

平成27年度原子力施設等防災対策等委託費

「古地磁気方位決定による噴火間隔見積りに関する研究」

調査報告書

提案者名 長谷川 健

茨城大学理学部

水戸市文京 2-1-1 茨城大学理学部

執筆者 長谷川 健(茨城大学)・望月 伸竜(熊本大学)

成果の概要

大規模噴火によって堆積した積み重なるテフラ層の古地磁気方位を求め、地磁気方位が数十年に 1 度程度の速度で変化すること（地磁気の永年変化）を利用して、噴火の継続時間や時間間隙を定量的に推定した。本研究では、まず、テフラ層の正確な古地磁気方位測定に欠かせない定方位サンプリング法の開発・確立を目的とした。対象とした噴出物は、鹿児島県の薩摩硫黄島に露出する鬼界カルデラ形成噴火堆積物（約 7,300 年前）である。本噴火堆積物は、下位から幸屋降下軽石、船倉火砕流、竹島火砕流である。幸屋降下軽石の下位には前兆噴火とされるプレ幸屋火山灰が認められ、さらにその下位には大規模な流紋岩質溶岩である長浜溶岩が存在する。これらについて、開発中の治具で定方位サンプリングを行い、古地磁気方位の測定およびデータの評価を行った。噴出物の対比やマグマ組成の差異を確認することを目的に、各層に含まれる本質物質の化学組成分析も行った。

平家城近辺の露頭において採取した、幸屋降下軽石最下部火山灰およびプレ幸屋火山灰の古地磁気方位は、95%信頼限界の範囲で一致した。同じ露頭の 2 層がほぼ同じ方位を与えたことは、古地磁気方位データとして信頼度が高いといえる。過去の考古地磁気永年変化曲線を参考にすると、100 年間に地磁気方位は 5-10 度変わるので、2 層の古地磁気方位がほぼ同じことから、両者の時間間隙は数十年以内と考えられる。長浜溶岩と幸屋降下軽石最下部火山灰の古地磁気方位は、伏角にして 8 度異なる。したがって、両者には 80-160 年間以上の時間間隙があったと推定した。また、幸屋降下軽石最下部火山灰と、過去に望月らが測定した船倉火砕流の方位は、伏角だけで 10 度異なる。したがって両者の間には 100-200 年あるいはそれ以上の時間間隙があったと推定した。以上から、長浜溶岩の流出後 100 年以上経た後、プレ幸屋火山灰と幸屋降下軽石がほぼ連続的に（数十年以内に）噴出し、その後はそれぞれ 100 年以上の間隔を経て船倉火砕流および竹島火砕流が発生したという時間推移が明らかとなった。また、これら噴出物のマグマ組成は $\text{SiO}_2 = 70.4\% \sim 72.5\%$ の狭い範囲に収まるが、上位の噴出物ほど SiO_2 値が低くなる傾向が明らかとなった。

本研究の結果から、これまでマグマ組成の類似性や、間に土壌層を挟まないことから一連と考えられていた幸屋降下軽石～竹島火砕流は数百年の時間を経たイベントであることが明らかとなった。逆に、古土壌が認められるプレ幸屋火山灰と幸屋降下軽石の間の時間間隙が最も小さいという結果となった。つまり古土壌層の有無は必ずしも時間間隙の絶対的な指標とならない可能性が指摘できる。

本研究における試みにより、大規模噴火によって噴出降下した火山灰から高精度の古地磁気方位を得ることができた。これには、未固結で軟弱な火山灰を高精度に定方位採取する技術が肝要であるが、プロトタイプの治具を露頭に固定することで 1° の精度で定方位採取することができた。最終的に得られた火山灰 2 層の古地磁気方位は $2\text{-}4^\circ$ の精度（95%信頼限界）を示した。火山灰層からも、火山岩試料の場合の精度 $1\text{-}2^\circ$ （95%信頼限界）にも匹敵するレベルの古地磁気方位データが得られることが確認できた。今後は、治具のさらなる改良と、別の地域で本手法の適用事例を増やすことが求められる。

1. はじめに

噴出量が 100 km³を超えるような大規模噴火は、目撃情報が皆無といってよい。そのため現在の火山学では、その火砕噴火現象がどれくらいの期間継続したのか、また仮に断続的であった場合、各噴火現象間の時間間隔はどれくらいであったのか、といった問いに明確に答えることができていない。大規模噴火の時間スケールを推測する場合、観測データを持っていない我々にとって最も有効な手がかりは、実際に過去に起きた堆積物の解析である。従来、我々は、大規模噴火堆積物から得られる地質学的な観察事実あるいは放射年代測定からその時間スケールの推定を行っていた。たとえば大規模噴火の堆積物には、しばしば、古土壌層を挟まずに積み重なる複数の地層を観察することができる。降下火砕物を直接覆う火砕流堆積物の関係がその代表例である。この場合、一般的には、噴煙柱の傘型領域から降下した火砕物とその噴煙柱が崩壊して発生した大規模火砕流、といった一連の噴火推移が想定されている。しかしながら一方で、最近では、降下火砕物とそれを直接覆う火砕流のマグマ組成が顕著に異なることなどから、両者の間には顕著な時間間隔があったことを指摘する研究例もある ([1] 坂東・中川, 2008)。仮に両者の堆積時期の間隔が 100 年オーダー以上であった場合は、¹⁴C 年代測定法によってその時間差を検出できる可能性がある。¹⁴C 法が適用できないような古い (> 6 万年前) 大規模噴火になると、放射年代の時間分解能はさらに悪くなる。つまり、従来の地質学的および放射年代学的手法では、大規模噴火の継続時間や発生間隔を、100 年以下の精度で定量的に検出するのは難しいと考えられる。

ここで、我々が用いる手法が古地磁気学的手法である。地磁気方位は、現在も数十年に 1 度程度の速度で変化しており（地磁気の永年変化）、古地磁気方位もその例外ではない。仮に降下火砕堆積物層（テフラ層）の古地磁気方位を精度よく決定できたならば、古地磁気の永年変化を利用して、100 年以下の堆積時間差を検出することが可能となる。従来、未固結であるテフラ層は、方位を固定した試料採取（定方位サンプリング）が難しいことや、磁化獲得のプロセスに不明点があることから、古地磁気学的研究の対象とされてこなかった。しかし、[2] 中島・藤井 (1995) は、プラスチック・キューブとブラントン・コンパスを用いた試料採取法を提案し、テフラ層でも古地磁気測定ができることを示した。テフラ層の古地磁気方位測定を系統的に行った研究例は、世界的にもほとんど例が無く、上記を含めて数件である（たとえば[3] Hayashida et al. 1996; [4] Fujii et al., 2001）。これらはいずれも九州のカルデラから噴出した広域火山灰（Aso-4、AT など合計 4 層）を対象としたもので、他の火山については手付かずの状態である。また上記論文は、積み重なるテフラ層の時間間隙に着目した研究ではないので、本研究の視点から手法やデータなどを再検証する必要がある。本研究と同様の着眼点で、溶結凝灰岩どうしの時間間隙を見積もった例は最近報告されているが ([5] 安田ほか, 2015)、テフラ層についての研究はないと言ってよい。

本研究では、まず、テフラ層の正確な古地磁気方位測定に欠かせない定方位サンプリン

グ法の開発・確立を第一の目的とした。すでに我々は、テフラ層の定方位サンプリング機器の試作品を作成しており、いくつかの問題点も認識しているので、改善を重ねながら機器の完成を目指している。試作品はその都度、実際に使用して、採取試料の古地磁気方位を測定し、分析精度のチェックを行っている。

今回我々が対象とした噴出物は、薩南諸島の薩摩硫黄島（図 1.1）に露出する大規模噴火堆積物である。これは、現在の鬼界カルデラを形成した噴火による堆積物で、約 7,300 年前に発生した。本噴火堆積物は、下位から順に、幸屋降下軽石、船倉火砕流、竹島火砕流で構成される([6] 小野ほか, 1982 : [7] Maeno and Taniguchi, 2007)。これらの中で竹島火砕流が最大規模 (45 km³) であり、この co-ignimbrite ash とされる鬼界アカホヤ火山灰は東北以南の日本列島全域を覆う広域テフラとして有名である。薩摩硫黄島では、さらに、幸屋降下軽石の下位に前兆噴火とされる白色火山灰層が認められる ([8] 小林ほか, 2012)。また、その下位には大規模な流紋岩質溶岩である長浜溶岩が存在する ([8] 小林ほか, 2012)。これら、大規模噴火とそれに関連する堆積物について、定方位サンプリングを行い、それぞれの古地磁気方位を決定し、各層間の時間間隙を推定した。また、得られた古地磁気データをもとに、本研究の手法の有効性も評価した。また、噴出物の対比やマグマ組成の差異を確認することを目的に、各層に含まれる本質物質の化学組成分析も行った。



図 1.1. 薩摩硫黄島の地形図（国土地理院発行）と試料採取位置

2. 調査地域の地質

現地では、おおむね上記文献（[7] Maeno and Taniguchi, 2007 : [8] 小林ほか, 2012）に記されている通りの噴火堆積物を確認することができた。調査および試料採取を行った地点は、計5点（IJ01～IJ05 : 図1）である。

IJ01,02 : 平家城（30.807N, 130.303E）

幸屋降下軽石とそれを覆う竹島火砕流が確認できた（図 2.1）。文献の記載のとおり、両者の間に位置するとされる船倉火砕流はここでは認められなかった。幸屋降下軽石の下位に、前兆噴火とされる白色火山灰層（小林ほか, 2012）を確認した（図 2.2.）。ここでは本層をプレ幸屋火山灰と呼ぶ。プレ幸屋火山灰は、層厚約 5 cm で、結晶片のほかに、細粒砂～粗粒砂サイズのガラス質溶岩片を多く含む（図 2.3）。幸屋降下軽石とプレ幸屋火山灰の間には、層厚 5 cm 程度の古土壌層が存在する。幸屋降下軽石は全層厚約 50 cm で、主に中礫～大礫サイズの軽石からなるが、基底部には層厚約 5 cm の火山灰が認められる。軽石礫の中には、炭化木片が認められる。

古地磁気測定試料は、プレ幸屋火山灰および幸屋降下軽石基底部火山灰から採取した。化学分析用試料は、幸屋降下軽石、竹島火砕流から採取した。



図 2.1. IJ01,02 の露頭写真。中央やや下部にあるねじり鎌の長さは約 30 cm。



図 2.2. IJ01,02。プレ幸屋火山灰と幸屋降下軽石の間には薄い古土壌層が挟まる。



図 2.3. プレ幸屋火山灰の実体顕微鏡写真.

IJ03 : 避難道 (30.786N, 130.276E)

船倉火砕流の強溶結相が認められる。本露頭は、長浜溶岩が形成する台地の上位に存在することから、長浜溶岩の上位と判断できる。ここでは、船倉火砕流の化学分析用試料を採取した。

IJ04 : 長浜 (30.781N, 130.276E)

層厚 50 m 以上で、柱状節理が認められる長浜溶岩が、断崖を形成して露出する(図 2.4)。上位には、IJ03 と地形的に連続し、標高をほぼ同じくして露出する、船倉火砕流と思われる地層が認められる。

長浜溶岩の露頭基底部で古地磁気測定用試料および化学分析用試料を採取した。



図 2.4. IJ04 の露頭写真。分厚い長浜溶岩上位に船倉火砕流の溶結相と思われる地層が認められる。○は古地磁気試料採取位置。

IJ05：大浦（30.788N, 130.266E）

長浜溶岩とそれを直接覆う幸屋降下軽石が認められる。ここでは、長浜溶岩の化学分析用試料を採取した。

IJ06：磯松崎（30.779N, 130.281E）

後カルデラ火山である稲村岳溶岩の末端が観察できる。ここでは、比較のために、稲村岳溶岩の化学分析用試料を採取した。

3. サンプルング手法

古地磁気方位を測定する上では、試料採取を行った露頭自体がブロック状に傾動していないかを確認することが重要である。今回、古地磁気試料を採取したのはテフラ層 2 枚（IJ01,02）および溶岩 1 枚（IJ04）である。

IJ01,02 の露頭では、採取したテフラ層の層理面が全体に北東へ緩く傾斜する。また、テフラ層を切る小断層が複数認められた。ただし、小断層による運動は並進運動であり、露頭全体が回転した形跡はない。IJ04 では、長浜溶岩に柱状節理が認められ、変形や傾動を受けたような形跡は認められなかった。

火山灰の定方位採取は、独自に作成した治具を用いて行った。火山灰層にプラスチック・キューブ（以下 10 cc キューブと呼ぶ）を打ち込み、試料採取を行った。この方法は、中島・藤井（1995）を参考にしているが、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ている。まず、10 cc 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改善した。

試料採取の手順を簡単に説明する。露頭からねじり鎌などで平らな面を露出させる。次に、治具の左右方向の水平をとりながら固定棒を打ち込み、治具を火山灰露頭に固定する。10 cc キューブ、打ち込み棒を順に治具の空洞部に入れてキューブの長さ分ハンマーで打ち込む。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（図 3.1）。定方位の終了後、スコップ等で 10 cc 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。



図 3.1. 火山灰試料の採取の様子。治具を露頭に固定した後、キューブを露頭に差し込む。ブラントン・コンパスを付けたオリエンテータを用いて、キューブの定方位データ（最大傾斜角方位・傾斜）を測定している。

4. 古地磁気測定

4. 1. 段階交流消磁による特徴的残留磁化の抽出

採取した試料の古地磁気学的測定は、熊本大学の古地磁気実験室にて行った。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。

長浜溶岩（J104）から採取した 7 試料の残留磁化測定・交流消磁は、自動交流消磁装置付スピナー磁力計（Dspin-2: 夏原技研）を用いて、自動的に行った。適用した交流磁場の強さは、0–30 mT においては 2 mT 間隔、30–60 mT においては 5 mT 間隔、60–120 mT においては 10 mT、120–180 mT においては、20 mT 間隔とした。

得られた段階交流消磁の結果（試料名：IJ04-1-1）を図 4.1 に示す。20 mT 以下の低保磁力成分には、いくらか 2 次磁化の影響が見られたが、保磁力 20 mT 以上の残留磁化は原点に向かって直線的に減衰している。この原点に向かって減衰する成分に対して、主成分解析を行い、得られた方位を各試料がもつ特徴的残留磁化方位とした。長浜溶岩から得られた 7 試料の特徴的残留磁化方位を等積投影図（図 4.2）に示す。7 試料の特徴的残留磁化方位は集中度の高い分布（ $k=1650$ ）を示し、溶岩冷却時の熱残留磁化方位を示していると考えられる。それらの平均方位（偏角： 0.8° ，伏角： 46.2° ，95%信頼限界（ α_{95} ）： 1.5° ）を当時の古地磁気方位として採用した。一般に、火山岩から復元された古地磁気方位の不確かさ（誤差）を表す α_{95} 値は、良い場合で $1\text{--}2^\circ$ である。十分に精度の高い方位が得られたと言える。

プレ幸屋火山灰（IJ02）および幸屋降下軽石最下部火山灰（IJ01）から採取したキューブ試料の残留磁化測定は、スピナー磁力計（夏原技研）を用いて行った。火山灰試料の段階交流消磁には、段階交流消磁装置（夏原技研）を用いて、最大 100 mT の交流磁場を試料に適用した。多くの試料は、0–30 mT においては 2.5 mT 間隔、30–60 mT においては、5 mT 間隔、60–100 mT においては 10 mT 間隔とした。

プレ幸屋火山灰から得られた段階交流消磁の結果（試料名：IJ02-08）を図 4.3 に示す。自然残留磁化は 2 次磁化の影響を受けて、地軸双極子磁場と大きく異なる西振りの偏角であった。10 mT 程度までの段階交流消磁により、2 次磁化に影響を受けた磁化成分は消磁することできた。10 mT 程度以上の保磁力成分は、原点に向かって直線的に減衰した。この原点に向かって減衰する成分に対して、主成分解析を行い、得られた方位を各試料がもつ特徴的残留磁化方位とした。プレ幸屋火山灰から得られた 7 試料の特徴的残留磁化方位を等積投影図（図 4.4）に示す。特徴的残留磁化方位はまずまずの集中度（ $k=229$ ）を示す。それらの平均方位（偏角： -7.4° ，伏角： 57.1° ， $\alpha_{95} : 4.0^\circ$ ）が得られた。

同様に幸屋降下軽石最下部火山灰から得られた段階交流消磁の結果（試料名：IJ01-01）を図 4.5 に示す。自然残留磁化はやはり 2 次磁化の影響を受けて、地軸双極子磁場と大きく異なる西～南西の偏角であった。プレ幸屋火山灰の試料と同様に、2 次磁化に影響を受けた磁化成分は 10 mT 程度までに消磁することできた。10 mT 程度以上の保磁力成分は、原点に向かって直線的に減衰した。この原点に向かって減衰する成分に対して、主成分解析を行い、得られた方位を各試料がもつ特徴的残留磁化方位とした。得られた 7 試料の特徴的残留磁化方位を等積投影図（図 4.6）に示す。特徴的残留磁化方位はかなり高い集中度（ $k=688$ ）を示す。それらの平均方位（偏角： -4.4° ，伏角： 54.6° ， $\alpha_{95} : 2.3^\circ$ ）が得られた。この $\alpha_{95}=2.3^\circ$ という値は、火山岩に匹敵する高精度な古地磁気方位データである。

4. 2. 古地磁気方位

前述の 3 サイトについて、特徴的残留磁化方位の平均方位を図 4.7 に示した。まず、幸屋降下軽石最下部火山灰・プレ幸屋火山灰から得られた方位は、95%信頼限界の範囲で一致している。同じ露頭の 2 層（間に古土壌層を挟む）がほぼ同じ方位を与えたことは、古地磁気方位データとして信頼度が高いといえる。また、プレ幸屋火山灰 - 古土壌 - 幸屋降下軽石最下部火山灰という順序で堆積しているが、2 つの火山灰層の時間間隔は古地磁気方位で検出できるほど大きくないことがわかった。[9] Hirooka (1971) の過去 2 千年間の考古地磁気永年変化曲線を参考にすると、古地磁気永年変化の変化量はほとんどの期間において年間 0.05-0.1 度である。100 年の時間間隔があれば、地磁気方位が 5-10 度変わるので、古地磁気方位で検出可能である。このことを踏まえると、2 つの火山灰層の古地磁気方位がほぼ同じことから、両者の時間間隔は数十年以内と考えられる。

一方、長浜溶岩と幸屋降下軽石最下部火山灰（およびプレ幸屋火山灰）の古地磁気方位は、伏角にして 8 度異なる。したがって、長浜溶岩と幸屋降下軽石最下部火山灰とは 80-160 年以上の時間間隔があったと推定した。

また、図 4.7 には望月らが竹島籠港の船倉火砕流（溶結凝灰岩）から復元した古地磁気方位も示した（未発表データ）。船倉火砕流は、竹島において幸屋降下軽石の上位かつ竹島火砕流の下位に位置する（[6] 小野ほか，1982：[7] Maeno and Taniguchi, 2007）。幸屋降下軽石最下部火山灰の方位と船倉火砕流堆積物の方位は、伏角だけで 10 度異なる。したが

って、幸屋降下軽石最下部火山灰と船倉火砕流には 100-200 年間あるいはそれ以上の時間間隙（数百年間の時間間隙）があったと推定できた。

図 4.8 には、[10] 中島ほか（2004）で報告されているアカホヤ火山灰の古地磁気方位を示した。アカホヤ火山灰の方位は、船倉火砕流に比べて偏角が約 6 度東である。アカホヤ火山灰は船倉火砕流の上位であり、両者の時間間隙が 100 年以上あった可能性が示唆される。ただし、アカホヤ火山灰 5 サイトのデータにはいくらかばらつきが見られる。また、各サイト内の特徴的残留磁化のまとまりを示す集中度パラメータ(k)は 80~277 であり、本研究の火山灰データの集中度パラメータ ($k=229\sim688$) に比べるといくらか低い。本研究で用いた試料採取方法の方が定方位の精度が良いと考えられる。アカホヤ火山灰についても本研究の試料採取方法を適用して古地磁気方位を得た上で、比較する必要がある。

前述の議論は、幸屋降下軽石最下部火山灰・プレ幸屋火山灰がそれぞれ堆積直後に残留磁化を獲得したものとして議論を行った。これらの 2 枚の火山灰層が上位層によって加熱されて、同じ地球磁場方位のもとで熱残留磁化を獲得した可能性についても念のため検討しておく。まず、幸屋降下軽石には炭が含まれている。したがって、幸屋降下軽石層の温度は少なくとも 250 度に達していたと考えられる。一つの可能性は、高温で定置した竹島火砕流堆積物が下位の幸屋降下軽石層・幸屋降下軽石最下部火山灰・プレ幸屋火山灰を加熱したというものである。あるいは幸屋降下軽石層が高温状態で堆積し、下位の幸屋降下軽石最下部火山灰・プレ幸屋火山灰を加熱した可能性もある。これらの可能性の真偽を把握するためには、竹島火砕流堆積物・幸屋降下軽石の残留磁化方位を得る必要がある。

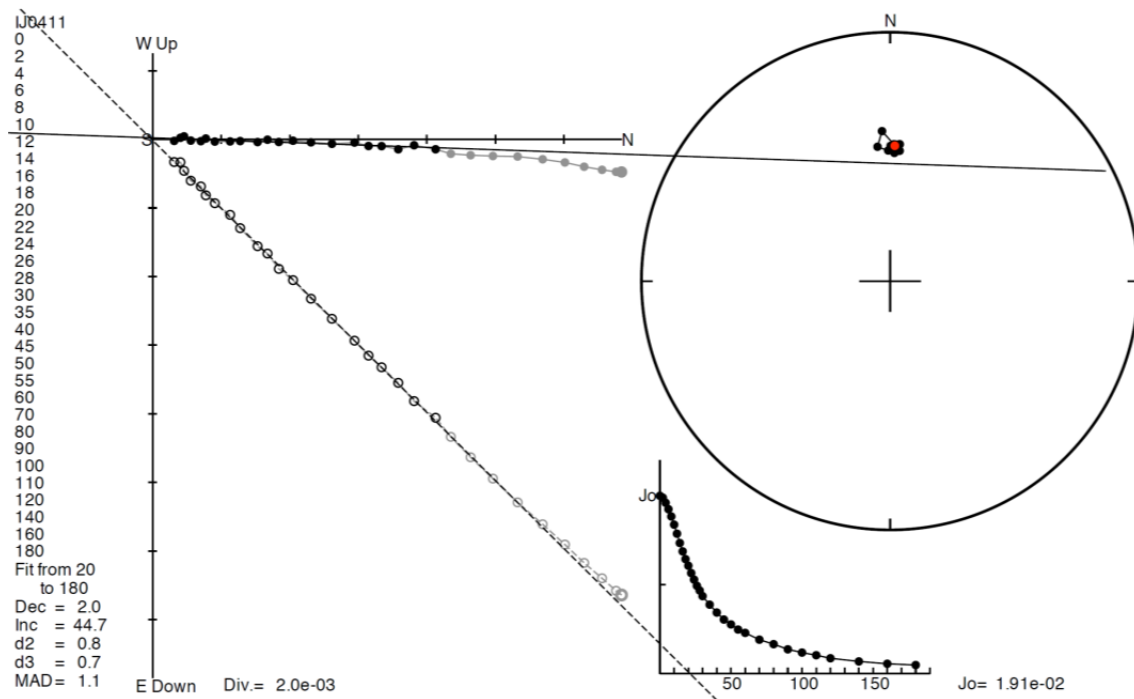


図 4.1. 長浜溶岩試料の段階交流消磁結果例 (IJ04-1-1)。他の 6 試料の結果は、附録に示した。

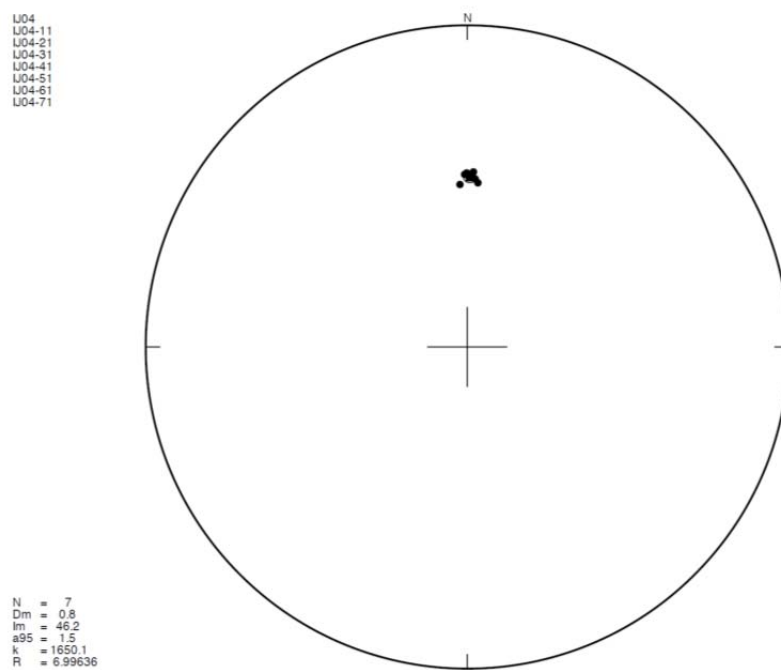


図 4.2. 長浜溶岩試料の残留磁化方位の分布と平均方位

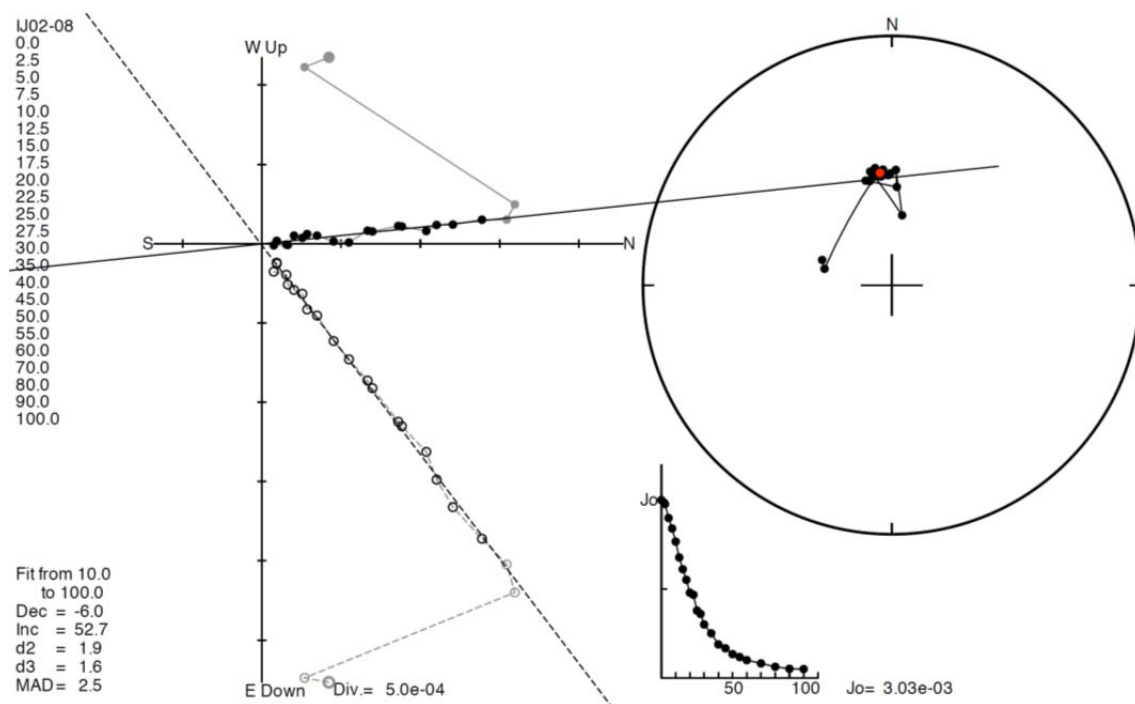


図 4.3. プレ幸屋火山灰試料の段階交流消磁結果例 (IJ02-08)。他の 7 試料の結果は、附録に示した。

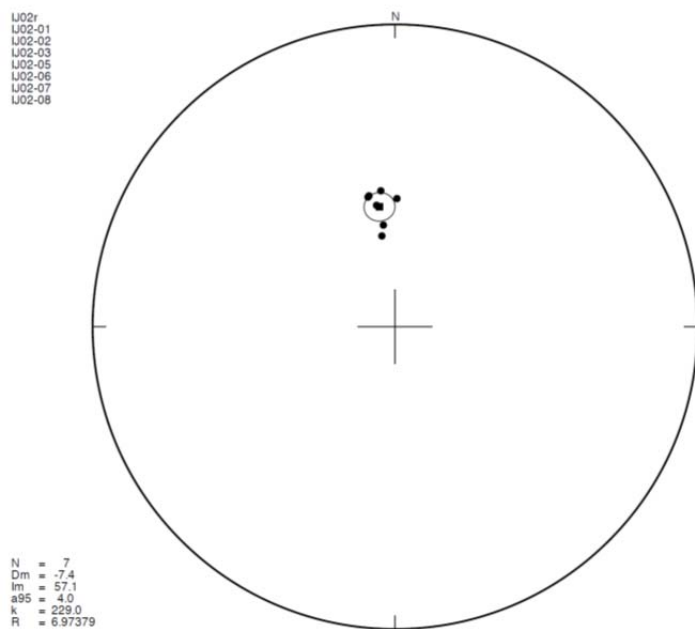


図 4.4. プレ幸屋火山灰試料の残留磁化方位の分布と平均方位

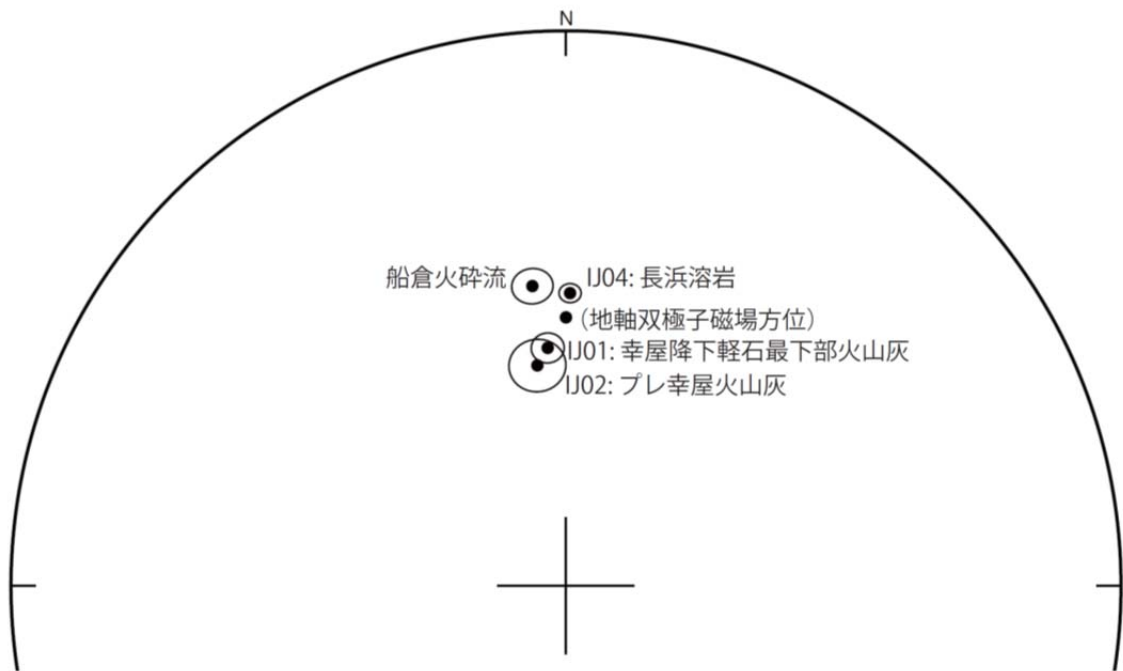


図 4.7. 本研究課題で得られたサイト平均方位 (IJ01, 02, 04) の比較。楕円は平均方位の 95%信頼限界を示す。船倉火砕流堆積物 (溶結凝灰岩) の古地磁気方位 (未発表) も合わせて示した。古地磁気方位の違いに基いて、時間間隙を見積もることができる。

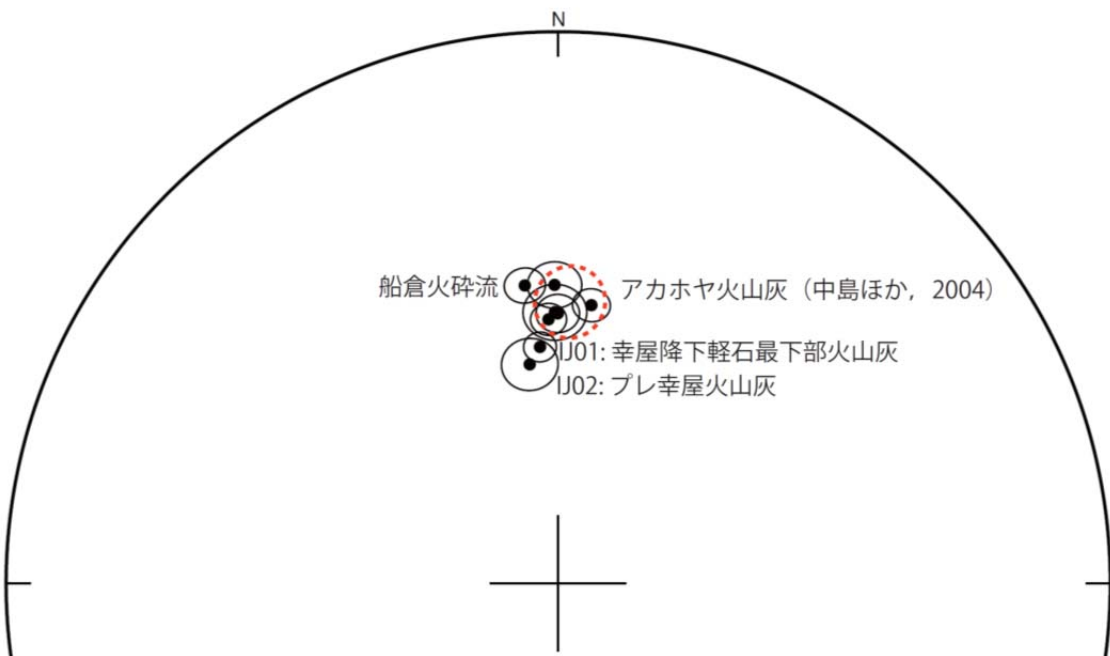


図 4.8. サイト平均方位の比較。アカホヤ火山灰の古地磁気方位 ([10] 中島ほか, 2004) と比較を行った。幸屋降下軽石最下部火山灰・船倉火砕流堆積物の古地磁気方位は、いずれもアカホヤ火山灰とは数度以上異なる。

5. 岩石学的データ

噴出物の対比・同定のため、また、時間間隙を考察する際にマグマ組成の時系列変化も参考になると考え、噴出物の化学組成分析を行った。比較のため、同島内に存在する後カルデラ火山の噴出物である稲村岳溶岩 (IJ06) も分析した。

5. 1 手法

試料は、超音波洗浄機を用いて純水で洗浄し、乾燥させた後にメノウミルを用いて粉末にした。粉末試料約 1.4g を融剤 ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) で 2 倍希釈し、ビードサンプラ装置を用いてガラスビードを作成した。

分析は茨城大学のリガク社製 PrimusII 蛍光 X 線分析装置を用いた。主成分元素は $\text{SiO}_2 \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{MnO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{CaO} \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5$ の 10 成分を測定した。鉄は全鉄を 2 価として換算し、酸化物の合計は 100% に規格化してある。

全岩化学組成の一例として $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ に示す (図 5.1)。長浜溶岩、幸屋降下軽石、船倉火砕流および竹島火砕流は、 $\text{SiO}_2 = 70.4\% \sim 72.5\%$, $\text{K}_2\text{O} = 2.6 \sim 2.9\%$ の範囲に収まり、全体として類似した化学組成を示す。長浜溶岩を詳しく見ると、IJ04 と IJ05 で組成範囲がやや異なる。より上位と考えられる IJ05 が、より低い SiO_2 値を示す。全体を通して、層序が下位ものから上位のものに向かって、 SiO_2 が系統的に減少する傾向が認められる。

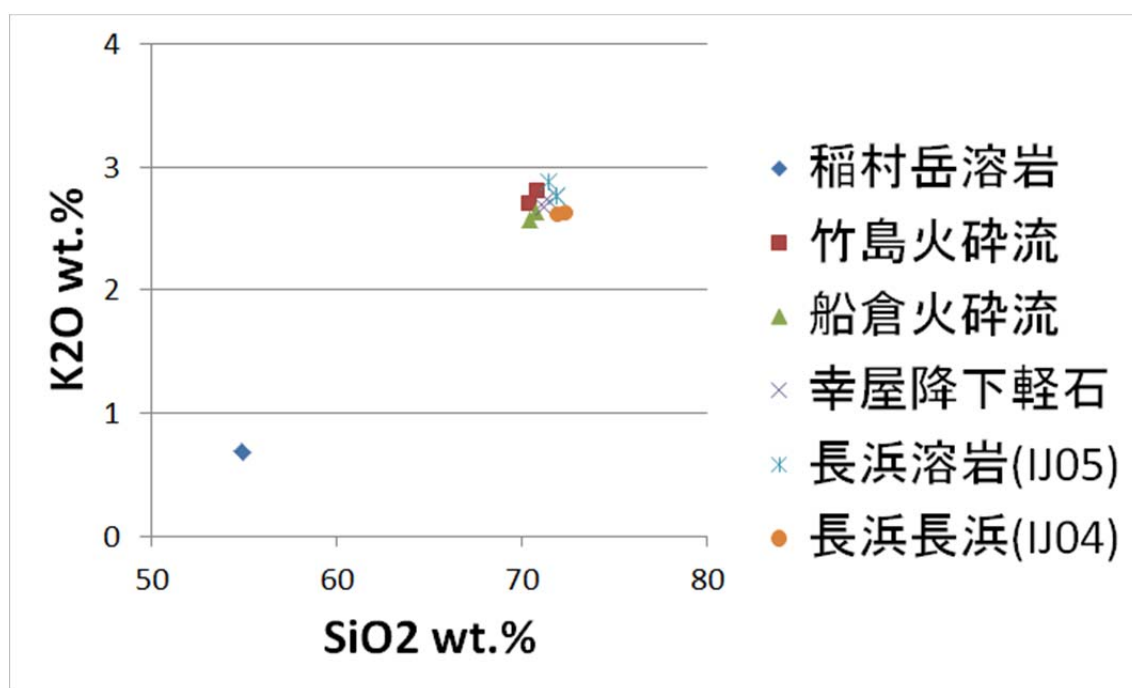


図 5.1. 全岩化学組成の K_2O のハーカー図。

6. 議論

6-1. テフラの古地磁気データの評価

本研究における試みにより、大規模噴火によって噴出降下した火山灰から高精度の古地磁気方位を得ることができた。これには、未固結で軟弱な火山灰を高精度に定方位採取する技術が肝要であるが、プロトタイプの治具を露頭に固定することで 1° の精度で定方位採取することができた。最終的に得られた火山灰2層の古地磁気方位は $2\text{--}4^{\circ}$ の精度(95%信頼限界)を示した。火山灰層からも、火山岩試料の場合の精度 $1\text{--}2^{\circ}$ (95%信頼限界)にも匹敵するレベルの古地磁気方位データが得られることが確認できた。

ここで、特徴的残留磁化方位の集中度パラメータについて言及しておく。特徴的残留磁化方位の集中度パラメータ(k)は、値が大きいほど集中度が良いことを意味する。従来研究を参照すると、アカホヤ火山灰5サイトにおいては100-300([10] 中島ほか, 2004)、始良丹沢テフラ40サイトについては100-500([2] 中島・藤井, 1995)、阿蘇4テフラについては100-500([11] 中島・藤井, 1998; [4] Fujii et al., 2001)程度が多い。本研究の2枚の火山灰層においては、集中度パラメータ(k)は688(IJ01: 幸屋降下軽石最下部火山灰)と229(IJ02: プレ幸屋火山灰)であった。後者は従来研究の平均的なレベルと同程度、前者は従来研究に比べて高い。

薩摩硫黄島は、鬼界カルデラの縁に位置しているので、カルデラ形成前の堆積物はカルデラ陥没による激しい地殻変動の影響を考慮する必要がある。

カルデラ形成の前とされる長浜溶岩に関しては、1) 柱状節理が傾いていないこと、2) 連続的に認められる上面がほぼ水平であること、から堆積後の傾動はほとんど受けていないと判断できる。また、長浜溶岩が本島の基盤を構成していることから、その上位の地層も傾動を被っていないと判断できる。したがって、今回定方位サンプリングした試料について、堆積後の地殻変動の影響は考慮しなくてよいと結論した。この結論は、長浜溶岩の古地磁気方位が地軸双極子磁場方位に近いことから支持される(図4.7)。

6-2. 大規模噴火の時間間隙の評価

地磁気の永年変化曲線に関しては、本研究対象の噴火年代とされる7300年前まで遡ったデータはないが、これまでの研究で、約2000年前まで遡ったデータがある([9] Hirooka, 1971)。これらの成果から、地磁気の永年変化の変化量は1年あたり概ね $0.05\text{--}0.1^{\circ}$ であることが分かっている。この値を参考にすると、古地磁気方位はおおむね100年で $5\text{--}10^{\circ}$ 変化すると推定できる。この値は、本研究における分析精度より大きい変化量であるため、各層の古地磁気方位が誤差の範囲(95%信頼限界)で一致しているかどうかによって、各地層の堆積時間間隔が100年以下かを評価する。

プレ幸屋火山灰と幸屋降下軽石最下部火山灰の古地磁気方位は、95%信頼限界の範囲で一致する(図4.7)。一般に、降下火砕物は上空を降下する過程でマグマ片が十分に冷却されるため、堆積時に下位の地層を高温にした可能性はないと判断できる(より詳しい検討は4.2で言及した通り今後の課題とする)。したがって、プレ幸屋火山灰と幸屋降下軽石との時間間隙は100年以下であると推定できる。この推定が正しければ、両者の間に認めら

れる層厚 5 cm 程度の古土壌層は 100 年以内に形成されたものと結論できる。

幸屋降下軽石の上位とされる船倉火砕流については、過去に竹島で得た試料から得られた古地磁気方位を参照する（図 4.8）。幸屋降下軽石と船倉火砕流の古地磁気方位は誤差の範囲を超えて約 10 度異なる。したがって、両者の間には 100-200 年以上の時間差があると推定できる。

船倉火砕流の上位とされる竹島火砕流については、今回古地磁気データを取得していない。竹島火砕流の *co-ignimbrite ash* とされる、すなわちほぼ時間間隙なく堆積したと考えられる鬼界アカホヤ火山灰の古地磁気方位は、[10] 中島ほか（2004）で報告されている。このデータと上記竹島の船倉火砕流のデータを比較すると、両者の古地磁気方位は有意に異なる（図 4.8）。したがって船倉火砕流と竹島火砕流の間にも 100 年以上の時間間隙があったと考えられる。この結果は、船倉火砕流の溶結相の上位を、非溶結で厚い竹島火砕流が覆う、という観察事実とも調和的である。仮に溶結した船倉火砕流がまだ十分に冷えないうちに大規模な竹島火砕流がそれを覆った場合、その境界は不明瞭となり、同一の *cooling unit* として観察されると考えられる。

上記、カルデラ形成時の火砕堆積物の古地磁気方位は、長浜溶岩のそれと一致しない。このことから、長浜溶岩と幸屋降下軽石の間にも 100 年以上の時間間隙があったと思われる。

以上をまとめると、長浜溶岩の流出から 100 年以上経たのち、プレ幸屋火山灰と幸屋降下軽石がほぼ連続的に（100 年の間隔を置かずに）噴出し、その後は、それぞれ 100 年以上の間隔を経て船倉火砕流および竹島火砕流が発生した、という噴火時間の経過が明らかとなる。仮に最大規模の竹島火砕流を本噴火と定義するならば、それに至るまでの前兆噴火が数百年にわたっていると結論できる。

本噴火堆積物を構成する各層（幸屋降下軽石、船倉火砕流、竹島火砕流、鬼界アカホヤ火山灰）は、間に古土壌層を挟まないといった地質学的データや、本質物質のマグマ組成が類似するといった岩石学的データから、これまで、時間間隙のない一連の噴出物と考えられてきた。しかしながら、本研究の結果から、これらの噴火は一連とは言えず、幸屋降下軽石から竹島火砕流までは数百年の時間を経たイベントであることが指摘できる。逆に、古土壌が認められるプレ幸屋火山灰と幸屋降下軽石の間の時間間隙が最も小さいという結果となった。つまり古土壌層の有無は必ずしも時間間隙の絶対的な指標とならない可能性を示唆している。巨大噴火が発生した地域は大量の火砕物によって植生の回復が困難な土地となり、土壌の発達が遅くなるため、十分な時間間隙があっても土壌層が形成されない可能性も考えられる。

6-3. 今後の課題

前述したように、アカホヤ火山灰の古地磁気方位は、[10] 中島ほか（2004）などで 5 つのサイトから報告されている。しかし、[10] 中島ほか（2004）のデータの質は、本研究の

火山灰層のデータよりもいくらか低い。また、5 サイトのデータはいくらかばらついている。本研究課題で適用した定方位方法を用いて、アカホヤ火山灰から精度の良い古地磁気方位を得ることが今後の課題である。本研究で開発した器具を用いて、アカホヤ火山灰を九州の複数の露頭で採取することで、得られる古地磁気方位データの信頼性を把握できる。幸屋降下軽石（最下部火山灰）・船倉火砕流堆積物・アカホヤ火山灰の古地磁気方位データが揃えば、それらの時間間隙を見積もることができる。

今回の議論に用いた、幸屋降下軽石と船倉火砕流の試料は、同じ露頭で採取したものではない。より信頼性の高い議論を行うためには、上下関係が確実な同じ露頭で多数の層準を採取することが重要である。このため、幸屋降下軽石、船倉火砕流および竹島火砕流が連続的に観察できる竹島籠港で、これらの試料を採取することが有効であろう。また、定置後の傾動の可能性の棄却など、古地磁気方位のデータの信頼性を高めるため、同一の地層を複数の地点で定方位サンプリングすることも重要である。ただしこの際は、4. 2 で言及した通り、火砕流の堆積時に下位層を再加熱にする可能性についてきちんと検討しなければいけない。

今回火山灰採取に用いた 10 cc キューブは、火山灰の採取に適しているが、製造業者が廃業したことにより現在は製造されていない。熊本大学では手元に残っている 10 cc キューブを使っているが、新たに 10 cc キューブを入手することはできない。一方、国際深海掘削計画 (IODP) における海洋堆積物の古地磁気学的研究でも使用されることが多い 7 cc キューブは、ユーザー数が多いこともあり、今後も継続的に購入できる見込みである。

ただし、7cc キューブは 10cc キューブよりも一回りサイズが小さく、定方位の精度が低くなる可能性がある。今後の課題として、火山灰を採取した場合に 7 cc キューブと 10 cc キューブで精度にどの程度の違いがあるのかを比較検討しておく必要がある。7 cc キューブでも定方位の精度に問題がなければ、そちらに移行すべきだろう。

今回の手法開発により、未固結の軟弱火山灰層に対して適切な定方位方法を適用することで、高精度の古地磁気方位データを得ることができることを確認できた。今後は、日本列島に存在する他の火山の大規模噴火時の火山灰層を研究対象にして、同様に古地磁気方位測定を行い、事例を増やしつつ、噴火現象の時間間隙の推定に古地磁気方位データを応用していくべきだろう。今後の事例研究に適した候補としては、阿蘇-1 火砕流堆積物の直下に 10 枚程度の火山灰層を含むテフラ露頭がある。このテフラ露頭の火山灰層から古地磁気方位データを得ることで、阿蘇-1 噴火の直前の噴火イベントの時間間隙の推定ができる可能性がある。

参考文献

※特に重要な情報を含む論文と大学紀要などの入手困難な文献 ([4], [5], [7], [10]) を末尾に添付した

- [1] 坂東道子・中川光弘, 始良カルデラ形成時のマグマ供給系の構造と噴火プロセス, 日本地球惑星科学連合大会予稿集(CD-ROM), V231-003, 2008
- [2] 中島正志・藤井純子, 始良 Tn テフラの古地磁気方位, 第四紀研究, 34, 297-307, 1995.
- [3] Hayashida, A., Kamata, H. and Danhara, T., 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, 1996.
- [4] Fujii, J., Nakajima, 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, 2001.
- [5] 安田裕紀・佐藤鋭一・和田恵治・鈴木桂子, 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隙: 古地磁気方位に基づく推定, 火山, 60, 447-459, 2015.
- [6] 小野晃司・曾屋龍典・細野武男, 5 万分の 1 地質図幅「薩摩硫黄島」及び同説明書, 地質調査所, 80p, 1982.
- [7] Maeno, F. and H. Taniguchi, Spatiotemporal evolution of a marine caldera-forming eruption, generating a low-aspect ratio pyroclastic flow, 7.3 ka, Kikai caldera, Japan: implication from near-vent eruptive deposits., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 167, 212-238, 2007.
- [8] 小林哲夫・奥野 充・長岡信治・宮縁育夫・井口正人・味喜大介, 大規模カルデラ噴火の前兆現象—鬼界カルデラと始良カルデラ—. 京都大学防災研究所年報, 53, 269-275. 2012.
- [9] Hirooka, K., 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, 1971.
- [10] 中島正志・藤井純子・山本博文・土田浩司, 鬼界アカホヤテフラと福井県勝山市の池ヶ原堆積物の古地磁気研究, 福井大学教育学部紀要, 56, 1-15, 2004.

- [11] 中島正志・藤井純子, 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, 1998.

附録(Appendix)

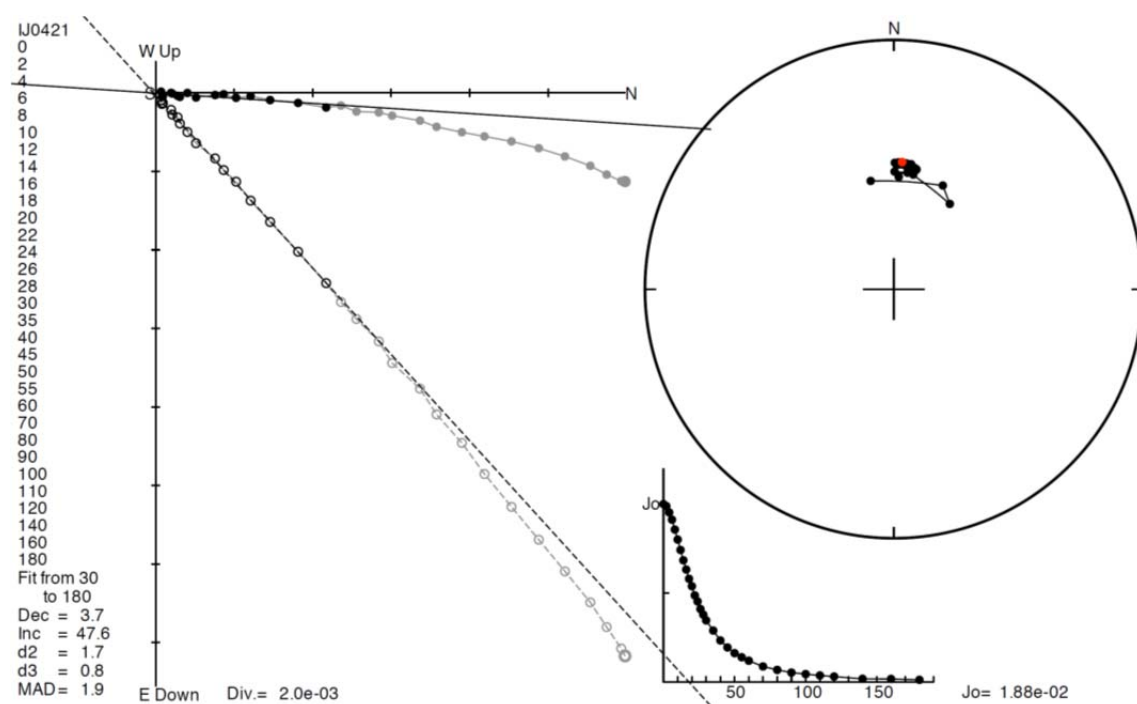


図 A1. 長浜溶岩試料の段階交流消磁結果 (IJ04-2-1)。

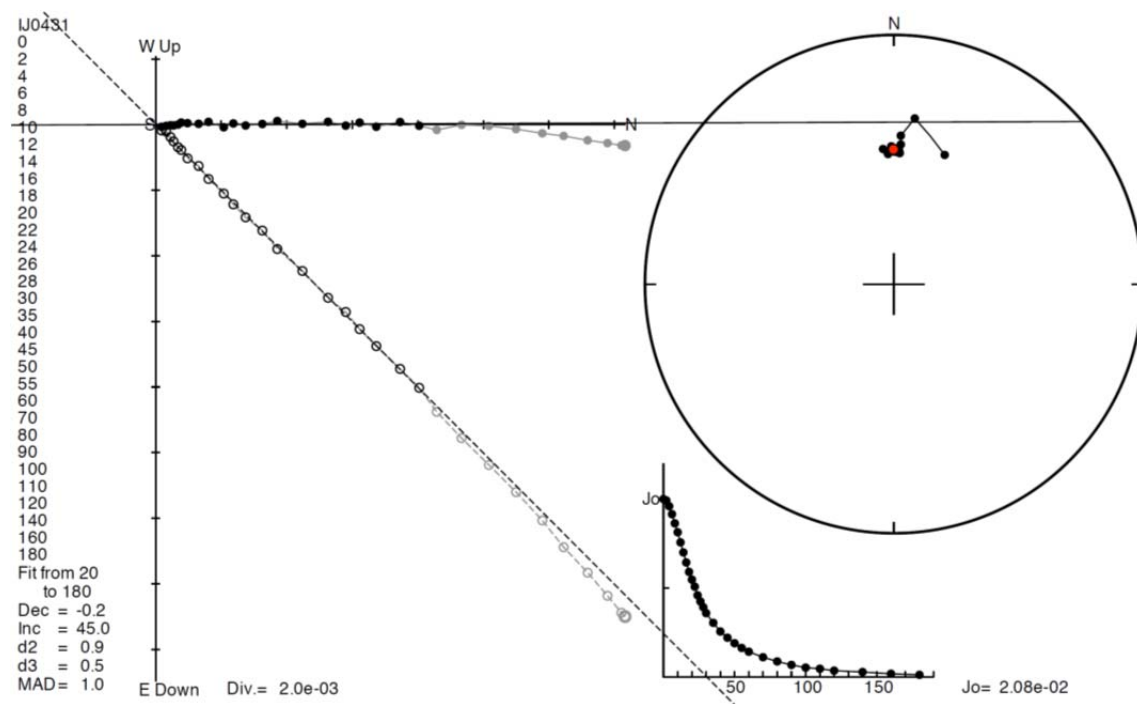


図 A2. 長浜溶岩試料の段階交流消磁結果 (IJ04-3-1)。

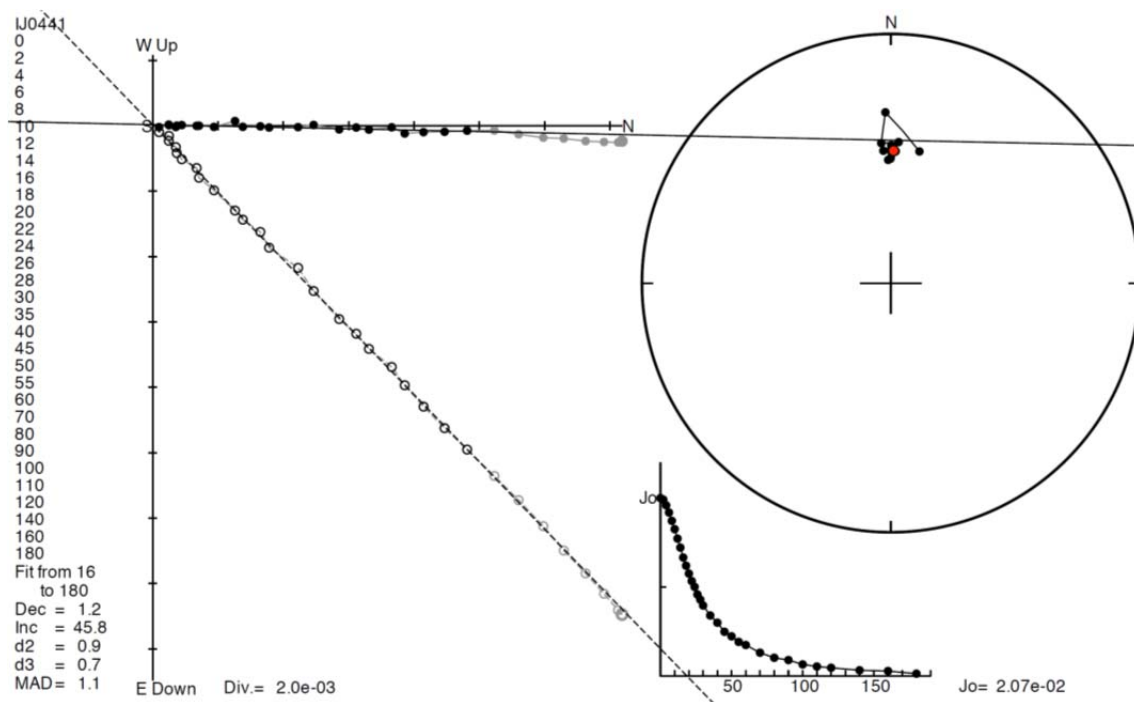


図 A3. 長浜溶岩試料の段階交流消磁結果 (IJ04-4-1)。

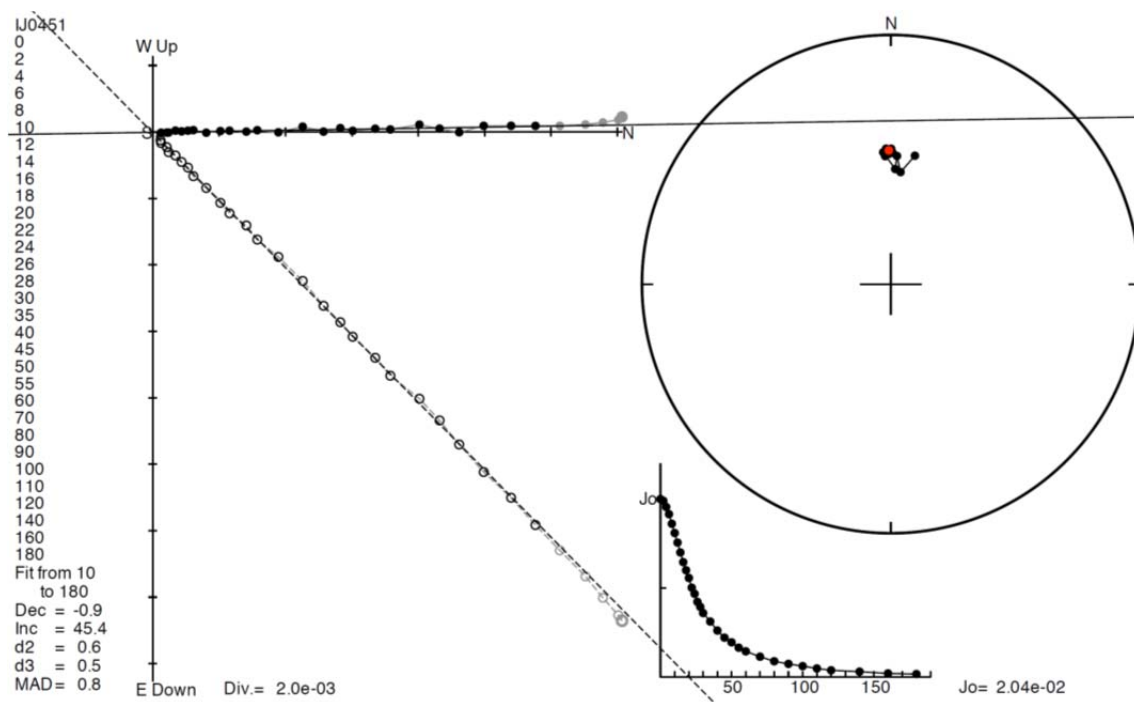


図 A4. 長浜溶岩試料の段階交流消磁結果 (IJ04-5-1)。

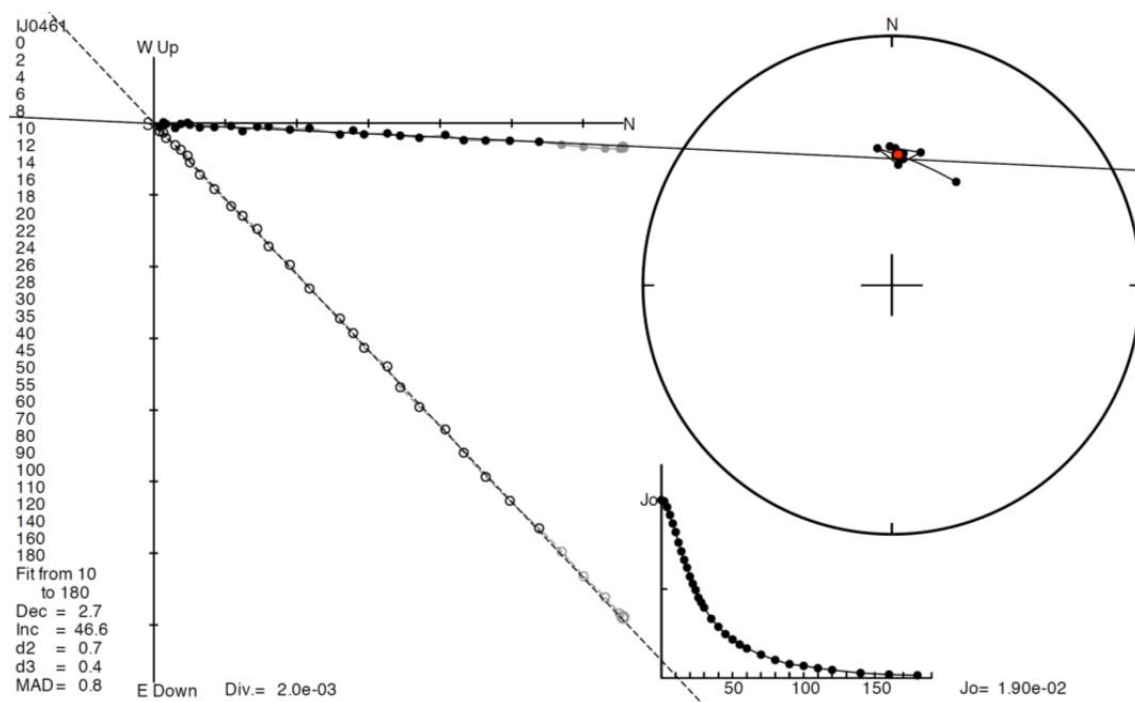


図 A5. 長浜溶岩試料の段階交流消磁結果 (IJ04-6-1)。

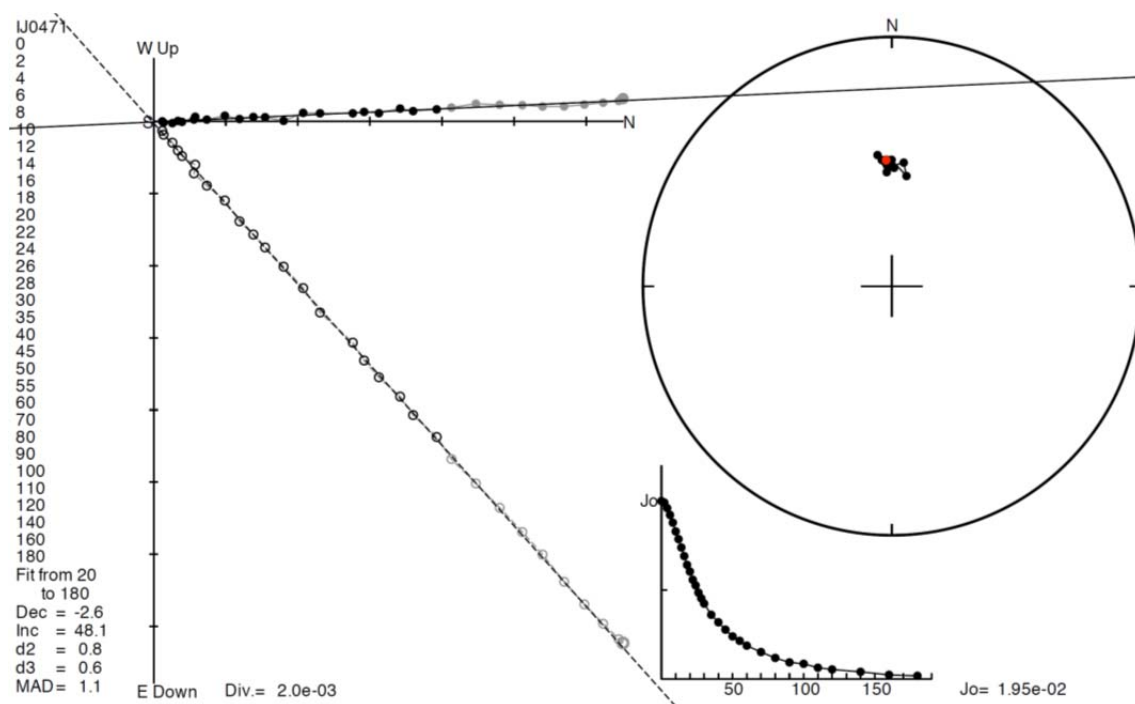


図 A6. 長浜溶岩試料の段階交流消磁結果 (IJ04-7-1)。

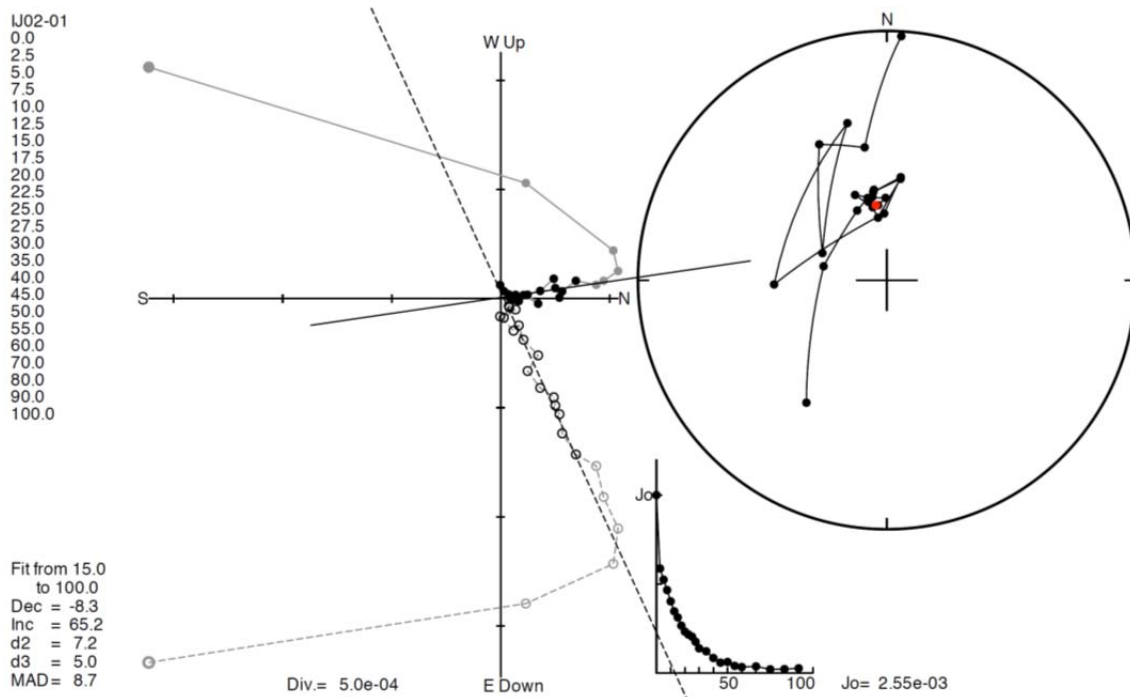


図 B1. プレ幸屋火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ02-01)。

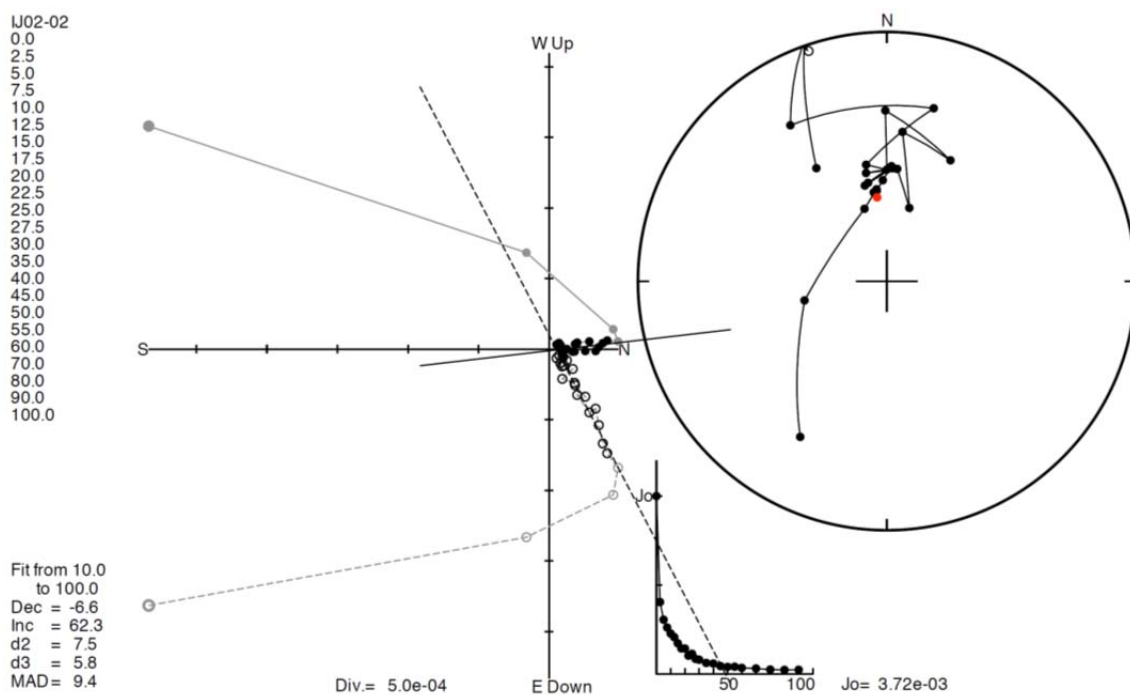


図 B2. プレ幸屋火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ02-02)。

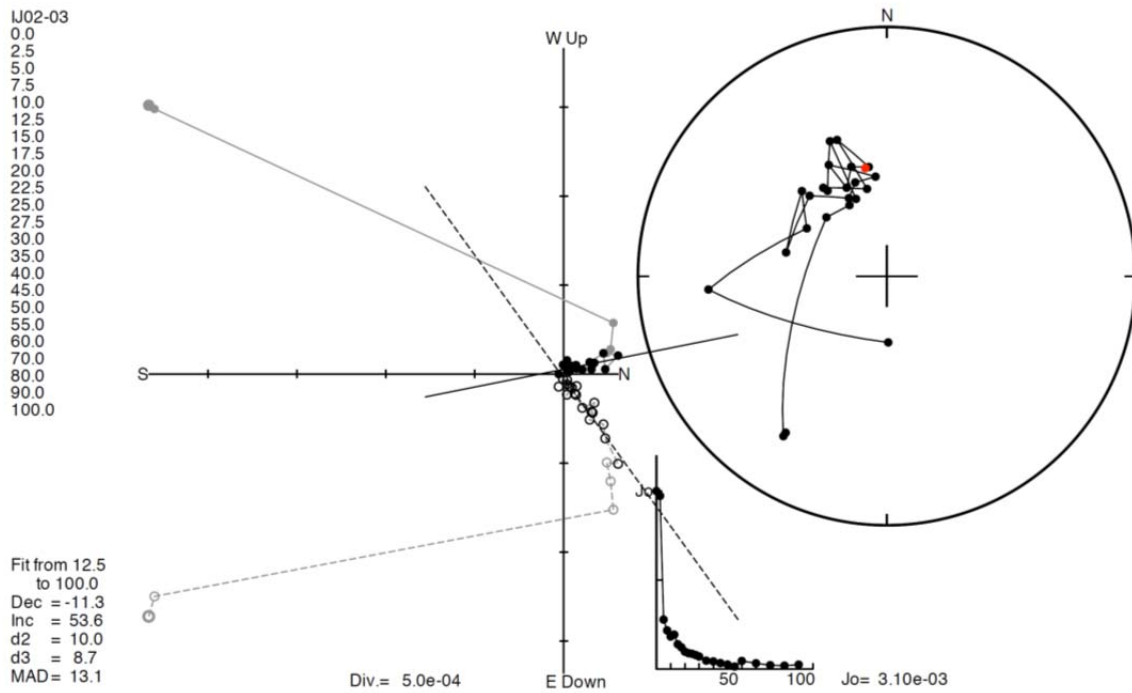


図 B3. プレ幸屋火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ02-03)。

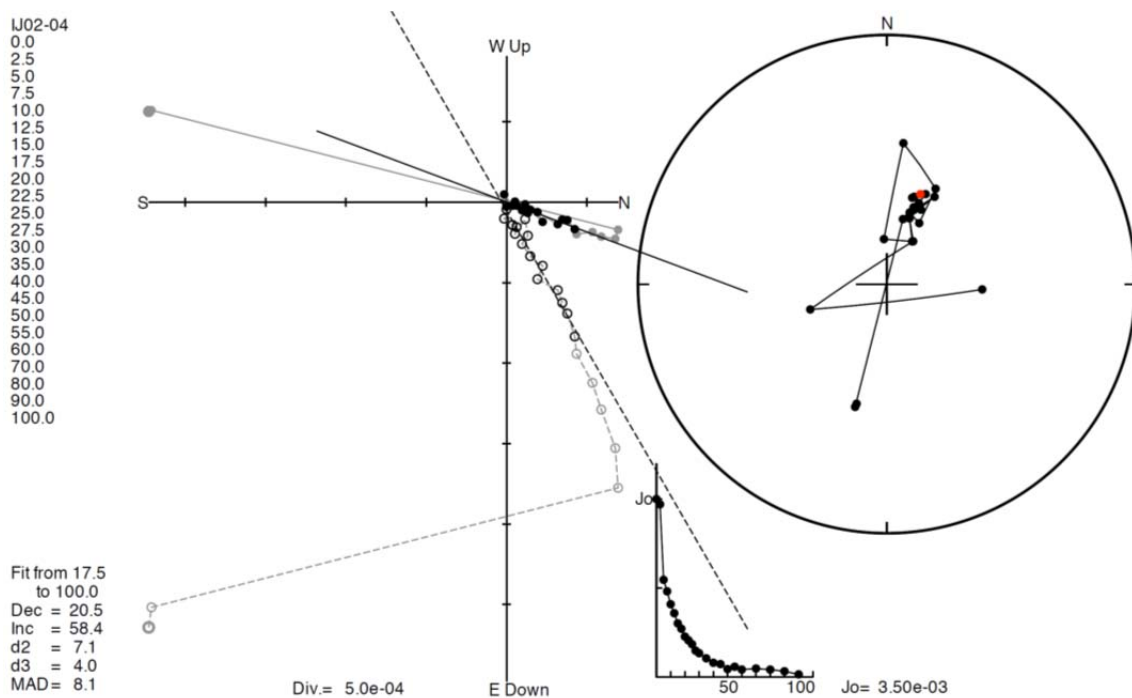


図 B4. プレ幸屋火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ02-04)。

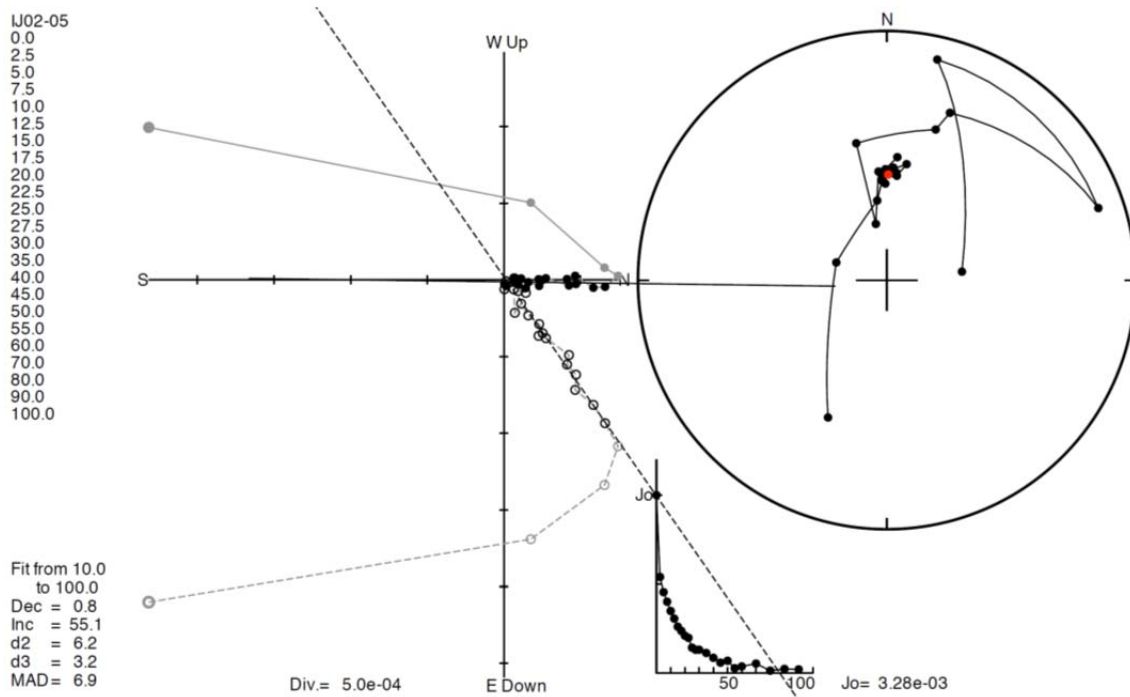


図 B5. プレ幸屋火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ02-05)。

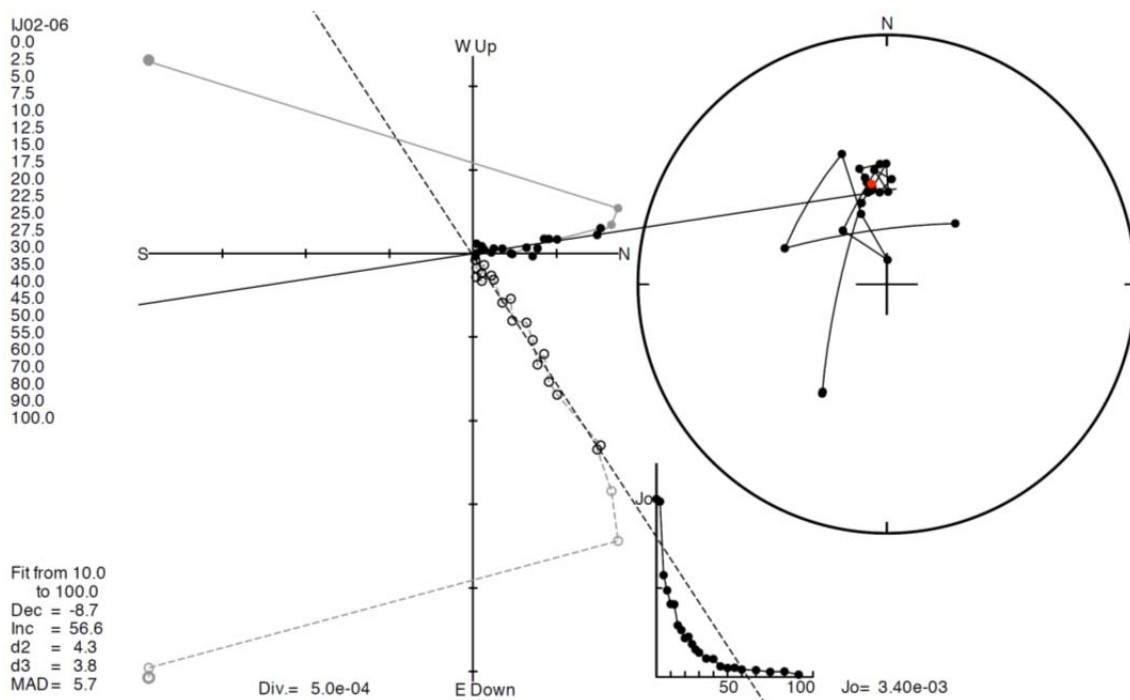


図 B6. プレ幸屋火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ02-06)。

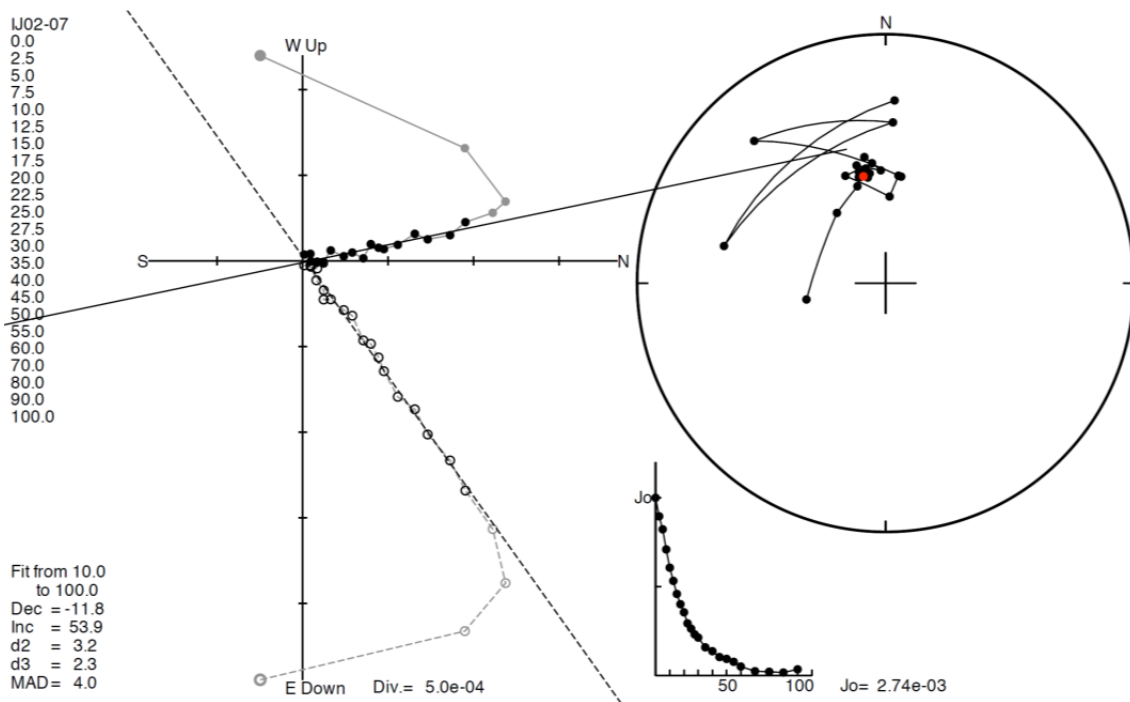


図 B7. プレ幸屋火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ02-07)。

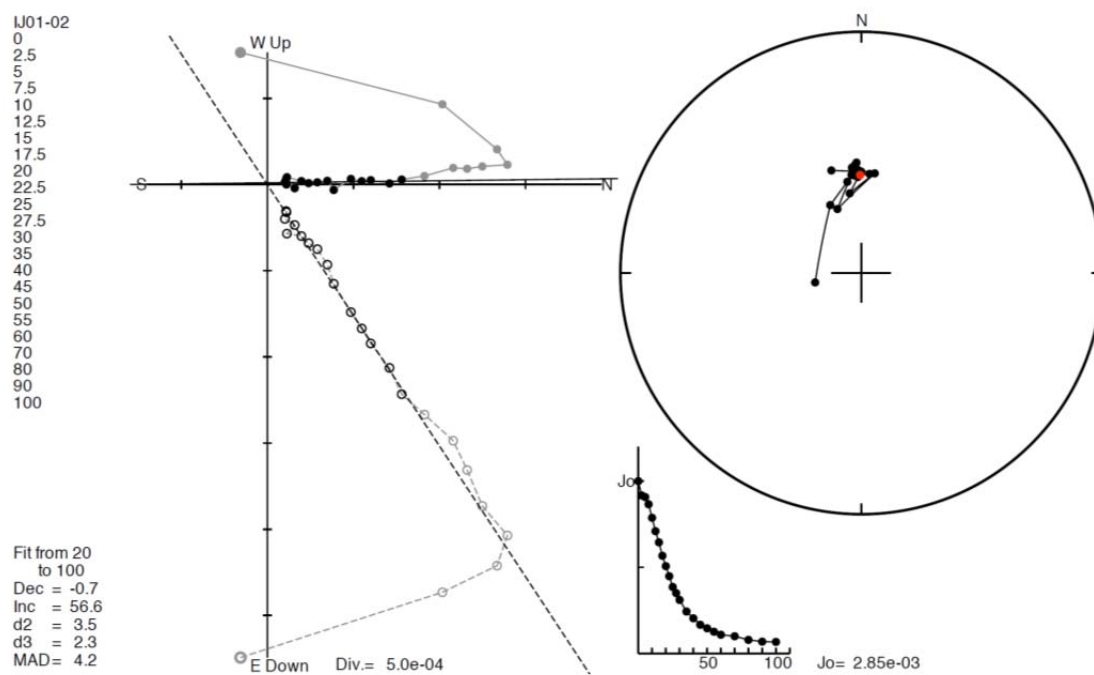


図 C1. 幸屋降下軽石層最下部火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ01-02)

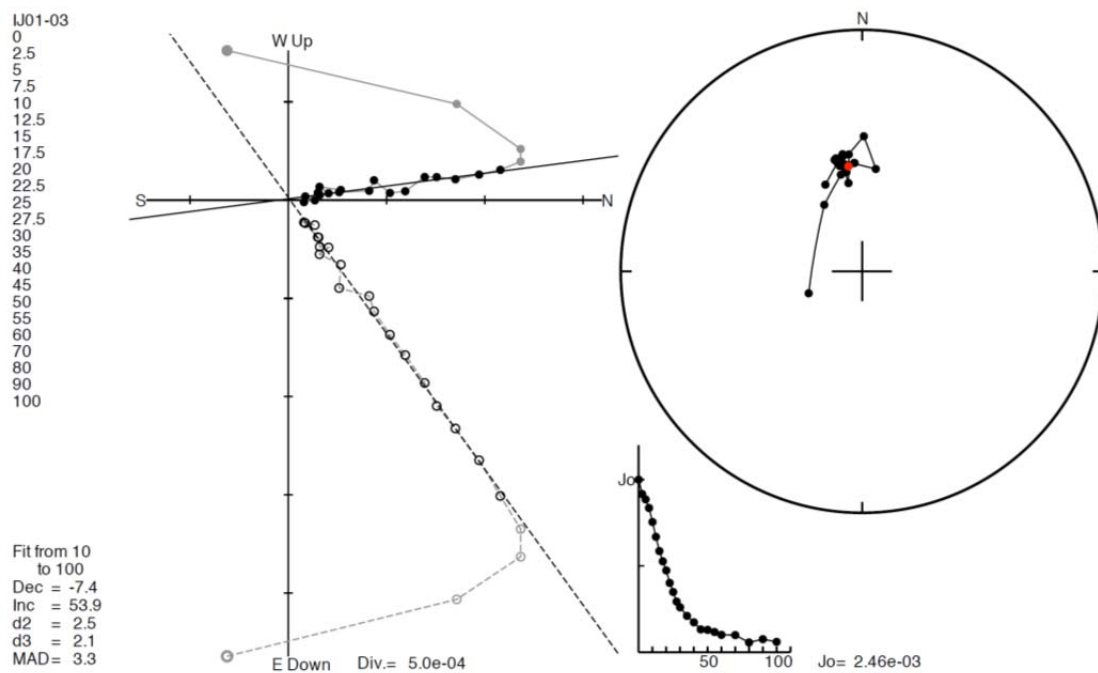


図 C2. 幸屋降下軽石層最下部火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ01-03)

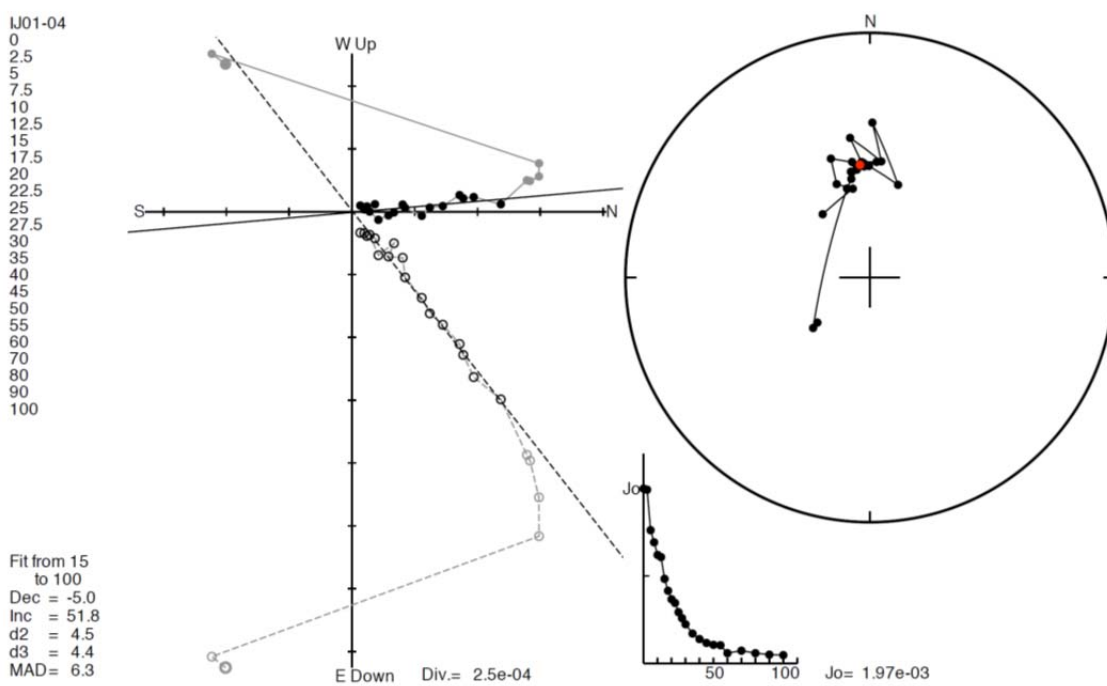


図 C3. 幸屋降下軽石層最下部火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ01-04)

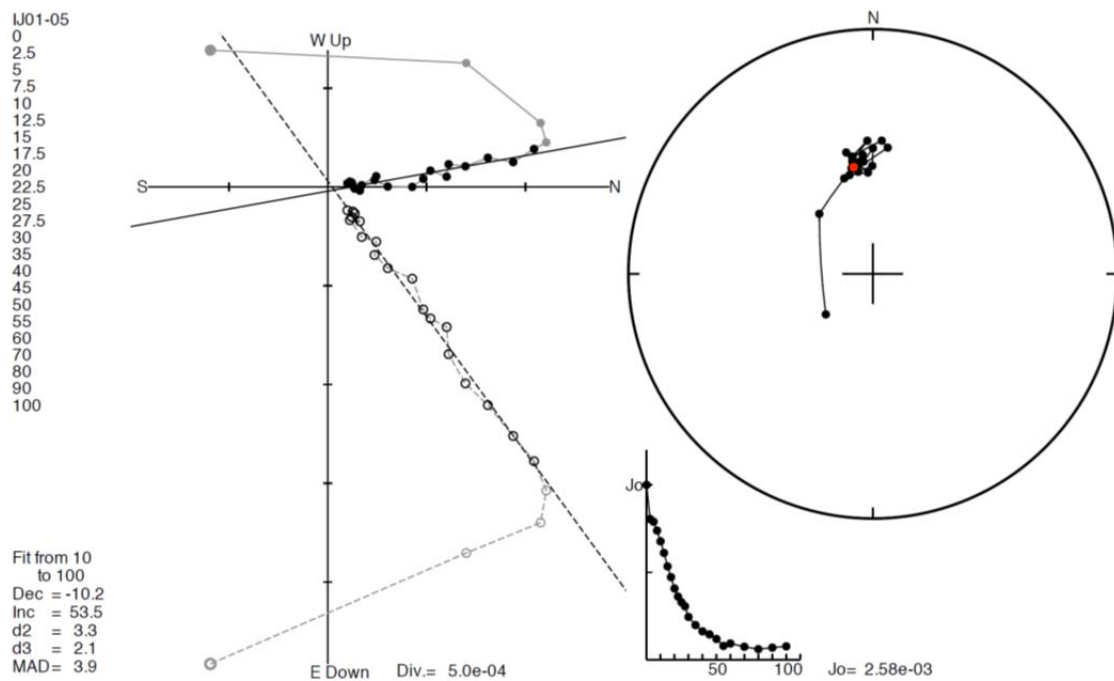


図 C4. 幸屋降下軽石層最下部火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ01-05)

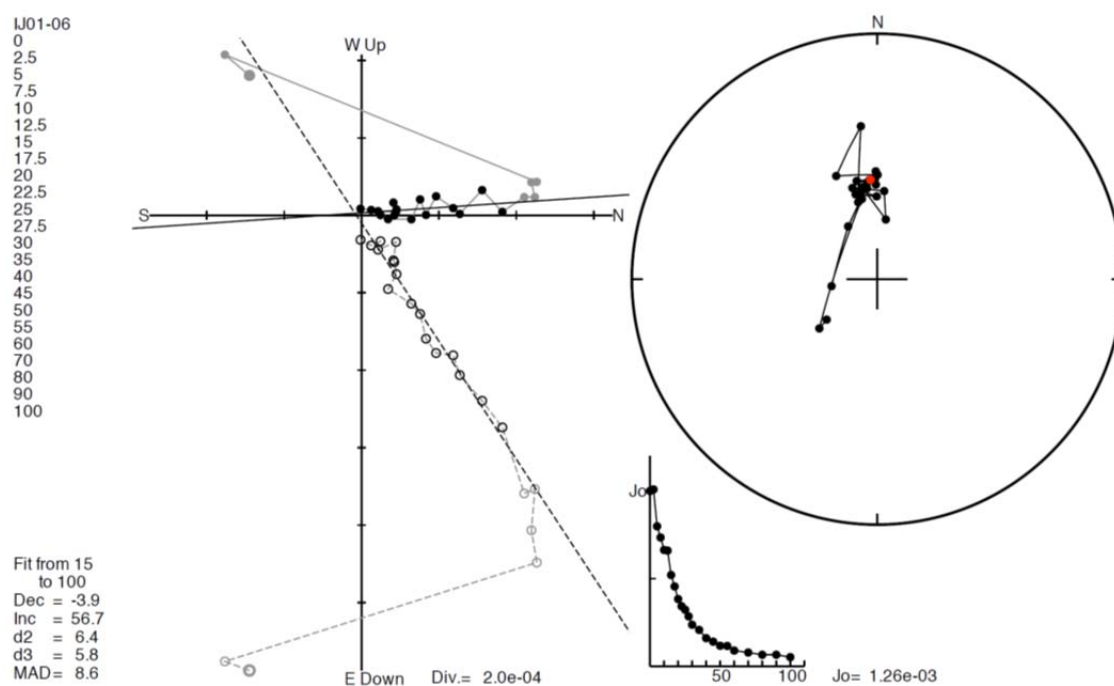


図 C5. 幸屋降下軽石層最下部火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ01-06)

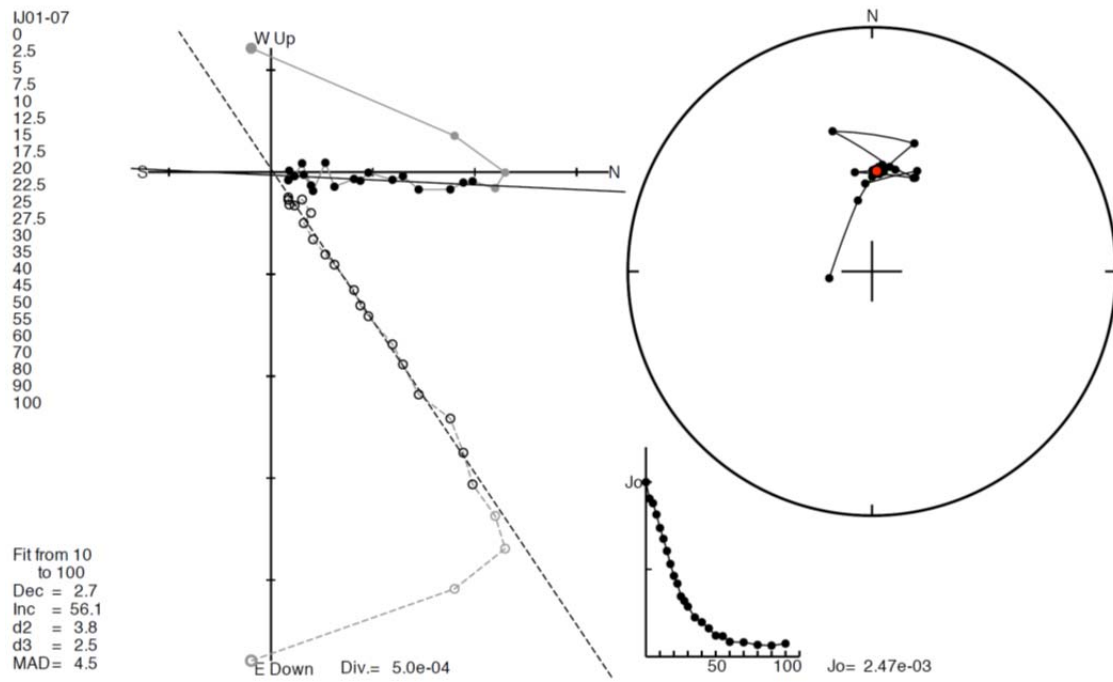


図 C6. 幸屋降下軽石層最下部火山灰試料の段階交流消磁結果 (IJ01-07)