

サロベツ湿原で見いだされた樽前山 1739 年噴火火山灰 (Ta-a)

佐藤夕紀^{1*}・和田恵治¹・橘ヒサ子²

¹北海道教育大学旭川校地学教室

²北海道教育大学旭川校生物学教室

*現在：北海道四季工房（株）

Finding of the Ta-a Ash from the 1739 Eruption of Tarumai Volcano in Sarobetsu Mire, Northern Hokkaido, Japan

Yuki SATO^{1*}, Keiji WADA¹ and Hisako TACHIBANA²

¹Earth Science Laboratory and ²Biological Laboratory, Asahikawa Campus,
Hokkaido University of Education, Asahikawa 070-8621, Japan

* Hokkaido Shiki Kobo, Inc.

Abstract

The widespread volcanic ash (Ta-a) from the Tarumai volcano at 1739 plinian eruption was found out in the peat bed of Sarobetsu mire, northern Hokkaido. The chemical composition of the volcanic glass in the ash extracted from the peat bed of Sarobetsu mire was in good agreement with the standard value of the Ta-a volcanic glass. The Ta-a ash is concentrated in the peat bed of 18 to 21 cm below the surface with a very small amount of about 2.5 % (0.17g) against the total weight of dry peat in the depth.

The finding of Ta-a ash in the Sarobetsu mire indicates that the northern limit of distribution in the Ta-a deposit was spread out to the northernmost area of Hokkaido. The existence of Ta-a about 20 cm below the surface also shows a key marker of age in the peat bed of Sarobetsu mire.

はじめに

樽前山は、1739 年にプリニー式の大噴火をおこし、噴煙柱を高く上げ、広い範囲に軽石や火山灰を降下させた（曾屋，1972；古川，1998）。このときの降下軽石および火山灰層は、山田（1958）によって Ta-a 層と呼称された。この Ta-a 層はその後北海道の広い範囲で確認され、徳井（1989）は全体的な分布を明らかにした。Ta-a 層の分布軸は北東方にあり富良野から北見・知床半島へと延びている（図 1）。

Ta-a 層の分布範囲の北限は、沼田から名寄・雄武周辺地域にかけて設定されているが（徳井，1989）、旭川から北の地域では Ta-a 層が検出されておらず、不確かさが残る。

今回、北海道北部に位置するサロベツ湿原の泥炭層試料を採取することができた。サロベツ湿原は徳井（1989）による Ta-a 層の分布北限からさらに北に位置している。しかし火山灰の保存状態が良好な湿原環境にあるため、たとえ分布軸からかなり離れた距離にあっても、サロベツ湿原に Ta-a 層が降灰していた可能性があると考えて分析に着手した。

その結果、泥炭試料から微量の火山灰を抽出することができた。さらに、その火山灰中の火山ガラスを電子プローブマイクロアナライザーで分析した結果、それが Ta-a 火山灰であることが確かめられたのでここに報告する。

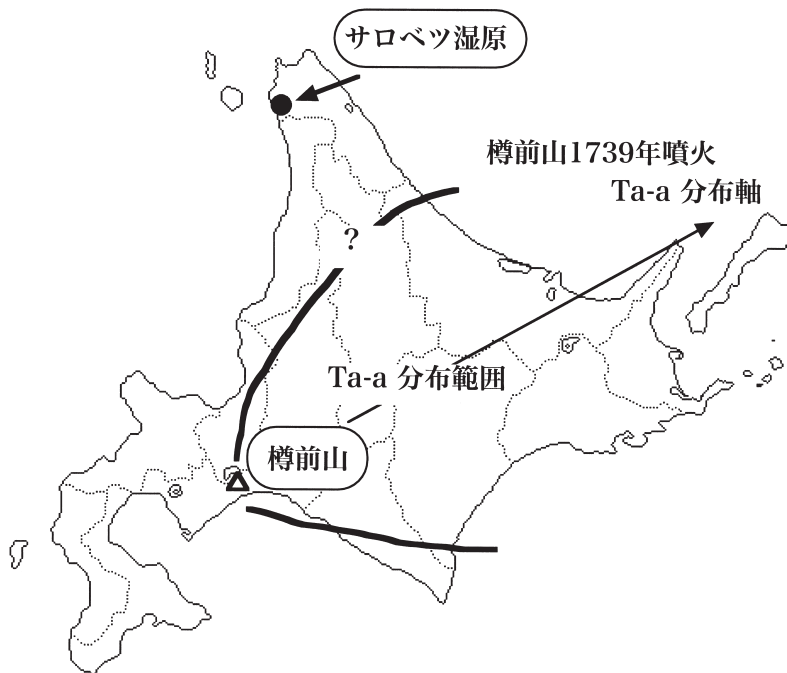


図1 樽前山 1739 年噴火火山灰（Ta-a 層）の分布範囲と分布軸。
（徳井，1989）による。

1. サロベツ湿原の表層泥炭試料

サロベツ湿原は、北海道最北部の日本海に面したサロベツ川流域に発達した高層湿原である（図1）。サロベツ湿原の表層には泥炭が厚く堆積している。今回、サロベツ湿原の植生遷移に関する研究（松原，1999）で採取された泥炭試料の一部を分析する機会を得た。

分析に使用した泥炭試料は、豊富町南西パンケ沼の南の調査ライン（L6）における基点地点のもので地表から深さ 25 cm までの部分を採取したものである（図2の1）。また深さ 25 cm よりも深い部分は、深さ 100 cm 深度の調査ライン（L8）の泥炭試料を分析に使用した（図2の2）。

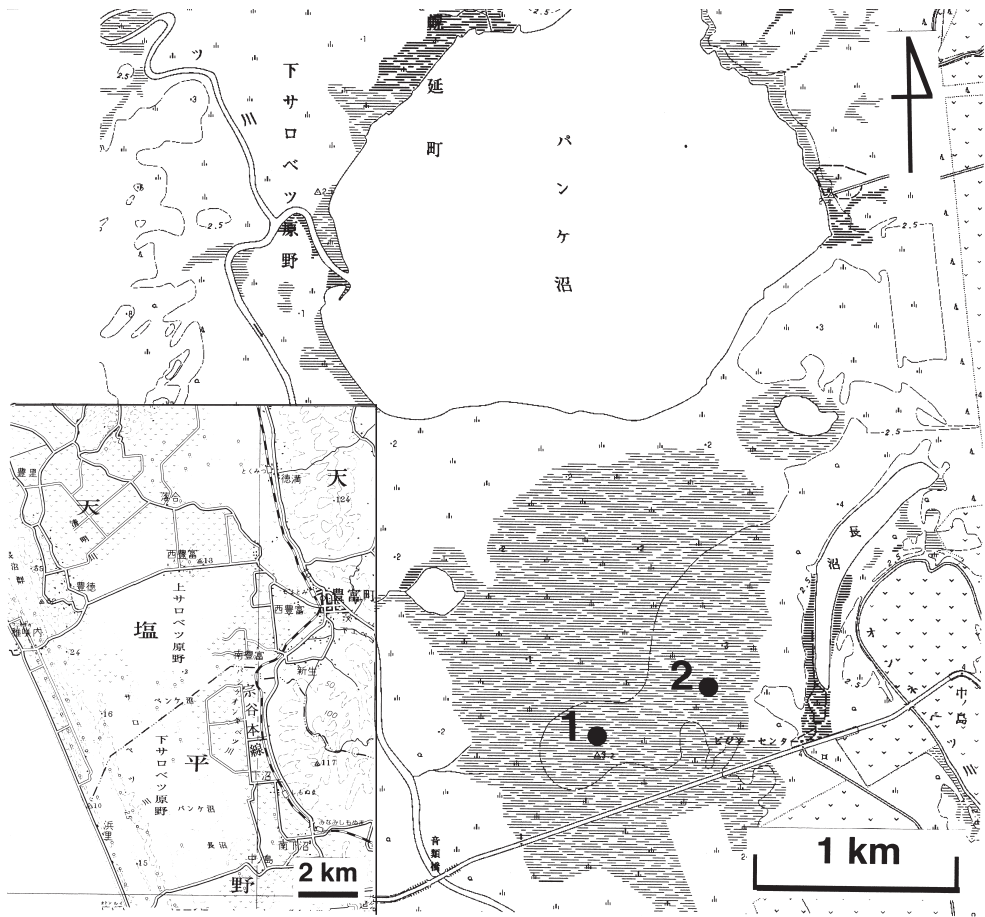


図2 サロベツ湿原における泥炭試料採取地点の位置図.

2. 泥炭中の火山灰の抽出

採取された泥炭試料は肉眼的には泥炭のみで構成され、火山灰は層として全く認識できない。しかし我々は、少しでも火山灰が泥炭に含まれている可能性があると考え、泥炭試料から火山灰を抽出することを試みた。

長さ 25 cm の泥炭試料については 3～4 cm ごとの長さに切り分け、深度 100 cm 以上の泥炭試料は 5 cm ごとの長さに切り分けて、深さ毎の円柱状試料から火山灰を抽出する方法をとった。

それぞれの円柱状泥炭試料をビーカーに入れて蒸留水を注ぎ、よく攪拌してから上澄みだけを取り除くという作業を何度も繰り返した。泥炭に含まれる植物の枝や根についてはよくほぐして、水中で泥を落としてから取り除いた。

泥炭中に含まれる泥のみを洗い流していくと、ビーカーの底に少量の火山灰が残った。それら火山灰を取り出して乾燥し薬包紙に保存した。どの深さのところでも火山灰が抽出されたがきわめて微量である。

3. 泥炭中の火山灰の重量とその給源火山

長さ 25 cm の泥炭試料 3 本および長さ 100 cm 以上の泥炭試料 3 本について、深さ毎に切り分けた試料から抽出した火山灰の重量を測定した。図 3 にその結果を示す。火山灰重量は泥炭試料 3 本に含まれる火山灰の平均重量である。

深さ 15 ～ 25 cm の泥炭部分では、0.05 g 以上の火山灰を含み、他の深さのところに比べて有意に濃集していることがわかる。深さ 18 ～ 21cm のところに火山灰重量の最大値 (0.17 g) があり、全体として地表から深さ 50 cm の範囲内で火山灰重量が深さ 18 ～ 21cm を中心とした正規分布を示す。

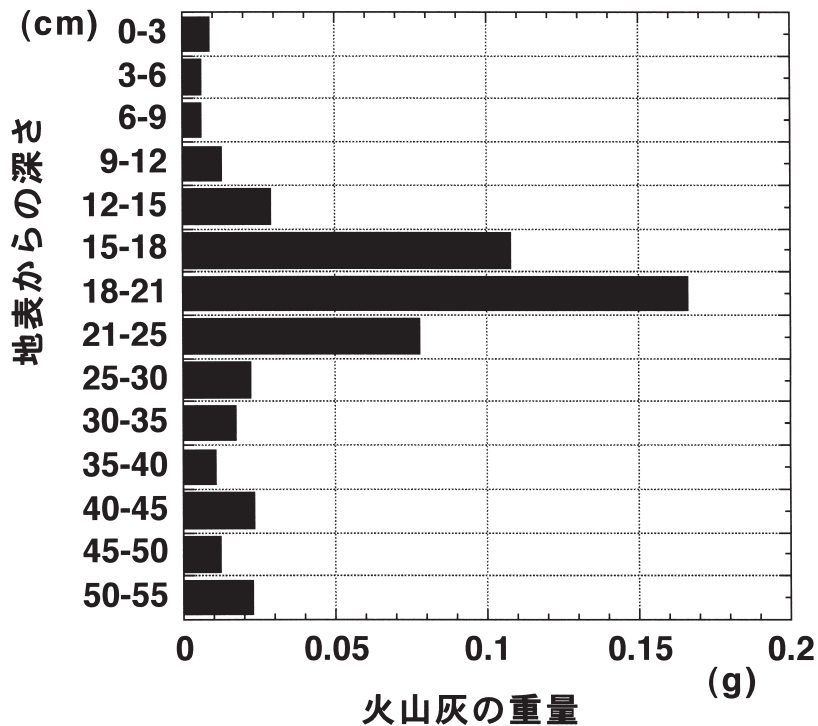


図 3 地表からの泥炭深度と火山灰の重量との関係図。

乾燥した泥炭とそれに含まれる火山灰の重量を比較すると、深さ 18 ～ 21cm のところでも、火山灰は泥炭の重量の 2.5% に過ぎない。

深さ 18 ～ 21cm に火山灰重量のピークがあることは、泥炭が堆積したその深度の時に火山灰が降下して泥炭中に保存されたことを示している。これに対して、サロベツ湿原の火山灰がこうした現地性ではなく、他の地域に火山灰が堆積したものが、そこから風によって運ばれてサロベツ湿原の泥炭中に含まれるようになった可能性も考えられる。しかし火山灰の構成物は新鮮であり、角張っているため摩耗を受けていないので風成作用の影響を被っていない。従って、サロベツ湿原の深さ 18 ～ 21cm の泥炭層中の火山灰は現地性のものである。

どの深さでも極微量ながら火山灰が存在するのは、サロベツ湿原に火山灰が堆積したあとに、泥炭の中を火山灰が二次的に移動したからであろう。泥炭は空隙が多く水を多量に含んでいることにより、水が関与して火山灰が深いところまで移動した可能性が大きい。

火山灰濃集部分の深度は地表に近く、泥炭の平均堆積速度を年に 1mm 程度と考えると、深さ 18 ～ 21cm は 2 ～ 300 年前の噴火に相当するものでであろう。サロベツ湿原に最も近い火山は利尻火山であるが、利尻火山は 7000 年前以降から火山活動を休止している (石塚, 1999)。樽前火山 1739 年のプリニー式噴火では、北東に分布軸をもって降下軽石およびその細粉である降下火山灰 (Ta-a 層) が道央から道東の広い範囲に分布している (図 1; 徳井, 1989)。

深さが約 20cm における火山灰濃集部分は、遠来の火山から飛来した広域火山灰で、分布軸および噴火年代から判断すると、Ta-a 層が当てはまる。

4. 火山ガラスの化学組成

サロベツ湿原の表層泥炭から抽出した火山灰中の火山ガラスの化学組成を調べるために、EPM A (電子プローブマイクロアナライザー) による 10 元素定量分析を行った。

分析条件は和田ほか(2003)による。測定は、加速電圧 15 kV、電流値 0.8×10^{-8} A、測定時間はピーク 15 秒、バックグラウンド 5 秒の条件で行った。

表 1 サロベツ湿原泥炭に含まれる火山灰中の火山ガラスの化学組成 (wt.%)

Name	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Total
1-2-1	77.13	0.36	12.11	1.58	0.00	0.32	2.00	4.01	2.35	0.13	100.00
2-1-B	77.71	0.32	12.24	1.74	0.10	0.33	1.98	3.17	2.27	0.14	100.00
2-2	77.95	0.36	11.88	1.65	0.08	0.33	2.06	3.18	2.35	0.18	100.00
2-3	77.69	0.33	12.09	1.67	0.02	0.29	1.99	3.37	2.41	0.14	100.00
2-6	77.60	0.32	12.20	1.75	0.00	0.31	1.93	3.20	2.53	0.16	100.00
2-9	76.03	0.32	12.83	1.88	0.02	0.41	2.88	3.21	2.26	0.18	100.00
2-10	77.96	0.28	11.90	1.71	0.00	0.34	2.10	3.04	2.50	0.16	100.00
2-12	77.29	0.32	12.09	1.91	0.02	0.39	2.20	3.19	2.44	0.15	100.00
2-13	77.53	0.33	12.05	1.97	0.05	0.35	2.09	3.00	2.48	0.14	100.00
2-15	77.23	0.30	12.12	1.86	0.00	0.37	2.15	3.07	2.71	0.19	100.00
2-16	77.71	0.33	12.06	1.79	0.00	0.33	2.01	3.13	2.47	0.18	100.00
2-18	76.81	0.31	12.94	1.53	0.00	0.30	2.49	3.19	2.33	0.11	100.00
2-19	77.03	0.40	12.26	1.77	0.06	0.34	2.14	3.24	2.64	0.13	100.00
3-3	77.61	0.31	12.28	1.83	0.00	0.30	1.96	3.07	2.47	0.17	100.00
3-4	77.00	0.40	12.21	2.14	0.06	0.39	2.17	3.04	2.44	0.15	100.00
3-5	77.95	0.37	11.87	1.73	0.05	0.35	1.98	3.00	2.53	0.17	100.00
3-10	77.42	0.39	12.06	1.88	0.06	0.38	2.05	3.02	2.59	0.16	100.00
3-11	77.49	0.41	12.52	1.90	0.00	0.35	2.28	2.69	2.25	0.11	100.00
3-13	77.46	0.32	12.36	1.70	0.00	0.37	2.12	3.05	2.49	0.13	100.00
3-14	76.68	0.33	12.75	1.99	0.03	0.34	2.41	2.97	2.35	0.15	100.00
3-15	77.35	0.31	12.18	1.82	0.06	0.33	2.14	3.11	2.53	0.17	100.00
3-17	77.49	0.28	12.27	1.81	0.11	0.34	2.24	2.92	2.39	0.15	100.00
4-1	77.51	0.39	12.23	1.49	0.05	0.35	1.77	3.75	2.21	0.23	100.00
4-2	76.98	0.39	12.31	1.73	0.09	0.38	2.29	3.04	2.61	0.17	100.00
4-3	78.03	0.33	12.26	1.70	0.06	0.28	1.95	2.89	2.35	0.14	100.00
4-4	77.80	0.35	12.09	1.83	0.14	0.27	1.95	2.94	2.49	0.13	100.00
4-5	77.70	0.29	11.91	1.81	0.11	0.33	2.04	3.22	2.46	0.14	100.00
4-7	76.44	0.40	12.51	2.27	0.00	0.45	2.64	2.81	2.29	0.19	100.00
4-9	78.08	0.34	11.91	1.82	0.11	0.32	1.92	2.89	2.43	0.17	100.00
4-10	78.12	0.33	11.77	1.71	0.14	0.39	1.89	2.93	2.56	0.17	100.00
4-12	77.00	0.31	12.73	1.88	0.13	0.18	2.19	3.16	2.30	0.12	100.00
4-14	77.28	0.37	12.21	2.18	0.00	0.34	2.10	2.94	2.45	0.12	100.00
4-16	76.29	0.34	12.85	1.74	0.09	0.31	2.73	3.23	2.30	0.12	100.00
4-18	77.73	0.30	12.04	1.95	0.10	0.48	2.05	2.88	2.35	0.13	100.00

表1に、今回分析した試料における火山ガラスの化学組成を示す。重量%の合計を100%に再計算したものを示した。Na損失が数%あるため、 Na_2O はやや低めに、 SiO_2 はやや高めの分析値になっている。火山ガラスの平均値は、 $\text{SiO}_2=77.38 \pm 0.59 \text{ wt\%}$ 、 $\text{TiO}_2=0.33 \pm 0.04 \text{ wt\%}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3=12.26 \pm 0.36 \text{ wt\%}$ 、 $\text{FeO}=1.81 \pm 0.16 \text{ wt\%}$ 、 $\text{MnO}=0.06 \pm 0.05 \text{ wt\%}$ 、 $\text{MgO}=0.34 \pm 0.05 \text{ wt\%}$ 、 $\text{CaO}=2.16 \pm 0.27 \text{ wt\%}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}=3.08 \pm 0.28 \text{ wt\%}$ 、 $\text{K}_2\text{O}=2.42 \pm 0.13 \text{ wt\%}$ 、 $\text{Cl}=0.15 \pm 0.03 \text{ wt\%}$ である。

古川ほか（1997）は、樽前火山の近傍で採取した1739年噴火の降下軽石および火砕流中の軽石片のガラス組成を分析した。古川ほか（1997）によるこれらの分析データを樽前火山1739年噴火火山灰（Ta-a層）中の火山ガラス組成の標準値とすると、 $\text{SiO}_2=76.92 \pm 0.96 \text{ wt\%}$ 、 $\text{TiO}_2=0.33 \pm 0.04 \text{ wt\%}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3=12.35 \pm 0.24 \text{ wt\%}$ 、 $\text{FeO}=1.50 \pm 0.55 \text{ wt\%}$ 、 $\text{MnO}=0.06 \pm 0.04 \text{ wt\%}$ 、 $\text{MgO}=0.34 \pm 0.07 \text{ wt\%}$ 、 $\text{CaO}=2.25 \pm 0.21 \text{ wt\%}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}=3.80 \pm 0.21 \text{ wt\%}$ 、 $\text{K}_2\text{O}=2.32 \pm 0.15 \text{ wt\%}$ 、 $\text{Cl}=0.12 \pm 0.02 \text{ wt\%}$ となる。

これらの火山ガラスの化学組成を比較すると、サロベツ湿原泥炭中の火山灰の火山ガラスは、Ta-a層火山灰の火山ガラス組成の標準値と非常に類似していることがわかる。

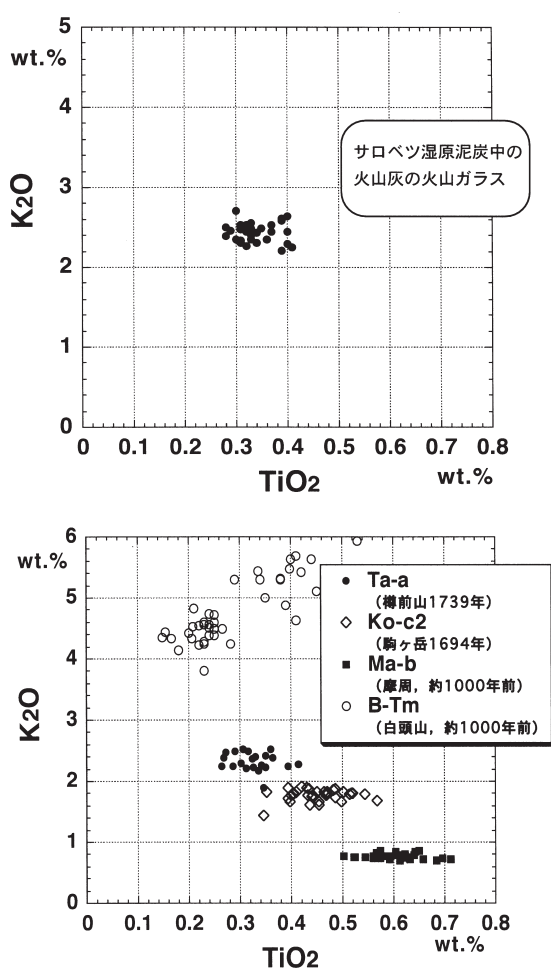


図4 火山ガラスの TiO_2 - K_2O 関係図。

上図はサロベツ湿原泥炭中の火山灰，下図は広域火山灰で 和田ほか（2001）による。

10 元素の中で、K と Ti は珪長質マグマの違いを最もよく反映する元素であり、 K_2O-TiO_2 図でガラス組成の違いが明瞭に表れることから、しばしば給源火山の推定に使われてきた(徳井, 1989: 古川ほか, 1997)。サロベツ湿原火山灰の火山ガラスのデータを K_2O-TiO_2 図にプロットした(図 4)。この図で明らかなように、サロベツ湿原火山灰の火山ガラスは、Ta-a 層火山灰の火山ガラス組成の組成領域に完全に一致する。この結果から、サロベツ湿原の表層泥炭に含まれていた火山灰の給源火山は樽前山であり、1739 年に噴出した広域火山灰 Ta-a 層であると同定できる。

5. サロベツ湿原における Ta-a 層検出の意義

今回、Ta-a 層がサロベツ湿原で検出できたことは、今まで認識されていた Ta-a 層の分布範囲の北限(徳井, 1989)よりもさらに北まで分布範囲が広がっていたことを示す。ただし、Ta-a 層の厚さとしてはおそらく 0.1 mm にも満たないもので、泥炭中に微量存在するのみである。

Ta-a 層の北限がサロベツ湿原であるとする、樽前山 1739 年の噴火で降灰した地域は、渡島半島を除く北海道全域に及んだことが推定される。火山防災を考えるときには、降下火山灰の分布範囲は、肉眼による火山灰層の厚さで決められる分布範囲よりもさらに広い範囲に実際は降灰していることを認識すべきであると思われる。

噴火年代の明らかな Ta-a 層のような広域火山灰は、堆積層の中で、時間を知る鍵層として重要である。泥炭層のような均質な堆積物にそうした広域火山灰層が介在していると、泥炭の堆積速度を知ることができて時間軸をたてるのに非常に有効である。また植生の変遷過程や環境変化等の問題を考えるうえでも、広域火山灰はタイムマーカーとして重要な役割を果たす。サロベツ湿原表層の深さ 20cm における Ta-a 層が泥炭層断面の時間軸として意義をもつものと思われる。

引用文献

- 古川竜太(1998)樽前火山, フィールドガイド「日本の火山 3, 北海道の火山」高橋正樹・小林哲夫編 152p, 築地書館, 77-91.
- 古川竜太・吉本充宏・山縣耕太郎・和田恵治・宇井忠英(1997)北海道駒ヶ岳火山は 1694 年に噴火したか? —北海道における 17 ~ 18 世紀の噴火年代の再検討—, 火山, 42, 269-279.
- 石塚吉浩(1999)北海道北部, 利尻火山の形成史, 火山, 44, 23-40.
- 松原光利(1999)サロベツ湿原の環境変化による植生の遷移に関する研究, 北海道教育大学大学院修士論文(平成 11 年度)。
- 曾屋龍典(1972)樽前火山の形成—特に Ta-a 期, Ta-b 期の活動について—, 火山, 16, 15-27.
- 徳井由美(1989)北海道における 17 世紀以降の火山噴火とその人文環境への影響, お茶の水地理, 30, 27-33.
- 和田恵治・中村瑞恵・奥野 充(2001)旭岳の表層にみられる広域火山灰の化学組成とその給源火山の特定, 北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告, 35, 9-18.
- 和田恵治・向井正幸・武田 修(2003)EPMA による黒曜石ガラスの主成分化学組成—遺跡出土黒曜石の産地特定: 常呂川河口遺跡の例—, 北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告, 37, 59-70.
- 山田 忍(1958)火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究, 地団研専報, 8, 1-40.

