

文章编号: 1000- 6524 (2002) 02- 0143- 08

西华山钨矿床中熔融包裹体的初步 研究与矿床成因探讨

常海亮, 黄惠兰

(宜昌地质矿产研究所, 湖北 宜昌 443003)

摘 要: 过去一直认为西华山黑钨矿石英脉是高中温热液充填而成。研究发现, 在黑钨矿石英脉的绿柱石中存在与流体(气液)包裹体共生的流体-熔体包裹体和熔融包裹体, 表明形成黑钨矿石英脉的成矿流体是一种岩浆-热液过渡性流体。并讨论了熔融体与金属成矿作用的关系。

关键词: 黑钨矿石英脉; 绿柱石; 熔融包裹体; 岩浆-热液过渡流体; 江西; 西华山

中图分类号: P618. 67; P571

文献标识码: A

A preliminary investigation of melt inclusions and genesis of Xihuashan tungsten deposit

CHANG Hai-liang and HUANG Hui-lan

(Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, China)

Abstract: It used to be considered that the wolframite-quartz veins in Xihuashan orefield has been crystallized from hyperthermal or mesothermal solution. Reported here are fluid-melt inclusions and silicate inclusions within beryl of the wolframite-quartz veins, which coexist with gas-liquid inclusions. This suggests that the metallogenetic fluids should be a kind of magmatic hydrothermal solution. The present paper has probed into the relationship between melt and metallization.

Key words: wolframite-quartz veins; beryl; melt inclusion; magmatic hydrothermal transitional fluid; Jiangxi; Xihuashan orefield

1 矿床地质概况

西华山钨矿床位于南岭东西向复杂构造带的东段北侧、江西南部北东向池江大断裂的北盘, 是西(华山)-漂(垌)钨锡成矿带最南端的一个脉钨矿床。在西-漂成矿带上, 由北东至南西呈等距性(2.4~5.3 km)分布着棕树坑钨矿、漂垌钨矿、大龙山钨矿、木梓园钨矿、

收稿日期: 2001- 11- 24; 修订日期: 2002- 03- 20

基金项目: 中国地质调查局国土资源大调查资助项目(200113900018)

作者简介: 常海亮(1940-), 男, 高级工程师(教授级), 长期从事流体包裹体研究。

荡坪钨矿和西华山钨矿。6 个矿床的赋存深度大致在 800~ 100 m, 而与之相关的花岗岩体则自南西往北东方向侧伏, 因而仅西华山、荡坪两个钨矿床产于花岗岩体之内接触带。

西华山钨矿床位于西华山复式花岗岩株之西南端。早期为中粒斑状黑云母花岗岩(151 Ma), 晚期为中细粒黑云母花岗岩(148 Ma)(刘家齐, 1989)。矿床成因主要与晚期侵入体有关, 但在空间上两期花岗岩都可以是赋矿围岩。花岗岩具高硅($\text{SiO}_2 > 75\%$)、富碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.36\%$, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$)特点, W、Sn、Mo、Be 等元素丰度很高。矿化面积约 2.4 km², 工业矿脉 600 余条, 脉长一般为 200~ 600 m, 脉幅一般为 0.2~ 0.6 m, 工业矿化深度一般为 60~ 200 m。脉体走向近东西, 倾向北, 倾角为 70°~ 85°; 脉侧上部围岩有较强的云英岩化, 下部则主要是碱性长石化。根据矿物组合和穿插关系, 可将成矿作用分为 4 个阶段(刘家齐等, 1989), 其中第 1 阶段为绿柱石-黑钨矿-石英(长石)脉, 熔融包裹体即赋存于该阶段矿脉的绿柱石中。

2 流体包裹体基本特征

2.1 水溶液包裹体及成矿溶液

卢焕章(1986)、刘家齐(1986, 1989, 2000)、张理刚(1985)、穆治国(1982)等曾对西华山钨矿床的气液包裹体类型、组成相态及相比关系、均一化温度、流体成分和盐度、成矿压力和成矿溶液的碳氢氧稳定同位素组成等做了十分详尽的研究, 概括起来有如下几点共识: ①流体包裹体类型主要为两相水溶液包裹体(气液包裹体), 不存在气体包裹体和高盐度包裹体, 表明溶液不曾沸腾, 压力相对较高; ②溶液成分以 H₂O 为主(一般占 96% 以上), CO₂ 含量低(一般 < 4%), 还有少量 CO、CH₄、N₂、H₂ 等; ③溶液中的阴阳离子浓度很低, 阳离子主要是 K、Na, 分别为 4~ 6($\times 10^{-6}$)和 3~ 8($\times 10^{-6}$), Ca²⁺、Mg²⁺ 含量甚微; 阴离子主要是 Cl⁻ 和 F⁻ (< 5×10^{-6}); ④水溶液的盐度较低, 成矿作用早期一般为 7%~ 10% NaCl, 晚期逐渐降低(直至接近 1%), 也表明溶液中的 Cl 含量不高; ⑤气液包裹体的均一温度多低于 350 °C, 一般为 180~ 300 °C; ⑥水溶液的密度为 0.7~ 0.9 g/cm³; ⑦根据气液包裹体计算的成矿压力为 30~ 100 MPa; ⑧成矿溶液的氢氧同位素组成具有岩浆水特征, 但在成矿作用晚期逐渐变成以大气降水为主; 矿床中辉钨矿、黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿等的 $\delta^{34}\text{S}$ 的变化范围较窄(-1.1‰~ +2.2‰), 表明硫化物中的 S 来自单一的深部岩浆源; 溶液中 CO₂ 和方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 皆具有深源特点。

2.2 硅酸盐熔融包裹体及成矿熔体

常海亮等(2001)在西华山绿柱石-黑钨矿-石英脉的绿柱石中首次发现了与气液包裹体共生的熔融包裹体和流体-熔体包裹体, 从而证实形成西华山钨矿床的成矿流体不是单一的水溶液, 而是由硅酸盐熔融体与超临界水溶液共存的岩浆-热液过渡性流体。绿柱石中的流体包裹体十分发育, 其类型主要有熔融包裹体、流体-熔体包裹体和两相水溶液(气液)包裹体 3 种。其中气液包裹体的数量最多, 熔融包裹体数量最少。3 种包裹体密切共生或各自相对独立成群。除沿裂隙分布的次生气液包裹体外, 其余都呈自由分布或沿绿柱石晶体的结晶生长带分布(图 1-1, 2), 表明它们是原生的和同时的。根据熔融包裹体内含物的形态、颜色、光性、突起以及加热时的热变化行为等(常海亮, 1985; 夏林圻, 1984), 可以获知熔融包裹体主要由硅酸盐玻璃及其晶出物和水蒸气等组成。流体相通常分散在固体物质空

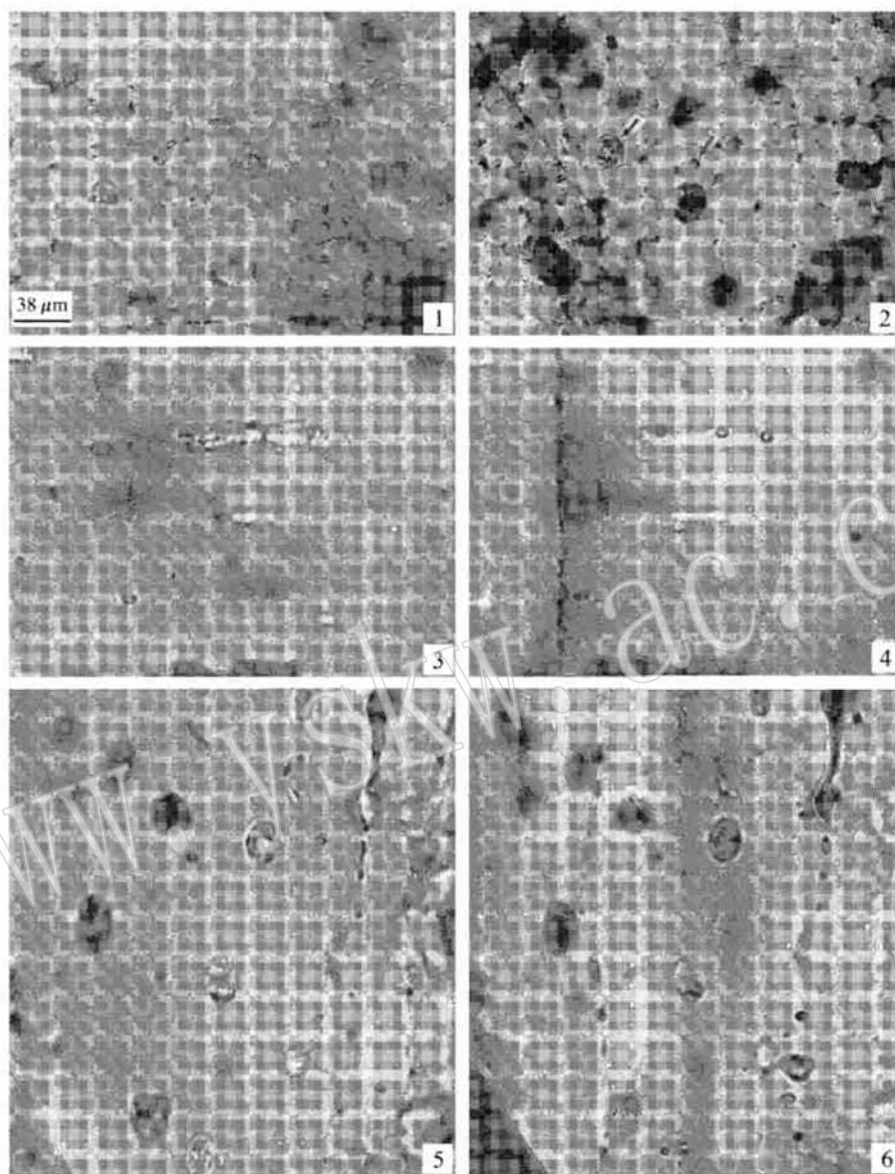


图1 西华山钨矿床熔融包裹体

Fig. 1 Melt inclusions in Xihuashan tungsten deposit

1—绿柱石中玻璃质(或含结晶质)熔融包裹体、流体-熔融包裹体以及共存的气液包裹体的形态和分布特征(室温);
 2—绿柱石中含结晶质熔融包裹体(视域中心箭头所指处, 13.6 μm)及流体-熔融包裹体(视域左侧前头所指处, 约40 μm), 两个包裹体之间还有许多细小熔融包裹体和流体包裹体(室温);
 3—绿柱石中中长柱状玻璃-结晶质熔融包裹体(23.8 μm)(室温);
 4—3 中长柱状熔融包裹体加热至 730 $^{\circ}\text{C}$ (恒温 15 小时) 淬火后, 包裹体中的结晶质已全部熔化, 玻璃中有 3 个分散的小气泡;
 5—绿柱石中玻璃-结晶质熔融包裹体群(约 8 μm)(室温);
 6—5 中包裹体群在加热至 730 $^{\circ}\text{C}$ (恒温 15 小时) 淬火后的情形

隙或包裹体之边壁。其体积百分数为 10% 左右。熔融包裹体多为 3~ 12 μm 。那些小于 6 μm 或形态为长柱状者, 往往仅由玻璃相+ 气泡(不圆)组成, 甚至为单相玻璃包裹体。熔融

包裹体的形态较规则,主要呈圆形、椭圆形、柱状或绿柱石的负晶形(图 1-1~3,5)。

对于参与黑钨矿成矿作用的水溶液特征已积累了大量资料,但与其共存的硅酸盐熔融体的特性却不为人知。笔者按照夏林圻(1984)所确定的加热程序,曾测定过大量的硅酸盐熔融包裹体,惟西华山黑钨矿石英脉绿柱石中熔融包裹体实现均一化平衡所需的时间最长,表明西华山黑钨矿石英脉的成矿熔体粘度很高且成分主要是 SiO_2 。笔者在测定香花岭岩黄玉斑晶中一个约 $22\ \mu\text{m}$ 的熔融包裹体时,仅用了 7 小时,便在 $720\ ^\circ\text{C}$ 时实现了均一化,其始熔温度仅 $480\ ^\circ\text{C}$,始熔后每升高 $20\ ^\circ\text{C}$ 就能看到包裹体中固相物质出现高度熔化和明显的相变特征(常海亮,1985)。而西华山黑钨矿石英脉绿柱石中的熔融包裹体,仅是那些 $3\sim 6\ \mu\text{m}$ 的玻璃质熔融包裹体可以在 $720\ ^\circ\text{C}$ 时实现均一化,而且总共用了 $23\sim 25$ 小时,其始熔温度较高($530\ ^\circ\text{C}$)。另一 $8.5\ \mu\text{m}$ 的熔融包裹体(图 1-5,6)在历时 25 小时,温度达到 $730\ ^\circ\text{C}$ 时仍未达到均一化。绿柱石中另一个 $13.6\ \mu\text{m}$ 近于圆形的含结晶质熔融包裹体(图 1-2)在加热至 $430\ ^\circ\text{C}$ 左右开始变暗,直至 $720\ ^\circ\text{C}$ 前包裹体中未发生明显变化,后在 $720\ ^\circ\text{C}$ 相继恒温 2.5 小时、1.5 小时和 1 小时的情况下,方能察觉其中的气体在缓慢移动,逐渐形成两个相连的气泡并进一步收缩成一个小气泡,但还有少量固相物质未熔完。对高粘度的硅酸盐熔融包裹体来说,其体积越大消除浓度梯度所需的时间也就越长。出现如此粘稠熔融体的原因可能是由于被熔离出来的这种熔融体成分主要是 SiO_2 ,其中少量的 Li 、 Na 、 K 、 Rb 、 Cs 、 Be 、 Mg 、 Ca 、 Fe 、 Mn 等在云母、长石、绿柱石、黑钨矿等结晶时便已基本耗尽,致使剩余 SiO_2 熔融体的硅氧四面体只能靠共用顶角氧相互连接,因而粘度极高。

Audetat 等(2000)在研究 $\text{Sn}-\text{W}-\text{F}$ 矿化 Mole 花岗岩流体包裹体时,在含 W 、 Sn 的伟晶岩脉、黄英岩和石英-黄玉云英岩的黄玉中都发现有与水溶液包裹体共生的熔融包裹体和流体-熔融包裹体。黄玉中熔融包裹体实现均一化平衡所需的时间也很长。例如其中一个 $30\ \mu\text{m}\times 40\ \mu\text{m}$ 的熔融包裹体,当加热至 $550\ ^\circ\text{C}$ 并恒温 15 小时,包裹体中的结晶相出现明显熔化;后不断进一步加热和长时间恒温,最后在 $720\ ^\circ\text{C}$ 并恒温 10 小时条件下包裹体实现均一化,整个实验共历时 38 小时以上。同一黄玉晶体中另一更大($80\ \mu\text{m}\times 80\ \mu\text{m}$)熔融包裹体的加热实验历时 100 小时以上,而在 $720\ ^\circ\text{C}$ 时尚未实现完全均一化。

夏林圻(1984)在对流纹岩玻璃包裹体进行加热时,总时间一般不超过 12 小时,通常只恒温 2 小时左右便能使熔融包裹体实现真正的均一化平衡。尽管同类成分岩石中的结晶质熔融包裹体实现均一平衡的时间需要长一些,但不致于相差太多。大小相同的包裹体达到均一平衡所需时间的长短主要与硅酸盐熔体粘度的高低有关。遗憾的是,我们暂时尚未测得这种包裹体的主要成分,未获知其定量粘度值,原因是用于测试的熔融包裹体都太小,不适于作探针分析;Audetat 等也未提供有关黄玉中熔融包裹体的 Si 、 Al 含量。

3 讨论与结论

3.1 关于由 SiO_2 熔体形成黑钨矿石英脉型矿床的可能性

上述资料充分表明,西华山脉钨矿床是在岩浆-热液过渡阶段形成的,当时成矿流体与成矿熔体并存。郭文魁(1983)根据野外地质观察也得出了类似认识。根据黑钨矿的分布特点、矿脉与围岩关系、矿脉形态和围岩蚀变等特点,他认为西华山脉钨矿床不是岩浆期后热液矿床;黑钨矿在岩浆结晶作用初期即已开始结晶,石英脉是在岩体中结晶相大大超过

60% 流体相远远小于 40% 的情况下, 岩石尚处于塑性或蠕流状态下形成的。Audetat (2000) 关于 Sn-W-F 矿化 Mole 花岗岩的包裹体资料和微化学分析结果表明, 锡钨矿化云英岩脉黄玉中确实存在硅酸盐熔融包裹体, 与之共存的还有高盐度卤水包裹体和气体包裹体, 也证实黑钨矿化是在岩浆-热液过渡阶段形成的, 其成矿流体是一种浆-液(气)共存的流体-熔体。然而, 黑钨矿石英脉到底是从水溶液中结晶的还是主要由 SiO_2 熔体结晶的, 尚需进一步讨论。

从现有的资料看, 在西华山脉钨矿床中, 石英脉可能不是从水溶液中结晶的, 而是由花岗质岩浆中熔离出来的 SiO_2 熔体形成的。依据如下:

(1) 西华山黑钨矿石英脉的水溶液中 W 含量极低。对黑钨矿石英脉石英中气液包裹体提取液进行的比色法测定(刘家齐等, 1986) 结果表明, 6 个含矿石英脉石英样品中 W 含量仅为 $(0.01 \sim 0.7) \times 10^{-6}$ (平均为 0.487×10^{-6}), 另一晚期钨矿石英脉石英样品中 W 含量为 0.6×10^{-6} 。看来无论是含矿石英脉还是非含矿石英脉, 气液包裹体水溶液中 W 的浓度都很低, 远远低于西华山花岗岩中钨的平均含量 (31×10^{-6}), 也低于赣南花岗岩中的钨平均含量 (3.5×10^{-6}) (卢焕章, 1986), 甚至低于世界花岗岩中钨的平均含量 ($1.42 \sim 2.00$) $\times 10^{-6}$ 。尽管这一分析结果有待成矿前或同成矿期气液包裹体以及与之共存的熔融包裹体中 W 含量的佐证, 但看来如此低浓度的热水溶液难以形成规模巨大的西华山钨矿床。

(2) SiO_2 在热水溶液中的溶解度极低, 即使在矿化剂含量很高的水溶液中, 其溶解度亦十分有限。据 Kennde(1950) 的实验资料, 在 70 MPa 和 400 °C 时, SiO_2 在 H_2O 中的溶解度仅 1 500 mg/L。同时, H_2O 在花岗质岩浆中的含量也很少。据 Holtz(1994) 资料, 我们估计西华山花岗岩熔体中水的含量很难超过 5%。西华山岩体出露面积不足 20 km^2 , 围绕西华山花岗岩岩株的内接触带还相继有罗坑、生龙口、荡坪、下锣鼓山和牛孜石 5 个脉钨矿床。仅西华山钨矿区 2.4 km^2 范围内, 就有 600 余条含钨石英大脉, 其中 90% 以上的矿物是石英。如果这些石英都是从水溶液中沉淀出来的, 那么所需的水量必定相当可观。很难想象仅从不到 20 km^2 花岗岩岩株的熔体中能分异出那么多的岩浆热液。

(3) 黑钨矿石英脉本身不存在大量水溶液进入和离去的迹象。从黑钨矿石英脉脉壁至脉的中心大致相继出现辉钼矿-绿柱石-锡石-黑钨矿-毒砂-黄铜矿-黄铁矿的沉淀分带; 在垂直方向上, 由上往下相继出现锡石-绿柱石-黄玉-黑钨矿-辉钼矿-黄铜矿-黄铁矿-闪锌矿-方铅矿-方解石的沉淀分带。这表明矿物的结晶作用是由脉壁往中心和由上往下逐渐进行的。在脉体的中上部还经常有直径约 20~100 cm 的晶洞, 说明成矿作用是在封闭条件下发生的。这种封闭性还可从流体包裹体盐度、氢氧同位素组成以及均一温度等变化特征得到进一步证实(刘家齐等, 1986, 2000; 刘家齐, 1989; 穆治国等, 1982; 张理刚, 1985)。在黑钨矿石英脉晶洞水晶大量结晶之前, 水溶液的盐度和氢氧同位素组成基本稳定不变, 且明显具有岩浆热液特征, 仅在晶洞形成以后, 在水晶结晶的中后期逐渐有天水渗入, 使包裹体盐度相应降低, 同时氢氧同位素值逐渐演变成以大气降水为主。

(4) 单一热水溶液发育的地方并未造成钨的工业富集, 或仅有矿化现象。在石英脉形成过程中, 曾有一定数量的热水溶液由脉内渗入脉侧围岩并使之产生强烈的云英岩化和钾化, 但工业矿体始终限于既有硅酸盐熔体又有热水溶液的石英脉内, 而脉侧蚀变带中 WO_3

的品位一般仅万分之几^①,如果偏高,主要与晚期黑钨矿被白钨矿交代而成细脉迁入围岩有关。此外,脉内晶洞是热水溶液特别发育的另一主要场所,虽然其中有时也有锡石、黑钨矿、白钨矿、辉钨矿等自形晶,但同样未形成工业富集。这表明成矿溶液所携带的矿物质很少。

(5) 在花岗岩岩浆演化结束阶段能熔离出富含 SiO_2 熔融体。Mаpa Kyllев(1983, 1984, 1993)通过实验证实,花岗岩熔体最终能熔离出在成分上相当于伟晶岩的富 F 和富碱金属硅酸盐熔体与另一富 SiO_2 的熔融体,同时还有不混溶的水溶液, W Sn Mo 等主要残留在熔融体中。He Kpa COB(1984)也做了锡在硅酸盐中的不混溶实验,在含 Sn^{2+} (15%) 的花岗岩-氯化物体系中熔离出贫 Sn^{2+} 的铝硅酸盐熔体相和富 Sn^{2+} ($\geq 17\%$) 的 SiO_2 熔体相,因此他认为前苏联花岗岩中一些含 W Sn Mo 的石英脉并非热液产物,而是在花岗岩演化的最后阶段产生的不混溶熔体-溶液中形成的。王联魁等(1983, 2000)通过野外、室内深入研究和成岩成矿实验,证实南岭 Li-F 花岗岩(包括西华山花岗岩)存在广泛的岩浆液态分离,并认为与之有关的 W Sn 矿床应为岩浆液态分离产物,朱永峰等(1995)、彭省临等(1995)的研究亦证实了这一点。

(6) 大量实验证实,当熔体与热液共存时, W Sn Mo Li F 等主要集中在熔体中,很少进入热液(彭省临等, 1995; Keppler *et al.*, 1991; Webster *et al.*, 1996; Xитpaров, 1982)。彭省临等(1995)用邓阜仙(含钨锡)斑状花岗岩+ NaCl+ HF+ H_2O 做实验,在 150 MPa 和 850 °C 条件下发现熔体(浅色)、熔体(深色)、流体三者不混溶, W Sn 的流-熔分配系数很小,进入流体相中的 W Sn 远远低于热液成矿的浓度值 10×10^{-6} ,说明在超临界温压条件下,从花岗质岩浆中分离出来的热液难以形成钨锡矿床,但在所获得的浅色和深色两种不混溶熔体(玻璃)中, W Sn 在浅色熔体(富 SiO_2) 中的分配系数高达 4.18 和 3.82,表明 W Sn 具有强烈富集于 SiO_2 熔体的特性。

(7) Audetat(2000)对澳大利亚 Sn-W-F 矿化 Mole 花岗岩流体包裹体进行 LA-ICP-MS 分析的结果证实,随着花岗岩熔体结晶分异演化程度的增高,残余熔体-溶液中 W 含量呈数量级上升。如 Mole 花岗岩 10 个全岩样品分析中, W 的平均含量为 1.4×10^{-6} ; 在斑状花岗岩石英斑晶中,熔融包裹体 W 的平均含量为 13×10^{-6} ; 在最晚侵入的微粒花岗岩黄玉熔融包裹体中, W 含量增至 103×10^{-6} ; 而当岩浆演化到石英黄玉云英岩阶段,黄玉熔融包裹体中 W 含量高达 $(100 \sim 150) \times 10^{-6}$ 。不过由于成矿作用发生在开放沸腾条件下,使溶液被大量浓缩而形成高盐度水溶液,而且由于 Mole 花岗岩的 Si Al Na K F Cl 等的含量与西华山花岗岩略有差别,导致 W 在水溶液中的高度富集,达 $(1000 \sim 1500) \times 10^{-6}$ 。

3.2 关于黑钨矿石英脉中为什么只有两相水溶液包裹体

既然石英脉是由 SiO_2 熔体结晶而成,那么石英中为什么未发现 SiO_2 熔体包裹体? 某种矿物结晶时产生流体包裹体的根本原因,是由于该矿物所需要的“养料”在时间或空间上供应不足。虽然西华山黑钨矿石英脉中的绿柱石和石英都是从熔体-溶液体系中结晶的,但绿柱石除需要硅酸盐熔体中的 SiO_2 这一“养料”外,还需要有充足的 Be Al K 等,如果 $\text{AlBe}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ 供应不足,就会使生长晶体的部分表面无法继续生长,而由浸泡晶体的介质(水溶液或 $\text{AlBe}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ 含水量很低的硅酸盐熔体)所占据,从而形成两相水溶液包裹体或硅酸盐熔融包裹体等。

^① 江西 908 队, 1965. 西华山花岗岩体多阶段侵入与多次成矿作用。

石英的结晶时间和所需要的“养料”与绿柱石不尽相同。从西华山黑钨矿石英脉的矿物共生组合和结晶顺序可知,石英是较晚或最后从 SiO_2 熔融体中结晶的,它结晶时的介质也是 SiO_2 熔融体和共存的超临界水溶液,因此它所需要的“养料”—— SiO_2 是很充足的。即使在空间或时间上一时供应不上,也只能被与之共存的水溶液所占据,形成两相水溶液包裹体,并且由于形成压力较高和体系处于封闭状态,使溶液不可能沸腾而出现气体包裹体和高盐度包裹体等。当石英冷却至 $620\sim 573\text{ }^\circ\text{C}$ (大致相当于是 $100\sim 0.1\text{ MPa}$ 压力条件) 时,由于石英发生 $\alpha\rightleftharpoons\beta$ 转变,体积出现明显收缩,可使晶体中的原生气液包裹体遭到破坏并形成大量次生气液包裹体。正因为如此,西华山黑钨矿石英脉中的原生两相水溶液包裹体通常只分布在绿柱石、萤石或晶洞内的水晶中,而在大量块体石英中主要是一些沿裂隙分布的次生气液包裹体。

References

- Audetat A. 2000. Magmatic hydrothermal evolution in a fractionating granite: A Microchemical study of the Sn-W-F-mineralized Mole granite (Australia) [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19): 3373~3393.
- Chang Hailiang. 1985. A study on the melting inclusions in the porphyritic topaz phenocrysts of Xianghualingite, Hunan province [J]. *Bull. Yichang Inst. Geol. Mineral Resources, C.A.G.S.* 9: 33~42 (in Chinese).
- Chang Hailing, Huang Huilan. 2001. Discovery and its significance of melt inclusions within beryl from the wolframite-quartz veins in Xihuashan orefield, Jiangxi [J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, 2: 21~27 (in Chinese).
- Guo Wenkui. 1983. Metallization of Xihuashan tungsten deposit—An example linking magmatic deuteric infiltration with hydrothermal lodes [J]. *Mineral Deposits*, 2: 1~14 (in Chinese).
- Holz F and Johannes W. 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts: generated in the crust: a reevaluation and implications [J]. *Lithos*, 56: 1~14.
- Kepler H, et al. 1991. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U and Th between melt aqueous fluid in the systems haplogranite H_2O —HCl and haplogranite— H_2O —HF [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 139~150.
- Liu Jiaqi and Chang Hailing. 1987. Thermobarogeochemical study on some Yanshanian granitic intrusions and related tungsten deposits in the Nanling region [A]. *Yichang Institute of Geology and Mineral Resources. Research Reports of the Geology and Mineral Resources of Nanling [C]*. Wuhan: College of Geology Press, 145~196 (in Chinese).
- Liu Jiaqi. 1989. The Xihuashan granite and its mineralization [J]. *Bull. of the Chinese Academy of Geological Sciences*, 19: 83~104 (in Chinese).
- Liu Jiaqi, Zeng Yishan. 2000. The stable isotopic composition of fluid inclusions in a mega-quartz crystal [J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, 2: 1~5 (in Chinese).
- Lu Huanzhang. 1986. The Origin of Tungsten Mineral Deposits in South China [M]. Chongqing Publishing House, 161~172 (in Chinese).
- Mu Zhiguo, Huang Fusheng, Chen Chengshi, et al. 1982. Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of Piaotang and Xihuashan quartz vein-type tungsten deposits, Jiangxi Province [A]. *Proceedings of the Symposium on Tungsten Geology [C]*. Geological Publishing House, 153~170 (in Chinese).
- Peng Shenglin, Chen Zilong, Chen Xu, et al. 1995. New evidence for the liquation mineralization of W and Sn [J]. *Journal of Central South University of Technology*, 2: 143~147 (in Chinese).
- Wang Liankui, Zhu Weifang and Zhang Shaoying. 1983. Liquid segregation—One of the main modes of differentiation of the Nanling granite [J]. *Geological Review*, 4: 365~373 (in Chinese with English abstract).
- Wang Liankui, Huang Zhilong. 2000. Liquid Segregation and Experimental of LiF Granite [M]. Beijing: Science Press, 213~240 (in Chinese).
- Webster J D, et al. 1996. Volatile and lithophile trace element geochemistry of Mexican tin rhyolite magmas deduced from melt

- inclusions[J]. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 60: 3 267~ 3 282.
- Xia Linqi. 1984. Kinetic behaviour of the homogenization process of silicate melt inclusions[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 3: 323~ 329 (in Chinese).
- Zhu Yongfeng, Zeng Yishan, Ai Yongfu. 1995. The experimental study about the liquid immiscibility and ore-forming process in felsic magma[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1: 1~ 8 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Ligang. 1985. The Application of the Stable Isotop to Geology[M]. Shanxi Science and Technology Publishing House, 167~ 172 (in Chinese).
- Некрасов ИЯ. 1984. О возможном генезисе рудоносных кварцевых тел в дифференцированных гранитных массивах[J]. *ДАН СССР*. Т., (5): 276.
- Малянов С Д и др. 1984. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав- флюид[J], *Геохимия*, (2) С: 183~ 196.
- Малянов А А и др. 1983. Петрогическая модель эндогенного рудообразования, Геол[J]. рудных месторождений, (1): 3~ 20.
- Малянов А А. 1984. Проблема рудоносности гранитов, Геол[J]. рудных месторождений, (5): 3~ 15.
- Маракшев А А и др. 1993. Экспериментальное Исследование процесса Рудной Концентрации В гранитных системах[J]. Докл АН., 4: 497~ 501.
- Хитаров Н И и др. 1982. Распределение Zn, Cu, Pb, Mo, между флюидной фазой и силикатным расплавом гранитного состава при высоких температурах и давлениях[J]. *Геохимия*, (8) С: 1094~ 1107.

附中文参考文献

- 常海亮. 1985. 香花岭岩黄玉斑晶中熔融包裹体的研究[J]. *中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊*, 第九号: 33~ 42.
- 常海亮, 黄惠兰. 2001. 西华山黑钨矿石英脉绿柱石中熔融包裹体的发现及其意义[J]. *华南地质与矿产*, 2: 21~ 27.
- 郭文魁. 1983. 西华山钨矿床的金属矿化作用[J]. *矿床地质*, 2: 1~ 14.
- 刘家齐, 常海亮. 1986. 南岭地区某些燕山期花岗岩及其脉钨矿床温压地球化学研究[A]. *宜昌地矿所. 南岭地质矿产科 研报告集(1)*[C]. 武汉地院出版社, 145~ 196.
- 刘家齐. 1989. 西华山花岗岩及其成矿作用[J]. *中国地质科学院院报*, 第 19 号: 84~ 104.
- 刘家齐, 曾贻善. 2000. 一个巨大水晶中流体包裹体稳定同位素地球化学特征[J]. *华南地质与矿产*, 2: 1~ 5.
- 卢焕章. 1986. *华南钨矿成因*[M]. 重庆出版社, 42~ 207.
- 穆治国, 黄福生, 陈成世, 等. 1982. 漂塘—西华山石英脉型钨矿床碳、氢、氧稳定同位素研究[A]. *钨矿地质讨论会论文集*[C]. 地质出版社, 325~ 338.
- 彭省临, 陈子龙, 陈旭 等. 1995. 钨锡液态分离成矿的新证据[J]. *中南工业大学学报*, 2: 142~ 147.
- 王联魁, 朱为方, 张绍应. 1983. 液态分离——南岭花岗岩分异方式之一[J]. *地质论评*, 4: 365~ 373.
- 王联魁, 黄智龙. 2000. Li-F 花岗岩液态分离与实验[M]. 北京: 科学出版社, 213~ 240.
- 夏林圻. 1984. 硅酸盐熔融包裹体均一化过程的动力学性质[J]. *地质科学*, 3: 323~ 329.
- 朱永峰, 曾贻善, 艾永富. 1995. 长英质岩浆中液态分混溶与成矿作用关系的实验研究[J]. *岩石学报*, 2: 143~ 147.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 陕西科学技术出版社, 167~ 172.