

辽宁杨木杆硼矿床地质地球化学特征^{*}谢宏远¹ 冯本智² 邹 日³ 琚宜太¹

(1 中国科学院地质研究所, 北京 2 长春科技大学地质系, 长春

3 中国科学院广州地球化学研究所, 广州)

提 要: 杨木杆硼矿位于辽宁省宽甸县, 产出于古元古代南辽河群下部里尔峪岩组中, 为一中型硼镁石型硼矿。矿体走向 SE, 倾向 NE, 倾角 $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$, 直接赋矿岩石为蛇纹岩、蛇纹石化大理岩, 矿体顶板出现有热水沉积的电英岩。硼矿石主要由纤维硼镁石、板状硼镁石及蛇纹石、白云石等组成。常见的变余沉积及变质、交代等组构。硼矿石品位 B_2O_3 随 MgO 含量增长先是稳步增长, 然后在 B_2O_3 含量大于 7% 时, MgO 含量稳定在 45%~48% 范围内。矿石中富含 Cs、Nd、Ta、Sn、Cd 等微量元素及 F、 CH_4 等挥发分, 稀土总量从 $5.73 \times 10^{-6} \sim 70.98 \times 10^{-6}$, 具 Eu 负异常。 $\delta^{13}C$ 在 $-2.6\text{‰} \sim -10.4\text{‰}$, $\delta^{11}B$ 在 $9.6\text{‰} \sim 11.1\text{‰}$ 。杨木杆硼矿为受变质的与深源火山活动有关的热液沉积矿床, 同时存在的蒸发气候条件提高了硼富集成矿的效率。

关键词: 硼矿 地质地球化学特征 古元古代 辽宁杨木杆

我国 95% 以上硼矿资源集中于辽宁、吉林、青海三省。多年来, 辽吉地区产于古元古代含硼岩系中的硼镁石型硼矿一直是主要开采对象, 产量占全国 98% 以上^[1,2]。目前辽吉地区已发现硼矿床近百个 (其中储量大于 80 万吨的大型矿床 8 个), 全部位于辽吉裂谷的轴部, 自西向东断续分布, 并集中出现于营口、凤城、宽甸、集安 4 个地区, 它们代表着古裂谷海槽中 4 个较大型的成矿盆地^[3]。杨木杆硼床作为宽甸硼矿床集中区的典型代表, 指示着成矿的热液沉积凹陷。区内出露岩层主要为辽河群底部层状岩系里尔峪岩组含硼岩系与高家峪岩组浊积岩系。里尔峪岩组呈 3 个向西张开的马蹄形岩层单向重复出现, 高家峪岩组分布于其东西两侧, 古元古代片麻状花岗岩多呈层状侵入到上述变质岩层之间, 它们共同组成本区东西向紧闭同斜陡倾褶皱。里尔峪岩组中变粒岩的全岩等时线年龄为 $(1.9 \times 10^9 \sim 2.2 \times 10^9 \text{ a})^{[4]}$, Sm-Nd 等时线年龄为 $(2.39 \pm 0.1) \times 10^9 \text{ a}^{[5]}$, 片麻状花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 $2.085 \times 10^9 \text{ a}$ ^①。区内脉岩及断裂发育, 它们多呈北东向和近东西向, 对先成地质体起着破坏作用。

1 矿床基本特征

杨木杆硼矿位于辽宁丹东地区宽甸县大西岔乡, 发现于 1957 年, 为一中型硼镁石型硼矿, 最高品位 (B_2O_3) 为 31.38%, 平均品位为 10.28%。

硼矿床位于杨木杆东西向顶厚褶皱的轴部, 处于里尔峪岩组下部含硼建造电气石钾长变粒岩段所夹的白云质大理岩层内, 直接赋矿岩石为黄绿色、黑色蛇纹岩。在矿体顶板, 出现

* 地矿部 91 年度行业基金资助 (编号: 910054)

谢宏远, 男, 29 岁, 博士, 主要从事矿床学、构造地质学的研究。邮政编码: 100029

1998-01-24 收稿, 1998-06-10 修改回

① 张景山, 1986, 辽宁省宽甸县杨木杆硼矿典型矿床研究报告, 内部资料

厚度大于 5 m 的富电气石岩层, 反映出硼矿的形成与富硼火山热泉活动的内在联系^[6]。

矿床由 I、II、III、VI 号 4 个矿体组成, 其中 VI 号矿体为盲矿体 (图 1)。如果去除后期构造改造影响, I、II、III 3 个矿体实际上是一个。矿体形态复杂, 呈似层状、透镜状、囊状, 与围岩以顺层片理化带相接触, 长轴方向与围岩片麻理方向一致, 可见有膨胀收缩、分枝复合现象。矿体埋藏深度 (从地表算起) 东部 142 m, 中部 73 m, 西部 151 m, 控制长度 217 m, 最大厚度 59 m, 平均厚度 30.5 m, 厚度变化系数 35.2%, 沿倾向方向最大延深 255 m, 延深大于沿长。矿体地表 (I 号矿) 倾向 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$, 倾角 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$, 地下向 (VI 号矿) SE 向陡倾, 在倾向上呈钩状褶皱, 并在褶皱转折端矿体加厚。

矿体内部各种岩脉发育, 其中尤以肉红色伟晶岩、变辉长岩、煌斑岩为最多, 它们多穿切矿体和围岩, 其中肉红色钠长伟晶岩的年龄为 $1819\times 10^6\text{a}$ 、 $2073\times 10^6\text{a}$ (K-Ar 法^[7]) 表明矿体形成于古元古代。

沿片理化带和各种脉岩附近, 黄绿色蛇纹石化大理岩转变为黑色蛇纹岩、滑石片岩, 形成几厘米到数十厘米的黑色蚀变带。

硼矿距片麻状花岗岩 100 m 以上, 没有发现花岗岩侵入到硼矿体中的现象。

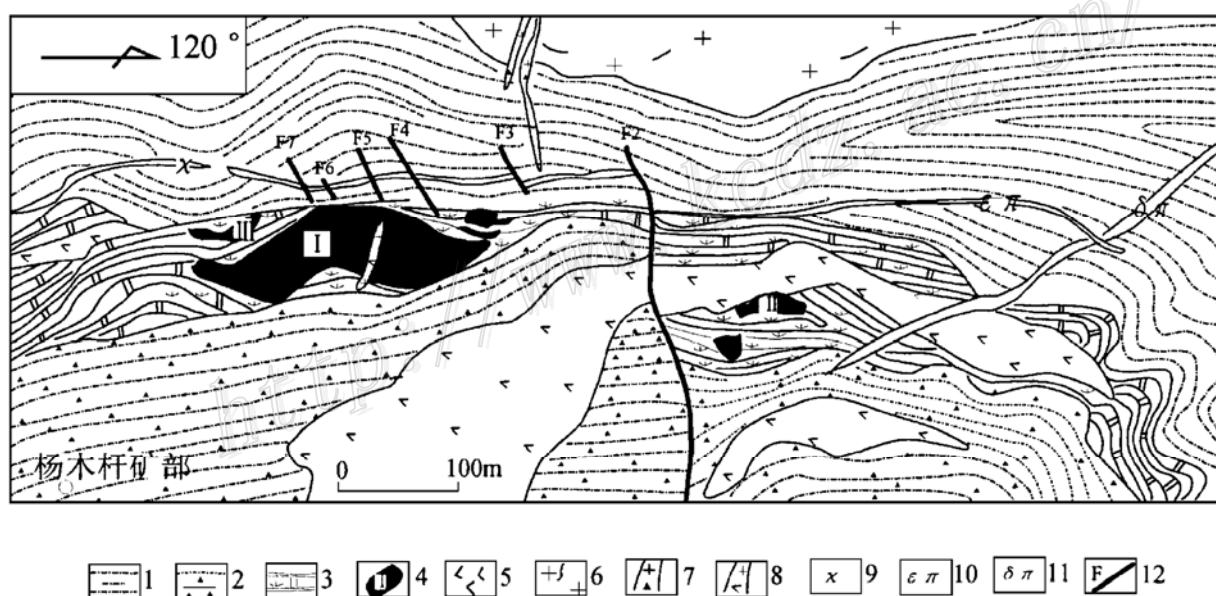


图 1 辽宁省宽甸县杨木杆硼镁石矿床地质简图

(据辽宁丹东地质队, 1983)

1—黑云母二长变粒岩夹薄层角闪石电气石钾长变粒岩; 2—电气石钾长石变粒岩夹薄层黑云母变粒岩、电英岩; 3—蛇纹石化白云质大理岩; 4—硼矿体及编号; 5—斜长角闪岩; 6—片麻状花岗岩; 7—电气石伟晶岩; 8—角闪石伟晶岩; 9—煌斑岩; 10—正长斑岩; 11—闪长玢岩; 12—断层

Fig. 1. Diagrammatic geological map of the Yangmugan saibelyite deposit, Kuandian County, Liaoning Province.

1—Biotite monzonitic leptynite intercalated with thin-layered amphibole-tourmaline K-feldspar leptynite; 2—Tourmaline K-feldspar leptynite intercalated with thin-layered biotite leptynite and tourmalite; 3—Serpentinized dolomitic marble; 5—Amphibolite; 6—Gneissic granite; 7—Tourmaline pegmatite; 8—Hornblende pegmatite; 9—Lamprophyre; 10—Syenite porphyry; 11—Diorite porphyry; 12—Fault.

2 矿石矿物组成

杨木杆硼矿矿石组成比较简单, 矿石矿物主要由纤维硼镁石和假像板状硼镁石组成, 脉石矿物主要为蛇纹石, 其次为镁橄榄石、金云母、白云石、菱镁矿、粒硅镁石、水镁石和方镁石等。

板状硼镁石呈白色, 板状, 单偏光镜下常见二组垂直解理, 平行消光, 负延长, 无双晶, 二轴晶(-), $2V=0^{\circ}\sim 5^{\circ}$, 多已转化为纤维硼镁石; 纤维硼镁石呈白色、灰白色、粉色、淡绿色等, 蜡状光泽, 常呈纤维束状集合体, 纤维长度由微细到几厘米, 镜下无色, 具闪突起, 负延长, 干涉色可达三级, 无双晶。

镁橄榄石正高突起, 裂开发育, 干涉色三级, 二轴晶(+), $2V=87^{\circ}$, 呈粒状集合体或星散状分布, 多已发生蛇纹石化; 粒硅镁石, 在硼矿床中分布广泛, 粒状, 红褐色, 显弱多色性(鲜黄无色), 可见有聚片双晶, 多已发生蛇纹石化; 蛇纹石, 为硼矿石中主要脉石矿物, 多呈叶片状、纤维状集合体, 部分保持着镁橄榄石、粒硅镁石粒状假象, 镜下无色, 正低突起, 干涉色一级灰白, 正延性, 二轴晶, 负光性; 金云母, 主要有两种产状: ①呈鳞片状集合体存在于硼矿物三角格架中或呈星散状与其它矿物平衡共生。②沿蛇纹岩裂隙充填, 是后期热液沿构造裂隙充填与交代的产物; 水镁石, 白色~灰白色, 玻璃光泽, 平行消光, 负延长, 干涉色一级灰白, 一轴晶正光性; 白云石、菱镁矿, 为矿化镁质大理岩的主要组成矿物之一, 白色, 他形粒状, 与镁橄榄石、硼镁石等共生; 方镁石, 仅局部出现, 粒状, 与镁橄榄石、硅酸盐等平衡共生, 薄片无色, 正高突起, 具三组完全正交解理, 均质体。

3 矿石组构特点

矿石的组构比较简单, 按其形成机制, 可划分出3种类型。

3.1 变余沉积组构

(1) 变余结核状构造: 结核具完整的圈层结构, 多为2~4个同心圈层, 核部多以镁橄榄石为主, 边部为白色—淡绿色的镁质碳酸盐。结核的大小不一, 直径以几毫米到几厘米, 往往聚集出现, 受后期构造影响, 结核多已发生变形, 其长轴与地层产状平行, 结核的边界平整, 作为矿物集合体, 它和其它矿物是平衡共生的。结构的发现是对硼矿床沉积成因的有力支持。在营口后仙峪硼矿中, 也发现有残留的镁橄榄石结核^[6], 值得注意的是, 在那里, 所有的结核的外围都伴有三角格架状构造。

矿区内热水沉积岩中稳定的条纹、条带状构造的出现, 反映当时水体处于一种平衡状态, 结核的存在可能指示着火山热泉喷口附近局部的动荡环境, 由热泉喷出的富铁的硅质物与镁质碳酸盐同时沉淀, 以后变质成为镁橄榄石的结核。

(2) 变余层状构造: 蛇纹岩呈层状或似层状分布于镁质大理岩中, 并与围岩发生同步褶曲, 被多种脉岩穿切。变质前为不纯的富镁、铁的硅质岩沉积, 变质与蚀变后形成层状蛇纹岩。

(3) 变余喷流角砾岩构造^[3]: 表现为灰白色硼镁石集合体中分布着蛇纹石化大理岩或蛇纹岩角砾或透镜体, 角砾与透镜体大小不等, 相差悬殊, 直径从几毫米到数厘米, 甚至更大, 其

边缘呈棱角状、次棱角状以及近圆形,它与周围胶结物界线清楚,少数呈犬牙交错状,组成角砾及胶结物的矿物在镜下可见有粒状变晶结构和板柱状变晶结构,说明它们是变质前的产物,为古热水喷流角砾。

3.2 变质-变形组构

(1) 板状—粒状变晶结构:主要是纤维硼镁石呈自形一半自形板状硼镁石(遂安石)假象,定向排列,平衡共生。

(2) (鳞片)粒状变晶结构:镁橄榄石、粒硅镁石、白云石等粒状矿物常以 120° 的三角角彼此镶嵌,矿物之间界线清楚,无交代现象。有时可见一些金云母呈星散状分布于上述矿物之间,构成鳞片粒状变晶结构。

(3) 似条带状构造:由硼镁石和蛇纹石呈透镜状、褶曲状等形态相间排列而成,条带宽从几毫米到数厘米,带之间界限清楚,塑性构造变形明显,受变形强度的不同,出现“N”型、“I”型的构造样式,条带的产状与围岩的一致,是早期中构相环境下顺层分层剪切的变形产物。它是富矿石的主要构造,实际上也是一种变余的层状矿石组构。

3.3 交代与充填组构

矿石中最常见的组构,包括交代残余结构、交代假象结构和裂隙充填结构等。

(1) 交代残余结构:早期形成的板状硼镁石被晚期纤维硼镁石所交代;镁橄榄石、粒硅镁石被蛇纹石交代。被交代的矿物在其中呈岛状、接触边界多呈港湾状。

(2) 交代假象结构:早期形成的矿物被晚期矿物所交代并保留其假象。强纤维硼镁石交代板状硼镁石而保持其板状外形轮廓;蛇纹石交代镁橄榄石而保留镁橄榄石的粒状晶体假象。

(3) 裂隙网脉状构造:是相对开放环境中,由于硼酸盐矿物和容矿岩石间脆性和延性转化点不同,发生差异性活化迁移形成的。

4 矿床地球化学

4.1 主要元素地球化学特征

20 个样的分析结果表明,其 B_2O_3 为 $5.02\% \sim 31.38\%$, 平均 12.34% ; MgO 为 $41.89\% \sim 47.05\%$, 平均 45.38% ; SiO_2 为 $8.85\% \sim 30.81\%$, 平均 24.25% ; CaO 为 $0.35\% \sim 1.08\%$, 平均 0.65% ; Al_2O_3 为 $0.32\% \sim 1.25\%$, 平均 0.62% ; Fe_2O_3 为 $0.50\% \sim 1.47\%$, 平均 0.98% ; FeO 为 $0.10\% \sim 1.04\%$, 平均 0.41% ; MnO 为 $0.07\% \sim 0.08\%$; P_2O_5 为 $0.03\% \sim 0.1\%$, 平均 0.06% ; 烧失量 $14.72\% \sim 15.20\%$ 。从分析结果看,矿石总的化学成分特点是富硼、富镁及硅。矿与非矿之间 B_2O_3 含量呈明显的突变而不是渐变过渡,矿体内部 B_2O_3 含量不稳定,呈跳跃性变化,矿石品位变化系数在 $22\% \sim 48.6\%$, 属品位变化不均匀类型。随着 B_2O_3 含量的增加, SiO_2 含量线性负增长, Al_2O_3 含量也趋于下降, CaO 含量则先增长, B_2O_3 含量在 7% 左右时迅速降低,保持在 $0.3\% \sim 2.5\%$ 的低含量范围内; MgO 含量先是迅速升高,而后在 $B_2O_3 > 7\%$ 时保持在 $45\% \sim 48\%$ 之间,这表明卤水池中高浓度镁离子的存在对于形成硼矿化沉淀富集有着重要意义,它是硼的沉淀剂。

4.2 微量及稀土元素

硼矿石所含微量元素种类与区内变(浅)粒岩、花岗岩完全一致,数量级相近。相对克拉

克值来说, 富集稀有元素 Cs、Nb、Ta, 钨族元素 Sn、分散元素 Cd^①, 尤其是成矿元素 B, 除此之外, 电气石变粒岩还富集 Sc、Th、Pb; 黑云母变粒岩相对富集 Li、Rb、Sc、Th、W、Mo、Pb、Gd; 花岗岩中相对富集 Th、W、Pb、Ba, 又表现出一定的差异, 这种既有联系又有差别的特征, 反映出它们为同源富硼火山岩浆作用不同阶段的产物。

矿石的稀土分析结果, 稀土总量 $\Sigma\text{REE}=5.73\times10^{-6}\sim70.98\times10^{-6}$, 波动较大, $\text{LREE}/\text{HREE}=0.53\sim1.45$, 重稀土中 Y 的含量很大, 它在很大程度上影响着轻重稀土含量的比值。 $\delta\text{Eu}=0.18\sim0.95$, Eu 负异常; Ce 异常变化大, $\delta\text{Ce}=0.75\sim1.14$, 从负异常到正异常。在科勒尔图解上 (图2), 其稀土分布型式可分为两种: 矿石样品2、3、5与蛇纹石化镁橄榄岩 (样品4) 的几乎完全一致; 矿石样品1与电英岩 (样品5) 的比较相似。联系到硼矿化与富镁硅酸盐、电英岩等热水沉积岩在时空分布、碳、氧同位素值、微量元素等方面的紧密联系和相似性, 这种一致性应该说不是一种巧合, 而是反映了它们具有成因上的内在联系, 经历了相似的地质作用过程, 都是与火山活动有关的富硼、富硅热水喷流的产物。

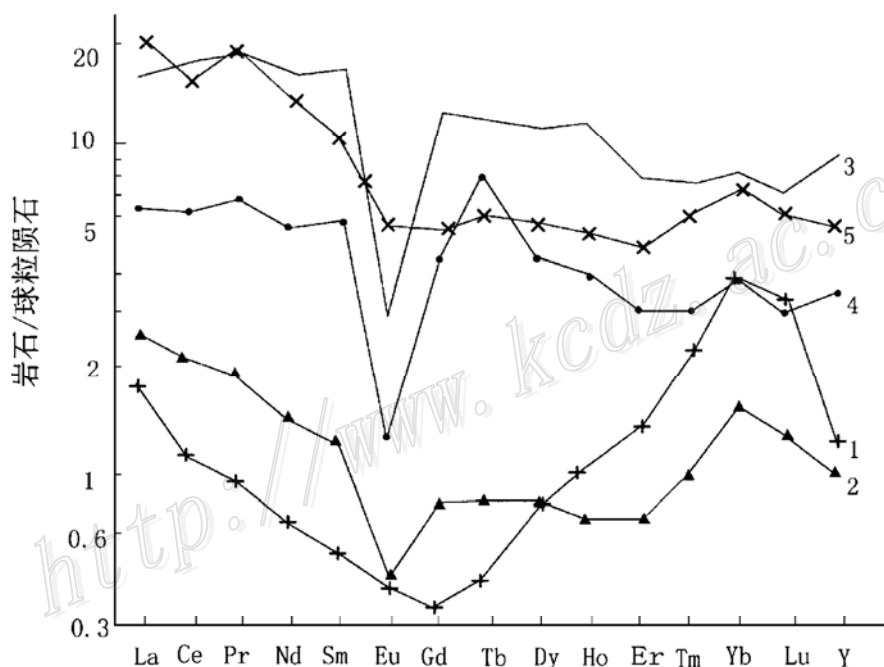


图2 矿石及热水沉积岩稀土元素科勒尔图解

Fig. 2. Chondrite-normalized REE patterns of ores and hydrothermal sedimentary rocks.

4.3 稳定同位素特征

(1) 碳同位素特征: 控制碳同位素值大小的因素主要有物质来源和成岩环境, 不同成因碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 特征清楚。前寒武纪海相碳酸盐较之新生代灰岩富集 ^{13}C 约3‰ (Gunter Faure, 1986)。变质作用对碳酸盐矿物中值影响不大 (据郝德等, 1985) 或有所降低 (Gunter Faure, 1986)^[8]。从矿石 (包括蛇纹岩) 及围岩镁质大理岩的碳同位素分析结果看, 二者之间存在着比较明显的差别, 矿石 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-2.6\text{‰}\sim-10.4\text{‰}$, 与火山岩、火山气体的非常接近, 表明矿石中碳质与火山活动有密切的关系, 是由岩浆分异而来。镁质大理岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-2.6\text{‰}\sim$

① 王培君等, 1991, 辽东吉南地区硼矿床控矿构造研究, 内部资料

+2.6‰, 平均值为-0.29‰, 与元古代海相白云岩的值 (0.95 ± 2.5)‰ (据 Veizer 等, 1976) 相比, 非常接近。

(2) 硼同位素: 硼同位素是近年来随测试技术的提高发展起来的。影响 $\delta^{11}\text{B}$ 值的因素很多, 主要有硼源的组成、水岩比值、变质作用、形成温度、海水掺合作用及古海水 $\delta^{11}\text{B}$ ‰ 值的缓慢变化。其中后三项对 $\delta^{11}\text{B}$ 的改变影响很小^[9,12,13]。同时, 由于在变质过程中, 硼酸盐矿物、电气石多只是发生简单的重结晶, 它的影响也可忽略不计。因此 $\delta^{11}\text{B}$ 主要反映硼源, 并受水/岩比值的影响。

表1是本区不同类型岩石的硼同位素值分析结果, 为了便于对照, 同时列出了已知的一些岩石类型及海水的 $\delta^{11}\text{B}$ ‰ (见图3)。

表 1 含硼岩系不同类型岩石中硼同位素分析结果

Table 1. $\delta^{11}\text{B}$ values of various types of rocks from boron-bearing rocks

矿(岩)石名称	测试样品	$\delta^{11}\text{B}/\text{‰}$
块状硼镁铁矿矿石	硼镁铁矿	$+10.2 \pm 0.3 \sim +10.1 \pm 0.2$
角砾状遂安石矿石	遂安石	$+10.9 \pm 0.3 \sim +11.1 \pm 0.3$
角砾状板状硼镁石矿石	板状硼镁石	$+10.3 \pm 0.2 \sim +9.6 \pm 0.4$
电英岩	电气石	$+9.7 \pm 0.3 \sim +9.5 \pm 0.3$
电气石岩	电气石	$+9.4 \pm 0.2 \sim +9.2 \pm 0.4$
电气微斜变粒岩	电气石	$+3.9 \pm 0.3 \sim +4.5 \pm 0.3$
电气斜长伟晶岩	电气石	$+8.1 \pm 0.4 \sim +7.8 \pm 0.3$
电气花岗岩	电气石	$+0.8 \pm 0.3 \sim +0.9 \pm 0.3$

注: 邹日博士送样, 由英国皇家科学院 M R Palmer, 1992 分析

从表1可看出, 矿石硼同位素 $\delta^{11}\text{B}$ 值在 $(+9.6 \pm 0.4)\text{‰} \sim (+11.1 \pm 0.3)\text{‰}$, 与电英岩的近一致, 而明显不同于电气石钾长变粒岩。落在海底热液流体的硼同位素值范围内 (图3)。彭齐鸣等^[10]、丁悌平^[11]则认为是蒸发环境的产物。

原生硼矿形成后, 在吕梁运动期间遭受了角闪岩相变质作用和两期变形作用的改造, 变质作用表现为矿石、矿物中变质组构的出现和矿物组合相变的产生, 如硅质镁碳酸盐形成镁橄榄石岩以及沉积的含水镁硼酸盐脱水后以重结晶向板状硼镁石 (遂安石) 转变等。在硼酸盐的相互转化过程中, f_{O_2} 温度、压力是重要控制条件。在变质作用后期, 因热液作用, 板状硼镁石、遂安石、镁橄榄石等发生蚀变成纤维硼镁石、蛇纹石等。

吕梁运动早期构造变形在本区表现为紧密同斜褶皱-韧性逆冲断层-岩浆侵位三位一体的统一过程 (另文讨论), 形成层序上单向重复的3个含硼层位并造成部分岩层的缺失。晚期为南北向挤压应力下形成的东西向紧密同斜顶厚褶皱, 在层间顺层剪切应力作用下, 硼矿倾向于顺层向顶厚褶皱轴部等低构造应力区机械迁移。显生宙的脆性断裂及脉岩充填活动对矿体起着破坏作用。

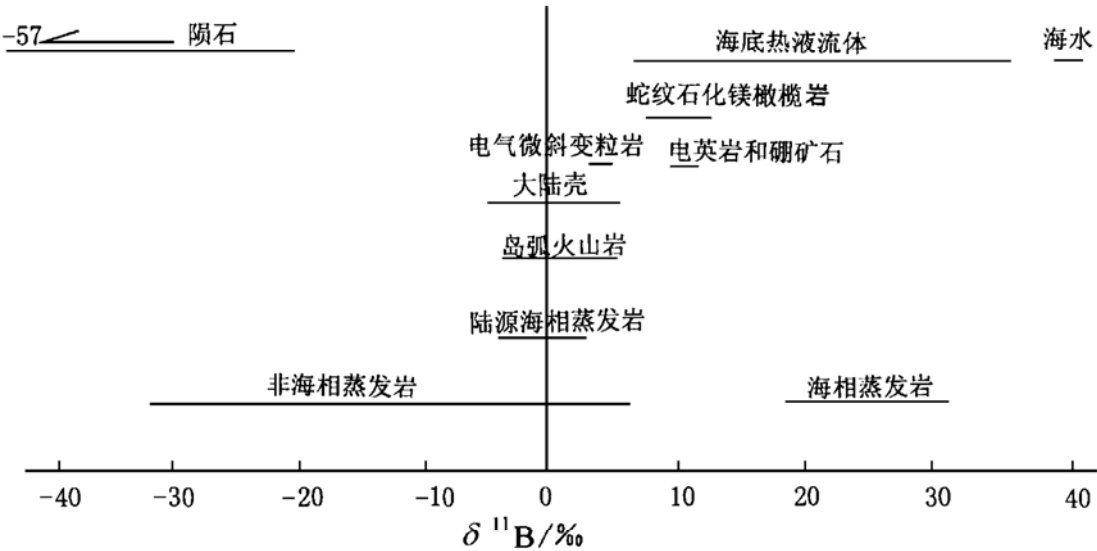


图 3 流体和固体的储硼源的 $\delta^{11}\text{B}$ 值
(据 Spivack, 1986; Swihart, 1988; Palmer, Slack, 1989)
Fig. 3. $\delta^{11}\text{B}$ values of fluid and solid boron sources.

5 结 论

杨木杆硼矿为受变质的与火山活动有关的热水沉积矿床。同时存在的蒸发气候条件,促使富硼热卤水浓缩,提出了硼沉淀的效率。在进行区域找矿时,坚持运用同生沉积成矿理论和加强构造解析是有效找矿的前提,电英岩、镁橄榄石岩等热水沉积岩组合的出现等是寻找硼矿的标志之一。

本文在许多方面受益于与长春科技大学孙丰月教授的讨论。在野外工作及室内资料整理过程中,还得到了周裕文教授、彭齐鸣教授、明厚利博士以及辽宁省宽甸县杨木杆硼矿、滦家沟硼矿、牛皮沟硼矿、砖庙硼矿、花园沟硼矿各位领导及地测技术人员的大力协助,在此一并表示衷心的感谢。

参 考 文 献

1 非金属矿工业手册编委会. 非金属矿工业手册. 北京: 冶金工业出版社, 1992, 33~37.

2 中国地质矿产信息研究院主编. 中国矿产. 北京: 中国建材工业出版社, 1993, 1~7, 275~279.

3 冯本智, 彭齐鸣, 薛林福等. 克拉通内裂谷海槽中以沉积岩为容矿岩石的硼矿床模式. 见: 裴荣富主编. 中国矿床模式. 北京: 地质出版社, 1995, 82~84.

4 赵宗溥等. 中朝准地台前寒武纪地壳演化. 北京: 科学出版社, 1995, 255~320.

5 孙敏, 张立飞, 吴家弘. 早元古代宽甸杂岩的成因: 地球化学证据. 地质学报, 1996, 70 (3): 207~222.

6 冯本智, 邹日, 谢宏远. 辽吉早元古宙裂谷带内含硼热水沉积建造与硼矿床. 见: 中国地质学会矿床地质专业委员会编. 第五届全国矿床会议论文集. 北京: 地质出版社, 1993, 512~515.

7 李守义, 张景山. 早元古宙辽吉岩套中硼铁矿床. 见: 张秋生等编. 辽东半岛早期地壳与矿床. 北京: 地质出版社, 1988, 332~358.

8 Gunter Faure. 同位素地质学原理. 白瑞梅译. 国外矿床地质, 1997, (1): 94~137.

9 Swihart G H, Moore P B. 电气石硼同位素成分的初步研究. 国外花岗岩类地质与矿产, 1991, 29~13.

- 10 彭齐鸣, 许虹. 辽东—吉南地区早元古宙变质蒸发岩系及硼矿床. 长春: 东北师范大学出版社, 1994, 1~120.
- 11 丁悌平. 中国某些特大型矿床的同位素地球化学研究. 地球学报, 1997, 18 (4): 373~381
- 12 Palmer M P, Slack J F. Boron isotopic composition of tourmaline from massive sulfide deposits: textural, chemical, and isotopic relationships. *Economic Geology*, 1989, 49: 1703~1726
- 13 Spivack A J, Edmond J M. Boron isotope exchange between seawater and the oceanic crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1987, 51: 1033~1043

GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE YANGMUGAN BORON DEPOSIT, LIAONING PROVINCE

Xie Hongyuan¹, Fen Benzhi², Zhou Ri³ and Ju Yitai¹

(1 *Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*)

(2 *Changchun University of Technology and Sciences, Changchun, 130026*)

(3 *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 510640*)

Key words: boron deposit, geological and geochemical characteristics, Yangmugan, Liaoning Province

Abstract

Located in Kuandian County, Liaoning Province, the Yangmugan boron deposit is a medium-size szaibelyite type deposit occurring in Lieryu Formation within the lower part of the Paleoproterozoic South Liaohe Group. Orebodies strike SE, dip NE and have dip angles 70°—80°. Host rocks are yellowish green and black serpentinites and serpentized marble, with thick-bedded hydrothermally-deposited laminar tourmalite also seen in the hanging wall of the orebodies. Ore minerals comprise mainly fibrous and tabular szaibelyite, whereas gangue minerals consist chiefly of serpentine, forsterite, phlogopite and dolomite. Blastosedimentary, blastic and metasomatic textures make up the main ore textures. The ore grade of B₂O₃ is closely related to the content of MgO. The ores contain abundant trace elements like Cs, Nd, Ta, Sn and Cd as well as rich volatiles such as F and CH₄. The REE content ranges from 5.73×10^{-6} to 70.98×10^{-6} , and the chondrite-normalized REE patterns have positive or negative slopes and exhibit negative Eu anomalies. $\delta^{13}\text{C}$ values are -2.6‰ ~ -10.4‰ , and $\delta^{11}\text{B}$ values are 9.6‰ ~ 11.1‰ . The Yangmugan boron deposit is of the hydrothermal sedimentation type closely related to mantle derived volcanic activity, and the co-existent evaporate climatic condition raised the efficiency of ore concentration. After its formation, the primary boron deposit underwent regional metamorphism of amphibole facies and two phases of intense deformation during the Luliang orogeny.