试谈金刚石原生矿成矿问题的地幔柱成因解释

胡一忠,杨光忠,饶红娟

(贵州省地矿局 101 地质队,贵州 凯里 556000)

[摘 要]原生金刚石的成矿问题,诸如成因、成矿概率低、成矿对地质背景要求高、含矿母岩类型较复杂以及火山机构含矿性差异等,可用地幔柱观点将其统一于以金刚石捕虏晶为主要成因的系统解释,即原生金刚石可形成于克拉通岩石圈地幔至核幔边界 D″层范围,但由于碳循环的原因主要形成于古老克拉通岩石圈地幔,通过地幔柱或其影响导致的金伯利岩和/或钾镁煌斑岩岩浆的捕获而被携带至地表成矿,因其比重较小而偏集于岩浆房及其向上迁移岩浆体上部,随岩浆爆发侵位而主要在上部火山机构(火山口及火山颈/管道相)等富集成矿,以及呈现纷繁复杂的金伯利岩和钾镁煌斑岩地质现象,因产出大地构造位置及其迁移路径不同而致岩石矿物学等特征的些许差别。

[关键词]金刚石;原生矿;成矿;地幔柱

[中图分类号]P619.24+2 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2016)04-0251-06

对于原生金刚石的找矿勘查,常因原生金刚石的形成及其成矿概率低、成矿对地质背景要求高、含矿母岩类型复杂以及火山机构含矿性差异等诸多问题,而致工作思路及技术方法等多陷入困惑。对此,本文试图用地幔柱观点将原生金刚石成矿的诸多地质问题统一于以金刚石捕虏晶为主要成因的系统解释,旨在抛砖引玉,诚盼批评指教,希望能对金刚石成矿理论认识和找矿勘查工作有所帮助,加快新一轮金刚石找矿勘查突破。

1 金刚石的形成和赋存深度范围

1.1 金刚石的形成条件与环境

金刚石的产生需要碳源和高压环境,其保存需要合适的温压条件,否则,形成的金刚石将转变为石墨(Cartigny P. 2005)。来源于地球深部的金刚石大多(90.4%)来自克拉通岩石圈地幔(Gurney J J, et al. ,2005),而有经济价值的金刚石只产于克拉通(Clifford T,1966)。克拉通可以提供金刚石的形成和保存条件:>4.5 Gpa,>950℃,地温梯度 35～45 m W/m^2。而金伯利质和钾镁煌斑岩质岩浆可起源于金刚石的稳定区(Wyllie P,1980),或者岩石圈以下(Agashev A, et al. ,2008),从而将克拉通地幔的金刚石捕获、携带到地表。地球深部的金刚石除了存在于克拉通岩石圈地幔,还可以存在于岩石圈以下的软流圈、转换带,甚至下地幔(Stachel T, et al. ,2005;张舟等,2011)。

1.2 金刚石成因之谜

20 世纪 70 年代多认为金伯利岩和钾镁煌斑岩型金刚石是岩浆结晶的产物(路凤香,2008)。直到 1977 年 Kramers 对金伯利、芬什(Finsch)和普莱米尔矿山金刚石中的硫化物包裹体测年获得大于 2000 Ma 的模式年龄(而其寄主金伯利岩的侵位年龄仅 90 Ma)、1984 年 Richardson 从金伯利和芬什矿山金刚石的石榴子石包裹体获得 3 200～3 300 Ma 的 Rb-Sr 及 Sm-Nd 模式年龄,表明金刚石早在前寒武纪就已结晶生长,人们才逐渐接受金刚石主要为"捕虏晶"的成因观点。当然,也应注意到金刚石的包裹体测年中也有一定数量的年轻的、且与寄主岩浆侵位年龄相同的数据(Richardson,1986;路凤香,2008)。

目前研究认为,深部金刚石很难由石墨通过相转变直接形成。如果石墨直接转变为金刚石,

[收稿日期]2016-08-05

[作者简介]胡一忠(1969—),男,贵州凯里人,地质工程师,长期从事区域地质和矿产地质调查工作。

不同碳原子层之间需要组成新的 C-C 键(Sung J, 2000)。这个过程需要温度和压力发生突然、剧烈的变化,并且所形成的金刚石多为微型晶体。而地球深部很难提供温压突变的条件,同时深部金刚石的晶形多为发育良好的八面体型(Stachel T, et al. ,2005)。因此,深部金刚石不是由固态单质碳的相转变形成(张舟等,2011)。目前的主流观点是金刚石可以从流体/熔体中结晶生成。宝石级金刚石的晶体学研究表明,金刚石的生长过程必须有熔体参与(Bulanova G P, 1995)。岩石圈地幔流体主要成分为 CO_2 和 H_2O,而岩石圈地幔以下流体则主要为 CH_4 和 H_2O(Zhang C, et al. ,2009)。根据实验研究结果,金刚石形成于流体/熔体中甲烷的氧化反应和碳酸盐的还原反应(张舟等,2011)。同时,岩石圈地幔中存在的夭折岩浆脉体及其周围地幔富含的流体,特别是深源熔体和/或流体的参与,是形成金刚石的最佳条件(郑建平等,1994)。因为,熔体和/或流体及强应力的存在可以降低金刚石结晶时所需的温压条件(路凤香等,1998)。

尽管原生金刚石的成因仍然是个谜,但地球年龄只有 46 亿年,而已知金刚石的最老(结晶)年龄已有 33 亿年,结合金刚石的生长环带特征(陈美华等,1999)等,说明在地球圈层结构形成和演化过程,金刚石即已伴随形成和生长。

2 金伯利岩与钾镁煌斑岩

2.1 金伯利岩

金伯利岩是一种偏碱性的超基性岩、具斑状结构和(或)角砾状构造的云母橄榄岩,常成群出现,其中以具斑状结构且富含颗粒粗大橄榄石者含金刚石较富,而显微斑状结构富含金云母的金伯利岩含金刚石较贫。董振信(1994)综合国内外岩石学家的看法及际研究认为,金伯利岩是一种富含挥发份(CO_2 及 H_2O)的偏碱性超基性岩的浅成—喷出岩,具块状、角砾状及凝灰状构造,有时见岩球状构造,斑状、显微斑状结构,斑晶为浑园状,主要由原生矿物橄榄石、云母及副矿物铬尖晶石、镁铝榴石、钛铁矿和单斜辉石等组成。这些矿物往往具有多世代的特点,蛇纹石化和碳酸盐化强烈发育。岩石中常含幔源包体及巨晶矿物,含或不含金刚石。路凤香(2008)认为金伯利岩是地幔物质、熔体(岩浆)和流体三种组分组成的复杂体系的固结产物,由充满晶体(地幔及深源物质解体的矿物)、充填流体及硅酸盐的熔体固结而成。

2.2 钾镁煌斑岩

钾镁煌斑岩为一种过碱性镁质火山岩,主要由白榴石、火山玻璃形成,可含辉石、橄榄石等矿物,尤其是钾碱镁闪石,典型产地为澳大利亚西部阿盖尔,是一种含金刚石的原岩。A · L · 杰克斯(1984)将钾其定义为一种超钾质岩系列的火山或浅成相富钾富镁的煌斑岩类,主要由原生矿物和副矿物等构成。原生矿物主要为橄榄石、单斜辉石、金云母(通常含钛)、白榴石、角闪石(通常是钾碱镁闪石)、斜方辉石、透长石和火山玻璃中的一种或几种;副矿物主要为柱红石、磷灰石、霞石、铬尖晶石、钙钛矿、硅锆钙钾石、钛铁矿、镁铁钛矿、钾钡石、硅铌钛碱石等,可能含有上地幔的捕虏体和捕虏晶(包括橄榄石、辉石、尖晶石类、石榴石、金刚石)。化学成分为基性或超基性,$K_2O/Na_2O > 3$, Rb、Sr、Ba、Zr、Nb、Pb、Th、U 和 LREE 丰度高(叶德隆,1993)。

3 地幔柱构造

地幔热柱的认识源于热点理论。Wilson(1963)首提热点假说并用于夏威夷群岛火山岩的成因解释。Morgan(1971)认为 Wilson(1963)所指的固定热地幔源区实际上是一个产生于地幔底部热边界附近的热幔柱,Deffeye(1972)认为热幔柱系下地幔上涌形成。Anderson(1975)论述地幔柱为一种化学柱,其成分与周围地幔物质存在明显差别,来源于地幔底部的 D″层,因外地核聚集的大量放射性元素及其放射热导致 D″层高温低黏度而形成。这些概念奠定了地幔热柱基本理论:发育于核—幔边界的 D″层,向上运移并逐渐扩大,当垂直运动至岩石圈底部便向四周拆离扩散,形成火山活动热区,并可能使岩石圈上隆;与地幔热柱上升对应,地幔其它部分形成地幔冷柱向下运动构成对流(牛树银等,2007)。

超级(巨型)地幔热柱起源于核幔边界,直径达数千千米的热物质上涌体,是大陆裂解和海底扩张的基本动力。冷地幔柱到达核幔边界,引起热扰动和热物质上涌。巨型冷—热地幔柱的相辅

相成，构成了现代地球物质热对流的主要方式（Senshu H, et al. ,2009；滕吉文等，2014）。

4　金刚石原生矿的成矿问题及其地幔柱观点解释

4.1　金刚石来源深度问题

前已述及，金刚石的产生需要碳源和高压环境。来源于地球深部的金刚石，存在于克拉通岩石圈地幔及其以下的软流圈、转换带，甚至下地幔，以及核幔边界的 D″层（图 1）（Stachel T, et al. ,2005）。显然只有地幔柱才能将克拉通岩石圈地幔及其以下软流圈、转换带、下地幔乃至 D″层的金刚石携带至地表。

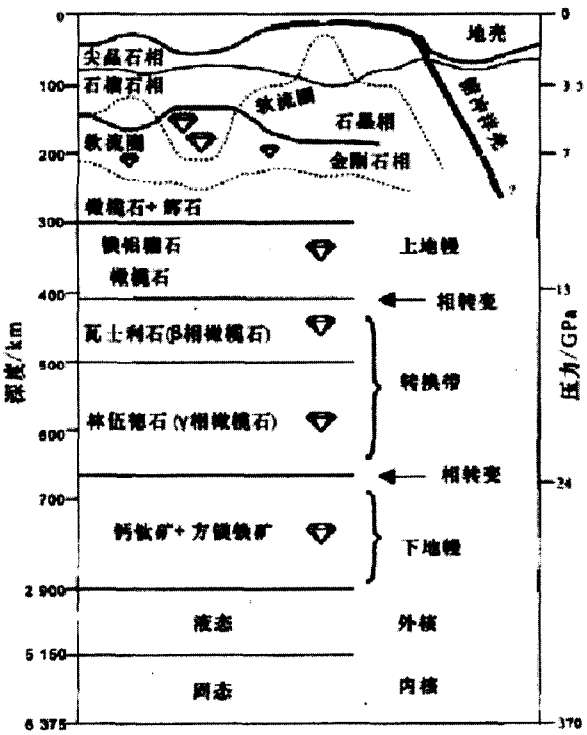

图 1　金刚石存在深度范围（据 Stachel T, et al. ,2005）

Fig. 1　Presence depth rangle of diamond

4.2　原生金刚石低成矿率及其火山机构赋矿差异问题

据张培元等（1982），世界上已发现的 1 000 多个金伯利岩和钾镁煌斑岩体中，只有 50%左右岩体含金刚石，而达工业价值的仅占 5%～10%。据宋瑞祥等（2013）资料，我国华北克拉通发现的几百个金伯利岩体，含金刚石的不过几十个，具有开采价值的则更少。由于西澳阿盖尔 1 号钾镁煌斑岩筒规模大，金刚石平均品位高、储量大（莫默等，2013），成为各国地质学家刻意寻找的对象，在我国贵州镇远、湖北大洪山、湖南宁乡和山西阳高等地以及国外发现了一批钾镁煌斑岩。但截止目前，全世界发现的钾镁煌斑岩体、筒、脉，只有西澳阿盖尔 1 号钾镁煌斑岩筒形成金刚石原生矿床。原生金刚石的成矿率低下，普遍归因于金刚石的形成与保存条件的苛刻。

但笔者分析认为，导致原生金刚石低成矿率问题，根本原因应主要为深部金刚石的形成以及被捕获的量少，并且在活动的金伯利岩浆和钾镁煌斑岩浆中，比重较小的金刚石主要偏集于岩浆房及运动岩浆体上部，从而导致金伯利岩和钾镁煌斑岩火山机构的含矿差异，即作为捕虏晶以及部分结晶矿物的比重较轻的金刚石，应该主要偏集于富含挥发份的活动的各级岩浆房及其向上运移岩浆体上部，因此，不管是爆发或缓慢侵位，第一次喷发侵位的金伯利岩或钾镁煌斑岩，显然含金刚石的量应该最高，成矿的概率也应最高，并且金刚石主要富集于上部火山机构的火山口和岩管相（据路凤香，2008），从而导致少数岩体及其岩管才可能构成工业矿床。

4.3　克拉通条件对金刚石成矿的意义

4.3.1　克拉通根部温压条件

历来强调克拉通对金刚石原生矿的成矿作用，其意义主要在于，克拉通具有适于金刚石形成及保存的如下简要特征条件：

①发育有一般可深达 200 km 左右岩石圈根或加厚的岩石圈；②这些克拉通稳定固结时间早（多为太古代，南非克拉通形成于 27 亿年前，华北克拉通稳定于 18 亿年前）；③岩石圈地温低（一般<40 m W/m^2），符合正常地盾地温和低的地表热流值；④岩石圈地幔氧逸度偏低（路凤香，2008）。同时，克拉通根部岩石圈地幔结晶生长的金刚石，位于软流圈之上，更易于起源于软流圈的金伯利岩或钾镁煌斑岩岩浆捕获和携带至地表成矿。因此，厚大的克拉通稳定时间越长越利于金刚石结晶生长（图 2）及成矿。

4.3.2　深部碳循环问题

克拉通对金刚石成矿的更重要意义是，由于碳循环的原因，在克拉通下部岩石圈地幔，由于俯冲带作用带来更多的表壳碳源，从而利于金刚石

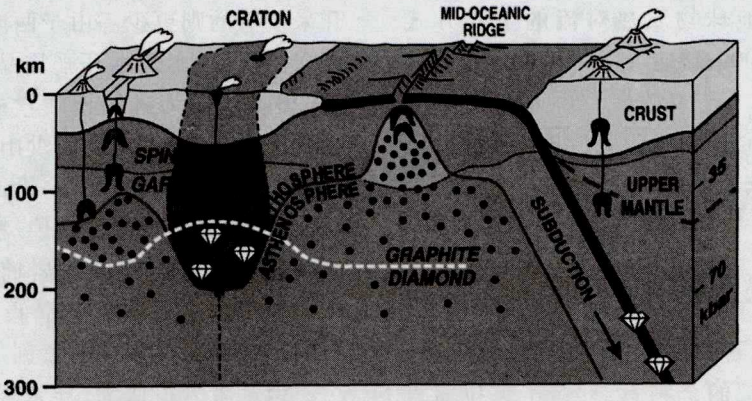

图 2 克拉通岩石圈地幔及俯冲带深部金刚石成因

(Stachel T, et al., 2008)

Fig. 2 Diamond genesis of Cratonic lithosphere mantle and deep subduction zone

的结晶生长,所以来源于克拉通岩石圈地幔的金刚石对世界金刚石资源的贡献高达 90.4%。岩石圈地幔以下各圈层形成的金刚石,其碳源主要为幔源碳,包括少量深循环壳源碳。

4.3.3 金伯利岩和钾镁煌斑岩含矿差异问题

由于金伯利岩产于克拉通内部,不管其岩浆起源于克拉通岩石圈地幔,或者软圈层及其以下的下地幔,或者源于核幔边界的超级地幔柱,其岩浆向上迁移路径金刚石稳定区厚、丰度大,捕获金刚石的几率大,因而金伯利岩普遍含金刚石且部分岩体形成金刚石原生矿的概率较大。

而钾镁煌斑岩主要就位于克拉通边缘褶皱带,与金伯利岩相比,其经由路径所能捕获的金刚石的几率相对较小,因而岩体成矿概率较小。至于,西澳阿盖尔 1 号钾镁煌斑岩(筒)金刚石原生矿床(金刚石平均品位 5 ct/t,估计储量 4 亿克拉),尽管其产于西澳地台的金伯利盆地南东侧的 Halls Creek 活动带中,但实际上是元古代变质和火成岩带,是一个核部由太古代花岗岩组成,两翼由元古代变质岩组成的复背斜构造(其变质和岩浆作用时代为 20～18 亿年),其结晶稳定的时代甚至比我国华北地台还要早(张培元等,1982;莫默等,2013),所以形成目前世界上品位最定、储量最大的金刚石原生矿床"不足为奇"。

4.4 含金刚石寄主岩侵位未形成大火成岩省问题

金伯利岩作为一种碱性岩石,与其它构成大火成岩省的相关岩浆系列不同,金伯利岩的产出显得有些"独来独往"。一般认为,金伯利岩产于太古代克拉通,其下岩石圈厚度>200 km,巨厚的岩石圈可能阻挡了上升的地幔柱而抑制其减压熔融,只发生低程度部分熔融形成富 CO_2 的金伯利岩熔体,这些小体积岩体在穿越岩石圈过程中可能与其中交代富集组分发生反应而不断增加其碱性程度(Mitchell RH, 1986;徐义刚等,2013)。也就是说,厚大的克拉通岩石圈及其刚性特征,致使孕育金伯利岩或钾镁煌斑岩的地幔柱夭折,只有少数富含挥发份的金伯利岩或钾镁煌斑岩浆能够上升至浅表部位而"独来独往"。而其它岩浆岩多产于岩石圈减薄关系密切的板块边缘活动带、克拉通边缘褶皱带,或活化地台等而构成大火成岩省,这也从另一侧面说明克拉通对原生金刚石成矿的重要性。

4.5 金刚石寄主岩石分类问题

自 1887 年 Lewis 正式识别并命名金伯利岩之后,人们对金伯利岩所特有的矿物组合及结构构造认识愈加深入,对金伯利岩的定义和分类也日趋一致。但也存在不少争议或所强调侧重点不一等。如 Mitchell Rh(1986)强调金伯利岩必须含地幔捕虏体,并依据南非金伯利岩管开采揭示的结构,提出了金伯利岩结构成因分类及金伯利岩浆体系(浅成相、火山通道相和火山口相等)理想模式。我国华北地台金伯利岩未涉及成因及相特点地划分为金伯利角砾岩、凝灰金伯利岩和斑状金伯利岩三大类(宋瑞祥等,2013)。

关于金伯利岩能否形成一个独立的岩类问题。Mitchell(1986)主张引入金伯利岩类(金伯利岩浆分异形成的岩石范围很宽)的概念。但 1989

年国际地质科学联合会（IUGS）火成岩分类学委员会建议把金伯利岩从超镁铁质岩石中分出来，归入煌斑岩类，即煌斑岩类包括煌斑岩、碳酸岩和金伯利岩三个亚类（王碧香，1990）。

这样，金伯利岩和钾镁煌斑岩作为煌斑岩类的两类岩石，不仅特征类似，在成因上应存在某种联系，例如印度含金刚石的马加旺岩体（简），既不是典型金伯利岩也不是典型钾镁煌斑岩，而似为金伯利岩和钾镁煌斑岩之间的过渡类型（А. Д. Харькив 等，1992）。结合地幔柱观点，可以认为金伯利岩和钾镁煌斑岩的起源应无本质区别，各岩石类型间的差异应系"分道扬镳"之后，因迁移路径和侵位构造部位不同而致岩石矿物学特征的有所不同。

4.6 原生金刚石成矿的地幔柱成因及其围绕地幔柱分布问题

在 20 世纪 90 年代以前，金伯利岩均被认为是大陆下岩石圈地幔熔融的结果。最早推测金伯利岩的形成深度为 410 km ～ 660 km 的地幔（Ringwood AE, et al., 1992）。这为后来在金伯利岩中发现的一些超高压矿物（如镁铁榴石）所证实。实验岩石学揭示镁铁榴石的形成深度为 400 km～600 km，因此金伯利岩至少来源于地幔过渡带。后来在金刚石固体包裹体中发现了斯石英、Ca-钙钛矿和 Mg-钙钛矿等超深矿物（Walter MJ, et al., 2011），暗示金伯利岩可来源于下地幔（>700 km）。根据金伯利岩中超深矿物组合，Haggerty SE（1994）提出金伯利岩是超级地幔柱产物的观点。

深部地球物理探测发现，在非洲和西南太平洋存在两个超级地幔柱（Torsvik TH, et al., 2008）。将重建古地理位置的含金刚石金伯利岩投影，发现全球 85% 的金伯利岩落在两大超级地幔柱范围内，强烈暗示金伯利岩的形成可能与超级地幔柱的活动有关（Torsvik et al., 2010）。同时有力地支持了超级地幔柱的"固定"概念以及地幔柱的核幔边界来源的传统认识，而且为大火成岩省的地幔柱成因提供了强有力的证据。至于为什么大火成岩省出现在超级地幔柱的边缘而不是在地幔柱的内部，目前还没有定论，我们猜测这可能与超级地幔柱的陡峭边缘有关（徐义刚等，2013）。因此，金刚石矿是地幔柱成矿体系的一个组成部分。某些大火成岩省内部可能存在被同化了的钾镁煌斑岩或金伯利岩金刚石矿床。

5 华北地台与扬子地台原生金刚石成矿浅析

中国东部岩石圈地幔在金伯利岩喷出的同时（460 Ma）及之前未曾受到过俯冲洋壳物质的改造，至少对碳同位素而言是如此。而扬子克拉通大陆岩石圈地幔在金刚石结晶前存在含轻碳同位素地壳物质的可能性（张宏福等，2009；陈华等，2013）。

华北地台为太古代克拉通，具有厚大的岩石圈和利于金刚石结晶生长的足够时间，其金伯利岩的起源的最大深度约 330 km，与金伯利岩原生岩浆有密切关系的熔融残余包体及其早期结晶的巨晶所赋存的量大深度一致（董振信，1994）。而扬子地台到晚元古代才"克拉通"，而且活动性相对较强，贵州镇远地区钾镁煌斑岩岩浆源区深度在 208 km ～ 244 km，形成温度在 1 547℃ ～ 1 403℃间，该温度和深度范围属软流层（方维萱等，2002）。这与华北地台金伯利岩含有较多深层幔源物质成分，扬子地台则几乎未见的情况吻合，说明二者金刚石的寄主岩石来源深度有别，金刚石含量及其成矿性显然应当存在一定差异。

6 结语

原生金刚石形成深度范围包括克拉通岩石圈地幔至下地幔以及核幔边界的 D″层，但由于碳循环的原因主要形成于古老克拉通岩石圈地幔，通过地幔热柱及其影响导致的金伯利岩浆和/或钾镁煌斑岩浆的捕获而携带至地表成矿，在岩浆活动过程中作用，比重较小的金刚石主要偏集于各级岩浆房及向上迁移岩浆体的上部，因多次岩浆爆发或"缓慢"侵位而至金刚石主要富集于少数岩体及其上部火山机构——火山口相和火山颈（管道）而成矿，原生金刚石成矿为地幔柱成矿体系的一个组成部分，因迁移路径及其产出大地构造位置的不同而致岩石矿物学等特征的些许差别，金伯利岩和钾镁煌斑岩纷繁复杂的地质现象等，均可统一于地幔热柱的成因解释中。

[参考文献]

А. Д. Харькив,叶德隆. 1992. 印度中部 Маджгаван 含金刚石岩管的物质成分特征[J]. 地质科学译丛,1:48-54.

陈华,丘志力,陆太进,等. 2013. 扬子克拉通及华北克拉通大陆岩石圈地幔碳同位素组成及其差异:金刚石碳同位素原位测试证据[J]. 科学通报,58(4):355-364.

陈美华,路凤香,郑建平. 1999. 辽宁复县金刚石阴极发光特征及意义[J]. 地球科学,24(2):179-182.

董振信. 1994. 中国金伯利岩[M]. 北京:科学出版社,12,298.

方维萱,胡瑞忠,苏文超,漆亮,蒋国豪. 2002. 黔东-湘西早古生代岩石圈热状态与高产热率 HHPRM 型地幔源区[J]. 大地构造与成矿学,26(4):337-344.

路凤香,郑建平,陈美华. 1998. 有关金刚石形成条件的讨论[J]. 地学前缘(中国地质大学,北京),5(3):125-131.

路凤香. 2008. 金伯利岩与金刚石[J]. 自然杂志,30(2):63-66.

路凤香. 2011. 地幔的窗口:金刚石[J]. 自然杂志,33(3):161-165.

莫默,丘志力,陈华,等. 2013. 澳大利亚金刚石的成因类型及产地来源特征综述[J]. 宝石和宝石学杂志,15(3):65-74.

牛树银,孙爱群,王宝德. 2007. 地幔热柱与资源环境[M]. 北京:地质出版社,1-2.

宋瑞祥,主编. 2013. 中国金刚矿矿床专论——中国金刚石矿找矿与开发[M]. 北京:地质出版社,62-256.

滕吉文,宋鹏汉,毛慧慧. 2014. 当代大陆内部物理学与动力学研究的导向和科学问题[J]. 中国地质,41(3):675-697.

王碧香. 1990. 国际火成岩分类命名研究现状[J]. 地质科技情报,第 4 期:32,49.

徐义刚,王焰,位荀,等. 2013. 与地幔柱有关的成矿作用及其主控因素[J]. 岩石学报,29(10):3307-3322.

叶德隆. 1993. 钾镁煌斑岩的鉴别标准和分类命名[J]. 地质科技情报,12(1):39-46.

张宏福,路凤香,赵磊,等. 2009. 中国原生金刚石的碳同位素组成及其来源[J]. 地球科学——中国地质大学学报,34(1):37-42.

张培元,周永芳,王家枢. 1982. 世界金刚石矿床的形成和分布规律[M]. 北京:地质出版社,1-236.

张舟,张宏福. 2011. 金刚石与深部碳循环[J]. 地学前缘(中国地质大学,北京),18(3):268-283.

郑建平,路凤香,郭晖,等. 1994. 金刚石中流体包裹体的研究[J]. 科学通报,29(3):253-256.

Agashev A, Pokhilenko N, Takazawa E, et al. 2008. Primary melting sequence of a deep(>250 km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite-carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada[J]. Chemical Geology, 255(3/4):317-328.

Anderson D L. 1975. Chemical plume in the mantle [J]. Geo, Soc. Am, Bull., 86:1593-1600.

Bulanova G P. 1995. The formation of diamond[J]. Journal of Geochemical Exploration, 53:1-23.

Cartigny P. 2005. Stable isotopes and the origin of diamond [J]. Elements, 1(2):71-84.

Clifford T. 1966. Tectono - metallogenic units and metallogenic provinces of Africa[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1(6):421-434.

Deffeys K S. 1972. Plume convection with a upper mantle temperature inversion[J]. Nature, 240:539-544.

Gurney J J, Helmstaedt H H, Roex L. 2005. Diamonds: Crustal distribution and formation processes in time and space and an integrated deposit model[J]. Economic Geology, 100th Anniversary Volume: 143-177.

Haggerty SE. 1994. Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core[J]. Earth and Plannetary Science Letters, 122(1-2):57-69.

Mitchell Rh. 1986. Kimberlites: Mineralogy, Geoohemistry and Petrology[M]. New York: Plenum Press, 1-442.

Morgan W J. 1971. Plate motions and deep mantle convection [J]. Geo, Soc. Am, Mem., 132:7-23.

Richardson SH. 1986. Latter-day origin of diamonds of eclogitic paragenesis[J]. Nature, 322:623-626.

Ringwood AE, Kesson SE, Hibberson W, et al. 1992. Origin of kimberlites and related magmas[J]. Earth and Planetary Science Letters, 113(4):521-538.

Senshu H, Maruyama S, Rino S, et al. 2009. Role of tonalite - trodhjemite-granite(TTG) crust subduction on the mechanism of supercontinent breakup[J]. Gondwana Research, 15(3):433-442.

Stachel T, Brey G, Harris J. 2005. In clusions in sublit hospheric diarnonds: Glimpses of deep Earth[J]. Elements, 1(2):73-78.

Sung J. 2000. Graphite-diamond transition under high pressure: A kinetics approach [J]. Journal of Materials Science, 35(23): 6041-6054.

T. Stachel, J. W. Harris. 2008. The origin of cratonic diamonds - Constraints from mineral inclusions[J]. Ore Geology Reviews 34:5-32.

Torsvik TH, Burke K, Steinberger B, et al. 2010. Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary[J]. Nature, 466(7304):352-355. Torsvik TH, Smethurst MA, Burke K, et al. 2008. Long term stability in deep mantle structure: Evidence from the -300Ma Skagerrak-Centered Large Igneous Province (the SCLIP) [J]. Earth and Planetary Science Letters, 267(3-4):444-452.

Walter MJ, Kohn SC, Araujo D, et al. 2011. Deep mantle cycling of oceanic crust: Evidence from diamonds and their mineral inclusions [J]. Science, 334(6052):54-57.

Wilson J T. 1963. Mantle plume and Plate motion [J]. Tectonophysics, 19(2):149-194.

Wyllie P. 1980. The origin of kimberlite[J]. Journal of Geophysical Research, 85:6902-6910.

Zhang C, Duan Z H. 2009. A model for C-O-H fluid in the Earth's mantle[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(7):2089-12102.

Zhang Zhou, Zhang Hongfu. 2011. Diamond and deep carbon cycle [J]. EarthScience Frontiers, 18(3):268-283.

(下转第 250 页)

The Volcanic Property of 'Rudaceous Sandstone' And Its Close Relationship with Gold Mineralization in Nibao Gold Deposit, Southwest Guizhou

QI Lian-su[1], QIU Xiao-ping[2,3], Li Jun-hai[1], XU Liang-yi[1], ZHANG Cheng[1]

(1. *Geological Party* 105, *Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration & Development, Guiyang* 550008, *Guizhou, China*; 2. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037, *China*; 3. *Zijin Mining College of Fuzhou University, Fuzhou* 350108, *Fujian, China*)

[**Abstract**] "Rudaceous sandstone" is the most important host rock of gold ore body in Nibao gold deposit, it is possessed of typical microscopic textures and element geochemic composition of volcanic rock with hyalopilitic (andesitic) texture, contains 30.40% ~ 32.90% of SiO_2, and high content of CaO、MgO. Getting rid of the composition of altered sulfides and aqueous mineral, the original SiO_2 content is about 55% ~ 60%, belongs to basaltic andesite. This volcanic rock (so-called rudaceous sandstone) suffered from strong dolomite, clay alteration and gold mineralization, its gold content is higher than other gold host rock, so we consider Nibao gold deposit is related to late Permian volcanic vapour-hydrothermal metallogeny.

[**Key words**] Nibao gold deposit; Basaltic andesite; Late Permian volcanism in Southwest Guizhou; Volcanic hydrothermal gold deposit; Guizhou

(上接第 256 页)

Mantle plume genetic explanation: Metallogenesis of primary diamond deposit

HU Yi- zhong, YANG Guang-zhong, RAO Hong-juan

(*Geological Party* 101, *Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration & Development, Kaili* 556000, *Guizhou, China*)

[**Abstract**] It is widely concerned about the undetermined metallogenic problems of primary diamond, such as complicated metallogenesis, low metallogenetic probability, severe ore-forming geologic setting, complex ore-bearing parent rock types, different ore-bearing potential of volcanic edifice, and so on. However, we maybe attribute these issues to diamond xenocryst mainly genetic interpretation, the primary diamond can be formed in the cratonic lithosphere mantle to core-mantle boundary D″layer range, owing to carbon cycle results from ancient cratonic lithospheric mantle, the mantle plume leads to diamonds in deep earth could be captured and carried to the surface by kimberlitic and/or lamproitic magmas, which experienced a livelong and complicated mineralization process. Because its specific gravity is low, it tends to assemble in the upper unit of magma chamber and upwelling asthenolith. Along with magmatic explosion, it intrudes into surface and enrichment mineralization, mainly in the upper part (volcanic crater and neck or pipe facies) of volcanic edifice. Besides it also appears multitudinous and varying geology phenomena of kimberlites and lamproites, different geotectonic positions and its migration paths give rise to different petrological and mineralogical characteristics.

[**Key words**] Diamond; Primary deposit; Metallogenesis; Mantle plume