

完新世における海岸沖積低地の地形形成過程  
の変遷に関する研究

大平明夫



①

報告番号	甲 第	3816 号
------	-----	--------

完新世における海岸沖積低地の地形形成環境  
の変遷に関する研究

大平明夫

# 目次

## 要旨

- I. はじめに..... (1)
  - 1. 沖積低地・沖積層の定義と沖積低地・沖積層研究の意義 (1)
  - 2. 海外における海岸沖積低地研究と海水準変動研究 (2)
  - 3. 日本における海岸沖積低地研究と海水準変動研究 (7)
  - 4. 海岸沖積低地研究の課題 (15)
  - 5. 従来の河成低地研究の動向と課題 (16)
  - 6. 本研究の目的と研究の手順 (21)
  - 7. 研究対象地域 (23)
  
- II. 研究方法と研究対象地域の地形・地質概観..... (29)
  - 1. 研究方法 (29)
    - (1) 沖積低地の地形発達の復元方法
    - (2) 堆積物の層相・年代の分析
      - ① 堆積構造・層相の分析
      - ② 堆積物の年代分析
    - (3) 堆積環境の推定法
      - ① 堆積環境の分析方法
      - ② 珪藻分析
      - ③ FeS<sub>2</sub>含有量分析
  - 2. 研究対象地域に関する従来の研究 (34)
    - (1) 新潟平野
    - (2) サロベツ原野
    - (3) 風蓮湖周辺低地
  - 3. 研究対象地域の地形・地質概観 (39)
    - (1) 新潟平野
    - (2) サロベツ原野
    - (3) 風蓮湖周辺低地
  
- III. 沖積層の構造・年代と堆積環境..... (48)
  - 1. 新潟平野北東部の沖積層 (48)
    - (1) 沖積層の堆積構造と年代
    - (2) 珪藻分析による堆積環境の推定
    - (3) 完新統の珪藻群集の特徴と堆積環境
  - 2. サロベツ原野の沖積層 (72)
    - (1) 完新統の堆積構造と年代
    - (2) 珪藻分析とFeS<sub>2</sub>含有量分析による堆積環境の推定
    - (3) 完新統の堆積環境の変化の特徴



3. 風蓮湖周辺低地の沖積層 (84)	
(1) 上部完新統の堆積構造と年代	
(2) 上部完新統の堆積環境	
IV. 完新世における地形発達と地形形成環境..... (92)	
1. 完新世における沖積低地の地形発達 (92)	
(1) 新潟平野北東部の地形発達	
(2) サロベツ原野の地形発達	
(3) 完新世後半における風蓮湖周辺低地の泥炭地の形成過程	
(4) 地形発達の共通性	
2. 海岸沖積低地の地形発達と地形形成環境 (101)	
(1) 海岸沖積低地の地形発達と相対的海水準変動	
① 新潟平野北東部の地形発達と相対的海水準変動	
② サロベツ原野の地形発達と相対的海水準変動	
③ 風蓮湖周辺低地の泥炭地の形成と相対的海水準変動	
④ 海岸沖積低地の地形発達と相対的海水準変動との関連	
(2) 沖積低地の地形発達と気候条件	
① 新潟平野北東部の地形発達と物質供給	
② サロベツ原野の完新世後半の河川氾濫と気候条件	
③ 泥炭地の形成と気候条件	
④ 海岸沖積低地の地形発達と気候条件との関連	
V. 完新世の河成活動と気候変化..... (121)	
1. 東北日本の海岸沖積低地における河成沖積層の堆積時期 (121)	
2. 東北日本の山地・山麓域における物質移動期と河成活動 (127)	
3. 東北日本における完新世の河成活動の活発化と気候条件 (132)	
VI. 完新世における海岸沖積低地の地形形成環境の変遷..... (134)	
1. 完新世における東北日本のバリアータイプの地形形成環境の変遷 (134)	
2. 温帯における河成活動とその要因 (139)	
VII. 結論..... (143)	

注

引用文献



## 図

- 第1図 海岸沖積低地の地形を決定する要因 (Carter and Woodroffe, 1994)
- 第2図 新潟平野北東部の地形分類図
- 第3図 新潟平野の砂丘列の区分と遺跡の分布
- 第4図 サロベツ原野の地形分類図
- 第5図 サロベツ原野の海岸砂丘列の区分
- 第6図 風蓮湖周辺の地形と試料採取地点
- 第7図 地質断面図の位置と<sup>14</sup>C年代測定・珪藻分析用試料採取地点
- 第8図 地質断面図 (その1)
- 第8図 地質断面図 (その2)
- 第9図 地質断面図 (g断面)
- 第10図 S Y地点の地質柱状図
- 第11図 S B地点の地質柱状図
- 第12図 F K地点の珪藻分析結果
- 第13図 G S地点の珪藻分析結果
- 第14図 K J地点の珪藻分析結果
- 第15図 M K地点の珪藻分析結果
- 第16図 T M地点の珪藻分析結果
- 第17図 T S地点の珪藻分析結果
- 第18図 S Y地点の珪藻分析結果
- 第19図 S B地点の珪藻分析結果
- 第20図 地質断面図の位置と分析用試料採取地点
- 第21図 泥炭地における地質柱状図
- 第22図 地質断面図
- 第23図 N S地点における珪藻分析・FeS<sub>2</sub>-S含有量分析結果
- 第24図 K S地点における珪藻分析結果
- 第25図 H M地点とH E地点におけるFeS<sub>2</sub>-S含有量分析結果
- 第26図 地質柱状図
- 第27図 F U 3地点の珪藻分析結果
- 第28図 B T 1地点の珪藻分析結果
- 第29図 S K 1地点の珪藻分析結果
- 第30図 完新世における新潟平野北東部の古地理の変遷
- 第31図 北海道北部海岸沖積低地の完新世泥炭の平均堆積速度
- 第32図 模式的に示した完新世におけるサロベツ原野の古環境変化
- 第33図 バリアータイプ (wave-dominated estuary) の沖積層の堆積過程 (Saito, 1995)
- 第34図 新潟平野北東部の完新統の堆積過程
- 第35図 サロベツ原野泥炭地の上部完新統の模式的堆積過程
- 第36図 新潟平野北東部の後背山地の地形・地質
- 第37図 サロベツ原野の後背山地の地形・地質
- 第38図 東北日本の海岸沖積低地の分布
- 第39図 完新世における東北日本の海岸沖積低地の河成沖積層の堆積時期
- 第40図 東北日本の山地・山麓部における完新世の物質移動
- 第41図 日本における完新世の古気候変化



- 第42図 バリアータイプの海岸沖積低地の地形発達を決定する要因  
第43図 完新世における東北日本の海岸沖積低地（バリアータイプ）の地形形成環境の変遷  
第44図 温帯における完新世の河成活動の活発期の比較

#### 表

- 第1表 新潟平野北東部で得られた<sup>14</sup>C年代  
第2表 サロベツ原野で得られた<sup>14</sup>C年代  
第3表 風蓮湖周辺低地で得られた<sup>14</sup>C年代  
第4表 新潟平野北東部とサロベツ原野の後背山地の地形・地質条件  
第5表 東北日本の海岸沖積低地における完新世の河成沖積層（粗粒物質）の堆積時期  
第6表 東北日本の山地・山麓部における完新世の物質移動期

#### 付表

- 第1表 東北日本の海岸沖積低地における完新世の粗粒堆積物に関する<sup>14</sup>C年代  
第2表 東北日本の海岸沖積低地における完新世の細粒堆積物（粗粒堆積物直下・直上）に関する<sup>14</sup>C年代  
第3表 東北日本の海岸沖積低地における粗粒堆積物の年代を推定するのに有効なテフラ



## FIGURES

- Figure 1 A ternary diagram showing how clastic shorelines may be classified on the basis of the extent to which they are dominated by river, wave or tidal factors after Boyd et al. (1992) (Carter and Woodroffe, 1994)
- Figure 2 Geomorphological map of the northeastern part of the Niigata Plain
- Figure 3 Classification of the sand dune ridges and the distribution of archaeological remains in the northeastern part of the Niigata Plain
- Figure 4 Geomorphological map of the Sarobetsu Lowland
- Figure 5 Classification of the coastal sand dune ridges in the Sarobetsu Lowland
- Figure 6 Map showing the sampling sites in the alluvial lowlands around Lake Furen
- Figure 7 Map showing the locations of geological sections and the sampling sites for radiocarbon dating and diatom analysis
- Figure 8-1 Geological sections of the northeastern part of the Niigata Plain
- Figure 8-2 Geological sections of the northeastern part of the Niigata Plain
- Figure 9 Geological section of the location g
- Figure 10 Columnar section of Loc.SY
- Figure 11 Columnar section of Loc.SB
- Figure 12 Diatom diagram of Loc.FK
- Figure 13 Diatom diagram of Loc.GS
- Figure 14 Diatom diagram of Loc.KJ
- Figure 15 Diatom diagram of Loc.MK
- Figure 16 Diatom diagram of Loc.TM
- Figure 17 Diatom diagram of Loc.TS
- Figure 18 Diatom diagram of Loc.SY
- Figure 19 Diatom diagram of Loc.SB
- Figure 20 Map showing the locations of geological sections and sampling sites
- Figure 21 Columnar sections of the peatland in the Sarobetsu Lowland
- Figure 22 Geological sections of the Sarobetsu Lowland
- Figure 23 Diatom diagram and results of FeS<sub>2</sub>-S contents analysis of Loc.NS
- Figure 24 Diatom diagram of Loc.KS
- Figure 25 Results of FeS<sub>2</sub>-S contents analysis of Loc.HM and Loc.HE
- Figure 26 Columnar sections in the alluvial lowlands around Lake Furen
- Figure 27 Diatom diagram of Loc.FU3
- Figure 28 Diatom diagram of Loc.BT1
- Figure 29 Diatom diagram of Loc.SK1
- Figure 30 Palaeogeographic maps during the Holocene in the northeastern part of the Niigata Plain
- Figure 31 Mean rates of Holocene peat accumulation in coastal alluvial lowlands of northern Hokkaido
- Figure 32 Chronology of Holocene palaeoenvironmental changes in the Sarobetsu Lowland



- Figure 33 Schematic incised-valley sequences in a microtidal and fluvial-dominated setting, as interpreted from the Obitsu River and Kasumigaura-Kashima lowlands(Saito,1995)
- Figure 34 Sedimentary sequences of the northeastern part of the Niigata Plain
- Figure 35 Schematic sedimentary sequences of the peatland of the Sarobetsu Lowland
- Figure 36 Topography and geology of the drainage basin of the northeastern part of the Niigata Plain
- Figure 37 Topography and geology of the drainage basin of the Sarobetsu Lowland
- Figure 38 Map showing the locations of coastal alluvial lowlands in Northeastern Japan
- Figure 39 Chronology of Holocene fluvial periods of the coastal alluvial lowlands in Northeast Japan
- Figure 40 Chronology of the Holocene environmental changes of the mountains and mountain foot in Northeast Japan
- Figure 41 Chronology of Holocene climatic changes
- Figure 42 Flowchart of the geomorphic developments of the wave-dominated coastal lowlands relation to environmental factors
- Figure 43 Chronology of the geomorphic developments of the wave-dominated coastal lowland in Northeastern Japan during the Holocene
- Figure 44 Phases of increased fluvial activity in selected area of temperate zone

#### TABLES

- Table 1 Radiocarbon dates obtained in the northeastern part of the Niigata Plain
- Table 2 Radiocarbon dates obtained in the Sarobetsu Lowland
- Table 3 Radiocarbon dates obtained in the alluvial lowlands around Lake Furen
- Table 4 General features of drainage mountains of the Niigata Plain and the Sarobetsu Lowland
- Table 5 Holocene fluvial periods of the coastal alluvial lowlands in Northeastern Japan
- Table 6 The periods of the environmental changes at the mountains and the mountain foot in Northeastern Japan during the Holocene

#### APPENDIX

- Table 1 Radiocarbon dates of the Holocene coarse sediments of the coastal alluvial lowlands in Northeastern Japan
- Table 2 Radiocarbon dates of the Holocene fine sediments (just below or above coarse sediments) of the coastal alluvial lowlands in Northeastern Japan
- Table 3 Holocene tephras useful to dating of the Holocene coarse sediments



## 要旨

湿潤変動帯に位置する日本列島における海岸沖積低地は、最終氷期の谷地形を埋積した厚い沖積層を有している。この沖積層の堆積過程（海岸沖積低地の地形発達）は、最終氷期の最大海水準低下期以降の環境変化と密接に関連している。したがって、日本の海岸沖積低地は、第四紀地形学の重要なテーマである地形形成環境（地形営力）と地形発達との関連を検討するのに適したフィールドといえる。

従来の研究では、海岸沖積低地の地形発達は相対的海水準変動に強く支配されることが指摘されてきた。すなわち、相対的海水準変動に伴うデルタの前進・後退あるいは海岸砂州の発達・前進によって海岸沖積低地の地形発達が説明されてきた。しかしながら、上流からの物質供給量が時期的に変化することによっても海岸沖積低地の地形発達は影響を受けると考えられるが、こうした観点から海岸沖積低地の地形発達を検討した研究は少ない。欧米の研究では、北半球の温帯において完新世の気候変化に伴い河成活動が変化したことが指摘されており、日本においても完新世に上流からの物質供給量が時期的に変化したことが十分考えられる。

そこで、本研究の目的を、完新世における海岸沖積低地の地形発達をとくに河成層の堆積に注目して復元すること、完新世における海岸沖積低地の地形発達が相対的海水準変動と上流からの物質供給量の変化にどのように影響を受けてきたのかを明らかにすることとした。すなわち、本研究独自の視点は、完新世の気候変化による河成活動の推移が海岸沖積低地の地形発達にどのように関与したのかについて検討することにある。さらに、東北日本における完新世の河成活動の傾向についても検討し、その傾向とグローバル（北半球）に確認される温帯の河成活動の傾向との比較も試みた。

まず、事例研究として、東北日本における3つの海岸沖積低地（新潟平野北東部、サロベツ原野、風蓮湖周辺低地）の完新世の地形発達を復元し、完新世相対的海水準変動との関連、上流域における物質移動期（完新世の気候変化）との関連について検討した。新潟平野とサロベツ原野は、海岸部に明瞭な砂州地形（砂丘を伴う浜堤列）を有することが特徴である。従来の研究では、砂州地形を伴うバリアタイプ（wave-dominated）の海岸沖積低地の地形発達は、完新世相対的海水準変動との関連が検討され、上流からの物質供給量の変化の影響については注目されていない。

海岸沖積低地の微地形、沖積層の堆積構造・年代および堆積環境を明らかにする方法として、空中写真判読、ボーリング資料の分析、加速器質量分析（AMS）法による放射性炭素（ $^{14}\text{C}$ ）年代測定、珪藻分析、黄鉄鉱（ $\text{FeS}_2$ ）含有量分析を行った。その結果、以下に記すような完新世相対的海水準変動および上流からの物質供給の変化と関連した特徴的な地形発達があったことが明らかとなった。

新潟平野北東部においては、約5,400~4,800 BP（year Before Present）にデルタとストランドブレイン（strand plain）が急速に前進したことが明らかとなった。この時期は、従来の完新世海水準変動研究において相対的海水準低下期とされていること、後背山地（五頭山地・飯豊山地）において約5,500~4,000 BP頃に土石流（土砂流）が頻発化していることから判断して、相対的海水準低下と上流からの物質供給の増加がほぼ同時期に起こったことが、急速な地形変化の原因となったと推定された。また、土石流（土砂流）が



類発化から判断して、この時期には豪雨の頻度が増加し、河成活動が活発化したことが推定された。

サロベツ原野においては、約4,500~4,000 BPに泥炭地（沼沢地化泥炭地）が拡大したことが明らかとなった。この時期には、相対的海水準低下に伴って、後背湿地の拡大と砂州列の発達（閉塞度の強化）が起こり、泥炭の堆積可能な条件を備えた環境が急速に拡大したと推定された。約4,000 BP以降は泥炭層の堆積が継続したが、河道に比較的近い地域では、約3,000~2,000 BPに氾濫の影響を頻繁に受けたことが明らかとなった。この時期には、河成活動が強くなって堆積作用が増し、河床高度が高くなることで、河道変遷が起こりやすくなっていたと考えられた。また、この河成活動の活発化は、気候の冷涼・湿潤化を反映した斜面の不安定化によって、上流からの物質供給量が増加したことが原因であると推定された。

風蓮湖周辺低地（風蓮川下流沖積低地）においては、約4,500~4,100 BPと約2,800~2,600 BPに泥炭地（陸化型泥炭地）が拡大したことが明らかとなった。従来の完新世海水準変動研究で指摘された完新世中期以降の2回の相対的海水準低下に伴って、風蓮湖の湖水位の低下も2回起こり、それらの時期に段階的に陸化型泥炭地の形成が進行したと推定された。

これらの事例研究から、従来の研究で指摘されるように、相対的海水準変動が地形発達に強く作用することが確認された。すなわち、完新世前半の相対的海水準上昇期に砂州（transgressive barrier）が発達すること、完新世中期以降における相対的海水準低下が急速なデルタとストランドブレインの前進、および泥炭地の拡大を引き起こすことが明らかとなった。しかしながら、相対的海水準変動だけでなく、上流からの物質供給の増加（河成活動の活発化）も、デルタとストランドブレインの急速な前進（新潟平野北東部）、氾濫原の拡大（サロベツ原野）に影響を与えた可能性が考えられた。

そこで次に、従来の研究で明らかとされた東北日本の海岸沖積低地における完新統の河成沖積層（粗粒物質）の堆積時期および山地・山麓部における物質移動期を整理・比較して、完新世における東北日本の河成活動の傾向を明らかにした。そして、新潟平野北東部とサロベツ原野において確認された河成活動の活発化が、局地的なものであるのか、東北日本において同時期にみられるのかどうかについて検討した。その結果、完新世前半についてはデータが少ないものの、約10,000~9,000 BP、約8,000 BP頃に河成沖積層（粗粒物質）の堆積が活発な傾向がみられた。さらに、約6,000 BP以降の時期では、約5,500~5,000 BP、約3,500~2,000 BPに河成沖積層（粗粒物質）の堆積が活発な傾向が認められた。この完新世後半の河成沖積層（粗粒物質）の堆積の活発期は、従来の研究において指摘された相対的海水準低下期と時期的に一致している。このことから、相対的海水準低下によって河成沖積層（粗粒物質）の活発な堆積が引き起こされていると考えられた。さらに、山地・山麓部における物質移動も、約6,000~5,000 BP頃と約4,000~2,000 BP頃に活発であった傾向が明らかとなり、海岸沖積低地における河成沖積層（粗粒物質）の堆積時期の傾向と時期的にはほぼ一致した。これらのことから、相対的海水準低下期には、同時に河成活動の活発化により上流からの物質供給量が増大して、海岸沖積低地の河成沖積層の急速な堆積を促したことが推定された。

次に、これらの河成活動の活発化を起こした気候条件について、従来の山地・山麓部において明らかとされている物質移動研究と花粉分析学的研究を考慮して検討した。約5,500



～5,000 BPの河成活動の活発化は、豪雨の頻度の高い気候条件を反映して、斜面や河床に粗粒物質が増加したことで河川の掃流力が強化されたことが原因であると考えられた。また、寒冷化に伴う植生変化の影響で斜面上の不安定物質の増加も原因となった可能性が考えられた。約3,500～2,000 BPの河成活動の活発化は、寒冷化によって、高山域（森林限界以上の地域）においては周氷河性岩屑生産（掃流サイズの岩屑生産）が活発化したこと、森林帯（森林限界以下の地域）においては植生の被覆度が変化することで不安定物質が増加したことが原因と考えられた。

以上の考察をもとに、完新世における東北日本のバリアータイプの海岸沖積低地の地形形成環境の時期的な変遷の特徴を整理した結果、以下の特徴が明らかとなった。すなわち、完新世前半においては、相対的海水準上昇速度が上流からの物質供給量（速度）を上回ったため、砂州が内陸に後退しながら形成され、その背後には潟湖あるいはエスチュアリーが形成された。一方、完新世後半においては、上流からの物質供給量（速度）が相対的海水準上昇速度を上回るようになり（あるいは、海水準が停滞もしくは低下し）、海岸線が陸側に移動するようになった。とくに、完新世後半の二つの時期に相対的海水準低下と上流からの物質供給速度の増加（河成活動の活発化）が同時期に発生したことで、バリアータイプの地形発達が加速度的に進行したことが明らかとなった。その時期とは、約5,500～5,000 BPと約3,500～2,000 BPであり、これらの時期に、デルタとストランドプレインの急速な前進（新潟平野北東部）や氾濫原の顕著な側方への拡大（サロベツ原野）が起こったと考えられた。

最後に、本研究で明らかとされた東北日本における完新世の河成活動の活発期（約5,500～5,000 BP、約3,500～2,000 BP）は、従来の研究で北半球の温帯において明らかとされている完新世の河成活動の活発期と明らかな同時性が認められた。このことは、東北日本の完新世の河成活動の活発期は、局地的な気候変化によるものではなく、グローバルな大気循環パターンの変化に起因した半球規模の気候変化を反映した可能性が考えられた。



Geomorphic development of the coastal alluvial lowlands and its processes  
in Northeastern Japan during the Holocene

Akio OHIRA

SUMMARY

In the Japanese Islands, situated in an active tectonic zone and with a temperate humid climate, many coastal alluvial lowlands have developed in the lower reaches of rivers. These coastal alluvial lowlands have been formed by strong fluvial processes in general, and exhibit thick Late Pleistocene-Holocene deposits that filled the incised valleys. Geomorphic development in the coastal alluvial lowlands in Japan is closely related to environmental changes since the Last Glacial maximum such as fluctuations in relative sea-level, climatic changes and tectonic movements. Accordingly, the coastal alluvial lowlands in Japan offer a valuable case study of geomorphic development and its processes during the Holocene in detail.

Much of the research since the 1960's concerning geomorphic development of the coastal alluvial lowlands and the sedimentary environmental changes in deposits in Japan are reviewed in Chapter 1. It is generally thought that fluctuations in relative sea-level are the main factor underlying such changes. According to these researches, it is assumed that the progradation and retreat of deltas or the formation of transgressive barriers and strand plains occurred with relative sea-level changes since the Last Glacial maximum. Most studies on the coastal alluvial lowlands and the deposits have been exclusively focused on relative sea-level changes and the resultant transgression or regression. However, in addition to relative sea-level changes, changes in the sediment supply from the upper reaches together with Holocene climatic changes also influenced the geomorphic development of coastal alluvial lowlands. There are very few studies that discuss the geomorphic development of the coastal alluvial lowlands in Japan,



especially the wave-dominated coastal lowlands, from this point of views. By contrast, there are numerous studies on fluvial environments in the temperate zone over the last 20,000 years in Europe and United States. These studies pointed out that fluvial activity changed with climatic changes, causing synchronously glacial advance, lowering of the forest limit, increased landslides, solifluction, and debris flow activity during the Holocene. In Japan, situated in the temperate zone of northern hemisphere, it is considered that the sediment supply from the upper reaches changed periodically as reflected by fluvial activity in response to Holocene climatic changes.

The purpose of this study is to reconstruct the Holocene geomorphic development of the wave-dominated coastal lowlands of northeastern Japan, paying special attention to the accumulation of fluvial sediments so as to clarify the influence of alternations in the relative sea-level changes and sediment supply from the upper reaches on geomorphic development. I also discuss the fluvial activity responses to Holocene climatic changes in northeastern Japan and compare the tendency of such activity with that in the temperate zones of Europe and United States.

Three regions are included in studies of the Holocene geomorphic development of coastal alluvial lowlands in northeastern Japan: the northeastern part of the Niigata plain in central Honshu (Figure 2); the Sarobetsu Lowland in northern Hokkaido (Figure 4); and the alluvial lowlands around Lake Furen in eastern Hokkaido (Figure 6). Such studies are based on aerial-photograph interpretation, boring data analysis, radiocarbon dating by accelerator mass spectrometer, diatom analysis and FeS<sub>2</sub> content analysis to clarify the stratigraphy and sedimentary environments of the Holocene sediments (Chapter 2 and Chapter 3). Next, I discuss the relationship between the geomorphic development and the changes in relative sea-level and sediment supplies from upper reaches. These three regions are wave-dominated coastal lowlands featuring barriers and strand plains. The Niigata Plain, one of the largest coastal alluvial lowlands in Japan, is located on the western coast of central Honshu Island and extends, with various widths, about 70 kilometers northeast to southwest. It is formed by four rivers: the Agano, the Kaji, the Tainai, and the Ara. The geomorphic features of this plain include well-developed rows of beach ridges covered by sand dunes and a few



Pleistocene terraces that are influenced by longshore currents, strong northwest winds, and tectonic subsidence. The Sarobetsu Lowland, formed by the Teshio River and the Sarobetsu River and its tributary, is a coastal alluvial lowland in northern Hokkaido. It is a one of largest peatlands in Japan situated behind coastal dune ridges and surrounded by the low-relief Neogene uplands and mountains created by periglacial processes in the Glacial age. Lake Furen is one of the largest maritime coastal lakes in Japan and is located in eastern Hokkaido. Several rivers, such as the Furen and the Bettouga, flow into this lake and form peatlands in the drainage basins.

Previous studies on the evolution of these coastal alluvial lowlands mainly discussed the sedimentary environments of the deposits, the formation of sand dunes, and the relationship between barrier or beach ridge formations and relative sea-level changes; they paid no attention to the sediment supply from the upper reaches or fluvial activity varied by climatic conditions.

The results of the case studies found in Chapters 3 and 4 are summarized as follows.

#### 1) Northeastern part of the Niigata Plain

Based on stratigraphy, AMS radiocarbon dates and sedimentary environments, it is clear that Late Pleistocene-Holocene sediments behind coastal barriers are divided into four layers: lower sand and silt layer (LC) of the Latest Pleistocene; middle silt and clay (MC); upper sand (US); and top alluvial deposits (T) of the Holocene (Figure 8). The middle silt and clay are considered to have been deposited in brackish lagoons or estuaries in the early and middle Holocene, judging from the fossil diatom assemblage composed of marine-brackish species, brackish species and freshwater species. The upper sand layer is mainly composed of sand and silty sand mingled with gravel near the rivers. It is considered to have been rapidly formed as deltaic sediments and fluvial sediments as evidenced by the diatom assemblage in the layer and sedimentary facies. The top alluvial deposits are composed of sand, silt, clay and peat considered to have been deposited in floodplains, backmarshes and ponds based on the diatom assemblage in the late Holocene. Coastal barriers, composed of beach ridges covered by aeolian sand dune, are classified into three groups, based on their geomorphological feature.



radiocarbon dates and archaeological remains (Figure 3). They are considered to have been formed discontinuously after the middle Holocene in response to relative sea-level changes and the sediments supply of the rivers.

Holocene geomorphic development of the region is summarized as follows. In the early Holocene, coastal barriers were already developed, and small brackish lagoons or estuaries formed behind them. In the maximum landward migration of shoreline caused by Holocene transgression about 6000 BP, transgressive barriers had been formed with the rise of relative sea-level, and brackish lagoons or estuaries had been spread out behind them. They were relatively high in salinity because of the influx of seawater through the tidal inlets. Between about 5400-4800 BP, deltas would rapidly form in the lagoons or estuaries, and strand plains also rapidly prograded (Figure 34). It is thought that debris flows were active in the drainage basins of the rivers in the middle Holocene in response to the active occurrence of heavy rain. As a result, it is considered that these rapid geomorphic changes in the coastal lowland were influenced by the increase in coarse sediments from the upper reaches of the rivers and by the relative sea-level fall. After about 4800 BP, seawater flowed into the lagoons again. Between about 3400-2400 BP, coast of the strand plain almost approached the present shoreline, and peatlands were wide spread. It is considered that these changes were in response to relative sea-level fall. After about 2400 BP, floodplain and backmarsh were formed and large-scale sand dune development occurred near the current shore.

All these geomorphic changes are shown in the palaeogeographic maps of Figure 30.

## 2) The Sarobetsu Lowland

Based on sedimentary facies observation of voluminous boring data obtained by peat-corer, AMS radiocarbon dates and the results of diatom and FeS<sub>2</sub> content analysis, it is clear that the Holocene deposits are composed of deltaic sandy sediments, fluvial silty sediments and peat overlaying marine-brackish lagoonal mud (Figures 21 and 22). Peat layer and fluvial sediments of the region are interlayered near the Sarobetsu River and its tributary (Figure 35). It is considered that the stratigraphy of the upper Holocene deposits were influenced by Holocene relative sea-level changes and climatic changes.



Coastal dune ridges are classified into three groups, including two sub-groups, on the basis of their distribution and of humic soil in the sediments (Figure 5).

Holocene geomorphic development of the region is summarized as follows. In the early Holocene, around 8000-7000 BP, brackish lagoons or estuaries had been formed behind coastal barriers. In the maximum landward migration of shoreline caused by Holocene transgression about 7000-6000 BP, transgressive barriers had been formed at their innermost position with the relative sea-level rise, and brackish lagoons or estuaries had been spread out behind them. In this period, peatland was already formed in part of the region. Between about 5500-5000 BP, deltas were rapidly formed in the lagoons or estuaries, which became small and shallow, forming widespread backmarsh. Sand dunes began to form covering the barriers. Between about 4500-4000 BP, strand plain prograded, and peatland rapidly expanded over the backmarsh. It is considered that the geomorphic changes about 5500-4500 BP were influenced by the relative sea-level fall (the so called "Middle Jomon Minor Regression") which is found in several areas of Japan. Between about 4000-3000 BP, the peat accumulation continued in large area. Between about 3000-2000 BP, river floods occurred frequently, and fluvial silty sediments broadly covered the peatlands, while humic soil formed covering the aeolian sand of coastal dune ridges. It is considered that fluvial activity and soil formation were promoted, as the climatic conditions in this period were cool and humid. After 2000 BP, peatlands expanded again, and dune ridges also prograded.

These changes can be seen in the schematic diagram of Figure 32.

### 3) Alluvial lowlands around Lake Furen

It is obvious that the upper Holocene deposits in the alluvial lowlands around Lake Furen, the Furen River lowland and the Bettouga River lowland, are composed of peat and peat sediments over deltaic sand (Figure 26). Samples obtained by peat-corer were used for sedimentary facies observation, AMS radiocarbon dating and diatom analysis. There are two volcanic ash layers in the peat or peat layer, i.e., the Yausubetsu ash which fell in about 2000 BP, and the Me-a ash which fell in about 200 BP from Mt. Komagatake or Mt. Tarumai in southern Hokkaido.



In the Furen River and its tributary alluvial lowlands, it is clear that two periods mark the beginning of peat or peaty sediment accumulation: about 4500-4100 BP and about 2800-2600 BP. It is considered that peat accumulations in the tidal flats of the delta fronts may have influenced the fall of lake-levels in direct response to relative sea-level falls, which are found in several areas of Japan.

The results of these case studies confirm that relative sea-level changes mainly influenced the evolution of these coastal alluvial lowlands. For instance, transgressive barriers developed with the rising of relative sea-level during the early to middle Holocene. During the late Holocene, deltas and strand plains rapidly prograded and peatlands rapidly formed with minor falls in relative sea-level. However, it is considered that the evolution of the wave-dominated coastal alluvial lowlands was also influenced by an increase in the sediment supply from the upper reaches during active fluvial processes.

In order to clarify the fluvial activity during the Holocene in northeastern Japan, sedimentary periods of fluvial coarse sediments in the coastal lowlands and periods of mass-movements in the mountain slope are shown next, using previous studies of northeastern Japan, and comparing these periods featured in Chapter 5. This leads to the conclusion that there were active periods of fluvial sedimentation in the coastal lowlands: about 10000-9000 BP; about 8000 BP in the early and middle Holocene judging from sparse data; about 5500-5000 BP; and about 3500-2000 BP in middle and late Holocene (Figure 39 and Table 5). Furthermore, mass-movements were active about 6000-5000 BP and 4000-2000 BP (Figure 40 and Table 6). It is considered that these periods are almost synchronous, and that fluvial activity was active in these periods, caused by climatic conditions and resultant slope stability. These assumptions are based on the style of mass-movements and the palynological data collected by the previous studies on northeastern Japan (Figure 41). In 5500-5000 BP, heavy rains often occurred, and a warm to cold climatic shift caused unstable slope conditions in forest zones. In 3500-2000 BP, the climate was so cold that the periglacial process was



initiated in high mountains, and slope conditions also became unstable because of vegetation changes in response to the climatic shift in forest zones. These active fluvial periods almost correspond with the periods of relative sea-level fall which are found in many areas of Japan.

In conclusion, the Holocene geomorphic development of the wave-dominated coastal lowlands and its processes is displayed in Figure 42 and Figure 43. It is clear that the geomorphic development of the wave-dominated coastal lowlands in northeastern Japan was controlled by two major processes: relative sea-level changes; and sediment supply from upper reaches with fluvial activity in response to climatic conditions, which are treated in Chapter 6. In particular, the evolution of the coastal alluvial lowlands in northeastern Japan after the middle Holocene, i.e., delta and strand plain progradation, was accelerated by the relative sea-level fall and the increase in sediment supply from upper reaches which synchronously occurred in 5500-5000 BP and 3500-2000 BP when climatic changes took place and fluvial activity was activated.

As a result of the comparison between the fluvial activity in northeastern Japan assumed by this study and that in the temperate zones of Europe and the United States, it is clear that the two tendencies are similar (Figure 44). It is considered that fluvial activity in northeastern Japan may correspond to widespread synchronous behavior in Holocene fluvial activity elsewhere, which derived from regimes of large-scale atmospheric circulation.

**Key words:** coastal alluvial lowland, geomorphic development, wave-dominated coast, barrier, strand plain, relative sea-level changes, climatic changes, sediment supply, fluvial activity, peatland, Holocene, northeastern Japan



## I. はじめに

### 1. 沖積低地・沖積層の定義と沖積低地・沖積層研究の意義

沖積低地 (alluvial lowland) とは、本来、河川の堆積作用によって形成された低地であり、それを構成する堆積物が沖積層 (alluvium) である。欧米の地形学・地質学関連のテキストおよび用語辞典においては、alluvial という用語はこうした成因的意味でのみ使用されている (Thornbury, 1954; Goudie *et al.*, 1988; Rachocki and Church, 1990)。しかし、日本においては、沖積低地あるいは沖積平野という用語は、成因的意味のほかに時代的意味を持つことが特徴とされる (町田ほか編, 1981; 井関, 1983; 海津, 1994)。沖積低地あるいは沖積平野の「沖積 (世)」が示す時間とは、最終氷期最盛期の最大海水準低下期 (約1.8万年前) 以降の時期である。すなわち沖積層とは、約1.8万年前の最終氷期最盛期までに形成された谷地形を埋積した堆積物一般をさしている。したがって、日本においては、河成堆積地形だけでなく、海成の浜堤や侵食性の段丘地形なども沖積低地に含まれ、それらを構成する堆積物も沖積層と呼ばれる (町田ほか編, 1981)。また、従来の日本における沖積低地・沖積層研究では、主に河川下流域・海岸域に発達するものを指すことが多い。

本研究では、沖積低地という用語を、従来の日本における用語の使用法を踏襲し、「主に河川下流部や海岸付近に分布し、第四紀末期 (約1.8万年前以降) に、河川や海的作用によって形成された低地」という意味で使用する。ただし、欧米における沖積低地

(alluvial lowland) の定義も考慮し、「上流下流を問わず、河成の堆積作用によって形成された低地 (河成低地)」という本来の意味をも含めることにする。そこで本研究では、海岸地域に発達する沖積低地を、内陸部に発達する沖積低地 (河成低地) と区別するため、海岸沖積低地 (coastal alluvial lowland) と呼ぶことにする。また、沖積層という用語は、従来の日本における沖積低地・沖積層研究における用語の定義を踏襲して、

「最終氷期最盛期の最大海水準低下期 (約1.8万年前) 以降に堆積した河成層と海成層」という意味で使用する。さらに、浜堤列や砂堤列などのように、完新世後半に海岸線に付加されながら前進した砂堤列 (浜堤列) 平野をストランドフレイン (strand plain) と呼ぶこととする。また、海岸低地 (coastal lowland) という場合は「河成・海成を問わず (形成営力は不明であるが) 海岸地域に位置する低地」を指すことにする。ところで、沖積平野の定義について、海津 (1994) は「沖積低地のうち主として河川の堆積作用によって作られた平野」としたが、沖積平野と沖積低地は、すでにほとんど同義に使用される場合



(井関, 1983, 1988) もあるので, 本研究では厳密に設定することはせず, 沖積低地という用語のみを使用した。

日本の沖積低地は, 46,370km<sup>2</sup>の面積を有し, 全国土の面積368,765km<sup>2</sup>の約12.6%を占めている(貝塚, 1977)。その分布は, 主に海岸部・河川下流部に集中しており, 海拔高度100m以下に存在している(貝塚ほか, 1985)。湿潤変動帯に位置する日本列島における沖積低地は, 流域面積に対してその面積が大きいこと, 扇状地の占める面積が大きいこと, 沖積層の厚さが厚いことなどの特徴を持っている(吉川ほか, 1973; 貝塚, 1977)。また, その形成には地殻変動の影響が顕著に反映されており, 主要な沖積低地の分布は, 第四紀における沈降量が100m以上の地域とほぼ一致している(阪口ほか, 1976)。

このような特徴を持つ日本列島の海岸沖積低地は, 第四紀地形学の重要な研究テーマである地形形成環境と地形発達との関連を解明する上で重要なフィールドとされている(海津, 1994)。その理由は, 海岸地域に位置するため, 海岸沖積低地の地形発達が最終氷期最盛期以降の相対的海水準変動<sup>1)</sup>の影響をダイレクトに反映することに加え, 気候変化に伴う河成活動(河成作用の活動性)の変化による影響も受け, それらの環境変化の移り変わりが, 沖積層に記録されていることにある。すなわち, 海岸沖積低地は, その地形発達と第四紀末期の環境変化がどのように関連しながら進行してきたのかを具体的に検証することが可能なフィールドなのである。

## 2. 海外における海岸沖積低地研究と海水準変動研究

この節では, 海外における海岸沖積低地研究と, 海岸沖積低地研究と関連性の高い海水準変動研究についてレビューし, 研究の進展過程, 研究成果に関してまとめることにする。

1940年代のアメリカ合衆国において, ミシシッピ川下流低地における研究(Russell, 1940)に代表されるように, 地形・地質学的に海岸沖積低地の発達史が調査されるようになった(海津, 1994)。この1940年代の研究では, 主に微地形の特徴, 沖積層の空間的構造から模式的な地形発達過程を議論するにとどまり, 沖積層の具体的な年代, 海水準変動と沖積層堆積過程との関連については明らかにされなかった。アメリカ合衆国南部・東南部のメキシコ湾岸地域では, 後に示すように1950年代以降も活発に研究が行われた。

1950年になって, ボーリング資料による層相・層序の検討だけでなく, Libbyによって開発された<sup>14</sup>C(放射性炭素)年代測定法の導入により, 年代軸を入れた最終氷期最盛期以降(完新世)における海岸沖積低地の古環境に関して議論が行われた(Fisk, et al., 1954; Fisk and McFarlen, 1955)。1950年代後半以降, 氷床の拡大・縮小に起因するユー



スタティックな海水準変動 (glacial eustasy) への関心が高まり、海岸地域における沖積層の分析から海水準変動曲線を復元する研究 (Shepard and Suess, 1956; Godwin *et al.*, 1958) も行われた。

1960年代になると、アメリカ南部のミシシッピ川デルタ地域や東南部の海岸砂州地域などにおいて、多数のボーリング資料と<sup>14</sup>C年代測定を用いた海水準変動研究や地形発達研究が活発に行われ、それらの成果はアメリカの地質学界を代表する学術雑誌である Geological Society of America Bulletin誌・Journal of Sedimentary Petrology誌、国際的科学雑誌のScience・Natureなどに発表された (McFarlen, 1961; Curray, 1961; Coleman and Smith, 1964; Shepard, 1964; Bloom, 1964; Hoyt, 1967; Scholl and Stuiver, 1967)。これらの中で、よく引用される研究について以下にまとめる。McFarlen (1961) はルイジアナ州におけるミシシッピデルタとその周辺低地の沖積層と沖合いの堆積物において総数122に及ぶ<sup>14</sup>C年代値を求めて、海水準の上昇過程にともなう沖積層の堆積過程と砂堤列 (chenier: チェニア) の発達時期を明らかにした。Scholl and Stuiver (1967) は、テクトニックに安定した地域と考えられるフロリダ州南部地域において、現海面下のマングローブ泥炭の<sup>14</sup>C年代とその産出高度から約4,400 BP<sup>2)</sup>以降の海水準上昇曲線について検討した。その結果、約4,400 BPに-4m付近にあった海水準が現在の海面高度に向けて徐々に上昇した海水準変動曲線が示され、沈降地域 (ミシシッピデルタ地域) で復元された海水準変動曲線とは異なるとした。この研究で示されるように、復元された海水準変動曲線が地域により、あるいは研究者により異なることがこの時期には活発に議論された。

アメリカ合衆国以外でも1950年代、1960年代のヨーロッパにおいてもオランダを中心とする北海沿岸地域の海岸沖積低地の古環境変化、とくに完新世の海水準変動を扱う研究が行われた (Bennema, 1954; van Straaten, 1954; Jelgersma and Pannekoek, 1960; Jelgersma, 1961; van Straaten, 1965; Hageman, 1969)。これらの研究の中で、Jelgersma (1961) は、更新統の砂礫層を覆い海成完新統に覆われた泥炭 (basal peat: 基底泥炭) の<sup>14</sup>C年代と標高をもとに、完新世の海水準変動曲線を推定した。また、Van Straaten (1965) は、オランダの海岸砂州の堆積過程を、ボーリングコアと浅海底堆積物の層相、粒度、堆積構造および貝類群集の分析から検討した。その結果、海岸砂州は Subboreal期以降に形成されたこと、砂州堆積物の大半は沿岸流によって供給されたことなどを明らかにし、それらを踏まえて海岸砂州の発達過程のモデルを示した。

1970年代および1980年代においては、アメリカ東部メキシコ湾岸の砂州・砂嘴の形成過程、オーストラリア東南部の砂州地形 (バリアーアイランド) の形成過程などについて多数の研究が行われた (Otvos, 1970; Pierce and Colquhoun, 1970; Kraft, 1971; Belknap



and Kraft, 1977; Kraft *et al.*, 1978; Roy *et al.*, 1980; Thom *et al.*, 1981; Leatherman, 1983; Thom and Roy, 1985)。これらの研究では、砂州地形の形成過程がボーリングコア分析と<sup>14</sup>C年代測定結果から検討され、海水準変動に対応した砂州の発達モデルが検討された。このうち、Pierce and Colquhoun (1970) は、ノースカロライナにおける砂州の堆積構造を検討し、海水準上昇に伴って形成された砂州 (primary barrier) とそれを覆って発達した砂州 (secondary barrier) があることを明らかにした。また、Kraft, *et al.* (1975) は、地中海のメッセニア湾岸の沖積低地 (パミッソス川沖積低地) の完新世後半の地形発達を、ボーリング資料、露頭観察、<sup>14</sup>C年代資料、考古資料から復元している。その結果、海水準上昇に伴う海進とその後の海退、およびそれに伴う遺跡の立地変化が明らかにされた。

以上のように、海岸沖積低地の地形発達に関する研究は、当初から最終氷期最盛期以降の海水準変動の解明、および海水準変動と地形発達 (沖積層堆積過程) の関連の解明に主眼がおかれながら進展してきたといえる。1980年代以降最近までの海岸沖積低地の地形発達・古環境変化を扱う研究でも、後述するように、基本的にその傾向は継続している。そこで次に、海水準変動研究をレビューしながら、それに関連する沖積低地研究の成果に関してまとめていくことにする。

氷期・間氷期サイクルに伴う氷床の発達・融解による海水量の増減が、海水準の変動を引き起こしているという「氷河性海面変動説」 (glacial eustasy) が受け入れられるようになったのは、<sup>14</sup>C年代測定の開発により旧海水準の指標 (浅海性の貝殻、泥炭) の年代を求めることが可能となった1950年代以降である。Shepard and Suess (1956) や Godwin *et al.* (1958) は、世界各地で得られた旧海水準のデータを一つのグラフにプロットし、ユースタティックな海水準変動曲線を描いた。

<sup>14</sup>C年代測定資料が整い始めた1960年代から1970年代には、旧海水準高度を示す資料が一地域において多数求められるようになり、地域ごとの海水準変動曲線を描くことが可能となった (Shennan and Tooley, 1987)。この時期の研究で代表的な完新世海水準変動研究としては、世界各地のデータから海水準変動曲線を描いたFairbridge (1961)、アメリカ合衆国のメキシコ湾岸の沖積層のデータに基づいたMcFarlen (1961)、Bloom and Stuiver (1963)、Shepard (1964)、Coleman and Smith (1964) などがある。また、ヨーロッパでは北海沿岸の埋没泥炭層のデータに基づいたJelgersma (1961)、ニュージーランドでは砂堤列平野のデータに基づいたSchofield (1960) などがある。

1950年代から1970年代前半にかけての海水準変動研究は、ひとつの全世界的に共通するであろうユースタティック海水準変動曲線 (eustatic curve) を導こうとする傾向があり、特に後氷期の海水準変動について、世界各地で得られたデータの違いの解釈について



議論がされた (Devoy, 1987)。その論点は、完新世において現在の海水準より高海水準の時期が存在したのかどうか、後氷期の海水準上昇の過程において振動したのか、平滑であったのかの2点である (Jergersma, 1966; 森脇, 1978; Devoy, 1987)。この時期の完新世海水準変動研究は、Devoy (1987) によると、①現在より高い海水準があり、かつ振動したとするグループ、②現在より高い海水準はあるが、海水準は完新世後期は停滞したとするグループ、③現在より高い海水準は存在せず、海水準上昇も平滑に進んだとするグループ、という3つのグループに整理される。とくに①はFairbridge曲線、③Shepard曲線としてよく知られている (井関, 1978; 森脇, 1978; Devoy, 1987)。これらの違いを引き起こした大きな要因として、旧海水準を認定する場合の指標と4C年代値のばらつきに対する評価の仕方が研究者によって異なることが指摘されている (van de Plassche, 1986; Devoy, 1987)。また、調査例の多いヨーロッパでは、①タイプの曲線も③タイプの曲線も描かれているのに対して、アメリカ合衆国の研究者 (たとえば, Shepard, 1964; Scholl and Stuiver, 1967) が、平滑な曲線を描く傾向にあることも指摘された (森脇, 1978)。この地域による海水準変動曲線の違いについて、Walcott (1972) は氷床地域と非氷床地域の氷河性アイソスタシー運動の違いで説明した。

1970年代後半以降、海水準変動研究は国際的な研究プロジェクトにより進展した。その国際的な研究プロジェクトとは、1973年にIUGS (International Union of Geological Sciences) とUNESCOとの合同で設立されたIGCP (International Geological Correlation Programme) の研究プロジェクトのひとつであるIGCP-project61 (Sea-Level Movements during the Last Deglacial Hemicycle (about 15,000 years), 1974~1982年, プロジェクトリーダー: Bloom, A. L.) である。これに引き続く海水準変動研究プロジェクトとして、IGCP-project200 (Late Quaternary Sea-Level Changes: Measurements, Correlations and Future Applications, 1983~1987年, プロジェクトリーダー: Pirazzoli, P. A.) が行われた (van de Plassche, 1986)。さらに、海水準変動と海岸低地の地形発達に関してIGCP-project274 (Coastal Evolution in the Quaternary: Case Studies, Models, and Regional Patterns, 1988~1993年, プロジェクトリーダー: van de Plassche, O.) が行われた (Carter and Woodroffe, 1994)。なお、1994年からは、IGCP-project367 (Late Quaternary Coastal Records of Rapid Change: Application to Present and Future Conditions, 1994~1998年, プロジェクトリーダー: Scott, D. B.) が進行中である。これらの海水準変動関連の研究プロジェクトの概要と成果について以下にまとめる。

IGCP-project61では、過去15,000年間の相対的海水準変動曲線の復元、気候変化・氷床・海水量の増減の関係、および地域による地殻変動の影響について各地で検討された (Tooley, 1987)。このプロジェクトの成果として、世界各地の海水準変動曲線を集録し



たアトラス (Bloom, 1977) が刊行された。また、日本においても海水準変動曲線のアトラス (Atlas of Holocene Sea-level Records in Japan) が発行された (Ota *et al.*, 1981)。世界各地の海水準変動曲線が明らかになるとともに、アイソスタシーや地殻変動の効果によって、世界に共通する eustatic curve は存在しないこと (観測できる地点はないこと) が広く知られるようになり、地域的な海水準変動曲線を明らかにしていくことに研究の焦点が移行した (Devoy, 1987)。また、海水準変動曲線の違いを生み出す要因についての検討が進んだ (Clark *et al.*, 1978, 1979)。

IGCP-project 200 は、過去 200,000 年間の相対的海水準変動のプロセスの解明と海水準変動量の測定が目的とされ、地殻変動、気候変化、潮差などが考慮されながら、各地で詳細な海水準変動曲線が復元された。また、このプロジェクトの究極の目的は、将来の海水準変動の予測の基礎的資料を提供することにあつた (Tooley, 1987)。このプロジェクトの成果は、海水準変動に関するいくつかの本として出版された (van de Plassche *eds.*, 1986; Devoy, 1987; Tooley and Shennan *eds.*, 1987; Scott *et al.* *eds.*, 1988)。これらの研究の中で、van de Plassche *eds.* (1986) は、様々な旧海水準指標のデータ収集とその評価に関してまとめたものである。海水準の指標とその評価に関しては研究者によって異なる場合もあり、それが異なる海水準変動曲線を導く可能性もあるので、このような基礎的な問題から議論することはきわめて重要といえる。日本においても、このプロジェクトに関連して、日本の完新世海水準変動研究と更新世海水準変動研究をそれぞれまとめた 2 冊のアトラスが刊行された (Ota *et al.*, 1987a, 1987b)。

1974~1988 年にかけての日本の完新世海水準変動研究については、上記の 2 つの国際的な研究プロジェクトに関連してまとめられたアトラス (Ota *et al.*, 1981, 1987a) が、各プロジェクトの終了ごとにそれぞれ検討され、研究の現状・成果・課題が指摘された (太田ほか, 1982, 1990)。この詳細については、次節でまとめたい。

IGCP-project 274 は、それまでの 2 つのプロジェクトを継続し、第四紀における相対的海水準変動とそれに関わる海岸低地と大陸棚の地形発達が扱われた。このプロジェクトでは、海岸低地・大陸棚の地形発達に関して様々なスケールでのモデル化が検討されるとともに、人間活動の海岸地帯への影響に関する研究も視野におかれた (van de Plassche, 1994)。このプロジェクトの成果として、いくつかの単行本と学術雑誌の特集号が出版されている (Pirazzoli, 1991; Donoghue *et al.* *eds.*, 1992; Woodroffe *eds.*, 1993; Carter and Woodroffe *eds.*, 1994)。第四紀後期の海岸地形に関する *Sedimentary Geology* 誌の特集号 (Donoghue *et al.* *eds.*, 1992) では、オランダ北海沿岸低地 (van der Spek *et al.*, 1992)、アメリカコネチカット海岸 (van de Plassche *et al.*, 1992) における潮汐湿地 (tidal marsh) の堆積過程と海水準変動に関する研究がある、さらにこの特



集号の中で、Boyd *et al.* (1992) は、完新世の海水準変動に対応して河川・波・干満の3つの営力の相対的な力関係が変化し、それによって海岸地域の堆積環境および海岸地形が規定されていることをモデルで示している。また、東南アジアとオーストラリアにおける様々なタイプの海岸低地の第四紀後期の地形発達と古環境変化をテーマとした *Sedimentary Geology* 誌の特集号 (Woodroffe *ed.*, 1993) では、ガンジスデルタ (Umitsu, 1993)、マッカーサーデルタ (Woodroffe and Chappell, 1993)、ヒルバラ海岸 (Semeniuk, 1993) などにおける第四紀末期のデルタ・エスチュアリーへの発達過程が明らかとされた。さらに、Carter and Woodroffe *eds.* (1994) では、地形営力のタイプ別 (fluvio-dominated, wave dominated, tide-dominated, coral reef, etc.) に、海岸地形の形成モデルが整理されている。

現在では、このIGCP-project274に引き続き、海岸沖積低地の地形発達・環境変化に関してIGCP-project367 (第四紀後期における海岸環境の急速な変化：その現在と未来) が行われている。また、最近の動向として、グローバルな環境問題 (温暖化・海面上昇) を扱ういくつかの世界的な研究プロジェクトが行われており、IGBP (地球圏-生物圏国際共同研究計画) のLOICZ (Land Ocean Interaction of Coastal Zone) プロジェクトでは、海岸・沿岸域における陸域海域の相互作用の解明に関して学際的な研究組織で取り組まれている (米倉, 1995)。

こうした海水準変動に関連した海岸沖積低地の研究以外にも、1980年代以降、沿岸域・浅海域の地質・堆積相に関する研究がアメリカ合衆国・オーストラリアの研究者などによって行われており、多数の論文集・テキストが出版されたことが報告されている (斉藤, 1989)。

### 3. 日本における海岸沖積低地研究と海水準変動研究

上述したような世界的な研究動向と並行して日本でも多くの研究が行われている。ここでは、日本における海岸沖積低地研究史とその成果および関連性の高い海水準変動研究の成果についてまとめ、海岸沖積低地の地形発達・完新世における海岸環境の変遷に関する最近の研究動向について述べる。

日本における沖積低地研究史については、井関 (1983, 1988)、海津 (1981a, 1994)、Umitsu (1991) による詳細な報告があるので、本研究では研究史の概要は簡単にまとめ、沖積低地研究 (地形発達史的研究) の成果について主に記載する。また、沖積低地研究と関連性の高い海水準変動研究についても研究史および研究成果についてまとめる。

日本における沖積低地・沖積層に関する研究は、東木竜七 (1926) による貝塚分布より



見た関東平野の旧海岸線の推定と、復興局建築部（1929）による東京と横浜の沖積層下底面地形・地質の地図化および沖積層の層序区分によって、本格的に開始された（井関，1988）。復興局建築部（1929）の報告は、沖積層を上部層・中部層・下部層の3層に区分するとともに、沖積層下に顕著な埋没谷を発見しており、現在の沖積低地研究の重要な基礎となるものであった（海津，1981a）。

1950年代以降、日本の主要な平野において試錐資料が増加するとともに、地形発達史的観点から研究が進んだ。1960年代以降は海外においてユースタティックな海水準変動が注目された時期でもあり、日本の沖積低地研究においても、海水準変動と地形発達に関する議論とともに研究が進展していった（井関，1962；池田，1964）。1972年に出版された地質学論集第7号「日本の海岸平野」では、日本各地の沖積低地における沖積層の堆積過程・堆積環境が<sup>14</sup>C年代測定・微化石分析に基づいて明らかにされたが、ほとんどの研究がユースタティックな海水準変動と沖積層の堆積過程との関連を議論したものであった（新潟第四紀研究グループ，1972；古川，1972）。1970年代には、日本の主要な沖積低地に関して多数の研究が行われるようになったが（松田，1973；海津，1976，1977；Kaizuka et al. 1977；貝塚ほか，1979），とくにユースタティックな海水準変動と地形発達との関わりを検討したものが多く、次に、日本の沖積低地研究史上において重要な研究とその内容について以下にまとめる。

井関（1962，1975）や池田（1964）の研究は、沖積層の層相変化を主に海水準変動から説明したものである。池田（1964）は、海水準上昇の速さと埋積の速さの関係が層相を規定する重要な要因であることを明らかにした。すなわち、多くの地域では縄文海進期に海水準上昇量が河川からの物質の供給量を上回ったために、海岸線が後退して形成された溺れ谷に細粒堆積物が堆積したが、海進後の安定期・海退期には海岸線が前進し、粗粒な堆積物が細粒堆積物を覆ったことを示した。井関（1975）は、これらの層相変化を三角州の後退と前進によって説明し、現在の海域の三角州前置斜面は海水準安定期・海退期の上部砂層に連続するもので、上部砂層の発達程度と形態の差は河川の堆積作用と海岸の波浪や沿岸流の相対的な強さによるとした。これらの研究は、沿岸域の沖積層を堆積学的に取り扱い、沖積層の層相変化を海水準変動・河川の堆積作用・海岸の営力の関係から検討したものと評価されている（斉藤，1987）。

これらの研究では、沖積層は下位より沖積層基底礫層、沖積下部砂層、沖積中部泥層、沖積上部砂層、沖積陸成層の5層に区分された。この層序区分は、関東平野、濃尾平野をはじめとする日本各地の主要な沖積低地においてほぼ共通しており、これは若干の名称の変更をとまないながら、その後の数多くの研究でも基本的に踏襲されてきた（松田，1973；海津，1976；Kaizuka et al.，1977）。この層序区分の特徴は、試錐資料に基づく



層相区分であると同時に、地層の時代区分としての意味をも持つことであった（海津，1981a；鹿島，1986）。従来からの沖積層研究における<sup>14</sup>C年代の蓄積によって、沖積層基底礫層の形成年代は最終氷期最盛期である約2万年前の低海水準期に、沖積下部砂層と沖積中部泥層の境は約1万年前の海退期に集中することが知られ、沖積層の層相変化がユースタティックな海水準変動に大きく影響していることが解明された。

さらに、ユースタティックな海水準変動による影響だけでなく、沖積低地は、上流部の地形条件、堆積場の地形と位置（地殻変動の特性）により、発達過程が異なることも指摘された（海津，1981a，1981b，1994）。

海津（1981a，1981b）は、日本における12の沖積平野を対象として、最終氷期最盛期、晩氷期、完新世前半、完新世後半の4時期における古地理を復元し、その古地理タイプの変遷を整理し、沖積低地の発達過程を6タイプ（扇状地タイプ、氾濫原タイプ、デルタタイプ、バリアータイプ、溺れ谷タイプ、海岸平野タイプ）に区分した。そして、流域の地形特性（平均高度、傾斜、侵食の度合い）と沖積低地の発達系列の関係について検討した。その結果、上流域の地形条件（平均高度、傾斜、侵食の度合い）を反映した砂礫供給量が沖積低地の地形発達過程に大きく関与しており、地質・気候・植生条件はそれに比較して関与の度合いは低いこと（様々な地質・気候条件においても特定の時期には同様の古地理を示すこと、同様の地質・気候条件の流域でも地形条件の違いで古地理に差があること）を示した。また、堆積場（地殻変動にもとづく沈降域）の条件についても検討した。その結果、最終氷期～晩氷期においては、扇状地タイプをのぞいて、堆積場が河成段丘にはさまれた谷中に限られ、その谷中の地形は砂礫供給量によって規定されること（堆積場の影響は相対的に小さい）、完新世においては海水準上昇により堆積場が拡大し堆積場の影響が大きくなること、またそれに加えて、堆積場の位置によって海の営力の関与の度合いが異なり地形の違いとなることを示した。すなわち、堆積盆地の縁辺に沖積低地の堆積場があると沖積平野の奥行きが浅くなり、海の営力が強い状態となり海岸平野タイプ（浜堤列・砂堤列が発達）が形成され、内陸と海側に大きな沈降域がある場合には完新世に内湾が形成され、低地の奥行きが深く、海の営力が弱い状態となり、そこに相対的に土砂供給量の大きな河川が注ぐ場合にデルタタイプとなる。また、大陸棚の幅が比較的狭く、沖積低地が外洋に面し、低地の奥行きがある程度深い地域では、氾濫原（一潟湖）タイプ・バリアータイプとなる。また、大陸棚の発達が悪く、土砂供給量が特に多い場合には扇状地タイプとなり、土砂供給量がきわめて少ない場合に溺れ谷タイプとなることが明らかにされた。

沖積層の層序区分における重要な発見として、Endo *et al.* (1982) は関東平野における各地の沖積層の層序を検討し、沖積層下部砂層相当の七号地層と沖積層中部泥層相当の有



楽町下部層の間に砂礫層（砂層）が認められることを指摘した。この砂礫層（砂層）の年代は約10,000年前であり完新統の基底にあることから、HBG (Holocene Basal Gravel) 層と呼ばれた。HBG層は河成の堆積相を示し、下位の七号地層を侵食しているところもみられることから、約10,000年前の海水準の低下期に発達したと考えられた。

ところで、1960年代には、海岸地域の砂州、浜堤、砂丘などの堆積地形に関しても、それらの堆積構造・形成期などについて研究され始めた。三位(1966)は、砂州地形の内部構造うち、とくに基盤（岩）と後氷期の堆積物の関係から砂州地形を3つのタイプ（津軽タイプ、秋田タイプ、金沢タイプ）に区分した。それぞれの特徴をまとめると、津軽タイプは下末吉相当層が砂州状に発達し完新世の砂州の基盤をなすタイプ、秋田タイプは最終氷期の海進堆積物が完新世の砂州の基盤をなすタイプ、金沢タイプは完新世海進に伴い砂州地形が発達したタイプである。この研究では、砂州の発達時期、完新世後半の浜堤列・海岸砂丘の形成に関しては議論されなかったが、それ以降、海岸堆積地形の研究は急速に進展した。

1969年の地理学評論の海岸砂丘に関する特集号において、日本の海岸砂丘の地形発達、形成営力に関して検討された。遠藤(1969)は、砂丘地帯にみられる黒色腐植質砂層（クロスナ層）を鍵層として沖積世（現在の完新世）の砂丘形成期を議論した。それによると約4,000～2,000年前に発達したクロスナ層（旧期クロスナ層）によって、完新世の砂丘は旧砂丘と新砂丘に区分されること、旧期クロスナ層の形成には気候の寒冷化・湿潤化が密接に関係していることが指摘された。また、1975年の第四紀研究の特集号においても、日本海沿岸の砂丘を中心に、沖積世における砂丘形成期、砂丘の形成環境、砂丘の形成と海水準変動の関わりについて議論された。その後も、日本各地の海岸砂丘の形成期に関する資料が得られ、完新世の海岸砂丘の形成期は3,000～2,000年前の土壌（クロスナ層）形式をはさみ、旧砂丘が7,500～3,000年前、新砂丘が2,000年前から現在であることが明らかとなった(Endo, 1985)。

次に、1980年代以降の日本における沖積低地・沖積層研究の傾向および成果についてまとめたい。すでに前節で述べたように、海水準変動・海岸環境に関するIGCP-project60, IGCP-project200, IGCP-project274といった国際的な研究動向と対応して、日本においても研究活動が活発に行われた。1980年代における研究の特徴は、掘削調査によって得られたオールコアが共同研究によって総合的に分析され、詳細な古生物学的・地球化学的分析が行われたことである(中井ほか, 1982; Sakaguchi *et al.*, 1985; 三好ほか, 1985; 太田ほか, 1985; 太田ほか, 1986; 松原ほか, 1986; 遠藤ほか, 1989)。こうした共同研究以外でも、多数の<sup>14</sup>C年代値と微化石分析結果に基づいた沖積層の分析が行われ、海岸低地の古環境変遷について詳細に検討された。とくに、1980年代には、現生の生物群集の生態



学的研究に基づいた珪藻群集（鹿島，1985；小杉，1988）・貝類群集（松島，1984）などの分析が，沖積層の堆積環境の詳細な海岸環境の復元に有効であることが示された。これらの研究の成果によって，微化石分析に基づいた沖積層の研究が1970年代よりも多くみられるようになった（安藤，1986，1988；小野，1988）。また， $FeS_2$ （黄鉄鉱）含有量分析，C/N比（炭素／窒素比）分析， $\delta^{13}C$ 分析といった地球化学的手法も沖積層の堆積環境の推定に利用されるようになった（中井ほか，1982；白神，1985）。海水準変動研究の分野でも，日本各地の低地において相対的海水準変動曲線が蓄積されたほか，微化石群集に基づいた正確な海成層上限高度の認定（前田ほか，1982；鹿島，1985），旧海水準を保存している岩石海岸の微地形の再検討（茅根・吉川，1986）が行われた。なお，海水準変動研究の動向および成果と課題に関しては後述する。

砂堤列（浜堤列）に関しては，1970年代後半に，石狩海岸平野（松下，1979），九十九里浜平野（森脇，1979）における砂堤列の形成過程が $^{14}C$ 年代に基づいて明らかとされた。1980年代には，北海道勇払原野の砂堤列形成過程（Moriwaki，1982），周防灘北岸の浜堤列の形成過程（白神，1983），東北日本各地（仙台平野，青森平野，八郎潟沿岸，田名部平野）の浜堤列の形成過程（松本，1984；Matsumoto，1985），駿河湾奥部の砂州列の形成過程（松原，1984；Matsubara，1989），福島南東部の浜堤列の形成過程（藤本，1988）などが明らかとされた。さらに，各地の砂堤列（浜堤列）の形成過程の比較検討から，海岸部の砂堤列や浜堤列の形成には，完新世後半の海水準変動が大きく関与していること

（Moriwaki，1982；松本，1984；Matsumoto，1985）や，河川流域の土砂供給量の時期的な変化も影響を及ぼすこと（松原，1984）などが明らかとされた。松本（1984）は，東北日本の5地域における浜堤列の形成期と浜堤列構成層中の海成層・風成層境界の標高の移り変わりから，完新世中期以降の海水準の微変動に対応して，浜堤列が海側に前進していったことを明らかにした。松原（1984）は，駿河湾奥部の沖積低地の発達史を明らかにし，上流からの土砂供給の増加により砂礫州の形成が進行した可能性を指摘した。

1980年代後半から1990年代には，完新世前半の海水準上昇期以降における砂州地形の形成過程および砂州周辺の堆積過程についても，駿河湾沿岸地域（Matsubara，1988；松原，1989），霞ヶ浦（鈴木・斉藤，1987；斉藤，1987；斎藤ほか，1990；Saito，1995），浜名湖（池谷ほか，1990；斎藤，1988）などにおいて検討されている。斉藤（1987）は，沿岸部に発達する沖積層のうち，海成沖積層には層相・発達様式・供給源の違いなどから少なくとも3つの堆積体（溺れ谷三角州の堆積体・バリアーシステムの堆積体・ストランドブレイクの堆積体）が識別でき，これらの堆積体の形成様式は，完新世の海水準変動に支配されていることを指摘している。

1990年代の沖積低地・沖積層研究は，1980年代後半からの基本的な傾向を踏襲してい



る、1990年代に公表された沖積低地・沖積層に関する研究は、多数の<sup>14</sup>C年代値と古生態学的分析結果に基づいた分析を行ったものが多く、古環境変化（地形発達）や相対的海水準変動が詳細に議論されている（藤本，1990；長岡ほか，1991；茅根，1991；田口，1993；澤ほか，1994）。1990年に出版された地質学論集の特集号「湖沼の成因と環境・地質」では、海跡湖の形成過程・過去の塩分濃度・津波来襲などが多くの論文によって検討された（箕浦・中谷，1990；池谷ほか，1990）。さらに、海跡湖湖底の年縞堆積物に関する研究も行われ、年縞を利用した暦年代での年代測定が可能であること、年縞堆積物の地球化学的分析が古環境変化の復元に有効であることが示された（福沢ほか，1995；福沢，1996）。

以上述べてきたように、従来の沖積層・沖積低地研究では、沖積層の堆積過程と海水準変動との関わりを議論するものが圧倒的に多かったといえる。そのような中で、1970年代には、三角州の前置斜面の比高と沖積層上部砂層の層厚の関係（貝塚，1978）など、三角州の堆積構造を明らかにする研究も行われた。さらに、1980年代以降になって、完新世の環境変化の観点からも、沖積層上部砂層の形成年代・形成環境などに関して検討されるようになった（井関，1985；海津，1977，1984，1991，1992）。井関（1985）は、沖積層上部砂層の堆積が、完新世の気候変化と関連する可能性を指摘した。すなわち、subboreal期の気温低下に伴って、山地部において凍結融解作用が活発化し砂粒大の岩屑生産が増大したことにより、海岸地域で粗粒堆積物の急速な拡大が起こったと説明した。海津（1977）は、多摩川下流低地の沖積層の構造から地形発達史を復元した結果、沖積層上部砂礫層は単なる海水準緩慢化の後の三角州前置層や侵食の回春によるものではなく、上流からの供給物質量の増加によって形成された三角州前置層堆積物であると解釈した。その後、この多摩川下流低地の上部砂礫層については、海津（1984）によって精査され、上部砂礫層は縄文海進によって形成された地形面を開析して堆積していること、堆積した時期は約4,000 BPであること、堆積には河川による砂礫供給量の増加と若干の海水準低下とが関係していることを明らかにした。海津（1992）は、従来の沖積層上部砂層の形成に関する研究を総括するとともに、上部砂層の分布・構成物・年代を平野別に整理し地域的特色を検討した。その結果、沖積低地のタイプによって、上部砂層の層厚および堆積年代が異なることを明らかにした。すなわち、バリアータイプの沖積低地の海岸部では層厚の大きな上部砂層がみられ、その堆積も完新世前半の時期から開始しているのに対して、三角州タイプの沖積低地とバリアータイプの沖積低地の内陸部では、上部砂層の層厚は比較的薄くその堆積は完新世後半の5,000～3,000 BPに活発であることが報告された。また、海津（1992）は今後の課題として、上部砂層の形成プロセス、上部砂層構成層の供給や年代に関して検討する必要があるとした。



こうした沖積層上部砂層の研究以外にも、各沖積低地の完新世における地形発達史を復元することから、完新世において特定の時期に土砂供給の活発化した時期が存在したことが指摘されている（遠藤，1984；大丸，1989；遠藤ほか，1992）。遠藤（1984）は、風成層を軸とした北海道沿岸地域の最終氷期以降の環境変遷を明らかにした。その中で、旧砂丘形成期（7,000 BP～）の末期頃から目立ち始めた河成作用は、とくに3,000～2,000 BPに活発化し洪水堆積物をもたらしたとしている。また、大丸（1989）は、北海道の豊平川扇状地の発達過程を復元し、扇状地礫層の堆積が3,500 BPに活発であったことを報告した。さらに、遠藤ほか（1992）は、関東平野の中川低地のデルタ拡大過程から完新世の河成活動について検討した。それによると、5,500～5,000 BPに内湾の埋積が加速的に進行し、河成作用が活発化したことが報告された。また、同様の河成活動の活発期として、13,000～11,500 BP、10,500～9,000 BP（HBG層準）、3,500～2,000 BPがあるとし、また、小規模ながら、7,500～8,000 BPにも認められるとした。

このような完新世の特定の時期における土砂供給の活発化が指摘される以前においても、沖積層の中に堆積物の粗粒化がみられることが、東海地方の扇状地の堆積構造の研究から指摘されていた（門村，1971；井関，1981；有賀，1982）。門村（1971）は、天竜川扇状地の堆積構造において、上部砂層に相当する新期の扇状地礫層が発達していることを明らかにした。また、井関（1981）も木曾川扇状地の堆積構造にも同様の層序がみられるとした。さらに有賀（1982）も阿倍川扇状地の水平地質断面から、掃流物質を主とする砂礫層の拡大する層準が表層部にもみられることから、完新世後半にも扇状地の拡大があったことを推定した。しかし、これらの研究では完新世の扇状地礫層に関する年代資料は得られていない。

完新世の特定の時期における土砂供給の活発化あるいは堆積物の粗粒化は、気候変化に伴って河成作用が時期的に変化した可能性を示しており、その傾向を明らかにすることは、海岸沖積低地の地形発達（沖積層の堆積過程）と完新世の環境変化との関わりを明らかにする上で重要である。しかしながら、こうした観点からの研究はまだ蓄積が少ないのが現状である。

次に、日本における完新世海水準変動研究を総括・展望した研究についてまとめておく。

日本の海水準変動研究については、井関（1978）、Moriwaki（1978）、Omoto（1979）、太田ほか（1982, 1990）、Ota（1987）、Umitsu（1991）により総括・展望されている。井関（1978）は、それまでに行われた日本の海水準変動研究の成果から、最終氷期最盛期の海水準、完新世中期までの海水準上昇速度、完新世初期（約10,000年前）の海水準、完新世後期の海水準変動を整理した。その結果、後氷期の海水準の上昇速度は10mm/年以上に



及ぶこと、完新世初期（約10,000年前）の海水準は-40m程度であったこと、約2,000年前頃の低海水準期の証拠が日本各地で見つかっていることなどを指摘した。太田ほか（1982）は、IGCP-project61に伴って作成された“Atlas of Holocene Sea-level Records in Japan”（Ota et al., 1981）に基づいて、それまでの研究の成果と課題に関して検討した。具体的には、その資料に所収された1960年～1980年にかけて地域ごとに描かれた海水準変動曲線に基づき、完新世の最高海水準の高さと年代、完新世の海水準の小変動、完新世海成段丘と海水準変動の関連について検討した。その結果、完新世の最高海水準の年代は大局的には6,000年前に集中し、房総半島などの隆起量の大きい地震性地殻変動区を除いて、その海水準は現海面上2～6mにあることが示された。また、小規模な海水準の低下期が、10,000年前、5,000～4,000年前、3,000～2,000年前にあることが指摘され、5,000～4,000年前の海水準低下を「縄文中期の小海退」と呼称した。また、3,000～2,000年前の海水準低下は「弥生の小海退」（有明海研究グループ、1965）と呼ばれるもので、約20の地域で確認されることを指摘した。さらに、太田ほか（1990）は、IGCP-project200に関連して作成されたアトラス（Ota et al., 1987a）および完新世中期の海岸線と古環境をまとめた“Middle Holocene Shoreline Map of Japan”（太田ほか、1988）の作成を通して、1980年から1988年までの完新世相対的海水準変動研究とそれに関連する諸問題について総括した。1980～1988年に公表された相対的海水準変動曲線を整理し、太田ほか（1982）と同様に、完新世の最高海水準の高さと年代、完新世の海水準の微変動に関して地域別に検討された。その結果、隆起地域において高海水準期がやや古くであること、太田ほか（1982）で報告された3つの小規模な海水準低下期以外に9,000～8,500年前頃に海水準の一時的な安定期あるいは低下期が報告されたこと、弥生の小海退以降に1サイクルの海水準変動が報告されている地域があることなどを指摘した。また、太田ほか（1990）は海岸環境を扱う研究の動向についても整理し、小規模な溺れ谷における掘削調査が旧海水準の復元に有効なこと、岩石海岸の侵食地形およびそこに生息していた古生物が有効な旧海水準指示者となることなどを示すとともに、今後の研究課題として、海水準変動の地域性の解明、海水準の指標の吟味、気候変化と海水準変動との因果関係の検討が必要であることを指摘した。

また、従来の日本列島を対象とした海水準変動研究ではあまり検討されなかったハイドロアイソスタシー（氷床の融解による海水の過重増加に伴う地殻変動）やマントルレオロジー（地球内部のマントル物質の挙動）の問題に関する研究が最近活発に行われはじめた（Nakada et al., 1991, 中田ほか、1994）。Nakada et al. (1991) は、ハイドロアイソスタシーを考慮して、日本列島の各地域における過去6,000年間の理論的な海水準変動曲線を推定し、6,000 BPにみかけ上2～3m程度高い時期が観察されることなどを示した。ま



た、中田ほか(1994)は、西九州において縄文前期から中期の遺跡が水中に没したものが多く見られる原因をハイドロアイソスタシーによる地盤の沈降であることを明らかにしている。

#### 4. 海岸沖積低地研究の課題

以上の海外と日本における海岸沖積低地研究のレビューから明らかとされた研究課題についてまとめる。

従来の海岸沖積低地の研究は、最終氷期最盛期以降の海水準変動の復元を目的とするもの、沖積層の堆積過程(沖積低地の地形発達過程)と海水準変動との関連を検討したものが圧倒的に多い。現在もその傾向は基本的に継続しており、最近の国際的な研究プロジェクトにおいても、海水準変動と海岸低地・大陸棚の発達過程の関わりや海面上昇による急速な海岸環境の変化の解明などが研究課題とされている。また、古環境復元の観点から沖積層を分析する様々な手法に関しても、基本的には、海成層と陸成層を認定する方法に関する研究の蓄積が多かった。沖積層の基本的な層序変化はユースタティックな海水準変動を反映しており、沖積層の堆積構造を解明する上で海成層の部分と陸成層の部分を見分けることが重要とされたことによると考えられる。

従来の海外における沖積低地研究は、海岸沖積低地を研究対象としたものは、海水準変動と沖積層の堆積過程の関連を解明する目的で行われ、内陸部における沖積低地を対象としたものは、次項で述べるように、土砂の堆積過程(堆積時期)といった河成作用について議論するというはっきりとした傾向がある。すなわち、海岸沖積低地の地形発達史について、上流からの土砂供給量の変化を検討した研究はほとんど行われていないのである。よって、海岸沖積低地研究の課題として、海岸地域における河成沖積層の堆積過程と気候環境との関わりについても検討する必要が指摘できる。こうした土砂供給の問題は、海岸沖積低地における泥炭地の形成の問題とも関連しているが、海岸域の泥炭地の形成は、従来の欧米の研究においては、やはり相対的海水準変動との関連から検討されることが多く、土砂供給(河成活動)との関連について論じた古環境研究は、最近までほとんど行われていない。

海岸地域の沖積低地は、貝塚(1983)がまとめているように、河川的作用と海的作用の両方を受けて、それらの相対的な力関係で地形が決定している。よって、沖積低地を構成する地層(沖積層)は、気候変化を反映する河成活動と完新世海水準変動の両者に影響されて堆積したものである。しかしながら、すでに述べたように、日本においては、1970年代から沖積層上部砂層の形成の問題に関連した研究が行われているが、土砂の供給時期、



土砂の堆積速度の変化、上流の地形変化（環境変化）との関連性など、不明な点が多  
いのが現状である。海岸沖積低地の形成過程（海岸地域の沖積層の堆積過程）は、海水準  
変動と気候変化（河成活動）の両者を考慮しながら検討することが必要なのである。

ところで、海岸沖積低地研究は最近の環境問題との関連が深い。すでに述べたIGBP-  
LOICZ (Land Ocean Interaction of Coastal Zone) プロジェクトでは、陸域から海岸低地  
への物質の供給に関して明らかにすることが課題のひとつとされている（米倉、1995）。  
海岸付近の沖積層の堆積過程において、河成沖積層の堆積速度などについて検討すること  
は、このような課題に対して、長期的な時間スケール（1000年オーダーでの環境復元）か  
らアプローチし、長期的な物質供給の速度、環境条件の変化と物質供給の関連などについ  
ての基礎資料を提供することにもつながると考えている。

次項では、完新世気候変化と地形発達史（環境変遷史）との関連を扱う研究の中で、河  
成地形（沖積低地・河成低地）の研究を中心に成果・課題について整理し、それらをふま  
えて本研究の目的を設定することにする。

## 5. 従来の河成低地研究の動向と課題

従来の完新世気候変化と地形発達史（環境変遷史）との関連を扱う研究の中で、主に河  
成地形学研究について整理し、研究成果と課題についてまとめる。

完新世気候変化と地形発達との関連については、氷河・周氷河地形研究（氷河の前進・  
後退、周氷河性斜面発達史）、斜面地形研究（斜面発達史、崖錐形成史）、風成地形研究  
（砂丘形成史）、湿原・泥炭地研究、そして河成地形研究（河成段丘形成史、扇状地形成  
史）など様々な第四紀地形的研究において検討されてきた。沖積低地（alluvial  
lowland）と関連する分野では、欧米の河成地形学（fluvial geomorphology）において、  
完新世気候変化に対応した沖積低地・河成低地（氾濫原・河成段丘）の形成過程につい  
て、多くの研究の蓄積がある。一方、日本においては、最終氷期以降の山地斜面の発達過  
程、扇状地の形成過程について比較的多くの研究の蓄積があるが、内陸部における沖積低  
地の形成過程、内陸盆地の沖積層の堆積過程などに関する研究は少なく不明な点が多い。

完新世における沖積低地（河成低地）の発達史的研究は、1970年代以降、アメリカの研  
究者によって活発に行われ多数の研究の蓄積がある（Alexander and Nunnally, 1972；  
Knox, 1972, 1983, 1985, 1988；Wendland and Bryson, 1974；Brankenridge, 1980；  
Butzer, 1980；Wendland, 1982；McDowell, 1983；Chatters and Hoover, 1986；Baker et  
al, 1988；May, 1989）。これらの研究では、沖積層中の河床砂礫層・泥質層の<sup>14</sup>C年代に  
基づいた河成段丘・氾濫原の形成過程（沖積層の堆積・侵食過程）を明らかにしたものが



多い。また、花粉分析学的研究の成果との比較から、植生変遷（古気候変化）と氾濫原の形成過程（沖積層の堆積・侵食過程）との関連や、地層にのこる洪水堆積物の堆積相（ユニット数・層厚）に基づいて、洪水発生頻度（発生周期）・洪水規模についても検討された。しばしば引用される研究としては、Wendland (1982)、Knox (1983)がある。

Wendland (1982)は、氾濫原堆積物にのこる洪水堆積物のユニットを分析し、完新世における200年・100年に一度おこる洪水の発生頻度の変化(累積ユニット数の変化)と気候変動との関連について検討した。その結果、13の時期に気候の変化期が存在するとした。また、完新世における植生変化の時期を基準とすると、考古学的な不連続はその時期から平均約50年遅れ、沖積層から認められた河成活動 (fluvial activity) はそれに平均約100年遅れる傾向を示し、復元された環境変化にはタイムラグが存在することを示した。Knox (1983)は、ウィスコンシン州におけるミシシッピ川上流域の沖積低地を対象地域として、氾濫原堆積物の分析から、河成活動の時期的変化に関して検討した。そして、完新世における洪水頻度・洪水規模の長期的変化について以下の知見を得た。相対的に大規模な洪水が発生していた期間は、6,000~4,500 BP, 3,000~2,000 BP, 1,200 BP~であり、相対的に小規模な洪水が発生していた期間は、8,000~6,500 BP, 4,500~3,000 BP, 2,000~1200 BPであるとした。洪水規模の違いは、急速な土砂の移動・堆積から推定され、大規模な洪水が発生していた期間とされる時期には、河川流路の側方移動と側刻および谷底侵食が発生し、小規模な洪水が発生していた期間は、相対的に氾濫原は安定していたとされた。1990年代以降のアメリカにおいても、こうした観点からの沖積低地研究は継続しており、完新世河成段丘の形成と気候変化との関連、洪水の発生頻度、半乾燥地域の大洪水などに関して研究されている (Chatters and Hoover, 1992; Martin, 1992; Arbogast and Johnson, 1994)。

また、ヨーロッパにおいても、沖積低地の地形発達に関して多数の研究が蓄積されている。とくに、1977年のINQUAにおいて設立された研究プロジェクトIGCP-project158

(Palaeohydrological Changes in the Temperate Zone in the Last 15,000 Years: 温帯地域における過去15,000年間の古水文変化) に関連して、完新世気候変化を反映した地形の発達史的研究・古環境復元研究が多数行われた。この研究プロジェクトの研究目的は、①古水文研究における有効な手法の決定、②温帯のいくつかの地域における古水文環境変化のパターンの確立、③そのいくつかの地域の対比 (古水文環境変化モデルのための基礎研究) である (Starkel et al., 1985)。なお、温帯地域とは北緯35~70°の地帯としている。この研究プロジェクトは、IGCP-project158AとIGCP-project158Bの2つのサブプロジェクトから成っており、それぞれの研究目的は、IGCP-project158Aが河成活動 (fluvial activity) の変化の解明、IGCP-project158Bが湖沼・湿原における環境変化の解明である



(Starkel *et al.*, 1985). 完新世における沖積低地(氾濫原)や河成段丘の発達過程については, project158Aによる研究で扱われ, イギリスやポーランドの研究者による多数の地形学的研究の蓄積がある(Burrin, 1985; Brown, 1985; Brown and Barber, 1985; Starkel, 1985; Harvey and Renwick, 1987). これらの研究は, 個別の流域における地形発達を明らかにした事例研究といくつかの地域の河成活動の傾向を比較した研究がある. Brown and Barber (1985) は, Severn川水系の小河川流域において完新世後期の低地の堆積過程と生態環境変化を検討した. その結果, 後期Bronze時代と初期Iron時代(2,900-2,300 BP)に劇的に堆積速度が増加しており, これは森林破壊・集水域斜面における耕作とそれに伴う土壌侵食に起因するとされた. 推定された堆積率は, 20-40ton/km<sup>2</sup>/yearである. このような調査から, 完新世における氾濫原堆積物の供給源の侵食率についての情報を得ることができるとした. また, Harvey and Renwick (1987) は, イングランド北西部の河川谷頭部における完新世の扇状地(沖積錐)・河成段丘の形成過程を露頭調査と<sup>14</sup>C年代測定結果から検討した. その結果, 5,400-1,900 BP間の時期, 900 BPの2つの侵食期が確認され, その時期に沖積錐と扇状地が形成されていることを明らかにした. 5,400-1,900 BPの侵食時期のうち, 2,500 BPの時期は気候の寒冷化・植生の変化と関連があるとした. 900 BPの時期は明らかに人間活動の影響があり, Bronze・Iron時代の植生変化との関連も指摘した. Starkel (1985) は, ヨーロッパ各地における河成地形(谷底平野の地形発達)をもとに, 晩氷期と後氷期の河成活動をまとめた. その結果, 河成活動は気候と水文環境の変化によって引き起こされているとした. そして, 河成活動の活発な時期は, 8,500-8,000 BP, 6,500-5,900 BP, 5,000-4,500 BP, 2,800-2,200 BP, 400-100 BPであるとし, これらの時期は, 氷河変動, ソリフラクション, 地滑り, 湖水位変動から推定された気候の冷涼湿潤期とよく対応していることを明らかにした.

また, このIGCP-project158Aの成果として, 河成活動・水文環境の変化に関するいくつかの書籍が公表された(Gregory, 1983; Gregory *et al.*, 1987; Starkel *et al.*, 1991). このうち, Starkel *et al.* (1991) は, 温帯における各地の過去15,000年間の河成活動変化をまとめたものである. この中で, Starkel (1991) は, 過去15,000年間のヨーロッパ各地における河成活動について, 古環境変化(氷床の後退, 植生変化, 河川の網状帯・蛇行帯の変化)とそのゾーンの移動で説明した. その中で, ヨーロッパの山地域から流下する河川の河成活動には顕著な同時性があることを指摘した. そして, 河成活動の活発期として8,500-7,700 BP, 6,500-6000 BP, 5,000-4,500 BP, ca. 2,800 BP, 2,200-1,800 BP, 400-100 BPを挙げ, 河成活動の同時性は8,500 BP以降にヨーロッパに共通した大気循環(Lamb, 1977)が起こったことに原因があるとした. さらに, Starkel (1991) は, ヨーロッパ各地とアメリカ各地において報告された河成活動の対比を行い, 中央ヨー



ロッパに共通する河成活動の活発期を明らかにしたが、大陸間の対比は、氷河変動・凍土の融解・植生変遷の地域性的問題、大気循環の地域性による気候変化の現れ方の問題、人類活動の影響の地域性的問題から困難であるとしたが、グローバルな大気循環の変化に起因する半球規模のイベントが存在することも指摘した。そのアメリカとヨーロッパで確認される河成活動の活発期 (bracket episodes: Knox, 1983) は、8,500~8000 BPと5,000 BP (Wendland and Bryson, 1974; Starkel, 1985) であり、これらの時期は半球規模の気候の不安定期にあたるとした。

このIGCP-project158Aは10年間継続し1987年に終了したが、その後もこのプロジェクトと関連した完新世の河成活動に関する研究の成果が公表されている (Starkel, 1990, 1995a; Passmore *et al.*, 1992; Macklin *et al.*, 1992; Macklin and Lewin, 1993; Tipping, 1994)。これらの中で、Macklin and Lewin (1993) は、ブリテン島全体の25の流域59地点において年代の特定された土砂供給時期を比較し、完新世における9つの土砂供給の活発期とそれがみられる地域について以下のようにまとめた。その時期とは、9,600~8,400 BP (低地部)、4,800~4,200 BP (ブリテン島全体)、3,800~3,300 BP (ブリテン島南部)、2,800~2,400 BP (ブリテン島南部)、2,000~1,600 BP (ブリテン島全体)、1,200~800 BP (ブリテン島全体)、800~400 BP (ブリテン島南部)、400~0 BP (ブリテン島北部・西部の台地部) である。また、8,000~5,200 BPは土砂の堆積が比較的不活発で、河川侵食が卓越していたとした。さらに、これらの時期とヨーロッパ各地において明らかとされた河成活動の活発期 (Starkel, 1991) およびアメリカにおいて明らかとされた河成活動の活発期 (Knox, 1983) とを比較し、広域的な同時性があることを指摘した。

IGCP-project158Aからの継続組織として、1991年のINQUAにおいて設立されたGLOCOPH (Global Continental Palaeohydrology) の研究プロジェクトが現在も継続している。GLOCOPHの研究目的は、①過去20,000年間の主要な環境帯における水文バランスの変化の認定とその計測、②各気候帯における河川環境とその時期的変化の復元、③それらを引き起こした要因と水文環境との関連、④地域間の水文バランスの変化の確認である (Gregory *et al.*, 1995)。

堆積学関係の分野では、Sedimentary Geology誌の特集号で、Fielding (1993) は最近の河成堆積学 (Fluvial Sedimentology) の動向についてまとめている。その中で、海岸域の河成堆積学 (Coastal Fluvial Sedimentology) について述べているが、温帯地域の完新世の河成活動 (河道変遷・堆積相) については、オランダの海岸低地 (Rhine-Meuse川デルタ) における更新世から完新世の河成沖積層の堆積過程に関する研究 (Törnqvist and Van Dijk, 1993; Törnqvist *et al.*, 1993) やオーストラリアのマングローブ低地 (South



Alligator川低地)におけるエスチュアリーと氾濫原の堆積過程に関する研究(Woodroffe et al., 1989)を挙げているにすぎない、さらに、ある地域の複数の海岸低地において、完新世の河成変動と地形発達を系統的に検討した事例はないようである。

一方、日本における河成低地研究は、最終氷期以降における扇状地・河成段丘の発達過程に関して多くの研究が行われてきた。こうした河成段丘・扇状地研究では、気候環境に対応した岩屑生産に関する問題、海水準変化による河床縦断面形の変化に伴う河成段丘の形成過程に関する問題などが議論されてきた(貝塚, 1969; 平川・小野, 1974; 小野・平川, 1975; Machida, 1980; 柳田, 1981; 小口, 1988; 渡辺, 1991; Oguchi, 1992; 須貝, 1992)。これらの研究の特徴は、氷期と後氷期(完新世)の地形形成環境の違いを明らかにすることであり、「最終氷期に谷の埋積が生じ、晩氷期頃に側刻が卓越した後、後氷期に下刻が活発化する」という山地域における河床変動の共通性(須貝, 1992)が確認された。また、Oguchi(1992)は、扇状地の発達・開析過程から、更新世-完新世の気候変化と流域の河成活動を議論し、扇状地においても上記の河床変動と同様の傾向があることを指摘した。さらに、中緯度地域の他の気候環境の地域(アメリカ南西部:半湿潤subhumid地域, イスラエル:半乾燥semi-arid地域)との対比を行い、気候変化に伴う流域の河床変動の対応速度についても検討している。

完新世における河成環境に関しては、山地斜面・崖錐の発達過程を検討した研究が比較的多い(宮城ほか, 1979; 磯ほか, 1980; 中山・宮城, 1984; 吉永ほか, 1989)。これらの研究では、斜面・崖錐の形成時期が明らかにされ、さらに古気候条件と斜面形成との関連、崩壊斜面の免疫性(崩壊周期)などが検討されている。たとえば、宮城ほか(1979)は仙台周辺の丘陵斜面の削剥過程を検討し、斜面不安定期として、9,000 BP以前、6,000~5,000 BP, 2,000~1,000 BPを報告した。さらに、6,000~5,000 BPのヒブシサーマル期には、斜面削剥量は増大しており、その原因として、乾燥した夏季の前後に集中豪雨のかたちで降水が起こったと指摘した。

しかしながら、山地域以外の内陸部の沖積低地の発達史的研究に関しては、海岸沖積低地の研究が海水準変動との関連で活発に行われたのに比べて、研究の蓄積が少ないことが指摘できる。こうした状況の中で、阿子島(1983)は、山形県馬見ヶ崎流域における過去2万年および最近の侵食速度を検討した。また、大丸(1989)は、完新世における北海道豊平川扇状地の発達過程を明らかにした。しかし、 $^{14}\text{C}$ 年代に基づいて内陸の沖積低地(河成低地)の完新世における形成過程を明らかにした研究は、山地斜面の形成過程の研究の蓄積に比べて非常に少ない。

以上に述べた海外と日本の河成低地(沖積低地)研究の動向から、以下の課題が指摘される。すなわち、海外(欧米)では内陸部の河成低地(沖積低地)に関する研究は、非常



に多く、また完新世の河成活動についても多くの報告があるが、下流の海岸沖積低地の形成と内陸の沖積低地の形成とがどのように関連するのかという点についてはあまりふれられていない。また、前項で述べたように、海岸沖積低地の形成過程の研究では、海水準変動との関連で検討されることが多く、気候変化に伴う上流からの土砂供給量の変化（河成活動）については検討されないことが多い。一方、日本の内陸の河成低地（沖積低地）研究は、河成段丘・山地斜面の研究が多いと比べてまだ研究の蓄積が少ない。日本の海岸沖積低地研究では、沖積層上部砂層の研究において土砂供給の問題が取り上げられているが、完新世の河成活動に関しては、海外に比べて不明な点が多い。

課題を整理すれば、海外の研究では、内陸の沖積低地における河成活動の研究が中心に行われ、海岸沖積低地における河成活動についての研究は少ないといえる。一方、日本の研究では、斜面地形の研究から完新世の斜面環境の変化が詳しく議論されているが、海外と同じく海岸沖積低地における河成活動についての研究は少ないといえる。

日本の海岸沖積低地の特徴として、「湿潤変動帯に位置するため海岸地域への土砂供給量がきわめて多く、厚い河成沖積層が発達していること」を考えれば、河成活動も議論する必要が指摘できる。また、海外に比べ、完新世の河成活動についての研究が少なく、この点も克服する必要がある。

完新世における河成活動をとらえるにあたって、山地斜面—内陸の沖積低地—海岸沖積低地という侵食域から堆積域までの物質移動としてとらえる必要が指摘されているが（海津，1994；米倉，1995），具体的な地形発達に関する研究で、上流域の斜面の発達過程、内陸盆地の発達過程と海岸沖積低地の発達過程との関連を検討したものはない。最終的には、こうした完新世における流域の物質移動の変化と環境変化について議論していく必要がある。

## 6. 本研究の目的と研究の手順

以上の海岸沖積低地と内陸の沖積低地（河成低地）に関する従来の研究のレビューから、海岸沖積低地の発達過程を解明するにあたり、海水準変動との関連だけでなく、河成活動（土砂供給）という気候変化との関連についても考慮する視点が必要と考えられた。また、欧米では、完新世の河成活動の傾向が明らかとされているが、日本における完新世の河成活動についてはまだ研究の蓄積が少ないのが現状である。

本研究の目的は、(1)完新世（特に後半）における東北日本の海岸沖積低地の地形発達を、特に河成層の堆積に注目して復元すること、(2)海岸沖積低地の地形発達に、完新世の相対的海水準変動と気候変化（河成活動）がどのように関与したのかについて明らかにす



ること、さらに、(3)完新世におけるその時期的な変遷を明らかにすることである。また、(4)東北日本における完新世の河成活動の傾向を明らかにし、その傾向と欧米の研究で明らかとされた温帯における完新世の河成活動の変化とを比較し、東北日本の河成活動の特徴(グローバルな位置づけ)についても検討する。以下に、具体的な研究の手順および論文構成について説明する。

①まず、研究対象とする海岸沖積低地の完新世の地形発達を明らかにする(第IV章)。研究対象地域は、東北日本の海岸沖積低地(新潟平野、サロベツ原野、風蓮湖周辺低地)とするが、その選択理由については次項において述べる。また、海岸沖積低地の地形発達を明らかにする具体的な研究方法については第II章に記載する。研究対象地域の沖積層の堆積構造・年代・堆積環境の変化については第III章に記載する。

②明らかとされた完新世の地形発達と完新世相対的海水準変動との関連性について検討する(第IV章)。ただし、完新世相対的海水準変動に関しては、大規模な沖積低地においては相対的海水準変動曲線を復元するのは困難な点が多く、本研究で対象とした新潟平野、サロベツ原野、風蓮湖周辺低地においても完新世の相対的海水準変動曲線を描くにいたっていない。そこで、従来の東北日本の海岸低地において明らかとされた完新世の相対的海水準変動を考慮し、地形発達との関連を検討する。

③新潟平野とサロベツ原野における完新世の地形発達(沖積層の堆積過程)に対する上流からの物質供給量の変化の影響について検討する(第IV章)。まず、河成沖積層(粗粒物質)の堆積速度の増加期および堆積物の顕著な粗粒化の時期に基づき、上流からの物質供給量の増加期を明らかにする。次に、後背山地の完新世における環境変化(物質移動)との対比から気候条件との関連を検討する。

④従来の研究から明らかとされた東北日本の海岸沖積低地における河成沖積層(粗粒物質)の堆積時期を整理し、その堆積時期と完新世の相対的海水準変動との関連を把握する(第V章)。さらに、従来の研究で明らかとされた東北日本の山地・山麓部における物質移動期とも比較し、東北日本における完新世の河成活動の特徴を明らかにする(第V章)。この作業から、新潟平野、サロベツ原野で確認された完新世の河成活動の特徴が、東北日本に共通する傾向かどうかについて検討する。

⑤東北日本における完新世の河成活動と従来の研究で明らかとされた東北日本の完新世の気候変化とを比較し、河成活動の活発期における気候条件について検討する(第V章)。

⑥新潟平野、サロベツ原野、および風蓮湖周辺低地において明らかにされた海岸沖積低地(バリアータイプ)の地形発達と地形形成環境(相対的海水準変動・気候変化)との関連の時期的変遷を整理する(第VI章)。



⑦明らかとされた東北日本における完新世の河成活動の傾向と欧米の温帯地域における河成活動の傾向とを比較し、河成活動の活発な時期の共通性について検討する。また、その原因についても考察する（第VI章）。

## 7. 研究対象地域

本研究では、新潟平野北東部、サロベツ原野、風蓮湖周辺低地における完新世の地形発達過程を明らかにし、さらに、それらの地域の地形発達と相対的海水準変動・気候変化との関連、その関連の時期的な変化、東北日本の海岸沖積低地における河成活動について検討を行う。

ここでは、東北日本の海岸沖積低地を研究対象とする理由について①気候条件と②地形・地質条件から、新潟平野（北東部）、サロベツ原野、風蓮湖周辺低地を研究対象地域とする理由について、主に②地形・地質条件（上流地域の条件を含む）の面から記述する。

①気候条件から、東北日本の海岸沖積低地を対象とする理由と新潟平野（北東部）、サロベツ原野および風蓮湖周辺低地を対象とする理由について述べる。本研究の目的は、完新世における河成活動を解明することにある。河成活動とは、河成作用（河川による堆積・侵食作用）の活動性をさすものであり、河川の流量の変化が関わっていると考えられる。河川の比流量<sup>3)</sup>を左右しているのは降水量であり、河成活動について検討するには、降水量の多さ、降雨の強さ、豪雨の頻度に注目することが重要である。よって、日本列島における降水の特徴についてまとめる。

日本列島における降水の特徴として、年間降水量が平均約1,800mmと多いこと、また降水量の年変化（最少降水月の降水量と最多降水月の降水量の差）が比較的大きいことがあげられる。日本列島の降水量が多いのは、ユーラシア大陸東岸のアジアモンスーン地域に位置しており、とくに東アジア地域には、梅雨、秋雨といった雨季が存在しているためである。年間降水量は、一般に西南日本で多く東北日本で少ないといえる。ただし、西南日本でも瀬戸内海沿岸地域では年間降水量は比較的少なく、東北日本でも日本海側の豪雪地域では年間降水量が2,000mm以上になっている。冬季の豪雪がある地域を除けば、東北日本の降水量は一般的に少ないが、そのなかでも北海道の年間降水量は一般に800~1,500mmと少ない。これは、北海道がポーラーフロント（寒帯気団と熱帯気団の境界である寒帯前線）の北限よりも一年を通して北に位置することが多いためと考えられている。日本列島の降水量の年変化（季節変動）は、本州では雨季である梅雨期と台風期に豪雨があり、北日本の日本海側ではそれらの時期に加えて冬季の豪雪があることが原因である。また、降雨の



強さの点では、日本列島を含む東アジア地域は、中緯度地域の中では、世界で最も強い降雨のある地域であり、とりわけ1時間～24時間での降水量が多いのが特徴とされている（武田・二宮，1977）。また、日本列島の中でも西南日本（とくに太平洋側）に日降水量の多い地域が分布している。これは、梅雨前線の活発な活動、台風の影響によって、西南日本で集中豪雨がよく発生していることをあらわしている。さらに、梅雨前線や台風に伴う降雨が、山地の影響を受けて持続すること（地形性降雨）も豪雨の原因と考えられている（武田・二宮，1977）。一方、東北日本では相対的に豪雨の頻度が少ない。これは、梅雨前線や台風に伴う降雨が西南日本よりも相対的に少ないためである。以上をまとめると、東北日本と西南日本の気候条件（降水の条件）を比較して、東北日本の降水の特徴は、日本海側の豪雪地域をのぞいて、年間降水量が西南日本より少ないこと、豪雨の頻度が少ないことである。気温の面からみると、東北日本の特徴として、東北地方の太平洋岸のやませによる低温化がある。完新世において、寒帯気団の発達に伴うやませの強度の増加があれば、冷涼・湿潤化による堆積物の層相変化（泥炭層の形成・泥炭の特徴の変化など）、植生変化などに現れる可能性がある。

以上に述べたように、①気候条件からみた東北日本の海岸沖積低地を研究対象とする理由は、気候帯の移動（ポーラーフロントの移動）などが起こった場合、梅雨前線の活動の変化、台風襲来の頻度の増加などにより、西南日本的な降水の特徴（降水量の増加）が東北日本においても現れる可能性があるためである。そして、降水量の増加を伴う完新世の気候変化が起こっていれば、それを反映した河成活動が海岸域の沖積層に保存されている可能性があるためである。実際、従来の東北日本における山地斜面の研究では、完新世において、降水量の変化に伴う物質移動（崩壊物質の増加など）が推定されている（たとえば、宮城ほか，1979）。

ところで、欧米において活発に行われている温帯地域の沖積低地研究によれば、完新世の気候変化に伴う河成活動の活発化が認められることが報告されており、日本列島においても緯度的に比較的近い東北日本において同様の河成活動の活発化が現れる可能性がある。また、東北日本において明らかにされた完新世の河成活動は、欧米の温帯地域との比較が可能であり、このような点からも、東北日本を研究対象とする気候学的な意義がある。

さらに、冷温帯地域である東北日本では、西南日本に比べて堆積物の粒度の時期的な変化が明瞭であり、河成活動の影響が堆積相の変化（粗粒堆積物と細粒堆積物の重なり合い）として確認しやすい可能性がある。また、冷温帯地域では泥炭層が発達しやすいため、粗粒堆積物（河成堆積物）に挟まる泥炭層の $^{14}\text{C}$ 年代測定から、500～1,000年オーダーのタイムスケールでの詳細な環境変遷史の復原が可能である。なお、新潟平野北東部、サ



ロベツ原野、風蓮湖周辺低地を対象とすることにより、東北日本の中での相違点についても検討できる。

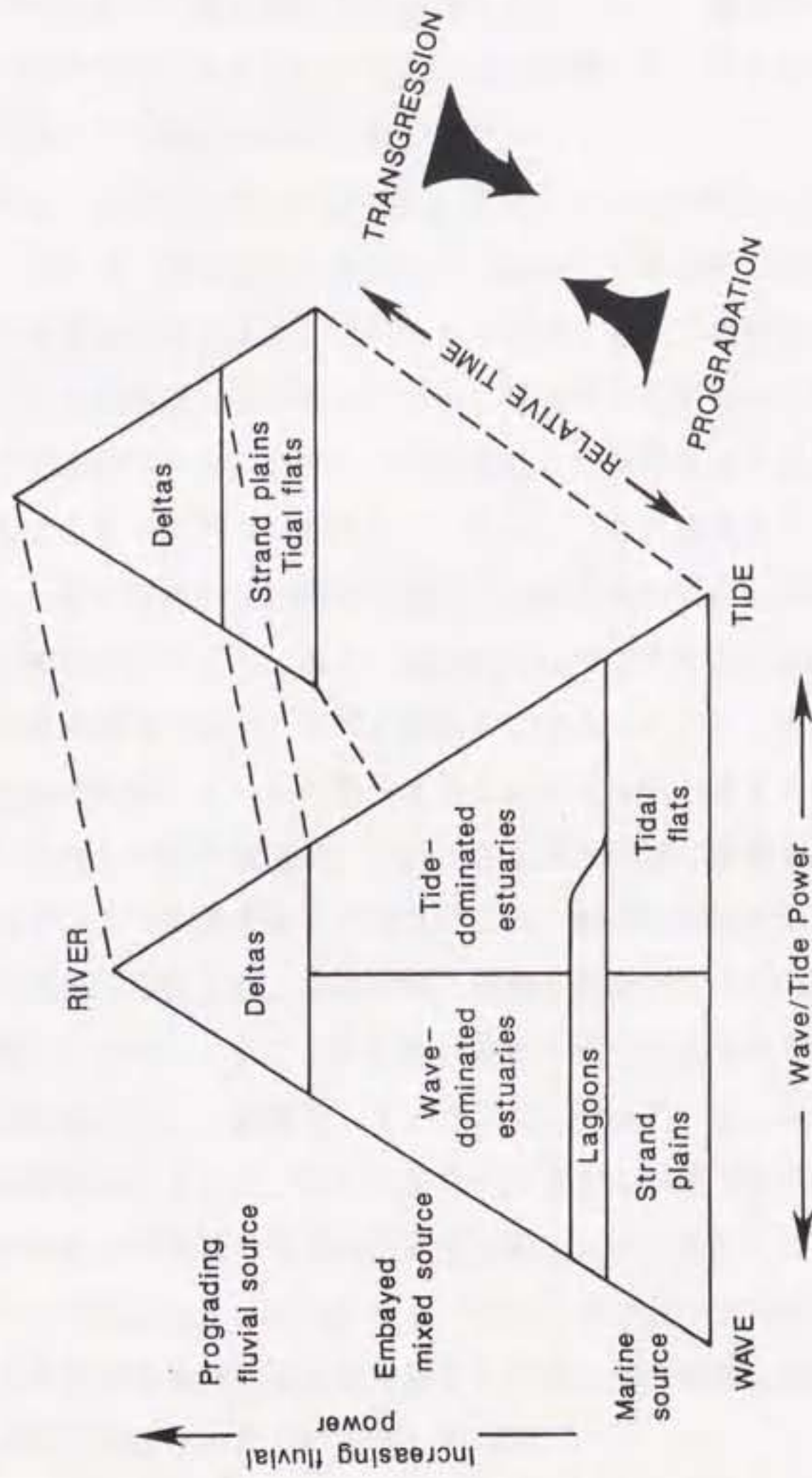
次に、②地形・地質条件から東北日本の海岸沖積低地を研究対象とする理由、新潟平野（北東部）、サロベツ原野、風蓮湖周辺低地を研究対象とする意義を述べる。

日本の海岸沖積低地は、一般に、扇状地性の沖積低地（扇状地タイプとする）、三角州性の沖積低地（デルタタイプとする）、浜堤列や砂堤列などの海岸に平行に発達する砂州地形を伴う沖積低地（バリアータイプとする）に大きく区分される。こうした海岸沖積低地の地形の違いは、基本的には、内陸からの物質供給力・波（沿岸流）力・潮力の相対的な力関係（第1図）で決定される。日本の海岸沖積低地は、一部の地域を除いて潮力が弱いこと、内陸からの物質供給力が大きいことなどを反映して、外洋に面した波（沿岸流）力を受けやすい地域ではバリアータイプ、波（沿岸流）力を受けにくい地域ではデルタタイプ、内陸からの物質供給力が極めて大きい地域では扇状地タイプとなる傾向がある<sup>5)</sup>。このうちデルタタイプの沖積層は、古くから標準的な沖積層として最もよく研究され、沖積層の層序・層相変化と海水準変動との関わりが議論されてきた（井関，1983）。また、バリアータイプの沖積層に関しても、完新世前半の海水準上昇期の堆積過程、完新世後半の海水準安定（低下）期の浜堤列（砂堤列）の発達が検討されている（Moriwaki, 1982；松本，1984；斉藤，1988，松原，1989；Saito, 1995）。

東北日本では、日本海やオホーツク海に面する地域にバリアータイプが集中してみられる。従来の研究では、バリアータイプの地形発達は、完新世の相対的海水準変動との関連だけに注意が払われており、上流からの物質供給量の変化の影響についてはほとんど注目されてこなかった。

新潟平野は、海岸部に大規模な砂丘列をもっており、典型的なバリアータイプである。このうち本研究では、砂丘列が複数に分かれる新潟平野北東部の地域を研究対象とし、沖積低地の地形発達と相対的海水準変動との関連だけでなく、上流からの物質供給量の変化（河成活動）との関連についても検討したい。従来の研究では、ストランドブレインの発達と相対的海水準変動との関連が考察の中心であり（Moriwaki, 1982）、完新世後半における土砂供給とストランドブレインの発達との関連については、十分に議論されているとはいえない。完新世後半において、阿賀野川や加治川からの堆積物の供給量が時期的に変化すれば、ストランドブレインの発達（海岸線の前進）がその影響を受けることは十分に考えられる。さらに、砂州背後の潟湖の埋積過程は、潟湖に流入する阿賀野川や加治川（あるいはそれらの派川）の土砂供給量（堆積速度）の変化の影響を受けると考えられる。また、阿賀野川以外の河川の上流部には、大きな堆積盆地が存在しないので、上流域から下流域まで連続した物質移動を考えやすい。すなわち、山地斜面で生産された土砂





第1図 海岸沖積低地の地形を決定する要因 (Carter and Woodroffe, 1994)  
 Figure 1 A ternary diagram showing how clastic shorelines may be classified on the basis of the extent to which they are dominated by river, wave or tidal factors after Boyd et al. (1992) (Carter and Woodroffe, 1994)



(山地斜面から移動を開始した土砂)が流域の堆積盆地にトラップされることなく、下流の沖積低地まで運搬されやすい条件を備えている。さらに、新潟平野北東部の後背山地の五頭山地、櫛形山地、飯豊山地では、完新世の土石流堆積地形が報告されており(高浜・野崎, 1981), それらの土石流堆積地形の形成時期と下流の沖積低地における河成堆積物の堆積時期との対応関係を検討することができる。とくに、福島潟の南西に位置する五頭山地西麓では、時代の特定された完新世の土石流堆積地形が報告されており、潟湖における沖積層の堆積過程との関連を検討できる。

サロベツ原野は、北海道北部の日本海側に位置する新潟平野と同じくバリアータイプである。サロベツ原野は、気候変化に起因した内陸から土砂供給の変化、完新世中期以降の相対的海水準の微変動と地形発達との関わりを検討する上で絶好のフィールドである。サロベツ原野の大きな特徴は、海岸砂丘の背後に発達する泥炭地である。サロベツ原野は、天塩川の支流であるサロベツ川とその支流が形成した沖積低地であるが、低地の中に大量の土砂をもたらすような大河川は存在していない。一般に泥炭地の形成は土砂の供給に大きく影響され、土砂の供給がない場合に安定した泥炭地の形成が進行し、土砂の供給が多い場合は河成堆積物が水平方向に拡大し泥炭地の面積は相対的に減少する。よって、泥炭層に挟在する河成堆積物の構造と年代を明らかにすることから、土砂供給量の時期的変化(河成活動の時期的変動)について議論することができると考えられる。また、従来の研究で、泥炭地を流れる河川の流路は、蛇行にともなう河床の変動が蛇行帯の中に限られ、蛇行帯そのものが大きく変動することはないこと(泥炭地河川の流路の安定性)が指摘されており、この現象は石狩平野、釧路平野、尾瀬ヶ原などの泥炭地に一般的にみられるとされている(阪口, 1974)。このように泥炭地の形成(泥炭層の発達)には、河川流路の安定性(土砂供給量の変化)が関与している。したがって、もしも完新世において、氾濫の活発化した時期が存在すれば、河成堆積物の分布する範囲や河成堆積物の層厚に影響を与える可能性があり、完新統の層相から河成活動について検討できる。最近、こうした考え方に基づいて、Törnqvist and Van Dijk (1993)はオランダのRhine-Meuse川沖積低地において、泥炭層と河成堆積物の互層関係から河道変遷の時期を検討し、完新世後半における河川氾濫の時期的変化の推定に成功している。

また、サロベツ原野の後背山地は、周水河作用による低起伏の山地・台地であり、生産される土砂も相対的に細粒であり、泥炭地においてシルト質・粘土質堆積物として堆積するため、ハンドボーリングなどで掘削調査が容易である。また、サロベツ川の上流部には、大きな堆積盆地も存在していないため、上流域での土砂生産量の変化が下流部に直接反映すると考えられる。

さらに、泥炭地の形成は海水準変動の影響も受けることが指摘されている。海津



(1990) は、泥炭層の形成期は海水準変動との関わりが深く、海水準上昇速度が鈍化、あるいは海水準が安定または低下した完新世初期と完新世後半期に、顕著な泥炭層の形成が認められることを明らかにしている。よって、サロベツ原野の泥炭地の形成過程から、海水準変動の影響についても検討できる利点がある。風蓮湖周辺低地を研究対象とする理由もこの点にある。風蓮湖は、現在潮流口を通じて海水の流入があり、湖面の高さも海水面の高さと連動して変化している。過去にも現在と同じような湖水準と海水準の連動があったとすれば、風蓮湖周辺の低地における泥炭地の形成が相対的海水準変動と対応している可能性ある。



## II. 研究方法と研究対象地域の地形・地質概観

### 1. 研究方法

#### (1) 沖積低地の地形発達の復元方法

沖積低地の地形発達を復元するためには、現在の沖積低地の地形を把握すること、沖積層の堆積構造、沖積層の堆積環境の変化を解明すること、堆積物の年代を明らかにすることが必要である。現在の沖積低地の地形（微地形）は、地形発達過程の最新の段階を示すものであり、過去の地形発達を推定する上で重要な資料となる。なお、沖積低地の地形（微地形）は、空中写真判読によって作成した微地形分類図によって把握した。その際、空中写真は昭和20年代に米軍によって撮影された縮尺4万分の1の空中写真を使用した。さらに、沖積層の堆積構造と堆積環境の変化を明らかにすることは、古地理（変遷）を復元する上で重要である。また、堆積物の年代の解明は、地形発達に時間軸を与えるために必要不可欠である。以下の項において、分析方法に関して詳細に記載する。

#### (2) 堆積物の層相・年代の分析

##### ① 堆積構造・層相の分析

沖積層の堆積構造は、ボーリング資料に基づいて検討した。ボーリング資料は、地質柱状図集などにまとめられているもの他に、支持地盤調査をおこなっている関係機関に依頼し、提供していただいた地質柱状図を使用した。また、関係各機関からは、いくつかのボーリングコアサンプルも提供していただき、これを $^{14}\text{C}$ 年代測定および堆積環境の分析用試料とした。地質柱状図は、掘削地点の標高、N値、詳細な層相が記載されているものをできるだけかぎり使用した。

さらに、沖積層最上部（上部完新統）の堆積構造を明らかにするため、ハンドボーラーによる掘削調査を行った。ハンドボーラーは、通称ブルームサンプラーと呼ばれるピストン式のビートサンプラー（遠藤サイエンス社製）とオランダサンプラーと呼ばれるビートサンプラー（オランダEijkelkamp社製）を使用した。これらのハンドボーラーでは、最長10mの不攪乱のオールコアが採取可能である。採取したコアは、現地で簡単に層相を記載した後に、実験室に持ち帰り、ナイフでコアを割って詳細に層相を観察した。その際、掘削時に上部の堆積物をまきこんだ恐れのある部分を除去し、またコアの外側約2~3mmの部分は分析用試料から除外した。



## ②堆積物の年代分析

堆積物の年代を明らかにするために、 $^{14}\text{C}$ （放射性炭素）年代測定を行った。 $^{14}\text{C}$ 年代測定とは、 $^{14}\text{C}$ が一定の時間の経過により一定の割合で $^{14}\text{N}$ に壊変していく現象を利用して年代を求める方法であり、炭素を含む試料の炭素同位体比から試料の年代を特定する方法である（木越，1978；中井・中村，1988）。

現在、日本で行われている $^{14}\text{C}$ 年代測定法は、試料をベンゼン・アルコール・メタノールといった液体に合成して $\beta$ 線を計測する方法（液体シンチレーション法）と、試料中の $^{14}\text{C}$ を加速器を使用して直接計測する加速器質量分析法である。加速器質量分析（AMS：Accelerator Mass Spectrometry）法による $^{14}\text{C}$ 年代測定は、0.2～2mgの微量な炭素試料で年代測定が可能であること、測定可能な古い年代の限界が約6万年前であること、1試料の測定時間が2～3時間と短いことなどの利点を持ち（中村，1995）、地球科学的分野や歴史学的分野などで注目されている年代決定法である。

AMS $^{14}\text{C}$ 年代測定は、名古屋大学年代測定資料研究センターに設置されているタンデトロ質量分析計（中村・中井，1988）を使用して筆者自身で行った。その際、測定用試料の処理から $^{14}\text{C}$ 年代測定までの手順（名古屋大学アイソトープ総合センター天然放射能測定室，1987；中村・中井，1988）を以下にまとめる。

- a. ボーリングコアをナイフで丁寧に割り、 $^{14}\text{C}$ 年代測定に使用する試料（木片・植物片・泥炭）をとりだす。
- b. とりだした試料を蒸留水中で超音波洗浄した後、1.2N（規定）の塩酸（HCl）で炭酸塩を溶解除去する。その後、蒸留水で洗浄し、1.2N（規定）の水酸化ナトリウム（NaOH）水溶液に可溶する有機物を除去する。この作業を水酸化ナトリウム水溶液が着色しなくなるまで繰り返す。
- c. 蒸留水で洗浄し、再度塩酸処理を行い、最後に蒸留水で洗浄した後、乾燥器（100℃）に入れ充分乾燥する。
- d. 乾燥した試料を径9mmのバイレックスガラス管に入れ、真空ラインによって、真空の状態ガラス管を封じ切り、ガラス管ごと電気炉（500℃，2時間）に入れて完全に炭化させる。この炭化試料を乾燥機に入れて充分乾燥させる。そして、その炭化試料を重量で6倍の銀粉と混合した後に、手動式のプレス機を使用して測定用のペレットターゲットを作成する。

AMS $^{14}\text{C}$ 年代測定は、名古屋大学年代測定資料研究センターに設置されているタンデト



ロン加速器質量分析計を使用して行った。タンデムロン加速器質量分析計の操作は、名古屋大学年代測定資料研究センターによる測定マニュアルに従って行った。AMS<sup>14</sup>C年代測定の結果については、第1表、第2表、第3表に示してある。これらの表の<sup>14</sup>C年代値は、Libbyの半減期5,570年を用いて算出し、西暦1950年からさかのぼった年数で示してある。また、測定誤差は<sup>14</sup>Cの総計数に基づく統計誤差を考慮して1標準偏差 (one sigma) で示してある。本研究では、<sup>14</sup>C年代測定値はyrs BP (years Before Physics or years Before Present) を付して表記する。なお、本研究の<sup>14</sup>C年代はすべて暦年代への補正

(calibration) を行っていないconventional ageを使用する。

また、堆積物の年代を示す有効な指標として、ボーリングコアにはさまるテフラ (火山灰) にも注目した。調査地域の完新統に挟在することが予測されたテフラは、新潟平野においては福島県の沼沢沼カルデラ起源の沼沢パミス (Nm-1: 町田・新井, 1992)、サロベツ原野においては利尻山起源の火山灰 (Rs-Ht: 町田・新井, 1992)、風蓮湖周辺低地においては摩周火山起源と道南の火山 (樽前山・駒ヶ岳) 起源の火山灰である。

### (3) 堆積環境の推定法

#### ① 堆積環境の分析方法

完新統の堆積環境は、古生物群集分析、地球化学的分析および堆積学的分析によって推定される。その分析法の例は、古生物群集分析としては貝類群集、有孔虫群集および珪藻群集の分析が行われている。また、地球化学的分析としてはFeS<sub>2</sub> (pyrite: 黄鉄鉱) 含有量分析、電気伝導度測定、堆積学的分析としては粒度分析が行われている。

本研究では、以下の理由から、珪藻分析とFeS<sub>2</sub>含有量分析を採用した。珪藻は、生息域が淡水域 (陸域) から海域までと広く、堆積物中に珪藻殻が保存されやすいことから、海岸地域の沖積層の海成層・陸成層の認定、詳細な堆積環境の復元に利用されてきた (長谷川, 1966; 新潟第四紀研究グループ, 1972; 海津, 1976; 鹿島, 1986; 小杉, 1988; 安藤, 1990; 藤本, 1990)。また、ボーリングコアのように分析試料の量が限られている場合であっても、珪藻殻が含まれていれば堆積環境の推定を行うことができる。また、堆積物中に珪藻殻が含まれていない場合は、FeS<sub>2</sub>含有量分析が海成層の上限・下限の認定に有効である (藤本, 1993)。海成堆積物のFeS<sub>2</sub>は、海水のSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度が淡水の1000倍であることを反映し、淡水成堆積物に比べてきわめて高い含有量を示すことから、沖積層の海成層・陸成層の認定に利用されている (中井ほか, 1982; 白神, 1985; 藤本, 1993)。

研究対象地域のサロベツ原野の沖積層には、沖積低地周辺の丘陵・台地を構成する基盤岩 (新第三紀層) から溶けだして流れ込んだ (再堆積した) 珪藻殻が多数認められた。そこで、珪藻分析とFeS<sub>2</sub>含有量分析を並行して行い、サロベツ原野の沖積層の堆積環境を検



討した。

## ②珪藻分析

珪藻は、大きさが0.01~0.1mm程度の単細胞の微少藻類であり、その殻は、強固な珪藻重合体からなるため、化石として堆積物の中に多量に保存されやすく（小杉，1988）、比較的簡便な作業で、堆積物中の珪藻を顕微鏡で観察できる。分析用のプレパラートの作成は、鹿島（1985）にほぼ従った。以下に、その手順を記載する。

a. ボーリングコアから試料を分析層準ごとに乾燥重量で3~5gとりだし、それを層準ごとに300ml三角フラスコに入れ、30%濃度の過酸化水素水（ $H_2O_2$ ）を約15ml加え有機物を分解させる。反応が終了したら蒸留水を約100ml加え24時間放置する。

b. その後、2~3時間間隔で、スポイドを使用して上澄み液を交換する作業を数回行う。

c. その後、三角フラスコを攪拌し、約100mlの蒸留水を入れた200mlビーカーに試料をそそぎ入れ、5秒以内に沈降する砂粒分を残しシルト分のみを新しい三角フラスコに戻す。このまま24時間放置し、試料を沈殿させる。

d. 最後に、試料の表層を5mlピペットで約1mlとり、70~80℃に熱したホットプレート上のカバーガラスに滴下・乾燥し、マウントメディア（和光純薬製）を用いてスライドグラスに封入する。このプレパラートを各層準3~4枚作成した。

完成したプレパラートは、1,000倍の光学顕微鏡（Nicon BH-2）を用いて、各層準ごとに200個以上珪藻殻を観察・同定した。その際、殻が二分の一以上失われている殻はカウントしなかった。

珪藻群集の分類は、鹿島（1985）に従い、淡水域のみに生息する淡水生種群（FRESH）、淡水域から汽水域にかけて生息する汽~淡水生種群（BRACKISH-FRESH）、海水域や汽水域に生息し淡水域ではみられない海~汽水生種群（MARINE-BRACKISH）に分類し、種群別グラフを作成した。その際、同定できなかったものと生態が不明なものは、不明種（UNKNOWN）として一括した。また、比較的高い出現率を示した種および属については、珪藻ダイアグラム（出現率頻度グラフ）にまとめた。

珪藻の同定および生態については、Hustedt（1930, 1959, 1961-1966）、Hendy（1964）、Patrick and Reimer（1966, 1975）、Tanimura（1981）、Round *et al.*（1990）、小久保（1960）、小林・安藤（1978）、安藤・南雲（1983）、南雲・安藤（1984, 1985）、南雲・小林（1985）、鹿島（1986）、小杉（1988）、安藤（1990）などの既存の研究によった。



### ③FeS<sub>2</sub>含有量分析

FeS<sub>2</sub> (pyrite:黄鉄鉱)は、表層付近に含まれる硫酸イオン(SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)がバクテリアの活動で硫化水素に還元されて鉄と結合して生成される自生鉱物である。堆積物中のFeS<sub>2</sub>含有量は、硫酸イオン濃度に大きく依存する。一般に、海水中の硫酸イオン濃度は淡水のそれに比べて1000倍と高いので、海成堆積物では多量のFeS<sub>2</sub>が含まれることになる(中井ほか, 1982; 白神, 1993)。FeS<sub>2</sub>含有量分析の方法は、藤本(1993)、白神(1993)にほぼ従った。以下にその手順について記載する。

a. ボーリングコアから試料を分析層準ごとに約3g(試料が砂質の場合はやや多めに約5g)とりだし、それを200mlビーカーに入れる。0.1N(規定)の塩酸(HCl)を少し入れてガラス棒でつぶし、さらに100~150mlくらい入れてかきまわし、他の200mlビーカーにうつす。この際に、傾斜沈降法で砂粒を除去する。

b. そのビーカーをホットプレート(約100℃保温)にのせて30分~1時間おき、その後上澄みを捨てて、残りを遠心管(10ml)に入れ、遠心分離器(1500rpm・4分)で水洗する。この作業を2~3回繰り返す。

c. 遠心管からとりだした試料を蒸発皿にあけ乾燥器(80~100℃)で24時間乾燥させる。

d. 200mlのビーカーに試料を約1g程度入れる。この際、試料の重量を100分の1gの単位で正確に計量しておく。その試料に、蒸留水20ml、硝酸(HNO<sub>3</sub>)15ml、塩酸(HCl)5ml、臭素水1mlを加えて、ホットプレート(180℃)で30分加熱する。この作業で、試料中のFeS<sub>2</sub>をSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>に酸化させる。

e. 反応が終了した試料を濾過(濾紙:2号125mm)した後に、濾液をホットプレート(約100℃)で加熱しながら、5%の塩化バリウム(BaCl<sub>2</sub>)溶液をゆっくりと滴下しながら加え、BaSO<sub>4</sub>の沈殿を生じさせる。

f. この溶液を濾過(濾紙:5号70mm)し、あらかじめ洗浄し、自動天秤で重量を10000分の1gの単位で計量しておいたるつばにその濾紙を入れる。

g. その濾紙をガスバーナーを用いて完全に燃焼させる。そのるつばをデシケーターでさました後に、自動天秤で重量を10000分の1gの単位で計量し、るつばの重量との差から沈殿の重量を求める。

h. この沈殿の重量から、試料1g中のFeS<sub>2</sub>に含まれるS(硫黄)の重量を次の式で計算する(これをFeS<sub>2</sub>-Sとした)。FeS<sub>2</sub>-S含有量は重量比(%)で示す場合もあるが、本研究では含有率が低かったため、試料1gあたりのFeS<sub>2</sub>-Sの重量(mg)で示した。



$$\text{FeS}_2\text{-S (mg/sample-g)} = \text{BaSO}_4 \text{ (mg)} \times 0.137 / \text{sample weight (g)}$$

このようにして求められた値から、堆積環境を判断する一応の基準（しきい値）としては、海成層が $10\text{mg/g}$ 以上、汽水成層が $1\sim 10\text{mg/g}$ 、淡水成層が $0\sim 1\text{mg/g}$ である。

## 2. 研究対象地域に関する従来の研究

### (1) 新潟平野

従来、新潟平野の沖積層や形成史について、数多くの研究が行われているが、液状化などの応用的な分野を除くと、①基底の地形・地質に関する問題（井関，1956；阪口，1964；Minato *et al.*，1967；長谷川ほか，1967；和田，1972；湊，1976），②沖積層の層序と堆積環境に関する問題（長谷川ほか，1967；新潟第四紀研究グループ，1972；和田，1972；新潟珪藻研究グループ，1976；青木・仲川，1980；海津，1989，1991），③海岸地域の砂丘列の形成に関わる問題（阪口，1964；新潟古砂丘研究グループ，1974，1978；磯部，1980；Moriwaki，1982）が議論されてきた。

①について、井関（1956）は軟弱地盤の基底に発達する砂礫層（G<sub>1</sub>層）を最終氷期の最大海水準低下期の扇状地性堆積物とみなし、これを沖積層基底礫層と考え、その深度が120～150mと他地域に比べ著しく深いことに注目し、この異常な深さを地盤運動の影響と考えた。また、阪口（1964）は、深度約110～120mの堆積物が、*Betula*を多産すること、針葉樹花粉（*Abies*，*Picea*）を含むことから寒冷な気候下の堆積物であると考え、G<sub>1</sub>層の上限に沖積層の基底がある可能性を指摘した。しかしながら、これらの研究では<sup>14</sup>C年代などの証拠がないため、はっきりした結論を得ることはできなかった。これに対し、長谷川ほか（1967）およびMinato *et al.*（1967）は、G<sub>1</sub>層付近の層準における<sup>14</sup>C年代測定結果とG<sub>1</sub>層の発達状態の検討からG<sub>1</sub>層を埋没段丘礫層と推定した。また、G<sub>1</sub>層上面の平坦面は、-130m内外のもの、-150m内外のものとの2段に分かれることを示した。G<sub>1</sub>層の年代については、25,500 BPより古く31,000 BPよりは新しいとしたが、その後、湊（1976）はその推定は誤りであったとし、高位のものは20,000 BP前後に対比される可能性があるが、より低位の-150m内外の面は25,500 BPよりは古く、あるいはヴェルム氷期以前に形成された可能性もあるとした。これらの研究以外にも、和田（1972）、青木・仲川（1980）が埋没段丘の面区分を行ったが、いずれも礫層の分布深度に基づいたものであり、埋没段丘の形成年代に関する証拠は得られていない。

以上に述べた沖積層の基底地形に関する研究によって、新潟平野を構成する沖積層の厚さが白根市付近で約140mにも及び、沖積層の形成に沈降運動が反映していることが広く知られるようになった。



②について、長谷川ほか(1967)およびMinato et al.(1967)はG<sub>1</sub>層より上位の堆積物を沖積層とし、これを白根累層(Shirone group)と呼称した。白根累層は岩相的に三分され、白根層上部は陸成の砂・砂礫・泥炭が卓越し、白根層中部は巻貝・二枚貝・有孔虫に富む海成粘土からなり、白根層下部は淡水～汽水のシルト・細砂よりなることを示した。また、和田(1972)は、微化石分析結果をもとに白根累層をI～V層の5層に細分し、それぞれの堆積環境について検討した。このうちII層は、内陸部では三条市付近までおよぶ潟性の粘土層であり、海岸部では砂層が最も内陸部まで入ってくる点から、縄文海進に相当する堆積物とした。また、地盤沈下量などの検討から、II層堆積時に新潟市寺尾付近に出口をもつ潟湖(古白根潟)の存在を指摘した。I層は約4,000 BP以降の淡水湖沼、湿原の堆積物とした。また、新潟第四紀研究グループ(1972)は、珪藻群集の組成から沖積層を上・中・下部に三分し、中部には海～汽水生珪藻がみられるが、沖積層は貧化石層であり、海進～海退の特徴が明確に認められず、全体として淡水域が卓越していたことを推定した。そして、新潟平野の特性として、珪藻群集組成の明瞭な垂直変化が認められない点を挙げ、その理由として、堆積物が潟性堆積で縄文海進期においても沿岸海水の流入が制約され、早くから陸水による淡水化が進んでいたと考えた。さらに、海津

(1989, 1991)は信濃川下流部の低湿地と海岸部の砂丘について、沖積層の層序や堆積環境などを検討し地形発達過程を考察している。その中で、白根市付近の沖積層の最上部に発達する複数の泥炭層が海水準変動との関連で形成されたことなどを指摘している。

以上の研究の成果として、沖積層は基本的に上部の砂・礫・泥炭の互層、中部の貝殻を含む粘土層、下部の砂と粘土の互層に三分され、そこに含まれる珪藻群集の特徴などから、縄文海進の時代には海岸部に砂州が形成しており、その背後には白根市付近を中心に潟湖(古白根潟)が拡大したこと、その後、海水準変動の影響を受けつつ陸化が進行したことが明らかになってきた。

③について、新潟古砂丘グループ(1974)は、平野上に立地する遺跡(出土する遺物)から砂丘列の形成時期を推定している。それぞれの砂丘の形成時期は、新砂丘Iが縄文時代中期以前(新砂丘I-1は縄文時代前期末葉以前)、新砂丘IIが古墳時代以前、新砂丘IIIが室町時代以降(新砂丘III-1は室町時代以前)とした。Moriwaki(1982)は、新潟古砂丘グループの遺跡のデータに加えて、茂木(1980)の新潟東港で発見された埋没樹の年代から考え、新砂丘IにあたるSDIが縄文時代前期(約6,000～5,000 BP)、新砂丘IIにあたるSDIIが縄文時代後期(約5,000～4,000 BP)、新砂丘IIIにあたるSDIIIが縄文時代晩期以降現在(約2,500 BP以降現在)に形成されたとしている。そのほか、新潟古砂丘グループ(1978)は、砂丘砂の粒度分析と重鉍物分析から、砂丘砂の基底は内陸側のものほど深いこと、新砂丘IIを形成した砂は北東方向から供給されたこと、新砂丘IIの形成には



信濃川より阿賀野川による砂の供給が大きかったこと、新砂丘Ⅱの砂丘砂には沼沢バミス起源の角閃石・シソ輝石が含まれていることなどを明らかにしている。

以上の研究の結果、砂丘列の形成に関して、縄文時代前期以降、相対的海水準微変動に伴って浜堤列が間欠的に海側に成長し、その上に砂丘が形成されたことが理解されるようになった。

以上のように新潟平野の沖積層については最近まで数多くの研究が行われているものの、その問題点として、海津（1989, 1991）の信濃川下流域における研究があるものの、砂丘列の発達とその背後の沖積層の堆積過程とを関連させた議論が少ないこと、砂丘列の発達と土砂供給との関連についての研究が少ないこと、平野北東部において完新世の年代を示す<sup>14</sup>C年代資料が絶対的に不足していることが挙げられる。また、新潟平野は中央部に半島状に突出する新津丘陵によって、信濃川流域と阿賀野川およびその他の河川の流域とに二分されるが、従来の研究では信濃川流域が中心に検討され、顕著な列状の砂丘が発達する阿賀野川以北地域の沖積層に関する報告は、砂丘に関するものを除いてほとんど行われていない。

## (2) サロベツ原野

沖積低地における泥炭地の形成は、完新世の気候変化、海水準変動、および海岸砂州の発達といった様々な低地周辺の地形変化を反映している（海津, 1990）。とくに、泥炭地の形成は、地下水位の変化と密接に関連することから、海水準変動研究に利用されてきた。海水準上昇に伴う排水不良化で形成された泥炭（basal peat：基底泥炭、更新統の砂礫層を覆い海成完新統に覆われた泥炭で完新統基底をなす堆積物）の<sup>14</sup>C年代と標高をもとに、完新世の海水準上昇曲線を推定する研究（Jelgersma, 1961；van de Plassche, 1982；van de Plassche and Roep, 1989）や、上部完新統に発達する泥炭層と海成層の指交関係から、完新世後半の海水準微変動を復元する試み（Shennan, 1987）が北海沿岸地域などで行われてきた。

日本においても、泥炭地は第四紀の環境変化の復元に重要な資料となることから、泥炭に関する総合的な研究が行われ、泥炭地の形成過程、泥炭層の形成期、北海道と本州の泥炭地の違いなどが示された（Sakaguchi, 1961, 1979；阪口, 1974）。また、海岸沖積低地の地形形成過程や完新世海水準変動の復元を目的とした研究においても、泥炭層の<sup>14</sup>C年代やその産出高度に関する資料が蓄積されてきた。さらに、沖積低地に発達する泥炭地の総合的な研究として海津（1990）がある。海津（1990）は、沖積低地における泥炭地の形成が広域的な第四紀末期の環境変化を反映すると同時に、地域的な特性をも反映するという視点から、沖積低地の地形発達過程と泥炭地の形成の関わりについて検討している。その



結果、溺れ谷低地、海岸部に砂堆をもつ低地、三角州低地では、比較的良好に泥炭層が発達すること、泥炭層の形成期は海水準変動との関わりが深く、海水準上昇速度が鈍化、あるいは海水準が安定または低下した完新世初期と完新世後半期に、顕著な泥炭層の形成が認められることが明らかになった。

日本における大規模な泥炭地をもつ沖積低地は、東北日本の臨海部に多く分布しており、その代表的なものは、石狩平野、釧路平野、サロベツ原野など北海道に集中している。サロベツ原野の地形・地質に関しては、石狩平野に関する研究と同様に、多数の研究が行われている。そのうちの多くは、以下に示すように1950年代後半から1970年代に行われたものであり、1980年代以降の研究は少ない。

北海道北部に位置するサロベツ原野の沖積層（完新統）の堆積構造・年代、泥炭の堆積状態、および海岸砂丘に関して、阪口（1955, 1957, 1958, 1974）、泉谷ほか（1975）、Sakaguchi（1961, 1979）、赤松ほか（1981）、成瀬ほか（1984）、Sakaguchi *et al.*

（1985）、北海道開発庁（1963）による研究がある。これらの研究で、すでに基本的な沖積層の層序、泥炭の堆積状態、海岸砂丘の構造などが明らかにされている。以下に研究成果の概要をまとめる。

阪口（1955）は、サロベツ原野の泥炭地の分布・堆積構造、泥炭の構成植物、泥炭層基底地形、海岸砂丘列の区分について検討した。その結果、原野中央部に位置する円山台地を中心として、高位泥炭地、中位泥炭地、低位泥炭地が同心円状に配列すること、高位泥炭地の泥炭層は、下位から上位へヨシ泥炭（低位泥炭）、スゲ・ヌマガヤ泥炭（中位泥炭）、ミズゴケ・スゲ泥炭（高位泥炭）となっていること、泥炭層基底地形は比高1m前後の4段の平坦面に区分できること、海岸砂丘列は海側の直線状の砂丘列群と陸側の馬蹄型の砂丘列群に区分できることを示した。阪口（1957）は、上サロベツ原野の泥炭の分解度、理化学的性質について報告した。また、上サロベツ原野の植生は氾濫の影響により富栄養状態でハンノキ林が卓越していることを指摘した。

阪口（1958）は、サロベツ原野における沖積世の古地理変遷と古海水準について、ボーリング資料と稚咲内付近の砂丘帯の地下構造をもとに検討したものである。その結果、サロベツ原野の沖積層は、*Corbicula*を含むシルト質粘土層とそれを覆う泥炭層、砂層という基本的な層序であること、砂丘帯地下の海成砂の上限高度から海水準が+6.5mの時期が存在したこと、サロベツ原野の古地理（当時の海水準）は、古天塩谷時代（現海面下-30m以下）、サロベツ湾時代（現海面下-6m）、サロベツ潟時代（現海面下-3~0.5m）、泥炭地時代（現海面上+6.5~3.4m）と変遷してきたことを明らかとした。さらに特筆すべきこととして、主に上サロベツ原野における泥炭層と河成堆積物（自然堤防堆積物）の堆積状態に注目し、サロベツ川の旧流路を示す堆積物が、流心から約2kmの範囲に限定されているこ



とをみいだした。そして、このことから、泥炭地を流れる河川の流路は、蛇行にともなう河床の変動が蛇行帯の中に限られ、蛇行帯そのものが大きく変動することはないこと（泥炭地河川の流路の安定性）を明らかにした。また、阪口（1958）は、海岸砂丘列を4群（第Ⅰ砂丘帯、第ⅡA砂丘帯、第ⅡB砂丘帯、第Ⅲ砂丘帯）の砂丘帯に区分し、それぞれの砂丘群の地形的特徴、砂丘上の植生の違いなどについても示した。泉谷ほか（1975）は、上サロベツ原野の泥炭層の構造を多数のハンドボーリング資料から検討した。その結果、河川沿いの低地において、河川に近く氾濫の影響をうけるところは低位泥炭（ヨシ泥炭）が堆積しているのに対して、氾濫の影響のない高いところは中位・高位泥炭（スゲ泥炭・ミズゴケ泥炭）が堆積しており、河川からの養分の供給条件が泥炭の種類を規定していることを明らかにした。

阪口（1974）は、泥炭・泥炭地に関する総合的な研究であり、日本各地の泥炭地の堆積構造を検討した。その中で、泥炭地河川の流路の安定性（阪口、1958）は、石狩平野、釧路平野、尾瀬ヶ原などの泥炭地に共通してみられるとした。Sakaguchi（1979）は、サロベツ原野の泥炭地の南北断面を示し、泥炭層基底の高さが全体的に北高南低となっているのは北側隆起の地殻変動を反映しているとした。

成瀬ほか（1984）は、海岸砂丘列を3群・9列に分類した。そして、約5,700 BP以降に砂丘（風成砂）の形成が開始したこと、砂丘砂の表層中に炭化木片が多数存在することが過去に山火事が起こったことを指摘した。

Sakaguchi *et al.*（1985）は、下サロベツ原野のバンケ沼東側においてボーリングを行い、ボーリングコアの<sup>14</sup>C年代測定、珪藻分析、有孔虫分析の結果から古環境変化を検討した。その結果、約10,000 BPにすでに海岸砂州が発達しその背後は閉塞性が高い潟湖が存在していたこと、連続した泥炭の堆積は4,650±70 yrsBP以降に海水準低下を引き金に急速に進行した可能性があることを指摘した。

以上のように、サロベツ原野の沖積層に関しては、多数の研究が行われているものの、<sup>14</sup>C年代資料は限られた地域で得られているにすぎず、また微化石分析などに基づいて完新統の堆積環境の変化が推定されている地点も限られているため、詳細な地形発達過程は復元されるに至っていない。さらに、完新世後半における泥炭地の形成過程、上流からの土砂供給による泥炭地の形成（泥炭の堆積）への影響（その時期的変化）に関しても明らかになっていない。

### (3) 風蓮湖周辺低地

風蓮湖周辺の沖積低地・沖積層（泥炭層）に関する研究は、北海道開発庁（1963）、吉元（1991）、大平ほか（1994）がある。北海道開発庁（1963）は、風蓮川の沖積低地にお



いてハンドボーリングを行い、泥炭層の層厚が2m程度であること、泥炭層には火山灰層を挟在することを報告した。また、吉元(1991)は風蓮湖の自然環境を概説する中で、風蓮湖周辺の地形、海岸砂州(春国岱)の地質に関して報告しており、砂州が3列に区分できること、内陸の砂州と海側の砂州では植生が異なることなどを示した。

大平ほか(1994)は、風蓮湖に注ぐ河川の沖積低地と砂州列の堤間湿地においてハンドボーリングを行い、上部完新統の堆積構造を明らかにするとともに、ボーリングコアについて加速器質量分析法による $^{14}\text{C}$ 年代測定と珪藻分析を行い、完新世後半における泥炭地の形成過程について検討を行った。その結果、完新世後半において2回の急速な泥炭地の拡大した時期を確認し、その泥炭地の拡大は相対的海水準低下期と関連する可能性を指摘している。本研究では、この大平ほか(1994)による研究成果に若干の補足を加えて、完新世後半の地形発達とそれに関わる環境変化について検討する。

### 3. 研究対象地域の地形・地質概観

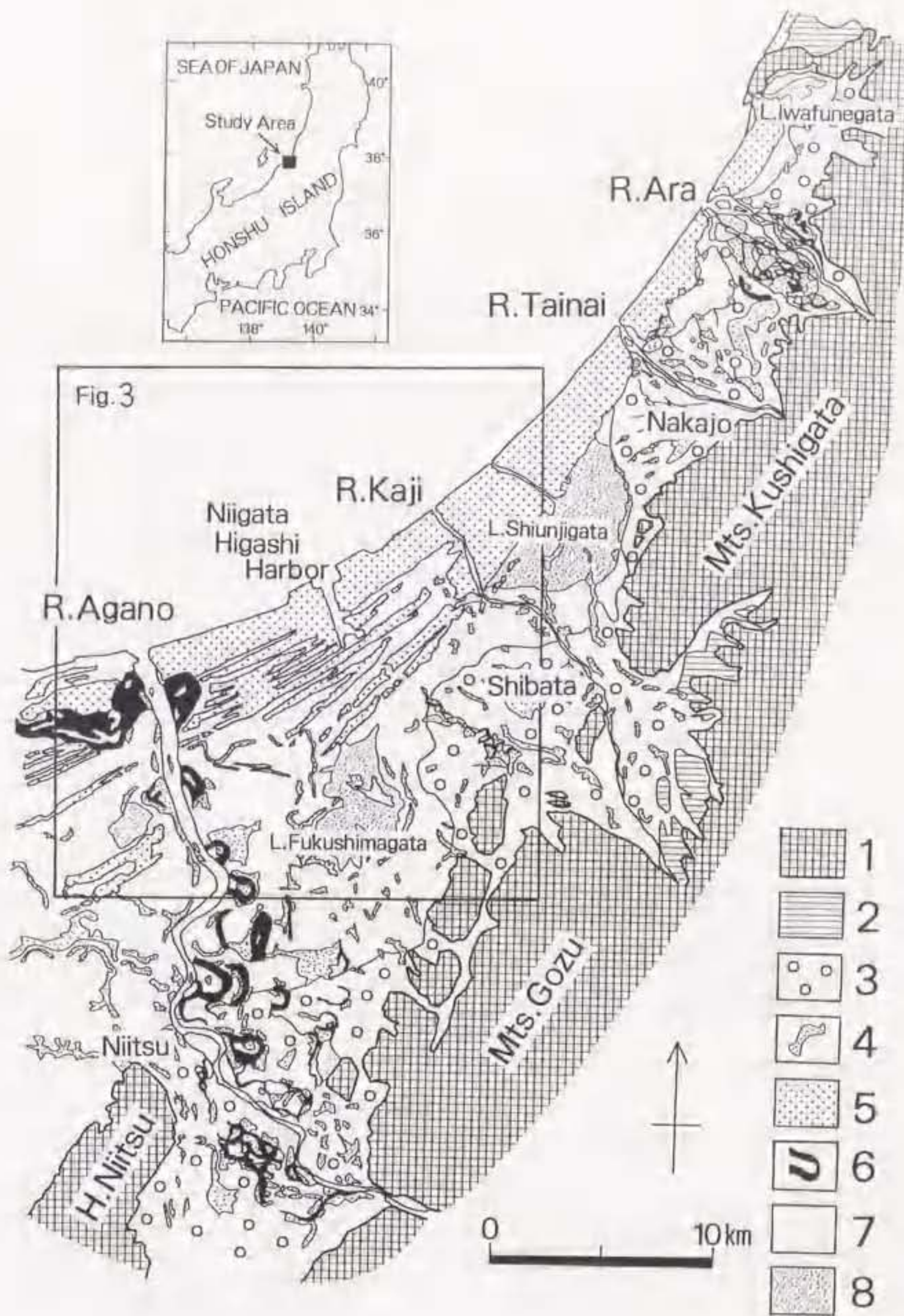
#### (1) 新潟平野

新潟平野は、その面積が約2,000km<sup>2</sup>に達する大平野であり、沈降運動に伴う厚い沖積層が発達することが広く知られている(吉川ほか, 1973; 貝塚, 1977)。平野周辺の山地・丘陵は、花崗岩類、新第三系、更新統などから構成されているが、地質構造を反映して北北東-南南西方向に雁行配列している(新潟県, 1989)。

新潟平野の地形の大きな特徴は、海岸部に顕著な砂丘列が発達すること、沖積面の占める比率が高く更新世の段丘の発達が悪いことである(第2図)。段丘の発達が悪い理由としては、平野中心部で2~4mm/年(中野・武久, 1960)におよぶ著しい沈降運動を反映したものと考えられている(吉川ほか, 1973)。

砂丘列は、日本海に沿って全長約70km、標高最大約30mにおよぶ大規模なものである。加治川から信濃川にかけての地域で8~10列の砂丘列となるが、北東端と南西端では、より新しい砂丘が古い砂丘を覆い、一列の砂丘列となっている(新潟古砂丘グループ, 1974)。一般に内陸部の砂丘ほど連続性が悪いが、これについても沈降運動によって沖積面下に沈んでいるためと推定されている(阪口, 1964)。この砂丘列について、新潟古砂丘グループ(1974)は、砂丘表面の腐植層、砂丘砂の風化度、および地形的特徴から、新砂丘I(I-1, I-2, I-3, I-4)、新砂丘II(II-1, II-2, II-3, II-4)、新砂丘III(III-1, III-2)の3つの砂丘列群に区分した(第3図)。また、それらの形成時期を主に遺跡の立地状況から、それぞれ縄文時代中期以前(新砂丘I-1は、縄文時代前期末葉以前)、古墳時代以前、室町時代以降とした。それに対してMoriwaki





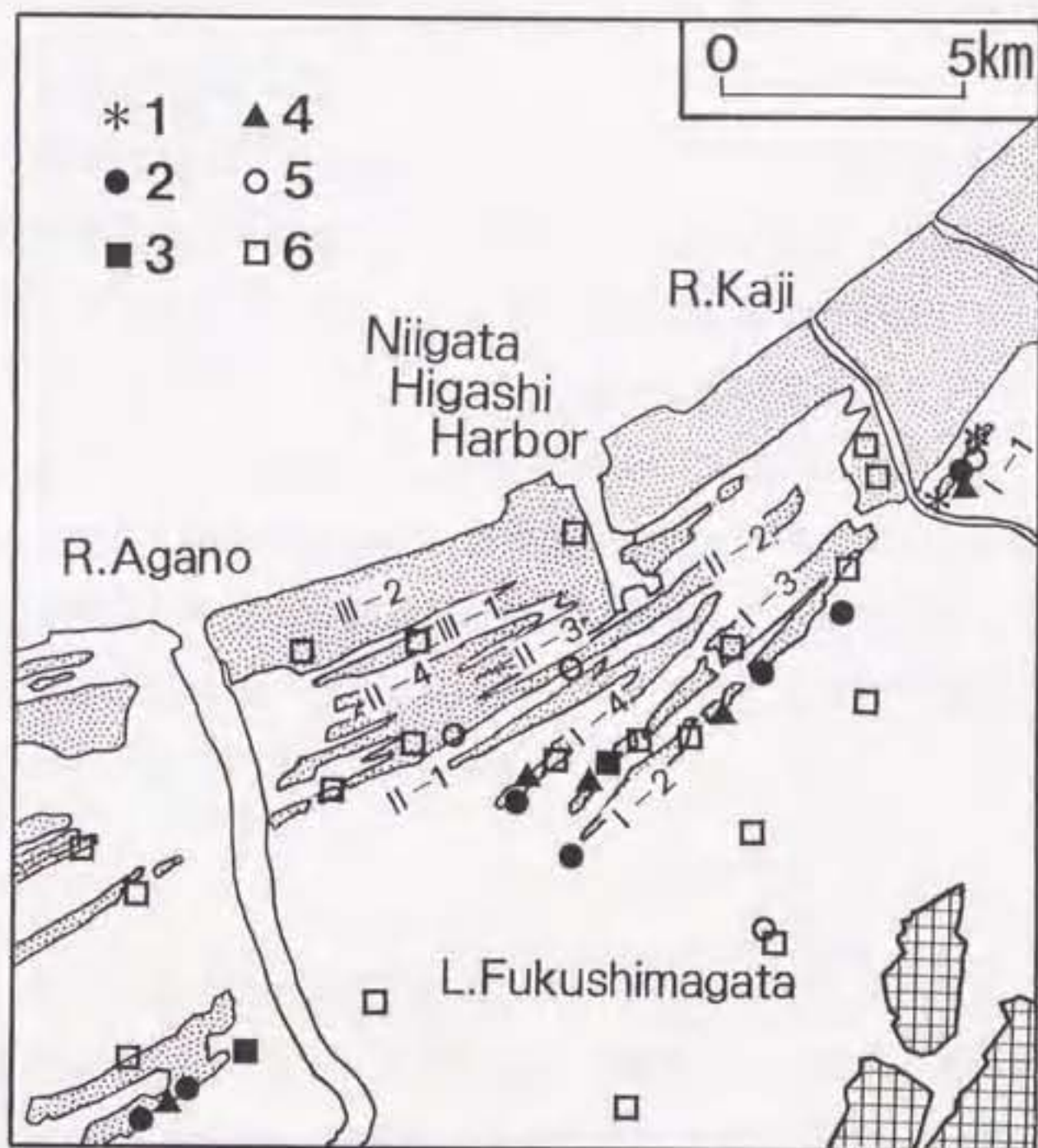
第2図 新潟平野北東部の地形分類図

1.山地・丘陵 2.更新世段丘 3.扇状地 4.自然堤防 5.砂丘 6.旧河道 7.後背湿地 8.旧湖沼(干拓地)

Figure 2 Geomorphological map of the northeastern part of the Niigata Plain

1. mountain and hill 2. Pleistocene terrace 3. alluvial fan 4. natural levee 5. sand dune ridge 6. former river channel 7. backmarsh 8. former lagoon (reclaimed land)





第3図 新潟平野の砂丘列の区分と遺跡の分布

1. 縄文時代前期 2. 縄文時代中期 3. 縄文時代後期 4. 縄文時代晩期 5. 弥生時代 6. 古墳時代以降

Figure 3 Classification of the sand dune ridges and the distribution of archaeological remains in the northeastern part of the Niigata Plain

1.the early Jomon Period 2.the middle Jomon Period 3.the late Jomon Period 4.the latest Jomon Period 5.the Yayoi Period 6.after the Kofun Period



(1982)は、新砂丘Ⅰを縄文時代前期(約6,000~5,000 BP)、新砂丘Ⅱを縄文時代後期(約4,000~3,000 BP)、新砂丘Ⅲを縄文時代晩期以降(約2,500 BP以降)に形成されたとしている。

また、砂丘列の形態から、阪口(1964)は各砂丘列形成期の信濃川と阿賀野川の河口の位置を推定している。それによると新砂丘Ⅱと新砂丘Ⅲの形態が、現在の阿賀野川の河道の位置でカスプ状デルタの形となっており、新砂丘Ⅱの形成時以降、阿賀野川は現河道の位置に存在し続けたと考えられている。

砂丘列の背後は、標高約5m以下の氾濫原が広い面積を占めている。加治川と胎内川の間には紫雲寺潟、平野最北端には岩船潟という潟湖が存在していたが、干拓されて、現在では福島潟のごく一部が残存するのみである。福島潟と紫雲寺潟の沿岸部には、浜堤と考えられるような微高地が存在しており、過去の潟湖の規模を推定することができる。

新潟平野北東部を流下する主な河川は、南から阿賀野川、加治川、胎内川、荒川であるが、胎内川と荒川は山麓から臨海部にかけて顕著な扇状地を形成している。胎内川扇状地は旧河道が放射状に発達する扇状地の典型的な地表形態をしているのに対して、荒川扇状地は旧河道が網状流をなしており、その形態の違いは、荒川が上流部に遷急点と堆積盆地をもつことで説明されている(寄藤・大矢, 1988)。

## (2) サロベツ原野

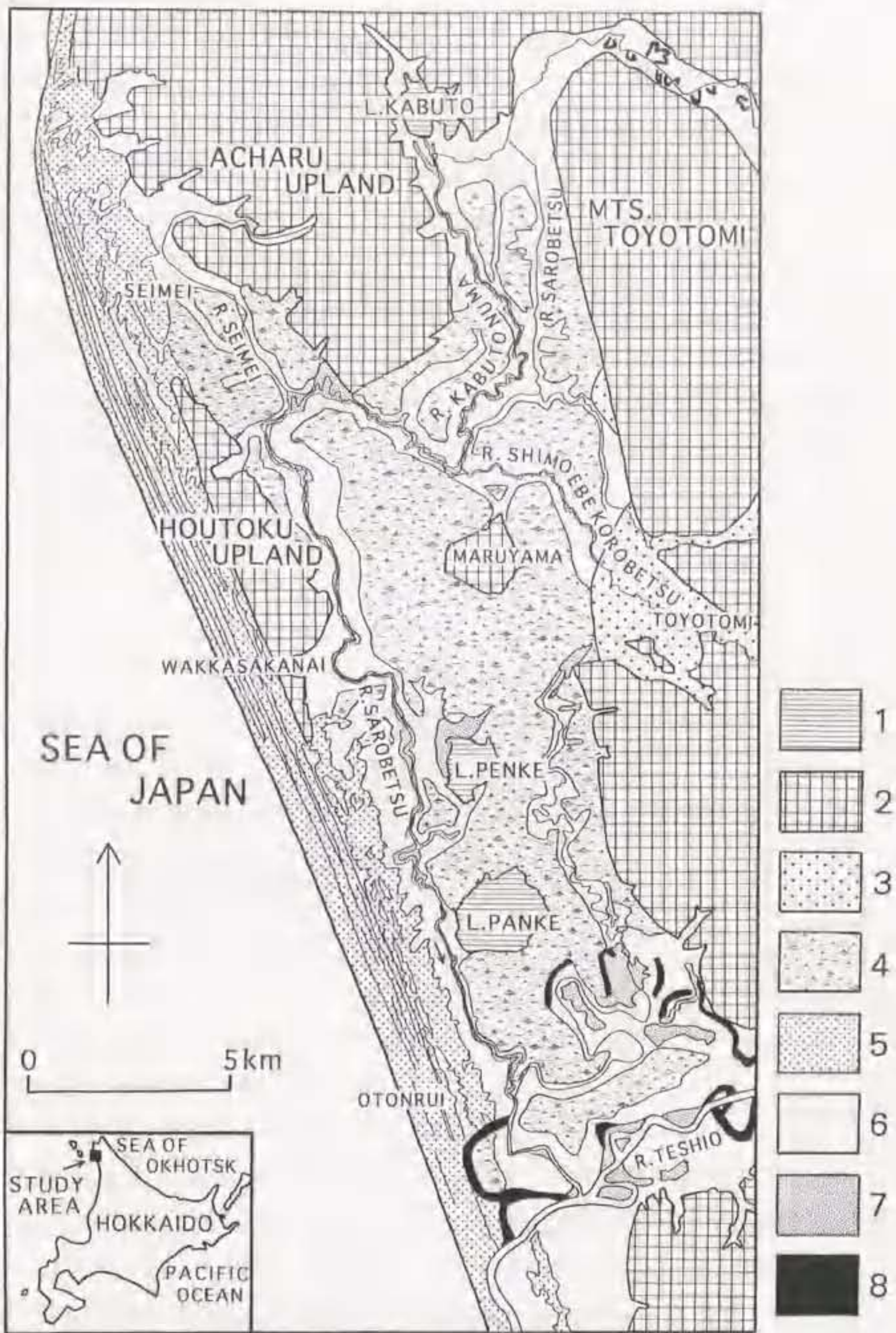
サロベツ原野は、その大部分が天塩川の支流サロベツ川をつくる沖積低地であり、主に広い泥炭地と海岸部の砂丘列からなる。沖積低地は、新第三紀中新統・鮮新統と第四紀更新統からなる標高150m以下の丘陵・台地にとりかこまれており、低地の中央部と海岸部にも、利尻火山起源と考えられる火山灰層をのせる更新統からなる台地(円山台地、豊徳台地)が存在している(更別グループほか, 1966)。

サロベツ原野の泥炭地は、その面積が全体で約14,600ha(低位泥炭地:約9,000ha、中位泥炭地:約3,900ha、高位泥炭地:約1,700ha)に達する大規模なものである(北海道開発庁, 1963)。円山台地を中心として、ほぼ同心円的に高位泥炭地、中位泥炭地、低位泥炭地が分布する特徴をもつ(辻井, 1987)。

縮尺約4万分の1の空中写真(1947年米軍撮影)を起伏や色調の違いなどに基づいて判読し、地形分類図を作成した(第4図)。サロベツ原野の沖積低地の微地形は、地域による違いが認められる。

北部のアチャル台地と豊富山地に挟まれた地域は、氾濫原(蛇行帯)と泥炭地が入り組んでおり、氾濫の影響が大きな地域と考えられる。阪口(1958)は、この地域を兜沼地区と呼び、表層堆積物と植生の様相は氾濫の激しい土地条件を反映したものであるとした。





第4図 サロベツ原野の地形分類図

1. 湖沼 2. 山地・丘陵・段丘 3. 扇状地性低地 4. 泥炭地(後背湿地) 5. 砂丘 6. 氾濫原(一部低位泥炭地) 7. 自然堤防 8. 旧流路

Figure 4 Geomorphological map of the Sarobetsu Lowland

1. lagoon 2. mountain, hill and terrace 3. alluvial fan 4. peatland (backmarsh) 5. sand dune ridge 6. floodplain (partly lower peatland) 7. natural levee 8. former river channel



この地区は、土地の起伏をみると兜沼川（旧サロベツ川）の流路付近の氾濫原の標高が泥炭地よりわずかに高くなっていること、自然堤防の発達がサロベツ原野南部と比較してよいことから判断して、サロベツ原野の中では相対的に土砂供給の活発な地区と考えられる。なお、この地区のサロベツ川の流路は、かつてのモサロベツ川（サロベツ川の派川のひとつ）の流路を人工的に排水路としてほりこんだものである。

一方、低地中央部から天塩川に至る地域では、サロベツ川の流路からの距離によって微地形に明瞭な違いがある。すなわち流路に比較的近いところは氾濫原（蛇行帯）となり、流路から離れたところは泥炭地となっており、両者は起伏や空中写真上の色調の違いなどから比較的明瞭に区別できる。この地域の低地の微地形の違いには、泥炭地河川の流路の安定性（阪口、1958）がよく現れている。また、この地域では一般に泥炭地の標高が蛇行帯の標高よりも高く、泥炭地の縁辺部は小河川による開析を受けているところもある。

天塩川の流路沿いでは、明瞭な旧流路や規模の大きな自然堤防が存在しており、天塩川が大きく蛇行しながら氾濫を繰り返していたことがうかがえる。

沖積低地の中には、完新世の相対的海水準上昇によって拡大した潟湖の名残と考えられる兜沼、ヘンケ沼、ハンケ沼といった湖沼が存在している。

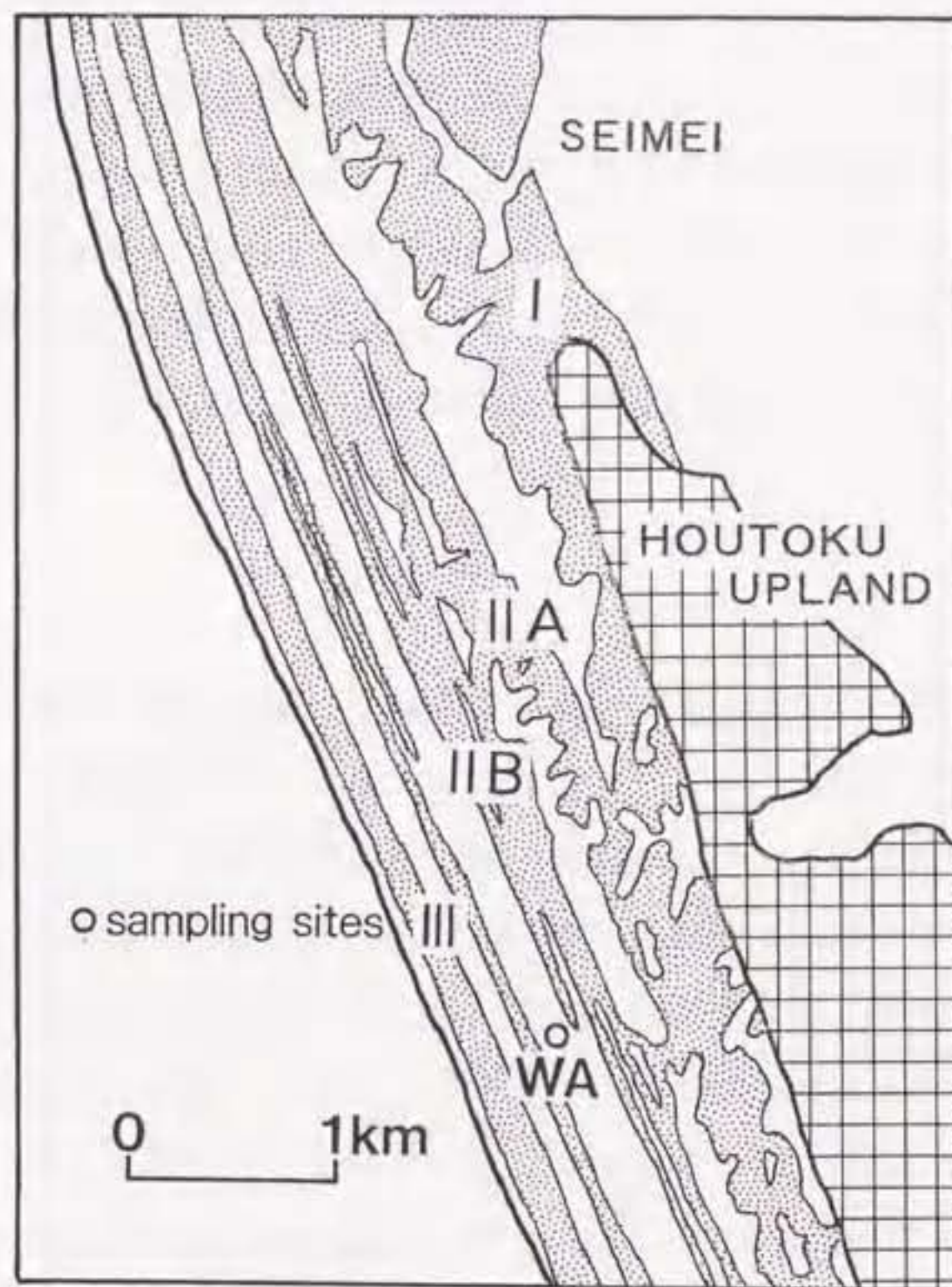
サロベツ原野は、ヘンケ沼のほぼ中央（豊富町と幌延町の境界線）を境にして、北部は上サロベツ原野、南部は下サロベツ原野と呼ばれる。現在、泥炭地は上サロベツ原野を中心に圃場への改変が進行し、上サロベツ原野を縦断・横断する道路も建設され、自然の状態のままの湿原は減少してきている（小嶋ほか、1994）。

海岸部に発達する砂丘列については、阪口（1958, 1974）、Sakaguchi（1961）、成瀬ほか（1984）により詳細な報告が行われている。

砂丘の標高は、内陸側のものほど高く、最大で20m以上に達する。全体に北ほど標高が増す傾向があるが、海岸よりの砂丘列だけは豊徳台地の西側の部分でもっとも標高が低く、それより南でも標高が増す傾向がある。

砂丘列は、形態と配列状態から、内陸から順に第Ⅰ砂丘帯、第ⅡA砂丘帯、第ⅡB砂丘帯、第Ⅲ砂丘帯に区分されており（阪口、1974）、豊徳台地の北部付近において典型的な違いをみることができる（第5図）。第Ⅰ砂丘帯と第ⅡA砂丘帯は変形がすすみ馬蹄形を呈したり分断された砂丘（二次砂丘）であるのに対し、第ⅡB砂丘帯、第Ⅲ砂丘帯は海岸線に平行して直線的に発達する砂丘（一次砂丘）である（成瀬ほか、1984）。豊徳台地上において、5,760±60 yrs BPの<sup>14</sup>C年代を示す古土壌を層厚50cmの風成砂層が覆うことから、5760 BP以降に海岸砂丘（風成砂層）の形成が開始したと考えられている（成瀬ほか、1984）。阪口（1974）は、第Ⅰ砂丘帯は豊徳台地の北側での形態から隆起分岐砂嘴上に形成されたものであるとし、第Ⅰ砂丘帯の表層部には、砂丘砂を覆って層厚約40cm程度の褐





第5図 サロベツ原野の海岸砂丘列の区分  
 砂丘列の区分は阪口(1974)による

Figure 5 Classification of the coastal sand dune ridges in the Sarobetsu Lowland  
 The classification of the sand dune ridges by Sakaguchi(1974)

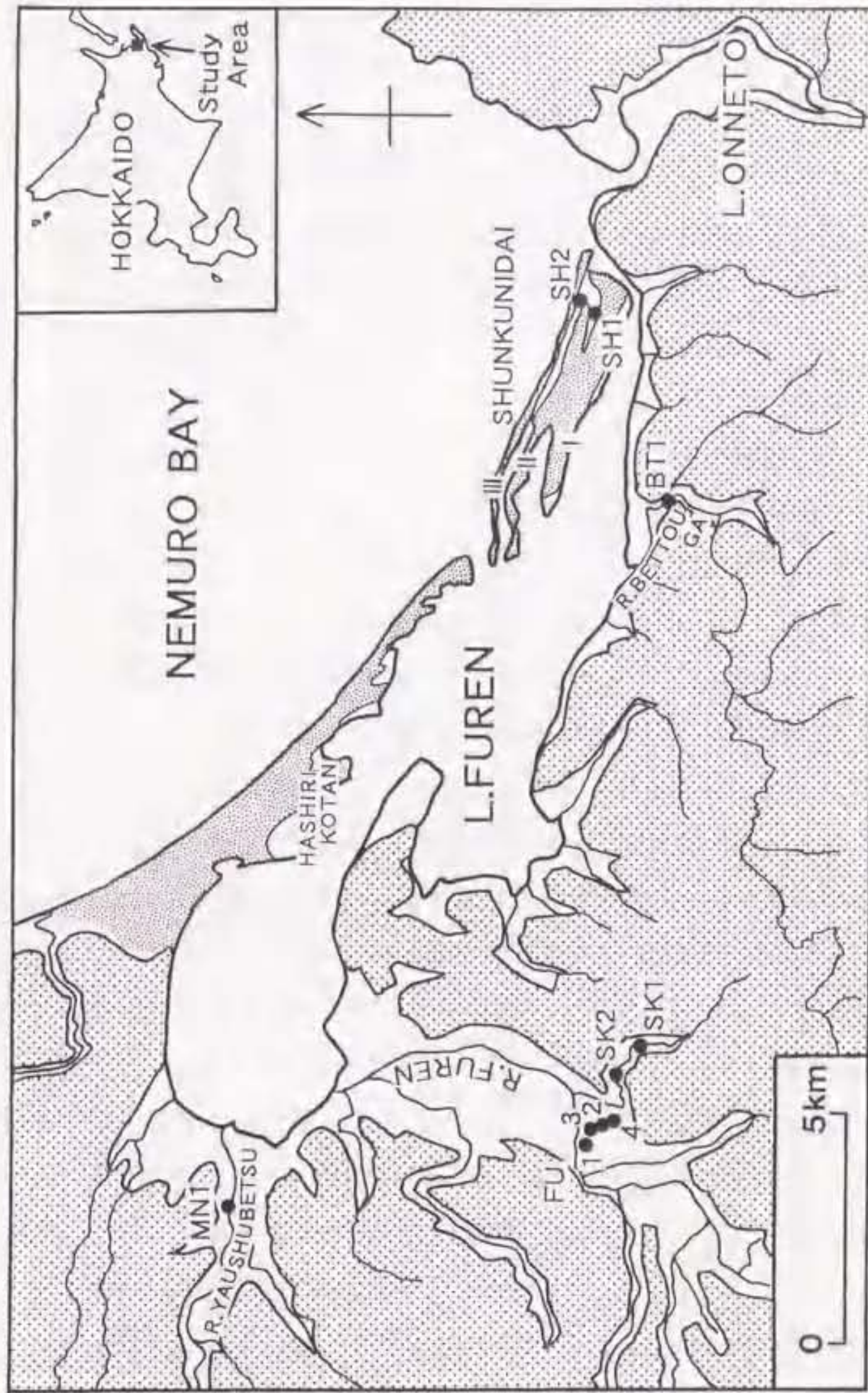


色ローム層がみられるとした。本研究の現地調査においても、下サロベツ原野の音類付近の第Ⅰ砂丘帯の表面に層厚30~40cm程度の褐色砂質土壌層が確認された。第ⅡA砂丘帯と第ⅡB砂丘帯は、形態から判断して、形成時期には時間的な間隙があると予測される。現地調査によって、第ⅡA砂丘帯と第ⅡB砂丘帯の表層にも層厚20~30cm程度の褐色砂質土壌層が確認された。第Ⅲ砂丘帯は豊徳台地西側の稚咲内付近において、海岸線から約1km以内で、標高数mの砂丘列（浜堤列）が8~10列ほどに達する。稚咲内より南の地域では、さらに細かく分かれるが、それぞれの砂丘列の連続性が悪くなり、さらに砂丘の尾根と砂丘列間の凹地との比高も小さくなっていく。第Ⅲ砂丘帯には、第Ⅰ~ⅡB砂丘帯で見られるような特徴の褐色砂質土壌層は認められないが、表層の約20cmには数枚にわかれる黒色土壌層が発達している。また、砂丘の表層付近には頻繁に木炭が挟まれており、豊徳台地北部において、風成砂層中の炭化木片から $380 \pm 60$  yrs BPの $^{14}\text{C}$ 年代が得られている（成瀬ほか、1984）。

### (3) 風蓮湖周辺低地

風蓮湖は、根室半島と野付崎の中間に位置する面積約60.5km<sup>2</sup>の潟湖である。海岸部に発達する砂州は、南東側の春国岱では、大きく3列に分かれるが、北西側では、分岐砂嘴の形態を呈している（第6図）。風蓮湖周辺部には、標高10~40mの更新世前期の海成段丘が発達しており、段丘構成層の上部は、摩周火山起源などの火山灰層が厚く堆積している（宮田ほか、1988）。これらの段丘面を刻んで、風蓮川、別当賀川、ヤウシュベツ川などの河川が形成した沖積低地（湿原）が発達している。これらの沖積低地の表層および砂州列の堤間湿地の表層には、厚さ0.5~3m程度の泥炭層が形成されている。特に、風蓮川流域の泥炭地は総面積2,650haを有し（北海道開発庁、1963）、道東地域の大規模な泥炭地のひとつとなっている。また、風蓮湖では、干潟が約3.5km<sup>2</sup>と良好に発達しており、湖内の底質は、砂州付近では砂質、湾入部や風蓮川河口部では砂泥質となっている。





第6図 風蓮湖周辺の地形と試料採取地点

粗い網かけ：台地 細かい網かけ：砂州列

I：第I砂州列 II：第II砂州列 III：第III砂州列

Figure 6 Map showing the sampling sites in the alluvial lowlands around Lake Furen

coarse mesh:upland fine mesh:coastal barrier

I: first barrier II: second barrier III: third barrier



### Ⅲ. 沖積層の構造・年代と堆積環境

#### 1. 新潟平野北東部の沖積層

##### (1) 沖積層の堆積構造と年代

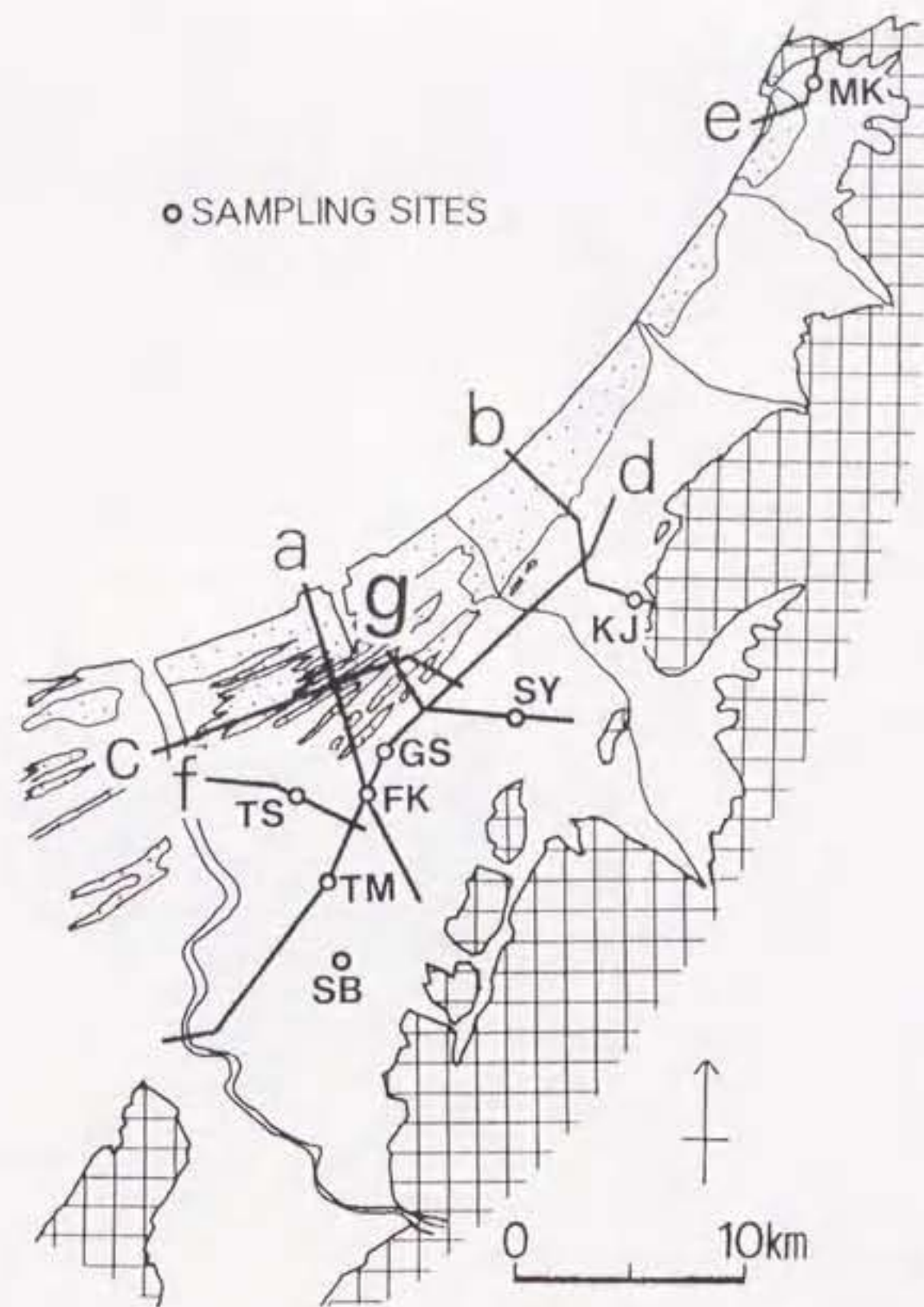
ボーリング資料は、建設省計画局・新潟県編（1967）、建設省北陸地方建設局新潟技術事務所（1981）および筆者が関係機関から収集したもの合計約1,000本を使用した。地質断面図の位置と $^{14}\text{C}$ 年代測定を行った地点を第7図に、地質断面図を第8図-a-f、第9図-gに示す。AMS $^{14}\text{C}$ 年代測定の結果は、第1表に示した。

沖積層の基盤については、深度の大きいボーリング資料が少ないため、まだ不明な点が多く、沖積層の基底地形を完全に復元することは今のところ不可能である。また、本地域では最終氷期の最大海水準低下期の河床堆積物である沖積層基底礫層（井関，1975）にあたる堆積物も確認されていない。加治川右岸では、丘陵近辺で標高-25m付近に層厚7m以上の砂礫層が発達している。加治川村住田（KJ地点）において、この砂礫層を覆って-18m付近に発達する腐植土層の $^{14}\text{C}$ 年代が、 $21,220 \pm 310$  yrs BPと得られ、村上市岩船（MK地点）においても-25~-30m付近に発達する同様な腐植土層の $^{14}\text{C}$ 年代が、 $21,660 \pm 320$  yrs BP、 $22,340 \pm 360$  yrs BPと得られ、平野縁辺部では最終氷期に拡大した扇状地性堆積物が埋没段丘の形で基盤となっていることが確認できる（第8図-b, e）。福島潟付近では、-50mより下位でN値50以上の砂層が連続すること、-60m付近に発達する泥炭層の $^{14}\text{C}$ 年代が約3万年前であることから、沖積層の厚さは約50m程度と推定されており（鴨井ほか，1990）、信濃川下流地域に比べてかなり薄い（第8図-a）。また、旧紫雲寺潟付近では、-40m付近に発達する泥炭層の年代が約18,000年前である（鴨井ほか，1990）ことから、沖積層の厚さは40mより薄いと考えられる（第8図-d）。ただし、N値50以上の砂礫層が出現する深度などから旧紫雲寺潟の中心部に埋没谷が発達している可能性が高い。阿賀野川沿いでは、資料の不足から沖積層の厚さは不明であるが、大阿賀橋付近で45m以上、河口部で100m以上に達すると推定される。

下部砂シルト互層（LS）は、N値20~50の砂、15~25のシルト質砂、10~20の砂質シルトがそれぞれ数mの層厚をもった複雑な互層よりなり、泥炭層をはさむ場合もある。全体的に腐植物を少量含んでおり、貝化石も稀に含む。福島潟付近で層厚最大20m、旧紫雲寺潟付近で層厚最大10m程度である。阿賀野川付近では今のところ不明である。

中部シルト粘土層（MC）は、貝化石、腐植物を含むN値0~4のかなり均質なシルト質粘土が主体をなし、層厚数mの砂層をはさむところもある。福島潟潟口橋（FK地点）にお

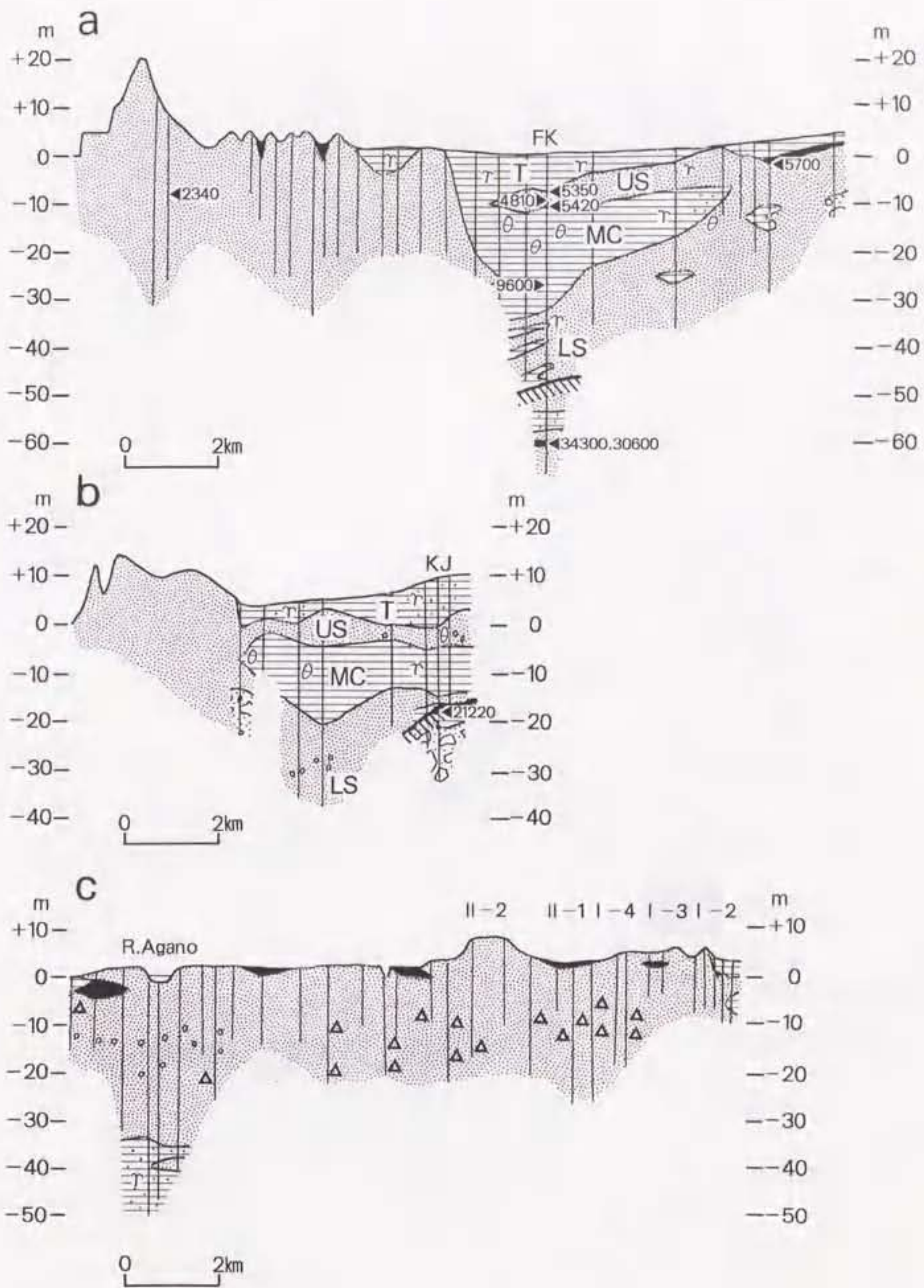




第7図 地質断面図の位置と $^{14}\text{C}$ 年代測定・珪藻分析用試料採取地点  
a~g: 地質断面の位置

Figure 7 Map showing the locations of geological sections and the sampling sites for radiocarbon dating and diatom analysis  
a~g: location of geological sections

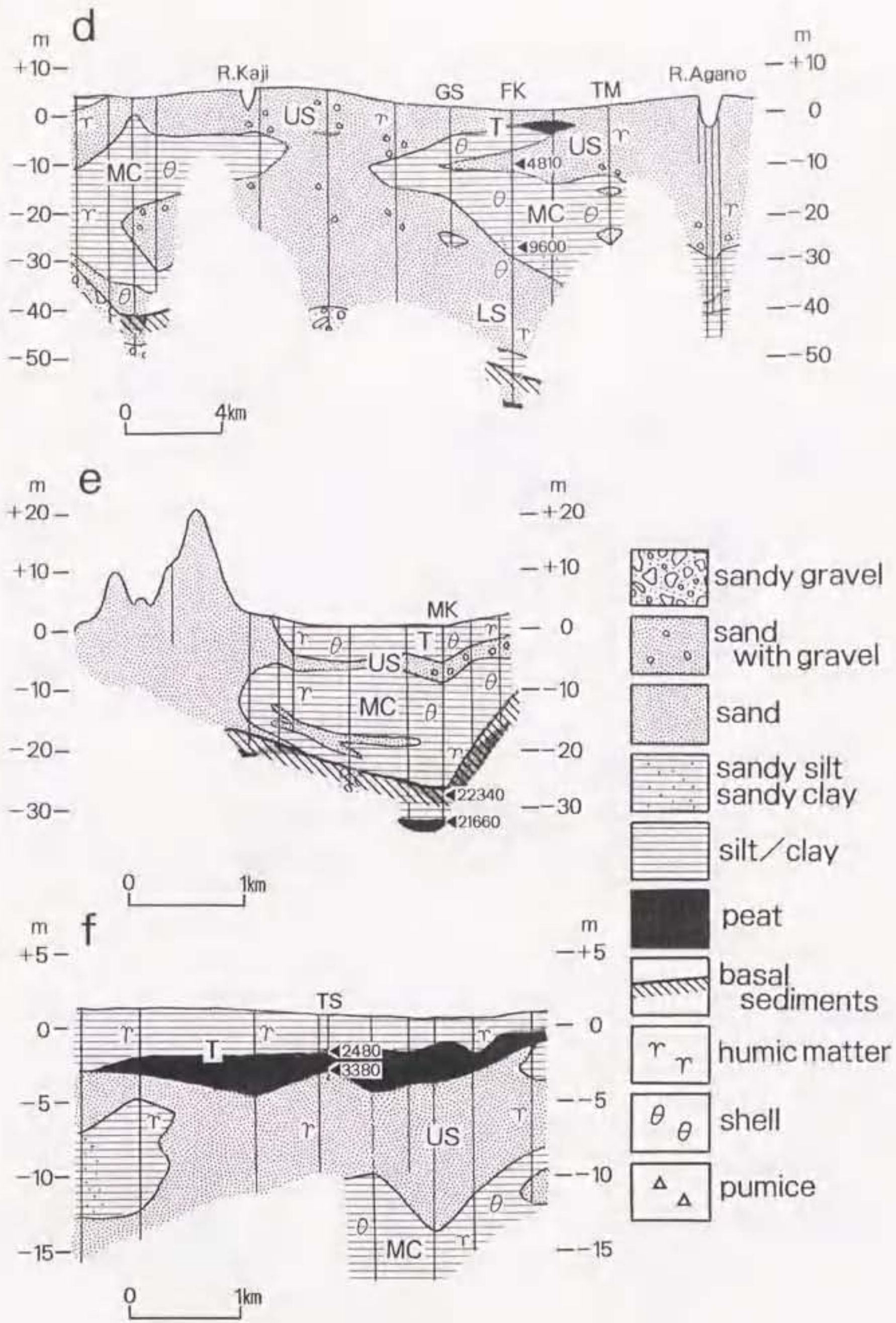




第8図 地質断面図 (その1)

Figure 8-1 Geological sections of the northeastern part of the Niigata Plain

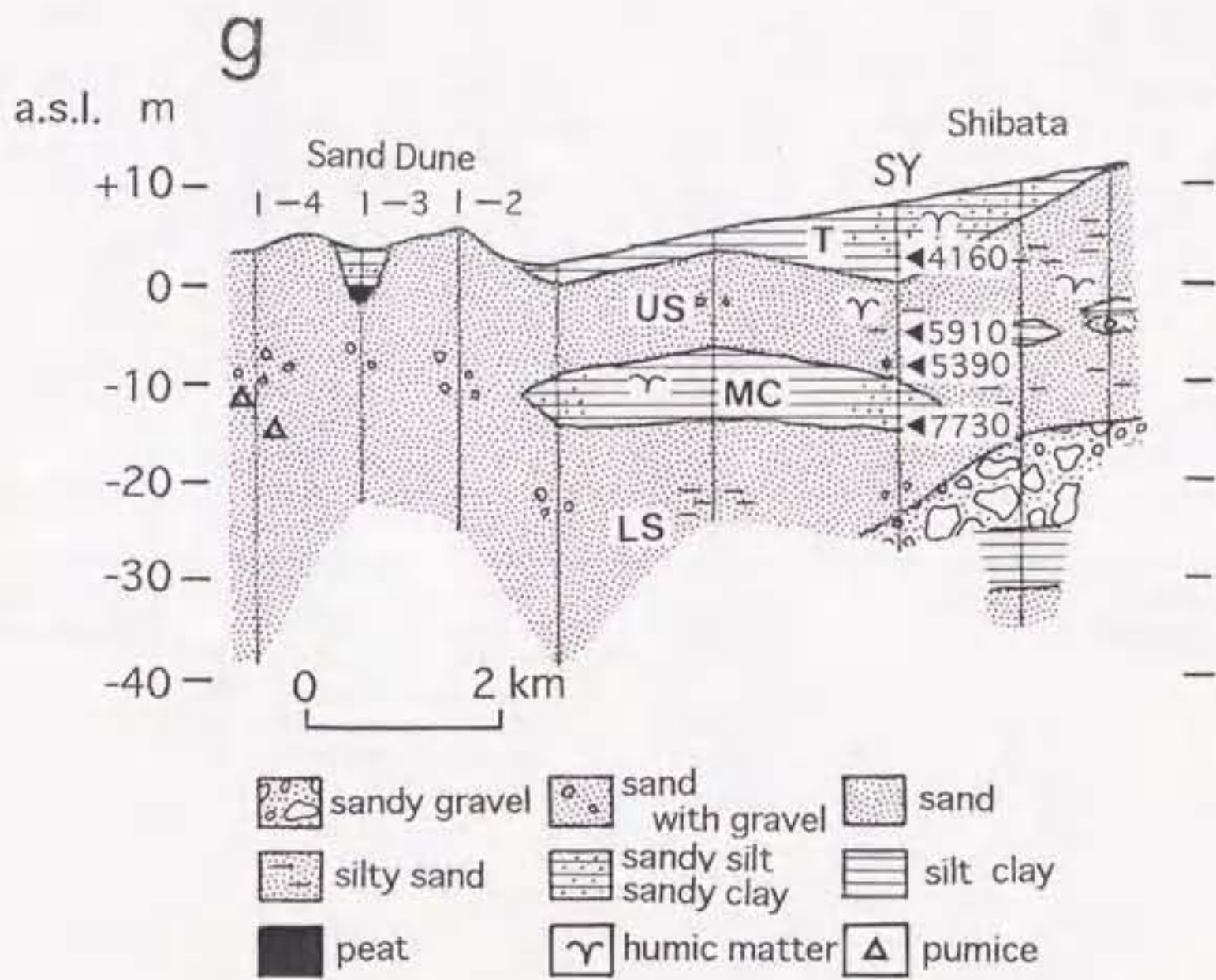




第8図 地質断面図 (その2)

Figure 8-2 Geological sections of the northeastern part of the Niigata Plain





第9図 地質断面図 (g断面)

Figure 9 Geological section of the location g



第1表 新潟平野北東部で得られた<sup>14</sup>C年代

Table 1 Radiocarbon dates obtained in the northeastern part of the Niigata Plain

SAMPLING LOCATION	ELEVATIONm(DEPTH)	MATERIAL	<sup>14</sup> C dates(yrsBP)	LAB.NO	REFERENCE
Fukushimagata(F K)	-9.15~-9.45	wood frag.	4,810±110	NUTA-1336	This study
	-25.15~-25.45	wood frag.	9,600±280	NUTA-1211	"
Toyosaka(T S)	-1.70~-1.75	peat	2,480±160	NUTA-1271	"
	-2.90~-2.95	peat	3,380±130	NUTA-1338	"
Sasagagami	0.55~0.50	peat	5,700±210	NUTA-1270	"
Shibata Sumiyoshi(S Y)	2.15~2.45	wood frag.	4,160±130	NUTA-1690	"
	-4.15~-4.45	wood frag.	5,910±110	NUTA-1689	"
	-5.15~-5.45	wood frag.	5,390±110	NUTA-1705	"
	-14.15~-14.45	wood frag.	7,730±160	NUTA-1692	"
Kajigawa(K J)	-17.85~-19.15	humus	21,220±310	NUTA-1038	"
Murakami(M K)	-27.09~-27.29	humus	22,340±360	NUTA-1339	"
	-33.09~-33.29	humus	21,660±320	GaK-14588	"
Suibara(S B)	-5.15~-5.47	wood frag.	5,660±140	NUTA-2630	"
	-17.15~-17.45	wood frag.	7,090±220	NUTA-2631	"
Niigata Higashi Harbour	ca.-8	wood	2,340±125	TH-119	Mogi(1980)
Fukushimagata Housuiro	-7.58~-7.68	wood frag.	5,350±155		Kamoi et al.(1990)
	-9.88~-9.98	wood frag.	5,420±200		"
	-59.58~-59.83	peat	34,300±1,400		"
	-59.83~-60.08	peat	30,600±860		"
	-74.58~-74.78	peat	>37,800		"



いて、MC下部の-25mの砂質シルトより得られた木片の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $9,600 \pm 280$  yrs BPであった。また、同地点の-15mには、潮間帯などに生息する *Ilinia festiva* (アラムシロガイ) がみられ、村上市岩船 (MK地点) においてもMCから *Cyclina sinensis* (オキシジミ)、*Corbicula japonica* (ヤマトシジミ) の破片が認められた<sup>7)</sup>。MCは、潟湖の中心部では約20~30mの層厚をもつが、東側の山地丘陵方向へ層厚が薄くなる傾向がある (第8図-a)。扇状地付近では、MC相当層が砂質、礫質となるが、N値が5~10と低いことから上位のUSと区別される。第9図は、新砂丘I-4から新発田市中心部にかけての地質断面図である。この地質断面図はほぼJR白新線に沿ったものである。砂丘列背後の低地の層相は、基本的には福島潟付近と共通した層序がみられる。ただし、新発田市住吉 (SY地点) より東側の新発田市街の地下では、層相変化が複雑となり、堆積物も全体的に砂質である。また、標高-15~-25m以下ではN値30以上の砂礫層がみられるようになる。SY地点のMCは、貝殻を含まない砂質シルト・シルト質砂となっているが、N値が5~10であり、その上位のUSのN値15~20に比べて小さくなっていることから区別できる。新発田市住吉 (SY地点) において、-14mのMC相当層のシルト質砂から得られた木片の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $7,730 \pm 160$  yrs BPであった。SY地点より砂丘列側の低地では、MCはN値3~6の腐植物を含むシルト・砂質シルトよりなる。加治川右岸の加治川村住田 (KJ地点) では、平野縁辺部にもかかわらず、埋没段丘を覆って層厚約10mのMCが認められる (第8図-b)。阿賀野川付近では、砂質シルトや砂などを主体とするようになり、海進<sup>8)</sup>期においても粗粒な堆積物の供給が福島潟付近よりも多かったと考えられる。

海津 (1989) は、信濃川下流域の地表下30~50mには厚い粘土層が存在し、この粘土層は白根市を中心に東西約10km、南北約8kmの範囲に分布していることを報告している。この粘土層は6,000~7,000 BPの $^{14}\text{C}$ 年代を示すことや海一汽水生珪藻を産出することなどから完新世海進<sup>9)</sup> (縄文海進) 期の潟湖性堆積物 (三角州底置層) と判断されている。この信濃川下流域の顕著な粘土層と平野北東部のMCとは層相などの特徴から、同時代の堆積物であると推定され、海水準上昇によって拡大した潟湖の湖底には、シルト・粘土が広く堆積していたと考えられる。

上部砂層 (US) は、下位のMCに比べて明らかに粗粒な堆積物からなり、潟湖付近ではN値5~20の砂、細礫混じり砂、シルト質砂よりなり、稀に貝化石を含むこともある。層厚は、1~10mと地域によって差があるが、潟湖中心部ではUSをまったく欠く地域もある。このような地域ではMCと層相がほとんど変わらないシルト・粘土が表層まで堆積している。福島潟において、-7~-12mの砂層中の木片の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $4,810 \pm 110$  yrs BP、 $5,350 \pm 155$  yrs BP、 $5,420 \pm 200$  yrs BPである。福島潟付近の砂層は、笹神丘陵、阿賀野川、加治川方向へと連続するが、特に河川付近では粗粒化している傾向がある (第8図-



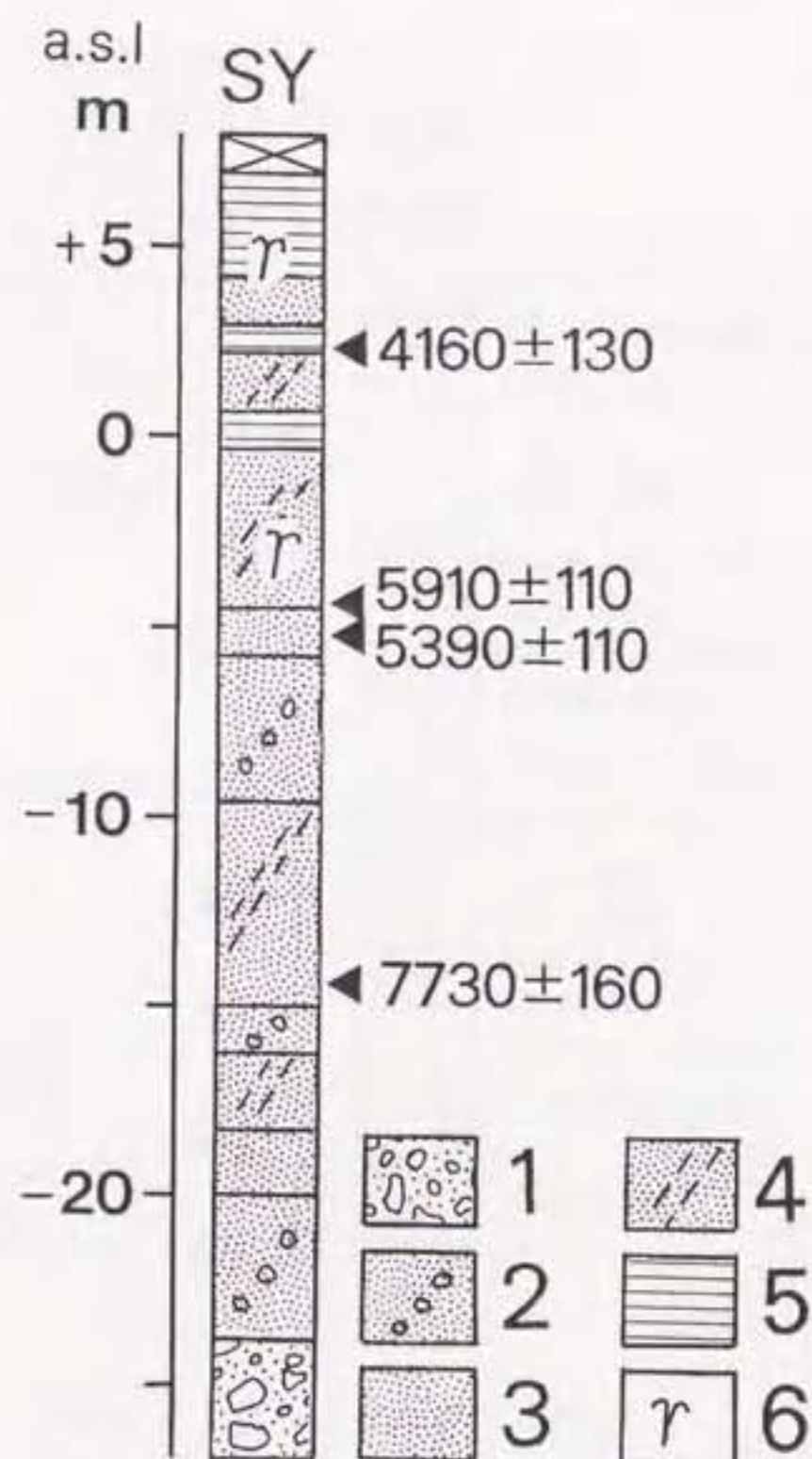
d). 加治川付近では、層厚5~10m, N値15~30で、径5~10cmの細礫を主体とし径30cmの中礫を混入する砂礫、礫混じり粗砂よりなり、河成の層相を示している。新発田市住吉(SY地点)において、-1~10mに発達する上部砂層より得られた木片の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $5,390 \pm 110$  yrs BP,  $5,910 \pm 110$  yrs BPであった(第10図)。以上の層相および $^{14}\text{C}$ 年代値から、加治川扇状地扇端部と福島潟付近の上部砂層は、約5,400~4,800 BPに急速に堆積したものと考えられる。阿賀野川沿いでは、大阿賀橋で、層厚15~20m, N値30~50以上、径3~5mmの細礫を主体とし径10~30mmの中礫を混入する砂礫、粗砂よりなる。腐植物を全体に少量混入し、貝化石も同層下部で稀にみられる。

一方、砂丘地域の地下は砂層が卓越し、層相的には全層が上部砂層に対比される。砂丘列の地下は、標高約-40mまでは砂層が連続しているのが確認できる。どの地点でも共通して標高-5~10m付近で径2~40mmの礫を含んでいる特徴がある。この砂層は海水準上昇にともなって累重的に堆積したと考えられており(海津, 1989)、潟湖地域の上部砂層に比べてかなり古い時期、おそらく晩氷期の海水準上昇開始期から堆積が始まり、その後完新世後半に海側へ前進的に堆積していったと考えられる。また、砂丘地域のボーリング資料を詳しくみると、-5~18mと-30~40mの2つの層準に礫層が現れる傾向があり、不整合面が存在すると考えられている(茂木, 1980)。新潟東港では、上位の不整合面にあたる-6~10mの砂層(新砂丘IIの特徴を示す砂層)中から産出した埋没樹の年代が $2,340 \pm 125$  yrs BPと得られている(茂木, 1980)。さらに、砂丘地域のボーリング資料には、軽石をはさむという記載がしばしば認められる。この軽石は、福島県の沼沢沼起源で阿賀野川によって掃流されて供給された沼沢ハミスと考えられ(新潟古砂丘グループ, 1978)、その年代は約5,000 BPとされている(只見川第四紀研究グループ, 1966)。この軽石は、新砂丘I-2とI-3の地下には認められず、それより海側の新砂丘I-4と新砂丘II-1では-9~14mに、さらに海側の新砂丘II-2では-12~22mに認められる(第8図-c)。

最上部層(T)は、層厚5~10mをもち、地域による層相変化が非常に激しく、腐植物を多量に含むN値5~15の砂、シルト質砂、N値0~3のシルト、粘土および泥炭などからなり、潟湖付近では貝殻を含んでいる場合もある。特に、福島潟の西部の地域には、上部砂層を覆って-2~6mに連続性のよい泥炭層が発達している傾向がある(第8図-f)。豊栄市川西(TS)において、-2~3mに発達する泥炭層の基底と最上部の $^{14}\text{C}$ 年代は、それぞれ $3,380 \pm 130$  yrs BP,  $2,480 \pm 160$  yrs BPであった。この泥炭層は、新砂丘Iの延長部の砂層を覆うように発達している。また、新発田市住吉(SY地点)では、上部砂層より上位では細粒な堆積物が卓越しているが、+2mのシルト質砂から得られた木片の年代は、 $4,160 \pm 130$  yrs BPであった(第10図)。

一方、内陸部の沖積層の層相変化は複雑である。第11図に水原町中央(SB地点)におけ





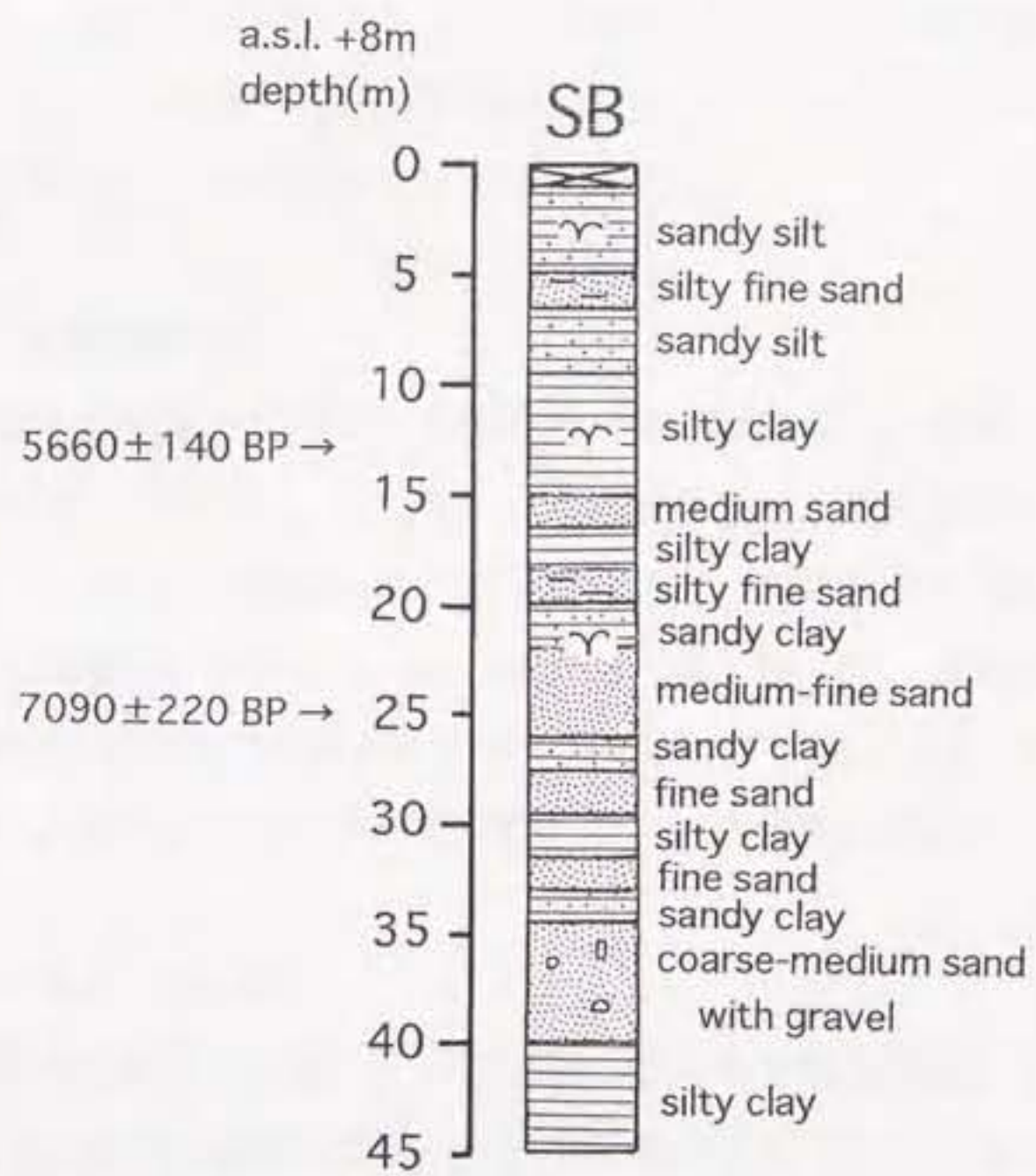
第10図 SY地点の地質柱状図

1. 砂礫 2. 礫混じり砂 3. 砂 4. シルト質砂・砂質シルト 5. 粘土 6. 腐植物

Figure 10 Columnar section of Loc. SY

1. sandy gravel 2. sand with gravel 3. sand 4. silty sand, sandy silt 5. clay 6. humic matter





第11図 SB地点の地質柱状図  
 Figure 11 Columnar section of Loc.SB



るボーリングの地質柱状図を示した。SB地点の層相は、シルト質粘土、砂質シルト、シルト質砂、砂の複雑な互層よりなる。N値は、シルト質粘土、砂質シルトで1~10、シルト質砂、砂で10~50である。層相変化からは、福島潟付近のような層序区分を行うことはできない。これは、海進期を通じて、阿賀野川からの土砂供給が福島潟付近よりも多かったことと関連すると考えられる。ボーリングコアの2層準でAMS<sup>14</sup>C年代測定を行った。-5mのシルト質粘土から得られた木片の<sup>14</sup>C年代が5,660±140 yrs BP、-17mの中砂~細砂から得られた木片の<sup>14</sup>C年代が7,090±220 yrs BPを示した。

## (2)珪藻分析による堆積環境の推定

完新統の堆積環境を推定する目的で、福島潟潟口橋(FK地点)、豊栄市ゴミ焼却場(GS地点)、加治川村住田(KJ地点)、村上市八日市(MK地点)、豊栄市南小学校(TM地点)、豊栄市川西(TS地点)、新発田市住吉(SY地点)、水原町中央(SB地点)の8地点(第7図)において珪藻分析を行った。FK、GS、KJ、MK、TM、SY、SB地点では、標準貫入値(N値)試験後に約1mおきに採取されたボーリングコアサンプルを、TS地点ではブルームサンプラーと呼ばれるハンドボーラーで採取したコアを分析に用いた。

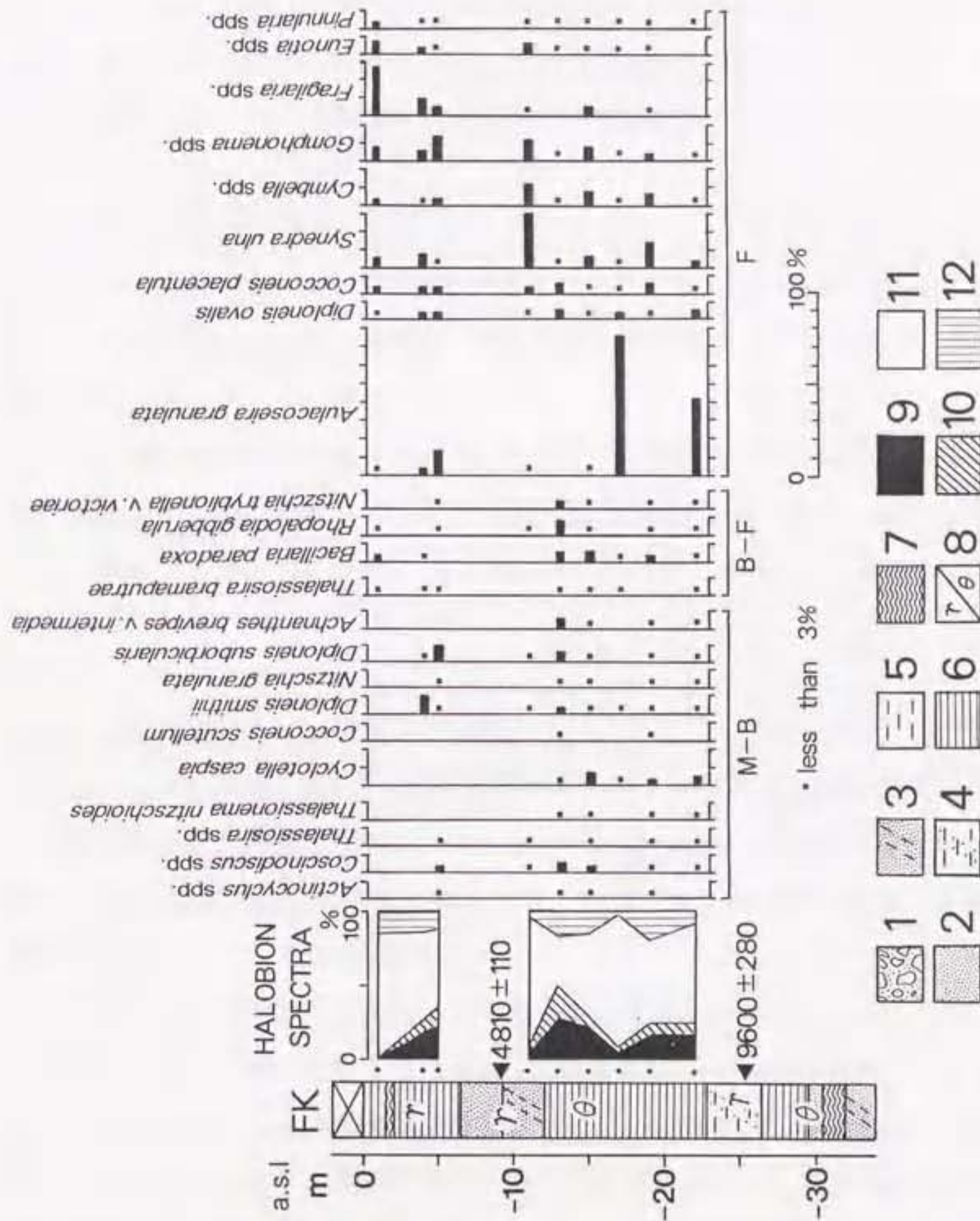
### ①福島潟潟口橋(FK地点:第12図)

本地点は、福島潟の北端部に位置する。堆積物には、典型的な垂直方向の層相変化がみられ、表層から-6.6mまでの泥炭をはさむ粘土層が最上部層(T)、-6.6~-12.0mの砂層が上部砂層(US)、-12.0~-29.5mの砂質シルトをはさむ粘土層が中部シルト粘土層(MC)、-29.5m以深が下部砂シルト互層(LS)に区分される。分析は、-30m以上の堆積物について1~2m間隔で行った。

-23~-30mでは、珪藻殻が200個以上観察された層準はなく、きわめてわずかしか珪藻は出現しなかったが、淡水湖沼などに生息する*Cyclotella comta*、泥質干潟の底質に付着して生息する*Nitzschia granulata*、*Diploneis smithii*が見られることから、完新世初期には、すでに本地点に海進がおよび、浅い潟湖の環境にあったと推定される。

-13~-22mの粘土層では、淡水湖沼などに浮遊して生息する*Aulacoseira granulata*<sup>11)</sup>をはじめとする淡水生種が40~50%程度と多く見られたが、上位へ向かって海~汽水生珪藻種がわずかに増加していく。特に、低~中鹹度の潟湖などに浮遊して生息する*Cyclotella caspia*<sup>12)</sup>が連続して出現し、海~汽水生種の出現率が約25%と最も高くなる。-13mの層準では、外洋性の浮遊生種である*Thalassiosira excentrica*がみられた。以上の点から、本地点は海水が流入する比較的水深の大きい潟湖環境に移行したと推定された。なお、-17mでは、*Aulacoseira granulata*が約75%の出現率を示し、海進の過程において





第12図 FK地点の珪藻分析結果

1.砂礫 2.砂 3.シルト質砂 4.砂質シルト 5.シルト 6.粘土 7.泥炭・腐植土  
8.腐植物・貝殻 9.海～汽水生種 10.汽～淡水生種 11.淡水生種 12.不明種

Figure 12 Diatom diagram of Loc. FK

1.sandy gravel 2.sand 3.silty sand 4.sandy silt 5.silt 6.clay 7.peat + humus  
8.humic matter + shell 9.marine-brackish species 10.brackish-fresh species 11.fresh species 12.unknown ecology diatoms



一時的に淡水の影響が強い潟湖になったことも指摘できる。

-11mの砂質シルトでは、海～汽水生種が急激に減少し、淡水生種が約90%と高い出現率を示す。多く見られた種は、淡水生の*Synedra ulna*, *Gomphonema parvulum*, *G. acuminatum*, *Cymbella tumida*であった。これらは、湿地や沼沢地において水草や底質に付着して生息する種であることから、沼沢地や湿地の環境が推定される。-6～-10mの砂層では、珪藻殻の出現がわずかなため、珪藻群集から堆積環境を推定するのは困難だが、出現した殻のすべてが淡水生種であり、しかも破片の状態ものが多かった。以上のことから、本地点は約5,000 BP頃に、潟湖の埋積が急速に進行し、潟湖の淡水化が進んだと考えられた。

-4～-5mの粘土層では、泥質干潟の底質に付着して生息する*Diploneis smithii*, *D. suborbicularis*が、3～10%程度出現することから、再び海水の流入する潟湖の環境になったと考えられる。その時期は、約4,800 BP以降約3,400 BP以前で、縄文時代中期から縄文時代後期にかけての時期と推定される。

-1mの粘土層では、湿地や沼沢地に生息する*Fragilaria construens*, *Gomphonema parvulum*, 泥炭地や湿地などの止水環境に生息する*Eunotia pectinalis*, *Eunotia praerupta*, *Pinnularia gibba*, *P. viridis*などが多くみられることから、後背湿地的な環境が推定された。

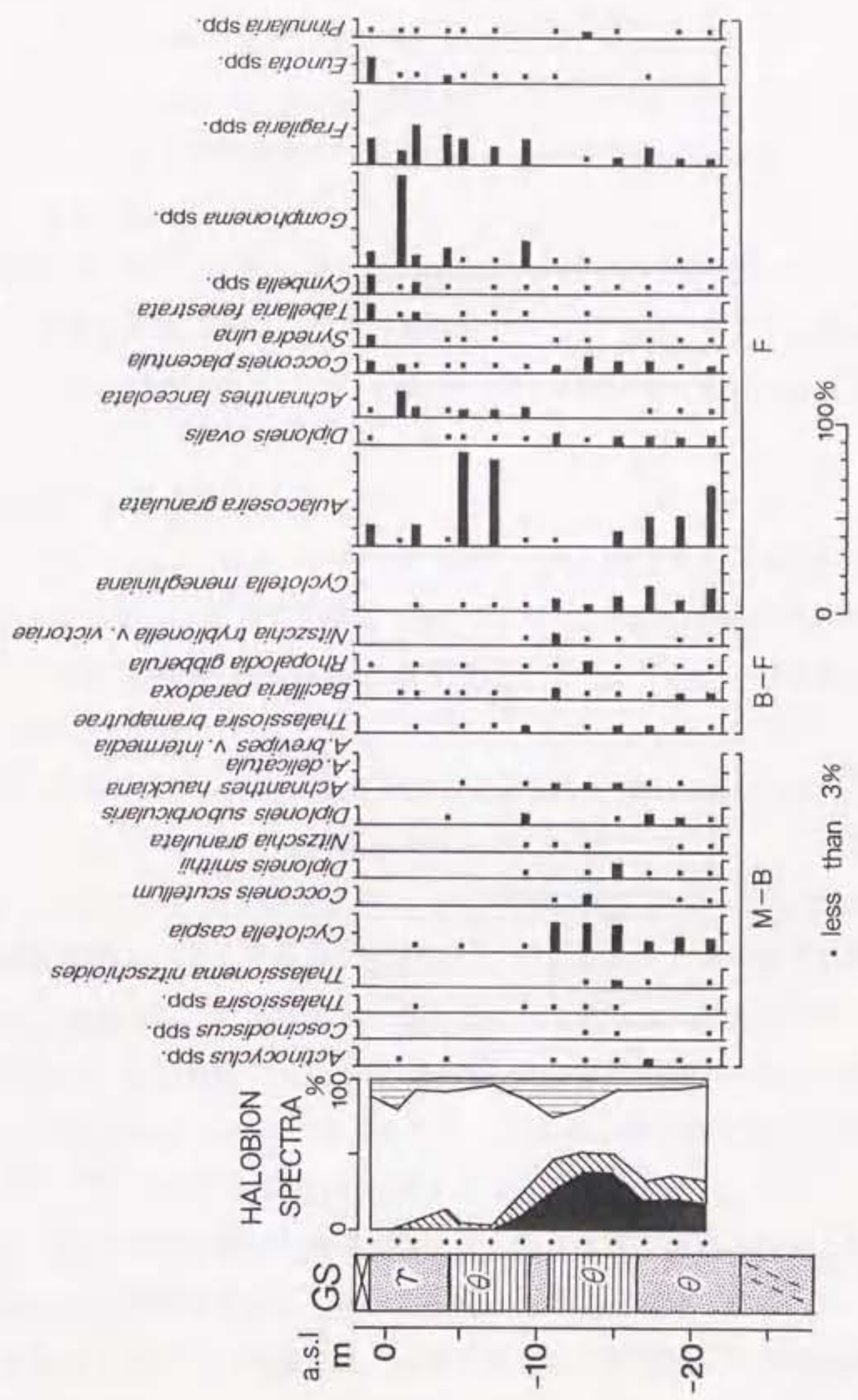
## ②豊栄市ゴミ焼却場 (GS地点：第13図)

本地点は、FK地点から約2.5km北北東で新砂丘1-2の背後に位置する。本地点の層相は、基本的にはFK地点と類似しているが、-10m付近の上部砂層 (US) が層厚1m程度と薄く、-17m以深では貝殻を含む砂となり、中部シルト粘土層 (MC) も薄い。分析は堆積物全体について、1～2m間隔で行った。

-22～-28mの砂層では、珪藻殻はきわめてわずかししか出現しなかったが、-23mと-25mの層準で、海～汽水生付着性種の*Diploneis suborbicularis*, *Nitzschia granulata*, *Navicula delta*や汽～淡水生浮遊性種の*Thalassiosira bramaputrae*がみられることから、本地点は海水の流入する潟湖の環境であったと考えられる。*T. bramaputrae*は、各地の沖積層において海成層から陸成層に以降するような汽水成層の層準によくみられる種である。

-13～-21mの砂層と粘土層では、海～汽水性種が約20%から約40%に漸増し、淡水生種が次第に減少していく傾向がある。特に、*Aulacoseira granulata*が減少するに対して*Cyclotella caspia*が増加していくこと、海～汽水生種には、外洋域に浮遊して生息する*Thalassionema nitzschioides*, 高鹹汽水域において海藻などに付着して生息する*Cocconeis scutellum*も認められることから、本地点は、海水の流入する塩分濃度が比較的





第13図 GS地点の珪藻分析結果  
Figure 13 Diatom diagram of Loc. GS



高い潟湖に移行したと推定される。なお、GS地点の-17～-20mの砂層とFK地点の粘土層は、珪藻群集の組成から同時異相の関係にあると判断され、両地点の層相の違いは、GS地点がより砂州に近い位置にあるためと考えられる。

-10m付近の砂層を境として、それより上位の粘土層では、海～汽水生種の出現率が急減する。特に、*Cyclotella caspia*が急減し、-7mでは、ほとんど*Aulacoseira granulata*を主体とする淡水生種が多くなることから、潟湖が閉塞的な環境になり、淡水化が急速に進んだと考えられる。

-4mでは、汽～淡水生付着性種の*Opephora martyi*が約10%みられることから、再びごくわずかな海水の流入があったことが推定される。-2m以上では、淡水生種の組成から、湖沼、沼沢地、湿地がめまぐるしく変化する後背湿地的な環境が推定される。

### ③加治川村住田 (KJ地点：第14図)

本地点は、加治川右岸、櫛形山地西縁の丘陵を開析する小谷の平野への出口付近に位置する。-18m付近に発達する腐植土層の<sup>14</sup>C年代が約21,000 BPであることから判断して、埋没段丘を約10mのMC相当の粘土層が覆う形となっている。分析は、-20m以上の堆積物について1～2m間隔で行った。

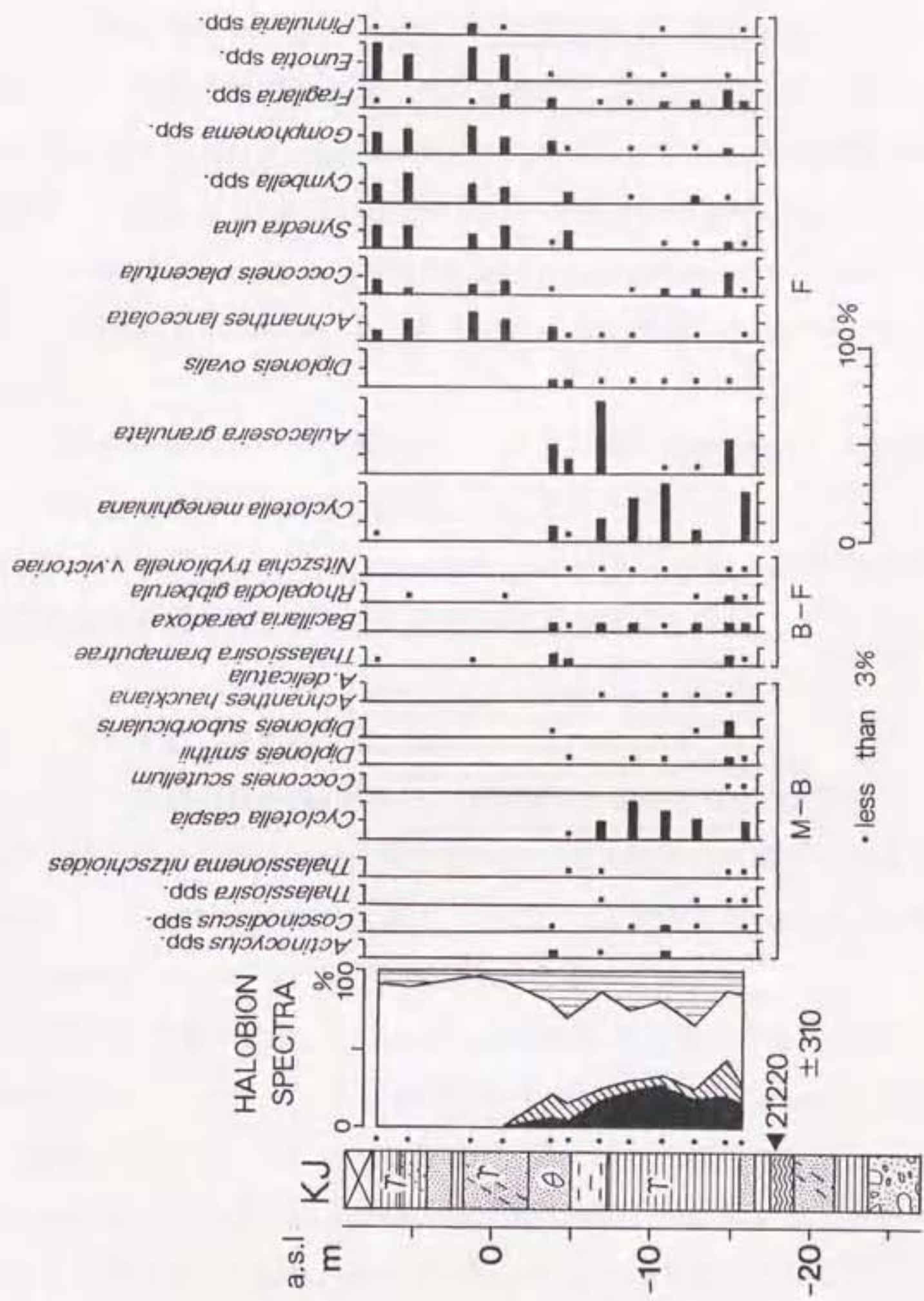
-18m付近の腐植土では、陸生珪藻である*Hantzschia amphioxys*が多産し、この腐植土層はかつて地表にあったことが確認された。

-5～-16mのシルト・粘土層では、海～汽水生種が約20～30%出現すること、その中には外洋域に浮遊して生息する*Coscinodiscus radiatus*などの海生浮遊性種も数%含まれることから、本地点に、海水が流入し塩分濃度が比較的高い潟湖が拡大していたと考えられる。また同時に、塩分濃度の変動が激しい河口域や河川の最下流部に浮遊して生息する*Cyclotella meneghiniana*が多くみられ、KJ地点の地形的位置も考えると、潟湖の沿岸部で、潟湖に注ぐ小河川の河口域であったことが推定できる。

-2～-5mの貝殻を含む砂層中では、海～汽水生種が認められることから、潟湖の環境が、鹹度を低下させながらも連続して続いていたと考えられる。

この砂層より上位の地層では、真流水生または好流水性の*Achnanthes lanceolata*、沼沢地に生息する*Gomphonema* spp.、泥炭地や湿地に生息する*Eunotia* spp.などの淡水生付着性種が多くみられることから、後背湿地的な環境が推定できる。また、3%以下ではあるが、汽水生の*Thalassiosira bramaputrae*や*Rhopalodia gibberula*もみられることから、この地点の前面に、低鹹度の潟湖が存在していたと考えられる。





第14図 K J 地点の珪藻分析結果  
Figure 14 Diatom diagram of Loc. KJ



④村上市八日市 (MK地点：第15図)

本地点は、平野最北端、旧岩船潟のほぼ中央部に位置する。本地点は、約2万年前の腐植土層を沖積層が覆う形となっているが、沖積層の上部はFK地点、GS地点と類似した層相を示している。分析は、-27m以上の堆積物について1~2m間隔で行った。

約-8~-27mの粘土層は、-22m以下では腐植物に富み、それ以上では貝殻を含むことから上部と下部に分けられるが、下部から珪藻殻がまったく出現しなかった。

-11~-21mの粘土層では、海~汽水生種が20~45%出現する。-21mでは、*Aulacoseira granulata*と*Cyclotella caspia*が多くみられることから、海水の流入する潟湖の環境が推定される。しかし、-19m以上の層準では、*Nitzschia granulata*, *N. lanceolata*, *N. frustulum*, *Diploneis smithii*, *D. suborbicularis*といった塩水性の沼沢や干潟の底質に付着して生息する種が多くみられることから、潟湖の水深がきわめて浅くなっていたと推定された。

-6~-8mの砂層からは、珪藻殻がほとんど出現しなかったが、破片の状態の淡水生種がみられることから河川の影響が強かったと考えられる。

-1~-4mでは、*Cocconeis scutellum*, *Nitzschia granulata*などが多くみられることから、高鹹度で水深のほとんどない潟湖の環境が推定された。

⑤豊栄市南小学校 (TM地点：第16図)

本地点は、FK地点の約4km南西で、阿賀野川の東約3.5kmに位置する。堆積物の層相は、阿賀野川に近いので全体的に砂質であるが、基本的にはFK地点と共通した垂直方向の変化がみられる。分析は、堆積物全体について1~2m間隔で行ったが、珪藻殻が200個以上観察された層準は、-8mと-18.5mの2層準しかなかった。

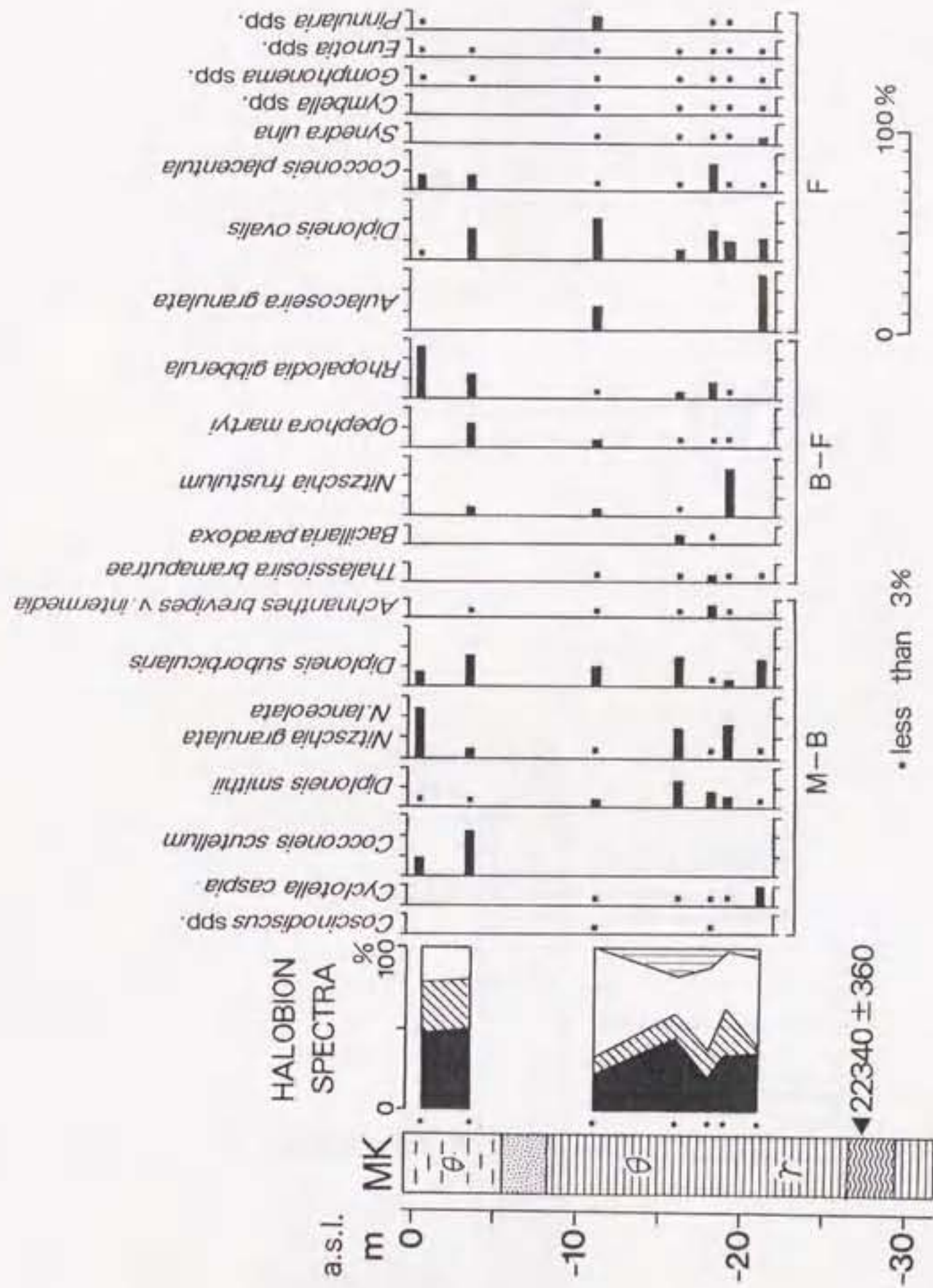
-18mのシルト質砂では、*Synedra ulna*が約50%と優占するが、*Aulacoseira granulata*や*Cyclotella caspia*もごくわずかではあるが認められることから、河川の影響が強い低鹹度の潟湖の環境が考えられる。-8mでは、汽~淡水生種の*Opephora martyi*、淡水生種の*Synedra ulna*, *Cocconeis placentula*, *Diploneis ovalis*が多くみられた。他に干潟などに生息する*Nitzschia granulata*, *Navicula marina*もわずかに認められた。よって、水深はかなり浅いが、海水がわずかに流入する潟湖の環境が推定された。

この層準の直上の-5.5~-7.9mでは、径10~15mmの中礫を混入する上部砂層が発達するので、潟湖は河川によって短期間に埋積されたと推定される。

⑥豊栄市川西 (TS地点：第17図)

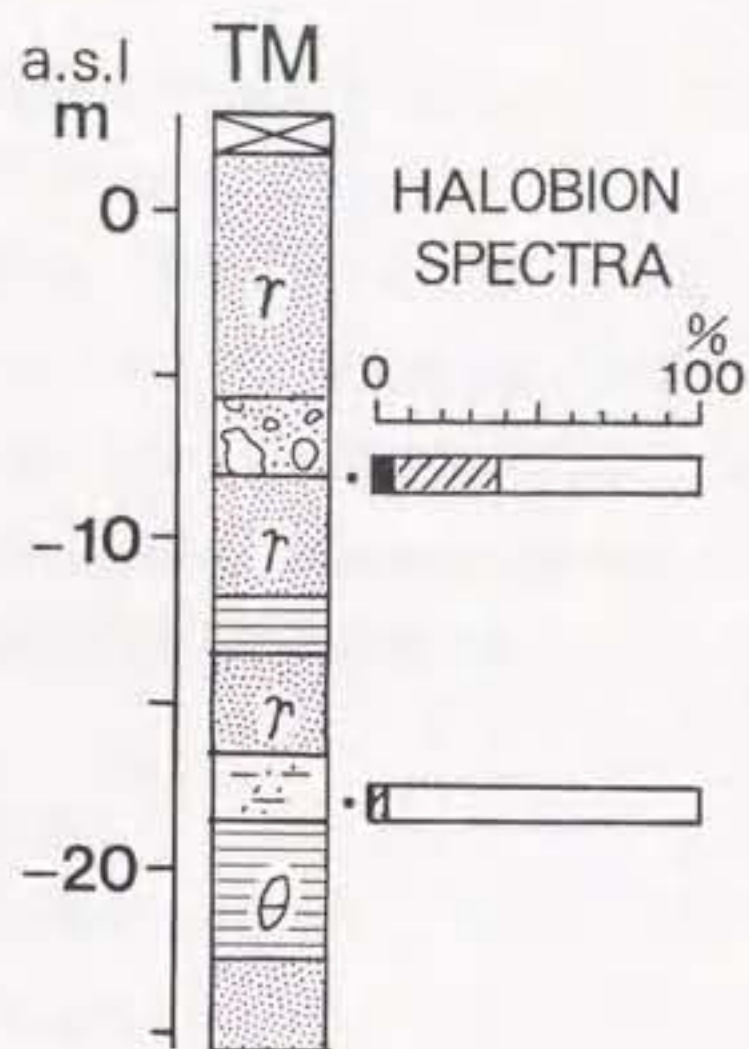
本地点は、FK地点の約2.5km西方で、福島潟から流出する新井郷川の左岸に位置する。本



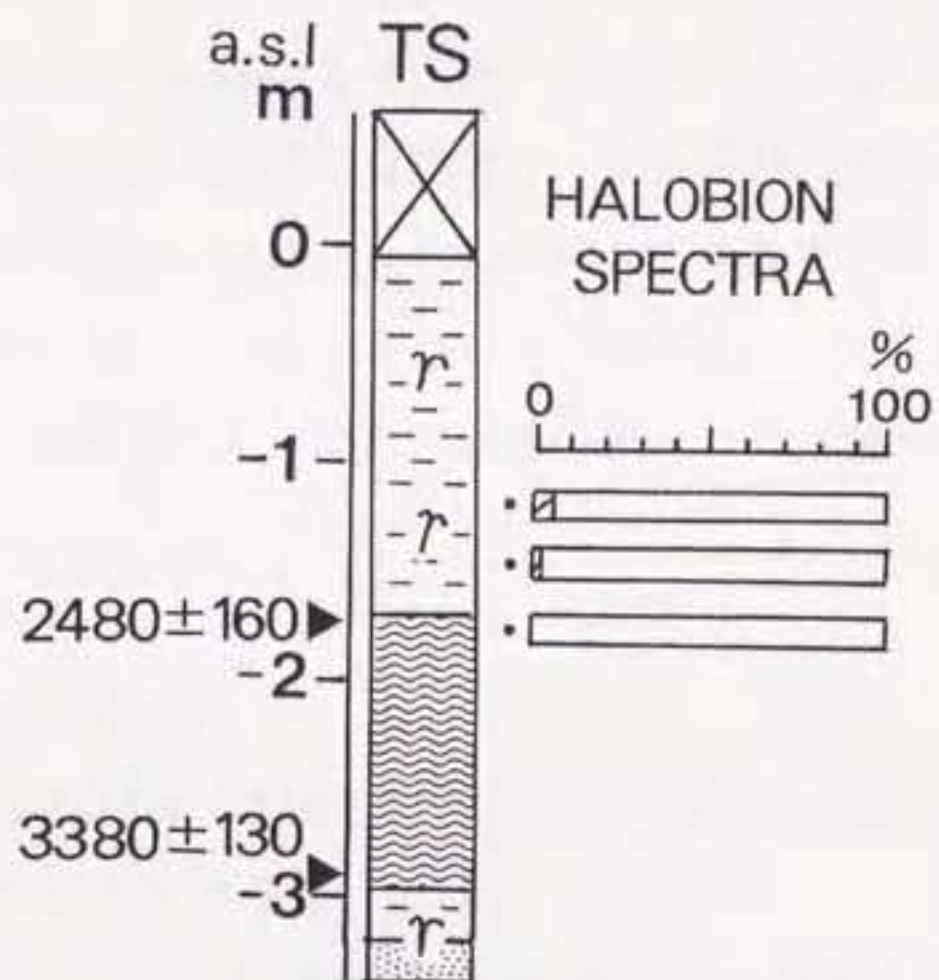


第15図 MK地点の珪藻分析結果  
Figure 15 Diatom diagram of Loc. MK





第16図 TM地点の珪藻分析結果  
Figure 16 Diatom diagram of Loc. TM



第17図 TS地点の珪藻分析結果  
Figure 17 Diatom diagram of Loc. TS



地点の分析は沖積層最上部の堆積環境を推定するために行った。約-2～-3mの泥炭層は福島潟西部に連続的に発達するものである。

この泥炭層より下位の地層では、珪藻はほとんど出現しなかった。泥炭層から出現した珪藻は100%が淡水生種で、そのほとんどが泥炭地などに生息する*Pinnularia* spp., *Eunotia* spp.であった。泥炭層より上位の地層では、出現した珪藻の95%以上が淡水生種であったが、汽～淡水生種の*Rhopalodia gibberula*, *Thalassiosira bramaputrae*が認められることから、ごくわずかに海水の流入する環境に移行したことが推定された。

#### ⑦新発田市住吉 (SY地点：第18図)

本地点は、新発田市の市街地西部に位置する。分析は1m間隔で行ったが、珪藻殻が200個以上カウントできた層準は6層準であった。

下位の-13m (深度21m) と-10m (深度18m) の層準では、海～汽水生が全体の約30%、汽水～淡水生が全体の約20%出現している。海～汽水生では、内湾などに浮遊して生息するとされている*Thalassionema nitzschioides*、塩分濃度の比較的高い干潟などに生息する*Nitzschia granulata*がみられる。また、汽～淡水生では、汽水の潟湖で生息するとされている*Thalassiosira bramaputrae*, *Nitzschia delta*がみられる。このことから、-12m (深度20m) 付近 (約7,700～6,000BP) では、海水の流入する潟湖の環境が推定される。

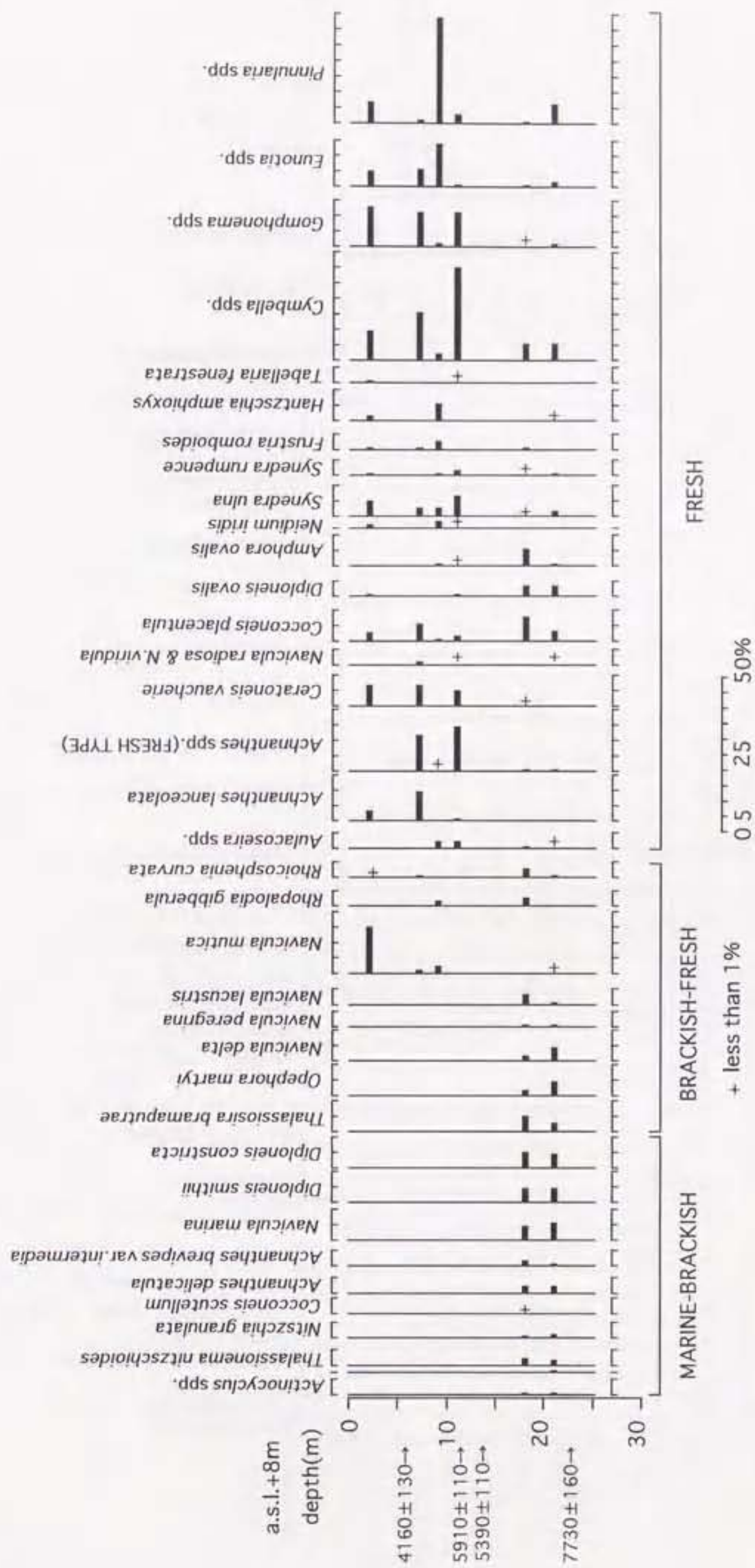
一方、-3m (深度11m) より上位では、淡水生が100%を占める。*Cymbella* spp., *Pinnularia* spp., *Achnanthes* spp.などが多くみられたが、層準によって多くみられる種類が異なる。このことから後背湿地的な環境で、堆積環境の変化が激しかったと推定される。-9m (深度17m) ～-4m (深度12m) の砂層から珪藻殻がほとんど出現しないため、堆積環境の変化を詳細に追うことはできないが、層相と上下の堆積環境から判断すると、この砂層は潟湖に流入した加治川 (あるいはその派川) の三角州前置層であると考えられる。

#### ⑧水原町中央 (SB地点：第19図)

本地点は、福島潟の南約8kmの水原町の市街地に位置する。分析1m間隔で行い、13層準で珪藻殻が200個以上カウントできた。

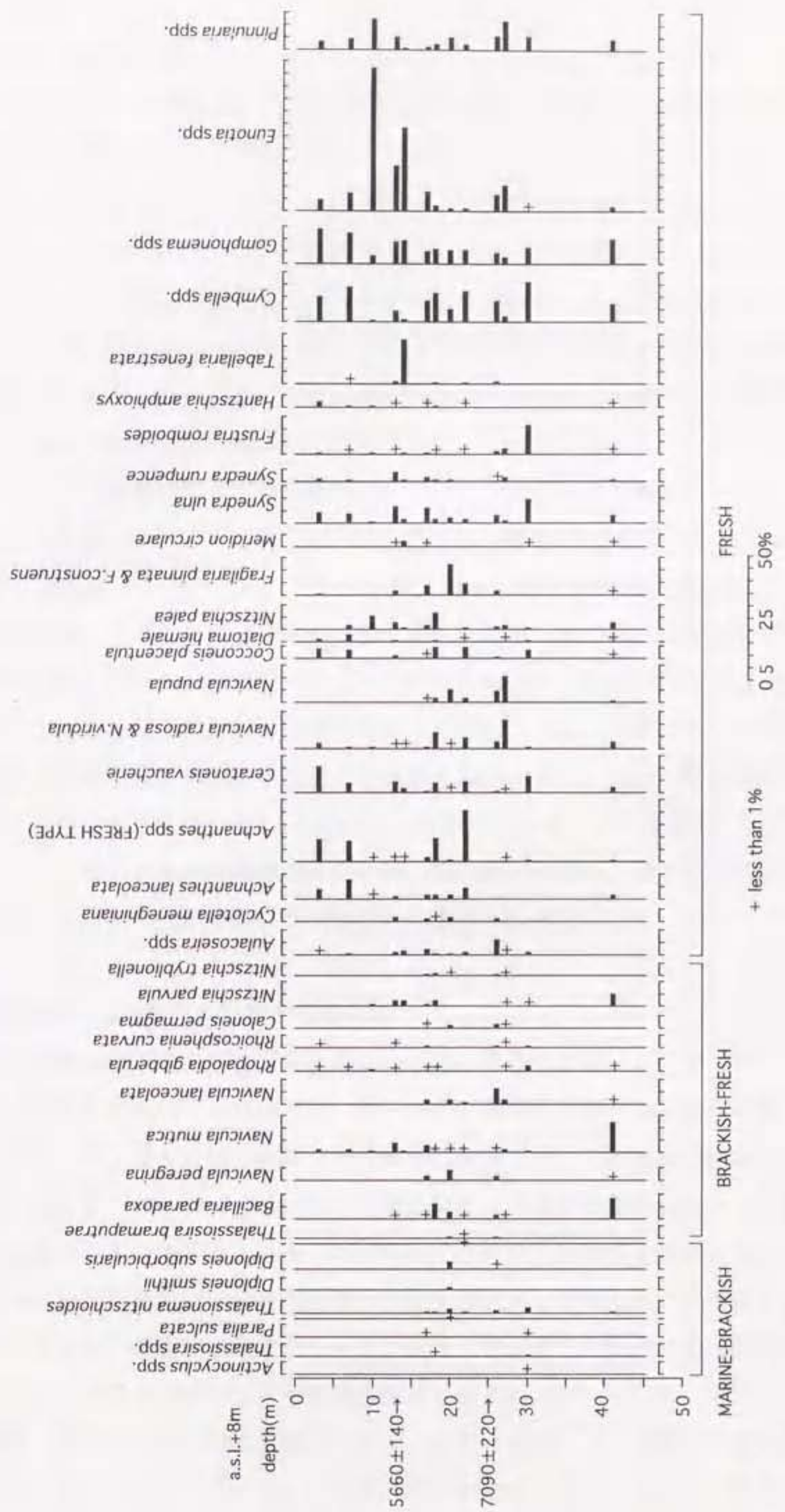
-27m (深度35m) 以下では、珪藻殻が十分に産出する層準は少なく、わずかに-33m (深度41m) のシルト質粘土層の層準で200個以上珪藻殻がみられた。珪藻群集は、海～汽水生が2%、汽～淡水生が32%、淡水生が65%、不定種 (生息環境が不明もしくは特定の環境に生息しない種) が1%であった。多くみられた種 (属) は、汽水域から陸域まで比較的の生息環境が広い*Navicula mutica*、汽水域に浮遊して生息する*Bacillaria paradoxa*、淡





第18図 S Y地点の珪藻分析結果  
Figure 18 Diatom diagram of Loc.SY





第19図 S B地点の珪藻分析結果  
Figure 19 Diatom diagram of Loc.SB



水生種付着性の *Gomphonema* spp., *Cymbella* spp. などであった。このことから、下部のシルト質粘土層の堆積環境は、基本的には潟湖の環境であるが、河川の影響も強く、塩分濃度の変化の激しいような環境が考えられた。

-22m (深度30m) から -9m (深度17m) では、淡水生種が70%以上を占めたが、汽-淡水生が5~20%、海-汽水生が1~8%と低率ではあるが連続してみられた。海-汽水生では、内湾などに浮遊して生息するとされている *Thalassionema nitzschioides* が連続してみられたほか、深度30mと深度17mの層準で内湾環境の指標種とされる *Paralia sulcata* がわずかにみられた。汽-淡水生では、浮遊性の *Bacillaria paradoxa*, 付着性の *Navicula peregrina*, *Navicula lanceolata* がみられた。これらのことから、約7,000~6,000 BPにはこの地点まで海水の流入する潟湖が拡大したことは明らかである。

-6m (深度14m) より上位では、淡水生が80~100%を占めるようになり、海-汽水生はまったく出現しない。ただし、汽-淡水生は *Navicula mutica*, *Rhopalodia gibberula* がわずかに連続してみられた。淡水生で多くみられた種(属)は、泥炭地などに生息する *Eunotia* spp. のほか、後背湿地などで一般的にみられる *Cymbella* spp., *Gomphonema* spp., *Ceratoneis vaucherie* などである。ただし、-6m (深度14m) と -5m (深度13m) の層準では淡水の湖などに浮遊して生息する *Aulacoseira* spp., 塩分の変化の激しい河口部などに浮遊して生息する *Cyclotella meneghiniana* が下位の層準から引き続いてみられた。これらのことから堆積環境の変化は、約5,700 BP頃に、まず潟湖の淡水化が起こったのちに、沼沢地・後背湿地になったことが推定される。

### (3) 完新統の珪藻群集の特徴と堆積環境

以上の完新統の珪藻群集の垂直的变化には、共通性が認められる。MCに対比されるシルト・粘土を主体とする地層では、海-汽水生種群が下部から上部へ増加していく傾向が認められるが、最も出現率が高くなる層準においても、*Aulacoseira granulata* に代表される淡水生種群、*Rhopalodia gibberula* などの汽-淡水生種群が混合する群集となり、海-汽水生種群のみが多くみられることはない。これは、海水準上昇とともに海岸部には常に砂州が存在し、潟湖には潮流口を通じて海水が流入していたためと解釈できる。この珪藻群集の傾向は、信濃川下流域のボーリングコアを分析した新潟第四紀研究グループ(1972)、海津(1989)などでも報告されている。

潟湖と外洋とを結ぶ潮流口については、和田(1972)が、地盤沈下量図から縄文海進期の潟湖の出口は寺尾付近にあったと述べているだけである。しかし、現在残されている新砂丘Iの砂丘列の描く弧から推測して、実際の潮流口の位置はもっと内陸側にあったものと考えられる。貝塚ほか(1985, p.60)では、中ノ口川と信濃川が合流する黒崎町大野付



近に潮流口が1ヶ所描かれている。一方、阿賀野川以北の地域では、潮流口についてふれた研究は今のところない。

本研究では、FK、GS、KJ地点の海～汽水生種群の出現率が最も高くなる層準を、潟湖の最拡大期＝ほぼ同時期の層準と判断して、その出現率と群集の組成に注目した。FK、GS、KJの3地点の出現率（層準）は、それぞれ28%（-13m）、38%（-13m）、27%（-11m）である。海～汽水生種群の出現率は、GS地点が最も高いが、平野縁辺部のKJ地点と潟湖中心部のFK地点とがほぼ同じ値を示している。特に、KJ地点では地形的な位置にもかかわらず、海生浮遊性珪藻が出現しており、潮流口から比較的近いところにあった可能性が強い。また、GS地点では外洋域に浮遊して生息する種がみられるので、潮流口に近かったと考えられる。FK地点は海～汽水生種群の出現率はGS地点より低いですが、ここでも外洋域に生息する種が確認される。よって、これらの3地点はいずれも潮流口に近いところであったと考えられる。以上のことから、おそらく加治川分水近辺に潮流口が存在した可能性が強い。さらに、KJ地点とFK、GS地点の化石珪藻群集が異なる潮流口からの海水の流入を反映したものとも考えられるので、阿賀野川付近にも潮流口が存在していた可能性もある。すなわち、潮流口は阿賀野川から胎内川の間で1ないし2ヶ所存在し、平野最北端の村上市岩船付近の1ヶ所と信濃川下流部の1ヶ所も加えると、潟湖の最拡大期には、新潟平野全体で3～4ヶ所あるいはそれ以上の潮流口が存在していたと推定される。

この推定は、太田ほか（1988）の“*Middle Holocene Shoreline Map of Japan*”に示された完新世中期における完新世海進の最大海進期<sup>10)</sup>の新潟平野の状況ときわめて近いものである。また、櫛形山地西縁の台地上には、縄文時代中期～後期のハマグリ、ニホンシジミを産出する貝塚があり（酒詰、1978、p.122）、このことから、縄文時代中期～後期には、旧紫雲寺潟付近に海水が流入する潟湖が拡大していたことが確認できる。

さらに、完新世海進（縄文海進）の及んだ範囲に関しては、海～汽水生種群が新発田市住吉（SY地点）、豊栄南小学校（TM地点）、水原町中央（SB地点）の堆積物からも出現することから、これらの地点まで海水が流入する環境にある潟湖が拡大したことが確認された。また、村上市八日市（MK地点）の堆積物からも海～汽水生種群が連続して認められ、旧岩船潟の付近にも海水が流入する環境にある潟湖が拡大したことが確認された。

一方、上部砂層（US）に相当する砂を主体とする地層では、淡水生種群が多くみられ、海～汽水生種群が急減する傾向があり、潟湖の埋積が急速に進行するとともに、閉塞的な環境へと移行したことが推定できる。層相と珪藻群集の特徴から、USは三角州性堆積物（三角州前置層）であると判断される。USの堆積時期は約5,400～4,800 BPと考えられる。USは、加治川付近、阿賀野川付近では、河成堆積物の層相を示している。

最上部層（T）では、珪藻分析から推定される堆積環境は地域的にも垂直的にも変化が



激しいが、福島潟付近のFK, GS, TSの3地点の分析結果によると、U S堆積以降、再び海水の流入する環境になり、その後約3,400~2,400 BPには淡水の影響が強い環境に変化し、約2,400 BP以降は、再び海水がごくわずかに流入する環境に変化したと考えられた。

## 2. サロベツ原野の沖積層

### (1) 完新統の堆積構造と年代

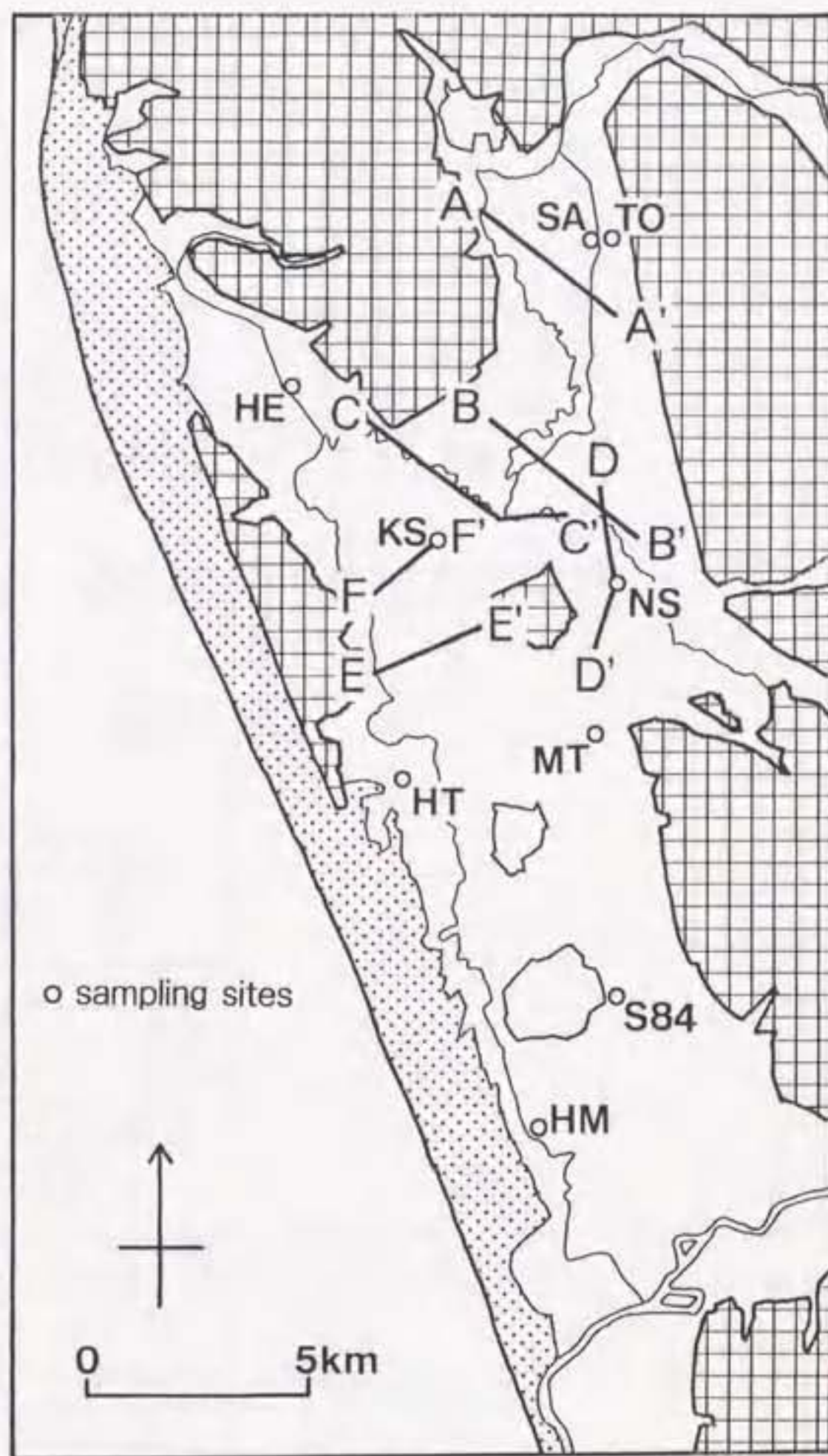
ボーリング資料は、北海道開発局、稚内土木現業所、宗谷支庁などによって近年の圃場整備事業や道路建設に際して行われたボーリングの地質柱状図を使用した。また、北海道開発局などから提供された4地点（豊富町芦川：SA地点、豊富町芦川：TO地点、豊富町豊栄：HE地点、幌延町音類：HM地点）のボーリングコアサンプル、およびハンドボーラーを使用して筆者自身で採取した5地点（豊富町稚咲内：WA地点、豊富町西豊富：NS地点、豊富町落合：KS地点、豊富町南豊富：MT地点、豊富町豊徳：HT地点）のオールコアサンプルを層相観察するとともに、AMS<sup>14</sup>C年代測定・珪藻分析・FeS<sub>2</sub>含有量分析用の試料とした（第20図、第5図）。

AMS<sup>14</sup>C年代測定の結果は、第2表に示した。泥炭地における地質柱状図、地質断面図を第21図、第22図に示す。

泥炭地地下の完新統は、下部の貝殻を含む厚いシルト・粘土層と、上部の砂層、シルト層および泥炭層よりなる。

完新統下部のシルト・粘土層は、原野中央部の円山台地の北側やパンケ沼付近で層厚10 m以上に達する。このシルト・粘土層の堆積年代を示す<sup>14</sup>C年代資料は、下サロベツ原野のHM地点において標高-26.5mの本片が7,340±270 yrs BP（第25図）、パンケ沼東岸のS84地点の標高-5mの本片が7,580±60 yrs BP（Sakaguchi *et al.*, 1985）と得られている（第21図）。HM地点の狭在する貝殻は*Corbicula japonica*（ヤマトシジミ）が主である。また、Sakaguchi *et al.*（1985）によるS84地点のボーリングコアでは完新統下部のシルト・粘土層から、*Corbicula japonica*（ヤマトシジミ）、*Potamocorbula amurensis*（ヌマコダキガイ）、*Raetellops pulchella*（チヨノハナガイ）、*Fluviocyngula nipponica*（カワグチツボ）といった貝殻がみついている。さらに、Sakaguchi *et al.*（1985）によるS84地点の有孔虫分析では、内湾奥の汽水域に生息する*Trochammina* spp., *Haplophragmoides* spp., 内湾の砂泥底に生息する*Ammonia beccarii*などが完新統下部のシルト・粘土層から検出されている。これらのことから、このシルト・粘土層は完新世前半の海水準上昇に伴って海岸砂州の背後に拡大した潟湖の湖底堆積物と判断される。なお、第I砂丘帯に近いHM地点では、完新統中部から上部にかけて、海側から供給されたと考えられる砂層がみ

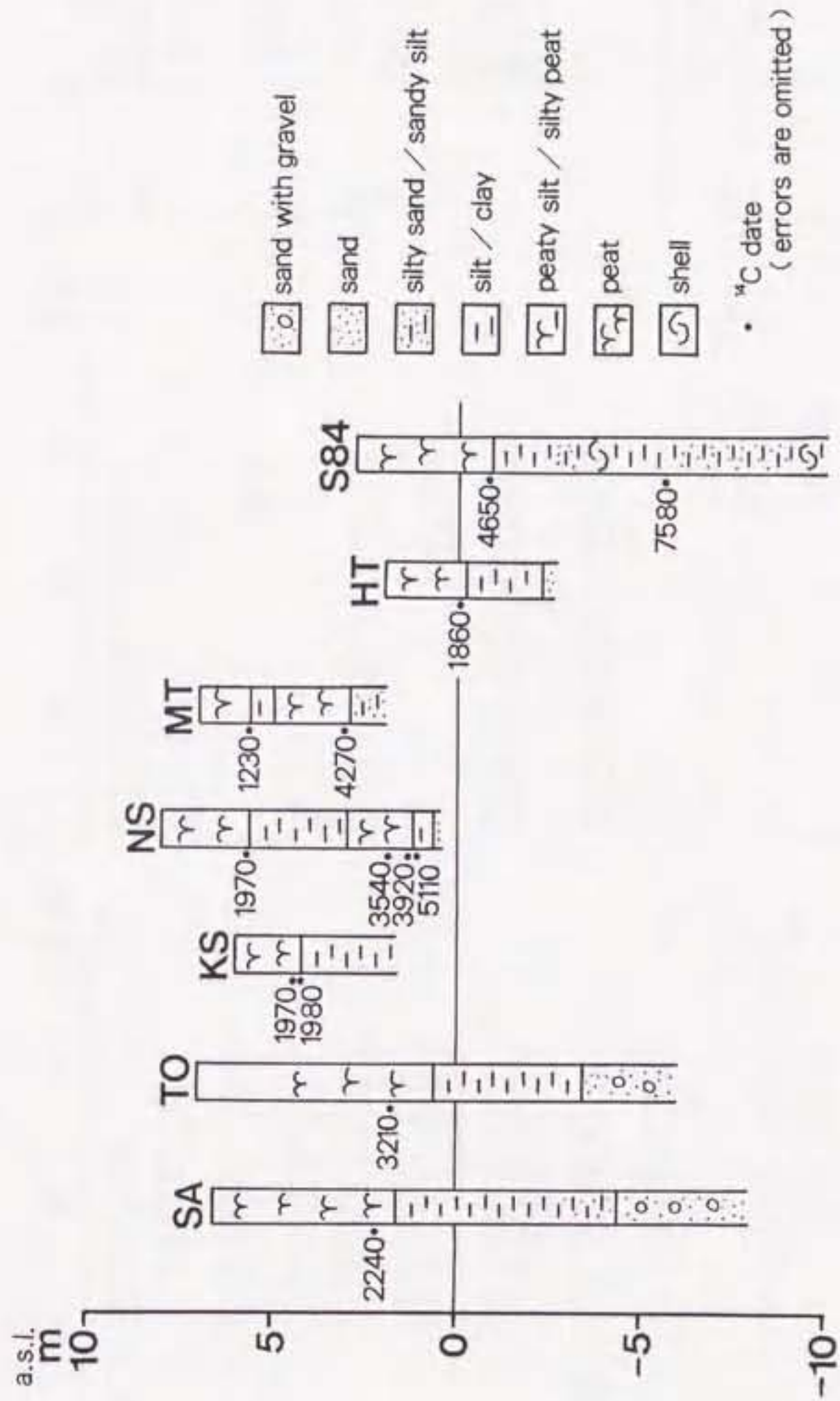




第20図 地質断面図の位置と分析用試料採取地点  
 図の範囲は第4図と同じ

Figure 20 Map showing the locations of geological sections and sampling sites





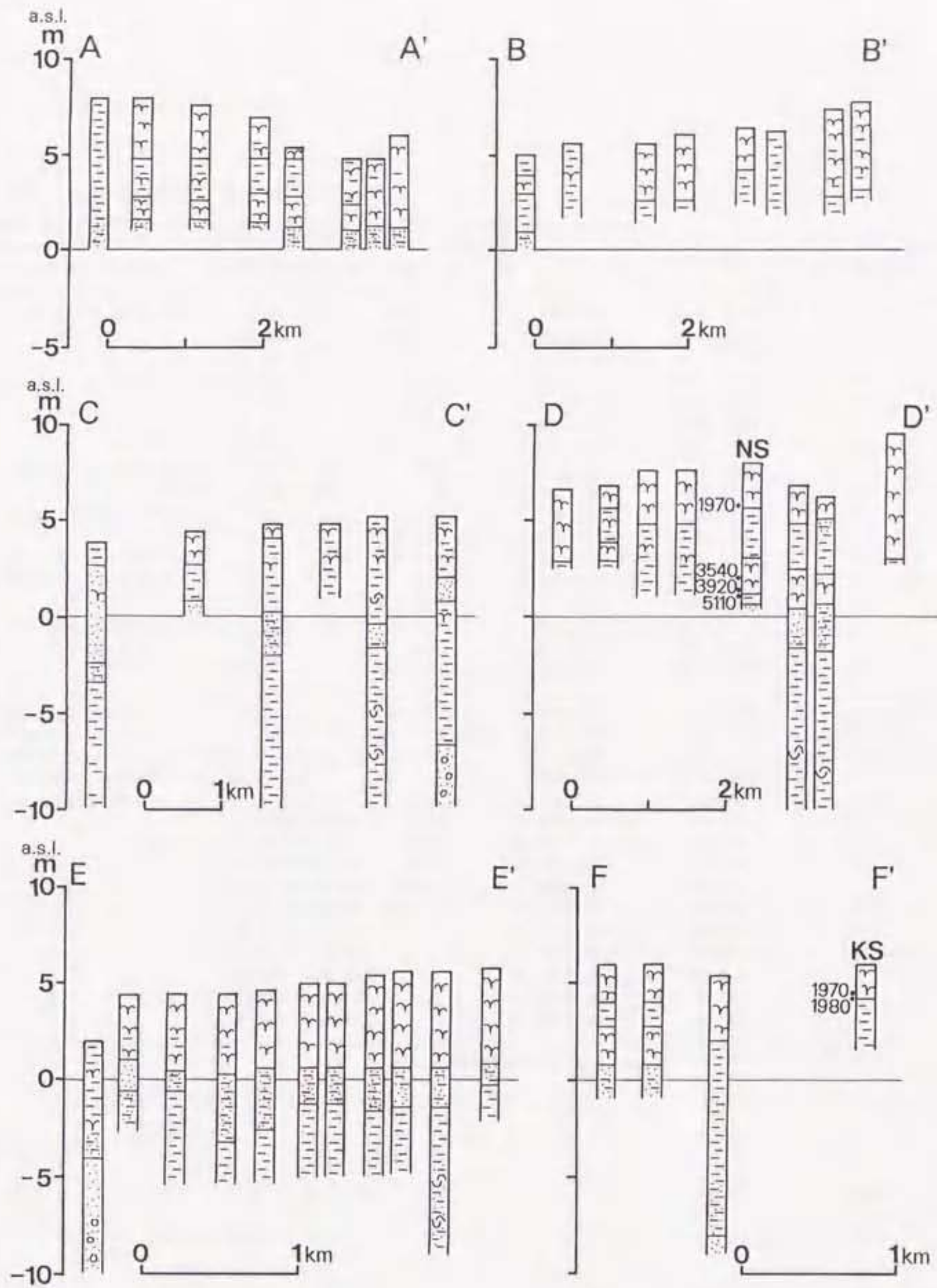
第21図 泥炭地における地質柱状図

ボーリング地点は第20図に示す

S84 : Sakaguchi et al. (1985) による

Figure 21 Columnar sections of the peatland in the Sarobetsu Lowland





第22図 地質断面図

断面図の位置は第20図に示す

凡例は第21図と同じ

Figure 22 Geological sections of the Sarobetsu Lowland  
Legends are the same as in Figure 21



第2表 サロベツ原野で得られた<sup>14</sup>C年代

Table 2 Radiocarbon dates obtained in the Sarobetsu Lowland

SAMPLING LOCATION	ELEVATIONm(DEPTH)	MATERIAL	<sup>14</sup> C dates(yrsBP)	LAB. NO	REFERENCE
Nishitoyotomi(N S)	5.60	▲peat	1,970±290	NUTA-2078	This study
	3.05	wood frag.	2,250±280	NUTA-2202	"
	2.30	peat	1,960±240	NUTA-2181	"
	2.05	peat	3,540±270	NUTA-2182	"
	1.45	peat	3,380±160	NUTA-2627	"
	1.35	▲peat	3,920±160	NUTA-2628	"
	1.15	plant frag.	5,110±270	NUTA-2629	"
Toyotomi Ashikawa(T O) (S A)	1.71~1.21	peat	3,210±310	NUTA-2203	"
	2.10~1.60	peat	2,240±180	NUTA-2633	"
Toyotomi Ochiai(K S)	4.25	peat	1,970±450	NUTA-2183	"
	4.15	▲peat	1,980±280	NUTA-2201	"
Toyotomi Houtoku(H T)	0.05	▲peat	1,860±230	NUTA-2198	"
Minamitoyotomi(M T)	5.60	peat	1,230±250	NUTA-2199	"
	3.20	▲peat	4,270±450	NUTA-2200	"
Wakkasakanai(W A)	(1.40)	▲peat	1,790±230	NUTA-2743	"
Horonobe Otonrui (HM)	(2.70)	peat	1,020±170	NUTA-2742	"
	-26.5	wood frag.	7,340±270	NUTA-2744	"
Toyotomi Seimei	2.5	<i>Corbicula</i> sp.	6,370±110	GaK-6623	Sakaguchi(1979)
Toyotomi Houtoku	-7.36~-7.46	<i>Crassostrea gigas</i>	11,910±220	GaK-8710	Akamatsu et al.(1981)
Houtoku upland	just below dune sand	humus	5,760±60	N-4568	Naruse et al.(1984)
Toyotomi Toyosato	in dune sand	charcoal	380±60	N-4567	"
Shimonuma(S B 4)	1.733~1.713	peat	2,860±60	TK-637	Sakaguchi et al.(1985)
	1.403~1.383	peat	3,020±40	TK-638	"
	0.903~0.883	peat	3,550±70	TK-639	"
	-0.107~-0.137	peat	4,060±60	TK-640	"
	-0.617~-0.637	▲peat	4,650±70	TK-641	"
	-5.617~-5.667	wood frag.	7,580±60	TK-642	"
	-17.517~-17.617		11,800±100	TK-643	"
	-26.437~-26.487		8,760±80	TK-644	"
	-26.537~-26.587		9,360±90	TK-657	"
	-34.067~-34.117		10,500±100	TK-645	"
-42.417~-42.467		11,000±100	TK-646	"	

▲lowermost part of peat layer



られる(第25図)。

完新統上部は、基本的には垂直的な層相変化に一定の傾向があり、円山台地の東西の地域で見られるように、下位の砂層とそれを覆うシルト層と泥炭層からなる(第22図)。下位の砂層は、場所によってシルト質となっているが、比較的広い範囲に分布している。この砂層からは貝殻は認められないことから河成堆積物と判断される。この砂層の堆積年代を直接を示す $^{14}\text{C}$ 年代資料はないが、円山台地東のNS地点において、砂層直上より産出した木片の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $5,110 \pm 270$  yrs BPであった(第21図)。この $^{14}\text{C}$ 年代資料と砂層の層厚が比較的薄いことから、砂層の堆積期は約5,000 BPをそれほどさかのぼらない時期と考えられ、約5,500~5,000 BP前頃と推定できる。

完新統最上部の泥炭層の堆積状態(第22図)は、低地の微地形(第4図)との明瞭な対応関係が認められる。サロベツ川、兜沼川(旧サロベツ川)、下エベコロベツ川の現流路沿いの自然堤防の地下では、河成堆積物の活発な供給を反映し、明瞭な泥炭層を欠いており、シルト層(自然堤防堆積物)が表層まで堆積している(第22図:A-A'の左端、E-E'の左端)。現流路付近の氾濫原(蛇行帯)では、泥炭層にシルト層が頻りに挟まれ、河川の氾濫の影響を受けていることがわかる。このような河成堆積物の分布する範囲は、阪口(1958)の指摘するように、現流路から約2kmの範囲に限られている。流路から約2km以上離れた地点では、連続的な泥炭層が形成されている傾向があり、空中写真の色調や地表面の起伏の違いからも泥炭地と判読できる。泥炭層の層厚は、最大で約7mに達するが、一般に2~5mであり5mを越えることは少ない。

以上のように泥炭層とシルト層(河成堆積物)の堆積状態からも、阪口(1958)が指摘する泥炭地河川の流路の安定性が確認された。ただし、この泥炭層とシルト層(河成堆積物)との指交関係には、以下に示すような傾向が読み取れる。すなわち、シルト層(河成堆積物)が顕著に側方に拡大する層準が共通してみられる。このシルト層の拡大によって、完新統最上部の泥炭層は上位と下位に大きく二分される傾向がある。この傾向は、アチャル台地東方の兜沼川(旧サロベツ川)からサロベツ川(旧モサロベツ川)にかけての地域(第22図:A-A')、円山台地から下エベコロベツ川にかけての地域(第22図:D-D')、豊徳台地東のサロベツ川から上サロベツ原野の中心部にかけての地域(第22図:F-F')にほぼ共通した層準にみられる。また、明瞭なシルト層がはさまれない地点でも、このシルト層に相当する層準では、シルト質泥炭層になっている場合もある。

ハンドボーラーで採取した泥炭層の基底付近を中心にAMS $^{14}\text{C}$ 年代測定を行った(第21図)。

下位の泥炭層の基底は、円山台地東のNS地点で $3,920 \pm 160$  yrs BP、円山台地南のMT地点で $4,270 \pm 450$  yrs BP、ハンケ沼付近のS84地点で $4,650 \pm 70$  yrs BP (Sakaguchi et al.,



1985) という年代を示す。したがって、下位の泥炭層の形成は約4,500~4,000 BPに開始したと推定される。また、NS地点では下位の泥炭層の基底から約10cm下の層準で5,110±270 yrs BPという年代を示すことから、泥炭層と下位のシルト層の間に不整合が存在する可能性がある。

上位の泥炭層の基底は、NS地点で1,970±290 yrs BP、上サロベツ原野の中心部のKS地点で1,980±280 yrs BP、豊徳台地東のHT地点で1,860±230 yrs BPであることから、上位の泥炭層の形成は約2,000 BPに開始したと考えられる。さらに、上位と下位の泥炭層の間に挟まるシルト層(泥炭質シルト層)は、NS地点における<sup>14</sup>C年代から、約3,000~2,000 BPに堆積したと考えられた。

阪口(1958)は、兜沼地区の完新統上部に、氾濫堆積物とは色調が異なる白色の粘土の薄層が分布していることをみだし、これを風成の火山灰層と推定している。本研究でも、上サロベツ原野におけるボーリングコアの深度4m付近に、層厚1~3mmの白色の粘土の薄層が確認された。従来、道北地域における完新世の火山灰としては、利尻豊徳火山灰が報告されている(更別グループほか、1966)が、層相と層準から判断するかぎり、上記の火山灰はこの火山灰とは別なものと考えられる。

次に、砂丘帯の堆積物について記載する。海岸付近では、沖積層基底面が-5m前後のところ存在し(更別グループほか、1966)、それを覆う堆積物は砂が主体をなす。この砂層は、豊徳台地およびその延長部の前面を侵食した砂と天塩川の河口から沿岸流によって供給された砂が多く、下部は海成砂、上部は風成砂(陸成砂)と考えられている(阪口、1958)。また、第I砂丘帯地下における海成砂の上限高度が+6.5mであり、この値が海水準最大上昇期の海水準とされている(阪口、1958)。

各砂丘帯の堤間湿地は低位泥炭地となっている。音類における第I砂丘帯と第IIA砂丘帯との堤間湿地では層厚約3mの泥炭層が、稚咲内付近における第IIB砂丘帯と第III砂丘帯との堤間湿地(第4図:WA地点)では層厚1.4mの泥炭層が確認された。このうち後者の泥炭層基底の<sup>14</sup>C年代は、1,790±230 yrs BPを示した。

## (2) 珪藻分析とFeS<sub>2</sub>含有量分析による堆積環境の推定

完新統の堆積環境を推定する目的で、NS地点では珪藻分析とFeS<sub>2</sub>含有量分析を、KS地点では珪藻分析を、HE地点とHM地点では珪藻殻がみいだせなかったためFeS<sub>2</sub>含有量分析を行った(第20図)。珪藻分析は詳細な堆積環境の復元に最も有効であるが、堆積物に珪藻殻の保存が悪い場合には、堆積物中のFeS<sub>2</sub>含有量が海成層、陸成層の認定に有効な指標となる(藤本、1993)。

試料は、NS地点とKS地点では、筆者がハンドボーラーによって採取したオールコアを、



HE地点とHM地点では、北海道開発局による支持地盤調査後に約1mの間隔で採取・保存されたボーリングコアサンプルを使用した。

①豊富町西豊富（NS地点：第23図）

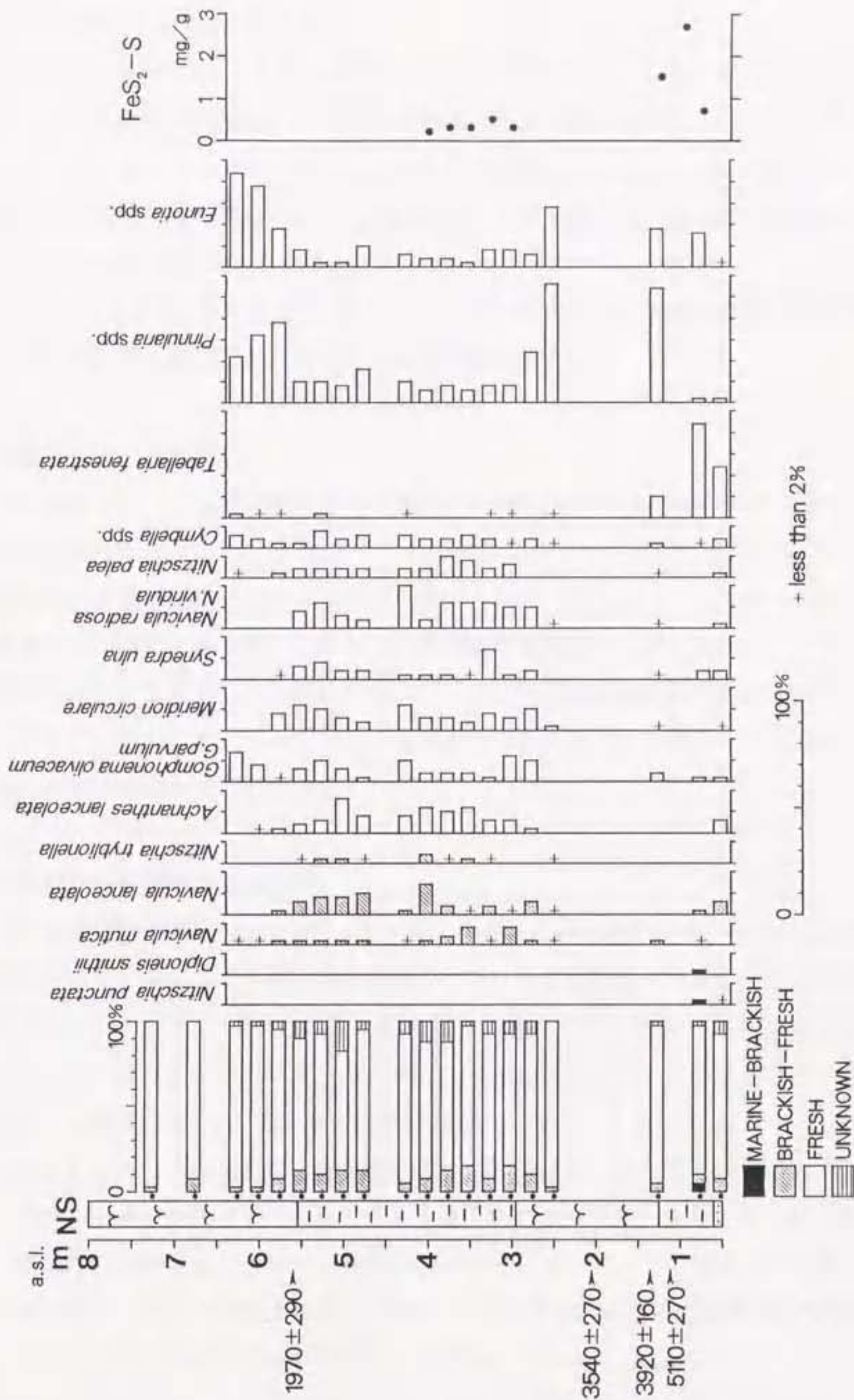
珪藻分析は、ほぼ25cm間隔で行った。全層を通じて、周辺の新第三紀層から再堆積したと考えられた*Deticulopsis* spp.が連続的にみられた。このほかにも再堆積と考えられた珪藻<sup>13)</sup>はダイアグラム作成の際に基数から除外した。さらに、珪藻群集が再堆積による影響を受けているため、FeS<sub>2</sub>含有量分析も並行して行い、分析結果を総合して堆積環境の検討を行った。

標高±0m付近の砂では、淡水生珪藻が80%以上を占めており、沼沢地や泥炭地などに生息する淡水生付着性の*Tabellaria fenestrata*が多くみられた。そのほか淡水生珪藻では、好流水性の*Achnanthes lanceolata*や*Synedra ulna*が数%みられた。また、汽水域にも生息することがある*Navicula lanceolata*も数%みられた。この一層準の分析結果から、この砂層は、河川の影響もある浅い沼沢地（後背湿地）の環境（氾濫原的環境）が推測された。

標高1m付近のシルトでは、ごくわずかに海～汽水生種がみられるが、90%以上が淡水生珪藻である。FeS<sub>2</sub>-Sの含有量も乾燥試料1gあたり1～3mgと淡水の環境を示すが、標高3～4mのFeS<sub>2</sub>-Sの含有量が乾燥試料1gあたり0.1～0.5mgであるのに比べてわずかに高い値を示している。淡水生珪藻で多くみられたものは、*Tabellaria fenestrata*であった。これらから、約5,000 BP頃にはごくわずかに汽水の影響がある後背湿地的な環境であったと推定される。

2枚の泥炭層とそれに挟まれるシルト層では、基本的には淡水生種が多くみられるが、層相によって産出する珪藻群集に明瞭な違いが認められる。すなわち、泥炭層では酸性の止水環境に生息する*Pinnularia* spp.と*Eunotia* spp.が多く、わずかに汽水域から淡水域にひろく生息する*Navicula mutica*、*Navicula lanceolata*がみられた。一方、シルト層では淡水生好流水性の*Achnanthes lanceolata*や*Meridion circulare*などが多いという特徴がみられる。さらに、FeS<sub>2</sub>の含有量が乾燥試料1gあたり0.5mg以下と低い値であることから、このシルト層は淡水の環境が示唆された。これらのことから、この地点は、約4,000～3,000 BPには氾濫の影響を受けない泥炭地の環境であったのが、約3,000 BP以降、河川の影響を受けた氾濫原的環境へと変化し、約2,000 BP以降、再び氾濫の影響を受けない泥炭地へと変化したことが推定される。さらに、シルト層の部分では再堆積種の出現率が全出現珪藻の50～60%にも及び、このことから、上流から活発に碎屑物が供給される氾濫原的環境であったことが示唆される。





第23図 N S 地点における珪藻分析・FeS<sub>2</sub>-S含有量分析結果

Figure 23 Diatom diagram and results of FeS<sub>2</sub>-S contents analysis of Loc. NS



②豊富町落合 (KS地点：第24図)

この地点については、ほぼ25cm間隔で珪藻分析を行った。シルト層の部分では、上位に向かって淡水生種が漸増し、泥炭層の部分では淡水生種が100%を占めるという特徴がある。その中でも、シルト層下部では淡水生浮遊性種の *Stephanodiscus astraea*, シルト層中部では淡水生付着性の *Fragilaria pinnata*, シルト層上部と泥炭層では *Eunotia* spp. と *Pinnularia* spp. が多くみられる。

以上のことから、この地点は、わずかに汽水の影響を受ける湖沼が徐々に埋積されて、約2,000 BP以降、泥炭地へと変化したことが推定できる。

③豊富町豊栄 (HE地点：第25図)

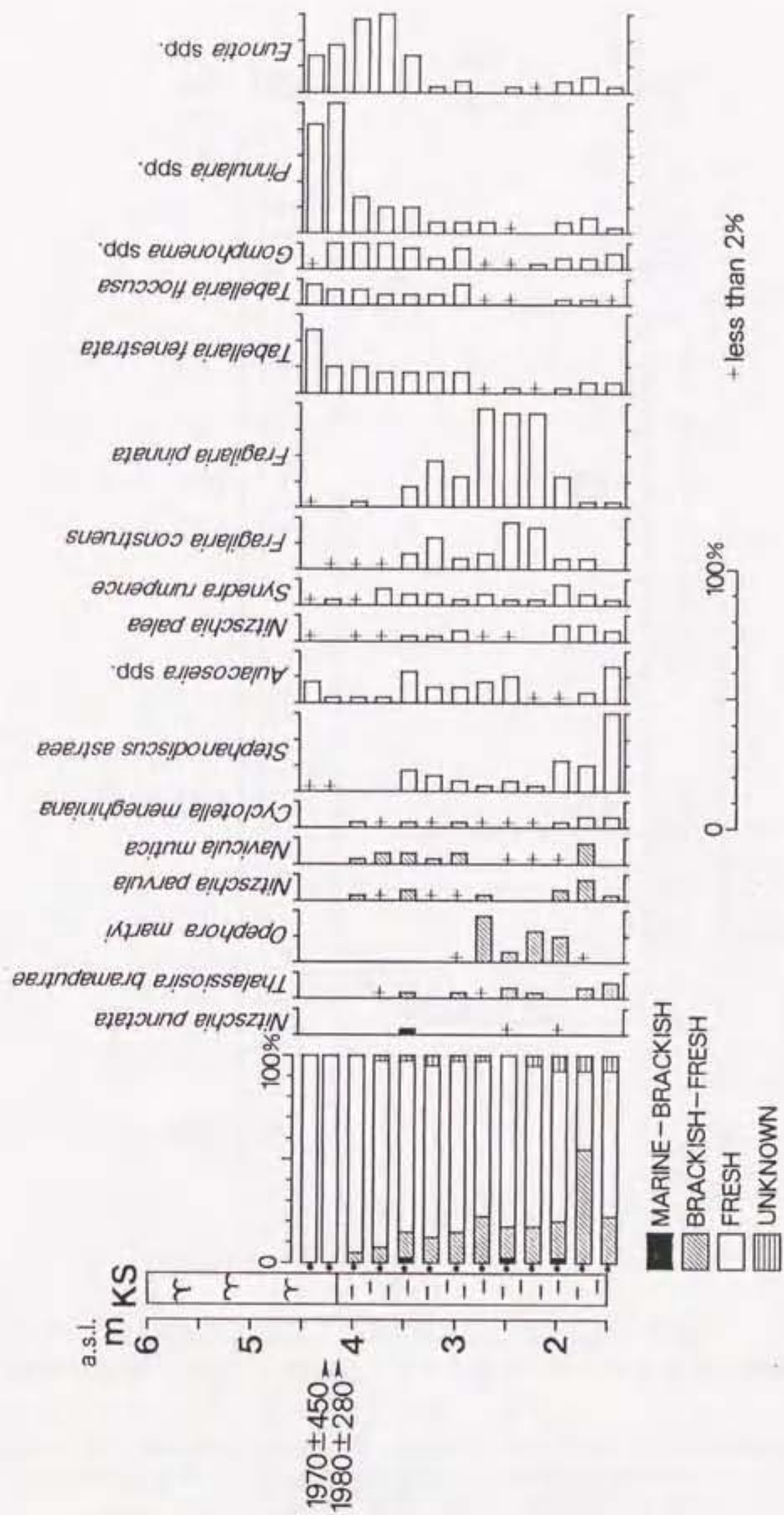
この地点では、完新統と考えられる標高-5~0m付近のシルト層について約2m間隔で  $\text{FeS}_2$  含有量分析を行った。-15mより下位の礫混じりシルト質砂層は、シルトの固結度が高く礫の風化が進んでいる点から基盤岩と判断された。更別グループほか (1966) による沖積層基底等深度線図みると、この地点の沖積層基底深度はmである。

分析の結果、上位のシルト層の  $\text{FeS}_2$ -Sの含有量は乾燥試料1gあたり約1mgとごくわずかに高い値を示した。このことから、この地点がわずかに汽水の影響をうけた環境 (潟湖) であった時期が存在したことが推定された。

④幌延町音類 (HM地点：第25図)

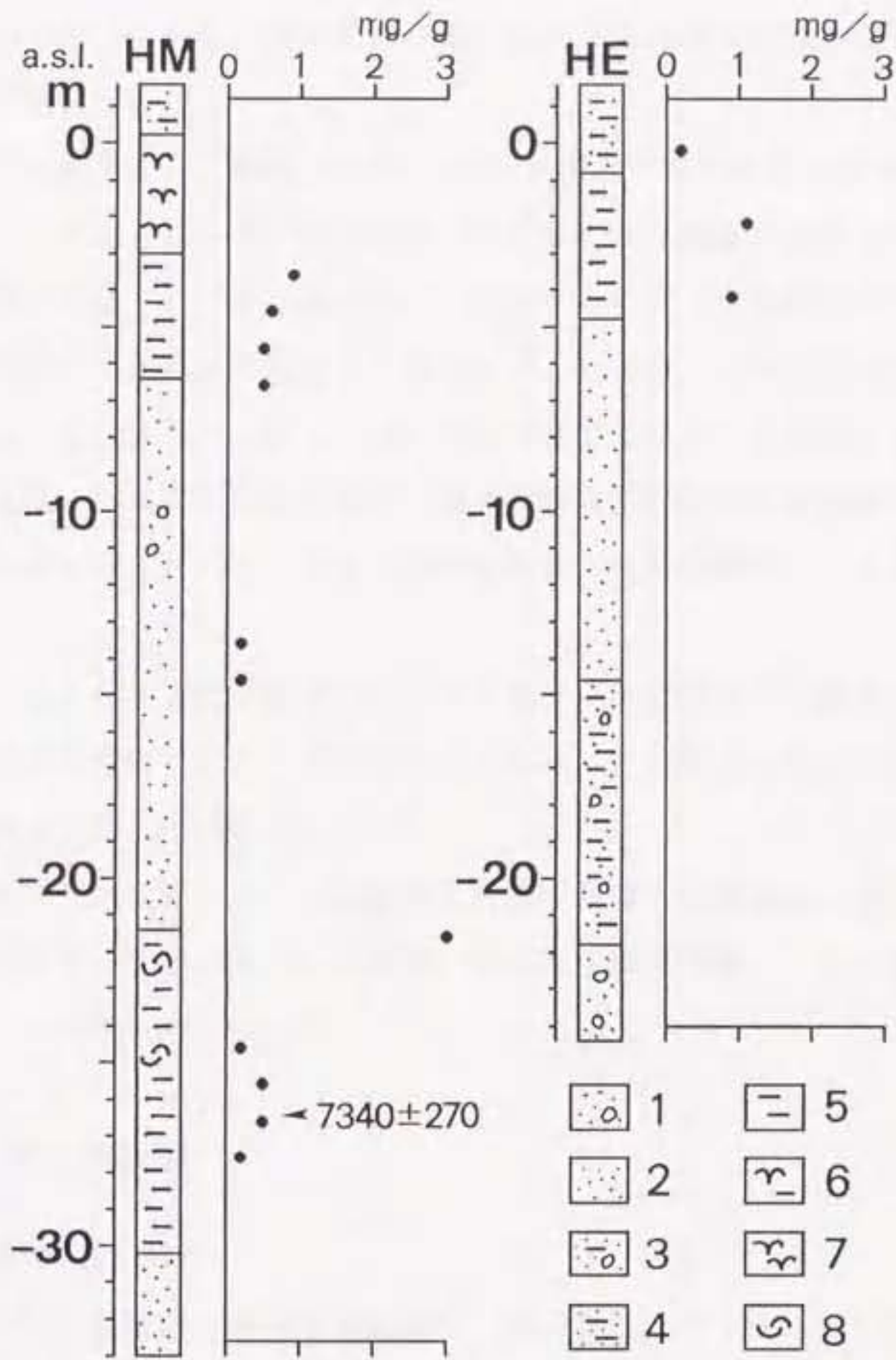
この地点では、標高-26.5mのシルト層に含まれていた木片の $^{14}\text{C}$ 年代が7,340±270 yrs BPと得られている。シルト層の部分を中心に  $\text{FeS}_2$  含有量分析を行った。その結果、下部の貝殻 (*Corbicula* sp.) を含むシルト層の部分においても、標高-22m付近の層準を除いて、 $\text{FeS}_2$ -Sの含有量は乾燥試料1gあたり0.1~0.5mgと特に高い値を示さない。よって、約8,000~7,000 BPにはすでに海岸砂州が形成されており、しかも潮流口からの海水の流入はごくわずかであり、HM地点は、閉塞性の高い潟湖の環境であったと推定された。さらに、上部のシルト層においても、 $\text{FeS}_2$ の含有量は下部のシルト層と変わらない値であることから、海側から供給されたと考えられる砂層の堆積によって、この地点の水深が低下し浅い沼沢地に変化したことが考えられた。標高-22m付近で  $\text{FeS}_2$ -Sの含有量が乾燥試料1gあたり3mgとやや高い値を示す理由はいまのところ不明であるが、Sakaguchi *et al.* (1985) による珪藻分析・有孔虫分析結果においても、完新統下部のシルト・粘土層の中で外洋水の影響が強く現れる層準が存在することが指摘されている。なお、堆積物の下部と上部の堆積環境から、中部にみられる砂層は海水準上昇とともに堆積した砂州堆積物と推定される。





第24図 KS地点における珪藻分析結果  
 Figure 24 Diatom diagram of Loc. KS





第25図 HM地点とHE地点におけるFeS<sub>2</sub>-S含有量分析結果

1.礫混じり砂 2.砂 3.礫混じりシルト質砂 4.シルト質砂・砂質シルト 5.シルト・粘土 6.泥炭質シルト・シルト質泥炭 7.泥炭 8.貝殻

Figure 25 Results of FeS<sub>2</sub>-S contents analysis of Loc.HM and Loc.HE

1.sand with gravel 2.sand 3.silty sand with gravel 4.silty sand・sandy silt 5.silt・clay 6.peaty silt・silty peat 7.peat 8.shell



### (3) 完新統の堆積環境の変化の特徴

サロベツ原野における完新統の堆積環境の変遷についてその特徴をまとめる。

HM地点とS84地点 (Sakaguchi *et al.*, 1985) による分析結果から、完新統下部にみられる厚いシルト層からは明瞭な海成層の証拠は認められず、汽水～淡水成の潟湖堆積物であることが明らかとなった。しかし、HM地点の中部にみられる砂層は砂州堆積物と考えられ、海成層である可能性がある。

また、NS地点の分析結果から、標高±0m付近の泥炭層の下位の砂質堆積物の堆積環境は、いまのところはっきりしないが、後背湿地 (氾濫原) 的な環境が推測された。さらに、NS地点の泥炭層からは、わずかに汽水域にも生息する珪藻 (生息環境が広い種) がみられたがほとんどが淡水の止水域に生息する種が出現しており、この泥炭層は淡水域 (陸域) の堆積物であり、塩性湿地 (salt marsh) の堆積物ではないことがわかった。泥炭層中に挟まるシルト層は、NS地点の分析結果では淡水生好流水性の珪藻が多産し、基盤岩から最堆積した珪藻も多くみられたことから、河成堆積物 (氾濫堆積物) であることが明らかとなった。

ところで、KS地点でみられる泥炭層下位のシルト層は、淡水湖沼に生息する珪藻が多くみられることから湖成堆積物であることが明らかとなり、この地点は淡水湖沼から泥炭地へと移行した地点であることが確認できた。

以上のように、サロベツ原野における海岸砂丘背後の地域の完新統は、基本的には汽水～淡水成の堆積物であり、上記のように、潟湖、氾濫原 (後背湿地)、淡水湖沼、泥炭地の堆積環境を示すことが明らかとなった。

## 3. 風蓮湖周辺低地の沖積層

### (1) 上部完新統の堆積構造と年代

大平ほか (1994) は、風蓮湖に流入する風蓮川、別当賀川、ヤウシュベツ川の各河川の形成する沖積低地の上部完新統を明らかにするため、合計10地点においてブルームサンプラーを用いて掘削調査を行った (第6図)。さらに、泥炭層の基底 (最下部) と火山灰層直下の泥炭を中心にAMS<sup>14</sup>C年代測定を行っている (第3表)。以下に、大平ほか (1994) による上部完新統の堆積構造、層相、年代に関する記載について整理する。

各沖積低地における上部完新統は、砂層とそれをおおう泥炭質堆積物からなる (第26図)。風蓮川低地の上部完新統は、砂層、礫混じり砂層、シルト質砂層とそれを覆う泥炭層からなる。表層の泥炭層には、深度0.5m付近と深度1.0～1.5mに2枚の明瞭な火山灰層が挟在している。上位のものは、層厚2～5cmの淡黄褐色細粒火山灰層で、白色の軽石粒を







第3表 風蓮湖周辺低地で得られた<sup>14</sup>C年代

Table 3 Radiocarbon dates obtained in the alluvial lowlands around Lake Furen

SAMPLING LOCATION	ELEVATIONm(DEPTH)	MATERIAL	<sup>14</sup> C dates(yrsBP)	LAB.NO	REFERENCE
R.Furen(F U 2)	(0.40) below Me-a	peat	130±120	NUTA-1693	Ohira et al.(1994)
	(1.52) below Yausubetsu	peat	1,570±160	NUTA-1695	"
	(1.70)	▲peat	2,740±300	NUTA-2075	"
	(2.10)	peat	4,310±190	NUTA-1706	"
R.Furen(F U 3)	(1.40)	▲peat	2,630±200	NUTA-2074	"
	(1.45)	▲peat	2,780±310	NUTA-2040	"
	(1.85)	wood frag.	2,930±300	NUTA-1998	"
	(2.40)	wood frag.	3,730±300	NUTA-2038	"
R.Furen(S K 1)	(3.10)	▲peat	4,110±280	NUTA-2076	"
	(3.45)	▲peat	4,500±410	NUTA-1996	"
	(3.85)	wood frag.	4,800±510	NUTA-1997	"
R.Ponyausubetsu	(1.80)	peat	10,580±240	NUTA-1704	"

▲lowermost part of peat layer



含む場合がある。下位のものは、層厚5~10cmの黄褐色細粒火山灰層である。これらの火山灰層は、層相と直下の $^{14}\text{C}$ 年代から、道東地域において報告されてきた200~500年前に降下したMe-aと約2,000年前に降下した矢白別層（佐々木ほか, 1971; 宮田ほか, 1988）に対比された。Me-aは、春国岱の第1砂州列と第2砂州列の堤間湿地におけるSH1地点の表層の泥炭層中では、上位の淡黄褐色細粒火山灰層と下位の白色細粒火山灰層の2層（Me-a1, Me-a2）に分かれる。これらの火山灰層に関して、遠藤ほか（1988）は、道東に分布する完新世後期の3~4層のテフラ層序とその給源火山について検討した結果、Me-aの給源火山は、雌阿寒岳や摩周火山ではなく、道南の駒ヶ岳と推定している。さらに、徳井（1989）は、道東にみられる近世のテフラについて、その給源火山、噴火年代などについて精査している。その中で、二枚に分かれるMe-aのうち、上位のMe-a1と下位のMe-a2の火山ガラスの主成分組成は、それぞれ樽前山と駒ヶ岳の火山ガラスの主成分組成に酷似していることを見だし、Me-a1はTa-aに、Me-a2はKo-c2に当たる可能性を指摘している。

風蓮川低地における泥炭層の層厚は1~2m程度であり、その泥炭層基底の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $2,740 \pm 300$  yrs BP,  $2,630 \pm 200$  yrs BP,  $2,780 \pm 310$  yrs BPを示す（第26図）。風蓮川低地で認められた層序は、約13km東の別当賀川低地のBT1地点や約8km北のヤウシュベツ川低地のMN1地点においてもほぼ共通する。また、風蓮川低地のFU2地点、FU3地点から約2.5km下流においても、層厚約2mの泥炭が堆積しており（北海道開発庁, 1963）、火山灰層の挟在する層準がほぼ同じことから、泥炭層の堆積開始期はFU2地点、FU3地点とほぼ同時期と推定されている。

一方、風蓮川支流低地のSK1地点では、層厚約3.5mのシルトを覆って、2枚の火山灰層を挟む層厚約3mの泥炭層が認められる。泥炭層基底付近の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $4,500 \pm 410$  yrs BP,  $4,110 \pm 280$  yrs BPを示す（第26図）。また、SK1地点から約1km下流のSK2地点においても、堆積物の層序はほぼ共通しており、火山灰層の挟在する層準がほぼ同じことから判断して、泥炭の堆積開始期はSK1地点と同時期と推定されている。

さらに、大平ほか（1994）は砂州地域の堆積物についても若干記載している。砂州は南東部の春国岱を模式地として3列の砂州列に区分され、風蓮湖側から根室湾側へ第1砂州列、第2砂州列、第3砂州列と呼称された（第6図）。潮流口をはさんで北西側の走古丹付近における第1砂州列上でのトレンチ調査の結果、第1砂州列の構成層最上部は風成砂と考えられる粗粒砂とそれを覆うMe-aをはさむ黒色腐植土よりなることが明らかとされた。また、春国岱のSH1地点における第1砂州列と第2砂州列の堤間湿地に堆積した泥炭層中にもMe-aが確認されることから、第1砂州列と第2砂州列は200~500年前にはすでに形成されていたとした。



## (2) 上部完新統の堆積環境

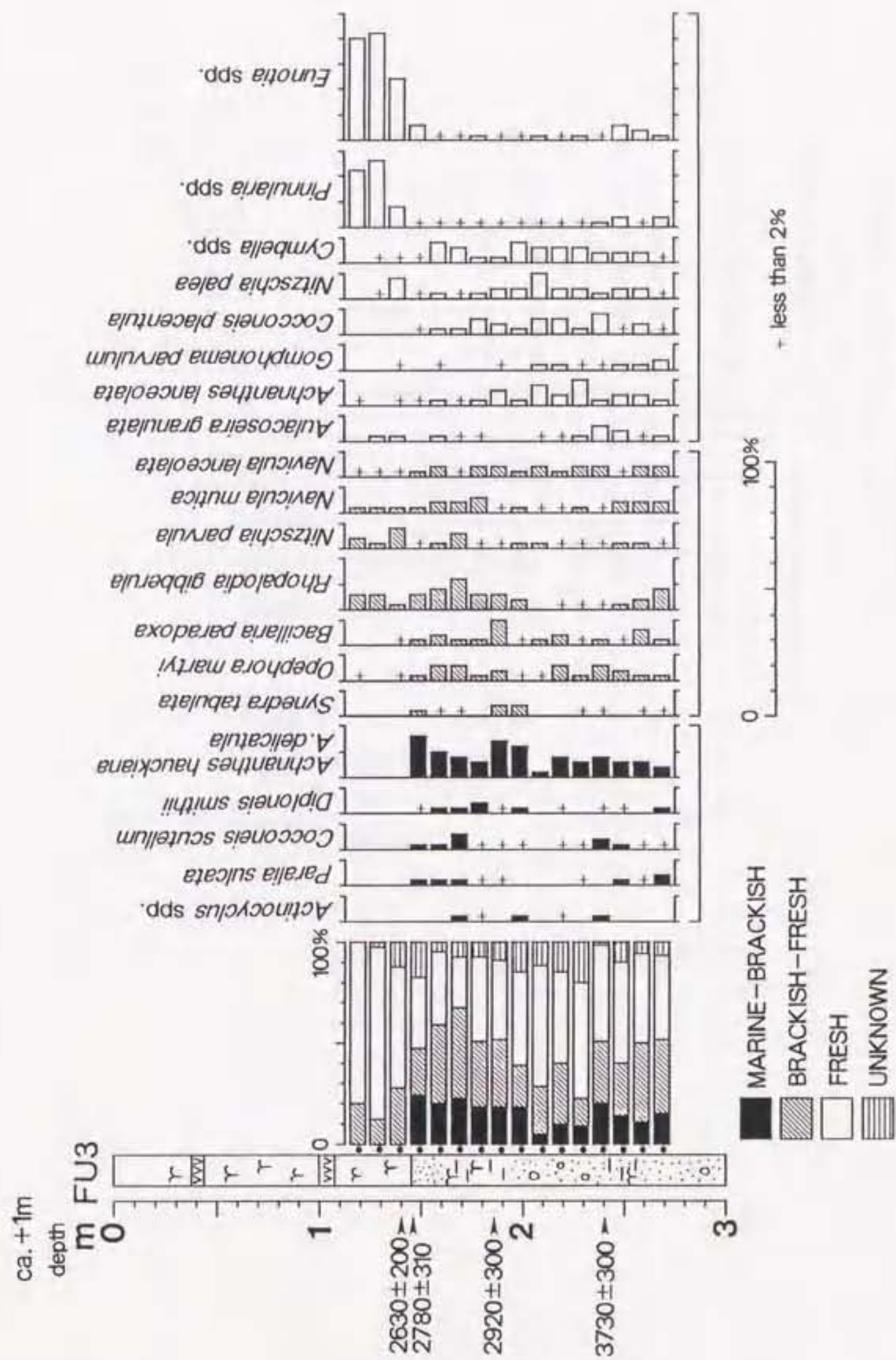
大平ほか(1994)は、上部完新統の堆積環境の変遷を明らかにするため、FU3地点、BT1地点、SK1地点で得られたコアについて珪藻分析を行った。以下に、その分析結果について整理する。

風蓮川低地のFU3地点(第27図)では、砂質から泥炭質へ層相が変化するところを中心に10cm間隔で分析が行われた。深度1.4m以下の砂質堆積物では、海～汽水生種が連続して出現する。なかでも、干潟や河口汽水域に生息する*Achnanthes hauckiana*と*Achnanthes delicatula*が合わせて10%～20%で連続し、その他にも内湾や潟湖などに生息する*Paralia sulcata*も数%出現している。一方、深度1.4m以浅の泥炭層では、淡水生種の*Pinnularia* spp., *Eunotia* spp.が急激に増加する。以上のことから判断して、FU3地点は2,800～2,600 BPに、汽水性の干潟環境から淡水環境の湿原に変化したと考えられた。同様な傾向は、FU2地点での珪藻分析結果でも共通してみられている。

別当賀川低地のBT1地点(第28図)では、砂質から泥炭質へ層相が変化するところを中心に10cm間隔で分析が行われた。BT1地点では淡水生種で流水環境を好む*Achnanthes lanceolata*が、全層準にわたって10～30%出現しているが、深度1.6mより下位の砂質堆積物では、*Paralia sulcata*や高鹹汽水域に生息する*Cocconeis scutellum*といった海～汽水生種が連続して出現しており、深度1.5mより上位のシルト質泥炭層では、海～汽水生種がまったく出現しないという特徴が認められた。BT1地点では<sup>14</sup>C年代値は得られていないが、火山灰層の層準がFU3地点と大きく変わらないことから、BT1地点で認められた深度1.6mの堆積環境の急変する時期もFU3地点のそれに近いものと考えられている。

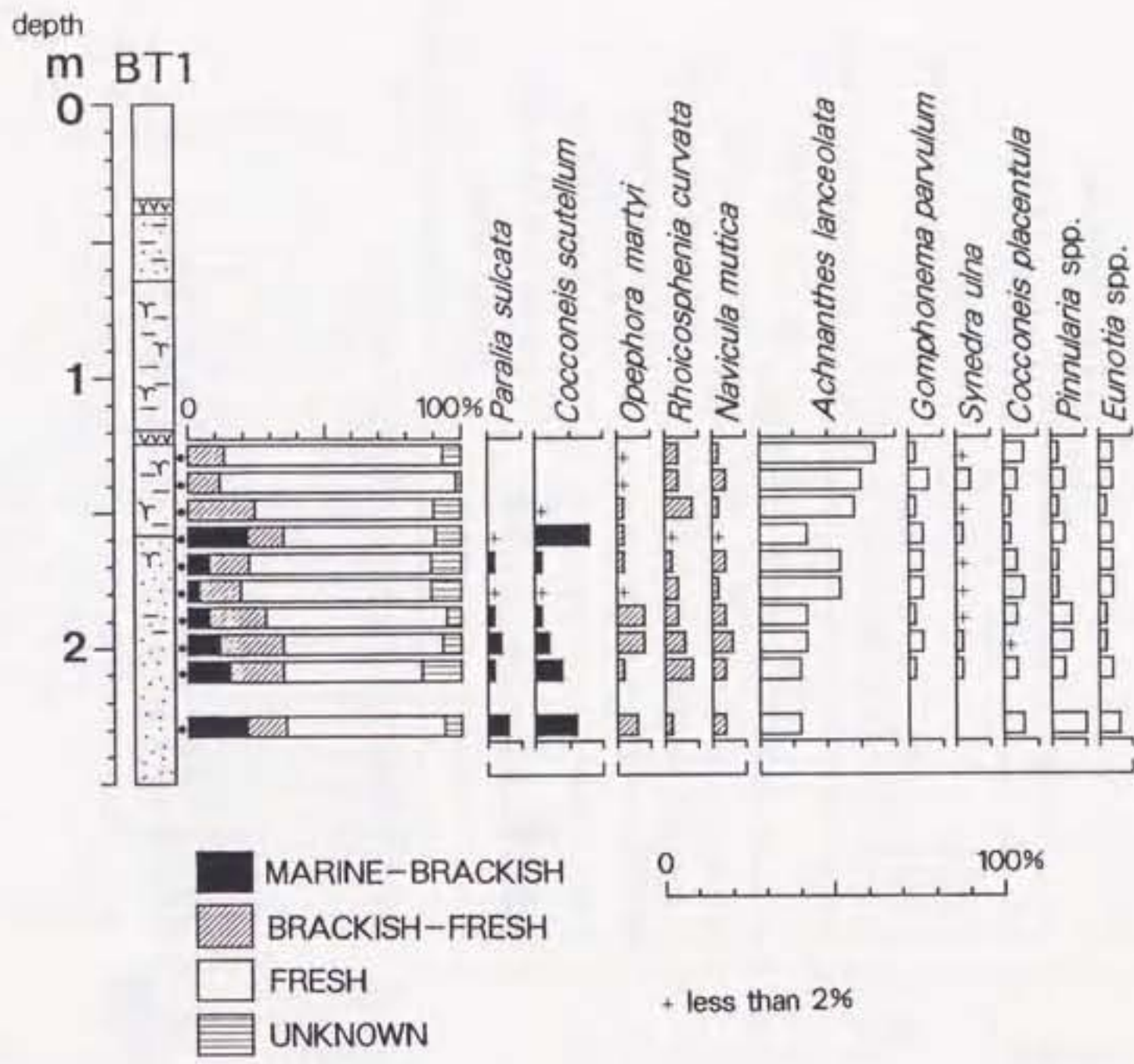
風蓮川支流低地のSK1地点(第29図)では、25cm間隔で分析が行われた。深度7.0～3.5mのシルト層・砂層からは*Cocconeis scutellum*などの海～汽水生種が連続して出現するのに対して、深度3.25mより上位の堆積物では海～汽水生種の出現率が急激に低下し、深度3.00mより泥炭層では、海～汽水生種はまったく出現しなくなっている。以上の結果と<sup>14</sup>C年代値から、SK1地点では、4,500～4,100 BPに海水の流入する水深のごく浅い水域あるいは干潟から湿原に変化したと推定されている。





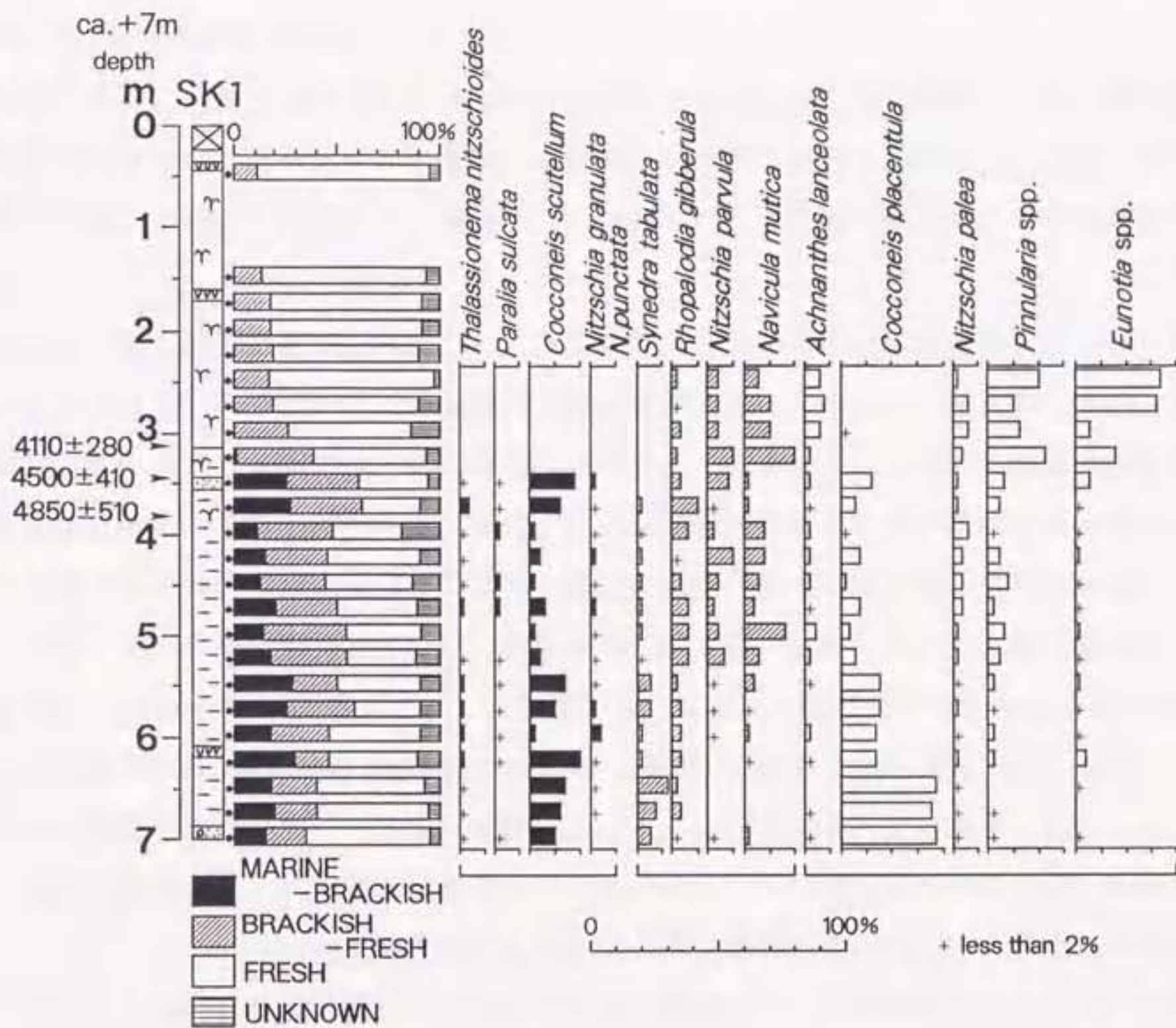
第27図 FU3地点の珪藻分析結果  
Figure 27 Diatom diagram of Loc. FU3





第28図 BT1地点の珪藻分析結果  
Figure 28 Diatom diagram of Loc. BT1





第29図 SK1地点の珪藻分析結果  
 Figure 29 Diatom diagram of Loc. SK1