植生史研究　第 20 巻　第 2 号 p. 57–70　　2011 年 9 月　　Jpn. J. Histor. Bot.

原　著

佐瀬　隆[1]・細野　衛[2]・三浦英樹[3]：植物珪酸体群集変動からみた北海道における最終間氷期以降のササの地史的動態 －ササを指標とした積雪・温量環境の推定－

Takashi Sase[1], Mamoru Hosono[2] and Hideki Miura[3]: Distribution and history of *Sasa* (dwarf bamboo) since the Last Interglacial in Hokkaido on the basis of opal phytolith records: *Sasa* as an index of past snowfall and temperature

要　旨　北海道北部 3 地域（羽幌，サロベツ，頓別）の累積土壌層に含まれる植物珪酸体記録の分析からササの動態を解明し，ササを指標として最終間氷期以降における温量と積雪環境の推定を試みた。羽幌ではササが最終間氷期以降継続して存在したが，サロベツ，頓別では最終氷期においてササが希薄であった。従来の北海道の植物珪酸体記録を合わせると，北海道北部，東部地域では，羽幌などの限られた地域を除き，最終氷期を通じてササが希薄であったことが一般的であると推定される。現在のササの地理的分布から考えると，ササの生育には，厳冬期における 50 cm 以上の積雪環境と温量指数（WI）17° C・月以上の温量環境が必要である。他の古植生記録にもとづけば，最終氷期における北海道北部，東部地域は，WI：17° C・月以上の温量環境を満たしていたと考えられることから，これらのほとんどの地域では，積雪が 50 cm 以下のためにササが希薄になったと考えられた。最終氷期における北海道北部，東部のササの希薄な分布とササの移動速度の遅さから考えると，現在の北海道全域におけるササの稠密な分布を説明するためには，最終氷期中に，羽幌のようなササの避難地となりうる場所が北海道北部，東部地域に散発的に存在し，完新世になって，そのような場所から再び北海道全域にササが拡散したと考えられる。
キーワード：古気候，ササ，植物珪酸体，第四紀後期，北海道

Abstract We carried out a phytolith analysis of soil sequences of three regions, Haboro, Sarobetsu, and Tonbetsu, in the northern part of Hokkaido to discuss the fluctuation of *Sasa* since the Last Interglacial period and evaluate *Sasa* as an index of past snowfall and temperature. The phytolith record suggests that *Sasa* has continuously existed after the Last Interglacial in Haboro. On the other hand, *Sasa* almost disappeared during the Last Glacial period in Sarobetsu and Tonbetsu. Previous research shows that *Sasa* drastically decreased in the northern and eastern parts of Hokkaido during the Last Glacial period. The present geographical distribution of *Sasa* shows that *Sasa* needs conditions of a warmth index of more than 17·°C month and a snow depth of less than 50 cm for its existence. Other paleobotanical information suggests that Hokkaido satisfied the condition of a warmth index of more than 17·°C month during the Last Glacial period. Thus, the decrease of *Sasa* must have been caused by the lack of enough snow. Considering the slow migration speed of *Sasa* by vegetative reproduction, *Sasa* seems to have existed sporadically in refugia such as Haboro with an enough snow fall during the Last Glacial period and spread over the whole Hokkaido in the Holocene period.
Key words: Hokkaido, Late Quaternary, opal phytolith, paleoclimate, *Sasa*

は じ め に

ササは日本の植生を特徴づける植物群であり，林床植生の主要要素にとどまらず，草原の優占種として重要な植物社会学的地位を占めている。しかし，ササの地史的動態については，その開花が希で花粉生産に乏しいことに加え，ササの花粉を他のイネ科の花粉と識別することが通常の方法ではできないため，これまでよくわかっていなかった。この情報の空白をササの植物珪酸体記録が埋めつつある。たとえば，最終氷期に先立つ海洋酸素同位体ステージ（以下 MIS と表記）5a から最終氷期を通じて北海道の石

[1] 〒 028-7302　岩手県八幡平市松尾寄木 1-590-369　北方ファイトリス研究室
Boreal Laboratory for Phytolith Research, 1-590-369 Matsuo-yoriki, Hachimantai-shi, Iwate 028-7302, Japan
[2] 〒 162-0052　東京都新宿区戸山町 1-12-7　東京自然史研究機構
Tokyo Natural History Research Structure, 1-12-7 Toyama-cho, Shinjuku-ku, Tokyo 162-0052, Japan
[3] 〒 190-8518　東京都立川市緑町 10-3　国立極地研究所
National Institute of Polar Research, 10-3, Midori-cho, Tachikawa-shi, Tokyo 190-8518, Japan

©2011 Japanese Association of Historical Botany

狩低地帯南部ではササが極めて希薄であったこと（佐瀬ほか，2004），また MIS5b の斜里平野では林床にササを伴わない針葉樹林の成立をみたこと（細野ほか，1995）などが植物珪酸体情報から明らかにされている。これらのことから，現在，サハリンのシュミット線付近，千島列島のケトイ（計吐夷）島を北限とするササの分布が，最終氷期にあっては少なくとも石狩低地帯まで南下していた可能性が指摘された（佐瀬ほか，2004）。しかし，ササの衰退をもたらした主たる要因を議論するには最終氷期の北海道全域におけるササの地理的分布などの植物珪酸体情報が十分とはいえない。そこで，本研究では，最終氷期において特に寒冷で凍土環境が卓越した地域とされる北海道北部におけるササの動態を得るために道北 3 地域の土壌累積層について植物珪酸体分析を実施した。そして，得られた植物珪酸体情報と既存情報を合わせてササの地史的動態を明らかにし，さらに花粉化石による古植生情報や化石周氷河現象情報を照合することでササの動態を左右した積雪および温量環境について考察を試みた。

なお，本研究に関わるササは，ササ属 *Sasa* に帰属するチシマザサ節 *Macrochlamys*，チマキザサ節 *Sasa* などである。以下ではそれぞれササ，チシマザサ，チマキザサなどと略記する。また，本研究では MIS5e ～ 5a を最終間氷期，MIS4 ～ 2 を最終氷期，特に MIS2 を最寒冷期として記述する。

試料採取地点および分析方法

植物珪酸体分析用試料は北海道北部の羽幌で 2 地点（羽幌 / 栄町 A，同 / 栄町 B），サロベツで 2 地点（サロベツ / アチャル，同 / 豊徳），そして頓別で 1 地点（頓別 / 猿払）の計 5 地点で採取した（図 1）。各地点の試料採取断面は図 2 に示した。なお，以下に記述される指標テフラの年代値と海洋酸素同位体ステージ層序は町田・新井（2003），Kondo et al.（2007）に従う。

羽幌の 2 地点は苫前段丘（MIS5e に対比される）に位置し，町田ほか（1996）で記載された断面に一致する。この苫前段丘面の相対的凹地にある羽幌 / 栄町 A では段丘構成層の海成砂層を覆って約 330 cm 厚の泥炭層，約 50 cm 厚の泥炭質土層，約 60 cm 厚の灰白色土層，約 50 cm 厚の黒褐色土層・黒色土層が順次重なる。最下部の泥炭層には下部にクッチャロ羽幌（Kc-Hb：115–120 ka，MIS5e から 5d へ入る時期），中部に洞爺（Toya：112–115 ka，MIS5d），最上部に阿蘇 4（Aso-4：85–90 ka，MIS5b か

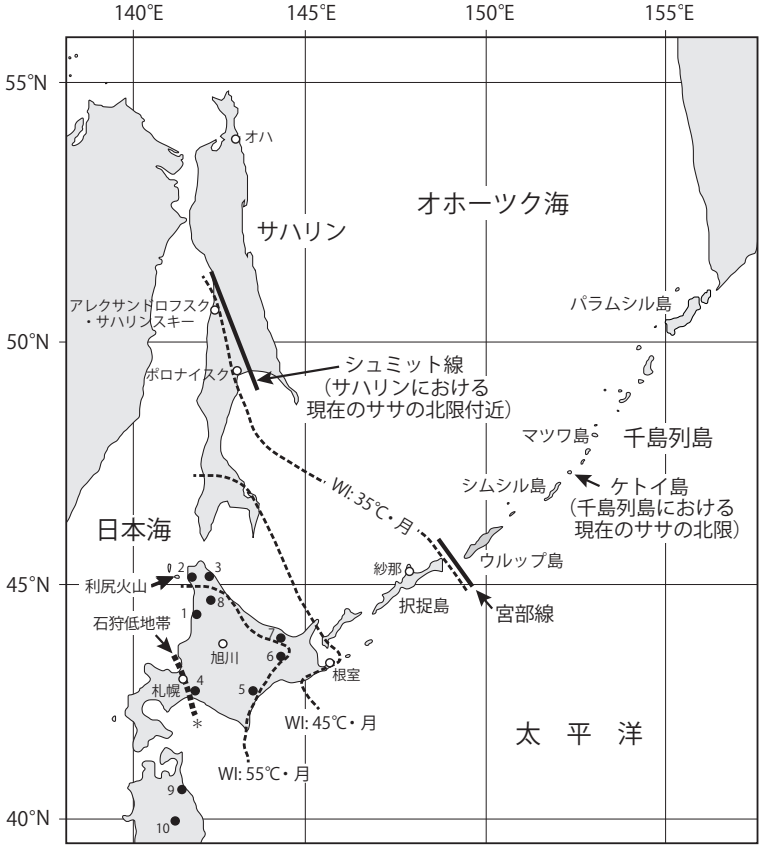

図 1　本研究で扱った植物珪酸体の分析地点（●）と北海道・サハリン・千島列島周辺における現在の温量指数（暖かさの指数：WI）の等値線および現在のササの分布北限．— 1–3：本研究（1：羽幌 / 栄町，2：サロベツ / アチャル・豊徳，3：頓別 / 猿払），4–10：既研究（4：南部石狩低地帯 / 安平（佐瀬ほか，2004），5：十勝 / 大樹（近堂ほか，1995；徳永ほか，1998），6：根釧 / 弟子屈（佐瀬ほか，2002），7：網走（細野ほか，1995），8：雨竜（Kawano et al., 2007），9：八戸（佐瀬・細野，1999），10：好摩新田（佐瀬ほか，1995））．温量指数線は吉良（1949），渡辺（1966）による．*：最終氷期におけるササの主要分布域は石狩低地帯より南部，西部へ後退していた．

Fig. 1 Location map of study sites, the northern limit of *Sasa* and isopleths of the warmth index (WI).

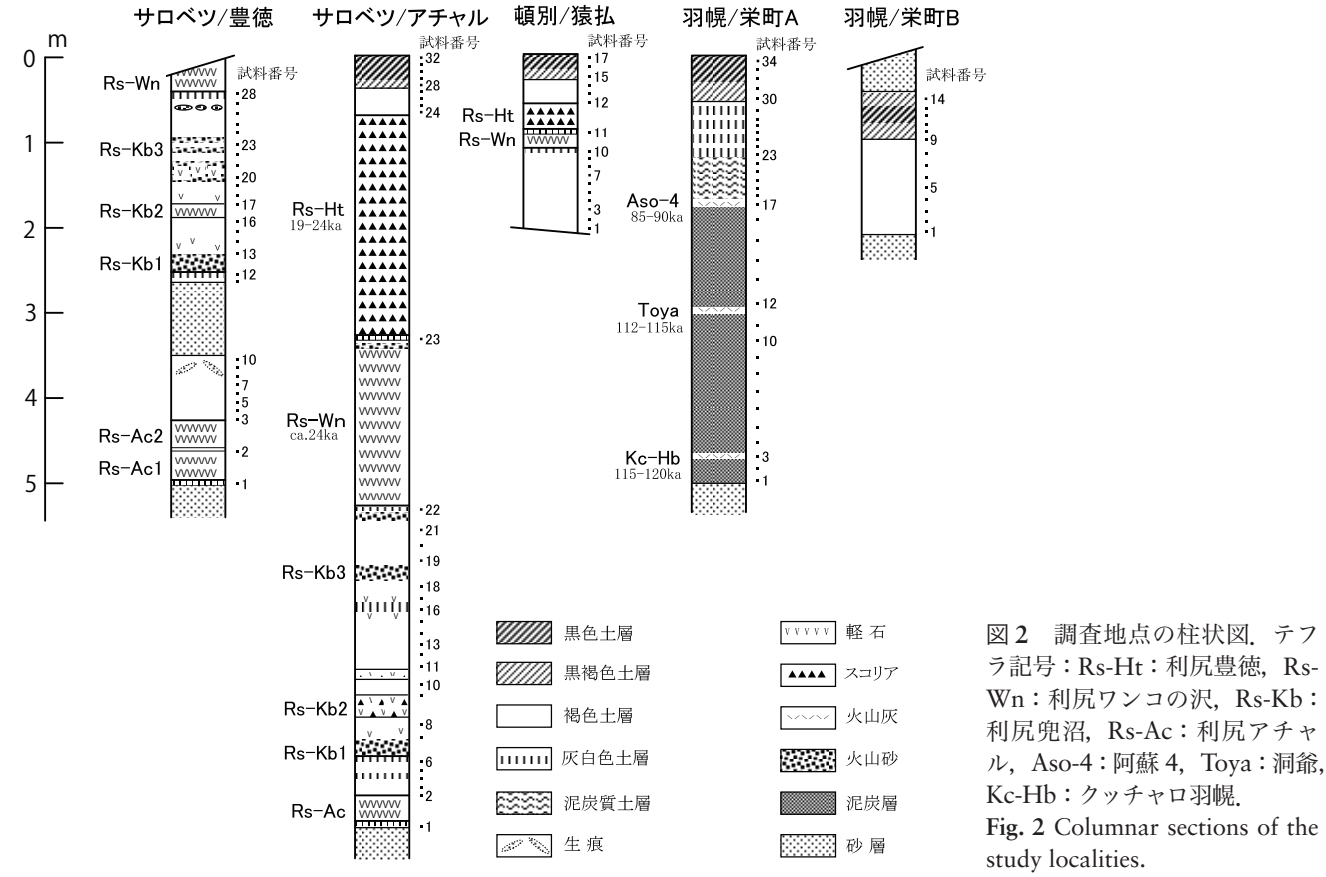

図 2　調査地点の柱状図．テフラ記号：Rs-Ht：利尻豊徳，Rs-Wn：利尻ワンコの沢，Rs-Kb：利尻兜沼，Rs-Ac：利尻アチャル，Aso-4：阿蘇 4，Toya：洞爺，Kc-Hb：クッチャロ羽幌．
Fig. 2 Columnar sections of the study localities.

ら 5a の移行期）の広域テフラが介在する。一方，同じ段丘面の相対的凸地にある羽幌 / 栄町 B では泥炭層は認められず海成砂層を覆って約 100 cm 厚の褐色粘土層，約 60 cm 厚の黒褐色〜黒色土層，そして厚さ 5 m を超える砂丘砂層が重なる。栄町 A の泥炭層，泥炭質土層，灰白色土層と栄町 B の褐色土層とは最終間氷期の海成段丘面上に堆積した堆積物であることから同時異相の関係にあり，地形面の年代観，広域テフラとの層位関係や黒色腐植土層の生成開始の年代観に基づいて，栄町 B の褐色土層が MIS5e の段丘面離水後の後期更新世を通して，栄町 A の泥炭層が MIS5e の段丘面の離水から MIS5d の Kc-Hb を経て MIS5b の Aso-4 降下頃まで，泥炭質土層，灰白色土層が MIS5b の Aso-4 降下後から MIS2 を通して，そして・黒褐色土層・黒色土層が MIS1 におおよそ対比される期間にそれぞれ堆積したことが推定される（Miura，1995；三浦ほか，2010）。

サロベツのサロベツ / 豊徳は豊徳台地に位置し三浦（1996）で記載された断面にほぼ一致する。台地の構成砂層の上には利尻火山起源のテフラと土壌層が累積する。累積層は灰白色土層の薄層から始まり，それを直接，利尻アチャルテフラ 1（Rs-Ac1），同 2（Rs-Ac2）が 1 〜 2 cm 程の薄い間層を挟んでそれぞれ 40 cm，30 cm 厚で覆う。Rs-Ac の上位は 75 cm 厚の褐色土層で上部 30 cm には生痕が認められる。その上位は 90 cm 厚の砂層となりそれを薄い灰白色土層を最上部に伴う厚さ 10 cm ほどの土壌層を挟んで 20 cm 厚の利尻兜沼第 1 テフラ（Rs-Kb1）が覆う。Rs-Kb1 から利尻ワンコの沢テフラ（Rs-Wn：ca. 24 ka）の間は軽石や火山砂に富む土壌層となっているが，下部に認められる特に軽石に富む部分が利尻兜沼第 2（Rs-Kb2），上部の火山砂に富む層準が利尻兜沼第 3（Rs-Kb3）の各テフラの層準である。なお，最上部のレンズ状に認められる黒ゴマアン様の黒色火山砂は未記載のテフラで，Rs-Wn の直下には厚さ 1 〜 2 cm ほどの薄い灰白色土層がある。Rs-Wn から上は植被に覆われていることから確認できなかったが，三浦（1996）によれば次のサロベツ / アチャルと同様に灰白色土層を挟んで利尻豊徳テフラ（Rs-Ht：19 〜 24 ka）が重なると判断される。サロベツ / アチャルは阿沙流台地に位置し Miura（1995）で記載された断面にほぼ一致する。台地の構成砂層を覆って利尻火山起源のテフラと土壌層が累積する。累積の状況はサロベツ / 豊徳に

準じるが，Rs-Ac は 1 層しか認められず（豊徳の Rs-Ac1 か Rs-Ac2 のどちらに対比されるのかは現時点では不明），また Rs-Ac と Rs-Kb1 の間の土壌層に砂層が介在しない点で大きく異なり，また灰白色土層が Rs-Ac と Rs-Kb1 間の土壌層や Rs-Kb3 下位の土壌層内にも土層の乱れを伴って認められる。なお，サロベツ / 豊徳で植被に覆われ確認できない Rs-Wn 以上は次のようになっている。まず，約 200 cm 厚の Rs-Wn の上位は 2 cm ほどの厚さの灰白色土層を挟んで厚さ約 300 cm の Rs-Ht が重なる。その上に約 30 cm 厚の褐色土層と約 40 cm 厚の黒褐色土層・黒色土層が載る。ところで，これらの断面では広域テフラは認められないが，近接する兜沼では Rs-Ac の下位に Kc-Hb が，また Rs-Kb2 の直上に Aso-4 が，また頓別では Rs-Wn の下位に支笏第 1 テフラ（Spfa-1：42 ～ 44 ka）が確認されている（Miura，1995）。したがって，Rs-Ac から Rs-Kb2 までが MIS5d から MIS5b，Rs-Kb2 から Rs-Ht 上位の褐色土層が MIS5a から MIS2，そして最上部の黒褐色土層・黒色土層は MIS1 におおよそ対比できる。

頓別 / 猿払は浅茅野面（MIS5e 段丘相当）に位置する（小池・町田，2001）。この断面では上半部下部に 12 cm 厚の Rs-Wn と 20 cm 厚の Rs-Ht が厚さ 7 cm ほどの灰白色土層を挟んで認められ，それらの下位，上位は褐色土層となっている。上位の褐色土層は現表土を構成する黒褐色土層・黒色土層に覆われ，下位の褐色土層と Rs-Wn の間には厚さ 2 cm ほどの灰白色土層が挟まる。なお，下位の褐色土層上部には Spfa-1，また最下部には Kc-Hb の狭在が知られる（Miura, 1995）が，今回の調査では確認できなかった。これらの広域テフラの年代観から Rs-Wn 以下は MIS3 以前，Rs-Ht 以上は MIS2 以降におおよそ対比できる。

なお，各調査断面で記載した灰白色土層，褐色土層は大陸から飛来した広域風成塵や近隣の火山物質などが二次的に再堆積した風成塵の両方が様々な割合で含まれる堆積土層で，道北地域に特殊土壌として広く認められる重粘土性土壌，いわゆる「重粘土」（重粘地グループ，1967）の土壌断面の一部を構成するものである（Miura，1995；三浦ほか，2010）。

ところで，伊藤ほか（2000）は，筆者らが調査したサロベツ / アチャルとほぼ同一地点と推定される断面（伊藤ほか（2000）の地点 J2 瑞穂）で Miura（1995）では記載されていない Toya を Rs-Ac 直下に，また Aso-4 を Rs-Kb1（伊藤ほか（2000）では Rs-Kb と記載されているが Rs-Ac からの層厚などから Rs-Kb1 と判断した）直下にそれぞれ記載した。今回，Rs-Ac 直下，Rs-Kb1 直下に認められた薄い灰白色土層の鉱物組成を検討したが，いずれも Toya，Aso-4 の特徴を示す火山ガラスや角閃石は有意に検出されなかった。したがって，本論では，Miura（1995）に従い Rs-Ac と Toya の層位関係は不明とし，Rs-Ac は Kc-Hb より新しく Aso-4 より古いとする年代観により記述する。また，Aso-4 の層準は Rs-Kb2 直上とする。

分析試料は各断面の土壌層については約 10 cm 間隔，泥炭層については約 20 cm 間隔でそれぞれ採取し，植物珪酸体の分離同定を佐瀬ほか（2008）の方法により実施，また植物珪酸体密度（乾土 1 g 当たりの植物珪酸体粒数）を近藤（2000）に準じて求めた。

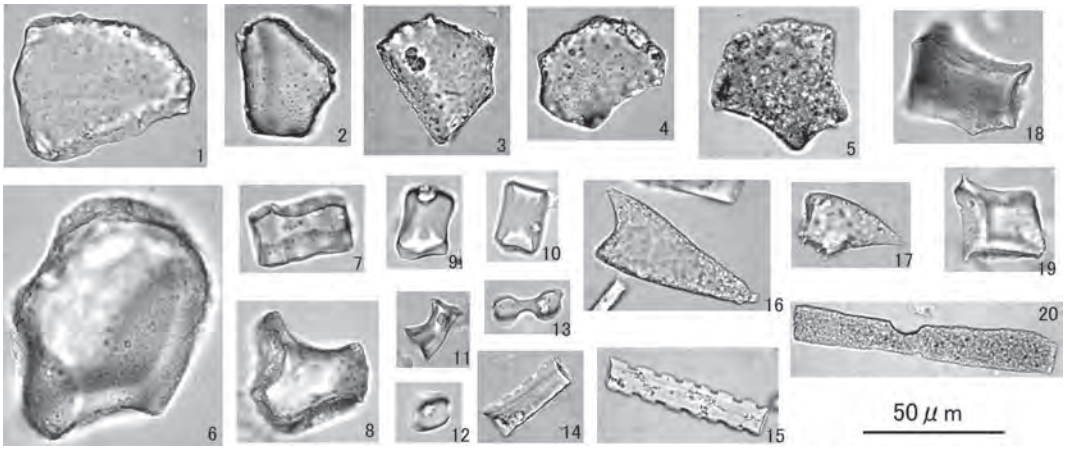

図 3　検出された代表的な植物珪酸体．— 1–8：ファン型 / イネ科機動細胞起源（1–5：タケ亜科起源 / ササ属タイプ，6–8：非タケ亜科起源（6：ヨシ属タイプ）），9–15：イネ科短細胞起源（9–11：タケ型 / ササ属タイプ，12：ヒゲシバ型 / ヨシ属タイプ，13：キビ型，14–15：ウシノケグサ型），16–17：ポイント型 / イネ科トゲ細胞起源（16：典型，17：非典型 / タケ亜科タイプ），18–20：針葉樹起源．

Fig. 3 Micrographs of opal phytoliths distinguished in this study.

結　　果

1．北海道北部における最終間氷期以降の植物珪酸体記録

検出された代表的な植物珪酸体の写真を図 3 に示した。計数したうち主要な植物珪酸体組成について組成図（各植物珪酸体の頻度は全ての植物珪酸体読み取り総数を基数として算出）を作成したが，植物珪酸体密度が極めて低く総読み取り数が 100 粒に満たない試料については表示していない（図 4 ～ 8）。各調査地点で得られた植物珪酸体群集における「短細胞起源 /Bambusoid（タケ型）」（図 3：9 ～ 11）および「機動細胞起源（ファン型）/ タケ亜科（ササ属タイプ）」（図 3：1 ～ 5）などの変化に着目し，ササの地史的動態を中心とした植生変遷史を以下のように推定した。

羽幌（図 1 の地点 1）

栄町 A（図 4）における Kc-Hb，Toya を挟む泥炭層下部（Nos. 1 ～ 12）ではササが検出されず，Toya と Aso-4 に挟まれた泥炭層上部（Nos. 13 ～ 15）ではササが認められ，そして Aso-4 を挟む泥炭層最上部（Nos. 16・17）ではササが希薄と変化する。さらに，Aso-4 層準より上位の泥炭質土層・灰白色土層（Nos. 18 ～ 29）ではササが認められ，最上部の黒（黒褐）色土層（Nos. 30 ～ 34）では植物珪酸体密度の極大を伴ってササが優勢となる。一方，

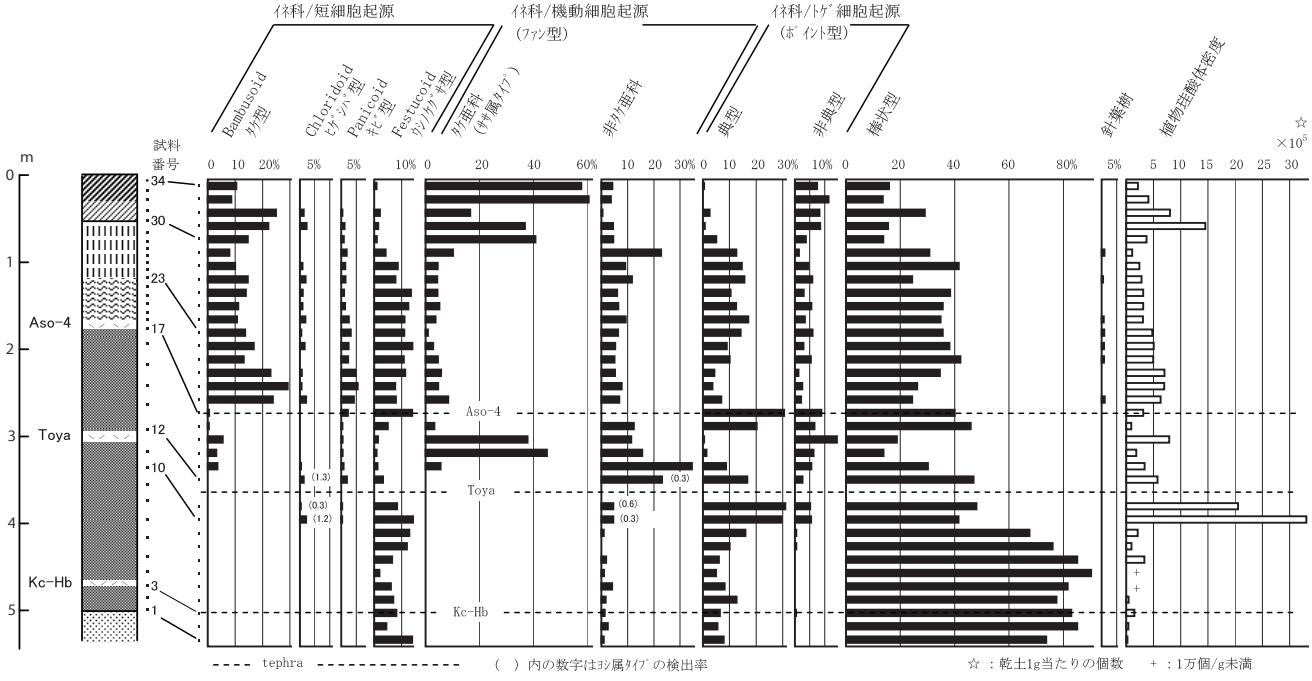

図 4　羽幌 / 栄町 A の植物珪酸体組成図．柱状図のテフラ名と層相は，本文と図 2 を参照．
Fig. 4 Opal phytolith diagram at Sakaemachi-A section, Haboro.

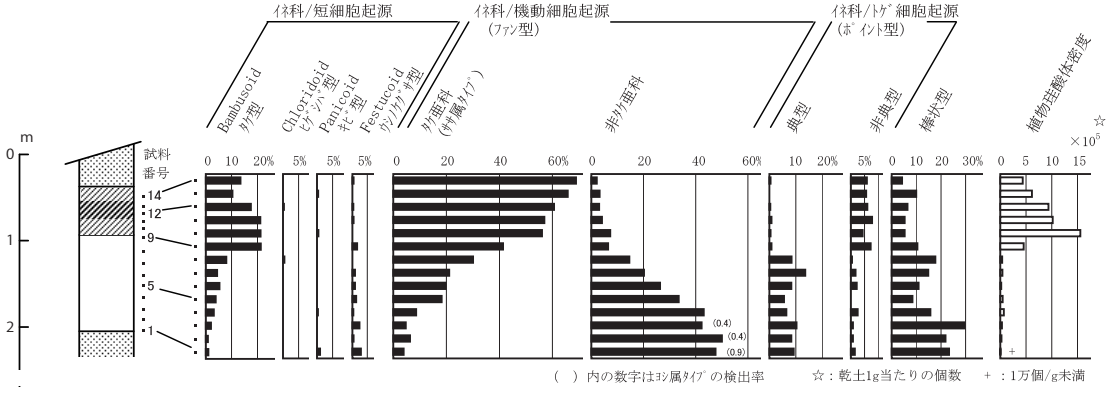

図 5　羽幌 / 栄町 B の植物珪酸体組成図．柱状図のテフラ名と層相は，本文と図 2 を参照．
Fig. 5 Opal phytolith diagram at Sakaemachi-B section, Haboro.

栄町 B（図 5）では黒（黒褐）色土層（Nos. 9 ～ 14）で栄町 A と同様に植物珪酸体密度の極大を伴ってササが優勢となるが，栄町 A の泥炭層・泥炭質土層・灰白色土層と同時異層である褐色土層（Nos. 1 ～ 8）では連続してササが認められる。このように，栄町 A ではササの検出されない時期が見いだされるが，同 B 地点でササが連続して検出される違いがある。このことは，乾陸域の栄町 B ではササが連続して生育したが，栄町 A の泥炭層には乾陸域の植物相が反映されていないことを意味する。この解釈として，植物珪酸体群は花粉群とは異なり局地的植生が反映される傾向が強いので，泥炭層が堆積した水域が乾陸域から離れていたことなどにより乾陸域を生育適地とするササ起源珪酸体が欠落したことが考えられる。これらのことから，羽幌周辺の乾陸域では最終間氷期，最終氷期，そして完新世を通じてササが植物相の構成要素として関わったと推定される。

さて，この泥炭層に記録されたササの盛衰は泥炭層が形成された水域の大きさや深さの変化に対応しているとすれば，以下のように推移した可能性が考えられる。泥炭層の下半部では植物珪酸体密度は極めて低い。この泥炭が堆積した場所は最終間氷期の海成面から離水した直後のかなり深い凹地に形成された湖沼のようなもので，乾陸域から遠く離れササ起源を含む植物珪酸体が供給され難かったのであろう。Toya 直下の泥炭層では植物珪酸体密度は極大を示し，また，ヨシ属タイプの珪酸体が検出される（図 4）。このことは，ヨシの生育が可能で，かつ植物生産量の高い水深の浅い水域に変化したことを推定させるが，ササ起源珪酸体は検出されず乾陸域からはまだ離れていたのだろう。そして，Toya 層準以上になるとおおむねササ起源の珪酸体が検出されるようになり乾陸域に近接した環境を暗示する。しかし，珪酸体密度が高いとはいえないので高層湿原的植生が卓越したのかもしれない。なお，Toya 下位の泥炭は暗褐色をなし未分解の植物遺体を含み，一方 Toya 上位のササ起源植物珪酸体を検出した泥炭は黒色を呈しボクボクとした粗しょうなムル状腐植物質様であった。このことは前者より後者の泥炭は比較的乾陸域に近接した環境を示唆し上記の推定と調和する。ところで，栄町 A 地点の灰白色粘土層と同 B 地点の褐色粘土層の植物珪酸体密度を比べると後者で一桁小さい。このことは B 地点の植被密度が A 地点より低かったことを示唆している。このことは，相対的凸地にある B 地点では A 地点に比べて相対的に乾燥した環境が卓越し，ササの生育に不利であったことが推定される。

サロベツ（図 1 の地点 2）

豊徳（図 6）においては Rs-Ac 下位の灰白色土層から同テフラ上位の褐色土層（Nos. 1 ～ 4）でササが希薄，そして砂層下位までの褐色土層（Nos. 5 ～ 10）で優勢とはい

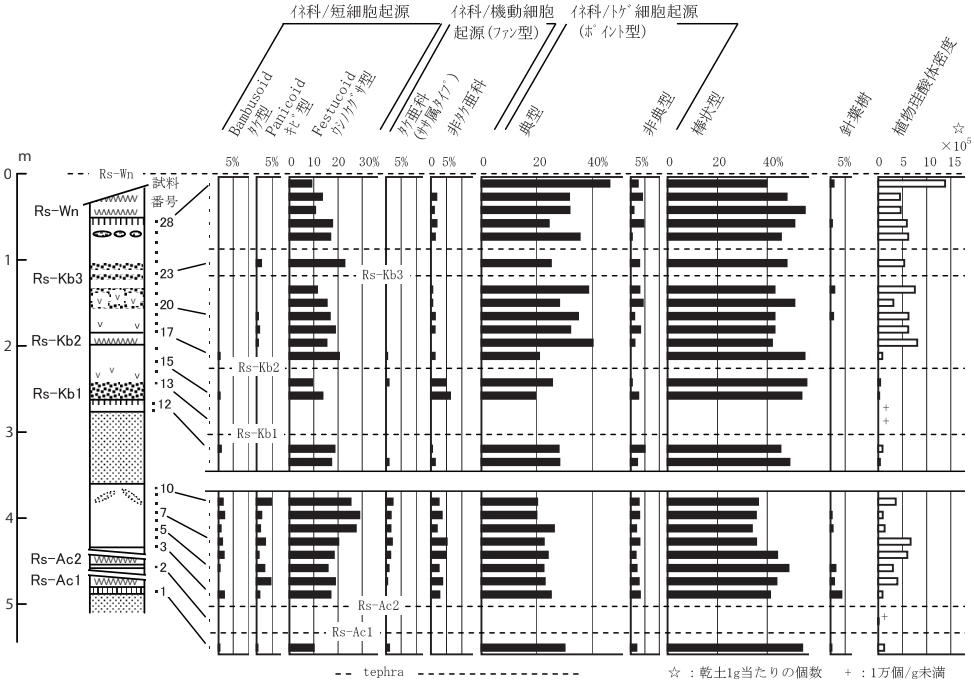

図 6　豊徳 / サロベツの植物珪酸体組成図．柱状図のテフラ名と層相は，本文と図 2 を参照．
Fig. 6 Opal phytolith diagram at Houtoku section, Sarobetsu.

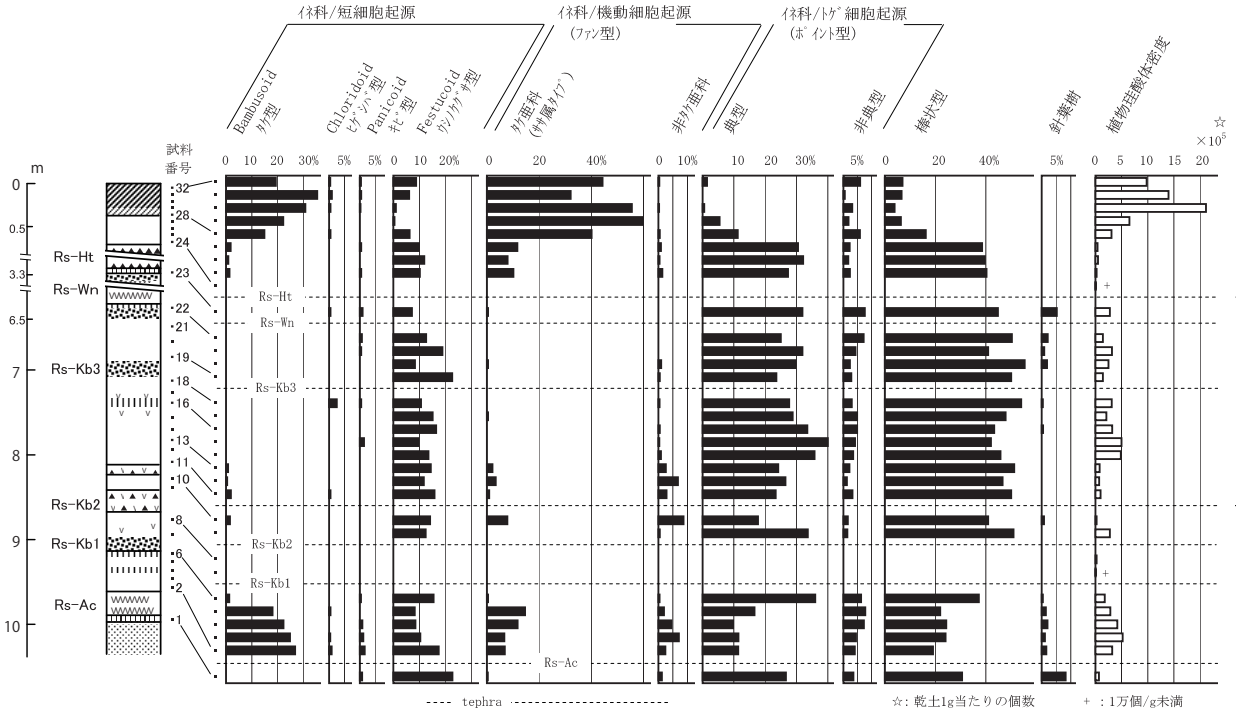

図 7　サロベツ / アチャルの植物珪酸体組成図．柱状図のテフラ名と層相は，本文と図 2 を参照．
Fig. 7 Opal phytolith diagram at Acharu section, Sarobetsu.

えないもののササが連続して認められ，続いて砂層と Rs-Kb1 の間の褐色土層，灰白色土層から Rs-Kb2，Kb3 を挟む褐色土層，Rs-Wn 直下の灰白土層（Nos. 11 ～ 28）ではササが希薄で推移する。一方，アチャル（図 7）においても Rs-Ac 直下の灰白色土層（No. 1）ではササが希薄であるが，Rs-Ac 上位の褐色土層（Nos. 2 ～ 5）では豊徳よりササが優勢に連続して認められる。続いて，Rs-Kb1・Kb2・Kb3 を挟み Rs-Wn までの褐色土を主体とする土層（Nos. 6 ～ 22）は豊徳と同様にササが希薄であり，この状況は Rs-Ht 直上の褐色土層（No. 24）まで続く。そして，その上位の褐色土層（No. 25）でササが検出され始め，最上部の黒（黒褐）色土層（Nos. 28 ～ 32）ではササが植物珪酸体密度の極大を伴って優勢と変化する。以上のササの動態で，ササが希薄な Aso-4 に先立つ Rs-Kb1 層準から Rs-Ht 層準は最終間氷期の最後半から最終氷期に関わる MIS5b ～ MIS2 に対応するものと推定される。また，ササが優勢な最上部は完新世に関わる MIS1 に対応すると考えてよいであろう。そして，ササが希薄な Rs-Ac 層準からササが認められる Rs-Kb1 下位層準への変化は，MIS5d から MIS5c の変化に対応する可能性が考えられる。このことは，Rs-Ac の層位が Kc-Hb（MIS5d）より新しいので矛盾はない。また，Rs-Kb1 下位層準の植物珪酸体密度は Rs-Ac 層準より高く相対的に温暖環境を示すことから調和的である。ところで，大井・三浦（2004）は，Rs-Ac が Toya の上位にあるとした伊藤ほか（2000）の層序と Rs-Ac 層準が寒冷から温暖な組成に変化する花粉分析の結果に基づいて，Rs-Ac を MIS5b/a に位置づけた。しかし，先に記したように，伊藤ほか（2000）と同じ断面から Toya は検出されなかった。羽幌 / 栄町 -A と同じ断面の泥炭層の花粉分析を行った Ooi et al.（1997）は，Kc-Hb と Toya の間に MIS5d に対比される寒冷な時期を認めている。この寒冷期が北海道北部でも広く認められたとすれば，湿地のような特殊な環境以外の場所では植物珪酸体群集にもこの寒冷化の影響が現れていると考えられる。サロベツ周辺では，Rs-Ac と Aso-4 層準の間のローム層の層厚が 1 m以上もあり，Rs-Ac と Aso-4 層準の間にササ起源珪酸体の変動で示される寒冷期から一時的な温暖期を挟んで再び寒冷化する変化が認められる。これらの事実を Ooi et al.（1997）の結果とあわせて考えると，Rs-Ac は MIS5b/a 境界ではなく，MIS5d/5c 境界付近に位置づけられる可能性が高いといえよう（図 9）。以上のことから，サロベツでは少なくとも最終間氷期の後半から最終氷期を通じてササが極めて希薄であったことが推定される。

頓別（図 1 の地点 3）（図 8）

最上部の黒（黒褐）色土層（Nos. 15 ～ 17）は植物珪酸体密度の極大を伴ってササが優勢で完新世の MIS1 に対応すると考えられる。Rs-Wn，Rs-Ht を挟む褐色土を主とする土層（Nos. 8 ～ 14）は両テフラの年代観が MIS2 とされていることから，最終氷期に関わると判断できるが，その開始時期についてはサロベツ同様に MIS5b になるか否かについては Aso-4 の層準が特定できないので不透明である。また，ササが希薄な最下部の褐色土層（Nos. 1・2）からササが認められるその上位の褐色土層（Nos. 3 ～ 7）への変化についても，Toya，Kc-Hb の層準が特定できないことから MIS との対応は同様に不透明といえるが，植物珪酸体記録が大きな気候変動に対応する特性を考慮すれば，MIS5d から MIS5c への移行に対応すると考えても不都合はないであろう。このように頓別ではサロベツとほぼ同様にササの盛衰があったとことが推定される。なお，褐色土層の植物珪酸体密度はおおむね 10 万個 /g 以下の低い値で推移する。このことは，植被密度の低い状態が継続したことを示唆し，寒冷化に加え乾燥化が進んだことを推定させる。この間，日本海側のサロベツでは植物珪酸体密度が 50 万個 /g 以上の時期も挟み，オホーツク海側の頓別より大きい。テフラ給源の利尻火山に近いため風成塵の堆積速度が速かったと考えられるサロベツで植物珪酸体密度がより大きいことは，サロベツにおける植被密度が頓別より高かったことを示唆する。オホーツク海側では日本海側に比べ植物の生育に適さないより乾燥した状態が卓越したことが考えられる。

各地の針葉樹起源珪酸体の意義

針葉樹起源珪酸体がサロベツ・アチャルの最終氷期層準などで検出率は必ずしも高くはないが認められる。針葉樹起源珪酸体は検出率が低くても針葉樹の存在を示す（Kawano et al., 2007）ので，針葉樹起源珪酸体が連続して検出された層準では針葉樹林が成立した可能性が高い。これらの針葉樹林はササを伴う場合もあればそうでない場合もあったと推定される。サロベツ・アチャルの Rs-Ht から Rs-Kb3 にかけての最終氷期層準は前者，一方，同地点で Rs-Kb1 下位の MIS5c に比定される層準や羽幌・栄町 A で Aso-4 上位の泥炭質土層から灰白色土層へかけての層準は後者の可能性が考えられる。

考　　察

1．最終氷期の北海道におけるササの分布

前記のように，道北北部のサロベツ，頓別では最終氷期においてササが希薄であったが，羽幌では最終氷期を通じてササの存在が推定された（図 9）。既報によれば，石狩低地帯南部（図 1，地点 4．佐瀬ほか，2004），道東の十勝（同 5．近堂ほか, 1995;徳永ほか, 1998), 同根釧（同 6．佐瀬ほか，2002）ではササが最終氷期において希薄であったことが知られ（図 9），また，道北の雨竜（図 1，地点 8）では完新世の初頭層準からはササ起源珪酸体が検出されていない（Kawano et al., 2007）。これらの情報にもとづけば，羽幌など一部の地域を除き，石狩低地帯から東部および北部域では，最終氷期においてササが希薄な状況がおおむね卓越していたことが予想される。なお，石狩低地帯より西部，南部域の北海道におけるササの状況については植物珪酸体情報がなく不明であるが，東北地方北部の青森県八戸（図 1，地点 9．佐瀬・細野，1999），岩手県好摩新田（図 1，地点 10．佐瀬ほか 1995）では MIS3 中頃から MIS2 にかけて希薄になる時期が認められる（図 9）。したがって，最

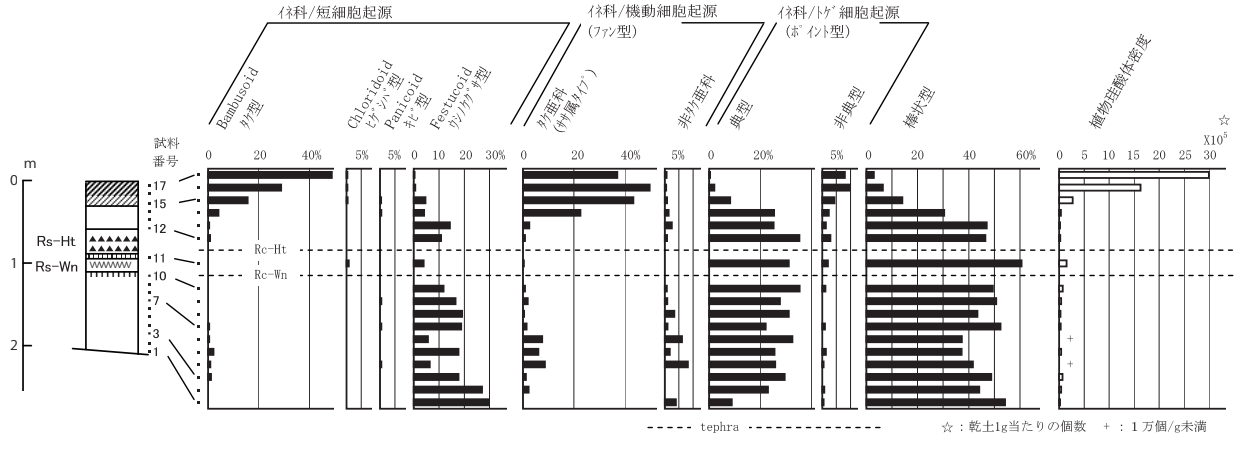

図 8　猿払 / 頓別の植物珪酸体組成図．柱状図のテフラ名と層相は，本文と図 2 を参照．
Fig. 8 Opal phytolith diagram at Saruhutsu section, Tonbetsu.

表 1　サハリン，千島および北海道の気候値
Table 1 Climatological values of Sakhalin, Kuril Islands and Hokkaido

地　点	平均気温（℃）													真冬月* 平均気温（℃）	温量指数** （℃・月）	年降水量（mm）	真冬月* 降水量（mm）	積雪深50cm以上の日数（日）	観測期間(年)/観測年数(年)	出典
	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年							
オ　ハ	−19.7	−17.7	−12.5	−4.0	1.5	7.7	12.7	13.9	10.2	2.7	−6.3	−15.1	−2.2	−15.1	24.5	619	231	nd	不明/不明	a
	−20.7	−18.0	−11.9	−5.1	0.6	5.6	10.1	11.9	10.4	3.2	−6.3	−14.9	−2.9	−15.4	18.0	293	136	nd	1928・1934/2	b
	−20.6	−14.9	−7.7	−1.8	2.1	13.7	14.8	17.2	12.3	4.9	−4.2	−15.1	0.1	−10.7	38.0	336	108	nd	1920−1925/6	c
アレクサンドロフスク・サハリンスキー	−15.8	−15.0	−8.6	−0.5	5.6	11.4	15.6	17.2	11.7	5.3	−4.4	−12.2	0.9	−10.2	36.8	719	262	nd	不明/6	e
	−19.6	−15.5	−9.3	−0.5	5.3	10.9	15.5	16.7	12.3	4.3	−5.2	−12.9	0.2	−10.5	35.3	555	194	nd	1951−1980/30	f
	−18.0	−15.4	−8.9	−0.2	5.5	10.8	15.3	16.4	12.2	4.6	−4.9	−13.3	0.3	−10.1	35.2	nd	nd	nd	不明/不明	d
ポロナイスク	−17.6	−14.7	−7.8	−0.9	4.0	8.9	13.9	15.9	12.5	5.7	−3.8	−13.4	0.2	−9.7	31.9	678	215	nd	1926−1935/10	g
	−17.6	−14.6	−8.5	−0.6	4.0	8.8	13.5	15.9	12.1	5.1	−4.8	−13.6	0.0	−11.9	30.4	763	214	nd	1902−1940	h
	−17.3	−14.4	−8.0	−0.3	4.4	8.9	13.6	15.7	12.2	5.1	−4.8	−13.5	0.1	−9.7	30.5	nd	nd	nd	不明/不明	d
羽　幌	−5.4	−5.4	−1.2	5.1	10.3	14.4	18.9	20.4	16.3	10.3	3.8	−1.8	7.2	−3.5	60.7	1307	396	96.3	1961−1990/30	i
旭　川	−8.4	−7.7	−2.5	5.6	11.6	16.4	20.4	20.9	15.3	8.5	1.8	−4.2	6.4	−5.7	63.7	1091	281	75.2	1961−1990/30	i
札　幌	−4.6	−4.0	−0.1	6.4	12.0	16.1	20.2	21.7	17.2	10.8	4.3	−1.4	8.2	−2.5	69.4	1130	384	57.5	1961−1990/30	i
パラムシル島	−3.3	−3.8	−4.0	−1.0	1.8	5.9	9.1	10.9	10.0	6.3	1.9	−3.0	2.6	−3.0	17.2	1313	346	nd	1934−1936/3	g
	−4.6	−4.4	−3.6	−0.9	2.3	5.5	9.6	11.0	10.0	5.8	0.6	−3.7	2.3	−3.4	16.9	1376	407	nd	1936−1940/5	h
マツワ島	−3.5	−2.1	−2.1	−0.6	1.3	5.6	8.6	11.4	10.0	5.5	0.8	−2.7	2.7	−2.2	16.1	1357	416	nd	1936/1	g
	−4.8	−5.4	−3.6	−0.5	2.3	4.5	9.7	11.6	10.0	5.8	1.2	−3.5	2.3	−3.5	17.1	1209	360	nd	1937−1939/3	j
シムシル島	−4.8	−5.2	−3.2	5.0	3.2	5.0	9.3	10.6	10.1	7.0	2.2	−2.1	2.7	−3.8	17.0	1461	385	nd	不明/11	e
	−4.8	−5.2	−3.3	0.7	3.2	5.2	8.9	10.5	10.1	6.8	1.7	−1.9	2.7	−3.8	16.5	1612	430	nd	1951−1980/30	f
ウルップ島	−4.3	−5.4	−2.2	0.4	4.0	5.3	9.9	14.6	11.9	7.9	2.3	−2.3	3.7	−3.5	24.4	1736	515	nd	1939−1940/3	j
択捉島（紗那）	−5.5	−6.8	−4.3	1.4	5.3	9.1	13.6	16.0	13.4	8.9	3.2	−2.2	4.3	−4.7	36.3	1057	311	nd	1903−1940/38	h
根　室	−4.5	−5.3	−1.9	3.1	7.4	10.5	14.2	17.1	15.3	10.8	4.9	−0.6	5.9	−3.1	45.3	1035	193	0.9	1961−1990/30	i

a：Zemtsova (1968) & Nauchno-prikladnoi spravochnik po climatu USSR (1990)，b：海軍第五気象隊（1944b)，c：中央気象台（1925)，d：Association of Professional Companies in Industry of Climate (2010)，e：気象庁（1967)，f：気象庁 (1987)，g：海軍水路部（1937)，h：中央気象台（1942)，i：気象庁（1991)，j：中央気象台（1954)，nd：観測値なし，あるいはそのため算出できず．*：「真冬月」とは月平均気温が 0° C 以下の月．**：暖かさの指数（WI）と同義．

終氷期最寒冷期においては，ササの希薄となる地域が東北地方北部まで南下したと推定される。

ところで，ササの希薄な最終氷期ではどのようなイネ科植物を要素とする植生が成立していたのだろうか。サロベツ，頓別における最終氷期土壌層の植物珪酸体短細胞起源群を見てみると，Festcoid ウシノケグサ型が極めて優勢である（図 6 ～ 8)。同様な植物珪酸体群集は，北海道各地の最終氷期土壌層から見いだされており（図 9)，イネ科植物としてはほとんどイチゴツナギ亜科（ウシノケグサ亜科と同義）のみを構成要素とする植生が最終氷期の北海道で広域に成立していたと考えられる。

2．現在のササの分布と生育条件：積雪深および温量

今回，得られた植物珪酸体群集によるササの地理的，地史的動態を議論するにあたり，現在のササの分布と生育条件の基本情報を以下に整理する。

極東地域は本来熱帯系の植物であるササがもっとも高緯度まで分布を広げている地域である。現在の北限は，サハリンではシュミット線北端の南に位置するアレキサンドロフスク・サハリンスキー付近（杉本，1960；鈴木，1978)，そして，千島列島では中部のケトイ島である（図 1)。ササが寒冷地へ進出できたのは進化により冬期にも枯死しないような耐寒性を獲得した結果と考えられる。たとえば，もっとも高緯度，高標高まで分布するチシマザサの場合，室内実験値として地上芽は－ 20° C，地下芽は－ 5° C まで低温に堪えられる（紺野，1977；酒井，1982)。しかし，屋外厳冬期の調査結果によれば積雪の被覆がない強寒風条件下で地上部は－ 10° C で凍害，乾燥害により枯死，また地下部も－ 4.5° C で土壌凍結により回復不可能なダメージを受ける（笹ほか，1999a)。このことは，逆に言えば，積雪の保護作用によってササの寒冷地への分布が可能になっているという考え（吉良ほか，1976 など）を裏付ける。実際の積雪深とササの生育の地理的分布の関係については，道北のチシマザサ群落での調査から，積雪深 50 cm 以下ではササの地上部は雪に埋まりきらずに凍害を受け，また強風により雪が吹き飛ばされ地表が露出し土壌凍結が起きて地下部も枯死することが知られている（笹ほか，1999a)。現在のササ北限域のサハリンにおける積雪深の詳しい情報は得られていないが，サハリン北端のオハの真冬月（月平均気温が 0° C 以下の月）降水量は 108 ～ 231 mm で少雪を示唆している（表 1)。また，シュミット線以北では積雪量が減少して部分的にも 50 cm を越える雪が積もる条件がなくなりササの北方への進出を困難にしていることも推定されている（笹ほか，1999b)。一方，中部・北部千島ではケトイ島での気象観測値はないが，シムシル（知新）島，マツワ（松輪）島，パラムシル（幌筵）島の真冬月降水量はそれぞれ 430 ～ 385 mm，416 ～ 360 mm，407 ～ 346 mm で，真冬月平均気温がこれらの島より高い札幌の

384 mmとさほど変わらない（表1）。札幌では積雪深50 cm以上の日数が57.5日（表1）であるから，ケトイ島を含め中部・北部千島でも積雪深50 cm以上の日数が札幌程度は予想される。このことを裏付けるように，一冬の記録であるが厳寒期に70 cm前後の積雪深がパラムシル島（海軍水路部，1936）で，また，50 cm前後の積雪深がシムシル島で記録されている（海軍第五気象隊，1944a）。この積雪環境が，千島列島における北限チシマザサ群落の生育を保証していると考えられよう。

一方，ササの分布を規定する気候要因として温量条件も重要であることが統計学的分析によって指摘されている（津山ほか，2008a，2008b）。サハリンではポロナイ川低地帯に沿って植物相を二分するシュミット線を越えるとササの分布がほぼ見られなくなる（小泉，1940；舘脇，1955；杉本，1960など）。シュミット線は温量指数（暖かさの指数：WI）35°C・月にほぼ一致するので（渡辺，1966），ササが生育可能となる温量条件の限界値は大きく見積もってWI：35°C・月が想定できる。しかし，千島列島においてはササがシュミット線と同程度のWIを示す宮部線（渡辺，1966）を越えて，中部千島のウルップ（得撫）島，シムシル島そしてケトイ島まで分布する（図1）。ササの分布北限地であるケトイ島のWIは気象データが得られず不明であるが，そのすぐ南のシムシル島のWIは17.0～16.5°C・月（表1）なので，現在のササが生育できる限界付近の温量条件は，WI：17°C・月程度と考えることができる。したがって，ササはWI：35°C・月より冷涼な夏季の気温条件の地域まで生育できる植物であると言える。

以上のようにササ分布の北限付近のササ群落の状況などから寒冷環境におけるササの分布を決める主要因と考えられる積雪深と温量指数の閾値をまとめれば，それぞれ50 cm深と17°C・月の値が想定できる。そこで，積雪深50 cm深未満を〈寡雪〉，以上を〈多雪〉，また温量指数17°C・月未満を〈夏季冷涼〉，以上を〈夏季温暖〉として表現する。この表現を用いれば，北海道のような冬期に季節凍土ができる地域で，生育に十分な日照条件が得られる通常の環境下では，ササは〈多雪〉，〈夏季温暖〉のいずれの条件も満たせば生育でき，逆にどちらかの条件がひとつでも欠ければ生育できないと言える。

3．ササの地史的分布から見た最終氷期における北海道の積雪および温量環境

現在と最終氷期のササの生育特性が同じであるという仮定をおいた上で，上記の植物珪酸体情報に基づく最終氷期のササの分布と前節で想定したササの生育を保証する積雪深および温量指数から北海道の最終氷期における積雪と温量環境の推定を前節で示した基準に基づいて試みることにする。

現在，石狩低地帯より東部，北部では冬季の最低気温が，ササの枯死をもたらすとされる－10°C以下（笹ほか，1999a）を記録することは希ではなく（気象庁，2010），これらの地域でササの卓越する植生が成立している現況に積雪の保護が深く関わっていると判断される。そして，現在よりも明らかに温度環境が厳しかった最終氷期の冬季においては，〈多雪〉の保護なしにササの生存は不可能であったと考えて良いだろう。したがって，最終氷期におけるササの生育には，〈多雪〉によって地表が保護され，また，同時に，温量環境が〈夏季温暖〉であったことが必要条件となる。

さて，最終氷期においてササが希薄な状況の広がりが予想される石狩低地帯から東部および北部域の中で，羽幌だけが例外的に最終氷期を通じてササが高い割合で認められる。このことは，最終氷期における羽幌の温量環境がWI：17°C・月以上の〈夏季温暖〉であったことを示唆する。羽幌だけが局所的に〈夏季温暖〉であったとは考えづらいので，最終氷期における北海道は，ほぼおしなべてササの生育が可能な〈夏季温暖〉の温量環境にあったことを想定するのが自然であろう。花粉化石の情報によれば，最終氷期最寒冷期の道北の剣淵ではグイマツ，ハイマツなどからなる疎林とコケスギランを伴う草原が広がっていたと推定されている（五十嵐ほか，1993）。同様の植生は同じ道北の風連や秩父別（中村，1968），石狩低地帯南部に隣接する日高地方の貫気別でも成立していた（阪口・加藤，1993）。同時期，道央の富良野ではグイマツとハイマツを主とした針葉樹林が成立し（小野・五十嵐，1991），石狩低地帯でもグイマツを主とした針葉樹林が成立していた（五十嵐，1993）。このような植生は現在のシュミット線以北のサハリンの植生に類似し，気候や立地条件により森林，疎林，湿原，草原などが混在する状況が推定されている（五十嵐，1993）。一方，沖津（2002）は剣淵の最終氷期最寒冷期における花粉群（五十嵐ほか，1993）のエゾマツ花粉率などから最終氷期最寒冷期の道北ではかなり発達した森林の成立が想定されるとし，現在のサハリン中部シュミット線付近の気候環境下にあったと推定するほうが自然であるとした。サハリン北端に位置するオハのWIは気候資料により算出される値にばらつきが大きいが，ササの生育可能な温量指数閾値の17°C・月以上を示す（表1）。したがって，最終氷期最寒冷期における道北の古植生についてのいずれの推定によってもササの生育の可能な温量域となるので，最終氷期を通じて北海道のほぼ全域がササの生育が可能な〈夏季温暖〉であったと考えられる。

最終氷期の温量環境が〈夏季温暖〉であれば，最終氷期における北海道のササの希薄な状況は〈寡雪〉によっても

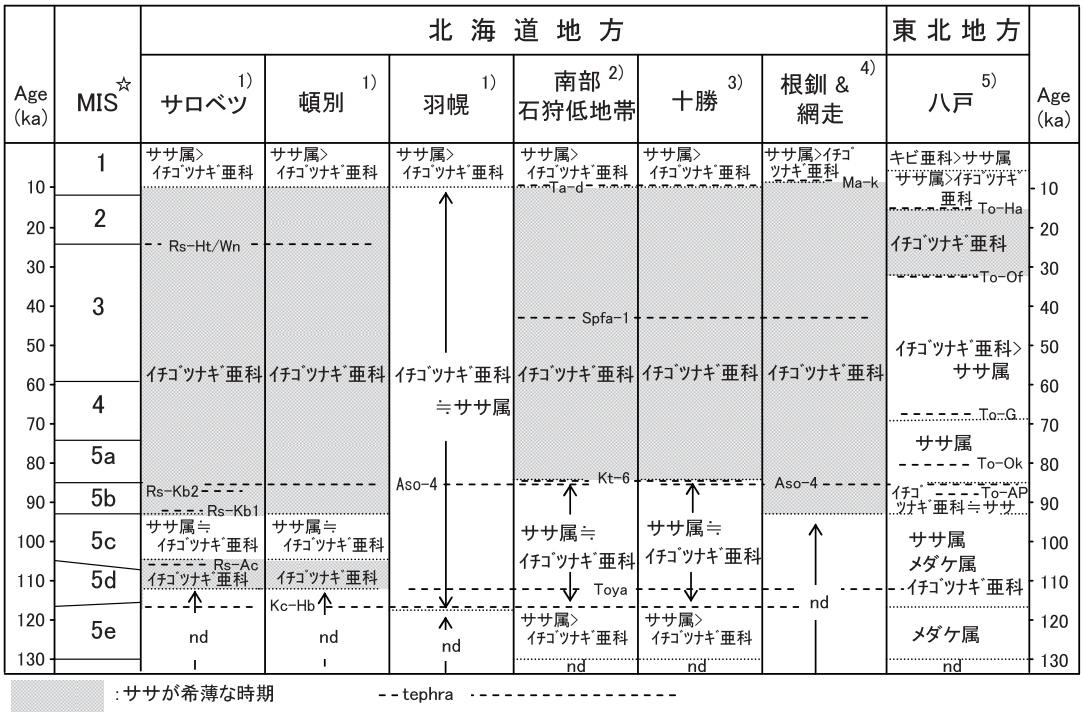

図 9　北日本における最終間氷期以降のイネ科植物相の変遷．1) 本研究，2) 佐瀬ほか（2004），3) 近堂ほか（1995），徳永ほか（1998），4) 細野ほか（1995），佐瀬ほか（2002），5) 佐瀬・細野（1999）．☆ MIS5 のサブステージの境界年代は，町田・新井（2003）と阪口・加藤（1993）に示された図を利用して，5c/5d と 5d/5e 境界は幅を持たせて示した（5a/5b：ca.85ka，5b/5c：ca.92ka，5c/5d：ca.105-108ka，5d/5e：ca.115-117ka）．テフラ記号，Kt-6：クッタラ 6，To-Ha：十和田八戸，To-Of：十和田大不動，To-G：十和田合同，To-Ok：十和田オコシ，To-AP：十和田アオスジ，その他は本文参照．
Fig. 9 Fluctuations of grass flora since the the last interglacial in Hokkaido and Tohoku region, Japan.

たらされたことになる。最終氷期の北海道は現在に比べて寒冷であっただけでなく，乾燥し，特に，日本海への対馬暖流の流入が現在よりも減衰したため（Oba et al., 1991），冬季には積雪量が減少したと推定されている（小野・五十嵐，1991）。また，最終氷期には日本海が冬季凍結した可能性があること（小野，1985）も積雪量を抑制したことを予想させる。さらに，北海道の北部・東部から最終氷期の化石凍結割れ目構造が多数分布することが報告され（三浦・平川, 1995），これらの地域では〈寡雪〉であったことを示す。現在の北海道では積雪深 50 cm 以下を示すのは太平洋沿岸などの限られた地域であるが，最終氷期を通じて概ね〈寡雪〉環境が卓越したと考えても不自然ではない。そのような中で，羽幌の分析地点のように，雪の吹きだまりなどで局所的に〈多雪〉環境が成立した場所ではササが生育可能であったと推定される。なお，羽幌には頻度が低いものの最終氷期の化石凍結割れ目構造が確認されているので（三浦，平川，1995），凍結割れ目現象が生じた場所では冬季強風により雪が吹き飛ばされて地表が局所的に露出していた事が予想される。したがって，最終氷期の羽幌では，局所的に厚い雪に被覆された場所でのみでササの生育可能であり，一方凍結割れ目が生じるような雪が吹き飛ばされるような場所ではササの生育が不可能であったと考えられる。

以上のことをまとめれば，最終氷期の石狩低地帯から東部，北部ではササの希薄な植生環境が卓越した状況の原因としては温量環境より〈寡雪〉な積雪環境がより深く関わっていたと推定される。なお，温量環境はササが生育可能な〈夏季温暖〉であったが，その温暖の程度は，最終氷期最寒冷期の北海道北部の植生が現在のシュミット線付近の植生（沖津，2002），あるいはシュミット線以北のサハリンの植生（五十嵐，1993）に類似していたとされることから，温量環境は WI：35 ～ 17° C・月の範囲にあったと推定できる。このようなササの生育が保証される〈夏季温暖〉な温量環境のもとで〈寡雪〉な環境が広がりササの希薄な状況が卓越した一方で，羽幌のように限られた一部の局所的〈多雪〉環境ではササが比較的多く生育し得たと考えられる。

4．最終氷期前と完新世以降のササの動態について

最終氷期の石狩低地帯より東部，北部においておおむ

ね卓越した「ササの希薄な植生状況」は，最終氷期に先立つ最終間氷期後半 MIS5b ～ 5a に開始したことが植物珪酸体記録（図 9）から推定される。すなわち，本研究で得られたようにサロベツでは MIS5b 後半の年代とされる Aso-4 より下位の Rs-Kb1 層準からササが希薄となり，網走地域（図 1，地点 7）では，Aso-4 直下の土壌層からは林床にササを伴わないトウヒ，グイマツからなる針葉樹林を示す植物珪酸体群集が得られ（細野ほか，1995），また，石狩低地帯南部（図 1，地点 4）では Aso-4 直上からササが希薄となる（佐瀬ほか，2004）。MIS5b 以前については，石狩低地帯南部（佐瀬ほか，2004），十勝（図 1，地点 5. 近堂ほか，1995；徳永ほか，1998）において MIS5e から継続してササの存在が想定されるが，本研究の結果から最北部では MIS5d でササが希薄になった可能性がある。このことから，北海道の寡雪化は北海道北部では MIS5d にも生じたが，石狩低地帯南部や十勝では，この時期にササの動態に影響を及ぼすような寡雪化は生じなかったことが推定される。しかし，当該期の植物珪酸体情報は不足しており今後の検討が必要であろう。

一方，現在，ササは北海道全域で主要な植生の構成要素として認められる。このような植生状況は，少なくとも石狩低地帯より東部および北部域においておおむね認められる「最終氷期のササが希薄な植生状況」からどのような動態を経てきたのだろうか。植物珪酸体記録によれば，石狩低地帯南部（図 1，地点 4）では樽前 d テフラ（Ta-d，8 ～ 9 ka）直下の完新世初頭の土壌層からササ起源珪酸体が出現する（佐瀬ほか，2004）（図 8）。これに対して，道東根釧 / 弟子屈（図 1，地点 6）におけるササの出現は明らかにこれより遅く，完新世に入っても希薄な状況が 3000 年ほど続いた後の摩周 k テフラ（Ma-k，ca.7 ka）以降に生じる（佐瀬ほか，2002）（図 9）。同様な状況は道北雨竜（図 1，地点 8）の植物珪酸体情報（Kawano et al., 2007）からも考えられる。このことから，ササの分布域が完新世開始に伴い急速に拡大していった様子がうかがえる。最終氷期にもいくつかの温帯植物が避難地（refugia）に残存し，後氷期にそこから分布を拡大させた可能性が考えられている（植村・武田，1987）。ササが主に栄養体生殖で勢力を拡大する植物であることを考えると，ササもそのような植物群として，最終氷期中に，北海道北部，東部域内，さらにサハリン，千島列島の避難地に残存したことを想定しなければならないだろう。最終氷期に関わる土壌層からササ起源の植物珪酸体がほぼ連続して認められる羽幌はそのような避難地の一つと考えられる。また最終氷期においてササが希薄となったサロベツ，頓別の珪酸体群（図 6 ～ 8）にはササ起源珪酸体の微弱なシグナルが途切れ途切れに認められる。このことから，最終氷期にはササの主要な分布域は石狩低地帯以南へ後退したが，同地帯の東部，北部域にはササの避難地となるような 50 cm 以上の積雪が生じる場所が点在し，そこから，完新世の開始に伴う温暖多雪化によりササが分布を広げ現在の状況に至っていると推定される。

ま と め

道北の羽幌，サロベツ，頓別 3 地域における累積土壌層の植物珪酸体分析から最終間氷期以降のササの地史的動態を明らかにした。そして，既に得られている植物珪酸体情報とササの生育を制約する積雪および温量条件から以下の知見を得た。

1）サロベツ，頓別では最終間氷期の後半の海洋酸素同位体ステージ（MIS）5b から最終氷期と通じてササが希薄であったこと，さらに，最終間氷期前半の MIS5d においてもササが希薄となった可能性を指摘した。一方，羽幌では最終間氷期以降ササが植生の構成要素として関わったことを指摘した。このことと，石狩低地帯南部および道東十勝・根釧の既情報を総合して，最終氷期の石狩低地帯から東部，北部域においては羽幌などの一部の地域を除きササが希薄な状況が概ね成立していたと推定した。

2）北海道北部からサハリン中部，および中部千島列島の温量環境，積雪環境から，ササの生育を保障する積雪深および温量指数（暖かさの指数）の閾値としてそれぞれ 50 cm 深と 17° C・月を想定した。この想定値に基づき，最終氷期においては，ササが生育可能であった羽幌などの一部地域を除いて，積雪 50 cm 未満の寡雪環境が卓越したことを推定した。

3）現在の北海道やサハリン南部におけるササの稠密な分布を説明するには，ササが希薄となった最終氷期の石狩低地帯より北部，東部域内にササの避難地（積雪深 50 cm 以上）を想定しなければならないことを指摘した。

謝 辞

本研究を進めるに際して，宮本仁美氏（気象庁），久光純司氏（気象庁），および気象庁図書館の皆様方からは千島列島，サハリンに関する気象資料の収集にご協力を，五十嵐八枝子氏（北方圏古環境研究室）からはオハの気象資料についてご教示を，また，川辺百樹氏（北海道自然史研究会）からは有益なご意見をいただいた。なお，編集委員会と匿名査読者 2 名からのご意見によって原稿は改善された。記して感謝申し上げる。

引 用 文 献

Association of Professional Companies in Industry of Climate. 2010. Средняя Месячная и Годовая Температура

Воздчха, °C. http://apic.ru/standards/pdf/standards/snip/snip23-01-99_3.pdf (2010.10.18 参照)
中央気象台．1925．北樺太及ビ北辺気象ノ一班．230 pp．中央気象台，東京．
中央気象台．1942．東亜気象資料　第六巻　本邦編．313 pp．中央気象台，東京．
中央気象台．1954．累年気候表　日本および極東地域（気圧・気温・降水量）．679 pp．中央気象台，東京．
細野　衛・佐瀬　隆・木村　準．1995．植物珪酸体分析からみた阿蘇 4 火山灰直下土壌の植生履歴―北海道斜里平野を事例にして―．第四紀 **27**: 17–27．
五十嵐八枝子．1993．花粉分析からみた北海道の環境変遷史．「生態学からみた北海道」（東　正剛ほか編），3–21．北海道大学図書刊行会，札幌．
五十嵐八枝子・五十嵐恒夫・大丸裕武・山田　治・宮城豊彦・松下勝秀・平松和彦．1993．北海道の剣淵盆地と富良野盆地における 32,000 年間の植生変遷史．第四紀研究 **32**: 89–105．
伊藤友彦・伴　かおり・両角　拓・當眞陽子・柳井清治・雁澤好薄．2000．北海道北部における後期更新世，広域風成塵起源粘土層の層序と分布．第四紀研究 **39**: 199–214．
重粘地グループ．1967．北海道北部の土壌．195 pp. 北海道開発局，札幌 .
海軍水路部．1936．幌筵島気象概況．11 pp．海軍水路部, 札幌.
海軍水路部．1937．水路部秘第 142 号　兵要気象誌付録　第 1 巻　本邦海岸気象表．74 pp．海軍水路部，札幌．
海軍第五気象隊．1944a．新知島武魯頓湾気象海象観測概況．五気資料第 5 号．14 pp．新知島武魯頓湾気象観測所．
海軍第五気象隊．1944b．沿海州・オホーツク海西岸及其等ノ西方地区ノ気象調査（第二号）各地域ノ気象概況．66 pp，海軍第五気象隊，札幌．
Kawano, T., Takahara, H., Nomura, T., Shibata, H., Uemura, S., Sasaki, N. & Yoshioka, T. 2007. Holocene phytolith record at *Picea glehnii* stands on the Dorokawa Mire in northern Hokkaido, Japan. *The Quaternary Research (Daiyonki-kenkyu)* **46**: 413–426.
吉良竜夫. 1949. 日本の森林帯. 36 pp. 日本森林技術協会, 東京.
吉良竜夫・四田井綱英・沼田　真・依田恭二．1976．日本の植生―世界の植生配置のなかでの位置づけ．科学 **46**: 235–247．
気象庁．1967．外国気候表．気圧・気温・湿度・降水量．気象庁観測技術資料　第 31 号．113 pp．気象庁，東京．
気象庁．1987．外国気候表（1951 ～ 1980）．気圧・気温・降水量・相対湿度・蒸気圧．気象庁乾燥技術資料　第 51 号．118 pp．気象庁，東京．
気象庁．1991．日本気候表（その 1）．478 pp．日本気象協会，東京．
気象庁. 2010. 気象統計情報. http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html（2010 年 7 月 23 日）.
小池一之・町田　洋，編．2001．日本の海成段丘アトラス．122 pp. + CD-ROM 3 枚 + 付図 2 葉. 東京大学出版会, 東京.
小泉源一．1940．樺太島の竹笹科．植物分類及植物地理 **9**: 165–191．
近藤錬三．2000．植物ケイ酸体．「化石の研究法―採集から最新の解析法まで―」（化石研究会編），942–947．共立出版，東京．
Kondo, R., Tsukamoto, S., Tachibana, H., Miyairi, Y. & Yokoyama, Y. 2007. Age of glacial and periglacial landforms in northern Hokkaido, Japan, using OSL dating of fine grain quartz. *Quaternary Geochronology* **2**: 260–265.
近堂祐弘・近藤錬三・小崎　隆・加藤　誠．1995．寒冷気候下における古土壌の分類，堆積年代および生成環境に関する研究．「近堂祐弘教授退官記念論文集」（近堂祐弘教授退官記念論文集刊行会編），11–29．近堂祐弘教授退官記念論文集刊行会，帯広．
紺野康夫．1977．ササ植物の生態と分布．種生物学研究 No. 1: 52–64．
町田　洋・新井房夫．2003．新編火山灰アトラス．276 pp．東京大学出版会，東京．
町田　洋・三浦英樹・奥村晃史．1996．北海道羽幌におけるクッチャロ羽幌などの広域テフラ．「第四紀露頭集－日本のテフラ」（日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編），63．日本第四紀学会，東京．
Miura, H. 1995. A proposal for the source vent of the Rishiri-Wankonosawa tephra (Rs-Wn), the late Pleistocene maker tephra in northern Hokkaido. *Gepgraphical Repoerts of Tokyo Metropolitan University* **30**: 133–145.
三浦英樹．1996．北海道北部サロベツ原野周辺の台地に分布する利尻火山起源の後期更新世テフラ層．「第四紀露頭集―日本のテフラ」（日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編），100．日本第四紀学会，東京．
三浦英樹・平川一臣．1995．北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源 . 地学雑誌 **104**: 189–224.
三浦英樹・佐瀬　隆・細野　衛・苅谷愛彦．2010．第四紀土壌と環境変動：特徴的土層の生成と形成史．「デジタルブック最新第四紀学」CD-ROM および概説集（日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編）. 30 pp. 日本第四紀学会, 東京.
Nauchno-prikladnoi spravochnik po climatu USSR. 1990. Seriya 3. Mnogoletnie danniye. Ch. 1–6. vip. 34. Sakhalinskaya oblast'. 352 pp. Gydrometeoizdat, Leningrad (Научно-прикладной справочник по климату СССР. 1990. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 34. Сахалинская область. 352 с. Гидрометеоиздат, Ленинград).
中村　純．1968．北海道第四紀堆積物の花粉分析学的研究 V．ウルム氷期以降の植生変遷．高知大学学術研究報告（自然科学）**17**: 39–51．
沖津　進．2002．北方植生の生態学．212 pp．古今書院, 東京.
小野有五．1985．最終氷期の地形環境と気候．月刊地球 **7**: 344–348．
小野有五・五十嵐八枝子．1991．北海道の自然史―氷期の森林を旅する―．219 pp．北海道大学図書刊行会，札幌 .
Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T. & Takayama, T. 1991. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography* **6**: 499–518.
大井信夫・三浦英樹．2004．北海道北部，豊富に分布する泥炭層の花粉分析による後期更新世テフラ，利尻アチャル

（Rs-Ac）の降下時期推定と古環境復元．植生史研究 **11**: 25–30.

Ooi, N. Tsuji, S. Danhara, T. & Noshiro, S. 1997. Vegetation change during the early last glacial in Haboro and Tomamae, northwestern Hokkaido, Japan. *Review of Palaeobotany and Palynology* **97**: 79–95.

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 **102**: 288–311.

酒井　昭．1982．植物の耐凍性と寒冷適応－冬の生理・生態学－．469 pp．学会出版センター，東京．

笹　賀一郎・佐藤冬樹・野村　睦・湯江村　滋・藤原滉一郎．1999a．強風寒冷地における厳冬期環境とササを中心とした植物群落の分布．日本林学会大会学術講演集 **110**: 569–570.

笹　賀一郎・杉下義幸・野田真人・奥田篤志・柴田英昭・高畠守・小宮圭示・高橋廣行・小澤　恵・藤原滉一郎．1999b．ロシア・サハリン州における北限域ササ群落の分布状況．北方森林保全技術 **17**: 20–23.

佐瀬　隆・細野　衛．1999．青森県八戸市，天狗岱のテフラ－土壌累積層の植物珪酸体群集に記録された氷期－間氷期サイクル．第四紀研究 **38**: 353–364.

佐瀬　隆・細野　衛・鬼丸和幸・星野フサ・渡邊眞紀子．2002．北海道，美幌峠および周辺域における晩氷期以降の植物珪酸体群集からみた植物相と土壌相の変遷―ササ草原の成立と黒ボク土層の生成開始時期―．美幌博物館研究報告 **9**: 25–48.

佐瀬　隆・細野　衛・高地セリア好美．2008．三内丸山遺跡の土壌生成履歴－植生環境，人の活動および黒ボク土層の関係－．植生史研究 **16**: 37–47.

佐瀬　隆・井上克弘・張　一飛．1995．洞爺火山灰以降の岩手火山テフラ層の植物珪酸体群集と古環境．第四紀研究 **34**: 91–100.

佐瀬　隆・山縣耕太郎・細野　衛・木村　準．2004．石狩低地帯南部，テフラ―土壌累積層に記録された最終間氷期以降の植物珪酸体群の変遷―特にササ類の地史的動態に注目して―．第四紀研究 **43**: 389–400.

杉本純一．1960．日本及びその周辺区域の竹笹類の分布について．富士竹笹類植物園報告 No. 5: 41–51.

鈴木貞雄．1978．日本タケ科植物総目録．384 pp．学習研究社，東京．

徳永光一・佐瀬　隆・石田智之．1998．北海道十勝の累積火山灰土層における根成孔隙の発達と古気候の影響．ペドロジスト **42**: 88–96.

舘脇　操．1955．汎針広混交林．北方林業 **7**: 240–153.

津山幾太郎・松井哲哉・小川みふゆ・小南裕志・田中信行．2008a．本州東部におけるチシマザサの潜在分布域の予測と気候変化の影響評価．GIS：理論と応用 **16**: 11–26.

津山幾太郎・松井哲哉・堀川真弘・小南裕志・田中信行．2008b．日本におけるチマキザサ節の潜在分布域の予測と気候変化の影響評価．GIS：理論と応用 **16**: 99–114

植村　滋・武田義明．1987．北海道の温帯植物の分布について．「中西　哲博士追悼植物生態・分類論文集」（中西　哲博士追悼植物生態・分類論文集編集委員会編），259–269．神戸群落生態研究会，神戸．

渡辺定元．1966．東亜温帯林の位置付けについて．森林立地 **8**: 13–15.

Zemtsova A. I. 1968. *Climate of Sakhalin*. 197 pp. Gydrometeoizdat, Leningrad (Земцова, А. И. Климат Сахалина. 197 с. Гидрометеоиздат, Ленинград).

（2011 年 3 月 3 日受理）