

江苏六合地区上地幔流体 P - T 条件的限定： 流体包裹体证据*

刘吉强 倪培** 丁俊英 王天刚

LIU JiQiang, NI Pei, DING JunYing and WANG TianGang

南京大学 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 地质流体研究所, 地球科学系, 南京 210093

State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, Institute of Geo-Fluid, Department of Earth Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2006-12-24 收稿, 2007-05-02 改回。

Liu JQ, Ni P, Ding JY and Wang TG. 2007. Constrains on P - T conditions of fluids from upper mantle underneath Liuhe, Jiangsu province; Evidence from fluid inclusions. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9):2069–2078

Abstract Abundant fluid inclusions in minerals from lherzolite xenoliths hosted in basalt are good samples for understanding mantle fluids. Petrographic observation, microthermometric and Raman spectroscopy analysis were conducted on the fluid inclusions in lherzolite xenoliths from Liuhe, Jiangsu province. Two kinds of CO_2 inclusions in minerals from mantle peridotite were identified: early primary CO_2 inclusion and late secondary CO_2 inclusion. On the basis of the results, the origin of CO_2 inclusions was discussed and yielded the new constrain on P - T condition on the evolution of upper mantle lithosphere underneath Liuhe and eastern China: The early CO_2 inclusions were trapped at 0.83 GPa (at depth of 28 km); later CO_2 inclusions were formed during re-equilibrium with host minerals at depth of 6 ~ 18 km.

Key words Fluid inclusions, P - T condition, Mantle fluid, Liuhe, Jiangsu province

摘要 赋存于碱性玄武岩中被岩浆带到地表的地幔橄榄岩捕虏体中发育有大量的包裹体, 这些包裹体为地幔流体研究提供了直接信息。本文对江苏六合地区地幔捕虏体中的 CO_2 包裹体开展了详细的岩相学、显微测温学及激光拉曼光谱学工作, 并对获得的数据进行计算分析。结果显示地幔橄榄岩矿物中发育有两类流体包裹体: 早期原生 CO_2 包裹体, 晚期次生 CO_2 包裹体。本次研究通过对这两类包裹体的分析, 初步探讨了 CO_2 包裹体的成因, 并对六合地区及中国东部上地幔岩石圈演化提供了进一步的 P - T 限制: 早期包裹体捕获于 ≥ 0.83 GPa (对应 28 km 深处) 压力, 晚期包裹体形成于 6 ~ 18 km 深处的再平衡过程。

关键词 流体包裹体; P - T 条件; 地幔流体; 江苏六合

中图法分类号 P588.125

1 引言

赋存于碱性玄武岩中被岩浆带到地表的地幔橄榄岩捕虏体可以为岩石圈地幔提供直接信息, 对探讨地幔物质成分、地幔流体性质、上地幔碱交代、部分熔融机制、玄武岩成因和深部地质作用都具有重要意义。这些幔源捕虏体中的

橄榄石和辉石晶体中发育有大量的包裹体, 这些包裹体作为能提供研究地幔物质成分、地幔流体性质、上地幔演化历史的直接样品及探讨地幔中地质作用特点的重要线索而越来越受到中外地质界的重视 (Roedder, 1984; 彭礼贵等, 1994; Xia *et al.* 1999; 刘丛强等, 2001; Anderson and Neumann, 2001; Frezzotti *et al.*, 2002)。前人的研究资料表明: 地幔捕虏体中, 除了含硅酸盐玻璃、固化硫化物熔体 (Szabó and

* 国家自然科学基金资助项目 (项目编号: 40221301)

第一作者简介: 刘吉强, 男, 1981 年生, 博士研究生, 矿物、岩石、矿床学专业。

** 通讯作者: 倪培, 男, 教授, 博士生导师, E-mail: peini@nju.edu.cn

Bonar, 1995; 徐九华等, 2000) 和碳酸盐的熔体包裹体, CO_2 包裹体是最主要的包裹体类型, 甚至在某些捕虏体中 CO_2 包裹体是唯一的类型, 或者包裹体中流体的组分主要是纯 CO_2 (卢焕章等, 2004)。通过对这类包裹体的研究, 能提供有关地幔交代作用、地幔非均一性等方面的重要信息。

中国东部分布着大量的碱性玄武岩, 而且其中发育大量地幔橄榄岩捕虏体, 以江苏六合地区为例: 江苏六合地区玄武岩携带的地幔橄榄岩捕虏体, 颗粒大、数量多、样品新鲜, 而且其中含有丰富的流体、熔体包裹体。至今为止, 已经有不同学者对该地区橄榄岩中的流体包裹体开展了工作: 流体包裹体的同位素 (O、C) 研究、硫化物及硅酸盐熔体包裹体主量元素的研究 (樊棋成等, 1996; 徐九华等, 2000; Yang *et al.*, 2001, Xia *et al.*, 1999), 研究结果揭示: 六合地区的岩石圈地幔具有不均一性, 同时, 可能与受到大洋岩石圈俯冲作用影响的 CO_2 和 H_2O 流体发生了交代作用, 但是, 关于地幔的熔融交代作用机制及 P - T 条件下的演化过程仍不清楚。因此, 本文对该地区地幔橄榄岩捕虏体矿物中的 CO_2 包裹体进行详细的岩相学观察、显微测温学和激光拉曼光谱学测定, 通过分析研究, 探讨相关问题。

2 地质背景

六合玄武岩区位于扬子断块区的次级构造单元——扬子断块东段的嘉山-六合玄武岩区。区域构造位置属于下扬子褶皱带, 北临华北板块, 南接华南加里东褶皱带, 郟庐深断裂从本区西侧通过。新生代玄武岩主要分布在郟庐断裂带以东地区, 大体上可以分为两个区域, 嘉山-来安亚区和六合仪征亚区。后者玄武岩主要以孤山残丘形式零星分布于滁河平原上。六合玄武岩区示意图见图 1。

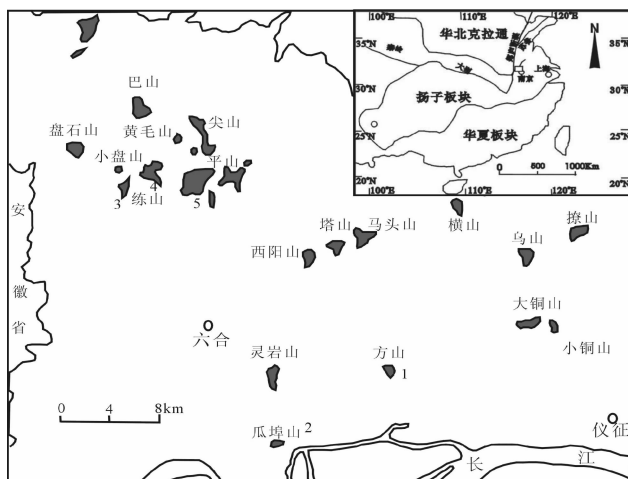


图 1 研究区位置及玄武岩分布概略图 (据支霞臣等, 1994 修改)

Fig. 1 The map of location of studied area and distribution of basalt (modified from Zhi *et al.*, 1994)

本区玄武岩主要由三期多次喷发组成 (邵家骥等, 1989; 张祥云等, 2004)。本次采样地主要为新近纪中心式溢流相玄武岩, 主要由六合组、黄岗组、方山组 (邵家骥等, 1989; 张祥云等, 2004) 玄武岩组成。

3 岩相学特征

采集到的样品被制成包裹体片, 并在 Leica 岩相学显微镜下观察分析。样品中含大量橄榄岩捕虏体或橄榄石、辉石捕虏晶, 捕虏体中发育了大量的 CO_2 包裹体。

3.1 地幔捕虏体岩相学特征

3.1.1 方山尖晶石二辉橄榄岩捕虏体

六合方山尖晶石二辉橄榄岩捕虏体主要产在方山碱性橄榄玄武岩中, 玄武岩喷发时代为上新生早期 (5.9 Ma, K-Ar 法, 邵家骥等, 1989)。捕虏体呈数厘米到数十厘米大小不等的椭球体或扁长体产出, 橄榄岩捕虏体中矿物成分为: 橄榄石 (60% ~ 70%), 斜方辉石 (15% ~ 25%); 单斜辉石 (10% ~ 15%) 及尖晶石。包在寄主玄武岩中的二辉橄榄岩捕虏体呈碎斑状或原粒状结构 (图 2A), 其中的橄榄石颗粒常发育有肯克带 (kinking band) (图 2B)。橄榄石和辉石颗粒边部常见海绵边 (图 2A), 反映地幔矿物经历了局部熔融。

3.1.2 瓜埠山二辉橄榄岩捕虏体

瓜埠山尖晶石二辉橄榄岩捕虏体寄主岩石为碧玄岩或碱性橄榄玄武岩。捕虏体矿物主要为: 橄榄石 (60% ~ 70%), 斜方辉石 (20% ~ 28%), 单斜辉石 (5% ~ 12%) 及少量富 Cr 尖晶石, 瓜埠山捕虏体中的斜方辉石含量略多于方山橄榄岩捕虏体中的斜方辉石含量。捕虏体主要呈碎斑状结构, 其中的尖晶石呈蠕虫状分布在橄榄石和辉石之间 (图 2C), 偶有橄榄石颗粒发育肯克带。

3.2 流体包裹体岩相学特征

橄榄石、斜方辉石和单斜辉石颗粒中发育了大量的 CO_2 包裹体, 观察其产出结构和分布特点, 根据成因类型分为早期原生 (或假次生) 包裹体和晚期次生包裹体两类。

A 类: 早期原生 CO_2 包裹体

室温下 ($T = 20^\circ\text{C}$), 显微镜下观察到此类包裹体呈单相 (液相 CO_2) (图 2D, F) 或两相 (气相 CO_2 、液相 CO_2) (图 2G), 孤立分布在橄榄石晶体中或成群分布于未切穿晶体的愈合裂隙中, 形态规则, 呈球形、卵形、椭球形或负晶形 (图 2D, F), 大小多介于 $2 \sim 50 \mu\text{m}$ 之间。某些包裹体周围有微小的次生流体包裹体沿放射状微裂隙发育 (图 2E), 表明包裹体发生泄漏, 包裹体成分发生改变, 丧失了代表性 (卢焕章等, 2004), 在进行显微测温学分析时应尽量避免选择这类发生泄漏的包裹体。这些早期 CO_2 包裹体偶见与硅酸盐熔体包裹体共生 (图 3A)

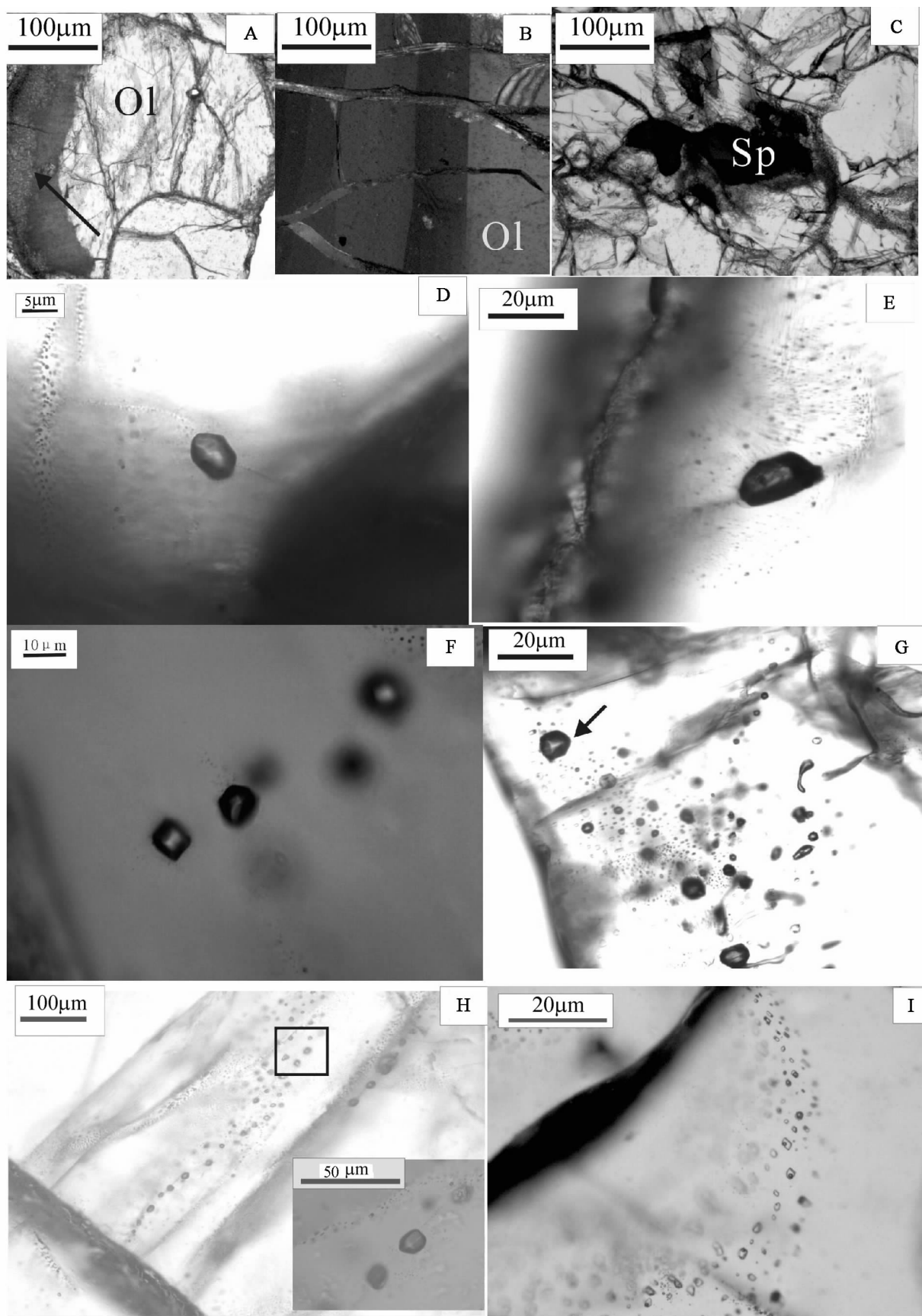


图 2 地幔二辉橄榄岩捕掳体及包裹体岩相学特征

A-尖晶石二辉橄榄岩中橄榄石发育的海绵边结构; B-正交偏光镜下橄榄石发育的扭折带,表明橄榄岩在上升过程经历过挤压变形; C-尖晶石呈蠕虫状发育在橄榄石和辉石之间; D-橄榄石中孤立分布的早期原生包裹体; F-成群分布的早期单相原生包裹体; G-早期原生两相 CO₂ 包裹体,随机分布在矿物颗粒边缘; H-成群分布的次生 CO₂ 包裹体(内插图 of 正方形区域的放大图); I-辉石中的沿裂隙分布的次生 CO₂ 包裹体,室温下为两相。

Fig. 2 Petrographic characteristics of mantle lherzolite xenolith and inclusions in olivine and pyroxene minerals.

A-The olivine with spongy margin texture in spinel lherzolite. B-The kinking band of olivine under polarizing microscope, is the indication of deformation of lherzolite. C-The vermiculate spinel occurred among the olivine and pyroxene. D-The texturally early primary fluid inclusion in a olivine, occurred in isolated. E-The decrepitated inclusion rounded by small fluid inclusions radiating micro-fractures; F-Early mono-phase primary inclusions in cluster; H-Secondary CO₂ inclusions in olivine occurred in cluster(the inset is the magnified picture of the square area). I-Secondary two-phase CO₂ inclusions in pyroxene minerals.

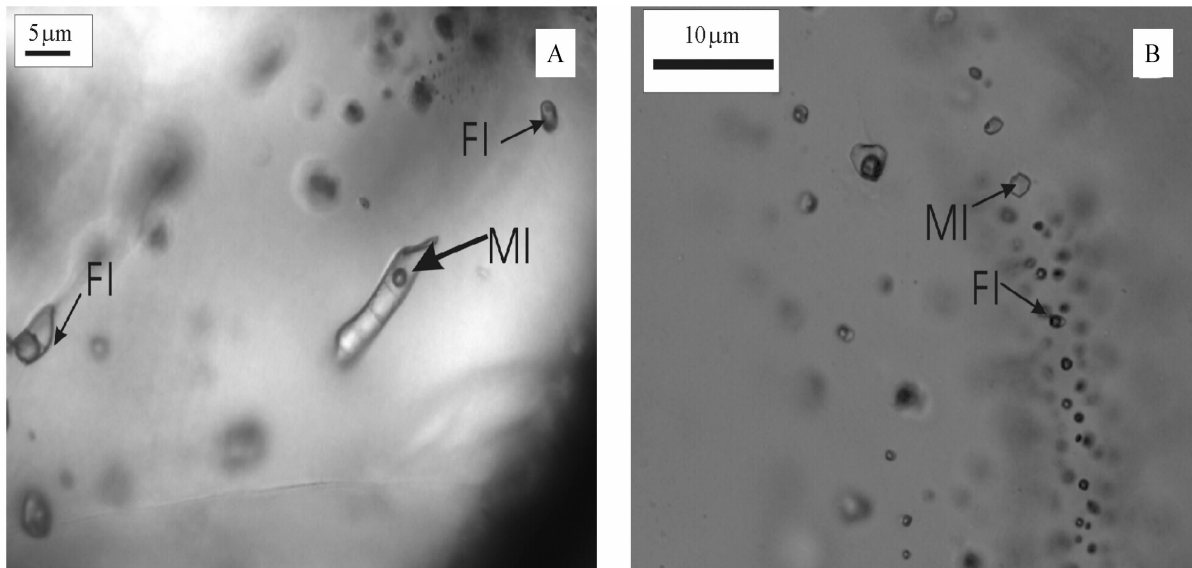


图3 与 CO₂ 包裹体共生的熔体包裹体

A-与早期原生 CO₂ 包裹体共生的熔体包裹体; B-与后期 CO₂ 包裹体共生的熔体包裹体; FI- CO₂ 包裹体; MI-熔体包裹体。

Fig. 3 Microphotography of silicate melt inclusions coexisting with CO₂ inclusion in the same fractures.

A-silicate melt inclusion coexisting with early primary CO₂ inclusion; B-Silicate melt inclusion coexisting with later secondary CO₂ inclusion. FI- CO₂ inclusion; MI - Melt inclusion.

B类: 晚期次生 CO₂ 流体包裹体

室温下,此类包裹体多呈两相(气相 CO₂、液相 CO₂) (图 2I),少量包裹体呈单相(液相 CO₂) (图 2H)。包裹体分布于被愈合的显微裂隙中或显微裂隙面上,有的裂隙甚至切穿了几个颗粒。包裹体形态不规则—呈管状(图 3A)、不规则状、串珠状(图 3B)、蠕虫状等,大小一般介于 10 ~ 100 μm 之间。这些晚期 CO₂ 包裹体有时与硅酸盐熔体包裹体共同发育在同一裂隙内(图 3B)

4 分析方法

4.1 流体包裹体的显微测温学分析

通过显微测温获得的相变温度,被用来确定包裹体中流体的捕获压力和成分(Hollister and Crawford, 1981; Roedder, 1984)。在岩相学观察的基础上,选取一定的 CO₂ 包裹体进

行显微测温分析。测试所用仪器为 Linkam THMS 600 型冷热台(配置于 Leica 岩相学显微镜上),测定温度范围为 -196℃ ~ + 600℃ (精度: < 0℃, ± 0.2℃; 0℃ ~ 40℃, ± 1.0℃),使用液氮冷却。测试过程中,首先样品被冷冻到 -196℃,然后以一定速率加热,在接近相变温度区间以 0.1℃/s 的速率缓慢加热。最后,根据测温数据,选择适当的状态方程,使用 Flncon 程序(Brown, 1992a, b)来计算包裹体密度,并获得每个样品中的最高密度包裹体和最低密度包裹体的等容线。Andersen and Neumann(2001)综合前人发表的世界上主要地区的地幔捕虏体中的包裹体测温数据,使用 Holloway(1981)给出的状态方程,描绘了各地区等容线分布区域图。因此,为便于比较,本次研究在使用 Flncon 程序计算获得包裹体等容线过程中,使用 Holloway(1981)给出的状态方程。

4.2 激光拉曼光谱分析

在对包裹体进行显微测温之后, 对包裹体进行激光拉曼光谱测定, 分析包裹体成分。实验仪器为英国 Renishaw 公司 RM2000 型激光拉曼探针。实验条件: 温度 23℃, Ar 离子激光器(514nm), 风冷, 狭缝宽 50 μ m, 光栅 1800, 扫描时间 60s, 扫描范围 1000 ~ 4200 cm^{-1} 。

显微测温和激光拉曼光谱测定工作在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成。

5 结果

5.1 包裹体显微测温结果

冷冻后的包裹体在加热回温过程中出现两次相转变: 三相点温度时 CO_2 固相的熔化消失, 以及均一温度时 CO_2 气相消失或 CO_2 气液相边界消失。显微测温结果列于表 1 中。根据测温数据作出相应的三相点温度-频率直方图(图 4A, B) 和均一温度-频率直方图(图 4C, D)。

从三相点温度-频率直方图中可以看出: 六合方山和瓜埠山两个地区样品中早期包裹体和晚期包裹体的三相点温度分布出现相同的规律。大部分包裹体的三相点温度基本与纯 CO_2 体系三相点温度(-56.6℃)一致, 表明包裹体成分为纯二氧化碳组分; 但有少数包裹体的三相点温度略低于 -56.6℃(最大偏差为 1.3℃), 根据含 CO_2 流体体系的相关相图(Burruss, 1981; Van den Kerkhof and Hein, 1992), 纯 CO_2 流体中加入 H_2S 、 SO_2 等成分会降低三相点温度, 因此这些流体包裹体中的流体组分, 除了主要组分 CO_2 外, 有可能还有一些其它组分, 基于此, 在显微测温之后, 对包裹体进行了激光拉曼光谱测定分析。

从均一温度-频率直方图中可以看出: 两个地区样品中包裹体的均一温度分布基本相似: 不同地区同类型包裹体的均一温度基本上分布于相同的温度区间内, 而且早期包裹体均一温度低于晚期包裹体均一温度。在测温过程中发现,

除瓜埠山中一个包裹体以临界均一方式均一外, 其余样品中的被测定的包裹体都以“液相+气相 \rightarrow 液相”的方式均一。

使用 Flnacor 程序, 根据测得的包裹体均一温度数据计算出包裹体密度(见表 1), 作出密度-频率直方图(图 4E, F), 同时结合获得的等容线和支霞臣等(1995)利用 Brey and Kohler (1990)二辉石温度计估算给出的六合地区地幔捕虏体的平衡温度数据(列于表 1), 获得包裹体捕获压力列于表 1。采自方山的样品中包裹体的最小和最大密度分别是 0.611 g/cm^3 和 1.00 g/cm^3 , 而采自瓜埠山的样品中包裹体的最小密度和最大密度分别为 0.466 g/cm^3 和 1.06 g/cm^3 。从两个地区样品中包裹体的密度-频率直方图可以看出: 两个地区样品中早期包裹体密度均高于晚期包裹体密度, 与早期包裹体均一温度低于晚期包裹体均一温度相对应。

5.2 包裹体的激光拉曼光谱结果

激光拉曼探针可以非破坏性的原位测定单个包裹体中的成分(Burke, 2001)。因此, 被广泛地应用于对流体包裹体中挥发分的测定, 本次研究中也开展了包裹体的激光拉曼光谱测定分析工作——对三相点温度为 -56.6℃ 和低于 -56.6℃ 的两种 CO_2 包裹体分别测定了拉曼光谱。从两种包裹体中采集到的拉曼光谱基本一致: 在谱图上仅见到 CO_2 的特征峰(1285 cm^{-1} 和 1388 cm^{-1}), 未见到其它物质的特征峰(图 5A, B)。

Andersen *et al.* (2001) 指出激光拉曼探针具有较大的检测限, 而且无法检测稀有气体。Villa *et al.* (1991) 在对 Hawaii 的 Oahu 地区岩石捕虏体中的包裹体进行分析之后, 根据质谱仪在流体包裹体全分析中检测出的稀有气体, 认为包裹体中的稀有气体可能是造成 CO_2 包裹体三相点温度低于 -56.6℃ 的原因。因此, 结合本次研究中所得到的 CO_2 包裹体显微温度和拉曼光谱测定结果, 认为第一种包裹体为纯 CO_2 包裹体, 第二种包裹体种除了主要成分 CO_2 外, 还可能含有稀有气体或低于拉曼探针检测限的微量 SO_2 、 H_2S 、 N_2 、 CH_4 等气体。

表 1 包裹体显微测温分析结果

Table 1 The results of microthermometry of the CO_2 inclusions

地点及岩石	主矿物	包裹体类型	T_m (°C)	T_h (°C)	密度 (g/cm^3)	T (°C)	压力 (GPa)
六合瓜埠山尖晶石二辉橄榄岩	橄榄石、辉石	原生或假次生	-56.7 ~ -56.6	-14.4 ~ -2.9	0.945 ~ 1.06	1050 ~ 1150	0.63 ~ 0.83
		次生	-56.8 ~ -56.6	+6.0 ~ +31.1	0.466 ~ 0.890		0.19 ~ 0.59
六合方山尖晶石二辉橄榄岩	橄榄石、辉石	原生或假次生	-57.9 ~ -56.6	-13.3 ~ -2.7	0.944 ~ 1.000	1050 ~ 1150	0.61 ~ 0.81
		次生	-57.1 ~ -56.6	+8.1 ~ +29.6	0.611 ~ 0.876		0.25 ~ 0.56

T_m -三相点温度; T_h -均一温度; T -支霞臣等(1995)利用 Brey and Kohler (1990) 的温度计估算得到的六合地区地幔捕虏体的平衡温度
 T_m : Triple point temperature; T_h : Homogenization temperature; T : Equilibrium temperatures for peridotite xenoliths estimated by Brey and Kohler (1990) geothermometer(after Zhi *et al.*, 1995)

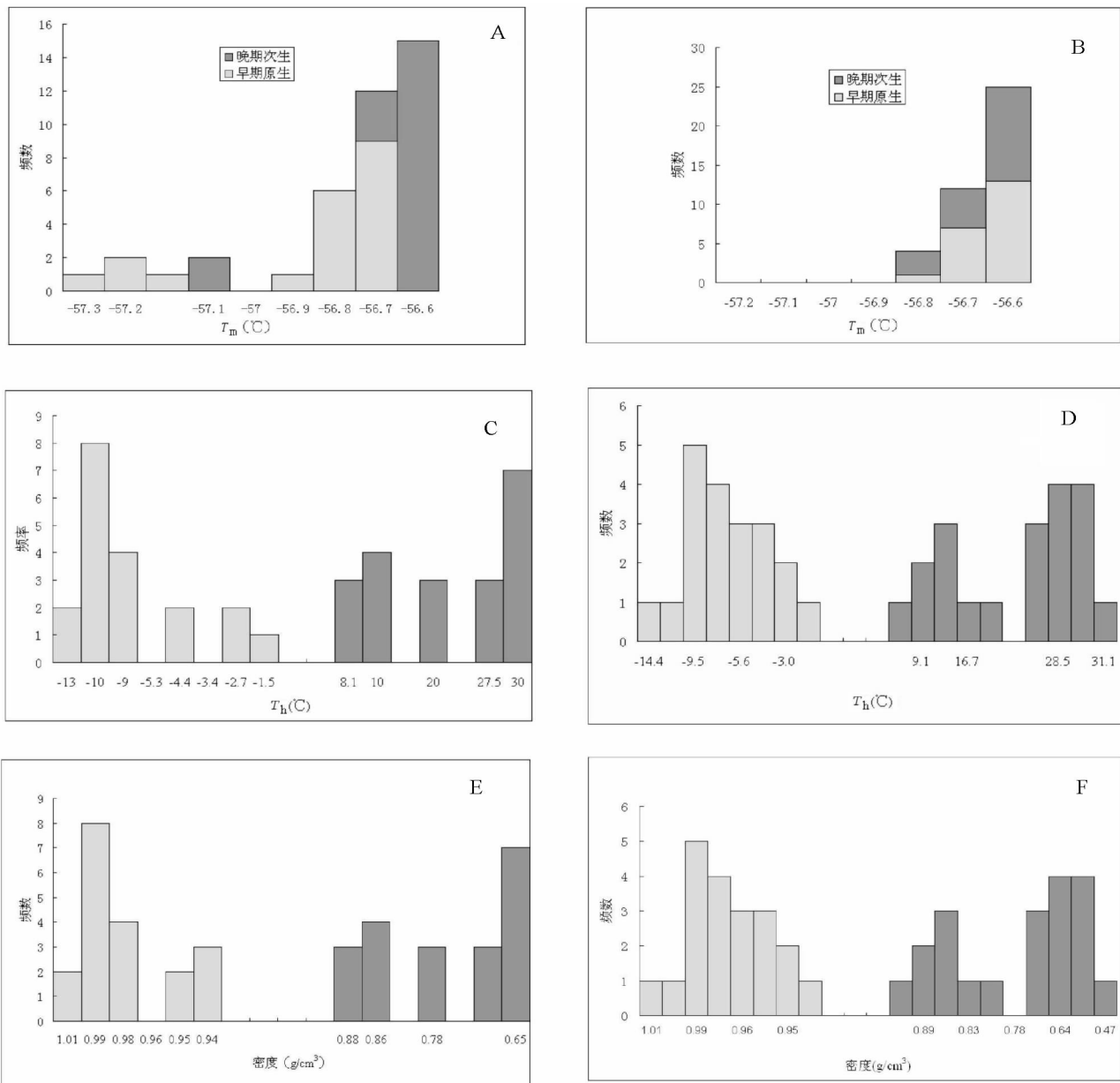


图4 方山和瓜埠山地幔捕掳体样品中 CO₂ 包裹体熔化温度、均一温度及包裹体密度频率分布直方图

A-是方山样品中 CO₂ 包裹体熔化温度(T_m)-频率分布直方图; B-是瓜埠山样品中 CO₂ 包裹体熔化温度(T_m)-频率分布直方图; C-是方山样品中 CO₂ 包裹体的均一温度(T_h)-频率分布直方图; D-是瓜埠山样品中 CO₂ 包裹体的均一温度(T_h)-频率分布直方图; E-是方山样品中 CO₂ 包裹体密度-频率分布直方图; F-是瓜埠山样品中 CO₂ 包裹体密度-频率分布直方图; 图中深色为晚期次生 CO₂ 包裹体, 浅色为早期原生 CO₂ 包裹体。

Fig.4 Histogram of melting temperature (T_m), homogenization temperatures (T_h) and the calculated density of inclusions in minerals from Fangshan and Guabushan mantle xenoliths.

A-is the histogram of melting temperature (T_m) of CO₂ inclusions in minerals from Fangshan mantle xenoliths; B-is the histogram of melting temperature (T_m) of CO₂ inclusions in minerals from Guabushan mantle xenoliths; C-is the histogram of homogenization temperatures of CO₂ inclusions in minerals from Fangshan mantle xenoliths; D-is the histogram of homogenization temperatures of CO₂ inclusions in minerals from Guabushan mantle xenoliths; E-is the histogram of density of CO₂ inclusions in minerals from Fangshan and Guabushan mantle xenoliths; F-is the histogram of density of CO₂ inclusions in minerals from Guabushan mantle xenoliths. In all the histograms in Fig. 4, the dark color is representative of later secondary CO₂ inclusions and light color is representative of early primary CO₂ inclusions

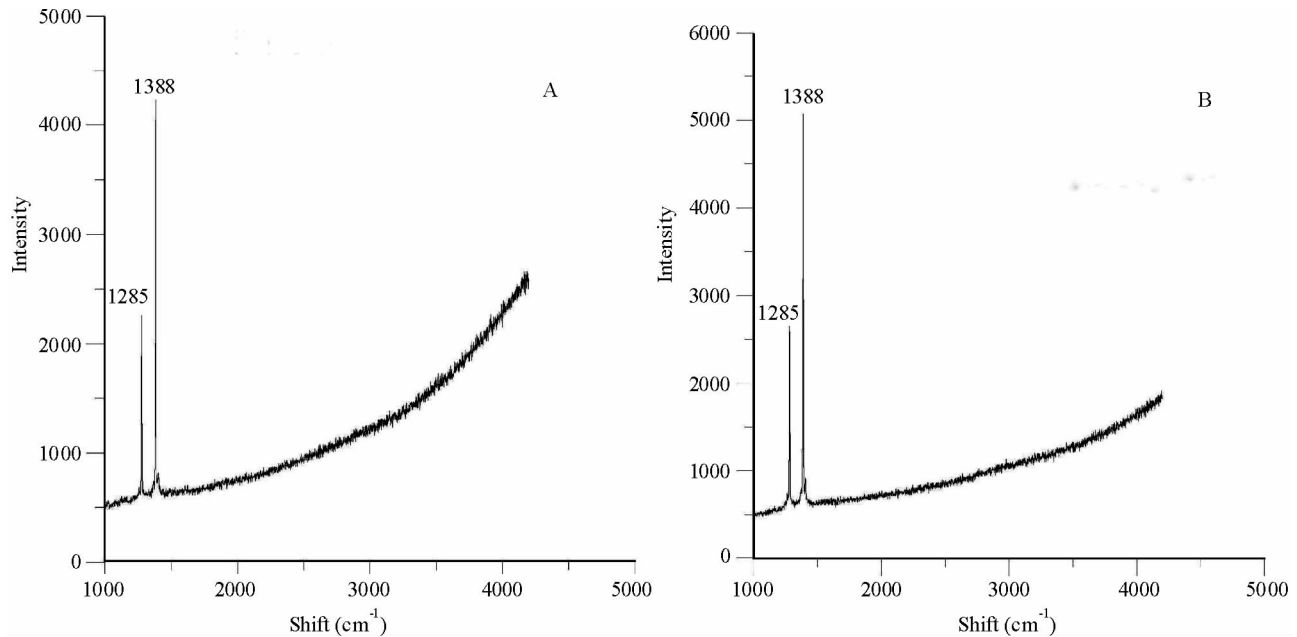


图5 六合地区地幔橄榄岩矿物中 CO_2 包裹体的激光拉曼图谱。

A-三相点低于 CO_2 三相点温度包裹体的激光拉曼光谱; B-三相点温度为 -56.6°C 的纯 CO_2 包裹体

Fig. 5 The Raman microscopy of CO_2 inclusions in minerals in mantle xenoliths from Liuhe. A-Raman spectrum of CO_2 inclusions with measured triple point lower than -56.6°C ; B-Raman spectrum of pure CO_2 inclusions with measured triple point at -56.6°C .

6 讨论及结论

6.1 CO_2 包裹体的成因探讨

最早开展地幔捕虏体中包裹体研究的 Roedder (1965) 在对包裹体观察分析之后提出: 在地幔捕虏体包裹体中 CO_2 是主要组成。迄今为止, 大部分发表的研究资料也一致认为 CO_2 包裹体是地幔捕虏体中最主要的包裹体类型甚至是唯一的包裹体类型 (Murck *et al.*, 1978; Roedder, 1984; Frezzotti, 1991; Szabó and Bodnar, 1996; Andersen and Neumann, 2001; 卢焕章等, 2004)。同时, Wyllie (1978, 1987) 通过模拟实验证实了在上地幔条件下富 CO_2 组分存在的可能性。本文对中国东部六合地区地幔捕虏体中包裹体的研究结果与前人的资料相符, 再次表明地幔捕虏体中 CO_2 包裹体为主要类型, CO_2 是主要成分。

本次研究中还注意到: 六合地区地幔捕虏体中的 CO_2 包裹体, 无论是早期原生 (或假次生) 的 CO_2 包裹体还是晚期次生的 CO_2 包裹体, CO_2 包裹体既可以与熔体包裹体共生产出, 也可以独自产出。这一现象在世界其它地区地幔捕虏体 CO_2 包裹体研究中有报道。Szabó and Bodnar (1996) 在研究匈牙利北部与斯洛伐克南部地区 Nógrád-Gömör 火山区地幔捕虏体中的 CO_2 包裹体时, 就注意到 CO_2 包裹体既可以与熔体包裹体共生, 也可以单独发育。 CO_2 包裹体与熔体包裹体共生现象反映了这两类包裹体形成于硅酸盐熔体- CO_2

的不混溶体系, 而且包裹体被捕获于不混溶作用发生处或附近 (Reodder, 1984, 1992; Frezzotti, 2001; Szabó and Bodnar, 1996)。单独发育的 CO_2 包裹体, 则表明其捕获的位置不是在硅酸盐熔体- CO_2 不混溶作用发生处或附近。一种可能的解释是: 上升的硅酸盐熔体丢失挥发份, 尤其是 CO_2 , 在浅部的岩石圈地幔继续保持在相对局限的超临界 CO_2 的 $P-T$ 范围, 这样, CO_2 就能够作为分离相迁移到其它位置被捕获, 从而形成不与硅酸盐熔体包裹体共生的、单独发育的 CO_2 包裹体 (Szabó and Bodnar, 1996)。

6.2 CO_2 包裹体捕获 $P-T$ 条件的限定

根据本次研究中获得的早期 CO_2 包裹体和晚期 CO_2 包裹体的等容线, 然后结合支霞臣等 (1995) 利用 Brey and Kohler (1990) 二辉石温度计估算给出的六合地区地幔捕虏体的平衡温度数据, 得到六合地区早期 CO_2 包裹体和晚期 CO_2 包裹体的最小捕获压力。将捕虏体的平衡温度数据和包裹体最小捕获压力投影于 Andersen and Neumann (2001) 根据世界不同地区地幔捕虏体中 CO_2 包裹体研究成果所获得的温度-最小捕获压力图中, 分别限定出六合地区早期 CO_2 包裹体和晚期 CO_2 包裹体捕获的温度-最小捕获压力条件区域 (见图 6)。通过对六合地区方山和瓜埠山地幔捕虏体中 CO_2 包裹体的研究, 获得六合地区方山和瓜埠山样品中早期 CO_2 包裹体的最小捕获压力分别为 $0.63 \sim 0.83\text{GPa}$ 和 $0.61 \sim 0.81\text{GPa}$, 与约 $20 \sim 28\text{km}$ 深处的静岩负荷压力相当; 六合

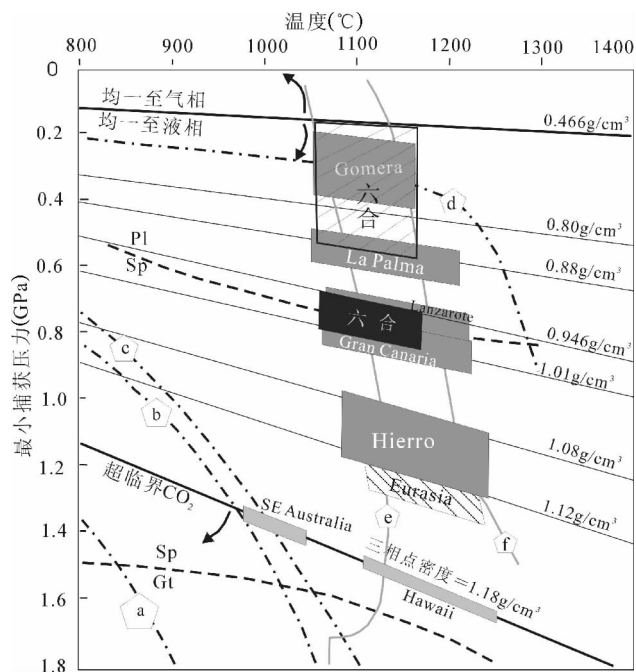


图6 六合地区地幔捕虏体中流体包裹体在世界范围地幔捕虏体中捕获的流体包裹体温度和压力的比较。根据 Andersen *et al.* (2001) 资料绘制

等容线根据不同密度的纯 CO₂ 包裹体, 使用 Holloway (1981) 的状态方程计算获得。上面的粗实线代表气液相 CO₂ 的分界线; 下面的粗实线代表液相、固相 CO₂ 的分界线; Gt (石榴石)-Sp (尖晶石)-Pl (斜长石) 橄榄岩区域根据 Neumann *et al.* (1995) 资料绘制。a-湿橄榄岩固相线; b-干橄榄岩固相线。长方形区域为世界各捕虏体中 CO₂ 包裹体的捕获条件: Canary 群岛不同地区 (Gomera, La Palma, Lanzarote, Gran Canaria, Hierro) 的地幔捕虏体; Western US. 美国西部地区地幔捕虏体; Eurasia 为欧洲和亚洲地区大陆之间的地幔捕虏体; Hawaii 为美国夏威夷地区地幔捕虏体; SE Australia 为澳大利亚东南部地幔捕虏体。斜线阴影区域中为六合地区地幔捕虏体中晚期流体包裹体的捕获温度-压力区间; 黑色阴影区域为六合地区地幔捕虏体中早期包裹体的捕获温度-压力区间。

Fig. 6 Comparison (*P*, *T*) between data of fluid inclusions in mantle xenoliths from Liuhe area and other data of fluid inclusion in worldwide xenoliths. Modified after Andersen *et al.* (2001).

The isochores (thin, solid lines) have been calculated for pure CO₂ with the densities indicated, using the equation of state of Holloway (1981). The boundaries between the garnet-, spinel-, and plagioclase periodite fields are reproduced from Neumann *et al.* (1995). Lettered curves: a-Wet peridotite solidus. b-Dry peridotite solidus. The quadrangle areas are boxes of trapping conditions of worldwide xenoliths: Canary island (Gomera, La Palma, Lanzarote, Gran Canaria, Hierro), Western US, Eurasia, Hawaii, SE Australia. The diagonal shaded area is the *P*-*T* condition of later fluid inclusion in mantle xenoliths from Liuhe; the black shaded area is the *P*-*T* condition of early fluid inclusion in mantle xenoliths from Liuhe.

地区方山和瓜埠山样品中晚期 CO₂ 包裹体的最小捕获压力分别为 0.19 ~ 0.59 GPa 和 0.25 ~ 0.56 GPa, 与约 7 ~ 18 km 深处的静岩负荷压力相当。

至今为止, 已有许多学者分别对世界上不同地区地幔捕虏体中的 CO₂ 包裹体进行了分析研究, 前人的研究表明, 这些地幔捕虏体中的 CO₂ 包裹体的密度值分布比较广: 从 CO₂ 的三相点密度 (1.18 g/cm³) 直至 CO₂ 临界点密度 (0.47 g/cm³) 附近。因此, 使用 Holloway (1981) 给出的状态方程, 结合 CO₂ 包裹体的捕获温度, 得到的 CO₂ 包裹体最小捕获压力区间也较大。Murk *et al.* (1978), De Vivo *et al.* (1988), Villa *et al.* (1991), Frezzotti *et al.* (1991) 等通过对美国 Hawaii 不同地区的地幔捕虏体中的 CO₂ 包裹体进行研究, 发现了密度等于或者超过 1.18 g/cm³ 的 CO₂ 包裹体。Andersen *et al.* (1984, 1987) 在对澳大利亚东南地区的地幔捕虏体中的 CO₂ 包裹体的研究中也获得了这样的高密度数据。这些 CO₂ 包裹体对应的包裹体最小捕获压力等于或远大于 1.4 GPa (目前为止, 几乎没有在超过 1.4 GPa 的压力范围内直接观测到含碳流体包裹体中呈现流体的信息)。因此, 这种含有“超密的 (superdense)” CO₂ 流体的 CO₂ 包裹体, 在 -56.6°C 以下只是亚稳定的均一 (metastable homogenization) 到液相。Andersen *et al.* (1987), Ertan and Leeman (1999) 等对美国西部地区地幔捕虏体中 CO₂ 包裹体的研究显示, 不同学者获得的包裹体最高密度值不一致, 这些密度值位于 0.99 ~ 1.07 g/cm³ 区间, 对应的包裹体最小捕获压力在 0.8 ~ 1.0 GPa 之间。而综合不同学者对欧亚大陆一些地区地幔捕虏体中 CO₂ 包裹体的研究数据, 发现即使是根据包裹体最低密度值得到的包裹体最小捕获压力也要达到 1.2 GPa 左右 (Schiano and Clocchiatti, 1994; Török and De Vivo, 1995; Murk *et al.*, 1978; Szabó and Bodnar, 1992a, 1992b)。此外, 众多学者纷纷对 Canary 群岛不同岛屿上地幔捕虏体中的 CO₂ 包裹体展开了工作 (Hansteen *et al.*, 1991, 1998; Frezzotti *et al.*, 1994; Neuman *et al.*, 1995; Schiano and Clocchiatti, 1994), 研究结果表明: Canary 群岛中不同岛屿的 CO₂ 包裹体密度值范围都不同, 这个群岛具有一套范围很宽广的 CO₂ 包裹体密度数据: 从 Hierro 岛的高密度 CO₂ 包裹体一直到 Gomera 岛的低密度 CO₂ 包裹体, 根据密度值获得了相应的宽广的包裹体最小捕获压力范围 (从 1.0 GPa 左右直至低于 0.3 GPa), 从高到低不连续分布于 Hierro 岛、Gran Canaria 岛、Lanzarote 岛、La Palma 岛、Gomera 岛这几个岛屿的 CO₂ 包裹体最小捕获压力范围。

从世界不同地区地幔捕虏体 CO₂ 包裹体给出的温度 - 最小捕获压力范围 (图 6) 可以看出, 六合地区早期 CO₂ 包裹体捕获条件区域与加纳利群岛的 Gran Canaria 岛和 Lanzarote 岛 CO₂ 包裹体捕获条件区域部分重叠, 而晚期 CO₂ 包裹体捕获条件区域则完全位于加纳利群岛的 Gomera 岛和 La Palma 岛 CO₂ 包裹体捕获条件的范围内。两期包裹体的密度范围 (最小捕获压力) 明显不同, 晚期包裹体的密度远远低于早期

包裹体。根据 Frezzotti *et al.* (1991) 和 Hansteen *et al.* (1998) 对加纳利群岛地区低密度包裹体的研究资料, 认为低密度 CO_2 包裹体可能反映了岩浆房内岩浆的短暂停留。因此, 我们推测六合地区地幔捕虏体上升过程中也可能存在类似的短暂岩浆滞留。同时, 六合地区的地球物理数据资料也揭示, 在六合地区茅山构造带的 4 ~ 12km 深处有一低阻高温热源体(陈炯达等, 1999), 认为在地壳深部可能存在基性玄武质岩浆房。Andersen and Neumann(2001) 指出这样的岩浆房的滞留时间必须要短, 才能防止捕虏体的分解/溶解, 以及阻止硅酸盐矿物系统与新的温压环境达到完全的再平衡。六合地区地幔捕虏体中的包裹体极有可能在 7 ~ 18km 深处经历了这样一个短暂的浅部岩浆房滞留的过程。

本次对六合地区地幔捕虏体中 CO_2 包裹体的研究为中国东部及世界范围内地幔流体的研究积累了新的资料, 也为研究探讨中国东部岩石圈演化的可能机制提供了一些新的启示。

致谢 本文在样品采集过程中得到了南京大学地球科学系周新民教授, 陈立辉副教授的帮助, 在此表示感谢。两位匿名审稿人对本文提出了宝贵的建议, 一并表示感谢!

References

Andersen T, O'Reilly SY and Griffin WL. 1984. The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: Implications for mantle metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: 72 - 85

Andersen T, Griffin WL and O'Reilly SY. 1987. Primary sulphide melt inclusions in mantle-derived megacrysts and pyroxenites. *Lithos*, 20: 279 - 294

Andersen T and Neumann E-R. 2001. Fluid inclusions in mantle xenoliths. *Lithos*, 55: 301 - 320

Brey GP and Kohler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites: New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 31: 1353 - 1378

Brown P. 1992a. MacFlinco and MacFlinc: Hypercard based, multimedia, fluid inclusion applications. PACROFI VI, Program and Abstracts, 112 - 115

Brown P. 1992b. MacFlinc: hypercard based, fluid inclusion tutorial. *Geol. Soc. Am.*, 24 (7): 233 (Abst. with Prog)

Burruss RC. 1981. Analysis of fluid inclusions: Phase equilibria at constant volume. *Am. J. Sci.*, 281: 1104 - 1126

Burke EAJ. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55: 139 - 158

Chen JD, Dai J and Zhang Y. 1999. Comprehensive geological characters of Two-types Tertiary basalt in the Eastern Maoshan of Jiangsu province. *Geology of Jiangsu Province*, 23 (4): 212 - 215 (in Chinese with English abstract)

De Vivo B, Frezzotti ML, Lima A and Triglia R. 1988. Spinel lherzolite nodules from Oahu Island-Hawaii: A fluid inclusion study. *Bull. Miner.*, 111, 307 - 319

Ertan IE and Leeman WP. 1999. Fluid inclusions in mantle and lower crustal xenoliths from the Simcoe volcanic field, Washington. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 154: 83 - 95

Fan QC, Liu RX, Liu ZR, Chu XL, Zhao R and Huo WG. 1996. Preliminary study of carbon isotope in mantle CO_2 Fluid inclusion from

Eastern China. *Geochimica*, 25 (3): 264 - 269 (in Chinese with English abstract)

Frezzotti ML, De Vivo B and Clochiatti R. 1991. Melt mineral fluid interactions in ultramafic nodules from alkaline lavas of Mount Etna, Sicily, Italy. melt and fluid inclusion evidence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 47: 209 - 219

Frezzotti ML, Touret JR and Lustenhouwer Neumann ER. 1994. Melt and fluid inclusions in dunite xenoliths from La Gomera, Canary Islands: Tracking the mantle metasomatic fluids. *Eur. J. Mineral.*, 6: 805 - 817

Frezzotti MF. 2001. Silicate melt inclusion in magmatic rocks: Implication to petrology. *Lithos*, 55: 273 - 299

Frezzotti MF, Andersen T, Neumann ER and Simonsen SL. 2002. Carbonatite melt- CO_2 fluid inclusions in xenoliths from Tenerife, Canary Island: A story of trapping, immiscibility and fluid-rock interaction in upper mantle. *Lithos*, 64: 77 - 96

Hansteen TH, Andersen T, Neumann ER and Jelsma H. 1991. Fluid and silicate glass inclusions in ultramafic and mafic xenoliths from Hierro, Canary Islands; Implications for mantle metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 242 - 254

Hansteen TH, Klügel A and Schmincke HU. 1998. Multi-stagemagma ascent beneath the Canary Islands; Evidence from fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 132: 48 - 64

Hollister LS and Crawford ML. 1981. Fluid inclusions: applications to petrology. *Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook*, Vol. 6, 304

Holloway JR. 1981. Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. In: Hollister LS and Crawford ML. (Eds). *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. *Min. Assoc. Canada, Short Course Handbook Vol. 6*, 13 - 38

Liu CQ, Su GL, Li HP and Huang ZL. 2001. Fluid inclusions in mantle xenoliths: Evidences for fluids involved mantle processes. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*, 8 (3): 83 - 93 (in Chinese with English abstract)

Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX and Shen K. 2004. Fluid inclusion. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract)

Murck BW, Burruss RC and Hollister LS. 1978. Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths. *Am. Mineral.*, 63: 40 - 46

Neumann ER, Wulff-Pedersen E, Johnsen K, Andersen T and Krogh E. 1995. Petrogenesis of spinel harzburgite and dunite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands; Implications for the upper mantle. *Lithos*, 35: 83 - 107

Peng LG, Liu RX and Fan QC. 1994. Fluid and melt inclusions in mantle xenoliths from southeastern coast area. *Acta Petrologica Sinica*, 10 (4): 440 - 446 (in Chinese with English abstract)

Roedder E. 1965. Liquid CO_2 inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. *Am. Mineral.*, 50: 1746 - 1782

Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral.*, 12: 644

Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 56: 5 - 20

Schiano P and Clochiatti R. 1994. Worldwide occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals. *Nature*, 368: 621 - 624

Shao JJ, Huang JL, Yan ZY *et al.* 1989. The division and age of basalts in the Nanjing. *Geological Review*, 35(2): 97 - 106 (in Chinese with English abstract)

Szabó CS and Bodnar RJ. 1992a. Fluid inclusions in mantle xenoliths from Nógrád - Gömör Volcanic Field North Hungary/ South Slovakia. (Abstract). *Fluid Inclusion Research*, 25: 211

Szabó CS and Bodnar RJ. 1992b. Fluid inclusions in Cr-diopside ultramafic xenoliths from alkali basalts in the Nógrád Gömör Volcanic Field North Hungary/ South Slovakia. (Abstract). *Fluid Inclusion Research* 25: 211

- Szabó CS and Bodnar RJ. 1995. Chemistry and origin of mantle sulfide in spinel peridotite xenoliths from alkaline basaltic lavas, Nognid-Gomor volcanic field, Northern Hungary/Southern Slovakia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(19):3917-3927
- Szabó CS and Bodnar RJ. 1996. Changing magma ascent rates in the Nognid-Gomor volcanic field Northern Hungary/Southern Slovakia: Evidence from CO₂-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenoliths. *Petrology*, 4(3):240-249
- Török and De Vivo B. 1995. Fluid inclusions in upper mantle xenoliths from the Balaton Highland, Western Hungary. *Acta Vulcanol.*, 7: 277-284
- Villa IM. 2001. Radiogenic isotopes in fluid inclusions. *Lithos*. 55: 115-124
- Villa IM, Frezzotti ML, De Viv B, Stefanini B and Burke EAJ. 1991. Ar geochemistry and fluid inclusion thermo-barometry of pyroxenite nodules from Oahu (Abstract). *Fluid Inclusion Research*, 24: 215
- Van den Kerkhof and Hein, 1992. H₂S-bearing systems. *PACROFI-IV Program and Abstracts*, 164-172
- Wyllie PJ. 1978. Mantle fluid compositions buffered in peridotite CO₂ H₂O by carbonates, amphibole and phlogopite. *J. Geol.*, 86: 687-713
- Wyllie PJ. 1987. Metasomatism and fluid generation in mantle xenoliths. In: Nixon PH (ed). *Mantle Xenoliths*. Wiley, Chichester, 609-621
- Xia LQ, Xia ZC and Xu XY. 1999. Fluids and melts in the upper mantle. *Acta Geologica Sinica*, 73(3):330-340
- Xu JH, Chu XL, Xie YL and Liu Y. 2000. Sulfides in mantle xenoliths of Cenozoic basalts from Liuhe, Jiangsu province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 492-498 (in Chinese with English abstract)
- Yang XY, Zheng YF, Liu D and Dai Y. 2001. Chemical and carbon isotope composition of fluid inclusions in peridotite xenoliths and Eclogites from eastern China: Geodynamic implications. *Phsc. Chem. Earth (A)*, 26(9-10): 705-718
- Zhi XC, Chen DG, Zhang ZQ and Wang JH. 1994. Neodymium and Strontium isotopic compositions for later tertiary alkalic basalts from Liuhe-Yizheng, Jiangsu province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 10(4): 382-389 (in Chinese with English abstract)
- Zhi XC, Chen DG, Zhou HB, Li BX and Yang RY. 1995. Composition of continental lithospheric mantle under eastern Yangtze block. *Geotectonic et Metallogenia*, 52(3): 17-34 (in Chinese with English abstract)
- Zhang XY, Liu ZP, Fan DF, Jiang ML and Shao JJ. 2004. Stratigraphic sequence and age of the Neogene in the Nanjing-Yizheng area: A discussion. *Geology in China*, 31(2): 179-185 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 陈炯达, 戴健, 张文英. 1999. 茅山东部地区第三纪两期玄武岩综合地质特征. *江苏地质*, 23(4): 212-215
- 樊棋成, 刘若新, 林卓然, 储雪蕾, 赵瑞, 霍卫国. 1996. 中国东部地幔 CO₂ 流体包裹体的碳同位素初步研究. *地球化学*, 25(3): 264-28
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培等. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社
- 刘丛强, 苏根利, 李和平. 2001. 黄智龙地幔流体作用: 地幔捕虏体中流体包裹体的研究. *地学前缘(中国地质大学, 北京)*, 8(3): 83-93
- 彭礼贵, 刘若新, 樊棋程. 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): 440-446
- 邵家骥, 黄姜依, 杨忠元等. 1989. 南京地区新生代玄武岩的期次、层序及时代. *地质论评*, 35(2): 97-106
- 徐九华, 储雪蕾, 谢玉玲, 刘艳. 2000. 江苏六合新生代玄武岩中地幔捕虏体的硫化物相研究. *岩石学报*, 16(4): 492-498
- 支霞臣, 陈道公, 张宗清, 王进辉. 1994. 六合-仪征第三纪碱性玄武岩的钨-铍同位素组成. *岩石学报*, 10(4): 382-389
- 支霞臣, 陈道公, 周海涛, 李鹏贤, 杨瑞英. 1995. 扬子地块东段大陆岩石圈地幔物质成分. *大地构造与成矿学*, 62(3): 17-34
- 张祥云, 刘志平, 范迪富, 蒋梦林, 邵家骥. 2004. 南京-仪征地区新近纪地层层序及时代讨论. *中国地质*, 31(2): 179-185