

北海道北部佐久一音威子府地域白亜系の古流系

田中 啓策* 角 靖夫*

**Cretaceous Paleocurrents in the Saku-Otoineppu Area,
Northern Hokkaido, Japan**

Keisaku TANAKA and Yasuo SUMI

Abstract

The Cretaceous formation (Aptian-Campanian), underlain by the Sorachi Group of eugeosynclinal facies, in the studied area is divided into the Lower Yezo, Middle Yezo, Upper Yezo and Hakobuchi Groups in ascending order. Interbedded sandstone and mudstone (or shale) of flysch facies prevails in the main part of the Lower Yezo Group and occurs commonly also in some parts respectively of the Middle Yezo and Upper Yezo Groups.

Paleocurrent measurements were made of the sole marks and other directional-current structures of turbidite sandstones occurring at various horizons in the Cretaceous sequence. Dispersal patterns of the coarse clastics are monotonous, as represented chiefly by longitudinal transport, in the main part respectively of the Lower Yezo and Middle Yezo Groups, which are dominated by comparatively distal turbidites. On the other hand, they are variable from place to place, as marked by longitudinal versus lateral transport, in the Saku Formation, uppermost part of the Middle Yezo Group and the Omagari Formation, middle part of the Upper Yezo Group, each of which is accompanied by pebbly mudstone and slump beds. Longitudinal sediment transport was consistently northward throughout the Cretaceous sequence. Lateral sediment transport was from the west in the Saku and Omagari Formations in the western part of the area. Exceptional westward transport is noted in a certain channel-filling deposit of the Saku. In the eastern part of the area, lateral transport was from the west in the Saku and from the east, partly from the west, in the Omagari.

The paleocurrent patterns in conjunction with the facies distribution suggest the presence of eastern and western source areas and an intrabasinal rising area, at least in Saku and Omagari times.

1. ま え が き

北海道天塩地方の佐久一音威子府地域(第1図)には白亜系が広く発達している。とりわけ本地域西部の佐久周辺から安平志内川流域にかけては、松本(MATSUMOTO 1942-43, 1954, 1959など; 松本・岡田, 1973)の一連の精細な化石層序学的研究によって北海道中軸部白亜系の標準地域の一つとなっている。

佐久一音威子府地域の白亜系に関しては、上記のよう

な松本の、あるいは協力者を加えての一連の研究のほか、井島・品田(1952)、高橋(1959)、橋本・長尾・菅野ほか(1967)、橋本・長尾・戸野ほか(1967)、猪間(1969)などの層序学的研究があり、また、小山内ほか(1960)、長谷川ほか(1962)、長尾(1962)および橋本・長尾・菅野ほか(1967)によって5万分の1地質図が公表されてきた。しかしながら、本地域の白亜系の堆積学的研究はきわめて少なく、重要な研究例としては、MATSUMOTO and OKADA(1971)が北海道中軸部白亜系の粗粒碎屑岩の堆積岩石学的総括を行った際に、本地域の砂岩につい

* 地 質 部



第1図 位置図
斜線部：調査地域

てふれ、また松本・岡田 (1973) が佐久層 (他地域の相当層も含めて) の堆積状況について示唆に富んだ考察を行った。いっぽう、本地域の白亜系の古流系に関しては、松本・岡田 (1973) が2, 3の地点の古流向について報告したにすぎず、系統的な古流向測定が全く行われていないのが現状である。

北海道中軸部北部白亜系の堆積状況を究明する目的から、筆者の1人である田中は1968-69年に佐久一音威子府地域 (北方の上頓別一敏音知地域を含む) の白亜系の古流系解析に従事し、さらに角が1973年に補備調査を行った。その結果、白亜系堆積時における粗粒碎屑堆積物の運搬経路を明らかにし、さらに古地理的状況もある程度推定することが可能となった。古流系や古地理の問題をより深く考究するためには、粗粒碎屑岩の堆積岩石学的検討も必要であることはいうまでもないが、本稿ではとりあえず、古流向の測定結果をとりまとめ、古流系の観点から白亜系の堆積状況について考察を試みる。

さらに、粗粒碎屑堆積岩の性質と古流系との関連を検討し、その結果を後日発表したい。

この報文をまとめるにあたり、当地域の地質について、九州大学松本達郎教授ならびにサンコーコンサルタント株式会社長尾捨一博士より御教示を賜った。ここに記して深く感謝の意を表する。この研究に使用した岩石薄片は、地質調査所技術部村上正技官によって作製された。また、化石標本の写真撮影には、企画室正井義郎技官を煩わした。

2. 地質概説

佐久一音威子府地域には、白亜系が空知層群を伴って

ほぼ南北方向に褶曲しながら広く分布し、周辺で新第三系に不整合におおわれている (第2図)。さらに、本地域内には白亜系に進入して南北方向に伸びる2列の蛇紋岩帯があり、その進入時期は新第三紀以前とみなされる。なお、河川沿いには段丘堆積物や沖積堆積物などの第四系が分布する。

空知層群より上位の白亜系は、おもに泥岩・頁岩・砂岩からなり、アンモナイトやイノセラムスなどの化石を豊富に含み、下部蝦夷・中部蝦夷・上部蝦夷層群および最上位の函渚層群に区分される。下部蝦夷層群に不整合におおわれる空知層群は、1つの大きな複背斜構造の軸部を占め、玄武岩熔岩・火山碎屑岩・頁岩・チャートおよび砂岩からなる。

白亜系の層序は、西部の佐久一安平志内地区、すなわち佐久市街地周辺から安平志内川流域 (安川) にかけて最もよく明らかにされている。そこでの層序は第1表に示すとおりである。

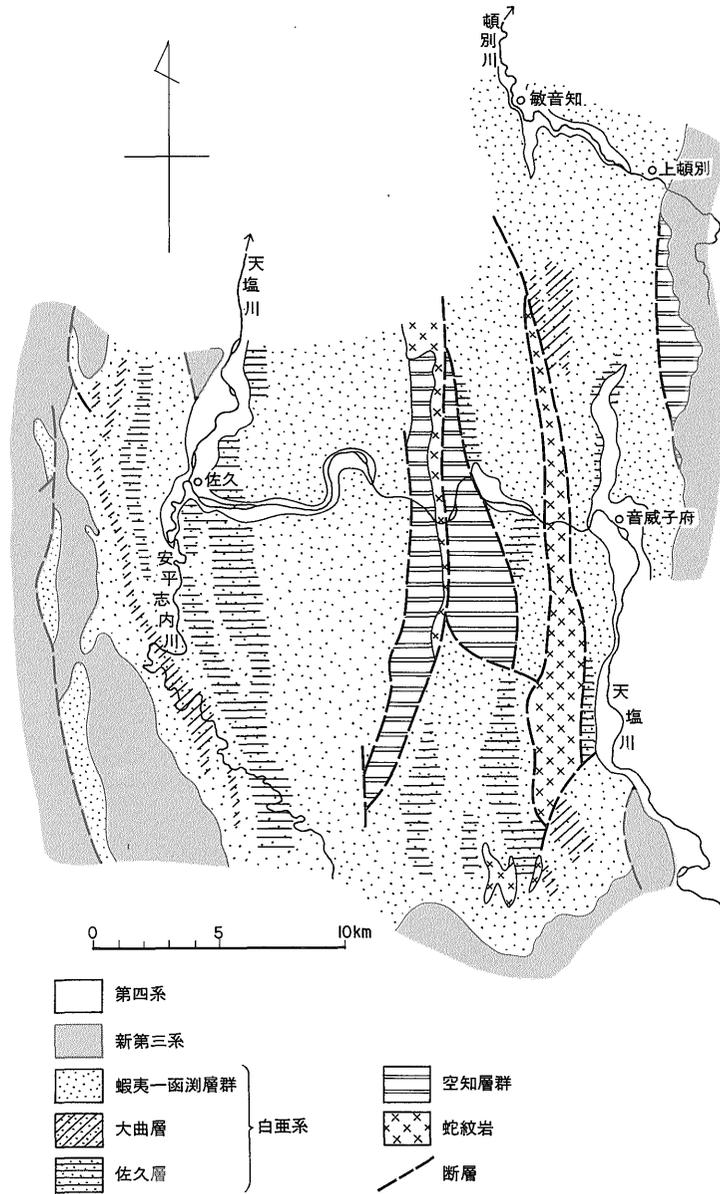
下部蝦夷層群は粗粒堆積物を主とする最下部層と細粒堆積物に富む主部層に区分される。全層厚は1,000m内外あるいは2,300m内外と算定されている。本層群は宮古統に対比される。

中部蝦夷層群は粗粒堆積物を主とする最下部層、泥質堆積物に富む主部層 (中部に砂岩を少なからずはさむ)、砂岩に富む最上部層 (佐久層) に区分される。全層厚は2,600m前後または3,500m前後ないしそれ以上と算出されている。本層群は宮古統上部階—ギリヤーク統上部階に対比される。中部蝦夷・下部蝦夷両層群間の関係は、不整合 (橋本・長尾・菅野ほか, 1967; 橋本・長尾・戸野ほか, 1967) あるいは整合的 (MATSUMOTO 1954; 長尾, 1962; 猪間, 1969) とみなされ、見解の一致をみない。

上部蝦夷層群は中部蝦夷層群を整合におおい、おもに泥質堆積物からなる主部層 (中部の大曲層には砂岩が卓越する) と全体としてより粗くなって砂岩を伴う最上部層に区分される。全層厚は1,000m内外あるいは1,800m内外と算出されている。本層群は浦河統下部階—ヘトナイ統下部階に対比される。

函渚層群 (下部相当層) は、本地域の少なくとも北部において、上部蝦夷層群と不整合関係にあるといわれている (高橋, 1959)。本層群は約300mの厚さをもち、ヘトナイ統下部階に対比される。

調査地域東部の音威子府地区 (地質区としてはいわゆる神居古潭帯に含まれる) の白亜系は、西部の佐久一安平志内地区の白亜系と南北に伸びる空知層群地帯 (蛇紋岩体を伴う) によってへだてられている。この地区の白亜系は中部蝦夷層群と上部蝦夷層群からなるが、佐久一



第2図 佐久一音威子府地域地質略図

安平志内地区ほどに詳しい層序がわかっていない。筆者らは、頓別川下流東側の小沢で、佐久層とみなされている地層(長尾, 1962)の露出地において、転石中に *Inoceramus teshioensis*, *Scalarites* (?) sp. をみいだした。

3. 堆積相と古流向

3.1 古流向の測定

佐久一音威子府地域の白亜系に関して古流向の測定を

行った地層は、一般にフリッシュ型砂岩泥岩(または頁岩)互層、一部は成層砂岩(泥岩薄層をはさむ)である。このような地層を構成する砂岩層は、標式的に下位より級化部(実際には級化現象が認めがたい場合もある)・平行葉理部および斜交葉理部からなる。砂岩層は下位の泥岩層とつねに侵食面をもって鮮明に画され、いっぽう上位の泥岩層へはしばしば漸移する。問題の地層は一般にタービダイト、一部は類縁のもの(たとえば

第1表 佐久—安平志内地区白亜系層序総括表

年代		層序		岩相	
新第三系		大和層		砂岩	
上 部 白 亜 系	ヘトナイ統	下部階	函濁層群 安川層 (IV)	砂岩, ときどき礫質	
		最上部亜階	上部 蝦夷層群	最上部 オソウシナイ層 (IIIc-IIIe)	上部: 砂岩・シルト岩 (奥板谷層) 下部: シルト岩 (ニゴリ川層)
		上部階		大曲層 (IIIb)	砂岩・砂岩泥岩互層; ときに礫岩をはさむ
		下部階	西知良志内層 (IIIa)	泥岩	
	ギリヤーク統	上部階	中部 蝦夷層群	最上部 佐久層 (II d)	上部: 砂岩シルト岩互層; ところにより礫岩をはさむ 中部: 泥岩 下部: 砂岩泥岩互層
		下部階		佐久川層 (II a-II c)	泥岩・シルト岩
		最上部亜階		佐古丹岳層 (I e-I g)	上部: 砂岩 中部: 泥岩 下部: 砂岩・砂岩泥岩互層
		上部階		白滝層 (I d)	泥岩; 顕著な凝灰岩をはさむ
	下 部 白 亜 系	宮古統	上部階	最下部 萌硯層 (I c)	砂岩; 礫岩を伴う
				下部階	主 部 神路層 (I b)
最下部			小野寺層 (I a)		砂岩・礫岩
ジュラ系			空知層群		玄武岩熔岩・火山砕屑岩・チャート

---不整合

層序については、MATSUMOTO (1942, 1954) による区分を () 内に示す。

fluxoturbidite) とみなされる。

古流向測定の対象となった堆積構造は、砂岩層の下面に発達するソールマークの flute cast, groove cast, bounce cast, prod cast, striation cast, oriented load cast (一般に flute cast に由来する), 内部にみられる cross-lamination, parting lineation, carbonaceous flake lineation, および上面にみられる current ripple mark である。上記諸種の堆積構造のうち、測定数が最も多いのは flute cast で、parting lineation がこれに次ぐ。

古流向の測定は佐久層・大曲層を中心に行った。下部

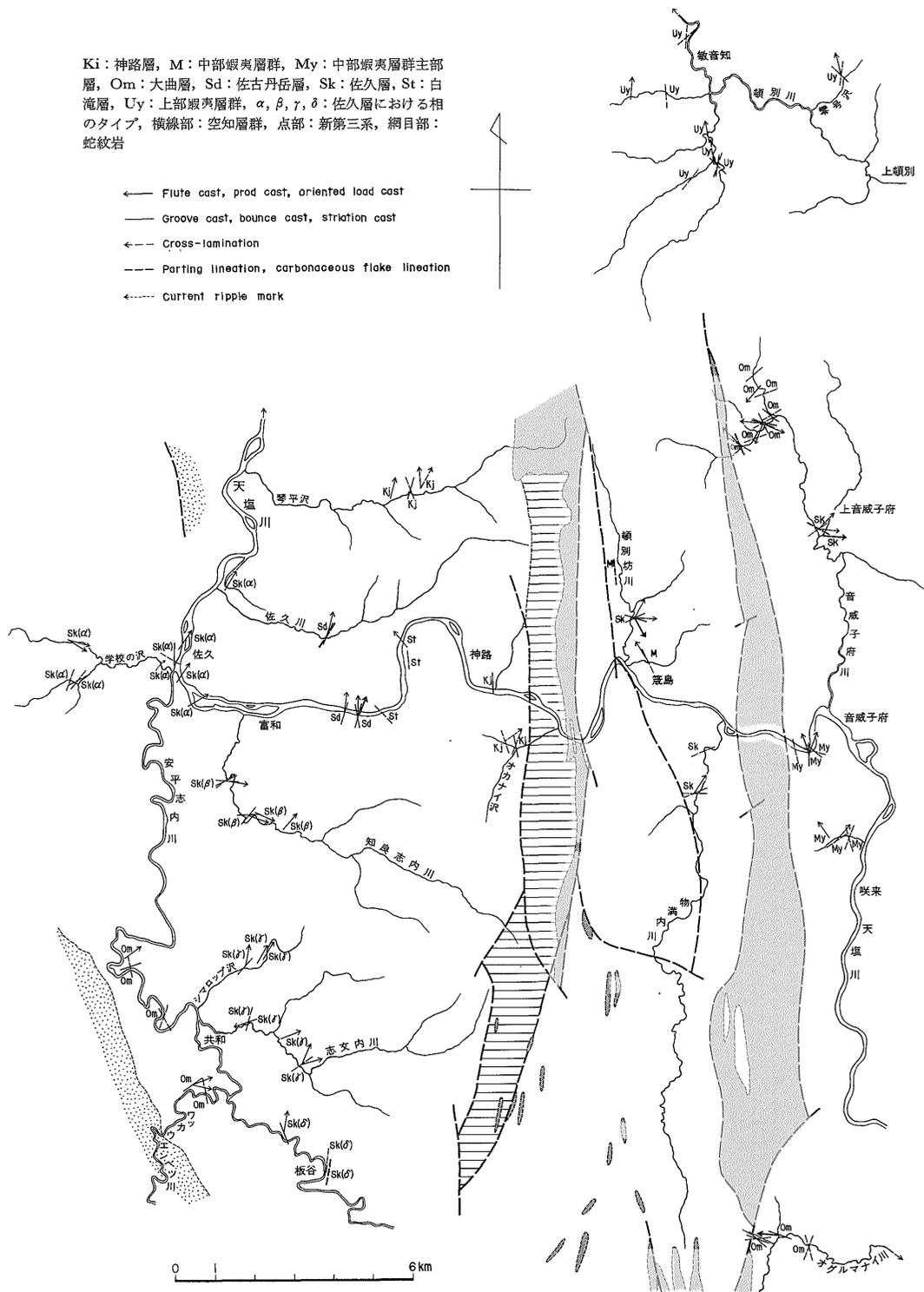
蝦夷層群神路層 (宮古統下部階—同統上部階) では地点数 6, 測定数 11, 中部蝦夷層群主部 (白滝層・佐古丹岳層—ともに宮古統上部階—を含む) では地点数 12, 測定数 31, 同層群佐久層 (ギリヤーク統上部階) では地点数 30, 測定数 67, 未区分の中部蝦夷層群では地点数 2, 測定数 8, 上部蝦夷層群大曲層 (浦河統上部階) では地点数 15, 測定数 40 である。

佐久—音威子府地域の白亜系の古流向を第3図に示す。測定流向については必要に応じて褶曲軸のプランジに対する補正を行った。第3図では、堆積構造の種類に

北海道北部佐久一音威子府地域白亜系の古流系 (田中啓策・角 靖夫)

Ki: 神路層, M: 中部蝦夷層群, My: 中部蝦夷層群主部層, Om: 大曲層, Sd: 佐古丹岳層, Sk: 佐久層, St: 白滝層, Uy: 上部蝦夷層群, $\alpha, \beta, \gamma, \delta$: 佐久層における相のタイプ, 横線部: 空知層群, 点部: 新第三系, 網目部: 蛇紋岩

- ← Flute cast, prod cast, oriented load cast
- Groove cast, bounce cast, striation cast
- ←- Cross-lamination
- - Parting lamination, carbonaceous flake lineation
- ←- Current ripple mark



第3図 佐久一音威子府地域白亜系古流向図

太い流向記号は測定数3またはそれ以上を示す。空知層群の分布は第2図のように訂正する。

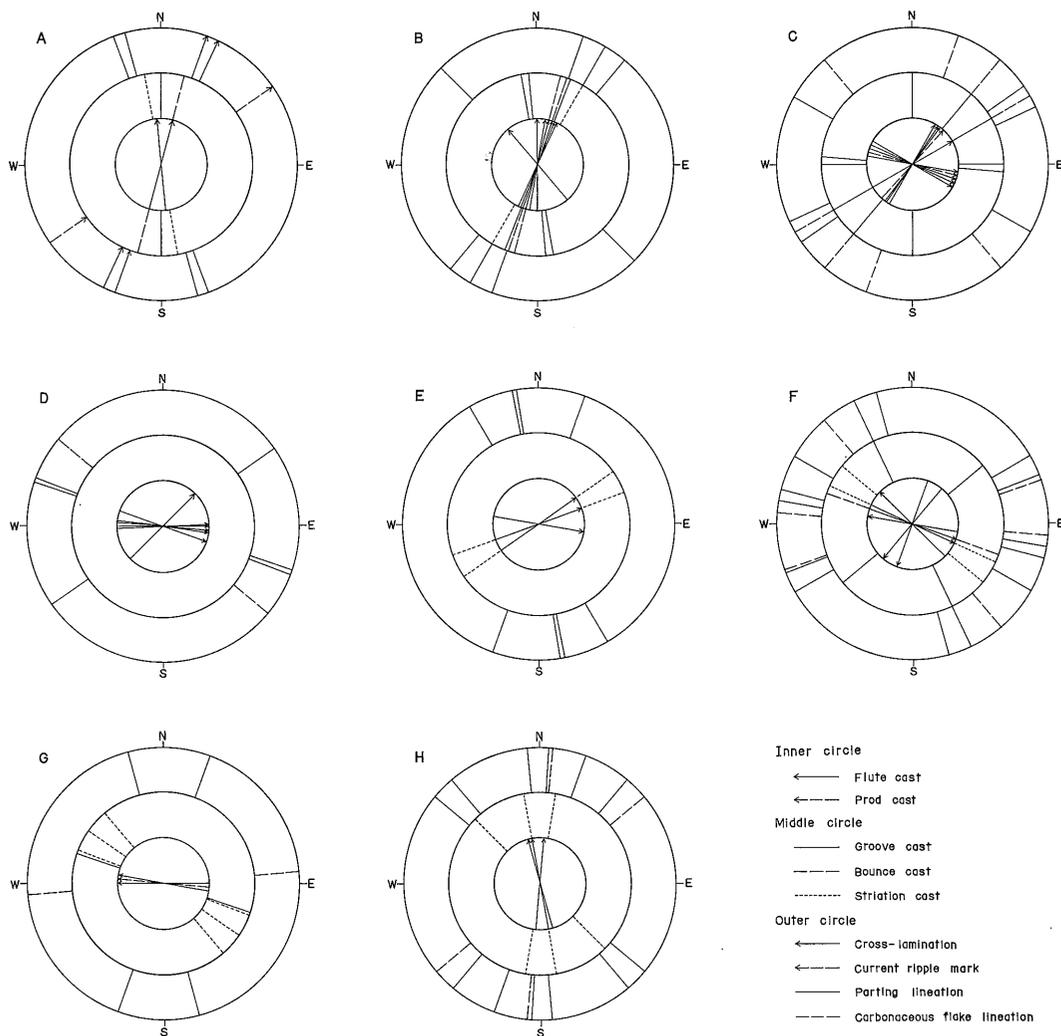
よっては平均流向または主流向を示し、さらにきわめて近接した地点での流向をまとめて示している場合がある。1枚の砂岩層について、数種類の堆積構造それぞれが示す流向は、一般にたがいによく一致している。したがって、このような場合はできるだけソールマーク、しかも flute cast が示す流向で代表させるようにした。ただし、若干の例外も認められる。たとえば、flute cast が示す流向は parting lineation が示す流向と約40°くいちがい、また parting lineation, current ripple mark それぞれが示す流向のくいちがいは約75°に達することもある。

第3図では上記の場合に限りそれぞれ両方の流向を示した。

次に、堆積相と関連させながら各層の古流向について記述する。

3.2 下部蝦夷層群

下部蝦夷層群主部の神路層には砂岩頁岩互層がよく発達している。測定地点において一般にみられるフレッシュ相の砂岩頁岩薄互層(砂岩・頁岩各層の厚さは一般に30 cm 以下)では、砂岩層は多くの場合平行葉理部に始まるが、ときどき級化部に始まり、また斜交葉理部のみ



A: 佐久—安平志内地区下部蝦夷層群 B: 佐久—安平志内地区中部蝦夷層群主部層 C: 佐久—安平志内地区佐久層 ($\alpha \cdot \beta$ 相) D: 音威子府地区上音威子府付近佐久層 E: 佐久—安平志内地区大曲層 F: 音威子府地区上音威子府付近大曲層 G: 音威子府地区オグルマナイ川大曲層 H: 上頓別—敏音知地域上部蝦夷層群

第4図 佐久—音威子府地域白亜系古流向ローズダイアグラム

からなることもある。砂岩は概して細粒で、泥質を帯びる。級化層理が砂岩層の全体に通じて認められることはきわめて少ないが、砂岩層の最上部近くはしばしば級化現象を示す。これらの砂岩層は“distal facies”のタービダイトとみなされる。

流向はSSW~SSE→NNE~NNWに集中している。例外的にSW→NEに近い流向も認められ、これは水流漣痕について測定された（第4-A図）。水流漣痕が示す流向は同一砂岩層のparting lineationが示す流向（主流向）から著しくずれていることは先に述べた通りである。問題の水流漣痕は、ごく小規模の直線状タイプのもので、峰が多少曲っており、峰の幅が約1mm、峰の間隔が1~1.5mmにすぎず、峰の高さもきわめて低い。

要するに、神路層を特徴づける概略南から北に向かう流れ（混濁流）は、北海道中軸部白亜系の堆積盆地、すなわち蝦夷地向斜の伸びの方向に一致しており、また前述のような岩相の特徴からしても軸流とみなされる。

3.3 中部蝦夷層群主部層

白滝層はおもに黒色泥岩からなり、一部に砂岩泥岩薄互層をはさむ。測定地点における砂岩泥岩互層を構成する砂岩層は級化部または平行葉理部に始まり、細~極細粒で、級化層理がほとんど発達していない。

白滝層の上位にくる佐古丹岳層では、前者に比べて砂岩がより発達するようになる。測定地点における砂岩泥岩互層（しばしば薄互層）を構成する砂岩層は中~細粒で、しばしば級化部が厚く発達するが、平行葉理部に始まる場合も少なくない。砂岩層にはときどき級化層理が明瞭に認められ、流痕（current mark）も顕著に発達する。

上に述べたことからわかるように、白滝層の砂岩泥岩薄互層は神路層の砂岩頁岩薄互層に似ている。いっぽう佐古丹岳層の砂岩泥岩互層は白滝・神路両層の互層に比べてタービダイトの性格を一層明瞭に示している。

佐久—安平志内地区では、SSW~S→NNE~Nの流向が卓越し、さらにSE→NWの流向やSW→NEとみなされる流向も測定されている。parting lineationが示す流向は卓越流向からずれる傾向がある（第4-B図）。音威子府地区でもSSW~SSE→NNE~NNWの流向が優勢であり、いっぽう従属的ながらSW→NEの流向やSE→NWとみなされる流向も知られ、さらにparting lineationについては主流向と大きくくいちがった東西に近い流向も測定されている。

以上要するに、佐久—安平志内地区の白滝・佐古丹岳両層を特徴づける概略南から北に向かう流れは、互層の堆積的性状からしても軸流とみなされる。音威子府地区

の中部蝦夷層群主部層に卓越する流向も上記と同様の流れに由来する。軸流の流向を示す砂岩層とSW→NE、SE→NWやW→Eの流向を示す砂岩層とでは、堆積的性状の点で根本的な差異がない。したがって、軸流の方向、すなわち蝦夷地向斜の伸びの方向と直交あるいはかなり斜交するような流向が側方流に由来するとは即断できない。このような系統の流向の堆積学的意義については後でふれることにする。なお、松本・岡田（1973）によって、類似のNE~E向きの流向が音威子府地区おさじま 篠島駅東方の沢に露出する中部蝦夷層群下半部から報告されている。

3.4 中部蝦夷層群佐久層

3.4.1 佐久—安平志内地区

本地区の佐久層は下部・中部および上部に3分され、概観すると細粒相は中部に、粗粒相は上部に最もよく発達する（第1表）。この地区の佐久層の堆積相は場所によって異なり、MATSUMOTO（1942）にしたがって α 、 β 、 γ 、 δ の4相を識別することが可能である。 α 相は佐久市街地周辺や、その西方の学校の沢沿いに、 β 相は知良志内川沿いに、 γ 相はシマロップ沢・志文内川沿いに、 δ 相は板谷周辺に標式的に発達する。佐久層上部における堆積相の側方変化は、砂岩泥岩互層の堆積的性状に注目すると第2表¹⁾のように示される。

α 相および β 相

第2表からわかるように、 α 相東部では α 相西部に比べて砂岩層は全体として層厚・粒度を減ずるが、級化層理の発達には顕著になり、さらに泥質岩層は全体として細粒となる。したがって、 α 相は大局的にみて西部から東部へ向かって“沖合”相を呈するようになり、かつタービダイトとみなされる地層がより多く発達するようになる。流痕は α 相の東部・西部のいずれにもあまりよく発達していない。学校の沢における α 相西部の佐久層上部では、生痕化石 *Teichichnus*²⁾（Plate 1-1—4）が淘汰の悪い塊状泥質砂岩中に少なからず認められる。この種の生痕化石を含む砂岩層自体はタービダイトの性格を全く示さない。前記の生痕化石や全般的な堆積的性状からして、 α 相西部の佐久層、少なくともその上部は全体として浅海域に堆積したと推察され、タービダイトをわずかにしか伴わない。

知良志内川沿いに露出する β 相の佐久層上部では、 α

1) 本表および本文中の砂岩泥岩互層における中互層・厚互層の定義についてはあとで述べる。

2) *Teichichnus* は浅海性環境を指示する *Cruziana* 相を特徴づける (SEILACHER, 1964)。 *Teichichnus* は幾春別・夕張両地域の三笠層における非タービダイト性の浅海成泥質砂岩中にもふつうにみいだされる (Plate 1-5—7)。

第2表 佐久—安平志内地区佐久層上部における砂岩泥岩互層の堆積的性状の側方変化

相区分		α相西部 (学校の沢)	α相東部 (佐久市街地周辺)	γ相 (シマロップ沢)	δ相 (板谷周辺)
砂岩 岩互 泥層	堆積的性状				
	成層状態	薄～中互層, ときに厚互層	薄互層, ときに中互層	薄互層	薄互層
	砂泥比	砂岩が泥質岩よりも優勢	砂岩が泥質岩よりも優勢	砂岩が泥質岩よりも優勢または両者がほぼ同等	砂岩が泥質岩よりも優勢または両者がほぼ同等
砂 岩 層	粒度	中～粗粒, 中粒	中粒, 中～細粒	中～細粒, 細粒	中～細粒, 細粒
	級化層理	ときどき明瞭	きわめてしばしば明瞭	きわめてしばしば明瞭	しばしば明瞭
	下面	中庸に, ときどき著しく凹凸 load cast がよく発達	中庸に凹凸 load cast がときどき発達	弱く, ときどき中庸に凹凸	平坦
	最下部堆積構造	級化部, ときどき平行葉理部	級化部または平行葉理部	級化部または平行葉理部	級化部または平行葉理部(厚く発達)
	上位泥質岩層への粒度変化	漸移	漸移	漸移	急激または漸移
泥質岩層		砂質シルト岩	細砂質シルト岩	シルト岩	シルト岩

相西部の佐久層上部に比べて砂岩が全体として細粒化し, 粗粒砂岩がほとんどみられない。したがって, β相はα相西部よりもより“沖合”相を示し, α相東部に近い。

学校の沢および佐久市街地近傍で測定された流向は, すべて佐久層の上部に関するものであるが, 知良志内川沿いの場合は大部分が佐久層の下部・中部についてである。このように流向が測定された層準は同じでないが, 佐久層の流向について概観すると, α相西部・α相東部・β相を通じて WNW(～NW)→ESE(～SE)と SW～SSW→NE～NNE の2系統が認められる(第4-C図)。

α・β両相を通じて NE～NNE向きの流向を示す測定地点における砂岩泥岩互層はふつう薄互層であるが, これに反して ESE(～SE)向きの流向を示す測定地点における砂泥互層はおおむね厚互層(砂岩層の厚さは約 0.6-1 m, 泥岩層の厚さは一般に 0.1 m 以下)～中互層(砂岩層の厚さは一般に 0.3-0.6 m, 泥岩層の厚さは一般に 0.3 m 以下)であるように, 前者の場合に比べて砂岩層が全体として厚くなる。さらに, NE～NNE 向きの流向が測定された砂岩層は厚さ 3-32 cm, 平均 12.8 cm で, 概して中～細粒または細粒であり, いっぽう ESE(～SE)向きの流向が測定された砂岩層は厚さ 9-100 cm, 平均 36.6 cm で, 中～細粒よりはむしろ中～粗粒または中粒の場合が多いように, 前者に比べて厚く, かつ粗くなる傾向を示す。

ESE～SE 向きの流向は軸流の方向, すなわち蝦夷地向斜の伸びの方向にはほぼ直角であるか, またはかなり斜交

しており, この系統の流向は側方流を代表するものである。いっぽう, NE～NNE 向きの流向についてみると, NNE 向きに近い場合は北向きの軸流(後述のように γ・δ相の古流系から指摘される)により密接に関連し, NE 向きに近い場合は側方流から北向きの軸流に転斜していくような流れを示していると解釈される。北側の α相東部では NNE～NE 向きの流向が, 南側の β相では ESE(～SE)向きの流向が卓越している。

要するに, α相西部・α相東部および β相の古流向を通覧すると, 大局的には西から東へ向かう側方流が支配的で, このような流れが東方へ向かって扇形に分散し, 南側では北側に比べて側方流の要素が依然として強く, 他方北側では沖合部における北向きの軸流に移化していく傾向を示す。以上に記したような古流向の側方変化は先に述べた堆積相の側方変化と調和的である。さらに, α・β両相の佐久層, とくにその上部層の少なくとも一部は, ここに述べたような堆積相の側方変化や古流系のパターンからみると, 佐久の西方あたりに扇頂部をもつ海底扇状地堆積物であると推察される。

γ相およびδ相

シマロップ沢沿いの測定地点は γ相の佐久層上部に属し, 南方の志文内川沿いの測定地点は γ相の佐久層下部・上部に属する。γ相の佐久層上部の砂泥互層(後述のチャンネル埋積層中のものを除く)は, 南方の板谷付近における δ相の本層上部の砂泥互層とともに, α相東部の本層上部の砂泥互層に比べて砂岩層が全体としてより

薄く、より細粒であり、泥質岩層は全体としてより厚く、より細粒である(第2表)。

γ 相の砂泥互層に認められるSSW→NNE向きの流向および δ 相の砂泥互層を特徴づけるS→N向きの流向は軸流に由来する。上記のような流向が測定された砂泥互層は一般に薄互層であり、砂岩層は概して中粒または中～細粒である。他方、 γ 相ではWSW→ENEの流向も測定されている。この系統の流向が測定された地層は、厚成層砂岩(砂岩単層の厚さは0.5~2m)であり、砂岩層は概して粗粒で、一部極粗粒ないし礫質となる。したがって、問題の流向は側方流に関連する可能性が大きい。 γ ・ δ 両相は大局的にみて北方の α 相東部よりも見掛け上“沖合”相であると判断されるので、 γ ・ δ 両相における軸流由来の砂泥互層は、 α 相西部の軸流方向に近い流向を示す砂泥互層とは別個の、すなわちるか南方の供給地点(混濁流のtroughへの流入口)から発した流れによって堆積したと考えるのが妥当である。

佐久層の堆積相について注目すべきことは、諸地点においてスランプ褶曲構造や、海底泥流の産物とみなされる含礫泥岩～泥質礫岩(いわゆるpebbly mudstone)および類縁の異常礫岩(基質は砂)がみられることである。

なかでも、志文内川下流に露出する γ 相の佐久層上部において、含礫泥岩～泥質礫岩や異常礫岩などで埋積された大規模のチャンネル構造(幅はおそらく100m前後)が観察される。その詳細は松本・岡田(1973)の説明にゆずるが、問題のチャンネル埋積層中の粗粒砂岩層の下面には種々の流痕が見いだされ、なかには20数cm以上の長さに達するflute castも認められる。これらの流痕からENE→WSWの流向が知られるほか、松本・岡田(1973)によってSSW向きの流向も測定されている。このような系統の流向は、チャンネルが概略的に西傾斜の海底斜面を刻んでいたことを意味する。しかも問題のチャンネル埋積層は γ 相で示される“沖合”相の地層中に含まれていることになる。

なお、後で述べる音威子府地区の佐久層同定の問題に関連して、模式地を含む佐久一安平志内地区の α ・ β ・ γ 相の砂岩の岩石学的特性について言及しよう。一般に、砂粒として安山岩質岩石・斜長石・石英が多く、カリ長石・頁岩・泥岩・チャート・スレート、わずかに変成した砂岩・チャート・珪長質火山岩、変砂岩、変成した火山岩、ホルンフェルスなども少量含まれる。安山岩質岩片(おもに石基片)と斜長石(火山岩斑晶)は多少変質した状態で含まれており、これらは大部分が安山岩質の熔岩や火山砕屑岩から、一部分が岩脈から由来したとみなされる。上記の火山岩類は中間質ないしやや苦鉄質

の安山岩類で、おそらくカルクアルカリ岩系の輝石安山岩に属する。これは佐久層堆積時より少し前に陸上に噴出したものと推定される。石英粒の一部と変成をうけた火山岩砂粒とは変砂岩からもたらされたものである。

3.4.2 音威子府地区

東部一音威子府付近

この区域の佐久層は佐久一安平志内地区と同じく岩相層序的に3分される。下部は砂岩泥岩薄互層を主とし、最下部では一部に中～厚互層を伴う。中部はおもに泥岩からなり、一部に砂岩泥岩薄互層を伴う。上部は中互層(ときどき薄互層または厚互層)からなり、砂岩が泥岩よりもむしろ優勢である。この区域の佐久層も、佐久一安平志内地区の場合と同様に、中部で最も細かく、上部で最も粗くなっている。佐久層上部における砂岩は中粒、ときどき中～粗粒あるいは中～細粒であり、概観すると佐久一安平志内地区の γ 相や δ 相の佐久層上部の砂岩に比べて粗く、 α 相の場合に近い。

流向はすべて本層上部について測定された。流向はSW～WNW→NE～ESEで、主としてE～ESE向きである(第4-D図)。この系統の流向は側方流を代表する。

西部一頓別坊川

この区域の測定地点には砂岩泥岩薄互層が露出する。薄互層を構成する砂岩層は一般に級化部を主とし、細粒である。SW～NW→NE～SEの流向が認められ、この系統の流向は側方流に由来する。

なお、前記の佐久層測定地点より上流と南東の2地点においても古流向測定を行った。両地点に露出する地層は、従来佐久層とみなされてきたが、化石が未発見であり、また付近の地質構造が複雑であるので、中部蝦夷層群主部層に属する可能性もあり、実際にいずれであるかを断定することはむづかしい。問題の地層は泥岩勝ちの砂岩泥岩薄互層で代表され、砂岩層は一般に細粒～極細粒で、平行葉理部に始まっており、また厚さが数cmの場合も少なくなく、佐久層測定地点における地層に比べて“distal” turbiditeの様相を示している。問題の地層にはSSE→NNWやS→Nの流向が測定された。このような系統の流向や上記の堆積相から判断すると、両地点の地層の明確な所属は別として、音威子府地区西部の中部蝦夷層群に関して、東部の同層群主部層の場合と同様に、軸流が本質的に北向きであったといえる。

西部一物満内川下流

物満内川下流において佐久層とみなされている地層については、化石が未発見のために、また天塩川をへだてて北側の箆島東方の地層同定に関する松本・岡田(1973)の見解からしても、対比上問題があるかも知れない。し

かし、後で論議するように砂岩の性質などから判断すると、問題の地層を佐久層とみなしてよい。

この区域では、泥質岩薄層を数10 cm おきにはさんで成層する中粒または中～粗粒砂岩が露出し、また厚さ数mの礫岩もみられる。礫岩は安山岩・古期珪長質火山岩・スレート・古期砂岩・チャートなどの円磨された大礫に富むが、同時に泥灰岩などの同時侵食礫も少なからず含み、基質は砂質である。おもな礫種は γ 相にみられる含礫泥岩～泥質礫岩や異常礫岩の場合と共通している。

物満内川下流に発達する砂岩相は、佐久—安平志内地区における“沖合”相の γ ・ δ 両相の砂岩に比べて一般に粗く、級化層理が不明瞭で、流痕もほとんどみえず、したがって典型的なタービダイトとみなされる地層をほとんど含んでいない。なお、物満内川上流の佐久層には“*Ostrea*”が少なからず含まれている場合がある。

物満内川下流で測定された流向はSW→NEおよびWNW—ESEで、このような流向は側方流に関連するであろう。

要するに、音威子府地区の佐久層の堆積に主役を演じた側方流は、既述のように概略東向きである。この点は、西部の物満内川下流に比べて東部の上音威子府付近では、砂岩が劣勢になると同時に細粒化し、また顕著な礫岩もみられなくなるといったような堆積相の側方変化と調和している。

物満内川下流の佐久層の同定について

この区域で佐久層とみなされている地層については、本層自体から、また上下の地層からも対比上有効な古生物学的資料が得られていないので、模式地の佐久層との対比は必ずしも充分ではない。そこで、問題の地層の同定に関して、本区域周辺における白亜系諸層の分布、岩相の特徴、堆積相の発達状態や地質構造とは別に、下記のように粗粒碎屑堆積物の岩石学的特性の面からも検討した。その結果、この区域で佐久層とみなされている地層は、岩石学的特性に関して模式地の佐久層に最もよく類似しており、いっぽう他の諸層とはとくに火山源物質について相違することが判明した。したがって、この事実と他の地質学的諸資料を総合すると、問題の地層は佐久層とみなしてさしつかえなく、それ以外の地層に対比される可能性はきわめて少ない。

以下、模式地の佐久層と比較しながら、問題の地層をはじめ他の白亜系諸層の岩石学的特性について述べる。ここでは目的上岩石学的特性の識別に堆積時の火山源物質の含有状態を重視した。なお、蝦夷層群の砂岩に含まれる砂粒の種類から、供給源地をなしていたと推定される蝦夷層群以前の古期岩（以後単に古期岩と呼ぶ）につ

いて言及しておこう。古期岩類は非変成から低変成まで種々の岩石にわたっているが、便宜上非変成系と低変成系の2系統に区分して示すと、非変成系には泥岩・頁岩・スレート質頁岩・砂岩・チャート・中間質～苦鉄質の変質火山岩が属する。いっぽう、低変成系にはスレート、わずかに変成したチャート・砂岩・珪長質火山岩が属し、さらに副次的なものとして変砂岩・ホルンフェルスも含まれる。以上のほか、若干の貫入岩もあったと推定される。

物満内川下流の佐久層 わずか変質した安山岩質岩片・斜長石・石英のほか、非変成・低変成の古期岩類から由来した砂粒を含み、模式地の佐久層の砂岩とほとんど同じ特徴を示している。強いて相違点をあげると、模式地のものに比べて古期の珪長質火山岩片が多く、抛出物とみなされる安山岩質岩片とチャートが少ない傾向がある。

小野寺層（佐久川） わずか変質した安山岩片を佐久層と同様に含んだ砂岩もあるが、大部分の砂岩は佐久層の場合と異なって、このような安山岩片や新鮮な火山岩起源の斜長石を含まず、いっぽう古期の中間質～苦鉄質火山岩片を含んでいる。また、佐久層砂岩に比べて、低変成系の古期岩類が優勢で、ホルンフェルスも多く、岩石自体の石化もより進んでいる。

神路層（佐久川） 佐久層の場合と同様に少し前の時期の安山岩の碎屑を含んだ砂岩がある。しかし、安山岩片に組織上の変化が少なく、古期の中間質ないし苦鉄質の火山岩岩片も含まれる点で佐久層と異なる。また、一般に石化の程度が佐久層より高い。中部の砂岩には、ほぼ同時期のやや珪長質の安山岩から由来した碎屑が含まれ、そのうちには斑晶起源の角閃石片が認められることもある。

萌峴層（佐久川） 本層の砂岩には変質した安山岩質岩片が普遍的に含まれている。この種の岩片のうちには変質の弱いものもあるが、佐久層の場合と異なり、すべてが蝦夷層群以前の古期安山岩起源とみなされるものである。また、本層では、佐久層に比べて低変成系の古期珪長質火山岩片は多いが、非変成系の古期堆積岩片はごく少なく、さらに片理を帯びたホルンフェルスが含まれるのも特徴的である。

白滝層（佐久川） 本層上部の砂岩には安山岩質岩片・斑晶斜長石・輝石が含まれ、これらが同時期の火山噴出物起源の碎屑とみなされる点で佐久層砂岩と相違する。また、本層下部・中部には凝灰岩がよく発達し、それらはおもにデイサイト質である。なお、天塩川沿いに露出する凝灰岩にはX線回折により方沸石が検出される。

佐古丹岳層（佐久川） 本層下部・上部ともにごくわずかに変質した安山岩片と比較的新鮮な斑晶斜長石がかなり多く含まれている。斑晶輝石がほとんどみられない点で佐久層砂岩に似るが、いっぽうこれらの碎屑がほぼ同時期の火山噴出物からもたらされたと推定される点で佐久層砂岩と異なる。また、佐久層砂岩に比べて、全般に非変成古期堆積岩片が少なく、さらに本層下部では古期珪長質火山岩片が、上部では古期中間質火山岩片が多い。

大曲層 模式地を含む佐久一安平志内地区では、佐久層砂岩に似たものが見いだされるが、比較的新鮮な安山岩質岩片・斑晶斜長石を非常に多量含んだ砂岩が代表的である。このような安山岩質岩片はほぼ同時期の火山噴出物に由来したとみなされるので、佐久層砂岩と判別できる。また、この地区の大曲層砂岩では模式地佐久層の砂岩に比べて、非変成系古期岩類の碎屑が比較的少なく、再結晶の進んだホルンフェルスも少ない。本層最下部にはデイサイト質凝灰岩、下部には安山岩質凝灰岩が挟在している。音威子府地区の砂岩にはわずかに変質した安山岩質岩片が少量含まれている。この種の岩片は同時期か少し前の時期の噴出物に由来したと推定され、したがって佐久層砂岩と区別しにくい場合がある。しかし、北部の上音威子府付近ではほぼ同時期の火山噴出物から由来した比較的新鮮な安山岩質岩片・斜長石を含む砂岩がみられ、また南部のオグルマナイ川地域では軽石片を多く含んだ砂岩が認められ、これらの点で佐久層と相違している。

オソウシナイ層（佐久西方） 本層上部の砂岩は凝灰質であって、火山抛物体起源の砂粒として、斑晶斜長石・ガラス質石基・軽石・スコリア・斑晶角閃石のほか、微量の石英・黒雲母・鉄鉱を含んでいる。したがって、佐久層の場合と異なり、本層上部の堆積時には比較的珪長質の安山岩ないしデイサイト質の火山活動があったと推定される。

函洞層群（佐久西方） 本層群下部の砂岩には比較的新鮮な安山岩質岩片と斑晶斜長石が多く含まれている。安山岩質岩片は一般に佐久層のものよりも珪長質であり、斑晶角閃石・角閃石安山岩片も認められる点で佐久層砂岩と異なる。また、軽石片や緑色化した火山ガラスを多量に含む砂岩がみられることも特徴的である。

以上要するに、佐久一音威子府地域の佐久層では、中部蝦夷層群主部の佐古丹岳層や下部蝦夷層群の神路層と異なって、フレッシュ相あるいはタービダイト相のほかに、そうでない堆積相（陸棚浅海相）もよく発達し、チ

ャンネル構造やスランプ構造も存在する。さらに、佐久層では流向が場所ごとに大きく変化し、全体として側方流に由来する流向が卓越している。

3.5 上部蝦夷層群

3.5.1 佐久一安平志内地区

本地区の大曲層には砂岩泥岩互層（概して薄互層、ときに中～厚互層）が卓越している。互層を構成する砂岩層は粗粒から細粒にいたる種々の粒度を示し、級化部または平行葉理部に始まる。級化層理は概して不明瞭であるが、厚い砂岩層ではしばしば顕著に発達し、しかもときどき単層内で反復している。流痕はあまりよく発達していない。

この地区の大曲層の堆積相について特筆すべき点は、本層の一部に砂とシルトとが雑然と混合した淘汰の悪い堆積物や、含礫シルト岩（いわゆる pebbly mudstone）が挟在し、またスランプ構造が上記の地層に伴って発達していることである。なお、佐久西方において本層中に“*Ostrea*”が密集して産するといわれている（長尾, 1962）。この事実は大曲層の少なくとも一部が比較的浅い環境に堆積したことを物語る。

次に、大曲層の流向について述べよう（第4-E図）。ソールマークが示すW～WSW→E～ENEの流向は、スランプ層の発達や“*Ostrea*”密集層の存在を考え合わせると、側方流を代表するものである。いっぽう、SSE～SSW→NNW～NNEとみなされる流向は、parting lineationについて測定され、それゆえにその堆積学的意義については前記のソールマークが示す流向と一律に論議することは必ずしも適当でない。しかしながら、本地域における白亜紀古流系のパターンの一般性から類推すると、大曲層の堆積に参与した軸流は北向きであった可能性が高い。

3.5.2 音威子府地区

本地区北部（上音威子府付近）の大曲層においては、砂岩泥岩薄互層を構成する砂岩層は中粒、中～細粒で、ときどき粗粒となり、細礫質のこともある。砂岩層は級化部あるいは平行葉理部に始まり、しばしば級化層理を顕著に示す。佐久一安平志内地区の場合に比べて、砂岩層の下面には流痕がよく発達し、泥岩層はかなり均質、細粒で、粘土質のことが多い。さらに、佐久一安平志内地区と異なって、含礫シルト岩やスランプ構造がみだされなかった。以上に述べた諸事項から、音威子府地区北部では佐久一安平志内地区に比べて、タービダイト相がよく発達し、堆積環境が全体としてより深かったと推測される。

音威子府地区南部（オグルマナイ川）の大曲層は、主

として厚い塊状の中～粗粒砂岩と砂岩泥岩薄～中互層からなる。砂岩互層を構成する砂岩は前記上音威子府付近のものと酷似し、互層はタービダイト相とみなされ、他方塊状砂岩はタービダイトの特徴をもっていない。

音威子府地区北部(上音威子府付近)の大曲層で測定された流向では、SE～NNE→NW～SSWの系統が卓越するようである(第4-F図)。この系統の流向、とくにW～SSW向きの流向は側方流を代表する。いっぽう、WNW→ESEの流向もみられるが、このような流向は本地区の大曲層にとっては副次的のようで、前記のとは全く別系統の側方流に由来すると考えられる。ただし、砂岩層の堆積の性状は、西向き系統の側方流によって堆積した場合と東向き系統の側方流によって堆積した場合とで肉眼的には目だつた差異がない。さらに、SSE—NNWの流向も測定され、この系統の流向の所属を断定することはむづかしい。しかしながら、この場所における大曲層の堆積相や調査地域を通じての白亜紀古流系のパターンの一般性からして、上記の流向は北向き軸流にもとづく可能性がある。

音威子府地区南部(オグルマナイ川)の大曲層でも側方流に由来するE(～SE)→W～NWの流向が特徴的である(第4-G図)。いっぽう、parting lineationについてSSE～SSW—NNW～NNEの流向も認められる。

要するに、佐久—音威子府地域の大曲層では、タービダイト相のほかには非タービダイト性の粗粒相も発達し、スランプ層もみられる。流向は場所ごとに大きく変化し、全体として側方流由来の流向が目だっている。

3.5.2 上頓別—敏音知地区

音威子府地区北方の上頓別周辺の上部蝦夷層群(小山内ほか, 1963)は、下位から上頓別層(シルト岩・泥岩)・零号の沢層(砂岩・泥岩)および寿層(シルト岩)に区分されている。敏音知周辺の上部蝦夷層群(猪木, 1959)は1,000m以上の厚さをもち、下位から U_1 (泥岩)・ U_2 (砂岩泥岩互層)・ U_3 (泥岩)・ U_4 (砂岩泥岩互層)および U_5 (泥岩)に区分されている。

古流向測定は、上頓別付近の零号の沢層および敏音知付近の U_2 ・ U_4 について行い、両地区を通じて地点数8、測定数14である。測定地点における砂岩泥岩薄互層を構成する砂岩層の性状は音威子府地区の大曲層の場合と根本的に異ならない。強いて相違点をあげると、この地域では音威子府地区北部とちがって粗粒砂岩や細礫質砂岩がみられず、砂岩層は全体として粒度が細かくなり、convolute lamination がしばしば発達している。ここに記したような差異に関する限りでは、上頓別—敏音知地区の砂岩泥岩互層は、音威子府地区北部の砂岩泥岩互層

に比べて、“distal”な性格を帯びているといえる。この傾向と符合して、上頓別—敏音知地区の上部蝦夷層群における流向は、S～SSE→N～NNW およびこれに関連した方向で代表され(第4-H図)、根本的に北向きの軸流に由来する。

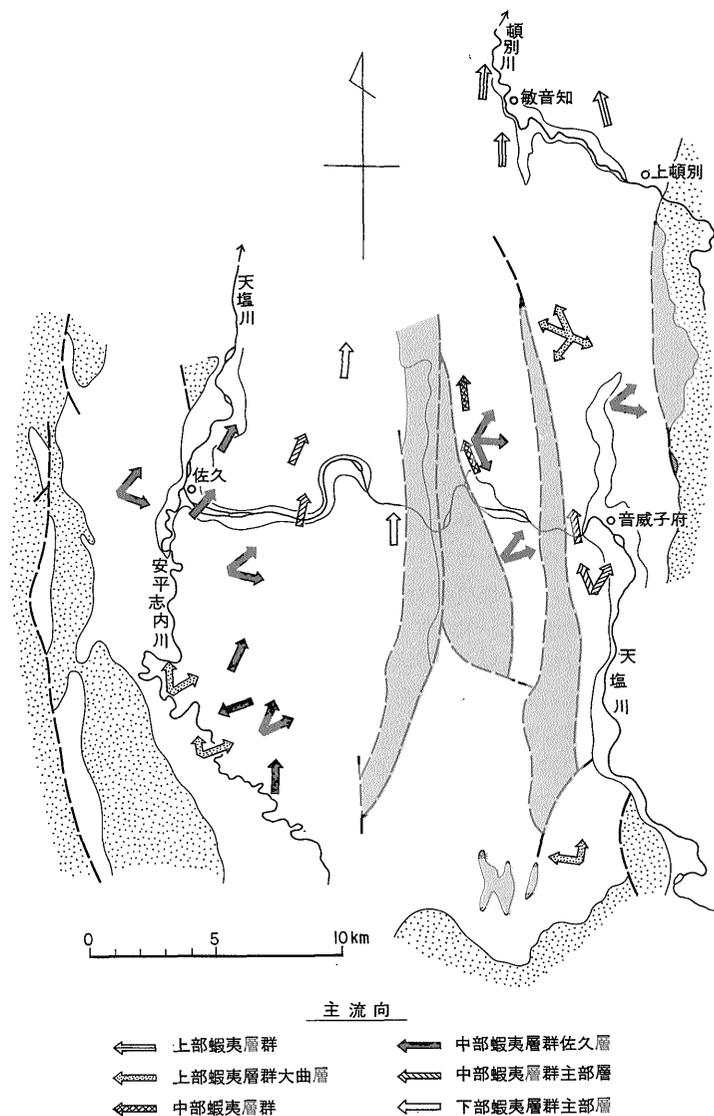
4. 古流系からみた白亜系の堆積

古流向を中心に堆積相などに関する諸資料を総合して、佐久—音威子府地域の白亜系の堆積状況や古地理について考察を試みる(第5図)。

下部蝦夷層群主部の神路層および中部蝦夷層群主部層には、フリッシュ相の砂岩泥岩(頁岩)互層がよく発達している。このような地層を構成する粗粒碎屑堆積物は一般にタービダイトとみなされ、その堆積は根本的に北向きの軸流(混濁流)によって支配された。上記の砂岩泥岩互層は白亜系堆積盆地、すなわち蝦夷地向斜内のtroughの軸部相を代表している。

中部蝦夷層群最上部の佐久層および上部蝦夷層群の大曲層にも、タービダイトの特徴を示すフリッシュ相の砂岩泥岩互層が種々の層準に発達している。さらに、両層は調査地域西部の佐久—安平志内地区において海底泥流に由来するとみなされる含礫泥岩～泥質礫岩やスランプ褶曲層を部分的に伴う。いっぽう、佐久・大曲両層には、佐久—安平志内地区および調査地域東部の音威子府地区を通じて、タービダイトの特徴を示さない粗粒碎屑堆積物もみられ、とくに佐久—安平志内地区の佐久層は明らかに非タービダイト性の浅海成砂岩を伴っている。ここに述べたような堆積相の特徴に加えて、古流系のパターンが変化に富み、かつ側方流が卓越していることから判断すると、佐久・大曲両層は中部蝦夷層群主部層や下部蝦夷層群の神路層に比べて全体として陸地より近く浅い環境の堆積相を示す。

佐久・大曲両層のタービダイト性の、あるいは類縁の粗粒碎屑堆積物の堆積は、佐久—安平志内地区では東向きの側方流(主として混濁流)によって大きく支配された。また、先に述べたように、佐久—安平志内地区の佐久層は西から東へ向かって沖合相を示すようになる。したがって、佐久・大曲両層の堆積時には本地域の西方に主要陸地が存在したと推察される。そして、少なくとも大曲層堆積時には、上記の推定陸地で安山岩質(一部デイサイト質)の火山活動が行われていたであろう。佐久—安平志内地区では、佐久層のうち最も西部のものに非タービダイト性浅海成堆積物が、それよりも西方に分布する大曲層にタービダイト層や顕著な含礫泥岩～泥質礫岩・スランプ層がみられる。これらの事実から佐久層堆



第5図 佐久一音威子府地域白亜系古流系図

網目部：空知層群および蛇紋岩 点部：新第三系

積時に比べて大曲層堆積時では上記の陸地が全体としてより西方に位置していた，すなわち西へ向かって海進が行われたといえるであろう。

佐久一安平志内地区の佐久層に関しては， α - β 相は非タービダイト性浅海成堆積物と東向き側方流によって堆積した海底扇状地堆積物の共存で特徴づけられる。このような海底扇状地堆積物の堆積に関与した供給地点は佐久西方あたりに位置していたと推察される。 $r \cdot \delta$ 両

相は南方の別の供給地点から発した北向き軸流によって堆積した trough 軸部堆積物を主とするが，同時に r 相は従属的ながら西方へ向かって刻まれていたチャンネルの埋積層も含む。このチャンネル埋積層を構成する含礫泥岩～泥質礫岩と類似の地層は，志文内川沿いの地点以外にも知られている。

東部の音威子府地区における大曲層のタービダイト性粗粒碎屑堆積物の堆積には，西向き側方流（混濁流）

が主役を演じた。この点は大曲層堆積時に本地区の大曲層分布地域の東方に隆起帯、おそらく陸地が存在した可能性を強く示唆する。同様に、佐久層堆積時にも東方隆起帯の存在の可能性は充分に考えられる。ところが、音威子府地区東部では佐久層が大曲層よりも東方に分布しているにもかかわらず、佐久層に関して上記の推論を裏づける古流系の資料が得られていない。その理由は、東方隆起帯が大曲層堆積時に比べて、佐久層堆積時ではより東方に位置していたと推測することで説明されるであろう。

音威子府地区の佐久層は大局的に東方に向かって細粒化し、東向き側方流に由来する流向で特徴づけられる。また、先述のように、音威子府地区西部の佐久層は、佐久—安平志内地区での沖合相を示す $r \cdot \delta$ 両相の佐久層よりも全体として粗粒碎屑堆積物、しかも典型的なタービダイトの特徴を示さない粗粒碎屑堆積物が発達し、海底をすべて堆積したと考えられる礫岩も伴う。さらに、 r 相における規模の大きいチャンネル埋積層（同時侵食礫が多い）はおおむね西向きの流向を示す。以上の諸現象から判断すると、音威子府地区の東向き側方流は佐久—安平志内地区の東向き側方流の東方延長とは考えられない。したがって、佐久層堆積時に、佐久—安平志内地区の佐久層分布地域と音威子府地区の佐久層分布地域との間に、すなわち白亜系堆積盆地の内部に局地的な隆起帯（おそらく島状陸地）が存在した可能性がきわめて濃厚である。

この隆起帯はすでに中部蝦夷層群主部層の堆積時に主として海底地形の高まりとして存在していたようである。この点は音威子府地区の同層の堆積相および NE～E 向きの流向が認められることから推測される。

大曲層堆積時にも上記の隆起帯は存続したようである。しかしながら、音威子府地区の大曲層において東向き側方流が貧弱で、スランプ層や大規模なチャンネル構造が発達しておらず、さらに北方の上頓別—敏音知地区の上部蝦夷層群のタービダイト性堆積が本質的に軸流に支配されていることから判断すると、問題の隆起帯は大曲層堆積時になると衰弱し、おそらく大部分が海底地形の高まりにすぎなかったであろう。

以上に推定されたような佐久・大曲層堆積時の堆積盆地内部隆起帯の位置は、神居古潭帯の延長とみなされる地帯にほぼあっている。この点は神居古潭帯の挙動と密接に関連するであろう。

佐久・大曲層の堆積時には、堆積盆地が前記の隆起帯によって東西両側の trough に分かれていた。佐久層堆積時における西側の trough では、海底谷につづく海

底チャンネルが東方の堆積盆地内部隆起帯（島状陸地）から西方沖合部へ向かう西傾斜の trough 側斜面上に刻まれ、それが trough 軸部 ($r \cdot \delta$ 両相が堆積) の近くまで達していた。この点は、西側の trough があまり幅広くなく、かつ東よりに軸部をもっていたことを意味するであろう。佐久層堆積時から大曲層堆積時に移ると、東側の trough（音威子府地区を占める）は東方隆起帯（おそらく陸地）の西方拡大に伴って全体として西方へ移動し、同時に西側の trough（佐久—安平志内地区を占める）も西方海進を伴いながら全体として西方へ移動した。

佐久層・大曲層や上頓別—敏音知地区の上部蝦夷層群におけるタービダイト性粗粒碎屑堆積物の堆積には、北向きの軸流（混濁流）も参与した。この状況は下部蝦夷層群主部層・中部蝦夷層主部層の場合と軌を一にしている。したがって、下部蝦夷層群主部層堆積時から上部蝦夷層群堆積時を通じて、trough の底部は終始北へ傾斜していた可能性があり、このような底部の状態に関する限りでは trough が大局的に同様の形状を保っていたといえるであろう。

5. 結 論

これまでに、佐久—音威子府地域（北方の上頓別—敏音知地域を含む）の白亜系中の種々の層準に発達するフリッシュ相ないしタービダイト相の地層に関して、堆積相と関連させながら古流向について記述し、さらに古流系の観点から白亜系の堆積状況や古地理について考察してきた。ここに結論として、下記の諸点をあげることができる。

(1) 粗粒碎屑堆積物の堆積に関与した古流系（主として混濁流にもとづく）のパターンは、下部蝦夷層群主部層と中部蝦夷層群主部層では流向が比較的良好にそろっているように単調であるが、他方中部蝦夷層群最上部の佐久層および上部蝦夷層群大曲層では場所によって大きく変化している。

(2) 軸流は下部蝦夷層群主部層・中部蝦夷層群主部層・佐久層および上部蝦夷層群を通じて北向きである。

(3) 側方流は調査地域西部の佐久—安平志内地区の佐久・大曲層に対しては東向きであり、東部の音威子府地区の佐久層については東向き、大曲層については西向き、一部東向きである。なお、佐久—安平志内地区の佐久層では例外的に西向きの側方流も認められる。

(4) 古流系からみて、西方主要陸地（佐久・大曲層堆積時）、東方隆起帯—おそらく陸地（大曲層堆積時）、さらに中間に堆積盆地内部隆起帯（佐久・大曲層堆積時）が存在したと考えられる。また、佐久層堆積時から大曲層

堆積時にかけての堆積盆地内部隆起帯の消長, 同隆起帯両側の trough の西方移動などの古地理的状况の変遷も古流系から推測され得る。

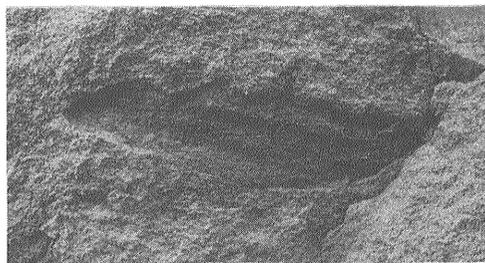
(受付: 1974. 8. 22日; 受理: 1975. 2. 17日)

文 献

- 長谷川潔・長尾捨一・藤江 力・高橋俊正 (1962) 5万分の1地質図幅「音威子府」および同説明書. 48p., 北海道開発庁.
- 橋本 互・長尾捨一・菅野三郎・浅賀正義・大友練一・小屋開地稔・戸野 聡・北村一成・平一弘・和島 実 (1967) 北海道天塩國中川郡中川町の地質及び地下資源. 48p., 中川町.
- ・—————・戸野 聡・平 一弘 (1967) 北海道中川郡中川町に発達する下部蝦夷層群並びに中部蝦夷層群下部の層序について 柴田教授退官記念論文集, p. 220-228.
- 猪木幸男 (1959) 5万分の1地質図幅「敏音知」および同説明書. 41p., 地質調査所.
- 井島信五郎・品田芳二郎 (1952) 北海道天塩国安平志内油田北部地質調査報告. 地質調査所月報, vol. 3, p. 609-619.
- 猪間明俊 (1969) 中蝦夷地変と中部蝦夷層群の堆積 (上). 石油技術協会誌, vol. 34, p. 155-161.
- MATSUMOTO, T. (1942-43) Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Part I. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 1, p. 129-280, pls. 5-20, Parts II and III. *Ibid.*, vol. 2, p. 97-237.
- [Editor] (1954) *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. 324 p., Japan Soc. Prom. Res., Tokyo.
- (1959) Zonation of the Upper Cretaceous in Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D. Geol.*, vol. 9, p. 55-93.
- and OKADA, H. (1971) Clastic sediments of the Cretaceous Yezo Geosyncline. In: MATSUMOTO, T. and KANMERA, K. (Editors), *Studies of Geosynclinal Deposits*. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 6, p. 61-74.
- 松本達郎・岡田博有 (1973) エゾ地向斜の佐久層について. 九州大学理学部研究報告, 地質学, vol. 11, p. 275-309.
- 長尾捨一 (1962) 5万分の1地質図幅「天塩中川」および同説明書. 39 p., 北海道立地下資源調査所.
- ・—————・石山昭三・松下勝秀 (1963) 5万分の1地質図幅「中頓別」および同説明書. 58 p., 北海道開発庁.
- 小山内 愨・三谷勝利・高橋功二 (1960) 5万分の1地質図幅「共和」および同説明書. 59 p., 北海道開発庁.
- SEILACHER, A. (1964) Biogenic sedimentary structures. In: IMBRIE, J. and NEWELL, N. (Editors), *Approaches to Paleocology*, Wiley, New York, p. 296-316.
- 高橋功二 (1959) 天塩安平志内川流域における安川層群 (いわゆる函渕層群) 下底の不整合について. 地質学雑誌, vol. 65, no. 768, p. 537-544.

Explanation of Plate

- 1-4. *Teichichnus* burrows in sandstone. Vertical exposure. Upper part of the Saku Formation, Gakko-no-sawa, Saku, Nakagawa-machi, Nakagawa-gun, northern Hokkaido. 1, 3: $\times 0.7$ 2, 4: $\times 0.9$
- 5-6. *Teichichnus* burrows in sandstone. Lower part of the Mikasa Formation, Katsura-Ohashi, Katurazawa, Mikasa City, central Hokkaido. $\times 0.9$
7. *Teichichnus* burrows in sandstone. Lower part of the Mikasa Formation, Ponporokabetsu, Yubari City, central Hokkaido. $\times 0.9$



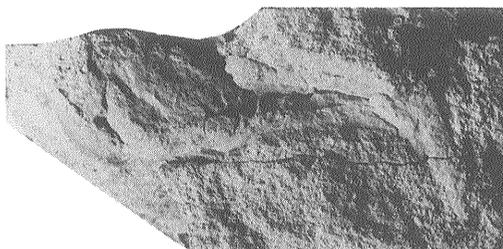
1



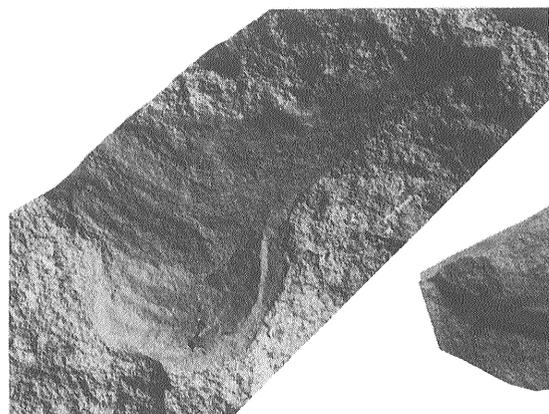
2



3



4



5



6



7