

·宝玉石矿物学·

缅甸硬玉岩中的流体包裹体

祁敏¹, 沈昆², 向华¹

(1. 大陆构造与动力学国家重点实验室, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 山东省地质科学研究所, 山东 济南 250013)

摘要: 缅甸硬玉岩是世界上最大和最重要的玉石矿床之一, 位于印度板块和欧亚板块之间的新特提斯洋缝合带中。研究表明, 缅甸硬玉岩是新特提斯洋壳俯冲过程中橄榄岩经高压变质、交代作用形成的。对不同变质程度缅甸硬玉岩样品中的流体包裹体的研究表明, 缅甸硬玉岩中含有4种类型的流体包裹体: ① 不含或含少量甲烷的低盐度水溶液包裹体(I型), 呈孤立状或小群(簇状)产于硬玉晶体核部, 或沿着硬玉晶体的生长环带分布, 具有原生生长结构; ② 含石盐子晶的 $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} \pm \text{CH}_4$ 三相包裹体(II型); ③ 纯甲烷(CH_4)包裹体(III型), 可以细分为高密度(IIIa)和低密度(IIIb)两种; ④ 气相或空包裹体(IV型)。研究表明, 缅甸硬玉岩及其相关岩石在形成和演化过程中发生了多期次流体交代事件。硬玉形成过程中, 交代橄榄岩的流体相可能来自海水。首次在缅甸硬玉岩中识别出高盐度的含水包裹体和高密度的含 CH_4 包裹体。高盐度的含水包裹体可能与硬玉岩重结晶过程相关, 而高密度的 CH_4 流体可能为俯冲板片的上地幔楔中超基性岩蛇纹石化过程的副产物。计算的流体包裹体等容线表明, 硬玉岩演化过程中这些流体包裹体发生了不同程度的再平衡。

关键词: 硬玉岩; 流体-岩石相互作用; 流体包裹体; 缅甸

中图分类号: P578.954; P588

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2015)03-0405-13

Fluid inclusions in the Myanmar jadeitites

QI Min¹, SHEN Kun² and XIANG Hua¹

(1. State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Institute of Geological Sciences of Shandong, Jinan 250013, China)

Abstract: Lying in a distinctive tectonic locality within the collisional belt between the India and Eurasian plates, the Myanmar jadeitites deposit is one of the largest and most important jadeite deposits in the world. It has been shown that the Myanmar jadeitites formed during the subduction of the Neo-Tethys oceanic crust when peridotites experienced high-pressure metamorphism and metasomatism. In this paper, a fluid inclusion study of the Myanmar jadeitite samples with variable deformation degrees was carried out and, as a result, four types of fluid inclusions were identified: ① low-salinity aqueous inclusions with or without minor CH_4 (type I), the primary type I inclusions occur either as isolated ones or in clusters in the core or along the growth zones of jadeite crystals with primary growth textures; ② three-phase $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ inclusions with halite daughter crystals (type II); ③ pure CH_4 inclusions which can be subdivided into high-density ones (type III a) and low-density ones (type III b); ④ gaseous or empty inclusions (type IV). This investigation revealed that several fluid events occurred during the formation and evolution of Myanmar jadeitites and related rocks. A fluid phase that originated probably from sea water should have been present during the formation of jadeite in the high-pressure

收稿日期: 2015-02-07; 修订日期: 2015-04-14

基金项目: 中国地质科学院地质研究所所长基金项目(J1325); 大陆构造与动力学国家重点实验室自主基金(Z1301-a5)

作者简介: 祁敏(1982-), 女, 博士, 从事变质岩岩石学研究, E-mail: minqiqi@gmail.com。

metamorphic-metasomatic process of peridotite; the high-salinity aqueous inclusions and high-density CH_4 inclusions were recognized for the first time in the Myanmar jadeitites, the high-salinity aqueous fluid was probably related to the recrystallization process of the jadeitite, and the preserved high-density CH_4 in the jadeitite was probably generated as a by-product of serpentinization of ultramafic rocks in the mantle wedge above the subducting slab, coupled with the complete consumption of water during hydration of serpentine. The calculated fluid inclusion isochores suggest that various degrees of reequilibration of these fluid inclusion occurred during the evolution of the jadeitites.

Key words: jadeitite; fluid-rock interactions; fluid inclusion; Myanmar

硬玉岩是一种产出稀少的岩石,主要呈脉状、块状、透镜状产于蛇纹石化超基性岩中,常与蓝片岩、榴辉岩和异剥钙榴岩伴生(Harlow and Sorensen, 2005; Tsujimori and Harlow, 2012)。前人研究表明硬玉岩一般是在洋壳俯冲带高压条件下流体交代超基性岩的产物,因而是研究俯冲带流体成分与流体-岩石相互作用的理想对象(Soresen *et al.*, 2006; Morishita *et al.*, 2007; Yui *et al.*, 2010; Shi *et al.*, 2012)。硬玉岩的主要组成矿物是硬玉,此外可含少量角闪石、绿辉石、钠铬辉石和钠长石等(Harlow and Sorensen, 2005; Harlow *et al.*, 2007)。缅甸硬玉岩是世界上最大和最重要的玉石矿床之一,位于印度板块和欧亚板块之间的新特提斯洋缝合带中(Harlow and Sorensen, 2005; Shi *et al.*, 2008)。前人研究表明,缅甸硬玉岩是在新特提斯洋俯冲过程中,伴随橄辉岩的交代和高压变质作用形成的,形成的温、压条件分别为 1~1.5 GPa 和 350~500°C (Mével and Kiénast, 1986; Goffé *et al.*, 2000; Shi *et al.*, 2003; Sorensen *et al.*, 2003)。对缅甸硬玉岩的成因研究,可以为大洋俯冲带流体成分及流体-岩石相互作用方式提供重要信息。

保存在高压-超高压变质矿物和脉体矿物中的流体包裹体是古变质流体存在的直接证据,可以为研究俯冲带深部流体成分及流体岩石相互作用过程提供直接信息(Scambelluri and Philippot, 2001)。缅甸和危地马拉硬玉岩的研究都表明,尽管硬玉的岩相学显微结构比较复杂,但绝大多数硬玉是从富集 Na、Al、Si 的含水流体中结晶出来的,并叠加了后期重结晶和应力变形等地质作用(Johnson and Harlow, 1999; Shi *et al.*, 2005; Simons *et al.*, 2010)。危地马拉硬玉岩中流体包裹体和 H-O 同位素系统的研究表明,结晶出硬玉的流体具有类似海水的成分特征,表明这种流体应该是洋壳俯冲过程中被夹带下去的海水,而非高压变质矿物脱水反应所释放的流

体(Johnson and Harlow, 1999)。Morishita 等(2007)对日本 Itoigawa-Ohmi 地区硬玉岩中硬玉(+绿辉石)的微量元素成分研究也表明,形成硬玉岩的流体是富集大离子亲石元素和高场强元素的含水流体。Yui 等(2010)基于危地马拉硬玉岩硬玉和锆石微量元素地球化学特征,认为形成硬玉的流体为高 pH 值且富集 Al、Na、Zr 和 Hf 的还原性流体。对硬玉岩中的流体包裹体研究表明,不同硬玉岩形成过程中的流体成分很可能不同。如 Harlow (1986)和 Sisson 等(2006)发现危地马拉硬玉中含有低盐度气液两相流体包裹体,其成分为 H_2O 和 CH_4 ,其中低盐度流体包裹体流体成分特征可用俯冲带(通道)深处叶蛇纹石的分解作用所产生的富集大离子亲石元素(LILE)、低盐度(NaCl 含量 0.4%~2%)流体来解释(Scambelluri *et al.*, 2004)。Shi 等(2005)对缅甸硬玉岩中含 CH_4 流体包裹体进行 H-C 同位素研究表明,俯冲沉积物对形成硬玉的流体有着不可忽略的贡献。此外,实验岩石学研究表明,当洋壳俯冲到蓝片岩相至榴辉岩相变质条件下,一些含水矿物不稳定,发生脱水反应会形成富 Na、Al、Si 的含水流体(Manning, 1998)。因此,俯冲沉积物或蚀变洋壳在蓝片岩-榴辉岩相的变质脱水也被认为是形成硬玉岩流体的可能来源。

如上所述,前人对世界各地,包括缅甸在内的硬玉岩中的流体包裹体进行了研究,获得了有关流体成分、性质、来源以及流体-岩石相互作用过程等方面的重要信息,为硬玉岩的成因提供了直接证据。但对硬玉岩形成过程中的流体来源、流体成分、变质流体交代过程、形成和随后演化的温压(p - T - t - X)轨迹还存在不同认识和一定争议。为此,本文对缅甸硬玉岩进行了系统的流体包裹体研究,并结合详细的岩相学和年代学研究来探讨硬玉岩形成过程中的流体成分、来源和流体-岩石相互作用过程,为缅甸硬玉岩的成因研究提供限定条件。

1 地质背景

缅甸位于喜马拉雅造山带以南,处于印度板块

向东俯冲到缅甸板块底部的苏门答腊-安达曼海沟以东的复杂构造转换带上(图1)(Brunnschweiler, 1966; Mitchell and McKerrow, 1975; Acharyya *et al.*, 1990)。该区域主要由印缅山岭(Indo-Burman Range,

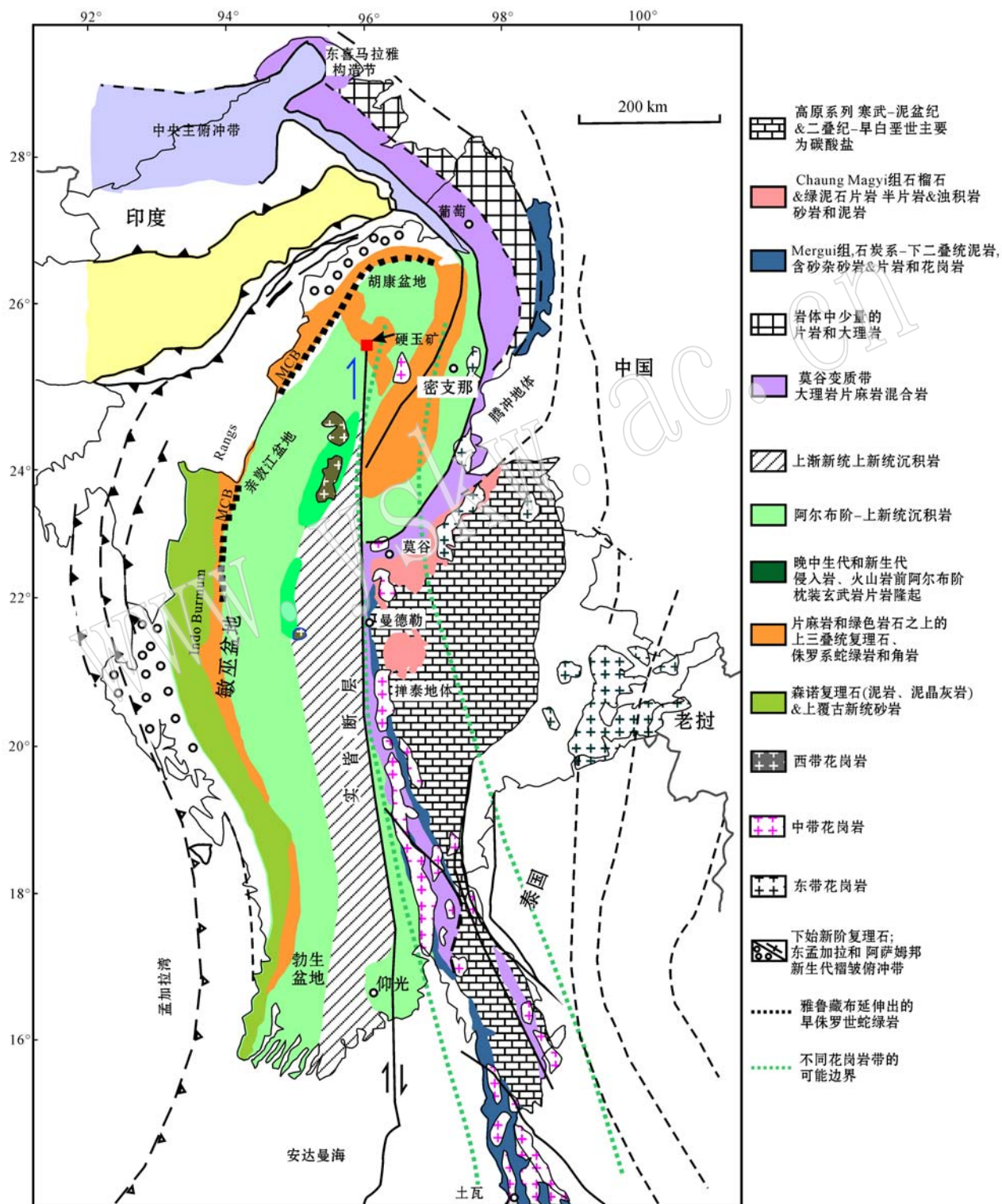


图1 缅甸北部构造地质图[据 Shi 等(2008)修改]

Fig. 1 Tectonic map of northern Myanmar (after Shi *et al.*, 2008)

IBR)、缅甸中央盆地(Myanmar Central Basin, MCB)和东部的掸高原(Shan Plateau)组成。西部的印缅山岭覆盖了缅甸中央盆地和印度西缘在内的区域,其东部边界通常定义为一条蛇纹岩或蛇纹岩相关组成的不连续线。区域内发育一条超过1 200 km的重要右行走滑大陆断层,即实皆走滑断裂带(Sagaing Strike-Slip Fault),该断裂带向南延伸至安达曼中心。前人大量的年代学研究工作表明,研究区域内岩石年龄由东向西逐渐变年轻。

缅甸硬玉矿床产于缅甸北部密支那地区,在大地构造位置上,位于印度板块和欧亚板块的碰撞缝合线附近,印-缅外岛弧的低温高压变质带内。缅甸硬玉岩矿区位于 IBR 以东、MCB 北部、实皆走滑断裂北端(其中西端一分支断裂经过岩体)。硬玉岩主要呈构造块状或脉状分布于实皆走滑断裂带西部的蛇绿混杂岩中,属于新特提斯洋中生代-早新生代的东俯冲带(Morley, 2004; Mitchell *et al.*, 2007; Shi *et al.*, 2008, 2009)。缅甸硬玉岩矿体长5至100 m不等,厚0.5~5 m(Harlow and Sorensen, 2005; Shi *et al.*, 2012)。毗邻混杂岩的围岩主要为多硅白云母-蓝闪石片岩和黑硬绿泥石石英岩以及含石榴石的角闪岩和含透辉石的大理岩等角闪岩相变质岩(施光海等, 2001)。硬玉岩脉与蛇纹石化超基性岩之间具明显的过渡层,从内到外分别为硬玉岩脉、钠质闪石层、绿泥石(金云母)片岩层、蛇纹石化超基性岩(祁敏等, 2011),在局部地方可见钠长石脉分布于硬玉岩与钠质角闪石层之间,硬玉岩脉、角闪石层等常被后期的钠长石脉切割(张位及, 2002)。此外,局部可见早期硬玉岩被晚期硬玉岩脉穿切,指示至少有两期硬玉化过程(Shi *et al.*, 2012)。本文所研究样品采自缅甸克钦邦帕敢矿区。

2 流体包裹体研究

对不同变形阶段的硬玉岩样品进行了流体包裹体研究。其中样品 H2 具有原生生长结构,硬玉晶体具有完整的生长环带,重结晶作用不显著(图 2a、2b);样品 A8 为具有明显细粒重结晶结构的硬玉岩,硬玉晶体多为自形柱状,边界平直,具三联点结构,但很少受到变形(图 2c);样品 DD3 为具有明显变形和重结晶结构的硬玉岩,颗粒大小不等,具有齿状边界(图 2d);样品 DD12 中的硬玉晶体也具有生长环带,但颗粒边界不甚平整,重结晶显著(图 2e);样品

NW6 为硬玉岩和切穿它的钠长石细脉(图 2f)。样品磨制成厚度约 0.2 mm 的双面抛光薄片,用于做岩相学和流体包裹体观察,然后选取有代表性的包裹体进行显微测温和激光拉曼探针分析。

2.1 流体包裹体岩相学

对缅甸硬玉岩硬玉中的流体包裹体显微镜观察表明,不同变形程度的硬玉中存在数量不等的流体包裹体。根据其室温下相态、产状以及显微测温和激光拉曼光谱分析结果,可将流体包裹体分为 4 种类型:不含或含少量甲烷的低盐度水溶液包裹体(I 型)(图 3a~3c);含石盐子晶的 $H_2O + NaCl \pm CH_4$ 三相流体包裹体(II 型)(图 3d~3f);纯甲烷包裹体(III 型),可以细分为高密度(III a 型)(图 3g、3h)和低密度(III b 型)(图 3i、3j)两种;气相或空包裹体(IV 型)(图 3k、3l)。

I 型流体包裹体室温下为单相水溶液或两相(H_2O 溶液相 $\pm CH_4$ 气相, $V_{气}/V_{液}$ 在 0.1~0.5 之间变化),形态为浑圆椭圆状、管状或不规则状,长径一般为 $\leq 5 \sim 20 \mu m$ 。主要呈孤立状或小群(簇状)产出,为原生流体包裹体。在具有完整生长环带,重结晶作用不显著的硬玉岩(样品 H2)硬玉晶体核部或沿生长环带往往分布有大量 I 型包裹体(图 3a、3b),而在略有重结晶的样品 DD12 中, I 型包裹体的数量减少,但形态较规则,为多边形和负晶形(图 3c)。许多 I 型流体包裹体不同程度地经受了再平衡作用,甚至发生了爆裂或者渗漏,转变为 IV 型流体包裹体(图 3k、3l)。

II 型流体包裹体室温下通常含三相(H_2O 溶液相、 CH_4 气相和石盐子晶),长径一般介于 $5 \sim 20 \mu m$ 之间,形态多为负晶形(小管状)或不规则状。通常呈孤立状或者小群状,产于样品 A8 中。A8 样品是具有明显细粒重结晶结构的硬玉岩,未受到明显变形作用影响。其中 II 型流体包裹体多沿硬玉晶体的 c 轴分布(图 3d~3f),因而被视作硬玉岩重结晶时捕获的流体包裹体。II 型包裹体的气/液/固相比例有很大变化:有的为富液相包裹体,含一小气泡(气相占包裹体总体积的 5%~10%)和一小石盐子晶;有的含一大气泡和一较大石盐子晶,甚至仅含石盐子晶。这种现象表明, II 型包裹体被捕获以后也曾发生过再平衡(渗漏或部分爆裂)。

III a 型包裹体室温下为单液相 CH_4 ,呈浑圆状、负晶形和不规则状成群产于重结晶硬玉岩(A8)的穿过硬玉晶粒裂隙中(图 3g),为典型的次生流体包裹

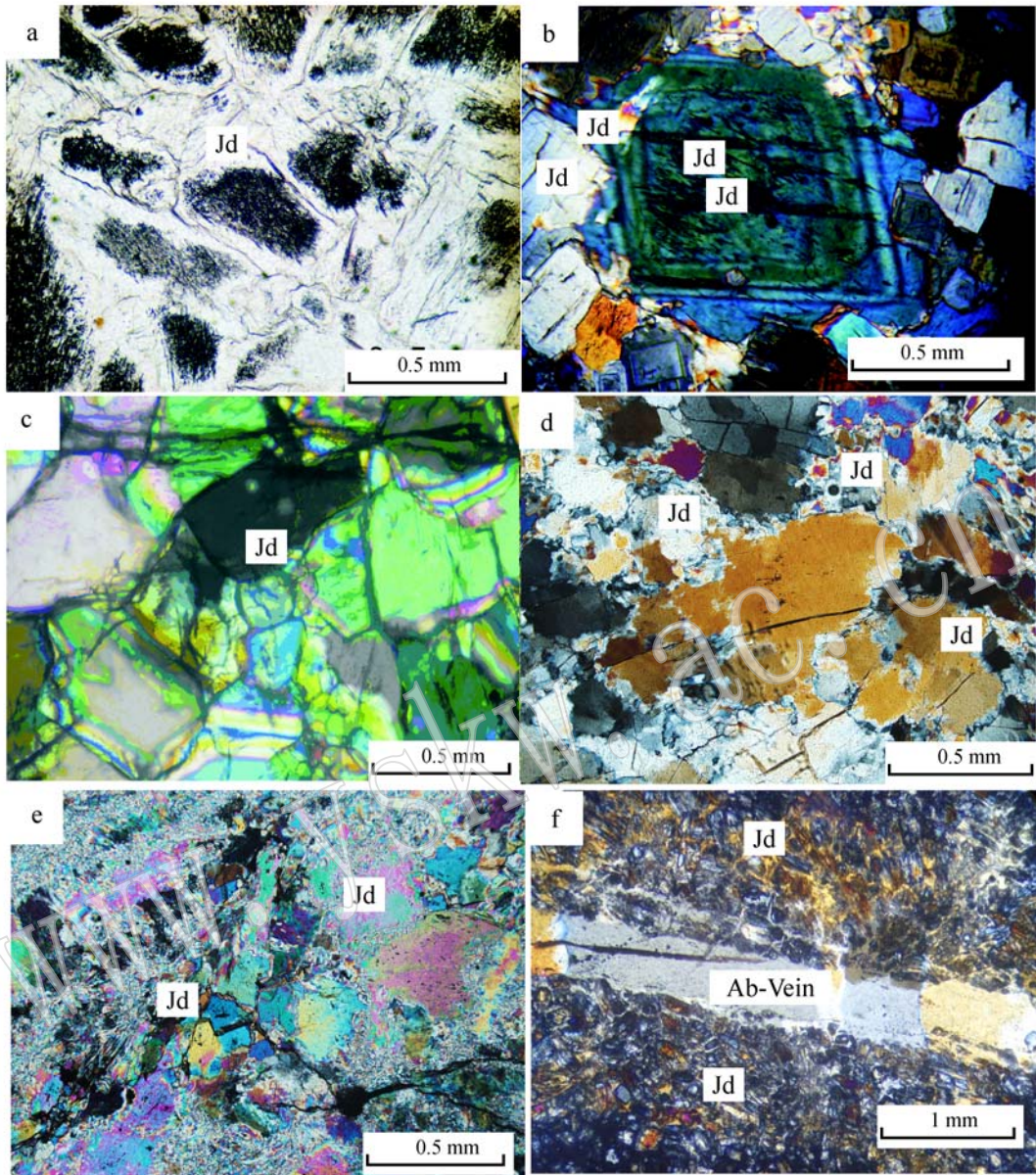


图2 缅甸硬玉岩显微照片

Fig. 2 Photomicrographs of Myanmar jadeite

a—样品 H2 硬玉晶体核部含有大量流体包裹体(深色),而边部较干净(单偏光); b—样品 H2 硬玉晶体具有韵律环带,边界平直(正交偏光); c—样品 A8 硬玉岩较自形,三连点结构和韵律环带(正交偏光); d—样品 DD3 硬玉岩遭受动态重结晶,具有锯齿状边界(正交偏光); e—样品 DD12 硬玉岩遭受了动态重结晶和亚颗粒化,粒度非常小(正交偏光); f—样品 NM6 硬玉岩被后期的钠长石脉切割(正交偏光)

a—microphotograph showing many fluid inclusions in cores of jadeite, the edge of the jadeite is relatively clean (Sample H2, PPL); b—rhythmical zoning in a jadeite crystal in the jadeite (Sample H2, CPL); c—the jadeite grain occurring as euhedral crystal, triple junction and rhythmical zoning (Sample A8, CPL); d—jadeite grains which have experienced ductile deformation and dynamic recrystallization, having zigzag boundaries (Sample DD3, CPL); e—jadeite grains which have undergone dynamic recrystallization and subgrain, the jade grain being very small (Sample DD12, CPL); f—later stage albite vein cutting through jadeite (Sample NM6, CPL)

体的分布特征。而Ⅲb型低密度纯甲烷包裹体一般具有主晶矿物的负晶形或长柱状,大小一般为5~20 μm ,室温下整体呈暗色,具黑色边界,仅在气泡的中心微透亮光。它们要么沿着不纯硬玉岩中穿晶裂

隙分布,属于硬玉岩形成后捕获的次生包裹体;或者在切割硬玉岩脉中的钠长石脉中(样品 NW6),随机分布或沿一定方位分布,含量极其丰富(图 3h、3i),属于钠长石脉形成时捕获的原生包裹体。

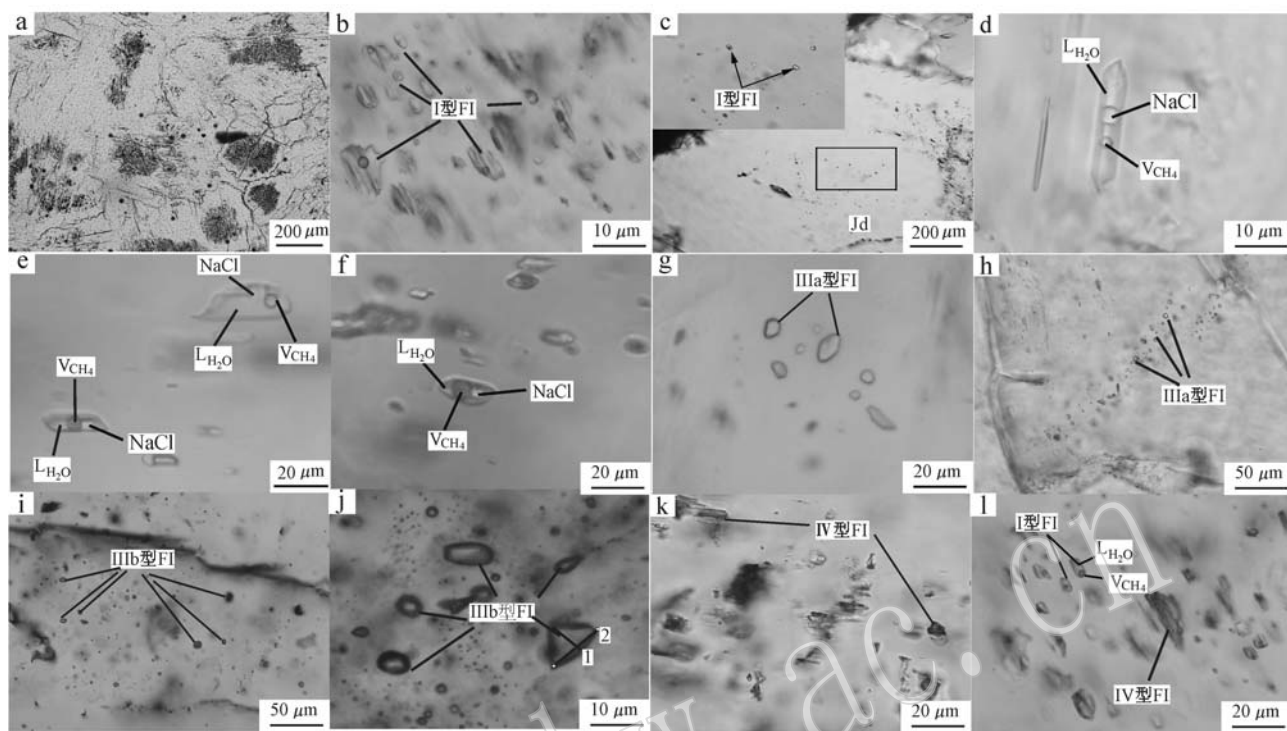


图 3 缅甸硬玉岩流体包裹体照片

Fig. 3 Micrographs of fluid inclusions of the Myanmar jadeite

a—低倍显微镜下可见硬玉晶体核部含大量 I 型中低盐度水溶液包裹体(深色),而边部不含包裹体(无色); b—硬玉中成小群分布的 I 型包裹体; c—样品 DD12 的硬玉晶体核部和沿生长带分布的 I 型包裹体; d—孤立分布的含石盐子晶 $H_2O + NaCl \pm CH_4$ 三相包裹体(II 型包裹体); e—硬玉中呈小群分布的 II 型包裹体; f—硬玉中具有不同相比的 II 型包裹体,因部分渗漏,有的具有大气泡; g—硬玉中 IIIa 型次生流体包裹体; h—沿着硬玉晶粒显微裂隙分布的 IIIa 型高密度包裹体; i—钠长石脉中随机分布的 IIIb 型低密度包裹体; j—分布于切割硬玉的钠长石脉中的低密度 IIIb 型包裹体; k 和 l—I 型包裹体发生爆裂或者渗漏,有的已转变为 IV 型包裹体

a—primary low-salinity aqueous inclusions (type I) occur as clusters in the core of jadeite crystals (dark colour), while the edge of the jadeite crystal has no inclusions (colorless); b—type I inclusions occur in clusters in jadeite crystals; c—type I inclusions occur as clusters in the core and along growth zones of jadeite crystals in sample DD12; d—isolated three-phase $H_2O + NaCl \pm CH_4$ inclusions (type II) occur in the jadeite crystals; e—primary type II inclusions occur in clusters in the jadeite crystals; f—type II inclusions with various phase ratios occur as clusters in the jadeite crystals, some of them have a larger bubble due to leakage; g—type IIIa high-density inclusions occur in jadeite crystals; h—type IIIa high-density inclusions occur along transgranular microfractures of jadeite grains of impure jadeite; i—type IIIb low-density inclusions are randomly distributed (most abundant) in the albite veins that cut jadeite; j—type IIIb low-density inclusions occur in albite veins; k, l—some type I inclusions have transformed to gaseous or empty inclusions (type IV) due to leakage

IV 型包裹体或是与 I 型包裹体一起产于具有原生生长结构的硬玉岩中,或者单独产于变形硬玉岩中(样品 DD3)。具有缝合结构的强烈变形硬玉岩很少含有流体包裹体(常常是 IV 型)或者不含流体包裹体。笔者推测,在硬玉岩遭受强烈变形和重结晶过程中,流体包裹体被破坏因而消失了。

2.2 流体包裹体显微测温

流体包裹体显微测温在中国地质科学院矿产资源研究所实验室完成,测试仪器为 Linkam THM600 型显微冷热台,可控温度范围为 $-196 \sim +600^\circ\text{C}$ 。

本次主要测定了水溶液包裹体的初熔温度(t_e)、最终熔化温度(即冰点, t_{mi})、石盐熔化温度($t_{m\text{石盐}}$)和均一温度(t_h),甲烷包裹体的 CH_4 均一温度(t_{hCH_4}),未能测到 CH_4 熔化温度(t_{hCH_4})。实验前对冷热台用人工合成纯 CO_2 流体包裹体标样(熔点为 -56.6°C)、纯水(熔点为 0°C)和重铬酸钾(熔点为 398°C)进行了温度校正,结果表明,在 $-56.6 \sim 30^\circ\text{C}$ 温度区间内冷热台的分析精度为 $0.1 \sim 0.2^\circ\text{C}$,在 $30 \sim 200^\circ\text{C}$ 之间精度为 2°C ,在 $200 \sim 600^\circ\text{C}$ 之间精度好于 5°C 。对流体包裹体盐度、密度和均一压力和等容

线数据,采用 FLINCOR 软件(Brown, 1989)、FLUIDS 软件(Bakker, 2003)和有关的状态方程(EOSs)计算得到。

硬玉岩中 I、II 和 III 型流体包裹体的显微测温结果列于表 1。I 型低盐度水溶液包裹体的初熔温度均高于 -21°C , 表明水溶液所含盐类是 NaCl。冰融化温度范围为 $-1 \sim -5^{\circ}\text{C}$ (相应的盐度分别为 $1.57\% \sim 8.55\%$), 均一温度范围为 $110 \sim 300^{\circ}\text{C}$ 。II 型高盐度水溶液包裹体的石盐子晶熔融温度范围为

$250 \sim 383^{\circ}\text{C}$ (对应盐度 $34.8\% \sim 45.64\%$), 均一温度范围为 $250 \sim 560^{\circ}\text{C}$, 所有的水溶液包裹体加热后都均一至液相。硬玉中 III a 型包裹体的均一温度范围是 $-160 \sim -106^{\circ}\text{C}$, 全部均一到液相, 相应的 CH_4 流体密度范围为 $0.42 \sim 0.32 \text{ g/cm}^3$ 。而钠长石脉中 III b 型包裹体的均一温度范围为 $-120 \sim -83^{\circ}\text{C}$, 既可均一到液相, 也有均一到气相, 或接近于 CH_4 的临界温度, 相应的 CH_4 流体密度为 $0.05 \sim 0.15 \text{ g/cm}^3$ 。

表 1 缅甸硬玉岩流体包裹体显微测温结果
Table 1 Microthermometry of fluid inclusions in the jadeitite

岩石	寄主矿物	包裹体类型	包裹体分布特征	包裹体测试个数	冰点/石盐 熔化温度 ($t_m/^{\circ}\text{C}$)	均一温度 ($t_h/^{\circ}\text{C}$)	流体盐度 [$w(\text{NaCl})/\%$]	流体密度 ($\rho/\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)
硬玉岩	硬玉	低盐度水溶液包裹体(I型)	孤立-小群分布	53	$-1 \sim -5$	$150 \sim 300$, 均一到液相	$1.57 \sim 8.55$	$0.79 \sim 0.93$
硬玉岩	硬玉	含石盐子晶的 $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} \pm \text{CH}_4$ 三相流体包裹体(II型)	沿裂隙分布	10	$250 \sim 383$	$250 \sim 560$	$34.8 \sim 45.64$	$0.70 \sim 1.08$
硬玉岩	硬玉	富液相高密度 CH_4 包裹体(III a)	沿生长带分布	16		$-160 \sim -106$		$0.42 \sim 0.32$
钠长石脉	钠长石	低密度 CH_4 (III b)	随机成群分布	23		$-120 \sim -83$		$0.05 \sim 0.15$

2.3 激光拉曼探针分析

为了获取流体包裹体的成分特征,在中国地质科学院矿产资源所成矿流体实验室进行了激光拉曼探针(LRM)分析。测试仪器为英国 Renishaw-2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪,分析过程中激光功率 20 mW , 激发波长 514 nm , 激光最小束斑 $1 \mu\text{m}$, 光谱分辨率为 $1 \sim 2 \text{ cm}^{-1}$ 。拉曼探针分析结果(图 4)显示,硬玉中的 I 型流体包裹体的液相具有宽的水峰(在 $3310 \sim 3610 \text{ cm}^{-1}$ 之间), 气相中除 H_2O 外, 还有明显的 CH_4 峰(2915.4 cm^{-1})。II 型流体包裹体液相主要成分是水, 气相中含有水峰(H_2O)和明显的 CH_4 峰。高密度 III a 型流体包裹体在约 2911 cm^{-1} 具有明显的 CH_4 拉曼峰, 而 III b 型流体包裹体拉曼峰值位于约 2915 cm^{-1} , 表明后者的内压较低(Lin *et al.*, 2007)。

3 讨论

3.1 变质流体来源

迄今为止,大多数研究者都认为硬玉岩是由流体结晶形成的,但对于形成硬玉岩的流体来源仍然存在着争议(Johnson and Harlow, 1999; Harlow and

Sorensen 2005; Shi *et al.*, 2005, 2009, 2010; Sorensen *et al.*, 2006; Harlow *et al.*, 2007)。Johnson 和 Harlow(1999)对危地马拉硬玉岩中流体包裹体和 O-H 同位素的研究表明,结晶出硬玉的流体可能是在板块俯冲过程中所携带的类似海水的流体。缅甸硬玉中富 CH_4 流体包裹体的发现以及甲烷的 H-C 同位素特征研究表明,缅甸硬玉岩中包裹的流体具有海水亲缘性,并有俯冲沉积物的参与(Shi *et al.*, 2005)。硬玉中富钡矿物的发现(Harlow and Olds, 1987; Harlow, 1994, 1995; Morishita, 2005; Shi *et al.*, 2010)、锆石的 Hf、O 同位素(丘志力等, 2008; Shi *et al.*, 2009; Fu *et al.*, 2010)和硬玉岩的 Li 同位素特征(Simons *et al.*, 2010)都表明与硬玉岩相关的流体可能来自俯冲洋壳和俯冲洋壳板块上的沉积物(Harlow *et al.*, 2007, 2011; Shi *et al.*, 2009; Simons *et al.*, 2010)。而 Gacia-Casco 等(2009)通过对古巴 Sierra del Convento 硬玉岩的研究认为,形成硬玉岩的流体应该来自于俯冲带的脱水和部分熔融形成的流体。此外,一些学者认为形成硬玉岩的含水流体可以来自于俯冲带的不同源区,但俯冲洋壳在蓝片岩和榴辉岩相变质条件下发生的脱挥发分反应形成的流体应该是主要源区

(Harlow and Sorensen 2005; Sorensen *et al.*, 2006; Harlow *et al.*, 2007)。最近, Wang 等(2012)在缅甸帕敢矿区发现有含硬玉的异剥钙榴岩, 并认为与蛇

纹石化相关的异剥钙榴岩化可以提供形成硬玉所需的富 Na 流体。

流体包裹体研究可以为确定流体来源和性质

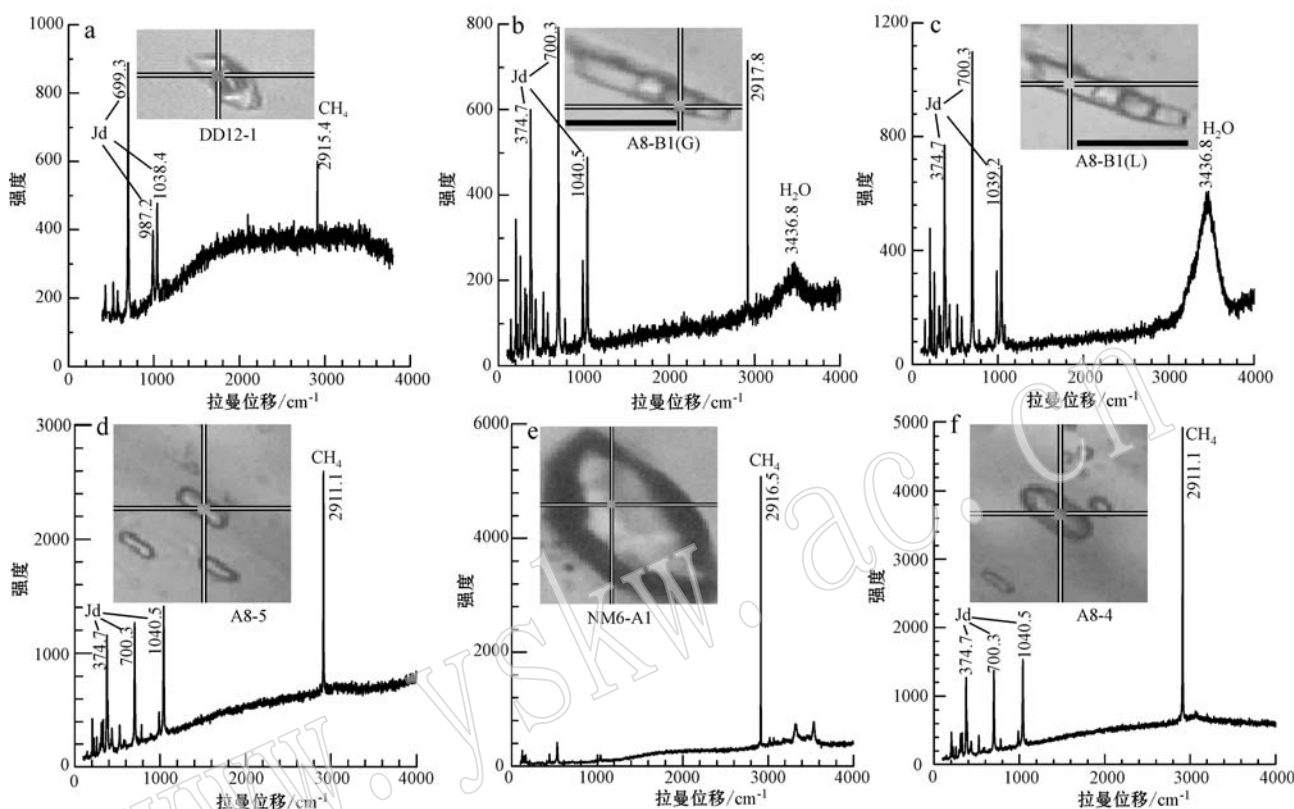


图4 缅甸硬玉岩各类型流体包裹体拉曼光谱

Fig. 4 Raman spectra of fluid and mineral inclusions in the Myanmar jadeite

a—I型包裹体呈现 CH_4 (2915.4 cm^{-1})峰和 H_2O ($3310\sim3610\text{ cm}^{-1}$)宽缓的峰值(其中 H_2O 占65%, CH_4 占35%); b—硬玉中孤立分布的含石盐子晶 $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}\pm\text{CH}_4$ 三相包裹体(Ⅱ型包裹体)的气相 CH_4 峰(2917.8 cm^{-1}); c—硬玉中孤立分布的含石盐子晶 $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}\pm\text{CH}_4$ 三相包裹体(Ⅱ型包裹体) H_2O 峰(3436.8 cm^{-1}); d—沿硬玉颗粒裂隙分布的高密度Ⅲa型次生流体包裹体, 在 $\sim2911.1\text{ cm}^{-1}$ 具有明显的 CH_4 拉曼峰; e—分布于切割硬玉的钠长石脉中的低密度Ⅲb型包裹体拉曼峰值位于 $\sim2916.5\text{ cm}^{-1}$; f—Ⅲb型包裹体拉曼峰值位于 $\sim2911.1\text{ cm}^{-1}$

a—type I inclusions have a distinctive peak at 2915.4 cm^{-1} for CH_4 and a broad peak between $3310\sim3610\text{ cm}^{-1}$ for water; b—isolated three-phase $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}\pm\text{CH}_4$ inclusions (type II) have CH_4 peak at $\sim2917.8\text{ cm}^{-1}$; c—type II inclusions have H_2O peak at $\sim3436.8\text{ cm}^{-1}$; d—high-density type IIIa inclusions have distinctive Raman peak at $\sim2911\text{ cm}^{-1}$; e—low-density type IIIb inclusions that occur in the albite veins cutting jadeite have CH_4 peak at $\sim2916.5\text{ cm}^{-1}$; f—type IIIa inclusions have Raman peak at $\sim2911.1\text{ cm}^{-1}$

提供直接的证据, 本次研究共发现有4种类型的流体包裹体, 但根据流体包裹体的形态、分布特征以及主晶矿物的结构, 我们认为只有保存在具有成分环带硬玉核部的I型低盐度原生流体包裹体才能代表结晶出硬玉的初始流体。其主要依据有以下几点: ①保存I型流体包裹体的硬玉晶体具有原生的生长环带, 并且没有经历后期的变形和重结晶作用, 应该代表了最初结晶的第一期硬玉; ②I型流体包裹

体仅出现在具环带结构硬玉晶体的核部, 而在硬玉晶体边部一般不含流体包裹体, 并且具原生流体包裹体的分布特征, 因此代表了结晶出硬玉岩的最早期的变质流体; ③有部分I型流体包裹体发生了爆裂或渗漏, 有的甚至转变为IV型空包裹体, 表明I型流体包裹体的内压很高, 符合高压变质流体的温压特征; ④尽管有一部分I型流体包裹体在后期抬升过程中发生渗漏或爆裂, 但这种渗漏或爆裂仅仅是

改变流体包裹体的密度,大部分流体包裹体仍然能够保存和继承初始流体的成分信息。因此,结晶出缅甸硬玉岩的初始变质流体应该是来自俯冲板块的低盐度富水($\pm \text{CH}_4$)流体,包裹体内流体的盐度变化范围为 1.57%~8.55%。

Harlow (1986)、Johnson 和 Harlow (1999)在危地马拉硬玉岩中曾报道过大颗粒硬玉晶体中赋存有低盐度的富水流体包裹体,其盐度最高为 8.7%。此外,缅甸硬玉岩中也发现有盐度为 3.0%~8.5%的低盐度水溶液包裹体,其均一温度为 315~378℃ (Shi *et al.*, 2005)。Sisson 等 (2006)也曾硬玉中发现有低盐度两相流体包裹体,并测得流体包裹体的盐度为 2%~8%,均一温度为 170~300℃。由此可见,这种低盐度流体在硬玉岩中是普遍存在的,并与硬玉岩的形成有着紧密的成因关系。这种低盐度富水流体与海水的盐度($\sim 3.5\%$)接近,因此一些研究者认为结晶出硬玉的变质流体很可能源自于俯冲板片所携带下去的海水 (Johnson and Harlow, 1999)。Sorensen 等 (2006)提出了几种可能的钠质来源,并指出遭受过海水低温蚀变和洋底热液交代后的洋壳脱水都可以为变质流体提供充足的 Na 源。结合前人大量的工作以及本文硬玉岩中原生流体包裹体的研究,我们认为缅甸硬玉岩形成过程中,交代橄榄岩的流体相具有与海水类似的成分特征,应该来源于俯冲沉积物或蚀变洋壳在蓝片岩相至榴辉岩相变质阶段的脱水反应。

3.2 高盐度流体包裹体和 CH_4 流体包裹体的成因

本次研究在重结晶硬玉中发现了含石盐子晶的高盐度流体包裹体(盐度达 34.8%~45.64%),这在国际上尚属首次。这种高盐度流体包裹体仅赋存在重结晶硬玉晶体中,并且具有原生流体包裹体的分布特征,因此应该与硬玉岩形成后经历的变质重结晶作用密切相关。

高盐度流体包裹体在斑岩型或夕卡岩型矿床中最为常见 (Cline and Bodnar, 1994; Meinert *et al.*, 1997; Ulrich *et al.*, 2001),同时在俯冲带蛇纹石化橄榄岩以及榴辉岩中也有产出 (Klemm, 1989; Scambelluri *et al.*, 1997; Xiao *et al.*, 2000; Fu *et al.*, 2001)。其中,斑岩或夕卡岩矿床中的高盐度流体包裹体可以由中等盐度流体经历不混溶作用形成,或者是直接捕获了从岩浆中分离出来的热液 (Bodnar, 1994)。很明显,本次研究在重结晶硬玉中既没有发现岩浆活动的痕迹(如熔体包裹体),也没

有发现高盐度流体包裹体和低盐度流体包裹体共存现象,表明重结晶硬玉中的高盐度流体包裹体既不是岩浆热液,也不是由于流体不混溶作用形成的。前人对超高压榴辉岩中的流体包裹体研究表明,在榴辉岩相代表矿物(如绿辉石、石榴石)中可以保存有高盐度流体包裹体 (Xiao *et al.*, 2000; Shen *et al.*, 2003),表明在超高压条件下,小尺度的变质脱水可以形成高盐度的流体。然而,对于缅甸硬玉岩而言,其变质压力上限不会超过 1.5 GPa (Shi *et al.*, 2003),并且经前文讨论已知最初的变质流体应为低盐度流体,而硬玉岩的重结晶作用应该发生在早期硬玉岩结晶之后的抬升阶段,因此,这种高盐度流体应该不是超高压条件下变质脱水的直接产物。

此外,高盐度流体包裹体在退变质榴辉岩中或麻粒岩中也有发现 (Klemm and Bröcker, 1999; Touret, 2001; Zhang *et al.*, 2005),这些高盐度流体通常被解释为在退变质重结晶过程中,流体相中的水被消耗,导致残余流体具有高盐度的特征。还有, Sachan 等 (2007) 对地幔岩石在蛇纹石化过程中流体的响应进行了研究,结果表明在蛇纹岩化过程中橄榄石会消耗掉大量的水以形成蛇纹石,同时这一过程往往伴随着流体相中的 CO_2 向 CH_4 的转变。本文研究的硬玉岩主要以脉体或夹层形式分布在蛇纹石化超基性岩中,在重结晶硬玉岩(A8)中也发现有大量的高密度 CH_4 流体包裹体,它们分布于切穿硬玉晶体的显微裂隙中,是重结晶硬玉岩形成以后捕获的次生包裹体。因此,高密度 CH_4 流体包裹体应该是在硬玉重结晶后,伴随着围岩蛇纹石化作用的产物。

低密度 CH_4 流体包裹体大量赋存在切穿硬玉岩的钠长石细脉中(样品 NW6)。岩相学观察表明,这些低密度 CH_4 包裹体在钠长石晶体中沿一定结晶学方位或晶内裂隙分布,而且均一到液相的 CH_4 包裹体与均一到气相的 CH_4 包裹体共存,表明它们可能是从不混溶流体中捕获的。鉴于钠长石是低压矿物,钠长石脉的形成明显晚于硬玉岩,应该是硬玉岩抬升晚期的产物,原先高压条件下均一的高密度 $\text{CH}_4(\pm \text{H}_2\text{O})$ 流体通过减压沸腾而被捕获于钠长石晶体中。推测这种低密度 CH_4 流体很可能是在硬玉岩受构造应力后裂隙开放、压力降低时由 $\text{CH}_4(\pm \text{H}_2\text{O})$ 流体发生不混溶作用形成的。

3.3 缅甸硬玉岩的 p - T - F 轨迹

前人对缅甸硬玉岩形成的温压条件进行了估算

(图 5)。Mével 和 Kienast (1986) 基于缅甸硬玉岩中存在的硬玉与西阿尔卑斯高压岩石类比, 粗略估计缅甸硬玉岩形成的温压条件为 300~500℃ 和 1.0~1.5 GPa。Goffé 等(2000)根据缅甸北部硬玉矿区的

硬玉和伴生高压岩石的结构关系确定的温压条件为温度 400~450℃ 和 1.4~1.6 GPa。图中还表示出了 Shi 等(2003)和 Oberhänsli 等(2007)估算的温压条件。

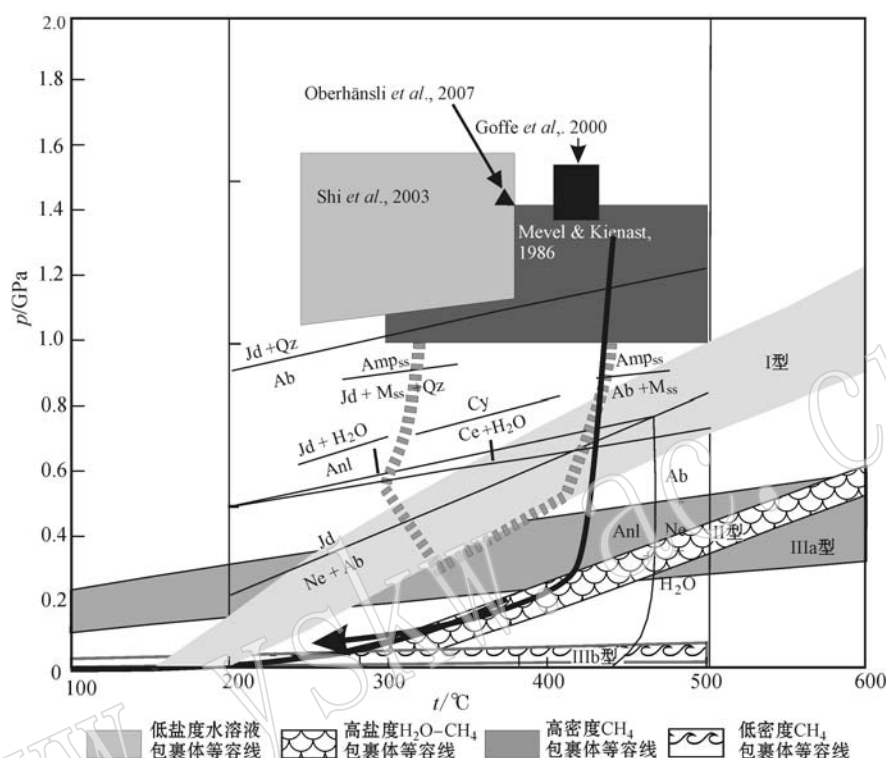


图 5 缅甸硬玉岩 p - T - F 轨迹 (p - T 相图引自 Shi *et al.*, 2012)

Fig. 5 p - T - F diagram of Myanmar jadeitite (p - T condition diagram after Shi *et al.*, 2012)

Jd—硬玉; Qz—石英; Ab—钠长石; Amp_{ss}—角闪石; M_{ss}—白云母; Anl—方沸石; Ne—霞石; Cy—钡铝沸石; Ce—钡长石

Jd—jadeite; Qz—quartz; Ab—albite; Amp_{ss}—amphibolite; M_{ss}—muscovite; Anl—analcite; Ne—nepheline; Cy—cymrite; Ce—celsian

通过对保存在硬玉岩中不同阶段捕获的流体包裹体研究, 可以还原比较完整的流体参与硬玉岩形成和演化的历史。如果原生流体包裹体在捕获后未遭受后期的改变, 那么流体包裹体的等容线势必要通过硬玉岩形成时的温压区间。保存在硬玉晶体核部和环带中的 I 型流体包裹体为原生的, 但显微测温结果表明, I 型包裹体的均一温度变化区间为 110~300℃, 即使是具有最低均一温度(即最高密度)I 型流体包裹体的等容线, 也是从矿物温压计确定的硬玉岩形成温压区间下方通过(在 500℃ 时的最低压力为 1.0 GPa)。因此, 这类低盐度流体包裹体一定遭受了不同程度的改造, 具有较低均一温度(110℃)的 I 型包裹体受到的改造较轻, 而具有较高均一温度的 I 型包裹体发生了更多的渗漏和部分爆裂, 流体密度更低。它们指示硬玉岩形成后经历了近等温

降压的快速抬升过程。

高盐度包裹体与高密度甲烷包裹体一同产出在重结晶硬玉岩中, 但前者捕获在先, 稍后才捕获了甲烷包裹体。它们分别代表了参与硬玉重结晶和围岩超基性岩蛇纹石化的流体。因此, 硬玉岩重结晶和随后演化的温压条件应该通过这两种流体包裹体等容线穿越的区域, 例如在 p - T 图解中, 高盐度流体包裹体和高密度 CH_4 流体包裹体等容线相交于 ~400℃ 和 ~0.2 GPa 的区域。可以看出, 从硬玉最初结晶至变质重结晶阶段, p - T 曲线基本平行于等温降压线, 表明硬玉岩形成后最初阶段的抬升十分迅速。

保存在钠长石细脉中的低密度 CH_4 流体包裹体代表了硬玉岩演化晚期的流体环境。其较低的密度表明, 此时硬玉岩已抬升至地壳浅部, 在构造应力作

用下发生破裂, 并有钠长石脉的充填和低密度 CH_4 包裹体被捕获。根据 CH_4 包裹体计算的等容线斜率很小, 其捕获时压力较低, 这一阶段的流体成分主要为 CH_4 。

4 结论

(1) 缅甸硬玉岩及钠长石脉体中赋存有 4 种类型包裹体: 不含或含少量甲烷的低盐度水溶液包裹体(I型), 呈孤立或小群(簇状)产于硬玉晶体核部, 或沿着硬玉晶体的生长环带分布, 具有原生生长结构; 含石盐子晶的 $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 三相流体包裹体(II型); 纯甲烷包裹体, 可以细分为高密度(IIIa)和低密度(IIIb)两种; 气相或空包裹体(IV型)。

(2) 首次在缅甸硬玉岩中识别出高盐度 $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} \pm \text{CH}_4$ 包裹体和高密度的含 CH_4 包裹体。高盐度的 $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} \pm \text{CH}_4$ 包裹体可能与硬玉岩重结晶过程相关, 而硬玉岩捕获的高密度 CH_4 流体, 可能为俯冲板片之上地幔楔中超基性岩蛇纹石化过程的副产物。流体包裹体岩相学观察和计算的流体包裹体等容线表明, 在硬玉岩演化过程中这些流体包裹体发生了不同程度的再平衡。

(3) $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CH}_4$ 流体始终是硬玉岩形成和演化过程中存在的主要流体。缅甸硬玉岩最初结晶时捕获的流体应该是来自俯冲板块的低盐度富水($\pm \text{CH}_4$)流体, 包裹体内流体的盐度变化范围为 1.57%~8.55%。

致谢 感谢中国科学技术大学孙贺博士和中国地质大学(武汉)王朝文博士, 感谢中国科学院地质矿产资源研究流体包裹体实验室徐文艺、程伟十在流体包裹体激光拉曼光谱和显微测温分析中提供的支持和帮助。

References

- Acharyya S, Ray K and Senputa S. 1990. Tectonics of the ophiolite belt from Naga Hills and Andaman Islands, India[J]. *Journal of Earth System Science*, 99(2): 187~199.
- Bakker R J. 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties[J]. *Chemical Geology*, 194(1~3): 3~23.
- Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid inclusions: XII. The system $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$. Experimental determination of the halite liquids and isochors for a 40 wt% NaCl solution[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 1 053~1 063.
- Brown P E. 1989. FLINCOR: a microcomputer program for the deduction and investigation of fluid inclusion data[J]. *American Mineralogist*, 74: 1 390~1 393.
- Brunschweiler R O. 1966. On the geology of the Indo-Burma ranges [J]. *Geological Society of Australia*, 13(1): 137~194.
- Cline J S and Bodnar R J. 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit [J]. *Economic Geology*, 89(8): 1 780~1 802.
- Fu Bin, Touret J L R and Zheng Yongfei. 2001. Fluid inclusions in coesite-bearing eclogites and jadeite quartzite at Shuanghe, Dabie Shan (China)[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 531~547.
- Fu Bin, Valley J W, Kita N T, *et al.* 2010. Multiple origins of zircons in jadeitite[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159: 769~780.
- García-Casco A, Rodríguez Vega A, Cárdenas Párraga J, *et al.* 2009. A new jadeitite jade locality (Sierra del Convento, Cuba): first report and some petrological and archeological implications[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158: 1~16.
- Goffé B, Rangin C and Maluski H. 2000. Jade and associated rocks from jade mines area, northern Myanmar as record of a polyphased high-pressure metamorphism[J]. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 81, F1365.
- Harlow G E. 1986. Jadeitites and their fluid inclusions from Rio Motagua, Guatemala[A]. *International Mineralogical Association General Meeting, 14th, Abstract with Program, Stanford, California* [C]. Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 119.
- Harlow G E. 1994. Jadeitites, albitites and related rocks from the Motagua Fault Zone, Guatemala[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 49~68.
- Harlow G E. 1995. Crystal chemistry of barium enrichment in micas from metasomatized inclusions in serpentinite, Motagua Valley, Guatemala[J]. *European Journal of Mineralogy*, 7: 775~789.
- Harlow G E and Olds E P. 1987. Observations on terrestrial ureyite and ureyitic pyroxene[J]. *American Mineralogist*, 72: 126~136.
- Harlow G E, Sisson V B and Sorensen S S. 2011. Jadeitite from Guatemala: new observations and distinctions among multiple occurrences[J]. *Geologica Acta*, 9: 363~387.
- Harlow G E and Sorensen S S. 2005. Jade (Nephrite and Jadeitite) and Serpentinite: Metasomatic connections[J]. *International Geology Review*, 47: 113~146.
- Harlow G E, Sorensen S S and Sisson V B. 2007. Jade[A]. Groat L A.

- The Geology of Gem Deposits, Short Course Handbook Series 37 [C]. Mineralogical Association of Canada, Quebec, 207~254.
- Johnson C A and Harlow G E. 1999. Guatemala jadeitites and albitites were formed by deuterium-rich serpentinizing fluids deep within a subduction-channel[J]. *Geology*, 27: 629~632.
- Klemm R. 1989. *p-T* evolution and fluid inclusion characteristics of retrograded eclogites, Muenchberg gneiss complex, Germany [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102: 221~229.
- Klemm R and Bröcker M. 1999. Fluid influence on mineral reactions in ultrahigh-pressure granulites: a case study in the Śnieżnik Mts. (West Sudetes, Poland) [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136(4): 358~373.
- Lin F, Bodnar R J and Becker S P. 2007. Experimental determination of the Ramman CH_4 band position from 1 to 650 bars and 0.3~22°C: application to fluid inclusion studies [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71: 3 746~3 756.
- Manning C E. 1998. Fluid composition at the blueschist-eclogite transition in the model system $\text{Na}_2\text{O-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HCl}$ [J]. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 78 (2): 225~242.
- Meinert L D, Hefton K K, Mayes D, *et al.* 1997. Geology, zonation, and fluid evolution of the Big Gissan Cu-Au skarn deposit, Ertzberg District, Irian Jaya [J]. *Economic Geology*, 92: 509~533.
- Mitchell A and McKerrow W. 1975. Analogous evolution of the Burma orogen and the Scottish Caledonides [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 86(3): 305~315.
- Mitchell A H G, Htay M T, Htun K M, *et al.* 2007. Rock relationships in the Mogoke metamorphic belt, Tatkon to Mandalay, central Myanmar [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5~6): 891~910.
- Mével C and Kiéna J R. 1986. Jadeite-kosmochlor solid solution and chromite-sodic amphiboles in jadeitites and associated rocks from Tawmaw (Burma) [J]. *Bulletin de Minéralogie* 109: 617~633.
- Morishita T. 2005. Occurrence and chemical composition of barian feldspars in a jadeite from the Itoigawa-Omi District in the Renge high-*P/T*-type metamorphic belt, Japan [J]. *Mineralogical Magazine*, 69: 39~51.
- Morishita T, Arai S and Ishida Y. 2007. Trace element compositions of jadeite (+ omphacite) in jadeitites from the Itoigawa-Omi district, Japan: implications for fluid processes in subduction zones [J]. *Island Arc*, 16: 40~56.
- Morley C K. 2004. Nested strike-slip duplexes, and other evidence for Late Cretaceous-Paleogene transpressional tectonics before and during India-Eurasia collision, in Thailand, Myanmar and Malaysia [J]. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 799~812.
- Oberhänsli R, Bousquet R, Moine H, *et al.* 2007. The field of stability of blue jadeite: a new occurrence of jadeite from Sorkhan, Iran, as a case study [J]. *The Canadian Mineralogist*, 45: 1 501~1 509.
- Qi Min, Xiang Hua, Zhong Zengqiu, *et al.* 2011. Fluid-ultramafic rock interaction and formation of jadeite rocks [J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 36(3): 511~520 (in Chinese with English abstract).
- Qiu Zhili, Wu Fuyuan, Yang Shufeng, *et al.* 2009. Age and genesis of the Myanmar jadeite: constraints from U-Pb ages and Hf isotopes of zircon inclusions [J]. *Chinese Science Bulletin*, 54: 658~668.
- Sachan K H, Mukherjee K B and Bodnar J R. 2007. Preservation of methane generated during serpentinization of upper mantle rocks: Evidence from fluid inclusions in the Nidar ophiolite, Indus Suture Zone, Ladakh (India) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(1~2): 47~59.
- Scambelluri M, Piccardo G B, Philippot P, *et al.* 1997. High salinity fluid inclusions formed from recycled seawater in deeply subducted alpine serpentinite [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(3~4): 485~499.
- Scambelluri M and Philippot P. 2001. Deep fluids in subduction zones [J]. *Lithos*, 55(1~4): 213~227.
- Scambelluri M, Fiebig J, Malaspina N, *et al.* 2004. Serpentinite Subduction: Implications for fluid processes and trace-element recycling [J]. *International Geology Review*, 46(7): 595~613.
- Shen Kun, Zhang Zeming, van den Kerkhof A M, *et al.* 2003. Unusual high-density and saline aqueous inclusions in ultrahigh pressure metamorphic rocks from Sulu terrane in eastern China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 48 (18): 2 018~2 023.
- Shi Guanghai, Cui Wenyuan, Cao Shumin, *et al.* 2008. Ion microprobe zircon U-Pb age and geochemistry of the Myanmar jadeite [J]. *Journal of the Geological Society*, 165: 221~234.
- Shi Guanghai, Cui Wenyuan, Liu Jing, *et al.* 2001. The petrology of jadeite-bearing serpentinized peridotite and its country rocks from Northwestern Myanmar (Burma) [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 483~490 (in Chinese with English abstract).
- Shi Guanghai, Cui Wenyuan, Tropper P, *et al.* 2003. The petrology of a complex sodic and sodic-calcic amphibole association and its implications for the metasomatic processes in the jadeite area in northwestern Myanmar, formerly Burma [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 355~376.
- Shi Guanghai, Harlow G E, Wang Jing, *et al.* 2012. Mineralogy of jadeite and related rocks from Myanmar: a review with new data

- [J]. *European Journal of Mineralogy*, 24: 345~370.
- Shi Guanghai, Jiang Neng, Liu Yan, *et al.* 2009. Zircon Hf isotope signature of the depleted mantle in the Myanmar jadeitite: Implications for Mesozoic intra-oceanic subduction between the Eastern Indian Plate and the Burmese Platelet[J]. *Lithos*, 112: 342~350.
- Shi Guanghai, Jiang Neng, Wang Yuwang, *et al.* 2010. Ba minerals in clinopyroxene rocks from the Myanmar jadeitite area: implications for Ba recycling in subduction zones[J]. *European Journal of Mineralogy*, 22: 199~214.
- Shi Guanghai, Tropper P, Cui Wenyuan, *et al.* 2005. Methane (CH₄)-bearing fluid inclusions in the Myanmar jadeites[J]. *Geochemical Journal*, 39(503): 503~516.
- Simons K K, Harlow G E, Brueckner H K, *et al.* 2010. Lithium isotopes in Guatemalan and Franciscan HP-LT rocks: insights into the role of sediment-derived fluids during subduction[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74: 3 621~3 641.
- Sisson V B, Sorensen S S and Harlow G E. 2006. Subduction zone fluid composition estimated from fluid inclusions in Guatemalan jadeitite [J]. *Geological Society of America. Abstract Program*, 38(7): 270.
- Sorensen S, Harlow G E and Rumble III D. 2003. SIMS oxygen isotope analyses of jadeitite: Trace element correlations, fluid compositions, and temperature estimates[A]. *Geological Society of America Abstracts with Program*[C], 35: 6 (abstract # 225; CD-ROM, 90-7).
- Sorensen S, Harlow G E and Rumble III D. 2006. The origin of jadeitite-forming subduction-zone fluids: CL-guided SIMS oxygen-isotope and trace-element evidence[J]. *American Mineralogist*, 91: 979~996.
- Touret J L R. 2001. Fluids in metamorphic rocks[J]. *Lithos*, 55(1~4): 1~25.
- Tsujimori T and Harlow G E. 2012. Petrogenetic relationships between jadeitite and associated high-pressure and low-temperature metamorphic rocks in worldwide jadeitite localities: a review[J]. *European Journal of Mineralogy*, 24: 371~390.
- Ulrich T, Günther D and Heinrich C A. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajode la Alumbrera, Argentina[J]. *Economic Geology*, 96: 1 743~1 774.
- Yui Tzenfu, Maki K, Usuki T, *et al.* 2010. Genesis of Guatemala jadeitite and related fluid characteristics: Insight from zircon[J]. *Chemical Geology*, 270: 45~55.
- Wang Xia, Shi Guanghai, Qiu Dengfei, *et al.* 2012. Grossular-bearing jadeite omphacite rock in the Myanmar jadeite area: a kind of jadeitized rodingite? [J]. *European Journal of Mineralogy*, 24: 237~246.
- Xiao Yilin, Hoefs J, Van den Kerkhof A M, *et al.* 2000. Fluid history of UHP metamorphism in Dabie Shan, China: a fluid inclusion and oxygen isotope study on the coesite-bearing eclogite from Bixiling [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 1~16.
- Zhang Weiji. 2002. Jadeite deposit geology in Pharkant area, North Myanmar[J]. *Yunnan Geology* 21: 483~490 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zeming, Shen Kun, Xiao Yilin, *et al.* 2005. Fluid composition and evolution attending UHP metamorphism: study of fluid inclusions from drill cores, southern Sulu belt, eastern China[J]. *International Geology Review*, 47(3): 297~309.

附中文参考文献

- 祁 敏, 向 华, 钟增球, 等. 2011. 流体-超镁铁质岩相互作用与硬玉岩的形成[J]. *地球科学*, 36(3): 511~520.
- 丘志力, 吴福元, 杨树锋, 等. 2008. 缅甸翡翠形成时代和成因的锆石 U-Pb 年龄与 Hf 同位素制约[J]. *科学通报*, 53(24): 3 104~3 111.
- 施光海, 崔文元, 刘 晶, 等. 2001. 缅甸含硬玉的蛇纹石化橄榄岩及其围岩的岩石学研究[J]. *岩石学报*, 17(3): 483~490.
- 张位及. 2002. 缅甸北部帕敢地区翡翠矿床地质[J]. *云南地质*, 21(4): 378~390.