

西华山钨矿床的金属矿化作用

一个与岩浆后期渗浸相联系的热液脉矿的实例

郭文魁

(中国地质科学院地质研究所)

一、地质背景

西华山是全世界闻名的一个钨矿，是早已勘探久经开采而研究较多的一个矿山。位于华南加里东褶皱区（图1），并为北东、北西、北北东和近东西等方向的断层所截切。区内许

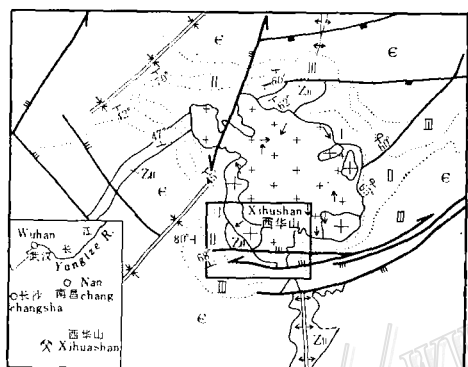


图1 西华山钨矿床的位置与地质背景略图
Fig.1. Index and sketch map of geological setting of Xihuashan tungsten deposit.

1—上元古界震旦系岩层(?)；2—寒武系类复理石沉积；3—燕山期黑云母花岗岩(a)；4—燕山期中粒花岗岩(b)，部分呈细粒斑状并含石榴石；5—两幕花岗岩中的流动构造；6—不同接触变质角岩圈之界线：I—偶含红柱石和堇青石的黑云母-石英角岩；II—白云母-黑云母-石英角岩；III—斑点板岩(千枚岩)；7—背斜轴(?)；8—一向斜轴；9—走向滑移断层；10—挤压断层；11—延长断裂；12—岩层的走向和倾斜；13—倒转岩层之走向和倾斜；14—西华山矿区

多类花岗岩侵入体与区域地质构造（特别是断层）伴生，岩体大小不一，从大岩基到小侵入体均有代表。按既有的许多类花岗岩同位素年龄数据，可合理地划分为几个成岩时期，而这些时期与元古代以来该区所发生的历次构造事件可以对比。根据现有资料，区内类花岗岩与其围岩的钨含量均呈现异常高值，高于地壳的一般丰度(0.48 ppm)，甚至高出酸性火成岩的平均含量(1—1.5 ppm)约十至百倍。像是从元古代到燕山运动时期，类花岗岩的形成时期越晚，其钨含量越富。西华山花岗岩体出露面积约20平方公里（图1），是区内隐伏于轻变质类复式岩层以下，呈北东向延展的长形岩基，向上突出的岩钟之一。最近，在图上所标注的 Z_H

的所谓“上元古震旦系岩层”中，赫英^①发现植物遗迹。因此，西华山花岗岩体在区域构造上之位置，究竟是背斜，还是向斜，这有待进一步工作加以证明。

西华山花岗岩体出露的轮廓，略呈北西向延长的椭圆形，与周围构造态势大体一致。其与围岩的接触面，在岩体东侧近于直立，而在南端向岩体内部陡倾，但在其西侧和北端则颇为平缓而向外倾斜。因此推定，当花岗岩浆侵位时，该区可能处于一种 NW—SE 压应力占优势的条件下。一个显然与区域构造格局不协调的现象是围绕岩体的角岩晕，这应是接触变质作用的结果（图1）。

西华山花岗岩经过吴永乐等详细工作曾被划分为四个幕相^[2]，但与工业矿床金属矿化作用密切相关的主要有二个幕相。早幕相花岗岩可暂以 $r(a)$ 代表，为中、细粒斑状黑云母花岗岩，多破碎而较少蚀变，稀土副矿物组合的特征是富含硅铍钨矿、少量磷钨矿和独居石，而偶见氟碳酸钙钨矿。晚幕相的岩石 $r(b)$ 又有两种：一种为中粒花岗岩，称为 $r(b-1)$ ；另一种为含石榴石的斑状细粒花岗岩，称作 $r(b-2)$ ，仅占次要地位。二者共同特性是均富含细小晶洞，广泛钾长石化，稀土副矿物组合是含较多硅铍钨矿、磷钨矿和氟碳酸钙钨矿，而缺少独居石。在 $r(a)$ 与 $r(b)$ 之接触处，除常见似伟晶岩脉沿较平缓界面出现外（如632中段，503石门与61脉交叉处以北10米之东壁所见），还发现 $r(b)$ 的岩枝伸入到 $r(a)$ 中。

根据历年来各地质队、矿山、研究和教学等单位，对矿区有关岩石所进行的化学分析结果，概括岩石化学方面的特征如下：就 $(Na_2O + K_2O)$ 、 CaO 与 SiO_2 的变化关系而言，随着时间从 $r(a)$ 经 $r(b-1)$ 到 $r(b-2)$ 的演变， SiO_2 增长， CaO 降低，而 $(Na_2O + K_2O)$ 递增。因此，推断 $r(a)$ 、 $r(b-1)$ 和 $r(b-2)$ 可能同形成于原来属于过饱和类过铝质组的岩浆。与 $r(a)$ 比较， $r(b)$ 岩石含较少的 TiO_2 、 Al_2O_3 、 $Fe_2O_3 + FeO$ 和 MgO ，而含较多的F和MnO，且颇富含高电价的阳离子，如Ga、Nb、Zr以及除Eu以外的所有稀土元素。早、晚幕相的花岗岩都含有少量至痕量的W、Sn、Bi、Mo、Be、Zn、Pb和Cu，其中前四种元素从早幕相到晚幕相有逐渐亏损的趋势。 $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$ 、 $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ 和 K_2O/Na_2O 等比值在 $r(a)$ 、 $r(b-1)$ 和 $r(b-2)$ 中分别为0.230、1.53、1.40、0.242、1.45、1.12以及0.029、1.368和1.0。除氧化系数比值在 $r(b-1)$ 中略微升高外，其他比值均随着时间的推移而降低。 $r(b)$ 的岩石化学性质特别是Eu在稀土元素系列中的显著耗损这一特点，颇像考林氏（Collins, 1981）的“A”型类花岗岩，但熔点偏低。

西华山矿区（图2）所出露的岩体主要由 $r(b)$ 组成，在西北部为一较大的 $r(a)$ 顶棚所覆盖。此外， $r(a)$ 与寒武系岩层的大小顶垂体还散布于 $r(b)$ 岩体内。因此设想，现在的露头面可能接近于 $r(b)$ 侵入体的顶部。西华山之顶峰的高度为海拔828.8米（图3），采坑的最低巷道为215米中段，坑内钻探在高程0—50米区间所获得的岩芯为较新鲜的黑云母二长花岗岩其钨含量约为4.8 ppm。西华山矿山的大量采矿与勘探工程证明具有经济价值的钨矿脉恰恰局限于侵入体顶棚之下蚀变了的外壳带，此带厚度变化范围为150米到500米，而在岩钟顶部以下的厚度最大。这一点与艾孟斯早年曾提出的“兜帽”颇有相似之处。

① 赫英 1981 西华山钨矿有关成因的几个问题

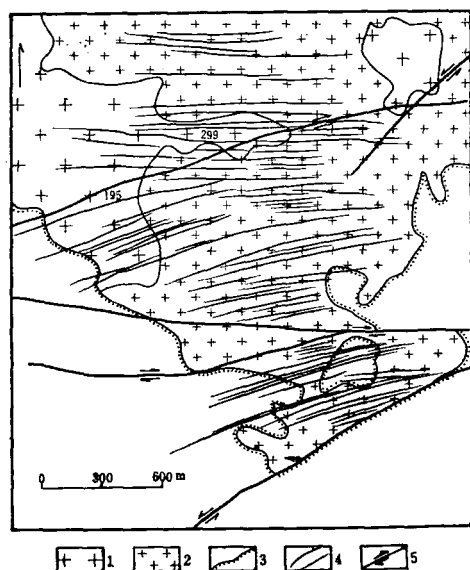


图2 西华山矿区地质略图

Fig. 2. Geological sketch map of Xihuashan mining areas.

1—燕山期黑云母花岗岩(a); 2—燕山期花岗岩(b), 主要为中粒结构, 部分细粒斑状结构并含石榴石;
3—围岩; 4—主要开采的黑钨矿-石英脉; 5—走向滑移断层

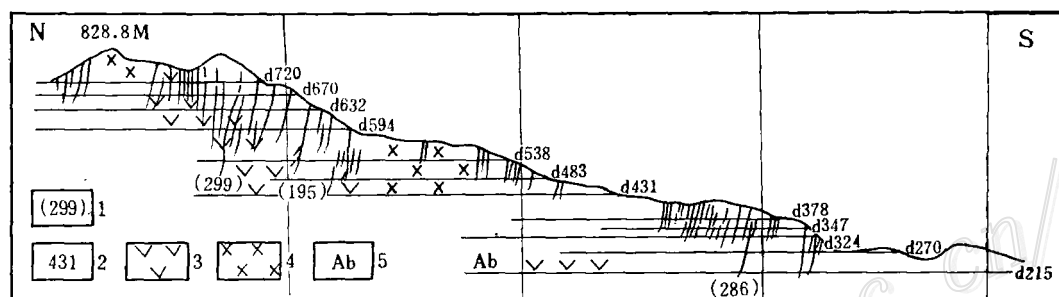


图3 西华山钨矿床综合剖面图

Fig. 3. Generalized section of Xihuashan tungsten deposit.

1—开采的黑钨矿-石英脉之编号; 2—开采巷道的号数(海拔高程米); 3—巷道中高度红色(碱性)长石化花岗岩出现区; 4—巷道中红色(碱性)长石化不存在或看不见的区域; 5—钠长石化出现区

二、矿床特征

从西华山矿区地质略图(图2)可以看出,几乎所有具生产意义的黑钨矿-石英脉体都产于侵入体,特别是 $\gamma(b)$ 花岗岩体之内。应当指出,确有几条脉穿过接触线而进入围岩,不过它们不是突然尖灭就是分叉为没有可采矿石的脉线。这些矿脉总体上可大致分为两组平行的脉群:一组集中出现在矿床海拔较高的北部,呈NWW走向,向北陡倾;另一组主要产在地形较低的矿床南部,呈NEE走向,其倾角较前一组为缓。在两组均出现的矿床中部,经常见到NEE矿脉切穿NWW者,但相反的现象也不少。较为普遍的事实是两组脉群常被较平缓的可能由于重力所形成的裂隙所截切。这种裂隙已为细晶岩或似伟晶岩所充填,分别形成细晶岩脉(图4)与似伟晶岩脉。例如在632中段506石门V₆中的斜坡处,赫英曾见到一条有意义的细晶岩与似伟晶岩的平缓复脉。复脉下部为细晶岩,呈浅与深色的交互条带,条带的

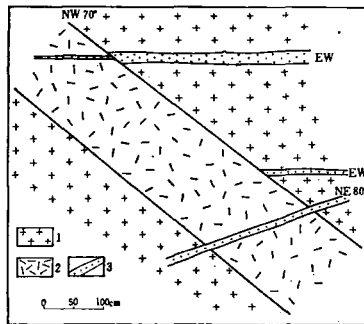


图 4 石英脉与红色细晶岩墙之关系的素描图
(632号平巷内)

Fig. 4. Sketch showing the relationship between quartz veins and red aplite dyke (in Drift No. 632).

1—花岗岩(b); 2—红色细晶岩; 3—脉石英

组成矿物分别以长英质与暗色矿物占优势, 此细晶岩向下过渡到花岗岩。复脉上部边缘由钾长石大晶组成, 这些大晶呈梳状结构, 自上盘的花岗岩伸张出来, 而垂直于平缓复脉与花岗岩之接触面。

单个石英-矿脉在纵、横剖面上均呈一种扁平的透镜体状, 其上、下、左、右的末端均尖灭于花岗岩中。换言之, 它原来应是一个禁锢于花岗岩体以内的中心较厚的短暂的盘状裂隙。一般而论, 当一条石英-矿脉向深部尖灭时, 常有另一矿脉在其下盘出现, 因此, 就形成了一套雁行排列的相互超复的细长透镜状矿脉系。299主脉前后附近矿脉的排列可为一较明显的例子(图3)。找矿人员每利用这一规律就能找到新的隐伏新脉。这一套雁行脉系常沿着侵入岩体与围岩的接触面方向, 向深处侧伏。

在西华山矿区出露的花岗岩是西华山岩体向南伸出的一枝, 长轴近南北向而略呈拉长的S形, 岩体边缘所见到的流动构造, 在东边呈南北向, 而在西北边则略作南西向(图1)。而两组有开采意义的脉群则为近东西向。这三种构造因素在平面图上的配置格局, 会导致人们考虑脉群的形成应是可蠕动的岩浆在其侵位过程中所产生的横节理之结果。然而, 在一些主脉的两侧或一侧常分出羽状石英细脉, 这些羽脉的产状既有近水平的也有近直立的(图5、6、7、8), 这种特征显然不是简单张节理所能以解释的。仔细观察两组脉系的形态, 有的也显示出较明显的差异。例如NWW向的主要生产矿脉299号脉不论在平面(图5)与剖面(图6)上, 均呈现出不规则形态, 脉边略作波浪起伏, 两边不对称, 脉内夹有中石, 羽脉尖端常向内弯曲。而NEE向矿脉(图



图 5 NWW向299矿脉平面形态特征之素描(594号平巷内)

Fig. 5. Sketch map showing the feature of NWW trending Ore vein No. 299(in Drift No. 594).

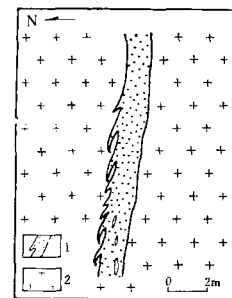


图 6 NWW向299矿脉剖面形态特征之素描(632号平巷内)

Fig. 6. SKetch section showing the feature of NWW trending Ore vein No. 299 (in Drift No. 632).

1—黑钨矿-石英脉; 2—花岗岩(b)

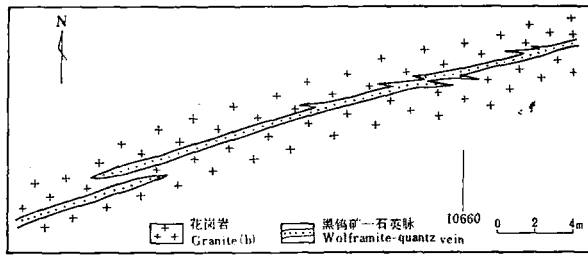


图7 NEE向195矿脉平面形态特征之素描
(538号平巷内)

Fig. 7. Sketch map showing the feature of NEE trending Ore vein No. 195 (in Drift No. 538).

7、8) 则脉边较为对称而平直, 羽脉也平直而尖锐, 有的在断面上呈现块状破碎。这些形态上的差异, 可能意味着它们形成之时所处的围岩物理性质不同。众所周知, 附着在主要破裂旁侧的羽状节理只有在剪切应力施加于脆性物体时才能发生。据此推导这两组脉群很可能是在侵入岩浆中所含的晶体和其他固态物质在体积上大大超过60%后, 也即具有刚体的强度后, 才追踪已存在的张节理, 在剪切应力作用下而产生了羽状节理。而此剪切应力很可能是形成NE向褶皱的动力所派生出来的。当时, 存在于晶体和其他固态颗粒的隙间岩浆后期流体在体积上应大大小于40%。像是这一流体通过间隙向正在张开的空罅或低压区逐渐渗浸而导致了已结晶岩石的蚀变作用和石英矿脉之形成。

这里的矿脉与一般的后生裂隙充填矿脉有所不同, 充填矿脉常在其平行而对称的脉壁出现具有特征性断层泥, 而这里的尤其是NNW向的一些矿脉的脉壁既不规则又不对称, 且均无断层泥的痕迹。有些矿脉与围岩之间没有清晰的界线, 它们向围岩呈现逐渐过渡的关系, 最初由石英-矿脉过渡为石英云英岩, 继而为云英岩, 最后为富含细微晶洞的碱性长石化花岗岩。另外一些矿脉如91号黑钨矿-石英脉(图9), 脉壁为硅化带, 向外过渡为以钾长石代晶为主的钾化狭带, 更外为云英岩, 最后变为常见的碱性长石化的普通围岩。矿床北部之矿脉密集之处, 有的主脉及其羽脉常互相交错形成连锁脉, 如在594米中段巷道701石门附近所见, 网脉之间尚有云英岩或碱性长石之残留。以上所有地质事实意味着在成矿之时, 矿脉与围岩的物理化学条件, 如果不是完全相同, 与其说有所差异, 勿宁说更多相似。最近不同单位的地质学者从蚀变作用、矿脉物质成分以及热动力学计算等方面的研究结果支持上述见解, 下节当再详述。

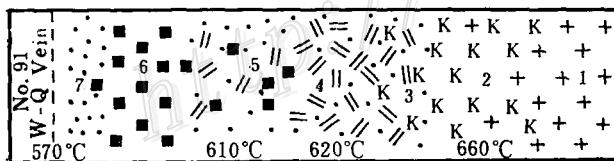


图9 91号矿脉围岩蚀变详细变化之特写(594号平巷一个天井内)

Fig. 9. A close up of variation of wall rock alteration of Ore vein No. 91 (at a shaft in Drift No. 594).

1—花岗岩; 2—红色(碱性)长石化; 3—2与4之间的过渡带; 4—云英岩; 5—4与6之间的过渡带; 6—内部钾长石化; 7—硅化

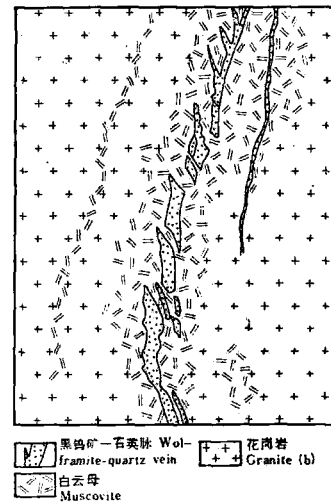


图8 NEE向62N₁脉剖面形态特征之素描(594号平巷内)

Fig. 8. Sketch section showing the feature of NEE trending Vein No. 62N₁ (in Drift No. 594).

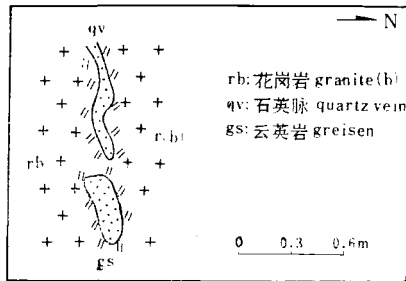


图 10 (b)内一条近E-W弯曲石英脉之剖面素描(483号平巷内)

Fig. 10. Sketch section showing a nearly E-W trending bended quartz vein (in Drift No. 483).

更有意义的是在矿床较深部位如 483 米中段的巷道内发现了弯曲脉(图10),此脉两壁总是伴生有围岩的云英岩化带,而却未见到任何破裂的痕迹。这种弯曲不折破的特性,可与蠕流或塑性体的物理性能略相比拟。因此,这很可能显示当侵入体上部在应力作用下呈固态的破裂变形时,其下部依然保持着塑性或蠕流状态。

石英脉与晚期岩浆联系的直接证据曾见于一些陡立的细晶岩墙,如431米中段巷道134天井所见的细晶岩墙(图11),下部为灰色细晶岩,向上沿着脉壁内侧先是开始出现红色长石脉线,继而转变为红色长石脉,以白色长石大晶镶边而脉内散布大的红色钾长石代(变)晶为特点,更上变为钾长石代晶-石英脉,最后在其顶部出现石英脉。此石英脉虽不含钨,但所含石英与含钨石英脉无大差别。关于细晶岩墙根部的变化情况,在594米中段平巷内507溜槽附近曾见到另一细晶岩墙的尖灭根部(图12),该岩墙以黑云母镶边,但其围岩没有明显蚀变痕迹。另外,在同一平巷内的535号天井东壁见到一条小长石-石英脉为红色细晶岩墙所穿切(图13),以长石-石英脉尖灭根部周围产出云英岩与碱性长石化的花岗岩

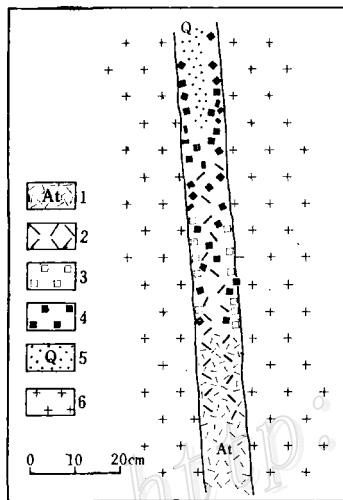


图 11 灰白色细晶岩过渡为长石石英脉的剖面素描(431号平巷内134号井之一壁)

Fig. 11. Sketch section showing the transition from grayish white aplite dyke to feldspar quartz vein (Shaft No. 134 in Drift No. 431).

1—灰白色细晶岩; 2—红色细晶岩; 3—白色长石大晶; 4—红色钾—长石代(变)晶; 5—脉石英; 6—花岗岩(b)

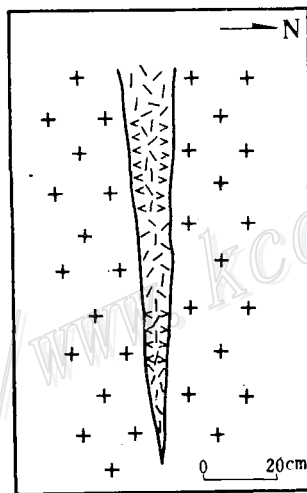


图 12 一条细晶岩墙根部之剖面素描(594号平巷内507号溜槽)

Fig. 12. Sketch section showing an aplite dyke (Chute No. 507 in Drift No. 594)

1—花岗岩(b); 2—云英岩; 3—长石-石英脉; 4—红色细晶岩墙; 5—红色(碱性)长石化花岗岩

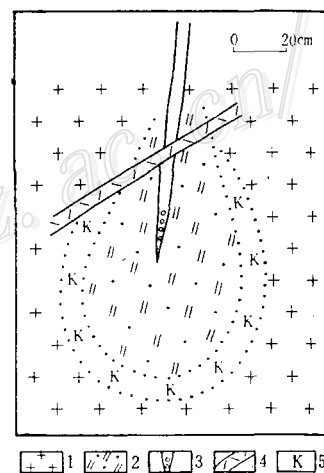


图 13 一条小长石-石英脉根部围岩蚀变样式之剖面素描(594号平巷内535号)

Fig. 13. Sketch section showing the pattern of alteration around the root of a small feldspar-quartz vein (Shaft No. 535 in Drift No. 594).

1—花岗岩(b); 2—云英岩; 3—长石-石英脉; 4—红色细晶岩墙; 5—红色(碱性)长石化花岗岩

岩带。从以上岩墙、岩脉根部的零星资料,可以初步判明:长石-石英脉形成较早,当此脉的裂罅在花岗岩体内张开时,岩石隙间内还有含水流体,因而导致其根部的云英岩蚀变作用;而较晚的红色细晶岩形成时,含水流体的活动应十分微弱,除岩墙内出现镶边的黑云母外,附近围岩内的含水矿物量未能达到引人注目的程度。这一有意义的现象不符合有大气水参与的岩浆热液矿床的一般金属矿化特征,因为那些矿床随着矿化作用的演进,水的活动逐步增强。而此处的事实应当说更符合残余岩浆水的活动特征。

在较深部位,没有裂罅出现的情况下,残余流体会由汽运作用,通过早先晶出的晶体间隙,以渗浸方式,向上运移,在还有屏闭之处,逐步浓集以形成花岗岩中的矿结。532米中段近接触带处所见到的与石英互生之钾长石代晶,聚集成团块,外缘镶以云母。431米中段在花岗岩中所见到的黑钨矿囊状富矿体,矿体中脉石矿物之配置显然分为三层,核心为一石英椭球体,外围绕以云英岩,更外为钾长石蚀变圈,黑钨矿板状晶体散布在从石英到钾长石的范围内,而在石英与云英岩的过渡带较多。这两处的蚀变团块与富矿体很像是以上述流体间隙渗浸方式形成的。

参考以前地质队、矿山、研究与教学等单位的地质人员有关气液包体和其他相关矿物以及侵入体内存在的所有矿物化学成分等研究的结果,进行综合分析,推测晚期岩浆阶段的残余流体应曾含有 CO_2 、F、 H_2O 、P、S、K、Si、W、B、Nb、Ta、Sn、Th、U、Pb、Cs、Li、Rb、Sr和REE。为了查明岩浆阶段钨的地球化学性状,曾从不同中段采集了大量全岩和单矿物样品,以测定钨含量。在0—50米高程内,花岗岩全岩含钨量为4.8 ppm,而其中黑云母单矿物含钨量高达40 ppm,但长石含钨量仅8 ppm。而在710米高程的顶部中段,微蚀变的 $r(b)$ 全岩含钨量为5.4 ppm、黑云母96 ppm和长石41 ppm。现有资料虽尚不够系统,然而它已初步显示岩浆结晶作用过程中或开始以前,一些钨可能已经向上迁移,并且相对集中在岩浆房的上部。但是,黑云母和钾长石的钨含量之变化,均十分杂乱,其杂乱原因可能有多种。但钨离子具有+6的高电价,不易置换一般造岩矿物的组成元素而进入晶格。相反地,钨倒可能呈金属或含钨矿物,如白钨矿或黑钨矿,做为包裹体而存在于造岩矿物中。潘廓祥对华南另一钨矿床的研究,提出了一个关于造岩矿物中有含钨矿物包裹体存在的极有意义的报告。该包裹体粒度极细,直径仅0.58 mm、0.025 mm,甚至0.009 mm,不是普通显微镜所能检验出来的。西华山单矿物含钨量杂乱无序,很可能也是包体造成的。因而,这里的花岗质岩浆结晶作用初期,钨也可能开始有所结晶,而一部分或可能是大部分钨依然留在残余流体之中。

三、矿石成因论评

近年北京大学地质系穆治国、黄俊生、郑淑蕙和江西地质局等关于漂塘和西华山钨矿的花岗岩全岩、脉石英、脉碳酸盐以及有关矿物中原生液包体的同位素研究,对 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 和 $\delta^{13}\text{C}$ 提供了一系列有意义的数据,从而得出结论,认为含矿流体主要是从岩浆水派生出来的。此结论适合前节所述的实际地质现象。

从 $r(b)$ 全岩、 $r(b-2)$ 的造岩石英以及三个主要产钨矿脉在不同中段所采的脉石英等许多样品进行分析所取得的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值,分别为12.5‰(2个样品)、12.46‰和12.52‰(27个样

品), 三个数值几乎相等, 这很可能表示脉石英与造岩石英中的氧稳定同位素曾经遭受长期均一化作用的结果。不然, 如果是早已固结的花岗岩体, 不遭破碎而生成裂罅, 为后来的含矿流体注浸充填, 而沉淀脉石英, 脉石英与围岩中的造岩石英的氧稳定同位素值将会有显著差异。至于硫稳定同位素, 测定 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化区间为 $+0.6\%$ (7个黄铁矿样品) 到 -2.3%

(1个辉钼矿样品), 在一般火成岩中矿床硫化物的硫稳定同位素经验数值范围之内(勃郎娄, 1979), 颇接近于 0% 。其含意与氧稳定同位素一致, 更适合于深部来源的说法。

根据花岗岩浆侵位估计深度约相当于4—6公里的条件下, 在1.2—1.0千巴压力下, 前人曾对不同侵入幕相的花岗岩做过熔融实验, 结果是分别在 720°C — 770°C 开始熔融。在这样的禁闭条件下, 一旦结晶晚期的花岗岩破裂, 裂罅张开, 间隙残留的碱性流体立即会以渗浸方式向裂罅运移, 并导致相应蚀变结果。431米中段巷道中在 $r(b)$ 中环绕一个初始裂罅所形成的蚀变遗迹(图14) 当能阐明裂罅与蚀变的关系。594米中段巷道见到91号黑钨矿-石英脉旁侧的不同蚀变岩相互过渡, 从 $r(b)$ 到石英脉依次为碱性长石化、过渡带、云英岩、过渡带、内钾长石化、硅化、脉石英等带(图9)。赫英曾试以钾长石-白云母矿物对的方法计算出碱性长石带的形成温度约为 660°C , 云英岩带为 620°C , 硅化带约 570°C 。从 $r(b)$ 到矿脉温度有递次降低的趋势。北京大学用氧稳定同位素值计算出299号矿脉、195号矿脉和62号矿脉中石英的形成温度区间为 330 — 420°C , 且显示矿脉上部较高。

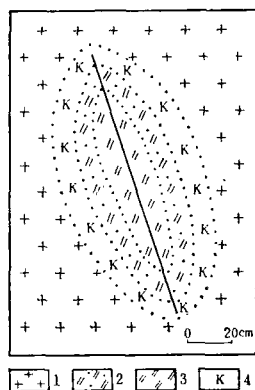


图 14 $r(b)$ 中一初始裂罅围岩蚀变样式之素描(431号平巷)

Fig. 14. Sketch showing the alteration pattern around an initial fracture confined to granite (b) (in Drift No. 431).

1—花岗岩(b); 2—云英岩; 3—白云母; 4—红色(碱性)长石

根据薄片的镜下观察, 斜长石与原生黑云母总是最初遭受碱性流体的作用。一个分子斜长石为一分子碱长石所交代, 将从新矿物中析出一分子Ca。同时, 黑云母之分解将释放出 H_2O 、Mg、Fe, 可能还析出W和F。所有这些在碱性蚀变作用过程中被驱逐出来的元素, 颇易为流体带向正在张开而压势较低的裂罅。部分Si也会向裂罅迁移而与 O_2 结合, 沉淀为脉石英。流体中Fe、Ca、Mn和W的增加, 按质量定律, 黑钨矿和白钨矿沉淀析出的机会也随之增多。随着这种作用的不断进行, 更多的 H_2O 和F将会溶于流体。相反的, 越来越多的K从流体中结晶出来。因而, 流体逐渐增加 H_2O 、F与酸度, 而温度降低, 直到蒸汽压力 ($P_{\text{H}_2\text{O}}$) 超过静压力 (P_R) 的情况时, 开始发生云英岩化。这种蚀变作用比较常见于岩体裂罅之上部, 因而 $r(a)$ 中沿裂罅两侧所产出的白云母远比其下部为多。594中段巷道内505石门与431号脉交叉处可见到具数厘米冷凝边的 $r(b)$ 与 $r(a)$ 接触, $r(b)$ 中的一条石英脉穿过接触面而进入 $r(a)$, $r(b)$ 中的脉壁蚀变仅为细狭的钾长石化, 在 $r(a)$ 的脉壁则为以云母为主的强云英岩化。另外沿299矿脉所制的沿脉剖面(图15)更清楚地表明白云母向上增长的事实。

在云英岩化的过程中, 许多 H_2O 、 CO_2 和F从流体分出而结晶为含水的和相应的新矿物。当此作用持续进行到一定时候, 如果没有外来水的渗入, 流体将会损耗原有的 H_2O 并变成碱性为主, 从而为无水的钾长石的晶出提供了有利条件。钾长石的再现在全部岩浆后期演变程序中像是一种逆转作用, 然而这种短暂逆转是不可避免的结果。

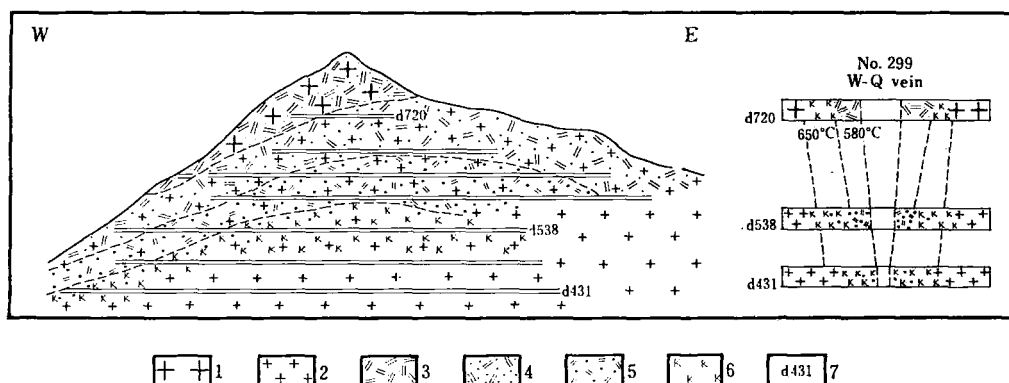


图 15 沿299号矿脉的围岩蚀变概略变化之综合剖面图

Fig. 15. Generalized section alongside Ore vein No. 299 showing the variation of wall-rock alteration.

1—黑云母花岗岩(a); 2—花岗岩 (b); 3—白云母为主的云英岩; 4—云英岩; 5—石英为主的云英岩或绢英岩; 6—红色(碱性)长石化; 7—巷道号数(高程米)

关于金属矿化作用, 西华山矿床的特点使人们注意到钨、锡和钼等高电价离子具有不同浓集趋势。在这样禁闭情况下, 钼很少见于围岩中, 而一般产于矿脉之中, 特别是更常见于那些围岩轻微蚀变的NEE向的矿脉中。含钨矿物大多产于围岩蚀变较强的石英脉中, 黑钨矿板状大晶体常与石英一起组成梳状构造沿脉壁伸向脉中, 其长轴总与脉壁呈较大角度, 很少平行脉壁。更多的是数个晶体组成一簇, 呈放射状自脉壁伸张出来, 意味着钨质可能来自两侧的围岩。还常见到矿脉中间有黑钨矿大晶体聚集成所谓“沙包”的富矿体, 晶体方位比较杂乱。此外, 较小的黑钨矿也可呈浸染状产于花岗岩的矿囊或矿巢以及钾长石和(或)石英云英岩的蚀变带中。值得注意的一种特殊产状, 如图16所示, 细小的黑钨矿沿着斜切石英脉、钾长石化带和石英云英岩带的一个特定方向聚集, 而沿此方向未见任何破裂痕迹, 但此方向却与一般主脉旁侧的羽脉一致。因此设想黑钨矿的金属矿化作用在石英脉与伴生的蚀变带形成之际或略后, 还可能延着剪切应力集中方向继续发生。黑钨矿富矿体大多产于一组 NWW向的矿脉群中。除黑钨矿外, 还有相当数量的白钨矿常出现于矿脉上部块状脉石英的裂纹中, 说明先前矿脉全部固化并遭受后期机械破坏后, 又有含钨酸钙的溶液之活动。但这究竟是原来金属矿化作用的继续, 抑为后来次生改造之产物, 尚难加以判断。西华山矿床中锡石较少, 已知锡石像是局限于强烈云英岩化带即白云母云英岩中, 显示锡的矿化作用与钨的略有差异。

总之, 随着花岗岩浆之侵位, 钨金属的矿化作用可

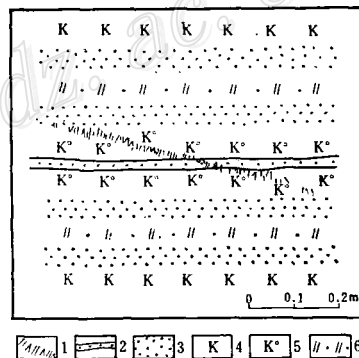


图 16 斜交石英脉与蚀变带的黑钨矿产出趋向之素描(594号平巷59N₁脉内)

Fig. 16. Sketch showing the occurrence trend of wolframite transecting both quartz vein and zone of alteration (Vein No. 59 N₁ in Drift No. 594).

1—黑钨矿; 2—石英脉; 3—石英为主的云英岩; 4—红色(碱性)长石化花岗岩(b); 5—钾长石化带; 6—云英岩

能在造岩矿物结晶时即已开始,但分散且微细。大量钨元素的聚集,是从岩浆后期残余流体向压力较低之区,特别是裂隙运移时才开始的。而大量黑钨矿矿石之形成是在高温热液阶段,此时钨金属矿化作用达到顶峰,其后陡然减弱,直到白钨矿之出现。以上是钨元素随着花岗岩岩浆侵位、固化与破裂的大致地球化学演化过程。而形成具有经济意义矿床的成矿作用是从岩浆后期效应到高温热液阶段,严格受构造裂隙的控制。因此构造裂隙形成的机制,是成矿的关键。根据矿脉系的雁行排列以及主脉旁侧的羽状细脉的配置格局,早期张节理之间的结晶和晚期花岗岩块体的相对水平或垂直运动,应是一个比较合理的裂隙形成机制(图17)。

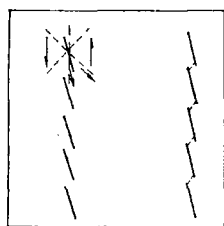


图 17 雁行脉组与主脉旁羽状细脉之可能发育机制的图解
Fig. 17. Diagram of possible mechanism of the development of En echelon vein sets and feather veinlets alongside main veins.

从上述西华山侵入体内生产钨矿脉的分析论证,可以相信大部分含矿热水溶液是从岩浆后期残余流体派生出来的,因此西华山钨矿可做为一个与类花岗岩有成因联系的热液矿床。

四、存在的问题

此文仅仅论述了西华山花岗岩浆侵位以来钨金属从分散到富集的概括过程,钨元素究竟来自侵入体附近的围岩抑来自深部依然是有待进一步探讨的问题。这就牵涉到花岗岩的成因与类别。不论是异地变成抑为重熔岩浆成因,观乎岩体周围存在的接触变质角岩化圈,视之为侵入岩体,可能会被大家所接受。但是直到现在我们矿区还未采到一块丝毫未遭蚀变的真正新鲜的岩石标本。要深入探索和区分岩浆后期效应的自变作用与晚期的热液蚀变作用,必须先了解原岩的结构、构造、矿物组分与化学成分等。因此本文对于岩浆后期自变作用与热液蚀变作用未能提出明确界线,这还有待进一步工作。岩体深部的岩石标本是大约在 0 米标高采取的一块较新鲜的岩石,仅从初步镜检,姑且定名为黑云母二长花岗岩,然有待深入研究,加以校正。 $\gamma(b)$ 的岩石学与岩石化学特征,有的方面与“A”型类花岗岩相似,故暂与之比较。但澳大利亚标准产地的“A”型类花岗岩总与“I”型岩基伴生,西华山区是否有“A”型岩石之存在,也是一个有待解决的问题。

此文的矿区外围地质背景略图与矿区地质略图是在西华山矿山保存的有关地质图件的基础上加以简化修改而成,另外还利用了矿山有关岩石与单矿物未发表的化学分析资料,特别是赫英同志提供了许多第一手素描资料,特此致谢。

参 考 文 献

- 〔1〕 郭文魁 1959 编制南岭区内有色、稀有金属成矿规律略图中的某些问题 地质论评 19卷3期
- 〔2〕 胡受奚等 1962 南岭钨矿田中钨锰铁矿-石英脉两旁蚀变研究 地质学报 42卷2期
- 〔3〕 中国科学院贵阳地球化学研究所 1979 华南花岗岩类的地球化学 科学出版社
- 〔4〕 莫柱荪等 1980 南岭花岗岩地质学 地质出版社

- [5] 南京大学地质系 1981 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系 科学出版社
- [6] 郭文魁 1982 中国东部成矿域与成矿期的基本特征 矿床地质 1卷1期
- [7] 郭文魁 1982 谈类花岗岩与金属成矿作用 中国区域地质 第2期
- [8] 刘英俊、李兆麟、马东升 1982 华南含钨建造的地球化学研究 中国科学 B辑 第10期
- [9] Geological Society of China, 1963, Influence of geological structures and of the characters of country rocks on the primary zoning formation in deposits, Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition. Vol. I, PRAGUE.
- [10] ibid, 1963, Change of chemical composition of uniform ore-bearing solution, Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Appendix to Vol. I. PRAGUE.
- [11] Kuo Wen-kuei, 1965, On the problems of hypogene zoning of certain ore deposits in China, Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Vol. II, PRAGUE.
- [12] Tu Kwang-chi and Liu Yi-mao, 1965, Some problems pertaining to the genesis of wolframite deposits in southern Kiangsi, China, ibid.
- [13] White, A. J. R., 1979, Sources of granite magmas, Abstracts of Geol. Soc. Amer., Abs. Pro. 11: 539.
- [14] Li Chong-you and Xu Jiang, 1981, Genetic classification of tungsten deposits of Jiangxi and its neighbouring provinces, Symposium on Tungsten Geology, Jiangxi, China.
- [15] Liu Jia-yuan and Shen Ji-li, 1981, Metallogenic-magmatic system of Tungsten in Jiangxi province, ibid.
- [16] Mu Zhi-guo, Huang Fu-sheng, et. al., 1981, Oxygen, hydrogen, and carbon isotope studies of quartz vein-type tungsten deposits, Piaotang and Xihuashan, ibid.
- [17] Wang Zehua and Zhou Yuzhen, 1981, The two layer—mineralized characteristics and mineralization model of the Xihuashan deposit, ibid.
- [18] Wu Yongle and Mei Yongwen, 1981, Multi-phase intrusion and multi-phase mineralization and their evolution in Xihuashan tungsten ore field. ibid.
- [19] Xu Keqin, Hu Shouxi et. al., 1981, Regional factors controlling the formation of tungsten deposits in south China. ibid.
- [20] Zhang Chongzhen, 1981, The minerogenetic series and ore deposit association models of tungsten ore in Jiangxi, ibid.
- [21] Kwak, Tuenis A. P. and White, A. J. R., 1981, Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids, ibid.
- [22] Collins, W. J. et. al., 1982, Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia, Contribution to Mineralogy and Petrology, Springer-Verlag.

METALLIZATION OF XIHUASHAN TUNGSTEN DEPOSIT

—AN EXAMPLE LINKING MAGMATIC DEUTERIC INFILTRATION WITH HYDROTHERMAL LODES

Cuo Wenkui

(Research Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences)

Abstract

Xihuashan is located in a Caledonian fold region of South China where lots of granitoid intrusions occur ranging in size from large batholiths to small intrusive bodies in association with the regional structures, especially subsequent faults of such different trends as NE, NW, NNE and EW.

The Xihuashan granite body is found to be one of the projecting cupolas from a common concealed long batholith ridge trending NE under the roof of slightly metamorphosed flyschoid beds. The isotopic ages dating the batholith range from 140 m. y. to 180 m. y. The exposed surface of the Xihuashan granite body is about 20 km² in area and ellipsoidal in shape with longer axis running NW-SE. The aureole of hornfels around the igneous body makes up a remarkable feature, suggesting the effect of contact metamorphism.

The Xihuashan mining area is situated predominantly at the southern spur or tongue detached from the Xihuashan main granite body. Within the spur are two phases of granite rather closely related to tungsten metallization. The earlier phase $\gamma(a)$ is porphyritic medium- to fine-grained biotite granite, heavily fractured but relatively slightly altered, and characterized by RE-bearing accessory mineral association of fairly abundant yttrite, a minor amount of hussakite, monazite and a little yttroparosite. The later phase $\gamma(b)$ is represented by medium-grained granite $\gamma(b-1)$ with subordinate amounts of porphyritic fine-grained, garnet-bearing granite $\gamma(b-2)$. Both $\gamma(b-1)$ and $\gamma(b-2)$ are characterized by such common features as being rather full of miarolitic microcavities, subjected to extensively alkalic feldspathization and containing specific RE-bearing accessory mineral association of comparatively large amounts of yttrite, hussakite and yttroparosite and a little monazite. The contact between $\gamma(a)$ and $\gamma(b)$ is usually marked with a seam of pegmatitoid where the surface is rather flat, but becomes obscure where the surface is steep. Petrochemically, both $\gamma(a)$ and $\gamma(b)$ are attributed to a common primary magma of peraluminous

group in oversaturated category. In addition to containing a minor or trace amount of Sn, Bi, Mo, Be, Zn, Pb, Cu, etc., both granites have abnormally large quantities of W, which reaches as much as ten to hundred-fold of the W abundance of acidic igneous rocks. Compared with $\gamma(a)$, $\gamma(b)$ contains less TiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_3 + FeO$ and MgO , more F and MnO , and is fairly rich in such cations with high charges as Ga, Nb, Zr, and all REE but Eu.

The presence of quite a few remanent roofs and pendants of $\gamma(a)$ and country rocks implies that the present outcrop surface is likely near the top of the intrusive body of $\gamma(b)$. Almost all the productive lodes are confined to the intrusive body, particularly $\gamma(b)$. On the whole, there are two major sets of nearly parallel lode groups, i. e., (1) NWW or nearly EW trending set with fairly steep northward dip, which is congested at the northern part of the mining area, and (2) NEE trending set with northward dip not so steep as the former at the southern part. Through extensive mining works, it has been realized that economic tungsten lodes are, so far, restricted to an outer altered rock shell right below the roof of the intrusive. A single quartz vein completely confined to the granite looks like a lens rather thick in the center and tapering off at the periphery into the altered granite. When a quartz-ore vein pinches out, another vein usually begins to appear either in the footwall at depth or laterally, in the sidewall. This gives rise to a set of En échelon overlapping linear lenticular veins. These En échelon patterns together with the fine feather quartz veins attaching to one or both sides of some main lodes are believed to have developed as a result of relative movement of deuteritic crystallized granite blocks in between the lodes formed after the original cross joints. In many cases, both sets of quartz-ore lodes are cut across by rather flat lying aplite or pigmatoid dykes, probably representing original gravity fissures.

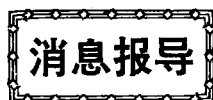
Unlike the subsequent fissure-filling vein usually characterized by evident selvage on both parallel and symmetrical wallsides, the lodes here, particularly the NWW trending ones, not only show the feature of asymmetrical and often irregular wallsides, but, in cases, also extend gradationally outward through altered wall rock to the country rock in such successions as exemplified by zones of silicified margin, K-feldspathization ($610^{\circ}C$), greissenization ($570-620^{\circ}C$) and alkalic feldspathized ($650^{\circ}C$) granite. Still, at lower levels, crumple vein or different kinds of ore nodes have been found under favorable trap.

The studies on chemical composition of all the minerals in the igneous body and on fluid inclusions reveal that the residual fluid of late magmatic stage should have contained CO_2 , F, H_2O , P, S, K, Si, W, Be, Nb, Ta, Sn, Th, U, Pb, Cs, Li, Rb, Sr, and REE, and that partial W had migrated upward and re-

latively concentrated at the upper part of the magmatic chamber before or during crystallization. Stable isotope studies suggest that the ore-bearing fluids were mainly derived from magmatic water.

All the above facts point to a conclusion that the tungsten-bearing residual fluid tended to migrate by the process of infiltration through the interstices of pre-existing crystals and some other grains toward the opening fissures lower in pressure potential.

Therefore, this fluid is supposed to have broken the local equilibrium already in existence, reacted with the former crystals and then caused the formation of different alterations along the lodes on its migrating way to the fissures. This suggestion undoubtedly sheds light on the process of tungsten metalization in the way of interstice infiltration of ore-bearing hydrothermal solution mostly, if not wholly, derived from magmatic fluid. It is feasible as a model of missing link connecting magmatic with hydrothermal deposits relevant to granitoids.



关于召开第三届全国矿床会议的通报

第三届全国矿床会议将于今年十一月召开。会议主要议题是：1. 与花岗岩及火山岩有关的成矿作用及矿床成因；2. 中国东部环太平洋矿带区域成矿规律；3. 层控矿床和斑岩矿床。会议筹备组已发出1、2、3号通知，要求论文摘要（不超过1500字）于五月底前寄筹备组。会议期间将举行矿床地质专业委员会及专业组工作会议，研究今后学术活动计划，健全组织机构，并开展某些专业的专题讨论。会议具体时间及地点将另行通知。会议筹备工作由矿床地质专业委员会秘书组负责（地址：北京阜外百万庄路26号地质矿产部矿床地质研究所内）。

（第二届全国矿床会议筹备组）