

北海道, 北部日高帯の“古第三紀”砂岩の組成

田 近 淳

Modal and chemical compositions of the “Paleogene” sandstones
from the northern Hidaka belt, Hokkaido

Jun Tajika*

Abstract This paper describes the modal and chemical compositions of sandstones from Paleocene (?) formations in the Nishiokoppe-Takinoue (N.-T.) area, and from Eocene (?) formations in the Tatsuushi-Maruseppu (T.-M.) area, the northern Hidaka belt, Hokkaido.

The sandstones from the N.-T. area are poor in quartz and rich in andesitic volcanic rock and argillaceous rock fragments. The sandstones from the area are characterized by low SiO_2 (56-67%), high TiO_2 and $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ contents, and plot in the oceanic and continental island arc fields in $\text{TiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 - (\text{FeO} + \text{MgO})/(\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ diagrams. Therefore, most of the clastic sediments in the N.-T. area were derived from an active magmatic arc. The characteristics of the sandstone from the N.-T. area are similar to those of Paleocene clastics in the Tokoro and Nemuro belts, eastern Hokkaido.

The sandstones from the T.-M. area, the eastern marginal zone of the northern Hidaka belt, have a low content of volcanic rock fragments, and somewhat high content of quartz, chert, schists, and plutonic rock fragments, in comparison with the sandstones from the N.-T. area. Most volcanic rock fragments are acidic to intermediate in composition on the basis of their texture. These sandstones plot in the active continental margin or continental island arc fields of the discrimination diagrams described above. These compositional features strongly resemble the characteristics of rocks from the Eocene Yuyanbetsu and Rurochi Formations in the eastern marginal zone of the Hidaka belt. Clastic sediments of this zone seem to have been derived from an evolved arc and older accretionary complex provenances.

Key words: Paleogene, Hidaka belt, sandstone petrology, provenance

ま え が き

北海道の中央部の“白亜系”に関する研究は、近年著しく進歩し、放散虫化石による地質年代の決定、堆積学的研究にもとづく堆積環境や後背地の推定などから、その構造環境が議論されている (Okada, 1983; 君波ほか, 1985, 1986; 紺谷ほか, 1986; 君波,

1989; など)。これらの研究によれば、北海道中央部の“白亜系”は、アジア大陸東縁およびオホーツク古陸南～西縁に存在した2つの島弧-海溝系における前弧海盆堆積物や海溝充填堆積物と考えられている。しかしながら、両者の接合部にあたると考えられている日高帯の日高累層群については、依然不明な点が多い (君波ほか, 1986; 田近, 1989)。

日高帯北部の日高累層群は泥岩・砂岩などの碎屑岩類を主体とし、少量のチャート・石灰岩などの異

* 北海道立地下資源調査所, Geological Survey of Hokkaido, N19 W12, Kita-ku, Sapporo 060, Japan.

地性の岩塊を伴う。また、同累層群は、陸源碎屑岩類の堆積場で噴出や貫入した緑色岩類を特徴的に伴う。これらの緑色岩類を含む碎屑岩の堆積場として、海溝-海嶺三重点付近(君波, 1989; 君波ほか, 1990a)や陸域に近い海嶺・海膨周辺(Mariko, 1984; Miyashita & Katsushima, 1986; 宮下, 1987; 田近, 1989)などが考えられている。日高帯北部の日高累層群の堆積年代は、これまで白亜紀後期のサントニアン〜カンパニアンあるいはマストリヒチアンとされていたが(田近・岩田, 1983; 岩田・加藤, 1986), 最近では古第三紀暁新世や始新世を示す放散虫化石が各地から発見され(Watanabe & Iwata, 1985; 君波ほか, 1990a; 田近・岩田, 1990), 日高帯北部に古第三系が広く分布する可能性が強くなっている。

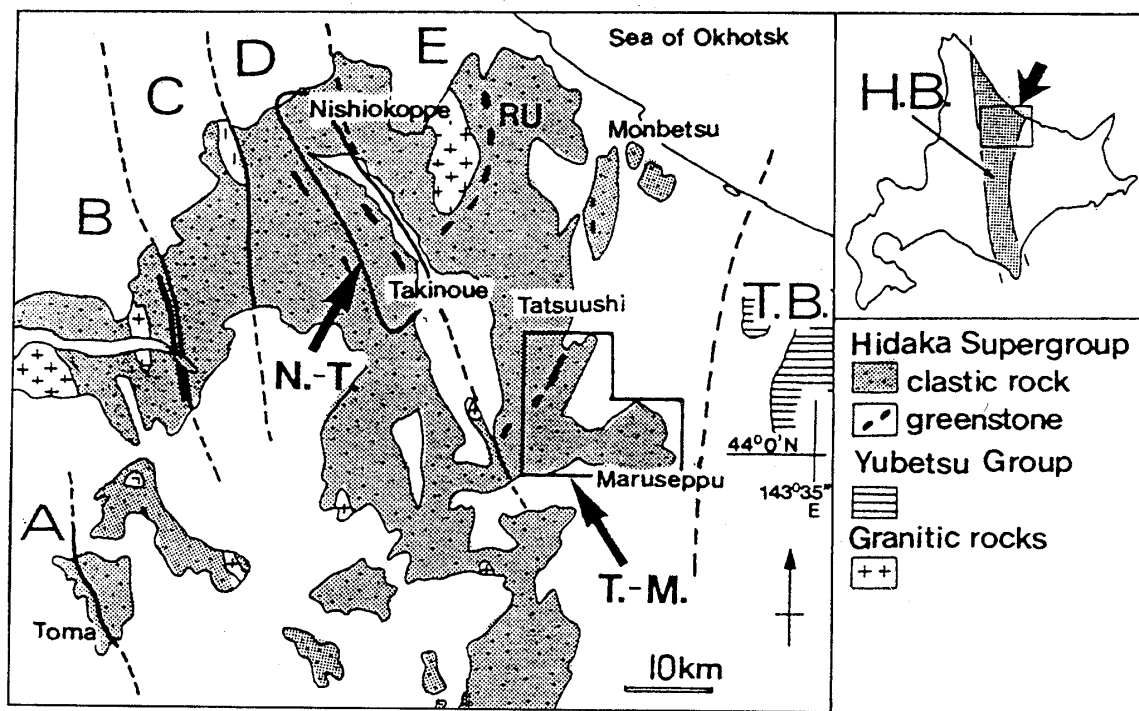
日高帯北部の碎屑岩組成については、これまでほとんど報告されていない。本研究では、日高帯北部の砂岩組成の概要を把握すると共に、地域的(あるいは時代的)な組成の変化を明らかにするために日高帯北部の中央部に位置する西興部-滝上地域の暁新統上興部層・西興部層・札滑層、および東縁部に当たる立牛-丸瀬布地域の始新統(?)立牛層・上古丹層・上丸層・金山層の砂岩について、予察的にモー

ド組成・全岩化学組成の比較・検討をおこなった。

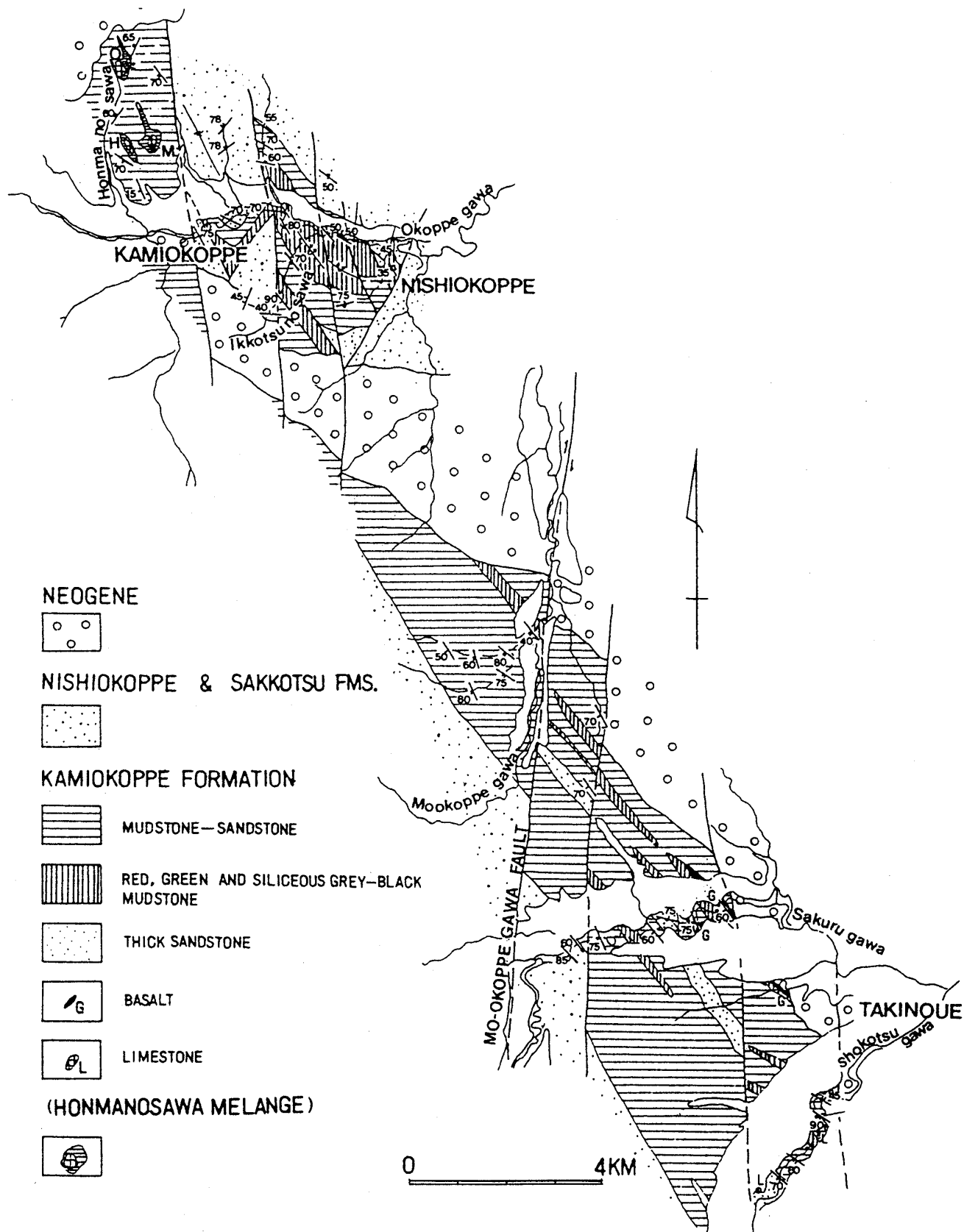
地 質

日高帯北部は、その年代、岩相構成および地質構造の特徴から以下のA~Eの5つの帯に区分される(第1図)。A帯は、前期白亜紀のメランジエやセノマニアン^{タマニアン}の碎屑岩類からなる地帯であり、日高帯南部のイドンナップ帯(清川, 1989)の北方延長部と考えられる(宮下ほか, 1990)。B帯からE帯にかけては、主として碎屑岩類からなり、それらの堆積と同時に形成された緑色岩類や堆積性のメランジエを伴っている。それぞれの帯はほぼ南北方向の断層によって画されており、その分布方向と調和的な一般走向を示す帯と、大きく斜交する帯とが交互に配列している(田近, 1989; 宮下ほか, 1990)。データは少ないが、各帯でこれまで報告された放散虫化石時代のうち最も新しい年代は、B帯がサントニアン〜カンパニアン(岩田・加藤, 1986)、D帯が古第三紀暁新世(田近・岩田, 1990)、およびE帯が始新世(君波ほか, 1990a)である。

今回砂岩組成の検討を行ったのは、D帯の東部に位置する西興部-滝上地域、およびE帯の立牛-丸



第1図. 北部日高帯の地質概略。H.B.: 日高帯, T.B.: 常呂帯。A~Eは北部日高帯の地帯区分。N.-T.およびT.-M.は、それぞれ西興部-滝上地域(第2図)および立牛-丸瀬布地域(第3図)。RUは榴嶺層分布地域。説明は本文参照。



第2図．西興部—滝上地域の地質図．田近・岩田(1990)を修正加筆．説明は本文参照．

瀬布地域である(第1図)。

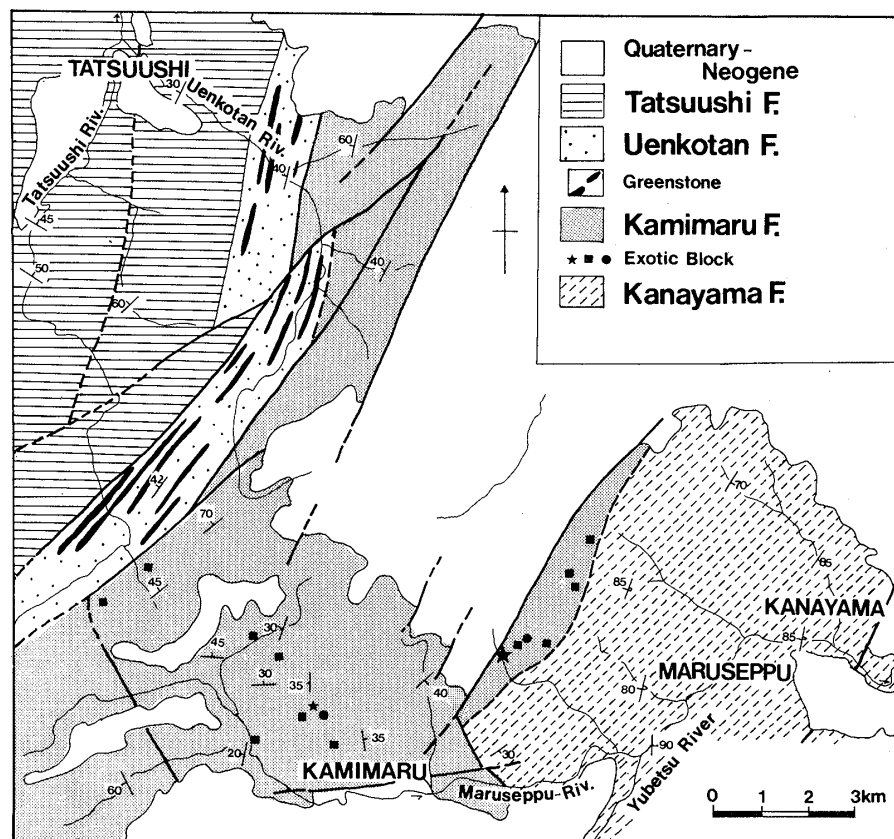
1. 西興部—滝上地域

この地域の日高累層群は、上興部層とその構造的な上位に分布する西興部層および札滑層に区分される。これらの地層は、多少なりとも変形し、互層の場合膨縮構造が認められることが多い。これらは、礫岩・砂岩・泥岩からなる新第三系中新統に不整合におおわれる(第2図)。

上興部層：長谷川ほか(1969)の命名、中村ほか(1980)の再定義による。新第三系の分布をはさんで、興部川流域と、サクルー川および渚滑川の流域に、層理にほぼ平行な NNW-SSE の方向に分布する。主として薄層理砂岩泥岩互層、珪質泥岩、および赤色・緑色・黒色の泥岩からなり、玄武岩熔岩や塊状砂岩、厚層理砂岩泥岩互層を伴う。黒色泥岩や砂岩には石灰岩の岩塊を含むことがある。特に上興部北方の山地には石灰岩やチャート、緑色岩などの大小の岩塊(最大長径 400m)を含む変形したオリストストローム(本間の沢メランジェ：田近・岩田, 1990)

が分布する。小褶曲、単層の破断および層理面に準平行な断層の発達が著しく、本層の厳密な層序や構造は明らかではないが、全体として調査地域北部の興部川流域では北東側上位、また南部のサクルー川や藻興部川の流域では西側上位の構造を示す。大局的に上位に向かって赤色泥岩、緑色泥岩～珪質泥岩、黒色泥岩～薄層理砂岩泥岩互層、および厚層理砂岩泥岩互層～塊状砂岩の順に移化する上方粗粒化・厚層化ユニットがしばしば観察される。赤色泥岩にはこの泥岩の堆積時に活動したと推定される玄武岩を伴うこともある(田近・岩田, 1990)。上興部層の赤色泥岩・珪質泥岩からは *Stylosphaera goruna*, や *Lithocampe(?) garanulata* などの放散虫化石が報告されており、その厚層化ユニットの少なくとも下半部は古第三紀暁新世前期の地層と考えられる(田近・岩田, 1990)。なお、本間の沢メランジェのチャートや珪質泥岩からは三疊紀後期および白亜紀後期の放散虫化石が産出する。

西興部層：上興部層の構造的な上位には砂岩がち



第3図. 立牛—丸瀬布地域の地質概略図。八幡ほか(1988)を一部加筆修正。上丸層中の外来岩体は、それぞれ緑色岩(★), チャート(■), 石灰岩(●)。説明は本文参照。

の地層が分布する。このうち、北部の興部川流域に分布するものは西興部層(君波・紺谷, 1988, 再定義)と呼ばれている。西興部層は塊状砂岩や厚層理砂岩泥岩互層を主とし、薄層理砂岩泥岩互層を伴う。化石は報告されておらず、年代は不明である。なお、西興部層あるいは中興部層(遠藤・橋本, 1956)と呼ばれる砂岩優勢の地層は調査地域の北東方に広く分布しており、興部川流域ではペルム紀石灰岩を含む礫岩が報告されている(遠藤・橋本, 1956)。これと調査地域の西興部層との関係は現在のところ不明である。西興部層と上興部層とは観察した限り断層関係である。両者の全体的な構造は調和的である。

札滑層: 中村ほか(1980)の命名。調査地域南部のサクル川や藻興部川の流域に分布する上興部層の上位に整合的に発達する(第2図)。厚層理砂岩泥岩互層を主とし、薄層理砂岩泥岩互層および塊状砂岩を伴う。部分的に珪質泥岩の薄層を挟むことがある。化石は発見されておらず、年代は不明であるが、層序関係を考慮すると上興部層よりやや新しい地層と考えられる。

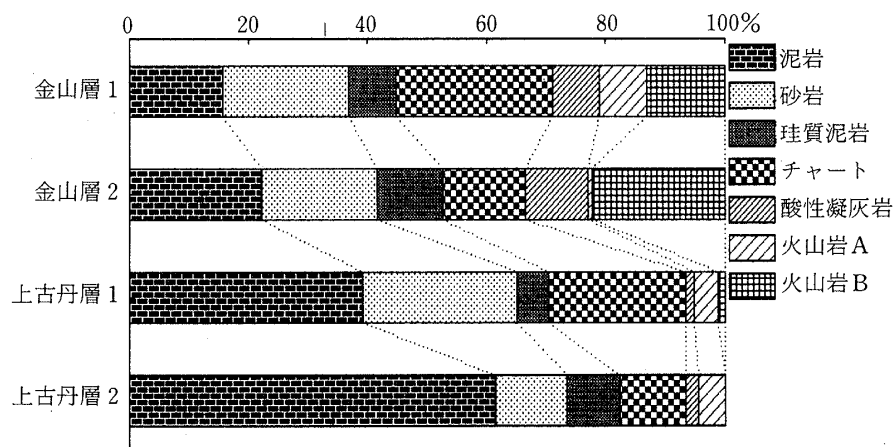
2. 立牛一丸瀬布地域

この地域は日高帯の東縁部にあたる。この地域の日高累層群は、大局的にNE-SWの走向を示し、東側から帯状に配列した金山層、上丸層、上古丹層、

および立牛層から構成される(第3図)。東側にはこれらをおおう新第三系が広く発達し、常呂帯との境界が伏在するものと推定される。いずれの地層も、放散虫化石からサントニアン～カンパニアン(岩田・加藤, 1986)、あるいはカンパニアン～マストリヒチアン(Iwata & Tajika, 1989)と考えられていたが、これらの年代を示すと推定された放散虫化石群集の中に古第三紀型の化石が含まれていることが次第に明らかになってきており(Iwata & Tajika, in press), これらの地層の少なくとも一部は古第三紀始新世の地層である可能性が高い。

金山層: 八幡ほか(1988)の金山コンプレックス主部に相当し、丸瀬布周辺に分布する。様々な量比で互層する砂岩・泥岩を主体とし、泥岩、含礫泥岩、含礫砂岩、塊状砂岩、礫岩、および酸性凝灰岩薄層を伴う。全体として東側上位の構造を示すが、堆積同時的な変形を受けているため構造の詳細は不明である。礫岩や含礫砂岩、含礫泥岩は、砂岩・泥岩などのイントラクラストの他に径0.5～5 cmのチャート、酸性凝灰岩、玄武岩、および安山岩などの礫からなる(第4図)。新第三紀の鉍化作用にともなう変質や花崗岩の貫入による接触変成作用を受けており砂岩組成の検討にはあまり適さない。

上丸層: 八幡ほか(1988)の上丸コンプレックスに金



第4図. 金山層および上古丹層の礫質岩の礫組成。中礫～細礫を50～70個数え、個数比で表示した。火山岩Aは石英安山岩～安山岩、火山岩Bは玄武岩～玄武岩質安山岩。金山層1: 含礫砂岩(金山)であり、砂岩と泥岩礫以外は円礫、同2: 含礫泥岩(丸瀬布前田の沢)であり、ほとんどが垂角礫～角礫。上古丹層1: 細礫岩(上古丹川上流林道)であり、円礫～垂円礫。上古丹層2: 含礫砂岩(上古丹川)であり、砂岩・泥岩を除いて円礫。イントラクラストとみられる砂岩や泥岩を除くとチャート・珪質泥岩が共通して多い。金山層で火山岩が多く、特に金山層2が玄武岩質岩に富む。

山コンプレックスの一部(メランジェ・ユニット)を含めたものである。丸瀬布川の北側から紋別市上古丹川上流地域にかけて分布する。波長数 m~数 10m の閉じた非対称褶曲と小断層により様々な程度に層理が破断・変形した砂岩泥岩互層からなる大規模なオリストストローム堆積物と考えられる。塊状砂岩、含礫砂岩、および酸性凝灰岩薄層を伴う。層理の破断した砂岩泥岩互層中にはしばしば赤色、灰色ないし緑色のチャート・珪質泥岩(ジュラ紀後期~白亜紀前期)、石灰岩(白亜紀前期)、および緑色岩の岩塊(径数cm~数 100m)が含まれる。時にそれらは、数 m から 1 km の幅で帯状に集中して分布する。層理面や褶曲軸面の走向傾斜は一定の方向を示さないが、一般に低角であり、全体として複背斜状の構造をとっていると推定される(八幡ほか, 1988)。東側の金山層とは断層関係と推定される。なお、上丸層は、日高帯の最も東側に位置する異地性の岩塊を含むユニットであり、その産状と成因については別の機会に報告する予定である。

上古丹層: 田近ほか(1988)、八幡ほか(1988)の上古丹コンプレックスである。主に砂岩・泥岩と緑色岩からなり、一部にレンズ状の砂岩と泥岩基質からなる層理の破断した砂岩泥岩互層、およびチャート・珪質泥岩の円礫ないし亜円礫と砂岩・泥岩のイントラクラストを含む礫岩を伴う(第 4 図)。南北方向に岩相構成が変化する。南部の立牛川流域では厚層理砂岩泥岩互層が多く、緑色岩はシート状のドレライトを主体とするが、北部では砂岩の量が少なくなり、緑色岩は玄武岩質枕状熔岩を主体とする。産状からこれらの緑色岩類は、陸源碎屑岩の堆積場で活動したと考えられる(田近ほか, 1988)。泥岩からは lower bathyal(~abyssal?) zone を示す底生有孔虫化石が産出する(田近・岩田, 1989)。上丸層とは断層関係にある。

立牛層: 田近ほか(1988)の立牛層(仮称)に相当する。石灰質団塊を含む暗灰色泥岩を主とし、珪質泥岩、角礫岩および砂岩を伴う。層理が不明瞭であり、砂岩は泥岩中に不規則に混じりあっている。この混在現象の多くは生物擾乱によると考えられるが、一部にはスランプによると推定される場合もある。砂岩にしばしば海緑石の集中する部分がある。本層からは石灰質有孔虫が産出する。また、珪質泥岩には古第三紀始新世とみられる放散虫化石が認められる(岩田談話)。立牛層は北部においては上古丹層の上位に整合的に累重する。岩相や年代を考慮する

と、上古丹層と立牛層とは、始新世を示す放散虫化石が報告されている興部地域の瑠璃層 A 層および B 層(君波ほか, 1990a)の南方延長部、もしくはその相当層である可能性が高い。

砂岩のモード組成

両地域から採集した中粒~粗粒砂岩試料について、1 枚の薄片につき 600~1200 ポイントの鑑定を行い、石英、長石類(以下、長石と略記)、各種岩片(火山岩・砂岩泥岩・チャート・片岩類・深成岩)、随伴鉱物、および基質の量比を求めた。第 1 表にその結果を、第 5 図にその石英(Q)ー長石(F)ー岩片(R)三角図を示す。

1. 西興部一滝上地域

全体として組成上のばらつきが大きい。淘汰度や円磨度は一般に低い。基質が 18~45%であり、岩片が 28~65%の石質砂岩からなる。全岩片に対する火山岩の量比が 23~57%と高い。火山岩は一般にハイアロピリティックないしピロタキシティック組織を示し、しばしば斜長石斑晶をともなう安山岩質岩が多く、インターグラニューラーあるいはインターサタル組織を示す玄武岩質岩もみられる。多くの試料で不安定成分であるスコリアや軽石を伴う(第 1 表では火山岩片に一括した)。スフェルリティック組織を持つ酸性火山岩的な岩片をまれに伴う。その他の岩片では、砂岩や泥岩が多く、チャートもごく少量ながら含まれる。片理を持つ泥質岩や、複数の斜長石からなり石英ないし黒雲母を伴う深成岩がわずかにみられる。石英含有量は 0.2~10%と極めて少ない。石英のほとんどは単結晶石英であり、波動消光するものは少ない。長石は斜長石を主とし、カリ長石は極めて少ない。斜長石は短柱状半自形を示すものが多く、アルバイト化したものも含まれる。まれに微斜長石がみられる。随伴鉱物は緑泥石に交代された角閃石あるいは輝石(?), および黒雲母、不透明鉱物などである。

ユニット別にみると、札滑層や西興部層において特に火山岩片の量が多い。これらには普遍的にスコリアや軽石が含まれている。上興部層中にもそれらに似た組成を示す砂岩があるが、泥岩優勢互層中の中粒砂岩(Tsh107~116)では火山岩片が比較的少なく、石英量がやや多くなる傾向にある。

第 5 図にこの地域の砂岩組成と共に常呂帯の最上部白亜系(?)~暁新統湧別層群(Kontani & Kiminami, 1980) および日高帯南部の最上部白亜系

第1表. 日高帯砂岩のモード組成(面積比, %). 火山岩片にはスコリア・軽石を含む. 砂岩泥岩には珪質泥岩を含む.

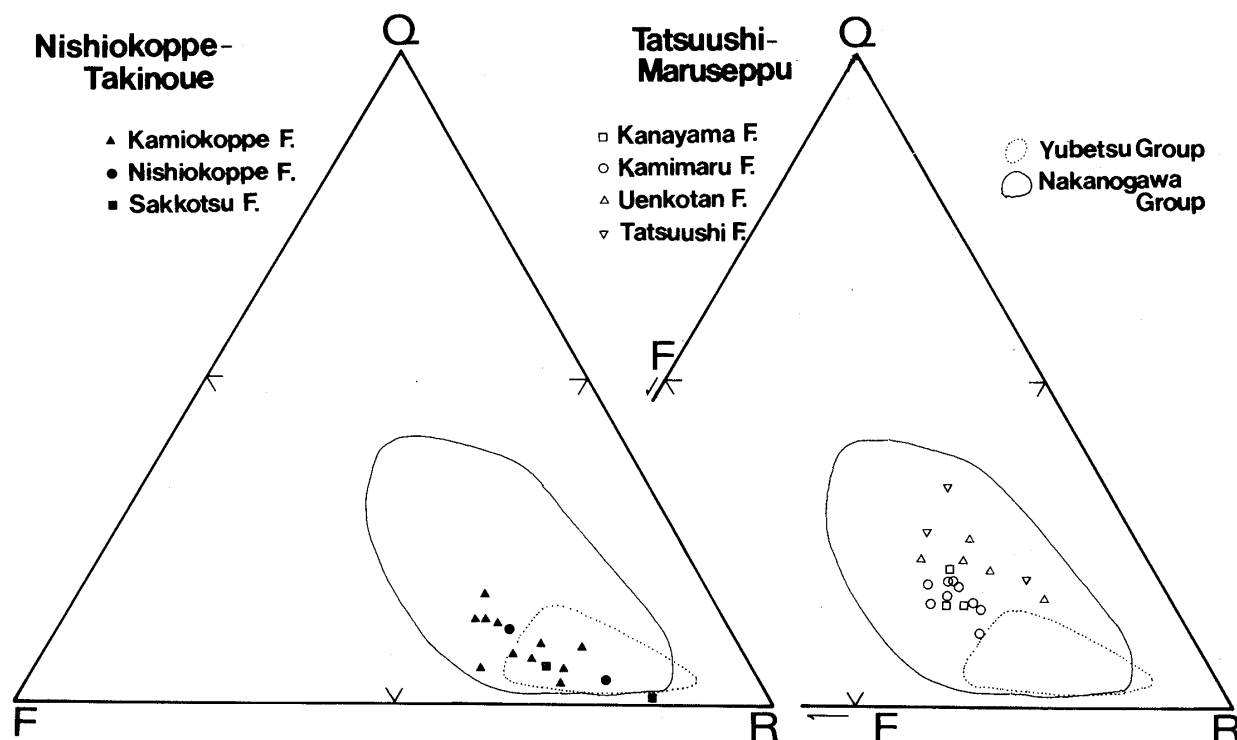
地層名	NO.	石英	長石 (岩片)	火山岩	砂岩泥岩	チャート	片岩類	深成岩	随伴鉱物	基質
上興部層	Tsh19	4.7	28.5 (47.1)	41.6	3.6	1.6	0.1	0.2	1.0	18.7
	Tsh31	2.4	18.2 (47.9)	34.1	12.2	1.4	—	0.2	0.2	31.3
	Hon4	4.8	16.4 (55.9)	43.5	10.4	1.0	—	1.0	1.3	21.6
	KO33	5.9	23.0 (47.1)	38.6	7.8	0.4	—	0.3	0.4	23.6
	KO38	4.7	21.4 (47.3)	36.6	9.4	1.3	—	—	0.2	26.4
	Tsh107	7.0	18.0 (28.1)	23.6	4.0	0.3	0.1	0.1	1.2	45.7
	Tsh108	6.2	18.6 (46.6)	37.8	8.0	0.7	—	0.1	0.3	28.3
	Tsh109	10.5	20.2 (35.1)	23.8	10.4	0.3	0.1	0.5	1.3	32.9
	Tsh116	7.3	17.8 (32.0)	27.3	3.5	0.7	0.3	0.2	0.9	42.0
	Sh5	3.3	17.6 (47.5)	32.3	14.5	0.7	—	—	0.6	31.0
札幌層	Sh7	7.8	19.3 (37.4)	32.1	4.2	0.8	0.1	0.2	0.8	34.7
	Tsh1	5.0	21.5 (53.7)	43.4	8.0	1.6	0.3	0.4	0.5	19.3
西興部層	Tsh6	0.2	12.7 (65.8)	57.1	8.2	0.5	—	—	1.6	19.7
	KO2	3.4	16.8 (63.5)	57.4	3.8	1.3	0.6	0.4	1.1	15.2
金山層	NO24	7.9	21.2 (41.1)	30.4	9.7	0.8	—	0.2	0.2	29.6
	Yu65	13.4	16.8 (31.4)	22.0	8.0	1.1	—	0.3	3.6	34.8
上丸層	Yu66	10.0	18.4 (34.1)	18.8	12.5	2.0	0.4	0.5	1.8	35.6
	A12	8.2	19.6 (42.9)	27.2	10.2	3.2	0.8	1.5	2.8	26.5
	A29	10.1	18.0 (39.0)	27.1	4.9	4.5	0.4	2.1	1.7	31.2
	MT1	10.4	18.9 (32.0)	19.8	7.4	2.0	1.1	1.7	3.1	35.6
	MT6	10.9	21.1 (34.8)	24.5	6.0	2.6	0.3	1.5	2.9	30.2
	MT10	10.5	18.0 (32.4)	21.3	8.8	1.4	0.3	0.8	2.3	36.6
	MT25	13.3	19.4 (37.7)	21.6	10.6	2.8	0.9	1.8	3.7	25.9
	Yu68	12.3	18.6 (36.8)	19.9	12.7	3.0	0.3	1.0	3.2	29.0
	Yu75	12.2	20.4 (46.1)	27.5	12.2	5.2	0.6	0.5	2.3	19.1
	Yu80	12.7	17.5 (34.6)	22.2	8.1	2.6	0.9	0.8	2.3	32.9
上古丹層	Ue12	13.5	15.0 (22.1)	16.6	3.3	2.0	—	0.2	2.0	47.4
	Ue62	22.6	19.2 (42.5)	23.5	13.0	5.1	0.4	0.4	1.8	14.0
	TA8	13.0	13.7 (51.3)	31.6	18.4	2.8	0.6	1.4	3.9	14.6
	TA107	16.1	16.6 (37.5)	19.5	16.9	0.8	0.3	—	5.5	24.3
	TA112	17.7	19.1 (40.8)	22.3	14.6	3.2	0.2	0.5	2.7	19.7
立牛層	TA23	12.8	15.8 (47.2)	15.8	26.9	2.7	1.1	0.8	7.4	16.7
	TA24	17.2	10.7 (22.3)	9.3	4.8	4.8	2.2	0.7	14.0	36.3
	Ue206	18.9	18.8 (31.7)	15.0	10.1	4.4	1.8	0.4	4.3	26.3

(?)中の川層群(紺谷, 1980)の砂岩組成範囲を示した。本地域の砂岩は, Dickinson & Suczek(1979)の magmatic arc provenance の領域にプロットされ, 中の川層群ないし湧別層群の組成に類似した特徴を示す。本地域の砂岩の供給源としては, 堆積盆に比較的近い, 火成活動の活発な未発達な島弧であった可能性が高い。一方, 本地域の砂岩に少量ながら含まれるチャートは, 西興部層の礫岩や本間の沢メランジェなどのペルム紀から白亜紀前期までの比較的古い岩塊と同様に古期の付加体から供給されたりサイクル起源の岩片である可能性もある。

2. 立牛一丸瀬布地域

岩片量比が22~51%, 基質が14~47%の石質砂岩である。淘汰度や円磨度は低いが, 比較的円磨されたチャート岩片や石英も認められる。前述の西興部一滝上地域の試料に比べ, 明らかに石英含有量が

多く(9~22%), 火山岩片(9~31%)が少なくなっている。それに対して長石量は余り変わらない。石英は, 単結晶石英が主体であるが, どの試料にも多結晶石英が含まれる。単結晶石英には波動消光を示すものがわずかながら認められる。多結晶石英は定方向配列したものが多く, 粒形・形態の不規則なものがそれに続く。長石は大部分が斜長石であるが, ほとんどの試料で微斜長石やパーサイトが認められる。岩片は火山岩片が最も多く, 砂岩・泥岩, およびチャートの順に続く。火山岩片は, スフェリティックないしグラノフィリック組織を持つ酸性火山岩やビトロクラスティック組織を示す酸性凝灰岩を主とし, ついで安山岩質岩が多く, 玄武岩質岩を伴う。玄武岩質岩片には比較的不安定な成分とみられるバリオリティックな組織を持つものがある。スコリアはほとんど見られない。堆積岩片はイ



第5図. 北部日高帯砂岩の石英(Q)－長石(F)－岩片(R)組成. 湧別層群と中の川層群の組成範囲は, Kontani & Kiminami(1980)および紺谷(1980)による. 説明は本文参照.

ントラクラストの砂岩・泥岩のほかに, 放散虫化石を含む珪質泥岩およびチャートが普遍的に認められる. なお, 上古丹層礫岩中の灰緑色チャート礫からは白亜紀前期とみられる放散虫化石が認められている(田近・岩田未公表). そのほかに酸性深成岩起源とみられる岩片や片状構造をもつ泥質岩が認められ, その量は西興部－滝上地域に比べ多い. 随伴鉱物としては, 黒雲母や海緑石が多く, この他に普遍角閃石や, 輝石類, ジルコン, 不透明鉱物なども認められる.

ユニット別にみると, 石英－長石－岩片の量比では, 金山層と上丸層とは組成的にほとんど区別がつかない. また, これら両層に対して上古丹層と立牛層とは長石量にやや乏しい傾向にある. 火山岩片の量比は, 金山層と上丸層では18～29%と比較的安定しているのに対し, 立牛層では少なく, 上古丹層はばらつきが大きい.

随伴鉱物の量比が立牛層で大きな値となっているのは, 海緑石が濃集する層準があるからである. 海緑石は立牛層のいろいろな層準に認められるが, やや砂岩質な岩相から厚い珪質泥岩に移り変わる部分, あるいは生物擾乱をうけた砂岩に多い. 海緑石は肉眼でだ円形あるいは, それらの集合体状を示

し, 不均質に散在する. 長径は4 mmから0.05 mmであり, 1 mm程度のものが多い. 鏡下観察によると, これらの海緑石は微細な結晶の集合体であり, 結晶は定方向配列を示さない. 砂岩の基質や放散虫殻の内部を海緑石が交代したり, 雲母鉱物を交代したものと考えられる粒子が同一の砂岩の中に共存しているなどの産状を示すことから, これらの海緑石は二次的に再堆積したものではなく, 立牛層の堆積場で生成したものと考えられる.

本地域の砂岩を西興部－滝上地域の砂岩とQFR図で比較すると, 分布領域が一部重なるものの全体として岩片に乏しく, 石英にやや富む傾向が認められる. また, 湧別層群砂岩の分布領域からはずれ, 中の川層群でもやや岩片の少ない領域の砂岩と類似する. モード組成からみると西興部－滝上地域の砂岩よりもやや発達した島弧に由来する可能性が高い. また, 岩片や礫に含まれるチャートは白亜紀前期以降に形成した付加体由来の可能性もある.

砂岩の全岩化学組成

日高帯北部の砂岩の全岩化学組成を第2表に示す. 全体として砂岩のモード組成の特徴と調和的で

第2表. 北部日高帯砂岩の全岩化学組成 (wt. %). Total=100%
として再計算した値を示す. 分析は総合研究「変動帯の砂岩」
(Anal. No. 71, 73~75, 083, 085~087), および工業技術院地質調
査所特別研究「深部鉱物資源ポテンシャル評価に関する研究」
(Anal. No. 328, 350, 351, 354) の一環として行われた.

ANAL.No.	083	085	328	350	351	354
SAMPLE	KO 7	KO 506	Tsh 6	NO 24	NO 4	NO 52
Loc.	西興部	西興部	渚滑川	興部川	興部川	西興部
Geol.Div.	西興部層	西興部層	札滑層	上興部層	上興部層	西興部層
SiO ₂	62.92	62.22	56.04	63.90	67.09	64.26
Al ₂ O ₃	16.49	16.36	16.96	15.39	15.79	16.19
TFe ₂ O ₃	5.45	5.84	8.56	6.17	5.24	6.73
(FeO)	(3.51)	(3.75)	(5.60)	(3.65)	(3.99)	(4.90)
MgO	2.30	2.32	3.60	2.56	2.08	2.87
CaO	1.41	2.74	3.17	2.02	1.79	0.97
Na ₂ O	4.93	3.96	4.98	4.98	2.44	2.15
K ₂ O	2.79	2.69	1.64	2.26	2.19	2.54
TiO ₂	0.69	0.74	1.01	0.68	0.68	0.76
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.16	0.13	0.11	0.09
MnO	0.07	0.07	0.15	0.13	0.06	0.06
BaO	0.08	0.04	0.06	0.07	0.07	0.05
SrO	—	—	0.07	0.05	0.04	0.02
ZrO ₂	—	—	0.01	0.02	0.02	0.02
L.O.I	2.74	2.88	3.59	2.33	2.40	3.29

ANAL.No.	71	73	74	75	087	086
SAMPLE	Yu 54	Yu 63	Yu 91	Yu 201	Ue 206	KO 507
Loc.	丸瀬布	丸瀬布	上丸	上丸	上古丹川	豊畑
Geol.Div.	金山層	金山層	上丸層	上丸層	立牛層	瑠椽層
SiO ₂	65.03	66.17	67.50	67.28	67.49	6.55
Al ₂ O ₃	14.62	14.21	14.85	13.72	14.03	13.99
TFe ₂ O ₃	5.90	5.52	4.29	4.59	5.29	5.45
(FeO)	(3.70)	(3.78)	(3.02)	(3.44)	(3.63)	(3.51)
MgO	2.97	3.11	1.94	2.19	2.38	2.67
CaO	0.46	0.39	0.98	1.70	0.98	0.76
Na ₂ O	3.33	3.34	4.27	3.33	3.55	3.31
K ₂ O	2.73	3.06	2.07	2.57	1.95	2.56
TiO ₂	0.78	0.68	0.58	0.57	0.66	0.64
P ₂ O ₅	0.19	0.22	0.20	0.21	0.14	0.12
MnO	0.06	0.10	0.05	0.06	0.05	0.05
BaO	0.06	0.10	0.05	0.07	0.02	0.05
SrO	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—
L.O.I	3.87	3.10	3.22	3.71	3.46	3.85

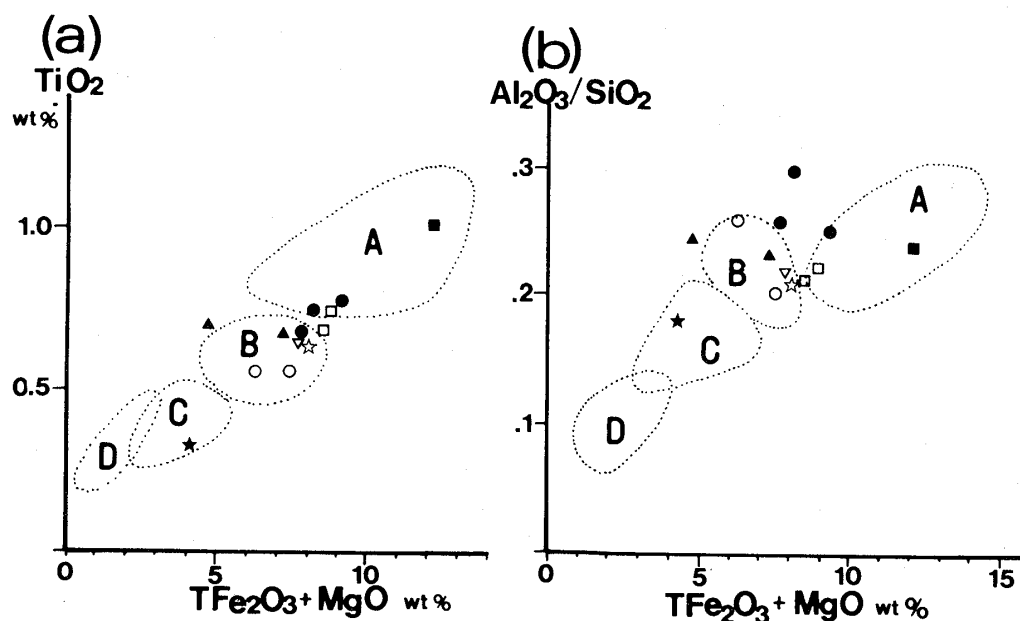
ある. 2つの地域の砂岩組成の特徴は以下の通りである.

- SiO₂は56~67wt.%と低い値を示し, 2つの地域のうち立牛-丸瀬布地域でやや高いものが多い. これは石英・チャート量の反映とみられる.
- 全鉄(TFe₂O₃で表示)+MgOやTiO₂は西興部-滝上地域のものがやや高い. これは中性ないし塩基性の火山岩の岩片量の反映と考えられる.
- 泥質堆積岩や長石の量によって規制されていると考えられるAl₂O₃は, 西興部-滝上地域の砂岩が高い値を示す. 基質や砂岩・泥岩の量は立

牛-丸瀬布地域の方が多い傾向にあるので, この含有量の差は長石や火山岩中の長石斑晶に主に影響されているとみられる.

参考までに興部地域の瑠椽層の砂岩の分析値を第2表に示した. この砂岩の化学組成は西興部-滝上地域の砂岩よりも立牛-丸瀬布地域の砂岩に似ている. 時代的にも岩相的にも比較的類似した地質体が日高帯北部の東縁(E帯)を構成することは確かなようである.

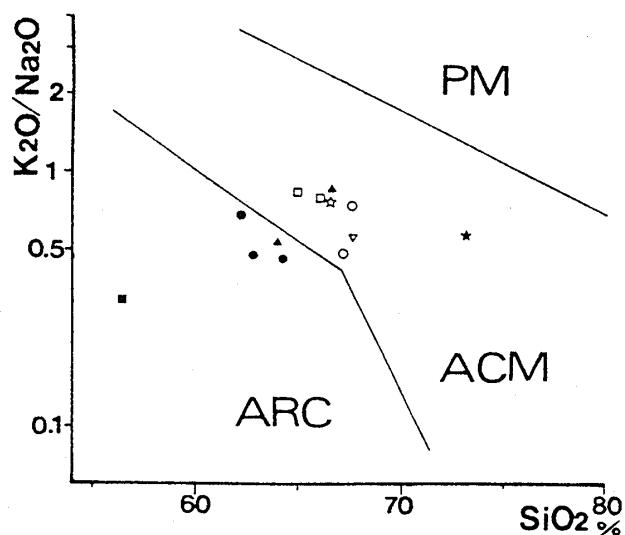
砂岩の全岩化学組成から造構場を推定するためのいくつかの判別図が提案されている. そのような



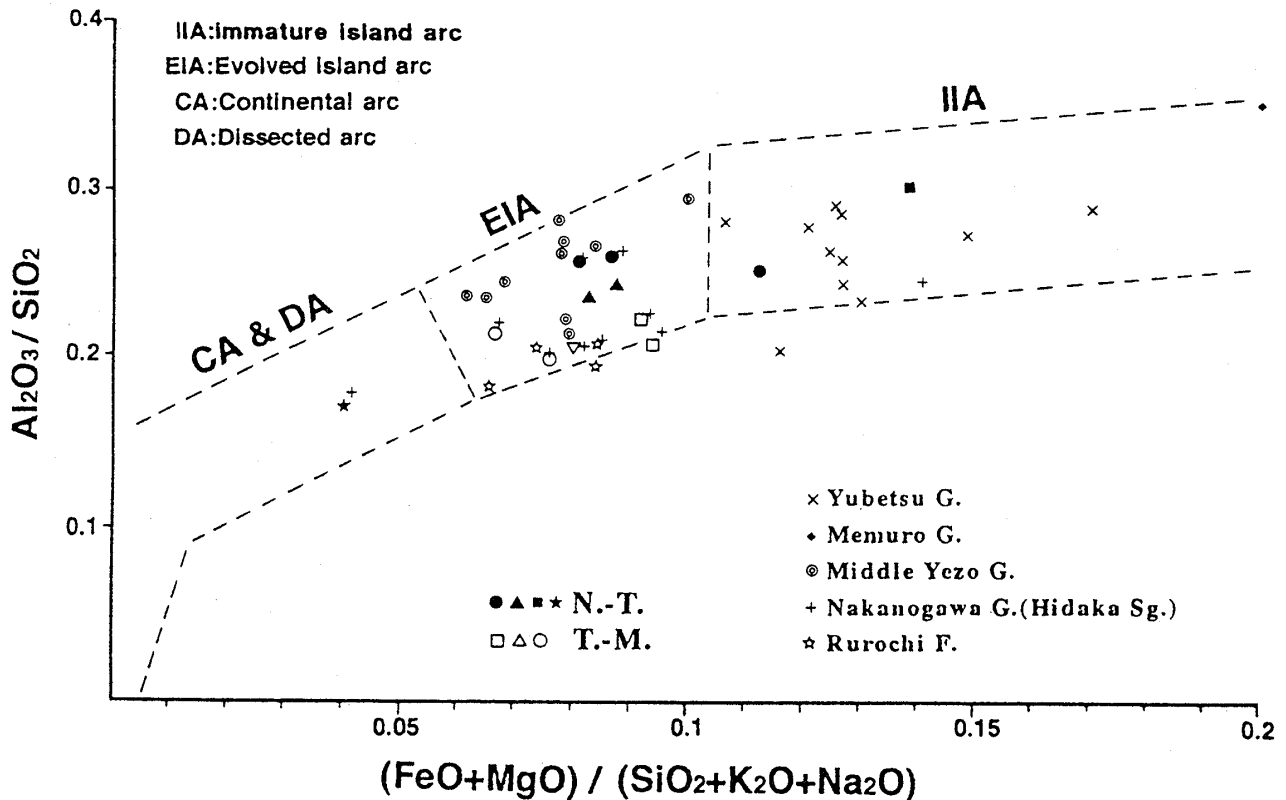
第6図. TiO_2 – TFe_2O_3 + MgO 図 (a) および $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ – TFe_2O_3 + MgO 図 (b). 点線は Bhatia(1983)による各造構環境の組成範囲 (A: oceanic island arc, B: continental island arc, C: active continental margin, D: passive margin). 記号は第5図参照(☆は珪礫層, ★は本間の沢メランジェの試料). 説明は本文参照.

判別図に分析値をプロットした. Bhatia(1983)の TiO_2 –(TFe_2O_3 + MgO)図では西興部一滝上地域の砂岩は oceanic island arc ~continental island arc の領域にプロットされる(第6図 a). それに対し

て, 立牛一丸瀬布地域や珪礫層の試料は一部 oceanic island arc の領域にはいるが, 大部分は continental island arc の領域にプロットされる. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ –(TFe_2O_3 + MgO)図では, ばらつきが大きく明瞭な傾向がみられない(第6図 b). なお第2表には示していないが, 本間の沢メランジェ中のブロック状中粒砂岩の分析値はいずれの図でも active continental margin の領域にプロットされる. Roser & Korsch(1986)の $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – SiO_2 図(第7図)でも造構場の意味や区分が多少異なるが似たような傾向を示し, 西興部一滝上地域の砂岩はほとんどが oceanic island arc margin の領域, それに対して立牛一丸瀬布地域や珪礫層の試料は active continental margin の領域にプロットされる. 第8図には君波ほか(1992)によって新たに提案された判別図と北海道の白亜紀後期~古第三紀初期の各地層の砂岩の化学組成を示した. 本地域の砂岩の化学組成と湧別層群や中の川層群のそれとはモード組成の場合と同様な共通性がみられる. 西興部一滝上地域の砂岩は, ほぼ湧別層群~中の川層群と重なる領域, 即ち未発達~発達した島弧の領域におちる. また, 立牛一丸瀬布地域の砂岩の化学組成は中の川層群や珪礫層と類似し, 発達した島弧の領域にプロットされる. 以上のように全岩化学組成か



第7図. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – SiO_2 図. 各造構環境の組成範囲 (ARC: oceanic island arc margin, ACM: active continental margin, D: passive margin) は, Roser & Korsch(1986)による. 記号は第5~6図参照. 説明は本文参照.



第8図. 北海道の上部白亜系～始新統砂岩の $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 - (\text{FeO}+\text{MgO})/(\text{SiO}_2+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 図。中部蝦夷層群、瑠璃層(1 試料を除く)、湧別層群、中の川層群、および根室層群の分析値と造構場の区別は、君波ほか(1992)による。北部日高帯砂岩の記号は第5～6図参照。

ら推定される造構場は、モード組成から推定された造構場と大きく矛盾しない。

まとめと討論

北部日高帯の中央部および東縁部の2地域における“古第三系”7地質ユニットの砂岩について、鏡下観察、モード組成、および全岩化学組成を予察的に検討した。その結果は以下のようにまとめられる。

- i) 北部日高帯の砂岩は一般に岩片(特に火山岩岩片)を主とする石質砂岩であり、全岩化学組成では $\text{TFe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ や TiO_2 に比較的富み、 SiO_2 に乏しい傾向にある。モード組成の特徴からこれらは“火成弧”起源の碎屑物を主体とすると考えられる。化学組成の特徴はモード組成の特徴と比較的よく対応する。
- ii) 古第三系暁新統を主とするとみられる中央部(D帯)の上興部～滝上地域、および始新世前後の地層からなるとみられる東縁部(E帯)の立牛～丸瀬布地域の砂岩について比較した。前者は安山岩質

岩片に著しく富む火山岩質砂岩を含み、後背地として活動的な火成弧が推定される。それに比べて東縁部の砂岩は、全体として火山岩片の量比が小さく、安山岩質な岩片よりも酸性火山岩起源の岩片の量比が大きい傾向にある。また、東縁部の砂岩は、チャートなどのリサイクル起源とみられる岩片や、やや成熟した島弧起源とみられる酸性深成岩などに富む。

北海道東部の白亜紀末から始新世にかけての地層群を構成する碎屑物は、いずれもオホーツク古陸(あるいは古千島弧)からの供給が推定されている(君波ほか, 1978; Kiminami, 1983; 紺谷ほか, 1986; など)。これらのうち上興部層とほぼ同時期(暁新世)の堆積物とみられる湧別層群(君波ほか, 1990b; Iwata & Tajika, in press), 佐呂間層群(秋山ほか, 1990)あるいは白糠丘陵地域の根室層群川流布累層・富川累層(君波ほか, 1978)の碎屑岩組成(Kontani & Kiminami, 1980; 君波・紺谷, 1983; 紺谷ほか, 1986)は石英に乏しく中性ないし塩基性の火山岩片が卓越する。このような特徴は、今回予察的に検討

した北部日高帯の砂岩、特に西興部一滝上地域の砂岩の特徴と類似している。重鉱物組成など今後検討を要する点はあるが、この事実は日高累層群の中にそれらと共通した供給源を持つ堆積物が存在する可能性を示している。なお、白亜紀末～古第三紀の時期にユーラシア東縁部では陸弧的な火成活動が知られているが(Takahashi, 1983 など)、石英に富む酸性岩の活動が主体であり、本地域の砂岩とは直接には関連しないと考えられる。一方、同地域の礫岩や砂岩はペルム紀や三畳紀の石灰岩やチャート、あるいは堆積性の岩塊として含む(遠藤・橋本, 1956; 田近・岩田, 1990)。北部日高帯ではこの時期クラ太平洋海嶺起源とみられる玄武岩の活動が推定されており(君波ほか, 1990a)、これらの古い海洋性の岩塊が海洋地殻から直接もたらされたとは考えにくい。ペルム紀～三畳紀の石灰岩を含む地質体は、オホーツク海周辺では日高帯西縁部のイドンナップ帯(清川, 1989)とその延長と見なされる主部サハリンの白亜紀付加体(Rikhter & Bragin, 1985)、および北部コリャク帯や西部カムチャツカ帯の白亜紀付加体の一部に認められるのみである(君波, 1986)。西部カムチャツカ帯の一部はオホーツク古陸の一部と見なされたことがあるが(Dickinson, 1978 など)、そこから供給されたと思われる石灰岩体は、現在の根室帯や常呂帯には知られていない。常呂帯で最も古いチャートの年代はジュラ紀中期であり(Okada *et al.*, 1989)、石灰岩についてもそれより古いものは知られていない。現在のところ、これらの供給源として考えるのは、日高帯西縁部から主部サハリンに延びる白亜紀付加体であろう。このことは、前述の砂岩組成から推定された後背地とは矛盾する。現在のところそれらの関係を議論するに十分なデータはない。したがって、現段階では、日高累層群の碎屑物が多元的な供給源をもつ可能性を指摘するにとどめる。この点に関連して、暁新統～始新統とみられるトムラウシ地域の日高累層群(君波ほか, 1990a)の砂岩が石英・長石・チャートに富む事実(Watanabe & Iwata, 1987)は注目される。

北部日高帯東縁部(E 帯)の日高累層群の年代については資料が少ないが、およそ始新世前後と推定される(君波ほか, 1990a; 岩田談話)。この地帯には酸性～中性火山岩・チャート・砂岩泥岩の岩片に富み、石英量比が10～25%といった共通した特徴を示す石質砂岩が広く分布するようである。珣椽層砂岩の

全岩化学組成やモード組成(君波ほか, 1992)は立牛一丸瀬布地域の砂岩と同様な特徴を示している。調査地域の南方、十勝地方における日高帯の最も東側には下部(?)～中部始新統ユーヤンベツ層が分布する。ユーヤンベツ層の砂岩は酸性～中性火山岩・チャート・頁岩の岩片に富み、石英の量比が10～25%であり(Watanabe & Iwata, 1985)、立牛一丸瀬布地域の砂岩とよく似た特徴を持つ。これらの事実は、北部日高帯の東縁部(E 帯)の地層群およびその相当層)に類似した後背地をもつ、あるいは類似した造構環境で堆積した地層群が分布している可能性を示す。これらの碎屑物は、酸性深成岩を含むことなどから、西興部一滝上地域の砂岩に比較して、より発達した島弧に由来すると考えられる。また、チャートなどのリサイクル起源の岩片も多く、供給源としての付加体の影響が大きかったと考えられる。比較の対象となりうる他地域の砂岩組成のデータは多くないが、白糠丘陵地域の根室層群最上部の富川累層常室砂質シルト岩部層(中部始新統)の砂岩組成(紺谷ほか, 1986)は、QFR 図上でも岩片構成の上でも、E 帯の砂岩とは相違が認められる。空知ーエゾ帯の上部始新統石狩層群幾春別層の砂岩(Okada, 1960)は石質ワッケ／アレナイトであるが、E 帯の砂岩よりも石英に富んでおり、岩片の構成においても相違点がある。

モード組成や化学組成の上では、調査地域の砂岩は日高帯南部の中の川層群の砂岩(紺谷, 1980; 七山・君波, 1989)に類似点がある。西興部一滝上地域の砂岩は南部の中の川層群、立牛一丸瀬布地域の砂岩は比較的火山岩片の少ない北部の中の川層群(特にヤオロマップ川層)のそれに類似する。中の川層群の年代は、これまで報告されている限りではカンパニアン～マストリヒチアン(岡村・木村, 1986; 七山・君波, 1989)であり、北部日高帯中央～東縁部の日高累層群とは堆積年代の上でギャップがあるが、これらの地層が共通の後背地に由来する可能性もあり、今後さらに検討が必要である。

西興部一滝上地域と立牛一丸瀬布地域とに分布する日高累層群は、陸源碎屑物の堆積場で形成された緑色岩類の存在や外来岩塊を含む堆積物の存在など共通した点がみられるが、その層相にはかなりの違いがある。これらの堆積環境およびテクトニクスにおける意義については、年代論も含めて今後より詳しいデータを加えて議論したい。

謝辞 山口大学理学部の君波和雄助教授には小論を報告する機会を与えていただき、粗稿には懇切なご検討を賜った。北海道大学理学部の岩田圭示博士には放散虫化石年代について御教示いただいた。道立地下資源調査所の方々には種々ご協力いただいた。本研究で用いた薄片は戸間替修一氏の作製によるものである。香川洋子さんには図表の作成でお世話になった。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

文 献

- 秋山達志・岡村 真・木村 学, 1990, 北海道佐呂間地域 K-T 境界の地質と年代. 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, 138.
- Bhatia, M.R., 1983 Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Jour. Geol.*, **91**, 611-627.
- Dickinson, W.R., 1978, Plate tectonic evolution of north Pacific rim. *Jour. Phys. Earth*, **21**, Suppl.S1-S9.
- Dickinson, W.R. and Suczek, C.A., 1979, Plate tectonics and sandstone composition. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**, 2164-182.
- 遠藤隆次・橋本 亘, 1956, 北海道より二疊紀化石の発見とその意義. 地質雑, **62**, 241-243.
- 長谷川潔・長尾捨一・河内晋平・吉田 勝, 1969, 5 万分の 1 地質図幅および説明書「上興部」. 北海道開発庁, 25p.
- 岩田圭示・加藤幸弘, 1986, 湧別層群および日高帯北部の日高累層群の白亜紀放散虫化石群集. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, 75-86.
- Iwata, K. and Tajika, J., 1989, Jurassic and Cretaceous radiolarians from the pre-Tertiary System in the Hidaka Belt, Maruseppu region, northeast Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [4], **22**, 453-466.
- Iwata, K. and Tajika, J., in press, Early Paleogene radiolarians from green and red mudstones in the Yubetsu Group and reconsideration of the age of their sedimentation. *Rept. Geol. Surv. Hokkaido*, no. 62.
- Kiminami, K., 1983, Sedimentary history of the late Cretaceous-Paleocene Nemuro Group, Hokkaido, Japan: a forearc basin of the Paleo-Kurile arc-trench system. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 607-624.
- 君波和雄, 1986, 北海道およびオホーツク海周辺域の白亜紀テクトニクス. 地団研専報, no. 31, 403-418.
- 君波和雄, 1989, 北海道周辺のテクトニクスに関するいくつかの新提案. 月刊地球, **11**, 309-315.
- 君波和雄・紀藤典夫・田近 淳, 1985, 北海道の中生界一層序・年代とその意義. 地球科学, **39**, 1-17.
- 君波和雄・紺谷吉弘, 1983, 常呂帯佐呂間層群の堆積学的研究. 地球科学, **37**, 38-47.
- 君波和雄・紺谷吉弘, 1988, 北海道西興部周辺の日高累層群. 日本地質学会第 95 年学術大会講演要旨, 176.
- 君波和雄・公文富士夫・西村年晴・志岐常正, 1992, 火成弧に由来する砂岩の化学組成. 地質学論集, no. 38, 361-372.
- 君波和雄・宮下純夫・川端清司, 1990a, 日高累層群からの古第三紀放散虫化石の発見とその意義, 特に海嶺の沈み込みについて. 地質雑, **96**, 323-326.
- 君波和雄・宮下純夫・木村 学・田近 淳・岩田圭示・酒井 彰・吉田昭彦・加藤幸弘・渡辺 寧・江崎洋一・紺谷吉弘・勝島尚美, 1986, 日高帯の中生界一日高累層群. 地団研専報, no. 31, 137-155.
- 君波和雄・柴田 賢・内海 茂, 1990b, 常呂帯湧別層群中の凝灰岩の K-Ar 年代. 地質雑, **96**, 77-80.
- 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, 111-126.
- 清川昌一, 1989, 北海道中軸帯の断面—特にイドonnaップ帯について—. 月刊地球, **11**, 316-322.
- 紺谷吉弘, 1980, 日高帯南東部の日高累層群について—その 2, 中の川層群の砂岩組成と供給源の性格. 地質雑, **86**, 1-14.
- Kontani, Y. and Kiminami, K., 1980, Petrological study of the sandstones in the pre-Cretaceous Yubetsu Group, northeastern Hidaka Belt, Hokkaido, Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **34**, 307-319.
- 紺谷吉弘・君波和雄・田近 淳・間庭 賢, 1986, 常呂帯・根室帯の白亜紀堆積岩類. 地団研専報, no. 31, 151-171.
- Mariko, T., 1984, Sub-sea hydrothermal alteration of basalt, diabase and sedimentary rocks in the Shimokawa copper mining area, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, **34**, 307-321.
- 宮下純夫, 1987, 日高帯の緑色岩. 松井愈教授退官記念論文集, 215-223.
- Miyashita, S. and Katsushima, N., 1986, The Tomuraushi greenstone complex of the central Hidaka zone: contemporaneous occurrence of abyssal tholeiite and terrigenous sediments. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **92**, 535-557.
- 宮下純夫・渡辺 寧・田近 淳・君波和雄・木村 学, 1990, 日高帯の大構造—左横ずれ・右横ずれ変動帯. 月刊地球, **12**, 515-520.
- 中村耕二・紺谷吉弘・松下勝秀, 1980, 5 万分の 1 地質図幅および説明書「西興部」. 北海道立地下資源調査所, 22p.

- 七山 太・君波和雄, 1989, 北海道中軸帯“中の川層群”の堆積場・形成場. 月刊地球, **11**, 328-335.
- Okada, H., 1960, Sandstones of the Paleogene Ikushumbetsu coal-bearing formation, Hokkaido, Japan. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, **31**, 149-164.
- Okada, H., 1983, Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S, eds., *Accretion Tectonics in the circum-Pacific Regions*, TERRAPUB, Tokyo, 91-105.
- Okada, H., Tarduno, J.A., Nakaseko, K., Nishimura, A., Sliter, W.V. and Okada, H., 1989, Microfossil assemblages from the Late Jurassic to Early Cretaceous Nikoro pelagic sediments, Tokoro Belt, Hokkaido, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], **26**, 193-214.
- 岡村 真・木村 学, 1986, 北海道の白亜紀付加体(I). 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 199.
- Rikhter, A.V. and Bragin, N.Yu., 1985, The structure and age of the volcanogenic-siliceous sediments of Sakhalin. *Internat. Geol. Rev.*, **27**, 273-279.
- Roser, B.P. and Korsch R.G., 1986, Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *Jour. Geol.*, **94**, 635-650.
- 田近 淳, 1989, 日高帯北部の白亜紀「付加体」. 月刊地球, **11**, 323-327.
- 田近 淳・岩田圭示, 1983, 北海道北部丸瀬布付近の日高累層群より白亜紀放散虫化石の産出. 地質雑, **89**, 535-538.
- 田近 淳・岩田圭示, 1989, 日高帯北部の白亜系一特に「立牛層」「渚滑川層」について. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, 165.
- 田近 淳・岩田圭示, 1990, 日高帯北部の古第三紀メランジェー上興部層の地質と放散虫化石年代一. 北海学園大学学園論集, no. 66, 35-55.
- 田近 淳・木村 学・岩田圭示, 1988, 日高帯東縁の付加コンプレックス. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 261.
- Takahashi, M., 1983, Space-time distribution of late Mesozoic to early Cenozoic magmatism in East Asia and its tectonic implications. In Hashimoto, M. and Uyeda, S, eds., *Accretion Tectonics in the circum-Pacific Regions*, TERRAPUB, Tokyo, 69-88.
- Watanabe, Y. and Iwata, K., 1985, Discovery of Paleogene radiolarians from the Yuyanbetsu formation, central Hokkaido, and its geological significance. *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*, **39**, 446-452.
- Watanabe, Y. and Iwata, K., 1987, The Hidaka supergroup in the Tomuraushi region, Hidaka Belt Hokkaido, Japan. *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*, **41**, 35-47.
- 八幡正弘・田近 淳・黒沢邦彦・松波武雄, 1988, 5万分の1地質図幅および説明書「丸瀬布北部」. 北海道立地下資源調査所, 110p.

(要 旨)

田近 淳, 1992, 北海道, 北部日高帯の“古第三紀”砂岩の組成. 地質学論集, 38号, 13-26.
(Tajika, J., 1992, Modal and chemical compositions of the “Paleogene” sandstones from the northern Hidaka belt, Hokkaido. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No.38, 13-26.)

北海道, 北部日高帯の中央部および東縁部の“古第三系”砂岩について, 鏡下観察・モード組成・全岩化学組成の予察的な検討を行った。北部日高帯の砂岩は, 一般に岩片(特に火山岩岩片)を主とする石質砂岩であり, 全岩化学組成では比較的 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ や TiO_2 に富み, SiO_2 に乏しい傾向にある。モード組成の特徴からこれらは火成弧起源の碎屑物を主体とすると考えられる。古第三系暁新統を主とするとみられる中央部の上興部一滝上地域, および始新世前後の地層からなるとみられる東縁部の立牛一丸瀬布地域の砂岩について比較した。前者は安山岩質岩片に著しく富む火山岩質砂岩を含み, 後背地として活動的な火成弧が推定される。それに比べて東縁部の砂岩は全体として火山岩片の含有量が少なくなり, 安山岩質な岩片より酸性火山岩起源の岩片に富む傾向がある。また, チャートなどのリサイクル起源とみられる岩片や酸性深成岩起源の岩片を含み, 前者の砂岩に比べてより発達した島弧からの供給が推定される。