

2 噴火規模及び影響範囲推定のための調査研究

2.1.1 支笏カルデラ噴出物の噴火過程

【実施内容】

陥没カルデラの形成噴火では、大規模火砕流の噴出に先行してプリニー式噴火から始まる事例が多い (Geshi et al., 2014). では、カルデラ陥没に至るものとプリニー式噴火単独で終わる噴火とでは何が異なるのであろうか?このような観点から、支笏カルデラ形成噴火の支笏降下火砕堆積物 (図 2.1.1-1) を対象に、火砕物の粒径分布解析を実施し、その解析から噴煙柱パラメータの活動推移を検討した.

プリニー式噴火のような爆発的噴火では、破碎された高温のマグマ片と火山ガスの混合物が火口から高速で噴射され、大気を取り込み、これを熱膨張させることで浮力が生じて噴煙柱が形成される (Woods, 1988). 噴煙柱の高さは噴出流量と相関があり、噴出流量が大きいほど時間あたりの放出熱量が大きいので噴煙柱は高くなる. さらに噴煙柱として上昇したマグマ片 (軽石や火山灰) は上空の風に流されるとともに、重力によって噴煙から落下し地表へと降り積もる. 従って降下火砕物の拡散状況からこれをもたらしした噴煙柱の状態を推定することが可能であり (萬年, 2013), その変化から過去の噴火推移を検討することが本課題の手法と目的となっている.

【研究成果】

支笏降下火砕物の分布と試料採取地点

支笏カルデラ形成噴火は約4万年前に発生した巨大噴火で (勝井, 1959; 山縣, 2000; 図 2.1.1-2), 昨年度実施の本研究により先行した支笏降下火砕物の噴出量は約 40~48 km³DRE, 支笏火砕流の噴出量は約 80 km³DRE と計測されている (山元, 2016). 支笏降下火砕物の分布主軸は、カルデラから東南東に延び、180 km 離れたえりも町まで追跡することが出来る. 堆積物は比較的淘汰の良い流紋岩軽石火山礫~火山灰からなり、後で示すようにカルデラから離れるに従い、粒径が小さくなる.

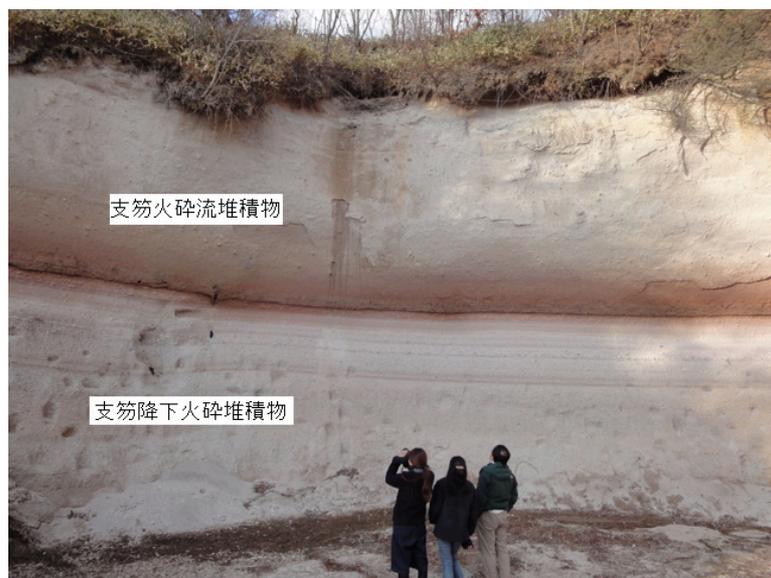


図 2.1.1-1 Loc. 1(苫小牧市美沢)における支笏カルデラ形成噴火堆積物

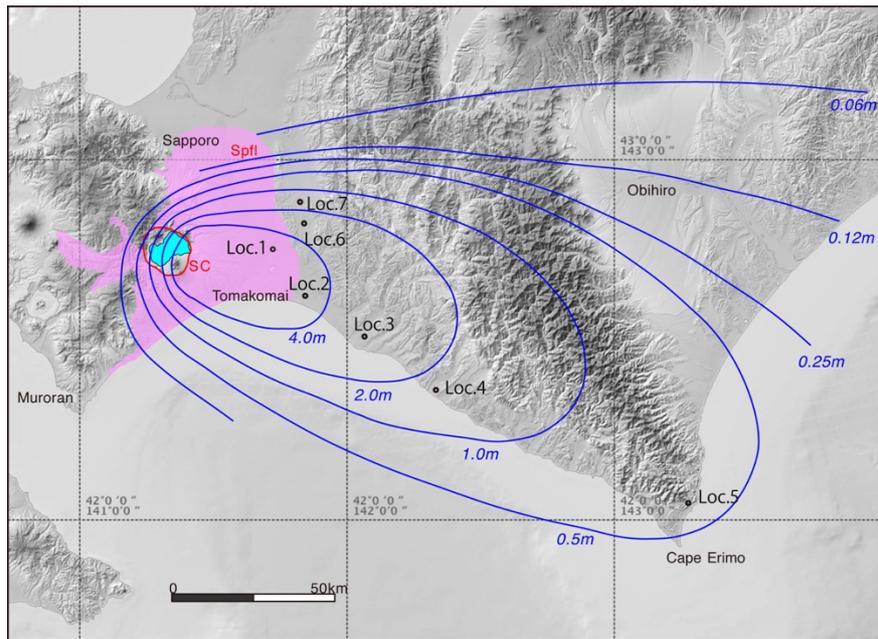


図 2.1.1-2 支笏降下火砕堆積物の等層厚線（山縣，2000 を改変）. Spfl=支笏火砕流堆積物；SC=支笏カルデラ

粒度分析試料の採取は、分布主軸方向とこれに対する直交方向で実施した（図 2.1.1-2）。試料採取は厚さ 10 cm 以下の層状の部位を削り出して行い、粗粒火山礫を主体とする火砕物は 1～1.5 kg、細粒火山礫を主体とするものは 0.5～1 kg、火山灰を主体とするものは 300 g 前後の試料を採取している。Loc. 1 はカルデラ中心から 32 km と給源に最も近い苫小牧市美沢で、支笏火砕流の下位に層厚 6 m 以上（下限不明）の支笏降下火砕物が露出している。ここでは粒径が明らかに細かい薄層が複数はさまれることによる粗い成層構造が認められる。ここでは上位から下位に向かってほぼ 1 m 間隔で順に 5 試料を採取したが、このような細粒薄層を試料に含まないようにしている。Loc. 2 はカルデラ中心から 45 km 離れた厚真町厚和で、層厚 5 m の支笏降下火砕物が露出している。上位には支笏火砕流堆積物は存在せず、代わりに層厚 30 cm の粗粒火山灰からなる降下火砕物が被覆している。ここでは露頭の上・中・下部から順に 3 試料を採取した。Loc. 3 はカルデラ中心から 65 km 離れた日高町富川東で、層厚 3.2 m の支笏降下火砕物が露出している。上位には Loc. 2 と同様に層厚 30 cm の粗粒火山灰からなる降下火砕物が被覆している。ここでは露頭の上・中上・中下・下部から順に 4 試料を採取した。Loc. 4 はカルデラ中心から 92 km 離れた新冠町字西泊津で、層厚 1.3 m の支笏降下火砕物が露出している。ここでは露頭の上・下部から順に 2 試料を採取した。Loc. 5 はカルデラ中心から 180 km 離れたえりも町庶野で、層厚 0.6 m の支笏降下火砕物が露出している。ここでは露頭の上・下部から順に 2 試料を採取した。一方、分布主軸の法線方向では、Loc. 6 の安平町早来で、層厚 2.2 m の支笏降下火砕物が露出している。ここでは露頭の上・中・下部から順に 3 試料を採取した。また、Loc. 7 の安平町追分で、層厚 1.3 m の支笏降下火砕物が露出している。ここでは露頭の上・下部から順に 2 試料を採取した。

粒度分析手法

試料は乾燥後、 ϕ 0.5 刻みで ϕ -6~+3 のメッシュサイズの篩を用いて篩い分け、篩毎の試料の質量を計測した。 ϕ スケールは $1/2$ の n 乗で表される粒子径単位である。その後、篩い分け試料の軽石・結晶片・石質岩片の粒子数を数え、粒子数比率を求めている。次に、これを質量比に変化するため、軽石粒子の見かけ密度の計測をガラスビーズ法で行った。 ϕ -2.5 以下の軽石は粒子単体で、 ϕ -2.0 以上の軽石は複数粒子で計測を行った。図 2.1.1-3 は、粒径と粒子乾燥密度の関係である。 ϕ +0.5 以下の軽石の見かけ密度はほぼ $0.45\sim 0.50\text{ g/cm}^3$ であるものの、 ϕ +1.0 以上では粒径が小さくなると見かけ密度が大きくなる。これは軽石中の気泡サイズの効果で、軽石の粒径がある気泡固有サイズ以下になると、発泡度が小さくなることを示している。一方、石質岩片の密度は 2.3 g/cm^3 、結晶片の密度は最も多く含まれる斜長石の密度 2.5 g/cm^3 で代表した。

表 2.1.1-1 は粒度分析結果の一覧である。軽石・結晶片・石質岩片の質量比は、前述の密度を使って粒子数比から変換している。軽石・結晶片・石質岩片とも、Loc. 1 から 5 へと向かう分布主軸方向では距離に応じて平均粒径が小さくなる (ϕ が大きくなる) 傾向が認められる。当然ながら見かけ密度の違いは、粒子の終端速度の違いでもあるので、平均粒径は同一地点で軽石・石質岩片・結晶片の順に大きくなっている。また、結晶はマグマ中である固有の粒径分布を持つため、 ϕ -1.0 よりも大きな結晶片は存在していない。火砕物の粒径分布から噴煙柱パラメータを復元するためには、火砕物の大半を占める軽石に注目するべきであり、以下はその検討結果である。

軽石粒径分布の特徴

支笏降下火砕物の最大の特徴は、下部と上部で軽石粒子の粒度構成が異なることである。すなわち、下部では軽石粒子は ϕ スケール表示で最頻モードに対して対称性の良い対数正規分布を示すのに対して、上部では最頻モードに対する対称性が悪く明らかに多峰性をしめすものも認められる (図 2.1.1-4)。上部のこのような粒径分布は十分に高い噴煙柱から火砕物が移流拡散するプリニー式噴火の産物としては異例の特徴で、通常は下部のような単純な粒径分布を持つことが多い。例外的に水蒸気プリニー式噴火のような外来水の関与した噴火では、噴煙内の水蒸気の凝集作用により細粒火山灰が団塊を形成して降下するため、堆積物の分級が悪く対数正規分布からか

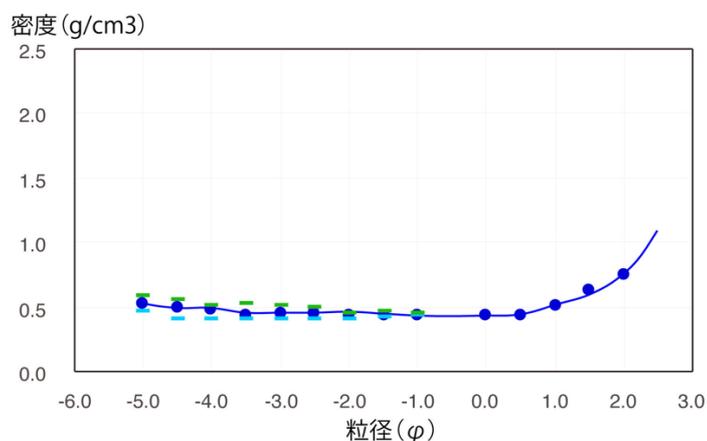


図 2.1.1-3 軽石粒子の乾燥見かけ密度と粒径の関係

地点	試料	粒度	-6.00	-5.50	-5.00	-4.50	-4.00	-3.50	-3.00	-2.50	-2.00	-1.50	-1.00	-0.50	0.00	0.50	1.00	1.50	2.00	2.50	3.00	合計	平均粒径	
Loc.4	0605-2-1	全粒子	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	1.05	3.14	6.20	8.72	11.34	13.81	15.84	17.97	10.84	4.14	1.59	0.66	95.46	0.34	
		軽石	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.05	3.14	6.20	8.72	11.34	8.86	10.31	8.33	3.13	1.43	0.81	63.66	-0.13	
		結晶片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.55	4.05	4.97	4.30	1.21	0.32	16.54	1.03	
		石質岩片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.41	1.47	4.66	3.42	1.50	0.46	15.11	1.01	
Loc.4	0605-2-2	全粒子	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.23	1.37	6.08	16.52	20.26	18.58	17.14	9.42	3.96	1.81	0.69	96.08	0.15	
		軽石	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.23	1.37	6.08	16.52	18.94	12.86	6.29	3.19	1.15	0.75	67.69	0.08	
		結晶片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.91	6.24	4.18	1.44	0.50	0.19	14.45	1.26	
		石質岩片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.32	3.81	4.61	2.04	1.37	0.57	13.94	1.03	
Loc.5	0514-1-1	全粒子	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.29	4.41	16.15	25.93	23.73	16.47	3.31	90.31	1.84
		軽石	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.29	4.09	13.60	18.30	16.18	10.30	2.07	64.86	1.66
		結晶片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	2.08	4.85	2.81	0.56	10.73	2.05
		石質岩片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	2.13	5.55	2.70	3.37	0.68	14.73	1.80
Loc.5	0514-1-2	全粒子	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.09	0.10	0.64	10.97	34.11	26.09	16.04	3.59	91.65	1.91
		軽石	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.09	0.10	0.61	10.97	32.81	17.44	9.54	2.14	73.72	1.70
		結晶片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.46	3.25	0.73	7.43	2.32
		石質岩片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	1.30	5.19	3.25	0.73	10.49	2.16
Loc.6	1018-1-1	全粒子	0.00	0.00	0.00	0.44	0.15	1.25	2.44	5.23	9.17	12.56	13.89	13.77	9.68	11.18	8.76	4.26	1.50	0.86	0.71	95.86	-0.60	
		軽石	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	1.25	2.44	5.23	9.17	12.39	13.72	12.76	5.14	1.75	0.70	0.34	0.25	0.28	0.23	65.81	-1.19	
		結晶片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.19	7.46	6.41	2.78	0.65	0.18	20.82	0.79	
		石質岩片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.17	1.01	1.35	1.97	1.66	1.14	0.60	0.40	0.32	8.79	0.75
Loc.6	1018-1-2	全粒子	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	1.33	2.42	5.87	11.22	14.03	15.44	15.03	9.31	9.92	6.97	2.62	1.01	0.80	0.60	96.69	-0.74	
		軽石	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	1.33	2.42	5.87	11.22	13.84	15.08	13.92	4.94	1.55	0.55	0.21	0.17	0.26	0.20	71.68	-1.24	
		結晶片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.07	6.62	5.10	1.71	0.44	0.17	17.23	0.73	
		石質岩片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.37	1.10	1.29	1.75	1.32	0.70	0.40	0.37	0.28	7.78	0.59
Loc.6	1018-1-3	全粒子	0.00	0.00	0.00	0.96	0.00	3.97	5.68	10.34	11.87	11.95	11.56	10.64	7.30	7.98	5.19	2.44	1.30	1.29	1.20	93.67	-1.03	
		軽石	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.00	3.97	5.68	9.85	10.79	10.76	9.98	8.33	3.57	1.25	0.41	0.19	0.22	0.42	0.39	66.76	-1.61
		結晶片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.21	5.33	3.80	1.59	0.57	0.27	0.25	14.02	0.81
		石質岩片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	1.08	1.20	1.58	2.31	1.52	1.41	0.98	0.65	0.52	0.59	0.55	12.89	-0.08
Loc.7	1018-3-1	全粒子	0.00	0.00	0.00	1.08	0.00	1.99	3.01	8.21	12.09	15.22	15.06	13.39	7.88	9.49	5.73	1.61	0.59	0.44	0.37	96.15	-0.97	
		軽石	0.00	0.00	0.00	0.00	1.08	0.00	1.99	3.01	8.21	12.09	15.01	14.88	12.87	4.41	1.48	0.46	0.13	0.10	0.14	0.12	75.99	-1.40
		結晶片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.74	6.33	4.19	1.05	0.25	0.09	0.08	14.74	0.67
		石質岩片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.18	0.51	0.72	1.67	1.08	0.43	0.23	0.20	0.17	5.42	0.61
Loc.7	1018-3-2	全粒子	0.00	0.00	0.00	0.62	2.19	5.65	7.82	15.08	15.10	14.54	12.02	9.24	5.06	5.45	3.05	0.91	0.47	0.45	0.36	98.02	-1.57	
		軽石	0.00	0.00	0.00	0.00	2.19	5.65	7.82	15.08	15.10	14.34	11.88	8.88	2.84	8.88	0.24	0.07	0.08	0.15	0.12	85.29	-1.83	
		結晶片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.76	3.64	2.23	0.60	0.20	0.10	0.08	8.60	0.68
		石質岩片	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.14	0.35	0.46	0.96	0.58	0.25	0.19	0.21	0.16	3.50	0.63

表 2.1.1-1 (続き)

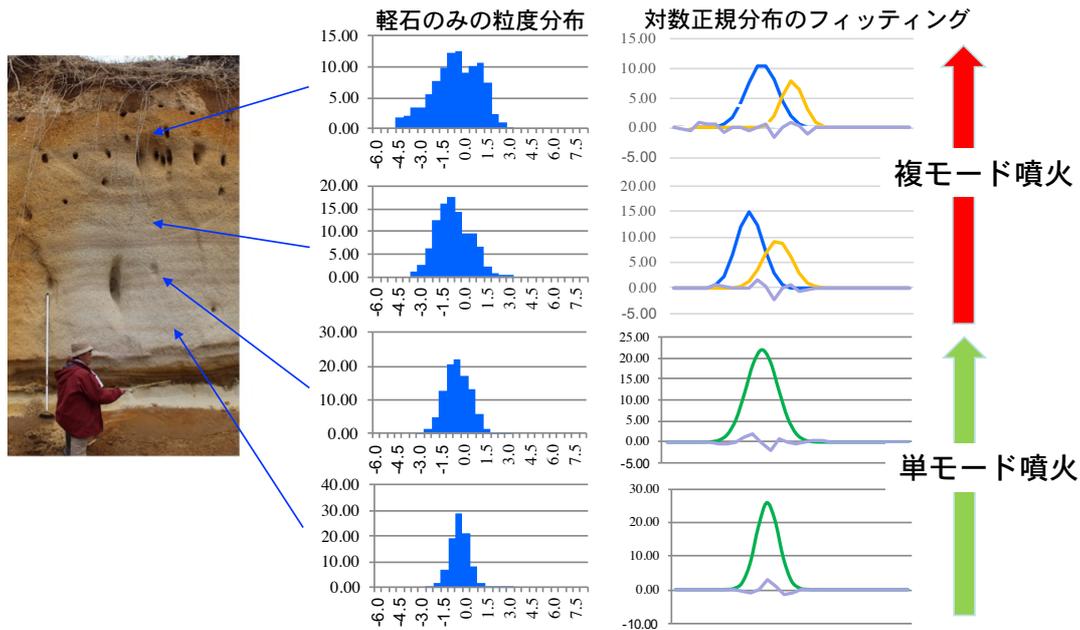


図 2.1.1-4 Loc. 3 における支笏降下火砕物の軽石粒子粒径分布と複モード解析結果

け離れた分布形状を持つことが知られている (Self and Sparks, 1978 ; Walker, 1981 ; Hiroi and Miyamoto, 2016). しかし、支笏降下火砕物上部が特に細粒火山灰に富むような傾向はなく、水蒸気プリーニ式噴火であったとは考えられない。従って、上部の特異な粒径分布は、別の成因によるものとする必要がある。

支笏降下火砕物の軽石粒径分布の特徴をより詳細に検討するため、粒径分布に対して複モード解析 (Sheridan et al., 1987) を実施している。この手法は、最頻粒径に対して適合する対数正規分布を仮定し、粒径分布との差をとり残差を求める。次に残差の最頻粒径に対して適合する対数正規分布を仮定して残差との差をとり次の残差を計算することを繰り返して、粒径分布を複数の対数正規分布サブモードに分割する手法である。計算の停止条件は残差の総和が 1%以下、残差の最頻値が初期の最頻値の 10%以下としている。この条件では、概ね 10%以上のサブモードが識別できよう。

表 2.1.1-2 は軽石粒度分析に対する複モード解析の結果の一覧である。Loc.1 を除くと、支笏降下火砕堆積物の下部に対しては単モードの分布が当てはめられるが、上部については粗粒モードと細粒モードの 2 つの複モードに分割可能である。Loc.1 では 5 層準全てが上部を示す複モードとなるが、この地点では下部が露出していないためである。図 2.1.1-5 は、Loc.1~5 における各モード平均粒径の距離変化である。下部モード・上部粗粒モード・上部細粒モードとも平均粒径は距離に対してほぼ平行な減衰曲線を示しており、3 つのモードはほぼ同様な移流拡散過程で運搬されたとみられる。噴煙柱初期粒径分布が同じなら、噴煙柱高度が高いほど、同一地点での平均粒径は大きくなるので、3 つのモードに対応する噴煙柱パラメータは異なっていたことになろう。特に上部に 2 つのモードが存在することは、異なるパラメータの噴煙柱が共存したことを意味している。

地点	試料	平均粒径, ϕ		粗粒モード質 量比	モード配分層厚, cm	
		粗粒モード	細粒モード		粗粒モード	細粒モード
Loc. 1	0513-1-1	-2.42	-0.23	53.15	>350	>250
	0513-1-2	-3.83	-1.17	51.39		
	0513-1-3	-2.68	-1.41	48.52		
	0513-1-4	-2.98	-1.32	45		
	0513-1-5	-3.48	-1.7	46.6		
Loc. 2	0513-2-1	-2.61	-0.84	65.17	410	90
	0513-2-2	-1.47		99.54		
	0513-2-3	-1.32		99.79		
Loc. 3	0513-3-1	-1.78	0.32	70.77	270	50
	0513-3-2	-1.71	-0.22	69.22		
	0513-3-3	-0.84		100.14		
	0513-3-4	-0.76		100.32		
Loc. 4	0605-2-1	-0.85	0.68	69.76	110	20
	0605-2-2	-0.26		100.55		
Loc. 5	0514-1-1	1.21	2.01	70.18	50	10
	0514-1-2	1.36		100.08		
Loc. 6	1018-1-1	-2.31	-1.15	27.66	120	105
	1018-1-2	-1.99	-1.22	30.28		
	1018-1-3	-1.89		100.04		
Loc. 7	1018-3-2	-2.52	-1.34	27.08	70	65
	1018-3-3	-2.11		100.29		

表 2.1.1-2 支笏降下火砕物の軽石粒子に対する複モード解析結果の一覧

Tephra2 による噴煙柱パラメータの推定

昨年度は支笏降下堆積物の総マグマ体積を求める目的で、Loc.1～Loc.5 の全層準・全粒子平均粒径と札幌管区气象台の 11 月平均の高層気象データを使用した計算を実施した。計 600 ケースの計算結果から、噴煙柱高度が 12～15 km，総噴出物量が 1.0E+14～1.2E+14kg のケースで計算層厚と実際の堆積物層厚の最小二乗誤差が小さくなり，再現性の高い結果を得ている。11 月の高層気象データを使用した理由は，高度 10,000～20,000 m 間において風速が最も大きいため，風速が小さくなると噴煙柱高度は高くなる関係にある。また，粒子密度は軽石の実測値である 0.5 g/cm³，火口位置は現在のカルデラ中心，みかけ渦拡散係数は既往参考値 (Bonadonna et al., 2005) を参考に 0.04，拡散係数は分布範囲を再現できる値として 100,000，落下時間は既往参考値を参考に 100,000 s，放出間隔は 100 m を仮定している。得られた噴煙柱パラメータは全体の平均であり，今年度検討している時間推移を反映したものではない。

昨年度計算結果から今回の各モードの距離変化を再現できる計算ケースを抽出すると，図 2.1.1-6 の噴煙柱初期粒径分布の中央粒径と噴煙柱高度の関係が作図できる。昨年度の再現計算では噴煙柱初期粒径分布中央粒径が ϕ -1.0～0.5 で全体の分布実績との整合性が良いことから，この中央粒径を仮定すると下部の単モードには 20～15 km，上部の粗粒モードには 30～20 km，細粒モードには 15～10 km の噴煙柱高度が必要となる。すなわち，支笏降下火砕物噴火では単火口から始まった噴火で下部から上部へと移行時に，噴出流量が大きくなり高度を増すと共に，これとは異なる火口からの噴煙柱も共存するようになったと考えられる。ただし，これらの高度は火口が現カルデラの中心にあると仮定しての見積もりであり，実際には以下に示すように上部の 2 つの噴煙柱の火口は異なる位置にあった公算が大きく，その位置によっては上下するものである。

噴火口の位置

複モード解析では，各モードの質量比率が算出される (表 2.1.1-2)。上部の粗粒モードの質量比率は分布主軸沿いで 70%前後であるものが，主軸直交方向に北に向かって減少し，25km 離れ

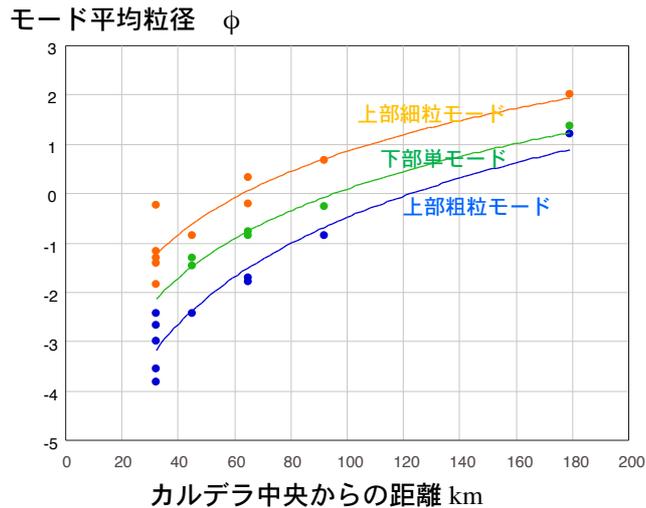


図 2.1.1-5 各モード平均粒径とカルデラ中央からの距離の関係

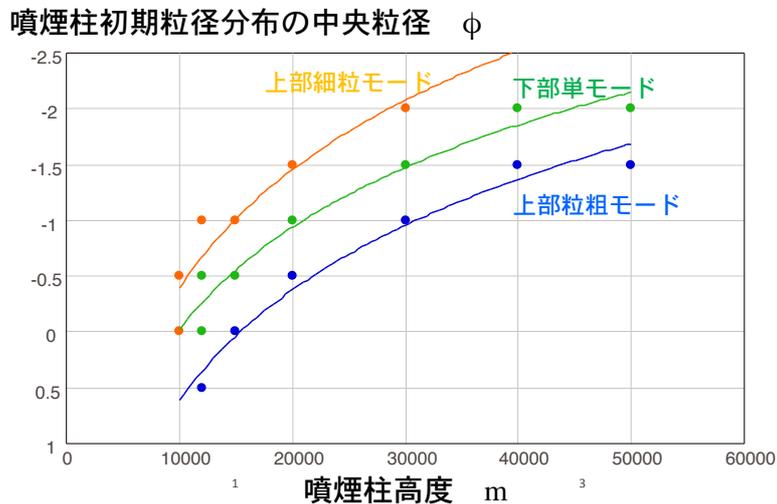


図 2.1.1-6 各モード粒径距離変化を再現する噴煙柱初期粒径分布中央粒径と噴煙柱高度の計算ケース

ると 30%前後となる (図 2.1.1-7). もし仮に粗粒モードの噴煙柱と細粒モードの噴煙柱がごく近傍もしくは卓越風方向に並んでいれば, 両モードの質量比率は場所によらず同じになることが期待される. しかし, この比率が主軸直交方向に変化することは両粒子群を噴出した火口が地理的に離れた独立の場所に存在したことを意味し, 粗粒モードを噴出した火口が南側 (おそらく現在の樽前火山付近), 細粒モードを噴出した火口が北側 (おそらく現在の恵庭火山付近) にあったとすると質量比分布がうまく説明できる.

まとめ

カルデラ陥没を起こした支笏降下火砕物の粒度組成の垂直変化と水平変化を検討した結果, この堆積物は通常のプリニー式噴火とは大きく異なる特徴を持つことを明らかにした. すなわち, 支笏降下火砕物はカルデラ内で同時発生した複数のプリニー式噴火の産物で, 通常の単一火口か

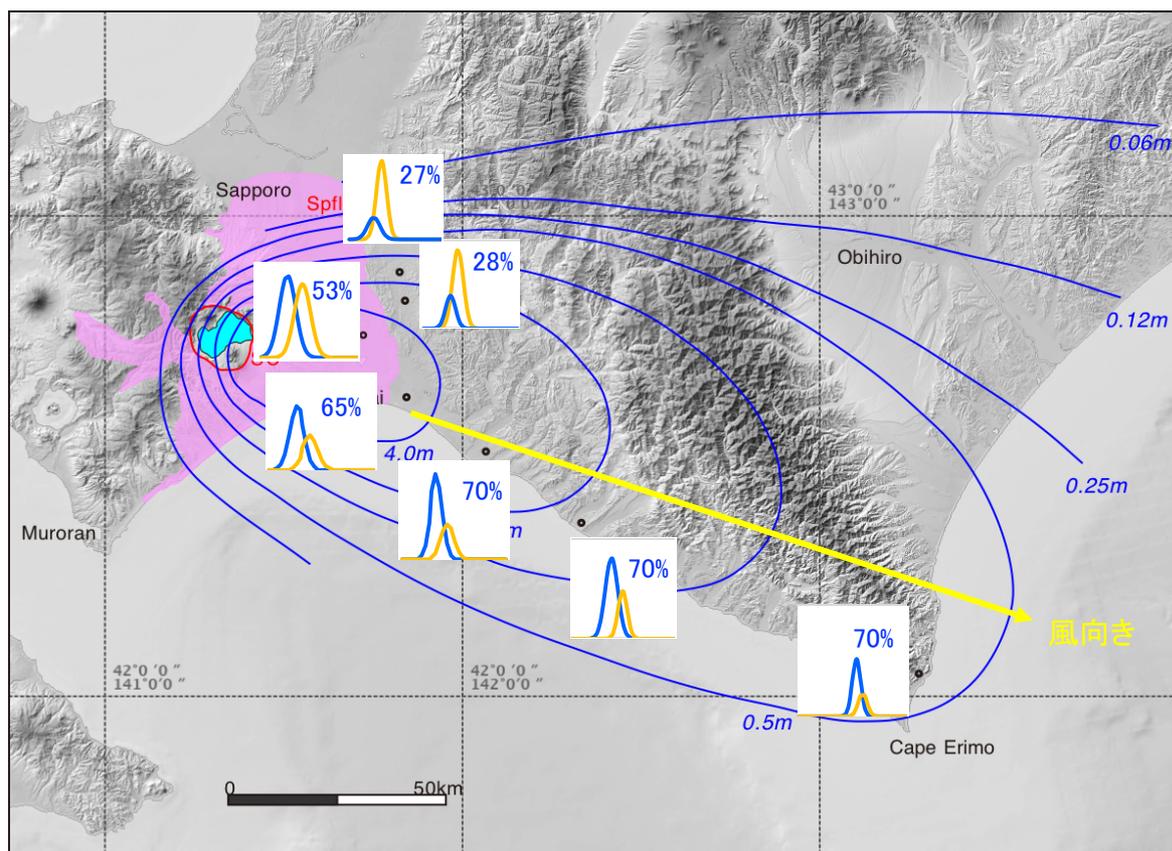


図 2.1.1-7 支笏降下火砕物上部の粗粒モード（青色）と細粒モード（黄色）の重量比空間分布

らの噴火とは噴火の始まり方がそもそも異なっていたと考えられる。このような特徴が、カルデラ陥没噴火に一般的なものであるのかを判断するためには事例を増やすことが重要で、同様の検討を始良カルデラ噴火の大隅降下火砕物にも実施している（2.3.1章）

引用文献

- Bonadonna, C., Connor, C.B., Houghton, B.F., Connor, L., Byrne, M., Laing, A. and Hincks, T. (2005) Probabilistic modeling of tephra dispersion : hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. *Jour. Geophys. Res.*, 110, B03203.
- Geshi, N., Ruch, J., and Acocella, V. (2014). Evaluating volumes for magma chambers and magma withdrawn for caldera collapse. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 396, 107-115.
- Hiroi, Y. and Miyamoto, T. (2016). Relationship between eruptive style and vesicularity of juvenile clasts during eruptive episode A of Towada Volcano, Northeast Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Rese.*, 325, 86-97.
- 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，第2集，2，33-48.
- 萬年一剛（2013）降下火山灰シミュレーションコード Tephra2 の理論と現状--第四紀学での利用を視野に--．第四紀研究，52，173-187.

Self, S. and Sparks, R.S.J. (1978) Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, 42, 1-17.

Sheridan, M.F., Wholetz, K.H. and Dehn, I. (1987) Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, 15, 367-370.

Walker, G.P.L. (1981) Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, 395-407.

Woods, A.W. (1988) The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bull. Volcanol.*, 50, 169-193.

山縣耕太郎 (2000) 支笏火山 40ka 噴火の規模に関する検討. *上越教育大学研究紀要*, 19, 445-460.

山元孝広 (1916) 支笏カルデラ形成噴火のマグマ体積. *地質調査総合センター研究資料集*, no. 632.

2.1.2 支笏カルデラ噴出物の岩石学的検討

【実施内容】

支笏火山については、平成 27 年度は約 4 万年前のカルデラ形成噴火と約 6 万年前の大規模噴火において、長時間をかけて混合した珪長質マグマ系に複数のマフィックマグマが噴火直前に貫入することにより噴火が開始したというマグマ供給系の概要が明らかになった。平成 28 年度は、これまでの岩石学的データ（記載岩石学的特徴・全岩化学組成・鉱物化学組成）を精査・追加し、さらに同位体組成データを新たに追加することで、カルデラ形成期のマグマ供給系を構成するサブマグマシステムの特徴と混合・成因関係をより詳細に検討した。その結果、地殻物質の部分溶解が主な珪長質マグマ生成プロセスであることを明らかにした。また、噴火の準備プロセスの時間スケールをより詳細に検討するため鉱物組成累帯構造の観察・解析を進め、約 6 万年前の大規模火砕噴火のものと比較した。その結果、カルデラ形成期の珪長質マグマのマグマ滞留時間は 100 年～1500 年、約 6 万年前の珪長質マグマでは 30 年～140 年という値が得られた。今年度は新たに、支笏・洞爺火山地域の含水量を推定するため、有珠火山の玄武岩を対象に熱力学的解析を行ったほか、メルト包有物の含水量分析法を開発した。

【研究成果】

昨年度の支笏カルデラ周辺の地表踏査および、複数のボーリング掘削調査を行った結果、支笏カルデラ形成噴火は、時間間隙を挟んで大きく 2 つのステージに区分され、それらは活動様式から 5 つのフェーズに細分されることが明らかになった。ステージ 1：マグマ水蒸気噴火（フェーズⅠ）→ 本格的なプリニー式噴火へ移行、複数の噴煙柱を伴いながら噴煙柱崩壊型の小規模火砕流を流出（フェーズⅡ）。ステージ 2：低アスペクト比の大規模火砕流噴火を開始し、大量の火砕流を全方向へ広く流出（フェーズⅢ）→ カルデラ陥没が起き、高アスペクト比の火砕流を流出（フェーズⅣ）→ 小規模噴火（フェーズⅤ）。

昨年度は、その活動推移に基づいて噴出物の岩石学的解析（全岩化学組成分析・鉱物化学組成分析）を行った。その結果、カルデラ形成期のマグマ供給系は、斑晶に乏しい珪長質マグマ系（A サブマグマシステム）、斑晶に富む安山岩質マグマ系（P サブマグマシステム）、マフィックマグマ系（M サブマグマシステム）の 3 つのサブシステムに細分されることが、そしてそれらの活動変遷と噴火推移が対応していることが明らかになった（図 2.1.2-1）。また、A サブマグマシステムは、流紋岩質マグマとデイサイト質マグマが混合したことにより生成された大規模珪長質マグマであること、M サブマグマシステムは、多様なマフィックマグマ群から構成され、これらが珪長質マグマに貫入し、噴火が開始したことが明らかになった。

しかし一方で、P サブマグマシステムについては、A・M サブマグマシステムとは独立しており個別に活動したことが分かっている程度で、サブマグマシステム間の関係はよく分かっていない。また、カルデラ形成噴火直前のマフィックマグマの貫入は指摘されているが、長期噴火準備プロセス（＝珪長質マグマの蓄積）がいったいどれくらい以前から始まっているのかについては予察的な検討のみで分かっていないのが現状である。

そこで平成 28 年度は、①これまでの岩石学的データ（記載岩石学的特徴・全岩化学組成・鉱物化学組成）を精査・追加し、さらに同位体組成データを新たに追加することで、カルデラ形成期

のマグマ供給系を構成するサブマグマシステムの特徴と混合・成因関係をより詳細に明らかにすること、②長期噴火準備プロセスに焦点をおき、その時間スケールをより詳細に検討すること、を目的として研究を行った。

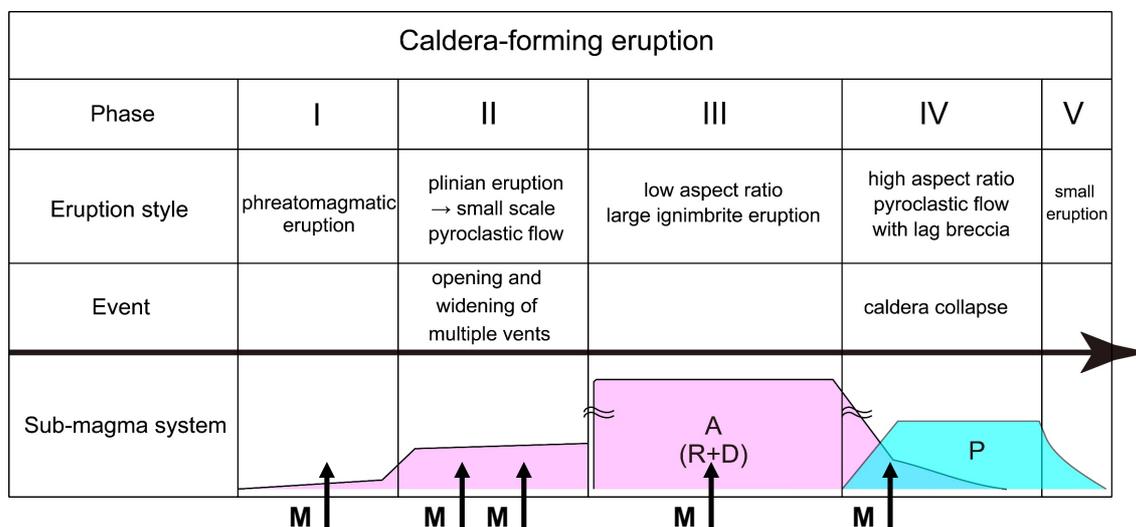


図 2.1.2-1. カルデラ形成期の噴火推移とサブマグマシステムの関係.

(1) カルデラ形成期マグマ供給系のサブマグマシステムの特徴

記載岩石学的特徴

従来の研究で指摘されているように、支笏カルデラ形成期の本質物は、斑晶に乏しいAタイプ軽石と斑晶に富むPタイプ軽石からなる(図 2.1.2-2)。Aタイプ軽石は、フェーズⅠ～Ⅳで認められるが、Pタイプ軽石はフェーズⅣ～Ⅴのみで認められる。Aタイプ軽石は、斑晶量が5 wt%以下のものが殆どであるが、フェーズⅢのややシリカに乏しい軽石は斑晶量が17 wt%とやや多くなる(図 2.1.2-3)。一方、Pタイプ軽石は、斑晶量が20～58 wt%と幅があるが、全体としては全岩SiO₂量が低下すると斑晶量が多くなるようである。斑晶鉱物組み合わせは、Aタイプ軽石は、斜長石・斜方輝石・磁鉄鉱・イルメナイト、そして少量の単斜輝石・角閃石・かんらん石が含まれる場合がある。Pタイプ軽石では、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・角閃石・磁鉄鉱・イルメナイトで構成され、かんらん石は認められない(図 2.1.2-4)。斑晶鉱物モード組成をみると、Aタイプ軽石は斜長石が大半を占めており、マフィック鉱物は殆ど含まれていない。全岩SiO₂量にやや乏しい試料では、かんらん石が含まれていたり、斜方輝石・単斜輝石の割合が多くなっていたりする。一方、Pタイプ軽石は全岩SiO₂量に富むものには角閃石斑晶が顕著に認められるが、苦鉄質な試料になると単斜輝石・斜方輝石が顕著になり、角閃石が認められなくなるようである。

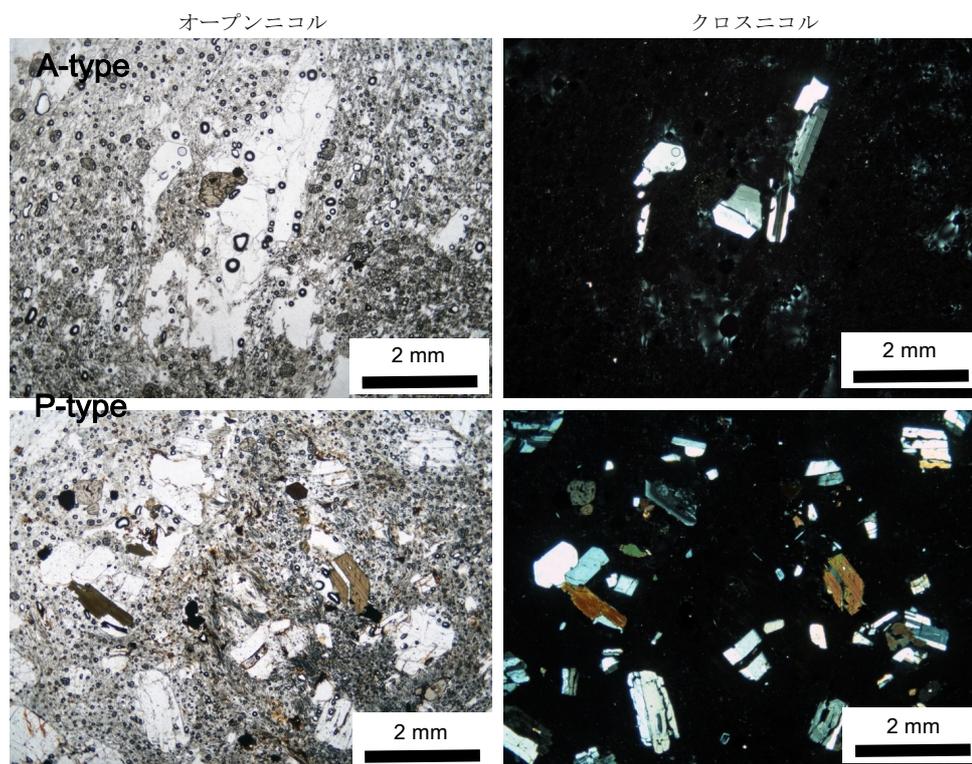


図 2.1.2-2. 噴出物の鏡下写真。(上) Aタイプ軽石, (下) Pタイプ軽石.

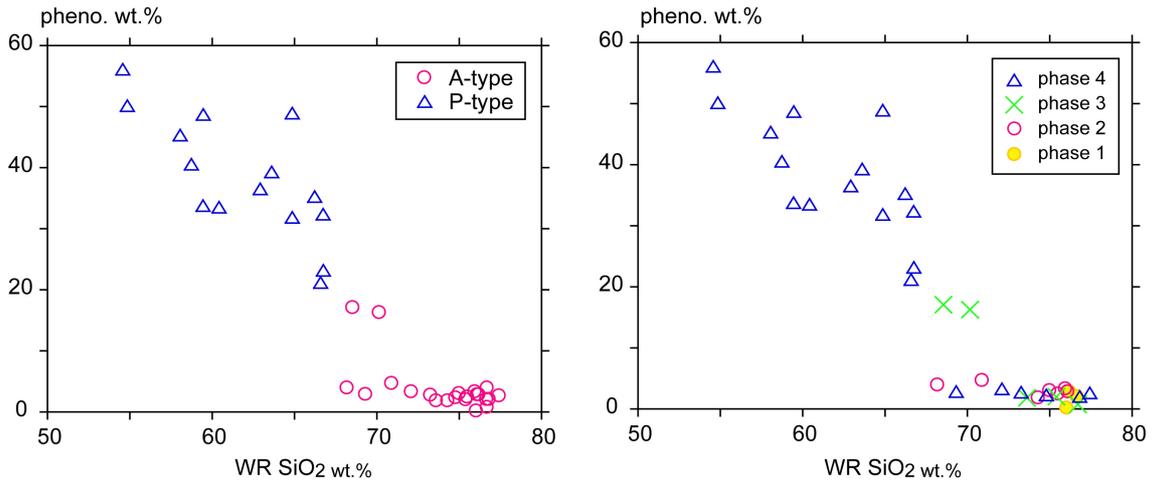


図 2.1.2-3. 全岩化学組成 SiO₂ 量-斑晶量図. (左) 軽石タイプ, (右) 噴火フェーズ.

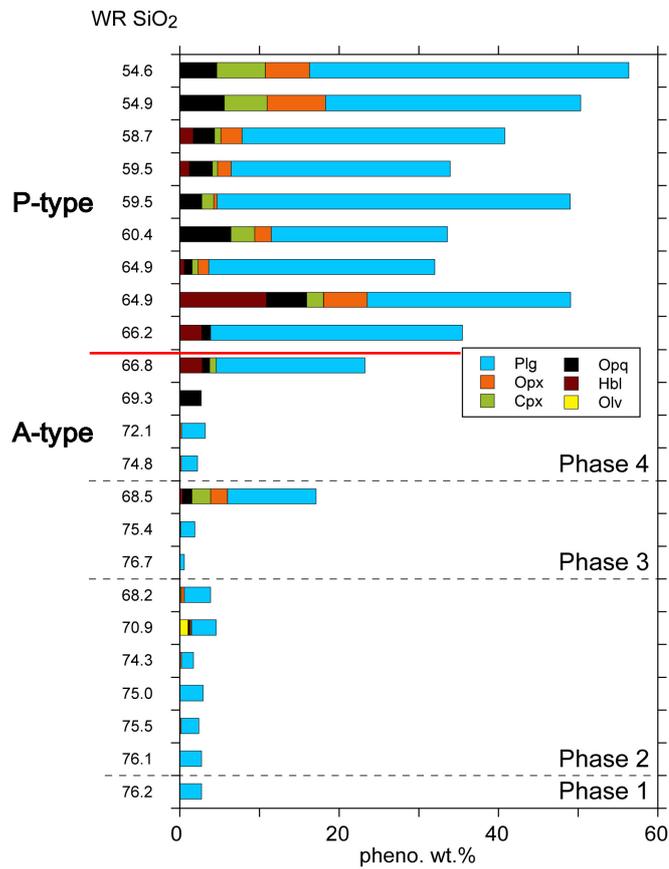


図 2.1.2-4. 斑晶鉱物モード組成図.

全岩化学組成

カルデラ形成期の本質物は、Aタイプ軽石は全岩 $\text{SiO}_2 = 66.7\sim 77.4 \text{ wt\%}$ の流紋岩～デイサイト、Pタイプ軽石は全岩 $\text{SiO}_2 = 53.5\sim 70.5 \text{ wt\%}$ のデイサイト～安山岩であり、 SiO_2 量でみる限りは一部組成が重なる。しかし、 Na_2O のハーカー図を見ると、Aタイプ軽石の組成トレンドはPタイプ軽石とは明瞭に異なっていることが分かる (図 2.1.2-5)。

Aタイプ軽石は、その殆どが $\text{SiO}_2 = 74\sim 77 \text{ wt\%}$ に集中し1本の直線トレンドを描く。 $\text{SiO}_2 = 74 \text{ wt\%}$ 以下のものは、 $\text{K}_2\text{O}\cdot\text{Rb}$ などでは主要なトレンドの延長線上にプロットされるが、 $\text{Al}_2\text{O}_3\cdot\text{MgO}\cdot\text{Zr}\cdot\text{Ba}$ などでは、そのトレンドとは明らかに異なる直線トレンドを描くものがあり、Pタイプ軽石の組成と重なる。 $\text{SiO}_2 = 74 \text{ wt\%}$ 以下のAタイプ軽石のトレンドは複数確認でき、噴火フェーズごとで異なるようである (図 2.1.2-6)。

Pタイプ軽石は、 $\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{K}\cdot\text{Rb}$ などのハーカー図上では1本の直線トレンドを描くが、その他の多くの元素においては、多様性が見られる。 $\text{Al}_2\text{O}_3\cdot\text{MgO}\cdot\text{P}_2\text{O}_5\cdot\text{V}$ などの元素では苦鉄質側で発散し、珪長質側で収束する傾向がみられる。 $\text{Zr}\cdot\text{Ba}$ などでは、苦鉄質側で収束しているが、珪長質側で発散している。

図 2.1.2-7 に代表的な液相濃集元素比図を示す。 $\text{Rb}\cdot\text{Y/Rb}\cdot\text{Zr/Rb}\cdot\text{Ba/Rb}$ において、Pタイプ軽石はAタイプ軽石と同じかやや高い液相濃集元素比を示す。一方、 $\text{Zr}\cdot\text{Ba/Zr}$ 図では、軽石タイプで組成領域が明瞭に異なっており、Aタイプ軽石の方が明らかに高い Ba/Zr 比を示す。Aタイプ軽石は、比較的狭い液相濃集元素比を示すが、Pタイプ軽石は $\text{Zr/Rb}\cdot\text{Ba/Rb}\cdot\text{Ba/Zr}$ 比において幅広い液相濃集元素比を示す。

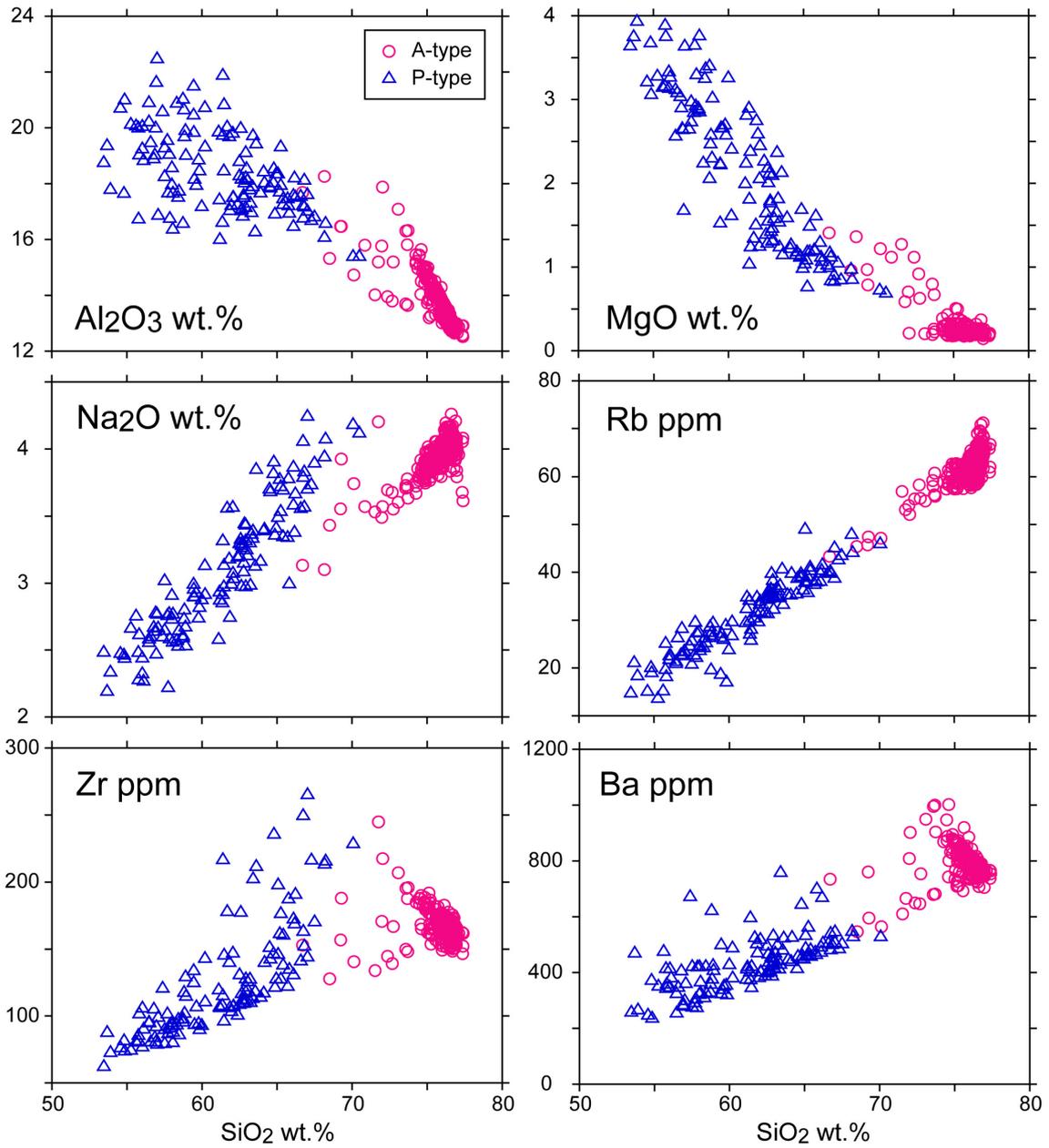


図 2.1.2-5. 全岩化学組成ハーカー図 (A・P タイプ軽石).

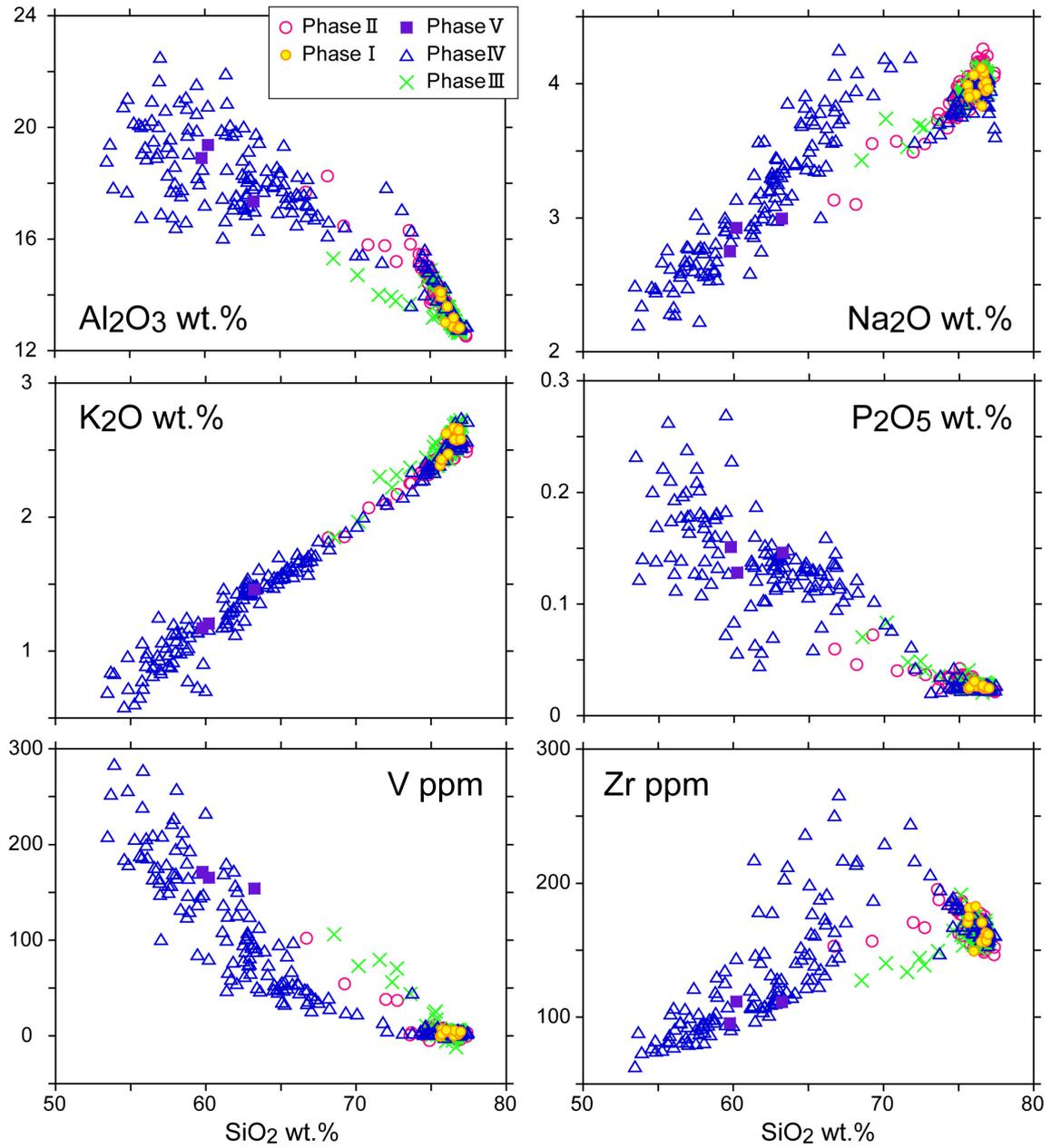


図 2.1.2-6. 全岩化学組成ハーカー図 (噴火フェーズ).

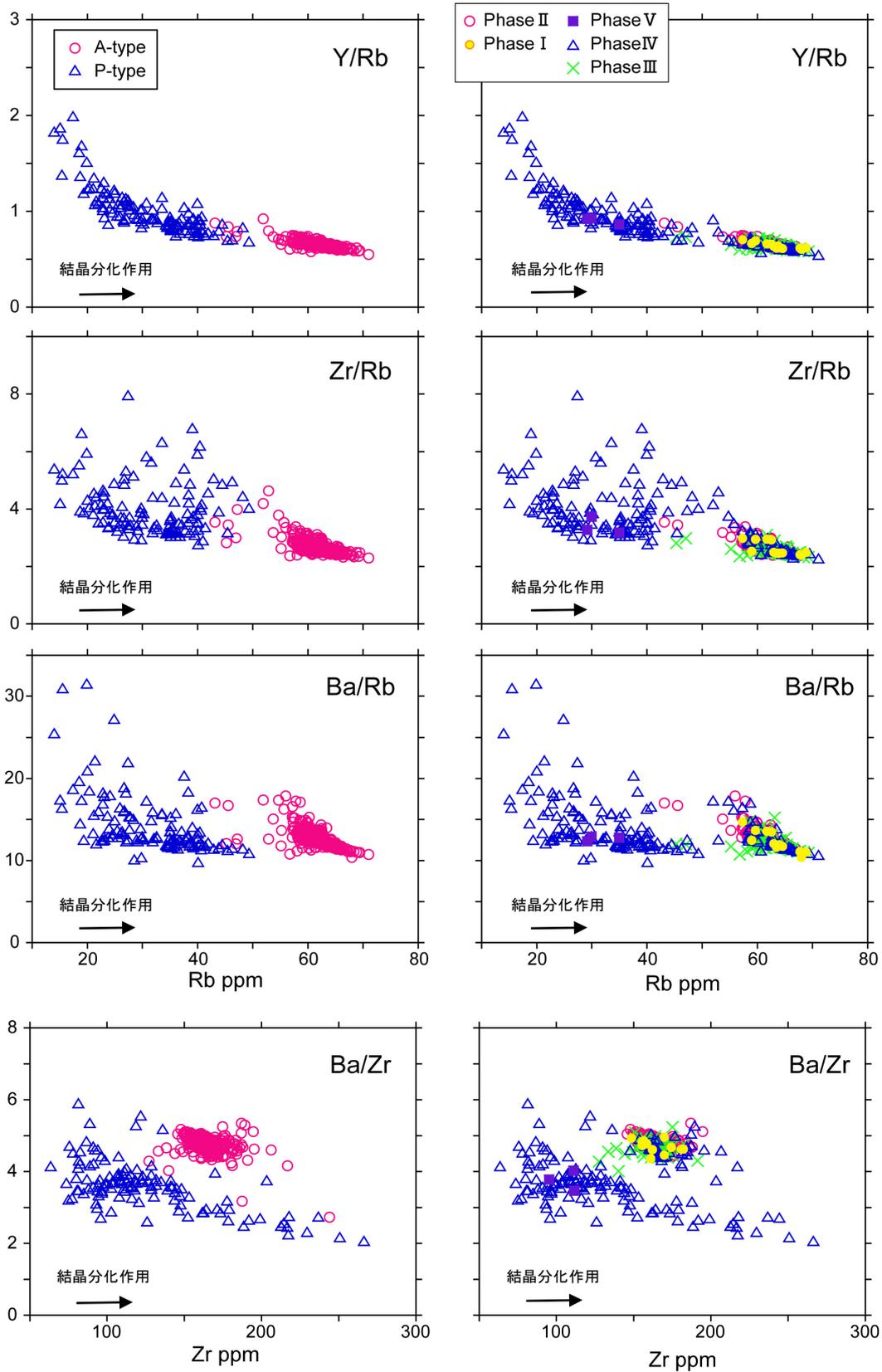


图 2.1.2-7. 全岩化学組成液相濃集元素比图.

同位体組成

図 2.1.2-8 にカルデラ形成期の本質物の Sr・Nd 同位体組成図を示す。カルデラ形成期の本質物の Sr 同位体組成は、A タイプ軽石で $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70410 \sim 0.70439$ 、P タイプ軽石で $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70409 \sim 0.70434$ と幅広いが、その多くが $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7041 \sim 0.7042$ に集中している。噴火フェーズごとでみると、A タイプ軽石は低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7041) の流紋岩から高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7044) のデイサイトまでのトレンドと、それとは別で全岩 SiO_2 量が 74 wt% 以下の複数のトレンドが認められる。それらは噴火フェーズごとで異なるようである。

Nd 同位体組成は、A タイプ軽石で $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51285 \sim 0.51289$ 、P タイプ軽石で $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51284 \sim 0.51289$ であり、軽石タイプ間での明瞭な違いはない。噴火フェーズごとで見た場合も、Sr 同位体とは異なり明瞭な差は見られない。

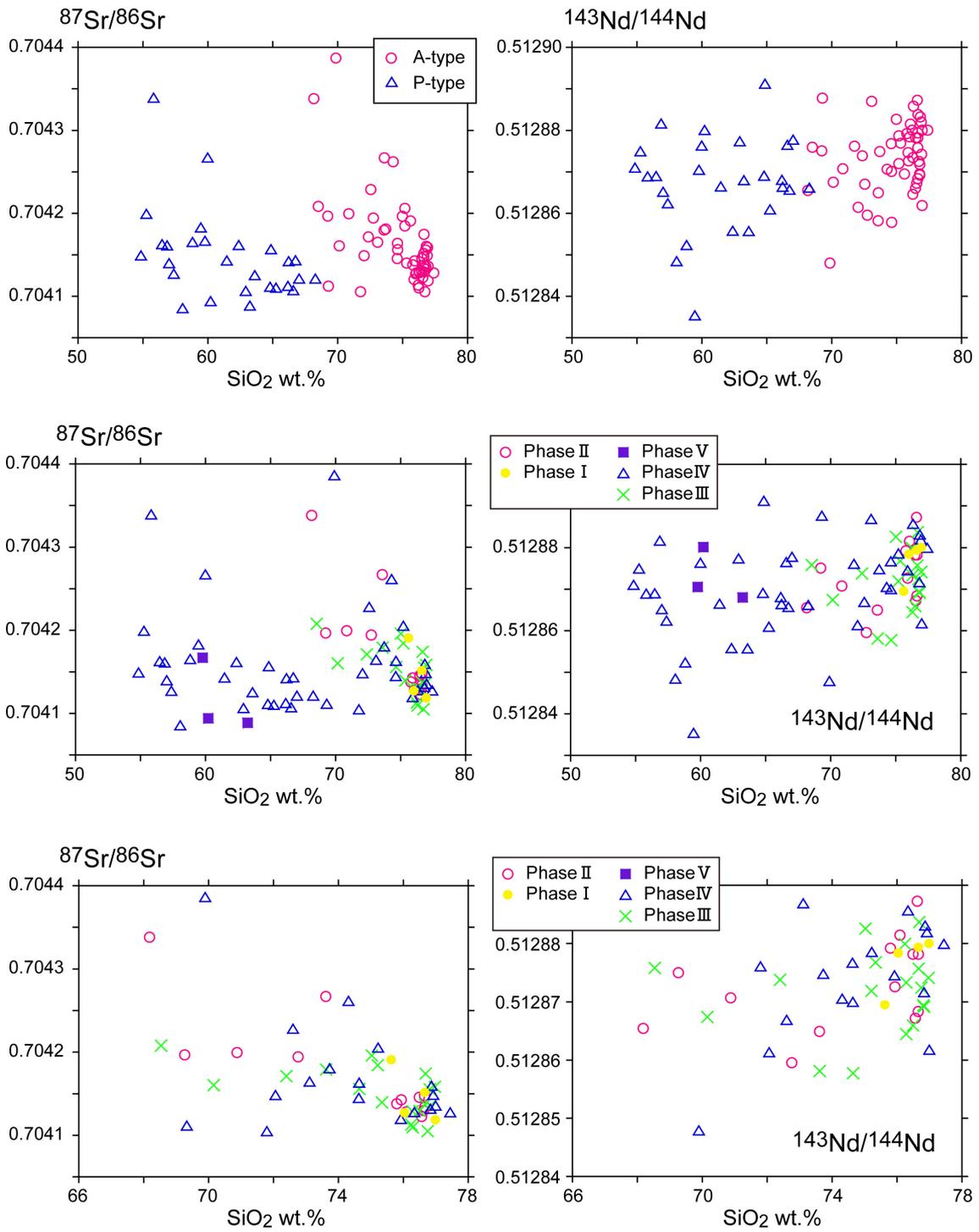


図 2.1.2-8. Sr・Nd 同位体組成ハーカー図.

鉱物化学組成

図 2.1.2-9 に、A・P タイプ軽石別の斜長石・斜方輝石・磁鉄鉱のコア組成ヒストグラムを示す。A タイプ軽石に含まれる斜長石は $An = 30 \sim 94$ と幅広く、 $An = 40 \sim 45$ および $An = 45 \sim 65$ にピークをもつ。P タイプ軽石も、 $An = 38 \sim 92$ と幅広い組成分布を示すが、 $An = 75 \sim 82$ に強いピークを示しており、A タイプ軽石とは異なる特徴を示す。斜方輝石においても、A タイプ軽石は $Mg\# = 42 \sim 74$ と幅広いが、 $Mg\#48$ 付近と $Mg\#70$ 付近にピークをもつバイモーダルな組成分布を示している。一方 P タイプ軽石は、 $Mg\# = 45 \sim 76$ で $Mg\# = 60 \sim 66$ 付近にピークをもつユニモーダルな組成分布を示す。磁鉄鉱斑晶においても、同様の特徴が見られる。A タイプ軽石は $Mg/Mn = 1.5 \sim 29.5$ と幅広く、 $Mg/Mn 1.8 \cdot Mg/Mn 10 \cdot Mg/Mn 27$ 付近にピークが見られるが、P タイプ軽石は $Mg/Mn = 2.5 \sim 10.5$ で $Mg/Mn 5$ 付近にピークをもつユニモーダルな組成分布を示す。

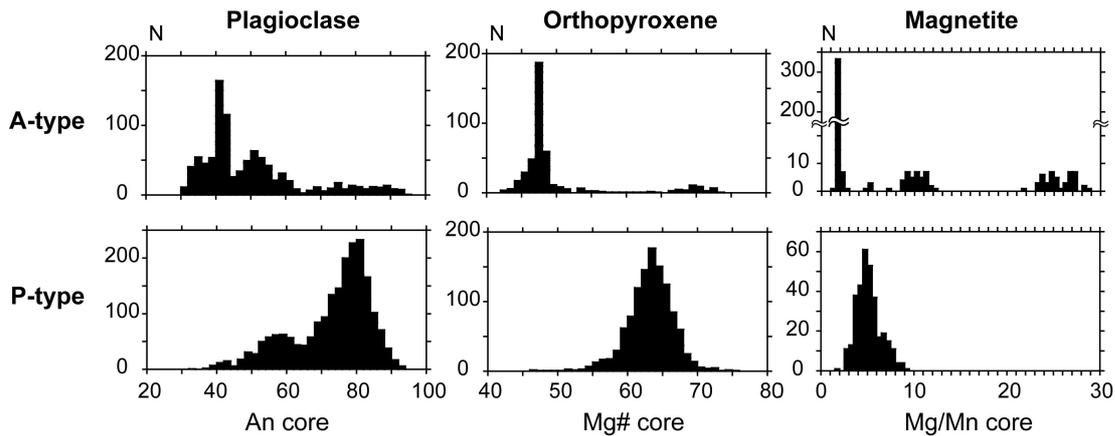


図 2.1.2-9. 斑晶コア組成ヒストグラム (A・P タイプ軽石).

P タイプ軽石のデータは北川(2001MS)より引用した。

A タイプ軽石に含まれる斜長石斑晶のコア組成は組成幅が広いが、全岩 SiO₂ 量によってその特徴は異なる (図 2.1.2-10)。全岩 SiO₂ 量が 72 wt%以上の試料においては、斜長石斑晶は An = 30~45 のコア組成を持つものが大部分を占めているが、全ての試料において An = 45~70 のものも含まれ、幅広い組成分布を示す。フェーズII・フェーズIII・フェーズIVそれぞれで見ると、全岩 SiO₂ 量が乏しくなると、An = 45~70 の斑晶の割合が増加している。また、全岩 SiO₂ 量に関係なく、An90 前後の斑晶が少量含まれている。一方、全岩 SiO₂ 量が 72 wt%以下の試料については、試料ごとに特徴が異なっている。フェーズIIの2試料(全岩 SiO₂ 量 = 71.0 wt%および 68.4 wt%)は、高 SiO₂ 量の試料と比較的類似した組成分布を示すが、高 An 斜長石の割合が大きい。フェーズIIIの試料(全岩 SiO₂ 量 = 68.3 wt%)は An = 80~94 の斑晶が大半を占めている。

マフィック鉱物においても、全岩 SiO₂ 量によってその特徴は異なる。全ての試料に含まれる斜方輝石斑晶についてみると、全岩 SiO₂ 量が 72 wt%以上の試料は、Mg# = 42~52 の低 Mg#斑晶が大半を占めており、やや組成幅が広い。また、一部の試料には Mg# > 52 の斑晶が少量含まれるが、斜長石斑晶とは異なり、全岩 SiO₂ 量による違いは認められない。一方、全岩 SiO₂ 量が 72 wt%以下の試料については、試料ごとで特徴が異なる。フェーズIIの2試料は、比較的其他の高 SiO₂ 量の試料と類似した組成分布を示すが、Mg#60 を超える斑晶も目立つ。一方フェーズIIIの試料は、斜方輝石斑晶の大半が Mg# = 65~75 を示し、低 Mg#の斑晶は稀である。全岩 SiO₂ 量が 72 wt%以下の試料には、Mg に富んだ単斜輝石(Mg#68~76)またはかんらん石(Mg#73~75)が顕著に含まれており、共存する高 Mg#斜方輝石斑晶(Mg#65~75)と組成的に平衡である(Brey & Kohler, 1990)。角閃石斑晶は、全岩 SiO₂ 量によらず一部の試料に少量含まれており、Mg# = 55~69 と試料により異なる。磁鉄鉱は、全岩 SiO₂ 量が 72 wt%以上の全ての試料では、Mg/Mn = 1.6~2.0 の低 Mg/Mn 斑晶が大半を占めており、フェーズIVにおいては、Mg/Mn > 2.6 の斑晶がごく少量含まれる。一方、全岩 SiO₂ 量が 72 wt%以下の試料については、試料ごとで特徴が異なる。フェーズIIの全岩 SiO₂ = 68.4 wt%の試料は、他の高シリカ試料と同様の特徴を示すが、全岩 SiO₂ = 71.0 wt%の試料は Mg/Mn = 23~29 の高 Mg/Mn 斑晶が大半を占め、Mg/Mn = 7~12 と低 Mg/Mn のものが少量存在する。フェーズIIIの全岩 SiO₂ = 68.3 wt%の試料は Mg/Mn = 8~12 が大半を占め、低 Mg/Mn 斑晶は認められない。イルメナイトはシリカに富んだ試料にのみ認められ、Mg/Mn = 2.1~2.5 であり、共存する低 Mg/Mn 磁鉄鉱と組成的に平衡である(Bacon & Hirschmann, 1988)。

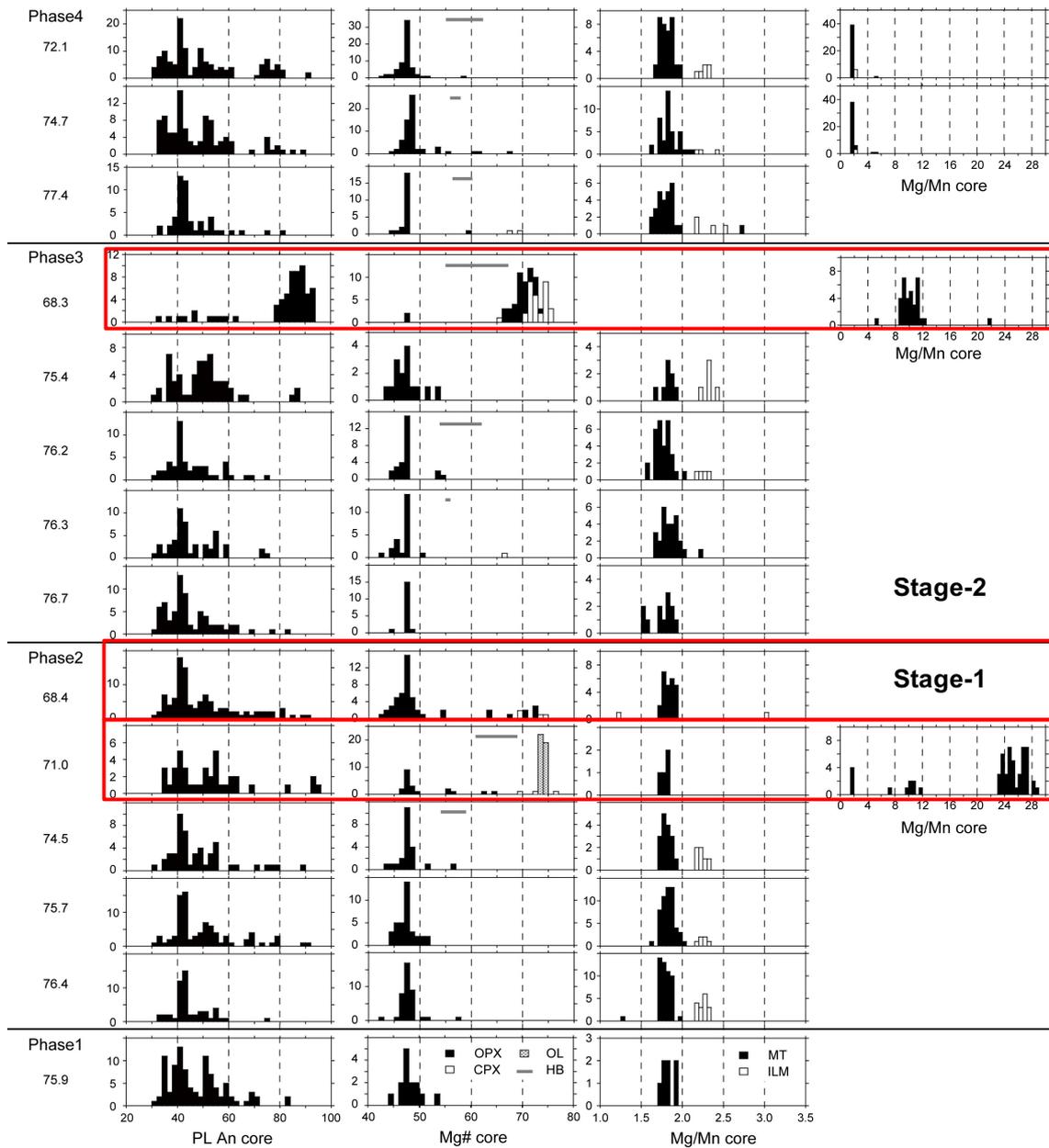


図 2.1.2-10. 斑晶コア組成ヒストグラム (A タイプ軽石).

赤四角は全岩 SiO₂ 量が 72 wt% 以下の試料を示す。

支笏カルデラ形成噴火のマグマ供給系

サブマグマシステムの特徴と混合関係

支笏カルデラ形成期の本質物は斑晶に乏しい流紋岩質のAタイプ軽石と斑晶に富む安山岩質のPタイプ軽石からなる。両者を比較すると、全岩 SiO_2 -斑晶量図において、Aタイプ軽石の多くはPタイプ軽石とは明らかに異なる直線トレンドを描き(図 2.1.2-3)、 Na_2O の全岩化学組成ハーカー図では、両者は明らかに異なる且つ平行な直線トレンドを描く(図 2.1.2-5)。また、鉱物化学組成をみると、斜長石・斜方輝石・磁鉄鉱いずれにおいてもAタイプ軽石とPタイプ軽石は異なる組成分布を示す(図 2.1.2-9)。以上の特徴から、カルデラ形成期のマグマ供給系には、斑晶に乏しい珪長質マグマ系(Aサブマグマシステム)と斑晶に富む安山岩質マグマ系(Pサブマグマシステム)が独立して存在し、両者に混合関係は全くなかったと考えられる(図 2.1.2-11)。Aタイプ軽石を詳細にみると、全岩化学組成ハーカー図上では、全岩 $\text{SiO}_2 = 74\sim 77 \text{ wt}\%$ のものは1本の直線トレンドを描いているが、全岩 $\text{SiO}_2 = 74 \text{ wt}\%$ 以下のものはそれとは異なる組成トレンドを描いている(図 2.1.2-6)。同様の特徴はSr同位体組成のハーカー図でも認められる(図 2.1.2-8)。また、シリカに乏しい試料の斑晶鉱物は、明らかに苦鉄質な組成を示している(図 2.1.2-10)。これらの特徴は、苦鉄質マグマの関与を示唆しており、カルデラ形成期のマグマ供給系にはマフィックマグマ系(Mサブマグマシステム)も存在し、Aサブマグマシステムと混合していたと考えられる(図 2.1.2-12)。

各サブマグマシステムの特徴について検討すると、以下のようにまとめられる。

Aサブマグマシステム: Aタイプ軽石の主なものは、 Al_2O_3 や MgO などの全岩化学組成ハーカー図において、 $\text{SiO}_2 = 72\sim 77 \text{ wt}\%$ の範囲で1本の直線トレンドをなす(図 2.1.2-6)。Sr同位体組成のハーカー図においても同様の特徴を示す。また、斜長石・斜方輝石斑晶のコア組成ヒストグラムではやや幅広い組成分布を示す(図 2.1.2-10)。これら斑晶のコアーリム図をみると、高An・高Mg#側で正累帯構造を示し、低An・低Mg#側で逆累帯構造を示している(図 2.1.2-13)。これらのことから、Aサブマグマシステムでは、流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合が起きていたと考えられる。この流紋岩質マグマとデイサイト質マグマはSr同位体組成が異なることから、起源物質も異なる可能性がある。

Mサブマグマシステム: シリカに乏しいAタイプ軽石は、Mサブマグマシステムの影響がみられるが、その特徴には多様性がある。全岩化学組成ハーカー図においては、Aタイプ軽石の主要直線トレンドから外れるような組成トレンドを描いており、噴火フェーズごとあるいは噴火フェーズ内でも組成トレンドが異なる(図 2.1.2-12)。また、同様の特徴はSr同位体組成ハーカー図においてもみられ、それぞれ異なるSr同位体比を示す。フェーズII・フェーズIIIについては、鉱物化学組成においても、主要なAタイプ軽石とは明らかに異なる苦鉄質な組成を示しており、試料ごとに鉱物組み合わせや化学組成が異なる(図 2.1.2-10)。これらのことから、Mサブマグマシステムは起源の異なる複数の苦鉄質マグマから構成され、各々がAサブマグマシステムと混合していたと考えられる。

Pサブマグマシステム: Pタイプ軽石に代表されるPサブマグマシステムは、上述したように他の2つのサブマグマシステムとは混合関係はなく、独自に活動したと考えられる。Pタイプ軽石の岩石学的特徴は非常に多様性があり、単純な2端成分マグマ混合では説明できない。全岩 SiO_2

量 - 斑晶量図では、 SiO_2 量が乏しくなるほど斑晶量が増加する傾向がみられる (図 2.1.2-11). また、全岩化学組成ハーカー図において、 $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Rb}$ などの液相濃集元素については、1本の直線トレンドを描いているが、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{V}$ などの比較的斑晶鉱物に濃集しやすい元素については、苦鉄質側で発散し珪長質側で収束するような組成分布を示す (図 2.1.2-6). これらの特徴から、Pタイプ軽石の多様性は斑晶の濃集・分離が関係しているのかもしれない.

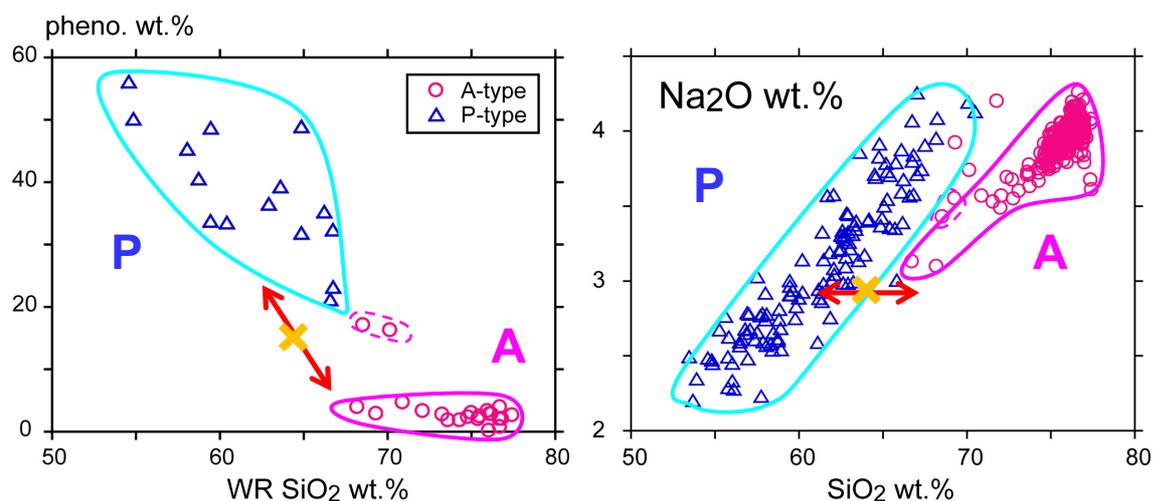


図 2.1.2-11. A・Pサブマグマシステムの混合関係 (斑晶量・全岩化学組成).

両者には混合関係が認められない.

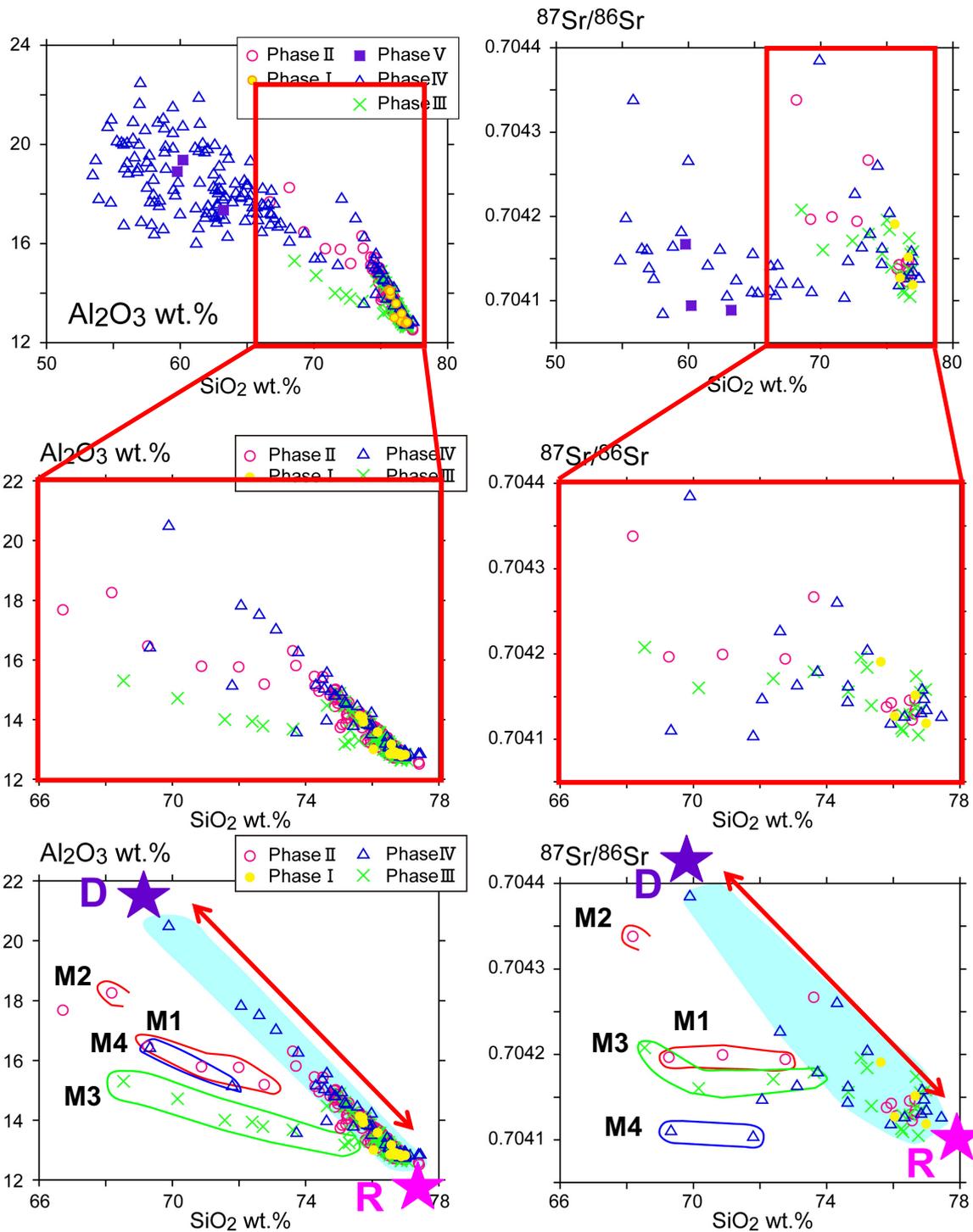


図 2.1.2-12. A・M サブマグマシステムの混合関係 (全岩化学組成・同位体組成: A タイプ軽石).
 A サブマグマシステムは流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの 2 端成分マグマ混合. M サブマグマシステムは起源の異なる複数の苦鉄質マグマ群からなり, それぞれが A サブマグマシステムと混合している.

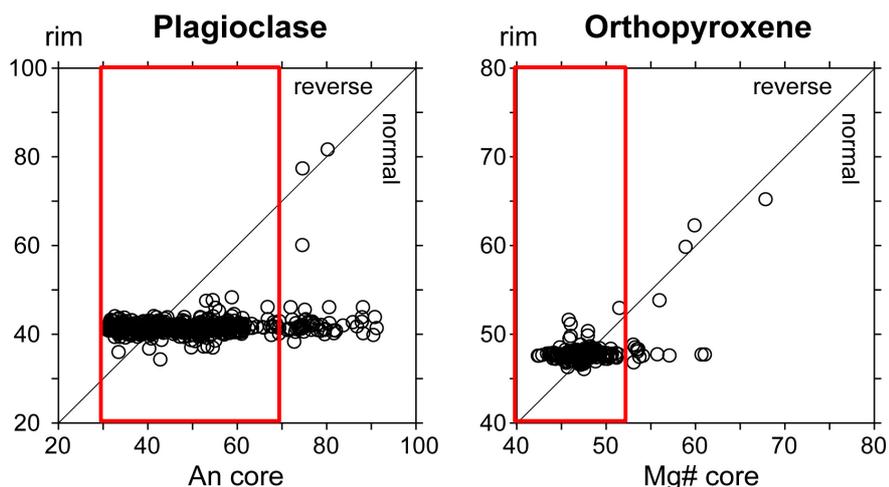


図 2.1.2-13. 全岩 $\text{SiO}_2 > 72 \text{ wt}\%$ の A タイプ軽石中の斜長石・斜方輝石斑晶のコアーリム図。赤四角は A タイプ軽石中に主に存在する斑晶の組成範囲を示す。赤四角で示した範囲の斑晶のうち、高 An 斜長石・高 Mg#斜方輝石が正累帯構造を、低 An 斜長石・低 Mg#斜方輝石が逆累帯構造を示すことが分かる。

サブマグマシステムの成因関係

カルデラ形成噴火をもたらす大規模珪長質マグマの成因については、玄武岩質マグマ（苦鉄質マグマ）からの結晶分別作用（例えば、Miyagi et al., 2012; Parker et al., 2012）および地殻物質の部分溶融メルトの集積（例えば、Hildreth, 2004; Streck & Grunder, 2008; Deering et al., 2011）が議論されている。支笏カルデラの場合、斑晶に富む安山岩質マグマと斑晶に乏しい流紋岩質マグマが活動しており、同位体組成においては比較的類似した特徴を示すことから（図 2.1.2-8）、安山岩質マグマからの結晶分化作用で流紋岩質マグマが生成できる可能性がある。液相濃集元素比をみると（図 2.1.2-7）、Rb-Y/Rb・Zr/Rb・Ba/Rb 図において、P タイプ軽石は組成幅があるものの概ね A タイプ軽石と同じ液相濃集元素比を示し、結晶分化作用の可能性を支持する。しかし、Zr-Ba/Zr 図をみると、A タイプ軽石は P タイプ軽石より Zr 含有量が高く、かつ Ba/Zr 比が高い。Zr はジルコン(ZrSiO_4)に濃集するが、ジルコンが分別した場合は Zr が減少しつつ Ba/Zr が増加することから、この特徴は P タイプ軽石の結晶分化作用では A タイプ軽石を生成することは難しい。したがって、A・P サブマグマシステムは、地殻物質の部分溶融によって生成された可能性が考えられる。A・P タイプ軽石は同位体組成に若干の組成幅があることから、地殻物質そのものにある程度の不均質があったのかもしれない。M サブマグマシステムについては、全岩化学組成のデータが乏しく詳しい議論はできないが、A・P サブマグマシステムが地殻物質の部分溶融で生成された可能性が高いことを考えると、その溶融の熱源となった玄武岩質マグマに関連するものと思われる。

(2) カルデラ形成期の長期噴火準備プロセスの時間スケール

カルデラ形成噴火をもたらすような大規模珪長質マグマがどのように生成・蓄積されるのかについてはさまざまな議論がされているが、近年は地殻物質の部分溶融メルトの集積が大きなプロセスであるという見解が主流となっている（例えば Bachmann & Bergantz, 2004; Hildreth, 2004; Cashman & Giordano, 2014）。支笏カルデラにおいても、結晶分化作用の可能性は否定され（前節）、地殻物質の部分溶融プロセスが主要なマグマプロセスであると考えられる。また、A サブマグマシステムでは流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合が示唆され、特に斜方輝石斑晶には正累帯構造・逆累帯構造としてその履歴が記録されている（図 2.1.2-13）。したがって、この組成累帯構造が形成されてから噴火に至るまでにどれくらいの時間がかかったのかを見積もることによって、マグマ蓄積プロセスの最小時間スケール（マグマ滞留時間）を推定することが可能となる。昨年度は、その点に着目し予察的に検証したが、平成 28 年度はデータ数を増やしより詳細に検討する。また、社台期についても予察的に検討し、両者を比較する。

カルデラ形成期の珪長質マグマのマグマ滞留時間

A タイプ軽石の低 Mg#斜方輝石の反射電子像（BEI）を図 2.1.2-14 に、そのラインプロファイル結果を図 2.1.2-15 に示す。反射電子像からわかるように、斜方輝石斑晶は、単純な正累帯構造を示すものや逆累帯構造を示すものはわずかであり、コアからリムにかけて正累帯構造と逆累帯構造を繰り返す複雑なものが多くみられる。このことから、A サブマグマシステム内ではマグマ混合が繰り返し起きていたと考えられる。これら斜方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間を見積もった。計算にあたり、Fe-Mg 元素拡散係数は、Allan et al. (2013)の式(3)より見積もった ($K_d = 4.25 \sim 4.52 * 10^{-22} \text{ m}^2/\text{s}$)。温度は 790°C (Fe-Ti 酸化物温度計より推定: Anderson & Lindsley, 1988)、酸素 fugacity は NNO-buffer とした。また、拡散前の初期値のプロファイルは Mg#だけでなく W_o 値や Al_2O_3 量などのプロファイルからも推定し、初期値プロファイルが形成されてから拡散が始まったと仮定し算出した。1 回の拡散でフィッティングできなかった場合は、拡散するタイミングが複数回あったと考え、内側のプロファイルと外側のプロファイルを分けて計算した (shi4-283-mf23, shi8-351-mf18, shi8-351-mf21)。その結果を図 2.1.2-16 に示す。斜方輝石斑晶の Fe-Mg 拡散時間は 100 年～1500 年と見積もられ、200 年～600 年あたりに集中する結果となった。この結果は、タウポカルデラの Oruanui 噴火と類似しており (Allan et al., 2013)、大規模珪長質マグマの一般的な長期噴火準備の時間スケールなのかもしれない。

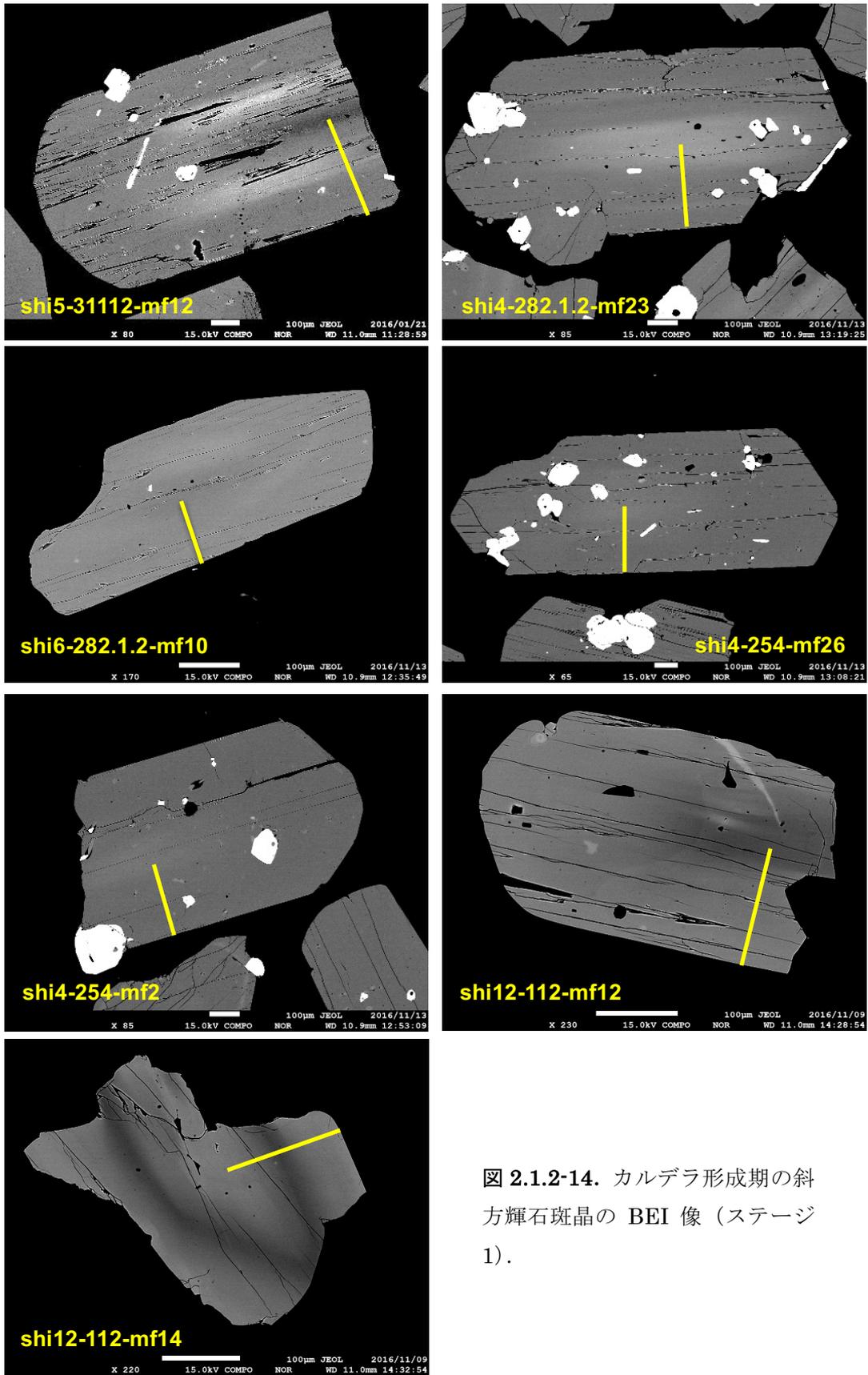


図 2.1.2-14. カルデラ形成期の斜方輝石斑晶の BEI 像 (ステージ 1).

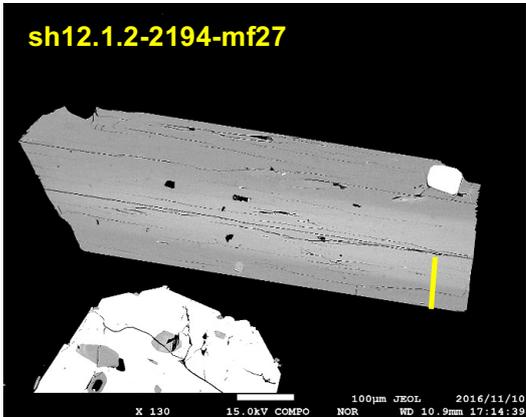
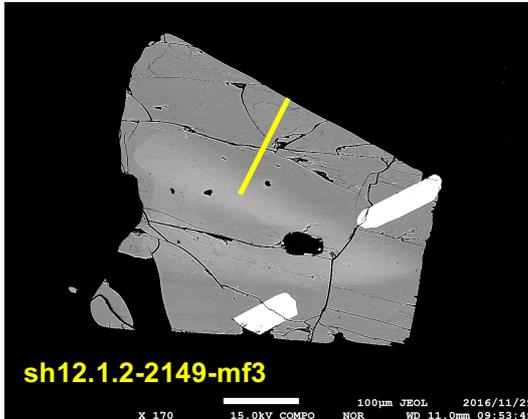
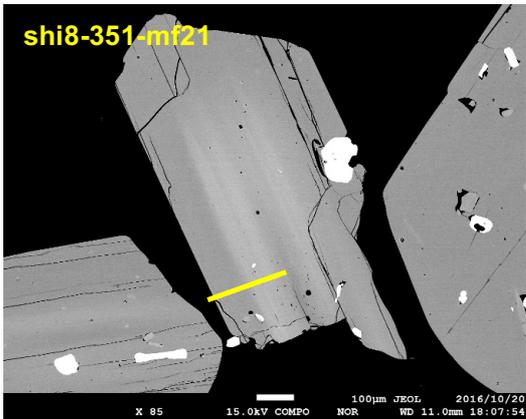
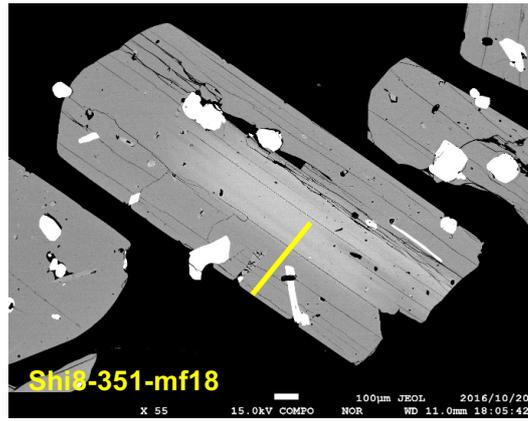
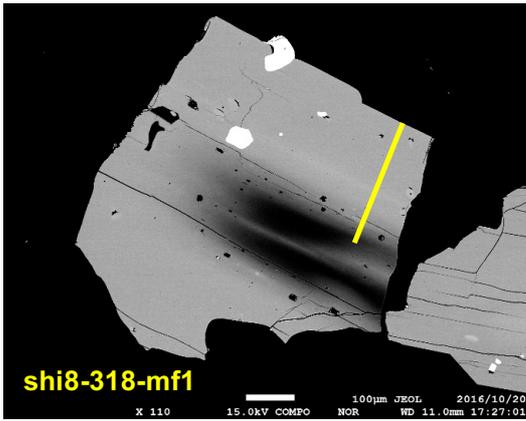


図 2.1.2-14. カルデラ形成期の斜方輝石斑晶の BEI 像 (ステージ 2).

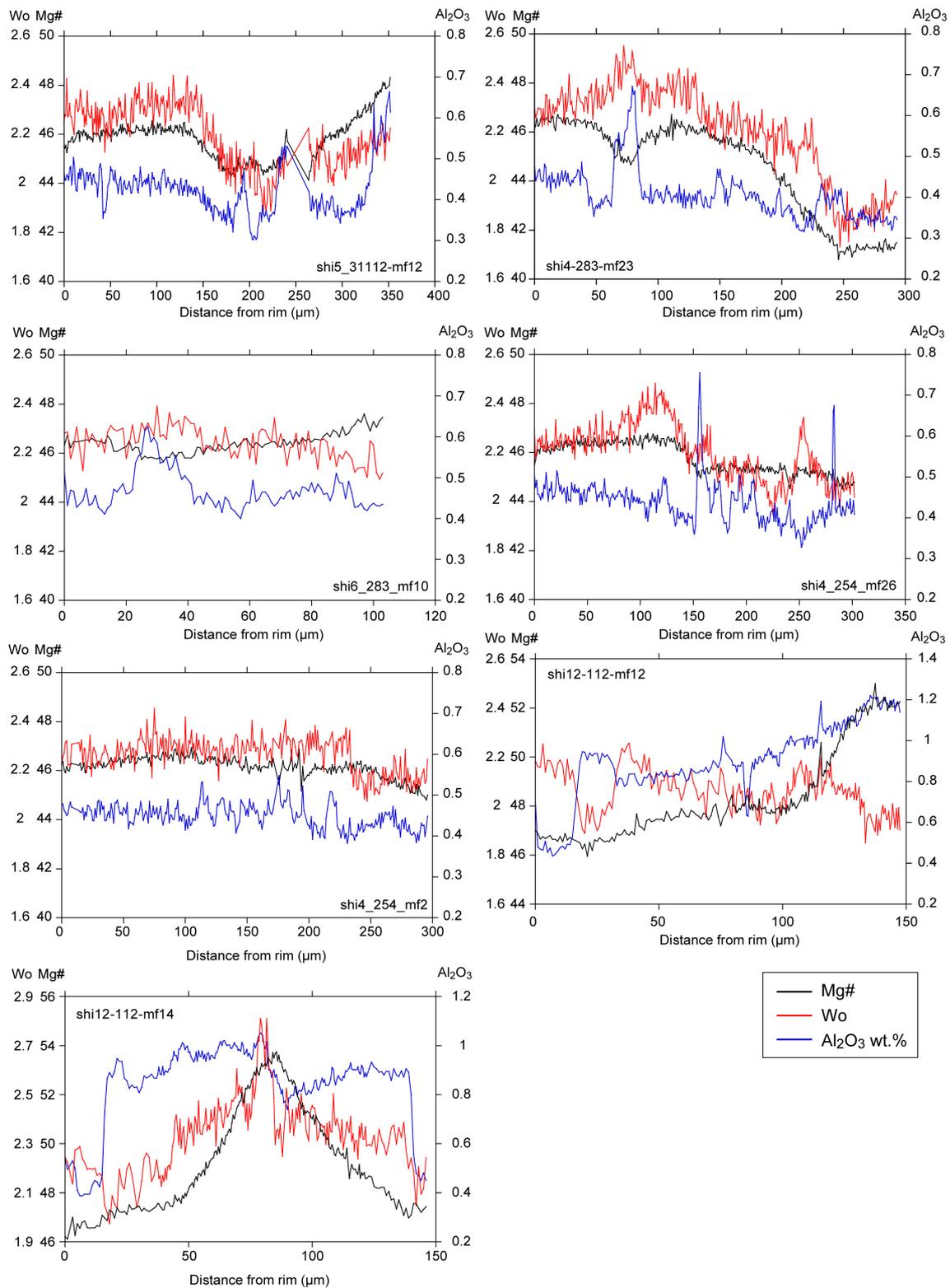


図 2.1.2-15. 斜方輝石斑晶のラインプロファイル結果 (ステージ 1).

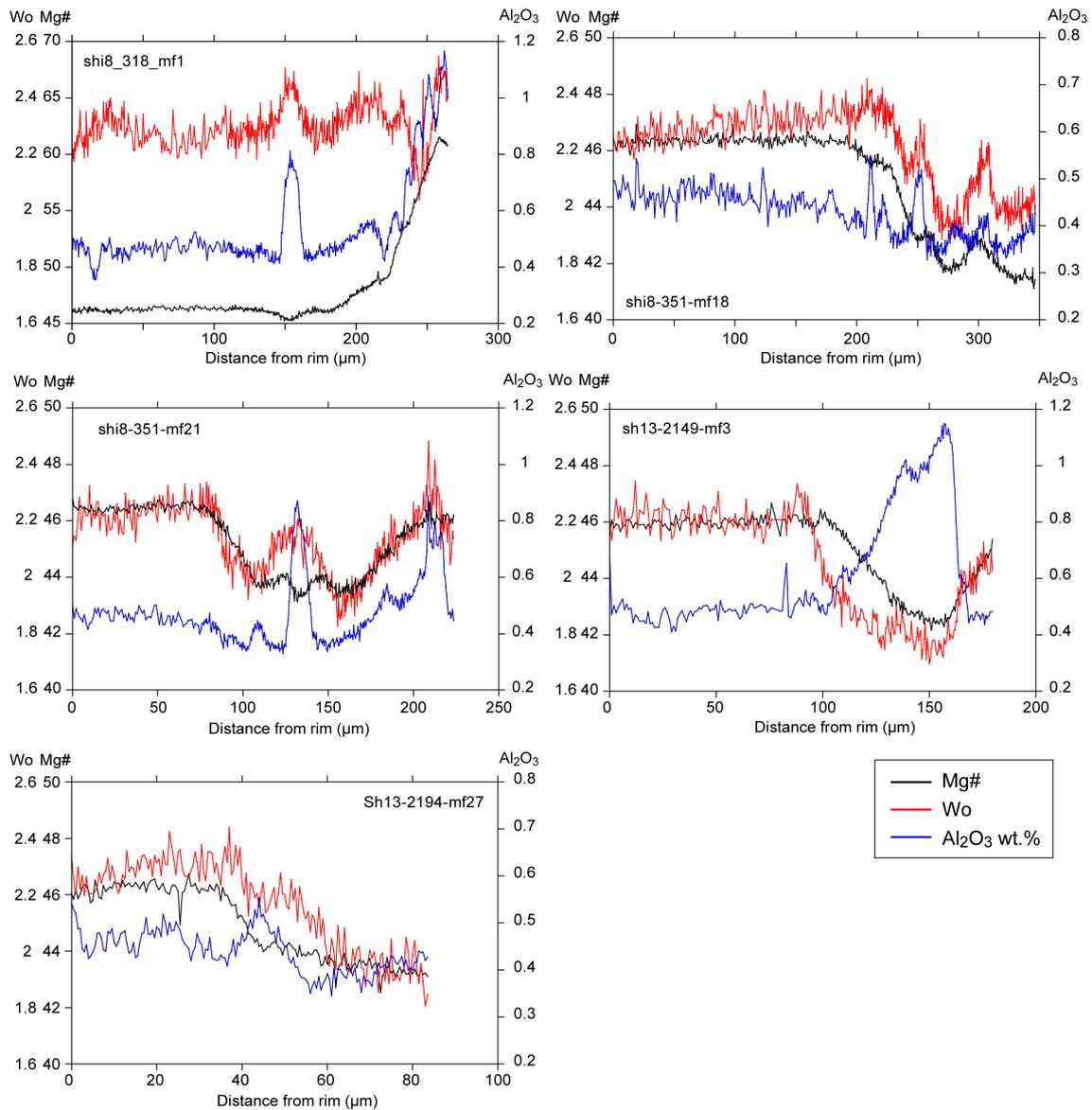


図 2.1.2-15. 斜方輝石斑晶のラインプロファイル結果 (ステージ 2).

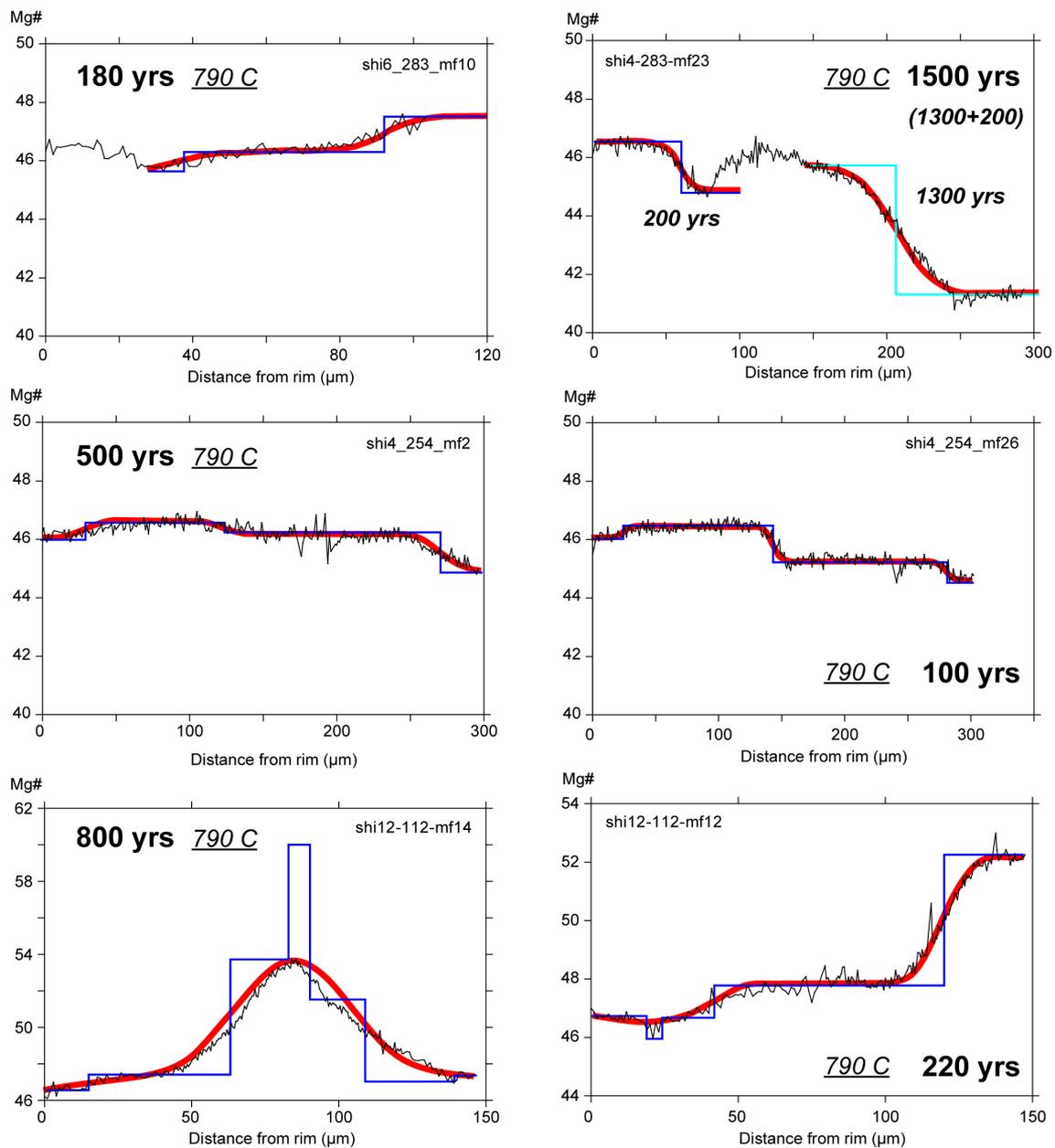


図 2.1.2-16. 斜方輝石斑晶の元素拡散時間の見積もり (ステージ 1).

青：初期値・赤：拡散結果.

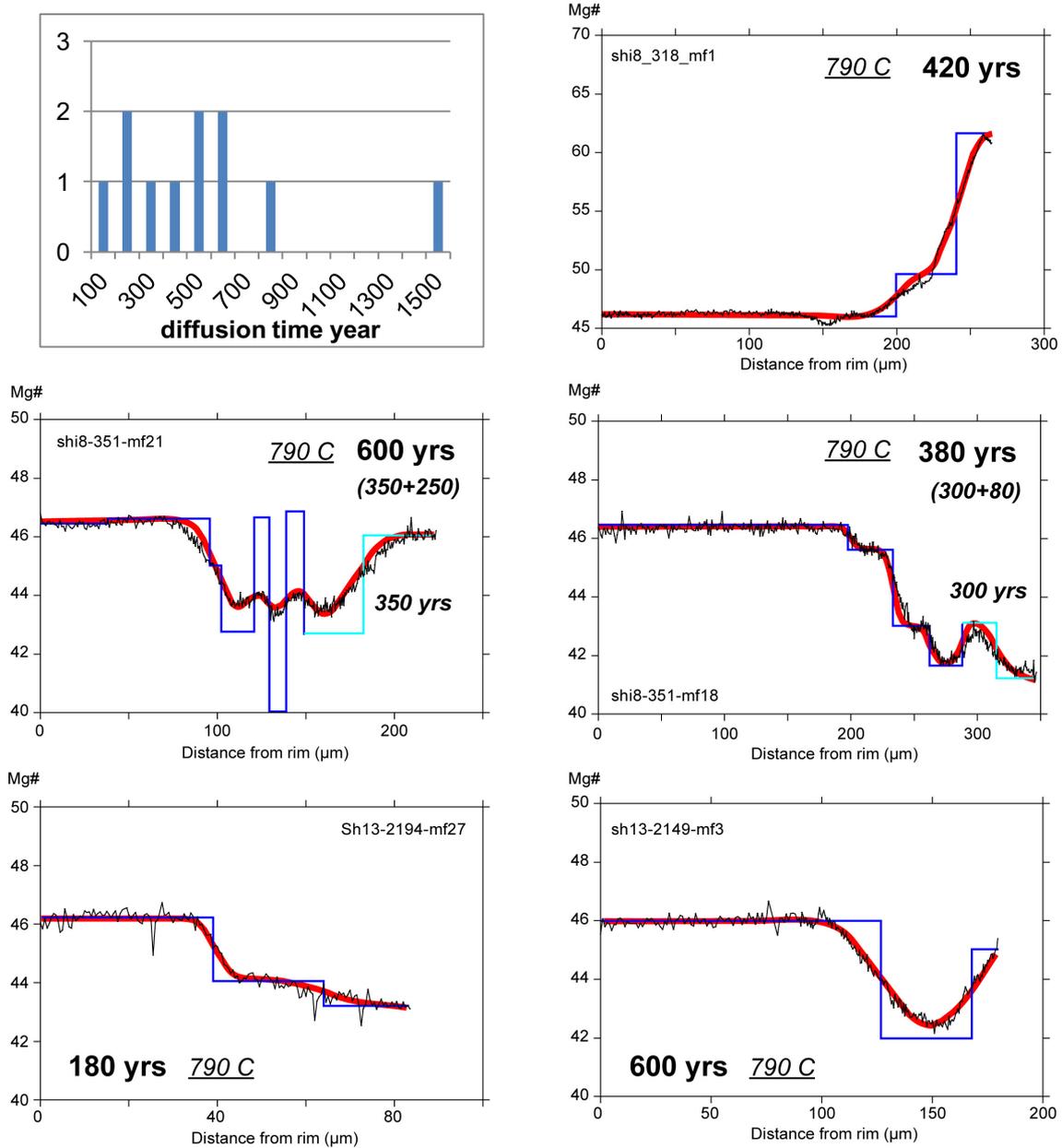


図 2.1.2-16. 斜方輝石斑晶の元素拡散時間の見積もり (ステージ 2).

青：初期値・赤：拡散結果. 左上には，ステージ 1・2 の結果をまとめたヒストグラムを示す.

社台期の珪長質マグマ滞留時間との比較

社台期の斜方輝石および単斜輝石斑晶の反射電子像を図 2.1.2-17 に示す。社台期の輝石斑晶も単純な正累帯・逆累帯構造を示すものや、コアからリムにかけて複雑な組成累帯構造を示すものがある。これら斜方輝石・単斜輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間を見積もった。計算にあたり、斜方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散係数は、Allan et al. (2013)の式(3)より見積もった ($K_d = 1.94 \sim 2.19 \times 10^{-21} \text{ m}^2/\text{s}$)。単斜輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散係数は、Müller et al. (2013)より見積もった ($K_d = 5.49 \times 10^{-21} \text{ m}^2/\text{s}$)。温度は斜方輝石が 900 °C, 単斜輝石が 1000 °C (輝石温度計より推定: Putirka, 2008), 酸素 fugacity は NNO-buffer とした。なお, 初期値プロファイルが形成されてから拡散が始まったと仮定し算出している。その結果, 30 年~140 年という値が得られた (図 2.1.2-18)。これは, カルデラ形成期のマグマ蓄積の時間スケールと比べると明らかに短い。

マグマ温度が高く, 拡散速度が速いため, 痕跡が消えてしまっている可能性も考えられるが, Wo や Al_2O_3 などの拡散速度が遅い元素についても $\text{Mg}\#$ と同様のプロファイルを示していることから, 再平衡の可能性は低く, マグマ蓄積時間がカルデラ形成期より短いという見解は正しいと思われる。このマグマ滞留時間の違いは, カルデラ形成噴火に至るかどうかの根本的なマグマ供給系の違いを反映しているのかもしれない。

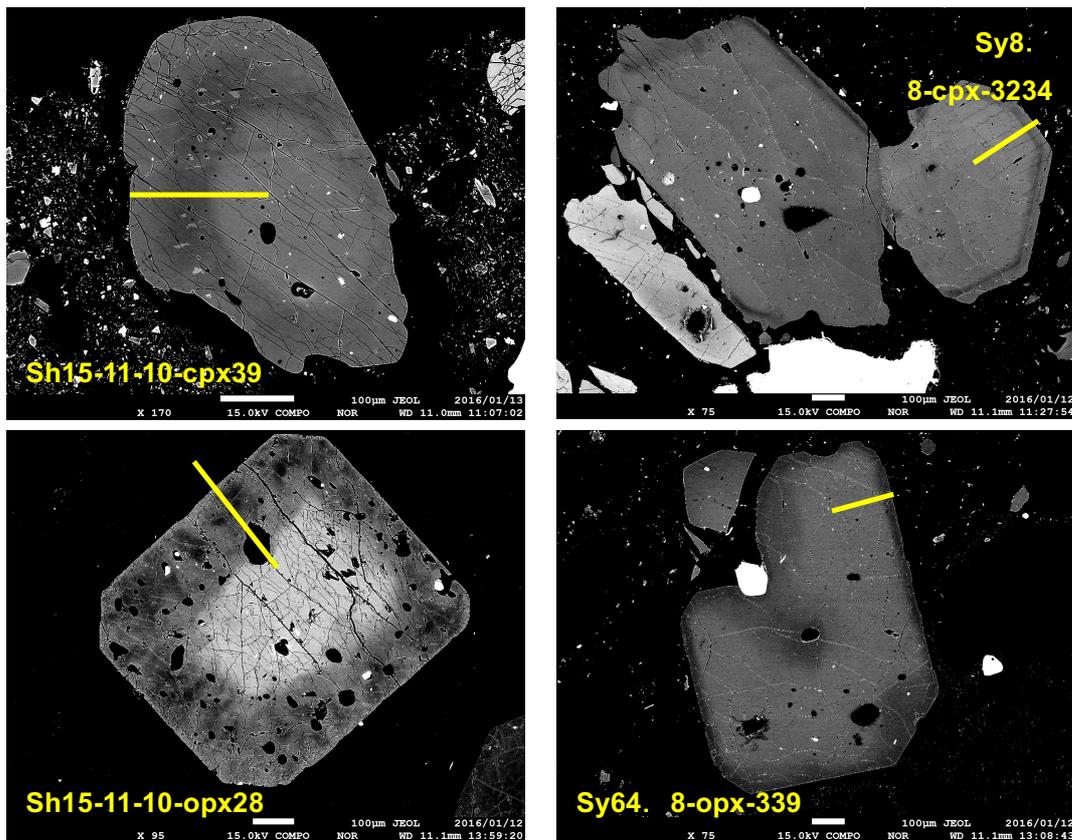


図 2.1.2-17. 単斜輝石 (上)・斜方輝石 (下) 斑晶の BEI 像 (社台期)。

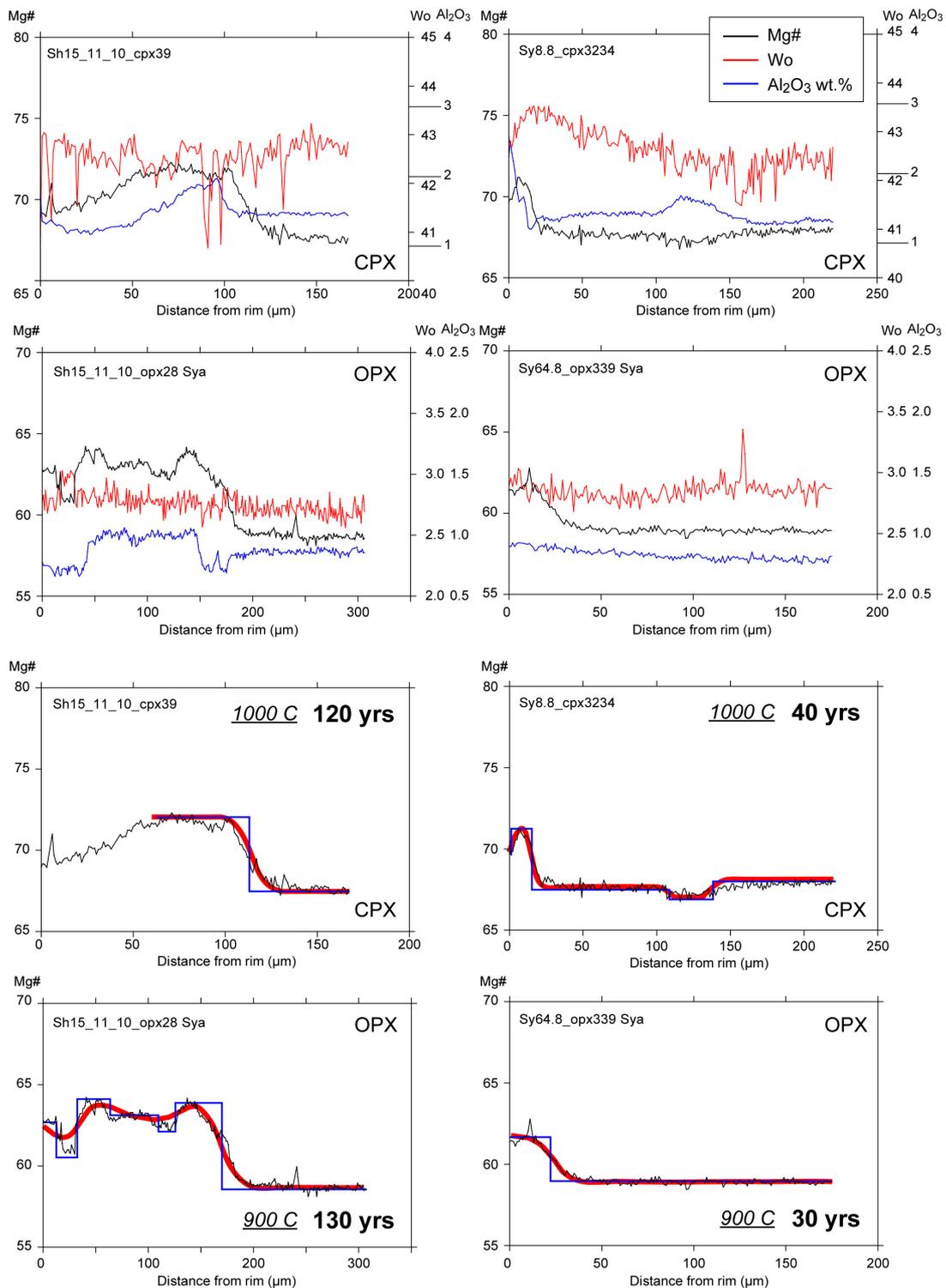


図 2.1.2-18. 単斜輝石・斜方輝石斑晶（社台期）のラインプロファイル（上）と元素拡散時間の見積もり（下）。青：初期値・赤：拡散結果。

(3) マグマの含水量に関する研究成果

北海道南西部は、東北本州弧と千島弧の会合部にあたる。この地域の直下では太平洋プレートが蝶番のように屈曲していることから、プレートの詳細な形状、マン托ルの流動様式、マン托ルの熱構造などについて、地球物理学的な研究が活発に行われている。その一方で、この地域は火成活動が活発であることが知られており、支笏・洞爺・クッタラといった巨大カルデラとともに有珠山、樽前山、恵庭岳、北海道駒ヶ岳、恵山などの活火山が存在する。そこで島弧会合部であるという特殊なテクトニック場と巨大カルデラを形成するような活発な火成活動との関連性について探るため、北海道南西部において数少ない玄武岩を産する有珠山に着目し、マグマ生成条件を推定した上で、マン托ルの温度・含水量条件について、東北本州弧との比較検討を行った。その結果、有珠火山の初生マグマは温度 1275 °C、圧力 1.5 GPa、含水量 0.9 wt% の条件で生成したと推定され、東北本州弧の主要部に比べ、温度・含水量がともに高いことが明らかになった。

さらに、今年度は斑晶鉱物中のメルト包有物の揮発性成分手法の開発を行った。メルト包有物の揮発性成分分析では、厚さ 30 μ m の両面研磨薄片を大量生産する必要があり、技術的なハードルが高かった。今回、メルト包有物を簡単に分析する方法として、“スペクトル差分法”、即ち、メルト包有物+斑晶の赤外透過スペクトルを取得したのち、斑晶の寄与を差し引く方法を、珪長質巨大噴火に対応するため、石英など SiO₂ に富む鉱物で検討した。その結果、H₂O については誤差 ± 0.5 wt% で含水量を見積もることに成功した。

北海道南西部・支笏-洞爺火山地域における活発な火成活動の要因

有珠山の玄武岩

洞爺カルデラの形成(115-112 ka; 町田・新井, 2003)以降、複数の火山活動を経て今から 1-2 万年前(曾屋ほか, 2007)もしくは約 3 万年前(Miyabuchi et al., 2014)に玄武岩~安山岩質のマグマが活動し、それによって有珠山の主要な山体が形成された。その後、善光寺岩屑なだれ、および数千年にわたる休止期を経て、1663 年以降、珪長質な火山活動が断続的に起きている。本研究では、玄武岩~安山岩質の外輪山溶岩から約 80 試料を採取し(図 2.1.2-19)、そのうち特に玄武岩試料を対象に熱力学的解析を行った。

外輪山溶岩の試料の全岩 SiO₂ 量 49.6~54.9wt% であり、それらは大きく玄武岩組成(<51.3 wt%)のものと安山岩組成(>52.0wt%)のものに明瞭に区分される(図 2.1.2-20)。玄武岩試料は西丸山周辺から採取され、大場(1964)の Type 1 に相当する。玄武岩試料の斑晶量は 12-35% であり、斑晶組み合わせはカンラン石、斜方輝石、単斜輝石、斜長石である(図 2.1.2-21)。カンラン石の斑晶量は、SiO₂ 量の増加とともに 8% から 0.1% へと減少する。斜長石斑晶の An 量は 85~94 である。

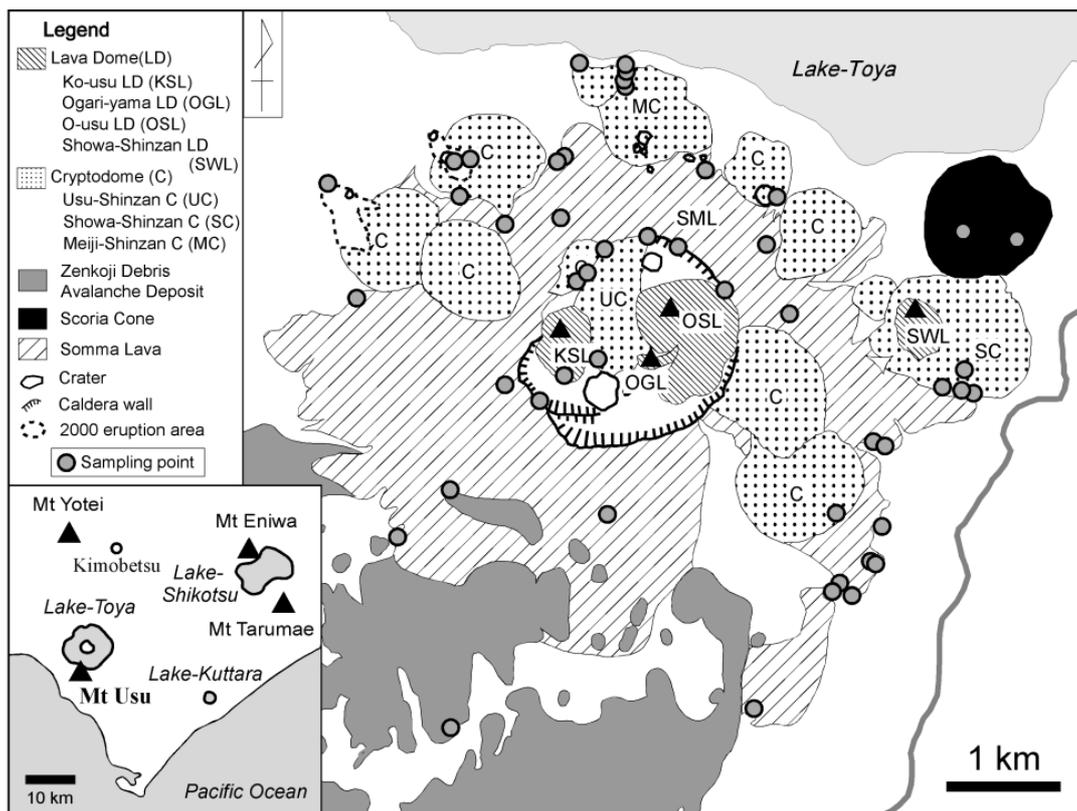


図 2.1.2-19. 有珠火山の位置図および地質図 (Matsumoto and Nakagawa, 2010 を改変).

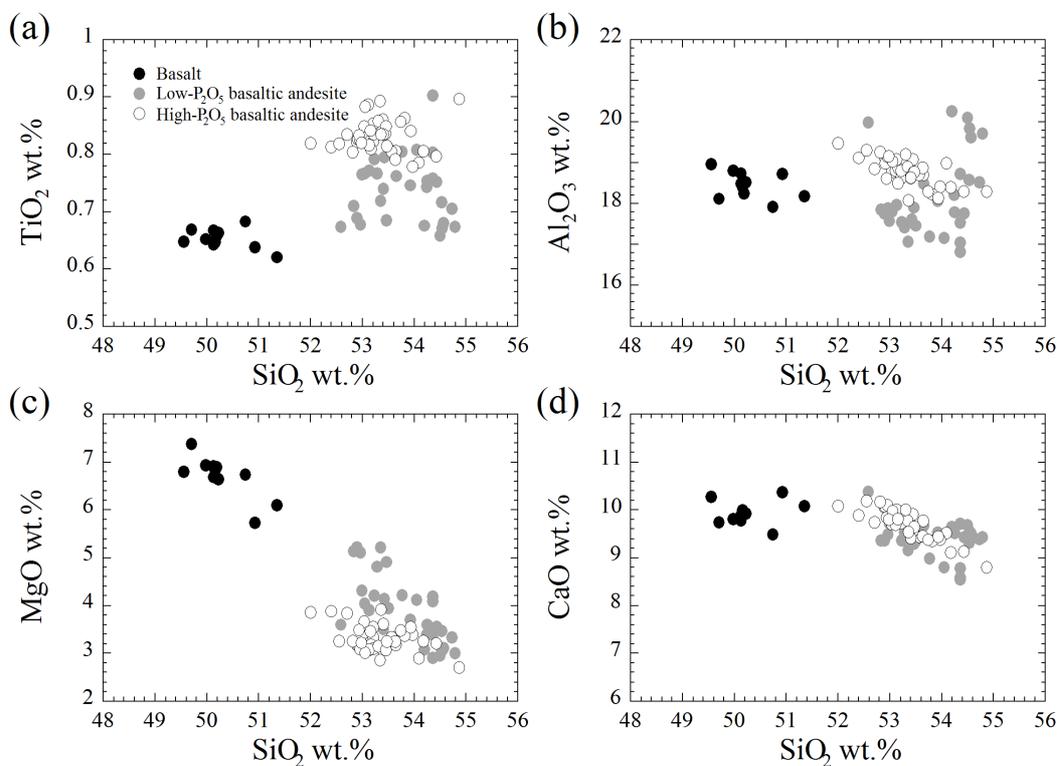


図 2.1.2-20. 有珠火山外輪山溶岩の全岩化学組成.

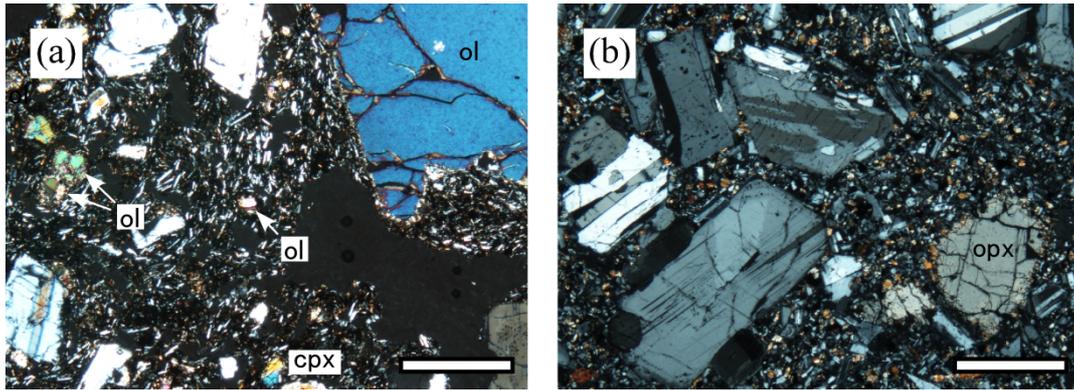


図 2.1.2-21. 代表的な試料の薄片写真. (a) 低 SiO₂ 玄武岩質溶岩, (b) 高 SiO₂ 玄武岩質溶岩. 白線は 1 mm. ol: かんらん石, cpx: 単斜輝石, opx: 斜方輝石.

玄武岩質マグマの含水量

玄武岩試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は SiO₂ 量とともに変化する(図 2.1.2-22)ことから, 全岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と斜長石斑晶の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が一致する(=同位体平衡である)試料を対象に, 斜長石-メルト含水量計(Putirka, 2008)を用いてマグマの含水量を推定した. その際, この試料には Eu 異常がみられないことから, 最大の An 量をもつ斜長石(An94)が全岩化学組成をもつメルトが平衡共存していたと考えた. また Putirka(2008)の地質温度圧力計を 14 個の opx-cpx ペアに適用することにより, 圧力条件として 0.65 GPa が得られた. その結果, マグマの含水量として 4.8 wt% が得られた.

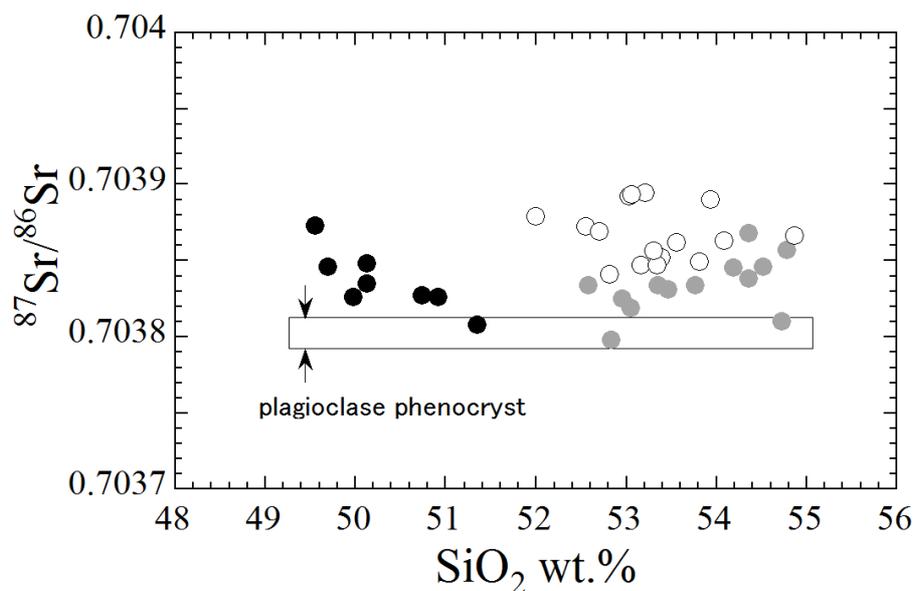


図 2.1.2-22. 外輪山溶岩と斜長石斑晶の Sr 同位体比組成.

マグマの生成条件

熱力学モデル(alphaMELTS model ; Ghiorso & Sack, 1995; Asimow & Ghiorso, 1998; Smith & Asimow, 2005)を用いた検討により, 含水量推定に用いた玄武岩試料は, 0.65 GPa の条件でカンラン石をリキダス相にもつことが明らかとなった. そこで, カンラン石最大分別モデル(Tatsumi et al., 1983)を用いて初生マグマ組成を推定した(SiO_2 :49.2 wt%, MgO :14.0 wt%, H_2O :3.9 wt%). さらに Kelley et al. (2006)の手法に基づき, 初生マグマの TiO_2 量(0.50 wt%), ソースマントルの TiO_2 量(0.133 wt% ; Salters & Stracke, 2004), マントル融解時の Ti のバルク分配係数(0.04)を用いて, マントルの部分融解度は 23.1%と推定された. またマントルの含水量として, 0.94wt%が得られた.

マグマ生成条件は, ①0.94wt%の含水量をもつマントルが 23.1%融解するための温度・圧力条件, ②初生マグマがカンラン石と共存するための温度・圧力条件, の両方を満たす点として推定することができる. そこで, ①については Katz et al. (2003)のモデルを用いて計算を行った. 一方②については, alphaMELTS model を用いて初生マグマのカンラン石のリキダス温度を無水条件下で計算し, さらに含水量の効果を Medard & Grove (2006)のモデルによって補正することによって P-T 条件を求めた. その結果, ①と②を同時に満たす温度・圧力条件 (=マグマ生成条件) として, 圧力: 1.5 GPa, 温度: 1275 °Cが得られた(図 2.1.2-23).

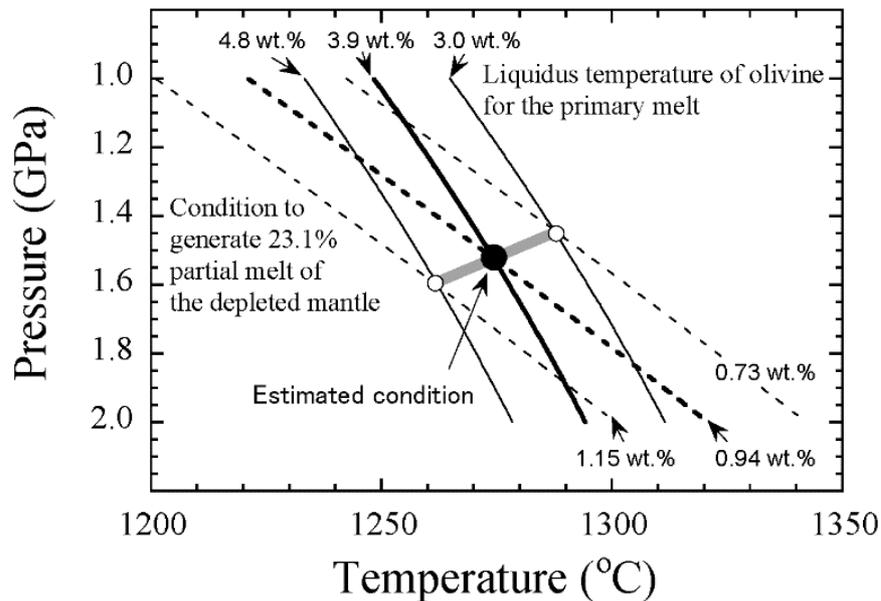


図 2.1.2-23. 初生マグマの生成条件.

破線は本文①条件下での Katz et al. (2003)による計算結果, 実線は②条件下での alphaMELTS (Asimow and Ghiorso, 1998; Smith and Asimow, 2005)および Médard and Grove (2008)による計算結果. 太いグレーの線が①と②を同時に満たす温度・圧力条件.

東北本州弧との比較

Kuritani et al. (2014) は、東北本州弧のソースマンタルの条件として、フロント側火山の岩手山では深度約 40 km において約 1250 °C・含水量約 0.6 wt%，背弧側火山の三ノ目湯では深度約 60 km において約 1230 °C・含水量約 0.5 wt%との推定を行った(図 2.1.2-24). その一方、有珠山のソースマンタルの条件は、深度約 50 km において 1275 °C・含水量 0.9 wt. %であることから、島弧会合部のソースマンタルは、東北本州弧の主要部に比べ、温度・含水量がともに高いことになる。会合部のマンタル温度が高い要因としては、低温であるプレートが屈曲することにより、周辺部よりもウェッジマンタルが冷やされにくくなること、そして含水量が高い要因としては、プレートの屈曲部における亀裂の発達に伴い、スラブ流体がマンタルに供給されやすくなっていることを反映しているのかもしれない。

以上のことから、会合部のマンタルが相対的に高温・高含水量であることによってマグマが生成されやすく、そのことが巨大カルデラの形成を含めた活発な火成活動の要因となっている可能性が示唆される。

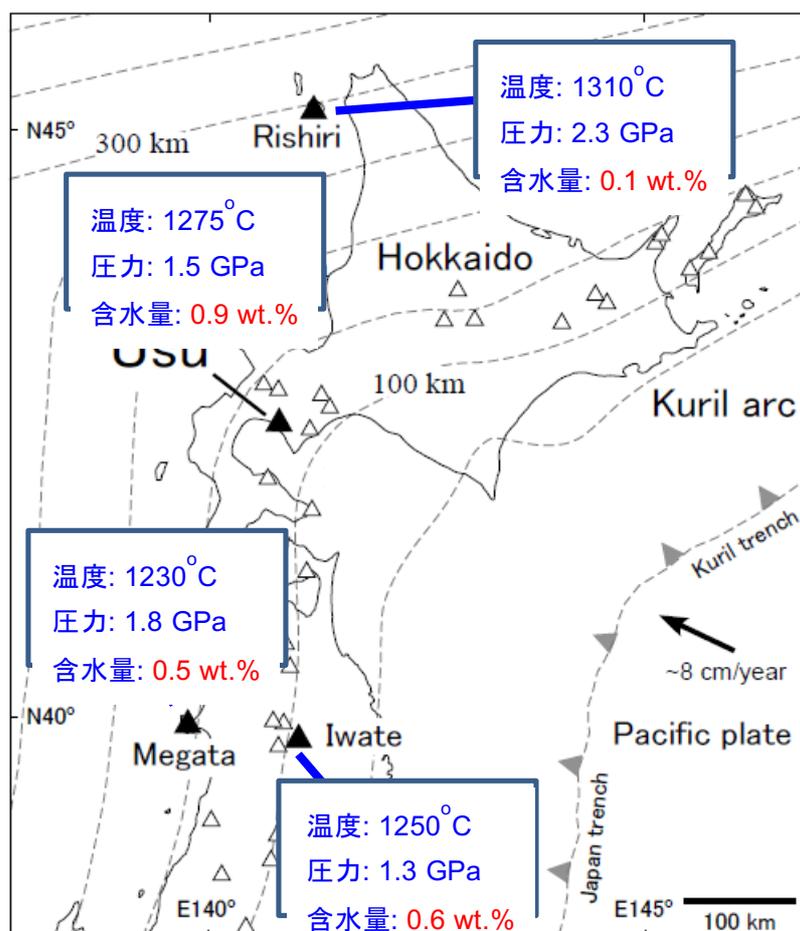


図 2.1.2-24. 有珠火山および東北本州弧の火山における初生マグマの温度・圧力・含水量。

石英中のメルト包有物の含水量分析法の開発

斑晶鉱物に封じ込められたメルト包有物の $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{CO}_2$ 濃度は、マグマ溜まりの深度・噴火準備段階の熱流体輸送・脱ガス過程などを推定する上で不可欠な情報である。これは赤外分光分析により測定することが可能であるが、分析に必要な、メルト包有物が両面に露出した研磨薄片を作製するのが技術的に大変難しいため、分析点数を稼ぎにくいという問題があった。

本年度、この問題を克服する方法として、“スペクトル差分法”の開発に着手した。これは、研磨薄片の両面にメルト包有物が露出していない場合でも、斑晶鉱物とメルト包有物の混合赤外スペクトルから斑晶の寄与を差し引くことで、メルト包有物の $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{CO}_2$ 濃度を間接的に求める方法である。かんらん石を対象とした研究例はあるが (Nichols et al., 2005), 珪長質マグマに含まれる鉱物では研究例がなかった。そこで、石英中のメルト包有物の分析法の開発を試みた。

まず、純粋な石英のスペクトルと純粋な黒曜石 (メルト包有物に類似) のスペクトルを取得し、その特徴を調べた (図 2.1.2-25)。その結果、石英のスペクトルには、 1792 cm^{-1} など特徴的な鋭いピークが現れること、ガラスのスペクトルには、水の存在を表す 3550 cm^{-1} のピークが顕著に現われること、が明らかになった。

次に、石英とメルト包有物の混合スペクトルを取得し、その特徴を調べた (図 2.1.2-26)。その結果、混合スペクトルは、石英スペクトルとガラススペクトルを足し合わせたような形状を示しており、各ピークの高さは混合程度の違いにより異なっていた。即ち、ビーム経路 (写真中の赤色の正方形部分) 中の石英の寄与が大きくなるほど、 1792 cm^{-1} のピーク高さは高くなり、OH の吸収帯 (3550 cm^{-1}) は低下した。

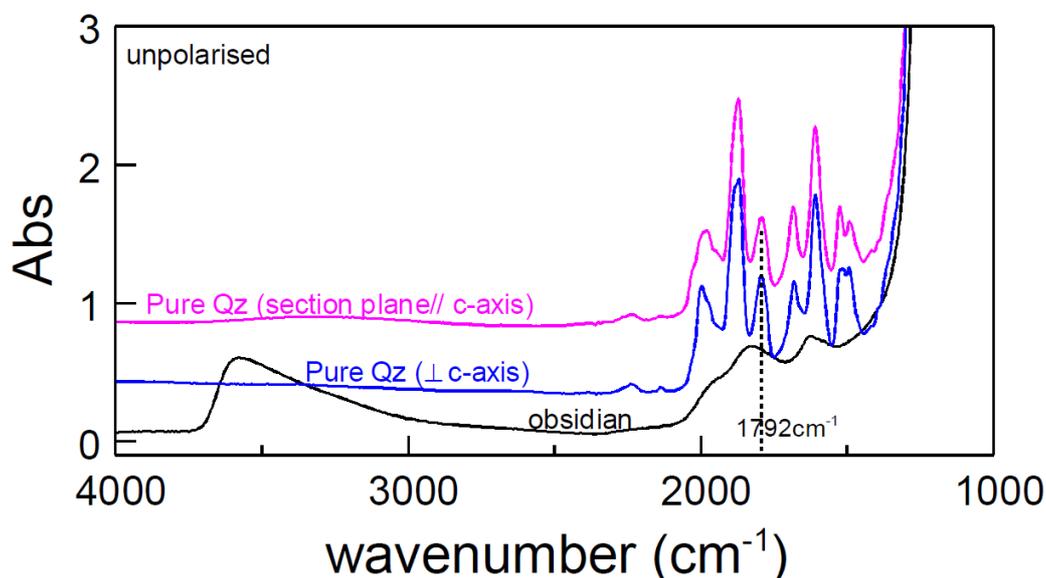


図 2.1.2-25. 純粋な石英のスペクトルと純粋な流紋岩質ガラス (黒曜石) のスペクトル。

混合スペクトルから石英の寄与を差し引くには、石英の寄与と石英の吸収ピーク高さの関係を確立せねばならない。そこで、様々な厚さの石英薄片を作製し、 1792 cm^{-1} ピーク高さと薄片の厚さが線形の関係になることを確認した（図 2.1.2-27）。

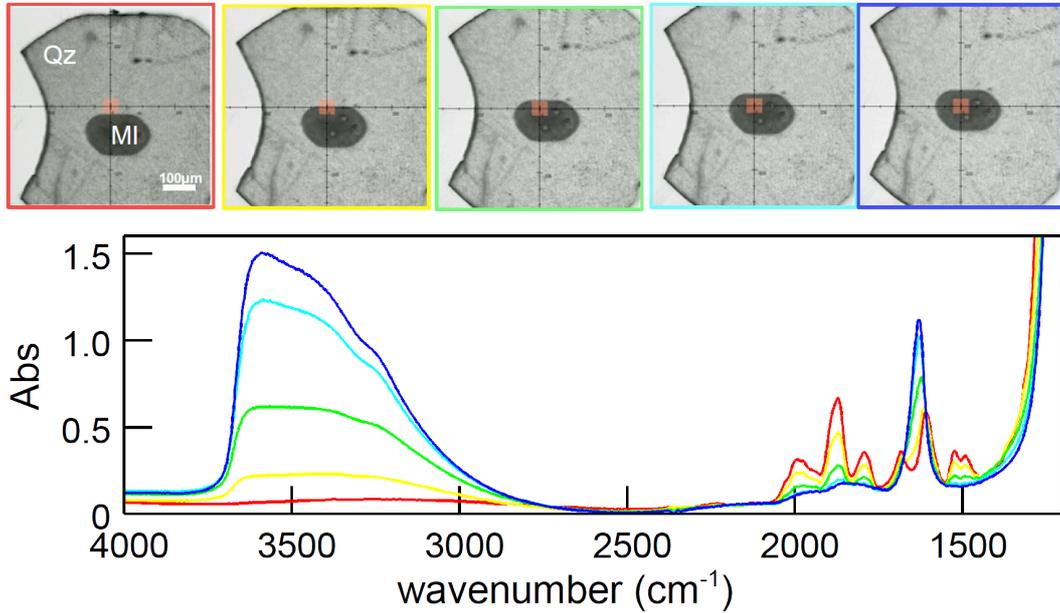


図 2.1.2-26. 石英斑晶とメルト包有物の混合スペクトル。
赤外ビームは赤色正方形の部分透過している。

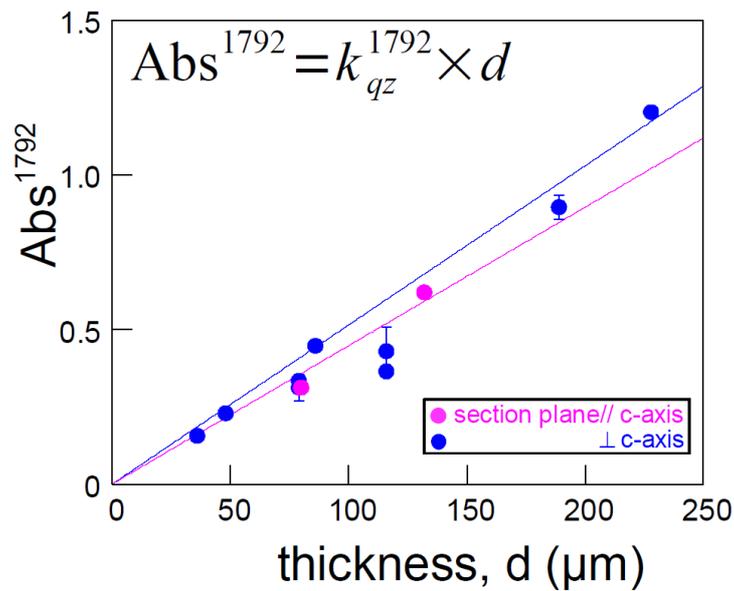


図 2.1.2-27. 石英両面研磨薄片の厚さと 1792 cm^{-1} ピーク高さの関係。

この関係を混合スペクトルの 1792 cm^{-1} ピークの高さと比較し、ピーク高さを厚さに変換することで、石英の“実効厚さ”を決定できる。そして、これを実際の厚さから差し引くことで、メルト包有物の実効厚さを計算できる。最後に、ランベルト・ベール則より揮発性成分濃度を計算することができる。この考えを定式化しモデルを構築した (図 2.1.2-28)。

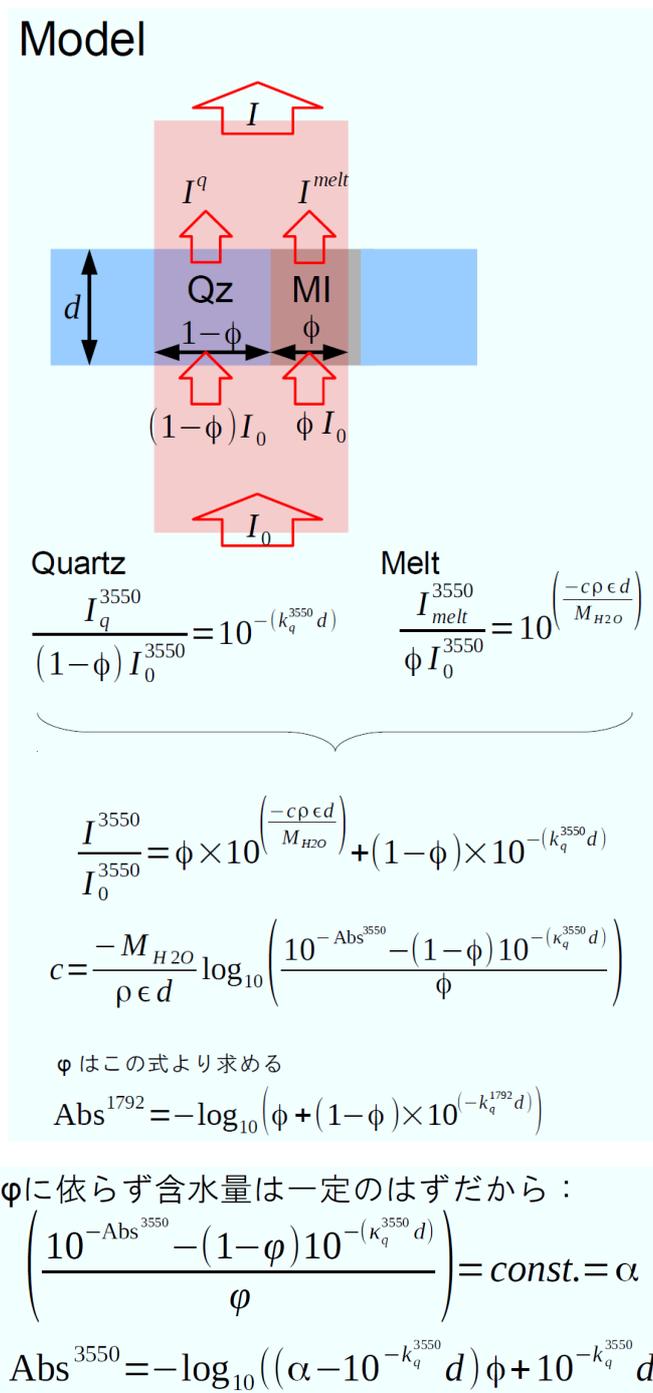


図 2.1.2-28. 石英+ガラスのスペクトル混合モデル

モデルを実際の混合スペクトル (図 2.1.2-26) に適応したところ、メルト包有物の含水量を誤差 ± 0.5 wt% で求めることに成功した (図 2.1.2-27)。

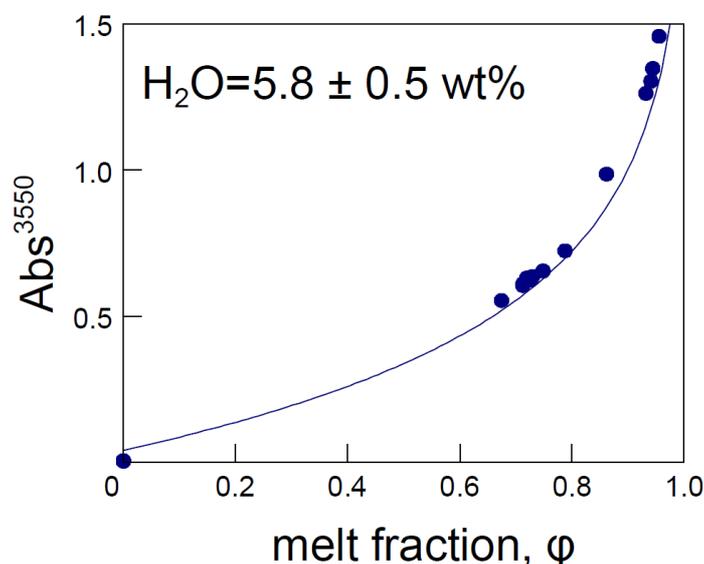


図 2.1.2-27. スペクトル差分法の結果例。
横軸は赤外ビーム経路中のメルトが占める割合、縦軸は含水量を表すピーク高さ。
データ点が1つの曲線に乗っていれば、メルト含水量は一意に決まる。

(4) まとめおよび今後の課題

- ・カルデラ形成期の本質物の岩石学的検討を行った結果、カルデラ形成期のマグマ供給系は斑晶に乏しい珪長質マグマ系 (Aサブマグマシステム)・斑晶に富む安山岩質マグマ系 (Pサブマグマシステム)・マフィックマグマ系 (Mサブマグマシステム) の3つのサブマグマシステムから構成されることが分かった。Mサブマグマシステムは、Aサブマグマシステムと混合していたが、Pサブマグマシステムは、Aサブマグマシステムとの混合関係はなく、独立して活動していた。
- ・Aサブマグマシステムでは、起源物質の異なる流紋岩質マグマとデイサイト質マグマが混合していた。Mサブマグマシステムは起源物質の異なる複数の苦鉄質マグマからなり、各々がAサブマグマシステムに混合していた。Pサブマグマシステムは複雑な (複数の) 安山岩質マグマからなる。その多様性は斑晶の濃集・分離によるものかもしれない。
- ・A・Pサブマグマシステムの起源物質は大よそ類似しているが、Pサブマグマシステムからの単純な結晶分化作用では、Aサブマグマシステムを生成することはできない。地殻物質の部分溶融が主な珪長質マグマ生成プロセスであると考えられる。
- ・カルデラ形成期の珪長質マグマのマグマ滞留時間を見積もったところ、100年～1500年 (200年～600年) が得られた。一方、社台期の珪長質マグマ滞留時間は、カルデラ形成期のマグマ蓄積の時間スケールと比べると明らかに短い30年～140年という値が得られた。

- ・支笏-洞爺火山地域の有珠火山の初生マグマは温度1275 °C, 圧力1.5 GPa, 含水量0.9 wt. % の条件で生成したと推定され, 東北本州弧の主要部に比べ, 温度・含水量がともに高いことが明らかになった. このことは支笏-洞爺火山地域でマグマ生産量が大きいことと調和的である.
- ・メルト包有物を簡単に分析する方法として, “スペクトル差分法” を石英などSiO₂に富む鉱物で検討した. その結果, H₂Oについては誤差±0.5 wt%で含水量を見積もることに成功した.

今後の課題としては, 新たに採取する試料について全岩化学組成分析, 鉱物化学組成分析, 鉱物組成累帯構造解析を追加し, 支笏火山のマグマ供給系の長期的な変遷とそれらの成因関係について考察する. メルト包有物組成分析をカルデラ形成噴火噴出物について行い, マグマの温度・圧力・含水量を見積もり, マグマの滞留時間やマグマ混合などのプロセスの時間軸を評価するため, 全岩 U-Th 放射非平衡解析の予備実験を行う. また支笏火山の噴火準備および噴火過程の特徴を明らかにするために, 国内外のカルデラ火山の噴火推移とマグマ系の変遷について比較検討を始める予定である.

引用文献

- Allan, A.S.R., Morgan, D.J., Wilson, C.J.N., & Millet, M.-A. (2013) From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contrib. Mineral. Petrol.* 166, 143-164.
- Anderson, D. J. & Lindsley, D. H. (1988). Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides. *American Mineralogist* 73, 714-726.
- Asimow, P. D. & Ghiorso M. S. (1998). Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *American Mineralogist*, 83, 1127-1131.
- Bachmann, O. & Bergantz, G.W. (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology* 45, 1565-1582.
- Bacon, C. R. & Hirschmann, M. M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 57-61.
- Brey, G. P. & Kohler, T. (1990). Geothermobarometry in fourphase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
- Cashman, K.V. & Giordano, G. (2014). Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 288, 28-45.
- Deering, C.D., Cole, J.W., & Vogel, T.A. (2011). Extraction of crystal-poor rhyolite from a hornblende-bearing intermediate mush: a case study of the caldera-forming Matahina eruption, Okataina volcanic complex. *Contrib. Mineral. Petrol.* 161, 129-151.
- Ghiorso, M. S., & Sack, R. O. (1995). Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212.

- Hildreth, W. (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 136, 169-198.
- Katz, R. F., Spiegelman, F. & Langmuir, C. H. (2003). A new parameterization of hydrous mantle melting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4, doi:10.1029/2002GC000433.
- Kelley, K. A., Plank, T., Grove, T. L., Stolper, E. M., Newman, S. & Hauri, E. (2006). Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins. *Journal of Geophysical Research* 111, B09208.
- Kuritani, T., Yoshida, T., Kimura, J.-I., Takahashi, T., Hirahara, Y., Miyazaki, T., Senda, R., Chang, Q. & Ito, Y. (2014). Primary melt from Sannome-gata volcano, NE Japan arc: constraints on generation conditions of rear-arc magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167, 969.
- 町田洋・新井房夫 (2003). 新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- Matsumoto, A. & Nakagawa, M. (2010). Formation and evolution of silicic magma plumbing system: Petrology of the volcanic rocks of Usu volcano, Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196, 185–207.
- Médard, E. & Grove, T. L. (2008). The effect of H₂O on the olivine liquidus of basaltic melts: experiments and thermodynamic models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 417–432.
- Miura, D., Uesawa, S., Takeuchi, S. (2016). Kuttara volcanic complex and ignimbrites. *IWCC 6 Excursion Guide Book*, 19-25.
- Miyabuchi, Y., Okuno, M., Torii, M., Yoshimoto, M. & Kobayashi, T. (2014). Tephrostratigraphy and eruptive history of post-caldera stage of Toya Volcano, Hokkaido, northern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 281, 34–52.
- Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N., & Morishita, Y. (2012). Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): Petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 231-232, 50-60.
- Müller, T., Dohmen, R., Becker, H.W., ter Heege, J.H., & Chakraborty, S. (2013). Fe-Mg interdiffusion rates in clinopyroxene: experimental data and implications for Fe-Mg exchange geothermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.* 166, 1563-1576.
- Nichols, A.R.L., Whsoczanski, R.J. (2007) Using micro-FTIR spectroscopy to measure volatile contents in small and unexposed inclusions hosted in olivine crystals, *Chemical Geology* 242, 371-384.
- 大場与志男 (1964).有珠火山の岩石学的研究-とくに外輪山熔岩について-(I). 岩石鉱物鉱床学会誌, 51, 53-66.

- Parker, D.F., Ren, M., Adams, D.T., Tsai, H., & Long, L.E. (2012). Mid-Tertiary magmatism in western Big Bend National Park, Texas, U.S.A.: Evolution of basaltic source regions and generation of peralkaline rhyolite. *Lithos* 144-145, 161-176.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 69, 61-120.
- Salters, V. J. M. & Stracke, A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5, Q05B07.
- Smith, P. M. & Asimow, P. D. (2005). *Adiabat_1ph*: a new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, 2004GC000816.
- 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子・東宮昭彦 (2007). 有珠火山地質図(第2版) 1:25000. 産業技術総合研究所致死調査総合センター.
- Streck, M.J. & Grunder, A.L. (2008). Phenocryst-poor rhyolites of bimodal, tholeiitic provinces: the Rattlesnake Tuff and implications for mush extraction models. *Bull. Volcanol.* 70, 385-401.
- Tatsumi, Y. (1986). Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters* 13, 717-720.

2.2.1 阿蘇カルデラ後カルデラ噴出物の鉱物・ガラス化学組成

【実施内容】

阿蘇火山は、約 27 万年前の活動開始以来、現在も活発な火山活動を継続している活火山である。産業技術総合研究所は、平成 26 年度の委託研究「平成 26 年度火山影響評価に係る知見の整備」(産総研, 2015)において、大規模噴火準備過程の詳細化を行うためには、以下を明らかにする必要があることを提唱した。(1)大規模火砕流噴火の前兆噴火の詳細な層序と噴火様式・マグマ組成の変遷。(2)大規模噴火に移行した小規模噴火と、移行しなかった小規模噴火の比較検討。(3)大規模噴火自体の噴火推移。(4)マグマ供給系の物理化学条件(組成・形状・物性・位置, 等)の時間変化を考慮したモデルの作成。

平成 28 年度は阿蘇カルデラ最大規模の噴火ステージである阿蘇 4 火砕流噴火の直前に放出された(以後、前阿蘇 4 と呼ぶ)降下火砕物(1.4 章)を対象に、光学顕微鏡及び電子顕微鏡を用いた斑晶鉱物とガラスの観察と化学組成分析を行った。その結果、阿蘇 4 火砕流噴火が開始に至るまでのマグマプロセスを考察するうえで重要になると思われる、幾つかの新しい知見が得られた。

(1)阿蘇 4 火砕流噴火の前に、これまで報告されていない、黒雲母斑晶を含むマグマが噴出したことが明らかになった。(2)阿蘇 4 火砕流噴火のマグマの全岩化学組成には組成のギャップが存在することが知られているが($\text{SiO}_2=57\sim66$ wt.%の間が空白; Kaneko et. al., 2007), 前阿蘇 4 の斑晶メルト包有物の化学組成はほぼ連続的に $\text{SiO}_2=52\sim77$ wt.%の間に分布することが判明した。(3)前阿蘇 4 から阿蘇 4 火砕流噴火に向かい、噴火直前におけるマグマの温度は時間とともに低下したことが判った。

【研究成果】

分析対象試料

産総研が平成 26 年度の地質調査で採取した、阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部(試料番号 Aso2015q-A)及びその下位の前阿蘇 4 降下火砕物(試料番号 Aso2015q-C, -D, -E, F)を対象に、EPMA を用いた化学分析を行った。採取地点及び前阿蘇 4 と阿蘇 4 の層序学的な関係については、1.4 章に記した。

噴出物の化学分析の前処理は、基本的に産総研(2015)と同じで、以下のとおりである。試料約 500 グラムを 90°C の恒温乾燥機で一晩かけて乾燥後に重量を測定した。次に水が濁らなくなるまで純水を交換しながら 30~120 分間超音波洗浄したのち 90°C の恒温乾燥機で一晩かけて乾燥させて重量を測定し、 $500\ \mu\text{m}$, $1\ \text{mm}$, $4\ \text{mm}$ のふるいで粒径を分けた。このうち $500\sim1000\ \mu\text{m}$ 区間の粒子については、実体顕微鏡で観察を行なうとともに、デジタル顕微鏡による光学像の撮影を行ない、表面に新鮮なガラスが付着している粒子をピンセットで選り分けて、直径 1 インチ厚み $4.7\ \text{mm}$ のガラス円盤上にエポキシ樹脂(ペトロポキシ 154)で固定し、ガラス原面から研磨仕上げ面までの距離が約 $370\ \mu\text{m}$ (平均粒径のおよそ半分)となるように、マイクロメータで厚みを確認しながら、400 番~15000 番の固定砥粒研磨フィルムを用いて削剥研磨した。エポキシ樹脂との接着力を高めるため、ガラス円板の試料を載せる面はあらかじめ 800 番の研磨紙で粗面加工した。

光学顕微鏡による観察

光学実体顕微鏡を用いて、500~1000 μm 区間の粒子を観察した。KEYENCE 製のデジタル超深度光学顕微鏡で撮影した画像を以下に示す。下位から順に Aso2015q-F は、観察した露頭の阿蘇 4/3ABCD テフラ層を覆う一番下位の層準に位置し、層厚は約 40 cm、粒径 1~2 cm、粒子支持で、弱い上方細粒化を見せ、角閃石だけでなく、黒雲母が目立つという点で、これまで報告されていた阿蘇 4 噴出物とは異なる。しかし後述するように Aso2015q-F のガラス化学組成は阿蘇 4I-1 噴出物(Kaneko et. al., 2007)に対比でき、これに含まれる磁鉄鉱化学組成が阿蘇 4/3-Y テフラ(星住, 1990)に含まれるものに対比できること、さらに、阿蘇 4/3-Y テフラにも黒雲母が含まれることが明らかになったことから、阿蘇 4 直前に噴出した阿蘇のマグマだと考えられる。Aso2015q-F を直接覆う Aso2015q-E は、層厚約 12 cm、粒径 0.5~1 cm、粒子支持で、角閃石と黒雲母を含み、黒曜石の破片が目立つ Aso2015q-E を直接覆う Aso2015q-D は、層厚 35 cm、粒径 0.5~1 cm、粒子支持で、角閃石と黒雲母を含み、黒雲母と黒曜石の含有量は下位よりも少なめであった Aso2015q-D を直接覆う Aso2015q-C は、層厚が約 160 cm で、層内には少なくとも 3 回以上の粒径変化があり、それらのサブユニットには上方粗粒化が見られ、上部約 50 cm は粘土質である。下位に比べて黒曜石は比較的多く、岩片と黒雲母の含有量は比較的少ない Aso2015q-A は下位層を部分的に削り込んで覆う、淘汰の悪い火砕流堆積物で、層厚は観察した露頭では確認できず(数 m 以上)、火山灰サイズの基質に 2~10 cm あるいはそれ以上の粒径の白色軽石が多量に含まれる。下位に比べて黒雲母の量は極端に少ない。この黒雲母が下位層準の削りこみによって混入した可能性は否定できない。



図 2.2.1-1 デジタル光学顕微鏡画像(Aso2015q-F)。水洗後 0.5~1 mm にふるいわけた。スケールバーは 1 mm。以下同様。軽石は白色で比較的発泡度が高く、気泡は繊維状に伸ばされている(P)。黒雲母の遊離結晶が含まれる(B)。破断面に囲まれた火山ガラス片も含まれる。



図 2.2.1-2 デジタル光学顕微鏡画像(図 2.2.1-1)の拡大. 軽石の中にも黒雲母斑晶が含まれている(B).



図 2.2.1-3 デジタル光学顕微鏡画像(Aso2015q-F). 軽石の発泡度は様々で, 発泡度が高いもの(P1), 発泡度が低く独立気泡のもの(P2), そして発泡度が低く破断面で囲まれたガラス(G)が存在する. 発泡度の高い軽石中の気泡は, 繊維状に伸ばされている傾向がある. 黒雲母の遊離結晶が含まれる(B). 黒雲母は, 遊離結晶のほか, 発泡度の高い軽石と, 発泡度の低い軽石中にも含まれる.



図 2.2.1-4 デジタル光学顕微鏡画像(図 2.2.1-3 の黒曜石の拡大). 黒曜石は破断面で囲まれており, 流動的に引きちぎられた外形を呈するものは, 観察した限りでは, 見られなかった.



図 2.2.1-5 デジタル光学顕微鏡画像(図 2.2.1-3 の軽石の拡大). 軽石の発泡度と気泡の伸ばされ方は様々である. 大まかな傾向としては, 発泡度の低い軽石(P1)に含まれる気泡は, 発泡度がやや高い軽石(P2)よりも伸びていない.



図 2.2.1-6 デジタル光学顕微鏡画像(Aso2015q-D). 軽石は発泡度が高く、気泡は繊維状に伸ばされている。軽石の色調は Aso2015q-F や-E に比べて黄色味を帯びている Aso2015q-E に比較的多く含まれていた黒曜石の含有量は減少し、透明度の低いガラス光沢岩片(L)と、やや円磨した透明ガラス片(G)の量が増加する。黒雲母は、遊離結晶のほか(B1)、発泡度の高い軽石と(B2)、発泡度の低い軽石(B3)、透明度の低いガラス光沢片(B4)のいずれにも含まれている。



図 2.2.1-7 デジタル光学顕微鏡画像(Aso2015q-C). 軽石の発泡度と気泡の伸ばされ方は様々である。軽石の色調は Aso2015q-D に比べて黄色味を帯びている。黒雲母の遊離結晶が含まれるが Aso2015q-D に比べると少ない。



図 2.2.1-8 デジタル光学顕微鏡画像(図 2.2.1-7 の拡大). 発泡度の高い軽石中にも、黒雲母が含まれている(B).



図 2.2.1-9 デジタル光学顕微鏡画像(図 2.2.1-7 の拡大). 褐色ガラスの軽石(P1)や、白色と褐色の混じった軽石(P2)が観察される.



図 2.2.1-10 デジタル光学顕微鏡画像(Aso2015q-A). 軽石は気泡の伸ばされたものが少なく、色調は Aso2015q-C に比べて黄色味が強く、褐色を帯びたものも存在する. 黒雲母の遊離結晶と黒曜石は、下位層準に比べると少ない. 角閃石(Hb)とかんらん石(OI)が含まれる.



図 2.2.1-11 デジタル光学顕微鏡画像(Aso2015q-A の拡大). 軽石は白色と褐色が不均質に混合した、いわゆる縞状軽石である.

分析手法

今年度地質調査総合センターに導入された FE-EPMA(JEOL JXA-8530)を用いて、研磨片全体の走査電子顕微鏡像を撮影した。EPMA の撮影条件は、電子プローブの加速電圧が 10 kV、試料電流は 10 nA、試料面上におけるプローブ径は $1\ \mu\text{m}$ (defocused beam)、コントラストはざらつきが生じない範囲で最大とした。1 ピクセルの大きさが $1\times 1\ \mu\text{m}$ で縦 1800 ピクセル横 2400 ピクセルからなるデジタル反射電子像を、縦 $1800\ \mu\text{m}$ 横 $2400\ \mu\text{m}$ 間隔で撮影した。さらに同一の撮影位置について、輝度を輝石用 (Contrast=3999; Brightness=312) と斜長石とガラス用 (Contrast=3999; Brightness=285) の観察用に最適化した二枚の画像を取得し、それらをハイパーテキストで連結させることにより、分析位置の把握と、ガラス、斜長石、そして輝石の組成累帯構造の観察と、輝石と鉄チタン酸化物鉱物の識別を迅速に行なえるようにした。EPMA の元素 (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, S, Cl, F) 分析の条件は、加速電圧が 10 kV、試料電流が 10 nA、試料面上におけるプローブ径が $5\ \mu\text{m}$ 、補正計算が ZAF 法である。電子ビームの直径を広げることと、ビーム照射直後の 4 秒間に Na に信号を検出することにより、Na 計量の時間変化の影響を軽減した。分析および観察方法は基本的に Miyagi et. al. (2012) と同じである。EPMA 分析位置は、デジタル反射電子像の中心座標と分析の座標とから把握できるが(図 2.2.1-12)、機械的な誤差のために実際の電子ビームが外れる可能性がある。そこで分析直後に電子線で焼けた痕を 500 倍の二次電子像で記録し、もしも斑晶メルト包有物から微妙に外れた場合には、分析をやりなおした。

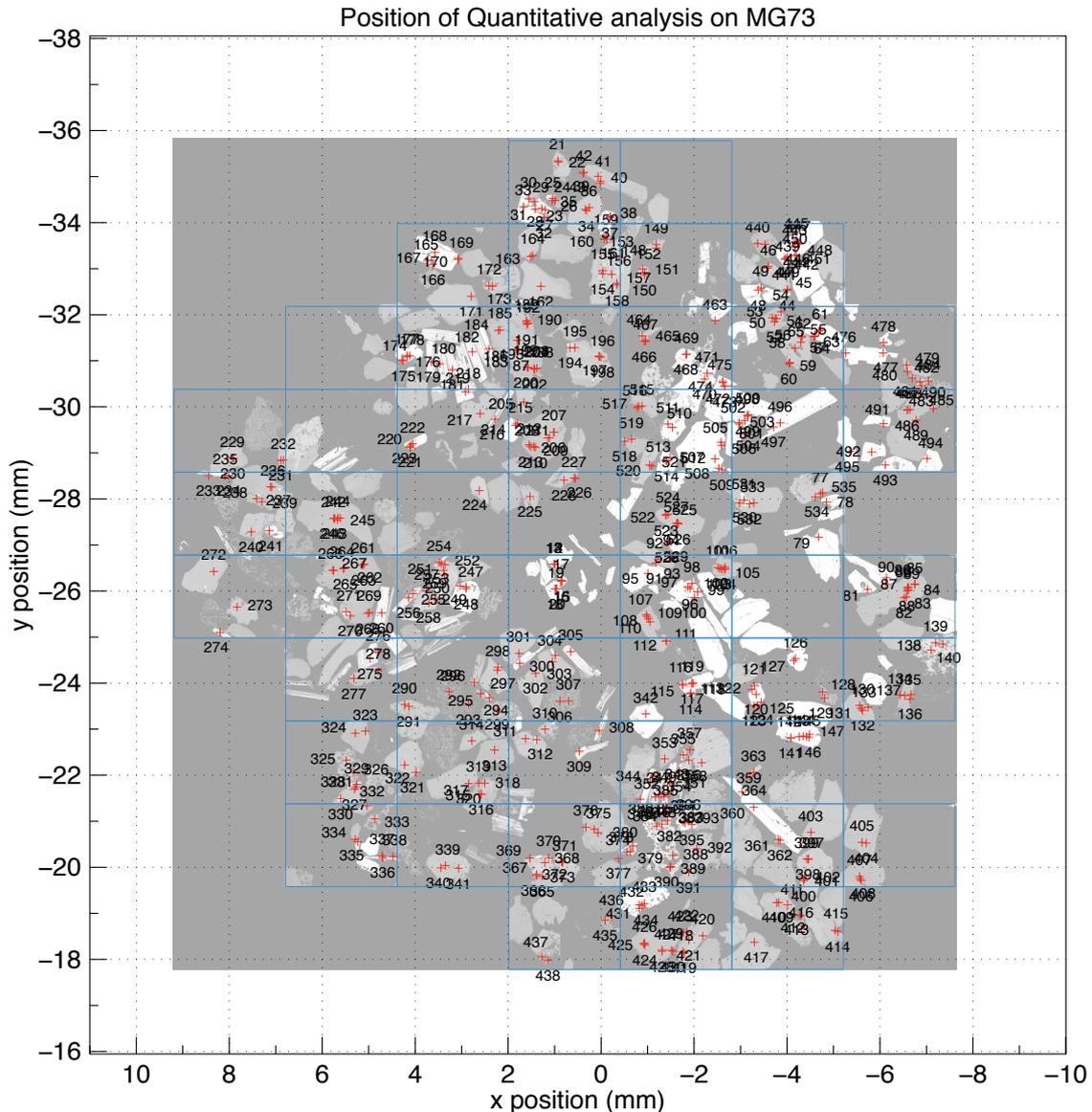


図 2.2.1-12 EPMA の分析位置.

反射電子像の観察

前阿蘇 4 降下火砕物および阿蘇 4 火砕流噴火の基底部分から無作為に取り出した斑晶の種類は、少なくなる順に、斜長石、輝石、角閃石あるいは黒雲母、そしてかんらん石であった。

Aso2015q-F に含まれる斜長石の大半は、曹長石成分に富み僅かな波状累帯構造を呈するが(図 2.2.1-12.1b), 結晶中心部に明るいく灰長石成分に富むものも存在する(図 2.2.1-12.1n). 斜長石中の斑晶メルト包有物は、波状累帯構造のやや明るい帯に沿って分布している(図 2.2.1-12 : MI). 輝石は、中心部が明るく、外周は暗く骸晶状に成長している(図 2.2.1-13 : Px). 斑晶メルト包有物はこれらの境界部分に含まれる傾向がある(図 2.2.1-13 : MI). 含まれる安山岩質なマイクロスコリアは泡沫が流動的に圧縮変形した形態を持つ(図 2.2.1-14).

Aso2015q-E に含まれる斜長石も、大半は曹長石成分に富み僅かな波状累帯構造を呈するが、結晶中心部に明るく骸晶状な灰長石成分に富む部位を包有するものも存在する(図 2.2.1-15: PI).

含まれるガラス片は結晶度が低く、様々な割合に発泡しており、最外周部 $50\mu\text{m}$ 程度は輝度が低く水和している(図 2.2.1-15 : G).

Aso2015q-D に含まれる斜長石は、中心部が明るく灰長石に富む蜂の巣状構造を呈する物が目立つ(図 2.2.1-16). また含まれる単斜輝石は中心部が明るく均質で周縁部に暗く Mg に富む部分が成長しており(図 2.2.1-17), 斑晶メルト包有物は明るさの変化する境界付近に位置している.

Aso2015q-C に含まれる斜長石は中心部が明るいあるいは暗く、その外周部に暗く波状累帯構造を呈する部分が覆っており(図 2.2.1-19), 斑晶メルト包有物はこれらの境界部分に位置している. 含まれるガラス片は結晶度が低く、様々な割合に発泡しており、最外周部 $40\text{-}50\mu\text{m}$ 程度は輝度が低く水和している. 含まれる単斜輝石は中心部が明るく周辺部が暗い. 斑晶メルト包有物はこれらの境界のやや外側付近に位置している(図 2.2.1-18).

Aso2015q-A に含まれる斜長石は輝度が低く弱い正累帯構造を呈する(図 2.2.1-20). 含まれるかんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石には顕著な組成累帯構造は認められない(図 2.2.1-21).

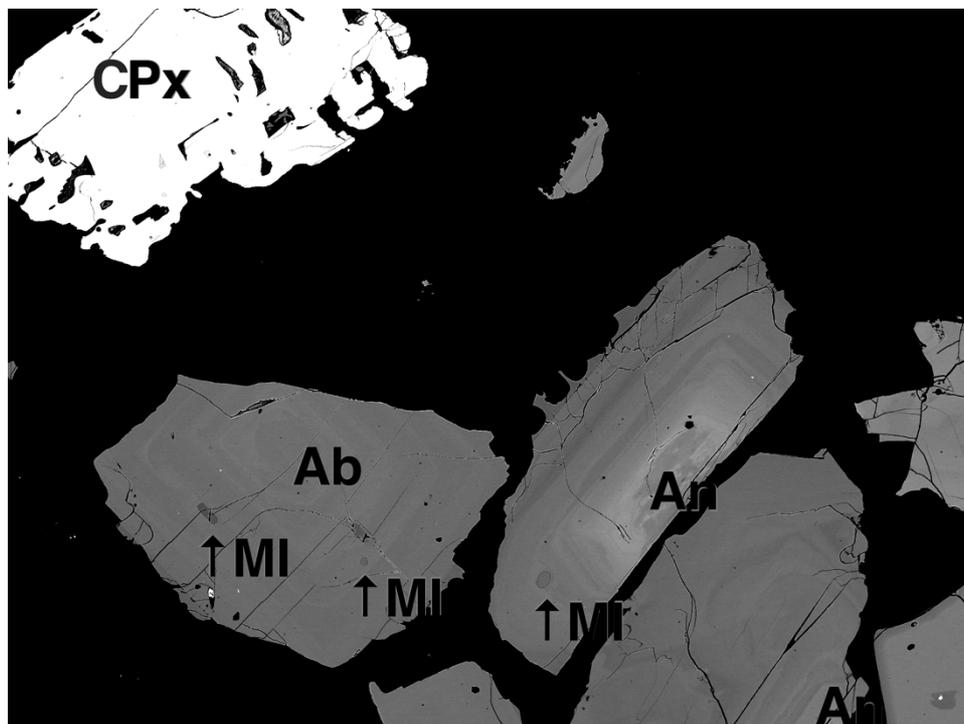


図 2.2.1-13 Aso2015q-F の反射電子像. 写真の大きさは、縦 $1800\mu\text{m}$ 横 $2400\mu\text{m}$ である(以下同様). CPx : 単斜輝石 Ab : 灰長石に富むコアが見られない斜長石 An : 灰長石に富むコアを持つ斜長石. MI : 斑晶メルト包有物.

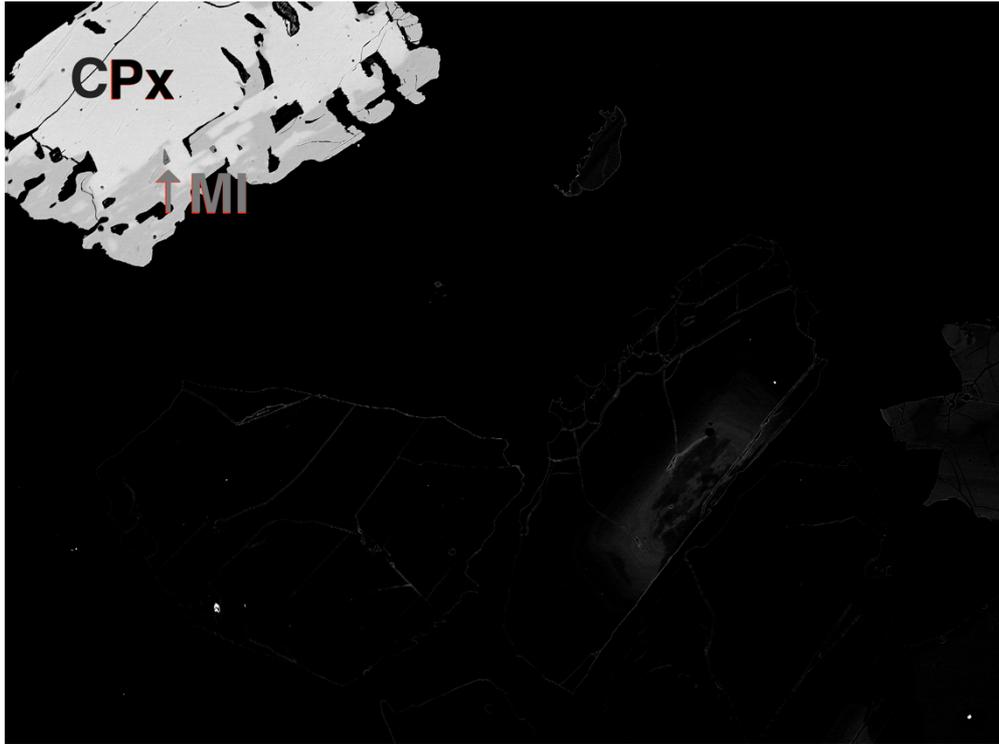


図 2.2.1-14 Aso2015q-F の反射電子像. CPx : 単斜輝石. MI : 斑晶メルト包有物.

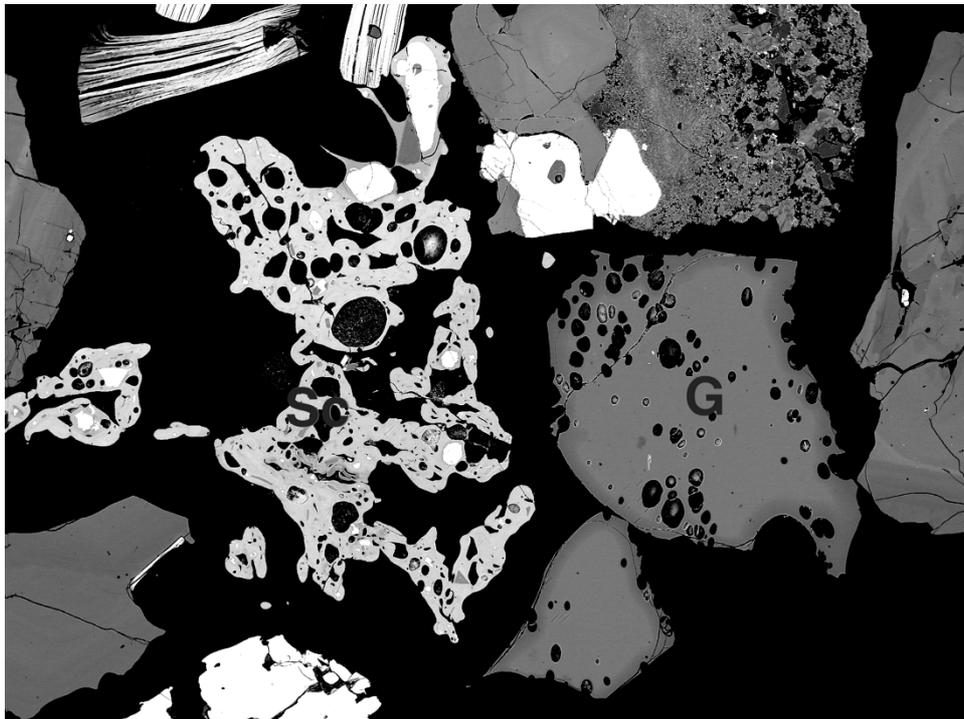


図 2.2.1-15 Aso2015q-F の反射電子像. Sc : 安山岩質なマイクロスコリア. G : ガラス片.

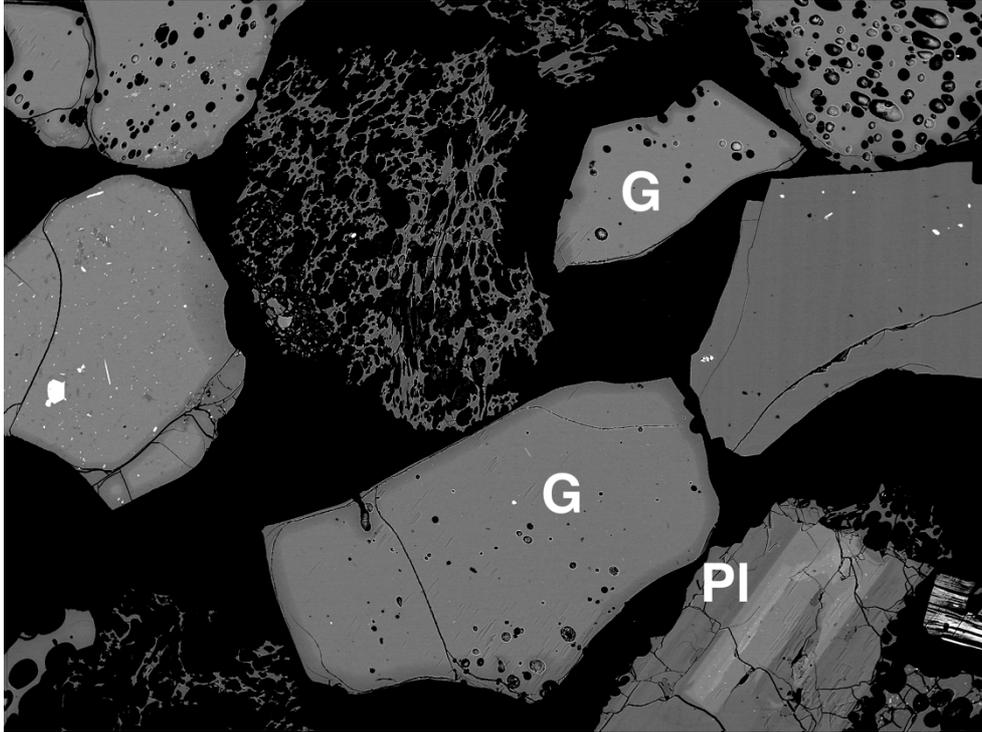


図 2.2.1-16 Aso2015q-E の反射電子像. Pl : 灰長石に富むコアを持つ斜長石. G : ガラス片.

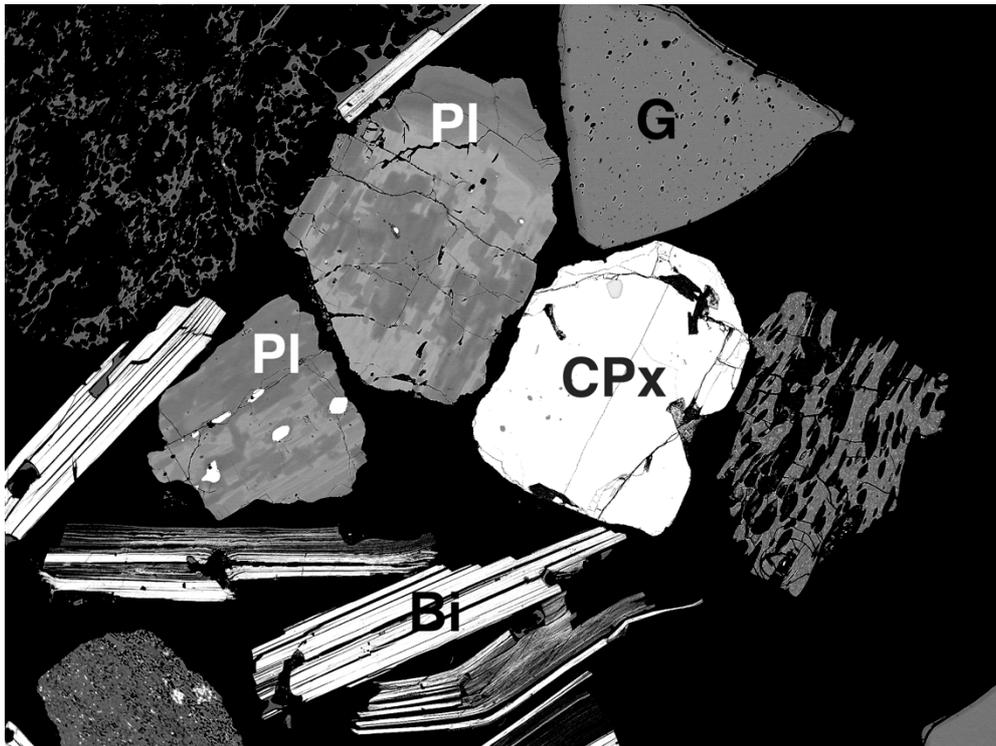


図 2.2.1-17 Aso2015q-D の反射電子像. Bi : 黒雲母. Pl : 蜂の巣状構造のコアを持つ斜長石. CPx : 逆累帯構造と斑晶メルト包有物を持つ単斜輝石.

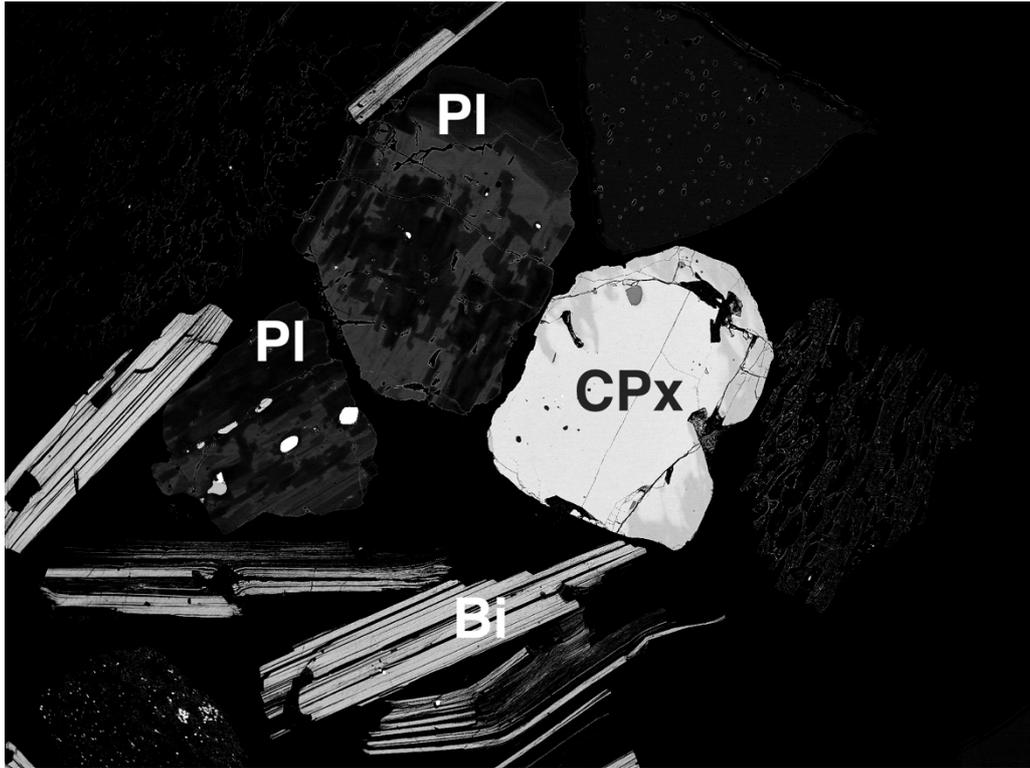


図 2.2.1-18 Aso2015q-D の反射電子像. Bi : 黒雲母. PI : 蜂の巣状構造のコアを持つ斜長石. G : 比較的発泡度が低く, 最外周部が暗く水和した火山ガラス.



図 2.2.1-19 Aso2015q-C の反射電子像. CPx : 逆累帯構造と斑晶メルト包有物を持つ単斜輝石.

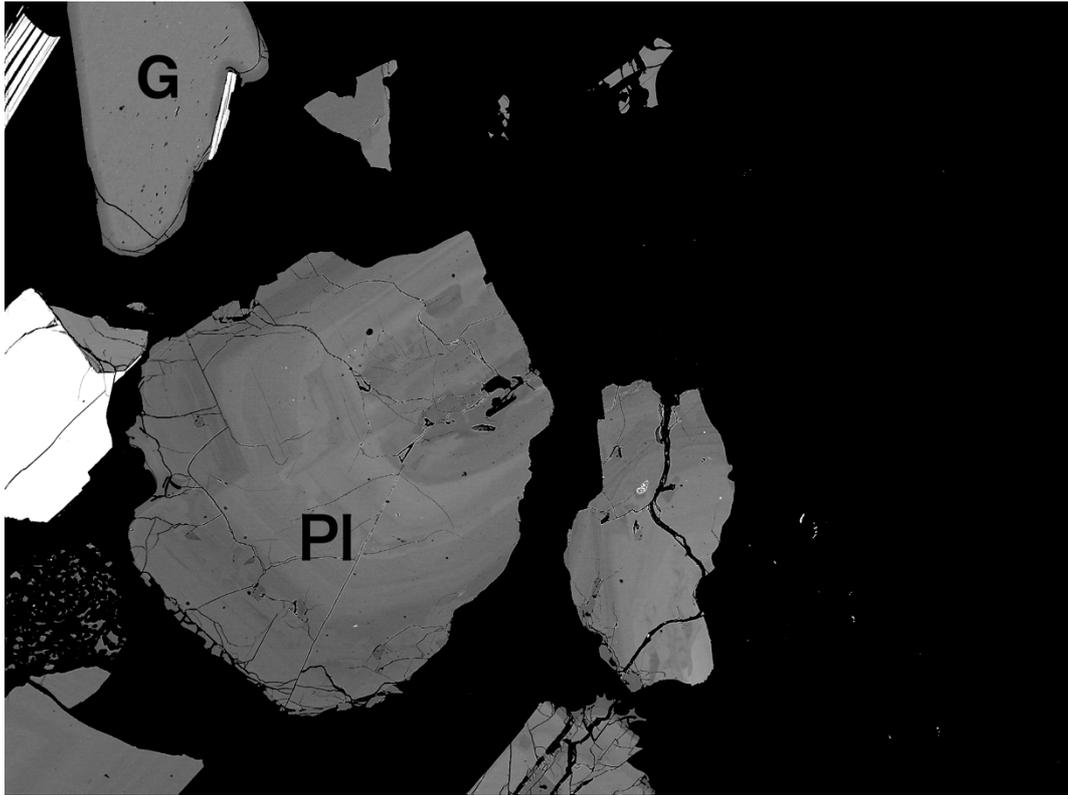


図 2.2.1-20 Aso2015q-C の反射電子像. Pl: 波状累帯構造を呈し, 灰長石成分にやや富む帯を持つ斜長石. G: ガラス片.

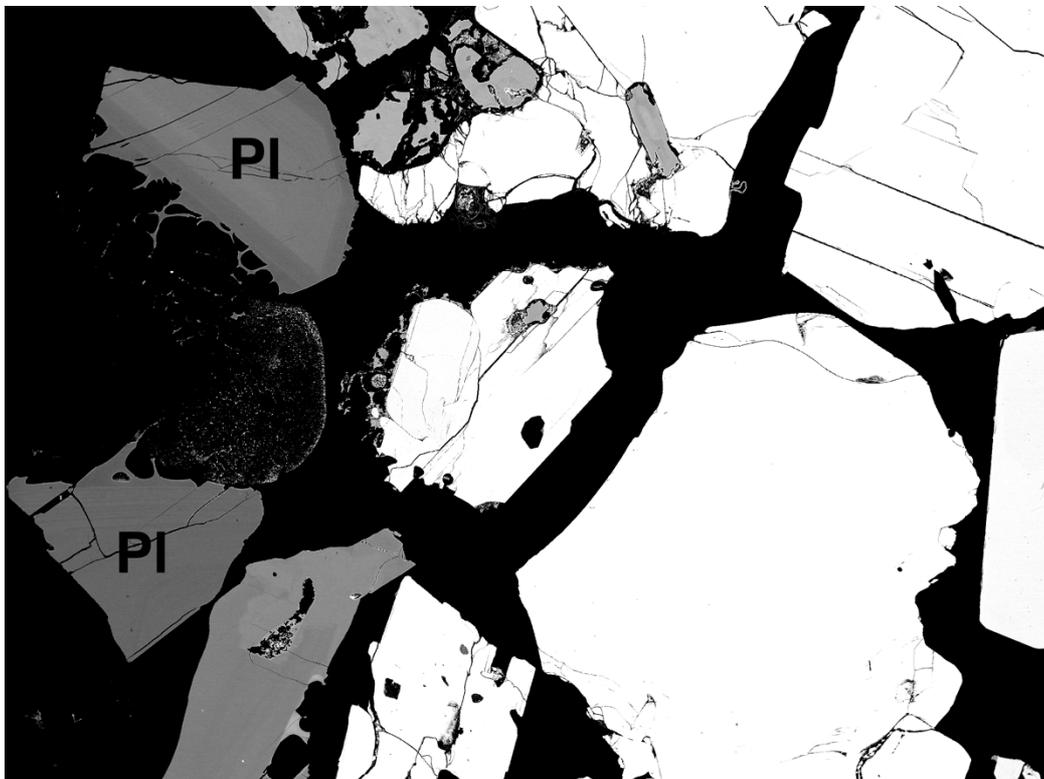


図 2.2.1-21 Aso2015q-A の反射電子像. Pl: 比較的均質あるいは正累帯構造を持つ斜長石.

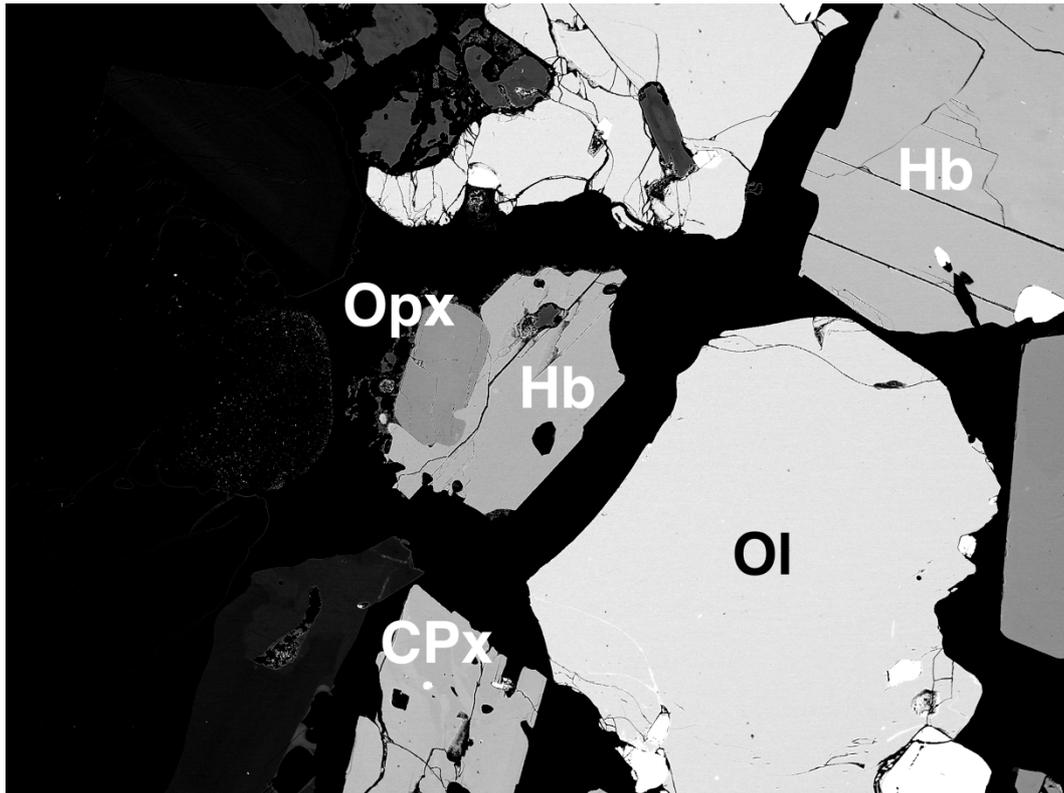


図 2.2.1-22 Aso2015q-A の反射電子像. Hb : 角閃石. Opx : 斜方輝石. Cpx : 単斜輝石. Ol : かんらん石.

鉱物・ガラスの化学組成

上述の反射電子像の観察結果に基づいて EPMA を用いて鉱物とガラスの化学組成を分析した。標準試料も含めた 536 点の分析結果を、鉱物の相および斑晶メルト包有物のホストごとに分類し、また試料が得られた層準ごとに分け、幾つかの全岩化学組成とともにハーカー図にプロットした。分析値は 100 wt% にノーマライズされている。相の略記は Ap がアパタイト、CPX が単斜輝石、HB が角閃石、BI が黒雲母、IL がイルメナイト、WR が全岩化学組成、MG は石基のガラス、MI_Cpx は単斜輝石中のメルト包有物、MI_Ol はかんらん石中のメルト包有物、MI_Opx は斜方輝石中のメルト包有物、MI_Pl は斜長石中のメルト包有物、MT は磁鉄鉱、Ol はかんらん石、Opx は斜方輝石、Pl は斜長石、である。また、PostAso4 は阿蘇 4 火砕流噴火以降の阿蘇中央火口丘群から噴出したもの Aso4 は阿蘇 4 火砕流堆積物、PreAso4 は阿蘇 4 火砕流堆積物の直下にある降下火砕物(前述の前阿蘇 4) Aso1-3 は阿蘇 1 から阿蘇 3 までの噴出物、そして Aso 4 KJ5665 は 2.2.3 章に述べる、阿蘇 4 火砕流噴火で観察された珪長質端成分マグマである。

全阿蘇 4 降下火砕物に含まれるガラスおよび斑晶メルト包有物には幅広い化学組成の変化が観察され、玄武岩質安山岩から流紋岩にわたった。この特徴は後カルデラ期に噴出した阿蘇の苦鉄質マグマのメルトが広範囲の化学組成を持つ(平成 27 年度報告書)ことと共通する。斑晶メルト包有物の化学組成は母斑晶毎に異なり、かんらん石中のものは SiO_2 59~62 wt%, 単斜輝石中のものは 53~67 wt% と広範囲, 斜長石中では 67~77 wt%, 角閃石中では 62~73 wt%, 黒雲母中が 72 wt%,

磁鉄鉱中が 74 wt%であった。

全阿蘇 4 降下火砕物および阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部に含まれる石基ガラスおよび斑晶メルト包有物の TiO_2 濃度は、阿蘇 4 火砕流堆積物や後カルデラの全岩化学組成よりも高い値を示し、 SiO_2 57 wt%付近で極大(1.4 wt% TiO_2)となる。 SiO_2 が高くなると TiO_2 濃度は減少してゆく(図 2.2.1-23)。

石基ガラスおよび斑晶メルト包有物に観察されたマグネシウム濃度の大半は、阿蘇 1,-2,-3,-4 火砕流堆積物や後カルデラの全岩化学組成とほぼ同じ領域に分布し、Opx, Cpx, Olといったマグネシウムに富む鉱物の分別の影響を顕著に受けたと思われるものは少ない(図 2.2.1-27)。

石基ガラスおよび斑晶メルト包有物の K_2O 濃度は、阿蘇 1,-2,-3,-4 火砕流堆積物や後カルデラの全岩化学組成とほぼ同じ領域に分布されるものがある一方で、同じ SiO_2 濃度で比較すると明らかに K_2O に乏しいものも存在する(図 2.2.1-29)。阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部から得られた斑晶メルト包有物の中には(図 2.2.1-29 中の赤塗りつぶし円 Aso4 bot MI), 特徴的に K_2O に乏しいものが存在し、ハーカー図上でこれらはかんらん石から伸ばした化学組成の線上に分布している。この線に沿った組成変化傾向は、 SiO_2 に対する K_2O 濃度の増加率が低いという点で、阿蘇の全岩化学組成の変化方向と大きく異なる。

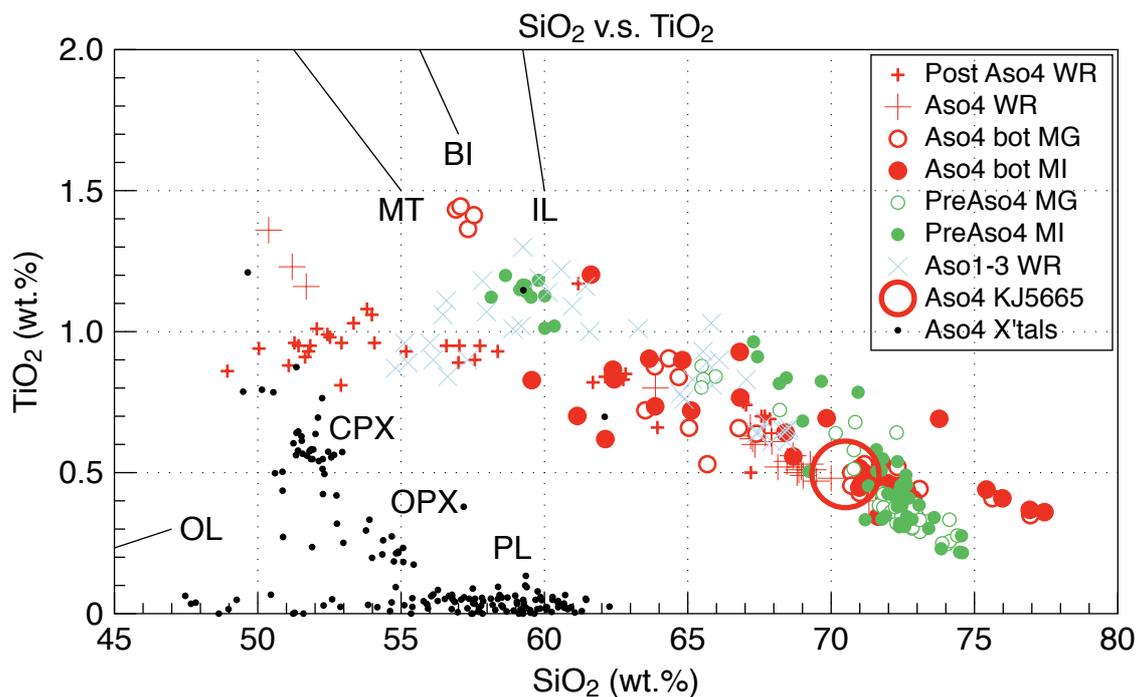


図 2.2.1-23 全岩、鉱物、メルト化学組成のハーカー図(チタン)。略記は本文中に記述した。OL, MT, BI, IL から伸ばした直線は、鉱物の化学組成がこれらの直線を延長したプロットの外にあることを示す(以下同様)。

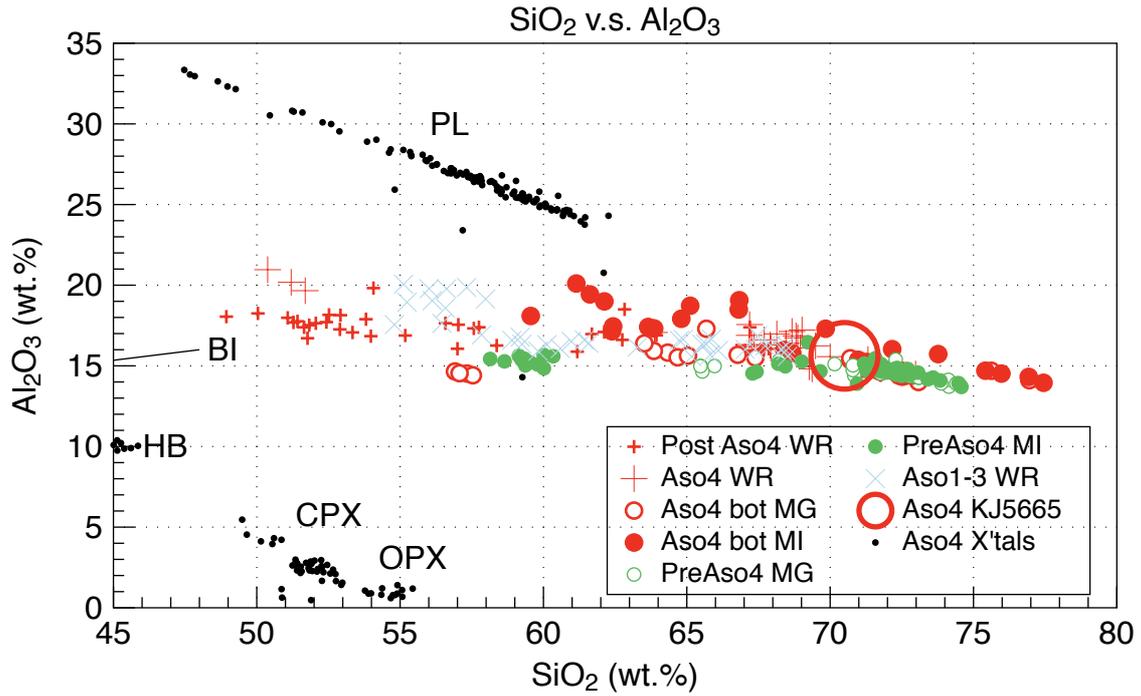


図 2.2.1-24 アルミのハーカー図.

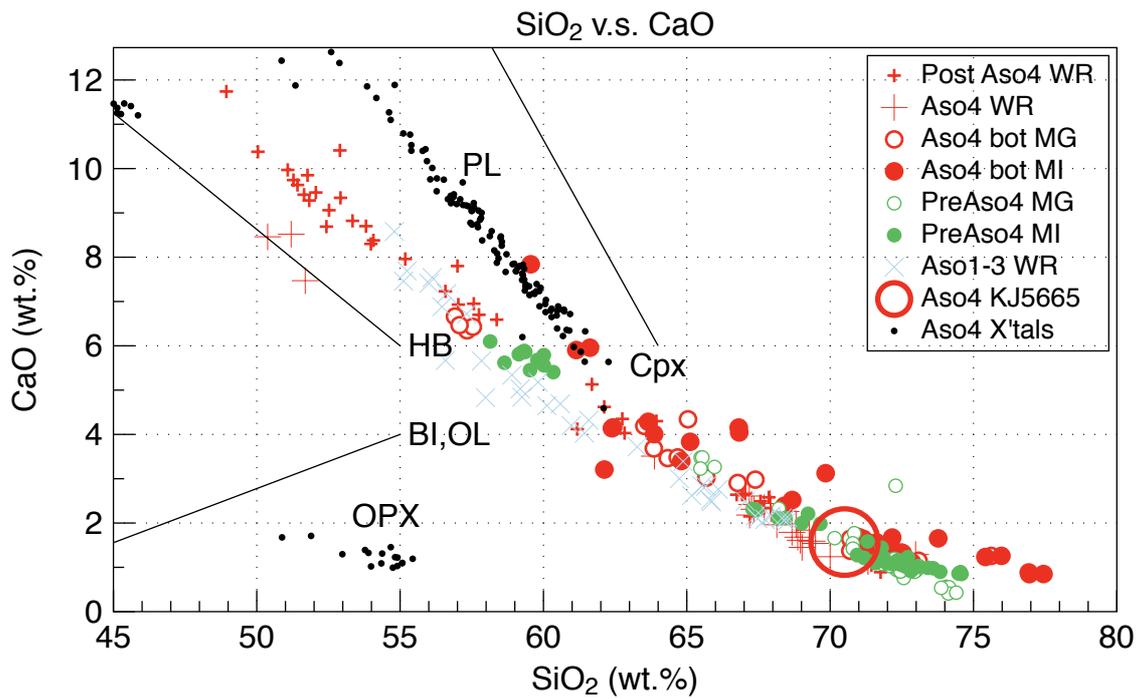


図 2.2.1-25 カルシウムのハーカー図.

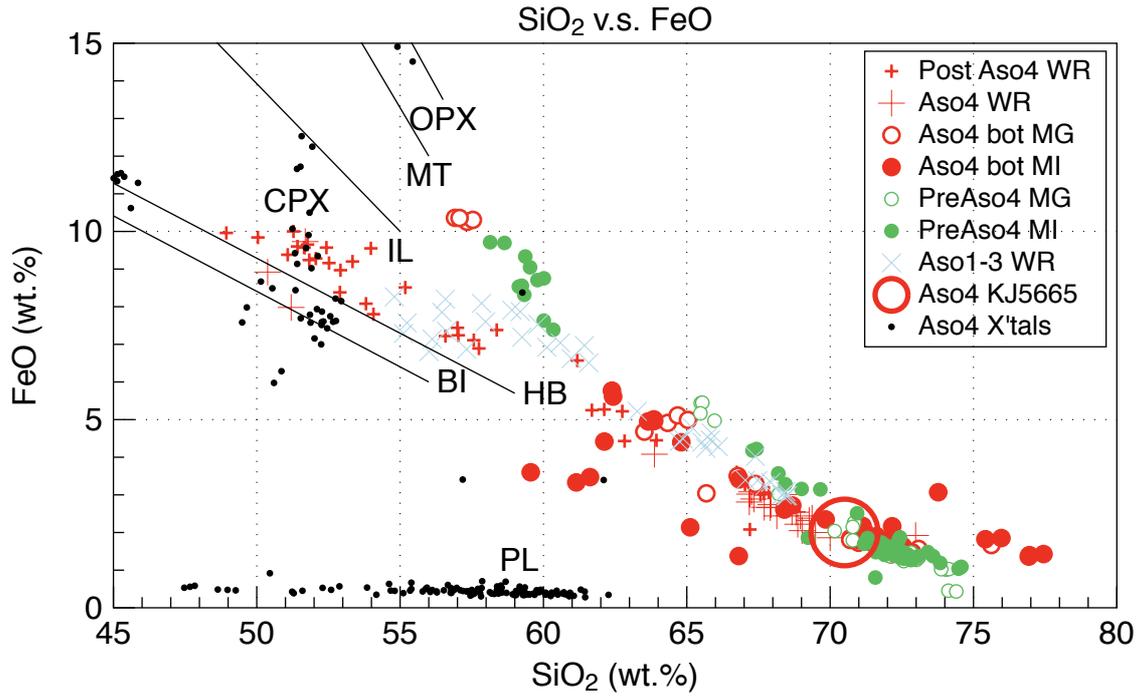


図 2.2.1-26 鉄のハーカー図.

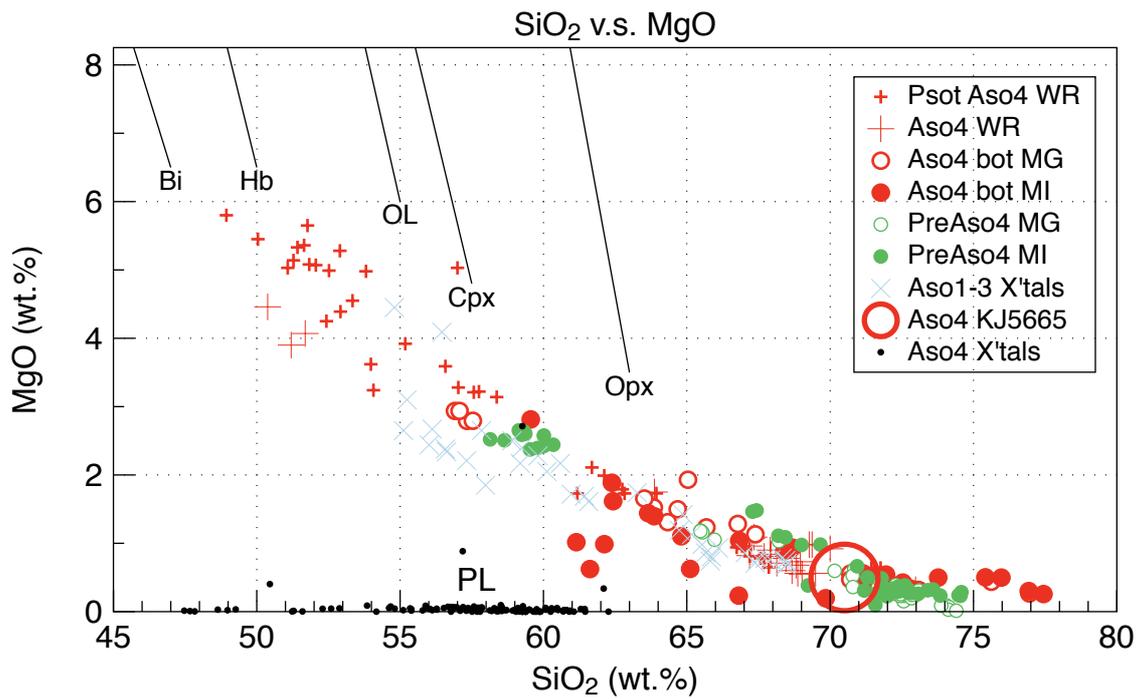


図 2.2.1-27 マグネシウムのハーカー図.

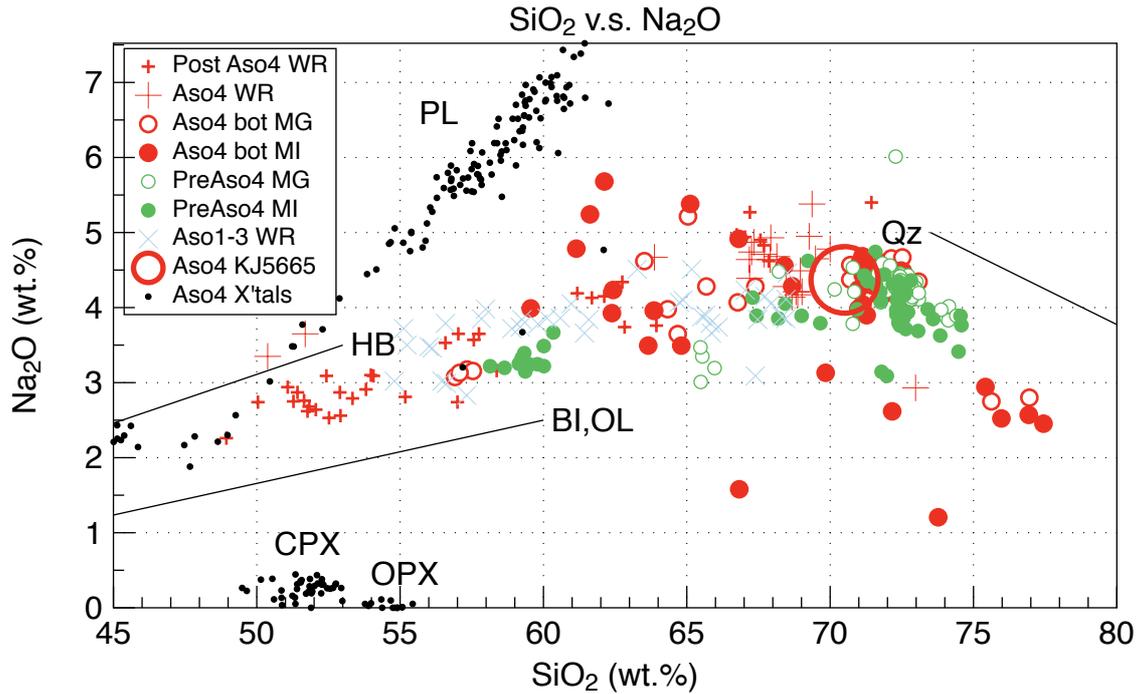


図 2.2.1-28 ナトリウムのハーカー図.

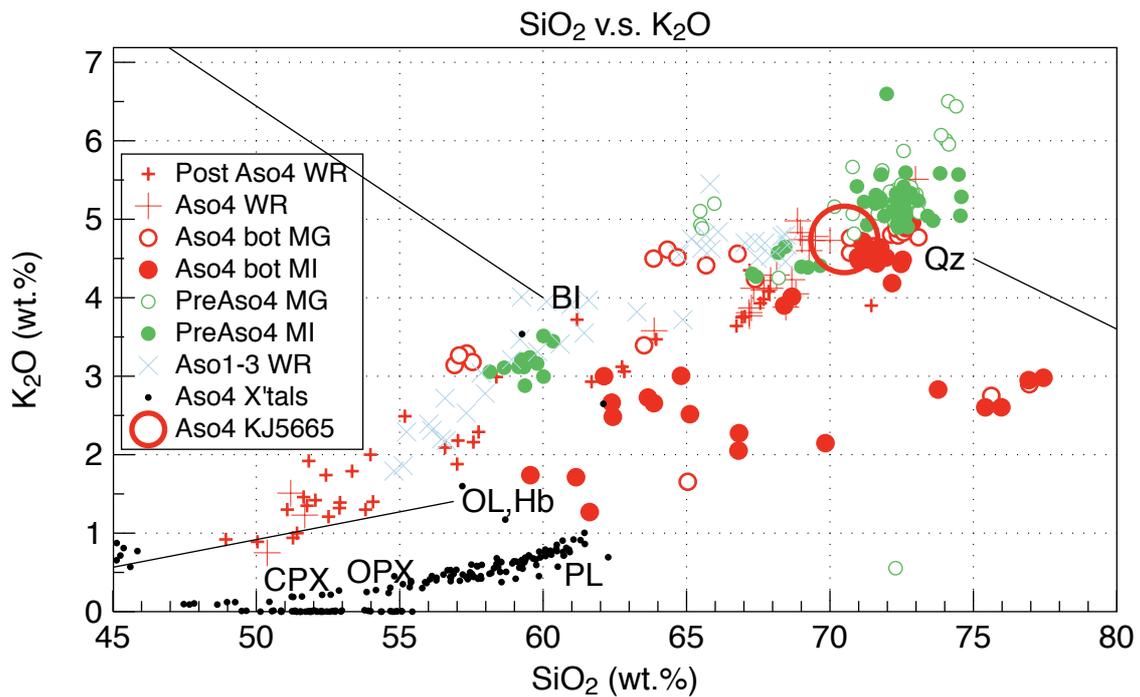


図 2.2.1-29 カリウムのハーカー図.

全阿蘇 4 降下火砕物および阿蘇 4 火砕流堆積物の基底から得られた石基ガラスおよび斑晶メルト包有物の化学組成の頻度分布は、層序ごとに系統的に変化している。例えば観察した層序の噴出物に共通して、 SiO_2 71~73 wt%付近に明瞭なピークがある(図 2.2.1-31)。このピークは阿蘇珪長質端成分マグマ KJ5665 を全溶解させた時の化学組成すなわち全岩化学組成(SiO_2 71 wt% ;

図 2.2.1-31 KJ5665 WR)と, KJ5665 の石基ガラス化学組成(SiO_2 73 wt% ; 図 2.2.1-31 KJ5665 MG)の間に分布している.

前阿蘇 4 降下火砕物の斑晶メルト包有物の化学組成は, 同噴出物の石基ガラス化学組成よりも広い範囲に分布する傾向がある. 例えば Aso2015q-F の単斜輝石中の斑晶メルト包有物(図 2.2.1-31 : H の水色のスポット)は SiO_2 約 58 wt% の値を持つものがあるが, 同噴出物の石基ガラス(図 2.2.1-31 : G)で最も苦鉄質なものは SiO_2 約 66 wt% である. 同様に, 前阿蘇 4 降下火砕物の中で阿蘇 4 火砕流堆積物の直下の層準 Aso2015q-C から採取された単斜輝石中の斑晶メルト包有物(図 2.2.1-31 : D の水色のスポット)は SiO_2 約 60 wt% の値を持つが, 同噴出物の石基ガラス(図 2.2.1-31 : C)で観察された中で最も苦鉄質なものは SiO_2 約 67 wt% である. これとは対照的に, 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部から得られた石基ガラスと斑晶メルト包有物の化学組成は, どちらも比較的広い範囲に分布している(図 2.2.1-31.1 および B).

阿蘇 4 火砕流堆積物に含まれる斜長石斑晶の化学組成はバイモーダル(An35 と An45 にピーク)であり An68 にかけて少量分布することが報告されている(Kaneko et. al., 2007). 本研究で得られた知見は, 先行研究に時間変化を加えた. すなわち前阿蘇 4 降下火砕物の斜長石斑晶の化学組成は An35 にピークを持ち, 少量は An80 に及ぶ高い分布も見せた(図 2.2.1-32 E, D, C). 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部から得られたものは An35 のピークが低くなり, 代わって An45 付近にピークを示し, 少量は An72 に及ぶ高いものも存在した(図 2.2.1-32 B). つまり斜長石の An 値は時間とともに刻々変化し, 前阿蘇 4 噴火の初期段階においては An35 付近にピークがあったが, 時間とともに An 値の高いものが見られるようになった. なお後カルデラ期の噴出物の斜長石化学組成は阿蘇 4 および前阿蘇 4 よりも灰長石成分が多く An47~53 付近にピークがある(図 2.2.1-32A, E).

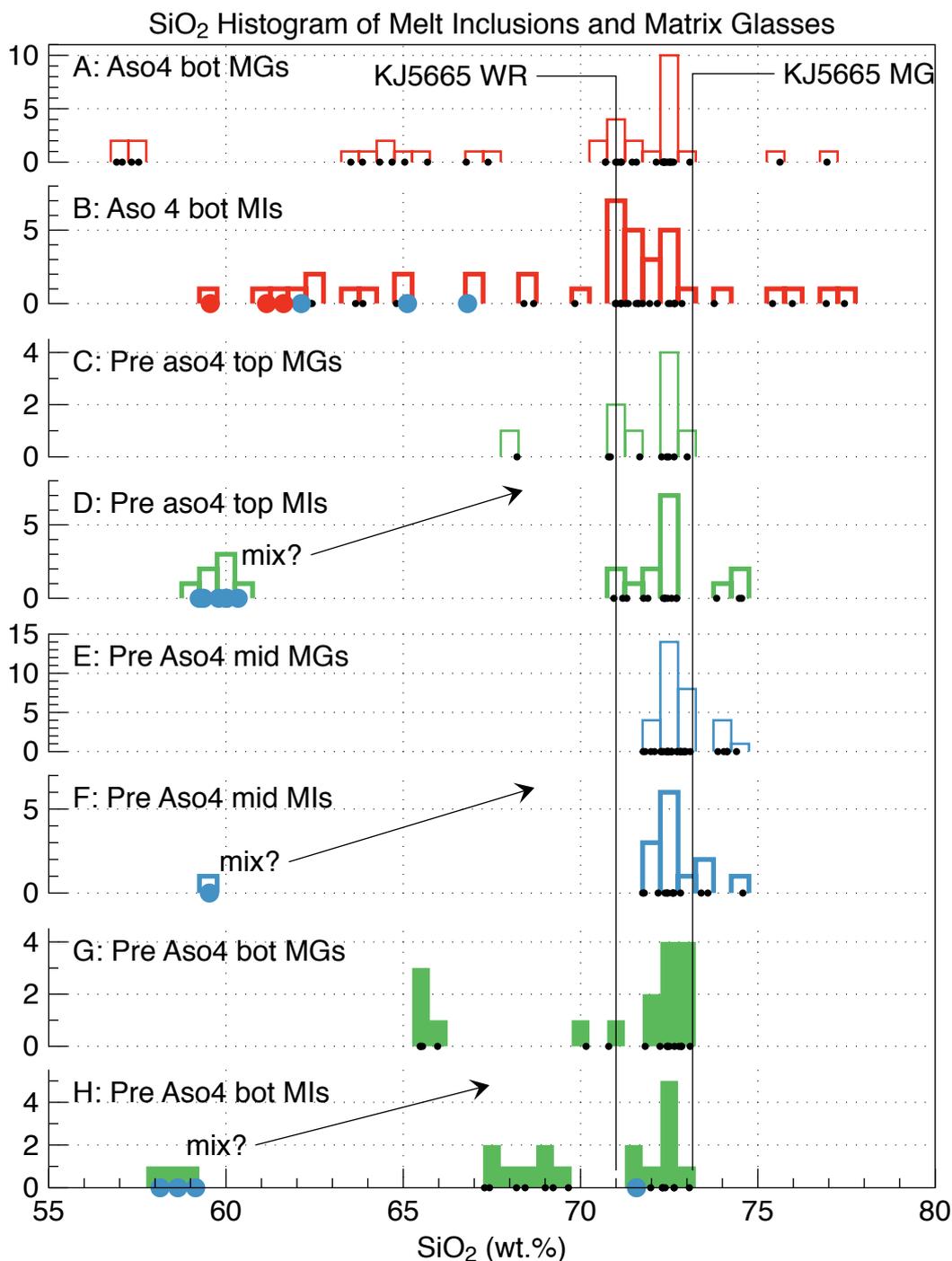


図 2.2.1-31 メルト包有物と石基ガラスのシリカ量のヒストグラム.1: 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部分から採取した石基ガラスの化学組成, B: 同試料の斑晶メルト包有物, C: 阿蘇 4 火砕流堆積物の直下にある前阿蘇 4 降下火砕物の石基ガラス化学組成, D: 同試料の斑晶メルト包有物, E: 前阿蘇 4 降下火砕物の中間層準から採取した石基ガラスの化学組成, F: 同試料の斑晶メルト包有物. G: 前阿蘇 4 降下火砕物の初期層準から採取した石基ガラスの化学組成, H: 同試料の斑晶メルト包有物. KJ5665 WR は阿蘇 4 火砕流堆積物の珪長質端成分の全岩化学組成, KJ5665 MG は同試料の石基ガラスの化学組成. ヒストグラムの根本のラベルは斑晶メルト包有物のホスト結晶の種類を示し, 赤色はかんらん石, 水色は単斜輝石, 黒色はその他(斜方輝石, 斜長石, 角閃石, 黒雲母, 磁鉄鉱)である.

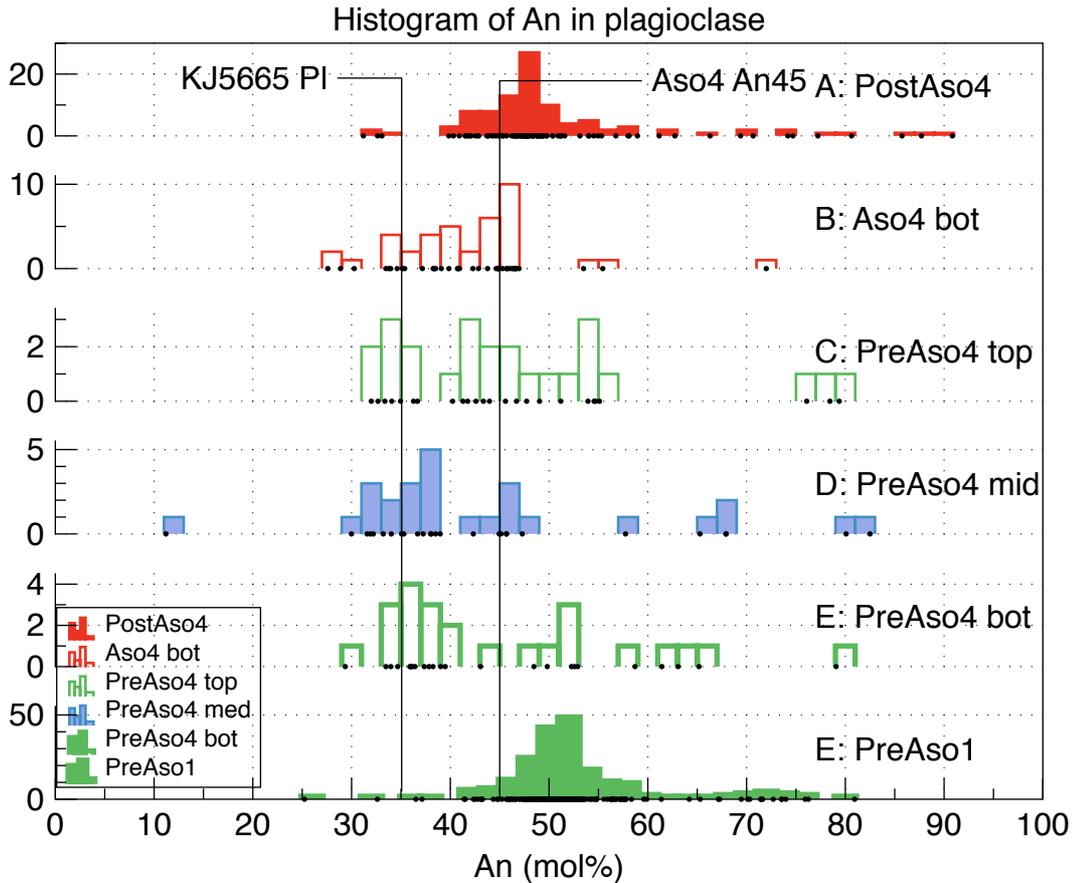


図 2.2.1-32 斜長石の An 濃度のヒストグラム.1:阿蘇の後カルデラ降下火砕物から採取した斜長石の化学組成, B: 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部から採取したもの, C: 阿蘇 4 火砕流堆積物の直下にある前阿蘇 4 降下火砕物から採取したもの, D: 前阿蘇 4 降下火砕物の中間層準から採取したもの, E: 前阿蘇 4 降下火砕物の初期層準から採取したもの. KJ5665 Pl は阿蘇 4 火砕流堆積物の珪長質端成分の斜長石(2.2.3 章)Aso4An45 は阿蘇 4 火砕流堆積物に含まれるバイモーダル分布の斜長石化学組成(An35 と An45; Kaneko et. al., 2007)のうちの An45.

噴火前のマグマの温度

阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部および前阿蘇降下火砕物に含まれる磁鉄鉱およびイルメナイトの化学組成を鉱物温度計 ILMAT (Lepage,2003) に適用し, 噴火直近のマグマの温度と酸素分圧を求めた. マグマの酸素分圧は, 阿蘇 1 火砕流噴火の前の降下火砕物では FMQ バッファーと同程度であったのに対し, 前阿蘇 4, 阿蘇 4, そして後カルデラ期のものは FMQ よりも 1~2 ログユニット高くなった(図 2.2.1-33). マグマの温度は, 阿蘇 1 火砕流噴火の前の降下火砕物は 870~910°C で高温側に広がっていることが特徴, 前阿蘇 4 降下火砕物の基底部は 860~970°C, 前阿蘇 4 の中間層準は 830~880°C, 前阿蘇 4 の最上位は 820~860°C, 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部は 790~870°C, そして後カルデラ期のものは 900~920°C であった(図 2.2.1-34). このように, 前阿蘇 4 から阿蘇 4 にかけて, 時間とともに噴火直近のマグマの温度が系統的に低下したことが示された. Kaneko et. al., (2007) は阿蘇 4 火砕流噴火の初期(4I-1P)のマグマ温度を, 鉄チタン鉱物と複輝石温度計の両方で報告している. 前者は比較的低温な 810~850°C, 後者は比較的高温な

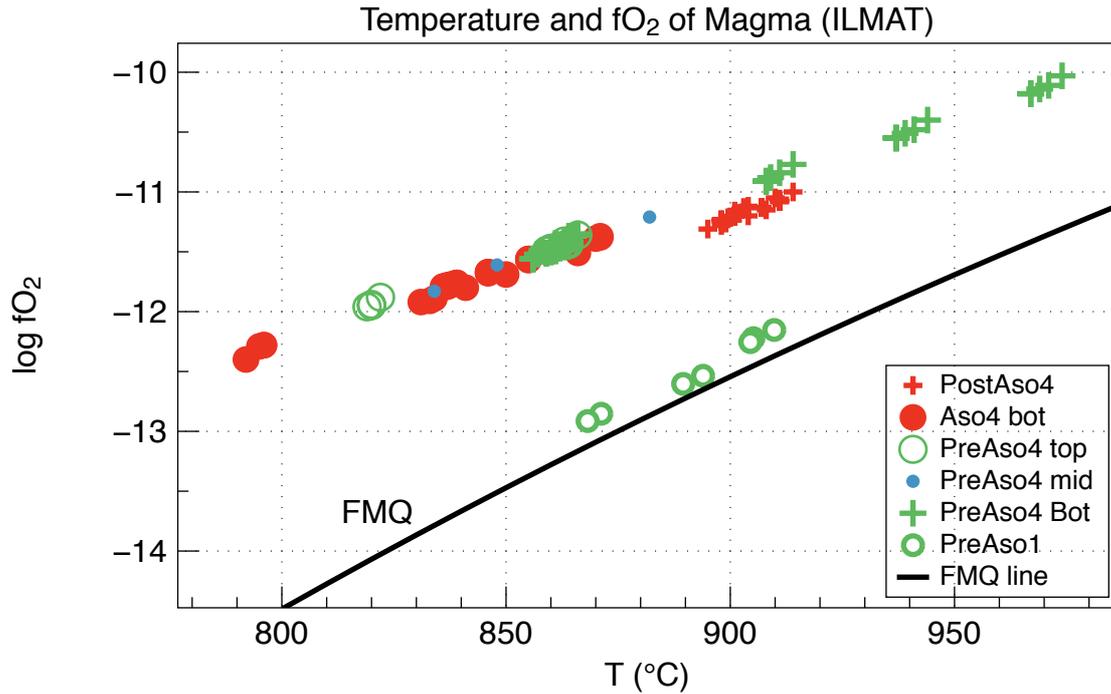


図 2.2.1-33 マグマの温度・酸素分圧. 磁鉄鉱およびイルメナイトの化学組成を鉱物温度計 ILMAT (Lepage,2003) に適用した.

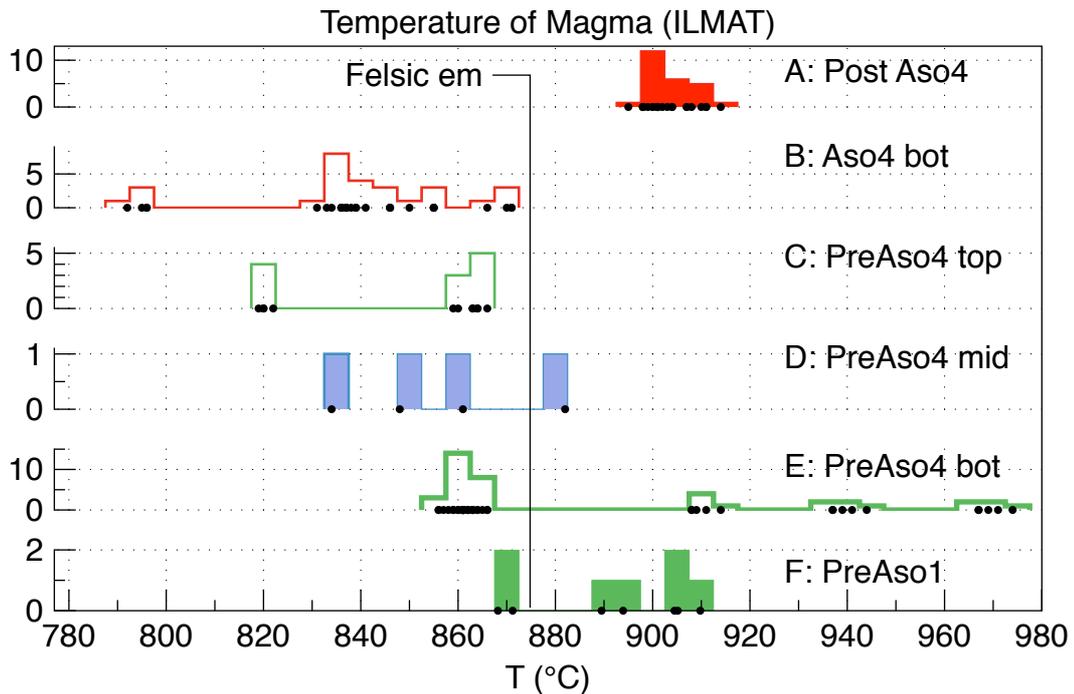


図 2.2.1-34 マグマの温度のヒストグラム.1: 阿蘇の後カルデラ期の噴出物の磁鉄鉱とイルメナイトの化学組成に ILMAT(Lepage,2003)を適用した, B: 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部, C: 前阿蘇 4 降下火砕物の最上部, D: 同, 中間層準, E: 同, 初期層準, F: 阿蘇 1 火砕流堆積物の下位にある降下火砕物のもの.

900～960℃である。この食い違いは、鉄チタン鉱物内部の元素拡散速度が輝石に比べて圧倒的に速いことを反映しており、鉄チタン鉱物温度計は噴火直前のマグマ温度を示していると考えられている。

前阿蘇 4 降下火砕物の層準

上述のように前阿蘇 4 降下火砕物は、阿蘇 4 火砕流噴火に向けて刻々と変化するマグマの温度と化学組成を記録しており、阿蘇の大規模火砕流噴火の開始メカニズムを考える上で非常に重要な鍵となる可能性がある。しかしながらこれまで阿蘇では黒雲母斑晶を含むマグマが報告されたことがなく、前阿蘇 4 降下火砕物が阿蘇全体の噴出物層序の中でどのような位置を占めるものかは、不明瞭である。本研究を受けて阿蘇 4 火砕流噴火の直下の層準を再検討したところ、阿蘇 4 と阿蘇 3 の間に放出した一連の降下火砕物の中に、黒雲母を含むものが 3 層準見出された(星住(1990)の X, Y, F)。このうち X と Y は阿蘇 4A 火砕流堆積物の直下に位置し、F は X, Y に覆われる A, B, C, D, E 層の下に位置する。もしも本報告で前阿蘇 4 降下火砕物と呼んだ層準が X あるいは Y に対比されれば、前阿蘇 4 降下火砕物は阿蘇 4 火砕流噴火の直前に位置付けられる。そうではなく F に対比されれば、阿蘇 4 火砕流噴火直前ではないことになる(火砕流堆積物の削り込みで直下になっただけ)。

見かけや化学組成が似た火山噴出物の層準を区別する際には、噴出物に含まれる磁鉄鉱の化学組成とその頻度分布が有効である(例えば、東宮・他(2001)や、宮城・東宮(2002))。磁鉄鉱の化学組成は Al_2O_3 が 1.8～2.1 付近、Mg/Mn 比が 2.5～3.0 付近に集中し、比較的少数が Al_2O_3 と Mg/Mn 比がともに値の増える方向にばらつく(図 2.2.1-35)。化学組成の分布範囲が重なるため、図 2.2.1-35 では各層準を区別することは困難である。

一方、磁鉄鉱の Al_2O_3 組成の頻度分布には各層準毎に特徴が異なった。前阿蘇 4 降下火砕物のヒストグラムのピークは 1.9 wt% Al_2O_3 にあり、数字の大きい方にばらつく(図 2.2.1-36 の E, F, G, そして E から G を合計した H)。これに対して F 層のピークは 2.4 付近にあり、数字大きい方にばらつかない(図 2.2.1-36 の H)。従って前阿蘇 4 降下火砕物と F 層は対比されない。Y 層のピークは 1.9 付近にあり、数字大きい方にばらつく(図 2.2.1-36 の C)。X 層のピークは 1.9 付近にあり、ばらつきは小さい(図 2.2.1-36 の B)。上下に接している X と Y を合計すると、ピークが 1.9 付近で数字大きい方にばらつくヒストグラムが得られる。このように、磁鉄鉱の Al_2O_3 濃度ヒストグラムのピークの位置と形状の特徴が一致することから、前阿蘇 4 降下火砕物は、星住(1990)の X, Y 層に対比され、阿蘇 4 火砕流堆積物の直前に位置付けられた。

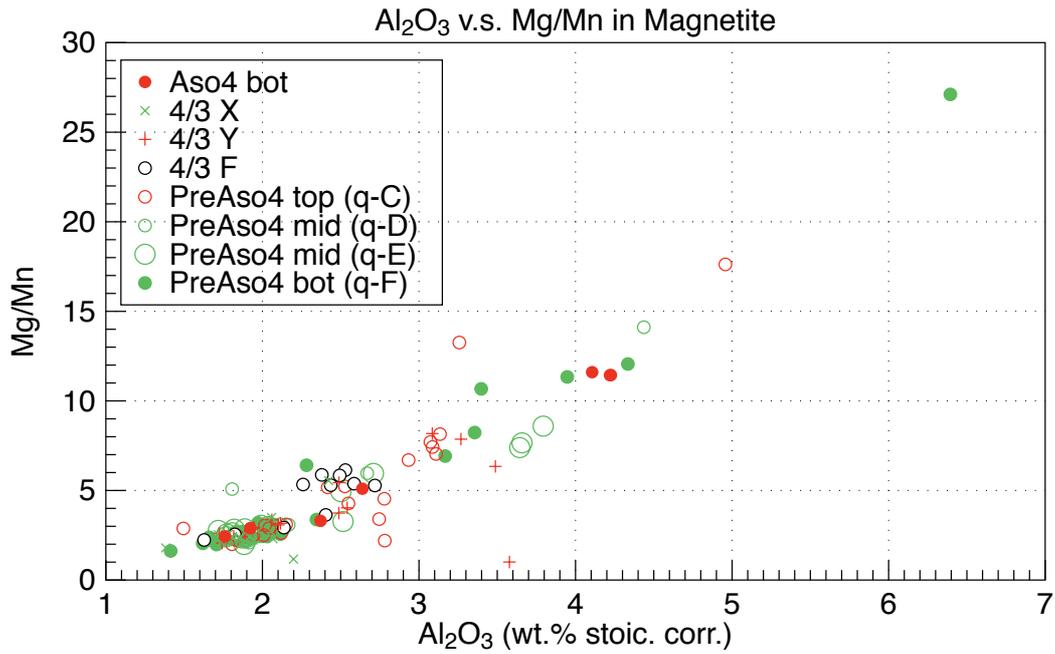


図 2.2.1-35 磁鉄鉱の化学組成(Al_2O_3 wt%と Mg/Mn 比).

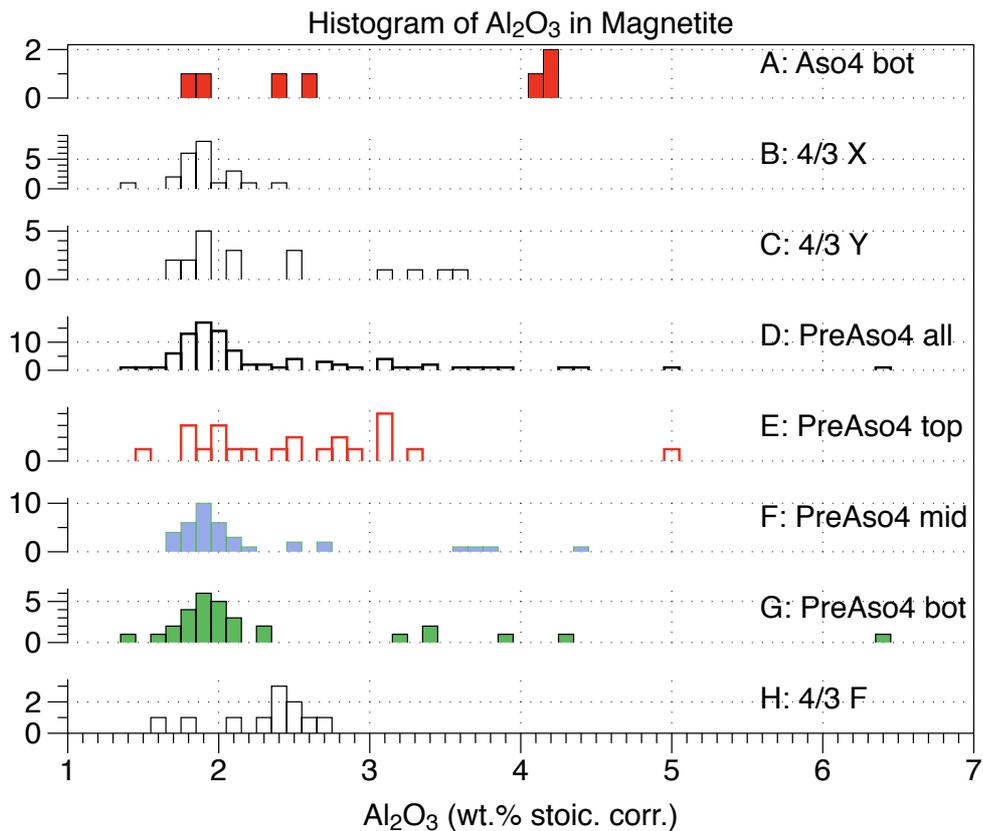


図 2.2.1-36 磁鉄鉱の化学組成(Al_2O_3 wt%)のヒストグラム.1: 阿蘇 4 火砕流堆積物の基底部に含まれる磁鉄鉱, B: 阿蘇 4A 直下の降下火砕物(星住(1990)の X 層), C: 星住(1990)の Y 層, D: 前阿蘇 4 降下火砕物, E: 前阿蘇 4 降下火砕物の最上部, F: 前阿蘇 4 降下火砕物の中間層準, G: 前阿蘇 4 降下火砕物の初期層準, H: 星住(1990)の F 層.

マグマの圧力

前阿蘇 4 降下火砕物および阿蘇 4 火砕流噴出物に含まれる角閃石の組成と同噴出物に含まれる鉄チタン鉱物から推定されたマグマの温度を Anderson and Smith (1995)の角閃石圧力計に用いと、マグマの圧力は 780°Cの時 3.1~4.3 kbar, 870°Cの時 0.5~1.6 kbar となる。また阿蘇の珧長質端成分マグマ KJ5665 の角閃石化学組成を用いると 880°Cの時に 0.4 kbar と推定される(図 2.2.1-37)。

平成 26 年度に報告した阿蘇 1 のマグマだまりの 5~7 kbar や、平成 27 年度に報告した後カルデラ期の珧長質端成分マグマの 4~6 kbar と比較すると、阿蘇 4 マグマの見積もられた圧力 0.4~4.3 kbar は範囲が広い。特に阿蘇 4 の珧長質端成分マグマ KJ5665 の圧力は 0.4 kbar と極端に低く見積もられたが、この結果の取り扱いには十分な注意が必要である。Anderson and Smith (1995)が算出する圧力は温度依存性が大きいので、マグマの圧力を正確に推定するためには角閃石が化学平衡になった温度の見積もりが重要になる。ところが図 2.2.1-34 に示したように、阿蘇 4 噴火の前にはマグマ供給系の温度が時間とともに変化しており、どの時点の温度を採用すべきかが明らかではないからである。これに加えて、圧力 2~7 kbar 温度 810~900°Cの間で行った含水高温高压実験において、KJ5665 には黒雲母が晶出したが角閃石が出ないからである(章 2.2-c)。

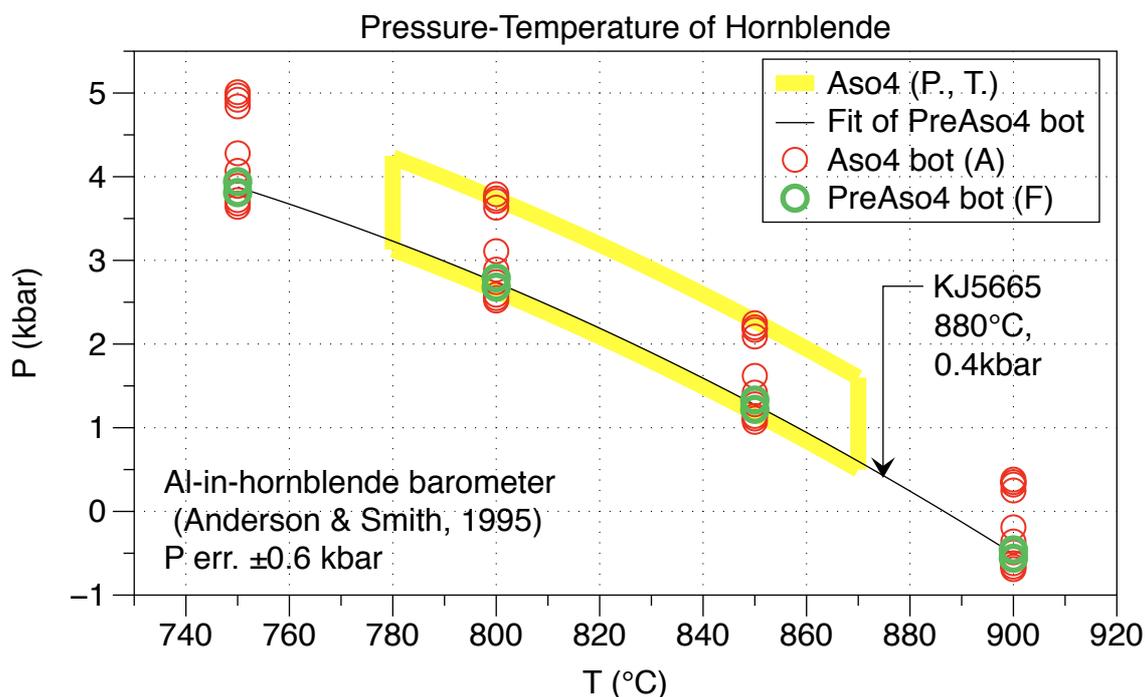


図 2.2.1-37 角閃石圧力計。鉄チタン鉱物から推定されたマグマの温度と、角閃石の Al_2O_3 組成を Anderson and Smith (1995)に応用した。

マグマの圧力推定方法の高精度化

阿蘇カルデラのマグマの圧力をより高精度に見積もる試みとして、シリケートメルトへの揮発性成分(主に水と二酸化炭素)の溶解度の圧力依存性の利用を提案する(章 2.4 鬼界カルデラで実施中)。この方法を適用するための条件は、(1)マグマが揮発性成分に飽和していること、(2)シリケートメルトの揮発性成分溶解度の圧力依存性が知られていること、そして、(3)注目しているマグマイベントが発生した時分におけるメルトの揮発性成分濃度を何らかの方法で測定できること、である。今年度は(3)の測定手段の整備を行った。(2)については未確定な部分もあるが、高温高压実験試料を(3)の手段で分析することにより改善が望める。また(1)についてもメルト包有物の揮発性成分を測定することにより、判断できる見込みである。

二次元高分解能二次イオン質量分析装置

二次イオン質量分析装置(SIMS; Secondary Ion Mass Spectrometer)は加速したイオンビーム(一次イオン)を表面に照射した際にイオン化された試料を質量分析する。一次イオンビームを細く絞ることにより、斑晶メルト包有物のように数 μm から数百 μm 程度の微小な領域を対象に、含まれる水素や炭素の濃度を測定することができる。この SIMS と、より手軽で一般的な EPMA とを組み合わせることにより、斑晶メルト包有物の主要元素組成から揮発性成分濃度までを網羅することが可能となり、その結果マグマだまりの温度と圧力に関する情報の量と質が向上すると期待される。

今年度産業技術総合研究所に導入した SIMS は CAMECA 社製の NanoSIMS50L である。NanoSIMS50L の特徴は一次イオンビームを非常に細く絞れることであり、研磨した試料表面の 50 nm から 10 μm 程度の領域の分析が守備範囲であり、メルト包有物の分析に適している。NanoSIMS50L は大きく分けて 4 つの部位から構成される(図 2.2.1-38)。一次イオンは(1)で生じ、加速・収束されたのちに、(2)に配置した試料に照射される。試料表面で生じた二次イオンは電場によって加速・収束されたのちに、(3)の電磁石で偏向され、(4)の光電子増倍管で計数される。

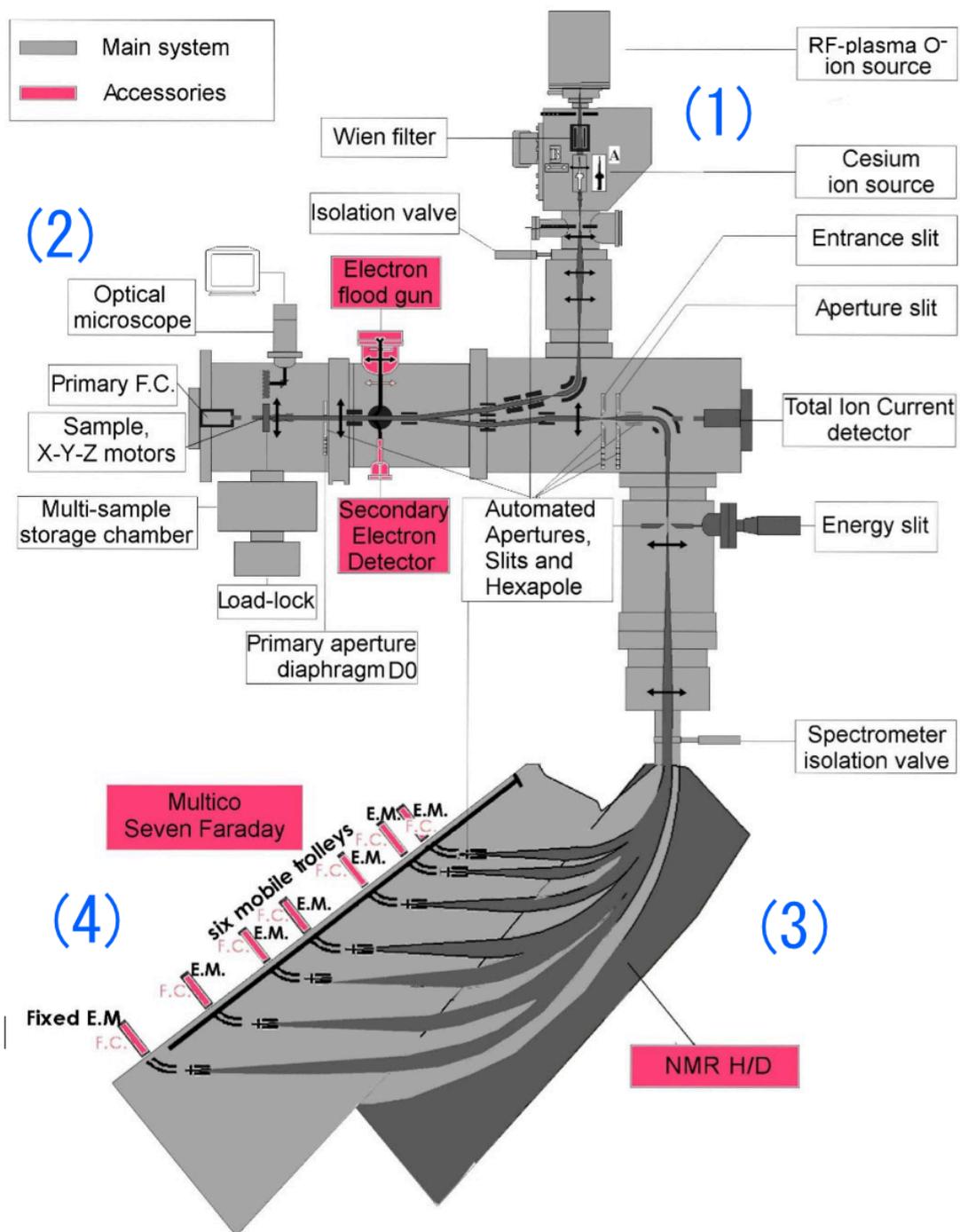


図 2.2.1-38 NanoSIMS50L の概念図. (1)一次イオン源, (2)試料室, (3)質量分析用電磁石, (4)検出器.

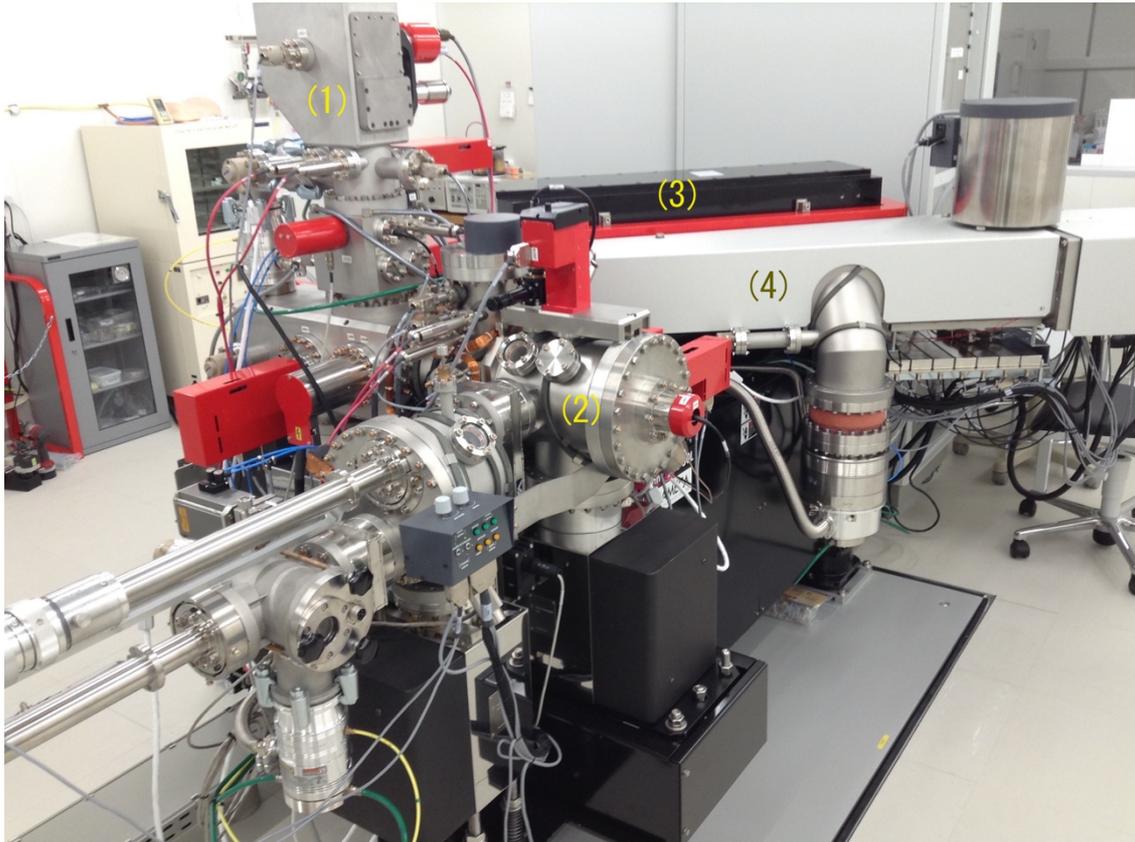


図 2.2.1-39 NanoSIMS50L の外観. (1)一次イオン源, (2)試料室, (3)二次イオンの質量分析用電磁石, (4)二次イオンの検出器.

NanoSIMS50L は 6 台の可動式二次イオン検出器と、1 台の固定式検出器を備えている。可動式検出器はコンピュータで制御されるトロリーに乗っている。各検出器は、偏向電極、反射電極、スリット、電子増倍管(EM)、ファラデーカップ(FC)を備えている。偏向電極に静電場をかけることにより、質量スペクトルの微調整を行う。これらのマルチコレクションシステムには、可動式検出器の可動範囲に由来する一定の制限がある。質量範囲は、最小質量と最大質量との間の係数 D が 22 以内とされ (例えば質量数 10 から 220 まで)、質量分析電磁石内のイオンの軌跡半径の最大値 R_{max} は 680 mm, 最小値 R_{min} は 145 mm である。また、個々の検出器は有限の幅を有するため、隣接した 2 つの検出器間の間隔にも制限がある。最小の質量間隔は $M_{max}/58$, すなわち質量 58 までは、隣通しの検出器で質量数 1 よりも小さい設定が可能である(図 2.2.1-40)。これらの制限と、本研究で必要な分析対象となるイオンは H , 2D , ^{12}C , ^{19}F , ^{32}S , ^{35}Cl である。また、検量線を引くために Si あるいは O の同位体のイオンも計数する必要がある。これらの対象イオンの質量間隔は、最大でも 0.63 であるから、検出器の制限範囲にある(図 2.2.1-41)。一方、質量範囲に関しては、最小質量を水素(1)にした場合の最大質量は 22 となるから、フッ素(19)より重いイオンを測定できない。しかし最小質量を炭素(12)にすれば最大質量は 264 となり、測定対象元素の中で一番重い塩素 37(同位体)も分析可能となる。その場合水素の分析は、主要元素のイオンの水素化物を使用する。例えば、アルミノシリケートメルトに多量に含まれている酸素やシリコンの水素化物として ^{28}SiH (質量数 29)や ^{16}OH (質量数 17)が考えられる。以上の制限を考慮する

と, NanoSIMS50L を用いた質量分析対象イオンの組合せは図 2.2.1-42 のように決まる. ^{28}SiH (質量数 29)の分析時には ^{29}Si (質量数 29)が妨害イオンとなるが, NanoSIMS50L の質量分解能を 5000 程度に設定することにより, この二つを分離できた(質量分解能約 2700 の例: 図 2.2.1-43).

産業技術総合研究所に 12 月に設置された NanoSIMS50L は順調に立ち上がり, 斑晶メルト包有物の分析に必要な空間分解能の二次イオン像が得られるようになった(図 2.2.1-44). 次の分析上の課題は, 絶縁物試料に一次イオン(荷電粒子)ビームを当てることによって生じる, 試料表面上の過剰な電荷の中和を行うために必要な電子ビームの設定と, 未知の試料に含まれる揮発性成分量を特定するために必要な標準試料の作成とそれらの揮発性成分量検定作業である.

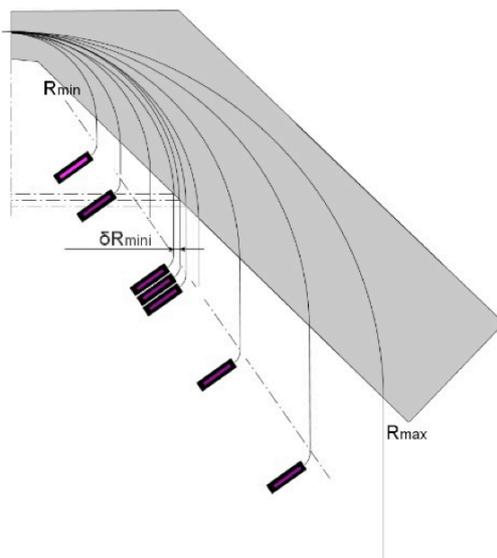


図 2.2.1-40 NanoSIMS50L の二次イオン検出器の概念図. R_{min} は質量分析電磁石内のイオンの軌跡半径の最小値, R_{max} は最大値. δR_{mini} は隣接した 2 つの検出器間の間隔の最小値.

	最大→	37Cl	34S	30Si	19F
↓対象		37	34	30	19
37Cl	37	<u>0.63</u>	<u>0.60</u>	<u>0.57</u>	<u>0.45</u>
35Cl	35	<u>0.61</u>	<u>0.59</u>	<u>0.55</u>	<u>0.44</u>
34S	34	<u>0.60</u>	<u>0.58</u>	<u>0.54</u>	<u>0.43</u>
32S	32	<u>0.58</u>	<u>0.56</u>	<u>0.53</u>	<u>0.42</u>
30Si	30	<u>0.57</u>	<u>0.54</u>	<u>0.51</u>	<u>0.41</u>
^{28}SiH	29	<u>0.56</u>	<u>0.53</u>	<u>0.50</u>	<u>0.40</u>
19F	19	<u>0.45</u>	<u>0.43</u>	<u>0.41</u>	<u>0.32</u>
18O	18	<u>0.44</u>	<u>0.42</u>	<u>0.40</u>	<u>0.31</u>
^{16}OH	17	<u>0.43</u>	<u>0.41</u>	<u>0.38</u>	<u>0.31</u>
^{12}C	12	<u>0.36</u>	<u>0.34</u>	<u>0.32</u>	<u>0.26</u>
^2D	2	<u>0.15</u>	<u>0.14</u>	<u>0.13</u>	<u>0.10</u>
^1H	1	0.10	0.10	0.09	<u>0.07</u>

図 2.2.1-41 最大質量に対する質量差. 最大質量イオンを ^{37}Cl , ^{34}S , ^{30}Si , ^{19}F にした場合の, ^{37}Cl , ^{35}Cl , ^{34}S , ^{32}S , ^{30}Si , ^{28}SiH , ^{19}F , ^{18}O , ^{16}OH , ^{12}C , ^2D , ^1H の質量差を示した.

検出器	(1) 濃度分析	質量	(2) S、Cl同位体比	質量	(3) 水素同位体比	質量
7(固定)	不使用	不使用	37Cl	不使用	予備	不使用
6(可動)	35Cl	35	35Cl	35	19F	19
5(可動)	32S	32	34S	34	18O	18
4(可動)	30Si	30	32S	32	12C	12
3(可動)	28Si H	29	30Si	30	1H 2D	3
2(可動)	19_F	19	28Si H	29	2D	2
1(可動)	12_C	12	12_C	12	1H	1

図 2.2.1-42 NanoSIMS50L を用いた質量分析対象イオンの組合せの例。(1)は H, C, F, S, Cl 濃度分析用。(2)は C, H 濃度と S, Cl 同位体比測定用。(3)は水素同位体比と H,C,F 濃度分析用。

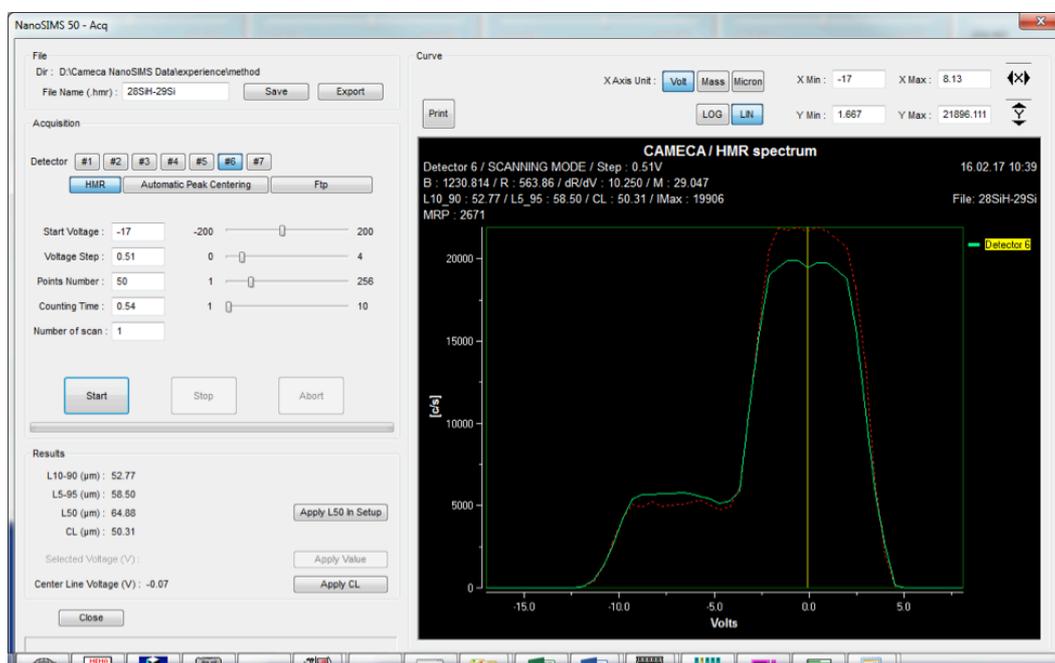


図 2.2.1-43 28 シリコンの水素化物イオンと 29 シリコンの質量分離。

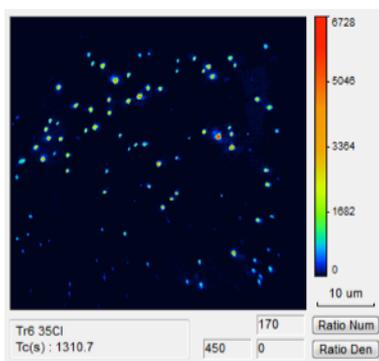


図 2.2.1-44 試験用のグラファイト中に不均質に分布する塩素 35 の二次イオン像。画像の一边は約 50 μm。産業技術総合研究所に設置された NanoSIMS50L を用いて、2017 年 2 月に撮影。

標準試料の含水量測定手法開発

本年度導入した二次イオン質量分析計は、試料表面に真空中で一次イオンを照射し、生じた二次イオンの量から含水量を算出するが、二次イオンの発生効率は測定対象の化学組成に左右される。そのため、測定対象と同じ化学組成、かつ様々な含水量の標準試料セットを準備し、検量線を作成する必要がある。来年度以降、多数の含水アルミノケイ酸塩ガラスを高圧実験装置で合成する予定である。それらの含水量分析手段として、酸素・窒素・水素分析装置（HORIBA 製、EMGA-930）を、産総研に導入した。

EMGA-930 は鉄鉱、新素材、触媒などの研究開発や品質管理において、金属などに含まれる ppm オーダーの水を定量する実績があるため、これをシリケート鉱物やメルトに応用すれば、従来の H₂ マノメトリー法(Friedman et. al, 1964)の 10 分の一以下の量の試料で含水量が測定できるようになることが期待される。また H₂ マノメトリー法では 1 試料の分析に一日を要するが、EMGA-930 では 1 時間に数試料を測定できる。

機器導入前に含水量既知試料を EMGA-930 で試験分析した結果、良好な数値が得られた。しかしながら金属に含まれる水素と含水アルミノケイ酸塩の水素とでは、加熱時における放出のされ方が異なる可能性がある。そこで H₂ マノメトリー法との比較を十分に行い、問題点や改良点を明らかにする。これにより、二次イオン質量分析計を用いた分析結果の確度が向上する。今年度は、H₂ マノメトリー法による含水量測定が済んでいる、様々な含水量の試料を EMGA-930 で再測定し、結果を比較した。EMGA-930 の外観を図 2.2.1-45 に、ブロック図を図 2.2.1-46 に示す。



図 2.2.1-45 含水量分析装置(EMGA-930)の外観.

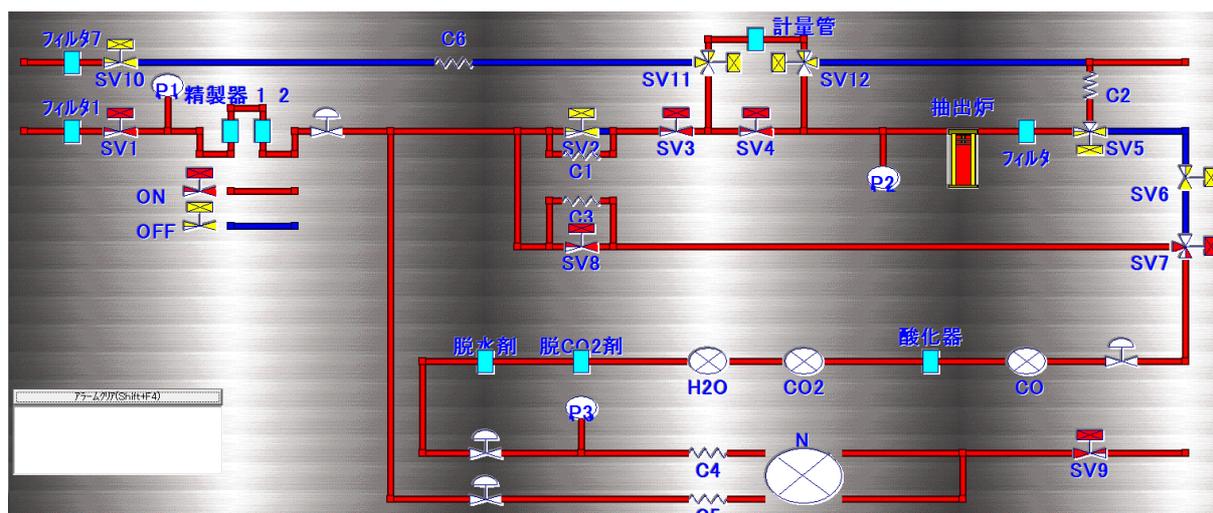


図 2.2.1-46 含水量分析装置(EMGA-930)のブロック図

EMGA-930 は、1 回の含水量測定につき約 0.01～0.02 グラムの試料を使用する。試料は直径 5 mm 長さ 15 mm のニッケルチューブに入れ、口をクリンプ（溶接等で完全に口を閉じるのではなくペンチなどで口を折り曲げる）された状態で、ニッケルペレット（フラックス）とともに炉内に投入される。試料の加熱は黒鉛ルツボに制御された量の電流を通じることによる。炉の温度制御は、あらかじめ得られた通電量と温度の関係による。まず試料を入れずに黒鉛るつぼを 3000℃に 30 秒間加熱して付着成分を除去する。次に温度を 1000℃まで下げて 10 秒後にフラックスを黒鉛るつぼ内に投下し、この状態を 10 秒間保持することにより、フラックスの付着成分を除去する。次に 200℃で 210 秒間予熱する。試料をこの 10 秒後に黒鉛るつぼ内に投下し、200 秒間かけて試料表面に付着した揮発性成分を放出させた(時間が短すぎるので付着水の除去は不完全と考えられる)。次に 1500℃で 360 秒間加熱する。この温度は常圧におけるアルミノ硅酸塩のリキダスよりも数百度高いため、試料は完全に融解する。ニッケル製（融点 1450℃）のキャプセル及びフラックスも融解し、アルミノケイ酸塩メルトと混然一体となって、高温の黒鉛ルツボと反応する。これによりガラスや鉱物に含まれる水は、水蒸気あるいは水素ガスとなる。試料に含まれる酸化還元的に過剰な酸素は、黒鉛るつぼとの反応により一酸化炭素あるいは二酸化炭素となり、窒素は窒素ガスとなる。

溶融した試料から放出されたガス(H₂, H₂O, CO, CO₂, N₂)は高純度(G3)アルゴンガスの気流により、抽出炉の下流に直列接続された各部品に運搬される(図 2.2.1-46)。最初に通過する検出器では、CO が定量される。H₂ と CO ガスはその下流にある酸化器でそれぞれ H₂O と CO₂ に変換されたのち、それぞれ検出器で定量される。H₂O と CO₂ はそれぞれ脱水材と脱 CO₂ 材で吸収・除去される。最後に N₂ ガスが検出器で定量される。

検出器の電気信号は時系列で読み取られ、その積分値と検量線とから得られる O, H, N の量と、投入した試料の重量とから、試料のそれらの濃度が算出される。含水量の異なる 2 試料の脱水曲線の例を示す。含水量 0.05 wt%H₂O の試料(図 2.2.1-47)と比較すると、含水量 1.58 wt.%H₂O の

試料(図 2.2.1-48)は、より多くの水素が検出されている。どちらの例においても 200℃の加熱では試料からの脱水は認められず、脱水は 1500℃に昇温した後に開始している。

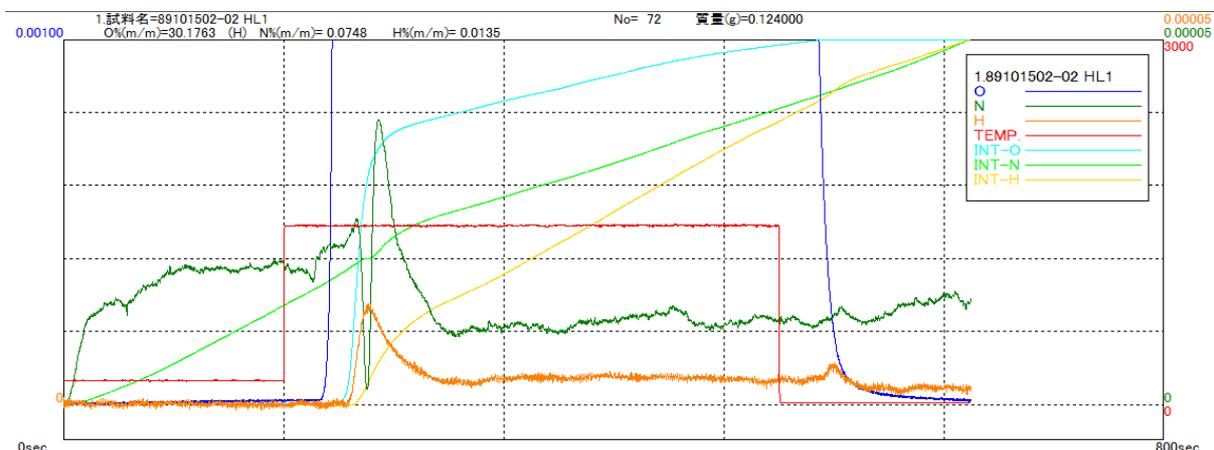


図 2.2.1-47 揮発性成分の放出量の時間変化。試料は、バルク含水量が 0.05 wt% H_2O で、粒径を 100 から 200 メッシュ区間に揃えた、角閃石と単斜輝石からなる混合物である。

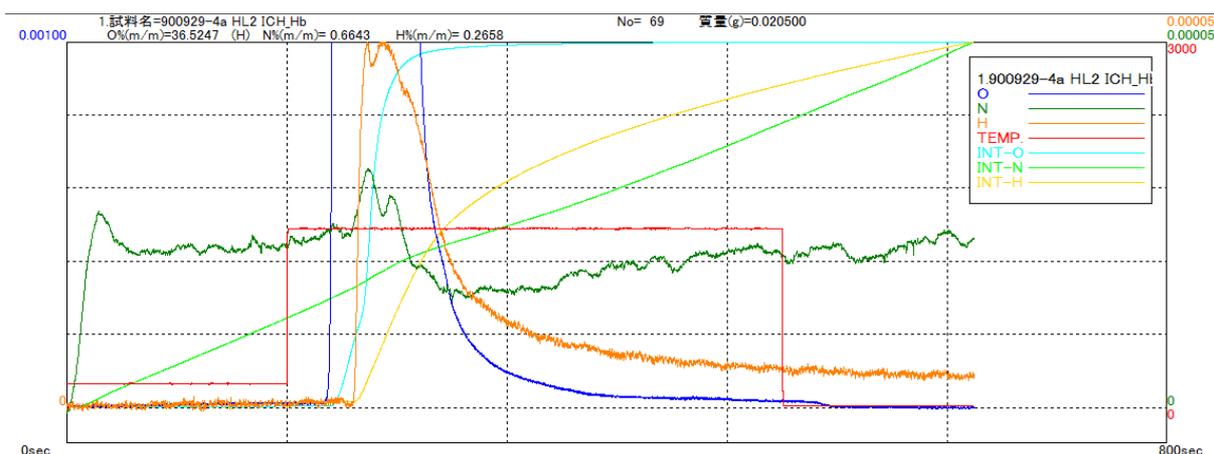


図 2.2.1-48 揮発性成分の放出量の時間変化。試料は、バルク含水量は 1.57 wt% H_2O で、粒径を 100 から 200 メッシュ区間に揃えた、ほぼ純粋な角閃石（パーガス閃石）である。

H_2 マノメトリー法では、1 測定につき約 5 マイクログラムの水に相当する量の試料を使用する。角閃石（含水量約 2 wt% H_2O ）の場合、0.2 グラムの試料に、約 5 マイクログラムの水が含まれる。試料は内径 8 mm の片閉じ石英ガラス管に入れて電気炉内に設置される。石英ガラス管の開口部は真空装置に接続されており、加熱に先立ってガラス管内を真空排気する。

試料の加熱は外熱型の電気炉抵抗体に通電することによる。炉の温度は、PID 制御装置が、R 型熱電対による実測値に基づいて、ソリッドステートリレーを介し 1 秒周期の断続通電を行うことによる。試料表面に吸着もしくは、細かい壁開の間に入り込んだ水を除去するため、所定の温度（角閃石に対しては 300℃、黒雲母に対しては 200℃、ガラスに対しては 150℃）で一晩真空加

熱する。その後、試料を 1160°C まで数時間かけて徐々に加熱することにより、水素(水蒸気および水素ガス)を放出させる。単位時間あたりの試料からの脱ガス量は、石英ガラス管が接続された区間をバルブ操作(図 2.2.1-49 の 16 と 18 番バルブは閉じ、17 番バルブは開ける)により一時的に閉じた際の、当該区間の真空計の上昇率に基づいて把握した。それによれば、アルミノケイ酸塩鉱物及びガラスからの脱水は約 300°C 以上で始まり、800°C 付近で極大となり、1000°C 以上の脱ガス量は無視できるほど少ない。このことから、脱水は 1000°C で完了している。放出されたガスに含まれる水素は約 350°C に熱した酸化銅との反応により水蒸気に変換され、試料から放出された水蒸気と共に、液体窒素トラップ(-196°C)に捕捉される。ドライアイス-アセトン寒剤(約-80°C)を用いた分留操作による水の純化後、800°C に加熱した金属クロムによる反応により水を水素ガスに還元する。この水素ガスをテブラーポンプで定容部に汲み取り、水銀柱の高さから読み取れる定容部のガスの圧力と温度(気温)を測定することにより、水素のモル量を測定する。水銀柱の高さを読み取る際には機械的な制約があるため、本報告で使用した装置の場合には、試料に含まれる水の量は 5 マイクログラムに近いことが望ましい。こうして得られた水素の量と試料の重量とから、試料の含水量を正確に(±0.1 重量%程度)知ることができる。本手法では 1 試料の分析に丸一日を要するものの、水素ガスの定量手法が物理的によく確立されていることと、試料の脱水速度を直接確認できることから、得られた含水量の確度は高い。

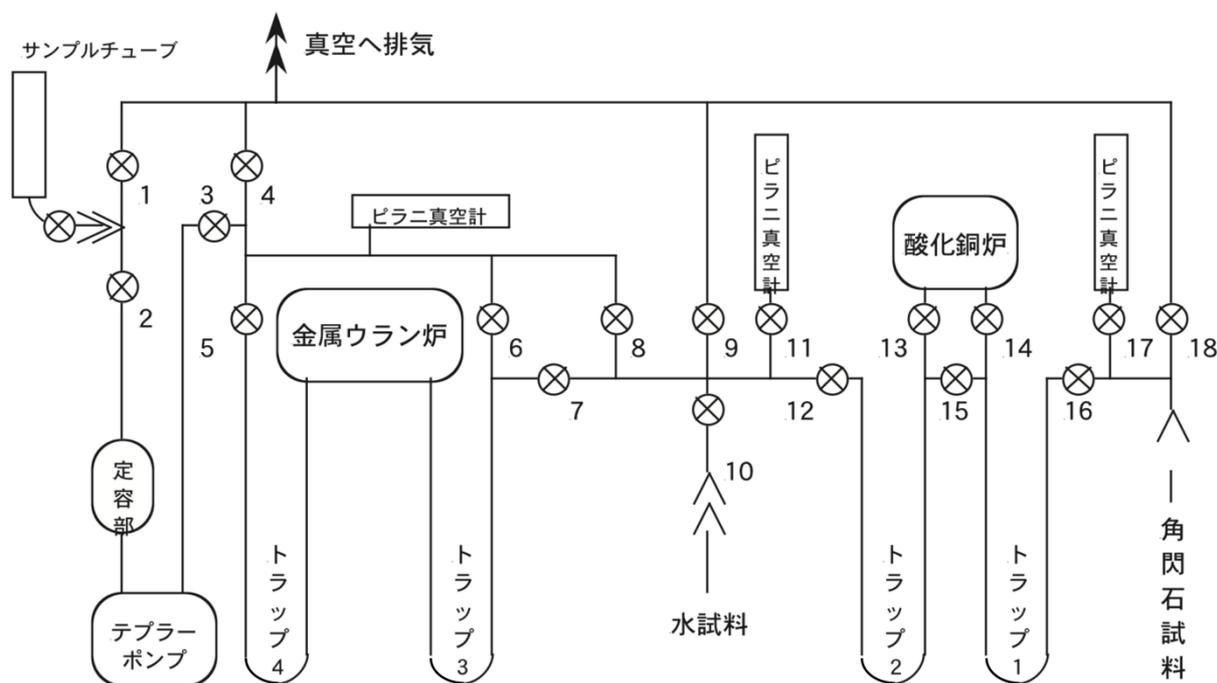


図 2.2.1-49 H₂ マノメトリー法を行う装置のブロック図。

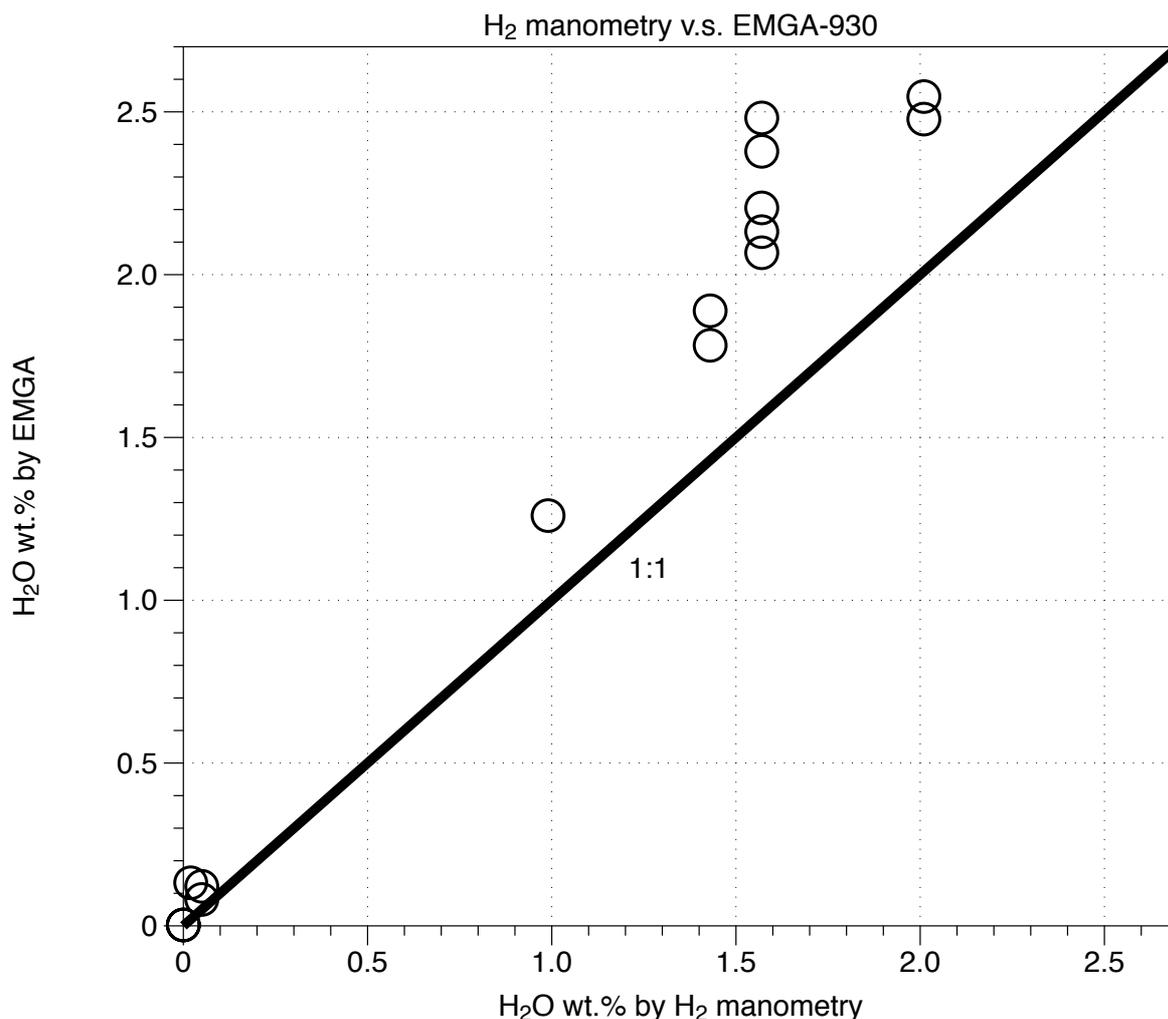


図 2.2.1-50 H₂ マノメトリー法と EMGA-930 による含水量測定結果の比較.

H₂ マノメトリー法と EMGA-930 を比較した結果, EMGA-930 の方が系統的に含水量が高めに
 出ることが明らかになった(図 2.2.1-50). この原因として, (1)EMGA-930 では付着水が除去しき
 れていないために相対的に含水量が高めに出了た可能性, (2)H₂ マノメトリー法では加熱後の試料
 に水が残存していたため含水量が低めに出了た可能性, (3)EMGA-930 の検量線が工場出荷時のも
 のであるために含水量が高めに出了ている可能性, が考えられる. 来年度の早い時期にこれらの原
 因の特定と対策を考える必要がある. (1)の現象があることは明らかで, 試料を投下する前には真
 空加熱デシケータ等を用いて数時間以上かけて付着水の除去を行うことが有効だと思われる. (2)
 については加熱条件を変えて H₂ マノメトリーによる標準試料測定を行うことで検証できると思
 われる. (3)については(1)と(2)を十分確認した上で, 検量線を引き直すことが必要となる.

まとめ

阿蘇 4 火砕流噴火の初期及び阿蘇 4 火砕流噴火の直前に放出されたマグマに含まれる鉱物とガラスを対象に、光学顕微鏡及び電子顕微鏡を用いた微細組織観察と、化学組成分析を行った結果、阿蘇火山ではこれまで報告されていなかった、黒雲母を含むマグマの存在を認識した。また、阿蘇 4 火砕流噴火に向かって、マグマの温度が時間とともに低下したことがわかった。阿蘇 4 火砕流噴火を引き起こしたマグマ供給系が地下何 km に存在するかを示す指標となる、噴火前のマグマの圧力については、0.4~4.3 kbar と広い範囲に見積もられ、特定はできなかった。噴火前のマグマの圧力をより精密に見積もるために必要な分析機器(二次イオン質量分析計 NanoSIMS50L と含水量測定装置 EMGA-930)の設置と基礎的な分析準備を行い、今後取り組むべき課題を明らかにした。

引用文献

- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and fO_2 on the 11-in-hornblende barometer. *Amer. Mineral.*, 80:549–559.
- Friedman, I., Smith, R.L., Levin, R., and Moore, A. (1964) The water and deuterium content of phenocrysts from rhyolitic lavas. In: Craig, H., et. al. (Eds.), *Isotopic and Cosmic Chemistry*, North Holland, Amsterdam, pp. 200-204.
- Hoshizumi, H. (1990) Aso-4/3 fallout tephra activity of Aso volcano before Aso-4 eruption. Abstract of 1990 fall meeting of the Volcanological Society of Japan, (H32-14):92-92 (in Japanese). 阿蘇 4 以前の降下火砕物. 星住英夫(1990)火山学会予稿.
- Lepage, L. D. (2003). ILMAT: an excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.*, 29(5):673–678.
- Miyagi, I. and Tomiya, I. (2002). Features of the miyakejima 2000 ash particles and identification of the essential material. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 47:27–31 (in Japanese with English abstract).
- Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N., and Morishita, Y. (2012). Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): Petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 231-232:50–60.
- 産業技術総合研究所 (2014) 平成 26 年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備.
- 産業技術総合研究所 (2015) 平成 27 年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備.
- Tomiya, A., Miyagi, I., Hoshizumi, H., Yamamoto, T., Kawanabe, Y., and Sato, H. (2001). Essential material of the March 31, 2000 eruption of Usu Volcano: Implication for the mechanism of the phreatomagmatic eruption. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 52(4/5):215–229 (in Japanese with English abstract).