北京大学地质系 编

斑岩铜矿及其找矿

冶金工业出版社

斑岩铜矿及其找矿

北京大学地质系 编

冶 金 工 业 出 版 社

斑岩铜矿及其找矿

北京大学地质系　编

*

冶金工业出版社出版

新华书店北京发行所发行

冶金工业出版社印刷厂印刷

*

787×1092 1/32　印张 5　插页 4　字数112千字

1978年10月第一版　　1978年10月第一次印刷

印数00,001～6,450 册

统一书号：15062·3385　定价（科三）0.51元

前　言

斑岩铜矿是一种重要的铜矿工业类型。它具有规模大、埋藏浅、易采、易选等优点，是当前世界铜矿探采的主要对象。建国以来，我国广大地质人员，在毛主席革命路线指引下，在斑岩铜矿的找矿、勘探工作方面均取得了很大成绩。早在五十年代，我国就开展了斑岩铜矿的找矿评价工作，并相继发现了像山西TK矿床、江西D矿床等大型矿床。随着有色金属工业的迅速发展，斑岩铜矿床的利用日趋重要，世界各国对斑岩铜矿的找矿评价工作更加迅速展开。自无产阶级文化大革命以来，我国广大地质工作者，以毛主席哲学思想为指导，广泛地开展了斑岩铜矿的找矿、探矿及科研工作，并有许多重要的发现。许多单位举办了有关斑岩铜矿的各种讨论会、经验交流会、短训班，推动了斑岩铜矿的找矿评价工作。

为适应地质工作发展的需要，我们于一九七五年十月曾举办了由一些省市、自治区有实践经验的地质人员参加的斑岩铜矿短训班。本书就是在短训班学习材料的基础上，又深入矿山调查研究，进一步收集国内外有关资料补充修改而成的。

全书共分两部分：第一部分（第一章至第八章）介绍斑岩铜矿的主要地质特征；第二部分（第九章）是找矿与评价的有关问题。本书可供从事斑岩铜矿找矿勘探工作的地质人员及有关院校师生参考。

我们在编写本书过程中，得到了国家地质总局、冶金部

地质司及一些地质队和科研单位的大力支持，提供了大量的资料、图表和经验，在此一并表示感谢。

由于我们水平所限，书中可能有不少缺点和错误，恳请读者批评指正。

北京大学地质系

1978年2月

目　录

第一章　斑岩铜矿的含义 …… 1
第二章　斑岩铜矿的一般特点 …… 2
第三章　斑岩铜矿的主要地质特征 …… 7
　第一节　与斑岩铜矿有关的侵入岩 …… 7
　第二节　与斑岩铜矿有关的构造 …… 17
　第三节　与斑岩铜矿有关的围岩 …… 25
　第四节　斑岩铜矿的蚀变与矿化 …… 28
第四章　斑岩铜矿的表生作用和次生富集作用 …… 65
　第一节　斑岩铜矿的表生分带 …… 66
　第二节　氧化带的发育特征和形成过程 …… 68
　第三节　氧化富集亚带的形成 …… 74
　第四节　次生硫化富集带的特征和形成过程 …… 74
　第五节　影响硫化矿床氧化作用强度和深度的主要因素 …… 76
第五章　斑岩铜矿的成因及分类 …… 79
　第一节　斑岩铜矿的成因 …… 79
　第二节　斑岩铜矿的分类 …… 85
第六章　斑岩铜矿与其它类型矿床的关系 …… 90
　第一节　陆相火山岩成因的黄铁矿床 …… 91
　第二节　与陆相火山岩有成因联系的多金属热液脉状矿床 …… 91
　第三节　斑岩钼矿床 …… 92
　第四节　斑岩金矿床 …… 92
　第五节　矽卡岩铜矿床 …… 93
第七章　斑岩铜矿与角砾岩筒的关系 …… 95
　第一节　火山角砾岩筒 …… 96

第二节　侵入角砾岩筒(带)……96
第三节　爆发角砾岩筒……97
第四节　塌陷(崩塌)角砾岩筒……99
第五节　构造角砾岩带……100
第六节　复合角砾岩筒（带）……100
第八章　斑岩铜矿在时间上、空间上的分布规律……101
第一节　时间上的分布……101
第二节　空间上的分布……102
第九章　斑岩铜矿的找矿方法……103
第一节　一般工作方法……104
第二节　地球化学找矿法……106
第三节　物探方法……130
第四节　地质、物探、化探的综合找矿方法……131
第五节　矿物-地球化学方法……132
第六节　铁帽的研究方法……144
第七节　中-酸性侵入岩的分类及染色法……148
第八节　不断地总结经验，探索新的方法……150

第一章　斑岩铜矿的含义

斑岩铜矿（包括斑岩铜钼矿），过去也称之为“细脉浸染型铜矿”，是一种可供大规模开采的低品位铜(钼)矿床。其次生富集带早已被工业部门所利用。作为原生斑岩铜矿，则是从本世纪五十年代才开始被列为铜(钼)矿的重要工业类型，而进行普查、勘探和研究的。

“斑岩铜矿”和“细脉浸染型铜矿”，实质上就其成因来看，它们多与斑岩侵入体有关，因而得名。在名称上，前者强调了斑岩的重要性；而“细脉浸染型铜矿”，则是强调了矿石结构构造上的特点。这里要注意的是，并非所有的“细脉浸染型铜矿”都是斑岩铜矿，因为也有同斑岩体没有直接成生关系的“细脉浸染型铜矿”，也就是说，斑岩铜矿的矿石结构构造是细脉浸染状的，但具这种构造的铜矿，并不都是斑岩铜矿，如与火山岩有关的、与变质岩有关的某些铜矿等。区分这一点，在找矿实践上是很有意义的。

人们对斑岩铜矿的认识是有一个发展过程的。最早是在二十世纪初，从美国西南部一些矿山工人那里叫出来的，在地质上被引用那还是在本世纪的四十年代，而发展比较快则是在六十年代以后。最初提出斑岩铜矿时，是针对与酸性斑状火成岩中含有浸染状铜矿而言的，它包含了成因方面的意义。后来有人则将其扩大为凡是可供大规模露天开采的低品位铜(钼)矿床，不论其成因如何均称之为斑岩铜(钼)矿，这样它又失去了原地质上的成因意义。现在多数人认为，它应属于铜(钼)矿床的工业类型之一，应给予它一定的成因含义：

它是一种主要与钙碱性的浅成-超浅成相的中-酸性的斑岩侵入体（包括潜火山岩）有关的，可供大规模开采的低品位（一般为0.4～0.8%）的细脉浸染型铜(钼)矿，并常伴有角砾状地质体或角砾岩筒。如果矿区附近只有火山岩，而无斑岩侵入体的则不能称之为斑岩铜(钼)矿。

斑岩铜矿在时间上、空间上和成因上与斑岩侵入体密切相关，有一定的成生联系。这种斑岩体应是“侵入式”的，而不是“地层式”的，这样就可以将那些与火山作用和变质作用有关的细脉浸染型铜矿划分出去。

斑岩铜矿的成因，多数应属中-高温热液矿床。正岩浆晚期成因的可能有，但从现有矿区实际资料来看，矿例很少。还是称斑岩铜矿适当，有利于地质找矿和评价；也便于开采部门使用，比过去那种含义不明确的热液矿床名称为好。

所谓“斑岩型矿床”，就不限于斑岩铜矿或斑岩铜钼矿床了，它是与斑岩侵入体有关的细脉浸染型低品位矿床的总称，如斑岩金矿、斑岩钼矿、斑岩钨矿、斑岩铀矿等，这里就不一一列举了。

第二章　斑岩铜矿的一般特点

斑岩铜矿多是一种规模很大的（亦有小的）低品位铜矿床，是国内外最重要的铜(钼)矿工业类型之一，它在各类铜矿床的总储量中占50%以上。在资本主义国家里约占62%，世界上产铜最多的五个国家中有三个——美国、智利、秘鲁均以斑岩铜矿类型为主，90%以上的储量和产量都来自斑岩铜(钼)矿床。在苏联，近几年来斑岩铜矿也列为主要的铜矿

类型之一，截止1967年，其产量约占铜的总产量的21.9%。菲律宾在1972年斑岩铜矿床只有15个，矿石储量仅有10亿吨，占铜矿的比例并不大，而到1975年为止，已找到了34个矿床，矿石储量为30亿吨，铜储量几乎全部来自斑岩铜矿。又如加拿大，在二十世纪三十年代，铜主要来自铜镍矿床，斑岩铜矿只占极少比例，但五十年代以后，由于在西部发现了较大的斑岩铜矿，目前已知有30多个矿床，矿石储量占这个国家铜储量的一半以上。

由此可见，斑岩铜矿的经济意义是很大的。近年来，特别是六十年代以来，斑岩铜矿找寻工作发展很快，储量增长迅速。从1960年到1972年的十二年中，国外发现了40个大、中型斑岩铜(钼)矿床（其中金属储量超过300万吨的新矿山就有11个），特别需要指出的是第三世界国家就占了22个，即占55%。这也是为什么近年来广泛引起国内外地质工作者重视的原因所在。

表 1　国外斑岩铜矿成矿带（区）规模统计表

（据160个矿区统计）

成矿带 \ 规模		特大型（铜金属量大于300万吨）	大型（铜金属量50～300万吨）	中、小型及重要矿点（目前探明储量小于50万吨）
太平洋成矿带	南北美洲大陆边缘成矿带	19	33	26
	西太平洋岛弧及加勒比海成矿带	4(西太平洋岛弧区3处)	9(西太平洋岛弧区5处)	16(西太平洋岛弧区12处)
阿尔卑斯-喜马拉雅成矿带		3	7	22
蒙古-鄂霍茨克成矿带		2	6	13
合　　计		28	55	77

（仿南京大学地质系）

从工业意义上说，这种类型铜矿床特点可以归结出如下几点：即人们常说的：“一大、二浅、三成群、四易选、五有用元素多。”

1．规模大

从国内外已有资料看，斑岩铜矿规模一般以大、中型为主，亦有小型的，但大型矿床在我国和世界上约占此类矿床的90～95%以上（如表1）。

世界上一些金属储量超过300万吨的特大型铜矿山，大部分都属于这种类型。目前世界上属这类的共有28处。国外该类型中最大的矿田是智利的丘基卡马塔，金属铜总储量据说约为2500万吨。苏联的科恩拉德斑岩铜矿开采历史很长，至今仍是苏联主要铜矿基地之一。这里应该说明的是，斑岩铜矿化，并非都能构成大型的，有的只形成矿化，这样的例子在国内外均不少。

2．埋藏浅

由于斑岩铜矿多与浅成、超浅成侵入岩有关，故其埋藏比较浅，如我国D矿田的ZU矿区，在地表以下20～30米处就可以见矿，T矿区埋深只有200～100米，矿体延伸也只有300～400米。有些矿区地表就是矿，很浅。由于埋藏浅，开采成本就较低，更为重要的是还可大规模机械露天开采，提高劳动生产率，降低成本，有利于改善劳动条件，提高工人同志的健康水平。

3．常成群（串）出现

斑岩铜矿多成群、成串或成带出现，很少孤立出现，这与区域性的深大断裂控制有关。在不同的构造—岩浆带上，矿床（点）是成群成带的。如环太平洋带所发育的斑岩铜矿均是，在我国很多省、地区亦有这种明显的成群、成串分布。

如D矿田就有ZU、T、F、E四个矿床。又如某地就有八个矿床和矿化点，而且一直延至邻近省内，为我国独有的成矿带。因此，在工作中要注意区域分布上的这一特点，进而指导普查找矿工作。

4．矿石易选

斑岩铜矿尽管比较贫，品位一般在0.5%以下，个别可达0.8%左右，有的矿床品位只有0.2%（如加拿大海蒙特矿床），常被人“看不上眼”，但是由于矿石有用组分分布较均匀，矿石工艺性能稳定，可选性好，金属回收率高，铜、钼回收率分别可达90%和80%以上，铜、钼精矿品位亦较高。S矿的铜金属回收率为91%，可选品位为14～27%。D矿的经验也说明了这一点。其原因是矿石矿物比较简单、易选。

5．可综合利用元素多

从斑岩铜矿中除获得铜元素外，还可以综合利用回收的有：钼、金、银、铼、钴、硫、钨、硒、碲等伴生的有益元素。虽然它们含量较低，但因一般矿床规模较大，积少成多，顺便回收综合利用，其数量也是可观的。美洲的一些产铜国家所产的钼、金、银、铼有三分之一或更多一些来自斑岩铜矿。就拿金一项来说，也是极为重要的，如D矿每年回收的金就足够全矿山的基本建设费用。美国宾厄姆铜矿，从1905年到1960年，就金一项已回收了342吨。巴布亚新几内亚的布干维尔的潘古纳大型斑岩铜矿，每年除生产20万吨金属铜外，还可回收20吨金。可见综合利用价值是多么大。因此，在评价斑岩铜矿床时，一定要进行综合评价，充分利用我们祖国的矿产资源。

上述伴生的有益元素主要赋存状态：

钼：主要构成辉钼矿分布于蚀变中心附近，在矿体的下

部较稳定，向外品位显著降低。成因上主要与较酸性的斑岩侵入体或早期高温硅化有关。就斑岩铜矿而言，在我国很多矿床都多多少少不同程度的含有钼，铜钼经常共生，约占斑岩铜矿的77%（个别也可没有钼，如G矿）。常出现若即若离的关系，有时两者成为互消长关系，有时也出现互成正比的关系。我国D矿及DB铜(钼)矿床等就是这样(图1)。

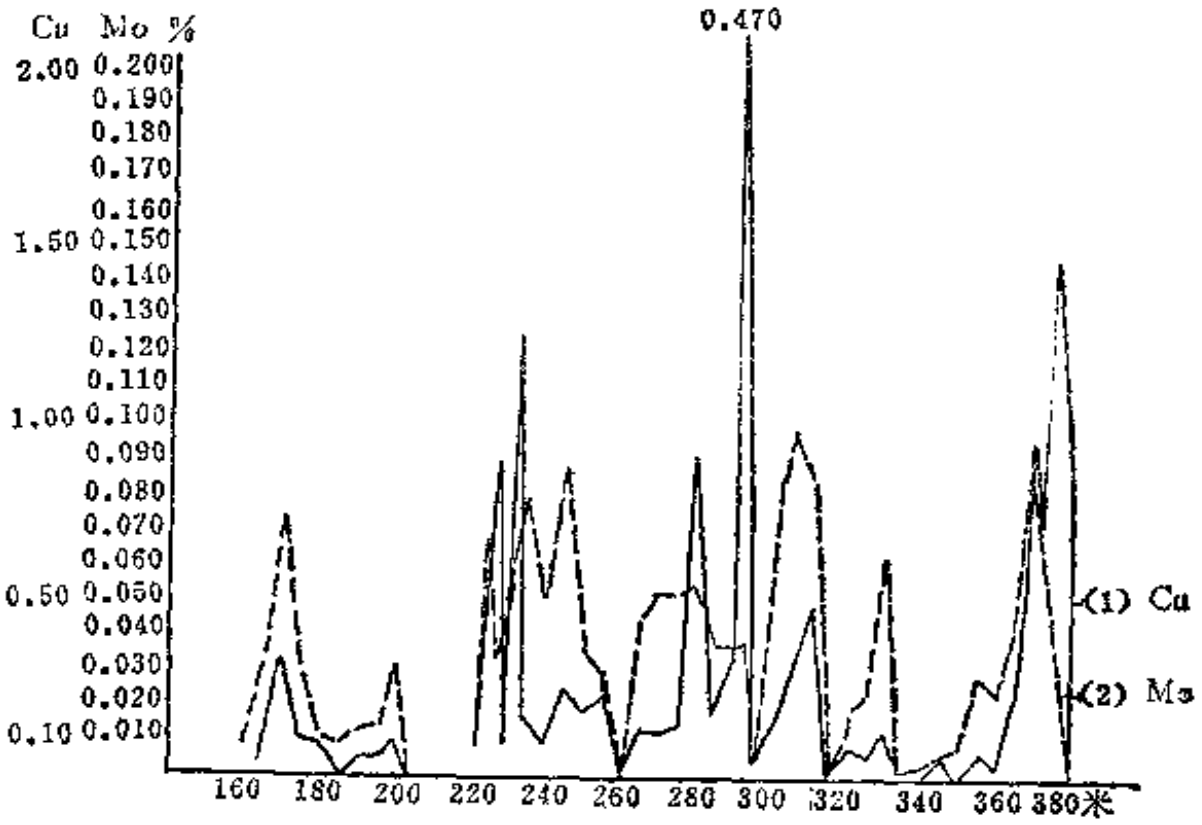


图 1　铜和钼品位变化关系

局部钼高时可以形成单独的钼矿体，有时则可形成单独的斑岩钼矿床。

铼：主要呈类质同象赋存于辉钼矿中。铼的含量往往与矿床中铜的含量成正比。据统计，斑岩铜(钼)矿床中，铼在辉钼矿中的一般平均含量为547克/吨；在斑岩铜钼矿床中，

铼在辉钼矿中平均含量为940克/吨；而在斑岩钼矿床中，铼在辉钼矿中的平均含量只有1～28克/吨。可见铼主要赋存于斑岩铜钼矿床中。尽管铼在辉钼矿中的含量不均一，但只要冶炼的方法得当均能回收。

金：常产于黑云母化带和含黑云母、钾长石、石英细脉带及其附近，在成因上多与较晚期含硫化物的石英细脉有关；有的则主要赋存在青盘岩化带内。它和钼相反，多富集在铜矿体的上部或黄铜矿体内，并且金、铜的含量具有同消长的关系，有时也可形成单独斑岩铜金或斑岩金矿床。因此，在找金矿的时候，在注意其它类型的同时，一定还要注意斑岩铜矿中金的综合利用。

硫：主要以黄铁矿形式存在，多产于铜矿体的外围，亦可在选铜矿的同时顺便回收。

与金和硫化物相伴生的有益元素经常有银和钴，钴多在黄铁矿、黄铜矿中，或呈单独钴矿物出现，如硫钴矿等。

第三章　斑岩铜矿的主要地质特征

第一节　与斑岩铜矿有关的侵入岩

1．斑岩铜矿在空间上、时间上和成因上，主要与钙碱性系列的斑岩侵入体密切相关，即与闪长玢岩-花岗闪长斑岩-石英二长斑岩-花岗斑岩-石英斑岩等有关，特别是花岗闪长斑岩和石英二长斑岩占绝对多数(如表2)。

2．斑岩体虽不完全限于火山岩地区，但往往与玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩，特别是安山岩和英安岩等钙碱性系列火山喷发活动有成因联系，主要出现在造山期和造山

表 2　国外斑岩铜矿区岩石类型统计表

（据90个矿区统计）

成矿区 \ 岩组		花岗闪长岩-石英二长岩类（以中酸性为主）	石英闪长岩-闪长岩类（以中性为主）	闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩类（以酸性为主）
太平洋成矿带	太平洋两岸大陆边缘及其内侧构造活动带	32	9	8
	岛弧区	5	11	—
阿尔卑斯-喜马拉雅成矿带		7	6	—
蒙古-鄂霍茨克成矿带		11	—	1
合计		55（占61.2%）	26（占28.8%）	9（占10%）

（仿南京大学地质系）

后期，并大部分为陆相。它们常构成断续相连的长达几千公里的安山岩带，这些安山岩带多受断裂、凹陷带或断陷盆地的控制，因此常出现在不同构造岩相交接带上。

3．侵入体主要为浅成、超浅成相，极少数为中深成相，特别是浅成、超浅成相与斑岩铜矿关系尤为密切。它们常为多期多阶段复合杂岩体的晚期产物，这一特点很重要。超浅成相主要由潜火山岩组成（亦称次火山岩），它与火山活动有密切的成生关系，是未喷出地表而潜伏在地下（约0.5～2.5公里左右）的火山岩。它与火山岩具有三同：同空间、同成因、同时间或稍晚。这种潜火山岩的产状，总的来说是“侵入式”的，而不是“地层式”的。具体表现可以是各种各样的，如岩颈、岩筒、岩枝、岩株、岩瘤、岩床、岩脉或岩脉群等。它是一种外貌上像火山岩，而产状是侵入的；或外貌上似侵入岩，而基质结构具火山岩特征的岩体。它的产状和

野外观察是区别于火山岩的重要依据。

4．与斑岩铜矿有关的斑岩体，是受构造控制的被动侵位的岩体。反映在岩体形态上常形成“蘑菇状”、“筒状”、“喇叭状”、“蝌蚪状”，不规则脉状，或上部为脉群，下部为不规则的岩株体，总之形态一般均较复杂。

5．斑岩体的出露面积，一般不超过10平方公里，尤以1平方公里左右为多，如Y矿花岗斑岩体，出露面积只有0.73平方公里。D矿田三个花岗闪长斑岩体的出露面积总共也不过1平方公里左右，其中最小的岩体只有0.04平方公里，最大的岩体为0.84平方公里，像这样的例子国内外均有

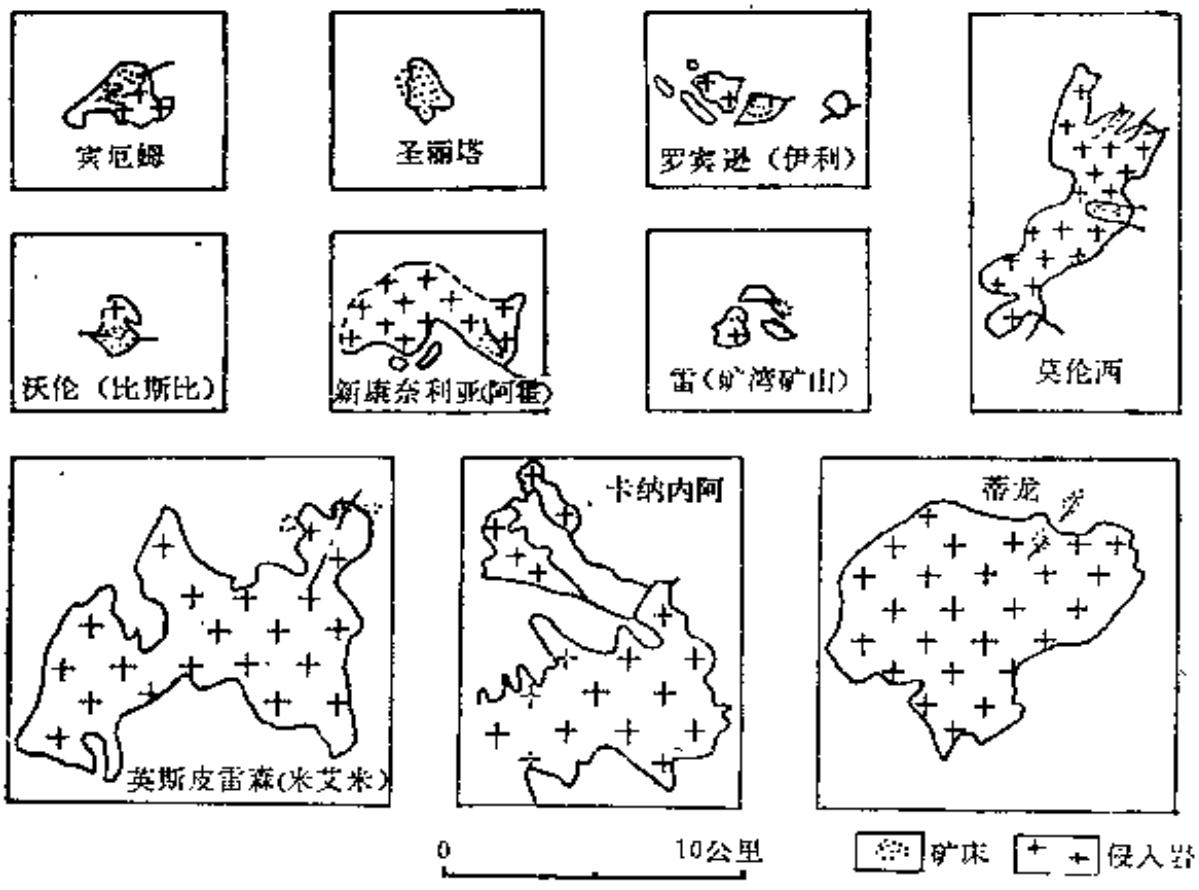


图 2　同斑岩铜矿有关的侵入体形态及大小

很多，其形态见图2。

从图中可以看出，岩体出露面积越大矿化规模越小。尽管侵入体是同一时代生成的，可是与矿化关系最为密切的则是小岩株而不是大岩基。小岩体多全部矿化，特别是筒状小岩株，如Y矿、TS矿、FS矿等。大岩体则只部分矿化，如DB矿等。岩墙状或岩床状岩体，矿体多为透镜状、脉状或似层状，如TK矿和Z矿等。因此在找矿标志上，要注意那些小的斑岩侵入体，特别是筒状斑岩体或筒状角砾状斑岩体常形成大矿；而那些脉状斑岩体，尤其蚀变又是线型的，一般不会形成较大规模的矿床，且矿床多受脉体控制呈“布条状”(图3)。有时尽管矿较富，但规模都不十分大（特殊情况例外，如构造交会比较发育等），如Z矿、XY矿和国外的隆福德铜矿等均是。就是斑岩体的形态、产状也直接与矿化富集地段和矿床的规模密切相关，在找矿评价上均需注意，不断总结其规律性。

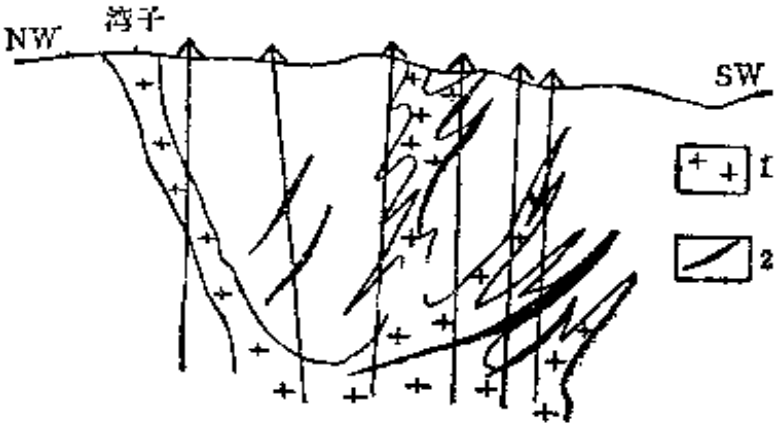


图 3　脉状斑岩体及矿体形态示意图

1—斜长花岗斑岩；2—矿体

6．侵入体时代大都较新，一般多为中生代，也有较老的，如TK矿就是下元古代的。

7．斑岩体在岩石化学上的特点是：一般 $CaO+Na_2O+K_2O>Al_2O_3>K_2O+Na_2O$（分子数）；$K_2O+Na_2O<8$；而且常是 $K_2O>Na_2O$，甚至高出几倍，如Y矿岩体 $K_2O/Na_2O\geqslant3$。这点可区别于黄铁矿型铜矿的岩体（石英角斑岩），后者 $Na_2O/K_2O=4.7$，这是 Na_2O 和 K_2O 的重量比，也就是说 $Na_2O>K_2O$。与斑岩铜矿有关的岩体也有 $Na_2O>K_2O$ 的，如S矿等，但一般相差均很小，这可能与区域地球化学背景值有关。与斑岩铜矿有关的斑岩体的钙碱指数，据统计一般为55～63之间，里特曼指数 $\delta<3.3$。矿化除与岩体的 K_2O、Na_2O 的含量有关外，亦与 SiO_2、Al_2O_3 的含量有关，如岩体中 SiO_2 的含量在62～65%时，多为斑岩铜钼矿；$SiO_2>65\%$ 的岩体常形成斑岩钼矿，而与斑岩铜铁有关的斑岩体 $SiO_2<62\%$。

8．侵入体是否含矿只靠岩石结构、矿物成分和化学成分来判断显然是不够的，如能利用微量元素或造岩矿物中微量元素的含量测定，亦可取得较好的效果。如岩石中铜丰度值的异常，特别是较常见的斑岩体的含铜值，即便是蚀变的斑岩体，此值也可作为判断的依据。黑云母中铜、铅、锌的含量以及黑云母中 TiO_2%（重量）的含量和磁铁矿、钾长石斑晶中铜、铅含量的测定等，都是区分含矿和不含矿侵入体的行之有效的方法，特别是黑云母，近年来研究报导较多。区分含矿和不含矿斑岩体的工作，在普查找矿评价初期尤为重要，其方法详见后面有关章节。

最后还应指出的是：

（1）有关中-酸性侵入岩分类命名的问题，目前还没有一个统一公认的好方案，因此在进行岩性对比或引用别人资料时，一定要注意是用的哪个分类法，有时相差是很大的，

表3 我 国 几 个 主 要 斑

矿区名称	侵入体岩性	产 状	出露面积 (km^2)	侵入深度	岩石结构
Y矿	黑云母花岗斑岩角闪二长花岗斑岩	平面上呈“蝌蚪状”小岩株	0.73	超浅成相（潜火山岩）	斑状结构晶屑结构
T矿	花岗闪长斑岩	不规则状岩株	0.8	浅成相	斑状结构
F矿	同 上	同上	0.16	浅成相（？）	斑状结构
DB矿	花岗闪长斑岩（花岗闪长岩）斜长花岗斑岩	平面上呈“石燕状”岩株	花岗闪长岩为7左右	花岗闪长岩为中深成相（？）花岗闪长斑岩可能为浅成（？）	碎裂状结构
S矿	石英闪长斑岩（花岗闪长斑岩、闪长玢岩）	不规则“蚓状”岩株	<1（？）	浅-超浅成相	斑状结构晶屑结构

岩铜矿侵入体特征表

斑晶大小及含量	基质（cm）	晶层	岩石化学特征（%）	蚀变类型	矿化
0.5～3mm 个别可达3cm占40～50%	0.03～0.08	有	SiO_2 = 68.27～69.12 Al_2O_3 = 15.53～15.76 K_2O = 4.35～5.23 Na_2O = 3.50～3.55 钙碱指数：65.8	面型	含钼的铜矿石占50%，含铜的钼矿石占14.7%，全部岩石矿化
2～5mm 占60%左右	0.1	无	SiO_2 = 62.89 Al_2O_3 = 15.47 K_2O = 2.74 Na_2O = 3.61 钙碱指数：59	面型	含钼的铜矿石，部分岩体矿化
2～5mm，最大达2cm 53～55%	0.1～0.3	无	SiO_2 = 66.13 Al_2O_3 = 15.60 K_2O = 3.28 Na_2O = 3.84	面型	同上
1～5mm 40～60%	0.05～0.2	无	复合岩体弱蚀变岩石 SiO_2 = 63.45 Al_2O_3 = 16.87 K_2O = 3.63 Na_2O = 3.4	不规则面型	含钼的铜矿石全部岩石矿化
1～3mm 40～60%	<0.5	有	SiO_2 = 54.66～62.73 Al_2O_3 = 15.61～17.86 K_2O = 2.11～3.80 Na_2O = 3.68～5.06	面型	含少量钼的铜矿石，部分岩体矿化

矿区名称	侵入体岩性	产　　状	出露面积（km^2）	侵入深度	岩石结构
ZE矿	花岗闪长斑岩 石英斑岩	小岩株	<1(？)	（浅）-超浅成相	斑状结构 晶屑结构 霏细结构
Z矿	斜长花岗斑岩 （花岗斑岩）	不规则状岩枝、岩脉（群）	<1	超浅成相	气孔状构造、斑状结构、晶屑结构
FS矿	花岗闪长斑岩	蘑菇状小岩株	0.73	超浅成-岩颈岩（角砾岩筒）	斑状结构 岩屑结构 角砾构造
MC矿	花岗斑岩 石英二长斑岩	岩颈、岩舌、岩株、岩墙	1.36	浅成相	斑状结构
LY矿	闪长玢岩	不规则岩株（筒状）	1	超浅成相	斑状结构 暗化、晶屑结构气孔构造
TK矿	变花岗闪长斑岩 （石英闪长斑岩）	岩床	延长700米	浅成相	变余结构 斑状结构 中-粗粒结构

续表

斑晶大小及含量	基质（cm）	晶屑	岩石化学特征（%）	蚀变类型	矿化
0.3～1.5mm 35～40%	<0.1	有	SiO_2=64.37～75.07 Al_2O_3=11.74～14.77 K_2O=4.88～5.48 Na_2O=2.09	不规则面型	含钼铜矿石，岩体均矿化
3～6mm 36～40%	0.1±	有	SiO_2=61.12 Al_2O_3=15.80 K_2O=3.23 Na_2O=2.87 钙碱指数：57.7	线型(？)	含钼铜矿石，岩体均矿化
	微晶质	有	钙碱指数：55.2	面型（爆破角砾岩筒型）	含钼铜矿石部分岩体矿化
0.3～2mm (1.2～2.5cm)，47.5%	0.3～0.16	无	SiO_2=69.76 Al_2O_3=15.01 K_2O=4.47 Na_2O=4.10 钙碱指数：53.6	不规则面型	含钼铜矿石
2～1mm 30～40%	<0.1	有	弱蚀变闪长玢岩 SiO_2=64.36 Al_2O_3=15.15 K_2O=3.04 Na_2O=3.74	面型	含钼铜矿石
3～5mm，最大达35mm，20～60%	0.1～0.01	无	花岗闪长斑岩 SiO_2=67.65～63.77 Al_2O_3=16.52～17.80 K_2O=2.44～3.20 Na_2O=1.39～3.94	面型(？)	含钼铜矿石

在美国斜长花岗岩是作为石英二长岩同义语来使用的，显然是不合适的。因此，工作中不要生搬硬套，要从实际资料出发。最好工作区或所在单位，能有一个较为适用的相对稳定的统一分类方案，否则势必给生产、编录带来混乱。

（2）斑岩铜矿虽与斑岩体有关，但矿化并非仅限于斑岩体内，就世界范围来看，大约60～70%的矿化在斑岩体里，但有的则主要产在硅铝质的变质岩或沉积岩的围岩里，如D矿旧70%的矿在板溪系千枚岩里，只有30%在岩体里。像Y矿除岩体含矿外，在外接触带亦形成了工业矿体。

（3）从找矿来说，还有一点值得提出的，从我国已有的斑岩铜矿床资料看，形成斑岩铜(钼)矿的岩体有两种类型：一种是潜火山岩体，如Y矿、Z矿、ZE矿和FS矿等；另一种是浅-中(深)成侵入体，如T矿、DB矿等。因此，不能被火山岩的框框框住，在注意潜火山岩的同时，还要注意到与火山岩无关的浅成岩地区去找，特别是那些与断裂-岩浆带有关的浅成岩。这里，火山岩的有无是一种现象，关键是深断裂的存在，如曲江-吴川深断裂的两侧，虽无火山岩和火山盆地的存在，但斑岩铜(钼)矿床，甚至于斑岩钨锡铜矿床或矿化点，就不下十余处。因此，“找斑岩铜矿一定要到火山岩带或火山岩地区去找”的提法是不全面的，工作中一定要区分本质和现象。

（4）与其说斑岩铜矿与斑岩体有关，不如说与斑岩体的蚀变，特别是富含黄铁矿化蚀变有关更好些。这一点在评价岩体时，也须给予考虑。工作中要视具体情况而定，特别要注意含矿斑岩体的地球化学标志，以加速斑岩铜矿的普查与评价工作。

现将我国几个主要斑岩铜(钼)矿床的侵入体特征列于表

3 中。

第二节　与斑岩铜矿有关的构造

从斑岩铜矿的区域分布情况来看，世界上绝大部分斑岩铜矿，多集中在目前所划分的六大板块及几个小板块的边缘，俯冲消亡带（毕乌夫带）之上，仰冲板块的一侧。

从地质力学观点看，斑岩铜矿带、矿田都受一定构造体系的控制。

传统地质学观点则认为，斑岩铜矿带主要形成于不同时代的褶皱地槽区，地槽发展的中、晚期，特别是晚期；或隆起与坳陷的交接带上，尤其是隆起边缘的长期活动的深断裂，对普查斑岩铜矿较为有利，如我国D矿田即位于江南古陆和浙赣坳陷交接带上的赣东北深大断裂的西北侧。

控制斑岩铜矿成矿的主要地质因素是断裂-岩浆作用，目前某单位所划分的我国21个远景成矿带中有16个矿带明显地受断裂-岩浆带控制。如鄱庐断裂带，延长几千公里，在它的两侧分布有不少斑岩铜（钼）矿床和矿化点。我国赣东北的铜矿床也是受一条长达300多公里的大断裂及其羽状断裂系控制的(图4)。Z矿等矿床（点）则是受长达500多公里的政和-大埔深断裂及其次一级断裂系统控制。国外如中勘察加山脉的铜-钼矿床和矿点，也是受一条长达1000公里以上深大断裂控制。

我国Y矿则位于三江褶皱带上的夺盖拉复向斜的次一级背斜里，矿床的形成规律性很强，严格受两个大断裂控制，特别是受觉拥断裂带控制更为明显。

对找矿具有重要意义的是不同方向的构造断裂相交会的地段，尤以两组断裂交叉处更重要。例如美国西南部各州的

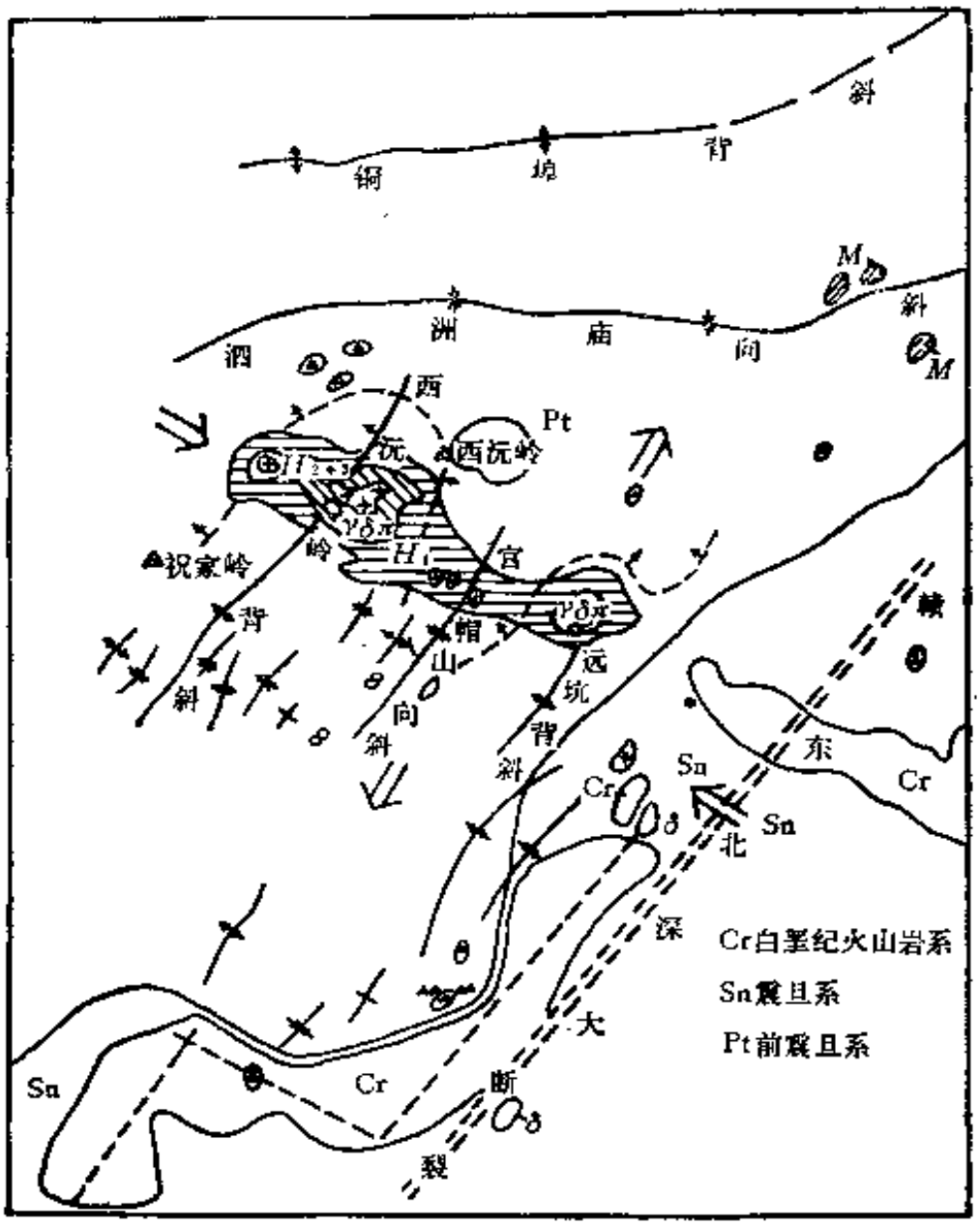




图 4　某斑岩铜矿田区域地质图

1—千枚岩中(强蚀变带)；2—千枚岩(弱蚀变带)；3—花岗闪长斑岩；4—闪长岩；5—基性火成岩；6—超基性火成岩；7—背斜；8—向斜；9—深断裂；10—断裂

主要铜矿区，都位于几个巨大构造单元——得克萨斯断裂带，北东向的前寒武区域断裂线和瓦萨契杰罗姆造山带的交会地段(图5)。因此，可以说美国西南部“盛产”铜的地段

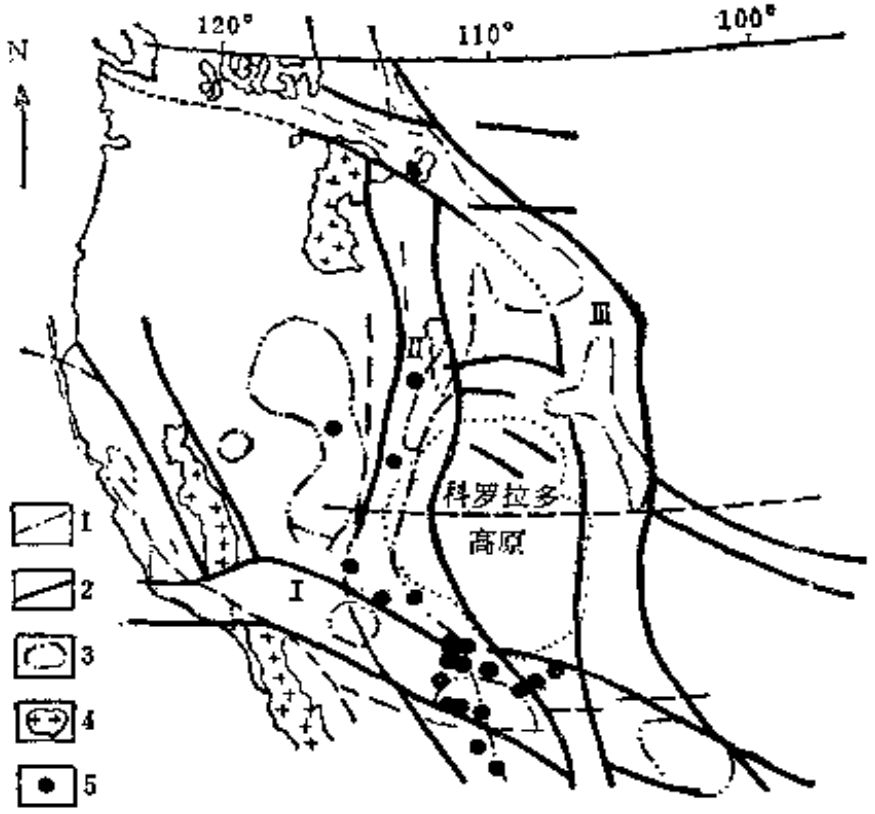


图 5　美国西南部诸州铜-钼矿床分布示意图
(相对于该区主要构造单元-科罗拉多高原)
I—得克萨斯断层带；II—瓦萨契杰罗姆变形岩石带；
III—弗朗特山脉
1—陡倾断层；2—变形岩石分布带的界线；3—隆起断块的界线；
4—中生代侵入体；5—矿床

乃是迈阿密-瑞依地区的那个基底岩石（前寒武纪辉绿岩）被瓦萨契杰罗姆主断裂通过和得克萨斯断裂带北界所穿过的地段。

在我国这样的例子也不少，如DB矿就是在大、小兴安

岭的交叉部位，即嫩江大断裂与次一级构造的交会处。

关于断裂-岩浆带的问题，在找矿工作中尚须注意以下几点：

1．含矿岩体往往不是恰好在深断裂带之中，而经常是在深断裂带的一侧与它相交的次一级断裂或背(向)斜之中，就是说，深断裂只是岩浆上升的通道，它两侧的次一级构造才是岩浆储存的位置和含矿岩体的住所，即“断裂是道路，两侧来落户”，这在找矿工作中也是需要注意的。

2．国外一些学者认为斑岩铜(钼)矿主要产在优地槽中，我国的情况不同，不管是优地槽区还是冒地槽区，甚至地台区（如中朝地台，扬子准地台等），只要有大规模的断裂-岩浆带出现，就有找到斑岩铜矿的可能性，我国几个大型斑岩铜矿床均无例外。

3．我国（特别是东部）的中、新生代盆地十分发育，它们的形成多与断裂活动有关，形成“簸箕状”盆地，沿这

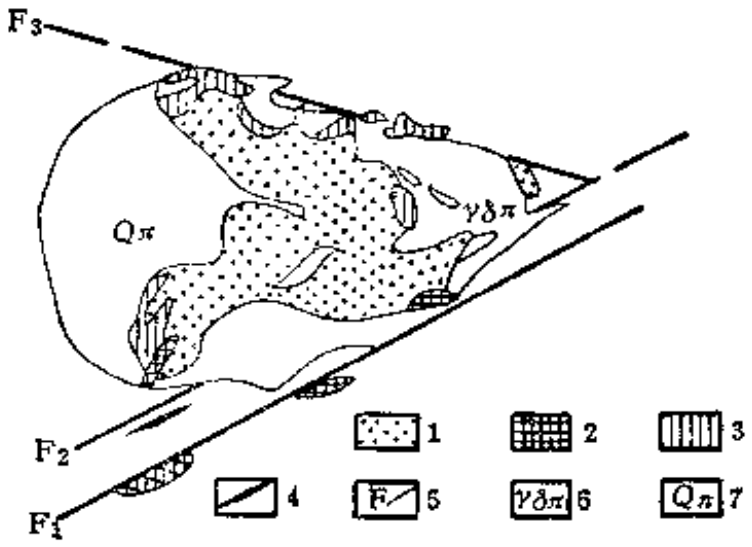


图 6　ZE矿地质示意图

1—斑岩钼矿；2—含铜黄铁矿；3—矽卡岩铜矿；4—脉状铜矿；5—断层；6—花岗闪长斑岩；7—石英斑岩

些断裂带也经常有岩浆活动，所以从“沿着断裂-岩浆带找矿”的角度出发，不仅应在老褶皱带找斑岩铜矿，还应注意在中、新代盆地的周边找斑岩铜矿。

4．在这种断裂-岩浆带中或附近，常有基性、超基性岩出现，尽管它们与斑岩铜矿毫无直接关系，但它却是我们找矿工作中值得注意的一个线索，说明确有深断裂的存在。从战略上说，找斑岩铜矿是应注意这些大断裂的，因为它是前提。

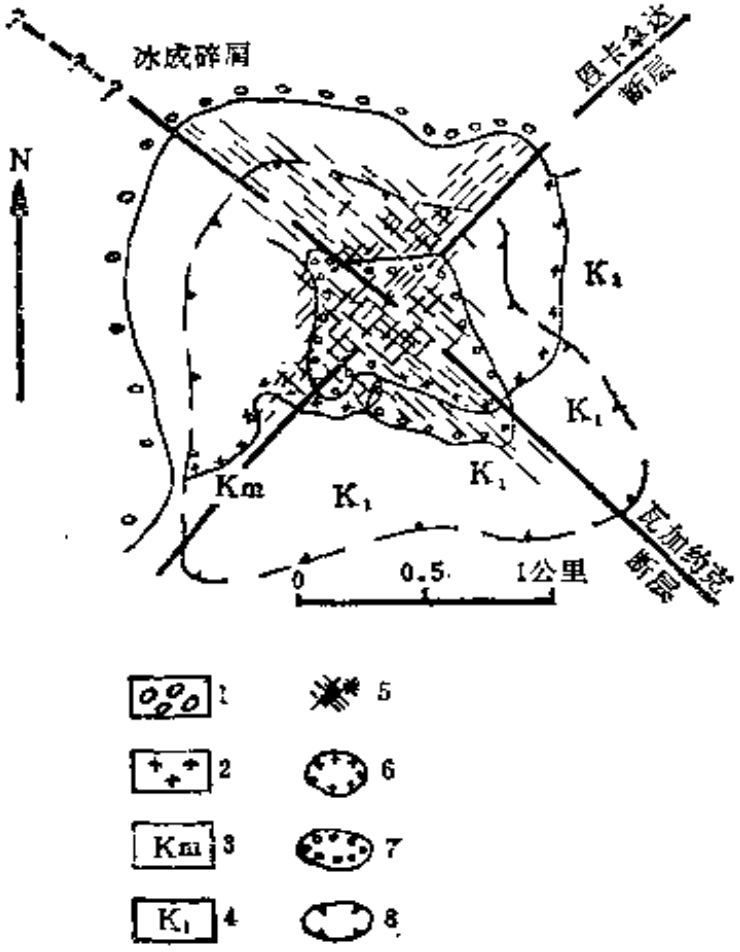


图 8　米奇奎莱铜矿构造地质图

1—冰碛物；2—石英二长斑岩；3—中白垩系；4—下白垩系；5—网状细脉（示细脉的走向）；6—米奇奎莱岩株轮廓；7—石英-绢云母化带轮廓；8—泥化带轮廓

矿床的构造条件

矿床往往分布于两组次一级构造交会处，它常控制着岩体的形态和蚀变的范围，而且也控制着矿体的规模和部位。如ZE矿床即是这样（图6）；有些矿床受褶皱控制，特别是背斜的倾没端或轴部的控制，如T矿(图7见插页)，Y矿、M矿、DB矿、MC矿及Sj矿等；也有些矿床受接触带和构造破碎带的控制，如DB矿及秘鲁米奇奎莱（图8），还有些矿床受一定构造体系或构造体系复合部位或转折端的控制，如Y矿则受康滇“歹字”型构造转折部位控制（如图9）。

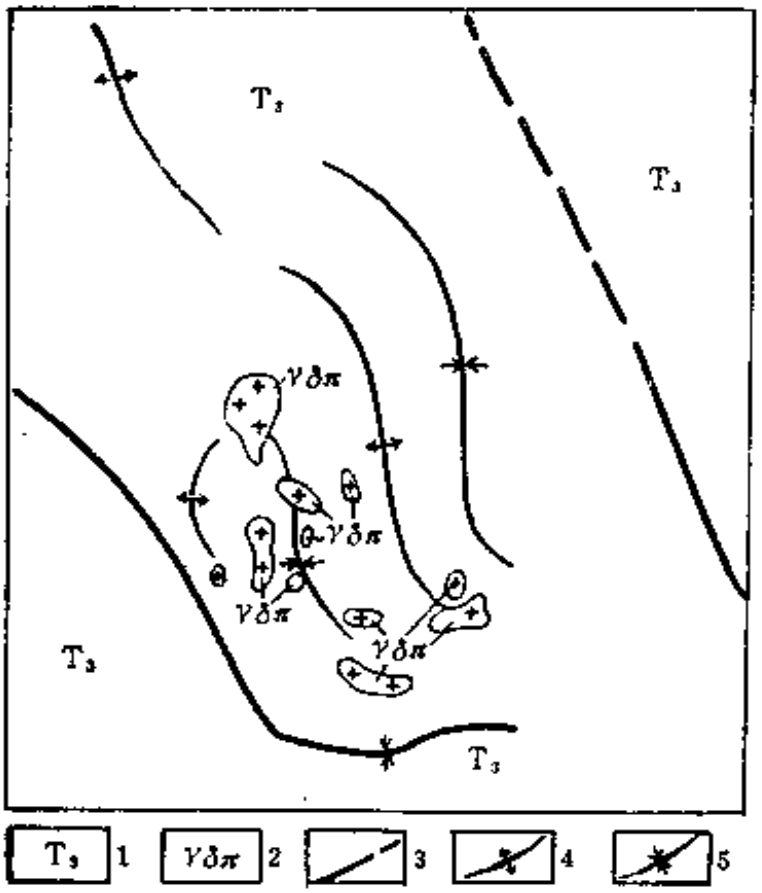


图 9　Y矿及其周围地质构造略图

1—上三叠系；2—花岗闪长岩；3—断裂；4—背斜；5—向斜

而矿化、矿体的形态、大小、范围，明显地受接触带及

由断裂引起的网脉状、脉状微裂隙控制，尤其微裂隙，它们的大量出现直接控制着蚀变及矿化程度，裂隙发育的空间范围越大越密集，蚀变越强烈，金属矿化的强度就越高；反之则往往蚀变、矿化都很弱，甚至金属品位达不到工业要求（如图10）。构造控矿的例子，在我国要算DB斑岩铜（钼）矿床及Z斑岩铜（钼）矿床最为典型了。Z矿区内微裂隙十分发育，呈互相平行排列的密集细脉带，被含铜黄铁矿石英脉充填，构成细脉带状矿石，单条细脉宽为1毫米左右，密集者达400余条/米，一般为100余条/米。在两组裂隙的交会处蚀变、矿化均较强，甚至出现块状富矿，特别是“人”字型裂隙交接处，帚状裂隙弧形突出处，“S”型裂隙转弯

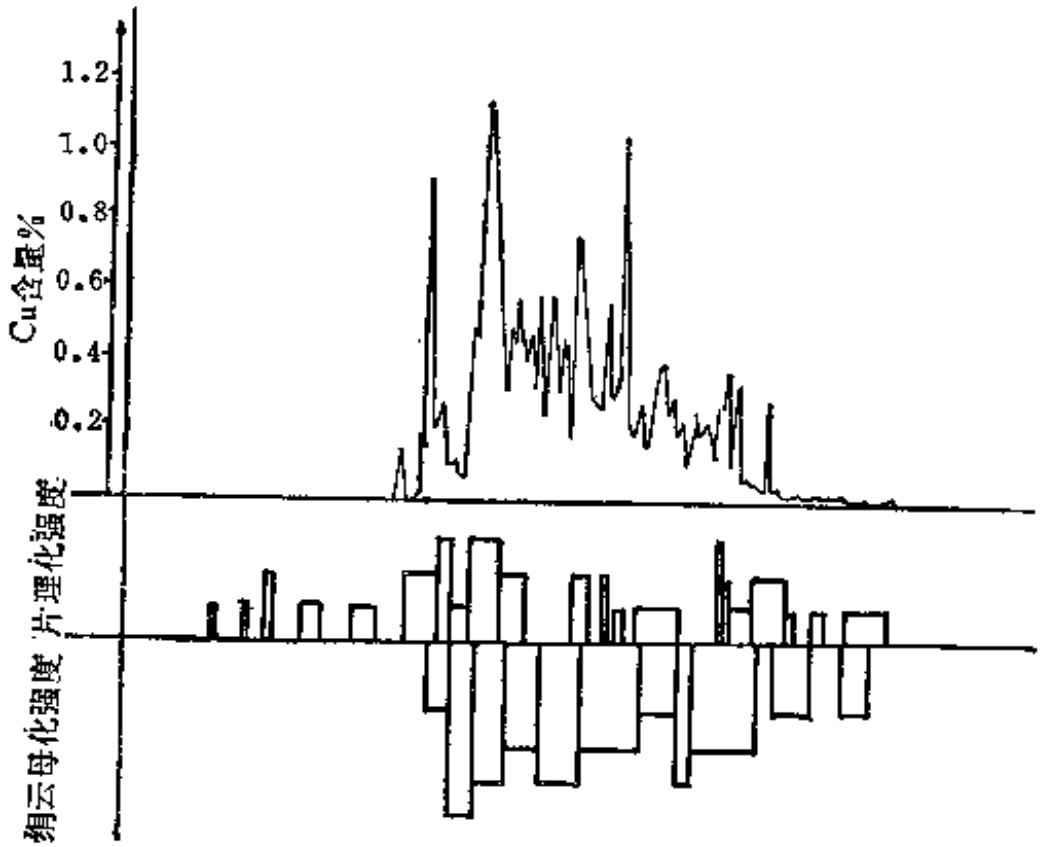


图 10　裂隙发育程度与铜品位变化关系图

处，蚀变强、矿化好。而有些矿区，如河北某地斑岩铜(钼)矿床，可能正是因为微裂隙不发育，而使矿石品位低贫、规模也较小。

对于这类网、脉裂隙比较发育的地区，在工作方法上必须点面结合。既要注意研究矿区各种构造成因的裂隙带、片理带、破碎带以及侵入岩的原生裂隙、侵入裂隙和环状、放射状裂隙的方向性、分布及主次；也要注意面上的构造——断裂的展布，它常可以帮助我们解决裂隙性质及分布等问题。

微裂隙的产生原因及其发育程度，可能是多种构造因素综合作用的结果。主要有：

1．沿较深构造带侵入的浅成杂岩体，其多期活动引起的构造应力，使已固结或未完全固结的岩体发生破裂，产生侵入岩本身的侵位构造裂隙。

2．埋藏较浅的脆性已固结的侵入岩，经多次活动在冲撞、挤压条件下形成破碎带，产生裂隙。

3．侵入体在复杂的冷凝固结收缩过程中，产生了非构造应力的成岩裂隙系统。

4．围岩中（包括岩浆岩、沉积岩、变质岩）原有的片理、劈理、层理、节理和角砾等裂隙系统等等。

正是由于上述几种裂隙系统，在一定程度上结合起来（或以某1～2种为主）形成一个渗透性较好的地段，为热液运移、沉淀提供了一个有利场所，以充填、交代的方式进行蚀变和矿化。由此可见，斑岩铜矿床中，接触带和裂隙构造及其结合对成矿的控制作用是极其明显，而且也是具有重要意义的。因此工作中除对接触带进行研究外，必须同时注意围岩及侵入体的裂隙构造的研究，应作为一个整体来考虑。

第三节　与斑岩铜矿有关的围岩

斑岩铜矿的围岩主要为两大类：一类为硅铝质岩——主要为千枚岩、片岩、片麻岩、中-酸性的侵入岩或喷出岩、火山碎屑岩、泥质粉砂岩、砂岩及各种角砾岩等；另一类为碳酸盐岩——有石灰岩、白云岩及泥灰岩等。它们的共同特点是，常显硬、脆、碎的特性，有利于矿液的运移和沉淀。

围岩的时代从太古代的变质岩到第三纪的火山岩均有，但我国情况与国外相比，时代相对比较老些，但也不是说没有新的。

围岩的性质和时代，虽说不是斑岩铜矿的重要特征之一，也就是说，虽对斑岩铜矿的形成不起决定性作用，但它对蚀变类型及斑岩矿床的类型组合和物质成分组合，却有明显的影响，也是一个不可忽视的方面，何况有的矿床尚有30～70%的矿化是产在围岩里。

这里围岩的化学性质则是一个值得注意的因素。

当围岩是碳酸盐岩时，常因化学性质较活泼而易被交代，形成矽卡岩型和斑岩型的组合，在成分上为Cu-Pb-Zn组合或Cu-Fe组合，即在接触带形成矽卡岩型铜铁矿床，而在岩体内部出现斑岩铜矿床。如Y矿、ZE矿等均属这种情况。从这点出发，对我国已知与中-酸性斑岩体有关的矽卡岩型铜矿、铜铁矿、铜铅锌矿，甚至铜钼矿等矿床，均应注意检查附近斑岩体内或岩体内已施工的钻孔岩心内有无斑岩铜(钼)矿的存在，尤其是对那些浅-超浅成的斑岩体内更应注意检查。某地质大队1975年通过对ZE矿的斑岩体的含矿性检查，发现了新的斑岩铜矿体，使铜的储量又有了新的增加，就是一个生动的例证。类似的例子如FS矿、TS矿等经

检查后，其储量都有翻一番的希望。长期以来，因受传统地质学观点的影响，片面的强调矿石品位贫，而忽视了综合利用的前景，人们常常只注意在接触带找矿，找富矿，而忽视了问题的另一方面，即在岩体内部找矿的问题。当然，也要防止在找斑岩铜矿的时候，丢掉了矽卡岩型矿床的寻找。

碳酸盐岩并非都能形成矽卡岩，如无化学成分的替代和一定深度侵入体或构造封闭等条件的存在，则可不形成矽卡岩和矽卡岩矿床，而形成钙铁-钙铝质角岩或蛇纹石化大理岩，如河北某铜矿化主要产在网脉状热液蛇纹石化大理岩中。

当围岩为硅铝质时，形成斑岩型和（热液）脉型组合，成分为Cu-Pb-Zn，甚至Cu-Sn-W(或Mo) 及Cu-Au组合，并常伴有较多的银及分散元素。由于这类岩石性质较致密，有时可构成岩体的顶盖，成为“隔挡层”或“屏壁”，使含矿物质难以溢出和扩散掉，从而有利于在岩体内部，特别是岩体顶部富集成矿，如DB矿区，虽然成矿地质条件基本相同，但在矿体上部是否有安山玢岩顶垂体的存在，将直接影响矿体的规模和大小。当有安山玢岩作“屏壁”的地方，岩

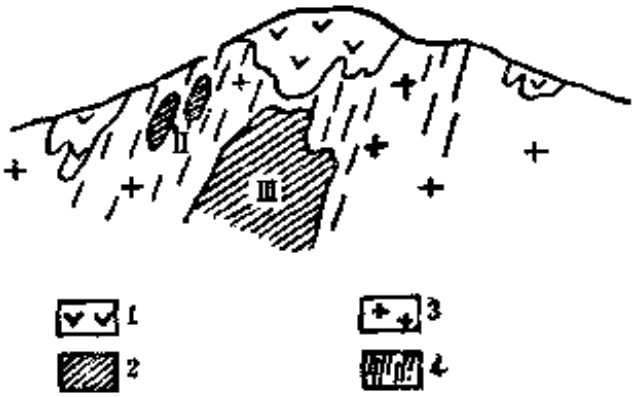


图 11 DB铜矿某剖面示意图

II—矿体；III—矿体

1—安山玢岩；2—矿体；3—花岗闪长岩；4—破碎带

石仅部分出现破碎带或片理化，矿体较大而且延伸也稳定，与其相反，在没有安山玢岩作为“屏壁”的地方，矿体就不大，而且也不稳定（如图11）。

许多斑岩铜矿之所以经常产在岩体的上部或岩体和围岩的接触带上就是这个缘故。

如果不仅有“屏壁”存在，而且还具有一定的构造形态，构成一个半封闭的储矿构造，那“屏壁”对成矿的作用就显得格外重要了，尤其是对铜矿体的形成，如Y铜(钼)矿体的形成部位，恰好在波里拉组石灰岩和甲坯拉组砂岩、粉砂岩的界面上（如图12）。

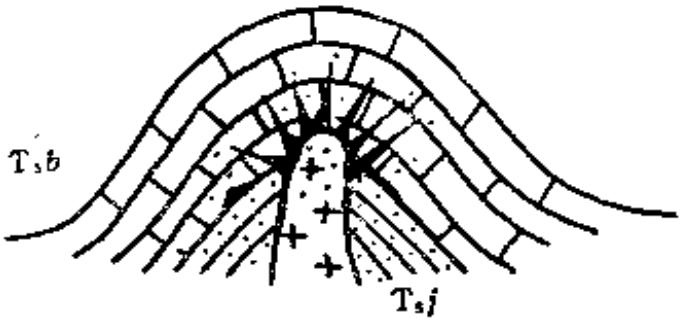


图 12　Y矿地质剖面示意图

T_2b—波里拉组灰岩；T_2j—甲坯拉组砂岩、粉砂岩

由此可见，岩体的剥蚀程度和围岩的构造对寻找斑岩铜矿具有一定影响，即剥蚀程度较小的岩体，又处在背斜轴部的，矿体常保存较好，有利于找矿，特别是找隐伏的斑岩铜矿。

对于角砾岩筒和各种角砾状地质体作为围岩时，既要看到它对成矿作用不利的一面；同时又要看到它是矿液活动和运移的有利场所。在一定条件下，它可以使原生矿化富集和作为寻找与斑岩铜矿有直接关系的火山颈或火山通道的重要标志之一，特别是对那些矿化角砾岩筒，更要加强野外的研究和作过细的工作。近年来的实践证明，角砾岩筒型斑岩铜

矿不仅国外有，我国也有，而且还不少。如FS矿、L矿等。FS角砾岩筒型斑岩铜矿的发现，给人以很大的启示，对于这类围岩，应当引起我们的足够重视。

同样，原岩性质对斑岩铜矿的次生富集作用也不能忽视。

第四节　斑岩铜矿的蚀变与矿化

1．研究蚀变的意义

（1）斑岩铜矿有其特征的蚀变和分带，由于蚀变围岩常比矿体大，并较易寻找和圈定，所以在找矿的时候，遇到蚀变围岩的机会往往比直接发现矿体的机会多，特别是斑岩铜(钼)矿的一定蚀变组合与一定矿化组合有密切关系，因此，长期以来，蚀变本身就是一种直接的找矿标志，是普查斑岩铜矿矿化富集部位的重要线索。问题是要正确地使用这个标志，而关键是要认识它，进而判断蚀变中心，指导找矿实践，这方面的经验教训可以说是很深刻的。

美国西南部圣马纽埃-卡拉马祖斑岩铜矿的热液蚀变，可以说是比较典型的，但在卡拉马祖矿发现以前，对其另一半的圣马纽埃矿体的热液蚀变虽曾做过大量的研究工作，对其蚀变带强度、划分及彼此间关系却有明显的不同认识，尤其是对矿体核部的黑云母-钾长石蚀变带的看法上相差很大，对其蚀变强度的认识截然相反，而对它的正确认识是判断卡拉马祖矿体存在与否的前提。

1953年，G.M.施瓦茨将圣马纽埃铜矿床的围岩蚀变划分为四类：

1）-高岭石-明矾石蚀变

2）水云母-黄铁矿蚀变

3）绢云母-黄铁矿、黄铜矿蚀变

4）边缘黑云母蚀变

他认为高岭石-明矾石蚀变带是热液渗透最充分的地段，应为蚀变最强烈的蚀变带，而边缘黑云母蚀变带则为强度最弱的蚀变带。

相距十多年后的1968年，J.D.洛厄尔等，根据野外观察和室内岩石学的工作，并参考了先人的工作成果，重新划分、解释了圣马纽埃矿床的蚀变及其分带，他认为钾蚀变带（黑云母-钾长石带）是蚀变强度最大的内蚀变带，与施瓦茨的看法恰恰相反。J.D.洛厄尔等人根据蚀变和构造的研究认为：三个蚀变带应以黑云母-钾长石蚀变为中心呈同心圆状分布，在空间上形成圆筒形的对称结构。但是圣马纽埃铜矿体的蚀变带在平面上却大致呈半圆形分布，缺失了与之相对应的另一半。于是又研究了发育在圣马纽埃的一条主要断裂，查明它是一条低角度的正断裂。据理推测，与圣马纽埃矿体相对称的另一半矿体，应该位于该断裂的上盘，向下滑动之后隐伏在圣马纽埃矿体的西南面。在这种认识的指导下，重新检查了以前在圣马纽埃矿床的西南部打的老钻孔资料，发现有四个孔已打到了边缘蚀变带（青盘岩蚀变带），有的孔甚至已打到了石英-绢云母蚀变带。只是因为对矿床的地质未能进行详细研究，特别是蚀变研究认识的不够。加之钻探深度不够，所以未遇到矿体。于是结合化探资料再次试钻，结果第一钻就打到了具有工业价值的铜矿石，后来的钻探表明，该处确实存在一个隐伏的大型斑岩铜矿床，矿石储量4.6亿吨，平均品位0.7%。

我国F矿床继T矿床之后的发现和迅速评价，也是正确地使用地质类比法进行的，这当中蚀变就是一个很重要的方

面，矿化主要富集在石英-绢云母化带及钾长石化带的外侧。

有的矿区储量一再猛增的原因之一，就是由于正确地运用了蚀变这个标志，从不认识钾长石化到运用钾长石化，进而圈出了强蚀变中心（即热液活动中心），结合对矿区构造的研究，经钻探验证又发现了新的规模较大的矿化地段，矿化也主要富集在石英-绢云母化带里。

从上述事例中不难看出，斑岩铜矿的蚀变研究（首先是认识），对指导普查勘探和找矿评价工作具有极为重要的现实意义。

（2）蚀变不仅作为找矿标志，而且还可以运用到指导工程部署上，与工人同志密切配合，协同“作战”，加快勘探和评价速度，特别是在现有野外条件下，破除迷信，解放思想，大胆地使用蚀变标志，成功地指导了铜矿普查和勘探工作，这样事例很多。如S矿床就是一例。

利用矿物的蚀变分带指导工程部署，我国某地质队在这方面积累了不少丰富的经验。他们在S矿普查时，就借助于放大镜和少量的显微镜的观察，系统的观察研究了一线剖面上的几个钻孔岩心的各种蚀变矿物组合（包括透明矿物和不透明矿物），及其所在的深度绘在剖面图上，总结其规律性，发现各种蚀变矿物组合变异曲线，多具有“相似性”（图13）。经勘探的实践证明，变异曲线的形态恰恰反映了矿体的形态。这样，蚀变研究就为指导钻探施工提供了一个可靠依据。也为矿区的蚀变研究如何多快好省地为生产第一线服务提供了宝贵经验。同时也告诉我们围岩蚀变的研究并不那么神秘，在野外条件下也能搞，而且可以搞得很好。

（3）蚀变的强度和广度也是评价矿化规模的标志之一。据我国几个主要斑岩铜矿床，如Y矿、T矿、F矿、

DB矿等矿床的找矿勘探实践证明，一般矿床规模越大，含矿岩石的蚀变就越强越广，分带性也越好，即多为面型蚀变，蚀变的范围往往超过含矿斑岩体，并扩展到围岩中，如F矿的蚀变范围就为斑岩体面积的3～4倍。与此相反，虽然蚀变具有一定的强度，但范围仅限于脉状斑岩体或破碎带的两侧不远的范围内（几米～几十米），即出现线型蚀变，则

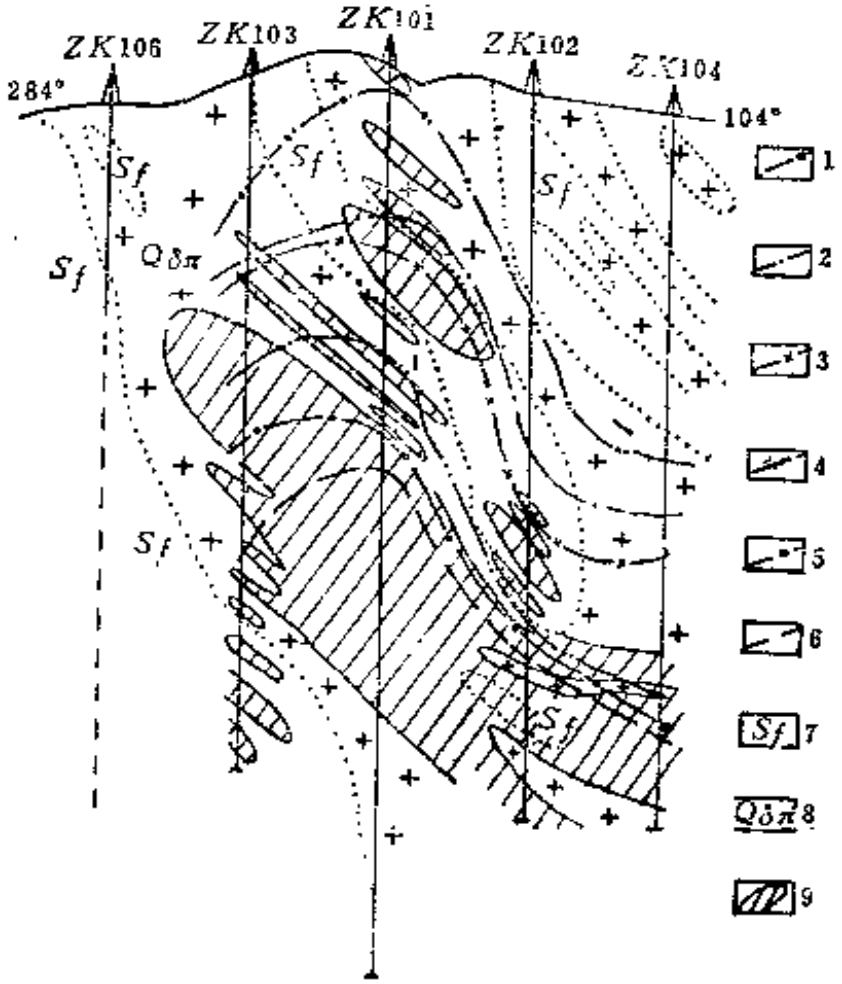


图 13　S矿Ⅰ线剖面蚀变分带示意图

1—黄铁矿出现的上界；2—磁铁矿、赤铁矿、镜铁矿出现的上界；3—石英-绢云母化与钾长石化分界线；4—斑铜矿出现的上界；5—石膏与硬石膏分界线；6—辉钼矿化出现界线；7—砂质岩；8—石英闪长玢岩；9—矿体

矿化虽较富，但规模往往不大，或仅矿化，常构不成工业矿体。

当然分带好并不一定都能形成大矿，还要综合其它因素统筹加以考虑。

（4）蚀变的垂直分带性，也是判断矿体或矿化剥蚀程度以及顶和底的重要依据之一，详见后述。

2．蚀变及其分带

斑岩铜矿有其特征的蚀变组合及其分带性。由内向外是：钾化带，石英-绢云母化带，泥化带，青盘岩化带。这种蚀变组合及其分带已被地质人员作为找矿标志来运用，在野外普查阶段，经常是根据斑岩体与蚀变带部位及蚀变标志来初步判别所面对的矿化现象是否属于斑岩铜（钼）矿化，甚至根据蚀变和分带特征来与其它类型矿化相区别。

在野外条件下识别蚀变岩石有时是较困难的，特别是那些蚀变较强的岩石。在这种情况下，野外和室内镜下鉴定相结合，是不难解决的。现就它们的主要特征介绍如下：

（1）钾化带：钾化带一般有两层意思，一是指钾长石化，另一是指黑云母化，它们都是钾交代的矿物，故统称钾化带。绢云母也是一种含钾的矿物，但因它和石英可以形成一个独立的石英-绢云母化带，所以就不把它归在钾化带里。看来将钾化带改为黑云母-钾长石化带可能更好，更能直接说明问题，并可统一蚀变的命名标准。钾化带一般分布在蚀变带的内部故又称内带。在地表有时不一定出现，多在地下隐伏，在钻孔或坑道里才可能见到。有些斑岩铜矿床无钾化带。

钾化带的主要矿物组合有：钾长石、黑云母、石英，次为绢云母、硬石膏（石膏）及少量的绿泥石、高岭石、钠长

石以及电气石等。

1）钾长石化，一般可有以下几种产状：

A．脉状：又可呈几种状态产出：

a．钾长石、石英和硬石膏一起呈肉红色的细脉，沿岩石裂隙、微裂隙分布；

b．钾长石呈肉红色分布在硬石膏（常为粉色或淡紫色）的两侧交代其它矿物；

c．钾长石在石英细脉或石英硫化物细脉的两侧，呈肉红色断续分布。但要注意肉红色的长石，并非都是钾长石化，要注意与钠（更）长石化相区别，后者常可见聚片双晶。

d．钾长石与黑云母一起组成不规则网脉充填交代其它矿物（图14 *a*、*b*、*c*、*d*、*e*、*f*）。

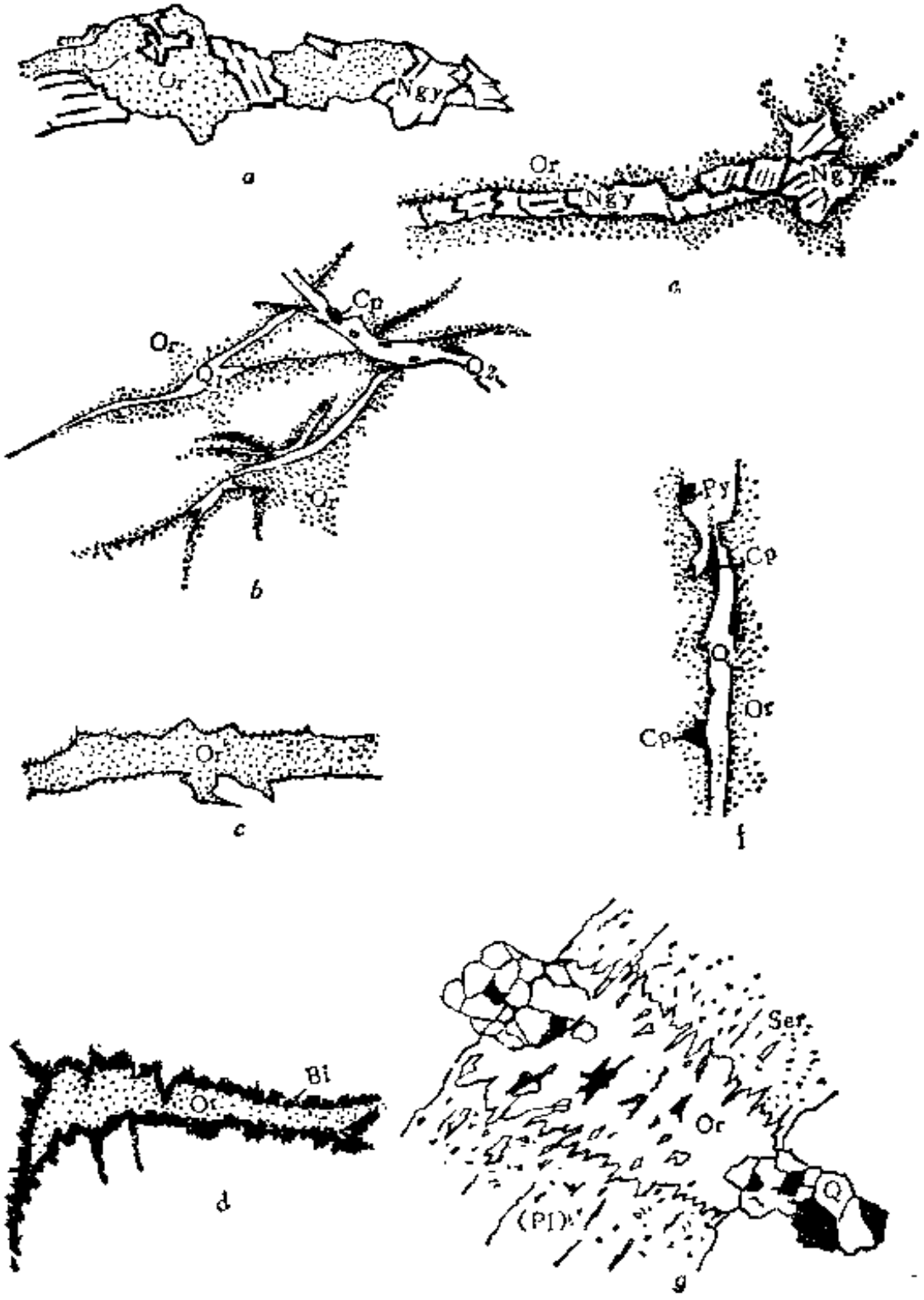
B．团块状：钾长石在岩石中分布不均匀，呈花岗变晶状的团块，交代其它矿物和基质。在岩体边缘或顶部甚至出现伟晶状的，或与岩体无明显界线的不规则的“团块”。

C．糖粒状：钾长石常呈砂糖状集合体“团块”，交代其它矿物颗粒（一般颗粒为1～2毫米左右）。

D．云雾状：在标本或露头上常呈肉红色的无明显界线的云雾状的钾长石，多与微裂隙有关。

E．镶边状：次生的钾长石沿斜长石或原生的钾长石斑晶边缘进行交代，形成镶边状的斑晶。

F．与斜长石一起构成聚合斑晶或交代成因的变斑晶、巨斑晶（7～8厘米）出现，镜下可见边缘常具锯齿状或缝合线状，不同于岩浆成因的斑晶（图14，*g*、*h*、*i*、*j*、*k*）。钾长石化的岩石常保留原岩结构，当蚀变很强时，原岩结构亦消失难以分辨。与矿化关系较为密切的是前四种，它们多为岩浆期后热液蚀变产物；而后两者则多系岩浆晚期的富碱


Or
Ngy
a
Or
Ngy
Ngy
c
Cp
Or
Q1
Q2
Or
b
Py
Cp
Q
Or
Cp
f
Or
c
Bi
Or
d
Ser
Or
Q
(PI)
g

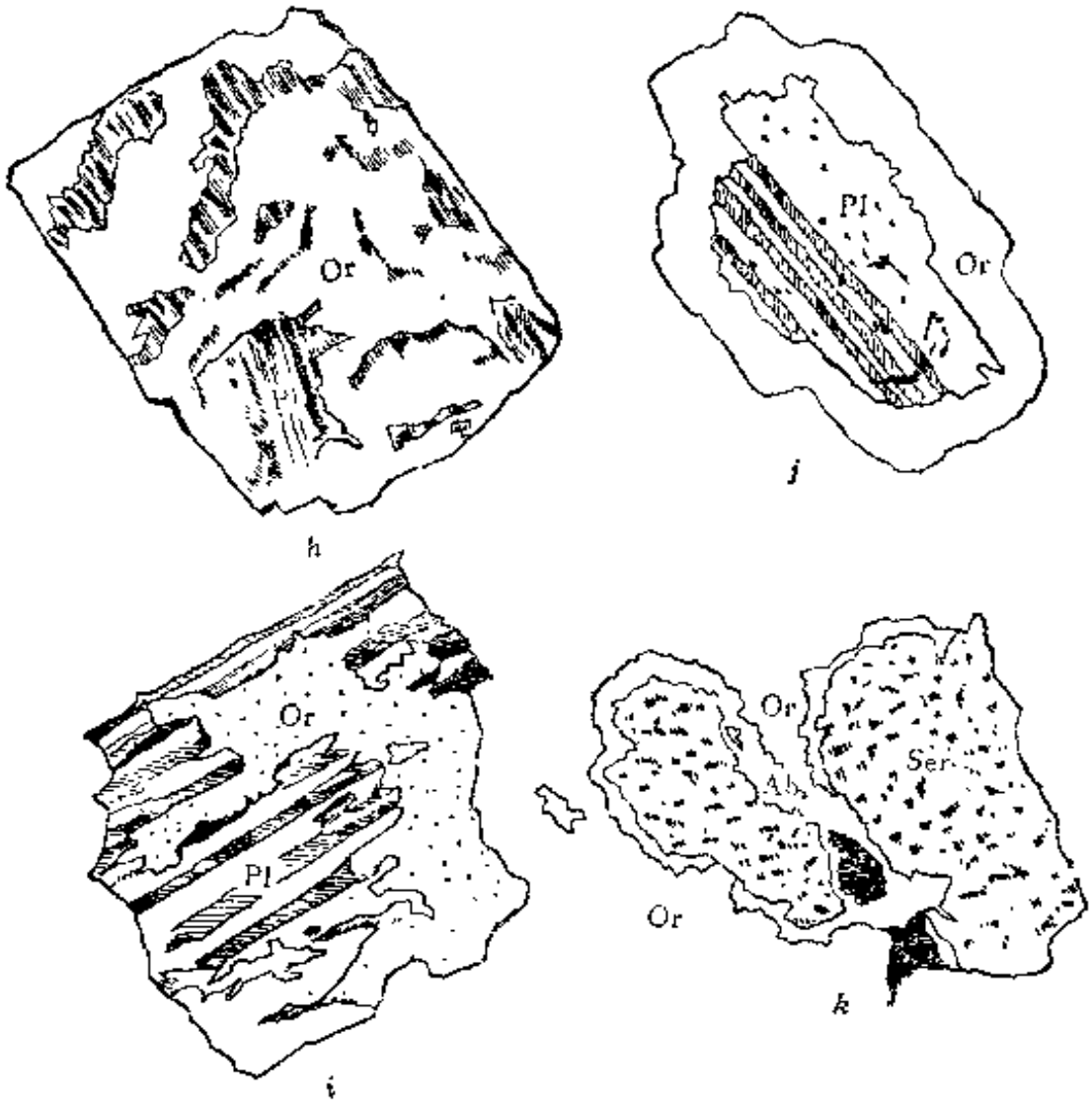


图 14　钾长石化的几种产出状态示意图

a～*f* 各种脉状钾长石化：*a*—钾长石 硬 石 膏 脉；*b*—石英脉两侧的钾长石化；*c*—钾长石脉；*d*—钾长石-黑云母脉；*e*—硬石膏脉两侧的钾长石化；*f*—石英-硫化物两侧的钾长石化；*g*～*k* 其它形状的钾长石化：*g*—钾长石脉；*h*—钾长石变斑晶；*i*—钾长石不规则细脉；*j*—钾长石呈镶边状；*k*—钾长石呈镶边状；Ngy—硬石膏；Cp—黄铜矿；Py—黄铁矿；Bi—黑云母；Or—钾长石；Q—石英；Pl—斜长石；Ser—绢云母；Ab—钠长石

质残余岩浆产物，也是一种较常见的钾长石化，一般与矿化无关。

工作中要注意区分与矿化有关和与矿化无关的钾长石化极为重要，在这方面尚需不断地总结经验。

2）黑云母化，可呈四种情况产出：

A．细脉状：呈微细脉状沿岩石的裂隙交代其它矿物，细脉中有时有微粒状的钾长石、石英和硫化物。

B．斑点状：浅褐色的黑云母鳞片集合体呈斑点状产出，有时同硫化物一起呈“晶洞”状。

C．斑杂状：黑云母呈淡绿色、绿色鳞片交代岩石的基质或呈片状集合体，交代角闪石或原生黑云母，并常保留原生角闪石和黑云母的假象。或沿其解理进行交代。

D．有时亦可沿斜长石的解理或双晶结合面进行交代。在这种情况下常过渡为绢云母（图15）。

黑云母化的岩石，颜色在总体上均较原岩石深，多为灰黑色、黑绿色、黑褐色、褐色等。这与蚀变黑云母常呈深绿（富镁变种）和深褐色（富铁变种）有关；也与黑云母化的强度有关。

蚀变（热液）黑云母，其Mg/Fe分子比>1.5，Fe^{3+}/Fe^{2+}分子比<0.3。而原生黑云母的Mg/Fe分子比<1，其中TiO_2含量（%）一般均较蚀变黑云母要高（图16）。与矿化有关的黑云母含铜多较高，并多以细脉状交代斜长石。并且常比较新鲜，若有蚀变，也较微弱。用X-射线粉末法鉴定时两者也易区分。

黑云母化不是所有的斑岩铜矿区都能见到的，这取决于围岩的性质。如果容矿围岩中有较多的铁镁矿物，如中-基性侵入岩、火山岩等，或者硫、铜相对加进少时，则与黄铜

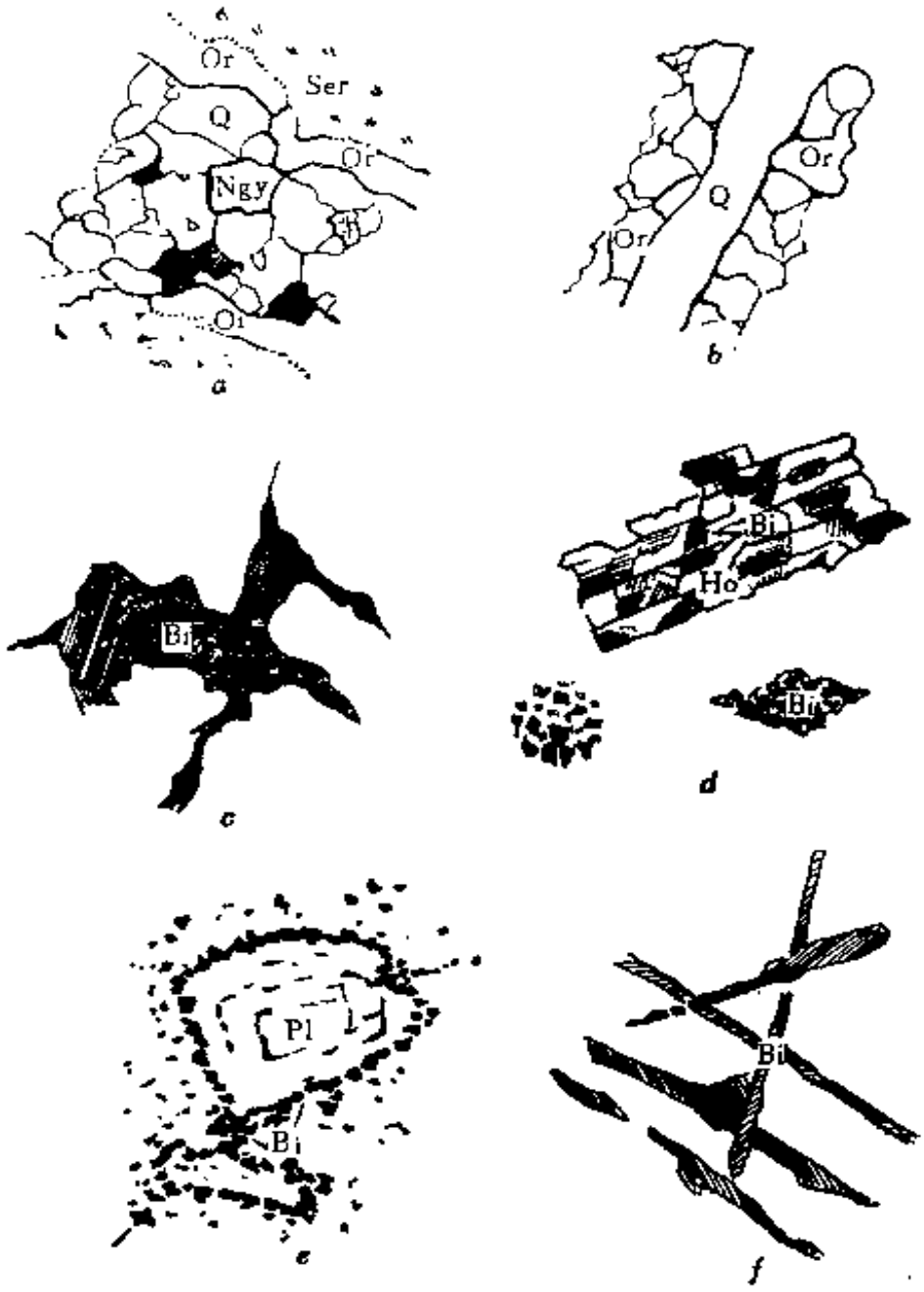


图 15　钾长石、黑云母化的几种产出状态示意图

a—脉状（硬石膏、石英、硫化物），两壁出现钾长石化；*b*—石英脉两侧出现肉红色钾长石（化），*c*—脉状黑云母化；*d*—黑云母交代角闪石，并成其假象；*e*—缠边状黑云母；*f*—箭状黑云母

Ho—角闪石；Bi—黑云母；Ngy—硬石膏；Or—钾长石；Q—石英；Ser—绢云母；Pl—斜长石

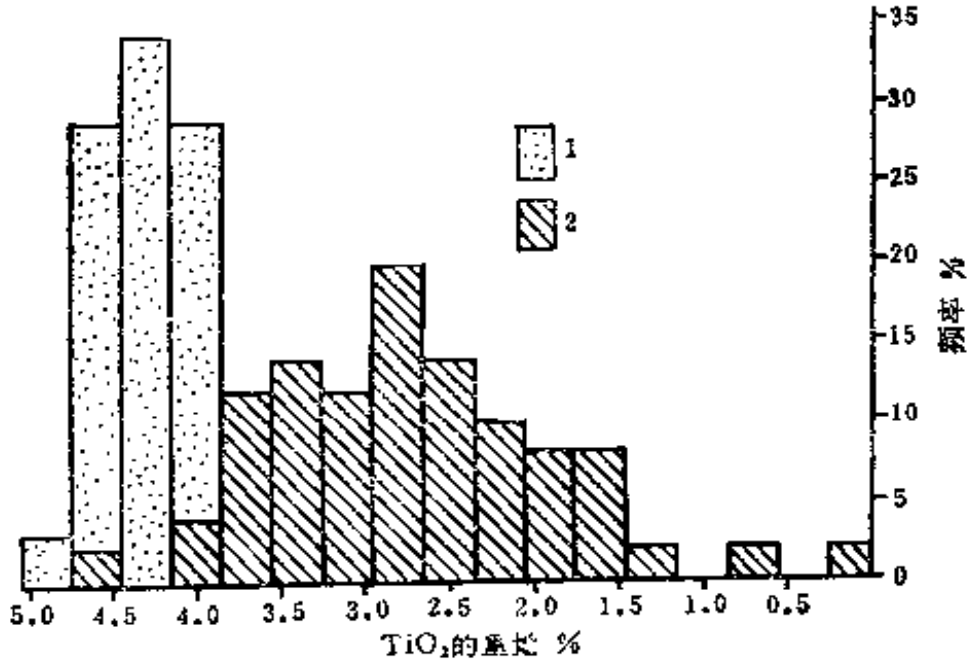


图 16　加拿大巴拜湖区格兰尼瑟原生黑云母和热液黑云母中TiO_2含量对比图

1—黑云母斑晶（34个分析样）；2—热液蚀变黑云母（50个分析样）

矿伴生的主要为黑云母；如果容矿围岩是酸性和中酸性的侵入岩、火山岩或其它富硅铝质岩石，或硫在热液中相对较富，则多出现钾长石和绢云母。如河北某地与石英二长斑岩相接触的一侧围岩为安山岩，另一侧为花岗岩，所见黑云母化仅限于有安山岩的一侧，而在花岗岩的一侧则主要为钾长石化。

黑云母化多见于钾长石化的边部或顶部。矿化好坏直接与黑云母化的质量、鳞片大小、分布面积有关。鳞片越小，分布越局限，往往矿化不好，详见表 4 。

工作中要注意黑云母化与云煌岩脉相区别，云煌岩的暗色矿物斑晶，具有特征的全自形斑状结构，并呈脉体产出。

表 4　热液黑云母的质量特征

特征 \ 质量	质量良好	质量中等	质量不好
颜色	深棕	棕色	淡棕到浅黄、淡红、绿棕到绿
相对粒度	粗粒、斑粒状	中~粗粒斑粒状	细粒并常与绿泥石紧密共生
在基质中出现的情况	分散良好	一般没有	没有
在薄片中的分布	多，交代了所有的角闪石，分散在基质中	多，交代了所有的角闪石，但基质中含量低或无	可变，如果含量较多常具其它质量不好的特征
对黑云母斑晶的影响	斑晶边缘无交代影响	无影响	无影响
黑云母化强度	强黑云母化	中等强度黑云母化	弱黑云母化
分布面积与含铜品位的一般关系	出现在整个含铜带内(>0.3%)，除个别外均很多	在含铜0.2~0.4%带内常见	在>0.3%含铜带内稀少，含铜在0.1~0.2%处常见，含铜为0.15处几乎均是

同时，工作中也要注意识别与同化混染作用有关的黑云母化，这种黑云母化是岩浆晚期形成的，而不是热液期的，它与斑岩铜矿化无关。

黑云母化一般在钾长石化之前或同时，但也有在钾长石化之后出现的。部分黑云母有时被石英-绢云母交代，所以常有叠加蚀变。

（2）石英-绢云母化带：有人又称“千枚岩化”带、“似千枚岩化”带。为了与泥质岩的区域变质和接触变质的千枚岩相区别，看来还是叫石英-绢云母化带为好。此带围绕和部分叠加于钾化带上。由于它与泥化带往往赋存在内部钾化带和外部青盘岩化带中间，故也称之为中间带。此带是

斑岩铜矿主要赋存部位，它的出现对找寻斑岩铜矿有很大的意义，一般地表均有出露，是斑岩铜矿的重要找矿标志。

露头上常因含黄铁矿经淋滤而出现黑褐色、黑色、黄褐色的“火烧皮”现象。新鲜标本则为灰白色，属浅色蚀变组合。一般仍保留原岩结构构造，强烈时原岩结构消失，则组成绢英岩。最突出的特征是除石英外，几乎所有的硅酸盐矿物都已绢云母化，并常伴有较强的石英化。

该带主要蚀变矿物有：绢云母、石英，次为水白云母、水化黑云母、伊利石、黄铁矿及少量的绿泥石、高岭石、金红石和电气石等。

石英-绢云母化是一种分布较广的热液蚀变。在热液的影响下，绢云母可以出现在碱性铝硅酸盐的不同种类的岩石中，包括花岗岩类及其脉岩、喷出岩，甚至在相同成分的变质岩（如千枚岩、花岗质片麻岩等）和沉积岩（如泥质粉砂岩等）中同样可以发生。

在热液蚀变强烈地段，石英-绢云母化岩石有的可呈脉状，其成分有时均由绢云母组成，有时含少量石英、碳酸盐、硫化物、钠长石以及萤石、黄玉、电气石等，此时很难与云英岩相区别。具较强的丝绢光泽。

石英-绢云母化常有以下几种产况：

A．脉状：多以石英脉为主体，绢云母次之，构成石英绢云母脉，或绢云母分布于石英脉的两侧。也有绢云母呈鳞片状集合体沿斜长石的解理或微裂隙交代。

B．团块状或浸染状：石英呈不规则团块聚晶，不均匀的交代基质或斑晶或呈浸染状交代基质。

C．花岗变晶状：原有长石均变成或大部分变成绢云母，原岩的石英呈残留或表现为重结晶，具花岗变晶结构，

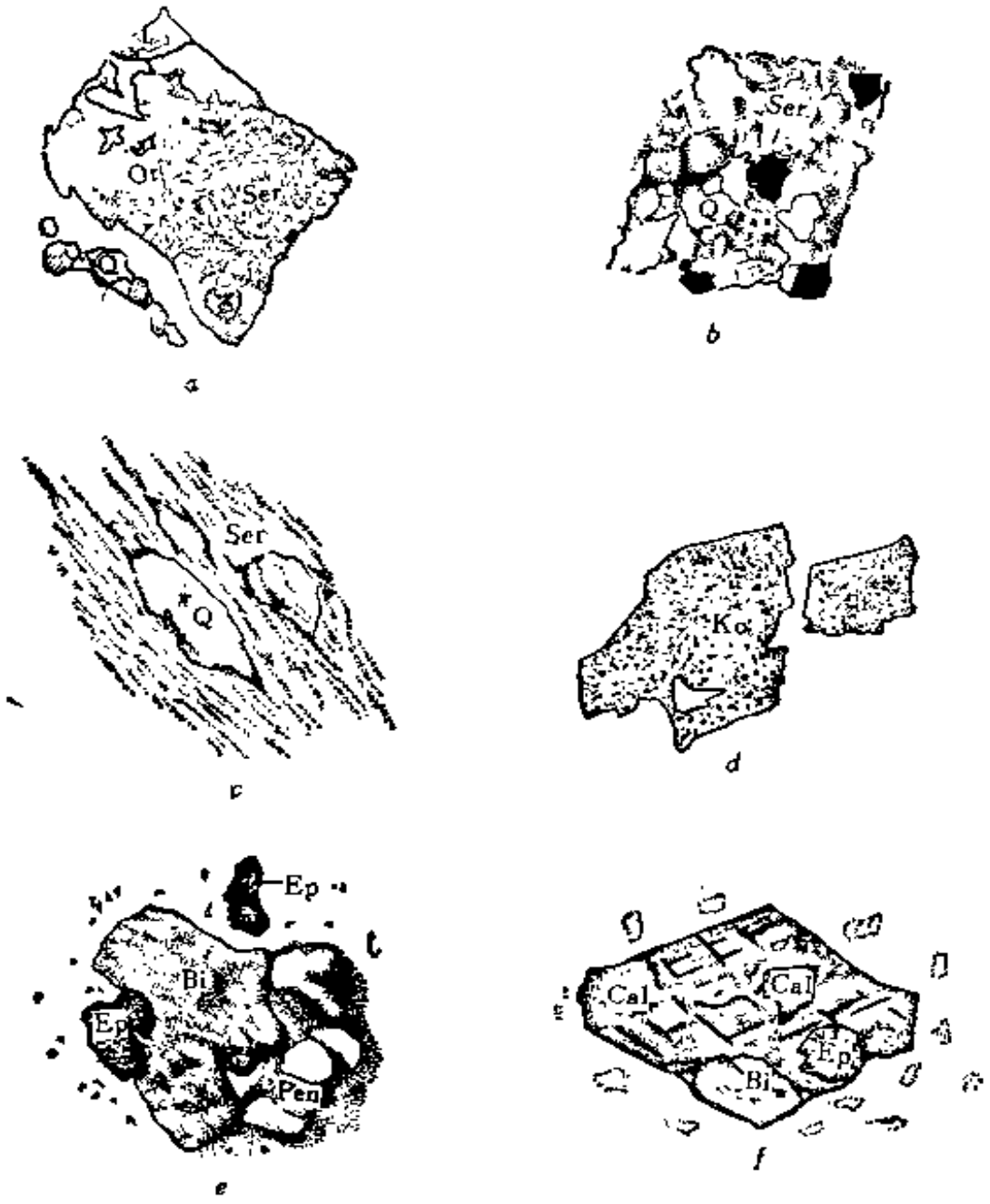


图 17　石英-绢云母化、泥化及青盘岩化的各种产况

a—绢云母交代、钾长石化的斜长石斑晶；*b*—花岗变晶状；*c*—糜棱岩化石英-绢云母岩；*d*—泥化；*e*—青盘岩化；*f*—青盘岩化，具有角闪石底面假象

Or—钾长石；Ser—绢云母；Q—石英；Ko—高岭石；Ep—绿帘石；Pen—绿泥石；Cal—方解石

组成绢英岩。当石英化强烈发育时，原岩结构消失，构成石英（化）岩（图17）。

石英-绢云母化中的绢云母是一种肉眼鉴定的名称，根据其结构和成分特征，尤其是在碱不足的情况下，以H^{1+}替代K^{1+}时可形成水白云母、伊利石等矿物，有时还混有蒙脱石。绢云母与多硅白云母也难区分，所以显微镜下一般描述的绢云母应视为绢云母类矿物，根据其研究程度和出现的丰度，可进一步分为：

石英-绢云母化；

石英-绢云母-水白云母化；

伊利石-水白云母化等亚类。

石英-绢云母化常叠加于黑云母-钾长石化之上，特别是钾长石化，所以有些矿区的钾长石化常因此很难辨认。

此带常因淋滤出现各种颜色混杂的“大花脸”，“芝麻点”或“火烧皮”现象。

钾化和石英-绢云母化是斑岩铜矿的基本蚀变。

（3）泥化带：也称之为高岭石-蒙脱石化带，多呈断续状分布于石英-绢云母化带的外侧。与其它几个带相比，多较窄，甚至不发育。岩石为白色土状，经风化常较松散。几乎所有的硅酸盐矿物（石英除外）均粘土化，所以原岩的结构构造几乎无法分辨。

主要蚀变矿物有高岭石、蒙脱石、伊利石、石英及少量的水白云母、绢云母、褐铁矿和绿泥石等（见图17）。

在野外要注意与次生构造裂隙有关的表生作用的泥化相区别。

（4）青盘岩化带：亦叫“绿安岩”化、“绿盘岩”化、“变安山岩”化，均为同义语。是分布在最外边的一个带，故亦称

外带。其宽度较其它各带都大，而且常超出斑岩铜矿体范围之外，所以青盘岩化带是寻找隐伏斑岩铜矿较易见到的标志。

主要蚀变矿物有：绿泥石、绿帘石、方解石、黄铁矿及少量的石英、绢云母、钠长石、阳起石、高岭石和镜铁矿等。岩石具有特征的灰绿色、暗绿色，暗色矿物基本上都已绿泥石化、绿帘石化，有时绿泥石、绿帘石、方解石等呈细脉产出，也有呈团块状交代斜长石斑晶。青盘岩化带可进一步根据矿物组合，按蚀变强度划分几个亚带。如：

1）绿泥石-绿帘石-方解石；

2）绿泥石-方解石-滑石；

3）绿泥石-方解石-高岭石；

4）绿泥石-绿帘石。

除第二亚带外在含石英的斑岩铜矿的外带均可见到。第四亚带组合常见于中性岩，如安山岩、闪长玢岩等基性较高的岩石中。

青盘岩化原意是指安山岩的一种热液蚀变作用。目前在中外文献中已演变为只要岩石被绿泥石、绿帘石、方解石所交代的绿色蚀变统称之为青盘岩化，均指较低温的热液蚀变。看来还是称绿泥石-绿帘石-方解石化为妥。其特点见图17。蚀变岩石的结构构造特征，详见《我国斑岩铜矿蚀变岩石结构构造图册》。

关于蚀变岩石的地球化学特征很多文章已有介绍，这里只简单介绍如下：

1）黑云母-钾长石化：在钙碱性系列岩浆作用的晚期，熔浆成分主要为碱质富钾的水-硅酸盐体系，一定数量的挥发性气液成分作用于已结晶的硅酸盐矿物，呈络合物（K_m-

Me_nF_p）① 的形式存在和迁移。络合物在迁移过程中最容易交代的首先是K组离子，它取代岩体或围岩中的Fe、Mg、Ca。因此，发生岩体高温自变质作用的钾长石化（或钠长石化）。新生的钾长石（或钠长石）围绕交代已晶出的长石，亦可在岩体的上部形成肉红色钾长石带（或钠长石带）。钾长石化除自变质作用阶段形成外，与矿化更为密切的是岩浆期后的热液钾长石化。

在铁镁矿物较多的岩体或围岩中，钾化除形成钾长石外，还可形成黑云母化，而且热液黑云母常含铜较高。黑云母化带常分布于钾长石化带的上部或外围，这与原岩浆的分异作用使之边部富铁镁质或围岩本身富铁镁质有关。

钾长石的交代现象是一种阳离子交换反应。可能发生的化学反应和成矿溶液的性质：

$$NaAlSi_3O_8 + K^+ \rightarrow KAlSi_3O_8 + Na^+ \qquad (1)$$

钾长石交代斜长石常常伴随有绢云母化，斜长石的云母化是水解作用：

$$NaCaAl_3Si_5O_{16} + H_2O \rightarrow$$
$$NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + CaO + 2SiO_2 \qquad (2)$$
（钠云母）

或
$$3NaAlSi_3O_8 + H_2O + K^+ \rightarrow$$
$$KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Na^+ + 6SiO_2 + Na_2O \qquad (3)$$

角闪石被黑云母交代是复杂的，它涉及到溶液中的钾离

① 是络合物的简化式，式中：

K：为碱金属和碱土金属，以离子键为特征。

Me：主要为成矿元素，包括伴生的金属元素，常起中心阳离子作用。

F：为矿化剂型元素，以阴离子形式出现。包括O^{2-}、S^{2-}、F^-、Cl^-、OH^-、HS^-、CO_2^{2-}等。

m、n、p为系数。

子的消耗，但这种作用与前两种交代作用相比较是很少的，因而影响成矿溶液性质的程度亦是很小的。

斜长石的蚀变反应，增加了矿液中的Na^+、Ca^{2+}及SiO_2的浓度，降低了K^+的浓度，热液中的Ca^{2+}与CO_3^{2-}、SO_4^{2-}作用，形成了我们在钾长石（黑云母）带里常看到的硬石膏（无水石膏）及方解石。从斜长石分出的氧化硅胶体，增大了原岩石英的体积，这也是钾长石化常与石英化相伴生的原因所在。

这个带的蚀变作用的结果，使pH值降低，因而有利于铜的氯络合物的溶解及铜离子随热液的运移。

2）石英-绢云母化：其特点是钾长石和斜长石均绢云母化。角闪石和部分黑云母也变成了绢云母、黄铁矿和白钛矿、金红石，它们的可能的化学反应是：

$$3KAlSi_3O_8+2H^+\rightarrow$$
$$KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2+2K^++6SiO_2 \qquad (4)$$
（绢云母）

斜长石的云母化：

$$NaCaAl_3Si_5O_{16}+2H^+\rightarrow$$
$$NaAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2+Ca^{2+}+2SiO_2 \qquad (5)$$
$$3NaAlSi_3O_8+H_2O+K^+\rightarrow$$
$$KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2+6SiO_2+Na^++Na_2O \qquad (6)$$

黑云母的绢云母化：

$$4K(Mg、Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2+10H^++5Al^{3+}\rightarrow$$
$$3KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2+12(Fe、Mg)^{2+}+K^++3SiO_2+6H_2O \qquad (7)$$

这个带的蚀变反应，降低了热液中的氢离子浓度，增加了Ca^{2+}、Na^+、Mg^{2+}、Fe^{2+}的浓度。溶液中的S^{2-}与分解

出来的Fe^{2+}反应形成黄铁矿。长石、角闪石、黑云母发生绢云母化的结果，除形成大量的绢云母外，还分解出大量的硅，形成了石英，构成了石英-绢云母组合。蚀变作用的化学交换使热液的pH增高，导致铜的氯络合物的分解，重金属成硫化物大量沉淀。

3）高岭石-蒙脱石化（泥化）：斜长石变化最为特征，靠近矿体的斜长石多蚀变的高岭石，其可能的化学反应是：

$$4NaAlSi_3O_8+4H^++2H_2O\rightarrow$$
$$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8+8SiO_2+4Na^+ \qquad (8)$$

远离矿体的斜长石变为蒙脱石（土），其可能的化学反应为：

$$1.17NaAlSi_3O_8+H^+\rightarrow$$
$$0.5Na_{0.33}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2+1.67SiO_2+Na^+ \qquad (9)$$

从上述反应可以看出，蚀变的结果是继续使成矿溶液的pH增大。一般随碱度降低可能出现：

绢云母-水白云母（伊利石）→高岭石

随温度的降低可能出现：

绢云母-高岭石-水白云母（伊利石）→蒙脱石

4）绿泥石-绿帘石-方解石化（青盘岩化）：此带斜长石除继续遭受蒙脱石化及高岭石化外，还受到绿泥石化和绿帘石化，其可能的化学反应：

斜长石被绿泥石交代：

$$2NaAlSi_3O_8+4(Mg、Fe)^{2+}+2(Fe、Al)^{3+}+10H_2O$$
$$\rightarrow(Mg、Fe)_4^{2+}(Fe、Al)_2^{3+}Si_2O_{10}(OH)_8$$
（绿泥石）
$$+4SiO_2+2Na^++12H^+ \qquad (10)$$

斜长石被绿帘石交代：

$$2NaCaAl_3Si_5O_{16}+2SiO_2+3Fe^{3+}+Na^{+}+H_2O$$
$$\rightarrow Ca_2(Al、Fe)^{3+}_3Si_3O_{12}(OH)+3NaAlSi_3O_8+H^{+} \quad (11)$$
（绿帘石）

黑云母的绿泥石化的化学反应：

$$2K(Mg、Fe)^{2+}_3AlSi_3O_{10}(OH)_2+4H^{+}$$
$$\rightarrow Al(Mg、Fe)^{2+}_5AlSi_3O_{10}(OH)_8$$
$$+(Mg、Fe)^{2+}+3SiO_2+2K^{+} \quad (12)$$

上述交代反应性质有明显的差异，但所有蚀变和交代反应，从本质上看，都是在各相之间的溶解度关系的表达。例如在某种情况下，绢云母的溶解度小于长石时，则长石被绢云母所交代。因此，在研究蚀变的过程时，这种溶解度关系是应加以注意的。

蚀变分带

斑岩铜矿最显著的特点之一，是多具有明显的水平和垂直的蚀变分带。由内向外及自下而上它们的分带是：

黑云母-钾长石化（钾化）带→石英-绢云母化（似千枚岩化）带-高岭石-蒙脱石化（泥化）带→绿泥石-绿帘石（方解石）化（青盐岩化）带

但是具体到一个矿区，常常各具有特殊性，特别是黑云母-钾长石化带在地表往往看不到，就是高岭石-蒙脱石化带，也并非都很发育，这可能与剥蚀程度和成矿地质条件有关，如DB矿地表就直接出露钾长石化带，但不见高岭石-蒙脱石化带；与其相反，Y矿高岭石化带就比较发育，而钾长石化带只在钻孔的岩心中方能见到，显然Y矿的剥蚀程度远较DB矿要小（浅），其它的地质特征也证实了这一点。与铜、钼矿化直接有关的是黑云母-钾长石化带和石英-绢云母化带，其强度和范围与矿化规模密切相关。

在我国不少斑岩铜钼矿床的“内部”常发育有“石英化核”，如DB矿就是，在D矿则形成不很清楚的“石英化环”，它们常发育在构造强烈活动的部位，这可能是与硅质沿构造活动带的密集裂隙上升，互相穿插形成的强蚀变中心有关，因此常为“最内带”。

目前已发现的斑岩铜矿蚀变都与斑岩体有关，一种是“面型”的蚀变，也叫作渗透性的蚀变；另一种是“线型”的蚀变，亦称渗透漏性蚀变。前者分布范围较大，往往超过斑岩体及矿体的分布，而且多发育较全的蚀变分带；后者分布多有局限性，仅限于岩脉或小岩枝或矿脉的两侧，且常无钾长石化带，矿化规模一般较小，甚至只构成矿化并不能形成工业矿体，如国外的阿尔马雷克就是。从国内外现有的资料看，形成大矿的蚀变多是“面型”的，但“面型”蚀变也并不是都能形成大矿，还与其它地质因素有关。“面型”蚀

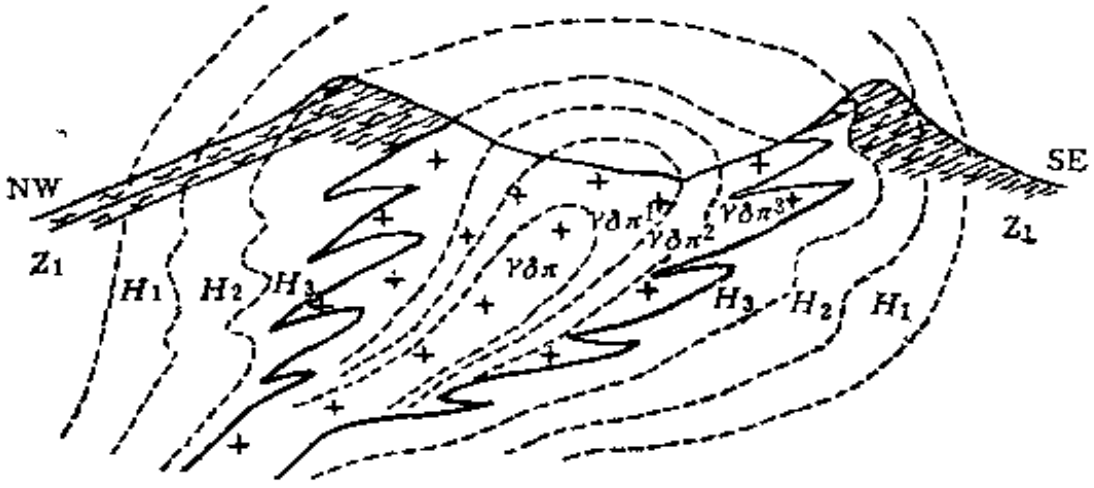


图 18　T矿区蚀变带示意图

Z_1—下震旦系浅变质岩——千枚岩；H_3—石英绢云母岩；H_2—绿泥石石英绢云母岩；H_1—青盘岩化千枚岩；$\gamma\delta\pi^3$—石英绢云母化花岗闪长斑岩；$\gamma\delta\pi^2$—绿泥石石英绢云母化花岗闪长斑岩；$\gamma\delta\pi^1$—青盘岩化花岗闪长斑岩；$\gamma\delta\pi$—花岗闪长斑岩

变分带在平面上呈圆形、椭圆形或不规则的椭圆形，在空间上常构成“筒形”或“倒杯状”。就其蚀变中心分布而言，可分为“接触式”、“中心式”和“不规则式”，现分别介绍如下：

（1）“接触式”的面型蚀变

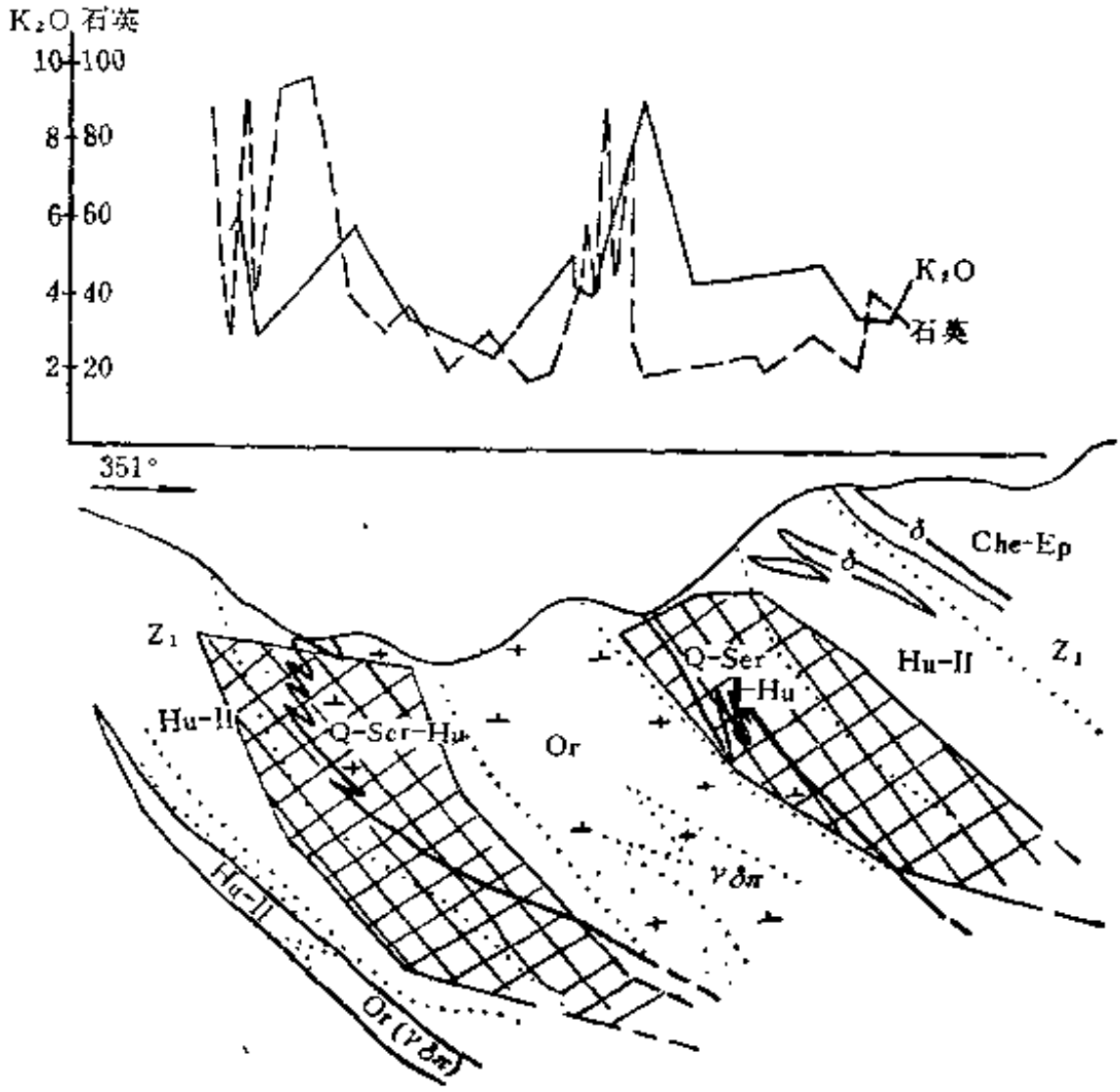


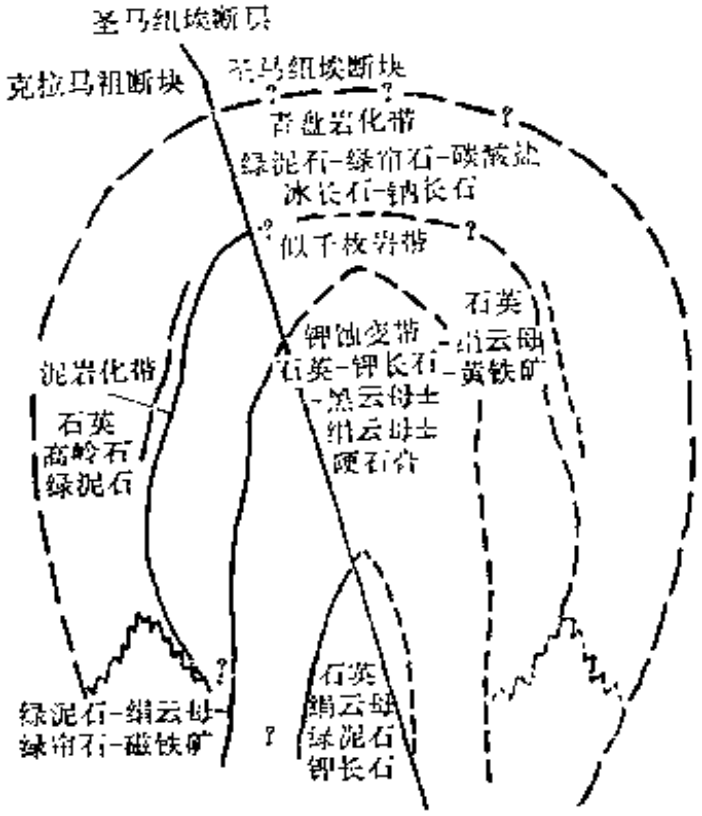
图 19　F矿区 3 线蚀变带示意图

γδπ—花岗闪长斑岩；δ—闪长岩；Or—钾长石化带；Q-Ser-Hu：石英-绢云母-水白云母带；Hu-II：水白云母-伊利石化带；Che-Ep：绿泥石-绿帘石化带；Z₁—下震旦系浅变质岩

典型代表是T铜钼矿床，其不同种类、不同强度的蚀变矿物组合所构成的不同蚀变带，是以接触带为中心围绕斑岩体呈环状分布①，在其接触带的内外对称的出现“内三带”和“外三带”（图18）。

（2）“中心式”的面型蚀变

如F铜矿床、S铜矿床、Y铜钼矿床以及卡拉马祖铜矿床等的蚀变均属这类。它的特点是以斑岩体为中心，由内向外蚀变由强变弱作有规律的变化，构成“筒状”环形蚀变带，蚀变范围远超出岩体的分布范围而进入围岩中（图19、20、21）。


圣马纽埃断块
克拉马祖断块
圣马纽埃断块
?
?
?

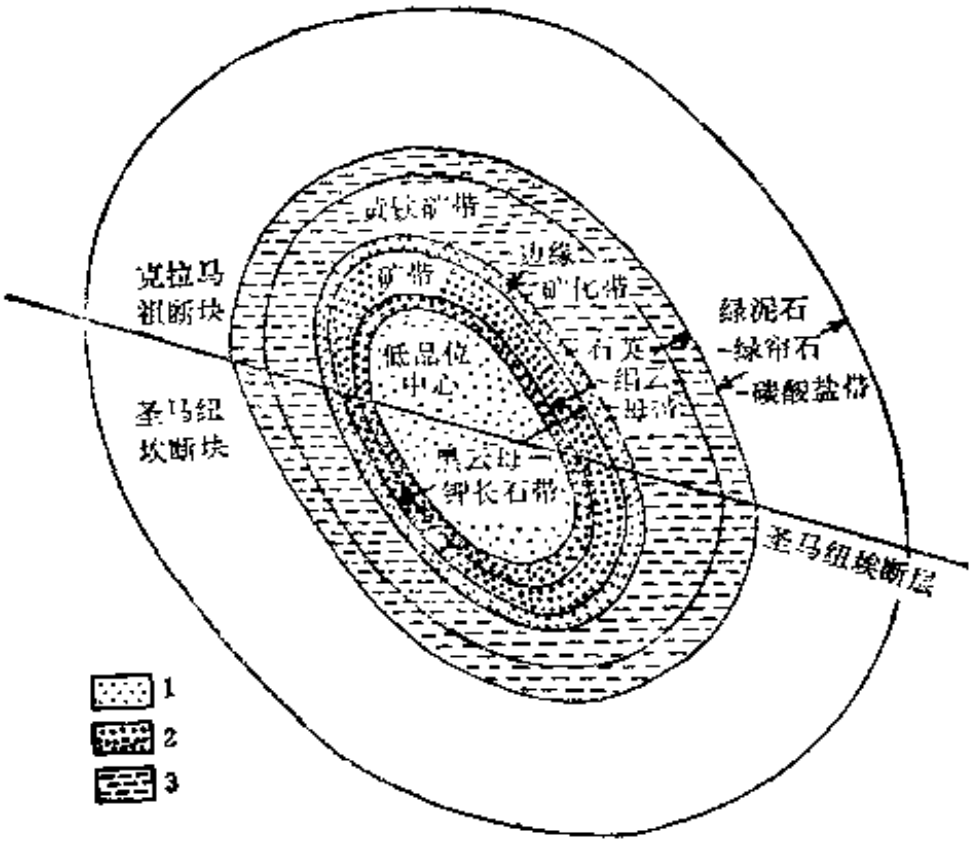


图 21　卡拉马祖铜矿蚀变模式（平面图）

1—0.1～0.5%Cu；2—>0.5%Cu；3—黄铁矿带

“不规则式”的面型蚀变

如DB铜矿，其蚀变和分带不是受斑岩体控制，而是明显的受NW向的构造破碎带控制（图22、23）。

而美国的宾厄姆铜矿、加拿大巴拜湖地区的拜耳铜矿等矿，其蚀变分带不同于上述两类矿床呈规则的环形分带，而是呈不规则的甚至是重叠的分布（图24）。在实际工作中遇到的可能多属这种“不规则式”的，即使是“接触式”、“中心式”的蚀变带，其划分也存在着时间和空间上的差异。因此对J. D.洛厄尔等人提出的“一次成矿论”的卡拉马祖简型分带模式必须批判地吸收，且不要受其框框束缚，就是国外也

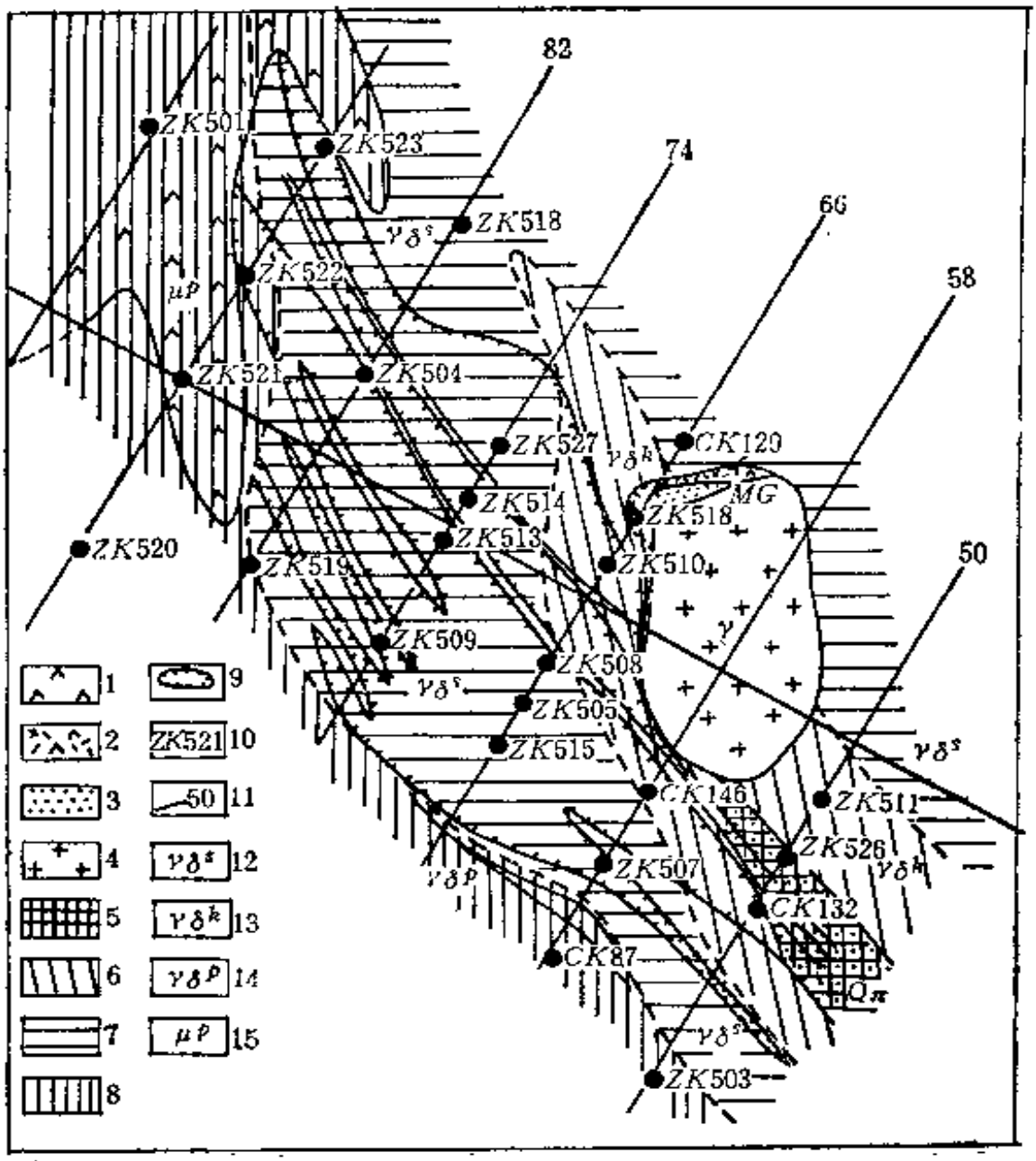


图 22　DB矿床蚀变分带示意图

1—安山玢岩；2—角岩化岩石；3—混染岩；4—更长花岗岩；5—钾硅化花岗闪长斑岩；6—钾化带；7—绢云母化带；8—青盘岩化带；9—矿体；10—钻孔编号；11—勘探线号；$\gamma\delta^3$—绢云母化花岗闪长岩；$\gamma\delta^4$—钾化花岗闪长岩；$\gamma\delta^P$—青盘岩化花岗闪长岩；μP—青盘岩化安山玢岩

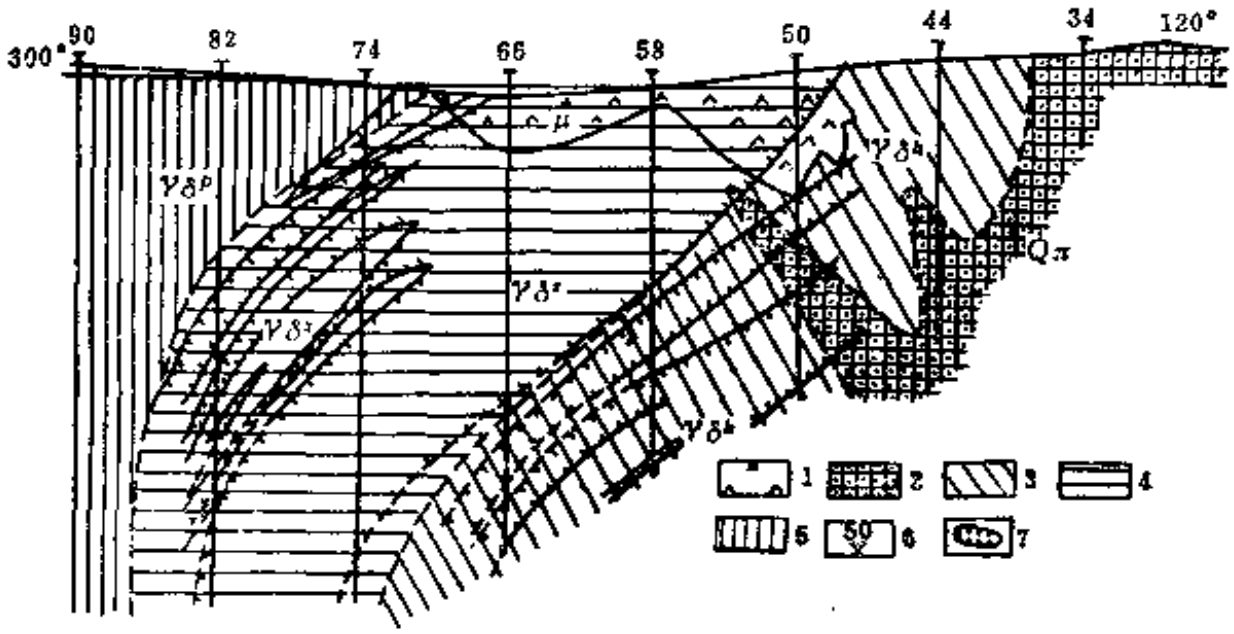


图 23　DB矿床 3 号矿带纵剖面图

1—玢岩；2—钾硅化花岗闪长斑岩；3—钾化带；4—绢云母化带；5—青盘岩化带；6—勘探线号；7—矿体

不都是那种所谓的典型模式。

无论是哪种分带，在某一个矿区并不是都能见到的，特别是在地表，常因剥蚀程度等而只保留其中的一部分。这在找矿和评价上亦需注意（图25）。

斑岩铜（钼）矿的蚀变及其分类是多期（多阶段）蚀变的产物，例如就T矿床的蚀变而言，可能也经历了岩浆早期的热接触变质阶段，形成了各种角岩。与此同时或稍后又有岩浆晚期-岩浆期后的部分热液的叠加，形成了自岩体内部向外，出现石英-钾长石（黑云母）化、石英-绢云母化、绿泥石-绿帘石-方解石化三个带，高岭石-蒙脱石化带不发育。最后为岩浆期后的热液，沿岩体与围岩的接触带叠加其上，形成了现有的以石英-绢云母化强弱划分的“内三带和外三带”。再后亦有少量的热液沿一些裂隙局部呈脉状蚀变分

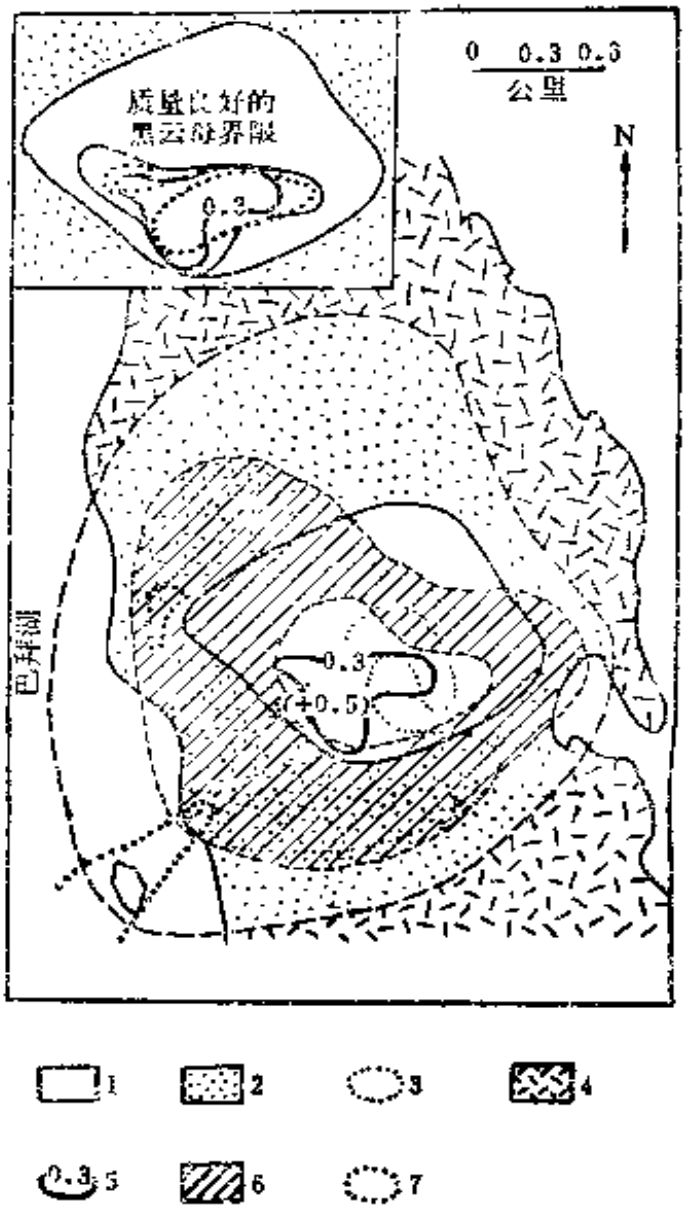


图 24　加拿大拜耳铜矿的蚀变带

1—黑云母带；2—绿泥石碳酸盐带；3—绢云母-石英带；4—未蚀变带；5—钒矿带；6—黄铁矿晕（强）；7—主要黑云母长石斑岩

插图表示位于中央的黑云母长石斑岩体热液黑云母产出的总面积和质量良好的热液黑云母

布，但其规模和与矿化的关系均已是很次要的。所以在研究蚀变时必须详细观察不同期次的矿物组合和他们相互关系，特别是在野外，要充分利用已有的岩心和地表的露头，进而确定与矿化有关的蚀变中心。

在我国剥蚀最浅的可能是Y铜钼矿，其次的顺序是：ZS矿、FS矿、TS矿、T矿、F矿及S矿等，而DB矿可能剥蚀、侵入深度均较大。

在研究蚀变分带时，野外的观察是基础，同时还必须宏观与微观相结合，特别是宏观方面要注意总结经验，统一工

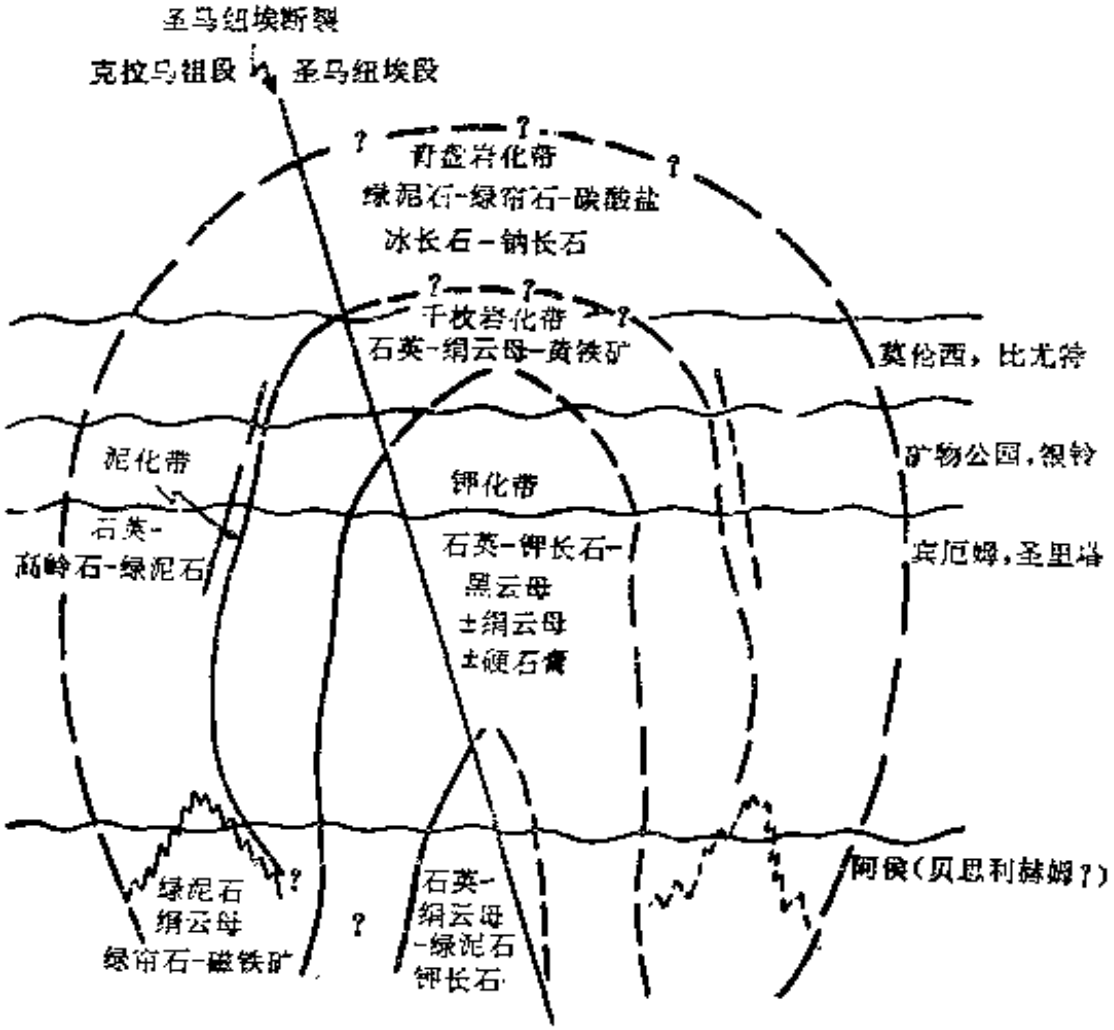


图 25　卡拉马祖等矿床剥蚀程度略图

作方法和鉴定标志。

3. 矿化及其分带

斑岩铜矿的主要铜矿物有黄铜矿、辉铜矿、斑铜矿、孔雀石和蓝铜矿等。伴生矿物有黄铁矿、辉钼矿、自然金、辉钴矿、闪锌矿、方铅矿及磁铁矿、镜铁矿等。主要金属矿物有黄铜矿、黄铁矿和辉钼矿，成分较简单。脉石矿物主要有绢云母、石英、钾长石，次为绿泥石、黑云母、高岭石、方解石、绿帘石、硬石膏、萤石、电气石等。在矿石构造上主要表现为：浸染状、细脉浸染状、细脉状、脉状及块状、角砾状等。这些矿石矿物在矿化和矿石结构上都具有较明显的分带性（图26）。

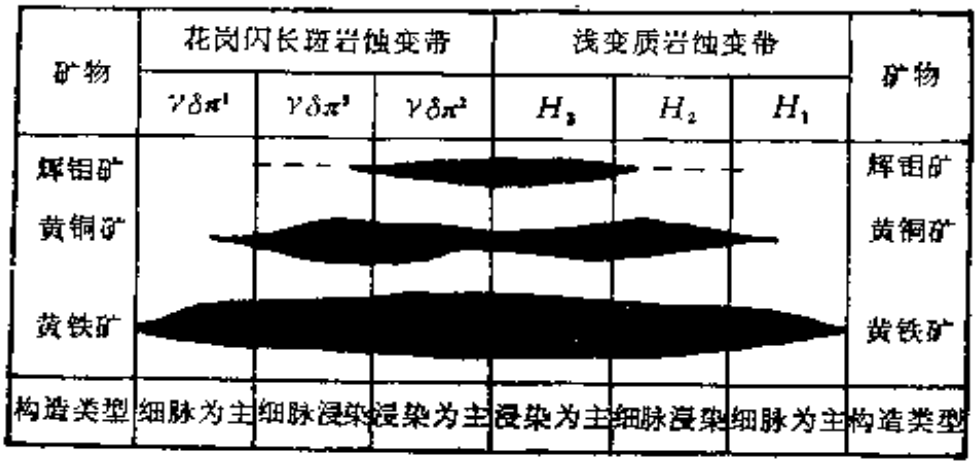


图 26　某斑岩铜矿田主要金属矿物原生分带

矿化的水平（或侧向）分带，自外向内表现为：含金、银的黄铁矿、方铅矿、闪锌矿，或磁铁矿、镜铁矿、重晶石大脉→脉状、细脉状黄铁矿→细脉浸染状黄铁矿、黄铜矿→浸染状黄铜矿、辉钼矿。矿化在水平方向上常因剥蚀较浅而看不到后两个带。在铜矿区的外围都或多或少发育有黄铁矿化，甚至有脉状金矿或脉状铅锌矿，这在找矿上是具有重

要实际意义的。

这种水平分带不仅表现在同一个矿床上，而且也常常反映在一个矿区或矿田上，构成所谓斑岩铜矿的“卫星矿”。这样的事例在我国很多矿区都有表现。这里就不一一列举

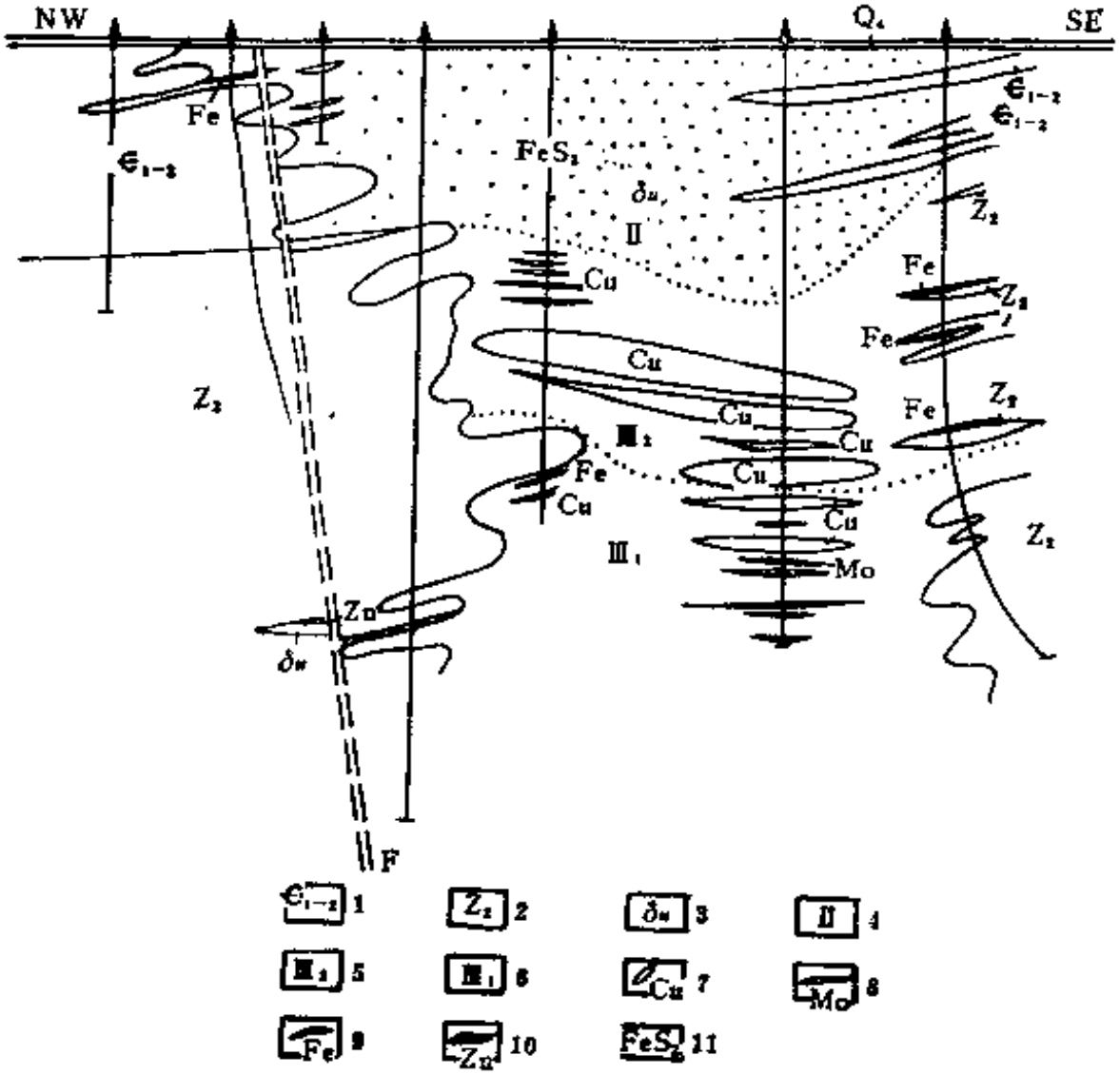


图 27　LY铜钼矿床纵剖面图示意图

1—寒武纪鲕状灰岩；2—震旦系白云岩；3—闪长玢岩；4—石英绢云母化带；5—钾化带黑云母亚带；6—钾化带钾长石-石膏亚带；7—铜矿体；8—钼矿体；9—含铜磁铁矿体；10—锌矿体；11—黄铁矿化

了。

矿化的垂直分带亦很明显，自上而下常表现为：黄铁矿化→黄铁矿、黄铜矿化→黄铜矿、斑铜矿化→黄铜矿、辉钼矿化→辉钼矿化（图27）。

矿石结构由外向矿化中心是：脉状(甚至大脉状)→细脉状为主→细脉浸染为主→浸染状为主。这种矿石结构上的有规律变化，往往比蚀变分带表现的更为突出。这在我国几个大的斑岩铜(钼)矿区均可看到。就是在同一个矿带内及其两侧金属矿物也有一个明显的分带。如DB铜矿就是其中之一（图28）。

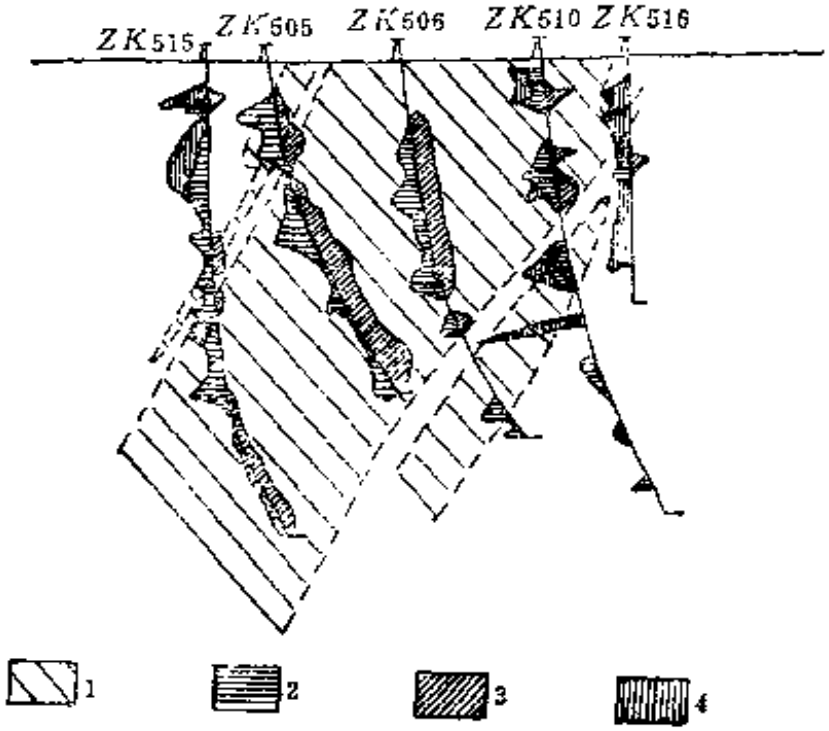


图 28　矿带内斑铜矿、黄铜矿、黄铁矿分布图

1—铜矿体；2—黄铜矿；3—斑铜矿；4—黄铁矿

黄铁矿和黄铜矿在整个矿床中的分布，具有反消长的趋势。金属硫化物的含量也有一定的变化规律：

表 5　几种主要元素地球化学性质表

元素 / 性质	Cu^{2+}	Mo^{4+}	Si^{2+}	Al^{3+}	Fe^{2+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^{+}	Na^{+}	Ti^{4+}	Fe^{3+}
离子类型	17	12	8	8	14	8	8	8	8	8	13
价　　态	2	4	4	3	2	2	2	1	1	4	3
有效离子半径 (Ri)	0.96	0.68	0.39	0.57	0.82	0.78	1.06	1.33	0.98	0.64	0.67
电子层结构	$3d^{10}4S$	$4d^{5}5S$	$3S^{2}3l^{?}$	$3S^{2}3P$	$3d^{6}4S^{?}$	$3S^{?}$	$4S^{2}$	4S	3S	$3d^{2}4S$	$3d^{6}4S^{2}$
离子电位	2.1	6.9	10.3	5.3	2.4	2.6	1.9	0.7	1	6.2	4.5
负 电 性	1.9	1.8	1.8	1.5	1.7	1.2	1.0	0.8	0.9	1.5	1.8
离子密度	29.65	23.00	114.45	34.48	26.04	14.40	8.53	3.89	5.85	43.66	44.50

黄铁矿＞黄铜矿＞斑铜矿＞辉钼矿这在我国很多矿区表现均十分清楚，这一点也可与其它铜矿类型相区别。

为什么金属矿物具有如此规律的变化？这可以从地球化学特征和元素的性质方面来研究，现将元素地球化学性质的差异列于表5。

从表中可以清楚地看出：

（1）Mo^{4+}的许多地球化学性质与造岩元素相差很大，在岩浆作用中它不能也很难参与到造岩元素矿物里，因而不可能发生富集。它只能在残余岩浆中或在岩浆分异晚期发生相对富集，因此Mo^{4+}是亲酸性的，而钾化带常硅化较强或发育有石英脉，所以Mo^{4+}多富集在内带。

（2）Cu^{2+}和Fe^{2+}的性质比较接近，因此Cu^{2+}在岩浆作用地球化学中的活动要受Fe^{2+}的影响，即Cu^{2+}的分散富集程度、存在形式要受Fe^{2+}的控制，而Fe^{2+}主要构成镁铁硅酸盐矿物，这些矿物在岩浆岩中出现的多少，常常反映在岩浆岩的酸性程度上。岩体边部常较基性，所以Fe^{2+}和Cu^{2+}的富集相对于Mo^{4+}来说要靠边部一些。

由于从Cu→Zn→Ag→Au→Pb的离子半径越来越大，而离子电位越来越小，所以活动性也越来越强，而半径越大，被极化性就越来越强，变形大的络合物也越稳定，越易被运移。Cu因受Eh（氧化还原电位）影响，同时受Fe的约束，并且扩散系数较Zn为小（Cu为0.15，Zn为0.17），加之Zn的地球化学性质较Cu要活泼得多，又不受Eh的影响，因此，Zn、Pb、Au、Ag多分布在Cu的外侧，形成了金属矿物的分带性。

4. 蚀变和矿化的关系

蚀变和矿化密切相关，互相依存。主要表现在一定的蚀

变与一定的矿化有关；同时也表现在蚀变、矿化强弱的一致性上。从已有的资料来看，有如下一些关系：

黑云母-钾长石化带：主要与黄铜矿、辉钼矿、斑铜矿化有关；

石英-绢云母化带：主要与黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿化有关；

高岭石-蒙脱石化带：主要与黄铁矿化有关，有时可见少量黄铜矿化；

绿泥石-绿帘石-方解石化带：主要与黄铁矿、镜铁矿化有关，有时有方铅矿、闪锌矿、金、银等矿化。

一般铜矿化主要富集在钾长石化带的外侧，黑云母化、石英-绢云母化带内，而且铜矿品位直接与石英-黑云母化强

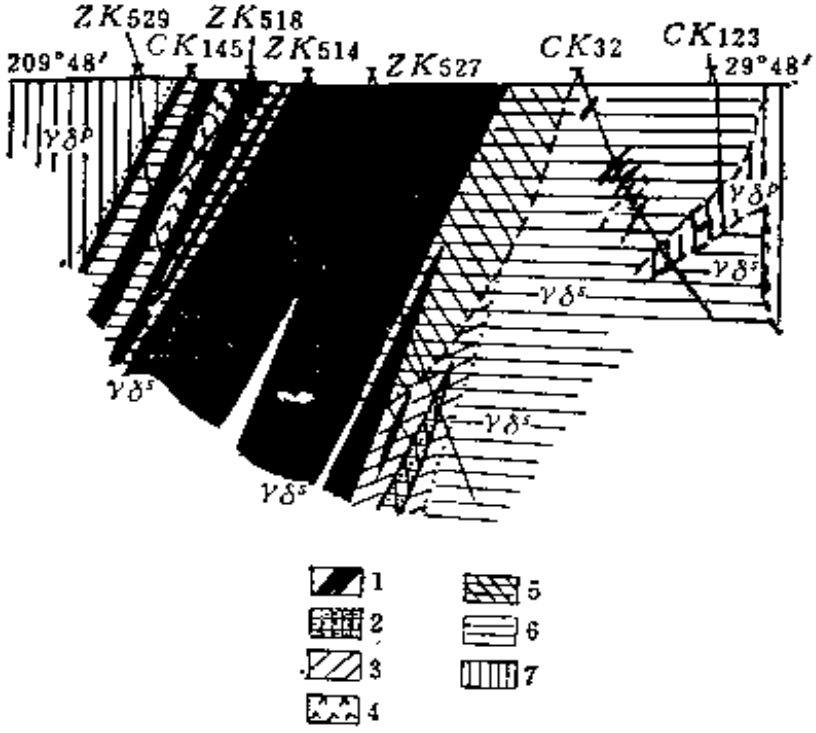


图 29　DB矿74号勘探线地质剖面图

1—铜矿体；2—钾硅化花岗闪长斑岩；3—钾化带；4—玢岩；5—强绢云母化带；6—绢云母化带；7—青盘岩化带

度一致（图29）。

铜钼矿体明显赋存在SiO_2和K_2O的高含量区内，F矿3线剖面即明显可见（见图19）。而钼矿化则主要富集在石英-钾长石化带及强石英化带中，即钼明显的与SiO_2%和

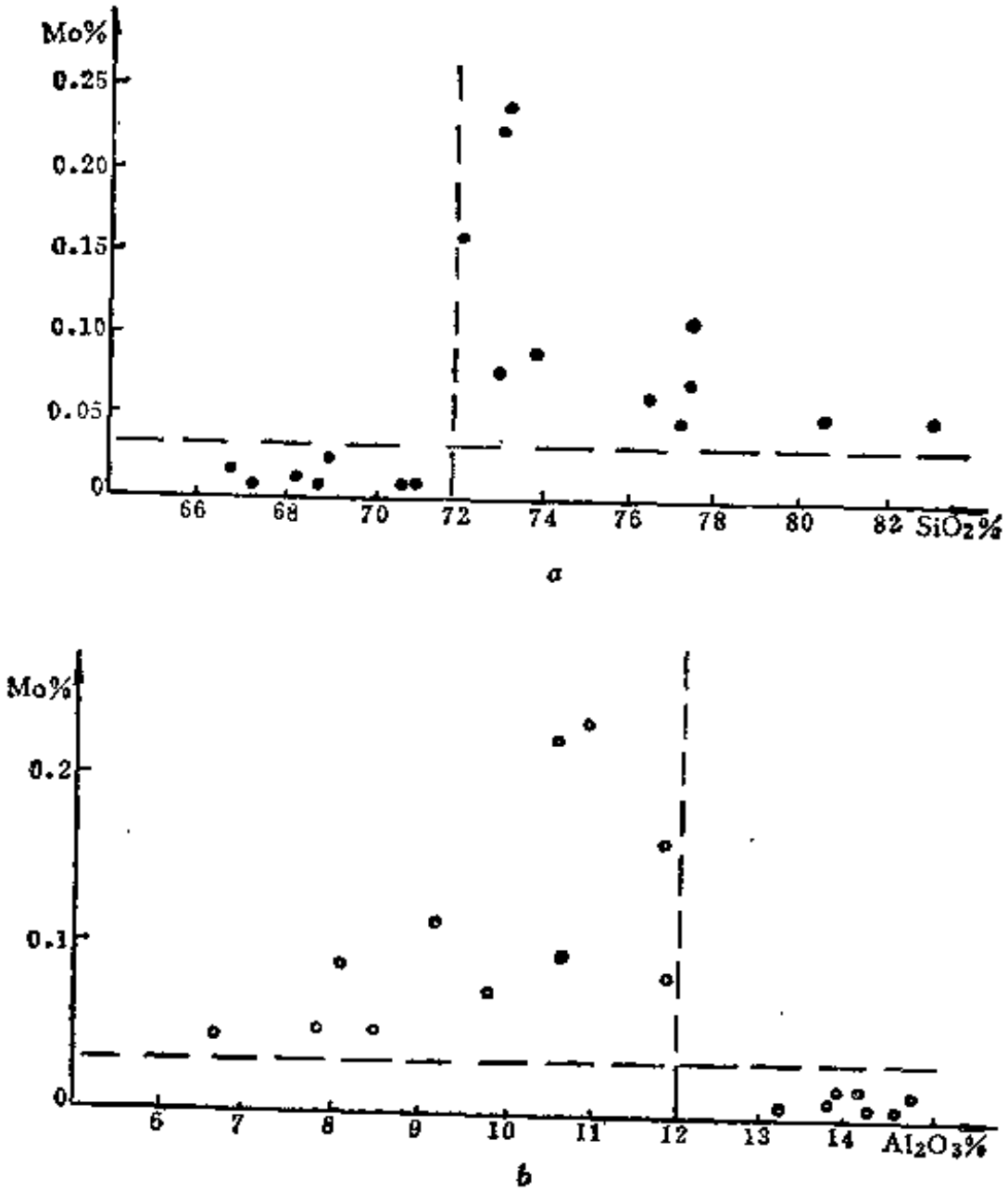


图 30　钼矿化与SiO_2%（a）、Al_2O_3%（b）的相关图

表 6　T 矿斑岩铜矿蚀变和矿化分带

千枚岩			花岗闪长斑岩		
最外带	外　带	外接触带	内接触带	内　带	最内带①
弱蚀变千枚岩夹变质石英砂岩	绿泥石石英绢云母岩	石英绢云母岩	石英绢云母岩	绿泥石石英绢云母岩	弱蚀变的花岗闪长斑岩
主要是黄铁矿	主要是黄铜矿、黄铁矿	主要是辉钼矿、黄铜矿及少量黄铁矿	主要是辉钼矿、黄铜矿及少量黄铁矿	主要是黄铜矿、黄铁矿	主要是黄铁矿
细脉为主	细脉浸染	浸染为主	浸染为主	细脉浸染	细脉为主

① 岩体的最内带据说经研究发现亦有钾长石化。

表 7　Y 矿斑岩铜钼矿蚀变和矿化分带

围岩				花岗斑岩	
波里拉组（灰岩）		甲丕拉组(粉砂岩)			
外　带	外接触带	外　带	外接触带	内接触带	内　带
透辉石大理岩化	矽卡岩化，主要为钙铁榴石矽卡岩，次透辉石透闪石金云母矽卡岩	角岩化粉砂岩，角岩化石英岩，泥化	青盘岩化，角岩化，石英绢云母化，泥化	石英绢云母化	钾化硅化电气石化
很少见矿化	含铜磁铁矿(赤铁矿)和含铜黄铁矿矿体	似酸盐硫化物细脉	含铜磁铁矿(赤铁矿)和含铜黄铁矿矿体	含铜磁铁矿（赤铁矿）和含铜黄铁矿矿体	黄铜矿辉钼矿矿体及少量黄铁矿
	似层状透镜状	细脉浸染	似层状透镜状	脉状透镜状	细脉浸染

表 8　S 矿斑岩铜矿蚀变和矿化分带

围　岩	石　英　闪　长　斑　岩		
安山岩、粉砂岩	内接触带(外带)	中　带	内　带
青盘岩化	青盘岩化	石英-绢云母化	钾长石(硬石膏)化
绿泥石、碳酸盐、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿及重晶石	绿泥石、绿帘石、碳酸盐及黄铁矿	石英、绢云母为主，黄铁矿、黄铜矿	钾长石、黑云母为主亦有紫色硬石膏，黄铜矿、斑铜矿次为辉钼矿及少量黄铁矿
大脉状、透镜状	脉状、细脉状	细脉浸染	浸染状为主
铅锌矿带	黄铁矿带	次要含矿带	主要含矿带

表 9　LY斑岩铜（钼）矿蚀变和矿化分带

围　岩		安山玢岩-闪长玢岩			
外　带	外接触带	青盘岩化带	石英-绢云母带	钾 化 带	
结晶灰岩	大理岩化，硅矽卡岩化，青盘岩化	绿泥石、绿帘石、方解石等	石英、绢云母、水化黑云母、伊利石、高岭石、金红石	黑云母化	钾长石-硬石膏化
				黑云母、绢云母、伊利石等	钾长石、硬石膏、石膏、绢云母等
极少量的黄铁矿	黄铜矿、锌铁矿及少量黄铁矿、闪锌矿等	黄铁矿 黄铜矿	黄铜矿 黄铁矿	黄铜矿 黄铁矿	黄铜矿 辉钼矿及少量黄铁矿
局部见铅锌矿	大量锌铁矿	黄铁矿为主	黄铁矿：黄铜矿 = 14：1	黄铁矿：黄铜矿 = 5.9：1	辉钼矿增多 黄铁矿减少
大脉状	大脉充填	细脉浸染状	细脉浸染状	浸染状为主	浸染状

Al_2O_3%含量有关（图30）。

具体到某一个矿区究竟矿化主要富集在哪个蚀变带内，除注意其共性外，还必须注意分析区域地球化学特征，这一点在找富集地段时亦很重要。如在S矿区钾长石（硬石膏）化带是重要的含矿带，而在FS矿及其附近就不是重要含矿带。所以要重视一个区域的地球化学背景值的问题。

下面列举了几个国内主要斑岩铜矿的蚀变和矿化关系（见表6、7、8、9），供参考。

第四章　斑岩铜矿的表生作用和次生富集作用

研究斑岩铜矿的表生作用和次生富集作用，对斑岩铜矿的开采利用和找矿评价都具有重要的现实意义。

1. 重要的经济意义

斑岩铜矿的矿化品位一般较贫，多在0.4%左右，也有更低的，但经过氧化作用和次生富集作用后品位可大大提高，甚至高出原生矿石的几倍，以致十几倍，一般达1～2%，个别可达5%左右。这样就使贫矿变为富矿；使矿化变为矿床。世界上不少较大的铜矿床，就是由于这种作用使其富集而被开采利用的。如美洲的23个矿床中有10个矿床的主要开采对象就是次生富集矿体，因此研究次生富集作用尤为重要。加之次生富集带多距地表较近，易于露天开采，成本也低。所以至今仍是斑岩铜矿开采的重要对象之一，在经济上具有很重要的现实意义。

2. 重要的找矿标志

许多矿床就是由发现氧化露头铁帽而找到的。详细研究铁帽特征、次生矿物和变化规律等，可以帮助我们推断和预测深部的原生矿体的矿石成份、矿石品位、矿体分布范围等。这些对找矿勘探和综合评价，都是十分重要的。

进行这项工作，一定要过细，否则就会漏掉矿体。有的矿区由于次生富集带的岩性很像围岩，经风化后无明显特征，经打钻挤压后更难辨认，工作初期就被忽略掉了，几年之后才逐渐被认识，所以我们在斑岩铜矿的找矿评价中，要重视对这个问题的研究。

第一节　斑岩铜矿的表生分带

当硫化矿床因侵蚀作用而暴露于地表以后，就会产生强烈的风化作用，致使矿物成分发生分解，元素急剧迁移。一部分易溶物质被流失带走，或渗透到地下潜水活动区；另一部分难溶和不溶的物质，则在地表被残留下来，形成新的矿物。这样硫化矿床，包括斑岩铜(钼)矿床，自地表向下就形成一个明显分带现象。这种分带现象是和地下水循环密切相关的。地下水循环一般分为三个带：

1. 渗透带

在最上部，位于地面和潜水面之间。在这个带内水循环十分自由，而且相当快，主要是向潜水面作垂直方向流动。水中含有大量的氧和二氧化碳，具有较大的氧化能力和溶解能力。岩石中的空隙、裂隙被水和空气充填，因含有机酸和硫酸、碳酸等，所以这个带的水是呈酸性的。

2. 流动带

位于潜水面以下，地下水主要向着流出点呈水平方向流动，流速缓慢。此带岩石空隙、裂隙被水充填，氧的含量随

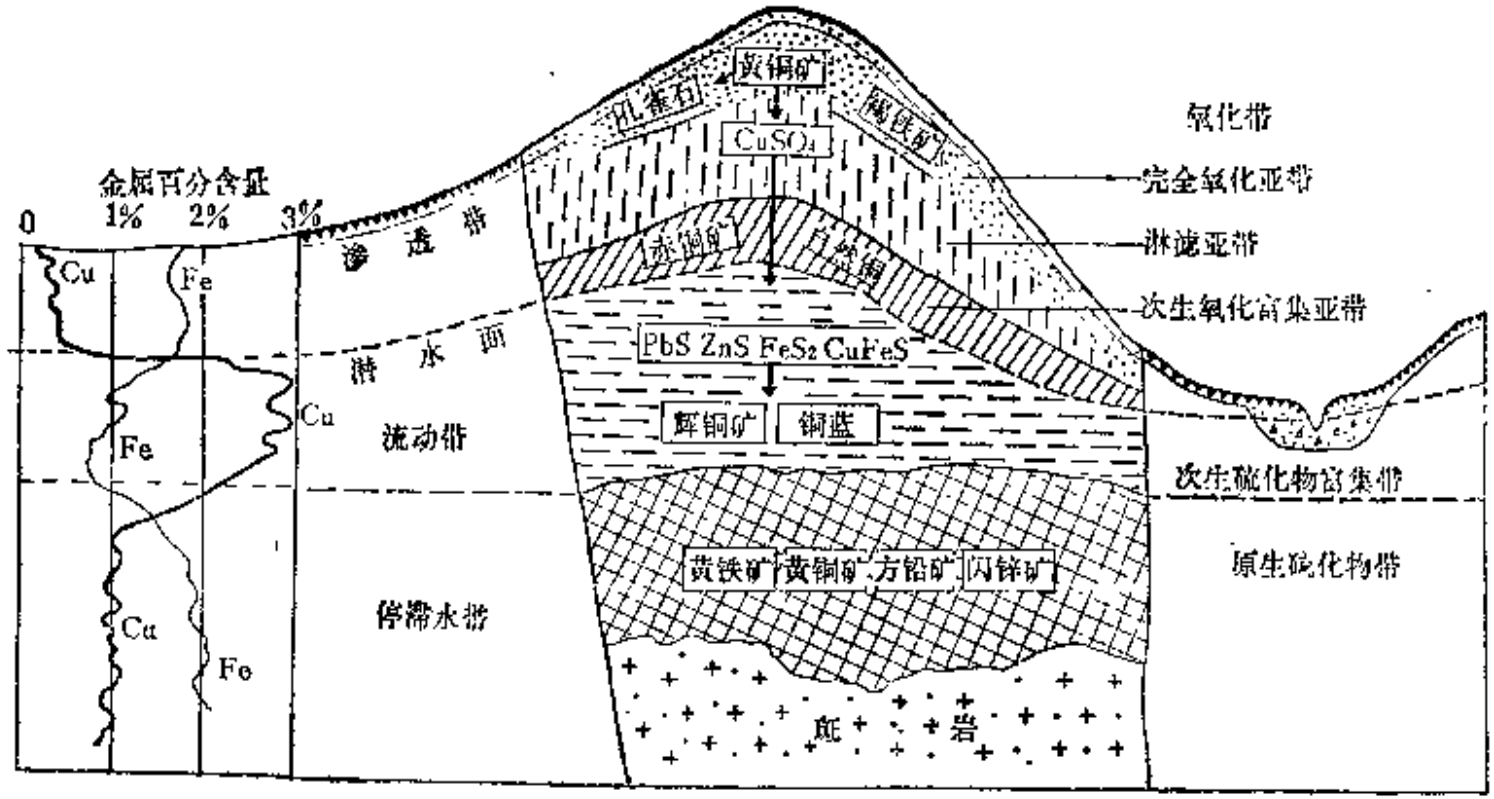


图 31　地下水循环区和硫化矿床表生分带示意图

深度的增加而逐渐减少，氧化作用比较弱，而还原性越来越强，它是地下水的饱和带，并含有较多的盐类（K、Na、Ca、Mg）。因此，这个带呈中酸性或弱碱性。

3. 停滞带

此带地下水基本上不活动，一般亦不含游离氧，潜水与原生矿物几乎保持平衡状态，不发生化学反应。

发育最完善的硫化矿床的表生分带和典型地下水循环区的关系见图31：

（1）氧化带：位于潜水面以上，发育在渗透带中，自上而下又可分为几个亚带：

1）铁帽——完全氧化带：Fe、Mn、Si的氧化物，氢氧化物及某些铝硅酸盐。

2）淋滤亚带：硫化物被淋滤走，留下较稳定的金、石英等矿物，也是酸性最强带。

3）次生氧化富集带：位于下部。

（2）次生硫化富集带：位于潜水面以下，发育在流动带。

（3）原生硫化物带：位于停滞水带以下。

上述这些分带是较典型的，实际情况则往往比较复杂，与上述情况有些出入，如有的氧化带的下限要比地下水面高的多，在氧化带内常见有硫化物的残体，在硫化物带内也可能出现氧化带的条带，有的矿床没有次生富集带。

第二节　氧化带的发育特征和形成过程

1. 硫化物在氧化带中的溶解和沉淀

硫化物在氧化带中发生的变化是激烈的，可归纳为两个方面：硫化物的氧化与溶解；溶解物的再沉淀。

（1）硫化物在纯水中的溶解度是很小的，只能微溶于水，但在氧化带中，由于大量游离氧的存在，就大大加速了硫化物的溶解，然后生成硫酸及硫酸盐等，详见表10。

表 10　硫化物及其硫酸盐的溶解度

硫化矿物	硫化物溶解度 克分子/升(18℃)	硫酸盐	硫酸盐溶解度 克/升	硫酸盐溶解度的温度，℃
ZnS	70.6×10^{-6}	$ZnSO_4$	531.2	18
MnS	71.6×10^{-6}	$MnSO_4$	393	25
FeS	70.1×10^{-6}	$FeSO_4$	157	0
CuS	3.5×10^{-6}	$CuSO_4$	172	20
PbS	3.6×10^{-6}	$PbSO_4$	0.047	18
Ag_2S	0.552×10^{-6}	Ag_2SO_4	7.7	17

（2）硫化物氧化而生成的硫酸盐类，多具有较高的溶解度（见表8）可从氧化带中流走，但在一定条件下，也能发生沉淀作用，主要通过蒸发作用、水解作用、溶液与固体相互作用、溶液与气体相互作用、胶凝作用、吸附作用、溶液与溶液的相互作用、各种硫化物的相互作用等也可以形成重要的工业矿床。如赤铜矿（Cu_2O）、黑铜矿(CuO)、自然铜、自然银、绿色的含铜蛋白石等。

2. 斑岩铜矿中的主要金属元素在氧化带的演变

（1）铁在氧化带中的演变：铁的硫化物在斑岩铜矿床中分布极为普遍，最常见的有黄铁矿（FeS_2），其次为磁黄铁矿（FeS）白铁矿（FeS_2）。它们在氧化带中的变化：

$$2FeS_2+7O_2+2H_2O\rightarrow\underset{\text{(硫酸亚铁)}}{2FeSO_4}+2H_2SO_4$$

硫酸亚铁很不稳定，易变成硫酸铁。

$$4FeSO_4+2H_2SO_4+O_2\rightarrow2Fe_2(SO_4)_3+2H_2O$$

硫酸铁在中性及弱酸性溶液中也是不稳定的，并发生水解生成氢氧化铁和硫酸。

$$Fe_2(SO_4)_3+6H_2O\rightarrow 2Fe(OH)_3\downarrow+3H_2SO_4$$

氢氧化铁是一种难溶的胶体化合物，多在原地沉淀下来形成凝胶物质，脱水后变成褐铁矿等。由于褐铁矿非常稳定，残留在氧化带中，而矿床的其它组分，在氧化过程中多形成易溶的盐类被带走，所以在氧化带中铁的成分大大增加，形成所谓的“铁帽”。

如在气候干燥的地区，由于硫酸铁不易被水解而形成铁的各种硫酸盐，这些铁的硫酸盐在氧化带中的分布规律为：

上部：黄钾铁矾（$K_2O\cdot 3Fe_2O_3\cdot 4SO_4\cdot 6H_2O$）黄色粉末状

中部：
- 纤钠铁矾（$2Na_2O\cdot Fe_2O_3\cdot 4SO_3$）
- 叶绿矾（$Fe_2O_3\cdot 3SO_3\cdot 9H_2O$）黄绿、杏黄色
- 纤铁矾（$Fe_2O_3\cdot 2SO_3\cdot 10H_2O$）灰绿色、丝绢光泽，纤维状

下部：
- 水绿矾（$FeSO_4\cdot 7H_2O$）呈绿色，纤维状、块状
- 铁明矾（$FeO\cdot Al_2O_3\cdot 4SO_3\cdot 22H_2O$）白色
- 粒铁矾（$FeO\cdot Fe_2O_3\cdot 4SO_4\cdot 14H_2$）赭褐色，板状晶形
- 水亚铁矾（$FeSO_4\cdot H_2O$）

氧化带上部主要是黄钾铁矾，而黄钾铁矾在矿床氧化带露头上大量堆积时，呈现一片黄色的黄钾铁矾式的“铁帽”。详细研究斑岩铜矿的“铁帽”是十分重要的，几乎很多斑岩铜矿的发现都是根据“铁帽”，特别是淋滤“铁帽”的研究

而发现的。最近在巴拿马发现的矿石储量达22亿吨的塞罗科罗拉多斑岩铜矿就是通过地表地质工作，发现淋滤“铁帽”等而找到的。

（2）铜在氧化带中的演变。铜的原生硫化物主要为黄铜矿，其次为斑铜矿、硫砷铜矿和辉铜矿，其它含铜硫化物比较少见，现以黄铜矿为例说明其氧化过程。

氧化初期形成硫酸铜及硫酸亚铁：

$$CuFeS_2 + 4O_2 \rightarrow CuSO_4 + FeSO_4$$

$$CuFeS_2 + 2Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow CuSO_4 + 5FeSO_4 + 2S$$

$$CuFeS_2 + 2H_2SO_4 \rightarrow CuSO_4 + FeSO_4 + 2H_2S$$

硫酸亚铁在氧化带中很不稳定，氧化、水解最终都变为褐铁矿。而硫酸铜则具有很大的溶解性，被地表水带走，或渗透到潜水面之下，因此在大多数情况下，氧化带是显著缺铜的，但在某些情况下铜在氧化带也可达到工业堆积，如遇到碳酸盐溶液，则起化学反应，形成氧化带中稳定的碳酸盐——孔雀石、硅孔雀石、蓝铜矿等。

$$2CuSO_4 + 2CaCO_3 + H_2O \rightarrow$$

$$Cu(OH)_2CuCO_3 + 2CaSO_4 + CO_2$$

（孔雀石）

$$3CuSO_4 + 3CaCO_3 + H_2O \rightarrow$$

$$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2 + 3CaSO_4 + CO_2$$

（蓝铜矿）

$$CuSO_4 + CaCO_3 + H_4SiO_4 \rightarrow$$

$$CuSiO_3 \cdot 2H_2O + CaSO_4 + CO_2$$

（硅孔雀石）

当氧化带中发育有大量的凝胶物质（二氧化硅）、褐铁矿和粘土物质时，可吸附一部分铜。

当在干旱缺水的条件下，硫酸铜溶液因蒸发作用达到饱和时可以发生沉淀，形成水胆矾、块铜矾、铜绿矾等。例如智利丘基卡马塔斑岩铜矿床，氧化深度达600米，厚达200米。主要由块铜矾和少量水胆矾、胆矾等矿物组成，是该矿床的主要开采对象之一。

（3）钼在氧化带中的演变：钼在氧化带主要呈辉钼矿存在，并较其它硫化物稳定，因此常出现于氧化带最上部，但在水和氧的长期作用下，辉钼矿则可发生变化，形成：

$$2MoS_2+9O_2+2H_2O\rightarrow 2(MoO_2SO_4)+2H_2SO_4$$

$$2MoS_2+9O_2+6H_2O\rightarrow 2H_2MoO_4+4H_2SO_4$$

这两种化合物都不稳定，均易溶于水而迁移，当与Ca^{2+}、Fe^{2+}、Pb^{+2}等离子发生反应时，可生成难溶的钼酸盐而沉淀，如钼酸钙矿、铁钼华、钼华、蓝钼矿等。

（4）铅在氧化带的演变。铅的主要原生矿物是方铅矿，它氧化时首先变成硫酸铅（铅矾）：

$$PbS+2O_2\rightarrow PbSO_4$$

硫酸铅难溶于水，因此它可留在氧化带。当硫酸铅和含碳酸的水相遇时可生成碳酸铅即白铅矿：

$$PbSO_4+H_2CO_3\rightarrow PbCO_3+H_2SO_4$$

白铅矿同样难溶于水，因此也常见于氧化带中。由于方铅矿表面氧化后被铅矾或白铅矿所包裹，使氧难于再透入方铅矿内部继续氧化，所以，当其它硫化物矿物在氧化带中已经消失时，而方铅矿有时则可以出现。

（5）锌在氧化带中的演变：锌的最主要的原生矿物为闪锌矿，当其氧化时常生成硫酸锌（锌矾）：

$$ZnS+2O_2\rightarrow ZnSO_4$$

硫酸锌与硫酸铅不同，易溶于水。因此，常被地下水带

走或渗透到矿床的下面，如果在流动过程中遇到碳酸盐时，可生成菱锌矿：

$$ZnSO_4 + CaCO_3 \rightarrow ZnCO_3 + CaSO_4$$

因此，由菱锌矿所组成的矿体常位于原生矿体的围岩中，矿体多为石灰岩的层面和裂隙所控制。在氧化带中锌的主要氧化矿物是菱锌矿，其次还有异极矿、水锌矿、硅锌矿等。

综上所述可以看出，铅锌硫化物在氧化过程中，锌在氧化带中将显著地减少，而铅将显著的富集，因此当氧化带中存在大量的铅而无锌时，不能就此认为原生矿石中就没有锌，相反它却指示我们要在原生矿体附近的围岩里寻找菱锌矿体。

（6）银在氧化带中的演变：银的主要硫化矿物是辉银矿，通常银在矿石中含量很少，常不能成独立矿体，辉银矿多以分解物或类质同象混入物的形式存在于硫化物中，特别是方铅矿中最常见，辉银矿在氧化时首先形成硫酸银：

$$Ag_2S + 2O_2 \rightarrow Ag_2SO_4$$

硫酸银在水中溶解度较大，可被水带走或渗透到潜水面以下，形成次生富集带，但也可从氧化带中沉淀出来形成自然银、角银矿：

$$Ag_2SO_4 + 2FeSO_4 \rightarrow 2Ag + Fe_2(SO_4)_3$$

$$Ag_2SO_4 + 2NaCl \rightarrow 2AgCl + Na_2SO_3$$

银也可形成硫酸盐，如黄银铁矾，呈黄色外貌似黄钾铁矾，极易被忽略掉。

（7）金在氧化带中的演变。在硫化物矿床中，金几乎总是呈自然金的形式出现，有时也形成碲化物，如碲金矿、碲金银矿、针碲金矿等。

自然金在地表各种物理化学条件下的稳定性是很强的，甚至很小的颗粒（2～3μ）也能存在于坡积物中，但金在氧化带中的溶解迁移问题至今仍然还不够了解。

第三节　氧化富集亚带的形成

这个带只出现在某些铜矿床氧化带的下部，即直接位于胶结带之上，当矿床遭受长期风化，侵蚀面和地下水面逐渐降低，而铜的次生硫化物富集带，则逐渐上升进入到氧化区，铜的次生硫化物，特别是辉铜矿受到氧化后则生成更为富含铜的新矿物赤铜矿和自然铜等：

$$4Cu_2S+9O_2\rightarrow 2Cu_2O+4CuSO_4$$

$$Cu_2S+2O_2\rightarrow Cu+CuSO_4$$

因此，当见到辉铜矿、赤铜矿、自然铜在矿石中出现时，即可说明次生硫化富集带遭受了氧化作用。

第四节　次生硫化富集带的特征和形成过程

此带位于潜水面之下，由氧化带淋滤下来的含有各种金属硫酸盐（如硫酸铜、硫酸银等）到了潜水面以下，进入缺氧的还原条件，与原生硫化物产生了交代作用形成次生硫化物，如辉铜矿、铜蓝等，由于这种作用可使原生矿床的金属品位大大提高，因此称之为次生硫化富集作用，如原生黄铜矿的铜含量为34.6%，而在次生的辉铜矿和铜蓝中铜的含量则分别为79.8%和66.5%。

次生富集作用，也是和地下水的作用密切相关的，而地下水通常又受侵蚀作用的影响。因此，次生富集作用也随之不断向上发展，原已形成的次生硫化物，因暴露在氧化带中而又被氧化、溶解和向下淋滤，再与原生硫化物发生交代、

反应形成新的更富的次生富集带。由于这种作用的反复进行，即不断地把矿床上部的金属转移到下部来，所以这一带矿石品位越来越高。

次生硫化物是由硫酸盐溶液交代原生硫化物生成的，这种交代作用遵循着一定的法则，即硫化物沉淀是按一定顺序的，如Hg、Ag、Cu、Bi、Pb、Zn、Ni、Co、Fe、Mn等。在这个系列前面的金属可以从溶液中交代后面的金属硫化物，反之则不成，其原因是与元素的亲硫性有关。该系列基本上与硫化物溶解度的顺序相当，硫化物的沉淀决定于它们的溶解度的大小。实际上这个序列是由金属元素之间氧化还原电位高低决定的。

铜的次生富集作用过程

原生硫化物矿床的上部，因氧化作用所产生的硫酸铜溶液，当其进入到地下水面以后，在缺少游离氧的还原条件下，便与Cu、Pb、Zn和Fe的硫化物发生交代作用，生成含铜量很高的辉铜矿和铜蓝等，其反应式：

$$5FeS_2+14CuSO_4+12H_2O\rightarrow 7Cu_2S+5FeSO_4+12H_2SO_4$$

$$4FeS_2+7CuSO_4+4H_2O\rightarrow 7CuS+4FeSO_4+4H_2SO_4$$

$$PbS+CuSO_4\rightarrow CuS+PbSO_4$$

$$ZnS+CuSO_4\rightarrow CuS+ZnSO_4$$

$$5CuFeS_2+11CuSO_4+8H_2O\rightarrow 8Cu_2S+5FeSO_4+8H_2SO_4$$

$$CuFeS_2+CuSO_4\rightarrow 2CuS+FeSO_4$$

$$Cu_5FeS_4+CuSO_4\rightarrow 2Cu_2S+CuS+FeSO_4$$

$$5Cu_2FeS_4+11CuSO_4+8H_2O\rightarrow$$

$$18Cu_2S+5FeSO_4+8H_2SO_4$$

$$5CuS+3CuSO_4+4H_2O\rightarrow 4Cu_2S+4H_2SO_4$$

此外，硫酸铜溶液也能与白铁矿、磁黄铁矿、硫砷铜矿

和黝铜矿等发生交代作用，生成铜的次生硫化物。

在铜的次生硫化物中，以辉铜矿为最常见，其次是铜蓝。而次生的斑铜矿和黄铜矿只在个别情况下才有极少量的出现，它们的出现说明下降水中铜的硫酸盐在减少，而铁的硫酸盐在增加。一般情况下铜蓝主要分布在次生富集带的上部，向下很快减少，当三价铁对二价铁的比率高，即$Fe^{3+}>Fe^{2+}$时，铜蓝趋于沉淀；与此相反，当$Fe^{3+}<Fe^{2+}$时辉铜矿就析出。原生辉铜矿亦可被铜蓝所交代。

在实际工作中如何去识别铜的次生富集带是很重要的。一般不能以某一单独矿物作为判断的依据，但是烟灰状辉铜矿则是唯一的例外，因它只出现在外生条件下。致于非烟灰状的辉铜矿则可外生亦可内生，所以不能作为单独判断的依据。在一般条件下，根据矿物共生关系来判断比仅以单独矿物作判断更正确。

第五节　影响硫化矿床氧化作用强度和深度的主要因素

1．气候

是诸因素中最重要因素，它直接影响氧化作用的进程。

对氧化作用影响最大的是年平均温度及降雨量。在其它条件相同时，年平均温度愈高，氧化愈剧烈。降雨量和温度决定着湿度，同时也决定着在渗透带及流动带中溶液的浓度。湿度大溶液稀薄，有利于淋滤，溶解物质往往被带出矿体以外，造成大量的金属流失。若湿度太小，则溶液量少亦不利于氧化作用的进行，所以，一般认为以热带和温带的干旱气候最有利于氧化带的发育（表11）。

2．地形

表 11　不同气候带氧化和次生硫化富集带的特征

气候带	热带、潮湿	热带、干燥	温带、潮湿	温带、干燥	寒带、潮湿	寒带、干燥
氧化带特征	极明显带有剧烈的淋失	极明显	一般较明显	常较明显	非常不明显	多不明显亦有例外
次生硫化富集带特征	不富集或表现不明显	常极明显	多半不明显	一般较明显	没有	一般没有有个别例外

地形太陡侵蚀速度快，不利于氧化带的形成，如侵蚀速度大于氧化速度，则矿床氧化带实际上不能形成，地表将长期出现原生硫化物。地形太平坦，海拔很低，则地下水面高变动小，流动带上下活动范围窄，不利于次生富集带的形成。因此，既不太陡，，也不太平坦，但坡度适中的地形，即丘陵区、准平原化地区对形成氧化带，次生富集带可能是比较有利的。

3. 构造因素

构造裂隙越发育，氧化淋滤作用越快，氧化带的深度越大。沿构造裂隙下渗的含有游离氧的地下水，往往可以达到极大的深度。特别是地堑、地垒式的新构造断裂对造成多次淋滤、富集、形成厚度大、品位高的次生富集带具有很重要的作用。

4. 矿石成分

不同的硫化物有不同的氧化速度，一般在相同条件下磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿和辉铜矿是属易分解的硫化物，黄铁矿、白铁矿、辉银矿是属难分解的硫化物，而黄铜矿、毒砂、斑铜矿等则介于二者之间。矿石中由于富含黄铁矿，经

氧化可产生良好的溶剂并具有很大的溶解度，能加速矿石的分解，这一点很重要，也是形成次生富集带的内在原因所在。这在我国很多矿区都得到了证明（铜陵之所以能够形成次生富集带矿体，就是因为那里黄铁矿比较发育的缘故）。

5．围岩的物理化学性质

首先是围岩的化学性质，如在易溶解的灰岩、白云岩等碳酸盐类中，易形成很深的气化带。其次是围岩的物理性质，如在透水性均匀的砂岩、花岗岩等岩石中，可形成均匀的形态规整发育较好的氧化带。若在透水性较差的角岩、页岩、硅质岩中，则氧化只能沿个别的裂隙进行，形成不规则的发育较差的氧化带。

6．矿体产状

硫化物矿床在不同岩石接触带处，风化作用强烈程度亦不同，这些都会对氧化带的发育有一定影响，如Y矿区主要是在东接触带发育，在倾斜产出的矿体中，一般上盘的氧化作用较强烈。

7．时间

矿床的氧化强度和深度与它所经受的风化时间长短有密切关系，一个巨厚氧化带的形成，往往是缓慢的，而且需要很长时间。

氧化带的发育取决于各种因素的综合作用。因此，我们在研究时要进行全面的分析，分清主次。

在我国Z矿和Y斑岩铜矿床中均见到厚度不等的次生富集带（图32），由于加强了对次生富集带的研究，对矿床储量的增加起了重要作用，因此在详查或勘探过程中，要特别注意有否次生富集带的存在，尤其是对那些岩心采取率极低的钻孔，更应注意结合地质情况及其它因素，采用物化探方

法加以检查，因为辉钼矿极易被泥浆带走而被人们所忽视。

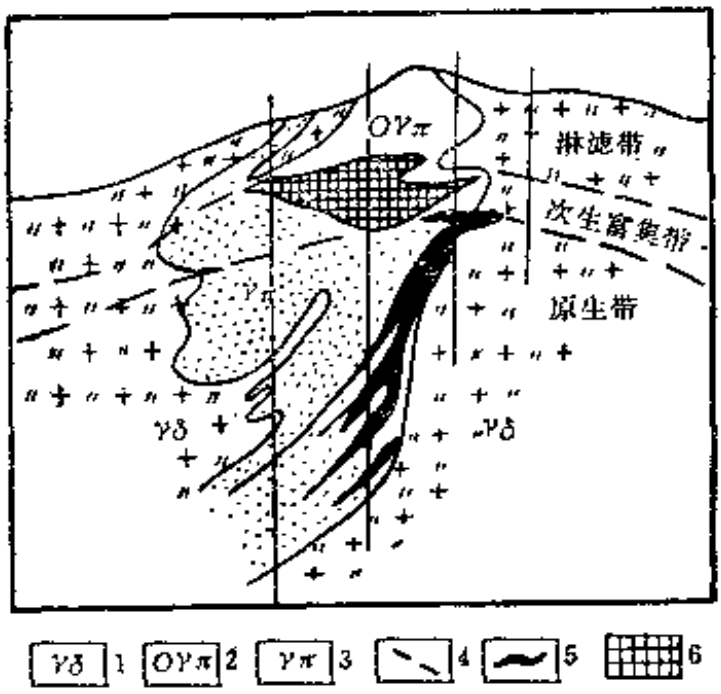


图 32　铜坑矿段 6 线剖面氧化带示意图

1—花岗闪长岩；2—斜长花岗斑岩；3—花岗斑岩；4—氧化带界限；5—原生矿；6—混合矿

第五章　斑岩铜矿的成因及分类

第一节　斑岩铜矿的成因

从现有的资料和大量地质工作实践来看，斑岩铜矿在空间上、时间上、成因上与斑岩侵入体有关，而且这种斑岩是来自上地幔的。特别是与钙碱性系列的火山岩有着密切的成因联系。其主要的依据如下：

（1）在空间分布上，大部分斑岩铜矿产于钙碱性系列火山岩（玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩）发育地区，少

数分布在沉积岩或变质岩地区，有少数地区附近甚至于可以没有火山岩出露。

（2）在时间上，斑岩铜矿形成的时代与其附近钙碱性系列火山岩接近，或在一个喷发阶段的晚期，或在不同喷发阶段之间。

（3）成矿的斑岩和斑岩铜矿的物质通过锶、硫同位素的测定可知它们都来自上地幔，它们有着共同的成因联系。如我国D铜矿硫同位素的研究以及秘鲁几个铜矿的分析数据都说明了这一点（表12、13）：

表 12　D 铜矿田硫同位素分析表

矿床名称	样品数	S^{32}/S^{34}	δS^{34} (‰)
T矿	38个	22.124～22.227	4.3～－0.3
F矿	43个	22.148～22.231	3.3～－0.5
陨石		22.20 ～22.22	

表 13　秘鲁几个斑岩铜矿床 S^{32}/S^{34} 比值表

矿区名称	矿　物	取样位置	S^{32}/S^{34}	δS^{34}(‰)
塞罗德帕斯科	方铅矿	600英尺水平	22.23	－1.8
塞罗德帕斯科	黄铁矿	2300英尺水平	22.20	+0.4
莫罗科恰	方铅矿		22.23	－0.9
克利斯托巴尔	方铅矿	170英尺水平	22.12	+4.1
卡萨帕尔卡	方铅矿	1200英尺水平 C矿脉北段	22.22	－0.5
卡萨帕尔卡	方铅矿	2700英尺水平	22.24	－1.4

注：南秘鲁火山口自然硫13个样的平均 S^{32}/S^{34} 为22.32。

（4）斑岩铜矿在成因上与安山岩带的形成和发展有一定的内在联系。许多斑岩铜矿和火山机构、潜火山岩及各种火山角砾岩筒有关。面型蚀变及其分布，在分异良好的火山岩地区，特别是火山口周围是十分常见的，二者有很大的类似点。

（5）与斑岩铜矿有关的斑岩多为中-酸性的超浅成相潜火山岩。在我国很多斑岩铜矿区均可见高温型具熔蚀状的石英斑晶，甚至有时暗色矿物出现暗化边和晶屑等现象，这与火山岩极其相似，但与花岗岩化形成的酸性岩却有本质上的不同。

（6）斑岩铜矿形成的深度一般较浅，其上覆盖层厚度从几百公尺到两千公尺，向下最大延深3～4公里，一般为几百公尺到2.5公里左右。

上述看法一般说来似乎是肯定的，但因受研究程度的限制，对斑岩铜（钼）矿的成因目前还没有一个比较完善的看法，可以说是众说纷纭。现就几种主要看法介绍如下，供参考。

（1）过去一般认为斑岩铜矿属于中温热液矿床。这可能是长期以来受林格仑的矿床分类方案的影响所致。随着矿业和地质实践的不断发展，从现有资料来看，斑岩铜矿的形成并不限于中温热液阶段。如Z铜钼矿床为高温到中温型的；国外克莱梅克斯矿床为高温型的。通过包裹体测定和实验也证明，斑岩蚀变开始温度在岩浆作用末期（600°～700°C），矿石矿物大部形成于350°～250°C，也有温度更低的蚀变和矿化阶段，如LY地区即见有较低温的复硫盐类矿物。斑岩铜矿的形成经历了从高温到低温的阶段，是一个比较复杂的长期发展过程。矿化经常是多期多阶段的，通过对

斑岩铜矿包裹体研究就可区分出来（见表14），再进一步工作，还能区分出哪一期或哪一段是主要的，并且与复合杂岩体某一期或某一个相的侵入体有着极为密切的关系。

表 14　D 铜矿的形成温度表

斑岩铜矿的形成阶段	温度（℃）
早期高温气成阶段	595～665
中期中高温热液阶段	260～450
晚期低温热液阶段	160～215
斑岩铜矿形成的主要温度范围	260～450

因此，多年来虽经修修补补，林格仑方案本身仍有其弱点和不全面的地方，并不能适应实际工作的需要，工作中应重视调查研究，重视实际资料。

（2）认为斑岩铜矿应属正岩浆晚期——热液初期成因矿床，这主要是以J.D.洛厄尔等人为代表，通过对58个斑岩铜矿床的研究和统计提出的，他们的主要依据是：

1）多数斑岩铜矿床的斑岩中的黑云母和钾化带中的黑云母的同位素年龄（主要为钾—氩法测定）十分相近。

2）依据近年来的合成模拟实验认为：钾长石—石英—绢云母形成的温压条件，应属正岩浆模式。

3）最近一些美国学者提出：斑岩铜矿和黄铁矿型铜矿在大地构造环境、矿床成因等方面是有联系的。认为黄铁矿型铜矿是在地壳演化的早期阶段形成的；而斑岩铜矿是在地壳演化的晚期阶段生成的。在黄铁矿型铜矿中，致密块状矿石之下，常有呈细脉浸染状的矿石，这与斑岩铜矿非常相似。因而推测二者可能具有相同的成因，它们是在连续的构

造和成矿发展的不同阶段形成的产物。

4）苏联有些学者则认为：斑岩铜矿是火山地槽叠加在较古老的固结花岗岩类基底之上时形成的。与此同时出现硅镁型和硅铝型的金属。根据硅铝基底和由火山岩组成的盖层在成矿中所起的作用主次不同，则形成的矿床也不同。若硅

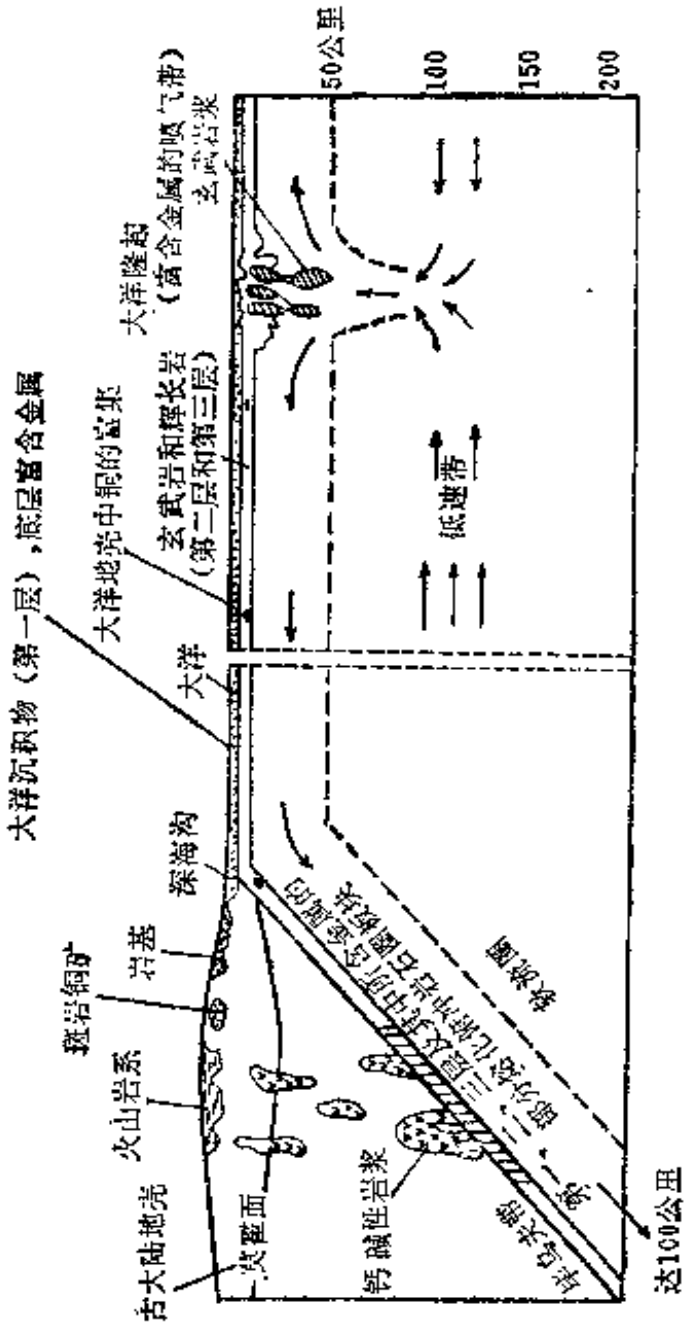


图 33　按板块构造观点的斑岩铜矿成因示意图

铝基底在成矿中所起作用比较大时，则矿石中钼量升高，形成次钼为主的斑岩钼矿床；若由火山岩组成的盖层在成矿中起主导作用时，则矿石中含铜量高，形成以铜为主的斑岩铜矿床。

5）据“板块”学说认为：斑岩铜矿的形成与板块构造有关。认为斑岩铜矿的形成过程是大洋板块直接俯冲在大陆板块之下，在俯冲过程中部分熔融大洋板块形成含相当数量金属的钙碱性系列岩浆，这些中酸性岩浆沿断裂上升到仰冲板块边缘，形成斑岩体及斑岩铜矿（图33）。

目前，就我国几个典型斑岩铜（钼）矿床的实际情况和已积累的大量资料来看，其成因多数可能应以热液为主，而并不像J.D.洛厄尔所说的正岩浆晚期模式，其根据是：

① 从我国D铜矿的同位素年龄看(表15)，显然成岩、蚀变、矿化在时间上还是有较明显差异的。

表 15　D铜矿同位素年龄表

样品名称	种类	同位素年龄（百万年）
花岗闪长斑岩	全岩	155±5
钾长石化花岗闪长斑岩	全岩	121
石英-绢云母化花岗闪长斑岩	全岩	112

② 与斑岩铜矿有关的斑岩体，就其岩浆冷凝阶段分析，它具有封闭比较好的小侵入体的结构特征：

1）斑晶-石基-自变质作用-热液阶段；

2）具有交代作用的混杂结构；

3）为多相的杂岩体。

③ 斑岩铜矿与其说与斑岩体有关，还不如说与斑岩体

的蚀变有关更好些，因为野外实际看到的是矿化强度、范围与蚀变强度和分布有直接关系，并且可以明显看到金属硫化物主要是交代黑云母、钾长石、绢云母等矿物而成的，甚至有些矿床的蚀变分布与斑岩体的分布很不一致；

④ 矿体不仅限于斑岩体内，而且还有相当大的一部分在围岩中，D铜矿就是，甚至像大脉状铜矿可以远离斑岩体；

⑤ 细脉状和大脉状铜矿脉，显然其生成应在岩浆冷凝之后的热液期的不同阶段，而不是岩浆期，更不是“一次成矿论”的产物。

这里也不排除可能有一少部分矿是岩浆晚期的产物，但很次要。

上述看法都是从不同的方面提出的，看来斑岩铜矿的生成是复杂的，还有待通过实践积累资料不断总结。

第二节　斑岩铜矿的分类

关于斑岩铜矿的分类，目前还没有一个统一的分类方案，各不相同，现分别介绍如下：

1．以矿体的产状和形态作为划分依据的，共分为三类：

（1）产生陆相火山岩破碎带的矿床：其特点是容矿岩石主要为安山岩、英安岩、粗安岩及凝灰岩之类的火山岩。由于构造或岩浆内部的应力作用，形成角砾岩筒（智利的布雷登）、剪切裂隙带（美国的沙佛德）、复式断层破碎带及裂隙带（南斯拉夫的波尔）。成矿母岩是潜火山岩、岩颈或浅成岩株，母岩矿化常较微弱。矿化深度大，工业矿体延伸一般大于500米，像智利的布雷登铜矿，深达1400米。

（2）兼产在斑岩和围岩中的矿床：这类矿床占斑岩铜矿的多数，在斑岩体内矿化既可呈等轴状，也可呈带状，常在接触带内外相连成矿，也可分隔成矿，一般以斑岩体内的矿体占主要，或各占一半。矿化延深中等，在300～500米之间，但亦可深达1000米以上。

（3）只产在斑岩体内矿床：岩体全部或大部分矿化，一般呈等轴状，亦有呈带状，一些大脉可伸入围岩，一般延深在300米以内，但像美国比尤特铜矿延深达1600米，实属罕见。

就规模而言，这三类矿床都有大矿，但以第二类大矿最多。

2．以蚀变组合为划分依据的。主要根据蚀变矿物组合或特征蚀变矿物将我国斑岩铜矿划为三类：

（1）黑云母-绿泥石型矿床：凡蚀变岩石中不出现钾长石化带而有黑云母化或以绿泥石化为主（或强绿泥石化）的斑岩铜矿床，均属此类。此类矿床大、中、小型均有，但品位常在0.6%以上，有的可达1%以上。钼矿主要为中型，个别为大型，但钼品位很低，一般为0.0032%。有的还可以与大型金矿床共生，有的还伴有钴等元素可供综合利用，属于这一类型的矿床有Z矿床、L矿床、X矿床等。

（2）石英-绢云母型矿床：凡不出现前述情况，而以硅化、绢云母化为主的斑岩铜矿床，均属此类。这类铜矿床大型较多，同时也有中、小型。铜品位一般低于0.6%。钼矿大型较多，也有中、小型，钼品位一般在0.01以上。属于这类的有D矿床。

（3）石英-钾长石型斑岩铜矿床：凡出现明显的钾长石化带和硅化强的，属于此类。这类矿床有的规模很大，在

这种规模大的矿床中，铜品位一般在0.8%左右（有次生富集现象），钼品位一般在0.01%以上。此外还有一种高岭土-绢云母型斑岩铜矿床，但规模较小。上述这些类型，均有多种蚀变，有的矿床并有明显的蚀变分带。

3．以斑岩铜矿所处的地质环境（形成的地质条件）为划分依据。

南京大学提出划分两类：

（1）陆相火山矿床：这种矿床直接围绕着安山岩或英安岩、粗面岩、次火山岩（潜火山岩）岩颈形成，成矿时期与火山喷发时代几乎是完全一致的。矿化主要在周围的火山岩或沉积岩中，岩颈中次火山岩有时也有矿化。矿区一般在陆相火山岩盆地中，特别是其边缘。例如，我国江苏某斑岩铜矿，南斯拉夫的波尔和马丹培克，智利的布雷登、哈萨克斯坦的博舍库尔，亚美尼亚的卡范，美国怀俄明州的克尔温。

（2）火山-深成矿床：矿床主要与火山-深成岩有关，这些火山-深成岩本身不一定在火山口或火山口附近，与矿化有关的斑岩虽然与火山岩同源。但在空间上，可以离火山中心有一定距离，周围不一定出现火山岩。在时间上，常在火山主要喷发的间歇期和以后，岩相可以是深成相—浅成相。许多斑岩铜矿可能属于这种类型。例如，我国江西、河北、河南的几个斑岩铜矿。国外如智利的丘基卡马塔，美国的宾厄姆、比尤特、银铃，西太平洋的布干维尔，北加里曼丹的马木托，苏联滨巴尔哈什湖地区的阿克绍基和阿尔马雷克等。这些矿床中有的也有“角砾岩筒”，但它们往往不是火山口，而是与浅成-超浅成侵入活动有关的“爆发岩筒”。

另有一些地质工作者划分为这样的两大类：

（1）次火山杂岩亚型；（2）半深成侵入杂岩亚型。

第三种方案是划分为三类：

（1）与超浅成岩有关的斑岩铜钼矿床，并伴随有矽卡岩矿床。如ZE铜矿床、Y铜矿床等。

（2）与浅成小侵入体有关的斑岩铜钼矿床。如D铜矿床等。

（3）与火山岩、潜火山（次火山岩）、火山颈有关的斑岩铜钼（铅锌）矿床。如银山铅锌矿床（最近下部发现了斑岩铜矿床）。

这三种划分方案虽有些不同，但基本上是大同小异的，所以归为一类，就不一一详细介绍了。

对于斑岩矿床的类型进一步划分，看来对指导普查找矿和工程的部署都是十分重要的，因此我们想可否首先按可供工业开采利用的主要元素组合来划分大类：

1．斑岩钨（铜）矿如XL矿、LH矿等；

2．斑岩锡（铜）矿，如XP矿；

3．斑岩钼矿，如JD矿、DH矿；

4．斑岩铜钼矿，如D矿、Z矿；

5．斑岩铜矿，如G矿、S矿；

6．斑岩铜铁矿，如Y矿、MC矿；

7．斑岩铁矿，如“玢岩铁矿”；

8．斑岩多金属矿，如DY矿；

9．斑岩金矿，如TJ矿等；

10．斑岩银矿，如美国坎德拉里亚；

11．斑岩铀矿。

这样既反映了元素上的差异，又易被工业上所利用，一目了然，也有利于对矿床评价。

表 16 斑岩铜（钼）矿床分类表

顺序	斑岩铜矿类型	与矿化有关的岩体深度相	形成深度（公里）	岩体形态	结构构造特点	蚀变特征	矿体形态	可能的类型组合	实例
1	与火山机构或火山潜相斑状侵入体有关的斑岩铜（钼）矿床	近地表的火山颈相、火山脉岩相	0.1～0.5（个别可达1）	岩锥、岩株、岩枝、岩脉	含有较多量的火山碎屑物	近地表青盘岩化；斜长石＋沸石＋绿泥石＋方解石硅酸盐化、明矾石化	柱状、似层状	火山岩矿床、多金属矿床、铅锌矿床	E矿
2	与超浅成相斑状火山岩有关的斑岩铜（钼）矿床	超浅成相	0.5～1.0	岩株、岩脉	熔蚀状的高温石英、气孔、晶洞、流动构造，岩屑、晶屑、晴化	青盘岩化：斜长石＋冰长石＋绿泥石＋方解石粘土化、硅化	筒状、脉状、似层状	脉状铜矿、矽卡岩矿床、多金属矿床、角砾岩筒型铜（钼）矿	Y矿、ZE矿
3	与浅成相斑状侵入体有关的斑岩铜（钼）矿床	浅成相	1.0～2.5	岩株、岩墙	斑晶较大、基质较潜火山岩要粗些（0.03～0.05 mm），无晶屑、极少见	青盘岩化：钠长石＋绿帘石＋方解石＋石英 石英 绢云母化	筒状、不规则状、脉状	脉状矿床、似层状、多金属矿床	T矿、F矿、TK矿
4	与中深成相有关的（特别是其中的斑岩体）斑岩铜（钼）矿床	中 深成相	>2.5	较大的岩株	基质粒度多为中细粒、具有与同化混染有关的特有结构和构造	青盘岩化：钠长石＋黝帘石＋斜黝帘石、钾长石化常出地表，粘土化不发育	带状、似层状、不规则状	矽卡岩型矿床	DB矿 MC矿
5	与角砾岩筒有关的斑岩铜（钼）矿床	常与近地表的火山岩相和超浅成相有关	0.1～1.0	岩筒（脉状）	单成分或复成分的角砾岩构造、片理构造、晶洞、特别是岩屑较发育、塌陷构造	石英-绢云母化、电气石化、黄玉-萤石化、黄铁矿化	环状、筒状	矽卡岩型矿床、脉状铅锌矿床、火山矿床	FS矿 ZE矿 L矿

对于斑岩铜矿或斑岩铜钼矿床，可再进一步根据其形成的地质环境（条件）划分为：

（1）与火山机构或火山颈相斑状侵入岩有关的斑岩铜（钼）矿床。这里要强调的是“斑岩侵入体”，而不是“地层体”，这样即可将与火山岩有关的细脉浸染型铜矿区分开了。如DY斑岩铜（铅、锌）矿床；

（2）与超浅成相潜火山岩有关的斑岩铜（钼）矿床。如Y矿、S矿、Z矿等矿床；

（3）与浅成相斑状侵入岩有关的斑岩铜（钼）矿床。如D矿、TK等；

（4）与中深成相侵入体（特别是其中的斑岩体）有关的铜钼矿床。如DB矿、MC矿，可能SJ矿也属此类；

（5）与角砾岩筒有关的斑岩铜（钼）矿床。如FS、ZE矿、L矿，可能还有TS矿等（详见表16）。

这种以矿床所在的地质环境作为划分类型的依据，可能比过去的高温、中温、低温热液矿床的划分，有利于指导找矿和评价工作。

第六章　斑岩铜矿与其它类型矿床的关系

了解斑岩铜矿和其它类型矿床间的关系，对斑岩铜矿和与其相关的矿床的找寻都是十分重要的，也是一个比较复杂的问题。目前，对它的认识有些还并不十分清楚，看来还有一个实践认识的过程，现就目前已有的资料介绍如下：

第一节　陆相火山岩成因的黄铁矿床

陆相火山成因的黄铁矿与斑岩铜矿关系最为密切，在我国某些重要的斑岩铜矿床和国外某些斑岩铜矿床的外围都有这种黄铁矿矿床，这里要注意的是黄铁矿含量（品位），只要达到工业要求即可作为黄铁矿矿床被开采，也是找斑岩铜矿的重要标志。

第二节　与陆相火山岩有成因联系的多金属热液脉状矿床

斑岩铜矿与这些中低温热液矿床常有一定的伴生关系。近年来DY脉状铅锌矿床附近斑岩铜矿床的新发现，给人以很大的启示，它们的分布具有一定分带性并与潜火山岩及火山口构造关系极为密切。这样的例子在国外也有。如美国宾厄姆斑岩铜矿，早期（1863年）主要也是在它的外围开采铅锌银矿及脉金，在1893～1947年间主要是开采斑岩体外围含铜6％的脉状铜矿，从1905年发现了斑岩铜矿后至今都在开采斑岩铜矿，成为美国最大的斑岩铜矿床。

1969年在加拿大育空发现的卡西诺大型斑岩铜矿，最初也是开采金矿的。

又如巴布亚新几内亚的布干维尔岛的潘古纳矿区，早在1930年开始也是开采金的，直到1964年通过化探方法才发现了斑岩铜矿（矿石储量9亿吨，含铜432万吨，金450吨）。

世间的一切事物都是很复杂的，而且又都互相联系着，特别是对那些已知与火山岩有关的铅锌矿床，脉状金、铜矿床，更要注意斑岩铜矿的找寻。DY铅锌矿发现斑岩铜矿的事例很能说明问题，很值得我们在生产中注意，同时也须注

意与当地侵蚀深度和岩浆的侵位深度联系起来，否则埋藏很深，加之品位很低，就失去其开采价值了，斑岩铜矿埋藏要浅，还是一个很重要的因素。

第三节　斑岩钼矿床

斑岩铜矿中都或多或少含有一定数量的辉钼矿，这是人所共知的，但是作为单一的斑岩钼矿床与斑岩铜矿床的关系比较复杂，从现有的资料来看，它们同属于一类矿床系列，因此，在大范围内它们经常共生，出现在同一个成矿带中。但具体的矿区、矿田在空间上则往往是分离的，在时间上斑岩钼矿则往往是较晚的（即岩体时代常较其它为新）。我国东北、河北、河南的情况就是如此。在外国如不列颠哥伦比亚、美国西部、苏联滨巴尔哈什湖地区等也有类似的情况。所以在找矿工作中既要注意它们的共性，又要注意它们的特殊性，了解这一点亦是很重要的。

第四节　斑岩金矿床

在某种意义上讲，特别是在火山岩地区，那些潜火山岩比较发育的地区，当有花岗闪长斑岩-花岗斑岩出露的地区，在找寻斑岩铜矿的同时还要注意找寻斑岩金矿，某特大型斑岩金矿的发现就是一例。尤其是对斑岩体附近的“角砾状地质体”、“角砾岩筒”更应特别注意。它往往是金矿的有利储矿构造。在围岩蚀变上与斑岩铜矿有一定的区别，它常以硅化、黄铁碳酸盐化、白云岩化、高岭土化等低温型为主，而绢云母化则较次之。

它同样具有规模大、埋藏浅、易采、易选等工业特点，特别是在斑岩铜矿床的外围，一些安山岩比较发育的地区更

要注意这种矿床的找寻，同时在已有的斑岩金矿附近亦要注意有无斑岩铜矿的存在。

第五节　矽卡岩铜矿床

矽卡岩铜矿与斑岩铜矿的关系可以说是一个比较复杂的问题，有些问题目前还不十分清楚，但从已有资料来看可以肯定它们同属于一个成矿系列，常伴生在一起。一般矽卡岩矿床在一定条件下（特别是围岩条件）多在外接触带，而斑岩铜矿床又多在内接触带的斑岩体内，如Y矿、ZE矿、TS矿、FS铜矿等。从世界范围的情况来看，也是较常见的现象，约占30～35%。巴布亚新几内亚的富比兰山斑岩铜矿床的发现，就是在1968年从矽卡岩型铁铜矿追索后发现的。富比兰山矿床铜矿化有四种类型：

（1）富比兰山侵入体中的斑岩铜矿化；

（2）浸染状的表生硫化物矿化；

（3）沿接触带的矽卡岩矿化，其中高品位铜矿与块状磁铁矿带有关；

（4）块状硫化物矿化。

它们在成矿条件上有一定的共性，但也有其特殊性。在通常的情况下，斑岩铜矿的含矿围岩以火山岩、侵入岩、变质岩及沉积岩等硅铝质较高的岩石为主，其特点是化学活动性较差的占多数（约占90%以上），而矽卡岩矿床则大部分出现在碳酸岩的围岩中；斑岩铜矿的形成深度一般较矽卡岩矿床为浅，而通常所指的矽卡岩型铜矿，其形成是与“中深成侵入体”有关，这可能是由于人们常说的成矿深度、构造条件、围岩性质和成矿热液性质及温度不同所造成的，所以在一些斑岩铜矿区，即使围岩是石灰岩或白云岩，但也不形

成矽卡岩，如X铜矿就是一例，其铜矿形成主要与网脉状热液蛇纹石化大理岩有关，显然条件是不一样的，但从我国已有的矽卡岩铜矿床的侵入体特征来看，其中确有相当一部分矿床的岩体系属超浅成相的，尤其是同斑岩铜矿相伴生的与中酸性—酸性斑岩体有关的矽卡岩铜矿更是如此，如Y矿、FS矿、ZE矿等，并非像本本上所强调的那样，“都是中深成相的侵入体”，还要看其它条件。从这点出发在找矿评价这类矿床上，要把注意力放在与浅-超浅成相有关的矽卡岩型铜矿的斑岩体上，而并非所有与矽卡岩型铜矿有关的侵入岩都要检查。在对斑岩体进行检查时，尤其要注意，那些岩心采取率常因构造破碎和蚀变较强而较低的钻孔，有否丢矿的现象，一定要重视第一手资料。ZE矿和FS矿近年的实践说明，确有一个老矿（点）新评价和综合找矿的问题，也是一个找寻斑岩铜矿，不断扩大老矿区铜矿储量的重要途径之一。

对于与斑岩铜矿相伴生的矽卡岩矿床的形成，看来原因可能是多方面的：

（1）“贯通式”：即由岩浆活动中心向外运移的气液，在形成斑岩铜矿的同时，跨越接触带在外接触带的围岩中矿化，特别是那些化学活动性比较强的围岩，如石灰岩、白云岩等碳酸岩，有可能形成矽卡岩和矽卡岩矿床。

（2）“接触式”：成分比较单一的侵入体，在接触带两侧均有强烈的破碎（裂隙较发育），深部上来的矿液也比较丰富，在有一定的屏蔽层存在时，除形成矽卡岩和矿化外，在侵入体内部亦可能形成一定规模的矿化。构成斑岩铜矿，有时规模也较大。

（3）“叠加式”：较早期形成的矽卡岩因受较晚期的

斑岩侵入体影响产生矿化。以致形成铜矿床。此时矽卡岩实际上相当于一种围岩，在成因上与斑岩铜矿属于一个岩浆矿化系列。

所以对于矽卡岩铜矿作为寻找斑岩铜矿的标志意义，应从两个方面来考虑，一方面矽卡岩型铜矿大量发育地区，特别是在大型构造—岩浆带发育地区，无疑地可作为斑岩铜矿的远景普查地区，就是在已有的矽卡岩型铜矿床附近，特别是内接触带岩体一侧要注意作工作，不要抓富丢贫；另一方面，要看到成矿过程的复杂性，就是工作区有斑岩铜矿，而且具有形成矽卡岩的有利围岩，也并非都能与矽卡岩铜矿相伴生，要视具体条件而定。

第七章　斑岩铜矿与角砾岩筒的关系

在斑岩铜矿地区经常遇到角砾状地质体及角砾岩筒，最近几年在我国很多斑岩铜矿区，也都相继有所发现。国外这种情况也较常见，如南北美洲58个斑岩铜矿中，有角砾岩筒的约占70%左右，特别是在东太平洋成矿带更为发育。

正因为这些角砾岩筒（或地质体）多与矿化，特别是对原生斑岩铜矿的富集起着重要作用，所以人们把它作为一个重要的找矿标志或作为一种特殊类型加以注意和研究，从已有的资料看其成因是较复杂的，表现在类型过渡和叠加上是多样的，解释也是各式各样，可谓“众说纷纭”。在找斑岩铜矿时固然要注意角砾岩筒的找寻，但也不限于此，有许多大型斑岩铜矿床角砾岩筒并不发育，它是个重要条件，但并不是必不可少的条件。对其成因也必须视地质情况具体分析。

第一节　火山角砾岩筒

主要见于火山岩地区，按产状可进一步分为两类。

1．与火山通道、火山颈有关的角砾岩筒，其特征是充填物的成分、结构构造都较复杂，筒内角砾及胶结物有火山碎屑岩及深部带来的异源物岩块，特别是前者是区别于潜火山岩成因的角砾岩筒。凝灰质的火山碎屑岩常被熔岩所胶结。在其周围发育有放射状和环状岩脉或裂隙。如秘鲁的塞罗·德·帕斯科等也是。

2．与潜火山岩有关的火山角砾岩筒，有人也称“喷气缝”型的，主要与穹窿构造、喷气缝有关，并不与“火山口”有关。其成分可以是复成分的，也可以是单成分的，有的有矿化，有的则没有矿化，出露多为椭圆形。在冀东一些潜火山岩、安山岩比较发育地区曾有，范围可以很小，直径仅有几公尺到十几公尺。

第二节　侵入角砾岩筒（带）

亦称接触角砾岩筒（带），是否也可将热液侵入角砾岩及交化角砾岩筒(带)包括在其中。多发育在接触带或侵入体边部，特别是那些潜火山岩的倾没端，往往是构造薄弱地带，较晚期的侵入岩或热液易沿断裂和破碎带渗透，并将碎屑物质带到上部空隙中形成。角砾成分常是复成分的，亦有单一的。胶结物可以是侵入岩，也可以是与热液活动有关的蚀变矿物或硫化物。角砾形状为棱角状、次棱角状甚至出现经交代熔蚀、滚动而形成的浑圆状的，可以是原地的也可是迁移的（一般迁移的不远）。如图34所示，角砾岩筒多见于杂岩体的接触带上，似乎与晚期侵入活动有关。

热液角砾岩筒，常是继侵入角砾岩形成之后或岩浆侵入固结之后，由热液活动产物“胶结”角砾或交代角砾而成，

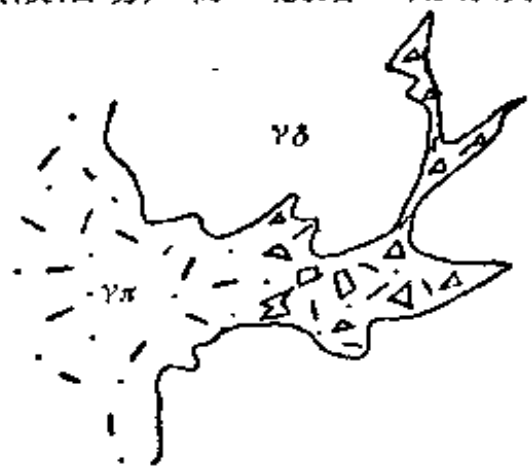


图 34　侵入角砾岩

γδ—花岗闪长岩；γπ—花岗斑岩

它与侵入角砾岩筒的区别主要在胶结物成分上，后者是侵入岩而不是热液产物。DB铜矿区内就有一种由斑铜矿“胶结”的角砾岩。

第三节　爆发角砾岩筒

多见于斑岩体里或边部，是浅成-超浅成斑岩侵入体，多次阵发性的贯入击碎早已凝固的斑岩及围岩，或当残液的含量超过挥发的临界含量时，则残液将由液相转化为气相，从而形成巨大的内压力，经爆炸而形成的，它们没有经过火山喷发阶段，角砾的形成主要在地下1～3公里，角砾成分常较单一，一般没有强烈的热液活动及广泛的热液蚀变。“胶结物”为岩粉、岩浆物质，有的则由电气石“胶结”，有的含磷灰石及萤石等。在镜下，斑岩里常有石英、长石等具“炸碎”结构的碎屑。在S矿、FS矿等斑岩体中均明显可见（图35）。石英中大量次生气液包裹体的存在，也是爆炸的有力证据，如在某地的斑岩金矿中即有发现。由于上部的爆

炸力强于下部，因而使爆发角砾岩筒常形成上宽下窄的筒状、脉状体。

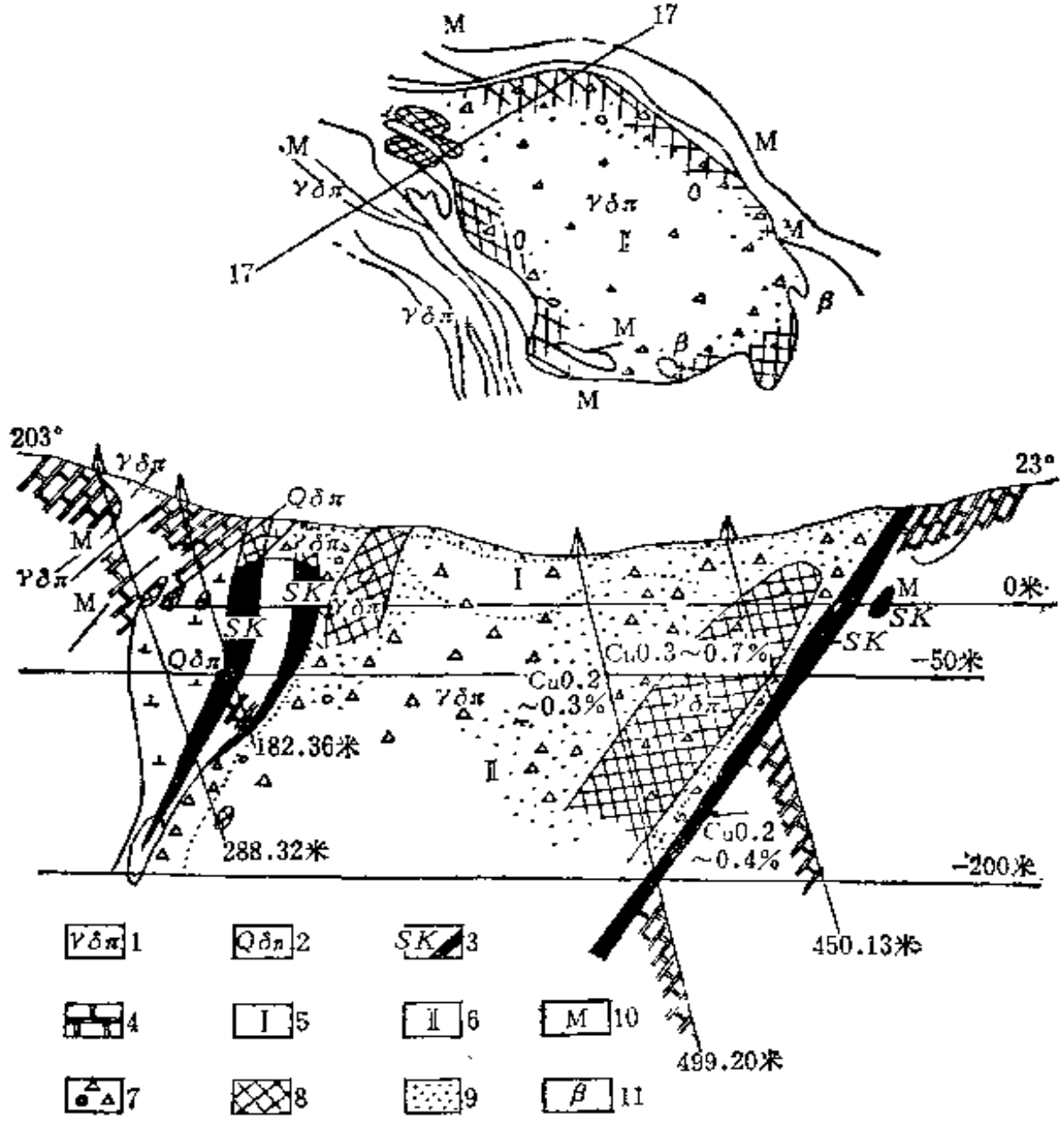


图 35　FS铜矿爆发角砾岩筒地质示意图

1—花岗闪长斑岩；2—石英闪长斑岩；3—矽卡岩型铜矿体；4—大理岩；5—青盘岩化带；6—石英-绢云母化带；7—爆破角砾岩；8—斑岩矿体；9—浸染状矿体；10—大理岩；11—基性岩脉

第四节　塌陷（崩塌）角砾岩筒

多发育在火山岩地区，是由于深部岩浆或矿液沿已有裂隙阵发性的上升熔化，或由于深部侵入体顶端的收缩产生的裂隙，气液沿之上升、熔化不断扩大，当气液压力减小时，在上伏岩层的压力下顶部崩落，随之多次反复，使角砾筒不断扩大。由于崩塌在筒壁周围常发育有环状片理、劈理化带，在剖面上常可见小的牵引褶皱，岩层明显下落。平面多为圆形或椭圆形，从几米到几百米，往往成分单一，多为围岩的角砾，其形状有棱角状、片状及浑圆状，胶结物为岩屑和石英硫化物。墨西哥的比拉莱斯铜矿就是一个典型的崩塌角砾岩筒型铜矿。岩筒崩落了 60～65 米，整个角砾岩筒均矿化。常与爆发角砾岩或热液侵入角砾岩伴生。我国 ER 矿角砾岩筒可能属此种类型（图36）。

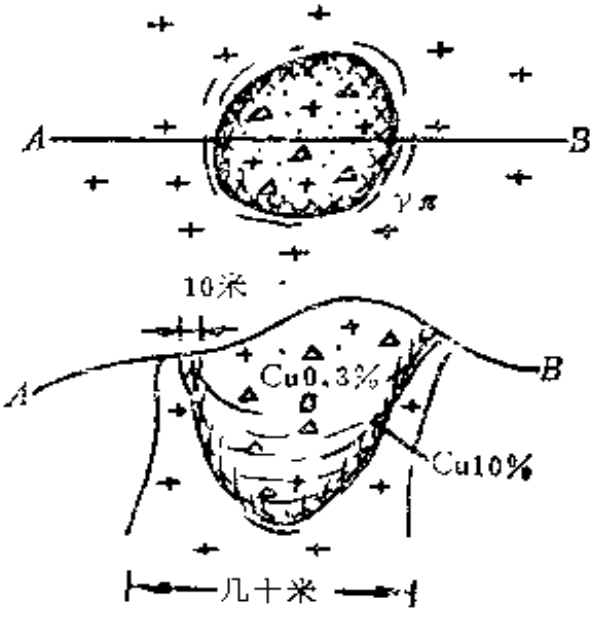


图 36　崩塌角砾岩筒示意图

γπ—花岗斑岩

第五节　构造角砾岩带

构造角砾岩带明显受构造控制，特别是在两组构造交会处易产生这种角砾岩带。角砾岩带的出现与一定的构造线一致，具有构造角砾岩的特征，如擦痕、片理化、构造岩等，在斑岩铜矿中不占重要地位。工作中切不要将其误认为“角砾岩筒”而投大工作量，它常与矿化无关或矿化很弱。

第六节　复合角砾岩筒（带）

上述类型中两种或两种以上的复合，兼有其特点，是多种成因的长期活动的产物。

应该指出的是：

1．各类型间常有不少过渡类型，有时又无明显界线；

2．对斑岩铜矿的富集意义较大的主要为爆破型、崩塌型及热液侵入型，它们都与岩浆活动的气液作用有关；

3．角砾岩筒的矿化富集形式有“环状式”、“全筒式”及“角砾岩筒与围岩中的网脉型混合式”；

4．角砾岩筒能否富集成矿，取决于它和岩浆作用及矿化作用之间的关系。只有当它在主要成矿期形成时才具有实际意义。早期形成的角砾岩筒也可能富集成矿，但也可能为同期热液充填所堵死，而不利于以后主要矿化期矿液的活动。至于主要成矿期以后的岩筒一般无直接意义。因此，在野外一定注意收集这方面的资料，以期正确地指导找矿和工程布置。对那些具有明显矿化的角砾岩筒。无论如何不能轻易放过，可先按一定的网距采取原生晕样进行检查；

5．角砾状地质体或角砾岩筒的存在，是斑岩铜（钼）矿的重要特征之一。并常被后期的岩浆侵入活动所加剧，角砾

状地质体或角砾岩筒的砾石、热液蚀变矿物和硫化物等含量越高越发育，表明越靠近斑岩体，所以依此可“顺藤摸瓜”，逐步追索，亦有可能找到具工业价值的斑岩铜矿床。L斑岩钼矿床，就是在火山角砾岩筒的下部花岗斑岩体内找到的。墨西哥的卡纳内阿铜矿床的发现，也是一个很好例证；

6．还要注意角砾岩筒的蚀变作用和可能的矿化分带。

总之，既要认真研究角砾岩筒或角砾状地质体，但又不要被它所限制，要认真总结我们自己的经验，对于外国的经验要批判地吸取。

第八章　斑岩铜矿在时间上、空间上的分布规律

第一节　时间上的分布

已知斑岩铜（钼）矿在时间分布上，主要为晚古生代及中、新生代，特别是中、新生代比较多。我国已知斑岩铜矿除个别矿床形成于前震旦系变质火山岩外，其余都是晚古生代和中、新代的产物。如D矿、Z矿等为燕山期，Y矿为印支期，DB矿与海西期有关。

一般说来铜与钼相比较，似乎斑岩钼矿（单一的）的生成时代更晚一些，如我国现有的12个斑岩钼矿中，华力西期的一个，印支期2个，燕山期却有9个。因此，在区域地质测量中搞清岩浆岩特别是侵入岩的生成时代，对于找寻斑岩铜、钼矿产具有一定的指导意义。

第二节　空间上的分布

世界斑岩铜矿主要分布于五个大的成矿带上（亦有人将其合并为三个成矿区）：

1．西非洲带

矿主要产在上沃尔特和尼日尔。它们的特点是，成矿作用发生在前寒武纪。这个带不是主要成矿带，所以有人没有把它单划为一个带。

2．蒙古-鄂霍茨克带

亦叫做古亚洲带，主要分布在苏联的中亚、蒙古和我国的北部。它的特点是成矿作用都发生在上古生代，在中亚有巴尔哈什湖地区的科恩拉德矿田、斋桑泊地区的隆乌尔矿田，乌兹别克的锡尔河中上游的阿尔马雷克矿田等。在蒙古，苏修为了掠夺蒙古矿产资源，已在大型的额尔登丁敖包斑岩铜钼矿区进行了大规模开采。在我国位于这个带上的正不断地有所发现和不断地扩大新的产地，如DB矿、G矿等。

3．阿尔卑斯-喜马拉雅带

亦称之为古地中海带，这个带西起西班牙，经南斯拉夫、罗马尼亚、保加利亚，跨过地中海到达土耳其、伊朗、阿富汗、巴基斯坦进入我国西藏南部，往南经缅甸、马来西亚到达印度尼西亚与西太平洋成矿带相汇合。这个带的成矿时期以中、新生代为主，其中主要是晚白垩纪至第三纪（统称拉拉米期）。伊朗的隆尔切什梅里大型斑岩铜矿和高加索山脉南麓的几个大矿床都属于这个矿带的。我国雅鲁藏布江流域的斑岩铜（钼）矿就属于这一大带内。

4．西太平洋带

这个带可进一步分为两个亚带：第一是“内带”，即西太平洋岛弧带，北起堪察加往南经日本、我国台湾省、菲律宾、印度尼西亚，最后经巴布亚新几内亚到达新西兰。这个带的成矿时间主要是新生代，如布干维尔岛的潘古纳大型斑岩铜矿的同位素年龄为800万年～400万年。

第二个亚带是“外带”，即我国东部地区和苏联的远东地区。主要在我国东部，成矿以中生代为主。

5．东太平洋带

亦叫科迪勒拉带，北起加拿大、美国沿科迪勒拉山系南延经墨西哥、哥伦比亚、秘鲁到智利。这是目前已知五个大带中矿化最多的一个带，世界主要五个产铜国家中有三个（美国、智利、秘鲁）都在这个带上，而且均以斑岩铜矿为主。这个带的主要成矿时期也是以白垩纪至第三纪为主，但也有少数如加拿大的几个矿床是三叠—侏罗纪生成的。

了解了世界斑岩铜矿的时间和空间分布概况以后可以看出，世界的五个斑岩铜矿大带中，有三个带延伸或经过了我国各地区，除此而外，我国尚有一个独立的矿带。这种情况在世界上是很少有的，说明在我国辽阔的土地上寻找斑岩铜矿是很有希望的，而且事实已证明，近几年来全国各地都在不断的发现斑岩铜矿的产地，所以这种类型的铜矿在我国是大有可为的。

第九章　斑岩铜矿的找矿方法

斑岩铜矿的找矿方法目前没有一个统一的作法，从国外的情况看，苏联与美国、加拿大、秘鲁、墨西哥等国大致有

两种作法。苏联强调系统的地质预测，常是在研究小比例尺地质测量成果之后，圈出成矿带的基础上开展1:20万或1:10万的地质填图，进而圈出进行1:5万或1:2万5的综合普查地段，开展物化探测量。美国等国家多侧重于航空测量，主要是航磁及航空地质测量，圈出岩体和岩石颜色异常区，进而确定可能的远景区，地面上结合分散流、水化学的成果圈出可能的成矿区，再运用次生晕、原生晕、地质填图、围岩蚀变及裂隙构造的详细研究，结合物探，特别是激发极化法、磁法圈出勘探目标。我们应当充分发挥社会主义制度的优越性，大力进行区域地质测量，积极推广和加强航空地质（特别是要充分利用工作区已有的航空照片成果进行解译）、航空物探，充分发挥这一方面的特长。加强区域地质物化探工作，开展小、中、大比例尺相结合的有计划的成矿预测工作。加强普查钻探，大胆实践，协同作战。经过扎实的基础地质工作，在地质、物探、化探密切配合下，会在我国发现更多的斑岩铜矿床和斑岩铜矿带。我国已经发现了五个时代的多处矿床和矿点，分布广泛，远景相当可观。

第一节　一般工作方法

在工作中，正确处理普查与勘探的辩证关系，大力加强普查工作是地质工作多、快、好、省地完成任务的重要环节。地质填图仍是一个有效的方法，DB铜矿就是区测队在1:20万填图过程中发现的。在详查阶段可以采用在填制大比例尺图的同时结合定点采集次生晕（或原生晕）化探样，效果还是明显的。因此，工作区如有条件在普查填图前后或同时即可开展次生晕的工作，地质人员能自己动手搞更好，有利于成矿条件的解译。

在化探圈出异常地段之后，再上物探方法可能效果会好些。如果地质情况，特别是蚀变与化探、物探异常相一致时，就要进行物、化探异常深部验证，福建某地质队的经验是："在工作中地质人员要敢于实践，敢于投工作量，敢于迈大步，尤其对成矿地质条件比较好的物化探异常应及时进行深部验证，布置深部验证钻孔，网度可放稀些，最好打完整剖面，这样才能不断提高物化探解译水平和地质认识水平，逐步弄清异常的特征及其与铜矿的分布规律"。

要详细的研究分析解剖一个钻孔、一个剖面，不断地总结，从中找出规律性的东西，以指导面上的工作。不要急于转入勘探，要把地表地质工作做的仔细一些，特别是蚀变和构造，要把注意力放在找主矿带上，对于那些枝枝叉叉似"布带状"的矿体，只能作为线索不能作为主要对象，找斑岩铜矿要找大的，否则既贫又小就失去其经济意义了。

在工作中采用地质类比的方法，也是找寻斑岩铜矿较常用的一般工作方法，对于发现新的斑岩铜矿床具有一定的作用。我国继T矿发现之后，就是采用J类比法，在比较短的时间内就发现和评价了F矿和ZS矿两矿床。国外类似这样的例子也不少，如巴布亚新几内亚的潘古纳铜矿的发现，是地质工作者参观了菲律宾的阿特拉斯莫莱特铜矿后，将潘古纳地区的地质条件与其作了类比，发现矿化亦是与侵入到第三纪安山岩里的闪长斑岩有关，为此进行化探和钻探工作，于1964年～1965年肯定了该铜矿床的存在。美国的卡拉马祖铜矿、萨卡顿铜矿以及伊朗的隆耳-切什梅里铜矿等均是用类比法发现的。

第二节　地球化学找矿法

1．化探在找斑岩铜矿中的作用

化探是找斑岩铜矿的基本手段之一，它常是地质工作的先导，从普查到勘探，甚至边采边探阶段以及盲矿体的找寻上，均能有效地进一步圈出工作区和矿化富集地段。其方法不仅经济适用，而且非化探人员亦可兼作此事，特别是在找矿实践中效果显著，已为广大地质工作者所公认。下面可举两个例子来说明：

（1）ZS矿区的发现，就是在研究了该地区的原生晕和水化学异常特征之后，与T矿化探异常相类比，发现T矿下游“再度”有水化学异常出现，无疑反映了又一矿体的存在，进而提高了在ZS地区施钻的决心，由此结合原生晕和蚀变带的分布，探得了距地表50～100米以下的隐伏的铜矿体。

（2）在S矿区，物探所和省物探队做了大量的化探工作，与所在队的同志们一起对已圈定的化探异常区内布置了10个钻孔，结果有8孔见到了矿，并对该矿区元素的分布、赋存规律及指示作用进行了比较详细的研究，在指导找矿和勘探上取得了可喜的效果。

这类的事例很多，这里就不一一列举了。

在国外，如墨西哥的拉卡里达德矿区，从1966年开始进行工作，仅用了四年的时间就作出了评价，其中化探工作是起了重要作用的。他们用分散流和次生晕的方法，在距离拉卡里达德矿区18公里的地方发现了铜、钼异常，铜的背景值为20ppm，钼的背景值为1.5ppm，铜异常为320ppm，钼异常为20ppm，铜高出背景值的16倍，钼高出背景值18倍，于是他们顺异常逆水向上追踪采样，越接近矿体异常越

高，终于发现了拉卡里达德矿床（矿石储量6.5亿吨，品位0.7%）。

在巴拿马也是由于开展化探工作（分散流），圈出了几个大型铜异常，经过研究工作之后发现了两个斑岩铜矿，矿石储量也都在1亿吨以上。

从上面的介绍中不难看出，化探工作与地质、物探密切配合为解决找矿和研究矿床的成因及特点等方面，提供了地球化学的依据，越来越受到重视。

为什么化探工作在找斑岩铜矿上能起到这样好的效果，我们认为这与斑岩铜矿本身的特点是分不开的，这是重要的内在原因。除此而外，就是构造的作用。由于构造的存在，改变了原有的物理化学条件（环境），使原处于封闭状态的岩浆迅速上侵，使物理化学条件及其成分不断更新，致使Cu、Mo等有色金属络合物不断“解体”，金属元素开始沉淀成矿体，可能呈金属络合物形式迁移，即：

$$\underbrace{(K、Na)_l}_{\text{控矿元素}}\underbrace{[Me_m}_{\text{成矿元素}}\underbrace{(Cl、OH、F、SH)_n(CO_3)_p]}_{\text{运矿元素}}$$

Me——Mo、Cu、Au、Fe、Pb、Zn、Ag、Hg等。

这种络合物分解后产生了各种蚀变带，就是元素带出、带入成分更新的结果，因此斑岩铜矿在成矿过程中，除成矿元素可在矿体周围形成比矿体规模大，并往往为肉眼所不好区分的原生地球化学异常外，那些组成络合物内外配位体的阳离子和阴离子，甚至某些元素的化合物或分子均围绕矿体形成明显的地球化学异常，矿体及原生地球化学异常，在地质外营力作用下发生破坏，这就在矿体上方及其周围介质中产生了各种次生地球化学异常，化探就是根据一些指标分

布、分配特征的调查和利用元素集中和分散这一对矛盾，发现地化异常，并进而为找矿服务。

作为化探测定的对象主要是水、土壤、岩石、沉积物、矿物、包裹体、气和植物等。因其介质（对象）不同就产生了不同的地球化学异常和不同的地球化学找矿方法。

2．化探的几种方法及需要注意的问题

地球化学找矿法是多种的，如分散流、次生晕、原生晕、气体地球化学、植物地球化学等。在这里我们只对前三种方法及应注意的问题加以介绍。

（1）分散流工作方法及应注意的问题

分散流工作一般用于研究程度差的地区，水系发育，地形切割厉害的地方。用分散流法可先圈定出远景异常区，然后再开展次生晕及原生晕的工作。因此分散流方法是快速发现新矿点的一个重要方法。

在地表水和地下水中带有大量的阴离子，如Cl^-、SO_4^{2-}、CO_3^{2-}等和阳离子Ca^{2+}、Mg^{2+}、Fe^{2+}等，由于这些有大量阴阳离子的地下水、地表水在不停的运动并冲刷着岩体和矿体。由于水的pH值、Eh值的影响，一些化学性质活泼溶解度大的元素被带入水中，当环境发生改变时，就会沉淀或被吸附沉积下来，形成新的物质。例如黄铜矿在氧化条件下，就会发生如下反应：

$$CuFeS_2 + 4O_2 \rightarrow CuSO_4 + FeSO_4$$

硫酸铜是在氧化条件下形成的主要产物，具有较高的溶解度，并且很稳定，可以被水带出很远。当pH值增高，碳酸根增加或在还原条件下，很快就会沉淀下来，形成孔雀石、铜蓝、烟灰状辉铜矿。但在河流底部沉积物中铜并不是以可见铜矿物出现的，它常呈极细小的化合物出现。

分散流可分为两种：机械分散流和可溶盐的分散流。

化合物本身机械性能强，化学性质稳定，在水流速度快并呈弱酸性的地区，很容易形成机械分散流，如锡、钨、金等。

化合物本身化学性质活泼，如铅、锌、铜、镍等，它们除极少量形成机械分散流外，其大部分在外界条件影响下形成可溶盐分散流。

分散流取样不同于金属量测量，即不用矩形测网，也不需要进行深层取样，只需沿水系或旱河各取底部细小沉积物或淤泥、粉砂等。沉积物的粒度对金属元素的含量影响是很大的，所以要尽可能取现代河流沉积层中的吸附性最强的软泥、粘土沉积等。取样位置应选择有利于细粒物质沉积的地方，如河流出口处，河流急转弯的下方；河流横断面急剧变平的地方；较大支流汇合处的上方；各种基岩的凹陷处以及巨大转石背后等。若取样点水系两侧有植物时，可取植物根部覆土，若正常的底沉积物已被破坏时，则取样应穿过破坏层。

取样距离应根据工作区的地形、水性、分散流形式而定。如在地形切割剧烈，水流速度快的地方取样，则点可以放稀一些。Cu、Mo异常可以沿河流延伸很长的距离，一般都在4公里以上，如F矿Cu异常持续5公里，汇入主河道还有异常反映，所以在1平方公里范围内取样点1～2个已可满足找矿要求不会漏掉矿体的。当水呈弱酸性或弱碱性时又以机械分散流为主的情况下，点距也没有必要取的很密。具体可参考表18。

有人曾对分散流取样粒度作过试验，对流经矿区和未流经矿区的河流、沟各分别采了七种样品：

表 17　分散流各种比例尺线点距表

比例尺	测	剖	1平方公分中取水样的平均密度	1平方公里面积上取样点数
	线距（公里）	点距（公里）		
1：1000000	10～5	1～0.5	25	0.1～0.4
1：500000	5～3	1～0.5	12	0.2～0.7
1：200000	2	0.5～0.25	10	1～4
1：100000	1	0.5～0.25	5	2～8
1：50000	1～0.5	0.3～0.1	6	8～10
1：25000	0.5～0.2	0.25～0.1	2	16～50

1）冲沟边缘冲积物中小于80网目的粉矿；

2）冲沟底部较粗粒小于80网目的细砂；

3）粗冲积物中30至80网目的砂粒；

4）热液蚀变岩石碎屑；

5）颗粒表皮超声波浓缩样；

6）磁性重矿物；

7）非磁性重矿物。

试验结果表明：磁性重矿物的含量不能用以发现流经矿床的冲沟。30～80网目的砂粒效果稍好一些。颗粒表皮超声波浓缩样、重矿物非磁性组分铜含量很高，并能清楚的找出有异常的冲沟，很适用于追踪远距离异常。两种小于80网目的样品和岩石碎屑样品含铜量较低，但也能较正确的指出异常的冲沟。

总之，分散流的取样工作大部分是取较细的颗粒，但也并不绝对，对于一些风化剥蚀大于氧化程度的地区，分散流采样就应取颗粒大一些的，这样效果较好，而取细粒的则不好。

对分散流取样还有一点需要注意的是，在支流汇合处取

样地点应设在什么位置，是在交叉点处好呢？还是在交叉点的下游100多米处好？根据北京某队的同志们的经验以后者较好。因为两条河水具有不同的水性和携带着不同的物质，在汇合之后肯定要发生化学反应并有沉淀，如果我们在交叉口处取样，实际上这时化学反应刚刚进行或进行的不完全，更不要说沉淀了。同时要注意化合物是以什么样形式搬运的，是真溶液还是胶体溶液，因为真溶液化学反应比较快，当环境发生改变时，很快即能发生沉淀，而胶体溶液则不行，反应经常是很慢的，所以其取样点就要较真溶液要长一点。

前面我们曾谈到分散流工作常常是在地质工作之前，而且又多在研究程度较差的地区进行工作，所以在取样时，除对水的pH值、水的颜色、混浊程度进行简单的描述外，对水系两侧的岩石产状、蚀变、矿化、碎裂等情况以及地貌特征进行详细的记录，以便于以后的分析解释工作。

关于分散流的作图方法，多是画一个圆，分成四个象限，用不同的象限，不同的面积表示不同元素的含量，这样比较复杂。北京某队他们采用的是坐标法，在取样点处绘一横线，用纵坐标来代表不同元素的含量，有几个元素就在横坐标上划几条纵坐标，根据不同的比例尺，不同元素的含量分别绘在纵坐标上，如能用不同颜色的线段来表示不同元素和含量那就更好了。这样作出来的图一目了然，很容易就可看出什么地方Cu的含量高，什么地方Pb、Zn高，并能看出一些规律来。也可以用其它的图示法。

通过对分散流资料的整理，确定斑岩铜矿的元素组合及分带，完全可以达到评价异常的目的。图37系分散流成果所反映的我国某斑岩铜钼矿田异常分带实例。

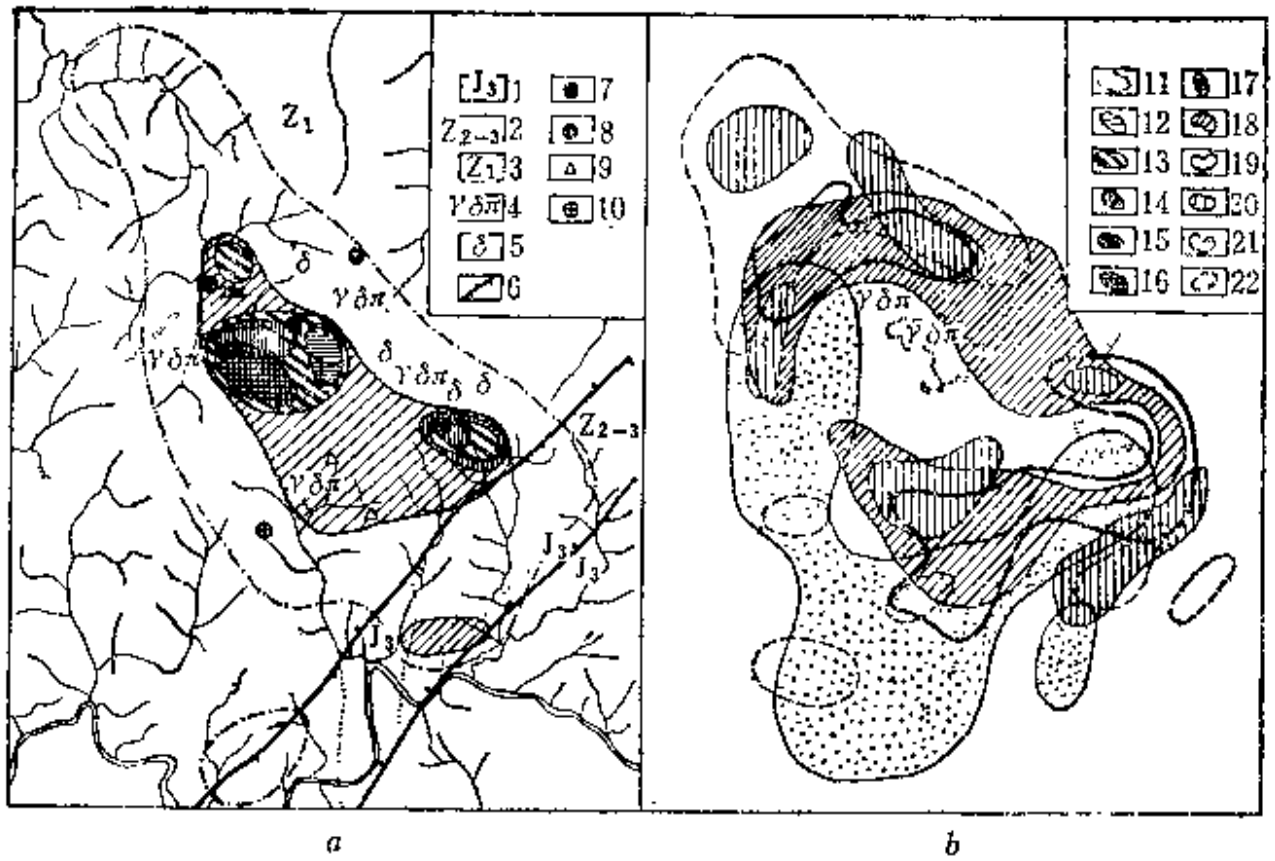


图 37　某矿田分散流地球化学异常图

1—上侏罗系砂岩、砂砾岩；2—泥质岩、泥质砂岩；3—下震旦系绿泥石千枚岩；4—花岗闪长斑岩；5—闪长岩脉；6—深断裂及产状；7—斑岩铜钼矿床；8—铅矿点；9—黄铁矿床及矿点；10—金矿点；11—Cu≥40ppm；12—Cu≥100ppm；13—Mo≥5 ppm；14—Ag≥1ppm；15—W≥10ppm；16—Sn≥10ppm；17—Sb≥30ppm；18—Pb≥40ppm；19—Zn≥40ppm；20—Mn≥1000ppm；21—As≥50ppm；22—Co≥30ppm

其中 a 图为异常中心带，由铜、钼、钨、锡、银、锑等元素异常组成。可以看出三个矿床构成三个异常元素组合中心，它们又被 100ppm 的铜异常连在一起，异常面积约十二平方公里。b 图是边缘带的元素异常，由铅、锌、铜、锰、砷、钴等元素组成，围绕中心带成环状分布，与中心带分界清楚。异常外界包括的面积约八十平方公里。铅、金、黄铁矿等矿点或小型矿床均位于此带范围内。

（2）次生晕的方法及注意问题

次生晕亦称土壤测量法。是找斑岩铜矿的一种行之有效的方法。次生晕异常不但元素分带明显，而且铜晕在 300～400ppm 范围，常指示有矿体存在，而且基本上与隐伏矿体相吻合图38，它产生在岩石风化后的产物中，其矿物成分结构构造都发生了变化，它与致密的原岩不同，而是疏松的覆盖物，它的发育面积要比原生矿体露头大几十倍到几百倍，所以用次生晕的方法，更容易发现矿体的踪迹。

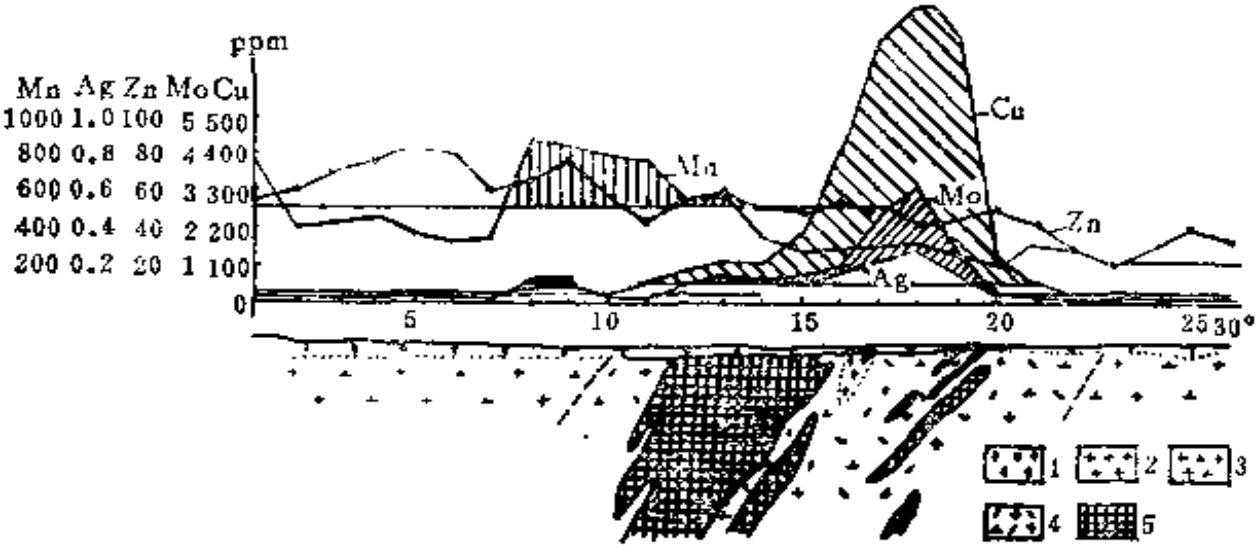


图 38　矿床土壤地球化学剖面图

1—浮土；2—白云母斜长花岗闪长岩；3—花岗闪长岩；4—蚀变花岗闪长岩；5—铜矿体

根据风化产物相对于基岩的位移程度可分为三种：残积物、坡积物、运积物。

残积物基本上保留在原岩的上部。坡积物是由于重力作用、冲刷作用有一定的位移，但基本上是与原岩连续变化的。运积物的运移较远与其下部基岩不是同一来源。

目前采用次生晕方法，在各地还是比较普遍的，但是效果不太一样，有的地方效果比较好，有的地方效果就不好，甚至有的在同一个地方不同时间做两次次生晕的工作效果也是不一样的，这除了化学元素本身性质影响而外，在环境上还有以下几个因素的影响。

①气候条件的影响：气候条件是成土作用的重要因素，每年的平均降雨量、土壤中的腐殖质都会影响土壤中的 pH 值，根据元素本身的性质及 pH 值的高低，对元素的活动性还是起很大作用的。例如土壤中的某些元素在 pH 值低、降雨量大时被冲刷，在 pH 值高、降雨量小时堆积。例如铜在 pH4～5 时溶解度很大，可以很快的流失掉，同时在潮湿条件下产生的土壤呈中酸性，这样的酸性水含有机酸就很容易使铜、铅、锌等一些元素发生淋滤。

在干燥条件下形成的土壤为钙质土，具碱性，那么土壤中的铜、锌、镍、钴、锰等在碱性条件下，又有 CO_3^{2-}、HCO_3^- 的作用下，就会形成盐类被保留下来。这时我们就可以用冷提取方法，溶解样品中的铜盐，或用交换其中被吸附离子的方法来测定铜的含量。

另外土壤中的腐殖质在一定条件下，可以吸附一些元素，而在另一种条件下又会使它们迁移。

气候的问题应该引起我们的注意，雨季气温高，地下水排出量大的陡峻山区和潮湿的弱酸性土壤中，都可以使铜

发生贫化，假如背景值定的不太合适，就很容易使弱的异常漏掉，在这种条件下我们就可以考虑是否将次生晕的工作改期进行，在干燥的季节再作。有时往往在雨季不能发现的异常，在干燥季节就可以发现。

另外，对于褐色土壤和黑色土壤在我们取样时应十分注意。褐色、黑色土壤往往是由于褐铁矿或含锰的物质风化而成的，而这两种物质非常容易吸附铜离子，所以在取样中若遇到这两种土壤要特别注意其中铜的含量。

②采样深度的影响：次生晕工作有时效果好，有时效果不好，这与采样深度是很有关系的，有的地方化探采样确实不注意深度，真成了“抓把土作光谱，成果作张图”，所以效果不好。我们知道土壤的垂直剖面可分三个层位，A层、B层、C层。

A层又叫腐殖层，是植被生长的层位，本层遭受风化严重，很多特征元素被淋失掉，而本层又富含有机质，容易吸附外来物质，造成假异常，所以一般不在A层取样。

B层处于A层之下，A层许多被淋失的元素在B层沉淀富集。

C层又称母质层，保留了原岩的结构构造但埋藏较深不易取样。

所以，次生晕的采样一般在B层进行，但各地B层深度不同，覆盖层厚的地方面层就深，覆盖层薄的地方B层就浅，所以在取样时注意对本地区取样深度的实验工作，不能人为的规定取样深度，应根据实际情况而定。例如在某一地区开始人为的规定次生晕取样深度为80cm，结果效果不好，后来经过实验，在浅部40cm部位取样，效果比较好。取样既不能太深也不能过浅，而要取在适当的位置，这就要根据当

地的具体情况而定。

在南方梯田中取样点也设在两阶稻田的交叉部位，这样距基岩相对来讲比较近，而不致于取在稻田里的腐殖层中。

③取样粒度的影响：对于取样粒度的问题我们在分散流一节中讲得比较多了，总之对于像铜、锌、铅、钼、铋等元素常常形成可溶性盐类，细小的化学沉积又容易被泥质颗粒所吸附，所以这些元素常富集在比较细的颗粒中，见表18。

表 18 元素分布与取样粒度关系表

元　　素	赋 存 的 粒 度（mm）
Cu	0.1
Zn	0.25～0.1
Pb	0.25～0.1
Mo	0.25～1

除以上应注意的问题而外，在作次生晕工作时可同时作一信手剖面，勾出地形，划出地质界限，并对岩体、矿化、蚀变等情况进行描述，再把每条剖面绘成图，这样在野外我们拿到分析结果就可以及时与草图对照，检查异常是发生在岩体中、还是在围岩里、或是在接触带上，矿化破碎程度如何，地形陡还是缓，引起异常的原因是什么，这样对于我们解释异常是很有利的。

（3）原生晕的工作方法及注意问题

原生晕的作用在于寻找和圈定矿化富集地段或部位，提高槽探、井探和钻探的见矿率。它的形成主要受以下几种因素的影响：

①岩石的构造裂隙：岩浆期后的热液活动是受构造所控制的，如各种性质的断裂、裂隙、节理、破碎带等等，矿液就是沿这些通道沉淀交代成矿，原生晕也就从中发育起来。

岩石的孔隙也有很大关系，如断裂带两侧是页岩等透水性弱的岩石，元素分布范围就狭窄；透水性强的岩石，原生晕的发育就比较广泛。

②岩石的化学性质：围岩的化学性质活泼与否对原生晕的大小也是一个极为重要的因素。若围岩是化学性质活泼的碳酸岩，在其接触带上还可形成较大的矽卡岩矿床，并有较宽的蚀变带，但是在这种围岩中的原生晕发育却很狭窄，主要原因在于碳酸岩的化学性质活泼，热液中的金属离子不能带到远的地方，在接触带附近就发生了沉淀。例如在我国某地铜矿区，在矿体上盘的大理岩中，原生晕不发育，而在下盘的片岩中却很发育。

③元素本身的活动性，是主要因素，是内因条件，由于元素的活动性质不同，以及迁移形式不同，络合物的稳定性不同等原因，所形成的晕也不同，出露的位置也不同。活动性强的具有挥发性的元素如Hg、As、Ba等就易在矿体的前缘、上部两侧形成晕，相反Mo、Co、Sn、W等元素就易在矿体的中、下部形成晕，见图39。

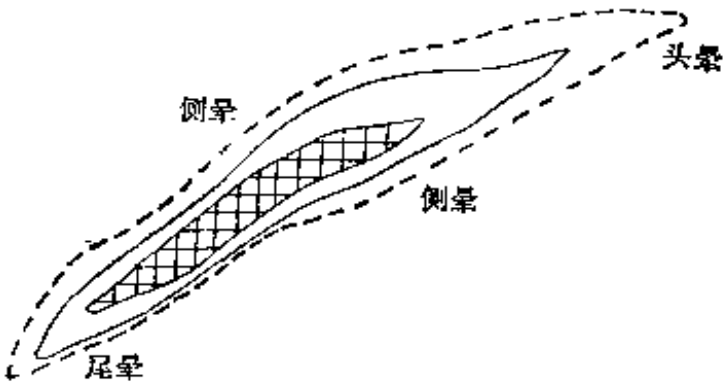


图 39　原生晕分带示意图

④热液的性质对晕的发育也有一定影响，以矽卡岩为例，如早期为碱性溶液高温交代阶段，形成了钙铝透辉石、石

榴石之后，溶液中铁的浓度在不断得到补充，这时把钙铝透辉石、石榴石交代为钙铁透辉石、石榴石，最后磁铁矿晶出。到中温阶段，溶液中的硫、砷浓度增高了，溶液呈酸性，黄铜矿在此阶段晶出。到晚期低温阶段，深度浅，又发生黄铁矿化，铅、锌、银等一些硫化物晶出。末期硫已经消耗殆尽，溶液又变成碱性。由上可知，溶液的酸碱度的变化

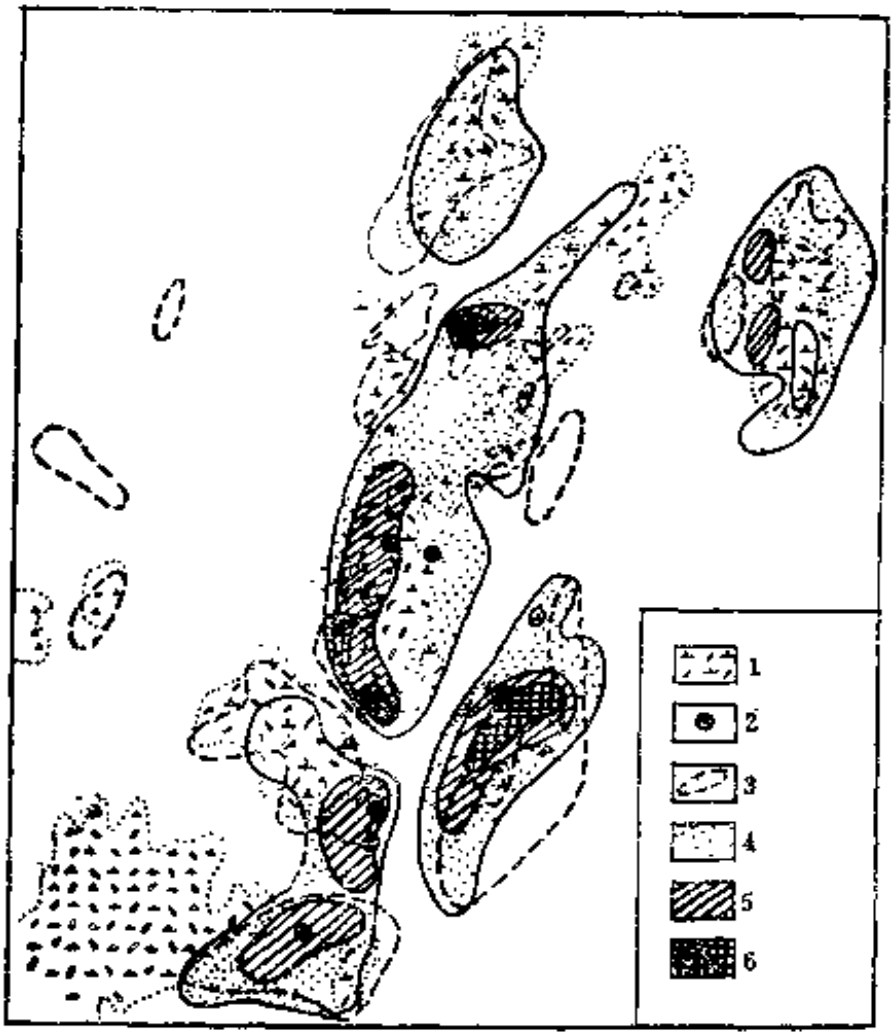


图 40　矿床原生晕地球化学异常图

1—石英闪长斑岩（$\lambda\delta\pi$）；2—钻孔；3—Pb≥30ppm；4—Cu 100～300ppm；5—Cu300～900ppm；6—Cu≥900ppm

是由矿物的晶出、温度的降低和深度的减小所决定的，使其由原来的碱性变为酸性，又由酸性变为碱性，某些元素就是依据这些变化形成各种不同的晕圈。

⑤原生晕的分带性：原生晕也叫原岩地球化学晕，它的一个极为重要的特点是元素的分带性（包括组分带和浓度带），不仅有水平分带还有垂直分带，矿床的原生晕分带与矿床中的矿物组合分带性往往是吻合的。图40为我国某矿床的水平分带实例。图中矿床异常的内带元素组合以铜为代表（银、钼常位于铜中等异常范围之内或其间），外带元素组合以铅为代表（包括铅、锌、砷、钴、钡、锰等），可以看出，外带元素异常围绕内带元素异常呈断续环状分布，两带元素有重叠过渡现象。图41为我国另一矿床的原生晕地球化学异常剖面，从图中可以看出，锌、锰、砷等元素异常位于铜、银、钼元素异常的外侧。特别是陡倾斜矿体上部，原生晕尤为发育，元素出露顺序：Ba、As、Cu^{1+}、Pb、Zn（上部）Ag、Au、Cu^{2+}（中部）Mo、Sn、Co、W（下部）。这些元素分别在矿体上部、中部和下部发育。但是因各元素可依不同的矿物形式存在，也会变动它在序列中的位置。例如砷就有双重位置，在上部形成砷铜矿，这种矿物在热液晚期结晶，所以在矿体上部出现，在深部则以毒砂〔$Fe_2(As)(S_2)$〕这种矿物形式出现。反过来用矿物分带也可以为元素做异常的解释工作。例如在矽卡岩矿床中铜既是矿体前缘的指示元素，又是矿体尾部的指示元素，当铜以砷黝铜矿出现的时候，为矿体上部指示元素，以黄铜矿出现的时候，划为下部指示元素。总之，元素的化学性质不同，环境条件的不同，有些元素出现的位置也就不同，形成的化合物不同，指示作用也不同，我们在工作中应根据情况进行分析研究。

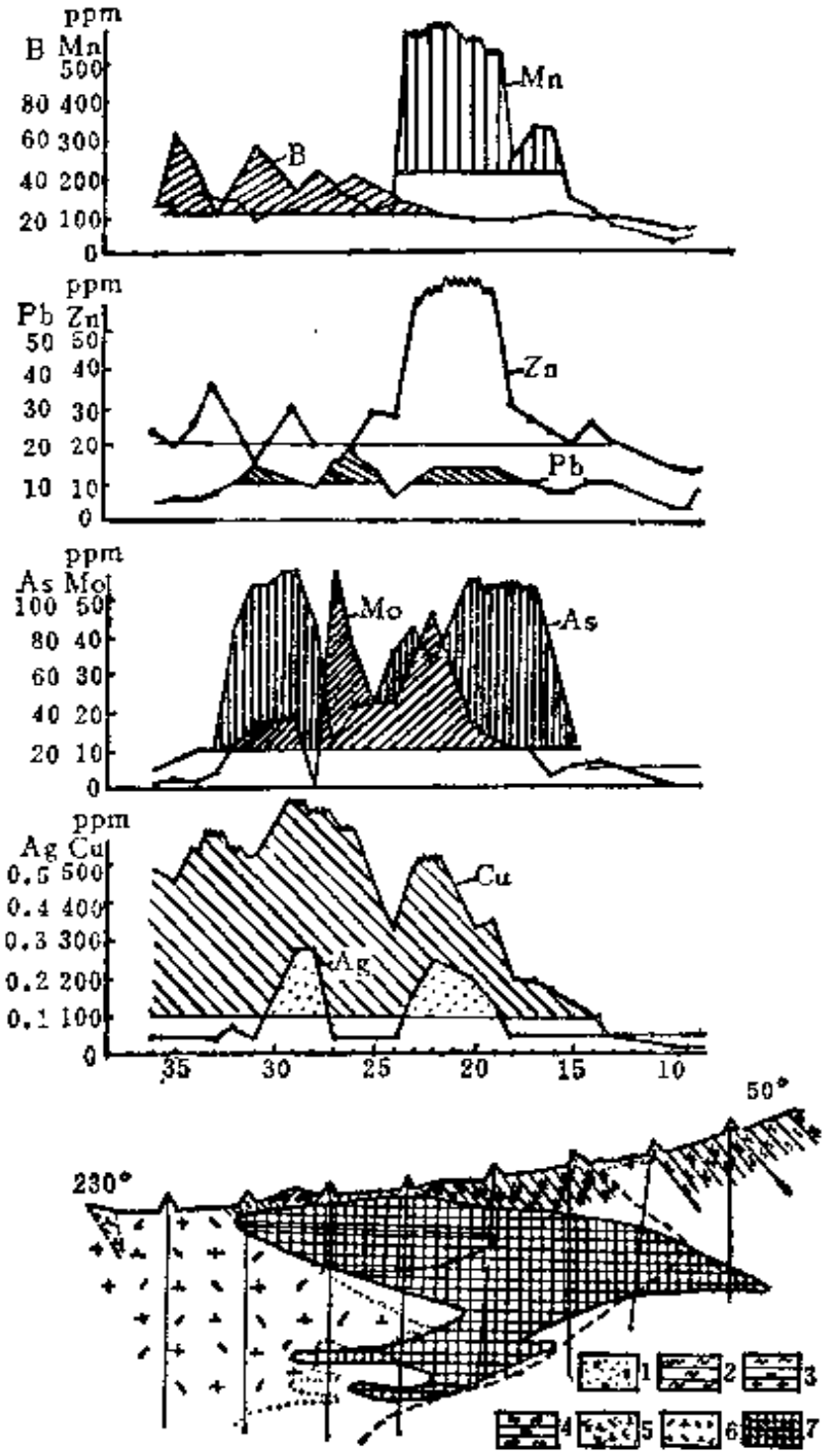


图 41　矿床岩石地球化学异常剖面图

1—残坡积层；2—千枚岩；3—蚀变千枚岩；4—硅化绢云母岩；5—中蚀变花岗闪长斑岩；6—强蚀变花岗闪长斑岩；7—铜矿体

对于原生晕的取样方法这里不多谈了，只对地形条件恶劣，露头不好的地方如何运用原生晕的方法简单提一下：

原生晕布网取样是比较通用的。但对于一些地形险要，露头出露不好，采用布置测网的方法不能达到预期效果的应该如何办呢？对于这种情况有的地方就不用测网法而采取随机取样法。根据岩石出露情况及地形的情况进行随机取样。在取样的同时控制一个高点，取样与测量同时组成工作小组，两个工种同时进行工作，制高点用交汇法把每个取样点都定在图上，这样取样要比测网取样密。而每一个点都用交汇进行定点，从而精确度要比测网高。同时地形险要地区用这种方法速度要比测网快。节省人力，工作效率要比以前提高将近一倍左右。对于这种方法取样如何作图将在下面介绍。

通过对一些矿区的次生晕和原生晕的资料的研究，可以看出，只要我们合理的划分浓度带，并对剖面上异常细节进行分析，完全可以比较合理的布置勘探工程，减少盲目性，提高见矿率。

3．化探异常图的整理

一般化探异常图圈等值线，分散流的异常图也有的不用等值线来表示，而是用长度不同的颜色来表示不同的矿物，北京某队在作分散流的异常图时就是用不同长度颜色来表示不同的元素，从异常结果来看分带性比较强。作的图一目了然。

本书重点介绍随机取样法的作图对于不规则分布的观测点，应变成网格点上的值，这是属于内插方法的问题，目前已有多种内插方法，其中使用“逐块”法定义的内插函数要比使用全部数据的定义为佳。下面介绍快速的逐块内插法——加权或加权平均法。

加权法是移动平均法的一种，它的原理很简单，从直观上可知，在网格点上的值不会与邻近的数据点相差很大，根据这种看法我们可以制定一种内插方案：假如一个网格点，非常接近一个数据点，则此网格点的值应该近似于该数据点，假如网格点远离数据点则它的值不会相近似，如果一个网格点与几个数据点相接近则它的值将受到这几个点的影响，我们可以用这几个点的加权平均值，作为网格点的值。这里的权是按各数据点的接近程度而给的，显然我们可以采用数据点与网格点距离的倒数作为权的值。但是实践表明，为了强调邻近数据的影响，减少远点数据影响所产生的平滑作用，采用距离平方的倒数作为权是最合适的，这样我们便有以下内插函数：

$$f(x,\ y)=\frac{\sum_{i=1}^{n}W_iZ_i}{\sum_{i=1}^{n}W_i}$$

$$W_i=\frac{1}{(x_i-x)^2+(y_i-y)^2}$$

其中$f(x,\ y)$：坐标为$(x,\ y)$的网点上内插值；

Z_i：坐标为$(x_i,\ y_i)$的第i个数据点的值；

W_i：第i个数据点的权；

n：参与加权平均的数据点的数目。

在实际计算中要注意到：

（1）为了保证内插（而不是外推）的效果，数据点的分布要大到能将网格包括起来。

（2）参与相邻网格点加权的面积要重叠适当，以保证内插值的连续性。

（3）当网格点与数据点极为相近或重合时，$w\to\infty$此时应跳过内插函数的计算，直接用此数据值作为内插值。

（4）为免除个别部分数据点分布过密而造成过分平滑作用，在程序中还要规定出参与权平均的最多点数，当在指定加权半径内的点数未超过所规定的最多点数时，就取该半径内的点数作加权，一旦参与计算的点数超过所规定的最多点数时，须能自动缩小加权半径以调整到只保留所规定的最多点时，在计算机上使用某岩体磁铁矿中的铜含量数据作了加权法，实际数据共66个，分布在约9km^{2}面积的范围内网格间距选择100×100米，加权半径和最多加权点数分别使用1000米8点和2000米16点两种，由计算机输出的数据可见到8点与16点的结果是近似的，所反映的异常模式是很一致的，而16点的等值线图因受到平滑作用并不严重，这就显示了使用距离平方倒数作为权的优点。

在化探中，加权法比较适用于对原始数据的初步加工。（按网格数字化）以供进一步数学处理，直接使用加权法的初步加工所得的图，作异常解释时是困难的。

4．指示元素的选择

我们知道斑岩铜矿具有一个特征的元素组合，即Cu、Mo、Pb、Zn、Au、Ag、Fe，其次还有Co、As、Bi、Ba、Sr等元素，斑岩铜矿又具有明显的分带性，如Pb、Zn常为矿体外带，Cu、Mo为矿体内带，我们要找铜矿只用铜作指示元素是远远不够的，还应该对Cu的伴生元素进行研究，用来指导找矿。例如Pb、Zn往往在矿体的外部形成异常或构成矿体，我们就可以利用这一特点，在Pb、Zn内侧或深部找铜矿。例如银山铅锌矿在下部发现了斑岩铜矿体就是一个很好的例子。

下面对选择指示元素及某些元素的地球化学性质作一简单介绍：

（1）铜的地球化学性质：铜是我们寻找斑岩铜矿必用的指示元素之一。铜是典型亲硫元素，它的亲硫性很强，亲氧性较强弱，在有硫存在时，铜往往要比铁先夺取硫形成硫化物，而在当有氧存在时，铁又总是比铜首先夺取氧形成氧化物，所以在自然界中铜有200多种化合物，硫化物就占40%。铜的氧化物也是不稳定的，只在强氧化条件下才能形成，在还原条件下则易形成自然铜，所以说亲硫性是铜的典型的重要的地球化学性质之一。

铜在自然界中主要以三种形式存在，即Cu^0、Cu^+、Cu^{2+}，比较常见的是Cu^{2+}。Cu^+是不稳定的，它具有碱性，但碱性又远远弱于钾、钠，当在还原条件下，它被还原成自然铜，稍氧化就可以形成Cu^{2+}。Cu^{2+}是铜的主要存在形式，特别是在酸性条件下，它迁移能力很强，但当pH增高时，Cu^{2+}的活动能力大大减弱，当遇到CO_3^{2-}时就很快的沉淀下来形成盐类。

在斑岩铜矿中黄铁矿与黄铜矿呈反消长关系，铜高铁就会低，铁高铜反而低。例如S矿

黄铜矿带	黄铁矿/黄铜矿1：5
黄铁矿带	黄铁矿/黄铜矿34：1

铜在氧化带的迁移及沉淀。铜的硫化物在氧化情况下，$CuSO_4$是主要产物，这种硫酸盐溶解度很大，20°C时溶解度172克/升，并且十分稳定，在含有氧化带的普通成分$FeSO_4$、H_2SO_4的溶液中不起变化，而被带的很远，如氧化带中无沉淀剂的话就可以使铜很快的流失掉。

在氧化带中固定铜的另一种形式就是Cu离子被氧化带

中高度分散的物质如高岭土等所吸附，使Cu离子离开溶液，如Y矿床的上部就有一层含铜粘土岩。

硫酸铜与各种硫化物相互作用能生成表生铜的硫化物，辉铜矿、斑铜矿、铜蓝。其中辉铜矿是这些硫化物中最稳定的矿物。而且在氧化带中存在的各种硫化物与硫酸铜作用都可以生成辉铜矿，从各地区来看次生富集带大多数都是烟灰状的辉铜矿。

次生富集带的形成，需要一定的气候条件，也就是促使铜能大部分转入溶液与硫化物发生反应，但还需有一个良好的围岩条件，促使铜向下移动，如围岩透水性很强，就会使铜向四外扩散不能向下集中，如透水性差，才能对次生富集造成良好的环境。

以上我们谈了铜的地球化学性质及特点，与铁的关系及次生富集的条件等，从各地化探工作结果来看，原生晕若能达到400ppm，可能异常离矿体较远，或矿体埋藏较深，而达800～1000ppm时则很可能深部就是矿体。

（2）金、银的地球化学性质及指示作用

金、银与铜是同族元素，在地球化学性质上，具有共同点也有不同点。从金、银、铜的内生地球化学性质来看基本相似，铜的外层电子结构为$3d^{10}4s'$，银为$4d^{10}5s'$，金为$5d^{10}6s'$，都属$d^{10}s'$型结构。铜在自然界中主要化合价为0、1、2，银是0、1、2，金是0、1、3，金、银的原子半径相同，为1.44Å，这些相同点为自然界中Au、Ag、Cu的共生创造了条件。

金在自然界中主要以自然金的形式存在，或以碲化物、铋化物、锑化物形式存在，有的金在黄铁矿中出现。金的内生地球化学性质的活泼性与银、铜相似，但在表生作用下却

大不相同，金很稳定，在空气和水中不发生变化，与硫、氧化学亲合力很弱、惰性强、比重大、难溶、抵抗风化能力强，很容易在坡积层中赋存下来，而铜、银就很容易流失掉。

在波多黎加用金作指示元素来寻找硫化矿床，采用山脊穿越法取样，结果表明，在已查明的两个铜矿体上覆岩层所取的样中金的含量很高，几乎与矿体中金的浓度相似。为什么金在土壤中含量很高，这与金的地球化学性质是有密切关系的。银就不同，它经常是被淋滤掉，所以在氧化带中，越上部银与金的比值就越低。自然银在氧化条件下也是比较稳定的，但银的其它化合物却不稳定，在空气和水的作用下变

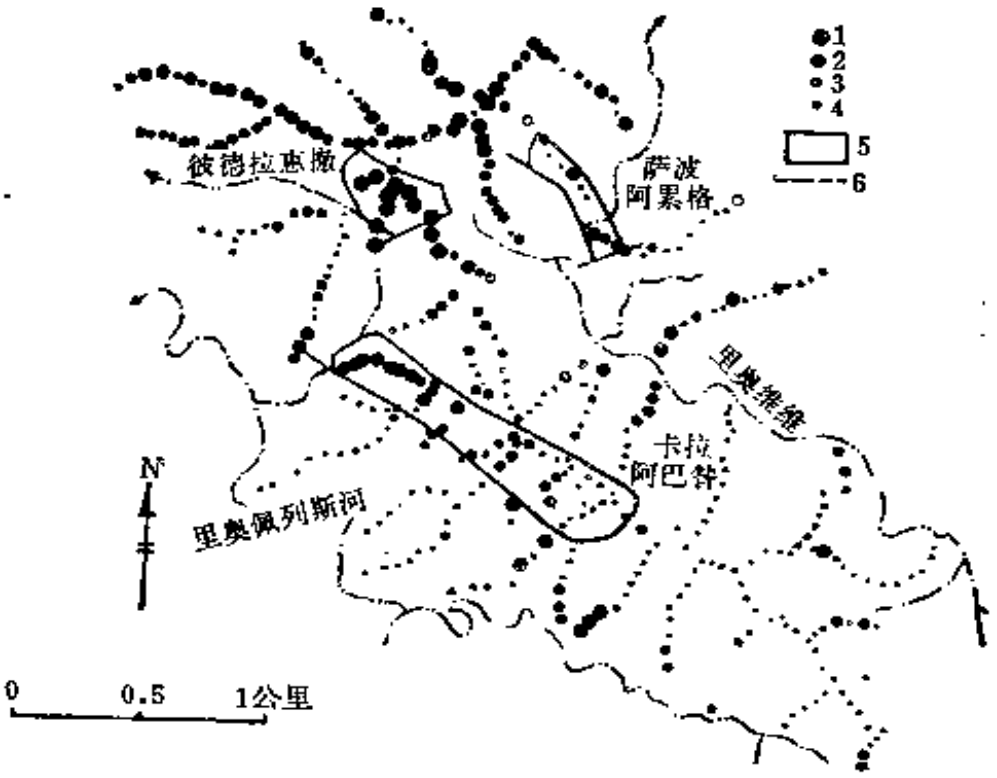


图 42　土壤中铜异常的分布

1—22000ppm；2—2000～600ppm；3—600～240ppm；

4—<240ppm；5—石英闪长岩；6—水系

化的很快、特别是在有硝酸和硫酸的条件下，加速银的溶解作用。

前面谈到的元素垂直分带出露序列时，银、金总是排在铜的前面。在一篇关于罗马尼亚火山岩地区考察文章中，谈到某一金矿取样时化验了硼的含量，他们认为硼可以指示喷发体的存在，硼在火山岩中的含量低于区域背景值，除反映断裂带外，同时还可以间接的指示金矿脉下部铜矿体方向，意思就是说铜总是在金、银的下部，在找矿时应注意金矿下部有没有铜矿体的存在，见图42、43。

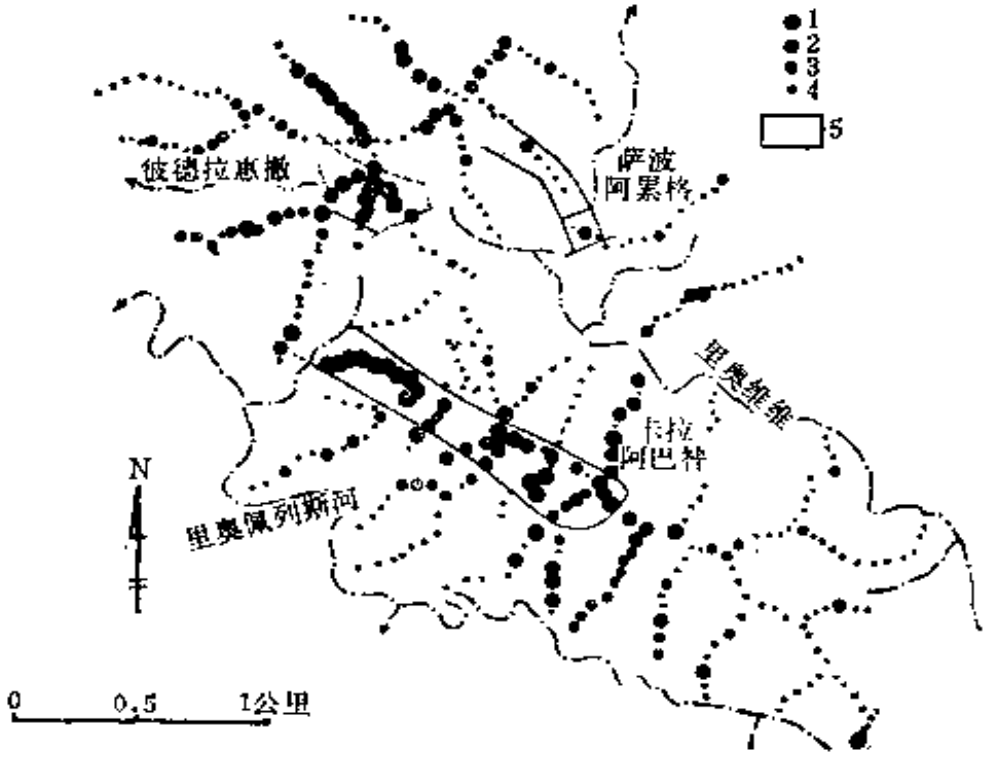


图 43　土壤中金异常的分布

1—20、20ppm；2—0.20～0.06ppm；3—0.06～0.02ppm；4—<0.02ppm；5—石英闪长岩

（3）钼的地球化学性质

钼是亲铁元素，具有一定的亲硫性，极化能力强。因为

辉钼矿的硬度小，很容易机械破碎，所以不能被流水带的很远，就在疏松层沉积保留下来，因此钼在水中的晕是不发育的。

在酸性条件下，钼发生氧化，生成铁钼体，而在弱酸或弱碱性条件下，形成含钼的氢氧化铁。在降雨量大，pH 值在6.5以上时，钼就形成比较活泼的钼酸盐的阴离子（MoO_4^{-}），在溶液中被带走，使钼发生贫化。

在斑岩铜矿中钼是铜的主要伴生元素之一，常常能形成够工业品位的矿体，但从各地矿床的化学分析来看，钼与铜呈反消长关系。在偏酸性的岩体中，钼的含量比较高，在酸性条件下，铜很易流失，钼则不同。钼在酸性岩中的克拉克值为1.9×10^{-4}，在中酸性岩中为9×10^{-5}。从斑岩铜矿的特点来看，凡是比较偏酸性的岩体，钼的含量就高，而铜很少，甚至在这种岩体中很少有铜的工业矿体存在。例如X铜矿，岩体中心相为似斑状花岗岩，所以在岩体中主要是钼矿体，很少有大的铜矿体存在。在波多黎加矿区上覆土壤中凡铜高的地方钼很低，凡钼高的地方铜就低。另一个特点是铜钼矿混合矿体上部往往是铜而下部往往是钼，从上到下钼矿体逐渐变大。在斑岩铜矿中钼也是属于近矿指示元素。

（4）多种元素综合异常指示作用

除上面所讲到的元素异常之外，评价多种元素的综合异常也是很重要的。例如某铜矿利用Ag、Bi、Zn、As这四种元素在本矿区的特殊意义来指导找矿，当Ag、As、Zn、Bi这四种元素综合出现的时候，矿体就在异常的下部，而当只出现Ag、Bi异常时，盲矿体很可能在异常的侧方或离矿体较近。砷(As)是很活泼的元素，易在矿体上部形成晕，所以没有出现砷异常。当只出现Zn、As异常或这两种元素的

综合异常时说明异常离矿体还比较远。

又如Z矿区的元素分布也有一定的规律性，当出现了Cu、Ag、Mo、Pb、Zn、Bi、W等元素的综合异常时，说明异常离矿体较近；若只出现Cu、Ag零散异常时，说明离矿体较远。根据这些规律，对出现多种元素综合异常的地区，特别是对那些岩心采取率比较低的钻孔进行了补铅检查，结果证明确实是漏了矿体，就在离原孔不远的地方打到

表 19　斑岩铜矿伴生元素的分布及指示作用

元　素	出露部位	指示作用
Pb Zn	分布于矿体外围或上部	为远矿指示元素
As	矿体上部、底部都可出现	可形成挥发性气晕，形成砷黝铜矿时为上部指示元素，如形成毒砂时为下部指示元素
Hg	分布于矿体上部	形成挥发性气晕时为远矿指示元素
B	分布于矿体上部	指示有挥发体和断裂带的存在
Ag	分布在矿体中、上部	具有中近指示作用
Au	分布于矿体中、上部或黄铁矿里	为近矿指示作用
Bi	在矿体上部或前缘	
Mo	分布在矿体中或下部	指示矿体本身
Co	分布于黄铁矿中呈类质同象或以硫钴矿等出现	指示黄铁矿化
Sr、Ba	分布于碳酸盐岩比较发育的部位，主要为石膏、重晶石	指示碳酸盐化

注：Cu、Mo为直接指示元素，直接与矿体有关；Pb、Zn、Ag、As、Mn、Ba等为间接指示元素，与矿体并不具直接联系；而W、Sn则与斑岩体有直接关系。

了工业矿体。

综上所述，对斑岩铜矿中各种元素的分布及其指示作用的研究，在我国各地均总结了不少的找矿经验，现将部分经验整理列于表19，不一定妥当，供大家参考。

第三节　物探方法

物探方法也是找斑岩铜矿的重要手段，特别是对于那些埋藏较深，覆盖较厚的地区更重要。

斑岩铜矿主要是以细脉浸染状产出的，一般规模大、品位低、埋藏浅，矿体位于蚀变带中，并与小侵入体密切相关，而这些小侵入体往往又是受构造断裂控制的，同时岩石裂隙又是控矿的主要因素之一，铜品位直接与裂隙的发育程度有关。基于上述特点，所以运用物探方法寻找斑岩铜矿是具有一定前提的。其中以激发极化法效果最为明显，磁法和重力只能用于间接找矿上。

1．磁法

主要用来圈定小侵入体和确定构造线或构造交会处，其特点均是低磁异常。用磁法圈定小侵入体在我国几个斑岩铜矿区效果均较好，如Z矿区围岩为花岗闪长岩，磁性较强，一般磁性强度为800～1000γ；而成矿母岩斜长花岗岩和矿化蚀变带的磁性大大降低，一般为0～100γ。因此，磁法不仅可以圈定岩体，而且还可以圈定主要蚀变带。美国亚利桑那州的斑岩铜矿的岩体亦是用磁法圈定的，尤其是对那些隐伏的岩体效果更为显著。

对于那些矿床中含有磁铁矿、磁黄铁矿等磁性较强的矿区，磁法也可作为直接找矿方法加以运用，包括磁测井均有较好效果。

2. 激发极化法

在物探方法中，它是找斑岩铜矿极为有效的物探方法，此法的大量采用均收到了较好的成果。一般都是根据激电异常，结合化探和地质成果布置钻探进行验证的。这点很重要，不能盲目地使用激电异常，尤其是在黄铁矿比较发育的地区更要慎重，要注意排除黄铁矿的干扰。一般矿体不在激电异常最高值部位，而是在中等异常区，多在7～9左右，其数值在各地区也不尽相同，这还要看黄铜矿和黄铁矿的含量。一定要综合使用地质、物探、化探的方法。若黄铁矿化弱或无黄铁矿，则激电异常就可以直接指示矿体的所在部位了。不能因为有黄铁矿的干扰就否定它的使用价值，激电在找矿上还是有其特殊的作用的。FS斑岩铜矿的发现，激电方法是有明显异常显示的，特别是在岩体内部。

在实际工作中，对于如何选择电极的配置方案颇为重要，它同测定方法、观测对象以及周围环境(条件)有很大关系。

第四节　地质、物探、化探的综合找矿方法

地质、物探、化探的结合很重要，可以互相取长补短。就拿化探的几种方法为例，在河北某地一带作次生晕的工作，在一条大沟两侧发现了两个异常，因中间被覆盖，不能采次生晕样，结果两个异常就不能相连，后来又作了原生晕的工作，在相同的部位也发现一个大异常，这样结合起来就可以把三个异常联结成一个异常。

物、化探的结合很重要，例如激电效果好，但有黄铁矿时，产生严重的干扰，如能结合化探工作，可能效果会好些。或采取先作化探圈出有利地段后再用激电法有助于排除

干扰。

在加拿大的一个矿区，开始用分散流、次生晕的方法圈出了含铜量够工业要求的矿化范围，后来又利用了航磁方法检查，结果除对深成岩、区域构造有反应外，矿化根本无反映，与其相反，当采用激电法进行检查时，异常明显，但构造却无法了解。因此，这些方法必须结合起来运用，这样作既能发现异常和构造，又能尽快找到矿体。

除在方法上要结合外，同时在资料解释和成果使用上地质、物探、化探人员也要互相配合，密切协作，熟悉有关的专业知识也是搞好综合找矿的重要方面。

第五节　矿物-地球化学方法

1．有关围岩蚀变和矿物组合的研究

斑岩铜矿的热液蚀变特征是普查斑岩铜矿的重要线索，而蚀变带则是斑岩铜矿的一个有效的找矿标志，特别是黑云母-钾长石化，石英-绢云母化，其次是泥化。黑云母-钾长石化一般在地表较少见，如有出露常是蚀变和矿化的通道与中心，必须注意研究和圈定。绿泥石-绿帘石-方解石化虽范围较大，一般作为斑岩铜矿找矿标志的意义是相当有限的，但当工作区仅有这种蚀变出露，亦要注意它的找矿作用，尤其是找盲矿体。

在野外一般都要按剖面进行较详细的观察和系统的采集蚀变岩石的鉴定样，注意研究原岩结构和矿物组合变化，变化愈显著说明距岩体愈接近。工作中还要注意区分含矿蚀变和非矿蚀变。在采化探分析样和薄片鉴定样时，要注意连续性，尤其是对斑岩铜矿的蚀变矿化分带的划分上更为重要，当然也不是每个剖面和钻孔都要这样做，要分主次和代表

性，最好工作中能填制一套蚀变分布图，这包括剖面图和平面图。

2．斑岩体含矿性的研究

对斑岩体的评价除从侵入体的大小、产状、矿物成分、化学成分、结构、岩相及蚀变等方面进行区分外，更重要的还是从岩体的地球化学特征入手加以区别，常用的方法有：

（1）侵入体的铜、钼丰度值样的采集及其分析方法

主要是通过对各种侵入体系统的（按剖面或岩相带）采集样品，确定各种岩体的含铜、钼的背景值。具体的作法是：所采的样品一定要新鲜，无蚀变无矿化，一般每个岩体最少要采15个样以上（越多越有代表性）。样品大小如手标本大即可，进行光谱或其它化学分析方法进行全定量分析。据一些野外队的经验，所得数据凡铜含量超过0.1%的均去掉不参加计算，多为矿化所引起。通过我们对河北某地斑岩铜矿床周围各种侵入体及熔岩的取样分析证明（表20）此法是可取的。

表 20　不同岩性铜的丰度值对比表

岩　　性	样　品　数（个）	铜的丰度值(ppm)
蚀变闪长玢岩	9	190
安山玢岩	8	11
安山岩	10	19
花岗闪长岩	15	24

（样品数少于15个若系在计算前有所取舍）

亦可用王水分解岩石中的易溶性铜，一般与矿化作用有关的岩体，通常较无关的岩体要高5～10倍。我国Z矿岩体据2000多个化学分析统计也可看出二者的区别（表21）：

表 21　Z矿斑岩体含矿性对比表

岩体名称	含矿性	含铜量（%）	含钼量（%）
斜长花岗斑岩	含矿岩体	0.288	0.028
花岗质岩	仅见矿化	0.09	0.0038

S矿斑岩体的含矿性，则是通过对岩体中的金属矿物组合情况分析，结合蚀变特征进行确定的（表22）。

表 22　S矿斑岩体含矿性对比表

岩体名称	含矿性	金属矿物组合	蚀变特征	矿石类型
石英闪长斑岩	含矿性好	复杂	面型蚀变，分带清楚	细脉浸染状
闪长玢岩	含矿性差	简单	分带无规律	浸染状

上述方法对评价斑岩体和普查斑岩铜矿，均具有一定的参考价值。

（2）主要造岩矿物和副矿物的微量元素含量及其研究方法

有人利用重液法分离出纯度在95%以上的钾长石，作含铅量的分光法分析，发现含铅高者多与铅矿有关；含铅量少的与不产铅矿的岩体有关，但也有岩体内经热液蚀变后的钾长石反比未蚀变者含铅量低，所以取样时还要注意岩石是否已经过蚀变了。云南省冶金系统的同志曾对钾长石斑晶中的铜、钼、银含量进行了测定，发现与矿有关的岩体、钾长石斑晶中三者含量均较高。

目前研究较多的是黑云母和磁铁矿。通过对黑云母中的微量元素铜、铅、锌的含量的研究，发现与铜矿有关的岩体，其黑云母的含铜量总是偏高，而且各岩体内黑云母的含

铜量的高低，可能与该区的产铜量的多少成正比例的消长关系。例如黑云母平均含铜量在100ppm以上的岩体，其中除有斑岩铜矿外，常还包括其它类型的铜矿床。在LY矿、FS矿等矿床可能即属这种情况。至于平均含铜量在50～100ppm范围以内者，多可能具有中等铜矿床规模。

我们对LY斑岩铜钼矿区内，各种岩体及主要脉岩中的黑云母进行采样，并用原子吸收光谱测定了其中铜的含量，其结果如表23：

表 23　LY矿区岩体中黑云母的含铜量

样　号	岩　性	样品名称	含铜量(ppm)
N 01	云煌岩	黑云母	190
N 03	斑状石英正长岩	黑云母	190
N 04	二长斑岩	黑云母	90
N 05	拉辉煌斑岩	黑云母	60
KC 001	粗粒斑状花岗岩	黑云母	130
KC 002	花岗闪长岩	黑云母	290
KC 003	青盘岩化闪长玢岩	弱蚀变黑云母	120
KC 005	黑云母花岗岩	黑云母	130
ZK9	黑云母化闪长玢岩	热液黑云母	450

从表中可以看出，各类岩体中黑云母的含铜量多小于130ppm，而与含铜磁铁矿床有关的花岗闪长岩的黑云母含铜量为290ppm，与斑岩铜矿床有关的闪长玢岩中的热液黑云母含铜量则高达450ppm。

有的同志对FS矿含铜斑岩中的黑云母的含铜量也进行了查定，发现其含铜量为180ppm，比鄂东地区不含铜的岩体中，黑云母的含铜量高出5～6倍。

墨西哥的拉卡里达德铜矿区，岩体的黑云母含铜量亦可

达100ppm以上，最高可达500ppm。如表24：

表 24 各地黑云母含铜量表*

矿区(点)名称	样品名称	含铜量(ppm)	备注
LY 矿	黑云母	450	部分为热液黑云母
FS 矿	黑云母	90～180	高出背景5～6倍
T 矿	黑云母	100～500	
F 矿	黑云母	120	
ZU 矿	黑云母	300	
山东某地	黑云母	70	高出背景7倍
拉卡里达德	黑云母	450～500	墨西哥
宾厄姆	黑云母	50～100	美国

* 要注意区域背景值。

因此，黑云母的含铜量可以作为区分岩体含矿性和寻找斑岩铜矿的地球化学标志——“指示剂”，用于岩体含矿性的快速评价上，其特点是快速、经济、方法简单。

黑云母中铅、锌的情况却与之相反，当铅、锌含量低时，岩体内铅锌可能富集成矿。受热液蚀变的岩体中的黑云母，常常是铜含量较富，而铅锌则较贫。据我国有关单位研究，含矿岩体中黑云母的氯含量与斑岩体矿化关系密切，一般含氯在0.11～0.25%的为含矿岩体，非矿化岩体为0.05%。

磁铁矿中也有铜及锌的富集，然而也有相反的情况，如有人研究了大量岩体中的磁铁矿，发现其钛及锌的含量的变低与矿化岩体中主要铜矿化有关，这里可能要区分磁铁矿是原生的还是热液阶段的产物，这一点很重要，两者很可能不一样。在豫西地区亦发现，在斑岩蚀变较弱的部分，其磁铁矿中TiO_2的含量<0.5%；而当与斑岩体有关的矿化很弱时，

其中TiO_2的含量多数＞1%，也有一定的指示作用。

江苏某队在分析了某地区不同矿床中围岩里的黄铁矿的铜含量时，发现与铜矿化有关的黄铁矿，其铜含量常居中等程度。四川省某单位的同志，则提出与斑岩铜矿相伴生的黄铁矿，大多数Se≫Te，甚至高出5～10倍。这些事例都说明，对岩体的人工重砂中的黄铁矿含量（克/吨）及其中所含微量元素进行测定，对评价斑岩体的含矿性也具有指示作用。

利用斑岩体中的副矿物和副矿物组合特征，亦可作为评价含矿斑岩侵入体的依据，在这方面江西的地质工作人员，对某地区的斑岩体作了颇为详细的研究。他们认为含矿侵入体主要副矿物为磷灰石、锆石、磁铁矿、金红石，其中磷灰石、锆石为所有含矿斑岩体所共有。磷灰石的富集程度似与矿化常成正比关系。T矿、F矿、DY矿等含矿侵入体富含磁铁矿，而ZE矿、ZS矿等含矿侵入体，则以富含金红石为特征。而FS矿含矿岩体中磷灰石含量，则比同一地区不含矿的同类岩体明显偏高。

美国S.A.维里莫斯（Williams 1977）等在14年里对已知77个斑岩铜矿床，用了约8000个薄片进行了岩石学研究，发现金红石和磷灰石两个副矿物可以作为确定岩体含矿的标志。与含铜岩体有关的金红石，其晶体的c（轴）：a（轴）的比率特别小，在斑岩体中心晶体的比率为1.5：1；在石英-绢云母-黄铁矿带外缘增至2：1。与斑岩铜矿有关的金红石中含铜达100～500ppm，呈特征的红色，其它成因的金红石铜含量不超过50ppm。还有这种金红石其Cr+V/Nb+Ta比值很高，而其它成因的金红石该比值就很低。

与斑岩铜矿有关的磷灰石，常常显示溶蚀或再生长的特

征。用化学分析和X光射线分析结果表明，这种磷灰石均属于富氯羟基氟磷灰石类，与诸如含锡斑岩、含钼斑岩、碳酸岩或正常的花岗岩中的其它类别的磷灰石不同，含氯为0.7～2.5%，而形成含锡斑岩、含钼斑岩以及正常花岗岩中磷灰石氯含量则<0.02～0.21%，其（OH）含量也比一般的岩体要高，含量在0.61～0.99%，含氟为1.4～2.7%。具有环带构造的磷灰石的边缘是富氟的，也富含铜。另外磷灰石中铈和镧的含量亦很高。

很多野外队通过对岩体进行随机取样，分析控矿、运矿和成矿伴生组分，然后用多元统计分析方法，如簇群分析方法，用较少的人力和工作量，在众多的岩体中迅速优选出有利于成矿岩体的作法，也是令人信服的。

如果在岩体评价中，再加进运矿元素(矿化剂、挥发分)的测定，估计可能对了解岩体的侵入方向，矿化富集趋势，侵入和剥蚀程度等将会提供新的线索，对于这方面的工作还有待进一步完善和提高。

（3）气液包裹体、成矿温度及“蒸发晕”找矿的研究

部分矿石矿物、脉石矿物及伟晶岩矿物中的液态包裹体都是富含氯化物的卤水，可能还含有钠、钾、钙、镁、铁、锌、铅、钴、氟、硼和硫酸根。一般认为，这种液态包裹体可能反映成矿过程的热液成分。已经发现某些地区斑岩铜矿的成矿作用的分带性，与包裹体的形成温度和盐度之间存在着广泛的相关性。这种相关性在D矿田看的十分清楚。

又如美国西部斑岩铜矿区的钾长石-黑云母蚀变带的中心，液态包裹体的盐度高，而在外围的泥质蚀变带中包裹体的盐度则低得多。当然，包裹体并不仅仅产于热液或成矿期间所形成的矿物中，同时在一个侵入体或一种岩石中也肯定

会含有几种类型和几个世代的包裹体，所以必须结合地质条件正确作出评价。据了解这一方法的进一步发展，可能会有助于在蚀变作用比较复杂的地区发现和扩大斑岩铜矿的远景区。

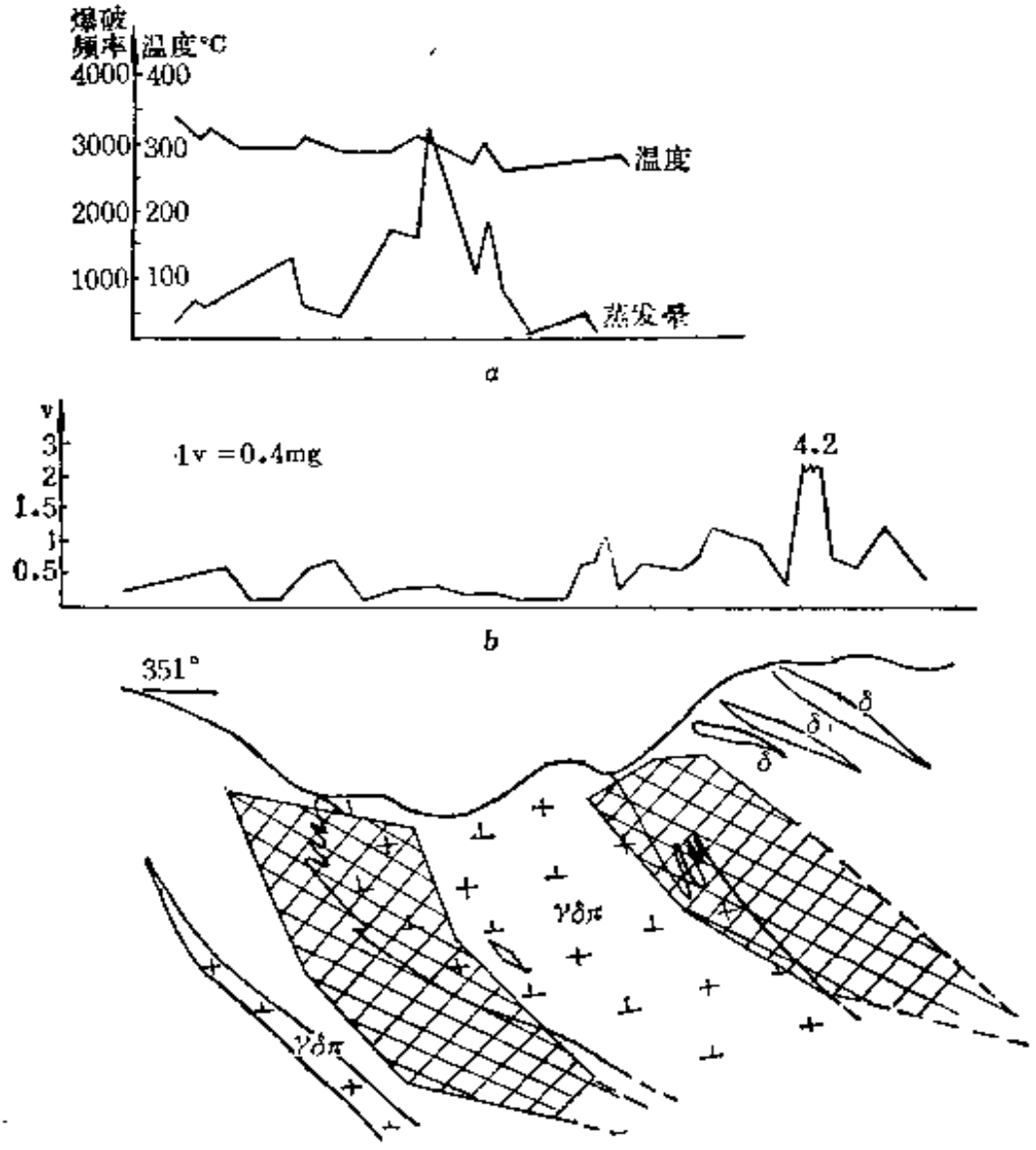


图 44　F矿铜矿 3 线蒸发晕、温度（*a*）及汞气测量（*b*）变化曲线图

“蒸发晕①”不同于“矿物晕”及原生晕，它是肉眼直接观察不到的现象，其本身和岩石、矿床没有物质的和物理性质的或化学组份上的直接联系，与热液活动的强度有关。有的单位通过爆裂计数的方法在F矿进行了试验(图44)，得出了反映包裹体的这种数量变化曲线，对这些曲线加以分析解释，对寻找盲矿体有很大帮助，利用“蒸发晕”曲线来寻找盲矿体的方法，就是所谓的“蒸发晕找矿法”。目前这种方法还在实践中，估计对生产会有一定的参考价值，特别在找盲矿上是有发展前途的。

（4）黄铁矿与黄铜矿比值的研究和计算方法

众所周知，斑岩铜矿床中金属硫化物在垂直、水平及侧向上都具有一定的分带现象。其中较为突出的特点之一，就是各带硫化物矿石中黄铁矿与黄铜矿具有一定的相关的反消长关系。如：

S矿斑岩铜矿中，以矿体为中心向外分两个带：

1）黄铜矿带：黄铁矿/黄铜矿为1：5

2）黄铁矿带：黄铁矿/黄铜矿为34：1

LY斑岩铜矿，根据ZK$_9$孔中铜、硫的分析数据换算为：

1）石英-绢云母化带：黄铁矿/黄铜矿为14：1

2）黑云母-钾长石化带：黄铁矿/黄铜矿为5.9：1

南北美27个斑岩铜矿典型代表矿例，亦分三个带：

1）最内蚀变带：黄铁矿/黄铜矿为3：1

2）内部蚀变带：黄铁矿/黄铜矿为13：1

3）中间蚀变带：黄铁矿/黄铜矿为23：1

① 系指在矿体和热液通道周围一定距离内单位体积（或重量）的岩石和矿物中，包裹体数量的变化所反映的“晕状”现象。

因此，有人依此比值做为找斑岩铜矿的依据，并用以区别其它铜矿类型。

通过对河北某地斑岩铜矿床的工作，我们认为这种方法是切实可行的，但是在采样时必须作到系统和有代表性。若在一个剖面上或一个钻孔中采样时，原生矿石样要新鲜，最好一个带要多采几个样，以求其代表性，如果任意采取就失去了它说明问题的意义了。

关于黄铁矿与黄铜矿比值的换算方法，现以某斑岩铜矿的数据为例说明如下：

根据铜和硫的含量（分析数据）或硫化物的含量，换算成黄铁矿和黄铜矿的比值，其过程为：

由化学分析所得含Cu：0.04%；S：4.73%。

将含S量换算成硫化物含量：

因为FeS_2（黄铁矿）的分子量　56+64=120

$CuFeS_2$（黄铜矿）的分子量　63+56+64=183　303

硫化物中含硫总量　64+64=128

所以　128：303=4.73：X_s

$$X_s=(303\times4.73)\div128=11.19(\%)$$

（硫化物含量）

然后再根据铜及硫化物的含量计算比值：

$$63:183=0.04:X$$

（黄铜矿中的含Cu量）

$$X=(183\times0.04)\div63=0.12$$

再从硫化物总量中减去组成黄铜矿的硫化物量（X）即：

$$11.19-0.12=11.07$$

因此黄铁矿和黄铜矿的比例为：

$$11.07:0.12=92.3:1$$

这里在计算时是把硫化物作为黄铜矿和黄铁矿来换算的，其它硫化物未参加计算，因此，如有较多的辉钼矿、斑铜矿及石膏（或硬石膏）时，则计算须采取另一公式。

（5）钙碱指数的研究和计算方法

斑岩铜矿多与钙碱性系列的侵入岩有关，只有少数是偏碱性的。因此，人们常用这一指数来划分岩石类型。利用这一数值可以对比大量或个别的火山岩和侵入岩的碱性程度。

一般均认为在某一特定地质环境下，必定有其固有的岩系。各岩系的性质通过岩浆的分异作用，从氧化钙含量的降低及碱质成分的增加予以说明，如用钙质或者碱质来表示。一般产于大型褶皱带或者伴随有区域性变质的造山带内的岩石属于钙质的；而在非造山带内因断裂发生升降运动为主的地区内，则以碱质岩类为主体。它们的代表性产区分别为太平洋型和大西洋型。

作为碱质或钙质分类的定量标准是利用皮科克的钙碱指数。其系数愈小，则表示岩石的碱性程度愈高。钙碱指数主要是用图解法求得的(图45)，即以纵坐标表示CaO%和Na_2O+K_2O%；以横坐标表示SiO_2%。随着SiO_2含量的增高，CaO含量趋向下降，而Na_2O+K_2O的含量则趋于上升，两曲线相交点投影在横坐标上的相应SiO_2百分比的数值，即称之为该岩石的钙碱指数。

钙碱指数<51为碱质，51～56为碱钙质，56～61为钙碱质，>61者为钙质。

斑岩铜（钼）矿床分布地区侵入岩类的化学分析$CaO>Na_2O+K_2O$者很少，要精确地测定钙碱指数比较困难，只能求其大概数值(总趋势)。如Z矿岩体为56.8，D矿为60.5，FS矿为55.2，TS为57，图中Y矿可能因取样或分析不准确

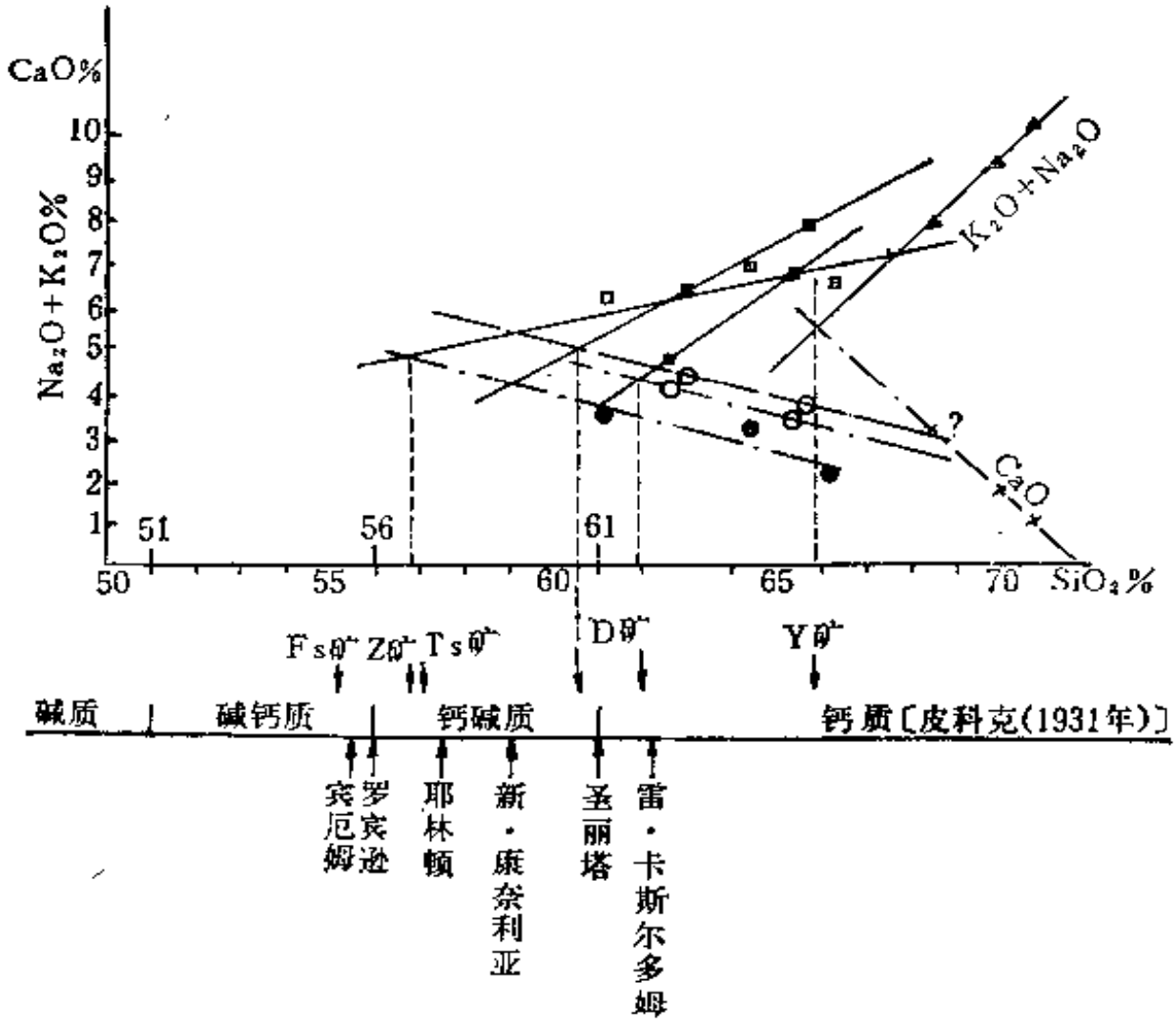


图 45　与斑岩铜矿有关的侵入岩类钙碱指数图解

所得为65.8(?)。大都是钙碱性的。

在作图时一定要注意比例的选择，纵横坐标要取同样比例，而且间隔要小(即比例尺要大)。在连接各点时目前见到的有两种，一种为直线，代表总趋势；另一种是按点的先后连成曲线，求其交点，两种方法所得数值有时差别较大。另外最好能多取几个样，这样作图所得数值代表性要大些。同时岩石的硅酸盐分析样要新鲜和具代表性，蚀变的岩石不

行，它代表不了原始岩浆的化学成分，也求不出钙碱指数来。样品最好能系统取。

在有条件的情况下，还可以利用电子计算机开展有关岩石化学和地球化学方面的数学地质运算，以求其规律性。在研究过程中除研究各种指示元素的含量变化外，还可注意研究各元素间的比值关系；有益元素和造岩元素之间的关系；造岩元素中硅铝类和碱土类之间的关系以及Ca、Na、K之间的相关关系等。

（6）近年来也有人用X-衍射仪对浅色蚀变岩石进行蚀变矿物组合的半定量研究。其方法主要是对剖面或钻孔按一定距离采取岩石样品（用拣块法）进行破碎（注意不能研磨）；直到用手摸时最大颗粒均小于小米粒时即可，然后过100目、50目筛，所得的粉末即可作X-衍射分析，亦可不过筛直接用岩石粉末进行分析，最后按剖面或钻孔进行解析，其效果较好。对于那些过筛后所得粗粒级矿物，亦可采用X-粉末法或差热分析或油浸法进行单矿物鉴定。对于那些含水的或含氢氧根的蚀变矿物采取差热分析法鉴定，可以做到微量、快速、经济。

第六节　铁帽的研究方法

铁帽是被改造了的原生矿体露头，是重要的找矿标志，许多矿床包括斑岩铜矿多是由于发现铁帽而找到的。详细的研究铁帽的特征及其变化规律，可以推断、预测深部原生矿体的分布范围、矿物成分、矿石品位等。据墨西哥的地质工作者介绍，斑岩铜矿淋滤帽的发育程度往往与次生富集作用成比例，是寻找次生富集带的重要标志。它常具有红褐色景观，呈黑色天鹅绒状或焦渣状，有时也呈栗色的具有猩红色

条痕的“赤铁矿”，是深部有辉铜矿的标志，其鲜艳程度与富集程度有关。铁帽的研究是找矿、勘探和评价工作中的一个重要课题。在观察和研究中需注意以下几个问题：

1．区分真假铁帽

铁、铜、铅、锌等硫化物矿床，在氧化过程中常因地表水的溶解而被带到较远的地方才沉积下来，形成范围较大的“风化晕”，初看起来很像是铁帽，但其下部却没有原生矿体，我们称它为假铁帽。在实际工作中，要透过现象看本质，辨别真假，不能被现象所迷惑。假铁帽的主要特征是没有多孔的蜂窝状构造，无原生硫化物的残留，也没有围岩蚀变现象，而具有胶体状的沉积构造。真铁帽则相反，往往可以找到残留下来的原生矿物，有较明显的蚀变现象，这标志着下面可能有原生矿体存在。

2．利用残留矿物确定原生矿石成分

由于风化作用进行的不完全，在铁帽中往往可以找到残留的原生硫化物，如黄铁矿、黄铜矿和方铅矿等，据此可以推断原生矿石的成分以及矿床或矿化点类型。

3．利用次生矿物来推断原生矿物成分

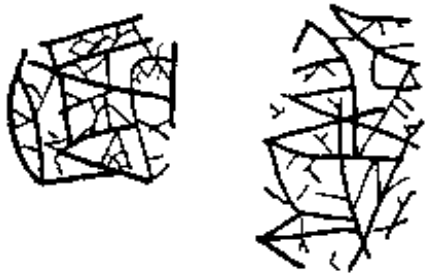
不同的原生硫化物经过风化可形成不同的次生矿物，依此我们可以推断原生矿床的矿物成分。如有铅矾和白铅矿的存在，可指示原有方铅矿的存在；菱锌矿的出现则指示有闪锌矿的存在；孔雀石、蓝铜矿的存在，说明原有黄铜矿或斑铜矿等的存在；次生白铁矿的出现指示曾有磁黄铁矿的存在；钼华则指示有辉钼矿存在；黄钾铁矾的出现，说明曾有含铁硫化物，主要是黄铁矿的存在等等。

4．利用铁帽的结构构造来推测原生矿石的矿物成分

铁帽常见有疏松构造、土状构造、胶状构造及多孔蜂窝



由黄铜矿形成的褐铁矿的蜂窝状构造图



由斑铜矿形成的褐铁矿的蜂窝状构造图



由黝铜矿形成的褐铁矿的蜂窝状构造图

图 46　铁帽的主要类型及其构造特征

状构造等，其中多孔蜂窝状构造是铁帽的特征构造。各种硫化物经氧化淋滤，常形成多种形态的蜂窝状构造，据此可以推测原生矿物的成分，如黄铁矿、方铅矿具有特征的立方体空洞；黄铜矿具有格状构造，其大小主要取决于原黄铜矿晶体或集合体的形态；斑铜矿具“眼球状”、“细胞状”的三角形孔状构造；黝铜矿则具“等高线形”构造等，如图46所示。

斑岩铜矿的矿石多为细脉状、网脉状以及细脉浸染状，氧化后主要形成细脉状褐铁矿，或网脉状的褐铁矿帽，其发育程度越普遍，说明矿化越好。

5. 根据铁帽的颜色推断原生矿石的矿物成分

这个办法常不可靠，只能供作参考。一般铜矿床之上的铁帽颜色以暗红色、桔黄色、栗色和棕色为特征。以黄铁矿为主所形成的铁帽多以鲜艳的砖红色、棕褐色、鲜红色为特征。

据我国很多地质队的经验，沥青状的褐铁矿（沥青色）是铜矿物的直接指示标志。有时黄铜矿也可直接转变成褐铁

矿，并多显示深黄褐色。褐铁矿的颜色可能与黄铁矿的含量有直接关系，对于具体矿床来说，可以变化很大。

6. 利用铁帽的某些特征推测原生矿石品位

在一般情况下，铁帽的蜂窝状构造愈发育，则表示原生硫化物的含量愈高，铁帽中次生金属矿物越多，则表明原生硫化物含量越多，如铁帽中的孔雀石、蓝铜矿、沥青状褐铁矿越多，说明原矿石中的铜矿物也越多，尤其是沥青状褐铁矿的出现，说明原矿石的矿物成分主要是黄铜矿，其含量的多少直接反映着铜矿石的品位。

7. 根据铁帽的分布范围推断原矿体的厚度和大小

一般说来，铁帽分布的范围和大小与原矿体规模的关系大致成正比，但由于氧化淋滤作用，矿体的厚度，在氧化带中常发生较大变化。特别是当围岩为碳酸盐岩时，其氧化带由于矿物呈浸染状而使矿体的厚度往往有增大的趋势。而矿体在化学性质不活泼的石英岩、页岩等围岩中时，其氧化带的范围则很小。

8. 利用铁帽金属含量的研究推断原生矿石成分

铜在氧化带的活动性是很强的，经氧化后大部分被淋失，但不管怎样，铁帽中总或多或少要保留有铜的痕迹，其中含铜量的高低可以作为判断标志，一般由铜矿石氧化而成的铁帽，含铜量多在0.1%以上，见表26。

表 26　铁帽含铜量与矿床类型的关系

铁帽中的铜含量(%)	可能的矿床(点)的类型
>0.2	为铜矿床
0.1～0.2	可能为含铜黄铁矿型或黄铁矿型
<0.1	多为黄铁矿床，如Pb－Zn>1%时则为多金属矿床

此外，与矿体的形态也有关系，如矿体呈漏斗状，则地表氧化露头大，向下则逐渐变小。如矿体为透镜状、倒锥状，且剥蚀不深时，则出现与前相反的情况。所以在工作中对铁帽的研究要综合考虑各种因素。

第七节　中-酸性侵入岩的分类及染色法

与斑岩铜矿有关的侵入体的岩石，通常多认为是：石英二长岩-花岗闪长岩类，其斜长石与钾长石的比值为2：1左右，或者是表现形式不同，但岩石的长石组分比例相同者，亦可列入此类。

一般说来，侵入岩的性质与矿床的有用元素间有一定的内在联系，但是严格说来也不一定完全是这样，这是由于工作人员所用分类方案不同或虽方案相同，但所引资料时代不同等原因，常常出现岩石名称的不统一，甚至出现混乱的现象。尤其是在引用国外资料时，一定要研究一下他们所采用的分类是哪个方案，而我们自己采用的又是哪种分类方案，一定不能机械的引用，就拿石英二长岩来说，在美国他们是把斜长花岗岩当作石英二长岩的同义语来运用的，而在日本则将石英二长岩理解为二长岩中石英含量较多的意思，差别是如此之大。目前看来亦有采用国际地质学会岩石分会的分类方案，关于中-酸性侵入岩的分类方案很多，就是国内的划分方法也不尽相同，各有所侧重。为了方便生产和我国斑岩铜矿资料的交流及经验总结，最好能有一个统一的分类方案。我们建议可否参考如下分类方案（图47）。

在使用这个图表时，同时要注意斜长石的号码（酸性：An 7～20，中酸性：An 20～35，中性：An 35～50）、色率（铁镁矿物总含量）及粒度。对于花岗岩类及定名的关键，

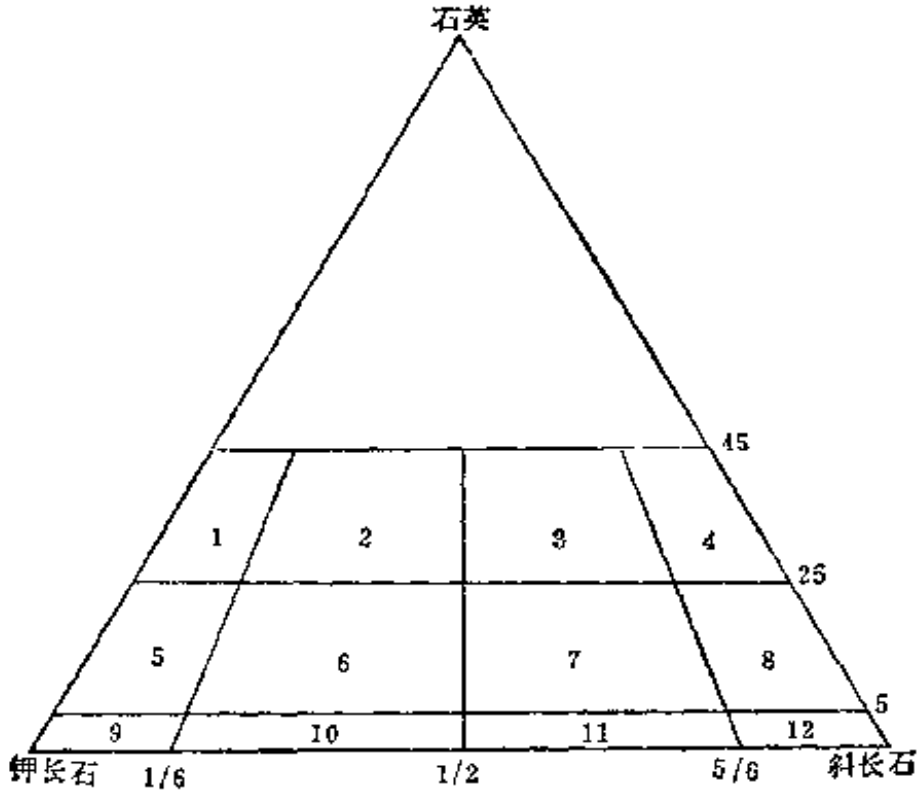


图 47　中-酸性侵入岩分类图

1—钾长花岗岩；2—花岗岩；3—富斜花岗岩；4—斜长花岗岩；5—石英正长岩；6—石英二长岩；7—花岗闪长岩；8—石英闪长岩；9—正长岩；10—闪长正长岩；11—正长闪长岩；12—闪长岩

在于准确的鉴别最主要造岩矿物，即石英、钾长石、斜长石和暗色矿物的种属以及它们的含量，这里首要的是鉴别，只有矿物能够准确的鉴别了，矿物的百分含量才有可能作到精确。就是在岩石名称上得不到统一，如能准确的测定出最主要造岩矿物及含量，将其投在三角形分类图表中，亦可说明一定的生产问题，比只有岩石名称而无矿物含量要好些。至于叫什么名称则是次要的问题，可通过生产实践，逐步将其完善，作到统一。

在鉴定矿物上较为困难的是准确地确定长石类的种属

（钾长石、斜长石），它直接关系着岩石的定名。较精确的鉴定方法，最常用的是在薄片上或岩石磨光面上，用染色的方法进行区分和测定。

长石染色法的具体步骤如下：

方法：用亚硝酸钴钠试剂染钾长石

试剂：1．HF酸（52～48%）

2．亚硝酸钴钠溶液（在100ml软水中溶解60g的亚硝酸钴钠）

操作：先用HF酸涂于薄片或岩石光面上，10秒钟后用水轻轻冲洗，再涂以亚硝酸钴钠溶液，15分钟后再将其用水轻轻冲洗，经上述处理后的钾长石显桔黄色，斜长石为白色土状，石英表面凹下并呈油脂光泽，黑云母也因含钾表面被染成绿黑色，角闪石仍为黑色，金属矿物不染而显强的金属光泽。如将标本或薄片置于双筒镜下或偏光镜下，上述现象可一目了然，即可进行各种矿物百分含量的测定，特别是标本，因面积较大，所测数据均较薄片统计更具代表性。

第八节　不断地总结经验，探索新的方法

目前我国正在开采、勘探、普查的斑岩铜矿床和铜矿点很多，一些好的找矿方法、好的经验正在不断地出现，不少单位作了大量地调查和研究，总结了不少的有关地质、物探、化探方面的好经验，已有专门的资料报道，这里就不一一介绍了。

除此而外，有必要对我国已发现的斑岩铜矿床和成矿带，加强对其区域成矿规律及矿床富集条件的研究，掌握其特定的成矿条件及其规律性，以指导新区普查工作的进行，目的在于不断的扩大新的远景区。

为此，要认真鉴别研究火山机构的各个组成部分和有关现象，特别是要重视以安山岩为主的中、酸性火山岩及角砾状地质体，潜火山岩和火山口（包括破火山口）的研究。

加强找矿标志的研究，总结我国不同地区斑岩铜矿化的氧化淋滤带的特征和规律。系统的总结我国不同地质单元、不同火山岩及侵入岩的喷发和侵入环境，不同构造特点和不同岩相条件下的斑岩铜矿蚀变分带的规律。开展斑岩铜矿岩浆岩成矿专属性及其含矿岩体评价标志的研究和总结，都是十分重要的。

在确定勘查地区或填图区之后，要加强对已有航空照片的地质解译工作，如有条件可进行现场的勘查飞行，其方法是沿着山脉的两侧，采用固定翼飞机进行低空飞行，并把所观察到的值得注意的地质现象，如由蚀变引起的颜色异常、铁帽、斑岩体及其有关的火成岩、矿化标志、角砾岩筒和角砾状地质体、断裂、火山机构以及老洞等，标绘在照片上。上述现象通过对航空照片的详细解译，往往也能取得较好的结果。在解译中要注意颜色的变化，黄铁矿和黄铜矿氧化后常显红褐色或黄色；硅化、粘土化（泥化）常使岩石显白色，并且硅化常在地貌上形成陡崖；绿泥石-绿帘石化使岩石变为绿色；氧化铜矿呈青色或绿色。在色调上硅化作用呈闪砾色；石英脉有粗涩感；而石英-绢云母化常显光亮色调。岩体或其它地质体常蚀变，由内向外出现红褐色、白色和绿色的带状分布，其规模有时可达1公里以上。在对已有航空照片进行详细解译后，可编制航空地质图，并选择有利地段进行现场踏勘，必要时亦可同时开展化探、物探、采样和矿点评价工作等。

下面就目前国外正在研究和使用的有关寻找斑岩铜矿的

一些新方法介绍如下：

1. 化探方法

在这方面气体地球化学方法尤其受到重视。多年来苏联已在研究与硫化物矿床（包括斑岩铜矿）有关的气体晕。他们认为，由硫化物矿石的氧化作用所产生的气体包括二氧化硫、二氧化碳、氢、甲烷、氧、氮、氦、氩、氟、氯、碘、溴及汞等，其中汞气晕的研究最多，并已有一系列地面及空中的测试仪器。美国、加拿大在斑岩铜矿区多次试验，查明不同温度、时间、风向、取样高度及表土厚度对汞气晕的强度和形态的影响，说明空气或土壤中的微量汞气，有可能用于圈定斑岩铜矿的盲矿体或厚的运积层下的隐伏矿体。近年来有人在加拿大的海兰谷和美国西部斑岩铜矿及其它硫化物矿床上（高度在5～120米），发现有明显的二氧化硫、碘、溴的异常，证明可作为找矿的指示气体。

2. 遥感方法

用遥感法测量植物近红外反射率，直接用于普查斑岩铜矿。如对美国的缅因卡瑟阿特山脉（有低品位斑岩铜、钼矿床）的红云杉和香油树、枞木，布干维尔岛的潘古纳斑岩铜矿床的特殊植物群近红外反射率的试验测定，均表明在这些地区或类似地区，运用这种方法可能会有效地圈出矿化区来。

3. 蚀变模式法

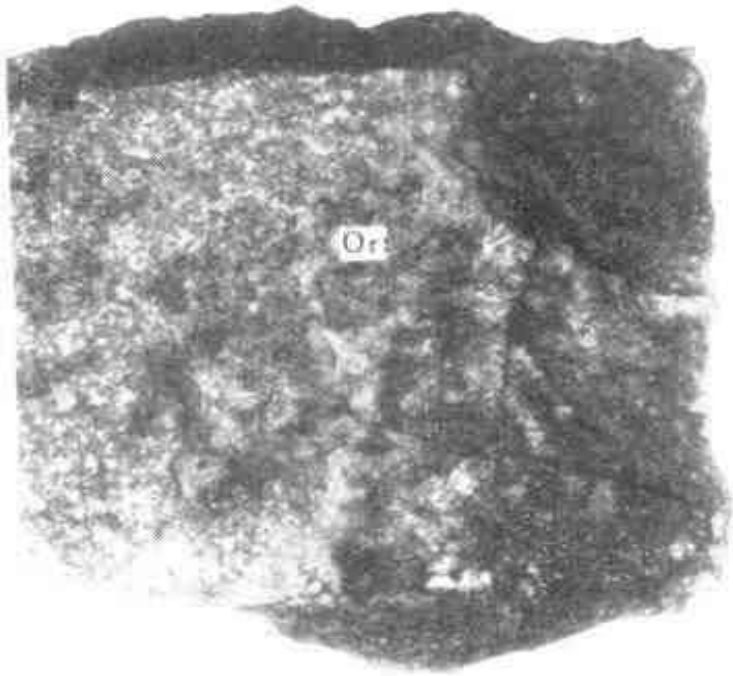
在美国有人在亚利桑那、蒙大那及华盛顿州的斑岩铜矿区，用X-射线萤光分析仪对岩石样品或岩心中的石英、钾长石、绢云母的含量进行半定量的分析，制作等值线图，表示出硅化、钾长石化及绢云母化的强度和趋势，并与铜钼化探异常相对比。实验证明这种方法（蚀变模式）常常可以用

来预测其它方法所未发现的未知矿体，为斑岩铜矿的普查勘探指出了值得进一步工作的方向。

4. 航空伽玛测量

对于圈定斑岩铜矿的钾质蚀变带具有较好的效果，并有可能发展成为适用于各种地区进行找矿的有效方法。加拿大近年来根据生物地球化学作用原理，研究出一种所谓的空中监测系统。可以在低空测定斑岩铜矿区的有机-金属化合物异常的含量，据说该系统在北美、澳大利亚等地有关矿区有良好反应。

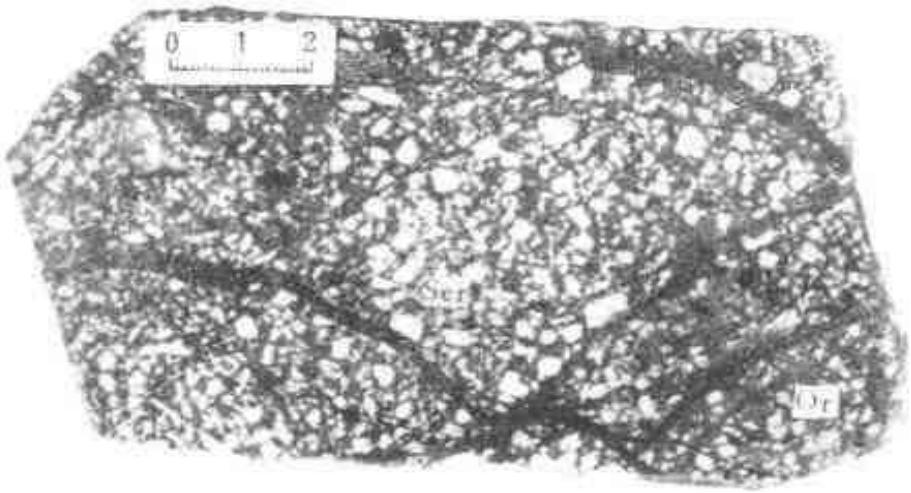
关于斑岩铜矿的最主要的找矿方法，可参阅图48（见20页后插页）介绍的斑岩铜矿的综合找矿方法。



图版 Ⅰ—1 钾长石化、矿化花岗闪长岩

钾长石呈“云雾状”（图中灰色、灰黑色部分），Or交代其它矿物。黄铜矿呈浸染状

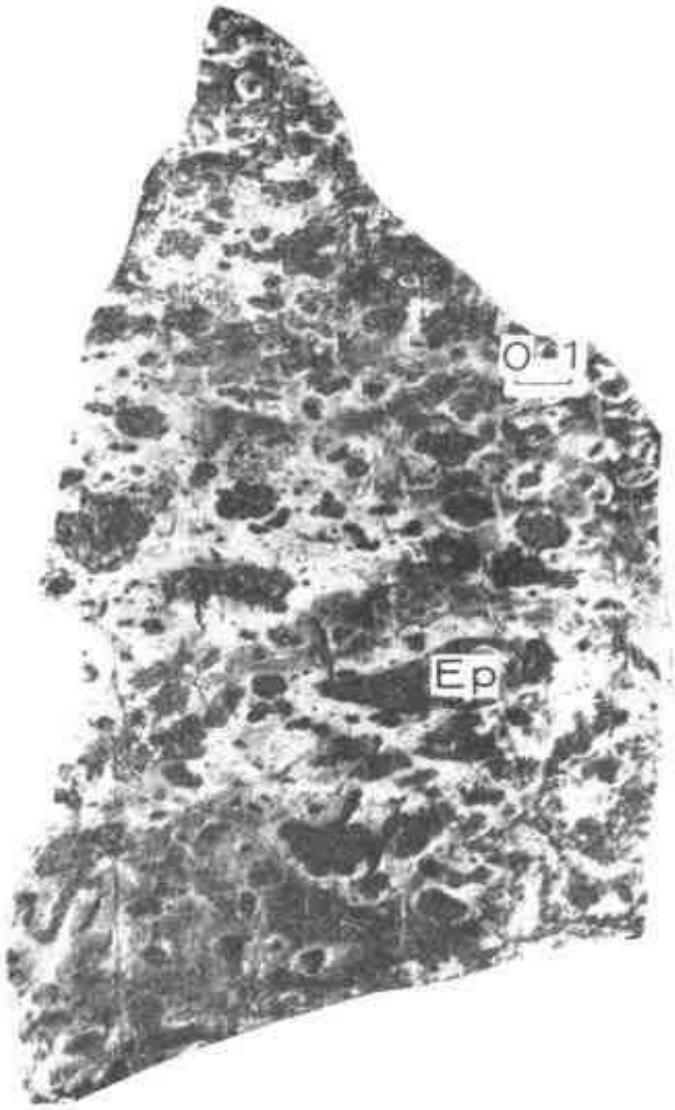
产地 DB矿



图版 Ⅰ—2 石英-绢云母化、钾长石化、矿化闪长玢岩

钾长石斑岩（白色）多已绢云母化（Ser），基质硅化。黑云母细脉为含铜石英，脉两侧为“云雾状”钾长石（Or）(图中为灰色），图片的右下方

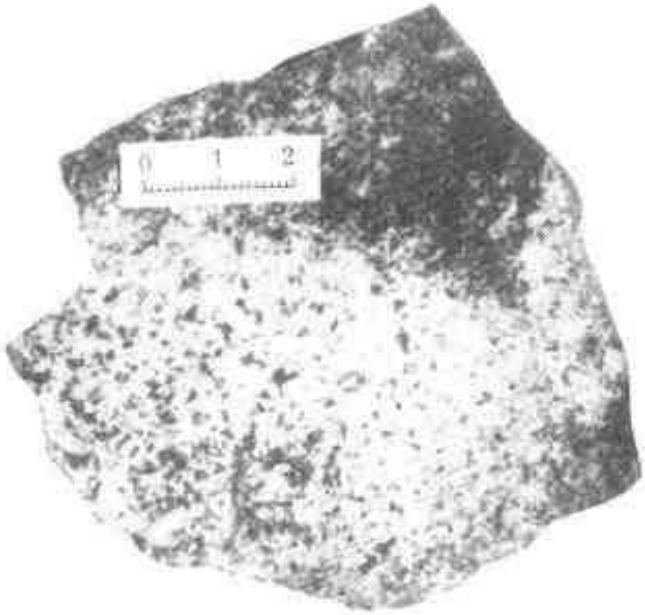
产地 S矿



图版 Ⅱ—1　青盘岩化泥质粉砂岩

绿帘石（Ep）呈不规则"团块"交代粉砂岩

产地　　Y矿



图版 Ⅱ—2　黑云母化、钾长石化斜长花岗斑岩

黑云母呈较大的鳞片状集合体（黑色），钾长石呈“糖粒状”，黄铜矿（深黑色）呈浸染状交代黑云母

产地　　Z矿



图版 Ⅲ—1　强石英-绢云母化花岗闪长斑岩

原岩结构已无法分辨，岩石风化面因含黄铁矿常显“火烧皮”现象，经淋滤出现红褐色的赤铁矿（黑色部分），新鲜面为白色并常显绢丝光泽

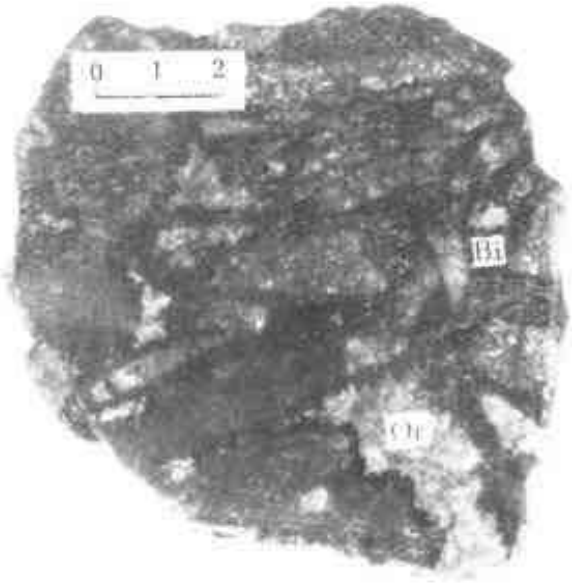
产地　　D矿



图版 Ⅲ—2 泥化（粘土化）花岗闪长斑岩

所有硅铝质矿物几乎都变成了粘土矿物（高岭石等），原岩结构已看不清楚，偶尔可见少量石英斑岩，岩石经风化呈泥土状

产地 D矿



图版 Ⅳ—1 黑云母、钾长石化热液角砾岩

安山岩角砾呈棱角状，“胶结物”为热液黑云母(Bi，黑色)和钾长石（Or，灰白色），二者具明显分带性。有黑云母的地方可见黄铁矿和黄铜矿化

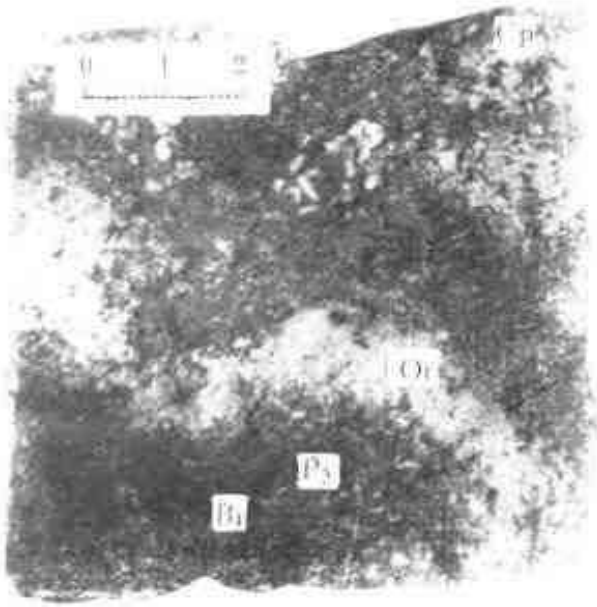
产地 Q矿



图版 Ⅳ—2 侵入角砾岩

角砾呈次棱角状，其成分为闪长玢岩（多已绢云母化），“胶结物”为较晚侵入的石英闪长斑岩，偶而可见黄铁矿化

产地 S矿



图版 Ⅴ—1 强黑云母化、钾长石化、矿化斜长花岗斑岩

黑云母化（Bi）主要分布在钾长石化（Or）边部（右下角黑色部分），钾长石呈粒状集合体（白色），金属硫化物黄铁矿（Py）及黄铜矿（Cp）主要交代钾长石呈细脉浸染状（右上角黑色小点及不规则细脉）

产地 Z矿