

平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書

マグマ溜まりの形成・噴火プロセスの時間スケールに関する研究

茨城大学

平成 30 年 3 月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

1. はじめに

カルデラ噴火の将来予測や防災対策を考える上で、噴火可能な状態つまり噴火準備過程にあるマグマ溜り (eruptible magma[1]; 結晶量 50%) の滞留時間の推定や噴火プロセスの解明は重要な課題である。滞留時間については、従来、ジルコンの U-Pb 放射年代などから、数万年～数十万年という値が報告されていたが、近年、軽石中の石英斑晶の累帯構造境界における Ti の拡散度などを利用した手法 (例えば[2], [3]) によって、複数の事例 (例えば米国の Bishop tuff、ニュージーランドの Oruanui ignimbrite など) で、数十年～数千年というかなり短い滞留時間が公表されてきている。一方、噴火プロセスについては、従来、地質学的に一連 (すなわち数日～長くても数年) と考えられていた鬼界カルデラや支笏カルデラ噴火の堆積物に対して、最新の古地磁気学的手法 (例えば[4]) を適用した結果、複数の火砕流ユニット間に数十年～百年以上の時間間隙がある可能性が指摘されている。以上のように、最近開発された 2 つの手法によって、カルデラ噴火に関する時間スケール観、すなわち 1) 地殻浅所に形成されたマグマ溜りの滞留時間と、2) 噴火の継続時間の概念が大きく改定されつつある。

本研究では、上記に示した最新の両手法 (石英斑晶を用いたマグマ滞留時間の見積もり法と古地磁気方位を用いた手法) について、その有用性や信頼度を確かめるため、これらの手法を複数の事例 (火砕流堆積物) に適用し、これらの手法を確立することを目的としている。国内外の大規模カルデラ噴火を対象に、上記 2 つの時間スケールを定量し、得られたデータを基に新たなマグマ溜りのモデルも考察したので報告する。

2. 研究手法

2-1. 研究対象

本研究では、国内と国外のカルデラ噴出物を対象とした。国内のカルデラ噴出物としては、北海道中央部に広く分布する十勝火砕流群を選択した。本火砕流群は、第四紀に相次いで噴出した複数のカルデラ噴出物の総称で、その多くが石英斑晶を含む[5]。代表的なものは下位から、美瑛火砕流堆積物 (以下、堆積物を省略)、十勝火砕流、十勝三股火砕流、上然別火砕流などである (たとえば[5], [6])。海外のケースとしては、第四紀の地球上で最も高頻度・高噴出率で珪長質マグマを供給している地域のひとつであるニュージーランド北島のタウポ火山帯[7], [8]の火砕流群を対象とした。

石英斑晶を用いた手法は国内の 2 つの事例に適用した。選択したのは、美瑛火砕流と十勝三股火砕流である。これらとの比較研究を行うタウポ火山帯の事例としては、同手法による結果がすでにトップジャーナルに公表されている Mamaku 火砕流と Oruanui 火砕流を選んだ。

古地磁気学的手法は国内および国外の各 1 事例に適用した。それぞれ十勝三股火砕流と Mamaku 火砕流を選択した。

2-2. 石英斑晶の累帯構造境界からマグマ滞留時間を見積もる手法

石英にごく微量（数十 ppm）含まれる TiO_2 の含有量とカソード・ルミネッセンス（CL）の強度の相関関係を利用して、高解像度の元素拡散解析を行う手法である。本研究では、Vanderbilt 大学所有の高真空型電子顕微鏡+全整色 CL 検出器で石英の CL 像を取得し、マグマ滞留時間を推定した。上記の機器で石英を観察すると、明瞭な明暗の縞からなる累帯構造が観察できる（図 1）。この明暗部を Synchrotron-XRF（X 線マイクロプローブ）で分析すると、境界部を介して明部と暗部で TiO_2 量がそれぞれ明瞭に増加・減少する相関関係が認められる。石英における TiO_2 の拡散係数 ($D_{\text{Ti}^{\text{Qz}}}$) は、たとえば 750°C では $D_{\text{Ti}^{\text{Qz}}} = 8.05 \times 10^{-22} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ である[9]。本手法における拡散進行時間の計算には、1次元モデルを用いており、 TiO_2 量と CL 強度の絶対量が、拡散時間の計算時には必要ないのがポイントである。つまり基本的に CL 像の画像解析だけで、Ti の元素拡散に要した時間を見積もることができる。こ

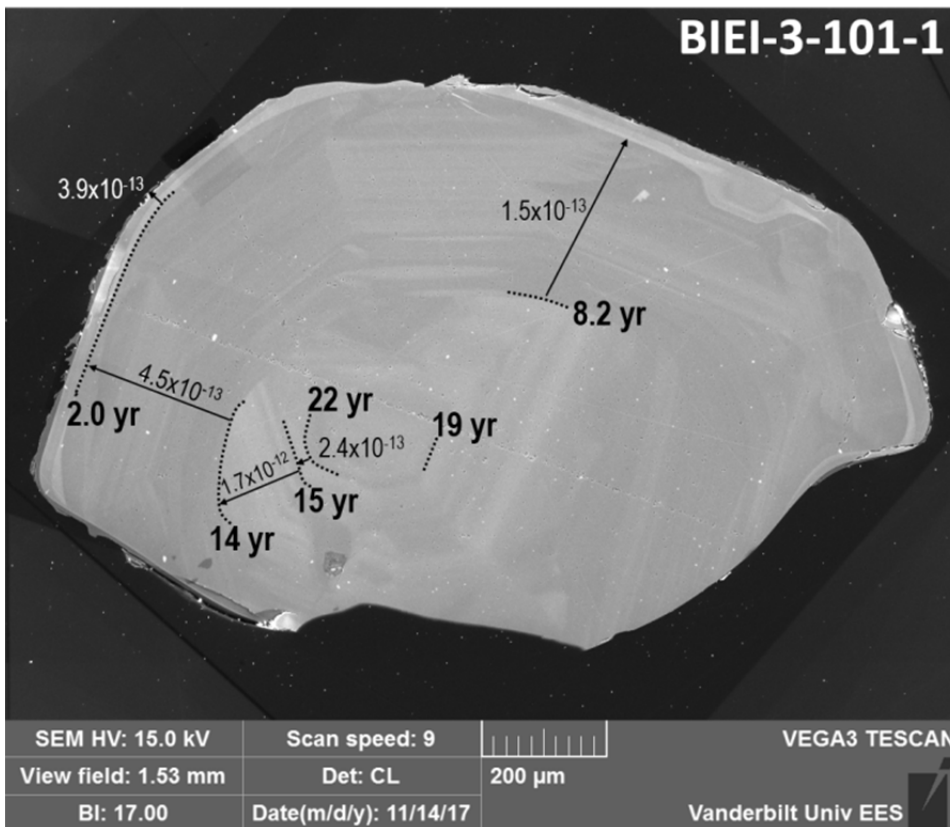


図 1: 美瑛火砕流中の石英の CL 像の例。拡散に要する時間を推定した境界を点線で、推定時間（年）を太字で付す。より内側で、推定時間が大きいことが読み取れる。矢印とそれに付された数字は、累帯構造の厚さから計算した結晶の成長速度（m/s）。

れは複数の石英粒子を効率的に解析し、多量のデータを統計学的に処理して妥当な推定値を出す上で、優れた手法といえる。なお、電子顕微鏡では電子が試料に衝突した際のエネルギー拡散の程度により、CL 像の解像度やコントラストが変化する（加速電圧が大きいほど解像度が悪くなるがコントラストは大きくなる）が、最適な画像解像度とコントラストを得られる加速電圧は 15 kv であることが分かっている[10]。

本手法においては、目的によりどの累帯構造境界を解析するかを選定する必要がある。

理論的には累帯構造の内側ほど長い拡散進行時間を示すので、石英斑晶ができてから噴火に至るまでの累積時間を見積もりたい場合は最内殻を分析するのが有効である(図1の22 yrの点線)。なお、同一の堆積物(たとえば Bishop Tuff、Mamaku 火砕流や Oruanui 火砕流)から得られた複数の石英斑晶(50~100 個)について、累帯構造最内殻境界から見積もられた拡散進行時間のばらつき(確度)は、200%程度である[2], [3]。つまり本手法では、おおむねオーダー単位の精度でマグマ滞留時間を決定できる。

石英斑晶からは文字通り石英が晶出してからマグマ滞留時間しか算出できない。しかし石英は、冷却に伴う結晶分化作用過程の後半で晶出する鉱物であり、石英晶出前のマグマ滞留時間を無視してマグマ滞留時間を論じることはできない。ここで Gualda 氏が開発した Rhyolite-MELTS[11]を用いて、その時間を算出する。これは、マグマの結晶化プロセスは、エンタルピー変化(マグマ溜まりから地殻へ移動した熱量=マグマ溜りの熱損失)で決定されるという仮定のもとで行う計算である。Rhyolite-MELTS は、珪長質マグマの冷却過程における固相(晶出鉱物組み合わせ)とそれらの晶出重量を熱力学的にシミュレーションできるソフトであり、圧力や含水量などの諸条件を決めた上で、石英晶出前後のエンタルピーを算出できる。なお、冷却に伴う晶出重量がエンタルピー変化に比例するという仮定が妥当であることは、複数の熱流モデルによるシミュレーションから、十分に検証されている[2], [12]。

上記のような手法・手順で、北海道中央部の美瑛火砕流と十勝三股火砕流のマグマ滞留時間を推定した。結果の詳細は第4章に記す。なお、上記の手法で得られた結果のクロスチェックのため、当初、石英中のメルトインクルージョンの形状解析と、結晶サイズ分布の解析を Gualda 氏の指導の下で行う予定であったが、これらの分析に要する機器(3次元X線画像解析装置)が故障し、実施期間中に復旧するできるめどが立たなかったため、実施することができなかった。

2-3. 古地磁気学的手法によって噴火継続時間を見積もる手法

地球磁場は永年変化しており、過去2000年間の日本については須恵器の窯跡などの考古遺物の測定により信頼度の高い古地磁気永年変化カーブが報告されている[13]。この永年変化カーブを参照するならば、日本においては100年あたり数度程度のペースで古地磁気方位は変化している。古地磁気方位データの測定精度(95%信頼限界)はよいもので1~2度であるので、数度程度の古地磁気方位の違いを認識できる。仮に火砕堆積物の古地磁気方位を精度よく決定できたならば、永年変化の性質を利用して、100年以下、数十年オーダーの堆積時間差の有無を検出できる可能性がある。本研究ではこの手法を用いて、カルデラ噴火による堆積物中の時間差を検出することを試みる。

この手法の優れた点は、放射性炭素年代測定の範疇外であるような比較的古い噴火堆積物であっても、数十年オーダーの時間間隙の有無を議論できる点である(図2)。たとえば、約9万年前に噴出した阿蘇4火砕流のサブユニット4Aと4Bの古地磁気方位を調べると、

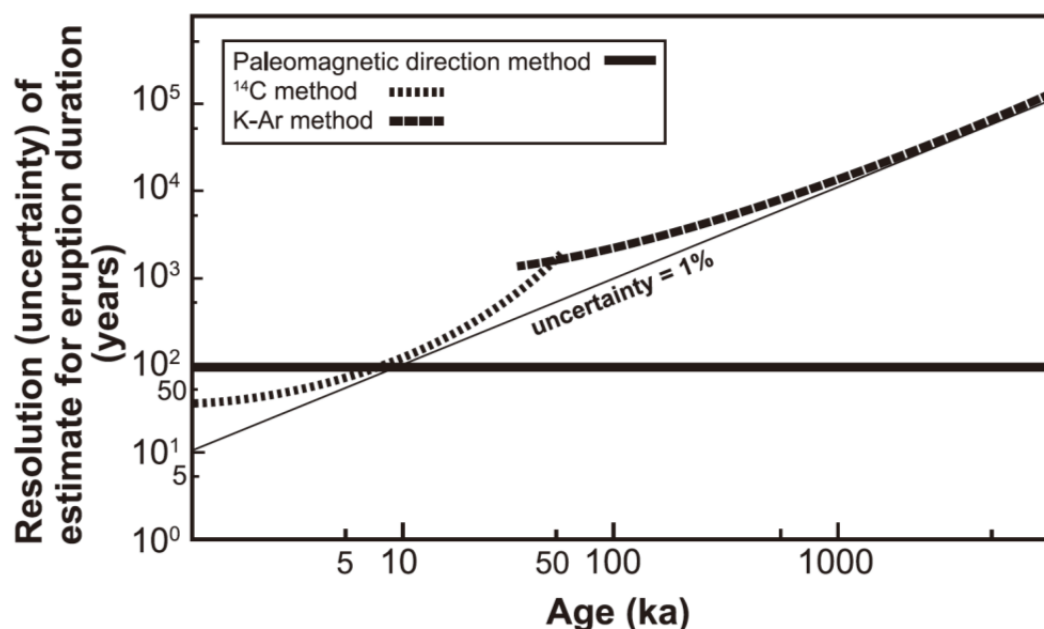


図2. 堆積物から噴火の継続時間を推定する場合の、手法による時間分解能の違いを示した概念図。あくまで時間スケールの概念を示したものであり、両時間軸の細部を論じるものではない。

伏角が6.7度異なることが分かり、両者の間には時間間隙が約100年以上あることが指摘されている[14], [15]。これまで火砕噴火の時間間隙を見積もるという観点で古地磁気測定を行った研究例はほとんどなかったが、最近では、大雪山御鉢平カルデラから約3万年前に相次いで噴出した2つの火砕流ユニット(溶結凝灰岩)についての報告がある[16]。この研究では、2つの火砕流ユニットの古地磁気方位に明瞭な差異を認め、過去数万年間の永年変化データからその最速の変化率を参照して、両者の間に最小で約100年の時間間隙があると見積もった。2つの火砕流の間に礫層が挟在することや、その礫層中に下位の溶結凝灰岩礫が含まれることも、この結論の妥当性を支持する。

上記の事例は主に溶結凝灰岩を採取・測定した結果であるが、本研究では非溶結で未固結の火砕物(テフラ)を対象とする点が特長である。過去の研究により、広域テフラの残留磁化方位は、同時に噴出した火砕流堆積物の溶結部から得た残留磁化方位(=古地磁気方位)と一致することが報告されている[15], [17], [18]。このことは、広域テフラの残留磁化方位は信頼できること、また、堆積後に比較的短期間で堆積残留磁化を獲得していることを示す[18]。古地磁気方位を利用して、九州の今市・耶馬溪火砕流堆積物と大阪層群および上総層群に含まれる火山灰層の対比も行われている[19]。ただし、未固結である火砕物(降下火山灰、非溶結火砕流堆積物など)は、精度のよい方位サンプリングが難しいこともあり、一般的には古地磁気学的測定の対象になりにくかった。本研究では、未固結層を精

度よく採取する方法を考案して、降下火山灰の古地磁気方位測定を試みた。なお、降下火山灰の古地磁気方位測定を系統的に行った研究例は、世界的にみてもほとんど例がなく、数件である[14], [15], [18]。未固結の火砕物の中でも、降下火山灰の残留磁化獲得プロセスは解明されていないが、堆積後に降水による吸水と脱水を繰り返す過程で、火山灰粒子の磁化ベクトルがランダムな方位から地球磁場方位に偏って、堆積残留磁化を獲得すると推察される。

定方位サンプリングでは火山灰層に 7 cc プラスチックキューブ（以下キューブと呼ぶ）を打ち込む方法を用いた。この方法は、[18]を参考に行っているが、より精度の高い定方位を実現するために、独自の採取方法を用いた。まず、キューブを火山灰層に押し込む際にガイドとなる治具を火山灰層に固定できるように改良した上で、固定された治具の前面を使って定方位を行う手法にした（図3）。試料採取の手順を簡単に説明する。露頭の表面をね

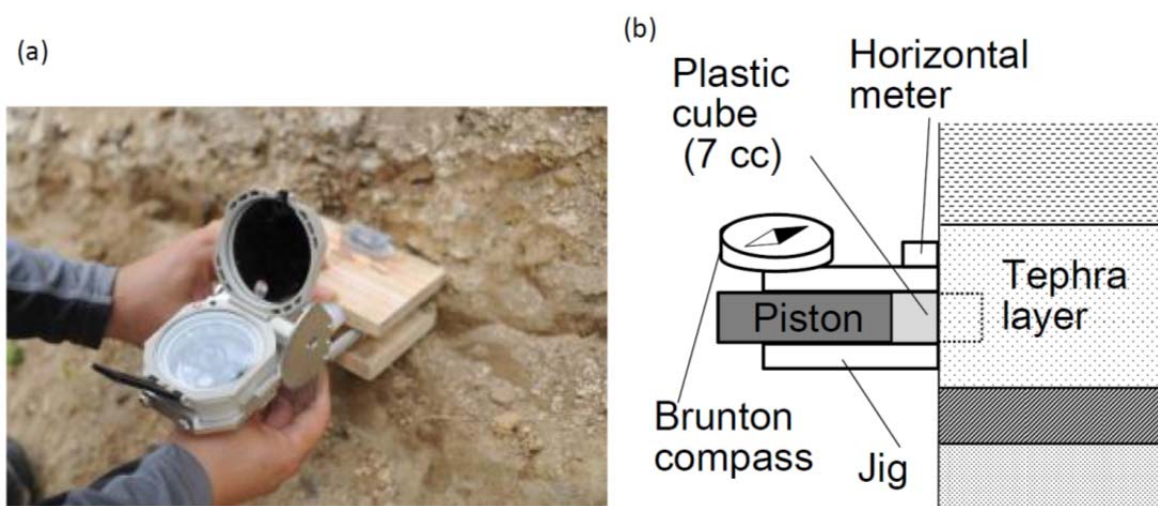


図3. 治具を用いたテフラの定方位サンプリングの写真 (a) と概念図 (b) .

じり鎌などで削り平面を露出させる。次に、治具の水準器を目視して左右方向の水平をとりながら固定棒を打ち込み、治具を火山灰層の露出面に固定する。キューブ、押し込み棒を順に治具の空洞部に入れてハンマーでそっと叩いてキューブを露頭面に押し込む。その後露頭の平面に対して平行な治具の前面を用いて、定方位を行う。定方位の終了後、スコップ等でキューブを取り出し、ふたをする。その際、乾燥を防ぐためにキューブの穴をテープで塞ぐ。

得られたキューブ試料について、スピナー磁力計（AGICO 社製および夏原技研製）と交流消磁装置（夏原技研製）を用いて交流消磁と残留磁化測定を行った。スピナー磁力計は、より精度の高い AGICO 社製と、夏原技研製とを比較したが、両者の結果に有意な差は認められなかったため、より簡便に使用できる夏原技研製を用いて、磁化測定を行い、堆積物毎の堆積時間差を見積もった。結果は第5章に記す。

3. 現地サンプリング

3-1. 十勝火砕流群のサンプリング

北海道中央部には鮮新世～前期更新世にかけて噴出した大量の流紋岩質火砕流からなる台地が点在する[20]。これらの火砕流噴出に伴って形成されたと考えられるカルデラが、地質構造やカルデラ埋積物の検討から 10 個ほど認められており[21]、そのうち十勝三股・糠平・白滝などの盆地は明瞭なカルデラ地形を示す[20]。明瞭な盆地状地形を示さなくとも、重力異常から見て、カルデラは 14 個程度に及ぶことが指摘されており (図 4)、それらの幾つかは径 10 km 程度のピストンシリンダー型のような陥没構造

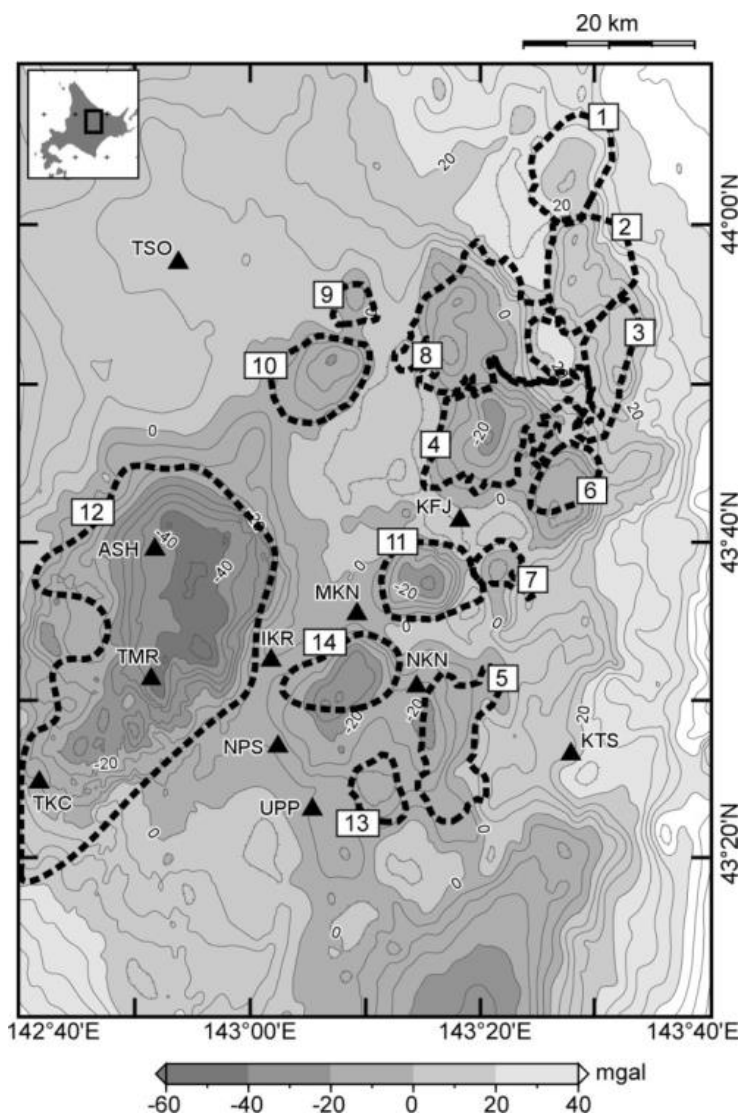


図 4. 十勝火山地域における重力異常図[22]と推定カルデラ(点線)。12 が十勝カルデラ (巨大な複合カルデラ) で、14 が十勝三股カルデラ。等重力線の間隔は 5 mgal で仮定密度は 2.67 g/cm³。ASH: 旭岳、IKR: 石狩岳、KFJ: 北見富士、KTS: 喜登牛山、MKN: 三国山、NKN: 西クマネシリ岳、NPS: ニペソツ山、TKC: 十勝岳、TMR: トムラウシ山、TSO: 天塩岳、UPP: ウペペサンケ山。

を持つことで特徴付けられる[22])。現在の大雪山火山群から十勝岳火山群にかけての地域では、十勝カルデラが推定されている。本研究では、十勝カルデラを給源とする可能性のある美瑛火砕流と、十勝三股カルデラ起源の十勝三股火砕流の調査およびサンプリングを行った。

3-1-1. 美瑛火砕流

美瑛火砕流は、旭川～美瑛～富良野地域に分布する[23]。特に、旭川～美瑛地域で発達し、広大な火砕流台地を形成する(図5)。溶結相からは、2.10 MaのK-Ar年代[24]

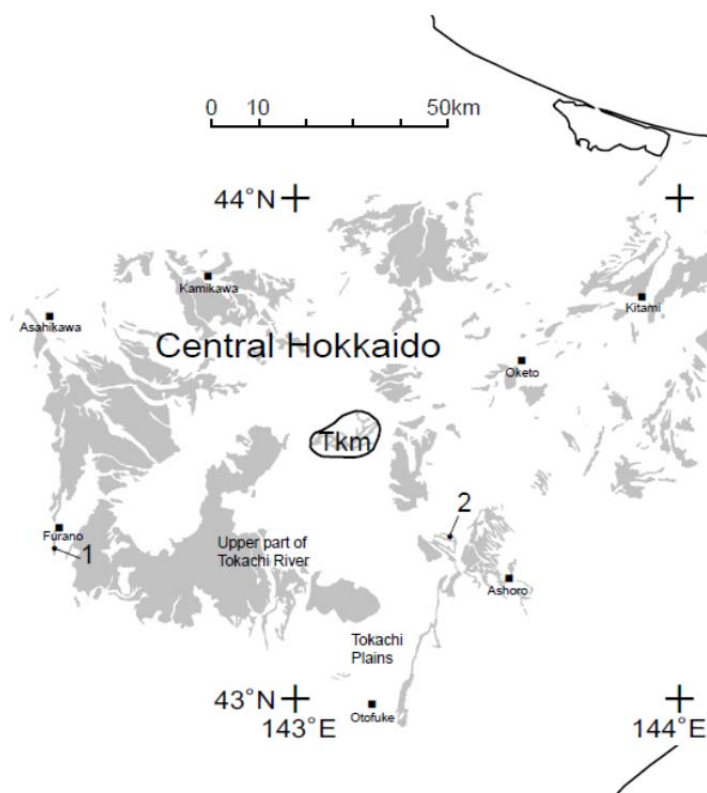


図5. 北海道中央部十勝地域における試料採取地点のインデックスマップ。灰色のハッチは第四紀の大規模火砕流の分布を示す。Tkm: 十勝三股カルデラ。1: 富良野市上御料のなまこ山の露頭。美瑛火砕流の試料採取地点。2: 足寄町中芽登の美里別川ルート of 露頭。十勝三股火砕流の採試料取地点。

および1.91 Maのジルコンによるフィッション・トラック年代[25]が報告されていた。しかし、近年の研究[26]で、十勝カルデラの北西～北方(美瑛～上川地域)に分布する美瑛火砕流から、約70～80万年前のフィッション・トラック年代が報告された。この結果から、美瑛火砕流は少なくとも2層のユニットで構成されることが示唆される。



図6. 富良野市上御料のなまこ山の露頭。図5の地点1。地点を十字で示す。国土地理院の電子国土webを使用。

本研究では、富良野盆地(富良野地域に位置する東西6 km、南北32 kmの地溝型の盆地)の西縁に位置する丘陵列のひとつであるなまこ山の大露頭(北緯43度18分11.11秒、東経142度22分20.04秒)(図6)において、美瑛火砕流の試料を採取した。本丘陵は、西方の芦別山地山麓から1～1.5 km離れて南北に6 kmの長さで連なる。

この露頭では、40 度ほど東に傾く美瑛火砕流の上位に、同じく東に傾斜する砂礫層が乗り、さらにその上位に十勝火砕流が認められる（図7）。このことから、本研究で分析する美瑛火砕流は、十勝火砕流よりも古い、すなわち従来 2 Ma 前後とされていた美瑛火砕流のユニットであると判断できる。



図7. なまこ山の大露頭。試料は美瑛火砕流の非溶結部（BIEI (non-welded)）から採取した。美瑛火砕流の上位には十勝火砕流が乗る。

ここでの美瑛火砕流は、層厚約 30 m 以上で、下半部が中～弱溶結相を、上半部が非溶結相を示す。中溶結相には柱状節理が認められる。塊状無層理で、全体に灰色～黄白色の流紋岩質火砕流堆積物である。含まれる軽石は白色で、発泡度が悪く、最大粒径は 30 cm におよぶ。斑晶が非常に多く、肉眼でも径数 mm 以上の大型の石英が容易に確認できる。石英以外の斑晶鉱物は、斜長石、黒雲母で、少量ながら輝石も認められる。まれに普通角閃石も含まれる。石英による手法を適用するサンプルとして、非溶結部から無作為に白色軽石を採取した。

3-1-2. 十勝三股火砕流

本研究では、十勝三股火砕流について、石英を用いた手法と古地磁気学的手法の両方を適用した。ここではまず、十勝三股火砕流の概要について触れておく。十勝三股火砕流の給源である十勝三股カルデラは、北海道中央部に位置する盆地である[27]。[27]では、十勝三股盆地の周辺に分布する火砕流堆積物を対象に地質学的、地形学的、岩石学および年代学的データを取得し、従来それぞれの地域で異なる名称で呼ばれていた無加溶結凝灰岩層[28]、芽登火砕流[6]あるいは同凝灰岩層[29]、屈足火砕流[5]および黒雲母石英安山岩質軽石流[30]の4つの火砕流がすべて十勝三股盆地から噴出した同一の火砕流であることを明らかにした。そして4つの火砕流を十勝三股火砕流と新称し、十勝三股盆地を十勝三股カルデラと呼ぶことを提唱した。十勝三股火砕流の年代は、複数の K-Ar 年代測定から、約 1.0 Ma とされている[27]。



図8. 足寄町中芽登美里別川ルートでの露頭。図5の地点2。地点を十字で示す。国土地理院の電子国土webを使用。

本研究で採取した十勝三股火砕流は、従来、芽登火砕流[6]および芽登凝灰岩層[29]と呼ばれていた層にあたり、分析に供した試料は、足寄町中芽登地域における美里別川流域ルートの露頭（北緯 43 度 20 分 11.83 秒、東経 143 度 24 分 3.14 秒）で採取した（図8）。ここでは、層厚 10 m 以上で白色の十勝三股火砕流が認められる（図9）。火砕流本体部は塊状無層理で、最大粒径 15 cm 程の軽石を含む。火砕流の基底部約 20 cm は黄白色～灰色で、細粒（シルトサイズ）な粒子からなる。さらに、その直下には、径 1 mm 程度で淘汰の良い白色軽石からなるプリニアン降下火砕物が、層厚約 2 m で認められる。プリニアン降下火砕物は、色調の異なる（白色～橙白色～灰色の）複数のフォール・ユニットからなる。基底部約 10 cm は、より細粒（シルトサイズ）の火山灰からなる。

火砕流部に含まれる軽石には、白色軽石および灰色軽石が認められるが、量的には白

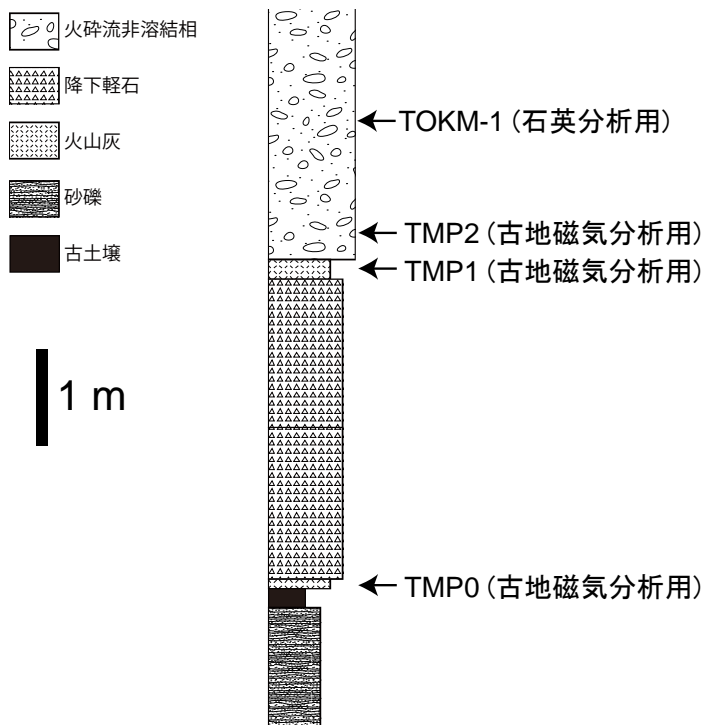


図9. 十勝三股火砕流の試料採取地点の柱状図。

色軽石が大部分を占める。白色軽石の斑晶鉱物には斜長石・石英・黒雲母・アルカリ長石・不透明鉱物が認められ、灰色軽石には、斜長石・斜方輝石・黒雲母・角閃石・不透明鉱物および一部で単斜輝石が認められる。

プリニアン降下火砕物に含まれる軽石は白色軽石のみである。軽石の大部分を占める白色軽石は、やや発泡に乏しく、繊維状の発泡を示す場合が多い。

石英を用いた手法に使うサンプルには、火砕流中の白色軽石を用いた。古地磁気学的手法を適用するサンプルは、降下火砕物とそれを覆う火砕流との間の時間間隙を検出することを目的に、プリニアン降下火砕物基底の細粒部（TMP0）火砕流基底の細粒部（TMP1）および火砕流本体部（TMP2）から採取し、各層につき8つのキューブ・サンプルを得た（図10）。



図10. 十勝三股火砕流の古地磁気サンプル写真。下位からTMP0～TMP2。





3-2. タウポ火山帯における火砕流群 (Mamaku/Ohakuri 火砕流) のサンプリング

タウポ火山帯 (Taupo Volcanic Zone: TVZ) はニュージーランド北島に存在する火山帯で、長さ約 300 km (このうち陸上部 200 km)、幅約 60km の範囲に多数の第四紀火山が集中する地域である (図 1 1)。以下、先行研究[8],[30],[31]をもとに記す。タウポ火山帯は約 2 Ma の安山岩質火山の活動に始まり、その後約 1.6 Ma から現在にかけて、おもに流紋岩質マグマの活動が続いている。火山帯直下には断層の発達した変成岩帯が基盤をなしていると考えられている。タウポ火山帯の総噴出量は、15,000~20,000km³ と見積もられており、噴出物のほとんどが流紋岩 (≥15,000 km³) で、これらはおもに大規模火砕流として噴出した。安山岩はこれより 1 桁小さく、玄武岩やデイサイトはいずれも 100 km³ 未満である。タウポ火山帯の噴火史は Whakamaru カルデラの活動を境界に、2.0-0.34 Ma の 'old TVZ' と、0.34 Ma 以降の 'young TVZ' に分けられる。タウポ火山帯の北東端と南西端には安山岩優勢の複合火砕丘が存在し、ここにはカルデラが認められない (図 1 1)。そして、長さ 125 km を占める中央部には広大な火砕流の堆積地帯が広がる。中央部にはこれまでのところ、少なくとも 8 つのカルデラが確認されている。65 ka 以降のタウポ火山帯は、年に 7~18 mm の速度でリフティングを起こしており、この拡大速度は 0.9 Ma から続いていると考えられる。タウポ火山帯は、島弧縦断方向にマグマ活動領域が区分されること、また異常な流紋岩質マグマ噴出率を持つことから、特異な島弧—海溝系火山帯にと言える。本研究では、タウポ火山帯の北部にあたり、Young TVZ の初期の活動にあたる、Mamaku/Ohakuri 火砕流の現地サンプリングを行った。

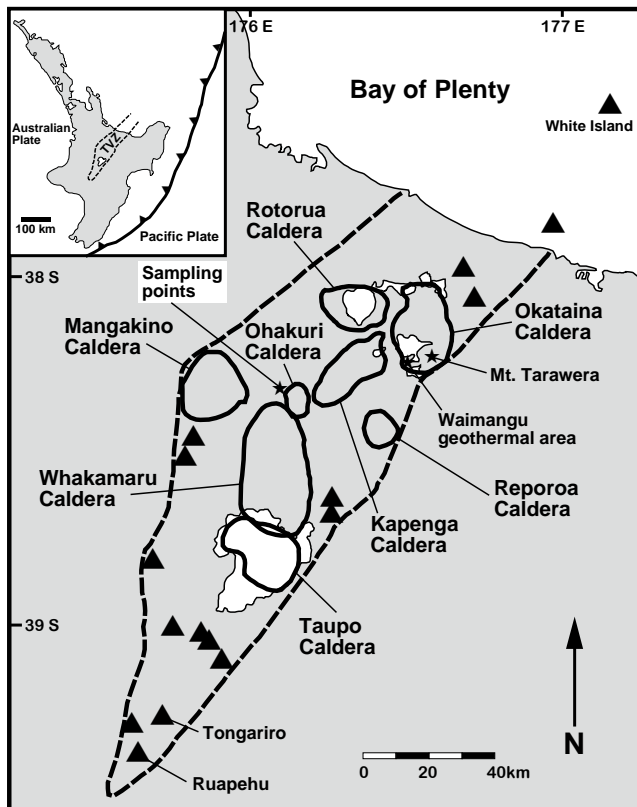


図1 1. タウポ火山帯 (点線) のインデックスマップ ([8], [30], [31])を参考に作成。カルデラは実線で示す。三角は安山岩質成層火山。タウポ火山帯には少なくとも8つのカルデラが認識されている。試料採取地は星印で示す。

Mamaku/Ohakuri 火砕流とは、それぞれ Rotorua カルデラおよび Ohakuri カルデラから約 24 万年前にほぼ同時に噴出したとされる火砕流群である[32]。噴出量は、Mamaku 火砕流が 145 km³ 以上、Ohakuri 火砕流は 100 km³ 以上である。Ohakuri 湖 (Ohakuri カルデラ内) の北西十数 km のステートハイウェイ (国道 1 号) 沿い (南緯 38°19'23.8"、東経 175°59'16.1" : 図 1 2) の一連の露頭では、両火砕流が交互に積み重なる指交関係が認められる。先行研究[32]では、これらの堆積物間の侵食状況などの観察事実からみて、両噴火間における時間間隔は、少なくとも日～週オーダーであったと推測している。



図 1 2. Mamaku/Ohakuri 火砕流の試料採取地点。Google Map を使用。

Mamaku/Ohakuri 火砕流の層序は複雑である。給源カルデラを考慮せずに、下位から Precursor unit, Unit1, Unit2, Unit3, Unit4, Unit5 そして Unit6 と命名されている[32]。このうち Rotorua カルデラ由来の Mamaku 火砕流のユニットは Unit3~Unit5 で、Ohakuri 火砕流のユニットは Precursor unit, Unit1, Unit2, Unit3 そして Unit6 である。Ohakuri カルデラ由来の Unit2 の間に、Rotorua カルデラ由来の Unit4 が挟在するのが噴火層序の特徴的な点である。サンプリングを行った露頭では、Unit 3 を除くすべてのユニットを観察できた(図 1 3)。Precursor unit は、土壌層を覆う桃白色火山灰層である。層厚は 5 cm 程

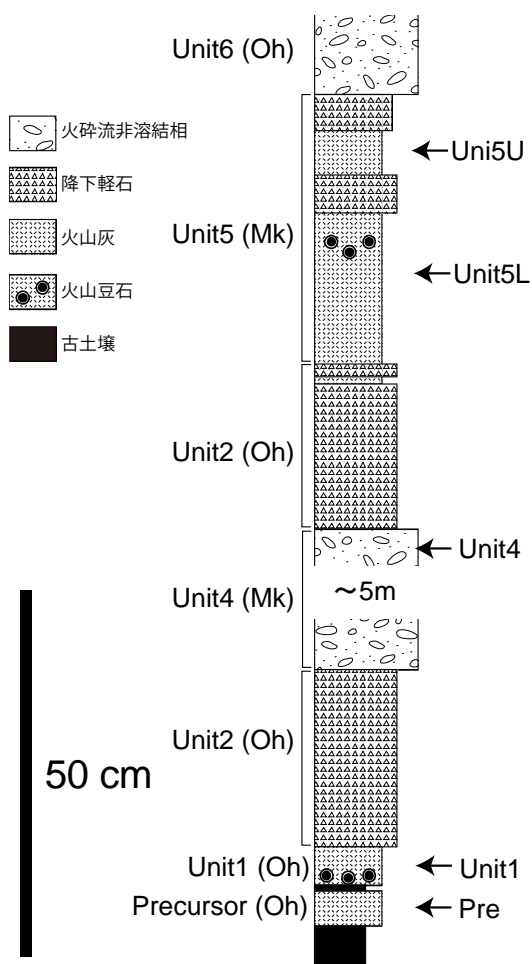


図 1 3. Mamaku/Ohakuri 火砕流の試料採取露頭の柱状図。

度で全体に細粒であるが中部約 1 cm が中粒砂サイズの粒子からなる。上位の Unit1 との間には厚さ 1 cm 以下の薄い土壌が認められる。一方、Unit1~Unit6 との間には土壌層は認められない。Unit1 は、層厚 5 cm 程度の灰白色火山灰である。極細粒砂~シルトサイズの粒子からなる。Unit2 は、層厚 40 cm ほどの降下軽石層(軽石の最大径は 1 cm)で正級化構造を示す。この Unit2 の間に、Unit4 が挟まって堆積する。Unit 4 は、層厚 5 m 以下の橙白色~灰色の火砕流で、中部が強溶結し、下部と上部は弱~非溶結相を示す。非溶結相は、塊状無層理で、基質部は固くしまっている。Unit5 は、褐色で層厚 40 cm。細粒火山灰層と細礫サイズの軽石層の互層からなる降下火砕物である。細粒部には火山豆石が認められる。Unit6 は褐色で層厚 1 m 以上の非溶結火砕流堆積物である。塊状無層理で、火山

灰基質に石質岩片と軽石を含み、軽石の最大径は 4 cm 程度である。

Mamaku 火砕流に含まれる軽石は均質で、班晶鉱物に斜長石、石英、斜方輝石が認められるが、まれに斜方輝石や普通角閃石も含まれる。Ohakuri 火砕流の軽石も同様に均質で、班晶鉱物は斜長石、石英、斜方輝石である。

本研究では、Mamaku 火砕流と Ohakuri 火砕流の同時性や、Ohakuri 火砕流の前兆噴火と本噴火との時間差、および Mamaku 火砕流中の時間間隙などを推定する目的で、Precursor unit (Oh)、Unit1 (Oh)、Unit 4 (Ma)そして Unit5 (Ma)から定方位サンプリングを行った (図 1 4)。

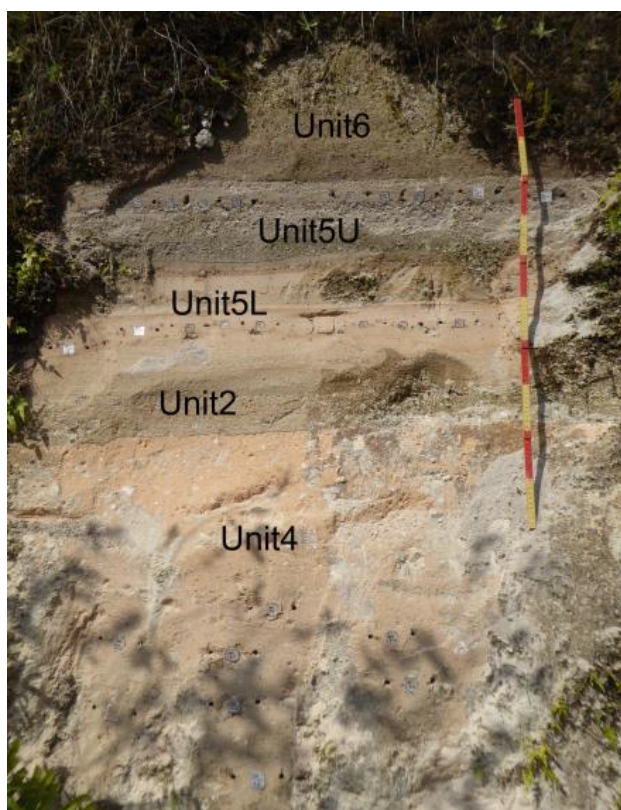
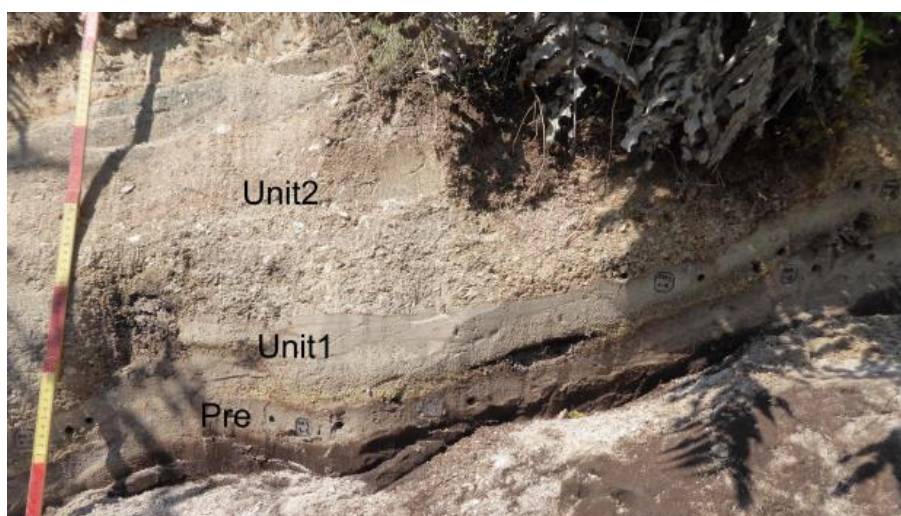


図 1 4. Mamaku/Ohakuri 火砕流の各ユニットの古地磁気サンプル写真。

上段の写真が上位で、下段の写真が下位にあたる。



4. 石英斑晶を用いたマグマ滞留時間の推定結果

本研究では、十勝地域の美瑛火砕流（サンプル名 BIEI-3）および十勝三股火砕流（サンプル名 TOKM-1）を対象として、石英斑晶を用いたマグマ滞留時間の推定を行った。滞留時間見積もりに先立って、実際の計算（シミュレーション）やモデル構築を行う上で、火山ガラスの化学組成や圧力条件（マグマ溜り深度）も必要となるため、その分析・産出も行ったのでここで示す。扱った試料はすべて白色軽石である。

4-1. 軽石の斑晶量と斑晶鉱物量比

まず、基本的な岩石学的情報として、軽石の斑晶量や斑晶鉱物の量比を確認した。軽石試料は、BIEI-3-101 および TOKM-1-201 の 2 試料である。これらは表面を洗浄した後に乾燥し、木製の乳鉢で粉碎した。取り出した鉱物は、0.5 mm～1 mm と 1 mm～2 mm の篩にかけ、さらに風篩法と実体顕微鏡下で各鉱物や火山ガラスを選別した。0.5 mm～1 mm の粒子にお

表 1. 火砕流に含まれる軽石試料の斑晶量と斑晶鉱物組合せ。斑晶量（Mass %）は過大評価であることに注意。

	BIEI-3-101	TOKM-1-201
Mass % crystals	36%	10%
Most abundant phases	Quartz>Biotite>Feldspar	Quartz >>Biotite > feldspar
Amphibole	Very rare	none
Pyroxene	Few (opx and cpx)	none
Oxides	Less common	More common
Additional notes	Quartz is purple and often very large (up to 5mm) and fragile	Entirely elongated vesicles; pumice breaks into needles

ける鉱物と火山ガラスの重量比をもって斑晶量とした（火山ガラスは 0.5 mm 以下の構成粒子で比率が大きくなるので、この場合の斑晶量はやや過大評価となる）。その結果、BIEI-3 と TOKM-1 は、斑晶量と各鉱物の量比が大きく異なることが分かった。BIEI-3 は、斑晶量が 36wt.%以下で、斑晶鉱物は黒雲母と紫色の石英が大半を占める。一方の TOKM は、斑晶量が 10wt.%以下で、BIEI-3 にごく普通に含まれる普通角閃石や輝石が含まれない（表 1）。

4-2. 軽石の火山ガラス組成

火山ガラス組成の分析においては、データのばらつきを評価するため、1つの火砕流につき 15 前後の軽石試料を処理した。各試料をエポキシ樹脂で固めて薄片を作成し、表面を研磨・琢磨した後、炭素蒸着を施して化学分析を行った。分析には、ヴァンダービルト大学所有の SEM-EDS システム（Tescan Vega 3 LM Variable Pressure SEM）を用い、加速電圧

15 kv、デッドタイム 35-40%、ライブタイム 15 秒の条件下で、主成分化学組成を測定した。ひとつの試料からは、複数(2~10)のポイント进行分析した。標準試料は USGS rhyolite glass (RGM-1)を用いた。標準試料および今回分析試料のデータ平均値はそれぞれ付録 1 および付録 2 を参照されたい。

火山ガラスの SiO₂ 値は、いずれの試料も大部分が 77-78wt.%であり、流紋岩質の組成を示した。TOKM-1 は、BIEI-3 (CaO = 0.6~0.9 wt.%) に比べて CaO の組成幅が大きく (CaO = 0.3~1.1 wt.%)、CaO = 0.7~0.9 wt.%に組成ギャップが認められる (図 1 5)。BIEI-3 は、全体に TOKM-1 よりも低い FeO* 値 (0.7 wt.%以下) を示す。

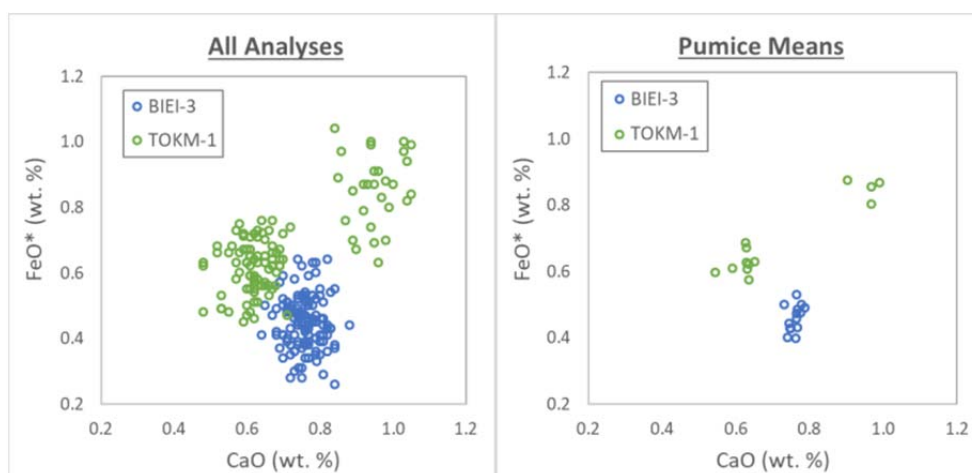


図 1 5. 火山ガラス組成の CaO vs. FeO* 図。すべてのデータは無水 100%にノーマライズしている。左が全ポイントのデータで右が軽石ごとの平均値。

4-3. マグマ溜りの圧力計算

マグマ溜りの圧力は、Rhyolite-MELTS を用いる方法[33]を採用した。石英(シリカ)に飽和したマグマは、冷却・減圧とともにノルム石英の量を増加させる(相対的に長石の量を減じる)[34]。この反応において、メルト・石英・長石は化学平衡を保つ(この際はメルト組成によって決まる液相線に規制される)必要がある。このような前提のもと Rhyolite-MELTS を用いて、石英と長石の冷却・減圧曲線を描き、両者の交わる点が、実際の鉱物組合せを実現できる条件として圧力を決定する方法である。この手法は、石英と長石が共存する岩石にのみ適用でき、さらに長石は斜長石に加えてカリ長石があると、鉱物組合せの制約条件が増え、より信頼性の高い結果が得られる。また、メルトの組成として火山ガラス組成も必要である(鉱物中のガラス包有物が望ましいが、軽石の石基部分でも見積り可能である)。

今回は、温度範囲 1100°C~730°C (ステップ温度 1°C)、初期圧力 350 MPa で 25 MPa まで減圧 (ステップ 25 MPa)、酸素分圧は NNO バッファー、H₂O 飽和の条件下で計算を行った。火山ガラス組成の測定値は、各元素の含有量について、中央値から 1.5 倍以上離れるものを除外し、続いて、階層クラスター分析[35]によってグルーピングを行い、少なくと

もひとつのグループから1試料を分析するようにした。また、より信頼性の高い結果を得るため、3つの鉱物すなわち石英+斜長石+カリ長石の減圧曲線を用いて算出された結果のみを採用した（計算結果は付録3に記載）。その結果、BIEI-3からは、60~150 MPa、TOKM-1からは70~160 MPa程度のマグマ溜り圧力が得られた（図16）。十勝三股火砕流の方がややマグマ溜り深度が深いという見積もり結果である。一般に、角閃石は高压条件下で不安定であり[36]、普通角閃石を含まないTOKM-1が普通角閃石を含むBIEI-3よりも圧力条件が高いことは、鉱物組合せとも調和的な結果と言える。

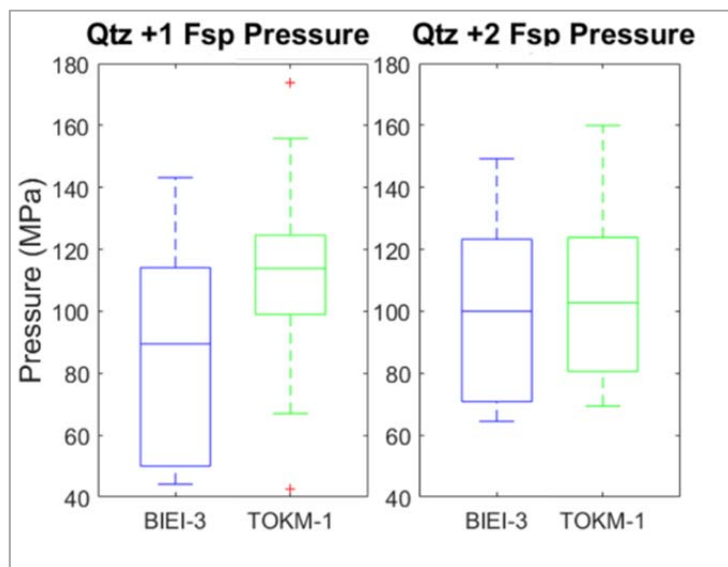


図16. 圧力計算の箱ひげ図。左が石英と長石1つ、右が石英と長石2つによる計算結果であり、右側がより信頼性が高い。赤い十字シンボルは外れ値。

4-4. マグマ滞留時間の推定

石英斑晶を用いたマグマ滞留時間の見積もりには、各火砕流につきひとつの試料を用いた。美瑛火砕流がBIEI-3-101、十勝三股火砕流がTOKM-1-201である。より正しい、最長の滞留時間を推定するため、軽石は注意深く粉砕し、できるかぎり自形の石英斑晶を選び出した。最終的には、1つの火砕流につき40個の石英を選別した。自形であることを担保するため、SEM像において、鉱物周縁部にガラスが認められるものだけをCL像分析に供した。また、より高精度の解析を行うため、各火砕流につき、厳選した3~6の粒子について、超高解像度(0.4 μm/pixel)のCL像を取得した(CL像は付録4を参照)。

CL像を取得したすべての石英斑晶からは、複数の結晶成長イベントが認められた。その一例について拡散時間と成長速度を示したのが冒頭の図1である(他のデータは付録5に掲載)。これら中心部も周縁部も含めた、すべての累帯構造境界について、拡散に要した時間を計算した結果、BIEI-3-101からは1.2年~195年、TOKM-1-201からは0.6年~58年という値が得られた。いずれのサンプルともに、境界の60%が10年以下、90%が50年以下

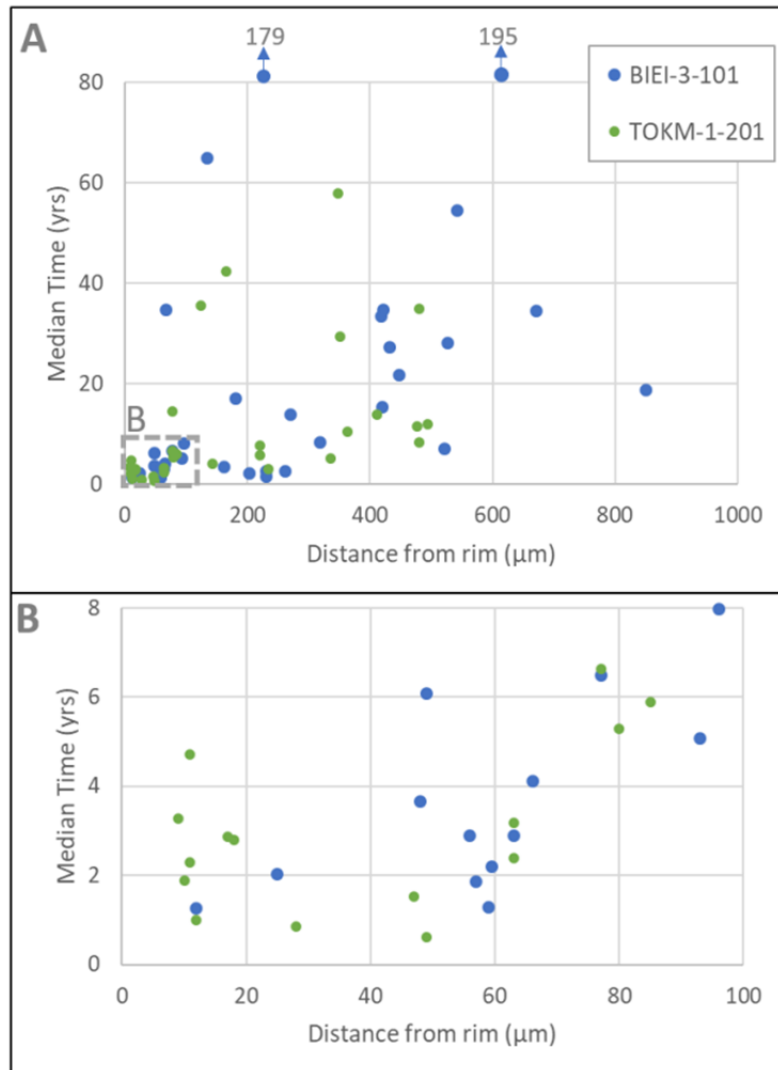


図 17. 各累帯構造境界から算出した、滞留時間の中央値と鉱物のリムからの距離の関係図。100 年以上の滞留時間は図の枠外に数値を示した。A (上段) の点線で囲まれた範囲は B (下段) の範囲を表す。

下を示す (図 17)。周縁部から 100 μm 以内の境界はほぼ 8 年以下の値を示す。このことは、マグマ溜りになんらかのイベントが起きてから 8 年以内に大規模噴火が発生したことを示唆している。なお、境界と境界に挟まれた帯については、拡散に要した時間の差と帯の厚さから、結晶の成長速度を求めることができる。求められた成長速度は、 $2.1 \times 10^{-14} \sim 2.8 \times 10^{-12} \text{ m/s}$ ($0.6 \sim 87 \mu\text{m/yr}$) の範囲を示す。

上記に示した拡散時間は、マグマ中で石英が晶出してから噴火にいたるまでの時間である。ただし、石英はマグマ溜りの結晶化においてより後期に晶出する相であるので、マグマ溜りの形成から石英晶出直前までの時間を足して、はじめてトータルのマグマ滞留時間

を決定できる。この計算には、上述（第2章）で記した通り、Rhyolite-MELTS を活用する。図18に、その計算結果を示す。BIEI-3-101 は、実際の斑晶量および斑晶鉱物組合せと整合するようなエンタルピー量を計算すると、マグマ溜り形成から噴出時までの熱損失は 320 kJ/g 程度（石英晶出後の熱損失は 210 J/g 程度）であった。この結果と、BIEI-3-101 の拡散時間の最大値 195 年を用いると、美瑛火砕流のマグマ滞留時間は約 305 年と見積もることができる。十勝三股火砕流については、石英晶出のタイミングが全体の斑晶量 30%程度の条件下と見積もられ、実際値（斑晶量 10%）と大きく異なることから、トータルの熱損失の見積もりを行うことができなかつた。この理由には、本計算を行った際に用いた全岩化学組成値[37]や、諸物理化学条件（含水量、酸素分圧など）が、実際の値と異なることが考えられるが、今後の課題としたい。特徴的に斑晶量が少ない十勝三股火砕流からは、マグマ滞留時間（すなわち結晶化に要した時間）も短い可能性が高く、したがって石英の TiO₂ 拡散から求めた、最大で 58 年という値はそれほど大きく変わらないと考えられる（表1）。

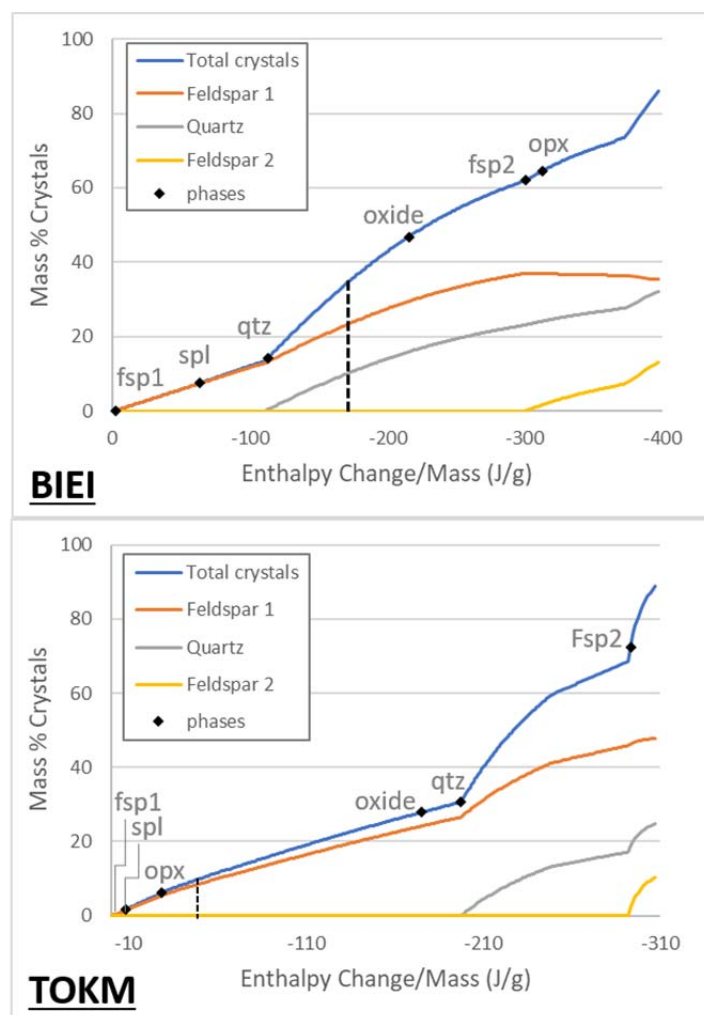


図18. Rhyolite-MELTSによるエンタルピー変化と固相（結晶）形成過程の計算結果。青線が総結晶量で、各鉱物相の晶出（飽和点）も示している。黒点線は実際の斑晶量に達した時のエンタルピーを示す。

表 1. 両火砕流からえられた岩石学的データの概要

	BIEI-3	TOKM-1
Crystallinity	Higher	Low
CaO vs. FeO*	Unimodal, lower FeO*	Bimodal, higher FeO*
Q2F Pressure	Stat. similar to TOKM-1 (med=100 MPa)	Stat. similar to BIEI-3 (med=104 MPa)
Q1F Pressure	Lower (med=90 MPa)	Higher (med=114 MPa)
Max Qtz residence time	195 years	58 years
Total crystallization time	< 300 years	N/A
Proportion of median qtz residence times <10 yrs	57%	60%
Rim growth time < 5yrs	64%	75%
Med. interior growth rate	Lower (2.8×10^{-13} m/s)	Higher (11×10^{-13} m/s)
Med. Rim growth rate	Higher (5.8×10^{-13} m/s)	Lower (3.7×10^{-13} m/s)

5. 古地磁気方位を用いた噴火継続時間の推定結果

5-1. 十勝三股火砕流堆積物

十勝三股火砕流噴火については、3 サイトの各 1~2 試料について段階交流消磁を行った。それらの測定結果を検討した結果、連続するユニットから精度の良い古地磁気方位を得た上で時間間隙を推定するという本研究課題のねらいを満たす結果が得られないと判断した。このため、それ以上の古地磁気測定は行っていない。測定結果例を図 1 9~図 2 1 に示す。

降下火砕物 (TMP0) 試料の段階交流消磁の結果からは、特徴的残留磁化の判別ができなかった (図 1 9)。数 mT までで正帯磁の二次的な磁化が消磁され、逆帯磁の磁化が残っているようにも見えるが、30 mT 程度でほとんど磁化は消磁された。このことから、保磁力が低く、保磁力が充分にある安定な残留磁化を保持していないと判断できる。

火砕流堆積物の基底部 (TMP1) 試料の段階交流消磁の結果からは、7.5 mT 以上に直線的に減衰する正帯磁の特徴的な残留磁化を見出すことができる (図 2 0)。しかし、30 mT 程度までにこの磁化成分も消磁されてしまい、保磁力はかなり低い。保磁力が充分にある安定な残留磁化を保持していないと判断できる。

火砕流堆積物本体部 (TMP2) 試料の段階交流消磁の結果からは、6~60mT の範囲に偏角 40 度程度、伏角 60 度程度の安定な特徴的残留磁化を確認することができた (図 2 1)。これは、火砕流堆積物本体が記録する熱残留磁化であると考えられる。

上記の結果に基づくならば、TMP2 からは特徴的残留磁化が得られるかもしれないが、TMP0 および TMP1 からは、信頼度の高い特徴的残留磁化を得ることが難しいという見通しをもった。TMP0 と TMP1 の試料の保磁力がいずれも低く、30 mT までの低い交流磁場ステップによりほとんどの磁化を失う点も気になる点である。

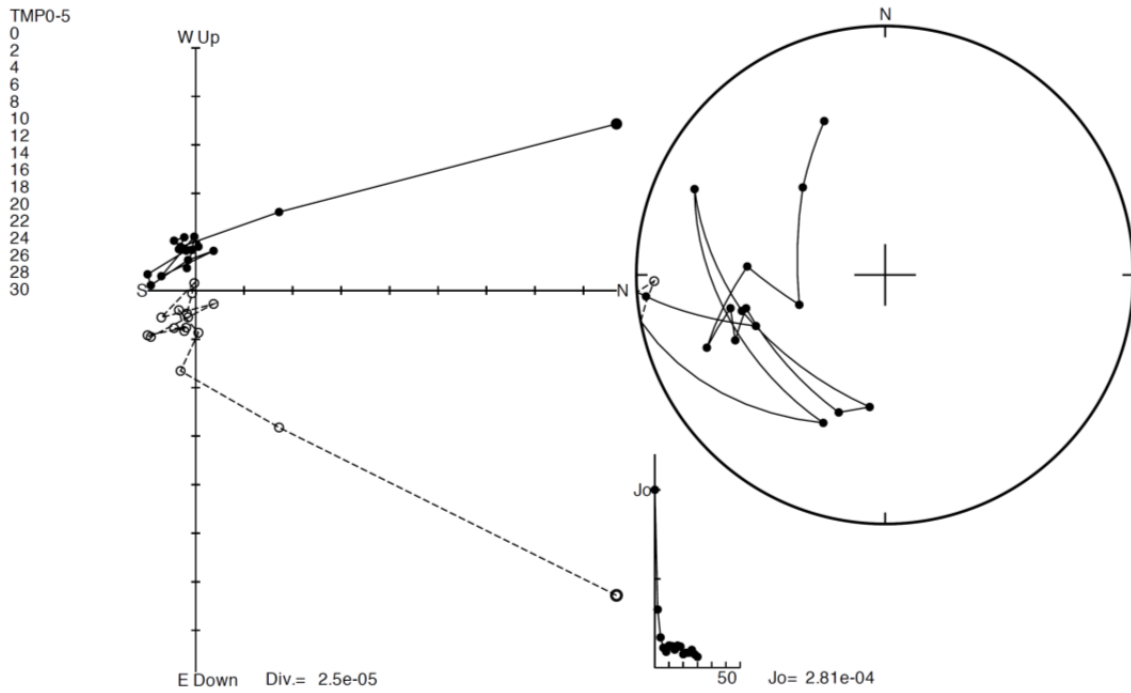


図 19. 降下火砕物 TMP0 から採取した試料の段階交流消磁の結果。磁化強度の単位は, emu、特徴的な残留磁化の判別ができなかった。

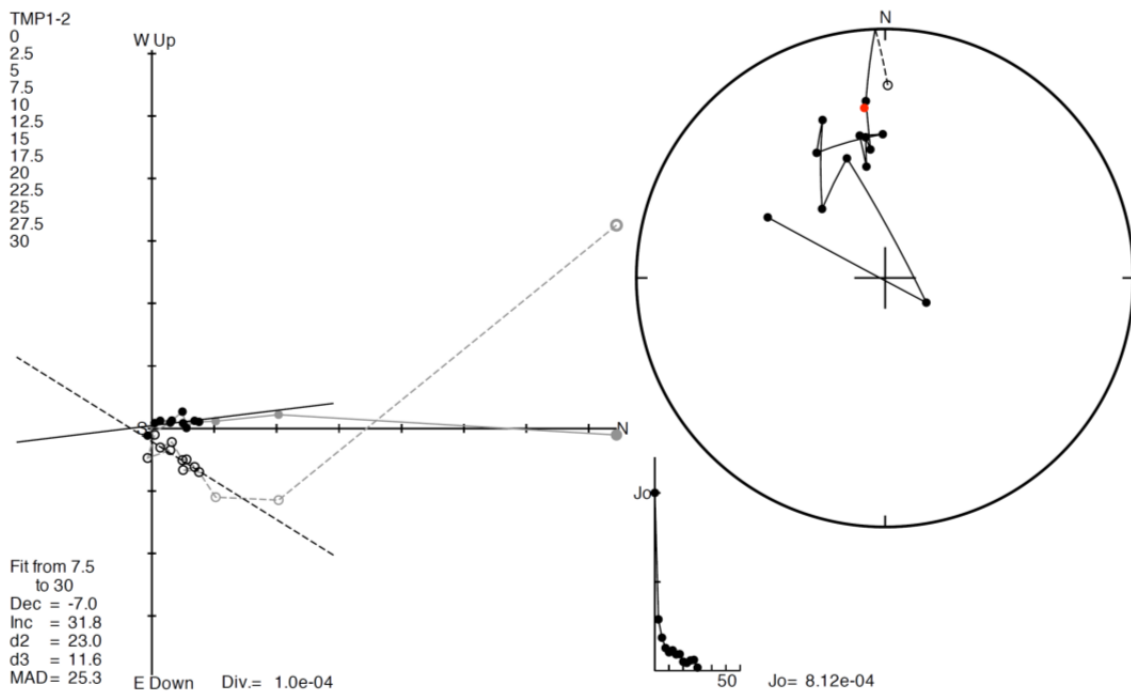


図 20. 火砕流堆積物基底部 TMP1 から採取した試料の段階交流消磁の結果。

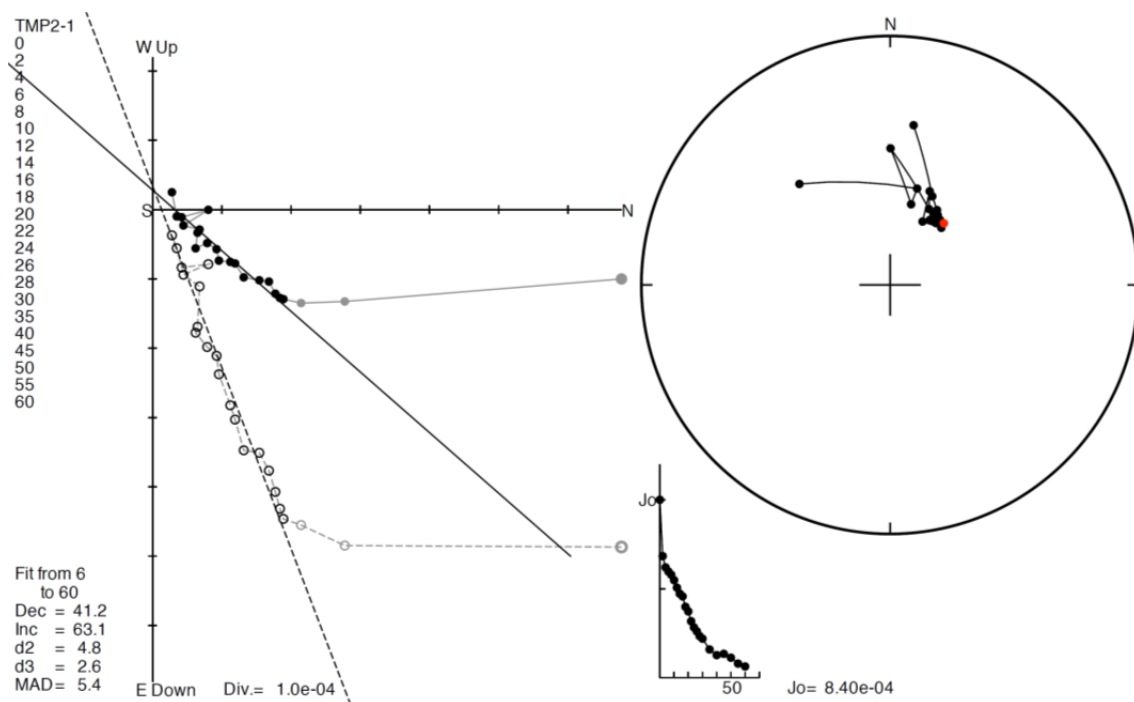


図 2 1. 火砕流堆積物本体部 TMP2 から採取した試料の段階交流消磁の結果。

5-2. Mamaku/Ohakuri 火砕流堆積物

段階交流消磁の結果と得られた特徴的残留磁化方位の分布について説明する。まず、各サイト 1 試料の段階交流消磁実験をスピナー磁力計と交流消磁装置を用いて行った。段階交流消磁装置により、最大 100 mT の交流磁場を試料に適用した。残留磁化は、0.02~0.08 A/m 程度であり、スピナー磁力計で十分に測定できる磁化強度であることが確認できた。次に、5 サイトについて、各サイト 4 試料ずつ段階交流消磁を行った。

5 サイトの交流消磁の結果例を図 2 2~図 2 6 に示す。いずれのサイトの試料も 20~30 mT 以下の低保磁力に直線的でない磁化成分が見えた。20~30mT 以上の磁化成分については、原点に向かって直線的に減衰していく磁化成分が見えるものが多い。後者の磁化成分を選んで主成分解析を行い、得られた磁化方位を特徴的残留磁化方位とした。

各サイトの試料から得られた特徴的残留磁化方位とそれらの平均方位を表 2 および図 2 7~図 3 1 に示す。まず、95%信頼限界は、6-14 度であった (表 2)。5 サイトのうち、4 サイトは降下火山灰で、1 サイトは非溶結火砕流である。降下火山灰層の 95%信頼限界は 9~14 度であった。非溶結火砕流 (Unit 4) の 95%信頼限界は最も小さく 6 度であった。全体的に 95%信頼限界が、支笏カルデラや鬼界カルデラ噴出物の降下火山灰層 (いずれも 10 度以下) に比べて大きいのは、後で述べるように、これらの磁化が地球磁場強度が弱い (現在の数分の一である) エクスカーションの期間に獲得されたことと関係があると考えられる。

5 サイトの平均方位は、いずれも試料採取地点の地軸双極子磁場方位（偏角 0 度、伏角 -57 度）からは、いくらか異なる方位をもっていて、エクスカージョンの期間における磁場方位と考えられる。Mamaku 火砕流については、すでに複数サイトで古地磁気方位を測定した研究があり [38]、24 万年前のエクスカージョンを記録していると報告されている。今回測定した 5 サイトは、エクスカージョン期間の地磁気変動を連続的に記録していると考えてよいだろう。Unit 4（非溶結火砕流堆積物）は、Mamaku 火砕流 に対比されているが、偏角が 175 度で伏角は -84 度であった。これは、従来研究 [38] の溶結凝灰岩のデータとは、10~20 度異なるが（図 3 2）、偏角が南東であり、まずまず似ている。

5 サイトは、下位から Precursor（降下火山灰）、Unit 1（降下火山灰）、Unit 4（非溶結火砕流堆積物）、Unit 5L（降下火山灰）、Unit 5U（降下火山灰）である。Unit 1 と Unit 4 の平均方位は 16 度異なり、もう少し丁寧な統計的な検討を行う必要があるが、95%信頼限界レベルでみて、おそらく区別できそうである。また、Unit 4 と Unit 5L の平均方位は 23 度異なり、95%信頼限界レベルでみて、区別できる。このことから、Unit 1 と Unit 4 および Unit 5 の間に時間間隙が示唆される。

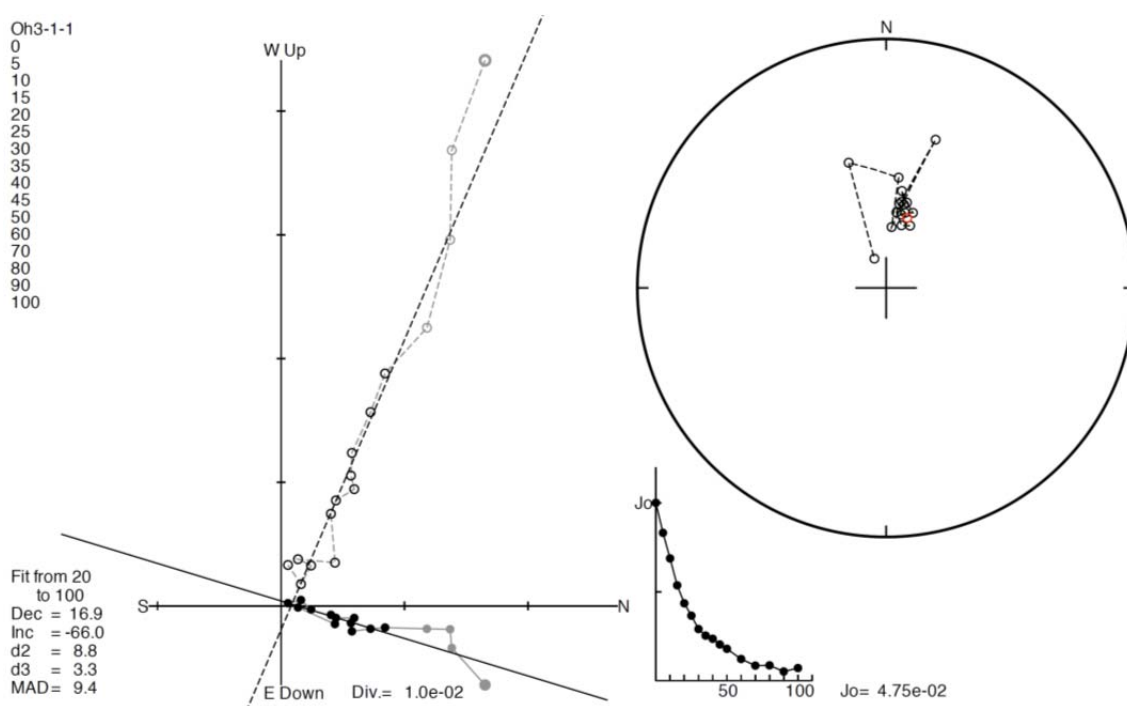


図 2.2. Precursor の火山灰（Site Oh3-1）から採取した試料の段階交流消磁の結果。磁化強度の単位は、単位体積あたりの磁化（A/m）。

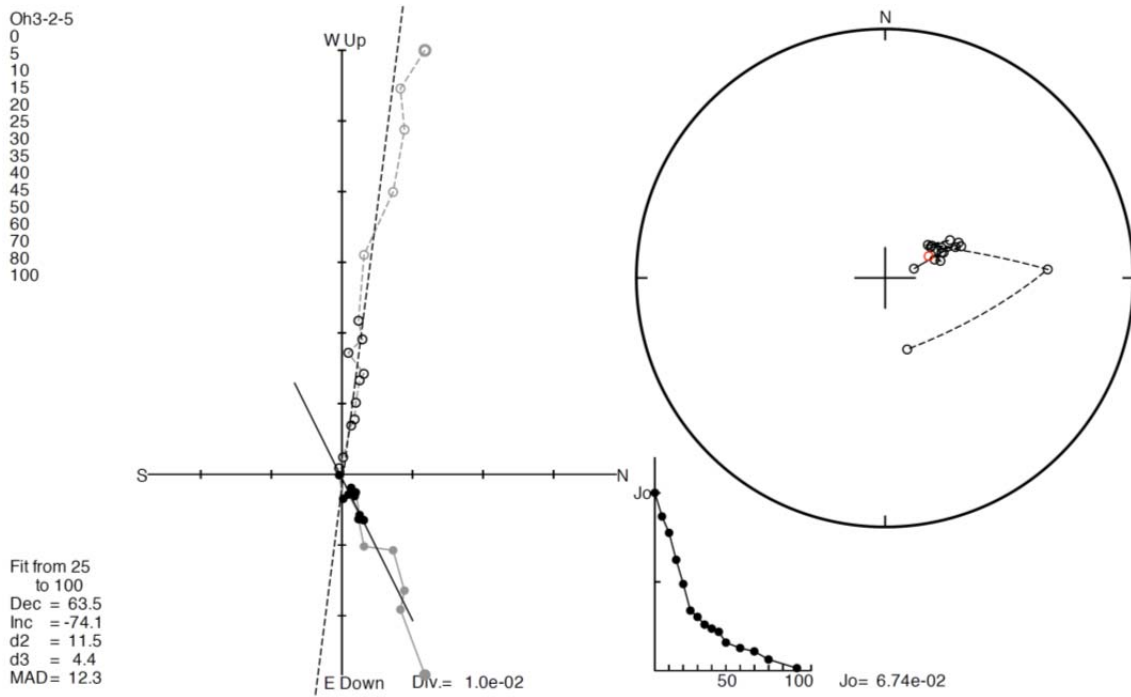


図 2 3 . Unit 1 の火山灰(Site Oh3-1)から採取した試料の段階交流消磁の結果。

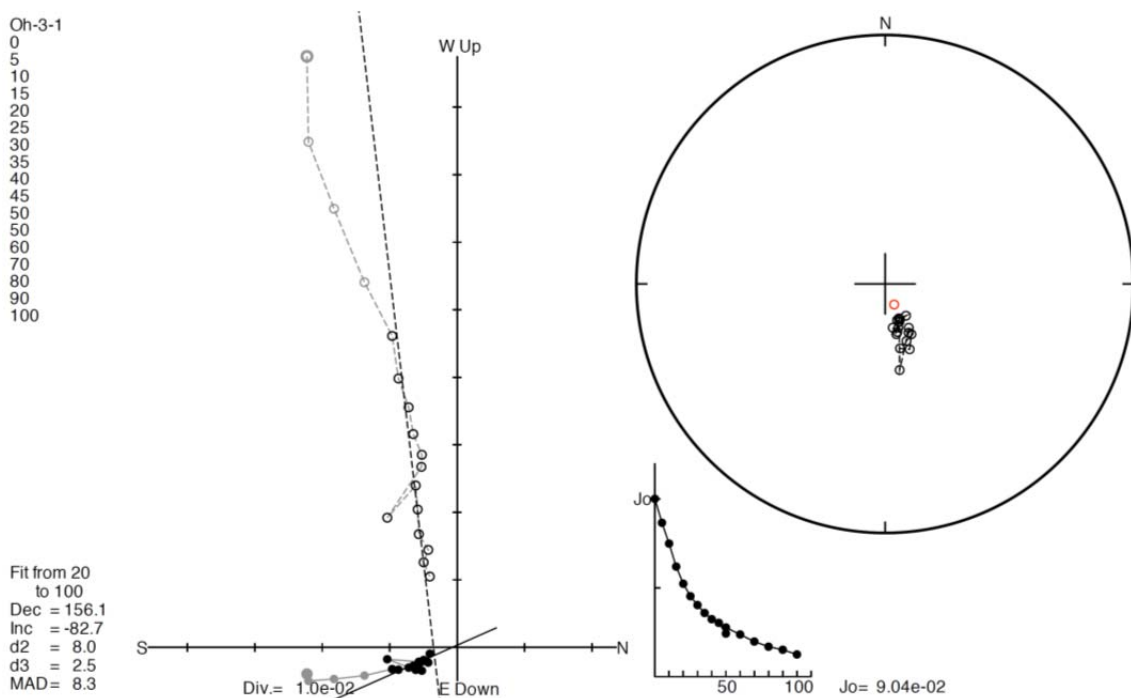


図 2 4 . Unit 4 の非溶結火砕流堆積物(Site Oh-3)から採取した試料の段階交流消磁の結果。

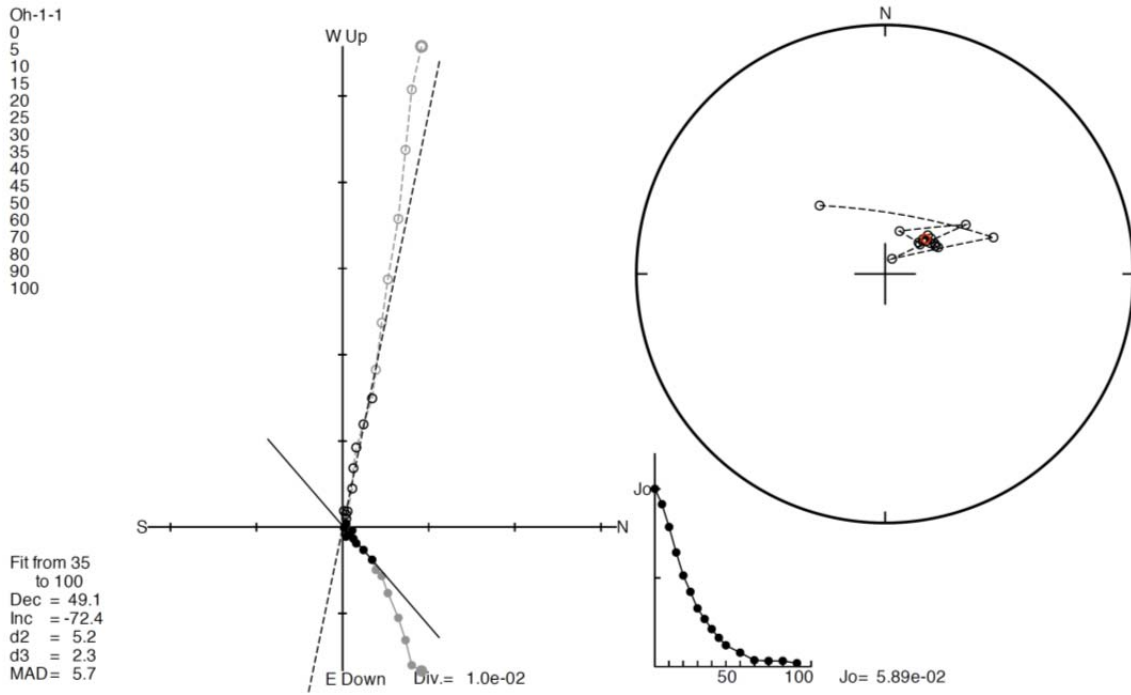


図 2 5 . Unit 5L の火山灰(Site Oh-1)から採取した試料の段階交流消磁の結果。

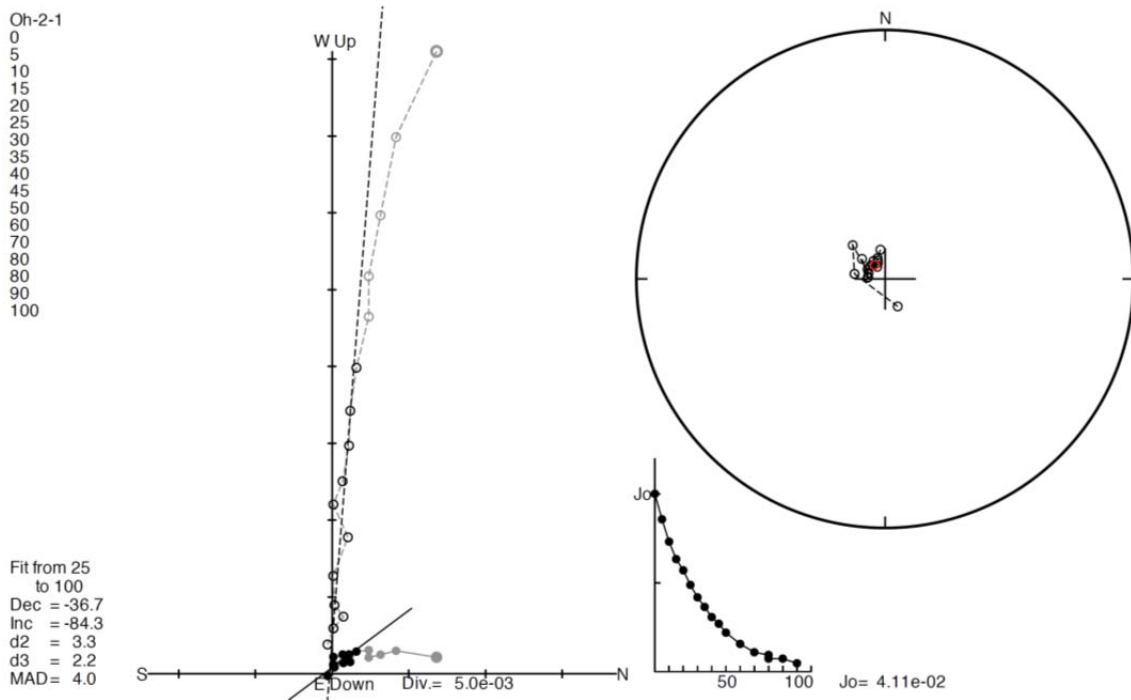
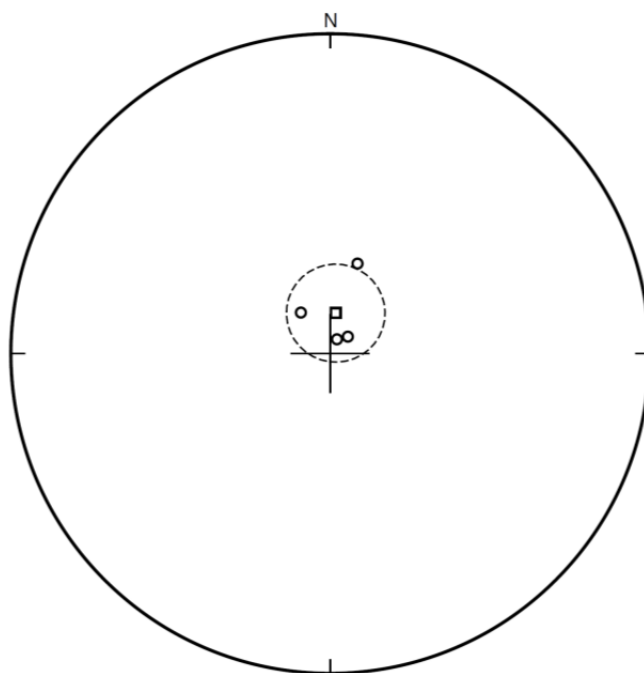


図 2 6 . Unit 5U の火山灰(Site Oh-1)から採取した試料の段階交流消磁の結果。

表 2. Mamaku/Ohakuri 火砕流の各ユニットの古地磁気測定結果

Unit	Site ID	Number	Dec (deg)	Inc (deg)	α_{95} (deg)	k	Material
Precursor	Oh3-1	4	7.8	-79.6	12.5	55.0	ash
Unit 1	Oh3-2	4	68.6	-76.5	10.7	74.3	ash
Unit 4	Oh-3	4	175.1	-83.7	6.1	231.0	pyroclastic flow deposit
Unit 5L	Oh-1	4	39.0	-72.2	9.6	91.9	ash
Unit 5U	Oh-2	4	111.2	-81.5	13.7	45.8	ash
(Axial dipole field)			0.0	-57.7			

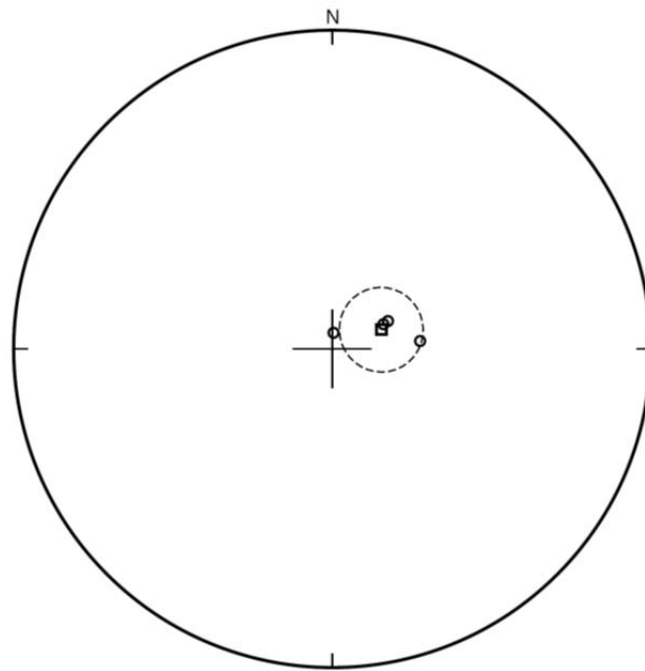
Site Oh3-1
Oh3-1-1
Oh3-1-2
Oh3-1-3
Oh3-1-4



N = 4
Dm = 7.8
Im = -79.6
 α_{95} = 12.5
k = 55.0
R = 3.94549

図 2 7. Precursor の火山灰 (Site Oh3-1) から採取した試料の特徴的残留磁化方位 (丸)。それらの平均方位 (正方形) とその 95% 信頼限界 (点線) も示す。

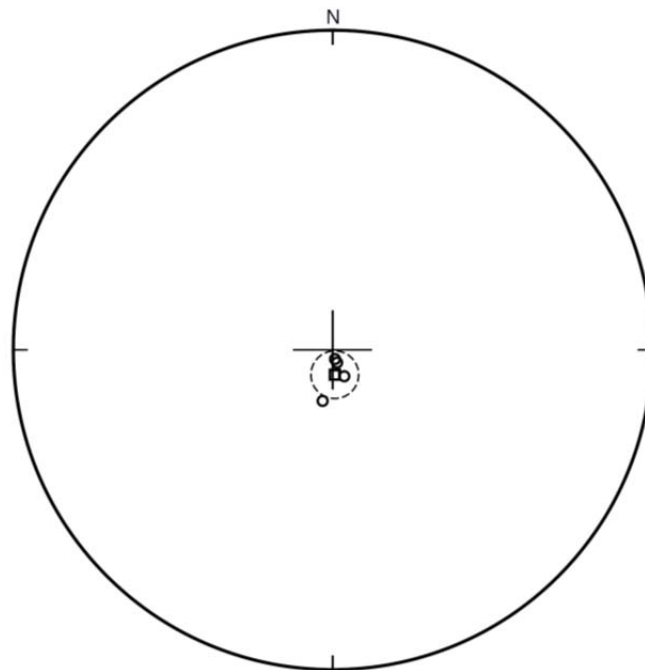
Site Oh3-2
 Oh3-2-3
 Oh3-2-4
 Oh3-2-5
 Oh3-2-6



N = 4
 Dm = 68.6
 Im = -76.5
 a95 = 10.7
 k = 74.3
 R = 3.95961

図 2 8 . Unit 1 の火山灰 (Site Oh3-2)から採取した試料の特徴的残留磁化方位 (丸)。それらの平均方位 (正方形) とその 95%信頼限界 (点線) も示す。

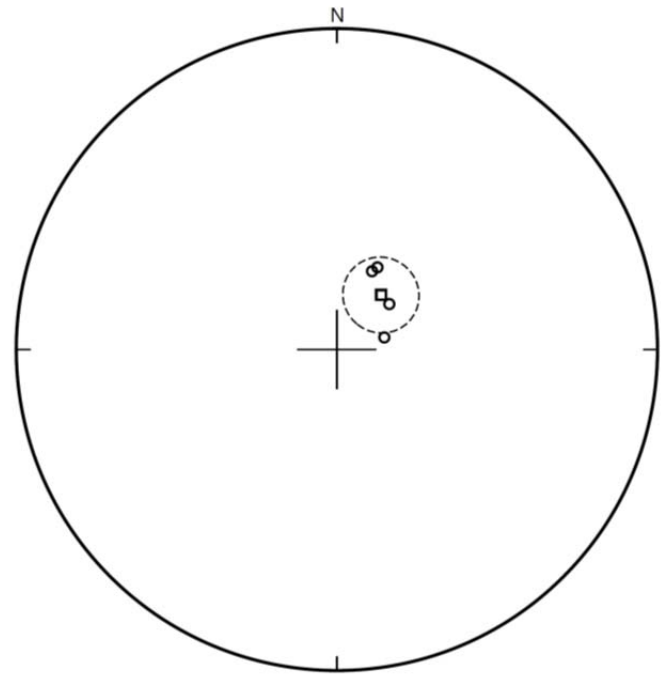
Site Oh-3
 Oh-3-1
 Oh-3-2
 Oh-3-3
 Oh-3-4



N = 4
 Dm = 175.1
 Im = -83.7
 a95 = 6.1
 k = 231.0
 R = 3.98701

図 2 9 . Unit 4 の非溶結火砕流堆積物 (Site Oh-3)から採取した試料の特徴的残留磁化方位 (丸)。それらの平均方位 (正方形) とその 95%信頼限界 (点線) も示す。

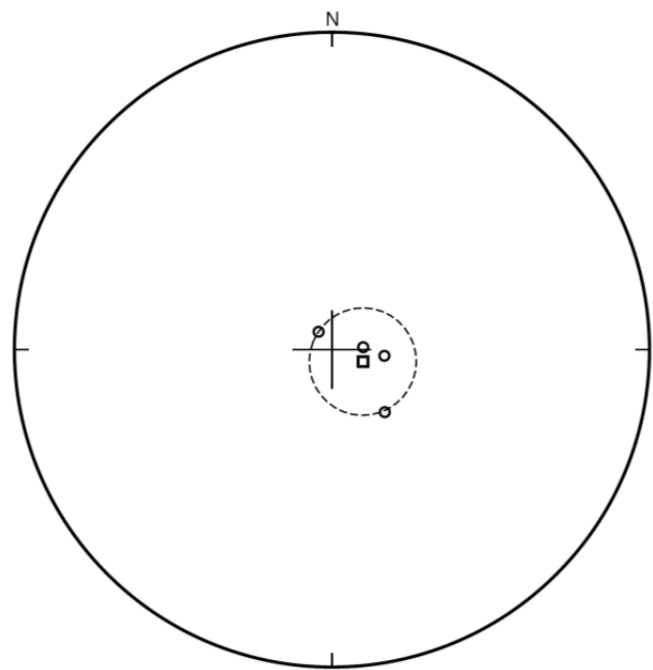
Site Oh-1
 Oh-1-1
 Oh-1-2
 Oh-1-3
 Oh-1-4



N = 4
 Dm = 39.0
 Im = -72.2
 a95 = 9.6
 k = 91.9
 R = 3.96735

図 3 0 . Unit 5L (Site Oh-1)の試料の) から採取した試料の特徴的残留磁化方位 (丸)。それらの平均方位 (正方形) とその 95%信頼限界 (点線) も示す。

Site Oh-2
 Oh-2-1
 Oh-2-2
 Oh-2-3
 Oh-2-6



N = 4
 Dm = 111.2
 Im = -81.5
 a95 = 13.7
 k = 45.8
 R = 3.93455

図 3 1 . Unit 5U (Site Oh-2)の試料の) から採取した試料の特徴的残留磁化方位 (丸)。それらの平均方位 (正方形) とその 95%信頼限界 (点線) も示す。

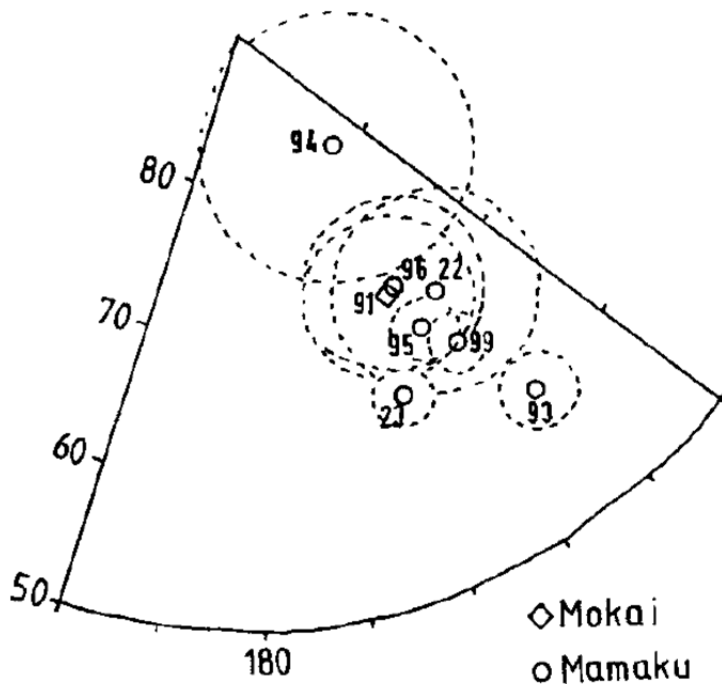


図 3 2. Tanaka et al. (1996) [38]で報告されている Mamaku 火砕流の古地磁気方位 (丸印)。偏角が南西向きであり、24 万年前のエクスカージョンを記録していると指摘される。

6. 議論

6-1. マグマ滞留時間に関する海外事例との比較検討

石英斑晶を用いた手法でマグマ滞留時間を推定した研究事例は、北米の Bishop tuff[2]とタウポ火山帯の Oruanui 火砕流および Mamaku 火砕流である[39]。ここでは、これらの研究と本研究の結果について比較検討を行う。まずこれらの先行研究では、石英の累帯構造境界の TiO_2 拡散時間だけでなく、石英中のメルト包有物の形状分析も行って、推定時間データのクロスチェックを行っている。Bishop tuff の研究では、さらに結晶サイズ分布による 3 重チェックも行っている。以下には、これらクロスチェックの手法を簡単に説明する。

石英晶出時に取りこまれたメルト (ガラス包有物) は、理論的には、体積一定のまま、球状から重六角錐へと変化して終了すること知られており、この変化はメルト-ホスト間の熱拡散にコントロールされる[39]。この前提のもと、三次元 X 線解析装置を用いて実際のガラス包有物形状を決定し、球体から今の形状に変化するまでに要した時間を見積もるのが、第 1 のクロスチェック法である。第 2 のクロスチェック法は、メルト 100% の珪長質マグマが結晶 100% の花崗岩になる過程で、結晶サイズの分布変化することを利用する。Ti の拡散時間などから実際に求めた結晶成長速度を用いて、理論的に結晶サイズごとの体積占有率の時間変化を求め、この理論値と実際の結晶サイズ分布を比較することで、メルト 100% のマグマが今の結晶量になるまでの時間を概算できる。

このようなクロスチェックを経て得られたマグマ滞留時間は、Bishop tuff で数百年～数千年、Oruanui および Mamaku 火砕流では数十～数百年と報告されている。本研究では、

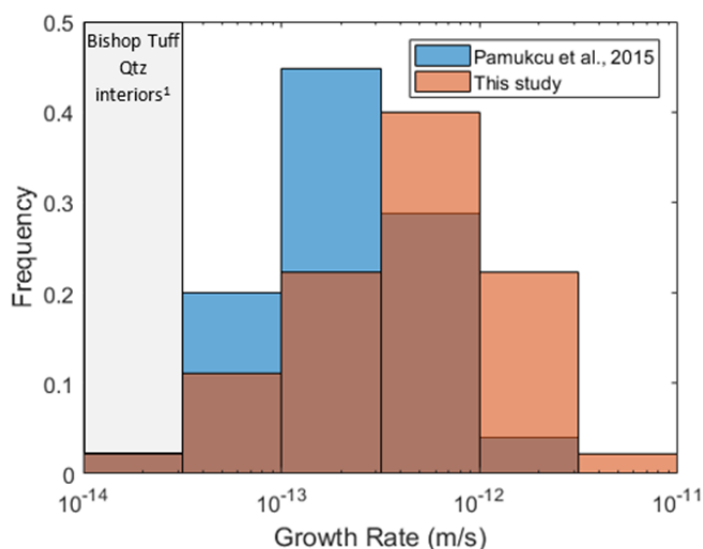


図 3 3. 算出した成長速度の頻度分布図。青が Oruanui と Mamaku 火砕流。オレンジが本研究。茶色は両者が重なる領域。灰色は Bishop Tuff の石英の中心部についてのみ示したデータで、比較的成長速度が遅いことが分かる。

上記のようなクロスチェックを行っていないが、十勝地域の火砕流群は、これらの公表値と同時間スケールのマグマ滞留時間を示すことが分かる。特に、タウポ火山帯の2つの火砕流と類似した、比較的短い時間スケールであることが分かる。石英結晶の成長速度を見ても、本研究で求めた値 ($2.1 \times 10^{-14} \sim 2.8 \times 10^{-12}$ m/s) と、Bishop Tuff や Oruanui および Mamaku 火砕流の研究で求められた値はほぼ同じ範囲を示し (図 3 3)、また、斑晶量の多い火砕流ほど滞留時間が長いという傾向も一致することから (表 3 3)、今回得られた結果は先行研究と比較しても妥当な値であると結論できる。なお、Bishop Tuff の斑晶量は、最大で 25%程度[40]、Orunai および Mamaku 火砕流のそれは十勝三股火砕流と同様で 10%前後[41],[42]である。

6-2. 古地磁気方位による堆積時間差の見積もり

十勝三股火砕流の3ユニットの予察的な測定結果に基づくならば、TMP2からは特徴的残留磁化が得られるかもしれないが、TMP0およびTMP1からは、信頼度の高い特徴的残留磁化を得ることが難しいという見通しをもった。TMP0とTMP1の試料の保磁力がいずれも低く、30mTまでの低い交流磁場ステップによりほとんどの磁化を失う。これらのサイトからは、信頼度の高い古地磁気方位を得ることが難しい。平成27, 28年度に測定を行った鬼界カルデラ形成噴火(7.3 ka)や支笏火砕流(40 ka)に比べて、十勝三股火砕流(1 Ma)は年代が古く、風化の影響が大きいとも考えられる。あるいは、風化の影響というよりも、

そもその初生磁化が、安定性の低い（保磁力の低い）磁化であった可能性もある。これらの点の検討は、今後の課題とする。

一方、Mamaku/Ohakuri 火砕流（240 ka）の 5 サイトの降下火山灰・火砕流堆積物は、まずまず安定した残留磁化を保持していた。これらの 5 サイトは、地磁気エクスカージョンを記録していた。Unit 1 と Unit 4 は、おそらく異なる残留磁化方位を示し、Unit 4 と Unit 5L は、異なる残留磁化方位をもっている（図 3 4）。エクスカージョンの期間中は、通常時の永年変化の速度はかなり早いと推測される。2000～3000 年程度の短い期間に、仮想地磁気極が極から大きく離れて、また元の極に戻るのがエクスカージョンである[43]。これに基づき、2000 年間に 180～360 度度分の方位変化が起きたとするならば、1 年あたり 0.1～0.2 度の方位変化量である。すなわち、前述の古地磁気方位の違いは、それぞれ 80～160 年と 115～230 年の時間間隙になる。つまり、Unit 1 と Unit 4 の間および Unit 4 と Unit 5 の間に、それぞれ 100～200 年の時間間隙が示唆される。

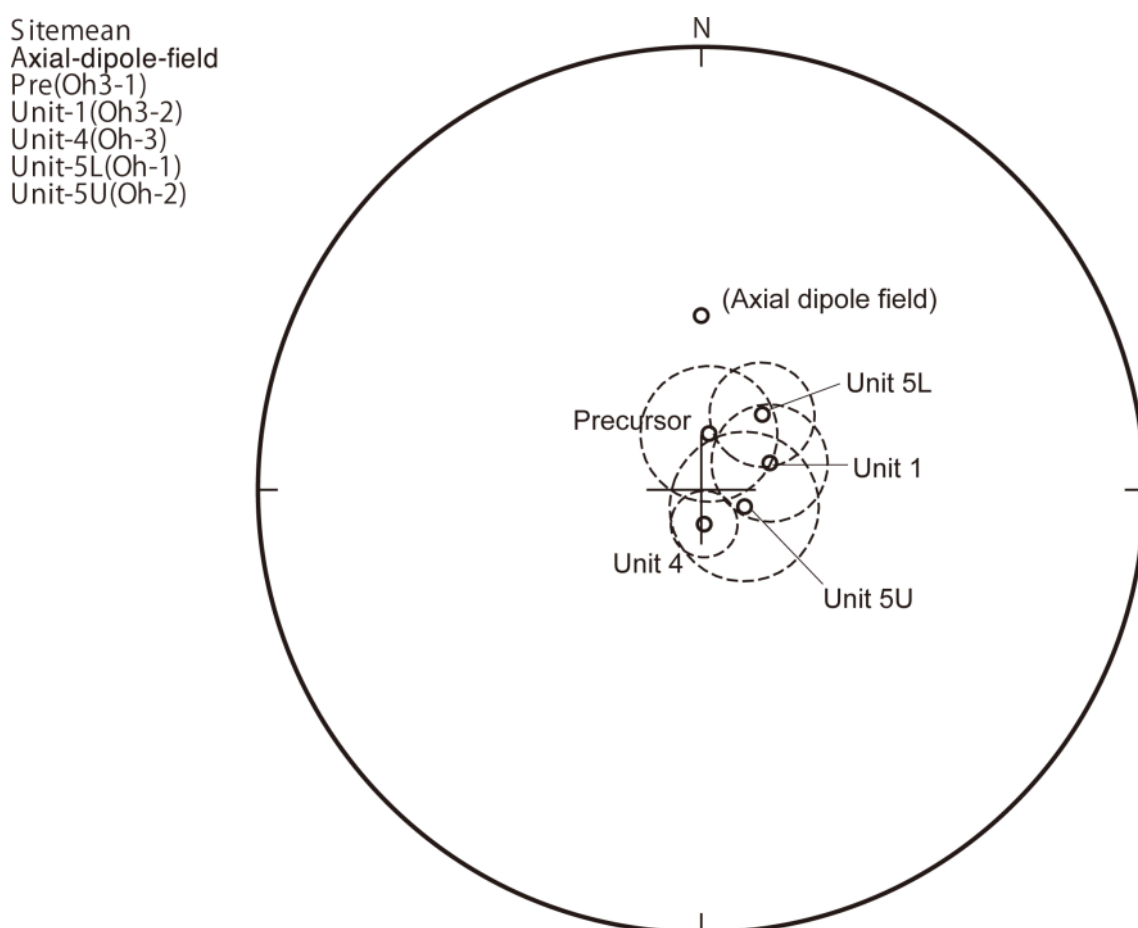


図 3 4. 5 ユニットの平均磁化方位。地軸双極子磁場方位とはいくらか異なる。エクスカージョン期間の地球磁場を記録していると推察される。

6-3. マグマ溜りの統合的モデル

近年のマグマ溜り（特にカルデラ噴火を起こす珪長質で巨大なマグマ溜り）の概念は、地殻内にできた固相（＝結晶）ネットワークの粒間にメルトを蓄える **magma reservoir** と、**magma reservoir** からのメルト分離や **magma reservoir** のネットワーク解体（高温マグマ注入による熔融など）によってできたメルト主体の **magma chamber** からなるとされる[44]。このモデルに基づけば、**magma reservoir** を構成する鉱物（**antecryst**）が、より長い（数万年以上）マグマ滞留時間を記録し、**magma chamber** から晶出した鉱物（**autocryst**）が、より短い滞留時間を記録していることになる[45]。従来研究で、数万年以上のマグマ滞留時間を示したのは、**antecryst** を分析した結果と解釈できる。本研究で分析した十勝地域の火砕流中の石英は、周縁部に火山ガラスを付していることを注意深くチェックしたもので、**autocryst** である。これらから求めたマグマ滞留時間は、数十年～数百年と、従来の概念よりも短い値を示した。この時間スケールは、日本と同じく島弧―海溝系に位置するニュージーランド、タウポ火山地域の **Oruanui** および **Mamaku** 火砕流からえられた結果と同様である。

さらに本研究では、古地磁気方位を利用して、一つの火砕流を構成するユニット間の時間間隙を見積もった。十勝三股火砕流からは良好なデータは得られなかったが、**Mamaku/Ohakuri** 火砕流からは、ユニット間の時間間隙が数百年と見積もられた。地磁気エクスカッションという、地磁気方位の変化速度が非常に早い時期にも関わらず、鬼界カルデラや支笏カルデラの事例と同じようなオーダーの時間間隙であった。ここで特に注目すべきは、マグマ滞留時間と、噴火中の時間間隙が、数十年～数百年のオーダーを示す点で一致することである。マグマ滞留時間のデータからは、大規模（ $>100 \text{ km}^3$ ）な **magma chamber** がその状態を維持できる限界の時間スケールが数十年～数百年であると解釈できる。体積 100 km^3 以上のメルト主体の **magma chamber** を地殻浅部に長時間維持するのが難しいことは、珪長質マグマ溜まりの化石とも言える花崗岩の研究からも、多様な年代測定や熱力学的シミュレーションによって主張されている[46]。古地磁気学的手法の結果は、従来短時間（数日～数年）で連続的に発生すると考えられてきた大規模噴火は、実際には地質学的に分けたユニットごとに間欠的に発生しており、その時間間隙は数十年以上であることを示唆している。

上記2つの手法によるデータを総合すると、従来1回の噴火とされていたカルデラ噴火のイベント内であっても、それを供給した **magma chamber** は単一ではなく、地殻内において「生成しては噴出する」というサイクルを複数回繰り返している可能性が指摘できる。同一の **magma reservoir** には起因するが、そこから数十～百年という短い時間スケールで大量（ 100 km^3 以上）のメルトが抽出・滞留し「時間的に異なる **magma chamber**」が繰り返し生成されるというモデルである。このモデルに従えば、カルデラの形成も1回の陥没ではなく、複数回の陥没機構を想定する必要がある。世界中の多くのカルデラが、1回の陥没による単純なピストンシリンダー型の内部構造を持たず、複数回の陥没によってでき

る複雑な内部構造を持つことは、火山地質学的、構造地質学的、地球物理学的にも指摘されており[47], [48]、上記のモデルとも調和的と言える。カルデラ噴火を起こすような地域（あるいは時期：例えば現在のタウポ火山帯や北米の Yellow Stone 火山地域）では、マントルから地殻へのマグマ（および熱）のフラックスが大きく、大規模な magma reservoir の形成と、そこからのメルト分離で発生する magma chamber の形成は、比較的容易で短時間かつ定常的に実現可能と考えられる[49]。またいくつかのカルデラ噴火では、複数のユニット（ユニット間の時間差は不明であるが）が、繰り返す高温マグマの貫入にトリガーされて発生したとする報告がなされており[50], [51]、このモデルと整合的と言える。

上記のモデルの妥当性を検証したい場合は、まずは一つのカルデラ噴火中のユニット間における時間間隔が、通常考えられているよりも大きく、数十～数百年であることをより多くの事例で証明する必要がある。また、特定の magma reservoir から、繰り返し magma chamber の形成が起こっているならば、同位体比組成などは一定であるが、時間とともに、それぞれの magma chamber の微量元素組成や圧力条件、滞留時間が変化すると思われる。これを検出するためには、ユニットごとの組成変化を系統的に精査する必要がある。なお、Mamaku/Ohakuri 火砕流では、ユニットごとのマグマについて、微量元素組成や圧力条件が異なることが分かっており[42]、上記のモデルを強く支持する。

7. 結論（まとめ）

本研究では、カルデラ噴火の 1) 準備プロセスと 2) 噴火プロセスに関する時間スケールを見積もるため、最新の手法を用いたケーススタディーを行った。

1) については、国内の美瑛火砕流および十勝三股火砕流を対象に、石英斑晶を用いたマグマ滞留時間推定法を適用した。その結果、数十～数百年という値を得た。この値は、同手法を国外のカルデラ噴火事例に適用した既報の結果と調和的である。石英の成長速度も $10^{-14} \sim 10^{-12}$ (m/s) のオーダーを示す点で既報の結果と一致し、さらに、軽石中の結晶量が多いほど、それを供給したマグマの滞留時間が大きくなる傾向があることを明確にすることができた。

2) については、国内の十勝三股火砕流および国外の Mamaku-Ohakuri 火砕流を対象に、古地磁気方位を用いた手法を適用した。十勝三股火砕流の噴出物については、予察的な測定結果によれば、良質な古地磁気方位データが得られなかった。Mamaku-Ohakuri 火砕流の噴出物については、5 サイトの古地磁気方位を得た。得られた古地磁気方位に基づいて、エクスカージョン時の方位変化を 0.1-0.2 度/年と仮定すると、Mamaku-Ohakuri 火砕流の噴出物には 100-200 年の時間間隔が 2 回含まれることが示唆される。

以上の結果を統合すると、次のようなモデルが提示できる。

まず、最新の研究も加味すると、カルデラ噴火の発生場あるいは発生時期には、その地殻下部～上部の広範囲におよぶような大規模な Mash 状（結晶ネットワークの粒間にメルトが充填する構造）の magma reservoir が存在し、定常的にマントルからのマグマ（熱）

の供給が起こっている。このシステムでは、a) **magma reservoir** からの珪長質メルトの分離→b) 分離メルトが浅所へ移動して **magma chamber** を形成→c) **magma chamber** の滞留→d) 噴火、というサイクルが繰り返される。従来1回のカルデラ噴火と考えられていたイベントも、このサイクルを、数十年～数百年という時間スケールで複数回繰り返している可能性が高い。これは、一つの火砕流を構成するユニット間に数十～数百年の時間間隙が見出されることと、**magma chamber** の滞留時間が数十年～数百年という値を示し、両時間スケールが一致することから考察される妥当なモデルであると結論できる。

参考文献

- [1] Calvin F. Miller, 2016, Eruptible magma PNAS, 113 (49), 13941-13943.
- [2] Gualda GAR, Pamukcu AS, Ghiorso MS, Anderson AT Jr., Sutton SR, Rivers ML., 2102, Timescales of quartz crystallization and the longevity of the Bishop giant magma body. Plos One, 7(5):e37492. doi: 10.1371/journal.pone.0037492 pmid:WOS:000305353400028.
- [3] Pamukcu AS, Gualda GAR, Begue F, Gravley DM., 2015, Melt inclusion shapes: Timekeepers of short-lived giant magma bodies. Geology, 43(11):947-50. doi: 10.1130/g37021.1 pmid:WOS:000364057700005.
- [4] 長谷川健・望月伸竜・大岩根尚, 印刷中, 堆積物から超大規模噴火の継続時間を読みとる方法, 地学雑誌.
- [5] 池田保夫, 1982, 北海道十勝川上流地域の酸性火砕流堆積物の層序と火山活動史. 地質雑, 88, 55-70.
- [6] 吉田充夫, 1983, 北海道十勝地方および石狩低地帯の鮮新～更新統. 地団研専報, no. 25, 105-113.
- [7] Wilson, C.J.N., Rogan, A.M., Smith, I.E.M., Northey, D.J., Nairn, I.A., Houghton, B.F., 1984, Caldera volcanoes of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Jour. Geophys. Res., 89, 8463-8484.
- [8] Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., McWilliams, M.O., Lanphere, M.A., Weaver, S.D., Briggs, R.M. and Pringle, M.S., 1995, Chronology and dynamics of a large silicic magmatic system: Central Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology*, 23, 13-16.
- [9] Cherniak D.J., Watson E.B., Wark D.A., 2007, Ti diffusion in quartz. Chemical Geology 236: 65-74.

- [10] Gualda GAR, Sutton SR. (2016) The Year Leading to a Supereruption. PLoS ONE, 11(7): e0159200. doi:10.1371/journal.pone.0159200
- [11] Gualda GAR, Ghiorso MS, Lemons RV, Carley TL. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53(5):875–90. doi: 10.1093/petrology/egr080 pmid:WOS:000303335500001.
- [12] Gualda GAR, Ghiorso MS. (2011) Comment on ‘A metamodel for crustal magmatism: Phase equilibria of giantignimbrites’ by S. J. Fowler and F. J. Spera. *Journal of Petrology* 52: 431–434.
- [13] Hirooka, K., 1971, *Archaeomagnetic Study for the Past 2,000 Years in Southwest Japan*, *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University. Series of geology and mineralogy*, 38(2): 167-207.
- [14] 中島正志・藤井純子, 1998, 阿蘇4火山灰および阿蘇火砕流堆積物の古地磁気方位, *第四紀研究*, 37, 371–383.
- [15] Fujii, J., Nakajima, 2001, T. and Kamata, H., Paleomagnetic directions of the Aso pyroclastic-flow and the Aso-4 co-ignimbrite ash-fall deposits in Japan. *Earth Planets Space*, 53, 1137-1150.
- [16] 安田裕紀・佐藤鋭一・和田恵治・鈴木桂子, 2015, 大雪山御鉢平カルデラ起源の2種類の火砕流堆積物の噴出間隔: 古地磁気方位に基づく推定. *火山*, **60**, 447-459.
- [17] Reynolds, R.L., 1979, Comparison of the TRM of the Yellowstone Group and the DRM of some Pearlette ash beds. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4525–4532.
- [18] 中島正志・藤井純子, 1995, 始良 Tn テフラの古地磁気方位. *第四紀研究*, **34**, 297–307.
- [19] Hayashida, A., Kamata, H. and Danhara, T., 1996, Correlation of widespread tephra deposits based on paleomagnetic directions: link between a volcanic field and sedimentary sequences in Japan. *Quaternary International*, 34-36, 89-98.

- [20] 守屋以智雄, 2003, 石狩山地の古い火山群と大雪・十勝・然別火山群. 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会, 東京, 118-133.
- [21] 山岸宏光, 1976, 北海道中央部糠平周辺地域の堆積盆に見られる陥没構造. 北海道立地下資源調査所報告, no. 48, 21-31.
- [22] Yamamoto, A., 2004, Dense Clustering of Latest Cenozoic Caldera-like Basins of Central Hokkaido, Japan, Evidenced by Gravimetric Study. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. VII, 12, 75-95.
- [23] 池田保夫・向山 栄, 1983, 北海道, 富良野—旭川地域の火砕流堆積物の層序と対比. 地質雑, 89, 163-172.
- [24] 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1990, 平成元年度全国地熱資源総合調査(次) 広域熱水流動系調査 十勝地域, 火山岩分布・年代調査, 報告書要旨, 231p.
- [25] 北海道防災会議, 2014, 十勝岳 火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策第 II 版(全編). 北海道における火山に関する研究報告書第 15 編 (CD-ROM).
- [26] 西来邦章・石毛康介・島田駿二郎・中川光弘, 2017, 北海道中央部, 美瑛～上川地域に分布する十勝カルデラ周辺の火砕流堆積物の FT 年代及び U-Pb 年代, 火山, 62, 83-94.
- [27] 石井 英一・中川光弘・齋藤宏・山本明彦 (2008) 北海道中央部, 更新世の十勝三股カルデラの提唱と関連火砕流堆積物-大規模火砕流堆積物と給源カルデラの対比例として, 地質学雑誌, 114, 348-365
- [28] 斎藤昌之・土居繁雄・長谷川潔, 1960, 5 万分の 1 地質図幅および説明書「石狩岳」. 北海道立地下資源調査所, 43 p.
- [29] 松井 愈・松澤逸巳・山口昇一, 1970, 十勝平野の前期洪積統--長流枝内層について一. 第四紀研究, 9, 123-127.

- [30] Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., McWilliams, M.O., Lanphere, M.A., Weaver, S.D. and Briggs, R.M., 1995, Volcanic and structural evolution of Taupo Volcanic Zone, New Zealand: a review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 68, 1-28.
- [31] Cole, J.W., Deering, C.D., Burt, R.M., Sewell, S., Shane, P.A.R. and Matthews, N.E. 2014, Okataina Volcanic Centre, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: A review of volcanism and synchronous pluton development in an active, dominantly silicic caldera system. *Earth-Science Reviews*, 128, 1-17.
- [32] Gravley, D. M., Wilson, C. J. N., Leonard, G. S. and Cole, J. W., 2007, Double trouble: Paired ignimbrite eruptions and collateral subsidence in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *GSA Bulletin*, 119, 18-30.
- [33] Gualda, G. A. R. and Ghiorso, M. S., 2014, Phase-equilibrium geobarometers for silicic rocks based on rhyolite-MELTS. Part 1: Principles, procedures, and evaluation of the method. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer Berlin Heidelberg 168, 1033.
- [34] Rollinson, H.R., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, London.
- [35] Day, W. H. E. and Edelsbrunner, H., 1984, Efficient algorithms for agglomerative hierarchical clustering methods. *Journal of Classification*. Springer-Verlag 1, 7–24.
- [36] Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H., 2012, Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164, 317-339.
- [37] Ikeda, Y., 1991, Geochemistry and magmatic evolution of Pliocene-early Pleistocene pyroclastic flow deposits in central Hokkaido, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan* 97, 645–666.

- [38] Tanaka, H., Turner, G. M., Houghton, B. F., Tachibana, T., Kono, M., and McWilliams, M. O., 1996, Paleomagnetism and chronology of the central Taupo Volcanic zone, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 124, 919–934.
- [39] Pamukcu A. S., Gualda G. A. R., Begue F., Gravley D. M., 2015, Melt inclusion shapes: Timekeepers of short-lived giant magma bodies. *Geology*, 43(11):947–50. doi: 10.1130/g37021.1 pmid:WOS:000364057700005.
- [40] Gualda, G. A. R., Cook, D. L., Chopra, R., Qin, L., Anderson, A. T., Jr. and Rivers, M. 2004, Fragmentation, nucleation and migration of crystals and bubbles in the bishop tuff rhyolitic magma. *Trans Roy Soc Edin Earth Sci* 95:375–390.
- [41] Wilson, C. J. N., Blake, S., Charlier, B. L. A nad Sutton, A. N. (2006) The 26.5 ka Oruanui eruption, Taupo volcano, New Zealand: Development, characteristics and evolution of a large silicic magma body. *Jour. Petrol.* 47, 35-69.
- [42] Bégué, F., Deering, C. D., Gravley, D. M., Kennedy, B. M., Chambefort, I., Gualda, G. A. R. & Bachmann, O., 2014, Extraction, Storage and Eruption of Multiple Isolated Magma Batches in the Paired Mamaku and Ohakuri Eruption, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Petrology*, 55, 1653-1684.
- [43] 小田啓邦, 頻繁に起こる地磁気エクスカージョン～ブルネ正磁極期のレビュー～, 2005, 地学雑誌, 114, 174-193.
- [44] Bachmann, O. and Bergantz, G.W., 2008, The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, 4, 17-21.
- [45] Ruprecht, P., Bergantz, G.W., Cooper, K.M. and Hildreth, W., 2012, The crustal magma storage system of Volcán Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity. *Journal of Petrology*, 53, 801-840.
- [46] Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., and Taylor, R.Z. (2004) Are

plutons assembled over millions of years by amalgamation from small. 190 magma chambers?: GSA Today, 14, 4-11.

- [47] Smith, V. C., Shane, P. and Nairn, I. A., 2005, Trends in rhyolite geochemistry, mineralogy and magma storage during the last 50 kyr at Okataina and Taupo volcanic center, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 148, 372-406.
- [48] Yokoyama, I., 2005, A side view of geophysical research of caldera structure for the recent 50 years, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 50, S59-S76.
- [49] Gravley D. M., Deering C. D., Leonard G. S. and Rowland J. V., 2016, Ignimbrite flare-ups and their drivers: A New Zealand perspective. *Earth-Science Reviews* 162: 65-82.
- [50] 増渕佳子・石崎泰男, 2011, 噴出物の構成物組成と本質物質の全岩および鉱物組成から見た沼沢火山の BC3400 カルデラ形成噴火(沼沢湖噴火)のマグマ供給系. *地質学雑誌* 117, 357 – 376.
- [51] 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. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2016.04.030

付録1
標準試料データ

Daily Average on RGM										
Average:	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	Na2O	K2O	TiO2	CaO	Total
2017/12/11	74.50	13.92	1.72	0.25	0.08	3.55	4.38	0.34	1.26	100.00
2017/12/12	74.24	14.01	1.53	0.25	0.05	4.06	4.34	0.30	1.22	100.00

% Diff from published values									
SiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	Na2O	K2O	TiO2	CaO	
0.41%	0.51%	-1.07%	-11.67%	119.84%	-13.71%	0.77%	24.57%	8.39%	
0.06%	1.16%	-12.00%	-11.67%	37.40%	-1.32%	-0.15%	9.92%	4.95%	

Published RGM-Normalized 74.20 13.85 1.74 0.28 0.04 4.11 4.35 0.27 1.16 100.00

Analyses												
Spectrum Label	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Total	Project Path
Spectrum 5	63.24	2.32	0.12	5.69	25.67	1.92	0.45	0.09	0.02	0.49	100	Pumice Glass_Dec2017/Specimen 1/Site 4
Spectrum 6	63.22	2.32	0.14	5.62	25.65	1.92	0.47	0.1	0.03	0.52	100	Pumice Glass_Dec2017/Specimen 1/Site 4
Spectrum 7	63.23	2.34	0.14	5.66	25.7	1.91	0.46	0.05	0.03	0.49	100	Pumice Glass_Dec2017/Specimen 1/Site 4
Spectrum 8	63.26	2.27	0.15	5.67	25.67	1.92	0.44	0.11	0.03	0.5	100	Pumice Glass_Dec2017/Specimen 1/Site 4
Spectrum 9	63.2	2.37	0.14	5.6	25.66	1.94	0.5	0.09	0.01	0.5	100	Pumice Glass_Dec2017/Specimen 1/Site 4
Spectrum 10	63.15	2.43	0.12	5.67	25.56	1.95	0.47	0.1	0.04	0.51	100	Pumice Glass_Dec2017/Specimen 1/Site 4
Spectrum 11	63.14	2.56	0.1	5.62	25.65	1.92	0.47	0.07	0	0.46	100	Pumice Glass_Dec2017/Specimen 1/Site 4
Spectrum 12	63.29	2.21	0.14	5.65	25.72	1.9	0.51	0.09	0.04	0.45	100	Pumice Glass_Dec2017/Specimen 1/Site 4
Spectrum 290	63.12	2.64	0.11	5.7	25.58	1.9	0.39	0.08	0	0.47	100	Pumice Glass_Dec2017/TOKM-1/RGM STD
Spectrum 291	63.08	2.69	0.13	5.66	25.6	1.93	0.45	0.04	0	0.41	100	Pumice Glass_Dec2017/TOKM-1/RGM STD
Spectrum 292	63.09	2.71	0.11	5.71	25.53	1.89	0.43	0.09	0.01	0.43	100	Pumice Glass_Dec2017/TOKM-1/RGM STD
Spectrum 293	63.02	2.74	0.12	5.68	25.45	1.92	0.48	0.09	0.04	0.46	100	Pumice Glass_Dec2017/TOKM-1/RGM STD
Spectrum 294	63.08	2.69	0.13	5.71	25.53	1.91	0.48	0.08	0.01	0.39	100	Pumice Glass_Dec2017/TOKM-1/RGM STD
Spectrum 295	63.04	2.77	0.12	5.66	25.51	1.9	0.46	0.07	0.01	0.46	100	Pumice Glass_Dec2017/TOKM-1/RGM STD
Spectrum 296	63.07	2.71	0.15	5.63	25.54	1.88	0.44	0.08	0.03	0.48	100	Pumice Glass_Dec2017/TOKM-1/RGM STD

Spectrum Label	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	MnO	FeO	Ba	Total	Project Path
Spectrum 3	3.94	0.25	13.79	74.68	4.23	1.22	0.21	0	1.6	0.07	100	Project 1/Specimen 1/Site 2
Spectrum 4	4.02	0.28	13.83	74.09	4.42	1.27	0.18	0.06	1.61	0.23	100	Project 1/Specimen 1/Site 2
Spectrum 5	3.98	0.23	13.98	74.13	4.3	1.2	0.3	0.04	1.71	0.12	100	Project 1/Specimen 1/Site 2
Spectrum 6	4.03	0.28	14.03	74.23	4.31	1.24	0.23	0	1.64	0	100	Project 1/Specimen 1/Site 2
Spectrum 7	3.99	0.25	13.88	74.1	4.35	1.23	0.22	0.09	1.71	0.19	100	Project 1/Specimen 1/Site 2

Statistic	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	MnO	FeO	Ba
Max	4.03	0.28	14.03	74.68	4.42	1.27	0.3	0.09	1.71	0.23
Min	3.94	0.23	13.79	74.09	4.23	1.2	0.18	0	1.6	0
Average	3.99	0.26	13.9	74.25	4.32	1.23	0.23	0.04	1.65	0.12
Standard Deviation	0.03	0.02	0.1	0.25	0.07	0.03	0.04	0.04	0.05	0.09

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	MnO	FeO	Total
RGM-Normalized	4.11	0.28	13.85	74.20	4.35	1.16	0.27	0.04	1.74	100.00
Mean	3.99	0.26	13.90	74.25	4.32	1.23	0.23	0.04	1.65	100.00
% diff	-3.02%	-8.14%	0.37%	0.07%	-0.61%	5.81%	-15.73%	9.92%	-5.09%	

付録 2

各軽石試料の分析値平均

Sample	Pumice	SiO2	Al2O3	FeOT	MgO	MnO	Na2O	K2O	TiO2	CaO
101	29	77.64674	12.56	0.43	0.03	0.09	2.95	5.46	0.09	0.75
102	9	77.69	12.52	0.46	0.05	0.11	3.08	5.24	0.09	0.77
103	10	77.634	12.58	0.43	0.06	0.13	3.13	5.24	0.06	0.75
104	8	77.62	12.59	0.50	0.04	0.09	3.08	5.24	0.07	0.78
106	7	77.62286	12.64	0.43	0.04	0.10	3.10	5.24	0.06	0.77
107	7	77.49571	12.66	0.48	0.06	0.11	3.09	5.26	0.07	0.77
108	6	77.59833	12.60	0.47	0.05	0.11	3.19	5.15	0.07	0.77
109	7	77.50429	12.71	0.49	0.02	0.05	3.11	5.23	0.09	0.79
110	6	77.70833	12.58	0.50	0.04	0.09	3.15	5.16	0.06	0.73
111	6	77.56833	12.59	0.53	0.05	0.06	3.23	5.10	0.10	0.77
112	9	77.68444	12.63	0.40	0.03	0.09	3.15	5.20	0.07	0.74
113	7	77.72	12.54	0.44	0.04	0.09	3.02	5.30	0.10	0.75
114	7	77.67857	12.60	0.40	0.05	0.09	3.07	5.27	0.08	0.76
115	7	77.62429	12.60	0.47	0.03	0.07	3.26	5.12	0.05	0.78
301	16	77.63293	12.60	0.83	0.16	0.06	3.57	4.04	0.15	0.95
302	8	77.375	12.71	0.65	0.06	0.07	3.40	5.05	0.11	0.58
303	10	77.677	12.70	0.80	0.14	0.05	3.84	3.75	0.15	0.90
304	6	77.29167	12.64	0.71	0.06	0.07	3.07	5.41	0.10	0.65
305	12	84.08	9.71	0.21	0.05	0.02	3.07	0.88	0.04	1.93
306	8	77.535	12.54	0.58	0.05	0.12	2.91	5.64	0.11	0.51
307	9	77.26444	12.75	0.62	0.06	0.09	2.66	5.90	0.09	0.58
308	9	77.49556	12.66	0.62	0.06	0.06	3.55	4.84	0.12	0.59
309	7	77.56	12.66	0.62	0.05	0.11	3.63	4.70	0.13	0.55
310	8	77.67375	12.58	0.62	0.05	0.06	3.44	4.94	0.09	0.55
311	5	77.37	12.74	0.61	0.06	0.08	2.90	5.57	0.08	0.60
312	9	77.39667	12.74	0.65	0.05	0.09	3.50	4.87	0.10	0.61
313	8	77.455	12.69	0.63	0.06	0.10	3.54	4.81	0.11	0.60
314	7	76.31571	12.88	0.95	0.43	0.08	3.05	5.02	0.09	1.19
315	9	77.64444	12.67	0.63	0.09	0.10	3.41	4.73	0.10	0.62
201	15	77.2858	12.91	0.57	0.09	0.08	2.80	5.54	0.09	0.64
202	6	77.705	12.62	0.85	0.18	0.08	3.73	3.65	0.22	0.97
203	8	77.81625	12.64	0.87	0.18	0.06	3.78	3.53	0.16	0.99
204	8	77.515	12.61	0.67	0.07	0.12	3.48	4.78	0.12	0.63
205	6	77.49833	12.65	0.69	0.05	0.11	3.61	4.65	0.13	0.63
206	7	77.57286	12.72	0.61	0.06	0.07	3.55	4.71	0.12	0.59
209	12	77.53333	12.83	0.60	0.05	0.04	2.79	5.51	0.09	0.55
210	10	77.501	12.66	0.61	0.07	0.10	3.21	5.09	0.14	0.63
211	7	77.55429	12.72	0.63	0.05	0.09	3.46	4.73	0.12	0.65
212	10	77.751	12.67	0.87	0.16	0.05	3.79	3.63	0.18	0.90
213	5	77.728	12.69	0.80	0.19	0.08	3.68	3.68	0.18	0.97
214	10	77.313	12.79	0.62	0.05	0.11	3.23	5.12	0.14	0.64
215	9	77.47889	12.67	0.63	0.06	0.08	3.64	4.67	0.15	0.63
401	8	77.2375	12.61	1.39	0.21	0.08	3.43	3.37	0.18	1.50
402	9	77.32889	12.49	1.44	0.15	0.05	3.70	3.21	0.19	1.44
403	8	75.19625	14.02	1.44	0.17	0.11	3.95	2.92	0.16	2.05
404	9	77.14889	12.67	1.48	0.18	0.08	3.64	3.21	0.19	1.40
405	10	77.451	12.39	1.49	0.19	0.07	3.62	3.22	0.18	1.40
406	9	77.45556	12.54	1.43	0.14	0.04	3.71	3.12	0.19	1.37
407	5	77.346	12.59	1.50	0.13	0.02	3.73	3.08	0.18	1.43
408	9	77.54556	12.38	1.49	0.15	0.07	3.66	3.14	0.20	1.36
409	20	76.247	13.31	1.40	0.17	0.10	3.44	3.32	0.22	1.80
410	8	76.775	12.82	1.53	0.15	0.06	3.90	2.97	0.20	1.60
411	8	76.12875	13.41	1.36	0.15	0.08	3.91	2.99	0.20	1.78
412	7	76.14286	13.39	1.34	0.13	0.05	4.01	2.95	0.20	1.77
413	7	76.92286	12.95	1.38	0.17	0.06	3.69	3.14	0.16	1.53
414	6	77.12	12.80	1.33	0.19	0.07	3.82	3.05	0.17	1.47
415	3	77.31333	12.57	1.47	0.17	0.06	3.85	3.00	0.17	1.39

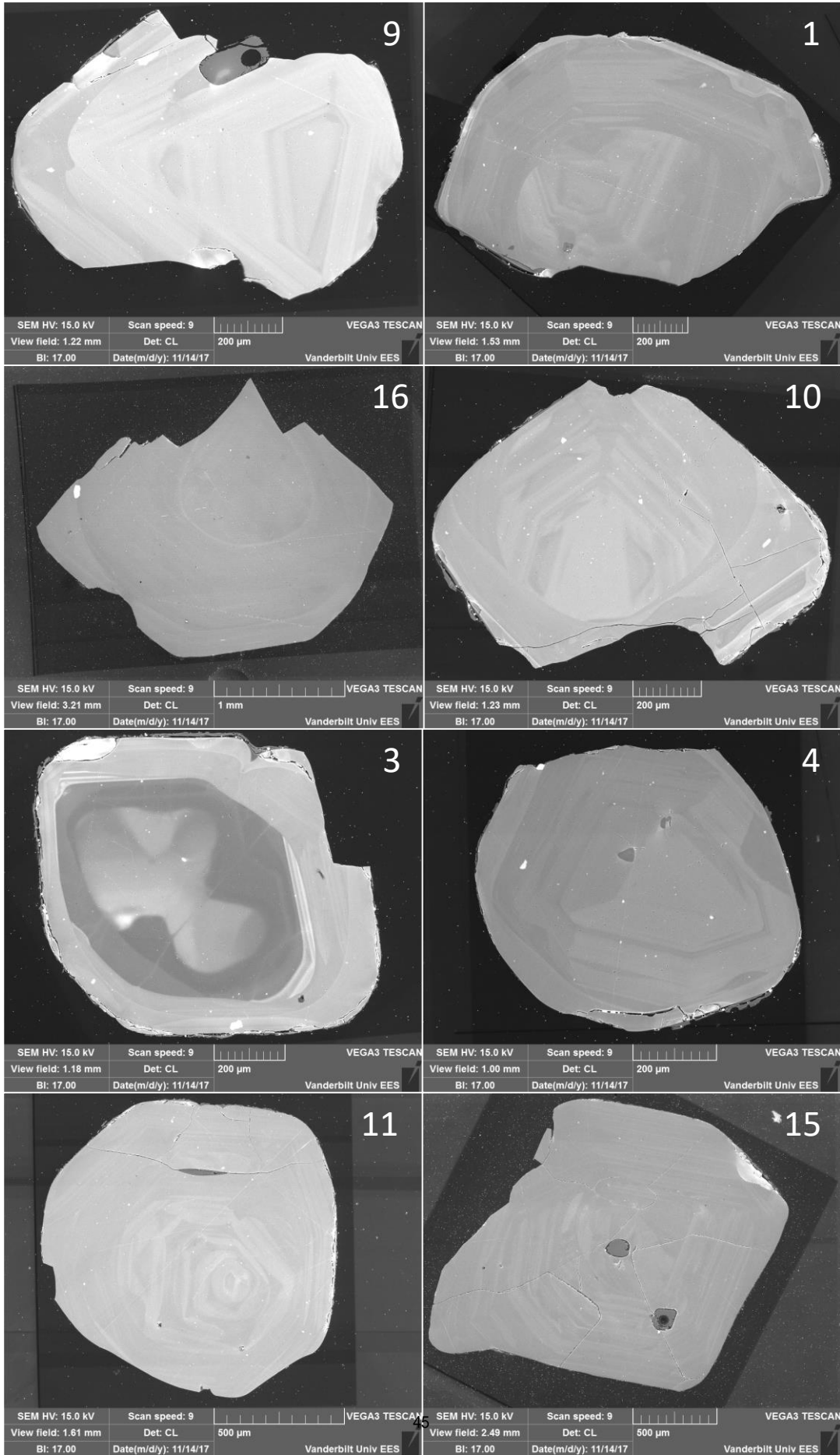
付録3 圧力の計算結果

Sample	Pumice	Analysis	SiO2 (wt. %)	Q2F P (Mpa)	dT	T (°C)	Q1F P (Mpa)	dT	T (°C)
BIEI-3	101	102	77.4	65	3	811	48	1	826
BIEI-3	101	64	77.5	79	3	799	51	1	824
BIEI-3	101	22	77.6	70	4	809	48	4	829
BIEI-3	101	11	77.6	87	0	796	72	1	806
BIEI-3	101	9	77.7	71	2	802	53	1	827
BIEI-3	101	58	77.7	70	2	809	47	2	829
BIEI-3	101	26	77.8	71	3	810	44	3	835
BIEI-3	101	63	77.8	71	3	808	44	3	833
BIEI-3	101	61	78.0	71	3	812	45	1	842
BIEI-3	104	43	77.6	117	5	781	99	2	791
BIEI-3	104	41	77.6	142	5	771	128	2	776
BIEI-3	104	47	77.8		7		75	1	811
BIEI-3	104	49	77.7	97	6	790	88	1	795
BIEI-3	106	53	77.7		6		97	2	789
BIEI-3	106	52	77.7	123	5	789	114	2	784
BIEI-3	106	56	77.6	120	4	782	113	2	787
BIEI-3	106	60	77.5	100	5	792	90	2	797
BIEI-3	106	58	77.6	123	5	781	114	2	786
BIEI-3	107	63	77.6	131	6	775	124	1	780
BIEI-3	107	70	77.2	149	4	766	143	2	766
BIEI-3	107	64	77.5	109	4	784	98	2	789
BIEI-3	107	62	77.5	129	4	774	120	2	774
BIEI-3	103	31	77.7	86	2	789	58	1	824
TOKM-1	201	129	76.1		6		78	0	794
TOKM-1	201	142	76.8	76	2	801			
TOKM-1	201	120	77.1	160	3	764	174	1	759
TOKM-1	201	146	77.2	85	4	797	68	1	807
TOKM-1	201	140	77.2	75	0	800	75	0	800
TOKM-1	201	138	77.4	69	1	810	43	1	830
TOKM-1	201	124	77.0	121	1	775	127	0	770
TOKM-1	201	123	77.1	114	5	778	118	1	773
TOKM-1	201	112	77.3		8		44	4	836
TOKM-1	201	130	77.6		7		46	4	839
TOKM-1	201	154	77.76		22		139	2	785
TOKM-1	202	160	77.5				145	1	785
TOKM-1	202	162	77.7				111	2	801
TOKM-1	202	161	77.7		24		122	2	797
TOKM-1	202	156	77.6		26		122	2	796
TOKM-1	204	180	77.7		9		109	2	791

付録3 圧力の計算結果

Sample	Pumice	Analysis	SiO2 (wt. %)	Q2F P (Mpa)	dT	T (°C)	Q1F P (Mpa)	dT	T (°C)
TOKM-1	204	177	77.3		6		100	2	790
TOKM-1	204	179	77.7		7		113	2	791
TOKM-1	204	176	77.5		8		99	2	788
TOKM-1	204	174	77.5		10		129	2	780
TOKM-1	206	197	77.6		9		115	2	790
TOKM-1	206	203	77.4		7		118	2	780
TOKM-1	212	246	77.9		26		100	2	809
TOKM-1	212	244	77.8		25		104	2	804
TOKM-1	212	251	77.7		26		97	2	811
TOKM-1	212	243	77.8		28		127	2	802
TOKM-1	212	250	77.6		26		114	2	801
TOKM-1	214	270	77.5	130	6	773	124	1	778
TOKM-1	214	273	77.5	94	6	795	79	1	805
TOKM-1	214	274	77.2	88	3	795	67	1	810
TOKM-1	214	266	77.3	111	3	779	99	2	784
TOKM-1	214	265	77.2	127	3	775	125	0	775
TOKM-1	215	279	77.7				107	2	796
TOKM-1	215	286	77.6				141	2	774
TOKM-1	215	287	77.6		9		117	2	785
TOKM-1	215	277	77.3		8		156	2	771
TOKM-1	215	289	77.3		6		172	2	765

BIEI-3-101



TOKM-1-201

