

平成 30 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 31 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。

目次

1. 前書き	1
2. 研究手法	2
2-1. 研究対象と研究体制	2
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	3
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	6
3. 現地サンプリング	9
3-1. 十勝火砕流群のサンプリング	9
3-1-1. 上美蘭別火砕流 (KMB)	10
3-1-2. 十勝火砕流 (TOKA)	12
3-1-3. 十勝三股火砕流 (TOKM)	13
3-1-4. 阿蘇2火砕流およびその直下の溶岩	16
4. マグマ滞留時間の推定結果	18
4-1. 軽石の斑晶量と斑晶鉍物量比	18
4-2. 軽石の火山ガラス組成	18
4-3. マグマ溜りの圧力計算	21
4-4. マグマ溜りの温度計算	23
4-5. マグマ滞留時間の推定	24
5. 古地磁気方位の測定結果	29
5-1. 上美蘭別火砕流堆積物 (KMB)	29
5-2. 十勝三股火砕流 (TOKM)	34
5-2-1. 屈足火砕流相当層	34
5-2-2. 芽登火砕流相当層	38
5-3. 阿蘇2火砕流堆積物および秋田溶岩	41
6. 議論	47
6-1. マグマ滞留時間に関する海外事例との比較検討	47
6-2. 古地磁気方位による堆積時間差の見積もり	48
6-3. 大規模カルデラ噴火の進展過程	49
7. 結論 (まとめ)	50
8. 国際学会における情報収集	51
参考文献	53
付録1. 火山ガラスの主成分元素データ	59
付録2. 石英粒子のCL像	68

1. 前書き

カルデラ形成噴火では、短時間に大量のマグマを噴出することが知られており（たとえば、ピナツボ火山の1991噴火では数 km^3 のマグマを約2日間で噴出）、噴火直前に地殻浅所（10 km 以浅）に大規模なマグマ溜まりが存在すると考えられる。大規模なマグマ溜まりを想定した場合、液相に対する固相（結晶）の割合が十分に大きいと、自力で噴火不可能な状態にあると考えられる（*crystal mash*）一方、結晶量が概ね40~50%以下であれば、噴火可能な状態（*eruptible magma*）にあると考えられる[1]。地下の *Eruptible magma* が 100 km^3 以上におよぶ場合、その滞留時間や、それがひとたび噴火した場合の噴火継続時間については、直接の観測・目撃例がないため、ほとんど未知と言ってよい。しかし、カルデラ形成噴火の 防災対策を考える上で、上記の問題は、解決すべき最重要課題と言える。

以下に記すように、最近開発された2つの手法（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）によって、カルデラ噴火に関する「滞留時間」と「噴火継続時間」の時間スケール観は大きく改定されつつある。本研究では、前年度に引き続き、両手法について、その有用性や信頼性を確かめるための追加の事例研究を遂行し、これらの手法の確立とともに、カルデラ形成・噴火プロセスの時間スケールに関する上記の問題を解明することを目的とする。

まずマグマ滞留時間については、従来、軽石に含まれるジルコンの U-Pb 放射年代などから、数万年~数十万年という値が多く報告されていたが、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~数千年という短い滞留時間が公表されている。そして筆者らは、平成29年度原子力施設等防災対策等受託事業において、同手法により、十勝火山地域における美瑛火砕流堆積物（以下、堆積物を省略）と十勝三股火砕流から、数十年~数百年という滞留時間を得た。この値は、上述の *Bishop tuff* や *Oruanui ignimbrite* の事例と整合的であり、大規模マグマ溜りにおいて普遍的な滞留時間を表している可能性がある。そこで本年度は、同手法による国内事例をさらに増やすべく研究を遂行した。また、石英斑晶を用いた手法のみでなく、別の新しい手法（輝石斑晶における Mg の拡散度）も組み合わせることで、より信頼性の高い滞留時間モデルを構築することを試みた。

一方、噴火継続時間については、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、筆者らの考案した古地磁気学的手法（例えば[4]）を適用することで、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見出されている。平成29年度の同事業でも、同手法を用い、国外の *Mamaku/Ohakuri* 火砕流と国内の十勝三股火砕流の噴火継続時間を検討し、*Mamaku/Ohakuri* 火砕流（0.24 Ma）からは、ユニット間に数十年~数百年の時間間隙を検出できた。しかし、十勝三股火砕流（1.0 Ma）から採取した試料は安定した磁化方位を

保持していないことが分かった。そこで本研究では、比較的年代の古い火砕流堆積物を対象に、変質の影響なども評価しながら、同手法で噴火継続時間の検討を行った。

平成29年度の事業においては、上記両手法から得られた時間スケールが、数十年～数百年で共通していることに注目し、次のようなモデルを提案した。つまり、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、それを供給したマグマ溜まりは単一ではなく、地殻内において、生成しては噴出するというサイクルを数十年～数百年の周期で繰り返すというモデルである。仮にこのモデルが正しいならば、同じカルデラ噴火堆積物であっても、各サイクルで生成・噴出したマグマは、類似するものの時間とともに化学組成や温度・圧力条件がわずかながらも変化すると考えられる。これを検討するため、1回のカルデラ噴火を構成する複数のユニットについて、化学組成や圧力条件の時間的変化も検討したので報告する。

2. 研究手法

2-1. 研究対象と研究体制

本研究では、国内事例をさらに増やすことを目的に、国内のカルデラ形成噴出物を対象とした。メインの研究対象は、前年度に引き続き、北海道中央部に広く分布する十勝火砕流群である。本火砕流群は、第四紀に相次いで噴出した複数の大規模火砕流の総称で、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 (BIEI)、上美蘭別火砕流 (KMB)、十勝火砕流 (TOKA)、十勝三股火砕流 (TOKM)、上然別火砕流などである (たとえば[5], [6], [7], [8])。今回は特に TOKA、KMB、TOKM の地質調査とサンプリングを行った。

マグマ滞留時間については、昨年度に BIEI と TOKM の分析を行ったので、今年度は TOKA と KMB の検討を行った。実際の分析においては、同手法の考案者である Vanderbilt 大学の Guilherme Gualda 准教授と、Bradley Pitcher 博士の協力を得た。石英斑晶の累帯構造境界の Ti 拡散度を解析して滞留時間を推定するが、Gualda 氏が開発した熱力学的プログラム Rhyolite-MELTS を用いて石英晶出前のマグマ滞留時間を計算することで、より正確なマグマ滞留時間を算出した。この計算には、軽石の化学組成データが必要であるため、軽石の全岩化学組成や火山ガラス組成などの岩石学データも収集した。ただし今回、採取した KMB の石英斑晶が、分析に十分な量と大きさに満たなかったため、石英斑晶を利用した手法は用いずに、火山ガラス組成と Rhyolite-MELTS を用いた温度圧力条件決定法を採用した。また、輝石斑晶における累帯構造境界の Mg 拡散度から、マグマ滞留時間の推定も行った。

噴火継続時間については、KMB に加え、昨年度に十分な結果が得られなかった TOKM について、より変質の影響が少なく状態のよい露頭で試料採取を行い、分析を行った。さらに、噴火継続時間については、九州の阿蘇カルデラを形成した4回の大規模噴火のうち、

2 番目に古い Aso-2 を対象に試料採取と分析を行った。古地磁気方位の分析は、関連研究の実績があり、また変質の影響評価法（二次的磁性鉱物を除去する化学消磁法）も開発中である熊本大学の協力を得た。

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

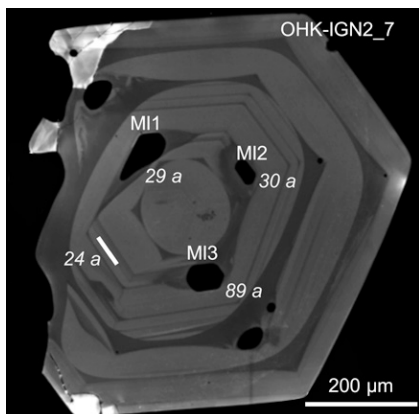


図 1. Ohakuri 火砕流中の石英の CL 像 (引用文献[3]の Fig.3). 白線とその横の数字は、注目した累帯構造境界とその拡散進行年代. 黒色の円形物 (M11-3) はガラス包有物で、横に付された数字はその形状変化から見積もった年代. いずれも数十年の値を示し、整合的なデータと言える.

液相から晶出する結晶の化学組成は、その物理化学的条件（たとえば液相の化学組成、含水量、温度・圧力、酸素フガシィティなど）を反映して変化する。斑晶鉱物が生成するときの物理化学的条件が変化すると、化学組成の異なる成長層を生じるため、結果として結晶中に組成累帯構造が形成される。異なる物理化学的環境で生成した帯は互いに熱力学的に非平衡であるため、帯間の化学ポテンシャル差を緩和しようと元素拡散をおこし、境界部のプロファイルが時間とともに変化する。この時、鉱物中の元素の拡散係数が既知の場合、非平衡な組成累帯構造が結晶中に形成されてから、噴火後の急冷によって元素拡散が停止するまでの時間を求めることができる。

本手法は、石英にごく微量含まれる TiO_2 の含有量（数十 ppm）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。石英は、珪長質マグマに斑晶鉱物としてごく普通に含まれ、主化学組成式が SiO_2 とごく単純であり複雑系における分配・拡散係数を考慮する必要がない点でシミュレーション結果の信頼性が高い（可変要素が小さい）。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 像を取得した。得られる CL 像は、多くの場合、明瞭な明暗の縞からなる累帯構造を持つ（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・減少する様子が認められる（図 2）。石英における TiO_2 の拡散係数 ($D_{\text{Ti}}^{\text{Qtz}}$) はたとえば 750°C では次の値を取る： $D_{\text{Ti}}^{\text{Qtz}} = 8.05 \times 10^{-22} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ [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（図 3）、 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（図 3 における縦軸の大きさは拡散時間計算時には意味を持たない）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、優れた点といえる。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]。

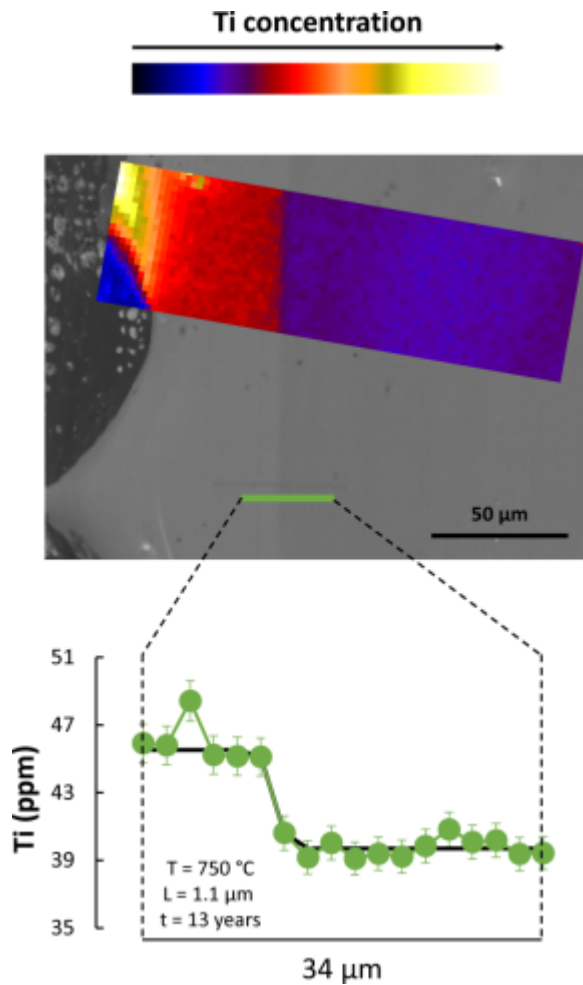


図 2. Bihop Tuff の CL 像における累帯構造境界（上）と同境界の Ti 含有量プロファイル．引用文献[10]の Fig.2.

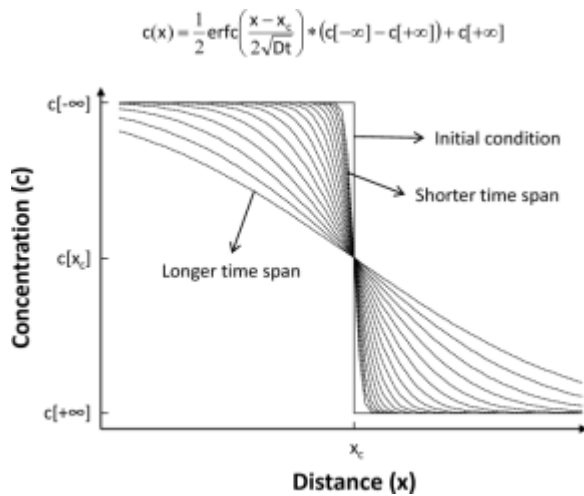


図 3. Ti の累帯構造境界における元素拡散の理論式 (上)とその t を変化させた場合のダイアグラム (下). 引用文献[10]の Fig.1.

元素拡散の進行時間を見る際、目的によってどの累帯構造境界を分析するかが重要である。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はずである (図 4)。噴火直前のマグマプロセス (たとえば噴火の引き金となりうるマグマ混合や減圧の履歴) を見たい場合は累帯構造の最外殻境界を分析する。一方、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。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。

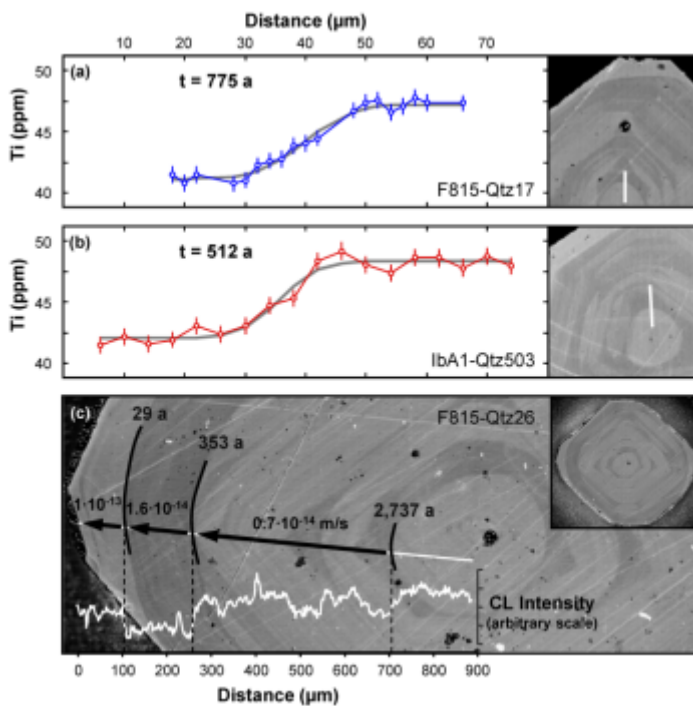


図 4. Bishop Tuff 中の石英の累帯構造境界における Ti プロファイル (上) と CL 像 (下). CL 像の累帯構造境界に付された数字は拡散進行時間 (年). 引用文献[2]の Fig.1.

ここまでのデータでは、石英が晶出してからの時間しか算出できない。しかし石英は、結晶分化作用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も見積もる必要がある。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するソフトであり、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、北海道中央部のカルデラ噴出物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、KMB については直方輝石斑晶の累帯構造における $Mg\# [=100Mg / (Mg + Fe^{2+})]$ の拡散を用いたが、滞留時間を求める原理は、上述の、石英斑晶における Ti の拡散と同様である。

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曲線が報告されている[13]。この永年変化カーブを参照すると、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。なお近年では、海外でも精度のよい永年変化曲線が報告されおり[14]、多くの事例への応用が期待できる。

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 5)。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、

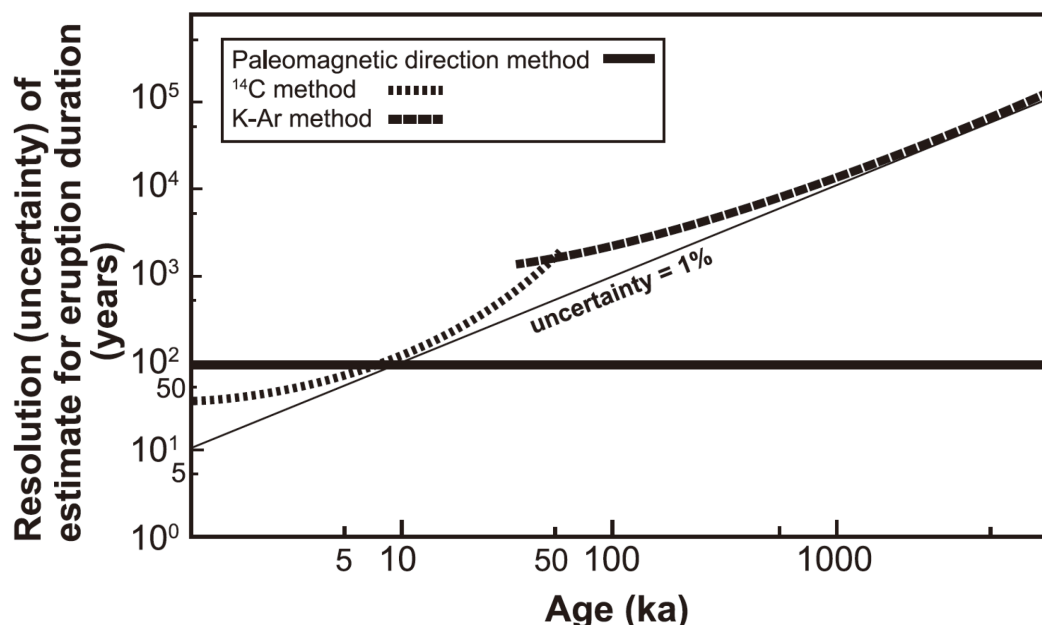


図 5. 堆積物から噴火の継続時間を推定する場合の、手法による時間分解能の違いを示した概念図。あくまで時間スケールの概念を示したものであり、両時間軸の細部を論じるものではない。

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 [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、精度のよい定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[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6）。試料採取の手順を簡単に説明する。露頭の表面をね

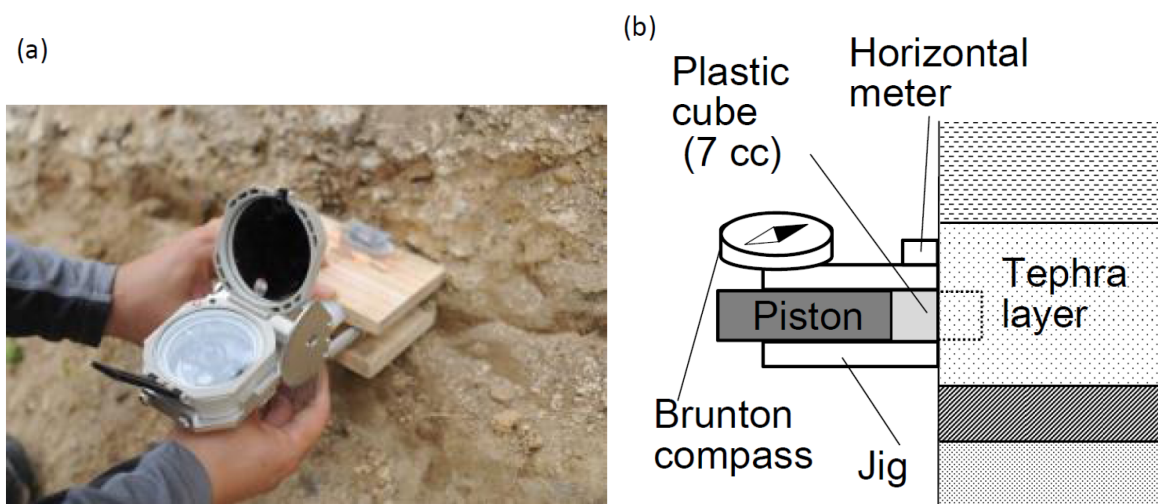


図6. 治具を用いたテフラの定方位サンプリングの写真 (a) と概念図 (b) .

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注意深く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とり出し、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（AGICO 社製および夏原技研製）および熱消磁装置（夏原技研製）を用いて交流消磁と残留磁化測定を行った。なお、AGICO 社製と夏原技研製の機器で得られたデータを比較し、両者の結果に有意な差は認められないことを確認した。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 7)、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

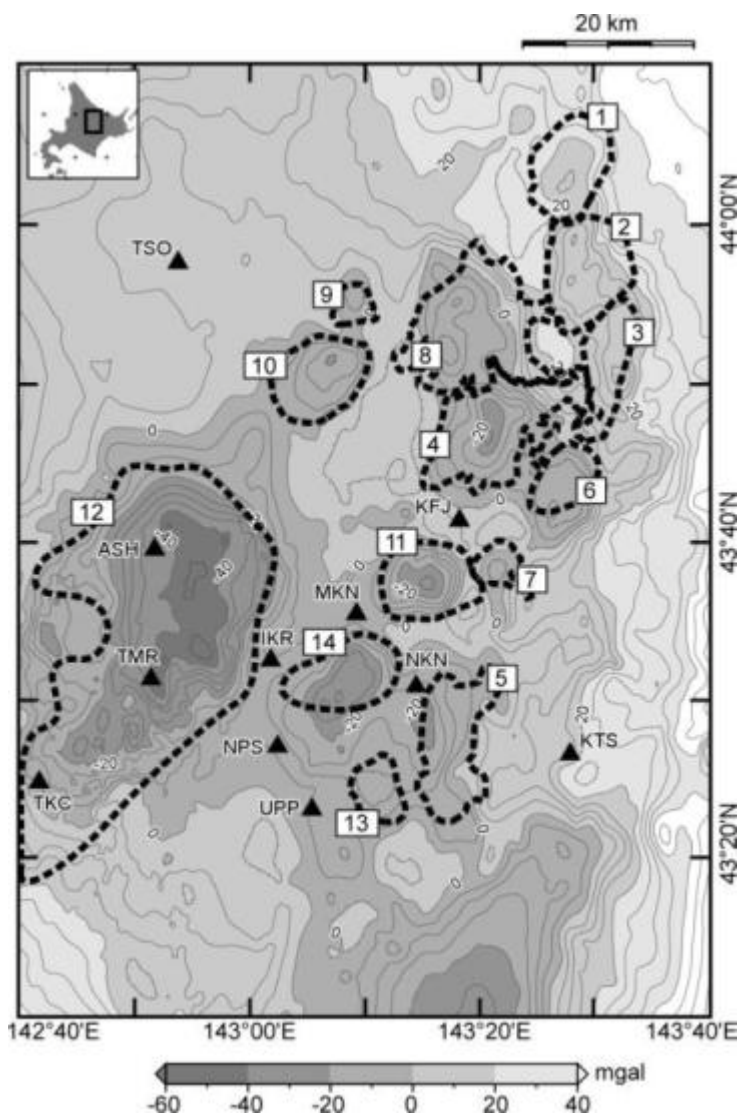


図 7. 十勝火山地域における重力異常図[22]と推定カルデラ (点線)。12 が十勝カルデラ (巨大な複合カルデラ) で、14 が十勝三股カルデラ。等重力線の間隔は 5 mgal で仮定密度は 2.67 g/cm³。ASH: 旭岳、IKR: 石狩岳、KFJ: 北見富士、KTS: 喜登牛山、MKN: 三国山、NKN: 西クマネシリ岳、NPS: ニペソツ山、TKC: 十勝岳、TMR: トムラウシ山、TSO: 天塩岳、UPP: ウペペサンケ山。

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。十勝火砕流群は、これらのカルデラを取り囲むように、広大な台地を形成して分布する (図 8)。本研究では、給源不明の上美蘭別火砕流 (KMB)、十勝カルデラを給源とする十勝火砕流 (TOKA)、そして十勝三股カルデラ起源の十勝三股火砕流 (TOKM) の調査およびサンプリングを行った。

3-1-1. 上美蘭別火砕流 (KMB)

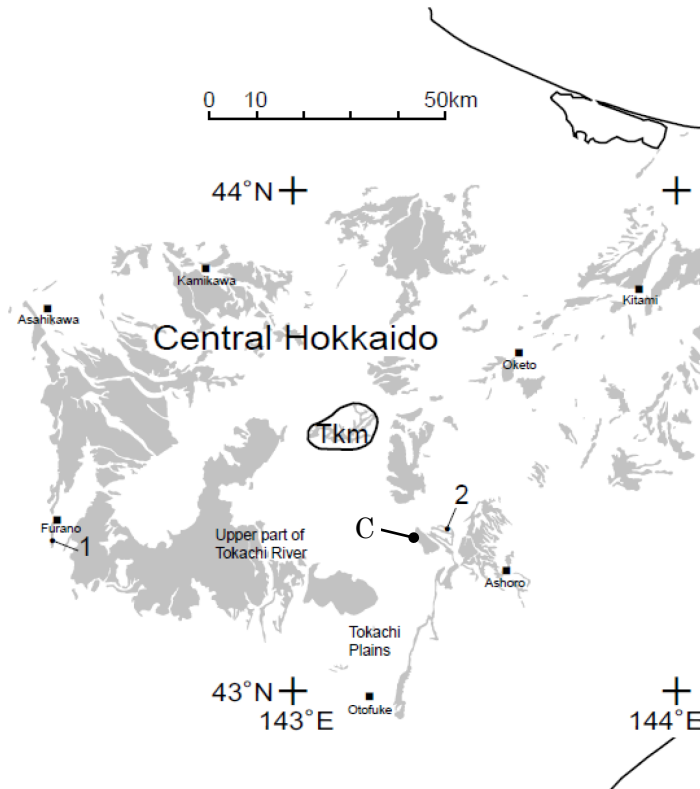


図 8. 北海道中央部十勝地域における試料採取地点のインデックスマップ。灰色のハッチは第四紀の大規模火砕流の分布を示す。Tkm：十勝三股カルデラ。1：富良野市上御料のなまこ山の露頭。BIEI および TOKA の試料採取地点。2：足寄町中芽登の美里別川ルート露頭。KMB と TOKM (TMP 0~2) の採試料取地点。C：TOKM (KT-1~KT-3) の試料採取地点。

本堆積物は降下火砕堆積物の挟在により少なくとも 2 つのユニット (下位から Kmb I および Kmb II) に区分される [6]。Kmb I の軽石に含まれる斜長石の K-Ar 年代測定の結果から、 1.53 ± 0.60 Ma の年代が得られているが [8]、上位の千代田火砕流の年代値 [7] を考慮すると、その噴出年代は 2.0 Ma 前後と考えられる。足寄町中芽登地域の美里別川・芽登川・美蘭別川流域に分布し、特に美里別川流域に模式的に露出する。Kmb I は 5~6 m 程度の層厚を示す暗灰色~赤褐色のデイサイト~流紋岩質な非溶結凝灰岩で、含まれる軽石 (平均最大粒径 8 cm) は少なく、白色とごくまれに灰色の軽石を含む。本研究では、Kmb I を降下火山灰の KMB-1 とそれを覆う火砕流の KMB-2 に細分した (図 9)。KMB-2 下部には安山岩質の石質岩片が濃集する層も認められる。なお Kmb I と Kmb II の間には時間間隙を示すような不整合や再堆積層・土壌層などは認められない。Kmb II は 18~20 m 程度の層厚を示す灰白色~赤褐色のデイサイト~流紋岩質な非溶結凝灰岩で、含まれる軽石 (平均最大粒径 15 cm) は少ない。本研究では、Kmb II を降下軽石からなる KMB 3~5 とそれを覆う火砕流の KMB-6 に分けた。KMB は、他の十勝火砕流群と比べると、全体的に斑晶量が少なく、石英にも乏しく、輝石斑晶の割合が比較的多いのが特徴である。

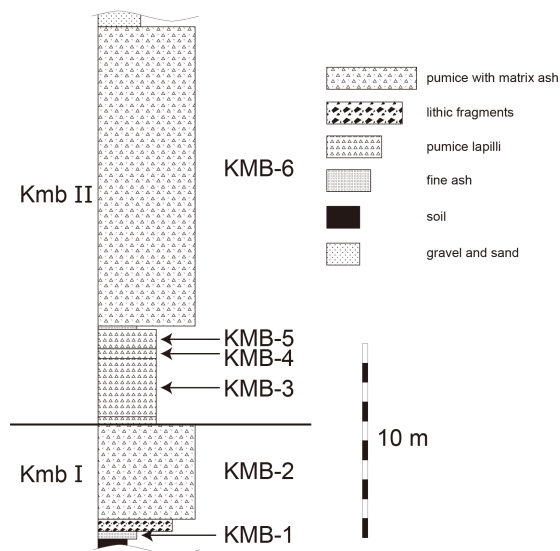


図 9. KMB の柱状図。従来の Kmb I と II を、それぞれ下位から KMB-1~2 と KMB-3~6 に細分した。Kmb I と II の間には時間間隙を示すような地質学的証拠は認められない。



図 10. 足寄町中芽登美里別川ルート of 露頭地点。図 8 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。

KMB の試料は、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 10）。全体に風化して含まれる軽石の多くが脆くなっているが、火砕流部の KMB-2 と KMB-6 からは比較的大きく新鮮な軽石試料を採取できた。古地磁気測定用には比較的新鮮で細粒な KMB-1 と、KMB-6（火砕流）の基質部から採取した（図 11）。



図 11. KMB の露頭写真。古地磁気測定用のキューブサンプルを KMB-1（上段写真）と KMB-6（下段）からそれぞれ採取した。



3-1-2. 十勝火砕流 (TOKA)

十勝火砕流 (TOKA) は、旭川～美瑛～富良野地域に広大な火砕流台地を形成する[23]。含まれる黒雲母の K-Ar 年代やジルコンの FT および U-Pb 年代から、噴出時期は 1.2～1.5 Ma ごろと考えられる (たとえば[24], [25], [26])。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 32km 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ナマコ山の大露頭 (北緯 43 度 18 分 11.11 秒、東経 142 度 22 分 20.04 秒) (図 12) において、試料採取した。



図 12. 富良野市上御料のなまこ山の露頭地点。図 8 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 13)。



図 13. なまこ山の大露頭。試料は十勝火砕流から採取した。十勝火砕流の下位は美瑛火砕流。

ここでの TOKA は、層厚約 10 m、塊状無層理で、全体に白色の流紋岩質非溶結火砕流堆積物である。最下部には、連続性の悪い褐色の細粒層（粗粒砂サイズ）が最大 1 m 程度の層厚で認められ、主要な火砕流に先行する小規模ユニットである可能性がある。上位の主要部に含まれる軽石は発泡度が悪く、最大粒径は 20 cm 程度である。斑晶が多く、肉眼でも数 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、黒雲母および普通角閃石である。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。

3-1-3. 十勝三股火砕流 (TOKM)

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]の複数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]。

本研究で採取した十勝三股火砕流は、従来、屈足火砕流[5]と呼ばれていた層にあたる。屈足火砕流は十勝三股カルデラから南西に約 40~60 km 離れた地域に分布して台地を形成する。岩質は流紋岩質な強～非溶結凝灰岩であり、ユニット I~IV に区分される[5]。火砕流の大部分を占めるユニット I・ユニット II のそれぞれの層厚は最大 100 m 程度で、層厚・溶結度ともに十勝三股カルデラに向かい増加する。

今回は、清水町熊牛の露頭（北緯 43 度 6 分 52.2 秒、東経 142 度 55 分 22.7 秒）で記載と試料採取を行った（図 14）。ここでは、火砕流ユニット II~IV に該当すると思われる層が認められる。それぞれの火砕流ユニットは厚さ数十 cm の砂質薄層の挟在により分けられるが、いずれもほぼ同様の岩相を示し、軽石の平均最大粒径は 12 cm 程

度である (図 15)。採石場の露頭であるため、昨年度に採取した美里別川流域の芽登火砕流相当層よりも新鮮で露出状態がよい。それぞれの火砕流ユニットの基質部から古地磁気測定用試料を採取した (図 16)。

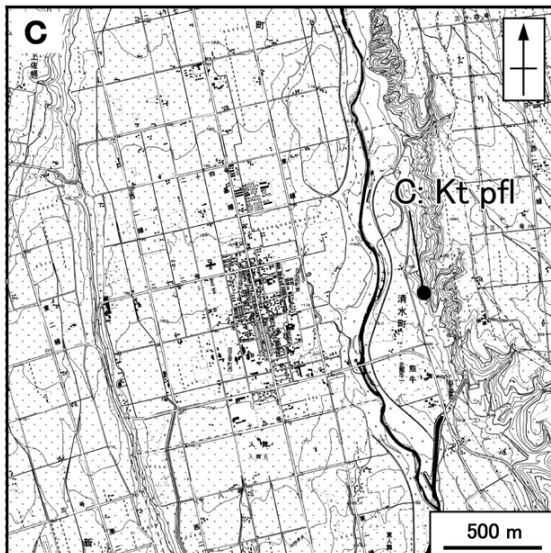


図 14. 清水町熊牛の露頭地点 図 8 の地点 C。KT-1～3 を採取。国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図を使用。

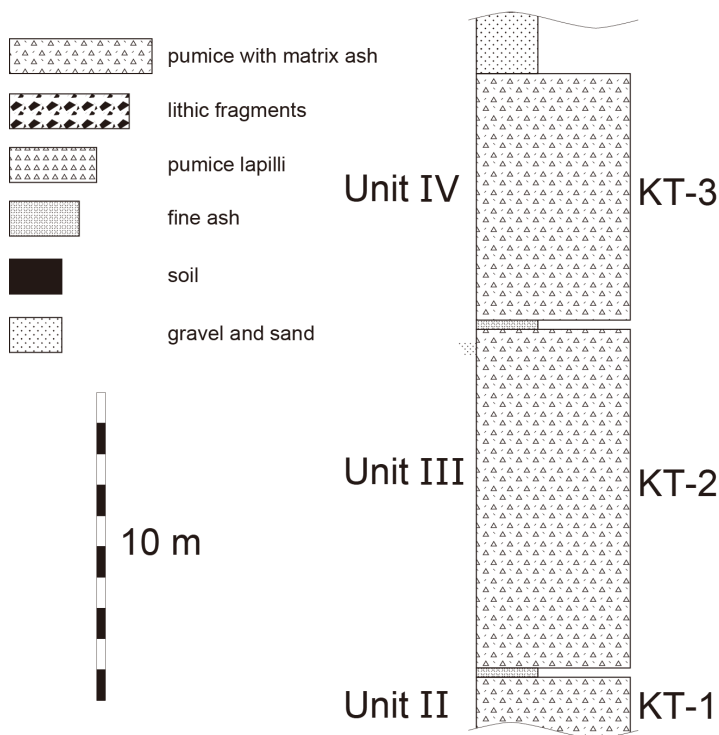
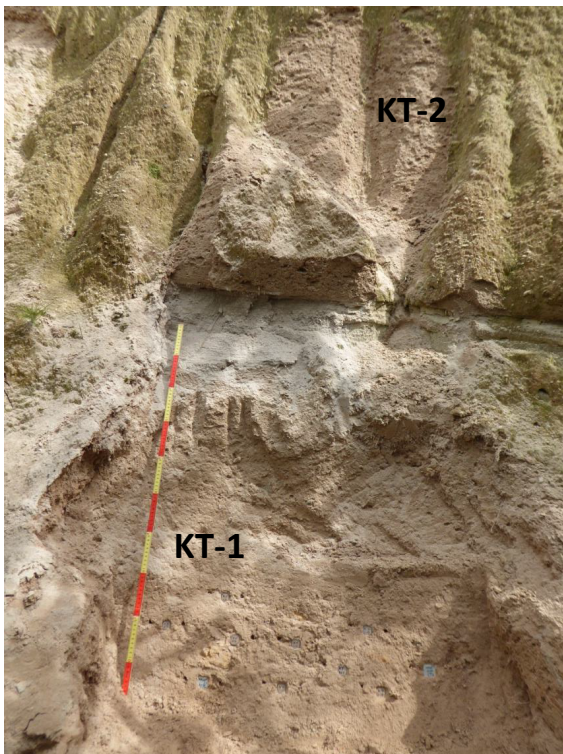


図 15. 地点 C の露頭柱状図。TOKM の旧称である屈足火砕流のユニット II～IV 相当層が認められる。古地磁気測定用に下位から KT-1～3 を採取。各ユニットの間に時間間隙を示すような地質学的証拠は認められない。



図 16. 地点 C の露頭写真。
上段は全景で、火砕流の上位に厚い再堆積層が乗る。
中段は KT-1 と 2 の境界部。
下段は、最上位の KT-3。



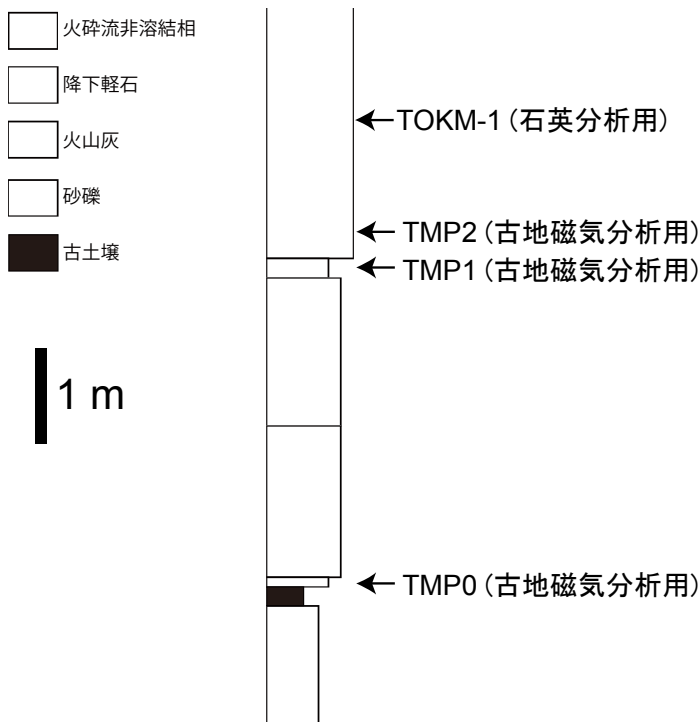


図 17. TOKM（石英分析用試料）と TMP（古地磁気分析用試料）の試料採取地点の柱状図。

なお、昨年度に採取した芽登火砕流相当層の TOKM についても、今回岩石学的データおよび古地磁気学的データを再検討したので、以下にその採取試料の情報を簡単に記載する。昨年度の TOKM は、芽登火砕流[6]および芽登凝灰岩層[29]と呼ばれていた層から試料採取を行った。露頭は KMB の試料採取を行った美里別川流域と同じルートに位置する（北緯 43 度 20 分 11.83 秒、東経 143 度 24 分 3.14 秒）。ここでは、層厚 10 m 以上で白色の TOKM が認められる（図 17）。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。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。石英分析用試料は火砕流本体部から、古地磁気分析用試料は火砕流本体の基質部（TMP2）と基底細粒部（TMP1）および降下火砕物の細粒部（TMP0）から採取した。なお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、量的には白色軽石が大部分を占める。

3-1-4. 阿蘇 2 火砕流およびその直下の溶岩

阿蘇カルデラは 27~9 万年前の期間に 4 回の巨大噴火を起こしている[30]。本委託研究では、14 万年前に噴出したとされる阿蘇 2 火砕流とその直下の溶岩を対象とした。阿蘇 1 と阿蘇 2 の間には、安山岩質溶岩が見つかっていて、対比関係ははっきりしていないが、Aso2/1 溶岩と総称されることもある[30]。阿蘇カルデラの東西にある複数の露頭において、阿蘇 2 火砕流堆積物の直下には溶岩流が見られる（玉来川溶岩、的石溶岩、秋田溶岩、砥川溶岩、

瀬田裏溶岩：たとえば，[31], [32])。上益城郡西原村秋田においては，阿蘇 2 火砕流堆積物（溶結凝灰岩）の直下に秋田溶岩が露出している（図 18）。地点は，北緯 32.808794 度，130.877238 度である。本研究では，秋田溶岩内部の黒色緻密部分（図 18，サイト AK01），秋田溶岩の最上部の赤色スコリア質部分（図 18，AK02），阿蘇 2 火砕流堆積物の溶結凝灰岩（図 18，AK03）の 3 サイトにおいて，定方位コア試料を採取した。

阿蘇 2 火砕流堆積物の溶結凝灰岩からは，古地磁気方位が報告されている（[15], [33], [34]）。これらのデータによれば，伏角は約 80 度であり，永年変化の範囲をこえた特徴的な古地磁気方位である。古地磁気強度もやや弱いので，エクスカージョンの初期あるいは終期に対応するという指摘もある[34]。



図 18. 上段：阿蘇 2 火砕流堆積物の溶結部 (AK03) とその直下の秋田溶岩最上部クリンカー (AK02)。下段：秋田溶岩 (内部) の黒い緻密な溶岩部分 (AK01)。



4. マグマ滞留時間の推定結果

今回は、新たに KMB と TOKA についてマグマ滞留時間の推定を行った。ただし、昨年度も同様の手法で BIEI と TOKM の分析も行い、これらも含めた全データを比較検討することで、より有益な議論を行えたので、ここでは昨年度のデータも統合して示す。マグマ滞留時間の見積りに先立ち、シミュレーションなどを行う上で、軽石の火山ガラスや全岩の化学組成を測定し、温度圧力条件も算出する必要があるため、それらのデータも併せてここで示す。なお、扱った試料はすべて、火砕流の主要部を構成する白色軽石であり、少量含まれる灰色軽石やスコリアは分析していない。分析した白色軽石試料の番号（試料名）は、BIEI-3、KTOKA-3、TOKM-1 そして KMB については火砕流内の時間変化を見るために下部（KMB-2）と上部（KMB-6）を分析した。

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組み合わせを確認した。軽石試料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 は、斑晶量 37wt.% で、斑晶鉱物は斜長石のほかに黒雲母と大型（径 5 mm 以上）の石英およびカリ長石が大半を占め、まれに普通角閃石と酸化した多形の直方輝石を含むことが分かった。KMB は斑晶量 5% 以下で、斑晶鉱物は斜長石にほかに直方輝石と普通輝石、そしてごくわずかの石英が含まれる（直方輝石はマグネタイト（やイルメナイト、スピネル）と集合して晶出している場合が多い）。TOKA と TOKM は、同じ火砕流内の白色軽石でも異なるタイプがあることが分かった。このタイプ分けは化学組成と密接に関係するので、後述する化学組成と合わせて述べる。

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。主要元素の分析には、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。ひとつの試料から複数（2～10）のスポットを分析した。その結果、合計で 67 の軽石サンプルから 869 スポットの分析データを得た。標準試料は USGS rhyolite glass (RGM-1) を用いた。分析データはそれぞれ付録 1 を参照されたい。さらに、火山ガラスの微量元素組成も分析を行った。分析には、ヴァンダービルト大学所有の ThermoFisher 製 ICP-MS とレーザーアブレーションシステム (Photon Machine Excite 193nm excimer)

を用いた。各軽石につき 7~10 スポットを分析した。その結果、合計で 574 スポットの分析データを得た。アブレーションの条件は、 $35 \times 45 \mu\text{m}$ 、 5 J/cm^2 、 10 Hz である。キャリアブレーションのための標準試料は NIST-610 を用い、ワーキングスタンダードには NIST-612 and RGM (USGS rhyolite of Glass Mountain) を用いた。

BIEI と TOKA および TOKM の試料は、いずれも SiO_2 の値の大部分が 77-78 wt% を示す高シリカ流紋岩 (High-silica rhyolite) である。これらは、 FeO_T と CaO の図において明瞭に異なる組成範囲を示す (図 19)。BIEI は、他の火砕流よりも低い FeO 値 (0.6 wt.% 以下) で特徴づけられる。一方の KMB は、他よりも明瞭に高い FeO 値 (1.2 wt.% 以上) と CaO 値を持つ。MgO が比較的高いのも特徴である (付録 1)。また、KMB-2 はわずかながらも (平均で 0.1% ほど) KMB-6 よりも高い FeO の値を示すことが分かる。TOKA と TOKM は、 $\text{FeO} = 0.6 \sim 0.9 \text{ wt}\%$ と同様の組成範囲を示すが、同じ火砕流中でも CaO の値に明瞭なギャップを持つ 2 つのタイプ ($\text{CaO} = 0.5 \sim 0.7 \text{ wt}\%$ と $0.9 \sim 1.0 \text{ wt}\%$) に分かれることが分かる。ここでは、前者を Type-1、後者を Type-2 と呼ぶ。 FeO vs. CaO 図と同様に、微量元素組成 (Rb と La/Yb : 図 19) でも、各火砕流間および Type-1 と Type-2 の組成の違いは明瞭である。特に Type-1 は、Type-2 よりも高い SiO_2 、 CaO 、 FeO 、Zr、La 量、低い Rb、Cs、Yb、U 量を示す傾向が明らかである (図 18, 19 および付録 1)。

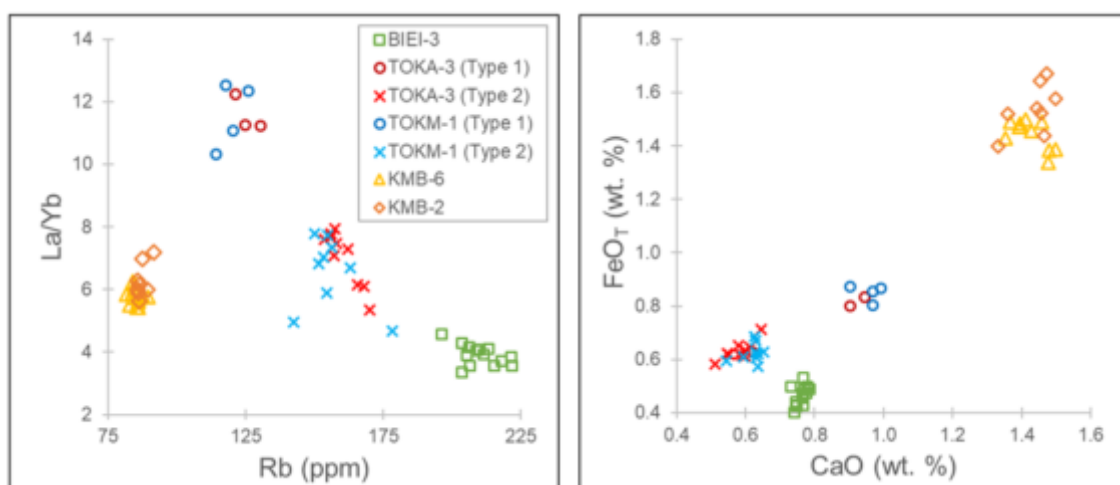


図 19. 各火砕流の軽石試料の火山ガラス組成図。右が主成分元素の FeO_T と CaO 、左が微量元素の La/Yb と Rb の関係図。

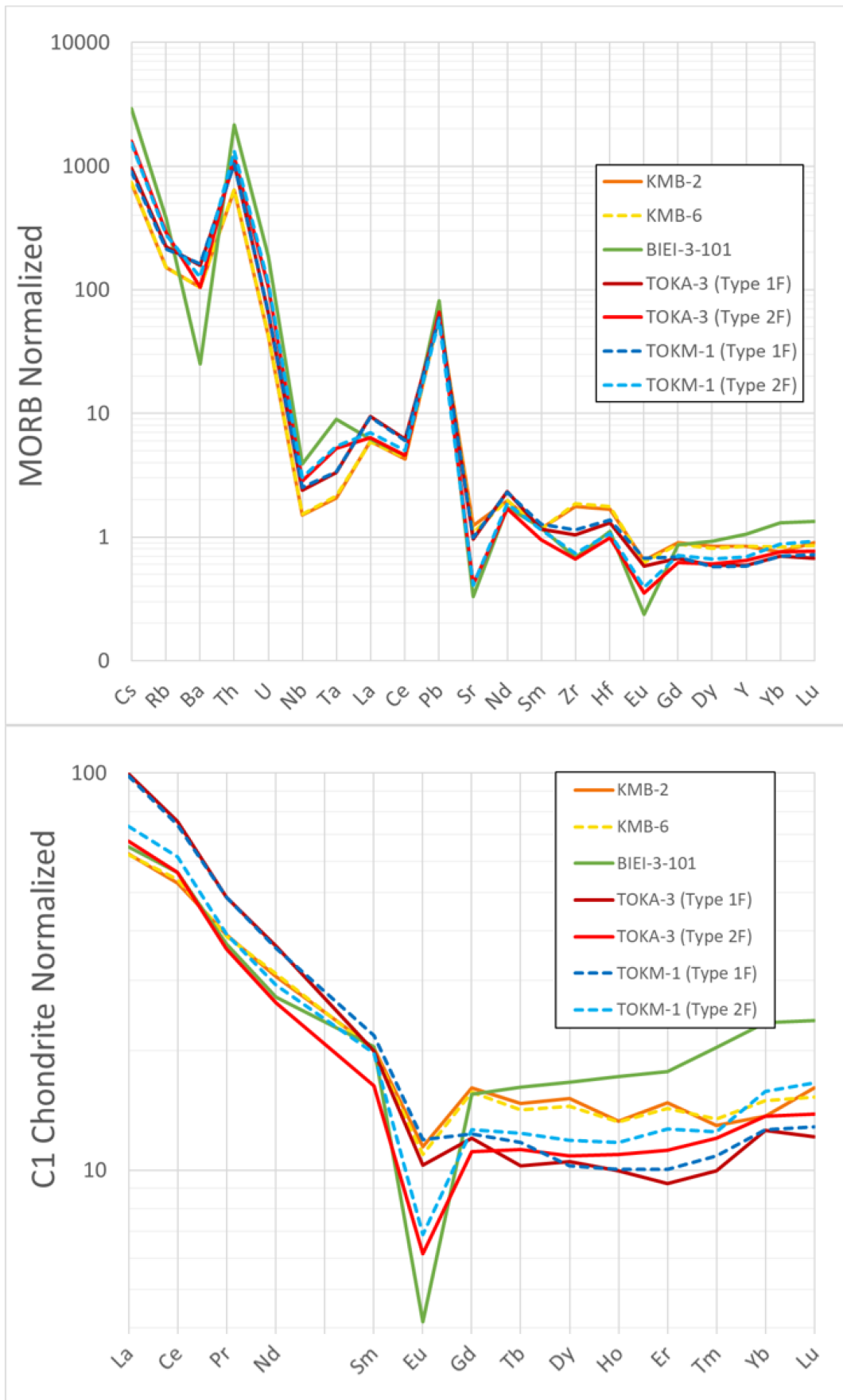


図 20. 各火砕流における軽石試料の火山ガラス組成のスパイダー図。

Type-1 と Type-2 の軽石は斑晶量や鉱物組み合わせも異なる。斑晶量は、Type-1（試料番号はたとえば：TOKM-1-212 や TOKA-3-301）が 22～23%であるのに対し、Type-2（TOKM-1-201 や TOKA-3-302 など）は 11～18%と比較的少ない（表 1）。共通して、斜長石、石英、黒雲母、ウルボスピネス、アパタイト、ジルコンが含まれるが、Type-1 にはさらにマグネタイト、イルメナイト、そして少量（1%程度）の普通角閃石と直方輝石、斜方輝石が含まれる。Type-2 はカリ長石を含み、黒雲母の量もやや多い（Type-1 が 2%程度であるのに対し 4%程度）。

表 1. TOKA と TOKM における白色軽石の Type1 と Type2 の特徴

	Type 1F	Type 2F
Examples	TOKM-1: 212 , 202, 203, 213 TOKA-3: 301 , 303, 315	TOKM-1: 201 , 204-211, 215 TOKA-3: 302 , 304-314
Feldspars	Plagioclase only (No Q2F pressure)	2 feldspars (Q2F pressures for all)
Glass Composition	Higher CaO, FeO, TiO ₂ , Zr, La, Si	Higher: Rb, Cs, U, Yb, Ba, Sr
Crystal content	More crystal-rich (23%, 22%)	Crystal-poor (11%, 18%)
Mineralogy	Pl + Qtz + Usp + Bt + Mag + Ilm + Amp (<1%) + Opx (<1%) Glomerocrysts w/ Cpx	Fsp + Qtz + Bt + Usp; no Ilm, Mag No Opx or Amp No Cpx
MELTS Pressure	Fewer shallow P, narrow range	More shallow P, larger range
MELTS apparent T	15-20°C higher (for a given pressure)	15-20°C lower (for a given pressure)
Oxide eruption T	Similar	Similar
Zircon saturation Temperature ²	Higher	Lower

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[35]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）[36]。この反応において、液相・石英・長石は化学平衡を保つ（この経路は液相組成によって決まる液相線（リキダス）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（図 21）。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、液相の組成を入力する際に実際の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もり可能である）。

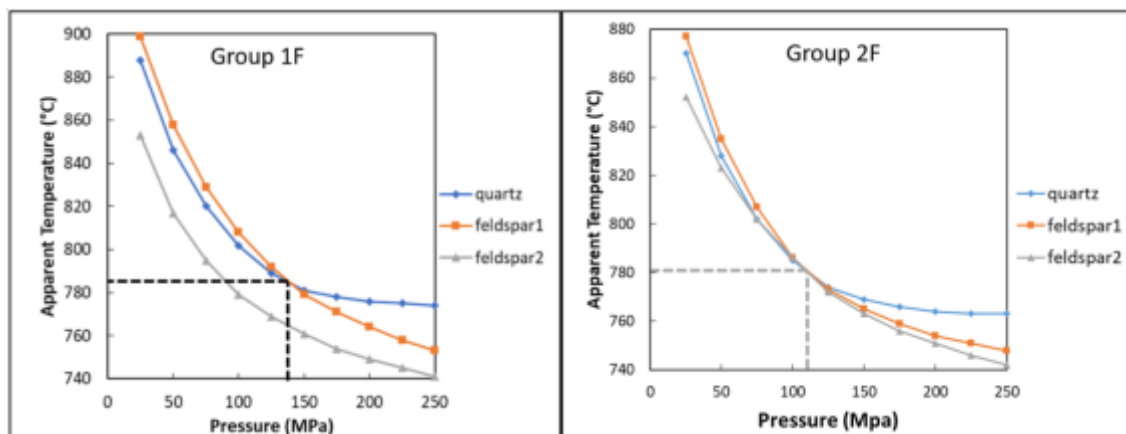


図 21. MELTS を用いた平衡圧力見積もり法を示した図。左は石英と斜長石から、右は石英と2つの長石（斜長石とカリ長石）から求めた例で、前者はカリ長石の冷却・減圧曲線は石英・斜長石のそれとは交わっていない。

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[37]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、できるかぎり、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を採用した。また KMB については、実際に石英がごくわずかしかなかったことも反映してか、算出値が大きな幅を持つ結果となった。しかし、KMB-2 と KMB-6 の両者はほぼ同様に他の火砕流よりも高い圧力を示すこと、また火山ガラス組成の MgO 値と圧力との間には強い相関が認められ KMB は他の火砕流よりもガラスの MgO 値が高いことなどから、得られた結果は妥当であると考えられる。以上の結果、BIEI-3 は 50~150 MPa、KMB は 150~400 MPa、TOKA は 50~250 MPa そして TOKM-1 からは 50~200 MPa 程度のマグマ溜り圧力が得られた (図 22)。一般に、角閃石は高圧条件下で不安定であり [38]、普通角閃石を含まない KMB が最もマグマ深度が深く、普通角閃石を含む BIEI が比較的浅いという結果は、鉱物組合せとも調和的な結果と言える。

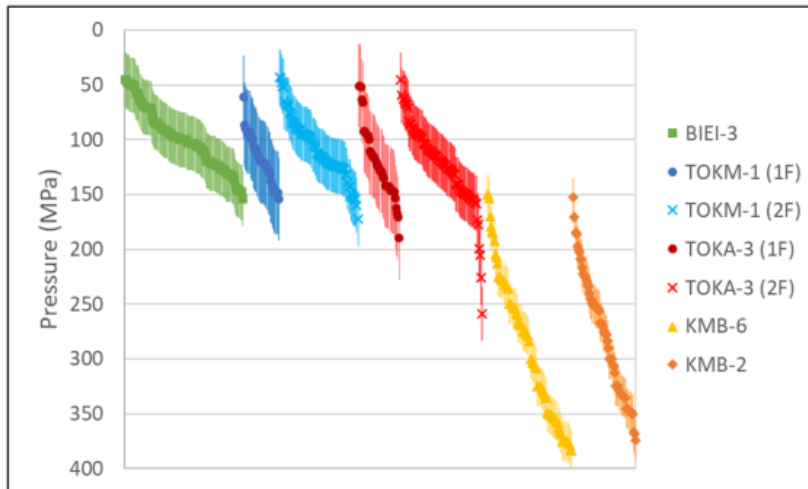


図 22. Rhyolite-MELTS から求めた各火砕流の圧力。横軸に意味はなく、各火砕流の計算結果を圧力の小さい順に左から並べただけである。エラーバーは 1σ 。

4-4. マグマ溜りの温度計算

マグマ温度は、前節の Rhyolite-MELTS を用いる方法 (MELT 温度)、火山ガラス組成とジルコン飽和温度の関係を利用する方法 (ジルコン飽和温度) [39]、そしてイルメナイトとマグネタイトのペアの化学組成から見積もる方法 (鉄チタン酸化物温度) [40]、の3つを用いて、それぞれの結果の比較検討も行った。イルメナイトとマグネタイトの結晶ペアについては、各々の主要元素組成を、オレゴン州立大学所有の Cameca SX-100 electron microprobe を用いて分析した。ビーム径は $1\ \mu\text{m}$ 、ビーム強度は $30\ \text{nA}$ 、加速電圧 $15\ \text{kV}$ の条件で測定を行った。

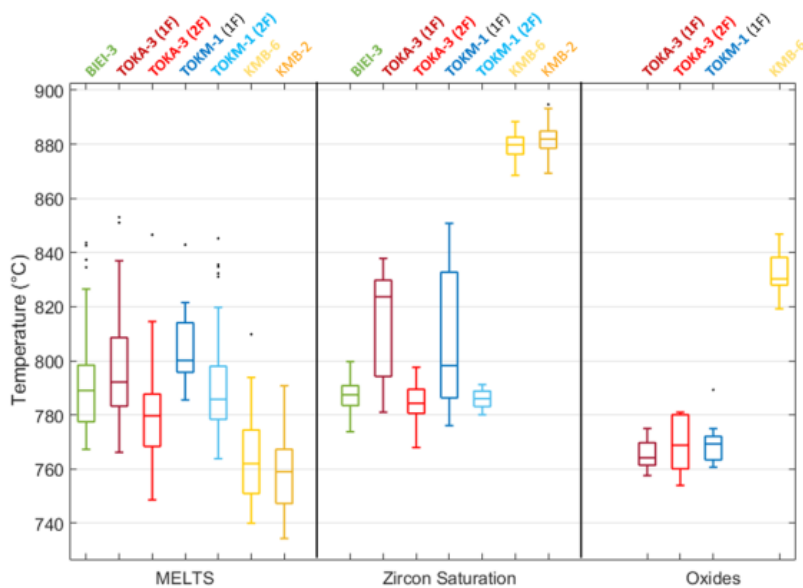


図 23. 3つの異なる手法で求めたマグマ温度の箱ひげ図。黒点は外れ値。

まず、前節の Rhyolite-MELTS を用いた手法では、同時に、固相と液相が平衡状態にある際のマグマ温度が求められるのでその値を示した。BIEI、TOKM および TOKA の MELTS 温度は 770~835°C の範囲を示す (図 23)。Type-1 の軽石は、Type-2 よりも 15~20°C 高い MELTS 温度を示す。また、火山ガラス組成を使用して計算されたジルコン飽和温度では、BIEI および Type-2 軽石 (770~800°C) に比べて、Type-1 軽石 (820~840°C) が高温である。両軽石タイプの温度範囲は重複しない。一方で、27 個の鉄チタン酸化物温度においては、両軽石タイプは重複して 750~780°C の範囲を示す。BIEI と TOKM の Type-2 にはイルメナイトが存在しないため、本手法によるマグマ温度は求められなかった。

ここまでの結果で注目すべき点は、TOKA (1.2~1.5 Ma) と TOKM (1.0 Ma) のマグマの類似性と、KMB (2.0 Ma) の特異性である。前者については、両火砕流が、数十万年の時間差をおいて、数十 km 離れた給源から噴出したにも関わらず、ほぼ同じ化学組成とマグマ溜まりの温度圧力条件を持つ 2 タイプの白色軽石を共有している点である。これは偶然の一致と考えるよりは、本地域の地殻下部に、広域かつ長寿命の magma reservoir が存在し、そこから繰り返し同様の珪長質マグマを地殻浅所に貯留するシステムが働いていたのかもしれない。後者の KMB は、他の大規模火砕流と明瞭に異なる鉱物組み合わせやマグマ温度・圧力条件を示す。石英に乏しく、ジルコン飽和温度が 880°C 前後で、圧力は 150~400 Mpa であることから、KMB を供給した噴火は 10 km 以深に存在するより高温のマグマシステムから発生したと考えられる。また、KMB-2 と KMB-6 の火山ガラス組成の FeO_t 値に若干の差異が認められたことから、噴火の初期と後期でわずかにマグマシステムが変化した可能性が指摘できる。

4-5. 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。TOKA と TOKM については軽石 Type ごとに異なる試料を分析した。最終的に、5 試料に含まれる 94 個の石英斑晶について 220 の累帯構造境界の Ti 拡散時間を見積もった。より正しい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。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 $\mu\text{m}/\text{pixel}$) の CL 像を取得した (すべての CL 像は付録 2 を参照)。

CL 像を取得したすべての石英斑晶において、複雑な結晶成長イベントが認められた (図 24)。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。計算を行った拡散長 (帯構造境界に対して垂直な直線の距離) L ($= \sqrt{Dt}$: D が拡散係数で t が時間) は、0.2 μm から 9.56 μm の範囲であった (実際には、三次元の試料を薄片にして、

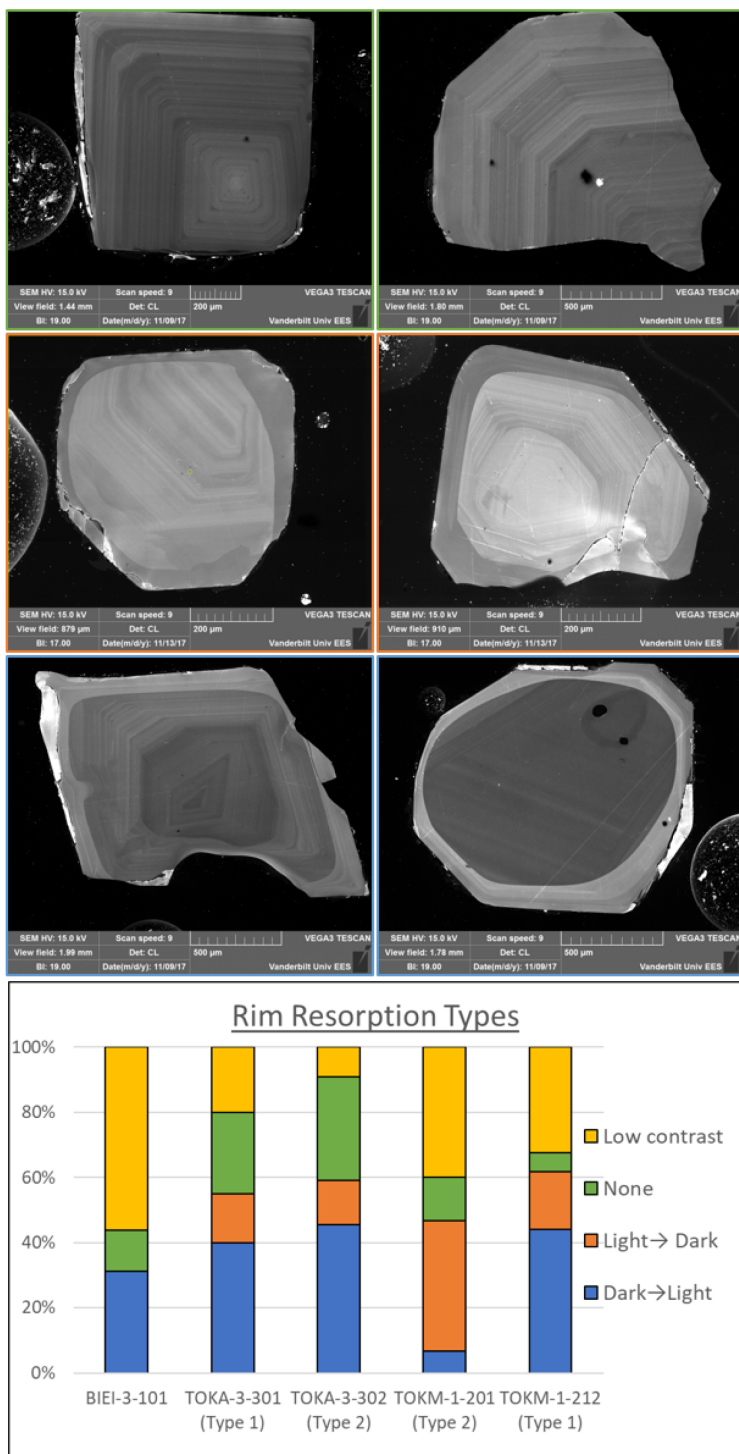


図 24. 上段：石英斑晶の TL 像の各累帯構造パターンの代表例。下段の棒グラフは、累帯構造におけるコントラストや明るさの変化を傾向ごとに 4 つにパターン分けした場合のそれぞれの割合を示しており、棒グラフの色は上段の写真の枠の色と対応する。

ある面を見ているので、境界面に対して垂直な直線にならない場合が普通で、過大見積もりとなる)。また、拡散係数(速度)は温度によって変化するので、適切なマグマ温度を仮定する必要がある。今回は前節の通り3つの方法で得られたマグマ温度を用いた。ここで、MELTS 温度は、火山ガラス組成のアルカリ量のわずかな違いで大きく変化する上に、 H_2O 飽和と仮定して算出しているため低めの温度になること[41]に注意されたい。また、鉄チタン酸化物温度は、当該酸化物における Fe-Ti の拡散速度が非常に速いため、マグマ滞留温度というよりは噴火直前の温度を示している可能性が高い。

結果、最内殻部の境界から見積もられた拡散時間は、2つを除くすべての粒子において100年未満であった。仮に、前節で見積もった MELTS 温度(最低温度=拡散速度が最も低い場合)の $755^{\circ}C$ を想定した場合でも1つの粒子を除くすべての拡散時間は400年未満であった。しかし上記の計算では、核形成から最内郭部形成までの時間が考慮されていない。そこで各粒子において、求めた拡散時間と石英の径から平均成長速度を算出し、最内郭部の中心点から縁までの距離をその平均成長速度で割った値を拡散時間に加えた。こうして得られた時間は「石英晶出から噴火までの時間」と言えるが、その値は、最低拡散温度を仮定してもほとんどが150年以下を示す(図25)。

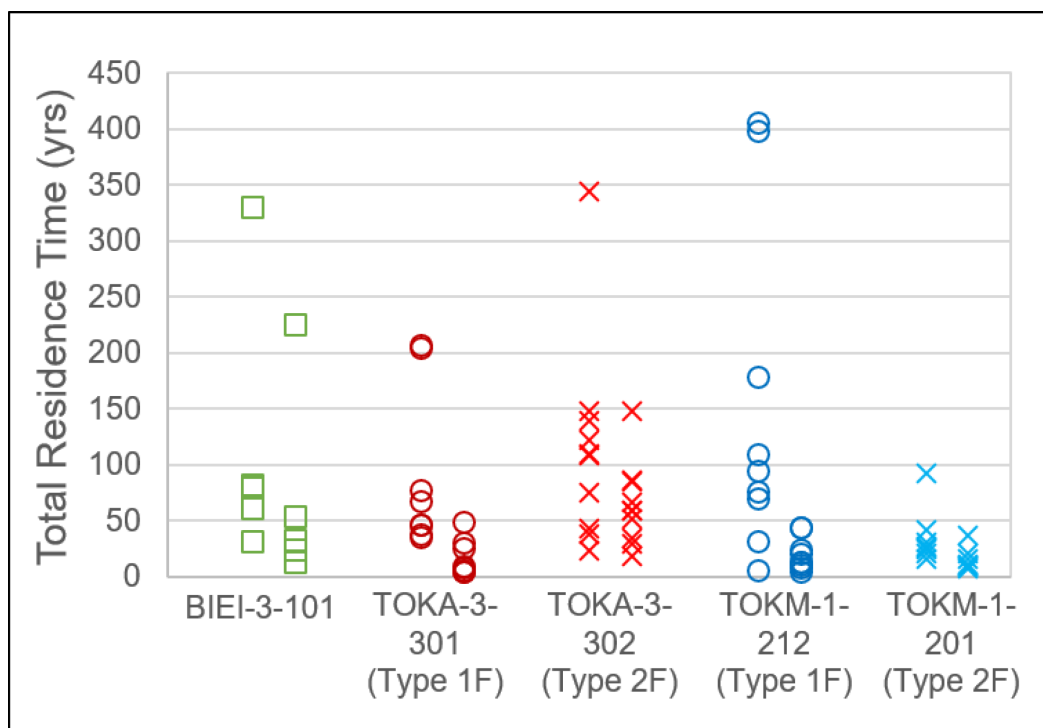


図 25. 「石英晶出から噴火までの時間」の算出結果。拡散速度は温度によって変化するが、左が最低速度 ($755^{\circ}C$) を、右がジルコン飽和温度の中央値を用いて計算した結果。計算の詳細は右の文章を参照。

KMBについては、上述の通り直方輝石における累帯構造最外殻境界における拡散タイムスケールを算出した。ガラス組成の分析と同様の方法で、KMB-6に含まれる直方輝石（20粒子）の各累帯構造境界の化学組成を分析した。反射電子像で累帯構造を確認しながら、ひとつの粒子につき3~10スポット（中心部と縁辺部）を測定した。ジルコン飽和温度の中央値（880°C）を使用した場合の拡散時間は0.02~6.6年であり、最低温度（819°C）を使用した場合でも0.3~65年であった。この拡散時間は、噴火前にマグマ溜まりの温度・圧力条件が変化するような最後のイベント（たとえば新しいマグマの貫入やマグマ溜まりの加圧・減圧）が起き、直方輝石の最外殻に累帯構造が形成されてから、噴火に至るまでのマグマ滞留時間と解釈できる。

最後に、石英はマグマ溜まりの結晶化において末期に晶出する固相であるので、マグマ溜ま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、第2章で記した通り、Rhyolite-MELTSを活用する。この際、結晶化を開始する出発物質の組成として、実際の試料の全岩化学組成が必要となるが、その測定にはThermo ARL社製の蛍光X線分析装置（Perform'X）を用いた（径29 mmのガラスビーズを作成し加速電圧45 kV 電流値45 mAで測定）。図26にTOKA (Type 1)の計算例を示す。まずTOKA (Type 1)の斑晶量は22%であるので、総結晶量が22%に達した（グラフの黒線が縦軸22%に来た）時にマグマが噴出したと考える。その時のエンタルピー損失は約150 J/gである。石英（Qtz）は、それよりも前に晶出しており、石英晶出時のエンタルピー損失は100 J/gである。したがって、石英晶出前のエンタルピー損失は100 J/gで、石英晶出から噴火までのエンタルピー損失が50 J/gであり、トータルの滞留時間は石英斑晶で見積もった拡散時間の約3倍と算出できる。なお、今回のシミュレーションではH₂O飽和の条件で行ったが、H₂O不飽和（低含有量）の場合は石英晶出後のエンタルピー損失が増加するため、見積もられる滞留時間は、より短くなる。

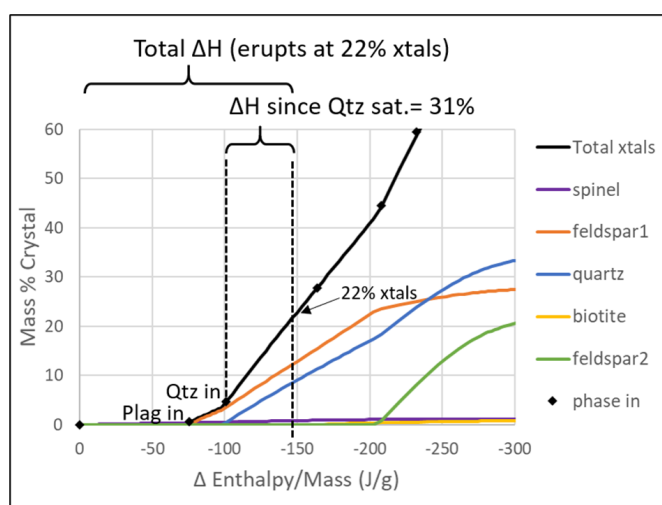


図 26. Rhyolite-MELTS を用いて、マグマ溜り形成→石英晶出→噴火までの時間を見積もる際の一例を示した図。TOKA の Type 1 試料の場合を示す。

これまで述べたように、今回得られたマグマ滞留時間は、過大評価の可能性は残されているが、過小評価の可能性はなるべく排除されている。そして最終的に得られた値は、BIEI が約 1,300 年～約 2,000 年、TOKA の Type-1 軽石と Type-2 軽石はそれぞれ 160 年～約 700 年と約 300 年～約 700 年、TOKM の Type-1 と Type-2 はそれぞれ約 750 年～約 6,600 年と 360 年～約 930 年と見積もられた (表 2)。

表 2. 石英斑晶と Rhyolite-MELTS を用いて算出したマグマ滞留時間 (最右列)。上段がジルコン飽和温度、下段が鉄チタン酸化物温度を用いた計算結果。最左列は、石英晶出～噴火までの時間。

Using Med Zircon Sat temp.			
Sample	Longest Core residence time	% Δ H (quartz)	Total crystallization time of melt
BIEI-3	225	17%	1324
TOKA-3-301 (1F)	49.7	31%	160
TOKA-3-302 (2F)	147	50%	294
TOKM-1-212 (1F)	44.8	6%	747
TOKM-1-201 (2F)	36	10%	360
Using Min Oxide Temp.			
Sample	Longest Core residence time	% Δ H (quartz)	Total crystallization time of melt
BIEI-3	330	17%	1941
TOKA-3-301 (1F)	207	31%	668
TOKA-3-302 (2F)	344	50%	688
TOKM-1-212 (1F)	398	6%	6633
TOKM-1-201 (2F)	92.5	10%	925

5. 古地磁気方位の測定結果

大規模噴火に伴う噴出物から古地磁気方位を得ることで、それらの古地磁気方位の相違から、火山噴出物の形成年代にどの程度の時間間隙があるかを推定した。本研究では、KMB、TOKM（従来の屈足火砕流相当層）および阿蘇 2 火砕流（およびそれらに関連する火山噴出物）についての古地磁気学的測定を行った。

5-1. 上美蘭別火砕流堆積物（KMB）

KMB については、噴火最初期の降下火山灰である KMB-1 およびクライマックスの非溶結火砕流である KMB-6 から採取した試料に段階熱消磁・交流消磁を適用して、特徴的残留磁化方位の検出を試みた。

KMB-1 については、熱消磁を 5 試料、交流消磁を 3 試料に適用した。熱消磁においては、250-400 度以上の成分に、原点に向かっていく残留磁化成分がみられる（図 27）。交流消磁においては、30mT までで 8 割以上の磁化が消磁され、そこからノイズが増えるがおおむね原点に向かっていく残留磁化成分が見られる（図 28）。熱消磁よりも交流消磁の方が、直線性はよくないので、二次磁化の影響が含まれている可能性がある。いずれにしても正帯磁であることは間違いないようだ。

KMB-6 については、熱消磁を 7 試料、交流消磁を 1 試料に適用した。熱消磁においては、正磁極方向をもつ磁化成分が 300 度程度までの段階熱消磁によって消磁されることが確認され、300 度以上に逆磁極方向の原点に向かう残留磁化を確認することができた（図 29）。7 試料の熱消磁の結果とも、同様の結果であったので、この逆磁極方向の残留磁化は初生残留磁化であると考えられる。交流消磁では、二次磁化と初生磁化の分離がさほど上手くいってはいないように見えるが、高保磁力において、逆磁極方向らしき残留磁化が確認できる（図 30）。

次にサイト全体の特徴的残留磁化をみていく。KMB-1 については、熱消磁と交流消磁でいくらかことなる平均方位が得られた（図 31、32）。前述したように、交流消磁の結果の方がノージーであり、二次磁化と初生磁化の分離が上手くできていない可能性があり、おそらく、熱消磁の方が信頼度が高い。KMB-1 からは熱消磁と交流消磁で数度異なる平均磁化方位が得られた。おそらく交流消磁の方は二次磁化の影響があるものと思われるが、このユニットが正帯磁であることは間違いない。

一方で、KMB-6 の試料から得られた特徴的残留磁化方位は大円上に並び、逆帯磁である（図 33）。特徴的残留磁化方位が大円上に並ぶことは、二次磁化ベクトルと初生磁化ベクトルが混合していることを示唆している。特徴的残留磁化にはいくらか二次磁化成分が混入してはいるものの、いずれも逆帯磁を示していることを考えると、初生磁化方位は逆帯磁であることは間違いないだろう。KMB-1 と KMB-6 は異なる古地磁気方位を記録していることになり、時間間隙があったと考えられる。正磁極期から逆磁極期に替わる時代に対比するならば、年代的に Olduvai Normal Subchron の上部境界（Olduvai-Matuyama 逆転境

界)、すなわち 1.77 Ma [42]の可能性がある。KMB-1 と KMB-6 にどれくらいの時間間隙があったのかを見積もるのは難しいが、数十年以上はあったものと考えられる。

Unit 6 は非溶結ではあるものの火砕流であり、熱残留磁化を獲得していたと考えられる。なおかつ、正磁極方向の二次磁化を除去できて、初生と思われる逆磁極方向の磁化を抽出することができた。このデータは信頼度が高い。一方で、Unit 1 は、降下火山灰であり、獲得する磁化は堆積後残留磁化であり、磁化強度は弱く二次磁化の影響を受けやすい。完全に二次磁化に置き換わっている可能性を残しているため、他の露頭での試料採取・測定を行う必要があるだろう。

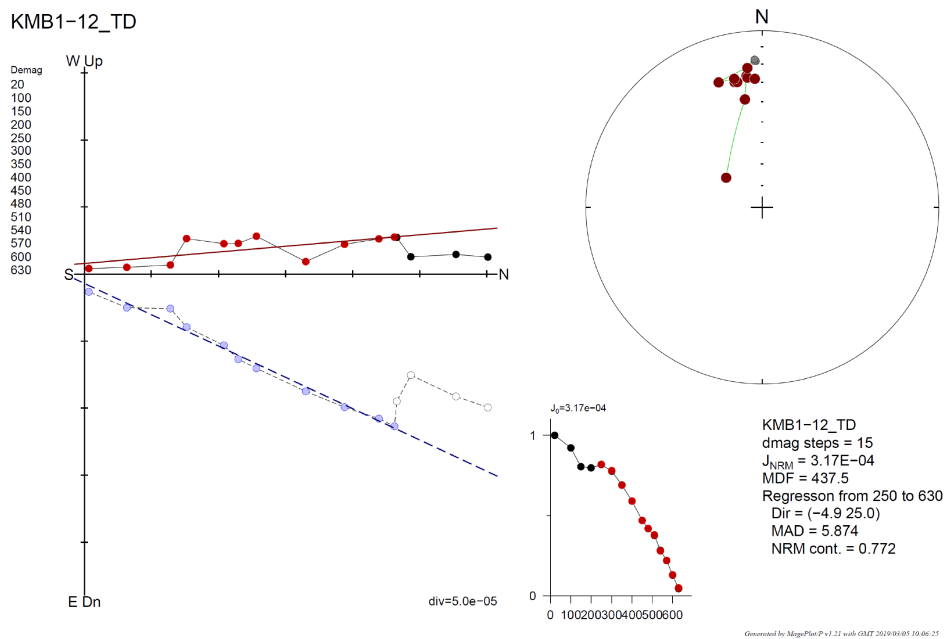


図 27. 上美蘭別火砕流、KMB-1 試料の段階熱消磁の結果.

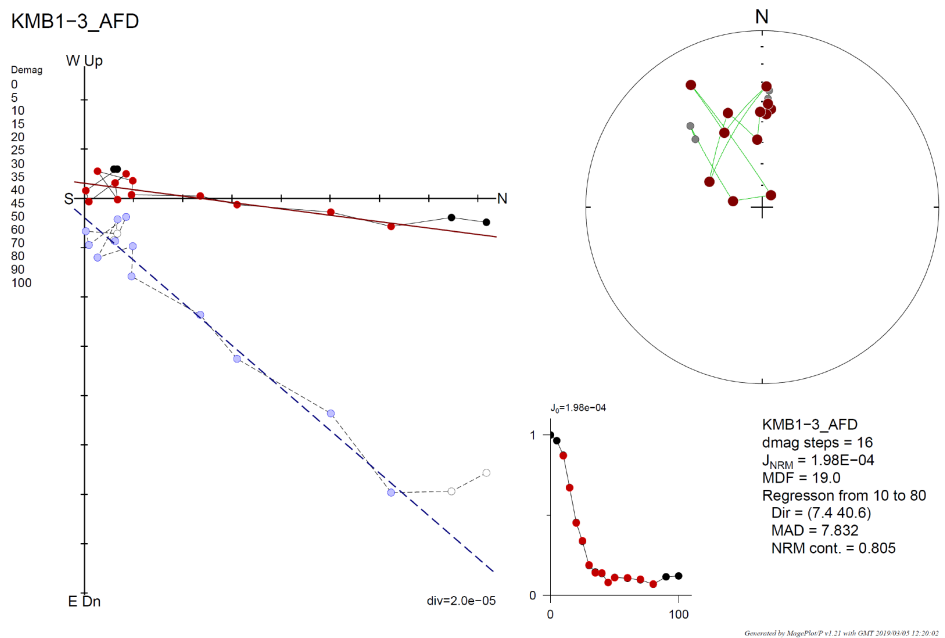


図 28. 上美蘭別火砕流、Unit 1 試料の段階交流消磁の結果.

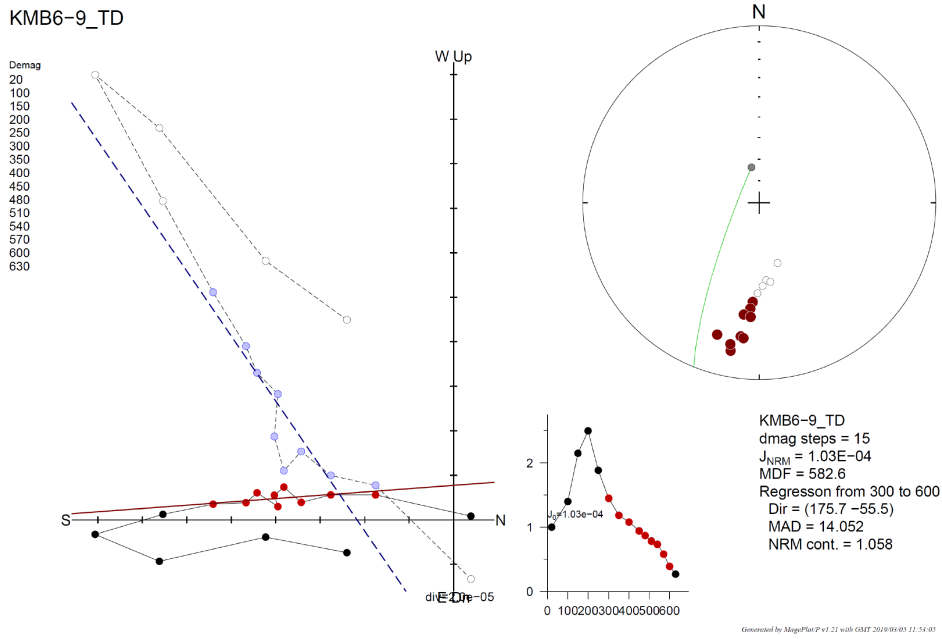


図 29. 上美蘭別火砕流、Unit 6 試料の段階熱消磁の結果。

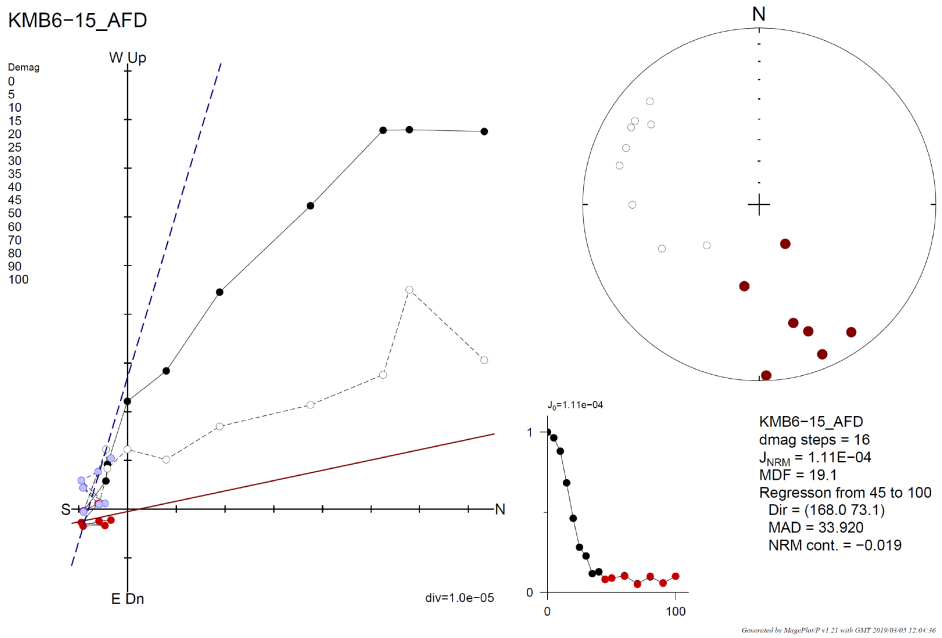


図 30. 上美蘭別火砕流、Unit 6 試料の段階交流消磁の結果。

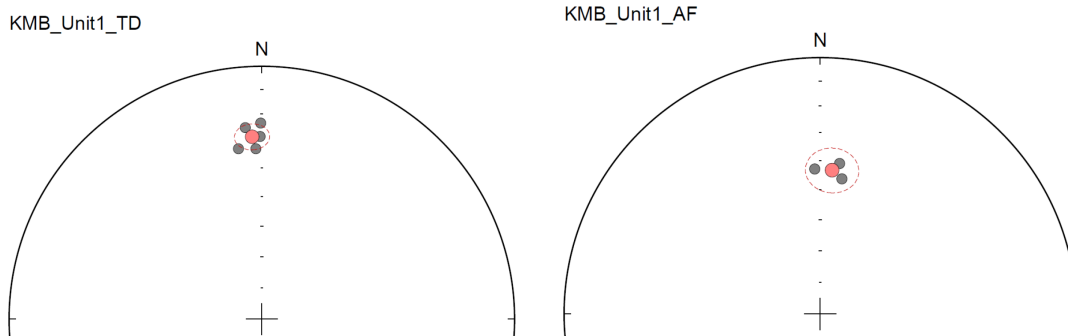


図 31. 上美蘭別火砕流、KMB-1 試料の特徴的残留磁化方位の分布。(左) 熱消磁を適用した試料、(右) 交流消磁を適用した試料。前者に比べて後者は伏角が深い。後者は二次磁化の影響を受けている可能性がある。

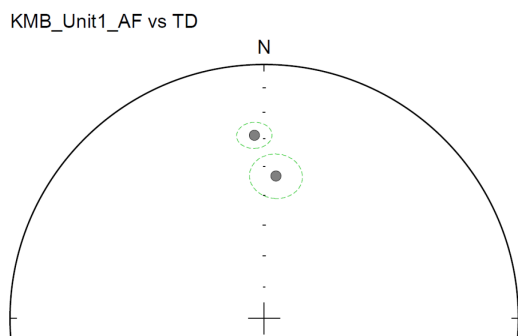


図 32. 上美蘭別火砕流、KMB-1 試料の特徴的残留磁化方位の平均。

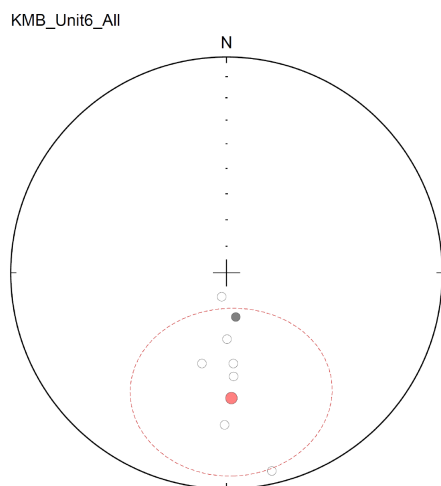


図 33. 上美蘭別火砕流、KMB-6 試料の特徴的残留磁化方位の分布。交流消磁した 1 試料は伏角が正であった。他の試料は熱消磁を適用しており、いずれも負の伏角を示す。磁化方位のまとまりはよくないが、大円上に方位が並んでいる。逆帯磁であることは間違いない。

5—2. 十勝三股火砕流 (TOKM)

5—2—1. 屈足火砕流相当層

TOKM の屈足火砕流相当層の下部 (KT1) については、熱消磁を 2 試料、交流消磁を 3 試料に適用した。熱消磁においては、500 度以上に直線的な残留磁化方位を得た (図 34)。交流消磁においても低保磁力成分を除いて、高保磁力成分に直線的な残留磁化方位が見られた (図 35)。これらの 5 個の残留磁化方位の平均を得た。

屈足火砕流堆積物の中部 (KT2) については、熱消磁を 1 試料、交流消磁を 3 試料に適用した。熱消磁においては、400 度以上に直線的な残留磁化方位を得た (図 36)。交流消磁においても低保磁力成分やごくわずかな高保磁力部分を除いて、直線的な残留磁化方位が見られた (図 37)。これらの 4 個の残留磁化方位に基いて、平均を得た。

屈足火砕流堆積物の上部 (KT3) については、熱消磁を 1 試料、交流消磁を 2 試料に適用した。試料数は少ないものの、二次磁化は比較的小さく、特徴的な残留磁化方位を得た (図 38、39)。これらの 3 個の残留磁化方位に基いて、平均を得た。

以上の 3 サイトの平均方位を図 40 に示した。各サイトにおいては、特徴的残留磁化方位はまずまずまとまっている。3 サイトの平均方位を比較すると、95%信頼限界で区別できない。すなわち、これらの 3 サイトは同じ残留磁化方位を記録していることから、同時～数十年以内に形成されたことが示唆された。

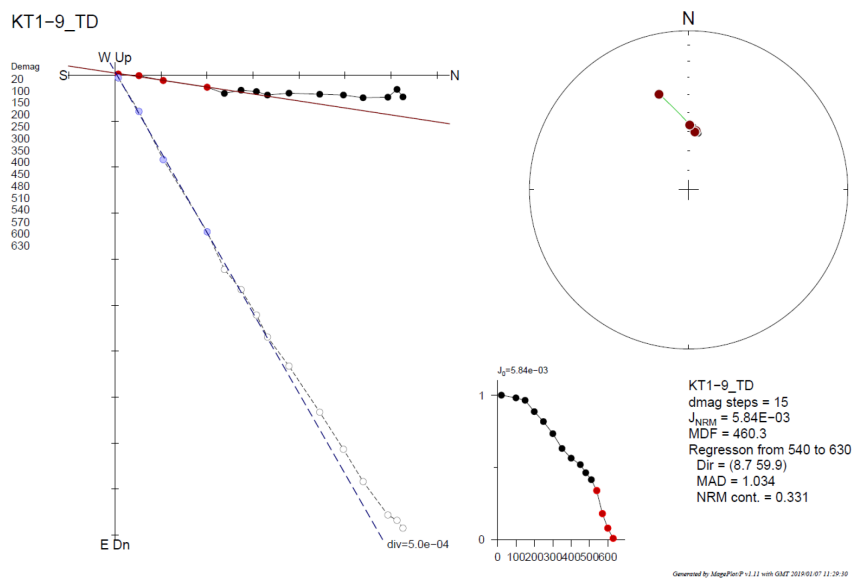


図 34. 屈足火砕流、サイト KT1 試料の段階熱消磁の結果.

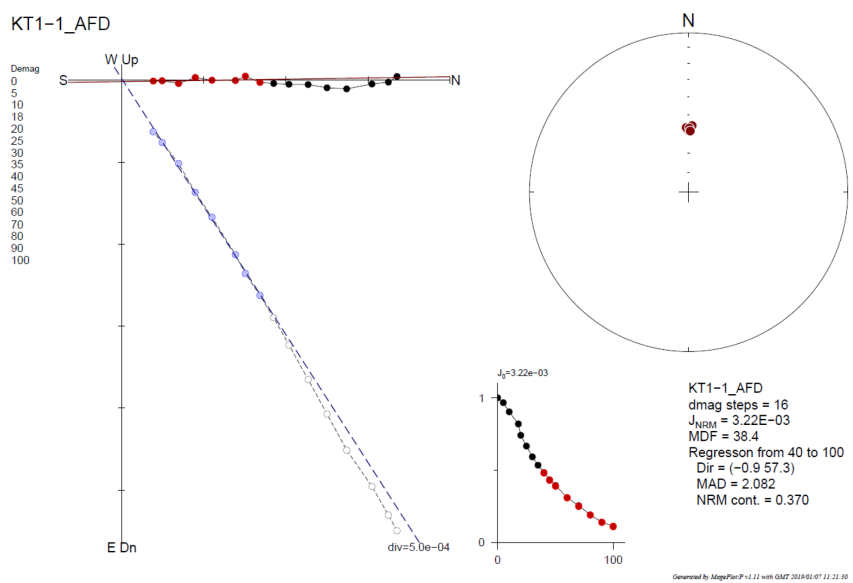


図 35. 屈足火砕流、サイト KT1 試料の段階交流消磁の結果.

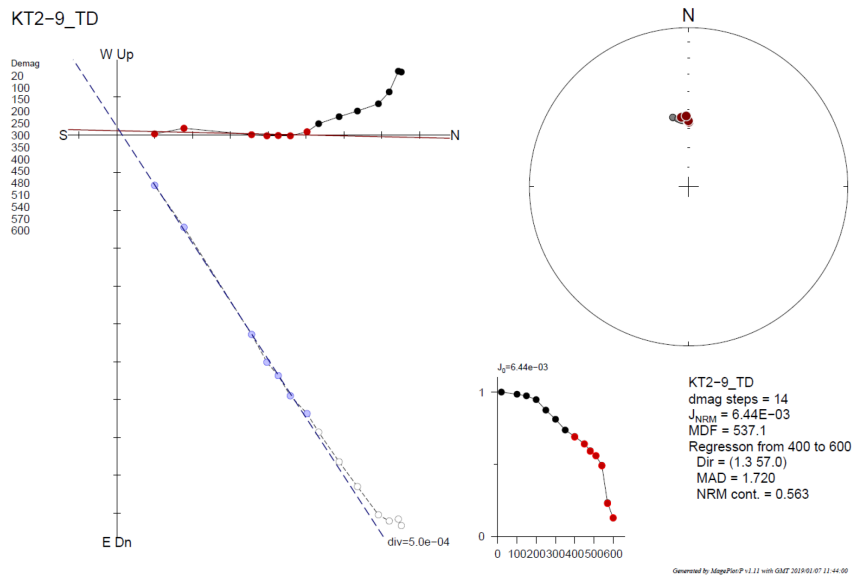


図 36. 屈足火砕流、サイト KT 2 試料の段階熱消磁の結果。

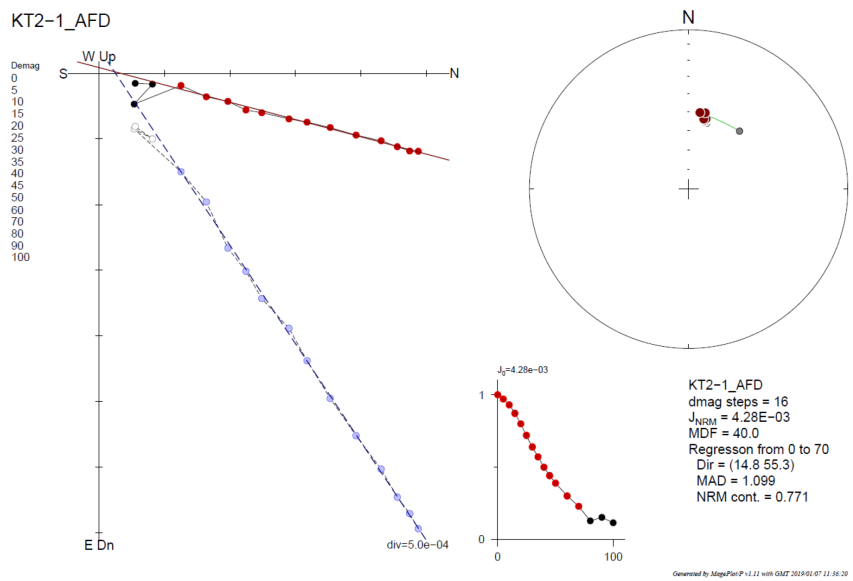


図 37. 屈足火砕流、サイト KT2 試料の段階交流消磁の結果。

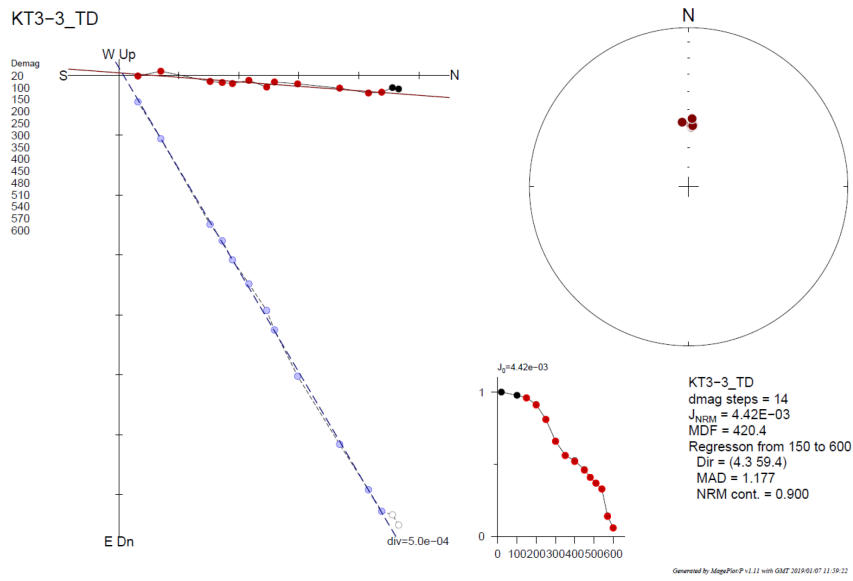


図 38. 屈足火砕流、サイト KT3 試料の段階熱消磁の結果.

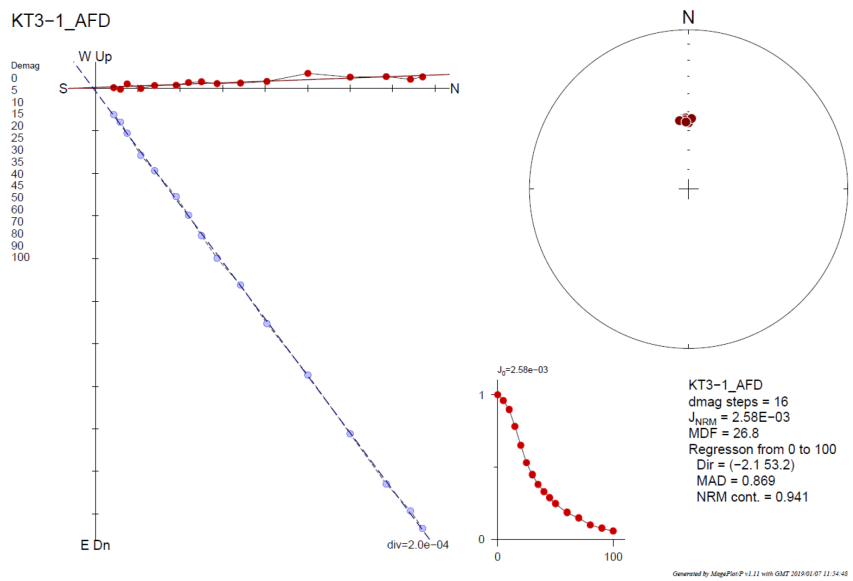


図 39. 屈足火砕流、サイト KT3 試料の段階交流消磁の結果.

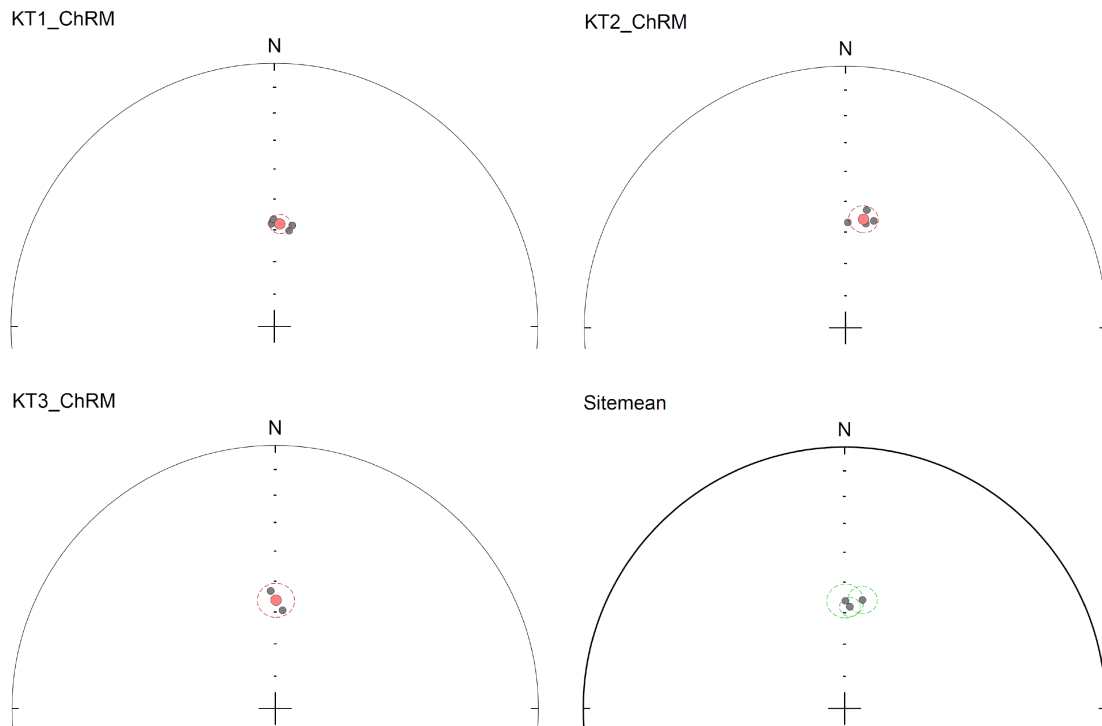


図 40. 屈足火砕流、3 サイトの特徴的残留磁化方位（黒）と平均（赤）。それらの平均方位の比較。

5-2-2. 芽登火砕流相当層

十勝三股火砕流については、昨年度に別の露頭（芽登火砕流相当層）で古地磁気測定を行ったため、参考のためそれらのデータもここで示す。3 サイトの各 1~2 試料について段階交流消磁を行った結果である。

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 41）。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 42）。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 43）。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。

このように芽登火砕流相当層では TMP2 のみから良好な古地磁気方位データを得た。

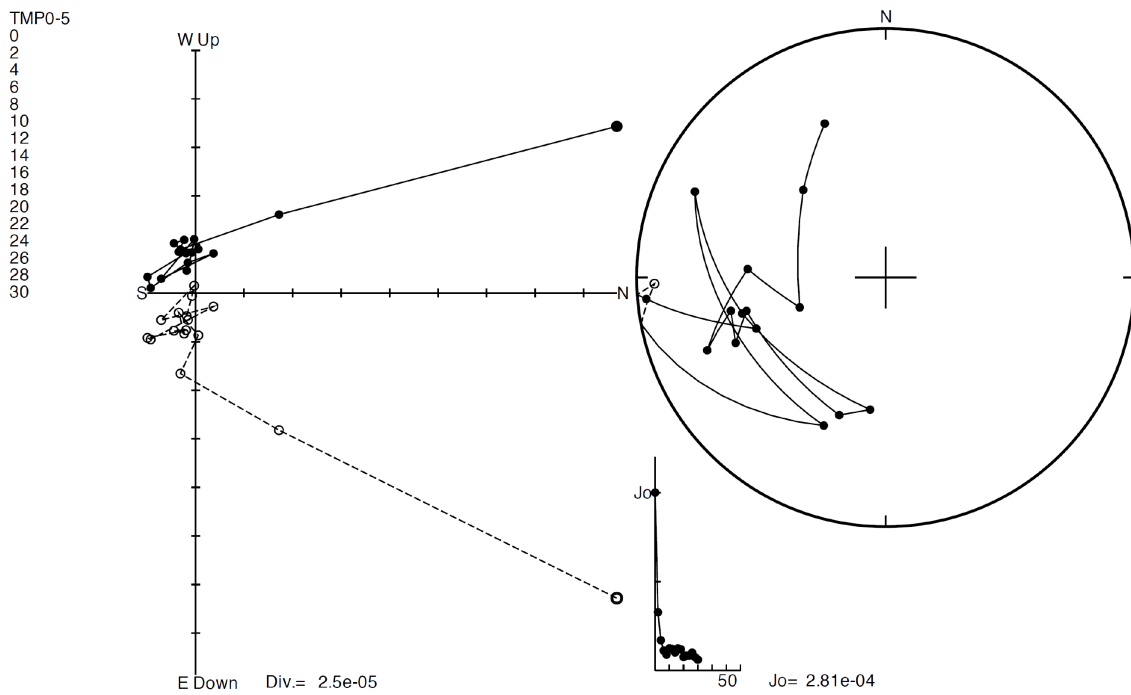


図 41. 降下火砕物 TMP0 から採取した試料の段階交流消磁の結果。磁化強度の単位は emu、特徴的な残留磁化の判別ができなかった。

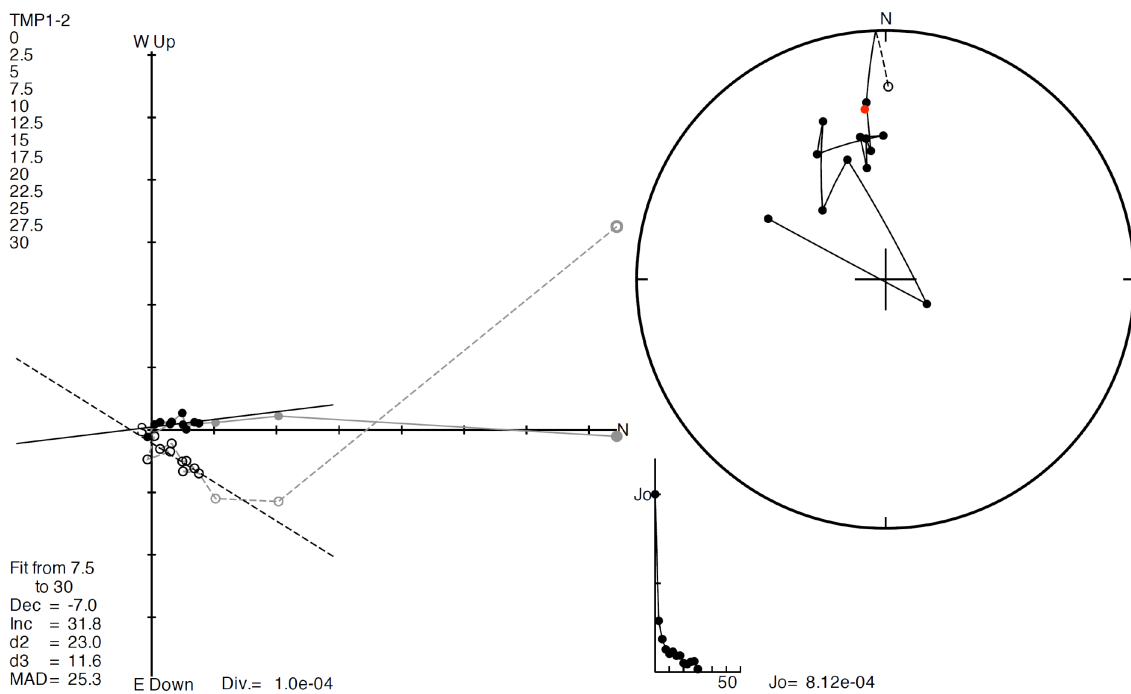


図 42. 火砕流堆積物基底部 TMP1 から採取した試料の段階交流消磁の結果。

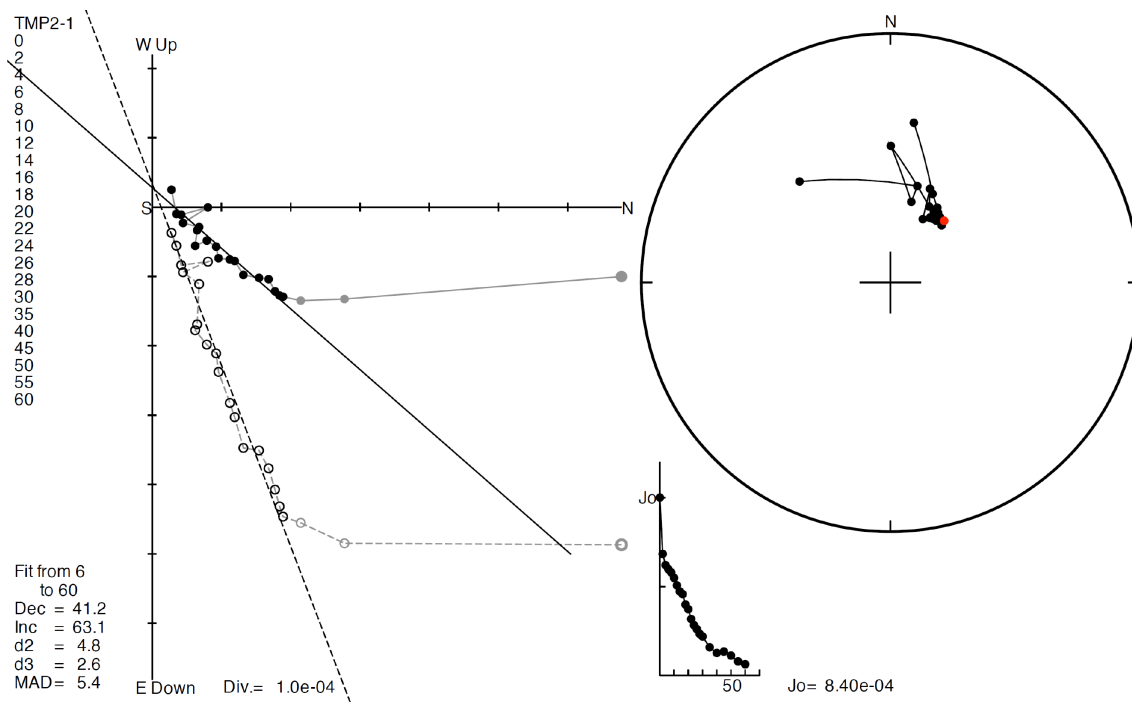


図 43. 火砕流堆積物本体部 TMP2 から採取した試料の段階交流消磁の結果。

5-3. 阿蘇2火砕流堆積物および秋田溶岩

熊本大学の磁気天秤（NMB-2000、夏原技研製）を用いて、チップ試料に対して熱磁気分析を行った。温度変化は1分あたり10度、加熱・冷却は真空雰囲気（10Pa程度）で行った（図44）。秋田溶岩の内部（AK01）は、キュリー温度300度と550度の2つの相が明瞭に確認できた。チタニウム含有量 $x=0.4-0.5$ のチタノマグネタイトと $x=0.1$ かそれ以下のチタノマグネタイトの2相が含まれていることを示唆している。一方、秋田溶岩の上部クリンカー（AK02）は、 $x=0.1$ かそれ以下のチタノマグネタイトのみを含む。これは、溶岩の最上部のクリンカー部であり、定置・冷却時に酸素が十分に利用できて、高温酸化が進行したことを示唆している。阿蘇2火砕流堆積物（溶結凝灰岩、AK03）は、キュリー温度500度とごくわずかに580度の2つの相が見られた。 $x=0.1$ 程度のチタノマグネタイトとマグネタイトを含むことを示唆している。

秋田溶岩の内部（AK01）については、熱消磁を2試料、交流消磁を4試料に適用した。いずれの消磁方法においても、低保磁力・低ブロッキング温度において、二次的な磁化を除くことができ、原点に向かう直線的な残留磁化成分が得られた（図45、46）。6試料の特徴的残留磁化より、平均方位を得た。

秋田溶岩の上部クリンカー（AK02）については、熱消磁を1試料、交流消磁を5試料に適用した。低保磁力・低ブロッキング温度において、二次的な磁化を除くことができ、原点に向かう直線的な残留磁化成分が得られた（図47、48）。6試料の特徴的残留磁化より、平均方位を得た。

阿蘇2火砕流堆積物の溶結凝灰岩（AK03）については、熱消磁を1試料、交流消磁を5試料に適用した。低保磁力・低ブロッキング温度において、二次的な磁化を除くことができ、原点に向かう直線的な残留磁化成分が得られた（図49、50）。6試料の特徴的残留磁化より、平均方位を得た。

これらの3つの平均方位を比較すると、95%信頼限界の範囲で一致する（図51）。したがって、秋田溶岩は、阿蘇2火砕流堆積物が噴出する直前、ほぼ同時～数十年以内に噴出したことが明確になった。阿蘇カルデラの東西には、阿蘇2火砕流の直下に溶岩が見つかる露頭がいくつかある（小野ほか、1977；田島ほか、2017）。今後、これらの溶岩の古地磁気方位測定を行うことで、秋田溶岩との対比や阿蘇2火砕流との時間間隙を推定できると考えられる。

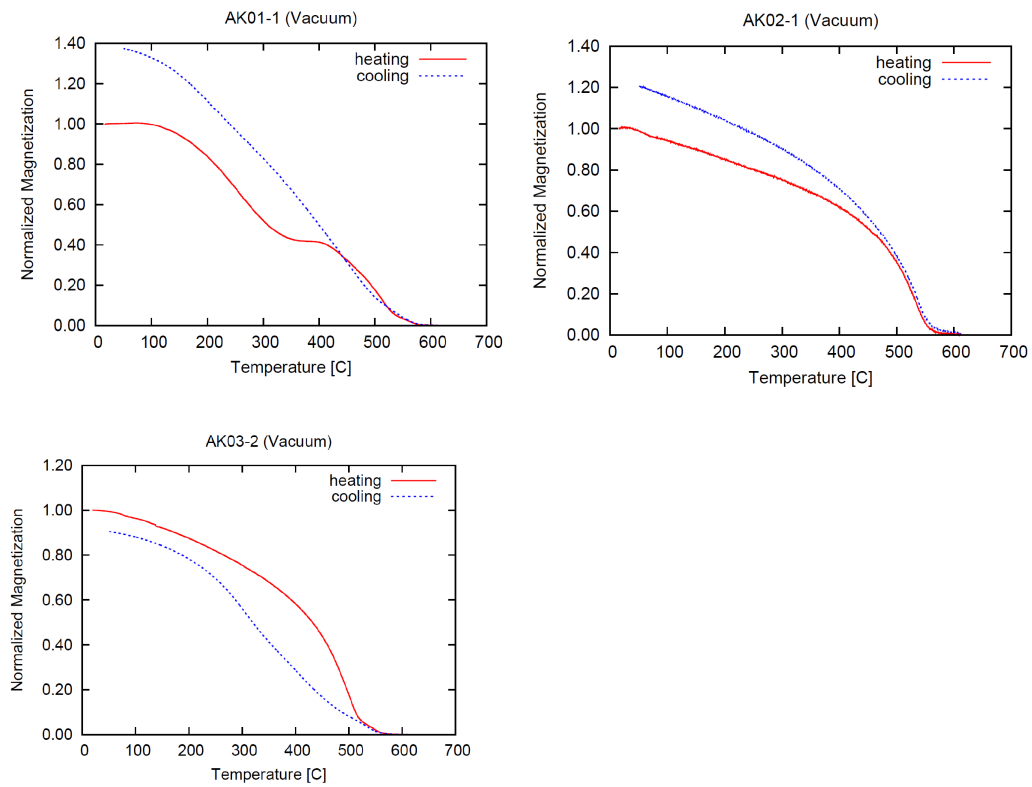


図 44. 秋田溶岩の内部 (AK01)、秋田溶岩の上部クリンカー (AK02)、阿蘇 2 火砕流堆積物 (溶結凝灰岩、AK03) の熱磁気分析の結果。直流磁場 0.3T 内において、チップサンプルの飽和磁化の温度変化を測定している。

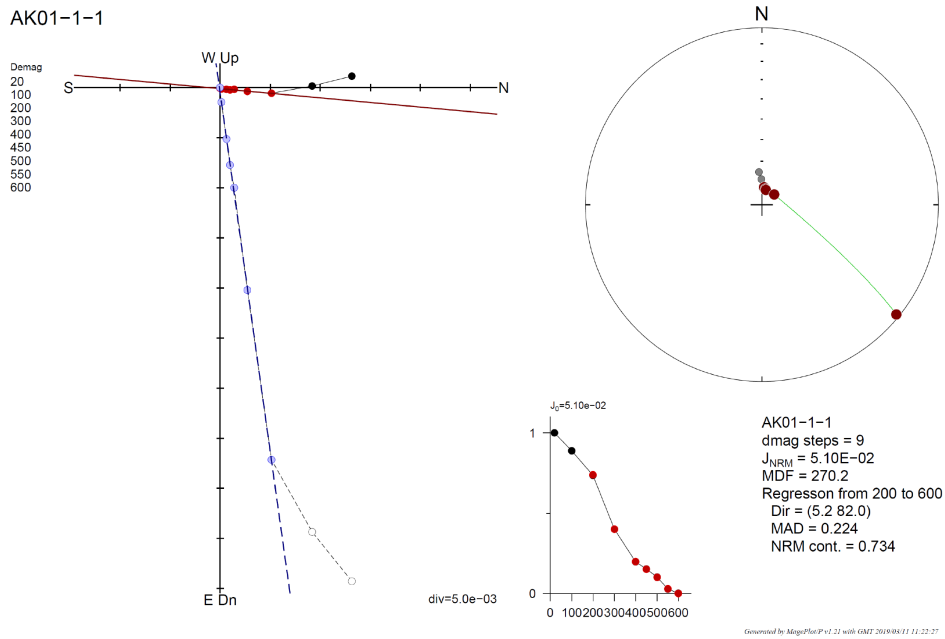


図 45. 秋田溶岩試料の段階熱消磁の結果。磁化強度の単位は、emu.

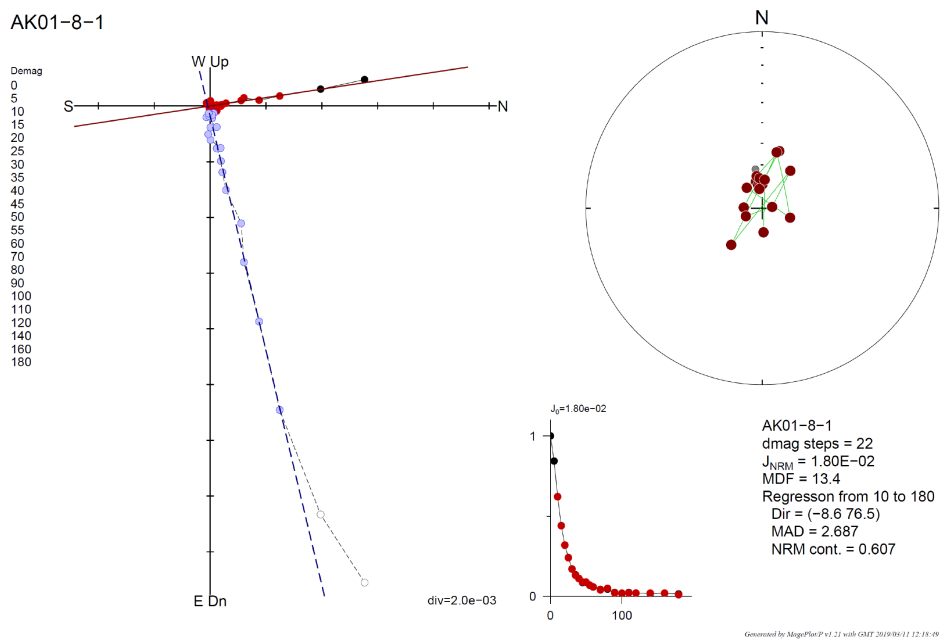


図 46. 秋田溶岩試料の段階交流消磁の結果.

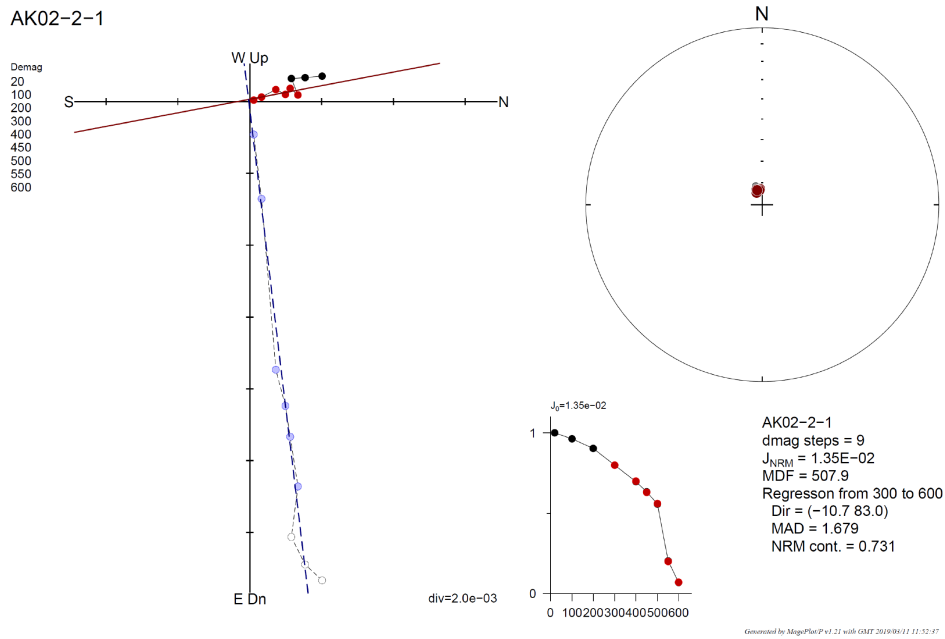


図 47. 秋田溶岩の上部クリンカー（赤色のスコリア質）試料の段階熱消磁の結果.

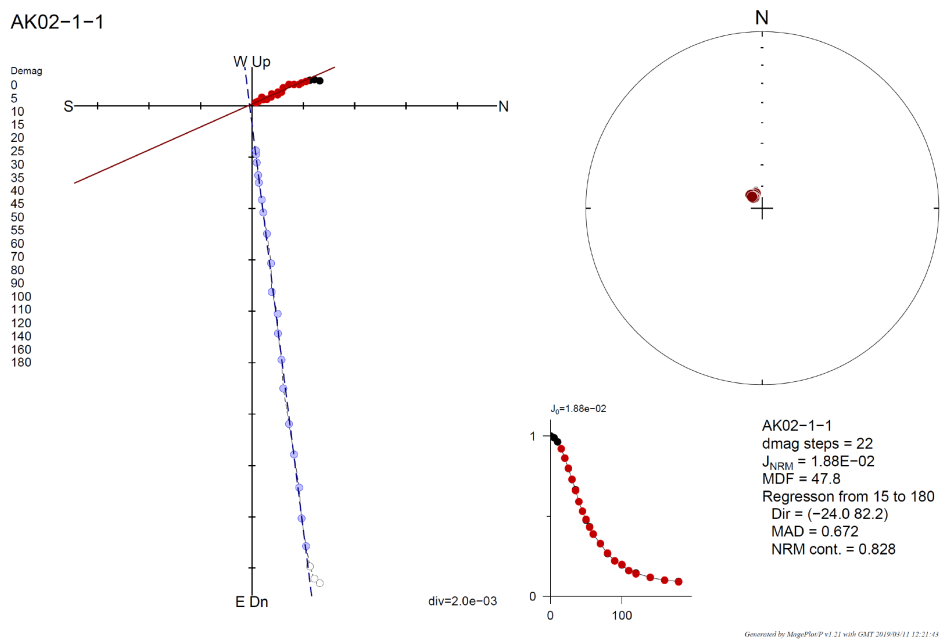


図 48. 秋田溶岩の上部クリンカー（赤色のスコリア質）試料の段階交流消磁の結果.

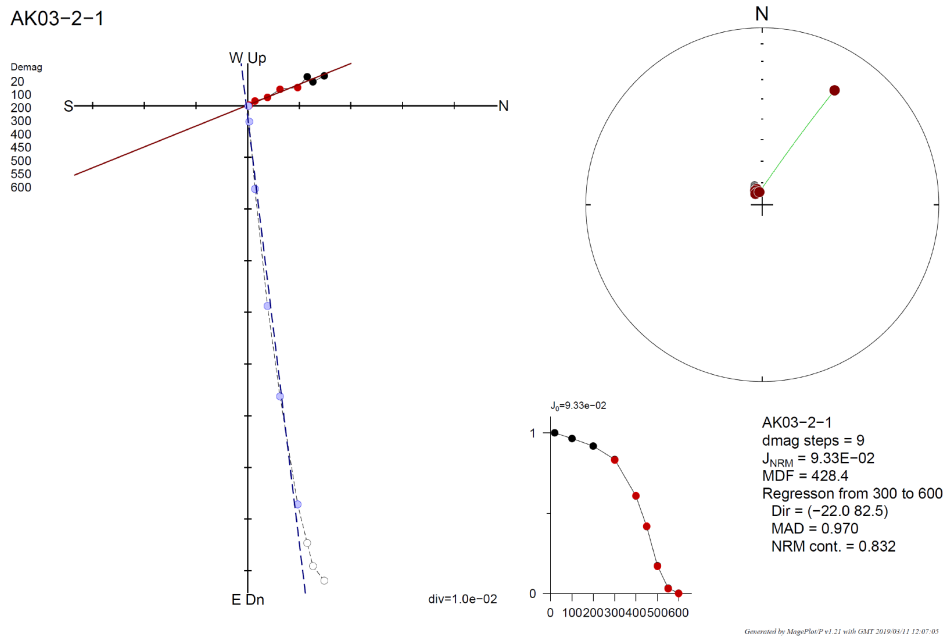


図 49. 阿蘇 2 火砕流堆積物（溶結部）試料の段階熱消磁の結果。

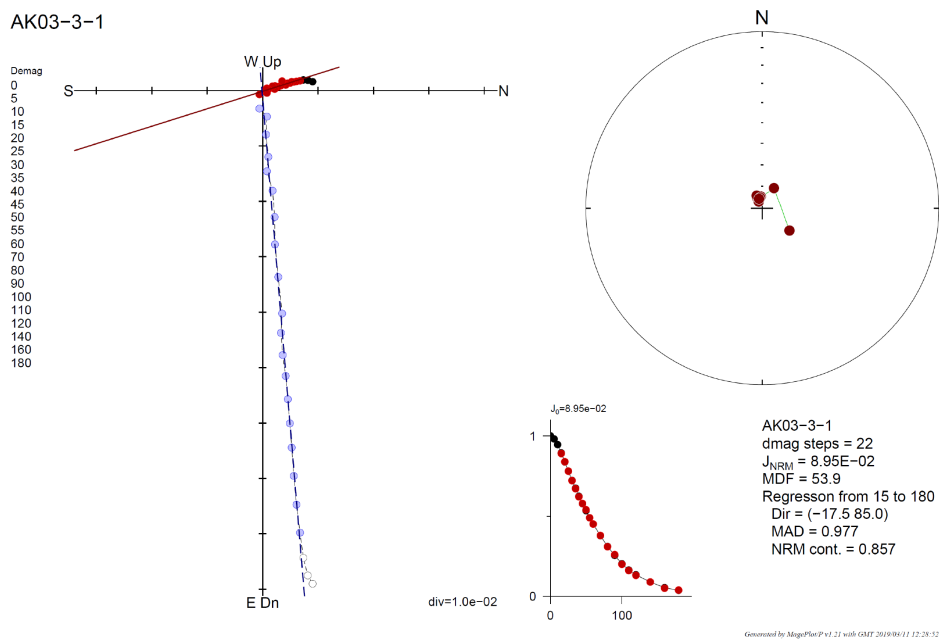


図 50. 阿蘇 2 火砕流堆積物（溶結部）試料の段階交流消磁の結果。

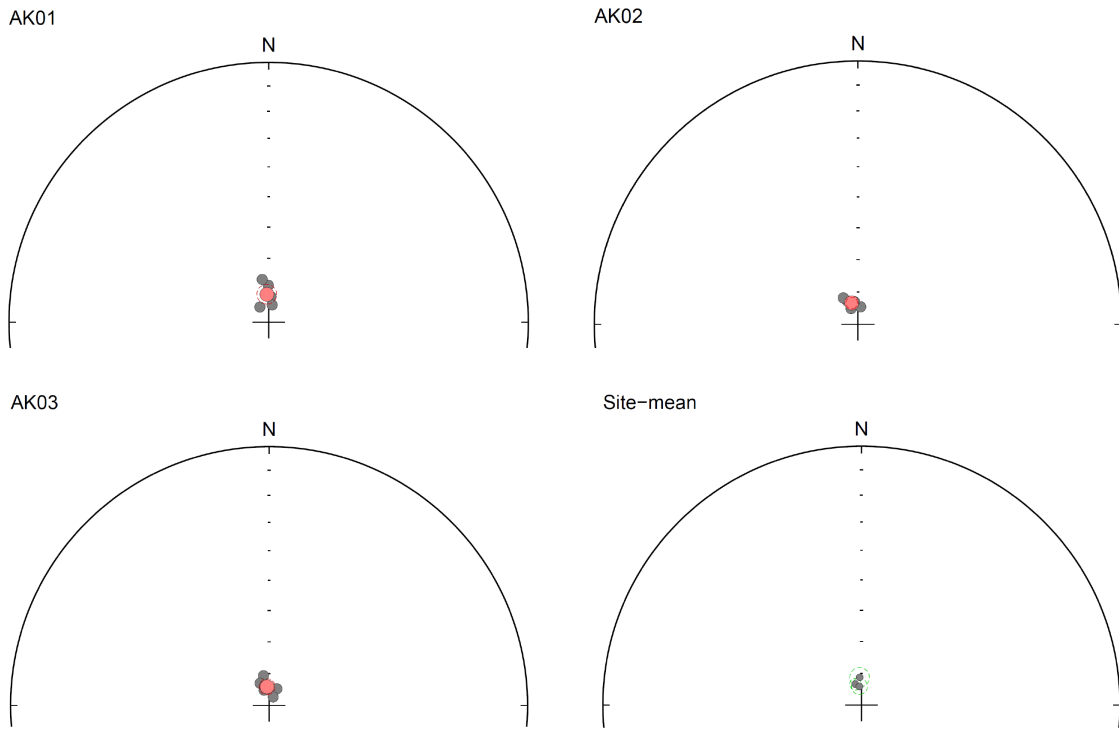


図 51. 各サイトの特徴的残留磁化方位（黒）の平均（赤）とそれらの平均方位の比較。

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

これまでに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[43]。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、この変化はメルトーホスト間の熱拡散にコントロールされる（図52）[2]。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（図53）。

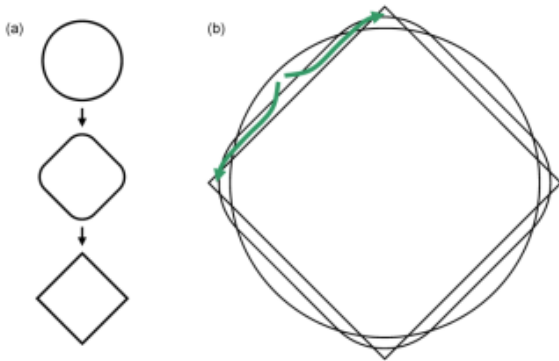


図 52. ガラス（形成時はメルト）包有物の形状変化の模式図（引用文献[2]の Fig.3). 右図の緑太線は拡散の様子（方向）を示している。

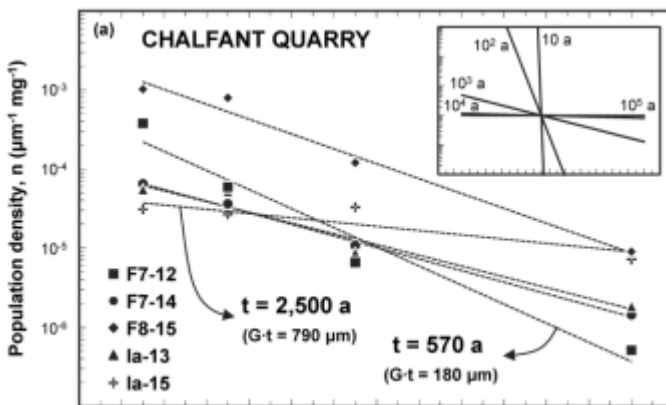


図 53. 結晶サイズとそのサイズの堆積占有率の図（引用文献[2]の Fig.5 : Bishop Tuff の例 . Inset の図は、理論的に求めた経過時間（年）と傾きの変化。図右には inset 図の理論式を示した（ $\ln(n)$ は傾き、 G は成長速度、 t は時間、 L はサイズ、 $\ln(n_0)$ は $L=0$ の場合の傾き）。

$$\ln(n) = -\frac{1}{Gt}L + \ln(n_0)$$

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、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。

6-2. 古地磁気方位による堆積時間差の見積もり

ここでは5章で得た古地磁気方位の差異から噴火継続時間を議論する。まず **KMB** については、噴火初期の降下火山灰である **KMB-1** は正帯磁であった。一方で、噴火のクライマックスである火砕流 **KMB-6** は、逆帯磁であった。このことから、**KMB** 噴火の初期と末期の間には、古地磁気極性が正磁極から逆磁極に変わる時代を含んでいると推定される。地磁気逆転の継続時間は数千年～1万年、エクスカージョンの継続時間は2～3千年であることが知られていて、現時点で **KMB-1** と **KMB-6** の間の時間間隙を見積もるのは難しいが、少なくとも数十年以内ではなく、数十～数百年以上の時間間隙があったと推定される。**KMB** の年代は1.5～2.0Ma というデータがあることを参考にするならば、**Olduvai Normal Subchron** の上部境界 (**Olduvai-Matuyama** 逆転境界) に対比される可能性がある。その場合、**KMB** の年代は1.77Ma である可能性が高い。ただし、最も慎重な解釈として、**KMB-1** (降下火山灰) が完全に二次磁化に置き換わっている可能性を否定できない。今後、別の露頭で採取した試料の測定に基く検討などが必要であろう。

TOKM (屈足火砕流) については、火砕流の下部・中部・上部の3サイトの古地磁気方位測定を行った。各サイトでまずまずまとまった正帯磁の特徴的残留磁化方位が得られ、各サイトにおいて平均方位を得た。これらの3つの平均方位は95%信頼限界の範囲で区別できない(同じ方位)であるので、これらの3サイトは同時に(数十年以内)に定置冷却したことが示された。3サイトは正帯磁であることから、**TOKM** の放射年代(1.0 Ma)を考慮すると **Jaramillo Normal Subchron** (1.07-0.99 Ma)の期間に形成された可能性が高い。一方、昨年度測定した芽登火砕流相当層のうち比較的良好なデータが得られた **TMP2** は、偏角が40度、伏角が60度であることから **excursion** の可能性も否定できず、その場合 **Santa Rosa excursion** (~930 ka)の可能性も考えられる。仮にそうだとすると、**TOKM** 噴火では、降下火砕物に次ぐ最初の火砕流(**TMP2**)と、その後相次いで噴出した大規模火砕流(**Kt-1**～**3**)間に顕著な時間間隙がある可能性が指摘できる。**Kt-1**～**3**は、従来の屈足火砕流 **Unit II**～**IV** に対応することから、**TMP2** は屈足火砕流 **I** に対比されるのかもしれない。

ちなみに、昨年度実施した **TMP0** と **TMP1** の古地磁気測定からはあまり良いデータが得られなかった。良い古地磁気データを得るためには、今年度採取したような、風化・変質の影響が少ない露頭を複数見出し、多数の試料を採取して、データの比較検討を行うことが求められる。

阿蘇2噴火(0.14 Ma)に関しては、阿蘇2火砕流の溶結部とその直下にある秋田溶岩の両者を定方位採取した。秋田溶岩については、溶岩の内部(黒色緻密部)と溶岩の最上部

にあたるクリンカー（赤色スコリア質部）の2サイトを設けて、合計3サイトの古地磁気方位測定を行っている。各サイトにおいて、6個程度の特徴的残留磁化方位が得られて、それらの平均方位を得た。これらの3つの平均方位は95%信頼限界の範囲で一致した。このことから、秋田溶岩は阿蘇2火砕流噴出の直前（数十年以内）に噴出したことが明確になった。

6-3. 大規模カルデラ噴火の進展過程

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溶融など）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** を構成する鉍物（**antecryst**）が、より長い（数万年以上）マグマ滞留時間を記録し、**magma chamber** から晶出した鉍物（**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火砕流群の石英は、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～数千年と、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。特に **KMB** からは、その最下部と最上部の間に、地磁気の逆転を挟む明瞭な時間間隙が認められた。また、可能性の域を脱してはいないが、**TOKM** についても噴火の初期と後期の間に顕著な時間間隙がある可能性が指摘された。これらの時間間隙は、少なくとも数十年、長い場合は数千年と見積もられ、最近の研究で、鬼界カルデラや支笏カルデラから得られた時間間隙と同様のオーダーである。ここで注目すべきは、マグマ滞留時間と、噴火中の時間間隙が、同様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、超大規模（ $>100 \text{ km}^3$ ）な **magma chamber** が液体としての振る舞いを維持できる限界の時間スケールが数十年～数千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、地質学的に短時間（数日～数年）で連続的に発生すると考えられてきた大規模火砕流ユニットの境界には、実際には数十年以上にもおよぶ時間間隙がある可能性を示唆している。

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。

長寿命で同一の magma reservoir には起因するが、そこから大量（100 km³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。このモデルは、第4章で述べた TOKA と TOKM の類似性を説明する際にも有効であろう。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、複数のユニットが、繰り返し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。国内にとどまらず、海外事例を増やすことも重要である。また、特定の magma reservoir から、繰り返し magma chamber の形成が起きているならば、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 の化学組成や圧力条件などが微妙に変化すると考えられる。実際、噴火堆積物に地磁気の逆転イベントという顕著な時間間隔が見出された KMB では、その下部（KMB-2）と最上部（KMB-6）のユニット間で化学組成、特に FeO_t 量が異なることが検出でき、今回、上記のモデルを強く支持する結果が得られたと言えよう。

7. 結論（まとめ）

本研究では、カルデラ形成噴火における大規模マグマ溜まりの、1) 滞留時間と2) 噴火継続時間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国内の事例研究を行った。

1) については、十勝地域の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結果、数十年から長くても数千年程度という値を得た。この値は、同手法で海外のカルデラ噴火を研究した既報の結果と非常に整合的である。

2) については、KMB において、最下部ユニット（KMB-1）と最上部ユニット（KMB-6）との間に、正帯磁から逆帯磁へと変化する、数十～数百年以上の時間間隙を見出すことができた。KMB は、下部（KMB-2）と上部（KMB-6）で、岩石学的特徴も異なる。

これまでのデータを統合すると、大規模カルデラを形成するようなマグマ溜まりは、単一ではなく、初期と末期を通じて生成しては噴出した生成するというサイクルを数百年

程度の間隔で繰り返したとするモデルが想定可能である。今後は、さらなる事例研究を増やすことや、すでに得られているデータの質を向上させることにより、上記のモデルの妥当性を詳細に検討することが求められる。

8. 国際学会における情報収集

カルデラ形成噴火に関して、科学的視点だけでなく社会学的視点も視野に入れて、最新の知見を得ることを目的に、第10回 Cities On Volcano 国際学会 (COV 10) に参加した。COV 10 の開催地であるイタリアのナポリは、活動的カルデラとして最近10年間以上継続して膨張傾向を示している Campi Flegrei カルデラや、世界で最初にプリニー式噴火が目撃・記載された典型例として有名な Vesuvius 火山などを抱える地である。学会では、自身の研究成果を発表し、また、他の研究者らの発表や議論から有意義な情報交換を行うことができた。さらに火山観測所や現地討論会にも参加し、カルデラ形成噴火の減災対策にも有意義な情報を得ることができた。

まず Campi Flegrei カルデラの活動では、60 ka から 10 ka にかけて発生した大規模噴火において、珪長質マグマの同位体比組成や火山ガラスの主成分・微量元素組成が系統的に変化する傾向がみられ、複数のマグマバッチの存在が示唆されていること[52]が分かった。さらに、岩石学的データ（ガラス包有物から見積もる結晶深度）と地球物理学的データ（地震波から見積もる低速度層の深度）を組み合わせることで現在存在する複数のマグマの深度を正確に見積もる研究[53]が紹介され、現在、主要なマグマ（膨張減となる大規模珪長質マグマ）は深度7~8 km に存在し H₂O に不飽和である一方、H₂O に飽和した複数のマグマバッチがより浅所（2~4 km）に存在することが分かった（図54）。15 ka 以降の比較的小規模な噴火はより浅く、ガス成分に富みやすい複数のマグマバッチから発生していると考えられるが、仮にカルデラ形成噴火が発生する場合は、より深くに存在する主要マグマが活動的になり、浅所の複数のマグマバッチと連動して噴火することが想定される。この場合、1回の噴火であっても、化学組成や温度圧力条件の異なる複数のマグマが混在して噴出するモデルが考えられ、過去のカルデラ形成噴火堆積物を解析する上でもこのようなモデルを想定することは重要と考えられる。Campi Flegrei カルデラで過去に発生した1回の噴火堆積物は、降下火砕物にはじまり非常に多様な火砕流を含む複数のユニットからなる場合が多く、当然ながらこれらに対して古地磁気学的手法はいまだ適用されていない。今後、Campi Flegrei のように地球物理データや岩石学的データが豊富なカルデラで、古地磁気学的手法を適用することで、各ユニットの発生タイミングを高分解能で解析し、既存のマグマ組成変化と組み合わせた研究を行うことは有意義であると考えられる。

火山観測所 (INGV : イタリア国立地球物理学火山学研究所) の見学では、周辺地域に存在する複数の活動的火山を一元的に監視するシステムと体制を確認し、ベスピオ火山西暦79年噴火のレベルを最高とする中小規模の噴火を想定した降灰・火砕流のシミュレーションも綿密に行われており、これらの研究成果が減災・避難計画にすでに組み込まれている

ことが確認できた。しかしながら、Campi Flegrei レベルのカルデラ形成噴火に対しては全くと言っていいほど対策がなされていないことも分かり、世界的にも大規模噴火に対する減災・管理体制の整備は整っていない。

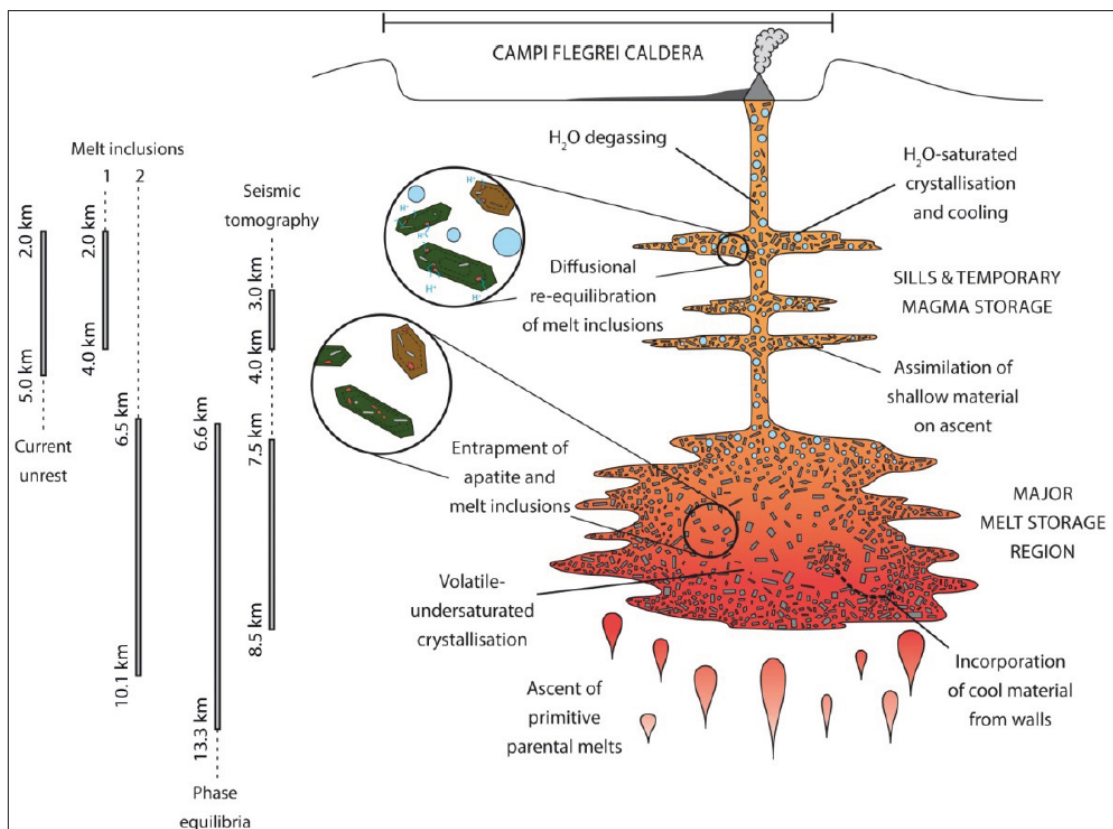


図 54. 岩石学的データと地球物理学的データを組み合わせた Camp Flegrei カルデラのマグマモデル図 ([53]より引用)。

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] Koshimizu, S., 1981, Fission track ages of pyroclastic flow in the Pliocene Ashoro Formation and the Plio-Pleistocene Ikeda Formation developed in eastern Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. IV, 19, 505-518.
- [8] 石井英一, 2009, 北海道中軸部における後期鮮新世～前期更新世の大規模珪長質噴火に関する研究. 北海道大学理学部博士論文, 111p.
- [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] Turner, G. M., Howarth, J. D., de Gelder, G. I. N. O., and Fitzsimons, S. J. (2015). A new high-resolution record of Holocene geomagnetic secular variation from New Zealand. Earth Planet. Sci. Lett. 430, 296–307. doi: 10.1016/j.epsl.2015.08.
- [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] 小野晃司・渡辺一徳, 1985, 阿蘇火山地質図. 火山地質図 4, 地質調査所.
- [31] 小野晃司・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和, 1977, 竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 145 p.
- [32] 田島靖久・星住英夫・松本哲一・廣田明成・小屋口剛博・阿蘇火山, 2017, Aso-1 火砕流堆積物に関する新知見と Aso-1 噴火に先駆けて噴出した古閑溶岩, 火山, **62**, 177-188.
- [33] Takai, A., Shibuya, H., Yoshihara, A., Hamano, Y., 2002, Paleointensity measurements of pyroclastic flow deposits co-born with widespread tephra in Kyushu Island, Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.* **133**, 159–179.
- [34] Mochizuki, N., Maruuchi, T., Yamamoto, Y., Shibuya, H., 2013, Multi-level consistency tests in paleointensity determinations from the welded tuffs of the Aso pyroclastic-flow deposits, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **223**, 40–54, doi:10.1016/j.pepi.2013.05.001.
- [35] 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.
- [36] Rollinson, H.R., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, London.
- [37] Day, W. H. E. and Edelsbrunner, H., 1984, Efficient algorithms for agglomerative hierarchical clustering methods. *Journal of Classification*. Springer-Verlag **1**, 7–24.
- [38] 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.

- [39] Watson E. B. and Harrison T. M., 1983, Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* 64, 295–304.
- [40] Ghiorso M. S. and Evans B. W., 2008, THERMODYNAMICS OF RHOMBOHEDRAL OXIDE SOLID SOLUTIONS AND A REVISION OF THE FE-TI TWO-OXIDE GEOTHERMOMETER AND OXYGEN-BAROMETER. *Am. J. Sci.* 308, 957–1039.
- [41] Gualda G. A. R., Ghiorso M. S., Lemons R. V. and Carley T. L., 2012, Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems. *J. Petrol.* 53, 875–890.
- [42] Cande, S.C., Kent, D.V., Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 100, B4, 6093-6095, 1995.
- [43] 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.
- [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

[52] Forni, F., Petricca, E., Bachmann, O., Mollo, S., De Astis, G., Piochi, M., 2018, The role of magma mixing/mingling and cumulate melting in the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei, Southern Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173, 45.

[53] Stock, M., Humphreys, M., Smith, V.C., Isaia, R., Brooker, R.A., Pyle, D.M., 2018, Tracking volatile behaviour in sub-volcanic plumbing systems using apatite and glass: insights into pre-eruptive processes at Campi Flegrei, Italy. *Journal of Petrology* 1-29.