

doi:10.6053/j.issn.1001-1412.2018.02.006

# 内蒙古大乌淀石墨矿地质特征与成因探讨

张艳飞<sup>1</sup>, 梁帅<sup>2</sup>

(1. 辽宁省化工地质勘查院 辽宁 锦州 121007;

2. 辽宁省地质矿产调查院 沈阳 110000)

**摘要:** 大乌淀石墨矿是近年来在狼山—白云鄂博裂谷带内新发现的超大型石墨矿床,矿体赋存于白云鄂博岩群尖山岩组一段。文章在分析成矿地质背景、矿床地质特征、矿石矿物赋存状态及特征等基础上,对矿床成因进行了探讨,并总结其成矿模式。研究表明:大乌淀石墨矿含矿岩性,主要为各类红柱石石墨片岩;碳质来源为生物有机碳;矿床成因为经区域浅变质后又叠加接触变质的多成因层控矿床。大乌淀石墨矿的成矿作用可概括为原生碳沉积富集,无定型碳热变质转变为石墨核晶;碳硅有机热液交代石墨核晶形成鳞片状石墨的成矿作用过程。

**关键词:** 石墨矿床;成矿特征;碳质来源;矿床成因;大乌淀;内蒙古

**中图分类号:** P619.252;P613 **文献标识码:** A

## 0 引言

石墨因其特殊结构而具有耐高温性、高导电导热性、润滑性、化学稳定性、可塑性及抗热震性等特殊性质,在冶金、机械、电气、化工及国防等众多领域得到广泛地应用。特别是近年来石墨烯的发现和利用,增加了石墨的新用途,作为目前发现的最薄、强度最大、导电导热性能最强的一种新型纳米材料,石墨烯被称为“黑金”,是“新材料之王”,科学家甚至预言石墨烯将彻底改变21世纪,极有可能掀起一场席卷全球的颠覆性新技术新产业革命。随着现代科学技术和工业的发展,石墨的应用领域还在不断拓宽,已成为高科技领域中新型复合材料的重要原料,被列为国家重要的战略矿种之一,在国民经济中具有重要的地位。

大乌淀石墨矿位于内蒙古自治区中部的乌拉特中旗新忽热苏木境内。2012年以来,辽宁省化工地

质勘查院对该矿区进行了较为系统的地质详查,为一超大型品质石墨矿床。本文在对大乌淀石墨矿成矿特征的研究基础上,力图对其矿床成因进行探讨。

## 1 区域成矿地质背景

大乌淀石墨矿产出在内蒙古中部的阴山山脉西段,其地处华北板块北缘中段、狼山—白云鄂博裂谷的乌拉特中旗—新忽热苏木隆起带(图1)。区内由黑云斜长片麻岩、变粒岩、石英岩及大理岩等岩性组成的新太古界乌拉山岩群构成地台褶皱基底,中新元古界白云鄂博岩群呈似盖层不整合其上<sup>[1]</sup>。白云鄂博岩群呈近东西向弯曲展布,出露地层有都拉哈拉岩组、尖山岩组、哈拉霍圪特岩组及比鲁特岩组等。区域构造以白云鄂博复式背斜为主,主体呈近东西向展布,并发育多条沿东西向的逆断层。区域上岩浆活动较为发育,以海西期出露为主,而海西中、晚期的中酸性侵入岩呈带状围绕在白云鄂博群

**收稿日期:** 2017-01-12; **责任编辑:** 王传泰

**基金项目:** 中国地质调查局1:25万区域地质调查修测项目(编号:1212011120707)资助。

**作者简介:** 张艳飞(1982—),男,博士,高级工程师,从事矿产勘查与矿床地质研究工作。通信地址:辽宁省锦州市经济技术开发区(滨海新区)贺兰山路三段六号,辽宁省化工地质勘查院;邮政编码:121000;E-mail:zhangyanfei1234@163.com

**通信作者:** 梁帅(1986—),男,博士,工程师,从事区域地质调查与矿产研究工作。通信地址:辽宁省沈阳市皇姑区宁山路42号,辽宁省地质矿产调查院;邮政编码:110032;E-mail:ls476476@163.com

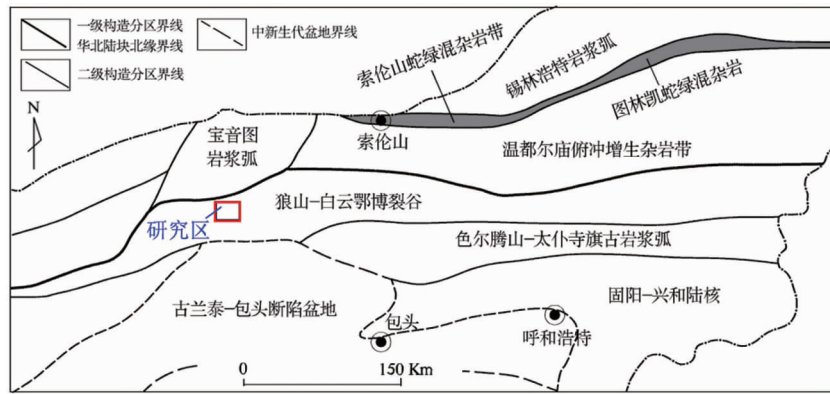


图 1 矿区大地构造位置图

Fig. 1 Map showing Geotectonic position of the graphite deposit

地层南北两侧并局部穿切其中。

大约在二叠纪,华北和西伯利亚两大板块拼贴在一起,形成了区域上基本的构造格架;在此过程中,华北克拉通北缘形成了一系列韧性剪切带——叠瓦状冲断层—紧闭褶皱带和岩浆岩带,以及金属、贵金属、稀土等重要矿产<sup>[2]</sup>。多期次构造发展致使该区地质构造十分复杂,变质、变形特别强烈,对石墨和多金属矿产资源的发育具有重要的控矿作用;区域上形成多个沉积变质型石墨矿床,构成内蒙地区石墨成矿带,比如,查干文都日石墨矿、高勒图石墨矿、哈达图石墨矿、巴音温都尔石墨矿等。新发现的大乌淀超大型晶质石墨矿也处于该成矿带内。

## 2 矿区地质特征

矿区处于大乌淀背斜的北翼,区内未见大规模

的构造活动迹象,区域性大构造亦未在本区通过,因此,本区构造相对较为简单。但由于岩浆活动的影响,局部地层发生轻微倒转(图 2)。

### (1) 地层特征

矿区出露地层为中新元古界白云鄂博岩群尖山岩组一段( $Ch_j^1$ ),地层走向约为  $50^\circ$  方向,在矿区呈现为北西倾的单斜构造。其地表出露宽度约 1 960 m,长度约 5 040 m。矿区出露的地层,多被黑云母花岗岩、花岗闪长岩、辉长岩侵入。

尖山岩组为滨海相沉积环境<sup>[3]</sup>;岩性主要为深灰黑色红柱石二云石墨片岩、变质中细粒石英砂岩、含红柱石白云母石墨片岩、含砂线石红柱石石墨片岩夹变质石英砂透镜体等,局部为互层,地层厚度  $>330$  m。尖山岩组一段( $Ch_j^1$ )是石墨矿体主要赋存层位。

### (2) 构造特征

矿区构造主要表现为不同期次岩浆侵入活动单

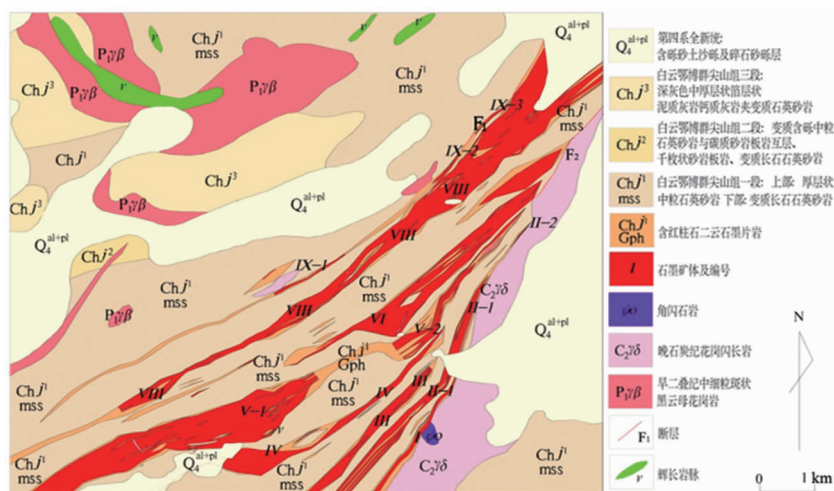


图 2 大乌淀石墨矿床地质简图

Fig. 2 Geological sketch of Dawousian graphite deposit

元接触部位的层间挤压破碎蚀变带及岩体内部小型节理、裂隙。挤压破碎蚀变带出露较为简单,主要发育在花岗岩、花岗闪长岩与尖山岩组一段接触带部位,宽度约 10~25 m,走向 36°~55°,长度约 600 m,带内岩石破碎强烈,破碎蚀变带内见有强烈褐铁矿化、碳酸盐化、绢云母化等。

(3) 岩浆岩特征

矿区及周边地区岩浆活动频繁,表现出明显的多期次性,主要以海西中、晚期岩浆活动最为强烈,多呈不同形态的岩株、岩枝或不规则状侵入于中上元古界白云鄂博岩群尖山岩组(Chj<sup>1</sup>)。侵入岩主要岩石类型为中—中细粒石英闪长岩、中细粒似斑状黑云母二长花岗岩及辉长岩。

石英闪长岩主要分布在矿区的东部,侵入尖山岩组一段,形成数十米宽的热接触变质带,碳质、砂质岩石形成斑点状板岩,岩体内常见大小不等的白云鄂博岩群地层捕虏体(残留体)。石英闪长岩呈灰白色,中细粒似斑状结构,片麻状构造,矿物成分主要由  $\varphi(\text{斜长石})=50\%\sim 65\%$ 、 $\varphi(\text{石英})=10\%\sim 15\%$ 、 $\varphi(\text{角闪石})=10\%$ 、 $\varphi(\text{黑云母})<5\%$ 、 $\varphi(\text{钾长石})<5\%$  组成。

黑云母二长花岗岩,浅灰色,中—中细粒结构,似斑状结构,块状构造;斑晶为钾长石( $\varphi(\text{石英})=5\%\sim 7\%$ ),基质呈中细粒花岗结构,主要矿物为斜长石( $\varphi(\text{斜长石})=25\%\sim 30\%$ )、钾长石( $\varphi(\text{钾长石})=25\%\sim 30\%$ )、石英( $\varphi(\text{石英})=20\%\sim 25\%$ )、黑云母( $\varphi(\text{黑云母})=5\%\sim 8\%$ )。

此外,尚有脉岩发育,主要有辉长岩脉等。

3 矿床地质特征

3.1 矿体特征

大乌淀石墨矿共发现 15 条大小不等的矿体,其中 V(V-1、V-2)号、Ⅷ号矿体为区内的主矿体(见图 2)。矿体走向整体呈厚层状、透镜状、断续豆荚状、条带状北东向展布。矿体赋存标高 1 360~1 681 m,走向延伸 100~3 500 m,平均真厚度 3.26~156.64 m,倾向 NW,倾角 35°~82°,与区域地层产状基本相同。主要的矿体特征,详见表 1 所述。槽探和钻探结果显示矿体沿倾斜方向延伸较稳定,沿走向尖灭再现、分枝复合较明显。

矿体主要赋存于尖山岩组一段(Chj<sup>1</sup>)的含石墨片岩中。矿体上下盘围岩主要以变质石英砂岩为主,含石墨石英片岩次之,局部有黑云母二长花岗岩及花岗闪长岩;夹层与夹石岩性较单一,多数为变质石英砂岩,少见有黑云母花岗岩、花岗闪长岩、辉长岩等。

根据钻孔岩心观察,矿体在空间展布上表现为多数受到成矿后构造再改造的影响,局部发生明显的小位移以及矿体内小的褶曲或岩层之间逆冲构造破碎带发育。特别是受到热—构造事件的影响,石墨矿体在空间上表现出非连续的条带状、透镜状等形态,矿体边部常常具有强烈的构造形变等现象。广泛的区域性岩浆侵入作用,加上尖山岩组各岩段地层的岩性差异,导致含矿层层间破碎带较为发育,多数矿体遭受不同程度的挤压破碎或蚀变,再加上岩浆热液烘烤,矿石中石墨进一步结晶富集并加大。

表 1 大乌淀石墨矿矿体特征参数

Table 1 Characteristic parameter of Ore body of Dawudian graphite deposit

| 矿体编号  | 赋矿<br>标高/m | 产状      |    |         | 工程控制 |        | 均厚/m   | 矿石 $w(\text{固定碳})/\%$ |      |       |
|-------|------------|---------|----|---------|------|--------|--------|-----------------------|------|-------|
|       |            | 走向      | 倾向 | 倾角      | 延长/m | 延深/m   |        | 区间                    | 平均   | 变化数   |
| I     | 1465~1648  | 35°     | 北西 | 35°~70° | 500  | 382    | 17.09  | 2.54~5.85             | 4.25 | 20.05 |
| II-1  | 1475~1657  | 45°~22° | 北西 | 35°~81° | 1100 | 332    | 27.16  | 2.55~12.59            | 4.06 | 40.95 |
| II-2  | 1585~1636  | 43°     | 北西 | 73°     | 100  | 50     | 3.26   | 5.06~5.69             | 5.38 | 5.86  |
| III   | 1516~1671  | 66°~46° | 北西 | 47°~63° | 900  | 318    | 37.20  | 2.52~8.42             | 4.13 | 38.81 |
| IV    | 1360~1673  | 47°~56° | 北西 | 38°~73° | 1700 | 283    | 89.47  | 2.50~10.12            | 4.08 | 34.75 |
| V-1   | 1360~1667  | 70°     | 北西 | 37°~78° | 1300 | 50~326 | 156.64 | 2.50~8.26             | 3.77 | 26.08 |
| V-2   | 1600~1661  | 35°     | 北西 | 60°~69° | 1100 | 50     | 26.00  | 2.56~9.00             | 4.11 | 42.41 |
| VI    | 1360~1668  | 50°~70° | 北西 | 49°~78° | 1700 | 287    | 56.22  | 2.51~10.17            | 5.47 | 39.08 |
| VII-1 | 1618~1664  | 70°     | 北西 | 70°     | 300  | 50     | 4.75   | 2.96~4.34             | 3.66 | 15.40 |
| VII-2 | 1360~1659  | 55°     | 北西 | 53°~80° | 500  | 465.50 | 62.74  | 2.93~10.5             | 7.23 | 25.11 |
| VII-3 | 1613~1656  | 70°     | 北西 | 55°     | 150  | 50     | 4.68   | 5.00~6.93             | 5.85 | 13.78 |
| VIII  | 1360~1681  | 60°~46° | 北西 | 35°~82° | 3500 | 279.7  | 121.01 | 2.50~11.18            | 4.57 | 36.96 |
| IX-1  | 1617~1665  | 60°     | 北西 | 50°~68° | 500  | 50     | 7.58   | 2.73~4.34             | 3.32 | 27.58 |
| IX-2  | 1592~1658  | 44°     | 北西 | 43°~70° | 300  | 82     | 8.16   | 2.51~6.92             | 3.49 | 33.45 |
| IX-3  | 1546~1651  | 40°     | 北西 | 47°~70° | 300  | 103    | 8.28   | 2.61~4.44             | 3.63 | 15.23 |

### 3.2 矿石类型

大乌淀石墨矿床的石墨呈鳞片状,片径 10~50  $\mu\text{m}$ ,属细小鳞片状微晶石墨,矿石类型为片岩型晶质石墨矿。根据脉石矿物组合不同,又可分为石墨红柱石二云片岩型晶质石墨矿石、含石墨红柱石白云母片岩型晶质石墨矿石、二云红柱石石墨片岩型晶质石墨矿石、含红柱石石墨片岩型晶质石墨矿石。以前三种矿石类型为主,各类型矿石间渐变过度、无明显界限。但是,距离岩体由远到近,红柱石斑晶表现出由大变小的规律。

结合本区地质特征及与国内典型石墨矿床的对比,认为本区矿石自然类型属于片岩型石墨矿石,工业类型属于晶质鳞片状石墨矿石。

### 3.3 矿石矿物成分

挑选主要类型的矿石所进行光片鉴定结果(图 3)表明,矿石的主要矿物为石墨、石英、红柱石、白云母、黑云母,少量为黄铁矿、绢云母、磁黄铁矿、金红石等。石英:显微变晶粒状、不规则状,与石墨相间呈大体平行排列,多数定向排列,粒度 0.05~0.5 mm,其含量体积分数 50%~60% $\pm$ ;红柱石:长柱状、短柱状,粒径大小不一,最大可达 6 mm $\times$ 5 mm,局部出现绢云母化,有的含有碳质包体,部分矽线石化,含量体积分数 8%~15%;白云母:片状,粒径 0.05~1.5 mm,平行定向排列,含量不均匀;黑云母:含量体积分数 10% $\pm$ ,片状,最大可达 4 mm,大多已绿泥石化,零星分布;石墨:黑色,反射光浅棕灰色,呈片状、鳞片状、树枝状,鳞片状聚集成微块状,少有呈致密块状集合体,片径在 0.01~0.66 mm,含量体积分数 3%~15%,嵌布在石英和黑云母、白云母等混交生脉石基底中。

矿石粉末粉晶的 X 射线衍射分析结果(图 4)显

示,原矿杂质矿物主要有石英、长石、红柱石、白云母、矽线石、黄铁矿、褐铁矿和少量金红石、绿泥石等,其分析结果与光片鉴定结果一致。

### 3.4 围岩蚀变特征

围岩蚀变类型主要有褐铁矿化、黄铁矿化、碳酸盐化、矽线石化、硅化等,另有少量的绿帘石化、绿泥石化等。

黄铁矿化:在各类片岩、石英闪长岩及黑云母二长花岗岩中均可见。呈浸染状分布于岩石中,或呈小的团块状、薄膜状沿层面或节理裂隙分布,脉宽一般 0.2~2 mm,团块直径多在 5 mm 左右,半自形—它形。

矽线石化:主要由红柱石蚀变形形成,呈毛发放射状集合体(矽线石微晶)或呈毛发状矽线石分布于红柱石周边,在各类片岩中均有分布。

碳酸盐化:分布较为普遍,在片岩及变质砂岩及构造破碎带内均可见到。表现为方解石细脉或钙质胶结物,多呈脉体形式斜交或顺片理方向分布,脉宽多在 1~6 mm;方解石多以半自形—它形为主,中细粒变晶结构。

硅化:在石墨红柱石二云片岩中可见,局部与黄铁矿共生呈脉状沿裂隙注入或顺层,脉宽在 0.001~3 m 之间,呈白色,主要成分为石英。

## 4 矿床成因探讨

### 4.1 狼山—白云鄂博裂谷的形成演化

对白云鄂博岩群形成时代的限定,是正确认识白云鄂博裂谷系形成演化的基础,也是分析大乌淀石墨矿床成因不可避免的重要问题。关于白云鄂博岩群的形成时代长期以来一直存在争议,前人对其

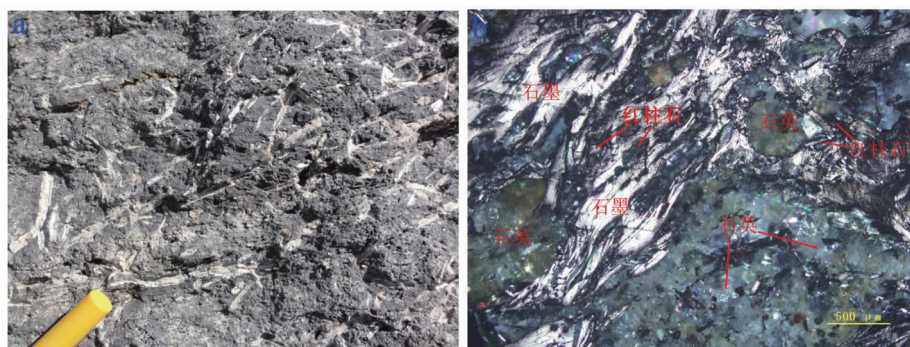


图 3 石墨红柱石二云片岩型矿石野外照片(a)与镜下光片照片(b)

Fig. 3 Field photos of andalusite biotite-muscovite schist type ore(a) and the microscopic photo (b)

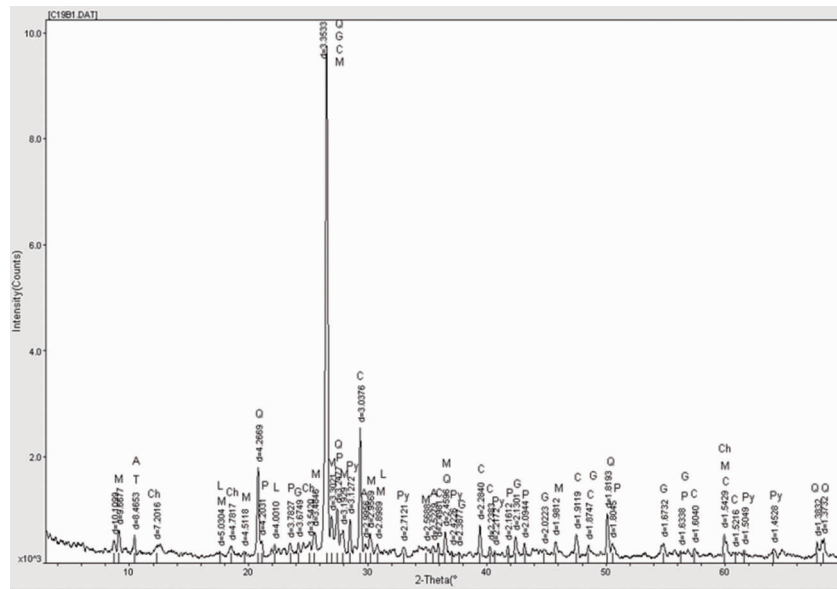


图 4 矿石矿物成分 X 射线衍射分析

Fig. 4 X-ray diffraction analysis of ore minerals

进行了大量的化石鉴定以及同位素年代学研究,为研究白云鄂博岩群的形成时代提供了许多珍贵资料,特别是近几年高精度测年技术的成熟,积累了许多的年代学等最新研究成果。这些成果资料对狼山—白云鄂博裂谷的形成演化探讨提供了可能。

目前,依据白云鄂博岩群下伏基底片麻岩的变质时代 1.88 Ga<sup>[4]</sup>,以及白云鄂博岩群底部都拉哈拉组底部碎屑锆石 LA-ICP-MS 年龄为 1.8~2.1 Ga 和含砾砂岩中得到的 1 822 Ma 的最大沉积年龄<sup>[5-6]</sup>,基本上可以限定裂谷系沉积的下限年龄应晚于中元古代早期。该时期的大陆裂解事件并不仅仅局限于华北地台,在全球范围内均有发生<sup>[7-10]</sup>。伴随着强烈的伸展-裂解作用,发育了强烈的火山活动。比如,白云鄂博岩群尖山岩组基性火山岩的单颗粒锆石年龄值为 1 728 Ma<sup>[11-12]</sup>,对侵入都拉哈拉组的辉长岩采用锆石 LA-ICP-MS 法获得 1 670 Ma $\pm$ 14 Ma 年龄值,它们代表了火山活动年龄。而范宏瑞等<sup>[13]</sup>获得的碳酸岩墙中的锆石 TIMS U-Pb 年龄 1 416 Ma $\pm$ 77 Ma, Yang K F 等<sup>[14-15]</sup>获得侵入到白云鄂博群的火成碳酸盐脉和基性岩墙群的全岩 Sm-Nd 等时线年龄分别为 1 354 Ma $\pm$ 59 Ma 和 1 227 Ma $\pm$ 60 Ma,以及侵入到比鲁特组的辉长岩的锆石 U-Pb 年龄 1 342 Ma $\pm$ 9 Ma,王子凤<sup>[16]</sup>获得的白音宝拉格组的碎屑锆石最小年龄为 1 217 Ma,这些数据可以限定裂谷系沉积的上限年龄。因此,白云鄂博裂谷系裂解事件一直持续到中元古代中-晚期,与 Columbia

超大陆的 1.35~1.2 Ga 最终裂解相一致<sup>[17-20]</sup>。

中元古代晚期(1.2~1.0 Ga),狼山—白云鄂博裂谷发育一系列近东西向的花岗岩,属于典型的 S 型花岗岩,北侧发育中元古代白乃庙岩群火山岛弧建造及绿片岩系(1130 Ma, 1107 Ma)<sup>[21-22]</sup>,在温都尔庙一带形成了蛇绿岩建造。岛弧岩浆建造和蛇绿岩的发育表明该区存在中元古代晚期强烈碰撞造山活动过程,一方面导致大规模 S 型花岗岩岩浆活动,另一方面使得中元古代地层及岩石遭受一期区域变质变形作用改造,变质程度多为低角闪岩相—低绿片岩相,同时地层发生了强烈变形,形成了紧闭同斜褶皱和倒转褶皱<sup>[23]</sup>。这次俯冲碰撞造山作用是 Rodinia 超大陆拼合事件的一部分。

新元古代,白云鄂博岩群上部地层白音宝拉格岩组和呼吉尔图岩组都没有发现被基性岩脉、碳酸岩脉或 A 型花岗岩侵入的现象<sup>[18]</sup>,但在狼山地区的狼山岩群中获得的碎屑锆石最小年龄限定其沉积时限小于 1100 Ma,最新的沉积地层时代小于 810 Ma<sup>[24]</sup>。彭润民等<sup>[25]</sup>在内蒙古狼山西南段发现了锆石 U-Pb 年龄为 816.9 Ma、805 Ma 的变质酸性火山岩层,意味着新元古代 Rodinia 超大陆裂解事件在该区有一定体现。

古生代—中生代早期,华北地台北缘转入挤压构造演化阶段,伴随古亚洲洋的俯冲消减,在华北地台北缘形成沟—弧—盆体系<sup>[26]</sup>。特别是近期徐备等<sup>[27]</sup>对内蒙古西部温都尔庙岩群混杂岩的形成时

代限定为 500~415 Ma,也证实了以温都尔庙岩群为代表的古亚洲洋向南部华北地台和北部兴安—艾力格庙地块发生了双向俯冲。李剑波等<sup>[28]</sup>获得的乌拉特中旗德岭山地区的石英闪长岩和二长花岗岩的 U-Pb 年龄为 278.1 Ma,郝增元等<sup>[29]</sup>也从石哈河地区侵入白云鄂博群的黑云母二长花岗岩中得到了 275 Ma 年龄值,都标志着早二叠世晚期古亚洲洋仍在持续向华北板块北缘俯冲。

#### 4.2 碳质来源

根据大乌淀石墨矿的矿层与岩性组合特点,结合赵百胜等<sup>[30]</sup>对白云鄂博群尖山岩组的地球化学特征研究表明,石墨含矿层尖山岩组沉积物以陆源沉积为主,并有少量热水沉积物参与,是陆源碎屑、碳酸盐及其混合物,具有在长期海进环境下形成的连续旋回和沉积韵律特点,反映了一个水体相对稳定的浅海—滨海相的沉积环境。这个稳定的沉积环境控制了碳质、泥质等陆源碎屑物的搬运和沉积,后

经区域变质作用形成了现在的石墨矿石系列组合。

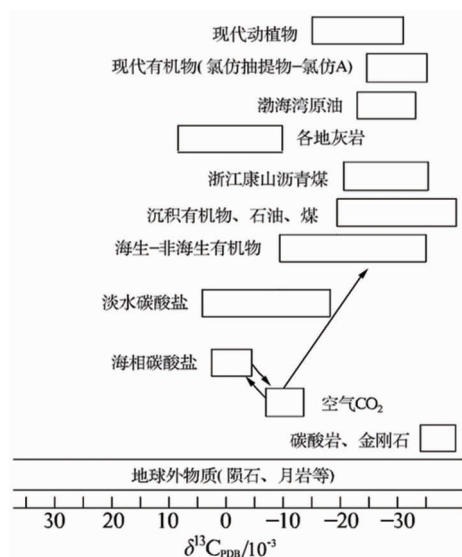
大乌淀石墨矿床中石墨样品的  $\delta(^{13}\text{C})$  分析结果为(表 2)  $-20.85 \times 10^{-3} \sim -25.52 \times 10^{-3}$ ,极差为  $4.67 \times 10^{-3}$ ,与内蒙中部孔达岩系中石墨矿床不同类型石墨矿石  $\delta(^{13}\text{C})$  很接近<sup>[31]</sup>。均匀的碳同位素组成排除了全球不同时代海相碳酸盐  $\delta(^{13}\text{C})$  平均值 ( $0.5 \times 10^{-3} \pm 2.5 \times 10^{-3}$ ) 和地幔脱气深部流体  $\delta(^{13}\text{C})$  平均值 ( $-5 \times 10^{-3}$ ) 来源的可能性,略高于世界各地不同时代有机质  $\delta(^{13}\text{C})$  平均值 ( $-26 \times 10^{-3}$ ),显示碳质来源主要来自生物遗体,并在变质过程中逐步富集了  $\delta(^{13}\text{C})$  (图 5)<sup>[32-33]</sup>。其原因可能是含碳质岩石在变质过程中,有机质发生热裂解,使一部分贫重碳的轻质易挥发的碳氢或碳氧化合物分馏<sup>[34]</sup>,也表明石墨形成时确有重  $\text{CO}_2$  加入<sup>[31]</sup>。而且不同变质程度的石墨矿床  $N(^{13}\text{C})/N(^{12}\text{C})$  值不变,从另一方面也说明大乌淀石墨矿碳质来源为同源生物有机碳,而非后生或它形同生来源。

表 2 华北地台北缘内蒙中部孔达岩系中石墨矿床和围岩的碳同位素组成

Table 2 C isotopic composition for graphite ores and their host rocks in khondalite sequence at northern margin of the North China craton in Central Mongolia

| 序号 | 样号  | 矿区   | 样品名称  | 测试对象 | $\delta(^{13}\text{C})/10^{-3}$ | 序号 | 样号        | 矿区   | 样品名称  | 测试对象 | $\delta(^{13}\text{C})/10^{-3}$ |
|----|-----|------|-------|------|---------------------------------|----|-----------|------|-------|------|---------------------------------|
| 1  | C-1 | 兴和   | 石墨片麻岩 | 石墨   | -20.49                          | 27 | H-4       | 哈达门沟 | 石墨大理岩 | 方解石  | -13.40                          |
| 2  | C-2 | 兴和   | 石墨片麻岩 | 石墨   | -20.78                          | 28 | H-8       | 哈达门沟 | 大理岩   | 方解石  | -2.42                           |
| 3  | C-3 | 兴和   | 石墨片麻岩 | 石墨   | -20.64                          | 29 | XH-6a-1   | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -25.50                          |
| 4  | C-4 | 兴和   | 石墨片麻岩 | 石墨   | -24.13                          | 30 | XH-6a-1/2 | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -25.48                          |
| 5  | 大-1 | 兴和   | 大理岩   | 方解石  | 0.97                            | 31 | XH-6a-2/2 | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -25.50                          |
| 6  | 大-2 | 兴和   | 大理岩   | 石墨   | -4.23                           | 32 | XH-6b-1   | 黄土窑  | 长英质脉  | 石墨   | -15.77                          |
| 7  | 大-3 | 兴和   | 大理岩   | 石墨   | -4.03                           | 33 | XH-6b-2   | 黄土窑  | 长英质脉  | 石墨   | -16.77                          |
| 8  | S-1 | 什报气  | 透辉石岩  | 石墨   | -13.72                          | 34 | XH-6c-1A2 | 黄土窑  | 石英脉   | 石墨   | -19.05                          |
| 9  | S-2 | 什报气  | 片麻岩   | 石墨   | -18.16                          | 35 | XH-6c-1B1 | 黄土窑  | 石英脉   | 石墨   | -20.63                          |
| 10 | S-3 | 什报气  | 石墨大理岩 | 石墨   | -7.89                           | 36 | XH-6c-1B2 | 黄土窑  | 石英脉   | 石墨   | -20.93                          |
| 11 | S-5 | 什报气  | 石墨大理岩 | 石墨   | -11.37                          | 37 | XH-6c-1B3 | 黄土窑  | 石英脉   | 石墨   | -20.76                          |
| 12 | S-9 | 什报气  | 石墨大理岩 | 石墨   | -14.98                          | 38 | XH-6c-1B4 | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -20.72                          |
| 13 | S-5 | 什报气  | 石墨大理岩 | 方解石  | -6.53                           | 39 | XH-6d1-1  | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -25.63                          |
| 14 | S-9 | 什报气  | 石墨大理岩 | 方解石  | -11.05                          | 40 | XH-6d1-2  | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -25.66                          |
| 15 | M-2 | 庙沟   | 透辉石岩  | 石墨   | -14.60                          | 41 | XH-6d2    | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -25.50                          |
| 16 | M-4 | 庙沟   | 透辉石岩  | 石墨   | -15.41                          | 42 | XH-6d3-1  | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -25.28                          |
| 17 | M-9 | 庙沟   | 透辉石岩  | 石墨   | -13.95                          | 43 | XH-6d3-2  | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -25.56                          |
| 18 | M-8 | 庙沟   | 石墨片麻岩 | 石墨   | -28.97                          | 44 | XH-6d4-1  | 黄土窑  | 孔达岩   | 石墨   | -20.60                          |
| 19 | M-3 | 庙沟   | 石墨大理岩 | 石墨   | -6.42                           | 45 | WLT-06    | 大乌淀  | 石墨片岩  | 石墨   | -25.30                          |
| 20 | M-3 | 庙沟   | 石墨大理岩 | 方解石  | -8.25                           | 46 | WLT-13-2  | 大乌淀  | 石墨片岩  | 石墨   | -24.60                          |
| 21 | M-5 | 庙沟   | 大理岩   | 方解石  | 1.11                            | 47 | WLT-05    | 大乌淀  | 石墨片岩  | 石墨   | -1.60                           |
| 22 | H-2 | 哈达门沟 | 石墨片麻岩 | 石墨   | -25.86                          | 48 | WLT-08    | 大乌淀  | 石墨片岩  | 石墨   | -25.34                          |
| 23 | H-3 | 哈达门沟 | 石墨片麻岩 | 石墨   | -24.55                          | 49 | WLT-10    | 大乌淀  | 石墨片岩  | 石墨   | -25.26                          |
| 24 | H-4 | 哈达门沟 | 石墨大理岩 | 石墨   | -16.10                          | 50 | WLT-20    | 大乌淀  | 石墨片岩  | 石墨   | -20.85                          |
| 25 | H-7 | 哈达门沟 | 石墨大理岩 | 石墨   | -20.54                          | 51 | WLT-14-1  | 大乌淀  | 石墨片岩  | 石墨   | -25.52                          |
| 26 | H-5 | 哈达门沟 | 混合岩   | 石墨   | -9.72                           | 52 | WLT-14-2  | 大乌淀  | 石墨片岩  | 石墨   | -25.43                          |

注:本表系根据王时麒(1989, 1994)、Yang et al(2014)和作者获得的资料整理

图 5 相关物质  $\delta(^{13}\text{C})$  含量Fig. 5 related substances  $\delta(^{13}\text{C})$  content

### 4.3 成矿作用阶段

**原生碳沉积阶段:**主要发生沉积作用,在较稳定的浅海—滨海(尤其是还原性的)环境中沉积了一套富含有机质的碳质片岩(板岩)以及泥砂质、钙质砂岩及泥硅质灰岩。

**石墨核晶生成阶段:**主要发生在区域变质作用初期,碎屑物沉积成岩后,其内富含的有机质在区域变质作用下发生了一系列复杂的分解反应,有机质慢慢分解为有机碳。在区域变质作用中期和末期,区域变质产生的热能对无定型碳质产生热降解,有机碳被分解出后,在适当的温度和压力条件下发生热变质重结晶,形成微小的石墨核晶。

**粗晶石墨形成阶段:**石墨核晶形成后,还经历了后期热液作用和混合岩化作用,其间不断释放出化学性质活泼、分子量小的有机化合物和它形物质(如:  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{CH}_4$ )<sup>[35]</sup>,碳硅有机热液交代石墨核晶生成鳞片状石墨。此时部分矿体可能遭受破坏,但大部分矿体在后期热液和混合岩化过程中发生了石墨的重结晶作用,使石墨片度增大,质量提高。

综上,大乌淀石墨矿床为首先经区域浅变质后又叠加接触变质的产物,后期热液与混合岩化热液对石墨的富集有一定的促进作用。

### 4.4 矿床成因

华北地台北缘自 1.85 Ga 形成之后,经历了多期广泛的伸展裂解及挤压汇聚过程,渣尔泰—白云鄂博—化德裂谷是中元古代—新元古代多期裂解事

件形成的复杂裂谷,白云鄂博群下部地层为中元古代早—中期裂谷沉积,白云鄂博岩群中部为裂谷中元古代中—晚期沉积,白云鄂博岩群上部为新元古代裂谷晚期沉积<sup>[36]</sup>。白云鄂博岩群中部尖山岩组石英砂岩中的碎屑锆石记录了两组 U-Pb 年龄,一组年龄集中在新太古代—古元古代初期(2379~2596 Ma),存在 2580 Ma、2475 Ma 两个峰期年龄;另一组年龄集中在古元古代中期(1761~1946 Ma),也存在 1880 Ma、1810 Ma 两个峰期年龄<sup>[37]</sup>。中元古代是真核生物起源与早期演化的重要阶段<sup>[38]</sup>,而且缺氧条件有利于有机质大量保存<sup>[39-40]</sup>,在华北地台北缘贺兰山中段中元古界黄旗口岩组以及华北中元古界大红峪岩组等均发现了丰富的微生物席成因构造,区域上和年代上大致可以与白云鄂博岩群尖山岩组相对比。因此,华北地台北缘在 Columbia 超大陆裂解期及尖山组沉积期,缓慢的沉降及相对平衡的陆源输入为微生物群的大量出现提供了适宜的沉积环境。大量的有机碳在岩层中沉积保存下来,成为富含有机质的沉积物,为石墨形成提供了原始物质。

中元古代晚期以来的区域变质成矿阶段,变质程度为低绿片岩相,在尖山组中出现了特征的低压变质矿物—红柱石,压力小于 0.2~0.5 GPa,温度为 350~550℃<sup>[23]</sup>。石墨的形成一般与区域动力热流变质或低温动力变质作用有关<sup>[41]</sup>。在区域变质结晶成矿过程中,含碳原岩建造在温度、压力以及  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  等变质流体的影响下,含碳原岩发生了重结晶、重组及变形作用,改变了原矿物的组成和结构构造。根据岩矿鉴定并结合其产出位置、晶体特征等,认为红柱石至少经历了两个世代的变质变形:最常见的为长柱状晶体,以自形晶和半自形为主,晶体大小变化较大,长度 1 mm~6 cm,粒径为 0.5~5.6 mm,晶体内部多发育变形破碎现象并含碳质包体,具有微弱淡粉红色多色性;另一种晶体呈半自形或它形,边缘被绢云母/白云母交代,并与石英连生或交生一起。因此,柱状红柱石是区域热变质作用形成,而被交代的红柱石则为区域变质作用形成。石墨的结晶形成主要为:  $\text{CH}_4 \rightarrow \text{C} + 2\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 \rightarrow 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2 \rightarrow \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ <sup>[42-45]</sup>。

海西期伴随着古亚洲洋俯冲,区域上发生了强烈的岩浆作用,受岩浆活动的影响,中酸性岩体侵入尖山组含石墨岩系,一方面破坏了含石墨岩系的完整性,岩体中含有石英岩、硅质灰岩等地层捕掳

体<sup>[28]</sup>;另一方面,红柱石部分矽线石化,接触带附近含石墨岩系发生了强烈的重结晶作用,促使含石墨岩系中的石墨鳞片加大。

## 5 结语

(1)中元古代,狼山—白云鄂博裂谷带内沉积了碎屑岩—碳酸盐岩建造的滨浅海沉积,伴随 Rodinia 超大陆汇聚,岩石遭受区域变质变形作用,形成紧闭褶皱,同时发生低绿片岩相的区域变质作用,使得富含有机质的沉积岩,经绿片岩相变质重结晶作用,形成石墨含矿岩系。石墨含矿岩系后来遭岩浆侵入作用,在接触带附近的石墨岩系发生了强烈的重结晶作用而使得石墨鳞片增大、富集形成现在的石墨矿床。

(2)大乌淀石墨矿床的成因,以沉积变质为主,岩浆岩的后期叠加双重作用的结果而成,成因类型为沉积变质—岩浆热液叠加改造多成因矿床。

(3)成矿作用过程为:原生碳沉积富集→无定型碳热变质转变为石墨核晶→碳硅有机热液氧化还原交代石墨核晶生长形成鳞片状石墨。

## 参考文献:

- [1] 内蒙古有色地质矿业有限公司. 内蒙古乌拉特中旗角力格太地区 1:5 万区域地质矿产调查报告[R]. 2010; 8-33.
- [2] 周建波, 郑永飞, 杨晓勇, 等. 白云鄂博地区构造格局与古板块构造演化[J]. 高校地质学报, 2002, 8(1): 46-62.
- [3] 内蒙古自治区地质矿产勘查局. 内蒙古自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- [4] 范宏瑞, 杨奎峰, 胡芳芳, 等. 内蒙古白云鄂博地区基底岩石锆石年代学及对构造背景的指示[J]. 岩石学报, 2010, 26(5): 1342-1350.
- [5] 马铭株, 章雨旭, 颜强, 等. 华北克拉通北缘白云鄂博群和腮林忽洞群底部碎屑锆石 U-Pb 定年、Hf 同位素分析及其地质意义[J]. 岩石学报, 2014, 30(10): 2973-2988.
- [6] Zhong Y, Zhai M G, Peng P, et al. Detrital zircon U-Pb dating and whole-rock geochemistry from the clastic rocks in the northern marginal basin of the North China Craton: Constraints on depositional age and provenance of the Bayan Obo Group [J]. Precambrian Research, 2015, 258: 133-145.
- [7] 翟明国. 华北克拉通 2100~1700 Ma 地质事件群的分解和构造意义探讨[J]. 岩石学报, 2004, 20(6): 1343-1354.
- [8] Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup [J]. Earth Science Reviews, 2004, 67: 91-123.
- [9] Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. Some key issues in reconstructions of Proterozoic supercontinents [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2006, 28: 3-19.
- [10] 李江海, 牛向龙, 程素华, 等. 大陆克拉通早期构造演化历史探讨: 以华北为例[J]. 地球科学, 2006, 31(3): 285-293.
- [11] Lu S N, Yang C L, Li H K, et al. A group of rifting events in the terminal Paleoproterozoic in the North China Craton [J]. Gondwana Research, 2002, 5(1): 123-131.
- [12] 周志广, 王果胜, 张达, 等. 内蒙古四子王旗地区侵入白云鄂博群辉长岩的年龄及其对白云鄂博群时代的约束[J]. 岩石学报, 2016, 32(6): 1809-1822.
- [13] 范宏瑞, 胡芳芳, 陈福坤, 等. 白云鄂博超大型 REE-Nb-Fe 矿区碳酸岩墙的侵位年龄—兼答 Le Bas 博士的质疑[J]. 岩石学报, 2006, 22(2): 519-520.
- [14] Yang K F, Fan H R, Santosh M, et al. Mesoproterozoic carbonatitic magmatism in the Bayan Obo deposit, Inner Mongolia, North China: constraints for the mechanism of super accumulation of rare earth elements [J]. Ore Geology Reviews, 2011, 40: 122-131.
- [15] Yang K F, Fan H R, Santosh M, et al. Mesoproterozoic mafic and carbonatitic dykes from the northern margin of the North China Craton: Implications for the final breakup of Columbia supercontinent [J]. Tectonophysics, 2011, 498(1-4): 1-10.
- [16] 王子风. 内蒙古白云鄂博群白音宝拉格组碎屑锆石 U-Pb 定年及地质意义[D]. 北京: 中国地质大学, 2015.
- [17] 刘超辉, 刘福来. 华北克拉通中元古代裂解事件: 以渣尔泰—白云鄂博—化德裂谷带岩浆与沉积作用研究为例[J]. 岩石学报, 2015, 31(10): 3107-3128.
- [18] Zhong Y, Zhai M G, Peng P, et al. Detrital zircon U-Pb dating and whole-rock geochemistry from the clastic rocks in the northern marginal basin of the North China Craton: Constraints on depositional age and provenance of the Bayan Obo Group [J]. Precambrian Research, 2015, 258: 133-145.
- [19] 钟焱. 华北北缘白云鄂博群的时代、物源研究: 对华北克拉通中元古代盆地演化的指示意义[D]. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所, 2015.
- [20] Liu C H, Zhao G C, Liu F L. Detrital zircon U-Pb, Hf isotopes, detrital rutile and whole-rock geochemistry of the Huade Group on the northern margin of the North China Craton: Implications on the breakup of the Columbia supercontinent [J]. Precambrian Research, 2014, 254: 290-305.
- [21] 聂凤军, 张洪涛, 陈琦, 等. 内蒙古白乃庙群变质基性岩火山岩锆石铀—铅年龄[J]. 科学通报, 1991, 35(13): 1012-1015.
- [22] 聂凤军, 裴荣富, 吴良士, 等. 内蒙古白乃庙地区绿片岩和花岗岩闪长斑岩的钨和铍同位素研究[J]. 地球学报, 1995, 1(1): 36-44.
- [23] 刘正宏, 刘雅琴, 冯本智. 华北板块北缘中元古代造山带的确立及其构造演化[J]. 长春科技大学学报, 2000, 30(2): 110-114.
- [24] HU Haijing, YAO Yunzhi, REN Dong. New Fossil Procercopidae (Hemiptera, Cicadomorpha) from the Early Cretaceous of Northeastern China [J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2014, 83(3): 725-729.
- [25] 彭润民, 翟裕生, 王建平, 等. 内蒙狼山新元古代酸性火山岩的发现及其地质意义[J]. 科学通报, 2010, 55(26): 2611-2620.
- [26] 张臣. 华北克拉通北缘中段中新元古代热—构造事件及其演

- 化[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2004, 40(2): 232-240.
- [27] 徐备, 徐严, 栗进, 等. 内蒙古西部温都尔庙群的时代及其在中亚造山带中的位置[J]. 地学前缘, 2016, 23(6): 120-127.
- [28] 李剑波, 王保宏, 杨亮, 等. 内蒙古乌拉特中旗德岭山地区石英闪长岩的锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2016, 46(5): 1430-1439.
- [29] 郝增元, 牛永峰, 陈萌超, 等. 内蒙古石哈河地区黑云母二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 中国地质, 2016, 43(1): 72-80.
- [30] 赵百胜, 刘家军, 王建平, 等. 白云鄂博群黑色岩系微量元素地球化学特征及地质意义[J]. 现代地质, 2007, 21(1): 87-94.
- [31] 陈衍景, 刘丛强, 陈华勇, 等. 中国北方石墨矿床及赋矿孔达岩系碳同位素特征及有关问题讨论[J]. 岩石学报, 2000, 16(2): 233-244.
- [32] 兰心俨. 山东南墅前寒武纪含石墨建造的特征及石墨矿床的成因研究[J]. 长春地质学院学报, 1981(3): 30-42.
- [33] 苑清玲, 李齐白. 内蒙兴和石墨矿区变质岩系的原岩恢复及矿床成因探讨[J]. 建材地质, 1987(1): 12-19.
- [34] 霍夫斯. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1976: 1-198.
- [35] 胡明安. 地质热事件——有机质—金属成矿作用的联系[J]. 地质科技情报, 1997, 16(2): 67-72.
- [36] 公王斌, 胡健民, 李振宏, 等. 华北克拉通北缘裂谷渣尔泰群 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 测年及地质意义[J]. 岩石学报, 2016, 32(7): 2151-2165.
- [37] 杨奎峰, 范宏瑞, 胡芳芳, 等. 白云鄂博陆缘裂谷系沉积物源与超大型稀土矿床含矿白云岩的成因探讨[J]. 地质学报, 2012, 86(5): 775-784.
- [38] 汤冬杰, 史晓颖, 裴云鹏, 等. 华北中元古代陆表氧化还原条件[J]. 古地理学报, 2001, 13(5): 563-580.
- [39] 史晓颖, 王新强, 蒋干清, 等. 贺兰山地区中元古代微生物席成因构造——远古时期微生物群活动的沉积标识[J]. 地质论评, 2008, 54(5): 577-586.
- [40] Lyons T W, Anbar A D, Severmann S, et al. Tracking euxinia in the ancient ocean: A multiproxy perspective and Proterozoic case study[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2009, 37: 507-534.
- [41] 李超, 王登红, 赵鸿, 等. 中国石墨矿床成矿规律概要[J]. 矿床地质, 2015, 34(6): 1223-1236.
- [42] Salotti C A, Heinrich E Wm, Giardini A A. Abiotic carbon and the formation of graphite deposits [J]. Econ Geol, 1971, 66: 929-932.
- [43] Frost B R. Mineral equilibria involving mixed-volatiles in a C-O-H fluid phase: the stabilities of graphite and siderite [J]. Am J Sci, 1979, 279: 1033-1059.
- [44] Frost B R, Fyfe W S, Tazaki K, et al. Grain-boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower crust [J]. Nature, 1989, 340: 134-136.
- [45] Ortega L, Millward D, Luque F J, et al. The graphite deposit at Borrowdale (UK): a catastrophic mineralizing event associated with Ordovician magmatism [J]. Geochim Cosmochim Acta, 2010, 74: 2429-2449.

## Geological characteristics and genesis of Dawudian graphite deposit in Inner Mongolia

ZHANG Yanfei<sup>1</sup>, LIANG Shuai<sup>2</sup>

(1, Liaoning Province Chemical Geological Exploration Institute, Jinzhou 121007, Liaoning, China;

2, Geology and Mineral Resources Survey Institute of Liaoning Province, Shenyang 110000, China)

**Abstract:** The newly discovered Dawudian huge graphite deposit is located in the Langshan-Baiyun Obo rift zone. The ore body is located in the first member of the Jianshan Formation of the Baiyun Obo Group. Based on the study of metallogenic geological background, geological characteristics of ore deposits, occurrence and characteristics of ore minerals, this paper discusses the genesis of the deposits and summarizes the metallogenic models. The ore is mainly hosted by various andalusite graphite schists and the carbon source is bio-organic carbon. The deposit is in multi-genesis, i. e. the graphite ore was primarily formed during the regional shallow metamorphism and enriched by the following contact replacement. The mineralization process is the primary carbon deposition-thermal metamorphism of amorphous carbon into graphite nuclear crystal and replacement of graphite nuclear crystal by carbon-silicon hydrothermal fluid and formation of flake-like graphite.

**Key Words:** graphite deposit; metallogenic characteristics; source of carbon; deposit genesis; Dawudian; Inner Mongolia