

冲绳海槽浮岩包裹体的测温试验*

翟世奎 张杰 张明书[†] 于增慧

(青岛海洋大学海洋地球科学学院 青岛 266003)

[†](国土资源部海洋地质研究所 青岛 266071)

提要 对浮岩中斜长石斑晶中的包裹体及玻璃基质中的包裹体首先进行双面光薄片的镜下观察,然后进行了系统的均化法与爆裂法测温试验。观察与试验结果表明:(1)斜长石中的包裹体均为玻璃质+气泡的两相包裹体,未发现气-液包裹体。固化包裹体为玻璃质,非晶质的固化包裹体外即是大量的气泡,特别是基质当中气泡更为发育,说明熔浆中含有丰富的挥发性组分,同时也说明包裹体形成于较浅的地质条件下。(2)长石中包裹体的均化温度不受包裹体特征不同的影响,均化温度分布范围从 910—1250℃,峰值明显,计算的均化温度为 $T_z = (1081.4 \pm 177.9)^\circ\text{C}$,但还存在有高于 1250℃ 的均化温度峰。包裹体均化法测试结果说明浮岩中斜长石的形成过程至少有两个阶段:第一阶段的岩浆温度在 1200—1300℃ 左右,在此温度下形成的是 A_n 值较高的基性斜长石,同时结晶的还有辉石等矿物,斜长石结晶第二个阶段时的熔浆温度在 1100℃ 以下,这一阶段持续的时间长,跨越的温度范围大,应是岩浆在近地表和岩浆喷出过程中的岩浆快速冷却期,同时伴随有矿物大规模晶出。(3)包裹体中的气相部分均聚合成圆形或近圆形,说明温度下降速度较快。斑晶斜长石中部分包裹体与基质玻璃中包裹体的形成温度是连续变化的,这一事实应该与冲绳海槽特殊的地质条件有关。浮岩是海底岩浆喷发的产物,冲绳海槽是一个典型的弧后扩张盆地,张性断裂极为发育,岩浆在接近地表时首先会与沿断裂裂隙下渗的海水相遇,使熔浆快速冷却。岩浆喷出海底使得未固结的熔体受海水的急剧冷却形成纤维状,泡沫状的玻璃质基质,在斑晶矿物周围形成放射状排列的纤维状气泡。与此同时,早期结晶的斜长石等矿物中包裹的熔体或挥发性组分也因急剧冷却而形成玻璃质包裹体或收缩成气泡。

关键词 矿物包裹体,测温试验,冲绳海槽

中图分类号 P588.14

作为一个典型的弧后盆地,冲绳海槽在 70 年代开始引起人们的关注,迄今国内外做了大量的调查与研究(Wageman *et al*, 1970; Lee *et al*, 1980; 中国科学院海洋研究所海洋地质室, 1982; 秦蕴珊等, 1987; 金翔龙, 1997), 取得了许多重要的成果。但是,关于冲绳海槽的构造成因与发展演化,至今仍众说不一(金翔龙等, 1983; 金性春等, 1984; 王舒畋等, 1986)。要解决这一问题,无外乎两种手段,一是依赖于地球物理勘探手段及其资料的积累和解释,另外就是深入系统地研究来自地下深部的物质和岩浆活动的产物。流纹英安质浮岩是冲绳海槽分布最为广泛的火成岩类型(翟世奎, 1986), 作者曾对其矿物与地球化

* 国家自然科学基金重点资助项目, 49625609、49421007 号。翟世奎, 男, 出生于 1958 年 1 月, 教授, 博士生导师, E-mail: zhaishk@public.qd.sd.cn

收稿日期: 1999-08-17, 收修改稿日期: 2000-06-28

学特征,以及同位素组成做过系统的研究(秦蕴珊等,1987,1988;陈丽蓉等,1993)。在流纹英安质浮岩中分布最为普遍的晶质矿物是斜长石,斜长石中含有大量的包裹体。这些包裹体是斜长石结晶时裹携的岩浆融体,基本上可以反映斜长石结晶时岩浆的成分(何知礼,1982)。通过室内试验,使包裹体恢复岩浆融体状态,并记录其温度,可以了解斜长石结晶时的岩浆温度。结合冲绳海槽的地热资料,便可进一步探讨岩浆存在的深度,从而了解岩浆活动的环境条件及规律性。

1 实验样品与方法

1.1 样品的选取与包裹体特征

样品采自冲绳海槽中部(126°30′—128°10′E,26°10′—28°30′N,水深1000m左右),均为新鲜的灰白色浮岩。共选取6块标本进行包裹体测温试验,样品质轻多孔,具流纹构造,气孔中有纤维状玻璃,无次生充填物,基质为多泡纤维状及泡沫状的均质玻璃,岩石具斑状结构。被玻璃质基质包围的斑晶主要有两种:(1)无色透明的中酸性斜长石,大小约为1—3mm,镜下透明度好,低正突起,解理不太发育,具钠长双晶和环带结构,二轴晶负光性, $-2V=70-80^\circ$;(2)暗色斑晶有辉石和磁铁矿,辉石以斜方辉石为主,其次是单斜辉石。

纤维状基质玻璃中有大量的气孔,但多为空穴气泡,无相的区别。基质中也有具气泡的玻璃包裹体,但包裹体壁多是纤维状玻璃,既薄又脆,难以保存,在爆裂测温时100℃左右就产生破裂。暗色矿物中虽有大量包裹体,但暗色矿物含量少,透明度差,解理发育,因而难以进行测定实验。本工作以斜长石斑晶为主要对象,其中包裹体数量多,保存好,测温时观察清晰。

长石中包裹体大小不一,最大者达0.2—0.3mm,最小者可 $<1\mu\text{m}$,大多在10—70 μm 之间,边界清晰,玻璃质包裹体的折光率均小于长石,也小于树胶。包裹体形状以浑圆形或长圆形为主,长宽比在1:1—5:1之间。有时长圆形包裹体沿长石(010)或(001)方向或环带方向成串珠状定向排列。一部分包裹体形态不规则,呈方形、三角形或有分支细脉状等。

包裹体除部分为单相玻璃质组成外,多数为两相包裹体:其一相为气泡,呈浑圆形或椭圆形,既有单个气泡,也有两个或数个气泡同时存在,加热时气泡一般不移动,只有个别气泡在900℃以上温度时有流动现象;另一相为固态玻璃质。多数包裹体呈浅棕色,透明度好,包裹体壁面上有的有旋涡状纹线。但也有一部分包裹体呈极浅的黄白色。两种颜色包裹体可在同一矿物晶体中共存。实验中未发现不同颜色的包裹体在测温时有明显的差异。

包裹体中的玻璃质地均匀,透光性好,未发现去玻化重结晶的微晶矿物出现。但有的包裹体可以与长石中包裹的大量针状或柱状矿物(可能为磷灰石)共生,一些针柱状矿物可以从长石中延伸到包裹体的玻璃质中去。另外,有的包裹体中出现复杂的相界线,如出现几个圈层的圆形气泡等。观察由于长石晶体破裂而被打开的包裹体,可以发现包裹物是固相的玻璃,不流失,而呈玻璃纤维状,光性为均质体,与周围的长石晶体显然不同。结合气泡的特征可以断定为玻璃质的包裹体。爆裂法测温实验除选取斜长石外,还选取了基质玻璃为测试对象。

1.2 实验方法及条件

1.2.1 均化法测温 采用 T1350 型显微加热台在显微镜上边加热边观察包裹体的均化过程。用循环水冷却,加通氩气作保护气体,测温毫伏计用标准晶体熔点校正温度后记录均化温度值。

首先挑出大的长石斑晶,压碎成碎屑,并在显微镜下挑选透光性好,包裹体显示清晰的颗粒,再放入热台进行测定。在加温到 600—800℃ 之前,每分钟升温 10℃,温度达 600—800℃ 以上后采用间隔恒温加热法,每升温 50—100℃ 恒温 30min。在接近均化现象时减慢加温速度。除观察升温达到均化时温度外,并记录降温时出现气泡的温度,每个样品测定 3—9 个包裹体的均化温度值。

1.2.2 爆裂法测温条件 对每个样品分别选取斑晶斜长石和基质玻璃各一份,并分别进行爆裂法测温实验。单矿物粒度在 0.2—0.5mm 左右,仪器放大倍数为 4.5 万倍,升温速度为 30—35℃/min,最高升温至 1000℃。取起爆点和爆裂终点温度之差为该样品的爆裂温度范围。对于斜长石,测试升温至 1000℃ 时爆裂仍未结束,故爆裂温度范围上限 >1000℃。

2 实验结果

2.1 斜长石斑晶中玻璃包裹体的均化法测试结果

2.1.1 均化过程 各种包裹体在加热过程中的变化相似,一般在 800℃ 以前包裹体没有显著的变化。在 800—1000℃ 范围内,一些浅棕色包裹体开始褪色,纹线变稀少,并逐渐消失,透明度增加,在 900℃ 左右均褪色成无色透明的玻璃质,但多数气泡没有明显的缩小现象,个别包裹体的气泡开始流动,少数包裹体开始均化。有的包裹体因包裹体壁太薄,在温度升至近 1000℃ 时包裹体爆裂。

温度超过 900℃ 后,气泡开始明显缩小,但位置不动,继续加温可逐渐达到均化。在降温时多数包裹体在低于均化温度 50℃ 范围内重新出现气泡,降到 800℃ 以下时又出现棕色色调。但存在着各种例外的情况:有的包裹体在降温时不再出现气泡,或不恢复棕色,也有的相反变成较大的气泡或多气泡等现象,均化过程如图 1 所示。

2.1.2 测量的均化温度 在 6 个样品中共测得均化温度数据 29 个(此外,部分包裹体未达到均化就因包裹体壁薄而破裂)。由于样品的岩石性质相似,采样地点相近,因此统一作图及计算均化温度。在以温度为横坐标的温度频次分布图上(图 2),不同温度间隔中均化包裹体出现的次数成近似的正态分布,分布曲线的期望值在 1050—1100℃ 之间,应为样品的总体均化温度。根据方差分析算法,计算 29 个数据的均化温度公式为:

$$T_z = \bar{X} \pm 2\sigma$$

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^n (\chi_n - \bar{X})^2 / (n - 1)}$$

式中, T_z 为均化温度, \bar{X} 为平均温度, σ 为离差, n 为测定次数。

在测定均化温度过程中,作者发现均化温度并不因为包裹体的大小不同、气泡的大小及多少的区别、棕色或无色的差异等而使均化温度有规律变化,因此均化温度数据是随机变量,服从概率分布规律。计算的均化温度为: $T_z = (1081.4 \pm 177.9)^\circ\text{C}$ 。该温度值与根

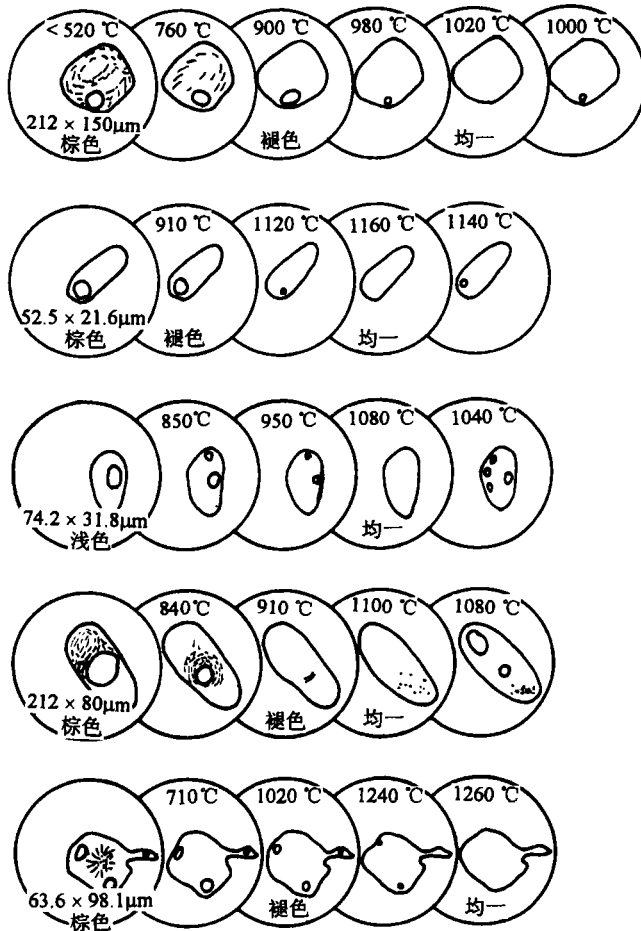


图 1 斜长石斑晶中包裹体均化过程示意

Fig. 1 Homogenization process diagram of inclusions in plagioclase phenocrysts

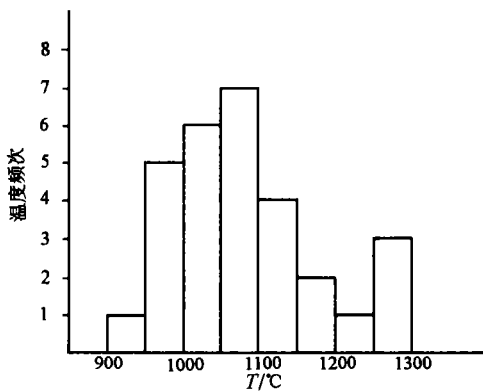


图 2 斜长石斑晶中玻璃包裹体均化温度频次分布
Fig. 2 Homogenization temperature frequency distribution of glassy inclusions in plagioclase phenocrysts

据矿物地质温度计所求得温度基本吻合(翟世奎, 1987)。

在频次分布图上(图 2), 总的期望值与计算的均化温度是一致的。但值得注意的是, 还存在着另一个较高温度的数据峰 ($>1250\text{ }^\circ\text{C}$)。实际工作中也发现有一些包裹体加热到 $1250\text{ }^\circ\text{C}$ 以上恒温后, 包裹体虽然显著缩小, 但仍不能完全均化。因此, 浮岩中斜长石斑晶的形成过程应该有两个温度阶段, 一是岩浆熔体温度在 $1100\text{ }^\circ\text{C}$ 左右, 二是岩浆熔体温度高于 $1250\text{ }^\circ\text{C}$ 。作者在对冲绳海槽浮岩进行矿物学研究中已经注意到浮岩中存在有两个世代的斜长石斑晶(翟

世奎,1986),并且深入探讨了两类斜长石斑晶共存的可能机理(Zhai等,1994)。斜长石包裹体均化温度的双峰值分布进一步证明在岩浆喷出海底之前混合过程存在的可能性。

2.2 斜长石斑晶及玻璃基质中包裹体的爆裂法测温结果

实验中分别选取了6个斜长石斑晶样品和6个基质玻璃样品进行测试。据爆裂曲线分析,6个样品的测温结果基本一致,测试结果列于表1。

表1 包裹体爆裂法测温($^{\circ}\text{C}$)结果

Tab.1 Temperature ($^{\circ}\text{C}$) measured by inclusions decrepitation

| 样品 序号 | 温度 分组 | 斑晶斜长石 | | 基质玻璃 | |
|----------|----------|-------|-----------|------|---------|
| | | 起爆温度 | 爆裂温度范围 | 起爆温度 | 爆裂温度范围 |
| 1 | I | 194 | 194—469 | 100 | 100—550 |
| | II | 817 | 817—>1000 | | |
| 2 | I | 181 | 181—556 | 101 | 101—550 |
| | II | 636 | 636—>1000 | | |
| 3 | I | 195 | 195—515 | 95 | 95—550 |
| | II | 797 | 797—>1000 | | |
| 4 | I | 195 | 195—550 | 95 | 95—500 |
| | II | 800 | 800—>1000 | | |
| 5 | I | 无明显峰值 | | 100 | 100—500 |
| | II | 806 | 806—>1000 | | |
| 6 | I | 202 | 202—520 | 101 | 101—600 |
| | II | 677 | 677—>1000 | | |

由表1中可以看出,斑晶斜长石中的包裹体反映出两组爆裂温度峰值,第一组温度为181—202 $^{\circ}\text{C}$,通常被认为是岩浆期后气液流体活动影响时的温度;第二组温度为636—>1000 $^{\circ}\text{C}$,应属斑晶斜长石的结晶温度。由于受条件限制,没有测出均化法所测出的斜长石结晶的第二个温度峰值(>1250 $^{\circ}\text{C}$)。

基质玻璃中包裹体的起爆温度甚低,在95—101 $^{\circ}\text{C}$ 之间变化,但爆裂温度范围较广(95—600 $^{\circ}\text{C}$),这个温度区间的上限正好与斑晶斜长石中包裹体第一组爆裂温度范围的上限区间(469—556 $^{\circ}\text{C}$)相当,说明斑晶斜长石中此组包裹体与基质玻璃中包裹体的形成是随着温度变化的一个连续的过程。

3 结果与讨论

3.1 通过双面光薄片的镜下观察,发现样品中斜长石的包裹体均为玻璃质+气泡的两相包裹体,未发现气-液包裹体。固化包裹体为玻璃质,非晶质的固化包裹体外即是大量的气泡,特别是基质当中气泡更为发育,说明熔浆中含有丰富的挥发性组分,同时也说明包裹体形成于较浅的地质条件下。包裹体中的气相组分均聚合成圆形或近圆形,说明温度下降速度较快。如前所述,斑晶斜长石中部分包裹体与基质玻璃中包裹体的形成温度是连续变化的。上述特征应该与冲绳海槽特殊的地质条件有关。浮岩是海底岩浆喷发的产物,冲绳海槽是一个典型的弧后扩张盆地,张性断裂极为发育,岩浆在接近地表时首先会与沿断裂裂隙下渗的海水相遇,使熔浆快速冷却。岩浆喷出海底使得未固结的熔体受海

水的影响急剧冷却形成纤维状,泡沫状的玻璃质基质,在斑晶矿物周围形成放射状排列的纤维状气泡。与此同时,早期结晶的斜长石等矿物中包裹的熔体或挥发性组分也因急剧冷却而形成玻璃质包裹体或收缩成气泡。

3.2 长石中包裹体的均化温度不受包裹体特征不同的影响,均化温度分布范围从 910—1250℃,峰值明显,计算的均化温度为 $T_z = (1081.4 \pm 177.9)^\circ\text{C}$,但还存在有高于 1250℃ 的均化温度峰。包裹体均化法测试结果说明浮岩中斜长石的形成过程至少有两个阶段:第一阶段的岩浆温度在 1200—1300℃ 左右,在此温度下形成的是 A_n 值较高的基性斜长石,同时结晶的还有辉石等矿物;斜长石结晶第二个阶段时的熔浆温度在 1100℃ 以下,这一阶段持续的时间长,跨越的温度范围大,应是岩浆在近地表和岩浆喷出过程中的岩浆快速冷却期,同时伴随有大量矿物晶出。冲绳海槽浮岩中的斑晶矿物曾经历过两个阶段的结晶过程,这一结论与浮岩的矿物学研究结果正好吻合。

3.3 所有样品的包裹体特征相似,所测定的均化温度接近,而且包裹体中玻璃质透明度很好,没有去玻化重结晶现象,因此可以确认冲绳海槽的浮岩形成时代较新,不同样品是同源岩浆海底喷发的产物。

参 考 文 献

- 中国科学院海洋研究所海洋地质室,1982. 黄东海地质. 北京:科学出版社,1—38
- 王舒吹,梁寿生,1986. 冲绳海槽盆地的地质特征与盆地演化历史. 海洋地质与第四期地质,2:17—29
- 何知礼,1982. 包体矿物学. 北京:科学出版社,37—85
- 陈丽蓉,翟世奎,申顺喜,1993. 冲绳海浮岩的同位素特征及年代测定. 中国科学(B辑),23(3):324—329
- 金性春,戴南浔,1984. 冲绳海槽异常地幔与地壳性质初步分析. 海洋地质与第四纪地质,4(3):17—25
- 金翔龙,喻普之,林美华等,1983. 冲绳海槽地壳结构性质的初步探讨. 海洋与湖沼,14(2):105—116
- 金翔龙主编,1997. 东海地质构造. 北京:海洋出版社,10—300
- 秦蕴珊,赵一阳,陈丽蓉等主编,1987. 东海地质. 北京:科学出版社,264—286
- 秦蕴珊,翟世奎,1988. 冲绳海槽浮岩的岩石化学特征及含氟性的讨论. 地球化学,2:183—189
- 秦蕴珊,翟世奎,毛雪瑛等,1987. 冲绳海槽浮岩的微量元素丰度及其地质意义. 海洋与湖沼,18(4):313—319
- 翟世奎,1986. 冲绳海槽浮岩的分布及其斑晶矿物学特征. 海洋与湖沼,17(6):504—512
- 翟世奎,1987. 冲绳海槽浮岩中斑晶矿物结晶的 P-T 条件及其地质意义. 海洋科学,1:26—30
- Lee C S, George G S, L D Bibee *et al*, 1980. Okinawa Trough: origin of a back-arc basin, *Mar Geol*, 35(1—3):219—241
- Wageman J M, Hilde T W C, Emery K O, 1970. Structural framework of East China Sea and Yellow Sea. *Bull AAPG*, 54(9):1611—1643
- Zhai Shi-kui, Chen Li-rong, Shen Shun-xi *et al*, 1994. Magmatic evolution of Okinawa trough during its early spreading stage. *Chin J Oceanol Limnol*, 12(3):246—254

TEMPERATURE MEASURING TEST ON INCLUSIONS IN PUMICE IN THE OKINAWA TROUGH

ZHAI Shi-Kui, ZHANG Jie, ZHANG Ming-Shu[†], YU Zeng-Hui

(*College of Marine Geosciences, Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

[†](*Institute of Marine Geology, Ministry of Land and Natural Resource, Qingdao, 266071*)

Abstract A lot of researches involving both mineralogy and geochemistry have been carried out on rhyolitic pumice which are most widely distributed in the Okinawa Trough. But, no research of inclusions in phenocrysts has been reported up to now. In this experiment, inclusions in plagioclase and glassy matrix are first examined with polished thin sections under microscope, and then tested for the measurements of homogenization temperature and decrepitation method temperature. The test results and conclusions are as follows.

(1) There are only solid-phase and gas inclusions in the plagioclase phenocrysts, no liquid inclusion and the matrix is especially rich in gas inclusions, suggesting that the magmatic melt contained a large amount of volatile components.

(2) Inclusions with different characters have similar homogenization temperature of $(1081.4 \pm 177.9)^\circ\text{C}$. The temperature measuring test yielded two peak temperatures of about 1081 and over 1250°C implying two crystallization stage of plagioclase phenocrysts.

(3) There is continuous temperature change from inclusions in the plagioclase to those in the matrix. This approved a rapid cooling course of magmatic melt which met seawater before erupting.

Key words Inclusion, Temperature measurement, Okinawa trough