

## 北海道中央部石狩低地帯東縁長沼地域の中～上部更新統層序と古環境

能條 歩<sup>1</sup>・金川和人<sup>2</sup>・星野フサ<sup>3</sup>・岩見沢団体研究グループ<sup>4</sup>

## Stratigraphy and Paleoenvironments of the Middle and Upper Pleistocene in Naganuma Area, the Eastern Ishikari Low Land, Hokkaido Japan

NOJO Ayumu<sup>1</sup>, KANAGAWA Kazuto<sup>2</sup>, HOSHINO Fusa<sup>3</sup> and Iwamizawa Research Group<sup>4</sup>

**Abstract** The Neogene deposits the Oiwake, Umaoi, Yamanegawa, Kita-naganuma, and Moseushi Formations are distributed in the Naganuma area eastern area of the Ishikari Low Land. We studied these formations and estimated the paleoenvironments and deposition times based on the analysis of foraminiferal assemblages, volcanic, ash and pollen fossil assemblages. Then we concluded the following facts.

- 1) All the Formations distributed in this are contact with unconformity each other.
- 2) Pyroclastic layers on the section in the Naganuma area are correlated with the pyroclastic fall deposits named Mpfa1, Mpfa3, Aso-4, Aafa2 (Toya), Aafa4, and the pumice fall deposit belonging to the Hayakita Formation due to feature of facies, grain assemblage compositions, chemical composition of volcanic glass, and stratigraphy.
- 3) The Umaoi and Yamanegawa Formations were deposited in the warmer period of the Middle Pleistocene MIS11 and 9.
- 4) The deposition time of Mpfa1 in the Kita-Naganuma Formation was cold and high moor such as the Latest Glacial Maximum.

**Key Words** : stratigraphy, paleoenvironment, Pleistocene, Central Hokkaido, Umaoi Formation, Yamanegawa Formation, Kitanaganuma Formation, Moseushi Formation, Ishikari Low Land, Naganuma

## はじめに

石狩低地帯の東縁には、馬追丘陵をはさんで東側に由仁 - 安平低地帯があり、そこには新第三系の海成層を基盤として、下位から東千歳層・角田層・茂世丑層・風成火山灰層などの非海成上部更新統が広く分布する(能條ほか 2002)。由仁 - 安平低地帯における上部更新統層序と関連する古環境、特に古地形の変遷については能條ほか(2002)で報告したが、今回馬追丘陵西縁の石狩低地帯の調査により、由仁 - 安平低地に分布する上部更新統に対比される地層と、従来年代や古環境の不明だった中部更新統を見だし、あわせて化石を用いた古環境解析を行なったのでここに報告する。

なお、地層が見られたのは長沼町十二区の山浦工業株式会社長沼砂利採石場(以下、山浦砂利取場と記載;第1図)で、砂利採取の終了した部分については埋め戻しが行なわれている。

るため、以下に記載する露頭の一部は既に失われている。

## 調査地域の層序

調査の結果に基づき、下位から追分層、馬追層、山根川層、北長沼層、茂世丑層に区分した(第6・9図)。なお、地層の同定にあたっては、各層の岩相と狹在するテフラを赤松・鈴木(1992)および能條ほか(2002)の層序区分に対比した。以下に、本調査地点におけるそれぞれの地層の岩相を記載する。

## 追分層

命名: 村田(1923)。

模式地: 追分町付近。

層厚: 6 m +

岩相: 調査地点での走向・傾斜は N16° E・60° NW で、暗青灰色の砂礫岩層により構成され、調査地点の東部で厚い。礫

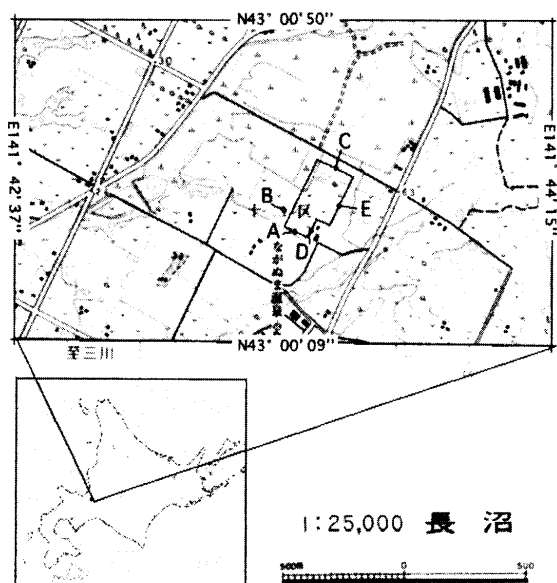
2007 年 5 月 8 日受付。2008 年 3 月 4 日受理。

<sup>1</sup> 北海道支部、北海道教育大学岩見沢校自然誌研究室、〒068-8642 岩見沢市緑が丘2丁目34。

Department of Natural History, Iwamizawa College, Hokkaido University of Education, Hokkaido 068-8642, Japan.

<sup>2</sup> 北海道支部、北海道厚真高等学校 <sup>3</sup> 北海道支部、酪農学園大学地域環境保全学研究室

<sup>4</sup> 秋葉 力(北海道教育大学名誉教授;故人)、高橋嘉徳・田中伸明(岩見沢市立美園小学校)・高梨修一(札幌市立幌東小学校)・橋本千秋(札幌市立南郷小学校)・高田俊一・竹林幸彦(札幌市立信濃小学校)・小竹重幸(奈井江町立奈井江中学校)・小野寺伴幸(札幌市立北都小学校)事務局連絡先: 〒062-0053 札幌市豊平区月寒東3条15丁目6-47 高梨修一気付



第1図 調査位置図。国土地理院発行2.5万分の1地形図「長沼」を使用。A～Eは柱状図番号。

**Fig. 1** Locality map of the study area and lithological column points (A~E). Using the topographical map of "Naganuma" scale 1:25,000 published by the Geographical Survey Institute of Japan.

種は、安山岩・珪質岩・砂岩を主体とし、礫径平均3cm程度（最大35cm）の亜円礫～円礫である。

層序関係：上位の馬追層に傾斜不整合におおわれている。

対比：岡ほか（2001）によれば、本層は彼らの言う準模式ルート南方にある自衛隊駐屯地付近にも追跡できるほか、「早来」図幅では萌別層と呼ばれている（松野・石田 1960）。

馬追層（再定義）

命名：赤松・鈴木（1992）。

模式地：長沼町十二区（山浦砂利採取場）。本調査地点の東500m（地表下約25m）。

層厚：17m。

岩相：暗茶灰色の砂礫層（亜円礫～円礫）により構成される。本層下部は亜円礫のシルト礫で構成される基底礫層で、最下部にはカキ化石の密集層が見られるが、化石密集層の連続は必ずしもよくない。本層中部にかけては材化石が見られ、礫がやや少ない粗粒砂が堆積し、上部に亜円礫が堆積している。

本調査地点での本層の層厚は1mと薄い。本調査地点北側（2000年8月現在の山浦砂利採取場南壁）の地表下約25mにおいて、約17mの層厚を確認している。そこでも本層最下部はやや扁平な円～亜円礫で構成される基底礫層で、下位層との不整合面の走向・傾斜はN10° E・7° NWである。本層下部は泥岩～砂岩が卓越し、小礫を混在し、本層中部には多数の材化石を含む乱堆積相が見られた。また、本層上部は2～3層の貝化石密集層を挟ませる砂質礫層であるが、貝化石密集層の連続は必ずしもよくない。最上部は貝化石が

点在する細粒砂岩層となる。本層下部の走向・傾斜はN25° E・7° NW、上部ではN18° E・9° NWである。

本層は、模式地周辺では地表に露出しないが（第2図）、石狩低地帯の地下には本層に相当する地層が広い範囲にわたって分布するとされる（北海道開発局 1994）。

層序関係：下位の追分層と傾斜不整合関係にあり、上位の山根川層に不整合におおわれる（第7図）。本層は、層厚にばらつきがあり、本調査地域北東部にむかい薄化し消滅する。

対比：赤松・鈴木（1992）は、軟体動物化石群集の類似性を根拠に野幌丘陵の下野幌層上部相当層及び石狩丘陵の材木沢層上部相当層に対比したが、本層産出軟体動物化石のESR年代（314～417Ka；中里・能條 2006）や暖流の影響下にあったこと（後述）および上位の山根川層相当層の堆積年代（後述；287～354ka）から判断して、酸素同位体比ステージ（MIS）11（0.43～0.35Ma）に堆積した海成中期更新統と考えられる。

化石：馬追層は模式地から *M.tokyoensis*, *Myessoensis*, *Swiftpecten swiftii*, *Scapharca broughtonii*, *Chlamys farreri nipponensis* などの貝化石を多産する（赤松・鈴木 1992）ほか、第8図の柱状図B・sp-11層準などから有孔虫化石を多産し、後述のように花粉化石・材化石等が産出する。

山根川層

命名：赤松・鈴木（1992）。

模式地：長沼町十二区（山浦砂利採取場）。

層厚：約6m。

岩相：本層下部には、カキ礁をともなう基底礫層の上に薄く青灰色粘土と淡黄灰色～茶褐色シルトが累重し、その上に生痕化石を含む軽石混りの淡黄灰色細粒砂が累重する。本層中部には、茶灰色礫混じりシルトが厚く堆積し、中央部に礫の密集部がある。礫種は砂岩と頁岩で、礫径が平均1.5cm程度（最大3cm）の亜角礫～亜円礫である。本層中部から上部にかけては、炭化物が点在する淡青灰色粘土および材化石を多く含む泥炭質粘土が堆積している。本層上部では、淡黄灰色シルトが堆積し、その最上部には砂礫が濃集する。

層序関係：下位の馬追層とは不整合関係にあり、上位の北長沼層とも不整合関係にある（第4図）。

対比：近藤・五十嵐（1987）では、本調査地点付近のボーリングコア試料中の軽石層を、苫小牧東部の厚真地域の早来層中の含輝石軽石層に対比している。この軽石層は、後述する本論のna-3にあたるため、本層は早来層相当層と考えられる。早来層の堆積年代は、北海道開発局（1994）の報告したESR年代（287～354ka）により、MIS9期に堆積した中期更新統と考えられる。

北長沼層

命名：赤松・鈴木（1992）。

模式地：長沼町十二区（山浦砂利採取場）。

層厚：11m。

岩相：後述するように、本層下部はAafa4やKc-Hb（Aafa3）

などのテフラと材化石を含む泥炭と泥炭質粘土が厚く堆積している。Aafa4 と Kc-Hb (Aafa3) の間には茶灰色の細～中粒な軽石質火山灰が挟在している。その上位には、泥炭や泥炭質粘土を挟む暗緑～暗灰色の砂礫層と暗緑灰色シルトがあり、その中に Aso-4 や Toya (Aafa2) などのテフラが含まれる。本層中部では、細礫混じり黄灰色シルトが累重し、その礫種はシルト岩・砂岩・安山岩で、礫径が平均 0.3cm 程度（最大 4cm）の亜角礫である。その上位には泥炭質粘土と淡黄灰色シルトが累重する。その中には Mpfa3 (Kt-6) が全体的に散在し、青灰色シルトを挟みつつ Mpfa1 が見られる。本層上部では、青灰色粘土と泥炭質粘土・泥炭が連続して累重し、その中に Spfa7 ～ 10 (Ssfa) のテフラが著しい周氷河現象を呈しながら不規則に含まれている（第 5 図）。

層序関係：下位の山根川層とは不整合の関係にある。上位の茂世丑層とは不整合の関係にある（第 3 図）。

対比：本層は、能條ほか（2002）では角田層にあたり、馬追団体研究会（1983）では、下部が本郷層に、上部が宇隆段丘堆積物層にあたる。

#### 茂世丑層

命名：飯塚（1938）、能條ほか（2002）再定義

模式地：栗沢町上幌南

層厚：約 2 m

岩相：本層下部は、褐鉄汚染の見られる細礫混じり淡茶灰色シルトが堆積している。礫種は、シルト岩・泥岩・安山岩・珪質岩で、礫径が平均 1cm（最大 2cm）程度の亜角礫である。本層中部には緑灰色シルトが堆積し、Spfa1 のテフラが濃集または点在しつつ全体的に含まれている。本層上部は茶灰色砂が累重する。

層序関係：下位の北長沼層とは、基底礫を含む褐鉄層を境に不整合の関係にある。

対比：本層は能條ほか（2002）の茂世丑層、八幡ほか（2001）の東山層上部にあたる。

### 各種の分析結果

各層の対比及び環境解析のために、火山灰層の砂粒組成と火山ガラスの化学組成分析、微化石分析を行なったので、以下にその詳細を述べる。

#### 火山灰層砂粒組成分析

##### 分析方法

山浦砂利採取場に分布する火山灰層準（第 8 図）の砂粒組成分析を野尻湖火山灰グループ（1989）に従って実施した。

分析方法は、①“椀がけ法”および超音波洗浄機を使った水洗によって試料の粘土分を除去、② 40 ～ 50℃ の恒温器で 2 日間程度かけて完全に乾燥、③ 1/4 ～ 1/8mm の粒子を篩で取り出す、④ 1/4 ～ 1/8mm 粒子の試料を 5mm 方眼目盛り入りのシャーレにあげ、任意の 8 つの方眼中の粒子を双眼実体顕微鏡で検鏡、の順で行なった。

カウントは 1 試料につき 500 ～ 600 粒程度とし、砂粒組成は、単斜輝石・斜方輝石・角閃石・黒雲母・鉄鉱物などの有色鉱物と、長石・石英・岩片（白色・赤色・黒色）・火山ガラス（バブルウオール型・軽石型）に分類した。また火山ガラスは、薄片状のバブルウオール型火山ガラスと、スポンジ状または繊維状に発泡した軽石型火山ガラスに区分した。

分析に際し、水洗・櫛別したあとの試料の重量を測定して粒度の分布を調べた。1/4mm, 1/8mm, 1/16mm の篩に残ったそれぞれの試料の重量を秤量し、3 つの粒度区分の重量% を算出した。1/16mm の篩を通過したものについては水洗の段階で粘土分が除去されているので無視した。

#### 砂粒組成分析の結果

砂粒組成を第 1 表に、ダイヤグラムを第 10 図に示す。以下、各試料の特徴について記載する。

sp-1：単斜輝石と斜方輝石がほぼ同量であるのに対して角閃石が目立ち、石英を含有している。火山ガラスは軽石型がバブルウオール型より多い。白色岩片が卓越する。

sp-2：sp-1 とよく似た特徴を持つ。単斜輝石と斜方輝石がほぼ同量であるのに対して角閃石が目立つ。有色鉱物の量は sp-1 よりやや多い。ごくわずかに石英も含有している。火山ガラスは軽石型がバブルウオール型より多い。白色岩片が卓越する。

sp-3：有色鉱物では斜方輝石が最も多く、角閃石がそれにつき、単斜輝石が最も少ない。ごくわずかに石英も含有している。火山ガラスは軽石型がバブルウオール型より多い。白色岩片が卓越する。

sp-1・2・3 に共通する特徴として、繊維状に発泡した火山ガラスの内部に小さな気泡状の空隙があり、その空隙を細かく発砲した軽石状の物質が充填しているのが観察された。さらに、この層準の前後の試料には結晶片岩起源と考えられる緑色岩片が少量含まれる。

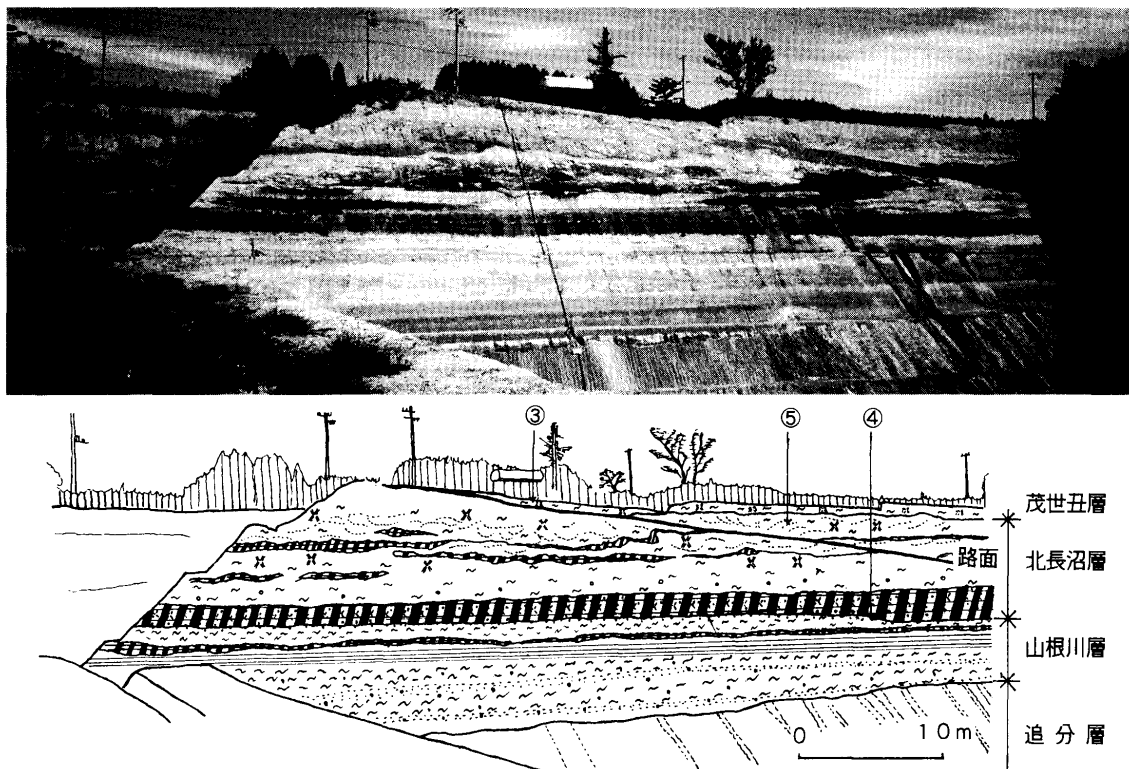
sp-4：角閃石や斜長石をごくわずかに含むが、その他の有色鉱物や岩片を含まず、ほとんどが火山ガラスからなる。火山ガラスの純度が高く、バブルウオール型が 70% 以上を占める。

sp-5：有色鉱物では単斜輝石・斜方輝石ともに含有率は低く、角閃石が 2 割以上と卓越する。また、黒雲母を特徴的に含有し、軽石型火山ガラスが目立つ。

sp-6：有色鉱物の含有率は低く、単斜輝石は含まない。斜方輝石・角閃石ともに含有率は低いが、角閃石が若干多い。石英がやや多く、火山ガラスも多いが、そのうちバブルウオール型はごくわずかで、軽石型が卓越する。

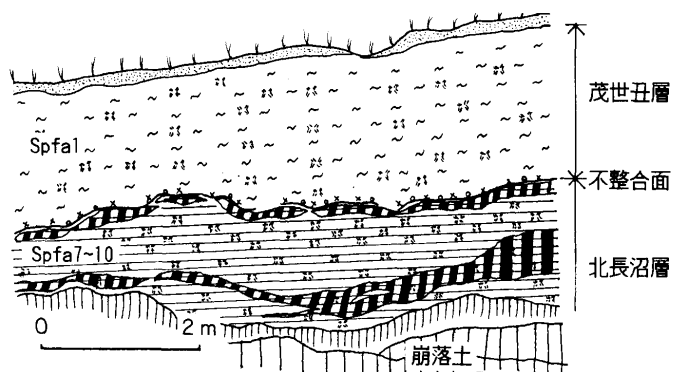
sp-7：斜方輝石が多く、単斜輝石と斜方輝石がそれに続き、角閃石は含まれない。単斜輝石と斜方輝石の比率はおおよそ 1.7:1 で斜方輝石が卓越する。軽石型の火山ガラスが含まれている。

sp-8：有色鉱物では斜方輝石が卓越し、単斜輝石の含有率は低い。角閃石の含有率はごくわずかである。斜長石と白色岩



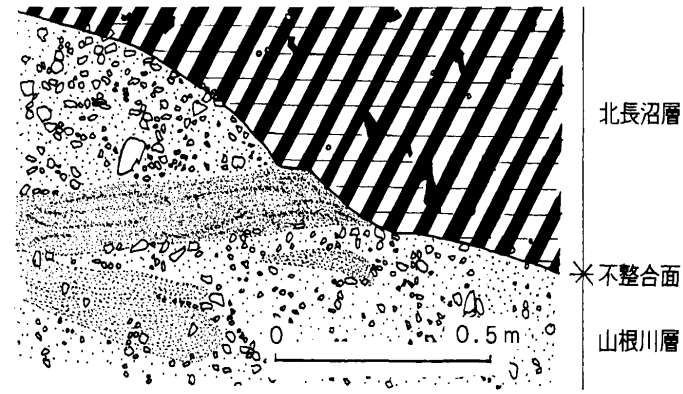
第2図 C地点の岩相層序区分. 図中の番号は第3～5図の位置を示す.

Fig. 2 Lithostratigraphic classification at point C. Each numbers in the sketch show the points of Fig. 3~5.



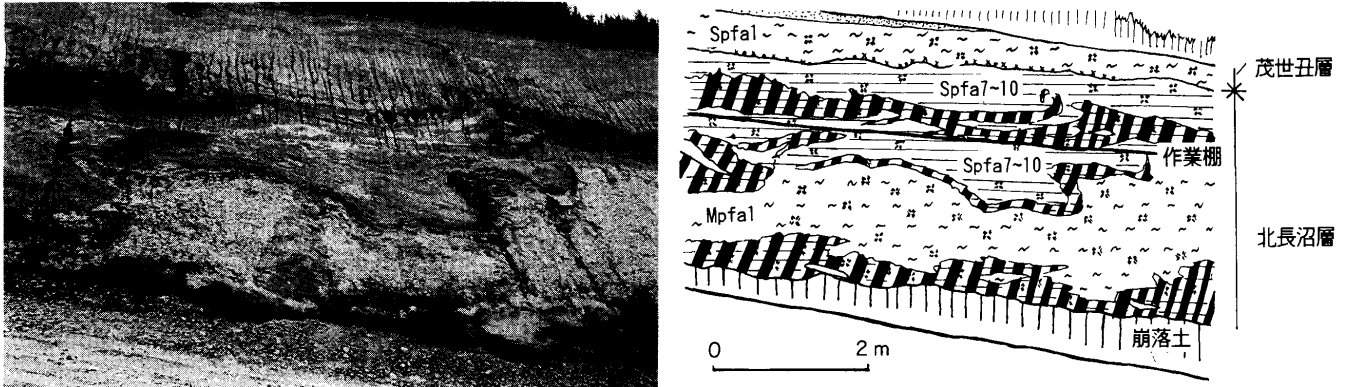
第3図 C地点に見られる北長沼層と茂世丑層の不整合

Fig. 3 Unconformity between the Kitanaganuma and Moseushi Formations at point C



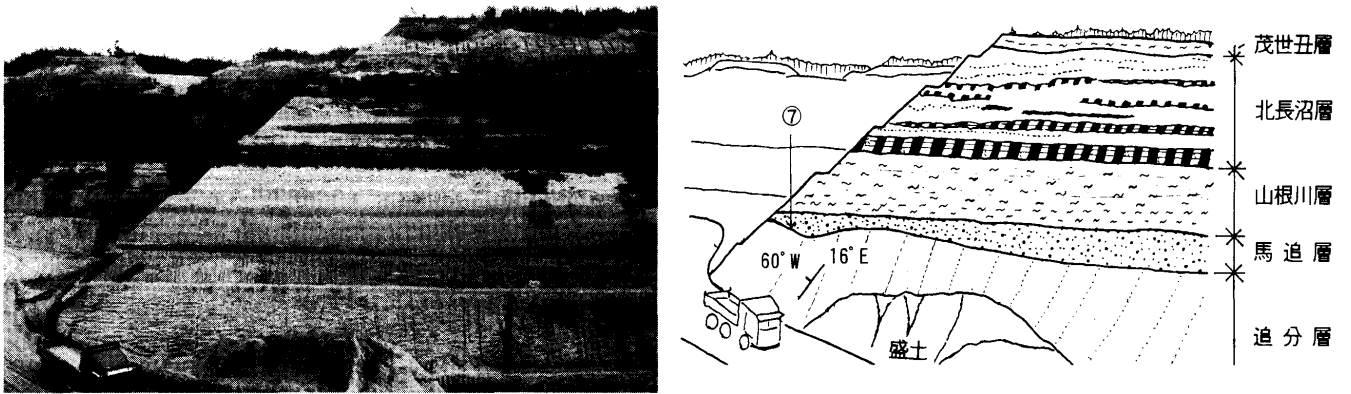
第4図 C地点に見られる山根川層と北長沼層の不整合

Fig. 4 Unconformity between the Yamanegawa and Kitanaganuma Formations at point C



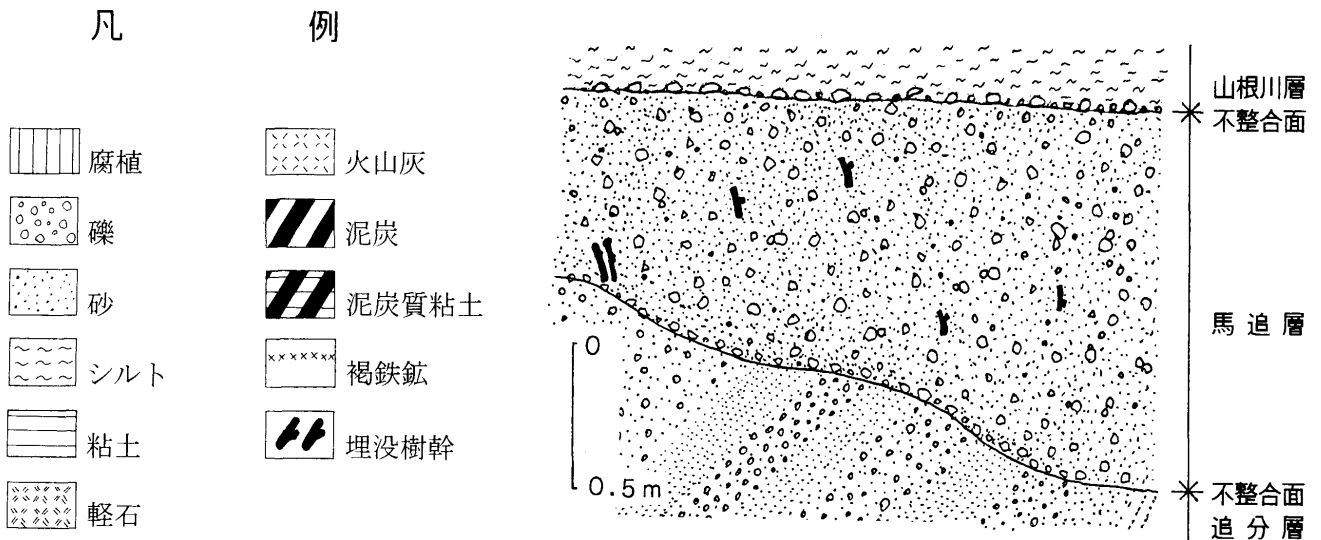
第5図 C地点に見られるクリオターベーション(周氷河現象)

Fig. 5 Cryoturbation(periglacial features)at point C



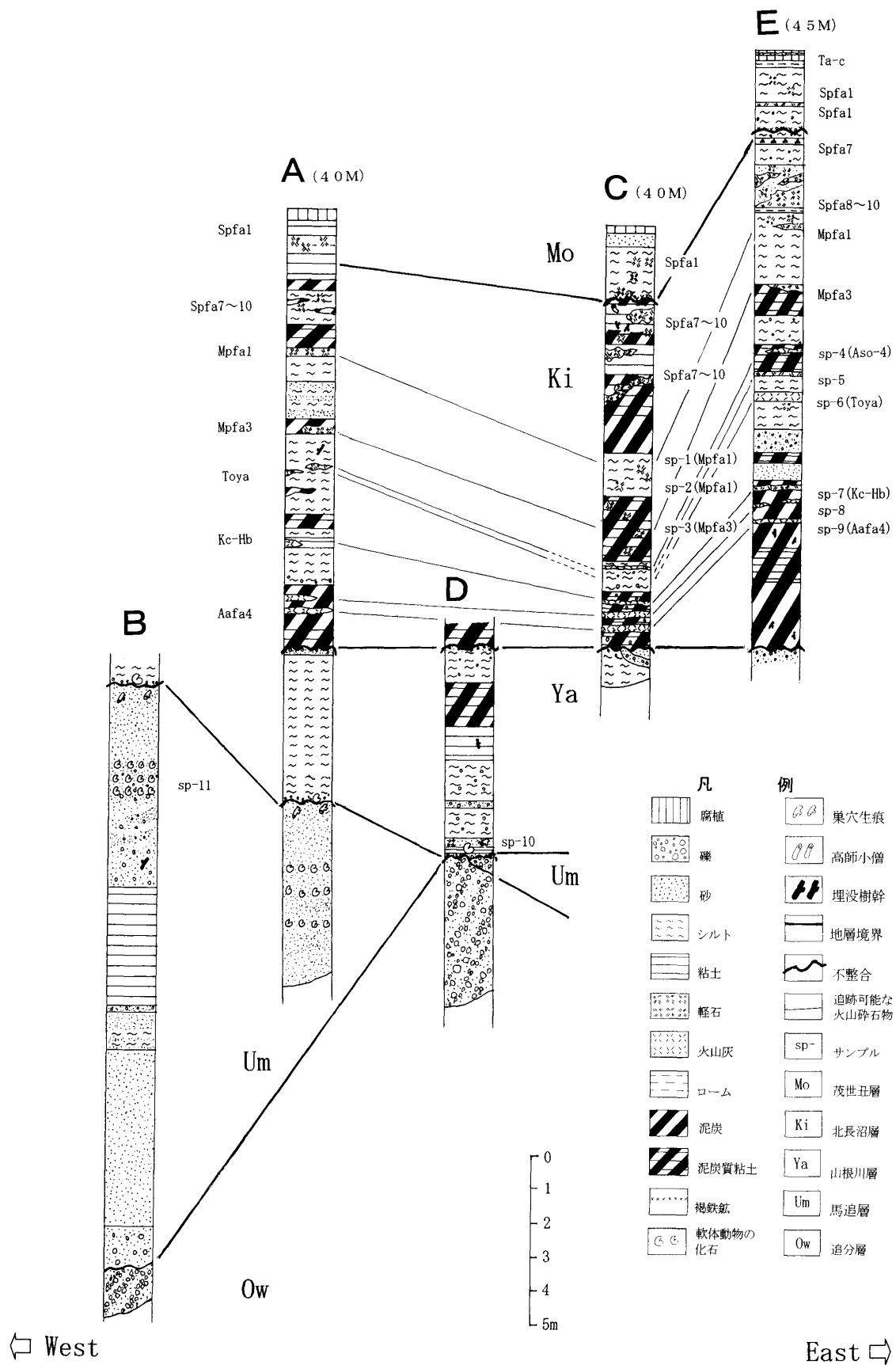
第6図 D地点の岩相層序区分. 図中の番号は第7図の位置を示す.

Fig. 6 Lithostratigraphic classification at point D. The number in the sketch shows the points of Fig. 7.

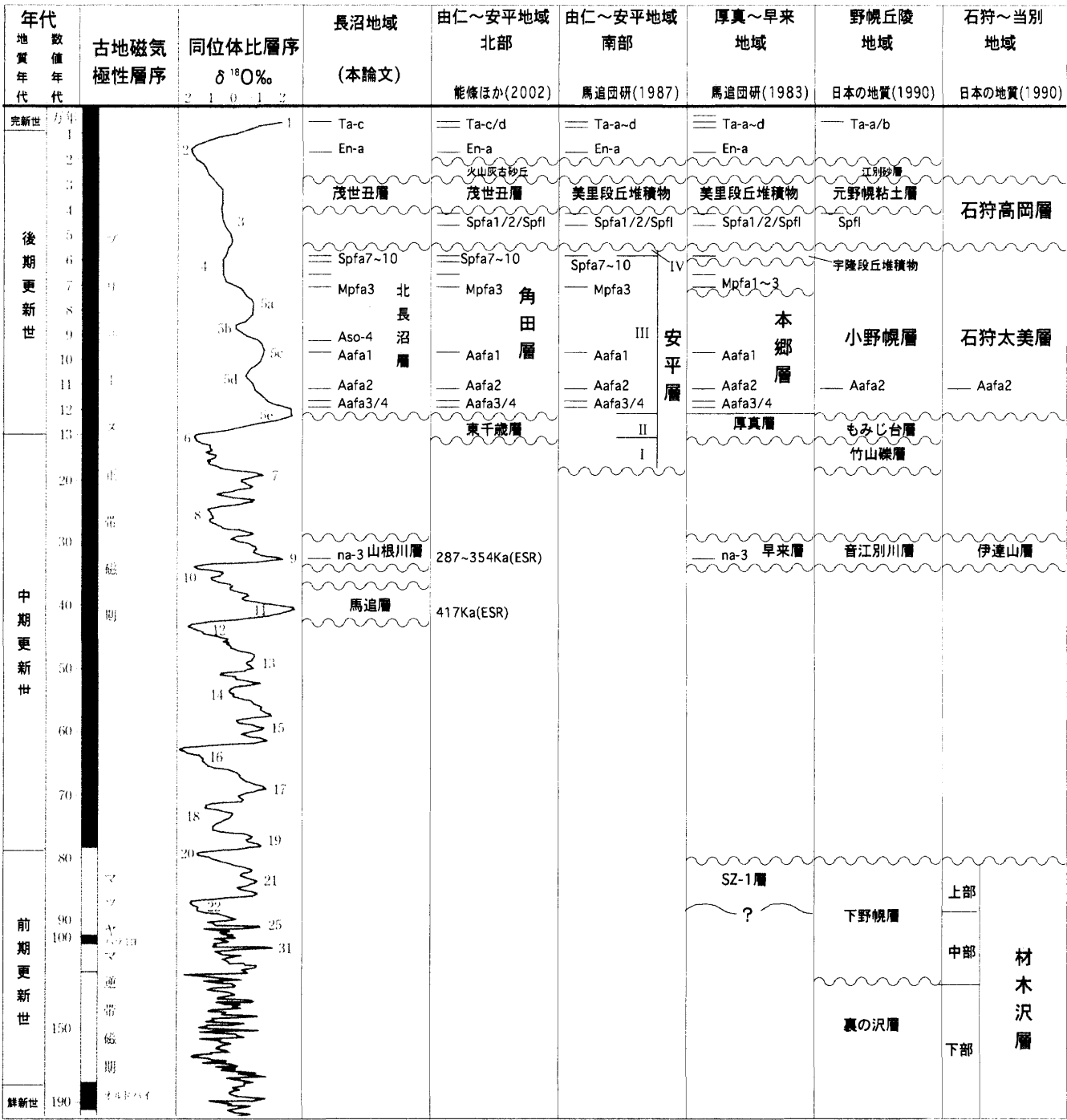


第7図 D地点に見られる追分層と馬追層及び馬追層と山根川層の不整合

Fig. 7 Unconformities between the Oiwake, Umaoi, and Yamanegawa Formations at point D



第8図 調査地点の柱地質状図.  
Fig.8 Lithological columns of studied area



第9図 石狩低地帯の更新統層序総括表. 年代スケール等は米倉ほか編 (2001) を改変  
Fig.9 Stratigraphic summary of the Pleistocene formations in the Ishikari Low Land.

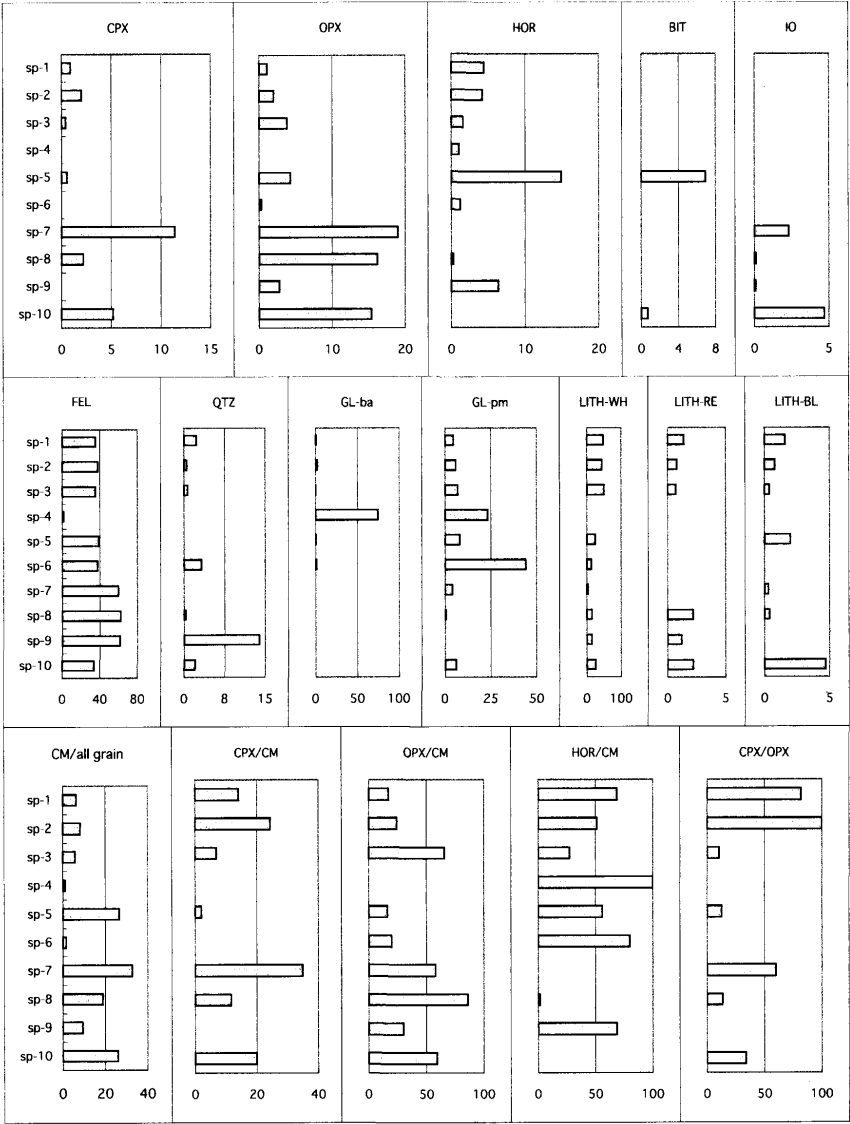
片が目立つほか、軽石型火山ガラスをごくわずかに含む。  
sp-9：有色鉱物では角閃石が多く斜方輝石がそれに続き、単斜輝石は含まれない。斜長石がかなり多く含まれ、石英も1割程度を占めてよく目立つ。  
sp-10：有色鉱物では斜方輝石が多く、単斜輝石がそれに続き角閃石は含まれない。若干の黒雲母を特徴的に含む。岩片が多く特に白色岩片が多い。軽石型の火山ガラスが目立つほか、鉄鉱物も含まれる。

火山ガラスの化学組成分析  
分析方法と結果  
火山ガラスの含有量が多い sp-4 および sp-6 の火山ガラスの主要成分化学組成の測定を、長橋良隆助教授（福島大学教育学部；当時）に依頼して実施した。  
火山ガラスの主要成分化学分析は福島大学のエネルギー分散型 EPMA（以下 EDS）を用いておこなった。この装置は、日本電子製 JSM-5800LV および日本電子製スパーマニカッ

		%	sp-1	sp-2	sp-3	sp-4	sp-5	sp-6	sp-7	sp-8	sp-9	sp-10
砂粒組成	CPX		0.9	2.0	0.4	0.0	0.5	0.0	11.4	2.2	0.0	5.2
	OPX		1.1	2.0	3.8	0.0	4.3	0.3	19.0	16.2	2.8	15.4
	HOR		4.4	4.2	1.6	1.0	14.9	1.2	0.0	0.3	6.4	0.0
	BIT		0.0	0.0	0.0	0.0	6.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7
	FEL		35.5	37.8	35.4	1.4	38.6	37.5	59.7	62.2	61.2	33.6
	QTZ		2.3	0.5	0.7	0.0	0.0	3.2	0.0	0.3	13.9	2.0
	LITH-WH		48.0	44.0	49.8	0.0	24.6	12.7	3.4	15.3	14.4	25.6
	LITH-RE		1.4	0.8	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	1.2	2.2
	LITH-BL		1.6	0.8	0.4	0.0	2.0	0.0	0.3	0.4	0.0	4.7
	GL-ba		0.4	2.1	0.2	74.4	0.2	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0
比 (%)	GL-pm		4.6	5.9	6.9	23.2	8.0	44.2	3.9	0.6	0.0	6.0
	IO		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	0.1	0.1	4.7
	CM/all grain		6.4	8.2	5.8	1.0	26.6	1.5	32.7	18.8	9.3	26.0
	CPX/CM		14.1	24.4	6.9	0.0	2.0	0.0	34.9	11.7	0.0	20.0
	OPX/CM		17.2	24.4	65.7	0.0	16.1	20.0	58.1	86.2	30.1	59.2
	HOR/CM		68.8	51.2	27.4	100.0	55.9	80.0	0.0	1.6	68.8	0.0
	CPX/OPX		81.8	100.0	10.4	—	12.6	0.0	60.0	13.6	0.0	33.8
	粒度組成											
	1/1-1/8mm(wt.%)		61	80	69	2	95	34	86	10	44	78
	1/8-1/4mm(wt.%)		30	14	24	41	4	46	11	76	46	20
	1/4-1/2mm(wt.%)		9	6	7	57	1	20	3	14	10	2

CPX: 単斜輝石 OPX: 斜方輝石 HOR: 角閃石 BIT: 黒雲母 FEL: 斜長石 QTZ: 石英  
LITH-WH: 白色岩片 LITH-RE: 赤色岩片 LITH-BL: 黒色岩片  
GL-ba: パブルウオール型火山ガラス GL-pm: 軽石型火山ガラス IO: 鉄鉱物  
CM/all grain: 有色鉱物/全砂粒 CPX/CM: 単斜輝石/有色鉱物 OPX/CM: 斜方輝石/有色鉱物  
HOR/CM: 角閃石/有色鉱物 CPX/OPX: 単斜輝石/斜方輝石

第 1 表 長沼町における火山碎屑物層準の砂粒組成  
Table 1 Grain assemblage compositions of pyroclastic layer in Naganuma



第 10 図 長沼町における火山碎屑物層準の砂粒組成ダイアグラム. 凡例は第 2 表と同じ  
Fig.10 Diagram for grain assemblage composition of pyroclastic layers in Naganuma



sp-4			Aso-4	sp-6			Toya
Oxide wt%	mean	SD	mean	Oxide wt%	mean	SD	mean
SiO <sub>2</sub>	71.70	0.42	72.52	SiO <sub>2</sub>	77.98	0.51	79.11
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.09	0.46	TiO <sub>2</sub>	0.12	0.14	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.29	0.17	15.07	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.83	0.24	12.64
FeO*	1.73	0.21	1.65	FeO*	1.06	0.11	0.96
MnO	0.13	0.12	0.11	MnO	0.11	0.23	0.10
MgO	0.41	0.11	0.45	MgO	0.04	0.09	0.02
CaO	1.15	0.16	1.32	CaO	0.5	0.22	0.40
Na <sub>2</sub> O	4.39	0.16	4.53	Na <sub>2</sub> O	4.39	0.26	4.22
K <sub>2</sub> O	4.70	0.23	3.92	K <sub>2</sub> O	2.96	0.18	2.51
total	100			total	100		

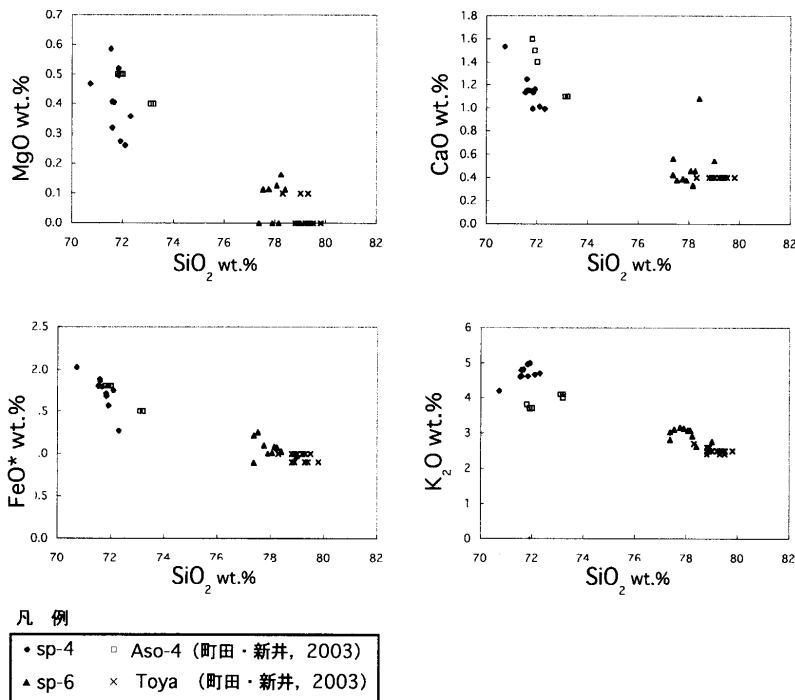
analyzed by Y.Nagahashi

analyzed by Y.Nagahashi

correction factors:  
SiO<sub>2</sub>: a=2.2649, b=0.9843 (R2=0.9958)    TiO<sub>2</sub>: a=0.0291, b=0.9631 (R2=0.9123)  
Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: a=-1.0862, b=1.0557 (R2=0.9944)    FeO: a=0.0992, b=0.8493 (R2=0.9917)  
MnO: a=-0.0119, b=1.0792 (R2=0.9828)    MgO: a=-0.0999, b=0.8725 (R2=0.9729)  
CaO: a=0.0719, b=0.8923 (R2=0.9839)    Na<sub>2</sub>O: a=-0.352, b=1.0499 (R2=0.9873)  
K<sub>2</sub>O: a=-0.3674, b=1.0419 (R2=0.9874)  
sp-4・sp-6の分析は長橋良隆による    \*2価と3価の鉄を含む

Aso-4・Toya は、町田・新井 (2003) より引用した北海道で採取された試料の値の平均値

第2表 sp-4・sp-6とAso-4・Toyaの火山ガラスの化学組成の比較  
Table 2 Chemical compositions of volcanic glass shards sp-4, sp-6, Aso-4, and Toya



第11図 火山ガラスの主な元素(酸化物)とSiO<sub>2</sub>のwt%比。\*2価と3価の鉄を含む  
Fig.11 Major elements chemical composition of volcanic glass shards sp-4, sp-6, Aso-4, and Toya

半導体検出器とOxford製Link ISIS EDXから構成されている。分析条件や分析値の補正については、長橋ほか(2003)に基づいた。ただし測定時間はライブタイムで100秒とし、各層準ごとに10試料を分析した。数値はwt.%で示し、標準偏差はSDで表した(第2表)。

分析値を町田・新井(2003)に掲載されている北海道内で採取されたAso-4およびToyaの値と比較した(第11図)。比較したAso-4の値は北海道厚真町・苫前町・広尾町・網走市・斜里町で採取された試料、Toyaの値は北海道伊達市・長万部町・黒松内町・岩内町・島牧村・木古内町・奥尻町・

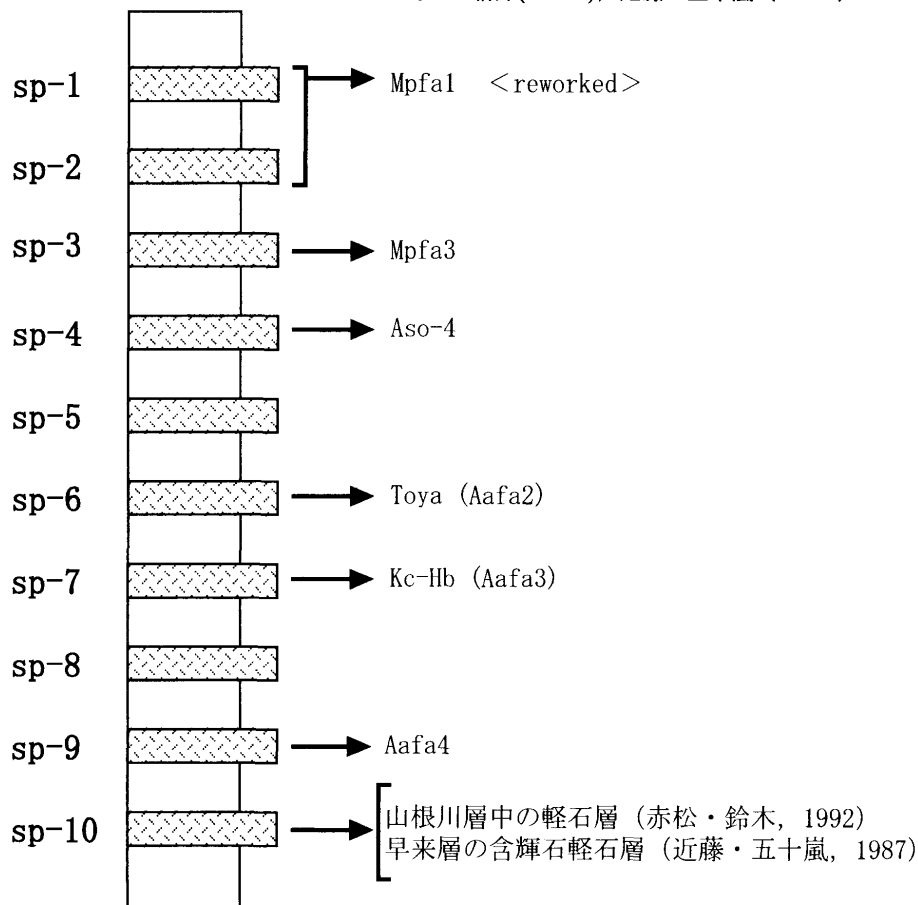
厚真町・広尾町・苫前町・浦幌町・斜里町で採取された試料の値を使用した(市町村名は調査時のもの)。

sp-4: 支笏湖および洞爺湖起源のテフラと比較して、SiO<sub>2</sub>の含有率が71.70wt.%と低いのにに対し、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>は15.29wt.%, FeOが1.73 wt.%, MgOが0.41 wt.%, K<sub>2</sub>Oは4.70 wt.%と比較的高い値を示す。

sp-6: 支笏湖起源のテフラと比較すると、SiO<sub>2</sub>が77.98wt.%と同程度であるが、Na<sub>2</sub>Oは4.39 wt.%と含有率が高い。その他TiO<sub>2</sub>が0.12wt.%, FeOが1.06 wt.%, MgOが0.04 wt.%, CaOが0.50 wt.%と低い値を示す。

山浦工業株式会社長沼砂利採取場  
での採取試料 (本論)

対比可能な従来の石狩低地帯の火山碎屑物層序  
春日井ほか(1980), 赤松・鈴木(1992),  
町田・新井(2003), 近藤・五十嵐(1987)



第 12 図 従来の石狩低地帯の火山碎屑物との対比

Fig.12 Correlation for pyroclastic deposits in the Ishikari Low Land

#### 分析結果による火山碎屑物の対比

砂粒組成, 火山ガラスの形態, 層序学的に観察した事実を近藤(1989), 中村ほか(2000) 中村・平川(2001), 町田・新井(2003), などと比較した結果, 本論文で記載した火山碎屑物と従来の石狩低地の火山碎屑物層序(春日井ほか, 1980)を以下のように対比する(第12図)。

sp-1・sp-2: 角閃石の量が多いこととそれについて斜方輝石が多く, 単斜輝石が斜方輝石と同量または若干少ない。また, 結晶片岩起源と考えられる緑色岩片を含有することから sp-1 および 2 は, Mpfa1 が降下後直接堆積したものではなく, 二次的に再堆積した層準であると考えられる。

sp-3: 有色鉱物として斜方輝石が最も多く, それに対し角閃石の含有率が低く, 少量の石英を含有するなどの特徴から sp-3 を Mpfa3 に対比する。

sp-4: バブルウオール型の火山ガラスの純度が極めて高いことと, 化学組成の特徴から sp-4 を Aso-4 に対比する。

sp-5: sp-5 は従来の研究では Aafa1 相当の層準である。しかし, この試料は角閃石の含有量が斜方輝石や単斜輝石に比較して極めて高く, さらに黒雲母を特徴的に含有するほか, 軽

石型の火山ガラスを多く含むという特徴を持っている。これらの特徴からは, Aafa1 に対比するのは困難であるため, これまで知られていない火山灰層と判断し, na 1 と仮称する。  
sp-6: 火山ガラスを多く含み, その形態の特徴として軽石型が卓越していることとその化学組成の特徴から, sp-6 を Toya (Aafa2) に対比する。

sp-7: 鉱物組成の特徴は, 従来報告されている Kc-Hb に近似する。中村ほか(2000)は十勝での Kc-Hb の火山ガラスの形態としてスポンジ型(本論では軽石型と分類)が優勢であることを報告している。また, 本層は中粒砂サイズ以上のものが卓越する粗粒の堆積物であり, これは中村ほか(2000)の記載と共通する特徴である。よって, sp-7 を Kc-Hb (Aafa3) に対比する。

sp-8: 本層に対比される火山灰層はこれまでに報告されていない。本論では na 2 と仮称する。

sp-9: 角閃石の量が多く斜方輝石がそれについて多く, 単斜輝石が認められなかったことから sp-9 を Aafa 4 に対比する。

sp-10: 斜方輝石と単斜輝石, 鉄鉱物の含有率から山根川層中の軽石質火山灰層(赤松・鈴木 1992) および早来層中の

Species	Count	%	秋元・長谷川(1989)	
Benthic Foraminifera (>0.063mm)			Japan Sea	NW Pacific
<i>Ammonia beccarii</i> forma 1	2	0.93	Inner	Inner
<i>Ammonia japonica</i>	28	12.96	Inner	Middle
<i>Buccella frigida</i>	26	12.04	Middle	Inner
<i>Buccella</i> cf. <i>tenerrima</i>	4	1.85		
<i>Buccella</i> sp. A	3	1.39		
<i>Buccella</i> sp.	2	0.93		
<i>Cibicides lobatulus</i>	12	5.56	Inner	Inner
<i>Cibicides</i> cf. <i>lobatulus</i>	4	1.85		
<i>Elphidium</i> cf. <i>Advena</i>	2	0.93		
<i>Elphidium crispum</i>	1	0.46	Inner	Inner
<i>Elphidium excavatum</i>	23	10.65	Inner	Inner
<i>Elphidium subarcticum</i>	23	10.65	Inner	Middle
<i>Elphidium</i> cf. <i>subarcticum</i>	2	0.93		
<i>Elphidium</i> sp. A	2	0.93		
<i>Elphidium</i> sp. B	3	1.39		
<i>Elphidium</i> sp.	6	2.78		
<i>Fissurina</i> cf. <i>submarginata</i>	1	0.46		
<i>Fissurina</i> sp.	1	0.46		
<i>Hanzawaia nipponica</i>	3	1.39	Inner	Inner
<i>Haynesina</i> sp. A	51	23.61		
<i>Nonionella stella</i>	2	0.93	Middle	Inner
<i>Pseudononion japonicum</i>	12	5.56	Inner	Inner
<i>Rosalina bradyi</i>	3	1.39	Inner	Inner
<b>Total</b>	<b>216</b>	<b>100.00</b>		
Planktonic Foraminifera (>0.063mm)				
Sample weight (g)	83.1		Inner: 上部浅海帯	
Sand fraction (g)	36.1		Middle: 中部浅海帯	
Mud content (%)	56.56			
Split	32			
P/T ratio	0.06		∴ 中部浅海帯 (40～90m)	
B. foram. num. (>0.063mm) (N)	83.18			
P. foram. num. (>0.063mm) (N)	5.39			
Planktonic Foraminifera (>0.125mm)				
<i>Globigerina bulloides</i>	24	53.33		
<i>Globigerina quinqueloba</i>	4	8.89		
<i>Globigerinoides ruber</i>	4	8.89		
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	1	2.22		
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (D)	1	2.22		
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (S)	9	20.00		
<i>Globigerinidae</i> gen. et sp. indet.	2	4.44		
<b>Total</b>	<b>45</b>	<b>100.00</b>		
Split	2			
B. foram. num. (>0.125mm) (N)	1.08			

第3表 馬追層産出有孔虫化石  
Table 3 Foraminifera from the Umaoi Formation

含輝石軽石層（近藤・五十嵐 1987）に対比する。この火山灰は未命名なので、本論では na 3 と仮称する。

#### 化石分析

##### 有孔虫化石

調査地点の更新統のうち、軟体動物化石を多産する馬追層について有孔虫化石分析を行なった。サンプルは第8図の柱状図Bのsp-11を使用した。水洗処理して得られた馬追層産出の有孔虫化石を第3表に示す。なお、化石の抽出処理方法は能條ほか（1999）によった。

化石は全体に保存良好で、浮遊性種の全体に占める割合（P-T比）は6%である。以下に、底生有孔虫と浮遊性有孔虫群集のそれぞれについて考察する。

##### 底生有孔虫群集

産出した底生有孔虫は、10属19種であった。

一定程度の有意な産出個体数があり、かつ同定が確定した種について、秋元・長谷川（1989）で示された現世有孔虫の上限深度帯をみると、上部浅海帯とされるものと中部浅海帯とされるものとがあったので、上部浅海帯を示す種は再堆積した個体と判断するのが適当と考え、馬追層堆積時の古水深は中部浅海帯（水深約40～90m）以深と考えた。

この群集には、*Buccella frigida* や *Elphidium subarcticum*, が優先し、*Cibicides* spp. などが随伴する寒冷な浅海性群集という共通性がみられる。しかし、一方で「温暖・浅海・湾的堆積環境」を示唆する *Ammonia* spp. の多産という特徴が見られるので、付近には表層水が比較的温暖な浅瀬があったことが考えられる。岩泥率（56.6%）は比較的高いが、植物片の混入やクルミ球果が産出することも、陸域からの近さ（あるいは陸水の影響）を示すものと考えられる。

##### 浮遊性有孔虫群集

浮遊性有孔虫の産出は、この地域が堆積当時に多少なりとも外洋水の影響下にあったことを示すものであるが、これらのうち特筆すべきは *Gs. sacculifer* と *Gs. ruber* の産出である。これらの種のうち、*Gs. ruber* は、現在の北海道周辺海域では対馬暖流の流路付近にのみ希に産出するものであり、能條・鈴木（1999）では、下部更新統の瀬棚層において同種の産出の有無を暖流の去就を示すマーカーの一つとして取り扱っている。また *Gs. sacculifer* は、現在の日本海では南部の経ヶ岬沖（丹後半島沖）までに“まれ（rare）”に産出するだけであり、太平洋側での産出は、土佐湾から紀伊水道では“わずか（few）”、塩屋崎南方では“まれ（rare）”であるなどその分布は黒潮流域のみに限られ、銚子沖以北では産出しない（Asano1957；尾田・嶽本 1992）。これらの種の産出状況は暖流の消長の重要な目安となるが、本層から産出したものは産出頻度と個体の大きさのいずれもが能條・鈴木（1999）で扱ったものに比べて優っているうえ、*Gs. sacculifer* はこれまで北海道の中～下部更新統からは報告された例がない亜熱帯種である。これらのことは、馬追層堆積時に本地域周辺の外洋水では、暖流が現在よりかなり優勢であったことが示唆される。

#### 有孔虫化石の示す古環境

前述のような暖流水の流入は、内湾的な地形では起こりづらく、海峡的な地形を推定する方が無難であろう。しかし、その場合でも、水深 100m を越すような深さを示す有孔虫が産出しないことから、水深はさほど深いものとは言えない。いずれにしろ、現在の石狩低地帯中央部において、標高の高い地域にある馬追層の古水深が中部浅海帯（水深 40～90m）にあたることを考えると、石狩低地帯全体が海峡的な古地形であったと推定すべきであろう。

#### 花粉化石

##### 分析方法

花粉化石は、星野・木村（1980）を一部改良し、10% KOH, HCl, HF, アセトリシス処理の順に行なって抽出した。A 地点の露頭からは 35 試料を採取・分析し、そのうちの 31 試料より花粉・胞子を抽出した。試料採取層準は第 13 図に示す。また、E 地点では 32 試料を採取・分析し、27 試料より花粉・胞子を抽出した。試料採取層準は第 14 図に示す。化石は微分干渉装置付きの光学顕微鏡により 1000 倍で同定した。各試料からの花粉・胞子を同定する個数については星野（1994）に基づき、樹木花粉（AP）が 100 個を超えるまで数えた。ただし、A 地点では試料番号 7・8・30・32 が、E 地点では試料番号 21・22・24・28・30 が花粉含有量が少なかったため、カウントを樹木花粉（AP）が 50 個を超えるまでとした。花粉・胞子組成図（第 13 図、第 14 図）には、総樹木花粉数（総 AP）に対する各樹木花粉数（AP）比、総花粉と胞子数の和に対する各非樹木花粉数（NAP）比、全ての花粉・胞子の中の樹木花粉の比を合わせて表示した。また、

少量産出する花粉・胞子は、A 地点については第 4 表に、E 地点については第 5 表に示した。

##### 分析結果

第 13・14 図に示した花粉・胞子組成に基づき、A 地点では NagA-1～8 の 8 帯に、E 地点では NagE-1～3 の 3 帯に分帯した。なお、柱状対比に基づけば NagE-1～3 帯は NagA-6 帯に含まれる。

##### 各花粉帯が示す植生と気候

花粉分析の結果を現在と比較するためには、現状の植生を理解しなければならないが、調査地域周辺には既に自然林はほとんどなく、天然の植生を実地調査により把握することは困難である。長沼町史編さん委員会（1977）には、開拓当時（約 100 年前）の長沼地域の標高約 20m における植生として、「太いカシワを主としハンノキを交えた樹林と近隣のオニグルミ、ヤナギ、シラカバ」、「河川周辺のハンノキと泥炭地のヤナギ、ハンノキ、シラカバ、エゾイソツツジ」、「馬追山国有林付近のトドマツ、シナノキ、エゾイタヤ、マカバ、ハンノキ、サワシバ、ニレ、カシワ、アサダ、ヤチダモ、オニグルミなど」の存在が記載されている。このことと、ブナが本調査地域の南西方約 120km 以南に分布することを現在の気候による植生ととらえ、以下に花粉分帯の示す植生をこれと比較する形で述べる。

##### A 地点（第 15 図）

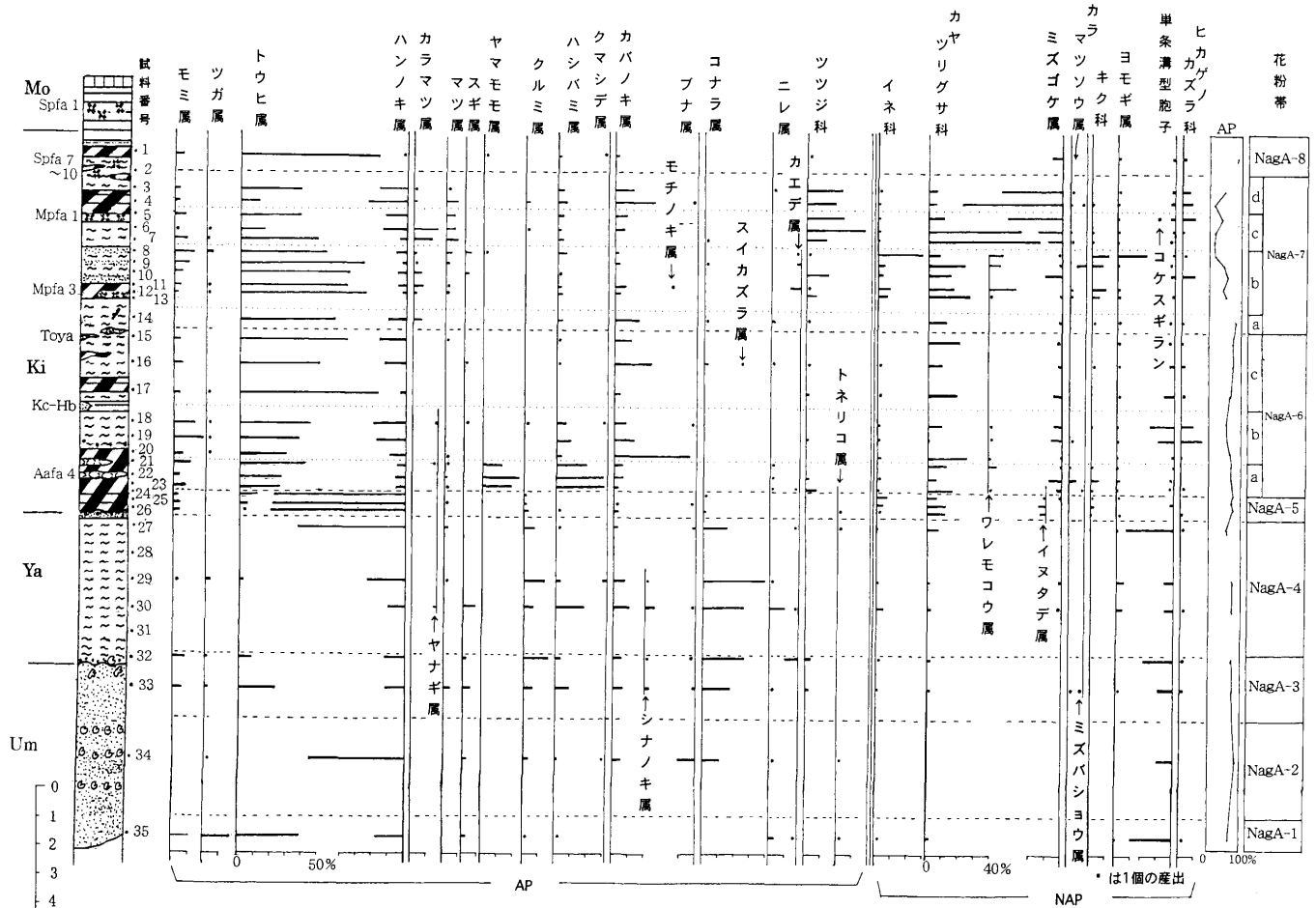
NagA-1; トウヒ属、ツガ属、モミ属などの亜寒帯針葉樹林が優占する森林で覆われ、冷温帯性広葉樹はハンノキ属が多く、わずかにニレ属が混じりクルミ属、ハシバミ属、カエデ属などは少ない。カヤツリグサ科、イネ科、ヨモギ属などの草原構成要素の植物も少なく、シダ類と共に森林の下草の可能性が強く、冷涼で湿潤な環境を思わせる。

NagA-2; トウヒ属などの亜寒帯針葉樹林はほとんど姿を消し、代わってハンノキ属、コナラ属、ブナ属、カバノキ属、クルミ属などの冷温帯性広葉樹が優勢である。草原の発達は見られず、森林の下草にはシダ類が多いことから温暖で湿潤な環境であったことを伺わせる。

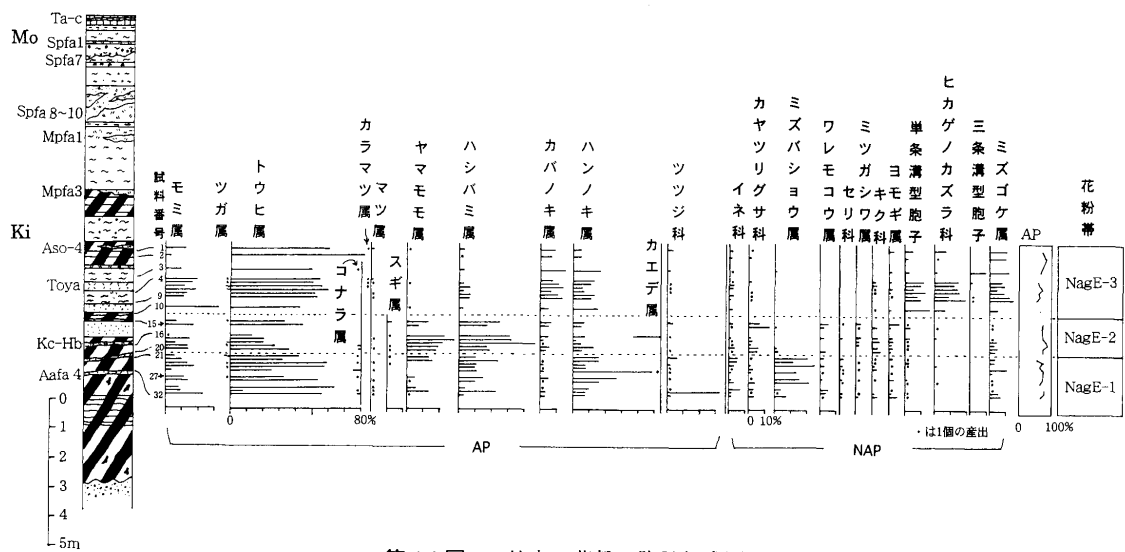
NagA-3; トウヒ属、ツガ属、モミ属などの亜寒帯性針葉樹が姿を現し、マツ属、スギ属などの針葉樹も姿を見せる。ハンノキ属、クルミ属、ハシバミ属、カバノキ属、コナラ属などの冷温帯性広葉樹が勢力を拡大し、シナノキ属やカエデ属などの落葉広葉樹も現れる。草原構成要素の植物たちはほとんど姿を見せず、シダ類を主とし、ミズバショウ属やヒカゲノカズラ科などの森林の下草が見られる。冷温帯性広葉樹の拡大は、温暖化の傾向と湿潤な環境を読み取ることができる。

NagA-4; コナラ属、ハンノキ属、ハシバミ属、クルミ属、カバノキ属、ニレ属などの冷温帯性広葉樹林が広がり、シナノキ属の落葉広葉樹も姿を見せる。亜寒帯性針葉樹であるトウヒ属、モミ属などは、ほとんど姿を消す。温暖化と湿潤な傾向はさらに進む。

NagA-5; コナラ属やクルミ属、カバノキ属などの冷温帯性



第 13 図 A 地点の花粉・胞子組成図  
Fig.13 Pollen diagram from point A



第 14 図 E 地点の花粉・胞子組成図  
Fig.14 Pollen diagram from point E

試料番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
数えたAP数	101	*	101	100	101	101	50	50	101	101	100	102	*	104	101	102	100	101	102	101	102	100	100	101	102	101	100	*	102	50	*	50	100	102	100
ミズバショウ属																1					2			1											
ワスレグサ属											1										2														
ギンギン属								1																											
ミチヤナギ属								2			1												1												
イブキトラノオ属												1																							
アカザ科												1																1					1		
ナデシコ科						3		3				1																							
キンボウゲ科							2	1			3			1																					
バラ科				1								5													1									1	
ブドウ科															1																				
ウコギ科																												1							
セリ科					1	2	1								1							1		1		1								1	
数えたAP・NAP総数	117	*	214	479	249	524	305	239	211	170	241	204	*	127	135	131	146	183	171	160	145	141	140	127	140	128	170	*	128	69	*	70	129	114	153

\*はAPとNAPを殆ど含まない

第4表 A地点の少量産出花粉・胞子数  
Table 4 A few pollen and spore from point A

試料番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	
ヤナギ属																2				1										1	2	1	
クルミ属			1		1		1		1													1											
クマシデ属	1			1											1																		
ニレ属														1																			
モチノキ属					1																												
イボタノク属									1																								
アジサイ属																															2		
数えたAP数	102	102	104	101	101	100	101	102	101	101	*	*	*	102	101	101	102	101	101	103	50	50	101	50	102	*	101	50	*	50	102	101	
ギンギン属																																1	
ミチヤナギ属				1												3																	
イブキトラノオ属																					2												
イヌタデ属																				3													
アカザ科																														1			
キンボウゲ科														1										1									
カラマツソウ属	1		1													1		1	1	2	1		1				1				1	2	
バラ科					1											1			1							1						2	
アカバナ属																									4								
ゼンマイ属			2																														
数えたAP・NAP総数	140	121	153	169	159	142	166	153	185	146	*	*	*	137	139	134	122	113	133	140	88	67	163	68	130	*	141	75	*	64	130	148	

\*はAPとNAPを殆ど含まない

第5表 E地点の少量産出花粉・胞子数  
Table 5 A few pollen and spore from point E

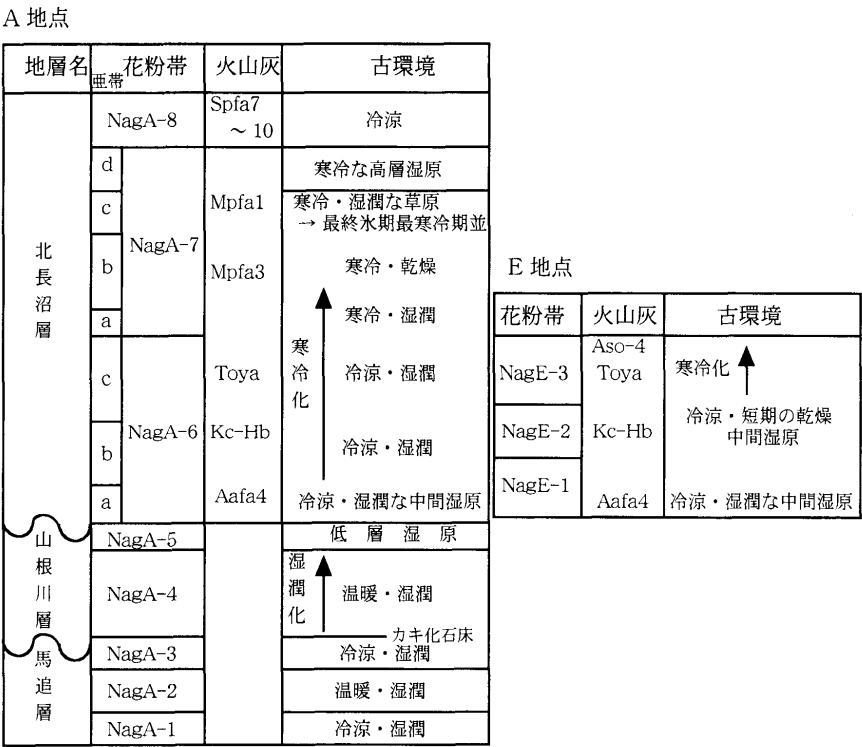
広葉樹のほとんどが姿を消し、トウヒ属やモミ属などの亜寒帯性針葉樹が姿を現す。カヤツリグサ科をはじめイネ科、キク科、ヨモギ属などの草原構成要素の植物たちが泥炭質の湿原を形成し、いたるところに泥炭質湿原が発達する。広葉樹林の衰退は、シダなどの下草をも衰退させた。ハンノキ属の増大は、温暖な気候から冷涼な気候に変わり、亜寒帯針葉樹林へと拡大する遷移点と読み取ることができる。比較的温暖な気候は、冷涼な気候へと変化し低層湿原が広がったことを示している。

Nag-A-6; ハンノキ属の衰退となり、代わって亜寒帯性針葉樹のトウヒ属やモミ属の出現となる。ハシバミ属やカバノキ属などの冷温帯性の広葉樹が、また湿潤な環境要素を示すヤマモモ属（ヤチヤナギ）の出現を見る。草本類ではスゲ、アブラガヤなどのカヤツリグサ科とカラマツソウ属やキク科、ヨモギ属、イネ科などが草原を作り、ミズゴケ属の出現は、これら草原構成要素の植物と共に、泥炭地性湿地の出現が考えられる。冷涼な気候へ変化したことを示している(a 亜帯)。

トウヒ属やモミ属などの亜寒帯性針葉樹が優勢となり、ハシバミ属が衰退し、ハンノキ属がやや優勢となる。また、乾燥化が進行しヤマモモ属が衰退する。草本類では、草原構成要素の植物に加えてシダ類やヒカゲノカズラ科が出現し、森林地帯の下草となっていたと見られる。またミズゴケ属が連続して出現し、草原構成植物と共に泥炭地性湿地を形成したと考えられる。冷涼で湿潤な気候であった(b 亜帯)。

トウヒ属などの亜寒帯性針葉樹が森林を優勢し、冷温帯性広葉樹ではほとんどハンノキ属とカバノキ属を残すのみとなる。泥炭地性湿地には、ツツジ科、イネ科、カヤツリグサ科、ミズゴケ属、キク科、ヨモギ属などの植物が草原を形成した。また、シダ類やヒカゲノカズラ科は森林の下草となっていたと考えられる。冷涼な気候はさらに進む(c 亜帯)。

Nag-A-7; 冷温帯性広葉樹のハンノキ属やカバノキ属の衰退が進み、わずかにニレ属、コナラ属、ハシバミ属が見られる。カラマツ属（ゲイマツと考えられる(矢野・石狩低地帯研究会, 1969)の出現は、冷涼な気候から寒冷な気候へと変化し



第 15 図 長沼地域の古環境  
Fig.15 Paleoenvironments of the Naganuma area

ていったことを示している。泥炭地性湿地には、ツツジ科、カヤツリグサ科、ミズゴケ属、キク科、ヨモギ属がわずかに見られ、シダ類やヒカゲノカズラ科は、森林の下草としてわずかに見られる程度である（a 亜帯）。

トウヒ属、モミ属、マツ属などの亜寒帯針葉樹が優勢となり、カラマツ属が連続して出現する。一方、ハンノキ属やカバノキ属の冷温帯性広葉樹は一層衰退するが、ヤマモモ属、ハシバミ属、モチノキ属、コナラ属、カエデ属などが、わずかではあるが出現する。泥炭地性湿地には、カヤツリグサ科を初めとする草原構成植物が広がる。シダ類やヒカゲノカズラ属は、森林の下草としてわずかに出現する。寒冷な気候は続く（b 亜帯）。

カラマツ属の増加とトウヒ属、モミ属、マツ属林などの亜寒帯針葉樹林が優占する。冷温帯性広葉樹では、ハンノキ属、ハシバミ属、カバノキ属が、やや回復を見せながら連続する。泥炭地性湿地では、ツツジ科が増加し、カヤツリグサ科などの草原構成要素植物が草原を拡大する。ミズゴケ属の増加は、高層湿原の形成を思わせる。寒冷な気候は、最終氷期極相期に匹敵する寒冷期となる（c 亜帯）。

カラマツ属やトウヒ属、モミ属、マツ属などの亜寒帯性針葉樹は衰退を見せる。一方、冷温帯性広葉樹のハンノキ属、ハシバミ属、カバノキ属などは増加し、クルミ属やブナ属、ニレ属なども姿を見せる。泥炭地性湿地では、カヤツリグサ科を初めとする草原構成要素の植物が草原を形成する。また、ツツジ科やミズゴケ属の増加から高層湿原の形成を読み取る

ことができる。極相的な寒冷期もやや落ち着きを見せる（d 亜帯）。

NagA-8; 亜寒帯性の針葉樹は、カラマツ属が姿を消しトウヒ属とモミ属の林が優占する。冷温帯性広葉樹では、ハンノキ属、ヤマモモ属、ハシバミ属、カバノキ属がわずかに姿を見せる程度である。泥炭地性湿地では、草原を形成した植物もほとんど姿を消し、わずかにミズゴケ属が存在する程度となり、極相的な寒冷気候はやや和らぎを見せる。

E 地点（第 15 図）

NagE-1; 亜寒帯性針葉樹のトウヒ属やモミ属、ツガ属などの森林が優占するが、ハンノキ属を初め、ハシバミ属、カバノキ属などの冷温帯性広葉樹の森林も広がり、コナラ属がわずかに姿を見せる。ミズバショウ属の増加を初め、ミズゴケ属、ツツジ科、ヤマモモ属（ヤチヤナギ）、ミツガシワ属、ワレモコウ属などの出現は、草原構成要素の植物と共に、泥炭地性湿原を形成する。冷涼で湿潤な気候であった。

NagE-2; トウヒ属やモミ属、ツガ属などの亜寒帯針葉樹林とハンノキ属の林はやや衰えを見せるが、カエデ属、ハシバミ属、カバノキ属がやや勢力を増し、スギ属、コナラ属などが姿を見せている。ミズバショウ属の激減は、ハンノキ属の衰退と共に、その下草が消えていったことを思わせる。泥炭地性湿原を構成した植物たちは、ミズバショウ属は姿を消したが、ヤマモモ属が一層拡大し、泥炭地湿原を形成している。やや温暖化したが、冷涼、湿潤な気候は続いている。

NagE-3; カラマツ属（グイマツ）が姿を見せ、トウヒ属、モ

ミ属, ツガ属などの亜寒帯性針葉樹が優占する。冷涼な気候は、寒冷な気候へと変化したことを示している。冷温帯性の広葉樹もカバノキ属, ハンノキ属が繁茂し, ハシバミ属は衰退する。寒冷な気候は乾燥化をすすめ, 湿地性のヤマモモ属はすっかり衰退するが, ミズゴケ属の増加と草原構成植物の産出は, 泥炭地湿原の連続的形成を思わせる。またシダ類の増加やヒカゲノカズラ科の増加は, ハンノキ属や拡大した針葉樹林などの下草となっていたことを思わせる。

#### 従来の研究との比較

近藤・五十嵐(1987)は, この地域にトウヒ属, ツガ属, スギ属, ブナ属林などからなる温暖・湿潤な気候が存在したことについて詳細に解明し, 山田(1984)は長沼地域でUM-I ~ III 帯を区分し, 最終間氷期以降 Spfal 降下頃までの気候変化を解明した。

本報告で示された NagA-5 帯(ハンノキ林優勢)の植生は, 栗山町南学田(星野ほか 1986)と厚真・早来地域(馬追団体研究会 1987)でも報告されていることから, 石狩低地帯において普遍的なものあったと考えられる。また, トウヒ属, カラマツ属(グイマツ), そしてマツ属(ハイマツ)が出現すること, コケスギランが随伴すること, Taxa 数が減少し草原化が進むことを寒冷化としてとらえる(星野ほか 1985, 星野・松澤 1987, 五十嵐 1993)と NagA-7 帯の Mpfal の層準の草原化と寒冷化は石狩低地帯の最終氷期最寒冷期に近いものであったことになる。馬追団体研究会(1987)による B(追分町弥生)地点の試料番号 11 は全花粉孢子数に対する樹木花粉の比率がやや低く, トウヒ属が多くカラマツ属を少量伴うなど多くの点で本報告と一致し, Aafa4 の直下から Mpfal までの寒冷化は徐々に進行し, 途中で温暖期の存在が読み取れない点でも一致している。

#### まとめ

能條ほか(2002)と上述した層序・火山灰及び化石の分析に基づけば, 本調査地域周辺における各層堆積期の植生と気候は以下のようにまとめられる。

#### 馬追層堆積期(NagA-1,-2,-3; 約 40 万年前)

馬追層堆積期前期の陸域には亜寒帯針葉樹林が発達し, 冷温帯性広葉樹の少ない様相で, 冷涼かつ湿潤な環境であったと考えられる。また, 堆積中期には亜寒帯性針葉樹が姿を消し, 代わって冷温帯性広葉樹が優勢となり, 温暖かつ湿潤な環境に変化したと考えられる。さらに堆積後期になると, 亜寒帯性針葉樹が姿を現すが, 冷温帯性広葉樹が勢力を拡大するので, やはり温暖かつ湿潤な環境を思わせる。

#### 山根川層堆積期(NagA-4; 約 30 万年前)

山根川層堆積期には, 冷温帯性広葉樹林が広がり, 亜寒帯性針葉樹はほとんど姿を消し, 温暖かつ湿潤な環境であったと考えられる。

#### 北長沼層堆積期(NagA-5,-6(NagE-1,-2,-3), -7,-8; 約 12 ~ 5 万年前)

堆積前期は冷温帯性広葉樹がほとんど見られず, 亜寒帯針葉樹が姿を現し, 泥炭質の低層湿原が形成され冷涼な気候が始まったと考えられる。

中期前半は, 亜寒帯針葉樹林が広がり, 湿潤な環境で泥炭地性湿地が形成され, 冷涼化は一層進行した。

中期後半にはカラマツ属が出現し, 冷涼な気候は寒冷な気候へと変化した, 最終氷期の極相に類似する状況となって, 草原は高層湿原へと遷移した。

後期にはカラマツ属が姿を消し, 冷涼な環境へと移行し湿原は衰退した。

#### 茂世丑層堆積期(4 ~ 2 万年前頃)

Spfl の流出により, それまで江別付近から苫小牧を経て太平洋に流入していた“古石狩川”は, 長沼町・南幌町など Spfl 堆積域の北部側でせき止められていた。その結果, 後背地となる茂世丑低地帯は現在の標高 60 m 前後にまで水位が上昇し, 茂世丑層の堆積が開始した。この“古石狩川ダム湖”や後背湿地は岩見沢市周辺から江別市野幌付近にかけて広がった。札幌方向に流路が切り開かれ, ダムは解消して Spfal 等に由来する多くの河川成堆積物が札幌方面にもたらされた(能條ほか 2002)。

謝辞 本論を作成するにあたって, 北海道立地質研究所の八幡正弘会員には, 現地での討論のほか, 資料の収集にあたってお世話になった。また, 匿名査読者 2 名にも有益なご指摘をいただいた。本調査に関する長年にわたる野外調査には, 多くの北海道教育大学岩見沢分校地学研究室の卒業生が参加し, 本論には同研究室の卒業論文で研究された個々の課題にかかわるデータも多数加味されている。このように, 著者には含まれなかった多数の方々の労力により本論が作り上げられてきたことを付記し, その方達に深く心からの感謝の意を表したい。

#### 文 献

- 赤松守雄・鈴木明彦(1992) 石狩低地帯周辺丘陵の鮮新-下部更新統の層序と古環境。北海道開拓記念館研究年報, 20: 1-37。  
 秋元和實・長谷川四郎(1989) 日本近海における現生底生有孔虫の深度分布-古水深尺度の確立に向けて-。地質学論集, 32, 229-240。  
 Asano K (1957) The foraminifera from the adjacent seas of Japan, collected by the S S Soyo-maru, 1922-1930. Part 3. Planktonic species. Sci Rep Tohoku Univ, 2nd ser Geo, 28:1-26, pls. 1-2。  
 北海道開発局(1994) 千歳川放水路計画に関する技術報告。300 p。  
 星野フサ(1994) わく法による現存植生と表層堆積花粉の関連性について-石狩平野西部月ヶ湖南西岸の場合-。日本花粉学会会誌, 40: 25-37。  
 星野フサ・木村方一(1980) 花粉分析法-花粉化石からどのようなことがわかるか-。北海道 5 万年史。郷土と科学編集委員会, 115-137。  
 星野フサ・伊藤浩司・矢野牧夫(1985) 北海道石狩低地帯における最終氷期末期の古環境。北海道開拓記念館研究年報, 13: 23-30。  
 星野フサ・伊藤浩司・矢野牧夫(1986) 石狩低地帯における最終氷期前半期の古環境。北海道開拓記念館研究年報, 14: 13-30。



- 星野フサ・松澤逸巳(1987)マンモスゾウ生息時の古環境 - 特に最終氷期最寒冷期について -, 松井 愈教授記念論文集, 79-89.
- 飯塚保五郎(1938)北海道空知油田(大日本帝国油田第34区)地形及地質図幅説明書, 地質調査所, 22p.
- 五十嵐八枝子(1993)花粉分析からみた北海道の環境変遷史, 生態学からみた北海道, 北海道大学図書刊会, 3-21.
- 春日井昭・藤田 亮・細川貢四郎・岡村 聡・佐藤博之・矢野牧夫(1980)南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ-斜方輝石の屈折率とMg-Fe比との比較研究 -, 地球科学, 34: 1-15.
- 近藤 務(1989)石狩低地帯南東部の後期更新世テフラ, Aafa, Mpfaの強磁性鉱物の熱磁気的性質-対比への適用例 -, 地球科学, 37: 205-218.
- 近藤 務・五十嵐八枝子(1987)北海道馬追丘陵北部のボーリング孔にみられる第四系, 松井 愈教授記念論文集, 95-103.
- 町田 洋・新井房夫(2003)新編火山灰アトラス, 東京大学出版会, 336p.
- 松野久也・石田正夫(1960)5万分の1地質図幅および説明書「早来」, 北海道開発庁, 35p.
- 村田 析(1923)栗山地方の地質, 地質雑, 30: 311-323.
- 長橋良隆・吉田武義・中井総子・奥平敬元(2003)XRF分析との比較によるテフラガラス片のEDS分析結果の評価と補正, 第四紀研究, 42: 265-277.
- 中村有吾・平川一臣・岩崎正吾・澤柿教伸(2000)十勝平野および日高山脈におけるテフラ - とくに氷河堆積物中のテフラの同定 -, 第四紀研究, 39: 33-44.
- 中村有吾・平川一臣(2001)十勝平野南部における酸素同位体ステージ5,7,9のテフラ, 第四紀研究, 40: 373-384.
- 中里裕臣・能條 歩(2006)石狩低地帯馬追層産貝化石のESR年代, フィッション・トラック ニュースレター, 19: 79-80.
- 長沼町史編さん委員会(1977)長沼町の植物, 長沼町九十年史, 北海道夕張郡長沼町, 75-78.
- 日本の地質『北海道地方』編集委員会編(1990)日本の地質1、北海道地方, 共立出版, 337p.
- 野尻湖火山灰グループ(1989)火山灰分析の手引き, 地学団体研究会, 56p.
- 能條 歩・長谷川四郎・岡田尚武・都郷義寛・鈴木明彦・松田敏孝(1999)西南北海道瀬棚層の広域的岩相層序区分と生層序年代, 地質雑, 105: 370-388.
- 能條 歩・鈴木明彦(1999)貝殻密集層のタフノミー-軟体動物化石と有孔虫化石の複合解析による堆積過程の復元 -, 地質学論集, 54: 35-54.
- 能條 歩・高橋嘉徳・田中伸明・高梨修一・橋本千秋・岩見沢団研グループ(2002)北海道中央部石狩低地帯東縁地域の上部更新統層序と古環境変遷, 地球科学, 56: 253-268.
- 尾田太良・嶽本あゆみ(1992)浮遊性有孔虫からみた黒潮流域における過去2万年間の海洋変動, 第四紀研究, 31: 341-357.
- 岡 孝雄・田近 淳・大津 直・廣瀬 亘・岡崎紀俊・石丸聡(2001)北海道活断層図 No.3 石狩低地東縁断層帯活断層図とその解説, 北海道立地質研究所, 157p.
- 馬追団研研究会(1983)北海道中央部馬追丘陵南東の中・上部更新統-2つの海進について -, 地球科学, 37: 8-21.
- 馬追団研研究会(1987)石狩低地帯東縁部の更新統層序と古地理の変遷, 地球科学, 41: 303-319.
- 八幡正弘・五十嵐八枝子・塚腰 実・前田寿嗣・柳井清治(2001)中央北海道, 砂川低地帯南東地域の更新統, 地球科学, 55: 339-356.
- 山田悟郎(1984)馬追丘陵西翼部に分布する後期更新世堆積物の花粉化石について, 北海道開拓記念館 研究年報, 12: 35-46.
- 矢野牧夫・石狩低地帯研究会(1969)石狩平野の第四系より産出した *Larix gmelini* の遺体について, 第四紀研究, 8: 44-49.
- 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編(2001)日本の地形1総説, 東京大学出版会, 349p.

能條 歩・金川和人・星野フサ・岩見沢団研グループ, 2008. 北海道中央部石狩低地帯東縁長沼地域の中～上部更新統層序と古環境, 地球科学, 62, 307-323.

NOJO Ayumu, KANAGAWA Kazuto, HOSHINO Fusa, and Iwamizawa Research Group, 2008. Stratigraphy and Paleoenvironments of the Middle and Upper Pleistocene in Naganuma Area, the Eastern Ishikari Low Land, Hokkaido Japan. Earth Science (Chikyu Kagaku), 62, 307-323.

## 要 旨

石狩低地帯東縁の長沼地域には、追分層、馬追層、山根川層、北長沼層、茂世丑層などの新生界が分布する。本研究によって示された有孔虫化石、花粉化石、火山灰などのデータに基づきこれらの地層の層序および堆積年代、古環境に関して以下の結論を得た。①全ての地層はそれぞれ不整合関係にある。②長沼地域の火山灰層はMpfa1, Mpfa3, Aso-4, Aafa2(Toya), Aafa4 および早来層中の火山灰層に対比される。③馬追層と山根川層はともに中期更新世の温暖期の堆積物であり、馬追層はMIS11に、山根川層はMIS9に堆積したものと考えられる。④北長沼層堆積期のMpfa1降灰期は、最終氷期最寒冷期並の寒冷期であった。