

北日本における最終間氷期以降の古気候の復原

加藤 茂弘*

*兵庫県立人と自然の博物館 〒669-13 兵庫県三田市弥生ヶ丘6丁目

1. はじめに

近年において、世界的には、最終間氷期から最終氷期を経て現在に至る、絶対年代で裏付けられた精度の良い花粉記録が得られ、深海底コアの酸素同位体比曲線との対比などが試みられている(Woillard and Mook, 1982; Guiot et al., 1989など)。しかし、日本ではそのような花粉記録はほんのわずかにすぎない(東北農政局, 1982など)。

本研究では、海成—河成段丘面群が日本で最も良く発達し、テフラによって絶対年代を知りうる地方の一つである北海道日高地方の段丘堆積物中の泥炭ないし泥炭質堆積物の花粉分析を行い、その結果を主としてテフラ層を鍵層として編年することにより、北日本における最終間氷期以降の古気候を復原する。そして、それを深海底

コアの酸素同位体比曲線と比較することにより、陸上と海底という異なる環境条件の地域で得られた古気候像の異同を考察する。

広域テフラを時代示標層として用いて古気候を復原すること(逆に言えば、広域テフラの気候変化史上の位置を明らかにすること)は、第四紀学だけでなく地形発達史の視点からも非常に重要な課題である。例えば日高地方では、テフラを鍵層として、段丘堆積物に見られる周氷河現象の痕跡、古砂丘の形成、氷河作用の時代などが、花粉記録から復原された古気候と直接に比較・検討されている(Sakaguchi and Katoh, 1990など)。また、海面変動や河成段丘の形成過程との関わりなどを、より細かい精度で検討することも可能である(加藤, 1991など)。本研究では、このような理由と、日高地方周辺において、テフラ層を挟みかつ最終間氷期から現在に至る、連続した堆積物のコアが得られる地点がないという現実を踏まえて、上記の方法を取ることにした。

なお、以下の記述では、最終間氷期、最終氷期

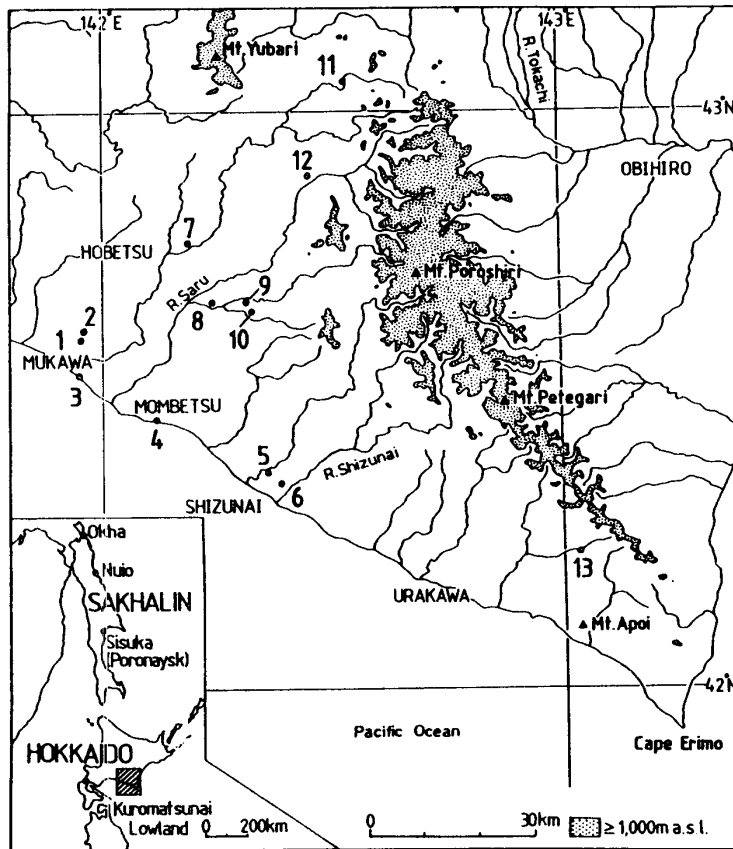


図1 試料採取地点図。

1, 二の宮1 2, 二の宮2 3, 汐見 4, 門別 5, 大富 6, 清水丘 7, 梅の沢 8, 荷負 9, アブシ 10, 貫気別 11, トマム 12, 日高 13, 上杵臼。

Fig.1 General map of the Hidaka district showing sampling localities.

1, Ninomiya-1; 2, Niomiya-2; 3, Shiomii; 4, Mombetsu; 5, Otomi; 6, Shimizuoka; 7, Umenosawa; 8, Nioi; 9, Abushi; 10, Nukibetsu; 11, Tomamu; 12, Hidaka; 13, Kamikineusu.

は、それぞれ酸素同位体比ステージの5e, 5d~2を、晩氷期は同ステージ1のうち13,000~10,000BPの時代を、後氷期は同ステージ1のうち10,000BP~現在の時代を指すものとする。

2. 試料採取地点

花粉分析に用いた試料採取地点を図1に示す。試料はすべて、日高地方に発達の良い海成、河成段丘面上の堆積物から得られたものである。試料採取地点は、およそ北緯42°~43°、東経142°~143°の範囲に位置し、その標高は10m a. s. l. から430m a. s. l. に及ぶが、現在の植生帯区分においてはいずれも汎針広混交林帯(館脇, 1955)に属する。

3. 試料の記載とその層序

試料の層序は、試料中に挟在するテフラ層を対比の直接的鍵層として用い、段丘面を構成する本流性砂礫層の堆積終了期(段丘面形成期)や、試料中に挟在する木片から得られた¹⁴C年代値を間接的な対比資料として用いることにより行った。

3-1. テフラ層序と段丘面形成時代

日高地方とその周辺の模式テフラ層序と、日高地方に発達する海成、河成段丘面の編年を、これまでの研究(春日井ほか, 1980; 柳田, 1981; Arai et al., 1986; 胆振研, 1990; 吉山, 1990; 加藤, 1991など)に基づき図2にまとめた。本図に示されるように、M1面以上の新しい段丘面はテフラ層との関係からその形成時代が明らかにされている。またH3面は、Toya以下のテフラ層に覆われており、その地形発達の検討から、最終間氷期直前の寒冷期(約14~15万年前)に形成されたと考えられている(加藤, 1988; 柳田, 1991など)。これらの研究から、各段丘面の離水期を、H3面: 約14~15万年前、M1面: 約12万年前

(Toya降下以前)、M2面: 約8万年前(Aafa-1降下以降Aso-4降下以前)、L1a面: 6~5万年前(Spfa-7降下前後)、L2面: 2~1万年前(En-a降下前後~Ta-d降下前後)と考えた。

3-2. 試料の記載

試料採取地点の露頭柱状図および¹⁴C年代値を図3に示す。図中の丸付き数字は未詳テフラ層あるいは対比の不確実なテフラ層を示すが、テフラ層中の火山ガラスのEPMAによる化学分析の結果、テフラ層③がMpfa-1に対比され、テフラ層①とテフラ層⑤が対比される可能性が高いこと¹⁾が明らかになっている(阪口・加藤, 1993)。以下では、各地点から得られた試料について簡略に記載する。

1) 二の宮1(Loc. 1): M1面を構成する海成砂層(厚

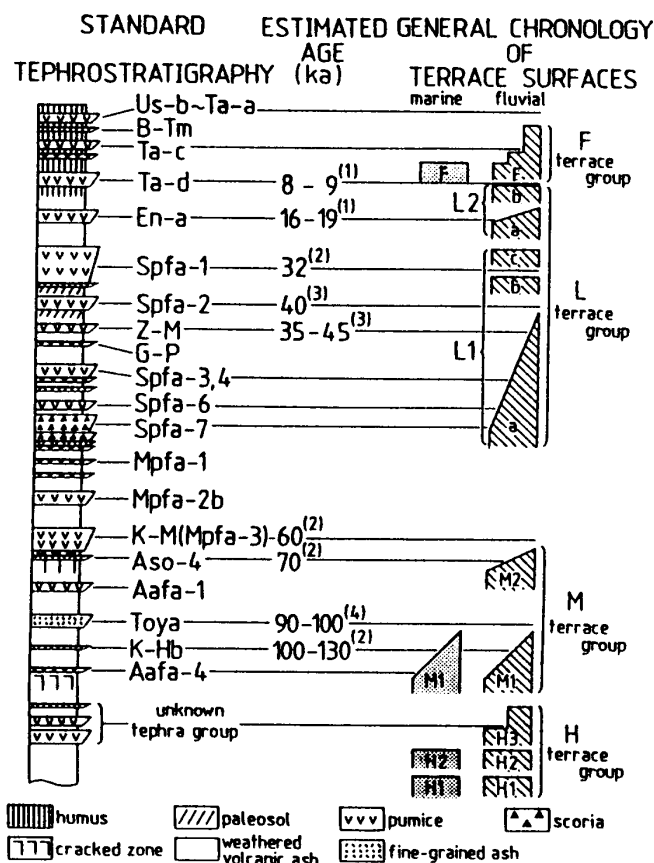


図2 日高地方の模式テフラ層序と段丘面の編年。

(1)梅津(1987) (2)Arai et al.(1986)

(3)山縣ほか(1989) (4)町田ほか(1987)

Fig. 2 Marker tephra layers and general chronology of terrace surfaces in the Hidaka district.

(1)Umetsu(1987); (2)Arai et al.(1986);

(3)Yamagata et al.(1989);(4)Machida et al.(1987).

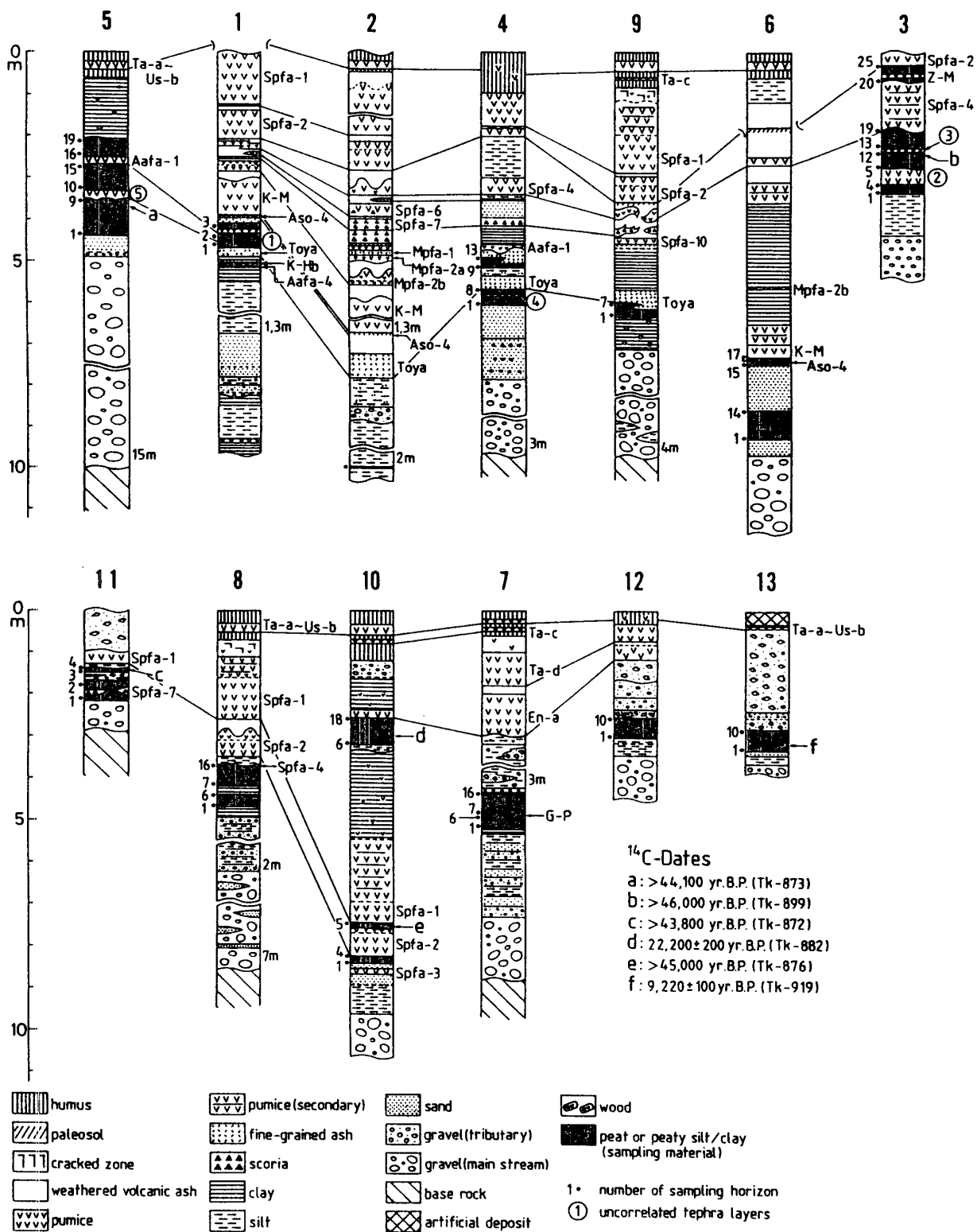


図3 試料採取地点の地質柱状図。採取地点の番号は図1に示す。

Fig.3 Tephra stratigraphy, ¹⁴C-dates and horizons of pollen samples. The numbers of the sampling localities are shown in Fig.1.

真層;馬追団研,1983)の上位に整合に堆積し, Aafa-4~Aso-4のテフラ層を挟在する本郷層(馬追団研,1983)において, Toya~テフラ層①間(試料1), テフラ層①~Aafa-1間(試料2), Aafa-1直上(試料3)の3層準から試料を採取した。

2) 二の宮2(Loc. 2): M1面を構成する海成粘土層(厚真層)下部に挟まれる泥炭層を試料とした。

3) 汐見(Loc. 3): M2面を構成する河成砂礫層直上のシルト, 粘土, 泥炭質粘土, 泥炭の互層が採取試料である。本層は, 下位より順にテフラ層②, テフラ層③(Mpfa-1), Spfa-4, Z-Mを挟在し, 上位を風成堆積のSpfa-2により覆われる。テフラ層②の直上には軽微な不整合が, Spfa-4の直上・直下には明瞭な不整合が認められる。これにより, 採取試料をテフラ層②下位の下部泥炭層(試料1~4), テフラ層②~Spfa-4間の中部泥炭層(試料5~19), Spfa-4以上の上部泥炭層(試料20~25)に区分した。

4) 門別(Loc. 4): M1面を構成する海成砂礫層直上に整合に堆積する泥炭層が試料である。本層は下位より順にテフラ層④, Toyaを挟在し, 上位をAafa-1以上の水成堆積のテフラ層に不整合に覆われる。Toya直上にはその二次堆積物があり, それは次第に泥炭質になる。したがって, Toya以下の泥炭層とToya以上の泥炭層との間には若干の時間間隙の存在が考えられ, 前者を下部泥炭層(試料1~8), 後者を上部泥炭層(試料9~13)として区分した。

5) 大富(Loc. 5): 試料はM1面を構成する河成砂礫層直上に整合に堆積する泥炭層である。本層は下位より順に, テフラ層⑤, Aafa-1を挟在する。テフラ層⑤の下位には明瞭な不整合が見られることから, 本泥炭層を, テフラ層⑤下位の下部泥炭層(試料1~9)と, 上位の上部泥炭層(試料10~19)に区分した。

6) 清水丘(Loc. 6): 試料はM2面を構成する河成砂礫層直上に整合に堆積する泥炭層(試料1~17)である。泥炭層中部には厚さ1mほどの細砂層が挟在する。この細砂層直上の泥炭層(試料15~17)はAso-4を挟在し, 上位をK-Mに覆われる。

7) 梅の沢(Loc. 7): L1a面を構成する河成砂礫層直上に整合に堆積する泥炭・泥炭質粘土の互層を試料(試料1~16)とした。本層は下部にG-Pを挟在し, 上位を支流性砂礫層によって整合に覆われる。

8) 荷負(Loc. 8): L1a面を整合に覆う支流性堆積物直上に, 下位より順に, 泥炭層, 粘土層, 泥炭層が整合に堆積する。試料はこの粘土層下位の泥炭層(試料1~6), 上位の泥炭層(7~16)から分けて採取された。上位の泥炭層の最上部にはSpfa-4の軽石粒が散在する。

9) アブシ(Loc. 9): H3面を整合に覆う垂円礫混じりの粘土層表面の凹部を埋めるようにして泥炭層(試料1~7)が堆積し, その上位にはToyaが堆積する。泥炭層上部(試料5~7)はToyaと指交堆積する。

10) 貫気別(Loc. 10): L1a面を構成する河成砂礫層直上に, 下位より順に, Spfa-3の軽石粒が散在する砂層, 泥炭質粘土層(試料1~4), Spfa-2, 泥炭層(試料5), Spfa-1およびその二次堆積物, Spfa-1の軽石粒が混じる粘土層, 泥炭層(試料6~18), En-aが堆積する。Spfa-2と試料5の泥炭層との間には軽微な不整合が見られ, 時間間隙の存在が考えられる。

11) トマム(Loc. 11): L1a面を構成する河成砂礫層直上に, 角礫層が指交する泥炭層(試料1~4)が整合に堆積する。泥炭層下部にはSpfa-7が挟在し, 泥炭層上位にはシルトの薄層を挟んでSpfa-1が風成堆積する。

12) 日高(Loc. 12): H3面を構成する河成砂礫層直上に, シルト層, 泥炭質粘土層(試料1~10), 支流性堆積物(角礫層と垂円礫層の互層)が下位より順に整合に堆積する。その上位を支流性堆積物が不整合に覆い, さらにその上位をEn-aが不整合に覆っている。

13) 上杵臼(Loc. 13): L2面を構成する河成砂礫層の上位に, 支流性堆積物を挟んで堆積する泥炭質砂層(試料1~10)を試料とした。

3-3, 試料の対比と層序

図4に, 試料と段丘面およびテフラ層との関係をまとめて示す。また, 試料中の木片から得られた¹⁴C年代値

も示した。本図を参照して、試料全体の層序を、新しいものより、上杵臼→貫気別→汐見上部→梅の沢→荷負→トマム→汐見中・下部→清水丘→大富上部→門別上部→アブシ→門別下部→大富下部→二の宮2→日高の順と考えた。門別下部と大富下部の層序関係は図4からは不明であるが、それについては以下のように推定した。

門別下部泥炭層は、本地点の高度（海拔約40m）と、その付近のM1面が示す旧汀線高度（海拔約60m）から、最終間氷期の海面が少なくとも20m以上低下した後に形成が始まったことは確かである。一方、大富下部泥炭層は最終間氷期直後に当時の河川の氾濫原で形成されたもので、その分布高度（海拔約60m）とその付近のM1面が示す旧汀線高度（海拔約50m）との高度差や、大富が当時の河口近くに位置していたことを考慮すると、本層形成時に海面が20m以上低下していたとは考えにくい。したがって、最終間氷期直後に大富下部泥炭層が形成され、その後海面が20m以上低下してから、離水した海成段丘M1面上において、門別下部泥炭層が形成され始めたことみなすのが妥当であろう。

試料間および試料中の時間間隙については次のように考えられる⁹⁾。

1. 上杵臼～貫気別間では、¹⁴C年代値とEn-aの降下年代から、約8千年の時間間隙が存在する。
2. 貫気別の試料6の年代は、En-aの降下年代と試料9層準の¹⁴C年代値から外捜して、約2.4～2.5万年前と見積もられる。これより、Spfa-1下位の試料5との間には約7千年の時間間隙が推定される。
3. Spfa-1, 2の降下年代によると、貫気別の試料5と4の間にも5～7千年の時間間隙が存在する。
4. Spfa-2～Mpfa-1間の風化火山灰層の層厚から判断すると、各テフラ層は数千年程度の時間間隔を以て降下堆積したものと思われる。したがって、これらのテフラ層を挟む貫気別から汐見中・下部にわたる試料間の時間間隙は、各泥炭層の厚さを考慮するとほとんどないものと考えられる。むしろ貫気別の試料1～4と汐見上部間、汐見上部と梅の沢間では、一部で重複するものがあることが予想される。
5. 汐見中・下部と清水丘間では、K-M～Mpfa-2bのテフラ層を欠く分、5千年から1万年近い時間間隙が存在する可能性がある。
6. 清水丘と門別下部間では、清水丘～大富上部間に数千年の時間間隙がある可能性がある。しかし、大富上部～門別下部間では、テフラ層、特にToyaとの関係からみて、時間間隙はほとんどないものとみられる⁹⁾。
7. 門別下部～大富下部間ではK-HbやAafa-4を欠くことから、数千年から1万年近い時間間隙が存在すると考える。
8. 二の宮2と日高については正確な年代資料がない。一応、前者は最終間氷期直前の13～14万年前、後者はその直前の寒冷期とされる約14～15万年前の堆積物であると考えておく。

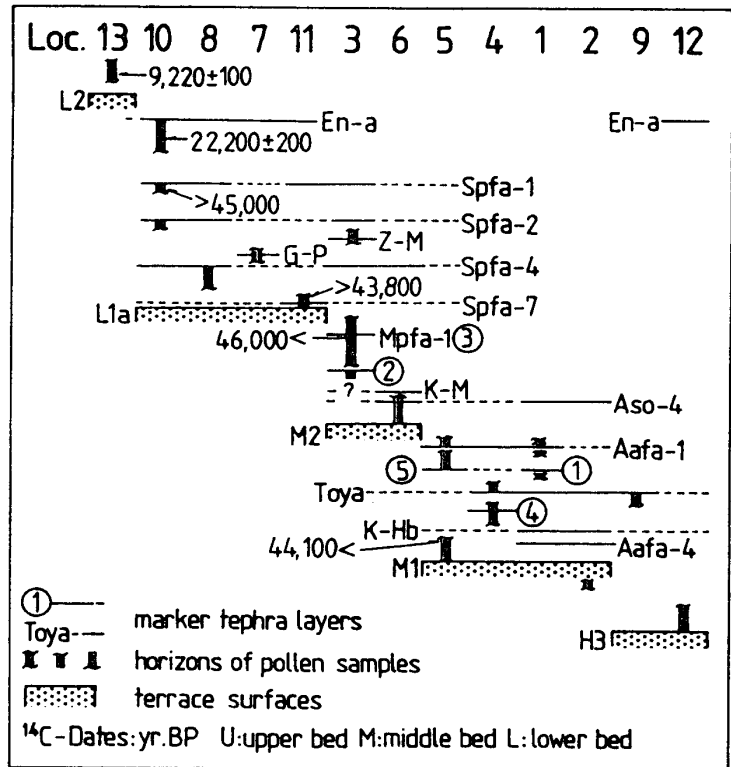


図4 試料堆積物と段丘面およびテフラ層との層序関係。試料採取地点は図1に示す。

Fig. 4 Stratigraphical relationships among the sampling deposits, terrace surfaces and marker tephra layers, with ¹⁴C-dates. The localities of the sampling sites are shown in Fig. 1.

4. 花粉分析

4-1. 分析方法

試料は、露頭の定められた垂直断面に沿って、連続した厚さ5cmないし10cmのブロックに分けて採取された。大富、二の宮1・2、貫気別の試料5が厚さ10cmのブロック、他はすべて厚さ5cmのブロックである。試料は風乾後粉碎され、そのうちから分割法により得られた5gの試料に10%KOHを加えて煮沸し、全試料について70%ZnCl₂溶液で鉱物質を分離した上澄みを検鏡した⁴⁾。花粉・胞子は、明確に低木とみなされる種類を除いた木本花粉（以下の木本花粉はこの意味で用いる）が400箇を越えるまで計数した。花粉・胞子の百分率は木本花粉の総数を基数として算出した。図5に、主要な花粉群集と木本花粉の花粉ダイアグラムを示す。花粉ダイアグラムの末尾には、門別上部や大富上部の一部と重なる二の宮1の分析結果を、参考までに載せてある⁵⁾。なお、花粉分析結果の詳細は、阪口 加藤(1993)を参照していただきたい。

以下の記述では、花粉種の属名あるいは科名を学名で記す。また、Pinus(H)はHaploxyton (ゴヨウマツ亜属)であり、本文中ではPinus(H)をHaploxytonと記す。

4-2. 花粉帯分帯の基準

最終氷期最盛期から現在に至る気候型を記録する黒松内花粉ダイアグラムと、サハリンの3地点（図1）における最近200~250年間の花粉組成（Sakaguchi, 1989）に基づき、氷期最盛期気候型（GM型）、準氷期最盛期気候型（GM'型）、氷期気候型（G型）、晩氷期気候型（LG型）、後氷期気候型（PG型）の5気候型を設け、花粉帯分帯の基準とした（表1）。これら5つの気候型の概要を以下に述べる。

- 1) 氷期最盛期気候型(GM型)：草本花粉 胞子が木本花粉に比べて圧倒的に優勢である。針葉樹種ではHaploxytonが優勢で、Piceaの方がAbiesよりも多い。Larixが、Haploxytonのピーク時あるいはそれに近い時期に産出する。
- 2) 準氷期最盛期気候型(GM'型)：草本花粉 胞子が木本花粉より多い。PiceaはAbiesより多く、Haploxytonは針葉樹種中で優勢だがGM型ほどではない。Larixがわずかに産出する。木本花粉中ではBetulaが優勢である。
- 3) 氷期気候型(G型)：草本花粉よりも木本花粉が多い。AbiesよりもPiceaが多い。針葉樹種中でHaploxytonの占める割合はGM'型より低く、わずかながらLarixを伴う。木本花粉中ではBetulaが圧倒的に優勢である。
- 4) 晩氷期気候型(LG型)：木本花粉が圧倒的に優勢で、針葉樹種が広葉樹種よりも多い。Abiesの方がPiceaよりも多くなる。Betulaは優勢であるが、GM'型やG型ほどではない。温帯林構成種のQuercus, Ulmusがわずかに産出する。
- 5) 後氷期気候型(PG型)：木本花粉中広葉樹種が圧倒的に優勢である。広葉樹種ではBetulaに次ぎQuercusが多い。針葉樹種では、Piceaに比べてAbiesが優勢である。

以上の5つの気候型を基準とし、低木および草本花粉、胞子の分析結果の検討を加えて、23の花粉帯を設定した（図5）。

4-2. 花粉帯の諸特徴

本節では、設定した23の花粉帯について、気候型（GM型~PG型）および特徴を、古い方から順に記載する。

- 1) 花粉帯1(G型)：針葉樹種が圧倒的に優勢で、全体としてAbiesがPiceaよりやや優る。Betulaは非常に少なく、Quercus, Ulmusはほとんどない。
- 2) 花粉帯2(PG型)：AbiesがPiceaに比べ圧倒的に優勢である。Quercus, Ulmusはともに産出し、全試料中で最も割合が高い。下部でFagusがわずかながら産出する。Ulmusが非常に多く産出し、本花粉帯を特色づけている。
- 3) 花粉帯3(G型)：PiceaがAbiesに比べ優勢、HaploxytonとLarixがわずかながら産出する。広葉樹種中ではBetulaが圧倒的に優勢であるが、Quercus, Ulmusも低率で産出し、Fagusも散見される。Tsugaが低率ながら連続して産出する。
- 4) 花粉帯4(GM'型)：草本花粉 胞子が圧倒的に優勢、PiceaがAbiesより優勢、HaploxytonとLarixも比較的多い。

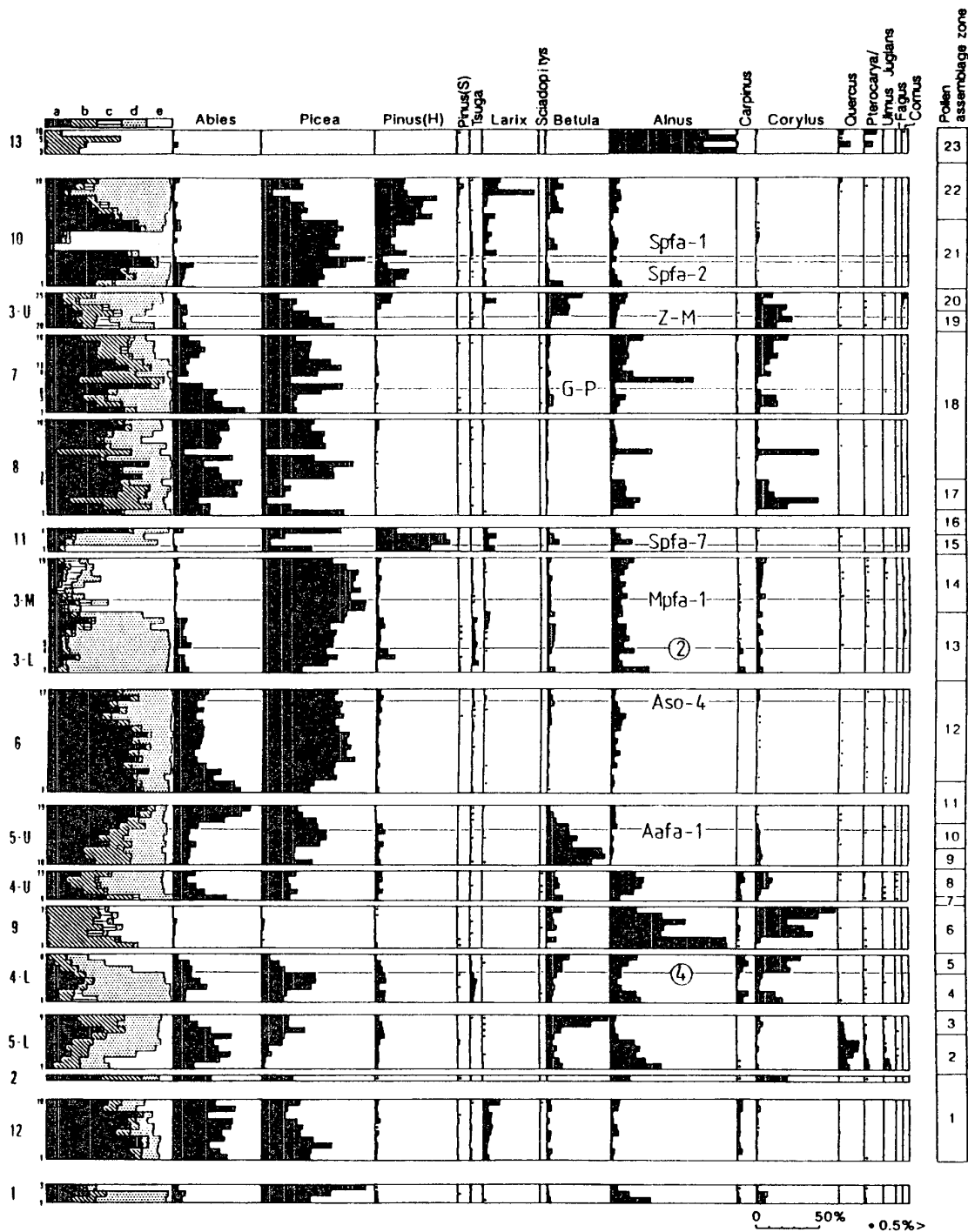


図5 総合花粉ダイアグラム。

a, 針葉樹, b, その他の高木, c, 低木, d, 草本, e, 胞子。

1, 二の宮1 2, 二の宮2 3-U, 汐見上部 3-M, 汐見中部 3-L, 汐見下部 4-U, 門別上部 4-L, 門別下部 5-U, 大富上部 5-L, 大富下部 6, 清水丘 7, 梅の沢 8, 荷負 9, アブシ 10, 貫気別 11, トمام 12, 日高 13, 上杵臼

Fig.5 Synthesized pollen diagram.

a, conifer; b, other trees; c, shrub; d, herb; e, fern and moss.

1, Ninomiya-1; 2, Ninomiya-2; 3-U, Shiomi (upper); 3-M, Shiomi (middle); 3-L, Shiomi (lower); 4-U, Mombetsu (upper); 4-L, Mombetsu (lower); 5-U, Otomi (upper); 5-L, Otomi (lower); 6, Shimizuoka; 7, Umenosawa; 8, Nioi; 9, Abushi; 10, Nukibetsu; 11, Tomamu; 12, Hidaka; 13, Kamikineusu.

表1 黒松内とサハリンの花粉記録(Sakaguchi, 1989)から選んだ標準花粉帯の平均百分率。

Table 1 Average percentage values of the pollen flora of the standard pollen assemblage zones selected from the pollen records of Kuromatsunai and Sakhalin(Sakaguchi, 1989).

Sample	Shisuka	Nuio	Okha	Kuromatsunai					
				Pollen assemblage zone	S5-S4	N4	01-02	K15e	K8a-h
Date(BP)	0-250	0-255	0-200?	0-249	10,248-13,044	13,860-16,360	17,440-19,792	19,792-22,000	23,472-
Abies	13.6	4.6	0.6	5.4	38.3	4.7	4.8	4.2	1.2
Picea	41.9	30.3	40.6	0.4	15.6	25.9	8.3	8.5	4.2
Pinus(H)	12.6	22.4	11.3	1.1	4.7	16.0	35.8	13.6	23.2
Larix	1.0	3.1	1.9	-	-	0.5	2.8	0.2	1.3
Betula	22.2	15.4	24.8	39.8	36.7	59.6	2.0	67.8	50.5
Alnus	6.0	20.1	20.0	10.6	2.9	6.0	12.3	6.2	19.9
Quercus	0.9	0.3	0.1	17.7	1.6	0.0	0.0	0.5	0.0
Total conifer	26.4	41.1	20.3	7.3	49.6	15.4	17.9	22.5	12.1
Total broad-leaved trees	11.5	22.2	14.1	79.1	35.1	22.1	17.6	62.0	28.8
Total AP	37.9	63.3	34.4	86.4	86.8	37.5	35.4	84.5	40.9
Total shrub	25.3	5.7	1.2	1.2	0.3	0.0	0.9	0.2	0.0
Total NAP	1.2	6.2	63.1	8.1	11.5	23.9	61.3	14.5	57.1
Total spore	35.9	25.0	1.5	4.4	1.5	51.2	2.5	0.9	2.1
Climatic type	-	-	-	PG	LG	G	MG	G	GM

表2 日高地方における泥炭および泥炭質堆積物のみかけの平均堆積速度。

Table 2 Mean depositional rates of the peat and the peaty deposits in the Hidaka district.

地点	泥炭質堆積物の上・下限の年代値 (テラ層及び14C年代, BP)	泥炭質堆積物の層厚(cm)	平均堆積速度 (cm/100年)	厚さ5cm当たりの堆積期間(年)
1	上:14,600+100(Tk-917) 下:En-a(ca. 18,000)	52	1.5	327
2	上:Us-b(1663AD) 下:B-Tm(ca. 900)	15	2.2	231
	上:B-Tm(ca. 900) 下:Ta-c(ca. 2,600)	18	1.1	472
	上:Ta-c(ca. 2,600) 下:Ko-g(ca. 4,800)	20	0.9	550
3	上:En-a(ca. 18,000) 下:22,200+200(Tk-882)	40	0.9	528
4	上:Ta-c(ca. 2,600) 下:4,550+270(KSU-1426)	35	1.8	279
	上:4,550+270(KSU-1426) 下:8,380+390(KSU-1425)	35	0.9	547
	上:8,380+390(KSU-1425) 下:11,700+250(N-4940)	60	1.8	277
	全体の平均		1.4	401

1, 2:加藤未公表資料 3:本研究 Loc. 10 4:柳井・五十嵐(1990)の図8より読み取ったもの

草本花粉は多様で、高山性のPleuropteropyrumが出現する。しかしながら、温帯林の低木のPachysandraが出現し、温帯林要素のQuercus, Ulmus, Fagusもわずかながら散見される。

5) 花粉帯5(G型)：草本花粉 胞子が圧倒的に優勢で、特にシダ植物のPolypodiaceaeが優勢である。AbiesよりPiceaがわずかに多く、Haploxyton, Larixも花粉帯4より少ないが産出する。針葉樹種が減少し、広葉樹種のBetula, Alnusが増大する。Quercus, Ulmusも散見される。

6) 花粉帯6(PG型)：木本花粉中で広葉樹種が圧倒的に優勢で、特にAlnusが圧倒的に優勢である。Quercus, Ulmusはわずかに散見される程度で、Fagusはない。針葉樹種のAbies, Picea, Haploxytonは激減、Larixはわずかに散見されるにすぎない。

7) 花粉帯7(LG型)：AbiesがPiceaより優勢、Haploxytonは産出するが、Larixはない。Ulmus, Fagusがわずかに産出する。低木のPachysandraが全試料中最高の6.6%に達する。

8) 花粉帯8(G型)：PiceaがAbiesよりやや多い。Haploxytonは産出するがLarixはない。Tsugaがわずかながら連続して産出する。広葉樹種ではAlnusが優勢であり、Pachysandraが連続して産出する。草本花粉では、Diphylleiaが最大4.2%産出する。

9) 花粉帯9(G型)：Abiesに比べPiceaが優勢、Haploxytonを伴う。Larixは1試料のみ産出する。Tsugaがわずかながら連続して出現する。広葉樹種ではBetulaが圧倒的に優勢で、Quercus, Ulmusはわずかに散見されるにすぎない。

10) 花粉帯10(G型)：Abiesに比べPiceaが圧倒的に優勢、HaploxytonとTsugaは連続して産出するが、Larixはわずかに散見される程度である。広葉樹種ではBetulaが優勢で、QuercusとUlmusがわずかながら散見される。

11) 花粉帯11(LG型)：木本花粉が優勢で、PiceaよりもAbiesが優勢である。わずかながらHaploxytonとTsugaを伴い、Larixは散見される程度である。

12) 花粉帯12(G型)：PiceaがAbiesに比べ圧倒的に優勢、Haploxyton, Tsugaは連続して産出するが、Larixはわずかに散見されるにすぎない。広葉樹種は劣勢で、温帯林要素ではQuercusが散見される程度である。

13) 花粉帯13(GM型)：草本花粉・胞子が圧倒的に優勢。PiceaはAbiesに比べ圧倒的に優勢で、Haploxyton, Tsuga, Larixはいずれも増大する。広葉樹種は劣勢で、Quercus, Ulmusが上位の試料中に散見される程度である。花粉帯4と同様に草本花粉は多様で、Artemisia, Sanguisorba, Gramineaeが優勢である。下位の試料にはDiphylleiaとPachysandraが、また1試料にのみGeraniumが産出する。

14) 花粉帯14(GM型)：草本花粉 胞子が圧倒的に優勢で、大半がSphagnumである。低木のEricaceaeの卓越が目立つ。AbiesはわずかでPiceaが圧倒的に優勢、Haploxyton, Tsuga, Larixを伴う。広葉樹種は劣勢だがAlnusが多く、QuercusやUlmusも散見され、2試料でFagusが産出する。本帯は気候型の基準とは合わないが、サハリンのオハの特徴(表1)に極めて良く似ていることから、氷期最盛期気候型とみなした。

15) 花粉帯15(GM型)：花粉帯14と類似するが、Abiesが消失する一方で、Haploxyton, Larixが著しく増大し、Tsugaを伴わない点で異なる。また、Selaginellaが全試料中で最大となる。

16) 花粉帯16(G型)：AbiesよりPiceaが圧倒的に優勢である。Haploxyton, Larixは上方へ急減する。

17) 花粉帯17(LG型)：AbiesがPiceaよりはるかに優勢である。Haploxyton, Tsugaはわずかに産出するがLarixは見られない。広葉樹種ではAlnusが圧倒的に優勢で、Quercus, Ulmus, Fagusは産出しない。最上部1試料の草本花粉中にPleuropteropyrumが産出する。

18) 花粉帯18(G型)：花粉・胞子の組成が激しく変動する花粉帯である。木本花粉では針葉樹種が優勢であるが、ところどころに広葉樹種が優勢な層準がある。概して、Piceaの方がAbiesより優勢であるが、Abiesがやや多くなる層準も存在する。Haploxytonはほとんどの層準で、Tsugaは下位のほとんどの層準で、それぞれ産出するが、Larixはわずかに散見される程度である。広葉樹種ではAlnusが多く、Quercus, Ulmus, Fagusはごくわずかな数が

数層準に見られるのみである。草本・低木花粉では、Pleuropteropyrum, Diphylla, Pachysandra, Daphneが産出し、これまで見られなかったPolemoniumが下部の数層準で出現する。

19)花粉帯19(G型)：草本・低木花粉，胞子が優勢で，AbiesよりもPiceaが圧倒的に優勢である。Haploxyton, Tsuga, Larixはいずれもわずかながらほぼ連続して産出する。

20)花粉帯20(GM型)：草本花粉，胞子が花粉帯19より優勢になる。針葉樹種は劣勢だが，AbiesよりもPiceaが多い。広葉樹種はBetula, Alnusが優勢で，Betulaの方が多い。全層準でSelaginellaが産出する。

21)花粉帯21(G型)：試料7～9を除き，針葉樹種が圧倒的に優勢である。Abiesに比べPiceaが圧倒的に優勢で，Haploxytonも多く，Tsuga, Larixを伴う。温帯林要素では，Quercusが1層準にのみ，ごくわずかに産出する。低木花粉のDaphneが散見される。

22)花粉帯22(GM型)：大局的には，草本・低木花粉，胞子が優勢。Abiesはわずかで，Picea, Haploxyton, Larixが優勢である。Tsugaもわずかながら出現する。温帯林要素のQuercus, Ulmusもわずかに散見され，Quercusは最上部で若干多くなる。Fagusは見られない。Daphneは全試料中，本帯で最も多産する。

23)花粉帯23(PG型)：針葉樹種はほとんどなく，広葉樹種ではAlnusが圧倒的に優勢で，Quercusがこれに次ぐ。Ulmusは1試料中にのみ産出するが，Fagusは見られない。

5. 考察

5-1. 古気候ダイアグラム

試料採取地域周辺のいくつかの地点において，¹⁴C年代値が得られたり年代既知のテフラ層を挟む泥炭ないし泥炭質粘土，シルト層の平均堆積速度を求めると，0.9～2.2cm/100年となる(表2)。これより，本研究で花粉分析に用いた厚さ5cmの試料の堆積に要した時間は，230～550年と判断される。したがって，厚さ5cmの分析試料の示す期間を，花粉帯1～12とSpfa-2以上の試料では約500年，Spfa-2以下の残りの試料では約250年と仮定し，各花粉帯の期間を算出した。表2より，試料全体の平均堆積速度として1.4cm/100年，試料5cm当たりの堆積に要した平均時間を約400年として表すこともできるが，圧密や分解の程度などを考慮して，このように仮定した。次に，降下年代が推定されているテフラ層の年代を，En-a:18kaBP, Spfa-1:32kaBP, Spfa-2:40kaBP, Aso-4:70kaBP, Toya:95kaBPとした。さらに，最終間氷期に形成されたM1面の離水期を約120kaBPと仮定した。以上3つの仮定と，試料の層序の検討により得られた試料間や試料中の堆積時間間隙を加味して，最終間氷期直前の氷期末から後氷期初頭に至るまでの古気候ダイアグラムを作成した(図6)。

5-2. 古気候ダイアグラムと深海底からの古気候記録との比較

深海底コアの基準化された酸素同位体比曲線(Martinson et al., 1987)を，古気候ダイアグラムと併記した(図6)。深海底コアの酸素同位体比の消長は，大部分が氷河量，一部が海水温の変化によって決まる。氷河量の消長は主として気温と降水量によって規定されるが，大局的には気温によって支配されると見て良い。したがって，酸素同位体比曲線は深海底から得られた古気候記録とみなされる。本節では，この深海底からの古気候記録と，陸上からの古気候記録(図6の古気候ダイアグラム)を比較しつつ議論を進める。

大局的には，両記録は良く一致しているといえる。酸素同位体比曲線のステージ5eのピークと花粉帯2との間に約5千年，ステージ4と花粉帯13, 14との間に約1万年のずれがあるが，テフラ層の降下年代や試料の時間間隙の推定の不確定度を考慮すると，これらは誤差範囲にあるものと考えられる。

酸素同位体比曲線では，ステージ2が最寒冷で，ステージ4がこれに次ぐ。ステージ2と4に比定される花粉帯22と花粉帯13～15では，前者でHaploxytonとLarixが卓越する点で花粉組成上大きな差異があるが，寒冷度の優劣は付けがたい。ステージ2や4に比べてサブステージ5bと5dは，それほど厳しい寒冷期ではなかったという酸素同位体比曲線が示唆する古気候は，古気候ダイアグラムにも表されている。しかし，サブステージ5dに比定

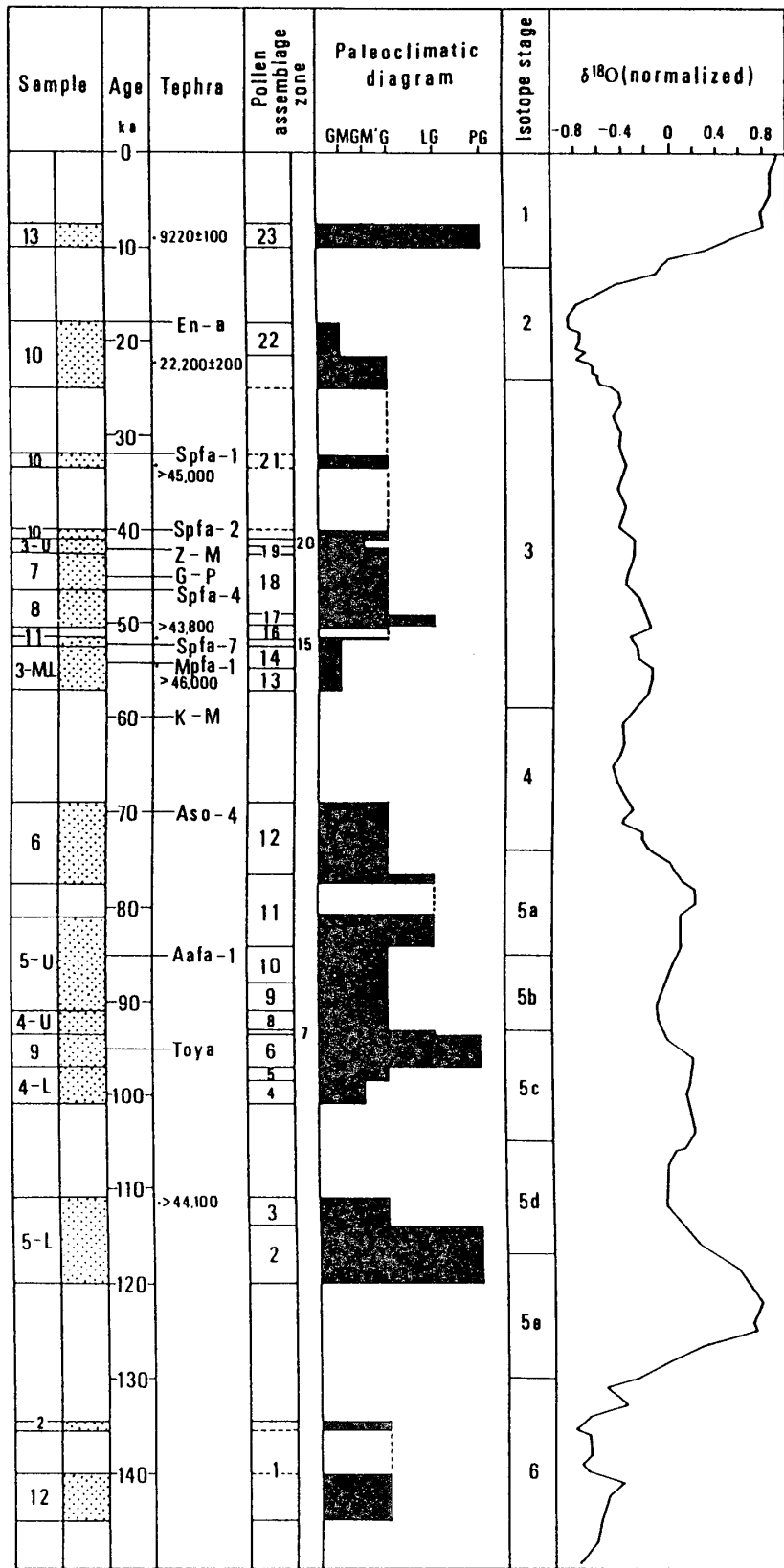


図6 古気候ダイアグラムと $\delta^{18}\text{O}$ 基準化曲線(Martinson et al.,1987).

Fig.6 Paleoclimatic diagram and the normalized oxygen-isotope curve(Martinson et al.,1987).

される時代には、古気候ダイアグラムにおいて試料の欠落が予想される。Sakaguchi and Okumura(1986)によれば、Toya下位のK-Hb降下期直前にかなりの寒冷期が存在した可能性があることから、サブステージ5dの寒冷化については、K-Hbとの関係において、今後さらに検討する必要がある。

酸素同位体比曲線では、ステージ5の中でサブステージ5eが最も温暖で、サブステージ5c、5aでは寒冷化が進んでいると読み取れるが、5cと5aの差はほとんどない。古気候ダイアグラムでは、サブステージ5aに比定される花粉帯11が晩氷期気候型であり、5cおよび5eに比定される花粉帯6と2が後氷期気候型で、大局的傾向は酸素同位体比曲線のものと一致している。しかし、花粉帯6において温帯林要素が欠如していることは、花粉帯6の試料採取地がAlnus林内に位置していたという局地的条件による可能性が大きい。したがって、両花粉帯の気候の差はそれほど大きいとは思われず、日高ではサブステージ5eと5cとの気候の差よりも、サブステージ5cと5aのその差の方が大きかったと推定される。

ステージ3は、酸素同位体比曲線によると、小振幅・小波長の気候変動の時代であったと推測される。ステージ3に対比される花粉帯16~21はまさにこの特徴を持ち、とりわけ花粉帯18にはそれが良く表れている。古気候ダイアグラムからは、ステージ2に比定される花粉帯22に向かって寒冷化が進む中で、数百年~千年程度の気候変動が繰り返して生じたものと考えられる。このような時間オーダーの気候変動は、晩氷期に見られる気候変動と類似するものであり、最終氷期極相期の気候システムへの移行期における現象としてとらえることができよう。この意味で、晩氷期の気候変動に加えてステージ3における気候変動を検討することは、地球規模での気候システムの変化を解明する上で重要な意義を持つと思われる。

6. 終わりに

本研究では、地点・年代の異なる堆積物から得られた花粉分析結果を、主としてテフラ層を鍵層として用いた堆積物の総合層序に従って編年し、最終間氷期以降の古気候の復原を試みた。その結果、復原された古気候は、深海底コアの酸素同位体比曲線の示唆する古気候とかなり良く一致することが明らかになった。

今後は、今回得られなかった時代層、とりわけ酸素同位体比ステージの5dと4に相当する層準、テフラ層との関係ではK-Hb前後の層準とAso-4~Mpfa-2b間の層準の堆積物の分析を進め、さらに明瞭な古気候像を復原する必要がある。これにより、最近問題とされているAso-4の層位についても、新しい資料が提示できるものとする。また、ステージ3に相当する層準については、テフラ層の降下年代が未確定なため、年代精度は良くない。この層準に相当するテフラ層にはSpfa-1~Mpfa-2bが予想される。これらのテフラ層には、地形発達史や古環境の復原(氷河、周氷河地形の編年も含め)にとり重要なものが多い。しかも日高地方周辺には、これらのテフラ層の降下年代の決定に有効な植物遺体(テフラ層との層位関係が明かな木片や埋没林など)が多く、それらにはタンデトロン加速器による¹⁴C年代測定が有効であると思われる。したがって、今後はこれらの試料の¹⁴C年代測定を進め、Spfa-1~K-Mのテフラ層の降下年代を精度良く決定していく必要がある。その結果は、日本の第四紀研究にとり重要な資料となるだけでなく、深海底コアや氷床コアの編年に対しても重要な示唆を与えるものと思われる。

謝辞

東京大学理学部地理学教室の栗栖晋二氏には、花粉分析用試料の処理をやって頂いた。東京大学海洋研究所の石井輝秋氏にはEPMAの使用に際し便宜をはかって頂いた上、測定について御指導頂いた。地質調査所の奥村晃史氏にはEPMAによる火山ガラスの化学分析の方法等について御教示頂いた。また、日本大学文理学部応用地学教室の遠藤邦彦教授、宮原智哉氏には屈折率測定装置の使用を許可して頂いた上助言を頂いた。これらの方々には厚く御礼申し上げる。

註

- 1)テフラ層①～⑤については、今後クッタラ火山周辺のテフラとの対比を進めていく必要がある。火山ガラスの化学組成からは、テフラ層②はクッタラ火山起源の可能性が高い。またテフラ層①、④、⑤はほぼ共通の特徴を持ちクッタラや支笏火山以外の同一火山起源であるかもしれない。
- 2)汐見中・下部泥炭層以下の古い試料については、テフラ層の降下年代の推定幅からみて、時間間隙の見積もりはあまり意味のあるものではない。ここでは試料の重複がほとんどないことを示す程度である。
- 3)特にアブシの下位の試料と門別下部の上位の試料とは重複する可能性が大きいと思われる。
- 4)花粉種の同定は阪口豊教授による。
- 5)二の宮1の試料は、試料1が門別上部試料13に、試料2が大富上部試料15に、試料3が同試料16に、それぞれ対比される。

引用文献

- Arai, F., Machi, H., Okumura, K., Miyauchi, T., Soda, T. and Yamagata, K. (1986): Catalog for late Quaternary marker-tephras in Japan II —Tephras occurring in northeast Honshu and Hokkaido—. Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ., 1, 223-250.
- Guiot, J., Pons, A., Beaulieu, J.-L. de and Reille, M. (1989): A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, 338(6213), 309-313.
- 胆振団地研究会(1990): クッタラ火山の火砕堆積物—支笏火山のテフラの層序の検討とテフロクロロジー—. *地球科学*, 44, 95-112.
- 春日井 昭・藤田 亮・細川貢四朗・岡村 聰・佐藤博之・矢野牧夫(1980): 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ—斜方輝石の屈折率とMg-Fe比との比較研究—. *地球科学*, 34, 1-15.
- 加藤茂弘(1988): 日高地方西部における最終間氷期以降の地形発達. 1988年東京大学修士論文.
- 加藤茂弘(1991): 北海道日高地方西部の静内川・新冠川における最終間氷期以降の段丘形成過程. *地理学評論*, 62A, 71-94.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史(1987): 北日本を広く覆う洞爺火山灰. *第四紀研究*, 26, 129-145.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. M. Jr. and Shackleton, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27, 1-29.
- Sakaguchi, Y. (1989): Some pollen records from Hokkaido and Sakhalin. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 21, 1-17.
- Sakaguchi, Y. and Okumura, K. (1986): Interglacial climates and relic Red Soils in northern Japan based on pollen records of interglacial deposits in eastern Hokkaido. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 18, 29-48.
- Sakaguchi, Y. and Katoh, S. (1990): The paleoclimate of northern Japan during the Lastglacial revealed by a pollen analytical study on the terrace deposits of southern Hokkaido. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 22, 1-16.
- 阪口 豊・加藤茂弘(1993): 北日本の最終間氷期—氷期サイクルの古気候 (地学雑誌投稿中) .
- 館脇 操(1955): 汎針広混交林帯. *北方林業*, 7, No. 11, 8-11.
- 東北農政局計画部(1982): 山形盆地地区地盤沈下調査報告書 (地形・地質編) . 農林水産省東北農政局計画部, 1-124.

- 馬追団体研究会(1983):北海道中央部馬追丘陵南東の中・上部更新統一2つの海進について一. 地球科学, 37, 8-21.
- 梅津 讓(1987):恵庭a降下軽石及び樽前d降下軽石の年代に関する資料. 東北地理, 39, 141-143.
- Woillard, G. M. and Mook, W. G. (1982): Carbon dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies. Science, 215, 159-161.
- 柳井清治・五十嵐八枝子(1990):北海道日高地方海岸段丘地帯における斜面崩壊の発生史とその古環境. 第四紀研究, 29, 319-336.
- 柳田 誠(1981):沙流川における最終氷期以降の河岸段丘の形成過程. 地理学評論, 54, 423-436.
- 柳田 誠(1991):河岸段丘の動的地形変化に関する研究. 駒沢地理, 27, 1-76.
- 山縣耕太郎・町田 洋・新井房夫(1989):銭亀一女那川テフラ:津軽海峡函館沖から噴出した後期更新世のテフラ. 地理学評論, 62A, 195-207.
- 吉山 昭(1990):北海道日高山脈周辺地域の第四紀後期の地殻変動一河成地形面を用いた隆起量算定の試み一. 第四紀研究, 28, 369-387.

The Reconstruction of the Paleoclimate in Northern Japan since the Last Interglacial.

Shigehiro KATOH*

*Museum of Nature and Human Activities, Hyogo. 6 Yayoigaoka Sanda 669-13, Japan.

Complete and high-resolution pollen records in the last interglacial-glacial cycle are not yet obtained in Japan. The aim of this paper is to show the detailed paleoclimatic features of the last interglacial-glacial cycle by synthesizing the pollen records obtained from the terrace deposits of different places and different ages.

The Hidaka district is one of the most successively developed areas of marine and fluvial terraces in Japan. Many samples for pollen analysis were collected from those terrace deposits. The stratigraphical sequence of the samples was mainly determined by the tephra layers which were intercalated in the terrace deposits and were dated by various methods.

Five climatic types, glacial maximum(GM), glacial sub-maximum(GM'), glacial(G), lateglacial(LG), and postglacial(PG), were classified as a criterion for the zoning of pollen assemblages based on the pollen records of Kuromatsunai, southwestern Hokkaido and Sakhalin obtained by Sakaguchi(1989). The synthesized results are shown in Fig. 6. the reconstructed paleoclimate coincides closely with the normalized oxygen-isotope curve which is proposed by Martinson et al.(1987).

Two warm stages around 120 kaBP and 90-100 kaBP and two relatively warm ones around 80 kaBP and 50-60 kaBP, are recognized in the Hidaka district. According to the normalized oxygen-isotope curve, isotope stage 5e is suggested to be warmer than isotope stages 5c and 5a. But in the Hidaka district, warm periods correlated to isotope stages 5e and 5c are considered to be the same level.

Two very cold periods around 60 kaBP and 20 kaBP, which correspond to isotope stages 4 and 2, existed in this district and were not different in coldness. On the other hand, two cold periods in isotope stage 5 (stages 5d and 5b) were not so cold. It is coincident with the paleoclimate inferred from the oxygen-isotope curve.