

(2) 手法

洞爺湖近傍の模式地域において Goto et al. (2018) のユニット区分を確認した上で、その他地域に分布する堆積物についても記載を行い、それぞれの地点で試料を採取した (図 1.3-17). 各ユニットの野外での対比は、岩相・層厚、本質物質の最大粒径・種類および量比によって行い、本研究ではユニット境界部の産状について特に注目して記載を行った。本質物質の構成物分析は、模式地域およびその他地域の代表的な露頭で採取した試料を 48 時間程度乾燥したのち、細粒火山灰に富む試料では粒径 4mm 以上、粗粒な軽石を多く含む試料では粒径 8mm 以上の粒子について行った。なお、Goto et al. (2018) では本質物質を白色軽石、縞状軽石、灰色軽石の 3 タイプに区分しているが、本研究では新たに、斑晶量およそ 5%以下の斑晶に乏しい白色軽石 (CP タイプ)、斑晶量およそ 10%以上の斑晶に富む白色軽石 (CR タイプ)、縞状軽石および灰色軽石 (grayband タイプ) の 3 つに区分して重量比を求めた。直径約 5cm 以上の代表的な試料については、斑晶モード組成、ガラス組成、全岩主要元素組成を分析した。さらに、ユニットごとの石基ガラス組成の時間変化を調べるため、構成物分析を行った試料を中心に軽石粒子 (粒径 4-16mm) および火山灰粒子の薄片を作成し、軽石粒子では各 3~10 点、火山灰粒子では無作為に抽出した 10~30 粒子程度についてガラス分析を実施した。斑晶モード組成分析は Hasegawa et al. (2016)、ガラス組成分析は松本ほか (2015)、全岩主要元素組成分析は灼熱減量<4wt%の試料について Matsumoto et al. (2018) と同じ手法で分析した。

(3) カルデラ形成噴火の層序・岩相

洞爺湖近傍の模式地域 (図 1.3-17, 図 1.3-18) では、最下位に基盤である上長和層 (<0.9Ma; 高島ほか, 1992) の礫岩の上位に長流川火砕噴火堆積物 (125~120ka; 町田・新井, 2003) が存在し、約 10cm の土壌を挟んで洞爺カルデラ形成噴火噴出物が最大層厚約 90m で認められる。その上位には、それぞれ土壌を挟んで、中島火山由来の Nj-Dt? (山縣・町田, 1996)、クッタラ火山由来の Kt-2 (約 50ka; Miyabuchi et al., 2014)、中島火山由来の Nj-Os (約 48ka; Miyabuchi et al., 2014)、有珠火山由来の Us-Ka (約 18ka; Goto et al., 2013) および溶岩が累重している。模式地域における洞爺カルデラ形成噴火噴出物の層序を確認した結果 (図 1.3-18)、ユニット区分と各ユニットの岩相・層厚などは Goto et al. (2018) に記載されているものと大きな違いは認められなかった (図 1.3-19)。しかしながら、本質物質の最大粒径やタイプ区分が本研究とは異なる結果、模式地域外での層序対比が変更されたほか、ユニット境界の産状についても新たな知見が得られた (図 1.3-20~図 1.3-23, 表 1.3-2, 付図)。

ユニット 1

ユニット 1 は、洞爺湖北側でやや厚く、東側に広がる淘汰の良い細粒降下火山灰堆積物である (図 1.3-20, 図 1.3-21)。模式地域では層厚 1-2cm の白色火山灰で (図 1.3-15)、粒子の大部分は繊維状に発泡したガラス片からなり、斜長石・石英・輝石の結晶片のほか変質した岩片もわずかに含まれる。本研究では、ほぼ同様の特徴を示す堆積物が、洞爺湖北側約 10km 以内で層厚 4-5cm、洞爺湖北東約 20km 地点では層厚 2cm で存在していた (図 1.3-20~図 1.3-22)。さらに R3 年度に掘削したボーリングコアでは、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の最下位に、淘汰が良くほぼ水平なラミナが発達する黄褐色の細粒火山灰層が層厚約 14cm で認められ (図 1.3-20)、これが

ユニット1に対比できると考えられる。一方で、本層を直接覆うユニット2の最下部が観察されるほかの地点（図 1.3-21 の層厚 0 地点）では認められなかった。

ユニット2

ユニット2は洞爺湖南側で最も厚く、火山灰質の火砕流主体の堆積物である（図 1.3-20, 図 1.3-21）。ユニット1を層理面にほぼ平行に覆っており（図 1.3-18）、模式地域において下位から褐色で火山豆石を含む細粒火山灰主体のサージ堆積物、灰白色で成層構造の発達したやや粗粒な軽石に富むサージ堆積物、淡桃色～白色の細粒の火山灰に富む厚く塊状の火砕流堆積物（下部および上部に火山豆石を含む）、淡桃色の細粒火山灰主体の成層構造の発達した薄いサージ堆積物に区分される。最大層厚は35m程度で、模式地域では塊状の火砕流堆積物が9割以上を占める。Goto et al. (2018)によると、本質物質は白色軽石のみからなりその最大粒径は塊状の火砕流堆積物中で12cmと記載されているが、本研究の区分ではCPタイプのみ（図 1.3-19）で最大粒径は2cm、一方で岩片の最大粒径は8cm程度であった。ユニット2は洞爺湖南側の模式地域のほか、洞爺湖北側10km以内でも厚く堆積しておりR3年度ボーリング地点では層厚は21m以上（図 1.3-21）、本質物質の最大粒径は4cmであった。しかしながら、洞爺湖北東約20km地点では層厚65cm、洞爺湖北西約25kmで20cm、洞爺湖北西約40kmで10cmとその層厚は急激に減少しており（図 1.3-22）、洞爺湖北西約45kmおよび洞爺湖東側約45km地点のボーリングコアには認められなかった（図 1.3-21）。ユニット2が厚く分布する洞爺湖南方の模式地域および洞爺湖北方のArea 6（図 1.3-23）では、厚い塊状火砕流堆積物の最上部において、薄いサージ堆積物および火砕流堆積物が複数枚累重しており、それらの中に大小さまざまな脱ガスパイプが認められた（図 1.3-23）。

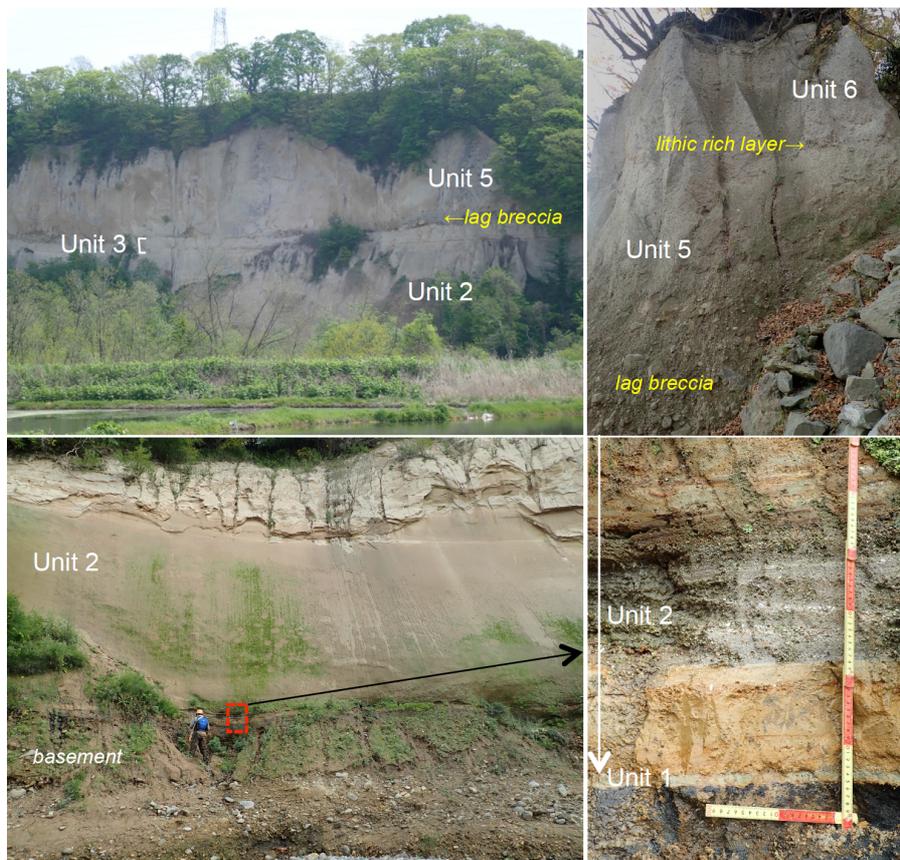


図 1.3-18. 模式地域における露頭写真.

ユニット3

ユニット3は洞爺湖南側で最も厚く(図 1.3-20, 図 1.3-21), 火砕サージ堆積物, 降下火山灰堆積物, 火砕流堆積物の互層からなる。模式地域において層厚約 10m で, 下部と上部は褐色で火山豆石に富む細粒火山灰主体の成層構造の発達したサージ堆積物と降下火山灰堆積物の互層, 中部は淡褐色で岩片や軽石をやや多く含む火砕流堆積物とサージ堆積物の互層からなる(図 1.3-18)。下部と上部の成層構造が発達した互層は, ほかのユニットに比べてかなりかたく締まっているのが特徴である。本質物質は CP タイプのみからなり(図 1.3-19), 中部の火砕流堆積物中で本質物質の最大粒径は 3cm, 岩片の最大粒径は 4cm である。ユニット3は洞爺湖北側 10km 以内では層厚 1.5-4m であるが, 洞爺湖北東約 20km 地点では 20cm, 洞爺湖北西約 25km および約 40km では 10cm とその層厚は急激に減少している(図 1.3-22)。またユニット2と同様, 洞爺湖北西約 45km および洞爺湖東側約 45km 地点のボーリングコアでは認められなかった(図 1.3-21)。ユニット3はユニット2を直接覆っているが, ユニット2火砕流堆積物の最上部に見られる脱ガスパイプは, ユニット3内部には到達していない(図 1.3-23)。

ユニット4

ユニット4は連続性の悪い火砕流堆積物であり, 模式地域および洞爺湖北側 10km 以内にしか認められない(図 1.3-20, 図 1.3-21)。いずれの地域においても, ユニット4はユニット3を直接覆っており, その境界は直線的で非常に明瞭である。模式地域における層厚は約 4m で, 淡灰色で粗粒な岩片に富む塊状の火砕流堆積物である。本質物質の最大粒径は 7cm, 岩片の最大粒径は 25cm 程度で, 本質物質は CP タイプが大部分を占めるが, CR タイプや gray,band タイプもわずかに認められる(図 1.3-19)。洞爺湖北側 10km 以内では最大層厚 8m 程度で, 本地点でもユニット3との境界は明瞭で直線的であるが, ユニット3由来と考えられるかたく締まった火山灰主体のブロックが, ユニット4の最下部に取り込まれているのが観察された(図 1.3-23)。

ユニット5

ユニット5は, 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の中で最も広範囲に分布する火砕流堆積物である(図 1.3-20, 図 1.3-21)。模式地域では, 最下部の岩片濃集層とその上位の淡灰色で粗粒な軽石や岩片に富む塊状の火砕流堆積物からなり, 最大層厚は約 32m, そのうち岩片濃集層は最下部の 5m 以下であった。岩片濃集層はユニット4を直接覆っているがその境界は不規則な形状で, 岩片濃集層と上位の火砕流堆積物との境界も漸移的である(図 1.3-23)。本質物質の最大粒径は約 20cm, 岩片の最大粒径は 75cm にも及び, CP タイプが大部分を占めるが, CR タイプの割合が多くなり, gray,band タイプも認められる(図 1.3-19)。ユニット5の層厚は洞爺湖からの距離が増してもあまり変化せず, 洞爺湖北西側 40-50km でも最大層厚 22m (図 1.3-21), 本質物質の最大粒径も 10cm はある。

ユニット6

ユニット6は洞爺湖北側に厚く分布する火砕流堆積物である(図 1.3-20, 図 1.3-21)。ユニット5と同様, 最下部の岩片濃集層とその上位の淡灰色で粗粒な軽石や岩片に富む塊状の火砕流堆積物からなり, 最上部には薄いサージ堆積物も認められた。模式地域における最大層厚は約 12m で, そのうち岩片濃集層は最下部の 2m 以下である。ユニット6はユニット5の火砕流堆積物を直接覆っているが, 岩片濃集層は露頭単位で殲滅することが多く(図 1.3-18), 岩片濃集層が見られな

い部分ではその境界は不明瞭である。本質物質の最大粒径は約 20cm, 岩片の最大粒径は 30cm 程度で, ユニット6では CP タイプの割合が減少, gray,band タイプの割合が増加して, CR タイプも普通に認められる (図 1.3-19)。ユニット6は洞爺湖北側 15km の地域でも層厚 15m 以上, 本質物質の最大粒径も 20cm に及ぶ (図 1.3-20,図 1.3-21)。

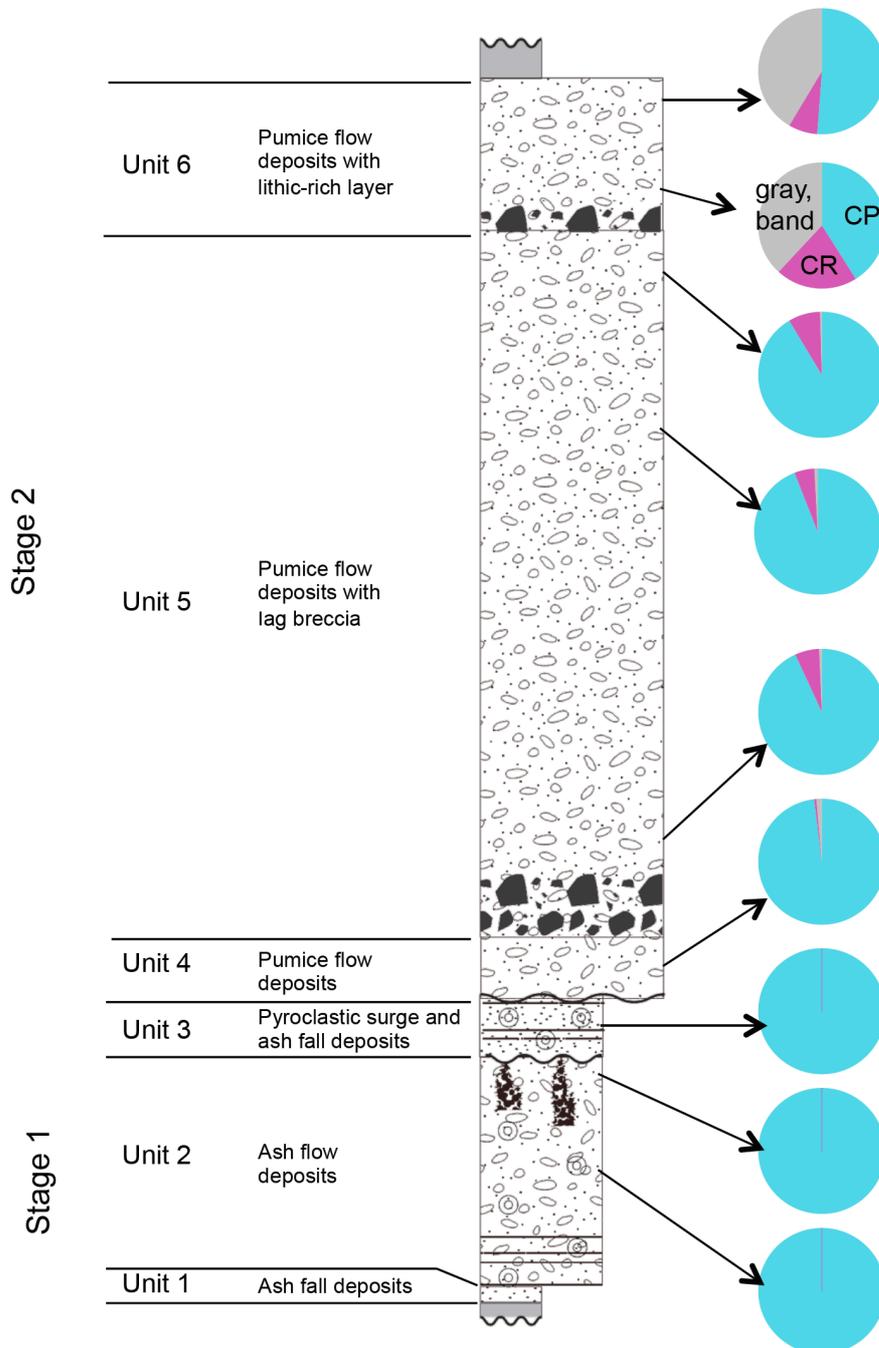


図 1.3-19. 総合柱状図および模式地域における構成物量比。

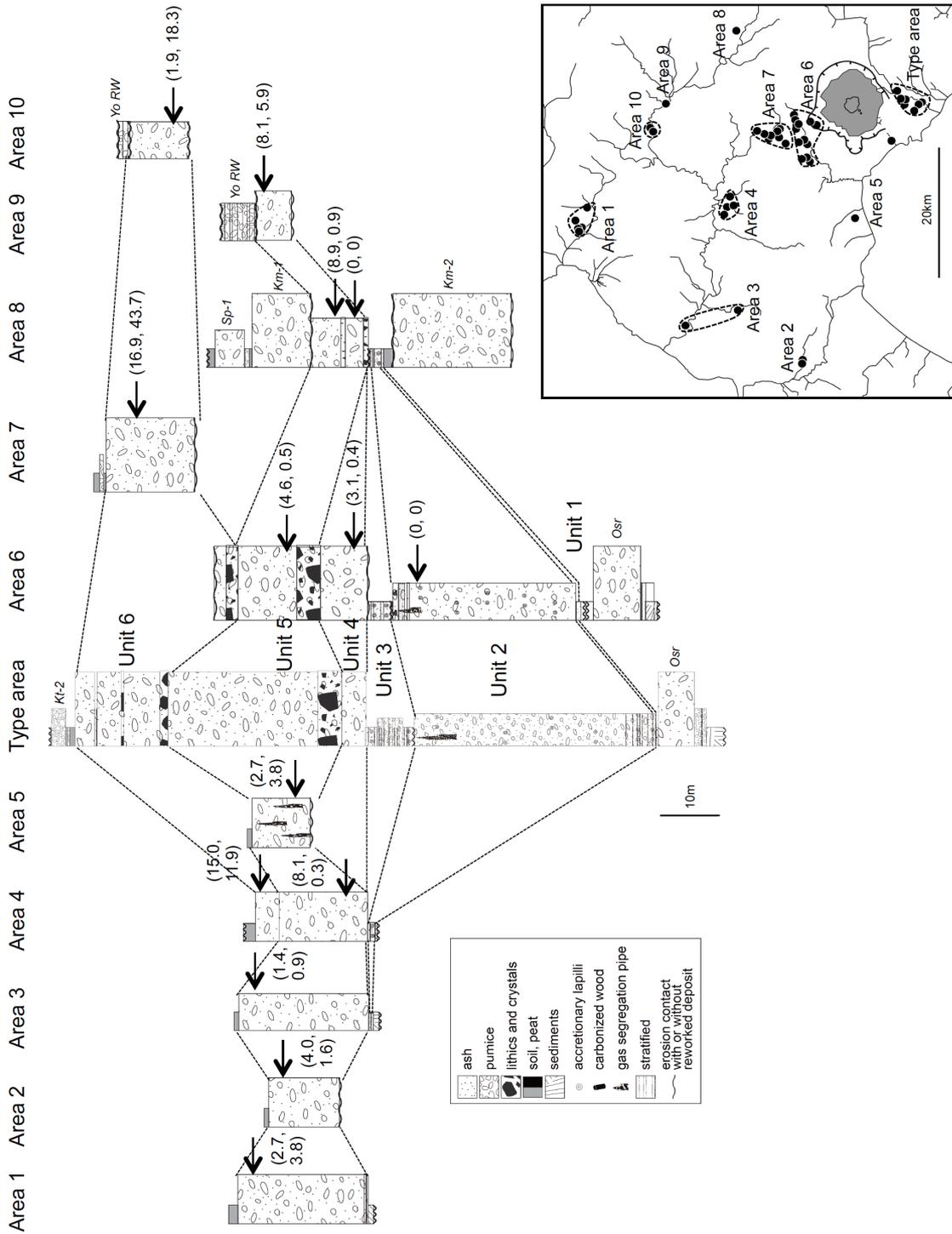


図 1.3-20. 地域ごとの対比柱状図。
矢印は構成物量比分析層準。

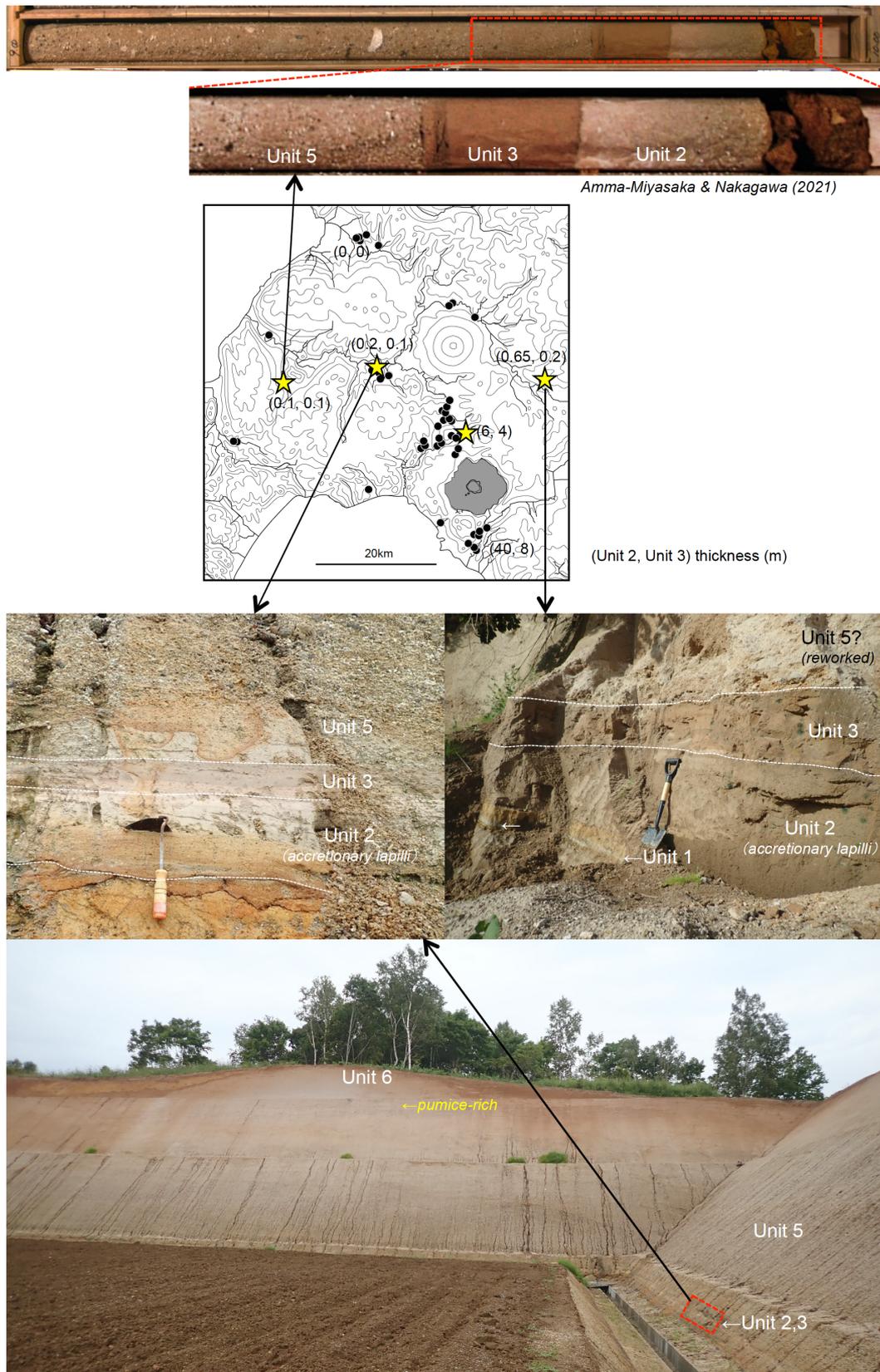


図 1.3-22. Unit 2 および Unit 3 の露頭写真.

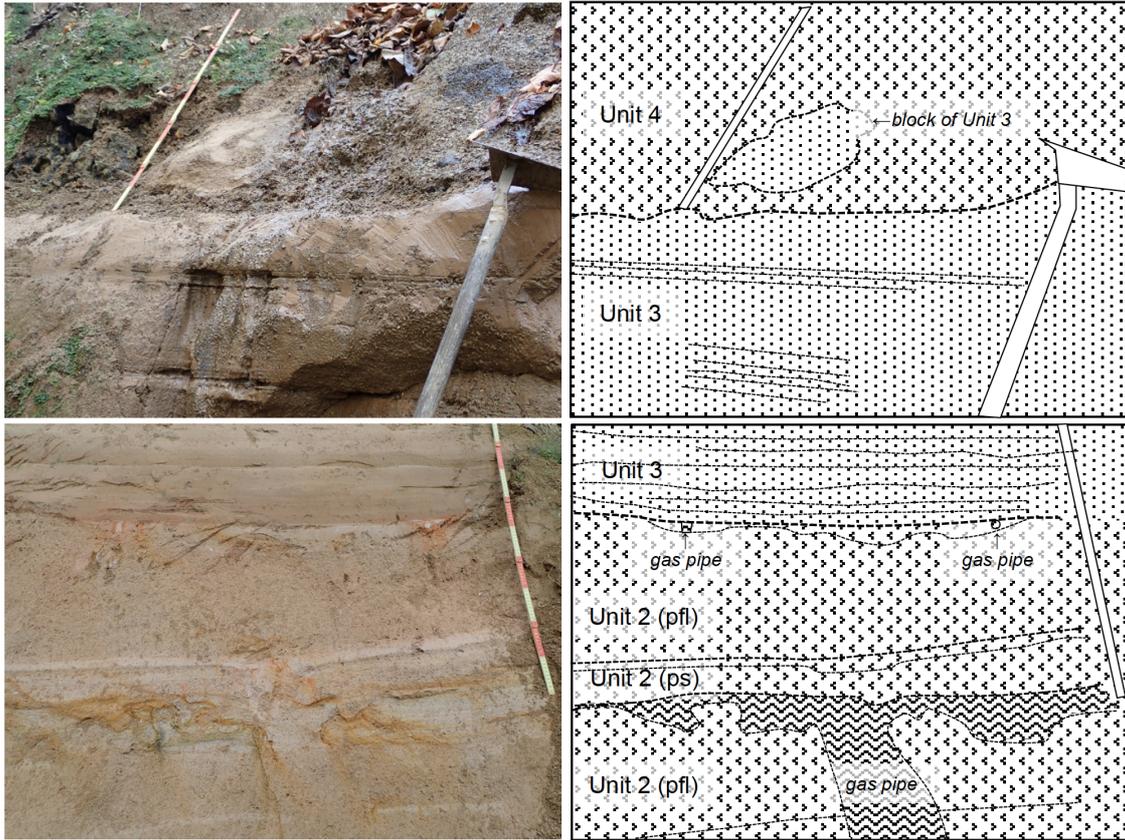


図 1.3-23. ユニット境界の産状.

表 1.3-2. ユニットごとの特徴

	Stage 1			Stage 2		
	Unit 1	Unit 2	Unit 3	Unit 4	Unit 5	Unit 6
eruption style	phreato-magmatic			magmatic		
					climactic eruption onset of caldera collapse	caldera formation
lithofacies	ash fall	pyroclastic flow pyroclastic surge	ash fall pyroclastic surge pyroclastic flow	pyroclastic flow	pyroclastic flow	pyroclastic flow pyroclastic surge
additional remarks		accretionary lapilli gas segregation pipes	accretionary lapilli		lag breccia co-ignimbrite ash (fall)	lithic-rich layers co-ignimbrite ash (surge)
distribution	to east	mainly to south	mainly to south	limited to source area	wide	mainly to north
maximum thickness	0.14m	35m	10m	8m	32m	>15m
eruption volume(DRE)	<0.01km ³	31km ³	8km ³	0.8km ³	106km ³	26km ³
maximum pumice	<0.1cm	2cm	3cm	7cm	20cm	20cm
maximum lithic	<0.1cm	8cm	4cm	25cm	75cm	30cm
juvenile types	CP(glass)	CP	CP	CP>>gray.band, CR	CP>>CR>gray.band	CP> gray.band>CR
contents of CP	100wt%	100wt%	100wt%	98wt%	91-94wt%	39-51wt%
contents of CR		0	0	<1wt%	5-8wt%	7-21wt%
contents of gray. band		0	0	1wt%	<1wt%	38-42wt%

(4) 本質物質の岩石学的特徴

本研究では、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の本質物質を、肉眼での色合いおよび斑晶量から、斑晶に乏しい白色軽石 (CP タイプ)、斑晶に富む白色軽石 (CR タイプ)、および縞状軽石・灰色軽石 (gray,band タイプ) の大きく 3 つに区分した (表 1.3-3, 図 1.3-24 上). CP タイプと CR タイプの白色軽石は、斑晶量のほか、全岩化学組成や石基ガラス組成からも区別することができる (図 1.3-24 下, 図 1.3-25).

CP タイプは全岩 $\text{SiO}_2=74\text{wt}\%$ 以上, $\text{K}_2\text{O}=2.6\sim 3.4\text{wt}\%$ の high-K 流紋岩質白色軽石で、斑晶量 5vol%以下のものが大部分を占めるが、全岩 SiO_2 量が最も低い試料は斑晶量が 10vol%に達する. 石基ガラスの組成は、 $\text{SiO}_2=77\text{wt}\%$ 以上で、 $\text{K}_2\text{O}=3.0\sim 3.5\text{wt}\%$ の high-K 側に集中している. 気泡は繊維状の形態を示すものが多く、斜長石斑晶のほか、石英・斜方輝石・鉄チタン酸化物が認められる. CR タイプも全岩 $\text{SiO}_2=74\text{wt}\%$ 以上の流紋岩質白色軽石であるが、CP タイプと比べて斑晶量が 10~23vol%と高く、全岩 $\text{K}_2\text{O}=1.0\sim 2.4\text{wt}\%$ と低い. 石基ガラスの組成も、 SiO_2 含有量は CP タイプとほぼ同じであるが、 K_2O 含有量は 1.4~2.8wt%と低く幅広い. 気泡はスポンジ状の形態を示すものが多く、斑晶鉱物は斜長石と石英が大部分を占めるが、斜方輝石、角閃石、鉄チタン酸化物もごく少量認められる. 角閃石斑晶は多くがカミングトナイトであるが、普通角閃石を伴う試料もある. 一方で、gray,band タイプは白色部と灰色部が多様な割合で混じっているもので、気泡は繊維状のものとはスポンジ状の形態を示すものがあるが、白色部は繊維状の発泡を示すことが多い. 全岩 $\text{SiO}_2=70.9\sim 77.6\text{wt}\%$, $\text{K}_2\text{O}=0.9\sim 3.2\text{wt}\%$ の流紋岩質軽石のほかに全岩 $\text{SiO}_2=62.1\text{wt}\%$, $\text{K}_2\text{O}=1.0\text{wt}\%$ の安山岩質軽石が 1 試料発見された. gray,band タイプの流紋岩質軽石は斑晶量 10vol%以下で、石基ガラス組成は $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図で CP タイプ・CR タイプを網羅するほど組成範囲が広い. また、他のタイプの同じ SiO_2 で比較すると、gray,band タイプは TiO_2 , MgO , CaO などが高いガラスが認められる. 斑晶組み合わせは斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、角閃石、鉄チタン酸化物からなり、角閃石は普通角閃石で、まれにカミングトナイトを伴う試料もある. 一方、gray,band タイプの安山岩質軽石は斑晶に富み (21vol%), 斑晶鉱物としては斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、石英、鉄チタン酸化物が認められる. 石基ガラス組成は、 $\text{SiO}_2=74.5\sim 79.7\text{wt}\%$, $\text{K}_2\text{O}=1.9\sim 2.5\text{wt}\%$ で、 SiO_2 に乏しく、 CaO に富む.

表 1.3-3. 本質物質の岩石学的特徴

juvenile types	color	phenocryst		vesicularity	whole-rock		groundmass	
		content (vol%)	assemblage		SiO_2 (wt%)	K_2O (wt%)	SiO_2 (wt%)	K_2O (wt%)
CP	Rhyolite white	0.6-4.6 (10.1)	Pl>Qz>Opx,Opq	tubular	74.3-77.9	2.6-3.4	77.5-79.0	3.0-3.5
CR	Rhyolite white	10.1-23.0	Pl>Qz>Opx,Cum,Opq (Hb)	spongy	73.7-78.1	1.0-2.4	77.6-79.7	1.4-2.8
gray,band	Rhyolite gray/band	1.2-10.5	Pl>Qz>Opx>Cpx,Hb,Opq (Cum)	tubular/spongy	70.9-77.6	0.9-3.2	77.0-79.7	1.5-3.8
	Andeiste gray	21.1	Pl>Cpx>Opx>Ol>Qz,Opq	spongy	62.1	1.0	74.5-79.7	1.9-2.5

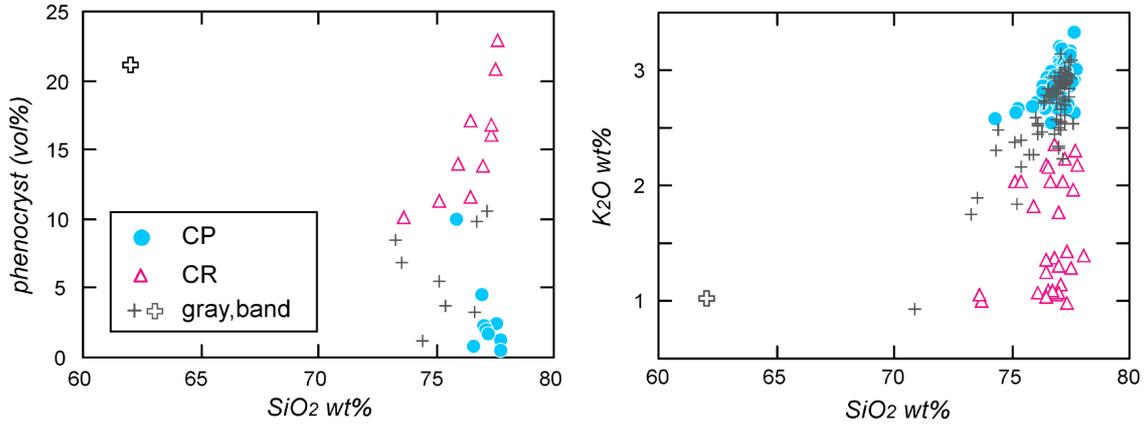


図 1.3-24. 本質タイプと全岩 SiO₂-斑晶量図.

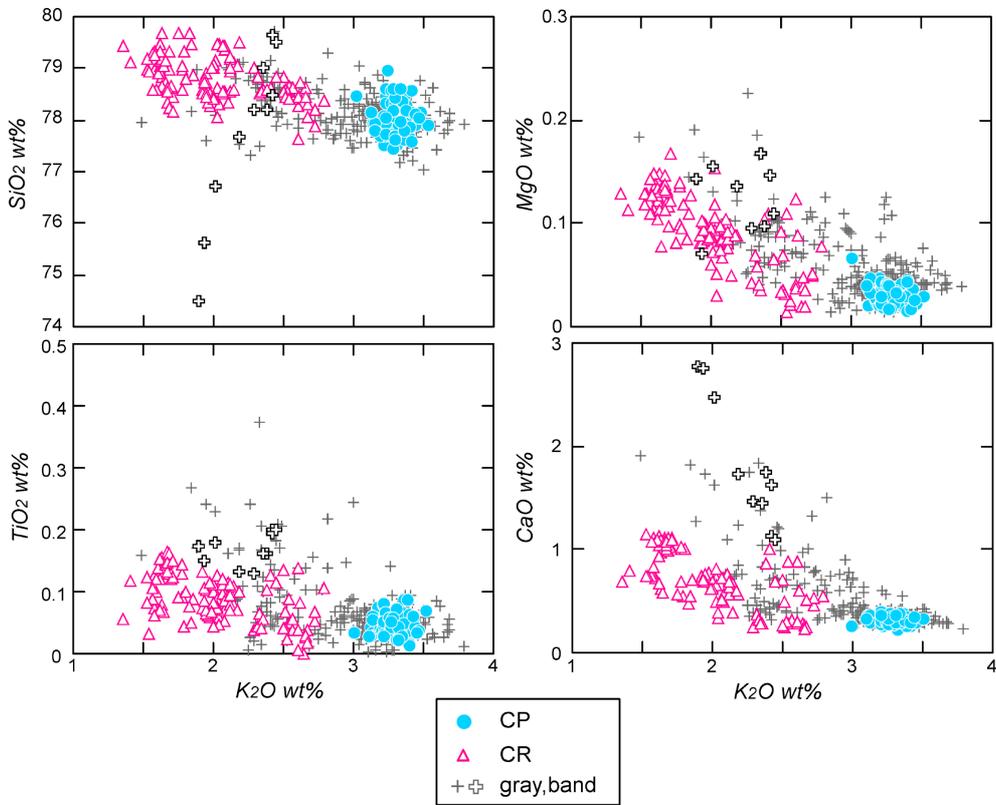


図 1.3-25. 模式地域で全岩組成分析を行った代表的試料の石基ガラス組成.

(5) 本質物質の構成物量比および石基ガラス組成の時間変化

ユニット1は火山灰粒子のみのため構成物量比は不明であるが、石基ガラス組成は $\text{SiO}_2=77\sim 78\text{wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=3\sim 3.5\text{wt}\%$ で(図 1.3-26)、これは図 1.3-25 の CP の組成範囲内にプロットされる。またユニット2、ユニット3はすべての軽石粒子が CP タイプに分類され(図 1.3-19, 表 1.3-2)、その石基ガラス組成は軽石粒子でも火山灰粒子でもほぼ同じであり、ユニット2・ユニット3ともに $\text{SiO}_2=77.0\sim 78.4\text{wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=2.9\sim 3.7\text{wt}\%$ である(図 1.3-26)。一方で、ユニット4以降では本質物質の構成物量比・石基ガラス組成ともに次第に多様になり、ユニット4では CP タイプが約 98wt%を占めるが、1wt%程度の gray,band タイプと 1wt%以下の CR タイプを伴っており(図 1.3-19, 表 1.3-2)、石基ガラス組成は $\text{SiO}_2=76.6\sim 79.4\text{wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=2.7\sim 4.3\text{wt}\%$ と組成幅がやや広がる(図 1.3-26)。さらに、ユニット5では CP タイプが 91~94wt%までさらに減少し、CR タイプが 5~8wt%、gray,band タイプが 1wt%以下程度認められるようになる(図 1.3-19, 表 1.3-2)。石基ガラス組成は特に軽石粒子で広がり、 $\text{SiO}_2=76.2\sim 79.8\text{wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=1.1\sim 4.4\text{wt}\%$ となる(図 1.3-26)。ユニット6では CP タイプが 39~51wt%、CR タイプが 7~21wt%、gray,band タイプが 38~42wt%となり(図 1.3-19, 表 1.3-2)、CR タイプと gray,band タイプの量比が急激に増加している。石基ガラス組成は軽石粒子だけでなく火山灰粒子の組成幅も広がって $\text{SiO}_2=76.3\sim 79.9\text{wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=1.4\sim 3.9\text{wt}\%$ となり、ユニット5に比べて全体に分散しているのが特徴である(図 1.3-26)。模式地域においては、ユニット4~ユニット6において軽石粒子に比べて火山灰粒子の組成幅が狭い傾向があり、この特徴が給源からの距離を増した場合にどう変化するかは検証する必要があるが、いずれにしても両者を合わせた組成分布が、各ユニットの特徴をほぼ代表していると考えられる。

(6) いわゆる co-ignimbrite ash の対比

co-ignimbrite ash とは、大規模火砕流の噴出に伴って生産される火山灰であり (Sparks & Walker, 1977)、国内では阿蘇カルデラ形成噴火由来の Aso-4、始良カルデラ形成噴火由来の AT 火山灰、鬼界カルデラ形成噴火由来のアカホヤ火山灰などがある(町田・新井, 2003)。これらの給源となる噴火堆積物との対比については、ガラスや鉱物の構成物量比・屈折率・組成などを用いて行われてきたが、噴火堆積物のうちのどのユニットに由来するのかを特定するためには、給源付近において噴火堆積物の時間変化を押さえた上で co-ignimbrite ash と比較検討する必要がある。しかしながら、大規模珪長質噴火では層相が単調でユニット境界が認められない例も多く (Fisher et al., 1993; Allen and Cas, 1998 など)、またその岩石学的特徴に特徴的な変化があれば良いが (鎌田ほか, 1994; Milner et al, 2003; Hildreth & Wilson, 2007; 藤原・鈴木; 2013; Druit, 2014; Hasegawa et al., 2016)、均質である場合は対比が困難である。

洞爺カルデラ形成噴火においても洞爺火山灰と呼ばれる co-ignimbrite ash が北日本に広く分布することは町田ほか (1987) によって指摘されている(図 1.3-17)。しかしながら、それがどのユニットに由来するものなのかについて、池田・勝井 (1987) は本研究のユニット5またはユニット6、Goto et al. (2018) はユニット2と結論づけており、両者は異なる結果となっている。本研究によって、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の岩石学的特徴が噴火の

前半と後半で変化していることが明らかになったので (図 1.3-19, 表 1.3-2, 図 1.3-26), 洞爺湖東方約 50-80km の石狩低地帯および南方約 120-300km の東北地方において洞爺火山灰を採取し, 模式地域におけるユニットごとの石基ガラス組成と比較することにより co-ignimbrite ash のユニット対比を試みた (図 1.3-27).

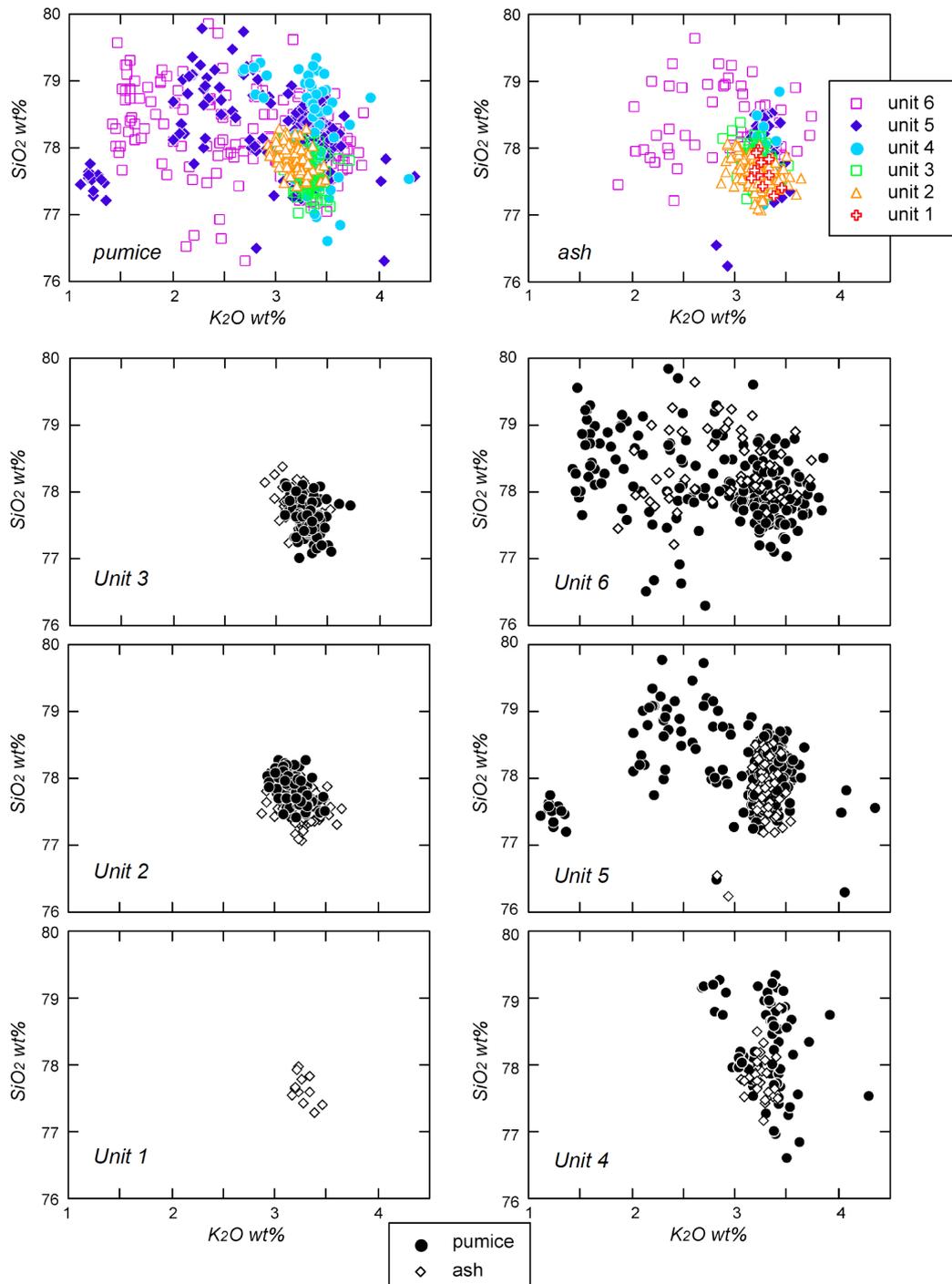


図 1.3-26. 模式地域におけるユニットごとの軽石粒子および火山灰粒子のガラス組成.

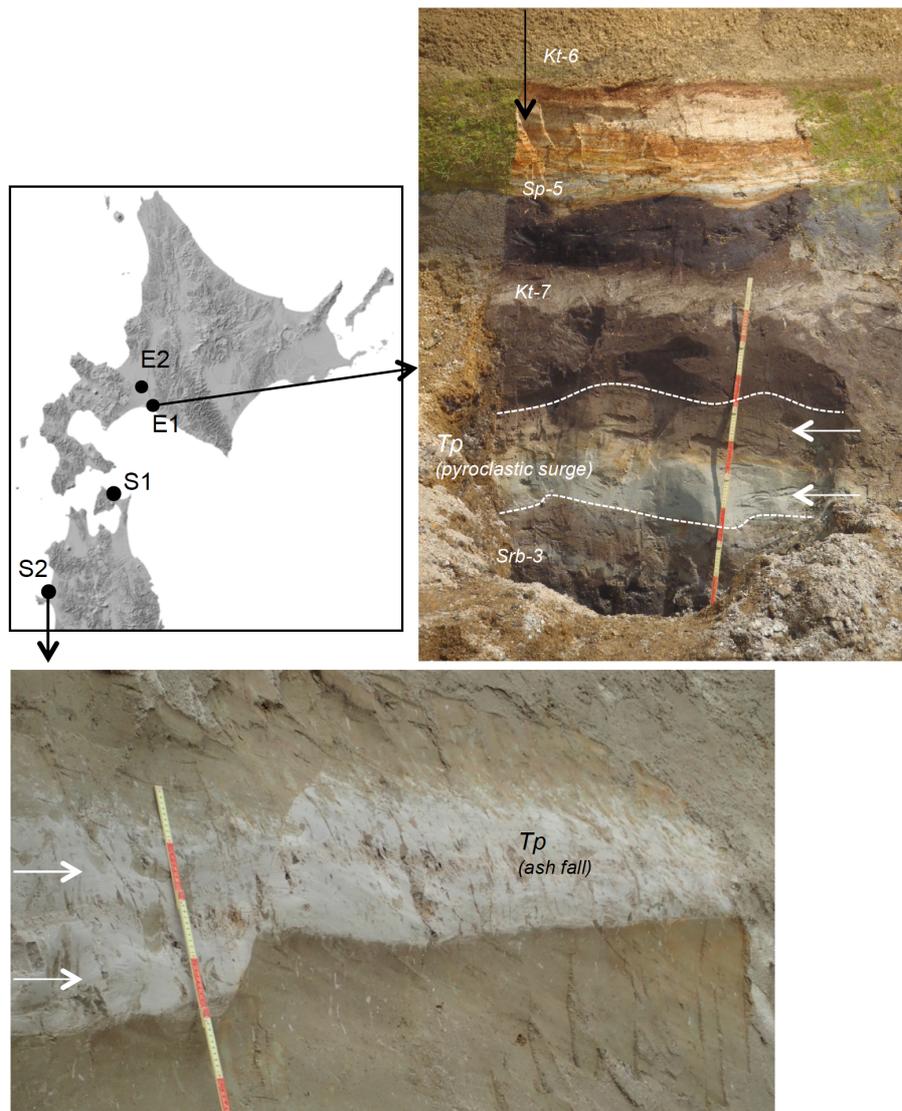


図 1.3-27. 石狩低地帯および東北地方における露頭写真. 白矢印は試料採取層準.

洞爺湖東方で採取した試料は、東方約 80km の露頭から層厚約 25cm のサージ堆積物（図 1.3-27 の E1, Amma-Miyasaka et al., 2020）、東北東約 80km のボーリングコアから層厚約 40cm のサージ堆積物である（図 1.3-27 の E2）。これらは泥炭地に堆積した噴出物であり堆積後に水の影響を受けている可能性が高いが、いずれも本質物質の最大粒径は数・10mm 未満で細粒の火山灰基質が大部分を占めており、淘汰の悪い噴出物である。このような産状からから、大規模火砕流堆積物に伴う ash cloud surge である可能性が高い。本質物質の粒径が小さいため構成物量比による対比は困難であるが、そのガラス組成は少なくともユニット 1～ユニット 3 のものよりも幅広く（図 1.3-28）、その組成分布は $K_2O=1\sim 3.5wt\%$ 程度でユニット 6 に類似している（図 1.3-26）。一方で、洞爺湖南方約 120km、および約 300km の露頭で採取した層厚 20～30cm の細粒火山灰層（図 1.3-27 の S1 および S2）は、大部分がガラス片からなりわずかに鉍物片を含む、淘汰の良い降下火山灰である。そのガラス組成は $K_2O=2.5\sim 3.5wt\%$ にほぼ集中しているが、 $3.5\sim 4wt\%$ のものや $K_2O=1\sim 2wt\%$ のガラス

もわずかに認められ、図 1.3-26 のユニット 5 に最も近い。本研究で分析した試料は限られているが、洞爺の co-ignimbrite ash (いわゆる洞爺火山灰) は距離または方向によって給源となっているユニットが異なる可能性があり、ユニット 5 由来の co-ignimbrite ash は洞爺湖南側遠方へ、ユニット 6 由来の co-ignimbrite ash は洞爺湖東方に堆積している (図 1.3-29)。この分布は、町田ほか (1987) の等層厚線図に一致しているようにも見える。一方で、今回はステージ 1 に対比できる co-ignimbrite ash を確認することはできなかったが、町田ほか (1987) によると、北海道南西部～青森では洞爺火山灰が複数のユニットからなることが指摘されており、これらがステージ 1 に対比できる可能性がある。

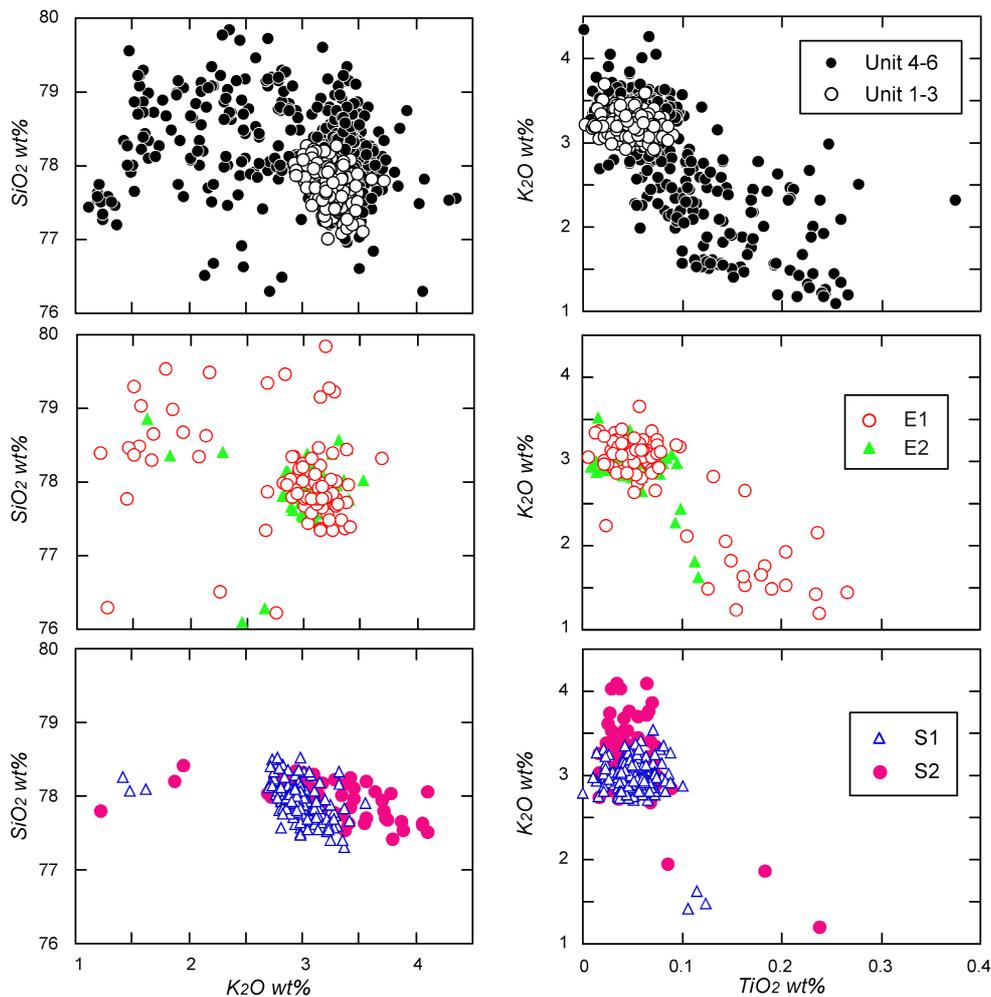


図 1.3-28. 石狩低地帯および東北地方に分布する噴出物のガラス組成。

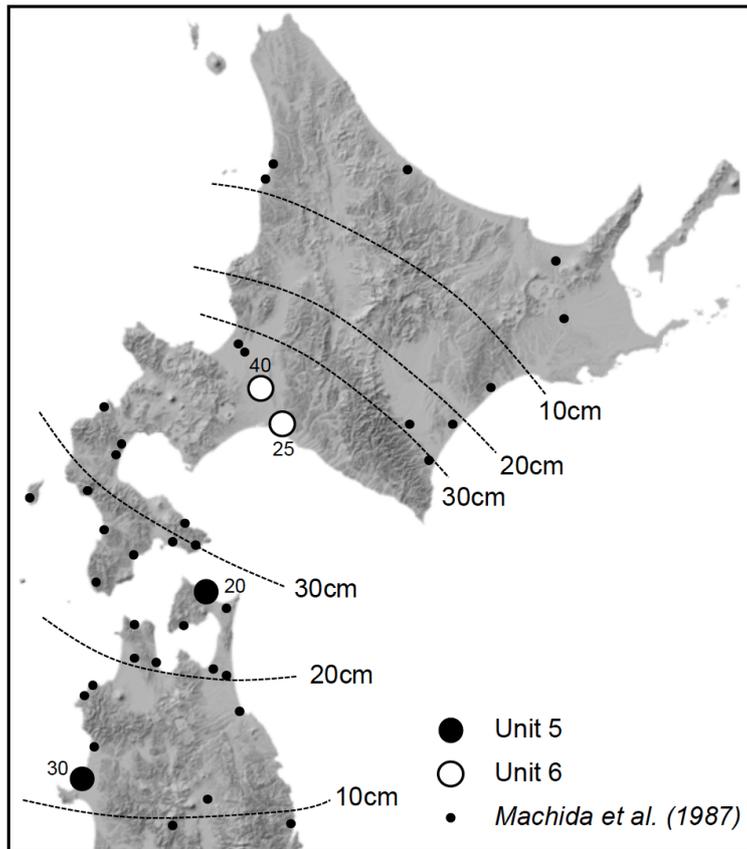


図 1.3-29. 洞爺火山灰 (co-ignimbrite ash) のユニット対比結果。
点線は町田ほか (1987) の等層厚線。

(7) 議論

ユニット間の時間間隙

大規模珪長質噴火では層相が単調でユニット境界が認められない例が多いものの、最近ではカルデラ形成噴火全体の層序変化や岩石学的特徴の変化を合わせて論じた研究が公表されつつある (Milner et al, 2003; Hildreth & Wilson, 2007; Druit, 2014; Hasegawa et al., 2016; 中川ほか, 2018 など)。その中では、一連の噴火の間に時間間隙があったのかについても検討されており、その証拠としては侵食、風化、再堆積物の存在、ガスパイプの産状などが記載されている。洞爺カルデラ形成噴火の場合、ユニット1とユニット2間、ユニット4～ユニット6の間にはこういった時間間隙を示す産状は認められず、ほぼ連続的に堆積したと考えられる。一方で、ユニット2とユニット3の境界部では、ユニット2最上部に薄いサージ堆積物や火砕流堆積物が複数枚累重しており、ユニット2の厚い火砕流堆積物から伸びるガスパイプがユニット2最上部のサージ堆積物や火砕流堆積物、あるいはユニット3のサージ堆積物と降下火山灰堆積物の互層を乱すような産状は観察できなかった (図 1.3-23 下)。このことは、ユニット2の厚い火砕流堆積物堆積後に冷却してガスが抜けるだけの時間があったことを示唆しており、さらにその後小規模な火砕サージおよび火砕流噴火を複数回発生したと考えられる。ただし脱ガスの時間スケールは、層厚 80m でも数日～2 ヶ月以内と試算されており (Hasegawa et al., 2016)、それ

ほど長い時間間隙ではない。さらに、ユニット3とユニット4の境界部は全体としては非常に明瞭で直線的であり、時間間隙なくユニット4が累重しているように見える。しかしながら、本研究においてユニット4の最下部に直径30cmほどのユニット3堆積物のブロックが取り込まれているのが確認された(図1.3-23上)。このような産状は、ユニット3全体が硬く締まった状態になってからユニット4の火砕流堆積物が噴出したことを示唆しており、ユニット3堆積後にやや長い時間間隙があった可能性が考えられる。ユニット3堆積物は、その下部および上部で特にかたく締まっているのが特徴であるが、この産状がどのようにして生成されたのかが時間スケールを見積もる鍵になると考えられる。

カルデラ形成噴火の推移

本研究では、堆積物の特徴、時間間隙の有無、および本質物質の構成物量比から、洞爺カルデラ形成噴火をステージ1およびステージ2の大きく2つに区分した(図1.3-19, 表1.3-2, 図1.3-30)。

ステージ1はユニット1～ユニット3からなり、破碎度が高く火山豆石を大量に含むことから、水に富む環境下でのマグマ水蒸気噴火によって放出されたと考えられる(図1.3-30)。本質物質はCPタイプのみからなり、ガラス組成は非常に狭い範囲に集中する。ステージ1は小規模なphreatoplinian噴火で始まり降下火山灰を噴出した(ユニット1)。洞爺湖北西部で最も厚く主軸が東であることから(図1.3-21)、現在の洞爺湖北西側の前期～中期更新世火山岩類(図1.2-23)の内側から噴出した可能性が考えられる。噴出量は $0.01\text{km}^3\text{DRE}$ 以下であった(表1.3-2)。その後もマグマ水蒸気噴火は続いて、サージ堆積物および厚い火砕流堆積物を洞爺湖南側中心に厚く堆積した(ユニット2)。厚い火砕流堆積物の定置後、短い休止期間中に冷却による脱ガスが起こり、その後さらに小規模なサージ堆積物および火砕流噴堆積物が噴出した。その後引き続いて、薄いサージ堆積物と降下火山灰堆積物、小規模な火砕流堆積物が洞爺湖南側中心に堆積しており(ユニット3)、規模を減じながらもマグマ水蒸気噴火が継続していたと考えられる。ユニット2およびユニット3の噴出量は、それぞれ $31\text{km}^3\text{DRE}$ 、 $8\text{km}^3\text{DRE}$ である(表1.3-2)。

その後やや長い時間間隙をおいて始まったステージ2では、マグマ噴火によって火砕流堆積物が繰り返し堆積した(ユニット4～6, 図1.3-30)。ユニット4の火砕流堆積物は洞爺湖周辺にのみ分布する小規模なもので、噴出量は $1\text{km}^3\text{DRE}$ 程度である(表1.3-2)。本質物質は大部分がCPタイプからなるが、CRタイプやgray,bandタイプがごく少量噴出している。ほぼ連続して最大規模の火砕流噴火が発生して層厚20m以上の火砕流堆積物が洞爺湖から50kmを越えて広く堆積し、それに伴うco-ignimbrite ashは南方300kmでも層厚30cmに及ぶ(ユニット5)。この火砕流堆積物は最下部に岩片濃集層を伴うが、その分布は洞爺湖周辺約10km以内に限られる(図1.3-20)。本噴出物中でCRタイプの割合はさらに5wt%程度まで上昇しており、co-ignimbrite ashを含めた噴出量は $106\text{km}^3\text{DRE}$ と見積もられた(表1.3-2)。その後も時間間隙なく火砕流噴火が発生して、岩片濃集層および火砕流堆積物が洞爺湖北側を中心に堆積し、洞爺湖東方80kmにも層厚40cmのサージ堆積物が発見された(ユニット6)。本質物質中のCRタイプおよびgray,bandタイプの占める割合は、全体の半分程度まで急激に増加しており、ユニット6全体の噴出量は $26\text{km}^3\text{DRE}$ 程度である(表1.3-2)。

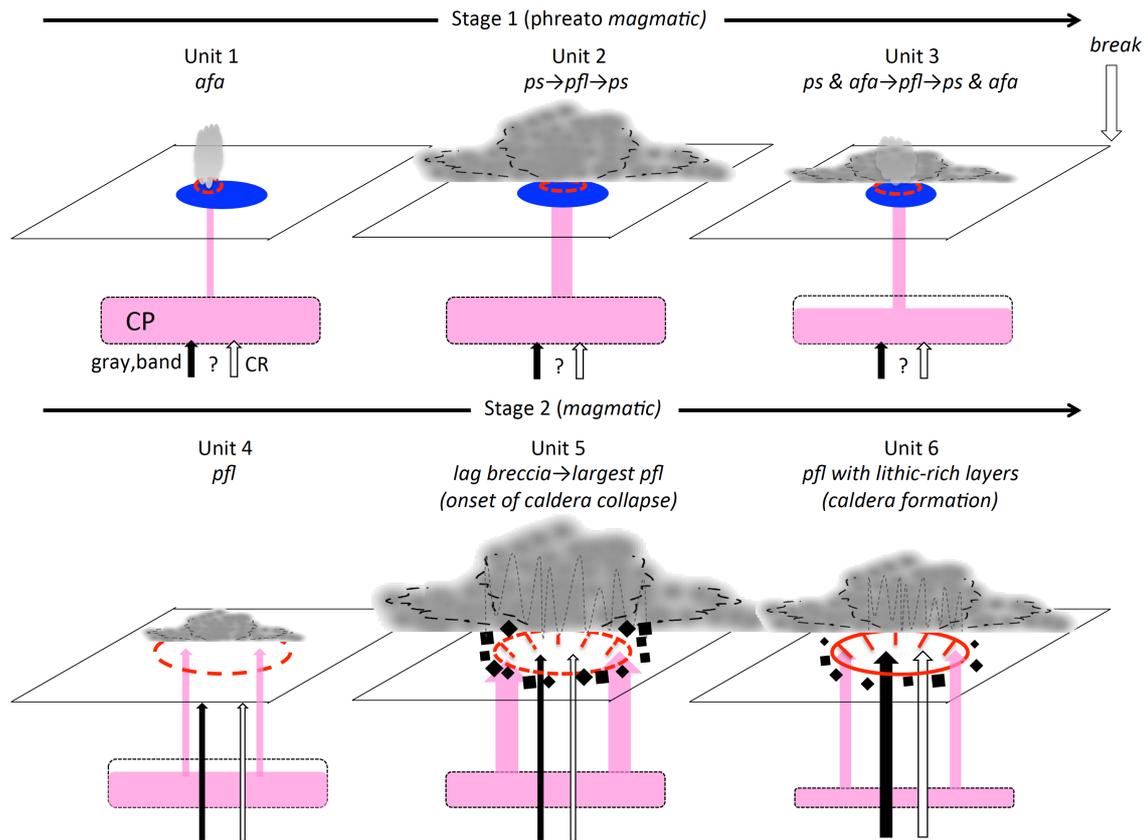


図 1.3-30.カルデラ形成噴火の噴火推移。

総噴出量約 $170\text{km}^3\text{DRE}$ のうち、ユニット 5 が約 60% を占めており、この結論は、Goto et al. (2018) とは異なり、池田・勝井 (1989) と調和的である。なお、カルデラ形成噴火に関与した本質物質の量比は、各ユニットの噴出量と模式地域における本質物質の構成物量比から、CP タイプ : CR タイプ : gray,band タイプ = 9 : 0.5 : 0.5 程度と見積もられた。

カルデラ形成機構

カルデラ形成噴火のタイミングについては、給源地域に認められる lag breccia や岩片濃集層に関連づけられることが多く (Walker, 1985)、その岩片種の構成比などからカルデラ形成噴火の火口域やその時間変化を検討する研究も多い (Suzuki-Kamata & Kamata, 1993; Allen & Cas, 1998; Wilson, 2001; Druitt, 2014 など)。洞爺カルデラ形成噴火では、ユニット 5 の最下部に最も粗粒で厚い岩片濃集層が認められ、その後ユニット 6 の最下部にもやや小規模な岩片濃集層が存在する。総噴出量約 $170\text{km}^3\text{DRE}$ のうち、ユニット 5 が約 60% を占め本噴火で最大規模であること、ユニット 5 を含むステージ 2 から本質物質が多様になることを考え合わせると、ステージ 2 における新たなマグマの貫入によって噴火が再開、ユニット 5 の最初期に火道が一気に拡大し、カルデラ陥没に伴って大規模火砕流噴火が発生したことを示唆している (図 1.3-30, Druitt & Sparks, 1984)。ユニット 6 でもその最下部に岩片濃集層が認められるが、こちらは大規模火砕流噴火でマグマが噴出したことによるさらなる陥没により噴出したものと考えられる。ユニット 6

では、カルデラ形成噴火の9割を占める CP タイプの量比が減少し、CR タイプ、gray,band タイプの割合が急増するが、これは洞爺火山地下にあった CP タイプマグマ溜まりがほぼ空になって陥没することにより、CR タイプ、gray,band タイプマグマが強制的に排出されたことを反映しているのかもしれない。

(8) まとめ

カルデラ形成噴火噴出物について、各ユニットの岩相・層厚、ユニット境界部の産状、本質物質の最大粒径・種類および量比の層序変化を明らかにし、本質物質のガラス組成を利用して遠方に分布する co-ignimbrite ash のユニット対比を試みた。その結果、ステージ1ではマグマ水蒸気噴火によって斑晶に乏しい CP タイプマグマのみが噴出していたが、時間間隙をはさんでステージ2では新たなマグマが噴出し始め火道が拡大、カルデラ陥没に伴って最大規模の火砕流噴火が発生して広範囲に co-ignimbrite ash を堆積したと考えられることが明らかになった。

1.4 結論

本年度の成果は以下の通りである。

1. 13 万年前頃に発生したと考えられている長流川火砕噴火は、地質調査の結果、水に富む環境下で小規模なマグマ水蒸気噴火から始まり火砕流噴火に移行して谷埋め型の火砕流堆積物を堆積したことが確認された。また、これらが洞爺カルデラ内部北側には分布せず、本質物質の最大粒径が南側で大きいこと、全岩 K_2O が低く Sr 同位体比組成が洞爺カルデラ形成噴火および後カルデラ火山のものと異なることなどから、その給源域は現在の洞爺湖より南側である可能性が考えられる。
2. 後カルデラ火山の1つである中島火山の噴火履歴を明らかにするため、ドーム溶岩試料について K-Ar および U-Pb 年代測定を実施した結果、中島火山はカルデラ形成噴火直後の 0.10Ma 頃 0.05Ma 頃まで活動していたことが明らかになった。また、全体の 90%以上のジルコンが 0.5Ma 以降の年代値を示すことから、洞爺火山地域ではこの頃からマグマが生成された可能性がある。
3. 中島火山はカルデラ形成噴火直後から、火口位置を変えながら溶岩ドーム形成噴火を繰り返している。そのマグマは大きく4つの組成グループに分けられ、 $SiO_2=63.5\sim 65wt\%$ の主マグマが中島火山北側で噴出し続ける中、噴火の初期および末期に南側で多様なマグマが噴出していたと考えられる。
4. カルデラ形成噴火噴出物について、各ユニットの岩相・層厚、ユニット境界部の産状、本質物質の最大粒径・種類および量比の層序変化を明らかにし、本質物質のガラス組成を利用して遠方に分布する co-ignimbrite ash のユニット対比を試みた。その結果、ステージ1ではマグマ水蒸気噴火によって斑晶に乏しい CP タイプマグマのみが噴出していたが、時間間隙をはさんでステージ2では新たなマグマが噴出し始め火道が拡大、カルデラ陥没に伴って最大規模の火砕流噴火が発生して広範囲に co-ignimbrite ash を堆積したと考えられることが明らかになった。

引用文献

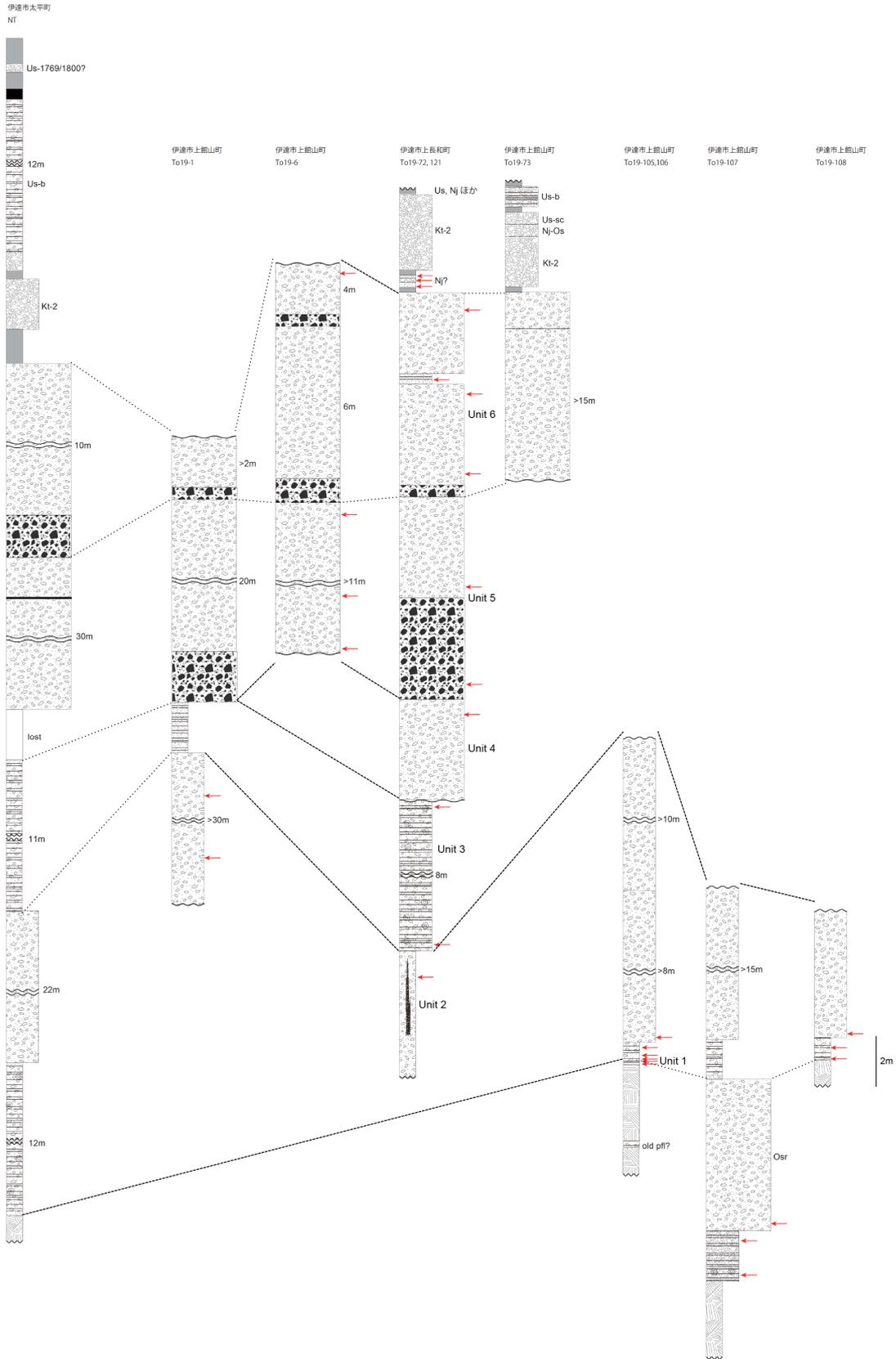
- Allen, S.R., Cas, R.A.F. (1998). Lateral variations within coarse co-ignimbrite lithic breccias of the Kos Plateau tuff, Greece. *Bulletin of Volcanology*, 59, 356-377.
- Amma-Miyasaka, M., Miura, D., Nakagawa, M., Uesawa, S., Furukawa, R. (2020). Stratigraphy and chronology of silicic tephra in the Shikotsu-Toya Volcanic Field, Japan: Evidence of a Late Pleistocene ignimbrite flare-up in SW Hokkaido. *Quaternary International*. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.11.019>
- Druitt, T.H. (2014). New insights into the initiation and venting of the Bronze-age eruption of Santorini (Greece), from component analysis. *Bulletin of Volcanology*, 76:794.
- Druitt, T.H., Sparks, R.S.J. (1984). On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310, 679-681.
- Fisher, R.V., Orsi, G., Ort, M., Heiken, G. (1993). Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacment of the Campanian Ignimbrite, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56, 205-220.
- 藤原 誠・鈴木 桂子 (2013). 幸屋火砕流堆積物及びその給源近傍相のガラス組成と堆積様式. *火山*, 58, 489-498.
- 雁澤 好博・臼井 里沙・田中 瞳・東 剛 (2007). SAR 法による洞爺火砕流堆積物の赤色熱ルミネセンス年代測定. *地質学雑誌*, 113, 470-478.
- Goto, Y., Danhara, T., Tomiya, A. (2019). Catastrophic sector collapse at Usu volcano, Hokkaido, Japan: failure of a young edifice built on soft substratum. *Bulletin of Volcanology*, 81:37.
- Goto, Y., Matsuzuka, S., Kameyama, S., Danhara, T. (2015). Geology and evolution of the Nakajima islands (Toya caldera, Hokkaido, Japan) inferred from aerial laser mapping and geological field surveys. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 60, 17-33.
- Goto, Y., Sekiguchi, Y., Takahashi, S., Ito, H., Danhara, T. (2013). The 18-19 ka Andesitic Explosive Eruption at Usu Volcano, Hokkaido, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 58, 529-541.
- Goto, Y., Suzuki, K., Shinya, T., Yamauchi, A., Miyoshi, M., Danhara, T., Tomiya, A. (2018). Stratigraphy and lithofacies of the Toya ignimbrite in southwestern Hokkaido, Japan: Insights into the caldera-forming eruption at Toya caldera. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, 127, 191-227.
- Hasegawa, T., Matsumoto, A., Nakagawa, M. (2016). Evolution of the 120 ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano, eastern Hokkaido, Japan: Geologic and petrologic evidence for multiple vent systems and rapid generation of pyroclastic flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 321, 58-72.
- Hildreth, W., Wilson, C.J.N. (2007). Compositional zoning of the Bishop tuff. *Journal of Petrology*, 48, 951-999.

- Houghton, B.F. Carey, R.J., Cashman, K.V., Wilson, C.J.N., Hobden, B.J., Hammer, J.E. (2010). Diverse patterns of ascent, degassing, and eruption of rhyolite magma during the 1.8 ka Taupo eruption, New Zealand: Evidence from clast vesicularity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 195, 31-47.
- 池田 稔彦・勝井 義雄 (1986). 洞爺カルデラの形成とその噴出物. 日本火山学会 1986 年秋季大会講演要旨.
- 鎌田 浩毅・壇原 徹・山下 透・星住 英夫・林田 明・竹村 恵二 (1994). 大阪層群アズキ火山灰および上総層群 Ku6C 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比 -猪牟田カルデラから噴出した co-ignimbrite ash-. *地質学雑誌*, 100, 848-866.
- Kuritani, T., Sato, E., Wada, K., Matsumoto, A., Nakagawa, M., Zhao, D., Shimizu, K., Ushikubo, T. (2021). Conditions of magma generation at the Me-akan volcano, northern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 417:107323.
- Lee, I.W. (1996). Component analysis of lag breccia in the youngest Toya pyroclastic flow deposits; Southwest Hokkaido, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 41, 31-34.
- 町田 洋・新井 房夫(2003). 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・新井 房夫・宮内 崇裕・奥村 晃史 (1987). 北日本を広くおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 129-145.
- Maeno, F., Taniguchi, H. (2007). Spatiotemporal evolution of a marine caldera-forming eruption, generating a low-aspect ratio pyroclastic flow, 7.3 ka, Kikai caldera, Japan: Implication from near-vent eruptive deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 212-238.
- 松本 亜希子・宮坂 瑞穂・中川 光弘 (2015). EPMA による火山ガラス組成分析: Na 損失の検証と分析条件の提案. 北海道大学地球物理学研究報告, 78, 1-9.
- Matsumoto, A., Hasegawa, T., Nakagawa, M. (2018). Petrology of the 120 ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano, eastern Hokkaido, Japan: Coexistence of multiple silicic magmas and their relationship with mafic magmas. *Journal of Petrology*, 59, 771-793.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A., Shimogama, K., Goto, N., Komatsubara, J. (2014). Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) as tools for marine terrace chronology in NE Japan. *Quaternary Geochronology*, 23, 63-79.
- Milner, D.M., Cole, J.W., Wood, C.P. (2003). Mamaku Ignimbrite: a caldera-forming ignimbrite erupted from a compositionally zoned magma chamber in Taupo volcanic zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 122, 243-264.
- Miyabuchi, Y., Okuno, M., Torii, M., Yoshimoto, M., Kobayashi, T. (2014). Tephrostratigraphy and eruptive history of post-caldera stage of Toya volcano, Hokkaido, northern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 281, 34-52.

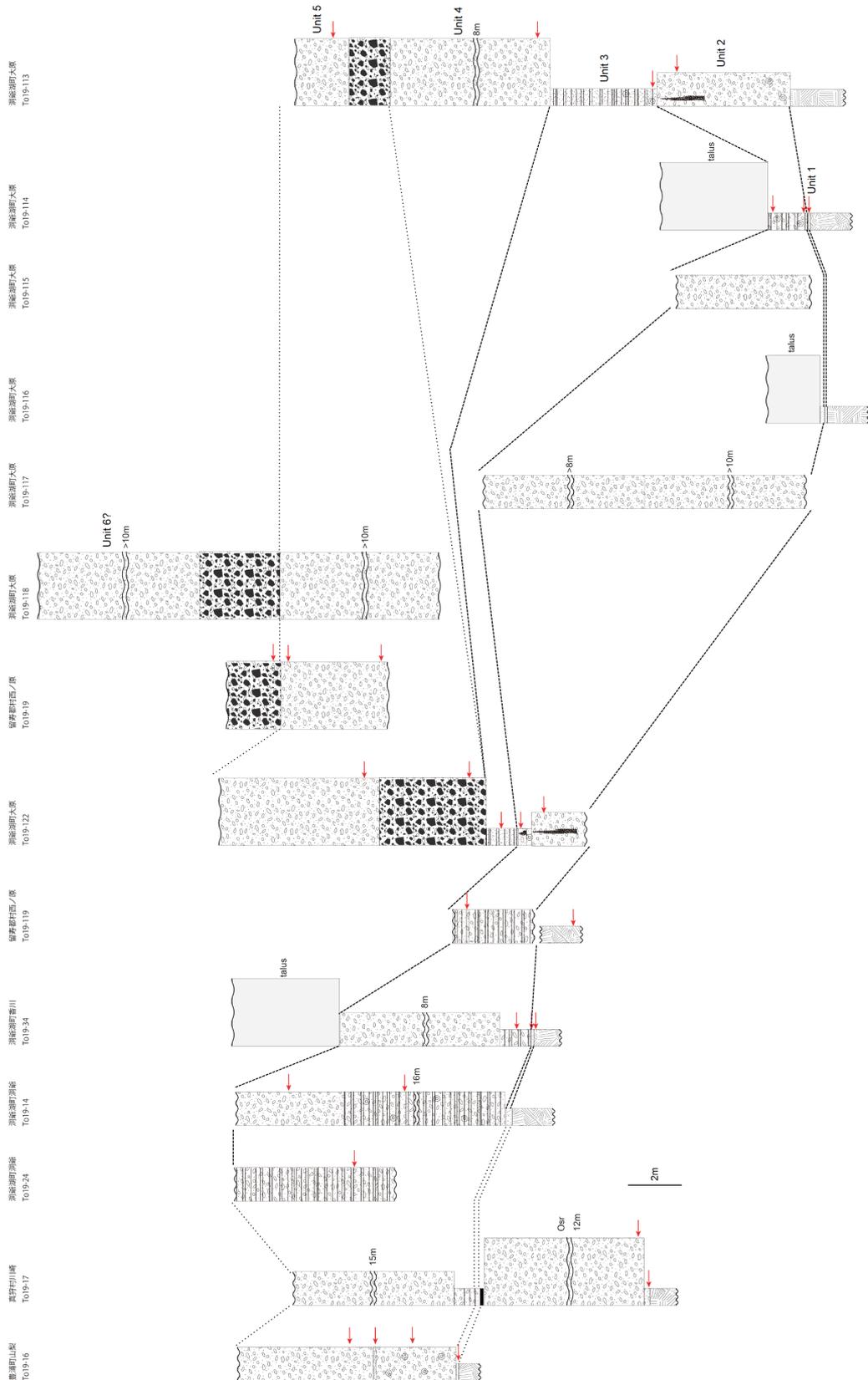
- Nakagawa, M. (1999). Origin of spatial compositional variations in differentiated arc volcanics at arc-arc junctions: A case study of major and trace element variations in Quaternary volcanics from Hokkaido, Japan. *Resource Geology Special Issue*, 20, 159-174.
- 中川 光弘・宮坂 瑞穂・富島 千晴・松本 亜希子・長谷 龍一 (2018). 支笏湖南方地域の火口近傍堆積物層序からみた 46 ka 支笏カルデラ形成噴火推移. *地学雑誌*, 127, 247-271.
- 太田 良平 (1956). 5 万分の 1 地質図副および説明書「虻田」. *地質調査所*, 76p.
- Pistolesi, M., Bertagnini, A., Roberto, A.D., Isaia, R., Vona, A., Cioni, R., Giordano, G. (2017). The abaia-Fondi di Baia eruption at Campi Flegrei: stratigraphy and dynamics of a multi-stage caldera reactivation event. *Bulletin of Volcanology*, 79:67.
- Porreca, M., Pimentel, A., Kueppers, U., Izquierdo, T., Pacheco, J., Queiroz, G. (2018). Event stratigraphy and emplacement mechanisms of the last major caldera eruption on Sate Cidades volcano (San Miguel, Azores): the 16 ka Santa Barbara formation. *Bulletin of Volcanology*, 80:76.
- Simmons, J.M., Cas, R.A.F., Druitt, T.H., Folkes, C.B. (2016). Complex variations during a caldera-forming plinian eruption, including precursor deposits, thick pumice fallout, co-ignimbrite breccias and climactic lag breccias: The 184 ja lower pumice 1 eruption sequence, Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 324, 200-219.
- 塩谷 和樹 (2012MS). 洞爺カルデラの火山地質学的研究. 北海道大学修士論文, 41p.
- 曾屋 龍典・勝井 義雄・新井田 清信・堺 幾久子・東宮 昭彦 (2007). 有珠火山地質図 (第 2 版). 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- Sparks, R.S.J., Walker, G.P.L. (1977). The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2, 329-341.
- Suzuki-Kamata, K., Kamata, H. (1993). Evolution of the Caldera-forming eruption at Crater Lake, Oregon, Indicated by component analysis of lithic fragments. *Journal of Geophysical research*, 98, 14059-14074.
- 高島 勲・山崎 哲良・中田 英二・湯川 公靖 (1992). 北海道洞爺湖周辺の第四紀火砕岩及び火山岩の TL 年代. *岩鉱*, 87, 197-206.
- Wilson, C.J.N. (2001). The 26.5 ka Oruanui eruption, Taupo volcano, New Zealand: an introduction and overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 112, 133-174.
- Wilson, C.J.N., Charlier, B.L.A. (2009). Rapid rates of magma generation at contemporaneous magma systems, Taupo volcano, New Zealand: Insights from U-Th model-age spectra in zircons. *Journal of Petrology*, 50, 875-907.
- Wilson, C.J.N., Hildreth, W. (1997). The Bishop tuff: New insights from eruptive stratigraphy. *Journal of Geology*, 105, 407-439.

山縣 耕太郎・町田 洋 (1996). 第四紀露頭集. 日本第四紀学会, 352p.

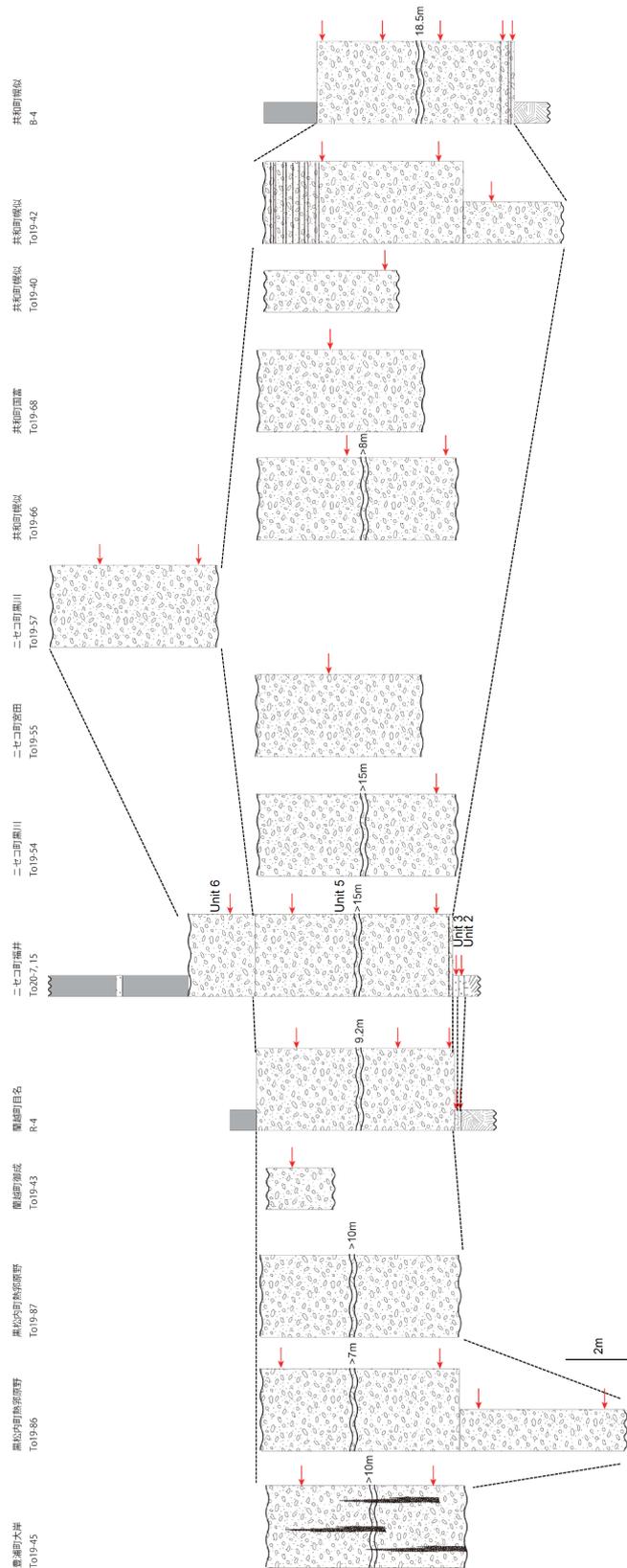
横山 泉・勝井 義雄・大場 与志男・江原 幸雄 (1973). 有珠山 -火山地質・噴火史・活動の
現況および防災対策. 北海道防災会議, 254p.



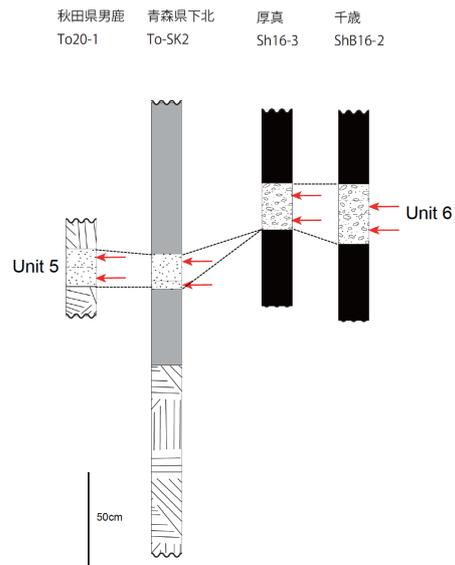
付図 1. Type area (図 2-3-4) の柱状図. 赤矢印は試料採取層準.



付図 2. Area 6 (図 2-3-4) の柱状図。赤矢印は試料採取層準。



付図 3. Area 1-5 (図 2-3-4) の柱状図. 赤矢印は試料採取層準.



付図 5. 洞爺火山灰 (Co-ignimbrite ash) の柱状図. 赤矢印は試料採取層準.

