

## 北海道中軸帯白亜系の古流系

田中啓策\* 角靖夫\*

TANAKA, K. and SUMI, Y. (1981) Cretaceous paleocurrents in the central zone of Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 32 (2), p. 65-127.

**Abstract:** In the central zone of Hokkaido, Cretaceous strata (Aptian-Maastrichtian) underlain by the Sorachi Group of eugeosynclinal facies are widely distributed in two meridional belts separated by the Kamuikotan Metamorphic Rocks-serpentinite zone. They are stratigraphically divided into the Lower Yezo, Middle Yezo, Upper Yezo, and Hakobuchi Groups in ascending order. Interbedded sandstone and mudstone (or shale) of flysch facies prevail in the Lower Yezo Group (Aptian-early Albian) and the lower half (late Albian) of the Middle Yezo Group, and occur occasionally also in the upper half (Cenomanian-Turonian) of the Middle Yezo Group and in the Upper Yezo Group (Turonian-early Campanian).

Paleocurrent measurements were made of directional-current structures, focussing on turbidite sandstones composing the flysch sequences. Roughly speaking, dispersal patterns of the coarse clastics of the flysch facies were essentially similar from Aptian to Cenomanian time. However, a marked change took place in sediment-dispersal pattern in Turonian time when the uppermost, sandstone-dominated part of the Middle Yezo Group was deposited; this suggests unstable tectonic conditions in this period. A similar dispersal pattern continued into at least Santonian time.

Axial sediment transport by turbidity currents was predominantly northward, but southward in some areas within the western Cretaceous outcrop belt. Lateral sediment transport by turbidity currents was consistently from the west throughout the western part of the western Cretaceous outcrop belt. This situation as well as the lateral facies changes evidences the existence of a main land area on the west side of the Cretaceous Yezo Geosyncline, where andesitic to rhyolitic volcanism occurred from time to time. This mountainous land played an important role in supply of clastic material derived mainly from older sedimentary rocks, volcanic rocks, and granitic rocks into the geosyncline. On the other hand, lateral transport by turbidity currents from the east is noted in some areas or in some periods in the eastern part of the eastern Cretaceous outcrop belt. This, together with the lateral facies changes, signifies that uplifts existed on the east side of the above outcrop belt. These eastern uplifts as a whole, however, were much less contributory to supply the geosyncline with detritus than the western, main land area. Moreover, paleocurrent patterns and lateral facies changes suggesting the occurrence of a chain of intra-basinal (or geanticlinal) uplifts, whether subaerial or submarine, are recognizable around the Kamuikotan-serpentinite zone whose tectonic behavior had probably contributed to the formation and development of the uplifts. The intra-basinal uplifts also, as compared with the westward landmass, were a much minor source of material. Suggestion for the three sources thus distinguished (eastward, westward, and intra-basinal) is compatible with lateral changes in mineral composition of the coarse clastic sediments, in the case, for example, of the Turonian of the northern region.

The chain of intra-basinal uplifts divided the geosyncline into two troughs, the eastern and the western. It is probable that the eastern trough was deeper on the whole than the western, where sediments were laid down more thick than in the other except in Campanian to Maastrichtian time when the center of accumulation shifted further east. Furthermore, evolution of the geosyncline and paleogeographic reconstructions in Cretaceous time, such as transgression versus regression, development of intra-basinal uplifts, and shifting of depositional basins, are discussed on the basis of the paleocurrent patterns combined with the facies distribution and other available data.

\* 地質部

Trace fossil assemblages from the Cretaceous strata are distinguished into the *Nereites*, *Zoophycos*, *Cruziana*, and *Skolithos* ichnofacies. The *Nereites* ichnofacies is characteristic of axial turbidity current-deposited sediments, and the *Zoophycos* ichnofacies is found in both axial and lateral turbidity current-deposited sediments. Both the *Cruziana* and the *Skolithos* ichnofacies are seen in shallow marine deposits. It should be noticed that *Teichichnus* representing the *Cruziana* ichnofacies occurs also in an axially derived turbidite sequence characterized by the *Nereites* ichnofacies, though locally.

## 1. ま え が き

北海道中軸帯には、蝦夷地向斜に堆積した白亜系が広く発達している。この白亜系に関しては、松本 (MATSUMOTO, 1942-43, 1954, 1959, 1977 など) による一連の精細な生層序学的研究をはじめとして、多くの層序学的研究が積み重ねられてきた。いっぽう、堆積学的研究は、堆積相の解析 (小山内・松下, 1961; 正谷, 1962; TANAKA, 1963; 岡田・松本, 1969; 松本・岡田, 1973 など) や堆積岩の岩石学的検討 (Fujii, 1958; MATSUMOTO and OKADA, 1971 など) を中心に行われてきた。しかしながら、白亜系の堆積状況を解明する上で有効な手掛りとなる古流系の総合的な資料は、一部の地域について報告されたにすぎない (TANAKA, 1970; 田中・角, 1975, 1977)。

北海道中軸帯の白亜系の堆積状況を究明する目的から、主として田中が白亜系中に発達するフリッシュ相の地層群を中心に古流系解析に従事し、同時に角は粗粒碎屑岩の堆積岩石学的検討を行ってきた (第1図)。この報文では、峰岡—東浦・豊神—下頓別、石炭別・温根別・添牛内—古丹別川・政和・小平薬川・芦別川・芦別市東部・大夕張・石狩金山・占冠各地域を中心に、堆積相と関連させながら白亜系の古流向を記述し、これに既発表の敏音知—上頓別・佐久—安平志内・音威子府・幾春別・夕張地域の資料も加えて、北海道中軸帯の白亜系フリッシュ相地層群の堆積状況や古地理について考察を試みる。こ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特性の総合的な検討も必要であり、これは今後の研究課題としたい。

この報文をまとめるにあたり、占冠地域の地質については本所地質部酒井彰技官の未公表資料を参考にすることができた。また地質部滝沢文教技官より生痕化石の提供をうけ、写真図版の作成には総務部正井義郎技官を煩わした。ここに記して謝意を表する。

## 2. 地 質 概 説

北海道中軸帯には、白亜系 (本稿では空知層群より上位の地層をいう) が褶曲しながら南北方向に帯状に広く分布している。この白亜系の分布地域は、概観すると、

縦走する神居古潭変成岩 (空知層群に伴う) — 蛇紋岩地帯によって2帯に分けられる。これらの2帯をここでは西側白亜系地帯及び東側白亜系地帯 (神居古潭変成岩—蛇紋岩地帯に露出する白亜系も含める) とよび<sup>1)</sup>、それぞれは構造区分上、石狩帯及び神居古潭帯に含まれる (TANAKA, 1977)。西側白亜系地帯の西側には白亜系を不整合におおいながら第三系が広く発達し、東側白亜系地帯は東側の空知層群相当層ないし類似層と断層で接する。

空知層群及び東側の相当層又は類似層は、チャートや海底火山岩類 (苦鉄質—中間質) を伴う主地向斜相で代表される。これより上位の白亜系はアンモナイトやイノセラムスなどの化石を豊富に含む碎屑岩相 (しばしばフリッシュ相) からなる。この白亜系は下部蝦夷層群・中部蝦夷層群・上部蝦夷層群及び最上位の函函層群に区分される (第1表<sup>2)</sup>)。

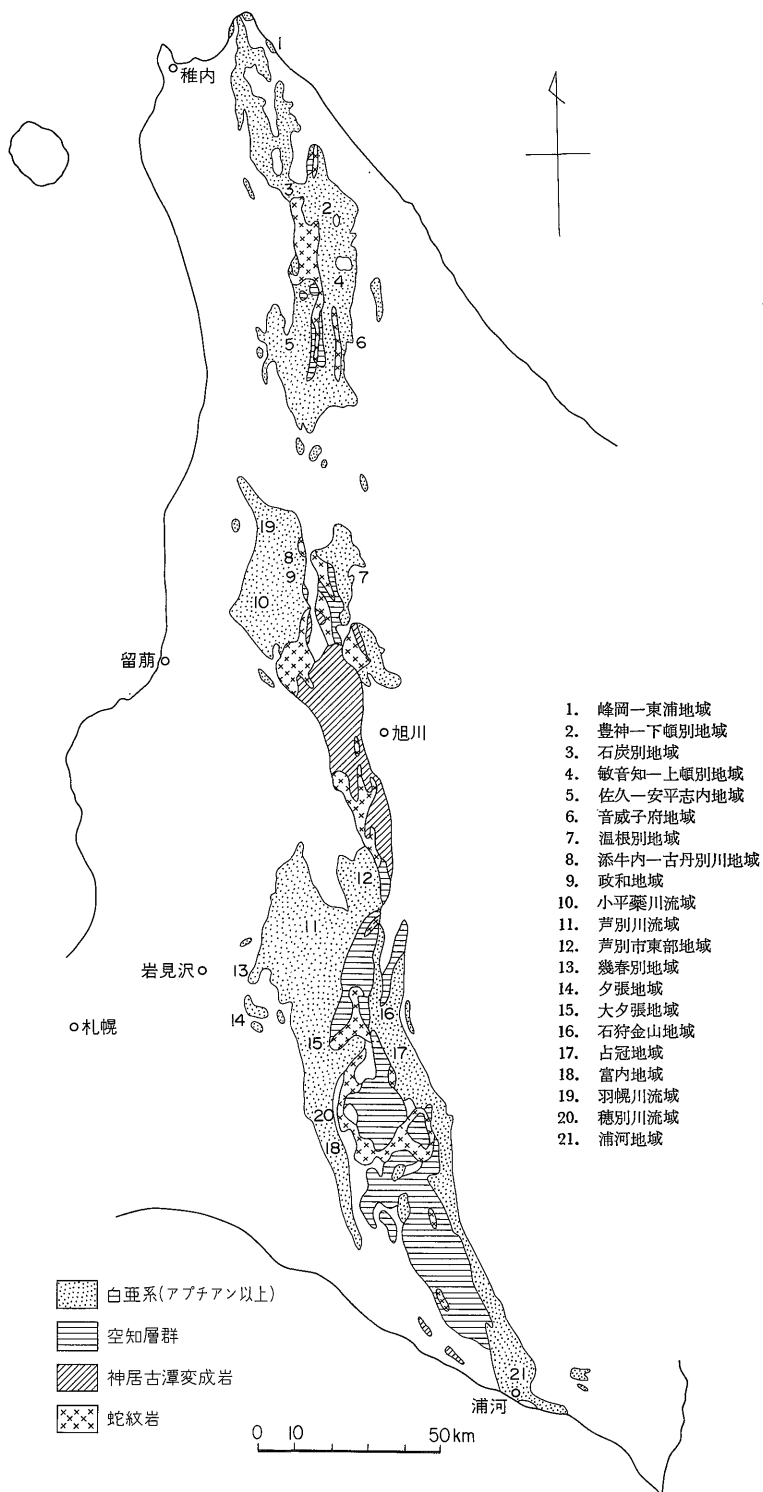
下部蝦夷層群は空知層群を不整合におおうが、場所によって両者の関係は整合のようである。主としてフリッシュ相の砂岩頁岩互層からなる。下部では砂岩が卓越し、中部はおもに中軸帯南部においてオルビトリナ石灰岩をはさむ。厚さは1,000-2,000mである。

中部蝦夷層群は下部蝦夷層群を不整合又は整合におおい、2,000m (地域によって900m)-3,500mの厚さをもつ。最下部層は主として砂岩から、主部層はおもに泥岩ないし頁岩からなる。本層群の比較的下部はフリッシュ相の卓越で特徴づけられる。最上部層は砂岩に富むが、堆積相や年代的範囲が地域によってかなり異なる。たとえば、中軸帯南部の西側白亜系地帯中の西部地域 (空知背斜・幾春別・夕張各地域) の三笠層は厚さ200-400mで、沿岸—浅海成砂岩に富み、セノマニアン—チュロニアン (ギリヤーク統下部階—上部階) に対比される。いっぽう、中軸帯北部 (佐久—安平志内地域・小平薬川流域など) や三笠層分布地域よりも東側に発達する沖合相の佐久層は、厚さ400-500mで、フリッシュ相の砂岩泥

1) 東側白亜系地帯の東方で、日高山脈よりに、また枝幸山内にも白亜系が断片的に露出する。

2) 北海道中軸帯の白亜系分布地帯は、層相の発達状況からみて、ほぼ旭川と留萌とを結ぶ線を境として北部と南部に分けられる。中部蝦夷層群は中軸帯南部の東側白亜系地帯西部では直接空知層群をおおうが、それについてはこの表から省略した。

北海道中軸帯白亜系の古流系 (田中啓策・角 靖夫)



第1図 北海道中軸帯白亜系の分布図  
 1-18: 調査地域

第1表 北海道中軸帯白亜系の層序区分

年代	中軸帯北部		中軸帯南部		
	西側白亜系地帯	東側白亜系地帯	西側白亜系地帯	東側白亜系地帯	
上部白亜系	マストリヒチアン	函 洩 層 群		函 洩 層 群	上 部 乳 吞 川 層
	カンパニアン				上 部 蝦 夷 層 群
	サントニアン	天 車 層 上部 蝦 夷 層 群		上 部 蝦 夷 層 群	
	コニアシアン			月 見 層	
	チューロニアン	佐 久 層 ・ 豊 神 層		佐 久 層	近 藤 山 層
					カンコシナイ沢層
	セノマニアン	中 部 蝦 夷 層 群 主 部 層		三 笠 層	中 部 蝦 夷 層 群 主 部 層
下部白亜系	アルビアン	最 下 部 層		最 下 部 層	
	アプチアン	下 部 蝦 夷 層 群		下 部 蝦 夷 層 群	
ジュラ系	空 知 層 群		空 知 層 群		

~~~~~ 不整合  
 ——— 層序大区分の境界 } 整合  
 - - - 層序小区分の境界 }

岩互層に富み、チューロニアン（ギリヤーク統上部階）に対比される。中軸帯北部の北部において主として東側白亜系地帯を占め西側白亜系地帯も含む地域（下頓別一豊神地域）に分布する豊神層（TANAKA, 1963）は、厚さ約600mで、砂岩（しばしばフリッシュ相）に富み、主としてチューロニアンに対比され、コニアシアン（浦河統下部階）にも及んでいる。中軸帯南部の東側白亜系地帯（日高山脈西縁）のカンコシナイ沢層（小山内・松下, 1961）は、小島ほか（1973）によると、日高町周辺では500m前後の厚さをもち、下部は砂岩泥岩互層からなり、中部は泥岩で代表され、上部は砂岩に富み、少なくとも下部はチューロニアンに対比される。

上部蝦夷層群は中部蝦夷層群に整合、一部平行不整合で、おもに泥岩からなり、400-2,600mの厚さを有する。砂岩の発達する部分が数層準にみられ、代表例は佐久一安平志内地域の大曲層や芦別川流域の月見層で、両層とも一部にフリッシュ相を示す。本層群の最上部もまた多少粗粒となって、シルト岩に富む。上部蝦夷層群の上限の時代は概観すると中軸帯北部全域、中軸帯南部西側白亜系地帯・同東側白亜系地帯の間で異なる。

函洩層群は上部蝦夷層群に整合であるが、不整合関係が一部の地域で報告されている。典型的な相を示す函洩層群（中軸帯南部西側白亜系地帯に発達）は、厚さ400-800mで、沿岸～浅海成砂岩に富み、沼沢成堆積物を伴う。より東側の沖合相（中軸帯北部の東側白亜系地帯に発達）では、泥質細粒砂岩ないし細砂質シルト岩が卓越

し、厚さが局地的には2,000mにも達する。さらに東側の沖合相は泥岩を主とするようになり、このような部分は上部蝦夷層群の上部として扱われる（代表例：中軸帯南部の東側白亜系地帯の乳呑川層）。

神居古潭変成岩は先蝦夷地層群を原岩として中軸帯の中部に広く露出するが、南部では点在し、北部では地表下に伏在していると推察される。蛇紋岩は概観すると南北方向の帯状に分布し、その進入時期は白亜紀末ごろとみなされている。

### 3. 古流向の測定

#### 3.1 流向測定地層の堆積的性状

北海道中軸帯の白亜系に関して古流向測定の対象となった地層は、一般にフリッシュ相の砂岩泥岩互層と成層砂岩である。またごく少数例ではあるが、フリッシュ相に伴う異常堆積の礫質岩も扱った。さらに、非フリッシュ相の成層砂岩についても古流向の測定を行った。

#### フリッシュ相

等量フリッシュ相を代表する砂岩泥岩（又はシルト岩・頁岩）互層は、下部蝦夷層群と中部蝦夷層群主部層の比較的下部に卓越し、また中部蝦夷層群最上部層（佐久層及びその相当層）にも部分的によく発達している。さらに、この種の地層は中部蝦夷層群主部層の比較的上部や、上部蝦夷層群中にも一部に伴われる。砂岩泥岩互層を構成する砂岩・泥岩各層の厚さは一般に数cm-数10cmであるが、ときどき1m前後の厚さに達する。

砂質フリッシュ相を代表する成層砂岩は中部蝦夷層群最下部層によく発達し、また佐久層とその相当層にもしばしば認められる。さらに、この種の地層は中部蝦夷層群主部層や上部蝦夷層群中にも部分的に存在する。成層砂岩はしばしば泥岩薄層(厚さ一般に10 cm 以下)をはさみながら、概して0.3-1mの厚さに成層する。

フリッシュ相の砂岩泥岩互層・成層砂岩それぞれを構成する砂岩層は、一般に Bouma (1962) が指摘した堆積構造の重なり方の順序を示し、したがってタービダイトとみなされる。砂岩層の下面にはフルートキャスト(flute cast)、縦列ファロウリッジ(longitudinal furrows and ridges)、クレセントキャスト(crescent cast)、グループキャスト(groove cast)、バンスキャスト(bounce cast)、プロッドキャスト(prod cast)、ブラッシュキャスト(brush cast)、条線キャスト(striation cast)、ロードキャスト(load cast; 一部はフルートキャストに由来したとみなされる定方向ロードキャスト oriented load cast)、フロンデセントキャスト(frondescant cast)などのソールマークがしばしば発達している。さらに、砂岩層の内部には斜交葉理や流成りリップル葉理(current ripple lamination)、コンボルト葉理(convolute lamination)、パーティング線構造(parting lineation)、頁岩片定向性配列(shale fragment lineation)、炭質物片定向性配列(carbonaceous flake lineation)、上面には流成りリップルマークが観察される。上記諸種の堆積構造について、古流向の測定を行った。

フリッシュ相の砂岩泥岩互層・成層砂岩それぞれの堆積的性状については、田中・角(1975)の報文に記述されているので、ここでは省略する。

フリッシュ相に伴われる異常堆積の地層として、海底土石流起源の含礫泥岩(シルト岩)ないし泥質礫岩、あるいはスランプ褶曲層が、とくに中部蝦夷層群最上部層(佐久層とその相当層)、及び上部蝦夷層群中の数層準(月見層・大曲層など)にみいだされる。含礫泥岩ないし泥質礫岩は少なくとも一部が海底侵食谷を埋積したものである。この種の地層にはときにより大型のソールマークが観察される。ソールマークと同様に、海底侵食谷(本稿では最大深度1 m以上のチャンネル)の側壁の方向も古流向の資料として用いられる。スランプ褶曲層は堆積盆地の側斜面の傾斜方向を知る手掛りを提供する。

さらに、上部蝦夷層群中に例外的にみられる平板型斜交層理についても古流向を測定した。

#### 非フリッシュ相

非フリッシュ相の成層砂岩はとくに中部蝦夷層群最上部層の三笠層や函淵層群に発達している。この種の地層

は沿岸-浅海成で、タービダイトの性格を全く示さず、底層層によって堆積したものである。古流向の測定はフルートキャスト・グループキャスト・斜交葉理・パーティング線構造・頁岩片定向性配列・炭質物片定向性配列・リップルマークについて行ったが、測定資料はフリッシュ相の場合に比べてきわめて乏しい。

#### 3.2 堆積構造と流向

フリッシュ相の地層群について古流向の測定を行った堆積構造は、大部分が砂岩層のソールマークである。ソールマークのうち、測定数の最も多いのはフルートキャストで、グループキャストがこれに次ぐ。砂岩層の内部構造では、パーティング線構造の測定数が最も多い。非フリッシュ相では、おもに砂岩層の内部構造を扱った。

古流向の測定にあたっては、同一の砂岩層について種類別の堆積構造それぞれの流向を測定できる場合、各流向は一般にたがいによく一致しているの、流向は原則として流れの向きを決定できる特定の1種類のソールマーク、しかも可能な場合フルートキャストが示す流向で代表させた。ただし、若干の例外も認められる。たとえば、同一の砂岩層においてフルートキャストが示す流向はパーティング線構造が示す流向と約50°、流成りリップルマークが示す流向とは90°近くもくいちがい、またパーティング線構造・流成りリップルマークそれぞれの流向(前者の流向はすぐ近くの砂岩層のフルートキャストから類推)のくいちがいは150°内外に達することもある。これらの場合はそれぞれ両方の流向を対等に扱ったが、もちろんソールマーク(とくにフルートキャスト)が堆積流の流向の指示者としてもっとも適当である。

この報文に掲載する古流向図は、堆積当時の状態に復元した古流向を測定地点ごとに示したものである<sup>3)</sup>。古流向図では、堆積構造の種類ごとに平均流向ないし主流向をとりあげ、さらにごく近接した地点での流向をまとめて示している場合もある。古流向復元の際、必要に応じて褶曲軸のプランジに対する補正を行った。

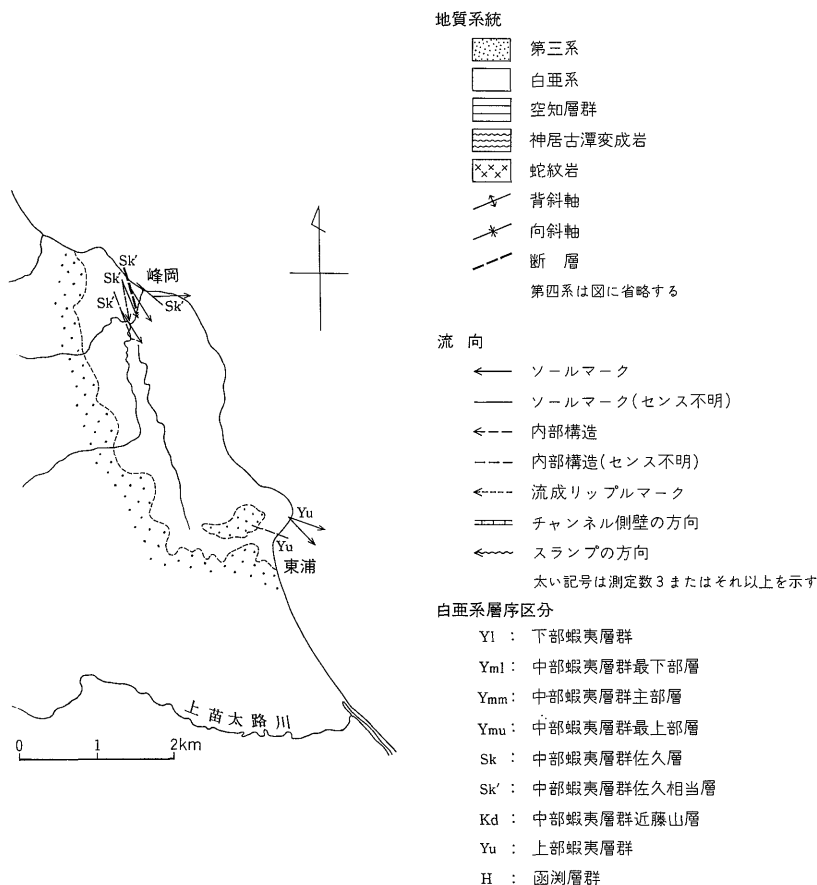
#### 4. 調査地域の白亜系の古流向

##### 4.1 峰岡一東浦地域

オホーツク海に面する稚内市峰岡・東浦間の海岸に露出する白亜系は西側白亜系地帯に含まれる。この白亜系は、概観すると、天塩山地を構成する複背斜中のNNW-SSE方向にのびる1つの白亜系背斜の西翼を占める。白亜系は中部蝦夷層群と上部蝦夷層群からなり(小山内・三谷ほか, 1957)、松本・小原(1971)によってチューロ

3) 古流向図では、測定地点周辺の地質構造の概略を示すために、便宜上褶曲軸を記入してある。

古流向図の凡例 (第2, 5, 9, 11, 12, 15, 20, 21, 22, 23図共通)



第2図 峰岡—東浦地域白亜系の古流向図

ニアン・コニアシアン及びカンパニアン下部が確認されている。

古流向が測定された地層は、中部蝦夷層群佐久相当層(チューロニアン)・上部蝦夷層群上部(カンパニアン)それぞれを構成する等量フリッシュである(第2図)。

**中部蝦夷層群**

佐久相当層の流向は主として NNW→SSE であるが、W→Eの流向も認められる。南南東向きの流向を示す砂岩層は主として平行葉理部で占められ、またときどき級化部を欠いて直接平行葉理部に始まることがある。これに対して、東向きの流向を示す砂岩層は層厚の半分が級化部からなり、前記砂岩層に比してタービダイト近源相(proximal facies)を示している。以上に述べたことから、南南東向きの流向は軸流に由来し、東向きの流向は側方流に関連するものとみなされる。

**上部蝦夷層群**

本層群上部の流向は NW→SE~WNW→ESE である。

流向測定砂岩層はおもに級化部からなり、佐久相当層の軸流堆積砂岩層に比べてタービダイト近源相の性格を具えている。南東~東南東方向は側方流に関連するであろう。

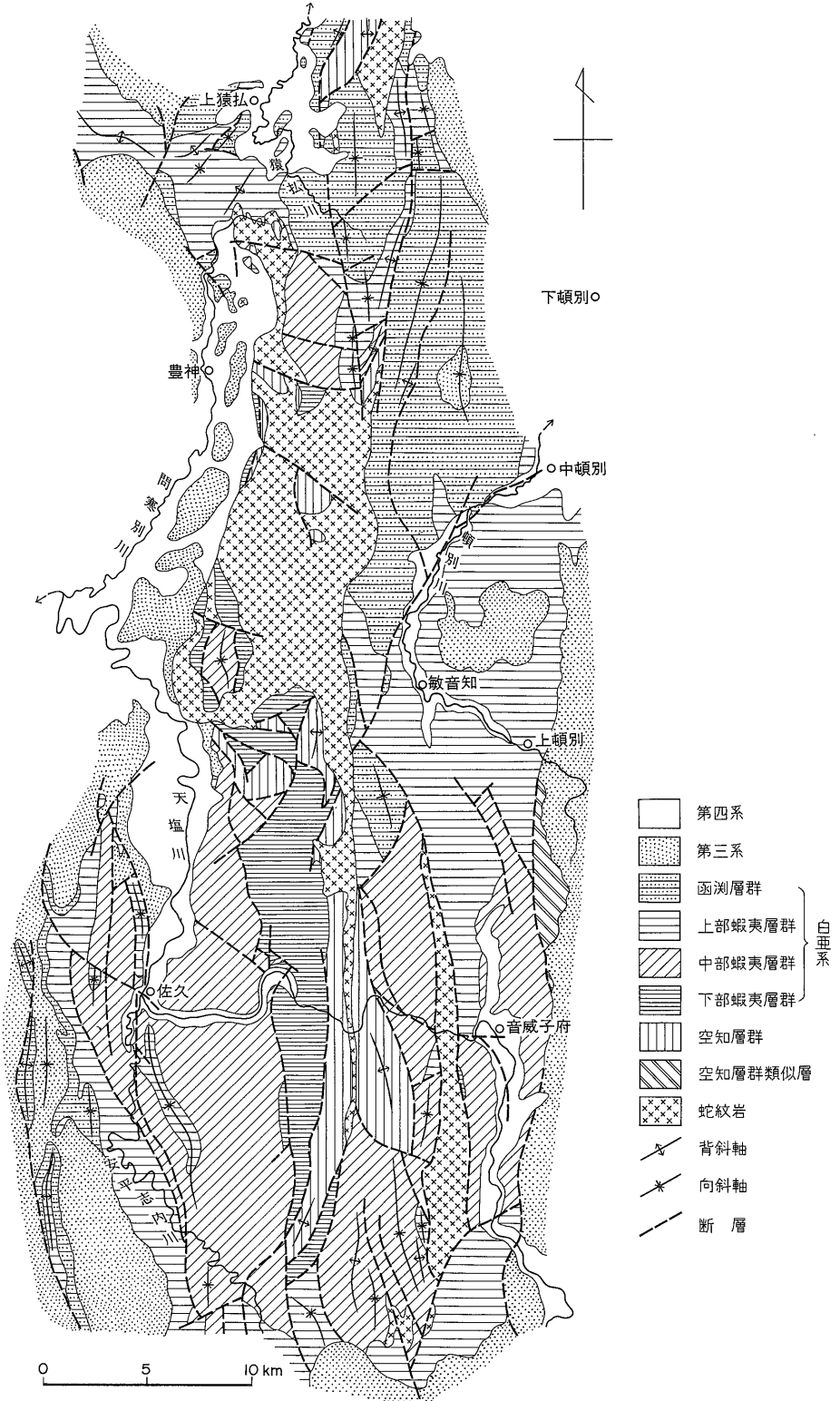
佐久相当層及び上部蝦夷層群上部に認められる概略東向きの流向は、西方供給源地の存在を示唆する。

**4.2 豊神—下嶺別地域**

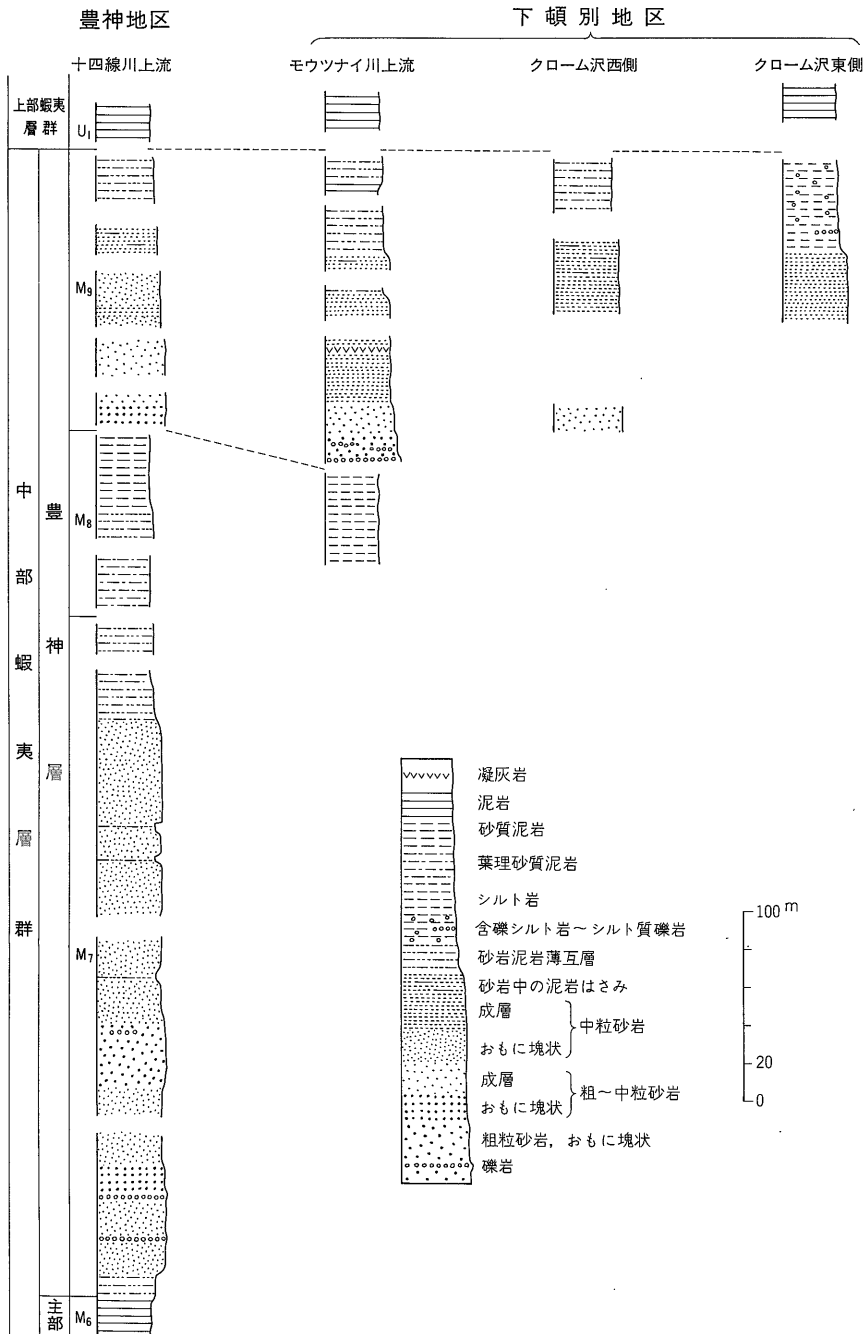
幌延町豊神から浜頓別町下嶺別にかけての地域(北西方の石炭別川上流も含める)の白亜系(田中, 1960b; 松本ほか, 1980)は西側・東側白亜系両地帯にまたがり、南北方向の褶曲構造を形成している(第3図)。この地域の白亜系(田中, 1960b)は下部蝦夷層群・中部蝦夷層群(M<sub>1</sub>-M<sub>9</sub>の9部層に細分)・上部蝦夷層群(U<sub>1</sub>-U<sub>7</sub>の7部層に細分)及び函淵層群に区分される。ここでは、本地域の白亜系のうち、古流向資料が最も多い中部蝦夷層群最上部層の豊神層の層序について述べる(第4図)。

豊神層は下位から M<sub>7</sub>-M<sub>9</sub>の3部層に細分される。

北海道中軸帶白亜系の古流系 (田中啓策・角 靖夫)



第3図 宗谷—天塩地方地質略図



第4図 中部蝦夷層群豊神層の柱状図



M<sub>7</sub> 部層 (厚さ約350m) は、下部では灰青緑色の塊状粗-中粒砂岩からなり、厚さ3m内外の中礫岩を2・3の層準にはさみ、中部ではおもに灰-暗灰色塊状 (部分的に成層) 中粒砂岩で代表され、上部ではおもに砂岩泥岩薄互層からなる。

M<sub>8</sub> 部層 (厚さ約100m) は砂質泥岩からなり、砂岩泥岩薄互層を伴う。

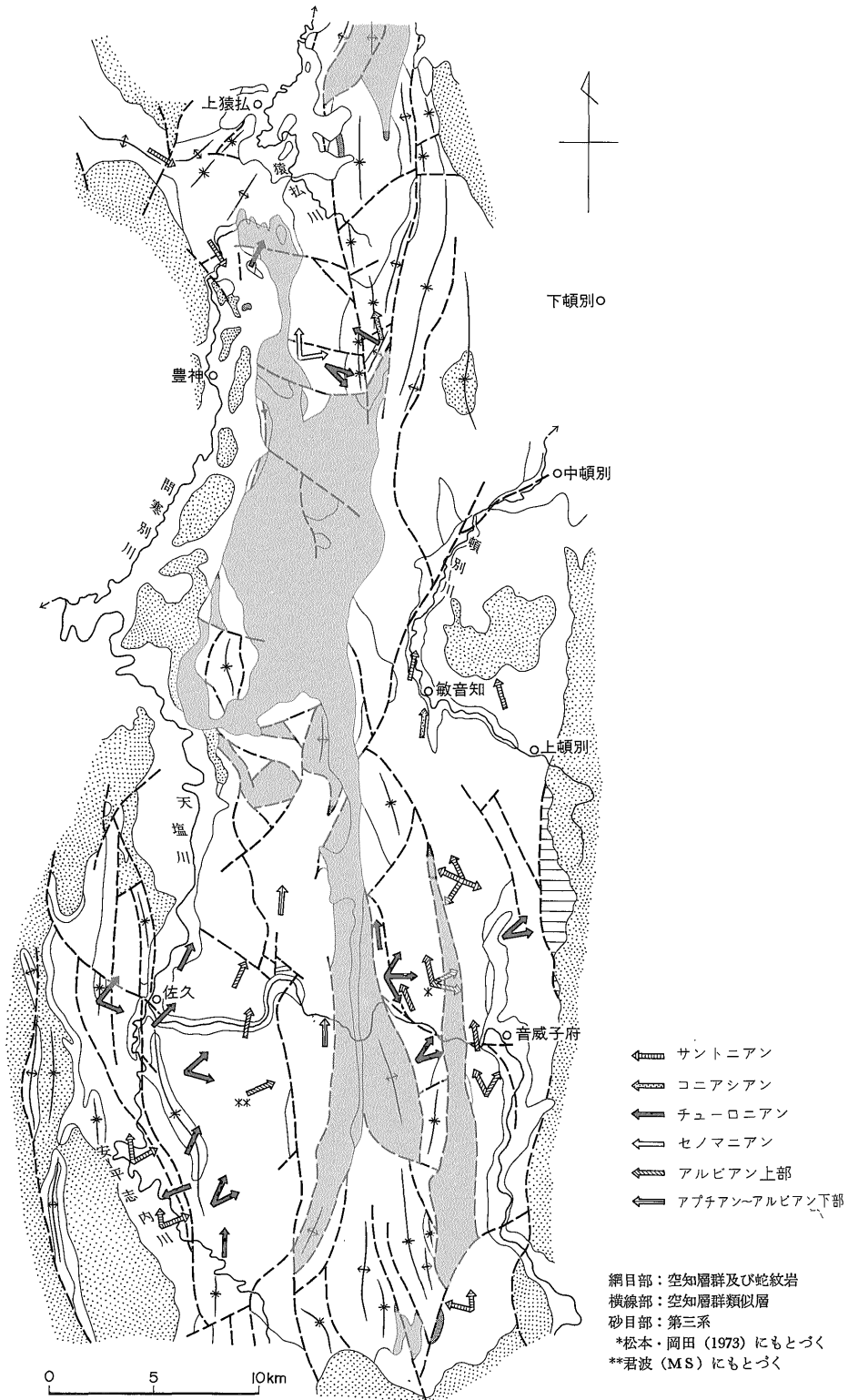
M<sub>9</sub> 部層 (厚さ約150m) は砂岩を主とし、礫岩をはさむ。本部層の下限近くには厚さ3m内外の中礫岩 (一部に大礫を含む) が普遍的にみられる。下部は灰青緑-青灰色塊状 (一部で成層) 粗-中粒砂岩からなり、礫岩を

はさむ。中部は灰色成層 (一部で塊状) 中粒砂岩を主とし、その上部ではときどき泥岩薄層をはさむ。上部は灰-青灰色細粒砂岩と泥岩の薄互層からなる。ウツナイ川支流クロム沢の背斜東翼では、M<sub>9</sub> 部層上部はおもにシルト岩からなり、含礫シルト岩ないしシルト質礫岩がよく発達する。以上のように、M<sub>9</sub> 部層の下部から上部へ向かって、砂岩が少なくなると同時に粒度も細くなり、礫岩の量 (含礫シルト岩ないしシルト質礫岩の場合を除く) も減少するのに対して、泥岩の量が増加するように、堆積物は全体として細粒化し、さらに層理もよりひんぱんに発達するようになる。



第5図 豊神一下頓別地域白亜系の古流向図

M<sub>2</sub> : 中部蝦夷層群主部層  
 M<sub>7</sub>, M<sub>8</sub> : 中部蝦夷層群豊神層  
 U<sub>4</sub> : 上部蝦夷層群



第 6 図 宗谷—天塩地方の白垩系フリッシュ相の古流系図

豊神層の時代を決定できる化石としては、モウツナイ川上流の  $M_9$  部層の上部から *Inoceramus uwajimensis* YEHARA が産出する。さらに、本部層の中部から *Inoceramus hobetsensis* NAGAO et MATSUMOTO の場合に酷似する殻面装飾をもつイノセラムスの殻片がみいだされ、また *I. pedalionoides* NAGAO et MATSUMOTO に似たイノセラムス化石も産する。したがって、豊神層の上限はコニアシアンに達し、コニアシアンと下位のチューロニアンとの境界は  $M_9$  部層の上部と中部との境界あたりに求められるであろう。要するに、豊神層は上限がコニアシアンに及ぶが、他地域での岩相層序との比較からして主体はおそらく佐久層と同様にチューロニアンに対比され、下限がセノマニアンにまで及ぶことはなからう。

中部蝦夷層群の  $M_2$  部層 (セノマニアン?)、豊神層  $M_7$  部層 (チューロニアン?)・ $M_9$  部層 (チューロニアン~コニアシアン) 及び上部蝦夷層群の  $U_4$  部層 (サントニアン) について古流向を測定した (第5・6図)。

#### 中部蝦夷層群主部層

$M_2$  部層の等量フリッシュに関する流向は、概略 W→E と WNW-ESE で、ともに本質的に東向き側方流に関連するものであろう。いっぽう、N-S の流向は軸流に由来する可能性が強い。

#### 中部蝦夷層群豊神層

$M_7$  部層に関する流向には、WNW→ESE (NW-SE も含む) と NNW-SSE の2系統が認められる。前者の系統の流向は  $M_7$  部層下部の塊状 (部分的に厚成層) 砂岩について測定されたもので、側方流に由来するであろう。後者の系統の流向は同部層上部の等量フリッシュについて測定されたが、その堆積的意義についてはあとでふれる。

下頓別地区のモウツナイ川上流の背斜西翼を占める  $M_9$  部層では、その中部の砂質フリッシュについて測定した流向は ESE→WNW に、上部の等量フリッシュに関する流向は S→N~SSE→NNW に集中している。 $M_9$  部層中部における西北西向きの流向は側方流に由来する。いっぽう、 $M_9$  部層上部における北~北北西向きの流向は、側方流の主方向から偏倚したものではなくて、本質的には軸流に関連したものとみなされる。この推論は、両系統の流向が測定された砂岩層 (厚さは両系統とも10数 cm-40 cm あまり) の間に認められる下記のような堆積的性状の差異から裏づけられる。西北西系の流向を示す砂岩層では、基底粒度が中粒である。これに対して、北~北北西系の流向を示す砂岩層では、基底粒度が細粒であり、コンボルト葉理がよく発達し、さらに砂岩層

の下部を占める級化部の厚さが前者の砂岩層に比して薄い。したがって、北~北北西系の砂岩層は西北西系の砂岩層に比べてタービダイト末端相 (distal facies) の性格を帯びている。また、前述のように  $M_9$  部層の下部から上部へ向かって堆積物が細粒化する傾向からしても、本部層の上部は中部に比べて沖合の、かつ深い環境を示しているといえる。以上に述べたことから、 $M_9$  部層に関する軸流は本質的に北向きであると断定してよい。

豊神地区のヤツメノ沢における  $M_9$  部層下部の塊状成層砂岩で測定された流向は、SSW→NNE を示す。測定数がごく少ないので、このような流向が側方流あるいは軸流のいずれに由来するかを即断できない。しかしながら、調査地域東部のモウツナイ川上流の  $M_9$  部層上部における流向から類推すると、問題の流向は調査地域西部のヤツメノ沢区域でも軸流が南から北へ向かっていたことを示唆するであろう。このようなことから、先に記した  $M_7$  部層における NNW-SSE の流向は、測定地層の岩相からしても、同様に軸流に関連したものと考えられる。

豊神層におけるフリッシュ相の粗粒碎屑堆積物の運搬に参与した古流系 (混濁流) に関しては (第6図)、軸流は調査地域を通じて北向きである。側方流は調査地域東部の下頓別地区では西向きであるが、西部の豊神地区では東向きである。東部における北向き軸流は西向き側方流から転進したものである。いっぽう、西部における北向き軸流は東向き側方流 (第6図でセノマニアンについて示したのとは別の地点から発した側方流で、調査地域では直接認められない) から転進したものと考えられ、これについては後でふたたびふれる。

下頓別地区の  $M_9$  部層上部 (第4図) は、モウツナイ川上流・ウツナイ川支流クローム沢西側それぞれの背斜西翼において砂岩泥岩薄互層からなる。これに対して、前記両地点の東側で、クローム沢東側の背斜東翼に露出する  $M_9$  部層上部は、おもにシルト岩からなり、しばしば含礫シルト岩ないしシルト質礫岩を伴い、砂を基質とする礫岩も含み、スランプ構造も一部に発達している。 $M_9$  部層中部はクローム沢東側 (背斜東翼) において 0.3-1 m の厚さに成層する砂岩からなるが、クローム沢西側 (背斜西翼) では 0.1-0.6 m の厚さに成層する砂岩中に泥岩薄層がよりひんぱんにはさまれ、砂岩がよりよく成層するようになる。北のモウツナイ川上流 (背斜西翼) に露出する  $M_9$  部層中部は 0.1-0.3 m の厚さに成層する砂岩からなり、ときどき泥岩薄層をはさむ。要するに、クローム沢の背斜東翼から西又は北へ向かって、 $M_9$  部層中部の堆積物は全体として細粒化し、層理がよりよ

く発達するようになり、さらに  $M_9$  部層上部では海底土石流起源の礫質岩やスランプ構造が発達しなくなる。

以上に述べたことから判断すると、下頓別地区の  $M_9$  部層中部—上部を構成する地層は、東側(背斜東翼)から西側(背斜西翼)へ向かって全体としてタービダイト末端相に近づいているといえる。すなわち、フラクソタービダイト (fluxoturbidite) とみなされるような地層やスランプ層が発達するのは、東側(背斜東翼)の方である。ここに述べた堆積相の側方変化の傾向は、側方流が西向きを示すことと調和的である。したがって、豊神層(少なくとも  $M_9$  部層)堆積時に同層分布地域の東方に隆起帯(おそらく陸地)が存在したと推定される。

上記のような東方隆起帯が少なくとも豊神層より上位の上部蝦夷・函洞両層群の堆積時にも存在した可能性は、調査地域周辺の白亜系にみられる堆積相の側方変化から指摘される(田中, 1960b; TANAKA, 1963)。問題の陸地は、橋本(1958)が蝦夷地向斜の東側に推定した“オホーツク陸地”の一部に相当するであろう。これは南へ向かって少なくとも音威子府南東方付近までのびていたであろう(田中・角, 1975)。

$M_7$  部層に東向きの側方流に属する流向が認められるので、 $M_7$  部層の堆積時に本部層の分布地域の西方に隆起帯(おそらく陸地)が存在したと推定される。 $M_7$  部層のほかに  $M_2$  部層に関する古流向からも類推すると、西方の隆起帯の存在は  $M_9$  部層についてもいえそうである。ここに述べる西方の隆起帯は、蝦夷地向斜西側の主要古陸ではなくて、佐久—音威子府地域の白亜系の堆積に関連して指摘したようなほぼ南北方向に走る堆積盆内隆起帯(田中・角, 1975)の北方延長にあたるものである。隆起帯の位置は、佐久—音威子府地域と同様に、豊神—下頓別地域においても、神威古潭帯を代表する神居古潭変成岩—蛇紋岩分布地帯の西縁部にほぼ相当している。

次に、豊神層の古流系パターンを砂岩・礫岩の組成の面から検討してみよう。豊神層並びにこれとほぼ同層位の佐久層には石質ワッケ(岡田, 1971)に属する砂岩が多く、その中の岩片・鉱物と礫岩中の礫とから、それらの供給源地に第7図左欄の岩石が分布していたといえる。これらの岩石は石化・変質・変成の程度などによって4群の堆積岩類( $S_1$ — $S_4$ )、4群の火山岩類( $V_1$ — $V_4$ )、2群の変成岩類( $M_1$ ・ $M_2$ )及び1群の深成岩類(P)にまとめられる。堆積岩類と火山岩類については、図中で上側に記入した群ほど地質時代が新しい可能性が高い。なお、堆積岩類には、量的に少ないが、 $S_1$ より古期の石灰岩や  $S_1$ より固結度の低い堆積物もある。また、

$S_1$ — $S_3$  砂岩中の深成岩起源の石英・長石は、多くの場合それぞれより古期の砂質岩からもたらされたものとみなされる。

$S_1$ は石化の低い堆積岩で、チャートをほとんど伴っていない。これらの大部分は下部蝦夷層群に相当する地層であったと考えられるが、一部にはこれより少し古い地層に属する可能性のあるものもある。

$S_2$ は  $S_1$ より石化の進んだ1群の堆積岩類で、図に示したほか、ところによって凝灰質頁岩や炭質頁岩を伴い、粘板岩質頁岩中に放散虫を含むことがある。先蝦夷層群の比較的上部を占めていた地層とみなされる。

$S_3$ は泥質岩が変成度のごく低い粘板岩に変わり、チャートが微細な結晶質となった堆積岩類である。チャートには灰色のほか、黒色・赤色などのものがあり、放散虫が認められることがある。大勢として、 $S_2$ より下位であった公算が大きい。

$S_4$ は泥質岩の粘板岩化とチャートの結晶質化とが  $S_3$ より高く、砂岩の石化も高い堆積岩類である。粘板岩としたものには千枚岩質組織を示すものもある。この群の砂岩には花崗岩類の碎屑を主材とした砂岩が多く、また微斜長石や石英質の岩片を特徴的に含むものもある。 $S_3$ の砂岩中に  $S_4$ の砂岩の碎屑が含まれることがある。

$V_1$ は新鮮な安山岩類で、溶岩・火山放出物を主とし、岩脈の岩石を伴う。いずれも豊神層又は佐久層の堆積期より少し早期の火山活動で生じたものとみなされる。

$V_2$ は変質した安山岩類で、多くは中部蝦夷層群下部ないし下部蝦夷層群の堆積期に噴出した火山岩類とみなされる。

$V_3$ はさらに古い変質した安山岩質ないし玄武岩質の溶岩・岩脈岩石などであって、これらは先蝦夷層群に属するものと推定される。 $V_3$ 火山岩に相当するらしい碎屑が  $S_2$ の砂岩中にみいだされることがある。

$V_4$ は変質したデイサイト質ないし流紋岩質の火山岩類で、ところによって溶結凝灰岩が多い。 $V_4$ 火山岩の碎屑は中部蝦夷層群の中部・下部に多く含まれ、下部蝦夷層群・ $S_2$ 及び  $S_3$ の砂岩中にも類似のものが少量入っている。ただし、これらがすべて同時期の火山噴出物とは確定できない。 $V_4$ とした火山岩の大部分は  $S_3$ より古期で、 $S_4$ より新期のものである公算が大きい。なお、 $S_4$ の砂岩にはより古いとみなせる火山岩片が含まれている。

$M_1$ は諸種のホルンフェルス類であって、変成が低いものの原岩については  $S_4$ ・ $V_4$ 及び  $S_3$ に属する岩石であったとみなせる場合が多い。佐久—安平志内地域では、これらの碎屑が中部蝦夷層群中の佐久層より下位層や下部蝦夷層群にも砂粒として普遍的に含まれており、

また政和地域の下部蝦夷層群にも少量入っている。各地の  $M_1$  が同時代の岩体であったとは限らない。変成を与えた貫入岩は、佐久地域の場合、後記の花崗岩類である可能性が高い。

$M_2$  は千枚岩と変砂岩である。同類の変砂岩の碎屑とみなせる砂粒が佐久地域の下部蝦夷層群にも含まれている。 $M_2$  は  $S_4$  より下位又はこれとほぼ同層位の地層であったと思われる。

P は小平薬川流域において、礫・粗粒砂として含まれている細粒な黒雲母花崗岩・優白質黒雲母花崗岩・アプライトなどの花崗岩類である。政和地域南西方雨煙別川の中中部蝦夷層群最下部にも、これらと同類と思われる、さらに多種の花崗岩類の碎屑が含まれている。これらの花崗岩類は  $M_1$  との関連などから  $S_3$  堆積後、 $S_1$  堆積前に貫入した公算が大きい。

ところで、調査地域内で最も西側にあるヤツメノ沢の  $M_9$  部層には、前述のように北向き軸流が認められる。粗粒碎屑物に対する供給源岩の内容あるいは組成に関して、この場所の  $M_9$  部層は粗粒碎屑物が東方陸地から由来したとみなされる下頓別地区とはもちろん、十四線川上流（下位の  $M_7$  部層は少なくとも一部に東向き側方を示す）の場合ともかなり特徴的に異なっている（第7図）。たとえば、砂岩組成中の  $S_3$  群についてみると、ヤツメノ沢では砂岩が卓越するが、十四線川上流では同群の粘板岩が卓越する。このような差異からみると、十四線川上流での供給源岩の内容は、ヤツメノ沢での内容そのものが沖合（東方）へ向かって変化した場合に期待されるものとは明らかに異なっている。いっぽう、ヤツメノ沢の  $M_9$  部層の粗粒碎屑物を運搬した北向き軸流は、前記の堆積盆内隆起帯、すなわち地背斜性隆起帯から発した西向き側方流から転進したものと考えられないこともない。しかしながら、北海道北部の他地域の白亜系に関する諸資料も加えて総合的に判断すると、ヤツメノ沢の場合は別の供給源地、いうなれば西側の主要古陸から由来したとみなす方がよい。

また、十四線川上流の  $M_9$  部層に関する供給源岩の内容は、下頓別地区での内容が沖合（西方）へ向かって変化した場合に期待されるものと充分には符合しない。

要するに、十四線川上流での供給源岩の内容については、下頓別・ヤツメノ沢両地区それぞれの場合とは別の供給地点からの粗粒碎屑物供給が考えられる。以上のように、堆積相や古流向・粗粒碎屑物の岩石学的性質を総合すると、豊神層を構成する粗粒碎屑物の供給源地として東方隆起帯・地背斜性隆起帯（おそらく島状陸地）及び主要西方陸地を想定できる。主要西方陸地と東方陸地

との間を占める堆積盆地は、上記の地背斜性隆起帯によって東西2列の堆積区に分かれていた。東方陸地から由来した粗粒碎屑物には、火山放出物を伴った  $V_1$  群の安山岩類が豊富であり、 $V_4$  群の溶結凝灰岩も特徴的に含まれ、また  $S_3$  群の粘板岩も卓越し、同群の凝灰質粘板岩の存在も注目される。これに対して、主要西方陸地から供給された粗粒碎屑物には  $V_3$  群の変質安山岩質・玄武岩質岩石が特徴的に多く、 $S_2$  群の粘板岩質頁岩もかなりの量に達し、さらに  $S_3$  群のチャートや砂岩も目立っている。

#### 上部蝦夷層群

$U_4$  部層の等量フリッシュについて測定された流向は、石炭別川上流では NW→SE、間寒別川上流では NNW-SSE 方向を示す。これらの流向は軸流が南向き系統であることを示唆する。

#### 4.3 敏音知一上頓別地域

中頓別町の敏音知一上頓別地域の白亜系(猪木, 1959; 小山内ほか, 1963) は、東側白亜系地帯に属し、その一般走向は NNW-SSE ないし N-S である(第3図)。この地域の白亜系は上部蝦夷層群及び函渕層群からなる。

敏音知一上頓別地域の上部蝦夷層群の古流向については、すでに佐久一音威子府地域に含めて報告した(田中・角, 1975)。コニアシアン(?)・サントニアンそれぞれの等量フリッシュは、軸流に由来する概略 S→N の流向を示す(第6図)。

#### 4.4 佐久一音威子府地域

中川郡中川町佐久周辺から同郡音威子府村音威子府付近にかけて分布する白亜系(MATSUMOTO, 1942-43, 1954; 小山内ほか, 1960; 長尾, 1962; 橋本ほか, 1967; 松本・岡田, 1973) は、複背斜の中核部をなす空知層群の東西両側にほぼ南北方向に褶曲しながら広く分布し、西側白亜系地帯・東側白亜系地帯の両方にまたがっている(第3図)。白亜系は下部蝦夷層群・中部蝦夷層群・上部蝦夷層群と函渕層群からなる。中部蝦夷層群最上部の佐久層と上部蝦夷層群中部の大曲層では、西側の佐久一安平志内地区においてスランプ構造を伴う含礫泥岩-泥質礫岩(一部は海底侵食谷埋積層)の挟在する点が注目される<sup>4)</sup>。

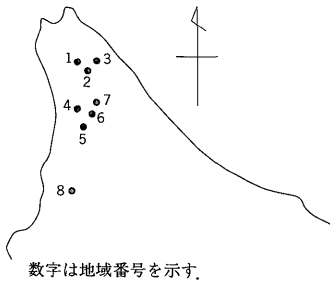
古流向の測定結果については、堆積相や堆積岩石学的特性と関連させながらすでに公表したので(田中・角, 1975)、この報文では概要を記すにとどめる(第6図)。

#### 下部蝦夷層群主部層と中部蝦夷層群主部層中のアルビ

4) 東側白亜系地帯に属する音威子府地区で、佐久層・大曲層とした地層は、西側白亜系地帯に含まれる佐久一安平志内地区の佐久層・大曲層とは後で述べるように、供給源地の方向が異なるので、厳密には佐久相当層・大曲相当層として模式層から区別されるべきであろう。

| 供給源岩                                                    | 地層                  |                     | 佐久層                 |                     | "佐久層"               |                     | 佐久層                 |                     |
|---------------------------------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
|                                                         | 豊神層                 | 地域                  | α相                  | γ相                  | 佐久-安平志内地区           |                     |                     | 8<br>小平葉川<br>流域     |
|                                                         |                     |                     | 豊神地区                |                     | 音威子府地区              |                     |                     |                     |
|                                                         |                     | 1<br>ヤツメノ沢          | 2<br>十四線川           | 3<br>クロム沢           | 4<br>佐久周辺           | 5<br>志文内川周辺         | 6<br>物満内川           | 7<br>上音威子府          |
| V <sub>1</sub> 安山岩<br>(t: 火山放出物を多く含む)                   |                     |                     | ○ <sup>t</sup>      | ○                   | ○                   | ○                   | ○ <sup>t</sup>      |                     |
| V <sub>2</sub> 変質安山岩<br>(h: 角閃石安山岩を含む)                  | ○                   | ○                   | ○                   | ○                   | ○                   | ○ <sup>h</sup>      | ○                   | ○                   |
| S <sub>1</sub> 頁岩・泥岩・砂岩                                 |                     |                     |                     |                     |                     | ○                   |                     |                     |
| S <sub>2</sub> 頁岩・粘板岩質頁岩・砂岩・<br>チャート・凝灰岩                | ○                   |                     | ○                   | ○                   | ○                   | ○                   | ○                   | ○                   |
| V <sub>3</sub> 変質安山岩質～玄武岩質岩石<br>(h: 角閃石安山岩を含む)          | ○ <sup>h</sup>      | ○                   | ○                   | ○                   | ○                   | ○                   |                     | ○                   |
| S <sub>3</sub> 粘板岩(a)・砂岩(s)・チャート(c)<br>(t: 凝灰質粘板岩を多く含む) | ○ <sup>s</sup><br>c | ○ <sup>a</sup><br>c | ○ <sup>a</sup><br>t | ○ <sup>a</sup><br>s | ○ <sup>a</sup><br>c | ○ <sup>a</sup><br>t | ○ <sup>a</sup>      | ○ <sup>a</sup>      |
| V <sub>4</sub> 変質流紋岩質～デイサイト質岩石<br>(w: 溶結凝灰岩を多く含む)       | ○                   | ○ <sup>w</sup>      | ○ <sup>w</sup>      | ○                   | ○                   | ○                   | ○ <sup>w</sup>      | ○ <sup>w</sup>      |
| S <sub>4</sub> 粘板岩(a)・砂岩(s)・チャート(c)                     | ○ <sup>s</sup>      | ○ <sup>s</sup>      | ○ <sup>a</sup><br>s | ○ <sup>s</sup>      | ○ <sup>a</sup><br>s | ○ <sup>s</sup>      | ○ <sup>a</sup><br>s | ○ <sup>a</sup><br>c |
| M <sub>1</sub> ホルンフェルス                                  |                     |                     |                     |                     |                     | ○                   |                     | ○                   |
| M <sub>2</sub> 千枚岩・変砂岩                                  | ○                   | ○                   | ○                   | ○                   |                     |                     |                     |                     |
| P 花崗岩類                                                  |                     |                     |                     |                     |                     |                     |                     | ○                   |

円の大きさは砂岩中の含有量を示す  
 円内アルファベット記号は主要岩石を示す  
 円外アルファベット記号は付随する特徴的岩石を示す



第7図 豊神層・佐久層の砂岩組成から推定される供給源岩の地域変化

アの部分は、北向きの軸流に由来する流向で特徴づけられる。さらに、西部地区(西側白亜系地帯)の中部蝦夷層群主部層には東向き側方流に関連した流向も認められ<sup>5)</sup>、東部地区(東側白亜系地帯)西側でも同様である。佐久層(チューロニアン)と大曲層(サントニアン)の流向に関しては、西部地区西側では、両層とも東向き系統の側方流が支配的である。とくに、佐久層については、側方流の方向と堆積相が西から東へ向かって沖合相になる傾向とは調和的である。いっぽう、西部地区東側の佐久層では大規模な海底侵食谷(幅はおそらく100 m前後)を埋積した含礫泥岩～泥質礫岩層について、西向き系統の側方流に関連した流向も測定された。東部地区

では、西向きの側方流にもとづく流向が大曲層に特徴的であり、他方東向きの側方流に由来した流向は佐久層に目だって認められ、また大曲層にも従属的ながら知られている。なお、佐久層及び大曲層における軸流は北方向で代表される。

古流系のパターンからみて、中部蝦夷・上部蝦夷両層群の堆積期間を通じて、白亜系分布域の西方に陸地が存在したと考えられる。いっぽう、東方陸地の存在は少なくとも大曲層堆積時に想定され、佐久層堆積時にもその可能性はある。さらに、佐久層堆積時には堆積盆地の内部に南北方向の隆起帯(おそらく島状陸地)があり、それが大曲層堆積時になると衰弱しながらも主として海面下に地形的な高まりとして残ったと推定される。この種の隆起帯はすでに中部蝦夷層群主部層の堆積時にも存

5) 山口大学君波和雄博士の私信によると、知良志内川の佐古丹岳層のソールマークはN70°Eの流向を示す。ここに記して謝意を表す。

在したであろう。

本地域の佐久層の砂岩組成は場所により目立った差異を示している(第7図)。東側白亜系地帯に含まれる音威子府地区の西部(物満内川)の“佐久層”砂岩は、同地区東部(上音威子府付近)の“佐久層”砂岩と異なって $S_3$ 群の凝灰質粘板岩を特徴的に含み、いっぽう同群のチャートは後者にはある程度の量がみられるが、前者にはほとんど含まれていない。これらの事実は物満内川から東方の上音威子府に向かって沖合相になることを意味し、両区域を通じて側方流が東方へ向かうことと符合する。

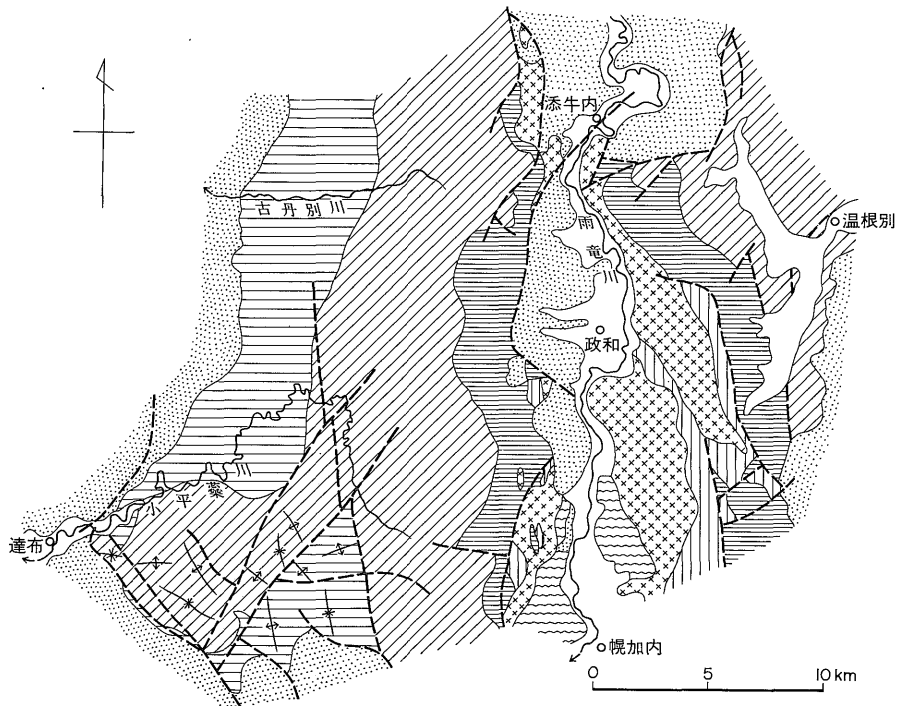
西側白亜系地帯に属する佐久—安平志内地区の佐久層( $\alpha$ 相)の砂岩には、物満内川区域のものに比べて $S_3$ 群の粘板岩が少ないが、同群の砂岩は多い。このような砂岩組成の側方変化の傾向は、前記両地区の東向き側方流が同一の供給源地から発したという考えでは説明しにくい。また、佐久—安平志内地区の志文内川周辺の軸流堆積による佐久層( $\gamma$ 相)砂岩に多いチャートが、物満内川の“佐久層”砂岩にほとんどみられないので、後者砂岩が前者砂岩に比して沖合相のものであると断定できない。要するに、佐久—安平志内地区・物満内川区域両方の佐久層の砂岩組成は全く別の供給源地にもとづくと考えられ、前述のように供給源地として西方陸地と地背斜

性隆起帯を推定することは妥当である。佐久—安平志内地区の佐久層砂岩では、 $S_3$ 群の砂岩が $\alpha$ 相に多いのに反して、 $\gamma$ 相ではほとんど認められない。このような相違は、 $\alpha$ 相が側方流で代表され、 $\gamma$ 相が前者とは供給地点を異にした軸流に支配されているという事実からして当然のことである。

上音威子府の“佐久層”砂岩は $V_1$ 群の安山岩質の火山放出物に富み、同時に $V_4$ 群の溶結凝灰岩も特徴的に含み、同じく東側白亜系地帯に属する北方の下頓別地区の場合でも同様である。しかしながら、これらの特徴は両地区それぞれの西方に位置する物満内川・佐久—安平志内地区や豊神地区には認められない。上音威子府付近の“佐久層”には、たとえ西向き側方流が確認されていなくても、砂岩組成の特徴からして、下頓別地区の東方に推定した陸地が上音威子府区域の東方にもものびていたことが示唆される。

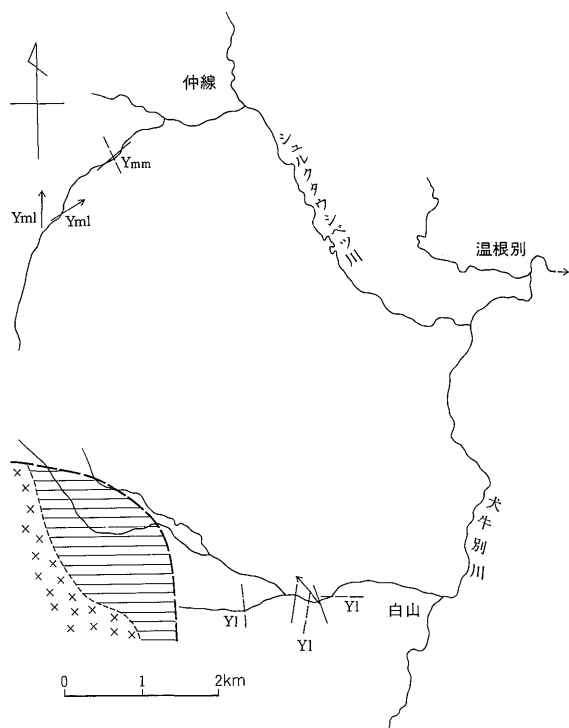
#### 4.5 温根別地域

士別西方、温根別地域の白亜系は東側白亜系地帯を占め、その一般走向はNNW-SSEないしNW-SEである。ここにとりあげる地域は北の添牛内図幅地域南東部(橋本ほか, 1965)と、南の幌加内図幅地域北東部(猪木ほか, 1958)を含み、白亜系は下部蝦夷層群と中部蝦夷層



第8図 留萌—雨竜地方地質略図

凡例は第3図に同じ  
波線模様は神居古潭変成岩を示す



第 9 図 温根別地域白亜系の古流向図

群に区分される (第 8 図)。

古流向の測定は、シュルクタウシベツ川沿いの中部蝦夷層群最下部層(アルビアン)の等量フリッシュ・同層群主部層(アルビアン)の泥質フリッシュ及び白山付近の下部蝦夷層群上部の等量フリッシュについて行った (第 9・10 図)。

#### 下部蝦夷層群

一般に軸流に由来する概略北向きの流向を示す。ただし、E-W 方向の流向もパーティング線構造について測定されている。

#### 中部蝦夷層群最下部層

流向には概略 S→N と WSW→ENE の両系統が認められる。ただし、両系統の流向を示す砂岩層の間には、堆積的性状の点でとくに目立った差異がない。これに加えて測定数も少ないために、両系統流向の古流系上の所屬を即断しかねる。ところで、中部蝦夷層群最下部層にあたかも東向きの側方流に関連するかのような東北東方向の流向が測定されていることは、添牛内・幌加内両図幅地域の中部蝦夷層群最下部層がそれぞれの地域の西部から東部へ向かって礫岩の量や礫の大きさを減ずる傾向、すなわち供給源地から遠ざかった様相を示すようになることと調和的である。いっぽう、中部蝦夷層群最下部層

の分布状態からみて、東北東系の流向を後述の添牛内地域や小平薬川流域の古流系資料から想定される主要西方陸地より発した側方流に直接関連させる必要もない。本地域が神居古潭変成岩—蛇紋岩地帯の東側、つまり東側白亜系地帯にあることから判断すると、佐久一音威子府地域のところで論議したのと同じように、上記の流向を堆積盆内隆起帯より発した東向き側方流に由来していると考えることができる。北向き流向は、かりに側方流の主方向から偏倚したものであっても、軸流が本質的に北向きであったことを示唆する。

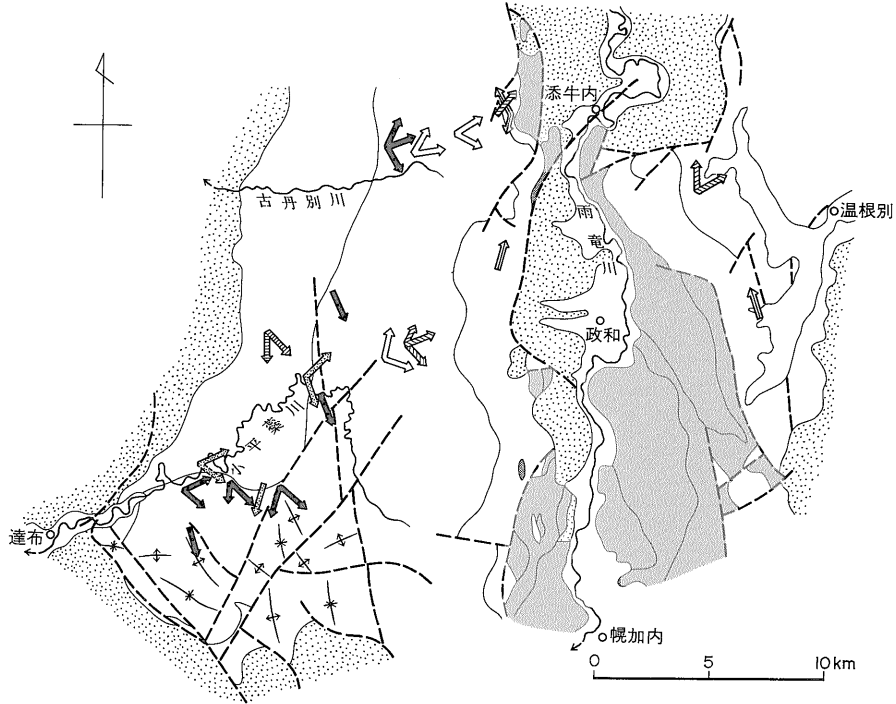
#### 中部蝦夷層群主部層

同一砂岩層について、ソールマークは SW-NE の、パーティング線構造は SSE-NNW の流向を示す。いずれも流れの向きはわからないが、同層群最下部層の流向から類推すると、SW-NE の流向は東向き側方流に関連し、SSE-NNW の流向は軸流に影響されたものであろう。

#### 4.6 添牛内—古丹別川地域

幌加内町添牛内から西方の古丹別川上流にいたる地域の白亜系(橋本ほか, 1965; 松本・岡田, 1973)は、西側白亜系地帯に属し、一般走向は N-S にのびる (第 8 図)。この地域の白亜系は下部蝦夷層群と中部蝦夷層群





第10図 留萌一雨竜地方の白亜系フリッシュ相の古流系図

凡例は第6図に同じ  
 破線矢印はスランプの方向を示す  
 網目部：空知層群・神居古潭変成岩及び蛇紋岩  
 砂目部：第三系

とに区分される。松本・岡田 (1973) は、添牛内・古丹別間国道沿い (筆者らの調査ルート) の中部蝦夷層群を生層学的に検討し、佐久層が模式地 (佐久) のものに比べて厚く、泥岩に富むことを指摘した。

古流向の測定は下部蝦夷層群の等量フリッシュ・中部蝦夷層群最下部層 (アルビアン) の等量-砂質フリッシュ・同層群上部層の等量フリッシュ及び佐久層 (チューロニアン) の等量フリッシュについて行った (第10・11図)。

#### 下部蝦夷層群

概略 SSE→NNW の流向がフルートキャストについて測定され、このような流向はあとで述べる政和地域の下部蝦夷層群の流向と同一系統のものであり、軸流に由来する。いっぽう、縦列ファロウリッジ (McBRIDE, 1962 のいうファロウキャスト furrow cast) についてほぼ NNE→SSW の流向が認められる。この流向測定砂岩層と前記の軸流由来の流向を示す砂岩層とは、堆積的性状が本質的に異なる。問題の流向は、南方の政和地域における下部蝦夷層群の流向パターンを考慮に入れると、海底地形のごく局所的な異常に影響されたものであろう。

#### 中部蝦夷層群最下部層

流向は SW→NE 及び W-E である。W-E の流向は、後述の中部蝦夷層群上部層の流向から類推すると、東向きの側方流に由来するものであろう。北東向きの流向は軸流が本質的に北に向かう可能性を示唆する。

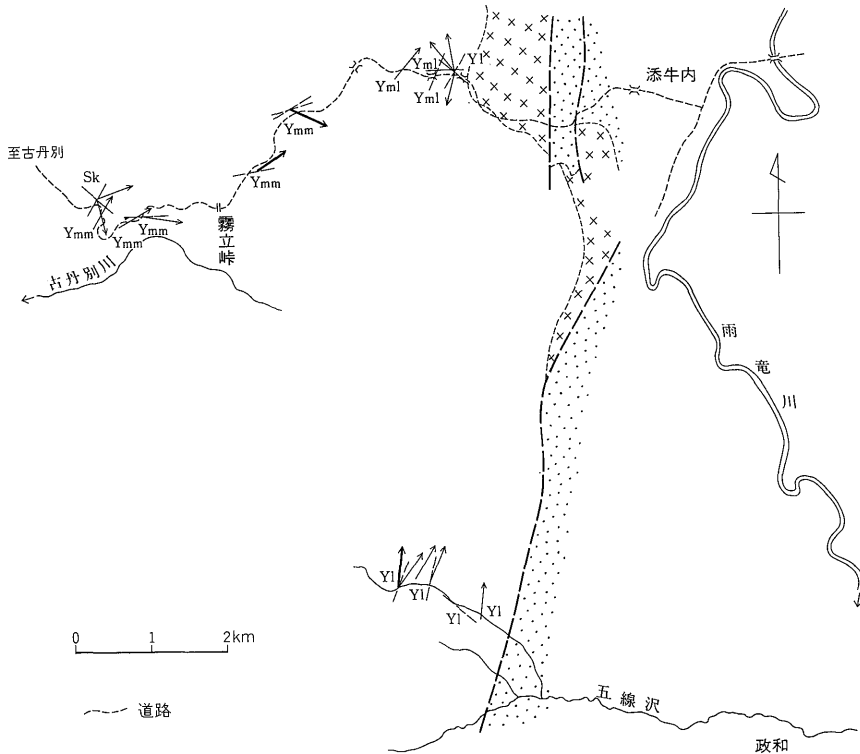
#### 中部蝦夷層群上部層

本層中のセノマニアンの部分については、側方流にもとづく WSW→ENE~WNW→ESE の流向が卓越し、また軸流に由来すると考えられる SSW→NNE の流向も認められる。さらに、泥岩相中の楔状岩体とみなされる礫岩中の長楕円形の礫が W-E 方向の平行配列を示すことが松本・岡田 (1973) によって報ぜられている。側方流由来の流向が測定された地点における数枚の砂岩層の上には、生痕化石 *Neonereites uniserialis* SEILACHER が多数みられる<sup>6)</sup>。

#### 中部蝦夷層群佐久層

側方流に由来する WSW→ENE, NNW→SSE の流向

6) 幾春別地域の中部蝦夷層群上部層においても、この生痕化石種が多数みだされる砂岩層は、側方流によって堆積したことが多い (TANAKA, 1971)。



第11図 添牛内一古丹別川及び政和地域白亜系の古流向図

のほかに、北北東向き・南東向きと推定される流向も認められる。北北東方向の流向は松本・岡田 (1973) によってもリルマーク (rill mark) について測定されている。北北東、東北東、南東、南南東向きそれぞれの流向を示す砂岩層の間には、堆積的性状について特に目だいた差異が認められないので、北北東系統の流向又は南南東系統の流向のいずれが軸流に関連したものであるかは明らかでない。ところが、南隣りの小平薬川流域における流向のパターンから類推すると、古丹別川地域においても軸流の方向は南向き系統であった可能性が強い。

以上要約すると、下部蝦夷層群の流向は北方向の軸流に大きく支配され、中部蝦夷層群では最下部層・主部層・佐久層を通じて東向きの側方流に由来した流向が卓越している。中部蝦夷層群に関する軸流は最下部層・主部層の場合北向き系統、佐久層の場合は南向き系統であろう。

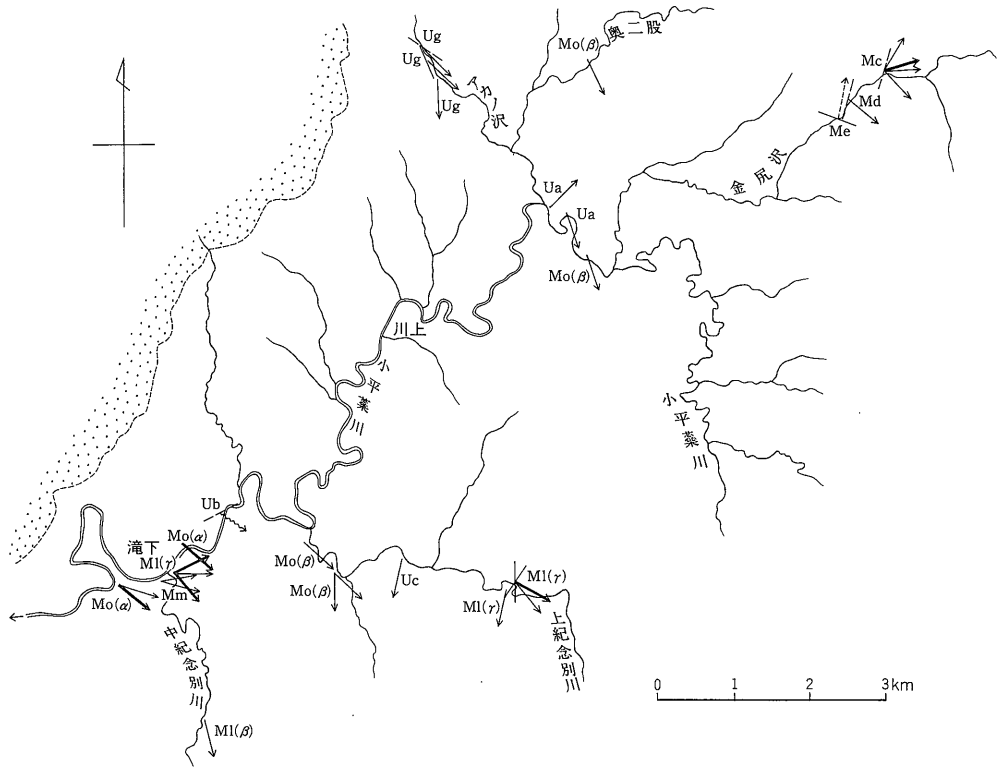
#### 4.7 政和地域

幌加内町政和地域の白亜系 (猪木ほか, 1958) は、西側白亜系地帯に分布し、NNW-SSE の一般走向を示す (第 8 図)。この地域の白亜系は主として下部蝦夷層群で代表される。

五線沢沿いに露出する下部蝦夷層群の等量フレッシュについて古流向の測定を行った (第 10・11 図)。流向は軸流に由来する S→N~SSW→NNE に集中し、ごく例外的に SE-NW の流向もパーティング線構造について測定された。北~北北東向きの流向を示す砂岩層は、10数 cm-数 10 cm の厚さをもち、一般に基底部が中粒で、級化部を主とする。これに対して、SE-NW の流向を示す砂岩層は 7 cm の厚さにすぎず、基底粒度も細粒であり、平行葉理部に始まり、前記砂岩層に比してタービダイト末端相の性格を示す。このような砂岩層の堆積的性状の差異から判断すると、SE-NW 系の流向は軸流主方向から偏倚したものであろう。

#### 4.8 小平薬川流域

小平薬川流域の白亜系 (猪木ほか, 1958; 対馬ほか, 1958; TANAKA, 1963; 松本・岡田, 1973; 棚部ほか, 1977) は、空知層群を軸部に現わす 1 つの大きな複背斜の西翼、すなわち西側白亜系地帯を占め、ほぼ N-S の一般走向を示すが、西方に向かって 1 つの大きな鼻状構造を派生している (第 8 図)。この地域の白亜系は中部蝦夷層群 (Ma-Mo の 15 部層に細分) と上部蝦夷層群 (Ua-U1 の 12 部層に細分) からなる。



第12図 小平薬川流域白亜系の古流向図

Mc: 中部蝦夷層群最下部層  
 Md, Me: 中部蝦夷層群主部層  
 Ml, Mm, Mo: 中部蝦夷層群佐久層  
 Ua, Ub, Uc, Ug: 上部蝦夷層群  
 α, β, γ: 佐久層における相のタイプ

古流向が測定された地層は、中部蝦夷層群最下部層の Mc 部層、主部層の Md, Me 各部層、佐久層の Ml, Mm, Mo 各部層及び上部蝦夷層群の Ua, Ub, Uc, Ug 各部層である (第10・12図)。

中部蝦夷層群最下部層

Mc 部層 (アルビアン) の砂質フリッシュの古流向は SW→NE から NW→SE にまたがるが、WSW→ENE～W→E (一般にソールマークで測定された) を主とするようである。これらの流向が測定された砂岩層は厚さが 10-50 cm, 大部分が 20 cm 以上であり、すべて級化部 (しばしば砂岩層の主体を構成する) に始まっている。上記のような系統の流向は側方流を代表する。さらに、パーティング線構造について SSW-NNE の流向も測定されている。この場合の砂岩層は、上記の側方流堆積砂岩層と異なって、きわめて薄く (約 3 cm), 平行葉理部に始まっているようにタービダイト末端相を示す。したがって、問題の流向は軸流に関連するものであろう。

中部蝦夷層群主部層

Md 部層 (アルビアン?) と Me 部層 (セノマニアン) それぞれの測定地点における地層は等量フリッシュである。いずれにも WNW→ESE～NW→SE の流向と SSW→NNE～S→N の流向が認められる。前者系統の流向はソールマークについて測定されたもので、側方流に属するとみなしてよい。後者系統の流向はパーティング線構造と流成リップルマークについて測定された。北北東～北方向の流向を示す砂岩層と側方流堆積砂岩層とは、いずれも厚さが数 cm であり、他の堆積的性状もほとんど同じであるので、北北東～北向きの流向が軸流に関連したものとは即断できない。ところが、ここに述べたような北向き系統の流向は、中部蝦夷層群最下部層や北方の添牛内地域の同層群最下部—主部層に関する流向パターンから類推すると、軸流に由来したものと判断してよい。

中部蝦夷層群佐久層

佐久層 (チューロニアン) の最下部の M1 部層 (中紀念別砂岩層) は、砂岩とシルト岩とが種々の厚さに互層する地層からなる。M1 部層の堆積相は場所によって異なり、 $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$  相の4相を識別することが可能で、 $\alpha$ ,  $\beta$ - $\gamma$ ,  $\delta$  相の順に全体として沖合の、あるいは深い環境を示すようになる (TANAKA, 1963)。

中紀念別川下流の測定地点における  $\beta$  相の地層は、砂岩・シルト岩及び砂岩シルト岩薄互層からなるが、タービダイト砂岩層に乏しく、2・3の層準に海底土流起源のシルト質礫岩をはさむ。泥岩同時侵食礫に富む塊状の粗い礫質砂岩はフラクスタービダイトとみなされよう。流向は N→S~NNW→SSE である。流向測定砂岩層は、この地点の M1 部層全体のうちで最も細かい泥質堆積物が最も厚く発達する部分、及びそれに隣接した部分に存在する。したがって、このような流向は軸流に関連するであろう。

中紀念別川河口付近や上紀念別川の測定地点における  $\gamma$  相の地層は、前記の中紀念別川下流の  $\beta$  相の地層に比べて泥質岩に富み、シルト岩・泥岩及びフリッシュ型砂岩シルト岩薄互層からなり、タービダイト砂岩層もよりひんぱんになる。中紀念別川河口付近での流向は WSW→ENE~W→E や NW→SE で、いずれも側方流に由来す

る。流向測定砂岩層では級化層理が不明瞭である。この地点では2・3の層準に海底土流起源の含礫シルト岩がみられる。上紀念別川 ( $\gamma$  相) でも、側方流に関連した NW→SE~WNW→ESE の流向が認められ、流向測定砂岩層における級化層理は明瞭でない。いっぽう、この地点では N→S の流向も測定され、この場合の砂岩層には級化層理が明瞭に発達している。南向き系統の流向は、側方流の主流向から偏倚したものでなければ、軸流に関連するものであろう。

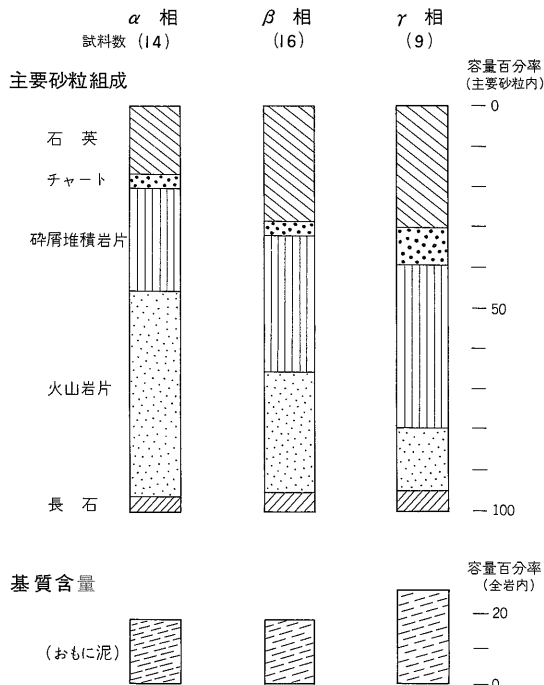
堆積相 (少なくとも  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  相) の概略半同心円状の分布や側方変化の傾向 (TANAKA, 1963)、海底土流堆積物を伴うタービダイト相の卓越 (西から東へ多くなる) や先に述べた古流系のパターンから判断すると、M1 部層は東向き側方流によって堆積した海底扇状地堆積物を含み、 $\gamma$  相は  $\beta$  相に比してより末端相の性格を示し、 $\alpha$  相にはタービダイト相がほとんど発達していないと結論される。要するに、供給源地が西方にあったと推定される。

さらに、M1 部層の堆積相が  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  相の順に沖合相になることは、砂岩組成の側方変化からも裏づけられる。この部層の砂岩はおもに岡田 (1971) の石質ワッケに属するが、各相中の細粒ないし中粒の砂岩について組成を比較すると第13図のように差異がある。とくに、基質 (おもに泥) の含量が  $\alpha$ ,  $\beta$  相より  $\gamma$  相に多く、火山岩片 (もろい変質安山岩が多い) が  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  相の順に明瞭に減じ、石英粒が  $\beta$ ,  $\gamma$  相に豊富である。碎屑堆積岩片 (ち密な粘板岩が多い) と長石粒とは  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  相の順に漸増するが、石英+チャート/長石+岩片の比で示される砂岩の成熟度は  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  相の順に高くなる。

M1 部層砂岩には、V<sub>3</sub> 群の変質安山岩が多いが、V<sub>1</sub> 群の安山岩がほとんど含まれておらず、これらの点に関しては同じく西側白亜系地帯に属する北方の佐久-安平志内地区の佐久層砂岩と異なるが、さらに北方の豊神地区ヤツメノ沢の豊神層砂岩とは類似する (第7図)。

なお、M1 部層砂岩には豊神層や佐久地域の佐久層の砂岩と異なって、花崗岩類碎屑が目立った量に含まれている (第7図)。

M1 部層の  $\beta$ ,  $\gamma$  両相を通じて、とくに  $\gamma$  相では縦列ファロウリッジ (ファロウキャスト型) がしばしば発達している。この種の堆積構造をもつ砂岩層 (一般に級化部に始まる) は、厚さが 3-20 cm, 平均 9.7 cm で、基底粒度は細粒である。これに対して、上記両相におけるフルートキャストをもつ砂岩層 (一般に級化部に始まる) は、厚さが 5-55 cm, 平均 20.5 cm で、基底粒度は概して中粒である。したがって、フルートキャストを



第13図 中部蝦夷層群 M1 部層 (中紀念別砂岩層) の砂岩組成の側方変化

$\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  相の順に沖合相に向かう

もつ砂岩層は、ファロウキャストをもつ砂岩層よりも厚く、かつ粗粒となる傾向がある。この点は幾春別地域の場合 (TANAKA, 1970) にも指摘されており、フルートキャストがファロウキャストに比べて全体としてより急速な流れによって形成されたことを示唆する。Mm 部層の等量フリッシュは側方流に由来する WNW→ESE~W→E の流向を示す。

佐久層最上部の Mo 部層は砂岩薄層をひんぱんにはさむ砂質泥岩・泥岩からなる。堆積相の側方変化は著しくはないが、 $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$  の 4 相が識別される。 $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ - $\delta$  相の順に沖合の、または深い環境を示すようになる (TANAKA, 1963)。測定地点の地層は等量フリッシュからなる。

調査地域西部の滝下付近の  $\alpha$  相では、側方流由来の NW→SE~WNW→ESE の流向が優勢である。中央部の上記念別川下流の  $\beta$  相においては、NW→SE と N→S の流向が認められる。南東向きの流向を示す砂岩層は 25-55 cm の厚さを示し、しばしば中-粗粒である。南向きの流向が測定された砂岩層は約 10 cm の厚さをもち、細粒である。したがって、NW→SE の流向は側方流に、N→S の流向は軸流に関連するであろう。北東部の小平薬川上流や奥二股の  $\beta$  相に関しては、軸流にもとづく NNW→SSE の流向が測定されている。要するに Mo 部層の流向は西方ほど側方流の要素が支配的となり、この傾向は先に記した堆積環境の側方変化と軌を一にする。

#### 上部蝦夷層群

各測定地点の地層は砂岩薄層をはさむ泥岩からなる。Ua 部層中の チューロニアン の部分では SW→NE と NNW→SSE の両系統の流向が測定されている。Ub, Uc 両部層 (コニアシアン) は NNE→SSW あるいは WSW-ENE の流向を示す。Ug 部層 (サントニアン) は、NW→SE~N→S の流向を示す。上部蝦夷層群の流向を通覧すると、南東~南方向と北東方向の両系統があり、前者が優勢らしい。南東~南系測定砂岩層は一般に厚さ 3-25 cm であり、他方北東系測定砂岩層は 30-70 cm の厚さをもつ。さらに滝下北東の Ub 部層で観察されるスランプ褶曲から求めたスランプの動きは、東南東向きである。要するに、北東向きの流向は側方流に関連し、南東~南向きの流向の少なくとも一部は軸流に由来する。

以上に述べてきたことは下記のように要約される。中部蝦夷層群の最下部層・主部層及び佐久層を通じて、東向き系統の側方流に由来する流向が認められ、また上部蝦夷層群についてもこのことがいえるであろう。とくに佐久層に関しては、西側ほど側方流にもとづく流向が卓越している。さらに、上部蝦夷層群では概略東向きのス

ランプも知られている。堆積相や厚さの側方変化から白亜系分布地域の西方に陸地が存在し、堆積盆地は東方ほど沖合で、深くなり、より大きく沈降していたと考えられ (TANAKA, 1963)、この推論は上記の東向きの側方流やスランプの方向からも支持される。軸流は中部蝦夷層群最下部-主部層 (少なくとも下部) の場合北向き系統の可能性が大きい。これに反して、佐久層及び上部蝦夷層群は南向き系統の軸流で特徴づけられている。この点は、上記両層の東へ向かって沖合で、より深くなる堆積環境が南へ向かって、すなわち南東部においてより深くなり、より大きく沈降していたという推測 (TANAKA, 1963) とよく符合する。

#### 4.9 芦別川流域

芦別川流域北部の白亜系 (清水ほか, 1953; 田中, 1959) は、西側白亜系地帯において北へ沈む空知背斜の東翼を占め、同時にとりあげる同流域西側のパンケ歌志内川流域は同背斜の西翼内に位置する (第 14・15 図)。東翼での構造要素はほぼ南北方向をとり、西翼ではいくつかの鼻状構造が西方に派出している。

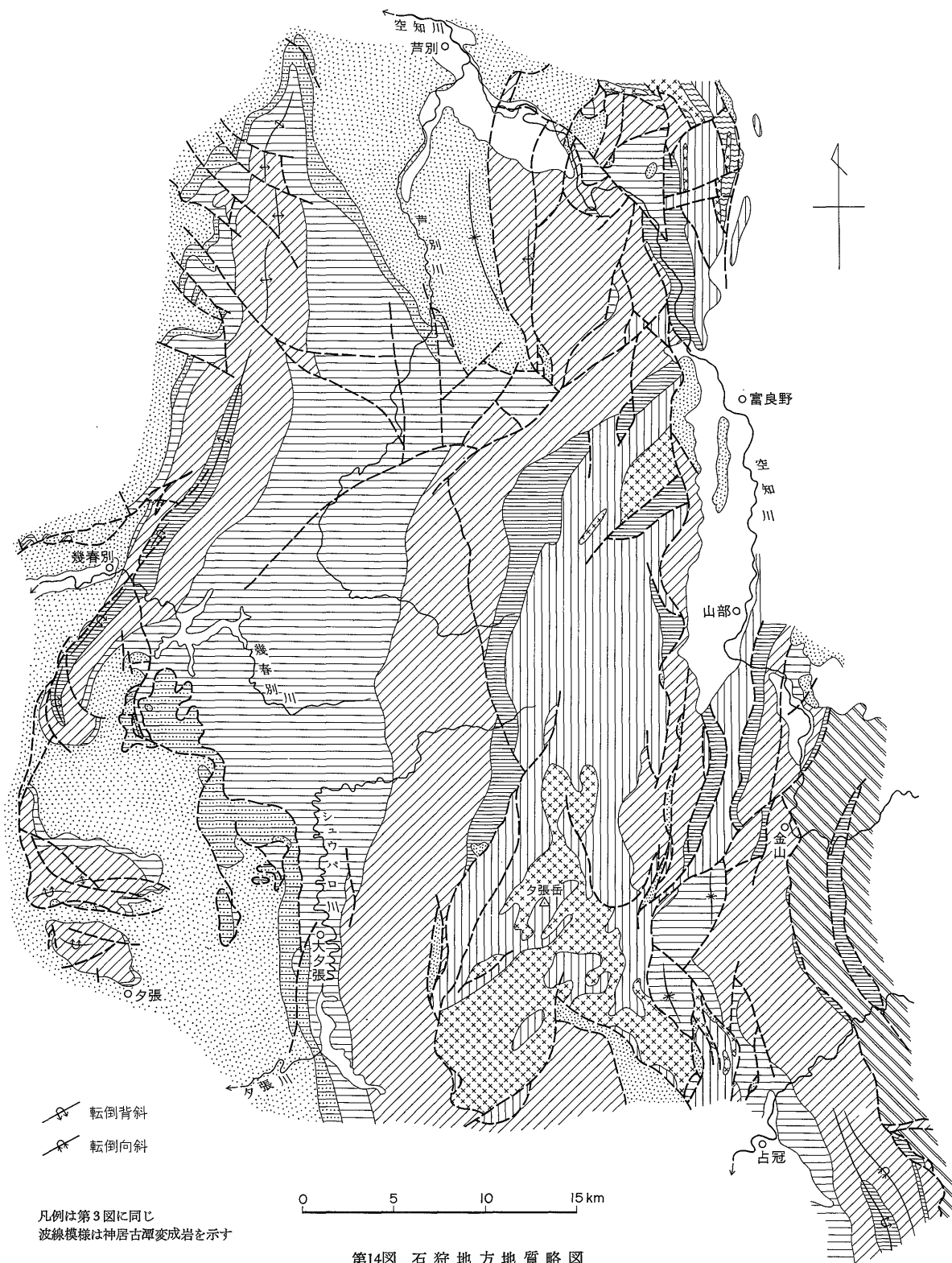
空知背斜の白亜系は下部蝦夷層群・中部蝦夷層群・上部蝦夷層群及び函淵層群に区分される。中部蝦夷層群最上部層は芦別川本流西側の三笠層と同東側の佐久層で代表される。白亜系のうち、とくに注目される地層は、背斜東翼の上部蝦夷層群の中部に発達する粗粒相の月見層 (コニアシアン) である。

古流向の測定は、中部蝦夷層群の主部層と佐久層、上部蝦夷層群それぞれのフリッシュ相及び中部蝦夷層群三笠層・函淵層群それぞれの非フリッシュ相について行った (第 15・16・17 図)。

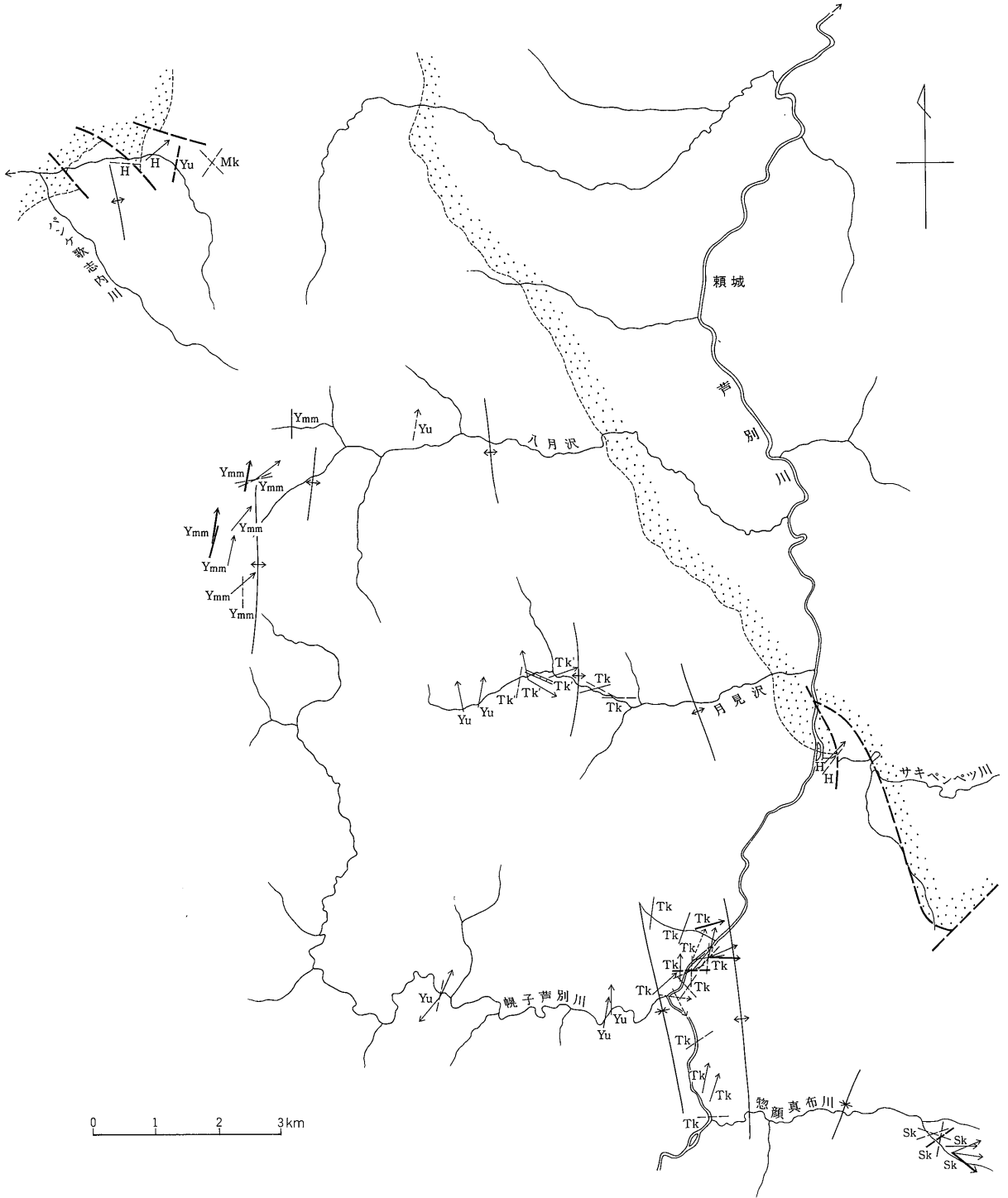
#### 中部蝦夷層群主部層

中部蝦夷層群主部層 (アルビアン) の等量フリッシュと砂質フリッシュの流向では、ほぼ S→N が卓越し、SW→NE, W-E の流向も認められる。北向き系統の流向は砂質フリッシュに関して測定され、ソールマーク流向測定砂岩層は厚さ 12-80 cm (平均 36.7 cm) で、さらに 120 cm, 190 cm にも達し、基底部の粒度は中粒のことが多く、一般に級化部が単層の厚さのほとんど、ないし大部分を占める。これに対して、北東向き (おそらく東向きも含む) の流向は等量フリッシュについて測定され、ソールマーク流向測定砂岩層は厚さが 6-30 cm (平均 13.6 cm) で、基底粒度は一般に細粒で、しばしば平行葉理部に始まる。したがって、北東~東向きの流向を示す砂岩層は、北向きの流向を示す砂岩層に比べてタービダイト末端相の性格を具えていることになる。

ところが、北系統砂岩層の下面には、生痕化石の

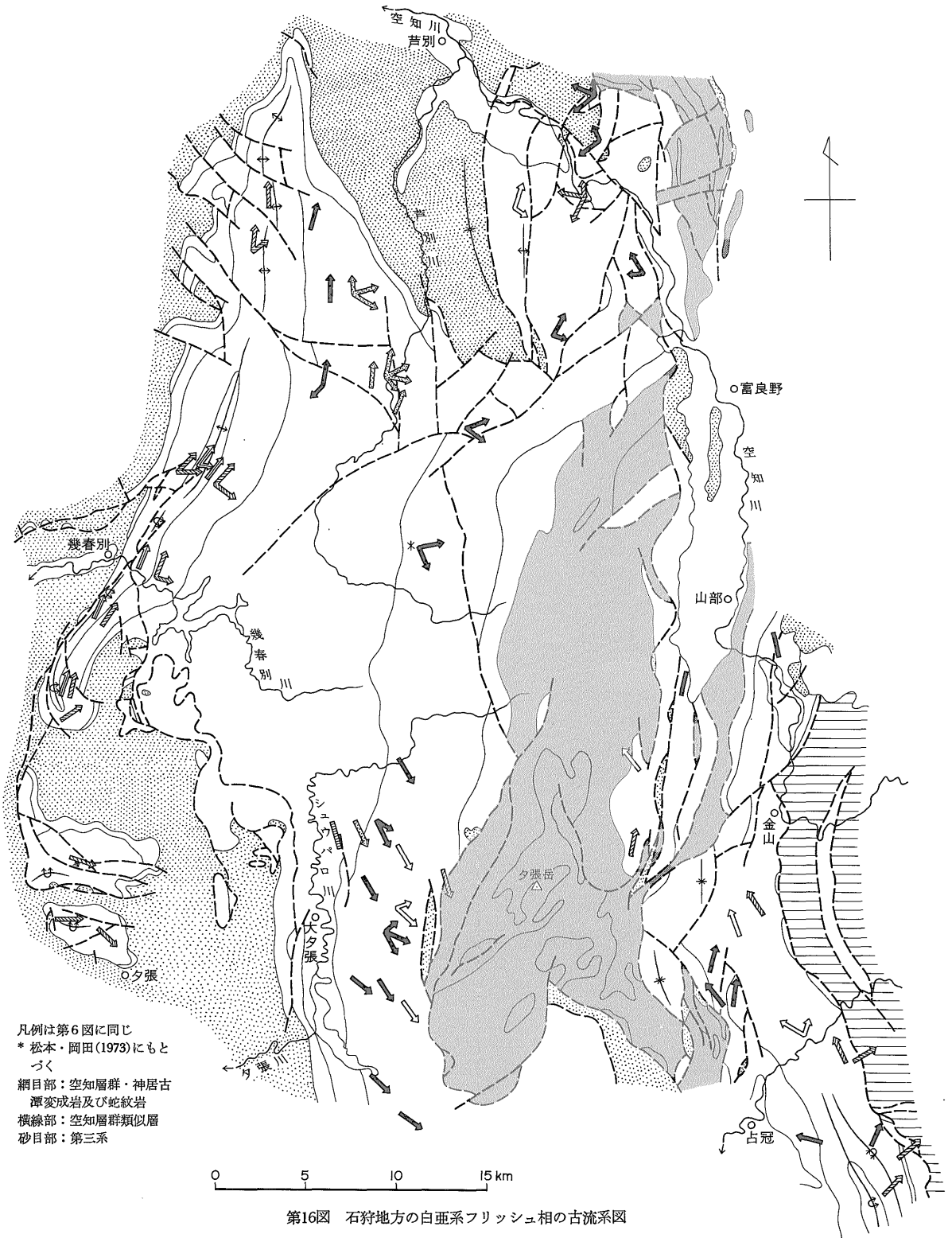


第14図 石狩地方地質略図



第15図 芦別川流域白亜系の古流向図

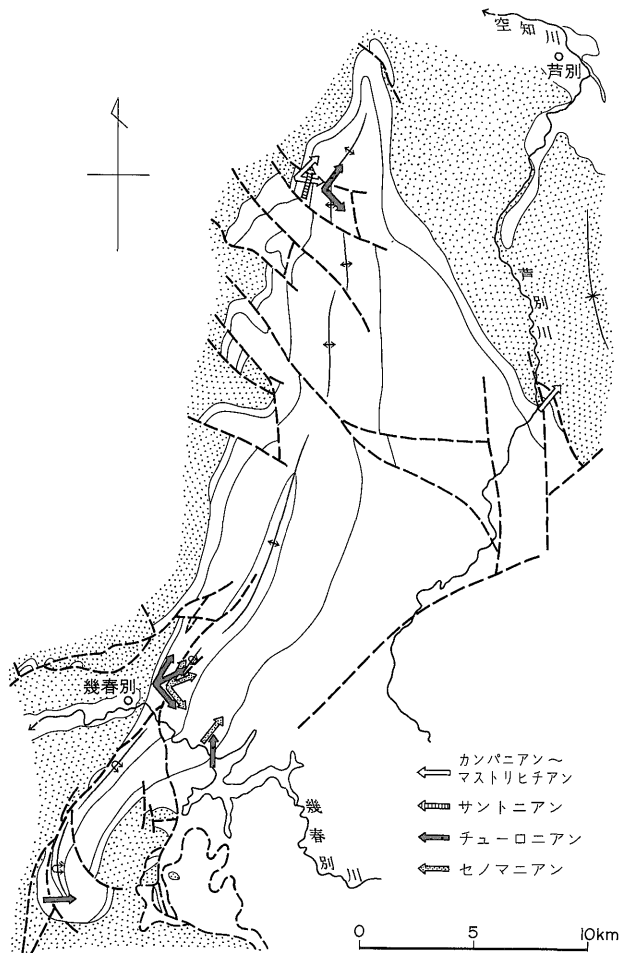
Mk : 中部蝦夷層群三笠層  
 Tk : 上部蝦夷層群月見層東部相  
 Tk' : 上部蝦夷層群月見層西部相



凡例は第6図に同じ  
 \* 松本・岡田(1973)にもと  
 づく  
 網目部：空知層群・神居古  
 潭変成岩及び蛇紋岩  
 横線部：空知層群類似層  
 砂目部：第三系

第16図 石狩地方の白亜系フリッシュ相の古流系図





第17図 石狩地方の白亜系非フリッシュ相の古流系図  
砂目部：第三系

*Spirophycus?* や *Protopalaeodictyon* がみいだされ、それぞれに類似する *Pascichnia* (クイアルキアト) は *Nereites* 相を特徴づけている。これに対して、等量フリッシュを構成する砂岩層の上面には *Neonereites uniserialis* SEILACHER や *Phycosiphon* が認められる。ところで、*Neonereites uniserialis* は、幾春別地域の下部蝦夷層群主部層・中部蝦夷層群主部層についてみると、*Nereites* 相のうちでも典型的な場合よりも浅い相や、さらに浅い環境の *Zoophycos* 相に多い (TANAKA, 1971)。北東～東系統の流向は上記の等量フリッシュについて測定された。幾春別地域の中部蝦夷層群主部層では、*Zoophycos* 相を特徴づけ、あるいはそれに多産する生痕化石 (*Neonereites*, *Phycosiphon*, *Zoophycos*) は軸流堆積砂岩層よりも側方流堆積砂岩層により多くみいだされ、いっぽう *Nereites* 相を特徴づける生痕化石は軸流堆積砂岩層に多くみいだされている

(TANAKA, 1971)。

以上に述べた流向と生痕化石相との関係から判断すると、北方向の流向は軸流を代表し、北東～東方向の流向は主流向としての北方向から偏倚したものではなくて、上記の軸流とは供給地点を異にした東向き側方流に由来したと考えることが可能であろう。

#### 中部蝦夷層群三笠層

三笠層上部 (チューロニアン) の非フリッシュ相成層砂岩に関する流向は SW-NE, NW-SE である。これらの流向は、三笠層の分布、堆積などを考慮に入れると、側方流に関連する可能性が強い。なお、空知背斜東翼の三笠層中部・上部に生痕化石 *Teichichnus* が含まれている。

#### 中部蝦夷層群佐久層

佐久層 (チューロニアン) の等量フリッシュ・砂質フ

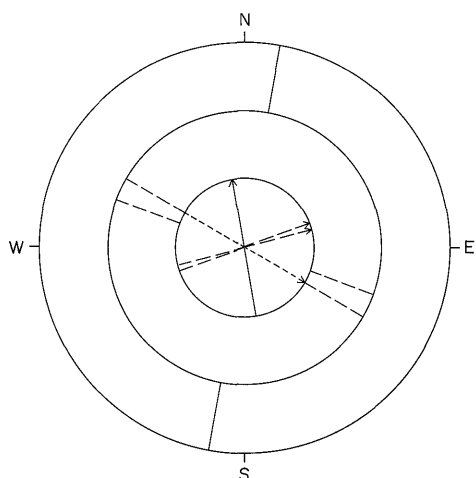
リッシュの流向は WSW→ENE~W→E, WNW→ESE ~NW→SE であり, 一部 S-N の流向も認められる. 東北東~東向きや東南東~南東向きの流向は側方流にもとづくであろう. ちなみに, 調査地域よりも南方の惣芦別川(芦別川の東支流)の佐久層でも, 東向きや南南東向きの流向が測定されている(松本・岡田, 1973). 芦別川本流より西側に分布する上部蝦夷層群中のチューロニアン部分は, あとで述べるように数層準に海底侵食谷埋積層とみなされる異常礫岩や含礫泥岩をはさんでいる. ところが, この種の地層は佐久層に存在しない. したがって, 佐久層は芦別川本流西側の相当層に比べて沖合相を示しているといえる.

上部蝦夷層群

空知背斜東翼では西翼と異なって, タービダイト相が諸層準にみられる. 東翼の上部蝦夷層群(U<sub>E1</sub>-U<sub>E11</sub>の11部層に細分)のうち, 粗粒相が最も卓越している部分は月見層で代表される. 月見層は厚さ150m前後で, 東部相と西部相とで岩相が著しく異なる. 東部相は下部(U<sub>E6</sub>部層)のフリッシュ型砂岩泥岩薄互層と上部(U<sub>E7</sub>部層)の成層砂岩(しばしば凝灰質)からなる. いっぽう, 西部相は砂岩・泥岩及び海底土石流運搬の泥質礫岩-含礫泥岩からなり, スランプ構造を伴う. なお月見層西部相には生痕化石 *Subphyllochorda* (*Scolicia* s. str. = "*Palaeobullia*") から区別して別の属とみなす) がみいだされた.

西部相には, 海底侵食谷を埋積した泥質礫岩ないし含礫泥岩が発達する. 侵食谷の規模は明らかでないが, おそらく先に述べた佐久地域の佐久層に認められるものと似た規模のものがある. 海底侵食谷埋積層の下底面にみられるフルートキャストは, 通常の砂岩層の下底面に発達するものに比べてかなり大きく, 長さ20数cm以上, 幅16cm以上に及ぶことがある. これらのフルートキャストは WSW→ENE の流向を示している(第18図). 海底侵食谷の側壁の方向は WNW→ESE と測定された. さらに, 等量フリッシュについては S→N, WNW→ESE の流向が認められる. 要するに, 西部相は堆積盆地の側斜面部からその東方前縁に形成された海底扇状地(おもに内部扇状地)にいたる環境を示している.

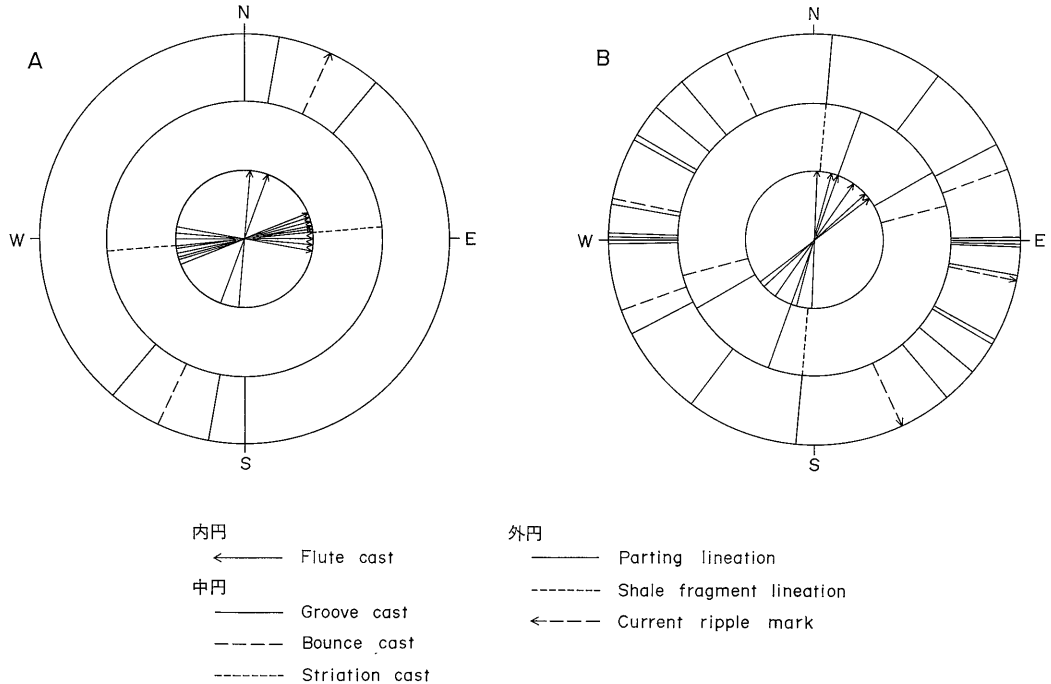
月見層東部相の流向パターンは U<sub>E6</sub>, U<sub>E7</sub> 両部層の間でかなり異なっている(第19図). U<sub>E6</sub> 部層の流向では, ソールマークについてみると WSW→ENE~W→E が卓越し, SSW→NNE~S→N の流向も認められる. つまり, 流向には東北東~東系と北北東~北系の両系統が識別され, ソールマークに関する限りでは中間の流向が測定されていない. 両系統の流向を示す砂岩層の堆積性



- 内円
  - ← Flute cast on sandstone sole
  - ← - - - Flute cast on channel bottom
  - ← - - - - Longitudinal furrows and ridges on sandstone sole
- 中円
  - - - - Channel wall
- 外円
  - Parting lineation

第18図 月見層西部相の古流向

状には本質的な差異は認められないが, 東北東~東系流向は側方流に, 北北東~北系流向は軸流に由来するとみなしてよい. U<sub>E7</sub> 部層の流向は, ソールマークに関しては軸流由来の S→N~SW→NE が卓越し, WSW→ENE の流向も認められる. 内部構造で測定された流向は, 主として WSW→ENE から NW→SE にわたって大きく分散しており, 頂面構造(流成リップルマーク)が示す流向は W→E や NNW→SSE を示す. 内部構造が示す流向はソールマークが示す流向よりも大きく分散し, しかも全体として後者から時計廻りの方向にずれている. このような傾向は, 同じく西側白亜系地帯の西部に位置する幾春別地域の下部蝦夷層群主部層の流向についても指摘されている(TANAKA, 1970). さらに, ソールマークの流向から時計廻りの方向に最も大きくずれているのは, 流成リップルマークの場合である. 上記のような流向の時計廻りのずれは, 局地的海底地形の影響でなければ, コリオリ効果にもとづくものかも知れない. 東部相は岩相・流向パターンから推して, 主体が西方に扇頂をもつ海底扇状地(中部-外縁扇状地)堆積物と解され, 扇状地の主軸は U<sub>E6</sub> 部層に比べて U<sub>E7</sub> 部層ではより北向きへふれていったらしい.



第19図 月見層東部相の古流向

A : U<sub>E6</sub> 部層

B : U<sub>E7</sub> 部層

芦別川流域において月見層より下位の層準(チューロニアン)の砂質フリッシュについて測定された流向は、S→N~SSW→NNEを示し、異例なNE→SWの流向も知られている。ソールマークについて北系統の流向が測定された砂岩層は厚さ30-100cm、基底の粒度は粗粒ないし中粒で、級化部に始まる。これらの砂岩層は異常礫岩(厚さ20m以上; スランプ性ないしフラクソタービダイト性とみなされる)あるいは含礫泥岩に伴われているので、上記の砂岩層は海底扇状地堆積物の一員とみなされる。これに関連して注目されるのは、厚さ約40cmの平板型斜交成層(厚さ約20cmの単一セットからなる)粗粒砂岩層が、海底土石流起源の砂泥混合層に近い層準に挟在していることである。この斜交成層砂岩層はたとえば北北東方向の流向を示しても、周りの地層の岩相からして小規模な海底チャンネルの埋積層と判断される<sup>7)</sup>。

ソールマークから異例な南西向き<sup>7)</sup>の流向が測定された砂岩層は、1-3mの厚さに成層する成層砂岩中の1単層で、厚さは100cm、基底粒度は中粒で、厚さの大部分が級化部からなる。この砂岩層より少し下位に厚さ約3

mの異常礫岩(大礫が多い)が挟在するので、南西向き<sup>7)</sup>の流向は月見層の場合のような東向き側方流が海底チャンネルや海底扇状地斜面あるいは局地的に不規則な海底地形に影響されたものであろう。

芦別川流域における月見層より上位の部分(コニアシアン)の等量フリッシュでは、S→N~SSW→NNEの流向が測定された。これに関連する砂岩層は厚さ10数cm、基底粒度が細粒砂で、平行葉理部に始まっている。この系統の流向は、砂岩層の堆積的性状からみると、軸流を代表していると考えられる。

空知背斜西翼のパンケ歌志内川支流では、コニアシアンの砂岩泥岩薄互層(非タービダイト相)についてほぼS-N~SSW-NNEの流向が測定されている。流向はすべてパーティング線構造のみから求められたので、ここではその堆積学的意義づけは控えたい。

#### 函洩層群

パンケ歌志内川支流の函洩層群下部において、SW→NEの流向がフルートキャストから測定された。フルートキャストは長さ20-40cmや30-50cm以上に達する巨大なもので、これらをもつ2枚の相重なる砂岩単層は厚さ120-130cm、粗-中粒で、ほとんど級化部からなり、その下部に礫を含んでいる。砂岩層の下位には、シルト質

7) 海底チャンネル埋積層が平板型斜交層理の単一セットからなる例は、九州 鹿島の上部白亜系姫浦層群にも知られている(田中・寺岡, 1973)。

細粒砂岩をへて、厚さ約1.5mの炭質頁岩がある。炭質頁岩は海岸に近い湿地、または河川の後背沼沢地に堆積し、巨大なフルートキャストを具えた砂岩層は河川流路の埋積層とみなされよう。この付近にはW-E方向の流向も認められる。

空知背斜東翼の函洩層群上部の非フリッシュ相の成層砂岩については、SW→NE方向の流向が測定されている。しかし、測定数がごく少ないので、上記流向の堆積学的意義には言及しない。なお、東翼の本層群には生痕化石の *Laevicyclus* (Plate 6-3)、*Teichichnus* (Plate 1-2) がみいだされる。

以上に述べてきたことは、次のように要約される。空知背斜西翼では、フリッシュ型砂岩泥岩互層あるいはタービダイト砂岩の発達に東翼に比べてはるかに劣るために、測定数が少なく、それゆえに古流系パターン全体の像を明らかにすることができない。空知背斜東翼では、中部蝦夷層群主部層・上部蝦夷層群の両方を通じて軸流は北向きである。上部蝦夷層群、とくに月見層は東向き側方流で特徴づけられる。この点は月見層の堆積相側方変化(東向き海底扇状地の発達)はもちろん、上部蝦夷層群の堆積環境が全体として西から東へ向かって沖合になり、かつ深くなる傾向(三笠層についても同様; 田中, 1959; TANAKA, 1963)とも調和的である。さらに、東翼の上部蝦夷層群について、北部よりも南部の方で粗粒堆積物の挟在がよりひんばんであり、本層群中の数部層の厚さが大きい点(田中, 1959)も、上記のような古流系パターンに規制された現象である。

#### 4.10 芦別市東部地域

ここで扱う芦別市東部地域とは、空知川本流沿岸・同支流流域及び芦別川東支流サキペンペツ川の上流流域を含む。本地域は空知背斜の東側に隣接する芦別向斜の東限を画する野花南断層以東の地域を占め、同断層以西の石狩炭田隣接部に対して本地域は夕張山地に入っている。当地域の白亜系は主として西側白亜系地帯を占め、東側白亜系地帯にも及んでおり、NNE-SSWの一般走向を示している(第14図)。白亜系は、下部蝦夷・中部蝦夷及び上部蝦夷層群からなり(橋本, 1955)、函洩層群も断片的に分布する(松本・岡田, 1973)。

5万分の1地質図幅「上芦別」(清水ほか, 1953)において、野花南川流域に示した東西2帯の佐久層のうち、東側のものは近藤山(砂岩)層に連続するものである。西側の「佐久層」とした地層は、局部的に砂岩泥岩薄互層を伴うけれども、東側の佐久層に比べて砂岩が全体としてはるかに乏しく、かつ砂岩単層の厚さも薄い。したがって、問題の地層は中部蝦夷層群主部層に含められ、野

花南川流域で中部蝦夷層群主部層とした地層(清水ほか, 1953)とともに、セノマニアンに対比される。この地層には、*Urohelminthoida* aff. *appendiculata* (HEER) (Plate 2-1)、*Buthotrephis* などの生痕化石や環虫類化石と思われる *Ne-reites murotoensis* KATTO (Plate 1-1) がみいだされる。近藤山層の時代は明らかではないが、下位層の時代や南方延長の佐久層の時代(吉田・神戸, 1955; 松本・岡田, 1973)からして本層を主としてチューロニアンに対比してよい。なお、近藤山層には生痕化石 *Paleodictyon* の産出が報ぜられている(橋本, 1955)。

古流向の測定は中部蝦夷層群最下部層(笠森沢砂岩礫岩層)の砂質フリッシュ・等量フリッシュ、中部蝦夷層群主部層の等量フリッシュ及び同層群最上部近藤山層の砂質フリッシュ・等量フリッシュについて行った(第16・20図)。

#### 中部蝦夷層群最下部層

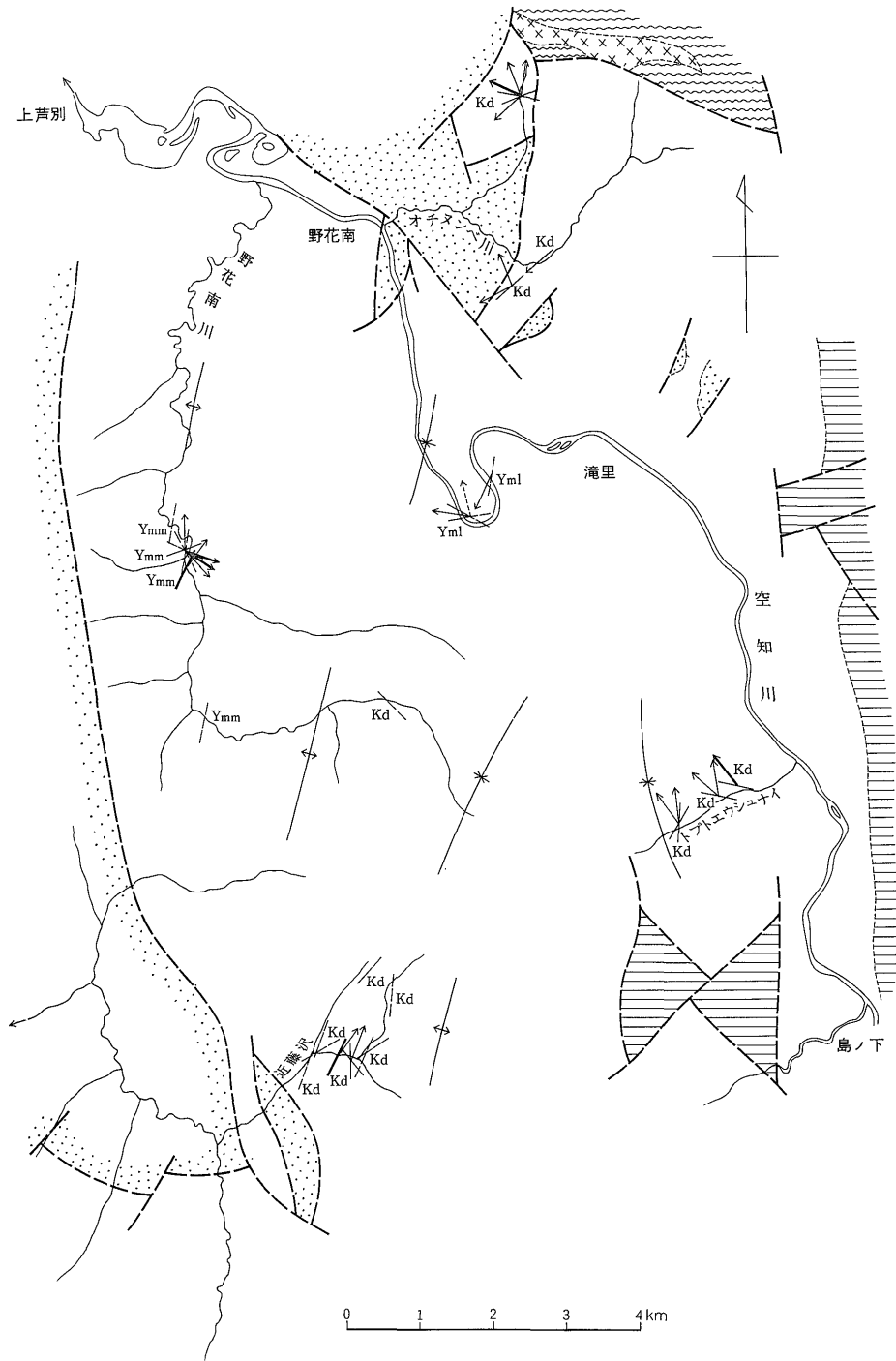
中部蝦夷層群最下部層(アルビアン)の流向はソールマークについてE→W、NNE→SSW、流成リップルマークについてS→Nを示し、さらに内部構造については上記とほぼ同方向(向きは不明)のほか、ESE-WNWの流向も認められる。上記の諸流向はすべてではないが、中部蝦夷層群最下部層が下部蝦夷層群を不整合におおっていることを考慮に入れると、本質的に西向き側方流に由来するとみなされる。

#### 中部蝦夷層群主部層

セノマニアンの部分で測定された流向には、概観するとS→N~SSW→NNEの流向とWNW→ESE~NW→SEに集中する流向の両系統が認められる。両系統の流向を示す砂岩層の堆積的性状がたがいによく似ているので、両系統の流向は分散しているにもかかわらず、実際には同一系統に属する可能性が考えられる。しかしながら、西方の相当層(三笠層の下部層)が西から東へ向かって沖合相に変化することから推して、東南東~南東向き系統は西方の供給地点から発した東向き側方流に由来するとみなされる。いっぽう、北~北北東向き系統の流向は、本地域における他の地層群の流向パターンから類推すると、軸流を代表していると考えてよい。

#### 中部蝦夷層群近藤山層

流向の測定地点は、地質構造からみると、西から東へ近藤沢一野花南川上流、トプトエウシュナイ、オチヌンベ川の順になる。近藤沢一野花南川及びトプトエウシュナイの測定地点では、砂岩泥岩薄互層(砂岩・泥岩各単層の厚さは0.1-0.3m)と砂岩泥岩中-厚互層(砂岩・泥岩各単層の厚さは0.3-1m)が卓越し、とくに近藤沢一野花南川では薄互層が中-厚互層よりも優勢である。砂



第20図 芦別市東部地域白亜系の古流向図

岩泥岩薄互層を構成する砂岩層は細-極細粒、中-厚互層を構成する砂岩層は中-細粒である。オチヌンベ川の測定地点では、中-厚成層砂岩(単層の厚さは0.3-1m)が卓越し、砂岩の粒度は主として中粒、一部粗粒である。以上に述べたことからわかるように、西部に比べて東部の方では、砂岩が優勢となり、いっぽう、泥岩のはさがみ乏しくなり、さらに砂岩単層は厚さと粒度を増す。

近藤沢一野花南川上流における流向では、SSW→NNE～SW→NE 向き系統の流向が卓越し、WSW-ENE や WNW-ESE～NW-SE の系統の流向も測定されている。北北東～北東系統の砂岩層と東北東、東南東～南東系統の砂岩層とは堆積的性状に本質的な差異が認められないけれども、野花南川の中部蝦夷層群主部層の場合と同様に、北北東～北東向きの流向は軸流に由来し、東北東、東南東～南東向きとみなされる流向は東向き側方流に関連するであろう。

トプトエウシュナイでの測定流向はおもに S→N～SE→NW であり、E-W, NE-SW の流向も認められる。北～北西向きの流向は軸流にもとづくものとみなしてよい。いっぽう、E-W, NE-SW の流向が軸流の主方向から偏倚したか、あるいは側方流に由来したかのいずれであるかは、砂岩層の堆積的性状の点からも即断できない。しかしながら、軸流が近藤沢の場合と逆に西へふれていることや、E-W, NE-SW の流向から判断すると、この地区の流向パターンにおける西向き側方流の影響を無視することができない。

オチヌンベ川で測定された流向は S→N から ESE→WNW をへて NE→SW にいたる広範囲に分散するが、西北西～南西方向が卓越している。この区域の地層は先に述べた近藤沢一野花南川上流やトプトエウシュナイの地層に比べて供給地点により近い堆積相を示している。したがって、西北西～南西向きの流向は西向きの側方流に由来していると考えてよい。北向きの流向は近藤沢・トプトエウシュナイの場合と同様に、軸流にもとづくであろう。

要するに、西部(近藤沢一野花南川上流)では軸流が優勢であり、東部(オチヌンベ川)では西向き側方流が卓越し、中間地区(トプトエウシュナイ)では軸流が卓越すると同時に西向き側方流の影響も現われている。このように、西から東へ向かって、堆積物が粗粒相ないし供給地点により近い相に移化していくのに同調して、流向パターンも西向き側方流に大きく支配されるようになる。以上のことから、近藤山層の堆積当時、西部ないしこれと中間地区の境界あたりが堆積盆地の最深軸部を占

めていたと推察される。軸流は全域を通じて北向きとみなされる。なお、滝里北東方の沢において、チューロニアン中に含礫泥岩-異常礫岩が挟在している(松本・岡田, 1973)。この場所が近藤山層分布範囲のうち最も東側にあるオチヌンベ川流域の東側に隣接することや、近藤山層の流向パターンの側方変化から判断すると、上記の含礫泥岩-異常礫岩は西向き側方流によって堆積したと考えられる。

以上に述べた芦別市東部地域の古流系は、下記のように結論される。軸流は中部蝦夷層群主部層・近藤山層を通じて北方向を示す。側方流は中部蝦夷層群最下部層では西向き、主部層では東向き、近藤山層では東部において西向き、西部において東向きである。

#### 4.11 幾春別地域

幾春別地域の白亜系(深田ほか, 1953; MATSUMOTO, 1943, 1965; 松野ほか, 1964; TANAKA, 1970)は、北の空知背斜からつづく幾春別背斜を形成しながら、NNE-SSW の一般走向をもって分布する(第14図)。背斜西翼の地層はしばしば逆転している。この地域の白亜系は西側白亜系地帯に属し、下部蝦夷層群(松野ほか, 1964及びTANAKA, 1970のMc部層、すなわち湯の沢砂岩より下位の部分)、中部蝦夷層群及び上部蝦夷層群からなる。本地域の古流系についてはすでに報告したので(松野ほか, 1964; 田中, 1968; TANAKA, 1970)、ここでは要点を記すにとどめる(第16・17図)。

下部蝦夷層群(アルビアンの部分)のフレッシュ相の流向は、全域を通じて北向き系統(厳密には北北東向き)の軸流(混濁流)にもとづき、西翼では例外的に東向き系統の側方流に関連する流向も認められる。礫質泥岩がまれながら挟在している。本層群に含まれる生痕化石には *Chondrites*, *Granularia* (Plate 5-1), *Helicorhaphe*?, *Helminthopsis akkesiensis* (MINATO and SUYAMA), *Helminthoraphe japonica* (TANAKA), *Neonereites uniserialis* SEILACHER, *Paleodictyon*, *Phycosiphon* (TANAKA, 1971においてU-shaped trace と仮称された), *Protopaleodictyon* などがある。

中部蝦夷層群最下部(湯の沢砂岩)一主部層(アルビアン)のフレッシュ相は、東部(おもに幾春別背斜東翼)では北向き系統の軸流に由来する流向で特徴づけられ、他方西部(同背斜西翼)では東向き系統の側方流に関連した流向が卓越する。前記の側方流に由来した堆積物にはわずかながらもスランプ層が伴われる。主部層から産する生痕化石には、*Gloekeria parvula* KSIAZKIEWICZ, *Gordia* aff. *molassica* (HEER) (TANAKA, 1971のmeandering trail), *Haentzschelina* (Plate 4-1), *Helicorhaphe* (Plate 6-1), *Helminthoraphe japonica* (TANAKA), *Lockeia*?, *Lorenzina*?,

*Megagraption*, *Neonereites uniserialis* SEILACHER, *Paleodictyon*, *Protopalaeodictyon*, *Scolicia*, *Spiroraphe*?, *Spirophycus* (Plate 4-2), *Subphyllochorda*?, *Zoophycos* などがある。

中部蝦夷層群最上部層を代表する三笠層 (セノマニアン~チューロニアン) は、フリッシュ相を欠いて、陸棚浅海成砂相に富む。上部蝦夷層群の下部 (チューロニアン) もフリッシュ相を伴わず、泥相で代表される。三笠層・上部蝦夷層群下部それぞれの流向は、背斜西翼では東向き側方流 (掃流) に、東翼では北向き軸流 (掃流) に由来する。このような古流系のパターンは、両層が背斜西翼よりも東翼の方で、さらに東翼では南から北へ向かって、沖合いの、より深い相を示し、厚さも増していることと調和している。なお、三笠層は背斜東翼で生痕化石 *Teichichnus*、西翼で生痕化石の *Ophiomorpha* (Plate 1-4), *Rhizocorallium*?, *Teichichnus* を含む。

以上に述べた中部蝦夷層群最下部-主部層と三笠層、及び上部蝦夷層群下部の古流系パターンは、堆積相の側方変化 (西から東へ向かって沖合相になる) とともに、これらの地層の堆積期間を通じて白亜系分布地域の西方に陸地が存在したことを示唆する。さらに、下部蝦夷層群主部層堆積期についても同じことがいえる。

#### 4.12 夕張地域

夕張地域の白亜系 (MATSUMOTO and HARADA, 1964; 佐々ほか, 1964; 小島・二上, 1975; OBATA and FUTAKAMI, 1977) は、西側白亜系地帯に分布し、幾春別背斜の南方延長方向に、ほぼ東西方向の万字ドーム及び鳩ノ巣 (夕張) ドームを形成する (第14図)。白亜系は中部蝦夷層群と上部蝦夷層群からなる。本地域の古流系に関しては、すでに TANAKA (1970) によって報告されているので、ここでは概要の説明にとどめたい (第16図)。

中部蝦夷層群主部層 (アルビアン) のフリッシュ相が示す流向は東向き系統の側方流にもとづく。この地域の三笠層は堆積相や厚さに関して幾春別背斜最南部や西翼主部の三笠層に類似し (佐々ほか, 1964)、西から東へ向かってより沖合相に移る。上記の古流系はこのような堆積相の側方変化に調和し、それゆえに西方に陸地の存在が推定される。

#### 4.13 大夕張地域

大夕張地域の白亜系 (MATSUMOTO, 1942, 1954; 長尾ほか, 1954) は、西側白亜系地帯を占め、西へゆるく張り出した弧状を描きながらほぼ南北方向に分布する (第14図)。本地域の白亜系は下部蝦夷層群・中部蝦夷層群・上部蝦夷層群及び函渚層群からなる。地層はしばしば逆転し、西側には押し被せ構造が発達している。

古流向の測定は中部蝦夷層群主部層・同層群佐久層・

上部蝦夷層群それぞれの等量フリッシュないし泥質フリッシュについて行った (第16・21図)。

#### 中部蝦夷層群主部層

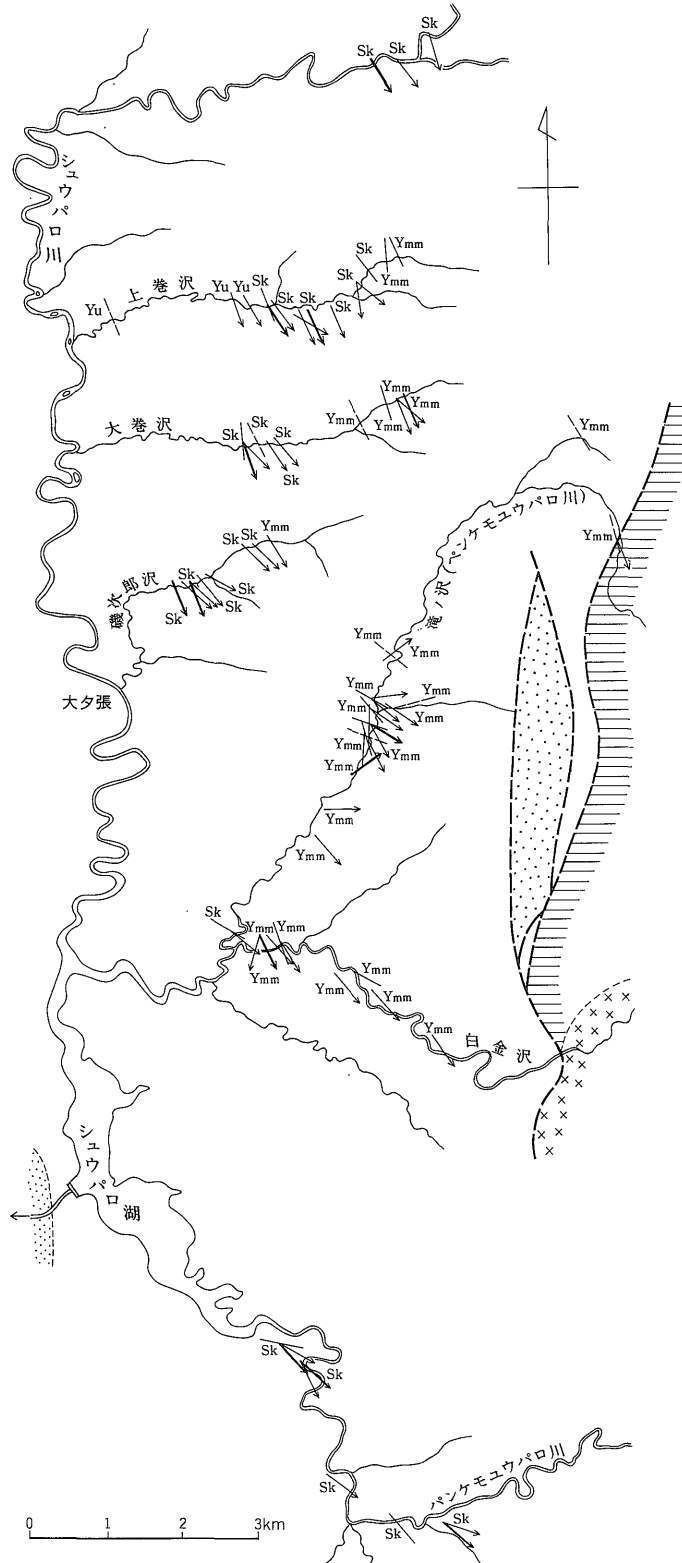
下部 (アルビアンを含む) は NNW→SSE ないし NW→SE の流向を示す。

中部 (セノマニアン)・上部 (チューロニアン) それぞれに関する流向は、NNW→SSE~NW→SE を卓越流向として NNW→SSE から WNW→ESE の範囲にまたがり、SW→NE の流向も目だつて認められ、さらに N→S ないし NNE→SSW や W→E ないし WSW→ENE の流向も測定されている。このような流向パターンは、概観すると南東向き (南向きも含める) と北東~東向きの両系統に大別される。後述の佐久層の流向パターンから類推すると、南東~南系はアルビアンで測定された流向とともに軸流を代表し<sup>8)</sup>、北東~東系は南東~南系の流向とは別系統のもので、東向き側方流に関連するものと推察される。ただし、両系統の流向を示す砂岩層の堆積的性状は根本的に異なる。なお、セノマニアンの軸流堆積砂岩層には *Fucusopsis*?, *Lophoctenium* (Plate 1-3, 4-3), *Sabularia simplex* KSIAZKIEWICZ (Plate 3-1), *Subphyllochorda* (Plate 5-3), *Taphrhelminthopsis* (Plate 3-2) などの生痕化石が観察される。以上の生痕化石は *Nereites* 相に属する。また、下部蝦夷層群にも生痕化石 *Protopalaeodictyon* がみいだされる。

#### 中部蝦夷層群佐久層

佐久層 (チューロニアン) の流向では、NNW→SSE~NW→SE が卓越し、WNW→ESE の流向も認められる。つまり、中部蝦夷層群主部層の場合と同様に、南南東~南東方向を卓越流向として東南東方向から南南東方向にいたる範囲の流向分布を示している。さらに、松本・岡田 (1973) によって WSW→ENE の流向も測定されている。佐久層では、東南東系流向を示す砂岩層と南東~南南東系流向を示す砂岩層とは堆積的性状が本質的に異なる。それで、南東~南南東系流向が軸流に由来するとみなすことは可能でも、東南東方向の流向を直接側方流に関連づけることには問題がある。東南東系流向も南東~南南東系の卓越流向から分散したものにすぎず、軸流に関連する可能性も考えられる。いっぽう、東北東方

8) 中部蝦夷層群主部層や後述の佐久層について、南南東~南東にきわめてよく集中した流向が当地域の地層の一般走向と斜交しすぎているにもかかわらず、地層の伸びの方向に約 20 km にもわたって認められるので、問題の流向を軸流に関連させるのが妥当である。この見解はあとで述べる生痕化石群集の内容からも支持されよう。この場合の軸流の流向と地層の一般走向との目立った斜交性は、地層が相対的に北上がりの垂直的回転を行ったことにもとづくと考えられる。もし南南東~南東方向が側方流に由来するならば、当然流向はもっと分散すると期待されるが、実際には流向の集中度が前述のようにきわめて高い。



第21図 大夕張地域白亜系の古流向図



向の流向は側方流に属するとみなしてよからう。

なお、生痕化石の *Lophoctenium*, *Buthotrephis* (Plate 5-2), *Taphrhelminthopsis*, *Teichichnus* (Plate 2-2), *Urohelminthoida?* がみいだされる。*Lophoctenium* と *Taphrhelminthopsis* は SEILACHER (1964) によって *Nereites* 相を特徴づけるとされており、両者を含むタービダイト砂岩層は、軸流によって堆積したものである。*Teichichnus* は *Lophoctenium* を含む砂岩層にごく近い層準のシルト岩 (細粒) 層中に認められる。*Teichichnus* は *Cruziana* 相あるいは浅海帯に特徴的だとされており (SEILACHER, 1964; CRIMES, 1975), 北海道中軸帯の白亜系でもしばしば非フリッシュ相の浅海成層中に産する。ところが、本地域ではこのものが *Cruziana* 相の地層よりも深い環境の地層に産出しているわけである。

#### 上部蝦夷層群

コニアシアンについて軸流由来の NNW→SSE の流向が測定された。サントニアンも同じような流向を示す。

これまでに述べてきたことは次のように要約される。中部蝦夷層群主部層、同層群佐久層及び上部蝦夷層群を通じて、軸流は本質的に南向き系統で代表される。側方流に由来する流向は本地域では従属的であるが、それは東向きである。この地域の佐久層では広範囲にわたって軸流由来の流向がきわめて優勢であるのに対して側方流由来の流向がかなり従属的である点は、西側白亜系地帯中の他地域 (例: 佐久-安平志内地域・小平薬川流域) の佐久層に比べて、砂岩が少なく、泥質岩が細粒であり、かつ泥質礫岩-含礫泥岩を挟有しないというように、全体として沖合相であることと関連している。中部蝦夷層群における東向き側方流に由来した流向は西側供給源地の存在を示唆する。

#### 4.14 石狩金山地域

石狩金山地域及び北方隣接地域の白亜系 (橋本, 1953; 小山内ほか, 1958; 松本・岡田, 1973) は、東側白亜系地帯に属し、ほぼ南北方向の軸をもって褶曲している (第14図)。主として下部蝦夷層群と中部蝦夷層群からなり、上部蝦夷層群も分布する。下部蝦夷層群から生痕化石 *Protopalaeodictyon*, 中部蝦夷層群最下部層から生痕化石 *Thalassinoides?* (Plate 6-4), 中部蝦夷層群主部層から環虫類化石と思われる *Nereites* cf. *murotoensis* KATTO や生痕化石 *Helicolithus?*, *Paleodictyon*, *Urohelminthoida?* がみいだされる。

古流向の測定は中部蝦夷層群・上部蝦夷層群について行った (第16・22図)。

#### 中部蝦夷層群

中部蝦夷層群のうち、最下部層 (アルビアン) の砂質

フリッシュについて測定された流向は SSE-NNW である。主部層の下部 (アルビアン) の等量フリッシュは S→N の流向、上部 (セノマニアン) の等量フリッシュ (泥岩勝ち) は SE→NW の流向を示す。最上部の近藤山層 (チューロニアン) の砂質フリッシュは S-N ないし SSW-NNE の流向を示す。以上に述べた流向はすべて北向きの軸流に由来するとみなされる。

#### 上部蝦夷層群

上部蝦夷層群下部 (チューロニアン) 中の等量フリッシュでは、S-N の流向が測定されている。この流向は、下位層の流向パターンから類推すると、北向き軸流にもとづくであろう。

#### 4.15 占冠地域

占冠地域の白亜系 (小山内ほか, 1958; 小山内・松下, 1959) は、北方の石狩金山地域から連続して、同じく東側白亜系地帯を占める (第14図)。白亜系は褶曲 (しばしば転倒褶曲) しながら全体として NNW-SSE の走向を示している。下部蝦夷・中部蝦夷及び上部蝦夷層群が分布する。古流向の測定は中部蝦夷層群だけについて行った (第16・23図)。

#### 中部蝦夷層群最下部層

中部蝦夷層群最下部層 (アルビアン) は、トナシベツ砂岩層 (小山内ほか, 1958) や額平川層 (酒匂・小山内, 1962) の一部で代表される。本層の砂質フリッシュは北部の金山峠付近において SSE→NNW ないし SE→NW の流向を、南部のシムカップ沢や双珠別川では一般に SW→NE の流向を示す。北部の測定地点付近では、0.1-0.3m の厚さに成層する砂岩が代表的な岩相であり、砂岩の粒度がふつう細粒である。これに対して南部の測定地点付近の岩相は0.3-1m の厚さに成層する砂岩や塊状砂岩からなり、砂岩の粒度は中粒、ときどき粗粒となる。以上のように、北部の岩相は南部の岩相に比してタービダイト末端相の性格を示している。北部の北北西～北西系の流向は軸流、南部の北東系の流向は側方流に由来すると判断してよい。

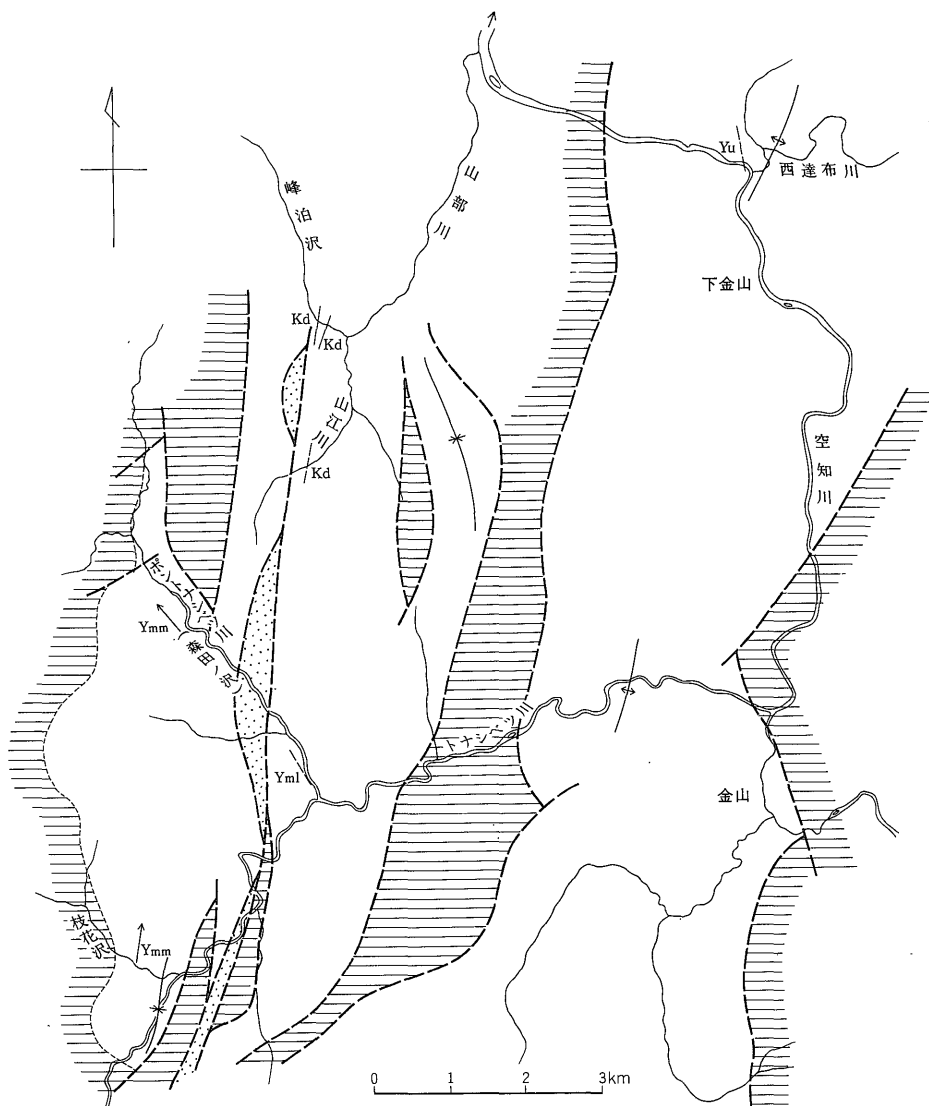
南部の測定地点付近の地層は、北部の測定地点付近の地層に比べて、下部蝦夷層群を不整合におおう中部蝦夷層群最下部層のうちでもより下位の層準、つまり不整合面により近い層準のものとみなされる。中部蝦夷層群最下部層は、石狩金山-占冠地域 (石狩金山図幅地域) の西部では直接空知層群を不整合におおい、中央部と東部では下部蝦夷層群を不整合におおい、しかも東部ほどより上位の層準をおおっており (小山内ほか, 1958), それゆえに中部蝦夷層群堆積前に西側ほどより深く侵食されていたといえる。さらに、中部蝦夷層群最下部層にお

ける頁岩の挟在は西部ではほとんどみられないのに反して、中央部から東部（前記の北部・南部それぞれの測定地点を含む）に向かって多くなることが報ぜられている（小山内ほか，1958）。また，双珠別川沿いでは，東側ほど礫が少なくなり，礫径も減少する傾向があるとされている（小山内・松下，1959）。以上に記した諸点は，中部蝦夷層群最下部層の堆積前では西側ほどより著しく隆起しており，同層の堆積時では堆積域が東方に向かって深くなっていたことを示唆する。このような状況は先に述べた流向パターンによく符合している。

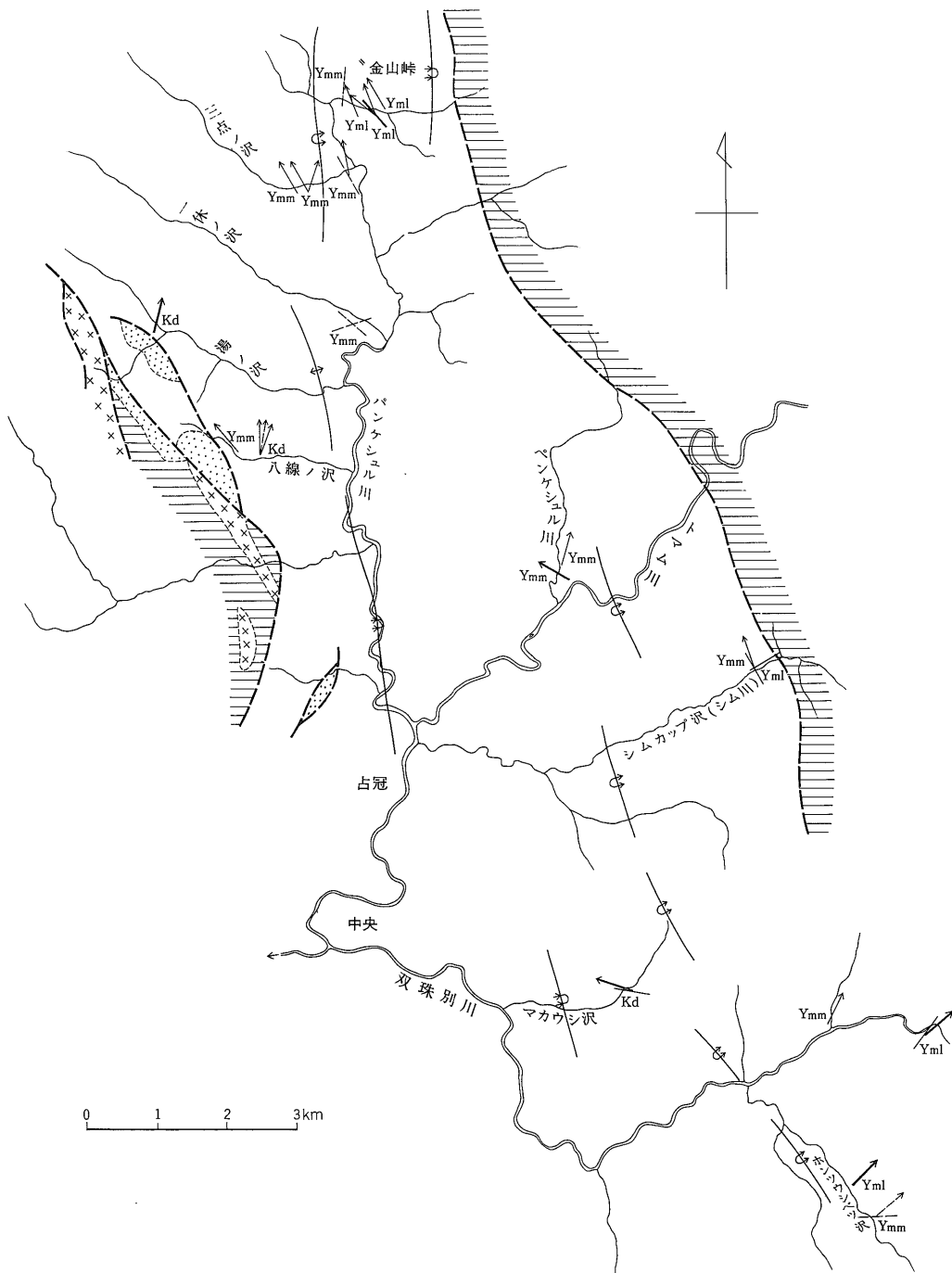
中部蝦夷層群主部層

中部蝦夷層群主部層の下部（アルビアン）の等量フリッシュは，ソールマークに関して北向き軸流にもとづく SSE→NNW の流向を示す。いっぽう，パーティング線構造について W-E の流向，斜交葉理について SW→NE の流向が認められ，これらの流向は側方流に関連するであろう。

主部層の中部（セノマニアン）の等量フリッシュに関する流向は，ソールマークの場合 SSE→NNW や ESE→WNW で代表され，さらに SSW→NNE もある。北北



第22図 石狩金山地域白亜系の古流向図



第23図 占冠地域白亜系の古流向図

西系の流向は基本的には北向き系統の軸流に由来し、西北西系の流向は西向き系統の側方流に関連するものであろう。北北東向きの流向は測定数がごく少ないので、その所属の決定はさしひかえたい。なお、パーティング線構造では東西方向に近い流向が測定されている。

主部層の上部(チューロニアン)の等量フリッシュは、北向き系統の軸流に関連すると考えられるSE→NWやSSW→NNEの流向を示す。

#### 中部蝦夷層群最上部層

中部蝦夷層群最上部層(チューロニアン)はシムカワ砂岩(小山内ほか, 1958)で代表される。本層の砂質フリッシュや等量フリッシュについて測定された流向は、SSW→NNE～S→N系の流向とESE→WNW系の流向とが認められる。西北西系の流向を示す地点(マカウシ沢)の岩相は砂岩泥岩互層(各単層の厚さは10-60 cm)からなり、砂岩単層の基底部は細-中粒砂である。他方、地質構造からみて前記地点よりも明らかに西側に位置する北北東～北系の流向を示す地点(八線ノ沢)では、60-100 cm以上の厚さに成層する砂岩や塊状砂岩が発達し、砂岩単層の基底部は粗-中粒(ときに極粗粒)砂からなり、さらに付近には厚さ数10 cmの“*Ostrea*”層が介在する。つまり、西側の測定地点では砂岩層がより厚く、より粗粒である。北北東～北系の流向は東向き系統の側方流に関連すると推察され、いっぽう西北西系の流向は、西向き系統の側方流に由来するであろう。明らかに軸流にもとづく流向は測定されていないが、上記の側方流の流向から判断すると、軸流は本質的に北向き系統であると考えるとよい。

これまでに述べてきたことは下記のように結論される。中部蝦夷層群の側方流に関しては、最下部層では東向き系統、主部層では西向き系統、最上部層では東向き・西向き両系統が認められる。北向き軸流を代表する流向は、最下部層の上部から主部層を通じて特徴的であり、さらに最上部層についても同様である。中部蝦夷層群最上部層、すなわちチューロニアンに関しては、占冠地域と蛇紋岩地帯をへだてて西側の大夕張地域との流向パターンの差異(とくに軸流の方向が相反する)や堆積相の差異・占冠地域西部における浅海相の存在、大夕張地域での堆積相が全体として沖合相であることなどから判断すると、両地域の間には隆起帯が存在したと考えられる。アルビアン・セノマニアン両方についても同じようなことが示唆される。さらに、占冠地域の白亜系分布域の東方にも隆起帯が推定される。

#### 4.16 その他の地域

既述地域以外では系統だった古流向測定が行われてい

ないが、筆者らの測定結果ならびに他研究者にもとづく流向資料(一部は既述地域に付記)を紹介する。

羽幌川沿い(第1図)における上部蝦夷層群中の非フリッシュ相砂岩(サントニアン)の斜交層理について測定された流向は、西～南西方向で代表される(岡田・松本, 1969)。

鶴川支流穂別川沿いの稲里付近(第1図)に露出する佐久相当層(チューロニアン)において、フルートキャストなどのソールマークはS20°Eの流向を示す(松本・岡田, 1973)。この流向は軸流にもとづくであろう。

鶴川本流沿いの富内付近(第1図)に露出する函淵層群下部(富内層)の非フリッシュ相浅海成砂岩に関する筆者らの測定流向は、平板型斜交層理についてはほぼW→Eの、パーティング線構造についてはほぼN-Sの流向を示す。なお、富内層Ha<sub>2</sub>部層(田中, 1960a)の砂質シルト岩には生痕化石*Teichichnus*型のFodinichnia(スミクイアト)がみられる。また上部蝦夷層群の石灰質結核中に生痕化石*Zoophycos*(Plate 6-2)が含まれる。

浦河地方別川沿い(第1図)の佐久相当層(チューロニアン)に認められるフルートキャストについては、W→Eの流向が測定されている(松本・岡田, 1973)。この流向は、本地域の白亜系の一般走向に近いので、軸流に関連したものであろう。

### 5. 古流系からみた白亜系の堆積

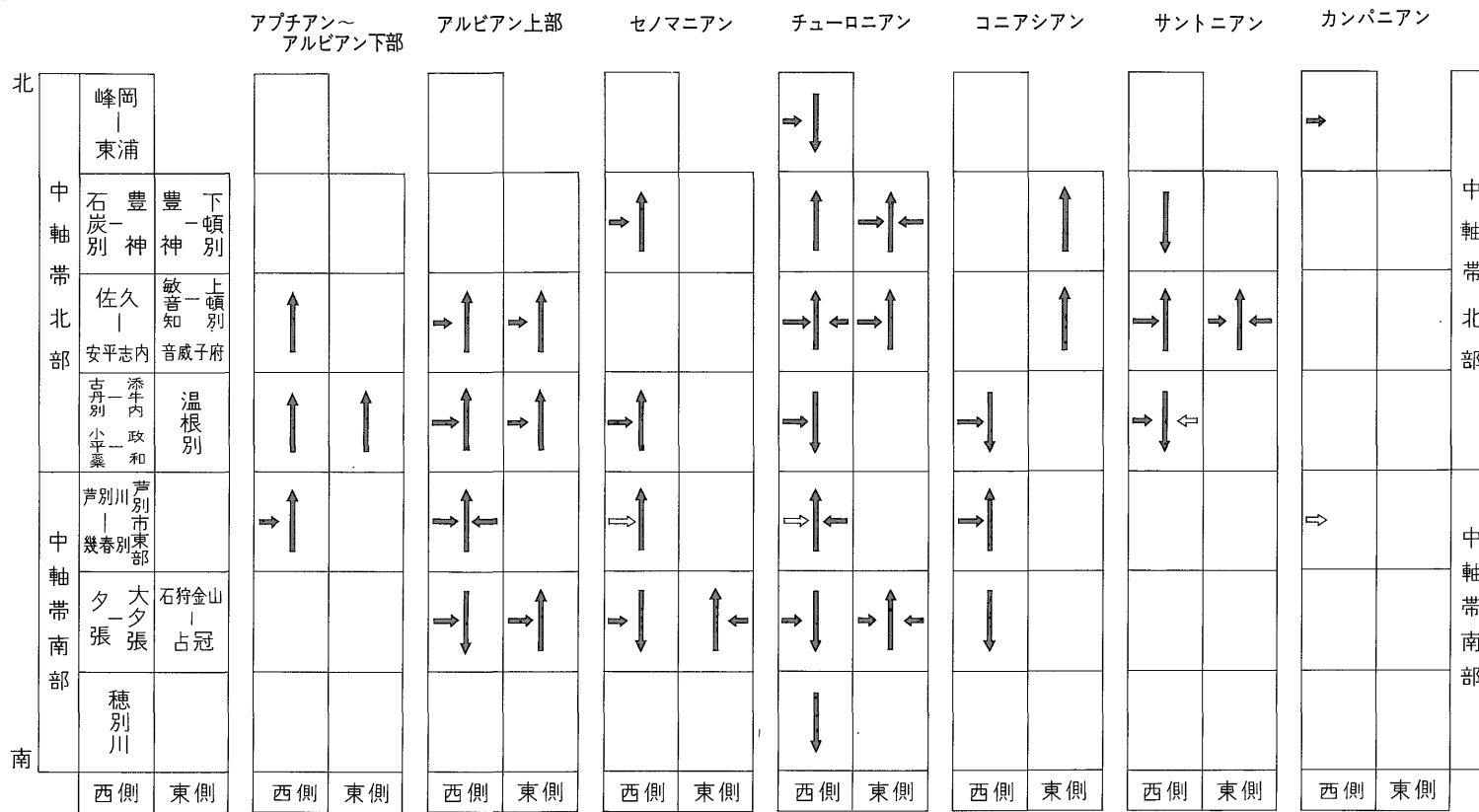
これまでに、北海道中軸帯諸地域における白亜系の古流系について記述してきた。その総括として、古流向を中心に堆積相などに関する諸資料を総合して、白亜系の堆積状況や古地理について考察を試みる。

#### 5.1 粗粒碎屑物の運搬経路

北海道中軸帯の白亜系のうち、とくにアプチアン～アルビアン部分(下部蝦夷層群-中部蝦夷層群下半)はフリッシュ相の発達で特徴づけられる。これより上位のセノマニアン～サントニアンの部分(中部蝦夷層群上半-上部蝦夷層群)には、層序的にも地域的にもフリッシュ相が部分的に発達するにすぎないが、チューロニアン以上になると海底土石流起源の含礫泥岩やスランプ性ないしフラクスタービダイト性の異常礫岩、さらにスランプ層(たとえば褶曲層)がときどき認められることが特徴的である。さらに上位のカンパニアン～マストリヒチアンの部分(デルタ相の函淵層群及び沖合相の上部蝦夷層群相当部)では、フリッシュ相が沖合相の地層群中にもほとんど全く存在しないといつてよい。

#### フリッシュ相

白亜系のフリッシュ相地層群を中心とする粗粒碎屑物



北海道中軸帯白亜系の古流系 (田中啓策・角 靖夫)

第24図 北海道中軸帯白亜系の古流系概念図

黒矢印：フリッシュ相  
 白矢印：非フリッシュ相  
 南北方向：軸流  
 東西方向：側方流  
 側方流の記号の大きさは相対的の優劣を示す



第25図 北海道中軸帯のアルビアン上部フリッシュ相における粗粒碎屑物の運搬経路



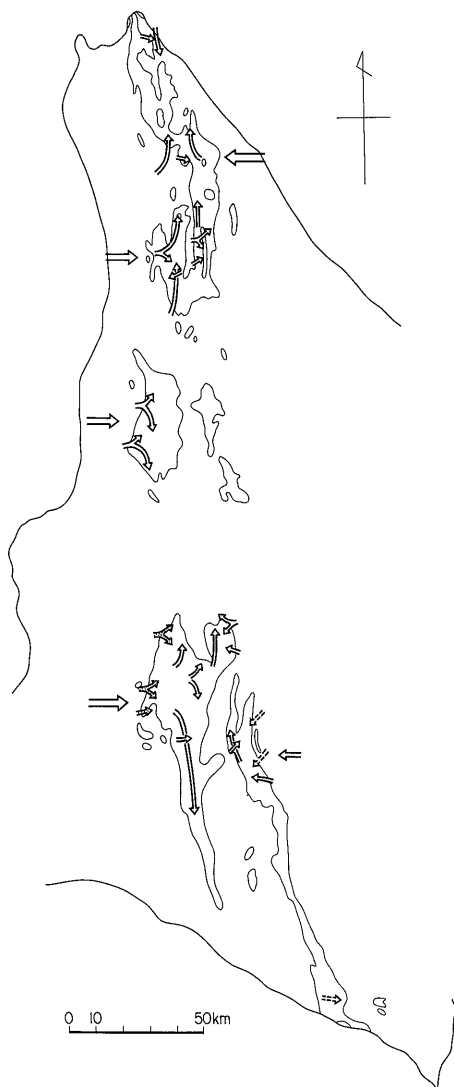
第26図 北海道中軸帯のセノマニアンにおける粗粒碎屑物の運搬経路

白抜き矢印：フリッシュ相  
砂目矢印：非フリッシュ相

の運搬経路を規制した古流系を時代別に図式化して示すと、第24図のようになる。この図では、軸流・側方流間の優劣の度合いを無視している。フリッシュ相地層群の古流系は軸流と側方流に分けられるが、扱う地層群の分布的位置や岩相によって、軸流・側方流のいずれかが卓越し、さらに軸流だけが認められる場合もある。とくにアプチアン～アルビアン下部（下部蝦夷層群）の古流系はほとんど軸流だけで代表されている。運搬経路図の例として、アルビアン・セノマニアン・チューロニアンの場合をそれぞれ第25・26・27図に示す。

第24図からわかるように、一般に各地域ではフリッシュ

相地層群の粗粒碎屑物の運搬を支配した軸流（混濁流）が終始同一の方向を示してきた。例外として、中軸帯北部における西側白亜系地帯の南部、つまり添牛内一古丹別地域から小平薬川流域にかけてチューロニアン以上になると軸流の方向に逆転が起こり、以前の北向きに対して南向きに変わっている。また、同じく西側白亜系地帯の石炭別一豊神地域でも、軸流がセノマニアン～チューロニアンの北向きからサントニアンの南向きへと方向転換が認められる。各時代において軸流は多くの地域



第27図 北海道中軸帯のチューロニアンにおける粗粒碎屑物の運搬経路

白抜き矢印：フリッシュ相 (破線矢印は君波ほか, 1978及び松本・岡田, 1973にもとづく)  
 砂目矢印：非フリッシュ相  
 白亜系地域両側の大きい白抜き矢印は主要供給地点 (堆積盆内隆起帯については省略) を示し, 記号の大きさは供給物質の相対的量を示す

で北向きを示すが, 西側白亜系地帯のうち中軸帯南部の大夕張地域以南では南向きとなる<sup>9)</sup>。西側白亜系地帯の大夕張地域以南とその東方の東側白亜系地帯に属する石狩金山一占冠地域とで軸流の方向の相反している点が注目される。

9) 第24図に示していないが, 穂別地域より南方の浦河地域のチューロニアンの軸流も本質的に南向き系統の方向を示すようである。

フリッシュ相地層群の粗粒碎屑物の側方運搬 (おもに混濁流にもとづく) についてみると, 西側白亜系地帯の西部を通じて各時代とも東向きであり, 東部では地域または時代によって西向き運搬が認められる。これらの側方運搬の方向はフリッシュ相・非フリッシュ相両方を含めての堆積相の側方変化 (チューロニアンの場合を第28図に示す) と調和的である。東側白亜系地帯の東部では西向き側方流, 西部では東向き側方流が地域または時代によってフリッシュ相粗粒碎屑物の運搬を支配した。

堆積相の側方 (東西方向) 変化については, 基本的には非フリッシュ相 (浅海相) → スランプ相 → フリッシュ相 (タービダイト相) → 貧フリッシュ相 (沖合相), さらにフリッシュ相の場合では砂質フリッシュ相 → 等量-泥質フリッシュ相の変化が認められる。例としてチューロニアンの場合を第28図Bに示す。

#### 非フリッシュ相

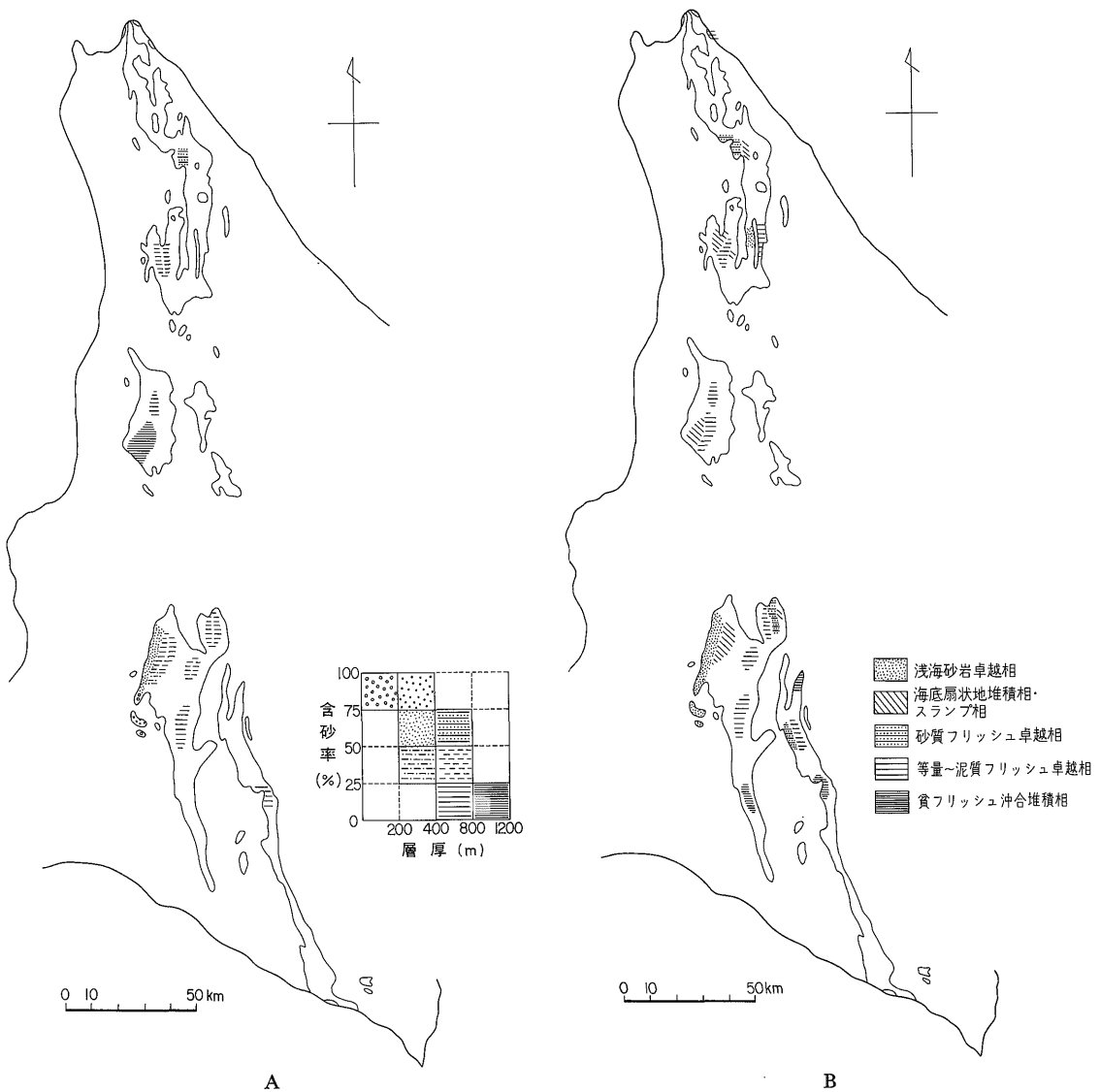
非フリッシュ相地層群の粗粒碎屑物の運搬に関しては, 西側白亜系地帯西部では東向きの流れ (例: 空知背斜西翼のカンパニアン~マストリヒシアン, 幾春別地域のセノマニアン~チューロニアン), 東部では西向きの流れ (例: 羽幌川流域のサントニアン) が関与したことがある。西側白亜系地帯の浅海非フリッシュ相における堆積相の側方変化としては, 西から東へ向かってより沖合相に移る傾向が知られている (例: 芦別川流域周辺・幾春別地域・夕張地域それぞれのセノマニアン~チューロニアン)。

#### 5.2 生痕化石相と古流向

北海道中軸帯白亜系の生痕化石については, 筆者ら (TANAKA, 1971; 田中・角, 1975) がすでに報告した以外のものも各地域の古流系に関する記述のところであげておいた。ここでは, 生痕化石相 (生痕化石群集) 又は特定の堆積環境を特徴づけるか, あるいは代表する生痕化石 (SEILACHER, 1964; CRIMES, 1975; FREY, 1975) を中心に, それらを含む地層の古流向について述べる。

北海道中軸帯白亜系のフリッシュ相にみられる生痕化石のうち, *Lophoctenium*, *Nereites*, *Helminthoraphe*, *Paleodictyon*, *Spiroraphe*, *Taphrohelminthopsis*, *Urohelminthoida* (以上クイアルキアト), *Neonereites*, *Phycosiphon*, *Zoophycos* (以上スミクイアト) が重要なものである。非フリッシュ相の生痕化石としては, スミクイアトに属する *Teichichnus*, スマイアト (*Domichnia*) に属する *Ophiomorpha*, *Rhizocorallium?*, *Thalassinoides?* が重要である。

*Lophoctenium* や *Nereites*, *Paleodictyon*, *Spiroraphe*, *Taphrohelminthopsis*, *Urohelminthoida* は生痕化石相のうち最も深い環境を示すとされている *Nereites* 相を特徴づけるも



第28図 北海道中軸帯チューロニアン堆積相

A: 層厚・含砂率にもとづく区分

B: フリッシュ相の発達程度にもとづく区分

ので、これらは中部蝦夷層群主部層にみいだされる。さらに、*Paleodictyon* は下部蝦夷層群主部層や中部蝦夷層群最上部の近藤山層にも知られ、*Lophoctenium* と *Taphrhelminthopsis* は中部蝦夷層群最上部の佐久層中のより沖合相にも認められる。以上の生痕化石を含む砂岩層（タービダイト）は軸流によって堆積した。*Helminthoraphe* は *Nereites* 相を特徴づける *Helminthoida* に酷似するもので、下部蝦夷層群主部層・中部蝦夷層群主部層それぞれの軸流堆積砂岩層（タービダイト）に産する。

平面型の *Zoophycos* は *Nereites* 相よりも浅い環境の *Zoophycos* 相を特徴づけるものとされており、中部蝦夷層群主部層の側方流堆積砂岩層（タービダイト）に含まれ、さらに上部蝦夷層群の泥質岩中の石灰質結核にもみいだされる。

*Neonereites* と *Phycosiphon* は下部蝦夷層群主部層中の軸流堆積砂岩層及び中部蝦夷層群主部層中の側方流堆積砂岩層・軸流堆積砂岩層（いずれもタービダイト）に含まれる。*Neonereites* と *Phycosiphon* は同一砂岩層に共存す



る場合がある。両者は *Zoophycos* 相にふつうに認められるもの (SEILACHER, 1964), あるいは *Nereites* 群集に特徴的なもの (FREY, 1975) とされている。しかしながら, *Neonereites* を多産する砂岩層と平面型の *Zoophycos* を含む砂岩層とは上下にほとんど接近しており, いずれも側方流によって堆積したものである。いっぽう, *Neonereites* は *Paleodictyon* や *Helminthoraphe* と上下にごく接近した軸流堆積砂岩層に産することがある。したがって, *Neonereites* と *Phycosiphon* はともに *Nereites* 相の地層から *Zoophycos* 相の地層にかけて分布するとみなしてよい。

*Teichichnus* は, 浅海環境の *Cruziana* 相に特徴的なものとみなされている。このものは北海道中軸帯では非フリッシュ相の三笠層・函渕層群や模式地の佐久層中のより浅い $\alpha$ 相 (田中・角, 1975) において, 浅海成泥質砂岩 (非タービダイト性)・砂質シルト岩中に堆積面にほぼ垂直に含まれる。佐久層の場合, 産出層近くの層準に側方流堆積砂岩層 (タービダイト) が存在する。いっぽう, *Teichichnus* は大夕張地域の *Nereites* 相を示す佐久層の軸流堆積フリッシュ (砂岩はタービダイト) に挟在するシルト岩 (細粒) 中に, 堆積面にかなりゆるい角度をなして含まれる。この佐久層には模式地の佐久層の $\alpha$ 相に比べてタービダイト砂岩がよりひんぱんに発達している。したがって, *Teichichnus* を含む地層そのものは非タービダイト性であるが, この化石はタービダイトの全くみられない非フリッシュ相浅海成地層群にも, より深い環境のフリッシュ相地層群 (砂岩は一般にタービダイト) にも産すると結論してよい。もちろん, 問題の化石は前者の地層群の方にはるかに多く含まれる。要するに, *Teichichnus* は *Cruziana* 相を特徴づけるが, CHAMBERLAIN (1978) の指摘通りに *Nereites* 相で特徴づけられるような深い環境の地層にも産する。

*Ophiomorpha* や *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* は通例 *Cruziana* 相を特徴づけるものとされている。*Ophiomorpha* と *Rhizocorallium* 型の生痕化石は三笠層 (幾春別背斜西翼) の, *Thalassinoides* 型の生痕化石は中部蝦夷層群最下部層の非タービダイト性の砂岩中に含まれる。*Ophiomorpha* の巣穴は細粒砂岩中において葉理面にほぼ垂直に入っており, 直下の泥質細粒砂岩には *Teichichnus* がまれに含まれ, すぐ近くの層準には礫質粗粒砂岩がある。ここに述べたような *Ophiomorpha* 巣穴の産状は *Cruziana* 相よりも浅い *Skolithos* 相を示す証拠とされている (FREY, 1975)。

これまでに述べた諸事項は下記のように要約される。*Nereites* 相の地層は軸流堆積のフリッシュ相 (タービダイト相) で, より浅い環境の *Zoophycos* 相の地層は軸流及

び側方流堆積のフリッシュ相 (タービダイト相) で代表され, さらに浅い環境の *Cruziana* 相の地層は一般に非フリッシュ相 (非タービダイト相) で代表され, より浅い *Skolithos* 相の地層も同様である。

フリッシュ相に富む下部蝦夷層群は *Nereites* 相を含む。下部蝦夷層群を不整合におおう中部蝦夷層群の最下部層 (非フリッシュ相に富む) は *Cruziana* 相を含み, 同層群の主部層 (しばしばフリッシュ相が発達) は *Nereites* 相で代表され, 一部 (とくにその上部) に *Zoophycos* 相を伴う。中部蝦夷層群の最上部層についてみると, 浅海相を主とする三笠層は全体として *Cruziana* 相を, 堆積盆地の縁辺に近い場所では *Skolithos* 相も含み, 沖合相の佐久層 (部分的にフリッシュ相が発達) は *Cruziana* 相を, より沖合部では *Zoophycos* 相ないし *Nereites* 相を, 最沖合相の近藤山層 (典型的なフリッシュ相がよく発達) は *Nereites* 相で代表される。要するに, 中部蝦夷層群最上部層には, 岩相あるいは堆積環境の多様性に応じて種々の生痕化石相が認められる。おもに泥質堆積物からなり, アンモナイトやイノセラムスの化石に富む上部蝦夷層群は, *Zoophycos* 相を含む。沿岸-浅海成堆積物を主とするデルタ相の函渕層群は *Cruziana* 相を含んでいる。

以上に述べたことからわかるように, 北海道中軸帯白亜系について生痕化石相と堆積相 (堆積環境) あるいは古流系との間にはたがいに調和的な関係が認められる。

### 5.3 堆積盆地の形態

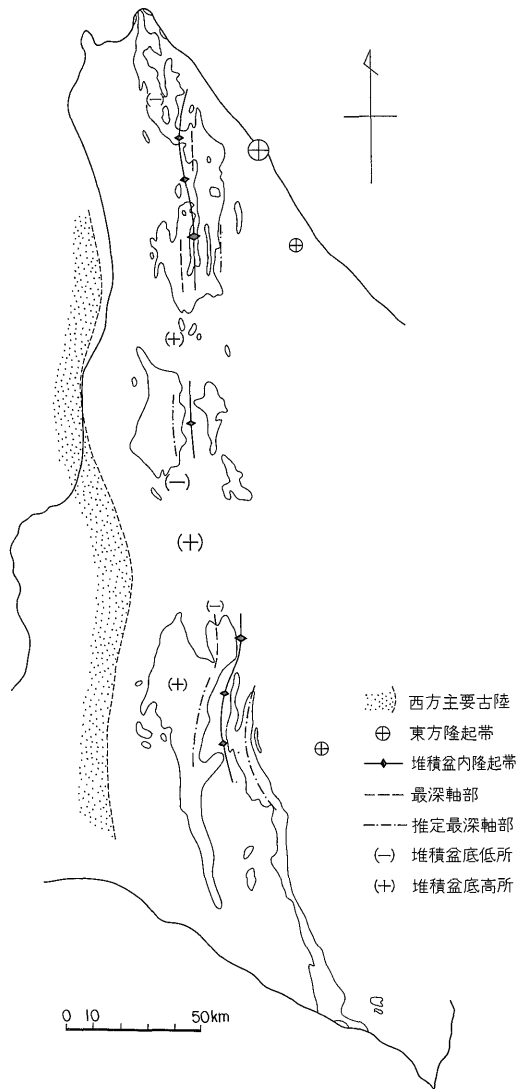
先に述べた古流系パターンに堆積相の側方変化なども合わせて考察すると, 白亜系の堆積盆地, すなわち蝦夷地向斜の形態は次のように推察される。

#### 堆積盆地の西側

西側白亜系地帯の西方に, すなわち蝦夷地向斜の西側に陸地が白亜系の堆積中終始存在していたと考えてよい。この古陸の正確な位置は明らかでないが, その東縁は少なくとも馬追山脈や樺戸山地の近くにまで達していたであろう (第29図)。この古陸は後で述べるように白亜系の碎屑堆積物の主要供給源をなしていた。

#### 堆積盆地の東側

少なくともチューロニアンからマストリヒシアンにかけて, 中軸帯北部における東側白亜系地帯の東方に, すなわち北の下頓別東方から南の音威子府の東方にかけて隆起帯 (陸地) が存在していたと推察される。チューロニアンでは, 隆起帯は北ほど西へ向かって張り出していたであろう。この隆起帯は, 音威子府東方についてみると, サントニアンに比べてチューロニアンではより東方に位置していたと想定される。この東方隆起帯 (陸地) は “オホーツク陸地” (橋本, 1958) の一部であったであ



第29図 北海道中軸帯のチューロニアンにおける堆積盆地の形態図

記号の大きさは隆起帯の相対的隆起度、堆積盆地起伏の相対的大きさを示す

ろう。

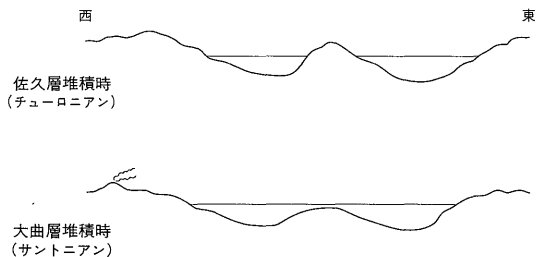
中軸帯南部でも、セノマニアン～チューロニアンを通じて、東方隆起帯が少なくとも占冠地域の東方に推定され(第29図)、この点は君波ほか(1978)によって指摘されている。東方隆起帯は、占冠東方では下頓別東方の場合に比べて隆起が弱かった(したがって海面下にあった)か、あるいは東の方に位置していたであろう。いずれにしても、堆積盆地が南へ向かって開いていたと推定される。さらに、小山内・松下(1961)は、中軸帯南部にお

いて東方隆起帯がすでにアプチアンに出現していたと推定している。ここに述べる東方隆起帯の形成に現在日高山脈となっている地帯の上昇運動がどの程度関与していたかは明らかでない。要するに、東方隆起帯が場所によって海面上にはっきりと現われたのは少なくともある時期(例:チューロニアン)に限られたようで、この隆起帯は西方古陸に比べて中軸帯白亜系の碎屑堆積物の供給源としての役割がはるかに小さかった。

#### 堆積盆地内部の隆起帯

佐久一音威子府地域のチューロニアンの古流系(第6図)や堆積相の東西方向の変化(第28図)から、チューロニアンの堆積時に、堆積盆地(地向斜)内部にほぼ南北方向に走る隆起帯あるいは地背斜性隆起帯の存在が推定され(第29図)、この隆起帯は島として海面上に現われていたであろう(田中・角, 1975)。その位置は東西両側白亜系地帯の境界あたりに求められる。このような堆積盆地内隆起帯はすでにアルビアン後期に存在していたと考えられ、さらにサントニアンになるとチューロニアンに比べて衰弱し、ほとんど海面下に没していたようである。ここに述べたような隆起帯の矮少化・沈没は、コニアシアン～サントニアンの岩相(泥質岩卓越)からも推察される西方古陸・東方隆起帯の地形的起伏の全般的低夷化とも密接に関連するであろう(第30図)。

堆積盆地内隆起帯(少なくともある時期には島列)は、古流向資料や堆積相の側方変化の傾向から推して、佐久一音威子府地域のほかに、北方の下頓別一豊神地域の内部、南方では芦別市東部地域東側、さらに大夕張地域と石狩金山一占冠地域との中間あたりなどに存在していたと考えられる。1例として、チューロニアンの場合を第29図に示す。とくに中軸帯南部の東側白亜系地帯北部において、堆積盆地内隆起帯が中部蝦夷層群堆積直前、すなわちアルビアン中ごろでは島をなしていたであろう。この隆起帯はすでに下部蝦夷層群堆積中、すなわちアプチアンに存在していたらしい(小山内・松下, 1961)。しかし、これがはっきりと顕在化されたのはアルビアン中ご



第30図 佐久一音威子府地域における白亜系堆積盆地の想像断面図

るである。

要するに、堆積盆内隆起帯は時期によって消長しながらも中軸帯の北部から南部へ通じて断続し、その位置は現在の神居古潭変成岩—蛇紋岩地帯(神居古潭帯)のほぼ西縁部にあたる。この点は白亜系堆積時における上記地帯の構造的挙動に関連して注目される。すなわち、堆積盆内隆起帯をなしていたとみなされる現在の神居古潭変成岩—蛇紋岩地帯は、白亜紀末やチューロニアンは別として、白亜紀後期の大部分を通じて海面上に現われていなかったようで、いっぽう白亜紀前期の後葉(アプチアン)には少なくとも中軸帯南部において局地的に陸化していたと推察される。

#### 堆積盆地の分化

西方主要古陸と東方隆起帯(少なくとも一部では陸地)との間を占める堆積盆地は、上記の堆積盆内隆起帯によって東西2列に分たれており、現在の白亜系分布範囲に関する限りでは東側・西側堆積区は概観するとそれぞれ東側・西側白亜系地帯に該当する。東西両側堆積区それぞれの最深軸部(必ずしも最大層厚部あるいは最大沈降部に一致しない)の位置は、チューロニアンを例にとると第29図に示す通りである。西側堆積区では沈降の主軸が東よりに位置していたであろう。

東側堆積区内の音威子府地区のサントニアンは西側堆積区内の佐久—安平志内地域のそれに比べて堆積環境が全体としてより深かったと推察される(田中・角, 1975)。中軸帯北部・南部を通じて中部蝦夷層群以上の地層を東西の地域で比較した場合、一般に西側白亜系地帯に比べて東側白亜系地帯では全体として細粒相がより卓越し、また化石の産出がきわめて乏しい。したがって、東側堆積区は西側堆積区よりも総体的により深かったといえる。白亜系堆積盆地は地域によって断続する東方隆起帯の列の間をこえてさらに東方にも広がっていたであろう。東西両側白亜系地帯における厚さや層相の差異からして、西方古陸の方が東方隆起帯に比べて供給源地としてより大きい役割を演じたことは確かで、総体的には東側堆積区に比べて西側堆積区の方で地層が格段に厚く堆積した。ただし、カンパニアン以降になると逆に東側堆積区の方ではるかに厚い堆積がみられる。

#### 堆積盆地内部の地形

白亜系堆積盆地の底部には、前記の堆積盆内隆起帯とは別に、諸所に地形的低所(凹地)や高所が存在していたことは、軸流の方向(第24図)、すなわち軸斜面(axial slope)の傾斜方向の地域的差異から指摘できる。たとえば、西側白亜系地帯についてみると、堆積盆底低所がチューロニアンでは知来別地域と石炭別—豊神地域との間

(第29図)、サントニアンでは石炭別地域と佐久—安平志内地域との間に存在したと推察され、低所の位置が時代とともに南方へ移動したようである。

いっぽう、堆積盆底高所は、西側白亜系地帯のうち少なくとも佐久—安平志内地域と添牛内—古丹別川地域との間に、チューロニアン以降存続したと考えられ(第29図)、これはNW-SEの方向をとっていたであろう。羽幌川流域のサントニアンにみられる斜交層理が西～南西向きの流向を示す点(岡田・松本, 1969)も、上記の高所に関連するものである。さらに、西側白亜系地帯の小平薬川流域では他地域に比べてチューロニアンとサントニアンが著しく厚く、コニアシアンも厚いことや、本地域と南方の芦別川流域それぞれにおけるチューロニアン以上の軸流の方向(第24図)から推して、チューロニアン以降、NW-SE方向の堆積盆底高所が両地域の間、低所が小平薬川流域南部ないそのすぐ南に、さらに芦別市東部地域のすぐ北にも存在したと考えられる(第29図)。以上に述べたような堆積盆底高所・低所それぞれの間隔は、概略30-80kmのオーダーである。

さらに、空知背斜地域と幾春別背斜地域との境界あたりを占めるNE-SW方向の地帯には、少なくともチューロニアンの時期にデルタとその東方沖合の海底扇状地の発達に伴う堆積盆底高所が推定される(第29図)。この高所の東方沖合の西側堆積区最深軸部は南へ向かって深くなり、少なくとも穂別地域あたり、あるいはそれより南方に低所が存在したらしい。

東側白亜系地帯についてみると、チューロニアンでは占冠地域と南方の浦河地域とで軸流の方向が相反することからして、第29図では省略してあるが両地域間のどこかに堆積盆底高所が存在したであろう。

#### 堆積盆地の側斜面

西側堆積区では、堆積盆地底部と西側縁辺浅海陸棚部との間に東へ傾斜する顕著な側斜面(lateral slope)が少なくともある時期に発達していた。この点は海底地すべりにもとづくスランプ褶曲層あるいは海底土石流の産物とみなされる含礫シルト岩—泥質礫岩(海底侵食谷を埋積する場合がある)の存在から示唆される。この種の地層はアルビアン(幾春別地域)、チューロニアン(佐久—安平志内地域・添牛内地域・小平薬川流域・芦別川流域・美唄川流域・幾春別地域)、コニアシアン(小平薬川流域・芦別川流域)、サントニアン(佐久—安平志内地域)に知られ、とくにチューロニアンの地層に最も多くみられる。また、類似の地層は、チューロニアン期に、現在神居古潭変成岩—蛇紋岩地帯となっている場所に存在した隆起帯(一部では島列)の西側斜面上にも堆積し(例:

佐久—安平志内地域, 芦別市東部地域), さらに, 東側堆積区の東側斜面上にも堆積した(例: 下頓別地区). 問題の地層あるいは近くの層準が示す流向や海底地すべりの方向は側斜面の傾斜方向を指示している.

側斜面の沖合(堆積盆地底部との境界部)には海底扇状地堆積物が堆積したが, この点はタービダイトや海底侵食谷埋積層の発達で特徴づけられる堆積相, 堆積相全体の半同心円状分布, 及び流向の扇状分散で特徴づけられる古流系パターンから推察される(例: 佐久—安平志内地域の佐久層, 小平薬川流域の佐久層, とくに中紀念別砂岩層, 芦別川流域の月見層). 顕著な海底扇状地堆積物の形成に関連して, 西方主要古陸側からの粗粒碎屑物の主要供給地点は, 少なくとも佐久—安平志内地域・小平薬川流域・幾春別地域付近それぞれの西方に想定される(第27図). 東側陸地側からの主要供給地点は, 地層の分布状態からして明らかでないが, 少なくとも下頓別地区東方に, さらに占冠地域東方にも推定される(第27図).

#### 5.4 供給源地及び供給源岩

北海道中軸帯の白亜系, すなわち蝦夷地向斜堆積層の粗粒碎屑物の供給源地としては, 先に述べたように主要西方古陸のほかに, 東方隆起帯(一部は陸地)と堆積盆内隆起帯(一部は地背斜性島列)が推定される.

粗粒碎屑物は, 蝦夷地向斜以前に古期岩類のほかに, 蝦夷地向斜発達期中の岩石に由来する. ここに述べる古期岩類には, 堆積岩類(おもに粘板岩・砂岩・チャート)や火山岩類(苦鉄質から珪長質にわたる)のほかに, 深成岩類(花崗岩質岩類)があり, さらに変成岩類(ホルンフェルス・千枚岩・変砂岩のほかに, ごくまれに片岩)もある. 蝦夷地向斜期中の岩石には, 堆積岩類(頁岩・泥岩・砂岩・石灰質岩)及び火山岩類(安山岩ないし流紋岩)がある. 粗粒碎屑物の, ひいては供給源岩の内容や組成が層序的にも地域的にも変化することはいうまでもない. その巨視的にみた層序的变化は Fujii (1958), Iijima (1959), 小山内・松下(1961), MATSUMOTO and OKADA (1971) などによって総括されている.

供給源岩の種類については, 1例として中軸帯北部の中部蝦夷層群佐久層及び相当層(豊神層)の場合を第7図に示す. 佐久層や相当層の供給源岩のうち, 流紋岩ないしデイサイト(溶結凝灰岩を含む)のような古期珪長質火山岩類(V<sub>4</sub>群)は日高累層群中には知られていない. 問題の珪長質火山岩類の少なくとも一部は, 北上山地の陸中層群上部の原地山層を構成する珪長質火山岩類(溶結凝灰岩を伴う)と関連があるかも知れない. おそらく同系統の陸上珪長質火山岩類が西方古陸に露出して

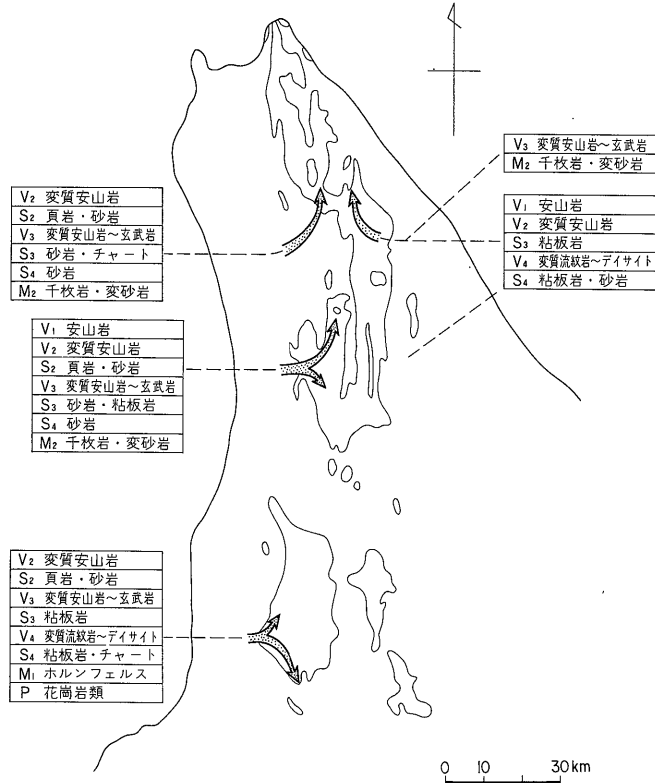
おり, また東方隆起帯にも存在していたであろう. さらに, 佐久東方の物満内川の佐久層礫岩に古期珪長質火山岩類の大礫が多いことから推して, 類似の珪長質火山岩類が堆積盆内隆起帯にも露出していたであろう. 上記系統の火山岩類(デイサイト)の巨礫が政和地域南西方雨煙別川の中部蝦夷層群最下部 Ma 部層(アルビアン)の礫岩中にも多くみられる.

花崗岩類(P群)の岩片は, 小平薬川流域の佐久層砂岩(古流向は東向き)のほかに, Ma 部層の砂岩中にも目だった量に含まれている. また, 花崗岩類の岩片や同岩石に由来したとみなされる重鉱物が下部・中部蝦夷層群の砂岩中にふつうにみいだされることが Fujii (1958) 及び MATSUMOTO and OKADA (1971) によって報告されている. 白亜系砂岩中に岩片として入っている花崗岩類は現在の日高帯中核にはみられないものである(小山内・松下, 1961). 北上山地に広く分布し, 北海道渡島半島にも点在する白亜紀前期(先アプチアン)の花崗岩類と同類のものが蝦夷地向斜西方の古陸にも露出していたと考えてよい.

幾春別地域の中部蝦夷層群最下部—主部層や上部の三笠層の砂岩中にクロムスピネル又はマグネシオクロマイトがまれに含まれている(OKADA, 1965). また, 蛇紋岩の礫が芦別川流域のチューロニアンの礫岩中にまれにみいだされている(松本・岡田, 1973). 上記の諸層はすべて明らかに西側堆積区西部(ここでは側方流が東向き系統)のものである. したがって, 北上山地の先アプチアン超苦鉄質岩と同類のものが西方古陸に露出していたであろう.

片岩起源の物質としては, 富良野地域の下部蝦夷層群下部の砂岩中に片岩の岩片が含まれ(橋本, 1955; Fujii, 1958), また藍閃石に似たアルカリ角閃石の碎屑粒もみいだされる(MATSUMOTO and OKADA, 1971). これらの片岩岩片や変成鉱物碎屑粒は, 古流系資料も考慮に入れると, 少なくとも一部が前出の堆積盆内隆起帯からもたらされたと推察される. この隆起帯の位置には現在神居古潭変成岩が露出しているわけであるが, 小山内・松下(1961)によると東側白亜系地帯の白亜系砂岩中に岩片として含まれている岩片は現在の北海道には知られていないものである.

供給源地における各種岩石の分布状況の特徴について, 中軸帯北部の佐久層及び相当層(豊神層)を例に第31図に示す(第7図参照). この図からわかるように, 砂岩組成から推定される供給源岩の種類とその量は地域によって類似したり, かなり異なったりする場合がある. 粗粒碎屑物中におけるある特定の古期岩類の岩片の相対



第31図 佐久層 (チューロニアン) 及び相当層堆積時における主要供給源岩の分布  
矢印は粗粒碎屑物の運搬経路を示す

量的地域による差異は、各地域の堆積相から判断すると、供給源地からの距離にもとづくよりもむしろ供給源地における問題の岩石の分布状況に大きく支配されているであろう。まず、古期堆積岩類 (S<sub>3</sub> 群) についてみると、東側供給源地 (東方隆起帯) では粘板岩が優勢に、これに対して西側供給源地 (主要西方古陸) の北部では砂岩が、南部では粘板岩が優勢に露出していた。古期岩類の千枚岩-変砂岩系列 (M<sub>2</sub> 群) の岩石は、北部では東西両側の供給源地に露出していたが、西側供給源地の南部にはたとえ存在していたとしても、ごくわずかであったろう。古期岩類に属する変質した安山岩質ないし玄武岩質岩 (V<sub>3</sub> 群) は西側供給源地を構成するものとして重要であったが、もちろん東側供給源地にも露出していた。さらに、花崗岩類が西側供給源地では南部の方に露出していた点が注目される。これに関連して、この場所にはホルンフェルス (M<sub>1</sub> 群) も存在していた。

粗粒碎屑堆積物の構成成分としての堆積時-準堆積時岩石では、とくに火山岩類 (V<sub>1</sub> 群) が重要である。たとえば、第7図に示されているように、佐久層や相当層 (豊

神層) の粗粒碎屑物には比較的新鮮な安山岩の岩片が少なからず含まれている。佐久層や相当層の堆積時には、安山岩が西側供給源地において佐久-安平志内地域の西方に露出していたが、豊神地区の西方や小平薬川流域の西方にはほとんど分布しておらず、いっぽう東側供給源地では下頓別地区の東方に露出していた。佐久-安平志内地域西方の古陸に露出していた安山岩は佐久層堆積時直前ないし佐久川層堆積時 (セノマニアン～チューロニアン前期) に噴出したものであろう。小平薬川流域の佐久層には凝灰岩 (おもにデイサイト質、一部安山岩質) がしばしば挟在している。中軸帯北部中の他地域における佐久層及び相当層には凝灰岩が挟在していてもごく例外的である。以上に述べたことからわかるように、西方古陸における火山活動の中心は、中軸帯北部についてみるとチューロニアン主期では小平薬川流域の西方に、セノマニアン～チューロニアン前期では佐久-安平志内地域の西方にあったと推察される。

佐久層以外の層準にも、堆積時-準堆積時の火山源物質が主要構成成分となっている砂岩が知られている。たと

えば、大曲層砂岩(サントニアン)は比較的新鮮な安山岩質岩片を非常に多量に含み、月見層砂岩(コニアシアン)は珪長質火山岩類に由来した物質に著しく富む。さらに、函渕層群では砂岩中に比較的新鮮な安山岩質岩の岩片が多く、流紋岩の岩片もあり、さらに高橋(1979)によると溶結凝灰岩の礫が知られている。大曲層や月見層・函渕層群の堆積時には西方古陸に安山岩質または珪長質火山岩類が広く露出していた。なお、凝灰岩が上記の地層以外の諸層準にもみられ、とくに中部蝦夷層群下部(アルビアン)・上部蝦夷層群—函渕層群(コニアシアン~マストリヒシアン)により多く挟在している。凝灰岩は流紋岩質のものから安山岩質のものまであるが、そのうちデイサイト質のものが多く、カルクアルカリ岩系に属するようである(TANAKA, 1963)。

要するに、白亜紀の間、主要西方古陸には安山岩質—流紋岩質火山活動が間欠的に行われ、大局的にはコニアシアン~マストリヒシアンにより激しかった。さらに、白亜紀中のある時期(例:おそらくセノマニアン)に、安山岩質火山活動が中軸帯北部の東方隆起帯においても行われていた。

### 5.5 堆積盆地の変遷

下部蝦夷層群(アプチアン~アルビアン下半)の古流向はほとんど軸流のみで代表されている。これに対して、下部蝦夷層群を不整合におおう中部蝦夷層群の比較的下部(アルビアン上半)には、西側白亜系地帯の場合、下部蝦夷層群に比べて、東向き側方流が諸地域に顕著に認められる。この点は中部蝦夷層群の比較的下部が西方主要古陸により近い場所に堆積したことを意味する。

小平薬川流域から添牛内—古丹別川地域にかけて分布する白亜系に関しては、中部蝦夷層群最上部の佐久層(チューロニアン)の堆積が西部では東向き側方流に、東部では軸流に支配されているのに対して、もっと東方に分布する中部蝦夷層群の比較的下部(アルビアン上半)の堆積は圧倒的に東向き側方流に支配されている。この点は、西方主要古陸の存在を考慮に入れると、アルビアン後期に比べて、チューロニアンでは、西側堆積区の最深軸部の位置が基本的には西方へ移動した、つまり西方へ向かって海進が行われたことを示唆する。この解釈は、中部蝦夷層群の比較的下部において非タービダイト性粗粒碎屑堆積層がよく発達していることから裏づけられる。

佐久層及び相当層を中心とするチューロニアンの堆積時期は、堆積相の巨視的変遷からみて“海退”期を代表する。しかしながら、小平薬川—添牛内—古丹別川地域と北方の佐久—安平志内地域との間に隆起帯が生じ、前

者地域において西側堆積区の軸斜面の傾斜方向に反転が起こり、中軸帯のうち小平薬川流域において最も大きく沈降した。このような状態は少なくともコニアシアン~サントニアンを通じて持続された。またスランブ構造や含礫シルト岩ないし異常礫岩がチューロニアン中では他の時期の地層に比べて多くみられる。さらに、下頓別・音威子府各地区東方の隆起帯や堆積盆内隆起帯の上昇もチューロニアンでは他の時期に比べて著しかったようである。以上に述べたことからわかるように、チューロニアンの時代は、“海退”期を代表しているというものの、構造的には不安定で、差別的隆起・沈降が激化した時期といえる。要するに、チューロニアンは堆積盆地及び周辺域に大きな変化が起こった時期なのである。

次に、佐久—音威子府地域についてみると、佐久・大曲両層の古流系パターンを比較した場合、東方隆起帯は佐久層堆積時(チューロニアン)に比べて大曲層堆積時(サントニアン)では西方へ拡大したといえるであろう。これに同調して、サントニアンには東側堆積区は全体として西方へ移動し、堆積盆内隆起帯が衰弱し、さらに西側堆積区も西方海進を伴いながら総体的に西方へ移動した(第30図)。コニアシアン~サントニアンにおける西方海進は、もちろん堆積相の面からも中軸帯の西側堆積区全般を通じて認められる。

コニアシアン~サントニアンの時代は縁辺相でも細粒堆積物で代表されていることからわかるように、後背地の起伏が低く、構造的に比較的安定した時代である。しかしながら、局地的な異常堆積粗粒相が発達するので、場所によっては、構造的に不安定であったといえる(例:コニアシアンにおける芦別川流域、サントニアンにおける佐久—安平志内地域)。この時期の局地的な構造的な不安定は後背地における顕著な珪長質—中間質火山活動(月見層・大曲層の岩相で例示される)に大きく関連するであろう。

カンパニアン~マストリヒシアンになると、西側堆積区は全体として海退をたどり、粗粒のデルタ相を堆積したが、東側堆積区では海退がさほど大きくなく、著しい沈降に伴って細粒相が厚く堆積した。このように、白亜系堆積盆地の主体がむしろ東側堆積区の方に移った。カンパニアン以前から白亜系堆積盆地の東西両側の分化に大なり小なり役割を演じてきた神居古潭帯の上昇が、カンパニアンに入ってから堆積盆地の東方移動に影響を及ぼすようになったといえるであろう。

以上に記した諸事項は次のように要約される。アルビアンの中ごろに一時的な海退があったけれども、白亜系の堆積盆地(蝦夷地向斜)はアプチアンからセノマニアン

にかけて本質的に類似した状態を保持してきた。ところが、チューロニアンに入ると、海退化と同時に構造的に不安定となり、堆積盆地は分化し、複雑な形態をとるようになった。構造的に比較的安定していたコニアシアン～サントニアンの間も、堆積盆地はひきつづきほぼ同様な傾向をたどったが、西方海進に伴いながら東西両側の堆積区はともに全体として西方へ移動した。カンパニアンになると堆積盆地の主体は東方へ移った。

## 6. 結 論

北海道中軸帯の白亜系(アプチアン以上)は、概観すると、神居古潭変成岩—蛇紋岩地帯を境として東西両側の地帯に分かれて分布している。この白亜系では、フレッシュ相(タービダイト相)地層群が下部蝦夷層群—中部蝦夷層群下半(アプチアン～アルビアン)に卓越しており、中部蝦夷層群上半—上部蝦夷層群(セノマニアン～サントニアン)には部分的に発達し、函洩層群及び相当層(カンパニアン～マストリヒチアン)ではほとんどみられない。これまでに、上記のフレッシュ相地層群を中心に、堆積相と関連させながら古流系について記述し、さらに北海道中軸帯白亜系の堆積状況や古地理について考察を行ってきた。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)については、軸流は総体的に北向き系統が卓越しており、南向き系統はとくに西側地帯中の2・3の地域(例:小平薬川流域・大夕張地域)に特徴的である。側方流は西側地帯の西部を通じて終始東向き系統であり、東部では地域と時代によって西向き系統が認められる。東側地帯の東部では西向き系統の、西部では東向き系統の側方流が地域と時代によってみられる。

(2) 古流系のパターンは、下部蝦夷層群から中部蝦夷層群主部にかけて、すなわちアプチアンからセノマニアンにかけて本質的に類似している。ところが、中部蝦夷層群最上部(チューロニアン)になって、古流系のパターンは大きく変化し、複雑になり、構造的に不安定な環境が示唆される。類似したパターンは引きつづき上部蝦夷層群にも、すなわち少なくともサントニアンまで認められる。

(3) 古流系のパターン及び堆積相や粗粒堆積物の岩石学的特性の側方変化などを総合すると、北海道中軸帯の白亜系、すなわち蝦夷地向斜堆積層の供給源地として西方主要古陸が白亜系の堆積期間を通じて存在し、さらに東方隆起帯及び堆積盆内隆起帯(あるいは地背斜性隆起

帯)が少なくともある時期について推定され、後二者は時代と地域によって陸地をなしていたであろう。

(4) 白亜系堆積物の主要な供給源は西方古陸にあった。いっぽう、東側の現在日高帯となっている地帯の西縁部が大きく隆起し、供給源として重要な役割を演じたとは考えられない。上記の堆積盆内隆起帯は現在神居古潭変成岩—蛇紋岩地帯となっている場所に位置し、その形成と消長は神居古潭帯の構造的挙動と関連していたであろう。

(5) 白亜系堆積物の供給源岩としては、古期の堆積岩・火山岩が優勢であり、花崗岩質岩や変成岩もある。さらに、白亜系堆積期における西方古陸での珪長質—中間質火山活動に由来する火山岩も供給源岩として主要であり、東方隆起帯(“オホーツク陸地”)でのそれも注目される。

(6) 蝦夷地向斜は時代によって前記の堆積盆内隆起帯により東西2列の堆積区に分かたれていた。概観すると、東側堆積区は西側堆積区よりも深かったようであるが、地層はカンパニアン以降は別として後者の方でより厚く堆積したであろう。

(7) 白亜系(アプチアン以上)の堆積期間中における海進・海退や堆積盆内隆起帯の形成と消長・堆積盆地の移動などのような蝦夷地向斜の変遷や古地理の変化も、堆積相と関連させた古流系のパターンの解析から推察することが可能である。

(8) 白亜系の生痕化石相として、深い環境から浅い環境へ *Neretites*, *Zoophycos*, *Cruziana*, *Skolithos* 各相が識別される。前二者はフレッシュ相(またはタービダイト相)地層群に、後二者は非フレッシュ相浅海成堆積層に特徴的にみられる。フレッシュ相地層群では、より深い環境の生痕化石相で代表される地層群ほど、軸流に由来する流向が卓越している。

## 文 献

- BOUMA, A. H. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits—A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 168p.
- CHAMBERLAIN, C. K. (1978) Recognition of trace fossils in cores, in BASAN, P. B. ed., *Trace fossil concepts*, SEPM, Short course, no. 5, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, p. 119–166.
- CRIMES, T. P. (1975) The stratigraphical significance of trace fossils, in FREY, R. W., ed.,

- The study of trace fossils*, Springer-Verlag, Berlin, p. 109-130.
- FREY, R. W. (1975) The realm of ichnology, its strengths and limitations, in FREY, R. W., ed., *The study of trace fossils*, Springer-Verlag, Berlin, p. 13-38.
- FUJII, K. (1958) Petrography of the Cretaceous sandstone of Hokkaido, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geol., vol. 6, p. 129-152.
- 深田淳夫・石井次郎・市川輝雄・血木正夫 (1953) 幾春別川流域の白亜系. 北海道地質要報, no. 22, p. 1-19.
- 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. 北海道開発庁, 48p.
- 橋本 互 (1953) 5 万分の 1 地質図幅「山部」および同説明書. 北海道開発庁, 82p.
- (1955) 5 万分の 1 地質図幅「下富良野」および同説明書. 北海道開発庁, 71p.
- (1958) 蝦夷～樺太地向斜地域の地史に関する考察. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 101-112.
- ・長尾捨一・菅野三郎 (1965) 5 万分の 1 地質図幅「添牛内」および同説明書. 北海道開発庁, 92p.
- ・———— ・———— ・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) 北海道天塩国中川郡中川町の地質及び地下資源. 中川町, 48p.
- 猪木幸男 (1959) 5 万分の 1 地質図幅「敏音知」および同説明書. 地質調査所, 41p.
- ・田中啓策・秦 光男・佐藤博之 (1958) 5 万分の 1 地質図幅「幌加内」および同説明書. 地質調査所, 55p.
- 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, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sect. II, vol. 11, pt. 4, p. 339-385.
- 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; (下). 同誌, vol. 34, p. 165-169.
- 君波和雄・高橋功二・間庭 賢 (1978) 北海道の白亜系—エゾ層群と根室層群. 地団研専報, no. 21, p. 111-126.
- KSLAZKIEWICZ, M. (1977) Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. *Palaeont. Polonica*, no. 36, p. 1-208, pls. 1-29.
- 正谷 清 (1962) 北海道中軸部白亜系の石油地質学的評価. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 297-322.
- 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*. Japan Soc. Prom. Res., Tokyo, 324 p.
- (1959) Zonation of the Upper Cretaceous in Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geol., vol. 9, p. 55-93.
- (1965) A monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido. Part I, *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geol., vol. 16, p. 1-80, pls. 1-18.
- (1977) Zonal Correlation of the Upper Cretaceous in Japan. *Palaeont. Soc. Japan, Special Papers*, no. 21, p. 63-74.
- and HARADA, M. (1964) Cretaceous stratigraphy of the Yubari dome, Hokkaido. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geol., vol. 15, p. 79-115, pls. 9-11.
- and HARAGUCHI, Y. (1978) A new Texanitinae ammonite from Hokkaido. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 110, p. 306-318, pl. 42.
- 松本達郎・木下浩二・猪間明俊・城戸秀夫・西島進・加藤誠一郎 (1980) 北海道頓別川流域上部白亜系の層序. 九州大学理学部研究報告, 地質学, vol. 13, p. 265-275.
- ・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. 九州大学理学部研究報告, 地質学, vol. 11, p. 17-34.
- ・岡田博有 (1968) 北海道富良野地区白亜系についての新知見 (演旨). 地質学雑誌,



- vol. 74, p. 94.
- MATSUMOTO, T. and OKADA, H. (1971) Clastic sediments of the Cretaceous Yezo Geosyncline. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 6, p. 61-74.
- 松本達郎・岡田博有(1973) 蝦夷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.
- 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」および同説明書. 北海道開発庁, 168p.
- McBRIDE, E. F. (1962) Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 32, p. 39-91.
- 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. 北海道立地下資源調査所, 39p.
- ・小山内 照・酒匂純俊(1954) 5万分の1地質図幅「大夕張」および同説明書. 北海道開発庁, 121p.
- 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(Geol.), vol. 1, p. 93-110.
- OBATA, I. and FUTAKAMI, M. (1977) The Cretaceous sequence of the Manji dome, Hokkaido. *Palaeont. Soc. Japan, Special Papers*, no. 21, p. 23-30.
- 小島郁生・前原俊春・津田博二(1973) 北海道日高町周辺の白亜系. 国立科学博物館専報, no. 6, p. 131-145.
- OKADA, H. (1965) Sedimentology of the Cretaceous Mikasa formation. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geol., vol. 16, p. 81-111.
- 岡田博有(1971) 再び砂岩の分類と命名について. 地質学雑誌, vol. 77, p. 395-396.
- ・松本達郎(1969) 蝦夷地向斜白亜系の一部に認められる堆積サイクル. 地質学雑誌, vol. 75, p. 311-328.
- 小山内 照・松下勝秀(1959-61) 日高山脈西縁の白亜系. I, 地下資源調査所報告, no. 21, p. 17-28; II, 同報告, no. 24, p. 19-37; III, 同報告, no. 25, p. 79-107.
- ・三谷勝利・石山昭三(1957) 5万分の1地質図幅「知来別」および同説明書. 北海道開発庁, 44p.
- 小山内 照・三谷勝利・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. 北海道開発庁, 58p.
- ・————・高橋功二(1960) 5万分の1地質図幅「共和」および同説明書. 北海道開発庁, 59p.
- ・長尾捨一・三谷勝利・長谷川 潔・橋本 互(1958) 5万分の1地質図幅「石狩金山」および同説明書. 北海道開発庁, 80p.
- 酒匂純俊・小山内 照(1962) 5万分の1地質図幅「千呂露」および同説明書. 北海道地下資源調査所, 46p.
- 佐々保雄・田中啓策・秦 光男(1964) 5万分の1地質図幅「夕張」および同説明書. 北海道開発庁, 184p.
- SEILACHER, A. (1964) Biogenic sedimentary structures, in IMBRIE, J. and NEWELL, N., eds., *Approaches to paleoecology*, Wiley, New York, p. 296-316.
- 清水 勇・田中啓策・今井 功(1953) 5万分の1地質図幅「上声別」および同説明書. 北海道開発庁, 78p.
- 角 靖夫・田中啓策(1961) 北海道小平薬川流域の白亜系砂質岩・凝灰質岩について(演旨). 地質学雑誌, vol. 67, p. 402.
- 高橋功二(1979) 北海道中軸帯西縁白亜系・第三系の礫組成. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 201.
- 棚部一成・平野弘道・松本達郎・宮田雄一郎(1977) 北海道小平地域の上部白亜系層序. 九州大学理学部研究報告, 地質学, vol. 12, p. 181-202.
- 田中啓策(1959) 石狩炭田空知背斜地域の白亜系, とくに上部蝦夷層群の堆積について. 地質調査所月報, vol. 10, p. 1063-1077.
- (1960a) 北海道中央南部富内地域の白亜系. 地質調査所月報, vol. 11, p. 543-554.
- (1960b) 5万分の1地質図幅「上猿払」および同説明書. 地質調査所, 65p.
- TANAKA, K. (1963) A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 197, 122 p.
- 田中啓策(1968) 北海道幾春別地域白亜系の古流系

- (演旨). 地質学雑誌, vol. 74, p. 94.
- TANAKA, K. (1970) Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 236, 102 p., 12 pls.
- (1971) Trace fossils from the Cretaceous flysch of the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 242, 32 p., 11 pls.
- (1977) Pre-Neogene tectonic divisions (Chap. 4), in TANAKA, K. and NOZAWA, T., eds., *Geology and mineral resources of Japan*, 3rd Edition, Volume One, Geological Survey of Japan, 430 p.
- 田中啓策・角 靖夫(1975) 北海道北部佐久一音威子府地域白亜系の古流系. 地質調査所月報, vol. 26, p. 161-176.
- 田中啓策・角 靖夫(1977) 北海道北部白亜系の古流系. 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p. 319.
- ・寺岡易司(1973) 鹿児島県甕島の上部白亜系姫浦層群. 地質調査所月報, vol. 24, p. 157-184.
- 対馬坤六・田中啓策・松野久也・山口昇一(1958) 5万分の1地質図幅「達布」および同説明書. 地質調査所, 66p.
- 吉田 尚・神戸信和(1955) 5万分の1地質図幅「幾春別岳」および同説明書. 北海道開発庁, 31p.

(受付: 1980年7月1日; 受理: 1980年7月29日)

**PLATES**  
**AND**  
**EXPLANATIONS**

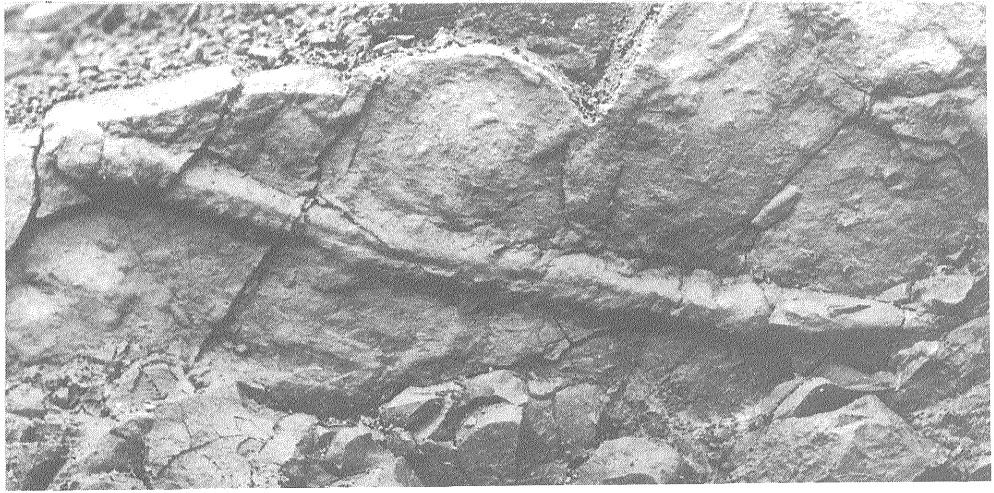
(with 6 Plates)

Scale is indicated by lens cap 5.3 cm across or clinometer 10.8 cm long.

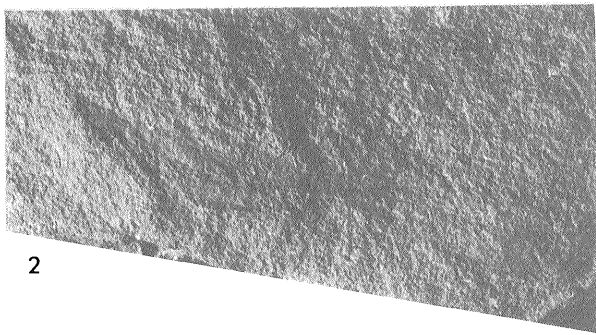
All specimens, with only one exception mentioned in explanation, were collected by the senior author.

Plate 1

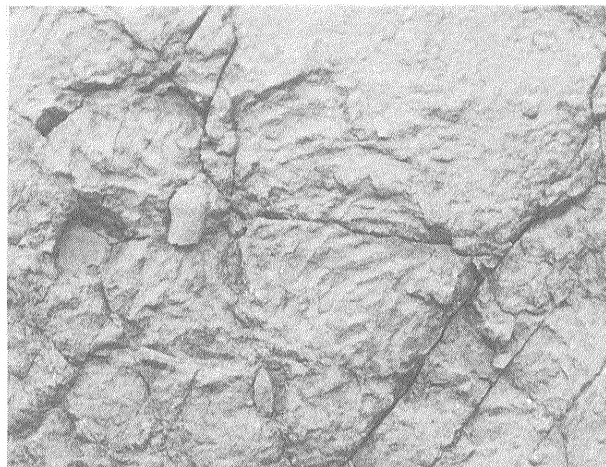
- Fig. 1 *Nereites murotoensis* KARTO (Polychaeta?) on sole of sandstone. GSJ6250, from loc. As7450, Nokanan-gawa, eastern Ashibetsu area, main part of Middle Yezo Group, Cenomanian.  $\times 0.7$ .
- Fig. 2 *Teichichnus* burrow in silty fine sandstone. GSJ6255, from loc. As7472, Sakipempetsu-gawa, Ashibetsu Valley, upper part of Hakobuchi Group, Maastrichtian?.  $\times 1$ . Photo by Y. MASAI.
- Fig. 3 *Lophoctenium* burrows on sole of sandstone. Loc. Oy7, Omaki-zawa, Oyubari area, main part of Middle Yezo Group, Cenomanian?.  $\times 0.65$ .
- Fig. 4 *Ophiomorpha* burrow in sandstone (vertical view). GSJ6256, from loc. Ik7301, Pombetsu-gawa, Ikushumbetsu area, Member Twc, Mikasa Formation, Middle Yezo Group, Turonian.  $\times 0.5$ .



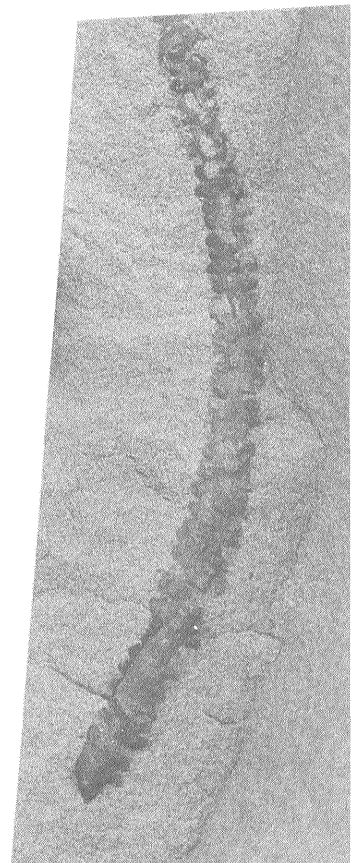
1



2



3

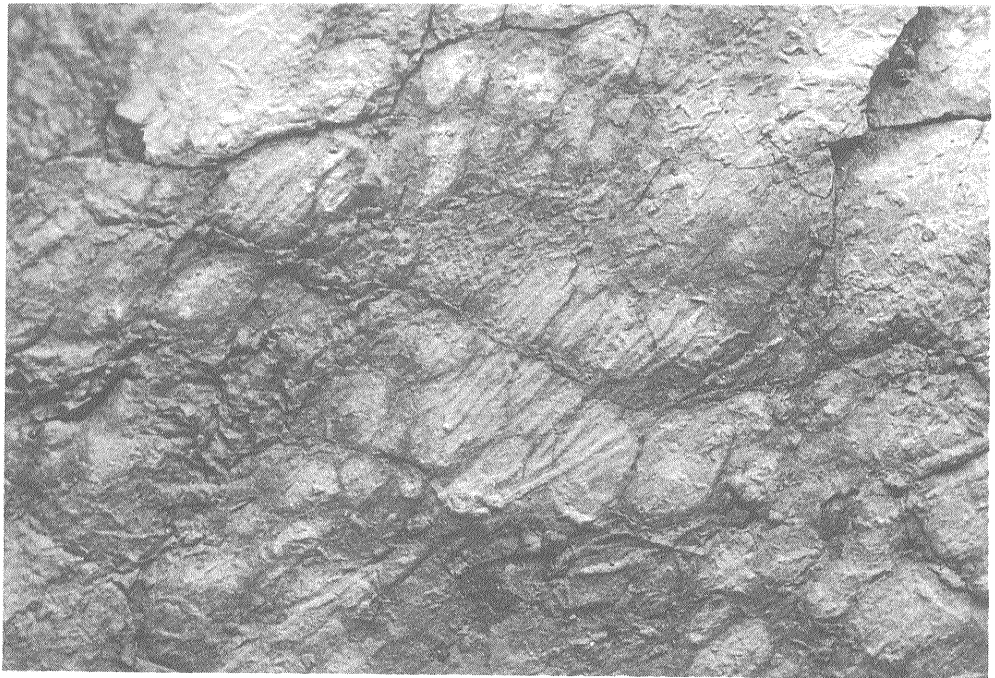


4

Plate 2

Fig. 1 *Urohelminthoidea* aff. *appendiculata* (HEER) (trails) on sole of sandstone. GJSJ6252, from loc. As7454, Nokanan-gawa, eastern Ashibetsu area, main part of Middle Yezo Group, Cenomanian.  $\times 0.6$ .

Fig. 2 *Teichichnus* burrows in siltstone, viewed from above. Loc. Oy56, Agemaki-zawa, Oyubari area, Saku Formation, Middle Yezo Group, Turonian. Spreiten traces are seen to the center, lower middle, and so forth.



1



2

Plate 3

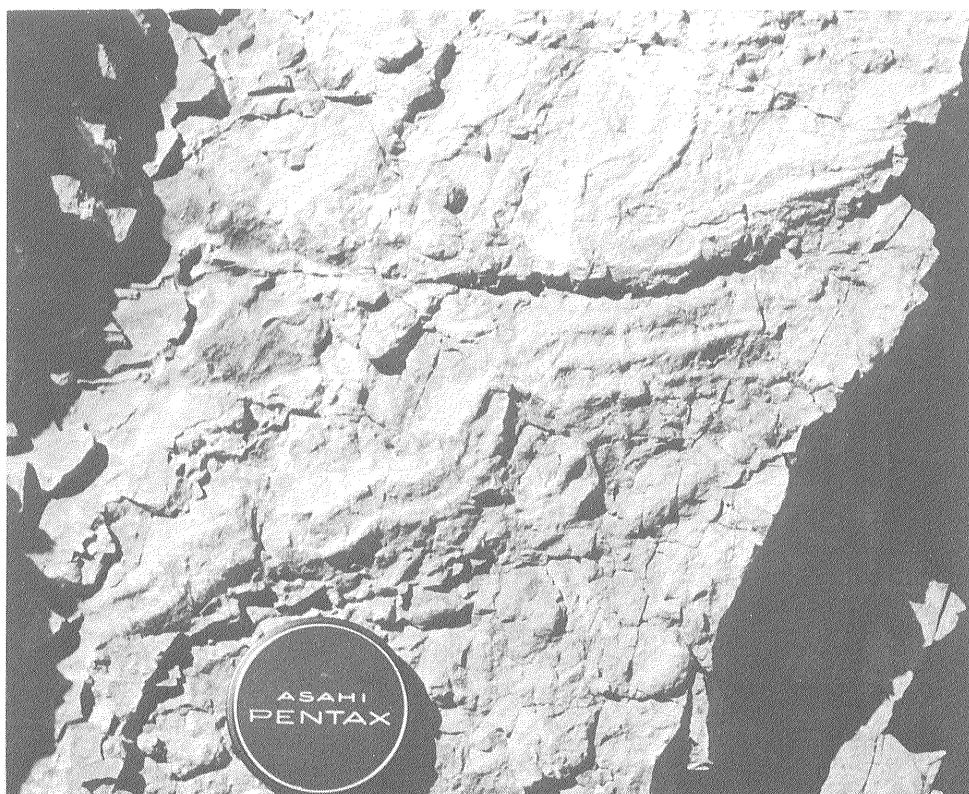
Fig. 1 *Sabularia simplex* KŚLAZKIEWICZ (burrows) on sole of sandstone. Loc. Oy22, Taki-no-sawa, Oyubari area, main part of Middle Yezo Group, Turonian.

Fig. 2 *Taphrhelminthopsis* trail on sole of sandstone. GSJ6253, from loc. Oy22, Taki-no-sawa, Oyubari area, main part of Middle Yezo Group, Turonian.





1



2

Plate 4

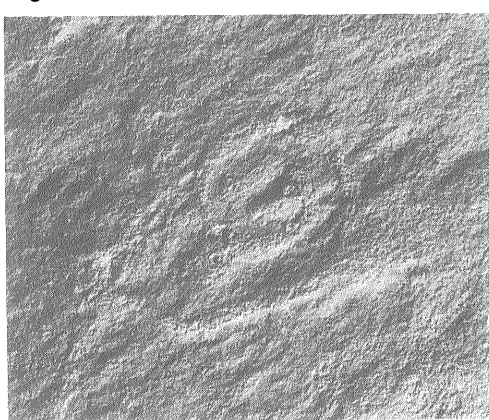
Fig. 1 *Haentzschelina* burrow on sole of sandstone. GSJ6990, from loc. Iw786a, Pombetsu-gawa, Ikushumbetsu area, Member Me, Middle Yezo Group, Albian.  $\times 1.2$ . Photo by Y. MASAI.

Fig. 2 *Spirophycus* trail on sole of sandstone. GSJ6987, from loc. Iw786b, Pombetsu-gawa, Ikushumbetsu area, Member Me, Middle Yezo Group, Albian.  $\times 1.2$ . Photo by Y. MASAI.

Fig. 3 *Lophoctenium* burrows on sole of sandstone. Loc. Oy7, Omaki-zawa, Oyubari area, main part of Middle Yezo Group, Cenomanian?.



1



2



3



Plate 5

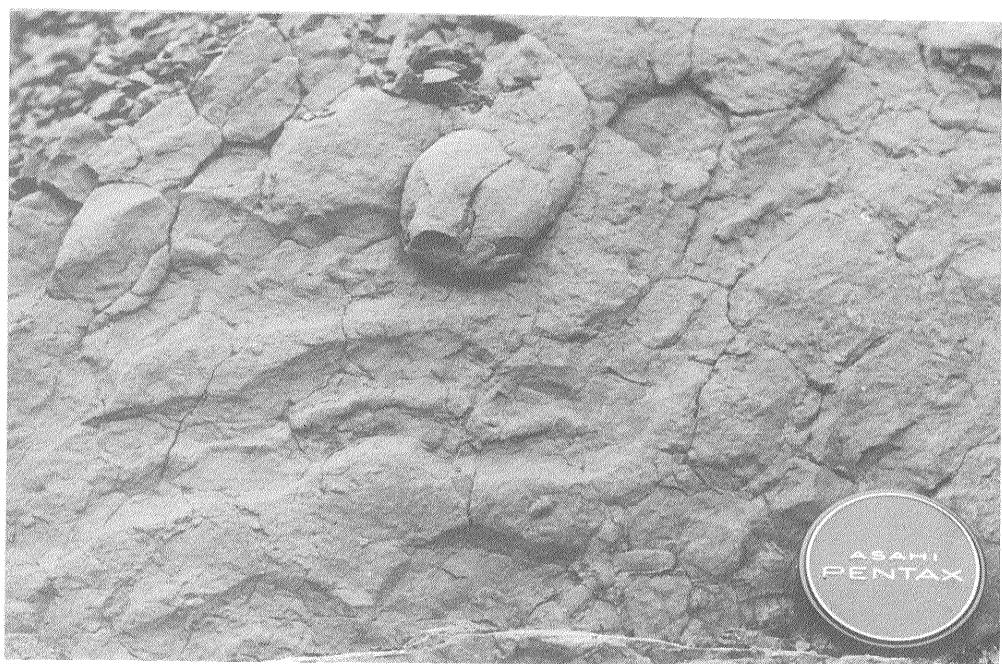
- Fig. 1 *Granularia* burrow on sole of sandstone. GSJ6251, from loc. Iw786b, Pombetsu-gawa, Ikushumbetsu area, Member Me, Middle Yezo Group, Albian.  $\times 1$ . Photo by Y. MASAI.
- Fig. 2 *Buthotrephis* burrows on sole of sandstone. Loc. Oy12, Pankemoyuparogawa, Oyubari area, Saku Formation, Middle Yezo Group, Turonian.
- Fig. 3 *Subphyllochora* burrows on sole of sandstone. Loc. Oy7, Omaki-zawa, Oyubari area, main part of Middle Yezo Group, Cenomanian?.



1



2



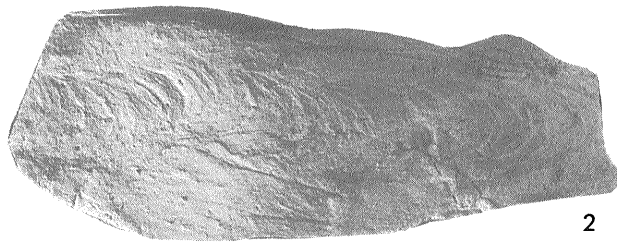
3

Plate 6

- Fig. 1 *Helicorhaphe* trail on sole of sandstone. GSJ6988, from loc. Iw787, Pombetsu-gawa, Ikushumbetsu area, Member Me, Middle Yezo Group, Albian.  $\times 0.9$ . Photo by Y. MASAI.
- Fig. 2 *Zoophycos* burrow in concretionary calcareous mudstone (vertical section). GSJ6254, from a float at Tosa-no-sawa, Tomiuchi area, derived from Upper Yezo Group, Senonian (Coll. F. TAKIZAWA).  $\times 1$ . Photo by Y. MASAI.
- Fig. 3 *Laevicyclus* burrows on top surface of sandstone. Loc. As7471, Sakipempetsu-gawa, Ashibetsu Valley, upper part of Hakobuchi Group, Maastrichtian?.  $\times 0.9$ . Concentric circles are seen in a burrow at the upper middle.
- Fig. 4 *Thalassinoides*-like burrow in sandstone. Loc. Ky3, Pontonashibetsu-gawa (Morita-no-sawa), Ishikarikanayama area, lowermost part of Middle Yezo Group, Albian. Y-shaped juncture is stripped off.



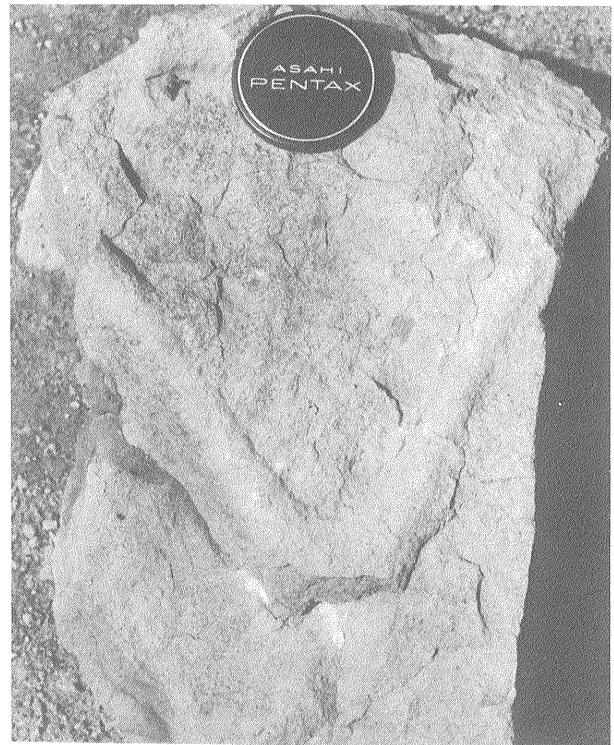
1



2



3



4