

· 综述与进展 ·

超高压变质带金刚石研究进展

王晓赛^{1,2}, 杜瑾雪², 史本巽², 王仕林²

(1. 中国地质科学院 勘探技术研究所, 河北 廊坊 065000; 2. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院,
北京 100083)

摘要: 金刚石在自然界中非常稀缺, 是极其珍贵的矿产资源。其中, 变质成因的金刚石陆续在世界范围内多个超高压变质带被发现, 更新了人们对超高压变质作用和板块构造运动的认识, 推动了超高压变质带动力学的研究, 引起了学术界的广泛关注。然而, 对于变质成因金刚石的形成机制, 还未形成一致的认识。本文在综述前人研究成果的基础上, 介绍了金刚石形成的大地构造背景, 研究了其形成所需的地质环境和物理化学条件, 并着重对超高压变质带金刚石成因机制进行了探讨, 全面分析了温压条件、 X_{CO_2} 、 f_{O_2} 对变质成因金刚石形成的影响。对比发现, 当变质作用的峰期压力达到金刚石稳定域且具有较高的温度时(压力>3 GPa, 温度为600~1 000°C), 有利于金刚石的形成, C-O-H流体中的较高CO₂含量和较低氧逸度也是超高压变质带金刚石形成的必需因素。另外, 金刚石形成后折返早期的降温作用有利于其保存。

关键词: 金刚石; 超高压变质带; C-O-H流体; 成因机制

中图分类号: P578.1⁺6; P588.34

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2020)02-0183-12

Research progress of diamond in ultrahigh-pressure metamorphic belts

WANG Xiao-sai^{1,2}, DU Jin-xue², SHI Ben-xun² and WANG Shi-lin²

(1. Institute of Exploration Techniques, Chinese Academy of Geosciences, Langfang 065000, China; 2. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Diamonds are very rare in nature and are hence extremely precious mineral resources. The diamond of metamorphic origin, discovered in several ultrahigh pressures metamorphic zones in the world, has improved our understanding of ultrahigh pressure metamorphism and plate tectonic movement. Moreover, it has promoted the research on geodynamics of ultrahigh pressure metamorphic belt and attracted extensive attentions. However, further discussion is needed on the formation mechanism of metamorphic diamond. Based on recent research results, the authors described the tectonic background for the formation of metamorphic diamond, studied the geological environment and temperature-pressure conditions and discussed the origin of the diamond in the ultrahigh-pressure metamorphic zone. When the peak pressure of metamorphism reaches the stable region of diamond and has a higher temperature (pressure>3 GPa, temperature 600°C ~ 1 000°C), the conditions are beneficial to the formation of diamond. Higher CO₂ content and lower oxygen fugacity in C-O-H fluids are also essential for diamond formation in ultrahigh pressure metamorphic belts. In addition, the cooling effect at the early exhumation is favorable for its preservation.

收稿日期: 2019-01-23; 接受日期: 2019-12-09; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 中国地质调查局项目(DD20190072); 国家自然科学基金项目(41502059); 中央高校基本业务费专项资金项目(2652015041)

作者简介: 王晓赛(1992-), 男, 硕士研究生, 助理工程师, 主要从事高压-超高压变质岩石学研究, E-mail: xiaosaiw@163.com; 通讯

作者: 杜瑾雪(1985-), 男, 理学博士, 副教授, 主要从事变质地质学研究, E-mail: jxdu@cugb.edu.cn。

Key words: diamond; ultrahigh-pressure metamorphic zone; C-O-H fluid; the origin mechanism

Fund support: Project of China Geological Survey (DD20190072); National Natural Science Foundation of China (41502059); Fundamental Research Funds for the Central Universities (2652015041)

作为超高压变质作用最良好的指示矿物,变质成因金刚石被认为与陆壳或洋壳的深俯冲作用有关(杨经绥等,2002,2009)。该类金刚石的发现,使人们意识到较轻的大陆地壳可以俯冲到数百公里的深度并发生折返(Dobrzhinetskaya,2012)。随着变质金刚石的不断被发现,人们更新了对大陆动力学的理解和认识(Pavel & Igor,2004)。变质成因金刚石推动了学术界对超高压带中变质岩的研究,并且对于超高压变质带形成的大地构造条件以及俯冲和折返的构造背景的研究也具有重要的意义(杨经绥等,2009)。因此,对超高压变质带金刚石的研究越来越受到学术界的关注。

世界上发现的首例变质金刚石矿床位于哈萨克斯坦北部的科克切塔夫地区(Rozen *et al.*,1972)。该矿床一经发现,就对当时金刚石成因的研究产生了深远影响,并且极大地推动了相关的高压、超高压变质带变质岩和地球动力学的研究(Dobretsov *et al.*,1994,1995;王强等,1997;杨经绥等,2002)。Zayachkovsky和Zorin率领团队在科克切塔夫地区进行了多年的勘探研究,他们认为该地区的变质金刚石可能形成于含有碳酸质成分的表壳岩中(转引自Pavel & Igor,2004)。20世纪90年代以后,人们基于科克切塔夫地区金刚石的研究成果(Sobolev & Shatsky,1990),推断部分地壳物质可以俯冲到>120 km的地幔深处(Pavel & Igor,2004)。随后,人们在世界各地陆续发现了变质成因的金刚石,这些金刚石颗粒微小,直径大多集中于10~70 μm左右,最大的约130 μm,不同地区的金刚石粒度存在着些许差异(徐树桐等,1991;Nasdala & Massonne,2000;Ogasawara *et al.*,2000;杨经绥等,2002),同时它们的形态特征各异,具有非常重要的成因意义(王强等,1997;Ishida *et al.*,2003;Ogasawara,2005)。结果显示,超高压变质带中的金刚石主要呈微粒状赋存于富碳的变泥质岩和大理岩(Ishida *et al.*,2003;Frezzotti *et al.*,2011)以及石榴辉石岩和榴辉岩内,并且大多以包体的形式产出于石榴子石和锆石中(徐树桐等,1991;Song *et al.*,2005)。

目前,尽管对超高压变质带金刚石的研究工作

已陆续展开,但是,对于变质金刚石的系统研究,特别是其形成的控制因素,还没有学者开展相关的总结和评述。本文在总结前人研究成果的基础上,介绍了变质成因金刚石形成的地质环境和大地构造背景,并对变质金刚石的成因及其影响因素进行深入了探讨。本文矿物缩写引自沈其韩(2009)。

1 地质背景和矿物形态学特征

1.1 地质背景

超高压变质带中金刚石的发现,使得与大陆碰撞造山相关的超高压变质作用的研究渐成热点(Dobrzhinetskaya *et al.*,1995)。目前,全球至少发现了30条超高压变质带,但含有金刚石的变质带却很少(表1),如:西阿尔卑斯山脉的采尔马特地区(Frezzotti *et al.*,2011)、东阿尔卑斯山脉的波霍尔耶山地区(Janák *et al.*,2015)、德国的厄尔士山脉地区(Massonne,1999;Nasdala & Massonne,2000;Stöckhert *et al.*,2001)、哈萨克斯坦的科克切塔夫地区(Sobolev & Shatsky,1990)、印尼的苏拉威西地区(Parkinson & Katayama,1999)、希腊的罗多彼地区(Mposkos & Kostopoulos,2001)、澳大利亚的新英格兰地区(Barron,2005)、挪威的西部地区(Roermund *et al.*,2010)和我国的苏鲁(Dobrzhinetskaya *et al.*,1995;张仲明等,2007)-大别(徐树桐等,1991)、东秦岭(杨经绥等,2002;Yang *et al.*,2003)以及柴达木地区(Song *et al.*,2005)等。综合来说,超高压变质带中金刚石主要赋存于榴辉岩、大理岩、变沉积岩以及部分片麻岩中(Ogasawara *et al.*,2000;徐树桐等,2003;Frezzotti *et al.*,2011)。榴辉岩的矿物成分主要为绿辉石、石榴子石、多硅白云母和石英等,并且大多含有金红石等副矿物,经历了超高压变质作用的榴辉岩还可能含有柯石英等超高压特征矿物(张培元,1999)。大理岩主要由白云石和方解石组成,此外含有石英、硅灰石、方镁石、斜长石、透闪石、透辉石等,具有粒状变晶结构,通常由碳酸盐岩经接触变质作用或区域变质作用而形成。片麻岩主要由石英、长石、云母等矿物组成,具条带状或片麻状构造,且长石含量多于石英,其原岩较为复杂,可由接

触变质作用或区域变质作用形成(王仁民, 1989)。变质金刚石主要呈微粒状赋存于石榴子石和锆石等矿物中(王强等, 1997; Ogasawara *et al.*, 2000; 王会敏等, 2015), 并且分布不均, 有的石榴子石含有较多的金刚石颗粒, 而有的石榴子石不含金刚石颗粒。这些金刚石颗粒有的不是单晶, 而是以聚合晶体形式存在(Pavel & Igor, 2004)。此外也有一些金刚石生长于多硅白云母、石英、石榴子石的边界部位, 显示出其有可能是流体结晶形成的(Dobrzhinetskaya *et al.*, 2007)。含有金刚石的超高压变质带富含大量碳酸盐岩, 如科克切塔夫地区的白云石大理岩、德国厄尔士山脉地区的大理岩、挪威西部的钙质碳酸盐岩以及我国大别-苏鲁地区的大理岩, 表明金刚石的形成与碳酸盐岩密切相关, 含C的碳酸质

成分(如方解石、白云石等)可为变质金刚石的形成提供必需的物质来源。

超高压变质带金刚石形成的大地构造背景为陆壳-陆壳或者洋壳-陆壳(挪威西部地区)的俯冲碰撞环境, 除却西阿尔卑斯山脉的金刚石形成温度 $\leq 600^{\circ}\text{C}$ 外, 其他区域的金刚石形成温度主要在 $600\sim 1000^{\circ}\text{C}$, 形成压力大都 $>3\text{ GPa}$ (表1)。同位素年代学研究表明变质金刚石形成年龄(变质作用峰期年龄)较其他类型的金刚石更为年轻, 除大别($240\sim 220\text{ Ma}$)、罗多彼(119 Ma)、波霍尔耶山($95\sim 92\text{ Ma}$)、采尔马特(35 Ma)地区的变质金刚石在年龄上略有差异外, 其他区域变质金刚石的形成年龄大多介于 540 和 340 Ma 之间(徐树桐等, 2003; Liou *et al.*, 2007)。

表1 全球含金刚石超高压变质带及部分含柯石英超高压变质带统计表

Table 1 Statistical table of the diamond-bearing and several coesite-bearing ultrahigh pressure metamorphic belts in the world

	超高压指示矿物	峰期温度/ $^{\circ}\text{C}$	峰期压力/GPa	变质年龄/Ma	文献来源
哈萨克斯坦科克切塔夫地块	金刚石、柯石英	$800\sim 1000$	4~6	$537\sim 530$	Sobolev & Shatsky, 1990; Ogasawara <i>et al.</i> , 2000; Hermannet <i>et al.</i> , 2001
德国厄尔士山脉	金刚石、柯石英	>900	>4	337	Massonne, 1999; Massonne <i>et al.</i> , 2007
中国中部秦岭	金刚石	$590\sim 760$	>2.6	507	Yang <i>et al.</i> , 2003
挪威西部片麻岩地区	金刚石、柯石英	>800	>3.2	$425\sim 408$	Dobrzhinetskaya <i>et al.</i> , 1995; Scambelluri <i>et al.</i> , 2008
中国大别-苏鲁	金刚石、柯石英	$600\sim 930$	$2.7\sim 5.0$	$240\sim 220$	徐树桐等, 1991; Liou <i>et al.</i> , 1998; Zhang <i>et al.</i> , 2006; Liu <i>et al.</i> , 2008; Liu <i>et al.</i> , 2008; Wei <i>et al.</i> , 2013
中国西部柴达木北缘	金刚石、柯石英	>1000	>4.5	$450\sim 420$	Song <i>et al.</i> , 2005
希腊罗多彼山脉	金刚石、柯石英	$600\sim 900$	$3.1\sim 3.9$	119	Mposkos & Kostopoulos, 2001
澳大利亚新英格兰褶皱带	金刚石、柯石英	$900\sim 1000$	$4\sim 6$	340	Barron, 2005; Barron <i>et al.</i> , 2008
斯洛文尼亚东阿尔卑斯山脉 波霍尔耶山	金刚石	$800\sim 850$	≥ 3.5	$95\sim 92$	Janák <i>et al.</i> , 2015
意大利西阿尔卑斯山系 采尔马特	金刚石、柯石英	≤ 600	≥ 3.2	35	Lapen <i>et al.</i> , 2003; Groppo <i>et al.</i> , 2009; Angiboust & Agard, 2010; Frezzotti <i>et al.</i> , 2011
美国科罗拉多高原	柯石英	630	4.07	$50\sim 13$	Usui <i>et al.</i> , 2003, 2006
中国西南天山	柯石英	$490\sim 520$	$3.1\sim 3.3$	320	张立飞等, 2002; Du <i>et al.</i> , 2014

1.2 矿物形态特征

世界范围内变质金刚石在产出形态上差异很大。科克切塔夫地区金刚石矿床中的金刚石颗粒大多不是单晶形态, 而是呈现聚合晶体形态(许多微小金刚石颗粒聚合成一个较大的金刚石聚晶)(Ogasawara *et al.*, 2000; Dobrzhinetskaya *et al.*, 2013)。挪威西部的微粒金刚石形态不规则且较为复杂(Dobrzhinetskaya *et al.*, 1995)。其他地区的金刚石形态大多较为规则, 主要为四面体、八面

体、十二面体以及立方体等(徐树桐等, 1991, 2003)。

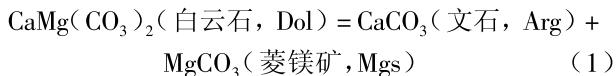
2 变质成因金刚石的成因机制

2.1 变质反应机制

超高压变质带中金刚石通常形成于特定的岩石组合中, 例如经历了超深俯冲作用的榴辉岩和大理岩等, 其原岩绝大多数为陆壳玄武岩以及碳酸盐岩

(Xu *et al.*, 2001; 王会敏等, 2015), 也可见于变质的洋壳沉积岩中(Frezzotti *et al.*, 2011)。

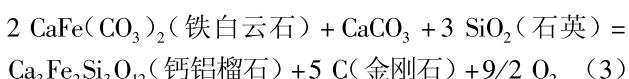
在大陆俯冲的过程中, 富含大量碳酸盐岩的陆壳和一部分玄武岩俯冲到深层地幔中时, 压力不断增大, 当压力超过 3 GPa 时, 白云石会发生分解作用, 形成文石(CaCO_3)和菱镁矿(MgCO_3) (王会敏等, 2015)。Zhu & Ogasawara (2002) 依据白云石大理岩中超硅单斜辉石中发现金云母和柯石英出溶结构, 认为其经历的温压条件至少在 8 GPa、1 000℃ 以上。Luth (2001) 通过高温高压实验推测白云石在压力 5.0 ~ 5.5 GPa、温度大于 600℃ 时发生了如下分解反应:



白云石的分解需要较高的压力, 该压力条件下会形成以菱镁矿为主的碳酸盐矿物组合(Yang *et al.*, 2003), 继而, 菱镁矿发生分解反应, 当反应压力高于石墨-金刚石转变线时, 即产生金刚石, 即:



反应(1)和(2)较好地阐明了超高压变质带金刚石的成因。Zhu & Ogasawara (2003) 对上述反应进行了详细的实验和理论推导, 得出科克切塔夫地区的白云石大理岩变质作用 p - T 轨迹穿过了白云石的分解反应线, 并且俯冲深度达到了 250 km 以上。Frezzotti 等(2011, 2014) 在研究意大利西阿尔卑斯 LCU 地区中变沉积岩时认为, 碳酸盐矿物在溶解时产生了富含 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 的流体, 在石榴石的生长过程中, 这些流体被包裹进来, 可通过这些被封闭的碳酸盐(流体相)与周围石榴石氧化还原反应($\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$)形成金刚石, 如反应(3)所示:



2.2 温度和 C-O-H 流体机制

Sobolev & Shatsky (1990) 最先讨论了科克切塔夫地区金刚石的形成来自于流体。不久之后, Corte 等人报道了科克切塔夫地区含有金刚石的石榴单斜辉石岩中发现 H_2O 流体和碳酸盐包裹体(Corte *et al.*, 1998, 2000), 直接表明了在超高压变质作用的条件下有 H_2O 流体的存在, 同时也指示了在超高压矿物组合和金刚石的形成过程中有流体的参与。为了探究流体因素对金刚石形成的影响, Sokol 等(2001) 在保持 5.7 GPa、1 200 ~ 1 420℃ 的条件下, 应

用多层设计的“分裂球”进行了高压实验, 结果表明, 在 CO_2 - H_2O -C 体系中, 对于相同初始物成分, 当温度更高时, 金刚石的自发成核和生长所需实验时间更短, 且新生长金刚石粒度更大; 在相同实验温度和时间条件下, 相比初始物为 $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ -Grp(石墨)-Dia, 初始物为 H_2O -Grp-Dia 的条件下金刚石的自发成核和生长更为显著。而在 CH_4 - H_2 -C 的体系中, 金刚石不能自发成核和生长。因此, 温度和 C-O-H 流体可能是控制金刚石结晶生长最为重要的因素, 而 CH_4 和 H_2 等流体与其关系不大。

Sokol & Palyanov (2004) 分析了 17 组稳定热力学条件下金刚石在流体(CO_2 -C、 H_2O - CO_2 -C、 H_2O -C、 CH_4 - H_2O -C、 CH_4 -H₂-C) 和碳酸盐-流体 [K_2CO_3 - H_2O - CO_2 -C、 Na_2CO_3 - H_2O - CO_2 -C、 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ - H_2O - CO_2 -C] 体系中结晶的最新实验数据, 认为 5.7 ~ 7.7 GPa、1 150 ~ 2 000℃ 是金刚石结晶生长最有利的温压条件, 并且随着温度的降低, 金刚石成核生长所需时间更长。就金刚石结晶强度而言, 流体和流体-碳酸盐体系可按以下顺序排列: K_2CO_3 (Na_2CO_3)- H_2O - CO_2 -C > CO_2 -C ≈ H_2O - CO_2 -C ≈ H_2O -C ≈ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ - H_2O - CO_2 -C ≈ CH_4 - H_2O -C ≈ CH_4 -H₂-C。随着研究的不断深入, 越来越多的实验岩石学证据表明金刚石的形成与流体/熔体成分的比例有明显的相关性(Palyanov *et al.*, 2007; Sokol & Palyanov, 2008; Palyanov & Sokol, 2009; Fagan & Luth, 2011; Bureau *et al.*, 2012)。

金刚石合成实验多在封闭体系的理想条件下进行, 在自然界的超高压变质带中, 温度和 C-O-H 流体对金刚石生长的作用还需要进行更为深入的研究。综上所述, 变质成因的金刚石可能在超高压条件下由碳的一种形式(石墨)通过同质多像转变而成, 也可能在流体/熔体的控制下通过结晶作用形成, 目前越来越多的研究结果表明后者起着主导作用。

2.3 温压条件对金刚石形成的影响

前文提及, 目前全球发现了 30 多条超高压变质带, 仅有部分地体含有金刚石, 多数地体不含金刚石。金刚石的形成受多方面因素影响, 温压条件是其中之一。不同的超高压变质带会有不同的变质作用峰期温压条件, 但金刚石的形成, 必须要达到金刚石的稳定域。本文统计了部分超高压变质带达到金刚石稳定域的变质作用峰期温压条件及 p - T 轨迹(图1), 其中, 柯石英-石英和金刚石-石墨的转变线是基于 THERMOCALC 3.33 (Powell *et al.*, 1998)

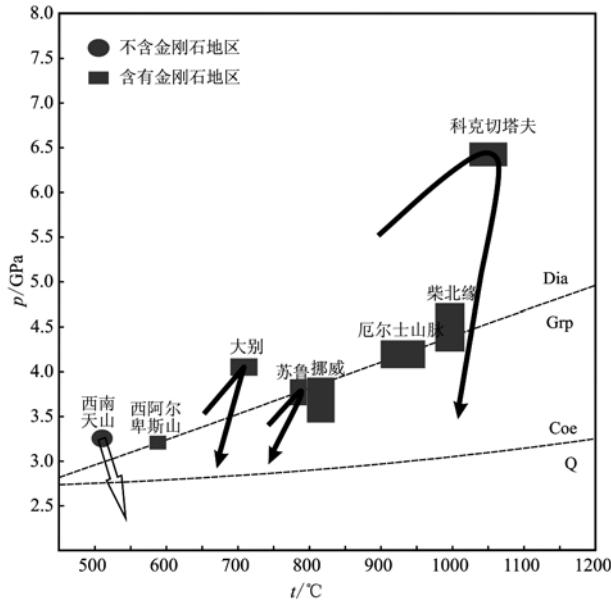


图1 部分超高压变质带变质作用峰期温压条件及 p - T 轨迹

Fig. 1 The high temperature-pressure condition and p - T trajectory of partial metamorphism of ultrahigh pressure metamorphic belts

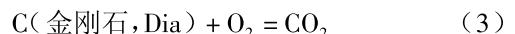
西南天山地区的 p - T 轨迹来自 Du 等(2014), 大别地区的 p - T 轨迹来自 Wei 等(2013), 苏鲁地区的 p - T 轨迹来自 Zhang 等(2007), 科克切塔夫地区的 p - T 轨迹来自 Ogasawara 等(2000); 西阿尔卑斯地区峰期温压来自 Frezzotti 等(2011), 挪威地区峰期温压来自 Scambelluri 等(2008), 厄尔士山脉地区峰期温压来自 Massonne (1999, 2007), 柴北缘地区峰期温压来自 Song 等(2005) p - T path from southwestern Tianshan after Du et al., 2014, p - T path from Dabie after Wei et al., 2013, p - T path from Sulu after Zhang et al., 2007, p - T path from Kokchetav Massif after Ogasawara et al., 2000; peak p - T condition for western Alps metasedimentary rocks after Frezzotti et al., 2011, peak p - T condition for western Norway gneiss after Scambelluri et al., 2008, peak p - T condition for Erzgebirge diamondiferous quartzofeldspathic rocks after Massonne 1999, 2007, peak p - T condition for north Qaidam garnet peridotite after Song et al., 2005

及数据库 tc-ds55.txt (Holland & Powell, 1998) 计算得出的。从图中可看出,除了科克切塔夫地区的变质作用峰期压力较高外,其他地区的峰期压力相差不多,但是峰期温度在不同超高压变质带中相差很大。相比洋壳俯冲,陆壳俯冲形成金刚石往往需要更高的温压条件,例如西阿尔卑斯 LCU、西南天山不含金刚石的超高压变质带温度明显较低。对比超高压变质带峰期温压条件数据可知,含有金刚石的超高压变质带峰期温度普遍大于等于 600°C, 压力介于 2.6~6.0 GPa 之间,而仅含柯石英超高压变质带的

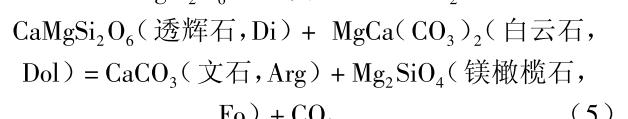
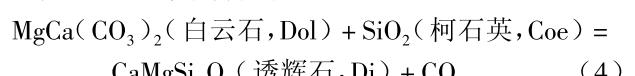
峰期温压条件基本在 490~600°C、3.0~4.0 GPa 之间(表1)。也就是说,在压力相似的情况下,不含金刚石的超高压变质带峰期温度普遍偏低。究其原因,变质作用过程中金刚石的形成除需具有在其稳定范围内的压力条件外,温度也是控制金刚石形成的重要因素,温度相对较低,一方面变质岩石很难发生部分熔融或者脱水,从而抑制了碳流体或熔体的形成,另一方面在低温下金刚石难以成核和生长 (Hermann 2003; Castelli et al., 2007)。除此之外,在流体存在的情况下,高 $\Delta p/\Delta T$ 也是形成金刚石的有利条件之一,例如西阿尔卑斯 LCU (Frezzotti et al., 2014)。

2.4 X_{CO_2} 对金刚石形成的影响

在哈萨克斯坦的科克切塔夫地区,存在着两种形式的大理岩,一种是含有金刚石的白云石大理岩,另一种是不含金刚石的白云质大理岩,它们之间的接触关系并不明确。该区随后开展的几种岩石特征的研究表明,这两种类型的大理岩经历了温压条件相同的变质作用 (Ogasawara et al., 2000)。为了解释流体成分对金刚石形成的影响,本文引用一个简单的流体相模型来进行阐述 (Ogasawara et al., 1995)。在碳酸盐岩中,矿物的变质 p - T - X_{fluid} 关系可以用 CaO-MgO-SiO₂-C-O₂-H₂O 体系来考虑,而体系的不同平衡关系可用相图来进行讨论。图2展示的是当 $p = 6$ GPa 时, CaO-MgO-SiO₂-C-O₂-H₂O 体系下的 $\log f_{\text{O}_2}$ (氧逸度)- t 的相关关系。 $X_{\text{CO}_2} [\text{CO}_2 / (\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)] = 0.10$ 时为白云石大理岩中流体 CO₂ 含量, $X_{\text{CO}_2} = 0.01$ 时为白云质大理岩中流体 CO₂ 含量。白云石(Dol) + 透辉石(Di) + 金刚石(Dia)组合的稳定域位于如下平衡反应线上:



在图示位置上,该稳定域介于两个不变点且温度变化范围在 1 020~1 250°C 之间,也位于反应 3 与下述两个反应的相交部分(图 2):



与 $X_{\text{CO}_2} = 0.10$ 相比, $X_{\text{CO}_2} = 0.01$ 时,反应 3 位于 $\log f_{\text{O}_2}$ 更低的位置(图 2),同时,反应 4 和反应 5 在温度更低的一侧(图 2b)。Arg + Di + Dol + Fo 组合的稳定域位于反应(5)上,并且,金刚石的稳定域被限

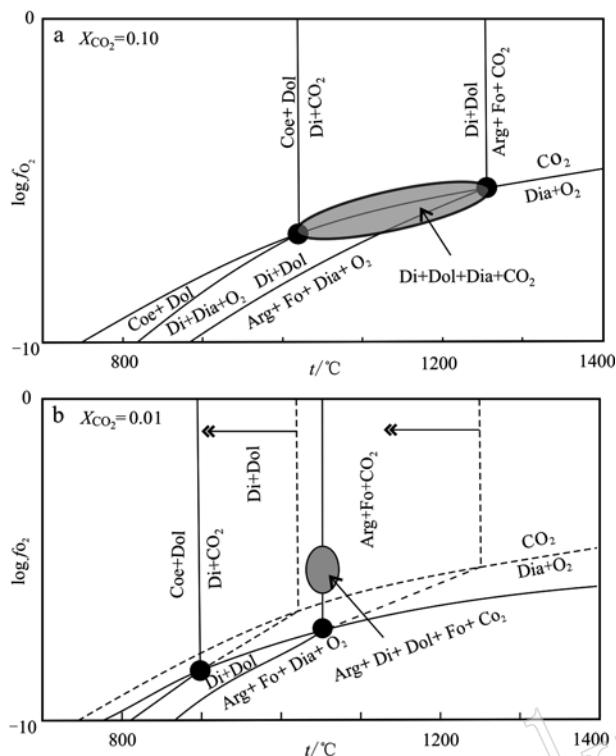


图 2 $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{O}_2-\text{H}_2\text{O}$ 体系在 $P=6$ GPa 时的 $\log f_{\text{O}_2}-t$ 关系图 (Ogasawara *et al.*, 1995)

Fig. 2 $\log f_{\text{O}_2}-t$ relations at $P=6$ GPa in the $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{O}_2-\text{H}_2\text{O}$ system (after Ogasawara *et al.*, 1995)
a 中灰色区域代表在反应 4 和反应 5 平衡温度之间、基于反应 3 得到的 $\text{Di}+\text{Dol}+\text{Dia}+\text{CO}_2$ 组合稳定域; b 中灰色区域代表 $\text{Arg}+\text{Di}+\text{Dol}+\text{Fo}+\text{CO}_2$ (无金刚石) 的稳定域, 虚线代表 a 中相应反应线的位置

the gray area in a indicates the stability of $\text{Di}+\text{Dol}+\text{Dia}+\text{CO}_2$ on the reaction 3 between equilibrium- T for two decarbonation reactions 4 and 5; the gray area in b indicates the stability of the assemblage $\text{Arg}+\text{Di}+\text{Dol}+\text{Fo}+\text{CO}_2$ (without diamond), the dotted line represents the position of the corresponding reaction line in a

制在反应(3)和反应(5)交界处范围, 这可能缩小了金刚石在白云质大理岩中的稳定域。因此, 当白云石大理岩 ($X_{\text{CO}_2}=0.1$) 和白云质大理岩 ($X_{\text{CO}_2}=0.01$) 处于相似的 f_{O_2} 条件时, 金刚石在低 X_{CO_2} 条件下更不稳定(图 2)。总之, 在碳酸盐组合中, 金刚石的生长受到了不同流体条件的控制, 也就是说, 较高的 X_{CO_2} 流体成分会促使金刚石变得稳定, 而较低的 X_{CO_2} 流体成分, 使金刚石不易稳定(Ogasawara *et al.*, 2000)。

2.5 f_{O_2} 对金刚石形成的影响

在俯冲作用开始前或俯冲作用过程中, 由于交代蚀变或热液活动等原因, 俯冲地壳可携带含量不

等的碳酸盐矿物进入地幔(沈晓洁等, 2009; Hart & Staudigel, 2013)。前人通过对地幔捕掳体的研究, 发现地幔深处物质中确实存在着各种形式的碳酸盐矿物(Berg, 1986; Ionov *et al.*, 1996; Humphreys *et al.*, 2010)。当这些碳酸盐进入地幔深处时, 会被还原成其他的形式(图 3)。从图 3 中可以看出, 地幔中的氧逸度会随着深度的增加而不断降低, 并且在 250 km 和 660 km 处会发生突变。从地表到 250 km 的地幔深度, 氧逸度受制于 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 之间的平衡关系(Rohrbach & Schmidt, 2011), 当深度在 250 km 以下时, 地幔氧逸度则主要与 Fe^{2+} 的歧化反应相关(Frost *et al.*, 2004; Rohrbach *et al.*, 2007)。

在折返过程中, 俯冲物质随着地幔对流上升, 氧逸度不断升高, 这些不同形式的碳会发生氧化熔融, 并在随后的上升过程中, 最终逃逸(刘鹏雷, 2014)。

金刚石作为碳的一种存在形式, 其在地幔中的稳定性, 除受流体 X_{CO_2} 的控制影响外, 也受到氧逸度的制约。为了探究氧逸度对金刚石的影响, Cull & Meyer (1986) 在 $t=910 \sim 935^\circ\text{C}$ 、 $\lg f_{\text{O}_2}=-10$ 和 $\lg f_{\text{O}_2}=-12$ 的封闭体系下进行了金刚石氧化速率的实验(图 4), 实验结果表明, 金刚石的形成与多种因素相关: 氧逸度的大小、环境的温度、金刚石停留在地壳的时间等, 其中, 氧逸度对金刚石的形成影响最大。氧逸度越高, 温度越高, 在地幔中运移的时间越长, 金刚石就越难在地幔中结晶形成(图 4)。当氧逸度增大到一定限度时, 金刚石就不会结晶形成并且保存下来(张宏福, 1990)。Cull & Meyer (1986) 的实验结果还可得出, 当温度一定时, 金刚石的氧化速率会随着氧逸度的增大而不断增大, 因此, 较低的氧逸度有利于金刚石的形成, 而过高的氧逸度不利于金刚石的形成和保存。

3 超高压变质带金刚石的形成与保存

如前文所述, 超高压变质带金刚石形成受到多方面因素的控制和影响, 例如 C-H-O 流体、变质作用温压条件、流体中 CO_2 含量和氧逸度等。一般来说, 富水的 C-H-O 流体 ($X_{\text{H}_2\text{O}}$ 介于 $0.992 \sim 0.997$ 之间, Frezzotti *et al.*, 2014)、较高的温压条件(温度大于等于 600°C , 压力介于 $3.0 \sim 6.0$ GPa 之间)、较高的 X_{CO_2} 流体成分 (X_{CO_2} 介于 $0.01 \sim 0.10$ 之间)、较低的氧逸度(图 4)条件下, 容易形成金刚石。在自然界, 并非所有超高压地体都含有金刚石, 含金刚石地体

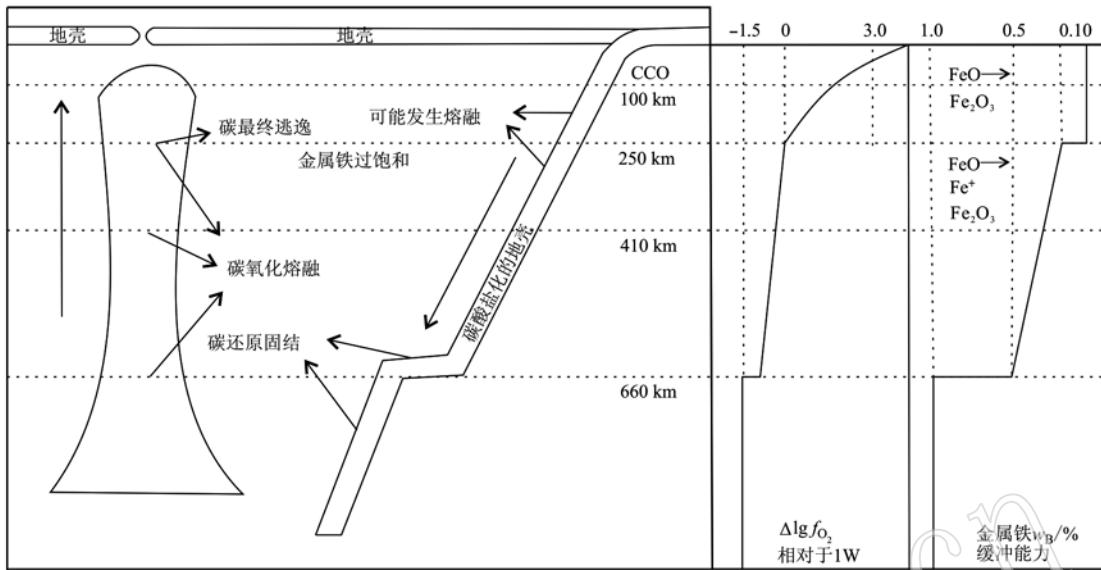


图3 地幔氧逸度对俯冲至地球深部的碳的影响(Rohrbach & Schmidt, 2011)

Fig. 3 Impacts of the mantle oxygen fugacity on the carbon subducted in deep earth (after Rohrbach & Schmidt, 2011)

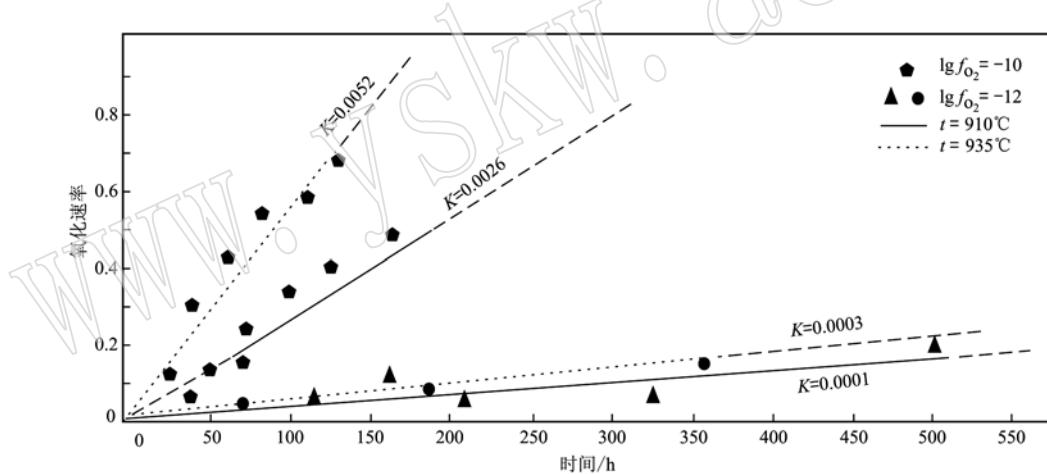


图4 金刚石的氧化速率与温度、氧逸度、时间的关系(据 Cull & Meyer, 1986)

Fig. 4 The oxidation rate of diamond related to temperature, oxygen and time (modified after Cull & Meyer, 1986)

中也并非所有超高压岩石都含有金刚石(表1、表2)。西南天山超高压变质带是典型的洋壳深俯冲型低温高压超高压变质带,尽管该超高压变质带存在着大量的大理岩及大理岩化榴辉岩,榴辉岩变质作用峰期温压条件也在金刚石稳定域(最高可达3.1~3.3 GPa和490~520℃,Du *et al.*, 2014),然而到目前为止在该超高压变质带还没有发现金刚石(Tian & Wei, 2013)。为了进一步解释这一现象,本文依照金刚石含量从多-少-无的顺序将科克切塔夫、苏鲁-大别和西南天山3处超高压变质带的基本情况进行对比(表2)。如表2所示,3处超高压变

质带主要由经历了超高压变质作用的榴辉岩、石英岩和硬玉岩及围岩黑云母片麻岩、大理岩和多硅白云母片岩等组成,在科克切塔夫地区和苏鲁-大别地区的大理岩和榴辉岩中,金刚石主要赋存于石榴子石和锆石中;科克切塔夫地区和苏鲁-大别地区超高压变质岩变质作用峰期压力均大于4 GPa,温度高于900℃,而西南天山地区超高压变质岩变质作用峰期压力为3.1~3.3 GPa,温度为490~520℃,明显低于前两者;科克切塔夫地区和苏鲁-大别地区含金刚石岩石流体的 $X_{CO_2} > 0.058$ (Ogasawara *et al.*, 2000; Proyer *et al.*, 2013),而科克切塔夫地区和西南天山地

表 2 3个超高压变质带的对比

Table 2 The comparison of three ultrahigh pressure metamorphic belts

	科克切塔夫地区 (Ogasawara et al., 2000)	苏鲁-大别地区 (Poyer et al., 2013)	西南天山地区(张立飞等, 2002; Du et al., 2014)(含菱镁矿)
岩石组合类型	榴辉岩、混合岩、绿泥石-透闪石石英岩、辉石-石榴子石大理岩以及泥盆纪花岗岩呈透镜状或带状产出于片麻岩和片岩中	榴辉岩、石榴子石辉石岩、单色片麻岩、大理岩中的硬玉岩	榴辉岩、蓝片岩、多硅白云母片岩和绿片岩等所组成, 榴辉岩和蓝片岩呈透镜状、团块状被包裹在大面积出露的石榴白云母片岩中
寄主矿物	石榴子石、锆石、单斜辉石、金云母	石榴子石、锆石	
峰期压力/GPa	4~6	2.7~5.0	3.1~3.3
峰期温度/°C	800~1 000	600~930	490~520
峰期年龄/Ma	537~530	230~220	~320
大地构造背景	由微大陆碎块和 Vendian-早寒武世岛弧碰撞愈合的残余组成的超高压变质带	由扬子板块碰撞华北板块形成的大别-苏鲁高压-超高压变质带	由塔里木板块向伊犁-中天山板块俯冲发生高压变质作用形成的超高压变质带
俯冲深度/km	>200	>180	>120
X_{CO_2} 值	0.10(含金刚石) 0.01(不含金刚石)	>0.058	<0.006

区不含金刚石岩石流体的 $X_{\text{CO}_2} \leq 0.01$ (Ogasawara et al., 2000; 张立飞等, 2002; Du et al., 2014)。综上, 本文认为尽管西南天山超高压变质岩变质作用峰期温压条件位于金刚石稳定域, 但是较低的变质作用峰期温度和流体 X_{CO_2} 值阻碍了金刚石的形成 (Ogasawara et al., 2000; Castelli et al., 2007), 这可能是西南天山超高压变质带未发现金刚石的原因之一。

从表 1、图 1 中可以看出, 全球范围内多处超高压变质带变质作用峰期温压条件均达到了金刚石稳定域, 但金刚石仅在其中几条变质带内被发现。这既可能是由于变质作用过程中流体 CO_2 含量和氧逸度等因素不满足金刚石形成的条件, 金刚石未形成, 也可能是岩石在折返过程中发生了明显的改造作用而使得已形成的金刚石未被保存下来 (Du et al., 2014)。从图 1 中展示的部分超高压变质带变质作用 p - T 轨迹可知, 各变质带岩石折返 p - T 轨迹都穿过了金刚石-石墨转变线, 进入石墨稳定域, 其中大别、苏鲁和科克切塔夫 3 个变质带在变质作用峰期后, 都经历了降温降压的折返过程, 最后抬升至地表; 而西南天山超高压变质带榴辉岩在达到变质作用峰期阶段以后, 经历了早期升温降压的折返过程, 再返回地表。相比而言, 尽管各变质带超高压岩石 p - T 轨迹在折返过程均穿过了金刚石-石墨转变线, 西南天山超高压变质带即便在进变质作用和峰期变质作用中形成了金刚石, 但其折返早期的升温作用增大了金刚石向石墨转变的反应速率, 加快了金刚石向石

墨的转变, 从而使金刚石不易保存; 相反, 大别、苏鲁和科克切塔夫 3 个变质带折返过程中的降温作用减小了金刚石向石墨的转变反应速率, 更有利于金刚石的保存。另外, 金刚石保存与否亦或与折返过程持续时间有关, 西南天山折返早期升温降压的轨迹持续时间相对较长, 大别、苏鲁和科克切塔夫降温降压或等温降压的轨迹持续时间相对较短, 更利于保存。

4 结语

(1) 变质成因的金刚石形成于陆-陆或洋-陆俯冲碰撞背景的超高压变质带, 其通常以包体形式产出于榴辉岩和大理岩的石榴子石、锆石中。金刚石成因机制可以用分解反应① $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ 、 $\text{MgCO}_3 = \text{C} + \text{MgO} + \text{O}_2$ 和氧化还原反应② $2 \text{CaFe}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaCO}_3 + 3 \text{SiO}_2 = \text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 5\text{C} + 9/2 \text{O}_2$ 进行简单概括。富含碳酸盐岩的陆壳及洋壳俯冲到深层地幔中 (> 120 km), 为金刚石的形成提供物质来源。

(2) 超高压变质带金刚石的形成受到温压条件以及流体成分等因素的控制和影响。当变质作用的峰期压力达到金刚石稳定域且具有较高的温度时 (压力 > 3 GPa, 温度 $600 \sim 1 000^\circ\text{C}$), 有利于金刚石的形成; C-O-H 流体中的较低氧逸度和较高 CO_2 含量也是超高压变质带金刚石形成的必需因素。另外, 金刚石形成后折返早期的降温作用有利于其保存。

References

- Angiboust S and Agard P. 2010. Initial water budget: The key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel[J]. *Lithos*, 120(3~4): 453~474.
- Barron B J. 2005. Eclogitic and ultrahigh-pressure crustal garnets and their relationship to Phanerozoic subduction diamonds, Bingara area, New England Fold Belt, eastern Australia[J]. *Economic Geology*, 100(8): 1 565~1 582.
- Barron L M, Barron B J, Mernagh T P, et al. 2008. Ultrahigh pressure macro diamonds from Copeton (New South Wales, Australia), based on Raman spectroscopy of inclusions[J]. *Ore Geology Reviews*, 34(1): 76~86.
- Berg G W. 1986. Evidence for carbonate in the mantle[J]. *Nature*, 324(6 092): 50~51.
- Bureau H, Langenhorst F, Auzende A L, et al. 2012. The growth of fibrous, cloudy and polycrystalline diamonds[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77: 202~214.
- Castelli D, Rolfo F, Groppo C, et al. 2007. Impure marbles from the UHP Brossasco-Isasca Unit (Dora-Maira Massif, western Alps): Evidence for Alpine equilibration in the diamond stability field and evaluation of the X_{CO_2} fluid evolution[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(6): 587~603.
- Corte K D, Cartigny P, Shatsky V S, et al. 1998. Evidence of fluid inclusions in metamorphic microdiamonds from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(23~24): 3 765~3 773.
- Corte K D, Korsakov A, Taylor W R, et al. 2000. Diamond growth during ultrahigh-pressure metamorphism of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan[J]. *Island Arc*, 9(3): 428~438.
- Cull F and Meyer H. 1986. Oxidation of diamond at high temperature and 1 atm total pressure with controlled oxygen fugacity[A]. The 4th International Kimberlite Conference[C]. 377~379.
- Dobretsov N L, Braun T V and Sheshkel G G. 1994. Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan)[J]. *Tectonophysics*, 233: 293~313.
- Dobretsov N L, Sobolev N V and Shatsky V S. 1995. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses of the Kokchetav complex, northern Kazakhstan: The geologic enigma of ultra-high pressure crustal rocks within a Palaeozoic foldbelt[J]. *Isl. Arc*, 4: 267~279.
- Dobrzhinetskaya L F. 2012. Microdiamonds-Frontier of ultrahigh-pressure metamorphism: A review[J]. *Gondwana Research*, 21(1): 207~223.
- Dobrzhinetskaya L F, Eide E A, Larsen R B, et al. 1995. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the western Gneiss region, Norway[J]. *Geology*, 23(7): 597.
- Dobrzhinetskaya L F, Wirth R and Green H W. 2007. A look inside of diamond-forming media in deep subduction zones[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(22): 9 128~9 132.
- Dobrzhinetskaya L F, Wirth R, Green H W, et al. 2013. First find of polycrystalline diamond in ultrahigh-pressure metamorphic terrane of Erzgebirge, Germany[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(1): 5~18.
- Du J, Zhang L, Bader T, et al. 2014. Metamorphic evolution of ultrahigh-pressure rocks from Chinese southwestern Tianshan and a possible indicator of UHP metamorphism using garnet composition in low-Teclogites[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91: 69~88.
- Fagan A J and Luth R W. 2011. Growth of diamond in hydrous silicate melts[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 161(2): 229~236.
- Frezzotti M L, Selverstone J, Sharp Z D, et al. 2011. Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps[J]. *Nature Geoscience*, 4(10): 703~706.
- Frezzotti M L, Huizenga J M, Compagnoni R, et al. 2014. Diamond formation by carbon saturation in C-O-H fluids during cold subduction of oceanic lithosphere[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 143: 68~86.
- Frost D J, Liebske C, Langenhorst F, et al. 2004. Experimental evidence for the existence of iron-rich metal in the Earth's lower mantle[J]. *Nature*, 428(6 981): 409~412.
- Groppi C, Beltrando M and Compagnoni R. 2009. The p - T path of the ultra-high pressure Lago Di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: Insights into the evolution of the subducting Tethyan slab[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 27(3): 207~231.
- Hart S R and Staudigel H. 2013. Oceanic crust: Age of hydrothermal alteration[J]. *Geophysical Research Letters*, 5(12): 1 009~1 012.
- Hermann J. 2003. Experimental evidence for diamond-facies metamorphism in the Dora-Maira massif[J]. *Lithos*, 70(3): 163~182.
- Hermann J, Rubatto D, Korsakov A, et al. 2001. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan)[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 141(1): 66~82.
- Holland T and Powell R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest[J]. *Journal of Metamorphic*

- Geology, 16(3): 309 ~343.
- Humphreys E R, Bailey K, Hawkesworth C J, et al. 2010. Aragonite in olivine from Calatrava, Spain—Evidence for mantle carbonatite melts from >100 km depth[J]. Geology, 38(10): 911 ~914.
- Ionov D A, O Reilly S Y, Genshaft Y S, et al. 1996. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: Phase relationships, mineral compositions and trace-element residence[J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 125(4): 375 ~392.
- Ishida H, Ogasawara Y, Ohsumi K, et al. 2003. Two stage growth of microdiamond in UHP dolomite marble from Kokchetav Massif, Kazakhstan[J]. Journal of Metamorphic Geology, 21(6): 515 ~522.
- Janák M, Froitzheim N, Yoshida K, et al. 2015. Diamond in metasedimentary crustal rocks from Pohorje, Eastern Alps: A window to deep continental subduction[J]. Journal of Metamorphic Geology, 33(5): 495 ~512.
- Lapen T J, Johnson C M, Baumgartner L P, et al. 2003. Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: An example from Lago di Cignana, western Alps, Italy[J]. Earth & Planetary Science Letters, 215(1): 57 ~72.
- Liou J G, Zhang R Y, Ernst W G, et al. 1998. High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks[J]. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 37: 33 ~96.
- Liou J G, Zhang R Y and Ernst W G. 2007. Very high-pressure orogenic garnet peridotites[J]. Proceedings of the National Academy of Science, 104(22): 9 116.
- Liu F, Gerdes A, Zeng L, et al. 2008. SHRIMP U-Pb dating, trace elements and the Lu-Hf isotope system of coesite-bearing zircon from amphibolite in the SW Sulu UHP terrane, eastern China[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72(12): 2 973 ~3 000.
- Liu Penglei, Wu Yao, Liu Qiang et al. 2014. The carbon cycle of subduction zone and its implications for the deep dynamics of the earth [J]. Geological Science and Technology Information, 3: 25 ~35 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y, Zong K, Kelemen P B, et al. 2008. Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: subduction and ultrahigh-pressure metamorphism of lower crustal cumulates[J]. Chemical Geology, 247(1): 133 ~153.
- Luth R W. 2001. Experimental determination of the reaction aragonite + magnesite = dolomite at 5 ~9 GPa[J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 141(2): 222 ~232.
- Massonne H J. 1999. A new occurrence of microdiamonds in quartz feldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution[A]. Nixon P H. Proc. 7th Int. Kimberlite Conf. [C], 533 ~539.
- Massonne H J, Kennedy A, Nasdala L, et al. 2007. Dating of zircon and monazite from diamondiferous quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge—hints at burial and exhumation velocities[J]. Mineralogical Magazine, 71(4): 407 ~425.
- Mposkos E D and Kostopoulos D K. 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: A new ultrahigh-pressure metamorphic province established [J]. Earth & Planetary Science Letters, 192(4): 497 ~506.
- Nasdala L and Massonne H. 2000. Microdiamonds from the Saxonian Erzgebirge, Germany: In situ micro-Raman characterisation[J]. European Journal of Mineralogy, 12(2): 495 ~498.
- Ogasawara Y. 2005. Microdiamonds in ultrahigh-pressure metamorphic rocks[J]. Elements, 1(2): 91 ~96.
- Ogasawara Y, Liou J G and Zhang R Y. 1995. Petrogenetic grid for ultrahigh-pressure metamorphism in the model system CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O[J]. Island Arc, 4(4): 240 ~253.
- Ogasawara Y, Ohta M, Fukasawa K, et al. 2000. Diamond-bearing and diamond-free metacarbonate rocks from Kumdy-Kol in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan[J]. Island Arc, 9(3): 400 ~416.
- Parkinson C and Katayama I. 1999. Metamorphic microdiamond and coesite from Sulawesi, Indunisia: Evidence of deep subduction as SE Sundaland Margin[J]. EOS Transactions AGU, 80: F1181.
- Pavel N and Igor I U. 2004. The Kumdy-kol diamond deposit (North Kazakhstan): The geology and the origin of the metamorphic diamond [J]. Earth Science Frontiers, 2: 333 ~338 (in Chinese with English abstract).
- Powell R, Holland T and Worley B. 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC[J]. Journal of Metamorphic Geology, 16(4): 577 ~588.
- Palyanov Y N, Shatsky V S, Sobolev N V, et al. 2007. The role of mantle ultrapotassic fluids in diamond formation[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 104(22): 9 122 ~9 127.
- Palyanov Y N and Sokol A G. 2009. The effect of composition of mantle fluid/melts on diamond formation processes[J]. Lithos, 112S: 690 ~700.
- Proyer A, Rolfo F, Zhu Y F, et al. 2013. Ultrahigh-pressure metamorphism in the magnesite + aragonite stability field: evidence from two impure marbles from the Dabie-Sulu UHPM belt[J]. Journal of Metamorphic Geology, 31(1): 35 ~48.
- Roermund V, Drury M, Barnhoorn A, et al. 2010. Super-silicic garnet

- microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (>6 GPa) origin[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(2): 135~147.
- Rohrbach A, Ballhaus C, Golla-Schindler U, et al. 2007. Metal saturation in the upper mantle[J]. *Nature*, 449(7161): 456~458.
- Rohrbach A and Schmidt M W. 2011. Redox freezing and melting in the Earth's deep mantle resulting from carbon-iron redox coupling[J]. *Nature*, 472(7342): 209~212.
- Rozen O, Zorin Y and Zayachkovsky A. 1972. A find of the diamonds linked with eclogites of the Precambrian Kokchetav massif [J]. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 203: 674~676.
- Scambelluri M, Pettke T and Roermund H L M V. 2008. Majoritic garnets monitor deep subduction fluid flow and mantle dynamics[J]. *Geology*, 36(1): 59~62.
- Shen Qihan. 2009. The recommendation of a systematic list of mineral abbreviations[J]. *Acta Petrollogica et Mineralogica*, 28(5): 495~500 (in Chinese with English abstract).
- Shen Xiaojie and Zhang Lifei. 2009. Current research progress in petrology of carbonated eclogites[J]. *Earth Science Frontiers*, 16(3): 376~386 (in Chinese with English abstract).
- Sobolev N V and Shatsky V S. 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: A new environment for diamond formation[J]. *Nature*, 343(6260): 742~746.
- Sokol A G and Palyanov Y N. 2004. Diamond crystallization in fluid and carbonate-fluid systems under mantle p - T conditions: 2. An analytical review of experimental data[J]. *Geochem. Int.*, 42: 1 018~1 032.
- Sokol A G and Palyanov Y N. 2008. Diamond formation in the system MgO - SiO_2 - H_2O at 7.5 GPa and 1 600°C[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 155: 33~43.
- Sokol A G, Palyanov Y N, Palyanova G A, et al. 2001. Diamond and graphite crystallization from C-O-H fluids under high pressure and high temperature conditions[J]. *Diamond & Related Materials*, 10(12): 2 131~2 136.
- Song S, Zhang L, Niu Y, et al. 2005. Geochronology of diamond-bearing zircons from garnet peridotite in the North Qaidam UHPM belt, Northern Tibetan Plateau: A record of complex histories from oceanic lithosphere subduction to continental collision[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(1~2): 99~118.
- Stöckhert B, Duyster J, Trepmann C, et al. 2001. Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical COH + silicate fluids included in garnet, Erzgebirge, Germany[J]. *Geology*, 29(5): 391.
- Tian Z L and Wei C J. 2013. Metamorphism of ultrahigh-pressure eclogites from the Kebuer Valley, South Tianshan, NW China: Phase equilibria and p - T path[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(3): 281~300.
- Usui T, Nakamura E, Kobayashi K, et al. 2003. Fate of the subducted Farallon plate inferred from eclogite xenoliths in the Colorado Plateau [J]. *Geology*, 31(7): 589.
- Usui T, Nakamura E and Helmstaedt H. 2006. Petrology and geochemistry of eclogite xenoliths from the Colorado Plateau: Implications for the evolution of subducted oceanic crust[J]. *Journal of Petrology*, 47(5): 1 755~1 762.
- Wang Huimin and Chen Shouyu. 2015. A brief analysis of the formation diamonds in eclogite[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, S1: 677 (in Chinese with English abstract).
- Wang Qiang, Jiao Shuqiang and Fang Jinyun. 1997. The discovery of microdiamonds in ultrahigh pressure metamorphic rock and its dynamic significance[J]. *Global Geology*, 1: 23~29 (in Chinese with English abstract).
- Wang Renmin. 1989. *Metamorphic Petrology*[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Wei C J, Qian J H and Tian Z L. 2013. Metamorphic evolution of medium-temperature ultra-high pressure (MT-UHP) eclogites from the South Dabie orogen, Central China: An insight from phase equilibria modelling[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 31: 755~774.
- Xu S, Liu Y and Wu W. 2001. Chapter 14-A paradox: The ultramafic rock belt (UMRB) as a metamorphosed tectonic mélange in Northern Dabie Mountains, Eastern central China[J]. *Paradoxes in Geology*, 1: 323~342.
- Xu Shutong, Liu Yican, Chen Guobao, et al. 2003. A newly discovered microdiamonds in dashan, sulu area[J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(10): 1 069~1 075 (in Chinese with English abstract).
- Xu Shutong, Su Wen, Liu Yican, et al. 1991. The diamond in high pressure metamorphic rocks of dable mountain[J]. *Chinese Science Bulletin*, 36(17): 1 318~1 321 (in Chinese with English abstract).
- Yang J, Xu Z, Dobrzhinetskaya L F, et al. 2003. Discovery of metamorphic diamonds in central China: An indication of a >-4 000-km-long zone of deep subduction resulting from multiple continental collisions[J]. *Terra Nova*, 15(6): 370~379.
- Yang Jinsui, Xu Zhiqin, Pei Xianzhi, et al. 2002. The discovery of diamond in qinling: The identification of the new evidence of crossing the massive ultrahigh pressure metamorphic zone in central China and the deep subduction of the Paleozoic and Mesozoic era[J]. *Acta Geo-*

- logica Sinica, 76(4): 484 ~ 495 (in Chinese with English abstract).
- Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Zhang Jianxin, et al. 2009. Tectonic setting of main high- and ultrahigh-pressure metamorphic belts in China and adjacent region and discussion on there subduction and exhumation mechanism [J]. Acta Petrologica Sinica, 25(7): 1 529 ~ 1 560 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Hongfu. 1990. The oxygen fugacity of upper mantle and the origins of diamond [J]. Geological Science and Technology Information, 1: 9 ~ 15 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Lifei, David J E, Ai Yongliang, et al. 2002. Ultra-high pressure metamorphic eclogite in western Tianshan Mountains, Xinjiang [J]. Acta Petrollogica et Mineralogica, 21(4): 371 ~ 386 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Peiyuan. 1999. The discussion about origins, mineralization and prospecting direction of diamond [J]. Management Geological Science and Technology, 1: 9 ~ 15 (in Chinese with English abstract).
- Zhang R Y, Liou J G and Ernst W G. 2007. Ultrahigh-pressure metamorphic belts in China: major progress in the past several years [J]. International Geology Review, 49(6): 504 ~ 519.
- Zhang Z, Shen K, Xiao Y, et al. 2006. Mineral and fluid inclusions in zircon of UHP metamorphic rocks from the CCSD-main drill hole: A record of metamorphism and fluid activity [J]. Lithos, 92(3): 378 ~ 398.
- Zhang Zhongming, Yang Jinsui, Rong He, et al. 2007. Discovery of diamond in eclogite from the Chinese Continental Scientific Drilling Project Main Hole(CCSD-MH) in the Sulu UHPM belt [J]. Acta Petrologica Sinica, 23(12): 3 201 ~ 3 206 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Y and Ogasawara Y. 2002. Phlogopite and coesite exsolution from super-silicic clinopyroxene [J]. International Geology Review, 44(9): 831 ~ 836.
- Zhu Y and Ogasawara Y. 2003. Carbon recycled into deep earth: Evidence from dolomite dissociation in subduction-zone rocks [J]. Geology, 30(10): 7 654 ~ 7 662.
- 刘鹏雷, 吴耀, 刘强, 等. 2014. 俯冲带的碳循环及其对地球深部动力学过程的启示 [J]. 地质科技情报, 3: 25 ~ 35.
- Pavel N, Igor I U. 2004. 哈萨克斯坦北部 Kumdy-Kol 金刚石矿床地质与变质金刚石成因 [J]. 地学前缘, 2: 333 ~ 338.
- 沈其韩. 2009. 推荐一个系统的矿物缩写表 [J]. 岩石矿物学杂志, 28(5): 495 ~ 500.
- 沈晓洁, 张立飞. 2009. 碳酸盐化榴辉岩的岩石学研究进展 [J]. 地学前缘, 16(3): 376 ~ 386.
- 王会敏, 陈守余. 2015. 浅析榴辉岩型金刚石成因 [J]. 矿物学报, S1: 677.
- 王强, 焦述强, 方金云. 1997. 超高压变质岩中微粒金刚石的发现及其动力学意义 [J]. 世界地质, 1: 23 ~ 29.
- 王仁民. 1989. 变质岩石学 [M]. 北京: 地质出版社.
- 徐树桐, 刘贻灿, 陈冠宝, 等. 2003. 大别山、苏鲁地区榴辉岩中新发现的微粒金刚石 [J]. 科学通报, 10: 1 069 ~ 1 075.
- 徐树桐, 苏文, 刘贻灿, 等. 1991. 大别山东段高压变质岩中的金刚石 [J]. 科学通报, 17: 1 318 ~ 1 321.
- 杨经绥, 许志琴, 裴先治, 等. 2002. 秦岭发现金刚石: 横贯中国中部巨型超高压变质带新证据及古生代和中生代两期深俯冲作用的识别 [J]. 地质学报, 76(4): 484 ~ 495.
- 杨经绥, 许志琴, 张建新, 等. 2009. 中国主要高压-超高压变质带的大地构造背景及俯冲/折返机制的探讨 [J]. 岩石学报, 25(7): 1 529 ~ 1 560.
- 张宏福. 1990. 上地幔的氧逸度与金刚石的成因 [J]. 地质科技情报, 1: 9 ~ 15.
- 张立飞, David J E, 艾永亮, 等. 2002. 新疆西天山超高压变质榴辉岩 [J]. 岩石矿物学杂志, 21(4): 371 ~ 386.
- 张培元. 1999. 论金刚石的成因和成矿作用及找矿方向 [J]. 地质科技管理, 4: 28 ~ 36.
- 张仲明, 杨经绥, 戎合, 等. 2007. 苏鲁超高压变质带中国大陆科学钻探主孔(CCSD-MH)榴辉岩中发现金刚石 [J]. 岩石学报, 12: 3 201 ~ 3 206.