

中国地质科学院

宜昌地质矿产研究所所刊

第 20 号

地质出版社

5
.2

中國地质科学院

宜昌地质矿产研究所刊

第四期

地质出版社

中国地质科学院

宜昌地质矿产研究所所刊

第 20 号

地质出版社

· 北 京 ·

(京)新登字085号

图书在版目编 (CIP) 数据

中国地质科学院宜昌地质矿产研究所刊第20号/中国地质科学院宜昌地质矿产研究所编.-北京:
地质出版社, 1995.3

ISBN 7-116-01767-4

I.中… II.中… III.①地质-研究-中国-丛刊②矿产-研究-中国-丛刊IV.P5-55

中国版本图书馆CIP数据核字 (94) 第13303号

地质出版社出版发行

(100013 北京和平里七区十楼)

责任编辑: 孙旭荣 江晓庆

*

北京地质印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本: 787×1092 1/16 印张: 7.375 铜版图: 5页 字数: 188000

1995年3月北京第一版·1995年3月北京第一次印刷

印数: 1—700册 定价: 6.85元

ISBN 7-116-01767-4

P·1413

目 录

金刚石碳同位素组成和成因

-刘观亮 韩友科 翟丽娜 高善继 汪雄武 连大炜 苗青 车 锋 (1)
- 海南二甲多因复成金矿物质组分与围岩蚀变研究.....涂绍雄 方继专 (17)
- 不同体系溶液中辉锑矿溶解度特征及讨论.....胡雄伟 (33)
- 海南岛花岗质岩石中的暗色造岩矿物.....陈富文 (43)
- 黄石狮子立山铅锌矿床地质特征及成因探讨.....蔡锦辉 钟国绘 (59)
- 内蒙古额仁陶勒盖银矿水-岩相互作用及矿石沉积氢、氧同位素研究
-张理刚 陈振胜 王可法 刘敬秀 于桂香 刘珍明 张永正 (69)
- 河南信阳龟山韧性剪切带变形组分及迁移特征.....徐德明 翟 淳 王国芝 (81)
- 地球灾变事件、热水沉积和有机质富集成矿：湖北白果园震旦纪银钨矿床的
- 沉积学.....杨振强 陈开旭 金光富 谢发鹏 (93)
- 海南岛栖霞期的 *Geinitzina* (*Kangbaoella*) 小有孔虫化石群.....张志存 (105)
- 华南二叠纪岩相古地理概述.....冯少南 张国星 (113)

BULLETIN OF THE YICHANG INSTITUTE OF GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES CHINESE ACADEMY OF GEOLOGICAL SCIENCES

No.20

CONTENTS

Carbon Isotopic Composition and Genesis of Diamond	
..... <i>Liu Guanliang, Han Youke, Zhai Lina, Gao Shanji, Wang Xiongwei, Lian Dawei, Miao Qing and Che Feng</i>	(16)
Mineral Composition and Wallrock Alteration of the Polygenetic Compound Gold Deposits in the Erjia District, Hainan Island	
..... <i>Tu Shaoxiong and Fang Jizhuan</i>	(30)
Characteristics and Discussion of Stibnite Solubility in Different Solutions	
..... <i>Hu Xiongwei</i>	(42)
Dark Rock-Forming Minerals in Granitoids from Hainan Island	
..... <i>Chen Fuwen</i>	(58)
Geological Characteristic and Genesis of the Shizilishan Lead-Zinc Deposit in Huangshi	
..... <i>Cai Jinhui and Zhong Guohui</i>	(66)
Study of Hydrogen and Oxygen Isotope and Water-Rock Interaction in the Eren Silver Deposit, Inner Mongolia	
..... <i>Zhang Ligang, Chen Zhensheng, Wang Kefa, Liu Jingxiu, Yu Gu-xiang, Liu Zhenming and Zhang Yongzheng</i>	(79)
Deformation and Migration of Materials in the Guishan Ductile Shear Zone, Xinyang, Henan Province	
..... <i>Xu Deming, Zhai Chun and Wang Guozhi</i>	(90)
Terrestrial Catastrophe, Hydrothermal Sedimentation and Organic Ore-Forming Enrichment: Sedimentology of the Sinian Ag-V Deposit, Baiguoyuan, Hubei Province	
..... <i>Yang Zhenqiang, Chen Kaixu, Jin Guangfu and Xie Fapeng</i>	(103)
Qixian Foraminifera <i>Geinitzina</i> (<i>Kangbaoella</i>) Fauna from Hainan Island	
..... <i>Zhang Zhicun</i>	(109)
Permian Lithofacies and Palaeogeography in South China	
..... <i>Feng Shaonan and Zhang Guoxing</i>	(123)

金刚石碳同位素组成和成因^①

刘观亮 韩友科 翟丽娜 高善继 汪雄武 连大炜

(宜昌地质矿产研究所)。

苗青 车锋

(辽宁省第六地质大队)

〔内容提要〕 本文研究了我国3个主要金伯利岩、钾镁煌斑岩金刚石矿区和1个金刚石砂矿区中的230多颗金刚石的碳同位素组成,获得金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-26.06\sim+1.5\%$,其差值达28.00%。已获资料表明,金刚石的结晶习性与其碳同位素组成没有固定关系,但金刚石的颜色和类型与碳同位素组成有一定关系,不同矿区或不同地区的金刚石碳同位素组成有自身的特点。研究结果还表明:造成金刚石 $\delta^{13}\text{C}$ 值的巨大差别的原因主要是地幔不均一性,特别是在太古代—元古代的俯冲作用过程中,地壳有机碳参与上地幔再循环作用起着决定性的影响。本文将金刚石碳同位素组成的差异,置于上地幔横向、垂向整个剖面的C-O-H系统中来考察其原因,认为碳同位素的巨大差别在金刚石结晶生长之前早已形成;并提出了太古代—元古代的岩石圈古龙骨通过俯冲作用、超变质-交代作用、均衡化作用三阶段演化模式的形成机理,从而对金刚石碳同位素组成的差异作出合理的解释。在金伯利岩或钾镁煌斑岩岩浆形成之后的C-O-H封闭系统中,不会导致巨大的碳同位素分馏作用,岩石圈古龙骨两大套三阶段演化模式的新思路,不仅对金刚石的成矿理论、原生金刚石矿床普查找矿有重要意义,对扬子克拉通东南缘,以及其它地区岩石圈增厚机理可能具有普遍意义。

一、前言

据有关文献, Nier和Gulbransen (1939) 最先测定了金刚石的碳同位素, 50至60年代Craig^[1](1953)、Wickham^[2](1956)、Vinogradov和Kropomova^[3](1965)等也测定了金刚石的碳同位素, 所得到的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-3.2\sim-6.9\%$, 仅相差3.7%, 平均为 -5.8% , 并据此认为金刚石形成于地球深部, 推测原始碳同位素组成为 $-5\sim-6\%$, 似乎再研究金刚石的碳同位素组成不会有本质上的新信息。后来, 在北雅库特艾别里亚赫砂矿中测得4颗黑色金刚石的碳同位素组成为 $-21.4\sim-22.2\%$, “和平”岩管中1颗金刚石为 -32.3% 。显然, 金刚石碳同位素组成比过去设想的要复杂得多。

到目前为止, 测试过碳同位素的金刚石已超过2000多颗, 主要由Galimov^[4-6](1978, 1984, 1989), Sobolev et al.^[7](1979)等所测定, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-34.5\sim+2.8\%$, 差值达37.3%。以金刚石的各种形成模式考虑, 千分之几的变化, 难以解释金刚石的碳同位素组成如此大的差别。Deines^[8](1980)认为金刚石碳同位素组成上的这种巨大差异, 反映了不同源区碳同位素组成上的差异, 即地幔碳同位素组成的不均一性, 但没有对造成不均一性的原因作出解释。Galimov^[6](1984)也得出相似的结论, 认为是金刚石碳同位素特

① 国家自然科学基金资助项目, 编号为4888147号。

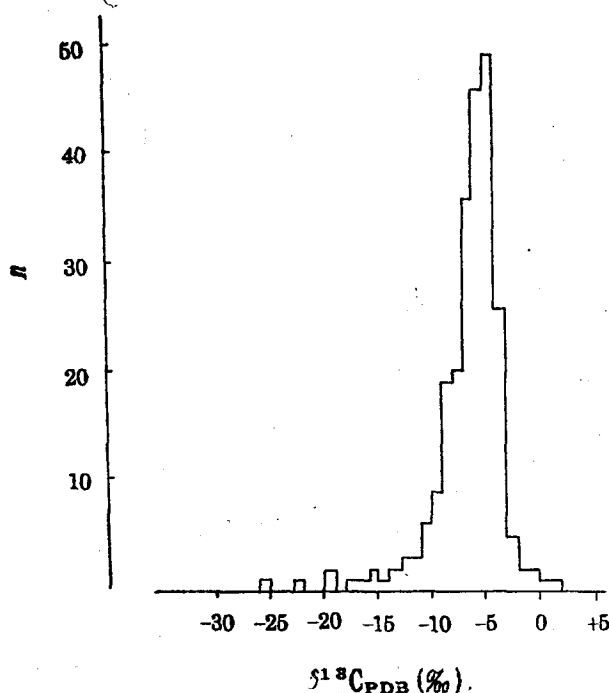
征的区域专属性, 不过Galimov^[9] (1990) 更强调碳同位素分馏作用。同时, Galimov^[6] (1984) 和 Deines、Gurney、Harris^[10] (1984) 分别从西伯利亚、南非等地的金刚石结晶习性、颜色与其碳同位素组成关系进行了研究, 却得出完全不同的结论, 前者认为轻碳同位素与带色金刚石有关, 而后者则认为无关。

我国对金刚石碳同位素组成的研究开展得比较晚。最早的成果是刘观亮等人^[11] (1990) 测定的山东、辽宁的数十颗金刚石碳同位素组成。本文对选自华北克拉通的复县、蒙阴金伯利岩区和扬子克拉通的镇远钾镁煌斑岩区以及丁桃金刚石砂矿区的金刚石进行了较详细的研究。首先, 对从各矿区挑选的金刚石作晶体形态、颜色、形变、色斑、红外光谱、紫外可见吸收光谱和顺磁共振谱测定, 以确定其类型和混入氮的存在形式, 然后测定其碳同位素组成。对含包裹体矿物的金刚石, 则在提取包裹体矿物后再测定其碳同位素组成。

所有样品都是在宜昌地质矿产研究所同位素实验室测定的。其方法是采用真空氧化方法, 获得二氧化碳气体, 在 MAT-251 质谱计上测定碳同位素比值, 标准偏差在 $\pm 0.1-0.2\%$ 之间, 结果用 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\%$ 表示。

二、金刚石碳同位素的基本特征

对选自复县、蒙阴金伯利岩、镇远钾镁煌斑岩 3 个金刚石矿区和丁桃金刚石砂矿区的



三、各矿区金刚石碳同位素组成特点

上述4个矿区中的金刚石碳同位素组成各有自身特点, 现分述如下:

(一) 辽宁复县金伯利岩区

所测试的金刚石样品主要来自50号、40号、30号岩管和9号岩脉, 其它岩体中测定了少量样品。其金刚石 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -14.71 — -0.27% , 多数集中在 -9 — -2% , 主峰值位于 -5 — -4% (图2a)。

(二) 蒙阴金刚石矿区

金刚石样品分别选自胜利1号、红旗2号、5号、6号、9号、14号和27号等岩管和岩脉中, 以胜利1号居多。其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -11.75 — -2.81% , 主要集中在 -8 — -3% 之间, 主

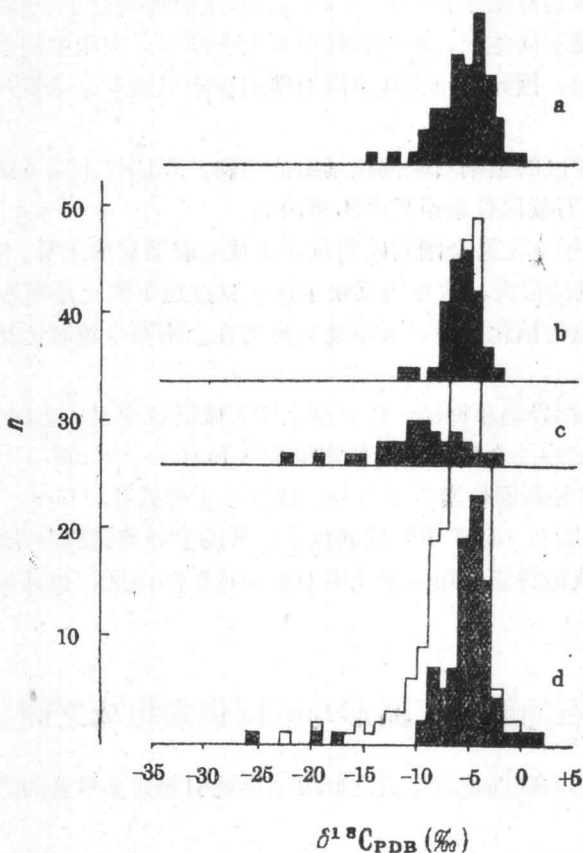


图2 各矿区金刚石碳同位素组成频率分布图

Fig. 2 Histogram of carbon isotopic composition of diamonds from different mines in China

a—辽宁复县金伯利岩中金刚石; b—山东蒙阴金伯利岩中金刚石; c—贵州镇远钾镁煌斑岩中金刚石;
d—湖南沅水砂矿中金刚石。n为样品数代号, 其单位为个

峰值位于 $-5\text{--}6\%$ (图2b)。与复县金刚石碳同位素组成相比,向轻碳同位素一侧漂移了约 1% 。

(三) 镇远金刚石矿区

金刚石来自 D_1 、 D_{1+3} 、 D_3 、 D_{11} 、 D_{15} 和 D_{37} 等岩体。该区金刚石碳同位素组成的分布频带相对要宽 (图2c), $\delta^{13}\text{C}$ 值从 $-22.15\text{--}-2.53\%$,在 $-11\text{--}-5\%$ 之间稍有集中趋势,主峰值大约为 -10% ,向轻碳同位素一侧漂移了很多。显示其碳同位素组成与复县、蒙阴金伯利岩中的金刚石有明显不同。

(四) 丁桃金刚石砂矿区

金刚石主要产自丁家港、桃源矿区,部分来自窑头砂矿区。其碳同位素组成呈现出很宽的分布频带, $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-26.06\text{--}+1.52\%$ (图2d),其中 $\delta^{13}\text{C}$ 值 -26.06% 是我国目前最富轻碳同位素的金刚石,而 $+1.52\%$ 又是含重碳同位素最高的金刚石。不过大约 90% 以上的金刚石碳同位素组成仍然集中在 $-9\text{--}-2\%$ 之间,主峰值约位于 -5% 。应当指出,沅水流域的金刚石砂矿床应是不同地区、不同时代的原生金刚石矿床和中间储积层经风化、剥蚀、搬运作用后的集散地。因此,研究其金刚石碳同位素组成对进一步开展普查找矿工作有特殊的意义。

由上述4个金刚石矿区的金刚石碳同位素组成资料,可以得出以下认识。

① 不同矿区的金刚石碳同位素组成是不相同的。

② 华北克拉通与扬子克拉通金刚石碳同位素组成有着明显的差异,前者 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围较窄,而后者 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围很大。这可能反映了扬子克拉通下的上地幔岩石圈在金刚石形成过程中经历过较为复杂的演化阶段,而华北克拉通在金刚石生成时比扬子克拉通经历了更为高级的演化阶段。

③ 可能存在着金伯利岩型和钾镁煌斑岩型金刚石碳同位素组成上的巨大差别。西澳大利亚Argyle钾镁煌斑岩中的金刚石碳同位素组成 (Jagues, ^[13]1987) 与镇远钾镁煌斑岩的金刚石 $\delta^{13}\text{C}$ 值相似,向轻碳同位素一侧有较大漂移,主峰值在 $-11\text{--}-10\%$ 。

④ 扬子克拉通的金刚石 (砂矿中) 碳同位素组成的主峰值范围与华北克拉通的相似,说明扬子克拉通不仅是我国钾镁煌斑岩型金刚石矿床成矿的地区,也具备金伯利岩型金刚石矿床的成矿条件。

四、金刚石的颜色、晶形与碳同位素组成之间关系

金刚石的颜色、晶形与碳同位素组成之间关系早就引起许多学者的兴趣,并且得出两种不同的结论。

本次研究中,对已测定碳同位素组成的金刚石,按自然色、结晶习性以及其它能观察到的如塑性形变、色斑等特征作详细研究,归纳出无色、黄色、棕色、绿色和黑色5种,晶体形态按单晶 (八面体、菱形十二面体、六八面体、立方体等)、聚形晶 (八-十二面体、六-八面体等)、双晶、集合体、不规则状等分别统计了其碳同位素组成。结果表明:金刚

石的晶体形态与碳同位素组成无特定关系,而带色的金刚石大多数与轻碳同位素关系密切。前者与Deines、Gurney、Harris^[10] (1984)所统计的南非 Premier和Finsch矿山金刚石的晶体形态与碳同位素没有关系的结论相一致,而后者则与Galimov^[6] (1972, 1984)所指出的有色金刚石比无色金刚石的同位素组成更加多样性,有色金刚石中轻碳同位素金刚石($\delta^{13}\text{C}$ 小于 -10%)所占比例较高的结论相似。显然, Galimov^[6]的研究代表着北部劳亚古陆金刚石的特点,而Deines等人研究的主要是南方冈瓦纳古陆的样品,两者结论的不同,可能与区域性地幔特征有关。而中国金刚石碳同位素组成与结晶习性、颜色的关系都处于两者之间。造成这种“中间型”的原因,可能也与中国大陆独特的区域性地幔特征有关。耿树芳、严克明^[14] (1991)提出的“由于扬子地台和华北地台始终属于同一个岩石圈板块,因此它们既不属于世界南方的冈瓦纳古陆,也不属于世界北方的劳亚古陆,而是属于可能在世界南、北方之间的第三个古大陆(可能是“古太平洋古陆”)的一部分”的观点正是作者在申请立项时所考虑的问题之一,本文对金刚石碳同位素组成与其颜色、晶形之间的关系的研究反映了这一特点。金刚石碳同位素组成与它的颜色、晶体形态的关系,从地幔岩石圈不同地球化学域来考虑是解决问题的途径之一,另一方面还要考虑到引起金刚石颜色的因素较复杂,如氮在金刚石中的聚集形成、其它杂质元素、辐射损伤以及塑性形变等,仍需进一步研究。

五、单颗粒金刚石碳同位素组成的变化

金刚石生长过程中其内部结构是很复杂的,金刚石生长过程中的碳同位素组成的复杂变化引起了许多学者的兴趣,早在1979年Field曾作过详细描述。Swart等人^[15] (1983)用激光切割方法得到不同部位的金刚石样品后,分别进行 $\delta^{13}\text{C}$ 测定,发现金刚石核心的碳同位素相对较轻,而外壳碳同位素较重。Galimov^[6] (1984)也发表了单颗粒金刚石碳同位素变化的研究成果,带皮壳的环带金刚石的外壳碳同位素变化不大, $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -5.9 — -8.1% ,而核心部位波动较大,为 -4.5 — -16.9% ;均质金刚石的内、外带碳同位素稍有波动,差别不大,不能确定同位素效应是否稳定。Galimov^[9] (1991)又用激光切割方法,对“成功”岩管的两颗八面体金刚石不同部位分别进行碳同位素测定,发现金刚石各部位碳同位素组成是不均一的,故他认为这是碳储库具有变化的多阶段的历史所致。

作者(韩友科^[16], 1986、刘观亮等人^[11], 1989)采用分层氧化法对单颗粒金刚石碳同位素组成进行了研究,得出与上述Swart^[15]等人相似的结果。在本次研究中作者对单颗粒金刚石碳同位素组成进行了深入研究,结果发现了更为复杂的情况,其变化大致可分为下列4种情况(图3):

- ① 内轻外重: 先结晶的金刚石核部轻碳同位素逐渐增加,同位素差值($\delta^{13}\text{C}$)为 0.5 — -1.7% ;
- ② 轻重轻: 金刚石核部相对以轻碳同位素为主,中部重碳同位素增加,而外部又以轻碳同位素为主, $\delta^{13}\text{C}$ 差值为 1.5% ;
- ③ 重重重: 与②恰好相反,核心部分以重碳同位素为主,中间部分以轻碳同位素为主,外部又以重碳同位素为主, $\delta^{13}\text{C}$ 差值达 2.75% ;

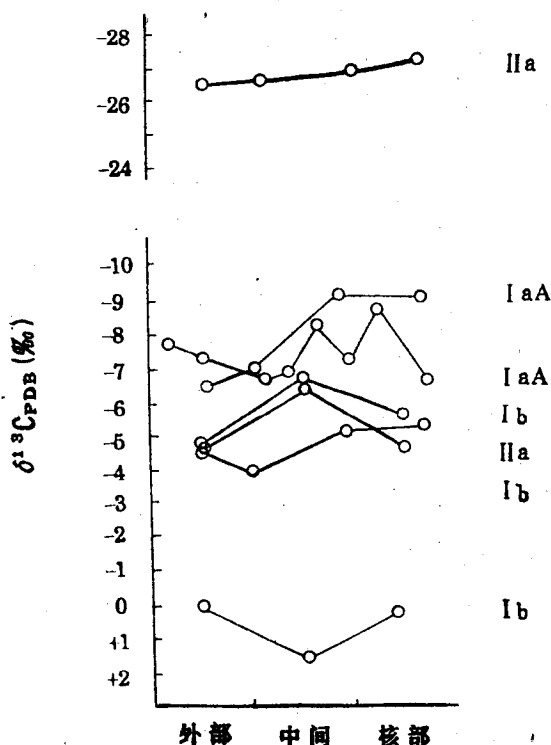


图3 单颗粒金刚石碳同位素组成变化

Fig. 3 Variations of $\delta^{13}\text{C}$ of the single-grain diamond

④ 跳跃式：对一颗环带状金刚石碳同位素研究表明（苗青、刘观亮、陆琦等人^[17]，1991），呈现跳跃式变化，即轻重碳同位素频繁交替进行生长，并且这种跳跃式变化与金刚石的环带构造相一致。

作者认为上述金刚石生长过程碳同位素组成的变化，可能反映了两种情况：一是反映在金刚石结晶时地幔碳储库中发生了激烈的碳同位素交换反应；二是反映了地幔碳同位素的不均一性。值得注意的是，不论金刚石之间的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差别有多大，但对于同一颗金刚石来说，其不同部位 $\delta^{13}\text{C}$ 的差值均在0.5—2.75%之间。这说明金刚石结晶时碳同位素的分馏作用是不大的，而是被限制在某一限定的范围内，不可能造成金刚石巨大的碳同位素差异，因为，不同金刚石碳同位素的巨大差异早在金刚石结晶前地幔C-O-H复杂系统中已经形成。

六、金刚石类型与碳同位素组成关系

天然金刚石形成于独特的地质环境中，常有杂质元素混入，如H、B、Ni、N等，其中主要是氮。氮在金刚石中的含量和存在形式可作为金刚石类型的划分依据。本文按闻路等（1985）、朱和宝等^[18]（1982）、郭九皋、谈逸梅等^[19]（1985）的研究为基础，将金刚石划分为IaA型、IaB型、Ib型、IIa型、IIb型和混合型。实际工作中所遇到的情况比上述划分方案要复杂得多，暂以氮的主要存在形式来处理，不再细分。但这次进行碳同位素分析的金刚石样品中没有IIb型金刚石。

图4表示金刚石的类型与碳同位素组成之间的关系。从总体上可看出各类型金刚石的碳同位素分布频率有相类似的特征，其主峰的 $\delta^{13}\text{C}$ 值位于-4—-6‰。然而，不同类型的金刚石仍具有自身的特点。其中IaA型金刚石，除两颗碳同位素较轻外，其 $\delta^{13}\text{C}$ 值绝大部分集中在-2—-11‰之间，主峰值范围在-3—-7‰，其中-4‰和-7‰两个峰值可能是样品数量较少造成的。IaB型金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在0—-9‰之间，主峰值为-5‰，与IaA型金刚石相似。Ib型金刚石碳同位素测试数量较少，其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的范围为-9.00—+1.50‰，出现了重碳同位素的最大值。IIa型金刚石的碳同位素分布范围最宽，具有多样、复杂的碳同位素组成，其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为0—-26.06‰，并出现两个较明显的集中峰：一是 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-4—

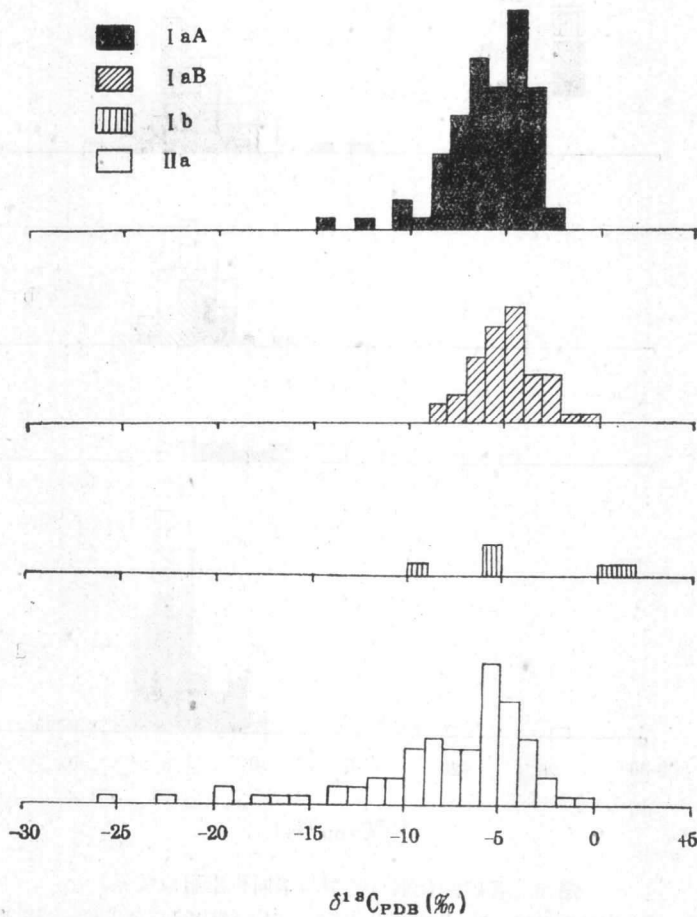


图 4 各类型的金刚石与碳同位素组成关系对比

Fig. 4 Comparison of diamond types with carbon isotopic composition

-5‰, 另一个为-8—-10‰。

不同矿区中金刚石碳同位素组成与金刚石类型的关系见图 5 (该图不反映各类型金刚石的比例关系)。4 个矿区中的 II 型金刚石碳同位素组成分布范围一般比 I 型金刚石要宽。说明 II 型金刚石形成时的温度、压力和氧逸度等物理化学条件比 I 型金刚石要宽松得多。各矿区的不同点有：①蒙阴金刚石除含 II 型金刚石较高外，含 IaB 型的也较高 (与复县、丁桃矿区相比)，其 $\delta^{13}\text{C}$ 的主峰值稍向轻碳同位素一侧漂移；复县的 IaB 型金刚石碳同位素无明显集中趋势；丁桃矿区的 IaB 型金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 主峰值与 IaA 型相同；②镇远的 I 型 (没细分) 金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -6—-11‰ 之间，与复县、丁桃矿区的 IaA 型、IaB 型金刚石相比明显向轻碳同位素一侧漂移，而与蒙阴的 IaA 型金刚石有相类似的分布特点；③镇远、丁桃矿区的 II 型金刚石碳同位素组成的分布带远远超越复县和蒙阴矿区的 II 型金刚石碳同位素组成的范围；④丁桃矿区金刚石中含 Ib 型金刚石较高 (郭九皋、蔡秀成、谈逸梅、邓尔森等人, 1985)，其它 3 个矿区中至今没有发现 Ib 型金刚石，并且具有异常富集重碳同位素的特点。

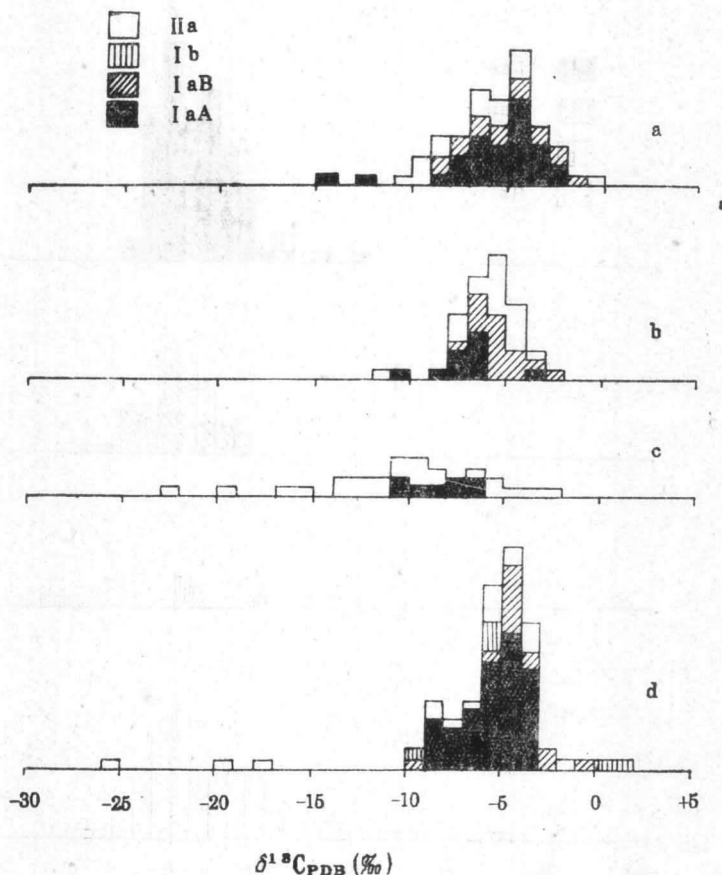


图 5 各矿区金刚石类型与碳同位素组成关系

Fig. 5 Comparison of diamond types with carbon isotopic composition

a—复县矿区；b—蒙阴矿区；c—镇远矿区；d—丁桃矿区

(注：该图不反映金刚石类型的含量关系)

七、讨 论

通过对我国 230 多颗金刚石碳同位素组成的测定，获得其 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围为 -26.06 — $+1.50$ ‰，和世界范围的 2000 多颗金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -34.5 — $+2.8$ ‰ 一样，都展现出金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值有巨大变化。造成金刚石碳同位素组成巨大差异的原因不仅与岩石圈 C-O-H 系统的发生、发展与演化有关，而且与金刚石的成因，甚至与地球早期动力学有密切关系，从而引起许多学者的兴趣。国外学者认为金刚石碳同位素的巨大差异可能与地幔不均一性有关，反映出不同源区碳同位素组成上的差异 (Deines^[8], 1980, Deines, Gurney, Harris^[10], 1984)；形成金刚石所需碳的源区的同位素组成是不均一的，或是反映有再循环存在，或是两种情况都有 (Meyer^[12-20], 1985, 1987)。人们还试图推测，部分金刚石形成于地幔原始物质，而另一些则是俯冲作用的产物 (Ringwood Kesson^[21-22], 1977)。而 Galimov^[6,9] (1984, 1991) 则认为与分馏作用有关，不像与俯冲作用有关。

目前,解释所获得的金刚石碳同位素频带的巨大变化有下列3种可供选择的途径:

(一) 碳同位素在地幔C-O-H系统中的分馏作用

碳同位素分馏作用应取决于地幔C-O-H系统中地幔总碳量和金刚石碳同位素之间的同位素分馏作用。地幔碳可以存在于结晶相(如金刚石、石墨、碳酸盐等)中;也可以溶解碳的形式存在于固溶体相或蒸气相中。如果地幔碳转变成金刚石,体系保持平衡的话,那么金刚石 $\delta^{13}\text{C}$ 与地幔碳之间不会发生同位素变化,而只有当 P 、 T 、 f_{O_2} 发生变化时,同位素效应才产生变化(储库效应),即所给定的总碳量决定所有各相之间的同位素交换程度,同时也决定于体系中其它组分的变化。所以,在所给定值的总碳体系中发生同位素分馏作用而被转换到金刚石中,那么 ^{13}C 含量决定于所有相之间的交换程度,甚至它的初始变化都应考虑在内(Deines^[10], 1984)。显然,金刚石的形成应是金刚石碳与该体系中其它部分的碳之间的同位素分馏作用的结果,即 C_D-C_M (D 为金刚石碳, M 为地幔总碳,包括 CH_4 、 CO 、 C 、 CO_2 等),只要 P 、 T 、 f_{O_2} 条件合适,金刚石碳可稳定地从熔体中结晶出来。然而,已有许多实验资料表明,这种分馏作用是很小的。如人工合成金刚石的实验,金刚石和石墨之间(石墨、从石墨熔体中结晶出来的金刚石及残留石墨三者之间)的碳同位素变化, $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为 -25.80 、 -25.82 和 -25.84 (‰),基本上没有显示出碳同位素分馏作用。Galimov(1978)的实验也只向轻碳同位素一侧漂移了 $0.2-0.4$ ‰。理论计算,在 1000°C 时,金刚石和石墨之间的碳同位素分馏为 0.4 ‰。金刚石与 CO_2 之间的 $\Delta_{(\text{金刚石}-\text{CO}_2)} = -4.4$ ‰, CH_4 与 CO_2 之间的 $\Delta_{(\text{CH}_4-\text{CO}_2)} = -5.8$ ‰(Galimov, 1984; Deines, 1980),因此,不论在固熔相之间,固相与蒸气相之间或蒸气相之间,碳同位素的分馏作用都是很小的,不会超过 $5-6$ ‰,并且在高温条件下,同位素分馏效应将变小,可忽略不计。

讨论地幔总碳与金刚石碳之间的分馏作用时,注意单个金刚石在该体系中结晶、生长过程 $C_{\text{金刚石}}-C_M(\text{CH}_4-\text{CO}-\text{CO}_2)$ 的碳同位素变化也是很有意义的。Swart^[15](1973)、Galimov^[6,9](1984, 1991)、韩友科^[16](1986)、刘观亮等^[11](1989)对研究单颗粒金刚石结晶过程中碳同位素组成的变化(从核心到外缘)表明,在地幔C-O-H系统中,碳同位素的分馏作用是很小的, $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化仅 $0.5-2.75$ ‰。并且表现出碳同位素的变化是多种多样、极为复杂的,说明金刚石生长时地幔碳储库中进行着激烈的碳同位素交换,如 $^{12}\text{CO}_2 + ^{13}\text{CO} = ^{13}\text{CO}_2 + ^{12}\text{CO}$ 和 $^{12}\text{CO}_2 + ^{13}\text{CH}_4 = ^{13}\text{CO}_2 + ^{12}\text{CH}_4$ 的交换等。每颗金刚石的结晶作用被限制在某一特定的同位素环境之中,显而易见,在封闭的地幔C-O-H系统中,碳同位素分馏作用不能解释金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值如此巨大的分布范围。

Haggerty^[23](1986)还指出以单质形式碳形成金刚石的问题。也认为在软流圈与岩石圈这个强烈变化的界面上,使碳质气体裂解沉淀出类似于等离子状态的单质碳,是微粒金刚石的理想点源。这种单质碳不知是否类似于Frennd等(1980)提出的原子碳(以零价原子分散形式存在),如是原子碳,经分馏作用,可扩大轻碳同位素的范围,但仍不能导致金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的全部频带。

(二) 地幔碳源区的不均一性

地幔不均一性是人们所公认的。这从世界各克拉通、每个克拉通中的金伯利岩、钾镁

煌斑岩群乃至每个岩管、岩脉中的金刚石都有特定的碳同位素组成可以得到证实, 另外金伯利岩、钾镁煌斑岩从地幔所捕获的多种多样的捕虏体、捕虏晶等地幔样品也证明这一点。可以说每个大陆下岩石圈都是不均一的。现在的问题是形成地幔不均一性的原因是什么? 地幔不均一性又如何与金刚石碳同位素组成变化相联系。因为所观察到的是结果, 并不是其过程, 也不是原因。

(三) 地壳碳参与上地幔再循环作用

大家知道, 地壳碳的碳同位素的平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-3\text{—}-8\text{‰}$, 而地壳流体的碳同位素组成与金刚石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布范围是一致的。如内生甲烷的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-2\text{—}-35\text{‰}$ 。从蒙阴矿区金伯利岩中石榴方辉橄辉岩捕虏的碳酸盐薄膜中甲烷的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -21.62‰ , CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -6.37‰ , 说明甲烷等有机碳的参与对金刚石碳同位素组成的巨大差异有着决定性的影响。

地壳碳再循环作用的机理一般归因于俯冲作用, 如与金刚石生成相联系, 俯冲作用发生的时间肯定是相当古老。Richardson^[24] (1984) 对南非Finsch和Kimberley 金刚石中次钙石榴石包裹体所测定的年龄为3300Ma, 而相应的金伯利岩侵入时代为150—90 Ma, 两者相差甚远。而Premier、Argyle矿属元古代 (Richardson^[22], 1986)。那么讨论金刚石碳同位素组成必定要追索到太古代—元古代这段时期的岩石圈的碳同位素的变化。

金刚石中包裹体矿物具有富Cr、Mg、LREE (Richardson, 1984), 并含 OH^- (王阿莲、王五一、张安棣^[25], 1991)。近年来研究, 发现金刚石中含有KCl和NaCl包裹体 (陈丰^[26], 1991), 作者在金刚石中发现NaCl+自然铬+柯石英、霞石、铬铁矿(Cr_2O_3 大于63%) + 碳硅石+柯石英等罕见包裹体和包裹体组合。似乎金刚石中不仅有橄辉岩组合、榴辉岩组合的包裹体, 还可能有一种在“混沌”环境下形成的复合型包裹体。这些都充分说明金刚石形成于既亏损又富集的地幔环境中。Haggerty等^① (1990) 在南非Jagersfontein 金伯利岩的捕虏体中发现具有出熔结构的石榴石; Gurney^① (1985) 在南非、巴西的金刚石中发现含有高硅石榴石包裹体, 提出这些捕虏体和金刚石来自400—650km的超深过渡带。金刚石的成矿作用比人们以往所想象的要复杂得多。所以在考察金刚石碳同位素组成时应将金刚石形成过程置于整个上地幔的横向、垂向剖面中全面加以分析。

这些年研究者从不同角度建立了数种金刚石成矿模式, 如Haggerty^[23] (1986) 的金刚石多控成因模式; Boyd、Gurney (1986), Boyd、Mertzman^[27] (1987), Helmstaedt、Gurney^[28] 的南非Kaapraal 岩石圈的组成和结构模式; Kesson、Ringwood^[22] (1989), Ringwood^[29] (1990) 的板片—地幔互相作用模式等, Wyllie^[30, 31] (1987, 1989) 等也对大陆下岩石圈龙骨的结构、俯冲作用及金刚石成矿作用理论进行了研究。然而, 各种模式或研究都没有或很少涉及金刚石碳同位素组成问题。

现有资料表明, 华北、扬子克拉通在太古代—元古代时期的俯冲作用或大陆盆地的扩张、增生, 玄武岩、科马堤岩的萃取作用等事件都发生过, 与世界其它克拉通相比, 只是涉及的范围、亏损程度不同。华北克拉通与扬子克拉通相比, 则演化程度更高级, 均一化

● 张安棣 1991, 第五届国际金伯利岩大会学术内容简介。

程度更强, 亏损程度也大些; 这从没有出现轻碳同位素的金刚石、金伯利岩的Nd、Sr同位素的初始比值均可得到证实。由于中、新生代以来, 华北克拉通遭受强烈支解, 可能还有元古代裂隙的分割, 岩石圈古龙骨的恢复难度较大, 而解释我国金刚石碳同位素巨大差异的问题主要从研究扬子克拉通来解决, 所以下面只着重讨论扬子克拉通岩石圈演化与金刚石碳同位素组成的关系。

扬子克拉通长期以来仅获得元古代的同位素年龄信息, 认为比华北克拉通要年轻。刘观亮^[32] (1987) 对崆岭群时代研究中获得 $2855 \pm 15 \text{ Ma}$ 年龄数据, 确立了扬子克拉通存在太古宙。并建立了上太古界三阳群 ($2432-2855 \text{ Ma}$) 和中太古界龙头坪组 ($>2855 \text{ Ma}$) (郑维钊、刘观亮、汪雄武^[33], 1991)。与此同时, 马大铨(1991)^① 的研究取得了2800—2900 Ma 之间的同位素年龄资料, 这都充分说明扬子克拉通与华北克拉通完全可以对比。

目前对扬子克拉通太古界古陆壳的发展、演化的了解还不尽人意, 但早元古代—晚元古代的古消减带的存在是无疑的。在江南岛弧四堡群中超基性岩 (郭令智等人, 1987, 认为是蛇绿岩) 带、科马堤岩 (毛景文^[34], 1988)、益阳马蹄铎组中的玄武质科马堤岩 (肖禧砥^[35], 1983) 以及皖南—赣东北的蛇绿岩 (白文吉^[36], 1986; 周新民^[37], 1991)、湘西板溪群中的基性、超基性岩带等, 均提示在元古代地质历史时期发生过多期俯冲作用、碰撞造山和拉张作用, Sm-Nd, Rb-Sr同位素年龄资料表明, 上述基性、超基性岩体形成的时代为2614Ma—890Ma。由于俯冲作用对地幔岩石圈的产生、发展, 对金刚石的成矿作用具有重要意义, 同时, 地壳物质也必然参与上地幔的再循环作用, 并增强岩石圈的富集、交代作用的活力。扬子克拉通北部在中、晚元古代同样存在东秦岭古消减带的俯冲作用, 形成蛇绿岩、基性火山岩、安山岩和酸性火山岩的岩浆组合。扬子克拉通北缘出露有100多公里长的大洪山钾镁煌斑岩带 (刘观亮、汪雄武、吕学森等^[38], 1991), 南缘出露有从长沙至贵阳的钾镁煌斑岩带, 由宁乡、镇远、麻江等整个岩体群组成, 构成一南北似对称的分布格局 (图6)。推测在克拉通内部将是金刚石成矿作用很有潜力的理想场所。

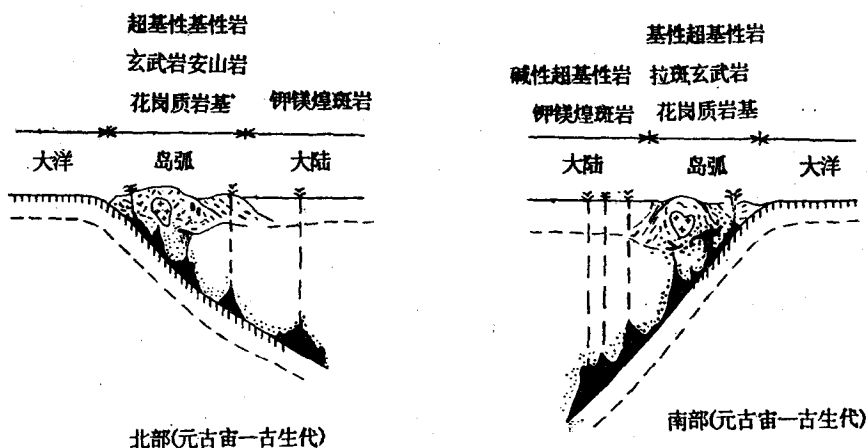


图6 扬子克拉通中段岩浆岩组合与消减作用关系

(根据刘观亮、徐涛1982年资料修改)

Fig. 6 Subduction related to magma suites in middle part of Yangtze craton

① 黄陵花岗岩基侵入期次、时代及成因研究报告 (1991), (未刊)。