

对幔源岩中流体组成的不同测定方法评价

张铭杰^{1,2)} 王先彬¹⁾ 李立武¹⁾

1)中国科学院兰州地质研究所, 730000; 2)兰州大学地质系, 730000

内容提要 本文对比了目前广泛用于幔源岩中流体组成测定的不同实验方法, 讨论了每种方法的优点和适用范围。根据地幔流体所处特殊的地幔环境(高温高压), 认为分步加热质谱法测定的结果较全面地代表了幔源岩中流体的真实组成; 在实验过程中进行有效的样品处理, 采用合理的实验装置和系统本底, 对获取可靠的数据至关重要; 且通过控制加热温度可对不同类型的流体组分分别进行研究。

关键词 实验方法 流体组成 幔源岩

地幔流体在地幔交代作用、部分熔融、岩浆演化、地幔蠕变、地幔化学非均一性及深部成矿作用等深部地质过程中起着重要的作用, 因此其已成为固体地幔研究中不可缺少的研究内容(Wyllie, 1979; 池际尚等, 1996; 杜乐天等, 1996; Ionov et al., 1997)。目前, 对地幔流体的认识, 特别是流体组成的确定, 主要通过地幔捕虏体中流体组分的研究来获得地幔流体性质、成分等直接信息(O'Reilly et al., 1987; Navon et al., 1988; Schiano et al., 1994; Rosenbaum et al., 1996)。但由于采用不同的实验方法导致测定的结果存有较大的差异。本文对比国内外不同实验方法测定的地幔流体组成, 讨论了不同实验方法的适宜范围和制约因素, 总结出适合于地幔流体测定的实验方法。

1 常见实验方法对比

自Roedder(1965)首次在全球范围内的地幔岩捕虏体中观察到两种类型的流体包裹体以来, 为确定地幔流体的组成, 相继采用显微热台(MT)、激光拉曼探针(LRM)、红外光谱(IR)、热解色谱(PGC)(杜乐天等, 1996)、核磁共振吸收(NMR)、高温质谱(HMS)等实验方法, 每种方法都有各自的优点和适用范围, 下面分别予以讨论。

一般地, 光学显微镜主要用于流体包裹体的形态、大小、分类等方面的研究, 其测定流体组成是依据包裹体与寄主矿物界面的折射率来估计的, 常用作定性研究(Roedder, 1990)。显微热台普遍用于流体包裹体热学性质的研究, 如均一温度、爆裂温度、熔化温度等的测定, 结合冰点等参数计算流体包裹体的密度、盐度、形成时的温压条件及流体组成等, 受计算用热力学方程中诸多数据不全等方面的限制, 其流体组成的测定结果远不如激光拉曼探针的测定结果(夏林圻等, 1990a; Kerkhof et al., 1990)。

激光拉曼探针, 即激光拉曼光谱(LRS), 在测定单个流体包裹体的组成上具独特优势(夏

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 49233060, 49133090)资助。

本文 1998 年 11 月收到, 1999 年 5 月改回, 刘淑春编辑。

林圻,1984,1990;Pasteris et al.,1988a,1988b;夏林圻等,1990b,1994;Wopenka et al.,1990;彭礼贵等,1994;郑建平等,1994,1999)。尤以测定多原子组分见长,可定量分析混合气体,而不必破坏流体包裹体。该方法可测定几个微米的流体包裹体的组成,但无法检测单原子组分,且当被测样品或基质含有荧光物质时,将影响激光拉曼探针的测定结果(Wopenka et al.,1990)。红外光谱完全克服了激光拉曼探针的上述限制,但可检测流体包裹体的大小要达 $200\ \mu\text{m}^2$ 以上,且无法检测 H_2 、 O_2 、 N_2 等这样的同核气体组分(Wopenka et al.,1990)。目前红外光谱主要用于矿物结构中羟基等组分的确定(Bell et al.,1992,1995)。同样,核磁共振吸收主要用于矿物中不同相态 H_2O 的确定(Roedder,1990)。

高温质谱,又称热爆裂质谱(HMS)或分步加热质谱(SHMS),近年来被广泛用于地幔流体组成的测定(Delany et al.,1978;Garcia et al.,1979;Byers et al.,1983,1984,1985,1986;Matson et al.,1984;Ivankin et al.,1988;Pineau et al.,1990;Javoy et al.,1991;刘刚等,1996;张铭杰等,1998,1999)。它通过真空加热样品,用质谱计检测样品释放的气体组分,因此其测定结果受多种因素的制约,如气体来源的多样性、样品表面的污染(Des Marais,1986)、加热温度的高低等。但是,由于质谱计可检测的组分较为全面,如果限制实验过程中的污染,确定合适的加热温度,仍不失为一种有效的检测方法,尤其是对地幔流体的检测更是如此。与其相似的碎裂质谱法(CMS)是将样品在真空系统中破碎,用质谱计测定样品中释放出的流体组分,由于细粒样品表面对不同气体组分具不同程度的吸附,影响了测定结果的精确度(Javoy et al.,1991)。但该实验方法可最大限度地降低放射性成因稀有气体的释放混入,适于流体包裹体中的稀有气体同位素组成的测定(Knauth,1986)。

从上述讨论可知,不同的实验方法检测手段不同,一些方法受仪器的限制对一些组分无法进行检测;另一些实验方法检测到的组分来源不同,其结果必然导致检测的流体组成有较大的区别。如Pasteris(1987)对澳大利亚维多利亚地幔捕虏体中的单个流体包裹体用显微热台和激光拉曼光谱测定时,仅显示 CO_2 的存在,但经样品破碎后用加热质谱法检测到 He 、 N_2 、 Ar 、 H_2S 、 CO_2 和 SO_2 等气体组分。在进行中国东部上地幔流体组成的研究中也出现类似的情况,显微热台测定单一气液包裹体时仅显示 CO_2 或高纯 CO_2 的存在,激光拉曼光谱测定结果以 CO_2 、 H_2O 、 CH_4 等为主要成分(夏林圻,1984,1990;夏林圻等,1990b,1994;彭礼贵等,1994;郑建平等,1994),分步加热质谱测定结果以 H_2 、 CO_2 、 CO 、 H_2O 等为主要成分(杜乐天等,1996;刘刚等,1996)。表1列出了目前常见实验方法对世界范围内上地幔流体组分的测定结果,由表1可以看出,激光拉曼探针和加热质谱是普遍采用的实验方法,但两者的测定结果有较大的差异:

(1) 激光拉曼探针测定结果中 H_2 或 H_2O 含量普遍偏低, CO_2 的含量较高,并在地幔岩中检测出多种烃类有机化合物。这是地幔流体的多种赋存形式和激光拉曼探针仅检测单个流体包裹体的组分间的差异造成的。

(2) 加热质谱测定结果中 H_2 或 H_2O 的含量较高,而 CO_2 的含量较低,并且在玄武岩中检测了一定数量的 S、Cl、F 等,这是加热质谱法检测的组分具有多源性造成的。地幔岩矿物结构中的部分 OH(Bell et al.,1992,1995)及结构通道中的 H^+ 等的释放造成 H_2 、 H_2O 含量较高,使 CO_2 相对含量降低;在玄武岩中检测出的 S、Cl、F 等单原子组分是激光拉曼探针无法检测的组分,对比全球范围内玄武岩中的流体组分及现今火山活动的喷气成分,可以看出玄武岩中具有一定数量的 S 是不争的事实(Allard et al.,1994;Fischer et al.,1994)。而激光拉曼探针检测出的

表 1 不同实验方法对幔源岩流体组成的测定结果对比表(mol %)

Table 1 The comparison of the determined results of the fluid compositions (mol %) in mantle-derived rock by different experiment methods

地区	序号	样品(数量)	方法	CO ₂	SO ₂	H ₂ O	N ₂	H ₂ S	H ₂	CO	CH ₄	F	Cl	S	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈
中国东部	1	玄武岩斑晶(5)	LRM	79.9	1.2	2.4		1.6	0.9	11.9	2.3					
	2	碱性玄武岩(11)	HMS	55.6	30.4		1.59	0.1	5.6	5.7	0.6					
大西洋中脊	3	玄武岩气泡(5)	CMS	94.9		4.9	0.1		0.003	0.0007	0.0002					
Mariana	4	玄武岩玻璃(7)	HMS	27.6		42.0						4.8	12.5	24.4		
	5	玄武岩玻璃(8)	HMS	16.1		74.0						4.8	4.9	3.1		
太平洋中脊	6	玄武岩玻璃(9)	HMS	42.1		30.9				5.9	0.5	1.3	1.3	17.8		
美国夏威夷	7	拉斑玄武岩(5)	HMS	15.6		51.9						7.6	10.8	14.1		
	8	过渡玄武岩(3)	HMS	10.7		54.1						5.2	11.7	18.3		
	9	碱性玄武岩(5)	HMS	8.3		61.0				0.5	0.6	5.9	8.9	14.9		
Galapagos	10	玄武岩玻璃(4)	HMS	28.4		31.6				11.2	3.0	3.0	8.3	14.6		
	11	铁玄武岩(6)	HMS	16.4		50.7				4.2	2.8	2.0	17.5	6.6		
中国东部	12	二辉橄榄岩(4)	LRM	51.0	2.5	7.9	2.2	3.4	3.3	3.0	7.0				1.0	1.3
	13	二辉橄榄岩(6)	LRM	54.7	3.0	6.9	2.5	2.5	7.1	1.2	8.7				1.0	1.1
	14	二辉橄榄岩(11)	HMS	34.2	5.8		1.2	0.1	40.8	5.7	0.6					
世界	15	橄榄岩(4)	HMS	24.7			16.8		57.5		1.0					
	16	榴辉岩(5)	HMS	3.2			20.5		75.4		1.4					
中国山东	17	金伯利岩(1)	HGC	68.9					3.8		23.5				0.6	2.8
世界	18	金伯利岩(3)		18.5			25.2		54.0		2.2					
中国辽宁	19	八面体金刚石(11)	LRM	55.0	1.6	20.2	3.0	6.6	1.3	3.4	5.3					
刚果、巴西	20	立方体金刚石(4)	HMS	16.4		66.2		2.1	1.8	3.2	3.9					
南非	21	八面体金刚石(4)	HMS	7.9		20.6		11.2	33.3	17.5	7.5					
美国	22	金刚石(3)	HMS	14.0		41.0		8.4	19.5	9.1	4.8					

注:资料来源:序号 1 引自夏林圻等,1984,1990a,1990b,1994; 2,14 引自张铭杰等,1998; 3 引自 Javoy et al., 1991; 4 引自 Delany et al., 1978; 5 引自 Garcia et al., 1979; 6 引自 Byers et al., 1986; 7~9 引自 Byers et al., 1985; 10,11 引自 Byers et al., 1983,1984; 12 引自夏林圻等,1984,1990a,1990b,1994; 彭礼贵等,1994; 13 引自杜乐天等,1995a; 15~18 引自杜乐天等,1996; 19 引自郑建平等,1994; 20~22 引自 Ivankin et al., 1988; LRM—激光拉曼探针; HMS—加热质谱法; CMS—碎裂质谱法; HGC—加热气相色谱法。

多种烃类有机化合物是高温地幔流体组份冷却过程中形成的(Tingle et al., 1991,1993),加热质谱法在测定过程中使这部分烃类重新回到地幔高温平衡态,因此加热质谱法测定结果中烃类化合物的含量较低。

2 适于地幔流体组成测定的实验方法

地幔流体是指在地幔环境(物态、温度、压力、氧逸度等)下处于平衡态的气体 and 挥发份(杜乐天等,1996),高温高压使这些组份在深部地幔条件下呈小分子“溶解”于熔体和固体矿物中,地幔柱上隆造成的减压条件使这些组份从地幔高压矿物相中出溶,形成细小的早期流体包裹体,并于地幔蠕变或流变的过程中在一定部位(如晶格位错面、解理面、颗粒边界、矿物三连点交接处和裂隙面)聚集、渗透,形成晚期包裹体(夏林圻,1984;夏林圻等,1994;Schiano et al., 1994;杜乐天等,1996)。另外还有相当数量的微米级超显微流体包裹体(杜乐天等,1995a,1995b)及矿物结构中的 OH(Bell et al., 1992,1995)和磷灰石、角闪石、碳酸盐、石墨等中的组份,都是地幔流体的组成部分(杜乐天等,1996)。由此可见,地幔流体在地幔捕虏体中的赋存形式较为复杂,单个流体包裹体的组成难以全面地反映地幔流体的真实组成。同时,室温条件下

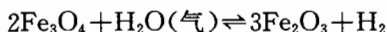
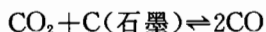
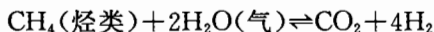
达到平衡的组分不能真实地反映高温下平衡稳定的地幔流体。因此,在测定地幔流体这类特殊条件下平衡的流体组成时,加热质谱法是较为有效的实验方法,也是目前广泛用作地幔流体组成测定的实验方法。

加热质谱法通过真空系统中加热样品,使幔源岩中各种赋存形式的流体组分都释放出来,用质谱计进行检测,可得到较为真实的地幔流体组成。单个气体组分的分析精度达到 10^{-6}g (夏林圻等,1994),且通过控制加热温度可对不同来源的组分分别予以测定(Matthey,1984),但是有许多因素影响测定结果,下面分别予以讨论。

(1) 加热过程中样品表面的人为有机质污染和矿物表面、裂隙中的次生污染物会影响测定结果(杜乐天等,1995a,1995b),必须通过有效的样品前处理去掉这些污染源。目前国际上较为有效的方法是:先将样品用稀盐酸浸泡,以去除次生碳酸盐,但是长时间的盐酸浸泡会在样品表面形成缺陷,这些缺陷会吸附空气中 CO_2 (Des Marais,1986),因此要掌握好盐酸的浓度和浸泡时间;对样品表面次生或人为的有机质污染通常采用有机溶剂(如二氯甲烷、丙酮等)溶解或用 H_2O_2 氧化予以去除(Skogby et al.,1984;Guha et al.,1990;Miller et al.,1997);与此相辅,将样品置于高纯氧气中燃烧,再加热(400°C)抽真空以彻底除去表面碳质污染(包括部分石墨碎片)(Matthey et al.,1989)。

(2) 加热温度的高低将直接影响释放出气体的组成(杜乐天等,1996;刘刚等,1996;张铭杰等,1998)。因为流体包裹体的热爆裂需要一定的加热温度,一般热爆裂温度高于流体包裹体的均一温度,但对地幔环境(高压)内形成流体包裹体内压很大,往往加热温度低于均一温度时流体包裹体已爆裂;同时爆裂温度的高低与包裹体的壁厚成反比,即与样品粒度有关,但粒度太小其流体包裹体的保有量便会随之降低,因此要选择合适的粒度^①。另一方面,在一些矿物的结构中保存的流体组分(如 OH)的释放需要较高的温度,已有研究表明从幔源矿物中把 OH 释放出来需在 1000°C 以上恒温较长的时间(Skogby et al.,1984);而一些气成矿物(如磷灰石等)释放其结构中的组分需更高的温度。因此,在分步加热过程中,控制加热温度就可区分不同来源的流体组分,对其分别进行研究(Nadeau et al.,1990;张铭杰等,1998)。

(3) 在高温条件下,流体组分间发生的反应也将影响测定结果。一般地,在高温条件下,流体组分间存在下列几种反应(刘刚等,1996;胡桂兴等,1997):



在幔源岩中上述反应物,如 CO_2 、 H_2O 、烃类、石墨、磁铁矿等都是普遍存在的(Mathez et al.,1981;夏林圻等,1990,1994;彭礼贵等,1994),这也是加热质谱法测定结果中含较高的 H_2 和较低的 CO_2 及烃类的原因之一。上述反应可在两个阶段进行:① 流体组分在样品内发生的反应;② 流体组分从样品中释放出来后在反应管发生的反应。第一阶段发生的上述反应被视为对地幔条件下高温平衡态的恢复,其结果使测定值反映地幔流体的真实组成。而第二阶段发生的反应则直接影响测定结果,应加以排除。目前最为简单有效的方法是在反应管上连接一个

① 张铭杰. 1998. 中国东部新生代碱性玄武岩及幔源岩中的流体组成和稳定同位素地球化学. 中国科学院兰州地质研究所博士学位论文.

液氮冷阱,在低真空下通过冷冻使上述反应物 CO_2 、 H_2O 及部分高碳烃类迅速移开高温区,与其他组分分离,以排除这一阶段发生的反应。

除上述因素在实验过程中应加以注意外,另外一个因素就是系统空白的高低,它将直接影响检测结果的精度(Miller et al., 1997),如果无法使本底降下来,在进行计算时需将其从中扣除。对分步加热法来讲,不同温度下,系统空白是完全不同的,因此不同加热温度测定的结果在计算时应采用不同的系统本底。

总之,分步加热质谱法在测定地幔流体组分时有其独特的优势,在充分考虑实验过程中的各种影响因素后,其测定结果能更真实地反映地幔流体的实际组成,并与实验模拟结果相一致(Jakobsson et al., 1990; 胡桂兴等, 1997)。

3 结论

(1) 显微热台适于流体包裹体热学性质的研究;激光拉曼探针对单个流体包裹体中的组成测定有独特的优势;红外光谱、核磁共振等手段常用于个别特定组分的鉴别。

(2) 分步加热质谱法在测定地幔岩中的流体组成方面是一种行之有效的实验方法。在充分地清洗样品和合理的实验装置的基础上,通过控制加热温度可对不同类型的流体组分进行测定,在结果计算过程中注意系统的本底可得到精度较高的数据,其最终结果将更为客观全面地反映地幔流体的真实组成。

本文是在中国科学院兰州地质研究所气体地球化学国家重点实验室的支持下完成的,得到文启彬研究员的大力帮助,在此致以衷心的感谢。

参 考 文 献

- 池际尚,路风香. 1996. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社, 161~274.
- 杜乐天,戎嘉树,陈安福. 1995a. 地幔岩中微粒合金与还原气体. 科学通报, 40(19): 1788~1790.
- 杜乐天,王驹,黄树桃. 1995b. 地球的排烃作用. 矿物岩石地球化学通讯, 1: 45~47.
- 杜乐天,刘若新,邓晋福. 1996. 地幔流体与软流层(体)地球化学. 北京: 地质出版社, 1~459.
- 胡桂兴,欧阳自远,王先彬. 1997. 原始太阳星云条件下 Fischer-Tropsch 反应中的碳同位素分馏. 中国科学(D 辑), 27(5): 335~400.
- 刘刚,王先彬,李立武. 1996. 张家口大麻坪碱性玄武岩中地幔岩包体气体成分的初步研究. 科学通报, 41(19): 1775~1777.
- 彭礼贵,刘若新,樊祺诚. 1994. 中国东南沿海地区地幔岩包体中流体及熔体包裹体研究. 岩石学报, 10(4): 440~447.
- 夏林圻. 1984. 我国六合、张家口碱性玄武岩内橄榄岩包体中的高密度二氧化碳流体包裹体. 矿物学报, 4(2): 133~142.
- 夏林圻. 1990. 论五大连池火山岩浆演化. 岩石学报, 6(1): 13~29.
- 夏林圻,曹荣龙. 1990a. 浙江西堃地区上地幔流体性质的研究. 科学通报, 35(11): 844~847.
- 夏林圻,徐培苍,王云海. 1990b. 岩浆包裹体挥发组分的研究. 地球化学, 20(2): 108~116.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义. 1994. 女山中更新世碧玄岩浆的起源和演化. 岩石学报, 10(3): 233~235.
- 张铭杰,王先彬,刘刚. 1998. 中国东部新生代碱性玄武岩的流体组成及碳、氧同位素地球化学特征. 地球化学, 27(5): 452~457.
- 张铭杰,王先彬,刘刚等. 1999. 中国东部新生代碱性玄武岩及幔源捕虏体中的流体组成. 地质学报, 73(2): 162~166.
- 郑建平,路风香. 1994. 金刚石中的流体包裹体研究. 科学通报, 39(3): 253~256.
- 郑建平,路风香, O'Reilly S Y 等. 1999. 华北地台东部古生代与新生代岩石圈地幔特征及其演化. 地质学报, 73(1): 47~56.
- Allard P, Carbonnelle J, Métrich N. 1994. Sulphur output and magma degassing budget of Stromboli volcano. Nature, 368: 326~329.
- Bell D R, Rossman G R. 1992. Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals. Science, 255: 1391~1397.
- Bell D R, Ihinger P D. 1995. Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxenes. Amer. Mineral, 80: 465~474.
- Byers C D, Muenow D W, Garcia M O. 1983. Volatiles in basalts and andesites from the Galapagos spreading center, 85° to 86°

- W. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47:1151~1558.
- Byers C D, Christie D M, Muenow D W. 1984. Volatile contents and ferric-ferrous ratios of basalt, ferrobasalt, andesite and rhyodacite glasses from the Galapagos 95.5°W propagating rift. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48:2239~2245.
- Byers C D, Garcia M D, Muenow D W. 1985. Volatiles in pillow rim glasses from Loihi and Kilauea Volcanoes, Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49:1887~1896.
- Byers C D, Garcia M O, Muenow D W. 1986. Volatiles in basaltic glasses from the East Pacific Rise at 21°N: implications for MORB sources and submarine lava flow morphology. *Earth and Planetary Science Letters*, 79:9~20.
- Delany J R, Muenow D W, Graham D G. 1978. Abundance and distribution of water, carbon and sulfur in the glassy rims of submarine pillow basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42:581~594.
- Des Marais D J. 1986. Carbon abundance measurements in oceanic basalts: the need for a consensus. *Earth and Planetary Science Letters*, 79:21~26.
- Fischer T P, Morrissey M M. 1994. Correlations between SO₂ flux and long-period seismicity at Galeras Volcano. *Nature*, 368:135~137.
- Garcia M O, Liu N W K, Muenow D W. 1979. Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana island arc and trough. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43:305~312.
- Guha J, Lu H, Gagnon M. 1990. Gas composition of fluid inclusions using solid probe mass spectrometry and its application to study of mineralizing processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54(3):553~558.
- Ionov D A, Griffin W L, O'Reilly S Y. 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology*, 141(1~2):153~184.
- Ivankin P F, Argunov K P, Boris Y I. 1988. Stages of kimberlite development and evolving conditions of diamond formation. *International Geology Review*, 30(3):268~274.
- Jakobsson S, Oskarsson N. 1990. Experimental determination of fluid compositions in the system C-O-H at high P and T and low f_{O₂}. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54:355~362.
- Javoy M, Pineau F. 1991. The volatiles record of a "popping" rock from the Mid-Atlantic Ridge at 14°N: Chemical and isotopic composition of gas trapped in the vesicles. *Earth and Planetary Science Letters*, 107:598~611.
- Kerkhof A M, Olsen S N. 1990. A natural example of superdense CO₂ inclusions: Microthermometry and Raman analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54(3):895~901.
- Matson D W, Muenow D W, Garcia M O. 1984. Volatiles in amphiboles from xenoliths, Vulcan's Throne, Grand Canyon, Arizona, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48:1629~1636.
- Mathez E A, Delaney J R. 1981. The nature and distribution of carbon in submarine basalts and peridotite nodules. *Earth and Planetary Science Letters*, 56:217~232.
- Mattey D P, Exley R A, Pillinger C T. 1989. Isotopic composition of CO₂ and dissolved carbon species in basalt glass. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53:2377~2386.
- Miller M F, Pillinger C T. 1997. An appraisal of stepped heating release of fluid inclusion CO₂ for isotopic analysis: A preliminary to $\delta^{13}\text{C}$ characterisation of carbonaceous vesicles at the nanomole level. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61(1):193~205.
- Nadeau S, Pineau F, Javoy M. 1990. Carbon concentrations and isotopic ratios in fluid-inclusion-bearing upper-mantle xenoliths along the northwestern margin of North America. *Chemical Geology*, 81(1~2):271~297.
- Navon O, Hutcheon I D, Rossman G R. 1988. Mantle derived fluid in diamond micro-inclusion. *Nature*, 335:784~789.
- O'Reilly S Y, Griffin W L, Segelstad T V. 1987. The nature and role of fluid in the upper mantle: evidence in xenoliths from Victoria, Australia. In: Nixon P H, ed. *Mantle Xenoliths*, John Wiley and Sons, 315~323.
- Pasteris J D. 1987. Fluid inclusions in mantle xenoliths. In: Nixon, ed. *Mantle Xenoliths*. Chichester: John Wiley and Sons, 691~708.
- Pasteris J D, Wanamaker B J. 1988a. Laser Raman microprobe analysis of experimentally reequilibrated fluid inclusions in olivine: some implications for mantle fluids. *Amer. Mineral*, 73:1074~1088.
- Pasteris J D, Wopenka B, Seitz J C. 1988b. Practical aspects of quantitative Laser Raman microprobe spectroscopy for the study of fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52:979~988.
- Pineau F, Mathez E A. 1990. Carbon isotopes in xenoliths from the Hualalai Volcano, Hawaii, and the generation of isotopic variability. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54:217~227.
- Rodder E. 1990. Fluid inclusion analysis—Prologue and epilogue. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54:495~507.
- Rosenbaum J M, Zindler A, Rubenstein J. 1996. Mantle fluids: Evidence from fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60(17):3229~3252.

- Schiano P, Clocchiatti R. 1994. Worldwide occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals. *Nature*, 368:621~623.
- Skogby H, Rossman G R. 1984. OH⁻ in pyroxene: an experimental study of incorporation mechanisms and stability. *Amer. Mineral*, 74:1059~1069.
- Tingle T N, Mathez E A, Hochella Jr M F. 1991. Carbonaceous matter in peridotites and basalts studied by XPS, SALT and LEED. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55:1345~1352.
- Tingle T N, Hochella Jr M F. 1993. Formation of reduced carbonaceous matter in basalts and xenoliths: Reaction of C-O-H gases on olivine crack surfaces. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57:3245~3249.
- Wopenka B, Pasteris J D, Freeman J J. 1990. Analysis of individual fluid inclusions by Fourier transform infrared and Raman microspectroscopy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54(3):519~533.
- Wyllie P J. 1979. Magmas and volatile components. *Amer. Mineral*, 64:469~500.

An Appraisal of Different Experimental Methods in the Determination of Fluid Composition in Mantle-derived Rocks

Zhang Minjie^{1, 2)} Wang Xianbin¹⁾ Li Liwu¹⁾

1) Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, 730000

2) Department of Geology, Lanzhou University, Lanzhou, 730000

Abstract

The mantle fluids play an important role during the plutonic processes of mantle metasomatism, partial melting, and mantle chemical heterogeneity etc. The immediate information of mantle fluids such as their composition and nature have been effectively obtained by the study of the fluid components hosted in mantle xenoliths, but there are distinct differences in the results of different experimental methods. The present paper makes a comparison between the different experimental methods which are widely used in the determination of fluid composition in mantle-derived rocks and discusses the advantages and applications of each method. Based on the particular milieu (high temperature and pressure) in the mantle where mantle fluids exist, it is suggested that the determined results of fluid composition in mantle-derived rocks with the stepwise heating mass spectrometry method can comprehensively represent the real composition of the mantle fluids. It is essential for the reliability of data that effective sample treatment, reasonable pyrolysis apparatus and system background be employed in the experimental and calculation processes, and different types of fluid components can be separately studied by controlling the heating temperature.

Key words: experimental method; fluid composition; mantle-derived rock

作者简介

张铭杰,男,1965年生。1998年在中国科学院兰州地质研究所获博士学位。现为中国科学院兰州地质研究所气体地球化学国家重点实验室副研究员,研究方向为地幔地球化学。通讯地址:730000,兰州市东岗西路324号,中国科学院兰州地质研究所;电话:0931-8827984;传真:0931-8418667。