

### 3.1.3.2 御嶽火山

御嶽火山の最新のマグマ噴火の化学組成の特徴を明らかにし、現在の御嶽火山のマグマ供給系の状態を理解することを目的として、試料分析を実施した。分析を実施した試料は女人堂スコリアと呼ばれる約 6200 年前（及川ほか，2014）に活動したと考えられる噴出物である。この噴出物は、マグマ噴火としては最新のものである可能性が高いと考えられる。そのため、この噴出物の化学的特徴を明らかにすることで、現在の御嶽火山のマグマシステムの特徴を把握出来るとともに、将来の活動予測にも有益と考えられる。

女人堂スコリアの特徴として、黒色で発泡したスコリア質の部分を灰色の斑晶に富む部分が皮膜状についているものが存在する。全岩化学組成の分析結果を表 2 に示す。黒色の部分は MgO 濃度が 9 wt% を超え、御嶽火山のマグマとしては最も未分化なマグマの一つである（図 3.1-3）。一方、灰色の部分は安山岩質の組成であり、女人堂スコリア噴出以前の御嶽火山のマグマ組成に類似する（図 3.1-3）。

同位体組成については、一試料についてのみ得られたが、御嶽火山の近隣地域で第四紀に活動した上野玄武岩類の組成に類似していることが明らかになった。

以上、まだ予察的な結果であるが、御嶽火山の最近の活動では、未分化な玄武岩のマグマがマグマシステムへ注入することにより、マグマ噴火が起きた可能性が高い。今後の活動においても玄武岩マグマの活動への寄与に注目する必要があると考える。

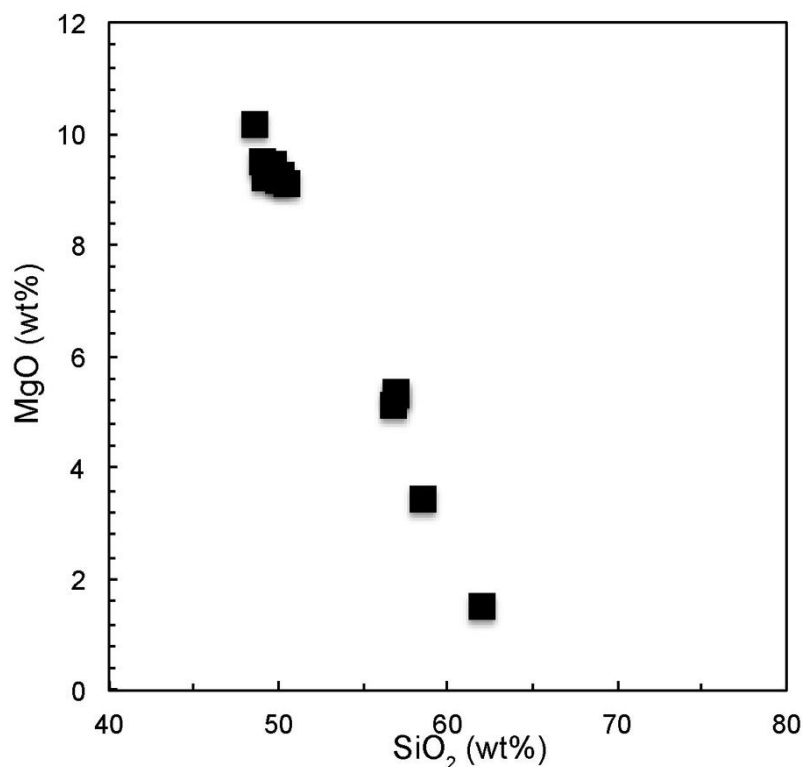


図 3.1-3 御嶽火山女人堂スコリアの SiO<sub>2</sub>-MgO プロット

#### 引用文献

Ishizuka, O., Taylor, R.N., Milton, J.A., Nesbitt, R.W., 2003. Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 211, 221-236.

Ishizuka, O., Taylor, R.N., Yuasa, M., Milton, J.A., Nesbitt, R.W., Uto, K., Sakamoto, I. 2007. Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc. *Geochem. Geophys. Geosys* Q06008, doi:10.1029/2006GC001475.

及川ほか (2014) 科学, 84, 1218-1225.

表 3.1-2 御嶽火山女人堂スコリアの全岩化学組成及び同位体組成

Sample No.	20071016-	12101804-1	12101806-3	12101806-5	12101806-7	12101808-02-1	12101808-02-3	12101808-02-3	12101808-1-1	12101808-1-5	12101808-1-7	12101808-1-9	12101808-3-1	
Major element (wt%)														
SiO <sub>2</sub>	47.46	61.48	47.89	48.37	55.85	49.80	48.68	50.08	49.28	48.96	56.06	56.09	56.17	48.48
TiO <sub>2</sub>	1.28	1.09	1.26	1.27	1.16	1.23	1.27	1.24	1.24	1.25	1.04	1.05	1.07	1.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.94	16.79	15.39	15.34	17.25	14.82	15.17	14.69	14.92	14.85	15.63	15.63	15.86	15.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.09	6.27	10.93	11.09	7.83	10.63	10.93	10.59	8.12	10.93	8.07	8.12	8.09	10.90
MnO	0.15	0.16	0.16	0.16	0.13	0.16	0.16	0.17	0.16	0.17	0.14	0.14	0.14	0.16
MgO	9.96	1.49	9.25	9.07	3.27	9.20	9.22	9.04	9.04	9.29	5.26	5.23	5.04	9.19
CaO	9.40	4.51	9.09	9.42	5.56	9.56	9.53	9.47	9.36	9.34	7.08	7.13	7.22	9.49
Na <sub>2</sub> O	2.47	4.28	2.42	2.47	2.23	2.67	2.49	2.65	2.60	2.52	3.13	3.14	3.17	2.48
K <sub>2</sub> O	0.82	2.61	0.87	0.87	1.98	1.05	0.91	1.06	0.99	0.96	1.87	1.87	1.85	0.84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.40	0.29	0.30	0.21	0.28	0.29	0.29	0.29	0.29	0.22	0.20	0.20	0.29
Total	97.83	99.06	97.56	98.35	95.47	99.40	98.65	99.27	98.50	98.51	98.51	98.61	98.80	98.31
Trace element (ppm)														
Li	17.07	7.83	7.13	7.13	8.67	7.42	7.14	7.71	7.44	7.60	13.32	13.23	12.50	7.52
Be	1.90	0.83	0.87	0.87	1.30	0.82	0.86	0.82	0.82	0.85	1.23	1.13	1.15	0.85
V	303	71	324	320	253.7	300	319	302	300	320	216	214	215	317
Cr	477.9	0.8	506.9	403.0	70.2	464.1	486.6	462.1	460.4	489.8	184.7	187.6	175.9	482.3
Ni	93.6	0.9	107.1	100.6	5.3	101.0	101.7	100.6	98.0	106.5	45.0	42.9	37.4	101.6
Rb	18.0	76.8	20.8	19.4	71.5	24.3	20.7	24.7	22.6	23.1	57.8	56.3	54.5	18.2
Sr	495	524	516	521	394	533	530	546	526	532	568	558	554	531
Y	17.4	38.8	17.1	16.8	21.6	17.3	17.1	18.0	17.1	17.6	18.8	18.4	17.9	16.6
Zr	92.6	204.5	101.9	97.3	126.1	92.0	97.3	94.4	94.3	97.1	131.9	130.2	127.9	95.8
Nb	4.24	12.69	5.23	4.84	7.00	4.44	4.77	4.67	4.43	4.78	7.08	6.84	6.83	4.58
Cs	0.77	2.90	0.81	0.76	3.20	0.95	0.81	0.97	0.89	0.92	2.37	2.29	2.23	0.71
Ba	190	623	227	214	381	229	220	237	227	228	404	397	391	215
La	10.8	31.7	11.4	11.4	16.9	12.1	11.4	12.8	12.0	12.0	18.3	18.2	17.2	10.9
Ce	20.8	57.6	21.3	21.3	31.5	20.6	21.6	23.6	22.0	22.6	34.8	34.8	32.9	21.9
Pr	3.51	8.83	3.15	3.15	4.10	3.07	3.06	3.46	3.26	3.26	4.63	4.45	4.40	3.56
Nd	15.4	38.2	16.2	16.2	16.8	16.5	16.3	17.3	16.5	16.9	19.2	18.7	18.2	16.2
Sm	3.53	8.00	3.75	3.67	3.58	3.74	3.76	3.83	3.74	3.81	3.99	3.89	3.78	3.65
Eu	1.06	2.23	1.23	1.22	1.22	1.19	1.21	1.23	1.19	1.27	1.19	1.15	1.10	1.23
Gd	3.18	7.51	3.44	3.35	3.47	3.39	3.44	3.56	3.37	3.55	3.49	3.38	3.38	3.41
Tb	0.50	1.14	0.54	0.52	0.57	0.52	0.53	0.53	0.53	0.53	0.54	0.53	0.53	0.53
Dy	2.85	6.71	3.14	3.02	3.55	3.06	3.05	3.16	3.08	3.16	3.15	3.12	3.07	3.07
Ho	0.58	1.36	0.61	0.62	0.74	0.62	0.61	0.63	0.62	0.64	0.65	0.63	0.63	0.62
Er	1.56	3.77	1.72	1.68	2.19	1.70	1.70	1.72	1.72	1.73	1.82	1.78	1.75	1.70
Tm	0.24	0.55	0.25	0.25	0.32	0.25	0.25	0.26	0.25	0.25	0.27	0.27	0.27	0.25
Yb	1.47	3.53	1.55	1.63	2.16	1.55	1.56	1.63	1.57	1.62	1.79	1.75	1.75	1.59
Lu	0.22	0.53	0.24	0.24	0.34	0.24	0.24	0.25	0.24	0.25	0.27	0.27	0.27	0.24
Hf	9.24	23.4	9.24	9.24	12.4	9.24	9.24	9.25	9.24	9.25	10.7	10.7	10.7	9.24
Ta	0.44	1.14	0.44	0.44	0.55	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44
Pb	62409	0.788	0.219	0.219	0.472	0.255	0.258	0.285	0.285	0.290	0.378	0.386	0.344	0.287
Th	5.00	11.75	5.99	5.88	9.62	5.25	5.38	5.46	5.32	5.40	6.30	6.18	6.18	5.87
Tb	2.78	6.43	3.33	3.33	2.89	6.48	2.87	2.83	2.84	2.93	6.30	6.22	6.02	2.82
U	0.54	1.24	0.67	0.60	1.30	0.58	0.59	0.60	0.59	0.60	1.24	1.22	1.19	0.59
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr														
<sup>143</sup> Nd/ <sup>142</sup> Sr	10													
<sup>143</sup> Nd/ <sup>147</sup> Nd	0.512743													
<sup>206</sup> Pb/ <sup>203</sup> Pb	6													
<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	183.513													
<sup>207</sup> Pb/ <sup>203</sup> Pb	16													
<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	15.5843													
<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	14													
<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	38.597													
<sup>42</sup> Sr/ <sup>42</sup> Sr	4													



### 3.2 鬼界カルデラをモデル事例としたマグマ供給系発達過程の詳細化

#### 【実施内容】

鬼界カルデラについては、7.3 千年前のカルデラ形成噴火である鬼界アカホヤ噴火初期に噴出した降下軽石の鉱物およびメルト包有物について EPMA および SIMS による微小領域化学分析を行い、マグマの温度・圧力条件を決定した。さらに、同噴火で噴出した火砕流堆積物について、野外地質調査、XRF および ICP-MS による全岩化学分析、SEM および EPMA による鉱物や石基の微小領域化学分析を行い、大規模噴火マグマの化学的特徴と温度条件を明らかにした。さらに、斑晶鉱物中のメルト包有物の揮発性成分 ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , S) の濃度測定を EPMA および SIMS を用いて行い、マグマの揮発性成分濃度を明らかにし、大規模噴火をもたらしたマグマ溜まりの圧力条件を検討した。

鬼界カルデラは薩摩硫黄島火山の活動により形成された東西 20km、南北 17km の大型カルデラで、鹿児島県薩摩半島の南約 50km に位置する。カルデラ地形の大部分は海没しており、陸上部は薩摩硫黄島・竹島・昭和硫黄島と数個の岩礁のみである。薩摩硫黄島火山は約 70 万年前から活動を開始し、現在まで断続的に噴火活動を継続している (小野ほか, 1982)。小野ほか(1982)によれば、その噴火史は大きく先カルデラ期、カルデラ形成期 (60 万年～7.3 千年前)、後カルデラ期 (7.3 千年前～現在) に分けられる。先カルデラ期には、玄武岩-安山岩マグマによる小成層火山形成と流紋岩-デイサイトマグマによる厚い溶岩流の噴火があった。カルデラ形成期には大規模火砕流の流出を伴う噴火が 2 回以上と、より小規模な活動があり、このうちの 2 回の噴火でカルデラが陥没・拡大したと考えられている (小野ほか, 1982)。このうち、最新のカルデラ噴火が 7.3 千年前に起きた鬼界アカホヤ噴火で、その噴出量は  $170km^3$  以上と考えられている (町田・新井, 2003)。鬼界カルデラ近傍にある鬼界アカホヤ噴火の噴出物は、最下部の降下軽石とその上位の火砕流堆積物に大別できる。また、鬼界アカホヤ噴火の直前 (9.5 千年前) に籠港降下スコリアを放出する噴火が起きている。後カルデラ期も断続的に噴火活動を継続し、流紋岩マグマの活動によって硫黄岳が、玄武岩マグマの活動によって稲村岳が形成された。最新のマグマ噴火は 1934-1935 年の流紋岩マグマによる海底噴火で、硫黄島の東海岸沖に昭和硫黄島を形成した (例えば, Kawanabe and Saito, 2002)。さらに、後カルデラ期には、噴火活動とともに活発な火山ガス放出活動が継続している。

本研究ではマグマ供給系発達過程の詳細化を行うモデル事例として、この鬼界アカホヤ噴火を研究対象とする。鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの発達史を知るにはマグマの化学的特徴・温度・圧力とその時間変化を知る必要がある。鬼界アカホヤ噴火は国内で起きた最新のカルデラ噴火のため、噴火による堆積物の風化・浸食・変質が少なく、新鮮な試料を化学分析に用いることが出来る。また、噴出物の鉱物の微小領域化学分析から地質温度計を用いることでマグマ溜まりの温度を、メルト包有物の揮発性成分 ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) の濃度測定からマグマの圧力を推定することができる。薩摩硫黄島火山の後カルデラ期については、岩石学的解析やメルト包有物分析により、マグマ溜まりの温度・圧力が明らかにされている (Saito et al., 2001, 2002)。一方、鬼界アカホヤ噴火のマグマ溜まりについて、Saito et al.(2001)で一部の火砕流堆積物についてのみ行われているだけで、系統的な解析は未だ行われていない。

そこで、平成 25 年度に本委託費を用いて、鬼界アカホヤ噴火堆積物のうち、最下部にある「幸屋 (船倉) 降下軽石」の岩石学的解析とメルト包有物分析を行い、鬼界アカホヤ噴火初期に放出されたマグマの化学的特徴を明らかにし、マグマ溜まりの圧力条件について検討した。その結果、噴火直前にマグマは 100-210MPa の圧力下にあったことが示唆された。しかしながら、メルト包有物の揮発性成分濃度データが少ないので、マグマの圧力環境を決定するには到っていない。ま

た、鬼界アカホヤ噴火時に噴出した竹島火砕流堆積物の解析も行われていない。そこで、平成 26 年度は、幸屋（船倉）降下軽石の岩石学的解析およびメルト包有物の微小領域化学分析をさらに進め、マグマの温度・圧力条件を決定した。さらに、竹島火砕流堆積物の下部ユニットについて、野外地質調査、蛍光 X 線分析装置（XRF）による全岩化学分析、電子線マイクロアナライザー（EPMA）による鉱物や石基の微小領域化学分析を行い、マグマの化学的特徴を明らかにするとともに、メルト包有物の揮発性成分（ $H_2O$ ,  $CO_2$ , S, Cl）の濃度測定を EPMA および二次イオン質量分析計（SIMS）を用いて行い、マグマの揮発性成分濃度を明らかにした。これらの結果を元に、地下に伏在するマグマ溜まりの深さ指標となるマグマの圧力条件を検討した。

## 【研究成果】

### 3.2.1 竹島火砕流堆積物下部ユニットの岩石学的解析

鬼界アカホヤ噴火で噴出した竹島火砕流の堆積物は、地質調査により、上部・中部・下部の 3 つのユニットに分かれることが判明している。そこで、本研究では竹島火砕流堆積物の下部ユニットから採取した軽石（以下、「竹島火砕流下部ユニット軽石」と呼ぶ）5 個を化学分析に供した。軽石は、大きさ 5-10cm 程度で、灰白色でよく発泡している。5 個の軽石についてそれぞれ一部を粉末試料とし、白金ルツボ内で加熱溶解・ガラス化し、産業技術総合研究所 GSJ 共同利用実験室の XRF で主成分元素組成を測定した。XRF のための前処理と測定条件は、Togashi (1989) に参考にし、測定誤差は Saito et al. (2002) にまとめられている。また、軽石 3 個について産業技術総合研究所 GSJ 共同利用実験室の EPMA を用いて斑晶および石基ガラスの微小領域化学分析を実施した。斑晶分析時の EPMA 測定条件は、加速電圧 15keV、ビーム電流値 12nA、電子ビーム径 2 $\mu$ m を用いた。また、石基ガラス分析時の EPMA 測定条件は、加速電圧 15keV、ビーム電流値 12nA、電子ビーム径 5 $\mu$ m を用いた。EPMA による鉱物およびガラスの測定誤差は Saito et al. (2002) に記載されている。

本研究で分析した竹島火砕流下部ユニット軽石の主成分元素組成は、全て流紋岩組成で、 $SiO_2$  濃度 71-72wt% ( $SiO_2$ ~ $P_2O_5$  の主要 10 元素で規格化した値、以後、主成分元素濃度は全て規格化した値) の範囲に入る（表 3.2-1, 図 3.2-1）。また、他の主要な元素濃度もほぼ一致している。これらの組成は、平成 25 年度の成果である幸屋（船倉）降下軽石の全岩化学組成とも一致した（表 3.2-1, 図 3.2-1）。軽石内部は斑晶、石基、気泡より構成され、斑晶としては、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、マグネタイトが存在する。もっとも存在量が多い斜長石斑晶について、中心部（コア）と縁辺部（リム）の化学組成を測定した。斜長石斑晶 19 個のコア組成は An44-60、リム組成は An50-57、の範囲にあり、平成 25 年度に測定した幸屋（船倉）降下軽石の斜長石 19 個の化学組成（コア An48-63、リム An49-57）と同様な組成を持つ（図 3.2-2）。また、竹島火砕流下部ユニット軽石の石基ガラスの  $SiO_2$  濃度（75wt%）は、幸屋（船倉）降下軽石の石基ガラスの  $SiO_2$  濃度（74wt%）とほぼ同じで、他の主要な元素濃度もほぼ一致している（表 3.2-2）。このように、竹島火砕流下部ユニット軽石 5 個は同じ化学的特徴を持ち、かつ、その特徴は幸屋（船倉）降下軽石とも同じである。従って、幸屋（船倉）降下軽石層および竹島火砕流堆積物の下部ユニットは、主成分元素に関して均質な流紋岩マグマ溜まりから噴出したマグマで形成されたと結論できる。

表 3.2-1 竹島火砕流堆積物下部ユニット中の軽石の全岩化学組成. 比較のため, 幸屋 (船倉) 降下軽石の分析結果 (平成 25 年度成果) も記載

採取地 試料番号	幸屋 (船倉) 降下軽石			竹島火砕流下部ユニット軽石				
	竹島・籠港 (下部)	竹島・籠港 (上部)	硫黄島・平家城	竹島・エーメ立神	竹島・エーメ立神	竹島・エーメ立神	竹島・エーメ立神	竹島・エーメ立神
	061W38-1	061W39-2	061W14-1	941W44	061W24-1	061W24-2	061W24-3	061W24-□
SiO <sub>2</sub>	70.27	70.95	70.56	69.59	70.00	71.69	70.76	69.17
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.68	0.67	0.73	0.66	0.65	0.66	0.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.33	13.49	13.43	13.82	13.23	13.48	13.34	13.43
FeO*	3.12	3.24	3.21	3.51	3.32	3.10	3.19	3.64
MnO	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.11
MgO	0.70	0.75	0.70	0.84	0.75	0.67	0.70	0.89
CaO	2.53	2.59	2.60	2.82	2.72	2.62	2.65	3.01
Na <sub>2</sub> O	4.14	4.09	4.07	3.97	4.01	4.04	4.06	4.09
K <sub>2</sub> O	2.65	2.64	2.60	2.44	2.60	2.66	2.63	2.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.14	0.12	0.14	0.13	0.13	0.14	0.17
Total	97.61	98.66	98.05	97.95	97.52	99.13	98.22	97.72

FeO\* (Total)

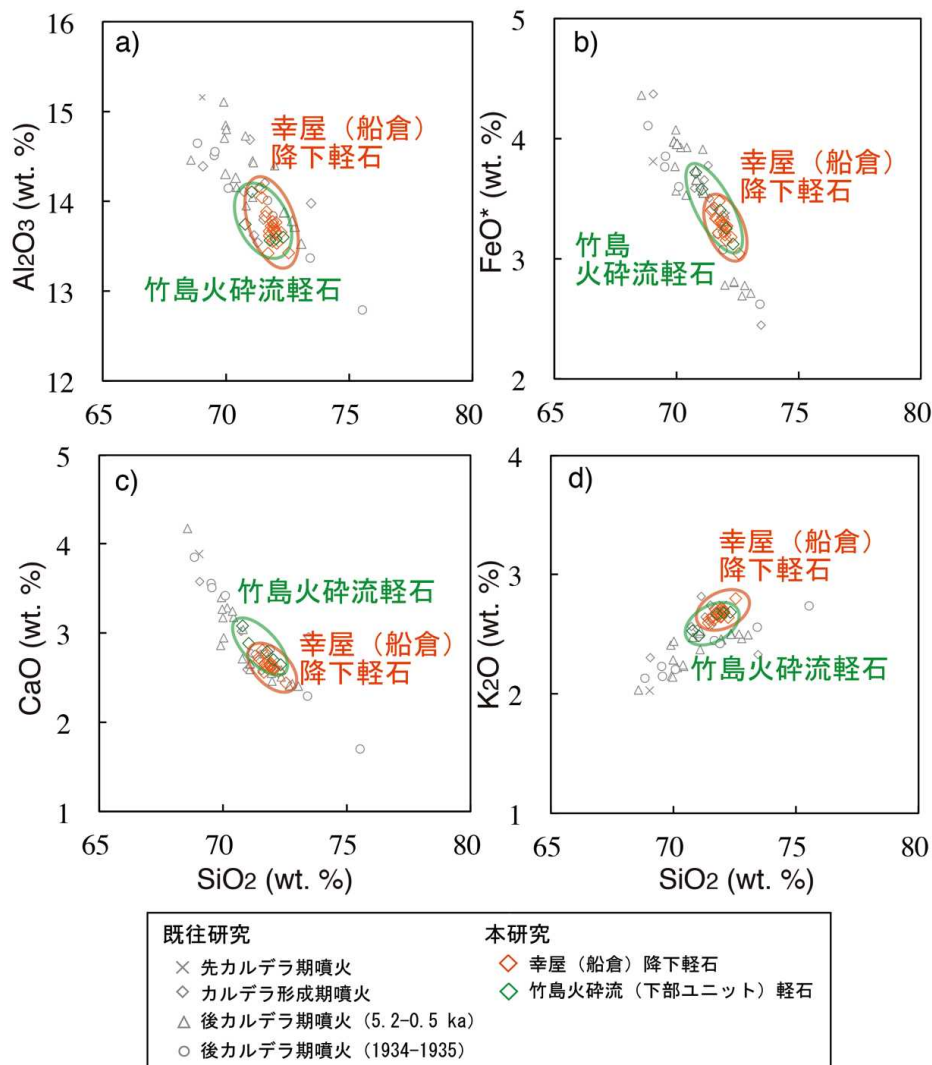


図 3.2-1 竹島火砕流堆積物下部ユニット中の軽石 5 個の全岩化学組成. 昨年度成果である幸屋 (船倉) 降下軽石 19 個の分析結果, 既往研究 (小野・他, 1982; Saito et al., 2002) による先カルデラ期, カルデラ形成期および後カルデラ期噴火噴出物の化学組成も記す. 濃度は, SiO<sub>2</sub>~P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> の主要 10 元素で規格化した値を用いた.

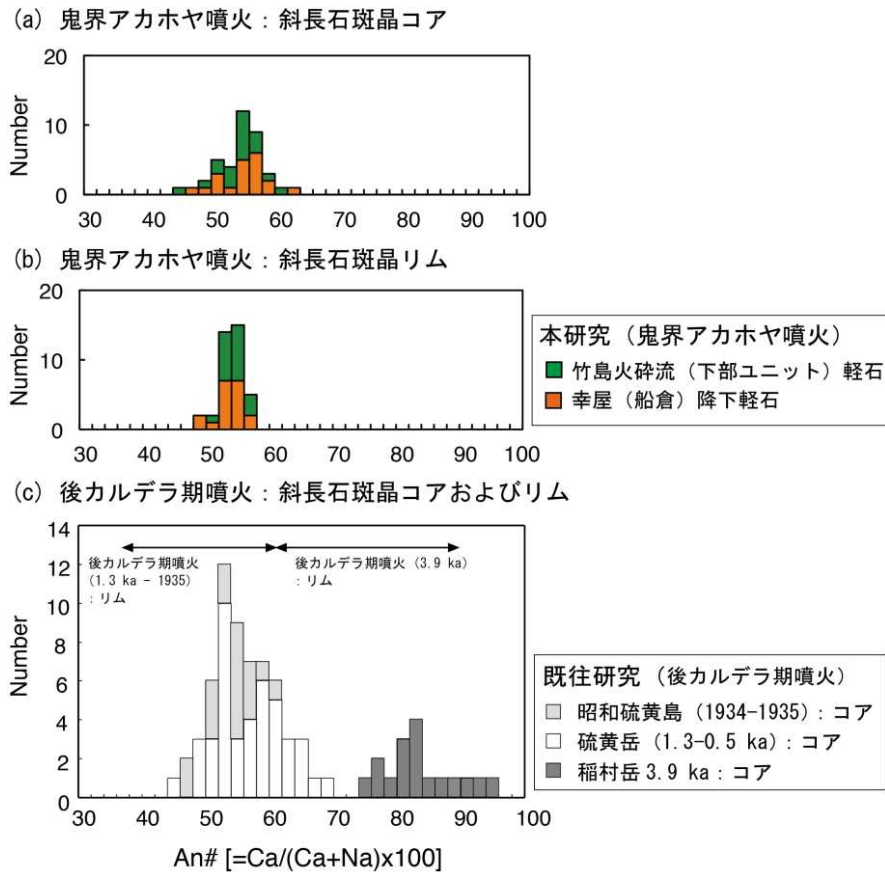


図 3.2-2 幸屋（船倉）降下軽石中の斜長石斑晶 19 個および竹島火砕流堆積物下部ユニットの軽石の斜長石斑晶 19 個の (a) コアの化学組成と (b) リムの化学組成. (c) は既往研究 (Saito et al., 2002) による後カルデラ期噴火噴出物の斜長石斑晶の化学組成.

表 3.2-2 幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流堆積物（下部ユニット）中の軽石の石基ガラス化学組成

	幸屋（船倉）降下軽石 <sup>a</sup>		竹島火砕流軽石 <sup>b</sup>	
	平均 (n=10)	標準偏差	平均 (n=9)	標準偏差
SiO <sub>2</sub>	72.10	1.69	72.37	0.65
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.02	0.57	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.53	0.28	12.75	0.23
FeO*	2.51	0.24	2.56	0.48
MnO	0.09	0.02	0.09	0.04
MgO	0.45	0.02	0.46	0.04
CaO	1.94	0.08	1.95	0.06
Na <sub>2</sub> O	3.68	0.45	2.90	1.02
K <sub>2</sub> O	3.05	0.05	3.08	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.88	1.55	96.74	1.43

FeO\* (Ba1)

<sup>a</sup>幸屋（船倉）降下軽石3個の10点の分析の平均および標準偏差.

<sup>b</sup>竹島火砕流軽石2個の9点の分析の平均および標準偏差.

### 3.2.3 幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流堆積物のメルト包有物分析

幸屋（船倉）降下軽石の斜長石、単斜輝石および斜方輝石内のメルト包有物（大きさ 0.02-0.16mm）29 個、竹島火砕流下部ユニット軽石の斜長石および単斜輝石内のメルト包有物（大きさ 0.02-0.15mm）32 個について（図 3.2-3）、EPMA を用いて主成分化学組成と S, Cl 濃度を測定した。幸屋（船倉）降下軽石のメルト包有物については、平成 25 年度に 5 個分析しているため、合計で 34 個のメルト包有物について化学組成データが取得出来たことになる。さらに、EPMA 分析済みのメルト包有物のうち、幸屋（船倉）降下軽石のメルト包有物 9 個（表 3.2-3）と竹島火砕流下部ユニット軽石のメルト包有物 9 個（表 3.2-4）について H<sub>2</sub>O および CO<sub>2</sub> 濃度を SIMS で測定した。EPMA 測定は、加速電圧 15keV、ビーム電流値 12nA、電子ビーム径 5 $\mu$ m で行った。EPMA による鉱物およびメルト包有物の測定誤差は Saito et al. (2002) に記載されている。SIMS は産業技術総合研究所設置の Cameca 製 IMS-1270 を使い、Cs<sup>+</sup> の 1 次イオンビーム 1nA を金蒸着したメルト包有物に照射し、放出された <sup>1</sup>H<sup>-</sup>、<sup>12</sup>C<sup>-</sup>、<sup>30</sup>Si<sup>-</sup> の二次イオン数を測定し、標準ガラス試料で作成した SIMS 検量線で濃度を算出した。SIMS 詳細な分析手順と測定誤差は Saito et al. (2010) にまとめられている。

幸屋（船倉）降下軽石のメルト包有物の SiO<sub>2</sub> 濃度（73-77wt%）は、同軽石の石基ガラスの SiO<sub>2</sub> 濃度（74.4 $\pm$ 1.6wt%、表 3.2-2）と同様である（図 3.2-4）。また、他の主成分元素についてもメルト包有物と石基ガラスの濃度は一致している。この一致はメルト包有物が母斑晶に捕獲された時期が噴火直前であることを示す。竹島火砕流下部ユニット軽石のメルト包有物も 1 個を除いて、その SiO<sub>2</sub> 濃度（72-76wt%）は同軽石の石基ガラスの SiO<sub>2</sub> 濃度（74.8 $\pm$ 1.4wt%、表 3.2-2）と同様であり、他の主成分についてもメルト包有物と石基ガラスに差は無い。従って、竹島火砕流下部ユニット軽石のメルト包有物も噴火直前に母斑晶に捕獲されたと考えられる。竹島火砕流下部ユニット軽石のメルト包有物のほとんどが幸屋（船倉）降下軽石メルト包有物と同様な主成分元素組成を持つことは、マグマ溜まり内のメルトが主成分元素に関して均質であることを意味しており、3.2.2 での結論に調和的である。ただし、1 個のみ SiO<sub>2</sub> 濃度が低いメルト包有物も発見されているので、このメルト包有物の成因について今後検討する必要がある。

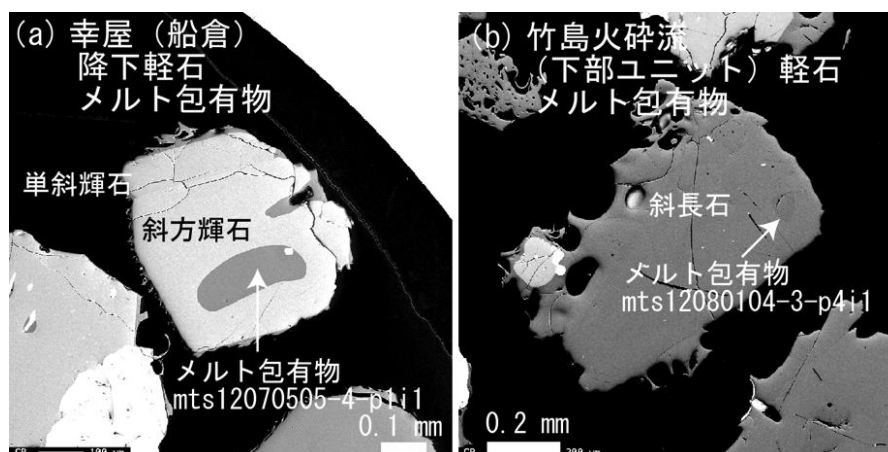


図 3.2-3 (a) 幸屋（船倉）降下軽石の斜方輝石内メルト包有物、(b) 竹島火砕流堆積物（下部ユニット）の軽石の斜長石内メルト包有物、の反射電子像。(a) の単斜輝石・斜方輝石の接触部の化学組成から輝石温度計 (Linsley, 1983) を用いて 1009°C が得られた。

表 3.2-3 幸屋（船倉）降下軽石中のメルト包有物の化学組成と H<sub>2</sub>O および CO<sub>2</sub> 濃度から  
見積もられたガス飽和圧力

試料番号 メルト包有物番号 ホスト鉱物組成	06IW38-1 mts12070505-2-p1i1		06IW39-2 mts12070505-2-p5i1		06IW41-1 mts12070505-3-p2i1		06IW41-1 mts12070505-3-p3i1		06IW41-1 mts12070505-4-p1i1		06IW41-1 mts12070505-4-p4i1	
	斜長石 An53	斜長石 An54	単斜輝石 Wo41En42Fs17Mg#71	斜長石 An53	斜長石 An55	斜方輝石 Wo3En64Fs33Mg#66	斜長石 An58	斜方輝石 Wo3En65Fs32Mg#67	斜方輝石 Wo3En65Fs32Mg#67	斜長石 An52	斜方輝石 Wo3En65Fs32Mg#67	斜長石 An52
SiO <sub>2</sub>	72.24	70.44	69.36	71.84	71.59	72.55	68.58	70.40	71.65			
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.48	0.58	0.50	0.39	0.55	0.71	0.61	0.54			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.29	12.11	12.71	12.16	12.00	12.03	12.27	12.62	12.15			
FeO*	2.29	2.26	2.62	2.16	2.16	2.66	3.25	2.52	2.25			
MnO	0.08	0.05	0.08	0.10	0.09	0.09	0.08	0.06	0.09			
MgO	0.45	0.43	0.47	0.40	0.45	0.39	0.67	0.50	0.46			
CaO	1.84	1.85	2.06	1.86	1.86	1.72	2.13	2.14	1.84			
Na <sub>2</sub> O	0.02	2.82	3.02	3.04	3.02	3.30	2.69	3.25	4.54			
K <sub>2</sub> O		2.96	2.78	2.94	3.06	2.98	3.39	2.78	2.94			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0			
Si	0.007	0.009	0.010	0.008	0.009	0.009	0.020	0.008	0.007			
Cl	0.110	0.109	0.123	0.111	0.115	0.108	0.163	0.112	0.121			
H <sub>2</sub> O	4.5	3.7	5.4	3.3	3.6	4.5	4.8	4.2	2.4			
CO <sub>2</sub>	0.031	na	na	na	0.007	na	0.006	0.028	0.061			
Total	95.65	97.18	99.23	98.35	98.39	100.93	98.80	99.24	99.04			
ガス飽和圧力(Pa)	211	>108	>198	>89	121	>152	180	189	189			

FeO\* 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石 斜方輝石

表 3.2-4 竹島火砕流堆積物（下部ユニット）の軽石中のメルト包有物の化学組成と H<sub>2</sub>O および CO<sub>2</sub> 濃度から見積もられたガス飽和圧力

試料番号	061W21-5									
	941W41 mt07030601-a4-ph1-mil 斜長石 An61	mt07030601-a4-ph5-mil 斜長石 An61	mt07030601-a4-ph9-mil 斜長石 An63	mt07030601-a4-ph10-mil 斜長石 An48	mt07030601-a4-ph11-mil 斜長石 An56	mt07030601-a4-ph12-mil 斜長石 An55	mt07030601-a4-ph13-mil 斜長石 An55	mt07030601-a4-ph14-mil 斜長石 An54	mt07030601-a4-ph15-mil 斜長石 An54	mt07030601-a4-ph16-mil 斜長石 An54
SiO <sub>2</sub>	72.12	74.40	73.58	72.37	70.38	70.71	69.95	69.06	70.51	70.51
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.54	0.52	0.57	0.49	0.80	0.44	0.70	0.46	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.28	12.55	12.48	12.82	11.84	12.50	12.16	12.26	12.39	12.39
FeO*	2.61	2.34	2.31	2.58	2.20	2.84	2.22	2.86	2.27	2.27
MnO	0.09	0.10	0.05	0.05	0.09	0.13	0.10	0.11	0.05	0.05
MgO	0.49	0.44	0.48	0.53	0.48	0.55	0.44	0.63	0.45	0.45
CaO	1.89	1.90	1.86	2.14	1.82	2.20	1.80	2.13	1.85	1.85
Na <sub>2</sub> O	2.29	3.16	3.11	2.77	2.50	3.18	2.59	2.97	3.00	3.00
K <sub>2</sub> O	2.81	3.05	3.10	2.87	2.80	2.88	2.83	2.80	2.93	2.93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0.009	0.010	0.009	0.007	0.013	0.012	0.011	0.014	0.012	0.012
Cl	0.127	0.117	0.116	0.108	0.113	0.151	0.113	0.124	0.116	0.116
H <sub>2</sub> O M	5.6	2.9	3.3	3.8	5.6	3.6	6.0	3.5	2.9	2.9
CO <sub>2</sub>	0.014	0.025	0.024	0.026	0.016	0.014	0.014	0.058	0.018	0.018
Total	100.69	101.56	100.90	100.60	98.35	99.55	98.64	97.18	96.95	96.95
ガス飽和圧力(Pa)	234	124	137	164	238	132	254	210	109	109

FeO\* 全 Fe

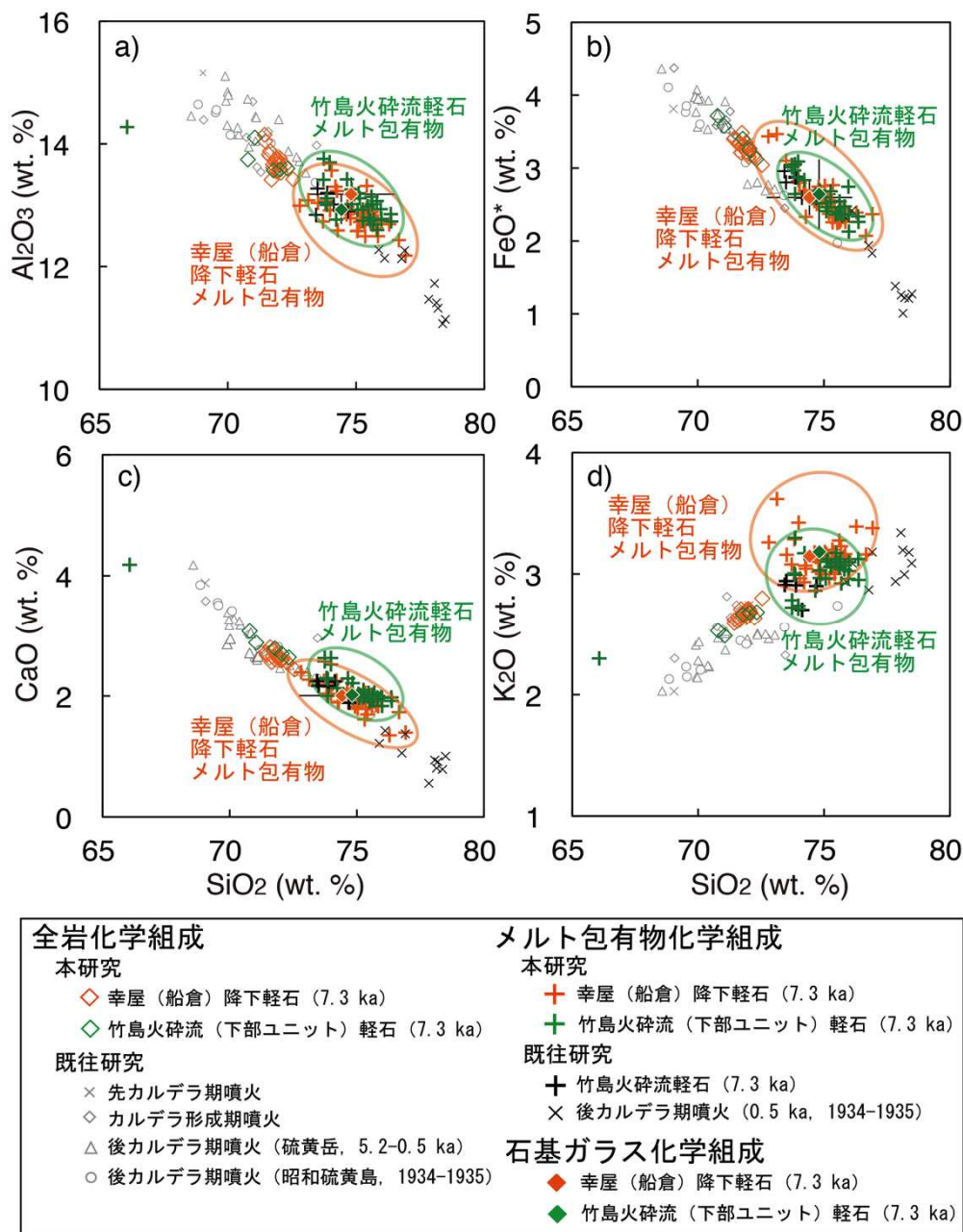


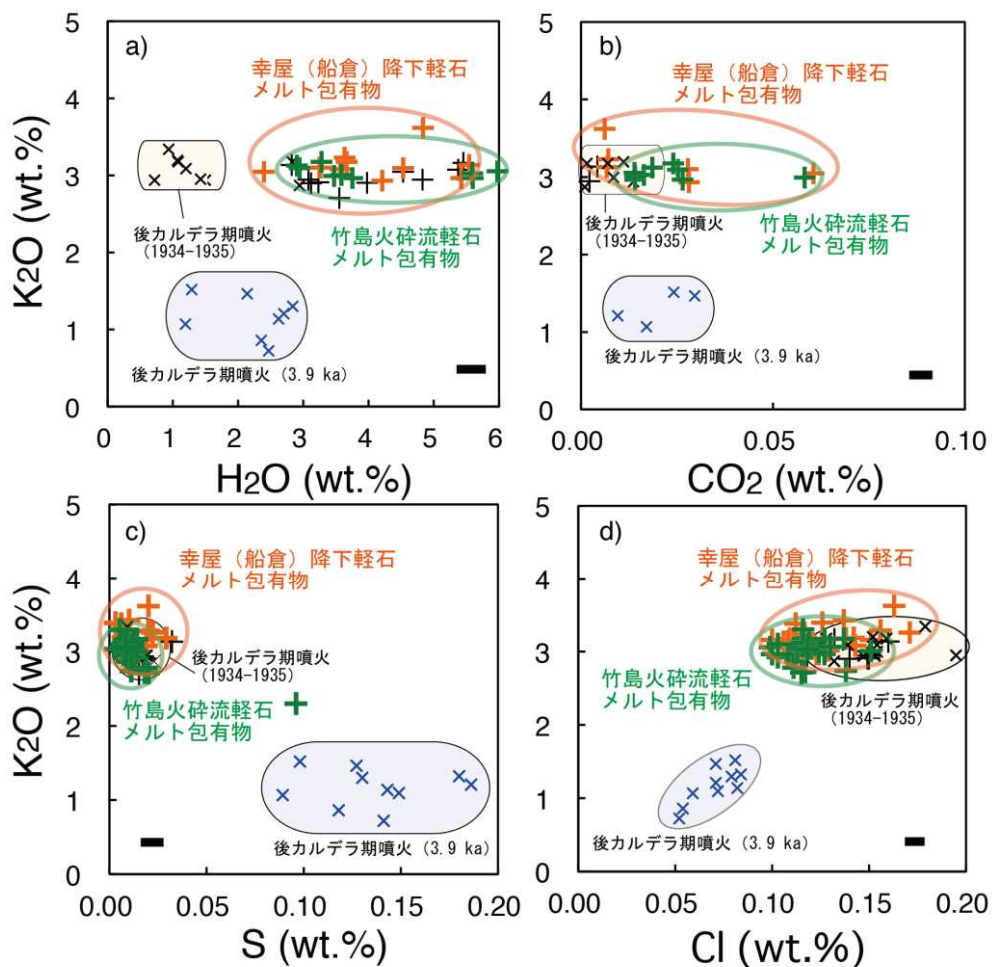
図 3.2-4 幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流堆積物 (下部ユニット) 軽石のメルト包有物および石基ガラスの主成分化学組成. 濃度は,  $\text{SiO}_2 \sim \text{P}_2\text{O}_5$  の主要 10 元素で規格化した値を用いた. 既往研究による結果も示す.

幸屋 (船倉) 降下軽石のメルト包有物の  $\text{H}_2\text{O}$  濃度は 2.4–5.5wt%,  $\text{CO}_2$  濃度は 0.007–0.061wt%, S 濃度は 0.003–0.029wt%, Cl 濃度は 0.100–0.171wt% であり, 特に  $\text{H}_2\text{O}$  および  $\text{CO}_2$  濃度が大きく変動している (図 3.2-5). 竹島火砕流下部ユニット軽石のメルト包有物の揮発性成分濃度は, 1 個を除き,  $\text{H}_2\text{O}$  濃度 2.9–6.0 wt%,  $\text{CO}_2$  濃度 0.014–0.058 wt%, S 濃度 0.003–0.019 wt%, Cl 濃度 0.099–0.151wt% で (図 3.2-5), 幸屋 (船倉) 降下軽石のメルト包有物と同様であり,  $\text{H}_2\text{O}$  および  $\text{CO}_2$  濃度は大きく変動している. 上述のように, これらのメルト包有物は噴火直前に捕獲されたものなので, メルト包有物の揮発性成分濃度は噴火直前のマグマ溜まり内のメルトの揮発性成分濃度を示している. マグマ溜まり内のメルトの  $\text{H}_2\text{O}$  と  $\text{CO}_2$  の濃度変化を起こすマグマプロセスとしては, (I) ガス不飽和状態でのマグマの結晶分化, (II) ガス飽和状態でのマグマの結晶分化, (III)



圧力低下によるマグマの脱ガス，(IV)ガス飽和状態でのマグマへのCO<sub>2</sub>ガスの付加，という4つのプロセスが考えられる(Saito et al., 2001; 図3.2-6b). このうち，(I)と(II)のプロセスではH<sub>2</sub>OとCO<sub>2</sub>の濃度が変化するとともに主成分元素濃度も変化する. そこで，主成分元素であるK<sub>2</sub>Oの濃度とH<sub>2</sub>OとCO<sub>2</sub>の濃度の相関を調べたところ，幸屋(船倉)降下軽石および竹島火砕流下部ユニット軽石とともに，メルト包有物のH<sub>2</sub>O濃度とK<sub>2</sub>O濃度，または，CO<sub>2</sub>濃度とK<sub>2</sub>O濃度に相関は見られなかった(図3.2-5). 従って，H<sub>2</sub>OとCO<sub>2</sub>の濃度の変化の原因として，(I)と(II)の可能性は低い.

平成25年度は，幸屋(船倉)降下軽石のメルト包有物2個の分析結果を元に，(III)のマグマの圧力低下に伴う脱ガスによって，H<sub>2</sub>Oの溶出が起き，H<sub>2</sub>O濃度の大きな変化が起きていると予想した. しかしながら，今年度の研究の結果，幸屋(船倉)降下軽石のメルト包有物のCO<sub>2</sub>の濃度も大きく変化していることが判明した. (III)圧力低下によるマグマの脱ガスが起きた場合，H<sub>2</sub>OとCO<sub>2</sub>の濃度の分布は，図3.2-6bの(III)で示すように，脱ガスの初期にCO<sub>2</sub>濃度が大きく低下し，



既往研究	本研究		
+	鬼界アカホヤ噴火(竹島火砕流, 7.3 ka)	+	幸屋(船倉)降下軽石(7.3 ka)
×	後カルデラ期噴火(3.9 ka)	+	竹島火砕流(下部ユニット)軽石(7.3 ka)
×	後カルデラ期噴火(0.5 ka, 1934-1935)		

図3.2-5 幸屋(船倉)降下軽石および竹島火砕流堆積物(下部ユニット)軽石のメルト包有物のK<sub>2</sub>O濃度と揮発性成分濃度. 既往研究による結果も記す.

その後、H<sub>2</sub>O 濃度が減少するというトレンドが現れる。しかし、幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流下部ユニット軽石のメルト包有物は、このトレンドを示しておらず、(III)の可能性も低い。

一方、(IV)ガス飽和状態でのマグマへのCO<sub>2</sub>ガスの付加が起きた場合、H<sub>2</sub>O と CO<sub>2</sub>の濃度分布は等圧線上に位置するトレンドを示す(図 3.2-6b の(IV))。幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流下部ユニット軽石のメルト包有物の濃度分布は、おおまかに 100-250MPa の等圧線上に位置しているようにみえることから、(IV)のプロセスが働いている可能性が高いと考えられる。即ち、100-250MPa の圧力条件にあるガス飽和状態のマグマへ CO<sub>2</sub>を主体としたガスが付加していた可能性がある。今後、このプロセスの可能性を検討するため、未だ実施していない竹島火砕流堆積物の中・上部ユニットのメルト包有物分析を進める必要がある。

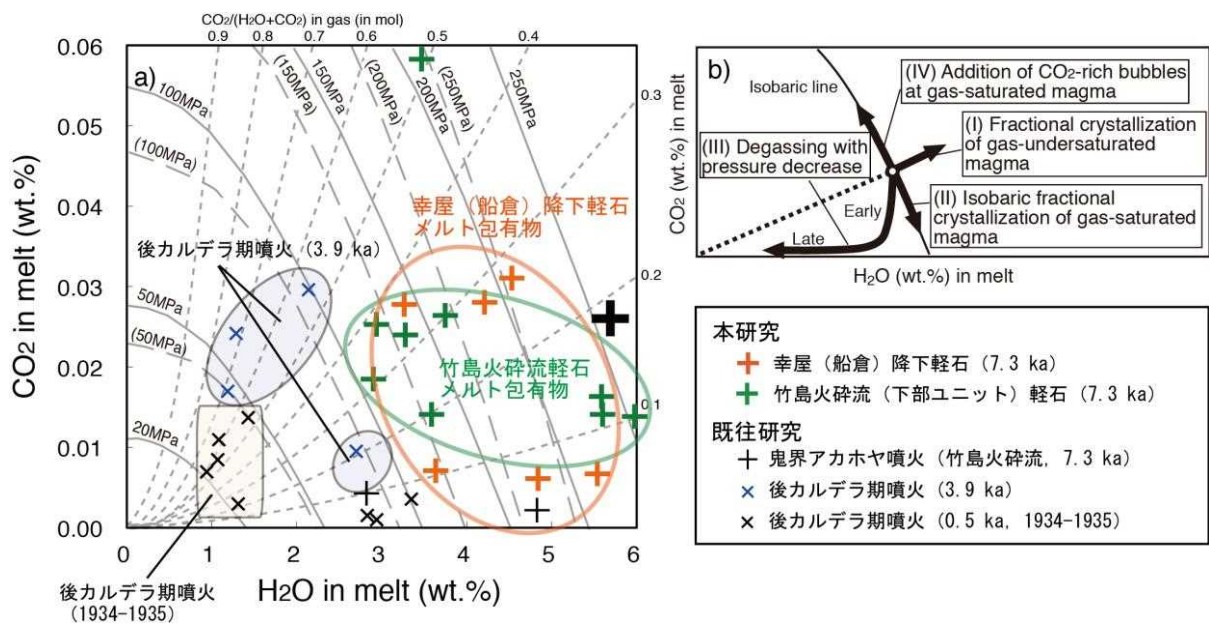


図 3.2-6 a) 幸屋（船倉）降下軽石の斜長石内メルト包有物の H<sub>2</sub>O および CO<sub>2</sub> 濃度。既往研究による結果も記す。 b) マグマプロセスに伴う H<sub>2</sub>O および CO<sub>2</sub> 濃度の変化。

### 3.2.4 鬼界アカホヤ噴火直前のマグマ溜まりの温度・圧力環境

鬼界アカホヤ噴火を起こした流紋岩マグマの温度を知るために、幸屋（船倉）降下軽石内の単斜輝石と斜方輝石が共存している斑晶 2 個について、その接触部(図 3.2-3a)の化学組成を EPMA で分析し、得られた組成に輝石温度計 (Linsley, 1983) を適用した。接触部の組成は、それぞれ、単斜輝石 Wo<sub>42</sub>En<sub>41</sub>Fs<sub>17</sub> と斜方輝石 Wo<sub>3</sub>En<sub>63</sub>Fs<sub>34</sub>、単斜輝石 Wo<sub>41</sub>En<sub>42</sub>Fs<sub>17</sub> と斜方輝石 Wo<sub>3</sub>En<sub>65</sub>Fs<sub>32</sub>、であり、QUILF プログラムを用いてその平衡温度を計算した結果、1009±9°C と 998±8°C が得られた。従って、鬼界アカホヤ噴火初期の流紋岩マグマの温度は約 1000°C と考えられる。この温度は、後カルデラ期の流紋岩マグマの温度 (硫黄岳噴火マグマ 960±28°C, 昭和硫黄島噴火マグマ 967±29°C; Saito et al., 2002) と同様である。

鬼界アカホヤ噴火を起こした流紋岩マグマの圧力条件については以下のように推定した。上記 3.2.3 で検討したように、幸屋（船倉）降下軽石のメルト包有物の H<sub>2</sub>O および CO<sub>2</sub> 濃度の変動は、(IV)ガス飽和状態でのマグマへの CO<sub>2</sub>ガスの付加、の可能性もある。これはマグマが H<sub>2</sub>O および CO<sub>2</sub> のガスに飽和している状態でのプロセスであるので、メルト包有物分析で得られたメルトの H<sub>2</sub>O および CO<sub>2</sub> 濃度と各揮発性成分のメルトへの溶解度の圧力依存性からマグマのガス飽和圧力を見積もることができる。そこで、VolatileCalc プログラム (Newman and Lowenstern, 2002) を

本研究で得られた幸屋(船倉)降下軽石のメルト包有物5個のH<sub>2</sub>OおよびCO<sub>2</sub>濃度に適用した結果、121-211MPaという圧力値が得られた(表3.2-3)。平成25年度に分析した幸屋(船倉)降下軽石のメルト包有物2個から得られた圧力(100および210MPa)も考慮すると、幸屋(船倉)降下軽石を形成したマグマの圧力条件は100-210MPaだったと考えられる。この圧力は、地殻密度を2500kg/m<sup>3</sup>と仮定すると、深さ4.0-8.4kmに相当する。

一方、竹島火砕流下部ユニット軽石のメルト包有物についてもマグマがH<sub>2</sub>OとCO<sub>2</sub>のガスに飽和していると仮定すると、メルト包有物9個のH<sub>2</sub>OおよびCO<sub>2</sub>濃度から109-254MPaという圧力値が得られた(表3.2-4)。この圧力は、地殻密度を2500kg/m<sup>3</sup>と仮定すると、深さ4.4-10.2kmに相当する。また、竹島火砕流下部ユニット軽石には、幸屋(船倉)降下軽石よりも、わずかに高い圧力を示すメルト包有物がある(図3.2-6)。これは、竹島火砕流の噴火では、より深い位置にあったマグマが噴出したためかもしれない。

最後に、本研究の成果と既往研究を元に、鬼界カルデラのマグマ供給系の化学的特徴・温度・圧力条件の経時変化を図3.2-7にまとめた。7.3千年前の鬼界アカホヤ噴火初期の幸屋(船倉)降下軽石を形成したマグマは上述のように主成分元素に関して均質な流紋岩で、その温度・圧力条件は約1000°C、100-210MPaである。引き続き噴出した、竹島火砕流堆積物下部ユニットを形

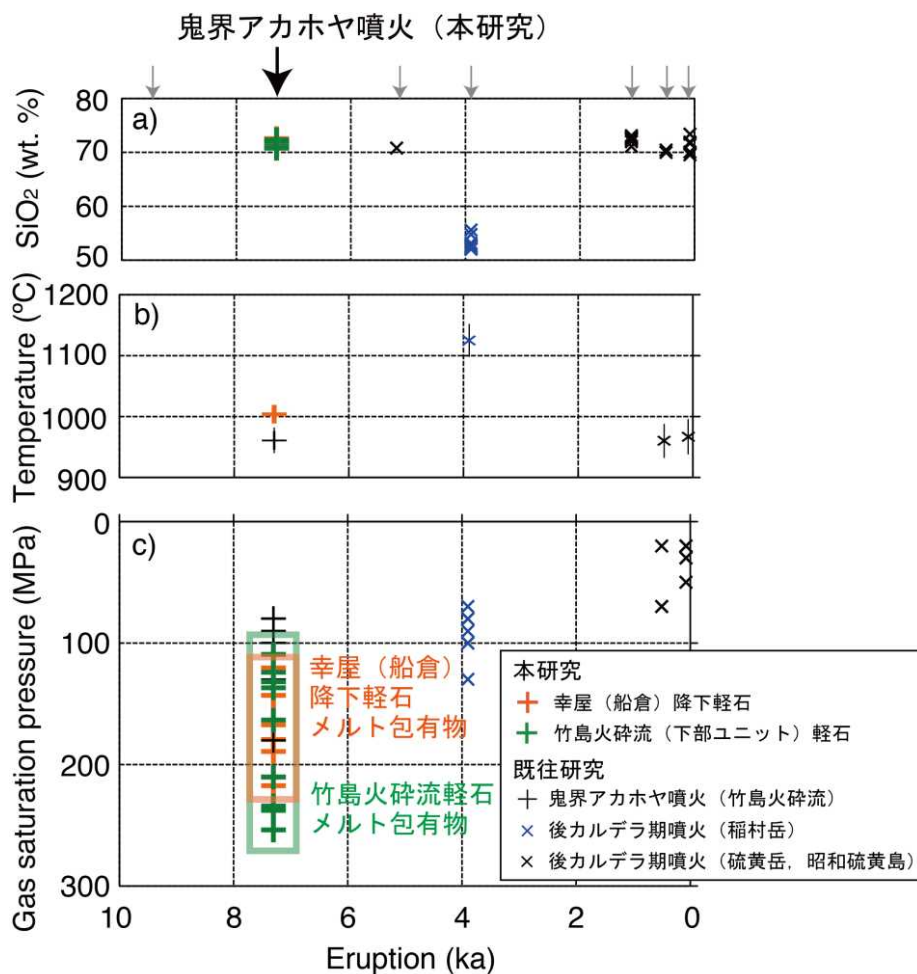


図3.2-7 本研究によって得られた鬼界アカホヤ噴火のマグマ溜まりの化学組成と温度・圧力条件。a)噴出物の全岩化学分析によるマグマの化学組成(SiO<sub>2</sub>濃度), b)輝石温度計によるマグマ温度, c)メルト包有物分析によるマグマのガス飽和圧力。既往研究による結果も記す。

成したマグマも同じ化学的特徴を持つ流紋岩で、その圧力条件は 110-250MPa と見積もられた。後カルデラ期には、少なくとも 5 回の噴火(5.2 千年前, 3.9 千年前, 1.1 千年前, 0.5 千年前, 1934-35 年)が発生した(小野ほか, 1982; Kawanabe and Saito, 2002)。このうち、3.9 千年前の噴火のみ、鬼界アカホヤ噴火とは異なる高温の玄武岩マグマが噴火し、それ以外は、全て鬼界アカホヤ噴火初期と同じ化学組成、同様な温度の流紋岩マグマが噴出している(図 3.2-7)。また、マグマの圧力は、鬼界アカホヤ噴火以降、徐々に低下している傾向がみえる。ただし、本研究は鬼界アカホヤ噴火の前半に噴出した岩石試料のみの分析でとどまっており、同噴火の後半に噴出したマグマの化学的特徴や温度・圧力条件については明らかでない。鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの全容を理解するためには、同噴火後半に噴出した竹島火砕流堆積物の中・上部ユニットについて岩石学的解析とメルト包有物分析を行う必要がある。また、鬼界アカホヤ噴火に到るまでの発達過程を知るために、鬼界アカホヤ噴火直前の 9.5 千年前の噴火についても同様な検討を行う必要がある。

### 3.2.5 まとめと今後の課題

以上をまとめると、

- ・ 7.3 千年前の鬼界アカホヤ噴火の初期に噴出した幸屋(船倉)降下軽石の鉍物の微小領域化学分析を行った結果、マグマの温度は約 1000°C であることが判明した。さらに、メルト包有物の EPMA および SIMS 分析の結果、マグマ溜まりのメルトの揮発性成分濃度が H<sub>2</sub>O 2.4-5.5wt%, CO<sub>2</sub> 0.007-0.061wt%, S 0.003-0.029wt% であること、マグマは 100-210MPa の圧力下(深さ 4-8km)にあったことが明らかになった。
- ・ 鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流堆積物下部ユニットの軽石について岩石学的解析を行い、このマグマが均質な流紋岩であること、幸屋(船倉)降下軽石を形成したマグマと同様な化学組成を持つことが判明した。さらに、メルト包有物の EPMA および SIMS 分析の結果、マグマ溜まりのメルトの揮発性成分濃度が H<sub>2</sub>O 2.9-6.0 wt%, CO<sub>2</sub> 0.014-0.058 wt%, S 0.003-0.019 wt% であること、マグマは 110-250MPa の圧力下(深さ 4-10km)にあったことが明らかになった。

今後の課題としては、

- ・ 鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの全体像を把握するため、竹島火砕流堆積物の中部・上部ユニットの岩石学的解析とメルト包有物の化学分析を行い、鬼界アカホヤ噴火の後半に噴出したマグマの化学的特徴、温度・圧力条件を明らかにする必要がある。
- ・ カルデラ噴火に到るマグマ溜まりの発達過程を検討するために、鬼界アカホヤ噴火の直前(9.5 千年前)に起きた噴火の噴出物と考えられている籠港降下スコリアの岩石学的解析を行い、マグマの化学的特徴、温度・圧力条件を明らかにする必要がある。

### 引用文献

- Kawanabe, Y. and Saito, G. (2002) Volcanic activity of the Satsuma-Iwojima area during the past 6500 years. *Earth Planets and Space*, **54**, 295-301.
- 町田洋・新井房夫(2003)新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002) VolatileCalc: a silicate melt-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solution model written in Visual Basic for EXCEL. *Comput. Geosci.*, **28**, 597-604.

- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982) 薩摩硫黄島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 80p.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J. A. and Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **108**, 11-31.
- Saito, G., Stimac, J.A., Kawanabe, Y. and Goff, F. (2002) Mafic-felsic interaction at Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Evidence from mafic inclusions in rhyolites. *Earth Planets Space*, **54**, 303-325.
- Saito, G. Morishita, Y. and Shinohara, H. (2010) Magma plumbing system of the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan, deduced from volatile and major component contents of olivine-hosted melt inclusions. *J. Geophys. Res.*, **115**, B11202, doi:10.1029/2010JB007433.
- Togashi, S (1989) XRF Analytical Report 1/89. Determination of major elements in igneous rocks using Sc/Mo dual anode tube. *Open-file Report. Geol. Surv. Jpn*, **132**, 1-35.

## 4. カルデラ噴火前兆評価シミュレーション技術開発

### 4.1 地球物理学的手法によるマグマ溜まり探査例の整理

#### 【実施内容】

カルデラ噴火前兆評価シミュレーションの前提となるカルデラ火山のマグマ溜まりについて、地球物理学的にその存在を検出した報告事例について、主に 2000 年以降の文献をレビューし結果を整理した。それらは、対象地域、探査手法に応じて、さまざまな探査深度や空間分解能を有することが指摘できる。

#### 【研究成果】

##### 4.1.1 地下構造探査手法の概要

地下構造を調査する地球物理学的手法は、自然界の信号を用いる方法と、人工的な信号を用いる手法に大別される。自然界の信号を用いる手法として、自然地震の P 波、S 波の到達時間の差異に着目したトモグラフィーや物性境界での P 波から S 波への変換に着目したレシーバー関数、P 波や S 波の減衰を利用したものがある。MT 法は太陽活動に起因した地球外部の磁場擾乱によって発生した電磁波を利用している。重力探査は地下の物質の空間的な密度コントラストを反映した重力の変化を測定する。一方、人工信号を用いた方法では、発破によって発生した地震を使ったトモグラフィーや起震装置を使って連続的に振動を発生させて地下の構造境界からの反射波に着目した手法、人工的に電磁波や電流を発生させて電磁場の応答を用いる方法がある。人工的に信号を発射させると、信号源をコントロールできるので、未知項目がそれだけ減ることになり解析には有利となる。しかしながら、信号と測定場所の位置関係が限られること、信号源のパワーが必ずしも十分でないことなどから、マグマ溜まりをターゲットとするような地下 10km 程度の深部を探査することには向いておらず、どちらかといえば浅部の詳細な構造を探るために用いられる。自然界の信号を用いる手法のうち重力については、マグマ溜まりそのものの直接的な探査には向いていないと考えられる。なぜならば熔融マグマの密度が、空隙を含む岩石の密度と同程度となる場所で、マグマが定置することによりマグマ溜まりが形成されると考えられるからである。重力探査は堆積物や岩相の水平的な分布やカルデラ境界などの構造の境界を検出するために極めて有効であり、マグマ溜まりの探査としては、他の手法と組み合わせることにより威力を発揮する。現在、探査の主力となっているのは、自然地震を用いた地震探査や MT 法による電磁探査であるが、それらによって求められているマグマ溜まりの描像としては、すべて部分熔融したメルトを含むマッシュ状のマグマ溜まりである。100%液状のマグマがある程度の大きさの空間を満たすようなマグマ溜まりは観測されていない。ただし、MT 法の場合は、マグマ溜まりの候補として解析された領域において、空隙をメルトが満たしているのか、あるいはその他の水等の液体が満たしているのかを区別することは難しい。ケイ酸塩メルトと、溶存成分を多く含んだ酸性の水では電気伝導度があまり変わらないからである。地震波の場合は、メルトと水の粘性率が異なることから、P 波と S 波を観測すれば、ある程度の違いを明らかにすることはできる。いずれにしても、どの手法においても、多くの場合、周囲の平均値からのずれを異常として検出する。いくつかの地域で観測が精力的になされているが、対象が火山の直下に限定した場合が多く、限られた範囲内での異常ということになる。今後は、火山を含むより広範囲での観測を行い、火



山直下の異常が本当にその場所だけに存在するものなのか、あるいは、より普遍的に存在するものなのかを確かめることは必要であろう。今後、マグマ溜まり探査の精度を上げるためには、空間分解能と解像度の向上が重要である。空間分解能は、多くの場合観測点配置に依存するが、原理的に、地震波の波長あるいは電磁波の波長よりも細かいものを捉えることはできない。分解能については、地震の場合、地下のある領域を通過する地震がなければ、その場所の情報は得られないので、地震の発生域と観測点の配置が重要になってくる。配置に偏りがあると解像度は落ちる。地震の探査においては対象とする場所の解像度を調べるため、人工的に与えた構造に対する再現性をチェック（チェッカーボードテスト）することが多く行われている。得られた構造に対する信頼性を把握するためにはこのような解析が重要になってくる。一方、MT法においては観測値を再現し得るかのテストを行うことによって感度解析を行っている。従来は、見かけ比抵抗のサウンディングカーブの再現性に注目していたが、地表付近の不均質性によってサウンディングカーブそのものが有意に変化してしまうスタティックシフトの影響を防ぐため、最近ではフェイズテンソルの再現性をチェックする試みが行われるようになってきている。

まず、地表の探査によって得られた地下の物理的情報（地震波速度や比抵抗）からマグマ溜まりを含めた、地下の構造や状態を引き出すために行われている室内実験の最近の成果について、地震波速度および電気伝導度（比抵抗の逆数）の研究をそれぞれ紹介する。そのあと、各火山地域で近年行われている観測例をやや詳しく紹介する。

#### 4.1.2 地震波速度の室内実験

地殻が部分熔融状態にあると、そこを通過した地震波速度は変化する。その程度は、液の分率、形状、液の性質（水かメルトか）に依存する。渡辺（2009）は、Takei（2002）の方法を用いて、それらをパラメータにして速度を計算した（図 4.1-1）。それによると、液の分率が増加すれば地震波の縦波（P波）および横波（S波）の速度（以下、それぞれ  $V_p$ ,  $V_s$  と表記することもある）は低下するが、同じ液の分率でもアスペクト比が小さくなるほど速度は低下する。 $V_p$  と  $V_s$  の低下率はアスペクト比が 0.05~1.0 の間では  $V_p$  のほうが大きいので、P波速度とS波速度の比は、液の分率が増えるに従って  $V_p/V_s$  は低下するようになる。しかしながら、アスペクト比が 0.05 より小さくなると、逆に  $V_p/V_s$  は増大する。空隙が薄いクラック状になると、地震波速度の情報から液の分率を厳密に推定するためには液の形状にも注意する必要がある。一方、アスペクト比が 0.1 程度の時、空隙を占める液の体積弾性率が 2GPa の場合（水）と 20GPa の場合（メルト）では、 $V_s$  がほとんど変化しないのに対し、 $V_p$  が変化するため、 $V_p/V_s$  とした比でみた場合、水を含む空隙ではその比が小さくなるのに対し、メルトを含む空隙では逆に大きくなる。マグマ溜まりの一つの指標として、 $V_p$ ,  $V_s$  とともに周囲より低速度異常となるが、 $V_p/V_s$  の比は周囲より大きくなる場をあげられる。

$V_p/V_s$  には空隙中の液体の圧縮率だけでなく空隙の形状も影響する。武井（2005）は等価アスペクトの概念を用いて形状の効果を系統的に整理した。個体本来のP波、S波速度（それぞれ  $V_{p0}$ ,  $V_{s0}$ ）で規格化したP波とS波の速度低下率（ $\Delta V_p/V_p$ ,  $\Delta V_s/V_s$ ）の比を  $R_{sp}$  と定義する。 $R_{sp} < 1$  のときはP波の低下率がS波の低下率よりも大きいので、 $V_p/V_s$  比は低下する。一方、 $R_{sp} > 1$  のときはS波の低下率がP波の低下率よりも小さいので、 $V_p/V_s$  比は増大する。 $R_{sp}$  は空隙のポロシテ

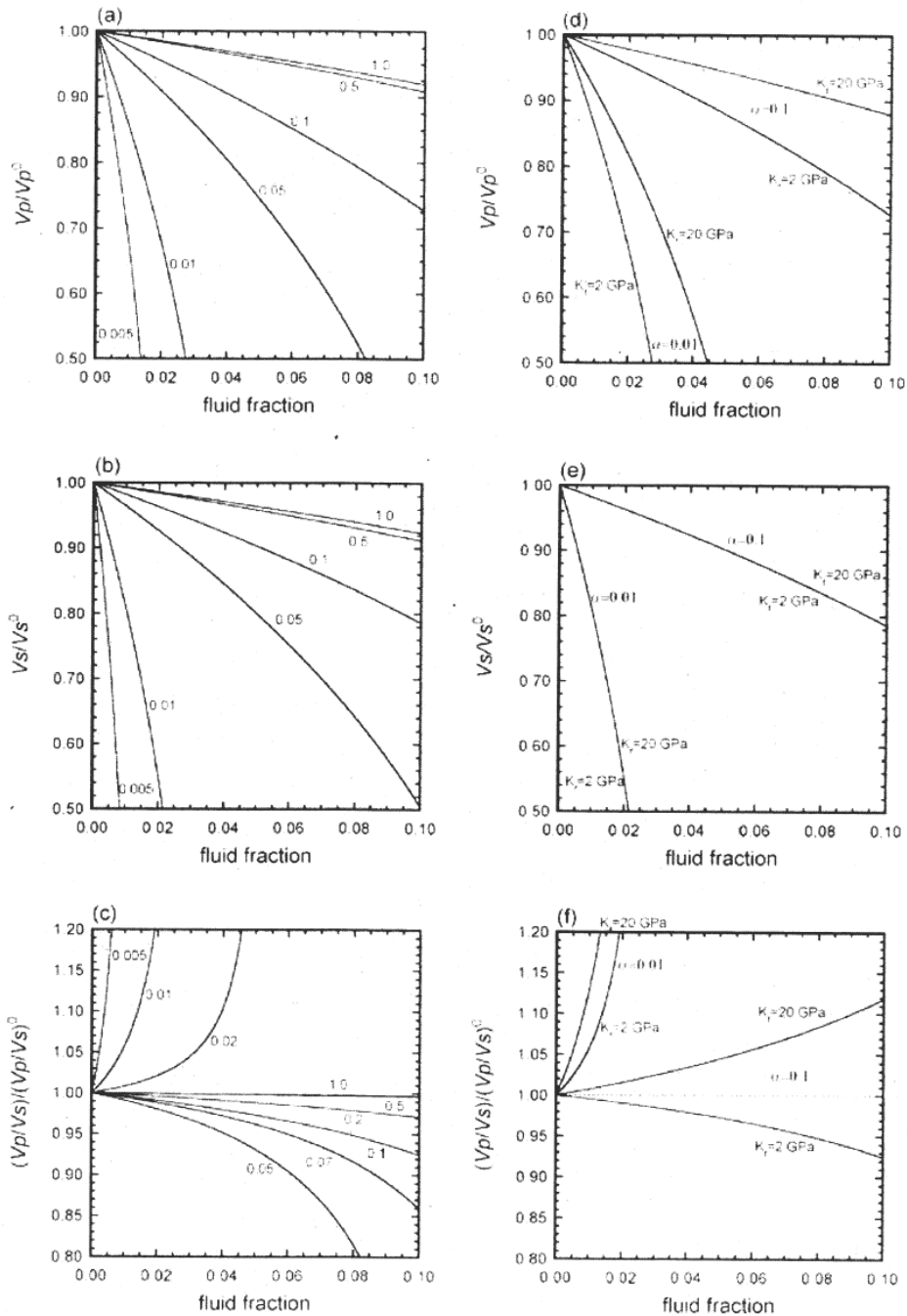


図 4.1-1 固液系の地震波特性 (渡辺, 2009). 液相の体積分率に対する (a)  $V_p$ , (b)  $V_s$ , (c)  $V_p/V_s$ . 速度および速度比はそれぞれ固相 (花崗岩) の値で規格化してある. 固相の体積弾性率およびせん断弾性率はそれぞれ 58.6 GPa, 36.8 GPa に密度を  $2650 \text{ kg/m}^3$  にしている (Christensen, 1996). 液相の体積弾性率と密度は 2 GPa と  $1000 \text{ kg/m}^3$  にしている. 数字は液相を満たす空隙のアスペクト比. 速度は Takei (2002) の定式を用いて計算している. 右側はアスペクト比  $\alpha$  における液相の体積弾性率の違い (2 GPa と 20 GPa の場合) の影響を示しており, (d)  $V_p$ , (e)  $V_s$ , (f)  $V_p/V_s$  を示している.

$\nu - \phi$  には依存せず, 等価アスペクト比  $\alpha$  (扁平回転楕円体の空隙形状を仮定したモデルのアスペクト比), 固相と液相の体積弾性率の比  $\beta$  に依存し図 4.1-2 (b) のような関係にある.  $\beta$  は岩



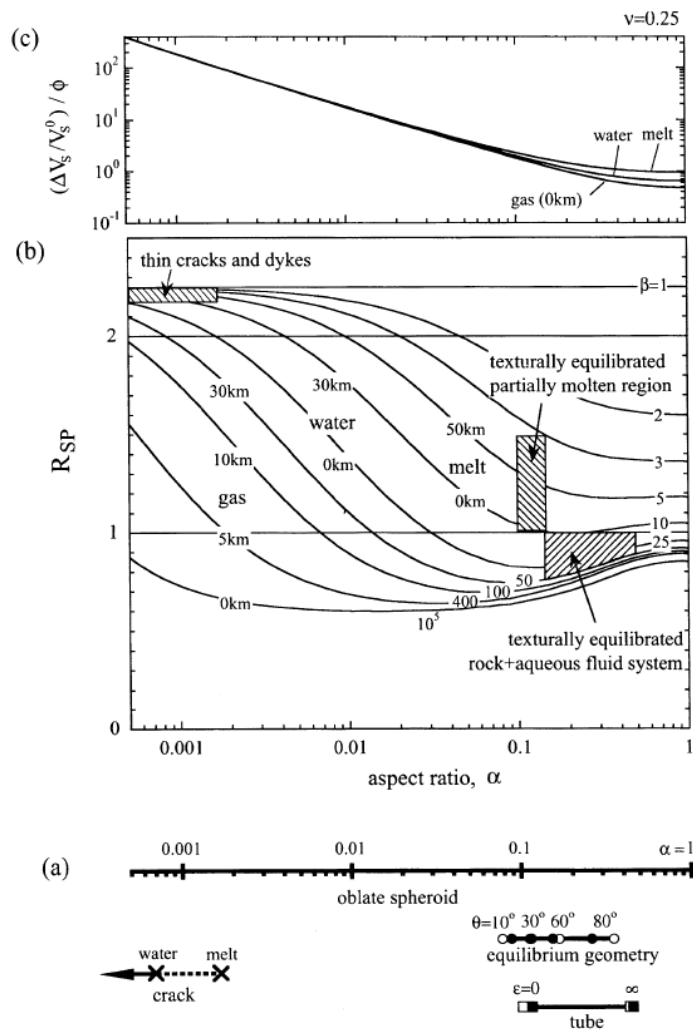


図 4.1-2 (a) 平衡構造モデル，チューブモデル，クラックモデルと等価アスペクト比．(b)  $R_{sp}$  と等価アスペクト比の関係．固液の体積弾性率の比  $\beta$  をパラメータとしている．(c) 等価アスペクト比を関数とした S 波速度の低下率と空隙率の比．武井（2005）．

石とメルトの系で 3-10 程度，岩石と水の系で 10-50 程度，岩石と理想気体の系で 50- $10^5$  程度の値（深さ 50-0km の範囲）をとる（武井の表 2）．このことから岩石とメルトの系では  $\alpha$  によらず常に  $R_{sp} > 1$ ，岩石と水の系では  $\alpha$  によっては  $R_{sp} < 1$  となることがわかる．武井は空隙の幾何形状として想定されているチューブ，クラック，平衡構造モデルについて  $R_{sp}$  を算出するにあたっての等価な  $\alpha$  を求めている（図 4.1-2 (a)）．平衡構造モデルでは，一般に岩石とメルトの系ではぬれ角 ( $\theta$ ) が 20-40° 位の値を持ち，岩石と水の系では 40-100° 位の値を持つ (Holness, 1997)．その場合， $R_{sp}$  としては岩石とメルトの系で 1-1.5 ( $\alpha$  は 0.1 前後)，岩石と水の系で 0.7-1 ( $\alpha$  は 0.1-0.5) 程度になることが予想される．一方，クラックの場合は水，メルトともに  $R_{sp}$  は 2 以上 ( $\alpha$  は 0.001 前後) になることがわかる．地震波の観測から  $R_{sp}$  および  $\Delta V_s/V_s$  が分かれば  $\alpha$  および流体の体積分率  $\phi$  の推定が可能となる（図 4.1-2 (c)）．ただし，例外もあることに注意が必要である．岩石とメルトの系では  $\alpha$  によらず  $R_{sp} > 1$  となったが，放出した揮発性成分（主

に水)を気泡として含むメルトが存在する可能性がある。その場合、固液の体積弾性率の比  $\beta$  の値が大きくなることが予想される。図 4.1-2 に各深さにおいて  $\beta=10, 20, 50$  となるのに必要な気泡の量を重量%で示されている(武井, 2005)。図よりわかるように深さ 3-4km 程度で 0.2-0.5% 程度の水が放出されていると  $\beta=20$  となる。この場合、 $R_{sp}<1$  となりうる。このことは、マグマ溜まり中で、マグマが水に飽和し、気泡を放出するようになると、 $V_p/V_s$  比が低下する可能性があることを示している。

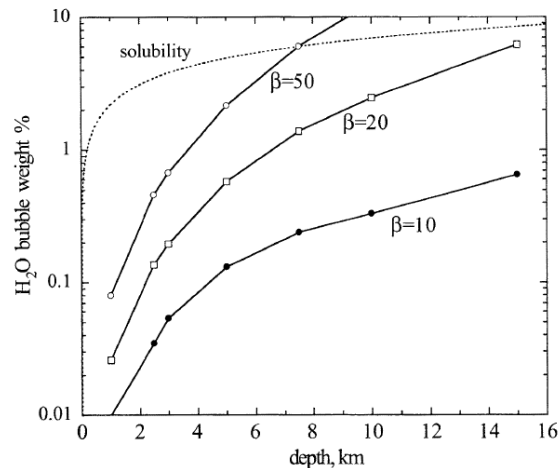


図 4.1-3 与えられた  $\beta$  を満たすような深さごとのメルト中の気泡の重量%。気泡は  $H_2O$  からなる。点線はメルト中の水の溶解度(重量%)。武井(2005)。

#### 4.1.3 電気伝導度の室内実験

Gaillard and Marziano (2005)は結晶化に伴うマグマの電気伝導度の変化を 1350–1018°Cの温度範囲で実験的に調べ、メルトの残液がバルクの電気伝導度に及ぼす影響について考察した。その結果、係数はメルトの化学成分によって変化し、次のような Arrhenius 式で近似できることを示した。修正アーチー則に基づいた次のような近似式でバルクの電気伝導度を表現できることを示した(図 1)。具体的にはメルト中の  $K_2O$  wt%を用いている。溶液の電気伝導度は

$$\log \sigma = a + b T^{-1}$$

$$a = a_1 + a_2 (K_2O \text{ wt}\%) \quad a_1 = 0.742; \quad a_2 = -0.105$$

$$b = b_1 + b_2 (K_2O \text{ wt}\%) \quad b_1 = 4.742; \quad b_2 = -0.600$$

このときバルクの電気伝導度は以下の修正アーチー則を用いて近似でき、実験結果を満足することを示した(図 4.1-4)。

$$\sigma_{\text{magma}} = \sigma_{\text{cr}} \%_{\text{cr}}^{\frac{\log(1-\%_{\text{liq}}^m)}{\log(1-\%_{\text{liq}})}} + \sigma_{\text{liq}} \%_{\text{liq}}^m$$

ここで、メルトの連結度を示すパラメータである  $m$  を 1.05 とした。メルトの電気伝導を支配するのは、あくまでもナトリウムによる電化の運搬である。このことは同じサンプルを使ったメルトの電気伝導度が  $\text{SiO}_2$  の増加に伴って変化することから確認できる (図 4.1-5)。このような傾向を示す陽イオンはナトリウムだけである。このときメルトの電気伝導度はナトリウムの濃度を用いて Nernst-Einstein 方程式

$$\sigma_{melt} = D_{Na} q_{Na}^2 N_{Na} [kT]^{-1} [H_r]^{-1}$$

で記述される。その変化傾向は実験結果とよく一致する (図 4.1-6)。Arrhenius 式に現れるカリウムの濃度は、ナトリウムの移動度に影響すると理解される。いずれにしても、結晶化に伴う残液の組成変化に伴い、メルトの電気伝導度は変化し、それがバルクの電気伝導度にも影響している。地下にマグマだまりが存在するとして、それが時間とともに分化することによって電気伝導度も変化することが期待される。一方で、分化に伴う化学組成がきちんと把握されていれば、マグマだまり内の結晶量ないしは、メルト量の変動を電磁探査からとらえられる可能性を示している。

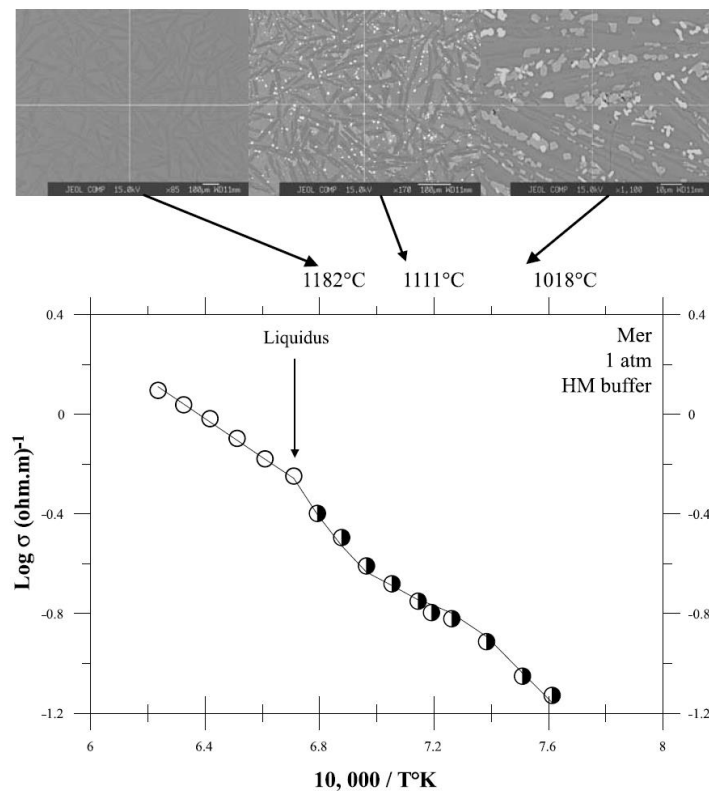


図 4.1-4 Merapi サンプルの部分結晶に伴う電気伝導度の温度変化とサンプルの SEM 画像 (Gaillard1 and Marziano, 2005)。白丸はリキダスより高温での測定で半黒丸は部分結晶をしているサンプルを示す。直線は本文中の式を当てはめたもの。各測定のエラーバーは丸印の半分の大きさに相当する。

図 2 液状のサンプルに対して行った電気伝導の測定結果 (Gaillard1 and Marziano, 2005)。Mer から 1125,1075 へと分化が進みそれぞれの  $\text{SiO}_2$  分率は 54.81, 59.6, 65.38wt%である。OBS は 1 気圧

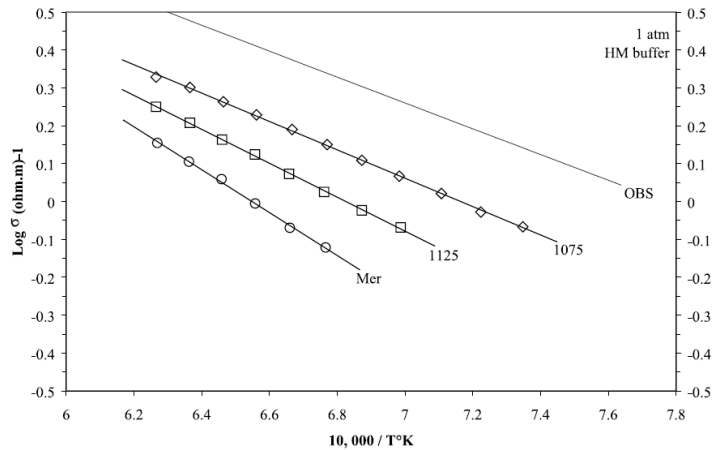


図 4.1-5 液状のサンプルに対して行った電気伝導の測定結果 (Gaillard1 and Marziano, 2005). Mer から 1125, 1075 へと分化が進みそれぞれの SiO<sub>2</sub> 分率は 54.81, 59.6, 65.38wt%である. OBS は 1 気圧での rhyolite メルト電気伝導度 (Gaillard, 2004).

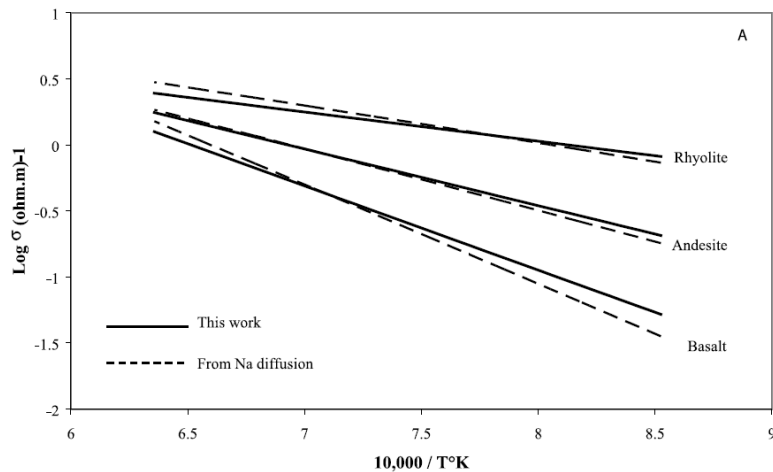


図 4.1-6 溶融マグマの電気伝導度 (Gaillard1 and Marziano, 2005). 実線は実験結果, 波線は Nernst-Einstein 方程式を用いて計算したもの. Andesite と basalt については Haven ratio を 0.4 と 0.6, rhyolite については 1 を用いた.

#### 4.1.4 Yellowstone での研究例 (地震波トモグラフィー)

以下, 各地域での観測例を概観するが, いずれも物性値が異なるメルトが存在することによって引き起こされるであろう局所的な異常を捉え, 上で述べたような実験結果を用いてメルトの割合を推測することによってマグマ溜まりの実像に迫ろうとしている.

Husen et al. (2004)では 1995-2001 年の 3374 個の地震イベントを用いて 3 次元のインバージョンを行い, イエローストーンカルデラ下の P 波速度 ( $V_p$ ) および P 波速度に対する S 波速度の比 ( $V_p/V_s$ ) の構造を求めた. 観測点と用いた地震の震央を図 4.1-7 に示す. 速度構造の分解能と解像度は, 地震波が通過する領域とその密度に依存する. 震源と観測点の関係が偏っていたり, 解析に使えるデータが少ないと解像度は悪くなる. Husen らは, チェッカーボードテストを行い, この解析の解像度を調べた. その結果, 十分な信頼度をもって  $V_p$  と  $V_p/V_s$  が解析されるのはカルデラの北西部のみであることがわかった(図 4.1-8). 解析を行って得られた速度構造(図 4.1-9)

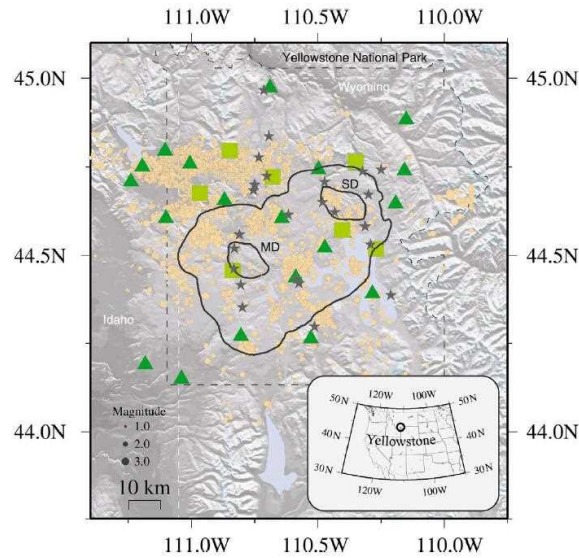


図 4.1-7 地震の観測点（三角および四角印）と解析に利用した地震の震央（丸印）．星印は熱的な表面現象がみられる地域（Husen et al., 2004）．

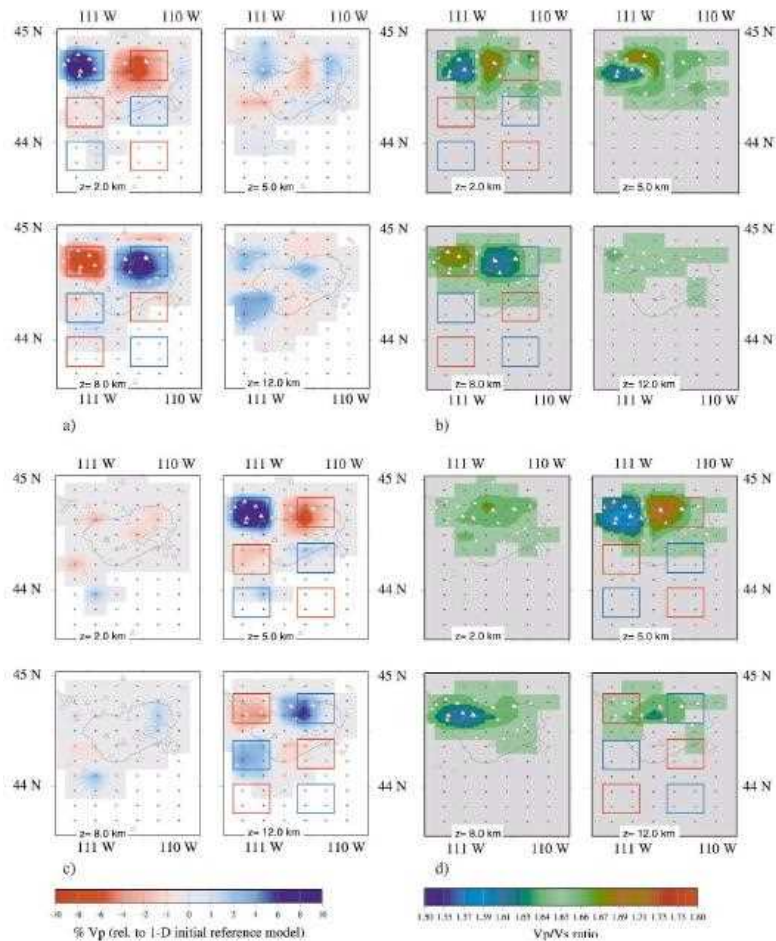


図 4.1-8 チェッカーボードモデルを用いた  $V_p$  (a,c),  $V_p/V_s$  (d,e) の解像度の評価（Husen et al., 2004）．+10%の  $V_p$  異常を与えた領域を青四角, -10%の  $V_p$  異常を与えた領域を赤四角でしめす．同様に 1.73 の  $V_p/V_s$  を 1.57 の  $V_p/V_s$  与えた領域をそれぞれ、青および赤枠で示す．再現された構造の各深度の水平分布を示す．黒丸はグリッドを白三角は観測点を示す．

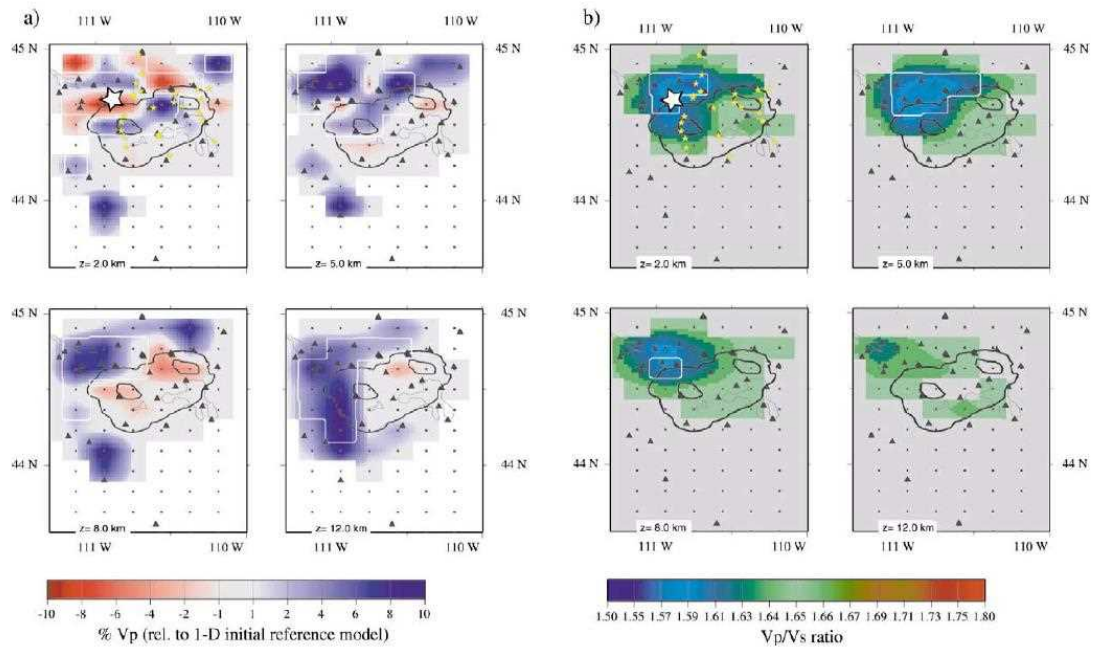


図 4.1-9 3D トモグラフィの結果 (Hunsen et al., 2004). (a) は Vp, (b) は Vp/Vs モデルを各深度の分布として示す. Vp は 1D の初期モデルに対する相対的偏差を%で示す. Vp/Vs は絶対値で表し, 初期値は 1.65 とした. 地震波線がカバーしていない領域は空白となっている. 三角印は観測点を示す. 白いコンターラインは解像度の高い部分, 黒い実線は 0.64Ma のカルデラ境界と再生ドームの位置を示す. 黄色の星印は熱的兆候を示すところ, 白の星印は 1985 群発地震の位置を示す.

のうち, 8km の深度に見られる Vp の低速度域は広範囲に広がっていることから, その存在は確からしいものの, Vp/Vs については十分な解像度を持たないので, その以上の情報は得られなかった. この低速度域は従来の研究結果もふまえてマグマ溜まりであろうと推測している. 一方, カルデラ北西部の浅部 (海面下 2km) には, 十分な信頼性をもって Vp が低速度になり, Vp/Vs が減少する領域が解析された. Vp/Vs が体積弾性率とずれ弾性率および空隙率によって表現されることを利用して, 空隙が液相から気相に変化した場合の値の変化を計算した. 空隙が気相になることによって Vp/Vs は 8%ほど低下 (空隙を 10%としている) し, 観測結果に近いこと, 温度や圧力の上昇では変化量が小さく説明できないことから, この領域はマグマから離脱した火山ガスによって空隙がしめられていると考えている. おそらく深部のマグマだまりから放出された火山ガスであろう.

#### 4.1.5 Yellowstone での研究例 (レシーバー関数)

イエローストーンカルデラでは低重力異常域に顕著な地殻変動が観測されており, カルデラ内のマグマ溜まりでマグマの蓄積が進行している (図 4.1-10). Chu et al.,(2010)らは, 地震波のレシーバー関数の解析によって, イエローストーンカルデラの下に, これまでの研究に比べはるかに規模の大きい地震波速度低下域の存在を示した. 推定される P 波速度は 2.3km/sec, S 波速度は 1.1km/sec である (図 4.1-14). この異常がマグマ溜まりに起因するとなると, カルデラ下 5km から 15km の範囲において, 800°C, 0.1GPa の温度圧力条件で, 花崗岩のなかに, 8%の水で飽



和した流紋岩メルトを 32%含む 4.300km<sup>3</sup>の部分溶融体で説明できることを示した(図 4.1-12).

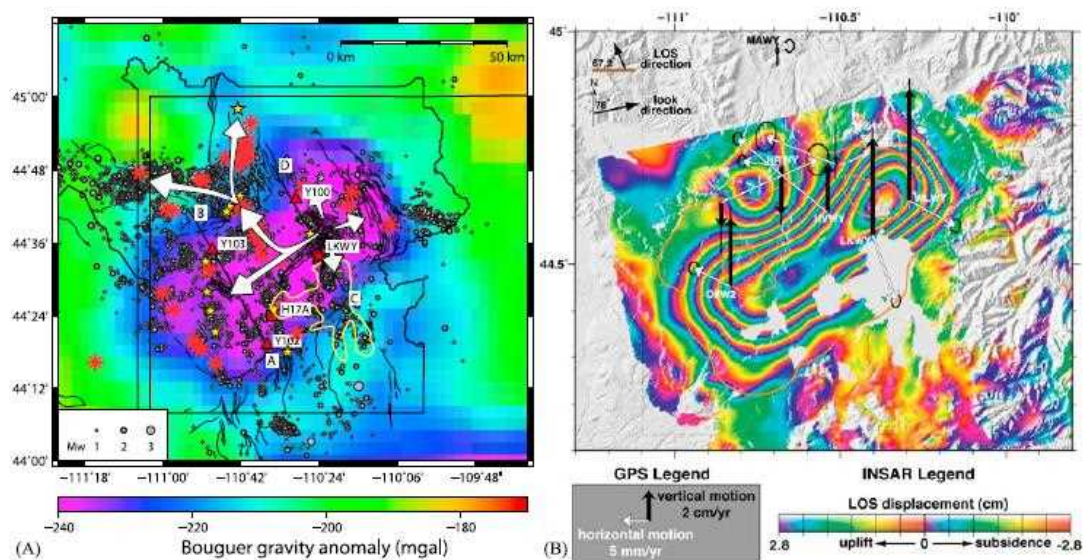


図 4.1-10 左図は重力異常 (Phillips et al., 1993), 右図は 2004 年と 2006 年の期間における SAR の干渉縞 (Chang et al., 2007) と GPS の変位速度を示す (Chu et al., 2010). 図の詳細は Chu et al. (2010) を参照. 低重力異常域と SAR の干渉縞はよく一致し, カルデラの境界 (左図波線) にほぼ沿った形のシル状のマグマ溜まりが想定されている. GPS の変化率から年間 0.1cm<sup>3</sup> の割合で体積変化が起っていると見積もられている.

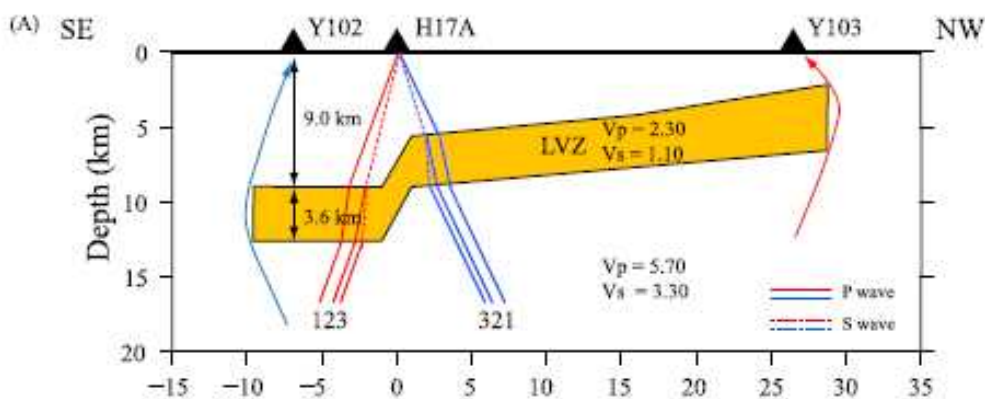


図 4.1-11 レシーバー関数のモデリングから得られた, カルデラ下の速度構造 (Chu et al., 2010). 極端な低速度域が地殻上部に存在し, その水平的な広がりには図 1 で示した SAR の干渉縞がみられる領域とほぼ一致する. 南東および北西方向からの地震波をそれぞれ青および赤の実線で示す. 1, 2, 3 はそれぞれ P 波, P-SV 変換波 (上面, 下面) を示す.

#### 4.1.6 Yellowstone での研究例 (地震波トモグラフィー2)

Farell et al.(2014)は 1984 年から 2011 年の期間における 4520 の地震イベントを用いて 3 次元トモグラフィーによりイエローストンカルデラの地下の地震波速度構造を求めた. 密な観測を行うことにより Husen et al.(2004)に比べて解像度の高い結果が得られたとしている. 観測点網

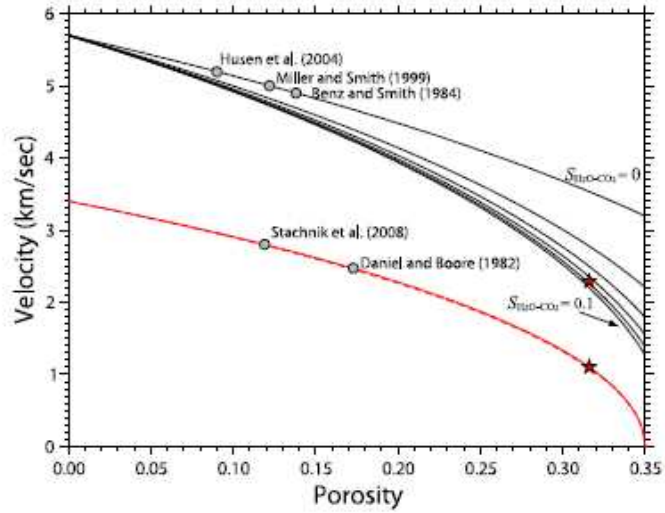


図 4.1-12 花崗岩中の流紋岩メルトの含有率に対する理論的な P 波（黒線）および S 波（赤線）速度（Chu et al., 2010）。水または CO<sub>2</sub> の飽和含有率をパラメータにしている。赤い星印が Chu et al. が求めた低速度域の速度で 8% の水で飽和したメルトを 32% 含む状態であることを示している。丸印は先行研究による速度推定値。

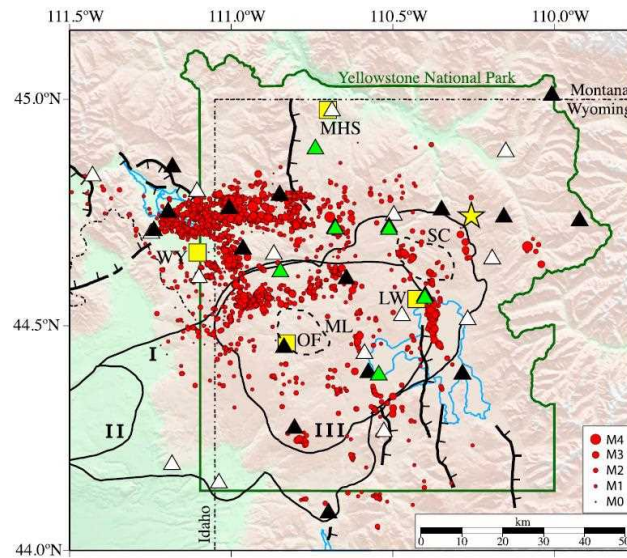


図 4.1-13 観測点（三角印）と解析に用いた地震（赤丸）（Farell et al., 2014）。

および用いた地震を図 4.1-13 に示す。また得られた速度構造を図 4.1-14 に示す。P 波の速度構造のみであるが、4% を超える低速度域（P 波速度として 4.8~5.4km/s）には分率にして 5-15% のメルトを含む（Chu et al., 2010）と考え、メルトの体積を 200-600km<sup>3</sup> と推定した。この推定値は、Chu et al. (2010) のそれより小さく、Husen et al (2004) より 2.5 倍大きい。ちなみにイエローストーンカルデラの過去 3 回の巨大噴火によって放出されたマグマの体積は 2500, 280, 1000km<sup>3</sup>（それぞれ 2.1, 1.3, 0.64Ma）となっており、1.3Ma の噴火の規模に相当する。Farell et al (2014) によって行われている感度と分解能の解析としてチェッカーボードテストの結果は、カルデラ内外で良好であるが（図 4.1-15）、深さ 20km を超えると再現性は得られなくなる。感



度テストの結果も、低速度域の分解能は十分であるが、適切な解像度を持つのは深さ 17 km までであることが解析された (図 4.1-16).

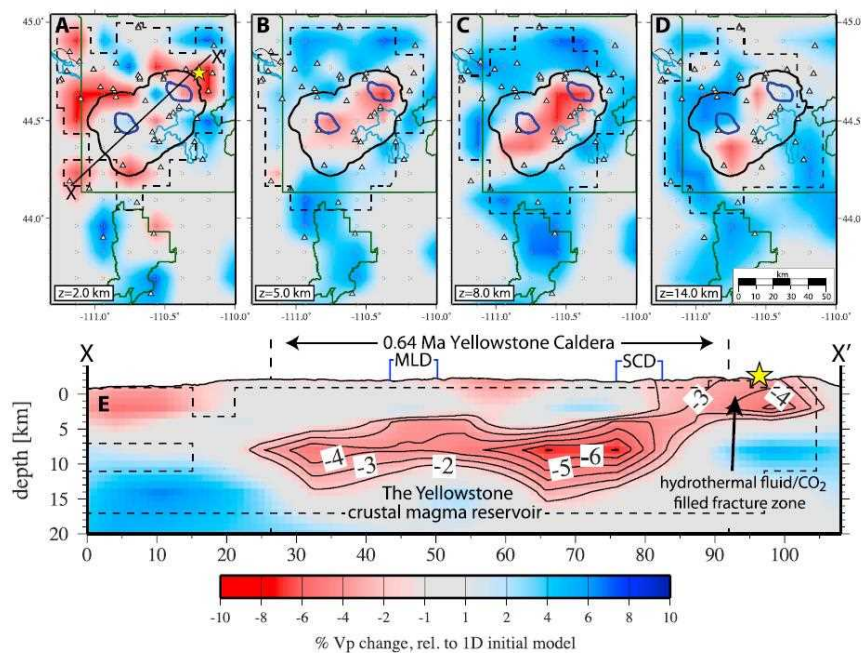


図 4.1-14 3次元P派速度モデル (Farell et al., 2014). A-Dは各進度での水平分布, EはAに示した X-X' 線にそった断面図. 三角印は地震観測点, 星印は Hot Springs Basin Group の位置を示す. 破線は高解像度の範囲を示す

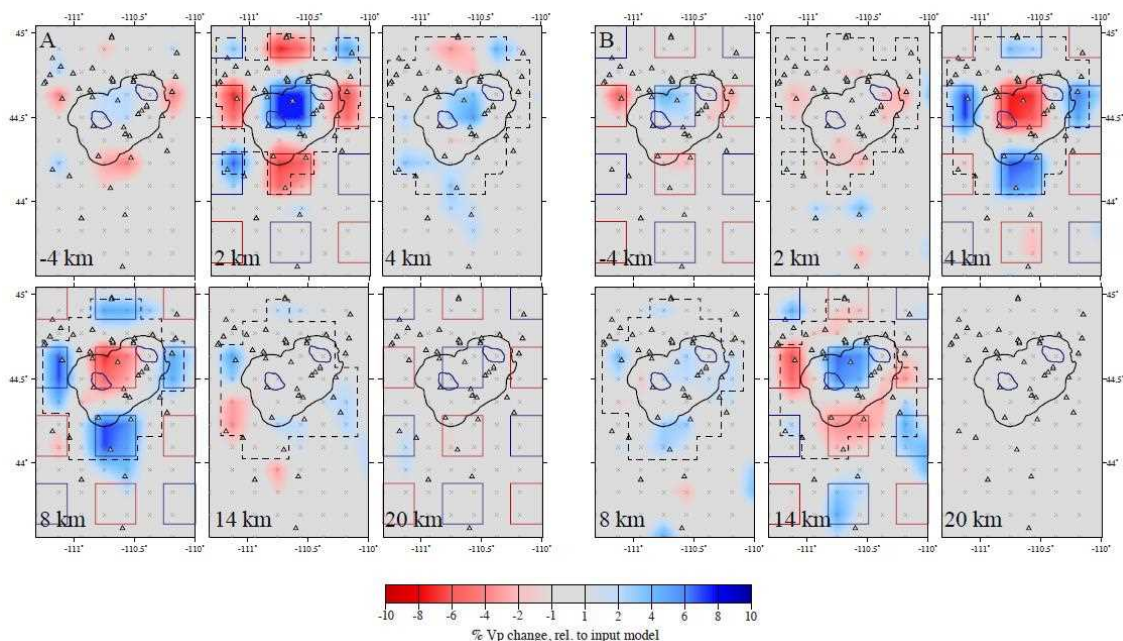


図 4.1-15 各深度におけるチェッカーボードによる感度テストの結果.  $\pm 10\%$  の速度異常を与えた領域が青枠および赤枠で示されている (A) では 2, 8, 20km, B) では -4, 4, 14km ). 破線は RDE が 0.1 のコンターを示し, 高解像度の領域の境界となる. Farell et al. (2014) より.

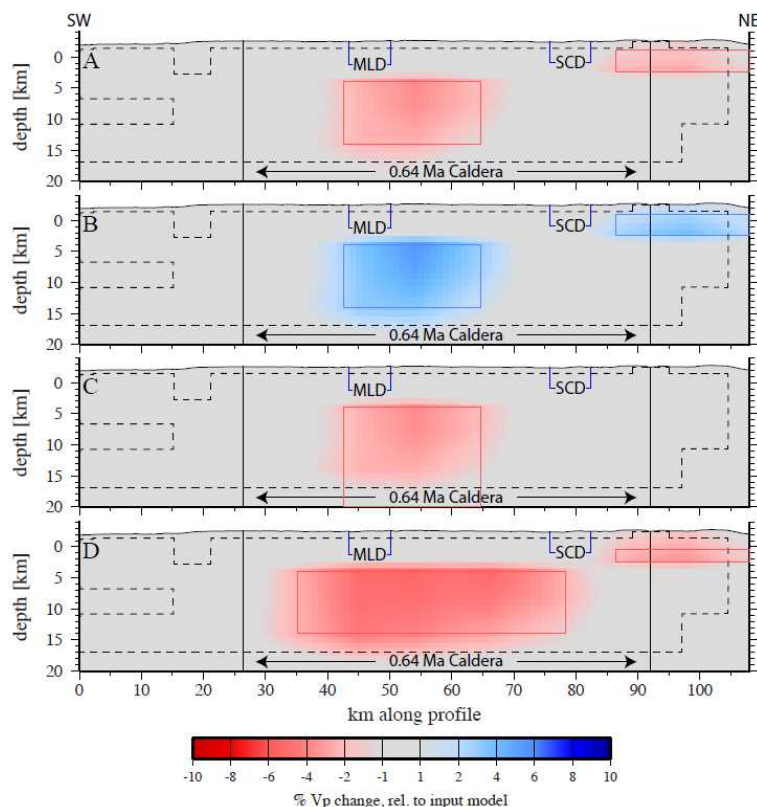


図 4.1-16 人工モデルによるマグマ溜まりの感度テスト。(A) -6%の異常を与えたモデル(赤枠), (B) 6%の異常を与えたモデル(青枠), (C) 深部に-6%の異常を与えたモデル(赤枠), (D) 大きめの-6%の異常を与えたモデル(赤枠), 破線はRDEが0.1のコンターを示し, 高解像度の領域の境界となる。Farell et al. (2014) より。

#### 4.1.7 Yellowstoneでの研究例(地殻変動)

地殻変動を利用して地殻の粘弾性的なふるまいに着目したユニークな研究を紹介する。Luttrell et al. (2013)らは, 湖水の静振の荷重にともなう地殻の歪に着目し, そのレスポンスから, モデル計算を行うことによって地殻の弾性定数を求めた。周期 78 分の湖の静振と同期して, 図 4.1-17 の B206 地点で観測された歪の変動から求められた振幅を満足するような条件を求めると, 図 4.1-18 のモデル A のような均質な構造では説明できず, モデル B のような粘弾性となるような層が必要であることが分かった。さらに, 上部の弾性層のヤング率は 30GPa 以下で厚さは 3-6km, 上層と下層のずれ弾性率はそれぞれ 15GPa 以下, 0.75GPa 以下で, 下層の粘性率は  $10^{11}$ Pa より小さいと推定した。モデル計算から, これは少なくとも 35%のメルトを含むマッシュ状のマグマ溜まりに相当すると見積もっている。

#### 4.1.8 Yellowstoneでの研究例(重力)

DeNosaquo et al. (2009) は, イエローストーンからSnake River Plain (アメリカ) にかけての火山地域において, 3万点を超える重力値データ(図4.1-19)を用い, 地下の密度構造の推定を行った。推定に際し, Blakely (1996) に基づく Interactive Gravity and Magnetic Application System (IGMAS) アルゴリズム (Schmidt and Gotze, 1998) を用いた。まず, 大まかな岩体の

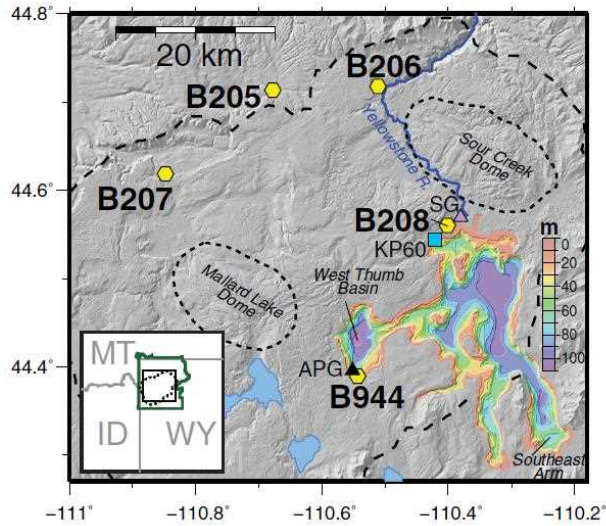


図4.1-17 イエローストーンレイクの水深 (Morgan et al., 2007による) と観測点 (Luttrell et al., 2013). 六角形はボアホールに設置されたひずみ計, 三角形は絶対圧力計とひずみゲージの位置を示す.

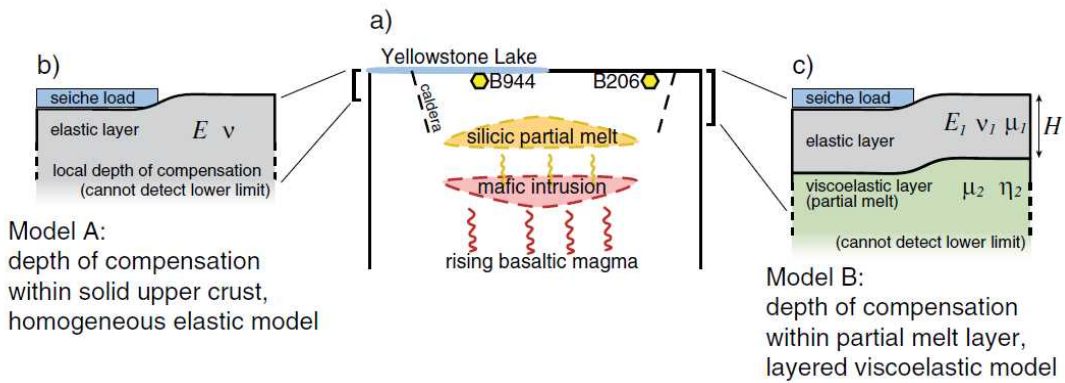


図 4.1-18 イエローストーンの地下概念モデル (Lowenstern and Hurwitz, 2008 による) とモデル計算で仮定した構造 (Luttrell et al., 2013). モデル A は均質な地殻構造, モデル B は粘弾性帯を含む 2 層構造.

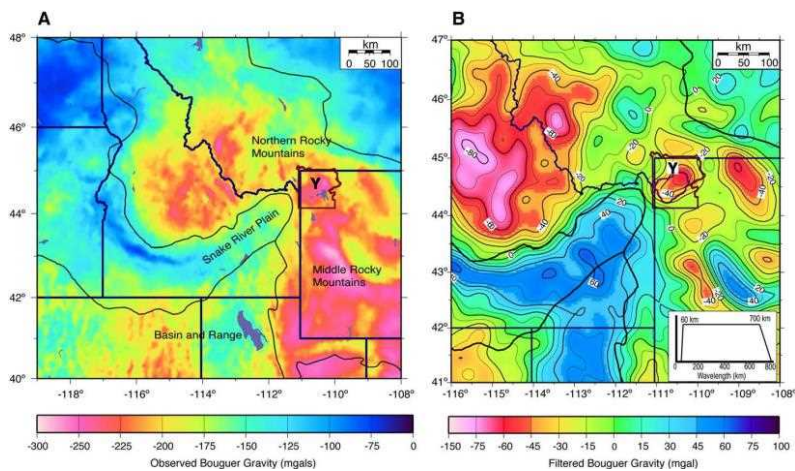


図4.1-19 ブーゲー異常図. Aが元データ, Bが40-800kmのバンドパスフィルタをかけた後のデータである. DeNosaquo et al. (2009)より.



区分を地震波速度構造 (図4.1-20) [例えばSparlin et al. (1982); Peng and Humphreys (1998)] を参考に行った. 次に, 現地で得られている火山岩の全岩化学組成 [例えばLum et al. (1989); Raymond (2002)]を参考にMELTSプログラム (Asimow and Ghiorso, 1998) により明らかにした密度-弾性波速度の関係をを用い (図4.1-21), 前述の岩体区分ごとに密度値を与えた. 観測された重力値 (ブーゲー異常値) を説明するように, 岩体の形状を調整することで, 地下の密度構造を推定した (図4.1-22). その結果, イエローストーンからSnake River Plainにかけての広い地域で, 深度40km付近に厚さ2km, 水平方向100km×>200kmの範囲で低密度領域が推定された. また, イエローストーン直下にも, 深度10-20km, 水平方向20km×100kmのスケールで低密度領域が見出された. 本論文では, これらは部分熔融状態のメルトを反映しているとしている.

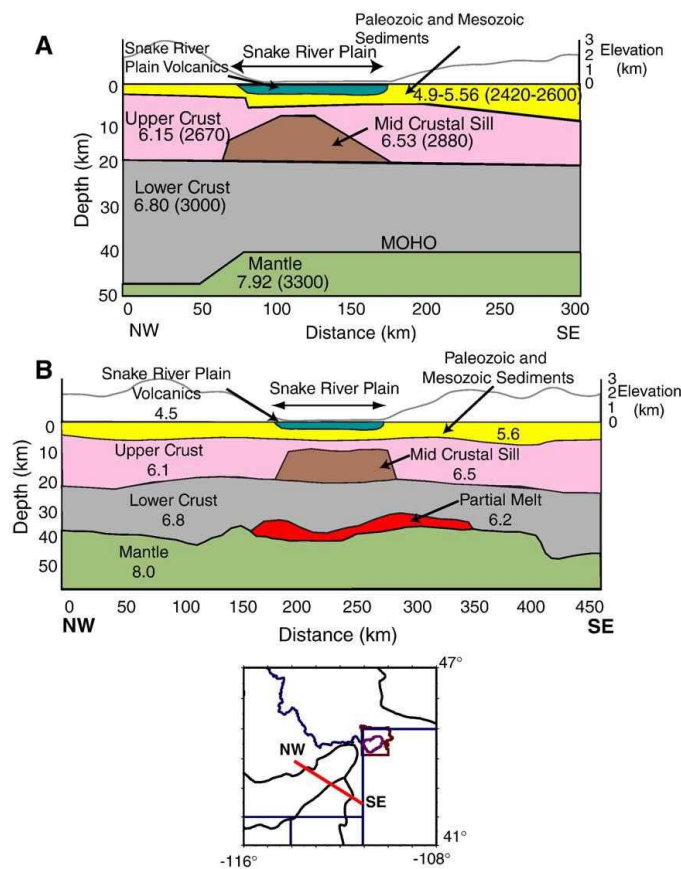


図4.1-20 地震波速度構造モデル. (A) Sparlin et al. (1982) による反射法地震探査の結果. 括弧の前の数値が地震波速度, 括弧内の数値が密度を表す. (B) Peng and Humphreys (1998) によるレーザー関数解析の結果. 最下部の図は解析測線を表す. DeNosaquo et al. (2009)より

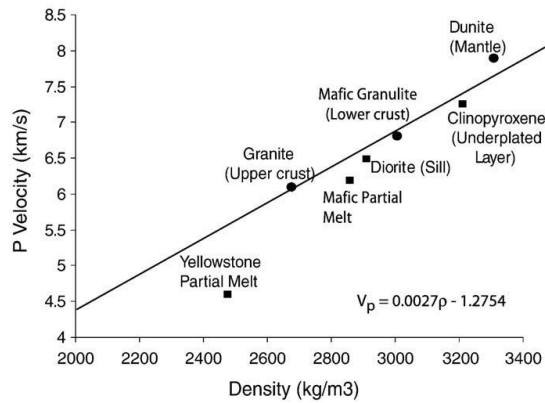


図4.1-21 弾性波速度－密度の関係．黒丸が既往研究によるもの，黒四角が本研究によるもの．DeNosaquo et al. (2009)より．

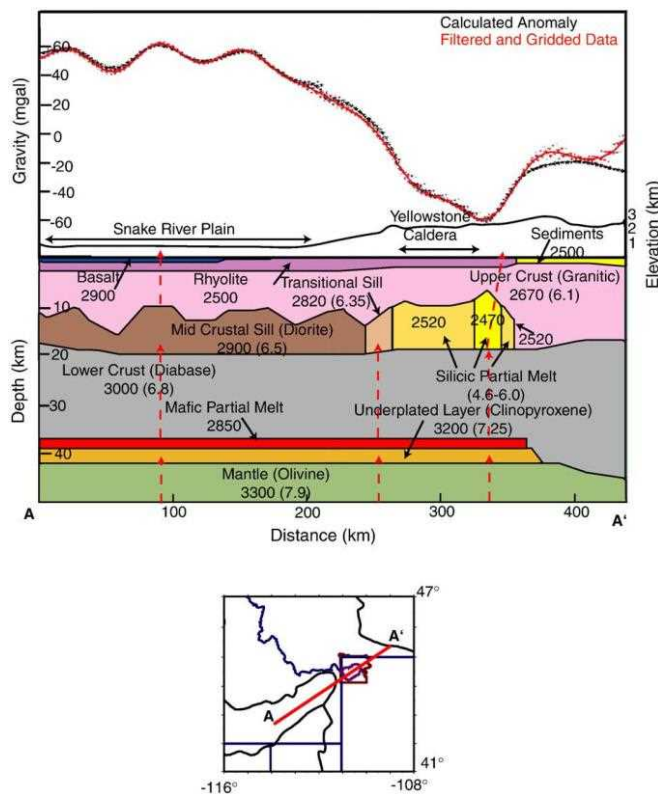


図4.1-22 密度構造推定結果．上から順に，ブーゲー異常値の水平プロファイル，密度構造，解析測線を表す．DeNosaquo et al. (2009)より．

#### 4.1.9 ハワイ島での研究例（地震波トモグラフィー）

Lin et al. (2013) は、1992年から2009年にかけてハワイ島およびその周辺で発生した約5,300個の地震に対して、P波およびS波の到着時間を用いたトモグラフィーを行って地下の速度構造を求めた（図4.1-23）．east rift zoneの8-10kmの深度に $V_p$ 、 $V_s$ の低下、 $V_p/V_s$ の増大する領域があり（ $V_p = 6.6 \text{ km/s}$ 、 $V_s = 3.55 \text{ km/s}$ 、 $V_p/V_s = 1.86$ ）、部分熔融したメルトを含むマッシュ状のマグマ溜まりであると考えている（図4.1-24）．部分熔融の地震波速度に対する影響について、Caricchi et al. (2008)の実験結果から、メルトで満たされた間隙が1%増えるごとに $V_p$ 、 $V_s$ それぞれ1.43%、

1.49%低下するとし、1200°Cでのオリビン結晶の地震波速度値 ( $V_p = 7.955 \text{ km/s}$ ,  $V_s = 4.536 \text{ km/s}$ ,  $V_p/V_s = 1.754$ ; Isaak, 1992) から観測された速度異常を説明するには10%の空隙を占めるメルトが必要であると結論している。

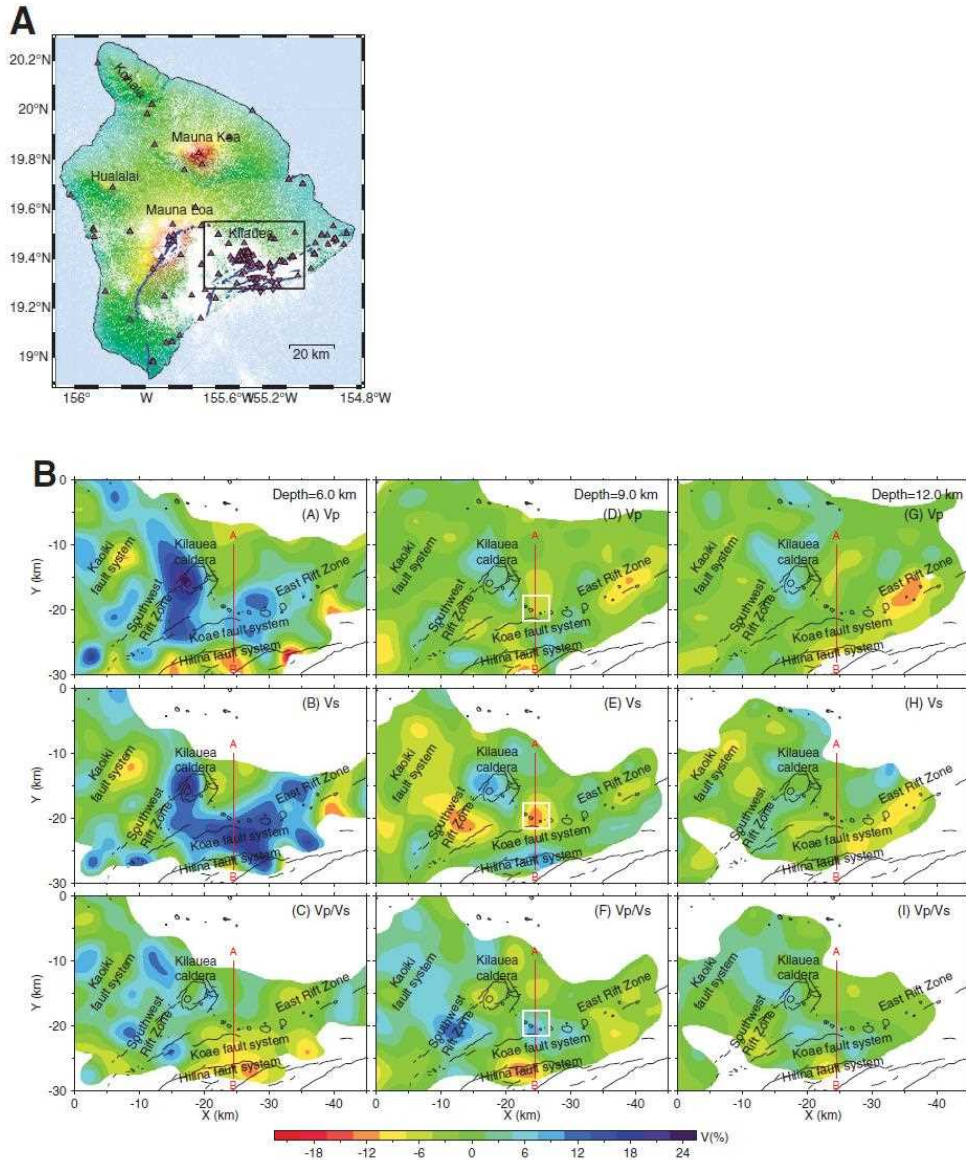


図4.1-23 A:1992年から2009年の期間にハワイ火山観測所の観測点(三角印)で観測された地震(白丸). 青線は断層を示し, 四角枠はBの範囲を示す. B: 得られた速度構造の1次元平均値からのずれを海面下6, 9, 12kmでの平面分布で分解能の良い部分のみ示す (Lin et al., 2013). 白枠が想定されるマグマ溜まり. Lin et al. (2013)より.

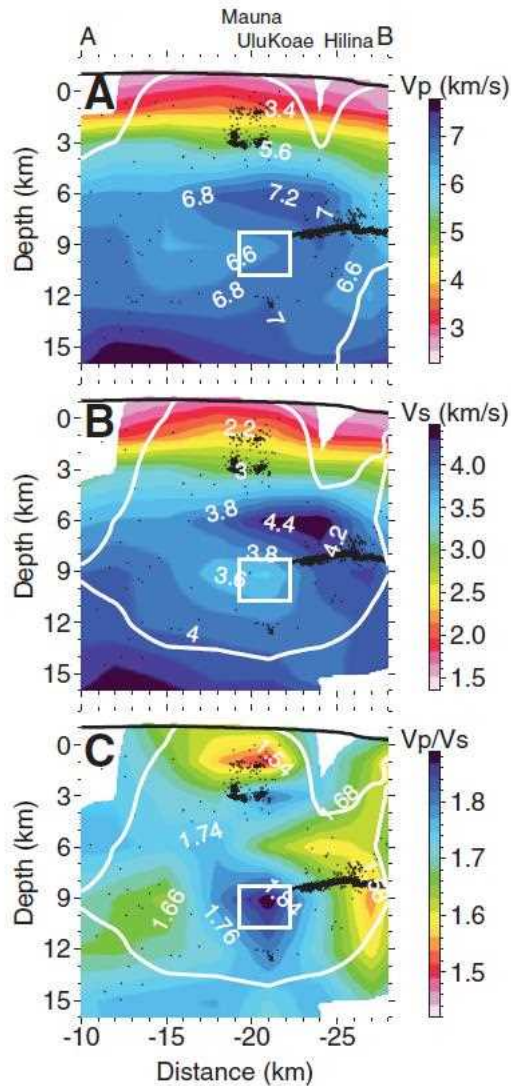


図4.1-24 図1の赤線に沿った地震波速度の断面図 (Lin et al., 2013). 白いコンターはレゾリューションが0.5より大きい領域を示す. 白四角は想定されるマグマ溜まり, 黒点は再決定された震源分布を示す.

#### 4.1.10 タウポ火山帯での研究例 (MT法)

ここでは、3次元でのMT法の解析例を示すが、従来、解析は2次元が主流であったため、MT法の解析の特徴として地下構造の2次元性が問題になっていた。これは、計算機のメモリーや計算速度の制限からきている。近年になって、並列化処理に対応した計算コードが開発され3次元構造の計算がされるようになった (Siripunvaraporn and Egbert, 2009)。しかしながら、より詳細な構造を求めるためには2次元解析が欠かせない。取得したデータからインバージョンによって2次元の構造を求める前に、2次元の仮定が適切であるか、適切であるとすれば走行はどの方向であるかを検討することになる。そのための様々な手法が開発されてきた (上嶋, 2009)。ここでは、最近注目されているフェイズテンソル (Caldwell et al., 2004) を簡単に紹介する。一般に、MTのデータを表現するために用いられる、周波数に対する見かけ否定をあらわすサウンディングカーブは、表層付近の局所的な構造の不均質性の影響を受けやすい。そのため、サウンディング

グカーブを満足するように求められた地下構造モデルとして正しくないものが得られる場合がある。一方、位相は見かけ比抵抗に比べて表層の局所的な不均質の影響を受けにくいいため、深部の情報を正しく反映している。ある周波数で位相が45°より大きい場合には、その周波数より低周波側（より深部）でより低比抵抗な構造になっていることを示し、位相が45°より小さい場合にはその逆となる。

フェイズテンソル $\Phi$ は、インピーダンステンソル $\mathbf{Z}$ の実部 $\mathbf{X}$ および虚部 $\mathbf{Y}$ を用いて(1)式のように定義される。

$$\Phi = X^{-1} Y$$

(1)式から自明なように、フェイズテンソルはインピーダンステンソルの全成分から算出される。さらに(1)式は、回転行列 $\mathbf{R}(\theta)$ を用いて(2)式のような形式で表現できる。

$$\Phi = R^T(\alpha - \beta) \begin{pmatrix} \Phi_{max} & 0 \\ 0 & \Phi_{min} \end{pmatrix} R(\alpha - \beta)$$

ここで、 $\Phi_{max}$ 、 $\Phi_{min}$ 、 $\beta$ は座標系によらない回転不変量である。フェイズテンソルは、位相と同様に表層の不均質構造による影響（ガルバニック歪）を受けにくい性質があるため、地下構造の次元性や走向を示す指標として用いられることが多い。(2)式で得られるテンソル成分の最大値( $\Phi_{max}$ )および最小値( $\Phi_{min}$ )は、楕円表現における長軸および短軸の長さを表し、長軸の方向は $\alpha - \beta$ で与えられる(図1)。地下構造が一次元であれば、フェイズテンソルは円( $\Phi_{max} = \Phi_{min}$ )となり、二次元であれば、 $\beta = 0$ となって主軸の方向が構造走向を表す(図4.1-25)。

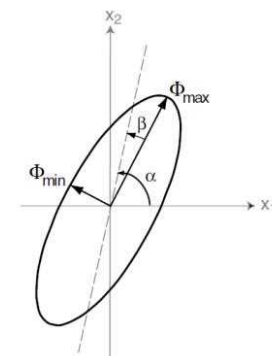


図4.1-25 フェイズテンソルの概念図

以上のことを踏まえて、実フィールドでの観測結果を紹介する。Heise et al. (2010)は、ニュージーランドのタウポ火山帯(TVZ)において高密度のMT観測を実施して3次元解析により地下構造を求めた。その際に解析地域の大局的構造を見るために各観測点でのフェイズテンソルを求めた。図4.1-26は周期62sでのフェイズテンソルであるが、TVZの内部でフェイズの最小値は高角度で、楕円率は小さくなっており、地下深部でより低比抵抗になっているこ



とを示している。フェイズテンソルはモデルの妥当性を検討するためにも用いられ、観測量とモデルのミスフィットを次式のようなテンソルで評価している。

$$\Delta = I - (\Phi_{obs}^{-1} \Phi_{mod} + \Phi_{mod} \Phi_{obs}^{-1})/2$$

図4.1-27は周期100sでのフェイズテンソルの観測地、モデルによって再現された値、観測地とモデルのミスフィットを示す。総じてミスフィットは小さく、モデルはよく再現しているといえる。3次元モデリングによって得られた構造を図2の青線に沿った断面で示す(図4.1-28)。最も注目されるのは中央部の低比抵抗域(C1およびC5)で、プルーム状の形状をしている。この低比抵抗域を置いた場合と置かない場合のフォワード計算を行ったところ、深度35kmまでは十分な解像度であることが確かめられている。最も低い比抵抗値は $0.3\Omega \cdot m$ となり50%程度のメルト分率に相当する(メルトの比抵抗を $0.1\Omega \cdot m$ とした)。プルーム状に上昇してきたメルトは深度10km程度で滞留している様子を示し、この地域の火山へのマグマ供給系の一部を表している。

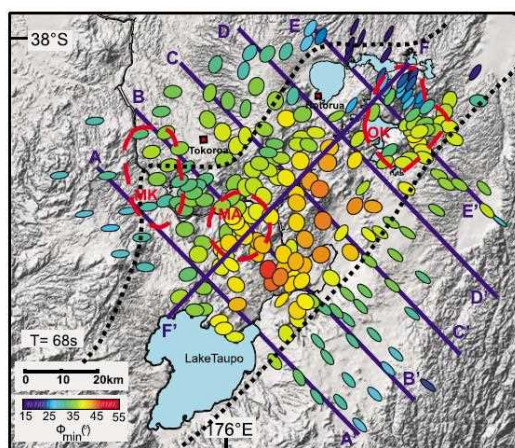


図4.1-26 各観測点での周期68秒でのフェイズテンソルの楕円表現 (Heise et al., 2010)。楕円大きさは $\Phi_{max}$ で規格化されており、配色は $\Phi_{min}$ の大きさを示す。点線はTVZの境界を、赤破線は過去の火山活動の中央部を示す(MA:Maroa, MK: Mangakino, OK: Okataina)。TVZの中央部で高いフェイズの値と低い楕円率となり、この地域の深部が低比抵抗になっていることを示す。

#### 4.1.11 阿蘇火山での研究例(地震波トモグラフィー)

Sudo and kong (2001)は1981-1989年に観測された地震のうち条件の良い800個の地震(図4.1-29)の8観測点におけるP波、S波の到達時間を用いて3次元トモグラフィーを行い、地下の速度構造を求めた。その際、空間的な分解能に影響するグリッドの大きさは水平方向に5km、鉛直方向に3kmにしている。求められる構造の解像度は、どれだけの地震がそのグリッドをカバーしているか、すなわち、地震の震源と観測点の空間配置に影響される。Sutoらはderivative weight sum(DWS:Toomey and Foulger 1989)を用いてそれを評価している。DWSはグリッドを通過する地震の密度を、数だけでなく、その地震のグリッド内の波線の長さで重みづけした指数である。

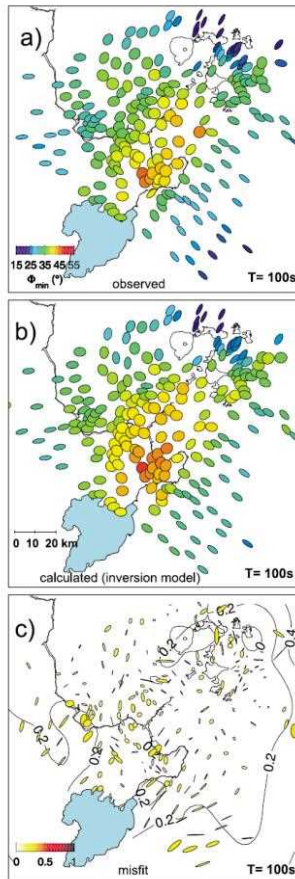


図4.1-27 a) 観測された周期100sでのフェイズテンソルの楕円表現, b) 3次元インバージョンモデルから得られたフェイズテンソルの楕円表現, c) フェイズテンソルのミスフィット. Heise et al. (2010) より.

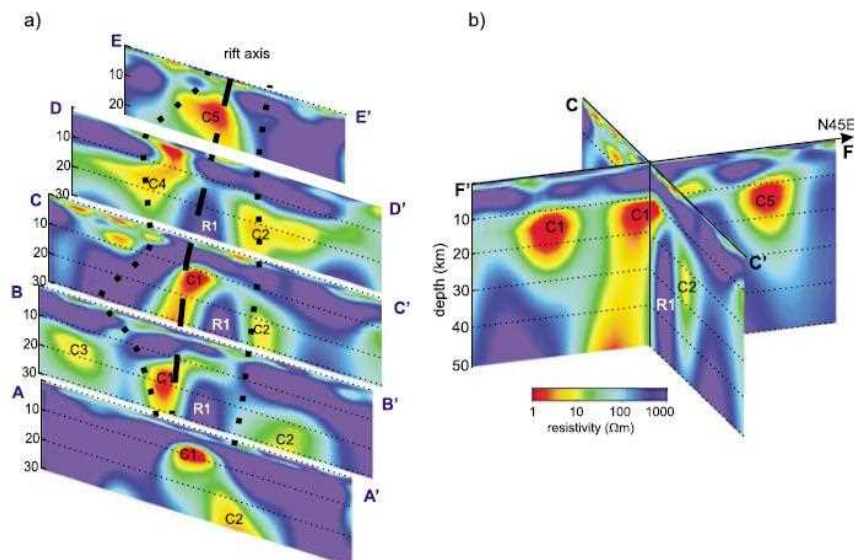


図4.1-28 a) N135°Eの走行に垂直な断面での3次元インバージョンの結果. 点線はTVZの境界を, 破線は中央部のリフト軸を示す. b) N45°Eの走行とリフト軸に沿った直行する断面での結果. Heise et al. (2010) より.

解析された各深度でのP波速度，1次元モデルからの偏差，DWSを図4.1-30に，この図でxを固定した場合の深度断面を図4.1-31に示す．DWSが1500以上となると解像度がよいことがわかっているので，そのような領域を網掛けしてある．最も特徴的なのはx=3km, y=4km, z=6kmを中心としたLDと記された低速度域で，7×6×7km程度の範囲で，P波の偏差は-26%になる．同領域はS波の低速度異常も示し，その偏差は-31%である．Vsの減衰のほうが大きいののでVp/Vs比の偏差は1よりやや大きくなる（図4.1-32）．この低速度領域は，水準測量による見出される地殻変動の大きい領域に一致すること，加えて重力変化も大きいこと，孤立型火山性微動（周期15秒）が深度1kmで発生しているが，火口直下よりも西方に位置するため，火山ガスが低速度領域の方向からやってくると推測されることから，この低速度領域はマグマ溜まりの可能性が高い．P波の偏差が10-40% ， S波の偏差が20%以上の場合，メルトの体積含有率は10%程度と推定されているので（Mavko, 1980 ; Sato et al.,1989） ， LDの低速度域は10%以上のメルトを含む可能性を指摘している．

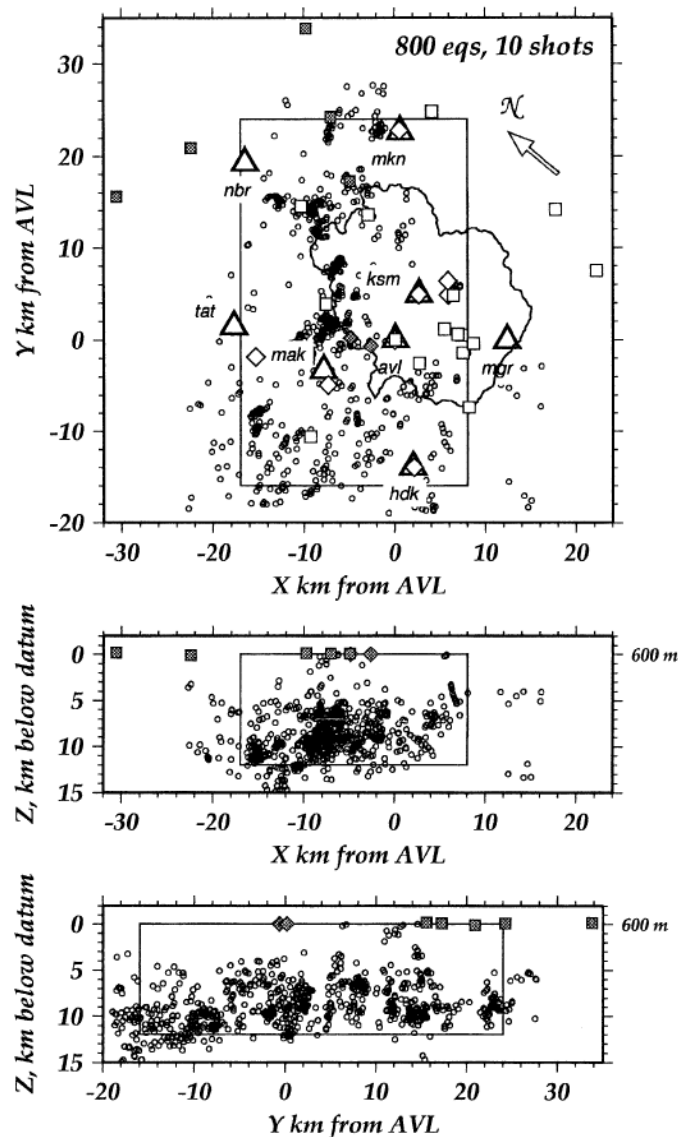


図4.1-29 トモグラフィーに使用した地震の震源（丸印）と観測点配置．ひし形と四角印は発破の位置と観測点を示す．Suto and Kong (2001)より．

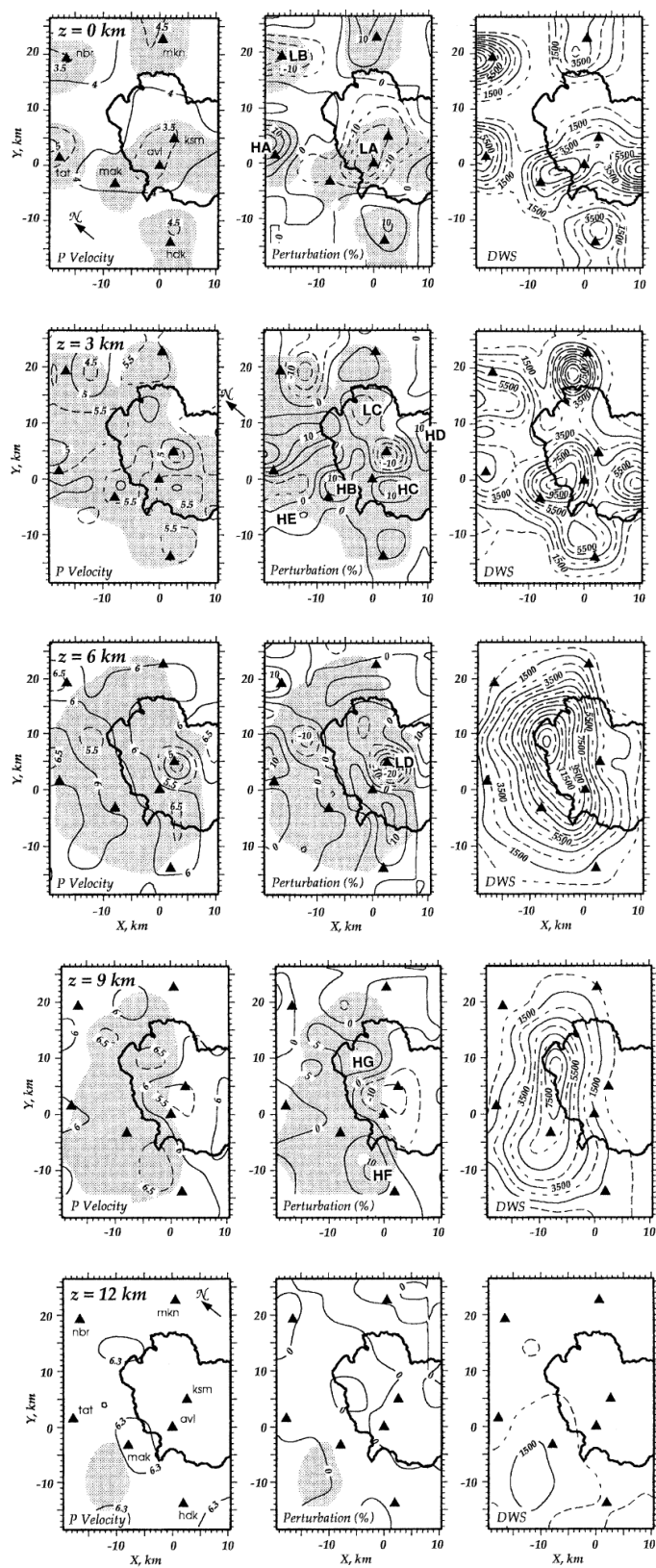


図4.1-30 各深度におけるP波速度，偏差，DWSの水平分布．三角印は地震の観測点，太い実線はカルデラ境界を示す．網掛けの領域は解像度の高い（DWSが1500以上）の領域．

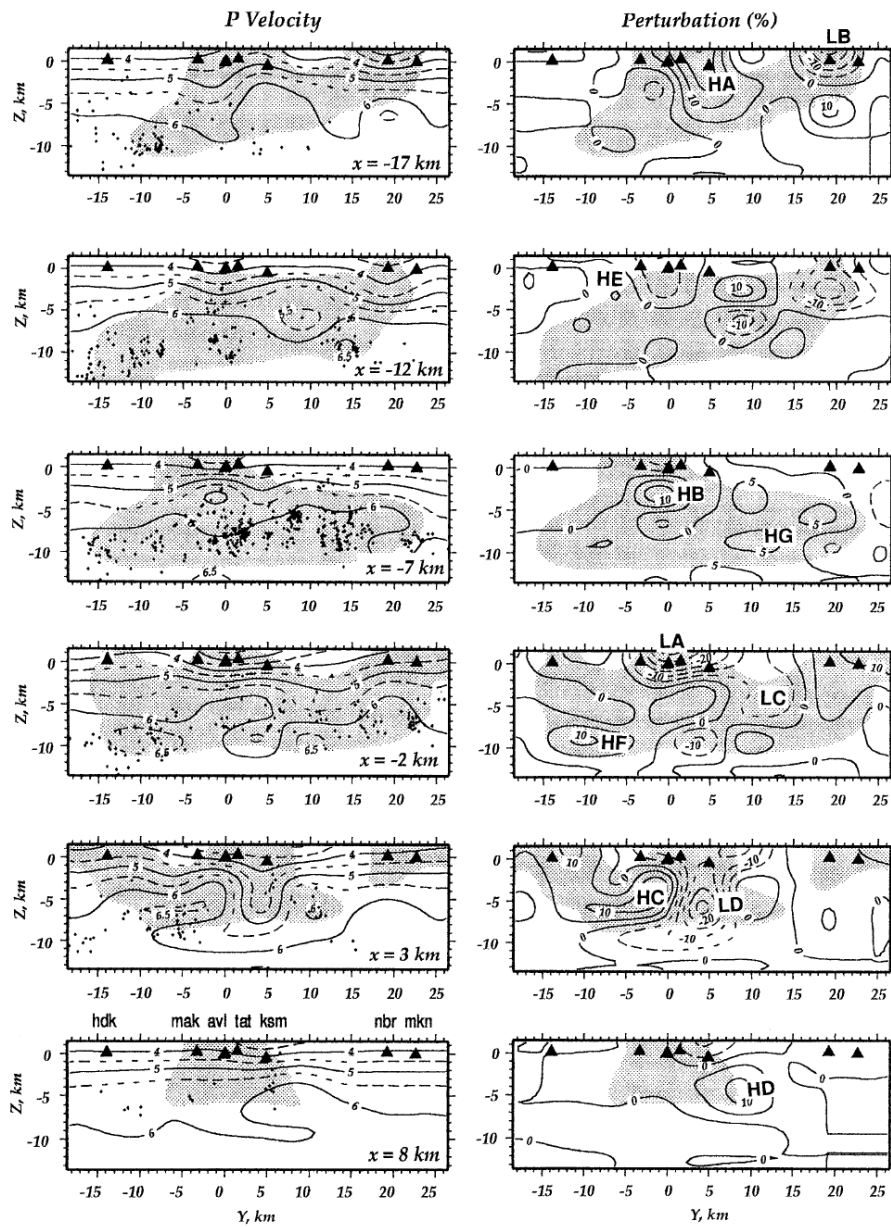


図4.1-31 図2の各  $x$  の位置におけるP波速度および偏差の深度断面. Sudo and kong (2001)より.

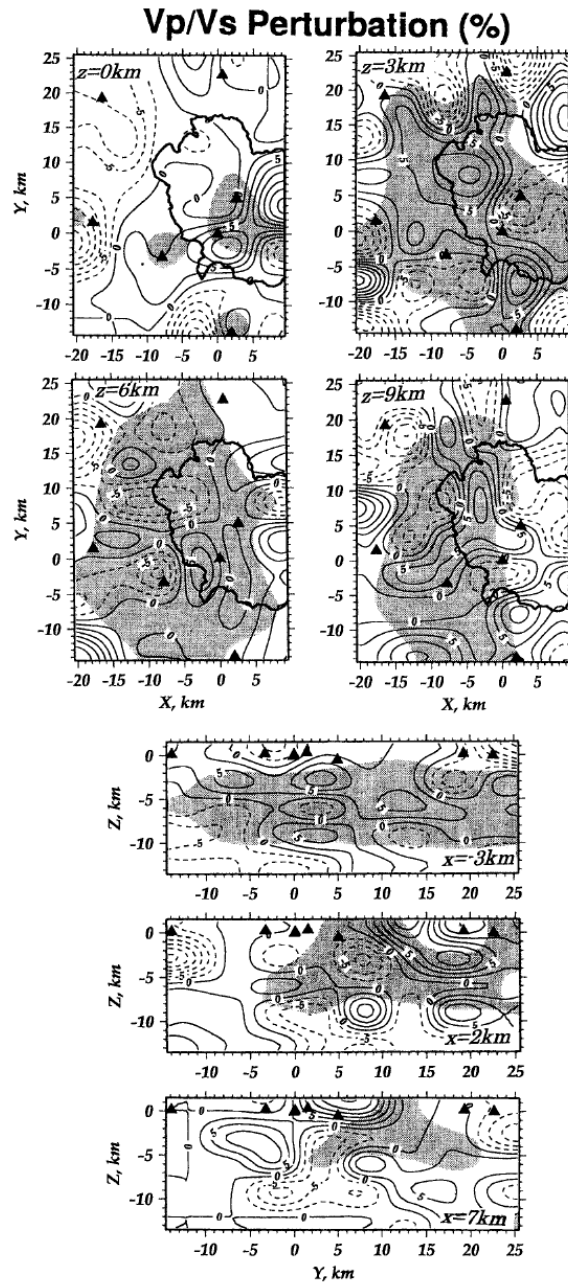


図4.1-32 Vp/Vs偏差の水平分布，および深度断面．Sudo and kong (2001)より．

#### 4.1-12 阿蘇火山での研究例（レーザー関数）

Suto and kong (2001)によって見出された低速度域は半径が2~3kmの球として，その体積は100km<sup>3</sup>である．これに対してカルデラ形成に関わったとされる7万年前のAso-4噴火の放出物の体積は600km<sup>3</sup>であり，噴火前のマグマの密度に換算して200km<sup>3</sup>になるので，巨大噴火をもたらすマグマ溜まりの体積としては小さすぎる．このような問題意識からAbe et al. (2010) は2001年から2008年の期間に観測された258個の遠地地震を用いて，レーザー関数を求めることにより，阿蘇カルデラおよびその周辺地域の深部のS波速度不連続境界を求めた．その結果，カルデラ内の観測点の記録を用いない解析では，カルデラ内外で深度32-39kmにモホ面が認められたのに対



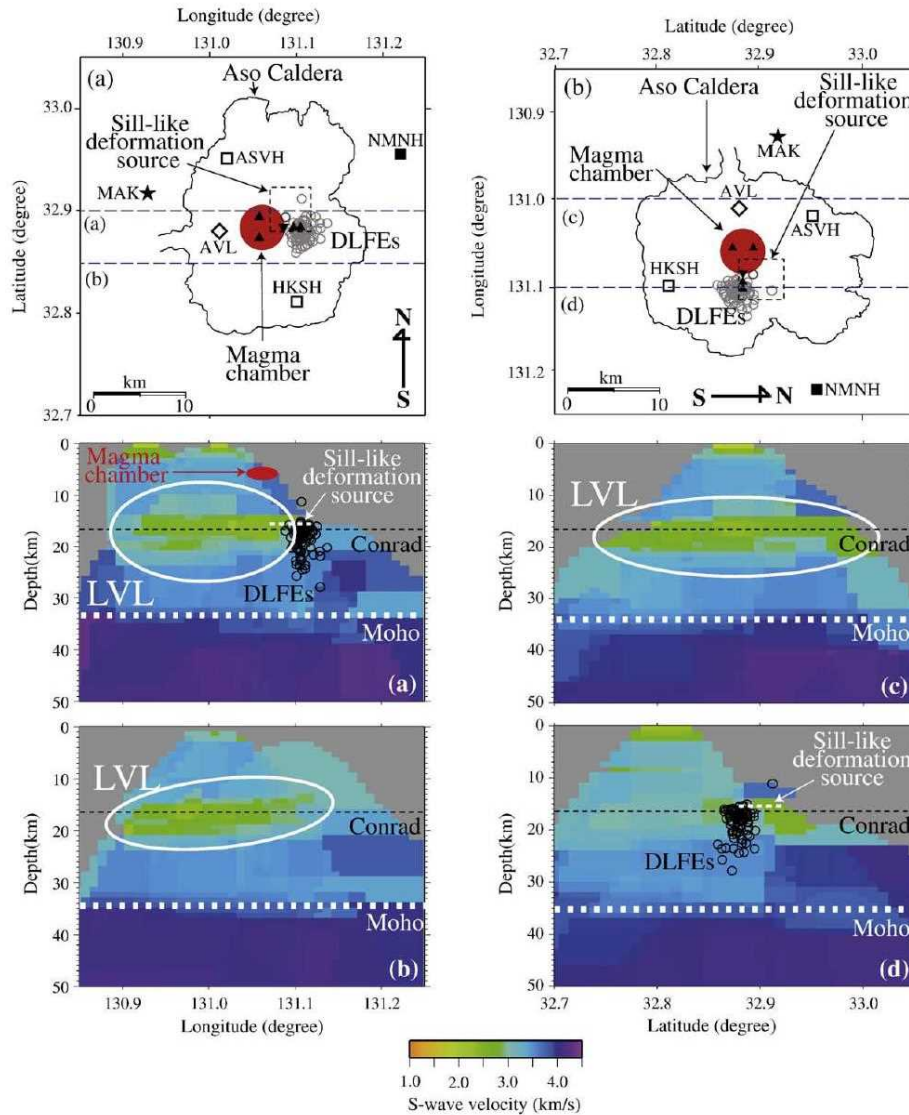


図4.1-33 阿蘇カルデラの地図とインバージョンによって得られたS波速度構造。S波速度構造は地図上の (a) , (b) , (c) , (d) 線に沿った深度断面で示す。赤丸はSudo and Kong (2001)が求めたマグマ溜まりの位置、波線はシル状の変動源、丸印は深部低周波地震を、四角、ひし形、星印は地震波の観測点を示す。Abe et al. (2010)より。

して、カルデラ内の観測点を用いるとカルデラ下のモホ面が認められないことから、地殻内にS波速度の異常域が存在することが推測された。各観測点でレシーバー関数を満足するような速度構造をインバージョンによって地殻内の低速度域 (LVL) を求めた結果が図4.1-33である。グリッド間隔は水平方向に0.01°, 深度方向に1kmである。あらかじめ行った感度解析の結果、低速度域の境界の深度は10%以内、S波速度の値も (領域の厚さが2kmよりも大きければ) 10%以内の精度で見積もられている。低速度域はカルデラ西方に位置し、南北20km, 東西15kmの範囲で10-24kmの深度に見られ、総体積は1800km<sup>3</sup>になる。S波速度は2.0-2.6km/s (平均2.4km/s) で、周囲の地殻のS波速度 (3.3km/s) よりかなり遅い。この速度低下は空隙を流体が満たすことで説明される。平衡構造モデルでメルトと水のぬれ角をそれぞれ20-40°, 40-100°と仮定すると (Takei,



2002) , 5-15%のメルト, ないしは10-30%の水を含むことになる. そのときメルトまたは水の総量は, それぞれ100-300km<sup>3</sup>, 200-500km<sup>3</sup>となる. この低速度域の深度は2003年にGPSの変動から求められたシル状の膨張源 (国土地理院, 2004) の深度15.5kmとおおむね一致する. 深部低周波地震 (DLFEs) がこの膨張源の直下で発生しているが (Nakamichi et al., 2003; Ukawa and Ohtake, 1987) , いずれも流体の移動に伴って生じる現象と理解されており, 低速度域との関連が興味深い.

#### 4.1.13 阿蘇火山での研究例 (AMT法)

Kanda et al. (2008)は阿蘇中央火口丘にて密な観測点配置でAMTを2004, 2005年に実施した. Hashimoto et al. (2002)が1999年に行ったMTのデータも含めて比抵抗構造の解析を行っている. 観測点配置を図4.1-34に示す. 図に示した点線に沿って2次元のインバージョンを行い, 4つの比抵抗構造の断面を得ているが, ここでは第1火口および第4火口を通る断面を図4.1-35に示す. 第1火口の断面のみ見られる数百メートル以浅の低比抵抗領域について, 上部がキャップロックの役目を担った流体の貯留層であると結論付けている. その下部は, 地震や微動の観測結果を参照しつつ, 深部から上昇してくる火山ガスの通路であるとみなしている. 一方, 第4火口の下にはそのような低比抵抗領域は見当たらず, 先の噴火から70年経過した時点で, 深部からの火山ガスの供給が途絶えているためであると考えている. 逆に火口下で高比抵抗になっている領域があり, 貫入したマグマが冷却したものととらえている.

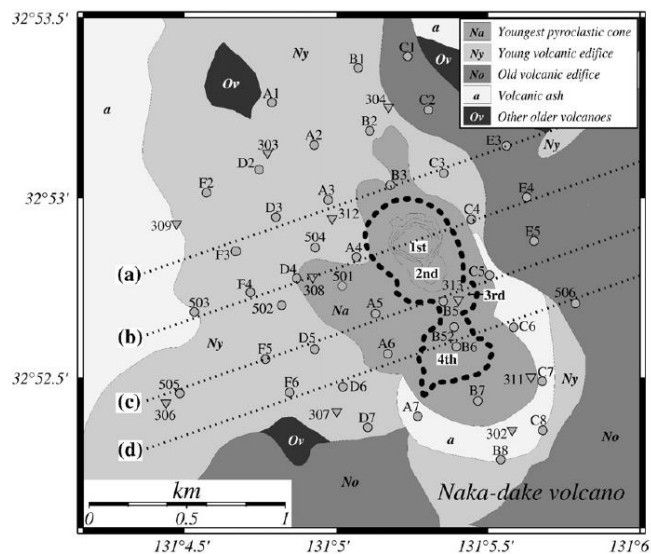


図4.1-34 簡略した地質区分と観測点配置. 黒丸がAMT, 逆三角がMTの観測点を示す. 太い点線は各火口の境界を, 細い点線は2次元解析を行った断面の位置を示す. Kanda et. (2010)より.

図2 第1火口直下 (a) および第4火口直下 (b) の比抵抗構造とその解釈. 星印は磁場変動をもたらすソースの位置, 十字印は, 自然電位の正異常を説明する等価な電流源の位置 (Hase et al., 2005) を示す. Kanda et. (2010)より.

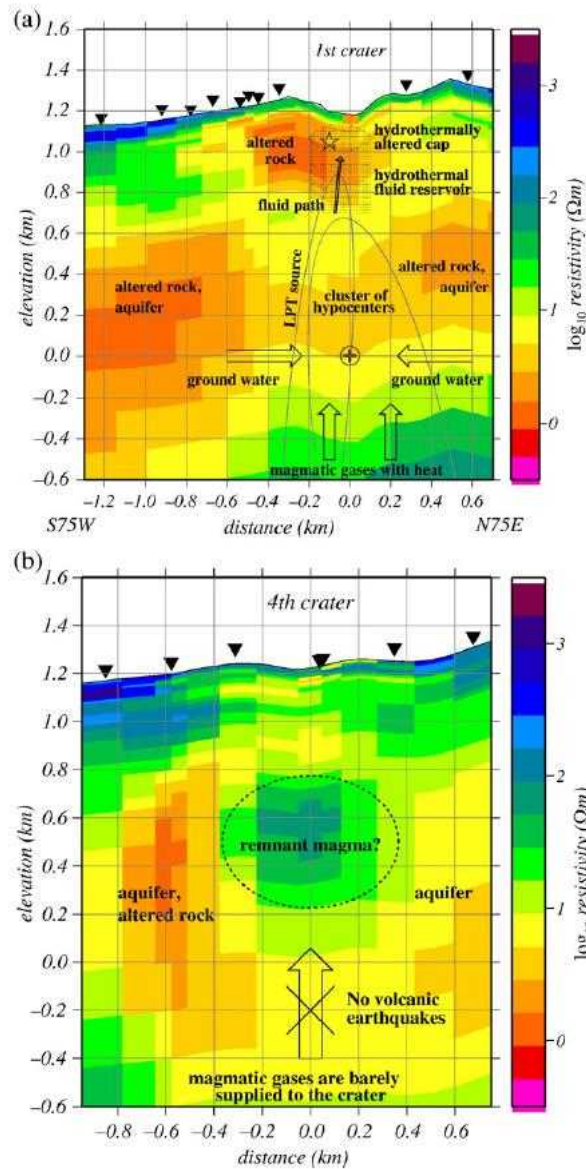


図4.1-35 第1火口直下 (a) および第4火口直下 (b) の比抵抗構造とその解釈. 星印は磁場変動をもたらすソースの位置, 十字印は, 自然電位の正異常を説明する等価な電流源の位置 (Hase et al., 2005) を示す. Kanda et. (2010) より.

#### 4.1.14 阿蘇火山での研究例 (MT法)

高倉他 (1998) は阿蘇カルデラの中央火口丘を北東から南西に横切る側線でMT観測を行い (図4.1-36), およそ5kmの深度までの比抵抗構造を求めている (図4.1-37). Komazawa (1995) によって行われた重力解析結果との比較を行い, 重力基盤が比抵抗で推定される基盤より浅い傾向にあり, 地熱や火山活動により基盤が破砕されている可能性を指摘している. 中央火口丘直下の比抵抗は熱水活動を反映して $10\Omega\text{m}$ の低い値を示すがそれより深部の解水準下3kmぐらいのところでは $1000\Omega\text{m}$ 以上の高比抵抗が存在し, 中央部で隆起していることが報告されている. もし, 空隙にメルトが存在するような領域があれば, それがある程度以上の大きさになれば比抵抗のコントラストが顕著になるのでそれが捉えられる可能性は高い.

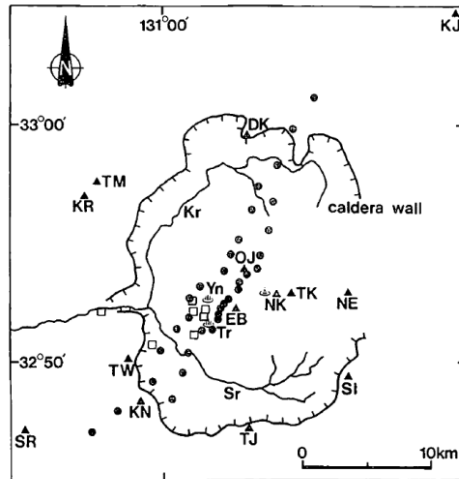


図4.1-36 MT法の測点位置図. 高倉他 (1998) より.

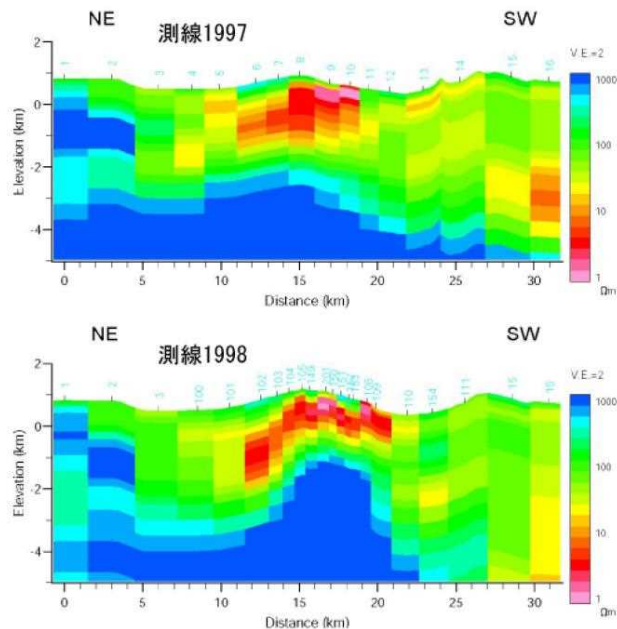


図4.1-37 比抵抗断面. 高倉他 (1998) より.

#### 4.1.15 富士山の研究例 (MT法)

Aizawa et al.(2004)は富士山を北東から南西に横断する70kmに及ぶ側線においてMT測定を行った。測定は2002年から2003年にかけて行い、0.003秒から2,000秒の記録を得た。インピーダンステンソルの主軸の向きと対角成分の値 (skewnessが0.1から0.4) から、北西-南東方向の走行 (N40W) を持った構造を仮定して2次元解析を行った(図4.1-38)。20km以深に極めて低い比抵抗を示す領域 (C1) が求められている。この領域の直上には深部低周波地震の震源域となっている。低周波地震がマグマ活動に関連していると考えられていることから、この低比抵抗域をマグマだまりであるとみなしている。

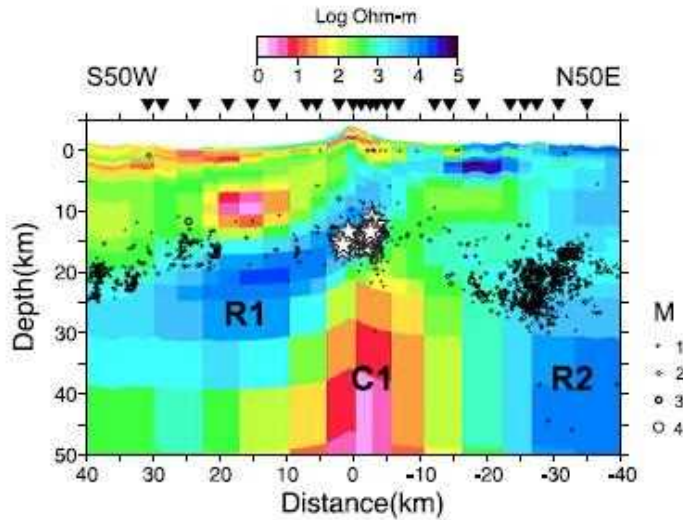


図4.1-38 インバージョンによって得られた2次元比抵抗構造. 逆三角形は観測地点を示す. 丸印は1998年から2002年の5年間に発生した地震の震源で, その大きさはマグニチュードを表す. 星印は低周波地震を示す. Aizawa et al. (2004)より.

#### 4.1.16 富士山の研究例 (地震波トモグラフィー)

Nakamichi et al. (2007)は2002年から2004年に発生した条件の良い1066個の地震 (2003年に実施された爆破実験による人工地震を含む) について, P波とS波の到達時間を用いた3次元トモグラフィーを行い, 富士山を含む地域について地下の速度構造を得た. 観測点に位置と, インバージョンに用いたグリッド分布を図4.1-39, 4.1-40に示す. 水平方向のグリッド間隔は中央部で5kmである. 深度方向のは25kmまでは5km間隔, 25kmからは10km間隔である. 速度構造を求める前にチェッカーボードテストを行って解像度を検討している (図4.1-31). インバージョンのグリッドに対し正負10%の速度偏差を交互に与え, さらにノイズを含ませた理論走時に対してインバージョンを行い, その再現性を確かめた. 富士山の周辺では深度25kmまでよく再現され

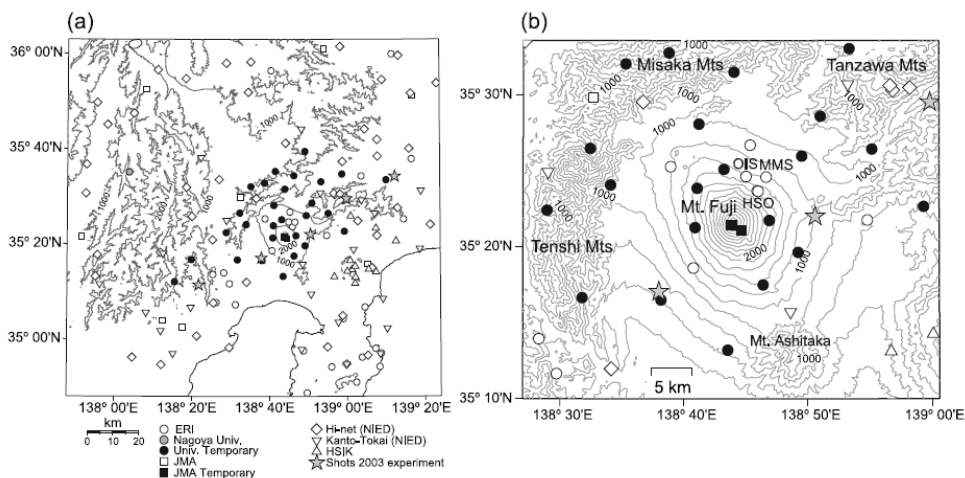


図4.1-39 地震の観測点分布. 右図は富士山周辺を拡大したもの. 星印は発破点を示す. Nakamichi et al. (2007)より.



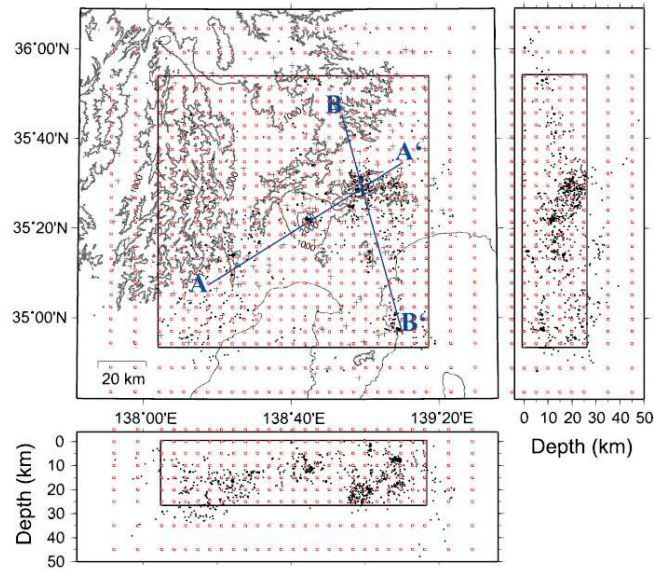


図4.1-40 再決定された震源分布（灰色点）とインバージョンのグリッド（赤色丸）。外側の枠はチェッカーボードテスト，内側の枠は速度構造を求めた領域を示す。

Nakamichi et al.(2007)より，ていることがわかる．3次元トモグラフィーによって得られた速度構造に対して図1のA-A'のラインに沿った深度断面を図4.1-42に示す．富士山の下では 7-17kmの深度に $V_p$ および $V_s$ の低速度異常がみられ，そこでは $V_p/V_s$  が小さくなっている．この領域は深部低周波地震の震源域と一致している．引き続き15-25kmの深度では， $V_p$ ， $V_s$ ともに低速度にな

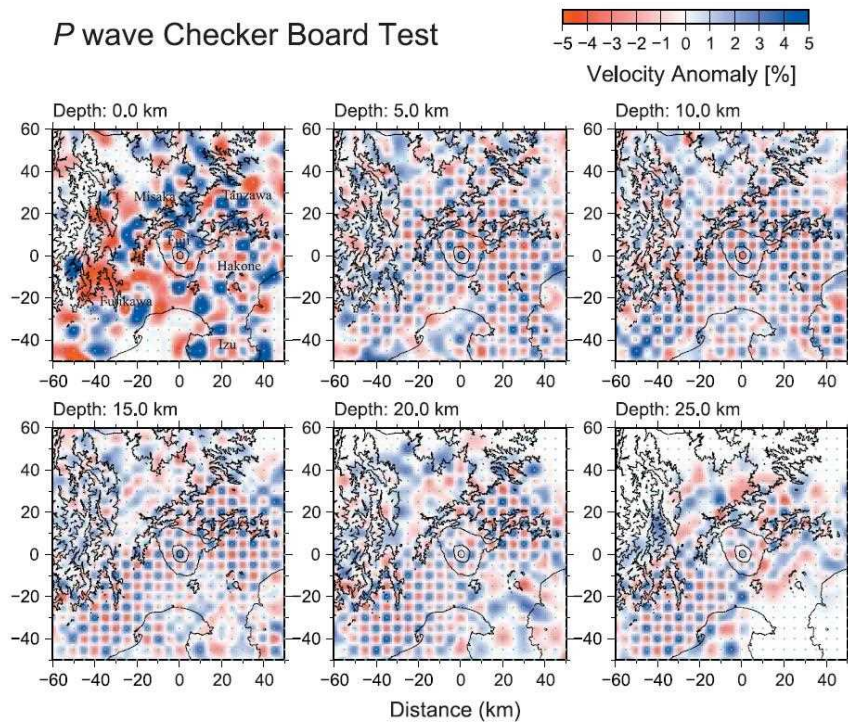


図4.1-41 再現された各深度におけるP波のチェッカーボードのパターン．富士山を中心部にして描画している．Nakamichi et al. (2007)より．

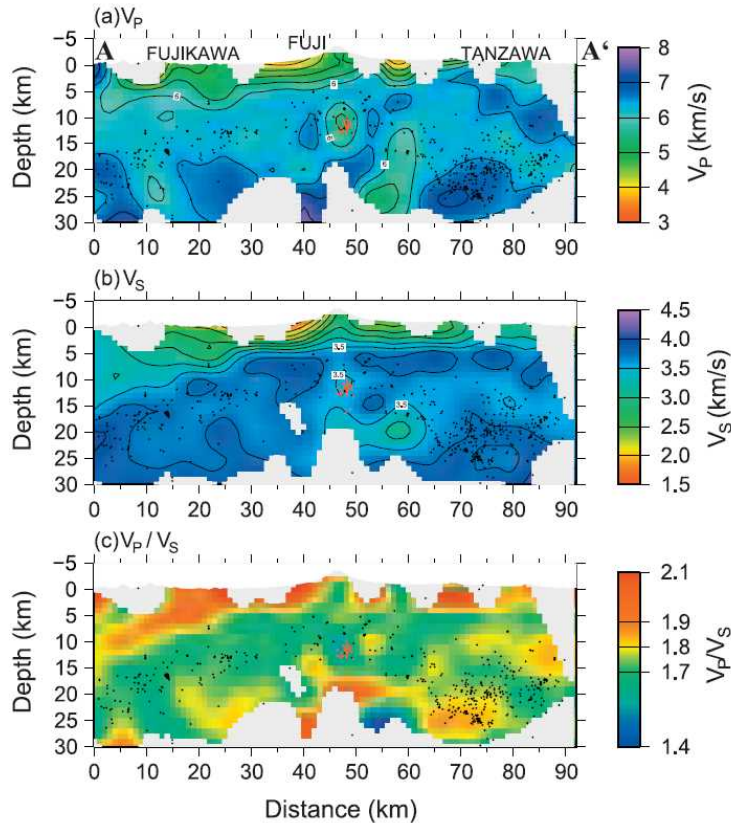


図4.1-42 図4.1-40のA-A'ラインに沿った $V_p$ ,  $V_s$ ,  $V_p/V_s$ の深度分布. テクtonic地震を黒丸, 低周波地震を赤丸で示す. 解像度の悪い領域はマスクしてある. Nakamichi et al. (2007)より.

っているが $V_p/V_s$ は高い値を示しており, これは部分溶融したメルトを含むマグマ溜まりと解釈することができる. 一方,  $V_p/V_s$ が小さい場合は, 部分溶融したメルトの可能性は外される. 理論的なモデルは, 超臨界流体で満たされた空隙は比較的大きなアスペクト比でも,  $V_p$ ,  $V_s$ を低下させるとともに,  $V_p/V_s$ も小さくなることが知られている (Takei, 2002). ある程度の量の超臨界流体の存在として, マグマから脱ガスした火山性ガス (特に溶解度の小さい $CO_2$ ) を候補としてあげることができる. 富士山で観測される深部低周波地震は非ダブルカップル成分を多く含み, 流体に流動によって引き起こされていることを強く示唆している.

#### 4.1-17 霧島火山群での研究例 (MT法)

Aizawa et al. (2013)は2010年から2011年にかけて霧島火山群でMT測定を行った. 過去のデータと合わせて3次元インバージョンを行い比抵抗構造を得た. 観測点分布とインバージョンに使用したグリッド分布を図4.1-43に示す. 得られたデータは北東部の観測点において周期100秒より長周期側で位相が $90^\circ$ を超え, 従来の1ないし2次元の構造解析では適切なモデルが得られないことを示している. 求められた比抵抗構造の各深度での水平分布を図4.1-44に示す. 図4.1-44の右下図の白線に沿った深度断面図を図4.1-45に示す. 極めて低い比抵抗を占める領域C1, C2が見出され, C1はマグマ溜まり (空隙を部分溶融したメルトが占める領域), C2はマグマ溜まりと地表の火口をつなぐマグマの通路となるとみなしている. ただし, C2はその体積が,



2011年の噴火活動で放出されたマグマの体積 (0.021-0.027 km<sup>3</sup>) よりも十分に大きいため、マグマに加えて、溶存成分にとんだ火山性の流体 (400°C以上の超臨界状態) が占める領域であると推測している. Aizawaらは感度テストを行い, C1ないしC2が存在しない場合, 観測されたサウンディングカーブのうち, 100秒より長周期側のフェイズが90°を超えるような特徴を再現できないことを確かめている (図4.1-46) .

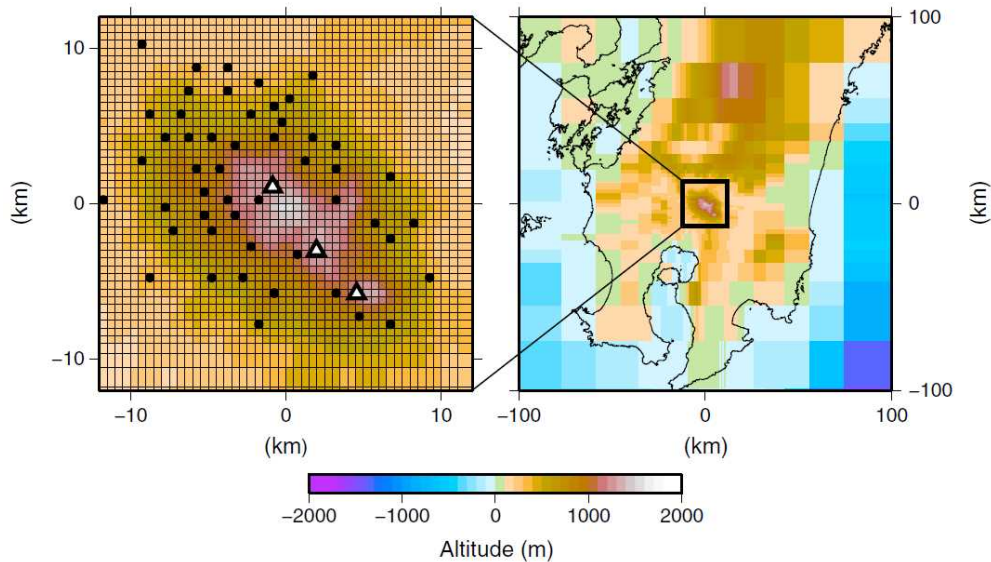


図4.1-43 インバージョンに使用したグリッドと観測点 (四角印) . 三角は山頂を示し, 左上から硫黄山, 新燃岳, お鉢に対応する. Aizawa et al. (2013)より.

#### 4.1.18 Colima火山における研究例 (空中磁気)

López-Loera (2012)はメキシコ西部において空中磁気調査を行い, コリマ火山を中心に東西30km, 南北35kmの範囲において (図4.1-47) , 対地高度300mで1kmおきに設定された南北方向の測線上を飛行しながら全磁力データを取得した. 得られたデータは補正の後, 国際標準地球磁場 (IGRF1995) に対する残差磁場に変換され, 200m×200mのグリッドデータに変換した. さらに極磁気変換並びに3kmの上方接続を施された上で, Marquardt (1963)に基づくインバージョン手法が組み込まれたGM-SYS™ softwareにより, 多角形要素を用いた磁化構造モデルを推定した (図4.1-48) . また, モデル推定に必要な情報として, 残留磁化・磁化率のデータを本火山で採取された岩石を用いた室内実験より得ている. その結果, マグマ溜まりに対応すると思われる無磁化領域が, コリマ火山の下1.2km (b. s. l.)-4.9km (b. s. l.)にかけて推定された. 厚さは数100mから最大で7km近く, 南北方向の広がり10km以上にわたる. コリマ火山でのマグマ溜まりの位置や規模に関する既往研究が少ないため, 本研究で得られた結果の妥当性の検証が難しいが, 過去に行われた重力探査 (Medina et al, 1996) や粘弾性モデル (Cabrera-Gutierrez and Espindola, 2010) から推定されるマグマ溜まりの位置や規模と概ね整合的としている (図4.1-49) .

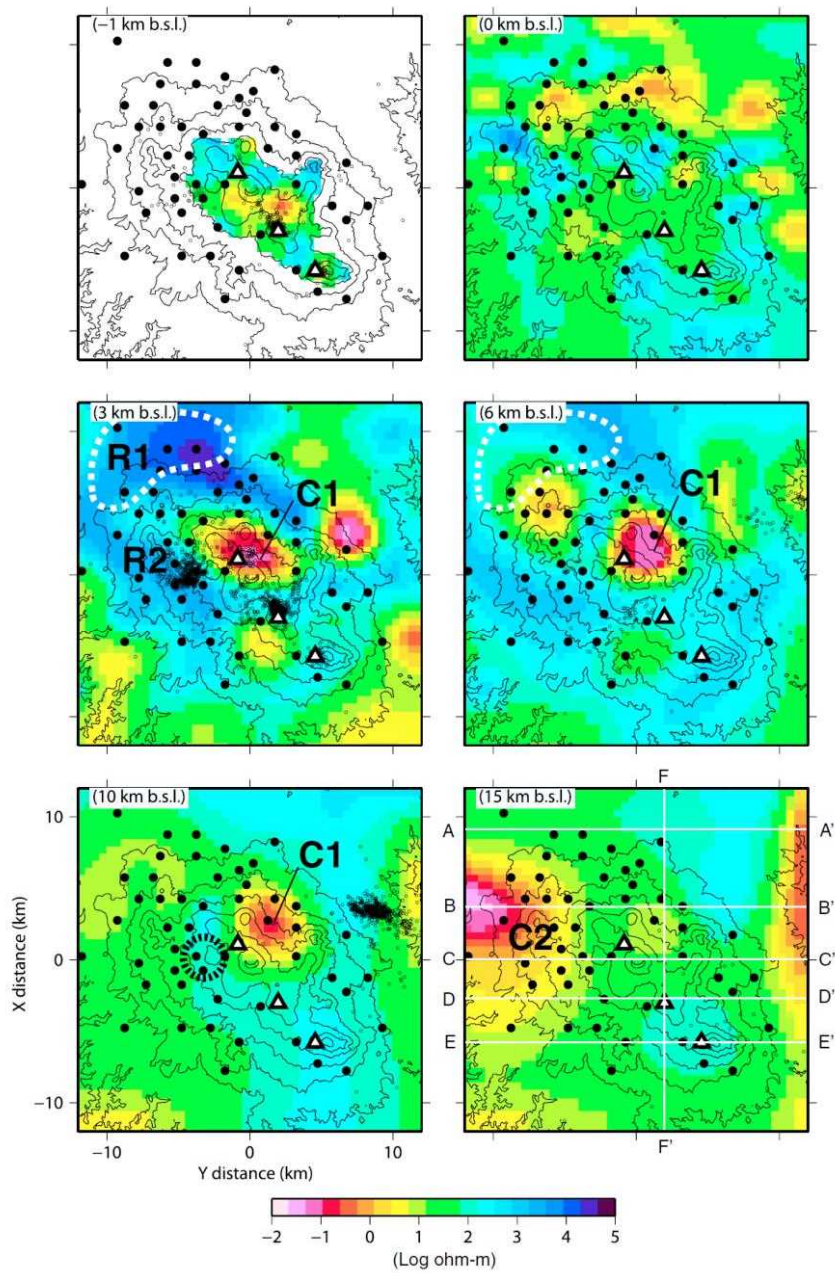


図4.1-44 インバージョンによって得られた比抵抗構造の各深度における水平分布. 2008年から2012年の期間に発生した地震を小さい黒丸印, 黒点線は2011年の噴火に同期した地殻変動の推定されたり力源, 白点線は1968-69年のえびの群発地震の震央域. Aizawa et al. (2013) より.

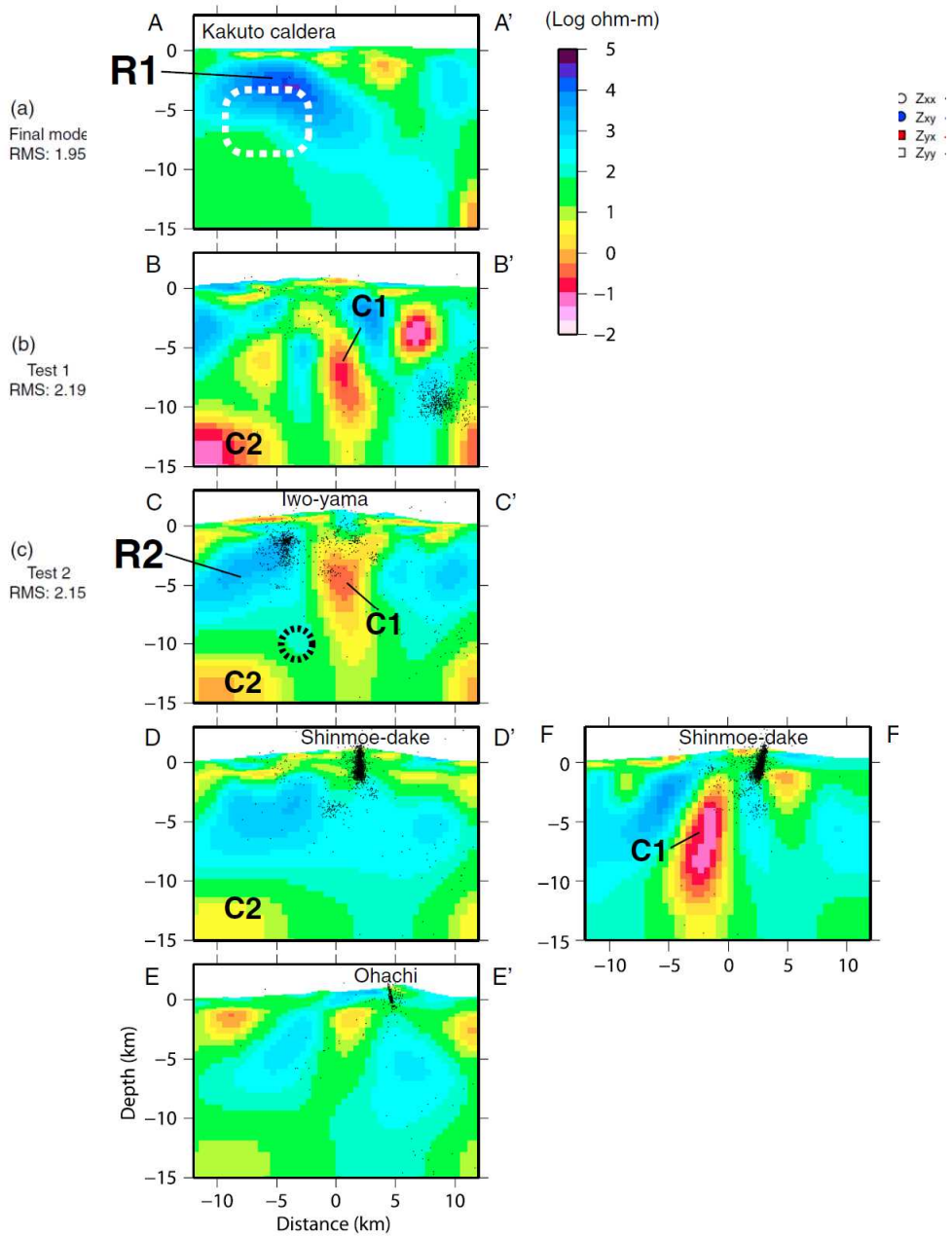


図4.1-45 図2の各白線に沿った比抵抗構造の深度断面図。Aizawa et al. (2013)より。



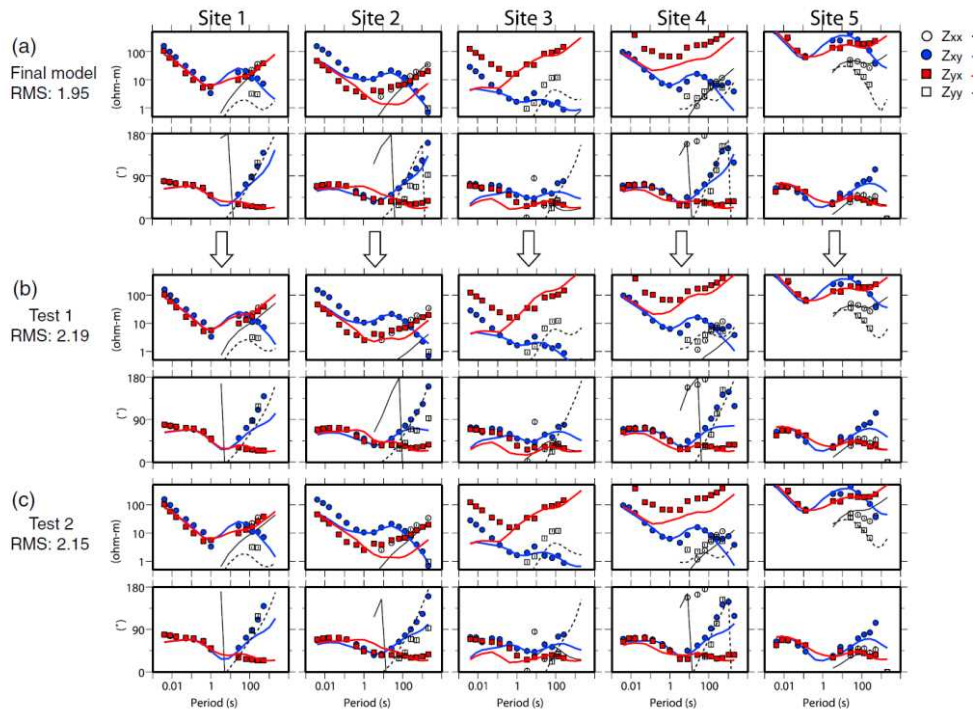


図4.1-46 感度テストの結果。(a)は得られた比抵抗構造モデルを満足するサウンディングカーブ、(b)はC1を取り入れない場合のサウンディングカーブ、(c)はC2を取り入れない場合のサウンディングカーブを示す。Aizawa et al. (2013)より。

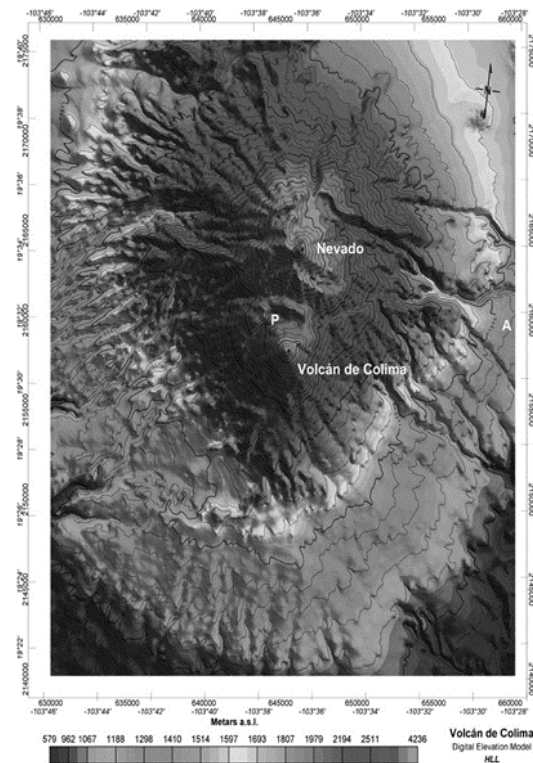


図4.1-47 Colima火山の標高図。López-Loera (2012)。

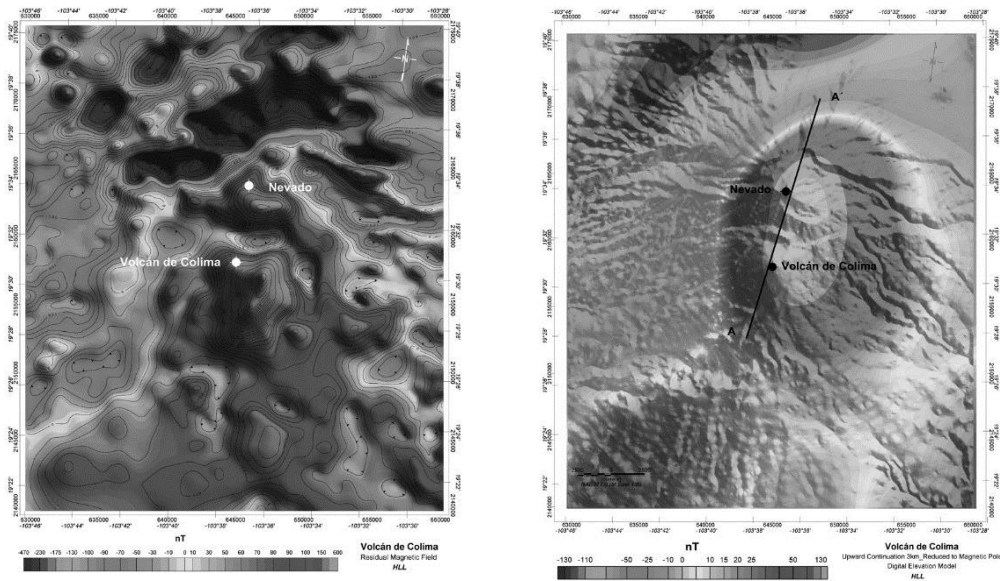


図4.1-48 磁気異常図。(a) IGRFモデルからの残差磁場。(b) 極磁気変換及び3km上方接続後の磁気異常。図中のA-A' は図3の磁気構造断面に対応する。López-Loera (2012)。

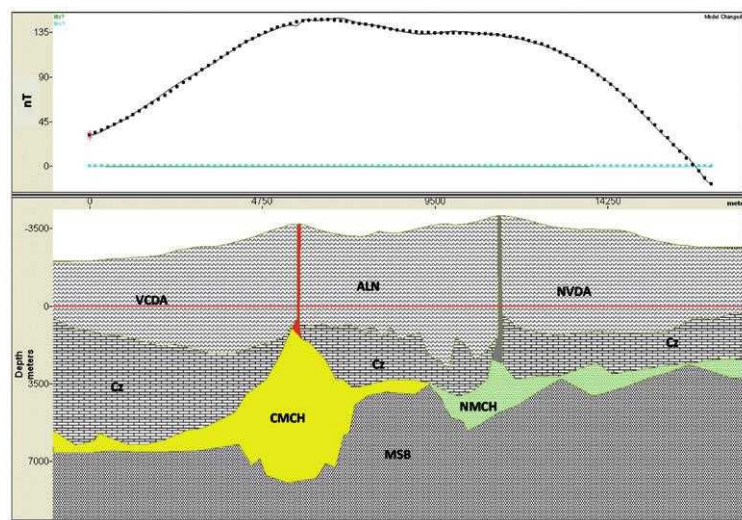


図4.1-49 磁化構造モデル。上側が磁気異常のA-A' 測線プロフィール，下側が推定された磁化構造モデルを表す。CMCHが無磁化領域を表し、マグマ溜まりに対応すると考えられている。López-Loera (2012)。

#### 4.1.19 St. Helens火山の研究例（地殻変動）

Anderson and Segall (2013) はGPSによる地殻変動データとマグマ放出量の時間変化から、地下のマグマ溜まりの位置・体積等のパラメータを、噴火システムを想定した物理モデルを用い、ベイズ推定に基づき確率的に推定するインバージョン手法を開発した(図4.1-50, 図4.1-51)。本手法には以下の事項を仮定している：マグマ溜まりの形状は楕円であること、火道の形状は円柱であること、火道下部を流れるマグマはニュートン流体として振る舞うこと、メルトの粘性は含水率・温度・斑晶の体積分率の関数で表されること、等である。本手法で構築されている噴火シス

テムの物理モデルは、質量保存の式、運動量保存の式、マグマ溜まりの圧力の時間発展の式、マグマ溜まり及び壁岩の圧縮性に関する式、マグマの密度及び粘性に関する式、マグマ中の $H_2O \cdot CO_2$ 量に関する式から成り、上記構成式に関連する多様なパラメータ(例えばマグマ含水率)を考慮に入れている。本手法を2004-2008年に発生したSt. Helens火山(アメリカ)での噴火事例に適用したところ(図4.1-52), マグマ溜まりの体積を少なくとも $40km^3$ , マグマ溜まりの中心位置を深度11-18km, 水平方向幅を大体2km程度, マグマ含水率を2.6-4.9wt%と見積もった。本手法は各種パラメータを確率論的に扱うことで不確定性を考慮できるように設計されている一方で、物理モデルに反映されている現象の定式化が不十分という問題がある。

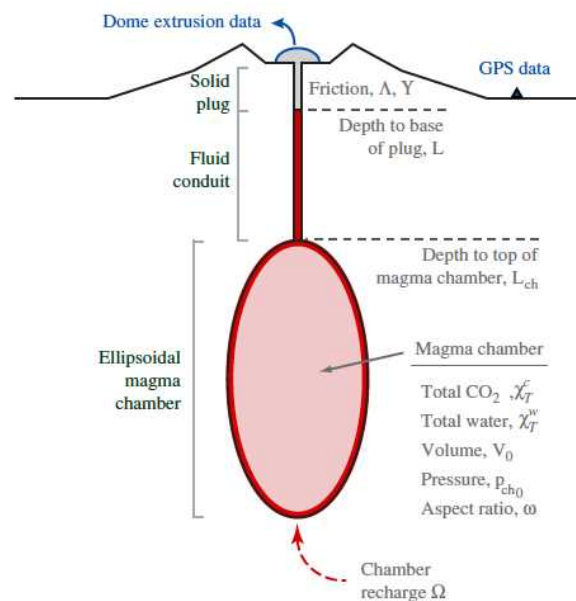


図4.1-50 本解析手法で用いるモデル及びパラメータ. Anderson and Segall (2013).

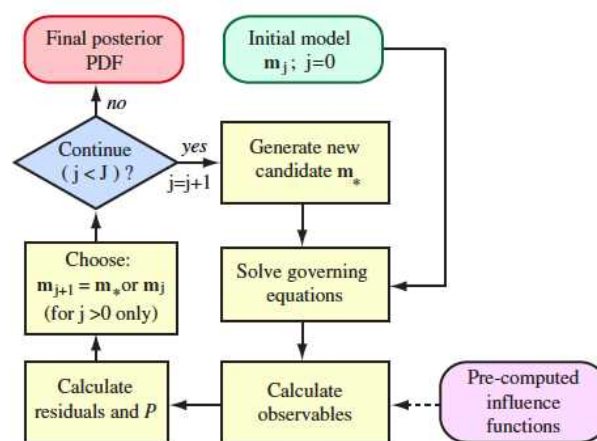


図4.1-51 パラメータ推定のフローチャート. マルコフ鎖モンテカルロアルゴリズムによって決められた入力モデル(マグマ溜まりの体積, 位置等)から支配方程式を解くことでGPSの変動量・マグマ噴出量を計算し, 計算値と観測値の残差を考慮して入力モデルの更新を行い, 100-1000万回の繰り返し計算の後, 最終的に, 観測値で条件付けされた入力モデルのパラメータセットの確率密度関数(Final posterior PDF)を推定する. Anderson and Segall (2013).



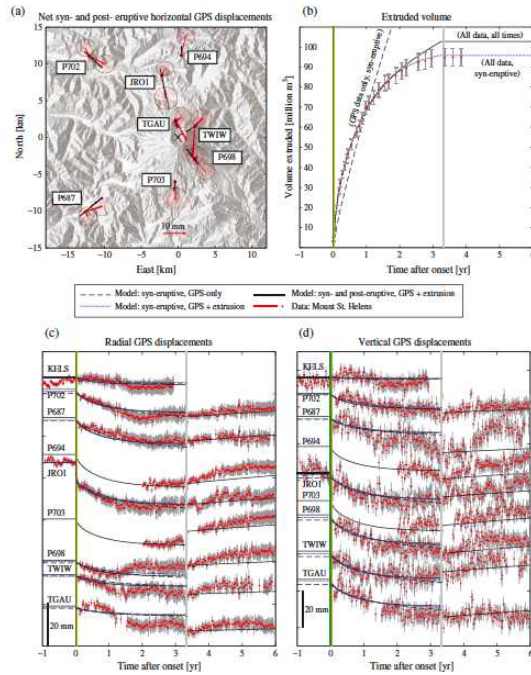


図4.1-52 観測値と計算値のフィットの例. (a)GPS水平方向成分 (b) マグマ噴出量の時間変化 (c) GPS Radial成分 (d) GPS 鉛直成分. Anderson and Segall (2013).

#### 4.1.20 おわりに

本章ではいくつかの火山における、マグマ溜まりの観測例について紹介した(表4.1-1)。このような探査を進めるうえで困難な問題は、マグマそのものの物性は室内実験からある程度明らかになっているものの、それを含む周囲の地層の物性値も同時に推定しなければならないことである。観測によって求められた異常値は、マグマとそれを取り囲む周囲の物質がある割合で分布しているために表れていると考えることができるが、周囲の物質の物性値自体が、岩質ばかりでなく、地下水や変質の有無や温度によって大きく変化することが、その推定を困難にしている。それを克服するためには、様々な手法を適応し、その結果を比較することや、代表的な地点で坑井を掘削して試料を採取することが重要になってくるであろう。新たな手法そのものを開発することも大切である。また、地表の現象に伴う経時変化を捉えることは、解析された構造を検証するうえで有益であろう。

表 4. 1-1 ○印は本稿にてやや詳しく紹介した事例

火山名 国名 著者, 発表年 手法	探査深度  空間分解能	解釈	備考
Altiplano-Puna Volcanic Complex ボリビア・チリ・アル ゼンチン Zandt et al.,2003 レーザー関数	約80km  水平方向不明, 鉛直方向数km程 度	Vsが低く (1km/s以下)かつ Ps変換波の 振幅が直達波の振幅の50%以上の領域を マグマ溜まりとみなしている. 深度20km 付近で層厚1km, 面積60,000km <sup>2</sup> .	1 D
Campi Fleglei Caldera イタリア Siena et al.,2010 地震波減衰のトモグラ フィー	約4km  約500m	Vsの減衰が大きく, かつVp/Vsが2以上の 領域をマグマ溜まりとみなしている. 1) 深度2-2.5kmで水平方向0.5km×1km, 2) 深度2-2.5kmで水平方向2km×1km.	
Campi Fleglei Caldera イタリア Zollo et al., 2008 反射法地震探査	約10km  約数km	Vpが遅く (2.8km/s), Vp/Vsが大きい (1.65-2.35)領域をマグマ溜まり(65-90% の部分溶融)とみなしている. 深度 7.5-8.5km, 面積30km <sup>2</sup> 以上(体積30km <sup>3</sup> 以上) .	体積が最小表示なの は, マグマ溜まりが 観測領域全体に亘っ て存在したことによ る
○ Colima Héctor López-Loera, 2012 空中磁気測量 メキシコ	約10km  未記載(数100m 程度?)	磁化の低い (0 A/m)領域をマグマ溜まり とみなしている. 1) 深度1-7km・水平方向3km, 2) 深度3-4km・水平方向3km等.	2 D
Elbrus ロシア Spichak et al., 2007 MT法	約80km  未記載(数~ 10km?)	低比抵抗 (10-40Ωm)の領域をマグマ溜ま りとみなしている. 1) 深度3-13km・水平方向半径10km, 2) 深度30-50km・水平方向35km×15km.	

	<p>Kluchevskoy group ロシア Dobretsov et al., 2012 地震波トモグラフィー</p>	<p>約40km  不明</p>	<p>Vp/Vsが大きい (&gt;1.9) 領域をマグマ溜まりとみなしている。 1) 海水準上2-3kmで水平方向5km, 2) 海水準下10-15kmで水平方向5km, 3) 海水準下10-13kmで水平方向3km, 4) 海水準下25-40kmで水平方向10km.</p>	<p>時間変化を考慮した4D解析. 構造は2D図示. 1), 2), 3)は2003年から2005年にかけて消失する.</p>
	<p>Long Valley Caldera アメリカ Seccia et al., 2011 地震波トモグラフィー, レシーバー関数</p>	<p>約20km  トモグラフィー: 水平4km 鉛直2-3km  レシーバー関数: 水平不明 鉛直方向未記載</p>	<p>1) レシーバー関数によるVsが遅く(1-2km/s), トモグラフィーによるVpが遅い(5.8km/s) 領域をマグマ溜まりとみなしている. 海水準下7-11kmで水平15km×15kmの範囲が30%部分熔融. 2) Vpが遅い(5km/s)領域をマグマ溜まりとみなしている. 海水準下4-5kmで水平4km×4kmの範囲が2-3%の部分熔融.</p>	<p>地震波トモグラフィーは3D, レシーバー関数は1D.</p>
	<p>Reunion フランス Prôno et al., 2009 地震波トモグラフィー</p>	<p>約5km  約1km</p>	<p>Vp が遅く(3.7km/s)で地震活動度の低い領域をマグマ溜まりとみなしている. 海水準下1-2kmで水平1km×1kmの範囲.</p>	
○	<p>St. Helens アメリカ Anderson. and Segall, 2013 GPS, マグマ噴出率</p>	<p>約30km  不明</p>	<p>マグマ溜まりの深度11-18km, 体積は40km<sup>3</sup>以上, 含水率2.6-4.9 wt%.</p>	<p>GPSによる地殻変動・火口での噴出率変化を基に, 物理モデルを用いたBayesian Inversionにより, 観測値を確率的に尤もらしく説明するためのマグマ溜まりの体積・定置深度を求める. 従来手法ではGPSデータからはマグマ溜まりの体積変化量しか分からない点で, 新しい手法.</p>

○ Taupo Volcani Zone ニュージーランド Heise et al., 2010 MT法	約30km  数km	35km以深より続くブルーム状の低比抵抗体(10Ωm以下)体を部分熔融したメルトが連結している領域とみなした。ブルーム状の低抵抗体の頂部付近の深度10-20kmで水平10km×10kmの範囲に3Ωm以下の領域がある。	3D, 使用周期0.1-100秒, 構造推定にやや任意性が残る
Taupo Volcani Zone ニュージーランド Bannister et al., 2004 レーザー関数	約50km  未記載(観測点間隔: 約10-30km)	Vs が遅い(<3km/s)領域をマグマ溜まりとみなしている。深度6-16kmで水平方向40kmの範囲。	1D
Toba Caldera インドネシア Jaxybulatov et al., 2014 表面波トモグラフィー	約20km  水平方向10km 鉛直方向未記載	強い異方性(VshとVsvの違い)を示す領域をシル状マグマ溜まりとみなしている。深度7km以深で水平方向30km×30kmの範囲。	1D
Vesvius イタリア Agostinetti and Chiarabba, 2008 地震波トモグラフィー, レザー関数	トモグラフィー: 約7km レーザー関数: 約30km  トモグラフィー: 2-3km レーザー関数: 1-2km	Vsが遅い(2.6km/s)領域をマグマ溜まりとみなしている。深度5.6-8.5kmで体積が30km <sup>3</sup> 以上の範囲。	地震波トモグラフィーは3D, レザー関数は1D.
○ Yellowstone アメリカ Farrell et al., 2014 地震波トモグラフィー	約20km  水平方向20km 鉛直方向2km	Vpが遅い(周囲より-2%)領域をマグマ溜まりとみなしている。深度5-15kmで水平方向60km×30kmの範囲。	3Dの解析で, 4%以上Vpが変化する領域(4.8-5.4km/s)が5-15%の部分熔融に相当するとしてメルト体積を200-600km <sup>3</sup> と見積もった。

○	Yellowstone アメリカ Chu et al., 2010 レシーバー関数	約20km  不明	Vpが遅く (2.3km/s) , Vsが遅い (1.1km/s)領域をマグマ溜まりとみなしている。海水準下5-15kmにかけ、厚さ3.6kmで水平方向30-40kmの範囲に分布し 体積は4300km <sup>3</sup> 以上で、32%の部分熔融。	1D
	Snake River Plain アメリカ Kelbert et al., 2012 MT法	約200km  数10km程度	低比抵抗 (<10Ωm)領域をマグマ溜まりとみなしている。深度40-80kmで水平方向200km×100kmの範囲が、1-3%の部分熔融。	3D , 使用周期 7.3-20,000秒。
○	Yellowstone アメリカ Katrina et al., 2009 重力	約50km  未記載(数km程度?)	1) 低密度 (2470, 2520 kg/m <sup>3</sup> )の領域をマグマ溜まりとみなしている。深度10-20kmで水平方向20km×100kmの範囲。 2) Yellowstone・Snake River Plainをまたぐ低密度 (2805, 2850kg/m <sup>3</sup> )の領域をマグマ溜まりとみなしている。深度40km付近に厚さ2kmで水平方向100×>200kmの範囲。	構造自体は地震波速度構造(Sparlin et al. 1982., Peng and Humphreys 1998)を元としている。
	Yellowstone アメリカ Meqbel et al., 2014 MT法	約400km  数10km程度	低比抵抗 (<10Ωm)の領域をマグマ溜まり(?)とみなしている。深度10-20kmで水平方向50km×50kmの範囲で、Snake Rive Plainの低比抵抗域に接続。	著者はより広域・より深部の構造に興味を持っているため、論文中ではこれが何かの言及は無し。
○	Yellowstone アメリカ Husen et al., 2004 地震波トモグラフィ	約20km  水平方向15km 鉛直方向3-5km	カルデラ中央部8kmの深度に低速度域、しかしVp/Vsについては十分な解像度を持たない。マグマ溜まりかもしれない。カルデラ北西部の浅部(海面下2km)に、Vpが低速度でVp/Vsが減少する領域がある。火山ガスが多量に存在すると解釈。	
○	Yellowstone アメリカ Luttrell et al., 2013 地殻変動	約10km  不明	部の弾性層のヤング率30GPa以下で厚さは3-6km, 上層と下層のずれ弾性率はそれぞれ15GPa以下、0.75GPa以下で下層の粘性率は1011Paより小さいと推定した。これは少なくとも35%のメルトを含むマ	

			ツシュ状のマグマ溜まり.	
○	Kilauea アメリカ Lin et al., 2013 地震波トモグラフィー	約15km 水平方向3km 鉛直方向2-10km	8-10kmの深度にP波速度 ( $V_p$ ), S波速度 ( $V_s$ ) の低下, $V_p/V_s$ の増大10%の部分溶融したメルトを含むマッシュ状のマグマ溜まり.	
○	阿蘇 日本 Sudo and Kong, 2001 地震波トモグラフィー	約13km 水平方向5km 鉛直方向3km	深度6kmを中心とした7×6×7km程度の範囲でP波が-26%, S波が-31%となる低速度域. 10%以上のメルトを含むマグマ溜まり.	
○	阿蘇 日本 Abe et al., 2010 レシーバー関数	約50km 水平方向に0.01° 深度方向に1km	ルデラ西方に位置し, 南北20km, 東西15kmの範囲で10-24kmの深度に見られ, 総体積は1800km <sup>3</sup> になる. S波速度は2.0-2.6km/s (平均2.4km/s) で, 周囲の地殻のS波速度 (3.3km/s) よりかなり遅い. 5-15%のメルト, ないしは10-30%の水を含む.	
○	富士山 日本 Aizawa et al., 2004 MT法	約50km 未記載	20km以深に極めて低い比抵抗を示す領域 (C1) が求められている. この領域の直上には深部低周波地震の震源域となっている.	
○	富士山 日本 Nakamichi et al., 2007 地震波トモグラフィー	約25km 水平方向5km 鉛直方向5-10km	深度7-17kmに $V_p$ および $V_s$ の低速度異常, $V_p/V_s$ は減少. この領域は深部低周波地震の震源域と一致し火山性ガスが多く存在すると考えられている. その下部15-25kmでは, $V_p$ , $V_s$ ともに低速度になる $V_p/V_s$ は増加しており, 部分溶融したメルトを含むマグマ溜まりと解釈されている.	



○	霧島山 日本 Aizawa et al., 2013 MT法	約15km 水平方向500m 鉛直方向 200-500m	極めて低い比抵抗を占める領域が硫黄山北西の深部15kmに見出されマグマ溜まり（空隙を部分溶融したメルトが占める領域）であるとみなしている。また、硫黄山下5-10kmに顕著な低比抵抗域が見出され、マグマ溜まりから上昇するマグマの通路であると考えられている。
---	---	---------------------------------------	---

#### 文献

- Abe, Y., T. Ohkura, T. Shibutani, K. Hirahara, M. Kato, 2010, Crustal structure beneath Aso Caldera, Southwest Japan, as derived from receiver function analysis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 195, 1-12.
- Agostinetti, N., P. and C. Chiarabba, 2008, Seismic structure beneath Mt Vesuvius from receiver function analysis and local earthquakes tomography: evidences for location and geometry of the magma chamber, *Geophysical Journal International*, 175, 1298-1308.
- Aizawa, K., R. Yoshimura and N. Oshiman, 2004, Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09603, doi:10.1029/2004GL019477.
- Aizawa, K., et al., 2014, Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the Kirishima Volcanoes as inferred from broadband magnetotelluric data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 198-215, doi:10.1002/2013JB010682.
- Anderson, K., and P. Segall, 2013, Bayesian inversion of data from effusive volcanic eruptions using physics-based models: Application to Mount St. Helens 2004-2008, *J. Geophys. Res.*, 118, 2017-2037, doi:10.1002/jgrb.50169.
- Asimow, P.D., Ghiorso, M.S., 1998. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *Am. Mineral.* 83, 1127-1131.
- Bannister, S., C. J. Bryan and H. M. Bibby, 2004, Shear wave velocity variation across the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, from receiver function inversion, *Geophysical Journal International*, 159, 291-310.
- Blakely, R.J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 464 pp.
- Cabrera-Gutiérrez R., Espindola J.M., 2010, The 1998-1999 eruption of Volcán de Colima, Mexico: an application of Maeda's viscoelastic model, *Geofísica Internacional* 49 (2), 83-96.
- Caldwell, T. G., H. M. Bibby, and C. Brown, 2004, The magnetotelluric phase tensor, *Geophys. J. Int.*, 158, 457-469, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x.
- Caricchi, L., Burlini, L., and Ulmer, P., 2008, Propagation of P and S-waves in magmas with different crystal contents: Insights into the crystallinity of magmatic reservoirs, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 178, 740-750, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.09.006.

- Chang, W. L., R. B. Smith, C. Wicks, J. M. Farrell, and C. M. Puskas, 2007, Accelerated uplift and magmatic intrusion of the Yellowstone Caldera, 2004 to 2006, *Science*, 318, 952–956.
- Christensen, N. I., 1996, Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, 101, 3139-3156.
- Chu, R., Helmberger, D., V. Sun, D., Jackson, J., M. and L., Zhu, 2010, Mushy magma beneath Yellowstone, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L01306, doi:10.1029/2009GL041656.
- DeNosaquo, K.R., Smith, R.B., Lowry A.R., 2009, Density and lithospheric strength models of the Yellowstone–Snake River Plain volcanic system from gravity and heat flow data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188, 108-127.
- Dobretsov, N. L., I.Yu. Koulakov, Yu.D. Litasov, 2012, Migration paths of magma and fluids and lava compositions in Kamchatka. *Russian Geology and Geophysics*, 53, 1253-1275.
- Farrell, J., R. B. Smith, S. Husen, and T. Diehl, 2014, Tomography from 26 years of seismicity revealing that the spatial extent of the Yellowstone crustal magma reservoir extends well beyond the Yellowstone caldera, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3068–3073, doi:10.1002/2014GL059588.
- Gaillard, F., 2004, Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 215– 228.
- Gaillard, F., and G. I. Marziano, 2005, Electrical conductivity of magma in the course of crystallization controlled by their residual liquid composition, *J. Geophys. Res.*, 110, B06204, doi:10.1029/2004JB003282.
- Geographical Survey Institute, 2004. Crustal deformations around Aso Volcano. Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption No.88, 106-110. in Japanese.
- Hase, H., Hashimoto, T., Sakanaka, S., Kanda, W., Tanaka, Y., 2005. Hydrothermal system beneath Aso volcano as inferred from self-potential mapping and resistivity structure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 143, 259–277.
- Hashimoto, T., Tanaka, Y., Amita, K., Takakura, S., Kanda, W., Sakanaka, S., Kagiya, T., 2002, Shallow structure of the central cones of Aso volcano inferred from electromagnetic explorations (in Japanese with English abstract). In: Kawakatsu, H. (Ed.), *Study of the origin of the pressure source beneath the active crater at Aso volcano, Japan, The final report of Grant-in-Aid for Scientific Research (A)*, vol. 09304043, p. 7.
- Heise, W., G. Caldwell, H. Bibby and S. Bennie, 2010, Three - dimensional electrical resistivity image of magma beneath an active continental rift, Taupo Volcanic Zone, New Zealand, 37, L10301, doi:10.1029/2010GL043110, *Geophys. Res. Lett.*
- Holness, M.B., 1997, Surface chemical controls on pore-fluid connectivity in texturally equilibrated materials. Jamtveit, B. and Yardley, B. eds. : *Fluid Flow and Transport in Rocks*. Chapman and Hall, 149-169
- Husen, S., R. B. Smith, and G. P. Waite, 2004, Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 131, 397–410.

- Isaak, D.G., 1992, High-temperature elasticity of iron-bearing olivines, *J. Geophys. Res.*, 97, 1871–1885, doi:10.1029/91JB02675.
- Jaxybulatov, K., N. M. Shapiro, I. Koulakov, A. Mordret, M. Landès, C. Sens Schon felder, 2014, A large magmatic sill complex beneath the Toba caldera *Science*, 346, 617-619.
- Kanda W, , Y., Tanaka, M., Utsugi, S., Takakura, T., Hashimoto, H., Inoue, 2008, A preparation zone for volcanic explosions beneath Naka-dake crater, 2008, Aso volcano, as inferred from magnetotelluric surveys, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178, 32–45.
- Kelbert, A., G. D. Egbert, and C. deGroot-Hedlin, 2012, Crust and upper mantle electrical conductivity beneath the Yellowstone Hotspot Track, *Geology*, 40(5), 447-450.
- Komazawa, M., 1995, Gravimetric analysis of Aso volcano and its interpretation, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 41, 17-45.
- Lin, G. and F. Amelung, Y. Lavallée and Paul G. Okubo, 2013, Seismic evidence for a crustal magma reservoir beneath the upper east rift zone of Kilauea volcano, Hawaii, *Geology*, doi:10.1130/G35001.1
- López-Loera, H., 2012, 2 3/4 dimension modeling of the aeromagnetic anomaly of Volcán de Colima, western Mexico, *Geofísica Internacional*, 51-2, 129-142
- Lowenstern, J. B., and S. Hurwitz, 2008, Monitoring a supervolcano in repose: Heat and volatile flux at the yellowstone caldera, *Elements*, 4(1), 35–40, doi:10.2113/Gselements.4.1.35.
- Lum, C.C.L., Leeman, W.P., Foland, K.A., Kargel, J.A., Fitton, J.G., 1989. Isotopic variations in continental basaltic lavas as indicators of mantle heterogeneity: examples from the Western U. S. Cordillera. *J. Geophys. Res.* 94, 7871–7884.
- Luttrell, K., D. Mencin, O. Francis and S. Hurwitz, 2013, Constraints on the upper crustal magma reservoir beneath Yellowstone Caldera inferred from lake-seiche induced strain observations, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 501–506, doi:10.1002/grl.50155.
- Marquardt D.W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters, *J. SIAM*, 11, 431-441.
- Mavko GM, 1980, Velocity and attenuation in partially molten rocks. *J Geophys Res* 85:5173–5189
- Medina F., Espindola J.M., De la Fuente M., Mena M., 1996, A Gravity model of the Colima, Mexico region, *Geofísica Internacional* 35 (4), 409-414.
- Meqbel, N., M., G. D. Egbert, P. E. Wannamaker, A. Kelbert and A. Schultza, 2014, Deep electrical resistivity structure of the northwestern U.S. derived from 3-D inversion of USArray magnetotelluric data, *Earth and Planetary Science Letters*, 402, 290-304.
- Morgan, L. A., W. C. Shanks, G. K. Lee, and M. W. Webring, 2007, Bathymetry and geology of the floor of Yellowstone Lake, Yellowstone National Park, Wyoming, Idaho, and Montana, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map, 2973, 2 sheets.

- Nakamichi, H., Hamaguchi, H., Tanaka, S., Ueki, S., Nishimura, T., Hasegawa, A., 2003. Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan. *Geophysical Journal International* 154, 811–828.
- Nakamichi, H., H. Watanabe, and T. Ohminato, 2007, Three-dimensional velocity structures of Mount Fuji and the South Fossa Magna, central Japan, *J. Geophys. Res.*, 112, B03310, doi:10.1029/2005JB004161.
- Peng, X., Humphreys, E.D., 1998. Crustal velocity structure across the eastern Snake River Plain and the Yellowstone swell. *J. Geophys. Res.* 103, 7171–7186.
- Phillips, J. D., J. S. Duval, and R. A. Ambroziak, 1993, National geophysical data grids: Gamma-ray, gravity, magnetic and topographic data for the conterminous United States, U.S. Geol. Surv. Digital Data Ser., DDS-9.
- Prôno, E., J. Battaglia, V. Monteiller, J. Got, V. Ferrazzini, 2009, P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184, 49-62.
- Raymond, L.A., 2002, *The Study of Igneous, Sedimentary, and Metamorphic Rocks*. McGraw-Hill, New York, NY. 736 pp.
- Sato H, Sacks IS, Murase T , 1989, The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone: comparison with heat flow and electrical conductivity studies. *J Geophys Res* 94:5689–5704
- Schmidt, S., Gotze, H.J., 1998, Interactive visualization and modification of 3D models using GIS functions. *Phys. Chem. Earth* 23, 289–295.
- Seccia, D., C. Chiarabba, P. De Gori, I. Bianchi, and D. P. Hill, 2011, Evidence for the contemporary magmatic system beneath Long Valley Caldera from local earthquake tomography and receiver function analysis, *J. Geophys. Res.*, 116, B12314.
- Siena, L., De., E. Del Pezzo, and F. Bianco, 2010, Seismic attenuation imaging of Campi Flegrei: Evidence of gas reservoirs, hydrothermal basins, and feeding systems, *J. Geophys. Res.*, 115, B09312.
- Siripunvaraporn, W., and G. Egbert, 2009, WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation, *Phys. Earth Planet. Int.*, 173(3–4), 317–329, doi:10.1016/j.pepi.2009.01.013.
- Sparlin, M.A., Braile, L.W., Smith, R.B., 1982. Crustal structure of the eastern Snake River Plain determined from ray trace modeling of seismic refraction data. *J. Geophys. Res.* 87, 2619–2633.
- Spichak, V., V., V. P. Borisova, E. B. Fainberg, A. A. Khalezov, and A. G. Goidina, 2007, Electromagnetic 3D Tomography of the Elbrus Volcanic Center According to Magnetotelluric and Satellite Data, *Journal of Volcanology and Seismology*, 1(1), 53-66.
- Sudo, Y. and L. S. L. Kong, 2001, Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan, *Bull Volcanol*, 63, 326–344, DOI 10.1007/s004450100145.

- 高倉伸一・橋本武志・小池克明・小川康雄, 2000, MT 法による阿蘇カルデラの比抵抗断面, CA 研究会論文集, 23-30.
- Takei, Y., 2002, Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack, J. Geophys. Res., 107, doi: 10.1029/2001JB000522.
- 武井康子, 2005, 固液複合系の力学物性, 114, 901-920, 地学雑誌.
- Toomey DR, Foulger GR, 1989, Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex Iceland. J Geophys Res 94:17497-17510
- 上嶋 誠, 2009, MT 法による電気伝導度構造の研究の現状, 61, S225-S238, 地震第 2 輯.

## 4.2 有限要素法による地殻変動評価

### 【実施内容】

GPS や InSAR などによる衛星測地学的観測技術の発達は、地殻変動メカニズムを検証する精密な制約条件を与えてくれる(e.g., Hager et al., 1991; Dvorak and Dzurisin, 1997; Massonnet and Feigl, 1998; Dzurisin, 2000; Pritchard and Simons, 2002). しかし、詳細に捉えられた地殻変動からカルデラ噴火の前兆(準備過程)を評価するには、それが地殻変動観測の中にどのように現れうるのかを理解しなければならない。その作業に欠かすことができないのが定量的な理論モデル(数値実験モデル)である。それによってのみ、地殻内のマグマの挙動と地表面変動の両者を、変形様式を規定した仮定のもとではあるが、客観的に結びつけることができ、マグマ溜まりの位置、形状、大きさ、体積変化や過剰圧力変化を、地殻変動観測から窺い知れるようになる。本研究においては、地上においてのみ観測されうる地殻変動からカルデラ噴火の前兆(準備過程)を捉える新たな視点を確立し、それに沿った噴火評価基準の指針の提案を試みていく今後の研究に備えて、数値実験モデルの簡単な検証を行った。3次元並列化有限要素コード OREGANO\_VE (e.g., Yamasaki and Houseman, 2012*ab*; Yamasaki et al., 2014; Yamasaki and Houseman, 2015) を用いて、地殻内におけるマグマの蓄積に対する地殻・マントルの粘弾性応答、つまりマグマの挙動が生み出す地殻変動の振る舞いを定量的に記述した。

粘弾性応答の振る舞いは複雑である。それが、3次元モデルにおける振る舞いとなると、その理解の困難さは、1次元あるいは2次元モデルから得られた我々の知見を超えたものになりうる。例えば、マックスウェル粘弾性体の振る舞いは、 $\eta = \sigma / \dot{\epsilon}$  は粘性率、 $E$  は剛性率)と定義されるマックスウェル緩和時間に沿って記述されるが、3次元モデルの場合の有効マックスウェル緩和時間は、1次元モデルの場合のその数十倍になってしまう(Fukahata and Matsu'ura, 2006; Yamasaki and Houseman, 2012*a*)。このことは、3次元モデル内に分配された弾性応力の緩和過程が複雑であることをあらわしている。さらに、内部荷重の複雑さや物性分布の複雑さを加味すると、たとえそれが予測モデル内で起こっていることであれ、全ての複雑さを積分して現れる地表面変動の予測量を正しく理解するのは大変困難なものとなる。

したがって、複雑な観測量からマグマ溜まりに関するどのような情報が得られるのかについての系統的な検証が課題となる。本研究における検証実験では、用いる数値実験モデルも理解できる程度の簡単さを保ち、その振る舞いを規定するいくつかのパラメータ依存性について定量的に評価する。そして、その依存性が、実際の地殻変動観測からマグマ溜まりの挙動を捉える際に、どう役立つのかについて議論する。マグマの挙動が生み出す地殻変動を総合的に理解し、それにもとづいてマグマ溜まりの挙動の実像に迫れることの可否を本研究での数値実験の主な目的とした。

本章の構成は次のようになっている：これまでの火山性地殻変動に関する定量的モデル研究のまとめ(4.2.1章)、検証実験に用いた数値モデルの説明(4.2.2章)、実験結果の記述(4.2.3章)、そして今後の課題にむけた簡単な議論とまとめ(4.2.4章)。また、本研究で用いる有限要素コード OREGANO\_VE の検証を付録 A で行っている。



## 【研究成果】

### 4.2.1 これまでの研究

#### 解析解モデル

マグマ溜まりの挙動とそれにもなう地表面変動は解析解モデルを通してまず結び付けられてきた。その代表モデルとして“茂木モデル”(Mogi, 1958) が挙げられる。そこにおいては、圧力点源に対する等方均質半無限弾性媒体の応答を解析的に解くことにより地表面変動が予測されている。その後、Davis et al. (1974) や Davis (1986) により、あくまでも点源仮定のもと、扁球型圧力源にもなう変形の解析的近似解が得られている。しかし、その仮定のもとで得られる解が正確であるのは遠方域においてのみであるため、圧力点源を有限サイズの圧力源へとモデルの拡張がおこなわれてきた：球型圧力源 (McTigue, 1987)、任意に傾けられた回転楕円型圧力源 (Yang et al., 1988)、扁球型圧力源 (Fialko et al., 2001a)。

これら拡張系も含めた“茂木モデル”が、多くの火山体に適用され、観測された地殻変動が説明されてきたが、それらの主な目的は、地殻変動観測をうまく説明するように圧力源としてのマグマ溜まりの様子を制約することである(e.g., Mogi, 1958; Davis et al., 1974; Davis, 1986; McTigue, 1987; Yang et al., 1988; Wu and Wang, 1988; Linde et al., 1993; Fialko and Simons, 2000; Fialko et al., 2001ab; Pritchard and Simons, 2002)。しかし、“(一般化) 茂木モデル”は、解析解を得るための単純化を余儀なくされており、その単純さの中に実際の地殻構造を反映させるのは困難である。それでも、カルデラ破砕帯の存在を Crouch (1976) の変位不連続法を使って解析解モデルに導入し、その影響を評価する研究もある (De Natale and Pingue, 1993)。

Bonafede et al. (1986) は点源を仮定した球型圧力源に対する粘弾性体モデルの振る舞いを記述する解析解を得ている。しかし、これもまた、地殻・マントル内のどこにおいても一様な粘性率が実際の地殻構造を反映しているとも言えず、これにもとづき予測される地殻変動も、均質半無限という仮定と同程度の曖昧さを、含んでいることになる。Dragoni and Magnanensi (1989) は、マグマ溜まりがもたらす熱変成作用がレオロジカルな層構造を生み出すことを考慮し、半無限弾性媒体に埋め込まれた球型圧力源の周囲が粘弾性層で囲われているという解析解モデルを提案している。Newman et al. (2001) は、このモデルを用いて、弾性体モデルの場合よりも有意に低いマグマ溜まりの過剰圧力で、ロングバレー・カルデラにおける地殻変動が説明できるとしている。Del Negro et al. (2009) においても、球型圧力源に対する粘弾性体モデルの振る舞いを記述する解析解を導出しているが、有限要素モデルの精度の検証にのみ用いられている。

Bonafede et al. (1986) は、また、一つの重要な問題を扱っている。マグマ溜まりの消長を変位源として与えるのか(変位一定の境界条件)、あるいは圧力源として与えるのか(過剰圧力一定の境界条件)という問題である。弾性体モデルの場合、両者は同等となる。しかし、粘弾性モデルを考えると、両者の違いは有意になる。前者の場合、マグマ溜まりの体積変化はマグマ溜まりの境界面の変位により与えられる。つまり、与えたい体積変化を与えることができ、その体積変化のみに対する粘弾性応答を評価することができる。一方、マグマ溜まりの境界面に過剰圧力を作用させることで体積変化を与える後者の場合、与えたい体積変化は母岩の応答を考慮しなければならぬので、前者の場合に比べて、解析の複雑さがいっそう増すことになる。

Segall (2010) は両者の違いを次のようにまとめている：変位源を仮定した場合、与えられた体積変化に対する変位量は一定の値へと漸近的に近づいていく、一方、圧力源を仮定した場合、変位は単調増加する；つまりマグマ溜まりの体積も単調増加する。火山性地殻変動の関連研究分野においては、“(一般化) 茂木モデル”に代表される多くの解析解モデルがマグマ溜まりの消長を圧力源として扱っている。しかし、Bonafede et al. (1986) も Segall (2010) も、両者の違いを述べるのみで、どちらのモデルがより妥当であるかについての言及は避けている。ただ、Bonafede et al. (1986) は過剰圧力一定モデルを、実際の地殻変動観測量、特にカンピ・フレグレイ・カルデラ (イタリアの火山性カルデラ) における観測量に適用して議論している。

マグマの挙動に限定せず、変位源荷重としての内部荷重全般を記述し、それに対する弾性あるいは粘弾性応答を記述する解析解モデルを得ようという研究もある (Okada, 1985; 1992; Fukahata and Matsu'ura, 2005; 2006; Hashima et al., 2008; 2014)。これら解析解モデルが扱うレオロジー構造も複雑になってきている：半無限弾性媒体 (Okada, 1985; 1992), 弾性体多層構造 (Fukahata and Matsu'ura, 2005), 粘弾性多層構 (Fukahata and Matsu'ura, 2006; Hashima et al., 2008; 2014)。荷重源の形態については、せん断すべりと開口断層 (Okada, 1985; Fukahata and Matsu'ura, 2005; 2006; Hashima et al., 2008; 2014) や等方膨張 (Okada, 1992; Hashima et al., 2008; 2014) の記述がなされている。また、Hashima et al. (2014) においては、変位場のみではなく、応力場の記述もなされている。

### 有限要素モデル

有限要素法 (e.g., Zienkiewicz, 1977; Owen and Hinton, 1980; Hughes, 2000) は、解析解モデルではとうてい扱うことが困難とされる問題設定に対しても幅広い柔軟性を発揮する解析ツールであり、複雑な境界条件、不規則な構造、不均質な物性、多様なレオロジーモデル等を数値実験モデルに組み込むことができ、衛星測地学、地球物理学、地質学的研究成果をもとに、より現実的なモデルの構築を可能にする。もちろん、実際はいくらでも複雑にできるというわけではなく、より詳細でより複雑な構造を設定する場合、コンピューター性能 (計算時間) との相談が不可欠になり、実用的な時間内で結果を得ることを考慮すると、設定できる複雑さには自ずとある程度の制約が課せられる。また、有限要素解析は、それが問題設定における高い柔軟性を持つが故に、多くの項目を入力しなければならず、たとえそれが既存の商用ソフトウェアだとしても、その使用は激しく困難で、現在に至っても、関連研究分野においては、解析モデルの使用が優勢である。実際、Battaglia et al. (2013) などは MATLAB を用いた計算ツールを公表し“一般化茂木モデル”の汎用性を高めている。しかし、ひとたびその敷居の高さを乗り越えると、より複雑な境界条件を設定できる有限要素モデルが優位であることには変わりはなく、多くの火山性地殻変動の研究に、有限要素解析が用いられ、様々な複雑さへの依存性が試されてきている (e.g., Hickey et al., 2014)。

Dieterich and Decker (1975) は、軸対称と平面歪を仮定した弾性体有限要素モデルを構築し、様々な形状のマグマ溜まりの形成にともなう応答を予測した。そこで予測された地表面変位プロファイルは茂木の点源モデルの予測と比較され、有限サイズの内部荷重源を考慮する大切さが示されている。このモデル以降、火山性地殻変動に関する有限要素モデルも、解析解モデルと同様、

内容の複雑さを増していくことになるが、その方向性としては、主に、物性定数の空間不均質、地形効果、そして適用するレオロジーモデルに対する依存性を詳しく検証するツールとして拡張されていく；内部荷重源の有限サイズを考慮する大切さはやはり解析解モデルの拡張においてより強調されていきている（“解析解モデル”を参照）。

Bianchi et al. (1987)は、圧力源としてのマグマ溜まりの発達にともなう火山性地殻変動が、温度・圧力依存するカルデラ内の弾性定数の空間変化に影響を受けることを明らかにし、その知見をもとに、カンピ・フレグレイ・カルデラでの地殻変動観測を議論している。しかし、実際の変動を十分に説明するには、広域的な応力場変化も考慮しなければならないという結論を導き出しており、弾性定数の空間変化だけで、地殻変動を記述するのは不十分ということを示唆している。Masterlark (2007)も、同様に、弾性体モデルの振る舞いは、カルデラ内に弾性定数の低い物質の存在に敏感であるとし、この効果を Okmok カルデラ（アラスカ）での観測量との比較において検証している。

一方、De Natale et al. (1997) は、カルデラの陥没構造に注目し、陥没時に形成されたであろうせん断破砕帯の存在の影響を評価している。また、Geyer and Gottsmann (2010)は、火山性地殻変動は深さに依存した弾性定数不均質に支配されることを示し、それにもとづいて、Rabaul カルデラ（パプアニューギニア）で 1971 年から 1984 年かけて観測された隆起現象から、それをもたらしたマグマ溜まりの様子に制約を与えている。さらに、Troise et al. (2003)は、弾性体有限要素モデルを用いて、カルデラ構造を反映した弾性定数の空間変化がマグマ溜まりの過剰圧力変化にともなうクーロン応力変化に与える影響を評価している。

弾性体モデルの振る舞いが火山地形に依存するという研究もなされている。Williams and Wadge (1998) は、エトナ火山での研究において、地表面をフラットとするのは良い仮定ではなく、実際の地形を考慮しなければマグマ溜まりの位置を誤って捉えかねないとしている。Bonaccorso et al. (2005)も、弾性定数の空間変化だけでなく、地形効果も考慮して、エトナ火山の地殻変動に関する有限要素モデルを構築している。さらに、Lungarini et al. (2005)も、同様に、火山性地殻変動研究には 3 次元の地形情報を考慮することが大切であることを強調している。Bonaccorso et al. (2010)は、地形荷重による応力場がマグマ溜まり（ダイク）の移動経路を支配していること示した。Currenti et al. (2011a)は、弾性体モデルを用いて、2001 年にエトナ火山（イタリアのシチリア島）で起こったダイクの貫入に伴う地殻変動を説明したが、そこにおいては火山山頂付近の変動を説明するには弾性定数の空間不均質性のみならず、地表面の高低を考慮することが大切であると指摘している。Currenti et al. (2011b)は、さらにそのモデルを用いて、DInSAR や GPS 観測により捉えられた地殻変動から、2008 年にエトナ火山（イタリアのシチリア島）で起こったマグマ貫入の詳細な時空間分布を制約している。Bonaccorso et al. (2013)は、エトナ火山深部のマグマの挙動によりもたらされる応力場変化が、隣接する Pernicana 断層システムの活動度に影響を与えうることを示しているが、そこにおいても、弾性定数の空間不均質性だけでなく、地形効果が考慮されている。

有限要素モデルにおいても、弾性モデル以外のレオロジーモデルが導入されてきている。Chery et al. (1991)は、クリスマス・ツリー型の応力-深さ包絡線 (e.g., Goetze and Evans, 1979) にもとづき、浅部の塑性散逸と深部の粘性散逸というレオロジカルな層構造を有限要素モデルに導入

して、マグマ溜まりの過剰圧力増加にともなう地殻変動やカルデラ崩壊後のリバウンドの様子を定量的に記述している。Trasatti et al. (2003) は、弾性体モデルと粘弾性体モデルの両方を扱い、火山地形のレリーフや粘弾性定数の空間変化が、地表面変動に与える影響を評価している。Hickey et al. (2013) は、弾性体モデルや粘弾性体モデル、さらにはマグマ溜まりの過剰圧力の時間変化も考慮した、有限要素モデルを用いて、Uturuncu 火山（ボリビア）における地殻変動観測に最適なマグマ溜まりの様子を制約している。

弾性以外の変形メカニズムを導入し、より尤もらしいマグマ溜まりの過剰圧力を推定しようという目的を持っている研究もある。Del Negro et al. (2009) は、粘性率の温度依存性を考慮し、それを考慮しない場合よりも、小さなマグマ溜まりの過剰圧力で、エトナ火山での地殻変動観測（1993年～1997年）を説明できるとした。Trasatti et al. (2005) は、カンピ・フレグレイ・カルデラでの地殻変動研究に弾塑性レオロジーモデルを用いており、弾性体モデルを用いた場合よりも、小さなマグマ溜まりの過剰圧力、そしてより深いマグマ溜まりで、観測された変動量を説明できることを明らかにした。Currenti et al. (2010) も、エトナ火山の研究において、同様の結論を導いている。

#### 4.2.2 予備的検証実験モデル；3次元有限要素モデル

本研究での検証実験に用いた3次元有限要素モデルの模式図を図4.2-1に示す。モデルにおける変数はすべて無次元化されている；長さスケールは基準長さ  $L_0$ 、変位スケールは基準変位  $d_0$ 、粘性率は基準粘性率  $\eta_0$ 、時間は基準粘性率にもとづくマックスウェル緩和時間  $\tau_0 (= \eta_0 / \mu)$ 、ここで  $\mu$  は剛性率)で、それぞれ無次元化され、変数に付けられたダッシュ (') により無次元変数を表現する。

直方体のモデル領域は、 $z$  方向に厚さ  $Z_L' = 10$  を持ち、水平方向には  $(X_L' = 10) \times (Y_L' = 10)$  の次元を有している。座標は右手系に従い、その原点 ( $O$ ) は地表面の中心に位置している。またモデルは、弾性層の下に粘弾性層があるという、力学的二層モデルとする。変位・トラクション境界条件は次の通りである：モデル底面においては全ての方向の変位を0とする、モデル上面は全ての方向のトラクションを0とする、モデル側面はスライディング境界条件とし垂直変位を0として水平方向のトラクションを0とする。このようなモデル領域内において、マグマ溜まりの消長を生じさせ、それに伴う地表面変動の時間変化を記述する。簡単化のため、重力の効果は無視し、単純にマグマ溜まりの消長のみに対する粘弾性応答を観察する。

地殻・マンツルの粘弾性応答の時空間発展は、それを駆動する力源と、それに対してどういう応答をするのかを規定する地殻・マンツルのレオロジーに依存する。地殻・マンツルのレオロジーに関しては、モデル全体が線形マックスウェル粘弾性体の構成方程式に従うことにする。しかし、厚さ  $H'$  の上部層には非常に高い粘性率  $\eta' = 10^{20}$  を与えて、実質的には弾性層として振る舞うようにする。また本研究は予備的な検証実験を行うという目的がある。モデルの簡単化のため、弾性定数（ポアソン比  $\nu = 0.25$ 、ヤング率  $E' = E/\mu = 2(1+\nu) = 2.5$ ）はモデル全体を通して一様とし、粘弾性層の粘性率も同様であると仮定する（図1においては、粘弾性層を地殻とマンツルに分けているが、本研究においては簡単化のため両者の物性的違いはないとする）。

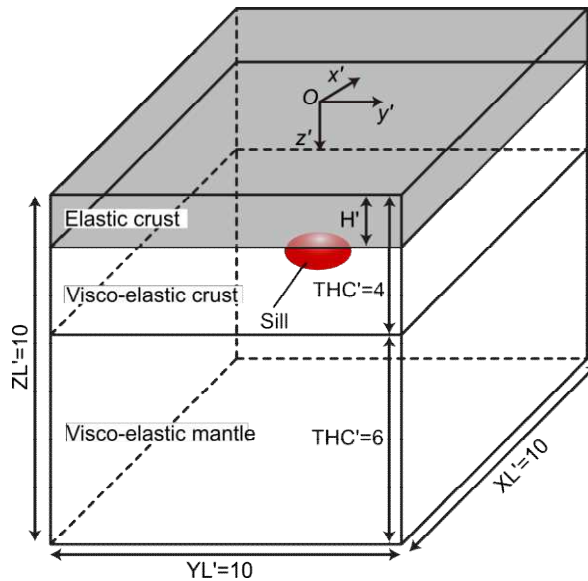


図 4.2-1 本研究における検証数値実験で用いた3次元有限要素モデルの模式図。変数は全て、基準長さ  $L_0$ 、基準変位  $d_0$ 、基準粘性率  $\nu_0$ 、基準粘性率にもとづくマックスウェル緩和時間  $\tau_0 (= \nu_0 / \mu)$ 、ここで  $\mu$  は剛性率)用いて、無次元化されている。有限要素モデルは、厚さ  $Z_L' = 10$ 、幅  $Y_L' = 10$ 、奥行き  $X_L' = 10$  の次元を持ち、モデル上面ではトラクション0、底面では  $x$ 、 $y$ 、 $z$  の3方向全ての変位を0で固定、全ての側面ではそれぞれの面に垂直な変位を0で固定、という境界条件で制約されている。右手系に従う座標の原点をモデル上面の中心におき、 $z' = 0$  を地表面とする。モデル上面から厚さ  $H'$  の層には、 $\nu' = 10^{20}$  という非常に高い粘性率を与え、弾性層とする。その下の粘弾性層には一様な粘性率  $\nu' = 1$  を与える；地殻・マントルにおける粘性率の違いは考えない。また、一定の弾性定数（ポアソン比  $\nu = 0.25$ 、ヤング率  $E' = E / \nu = 2(1 + \nu) = 2.5$ ）をモデル全体に仮定する。シル状のマグマ溜まりの消長は Melosh and Raefsky (1981) の Split node 法を用いて導入する。

一方、力源はマグマ溜まりの消長を考えているので、マグマ溜まりを規定するパラメータに粘弾性応答は依存することになる。本研究においては、マグマ溜まりの消長を変位源として扱い、与えられた体積変化に対する粘弾性応答を記述する。そのように仮定したマグマ溜まりの消長は、Melosh and Raefsky (1981) により開発された Split node 法を用いて有限要素モデルに導入する (Yamasaki and Houseman (2012a)によりすでに行われている)。この方法においては、マグマ溜まりの消長により、広がった分だけの、あるいは狭まった分だけの、マグマ溜まり境界面の変位量を有限要素境界面に与えてやるが、実際には、その変位量を生じさせるのに必要な節点等価荷重を計算してやり、それを粘弾性応答の駆動力とする。

マグマ溜まりの形状は、シル状のマグマの溜まりを想定して、回転楕円体と仮定する (4.2-2)。それを規定するパラメータは、マグマ溜まりの3軸径；そのうちの水平2軸が等しく  $W'$ 、垂直軸はこれよりも短い  $d'$ 、そして、回転楕円体の中心で定義されるマグマ溜まりの深さ  $D$  を規定パラメータとし、深さ  $z' = D$  の平面上で時間  $t' = 0$  で与えられるシルの厚さ  $S'$  は、 $x'$  と  $y'$  の関数として次のように決められる：

$$S' = d' [1 - (x'/W)^2 - (y'/W)^2] \quad (1)$$



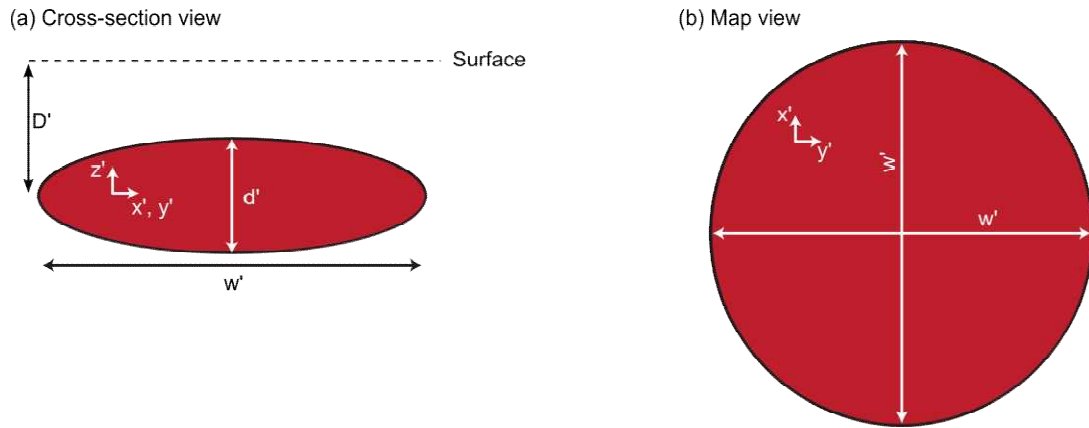


図 4.2-2 本研究における検証数値実験で仮定したマグマ溜まり（シル）の模式図；(a) 断面図，(b) モデル上面からの図．シルの形状は回転楕円体で仮定して近似し，その3軸径；互いに等しく長さ  $W'$  の水平2軸と，それよりも有意に短い長さ  $d'$  の垂直軸で規定される．シルの深さ  $D'$  は，地表面からシルの中心までの深さで定義される．また，深さ  $z' = D'$  面上で時間  $t' = 0$  で与えるシルの厚さは， $x'$ ， $y'$  に依存しており，式(1)で決められる．

本研究で行う予備的検証実験においては，地表面変動の振る舞い( $U_z'$ )が，特にマグマ溜まりの水平方向の広がり( $W'$ )や深さ( $D'$ )にどう依存するのかについて調べることにする．マグマ溜まりの深さ依存性の検証においては，マグマ溜まりの消長が弾性層内で起こる場合，弾性層と粘弾性層の境界で起こる場合，粘弾性層内で起こる場合のそれぞれの場合への依存性についても検証することも，暗に含まれている．

#### 4.2.3 数値実験の結果

図 4.2-3 には，地表面変動の時間変化の様子，垂直変位( $U_z'$ )のコンター，を示している．時間  $t'$  は，(a)  $t' = 0$ ，(b)  $t' = 1$ ，(c)  $t' = 5$ ，(d)  $t' = 10$ ．用いたモデルの各パラメータは， $H' = 1$ ， $W' = 1$ ， $D' = 1$ ， $d' = 100$ ， $\Gamma' = 1$ ，となっている． $t' = 0$ ，深さ  $z' = 0$ （地表面）での初期弾性変位  $U_{z0}'$  は，シルの中心位置を真っ直ぐ地表面まで伸ばした場所で最大となり，その値はシルの最大膨らみ  $d'$  の  $\sim 20\%$  に相当する．また，地表面での  $U_{z0}'$  は，シルの形状を素直に反映して，同心円状の空間分布を見せている．この  $U_{z0}'$  は，時間  $t' > 0$  で生じる粘弾性緩和により，時間とともに減じられていく(図 3b, c, d)．それぞれの時間における  $U_z'$  の最大値は，あくまでもシルの中心位置を真っ直ぐ上に伸ばした場所で得られ，その値は，時間  $t' = 1, 5, 10$  で，それぞれ  $d'$  の  $\sim 16\%$ ， $\sim 8.5\%$ ， $\sim 5\%$  となっている．このように， $U_z$  は時間とともに減少していくが，どの時間であっても，同心円状の空間分布は保たれている．

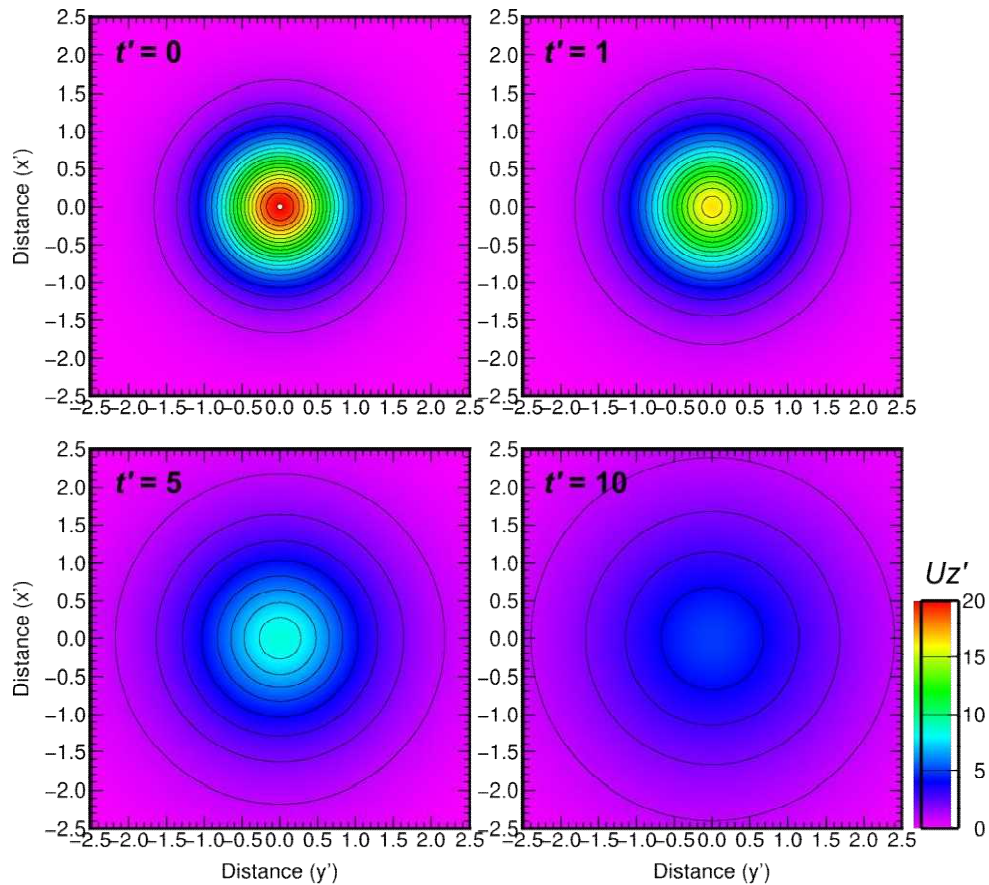


図 4.2-3 シルの発達に伴う時間  $t' =$  (a) 0, (b) 1, (c) 5, (d) 10 における垂直変位  $U_z'$  のコンター図.  $H' = 1$ ,  $\nu' = 1$ ,  $W' = 1$ ,  $D' = 1$ ,  $d' = 100$ .

図 4.2-4 は、地表面における  $U_z$  のプロファイルの時間変化がマグマ溜まりの水平方向の広がり ( $W'$ ) にどう依存するのかを示している。時間  $t'$  は、(a)  $t'=0$ , (b)  $t'=1$ , (c)  $t'=5$ , (d)  $t'=10$  で、 $W'$  は、(赤)  $W'=0.5$ , (青)  $W'=1$ , (緑)  $W'=2$  である。他のモデルパラメータは、 $H'=1$ ,  $D'=1$ ,  $d'=100$ , となっている。時間  $t'=0$  での初期弾性変位  $U_{z0}$  は  $W'$  に依存する。 $U_{z0}$  は、 $W'=1$  の場合、 $d'$  の  $\sim 20\%$  であるのに対し、 $W'=0.5$  の場合、 $\sim 5\%$ 、 $W'=2$  の場合、 $\sim 50\%$  となる。粘弾性緩和とともに  $U_z$  の変化 ( $\Delta U_z$ ) も、 $W'$  に依存しているようである。距離  $x'=0$  での変位に注目すると、 $W'=2$  では、 $t'=10$  までの  $\Delta U_z$  は  $U_{z0}$  の  $\sim 66\%$  程度であるのに対し、 $W'=1, 0.5$  での  $\Delta U_z$  は、それぞれ、 $U_{z0}$  の  $\sim 75\%$ 、 $\sim 90\%$  となっている。 $W'$  と  $\Delta U_z$  の間には正の関係があることが分かる。 $W'$  に依存した変位プロファイルは、他の重要な特徴も教えてくれる。変位プロファイルの波長は、シルの水平方向の広がりを反映しており、 $W'$  が大きいほど波長も大きくなるという正の関係を見出すことができる。その波長は、しかし、時間の経過とともに、つまり粘弾性緩和の進行とともに、僅かながらではあるが、増加しているように見える。

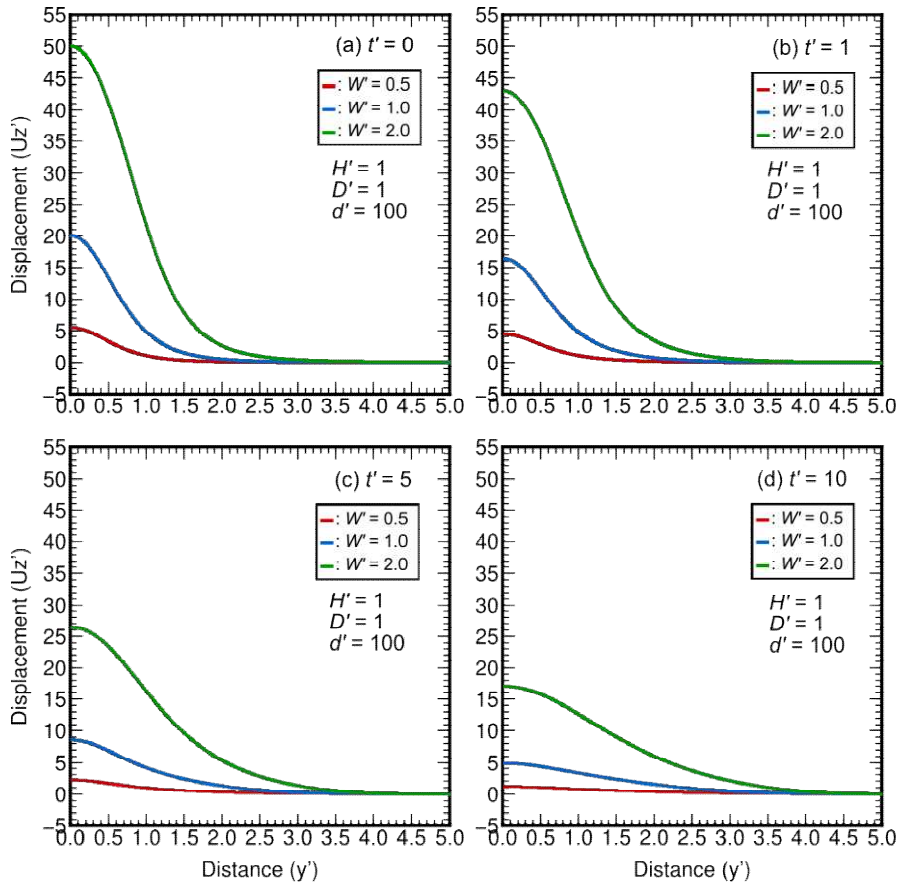


図 4.2-4 シルの発達に伴う時間  $t' =$  (a) 0, (b) 1, (c) 5, (d) 10 における  $y' = 0$  に沿った垂直変位  $U_z'$  のプロファイル : (赤)  $W' = 0.5$ , (青)  $W' = 1.0$ , (緑)  $W' = 2.0$ .  $H' = 1$ ,  $d' = 1$ ,  $D' = 1$ ,  $d' = 100$ .

図 4.2-5 は、地表面変位  $U_z$  のプロファイルの時間変化が、シルの深さ ( $D$ ) にどう依存するのかを示してる。その深さ  $D$  は、(a)  $D' = 0.5$ , (b)  $D' = 1.0$ , (c)  $D' = 1.5$ , (d)  $D' = 2.0$ , (e)  $D' = 3.0$  である。また、時間  $t'$  (赤) 0, (青) 1, (緑) 5, (橙) 10, となっている。他のモデルパラメータは、 $H' = 1$ ,  $W' = 1$ ,  $d' = 100$ , である。距離  $x' = 0$  で得られる  $U_{z0}$  の最大値は  $D$  に依存し、 $D$  が小さいほど、つまりシルの形成が地表面に近いほど、 $U_z$  は大きくなる。また、 $U_z$  プロファイルの波長が、 $D$  に依存することも分かる； $D$  が大きいほど変位プロファイルの波長が大きくなる。

距離  $x' = 0$ , 時間  $t' > 0$  における  $\Delta U_z$  も  $D$  に依存しているようである。 $D' = 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0$  のそれぞれの場合、 $t' = 10$  までの  $\Delta U_z$  は  $U_{z0}$  の  $\sim 18\%$ ,  $\sim 75\%$ ,  $\sim 64\%$ ,  $\sim 50\%$ ,  $\sim 35\%$  となっている。シルが粘弾性層内に形成される場合 (弾性層と粘弾性層の境界に形成される場合も含む),  $D$  が大きいほど  $\Delta U_z$  は小さくなるが、 $\Delta U_z$  が最も小さくなるのは、シルの形成が弾性層内で行われた場合 ( $D' = 0.5$ ) になる。

図 5 に示された変位プロファイルの時間変化について、特筆すべきもう一つの特徴は、粘弾性緩和による変位変化  $\Delta U_z$  が負 (減少) ではなく、正 (増加) になる  $x$  の範囲があるということである。その  $x$  の範囲は  $D$  に依存しており、 $D$  が大きいほどより遠方で  $\Delta U_z > 0$  が見られる； $D' \sim 0.5 - 1.0$  の場合  $x' > \sim 1.2$ ,  $D' \sim 1.5 - 2.0$  の場合  $x' > \sim 1.5 - 1.7$ ,  $D' \sim 3.0$  の場合  $x' > \sim 2.0$ 。

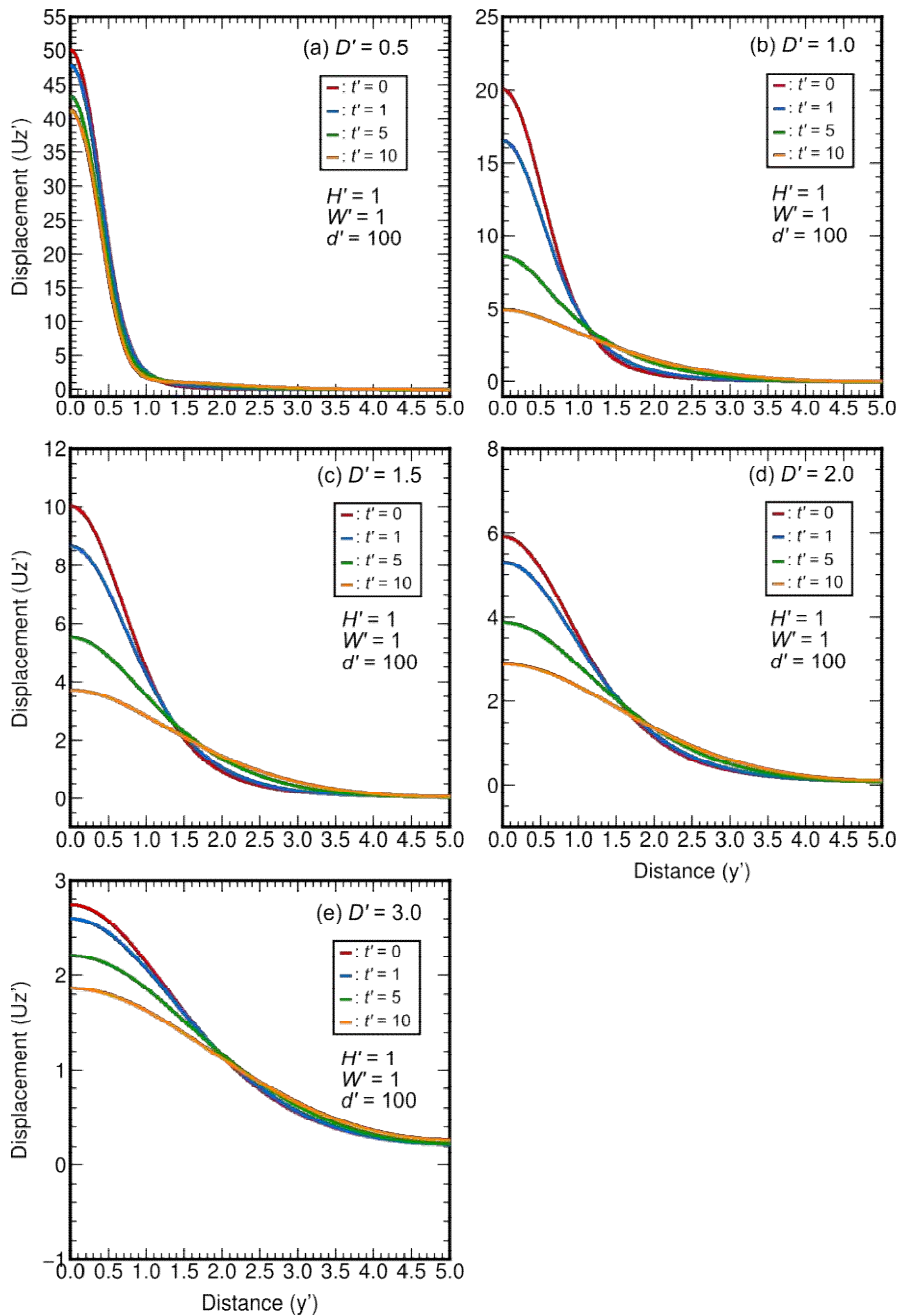


図 4.2-5 シルの発達に伴う時間  $t' =$  (赤) 0, (青) 1, (緑) 5, (橙) 10 における  $y' = 0$  に沿った垂直変位  $Uz'$  のプロファイル: (a)  $D' = 0.5$ , (b)  $D' = 1.0$ , (c)  $D' = 1.5$ , (d)  $D' = 2.0$ , (e)  $D' = 3.0$ .  $H' = 1$ ,  $\alpha' = 1$ ,  $W' = 1$ ,  $d' = 100$ .

#### 4.2.4 議論とまとめ

本研究における予備的検証実験は、マグマ溜まりの様子を規定するそれぞれのパラメータに依存して、地表面変動の振る舞いが有意に異なってくることを明らかにした。この結果は、有限要素モデルの予測量と衛星測地観測量との比較・検討を通して、マグマ溜まりの様子を捉えていくことが十分に可能であることを我々に教えてくれている。火山性地殻変動に関するこれまでの定

量的モデルの多くにおいても、様々な規定パラメータの影響が試されてきている。しかし、それらにおいては、観測量とのより良い一致を得ることにその主眼がおかれており、他のパラメータとのトレード・オフ関係などはあまり議論されていない。そのため、観測量のどのような特徴が、マグマ溜まりを規定するそれぞれのパラメータを尤もらしく反映しているのかについて、我々は未だ系統的に理解しているわけではない。

本研究の予備的検証実験により、マグマ溜まりの水平広がり、地表面の変位量と変位プロファイルの波長を支配することが示された(図 4.2-3, -4)。水平方向の広がりが大きいほど初期弾性変位も大きくなるし、変位プロファイルの波長も大きくなる。しかし、変位量と変位プロファイルの波長はまた、マグマ溜まりの深さにも依存していた(図 4.2-5)。マグマ溜まりの消長がより深くで起こるほど、初期弾性変位は小さくなるが、変位プロファイルの波長は大きくなる。このように、2つのパラメータ  $W$  と  $D$  の間で明らかなトレード・オフ関係が存在する。したがって、実際の観測量からマグマ溜まりの様子をユニークに決定することは容易でない。変位の時空間分布を丁寧に解析することにより、モデルパラメータのそれぞれを制約できるのかを明らかにすることは、今後の重要な課題である。

検証実験はまた、マグマ溜まりの有意な体積変化に対応して現れる地表面変動が、その後の粘弾性緩和過程により、時間とともに消されていくことも示した。しかし、それは、マグマ溜まりの様子を地表面変動から捉えようとする我々にとって絶望的な自然現象ではなく、その消え行く過程の中にこそ、我々が最も知りたい制約条件を見いだせる絶好の機会なのかもしれない。粘弾性緩和の駆動力はマグマ溜まりの消長にともない再分配された弾性応力である。マグマ溜まりの消長そのものに直接支配される応力再分配の様子は、初期弾性変位よりも、粘弾性緩和にともなう変位変化の中に、より分り易く現れてくるのかもしれない。実際、初期弾性変位が時間とともに減少していく割合はマグマ溜まりの様子に依存していた(図 4.2-4, -5)。

マグマ溜まりの様子を捉えるのに必要な変動が消えてしまう前に、それを観測して記録しておく必要がある。したがって、どの程度の時間スケールで変動の様子が消えていくかについても詳しく知り、それをよく理解した上で、観測計画を良く練ることが求められる。しかし、その時間スケールは粘弾性層の粘性率に強く依存しており、その粘性率の制約をどのように行うのが問題である。粘性率を地殻変動観測から制約する場合、地殻変動の時間変化が必要になるが、その時間変化はマグマ溜まりの様子にも依存するので、粘性率のみをユニークに決定することは難しい。しかし、ある特定の火山体における地殻変動を解析する場合、火山岩石学的研究、地震学的・電磁気学的構造探査研究の成果により、ある程度はマグマ溜まりの様子を制約できるかもしれない。その制約にもとづけば、地殻変動観測から粘性率を推定することができ、それ以降の観測からマグマ溜まりのさらなる変化を、より尤もらしく捉えることができるようになるかもしれない。

さもないと、粘性率は他の方法で独立に制約するしかない。そのひとつは、地殻熱流量から推定される温度構造(e.g., Turcotte and Schubert, 1982)と室内実験により得られた鉱物の流動法則(e.g., Kirby, 1983; 1987; Carter and Tsenn, 1987; Kohlstedt et al., 1995; Ranalli, 1995)を結びつけて、地殻内の粘性構造を推定することである。ところで、本研究の検証実験は、地表面変動の時間変化が、マグマ溜まりの消長が粘性緩和を一切許さない弾性層内で起こるか粘性緩



和が許されている粘弾性層内で起こるのかにも、依存していることを明らかにしている。このことは、リソスフェアの温度構造に依存した有効弾性厚とマグマ溜まりがリソスフェアのどの深さで生じるかが重要なパラメーターになることを意味している。もし、上述の方法で粘性構造を制約することができれば、マグマの溜まりの様子をより尤もらしく地殻変動観測から捉えることが出来るかもしれない。

マグマ溜まりの様子を地殻変動観測から捉えるには、数値実験モデルにおけるパラメータ依存性を詳しく評価し、それぞれの役割を正しく理解することが求められる。本研究の検証実験は、あくまでも予備的であるにしても、そのことに向けた重要な第一歩であり、今後の研究に備えた多くの示唆に富んでいる。しかし、いかにして地殻変動を支配するパラメータの数を減らすかということも大切になる。火山地質学的研究、火山岩石学的研究、地震学的・電磁気学的構造探査研究の成果を取り入れた数値実験モデルの構築も積極的におこない、火山性地殻変動予測をより尤もらしくしていくことを怠ってはいけない。今後における、そのような真に学際的な研究の遂行により、マグマの挙動変化を捉えるために必要となる変動観測地点の空間的な広がりについても言及できるようになることが、期待される。

なお、本研究における数値実験は、英国リーズ大学のコンピューター・クラスター(Advanced Research Computing at University of Leeds; arc1, arc2)、及び、NCEO ; The Natural Centre for Earth Observation (英国)により提供されたコンピューター・クラスター(comet)を用いて行われた。3次元並列化有限要素コード OREGANO\_VE の検証(付録 A)に用いた解析解の数値計算コードは、京都大学防災研究所の深畑幸俊氏により開発されたのもので(e.g., Fukahata and Matsu'ura, 2006; Hashima et al., 2008)、同氏にはその使用許可を頂いた。

## 付録 A

3次元並列化有限要素コード OREGANO\_VE (e.g., Yamasaki and Houseman, 2011; Yamasaki et al., 2014; Yamasaki and Houseman, 2015)は、様々な解析解モデルとの比較によって検証されており、その正確さは十分に確認されている(e.g., Yamasaki et al., 2010)。ここでは、Fukahata and Matsu'ura (2006)および Hashima et al. (2008)の半無限3次元粘弾性モデルとの比較を示し、OREGANO\_VE の再検証を行うとともに、有限サイズのモデルと半無限サイズのモデルを比較する難しさを説明する。

図 A1 に検証に用いたモデルの模式図を示す。モデルは、 $X_L \times Y_L \times Z_L$  の領域を囲っている。ダイクの貫入を想定して、座標点( $x = 0 \text{ km}$ ,  $y = 0 \text{ km}$ ,  $z = 3.5 \text{ km}$ )を中心とする幅 12 km、高さ 5 km の矩形領域を設定し、そこに  $x$  方向の一様な変位  $U_x = 1 \text{ m}$  を与えてやる (図 A1)。このような内部荷重に対する粘弾性応答を、有限要素モデル (OREGANO\_VE) と半無限解析解モデル (Fukahata and Matsu'ura, 2006; Hashima et al., 2008) の両方で計算する。有限要素モデルにおける境界条件は次の通り：モデル上面はトラクション 0 で固定、モデル底面及び全ての側面上 (ただし  $x = 0 \text{ km}$  面上のダイクの貫入領域を除く) ではそれぞれの面に対して垂直方向の変位を 0 で固定する。

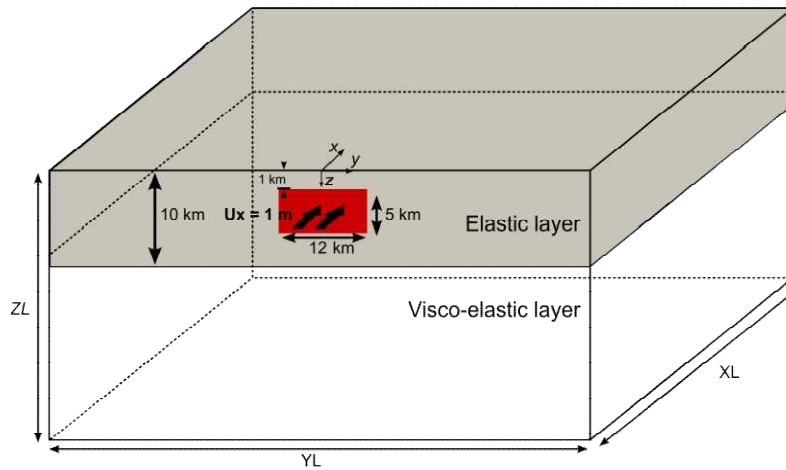


図 A1: 解析解モデルとの比較に用いた 3次元有限要素モデルの模式図. モデルの箱は  $X_L \times Y_L \times Z_L$  の次元を持つ. モデル上面はトラクション 0 で固定する, モデル底面と全ての側面 (ただし, 後述の  $x = 0$  km 面上のダイクの貫入領域は除く) には, それぞれの面に対して垂直方向の変位を 0 で固定する, という境界条件を与える.  $x = 0$  km 面上の矩形領域に  $x$  方向の変位  $U_x = 1$  m を与えてダイクの貫入とする; ダイクの貫入領域は, 地表からの深さ 1 ~ 6 km の範囲で幅は 12 km とする. 弾性層の厚さ  $H$  は 10 km, そして粘弾性層の粘性率  $\eta$  は  $10^{19}$  Pa s. ヤング率  $E = 2.52 \times 10^{10}$  Pa とポアッソン比  $\nu = 0.333$  はモデル全体で一様とする.

解析解モデルと有限要素モデルにおける弾性応答による地表面変位のプロファイルを図 A2 に示す. 縦軸が変位, 横軸がダイク貫入面からの距離. 白丸が解析解モデルの結果で, 実線が有限要素モデルの結果である. 有限要素モデルの振る舞いは, モデルのサイズ ( $X_L, Y_L, Z_L$ ) に特に関係なく, 解析解モデルの振る舞いとの良い一致を見せている.

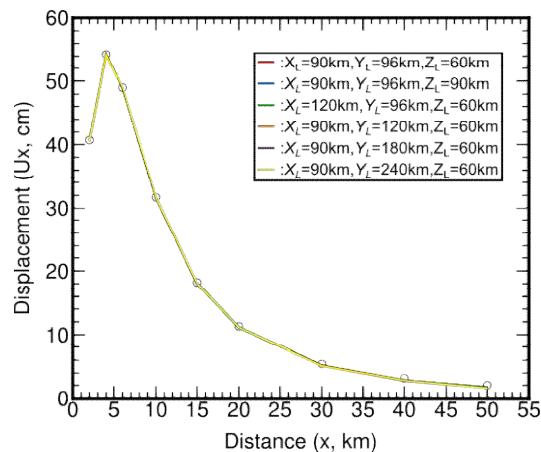


図 A2: 有限要素モデル (実線) と解析解モデル (白丸) との比較.  $y = 0$  km に沿った初期弾性変位のプロファイル. モデルのサイズは: (赤)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 96$  km,  $Z_L = 60$  km, (青)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 96$  km,  $Z_L = 90$  km, (緑)  $X_L = 120$  km,  $Y_L = 96$  km,  $Z_L = 60$  km, (橙)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 120$  km,  $Z_L = 60$  km, (紫)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 180$  km,  $Z_L = 60$  km, (黄)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 240$  km,  $Z_L = 60$  km.

図 A3 には、地表面の  $y = 0$  km 線上に沿う各地点  $x =$  (a) 2 km, (b) 4 km, (c) 6 km, (d) 10 km, (e) 15 km, (f) 20 km での粘弾性緩和による変位（全変位から初期弾性変形による変位を差し引いたもの）の時間変化を示している。この結果は、半無限媒体を仮定している解析解モデルとの比較が容易ではないことを示している。有限要素モデルの振る舞いはモデルのサイズにも依存する。モデルのサイズが大きいほうが解析解とのより良い一致を見せることが分かる；今回検証したモデルのなかで最も良い一致を見せるのは、 $X_L = 90$  km,  $Y_L = 240$  km,  $Z_L = 60$  km の場合である。 $Y_L$  をさらに大きくしても、解析解とのより良い一致は得られそうにないが、 $X_L$ ,  $Z_L$  を大きくしていくことで解析解との完全なる一致を求められそうである。

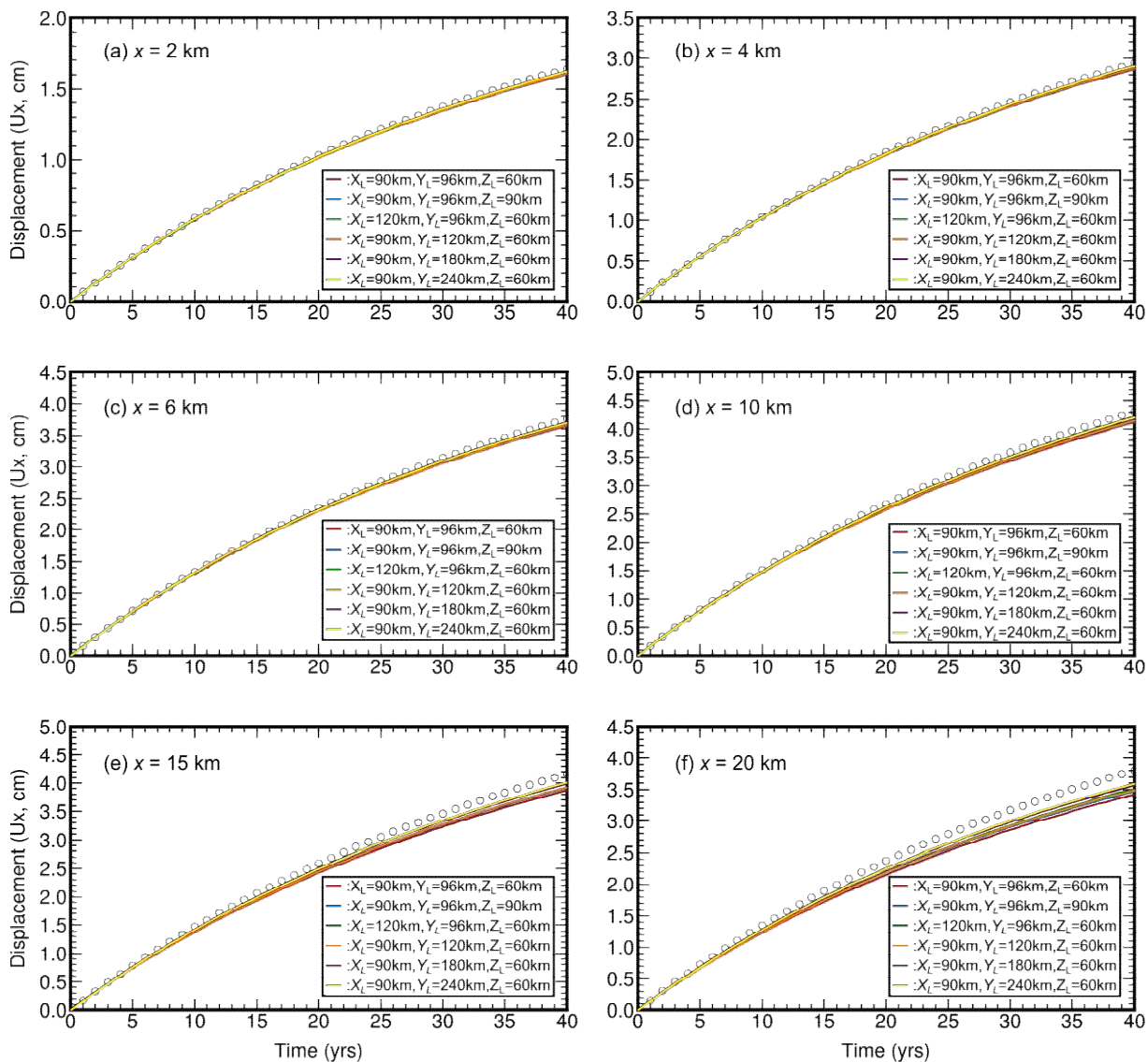


図 A3: 有限要素モデル（実線）と解析解モデル（白丸）との比較。各地点  $x$  km における粘弾性緩和による変位の時間変化：(a)  $x = 2$  km, (b)  $x = 4$  km, (c)  $x = 6$  km, (d)  $x = 10$  km, (e)  $x = 15$  km, (f)  $x = 20$  km。モデルのサイズは：(赤)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 96$  km,  $Z_L = 60$  km, (青)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 96$  km,  $Z_L = 90$  km, (緑)  $X_L = 120$  km,  $Y_L = 96$  km,  $Z_L = 60$  km, (橙)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 120$  km,  $Z_L = 60$  km, (紫)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 180$  km,  $Z_L = 60$  km, (黄)  $X_L = 90$  km,  $Y_L = 240$  km,  $Z_L = 60$  km。

このようなモデルのサイズへの依存性は、貫入するダイクの様子（サイズや深さ）によっても変わってくるかもしれない。“半無限解析解モデルとの完全なる一致を求める場合”は、それぞれのモデル設定毎に、適用すべきサイズに関する検証を予め済ませておく必要があるだろう。しかし、予測モデルと比較される測地観測の精度によっては、解析解モデルと一致させる必要性は特に求められない (e.g., Yamasaki et al., 2014).

## 文献

- Battaglia, M., Cervelli, P.F., Murray, J.R., 2013. dMODELS: A MATLAB software package for modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 254, 1-4.
- Bianchi, R., Coradini, A., Federico, C., Giberti, G., Lanciano, P., Pozzi, J. P., Sartoris, G., Scandone, R., 1987. Modeling of surface deformation in volcanic areas: The 1970–1972 and 1982–1984 crises of Campi Flegrei, Italy, *J. Geophys. Res.*, 92, 14,139-14,150.
- Bonaccorso, A., Cianetti, S., Giunchi, C., Trasatti, E., Bonafede, M., Boschi, E., 2005. Analytical and 3-D numerical modelling of Mt. Etna (Italy) volcano inflation, *Geophys. J. Int.*, 163, 852-862.
- Bonaccorso, A., Currenti, G., Del Negro, C., Boschi, E., 2010. Dike deflection modelling for inferring magma pressure and withdrawal, with application to Etna 2001 case, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 293, 121-129.
- Bonaccorso, A., Currenti, G., Del Negro, C., 2013. Interaction of volcano-tectonic fault with magma storage, intrusion and flank instability: A thirty years study at Mt. Etna volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 251, 127-136.
- Bonafede, M., Dragoni, M., Quarenì, F., 1986. Displacement and stress fields produced by a centre of dilation and by a pressure source in a viscoelastic half-space: application to the study of ground deformation and seismic activity at Campi Flegrei, Italy, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 455-485.
- Carter, N.L., Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere, *Tectonophysics*, 136, 27-63.
- Chery, J., Bonneville, A., Vilotte, J.P., Yuen, D., 1991. Numerical modelling of caldera dynamical behaviour, *Geophys. J. Int.*, 105, 365-379.
- Currenti, G., Bonaccorso, A., Del Negro, C., Scandura, D., Boschi, E., 2010. Elasto-plastic modeling of volcano ground deformation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 296, 311-318.
- Currenti, G., Del Negro, C., Ganci, G., Scandura, D., 2011a. 3D numerical deformation model of the intrusive event forerunning the 2001 Etna eruption, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 168, 88-96.
- Currenti, G., Napoli, R., Del Negro, C., 2011b. Toward a realistic deformation model of the

- 2008 magmatic intrusion at Etna from combined DInSAR and GPS observations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 312, 22-27.
- Davis, P.M., 1986. Surface deformation due to inflation of an arbitrarily oriented triaxial ellipsoidal cavity in an elastic half-space, with reference to Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 91, 7429-7438.
- Davis, P.M., Hastie, L. M., Stacey, F. D., 1974. Stresses within an active volcano - With particular reference to Kilauea, *Tectonophysics*, 22, 355-362.
- De Natale, G., Pingue, F., 1993. Ground deformations in collapsed caldera structures, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 57, 19-38.
- De Natale, G., Petrazzuoli, S.M., Pingue, F., 1997. The effect of collapse structures on ground deformations in calderas, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1555-1558.
- Del Negro, C., Currenti, G., Scandura, D., 2009. Temperature-dependent viscoelastic modeling of ground deformation: Application to Etna volcano during the 1993-1997 inflation period, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 172, 299-309.
- Dieterich, J.H., Decker, R.W., 1975. Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism, *J. Geophys. Res.*, 80, 4094-4102.
- Dragoni, M., Magnanensi, C., 1989. Displacement and stress produced by a pressurized, spherical magma chamber, surrounded by a viscoelastic shell, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 56, 316-328.
- Dvorak, J.J., Dzurisin, D., 1997. Volcano geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents, *Rev. Geophys.*, 35, 343-384.
- Dzurisin, D., 2000. Volcano geodesy: Challenges and opportunities for the 21<sup>st</sup> century, *Phil. Trans. R. Soc.*, 358, 1547-1566.
- Fialko, Y., Khazan, Y., Simons, M., 2001a. Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy, *Geophys. J. Int.*, 146, 181-190.
- Fialko, Y., Simons, M., 2000. Deformation and seismicity in the Coso geothermal area, Inyo County, California: Observations and modeling using satellite radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, 105, 21781-21793.
- Fialko, Y., Simons, M., Khazan, Y., 2001b. Finite source modelling of magmatic unrest in Socorro, New Mexico, and Long Valley, California, *Geophys. J. Int.*, 146, 191-200.
- Fukahata, Y., Matsu'ura, M., 2005. General expressions for internal deformation fields due to a dislocation source in a multilayered elastic half-space, *Geophys. J. Int.*, 161, 507-521.
- Fukahata, Y., Matsu'ura, M., 2006. Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, *Geophys. J. Int.*, 166, 418-434.
- Geyer, A., Gottsmann, J., 2010. The influence of mechanical stiffness on caldera deformation and implications for the 1971-1984 Rabaul uplift (Papua New Guinea), *Tectonophysics*,



483, 399-412.

- Goetze, C., Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 59, 463-478.
- Hager, B.H., King, R.W., Murray, M.H., 1991. Measurement of Crustal Deformation Using the Global Positioning, *Annu. Rev. Earth planet. Sci.*, 19, 351-382.
- Hashima, A., Fukahata, Y., Hasimoto, C., Matsu'ura, M., 2014. Quasi-static strain and stress fields due to a moment tensor in elastic-viscoelastic layered half-space, *Pure Appl. Geophys.*, 171, 1669-1693.
- Hashima, A., Takada, Y., Fukahata, Y., Matsu'ura, M., 2008. General expressions for internal deformation due to a moment tensor in an elastic/viscoelastic multilayered half-space, *Geophys. J. Int.*, 175, 992-1012.
- Hickey, J., Gottsmann, J., 2014. Benchmarking and developing numerical Finite Element models of volcanic deformation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 280, 126-130.
- Hickey, J., Gottsmann, J., del Potro, R., 2013. The large-scale surface uplift in the Altiplano-Puna region of Bolivia: A parametric study of source characteristics and crustal rheology using finite element analysis, *Gechem. Geophys. Geosyst.*, 14, 540-555.
- Hughes, T.J.R., 2000. *The finite element method: Linear static and dynamic finite element analysis*, Dover Publications, New York.
- Kirby, S.H., 1983. Rheology of the lithosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21, 1458-1487.
- Kirby, S.H., Kronenberg, A.K., 1987. Rheology of the lithosphere: selected topics, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 25, 1219-1244.
- Kohlstedt, D.L., Evans, B., Mackwell, S.J., 1995. Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments, *J. Geophys. Res.*, 100, 17,587-17,602.
- Lungarini, L., Troise, C., Meo, M., De Natale, G., 2005. Finite element modelling of topographic effects on elastic ground deformation at Mt. Etna, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 257-271.
- Linde, A.T., Agustsson, K., Selwyn Sacks, I., Stefansson, R., 1993. Mechanism of the 1991 eruption of Hekla from continuous borehole strain monitoring, *Nature*, 365, 737-740.
- Massonnet, D., Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface, *Rev. Geophys.*, 36, 441-500.
- Masterlark, T., 2007. Magma intrusion and deformation predictions: Sensitivities to the Mogi assumptions, *J. Geophys. Res.*, 112, B06419, doi:10.1029/2006JB004860.
- McTigue, D.F., 1987. Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: resolution of the point source paradox, *J. Geophys. Res.*, 92, 12,931-12,940.
- Melosh, H.J., Raefsky, A., 1981. A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1391-1400.
- Mogi, K., 1958. Relations between eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 26, 99-134.

- Newman, A.V., Dixon, T.H., Ofoegbu, G.I., Dixon, J.E., 2001. Geodetic and seismic constraints on recent activity at Long Valley Caldera, California: evidence for viscoelastic rheology, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 105, 183-206.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.
- Owen, D.R.J., Hinton, E., 1980. *Finite elements in plasticity: Theory and Practice*, Pineridge Press Limited, Swansea.
- Pritchard, M., Simons, M., 2002. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes, *Nature*, 416, 167-170.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, 2nd edn, Chapman and Hall, London.
- Segall, P., 2010. *Earthquake and volcano deformation*, Princeton University Press, New Jersey.
- Trasatti, E., Giunchi, C., Bonafede, M., 2005. Structural and rheological constraints on source depth and overpressure estimates at the Campi Flegrei caldera, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 105-118.
- Trasatti, E., Giunchi, C., Bonafede, M., 2003. Effects of topography and rheological layering on ground deformation in volcanic regions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 122, 89-110.
- Troise, C., Pingue, F., De Natale, G., 2003. Coulomb stress changes at calderas: Modeling the seismicity of Campi Flegrei (southern Italy), *J. Geophys. Res.*, 108, 2292, doi:10.1029/2002JB002006.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 1982. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley & Sons, New York.
- Williams, C.A., Wadge, G., 1998. The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1549-1552.
- Wu, M., Wang, H.F., 1988. Deformations and inferred stress field for ellipsoidal sources at Long Valley, California, 1975-1982, *J. Geophys. Res.*, 93, 13,285-13,296.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2012a. The signature of depth-dependent viscosity structure in post-seismic deformation. *Geophys. J. Int.* 190, 769-784.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2012b. The crustal viscosity gradient measured from post-seismic deformation: a case study of the 1997 Manyi (Tibet) earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.* 351-352, 105-114.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2015. Analysis of the spatial viscosity variation in the crust beneath the western North Anatolian Fault, *J. Geodyn.*, submitted for publication, now in revision.
- Yamasaki, T., Houseman, G., Hamling, I., Postek, E., 2010. OREGANO\_VE: a new

parallelised 3D solver for the general (non-)linear Maxwell visco-elastic problem: validation and application to the calculation of surface deformation in the earthquake cycle, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-7244-1, EGU General Assembly 2010, 2-7 May, , 2010 in Vienna, Austria.

Yamasaki, T., Wright, T.J., Houseman, G.A., 2014. Weak ductile shear zone beneath a major strike-slip fault: Inferences from earthquake cycle model constrained by geodetic observations of the western North Anatolian Fault Zone. *J. Geophys. Res.* 119, 3678-3699, doi: 10.1002/2013JB010347.

Yang, X.M., Davis, P.M., 1988. Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing, *J. Geophys. Res.*, 93, 4249-4257.

Zienkiewicz, O.C., 1977. *The Finite Element Method*, McGraw-Hill.

#### 4.3 カルデラ噴火前兆地殻変動評価シミュレーション

##### 【実施内容】

カルデラ噴火に先立つ、あるいはそれと同時に地下における大規模マグマたまりの増圧や減圧が観測されることが想定される。想定される複数のモデル及び推定される地殻変動のパターンについて、弾性モデルによる Mogi モデルによる簡易地殻変動計算を行い基本的なパターンを把握した。また、弾性変形にマグマの移動による破壊を含めた弾塑性モデルとして、個別要素法による地殻変動シミュレーションを行い、地殻変動パターンの特徴を把握した。本研究については(独)防災科学技術研究所に再委託した。

##### 【研究成果】

成果の詳細は、添付の(独)防災科学技術研究所平成26年度委託研究報告書に記載した。

## 1. はじめに

本調査は、火山活動の可能性評価のため、火山活動とその休止期間の関係を火山の特性や地形・地質調査等の最新の知見に基づく火山活動に起因する事象調査から、火山活動の可能性をより定量的に評価するための基準を作成すること、及び代表的なカルデラの地球物理学的・地球化学的観測データと現象を調査し、火山モニタリングを評価するための基準を作成することを目的とする。大規模噴火準備期の噴出物は、直後の膨大な噴出物で埋没していることが多く、これまでその実態は明らかにされていない。そこで、過去の大規模噴火とその直前の噴出物を対象にしたボーリング掘削を含む地質調査を実施し、大規模噴火前の休止期から準備期へと至る事例を調査する。

上記の目的を達するため、平成26年度は北海道南西部の支笏火山について、長期の火山活動履歴調査のための地質調査およびK-Ar法による火山岩の年代測定、支笏湖南南東約15kmで新たに発見した露頭における4万年前のカルデラ形成噴火に関する詳細な地質調査と構成物分析を行った。また、支笏湖東方約5kmの地点において深さ180mのボーリング調査を行い、ボーリング試料の走査型電子顕微鏡による観察および電子線プローブマイクロアナライザーによる火山ガラスの化学組成を分析した。さらに、先カルデラ噴出物と考えられる約6万年前のスコリア流堆積物(社台火砕流)のボーリングコア試料(支笏湖南方約5km地点)については、本質物質の偏光顕微鏡観察、蛍光X線分析装置(XRF)による全岩主成分・微量成分分析に加え、予察的にICP-MSによる微量成分組成分析、質量分析装置による同位体比組成分析を実施した。なお、支笏火山と近接するクッタラ火山の約4.2万年前のカルデラ形成噴火に関しても、地質調査と本質物質の偏光顕微鏡観察、全岩主成分・微量成分組成分析を行った。また、北海道のカルデラ噴火と比較するため、インドネシアのリンジャニ火山について地質調査とサンプル採取を行い、全岩主成分・微量成分組成を分析し、現在質量分析装置による同位体比分析を行っているところである。

その結果、支笏湖近傍に0.86Maの新たな第四紀火山が発見され、大規模噴火に至るまでの支笏火山の活動史が次第に明らかになってきた。約4万年前の支笏カルデラ形成噴火に関しては、プリニー式噴火から火砕流噴火へ変遷していく過程や火砕流堆積物が複数の噴火フェーズからなることが明らかになり、これらの間に火道の移動または拡大が起こっていた可能性があることが示唆された。ボーリング調査では、この地表露頭で観察されたものと同様の噴火シーケンスが確認された。さらに、噴火開始前後の噴出物について火山ガラス組成を測定したところ、クッタラカルデラ形成噴火後、支笏カルデラ形成噴火前に両者とは組成の異なる火山ガラスが存在することが明らかになった。同様の火山ガラスは平成25年度に支笏湖南南東約15kmの地表露頭においても観察されており、これらは支笏カルデラ

形成噴火直前の噴火堆積物であると考えられる。また、約6万年前の支笏火山大規模噴火（社台火砕流）についてその岩石学的特徴を支笏カルデラ形成噴火のものと比較した結果、いずれもマグマ混合の産物であると考えられるが両者の起源物質は異なり、このことは社台火砕流噴火後に新たにマグマが生成されたことを示唆している。支笏火山に近接するクッタラ火山では約4.2万年前にカルデラ形成噴火を起こしているが、噴火の進行に伴って異なるマグマが活動したことが明らかになった。また、比較研究のため行ったインドネシア・リンジャニ火山では、カルデラ形成期とその直前の低活動期では異なるマグマが活動しており、低活動期にカルデラ形成期と同じマグマが徐々に生産・蓄積されていくのではないことが示された。

本報告書では、今年度行った調査の内容および結果をまとめるとともに、今後の課題についても報告する。

## 2. 研究手法

### 2-1. 地質調査および試料採取

本調査では、支笏火山地域の火山噴出物についてその噴火年代を明らかにするため、できるだけ新鮮な試料を採取した。4万年前の支笏カルデラ形成噴火噴出物およびその直前のクッタラカルデラ形成噴火噴出物に関しては、地表踏査によって詳細な柱状図を作成し、噴出物の時間変化を検討するための試料を採取した。また、地表踏査における結果と比較するため、支笏湖東方約5kmで深度180mのボーリング掘削調査を行い試料を採取した。さらに、北海道のカルデラ火山との比較のため、インドネシアのリンジャニ火山において地表踏査を行い、噴火史を明らかにした上で試料を採取した。

### 2-2. 室内分析

支笏火山地域から採取した岩石について、K-Ar法による年代測定を実施した。サンプルの処理および分析は、株式会社蒜山地質年代学研究所に依頼した。

支笏カルデラ形成噴火の噴出物については、本質物質と岩片の量比を測定し、岩片についてはさらに詳細な構成物分析を行った。ボーリングコア試料からは、支笏カルデラ形成噴火開始前後の噴出物について石基ガラス組成を測定した。また、昨年度採取した支笏火山約6万年前の大規模噴火噴出物、クッタラカルデラ形成噴火噴出物およびインドネシア・リンジャニ火山噴出物については、顕微鏡観察および全岩化学組成分析を行った。これらのサンプル処理および分析は、すべて北海道大学大学院理学研究院で行った。全岩の主成分元素および微量成分元素分析には北海道大学理学部のPanalytical社製MagiX Pro、微量成分元素および希土類元素組成分析にはThermo Fischer Scientific社製Xシリーズ、同位体比組成分析には同じくThermo Fischer Scientific社製Neptuneを使用した。石基ガラス組成は、日本電子社製JXA-8800およびJXA-8530Fで測定した。



### 3. 北海道南西部・支笏火山地域に関する研究成果

北海道南西部には、支笏カルデラ、洞爺カルデラ、クッタラカルデラなど第四紀に形成されたカルデラが多数存在しており、大規模珪長質噴火が繰り返し起こった地域である(図1)。いずれも総噴出量はDREで $100\text{km}^3$ 程度であるが、支笏火山、洞爺火山ではその大半が一回の大規模噴火で噴出しカルデラが形成されたのに対して、クッタラ火山は複数の大規模噴火を繰り返して最後に直径約2.5kmのカルデラを形成している(図2)。特に支笏火山とクッタラ火山は、地理的に近接しているだけでなく、約4万年前にほぼ同時にカルデラ形成噴火を起こしており、両者の関連については興味を持たれるところである。

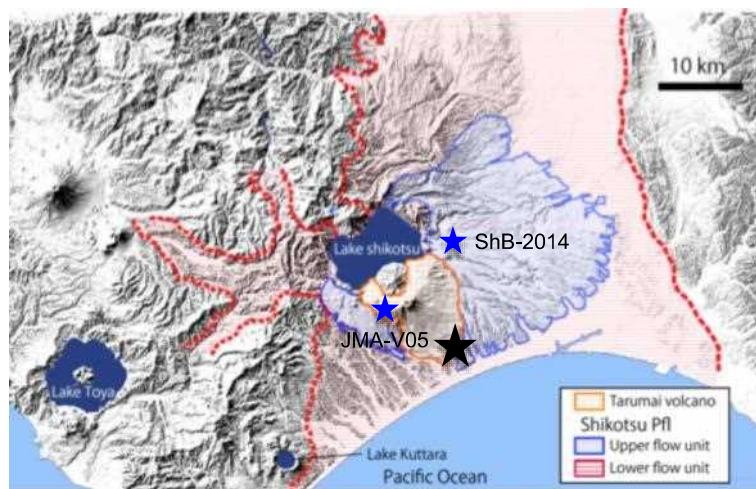


図1. 北海道南西部のカルデラ火山群 (北川, 2000MSに加筆修正).

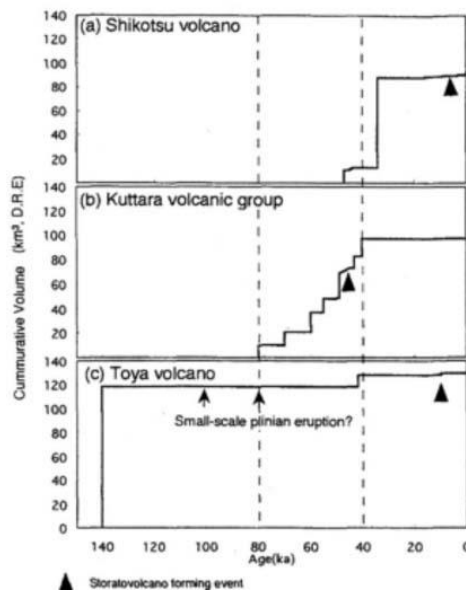


図2. 北海道南西部カルデラ火山群の噴出量階段図(森泉, 1998を引用).

### 3-1. 支笏火山地域の長期火山活動履歴

支笏湖周辺地域の火山噴出物についてはこれまで3Ma前後の年代値が得られていた。しかしながら、本研究においてK-Ar年代を新規あるいは再度測定することにより、支笏湖北西地域では2.98-3.60Ma、南西地域では0.51-0.62Ma、支笏湖北東では0.86Maの年代が得られた(図3)。これまで、支笏火山は200-300万年間の長期間にわたって火山活動が無い地域で約6万年から活動を開始したと考えられていたが、今回の年代測定の結果、支笏湖近傍で0.86Maの新たな第四紀火山活動の存在が明らかになり、その活動と支笏火山の関係について検討する必要が生じた。

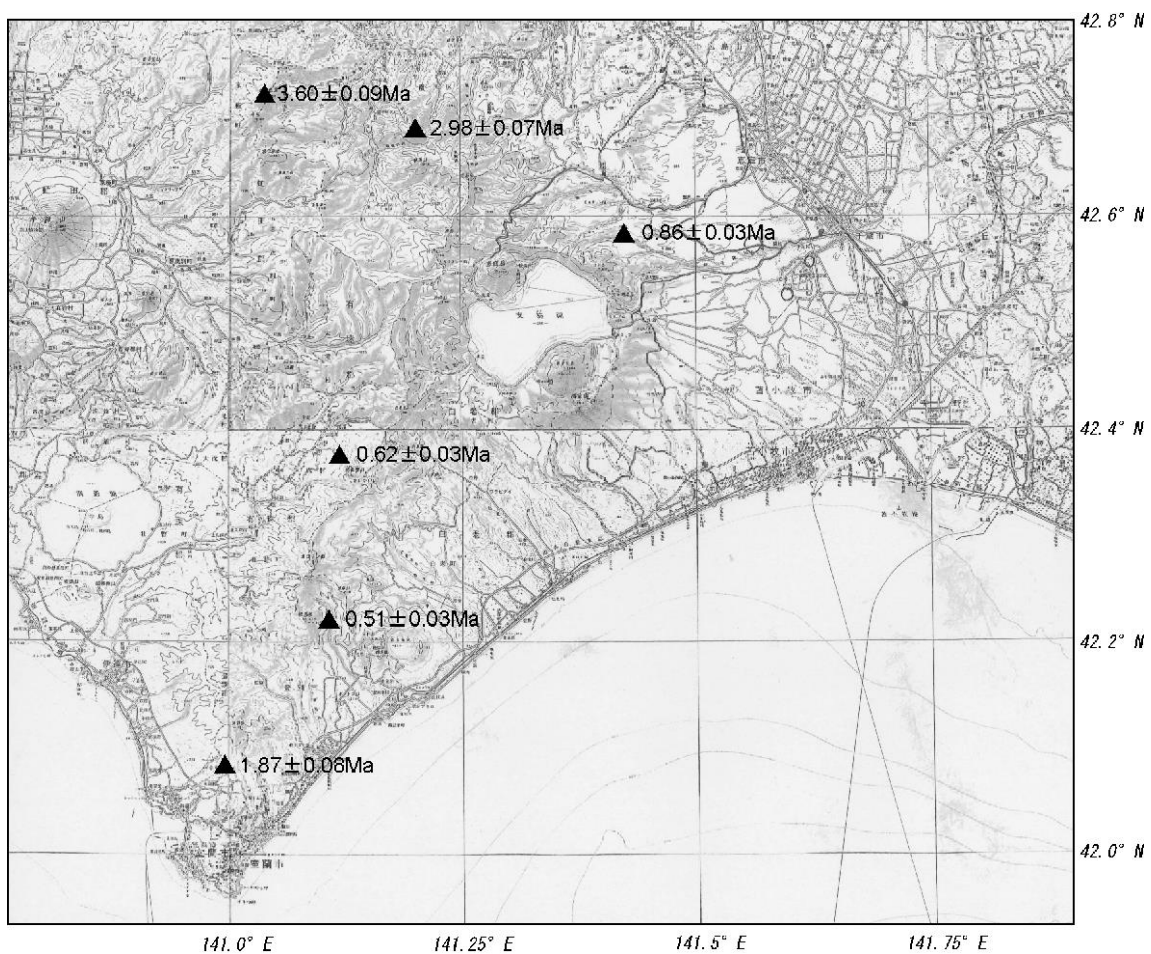


図3. 支笏湖周辺地域火山噴出物のK-Ar年代.

### 3-2. 地表踏査による支笏カルデラ形成噴火の噴火推移

支笏火山は、約4万年前に起こった大規模珪長質噴火により支笏カルデラを形成した。この大規模噴火は、初期にマグマ水蒸気爆発を発生し、プリニー式噴火によって降下軽石堆積物(Spfa1)を堆積、その後噴煙柱の崩壊が起こり大規模火砕流(Spfl)の噴出へと移行したと考えられている(勝井, 1959)。その後、山縣(1992)はカルデラ南東部とカルデラ縁より半径10 km以内の火砕流堆積物中にはラグブレッチャを特徴的に含むことを明らかにして、プリニー式噴火から火砕流噴火への移行時には火道が移動したことを示唆した。その後、北川(2000MS)はSpflがLowerユニットとUpperユニットに細分されることを示し(図1)、カルデラ形成噴火のすべての噴火ユニットについて岩石学的研究を行った。その結果、本質物質が斑晶に乏しくデイサイト質～流紋岩質のA(aphyric)タイプと斑晶に富み玄武岩質安山岩～デイサイト質のP(porphyrific)タイプに分類されること、降下軽石堆積物と火砕流堆積物のLowerユニットではAタイプのみが噴出するのに対して、火砕流堆積物のUpperユニットではAタイプに加えてPタイプも噴出していることを明らかにした。このように、カルデラ形成噴火における噴火様式の変化、火道・火口の拡大・移動、およびマグマタイプの時間変化が指摘されているが、それらの詳細と、それをもとにした噴火推移・過程は明らかではない。そこで、本研究では支笏湖南南東約15kmの苫小牧市覚生川流域で大規模に出現した露頭(図1★、図4)において詳細な地質記載と構成物解析を行い、その結果得られたカルデラ形成噴火の推移について報告する。



図4. 苫小牧市覚生川流域の露頭写真.

本地域では支笏火山初期の噴出物である社台火砕流から、表層部の樽前降下軽石まで約6万年間の層序が観察できる。支笏カルデラ形成に関連したテフラは多数の地層単位に区分できるが、それらを噴火・堆積様式の変化に注目して、大きく5つの噴火フェーズに分類した(図5)。

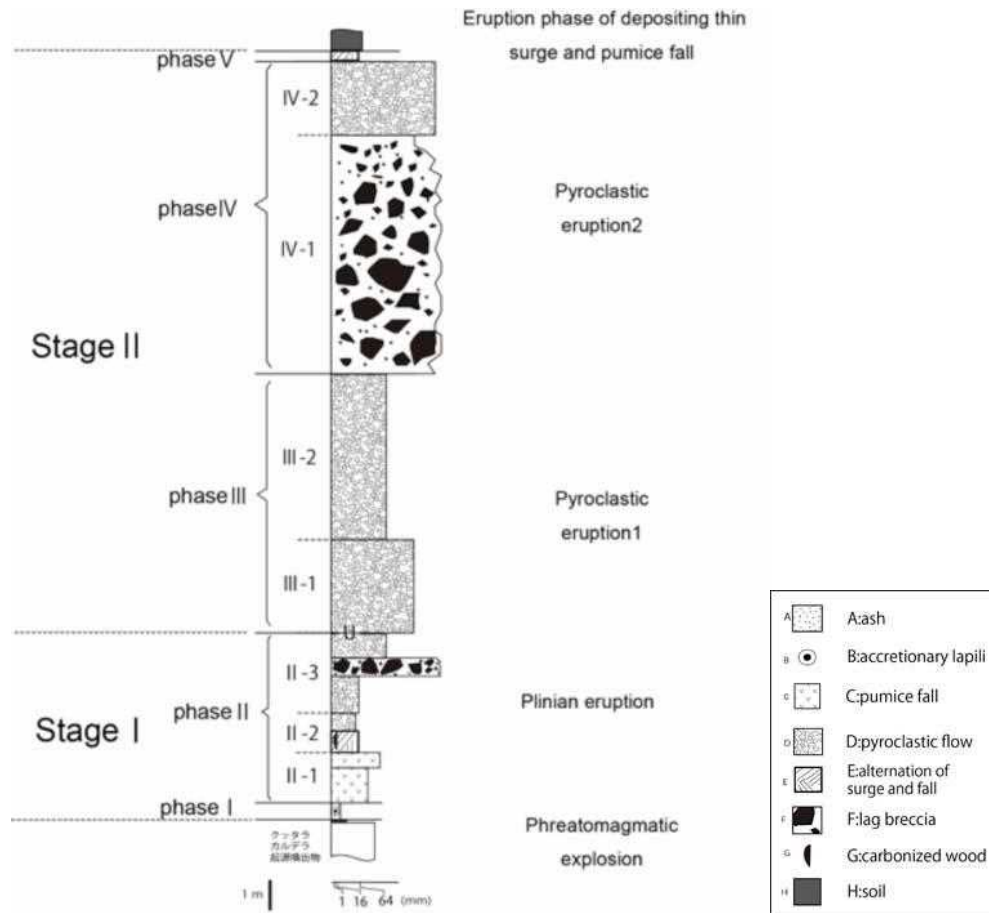


図5. 苫小牧市覚生川流域の柱状図.

フェーズ1は最初期の活動であり、断続的に繰り返したマグマ水蒸気噴火による産物である。これらは、ベースサージと判断できる火山豆石を含む火山灰層、降下軽石層の互層からなる(図6a)。この後はマグマ噴火に推移し、プリニー式噴火からなるテフラをフェーズ2とした。まずプリニー式噴火により厚い降下軽石層が堆積後、サージ堆積物と降下軽石層の互層が堆積し、その後にラグブレッチャを含む火砕流堆積物が堆積している(図6b)。このようにフェーズ2では、大規模なプリニー式噴火による降下軽石卓越層から、噴煙柱が断続的に不安定となり火砕流堆積物卓越層へと移行している。これらの間には顕著な時間間隙は観察されていない。その後侵食間隙を挟んで(図4a)、フェーズ3では大規模で高エネルギー火砕流を連続的に噴出した。最下部の火砕流は、ここでは層厚8mを越える大規模なもので、フ



フェーズ2の堆積物を捕獲ブロックとして取り込んでいる(図6c)。これらを覆って、フェーズ4の火砕流が覆っている。この火砕流は大規模な厚い岩片濃集層が最下部にある(図6d)。この岩片濃集層と下位のフェーズ3の火砕流の境界は不規則に波打っており、短時間のうちに両者が堆積したことを示す。その後フェーズ5では、噴火規模を急減して薄いサージ堆積物と降下軽石層が互層している。

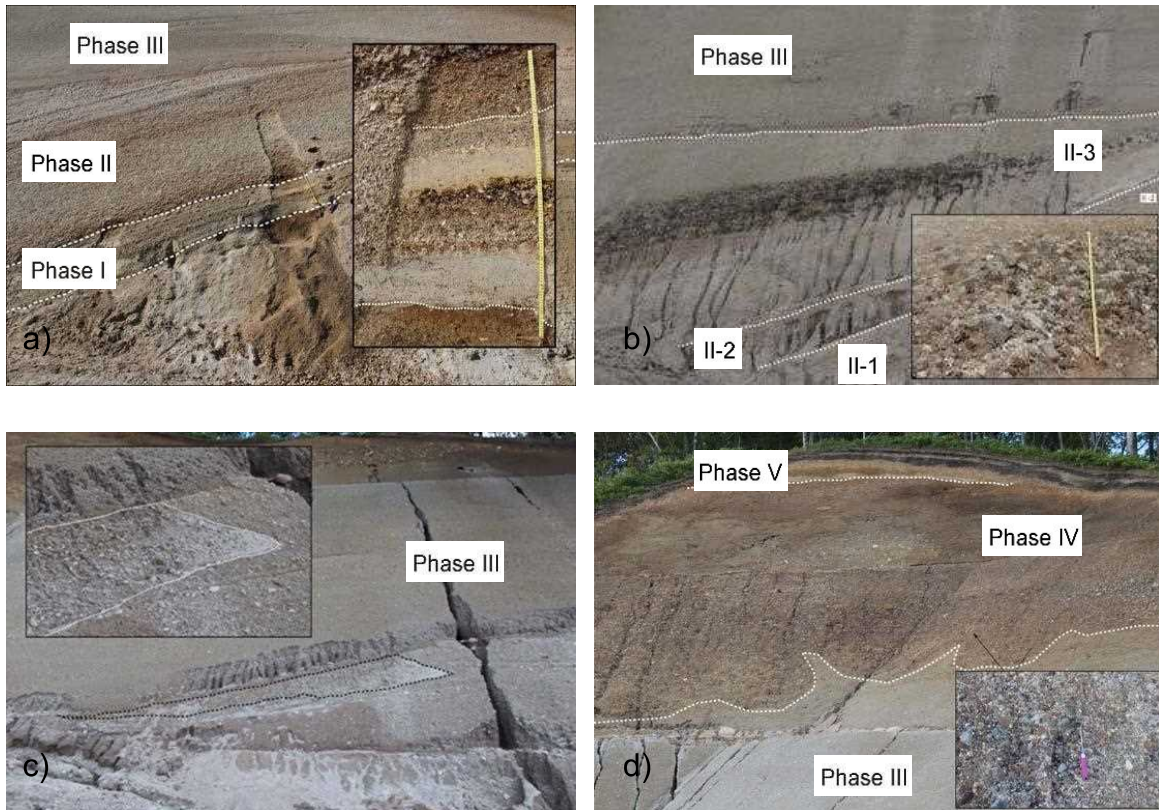


図6. 苫小牧市覚生川流域の露頭写真(拡大).

岩相の変化に注目して40の層位から構成物分析用の試料を採取した。今回の解析結果は以下の通りである(図7)。石質岩片含有率はフェーズ2とフェーズ4の岩片濃集層では70wt%以上であり、通常30wt%以下で、多くても40wt%程度である。各ユニットを構成する石質岩片は堆積岩(頁岩・砂岩)、火山岩(両輝石安山岩)、変質岩からなり、まれに深成岩片や鉱物片を含む(図8)。下位から岩片のタイプに注目すると、噴火推移に伴う変化が認められる。フェーズ1は堆積岩に比べ、火山岩の含有率が高いことで特徴づけられるが、フェーズ2のプリニー式噴火前期における噴出物中では、堆積岩の含有率は概ね50wt%と高くなり、噴煙柱が不安定になりだしたフェーズと思われるプリニー式噴火中期では、堆積岩にかわって火山岩の含有率が高くなる(図9)。これは、フェーズ1からフェーズ2にかけて火口が移動しプリニー式噴火が起こり、その後に火口が拡大することにより噴煙柱が不安定になったと

考えられる。そしてフェーズ2後期になると堆積岩の含有率はおよそ20wt%まで低下し、火山岩・変質岩の含有率が高くなり、また岩片量が70wt%に達するユニットも存在する。したがってフェーズ2後半で火口の拡大・移動が大規模に起こったと考えられる。フェーズ2後半の岩片種はその後に続くフェーズ3でもみられる特徴であり、フェーズ3の火砕流発生にかけて大きな火口移動・拡大はなかったと考えられる。フェーズ5の70wt%以上の岩片を含む岩片濃集層は本露頭では最も大規模であり、またこれまでみられなかったタイプの火山岩が認められる。これは、新たな火道からの活動、また火口の拡大が大規模に起こったことを示しており、この時期がカルデラ形成の最盛期であったと考えられる。

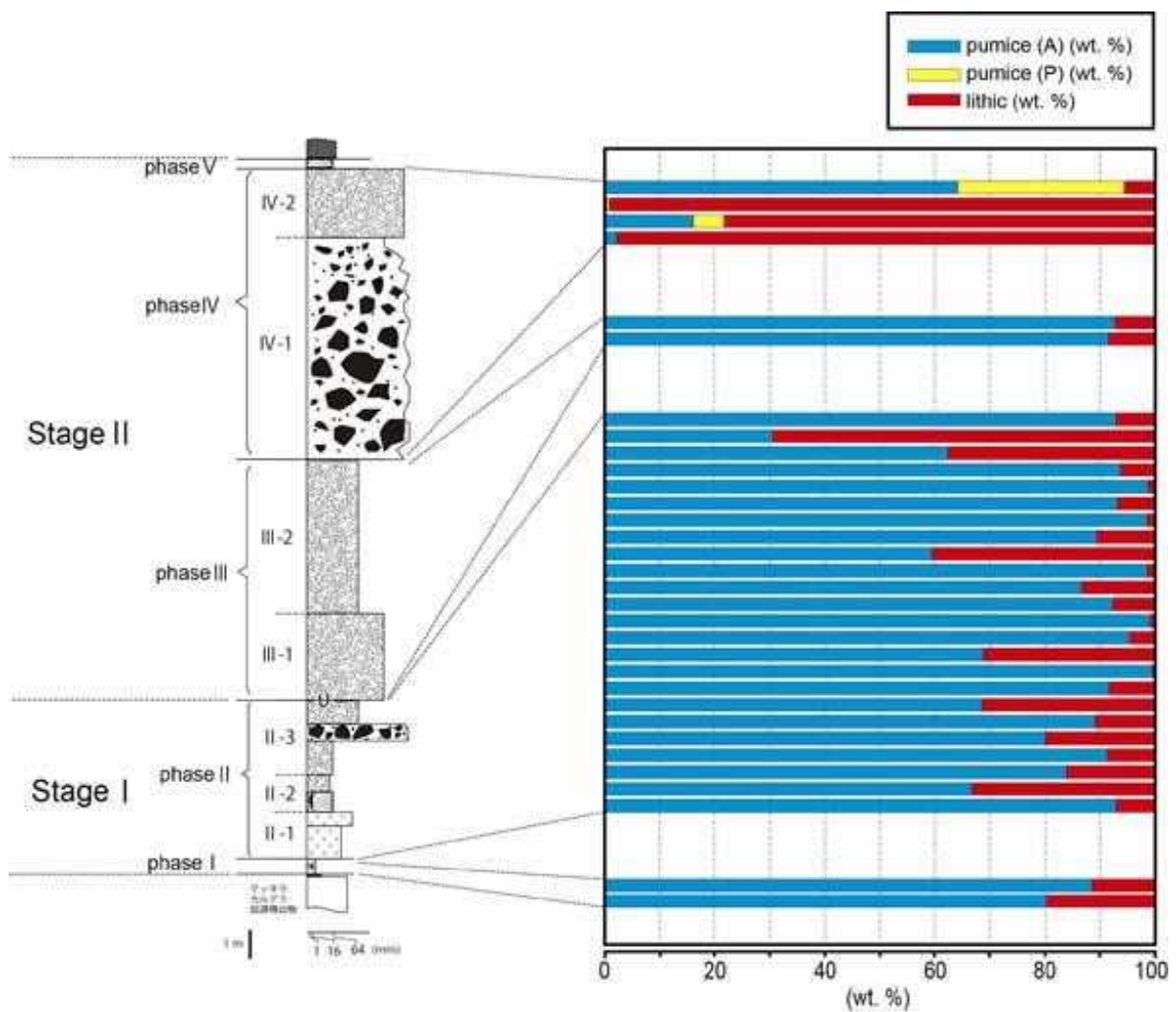


図7. 各噴火フェーズの岩片と本質物質の構成比.



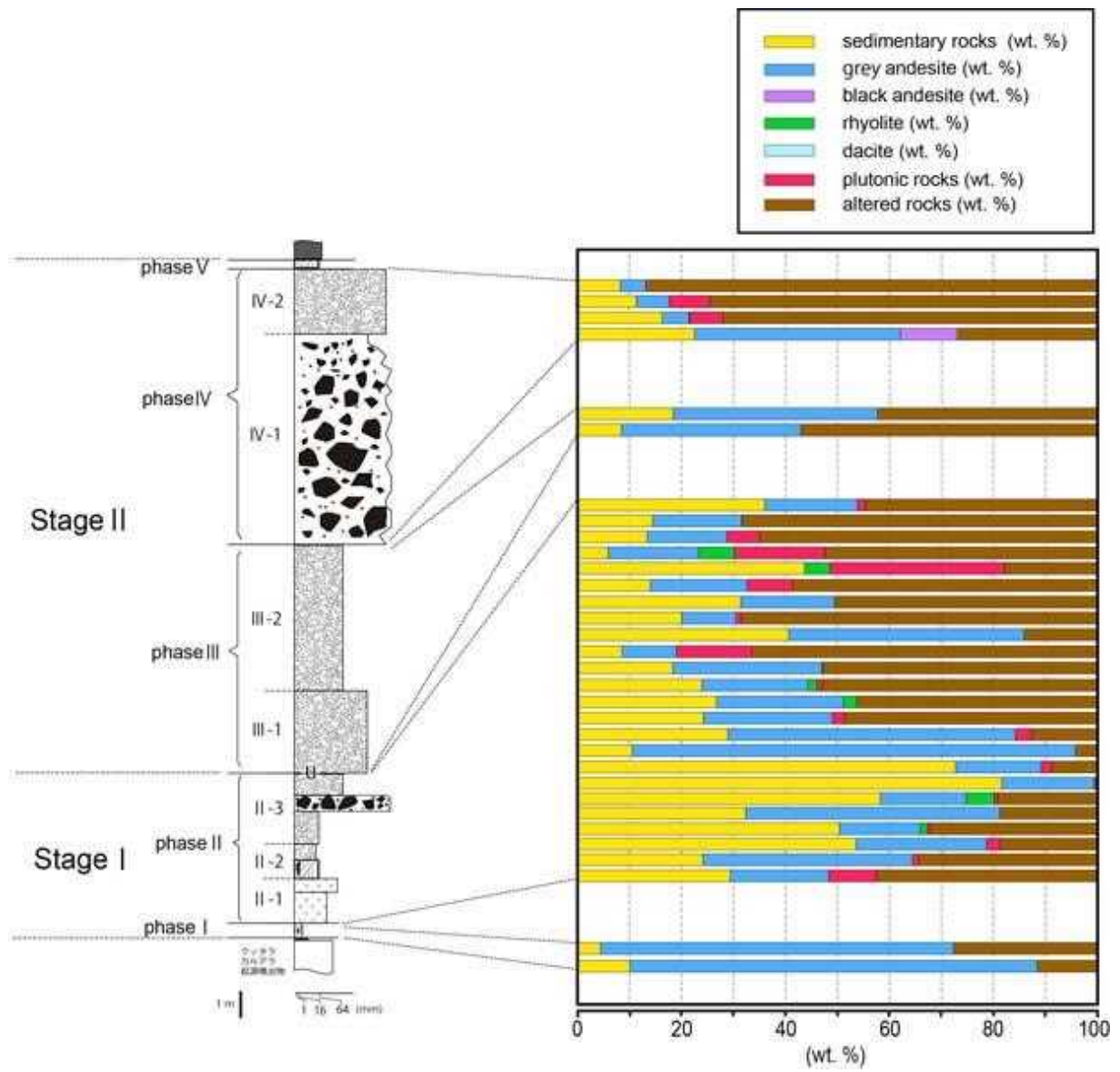


図8. 各噴火フェーズの岩片構成比.

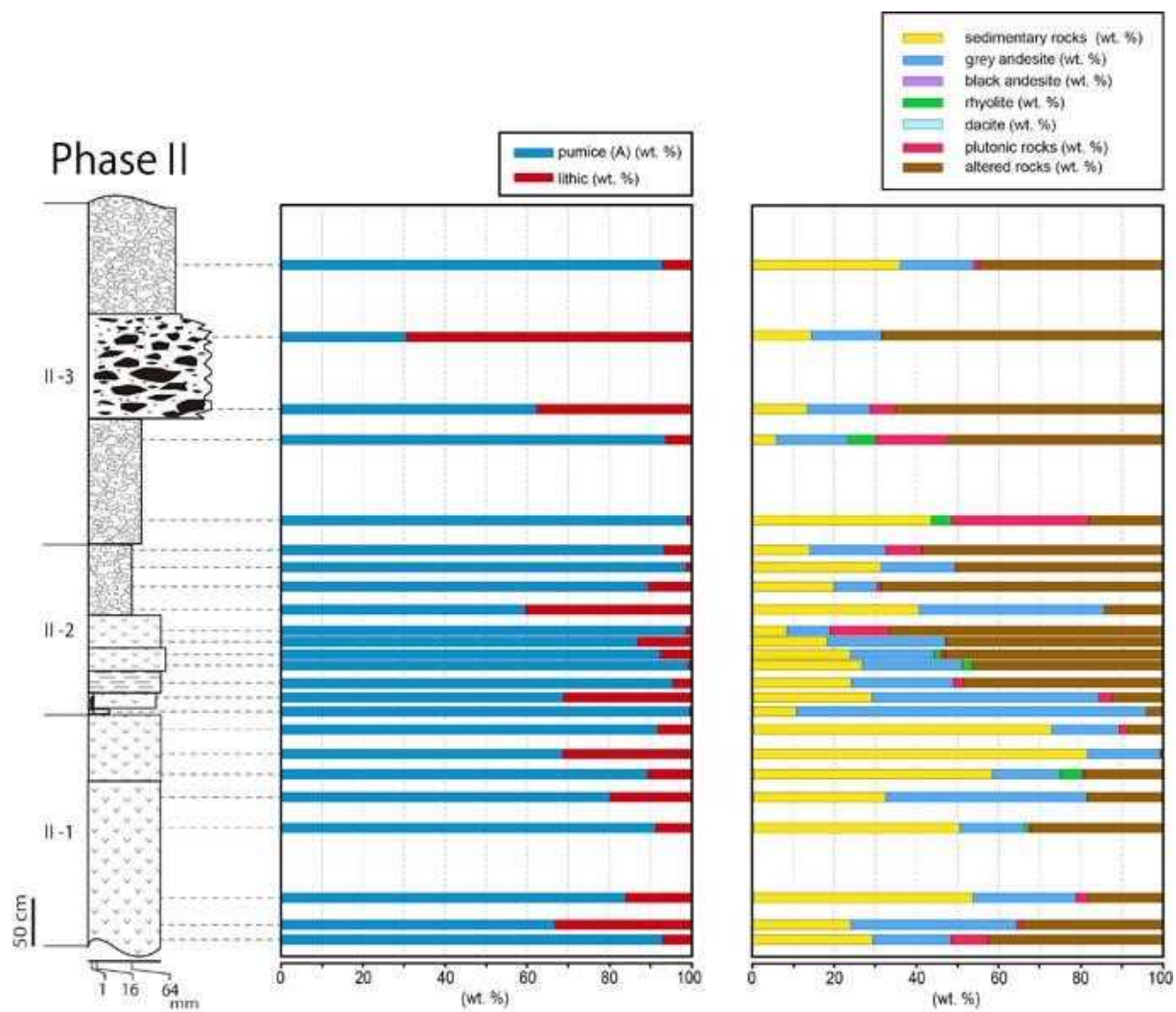


図 9. フェーズ 2 の構成物比.

### 3-3.支笏カルデラ形成噴火に関するボーリング調査

本ボーリング調査は、10 万年前よりも若い時期に大規模噴火を起こした北海道の支笏火山について、支笏湖東方約5kmの地点において行った(図1★ShB-2014)。この試錐調査は、支笏火山の約4万年前のカルデラ形成噴火直前の噴出物から噴火終了までの噴出物を連続的に採取することを目指し、それによってカルデラ噴火推移を解明する。また約6万年前の支笏火山の活動開始からカルデラ形成噴火に至る先行火山噴火現象の有無とその詳細を検討する。そして最終的には、大規模噴火の準備期から破局噴火へと至る噴火推移およびマグマ過程を地質学的・岩石学的に検討することを目的としている。

その結果、深度180mまでほぼ完全なボーリングコアを採取することに成功し、深度0-3.85mまでに樽前火山・恵庭火山起源の降下火砕物、3.85-5.10mにローム、5.10-101.45mにカルデラ形成噴火の火砕流堆積物、101.45-109.87mにカルデラ形成噴火の降下火砕物、109.87-111.07mにクッタラ火山起源の降下火砕物、111.07-120.52mに河川堆積物、120.52-173.95mに砂岩～礫岩、173.95-180.00mに溶岩が認められることが明らかになった(図10、詳細は別紙参照)。



図10. ボーリングコア写真(深度99.00-111.00m).

カルデラ形成噴火直前～開始期に注目すると、クッタラ火山起源のKt-1降下軽石層(ShB-1)の上位に、下位から茶褐色土壌(ShB-2)、黒色土壌、軽石混じりの茶褐色土壌(ShB-4)、シート状の炭化木、降下軽石層(ShB-6)、火山豆石を含む火山灰層が累重する(図11)。これらの層厚はそれぞれ数cm程度であり、ShB-1は斑晶に富む白色軽石からなり最大粒径は1cm、ShB-2は火山灰質で無色透明な火山ガラスを含む。ShB-4中の軽石は白色で斑晶に富み最大粒径は7mm、ShB-6は斑晶量に乏しい白色軽石からなり最大粒径は3cmである。

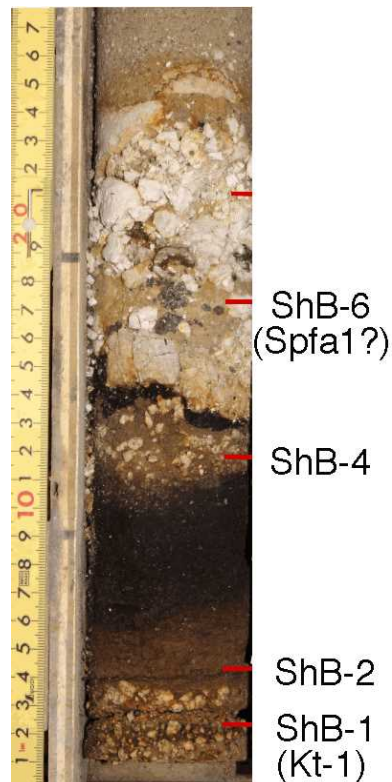


図11. ボーリングコア近接写真(図の赤点線部分:深度109.70-110.00mを拡大).

これらの層に含まれる火山ガラス組成を調べたところ、ShB-1は $\text{SiO}_2=77.5-78.2\text{wt}\%$ 、ShB-2は $\text{SiO}_2=77.5-79.1\text{wt}\%$ 、ShB-4は $\text{SiO}_2=77.3-77.9\text{wt}\%$ 、ShB-6は $\text{SiO}_2=77.0-77.6\text{wt}\%$ であり、ShB-6は他のガラスとは多くのハーカー図で区別できる。ShB-4はKt-1降下火砕物であるShB-1とほぼ同じ組成を示すが、ShB-2はShB-1, 4に比べて $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ 含有量が高く $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ 含有量が低い(図12)。



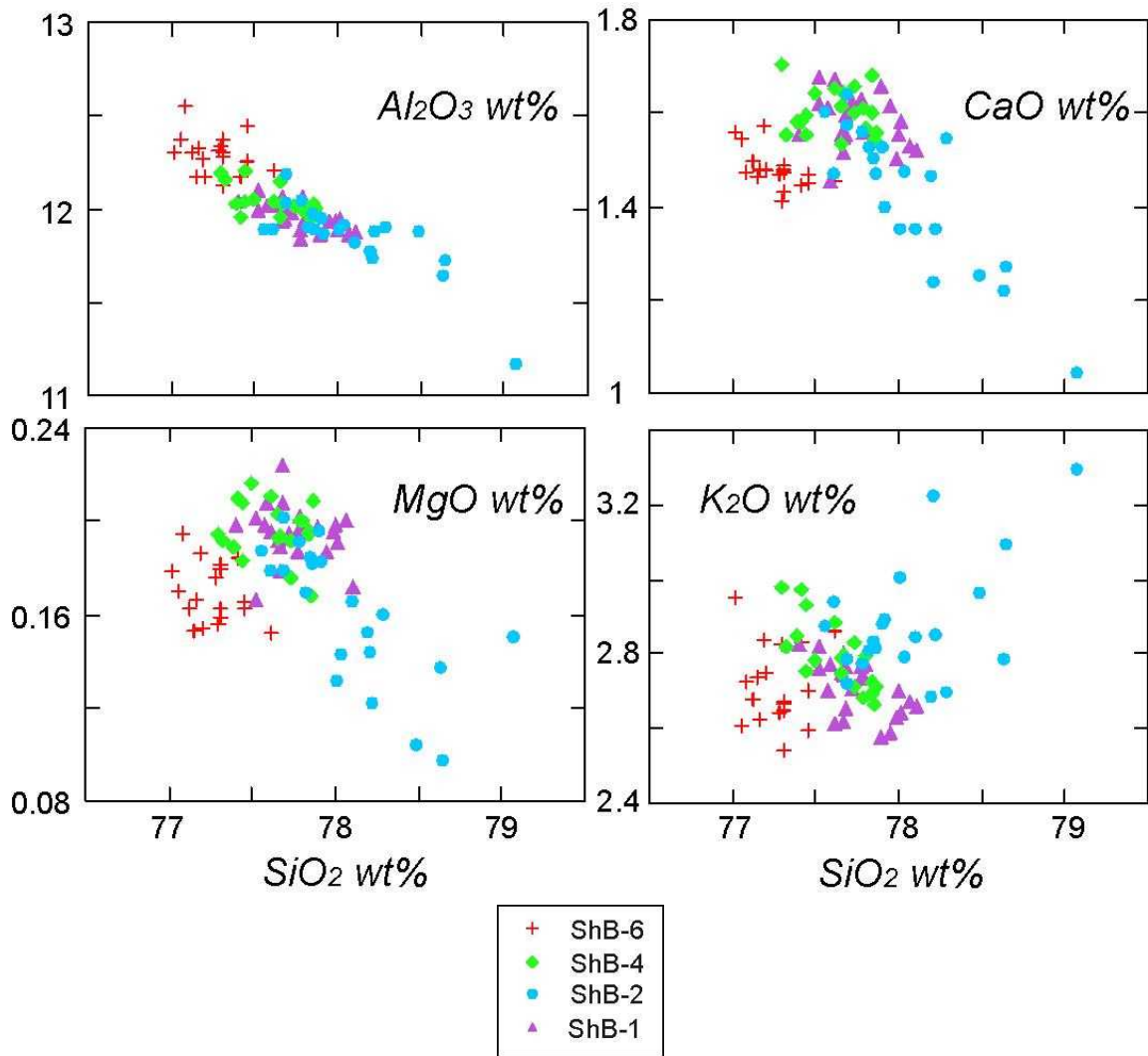


図12. ボーリングコア試料中の火山ガラス組成.

これらの火山ガラス組成を、昨年度支笏湖南南東約15kmの苫小牧市錦岡(図1★近傍)において観察されたクッタラ降下軽石層(Kt-1)、Kt-1上位の火山灰土(下位よりpre-1, 2, 3)、火山豆石を含むマグマ水蒸気爆発堆積物(Spfa1)にそれぞれ含まれる火山ガラスの組成と比較した(図13)。すると、ShB-1, 4はKt-1、ShB-2はpre-1, 2、ShB-6はpre-3およびSpfa1とほぼ一致することが明らかとなった。ShB-4の軽石混じりの茶褐色土壌層は、産状とその火山ガラス組成からクッタラ降下軽石層(Kt-1)の再堆積層であると考えられる。支笏湖東方約5kmのShB-2および支笏湖南南東約15kmにおけるpre-1, 2の褐色土壌層が対比され、さらにクッタラ降下軽石層(Kt-1)、支笏降下軽石層(Spfa1)のいずれとも組成が異なることから、これらは支笏カルデラ形成噴火直前の噴出物である可能性が高い。しかしながら、その給源はいまだ不明であり、その分布範囲の調査に加えて、クッタラカルデラ形成噴火および支笏カルデラ形成噴火の噴出物と詳細に比較検討する必要があると考えられる。

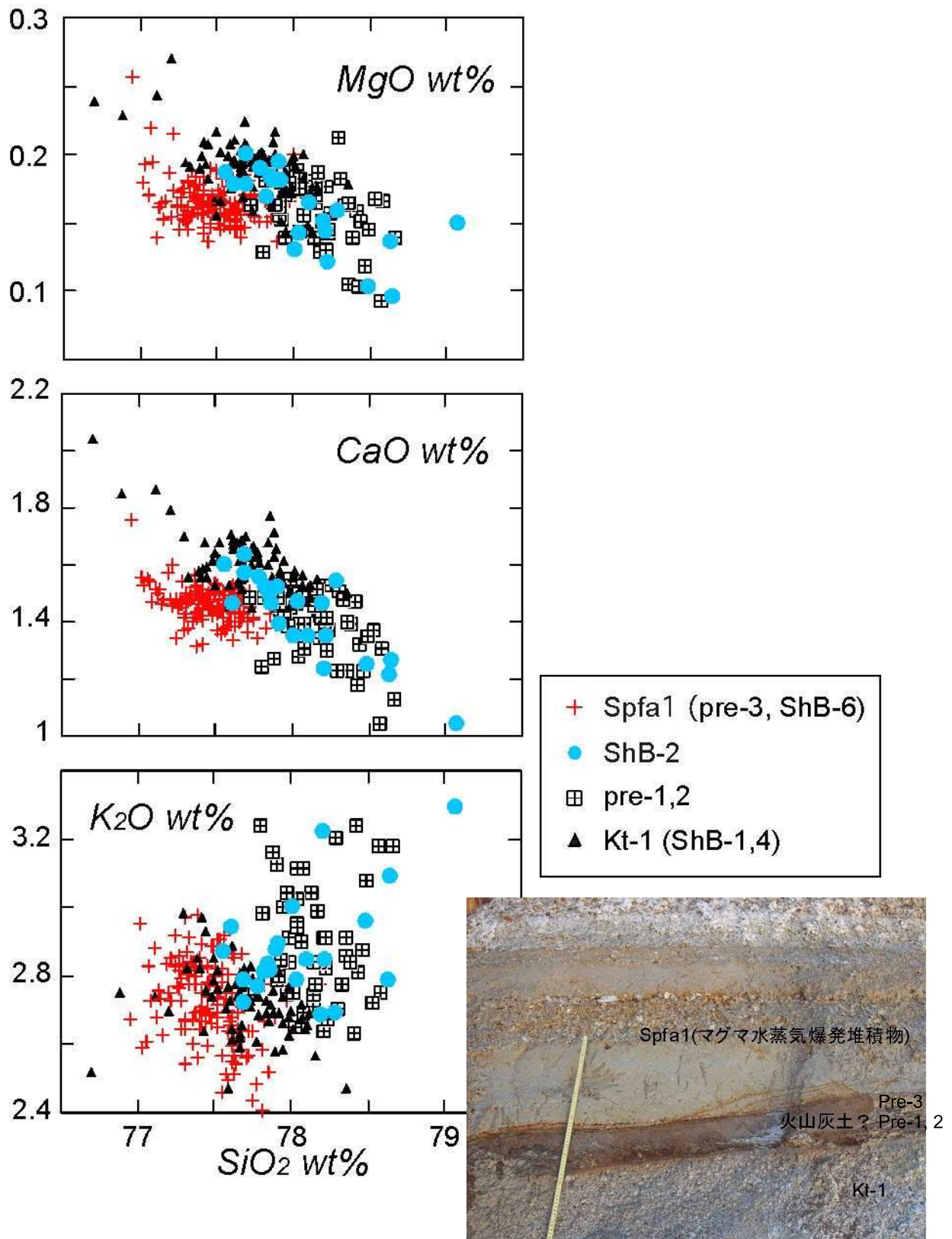


図 13. ボーリングコア試料(支笏湖東方約 5km)と露頭試料(支笏湖南南東約 15km)の火山ガラス組成比較.



### 3-4. 社台火砕流噴出物に関する岩石学的研究

支笏火山は約6万年前に大規模噴火を開始し、スコリア質の降下火砕物とスコリア流堆積物(社台火砕流)を堆積した。その後数千年ごとに爆発的な噴火を繰り返し、1万年前後の休止期において、約4万年前にカルデラ形成噴火が開始したと考えられている。山縣(1994)によると、噴出体積(DRE)は先カルデラ噴出物で $20\text{km}^3$ 未満、カルデラ形成噴出物で $80\text{km}^3$ 程度と見積もられている(図2)。本研究では、支笏湖南方約5km地点で掘削された気象庁ボーリングコア試料(図1★JMA-V05)から約6万年前の社台火砕流噴出物を採取して、その全岩化学組成を支笏カルデラ形成期噴出物と比較した。

ボーリングコア試料は、地表面から深度1.80mまでは土壌混じりの表土、深度1.80-2.60mまでは再堆積物、深度2.60-3.40mまでは社台火砕流堆積物、深度3.40-4.25mまでは再堆積物、深度4.25-18.15mまでは社台火砕流堆積物、深度18.15-19.90mまでは再堆積物、深度19.90-101.00mまでは社台火砕流堆積物から構成されその下限は確認されていない(図14、宝田・古川, 2010)。社台火砕流堆積物は、深度18.15m以浅では溶結度が比較的低く、本質物質はスコリアと白色軽石からなる縞状軽石が大部分を占めるが白色軽石も存在する。深度19.90m以深では深度ごとに溶結度が変化するが、深度53.40-72.00mと80.90m以深は溶結度が高い。本質物質は灰色軽石とスコリアが大部分を占めるが縞状軽石や白色軽石も認められ、強溶結部では緻密でレンズ状である。

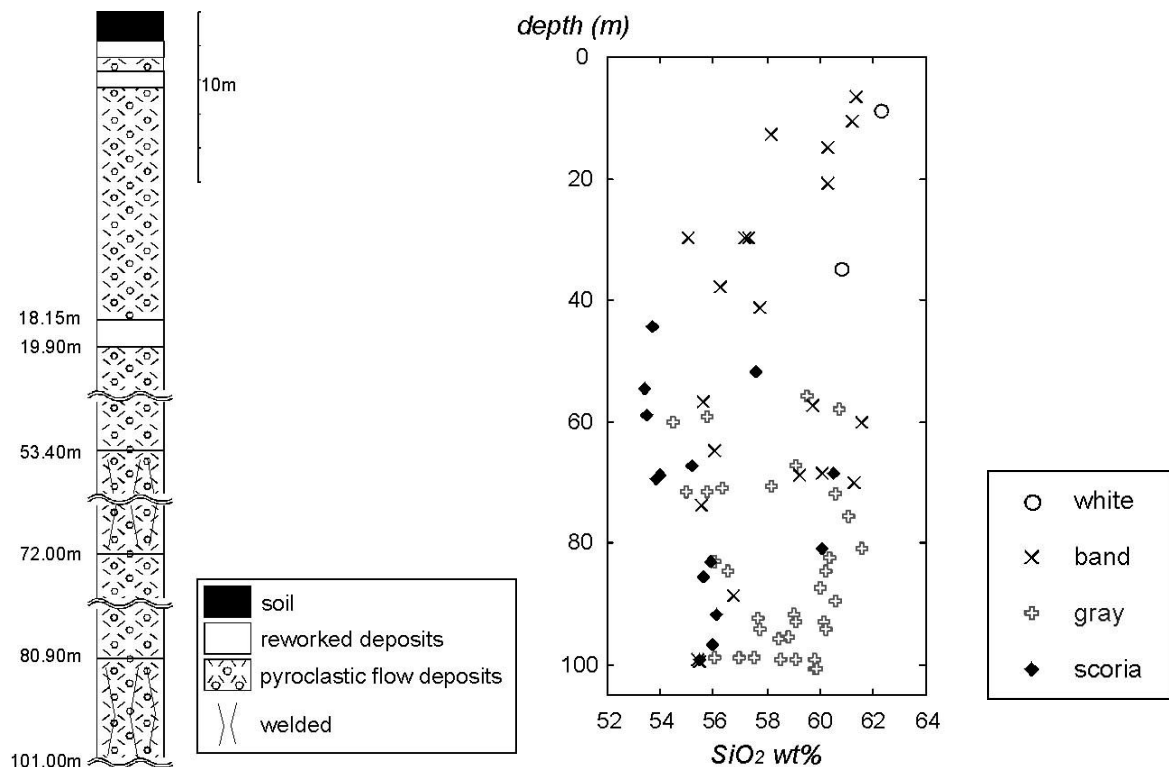


図14. ボーリングコア柱状図および本質物質タイプごとの全岩SiO<sub>2</sub>量変化.

社台火砕流噴出物の本質物質は $\text{SiO}_2=53\text{-}62\text{wt}\%$ の安山岩～デイサイトからなり、白色軽石は $\text{SiO}_2=60\text{wt}\%$ 以上、スコリアは大部分が $\text{SiO}_2=56\text{wt}\%$ 以下である(図14)。斑晶量は20-40vol%程度、斑晶鉱物は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、スコリアではかんらん石斑晶が認められることもある。縞状軽石は鏡下でも不均質で石基部分の発泡度や結晶度、石基ガラスの色が異なる。これらの本質物質は、主要元素・微量元素のハーカー図において連続的な直線トレンドを示している(図15)。また、incompatible元素比(Y/Rb, Zr/Rb, Ba/Rb)は、 $\text{SiO}_2$ とともに減少する傾向が認められる(図16)。

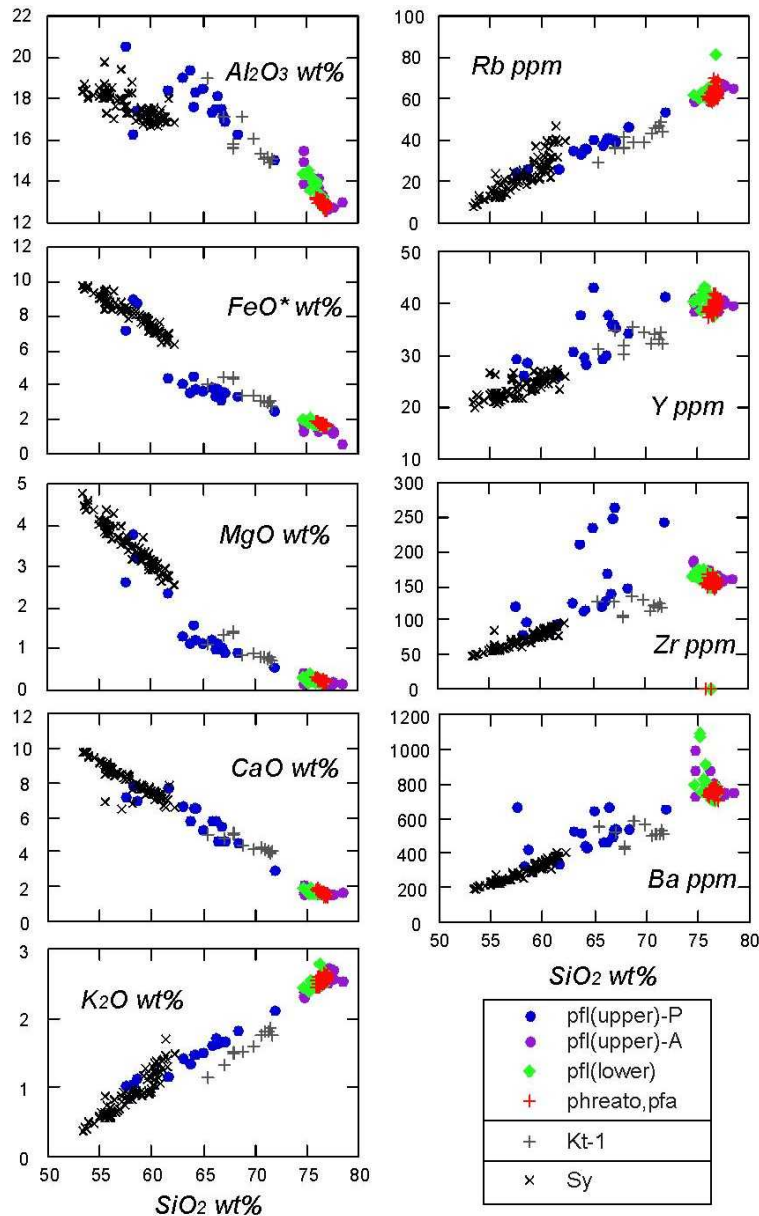


図15. 社台火砕流堆積物、支笏カルデラ形成噴火噴出物、クッタラカルデラ形成噴火噴出物の主要元素・微量元素組成。

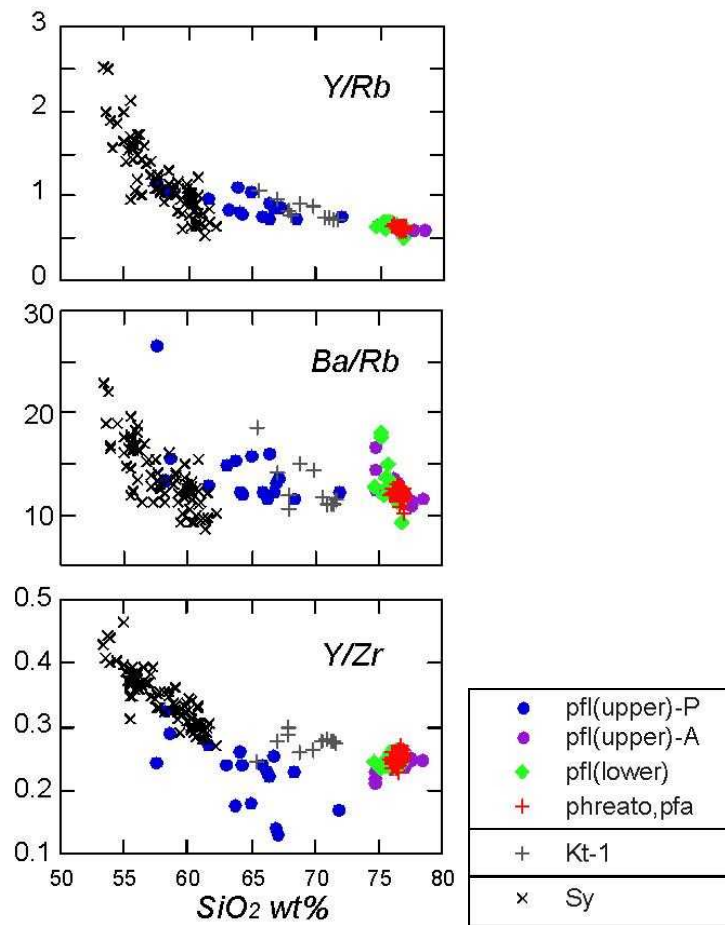


図16. 社台火砕流堆積物、支笏カルデラ形成噴火噴出物、クッタラカルデラ形成噴火噴出物のincompatible元素比.

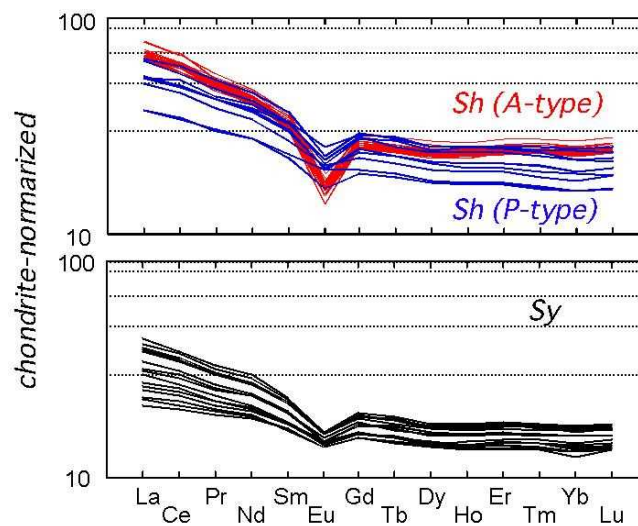


図17. 社台火砕流堆積物、支笏カルデラ形成噴火噴出物の希土類元素組成.

また、今回予察的に社台火砕流堆積物、支笏カルデラ形成噴火噴出物、クッタラカルデラ形成噴火噴出物について希土類元素組成、Sr, Nd同位体比組成の測定を行った。その結果、社台火砕流噴出物のコンドライト規格化パターンは軽希土類元素側でやや発散する傾向が認められ(図17)、Sr, Nd同位体比はSiO<sub>2</sub>含有量に関わらずほぼ一定の値を示すことが明らかになった(図18)。

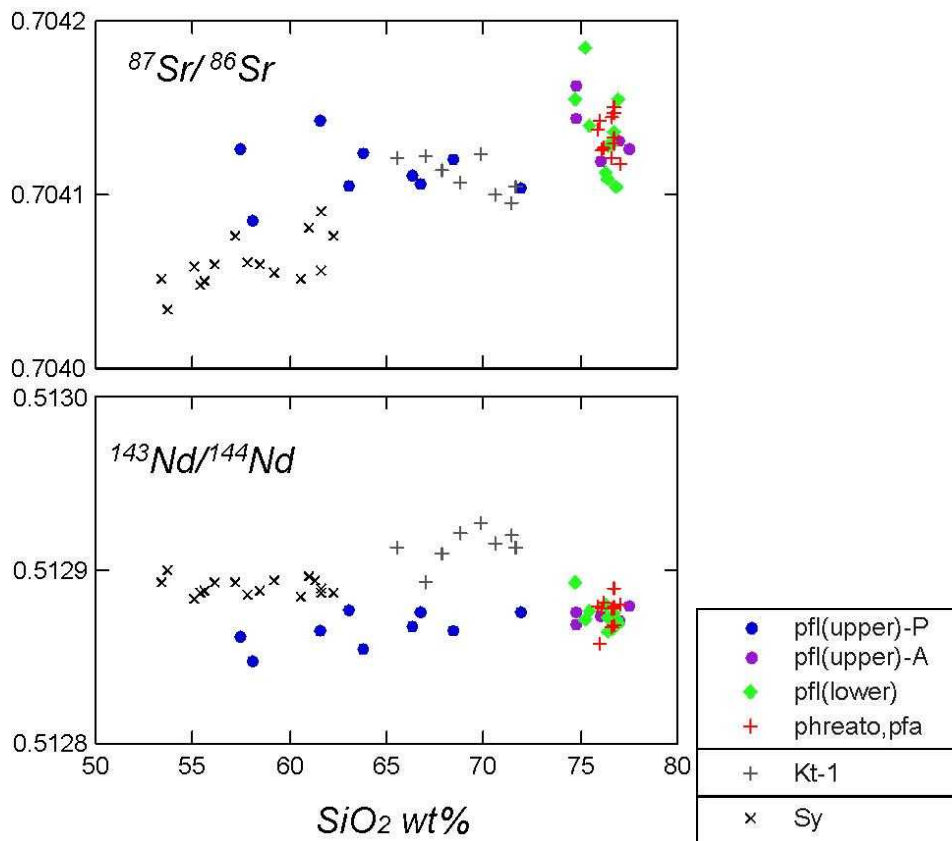


図18. 社台火砕流堆積物、支笏カルデラ形成噴火噴出物、クッタラカルデラ形成噴火噴出物のSr, Nd同位体比。

縞状軽石が存在し鏡下でも不均質が認められること、全岩化学組成トレンドが直線状であることなどから、社台火砕流噴出物は苦鉄質マグマと珪長質マグマとの混合作用によって生成されたと考えられる。また、本質物質の同位体比が一定であることから、これらの端成分マグマの起源物質は単一である可能性が高い。しかしながら、SiO<sub>2</sub>の増加に伴うY/Rb, Zr/Rb, Ba/Rbの減少は単純な結晶分化作用では説明することができず、同一の地殻物質からの部分溶融度の違いによって生じた可能性を示唆している。

最後に、社台火砕流噴出物の岩石学的特徴を4万年前の支笏カルデラ形成噴火のものと比較する。平成25年度大規模噴火事例調査によると、支笏カルデラ形成噴火はマグマ水

蒸気噴火で始まり、プリニー式噴火から大規模火砕流へと移行している。その本質物質は、斑晶量5wt%以下のデイサイト質～流紋岩質のAタイプ(図15, 17, 18の●・◆・+、 $\text{SiO}_2=74-78\text{wt}\%$ )と斑晶量7-45wt%の安山岩質～デイサイト質のPタイプ(図15, 17, 18の●、 $\text{SiO}_2=57-72\text{wt}\%$ )の大きく2つに分類され、Aタイプはカルデラ形成噴火を通して噴出し続けるが、Pタイプは噴火の末期に発生した火砕流堆積物の上部ユニットにのみ認められることが確認された。またAタイプ、Pタイプともにマグマ混合作用の証拠が認められるが、その組成トレンドが異なることから端成分マグマはそれぞれ異なることが示唆されている。中川ほか(2010)は、社台火砕流噴出物の珪長質マグマがカルデラ形成噴火のPタイプデイサイトに類似していることを示し、それがSr同位体比の低い苦鉄質マグマと混合した可能性を示している。しかしながら、今回支笏カルデラ形成噴出物の希土類元素組成、同位対比組成を合わせて測定した結果、社台火砕流噴出物はカルデラ形成噴出物に比べてわずかにSr同位体比が低くNd同位体比が高いこと、また特にNd同位体比では両者がほぼ平行なトレンドを示すことが確認された(図18)。このことは、両者の起源物質がそもそも異なっており、社台火砕流噴火後に新たなマグマが生成されたことを示唆している。来年度以降は、社台火砕流噴火に先行する降下スコリア噴出物の分析を追加した上で、支笏カルデラ形成噴火およびクッタラカルデラ形成噴火との関連を検討する必要があると考えられる。

### 3-5.クッタラカルデラ形成噴火の噴火推移およびマグマの変遷

南西北海道に位置するクッタラ火山群は、約8万年前より活動を開始し、4.9-4.5万年前の成層火山形成期を挟んで複数回の大規模珪長質噴火を繰り返している(図1,図2)。そして4.2万年前の大規模珪長質噴火であるKt-1期の噴火により現在の直径約2.5kmのクッタラカルデラが形成されたと考えられている(山縣,1994; 森泉,1998)。クッタラ火山群の総噴出量はDREで100km<sup>3</sup>を超え、近隣の支笏、洞爺カルデラ火山に匹敵するが、なぜクッタラ火山では複数回の噴火により大量のマグマが噴出したのかについては議論されていない。そのためにはクッタラ火山群の個々の大規模噴火の推移とマグマ系の構造、およびその変遷を明らかにすることが必要であり、我々は地質学的岩石学的研究を行っている。今回は最新の大規模珪長質噴火であるKt-1期の噴火推移とそれに対応するマグマ変遷について報告する。

森泉(1998)は、Kt-1期テフラとして降下火砕物、火砕流および火砕サージ堆積物を認識した。降下火砕物は、降下スコリア層(Kt-1sfa)を境に下部(Kt-1pfa1)と上部(Kt-1pfa2)に区分され、下部は角閃石斑晶含有の軽石を含むが、上部には含まれないとした。また、火砕流堆積物中の降下軽石には角閃石斑晶が含まれないことから、火砕流はKt-1pfa2と同時に発生したとした。

本研究の野外調査ではKt-1sfaを発見できなかったが、噴火の時間間隙を示すと考えられる、表面が風化した軽石層を基準に、降下火砕物を下位からKt-1A~Kt-1E層の5枚のフォールユニットに区分した(図19, 20)。それとは別に火砕流および火砕サージ堆積物を確認した(図21)。



図19. Kt-1 降下火砕物の露頭写真(Ku59).



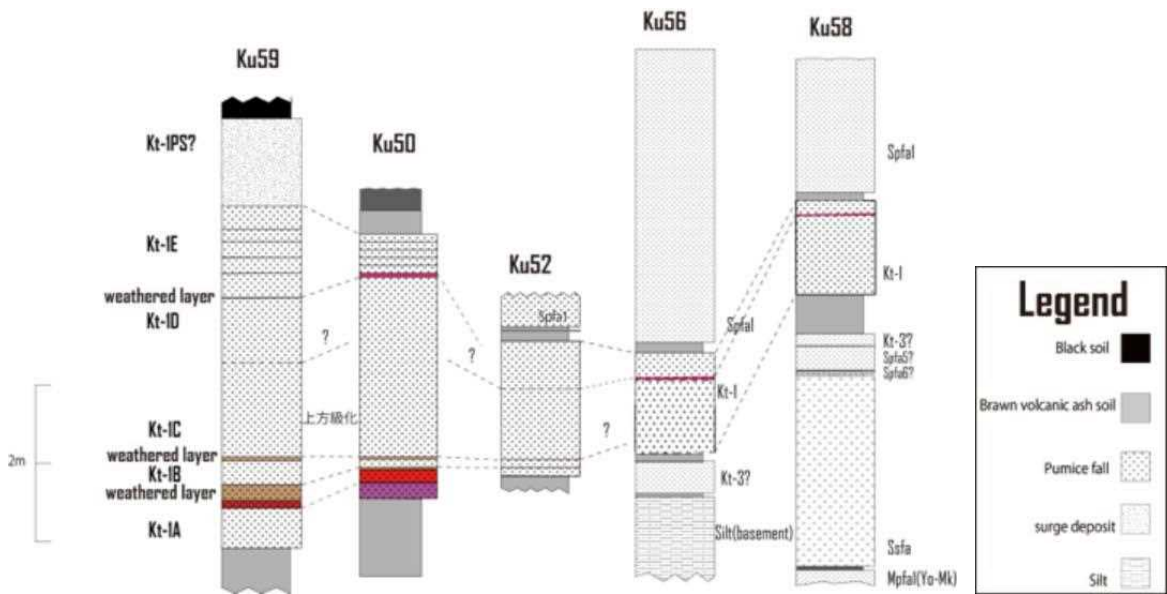


図 20. Kt-1 降下火砕物の対比柱状図.



図 21. Kt-1 火砕流堆積物の露頭写真および対比柱状図.

降下火砕物層中には白色軽石と縞状軽石、火砕流堆積物中には白色軽石、縞状軽石、スコリアがみられる。Kt-1期の噴出物の岩石は、斑晶として石英、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。Kt-1A～Kt-1C層では角閃石斑晶を含む白色軽石が見られるが、Kt-1D層より上部では見られない。よってKt-1AからKt-1CがKt-1pfa1に、Kt-1DからKt-1EがKt-1pfa2に対応すると考えられる。

Kt-1期の岩石の全岩SiO<sub>2</sub>量は59.2-74.1wt%であり、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>やMnO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>などの多くの元素のハーカー図上で、4つの組成トレンドが認識できる(図22)。その全岩化学組成トレンドと斑晶鉱物組み合わせから、Kt-1期の本質物質を4タイプに分類した。角閃石斑晶を含み最も流紋岩質のものをType1、角閃石斑晶を含まない流紋岩～デイサイト質のものをType2、角閃石斑晶をわずかに含むデイサイト質のものをType3、角閃石斑晶を含まず、安山岩質～流紋岩質のものをType4とした。Type1、Type2、Type3はハーカー図上で、珪長質から苦鉄質まで互いに収束することのないトレンドとして識別できる。一方、Type4は珪長質側においてType2に収束するが、苦鉄質側で発散するトレンドを描く。

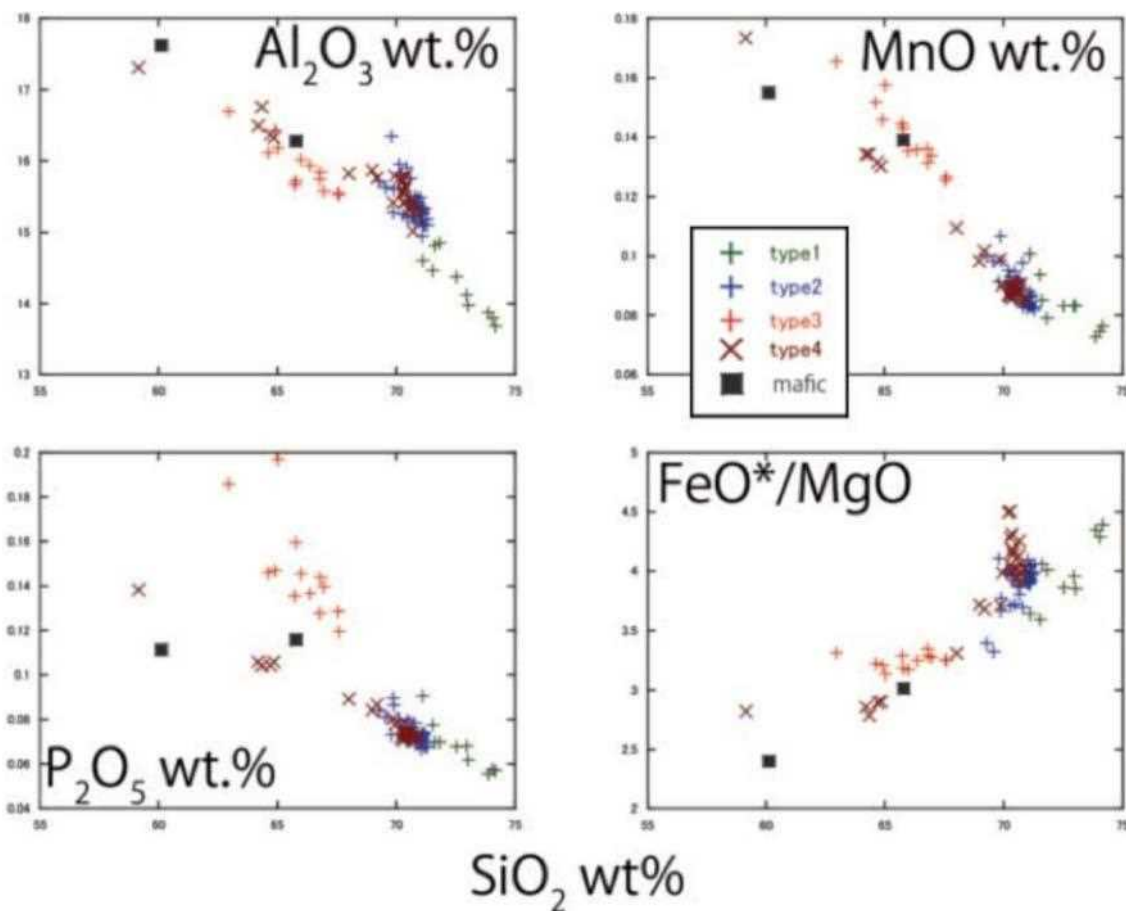


図22. Kt-1本質物質の全岩化学組成.

降下火砕物における本質物質タイプの時間変化(図23)を見ると、Kt-1A層ではType1とType3の両者が認められ、一方Kt-1BおよびC層ではType2とType3が共存する。そしてKt-1DおよびE層ではType2のみが認められる。このように降下火砕物でType1~Type3が認められType4は認められない。一方、火砕流堆積物ではType4のみが認められ、それ以外の本

質物は認められない。従来、火砕流は、Kt-1DおよびEの時期(Kt-1pfa1)に発生したと考えられてきたが、本質物質のタイプが異なることから、火砕流は降下火砕物とは異なる時期に発生したことを指摘できる。Kt-1DおよびEの時期のType2軽石は、全岩化学組成において珩長質側でType4と類似することから、Kt-1Eの後に火砕流が発生した可能性が高い。

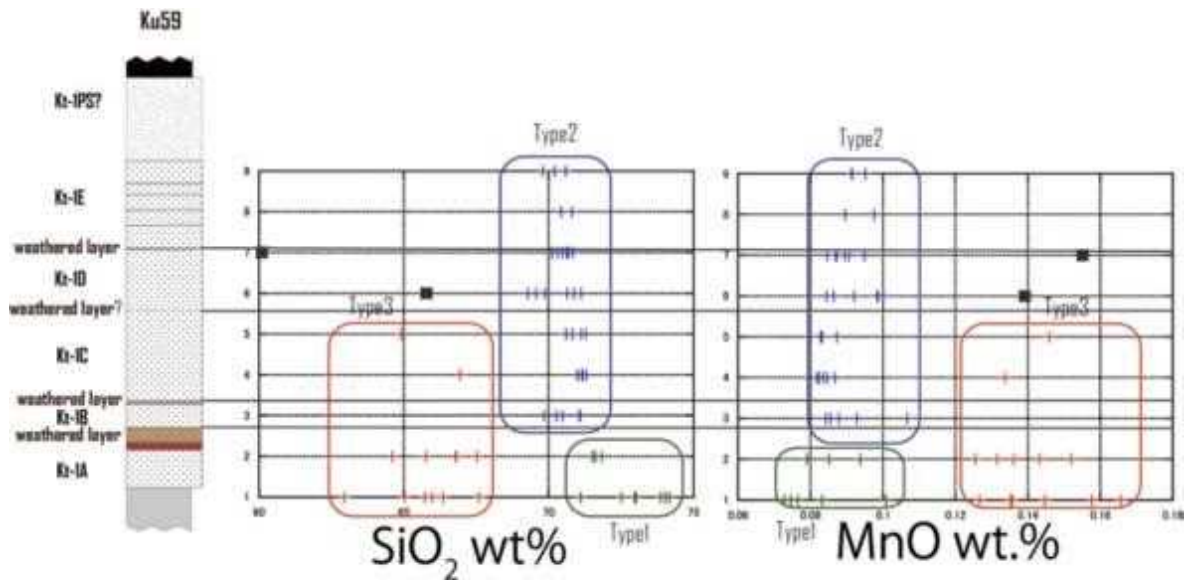


図23. Kt-1降下火砕物中の本質物質の時間変化.

本研究では森泉(1998)と同じく、降下火砕物層下部に角閃石含有軽石が特徴的に見られ、降下火砕物層上部および火砕流には角閃石含有白色軽石が見られないことを確認した。しかし本研究では降下火砕物は3タイプの本質物質からなり、さらに火砕流堆積物が降下火砕物とは別タイプの本質物質から構成されることを明らかにした。つまりKt-1は4つのマグマタイプからなるということである。これら4タイプは噴火の進行に伴って、順次活動をしており、そのことからKt-1噴火前のマグマ系の構造とその噴火変遷が明らかになった。

#### 4. インドネシア・リンジャニ火山に関する研究成果

カルデラ噴火のような大規模噴火では、その噴火準備過程を明らかにすることは、火山深部プロセスを理解するうえで重要なだけでなく、低頻度・大規模噴火災害に対する監視・観測体制を備えるためにも重要である。その際に国内のカルデラだけではなく、異なるテクニクス場にある海外でのカルデラ噴火事例と比較することは重要な研究手法のひとつである。そのような観点から本研究ではインドネシアのリンジャニ火山のAD1257年のカルデラ噴火についても検討を行った。このカルデラは大型成層火山が形成後、VEI6クラスの巨大噴火により形成されており、先行する大型成層火山体が存在しない後期更新世からの日本のカルデラ火山とは別のタイプである。

リンジャニ火山はCentral Lombok Volcanic Complex(CVL)を覆って、10万年前頃から活動している(図24)。その活動は大きく、成層火山活動期、低活動期(先カルデラ期)、カルデラ形成期および後カルデラ期の4つに分けられる。成層火山形成期では $0.6\text{km}^3/\text{ky}$ の噴出率であったが、完新世になって低活動期になり $0.15\text{km}^3/\text{ky}$ と低下し、約5000年前にはPropok軽石を噴出し、Lembah溶岩を流出している。AD1257年のカルデラ形成期では、プリニー式噴火の後に火砕流が流出して、山頂部に直径 $6\times 7\text{km}$ のカルデラを形成した。総噴出量はDREで $10\text{km}^3$ 以上と見積もられている。カルデラ形成後、カルデラ内で後カルデラ期の活動が継続している。

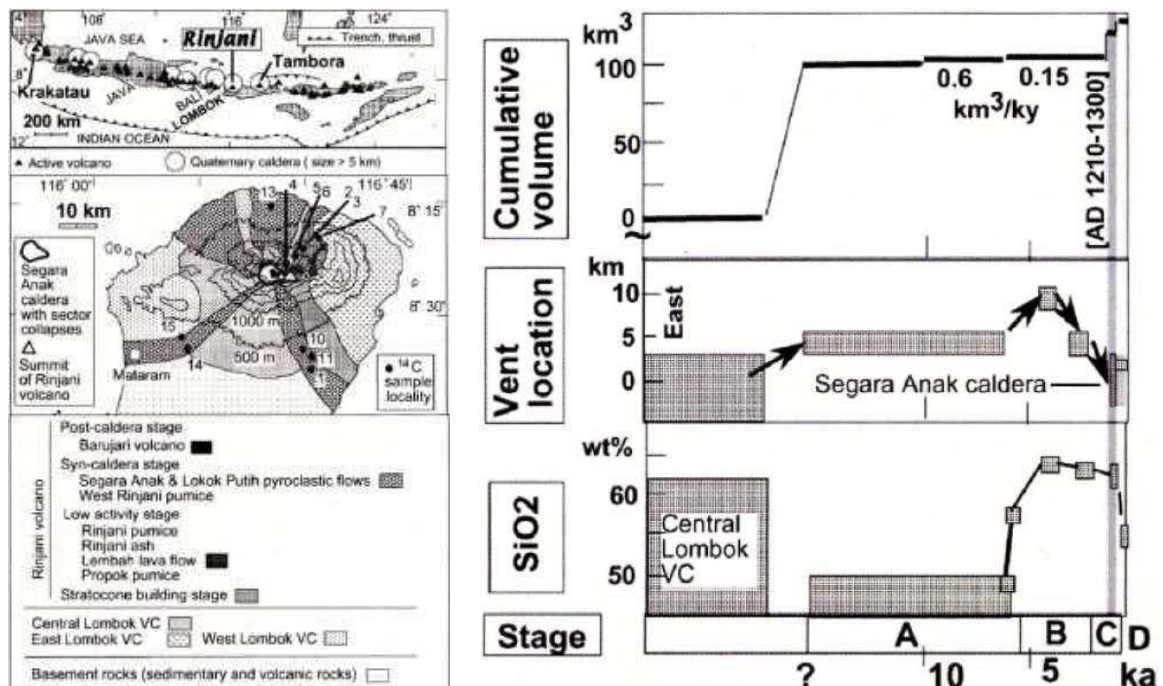


図24. リンジャニ火山の地質図および噴火の推移 (Takada et al., 準備中).



CLVおよび成層火山活動期の岩石はSiO<sub>2</sub>=44.8-63.7wt%の組成幅を示すが、玄武岩～玄武岩質安山岩に富む(図25, 26)。これらの岩石では玄武岩ではかんらん石、安山岩では輝石が主要なマフィック斑晶であり、デイサイトではわずかに角閃石を含むことがある。低活動期からは岩質が大きく変化し、角閃石デイサイトが主体となり、カルデラ期では角閃石の他にマフィック斑晶として輝石も含まれる。SiO<sub>2</sub>量は低活動期が63.8-66.7wt%で、カルデラ形成期が62.1-66.2wt%であり、両者を比較すると低活動期の方がSiO<sub>2</sub>に富んでいる。後カルデラ期はSiO<sub>2</sub>=55wt%でかんらん石と輝石をマフィック斑晶として含んでいる。

噴出期および地域		岩石	斑晶量(%)	鉱物組合せ	
D	後カルデラ期	OI-Opx-Cpx basaltic andesite	30-35	P▷Cpx>Opx>O▷Opq	
C	カルデラ形成期	fbw	Cpx-Hb trachy-dacite	<5	P▷Hb>Opq>Cpx
		fall	Cpx-Hb trachy-dacite	5-10	P▷Hb>Opq>Cpx
B	低活動期 (先カルデラ期)	Hb trachy-dacite	<5	P▷Hb>Opq	
		Hb trachy-dacite	<5	P▷Hb>Opq	
		Px bearing Hb trachy-dacite	5	P▷Hb>Opq>Opx>Cpx	
A	成層火山体活動期	Cpx bearing OI basalt	10	P▷O▷Opq>Cpx	
		Opx-Cpx-OI basalt	15-50	P▷O▷Cpx>Opx>Opq	
		Cpx-OI basalt Opx-Cpx andesite	20-40	P▷O▷Cpx>Opq P▷Cpx>Opx>Opq	
		Cpx-Opx andesite basalt	<10	P▷Opx>Cpx▷O▷Opq	
		Cpx-OI basalt	20-50	P▷O▷Cpx▷Opx>Opq	
		Opx-Cpx basalt-andesite	20-35	P▷Cpx>Opx▷O▷Hb>Opq	

Pl:斜長石 Opx:斜方輝石 Cpx:単斜輝石 Hb:角閃石 OI:かんらん石 Opq:不透明鉱物

図25. リンジャニ火山噴出物の記載岩石学的特徴。

全岩化学組成で見ると、成層火山活動期および後カルデラ期の玄武岩～安山岩、そして低活動期およびカルデラ形成期のデイサイトに2大別できる(図26)。両者はハーカー図上において、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, FeO, CaO, K<sub>2</sub>Oなどの主成分元素、そしてV, Rb, Y, Zr, Baなどの微量元素で、両者は異なる組成変化経路を描くことで区別できる。また液相濃集元素比でも、成層火山活動期・後カルデラ期と低活動期・カルデラ形成期は異なっている(図27)。これらのことから、リンジャニ火山に産する玄武岩質マグマの単純な結晶分化では、デイサイト質マグマを生成することはできず、地殻の部分溶融やAFCプロセスが必要である。

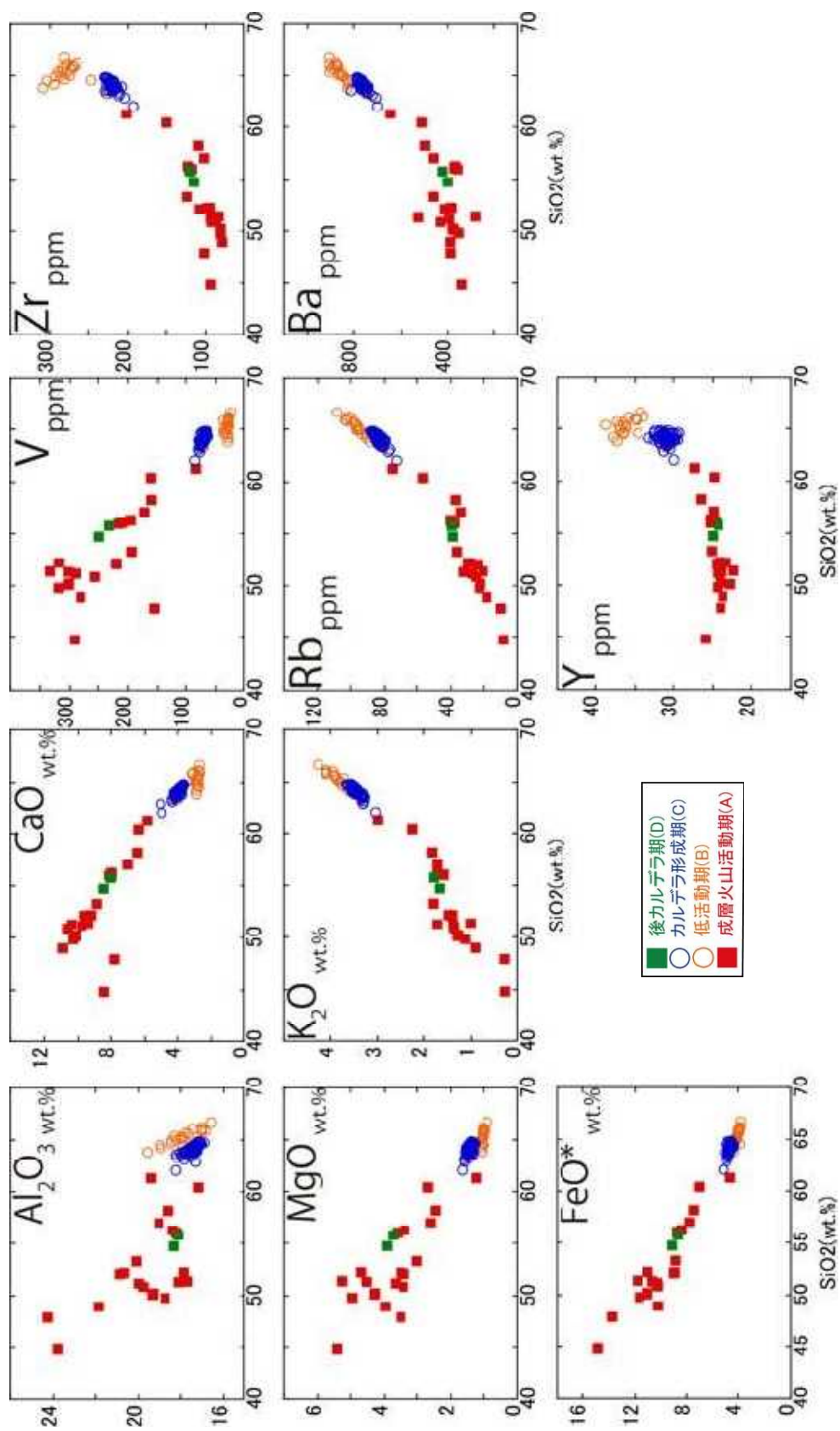


図26. 噴火ステージごとの全岩化学組成



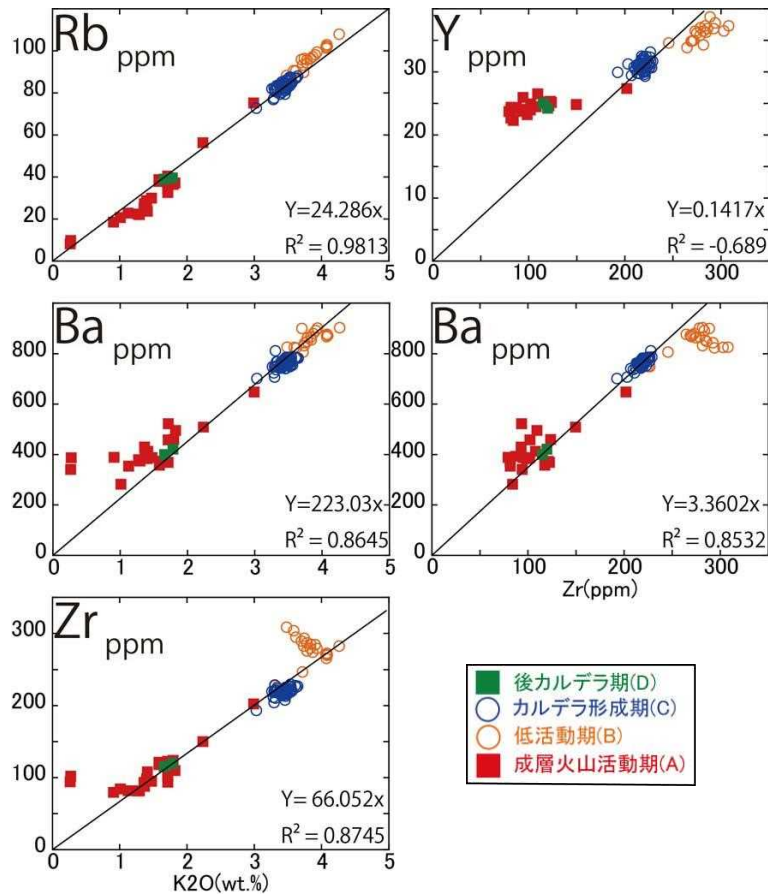


図27. 噴火ステージごとのincompatible元素比.

低活動期とカルデラ形成期を比較すると、両者は類似した角閃石デイサイト質マグマであるが、ハーカー図で見ると、全ての元素で両者はともに直線的に変化する2つの別のトレンドを描くことで明瞭に区別できる(図28)。液相濃集元素のうちK<sub>2</sub>O, RbやBaなどのLIL元素はSiO<sub>2</sub>に対して正の相関を示し、2つの活動期の噴出物はそれぞれ平行な異なる2つのトレンドを描く。同じSiO<sub>2</sub>で比べた場合、カルデラ形成期マグマの方がLIL元素に乏しい。一方、Nb, ZrおよびYなどのHFS元素では、カルデラ形成期の試料はSiO<sub>2</sub>と正の相関をするのに対して、低活動期のそれは負の相関を示す。そのため、珪長質側で両者は類似したNb, Zr濃度を示すが、安山岩に近い組成では低活動期噴出物のNb, Zr濃度は、カルデラ形成期のそれと比べて著しく高くなる。このHFS元素の高いデイサイトは、他のリンジャニ火山噴出物の作る組成分布と大きく異なり、リンジャニ火山では特異な組成を示すといえる。これらの低活動期とカルデラ形成期のデイサイトの化学組成の差を考えると、マグマは共通の初生マグマからの結晶分化や単純な混成作用によって生成されたマグマではない。この解明のためには同位体比のデータが不可欠であり、Sr, NdおよびPbの同位体について現在分析中である。

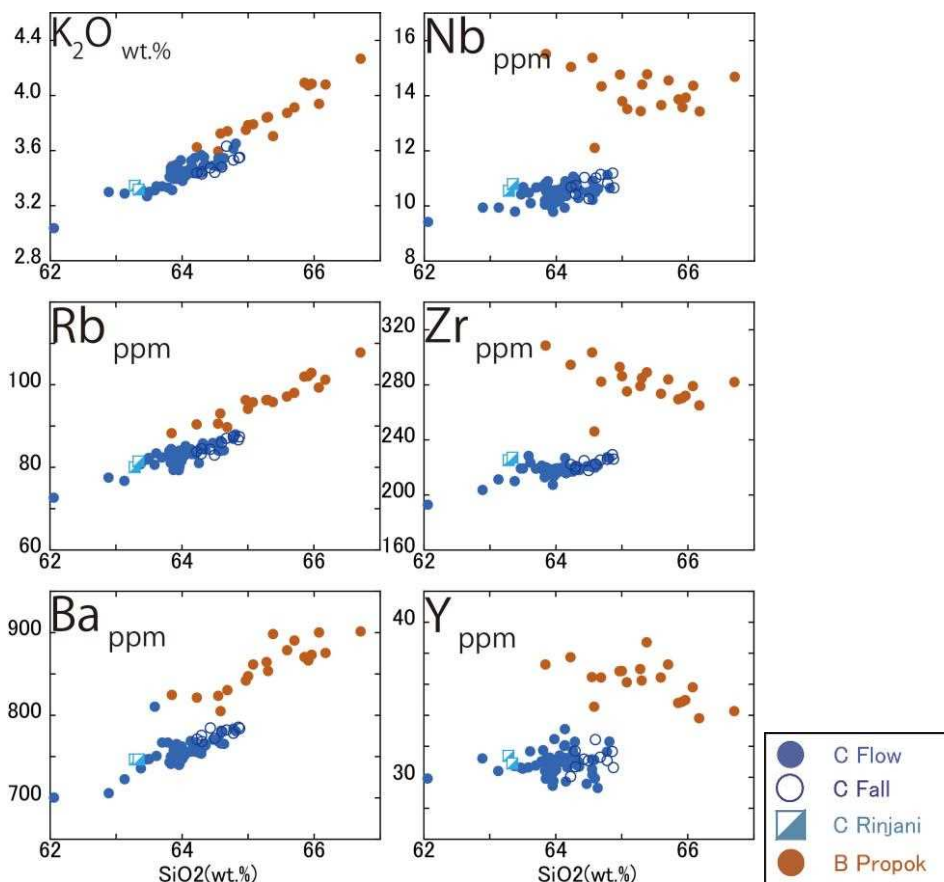


図28. 低活動期およびカルデラ形成期の主要元素・微量元素組成.

リンジャニ火山の更新世末からの噴火推移・様式やマグマの変化を考慮すると、低活動期がカルデラ噴火の準備過程とみなすことができるであろう。この時期には噴出率が低下し、カルデラ形成期と類似のデイサイト質マグマが活動していることも、準備過程にふさわしいであろう。しかしながら低活動期のデイサイトはカルデラ形成期のマグマとは別である。このことから、準備過程ではカルデラ形成期と同じマグマが徐々に生産・蓄積されていくのではなく、時間とともにマグマ組成が変化するプロセスによりデイサイトマグマが蓄積されていたか、あるいは低活動期とは別のプロセスで比較的短期間にマグマが生産・蓄積されたかのいずれかであると考えられる。

## 5. まとめ

本研究では、低頻度・大規模噴火災害であるカルデラ噴火について、その噴火の推移とマグマの変遷、カルデラ噴火に至る準備過程を明らかにすることを目的として、地表踏査、ボーリング調査、K-Ar法による年代測定、全岩化学組成や石基ガラス組成の測定を行った。その結果、以下のことが明らかとなった。

### 支笏火山地域の長期火山活動履歴

支笏湖近辺の火山はこれまで3Ma前後に活動していたと考えられていたが、今年度支笏湖北東にある未知の火山噴出物についてK-Ar年代を測定したところ、0.86Maの年代が得られ、新たな第四紀火山を見出した。これまで、支笏火山は200-300万年間の長期間にわたって火山活動が無い地域で約6万年から活動を開始したと考えられていた。しかしながら今回の年代測定の結果、0.86Maの火山活動の存在が明らかになり、その活動と支笏火山の関係について検討する必要性が生じた。

### 地表踏査による支笏カルデラ形成噴火の噴火推移

約4万年前に発生した支笏カルデラ形成噴火はマグマ水蒸気噴火で始まり、プリニー式噴火から大規模火砕流へと移行していることが昨年度までの研究で明らかになっているが、今年度支笏湖南南東約15kmの新たに発見した露頭においてさらに詳細な地質調査と構成物分析を行った。その結果、支笏カルデラ形成噴火は大きく5つの噴火フェーズに分類できることが明らかになった(フェーズ1:マグマ水蒸気噴火期、フェーズ2:大規模なプリニー式噴火による降下軽石堆積物卓越層から火砕流堆積物卓越層への移行期、フェーズ3:大規模火砕流堆積物噴出期、フェーズ4:厚い岩片濃集層を伴う火砕流堆積物噴出期、フェーズ5:大規模噴火終息期)。代表的な層準について石質岩片の構成物分析を行ったところ岩片の量比や種類が時間とともに変化することが明らかになり、カルデラ形成噴火中に火口の拡大・移動が起こっていたことを示唆している。

### 支笏カルデラ形成噴火に関するボーリング調査

支笏湖東方約5kmの地点で深度180mのボーリング調査を行い、カルデラ形成噴火直前の噴出物から噴火終了までの噴出物を連続的に採取することに成功した。特にカルデラ形成噴火直前～開始期には、クッタラ降下軽石層(Kt-1)の上位に、下位から茶褐色土壌、黒色土壌、軽石混じりの茶褐色土壌、炭化木を含む降下軽石層、火山豆石を含む火山灰層が累重しているのが観察された。さらに、これらの層に含まれる火山ガラス組成を調べたところ、黒色土壌下位の茶褐色土壌から、クッタラ降下軽石や支笏降下軽石とは異なる組成のガラスが検出された。その組成は平成25年度に支笏湖南南東約15kmにおいて観察された

クッタラ降下軽石層上位の火山灰土に含まれる火山ガラスの組成と一致していることから、これらが支笏カルデラ形成噴火直前の噴出物である可能性が高い。

### 社台火砕流噴出物に関する岩石学的研究

社台火砕流噴出物に関しては、支笏湖南方約5km地点で気象庁により実施されたボーリングコアから採取したサンプルについて岩石学的研究を行った。その結果、社台火砕流噴出物は苦鉄質マグマと珪長質マグマとの混合作用によって生成されたことが明らかになった。これらの端成分マグマの起源物質は単一である可能性が高いが、その組成変化は単純な結晶分化作用では説明することができず、同一の地殻物質からの部分熔融度の違いによって生じた可能性がある。また、カルデラ形成噴出物の希土類元素組成、同位対比組成を予察的に測定した結果、社台火砕流噴出物はカルデラ形成噴出物とは同位体比が異なることが確認された。このことは、両者の起源物質がそもそも異なっており、社台火砕流噴火後に新たにマグマが生成されたことを示唆している。

### クッタラカルデラ形成噴火の噴火推移およびマグマの変遷

クッタラ火山は、約8万年前から活動を開始し成層火山形成期を挟んで複数回の大規模珪長質噴火を繰り返した後、約4.2万年前の噴火(Kt-1)により直径約2.5kmのクッタラカルデラが形成された。本研究ではKt-1の降下軽石堆積物を5枚のフォールユニットに区分した。Kt-1期の本質物質はその全岩化学組成トレンドと斑晶鉱物組み合わせから4タイプに分類されるが、降下軽石堆積物中の本質物質は時間とともに変化しており、さらに火砕流堆積物中の本質物質は降下軽石堆積物とは別のタイプであることが明らかになった。このことは噴火の進行に伴って異なるマグマが活動したことを示している。

### インドネシア・リンジャニ火山に関する岩石学的研究

インドネシア・リンジャニ火山は約10万年前から噴火を開始し、その活動は、成層火山活動期、低活動期(先カルデラ期)、カルデラ形成期および後カルデラ期に分けられる。西暦1257年のカルデラ形成期噴火では、プリニー式噴火の後に火砕流が流出して、山頂部に直径6-7kmのカルデラを形成した。成層火山活動期から後カルデラ期までの噴出物について岩石学的研究を行った結果、成層火山活動期・後カルデラ期と低活動期・カルデラ形成期とで組成が大きく異なることが明らかになった。また、低活動期とカルデラ形成期を比較すると、2つの活動期の噴出物は類似した珪長質岩であるが、両者は異なるマグマであることが明らかになった。このことは、低活動期にカルデラ形成期と同じマグマが徐々に生産・蓄積されていくのではなく、時間とともにマグマ組成が変化するプロセスによりデイサイトマグマが蓄積されていたか、あるいは低活動期とは別のプロセスで比較的短期間にマグマが生産・蓄積されたかのいずれかであると考えられる。

## 参考文献

- 勝井義雄 (1959). 支笏降下軽石堆積物について, 特に支笏カルデラ形成直前の活動について. 火山, 2, 33-48.
- 北川淳一 (2000MS). 支笏カルデラ形成時のマグマ溜まりの構造と噴出プロセス. 北海道大学大学院理学院修士論文. 112p.
- 森泉美穂子(1998). クッタラ火山群の発達史. 火山, 43, 95-111.
- 中川 光弘・北川 淳一・若佐 寛子(2010). 南西北海道、支笏火山の60kaから40kaのマグマ系の進化-先カルデラ期(社台火砕流)とカルデラ形成期噴出物の岩石学的研究. 日本火山学会講演予稿集, 62.
- Takada, A., Rosgandika, M., Furukawa, R. (準備中). The volcanic activity of Rinjani, Lombok Island, Indonesia during the last ten thousand years, viewed from  $^{14}\text{C}$  age datings.
- 山縣耕太郎(1992). 支笏カルデラを形成した噴火の噴出物の層序. 日本火山学会講演予稿集, 89.
- 山縣耕太郎 (1994). 支笏およびクッタラ火山のテフラクロノジー. 地学雑誌, 103, 268-285.