危地马拉硬玉岩与硬玉化绿辉石岩的岩石学特征及其地质意义

张智宇[1)]，施光海[1)]，欧阳秋眉[2)]，柳维[3)]，龚庆贺[3)]

1）中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，北京，100083；

2）香港珠宝学院，香港；3）中国地质大学珠宝学院，北京，100083

内容提要：位于北美-加勒比板块俯冲带内的危地马拉硬玉岩区产有硬玉岩、榴辉岩、钠长岩等岩石类型，但绿辉石岩还没有详细报导过。研究样品为该区的硬玉岩和绿辉石岩，前者主要由Jd端元含量较高的硬玉组成，具有粒、柱状镶嵌结构。硬玉晶体具有显著的成分振荡环带，其核部及其背散射电子图像的浅色区Jd端元含量为94.81%～95.48%；暗色区Jd含量大于97.92%。后者绿辉石岩具有交代结构，主要由绿辉石和硬玉组成。其中绿辉石的CaO（9.01%～10.80%）和MgO（6.09%～7.94%）含量较高，FeO（2.84%～4.89%）含量较低；硬玉的CaO、MgO和FeO含量变化范围较大，分别为0.59%～4.30%，0.26%～3.05%，0.76%～2.87%。硬玉岩中流体包裹体的存在，以及绿辉石岩中显著的硬玉交代绿辉石现象说明其成因与缅甸硬玉一样，是硬玉质流体通过结晶-交代作用形成。硬玉岩中硬玉振荡的环带结构反映形成时温度-压力-组分体系存在振荡变化，平直连续的环带边界反映结晶时P-T条件位于硬玉稳定的低温高压区域。该区绿辉石岩的硬玉化作用清楚，能够观察到三期硬玉岩化作用现象，说明绿辉石岩可能是在硬玉岩的形成过程中，硬玉质流体与原岩辉石岩作用的结果，这进一步阐明了俯冲带内硬玉岩区硬玉质流体的广泛透入性与结晶交代作用的多样性。

关键词：硬玉；硬玉岩；绿辉石岩；流体；交代；危地马拉

硬玉岩是以钠质-钠钙质辉石为主要矿物组成，含少量角闪石族矿物的集合体，与其相关的岩石还有钠铬辉石岩、绿辉石岩及钠长石岩等。世界上规模最大、最重要的硬玉岩矿床位于缅甸北部克钦邦（Kachin）的帕敢-道茂（Hpakan-Tawmw）一带（Chhibber，1934）；此外，还分布于日本Kotaki（Iwao，1953；Chihara，1971）、Oosa-cho（Kobayashi et al.，1987）和Kamuikotan Gorge地区（Takayama，1986），美国加利福尼亚的San Benito（Coleman，1961），俄罗斯的Pay-Yer地块（Morkovkina，1960）、Sayan西部（Dobretsov，1963，1984），哈萨克斯坦的Near-Balkash北部（Dobretsov et al.，1965）以及危地马拉（Guatemala）莫塔瓜（Motagua）断裂带附近（Foshag et al.，1955；Hammond et al.，1979）。其中，危地马拉是除了缅甸硬玉岩外，另一个具有商业性的生产硬玉岩及其相关岩石的产地（Harlow et al.，1987；Harlow et al.，2003），较为著名的有黑色玉石品种“银河黄金玉（Galactic Gold）”、墨绿色品种“Olmec Blue”以及“新世界”玉（Harlow et al.，2005）。

近来，很多学者对硬玉岩的矿物组成、结构构造、岩石成因以及矿物中的流体包裹体等进行研究，认为硬玉岩主要由硬玉组成，其形成与超镁铁岩带、蛇绿岩、蓝片岩以及洋底俯冲带密切相关（Harlow，1995；Radvanec et al.，1998；Cleary et al.，2002；Li et al.，2004；Morishita，2005；Shi et al.，2000，2001，2005a，2005b，2008；崔文元等，1998；施光海等，2005；易晓等，2006）。由于俯冲带是目前高压-超高压变质作用研究的前沿领域之一（Schreyer，1995；Poli et al.，2002；Sorensen et al.，2006；Tsujimori et al.，2006；Shi et al.，2009；赵振华等，2004；郑有业等，2006；张立飞，2007；曹毅等，2008；梁凤华等，2009），因此

注：本文为国家自然科学基金项目（编号40672046）和教育部新世纪优秀人才支持计划（编号NCET-07-0771）资助的成果。

收稿日期：2010-12-03；改回日期：2011-04-06；责任编辑：郝梓国，黄敏。

作者简介：张智宇，男，1983年生。博士后。矿产普查与勘探专业。Email：sapphire2006@163.com。

DOI：CNKI：11-1951/P.20120104.1640.002 网络出版时间：2012-1-4 16：40

网络出版地址：http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20120104.1640.002.html

产于俯冲带内的硬玉岩也越来越受到重视。与硬玉岩共生的另一种罕见岩石—绿辉石岩,在缅甸硬玉岩区已有发现,研究表明其与硬玉岩在成因上十分密切(易晓等,2006),被认为是蛇绿岩套中的超基性岩石与硬玉质的流体发生钠化而形成的。另外,绿辉石岩也偶见于苏鲁-大别山超高压变质带以及世界其他高压-超高压变质带中(Zhang et al.,2000;Dobrzhinetskaya et al.,2002;Gao et al.,2003;匡少平等,2001)。如在大别造山带南段的毛屋变层状堆晶岩体中,绿辉石岩仅以约 5cm 的薄层产出(樊祺诚等,1996),在适当温压条件下,岩体中富铝辉石与贫铝辉石、石榴石间可发生相的转变。该区绿辉石岩在成因上有别于缅甸硬玉岩区的绿辉石岩。绿辉石岩在危地马拉硬玉岩区过去只有定性描述报导(Harlow 1994;Johnson et al.,1999;Harlow et al.,2004a),与硬玉岩共生,然而其岩石成因尚未见论述过。作为另外一个重要的硬玉岩产地,对危地马拉的硬玉岩和绿辉石岩的矿物组合、结构特征进行研究将有助于探讨其成因、形成环境,以及与俯冲作用相关的地学问题。

1　地质背景

危地马拉位于中美洲地区,东临加勒比海,地处墨西哥与洪都拉斯之间(图 1a)。危地马拉硬玉岩位于北美-加勒比板块的碰撞带内(Burke,1988),莫塔瓜(Motagua)河谷的中生代白垩纪蛇纹岩带中。河谷内主要深断裂呈近东西向展布,主要为三条近平行的左旋走向滑动断层(波罗奇克断裂、莫塔瓜断裂与霍科坦断裂),由此构成的断裂带至今仍很活跃(Donnelly et al.,1990;Cleary et al.,2002;Brueckner et al.,2009)。

在莫塔瓜断裂带附近产有被认为是古洋盆残余的蛇绿岩套岩石,含蛇纹岩的混杂岩(图 1b),宽约 10 ～ 40 km,长约 100 km。断层南北两侧岩石组合有较大区别,南侧(科提斯地块)的构造片岩以铁镁质岩为主,如榴辉岩、硬柱石榴辉岩、蓝闪石榴辉岩、蓝片岩与硬玉岩等;北侧(玛雅地块)的构造片岩包含绿辉石岩、钠长石岩、石榴石角闪石岩和硬玉岩,但缺少完整矿物组合的榴辉岩(McBirney et al.,1967;Harlow et al.,2004b)。此外,在莫塔瓜断裂两侧地块中均含有花岗岩类侵入岩与火山岩。已有研究表明(Harlow et al.,2004b),断层两侧岩石的成岩时限明显不同:断层南侧岩石的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄变化于 125 ～ 116Ma,而北侧岩石形成于 77 ～ 65Ma。在加勒比海西北部区域高压变质带中,危地马拉硬玉岩区断层北部变质时代早于莫塔瓜断层北部的古巴地区(102 ～ 119Ma);而危地马拉地区断层南侧变质带成岩时代普遍最老(图 1a)。

硬玉岩在蛇绿岩套的蛇纹岩中以透镜状或脉状产出,部分以单个构造包体存在(Foshag et al.,1955)。含硬玉岩的蛇纹石岩体受到明显的动力变质作用,发生了强烈的片理化。硬玉脉与钠长石岩伴生,最厚处可达 2 ～ 3 m,两侧还伴有 6 ～ 7 m 厚的以钠长岩为主的岩石。硬玉岩脉具有不均匀的粒状结构,并且可以逐渐过渡到硬玉-钠长石岩。此外,在莫塔瓜河流的冲积河床阶地中有含硬玉岩的砾石富集层,砾石直径可达 1m,砾石层中除了硬玉岩外,还有角闪岩、片麻岩、钠长石岩、阳起石片岩、含白云母钠长石岩、含白云母石英岩等。本次研究样品来自欧阳秋眉女士,为危地马拉翡翠硬玉的一矿主所赠;其中一块为硬玉岩,另外一块为硬玉化的绿辉石岩。

2　分析方法

岩石的显微结构是在中国地质大学(北京)利用 OLYMPUS BX51 偏光显微镜观察,利用显微数码照相机 DP70 拍摄的。岩石的化学成分及电子背散射图像是在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针室用 CAMECA S×51 型电子探针仪(波谱仪)测试获得的。实验条件为:加速电压 15 kV,电流 20 mA,电子束直径为 10 μm。矿物化学式是利用 Minpet 2.02 程序计算的,其中,Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 的比值根据电价平衡计算。

3　岩相学与矿物学

危地马拉硬玉岩主要由硬玉组成,硬玉主要呈它形细粒状(约 0.05～0.10 mm),粒度比较均匀,大部分区域没有明显的定向性(图 2a)。在细粒硬玉区,有时可见较粗大长柱状的硬玉晶体视域(图 2b),晶体间界限平直,定向性较差,呈镶嵌结构。在硬玉岩中还存在放射状排列的柱状硬玉晶体,反映了硬玉是在同一条件下结晶形成的。硬玉中可见到许多定向排列的流体包裹体(图 2c),呈卵圆形或不规则状,卵圆形包裹体的长轴方向与硬玉晶体 c 轴平行。BSE 图像中,大部分硬玉晶体可观察到明暗交替的韵律环带(图 3a,b)。

绿辉石岩中部分半自形柱状绿辉石的边缘被硬玉交代(图 4a),且有硬玉矿物沿绿辉石的解理或裂

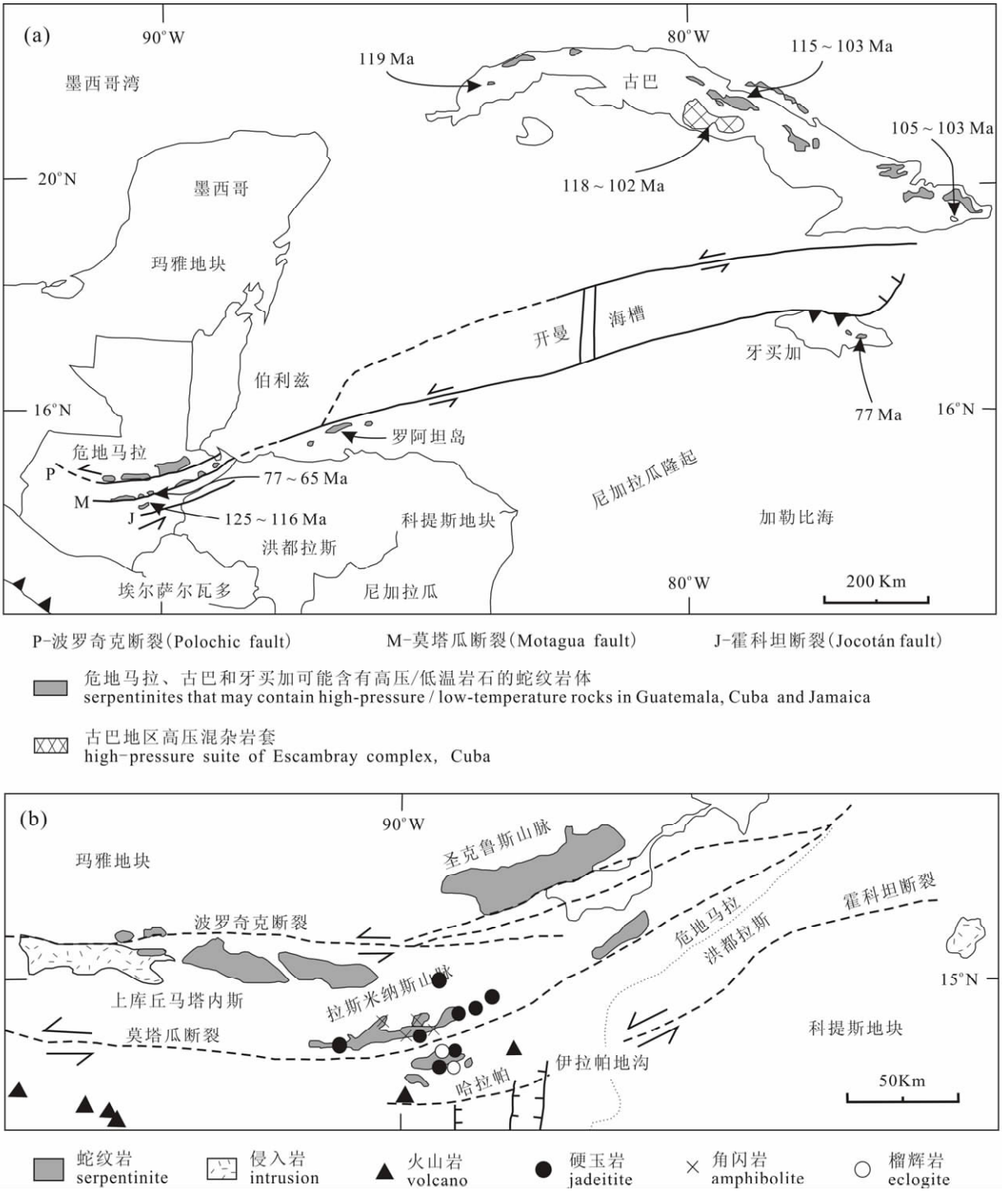

图 1 (a)—加勒比海西北部构造地质简图(据 Harlow et al., 2004b);
(b)—危地马拉莫塔瓜河谷中部地质略图(据 Burkart, 1994)

Fig. 1 (a)—A simplified tectonic map of northwestern Caribbean (after Harlow et al., 2004b);
(b)—Sketched geological map of central Motagua Valley in Guatemala (after Burkart, 1994)

隙分布,反映了硬玉形成于绿辉石之后。一些颗粒较大(约 2.0 mm)的绿辉石(图 4b,5a)被硬玉呈锯齿状或港湾状交代。某些自形程度较好、具有韵律环带的硬玉将早期形成的绿辉石和硬玉交代呈孤岛状(图 5a,b),孤岛状矿物颗粒细小,一般都小于 0.01 mm。在岩石中还可见较后期的硬玉细脉(图 5b,c)切割早期形成的硬玉和绿辉石。以上结构特征反映了绿辉石形成之后,至少又经历了两期硬玉

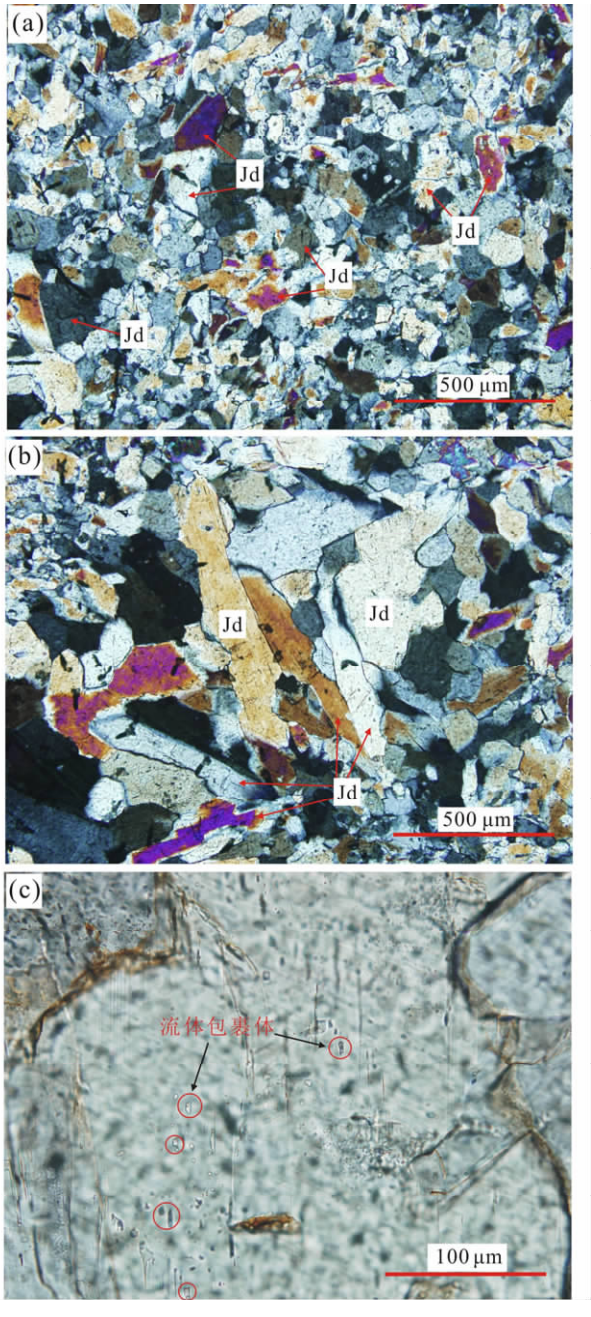

图 2　硬玉岩的偏光显微结构和流体包裹体照片

Fig. 2　Photomicrograph of the textures and the fluid inclusions in the jadeitite

(a)—硬玉岩中它形粒状结构的硬玉（透射光，+）;(b)—硬玉岩中呈镶嵌结构的柱状硬玉（透射光，+）;(c)—硬玉中流体包裹体呈定向分布（透射光，-）;Jd—硬玉

(a)—Fine grained, anhedral jadeite in jadeitite (transmitted light, +); (b)—columnar jadeite with mosaic texture in jadeitite (transmitted light, +); (c)—directional distribution of the fluid inclusions in jadeite (transmitted light, -); Jd—jadeite

化作用。

岩石中矿物的化学成分测定数据及矿物组成计算结果列于表 1。

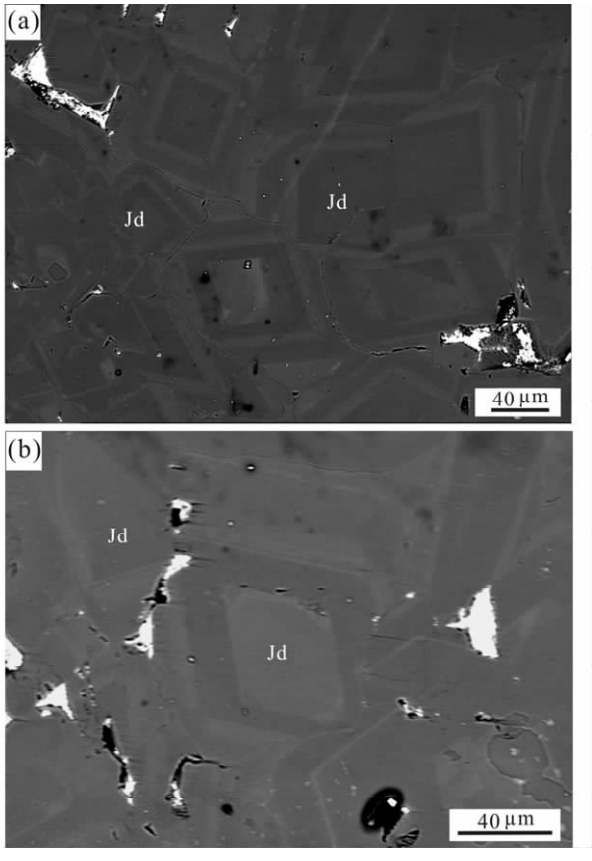

图 3　硬玉岩中硬玉晶体的环带结构（BSE 照片）

Fig. 3　Zoning texture of jadeite in jadeitite (BSE image)

硬玉岩中，Jd 端元含量大于 94%，CaO、MgO 和 FeO 的含量较低。硬玉生长环带的核部以及其它 BSE 图像浅色区 CaO 为 1.09% ～ 1.13%，Jd 端元含量为 94.81% ～ 95.48%；而 BSE 图像暗色区 CaO 含量为 0.14% ～ 0.65%，Jd 端元含量大于 97.92%。总体上，硬玉岩样品矿物成分主要由 Jd 端元含量高的硬玉（$NaAlSi_2O_6$）组成（图 6a）。

绿辉石岩中，硬玉的化学成分随产出状态的不同而有差异。BSE 图像浅灰色硬玉的 Jd 含量大于 79%，Wo 平均为 7.20%，En 平均为 6.83%，Fs 平均为 3.51%；自形硬玉的 Jd 含量也较高（约 90.85%），而 Wo（3.57%）、En（2.44%）和 Fs（3.13%）低于浅灰色硬玉中的相应含量；晚期硬玉细脉中 Jd 含量最高，大于 96%。BSE 图像中灰白色物相绿辉石中 Jd 含量变化范围是 51.23% ～ 61.59%，Wo、En 较高，但 Fs 含量较低。总体上，从早期硬玉到后期较自形硬玉再到更晚期细脉状硬玉，Wo、En 和 Fs 含量分别依次减少；绿辉石岩矿物成分主要由绿辉石和硬玉组成（图 6b），绿辉石被硬玉交代。

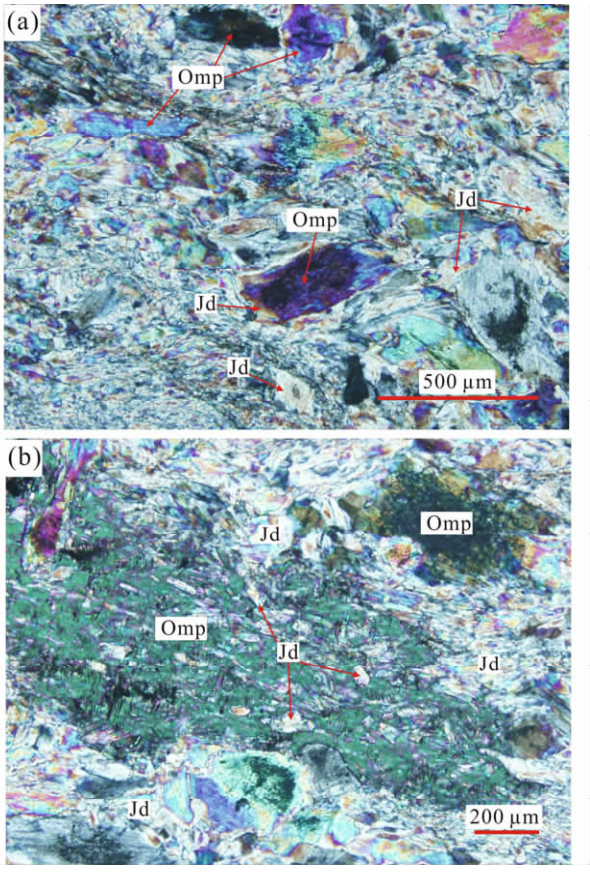

图 4 硬玉化绿辉石岩的偏光显微照片

Fig. 4 Photomicrograph of the textures in the jadeitized omphacitite

(a)—半自形绿辉石边缘被硬玉交代，硬玉沿裂隙充填（透射光，+）；(b)—粗粒绿辉石被硬玉交代（透射光，+）；Omp—绿辉石

(a)—Grain boundaries of subhedral omphacite were replaced by jadeite, and jadeite filled along the microfracture of the rock (transmitted light, +); (b)—Replacement of coarse grained omphacite by jadeite (transmitted light, +); Omp—omphacite

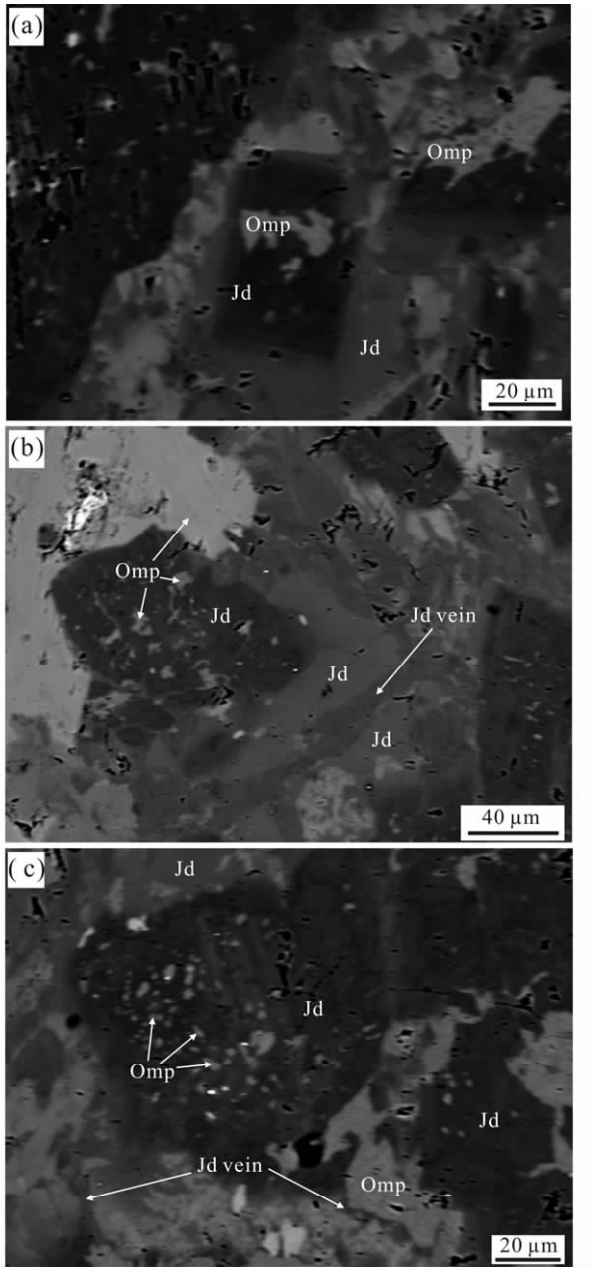

图 5 硬玉化绿辉石岩的电子背散射图像

Fig. 5 Backscatter electron (BSE) image of jadeitized omphacitite

(a)—柱状硬玉交代早期形成的绿辉石与硬玉，呈孤岛状结构（BSE 照片）；(b)—半自形硬玉交代早期硬玉与绿辉石，晚期硬玉细脉切割早期硬玉与绿辉石（BSE 照片）；(c)—半自形硬玉与细脉状硬玉交代绿辉石（BSE 照片）

(a)—Columnar jadeite replaced omphacite and jadeite formed during early stage, showing island texture (BSE image); (b)—Subhedral jadeite replaced omphacite and jadeite, and jadeite vein cut through omphacite and jadeite (BSE image); (c)—Replacement of omphacite by subhedral jadeite and jadeite veinlet (BSE image)

4 讨论与结论

4.1 硬玉岩的成因

几乎所有的硬玉岩被认为是在活跃的俯冲-碰撞带中，在高压、低温的条件下，钠、铝、硅质流体与蛇纹石化橄榄岩作用形成的（施光海等，2001；Shi et al.，2003，2005a；Harlow et al.，2005）。硬玉岩在宏观上往往呈现脉状充填构造，硬玉集合体具镶嵌结构，硬玉晶体通常发育有韵律生长环带。危地马拉硬玉岩的形成条件为 300～800MPa，＜400℃的顺时针 P-T 轨迹（Harlow，1994；Okay，1997），这种温度压力条件可以作为危地马拉硬玉岩是在俯冲带高压、低温环境下形成的佐证。柱状较自形呈放射状集合体的硬玉反映了硬玉岩形成于较

长时间和相对稳定的温度、压力条件以及较稳定的静态均匀介质中;硬玉的韵律环带结构及流体包裹体特征表明硬玉岩在成岩阶段可由流体直接结晶形成。韵律环带在斜长石(吴平霄等,1997)、岩浆锆石(Hanchar et al.,1993)等矿物中也屡见不鲜,其形成起因于岩浆熔体温度、压力以及组分(Ca、Na、Th、U)浓度等"周期性"的变化。前人研究表明:硬玉环带中的浅色区含有较多的 Di(透辉石)组分(Harlow,1994)。岩相学与矿物学研究显示:危地马拉硬玉岩中硬玉的环带核部(浅色区)CaO 含量较高,随后 Jd 含量增加,继而组分含量呈交替变化。除危地马拉硬玉岩之外,在缅甸硬玉岩中也出现有环带结构(Shi et al.,2005b,2008,2009),值得注意的是,缅甸硬玉的环带核部为暗色区,Jd 含量高,随后向外 Di 含量较高,继而周期性交替变化(施光海等,2004)。由此可知,危地马拉硬玉环带特征与其成分关系并不是偶然巧合,以上说明与岩浆锆石的环带相似,硬玉环带与组分含量的振荡变化有关。硬玉环带的成分特征可以指示结晶时的物理化学条件。硬玉岩是在高压、低温的环境下形成的,当温度较低时,半径较大的钙离子难以进入硬玉晶格中代替钠离子;但温度升高时,钙可能进入硬玉晶体 M_2 位置。危地马拉硬玉环带核部含钙较高,反映了该区硬玉岩可能形成的初期温度略高,随后温度有降低并出现振荡变化。

表 1　硬玉岩和硬玉化绿辉石岩中代表性辉石的化学成分(%)

Table 1　Representative chemical compositions (%) of pyroxene in jadeite-rock and jadeitized omphacite-rock

样品编号	GL39407(硬玉岩)						GL39409(硬玉化绿辉石岩)									
矿物	07-1	07-2	07-3	07-4	07-5	07-6	硬玉脉	绿辉石	早期硬玉	硬玉脉	绿辉石	早期硬玉	绿辉石	绿辉石	自形硬玉	绿辉石
SiO_2	58.72	58.88	58.71	58.61	60.35	58.65	60.00	57.99	58.50	59.99	57.20	58.67	57.40	57.13	59.46	57.15
TiO_2	0.00	0.14	0.08	0.12	0.01	0.05	0.16	0.35	0.16	0.08	0.27	0.25	0.12	0.23	0.11	0.40
Al_2O_3	24.44	23.84	24.63	23.77	25.23	24.07	23.94	13.58	19.58	24.19	11.80	18.51	14.10	12.77	22.07	11.73
FeO	0.31	0.78	0.30	0.71	0.10	0.55	0.78	3.13	2.16	0.76	3.03	2.87	2.84	4.89	2.02	3.20
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.11	0.05	0.04	0.06	0.05	0.10	0.12	0.06	0.12
NiO	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.04	0.04	0.03	0.00
MgO	0.23	0.87	0.32	0.80	0.08	0.77	0.26	6.74	2.56	0.28	7.94	3.05	6.51	6.09	0.91	7.92
CaO	0.65	1.09	0.48	1.13	0.14	1.10	0.75	9.05	3.93	0.59	10.80	4.30	9.01	9.83	1.85	10.57
Na_2O	15.74	14.77	16.06	15.02	14.61	15.17	13.98	9.31	12.74	14.80	8.55	12.26	9.02	9.02	13.01	8.24
K_2O	0.23	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01
总和	100.32	100.42	100.65	100.20	100.54	100.38	99.93	100.31	99.71	100.75	99.72	99.97	99.18	100.13	99.55	99.37
Si	1.96	1.98	1.95	1.97	2.03	1.97	2.05	2.02	2.01	2.02	2.01	2.02	2.02	2.01	2.05	2.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Al	0.97	0.95	0.97	0.95	1.00	0.95	0.96	0.56	0.79	0.96	0.49	0.75	0.59	0.53	0.90	0.49
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.06	0.01	0.00	0.05	0.00	0.01
Fe^{2+}	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.08	0.04	0.02	0.03	0.08	0.09	0.09	0.06	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.04	0.02	0.04	0.00	0.04	0.01	0.35	0.13	0.01	0.42	0.16	0.34	0.32	0.05	0.42
Ca	0.02	0.04	0.02	0.04	0.01	0.04	0.03	0.34	0.15	0.02	0.41	0.16	0.34	0.37	0.07	0.40
Na	1.02	0.96	1.04	0.98	0.95	0.99	0.92	0.63	0.85	0.97	0.58	0.82	0.62	0.62	0.87	0.57
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
阳离子数	4.00	3.99	4.01	4.00	3.99	4.01	3.99	4.00	3.99	4.00	4.01	4.01	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	1.12	1.93	0.81	1.97	0.26	1.91	1.43	16.40	6.72	1.07	18.79	7.67	17.00	17.23	3.57	19.40
En	0.55	2.15	0.75	1.95	0.21	1.86	0.69	17.00	6.09	0.71	19.22	7.57	17.08	14.85	2.44	20.23
Fs	0.41	1.11	0.40	0.97	0.15	0.75	1.18	4.59	2.95	1.13	4.19	4.06	4.33	6.86	3.13	4.76
WEF	2.08	5.19	1.96	4.89	0.62	4.52	3.30	37.99	15.76	2.91	42.20	19.30	38.41	38.94	9.15	44.39
Jd	97.92	94.81	98.04	95.11	99.38	95.48	96.70	60.74	81.99	97.09	51.23	79.87	61.59	55.55	90.85	54.05
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.27	2.25	0.00	6.57	0.83	0.00	5.51	0.00	1.56
名称	Jd	Jd	Jd	Jd	Jd	Jd	Jd	Omp	Jd	Jd	Omp	Jd	Omp	Omp	Jd	Omp

注:辉石命名依据 Morimoto(1989),文中的矿物名称缩写参考 Kretz(1983),WEF 为 Wo、En 和 Fs 三种矿物含量总和。Wo—硅灰石(Wollastonite);En—顽火辉石(Enstatite);Fs—铁辉石(Ferrosilite);Ae—霓石(Aegirine)

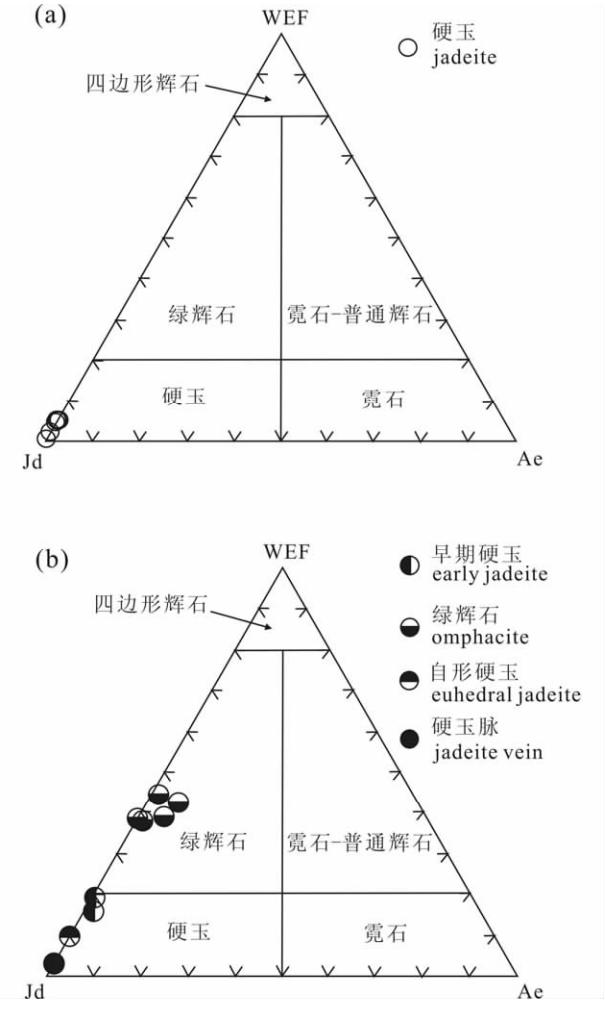

图 6 (a)—硬玉岩和 (b)—硬玉化绿辉石岩的 Ca-Mg-Fe 和 Na pyr Jd-Ae-Q 投影图

Fig. 6 Diagram for the Ca-Mg-Fe and Na pyr Jd-Ae-Q in (a)—the jadeitite and (b)—the jadeitized omphacitite

WEF—Wo (Wollastonite)、En (Enstatite) 和 Fs (ferrosilite) 三种矿物含量总和; Wo—硅灰石; En—顽火辉石; Fs—铁辉石; Ae—霓石

WEF—the sum of Wo, En and Fs; Wo—Wollastonite; En—Enstatite; Fs—Ferrosilite; Ae—Aegirine

硬玉环带的形态特征可以指示晶体生长空间的大小,反映晶体生长环境的稳定程度。当环带较宽,环数较少时,表明流体的性质和流量相对稳定,变化周期较长;反之,晶体生长环境不稳定。当环带平直时,说明晶体的生长是连续的;若环带弯曲不平,说明晶体生长具有间断性,并且可能发生过溶蚀,进而说明矿物的形成环境是不断变化的。危地马拉硬玉晶体的环带边界平直并且连续,指示了流体的结晶环境相对比较稳定。

4.2 绿辉石岩的成因

由于危地马拉绿辉石岩富含 Ca、Mg,化学成分介于透辉石和硬玉之间,且与硬玉岩脉密切伴生,因此绿辉石岩可能是蛇绿岩套中某种岩石与硬玉质流体发生交代作用形成的。这种岩石很可能是蛇绿岩套中的二辉橄榄岩、辉石岩或含钙较多的辉长岩类等。一方面,当硬玉质的流体与上述岩石相互作用时,可形成交代型的绿辉石岩,流体也会因此增加可溶性钙、镁、铁离子。另一方面,岩石中的 Ca、Fe 与 Mg 等元素混溶到含硬玉物质的流体中,也会影响流体的组成,这种流体直接结晶也可能形成结晶型的绿辉石岩 (Tsujimori, 1997; Harlow et al., 2005)。这两类绿辉石岩理论上都是可能出现的,基于观察认为后者即使存在,其所占比例应该是很少的,主要原因是危地马拉绿辉石岩中存在明显后期交代成因的含较高 Jd 端元的硬玉,说明后期流体被改造程度很低,几乎没有形成富 Ca、Fe 与 Mg 等元素的流体。与缅甸硬玉岩区的绿辉石岩一样 (易晓等, 2006),危地马拉硬玉岩区绿辉石岩的成因我们认为是以交代成因为主,这与超高压变质带内出现的,由富 Ca、Fe 与 Mg 等元素流体直接结晶的脉状绿辉石岩的成因 (Gao et al., 2003; Och et al., 2003; Zhang et al., 2008) 有显著不同。

危地马拉硬玉岩区的硬玉岩与绿辉石岩的岩相学特征显示硬玉化作用至少为三期:首先是主期硬玉化作用,表现为充填-交代作用,在形成块状硬玉岩或岩脉的同时,硬玉质的流体与地幔中富 Ca、Mg 的岩石发生交代作用形成绿辉石岩;第二期为硬玉质流体的交代作用,较自形的硬玉将早期的硬玉及绿辉石交代呈孤岛状或港湾状;第三期表现为以微裂隙为主的充填作用,硬玉质的流体沿岩石裂隙充填结晶,交代早期形成的硬玉和绿辉石,形成显微硬玉细脉。由此,危地马拉硬玉岩同缅甸硬玉岩一样 (易晓等, 2006), 至少也经历了三期硬玉化,说明俯冲带内硬玉岩区硬玉质流体的广泛性与透入性。

4.3 硬玉岩的物源探讨

硬玉岩虽然产于低温高压俯冲带,但全球硬玉岩的产地数量远远要低于低温高压俯冲带的数量,不仅如此,在一个确定的低温高压俯冲带内,硬玉岩产出面积也只占很小份额,说明形成硬玉岩所需要的条件相当苛刻。尽管如此,近年来的研究工作仍揭露出好几个新的硬玉岩产地(Compagnoni et al., 2007; Oberhänsli et al., 2007; Garcia-Casco et al., 2009),说明全球硬玉岩产地的潜在数目可能远远超过目前所报导的。

硬玉岩的成因意义,尤其是硬玉岩的物质来源

目前已引起越来越多地质学家的关注。与缅甸硬玉岩一样,危地马拉硬玉岩也含有较多的原生流体包裹体,流体的成分主要是 H_2O,以及微量的 CO_2 和 CH_4(Harlow, 1986; Johnson et al., 1999; 施光海等, 2000),指示了硬玉岩在形成时有含水流体参加。对危地马拉硬玉岩中的流体包裹体和 O-H 同位素系统的研究表明,这种流体是在俯冲作用期间捕获的类似海水的流体 (Johnson et al., 1999)。这一数据的示踪结果与缅甸硬玉岩中甲烷的 C-H 同位素的示踪结果类似 (Shi et al., 2005b),结合其它研究成果,如硬玉岩中富钡矿物的发现 (Harlow, 1995; Morishita, 2005; Shi et al., 2010),硬玉中锆石的 Hf、O 同位素 (几乎所有 $\varepsilon_{Hf(t)} > 15$) 结果 (Qiu et al., 2009; Shi et al., 2009; Fu et al., 2010) 等,说明流体来源与俯冲洋壳板块上的沉积物脱水有关。这些流体充填于有裂隙的蛇纹岩化超基性岩中,在低温高压的条件下形成硬玉岩脉或者团块。

致谢: 中国科学院地质与地球物理研究所李宝岱、毛骞、马玉光,中国地质大学尹京武、郝金华、陈华在样品制备和测试工作中提供了帮助与支持;中国地质大学张静对论文提出了修改意见;审稿人认真细致地审阅了本文并提出宝贵意见,在此一并深表感谢!

参 考 文 献

曹毅, 宋述光. 2008. 俯冲带榴辉岩的变形作用及其对恢复俯冲-折返过程的意义. 地质通报, 27 (10): 1646 ~ 1653.

崔文元, 王时麒, 杨富绪, 王长秋, 施光海. 1998. 缅甸翡翠 (辉石玉) 的矿物学及其分类的研究. 云南地质, 17 (3,4): 356 ~ 380.

樊祺诚, 刘若新, 马宝林, 赵大升, 张旗. 1996. 大别山毛屋镁铁-超镁铁岩块的原岩与超高压变质作用. 岩石学报, 12 (1): 29 ~ 47.

匡少平, 张宏飞, 张本仁, 韩吟文. 2001. 大别造山带毛屋岩体的解体及古地幔性质的厘定. 现代地质, 15 (4): 391 ~ 398.

梁凤华, 许志琴, 陈方远. 2009. 苏鲁榴辉岩在俯冲峰期-折返早期的递进塑形变形过程及对超高压变质岩石折返动力学的启示. 岩石学报, 25 (7): 1587 ~ 1602.

施光海, 崔文元, 王长秋, 张文淮. 2000. 缅甸帕敢地区硬玉岩中流体包裹体. 科学通报, 45 (13): 1433 ~ 1438.

施光海, 崔文元, 刘晶, 于海侠. 2001. 缅甸含硬玉的蛇纹石化橄榄岩及其围岩的岩石学研究. 岩石学报, 17 (3): 483 ~ 490.

施光海, 崔文元. 2004. 缅甸硬玉岩的结构与显微构造: 硬玉质翡翠的成因意义. 宝石和宝石学杂志, 6 (3): 10 ~ 11.

施光海, 崔文元. 2005. 缅甸翡翠中 Cr 的淡化及其意义. 宝石和宝石学杂志, 7 (4): 7 ~ 13.

吴平霄, 吴金平, 肖文丁, 李才伟. 1997. 斜长石环带的成因机制. 地质地球化学, 4: 40 ~ 49.

易晓, 施光海, 何明跃. 2006. 缅甸硬玉岩区的硬玉化绿辉石岩. 岩石学报, 22 (4): 971 ~ 976.

张立飞. 2007. 洋壳深俯冲超高压变质作用研究及其地质意义. 地质通报, 26 (9): 1079 ~ 1085.

赵振华, 王强, 熊小林. 2004. 俯冲带复杂的壳幔相互作用. 矿物岩石地球化学通报, 23 (4): 277 ~ 284.

郑有业, 许荣科, 马国桃, 高顺宝, 张刚阳, 马新民, 茨邛. 2006. 锆石 SHRIMP 测年对狮泉河蛇绿岩形成和俯冲的时间约束. 岩石学报, 22 (4): 895 ~ 904.

Brueckner H K, Avé Lallemant H G, Sisson V B, Harlow G E, Hemming S R, Martens U, Tsujimori T, Sorensen S S. 2009. Metamorphic reworking of a high pressure-low temperature mélange along the Motagua fault, Guatemala: A record of Neocomian and Maastrichtian transpressional tectonics. Earth and Planetary Science Letters, 284 (1~2): 228 ~ 235.

Burkart B. 1994. Northern centeral America, in Donovan, S. K., and Jackson, T. A., eds., Caribbean geology: An introduction: Kingston, Jamaica. University of West Indies Publisher Association, 265 ~ 284.

Burke K. 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 16: 201 ~ 230.

Chhibber H L. 1934. The mineral resources of Burma. Macmillan London, 320.

Chihara K. 1971. Mineralogy and paragenesis of jadeites from the Omi-Kotaki area, Central Japan. Mineralogical Society of Japan, Special Paper, 1: 147 ~ 156.

Cleary J G, Rohter W R. 2002. Important discovery of jadeite in Guatemala. Gems & Gemology, 38 (1~4): 352 ~ 353.

Coleman R G. 1961. Jadeite deposit of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County, California. Journal of Petrology, 2: 209 ~ 247.

Compagnoni R, Rolfo F, Manavella F, Salusso F. 2007. Jadeitite in the Monviso meta-ophiolite, Piemonte Zone, Italian western Alps. Periodico di Mineralogia, 76 (2~3): 79 ~ 89.

Dobretsov N L. 1963. Mineralogy, petrography and genesis of ultrabasic rocks, jadeitites, and albitites from the Borus Mountain Range (the West Sayan). Academia Scientifica SSR (Siberian Branch). Proceedings of the Institute of Geology and Geophysics, 15: 242 ~ 316.

Dobretsov N L, Ponomareva L G. 1965. Comparative characteristics of jadeite and associated rocks from Polar Ural and Near-Balkhash Region. Academia Scientifica USSR (Siberian Branch), Trudy, Institute of Geology and Geophysics, 31: 178 ~ 243 (translation: International Geology Review, 10: 211 ~ 279).

Dobretsov N L. 1984. Problem of the jadeite rocks, associating with ophiolites. Mineralia Slov, 16: 3 ~ 12.

Dobrzhinetskaya L F, Schweinehage R, Massonne H J, Green H W. 2002. Silica precipitates in omphacite from eclogite at Alpe Arami, Switzerland: evidence of deep subduction. Journal of

Metamorphic Geology, 20: 481 ~ 492.

Donnelly T W, Horne G S, Finch R C, L pez-Ramos E. 1990. Northern Central America: the Maya and Chortis Blocks. In the Geology of North America, Vol. H. The Caribbean Region (eds Case JE and Dengo G.), 37 ~ 76. Geological Society of America, Boulder.

Foshag W F, Leslie R. 1955. Jadeite from Manzanal, Guatemala. American Antiquity, 21: 82 ~ 83.

Fu B, Valley J W, Kita N T, Spicuzza M J, Paton C, Tsujimori T, Br cker M, Harlow G E. 2010. Multiple origins of zircons in jadeitite. Contributions to Mineralogy and Petrology, DOI 10. 1007/s00410-009-0453-y.

Gao J, Klemd R. 2003. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints. Lithos, 66: 1 ~ 22.

Garcia-Casco A, Vega A R, Parraga J C, Iturralde-Vinent M A, Lazaro C, Quintero I B, Agramonte Y R, Kroner A, Cambra K N, Millan G, Torres-Roldan R L, Carrasquilla S. 2009. A new jadeitite jade locality (Sierra del Convento, Cuba): first report and some petrological and archeological implications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 158: 1 ~ 16.

Hammond N, Aspinall A, Feather S, Hazelden J, Gazard T, Agrell S. 1979. Maya jade: source location and analysis. In: Exchange Systems in Prehistory (eds Earle DK, Ericson JE). New York: Academic press, 35 ~ 67.

Hanchar J M, Miller C F. 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. Chem Geol, 110: 1 ~ 13.

Harlow G E. 1986. Jadeitites and their fluid inclusions from Rio Motagua, Guatemala abstract. International Association General Meeting, 14th, Mineralogical Society of America, A119.

Harlow G E, Olds E P. 1987. Observations on terrestrial ureyite and ureyitic pyroxene. American Mineralogist, 72: 126 ~ 136.

Harlow G E. 1994. Jadeitites, albitites and related rocks from the Motagua fault zone, Guatemala. Journal of Metamorphic Geology, 12: 49 ~ 68.

Harlow G E. 1995. Crystal chemistry of barium enrichment in micas from metasomatized inclusions in serpentinite, Motagua fault zone, Guatemala. European Journal of Mineralogy, 7: 775 ~ 789.

Harlow G E, Sisson V B. 2003. High-Pressure, metasomatic rocks along the Motagua Fault Zone, Guatemala. Ofioliti, 28 (2): 115 ~ 120.

Harlow G E, Price N, Sahm E. 2004a. Jadeitites from the paired high-pressure belts of the Motagua Fault zone, Guatemala: Implications for different P-T conditions (in Geological Society of America, 2004 Annual Meeting, Anonymous) Abstracts with Programs Geological Society of America, 36 (5): 454.

Harlow G E, Hemming S R. 2004b. Tow high-pressure-low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua Fault Zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collisions. Geology, 32: 17 ~ 20.

Harlow G E, Sorensen S S. 2005. Jade (nephrite and jadeitite) and serpentinite: metasomatic connections. International Geology Review, 47: 128 ~ 141.

Iwao S. 1953. Albitite and associated jadeite rock from Kotaki District, Japan: a study in ceramic raw material. Report of Geological Survey of Japan, l53.

Johnson C A, Harlow G E. 1999. Guatemala jadeitites and albitites were formed by deuterium-rich serpentinizing fluids deep within a subduction-channel. Geology, 27: 629 ~ 632.

Kobayashi S, Miyake H, Shoji T. 1987. A jadeite rock from Oosacho, Okayma Prefecture, Southwestern Japan. Mineralogical Journal, 13: 310 ~ 327.

Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277 ~ 279.

Li X P, Zhang L F. 2004. Relationship between jadeitite and rodingite in serpentinite complex. Acta Petrologica Sinica, 20: 1477 ~ 1484.

McBirney A R, Aoki K I, Bass M. 1967. Eclogites and jadeite from the Motagua fault zone, Guatemala. American Mineralogist, 52: 908 ~ 918.

Morimoto N. 1989. Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist, 27: 143 ~ 156.

Morishita T. 2005. Occurrence and chemical composition of barian feldspars in a jadeitite from the Itoigawa-Ohmi district in the Renge high-P/T-type metamorphic belt, Japan. Mineralogical Magazine, 69: 39 ~ 51.

Morkovkina V F. 1960. Jadeitites in the hyperbasites of the Polar Urals. Izvestia Akademia Nauk USSR, Series Geologia, 4.

Oberhänsli R, Bousquet R, Moinzadeh H, Moazzen M, Arvin M. 2007. The field of stability of blue jadeite: A new occurrence of jadeitite at Sorkhan, Iran, as a case study. Canadian Mineralogist, 45: 1501 ~ 1509.

Och D J, Leitch E C, Caprarelli G, Watanabe T. 2003. Blueschist and eclogite in tectonic mélange, Port Macquarie, New South Wales, Australia. Mineralogical Magazine, 67: 609 ~ 624.

Okay A I. 1997. Jadeite-K-feldspar rocks and jadeitites from northwest Turkey. Mineralogical Magazine, 61: 835 ~ 843.

Poli S, Schmidt M. 2002. Petrology of subducted slabs. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, 30: 207 ~ 235.

Qiu Z L, Wu F Y, Yang S F, Zhu M, Sun J F, Yang P. 2009. Age and genesis of the Myanmar jadeite: Constraints from U-Pb ages and Hf isotopes of zircon inclusions. Chinese Science Bulletin, 54: 658 ~ 668.

Radvanec M, Banno S, Ernst W G. 1998. Chemical microstructure of jadeite from Pacheco Pass, California. American Mineralogist, 83: 273 ~ 279.

Schreyer W. 1995. Ultradeep metamorphic rocks, the retrospective view point. Journal of Geophysical Research, 100: 8353 ~ 8366.

Shi G H, Cui W Y, Wang C Q, Zhang W H. 2000. The fluid

inclusion in jadeitite from Pharkant Area, Myanmar. Chinese Science Bulletin, 45: 1896 ~ 1900.

Shi G H, Cui W Y, Liu J, Yu H X. 2001. Petrology of jadeite-bearing serpentinized peridotite and its country rocks from Northwestern Myanmar (Burma). Acta Petrologica Sinica, 17 (3): 483 ~ 490.

Shi G H, Cui W Y, Tropper P, Wang C Q, Shu G M, Yu H X. 2003. The petrology of a complex sodic and sodic calcic amphibole association and its implications for the metasomatic processes in the jadeitite area in northwestern Myanmar, formerly Burma. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145 (3): 355 ~ 376.

Shi G H, St ckhert B, Cui W Y. 2005a. Kosmochlor and chromian jadeite aggregate from Myanmar area. Mineralogical Magazine, 69 (6): 1059 ~ 1075.

Shi G H, Tropper P, Cui W Y, Tan J, Wang C Q. 2005b. Methane (CH_4)-bearing fluid inclusions in the Myanmar jadeitite. Geochemical Journal, 39 (6): 503 ~ 516.

Shi G H, Cui W Y, Cao S M, Jiang N, Jian P, Liu D Y, Miao L C, Chu B B. 2008. Ion microprobe zircon U-Pb age and geochemistry of the Myanmar jadeitite. Journal of Geological Society, London, 165: 221 ~ 234.

Shi G H, Jiang N, Liu Y, Wang X, Zhang Z Y, Xu Y J. 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. Lithos, 122: 342 ~ 350.

Shi G H, Jiang N, Wang Y W, Zhao X, Wang X, Li G W, Ng E, Cui W Y. 2010. Ba minerals in clinopyroxene rocks from the Myanmar jadeitite area: implications for Ba recycling in the subduction zone. European Journal of Mineralogy, 22: 199 ~ 214.

Sorensen S S, Harlow G E, Rumble III D. 2006. The origin of jadeitite-forming subduction- zone fluids: CL-guided SIMS oxygen-isotope and trace-element evidence. American Mineralogists, 91: 979 ~ 996.

Takayama M. 1986. Mode of occurrence and significance of jadeite in the Kamuikotan metamorphic rocks, Hokkaido, Japan. Journal of Metamorphic Geology, 4: 445 ~ 454.

Tsujimori T. 1997. Omphacite-diopside vein in an omphacitite block from the Osayama serpentinite mélange, Sangun-Renge metamorphic belt, southwestern Japan. Mineralogical Magazine, 61: 845 ~ 852.

Tsujimori T, Sisson V B, Liou J G, Harlow G E, Sorensen S S. 2006. Very-low-temperature record of the subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites. Lithos, 92 (3-4): 609 ~ 624.

Zhang R Y, Liou J G, Yang J S, Yui T F. 2000. Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China. Journal of Metamorphic Geology, 18: 149 ~ 166.

Zhang Z M, Shen K, Sun W D, Liu Y S, Liou J G, Shi C, Wang J L. 2008. Fluids in deeply subducted continental crust: Petrology, mineral chemistry and fluid inclusion of UHP metamorphic veins from the Sulu orogen, eastern China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72: 3200 ~ 3228.

Petrology of the Jadeitite and Jadeitized Omphacitite from Guatemala and Its Geological Implications

ZHANG Zhiyu[1)], SHI Guanghai[1)], OUYANG Qiumei[2)], LIU Wei[3)], GONG Qinghe[3)]

1) *State Key Laboratory of Geological Process and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing*, 100083; 2) *Hong Kong Institute of Gemmology, Hong Kong*; 3) *School of Gem Studies, China University of Geosciences, Beijing*, 100083

Abstract

In the Guatemala jadeitite area, there are several rock types such as jadeitites, eclogites and albitites etc, among which omphacitite has not been reported in detail before. Jadeitite and omphacitite studied in this paper are from Guatemala jadeitite area, which is located in the Fault Zone between North America and Caribbean plates. Jadeitite mainly consists of jadeites with high content of Jd end-member, and has granular or coarser - grained mosaic texture. Most jadeites show rhythmic zoning; in cores and other light areas (BSE images), Jd contents are slightly lower (from 94.81% to 95.48%) relative to dark areas, where Jd contents are more than 97.92%. Omphacitite has metasomatic texture, mainly consists of omphacites and jadeites; omphacites have high CaO (9.01% ~ 10.80%) and MgO (6.09% ~ 7.94%), but low FeO (2.84% ~ 4.89%), jadeites have CaO (0.59% ~ 4.30%), MgO (0.26% ~ 3.05%) and FeO (0.76% ~ 2.87%). Presence of fluid inclusions in jadeites and textures of omphacite replaced by jadeite indicate the jadeitite was formed by crystallization from a jadeitic fluid, which subsequently leads to the replacement of adjacent pyroxenes, showing similarity to those from the Myanmar jadeitite. The zonal texture in jadeites reflects that the system of P-T-C varied rhythmically, and their straight and continuous boundaries indicate a HP/LT condition stable for jadeite crystallization. These petrographic features indicate that at least three stages of replacements existed, and the omphacitite wase possibly a production of replacement between jadeitic material and pyroxenite during formation of the jadeitite, and further indicate extensive infiltration of jadeitic fluid and diverse features of replacement within the subduction zone.

Key words: Jadeite; Jadeitite; Omphacitite; Fluid; Replacement; Guatemala