

岩浆包裹体化学成分研究

夏林圻

(中国地质科学院西安地质矿产研究所)

主题词: 岩浆包裹体; 均一法测温; 边界层效应; 岩浆演化; 挥发组分

提 要: 岩浆包裹体化学成分研究难度较大, 为了获得可信的数据, 应当注意: 1. 非演化型岩浆包裹体的化学成分可以代表其初始成分。演化型岩浆包裹体应先均一、淬火后再行测定。2. 均一演化型岩浆包裹体应严格遵守加热规则, 否则过热作用会使包裹体壁部分熔化, 造成淬火后所测包裹体成分与其真正的初始成分并不相当。3. 实测资料证明, “边界层效应”对于岩浆包裹体化学成分影响微不足道。4. 岩浆包裹体的化学成分只能代表其主矿物结晶时周围岩浆的成分, 即仅相当于岩浆液相线上的一个点。5. 把显微冷热台测温、激光喇曼探针和电子探针分析技术结合使用, 对查明单个包裹体中挥发组分的性状和浓度具有很大的潜力和前途。

查明岩浆结晶演化过程中岩浆沿着液相线的成分变化对于岩浆岩岩石学的研究具有重要意义, 但只靠常规的岩石化学和矿物化学等研究手段无法获得这种资料。岩浆包裹体是岩浆岩矿物结晶生长过程中所捕获的天然岩浆样本, 它们可以直接提供有关天然岩浆结晶演化各个阶段化学成分变异的信息。相对于岩浆包裹体测温研究而言, 岩浆包裹体的化学成分研究难度较大, 要求更严。为了获得可靠的岩浆包裹体化学成分数据, 并能对所获数据给出合理的解释和推理, 在研究的过程中, 下述问题必须予以重视。

一、岩浆包裹体的演化程度

笔者等所提出的岩浆包裹体演化程度分类方案^[1,11,26]不仅能比较有效和完善地反映岩浆包裹体的形成条件及其主矿物的结晶生长历史, 也为岩浆包裹体化学成分研究方法的选择及研究结果的分析和讨论提供了基础。非演化型岩浆包裹体的特点是, 主矿物晶体冷却迅速, 被捕获的岩浆熔体得以与主矿物保持平衡, 成分上没有变化, 只是由液态岩浆凝结成为单一的玻璃相(可以出现或不出现收缩泡)。这类包裹体可以直接利用电子探针进行测试, 所获化学成分即相当于岩浆包裹体的初始成分。

弱演化型岩浆包裹体在封闭之后, 包裹体内的硅酸盐熔体充填物与包裹体壁不能达到完全平衡, 发生轻度相互作用, 导致沿包裹体腔壁有少量薄层(厚度 $<3\mu$)状子矿物(它们与主矿物同种)定向生长, 有时在包裹体内还见有发丝状和雏晶状子矿物析出。由于子矿物的析出消耗了某些组分, 从而导致熔体成分发生微弱变化。此时用电子探针所测得的包裹体中玻璃相的化学成分, 只与包裹体的初始成分相近, 但并不完全相当。

演化型岩浆包裹体的主矿物经历了缓慢的冷却(和减压)过程。被捕获于包裹体中的岩浆熔体与主矿物不能保持平衡, 包裹体封闭后内部发生一系列演化, 沿包裹体腔壁及包裹体内部均有较多的子矿物析出。目前此类演化型包裹体中所存在的玻璃相, 只是析出子矿物(有时还有流体相)后剩下的残余熔体, 它不能代表岩浆包裹体的真正初始成分。利用电子

表 1 五大连池石龙熔岩矿物包裹体的化学成分 (重量%)
Table 1 Chemical compositions of magmatic inclusions in minerals of shilong lava from
Wudalianchi volcano(wt. %)

主岩产状		熔岩流中心相			熔岩流边缘相			熔岩流中心相			熔岩流边缘相					
种	类	橄 榄 石 中 岩 浆 包 裹 体			非演化型			单 斜 辉 石 中 岩 浆 包 裹 体			非演化型					
		演 化 型			非演化型			演 化 型			非演化型					
		加 热			未 加 热			加 热			未 加 热					
		子 矿 物			残余玻璃			子矿物*			残余玻璃					
氧化物		橄榄石	含钛普通辉石	含钛普通辉石			含钛普通辉石			含钛普通辉石			含钛普通辉石			
SiO ₂	39.04	47.98	58.06	63.23	64.62	51.24	51.04	51.41	47.31	51.74	63.64	70.85	55.45	55.91	55.87	55.20
TiO ₂	0.01	2.98	2.63	0.65	0.46	2.23	2.19	2.50	6.90	4.87	2.20	1.97	2.07	2.49	2.24	2.89
Al ₂ O ₃	0.21	11.68	15.20	19.93	18.21	14.34	14.95	14.54	16.03	17.60	18.31	18.91	12.53	10.76	13.09	12.03
FeO	14.20	5.26	5.42	1.25	1.12	7.51	7.28	6.60	8.53	6.30	1.78	1.53	6.90	7.88	6.25	6.95
MgO	45.67	9.96	1.13	0.05	0.00	6.63	6.12	6.21	10.21	6.64	0.46	0.19	6.02	6.80	5.98	5.43
CaO	0.33	16.09	4.26	1.18	0.89	8.30	7.21	6.63	3.55	2.41	1.74	1.32	6.64	10.59	7.10	6.60
Na ₂ O	0.02	2.45	2.96	6.05	5.12	3.59	3.30	4.18	2.41	2.57	0.54	1.49	3.71	2.00	3.35	2.40
K ₂ O	0.05	2.47	6.98	6.24	8.26	4.14	4.17	5.10	6.80	8.85	2.42	3.09	4.83	2.32	4.75	4.56
MnO	0.18	0.11	0.13	0.01	0.11	0.24	0.00	0.15	0.11	0.10	0.05	0.17	0.09	0.19	0.07	0.00
Cr ₂ P ₃	0.05	0.14	0.05	0.00	0.00	未测	0.00	0.03	未测	未测	0.16	0.26	未测	未测	0.09	0.00
NiO	0.26	0.08	0.01	0.00	0.14	未测	0.04	0.00	未测	未测	0.09	0.22	未测	未测	0.00	0.03
总计	100.02	99.19	96.82	98.64	98.93	98.22	96.30	97.35	99.19	101.09	91.39	100.00	98.24	98.95	98.79	96.09
	Fo 85.2	En 40.7							Wo 14.6	14.6						
		Wo 47.3							En 58.2	55.8						
		Fs 12.0							Fs27.2	29.6						

表中所有包裹体数据为单个包裹体成分，每个包裹体系3—5个测点的平均值。

* 号者由笔者在法国巴黎十一大学电子显微分析实验室测定，探针型号：CAMFAX；其余由笔者在西安地质矿产研究所测定，探针型号：JXA—733。

探针和激光喇曼探针直接测定演化型岩浆包裹体中各相(玻璃相、晶相、流体相)的化学成分,并结合显微热台的加热实验数据(测定包裹体中各子相的消失温度及完全均一温度),可以比较有效地模拟追溯天然岩浆的结晶演化历史^[2、6、12、14、21、22、23、26]。若要获得演化型岩浆包裹体的初始化学成分,必须先将它们均一化,淬火后再制成探针样进行测定。

最近对五大连池火山群老黑山火山锥喷溢出的全新世石龙熔岩流不同岩相矿物中的岩浆包裹体进行了详细研究。研究结果表明,晶质一半晶质岩流中心相各种矿物中的岩浆包裹体均属演化型;熔岩流玻质外壳矿物中的岩浆包裹体则属非演化型。熔岩流的中心相和表壳相只是冷却方式不同,成分上完全一致。同样,中心相和表壳相同类矿物中岩浆包裹体的初始化学成分也应当相同。实际分析结果证明,这种推理完全正确。由表1可见,熔岩流玻质外壳矿物(橄榄石、单斜辉石)中非演化型岩浆包裹体的化学成分(未加热制成样直接测定)与熔岩流中心相所含同类矿物中演化型岩浆包裹体的初始化学成分(均一后测定)十分相近。相反,演化型岩浆包裹体中玻璃相的化学成分在均一前后相差甚远,前者只是析出子矿物后残余熔体的化学成分,后者才相当于初始化学成分,二者不可混为一谈。

二、岩浆包裹体初始成分的获取

前已叙及,均一化包裹体的化学成分即是其初始成分。如何保证岩浆包裹体能达到平衡均一,是获取其真正初始成分的关键。岩浆包裹体的均一化测温实验应当严格遵循一定的测温规则^[3、4、26]。不同类型岩浆包裹体,由于岩浆粘度和演化程度各不一致,因而加热过程中分阶段恒温的时间及升温速率也各不相同。如果岩浆包裹体的均一化实验不按照一定的加热规则进行,必然会使得包裹体在均一点达不到平衡均一化,不仅会导致实际所测得的均一温度值偏高,而且由此产生的过热作用,还常常引起包裹体壁遭受部分熔化(即加热温度超过了包裹体壁主矿物的液相线温度),结果造成部分熔化的主矿物成分参加到包裹体成分之中,使得所测包裹体的成分与其初始成分并不相当。R. Clocchiatti等人(1984, 1986)^[13、17]最近对这方面问题所进行的实验研究最有说服力。他们对意大利埃特拿火山群 Rossi 火山1669年喷发产生的火山碎屑锥中的单斜辉石火山砾进行了研究。这些单斜辉石火山砾呈毫米一厘米级单体产出,其成分在次透辉石范围内变化,某些次透辉石晶体的核心部分出现透辉石。次透辉石火山砾中发育有大量非演化型岩浆包裹体,其均一温度为1070℃。R. Clocchiatti等在加热前及均一后分别利用电子探针测定了它们的化学成分,所获结果列于表2。由表2可以看出,加热前与1070℃均一后的岩浆包裹体化学成分非常相近,这也正是非演化型岩浆包裹体的基本特征^[26]。然后,他们不断改变加热程序(如:加快升温速率,并在高于1070℃不同温度下增加恒温时间,造成过热),随着加热时间的延长,使溶解于岩浆中的水分子分解成为氧和氢,氢原子具有较强的穿透力,可以穿越主矿物晶格发生扩散,从而使同一类岩浆包裹体的均一温度不断升高^[22、23、24],依次在1100℃、1105℃、1175℃、1215℃、1230℃等不同温度条件下达到均一,再分别制样,逐个测定它们的化学成分。所获结果(表2)表明,随着温度升高,过热程度增强,包裹体壁受到愈来愈明显的熔化。由于包裹体壁熔蚀组分的加入,从而引起岩浆包裹体的成分也逐渐发生变化,趋于富含构成主矿物次透辉石的元素(如:Ca、Mg……等),即随着加热时间的延长及均一温度升高造成岩浆包裹体中辉石成分含量增加(图1),其他元素含量相对贫化。因此,实际研究中,对同一类矿物所含的相同世

表 2 意大利埃特拿火山群Rossi山火山碎屑锥次透辉石火山砾中非演化型岩浆包裹体的化学成分(重量%)

(据V.Kamenetskiy等, 1986⁽¹⁷⁾)

Table 2 Chemical compositions of non-evolved magmatic inclusions in salitic crystal lapilli from Rossi Mnti pyroclastic cone, Etna volcanoes, Italy (wt. %)

(After V.Kamenetskiy et al. 1986)

测定条件			氧化物										总计
均一恒温 时间(分)			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
加热前			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			49.00	2.07	16.62	10.38	0.22	3.45	7.12	4.75	3.01	1.28	97.90
平衡均一	Th = 1070℃	1	49.90	1.86	16.92	9.24	0.22	3.59	7.33	4.68	3.09	1.49	98.32
	Th = 1070℃	1	50.08	1.81	17.24	8.85	0.21	3.45	7.21	4.67	3.18	1.33	98.03
	Th = 1070℃	1	50.87	1.84	16.90	9.44	0.24	3.60	7.04	4.80	3.16	1.39	99.08
过热均一	Th = 1100℃	0.5	49.06	1.93	16.92	9.05	0.18	3.43	7.56	5.06	3.34	1.33	97.88
	Th = 1100℃	4	50.31	2.21	16.12	9.54	0.21	3.58	7.73	4.54	3.22	1.63	99.02
	Th = 1100℃	4	48.34	2.33	15.87	10.00	0.23	3.75	8.11	4.53	3.00	1.89	97.79
	Th = 1105℃	5—6	50.10	2.02	15.10	9.17	0.16	4.40	9.46	3.88	2.63	1.03	98.52
	Th = 1175℃	20—25	51.39	2.09	14.52	8.43	0.23	4.84	9.92	3.30	2.42	1.00	98.14
	Th = 1215℃	73	48.83	1.81	12.56	9.90	0.27	6.63	11.82	3.95	2.00	0.77	98.54
	Th = 1230℃	81	49.46	1.58	13.37	8.96	0.20	6.61	11.46	3.97	2.06	0.88	98.55

Th——均一温度。

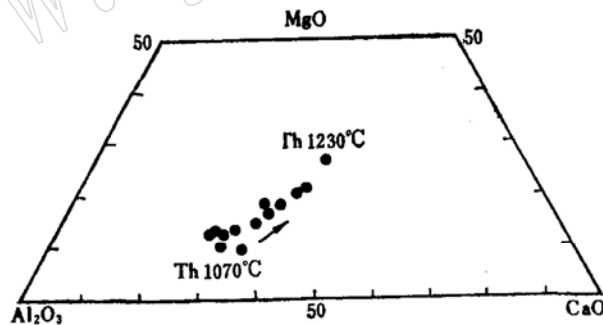


图 1 岩浆包裹体中辉石成分含量增加

Fig. 1 Diagram showing the increasing of the pyroxene composition content in magmatic inclusions

• —岩浆包裹体成分点(表2)(据 V. Kamenetskiy 等, 1986⁽¹⁷⁾); Th——均一温度

代岩浆包裹体,一般应当选择最低的均一温度测量值做为包裹体的捕获温度,即其形成温度,其化学成分也就代表了包裹体形成时的初始成分。

三、“边界层”问题

与通常的气液流体相比,硅酸盐岩浆粘度较高,其中所发生的扩散作用相对缓慢,于是

一些文献^[22,23]中就提出了所谓“边界层”(boundary layer)的问题,即岩浆包裹体中所捕获的熔体与其主矿物结晶生长时周围的岩浆成分是否能完全相当?从理论上推测,岩浆中毗邻任何一个生长着的晶体时,总是应当存在有成分梯度,该梯度带又称之为“边界层”。岩浆中的扩散作用总是趋于不断地夷平这个梯度带。一般而言,“边界层”的宽度应当随着晶体生长速度的加快、熔体粘度的升高和主矿物相从熔体中晶出量的增加而增大;同时,随着岩浆中扩散速率的增加,及岩浆流速的变大而缩小。由于不同元素的离子具有不同的扩散速率,所以靠近晶体表面的岩浆熔体的实际成分很难加以计算。可以想象,当“边界层”较宽,岩浆包裹体小于“边界层”宽度时,包裹体的成分就不能相当于晶体生长时岩浆的总成分,因而没有什么代表性。当包裹体较大时(大于边界层的宽度),它们就可以代表晶体生长时周围岩浆的成分^[22,23]。那么,这种理论上的推测与实际观测结果是否相符,即所谓“边界层”的问题是否会对岩浆包裹体的化学成分研究产生重大影响?可以予想,如果“边界层”效应对于岩浆包裹体的化学成分有重要影响,必然会出现下面两种情况:1)单个岩浆包裹体中化学成分不会均匀;2)同世代矿物相中所捕获的岩浆包裹体化学成分上会有差别。因为“边界层”效应直接影响到岩浆包裹体化学成分的分析,所以它是岩浆包裹体研究中必须予以解决的重要问题。为此目的,作者近年来以电子探针做为主要测试手段,对于

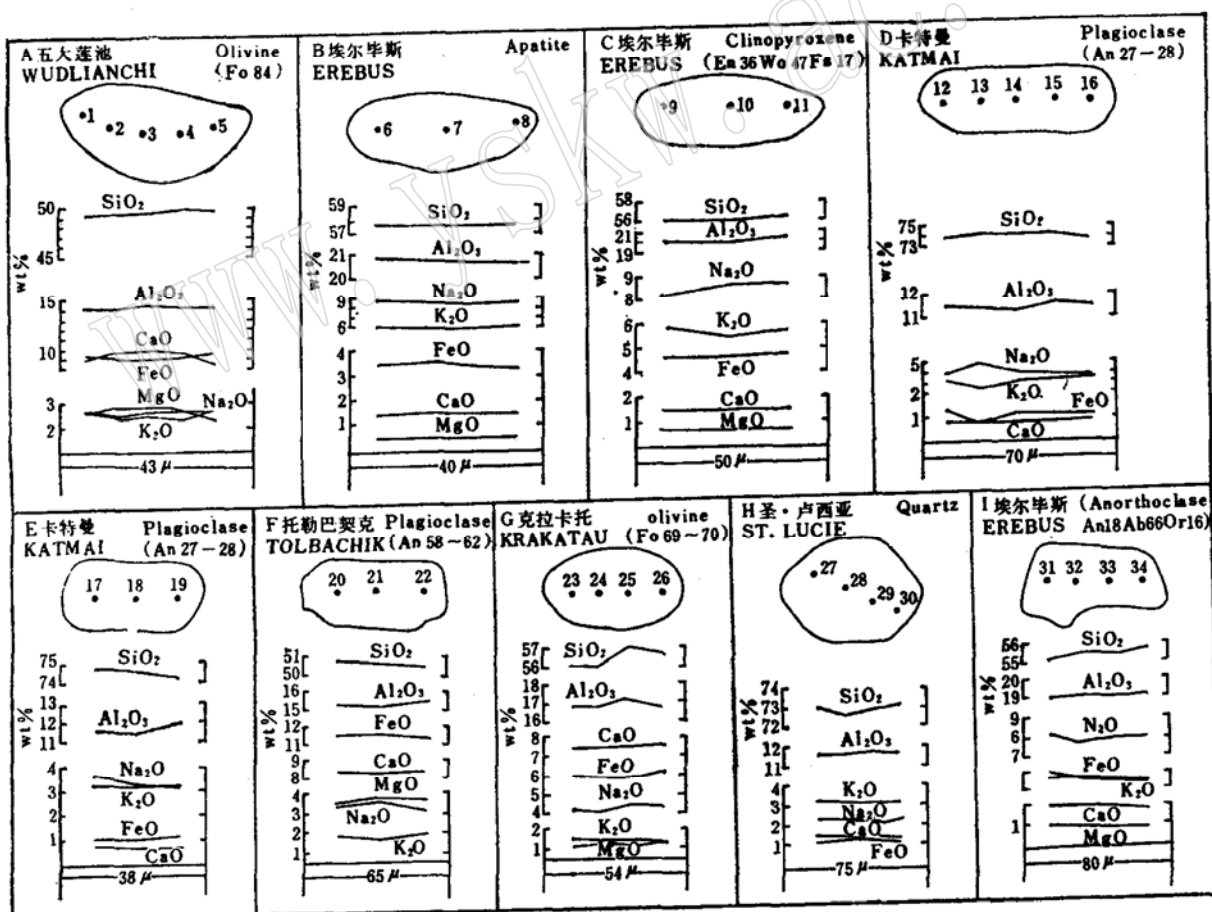


图 2 单个岩浆包裹体中化学成分的变化

Fig. 2 The variation of chemical compositions within the single magmatic inclusions
A: 石龙岩(碧玄岩); B, C, I: 火山砾(粗面响岩); D, E: 流纹质浮岩; F: 火山砾(碱性玄武岩); G: 安山岩; H: 英安质浮岩; 分析点号码同表3

大量不同产状、不同类型的岩浆包裹体进行了系统的实验测试。所获结果证明,对于通常大小(大于 $15-20\mu$)的岩浆包裹体而言:1)均一化包裹体及非演化型包裹体的成分相当均匀,从包裹体中心至边缘并无明显差异。这一点在表3及图2中反映得十分清楚。通过对我国和世界一些典型火山岩(从基性至酸性,从碱性至钙碱性)矿物中的岩浆包裹体进行实际成分测定,每个包裹体从中心向边缘一般取3—5个测点。结果表明,单个包裹体中各测点分析值间的差别要小于电子探针仪器本身的分析误差。至于演化型岩浆包裹体在加热前成分的不均匀现象,通过先加热均一再制样测试,可以获得令人满意的相当于包裹体初始成分的均匀分析结果。2)同时晶出的同世代矿物相(相同相或不同相)中所捕获的岩浆包裹体,在化学成分上十分相近或一致。例如,加勒比海圣·卢西亚岛的全新世英安质浮岩早期矿物相铁紫苏辉石(En38—45)中非演化型岩浆包裹体,成分相当稳定,均为英安质;其晚期矿物相斜长石(An42—73)、黑云母、石英等矿物中的非演化型岩浆包裹体,尽管主矿物种类不同,但包裹体的成分却十分一致,均为流纹质^[26]。这种情况在火山岩包裹体研究中是屡见不鲜的。因此,可以认为“边界层”效应对于岩浆包裹体化学成分的影响是微不足道的。

四、岩浆包裹体化学成分的含义

就像火山岩某一矿物中岩浆包裹体的捕获温度不能代表其主岩的成岩温度一样(它们只是相当于其主矿物的结晶温度。而成岩温度则应当包括从早期矿物到中—晚期矿物相晶出,直至岩浆全部固化这样一个演化区间),岩浆包裹体的化学成分也只能代表其主矿物结晶时周围岩浆的成分,仅仅相当于岩浆液相线上的一个点的成分,绝不能把它夸大为“代表母岩浆的化学成分”。然而,查明岩浆结晶演化过程中沿着下降液相线的成分变化对于岩浆岩石学研究却具有重要意义。常规的岩石学和矿物学研究手段对于实现这一目的无能为力。岩浆包裹体研究可以直接提供有关天然岩浆结晶演化各个阶段化学成分变异的信息。笔者^[3,4,5,26]通过大量实验研究查明:早期矿物相中所捕获的岩浆包裹体的化学成分可以代表结晶形成主岩的岩浆的初始化学成分,一般说来,它们与主岩的全岩化学成分相近或更偏基性。晚期矿物相中捕获的岩浆包裹体代表了早期矿物晶出后残余岩浆的化学成分,在火山岩中与基质成分十分相近。岩浆结晶分凝中期阶段产物中所捕获的岩浆包裹体的化学成分介于全岩和基质成分之间。例如,印度尼西亚克拉卡托火山钙碱系安山岩各类斑晶矿物中岩浆包裹体资料表明,随着温度和压力不断下降,除了晶出矿物相的成分发生改变之外,其岩浆成分也由玄武安山质经安山质变为英安质^[7]。笔者最近在研究黑龙江五大连池火山群笔架山火山锥气孔状富钾碱性玄武岩(石龙岩)中的非演化型岩浆包裹体时也发现:自早期矿物相贵橄榄石(Fo83)至晚期矿物相普通辉石(En42 Wo43 Fs15)除温度、压力下降外,岩浆成分由碧玄质变为响岩质。又如,美国阿拉斯加万烟谷卡特曼火山流纹质浮岩石英和斜长石(An27—31)斑晶中的非演化型岩浆包裹体成分也十分稳定、均匀^[26],且与全岩成分非常相近,因此,可以判断它们应是卡特曼火山流纹质岩浆早期同时结晶的产物。这一点亦为岩浆包裹体测温、测压结果所证实[斜长石中岩浆包裹体: $T_{\text{结}}=830^{\circ}\text{C}-860^{\circ}\text{C}$, $P=68.4-93.7\text{MPa}$ ($P_{\text{H}_2\text{O}}$);石英中岩浆包裹体: $T_{\text{结}}=800^{\circ}-860^{\circ}\text{C}$, $P=73.5-98.0\text{MPa}$ ($P_{\text{H}_2\text{O}}$)。此外,对加勒比海圣·卢西亚岛英安质浮岩中非演化型岩浆包裹体研究的结果还表明^[26],结晶较早的铁紫苏辉石(En38—45)斑晶中岩浆包裹体的化学成分介于全岩成分和基质成分之间,为

表3 单个岩浆包裹体中化学成分的变化(重量%)
Table 3 The variation of chemical compositions within the
single magmatic inclusions(wt. %)

序号	岩类	产地	主矿物	包裹体类型	测点位置	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	总计
1	玻质石龙岩	五大连池火山	橄榄石	非演化型(加热前)	P	49.43	2.97	9.33	2.61	14.34	9.11	2.55	2.59	0.13	93.06
2					C	49.55	2.76	2.29	2.84	14.25	9.99	2.58	2.44	0.16	93.86
3					C	49.58	2.84	9.11	2.92	14.69	10.03	2.66	2.45	0.17	94.45
4					C	50.00	2.94	9.31	2.70	14.42	9.74	2.62	2.38	0.11	94.22
5					P	49.66	2.88	9.84	2.25	14.37	8.70	2.60	2.67	0.15	93.12
6	粗面质响岩	埃尔毕斯火山	磷灰石		P	57.66	1.14	3.49	0.54	20.96	1.44	8.96	6.23	0.11	100.53
7					C	57.74	1.01	3.61	0.52	20.84	1.57	8.66	6.08	0.11	100.13
8					P	57.71	0.99	3.36	0.57	20.70	1.54	8.67	6.23	0.30	99.98
9			单斜辉石		P	56.48	1.07	4.63	0.75	20.09	1.53	8.27	5.95	0.14	98.12
10					C	56.19	0.98	4.69	0.70	19.86	1.51	8.63	5.52	0.09	98.18
11					P	56.91	1.11	4.75	0.70	20.61	1.61	8.70	5.69	0.26	100.35
12	流纹质浮岩	卡特曼火山	更长石		P	73.87	未测	1.23	未测	11.53	0.77	3.73	3.13	未测	94.26
13					C	74.25	未测	0.70	未测	11.42	0.64	4.92	2.07	未测	94.00
14					C	74.22	0.18	1.09	0.08	11.31	0.65	3.90	3.02	0.11	94.56
15					C	74.27	未测	1.07	未测	11.60	0.79	3.54	3.22	未测	94.49
16			P		73.54	未测	1.03	未测	11.54	0.81	3.69	3.06	未测	93.67	
17			更长石		P	74.80	0.24	1.12	0.06	11.68	0.80	3.76	3.28	0.00	95.73
18					C	74.73	0.15	1.04	0.04	11.50	0.69	3.43	3.32	0.02	94.91
19					P	74.27	0.18	1.25	0.11	12.06	0.69	3.34	3.18	0.10	95.17
20	碱性玄武岩	托勒巴契火山	拉长石	均一化	P	50.79	2.10	11.56	3.51	15.43	8.43	3.38	1.91	0.16	97.28
21					C	50.68	2.00	11.73	3.54	15.23	8.36	3.74	1.70	0.15	97.14
22					P	50.30	1.86	11.34	3.63	15.51	8.43	3.18	1.89	0.13	96.27
23	安山岩	克拉托托火山	橄榄石	非-弱演化型(加热前)	P	56.24	1.63	6.08	1.22	16.95	7.53	4.29	1.57	0.05	95.55
24					C	56.07	1.58	5.97	1.28	16.79	7.58	4.14	1.54	0.09	95.05
25					C	57.16	1.62	5.83	1.21	17.19	7.51	4.56	1.50	0.09	96.66
26					P	56.60	1.57	6.27	1.31	16.74	7.58	4.37	1.45	0.03	96.02
27	英安质浮岩	圣卢西亚岛	石英	均一化	P	73.09	0.02	1.17	0.10	11.73	1.50	2.31	3.36	0.00	93.28
28					C	72.62	0.10	1.33	0.10	11.73	1.46	2.36	3.14	0.00	92.83
29					C	73.03	0.10	1.25	0.10	11.81	1.48	2.17	3.21	0.00	93.15
30					P	73.30	0.00	1.09	0.11	11.72	1.32	2.32	3.06	0.00	92.95
31	粗面质响岩	埃尔毕斯火山	歪长石	均一化	P	55.21	1.29	6.05	0.99	19.00	1.90	8.23	5.69	0.19	93.87
32					C	55.66	1.20	5.64	0.84	19.23	1.89	7.46	5.63	0.19	97.74
33					C	55.53	1.23	5.56	0.81	19.16	1.81	7.77	5.65	0.27	97.79
34					P	55.85	1.16	5.43	0.80	19.13	1.71	7.71	5.91	0.42	97.83

1—5: 由笔者在西安地质矿产研究所电子探针室测定。探针: JXA-733; 条件: 15kV, 10nA, 2—10 μ 。

6—34: 由笔者在法国巴黎十一大学电子显微分析室测定。探针: CAMEBAX; 条件: 15kV, 20nA, 2—10 μ 。

P—包裹体边部; C—包裹体中心。

流纹英安质。而石英、斜长石(An₄₂₋₇₃)和黑云母斑晶中岩浆包裹体的化学成分则近似于岩石玻璃基质的成分,为流纹质。结合包裹体的均一温度数据:1)铁紫苏辉石中:1141℃, 2)斜长石中:880—900℃, 3)石英中:840°—880℃,证明铁紫苏辉石的确结晶最早,而其它矿物则是在圣·卢西亚岛英安质岩浆结晶演化的晚期阶段同时结晶析出。

综上所述,可以得出结论:详细地研究天然岩浆岩各种矿物相中的岩浆包裹体使我们能够比较完整地重溯天然岩浆的演化历史,这对现代岩浆岩研究极为重要。

五、挥发份问题

没有失去密封性的岩浆包裹体均保存了岩浆中挥发性物质实际浓度的珍贵资料。但目前尚无完善的测试方法。十余年来世界包裹体研究界在这方面的探索总体上可概括为如下四个方面:1)自J. P. Carron(1961)^[4]首次提出电子探针测定玻璃包裹体成分时不能定量测出的亏损量应为溶解于包裹体玻璃充填物中的挥发组分(主要为H₂O)之后,经过许多人的进一步验证和实践^[8、10、11、19、25、26],当前世界各国的岩浆包裹体研究者们已广泛承认并采用同样的原则与方法。2)也有人^[19]利用高温真空热爆法,即在真空中将含有岩浆包裹体的单矿物样品高温加热,使岩浆包裹体炸裂,淬取提收从中逸散出的挥发组分,或用球磨压碎法收集包裹体中的挥发组分,尔后再利用质谱仪或气相色谱仪等进行分析。此类方法的缺点在于:①高温下(一般均高于包裹体的均一温度)的加热会使得相当一部分挥发组分发生分解,从而造成实际测出的挥发组分的种类和性质不能完全相当于其初始状态;由于样品为单矿物,所分析的对象只能是包裹体“群体”,一方面单矿物本身不可能100%提纯,另一方面提取包裹体所含的挥发组分时,既不可能将不同世代、期次的包裹体加以区分,也无法避免非包裹体来源(裂隙、空洞、单矿物样品本身及矿物中所含其它固体包裹体的分解……)组分的污染。3)D. M. Harris等(1981、1984)^[15、16]曾利用一种显微真空熔化测压技术,测定单个矿物晶体所含岩浆包裹体中H₂O、CO₂和Cl、SO₂等挥发组分的浓度。这种技术比较复杂,且要求所含包裹体要大于120μ,目前还难以推广运用。4)近年来矿物包裹体成分研究的发展趋势表明,把显微冷热台测试与激光喇曼探针和电子探针分析技术结合起来,对于查明单个包裹体中挥发组分的性状和浓度具有很大的潜力和前途。一般可分两个方面进行:①对于溶解于岩浆包裹体硅酸盐熔体充填物(目前为玻璃相)中的某些挥发组分可用电子探针进行测定。例如,Bizouard等人(1982)^[9]、Clocchiatti等人(1984)^[13]和Metrich(1986)^[20]曾利用电子探针测定了东非Famous、Asal等火山及意大利Etna、Vesuve等火山喷发物矿物内非演化型岩浆包裹体玻璃相充填物中所溶解的F、Cl、S等元素的含量。最近,作者本人也曾利用同样的技术,对我国五大连池火山群玻质富钾碱性玄武岩(玻质石龙岩)矿物所含非演化型岩浆包裹体内硅酸盐玻璃相中所溶解的F、Cl、S、P等元素的丰度进行测定,取得了一些很有意义的数字。这方面的测试虽有一定难度,但对于拥有电子探针并且具有适合标样的实验室并不复杂。②更多的情况下是选择火成岩矿物内与岩浆包裹体同生的流体包裹体及岩浆包裹体本身所含的收缩气泡做为研究对象。尤其是那些演化作用很强烈的演化型岩浆包裹体,初始溶解于硅酸盐玻璃相中的挥发组分随着玻璃相结晶化已大部分或全部转移到了包裹体的收缩气泡之中,这种情况下,只要研究收缩气泡中的流体相就可以基本查明包裹体形成时岩浆熔体中挥发组分的初始性状。具体测定时,首先利用显微冷热台测出收缩气泡或同生流体包

裹体中气相和水溶液相的体积(%)和密度、水溶液相的盐度等,再用激光喇曼探针测出各气相成分的相对含量(Mole %)。然后,将上述两方面数据结合起来,就可以计算单个包裹体中挥发组分的全成分。J. Konnerup—madsen等人(1985)^[18]最近发表的有关南格棱兰火成岩矿物中流体包裹体全成分的研究论文,可以做为激光喇曼探针与显微冷热台联合测定包裹体中流体相组分的范例加以借鉴。

参 考 文 献

- [1] 夏林圻, Clocchiatti, R., 1984, 硅酸盐熔体包裹体的一种新分类, 科学通报, 第9期, 574—579页。
- [2] 夏林圻, Clocchiatti, R., 1985, 南极洲埃尔斯瓦斯火山歪长石火山弹中的岩浆包裹体, 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 第9号, 1—12页。
- [3] 夏林圻, 1984, 硅酸盐熔体包裹体均匀化过程的动力学性质, 地质科学, 第3期, 523—329页。
- [4] 夏林圻, 1985, 岩浆包裹体的成因和意义, 中国地质科学院院报, 第11号, 55—77页。
- [5] 夏林圻, 1987, 岩浆包裹体研究在火山岩岩石学中的地位, 岩石学报, 第2期, 51—63页。
- [6] 夏林圻, Clocchiatti, R., 1986, 苏联托勒巴契克火山拉长石巨晶火山砾的结晶演化历史, 中国地质科学院, 西安地质矿产研究所所刊, 第12期, 65—82页。
- [7] 夏林圻, Clocchiatti, R., 1986, 印度尼西亚克拉卡托火山安山质熔岩斑晶矿物中的岩浆包裹体, 地球化学, 第1期, 1—12页。
- [8] Anderson, A. T., 1974, Chlorine, sulfur, and water in magmas and oceans, Bull. Amer. Geol. Soci., V. 85, p. 1485—1492.
- [9] Bizouard, H., Metrich, N. et Clocchiatti, R., 1982, Essai de dosage par microsonde électronique de quelques éléments volatils (Cl, F et S) dans les liquides silicatés intra-et intercrystallins, Bull. PIRPSEV, N. 49.
- [10] Clocchiatti, R., 1971, Composition chimique des inclusions vitreuses des phenocristaux de quartz de quelques laves acides par l'analyse à la sonde électronique, C. R. Acad. Sci. Fr. Paris, t. 272, Sér. D, p. 2045—2047.
- [11] Clocchiatti, R., 1975, Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz, étude optique, thermo-optique et chimique, Applications géologiques, Mem. Soc. Géol. Fr, N. 122, p. 1—96.
- [12] Clocchiatti, R., Havette, A., Weiss, J. et Wilhelm, S., 1978, Les bytownites du Rift d'Asal, Etude des verres basaltiques inclus dans les mégacrystaux: nouvelle approche pour la connaissance de certains processus pétrogénétiques, Bull. Minéral, V. 101, p. 66—76.
- [13] Clocchiatti, R. et Metrich, N., 1984, La cristallisation des pyroclastes des éruptions Etnéennes de 1669 (MT. Rossi) et 1892 (MT. Silvestri), Témoignages de contamination, Bull. PIRPSEV, N. 92, 1—20.
- [14] Clocchiatti, R. and Massare, D., 1985, Experimental crystal growth in glass inclusions: the possibilities and limits of the method, Contrib. Mineral. Petrol., V. 89, p. 193—204.
- [15] Harris, D. M., 1981, The microdetermination of H₂O, CO₂ and SO₂ in glass using a 1280 C microscope vacuum heating stage, cryopumping, and vapor pressure measurements from 77 to 273 K, Geochimica. Cosmochimica. Acta, V. 45, p. 2023—2036.
- [16] Harris, D. M. and Anderson, A. T., 1984, Volatiles H₂O, CO₂ and Cl in a subduction related basalt, Contrib. Mineral. Petrol., V. 87, p. 120—128.
- [17] Kamenetskiy, V., Sobolev, A., Clocchiatti, R. et Metrich, N., 1986, Première estimation de la teneur en eau du magma de l'Etna a partir de l'étude des inclusions vitreuses et fluides, C. R. Acad. Sci. Fr. Paris, t. 302. Serie II, N. 17, p. 1069—1074.
- [18] Konnerup-madsen, J., Dubessy, J. and Rose-Hansen, J., 1985, Combined Raman microprobe spectrometry and microthermometry of fluid inclusions in minerals from igneous rocks of the Gardar province (South Greenland), Lithos, V. 18, p. 271—280.
- [19] Massare, D., 1979, Etude des inclusions vitreuses de quelques minéraux de roches volcaniques acides: therm-

- ométrie, barométrie, compositions chimiques et éléments volatils dissous, Thèse de doctorat, Université de Paris 6, p. 156.
- [20] Metrich, N., 1986, Abondance et comportement du soufre et des halogènes dans les magmas, Une approche par l'étude des inclusions vitreuses, Bull. PIRPSEV, N. 117, p. 1—28.
- [21] Rodder, E., 1976, Petrologic data from experimental studies on crystallized silicate melt and other inclusions in lunar and Hawaiian olivine, Am. Mineral., V. 61, p. 684—690.
- [22] Rodder, E., 1979, Origin and signification of magmatic inclusions, Bull. Mineral., V. 102, p. 487—510.
- [23] Rodder, E., 1984, Occurrence and significance of magmatic inclusions and silicate liquid immiscibility, Acta. Geol. Pol., V. 34, N. 1—2, p. 139—178.
- [24] Sobolev, A. V., Clocchiatti, R. et Dhamelinourt, P., 1983, Les variations de la température, de la composition du magma et l'estimation de la pression partielle d'eau pendant la cristallisation de l'olivine dans les océanites du piton de la Fournaise (Réunion, éruption de 1960), C. R. Acad. Sci. Fr. Paris, t. 296, Ser. II, p. 275—280.
- [25] Sommer, M. A., 1977, Volatiles H₂O, CO₂, and CO in silicate melt inclusions in quartz phenocrysts from the rhyolitic bandelier air-fall and ash-flow tuff, New Mexico, J. Geol., V. 85, p. 423—432.
- [26] Xia Linqi (夏林圻), 1984, Contribution à l'étude des inclusions vitreuses dans différents minéraux des laves: thermométrie optique, barométrie, composition chimique, Thèse de Doctorat, Université de Paris sud, p. 316.

On Study of Chemical Compositions of Magmatic Inclusions

Xia Linqi

(Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, GAGS)

Key words: magmatic inclusions; homogenization thermometry; boundary layer effect; magma evolution; volatile components

Abstract

Magmatic inclusions can directly provide valuable informations on the chemical composition variation of crystallization evolution of natural magma. In order to obtain correct and reliable chemical composition data of magmatic inclusions and to be able to explain and deduce them reasonably, we have to pay great attention to following problems:

1) The chemical compositions of non-evolved magmatic inclusions may represent their initial compositions. The chemical compositions of glass phases in evolved magmatic inclusions can not represent their initial compositions. We have to analyse the quenched inclusions after homogenization in order to obtain the initial chemical composition of this type of evolved inclusions.

2) The homogenization thermometry study of magmatic inclusions has to follow strictly the thermometrical rule.

3) The author's experiments reveal that the influence of "boundary layer

effect" upon the chemical composition of magmatic inclusion is insignificant.

4) The chemical composition of magmatic inclusion represents only the composition of ambient magma during crystallization growth of their host minerals. The detailed study of magmatic inclusions in various minerals of magmatic rocks can help us to reconstruct more completely the evolution history of magma.

5) The more mature methods of study on volatile materials trapped in magmatic inclusions are combining Raman microprobe spectrometry, microprobe analysis and microthermometry.

www.yskw.ac.cn