石狩低地帯最南部地下の第四系—特に最終間氷期の相対的海水準変化の検討—*

Quaternary subsurface geology in the southernmost part of the Ishikari Depression, Hokkaido, Japan : with special reference to the relative sea-level change during the Last Interglacial Age*

Abstract

近藤 務¹ 五十嵐八枝子²
吉田充夫³ 井上俊和⁴
平 信行⁵ 山崎正道⁵
岡村 聡⁶ 前田寿嗣⁷
嵯峨山積⁸ 菅原 誠⁹
国分公貴¹⁰ 安井 賢¹¹

*Tsutomu Kondo¹, Yaeko Igarashi²
Mitsuo Yoshida³, Toshikazu Inoue⁴
Nobuyuki Taira⁵, Masamichi Yamazaki⁵
Satoshi Okamura⁶, Toshitsugu Maeda⁷
Tsumoru Sagayama⁸, Makoto Sugawara⁹
Kimitaka Kokubu¹⁰ and Satoshi Yasui¹¹*

1995年6月16日受付.

1996年1月10日受理.

¹ 北海道土質試験協同組合.
Hokkaido Soil Research Co-operation,
Sapporo 003, Japan

² アースサイエンス株式会社.
Earth Science Co. Ltd., Sapporo 060, Japan

³ ジオサイエンス株式会社.
Geoscience Co. Ltd., Taitou-ku, Tokyo 110,
Japan

⁴ 椎野学園米沢中央高等学校.
Yonezawachuo Senior high school of
Shiinogakuen, Yonezawa 992, Japan

⁵ 明治コンサルタント株式会社新潟支店.
Niigata Branch of Meiji Consultant Co. Ltd.,
Niigata 950-21, Japan

⁶ 北海道教育大学札幌校.
Sapporo Campus, Hokkaido Education
University, Sapporo 020, Japan

⁷ 札幌市立向陵中学校.
Kouryou Junior high school of Sapporo
City, Sapporo 064, Japan

⁸ 北海道立地下資源調査所海洋地学部.
Dept. Marine Geoscience, Geological Survey
of Hokkaido, Otaru 047, Japan

⁹ 元北海道教育大学札幌校.
12-3, 7-chome, 8-jo, hassamu, Nishi-ku,
Sapporo 063, Japan

¹⁰ 斜里町立宇登呂中学校.
Utoro Junior high school of Shari Town,
Shari 099-43, Japan

¹¹ 応用地質株式会社札幌支社.
Sapporo Branch of OYO Corporation,
Sapporo 003, Japan

Stratigraphy of the deposits in TMK borehole (elevation ; +4.1 m, depth ; 158.5 m) at Tomakomai situated in the southernmost part of the Ishikari Depression was investigated, and correlated with the Quaternary stratigraphy of Shizukawa Hills. The deposits were divided into 9 formations (TM-0 to TM-VIII Formations in ascending order) : TM-0 and TM-I a Formations (-154.4-134.9 m) are the Lower Pleistocene, TM-I b Formation (-134.9-122.6 m) is the Middle Pleistocene, and TM-II a to TM-VII Formations (-122.6-22.7 m) are the Upper Pleistocene, the lower parts (TM-II a to TM-IV b Formations : 64.8 m in thickness) of which are the Last Interglacial Age deposits consisting mainly of shallow marine sediments, and are overlain by the early Last Glacial Age terrestrial sediments (TM-V and TM-VI Formations). TM-VIII Formation is the Holocene.

Palynological stratigraphy of TM-II a to TM-IV b Formations is correlated clearly with that of the Last Interglacial Age deposits (SZ-IV Formation) of Shizukawa Hills. The relative sea-level change curve corresponding to climatic change during the time range has generally two phases of relatively high sea-level ; i.e. TM-II b Stage and TM-IV a to TM-IV b Stages, and also a remarkable phase of relatively low sea-level ; i.e. TM-III Stage (characterized by high pollen frequency from a subarctic conifer forest ; the age presumed as ca. 120 ka). The situation of the relative sea-level during TM-III Age is estimated as about -90 to -74 m in Tomakomai area, while that of the same age of Shizukawa Hills has been defined as -25 to -20 m. This study thus reveals the existence of neotectonic 50 m order depressing movements around Tomakomai area relative to Shizukawa Hills during about 120 ka before present.

Key words : Quaternary, Last Interglacial, Median Cold Stage, Southernmost Ishikari Depression, Ishikari Low-land, Yufutsu Low-land, Tomakomai area, relative sea-level change, Paleomagneto-stratigraphy, Palynological Stratigraphy, Shizukawa Hills, Neotectonics, Paleo-environments

はじめに

石狩低地帯南部・勇払平野の南端部の苫小牧西港(地点標高 4.10 m)において、深度 158.50 m の地質研究ボーリング (TMK) が 1990 年 3 月実施され、そのコアの堆積物の層序学

的研究、すなわち、層相記載(担当一以下同様: 近藤・平)、テフラ分析(岡村・前田・菅原・国分)、古磁気測定(吉田・井上)、花粉分析(五十嵐)、珪藻分析(嵯峨山)、ナノ化石分析(山崎)および軟体動物化石同定・環境解析(安井)を実施し、考察を行った。

石狩低地帯南部の苫小牧～勇払一帯には、水井戸等の水理地質データ(山口ほか, 1963; 山口・小原, 1974; 山口, 1978

* 1992 年 3 月, 1995 年 3 月, 日本地質学会北海道支部個人講演会(於札幌)で一部を発表。この間の分析・解析データを追加し協同執筆したものである。

など)があり、一部は山口ほか(1963)、曾屋・佐藤(1980)により岩相層序対比断面図として要約されている。しかし、ボーリング・コア堆積物そのものの層序学的研究は地質調査所(1967)、対馬(1969)等に限られ、非常に少ない状況にある。今回の研究において、下部更新統の存在とその層準が確認され、中～上部更新統の特性が明らかとなった。また、苫小牧地域の層序、特に泥炭層の層位が明確となり、さらに静川台地の第四系層序(近藤ほか, 1984, 1988)との対比が可能となった。

地形・地質概説

ボーリング位置を Fig. 1a・1b に示す。研究域は新第三紀後期以降も主に構造盆地として活動している石狩低地帯(岡, 1986)の南部域に、苫小牧沖海域の地質構造区分(国安ほか, 1990)の苫小牧沖背斜の北端部付近のやや西側に位置する。また、地形的に石狩勇払低地(瀬川, 1974)南部の勇払低地(瀬川, 1974; 国土庁土地局, 1975)に包括される。低地は、概して標高1～6m程度の低平な海岸平野ないし低湿地からなる。特に苫小牧から勇払にかけての沿岸域では縄文海進期以降の地形発達史が検討され、旧砂丘頂線群の発達が指摘されている(山口ほか, 1963; 曾屋・佐藤, 1980)。

石狩低地帯の鮮新-更新統の発達の特徴は吉田(1983)が概括し、また周辺の更新統の層序・対比は北川ほか(1988)が論じている。さらに、石狩低地帯の第四系の特性は加藤ほか(1990)に要約されている。石狩低地帯の地下においては、第四系は石狩湾岸沿いでは概して-200m以浅に、特に上部更新統は、約-140m～-100mより上位に発達している(Igarashi, 1975; 赤松・松下, 1984)。また苫小牧付近ではおもにシルト層・砂層からなり、砂礫・泥炭を挟む層厚約200mの海成更新統(曾屋・佐藤, 1980)が千歳市以南で確認されている。しかしながら、これら第四系の層序および年代の詳細は明らかにされていない状況にある。

TMK 孔の層相・層序

地層の物性特性把握に主眼を置いた調査ボーリングが実施され、その採取試料を研究した。すなわち、2～3m間隔で計73層準で実施した標準貫入試験で得られた試料のうちの60試料、および一部で採取された不攪乱試料ないしコアを肉眼観察し、層相の特徴を記載した。また堆積構造に乱れの少ない標準貫入試験時の試料を選定し古地磁気測定・分析に供し、さらに貝殻破片の認められる場合はすべて軟体動物化石の同定を試みた。なお、採取試料は土質工学会(1979)に基づく一連の土質試験(比重・粒度・含水比・液性塑性限界・一軸圧縮強度・圧密試験)に供され、また孔内では水平載荷試験、密度・電気・PS検層が実施され、スライム観察を含めた調査結果は詳細に記録されており(平 信行・進藤敏彦・小坂橋重一、未公表資料)、今回の記載の参考にした。

本研究の結果、本孔の堆積物は層相の大きな変化からTM-0(TM; Tomakomaiの略)～TM-VIII層の9層に区分される(Fig. 2a)。下位から、地層の層相を記載する。なおシルト、粘土が比較的多く含まれる場合は、その硬さ(コンシス

テンシー)の比較のため標準貫入試験(土質工学会, 1982)のN値(打撃回数/貫入量(cm))を付記する。

1) **TM-0層**: -154.4(標高表示)～-144.4mに分布する。厚さ10.0m。黄褐色を帯びるやや暗い灰色を呈し、比較的硬質の砂質・粘土質シルトからなり、一部に軟体動物化石を含む。N値は50/7である。

2) **TM-I層**: -144.4～-122.6mに分布する。厚さ21.8m。下位から砂礫を主体とするTM-Ia部層、シルト・シルト質粘土を主体とするTM-Ib部層に細分される。

TM-Ia部層: -144.4～-134.9mに分布する。厚さ9.5m。暗灰色を呈する礫混じり細～中粒砂を主体とする。径2～5mmの円礫が約20～30%含まれ、ときに、径17.5×12.0×7.5mmの礫を含む。砂の粒度は中央粒径が0.18～0.22mmで、シルト・粘土分に乏しく、淘汰は良好である。

TM-Ib部層: -134.9～-122.6mに分布する。厚さ12.3m。シルト～粘土主体の地層で、N値は50/27～50/15である。層相により下部、中部、上部に区分できる。すなわち、下部(-130.4mまでの厚さ4.5m)は黄褐色を帯びる暗灰色を呈し、上方に向かって砂質シルトから粘土質シルトおよびシルト質粘土へ層相は変化し、上方では軽石粒子を混入する。また、一般的に軟体動物化石を含む。中部(-128.9mまでの厚さ1.5m)は、暗灰色の細～中粒砂からなり、緻密な層状態を示す。上部(厚さ6.3m)は暗灰～暗灰褐色を呈し、上方に向かって、シルト、シルト質粘土、砂混じりシルトへと変化し、上方層準には軟体動物化石を含み、軽石粒子(径1～3mmの円礫状)が混在する。

3) **TM-II層**: -122.6～-91.75mに分布する。厚さ30.85m。下部から礫混じり砂を主体とするTM-IIa部層、含化石シルト・粘土、砂からなるTM-IIb部層に区分される。

TM-IIa部層: -122.6～-107.9mに分布する。厚さ14.7m。黒灰色～暗青灰色を呈する細礫混じり中～粗粒砂からなる。ときに最大径約9.5mmの円礫を含む。また、中位層準付近に材化石を含むほか、この直上の層準(-115.5m)には礫分4.4%、砂分90.7%、シルト・粘土分4.9%で、中央粒径0.18mmの淘汰良好な細粒砂層を挟在する。

TM-IIb部層: -107.9～-91.75mに分布する。厚さ16.15m。下位から泥相が卓越するTM-IIb-L亜部層、砂相が卓越するTM-IIb-U亜部層に区分される。

TM-IIb-L亜部層: -107.9～-97.1mに分布する。厚さ10.8m。層相は上方に向かって以下のように変化する。すなわち、(1)軟体動物化石を含み、径2～25mmの円礫を含む灰色の砂礫層(厚さ:3.5m)、(2)軟体動物化石を含む暗灰色のシルト質粘土層(厚さ3.3m)で、N値は37/30～28/30である。(3)軟体動物化石・軽石粒子を含む淡褐色の細～粗粒砂層(厚さ2.3m)であるが、一部に粘土質シルト層を挟在する。N値は43/30である。(4)軟体動物化石を含み、暗灰色の砂質シルトと粘土質シルトとの互層(厚さ1.7m)であり、そのN値は25/30である。

TM-IIb-U亜部層: -97.1～-91.75mに分布する。層厚5.35m。全体に暗灰色を呈し、軟体動物化石を含む。下部～中部は中～細粒砂で、淡褐色を帯びる。上部はシルト質細砂か

Fig. 1. a. Index map showing the site of the investigated borehole.

1: Low-land, 2: Mountain and hilly region, 3: Drainage system, 4: Major cities and towns in the area. City is Ch: Chitose, towns are Ng: Naganuma, Yu: Yuni, Oi: Oiwake, 5: Active volcano, 6: Uma-oi Hills, 7: Areal limit of the Ishikari Depression, 8: Areal limit of the Ishikari-Yufutsu Low-land (Shegawa, 1974), 9: Areal limit of Yufutsu Low-land (Shegawa, 1974), 10: Uni-Abira Low-land (Shegawa, 1974), 11: Boring site; SZK: Kondo et al. (1984), TMK: The study borehole at Tomakomai, 12: Tomakomai Offshore Anticline (Kuniyasu et al., 1990).

b. Topographic map of the surrounding area of the borehole TMK, and other boreholes available for stratigraphic correlation. Base maps are the 1:50000 "Tomakomai" and "Chitose" topographic sheets issued by the National Geographic Institute, Ministry of Construction. 1: Boring sites, 2: Stratigraphic profile lines.

ら淘汰良好な中・細粒砂へ移行し、最上部付近はシルト分が比較的多くなる。

4) **TM-III層**：-91.75～-89.2 m に分布する。厚さ 2.55 m。暗灰色の砂礫からなり、礫径は 2～22 mm、ときに 40 mm で円礫が卓越する。礫分は 30～40% 程度で、上部ほど礫分が多くなる傾向を示す。

5) **TM-IV層**：-89.2～-57.8 m に分布する。厚さ 31.4 m。下位から泥相が卓越する TM-IVa 部層、砂相が卓越する TM-IVb 部層に区分される。

TM-IVa 部層：-89.2～-75.4 m に分布する。厚さ 13.8 m。全体として暗灰色のシルト質粘土からなる。N 値は下位から上方に 30/30～23/30～27/30 (平均 25.8/30) と変化する。本層の硬さ (コンシステンシー) は TM-II b-L 亜部層中の類似の堆積物のそれと同程度である。粒度では礫・砂分が上方に向かって 4% から 10% 前後へと増加傾向を示し、中央粒径も 0.007 から 0.012 mm へと変化するが、全体として層相の変化は少ない。

TM-IVb 部層：-75.4～-57.8 m に分布する。厚さ 17.6 m。シルト薄層を挟在する細粒砂からなる。シルト薄層を含む下部は TM-IVb-L 亜部層、細粒砂主体の中部～上部は TM-IV b-U 亜部層に区分される。

TM-IVb-L 亜部層：-75.4～-72.5 m に分布する。厚さ 2.9 m。シルト薄層を挟在する細粒砂からなり、軟体動物化石をわずかに含む。色調はシルト卓越部で褐色を帯びる暗灰色、細砂部は暗青灰色である。

TM-IVb-M～U 亜部層：-72.5～-57.8 m に分布する。厚さ 14.7 m。淘汰良好な細粒砂を主体とする。ただし一部層準に、径 2～10 mm 程度の礫 (-69.9 m) またはシルトの薄層 (-65.9 m) を挟在する。

6) **TM-V層**：-57.8～-45.4 m に分布する。厚さ 12.4 m。砂層と砂礫層との互層からなる。下部は小礫・シルトを混在する暗灰色の細砂層 (-55.4 m までの厚さ 2.4 m) からなり、下部に径 2～10 mm の礫を多く含む。中部は径 2～30 mm の礫を 40～60% 程度含む、暗青灰色の砂礫層 (-51.4 m までの厚さ 4.0 m) からなる。礫種はチャート、粘板岩が卓越する。上部は径 2～10 mm、ときに 20 mm 程度の礫を 10% 前後含む暗青灰色の粗～細粒砂 (厚さ 6.0 m) からなる。礫種はチャート、粘板岩を主体とする。

7) **TM-VI層**：-45.4～-41.95 m に分布する。厚さ 3.45 m。粘土と火山灰質シルトからなる。下部の粘土層は厚さ 1.0 m で、淡青灰色を呈する。上部の火山灰質シルト層は厚さ 2.45 m で暗緑褐色～黄灰褐色を呈し、全体として緻密で N 値は 37/30 を示す。さらに -43.95～-43.65 m の厚さ 0.30 m の層準内に Aafa2 を挟在する (後述)。

8) **TM-VII層**：-41.95～-22.70 m に分布する。厚さ 19.25 m。風成テフラおよび支笏軽石流堆積物 (Spfl) からなる。テフラの同定に関しては後述する。下位から層相の特徴を述べる。

(1) -41.95～-41.2 m (厚さ 0.75 m)：本層の下部は黄褐～灰白～暗緑褐色を呈する 1～3 mm の軽石粒子からなる。ただし、最下部に径 10～30 mm の軽石粒子が集中するテ

ラ Kt-iU (Mpfa 2 b) が挟在する。

(2) -41.2～-37.3 m (厚さ 3.9 m)：下部は径 1～2 mm の黒灰色のスコリア粒子卓越層準であり、一部径 5 mm の灰色の軽石粒子を混在する。上部は黒灰色を呈する、径 5～25 mm のスコリア粒子が卓越する。下部はテフラ Spfa 8、上部はテフラ Spfa 7 である。

(3) -37.3～-32.4 m (厚さ 4.9 m)：淡褐色を帯びる灰色を呈する、径 5～20 mm の、比較的硬質の軽石粒子からなるテフラ Kt-b₁ (Spfa 2) である。

(4) -32.4～-24.3 m (厚さ 8.1 m)：灰～淡桃褐灰～淡褐灰色を呈する、粒径 5～20～30 mm (以上) の絹糸状組織を示す軽石を主体とするテフラ Spfa 1 である。

(5) -24.3～-22.7 m (厚さ 1.60 m)：径 3～5 mm の軽石粒子が卓越し、灰紫色を呈する弱固結状の、支笏軽石流堆積物層 Spfl からなる。

9) **TM-VIII層**：-22.7～-3.9 m に分布する。厚さ 18.8 m。全体としては、暗灰色の細粒砂層からなる。ただし、本層はその粘土・シルト分の量に着目した場合、下部から粘土・シルト分を比較的多く (概して 40% 程度) 含む TM-VIIIa 部層、粘土・シルト分が比較的少ない (20% 程度以下) TM-VIII b 部層に区分される。

TM-VIIIa 部層は -22.7～-13.9 m に分布する。厚さ 8.8 m。シルト質細粒砂からなる。

TM-VIIIb 部層は -13.9～-3.9 m に分布する。厚さ 10.0 m。全体に白色の火山灰ないし径 2～5 mm の軽石粒子を混入する、比較的淘汰良好な細粒砂層であり、上部層準にテフラ Ta-b を挟在 (後述) するが、恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a) の黄灰色軽石粒子の混入が認められる。

なお、コアの最上部は -3.90～+4.10 m に分布する盛土 (厚さ 8.0 m) により構成され、礫を混入するシルト混じり砂からなる。

テフラの分析・同定

TM-VI層の緻密な火山灰 (試料 No. 20)、TM-VII層に挟在する降下軽石・スコリア (試料 No. 19～No. 11) および TM-VIII層の最上部の軽石質火山灰 (試料 No. 1) を 2 つの方法 (斜方輝石の EPMA 分析および斜方輝石・火山ガラスの屈折率測定) で分析し同定した。

1. 測定の方法と結果

1) EPMA による斜方輝石の 100 Fe/(Mg+Fe+Ca) 測定
11 層準のテフラ中の斜方輝石の Mg-Fe-Ca 比を、春日井ほか (1980) の方法を基本にして測定した。すなわち、水洗火山灰試料中から斜方輝石を手選でできるだけ 50 個取り出し、それをエポキシ系樹脂でガラス管に封入後、研磨して測定に供した。測定には、北海道教育大学のエネルギー分散型 X 線分析装置 (リンク社製 QX200J) を用いた。補正は ZAF 補正法による。測定対象は、50 個中 30 個の結晶の、その中心部を避け周縁部に限定した。

結果を Fig. 3a に示す。対比のために春日井ほか (1980)、岡村・前田 (1991) による 100 Fe/(Mg+Fe+Ca) 測定値の範囲と最頻域を標準値として示した。

Fig. 2. Stratigraphy of the borehole TMK at Tomakomai.

a. Lithostratigraphy and palaeomagnetic properties of the borehole. 1: Clay, 2: Silt, 3: Fine~medium sand, 4: Coarse sand, 5: Sand and gravel, 6: Gravel, 7: Silty fine sand (other composite signs indicate the intermingled state of each material shown in legend), 8: Volcanic ash, 9: Pumice, 10: Scoria, 11: Pumice flow deposit, 12: Fossil shell, 13: Fossil plant, 14: Artificial sediment of the embankment.

Abbreviation; NRM: Natural Remanent Magnetization, AFD: Alternating Field Demagnetization. A/m: Ampere per meter.

b. Pollen diagram in the borehole.

Pollen Assemblages

b

Fig. 3. a. Frequency diagrams of 100Fe/(Mg+Fe+Ca) in orthopyroxenes of tephros. Compositional range and mode of orthopyroxenes from type localities (Kasugai et al., 1980; Okamura and Maeda, 1991) are also shown for comparison.

b. Frequency diagrams of refractive indices of volcanic glasses and orthopyroxenes of tephros, and correlation with those of the standard. The standard range and mode of each marker tephra is after Kasugai et al. (1980), Iburi Collaborative Research Group (1990), Machida and Arai (1992) and/or Okamura and Maeda (1992).

2) 火山ガラスおよび斜方輝石の屈折率測定

火山ガラスおよび斜方輝石の屈折率を測定した。分析方法：中径0.125~0.25 mmの火山ガラスおよび斜方輝石を手選しメノウ乳鉢で細片にした測定試料について、北海道東海大学のRIMS86（京都フィッシュントラック社製）および、北海道教育大学札幌校の温度変化型屈折率測定装置により、火山ガラス（ η ）・斜方輝石（ γ ）を1層準試料につき各48~52個測定し、結果をヒストグラムに表示した。

結果をFig. 3bに示す。対比のために春日井ほか（1980）、胆振団体研究会（1990）、町田・新井（1992）、岡村・前田（1992）による屈折率の範囲と最頻域を標準値として示した。

2. 結果の考察・対比

以下、両方法による測定結果により、下位層準の試料から特徴を記載し、あわせて対比について考察する。100Fe/(Mg+Fe+Ca)の値を便宜上、以下Fe比で示す。

No. 20; Fe比は28.5-48.0であり、顕著な集中域は認められないが、33と38に集中域がわずかながら見られる。組成幅および分散した組成領域の特徴からAafa 2に類似する。火山ガラス（ η ）は1.494-1.501と1.503-1.511の2つの領域に分かれるが、測定値は前者にほとんど集中し、これはAafa 2に類似する。斜方輝石（ γ ）は1.704-1.711, 1.714-1.724, 1.745-

1.747の3つの領域に分かれ、高屈折率の斜方輝石を含む特徴はAafa 2に類似するが、1.76付近の値のものは見いだされない。火山ガラス（ η ）は、Aafa 2の明瞭なピークを示さないが、低屈折率の試料が多く、試料の層準からAafa 2に対比できる。

No. 19; Fe比は29.6-50.9の幅を示し集中が良くないが、37付近にやや最頻域が認められる。組成幅および分散した組成の特徴からMpfa 2bに類似する。火山ガラス（ η ）は、1.494-1.501と1.503-1.511の2つの領域に分かれ、測定値は後者にやや多く集中する。後者はKt-iU（Mpfa 2b）の測定値に一致する。斜方輝石（ γ ）は1.700-1.728の範囲内にばらつき、目立った集中域を示さない。これはKt-iUの領域とはほぼ一致する。No. 19と類似の領域を持つテフラとしてKt-iL（Mpfa 3）があげられるが、火山ガラス（ η ）の領域はKt-iUの方がやや低く、測定値はこれに近い。また斜方輝石（ γ ）もKt-iLのような目立った最頻値を示さず、Kt-iUに対比される。

No. 18; Fe比は34.2-52.7であり、組成幅が広く集中が悪い。火山ガラス（ η ）は、1.493-1.511であり、1.494と1.509付近に最頻域を示す。斜方輝石（ γ ）は1.713-1.729で、1.717付近に最頻域がある。これはSpfa 8の測定値にほぼ一致する。

No. 17; Fe 比は 34.1-44.4 の顕著な集中を示し, 37-40 付近に最頻値がある. Spfa 7 に比べやや組成幅が広いが, 集中域はほぼ類似する. 火山ガラス (η) は, 1.499-1.504 と 1.505-1.512 の 2 つの領域に分かれ, 測定値は後者にやや多く集中している. 斜方輝石 (γ) は 1.708-1.720 (1.715-1.717) (以下同様に領域と最頻域: 括弧内を示す) で, Spfa 7 の測定値とよく一致する.

No. 18, No. 17 は火山ガラス (η) の比較データはないが, 斜方輝石 (γ) からはそれぞれ Spfa 8, Spfa 7 に対比可能である.

No. 16; Fe 比は 32.3-54.0 で組成幅が広いが, 47-50 付近に最頻域がある. この Fe 比の最頻域は No. 15 よりわずかに高く, Spfa 2L によく似た傾向を示す. 火山ガラス (η) は 1.493-1.504 で, 1.495 と 1.502 に 2 つの最頻域が存在する. 測定値は後者の最頻域に多く集中し, その領域は Kt-b₁ の領域に一致する. 斜方輝石 (γ) は 1.706-1.713 と 1.722-1.729 の 2 つの領域に分かれ, 前者の領域に比較的測定値が集中している. 後者の領域は Kt-b₁ の最頻域に類似している.

No. 15; Fe 比は 40.6-50.1 で極めて集中が良く, 46-48 に最頻域があり, Spfa 2U に類似の組成・集中を示す. 火山ガラス (η) は 1.495-1.503 で, 1.496 と 1.502 に 2 つの最頻域がある. 測定値は後者の最頻域に多く集中しており, これは Kt-b₁ の領域に一致する. 斜方輝石 (γ) は 1.715-1.728 (1.725-1.727) で, Kt-b₁ の領域と, 最頻域に一致する. No. 16, No. 15 は火山ガラス (η) の主な最頻域により Kt-b₁ に対比されるが, 上部 (U) と下部 (L) の区別は困難である. No. 16 の斜方輝石には, 多量の混入結晶があると思われる.

No. 14; Fe 比は 33.2-43.1 と 49.2-57.59 の 2 つの領域に分かれる. 両者はほぼ同量存在する. 後者の高い Fe 比を示す領域はほぼ Spfa 1 に類似するが, 最頻域は Spfa 1 のそれよりやや高い傾向がある. 火山ガラス (η) は 1.496-1.503 (1.499-1.501) で集中がよい. 斜方輝石 (γ) は 1.701-1.705, 1.715-1.726, 1.728-1.735 の 3 つの領域に分かれている. 1.729-1.733 に目立った最頻域を示し, これは Spfa 1 の領域とほぼ一致する.

No. 13; Fe 比は 29.6-39.8 と 48.7-56.4 に分かれているが, 後者に比較的集中する傾向があり, 52-53 に最頻域がある. 後者の領域は, Spfa 1 にほぼ対応している. 火山ガラス (η) は 1.497-1.502 (1.499-1.500) で集中がよい. 斜方輝石 (γ) は 1.705-1.715, と 1.726-1.745 の 2 つの領域に分かれるが, ほとんど後者に集中する. 後者の最頻域は 1.730-1.733 で Spfa 1 のそれとほぼ一致する.

No. 12; Fe 比は 34.4-59.0 の範囲であるが, 50 以上に集中しており, 52-55 付近に最頻域がある. この最頻域は Spfa 1 によく似ている. 火山ガラス (η) は 1.491-1.501 (1.498-1.500) である. 斜方輝石 (γ) は 1.711-1.716 と 1.729-1.738 の 2 つの領域に分かれるが, ほとんど後者に集中する. 後者の領域と最頻域は Spfa 1 のそれとほぼ一致する.

No. 11; Fe 比は 33.2-38.3 と 48.9-54.9 の 2 つの領域が存在する. 後者の組成領域を示すものが卓越し, Spfa 1 の組成範囲およびその最頻域の特徴に類似する. 火山ガラス (η) は

1.490-1.501 で, 集中が悪い. 斜方輝石 (γ) は 1.722-1.737 で, 1.728-1.733 にほとんど集中する. 斜方輝石 (γ) の最頻域は Spfa 1 のそれと一致する. No. 14~No. 11 は, 火山ガラス (η) が Spfa 1 のそれよりもやや低い値を示すものの, 斜方輝石 (γ) の最頻域は Spfa 1 のそれとよく一致しており, Spfa 1 に対比される.

No. 1; Fe 比は 27.0-50.9 の範囲であるが, 35-39 に集中し 35 付近に最頻域がある. これは Ta-b の組成範囲にほぼ類似する. 火山ガラス (η) の領域は 1.490-1.502 で, 1.491-1.492 と 1.498 付近にピークがある. 全体的に Ta-b の領域よりも低く, En-a の領域とは類似している. 斜方輝石 (γ) は 1.702-1.718 (1.712-1.714) で集中がよく, Ta-b の領域と類似している. No. 1 は Ta-b に対比されるが, 火山ガラスには Ta-b の下位の En-a が混入した可能性も考え得る.

以上の考察から, 分析層準のテフラは肉眼観察の結果と合わせて, 以下のように同定される. すなわち, 下位から Aafa 2, Kt-iU (すなわち Mpfa 2b), Spfa 8, Spfa 7, Kt-b₁L (Spfa 2L), Kt-b₁U (Spfa 2U), Spfa 1, Spfa 1, Spfa 1, Spfa 1 および Ta-b である.

なお, 分析試料の測定結果に見られる標準データの各値の領域ないし最頻域からの明瞭なズレが存在する場合は, 外来結晶の混在に起因する可能性が高い.

古地磁気測定

1. 測定の方法及び結果

上下方向の確かな 24 試料について古地磁気を測定した. 測定結果を Fig. 2a に集約した.

方法: 堆積構造の保存されている部分を約 1 インチの立方体に整形し, 所定のキューブに封入し, ジオサイエンス株式会社のスピナー磁力計 (夏原技研製 SPM-86) で測定した. その手順は, 全試料の自然残留磁化 (NRM) を測定した後, 代表試料の 50 Hz 段階交流消磁実験を行い, Zijderfeld 図 (Zijderfeld, 1967) を作成して磁化方位の安定性を分析し, 初生的磁化方位を抽出するための最適な消磁条件を検討した. その結果に基づき全試料の 10 mT 交流消磁 (AFD) を行い, 試料の古地磁気極性を判定した.

試料の特徴と測定結果を Table 1 に示す. 試料 No. 60, 42, 2 を例として, 分析過程, 特に段階交流消磁による残留磁化の変化および残留磁化強度の減衰曲線を Fig. 4 に示す.

2. 考察

TMK 孔堆積物の古地磁気極性は正帯磁が卓越し, 逆帯磁を示すのは No. 60 (-145.72 m) および No. 44 (-91.85 m) のみである.

No. 44 の逆帯磁の極性は幾分信頼性に欠けるが, No. 60 は弱固結状の砂質シルトの試料 (産状からこれの物性は, 下位の -146.9 m の層準のコアの物性; 一軸圧縮強度 $qu = 3.50 \text{ kgf/cm}^2$, 湿潤密度 $\rho_t = 2.055 \text{ g/cm}^3$ に類似するとみなしうる) であり, 磁化強度も比較的強く, 段階交流消磁においても安定な逆磁極を示すことから, -145.65 m 以深の TM-0 層の時代は松山逆磁極期に対比されるものと推定した.

したがって, 古地磁気編年尺度 (Baksi, 1993) によれば,

Table 1. Results of the palaeomagnetic measurements.

Sample Nos.	Sample Horizon (EL : m)	Facies of the Specimen	NRM : Intensity (A/m)	NRM : Inclination (deg.)	Demag. step (mT)	AFD : Intensity (A/m)	AFD : Inclination (deg.)
02	- 7.95	f. sand	9.250E - 02	75.6	10.0	1.150E - 02	74.1
03	- 9.95	f. sand	1.421E - 01	51.0	10.0	2.537E - 02	60.7
06	- 15.95	f. sand	3.691E - 02	66.5	10.0	1.144E - 02	73.2
07	- 17.95	silty f. sand	4.250E - 02	74.9	10.0	1.319E - 02	59.1
08	- 19.95	silty f. sand	4.489E - 02	73.0	10.0	1.249E - 02	56.0
09	- 21.95	silty f. sand	3.240E - 02	62.0	10.0	1.081E - 02	51.0
21	- 45.75	m. ~v. c. sand	3.601E - 02	68.7	10.0	1.135E - 02	65.3
24	- 51.58	c. sand~granule gravel	2.794E - 02	49.6	10.0	6.867E - 03	42.9
35	- 74.86	f. sandy silt(f. sand lamination)	6.921E - 02	84.8	10.0	1.472E - 02	84.4
36	- 75.95	f. sandy silt(hard)	5.791E - 02	61.9	10.0	2.957E - 02	59.5
37	- 77.95	f. sandy silt(hard)	5.076E - 02	64.5	10.0	2.809E - 02	61.7
38	- 79.95	f. sandy silt(hard)	1.599E - 02	77.9	10.0	6.557E - 03	61.4
39	- 81.95	f. sandy silt(hard)	2.914E - 02	52.8	10.0	1.505E - 03	50.2
40	- 83.95	f. sandy silt(hard)	1.015E - 02	42.2	10.0	6.762E - 03	34.0
42	- 87.95	silt	1.170E - 02	69.5	10.0	5.301E - 03	58.7
43	- 89.80	f. sand(con. granule gravel)	1.333E - 02	53.8	10.0	5.901E - 03	27.1
44	- 91.85	f. sand	2.781E - 03	- 46.3	10.0	1.589E - 03	- 47.8
46	- 95.80	silty f. sand	7.410E - 02	77.5	10.0	3.825E - 02	75.9
47	- 97.95	f. sandy silt	2.311E - 02	73.5	10.0	1.578E - 02	67.5
49	- 101.95	f. sandy silt	1.061E - 02	72.9	10.0	5.596E - 03	67.1
50	- 103.95	f. sandy silt	1.538E - 02	50.0	10.0	8.237E - 03	51.6
56	- 127.88	f. sandy silt(con. pumice diam. 3mm)	5.544E - 02	65.8	10.0	2.691E - 02	49.3
58	- 133.92	f. sandy silt	5.497E - 02	85.4	10.0	2.161E - 02	75.2
60	- 145.72	f. sandy silt(hard and massive)	2.161E - 02	- 60.2	10.0	1.523E - 02	- 63.7

Abbreviation ; NRM : Natural Remanent Magnetization AFD : Alternating Field Demagnetization, mT : milli-Tesla, A/m : Ampere per meter.

TM-0 層の堆積時代の上限は 0.78 Ma である。本層は、岩相層序学的には静川台地の硬質の泥層・SZ-0 層（近藤, 1989）に対比される。静川台地ではこの層の上位の SZ-I 層（砂礫質層）は逆磁極層準が卓越（近藤ほか, 1984）している。TMK 孔においては、TM-0 層の上位の砂礫質の TM-Ia 層では古地磁気測定が不能であり、極性は不明であるが、層序関係から TM-Ia 層は SZK 孔の SZ-I 層に対比可能である。したがって、TMK 孔においては TM-Ia 層から下位層準を松山逆磁極期の堆積物とみなした。

花粉・孢子化石分析

1. 分析方法

−145.72 m から −8.4 m までの 16 層準の試料中の花粉・孢子化石を分析した。試料の処理、分析および算定は、近藤ほか（1984）に示される方法と同様である。

2. 分析結果

検出された花粉・孢子化石のうち、産出頻度の高い木本花粉と草本花粉および孢子の組成を Fig. 2 b に示す。TM-I a 層、TM-V 層〜TM-VII 層から化石は得られなかったが、ここでは便宜上岩相層序に対応させた花粉帯を設定し、花粉組成の特徴を下位より示す。

TM-0 帯 (No. 60 ; 標高 −145.72 m) : 冷温帯性広葉樹の *Quercus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Carpinus* を 5~19% で、*Corylus*, *Fraxinus*, *Juglans*, *Ligustrum*, *Acer* を 0.6~3% の範囲で含む。一方、針葉樹は *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, *Pinus*, *Cryptomeria* がそれぞれ 8% 以下で検出された。草本類は

Artemisia (3.2%) と *Gramineae* (8.3%) のほかは低率である。

TM-I b 帯 (No. 58, 55 ; −133.92~−125.81 m) : 試料 No. 58 では *Picea* と *Abies* が急増し、かつサハリン北部以北に主に分布する *Larix* を 2% 伴う。冷温帯性広葉樹は 7% 以下に減少する。上位の試料 No. 55 ではさらに *Picea* が 55% に達する。冷温帯性広葉樹はさらに種類、産出率ともに低下する。草本類は低率であるが多様化し、周北極要素の *Selaginella selaginoides* を伴う。

TM-II a 帯 (No. 53 ; −121.77 m) : *Picea* が減少し、かわって *Betula* が 63% に急増するとともに湿原性の *Alnus*, *Ericales*, *Myrica* を伴う。草本類の産出は少ない。

TM-II b 帯 (No. 51, 50, 47, 46 ; −107.75 m~−95.80 m) : 本帯は岩相層序に対応させ、下部 (TM-II b-L) 亜帯と上部 (TM-II b-U) 亜帯とに区分しうる。

下部 (TM-II b-L) 亜帯 (No. 51, 50, 47 ; −107.75 m~−97.95 m) : 下位の試料 No. 51, 50 では *Picea*, *Abies*, *Betula*, *Alnus* が比較的高率で、冷温帯要素は 3% 以下である。草本類では、*Gramineae* が高率である。これに対し、最上位の試料 No. 47 は、*Picea*, *Abies*, *Betula* が減少し代わって冷温帯要素の *Tsuga*, *Cryptomeria*, *Quercus*, *Fagus* がやや増加する。草本類は全般に乏しい。

上部 (TM-II b-U) 亜帯 (No. 46 ; −95.80 m) : 下部 (TM-II b-L) 亜帯の試料 No. 47 に比べて、*Abies* がやや増加し、*Cryptomeria*, *Quercus*, *Fagus* がやや減少する。草本類は低率である。

Table 2. Diatom assemblage of the lower horizon of TM-IVa formation in the TMK borehole at Tomakomai.

No. 41		
Name of species		Number of valves
<i>Actinocyclus curvatus</i>	Janisch	3
<i>Aulacosira granulata</i>	(Ehr.) Ehr.	1
<i>Cocconeis scutellum</i>	Ehr.	3
<i>Coscinodiscus marginatus</i>	Ehr.	7
<i>Cyclotella striata</i>	(Kütz.) Grun.	1
<i>C. stylorum</i>	Brightw.	1
<i>Delphineis surirella</i>	(Ehr.) Andrews	2
<i>Diploneis bombus</i>	Ehr.	2
<i>D. sp.</i>		1
<i>Odontella aurita</i>	(Lingb.) Agardh	1
<i>Paralia sulcata</i>	(Ehr.) Cl.	8
<i>Stephanopyxis turris</i>	(Grev. et Arnot) Ralfs	3
<i>Thalassionema nitzschioides</i>	Grun.	9
<i>Thalassiosira eccentrica</i>	(Ehr.) Cl.	5
<i>T. lineatus</i>	Ehr.	1
<i>T. sp.</i>		1
<i>Thalassiothrix longissima</i>	Cl. et Grun.	1
Total		50

TM-III帯 (No. 43; -89.80 m): *Ulmus* を除いて *Abies* をはじめとする冷温帯要素が減少し、かわって *Picea* が増加するとともに *Larix* が12% を越す。Ericales, *Myrica*, Cyperaceae, Gramineae などの湿原要素が比較的高率に産出する。 *Selaginella selaginoides* が4% 検出された。

TM-IVa 帯 (No. 42, 39, 37; -87.95 m ~ -77.95 m): *Picea*, *Abies* が低率となり、*Quercus* (10~32%), *Juglans* (7~8%) はじめ冷温帯要素が低率であるが多様化する。草本類は多様化しているが、比較的高率な Cyperaceae と Gramineae をのぞいて低率である。

TM-IVb-L 亜帯 (No. 33; -73.70 m): 冷温帯要素が極めて低率となり、草本類は Lycopodiaceae (6.5%) のほかは低率である。

TM-VIIIa 帯 (No. 9, 8; -21.95 m ~ -19.65 m): *Quercus* が45~48% とかなり高率になり、*Tsuga*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fagus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Phellodendron* などの冷温帯要素を伴う。草本類は少ない。

TM-VIIIb 帯 (No. 2; -7.95 m): TM-VIIIa 帯に比べ、*Quercus* がやや減少し、*Picea* がやや増加する点がある。草本類は *Artemisia* (2.2%), Gramineae (2.2%) のほかは低率である。

珪藻化石分析

TM-IVa 層下部のシルト質粘土からなる試料 No. 41 (-86.95 m) の珪藻化石分析を実施した。方法は嵯峨山・保柳

(1993) と同様である。結果を Table 2 に示す。試料中の珪藻化石の産出は比較的少ない。不明種以外はすべて海生種からなり、珪藻化石群集は海水域の堆積環境を指示する。

石灰質ナノ化石分析

古地磁気測定試料整形後の残試料のすべてについて、石灰質ナノ化石分析を実施した。分析方法は、スミアスライド法 (Bolli et al., 1985) による永久プレパラートの作成後、400 倍および 1000 倍の光学顕微鏡下で検鏡した。いずれの試料からも石灰質ナノ化石は検出されなかった。

その理由の1つとして、調査地点苦小牧が比較的高緯度に位置しており、熱帯から温帯の比較的温暖な海洋表層に生息している石灰質ナノプランクトンが、比較的寒冷な気候の苦小牧近海では生息できなかったか、生息できても固体数が極めて少なかったために、今回の分析では検出されなかったものと考えられる。

軟体動物化石

軟体動物化石は、TM-0, TM-I b, TM-II b, TM-IVb 層で認められたが、いずれも破片で、同定は不可能であった。

なお、TMK 孔に近接する GS-A, GS-B 孔における対馬 (1969) による軟体動物化石の同定結果と珪藻化石の記述とを、産出層準別に Fig. 5 の岩相対比図に示す。GS-A 孔の -67.15 m ~ -62.15 m から浅海棲種の *Raetellops pulchella* (Adams & Reeve), *Acila (Truncacila) insignis* (Gould) が産出 (対馬, 1969) し、この層準は TMK 孔の TM-IV 層 (おそらく TM-IVa 部層) に相当する (Fig. 5)。

総合的考察

以上の分析結果に基づいて、苦小牧ボーリング・TMK 孔堆積物の層序を定め、周辺地域、とくに静川台地の第四系層序と対比し、編年を試みる。さらに、堆積環境の変遷・相対的海水準変化について考察を行う。考察の結果を Fig. 6 に集約した。なお考察に際し、議論を容易にするために、まず苦小牧周辺地区と静川台地地区の第四系層序について要約した。

1. 苦小牧西港周辺地区の第四系

地質調査所 (1967) は、TMK 孔の北東側約 2.9 km, 東側約 3.6 km (Fig. 1 b) での調査深度 150 m の 2 孔 (GS-A, GS-B 孔-地点標高 +7.85 m, +6.84 m) のコア堆積物の層相・層序を柱状図にまとめ、支笏火山噴出物層より下位の堆積物層全体を上部更新統、上位の堆積物層を完新統であるとした (Fig. 5)。対馬 (1969) は、両孔から産出の軟体動物化石を同定し、更新統産では内湾の浅海泥底棲種が大部分を占め、暖海性のものは含まれないこと、完新統産では小型種の破片が大部分を占め、*Callithaca adamsi* (Reeve) のみが同定可能とした。また、GS-A 孔の泥炭試料 (A-17: 標高 -38.45 m) の花粉分析の結果が明らかにされ、*Betula* が優勢な組成で、ついで針葉樹が多く、現生しない *Tsuga* (コメツガ) も認められるとした (曾屋・佐藤, 1980)。

岩相層序に関してみる。曾屋・佐藤 (1980) は苦小牧から

千歳にかけての試錐のデータを集約し、地表の層序(石狩低地帯研究グループ, 1965; 第四紀総研北海道グループ, 1969)との対比により; 1) 基底標高-189 m ないし-200 m 以深, 上面標高概略-10~-50 m (支笏火山噴出物層基底)の海生軟体動物化石多産の堆積物層を一括して伏在海成更新統と定義し, 2) これの中位層準の泥炭層の存在に注目し, それを境として下位層(砂・礫を挟在しシルト主体: 層厚 130~150 m)と上位層(ときにシルトを挟在するが比較的礫質で概して粗粒相主体: 層厚 30~50 m)に大別した。さらに, 3) 山口・松下(1972)が苫小牧から浜厚真にかけての試錐資料から同様に伏在する更新統を下位の「ニタッポロ層」と上位の「静川砂礫層」とに区分していることから, 上述の下位層を「ニタッポロ層」に, 上位層を「静川砂礫層」に対比している。

2. 静川台地地区の第四系

石狩低地帯南東縁部に位置する静川台地において, 近藤ほか(1984)はSZK孔の第四系層序を明らかにした(Fig. 6)。すなわち, 地層は下位から, 下部更新統; SZ-I層, 中部更新統; SZ-II層および静川寒冷期堆積物層SZ-III層, 上部更新統; 最終間氷期堆積物層SZ-IV層および最終氷期初頭の堆積物層SZ-V層およびSZ-VI層, 最終氷期主期の堆積物層SZ-VII層, 完新統; SZ-VIII層である。さらに, 近藤ほか(1988)は静川台地のSZK孔を含む8ボーリング孔を結ぶ南北方向の層序断面図を作成し, SZ-II層からSZ-VI層にわたる堆積物層をSH-I~SH-VIIの7花粉帯に分帯し, 堆積環境の変遷と, この間の相対的海水準変化を検討した。特に, 最終間氷期中に寒冷期(花粉帯SH-V)が見いだされ, 対応する堆積物は一部で陸成の泥炭を挟在し, それが側方で海成相に移行する特性を示すことから, この期の相対的な古海水準を-25~-20 mと推定した。

3. TMK孔堆積物の層序および対比・編年

苫小牧~静川台地~早来・厚真地域の第四系層序の対比・編年を行った。

TM-0層はその最上部が逆帯磁を示し, 古地磁気層序的には静川台地の硬質の泥層・SZ-0層(近藤, 1989)に対比可能であり, 堆積時代は松山逆磁極期に属し, 下部更新統とみなす。ここではTM-Ib層の基底から上位の地層(TM-Ib層~TM-VIII層)を一括してブリュンヌ正磁極期の堆積物とみなし, 後述の花粉層序対比を総合し, 静川台地のSZ-II層~SZ-VIII層に対比した。各層の堆積年代は0.78 Ma前以降であり, TM-Ib層~TM-VII層は中~上部更新統, TM-VIII層は完新統である。一方, TM-VI層は上部に指標テフラAafa 2(春日井ほか, 1980)を挟在し, その年代は, 90 Ka~100 Kaと推定され(町田ほか, 1987), 最終氷期初頭の堆積層である。TM-VII層は¹⁴C年代, Kt-iL; 54,600 y.B.P.(胆振団体研究会, 1987, 1990), Spfa1; 32,200 y.B.P.(石狩低地帯研究会, 1965)を示し, 最終氷期主期の堆積層である。また, TM-VIII層は上部に完新世テフラTa-bを挟在し, かつ花粉組成の特性から全体的に完新統である。

4. 花粉層序の特徴と静川台地花粉層序との対比

本化石花粉群を苫小牧高岡(五十嵐, 1987)およびサハリ

ン(五十嵐ほか, 1993)の湿原表層試料から得られた花粉群と比較して, 各花粉帯の古気候を推定する。さらに静川台地で得られた花粉分析学的成果(近藤ほか, 1984; 近藤ほか, 1988)との対比を行う。

TM-0帯堆積期は針葉樹が現在の苫小牧より低率であることから現在よりやや温暖な気候である。静川台地では対応する地層の花粉群のデータがなく対比できない。TM-Ia層は花粉群が得られなく不明である。

TM-Ib帯は, サハリン最南部でグイマツ(*Larix gmelini*)が分布する湿原の花粉群に対比され, 本帯堆積期は現在より寒冷であったことが推定される。本帯は静川台地のSH-I帯の下部; 対応する堆積物はSZ-IIa層下部(近藤ほか, 1984)に対比され, 中部更新統である。なお, TMK孔において, SZK孔のSZ-IIa層の中~上部層準相当層が欠けており, かつ静川寒冷期堆積物(近藤ほか, 1984)が確認されないことから, TM-Ib帯と次帯との間に大きい時間間隙が存在することが推定される。

TM-IIa帯堆積期には*Betula*林と湿原が形成された。寒冷から次帯の冷涼気候への移行期の森林と解釈される。本帯の花粉組成は, 静川台地で認められた静川寒冷期堆積物(SZ-III層: SH-II花粉帯)直上のSH-III花粉帯に対比される。

TM-IIb-L帯堆積期ははじめ気候が幾分冷涼で, 後にやや回復した。しかし, TM-IIb-U帯堆積期では再び冷涼化した。TM-IIb帯堆積期の気候変化は, 静川台地でのSH-IV花粉帯堆積期の気候変化に類似しており, 対比可能である。

TM-III帯堆積期は, 気候の寒冷化はさらにすすみ, 現在のサハリン南部に匹敵する寒冷気候になった。なお本帯では*Selaginella selaginoides*を産するが, 現在のサハリンには分布していない(Miyabe and Kudo, 1930)。本帯はSH-V花粉帯に対比される。この寒冷期は最終間氷期中の寒冷期である。ただし, 寒冷化の程度は*Larix*の混交率からみて, SH-II花粉帯の時期ほど強くない(近藤ほか, 1988)とみなすことができる。

TM-IVa帯堆積期では, 気候は苫小牧地域の現在程度までに回復したが, 次帯の初めTM-IVb-L帯堆積期で再び冷涼となる。TM-IVb層中~上部の花粉組成は求められていないが, TM-IVa帯からTM-IVb帯に至るこの間の気候変化は, 静川台地でのSZ-IVa層上部からSZ-IVb層を包括するSH-VI花粉帯の気候変化に対応していると推定しうる。その中でTM-IVb-L亜帯は, SH-VI帯の中間にある, *Picea*, *Abies*が卓越し層相変化からその堆積期に小海退が存在したとされている層準(近藤ほか, 1988)に対比することが可能である。

TM-VIIa帯では気候は現在よりやや温暖に回復し, TM-VIIb帯で現在の気候へと移行した。TM-VIIa帯は*Quercus*の高率な完新世の花粉群の特徴からみて, 完新世に堆積した。

5. 周辺の第四系の岩相対比

1) 下~中部更新統の構造および対比

新第三系(萌別層)の上限はウトナイ湖で-189 m, 沼の端で-200 m以深であり, その上位に第四系が発達する(曽屋・佐藤, 1980)。山口ほか(1963)は苫小牧での柱状対

Legend

Fig. 5. Lithostratigraphic profiles and correlation of the Quaternary deposits around Tomakomai, the southernmost area of the Ishikari Depression.

1: Clay, 2: Silt, 3: Fine~medium sand, 4: Coarse sand, 5: Sand and gravel, 6: Gravel, 7: Silty fine sand (other composite signs indicate the intermingled state of each material shown in legend), 8: Volcanic ash, 9: Pumice, 10: Scoria, 11: Pumice flow deposit, 12: Fossil shell, 13: Fossil plant, 14: Artificial sediment of the embankment, 15: Boundary of formation and member, 16: Name of the formation and/or member, 17: Division of the submember, 18: Name of tephra, 19: Pyroclastic deposits (un-defined), 20: Peat, 21: Organic matter, 22: Alternation of peat and fine sand, 23: Silt and/or clay, 24: Lithologic boundary, 25: Correlation line of the formation, 26: Gross division line of the sedimentary time, assumed by the global facies changes, 27: Correlation line between the two profiles, 28: The Lower Pleistocene, 29: The Middle Pleistocene, 30: The Upper Pleistocene, 31: The Last Interglacial Age Deposits, 32: The Last Glacial Age Deposits, 33: The Holocene, 34: Hydrogeological formation, named in Yamaguchi et al. (1963), 35: Range of the median cold age deposits (TM-III formation)-correlative with the SH-V pollen zone at Shizukawa Hills (Kondo et al., 1988), 36: Description of mollusca and diatom, after Tsushima (1969).

比図*に着目して、深度 80 m 以下のシルト層（上から A, B, C, D, E 層）を鍵層とし深部第四系の構造を考察した（Fig. 5）。すなわち、苫小牧市周辺の最有力帯水層の上盤・D 層と、上位の B 層の両基底面の構造の形から、勇払原野では B 層以深はほぼ平行状に成層し一般走向はほぼ南北性で西傾斜であるが、傾斜は東から西に向かい次第に緩くなり苫小牧付近ではほとんど平坦に近いと指摘した。上述の岩相層序を TMK 層序に対比（Fig. 5 参照）すると、A 層は泥質層 TM-IVa 層、B 層は TM-IIb-L 層、C 層は側方で薄化する傾向を示し、TMK 孔で尖滅するとみられ、D 層は TM-Ib 層、E 層は TM-0 層に対応する。したがって、D 層の上面および基底面は、上部-中部更新統、中部-下部更新統の各境界にそれぞれ対応するものと解釈される。岩相層序対比を Fig. 5** に示す。北川ほか（1988）は SZ-I 層を、石狩地域の下部更新統・材木沢層、野幌丘陵の下部更新統・裏の沢層に暫定的に対比している。したがって、TM-0 層～TM-Ia 層も同様にそれらに対比しうる可能性がある。

2) 上部更新統

層序関係と層相の共通性から、砂礫・粗粒砂からなる TM-V 層は、SZ-V 層に対比するのが妥当であり、その上位に累重する TM-VI 層～TM-VII 層は、層相記載とテフラ層序（近藤，1983）からも静川台地の SZ-VI 層～SZ-VII 層にそれぞれ対比される。とくにこれらの 3 層の層相とその変化状態が両地域で相互に類似していることから、地層形成場の堆積環境とその変遷も類似していたものと推定し得る。

3) 周辺の更新統中の泥炭層の層位

泥炭層の分布は当時の海岸線の推定上、重要な指標となる。そこで、苫小牧-勇払地域のボーリング柱状図***（曾屋・佐藤，1980）を TMK 孔のそれと対比し、泥炭層の層位について検討した。挟在する泥炭層は断続的ではあるが、以下の 3 層準に認められる。すなわち下位から層準（1）、層準（2）、層準（3）である。

層準（1）は地点 24（苫小牧北部、粗粒砂層の上部、泥炭層の下限標高 -129 m で認められ、TMK 孔と岩相上対比すると、TM-Ia 層の上限（約 -135 m）層準にはほぼ相当する。時代は下部更新統である。なお、静川台地では中部更新統の砂礫層主体の SZ-III 層中に泥炭層が認められ、寒冷気候期；静川寒冷期の堆積物とされている（近藤ほか，1984）。この層準は TMK 孔では確認できないが、地点 24 の -98 m ～ -87 m に分布する砂礫層（厚さ 11 m）に層相上対比される可能性がある。また山口ほか（1966）は、地点 24 の北方約 18 km の調査井の -94 ～ -88 m の範囲内の下部から中砂・シルト・泥炭と変化する堆積物（厚さ 6 m）を、地点の側方で連続して分布する砂層に一括し、上下位のシルト層から識別している。本層の泥炭の層準が SZ-III 層中の泥炭層の層準に対比される可能性もある。

層準（2）は、地点 24（泥炭層の下限標高 -74 m）で認められ、岩相上、TMK 孔の TM-III 層に対比される。時代は最終間氷期の中間寒冷期（近藤ほか，1988）に相当する。

層準（3）は、地点 24（泥炭層の下限標高 -38 m）、地点 6（泥炭層の下限標高 -45 m）および地点 GS-A（泥炭層の下限標高 -42 m）で認められる。地点 GS-A での花粉組成（曾屋・佐藤，1980）は、静川台地の SZ-VI 層の Aafa3～1 挟在の泥炭層の花粉組成（近藤ほか，1988）のうちの低位層準のそれに類似している。この層準は TMK 孔の TM-VI 層に対比される。

6. 最終間氷期の堆積環境の変化

以上の考察に基づき、苫小牧～静川台地の最終間氷期の堆積環境の変化について、若干の検討を加える。

最終間氷期に対比される堆積物は TM-IIa 層～TM-IVb 層である。苫小牧（TMK 孔）付近では、TM-IIb 層に対比される地層から *Acila* sp., *Callithaca* sp., *Tellina* sp. が、TM-IV 層に対比される地層から *Acila insignis*, *Raetellops pulchella* の軟体動物化石が報告されており（対馬，1969）、これらはすべて浅海生種である。また、TMK 孔の TM-IVa 層から *Coscinodiscus marginatus* や *Thalassionema nitzschioides* などの海生種のみから構成される珪藻化石群集が分布する。したがって、苫小牧地域における最終間氷期の地層の大半は、浅海で形成されたものと推察される。一方、静川台地の最終間氷期の堆積物である SZ-IV 層の内の SZ-IVa 層では、台地のやや南側に位置する SZK 孔地点でその最上部層で *Mercenaria* sp., *Macoma* sp. が産出（近藤ほか，1984）するが、その北側では中～上部層で *Crassostrea gigas* 1 種からなる群集（カキ礁）や *Potamocorbula amurensis* の汽水域を示唆する軟体動物化石が報告されており、さらに珪藻化石群集は SZ-IV 層全体で、海生種、汽水生種、淡水生種の混合群集から構成される（近藤ほか，1988）。以上のことから最終間氷期の海況を概略検討すると、静川台地（とりわけ北側）が陸水の影響を強く受けた内湾域、苫小牧側が外海に近い海域であったものと考えられる。

ところで、苫小牧地域では、TM-III 層から TM-IVa 層への変化で、層相が砂礫（泥炭層を挟む）から厚いシルト・粘土へ急激に変化すること、静川台地では、これに対応する SZ-IVa 層中部層から同上部層（SZ-IVa-M～SZ-IVa-U 亜部層）において、珪藻化石群集の変化から堆積環境が淡水～汽水域-汽水域-海水域へと変化したことが明らかにされている（近藤ほか，1988）。また、花粉組成では寒冷な気候から当域の現在程度の温暖な気候への変化が推定できる。以上から、TM-IVa 層堆積時には規模の大きい海進が生じた可能性があり、この現象は近藤ほか（1988）が指摘した、最終間氷期中の中間寒冷期の存在をより補強する資料であると考えられる。

7. 相対的海水準変化

静川台地では主に最終間氷期の相対的海水準の変化について考察されている（近藤ほか，1988）。ここでも同様の方法により考察する。すなわち、堆積後に地層の変位・変形（圧密）がなく現在の分布高度が保持されていたと仮定し、その地層

* 東西断面線では水井戸 No. 63, No. 60, No. 52 が西から東へ 2.2 km, 1.6 km 間隔で配列。

** GS-A, GS-B 孔柱状図は地質調査所（1967）の A 孔, B 孔の柱状図にその粒度特性を検討し加筆したものである。

*** Fig. 5 に示される 24 孔, 25 孔および GS-A 孔は共通であり、層相記号のみ統一。

の分布高度に対する相対的な海水準を推定し、その変化傾向を検討する。

中期更新世の静川寒冷期（近藤ほか，1984）では相対的海水準は概して-95 mの下位に存在した可能性が考えられるが，詳細は不明である。最終間氷期に入り，気候回復が進行し，当域の現在程度までの温暖化に伴い，氷河性海水準変動に起因する海進が生ずる。相対的海水準上昇ピークは，TM-II b 期，TM-IV a 期，おそらく TM-IV b 期の後期の3つが認められる。この間相対的海水準下降トラフは TM-III 期，TM-IV b 期の前期の2つが認められる。TM-III 期では相対的海水準は-74 m 以下に低下した。しかし，TM-III 層に陸成層の証拠が現時点で確認されていないことから，仮に海成層とみなした場合，相対的海水準は-90 m より上位，-74 m 付近かその下位にあったものと想定される。最終氷期の TM-V 期，TM-VI 期では相対的海水準は-58 m 以下に低下した可能性が高い。ただし，TM-V 層の中間層準に海生珪藻の産出の記述（対馬，1969）があり，この期海水準の高まりがあったことが示唆される。

ところで，地点 24 の南方約 2 km 地点の柱状図（地点 25）では TM-III 層に対比される-74 m の泥炭層・層準（2）の層相が含貝化石砂層に移行し，当時の相対的海水準が-74 m 付近に停滞していたものと推定される。一方，静川台地での当時の相対的海水準は約-25~-20 m であったと推定されている（近藤ほか，1988）。したがって，TM-III 層堆積後から現在までに，苫小牧地域は静川台地に対して相対的に約 50 m 沈降したことが推定される。なお，TM-III 層の堆積年代は Fig. 6 に示す編年上の枠組みから，およそ 120 ka 前と推定した。

結 論

TMK ボーリング孔の堆積物の層序を研究し，石狩低地帯最南部付近の第四紀層序学的検討を行い，特に最終間氷期での古環境・相対的海水準変化を検討し，以下の結論を得た。

1. -154.4 m までの堆積物はすべて第四系に属し，堆積層を下位から 12 層に区分した。

1) 下部更新統は泥層・TM-0 層（-154.4 m~-144.4 m），砂礫層・TM-I a 層（-144.4 m~-134.9 m）である。これらの地層は石狩低地帯の材木沢層，野幌丘陵の裏の沢層および静川台地の SZ-0 層・SZ-I 層に対比される。2) 中部更新統は海成泥層主体の TM-I b 層（-134.9 m~-122.6 m）であり，SZ-II 層（近藤ほか，1984）の下部，早来層（馬追団体研究会，1983）に対比される。静川寒冷期（近藤ほか，1984）の堆積物の存在は確認されない。3) 上部更新統は-122.6 m~-22.7 m に約 100 m の厚さで発達する。すなわち，最終間氷期堆積物層は-122.6 m~-57.8 m（厚さ 64.8 m-以下同様表示）に分布し，下位から砂層主体の TM-II a 層（14.7 m），含貝化石泥層および砂層からなる TM-II b 層（16.15 m），礫層である TM-III 層（2.55 m），泥層主体で海成の TM-IV a 層（13.8 m）および砂層主体で一部は海成の TM-IV b 層（17.6 m）である。これらは，一連整合の海成層主体の堆積層であり静川台地の海成層主体の SZ-IV 層（近藤ほか，1984；近藤

ほか，1988）に対比される。4) 最終氷期堆積物層は-57.8 m~-22.7 m（35.1 m）に分布し，下位から多分陸成の砂礫層主体の TM-V 層（12.4 m），粘土・Aafa 2 挟在の火山灰質シルトからなる TM-VI 層（3.45 m），さらにクッタラ i 降下軽石堆積物（U）：Kt-iU=鶴川降下軽石堆積物 2 b（Mpfa 2 b），支笏降下軽石堆積物 8~7, 1（Spfa 8~7, Spfa 1），クッタラ b_i 降下軽石堆積物（Kt-b_i=Spfa 2）および支笏軽石流堆積物（Spfl）からなる TM-VII 層（19.25 m）で構成される。これら 3 層は静川台地の SZ-V 層・SZ-VI 層・SZ-VII 層（近藤ほか，1984）にそれぞれ対比できる。完新統は TM-VIII 層で，縄文海進期の砂質堆積物を主体とする。

2. TMK 孔の地質層序が確定したことにより，従来の水理地質での層序区分および岩層対比についての地質学的位置付けが明瞭になった。すなわち，1) 山口ほか（1963）の D 泥層の基底面および上面はそれぞれ中部更新統，上部更新統の基底面に対応する。2) 海成更新統（曾屋・佐藤，1980）は下~上部更新統にわたり，(1)-130 m 付近，(2)-74 m，(3)-45 m 付近の三層準の泥炭層は，それぞれ下部更新統上限，最終間氷期中間寒冷期の泥炭質堆積物（花粉帯 SH-V 帯に対応する SZ-IV a-M 亜部層；近藤ほか，1988），および 90~100 Ka 前の最終氷期初頭の堆積物層（SZ-VI 層；近藤ほか，1984；本郷層；馬追団体研究会，1983）に対比される。また，いわゆる静川砂礫層（山口・松下，1972）は静川台地の SZ-V 層（近藤ほか，1984）および TM-V 層に対比される。さらに，静川台地付近でこれの下位に伏在するいわゆるニタッポロ層（山口・松下，1972）は海成泥層主体の中~上部更新統を総称している。

3. 中~後期更新世堆積物の層相・堆積環境の変化と古気候・相対的海水準の変化傾向とがよく対応する。すなわち，気候回復・温暖化と海水準の上昇，寒冷化と海水準低下とが対応する。最終間氷期での相対的海水準変化曲線には前期と後期すなわち TM-II a 期と TM-IV a~TM-IV b 期に大きくは 2 つの海面上昇の時相が，また中間期（TM-III 期）には比較的大きい海水準低下時相，さらに後期（TM-IV a~TM-IV b 期）の中間期には幾分小さい海面低下期が見られ，静川台地での変化傾向（近藤ほか，1988）と非常に類似した形態を示す。特に，最終間氷期中の中間寒冷期（近藤ほか，1988）の存在がより明確となった。ただし，これらの時相の $\delta^{18}O$ ステージ 5 内の各サブステージとの対応関係についてはさらに検討を要する。

また，苫小牧周辺で断続的に-74 m 付近に認められる前述の泥炭層が，静川台地の-25~-20 m の泥炭性堆積物層（SZ-IV a-M 亜部層；近藤ほか，1988）に対比されることから，これらの形成場の同時性と同水準性を仮定すると，苫小牧地域は静川台地にたいして約 12 万年前以降，約 50 m 構造的に沈降したことが推定される。

謝辞 本研究を進める過程で，筆者の 1 人近藤が暖かい励ましと御指導・御助言をいただき，かつ本論文原稿の御校閲を賜った北海道大学加藤 誠名誉教授に心から感謝申し上げます。ボーリング記録と堆積物の特性について詳細に御教示くださった明治コンサルタント株式会社進藤敏彦氏，小板橋重

一氏に深く感謝する。早来-厚真地域および由仁-安平地域の層序についてご討論をしていただいた有限会社 VOLO の外崎徳二氏に、また水理地質に関してご教示いただいた北海道立地下資源調査所広田知保氏に、さらにボーリング試料・資料の研究への活用および公表を御了解くださった関係各位に厚くお礼を申し上げる。

文 献

- 赤松守雄・松下勝秀, 1984, 石狩平野西部地下における更新統の貝化石群と層序区分. 第四紀研究, **23**, 183-195.
- Arai, F., Machida, H., Okumura, K., Miyauchi, T., Soda, T. and Yamagata, K., 1986, Catalog for Late Quaternary Marker-tephras in Japan II—Tephra occurring in north-east Honshu and Hokkaido—. *Geogr. Rept. Tokyo Metropol. Univ.*, **21**, 223-250.
- Baksi, A.K., 1993, A geomagnetic time scale for the period 0-17 Ma, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages for selected field reversal. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1607-1610.
- Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K., 1985, *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 1032 p.
- 地質調査所, 1967, 苫小牧地区地下構造調査報告書. 110 p.
- 第四紀総研北海道グループ, 1969, 北海道の第四系. 地団研専報, no. 15, 1-35.
- 土質工学会, 1979, 土質試験法. 土質工学会, 東京, 757 p.
- 土質工学会, 1982, 土質調査法. 土質工学会, 東京, 869 p.
- 胆振団体研究会, 1987, クッタラ火山の火砕堆積物の ^{14}C 年代と2つの層準の化石林. 地球科学, **41**, 188-193.
- 胆振団体研究会, 1990, クッタラ火山の火砕堆積物—支笏火山のテフラの層序の検討とテフロクロノジー. 地球科学, **44**, 95-112.
- Igarashi, Y., 1975, Palynological study of the coastal plain along the Ishikari Bay, Hokkaido, Japan. *Quatern. Res.*, **14**, 33-53.
- 五十嵐八枝子, 1987, 苫小牧演習林地域における植生の変遷. 北海道大農学演習林研究報告, **44**, 405-427.
- 五十嵐八枝子・熊野純男, 1981, 北海道における最終氷期の植生変遷. 第四紀研究, **20**, 129-141.
- 五十嵐八枝子・五十嵐恒夫・大丸裕武・山田 治・宮城豊彦・松下勝秀・平松和彦, 1993, 北海道の剣淵盆地と富良野盆地における32,000年間の植生変遷史. 第四紀研究, **32**, 89-105.
- 石狩低地帯研究会, 1965, 石狩平野における支笏降下軽石堆積物の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 XXIII—. 地球科学, **19**, 12.
- 石狩低地帯研究グループ, 1965, 北海道野幌丘陵の第四系について—とくに西の里層について. 地球科学, **79**, 18-27.
- 柏原 信, 1970, 野幌丘陵南部における低位段丘堆積物の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (58)—. 地球科学, **24**, 149-150.
- 春日井昭・藤田 亮・細川貢四朗・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.
- 加藤 誠・勝井義雄・北川芳男・松井 愈, 1990 (代表編集), 日本の地質—北海道地方. 共立出版, 東京, 337 p.
- 北川芳男・五十嵐八枝子・吉田充夫・興水達司, 1988, 北海道石狩低地帯周辺の更新統. 地質学論集, no. 30, 13-23.
- 国土庁土地局, 1975, 20万分の1土地分類図北海道1 (石狩・後志・胆振支庁)・同付属資料. 20 p.
- 近藤 務, 1983, 石狩低地帯南東部の後期更新世テフラ, Aafa, Mpfa 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, 1989, 石狩低地帯南東部静川台地の静川寒冷期-最終間氷期の古地理変遷. 日本地質学会北海道支部演旨, 6-9.
- 近藤 務・五十嵐八枝子・嵯峨山積, 1988, 北海道静川台地の中～上部更新統一特に最終間氷期中の寒冷期および相対的海水準変化の検討—. 地質雑, **94**, 343-359.
- 近藤 務・五十嵐八枝子・吉田充夫・赤松守雄, 1984, 北海道苫小牧市静川ボーリング・コアにみられる第四系. 第四紀研究, **22**, 313-325.
- 熊野純男, 1970, 支笏溶結凝灰岩の年令—日本の第四紀層の ^{14}C 年代—. 地球科学, **24**, 148-149.
- 国安 稔・根岸 悟・小玉喜三郎・加藤 進, 1990, 北海道苫小牧沖海域の地質構造形成過程の特性. 地質学論集, no. 34, 187-197.
- 町田 洋・新井房夫, 1992, 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 273 p.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史, 1987, 北日本を広くおおむ洞爺火山灰. 第四紀研究, **26**, 129-145.
- Miyabe, K. and Kudo, Y., 1930, Flora of Hokkaido and Sakhalin. *Jour. Fac. Agri. Hokkaido Imp. Univ.*, **26**, 1-79.
- 岡 孝雄, 1986, 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団研専報, no. 31, 295-320.
- 岡村 聡・前田寿嗣, 1991, 上清水2遺跡・共栄3遺跡の火山灰と土壌中の斜方輝石の Fe 比及び屈折率について. 北海道埋蔵文化財センター調査報告書第70集, 清水町上清水4遺跡・共栄2遺跡・共栄3遺跡, 183-188.
- 岡村 聡・前田寿嗣, 1992, 芽室町北明1遺跡の遺物包含層下のX層について. 北海道埋蔵文化財センター調査報告書第76集, 清水町上清水2遺跡・共栄3遺跡 (2)・東松沢2遺跡・芽室町北明1遺跡, 341-346.
- 嵯峨山積・保柳康一, 1993, 北海道北部地域の新第三系珪藻生層序と10 Ma 前後の低海水準期の検討. 地球科学, **47**, 423-438.
- Shackleton, N.J., 1987, Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat. Sci. Rev.*, **6**, 183-190.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1973, Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: Oxygen isotope temperatures, and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale. *Quatern. Res.*, **3**, 39-55.
- 瀬川秀良, 1974, 日本地形誌, 北海道地方. 朝倉書店, 東京, 303 p.
- 曾屋龍典・佐藤博之, 1980, 千歳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 筑波, 92 p.
- 対馬坤六, 1969, 苫小牧平野ボーリングコアの貝類. 地質調査所北海道支所研究報告会講演要旨録, no. 20, 1-4.
- 馬追団体研究会, 1983, 北海道中央部馬追丘陵南東の中上部更新統一2つの海進について—. 地球科学, **37**, 8-21.
- 馬追団体研究会, 1987, 石狩低地帯東縁部の更新統層序と古地理変遷. 地球科学, **41**, 303-319.
- 山口久之助, 1978, 苫小牧東部の地下水について. 地下資源調査所報告, no. 50, 133-159.
- 山口久之助・小原常弘, 1974, 支笏周辺地下水資源調査報告. 北海道立地下資源調査所, 札幌, 39 p.
- 山口久之助・松下勝秀, 1972, 苫小牧東部大規模工業基地開発調査資料 (地下構造と地下水について). 北海道開発局調査課, 札幌, 71 p.
- 山口久之助・二間瀬利・小原常弘・国府谷盛明・早川福利, 1963, 北海道水利地質図幅・同説明書, 第13号「苫小牧・室蘭」. 北海道立地下資源調査所, 札幌, 51 p.
- 山口久之助・佐藤 巖・二間瀬利・小原常弘・早川福利, 1966, 千歳北部地域の地盤と地下水. 北海道立資源調査所報告, no. 35, 61-72.
- 吉田充夫, 1983, 北海道十勝地方および石狩低地帯の鮮新-更新統. 地団研専報, no. 25, 105-113.
- Zijderveld, J.D.A., 1967, A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K., eds., *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254-258.

(要 旨)

近藤 務・五十嵐八枝子・吉田充夫・井上俊和・平 信行・山崎正道・岡村 聡・前田寿嗣・嵯峨山積・菅原 誠・国分公貴・安井 賢, 1996, 石狩低地帯最南部地下の第四系—特に最終間氷期の相対的海水準変化の検討—, 地質雑, 102, 312-329. (Kondo, T., Igarashi, Y., Yoshida, M., Inoue, T., Taira, N., Yamazaki, M., Okamura, S., Maeda, T., Sagayama, T., Sugawara, M., Kokubu, K. and Yasui, S., 1996, Quaternary subsurface geology in the southernmost part of the Ishikari Depression, Hokkaido, Japan: with special reference to the relative sea-level change during the Last Interglacial Age. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 102, 312-329.)

石狩構造盆地最南部の TMK 孔の層序学的研究をし, 静川台地の第四系層序に対比した. 堆積物はすべて第四系に属し, $-154.4\text{ m} \sim -134.9\text{ m}$ の TM-0 層・TM-I a 層は下部更新統, -122.6 m までの TM-I b 層は中部更新統, -22.7 m までは上部更新統で, その下部は浅海成層主体の最終間氷期堆積物 (TM-II a $\sim$ IV b 層: 層厚 64.8 m), 上部は陸成層主体の最終氷期堆積物 (TM-V 層, Aafa 2 挟在の TM-VI 層, および TM-VII 層) からなる. TM-II a $\sim$ IV b 層の花粉層序は静川台地の SZ-IV 層のそれに明瞭に対比される. 堆積期の古気候変化に対応する相対的海水準変化曲線には大局的に, 2 つのすなわち TM-II b 帯と TM-IV a $\sim$ IV b 帯の高海面時相, および中間の TM-III 帯 (静川台地の最終間氷期の中間寒冷期の SH-V 帯に対比) の顕著な 1 つの低海面時相が認められる. TM-III 帯堆積期 (年代約 120 Ka と推定) の相対的海水準は苫小牧地域で $-90 \sim -74\text{ m}$, 静川台地で $-25 \sim -20\text{ m}$ であり, 苫小牧地域が静川台地に対し約 12 万年前以降現在までに構造的に 50 m 程度沈降したと推定される.