

雪宝顶绿柱石-白钨矿脉状矿床富挥发分 成矿流体特征及其示踪与测年*

曹志敏^{1 3} 李佑国² 任建国¹ 李保华² 徐仕进³ 王汝成³

正路澈也⁴ 金田博彰⁴ 小林祥一⁴

(1 青岛海洋大学地球科学学院, 青岛 266003; 2 成都理工学院地质系, 成都 610059; 3 南京大学内生矿床国家开放实验室, 南京 210003; 4 东京大学工学部, 东京, 日本)

摘要 研究发现四川雪宝顶绿柱石-白钨矿脉状矿床矿物包裹体存在多个流体相, 经单包体激光拉曼光谱测试表明, 除固相子晶外, 流体相自中心向外依次是气相 CO_2 、液相 CO_2 、贫水 CO_2 液相和盐水溶液相。通过对流体包裹体成分、C、O 和稀有气体 He、Ar 同位素示踪与测年研究, 认为该矿床富含挥发组分的成矿流体主要来源于岩浆期后热液, 成矿元素富集受控于深成碱性岩浆活动与地壳物质混合作用。

关键词 四相流体包裹体 稀有气体同位素 绿柱石-白钨矿脉状矿床 四川雪宝顶

雪宝顶(海拔 5588 m)是川西两大(贡嘎山海拔 7556 m)高峰之一, 历来为国内、外登山探险、科学考察胜地。尽管区域地质研究程度相对不高, 但其蕴藏丰富、独特的矿产资源颇受关注。是金-银贵金属、铜-铅-锌有色金属和钨-锡-铍稀有金属的成矿远景区。其典型即雪宝顶绿柱石-白钨矿脉状矿床。该矿床位于四川省平武县境内, 构造隶属扬子准地台西缘龙门山北段、平武虎牙关大断裂以西、雪宝顶穹隆体以东的次级盘口湾穹隆周缘。区域内构造运动频繁, 岩浆作用较强, 矿产丰富: 除钨、锡、铜、铅、锌及金矿床外, 其中雪宝顶绿柱石-白钨矿脉, 以白钨矿少见的完整晶形、瑰丽色彩及与之共生绿柱石罕见的特殊板状晶体形态而闻名于世^[1]。

区内三叠系地层出露比较全, 包括下三叠统菠茨沟组(T_1b)、中三叠统扎尕山组(T_2z)、上三叠统侏倭组(T_3zh)。扎尕山组为一套由变质碎屑岩类夹碳酸盐岩组成的地层, 是雪宝顶地区钨、锡、铍矿床的主要赋矿层。在区内厚度巨大, 总厚 1500~2000 m。岩浆岩主要出露于雪宝顶穹隆及其周缘, 侵入体为白云母二长花岗闪长岩, 主要由斜长石(An_{64} , 33%)、钾长石(微斜长石, 12%)、白云母(20%)、石英(2%)和电气石(2%~3%)组成。副矿物见有磁铁矿、钛铁矿、锆石和磷灰石等; 氧化物 SiO_2 58.06%~69.20%, Al_2O_3 17.01%~21.84%, K_2O 4.3%~5.83% 和高含量的 F (平均达 0.26%), Fe_2O_3 与 FeO 的平均含量分别为 0.36% 和 0.44%; 碱量($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) 为 8.81%~11.19%, 碱度率($\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) 为 2.6~2.98, 属于铝过饱和的碱性系列。研究表明, 该区岩浆活动与钨、锡、铍矿床有着十分密切的成因联系, WO_3^{2-} 含量普遍较高, 有的可达 0.03%~0.3%, 充分说明其完全可以成为白钨矿的含矿母岩。主要控矿构造为雪宝顶复式背斜, 矿区即位于雪宝顶穹隆体南东侧(图 1), 矿(体)脉与侵入碱性花岗

2001-04-23 收稿, 2001-07-28 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 49873019)和国家重大基础研究发展规划(G1999043205)资助项目

岩关系极为密切, 沿裂隙和节理充填, 其空间分布严格限于岩体及其围岩一定范围内。矿脉中除含白钨矿、锡石和绿柱石以外, 还有电气石、萤石、方解石等矿物, 它们以不同的矿物组合出现在不同的脉体中, 还常见两种脉体的先后叠加现象。较早形成的白云母长英质脉(不含矿)边沿又叠加了白云母石英脉(含白钨矿), 主要产于碳酸盐岩层或钙质板岩中; 花岗岩体中的石英脉及长英质脉虽然也比较多, 但只有少数地段含矿。

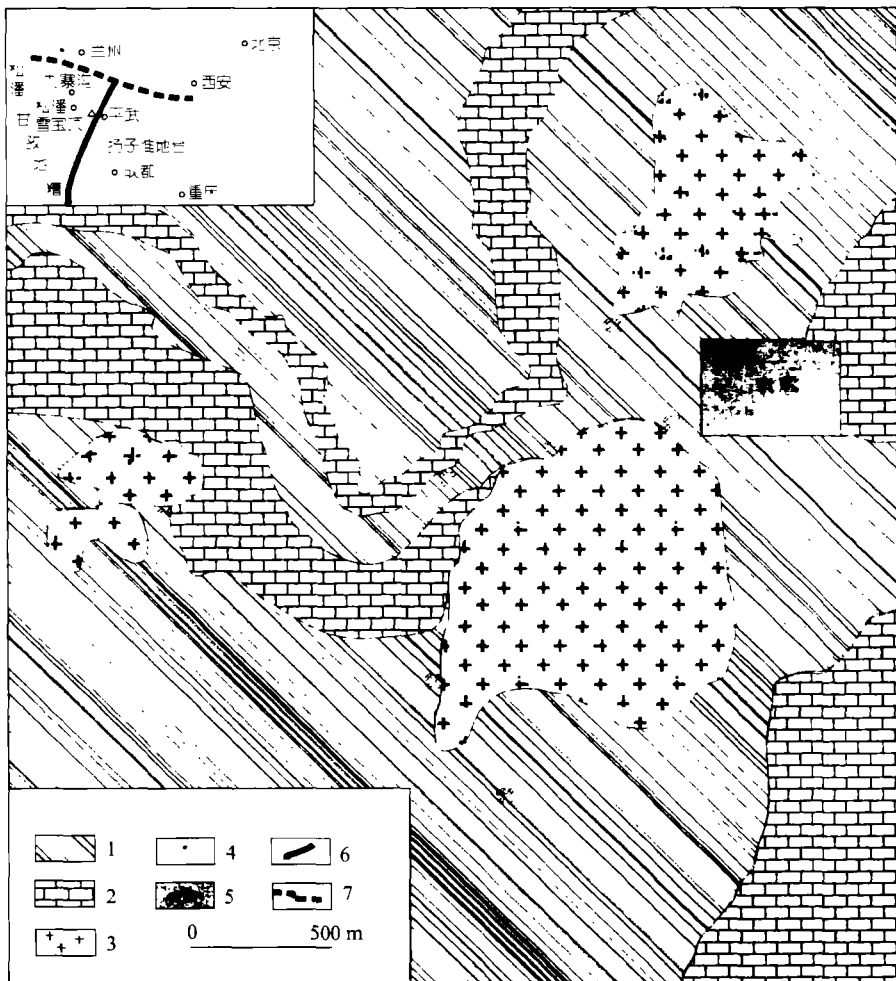


图1 雪宝顶矿区地质略图

1. 三叠系侏倭组板岩、片岩夹大理岩透镜体; 2. 三叠系侏倭组大理岩; 3. 二长花岗岩; 4. 矿脉产出地段; 5. 主采区

我们对四川平武雪宝顶绿柱石-白钨矿矿床中的绿柱石、白钨矿、石英、方解石等矿物样品, 近 20 个包裹体片显微镜观察、描述, 特别对新发现四相流体包裹体激光拉曼光谱单包体(离子)成分(表 1)以及均一法、冷冻法测定, 获得了大量数据, 为了解成矿作用的物理化学条件提供了重要依据。同时我们注意到近年来胡瑞忠等人^[2]在研究云南金顶铅锌矿床、孙晓光等人^[3]研究广东长坑金银矿床 He-Ar 示踪体系时取得良好效果; 侯增谦等人^[4]还为冲绳海槽热液成矿系统提供了幔源 He 的证据。在此借助于本矿床独特的多相流体包裹体, 对其流体相 C、O

同位素和 He, Ar 同位素地球化学示踪, 并进行了定年研究, 综合讨论该矿床富挥发组分成矿流体的来源及元素的富集机制.

表 1 雪宝顶绿柱石-白钨矿矿床流体包裹体激光拉曼光谱测试结果^{a)}

| 包裹体类型 | 气相/mol% | | | | | | | | | 液相/mol% | | | | | | | | | 盐水溶液/mol·L ⁻¹ | |
|-------|------------------|------------------|-----------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------------------------|-----------------|
| | H ₂ O | H ₂ S | CO ₂ | N ₂ | CH ₄ | C ₂ H ₂ | C ₃ H ₆ | C ₄ H ₆ | C ₆ H ₆ | H ₂ O | H ₂ S | SO ₂ | CO ₂ | CH ₄ | C ₂ H ₄ | C ₃ H ₆ | C ₄ H ₆ | C ₆ H ₆ | C ⁻ | HS ⁻ |
| I | | | | | | | | | | 24.6 | | | 69 | 6.4 | | | | | 3.85 | |
| II | 11.55 | | 74.4 | 10.9 | 3.2 | | | | | 25.6 | | | 69.8 | 4.6 | | | | | 3.72 | 0.11 |
| IV | | 3.1 | 90 | | 6.9 | | | | | | 3.5 | | 96.5 | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | 20.1 | | | 62 | 6.8 | 11.1 | | | | | |
| | | | 76.8 | 2.1 | 3.3 | 1.4 | 13.3 | 1.6 | 1.5 | | | | 95.1 | 2.3 | | | 1.2 | 1.4 | | |
| VI | | | | | | | | | | 12.2 | 4.9 | 6.1 | 54.4 | 4.2 | | 15.6 | 2.6 | | | |
| | | | | | | | | | | 23.3 | | | 76.7 | | | | | | 2.94 | 0.15 |

a) 样品测试在国土资源部西安地质矿产研究所拉曼室完成

1 流体包裹体特征

绿柱石、白钨矿、石英中存在大量流体包裹体, 原生包裹体呈孤立状、星散状分布, 或成群分布. 包裹体的大小不一, 最小的小于 6 μm, 最大的可达 200 μm 以上, 多数为 10~30 μm. 在绿柱石和白钨矿中均见气-液-液-液四相包裹体, 国内、外尚未同类研究或发现的报道(图 2).

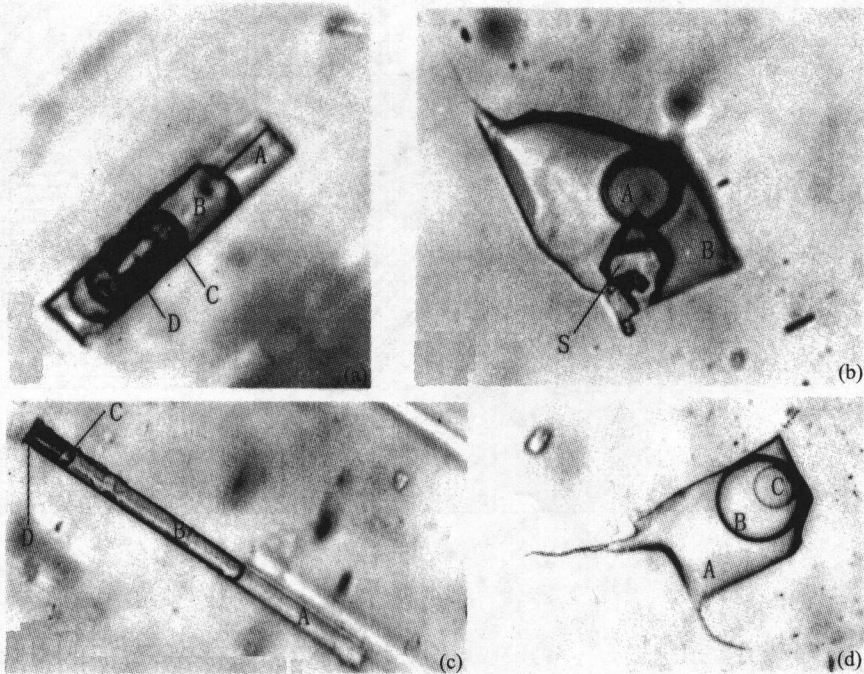


图 2 雪宝顶典型矿物流体包裹体照片

(a) 绿柱石四相流体包裹体; (b) 绿柱石多相流体包裹体; (c) 白钨矿含子晶多相包裹体; (d) 白钨矿三相包裹体. A. 盐水相 B. 贫水相 C. CO₂ 液相 D. CO₂ 气相 S. 子矿物

室温条件下流体包裹体的相数划分以下几种类型: (1) 液单相包裹体(I). 这类包裹体较

为少见, 在室温下仅含一个液相, 其成分 CO_2 和 H_2O , 其次为 CH_4 和 Cl^- ; (2) 气-液二相包裹体(Ⅱ). 在室温下这种包裹体中含有气、液两相, 其充填度 90%~95%. 液相成分以 CO_2 和 H_2O 为主, 含 CH_4 , Cl^- 和 HS^- ; 气相成分以 CO_2 , H_2O , CH_4 和 N_2 为主; (3) 子晶-气-液三相包裹体(Ⅲ). 此类包裹体除含子矿物之外, 其余相态特征与气液包裹体相同. 子矿物无色透明, 其形态呈浑圆状、不规则状等; (4) 气-液-液三相包裹体(Ⅳ). 这类包裹体中含有三相, 气液成分主要为 CO_2 , 含少量 CH_4 和 H_2S ; 液相 CO_2 中还含有少量 H_2S ; 液态 H_2O 中含有 CO_2 , CH_4 和 C_2H_4 ; (5) 子晶-气-液-液四相包裹体(Ⅴ). 这种包裹体除含有子矿物外其他特征与Ⅳ类包裹体相同; (6) 气-液-液-液四相包裹体(Ⅵ). 这类包裹体非常特殊, 到目前为止, 在国内、外尚未见到这种包裹体类型的报道. 由包裹体中心向外依次出现气相 CO_2 、液相 CO_2 、贫水 CO_2 液相和盐水溶液相(见表 1).

2 成矿物理化学条件

2.1 成矿温度

(1) 均一温度变化较大, 从 147~343℃, 但主要集中在 200~310℃之间, 应属中-低温范畴; (2) 不同矿物的均一温度有一定差异. 石英的均一温度变化范围最宽, 从 157~343℃; 方解石的均一温度数据比较分散(147~299℃); 绿柱石和白钨矿的均一温度数据较为集中, 峰值最明显, 绿柱石为 230~320℃、白钨矿为 200~280℃; (3) 同种矿物中不同包裹体类型的均一温度也不相同. 一般来说, Ⅳ类包裹体的均一温度高于同期形成的Ⅱ类包裹体的均一温度. 在绿柱石中, 31 个Ⅳ类包裹体的平均均一温度为 288℃, 37 个Ⅱ类包裹体的均一温度平均值为 261℃; (4) 空间上由矿体向大理岩、矿脉大致具有钠长石-石英-白云母-锡石-绿柱石-白钨矿-萤石-水晶-磷灰石的矿物分带, 矿物中的包裹体的平均均一温度大体上从 284℃(石英)→266℃(绿柱石)→234℃(方解石)→232℃(白钨矿)逐渐降低(表 2).

表 2 雪宝顶绿柱石-白钨矿矿床均一温度测定结果^{a)}

| 序号 | 样号 | 主矿物 | 包裹体类型 | 测定包裹体个数 | 实测均一温度范围/℃ | 平均值/℃ |
|----|--------|-----|-------|---------|------------|-------|
| 1 | XD07B2 | 绿柱石 | Ⅳ | 31 | 265~315 | 288 |
| 2 | XBD01 | 绿柱石 | Ⅱ | 10 | 239~279 | 258 |
| 3 | XBD03 | 绿柱石 | Ⅱ | 7 | 272~305 | 282 |
| 4 | XBD04 | 绿柱石 | Ⅱ | 10 | 206~279 | 252 |
| 5 | XBD05 | 绿柱石 | Ⅱ | 10 | 219~285 | 250 |
| 6 | XBD05 | 白钨矿 | Ⅳ | 31 | 164~303 | 239 |
| 7 | XBD06 | 白钨矿 | Ⅱ | 10 | 200~259 | 234 |
| 8 | XBD07 | 白钨矿 | Ⅱ | 10 | 200~252 | 230 |
| 9 | XBD08 | 白钨矿 | Ⅱ | 10 | 200~259 | 234 |
| 10 | XBD09 | 白钨矿 | Ⅱ | 10 | 212~259 | 239 |
| 11 | XBD10 | 白钨矿 | Ⅱ | 9 | 193~232 | 214 |
| 12 | XD09B2 | 石 英 | Ⅳ | 32 | 157~343 | 284 |
| 13 | XD04B6 | 方解石 | Ⅳ | 28 | 147~299 | 234 |

a) 样品测试在南京大学内生矿床成矿机制国家开放实验室和成都理工大学包裹体室完成

2.2 成矿压力

用 CO_2 密度法分别测定了绿柱石和白钨矿的形成压力(表 3). 测定结果表明, 矿床的形成压力为 15.2~27.4 MPa, 脉状矿体以静水压力(98 MPa/km)估算成矿深度为 0.16~0.28 km. 故认

为雪宝顶矿床属于浅成矿床. 其中, 绿柱石的形成压力(变化范围 15.2~26.3 MPa, 平均 18.8 MPa)比白钨矿的形成压力(范围 15.2~27.4 MPa, 平均 21.1 MPa)略低. 二者温压差异可能与其产出部位有关, 绿柱石主要产于岩体内接触带, 而白钨矿主要产于围岩裂隙系统中.

表 3 雪宝顶绿柱石-白钨矿矿床 CO₂ 密度法测定结果^{a)}

| 序号 | 样号 | 主矿物 | 测定包裹体个数 | 实测压力范围/MPa | 平均值/MPa |
|----|-------|-----|---------|------------|---------|
| 1 | XBD01 | 绿柱石 | 6 | 19.3~26.3 | 21.2 |
| 2 | XBD03 | 绿柱石 | 5 | 15.2~19.8 | 17.1 |
| 3 | XBD05 | 绿柱石 | 2 | 17.2~19.3 | 18.2 |
| 4 | XBD06 | 白钨矿 | 5 | 22.3~26.3 | 24.5 |
| 5 | XBD07 | 白钨矿 | 7 | 15.2~27.4 | 17.9 |

a) 样品测试在南京大学内生矿床成矿机制国家开放实验室和成都理工大学包裹体室完成

2.3 流体盐度

目前包裹体研究中通常以相当于 NaCl 的重量百分比来表示盐水溶液的浓度(盐度). 从获得的盐度资料(表 4)来看, 雪宝顶绿柱石-白钨矿矿床成矿流体的盐度具有以下特征: (1)实测盐度变化范围为 1.03%~15.0%(NaCl), 但 90%以上的数据低于 10%(NaCl), 故成矿流体属于低盐度的 NaCl-CO₂-H₂O 体系; (2)各种矿物的包裹体盐度差别不大, 特别是绿柱石、白钨矿的盐度基本一致, 主要分布在 3%~6% (NaCl)之间; (3)空间上自岩体向大理岩, 矿物中的包裹体流体平均盐度(%(NaCl))从 5.9(石英)→5.0(绿柱石)→4.5(方解石)→3.5(白钨矿), 显示出逐渐降低的变化趋势, 即从岩浆岩体向大理岩地层方向, 流体盐度有降低趋势.

表 4 雪宝顶绿柱石-白钨矿矿床盐度测定结果^{a)}

| 序号 | 样号 | 主矿物 | 包裹体类型 | 测定包裹体个数 | 实测盐度范围/% (NaCl) | 平均值/%(NaCl) |
|----|--------|-----|-------|---------|-----------------|-------------|
| 1 | XD07B2 | 绿柱石 | IV | 10 | 2.5~11.4 | 6.5 |
| 2 | XBD03 | 绿柱石 | IV | 5 | 2.61~4.32 | 3.45 |
| 3 | XBD04 | 绿柱石 | IV | 5 | 3.19~4.87 | 4.09 |
| 4 | XBD05 | 绿柱石 | IV | 6 | 3.38~7.48 | 5.88 |
| 5 | XBD05 | 白钨矿 | IV | 11 | 3.4~15.0 | 7.6 |
| 6 | XBD06 | 白钨矿 | IV | 5 | 2.03~4.87 | 3.52 |
| 7 | XBD07 | 白钨矿 | IV | 8 | 4.69~6.63 | 5.32 |
| 8 | XBD09 | 白钨矿 | IV | 4 | 1.03~1.83 | 1.43 |
| 9 | XBD09 | 白钨矿 | II | 3 | 1.73~4.17 | 3.09 |
| 10 | XBD10 | 白钨矿 | II | 6 | 3.21~5.99 | 4.51 |
| 11 | XBD10 | 白钨矿 | IV | 1 | 3.00 | 3.00 |
| 12 | XD09B2 | 石英 | IV | 11 | 1.3~13.3 | 5.9 |

a) 样品测试在南京大学内生矿床成矿机制国家开放实验室和成都理工大学包裹体室完成

3 同位素示踪与测年

3.1 He, Ar 同位素组成

为更深入探讨该区成矿流体(挥发份矿化剂)来源, 我们分析了主要矿物绿柱石、白钨矿、石英包裹体的稀有气体同位素组成(表 5). 结果表明尽管 He 浓度变化很大($(67.8\sim4111) \times 10^{-7} \text{cm}^3/\text{g}$ (STP)), 但 He 同位素组成较为均匀, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 变化范围由 $(1.91 \pm 0.02) \times 10^{-8}$ 至 $(9.6 \pm 0.6) \times 10^{-8}$, 基本上在 1 个数量级水平上. 石英和白钨矿的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值在误差范围内与典型地.

壳物质理论值(2×10^{-8})吻合,而不同于原始地幔(1.2×10^{-8})^[5],说明它们的 He 组分主要来源于 U 和 Th 元素的放射性衰变.放射成因 He 可能源自矿物结晶时 U 和 Th 元素原地放射性衰变和从成矿流体捕获两个过程,由于石英之类矿物放射性元素含量很低,不可能产生大量的 ^4He .同时放射性衰变将破坏晶体结构,由此形成的 He 更易扩散和迁移^[6].因此石英的 He 组分可能主要是结晶时从外界(成矿流体)捕获的放射成因 He,即石英包裹体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值反映成矿流体具有壳源特征.绿柱石包裹体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值高于白钨矿近 1 个数量级,可能表明流体演化早晚性质的变化,以及不同来源流体混合比例与矿物析出的先后顺序.

地球上所有 ^{38}Ar 和 ^{36}Ar 都是原始的,而 ^{40}Ar 则属放射成因.地球大气的 $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比值为 5.35, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 为 295.6^[7].从表 5 可见,石英样品的 $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比值与大气值吻合良好.与陨石捕获组分也非常一致(5.30~5.35),而 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值远高于大气,反映了地壳放射性成因 ^{40}Ar 的加入.如果纯放射性成因 Ar 组分的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \geq 1000$ ^[8],根据两端员混合模式,至少有 40% 的 Ar 是放射成因的.

表 5 雪宝顶气体同位素成分测试结果^{a)}

| 样品号 | 样品名 | $^3\text{He}/^4\text{He}$ | $^4\text{He}/\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ (STP) | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ | $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ | $^{40}\text{Ar}/\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ (STP) |
|-------|-----|----------------------------------|--|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---|
| XbD01 | 绿柱石 | $(9.6 \pm 0.6) \times 10^{-8}$ | 4111×10^{-7} | | | | 量太多 |
| XbD05 | 石英 | $(6.9 \pm 0.1) \times 10^{-8}$ | 231×10^{-7} | 1559 ± 8 | 8293 ± 105 | 5.3 ± 0.1 | 1.85×10^{-7} |
| XbD06 | 白钨矿 | $(1.91 \pm 0.02) \times 10^{-8}$ | 67.8×10^{-7} | 351 ± 1 | 2036 ± 316 | ^{38}Ar 微量 | 2.13×10^{-7} |

a) 国家国土资源部矿床地质研究所测试, MI 1201 IG 惰性气体同位素质谱仪(乌克兰)

3.2 C, O 同位素

由表 6 可知,雪宝顶矿床中热液矿物流体包裹体 CO_2 的 C 同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围很小,从 -5.94‰ 到 -4.98‰ ,极差仅 0.96‰ ,平均值 -5.43‰ .热液矿物流体包裹体 O 同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值变化范围从 11.75‰ 到 14.20‰ ,极差 2.45‰ ,平均 12.50‰ .

表 6 雪宝顶矿物流体包裹体 C, O 同位素(PDB)测试结果^{a)}

| 样品编号 | $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}/\text{‰}$ | $\sigma/\text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$ | $\sigma/\text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}(\text{SMOW})^{b)}$ | 备注 |
|--------|--|-------------------|---|-------------------|---|-----|
| XD02B1 | -5.91 | 0.02 | -18.00 | 0.02 | 12.30 | 石英 |
| XD05B1 | -5.69 | 0.02 | -18.17 | 0.02 | 12.15 | 石英 |
| XD08B2 | -5.32 | 0.02 | -17.56 | 0.02 | 12.75 | 石英 |
| XD09B2 | -5.94 | 0.02 | -18.56 | 0.02 | 11.75 | 石英 |
| XbD01 | -5.51 | 0.02 | -18.52 | 0.02 | | 绿柱石 |
| XbD03 | -5.09 | 0.02 | -16.11 | 0.02 | | 绿柱石 |
| XbD06 | -5.00 | 0.02 | -18.11 | 0.02 | | 白钨矿 |
| XbD08 | -4.98 | 0.02 | -17.09 | 0.02 | | 白钨矿 |

a) 中国科学院地质与地球物理研究所测试,质谱仪 MAT-252

b) $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 计算结果据 $1000 \ln \alpha_{\text{O-H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$

Barnes^[9]认为,由平均地幔岩石部分熔融所形成的岩浆碳之 $\delta^{13}\text{C}$ 值大多在 $(-5 \pm 2)\text{‰}$ 的狭窄范围之内.据此对比雪宝顶矿床矿物流体包裹体, CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -5.43‰ ,显然不同于海相碳酸盐岩石的 C 同位素组成($(0.56 \pm 1.55)\text{‰}$),更不同于变化较大的淡水成因的碳酸盐 C 同位素,而与岩浆成因 C 同位素组成($(-5.1 \pm 1.4)\text{‰}$)、火成碳酸岩白云石的 C 同位素组成($(-5 \pm 0.7)\text{‰}$)、地幔岩石部分熔融所形成的岩浆 C 同位素组成($(-5 \pm 2)\text{‰}$)十分相近.故认为该矿床含矿流体中的碳可能主要来自深部(属深源内生 C),与岩浆活动有关.

Палин 等人^[9]对火成碳酸岩中白云石样品测试的 O 同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围从 8.2‰到 11.3‰, 平均 $(9.34 \pm 1.11)\text{‰}$, 而围岩中方解石的 O 同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围从 20.8‰到 21.8‰, 平均 $(21.13 \pm 0.52)\text{‰}$; 火成岩的 O 同位素的组成因岩石类型不同而异, 就其总的变化范围来说, $\delta^{18}\text{O}$ 值一般为 5‰~13‰, 大多数碳酸岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 6‰~9‰, 与火成岩接近, 而比沉积碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 要低得多. 雪宝顶矿流体包裹体的 O 同位素组成(SMOW) $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 12.50‰, 明显低于海相灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(22‰~30‰)^[9], 也低于淡水灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(18‰~25‰), 而与火成岩浆碳酸岩的 O 同位素组成(6‰~10‰)相近.

3.3 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年及其等时线年龄

据四川省区域地质志资料(1991), 雪宝顶花岗岩体黑云母样品 K-Ar 法同位素年龄值为 244 Ma, 以此代表成岩年龄, 与区域印支晚期的岩浆活动时代吻合. 我们采用石英的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 快中子活化法定年研究, 以解决雪宝顶矿床的成矿时代. 测试结果(表 7)获得其坪年龄为 (191.847 ± 0.685) Ma. 在石英 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年技术中, 当坪年龄是由 3 个加热阶段以上的数据点构成时, 还可以就该组数据进行等时线年龄计算. 因为本文所测数据是在同一个样品完成, 所以满足等时线计算样品同源、同时并具化学封闭性条件的要求^[10]. 鉴于“马鞍型”年龄谱即过剩 Ar(低温相在流体包裹体中, 通常在 400~700℃之间析出; 高温相在石英晶体中, 一般

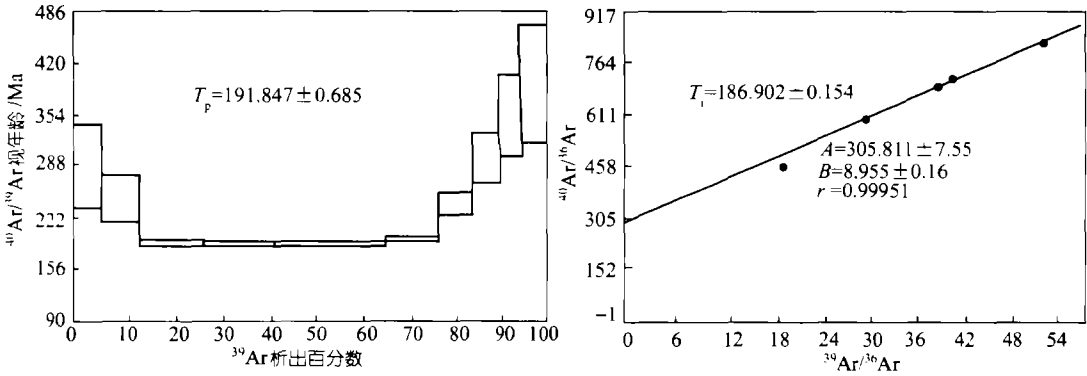


图 3 雪宝顶石英 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄谱及等值线年龄

表 7 雪宝顶石英 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 快中子活化法定年数据^{a)}

| 加热阶段 | 加热温度 /℃ | $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$ | $(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$ | $(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$ | $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$ | $^{39}\text{Ar}_{\text{L}}/\text{mol}$ ($\times 10^{-12}$) | $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{L}} \pm 1\sigma$ | $^{39}\text{Ar}_{\text{L}}/\%$ | 视年龄/Ma $\pm 1\sigma$ |
|------|---------|--|--|--|--|---|--|--------------------------------|----------------------|
| 1 | 460 | 59.489 | 0.1533 | 0.7499 | 0.2263 | 0.318 | 14.44 ± 2.8 | 6.00 | 292.58 ± 53.54 |
| 2 | 640 | 47.541 | 0.1202 | 0.6102 | 0.18 | 0.424 | 12.21 ± 1.8 | 8.02 | 250.27 ± 29.58 |
| 3 | 760 | 18.344 | 0.0308 | 0.2465 | 0.0617 | 0.714 | 9.26 ± 0.3 | 13.50 | 193.02 ± 3.45 |
| 4 | 850 | 16.082 | 0.0234 | 0.2090 | 0.0526 | 0.793 | 9.19 ± 0.2 | 14.99 | 191.57 ± 2.64 |
| 5 | 930 | 14.124 | 0.0169 | 0.1767 | 0.0490 | 1.23 | 9.13 ± 0.2 | 23.27 | 190.28 ± 2.02 |
| 6 | 1000 | 15.918 | 0.0225 | 0.4182 | 0.0861 | 0.619 | 9.32 ± 0.2 | 11.70 | 194.07 ± 2.62 |
| 7 | 1100 | 35.260 | 0.0809 | 0.4906 | 0.1387 | 0.401 | 11.47 ± 1.0 | 7.58 | 236.16 ± 15.42 |
| 8 | 1200 | 45.620 | 0.1058 | 0.5543 | 0.1679 | 0.318 | 14.51 ± 1.7 | 6.00 | 293.86 ± 31.61 |
| 9 | 1350 | 54.505 | 0.1261 | 0.6439 | 0.1892 | 0.257 | 17.44 ± 2.4 | 4.86 | 347.73 ± 52.63 |
| 10 | 1550 | 62.366 | 0.1452 | 0.5283 | 0.1398 | 0.216 | 19.69 ± 3.1 | 4.07 | 388.05 ± 76.06 |

a) 中国科学院地质与地球物理研究所 Ar-Ar 法定年实验室测试, RGA-10 气体源质谱计(英国 VSS 公司)

b) $\lambda = 5.543 \times 10^{-10}/\text{a}$

1000℃以后析出)影响地质年龄的真实性,所以取年龄谱中最小视年龄代表矿物的结晶年龄。等时线年龄为 (186.902 ± 0.154) Ma(图 3)与坪年龄一致,属燕山早期产物,亦即表明矿物结晶溶液形成于岩浆期(224 Ma),成矿热液活动主要发生在岩浆期后(186~192 Ma)。

4 讨论

(1) 经研究发现控制矿床(田)的是雪宝顶穹隆体构造,与我们在龙门山-锦屏山造山带南段研究富碲穹隆体构造类似^[11]。由于区域大规模深断裂及扬子西缘上地幔幔坡带活动,深成作用为成矿提供了动力、热源、挥发组分和部分金属元素,导致地壳上部物质的活化与重组,这是影响元素聚集或分散的内动力条件。成矿系统中普遍发育的钠长石化、电气石化、无机碳(石墨化)等深成流体蚀变现象,表明雪宝顶绿柱石-白钨矿脉状矿床成矿作用具有深源与壳源物质(流体)与能量的交换特征。

(2) 热液矿物中多相流体包裹体经激光拉曼光谱单包体成分测试,表明成矿流体富含挥发组分,盐度一般低于10% (NaCl),属于低盐度富含 CO_2 的热水溶液。从岩浆岩体向大理岩地层方向,流体温度、盐度都有降低趋势,说明成矿热液的运移能量可能来自于岩浆岩体,大量烃类存在可能预示后期地壳来源流体的参与。而矿物流体包裹体中发现罕见的四相流体包裹体,由中心向外依次出现 CO_2 气、液、贫水液相和盐水溶液,说明流体状态可能经历气-气液-液相演化和不混溶体系的复杂过程。均一测温主要范围在200~310℃,计算成矿深度0.16~0.28 km之间,属于中、低温浅成热液矿床。

(3) 流体包裹体He、C、O同位素示踪结果说明深成流体参与了成矿作用,并与围岩系统溶液组分混合。石英和白钨矿的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值说明它们的He组分主要来源于U和Th元素的放射性衰变,反映成矿流体具有壳源特征。绿柱石包裹体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值高,表明流体演化早晚性质的变化,以及来源流体混合比例不同与矿物析出的顺序(绿柱石先于白钨矿)。

矿物流体包裹体 CO_2 C同位素($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ 平均值为-5.43)与岩浆成因(-5.1 ± 1.4)和火成碳酸岩白云石的C同位素组成(-5 ± 0.7)以及地幔岩石部分熔融所形成的岩浆C同位素组成(-5 ± 2)十分相近,故认为成矿流体中的C可能是区内深成活动的产物。O同位素组成($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 平均值12.50)与火成岩浆碳酸岩的O同位素组成($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 值为6~10)相近,故认为雪宝顶矿床的O同位素组成具有深源热液及其蚀变作用特征。

(4) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测年结果(186.902 ± 0.154) Ma表明成矿作用或成矿流体沉淀发生在燕山早期,即矿物结晶形成于岩浆作用(224 Ma)后期。

雪宝顶绿柱石-白钨矿脉状矿床富挥发分成矿流体研究表明,区域含矿流体的形成(即碱性岩浆与围岩物质能量交换作用)可能发生于印支晚期扬子西缘上地幔幔坡带活跃,随造山隆升,射气作用带给盆地幔源富挥发分(如 CO_2)和部分成矿元素的流体,通过盆地边缘虎牙关同生断层与沉积埋藏流体混合交换(以 $\delta^{18}\text{O}$ 组成为示踪标志),其化学活性、溶解能力都大为增加,溶解盆地内大面积岩石的有用物质和沉积物中金属元素并活化转入流体,形成多源成矿流体。随后成矿流体充填-沉淀作用(元素聚集就位)发生在燕山早期,水平减压导致的断裂破碎带形成并受侧向持续动力影响的推覆构造^[12],使之富O和大气He及Ar随大气降水渗入,流体循构造排泄、沉淀导致矿(床)体就位,在龙门山形成独特的钨(锡)铍稀有金属脉状矿床。

致谢 骆耀南总工程师、侯立玮高级工程师在研究工作中给予指导,刘开榜工程师参加了研究和野外考察,作者在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 林金辉,曹志敏,李佑国,等.雪宝顶绿柱石的谱学研究.岩石矿物学杂志,2000,19(4): 367~375.
- 2 胡瑞忠,钟 宏,叶造军,等.金顶超大型铅-锌矿床氮、氩同位素地球化学.中国科学, D 辑, 1998, 28(2): 208~213
- 3 孙晓明, Norman D I, 孙 凯, 等. 粤中坑金银矿成矿流体 N_2 -Ar-He 示踪体系及来源. 中国科学, D 辑, 1999, 29(3): 240~246
- 4 侯增谦,李延河,艾永德,等.冲绳海槽活动热水成矿系统的氮同位素组成.幔源氮证据.中国科学, D 辑, 1999, 29(2): 155~162
- 5 Lupton J E. Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to primordial components in the Mantle. Am Rev Earth Planet Sci, 1983, 11: 371~414
- 6 Honda M. Experimental studies of He and Ar degassing during rock fracturing. Earth Planet Sci Lett, 1982, 59: 83~89
- 7 王先彬. 稀有气体同位素地球化学和宇宙化学. 北京: 科学出版社, 1986. 77~89
- 8 Ozima M, Podosek F A. Noble Gas Geochemistry. London: Cambridge University Press, 1983. 127~147
- 9 Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Second Edition. New York: John Wily & Sons, 1979
- 10 桑海清,王松山,胡世玲,等.石英的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年方法及 Ar 同位素质谱分析.质谱学报, 1994, 15(2): 17~27.
- 11 曹志敏,温春齐,李保华,等.首例独立碲矿床成因探讨.中国科学, B 辑, 1995, 25(6): 647~654
- 12 骆耀南,俞如龙,侯立玮,等.龙门山-锦屏山陆内造山带.成都:四川科技出版社, 1992. 10~35