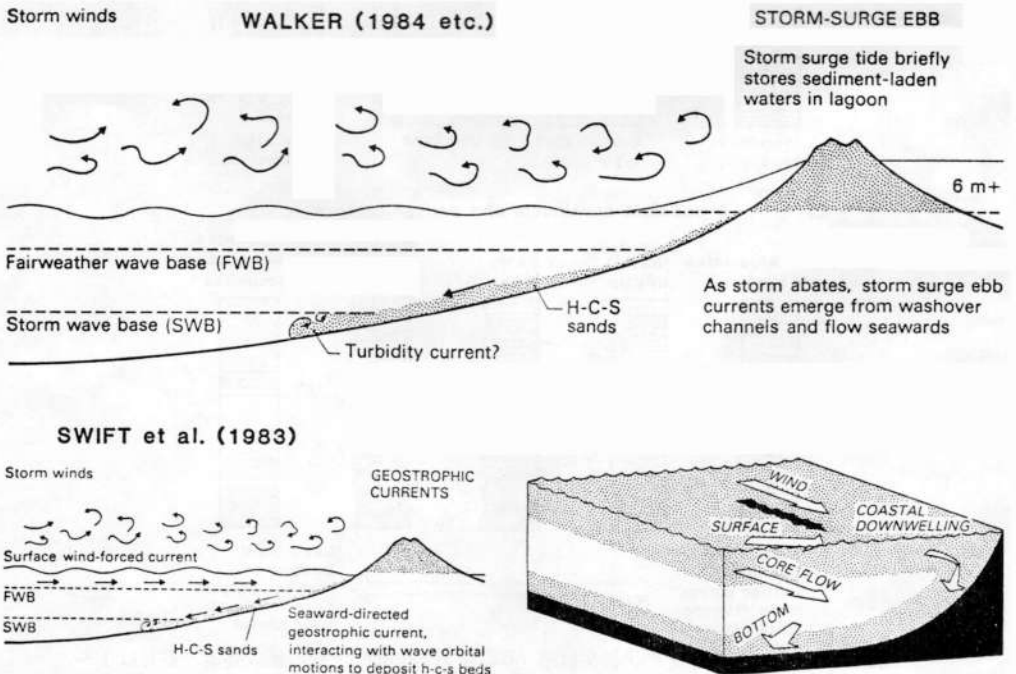


図 2 a: ハンモック状斜交層理のブロックダイアグラム。典型的な HCS 砂岩, 生物擾乱泥岩の互層 (WALKER, 1984; fig. 11); b: ストーム堆積物の形成に関する 2つの対立する生成機構 (READING, 1986, fig. 7.6).

身のモデルの方が節減の原則 (principle of parsimony) に従ったより単純なモデルであって、SCS の語は不要であり、 $H \rightarrow H \rightarrow H$ で十分説明できると主張して反論した。彼らや従来の研究例の再調査から、明かな P で始まる HCS がわずかに数%に過ぎないこと、B で始まる実例を見いだせないことから両者を正式な成分とみなす必要がないとした。

DUKE (1985) は HCS を含む3つの岩相組合せとして、互層岩相 (interbedded lithologies)、癒着砂岩相 (amalgamated sandstones)、SCS 砂岩相 (swaley cross-stratified sandstones) を示した。ここでは SCS 砂岩相を癒着砂岩相と独立させていることが注目される。SCS 砂岩相中には癒着の証拠がなく、スウェール状葉理セットの侵食面が数m以上は続かないことで特徴付けられる。一部トラフ型の斜交層理を含む。この砂岩相は前二者によく伴われ、海退期の堆積層では前二者の上ののることから、通常の HCS 形成場よりも浅海でのストーム波浪による堆積物と推定されている。MCCRORY and WALKER (1986) によると、SCS は通常の HCS よりもやや粗粒 (粗粒から中粒砂) で、静穏時波浪限界よりも浅いが、ストームが卓越して静穏時の堆積構造がほとんど残されない、沖浜で形成された堆積構造と考えられている。

SCS を HCS とは独立した構造と見なすか否かについてはまだ異論があり、WALKER と彼の共同研究者をはじめとする人達が SCS を認めているに過ぎないようである。しかし静穏時波浪限界で浅でのストーム堆積物を考慮した見解は注目しておくべきであろう。

いずれにせよ、DOTT and BOURGEOIS (1982) の HCS sequence モデルに従って多くの浅海成堆積物が詳細に記載されるに及んで、このモデルの有効性は確立されたといってよい。最近では HCS を含むストーム堆積物に注目した堆積相解析の実例が数多く発表されている (桂ほか, 1985; SURLYK and NOE-NYGAARD, 1986; MCCRORY and WALKER, 1986; CHAN and DOTT, 1986; CRAFT and BRIDGE, 1987)。

また HCS の成因論、堆積様式、現世堆積物との比較といった方面の研究も進められつつある。HCS の成因には未知の部分が多いが、HCS は、かなり大きな波長を持った対称的な斜交層理であることから、ストーム波浪時の高エネルギー条件で生成するものであり、これがストームの影響の指示者として有効であることは衆目の一致する所である。

現在の所その形成が自然界で目撃された例はない。実験室レベルのごく小さな類似構造が振動流実験で再現されたに過ぎない。今の所、静穏時波浪限界 (fair weather wave base) と暴浪時波浪限界 (storm wave base) の間 (図 2b)、一部静穏時波浪限界に浅に及ぶ場所に作用し、HCS を形成する非常に稀な巨大営力として次のような可能性があげられている。

WALKER (1984) はストーム時の高潮の引き波が沖浜で HCS を形成し、沖合いで乱泥流を引き起こしたと考えている。一方 SWIFT et al. (1983) は地衡流起源の、沖に向かう combined-flow storm currents を強く示唆した。

最近 MARSAGLIA and KLEIN (1983)、DUKE (1985) は HCS を形成する気象現象が、ハリケーン、冬季ストームである可能性を、世界各地からの多数の堆積相研究例をデータベース化して論じている。MARSAGLIA and KLEIN は気候帯分布と古生代~中生代の69例に基づいて、中緯度帯の冬季波浪サイクロン、ハリケーン、direct storm effect をこの順に重要な作用因と考えた。DUKE は古生代~現世の107例を通して同じくハリケーン、冬季ストーム、direct storm effect の順と結論した。DUKE (1985) に対する討論は現在でも活発に続いているようである (KLEIN and MARSAGLIA, 1987; SWIFT and NUMMEDAL, 1987; DUKE, 1987)。

従来塊状の砂岩厚層として一括されていた地層が、HCS を認定することによって、10数 cm~数m単位の単層の sequence として捉えることができる。岩相記載がより精確になると共に、より明確な岩相・堆積相分布の解明が可能となる。HCS 砂岩が、暴浪時波浪限界で浅のストームが卓越した環境を指示する点で、従来のレベルより明確な環境復元を導く。厚い浅海砂岩層の多くの部分は連続的に堆積したのではなく、ストームという地質学的には瞬間ともいえるイベントの繰り返しによってできたのである。そうした記録を残しているのがストーム堆積物なのである。

石狩炭田地域の三笠層

石狩炭田中央・東部に北北西-南南西に延びる空知背斜の南部と幾春別背斜の両翼に分布する三笠層 (図 3) については、YABE (1909) がトリゴニア砂岩層と命名して以来、上部白亜系蝦夷層群の層序・古生物学的研究の中で多くの研究が行われてきた (YABE, 1927; 長尾ほか 1938; 深田ほか, 1953)。MATSUMOTO (1942-43;

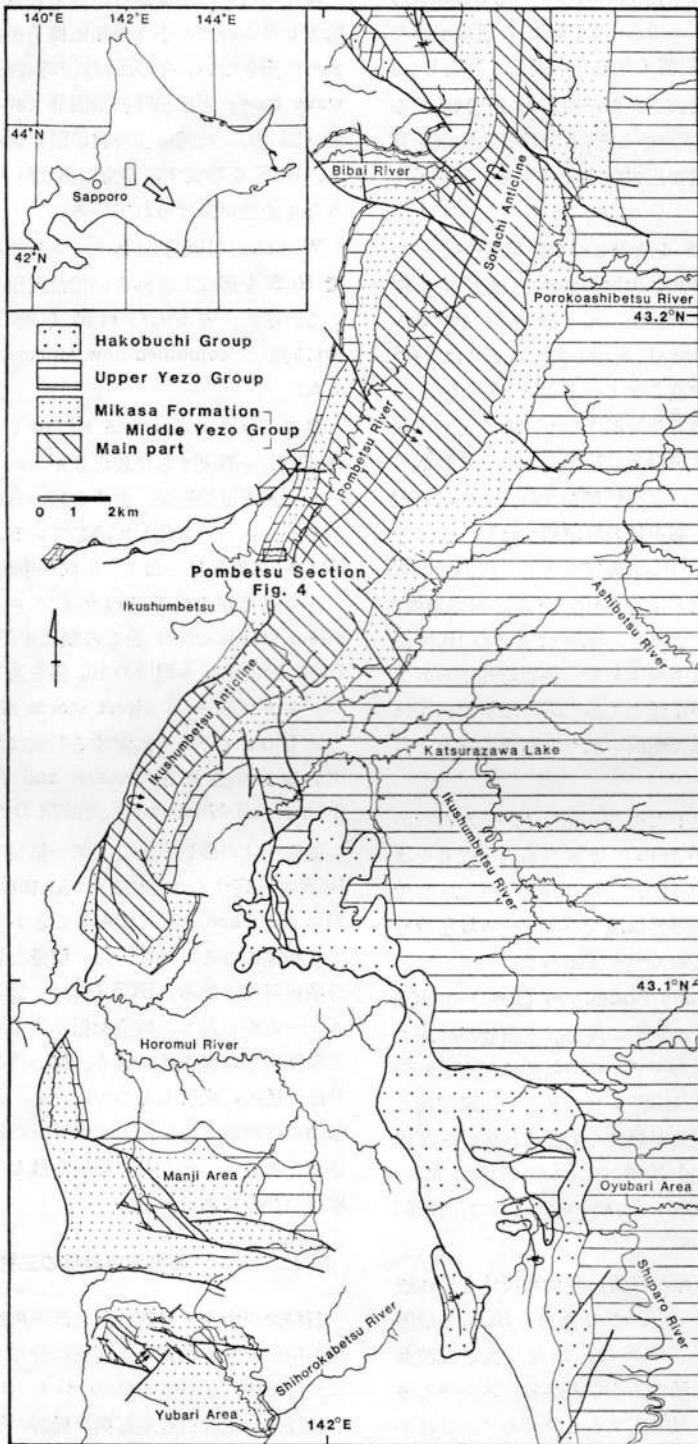


図3 石狩炭田西部の白亜系の分布と奔別セクションの位置図。

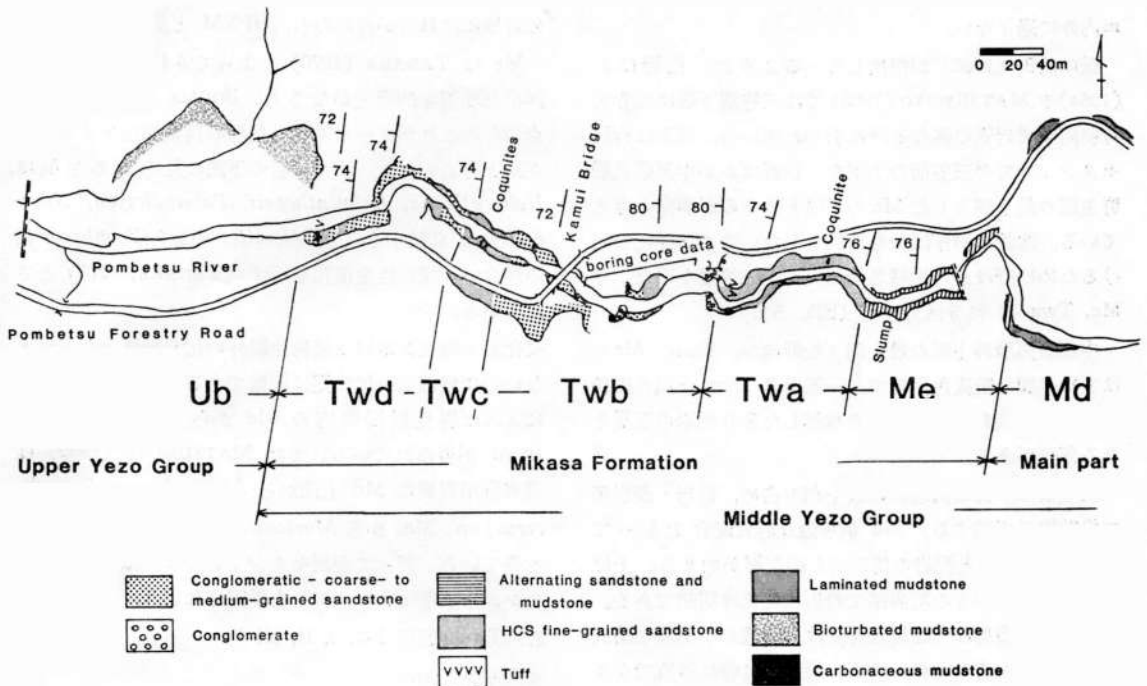


図4 奔別セクションの三笠層のルート地質図。幾春別川総合開発計画平面図（奔別ダム貯水池周辺平面図，2500分の1）を使用。

1954)による日本の白亜系の総括的研究によって、「トリゴニア砂岩層」は蝦夷累層群(OKADA, 1983 が下～上部蝦夷層群, 函淵層群を一括)中部蝦夷層群の局地的な累層であることが認められた。松本(1951)によって新たに三笠層の名称が与えられ, 模式地は幾春別川本流の背斜東翼部と指定された。その後三笠層の名称は「上芦別」(清水ほか, 1953), 「幾春別岳」(吉田・神戸, 1955), 「岩見沢」(松野ほか, 1964), 「夕張」(佐々ほか, 1964)などの地質図幅でも用いられ, 石狩炭田西部に南北に分布する三笠層の層相・化石相分布の詳細が明らかとなった。その成果は TANAKA (1963, 1970, 1971)でも報告されている。

また FUJII (1958), IJIMA (1959), OKADA (1965)らによって三笠層の砂岩の堆積岩石学的記載が行われ, 砕層物を供給した後背地の推定がなされた。

最近では小畠・二上(1975), OBATA and FUTAKAMI (1977), TANABE et al. (1978), 二上ほか(1980), 松本ほか(1981), 二上(1982), 二上・宮田(1983), FUTAKAMI (1986), 前田(1986)らによって, 美唄地域から幾春別, 更に南方の万字, 鳩の巣地域にいたる広域で, 化石層序

学・古生態学的観点から研究が進められている。特にアンモナイト・イノセラマス化石群集の組成・分布・産状と岩相との対応関係の研究には飛躍的な進展が見られる。三笠層は一般に西方に粗粒化し浅海堆積物・浅海生化石群集に富むことから, 同層堆積時には西方に陸地が存在し, 東方により沖合となることが明かとなっている。しかし詳細な堆積相解析は十分でなく, 化石相解析のレベルに比べやや遅れている感は否めない。

奔別地域の三笠層の地質概説

調査ルートは幾春別川支流の奔別川下流で(以下奔別セクションと呼称する), 幾春別背斜の西翼に属する(図4)。奔別セクションでは中部蝦夷層群主部(松野ほか, 1964のMd; MATSUMOTO, 1965のI), 三笠層(Me, Twa~d; Iの最上部とII a'~d'), 上部蝦夷層群(Ub~g; III a', b')がそれぞれ整合で重なり, 西方上位で西に急傾斜している。奔別川下流の, 神居橋の上流280mから下流160mにわたってほぼ連続的に三笠層が露出する(図版V-3)。約40mの露頭の欠如部分は奔別ダム基礎調査で採取されたボーリングコア資料を用い

て補足することができた。従って観察の欠如はわずか10 m内外に過ぎない。

既に前田(1986)が指摘しているように、松野ほか(1964)や MATSUMOTO(1965)では三笠層下限は幾春別背斜両翼で岩質の異なる所に引かれている。筆者は奔別セクションでの三笠層の下限を、松野ほかが中部蝦夷層群主部の最上部とした Me の下限とするのが適当と考えている。本論は層序区分を目的としないので、混乱を避けるため松野ほかの地層名を用いて、三笠層を下位より Me, Twa~d に5区分する(図5, 6)。

中部蝦夷層群主部の最上部(松野ほか, 1964の Me)は主に単調な暗灰色泥岩で、一部厚さ10cm未満の細粒砂岩薄層を挟有して、泥岩の卓越した砂岩泥岩の互層となる部分がある。

三笠層は中部蝦夷層群の最上部を占め、砂岩・礫岩等の粗粒岩が卓越する。Md から急な岩質変化をもって Me の細粒砂岩と泥岩の規則的な細互層が始まる。上位の上部蝦夷層群との境界部での岩相変化は明瞭である。

上部蝦夷層群は生物擾乱を受けて層理の不明瞭な暗灰色砂質シルト岩を主体とする。最下部は特に砂質でシルト質細粒砂岩である。二上ほか(1980)、松本ほか(1981)で報告されたように、石灰質ノジュールを多く含み、後期チャーロニアンのアンモナイト・イノセラムスを豊富に産する。

奔別セクションの三笠層

1. Me (図版 I-1, 2)

<層厚> 100m (松野ほか, 1964)

<岩質> 下位より80mは細粒砂岩(単層層厚数 cm~30 cm, 10cm±が卓越)と泥岩(数~20cm)の砂岩優勢な有律互層を主体とする(図版I-1)。その上位10mでは砂岩は量・厚さ(2~5 cm, 稀に15cm)共に減少し、ほぼ等量互層となり、一部泥岩が卓越する。小規模なスランブ構造が見られ、スランブシートの厚さは数10cmから2 m位である。最上部の10mは下部で見られる互層と類似した互層であるが、最上部5 mではやや厚い砂岩(15~20cm)の多い互層へと変化する。

互層の1つのユニットは一般に明瞭な級化部を欠き、炭質物微片の多い厚い(数~10数cm)平行葉理部、波長数 cm 振幅1~3 cm 程度のカレントリップルが卓越する厚さ数 cm の斜交葉理部、平行葉理の発達する泥岩部(20cm未満)で代表される(図版I-2)。これは BOUMA sequence ならば Tbc, HCS sequence なら

ば FXM で表現される。最上部5 mでは15cmを越える砂岩層にはH部が認められ、HFxm と記される。

Me は TANAKA(1970)によってδ相の Me として詳細な堆積学的研究がなされ、BOUMA sequence の観点から、これがタービダイト起源の典型的なフリッシュ互層と考えられた。また砂岩の下底に見られる生痕は、*Helminthoida*, *Helminthopsis*, *Palaeodictyon*, *Neonereites* が卓越するので、*Nereites* 相から *Zoophycos* 相の沖合い・深海性生痕相を示す(TANAKA, 1971)とされている。

<化石・時代> 本層は植物片以外の化石をほとんど含まないので精確な時代決定は困難である。松野ほか(1964)によれば岩見沢図幅内の Me から *Anagaudryceras sacya* が得られている。また MATSUMOTO(1959)は幾春別川東翼の Md 上部から *Mortoniceras (Deiradoceras)* sp., Me₁ から *Mortoniceras (Durnovarites)* sp. を得ている。従って奔別セクションの Me は上部アルビアンから下部セノマニアンと推定されよう。

2. Twa (図版 I-3, 4, II, III-1)

<層厚> 90m

<岩相> 数10cm~1.5 m 以内の緑灰色で細粒の、HFxm Mb と癒着砂岩(1.5~8 m)から構成される。下部の15mには典型的な HCS sequence が卓越するが(図版I-3, II-1)、その上位では癒着砂岩が多くなり(図版II-2)、泥質砂岩や砂質泥岩(M)が少なくなる。

一つのユニットはほとんどが明瞭な侵食面を持つHで始まる。しばしばH最下部またはH葉理セットの下部に軟体動物殻片(*Inoceramus* や *Pterotriconia* などの厚殻二枚貝)や泥岩片が密集している(図版II-2)。H部の厚さは10cm~1 m 以内で典型的なハンモック状葉理を示し、しばしば侵食・埋積構造がよく見える。下位の Mb を数10cmの深さにわたって切り込んでいるものもある。H部が1 mを越える場合は通常Hが癒着して繰り返している。Pで始まると思われるものもあるが僅かである。10 cm 以下の砂岩層ではHは見られずFで始まる。下位より8 mには *Skolithos* 様の径5 mmの直線状 burrow が見られ、最長30 cmに及ぶ。また Mb 部から垂直な burrow がH部に達していることもある。

Hの上には通常数~10cm内外のFが伴われ、時には殻片を含む。Fが欠如して Mb へ続くものも少なくない。Xは一般に保存されていないことが多く、あっても厚さ2~3 cmを越えない。波長6 cm以内、振幅1 cm以内程度の小規模なカレントリップルからなることが多い

(図版III-1)。Mb では暗緑灰色泥質細粒砂岩が卓越し、稀に砂質泥岩となる。厚さは10数 cm～1 m 以内であるが、稀に1 mを越える。生物擾乱を受けほとんど無層理・斑状になり、特定の生痕の形態が残っていないことが多い。擾乱の程度が弱い場合には2～3種類の水平・垂直 burrow やウニが残っている。また擾乱を受けて痕跡的な薄層が残っているものもある。

<化石・時代>下部50mはH部に他生の *Inoceramus* や厚殻二枚貝、アンモナイト、単体サンゴ等が葉理を成して産する。下から27 mに *Pterotriconia*, *Aphrodina*, *Glycymeris* などの厚殻二枚貝、巻貝、アンモナイト片が密集した厚さ25～30cmの顕著なコキナイトがある(図版II-3, 4)。最下部より5mのH部から *Austiniceras cf. austeni* と思われる径70 cmの巨大アンモナイトが得られた(図版I-4)。

MATSUMOTO(1965)によれば下部より *Calycoceras asiaticum*, *Mantelliceras* sp., 上部より *I. yabei* を産する。今回下部より *I. tenuis* MANTELL と同定される標本を得ている。従って Twa 下部は前期セノマニアンから中期セノマニアンを指示するものと考えられる。上部からは時代決定に有効な化石を得ていないが、MATSUMOTO (1965) の *I. yabei* 産出の報告を考えると、中期～後期セノマニアンを指示するものと予想される。

3. Twb (図版 III-3, 4, IV-1～3)

<層厚> 130m

<岩質>三笠層中で最も粗粒岩に富み、岩相の垂直変化が著しい地層である。粗～中粒砂岩を主体とし、厚い礫岩、礫質砂岩、そして炭質物片に富む黒色泥岩からなる。最下部の、厚さ10mに近い forset bedding を示す細～大礫岩が、Twa の HCS 砂岩に明瞭な境界をもっている(図版 III-3)。

下部に黒～暗緑～暗赤茶色の、炭質物に富んだ2枚の厚い泥岩があり(それぞれ12m+, 20m), いずれも下部に3～4 mの一部礫質の中粒砂岩を挟んでいる。2枚の泥岩の間には含礫中～細粒の癒着砂岩(10m), トラフ型斜交層理含礫粗～中粒砂岩(9 m)(図版 III-4), forset bedding (最大傾斜40°)の顕著な中礫礫岩(4 m)がある。

上部では一部礫質のトラフ型斜交層理中～粗粒砂岩(8～18m)と薄い含炭質物片黒色泥岩(40 cm～1.2m)が3回繰り返している。最上部は中規模のトラフ型斜交層理の顕著な中～粗粒砂岩(9 m), チャンネル状に下位を切り込み斜交葉理を示す礫岩(30～60cm)で終わる(図

版 IV-2)。

3枚の黒色泥岩の下位の砂岩はいずれも tidal bundles あるいは mud drapes が見られる部分(数10cm厚)を伴う(図版 IV-3)。上2つの泥岩下位の砂岩には幅数m深さ、50cm内外のチャンネルが見られ、中～細粒黒色泥質砂岩で埋積されている(図版 IV-3)。また *Ostrea* の殻片がしばしば含まれる。

<化石・時代>*Ostrea* 片、植物片以外の化石が産出しないので、精確な年代は決定できないが、恐らく後期セノマニアンから前期チューロニアンに及ぶものと思われる。

4. Twc (図版 III-2, IV-4, V-1, 2)

<層厚> 32m

<岩質>下部18mは10cm～150cmのFMb, FXMb, HFXMb からなり、Twa に比べかなりMの量が多く(最厚120cm), 細粒である。上部14mは非常に厚い均質な癒着砂岩で、その中部に凝灰質砂岩(60cm)がある。厚いMb 部には底生生物の活動で破壊された痕跡的な数 cm 程度の細粒砂岩の薄層(F)が残っている。各々のFやHの下底も生物擾乱のため少々不明瞭である。ウニやマカロニ状の水平 burrow が見られる(図版 III-2, IV-4)。なお田中・角(1981)は本層より *Ophiomorpha*, *Teichichnus* を報告している。

<化石・時代>MATSUMOTO (1965)によると、*Subprionocyclus neptuni*, *Inoceramus hobetsensis* が得られている。今回も大型の *I. hobetsensis* の産出を見た。従って本層の年代が中期チューロニアンであることは間違いないであろう。

5. Twd (図版 V-4)

<層厚> 100m

<岩質>主に中～粗粒砂岩からなり、粗粒砂岩の下底に細～中礫を含むことが多い。下部では Twc 上部と一連の癒着砂岩が10mにわたって続く。最下部に細～中礫を含む10～20cm厚のコキナイトレンズが2枚ある。中部は中礫を含む中～粗粒トラフ型斜交層理砂岩(15m), 僅かに中礫を含む中～細粒の癒着砂岩(12m)からなる。上部は礫質砂岩を主体とし、大規模な forset bedding が見られる。上位に向かって癒着砂岩が卓越するようになる。最上部は forset bedding の顕著な礫質粗粒砂岩(120 cm), 淘汰不良黒色炭質礫質細粒砂岩(50cm)で終わり、上部蝦夷層群のシルト質砂岩に移行する(図版 V-4)。

<化石・時代>最下部礫質コキナイト中に *Aphrodina*,

Meekia, *Apiotrigonia*, *Ostrea*, 巻貝の殻片が密集する。今回は時代決定に有効な化石を得ていない。MATSU-MOTO (1965) は最上部からトリゴニア類の *Yaadia ainuana* を得ている。上部蝦夷層群下部から後期チューロニアンを指示する *I. teshioensis* が産出すること(二上ほか, 1980), *Twc* が中期チューロニアンの *I. hobetsensis* を含むことから、本層の年代は中期チューロニアン後期から後期チューロニアン前期と推定される。

奔別セクションの三笠層の堆積環境

奔別セクションの三笠層は大局的にみると *Me* から *Twa*~*b* と、*Twc*~*d* の2つの海退 sequences から成る。沖合い性の *Me* を除くと、一つの海退 sequence は (1)下部~中部沖浜の HCS が卓越した細粒砂岩→(2)上部沖浜のトラフ型斜交層理粗~中粒砂岩→(3)前浜の礫質斜交層理粗粒砂岩・潮汐堆積物の粗~細粒砂岩・海岸湿地の黒色泥岩からなっている。(3)の上部は更に小規模な海水準変化を示している(図5)。

Me から *Twa* への変化は、最も沖合い性の *Me* 主要部を構成する FXM あるいは *Tbce* 互層から、*Me* 最上部の HFXM, そして *Twa* 最下部の HFXM と連続的である。*Me* の互層には級化部がないのでむしろ典型的タービダイトとはいえない。同じ互層中で H あるいは F で始まる砂岩があることから、*Me* は H の形成には至らないようなエネルギーの弱いストームで形成された可能性がある。あるいはスランプ層準より下位はタービダイト、それより上位はストーム砂岩とも考えられよう。スランプ層準は沖合いと下部沖浜との移行部に傾斜変換点があったことを意味するかもしれない。

Me から *Twa* にかけて緩やかではあるが、海退傾向にある。*Twa* 下部の典型的 HCS sequence 卓越部が下部沖浜、上部の癒着砂岩の卓越部が中~上部沖浜の堆積層と想定される。上部ほど砂の供給量が増加している。コキナイトはストームによって殻片が密集したストームシートのラグであろう。

Twb は何回もの小規模な海水準変化によってできた中部沖浜から海岸湿地にかけての堆積物である。下部に大きな海退 sequence が2つ、上部に小さなものが3つある。この堆積サイクルは対称ではなく、海進時の堆積物はほとんどなく、主に海退時の堆積物が保存されている。*Twb* の最初の sequence は海浜もしくは河川域の厚い礫岩で始まる。これは堆積物に急激な変化をもたらした海退があったことを指示する。海退が進み潟あるいは

海岸湿地の厚い黒色泥岩が堆積した。次に2回目の sequence の上部沖浜の砂岩に覆われる。更に中部沖浜の癒着砂岩から上部沖浜・前浜の砂岩、そして海岸性の礫岩と続き、やはり厚い泥岩で終わる。上部の sequence はいずれも上部沖浜から前浜の砂岩礫岩に始まり、tidal flat, tidal channel 上の潮汐堆積物に移化し、潟あるいは海岸湿地の薄い泥岩で終わる。これは *Ostrea* 殻片の産出からも裏付けられる。この泥岩が薄いことは海水準が長期間停滞安定しないですぐに変化したことを意味するだろう。

Twc は *Twb* 最上部の海岸成チャンネル状礫岩にのる中~下部沖浜の堆積物である。礫岩直上に下部沖浜の典型的 HCS sequence が続くことから、ここでも海進性の堆積物が保存されていない。上部に向い砂の供給量がふえているので、静穏時の泥が保存されないストームの卓越した環境に変化していった。*Twd* 最下部の中部沖浜の癒着砂岩には軟体動物殻片が密集したコキナイトが介在する。これは *Twa* の下部に含まれていたものとよく似ており、同じ様な条件で形成されたものであろう。

Twd 主要部では上部沖浜~前浜の斜交層理砂岩・含礫砂岩が厚いことから、浅い環境が長く継続し、厚い堆積物に応じて堆積場が沈降したものと思われる。3層準に上部~中部沖浜の癒着 HCS 砂岩が見られ、小規模な海進があったことがわかる。*Twd* 中には潮汐堆積物を指示する証拠は今の所見いだされていない。

Twd から *Ub* への変化は整合ではあるが岩質変化は急で、*Twd* 最上部の 50cm の砂岩が後期チューロニアンの海進を記録した地層である。

おわりに

今回概報した奔別セクションは、中部蝦夷層群三笠層とその上下の堆積物が連続的に露出しており、条件が良好である。アンモナイト、イノセラムスによって化石層序が確立され時代論が信頼できる点でも、中生代の浅海層としては稀な好条件を有している。堆積相解析によって三笠層が大きく二つの海退性 sequence からなっており、それぞれの上には更に小さな sequence の繰り返しが判明した。今後こうした解析を他地域に広げてゆけば、三笠層堆積盆の発達史をより立体的に復元することが可能になるだろう。

“トリゴニア砂岩層”の名称は三笠層を特徴付けるコキナイトに由来している。奔別セクションをはじめ、他地域での砂岩層の観察から、トリゴニア類をはじめとする

厚い二枚貝が密集するコキナイトは、癒着砂岩中の厚いストームシートのラグとして形成されたものと推定される。例えば幾春別背斜東翼の三笠層に何枚も挟まれる含礫砂岩化石層は、奔別セクションの Twc 中のコキナイトよりも礫や殻片が多量に供給されたストームラグと思われる。また葉理を成す薄い化石密集層は HCS 中の薄い葉理状ラグとして堆積したものであることが多い。このように三笠層の化石層は細粒砂岩中であっても *in situ* の化石をほとんど含まない。従ってストームが卓越する沖浜の砂岩に含まれる化石は、ほとんどが再堆積したもの予想される。ただし M 部には自生の産状が保存される可能性があるため、今後詳細な観察を必要とする。

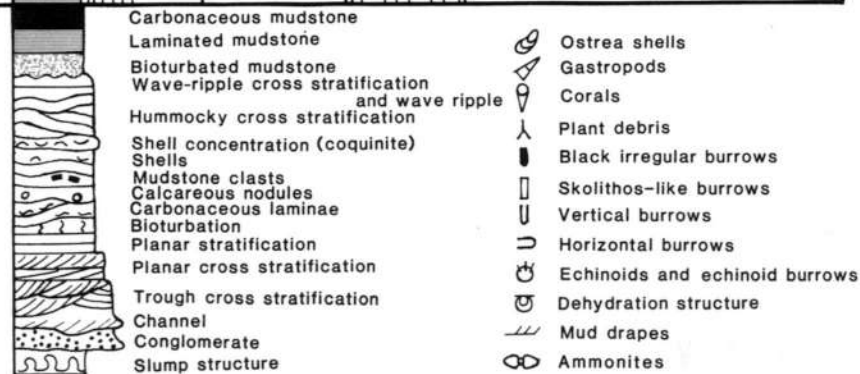
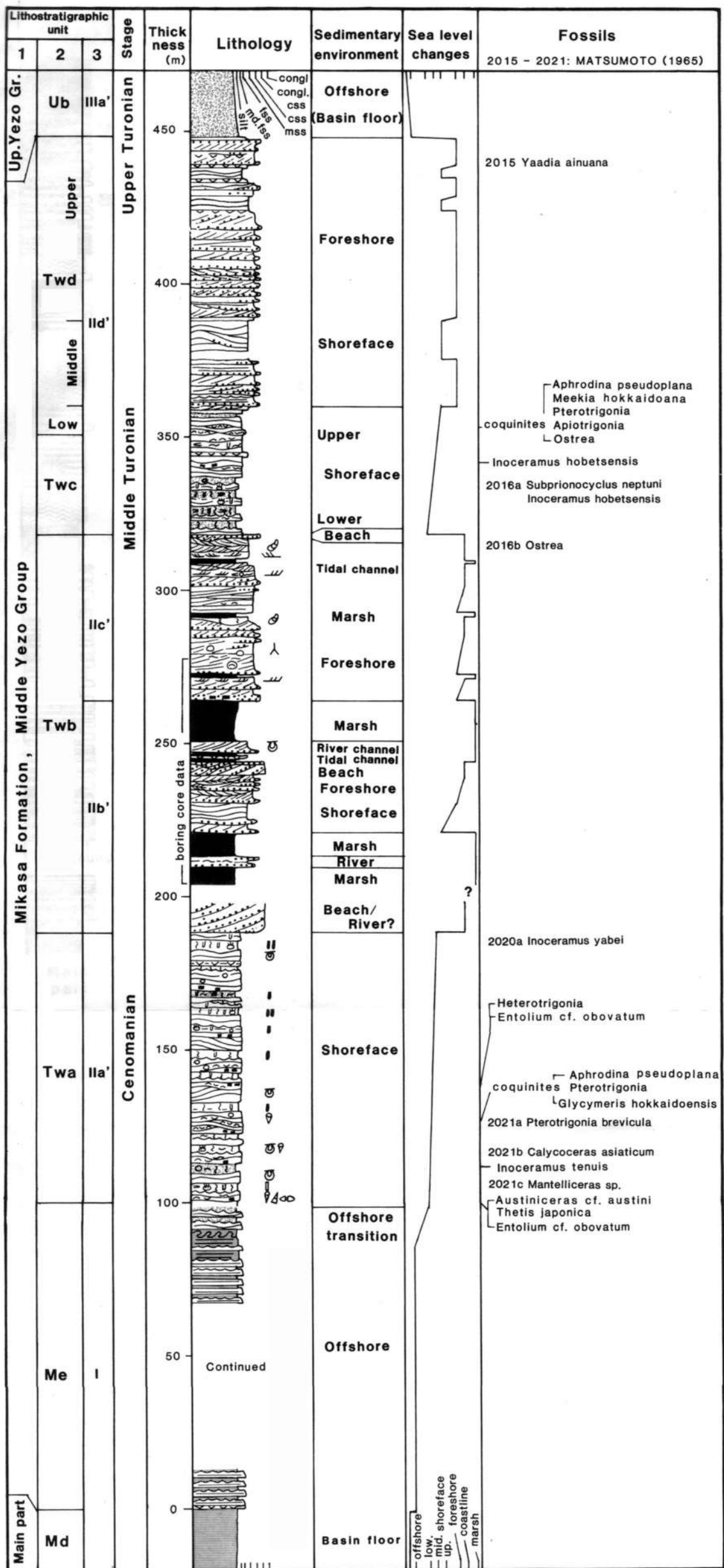
HCS モデルの導入によって化石層形成過程の理解の視点がより深化するといえるのではないだろうか。

[謝辞]: 小論をまとめるにあたり筑波大学の桂雄三氏には現地地同行をお願いし、種々の論議をして戴いた。早稲田大学教育学部地学教室の平野弘道教授、同大学院生の早川浩司氏には折に触れ内容の議論をして戴いた。また *Inoceramus* の同定には同院生の浅井明人氏の意見を伺った。調査に際しては北海道開発コンサルタントの永田尚典氏の協力を受け、奔別ダム基礎調査工事ボーリング資料の閲覧、また同調査において作成された 2,500 分の 1 地形図を提供して戴いた。北海道開発局石狩川開発建設部の許士達広氏には上記地形図の使用を許可戴いた。なお本研究の一部は文部省科学研究費(奨励研究 A, 課題番号 62740469), および昭和 61, 62 年度早稲田大学特定課題研究助成費(61A-75, 62A-81)による。以上の方々、関係当局に厚く御礼申し上げる次第である。

文 献

- CAMPBELL, C. V., 1966: Truncated wave-ripple laminae. *J. Sed. Petrol.*, **36**, 825-828.
- CHAN, M. A. and DOTT, R. H., Jr., 1986: Depositional facies and progradational sequences in Eocene wave-dominated deltaic complexes, southwestern Oregon. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **70**, 415-429.
- CRAFT, J. H. and BRIDGE, J. S., 1987: Shallow-marine sedimentary process in the Late Devonian Catskill Sea, New York State. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**, 338-355.
- DOTT, R. H., Jr. and BOURGEOIS, J., 1982: Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Ibid.*, **93**, 663-680.
- and ——, 1983: Hummocky stratification: Significance and its variable bedding sequences: Reply. *Ibid.*, **94**, 1249-1251.
- DUKE, W. L., 1985: Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, **32**, 167-194.
- , 1987: Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and its winter storms: Reply. *Ibid.*, **34**, 344-359.
- FUJII, K., 1958: Petrography of the Cretaceous sandstone of Hokkaido, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, **6**, 129-152.
- 深田淳夫・石井次郎・市川輝雄・血木正夫, 1953: 幾春別川の白亜系。北海道地質要報, no. 22, 1-9.
- 二上政夫, 1982: 北海道鳩の巣地域の白亜系—とくにアンモナイト群集の特性—。地質雑, **88**, 101-120.
- FUTAKAMI, M., 1986: 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.
- 二上政夫・宮田雄一郎, 1983: 北海道中西部上部チュエロニア系・アンモナイトの群集特性—コリンニョニセラス亜科の系統解釈に関する基礎的研究—。地質雑, **89**, 31-40.
- ・棚部一成・小島郁生, 1980: 北海道奔別地域白亜系上部チュエロニア系のメガ化石群集の特性。 *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, **2**, 1-13.
- HAMBLIN, D. P. and WALKER, R. G., 1979: Storm-generated shallow-marine deposits: The Fernie-Kootney (Jurassic) transition, Southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 1673-1689.
- HARMS, I. C., SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R. and WALKER, R. G., 1975: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. econ. Paleont. Miner., Short Course*, No. 2, 161 p.
- , —— and WALKER, R. G., 1982: Structures and sequences in clastic rocks. *Ibid.*, No. 9.
- HAYES, M. O., 1967: Hurricanes as geological agents: Case studies of Hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963. *Texas Bureau Econ. Geol. Rep. Invest.*, no. 61, 54 p.
- IJIMA, A., 1959: On relationship between the provenances and the depositional basins, considered from the heavy mineral associations of the Upper Cretaceous and Tertiary formations in central and southeastern Hokkaido. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, **11**, 339-385.
- 桂雄三・増田富士雄・岡崎浩子・牧野泰彦, 1985: 筑波台地周辺の第四系中にみられるストーム堆積物の特徴。筑波の環境研究, no. 9, 56-62.
- KLEIN, G. DEV. and MARSAGLIA, K. M., 1987: Hum-

- mocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, **34**, 333-337.
- LECKIE, D. A. and WALKER, R. G., 1982: Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar—Lower Gates interval—outcrop equivalents of deep basin gastrap in Western Canada. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, 138-157.
- 前田晴良, 1986: 北海道美唄地域の上部白亜系層序と化石動物群. 地質雑, **92**, 135-153.
- MARSAGLIA, K. M. and KLEIN, G. DEV., 1983: The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *J. Geol.*, **91**, 117-142.
- MATSUMOTO, T., 1942-3: Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Part I-III. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ.*, Ser. D, **1**, 129-280, **2**, 98-237.
- 松本達郎, 1951: 蝦夷層群と関門層群. 地質雑, **57**, 95-98.
- MATSUMOTO, T. ed., 1954: The Cretaceous System in the Japanese Islands. *Japan Soc. Prom. Sci., Tokyo*, 324 p.
- , 1959: Zonation of the Upper Cretaceous in Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, **9**, 55-93.
- , 1965: A monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido, Part I. *Ibid.*, **16**, 1-80.
- 松本達郎・二上政夫・棚部一成・小島郁生, 1981: 北海道奔別地域上部チュウロニアンのアンモナイト群集. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, **3**, 1-10.
- 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.
- MCCRORY, V. L. C. and WALKER, R. G., 1986: A storm and tidally-influenced prograding shoreline—Upper Cretaceous Milk River Formation of southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, **33**, 47-60.
- 長尾巧・斉藤林次・松本達郎, 1938: 北海道幾春別川筋白亜系層序の予察 (特に *Inoceramus* の産出順序について). 地質雑, **45**, 259-263.
- 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, Special Papers*, no. 21, 23-30.
- OKADA, H., 1965: Sedimentology of the Cretaceous Mikasa Formation. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, **16**, 81-111.
- , 1983: Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S. eds., *Accretion Tectonics in the Circumpacific Regions*. p. 91-105, Terra Sci. Publ., Tokyo.
- READING, H. G. ed., 1986: *Sedimentary Environments and Facies*. 2nd. ed., 615 p. Blackwell Sci. Publ.
- 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.
- 清水勇・田中啓策・今井巧, 1953: 5万分の1地質図幅「上芦別」および説明書. 北海道開発庁. 78 p.
- SURLYK, F. and NOE-NYGAARD, N., 1986: Hummocky cross-stratification from the Lower Jurassic Hasle Formation of Bornholm, Denmark. *Sediment. Geol.*, **46**, 259-273.
- SWIFT, D. J. P., FIGUEIREDO, A. G. J., Jr., FREELAND, G. L. and OERTEL, G. F., 1983: Hummocky cross-stratification and megaripples: A geological double standard? *J. Sed. Petrol.*, **53**, 1295-1317.
- and NUMMEDAL, D., 1987: Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, **34**, 338-344.
- TANABE, K., OBATA, I. and FUTAKAMI, M., 1978: Analysis of ammonoid assemblages in the Upper Turonian of the Manji area, central Hokkaido. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, Ser. C, **4**, 37-62.
- TANAKA, K., 1963: A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 197, 122 p.
- , 1970: Sedimentation of the Cretaceous sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan. *Ibid.*, no. 236, 102 p.
- , 1971: Trace fossils from the Cretaceous flysch of the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan. *Ibid.*, no. 242, 31 p.
- 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.
- WALKER, R. G., 1984: Shelf and shallow marine sands. In WALKER, R. G. ed., *Facies Models*. 2nd. ed., p. 141-169, Geol. Assoc. Canada.
- , DUKE, W. L. and LECKIE, D. A., 1983: Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 1245-1249.
- YABE, H., 1909: Zur Stratigraphie und Paläontologie der oberen Kreide von Hokkaido und Sachalin. *Zeitschr. Deutsch. geol. Gess.*, **61**, 402-444.
- , 1927: Cretaceous stratigraphy of the Japanese Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, **11**, 27-100.
- 吉田尚・神戸信和, 1955: 5万分の1地質図幅「幾春別岳」および説明書. 北海道開発庁. 31 p.



- 1: This study
- 2: MATSUNO et al. (1964)
- 3: MATSUMOTO (1965)

- Carbonaceous mudstone
- Laminated mudstone
- Bioturbated mudstone
- Wave-ripple cross stratification and wave ripple
- Hummocky cross stratification
- Shell concentration (coquinite)
- Shells
- Mudstone clasts
- Calcareous nodules
- Carbonaceous laminae
- Bioturbation
- Planar stratification
- Planar cross stratification
- Trough cross stratification
- Channel
- Conglomerate
- Slump structure
- Ostrea shells
- Gastropods
- Corals
- Plant debris
- Black irregular burrows
- Skolithos-like burrows
- Vertical burrows
- Horizontal burrows
- Echinoids and echinoid burrows
- Dehydration structure
- Mud drapes
- Ammonites

図5 奔別セクションの地質柱状図と推定された堆積環境・海水準変化及び産出化石。

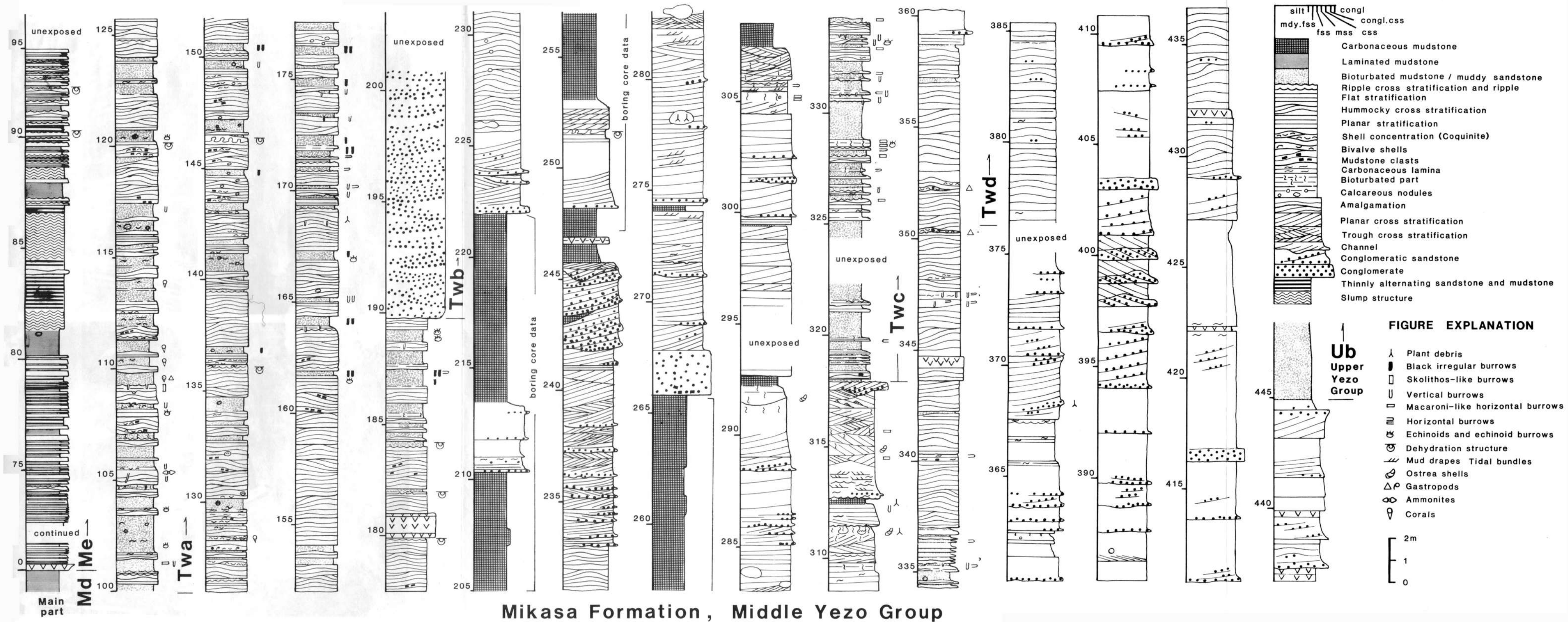
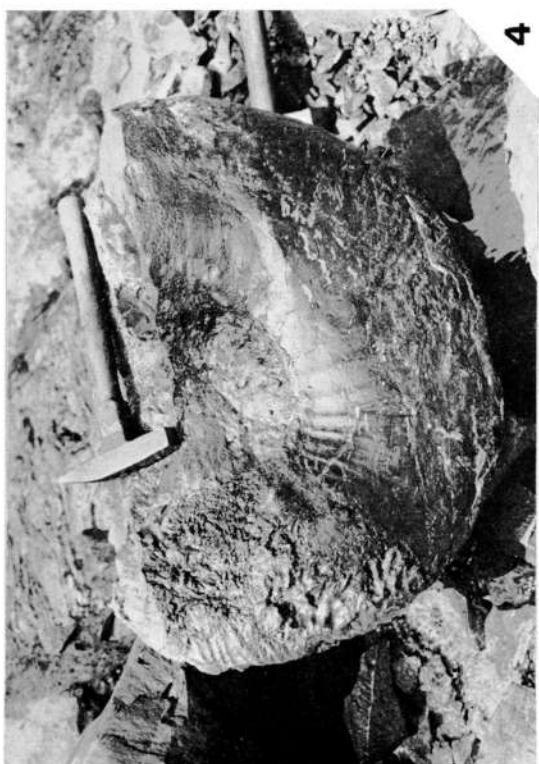
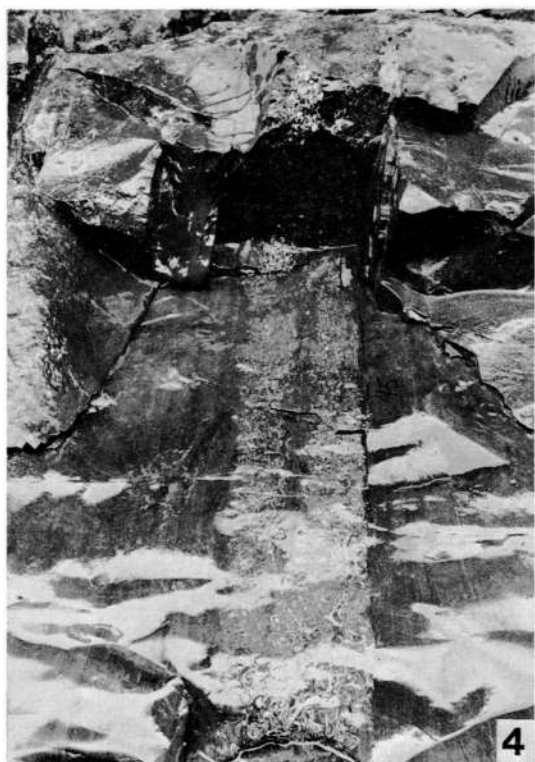
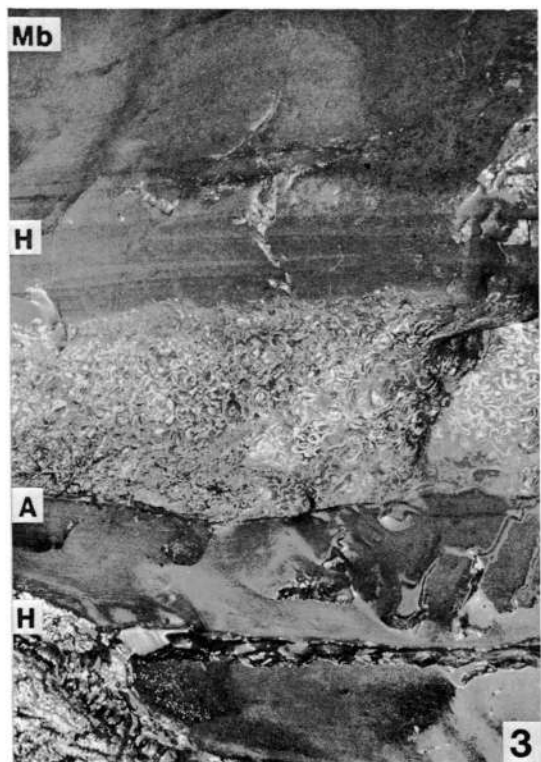


図6 奔別セクションの中部蝦夷層群三笠層の地質柱状図。



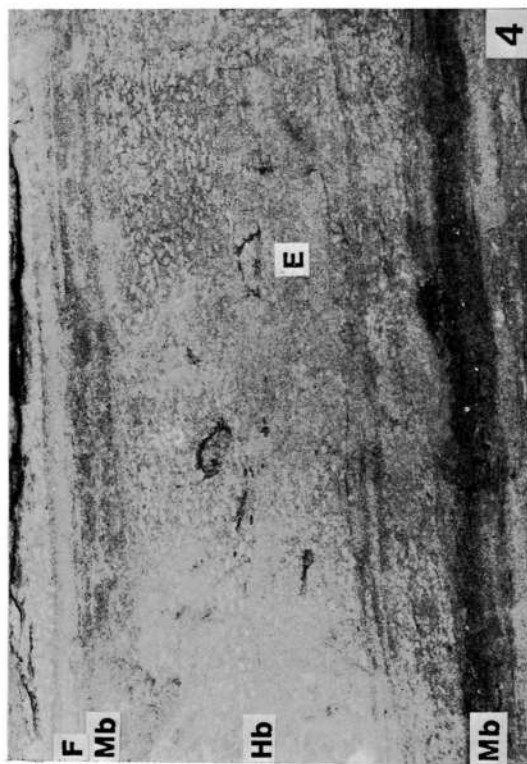
図版 I: 1. Me 中部の砂岩泥岩互層. 横幅約10m. 2. Me の典型的な砂岩泥岩互層ユニット. レンズキヤップ: 5.5cm 径. 3. Twa 最下部の典型的なハンモック状斜交層理 (HCS)sequence. 左端の巻尺: 30cm. 4. Twa 下部 (下底より 5 m) から産出した巨大アモンナイト (*Austinites* cf. *austent*). ハンマー: 36cm; H: ハンモック状斜交層理部, F: 水平葉理部, X: 斜交葉理部またはカレントリップル葉理部, M: 平行葉理泥岩部, Mb: 生物擾乱を受けたユニット. A: 縮着. 記号は図版 I-V に共通.



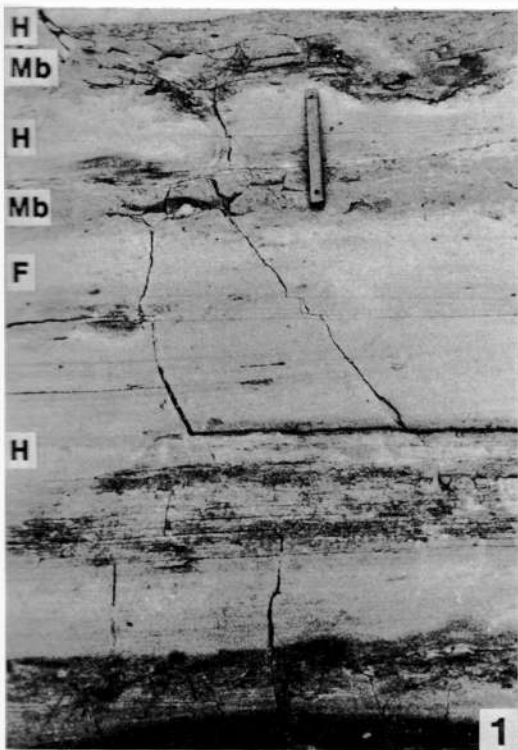
図版 II: 1. Twa 下部の薄い、HCS sequence. レンズキヤップ: 5 cm 径. 2. 癒着 HCS 砂岩. H 葉理セットの侵食面が見られる. 泥岩片, 軟体動物殻片が薄いラグをなしている. 折尺の一折は 17cm. 3, 4: Twa 下部のコキナイト (厚さ30cm). 底部に明瞭な侵食面がある. 上部はH葉理に移化.



図版 III: 1. Twa 上部の癒着砂岩中に見られるカレントリップル、波長6cm, 振幅0.5cm. 2. Twc 下部の HCS sequence に見られるX部のカレントリップル、波長5.5cm. マカロニ状と逆「く」の字状の生痕が見られる. 折尺: 20cm. 3. Twa と Twb の境界. Twa 最上部: HCS 砂岩・泥質砂岩; Twb 最下部: 厚い, forset bedding の発達した礫岩. 4. Twb 中部のトラフ型斜交層理礫質粗〜中粒砂岩横幅約4m.



図版 IV : 1. Twb 上部の中～粗粒砂岩からなる潮沙堆積物。右側の東西方向のチャンネル (ch) は泥質砂岩で埋積されている。左上の折尺 : 1 m。
 2. Twb 最上部のチャンネル (ch) 状礫岩。下位は小規模なトラフ型斜交葉理中粒砂岩 (460cm)。3. Twb 上部の中粒砂岩に見られる tidal bundles。折尺の一折 : 17cm。4. Twc 下部の HCS 砂岩泥岩中の Hb 部にみられるマカロニ状生痕の断面とウニ (E)。



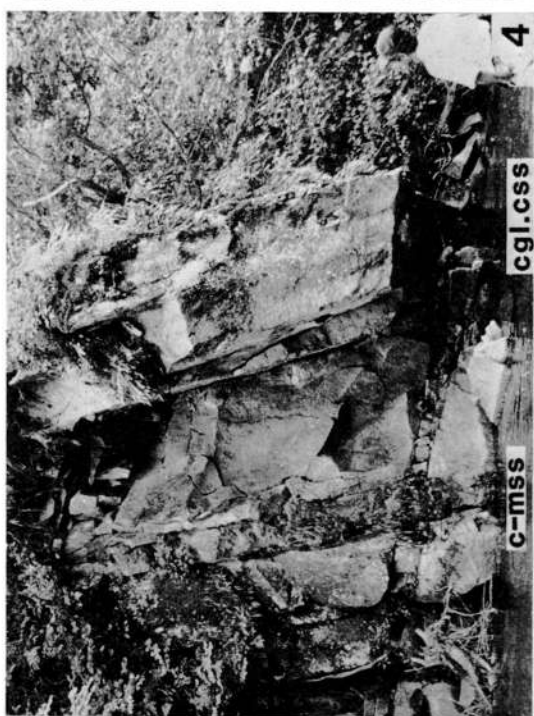
1



2



3



4

図版 V : 1. Twc 下部の HCS sequence. 2. 1 の上部と同層準にある薄い FMb sequence の癒着. 3. 神居橋より下流を望む. Twb 上部から Twd の下部が望める. 4. Twd 最上部の中～粗粒砂岩 (c-mss) 及び平板型斜交葉理礫質粗粒砂岩 (cgl.css).