

湘西层控白钨矿床地质特征及其成矿作用

包正相

(中国有色金属长沙公司245队)

内容提要:湖南西部层控白钨矿床,主要分布于江南地轴西缘雪峰弧形构造带的东段和中段,赋存于元古界板溪群浅变质的硅铝质碎屑岩内。矿床的空间分布总是与特定的地层层位联系在一起,其下常有不整合面或假整合面存在,地层控矿的专属性是这类矿床的重要地质特征。

区内东西向、北东向构造的转折或复合部位,以及主干断裂旁侧的羽状断裂带,是矿床的主要控矿构造;而矿化强度则受到岩石物理性质和化学成分的制约。矿体具有多层性,多数为盲矿体。

成矿作用是在区域地层具有较高的初始钨丰度基础上发生的。区域变质作用或花岗岩浆侵入是成矿物质活化转移的主要热源。成矿流体为低盐度、中低温度,以变质水为主并有大气循环水加入的混合热液。硫同位素组成具变质硫特点。属于变质热液成因的层控白钨矿床。

主题词:层控白钨矿床 地质特征 成矿作用 湖南西部

湖南西部层控白钨矿床,包括钨铋金不同矿物组合的矿床,主要分布于雪峰隆起区。它与著名的赣南钨矿相比^[1],有其较为独特的成矿地质特征。

一、区域地质环境

湘西层控白钨矿床,位于江南地轴雪峰弧形构造带。区内广泛发育着元古界冷家溪群、板溪群,厚度逾2万米。它是一套具复理石和类复理石建造特征的浅变质浅海相碎屑岩系。武陵运动导致板溪群与冷家溪群之间不整合;雪峰运动使代表地槽沉积的板溪群一起卷入,并在雪峰弧形构造核心地带形成褶皱基底,使震旦系与之呈不整合接触;而在更广泛的地区,则表现为上升运动,二者呈假整合接触。

区内震旦系、寒武系层序较完整,为浅海相地台型碎屑岩-碳酸盐岩沉积,分布于雪峰隆起带两侧,厚度805.3—1205.4m。志留系、奥陶系为砂页岩建造。由于加里东运动,致使晚志留世的沉积在区内缺失。泥盆系只出露跳马涧组砂岩。石炭系、二叠系为台地相碳酸盐岩沉积,零星分布于隆起带的断陷盆地中。经三叠纪末的印支运动后,海水几乎全部退出,基本上结束了海相沉积历史。侏罗系的陆相碎屑岩,广泛分布于西部沅麻盆地和东部的常桃盆地一带。侏罗纪时期开始引发的以断块运动为特征的早期燕山运动,是继印支运动以后较为强烈的一次运动,并导致雪峰古隆起全部褶皱成山。下第三系红色碎屑岩,主要分布于以东的洞庭湖地区。

岩浆岩不甚发育。计有加里东期的岩坝桥(53—36Ga)、桃江(39.6Ga)花岗岩岩株、印

支期和燕山早期的沧水铺 (22.5Ga) 和大神山 (18.8—17.5Ga) 花岗岩岩株^①。其间除大神山花岗岩外, 多数花岗岩与区内层控白钨矿床无时、空联系。此外, 酸—基性浅成岩脉零星分布于冷家溪群、板溪群以及古生代地层内, 与成矿无关。

二、矿床主要地质特征

区内层控白钨矿床主要分布于雪峰弧形构造带的东段和中段 (图1), 其矿床主要地质特征是:

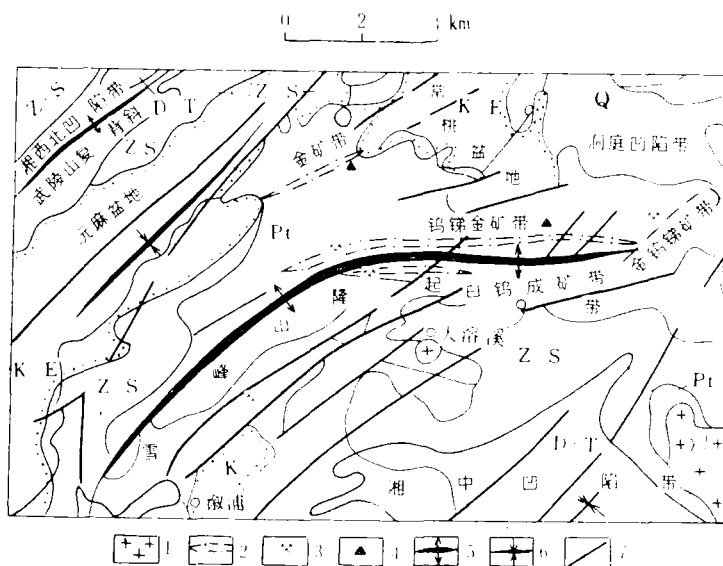


图1 湘西层控白钨矿床区域地质图

1—侵入体; 2—矿带; 3—钨矿床; 4—脉状交错矿床; 5—背斜轴; 6—向斜轴; 7—断层

Fig. 1. Regional geological map of western Hunan showing stratabound scheelite deposits.

1—Intrusive body; 2—Ore belt; 3—Tungsten deposit; 4—Crossed veinlike deposits; 5—Axis of anticline; 6—Axis of syncline; 7—Fault.

(一) 矿床赋存于一定层位 矿床主要赋存于板溪群, 少数见于震旦系和寒武系 (表1)。其空间上的分布, 不仅总是与特定的地层层位联系在一起, 而且产于同一层位的相邻矿体, 其成矿层位在地层、岩性柱状剖面上可以对比, 有些类似于沉积矿床的矿体地质特征, 是区内层控白钨矿床重要的成矿标志。如产于震旦系下统南沱砂岩组内的大溶溪白钨矿床^[2], 在含矿地层厚58m的空间内, 有4层矿体平行产出。主要矿体位于南沱砂岩组上部 (I层矿) 和底部 (IV层矿), 前者距含矿层顶界4.76—8.76m, 呈层状、似层状; 次要矿体 (II、III层矿) 位于含矿层中下部, 分别距其顶界27.01—37m和37.38—45.53m, 呈似层状、透镜状。所有矿体均与围岩整合接触, 在地层—岩性柱状剖面上的位置基本相当 (图2)。

(二) 矿床常产于海侵序列的底部或下部位, 或区域上为一套碳酸盐岩层中, 成矿的富集作用受构造控制 湘西层控白钨矿床所赋存的含矿层位与下伏地层在地史上曾有过沉积间断——地层的不整合或假整合存在, 或者是区域沉积韵律的交替变化部位, 而且似乎这个沉

① 湖南省地质科学研究所, 1979, 湖南花岗岩

表 1 湘西层控白钨矿床层位、特征综合表
Table 1. Comprehensive characteristics of stratigraphic horizons for stratabound scheelite deposits in western Hunan

层位	矿床名称	岩石组合	矿体特征				近矿围岩蚀变	金属矿物组合
			形态	产状	类型	控矿构造		
下寒武统	小烟溪组	黑色页岩夹薄层硅质岩	层间脉带状	与地层基本整合或略斜交	细脉带	层间破碎	硅化	白钨矿为主,少量辉钨矿
下震旦统	安化大溶溪白钨矿床	上部为粉砂质板岩夹碳酸盐岩薄层,中下部为石英砂岩	层状、似层状	与地层一致	层带浸染状、微细脉状	层间剥离、层间破碎、节理裂隙	似矽卡岩化、硅化	白钨矿
	五强溪组	含钙质粉砂岩、变质砂岩及层凝灰岩	透镜状	与层理一致或斜交	微细脉带	微细羽状裂隙及节理裂隙	弱硅化	白钨矿
板溪群	桃源沃溪钨矿(化)点	紫红色板岩、钙质板岩	层状、似层状	与地层一致	大脉带为主,次为细脉带	层间剥离、层间破碎、羽状裂隙	退色化、硅化、黄铁矿化等	白钨矿、辉钨矿、自然金
	桃源西安白钨矿床	紫红色钙质板岩夹数层状、似层状碳酸盐岩	柱板状、柱状	与地层基本一致	网脉带	剥离构造及羽状裂隙	退色化、硅化	白钨矿
	桃源桃安钨金矿床		柱板状				退色化、硅化、黄铁矿化	白钨矿、自然金
冷家溪群	桃江西冲钨金矿床	灰绿色板岩	柱板状	基本一致		层间破碎	退色化、硅化、黄铁矿化	辉钨矿、白钨矿、自然金

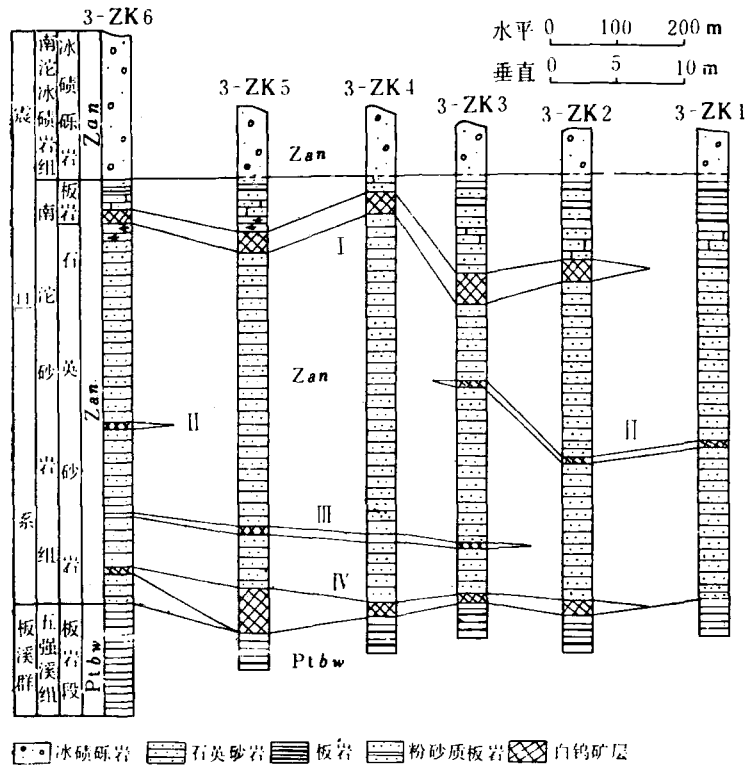


图2 大溶溪白钨矿床柱状对比图

Fig. 2. Columnar correlation of the Darongxi scheelite deposit.

积间断时期愈长,形成的白钨矿床规模亦愈大,矿石品位愈高。例如,赋存于板溪群马底驿组的西安白钨矿床,与下伏地层冷家溪群呈不整合接触,位于不整合面上的含矿层,是矿床的主要赋矿部位(图3)。主矿层沿不整合面延长790m,延深大于1500m,平均厚度2.78m,品位较富。矿体呈层状、似层状,分布方向与构造线一致,主要沿北东向郭家冲主干断裂旁侧展布,其成矿富集部位往往是断裂交汇处、断裂弯曲部位以及低序次裂隙和平缓褶曲处等,而远离断裂矿化明显减弱以致消失。由于湘西层控白钨矿的成矿富集作用受构造的控制,所以它又具有较显著的成矿方向性。

(三) 成矿具多层性,多数矿体为盲矿体 湘西层控白钨矿床的另一重要地质特点是成矿具多层性,矿体产状形态以层状、似层状为主,与地层基本一致,并与地层一起经受区域变质和构造变形(图4)。主要构造带(包括几个矿床)沿走向断续延伸可达10km之多。单个矿体最大长度350m,最大倾斜延深超过1700m,成为柱板状。

地质观察表明,成矿多层性的产生与形成,与含矿岩系的钙质岩石(或碳酸盐岩)的多层性及构造脆弱面的多个性有关。前者为白钨矿液的选择交代创造了有利的岩石化学条件,后者提供了良好的容矿空间,两者的结合便产生了成矿的多层性。

大量的勘探资料证实,区内无论产于哪一层位的白钨矿床,多数矿体具有盲矿体性质,地表仅有微弱的蚀变或构造破碎带作为标志,有的矿床(如西安),矿体甚至隐伏在200m深度

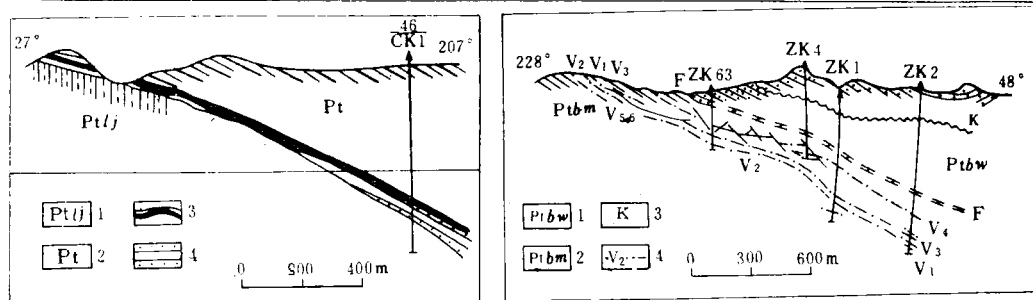


图3 西安白钨矿床46线地质剖面图(左图)

1—冷家溪群; 2—板溪群; 3—含矿层; 4—紫红色板岩、砂岩

Fig. 3. Geological section along No. 46 exploration line of the Xian scheelite deposit (left).

1—Lengjiaksi Group; 2—Banxi Group; 3—Qre-bearing bed; bed; 4—Purplish red slate and sandstone.

图4 沃溪钨锑金矿床第4线地质剖面图(右图)

1—五强溪组石英砂岩; 2—马底驿组紫红色板岩; 3—白垩系红色砂砾岩; 4—矿体及编号

Fig. 4 Geological section along No. 4 exploration line of the Woxi tungsten-antimony-gold deposit (right).

1—Quartz sandstone of Wuqiangxi Formation; 2—Purplish red slate of Madiyi Formation; 3—Cretaceous red sandstone conglomerate; 4. Orebody and its serial number.

以下, 这在找矿和成矿预测工作中值得引起人们注意。

(四) 矿化强度受岩石物理性质和化学成分制约 主要表现是, 矿体在成矿岩性剖面中, 往往被限制在岩石微细层理(韵律层)及节理裂隙均较发育的含钙质、粉砂质、铁锰质板岩和不纯的碳酸盐岩等的岩层内, 其上覆为具塑性和不透水性的板岩或泥质岩层, 在成矿作用过程中对矿化剂起着屏蔽作用, 促使成矿作用在物理性质有着明显差异的两种岩石接触面附近发生; 相反, 单一的岩石, 如砂岩、凝灰质砂岩等成矿条件差。这是因为, 不同岩性变化部位, 或沉积岩层韵律交替部位, 在构造作用下易于产生剥离构造和层间破碎, 上覆塑性岩层为成矿作用创造了封闭、半封闭环境, 矿质使在不同的压力梯度下发生沉淀。

本区白钨矿床的含矿岩石, 虽然大多数属于铝硅酸盐类, 但这类岩石一般含有一定数量的钙质(平均CaO 1~10%); 若是碳酸盐类岩石则属于高钙低镁成分(CaO 30.70~45.6%, MgO 0.23~1.71%)。该含钙岩石或高钙低镁的碳酸盐岩石, 利于含矿热液进行渗滤交代作用, 因为岩石中较多的CaCO₃能与WO₄²⁻发生离子交换而形成白钨矿。

例如, 沃溪矿床含矿地层为紫红色含钙绢云母板岩, 平均含SiO₂ 59.76%, CaO 2.86%, MgO 1%, 其中CaO高出非矿化的紫红色板岩(含CaO仅0.38%) 7.5倍; 尤其是矿床内矿体最富厚的地段(IV号脉)也是含矿层CaO含量最高(达7.69%)的岩性段。因此, 在一定意义上说, 在铝硅酸盐类碎屑岩石中, WO₃含量高低与CaO含量成正比关系。

西安矿床的含矿层主要为石灰质泥灰岩、泥灰岩和白云质泥灰岩, 平均含CaO 43.17%、MgO 2.45%、SiO₂ 11.22%, 属于高钙低镁含陆源碎屑的不纯碳酸盐类岩石。一旦含矿层岩石相变为单一的粘土质泥灰岩时, 矿体随之由柱板状变为扁豆体; 若延伸至钙质板岩或含灰质的白云质泥灰岩时则急剧尖灭。

(五) 近矿围岩蚀变以退色化、硅化为主, 矿物组分简单 除大溶溪白钨矿床外, 大多数矿床的近矿围岩蚀变以退色化最普通, 硅化最重要。在其蚀变过程中, 岩石内 SiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 组分增高, CaO 、 Fe_2O_3 减少, 泥质物重结晶, 绢云母呈鳞片状定向排列。但由于成矿温度低, 大多数围岩化学性质不活泼, 故总体蚀变较弱, 分布范围仅限于矿体顶底板附近, 然而却是寻找盲矿体和成矿构造的重要标志。单就硅化而言, 白钨矿化强度与其呈同步消长趋势。

大溶溪白钨矿床是区内唯一与花岗岩侵入体有关的沉积-改造似矽卡岩类型的矿床, 赋存于燕山早期大神山花岗岩外接触带的下震旦统南沱砂岩组的有利部位。据104件花岗岩光谱分析资料统计, W平均丰度值为8.7ppm, 低于含矿地层(54.8ppm)6倍。然而, 却由于花岗岩浆的侵入产生热接触变质效应, 也是矿质活化转移的热源。含矿岩石为以石英、透辉石、透闪石和石榴石为主的硅钙质角岩, 其次为变质石英砂岩等。

矿石以条带状、浸染状、角砾状和网脉状构造为特征。矿石矿物成分以白钨矿为主, 并含有辉锑矿、自然金, 以及少量或微量黄铁矿、黑钨矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿和毒砂等。脉石矿物主要为石英或石英、方解石, 次为绢云母、白云石、绿泥石、叶蜡石和磷灰石, 或石榴石、透辉石、透闪石等矽卡岩矿物等。

(六) 成矿作用是在低盐度、中低温条件下进行的, 硫同位素组成具变质硫特征 据沃溪^①、西安^[3]矿床测试资料, 包裹体成分绝大多数是水, 属 $\text{Na}(\text{K})\text{-Ca-Cl}$ 型; 气相成分主要为 CO_2 , 属 $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-H}_2$ 型。包体溶液的主要阳离子含量的总趋向为: $\text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$, Na/K 比值为2~3。从早期到晚期Na浓度增高, K降低, 或者基本恒定(西安); Ca从早期到晚期的变化为0.53~0.16mol/L。矿物包裹体的盐度平均值为7.5和1.1wt%NaCl, 比较集中分布在3~6wt%NaCl之间, 具一般低浓度大气成因的热液特征。20件石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于15.3~19.5‰之间, 计算成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有承袭变质前页岩的氢氧同位素组成特征。结合5件包裹体水的 δD 值(-64~-118‰), 表明成矿流体是以变质水为主, 并有大气循环水加入的混合热液。均一法测得的不同成矿阶段的石英包裹体温度从早到晚逐渐递减(396→143℃)。

矿床硫同位素组成的显著特点, 是富集轻硫, $\delta^{34}\text{S}$ 值为-2.2~-12.9‰, 而且由下部层位向上逐渐由富集轻硫转向到富集重硫(渣滓溪矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 值为8.02‰); 其次, 矿床内不同硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值较集中, 变化中等(离差<10‰), 尤其是同一矿物离差更小, 表明它们是在相同的物理-化学条件下形成的。上述硫同位素组成特征与元古代地层沉积变质型硫化矿物硫同位素组成对比, 具有变质硫的特征。另外, 据沃溪矿床元古代地层含硫量测定, 其含量在34~330ppm, 含矿层则高达300~3800ppm, 推测成矿作用所需要的硫可能主要来自地层特别是含矿层。

三、成矿作用与矿床分布规律

(一) 成矿作用分析

1. 沉积作用导致了矿源层的形成, 并呈现出地层控矿的专属性。纵观湘西层控白钨矿

① 罗献林等, 1984, 论湘西沃溪金锑钨矿床的成因

床,其空间分布均与含矿岩系一致,尤其与其含钙岩石或碳酸盐岩分布一致。换句话说,在该类含矿岩系中,含钙岩石或碳酸盐类岩石分布范围,基本上也就是矿化分布范围,一旦含矿层发生相变(尖灭)或是被花岗岩同化,白钨矿体即不存在。由于成矿作用发生在含矿岩系本身,聚矿环境一般也没有超出含矿层位,因此,矿源层与容矿层在空间上是一致的。

从矿床赋存的部位来看,一般在地史上均有过沉积间断存在,含矿岩系往往位于海侵岩系的底部、下部,或区域沉积韵律的交替部位。成矿元素钨的初始富集,与吸附作用有关。因为,处在这种大地构造背景下,经过构造运动后首次沉积旋回的海侵相序中,古陆风化而提供的丰富物源必为当时古陆边缘的凹地所接受。经过风化、剥蚀、搬运作用,在沉积成岩阶段,钨可呈离子吸附状态分散在粘土(或灰泥)、铁锰质、细砂质的岩石中,亦可由微粒白钨矿呈重矿物形式出现,从而导致在含矿岩系中形成高丰度的背景值,成为区域成矿的矿源层,呈现出地层控矿的专属性。人们可以根据地层初始元素的丰度值,建立地层-地球化学剖面,从而有效地进行找矿和成矿预测工作。

统计资料表明(表2),区内含矿岩系的钨丰度值,一般高出地壳平均含量的6倍。另据沃溪矿床资料,含矿地层的钨丰度值低于区域地层的平均含量,可能的原因是,含矿层经过变质热水溶液渗滤结果,钨以侧分泌方式向成矿部位运移,从而产生含矿地层钨含量的低值区,这也是成矿元素来自含矿地层的佐证。

表2 湘西层控白钨矿床含矿岩系钨元素丰度值统计

Table 2. Tungsten abundance of ore-bearing horizons for stratabound scheelite deposits in western Hunan

矿床名称	控矿层位	采样位置	样品数(件)	W ^① (ppm)	相当地壳丰度值倍数 ^②	
曾家溪白钨矿床	小烟溪组	区域	247	5	3	
大溶溪白钨矿床	南沱砂岩组	矿区	561	54.8	37	
渣滓溪白钨矿化	五强溪组	区域	812	3.2	2	
沃溪钨铋金矿床	五强溪组	区域	15	8.3	6	
		矿区	32	11.8	8	
	马底驿组	区域	39	9.7	7	
		矿区	75	7.2	5	
西安白钨矿床	马底驿组	区域	上覆层	25	12	8
		含矿层	53	4.5	3	
		下伏层	22	10	7	

①除沃溪钨铋金矿床为光谱定量分析外,余均为光谱半定量分析

②地壳钨丰度值按1.5ppm(泰勒,1964)

尤其有意思的是,如大溶溪白钨矿床,由含矿岩系向上,随着地层时代的变新,钨丰度值出现明显递减趋向。即下伏地层五强溪组含W13.29ppm(171件),含矿地层南沱砂岩组含W54.8ppm(561件),上覆地层南沱冰碛砾岩组含W8.6ppm(480件),陡山沱组含W8.7ppm(15件),灯影组含W5.1ppm(22件)。这一事实也表明了形成于雪峰运动后初次海侵序列的南沱

砂岩组钨丰度值达到高峰,随着远离该假整合钨丰度值降低。

2. 多旋回的构造作用引起钨元素活化转移,并在不同的构造部位富集成矿。区内具矿源层特征的含矿岩系,均不同程度地经历过武陵运动、雪峰运动、加里东运动和燕山运动等多次构造作用的影响。随着构造运动的发生与发展,在宏观上产生了与区域同步的褶皱构造和断裂构造,成矿元素随之发生活化与转移。斯时岩石中的原生水,在压力、温度升高时发生脱水反应,成矿物质便随着这一部分水从岩石中析出,向压力、温度梯度降低的方向汇集转移。处于同一构造作用下,在两种不同岩石性质接触面附近,易于产生层间剥离、层间破碎、层间断裂等,利于矿液的迁移与聚集,从而形成产状形态均较稳定的层状、似层状矿体。而产于岩性单一的脆性岩层内的矿体(脉),由于层间构造不发育,矿液一般只能沿着节理裂隙活动,形成细脉状、网脉状、透镜状等矿体,部分矿脉产状与围岩斜交,但矿化仍局限于一定岩层层位。

3. 岩浆侵入产生的热能,促使层间(粒间)水加热循环,吸取矿源层中的钨,并使之转移富集成矿。花岗岩多属改造型,由于岩浆侵入而产生的热接触变质效应,使含矿岩石发生重结晶和矿物重新组合,发生不同程度的角岩化,形成宽广的热变质晕,并在半封闭的状态下,使钨发生活化转移,向着有利的层间构造及节理裂隙发育的部位聚集成矿。伴随着岩浆期后热液作用,除在花岗岩内接触带沿与区域构造线一致的裂隙构造产生含钨石英脉、云英岩化钨矿脉外,尤其在外接触带产生硅化作用,形成沿层或穿层的石英脉或网脉,产生白钨矿化与闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿和毒砂等硫化物的共生现象,导致叠加矿化作用。成矿作用的机理受着矿源层的制约,矿体延伸至花岗岩或非矿源层时则突然中断。

4. 成矿具多阶段性。矿床的成矿阶段归纳起来可分两期两个阶段:①白钨矿成矿期;②硫化物矿化期(包括早期阶段、晚期阶段)。其中白钨矿成矿期,为氧化条件,是矿床最早的矿化期(沃溪矿床局部出现少许黑钨矿),矿化规模大。该期之后,继之而来的硫化物矿化广泛发育,它是在比较还原的条件下形成的。早期硫化物大量出现,并具清晰的条带状构造,晚期少量硫化物呈不规则网脉状穿插于早期矿化阶段矿物的裂隙中。据沃溪矿床包裹体液相成分中pH、Eh值测定资料,pH值变化于6.14~8.12之间,平均为6.68,Eh值在早期石英-白钨矿矿化阶段为304.6mV和379.5mV,石英-硫化物阶段为330.7~104.5mV,晚期石英-碳酸盐阶段为344.4mV,说明本区成矿过程经历了氧化→还原→氧化三阶段,而且是在一个比较连续的过程中完成的。

(二) 矿床分布规律

1. 矿床的空间分布受含矿岩系、构造或构造-岩浆岩的复合控制,其分布范围与含矿岩系尤其是钙质岩石或碳酸盐岩层大体一致。

2. 矿床空间分布还受着沉积古地理环境的制约^①。钨矿床的矿源层一般发育在构造旋回的底部、下部,以及区域韵律层的交替部位,其形成与钨的吸附和重矿物富集有关。在地槽区,以类复理石的钙质沉积最易形成矿源层;在地台区,以浅海相泥灰质、砂泥质及铁锰质最易形成矿源层。

3. 矿床的形成与构造有关,多数矿床赋存于雪峰弧形构造带内的东西向、北东向构造

① 花友仁, 1982, 我国华南钨矿的成因分类及时空分布

的转折部位或复合部位,以及主干断裂旁侧的次级羽状断裂带内。

4. 花岗岩浆的侵入是形成似矽卡岩白钨矿床的必要条件之一。当其沿着有利构造部位侵入到矿源层及其附近时,便在外接触带的热变质晕圈内,形成层状、似层状矿床。矿床的成矿作用既受层位控制,亦受接触带制约。

总之,湘西层控白钨矿床,其成矿作用发生在地层具有钨丰度异常的区域,沉积岩层具有较高的初始钨丰度是这类矿床形成的先决地质条件。形成的矿床均赋存于特定层位,其下一般都有代表地壳运动的不整合面或假整合面存在。矿体产状形态及其变化特点有些类似于沉积矿床,相邻矿体成矿部位可作地层-岩性柱状剖面对比。矿化的富集程度与岩石物理性质和化学成分有关,局部产状形态又有其随机性。

由于区域变质作用或花岗岩浆侵入所产生的热能,能使钨在酸的溶蚀下,以 HWO_4^- 或钨酸杂多的形式进行迁移。由于在其低温条件下的可溶性和迁移性,如 $\text{H}_3[\text{Sb}(\text{W}_3\text{O}_{10})] \cdot x\text{H}_2\text{O}$,一旦与碱性溶液发生中和,就形成白钨矿、石英、辉钨矿组合。此种矿化作用过程,是含钨的原生层状岩石,经变质作用、侵入作用,导致再生成矿作用而富集成矿。故矿床属于变质热液成因的层控白钨矿床类型。

成文过程中,参考了湖南省地质科学研究所、湖南冶金地质 237 队有关资料,并得到我队杨秀君、欧雅兰等的热忱协助,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 〔1〕 朱焱龄、李崇佑、林运淮 1981 赣南钨矿地质 江西人民出版社
- 〔2〕 包正相 1984 层控白钨矿床新层位及其地质特征 地质论评 第30卷 第6期
- 〔3〕 万嘉敏 1985 湘西西安白钨矿床的流体包体和轻稳定同位素研究 地质地球化学 第9期

GEOLOGICAL FEATURES AND MINERALIZATION OF STRATABOUND SCHEELITE DEPOSITS IN WESTERN HUNAN

Bao Zhengxiang

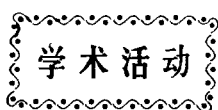
(245 Party of Changsha Corporation, CNNC, Changsha, Hunan)

Abstract

Located along the western margin of the Jiangnan Geaxis, the stratabound scheelite deposits in western Hunan are distributed mainly in eastern and middle parts of the Xuefengian arcuate structural belt, lying mostly in the thick slightly-metamorphosed aluminosilicate clastic rocks of Proterozoic Banxi Group, with very few ones seen in Sinian and Cambrian. The spatial deposits is invariably related to specific stratigraphic horizon, underlain frequently by unconformity or pseudoconformity surface. It is evident that being controlled by specific strata seems to be the main feature of this sort of deposits.

Ores are largely confined to such structural positions of this area as turning points or compounding points of EW-trending and NE-trending structures and feather-like faulted zone flanking the trunk structure. The intensity of mineralization is conditioned by physical properties and chemical composition of the rocks, while granitic intrusion makes up a prerequisite for the formation of skarn-like deposits. In addition, mineralization is characterized by multiple layers, forming mostly blind orebodies.

Mineralization took place obviously on the basis of comparatively high initial tungsten abundance of the regional strata. The thermal energy resulting from regional metamorphism or granitic intrusion caused the activation and transferring of tungsten material which was then to be concentrated in the favourable interstratal structures. The ore-forming fluids were mixed hydrothermal solutions dominated by low salinity and medium-low temperature fluids as well as metamorphosed water with some atmospheric water added in. Sulfur isotope composition shows characteristics of metamorphic sulfur, suggesting stratabound scheelite deposits of metamorphic-hydrothermal origin.



学术活动

全国第一届环太平洋成矿带学术讨论会在长春召开

由中国地质学会矿床专业委员会、区域地质与成矿规律委员会、吉林地质学会共同发起的, 吉林地质学会筹备主办的全国第一届环太平洋成矿带学术讨论会于1987年7月16—20日在长春召开。会后考察了长白山新生代火山岩中的宝石矿床。

参加大会的代表有来自16个省市、40多个单位的专家、工程师和技术骨干83人。会议还邀请了联邦德国阿姆斯特茨教授、日本神户大学石井健教授等参加并作了学术报告。

大会收到学术论文98篇, 38名代表在大会上宣读了论文: 有的论述了环太平洋带区域构造、岩浆活动及成矿规律; 有的论述了成矿带、矿床及成矿作用, 其中有金矿、金属矿床、非金属矿床和能源矿产等。这些论文绝大多数是首次发表的。

会议期间对环太平洋成矿带的概念、构造-岩浆活动时间、分布规律和范围、活动强度及其有关成矿作用、矿化类型、矿化时空分布规律等进行了广泛地讨论。

对环太平洋成矿带的含义每个学者认识不尽相同, 但共同点是认为在环太平洋国家的大陆边缘带, 自中生代以来存在两期构造-岩浆活动带及其成矿带。它们分别控制了沿岸国家的斑岩铜矿、金矿、钼矿、钨矿、锡矿、能源矿产和一些非金属矿产资源等。

在亚洲中部、北部地区, 环太平洋成矿带活动的起始时间, 一致认为下限不会进入古生代。具体有三叠纪伊始, 早、中三叠纪之间, 三叠纪、侏罗纪之间, 早、中侏罗纪之间等四

(下转80页)