序　言

我国岩石测量（原生晕）找矿方法的试验研究，首先是1958年邵跃在甘肃白银厂小铁山做了些试验；1959年邵跃等又在辽宁青城子、关门山等铅锌矿区及其外围地区、1960年谢学锦等在广东大宝山多金属矿区及其外围地区进一步开展试验研究。初期的成果，已相当令人鼓舞，并预测到若干处盲矿体和其他成果。在此同期，冶金工业、有色金属工业部门的地球化学勘查人员，也相继进行了这方面的试验工作。

40多年来，应用这一方法进行找矿的工作，虽然一直没有间断，也取得了一定成果，但投入的工作量较小，也缺乏相应的总结和推广。因此，在相当长的一段时间里，广大地质勘查人员对应用此方法找矿，往往是采取一种“该用可无”的态度。事实上，岩石测量（原生晕）找矿方法的理论基础，是地质学、地球化学和岩石矿物学，较之地球物理勘查方法，它对地质人员应是更易于掌握和理解的方法。

可喜的是，到80年代中后期，这一方法终于引起了国内地质勘查界的较普遍的关注，并誉之为这是找盲矿、找深部矿有远景、有希望的途径和方法。1984年，地质矿产部科技司为推广此方法、扩大其应用范围，并加强方法本身的研究和已有经验的总结。特此列为推广的项目，邵跃是这一项目的负责人。

本书是在执行此推广项目总结的基础上撰写的专著。它反映了这一推广工作中的重要成果和经验。同时本书也还综述有邵跃本人多年来从事这一找矿方法在实践中取得的成果和经验；也介绍了有国内兄弟单位在这一找矿方法中的主要成果和经验；而且相当精要地引述了国外对这一方法从理论到实践的一些重要观点和经验。因此，本书也可称为是一本介绍岩石测量（原生晕）找矿方法的专著。43年来，就我国化探界来说，化探诸多方法中，还较少出版类似本书的“专著”。本书开了一个好头，一定能为读者所欢迎。

本书提出的：①利用网格化采样方法，有目的地采裂隙物质的组合样；以及②以成矿元素的工业边界品位为基准，进而把元素异常含量划分为内、中、外带，以之评价化探分析成果的这两种方法，是邵跃从他多年工作实践中得来的，与习惯传统沿用的采样方法和评价异常的方法显然不同。可以说，这是一种方法的革新或改革，值得加以重视。

这两种新的方法，实践说明行之有效，其效果不比原有方法逊色。本书所提方法便捷易学，易掌握，能提高工效，节约资金，确有其优越之处。当然，任何新的方法、新的技术思路在其开始阶段，都不会是完美无缺的；在实践过程中应使之臻于完善，不断加以改进和提高。

书成之初，邵跃要我通读初稿，提意见，并为之作序。自问虽可列入中国化探界“第一代”之列，但缺乏真知和实践，大半岁月忙于管理，直到退休的前几年，才与邵跃等实地作了些有关区域和矿区化探方法的调研工作，参加了一些推广原生晕找矿方法的活动。写

序，我既不胜任，也不够格。但对邵跃编写此书，是关心的、支持的；加上盛情难却，此书确实又是一本很有参阅价值的著作，美事何乐不为，故写了如上的赘言。



1996 年 1 月

目　　录

绪　论…… (1)
第一章　基本原理…… (3)
一、原生分散模式…… (3)
二、元素富集成矿-成晕的地质地球化学 …… (4)
三、关于热液矿床成因的概念…… (5)
四、矿床的矿石矿物分带及原生晕元素组分分带…… (6)
第二章　工作方法…… (9)
一、采样…… (9)
二、测网选择 …… (10)
三、异常圈定 …… (11)
四、元素分带序列的确定及计算 …… (13)
五、组合晕 …… (15)
六、衬值晕（异常值/背景平均值）…… (15)
第三章　异常评价及其推断解释 …… (19)
一、异常评价的一般准则 …… (19)
二、元素共生组合关系 …… (20)
三、主要成矿元素的地球化学特征 …… (21)
第四章　几种热液金属矿床的地质-地球化学特征及找矿评价标志…… (31)
一、锡矿床成因地球化学特征及地球化学找矿标志 …… (31)
二、斑岩铜矿床地质-地球化学模型及地球化学找矿评价标志…… (36)
三、热液金矿床成矿地球化学特征及地球化学找矿评价标志 …… (42)
第五章　国内外成功的岩石测量异常评价经验 …… (51)
一、地表矿化露头评价 …… (51)
二、矿化剥蚀水平估量 …… (51)
三、晕中元素比值研究及应用 …… (54)
四、几个特殊矿种的评价经验 …… (59)
五、探途元素或远程元素的指示意义 …… (62)
第六章　岩石测量方法研究及推广中的几个找矿实例 …… (67)
实例一：裂隙采样方法试验及宝山陶铜矿床的发现 …… (67)
实例二：岩石测量方法在大冶铁矿区找盲矿 …… (71)
实例三：苏州花岗岩南部七子山地区锡矿化预测 …… (85)
实例四：福建紫金山矿区与外围地球化学勘查及找矿预测 …… (89)
实例五：浙江遂昌治岭头金矿区岩石测量及其盲矿预测…… (106)
第七章　岩石测量异常评价方法在土壤及水系沉积物测量结果中的试验应用…… (118)

一、浙江省1∶200 000区域化探异常评序和评价的试验 …… (118)
二、河南熊耳山地区1∶50 000水系沉积物测量结果及其找矿 …… (121)
三、广东东坑坪土壤异常评价及找矿预测 …… (126)
结　　语 …… (128)
主要参考文献 …… (131)
附录部分 …… (133)

绪　　论

勘查地球化学方法通常可分为岩石地球化学、土壤地球化学、水地球化学、气体地球化学和生物地球化学等方法。

岩石地球化学方法，又称岩石测量或原生晕方法，已被国内外勘查地球化学家公认为是一种寻找热液型隐伏矿床的有效的方法。

原苏联，自60年代以来，一直在进行岩石测量方法的试验研究和寻找隐伏矿的工作。格里戈良等（1976）发表了一篇有关原生晕方法的总结性文章，报道了原苏联对热液矿床原生晕方法的研究成果。其中，最重要的是提出了一个热液矿床原生晕元素组分分带的统一分带序列和计算元素分带指数的方法，以及评价矿化侵蚀截面的累加晕和累乘晕比值等指标。据报道，在原苏联，运用岩石测量方法已成功地发现了数以百计的金属矿床。

西方国家的岩石测量工作，据G. J. S. Govett（1978）评述："在过去10年里，也取得了一些进展。它已从一种基本上不能实际应用的方法技术，而发展成为矿业界从事找矿不可缺少的一种方法技术。从矿业界重新在北美和欧洲一些工作程度较高的地区采用岩石测量方法找矿实际表明，岩石测量方法已被公认为是一种理想的方法技术。"

我国（地矿部系统）早在50年代末，就进行了岩石测量（原生晕）方法找盲矿的试验研究工作。最早的工作，首推邵跃等（1957～1958）在甘肃白银厂小铁山多金属矿床上做的原生晕方法的试验研究工作。结果发现在铅-锌-铜盲矿体前上方、沿围岩片理方向，出现了清晰的呈带状发育的原生异常，异常沿岩石片理向上流渗扩散距离达数百米。接着，1959年，邵跃等在辽宁青城子、关门山等铅-锌矿区和谢学锦等在安徽贵池铜山、湖南黄沙坪和广东大宝山等矿区开展的原生晕方法找盲矿的试验研究工作，均取得了良好效果。由于在青城子矿区的工作中发现了被推断为盲矿的异常，经钻探验证，打到了盲矿体，为此于1960年4月，在青城子矿区召开了原生晕方法找矿现场会议。60年代中期，为配合在长江中下游寻找富铜富铁矿的任务，邵跃、李善芳等（1963～1966）在长江中下游地区开展了原生晕方法找夕卡岩型铜矿的试验研究工作。这一工作结果，对后来在铜陵地区的找矿工作，起到了良好的指示作用。70年代，吴承烈、朱炳球等（1976～1978）曾对我国斑岩型铜矿床进行了原生晕方法研究，并在安徽沙溪斑岩铜矿床的找矿勘探工作中取得了良好的找矿效果。

尽管原生晕方法在我国开展得比较早，也做了不少工作，找矿效果也比较显著，但由于种种原因，以后没有进行系统的研究工作，基本属试验研究性质，未形成生产力。

80年代，在地质矿产部科技司的关怀和支持下，重新立项进行了原生晕方法研究，同时在少数有条件的地质队开始推广运用原生晕方法找盲矿的工作。这期间，在寻找金、铜、银、铅-锌-银和铁-铜等矿床的普查工作中，发挥了良好作用，找矿效果显著。例如：周亚特等（1981）在湖北大冶铜绿山矿区运用岩石测量方法发现了鸡冠嘴金-铜矿床；羌荣生等（1988）运用岩石测量方法在大冶铁山矿区尖林山矿段的深部发现了一个较大的夕卡岩型

铁-铜盲矿体；韩存强等（1985）在河南运用岩石测量发现了皇城山银矿床和在河南老湾金矿带（1990）运用原生晕方法圈定矿体扩大了已知矿床的储量，并在外围还发现了新的金矿富集地段；周全兴等（1985）在安徽庐江地区开展的岩石测量工作发现了岳山铅-银矿床。

综上所述，不难看出，尽管岩石测量方法尚未臻完善，其本身方法技术和理论有些问题还有待进一步研究解决和讨论，但就其在实际工作中已取得的成果和实效，足以表明岩石测量方法是普查找矿工作中一种富有潜力的方法手段。及时将这一方法推广于勘查工作中，是必要的。同时，对方法技术中存在的某些问题也需要在不断实践中加以检验、发现新问题，并深入研究和完善，使其更趋成熟。

为了使该方法能为更多的地质队熟悉和更好地运用，在找矿工作中发挥更好的作用，地矿部科技司立项（1994），并委托本书作者根据多年来从事岩石测量方法研究的成果和推广工作中取得的经验，结合他人资料，对岩石测量（原生晕）方法做一较全面介绍。

岩石测量（原生晕）方法的工作原理与矿床学有密切的关系。矿床（体）和原生晕是发生在成矿作用过程中的两个方面。因而，研究矿床原生晕，必需熟悉和了解矿床学。勘查地球化学家应该具有较广的矿床学方面的知识，才能有利于做到正确理解和认识原生晕异常，也才能对所获得的地球化学资料和异常做出比较符合实际的解释推断。

本书简要叙述了当前地学界对热液型矿床成因的认识，以及对几种主要热液型金属矿床的地质-地球化学模型及其找矿评价，和国内外成功的评价经验。

本书根据热液型矿床岩石测量方法原理、试验结果和部分工作实例，提出了以方格网和长方格网为采样单元和在每一个采样单元内（方格内）采用组合样的方法，取代以往按工作比例尺布置采样点位和采单一样品的方法。并强调在进行热液型矿床岩石测量方法时，要充分认识采样介质（采集裂隙充填物质）具有决定工作成果优劣的重要性。

本书还提出了岩石测量结果圈定异常浓度分级的方法，明确规定了原生晕异常内、中、外三带的含量值，并阐明了内、中、外三带异常的地质涵义及其在找矿评价中的作用。

以上所述的工作方法是在过去常规方法的基础上发展出来的一些新思路和新概念；是业已经过大量试验研究和部分推广运用证明是行之有效的工作方法。因此，在新一轮的普查找盲矿的工作中还应积极推广运用此方法。

目前化探中普遍使用的单位，为非标准制，使用也非常随意，在术语“含量”、“组分”、“浓度”之后使用任意单位，现在则要求明确写出准确的量名称及符号，例如：定义B的质量分数 w_B——B的质量与混合物质量之比。单位为1（用小数表示），当数值小时，也可采用%、10^{-6}等为单位。举例：SiO_2 含量20%（m/m），20wt%，应改用 SiO_2 的质量分数 w（SiO_2）=20%。详见国家标准GB3100～3102—93《量和单位》。

我国勘查地球化学前辈，中国科学院院士谢学锦先生和地质矿产部科技高级咨询中心前副主任教授级高级工程师沈时全先生对全书作了通审，提出了许多宝贵意见；沈时全先生还对书作“序”。对此，作者深表谢意。

陈云升教授级高级工程师、吴承烈教授级高级工程师、叶天竺教授级高级工程师、莫根生教授级高级工程师和羌荣生高级工程师对本书提出的宝贵意见，作者在此一并致以谢意。

第一章　基本原理

一、原生分散模式

理论上讲，矿床原生晕是在矿石结晶沉淀作用过程中与矿体同时在围岩中形成的一种原生分散模式。原生晕方法（岩石测量），就是通过发现和研究这种原生分散模式来进行找矿的一种手段。

原生分散模式可分为同生分散模式和后生分散模式。同生分散模式是与围岩同时形成的；后生分散模式是围岩已经形成，矿体或矿床是后来以某种方式的引入（主要是围岩裂隙和含矿热液作用）而沉积的。

同生分散模式最明显的例子，如超基性岩中的铬铁矿、钒钛铁矿、铜镍矿以及沉积赤铁矿和磷块岩等。所有与岩石构造、裂隙和含矿热液作用有关的各种金属和非金属矿床，均属后生分散模式。H·B·霍克斯❶与J·S·韦布对原生分散模式的主要类型作了分类及描述，见表1。

表1　原生分散模式主要类型分类与一般特征

成因分类			来源	生成	介质	分散模式的形式
同生模式		地球化学省	地壳一个大的片段内的组分变化	火成侵入，花岗岩化或沉积	在一广大范围内的各种类型与时代的岩石	各式各样
		局部同生模式	局部的造岩过程，分异过程，变质过程或沉积过程		局部的深成岩体或沉积岩	
后生模式	热液分散模式	围岩异常①	自与矿有关的溶液中析出	溶液的移动，溶质的扩散	与矿床毗连的岩石	分散环
		渗滤异常	自残余矿液中析出	溶液的移动	自矿石向上方延伸的通道内或与之毗连的岩石	分散晕
		组分分带②	矿液中某些组分随距矿源的距离而分别析出		自热液中析出的矿物	自矿源随距离而发生的系统变化
	后生矿物的温-压效应	矿物改组	矿物种温度-压力对稳定度的控制	大部分参加反应的组分原已存在	蚀变晕	一般为同心的等温线，高温线向含矿通道集敛
		化学地温模式	温度-压力对共存矿物种之间元素分布的控制		矿化的岩石	
		同位素地温模式	温度-压力对热液与矿物之间稳定同位素分布的控制			

①称前者为围岩异常或围岩环，后者称渗滤异常或渗滤晕。这与我国普遍采用的概念是不同的。我们把包裹在矿体四周的原生晕作为一个整体，矿上的部分称晕的前缘，在矿体周围的称为晕的毗邻部分。

②组分分带是原生晕的重要特征之一，将其与原生晕并列，作为原生晕的一个类型是不合适的。

❶ 谢学锦在其中译文中对表1有一注解：他认为表中应将矿体四周围岩中的高含量带与矿体上方的高含量带分开。

本文主要叙述后生分散模式中的热液分散模式。

二、元素富集成矿-成晕的地质地球化学

从广义上讲，自然界中的任何一种地质物样中，都含有门捷列夫周期表中所列的元素。但能参与并构成矿物、矿石和脉石矿物的元素仅为其中的一部分。这部分元素可称之为成矿元素。比如，Hg、As、Sb、Pb、Zn、Ag、Cu、Au、Co、Ni、Mo、W、Sn、Bi、Nb、Ta、S、Se、Te、B、Be、Pt、Cr 和 Al、Fe。Al、Fe 属大量元素。除 Al、Fe 外，其它元素在岩石圈中的含量很低，其绝对值可称为是“微不足道”的。

这些在岩石中普遍呈分散状态存在的成矿元素，主要以非矿物形式在造岩矿物中呈混入物的形式存在，含量低，比较均一。这些在岩石中分散的元素，一旦经过天然富集作用，便可以形成具有经济价值的矿石、矿床。岩浆作用、沉积作用、火山作用和变质作用是使分散在岩石圈内的成矿元素富集成矿的能动力。

矿石（矿床）内成矿元素的含量相对其在岩石中的克拉克值高很多。其偏高的值越大，矿石的品位越富。矿石内这种成矿元素含量偏高的程度常以“浓集克拉克值”，也称“浓集系数”来表征。浓集克拉克值（或浓集系数）：矿石中成矿元素含量与该元素在地壳中的克拉克值或区域克拉克值或区域背景值之比值，是一种表示成矿元素在地壳中相对富集程度的参值。成矿元素浓集克拉克值越大，表示该元素相对富集的程度越高，在矿床四周形成的原生分散晕的规模和强度越大，成矿的可能性越好。

浓集克拉克值和原始衬度两者的概念是近似的。

可以这样认为，元素在自然界中以两种状态存在。一是以原生分散形式普遍存在于岩石中；二是由于某种自然力的作用，使岩石中原生分散的某些成矿元素在深部有了局部富集，并以矿床的形式出现。从大量地质观察中可以看出，大多数矿床是在围岩成岩后形成的。这在后生矿床，包括岩浆期后矿床和热液矿床方面反映最为明显。因而，可以认为，成矿元素从原生的分散状态到深部富集成矿，均有其内在的成因上的联系。

表 2，简单列出了现代某些工业矿床的金属品位及其浓集克拉克值。

地质学家经过研究，对金属原生源、成矿动因、富集作用和富集形式的成矿作用后指出：

（1）金属矿床的主要金属源存在于地壳中，并以分散状态广泛分布于某些岩石中。

（2）与基性岩有关矿床的形成，岩浆分结作用起主要作用；与花岗岩相伴的热液形成的矿床，主要是岩浆期后的流体和各种成因的热水作用。

大多数地质学家确认：

①几乎所有金属矿床在区域上与火成岩靠得很近，关系密切；

②一定的金属矿产有选择性地产在某些类型的岩浆岩中；

③许多热液矿床围绕一定的火成岩体分布；

④矿床与脉岩、岩墙和脉岩、岩墙与侵入岩之间经常存在着密切联系；

⑤金属矿床与一定的成岩系列存在着地球化学关联性，等等。

据此可以得出结论：成矿元素的分散和富集之间有直接的成因联系；分散成岩在先，而深部富集在后；深部富集是靠某些地质作用完成的。

表 2　部分金属矿床矿石品位及其浓集克拉克值

金　属	中国东部上地壳元素丰度①w_B/%	矿石品位②w_B/%		浓集克拉克值/%
		最低工业品位	边界品位	
铁	3.2	50	40	9～11
铜	1.7×10^{-3}	0.5	0.3	176～294
铅	1.8×10^{-3}	1	0.5	278～556
锌	6.3×10^{-3}	1.2	0.7	111～190
镍	2.1×10^{-3}	0.5	0.3	143～238
钴	1.2×10^{-3}	0.06	0.03	25～50
锡	1.8×10^{-4}	0.4	0.2	1.1×10^{3}～2.2×10^{3}
钨	8×10^{-5}	0.15	0.1	1.4×10^{3}～2.1×10^{3}
钼	6×10^{-5}	0.06	0.03	5×10^{2}～1×10^{3}
汞	9×10^{-7}	0.1	0.04	4.4×10^{4}～1.1×10^{5}
金	7.7×10^{-9}	5×10^{-4}	2×10^{-4}	2.7×10^{3}～6.7×10^{3}
银	5.5×10^{-8}	1.2×10^{-2}	5×10^{-3}	8.9×10^{2}～2.2×10^{3}
锑	2.2×10^{-5}	1.5	0.7	3.2×10^{4}～6.8×10^{4}

①根据鄢明才等，1996，表 4 中国东部上地壳化学丰度，《中国科学》（D 辑）27 卷。

②根据全国矿产储量委员会，1987，《矿产工业要求参考手册》。

三、关于热液矿床成因的概念

长期以来，热液矿床的成因一直与岩浆热液活动联系在一起，认为热液是岩浆结晶分异作用的结果。这一理论几乎主导了热液成矿学说达半个世纪之久。近年来，由于“层控、层状矿床”概念的兴起，多数地质学家提出了对热液矿床形成的多成因的看法，产生了侧分泌说、再生成矿说和卤水成矿说等等。当今，大多数人认为，热液矿床主要不是岩浆热液成因的。

季克俭（1980）提出“热液矿床三源成矿模式”概念。其基本要点为，热液矿床的形成必需具备 3 个条件，即矿源、水源和热源，三者缺一不可。

三源成矿模式的矿源主要来自四周的围岩，也就是围岩中原生分散的金属物质；水源，主要与地表、地下水的渗滤循环作用有关；热源，主要与岩浆岩的侵入活动和火山岩作用有关。

可以设想，炽热的岩浆向上侵入到地壳上覆围岩时，迅速向外释放热量，使周围岩石的温度急剧升高，压力也发生变化。温度和压力场的变化使围岩中地下水升温和产生对流。在对流过程中水的矿化度有所提高，溶解了围岩中的金属物质，并沿着围岩中的断裂系统移运。在运移过程中温度和压力逐渐降低，金属物质又从溶液中沉积析出。

H·H·萨弗昂诺夫等认为，花岗岩类岩浆的温度约为 800～1 000℃，而热液成矿的温度在 250～700℃。B·H·斯米尔诺夫认为，热液矿床沉淀发生在 100～400℃之间。

此外，在上部地壳基岩中，由于地温梯度增高，使得地下水增温并形成大气水-热液对

流系统。此种地下水流体的温度可接近300℃（R·W·哈森，1981）。因而，可以认为，地下深部含矿热水是普遍存在的。

据报道，60年代以来，在美国加利福尼亚打地热钻时，发现含高碱度的热卤水（300～360℃），并含铁、锰、锌、铜、铅、银等氯化物。当这种热卤水上升到钻管中温度降低时，就沉淀出了各种金属矿物。

又如，在里海，在含热卤水的钻管贮水池中也发现了金属沉淀物。在钻管中沉淀出的是自然铅和少量自然银。而在同水池中，当富含硫化氢的水与贫硫化物的金属卤水混合时，即沉淀出闪锌矿、黄铁矿和方铅矿。

地下热卤水，温度达300～400℃时，则溶解温度在300℃以下的金属矿物几乎全可溶解在热卤水中。因而部分低温金属矿床（如铅、锌、金、银、砷、锑、汞，可能还有铜）可在地下循环的高温热卤水中形成，而与火成岩无多大成因关系。人们已经发现，有些铅锌矿床、银矿床、金银矿床、金矿床、雄黄-雌黄矿床、锑矿床和汞矿床等在其矿区邻近外围及深部（500～1000m）未见有火成岩体。估计这些矿床是由地下循环的含矿热卤水形成的。

在地下深部循环的温度较高的热卤水能够溶解较多的金属元素，这一点已毫无疑问。当这种流体循环进入温度较低的环境，就容易使其所含的金属沉淀析出。

实际上，热液成矿过程，可看作为一种沉淀作用的过程。它应是：开始沉淀→大量沉淀→继续沉淀→沉淀终止。热液中的各种金属都有其相应的沉淀、或结晶温度。在未达到某个矿物的结晶温度时，它不沉淀，或只少量沉淀，达到沉淀、结晶温度时才开始大量沉淀，超过结晶温度时沉淀逐渐减少，最后，沉淀终止。由于各种矿物结晶温度不同，才造成了矿床中不同元素的矿物分带和矿床原生晕中不同元素的组分分带，以及同一种元素的浓度分带。

从观察矿床原生晕中元素组分分带可知，热液成矿作用过程中热液的移动及温度的变化是十分重要的。含矿热液的运移及温度逐渐降低是成矿成晕及造成晕中元素分带的主要原因。

四、矿床的矿石矿物分带及原生晕元素组分分带

矿床的矿物分带学说是由斯拍尔（Spurr）1907年提出的，并首次作了概括性论述。他认为，大多数热液矿床是岩浆期后分异的产物，并存在着矿物连续沉淀的垂直分带特征；当含矿溶液向上运移时，温度逐渐降低，逐渐完成了矿物结晶。其后，艾孟斯（1936）对矿床分带做了较完整的阐述。他指出：当富含盐类的溶液发生沉淀作用时，其沉淀具有一定的顺序，难溶的先沉淀。他设想，当含有大量矿物质的上升热液进入温度较冷的地段时，矿物沉淀的顺序与其溶解度顺序相反，也就是说，难溶的高温矿物先沉淀，并根据矿物溶解度高低，先后沉淀形成分带。艾孟斯提出的矿床矿物分带为：（从上至下）

1. 无矿带　玉髓-石英、重晶石、萤石，有的脉中含少量汞、锑或砷；

2. 汞带　辰砂矿床，一般有玉髓-白铁矿、重晶石-萤石脉；

3. 锑带　辉锑矿脉，往下常出现方铅矿-辉锑矿，其中有些矿脉含金；

4. 金银带　金银矿，生往有辉银矿和含各种砷锑的碲化物和硒化物，少量方铅矿、闪锌矿和黄铜矿；矿脉中含石英、冰长石、钠明矾石和方解石、菱镁矿及其它碳酸盐；

5. 无矿带　由含微量黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿的石英、碳酸盐组成；

6. 银带　辉银矿脉，含锑、砷的复杂银硫盐矿物，辉锑矿，少许毒砂、石英脉和黄铁矿；

7. 铅带　一般是含银的方铅矿脉，随深度增加闪锌矿增加，有少许黄铜矿、石英和碳酸盐；

8. 锌带　伴有方铅矿和黄铜矿的闪锌矿矿床；

9. 铜带　有黄铜矿出现，一般是含银的黝铜矿；

10. 铜带　黄铜矿脉，经常有黄铁矿、磁黄铁矿；

11. 金带　具有黄铁矿和经常有毒砂的石英碳酸盐矿脉，以及某些长石、电气石等脉石，碲化物不普遍，但有时可大量出现；

12. 砷带　含有黄铜矿的毒砂矿床；

13. 铋带　含有自然铋、石英、黄铁矿的辉铋矿矿床；

14. 钨带　含有毒砂、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿等的白钨矿、黑钨矿矿脉；

15. 锡带　含有石英、电气石、黄玉等的锡石矿脉；

16. 无矿带　含石英、长石、黄铁矿、碳酸盐及少量其它矿物的矿脉。

与矿床的矿石矿物分带一样，矿床原生晕具有相似的元素组分分带。这是因为，矿床原生晕是在矿石、矿物结晶沉积作用过程中与矿体同时形成的，因而矿床原生晕元素组分分带与矿床矿石矿物分带具有同一性。

H·H·奥勃钦尼科夫，A·A·别乌斯与C·B·格里戈良等（1975）研究了大量矿床原生晕之后指出，原生晕最重要的特点之一是它具有分带性（包括垂直和水平分带）。造成分带的原因主要是成矿溶液在运移过程中性质逐渐演变，各种矿物在不同条件下沉淀出来，从而造成了不同的矿物或金属组合。温度变化是矿物沉淀的条件之一，同时指出，对于成分不同的热液金属矿床，其原生晕元素分带序列在性质上是十分接近的。他们提出的热液矿床原生晕元素统一分带序列（从下至上）为：

W—Be—As—Sn—U—Mo—Co—Ni—Bi—Cu_1—Au—Sn_2—Zn—Pb—Ag—Cd—Cu_2—As_2—Sb—Hg—Ba—Sr

自60年代以来，作者一直注意对矿床元素原生分带的研究，并于1974年，提出了一个热液矿床原生晕元素垂直分带序列模型。以后，经过生产实践检验、修改和补充，最后获得了如图1所示的分带模型。从图1可得分带序列（从下至上）如下：

Cr—Ni(Co、Cu_1)—Ti—V—P—Nb—Be—Fe—Sn—W1—Zn_1—Ga—In—Mo—Re—Co_2(Au_1、As_1)—Bi—Cu_2—Ag—Zn_2—Cd—Pb—W_2—Au_2—As_2—Sb—Hg—Ba—Sr

可以看出，这一分带模型序列与上述奥勃钦尼科夫提出的分带序列基本一致。而与艾孟斯提出的矿床矿物分带也基本符合。这都表明了矿床矿物的原生分带与矿床原生晕元素分带具有同一性。

前文已提到，热液成矿过程实际上是个沉淀作用的过程。热液中各种金属矿物都具各自结晶温度，在未达到某个矿物的临界结晶温度时，它是不沉淀的或只是少量沉淀，在接近和达到了临界结晶温度时才开始大量沉淀，低于临界温度时，沉淀逐渐减少，最后沉淀终止。因而各种矿物的沉淀分带，表现为在中部最集中，两侧逐渐减少。由于各种矿物结晶温度不同，造成了矿床原生晕不同矿物的沉淀分带和同一矿物的浓度分带。实际观察往

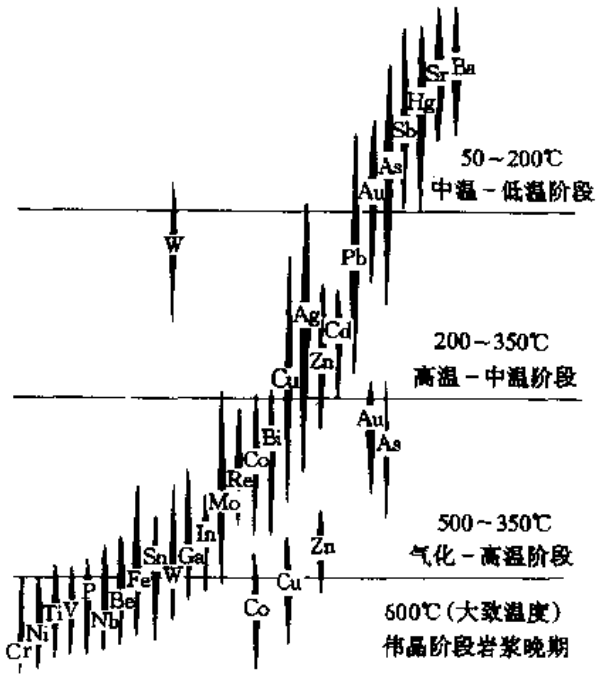


图 1　热液矿床原生晕元素垂直分带模式示意图

往可发现，热液金属矿脉（床）绝大多数，其上方和尾部品位较低，而中、下部品位较高。同时还发现在多数铜矿体（床）中，其中，上部含 Pb、Zn、Ag 高，而中下部含 Mo 高。这种铜矿体（床）中，下部铜富集，而矿体（床）前上部和尾部铜含量逐渐减低，反映了铜矿物沉淀时的浓度分带；而铜矿体（床）中、上部 Pb、Zn、Ag 含量偏高，中、下部 Mo 含量增高，反映了铜矿体沉淀时伴生矿物或元素的沉淀分带。

矿物的沉淀与其结晶温度有关。有资料表明，锡石只在温度为 250～300℃时的条件下形成。同样，温度高于 250℃时，不可能从任何成分的溶液中形成辰砂（B・A・巴尔苏科夫，1982）。

热液矿床的元素的分带序列具有概率分布的特点。每个元素在序列中的位置有一个置信区间。不同类型矿床元素分带序列可能会有变化，但变化的范围不会太大，只在一定的置信区间内上下变动。比如，在有的矿床中 Ag 可能会出现在 Pb、Zn 的前上方；Pb、Zn 有时会出现在 Cu 的下部，Bi 可能会出现在 Cu 的前上方，等等。此外，有些元素（如 As、W、Mo、Au、Zn 等）反映出有两次以上的沉淀温度等。

近年来发现 Mo、W 两元素在低温时也有出现，尤其在低温热液矿床中与金伴生时，但不是所有的低温热液金矿床都伴生 Mo 和 W。

第二章　工 作 方 法

一、采　　样

热液矿床的形成，是含矿热液沿岩石裂隙通道运移、沉淀的结果。含矿热液在有利的构造、岩性环境中沉淀成矿的同时，残余热液继续沿裂隙流渗、扩散，在围岩中形成了矿体（床）四周的原生晕。这种矿体（床）四周的原生晕称之为渗滤晕。渗滤晕受裂隙控制，晕中元素向上流渗扩散的距离可达数百米乃至千米以上。因而，热液矿床岩石测量工作的采样，应注意采集裂隙充填物质的样品。

R. W. Boyle (1982) 提出，在普查和圈定隐伏矿化时，渗滤晕是特别重要的，并强调指出，分析研究形成渗滤晕的物质并不过分。应注意在所有剪切带、裂隙扭曲带和蚀变带上采样，分析拟找的盲矿床的成矿元素及其伴生（指示）元素。Boyle 认为，只有这样做，才能观察到岩石中的原生分散模式。

G. J. S. Govett (1983) 在评述岩石测量方法时曾指出：在岩石测量工作中，所采的样品应是岩脉物质、裂隙充填物和似碧玉岩，而不是采取围岩岩块，因为这类物质是代表着矿化事件的“通道”系统。这种采样方法显然是符合逻辑的和有成效的。

W. Crone, L. T. Larson, R. H. Carpenter, T. T. Chao 和 R. T. Sanzolone (1984) 在美国内华达州平桑矿区和普富布尔金矿区作了“裂隙敷膜”(Fracture Coating) 和岩石碎片样品的对比研究。获得的结果表明，金矿床上方围岩“裂隙敷膜”样品中 Au、Ag、Hg、Sb 的平均含量要比围岩碎片高出几倍至几十倍。

其实，早在 70 年代初谢学锦和邵跃等 (1972) 在安徽铜陵地区的宝山陶矿区就已对围岩岩块和裂隙充填物样品中的金属含量进行过对比研究工作。结果发现，岩块样品中 Cu、Pb、Zn、Ag、Mo 的含量很低，而相应的裂隙充填物样品中 Cu、Pb、Zn、Ag、Mo 含量却很高（当时仅分析了这 5 种元素），可高出岩块样品的几十倍乃至百倍以上。此次试验，根据裂隙充填物样品中发现的异常的推断解释，导致了宝山陶热液铜矿床（盲矿）的发现。详情可参阅后文的找矿实例（一）。

热液矿床产出部位的围岩中裂隙很发育。这在坑道中一般都可以看到：矿体产出的部位围岩中裂隙十分发育，而远离矿体裂隙逐渐减少。

裂隙有成矿前的和成矿后的，不是所有的裂隙充填物均与矿化有关。野外采样时，也无法确认与矿化有关的裂隙，但只要我们在采样时注意去搜索和观察，尽量采集各种裂隙充填物，则发现异常的机率就大。

化探主要是靠发现异常来找矿的。异常不是随处存在的，只能与矿化事件有关联的矿物质才具有与矿化有关的异常。因而，有目的地采样，采那些与矿化事件有关的物质的样品，十分重要。

实践表明，在进行岩石测量时，注意采集裂隙充填物质是十分重要的。这种取样方法，

要求尽量采集裂隙充填物，如硅质细脉、断层泥或细粒物，褐铁矿化物质、岩脉和似碧玉岩等。要求采样人员在每一个采样单元内搜索、观察并详细记录地层、岩性、构造裂隙、裂隙充填物和矿化蚀变等地质现象。

二、测网选择

经我们多年来试验研究的结果，认为岩石测量宜采用方格网（比如，250m×250m、200m×200m 和 100m×100m）或长方格为一采样单元。若采用长方格网，其长、宽比不宜超过 2∶1。要求在每一个采样单元内，随机、较均匀地在 8～10 处的位置上按上述要求，认真采集样品，然后将其组合成一个样品供分析用，总质量约 500g 左右。

化探采样的密度一般都应根据地质找矿任务来决定。不同的地质找矿任务采用相应的比例尺测网。例如，1∶25 000 比例尺测量的线、点距离一般为 250m×50m，每平方公里采 80 件样；1∶10 000 比例尺测量的线、点距为 100m×20m，每平方公里采样 500 件。我们历来都是用这种规范化的方法布置化探野外采样工作的。

但近年来，我们在研究岩石测量方法的找矿实践中发现，按上述规范方法来布置化探普—详查（矿区化探）工作，特别是大比例尺的矿区工作中，有许多不足之处。

1. 不经济　矿区化探的面积性测量工作，其面积一般总要在 10～20km² 左右，有时可能更大，才能取得比较完整的结果。本文后面例举的原生晕找矿实例中，有的地区工作的面积达 50km²。这样大的面积，若用 1∶25 000 比例尺测网布置工作，则需采样品 4 000 件。这样做，既不经济，也不尽合理。在当前分析费用相当昂贵的情况下，更难以承受。

2. 代表性差　沿测线采样，要求采样人员只需在样点附近采样，采单样（即在一个点上采样）。热液矿床岩石测量则要求注意去采集裂隙充填物，样点附近不一定刚好有裂隙存在，因而要求采样人员必须在一定范围内注意搜索和观察，才有可能采到裂隙充填物的样品。此外，同时要求不要局限在一个点上采样，应随机分散地在所规定的单元网格内，分别在多处（8～10 处）采取裂隙充填物样，组合成一个分析样。实践证明这种组合的样品代表性比一个点上的单一样品效果好得多。

3. 测网效应　按比例尺布置测网，其线、点距的关系为 5∶1。这种由于测网效应往往会使异常被拉长，有时甚至会改变异常态式，给成果的解释带来一定困难。

按我们提出的方格网或长方格网为一采样单元的作法，并在每个采样单元内，随机分散地在 8～10 处采集裂隙充填物，组合成一件分析样，既可保证样品的代表性，有利于提高工作质量和效率，节约费用，更可消除测网效应，提高成果的解释效果。详细情况，可参阅后文找矿实例二和三。

工作的比例尺与所采样品的数量有直接的关系。工作的比例尺越大，每平方公里面积内所采样品数就越多。已往化探详查所做的面积很少超过 5km²，少者只有 1～2km²。究其原因，主要是分析费用高的问题。事实上，这样小的工作面积是很难获得一个有意义的矿区地球化学异常的全貌。这样的资料，由于面积小、异常不全，无法作为找矿评价的依据。矿区化探的工作面积至少应在 10km² 以上。

网格化采样，可以根据工作的面积考虑拟采用的方格网。比如，工作的面积为 20～50km²，则可用 250m×250m 方格网，其样品数约为 320～800 件；如果工作的面积为 10～

103214

20km²，则可用 200m×200m 方格网，其样品数约为 250～500。最小不要小于 100m×100m 的方格网。因为这套采样方法，是在一块较小的面积（250m×250m 或 200m×200m）内较均匀分散地在 8～10 处的位置上有目的的采样所形成的组合样。这种样品对这一小块面积可以具有较好的代表性。所以，采用方格网或长方格网的组合样方法，在原生晕工作中，已无可非议，成为一项势在必行的技术改革。

三、异 常 圈 定

（一）异常下限与浓度分级

矿区化探工作中的背景值与异常下限的概念，与区域化探是有所不同的。矿区化探的工作，一般是在区域化探圈定的异常带上或异常区内作进一步的找矿评价，范围较小。矿区化探的所谓“背景”是相对异常而言，与区域的背景值不能等同。

在悉尼国际化探会议上（1976），曾对异常下限作过讨论。一致认为：异常下限是地球化学工作者根据某种分析测试结果对样品所取定的一个数值，据此可以圈定能够识别出与矿化有关的异常。并对异常下限提出了一个笼统的定义：凡能够划分出异常和非异常数据的数值即为异常下限。因而，对矿区化探来说，异常下限不应理解为背景上限。

大量实践表明，矿床原生晕异常含量与矿体品位之间存在着一定的函数关系。通常，原生晕中成矿元素的异常含量凡能达到矿石边界品位 1/10 以上时，在异常范围内经仔细检查均能发现与该元素有关的矿化（原生的或次生的）。因而，元素异常的这一含量显得十分重要。因之，作者认为可以把这一含量确定为各元素异常的内带含量。

内带异常，是异常中含量比较高的地段。内带异常含量虽不是矿石品位，但矿体一般应出现在内带异常内。发现了内带异常，就能较容易地找到矿。

岩石测量的异常浓度分级，一般是以内、中、外带三级含量来划分和圈定异常的。但对如何确定各元素的内、中、外带三级含量的量值，却没有一个统一的规定。实际上，这个内、中、外带三级异常含量是有其内涵的。

以往，以岩石测量结果圈定异常，都是从低含量往高含量圈定。首先确定异常下限，然后根据异常下限的倍数向上圈异常，一般选 2 或 3 倍，也有高达 4 倍的，圈得比较乱。同样都分内、中、外三带，但对每个地区、每次工作，三个带的数值都定得不一样，彼此间无法对比。笔者（1984）提出以各元素的工业边界品位为基准，以下推一个含量级次作为该元素的最高异常值，并以大于最高异常值者为内带含量，然后，依次以其含量的 1/2 定为亚内带、中带和外带、亚外带 5 个级次（见表 3）。

从找矿角度考虑，表 3 所列出的部分常见元素内、中、外带的异常含量的分级，可用来研究如何从多元素组合晕中确定出成矿元素及伴生元素。从化探异常中确定出成矿元素及其伴生元素，对找矿评价十分重要。多年来实践的经验表明：

1. 凡出现内带浓度异常的地段，经地表检查，一般均能发现与该元素有关的矿化；在内带异常内，一般均能发现具工业品位的矿化（体）存在。

例如在 $w(Cu)>400\times10^{-6}$，$w(Mo)>40\times10^{-6}$，$w(Sn)>100\times10^{-6}$，$w(Au)>200\times10^{-9}$ 和 $w(Ag)>5\times10^{-6}$ 的内带异常中，经仔细检查，均可在围岩中发现较好的铜矿化、辉钼矿化、锡矿化和够品位的金、银矿脉。因而，正确确定各元素的内带异常含量就显得十

表 3　矿床原生晕元素异常浓度分级 $w_B/10^{-6}$①

元素	中国东部上地壳元素丰度②	内　带	亚内带	中　带	外　带	亚外带
Mn	600	>10 000	10 000～5 000	5 000～2 500	2 500～1 250	
Cu	17	>400	400～200	200～100	100～50	50～25
Pb	18	>500	500～250	250～125	125～60	60～30
Zn	63	>1 000	1 000～500	500～250	250～125	125～60
Ni	21	>400	400～200	200～100	100～50	
Co	12	>60	60～30	30～15	15～8	
W	0.7	>100	100～50	50～25	25～12	12～6
Sn	1.8	>100	100～50	20～10	25～12	12～6
Mo	0.6	>40	40～20	20～10	10～5	5～3
Bi	0.16	>100	100～50	50～25	25～12	12～6
Hg	0.009	>40	40～20	20～10	10～5	5～2.5
Sb	0.22	>400	400～200	200～100	100～50	50～25
Au	0.000 8	>0.1	0.1～0.05	0.05～0.025	0.025～0.012	0.012～0.006
Ag	0.056	>5	5～2.5	2.5～1.2	1.2～0.6	0.6～0.3
Be	1.9	>50	50～25	25～12	12～6	6～3
P	600	>2 000	2 000～1 000	1 000～500	500～250	
As	2.8	>2 000	2 000～1 000	1 000～500	500～250	250～125
B	16	>1 000	100～500	500～250	250～125	
Ba	640	>10 000	10 000～5 000	5 000～2 500	2 500～1 250	1 250～600
F	480	>4 000	4 000～2 000	2 000～1 000	1 000～500	

注：表中有些元素，如 Ni、Co 在超基性岩中含量较高，异常评价要注意由地层引起的某些元素的高含量带，这种高含量带不是异常。As、Sb、Bi、Hg 等作为伴生元素的异常，有时含量可能还会低一些。工作者可根据具体情况灵活掌握。

①$w_B/10^{-6}$的概念详见本书后附录 10。

②根据鄢明才等，1996，中国东部地壳化学元素组成。

分重要。

2. 由于对各元素的工业品位要求不一样，故各元素异常的内带含量也应该各自不一样，但从其所代表的强度意义上来说应是相当的。比如，w（Cu）为（400～200）$\times10^{-6}$，w（Mo）为（40～20）$\times10^{-6}$，w（Ag）为（5～2.5）$\times10^{-6}$，w（Sn）为（100～50）$\times10^{-6}$和 w（Au）为（100～50）$\times10^{-6}$，其异常强度都是亚内带级的异常，可以对比，其找矿的指示作用是一样的。

3. 在一个化探多元素组合晕中（综合异常），凡出现亚内带以上含量的元素，均可视为成矿元素的异常，是找矿的对象。其它，仅出现中带以下含量的元素，一般可视为伴生元素的异常。

成矿作用过程，除形成具经济意义的矿石外，还伴生一些经济意义不大和（或）无经济意义的伴生矿物。成矿元素在矿液中应是大量的、丰富的，而伴生元素则相对少得多。这

种关系，同样会反映在原生晕中，成矿元素的原生晕强、大，伴生元素的原生晕弱、小。

4. 表上各元素的外带含量的下限，大体上相当于矿区化探的异常下限；亚外带含量一般可视为矿区背景。

（二）异常圈定

可以根据表 3 中各元素的内带含量从高至低，从内向外逐级圈定出亚内带、中带、外带和亚外带五级异常含量。一般圈至外带即可，亚外带可以不圈。表中未列入的元素可根据以元素的工业边界品位为基础的原则自行确定。

有些元素，如 Hg、As、Sb、Bi 等的地表克拉克值很低，如将它们作为伴生元素考虑时，异常含量还可适当放低一些，可仍按 1/2 下推。但若作为成矿元素找辰砂和雄黄-雌黄矿时，则至少要达到亚内带以上的异常含量。此外，如 Ni、Co 元素在超基性岩中含量较高，此种由地层岩性引起的元素的高含量带，不是异常，圈异常时应予注意。

四、元素分带序列的确定及计算

原生晕元素分带性研究通常是在已知或半已知矿区进行。对勘探剖面上的钻孔进行岩心采样研究原生晕剖面上的元素分带性，即研究原生晕中异常元素的前后和（或）其上下关系。这种分带性，一般从钻孔原生晕剖面上观察，即可大致看出，其分带关系有时相当明显。计算的方法是格里戈良（1975）提出的。但必须注意，计算的方法只是补充观察之不足。我们发现，使用计算方法因使用人对计算方法的理解、技术熟练程度的不同，分段和取数的正确与否，其结果出入很大。

格里戈良是以计算每个元素的分带性指数来确定原生晕中各元素的分带序列。方法是：

1. 确定各异常元素的标准化系数 k_H

2. 然后以公式

$$\Pi_{3_x} = \frac{P_{l_x}}{\sum_{i=1}^{n} P_{l_i}} \tag{1}$$

来计算各元素的分带指数。式中：Π_{3_x}——某中段上某元素的分带指数；P_{l_x}—— 为该中段上某元素标准化含量的数值；$\sum_{i=1}^{n} P_{l_i}$ ——该中段上所有元素标准化含量的总和。

选择进行原生晕研究的剖面最好选择矿体较长，钻孔较多的剖面。将被研究的原生晕剖面从地表开始划分为几段，最好 4 段以上，最少不少于 3 段。如表 4，计算出各段元素的含量平均值或米百分率。找出各元素的最大含量值，以其中最大的一个数值作为 $k_H=1$，其它元素的标准化系数可根据它们含量的最大值与作为标准化系数值的量级相差的倍数来确定。例如表 4。

由表 4 可看出原生晕中元素异常线金属量最高的为 Pb（Pb 的线金属量最大值为 8.1/(m·%)），因而可以将 Pb 的最大值 8.1 作为标准化系数 $k_H=1$；Cu 的最大值为 1.2 与 Pb 属同一数量级，故 Cu 的 k_H 也为 1；Mo 的线金属量最大值为 0.02 比 Pb 含量的数值低 100 倍，故 Mo 的 k_H 值为 100；As 最大值 0.148，比 Pb 含量的数值低 10 倍，故 As 的 $k_H=10$，……，以下类推。

表 4　剖面原生晕线金属量及分带指数

中段	Pb_1	Cu_1	Mo_{100}	As_{10}	Sb_{10}	Bi_{10}	$\sum$
地表	1.51 (0.15)	0.96 (0.096)	0.000 77 (0.01)	0.148 (0.14)	0.574 (0.55)	0.061 (0.06)	10.377
Ⅰ	8.1 (0.77)	0.75 (0.07)	0.007 4 (0.07)	0.005 6 (0.01)	0.056 (0.05)	0.028 (0.03)	10.486
Ⅱ	1.3 (0.15)	1.2 (0.14)	0.018 (0.21)	0.036 (0.04)	0.184 (0.21)	0.211 (0.25)	8.61
Ⅲ	0.13 (0.02)	0.67 (0.11)	0.02 (0.32)	0.04 (0.06)	0.139 (0.22)	0.177 (0.28)	6.36

注：表中中段各元素右下方的数值为其标准化系数 k_{Ri} 值。() 外数值为米百分率。() 内数值为根据公式 (1) 计算的各元素的分带指数。

表中括弧内的数值为根据公式 (1) 计算得出的分带指数值：As 和 Sb 两元素在地表指数最高，表明这两个元素应位于矿带的最上部 (前缘)；Pb 在 Ⅰ 中段指数最高；Cu 在 Ⅱ 中段数值最高；Bi 和 Mo 在 Ⅲ 中段指数最高。因而，其从上至下各元素的分带序列应为：

(As、Sb) —Pb—Cu— (Bi、Mo)

上述 (As、Sb) 和 (Bi、Mo) 是两个以上元素的最高分带指数出现在同一个中段。这样，究竟哪个元素应该靠前，哪个元素应靠后，格里戈良以如下公式来计算确定。

$$G=\sum_{1}^{n}\frac{D_{max}}{D_i} \tag{2}$$

式中：G——为变化指数；D_{max}——为元素分带指数的最大值；D_i——为该元素在 i 段中的分带指数；n——为中段数。

例如，表 5 中，As、Sb、Bi、Mo 各元素的分带指数的计算，可用表 4 中的各该元素的相应值；用公式 (2) 来计算得出。

表 5　As、Sb、Bi、Mo 元素的分带指数

元　素	地　表	Ⅰ (中段)	Ⅱ (中段)	Ⅲ (中段)
As	0.148	0.005 6	0.036	0.04
Sb	0.574	0.056	0.184	0.139
Bi	0.06	0.03	0.25	0.28
Mo	0.01	0.07	0.21	0.32

$$G_{As}=\frac{0.148}{0.0056}+\frac{0.148}{0.036}+\frac{0.148}{0.04}=34.24$$

$$G_{Sb}=\frac{0.574}{0.056}+\frac{0.574}{0.184}+\frac{0.574}{0.139}=17.5$$

根据 $G_{As}>G_{Sb}$，可在分带序列中将 As 排在 Sb 的前面 (上部)。

对于元素最大分带指数值出现在地表以下中段时，可用梯度差 (G_1-G_2) 来确定分带位置。G_1 为最大值向上的梯度，G_2 为最大值向下的梯度。例如：

$$G_{1Mo}=\frac{0.32}{0.21}+\frac{0.32}{0.07}+\frac{0.32}{0.01}=38.09$$

由于 Mo 在Ⅱ中段分带指数最大，但Ⅱ中段是最下面的一个中段，故 G_{2Mo}不存在。

$$G_{1Bi}=\frac{0.28}{0.25}+\frac{0.28}{0.03}+\frac{0.28}{0.06}=15.12$$

Bi 与 Mo 一样，在第Ⅱ中段分带指数也是最大，故 G_{2Bi}也不存在。

由于 G_{1Mo}比 G_{1Bi}的数值大，故可将 Mo 排在 Bi 的前面。这样，该异常中元素的分带序列应为：As—Sb—Pb—Cu—Mo—Bi。

在实际工作中，只要做前一部分即公式（1）的计算就可以了，后一部分公式（2）的计算可以不做。因为研究分带序列时，能确定出：

（As、Sb）—Pb—Cu—（Bi、Mo）

已足够了。它和 As—Sb—Pb—Cu—Mo—Bi 的指示意义是一样的，（As、Sb）都是 Cu 矿化的前缘元素，（Bi、Mo）都是 Cu 矿化的尾部元素。没有必要进一步去确定 As 和 Sb 及 Bi 和 Mo 究竟谁在前、谁在后，因为它们谁在前，谁在后，是没有实际意义的。此外，在这个例子中，将原生晕划分为 4 段（包括地表）。而 Bi 和 Mo 同时在Ⅱ段（最后 1 段）中分带指数最高。如果下面还有一段，或者将原来分为 4 段的分成 5 段，则很可能 Mo 在第 5 段中含量最高，则其分带序列可能会是（As、Sb）—Pb—Cu—Bi—Mo。

所以，分带序列的计算结果与分段有很大关系。

需要强调，不是所有分析的元素都可参与分带序列的研究和计算。我们强调的是研究原生晕中异常元素的分带关系，不是异常元素不参与计算。故参与计算的必须是异常含量。经验表明，一般具有亚外带含量以上的异常元素参与计算均能取得良好结果。但对 As、Sb、Bi、Hg 的含量可适当放低一些。

五、组 合 晕

一个多元素的地球化学晕，将其中具有指示意义的元素的含量以某种方式组合，能圈出更为清晰的异常。组合晕的规模和强度比单元素异常要大得多。组合晕是用来强化和识别异常的一种手段。

组合晕有两种：一为累加晕；二为累乘晕。累加晕必须将元素含量经标准化后再相加，然后编制图件。累乘晕则只须将元素含量相乘即可。累乘晕是一种常用方法。人们常用两组累乘晕（前缘元素的累乘晕和尾部元素的累乘晕）的比值来研究矿化剥蚀的水平。

六、衬值晕（异常值/背景平均值）

在矿区化探工作中，有时会遇到这种情况，在一个很小范围内，出露的岩石有很大变化，同时出现火成岩、沉积岩和各种蚀变岩石。由于各种岩石的原始背景差别较大，此时，岩石测量结果就不宜使用统一的异常下限圈定异常。因为，一般来说，火成岩和蚀变岩石中的元素背景要比灰岩或大理岩中的高得多。使用统一异常下限，由于受火成岩和蚀变岩石中高背景的影响，异常下限可能会定得偏高，这样就会漏掉大理岩中的“弱异常”。采用衬值圈定异常可更确切地反映出不同背景岩石中的地球化学异常特征。

例如：1966 年，我们在铜陵狮子山地区用原生晕方法找盲矿时，就遇到过上述情况。

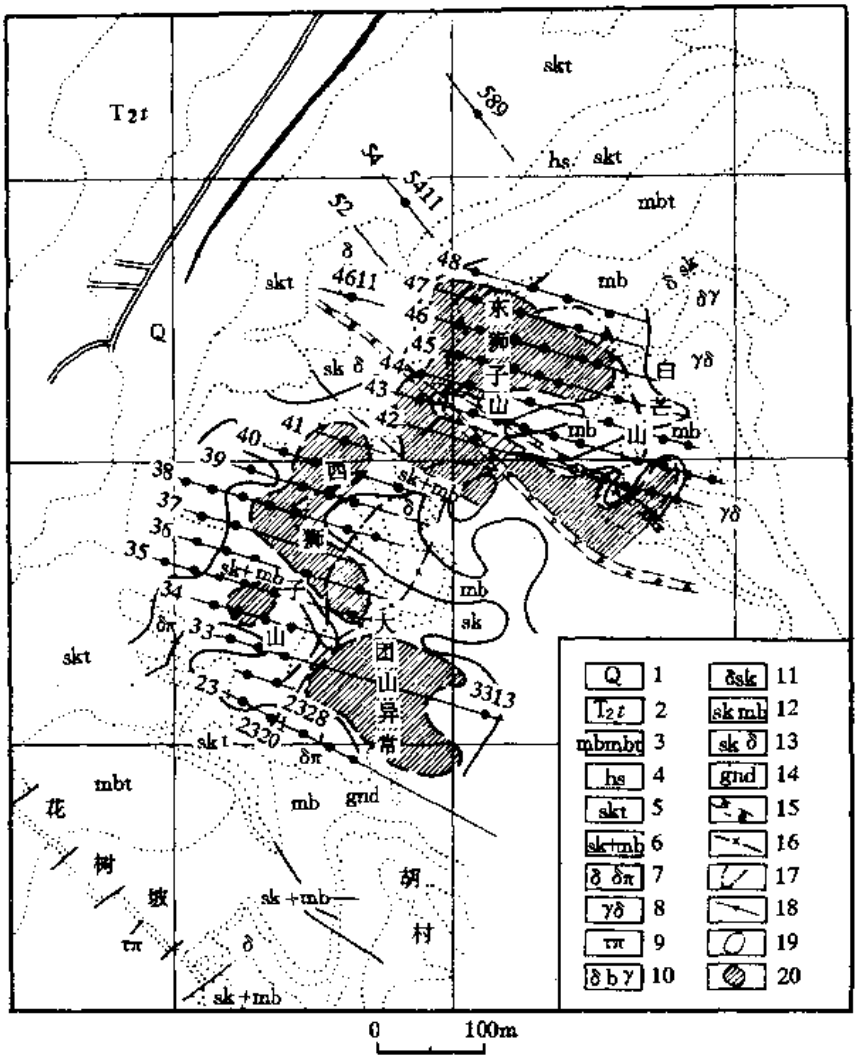


图 2　东西狮子山及大团山矿床地表岩石测量铜衬值异常图

1—第四系浮土；2—三叠系下统塔山组；3—大理岩及条带状大理岩；4—角岩；5—条带状夕卡岩；6—夕卡岩与大理岩互层；7—闪长岩及闪长斑岩；8—辉石闪长岩；9—粗面斑岩；10—角砾状含辉石闪长岩；11—夕卡岩化闪长岩；12—块状夕卡岩；13—内夕卡岩；14—铁帽；15—破碎带；16—矿床大致分界线；17—矿床范围；18—钻孔及其编号；19—铜异常衬值＝（1～2）$\times10^{-6}$；20—铜异常>2

铜陵狮子山地区（图 2），在很小范围内（1～2km^2）赋存有 3 个相互毗邻的中型铜矿床（即东狮子山矿床、西狮子山矿床和大团山矿床）。当时，东、西狮子山为已知矿床，大团山还是个未知区。地质上推测大团山地区深部可能有盲矿，但证据不足。开展的面积性岩石测量结果，除在东、西狮子山已知矿床地表出现有较强的 Cu 异常外，在西狮子山东边的大团山地段也出现了强度较弱的 Cu 异常。东西狮子山地表出露岩石主要为各类夕卡岩、闪长岩和闪长斑岩脉。这些岩石铜背景含量较高（约 100×10^{-6}），以 Cu 200×10^{-6}为异常下限圈定的异常可清晰地将隐伏矿床包裹在异常范围内，其中最高异常值可达 $1\,000\times10^{-6}$以上。大团山地表出露为三叠系上部大理岩。大团山与西狮子山矿床之间仅为一条粗面斑岩岩墙所隔。大理岩中铜背景约 3×10^{-6}，而地表岩石中 Cu 异常含量（5～300）$\times10^{-6}$，比

东、西狮子山地段岩石中的Cu含量低得多。此时，按常规，若采用统一的Cu 200×10^{-6}异常下限圈定异常，则势必会漏掉大理岩中Cu 200×10^{-6}以下的大片“弱异常”。这样，所剩下的Cu 200×10^{-6}以上的异常范围就很小了。为了更好地反映出本区3个紧邻矿床地表岩石中的地球化学异常模式，经研究，采用了异常衬值来圈定异常。即，在东、西狮子山地段以（异常值/200×10^{-6}）和大团山地段以（异常值/5×10^{-6}），求得衬值，然后以其衬值的1、2和3倍来圈定异常（见图2）。从图上看出，用衬值圈定的异常，大团山地表的Cu异常无论从异常规模和强度，都可与东、西狮子山已知矿床上的Cu异常相对比。因而推测，大团山地表大理岩中的Cu异常可能反映其深部有盲矿化存在，估计其埋深可能较大。

1970年后，地质队在大团山地区开展普查勘探，结果在三叠系底部小凉亭组层位中打到了规模较大的似层状铜矿体，并在小凉亭组上部大理岩与火成岩脉的接触带部位打到了一组夕卡岩型脉状矿体。

此后，我们选择大团山23线和33线两条勘探剖面作了钻孔中原生晕研究，见图3。从图上可以看出，整个剖面上大理岩都受到了铜矿化的影响，近地表Cu（5～20）$\times10^{-6}$的异常范围较大；Ag异常主要靠近接触带部位；Mo异常未达地表。

尽管大团山主要铜矿体埋藏较深（400m以下），但在其上部层位中，在靠近接触带的部位上赋存有一组脉状矿体，埋藏在100～300m。这样，使得浅部矿化和深部矿化的异常

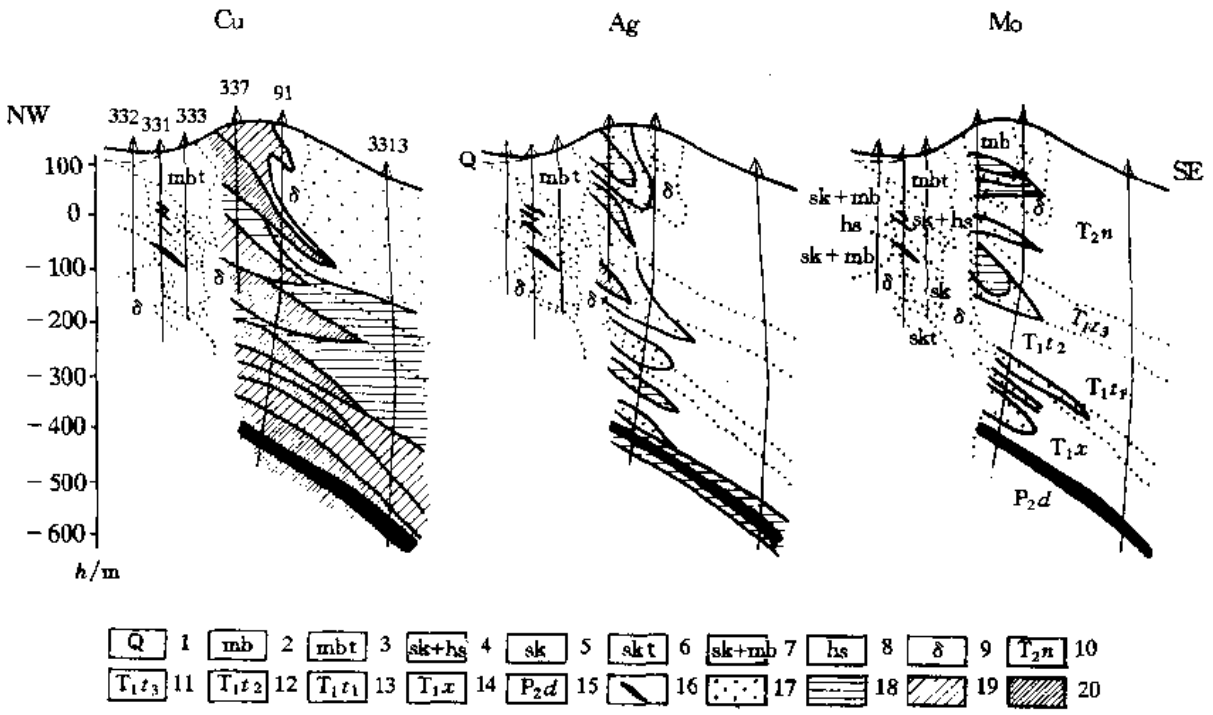


图3　大团山第33勘探线地球化学剖面图

1—第四系；2—大理岩；3—条带状大理岩；4—夕卡岩夹角岩；5—夕卡岩；6—条带状夕卡岩；7—夕卡岩夹大理岩；8—角岩；9—闪长岩；10—南陵湖组大理岩；11—塔山三组；12—塔山二组；13—塔山一组；14—小凉亭组；15—大隆组；16—铜矿体；17—Cu异常 w（Cu）为（5～20）$\times10^{-6}$，w（Au）为（0.5～2）$\times10^{-6}$，w（Mo）为（5～20）$\times10^{-6}$；18—w（Cu）为（20～80）$\times10^{-6}$，w（Ag）为（2～8）$\times10^{-6}$，w（Mo）为（20～80）$\times10^{-6}$；19—w（Cu）为（80～320）$\times10^{-6}$；20—w（Cu）$>320\times10^{-6}$，w（Ag）$>8\times10^{-6}$，w（Mo）$>80\times10^{-6}$

连成一片，这就使得有可能根据地表原生晕来寻找深部盲矿体。因之，推测浅部脉状矿体与深部主矿体有成因上的联系。最终的勘探结果表明，在大团山衬值异常范围内的钻孔基本上均见矿。

第三章　异常评价及其推断解释

矿区化探的异常评价，是要对所获得的地球化学异常通过观察、对比、分析，并进行逻辑推理，做出地质解释。这是勘查地球化学工作中最重要的最关键的环节。

勘查的成功，除了要发现较好的异常外，更主要的，取决于对异常内涵的认识，即通过对异常中所包含的各种地质的、地球化学的信息的认识，进而，作出最接近客观实际的推断解释。

如何认识反映异常内涵的各种地质-地球化学信息，主要是靠对异常的观察，靠“看”和进行推理分析。

有人看是“看”了，他“看”到的只是一些表皮现象，没有看到异常所反映的内涵（地质-地球化学信息的实质），即对异常没有深一层的认识和理解。这就是缺乏分析和深入解释的原因。

一次成功的勘查，必定是经过认真观察、分析和逻辑推理，并作出比较符合实际推断解释的结果。

一、异常评价的一般准则

（一）区分出成矿元素的异常

评价异常时很重要的一步是从组合晕中区分出成矿元素和伴生元素的异常。

一般地说，一个具有经济价值的热液矿床，总会伴随着一定规模的矿床原生晕。晕的规模与矿床（体）的规模成正比，晕比矿体（床）的规模大得多。含矿热液是多组分的，但能形成矿体（床）的成矿元素在热液中总是极大丰富的。因而，其所形成的异常强度高、范围大。而伴生元素由于其在热液中的原始浓度比成矿元素低、不太丰富，故其形成的异常一般较弱，范围也较小。

实践表明，原生晕中，凡达到表3中亚内带以上含量的，均可视为成矿元素的异常。成矿元素的异常可以是一个，有时是多个。成矿元素的异常往往是指示要找的矿种，是找矿的对象。

（二）异常规模

成矿元素的异常一般规模较大，异常形态规整，浓度较高、浓度梯度变化较好，浓集中心明显。经验表明，一个具有一定规模的矿床其成矿元素异常（亚内带以上含量）的面积至少在0.2km^{2}以上。

（三）运用原生晕统一分带序列对成矿元素异常的含矿性作出评价

成矿元素确定后，可观察伴生元素的异常。即分析伴生元素的异常是属于成矿元素上部（前缘）的那套元素还是成矿元素下部（尾部）的那套元素。如果出现的伴生元素的异常主要是成矿元素上部的那套元素，而下部元素的异常不发育，仅出现外带以下含量时，则

可视为盲矿的异常。此时，地表如能见到矿化，则盲矿体埋深不会很大。如果出现的伴生元素异常主要是成矿元素下部的那套元素，而成矿元素的异常浓度很高，出现了大片内带以上含量的异常，同时伴生的下部元素的异常含量也较高（中带—亚内带），并与成矿元素的异常套合较好，则预示矿带已遭受剥蚀，地表应该有矿体出露。

（四）水平分带与矿床位置

异常出现水平分带，不论是环状分带还是侧向分带，都是矿化遭受剥蚀的表现。矿体主要产在各异常相互套合的部位。几种元素异常相互套合的部位最利于找矿，是找矿的最佳位置。

二、元素共生组合关系

有些元素在一定条件下具有共生组合的特性。元素的这种重要地球化学共生关系，对异常评价十分重要。研究和利用共生关系中的某一或某几个成员的存在，预测其它成员的存在，这对异常解释推断和找矿预测，是十分有用的参考依据。本文第六章列举的实例三，就是利用元素共生关系预测评价苏南七子山地区存在找寻锡矿远景的一个例子。

下文列举几个常见的元素共生关系：

—W、Sn、Mo、F、Nb、Ta 等元素（异常）共生产出，往往与含铌-钽和锡、钨矿化的碱质花岗岩有关。有时还伴有 Zr、P、Ti、Zn 等元素。这是寻找锡、钨和铌-钽矿的指示。

—Cu、Mo、Au、Re 等元素（异常）共生与斑岩铜-钼矿化有关。有时，还伴有 Pb、Zn、Ag、Ti、W 等元素，是寻找斑岩金-铜-钼矿床的指示。

—Hg、As、Sb、Se、Au 等元素（异常）共生与浅成低温热液矿化作用有关，是找寻汞矿、锑矿、雄雌黄矿和金矿床的重要指示。

—Mg、Fe、Cr、Ni、Co、Cu 等元素共生，并伴有 B，与超镁铁的超基性岩密切有关，是找寻铬铁矿、铜-镍-钴矿的重要指示。

—Ti、Mn 与贱金属共生（有时 V 含量也较高），一般是沉积类型矿床的标志。（如，沉积赤铁矿床，沉积菱铁矿床，砂岩铜矿，沉积铅-锌矿床等）

—Li、Be、B、P 等元素（异常）共生与含稀土、稀有矿化有关，和含磷灰石的伟晶岩脉有关。

—Cu、Pb、Zn、Ag、Mo 等异常共生，一般与中温和中—高温热液矿化作用有关，是寻找热液贱金属矿化的标志。

关于锌（Zn）元素。锌有高温闪锌矿和低温闪锌矿。高温闪锌矿含 Fe，常与磁铁矿共生，含 Cd 低，w（Zn）/w（Cd）比值大（>500）；低温闪锌矿常与 Cu、Pb 共生，是中温—中低温多金属热液矿化的主要成矿元素之一，含 Cd 高，w（Zn）/w（Cd）比值小（<100）。因而，当在综合异常中仅有 Zn 异常单独存在，无 Cu、Pb 异常相伴时，则可能是反映了高温阶段的闪锌矿。而硫化物多金属热液矿化作用的特点是具有 Cu、Pb、Zn3 个元素异常共生产出的特点。

在地球化学勘查工作中，如何正确确定要研究的指示元素，可根据元素的共生关系来决定。一般有共生关系的元素均可作为找矿指示元素。

此外，当主要成矿元素不能有效地作为指示元素应用时，可运用探途元素作为成矿的

标志。但有个准则：探途元素必须与矿化具有特定的共生关系，必须是矿石矿物中的一种共生组分。表6，列出了某些常见的元素共生关系。

表6 某些常见的地球化学共生关系

分 类	共 生 元 素	有 关 矿 化
一般的元素共生	K-Rb	
	Ca-Sr	
	Al-Ga	
	Si-Ge	
	Zr Hf	
	Nb-Ta	
	Pt-Ru-Rh-Pd-Cs-Ir	
深成岩一般的共生(亲石元素)	Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Ti-Mo	
	Zr-Hf-Th-U-B-Be-Li-Sr-Ba-P-V	
	Cr-Sn-Ga-Nb-Ta-W·卤素-稀土元素	
特殊共生关系		
长英火成岩	Si-K-Na	
碱性火成岩	Al-Na-Zr-Ti-Nb-Ta-F-P-稀土	W、Mo、Sn、Nb-Ta(Cu、Au)
铁镁火成岩	Fe-Mg-Ti	Ti·Fe(含Ti磁铁矿)
超铁镁火成岩	Mg-Fe-Cr-Ni-Co	Cr、Cu-Ni、Co
某些伟晶岩分异物	Li-Be-B	稀有、稀土
某些接触变质矿床	Mo-W-Sn	Cu、Mo、W夕卡岩
硫化物矿石(一般共生)	S-Cu-Zn-Pb-Fe-Ag-Au-Hg-Cd-In-Se	硫化物多金属矿化
	Te-As-Sb-Bi-Ni-Co-Mo-铂族元素	
特殊共生关系		
灰岩交代	Zn-Pb-Ba-F-Sr	Pb-Zn-Ag
复杂的贱金属	Fe-Zn-Pb-Ag-Cu-Se-Sb-Bi	Cu-Zn,S-Cu,Cu-Pb-Zn
简单的贵金属	Ag-Au	Au、Au-Ag
复杂的贵金属	Ag-Au-As-Sb-Zn-Cu-Pb-Hg	Au-Ag
与铁镁火成岩有关的矿石	Fe-Ni-Co-Pt	

三、主要成矿元素的地球化学特征[1]

地球化学异常评价及解释推断工作，实际上是对资料进行分析、对比研究和符合地质情况的逻辑推理的工作。这方面除了运用矿床地质学理论外，元素地球化学性状及行为的

[1] 元素在各类岩石中的平均质量分数（此节中各质量分数均以10^{-6}为单位计）主要引自涂里干和魏德波尔（1961）的资料，其中黑色页岩中的数据引自H·E·豪克斯与J·S·韦布（1962）的资料。

研究成果，也是十分重要的参考和佐证。

本文简要列述了 24 种与热液矿床有关的主要成矿元素及伴生元素的地球化学特征。

硼（B）

在各类岩石中的平均质量分数 w（B）/10^{-6}：

超基性岩为 3；基性岩 5；酸性岩 15；灰岩 20；砂岩 35；页岩 100。

地球化学特征：B 在海水中富集，海水中含 B 4.5；河水中 B 含量约为海水的 1/400。故海相岩石含 B 比淡水岩石中高得多；海相氧化铁矿及氢氧化铁含 B300；蒸发岩中 B 含量也很高。这一标志可用作成因判断的标志。

在内生作用中，B 在伟晶岩脉中与 Be、Li、Nb、Th、U 共生。而在伟晶岩中含 B 200～2 000，故 B 是找寻稀有、稀土伟晶岩矿床的一种良好探途元素。

酸性喷出岩中 B 含量比花岗岩中高，平均 36；火山岩中 B 可以呈氢氧化物、挥发分或 B 的卤化物（如 BF_3、BCl_3、B_4H_{10}、B_2O_6 等）进行迁移。

气成热液阶段硼的迁移是在含 B 的碱性溶液中实现，故在高温热液成矿阶段，B 常以一种挥发分与 I、F 等同时出现。当溶液的碱性被中和时，则 B 被析出。B 溶液与白云岩作用时可产生硼镁夕卡岩矿床。

B 的主要矿物为电气石，硼镁铁矿，硼的钙酸盐和硼硅酸盐。

氟（F）

在各类岩石中的平均质量分数 w（F）/10^{-6}：

超基性岩为 100；基性岩 400；酸性岩 800；灰岩 330；砂岩 270；页岩 740；粘土1 300。

地球化学特征：F 属卤族元素。由于 F 易与金属元素形成可溶性络合物，并具迁移的地球化学行为，因而又称为矿化剂元素。

F 又属亲石性元素，比较普遍分散于造岩矿物中，如角闪石、黑云母、长石、白云母等，其中以云母、磷灰石、黄玉、电气石等矿物中含量较高。F 的原生矿物为萤石。

F 在岩浆岩中，自超基性、基性至酸性岩含量递增。F 在碱质花岗岩中的质量分数值最高（1 900×10^{-6}）。随着岩浆分异 F 在晚期挥发分中富集。

F 作为矿化剂在气-液阶段可与稀有、有色金属及稀碱元素（Nb、Ta、Be、W、Sn、Li、Rb、Cs）组成可溶性络合物或化合物迁移，并在近岩体的上部富集成矿。黑钨矿、锡石的富集常与氟含量增高有关。

F 在热液阶段参加热液作用形成萤石，并与硫化物、黄铁矿、黄铜矿、毒砂等共生，并产有工业价值的萤石矿床。

碘（I）

在各类岩石中的平均质量分数 w（I）/10^{-6}：

超基性岩为 0.5；基性岩 0.5；酸性岩 0.5；灰岩 1.2；砂岩 1.7；页岩 2.2。

地球化学特征：F、Cl、Br、I 为卤素元素。I 是卤素中性质较活泼的元素，挥发性强，在自然界易升华。

I 在气成-热液及热液作用中不发生富集，但由于 I 还原能力强，氧化还原电位低，在热液成矿过程中易形成元素 I，挥发性强，并有受热易升华的特点，在矿体围岩中，可沿断裂构造向上渗透、扩散，在矿体下方围岩中形成 I 的原生分散晕和土壤中形成 I 的次生分散晕。因而在勘查地球化学找矿中作为探途元素成功地在广西两江地区找到了隐伏的脉状热

液铜矿床（班义江，1980），及在辽宁找到了埋深100多米的含金石英脉。

钡（Ba）

在各类岩石中的平均质量分数 w（Ba）/10^{-6}：

超基性岩为0.4；基性岩330；酸性岩830；Ba在沉积岩中：灰岩10；砂岩100～500；页岩580。

地球化学特征：Ba属亲石元素，在酸性火成岩中Ba与K共生。呈重晶石，常与铅-锌矿共生。其原生矿石矿物为重晶石；造岩矿物为钾长石。

Ba在热液矿床原生晕分带序列中属前缘元素，在低温热液矿床中Ba异常较发育，是浅成低温热液矿床（如汞矿床，锑矿床，金矿床，铅-锌矿床，银矿床及雄黄-雌黄矿床）原生晕的前缘组分元素。

汞（Hg）

在各类岩石中的平均质量分数 w（Hg）/10^{-6}：

超基性岩为 $n\times10^{-2}$；基性岩0.09；酸性岩0.08；灰岩0.04；砂岩0.03；页岩0.4。

地球化学特征：Hg是亲铜元素，在硫化物矿床中与Sb、Au、As、Se、Ag、Zn、Pb共生。原生矿物为辰砂，次生矿物为天然汞。

由于Hg的离子半径与Cu、Ag、Au、Zn、Cd、Bi、Pb、Ba、Sr等元素比较接近，使得Hg有可能进入这些元素所形成的矿物中。

Hg以气态形式迁移特别重要，因为Hg有很高的蒸气压。Hg在热液多金属硫化物矿床中具有明显的垂直分带性，辰砂一般位于硫化物矿体的上部。Hg在热液矿床的原生晕元素分带序列中属前缘元素之一。

近年来对矿床原生晕研究表明，汞的原生异常是汞矿床、雄黄-雌黄矿床、锑矿床、金矿床、银矿床及铅锌矿床的伴生指示元素，也是地热的有效指示元素。

砷（As）

在各类岩石中的平均质量分数 w（As）/10^{-6}：

超基性岩为2.8；基性岩2；酸性岩1.5；灰岩1；砂岩1；页岩13；黑色页岩75～225。

地球化学特征：亲铜元素。与硫化物矿床中的Au、Ag、Cu、Co共生；与后生金矿密切共生。As的主要矿物为：雄黄、雌黄、毒砂，及复杂的硫砷化物。从电子结构看，As、Sb、Bi都可形成3^+或5^+价的阳离子。As在高温热液的毒砂锡石类型矿床中以FeAsS（硫砷铁）矿在矿石中占矿物总量的50%以上；在中温热液矿床中，As产于多金属矿石中，在低温热液矿床中，As以雄黄、雌黄出现，并可形成独立的雄黄矿床。As在低温热液阶段与Pb、Zn、Sb、Hg、Au有密切关系，故Hg矿床、锑矿床、金矿床上常伴生有强的As异常。现已证明，低温热液金矿床的主要指示元素为Au、As、Sb、Hg、Ag。

火山作用的气化产物中常发现有砷化物。页岩中As含量明显高于火成岩，认为是由于内含有利于砷富集的硫化物和有机质。As可作为Au、Co、W的有效指示元素。

锑（Sb）

在各类岩石中的平均质量分数 w（Sb）/10^{-6}：

超基性岩为0.1；基性岩0.2；酸性岩0.26；灰岩0.2；砂岩0.0n；页岩15。

地球化学特征：亲铜元素。在复杂的贵金属和硫化物矿床中与Ag、Au共生。

Sb、As、Bi3个元素关系密切。在自然界中常见的Sb为3^+价，偶而有5^+价，常形成

各种硫化物，氧化物和含硫盐。Sb的成矿作用与层控密切相关，是钨-锑-汞建造的元素之一。我国锑储量占世界首位，几乎绝大部分属层控类型。主要为碎屑岩-碳酸盐含矿建造，成矿温度以中—低温为特点。Sb在中—低温热液中迁移能力较强，这就使得Sb在中—低温铅-锌-银矿床，乃至低温金、砷、汞矿床中大量出现，并成为这些矿床除成矿元素外的主要伴生元素及地球化学指示元素。

金（Au）

在各类岩石中的平均质量分数 w（Au）/10^{-6}：

超基性岩为0.006；基性岩0.004；酸性岩0.004 5；沉积岩中Au含量极微。

地球化学特征：亲铁元素。在贵金属矿床中可与Ag、As、Sb、Hg共生；在硫化物矿床中可与Fe、Zn、Cu共生。其原生矿物为自然金及金的碲化物。

Au在岩石中的主要携带者为玄武岩、基性-超基性岩。世界上约80%的金矿与绿岩带有关。这与太古宙原始地壳的形成有关。

Au在热液阶段富集，特别是中低温热液阶段。Cl、S、Te对Au的迁移有重要影响。由于Au与Te的络合物可使Au长期保存在溶液中，随着铁、铜硫化物的沉淀，金-碲络合物增加，Au的迁移能力也加强，直至低温阶段才沉淀出来。因而金可以富集在两个带中：（1）以黄铁矿、毒砂和含铜硫化物组合为特征的黄铜矿带；（2）金、银碲化物重晶石带。

Au在硫化物中的主要容金矿物为黄铁矿、毒砂、黄铜矿，其次有方铅矿、闪锌矿和辉锑矿。石英和白钨矿也含Au，见以含金-白钨矿石英脉产出。

含金石英脉矿床有两个不同成矿阶段。早期高温少硫化物石英脉阶段，与黄铁矿、毒砂、石英共生，一般没有Au的大量富集。随着向晚期阶段发展，逐渐过渡为中低温多金属组合时，Au与Zn、Sb、Bi形成化合物，同时还有自然金和碳酸盐、重晶石等矿物出现。

银（Ag）

在各类岩石中平均质量分数 w（Ag）/10^{-6}：

超基性岩为0.06；基性岩0.11；酸性岩0.05；灰岩 $n\times10^{-2}$；砂岩 $n\times10^{-2}$；页岩0.07；黑色页岩5～50。

地球化学特征：亲铜元素。在硫化物矿床中与Au、Sb、As、Pb、Zn、Cu共生。有60多种含银矿物，最常见的是自然银及银的化合物和硫酸盐。

在岩浆作用阶段Ag不形成富集，主要分散在造岩矿物中。银的热液矿床与花岗岩类岩石有关。热液中Ag高浓度进入方铅矿中并常与Pb、Zn一道迁移。中低温热液是Ag的主要富集阶段。Ag进入硫化物中由方铅矿→黄铜矿→闪锌矿→黄铁矿含量有递减趋势。

锰（Mn）

在各类岩石中平均质量分数 w（Mn）/10^{-6}：

超基性岩为120；基性岩1 500；酸性岩600；灰岩1 100；砂岩 $n\times10$；页岩850。

地球化学特征：亲石元素。在硅酸盐中与Mg、Fe共生。

岩浆阶段一般无锰的独立矿物，锰相对集中在伟晶期和热液期，形成许多富锰的氧化物和硅酸盐矿物。热液期锰可以富集形成菱锰矿。富锰和有机质的碳酸盐及黑色页岩地层有利于热液交代型锰矿的形成。

随着热液温度降低，热液中硫逸度增大，Mn^{2+}显示了与硫的极大的亲合力，硫化物中往往伴有Mn的高含量。Mn与中低温热液铅锌矿关系密切，在铅锌矿体（主要是方铅矿

体）前上方往往出现锰矿化（锰帽）。

锌（Zn）

在各类岩石中平均质量分数 w（Zn）/10^{-6}：

超基性岩为 50；基性岩 105；酸性岩 60；灰岩 20；砂岩 15；页岩 95；黑色页岩 110～1 000。

地球化学特征：具有亲硫性，但比 Fe、Cu 要弱，故在岩浆早期阶段，Zn 并不参加亲硫的结晶作用，而是以类质同象形式进入铁镁硅酸盐矿物。热液阶段，Zn 可在多金属矿床中与 Cu、Pb、Ag、Au、Sb、As、Se 共生，在某些硅酸岩中与 Mg 共生。

Zn 的主要活动期在热液阶段，常可富集成矿。特别是在中—低温热液阶段，Zn 可富集形成巨大规模的矿床。热液作用中 Zn 几乎完全以闪锌矿形式出现，并在许多情况下与方铅矿共生。

许多铅锌矿床在空间上常与灰岩及其它碳酸盐类岩石相伴生。

热液作用阶段的闪锌矿中常含较多的金属元素，除普遍含 Fe 外，还常含 Mn、Co、Ga、In、Sn、Ag、Hg、Cd、Sb 等元素。一般，高温条件下形成的闪锌矿含 Co、Fe、Mn（Sn）；中温含 In（Ga、Sn）；低温含 Cd、Sb、Ge、Ag、Hg。研究闪锌矿中某些杂质元素及其含量，可大致估测矿床形成的温度。资料表明：高温闪锌矿中 w（Zn）/w（Cd）比值大（约 500）；低温闪锌矿 w（Zn）/w（Cd）比值低（约<100）。

镉（Cd）

在各类岩石中平均质量分数 w（Cd）/10^{-6}：

超基性岩为 0.05；基性岩 0.22；酸性岩 0.1；灰岩 0.035；砂岩 $n\times10^{-2}$；页岩 0.3；砂岩 $n\times10^{-2}$。

地球化学特征：亲铜元素。Cd 与 Zn 一样又都是亲硫元素，又是亲石的元素。故 Cd 可同时进入氧化矿物及硫的化合物中。在硫化物中 Cd 主要进入闪锌矿，在氧化物中 Cd 存在于钙、锰矿物中。

Cd 在地壳中含量低并高度分散，不易形成独立矿物，只在热液晚期阶段可产生某些富集。目前在自然界中仅见有 4 种 Cd 矿物，多为氧化带的产物，且稀少，仅具矿物学意义。

在热液作用中，Cd 与 Zn 有着紧密关系。也可存在于 Pb 和 Cu 的矿物中，但含量较低。此外，Cd 与 Ag 有较好共生关系。富含 Ag 矿床中的闪锌矿内 Cd 含量很高（7 000～8 000）。锑汞矿石中含 Cd≤150；锑砷矿物中几乎不含 Cd。

铜（Cu）

在各类岩石中平均质量分数 w（Cu）/10^{-6}：

超基性岩为 10；基性岩 87；酸性岩 20；灰岩 4；砂岩 n；页岩 45；黑色页岩 20～300。

地球化学特征：亲铜元素。在硫化物矿床中与 Pb、Zn、Mo、Ag、Au、Sb、Se 共生；此外还有 Cu-Ni-Pt 和 Cu-Co-As 组合。

铜的成矿母岩主要为基性岩、中性岩和中酸性岩。它们除 Cu 的原始浓度较高外，同时，能促使 Cu 沉淀的硫的浓度也较高。在同类岩石中，浅成相或次火山岩相的 Cu 含量与深成岩相比，其含量略有增高。铜的主要类型斑岩铜矿床主要与中酸性的侵入岩体有关。

在岩浆早期阶段，Cu 可以富集成矿。基性—超基性岩中铜镍矿化的温度约在 1 200～860 C 之间，此范围内岩浆的基性程度高，含 Ni 也高。温度下降则 Cu 含量增高，Ni 与 Cu

有反消长关系。玄武岩中 Cu 含量较高（47～160），而碱性岩中 Cu 含量较低。

热液阶段 Cu 可呈氯的络合物和硫氢络合物形式迁移。迁移过程中条件变化，络合物分解产生 Cu 的沉淀，特别是 Fe、O、S 之间的浓度差异，可沉淀出 Cu 的不同矿物组合。铜在热液中析出与富集，在高温气-液阶段、中温及低温热液阶段均可发生，并能形成气化-热液交代的夕卡岩型铜矿，斑岩铜矿，黄铁矿型铜矿，含铜多金属矿及脉状铜矿床。但 Cu 的沉淀析出主要在高—中温阶段。

据国内外资料表明：夕卡岩铜矿常与斑岩铜矿相邻；气成-热液阶段 Cu 的富集往往与火山作用有密切关系；斑岩铜矿就是与中酸性次火山岩相的斑岩密切相关。

海底火山喷发所产生的富 Cu 气-液也能引起 Cu 的富集，可形成充填在火山岩中的细脉浸染矿化。另外大部分在海底由于海水中溶有火山喷出的 H_2S，能促使络离子分解和亲硫元素沉淀。最先沉淀的是 Cu 的硫化物，随后是 Zn、Pb、Fe、Mn 等，形成火山沉积矿床。此种似层状火山沉积矿床中黄铁矿是主要的矿物。

铋（Bi）

在各类岩石中的平均质量分数 w（Bi）/10^{-6}：

超基性岩为 0.001；基性岩 0.007；酸性岩 0.01；灰岩?；砂岩?；页岩 0.01。

地球化学特征：亲铜元素。在硫化物矿床中与 Sb、As 共生。Bi 在岩石中是很稀少的元素，主要分布在硫化物中，故又属亲硫的。常见矿物为辉铋矿（Bi_2S_3）和铋华（Bi_2O_3）。方铅矿中常含 Bi，可代替 Pb，特别是当 Bi^{3+} 与 Ag^{1+} 在一起可共同替代 Pb^{2+}（$Bi^{3+}+Ag^{1+}\Leftrightarrow 2Pb^{2+}$）。故含银高的方铅矿含 Bi 较高，表现出 Bi 有随方铅矿温度增高而增高的趋势，故 Bi 在中—低温铅锌矿床中是矿体尾部的指示。E·施罗尔认为：高温方铅矿中 Bi 和 Ag 含量较高。

Bi 在岩浆结晶分异过程中趋向于热液中富集。故在伟晶气化-高温热液阶段 Bi、W、Sn 共生现象普遍。此外，还有中温热液铜铋矿床。

Bi 一般析出在 Sb 矿物之前，因而 Sb 矿物之后的低温热液矿物不含 Bi。

钼（Mo）

各类岩石中的平均质量分数 w（Mo）/10^{-6}：

超基性岩为 0.3；基性岩 1.5；酸性岩 1；灰岩 0.4；砂岩 0.2；页岩 2.6；黑色页岩10～300。

地球化学特征：亲铁元素。在接触交代矿床中与 W、Sn 共生；在斑岩矿床中与 Cu、Re 共生。

由于 W、Mo 之间的类质同象替代，在钙钨矿中常有钼，钼钙矿中常有钨，彼此之间近乎是等容积置换。在高温条件下，Mo 可以类质同象取代 Ti^{4+}，Fe^{3+}，Al^{3+}，V^{3+} 进入铁镁矿物和副矿物中，因此在岩浆岩中磁铁矿，钛磁铁矿，榍石，黑云母等都是 Mo 的荷带矿物。由于 Mo^{6+}，同 Nb^{5+}，Ta^{5+} 的离子半径相近，它们之间可以进行类质同象置换。

Mo 在基性岩浆岩类岩石中赋存于暗色矿物中，而在花岗岩类岩石中主要分散在浅色矿物中。在岩浆晚期，挥发分（F、Cl、CO_2）富集 Mo，能以卤化物形式（MoF_5、$MoCl_2$ 等）从岩浆中分离出来，并在硫逸度较富的介质中形成辉钼矿，呈稀疏浸染状分散在花岗斑岩中。钼与铼的类质同象替代广泛。Mo 与 Re 离子半径接近，晶格常数相似，因此在辉钼矿中都伴生 Re，有时可达到综合利用的品位。

Mo 在热液中迁移随温度和 f_{O_2}、f_{S_2}逸度的变化而呈不同形式。Mo（W、Sn）等重金属元素在热液中的迁移主要以络合物形式搬运。当溶液中硫离子浓度较高时，在 Fe、Cu、Pb、Zn 沉淀时，能形成辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿等矿物组合。而辉钼矿化往往伴生有黄铁绢英岩化。据 B·N·列哈尔斯基等（1973）研究，钼矿化沉淀温度可在 500～90℃之间。故钼矿化在高、中、低温阶段均有产出。含矿热液温度和 pH 值变化是钼沉淀的主要条件。

近年来，在地热化探工作中，发现在高温热水矿床中有 Mo 的异常存在。

镍（Ni）

各类岩石中的平均质量分数 w（Ni）/10^{-6}：

超基性岩为 2 000；基性岩 130；酸性岩 8；灰岩 20；砂岩 2；页岩 68；黑色页岩 20～300。

地球化学特征：具有亲铁、亲硫双重性。在超基性岩中与 Mg、Co 共生；在硫化物矿床中与 Co、Cu 及 Pt 共生。

Ni 明显聚集在超基性岩中。Ni 被看作是地幔岩的特征元素。在岩浆岩结晶分异过程中 Ni 随 MgO 含量降低、SiO_2 含量增高而迅速降低。在岩浆熔融体中硫逸度较高时，超过了硫化物熔积度时，则可在熔融体中离析出含 Ni 的硫化物，其中还富集有 Cu、Co、Fe、Ag、Mo、Pt 等元素，并形成含镍、钴、铜、铂等岩浆矿床。

岩浆熔离作用后，剩余 Ni 可残留在饱含挥发分、富含硫化物的热液中，并向岩体边部、底部或岩体外接触带等软弱部位移运，形成高温贯入型镍矿体。当含矿热液贯入外接触带大理岩中，可产生规模不大、形状复杂的接触交代型、夕卡岩型含镍多金属矿床。

Ni 在中、低温阶段也有活动，但此时含量不丰富。Ni 主要富集在岩浆熔离作用阶段。

钴（Co）

在各类岩石中的平均质量分数 w（Co）/10^{-6}：

超基性岩为 150；基性岩 48；酸性岩 5；灰岩 0.1；砂岩 0.3；页岩 19；黑色页岩 5～50。

地球化学特征：具有亲铁和亲硫双重性，但亲硫性强。Co 在自然界有 3 种赋存形式：砷化物、硫化物和硫砷化物。在超基性岩中与 Mg、Ni 共生；在硫化物矿床中与 Fe、As、Sb、Cu、Ni、Ag 及 U 共生。

Co 在岩浆熔离硫化物矿床形成过程中与 Cu、Fe、Ni 一起进入熔离体，以类质同象或微粒矿物形式存在于黄铁矿、镍黄铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿中。岩浆晚期，Co 与 Ni、Zn、Fe、Pb、Cu、Ag、Au、Hg 等硫化物一起转入热液，以硫代硫酸盐络合物和 HS 络合物形式搬运。实验表明，硫代硫酸盐络合物的不稳定性依次为：Co>Ni>Zn>Fe>Pb>Cu>Ag>Au>Hg。上述元素 Co 的 HS 络合物的不稳定性也大体相似。故 Co 趋向于高温热液阶段较早析出。Co、Ni 在各类热液矿床中具有正消长关系，但 Co 含量大于 Ni，故热液矿体中 w（Ni）/w（Co）比值一般较小。

据文献资料，黄铁矿中 w（Ni）/w（Co）比值是研究黄铁矿成因的较可靠的地球化学标志。火成成因的铁铜矿床中黄铁矿中的 w（Ni）/w（Co）比值一般<0.2。

钨（W）

在各类岩石中的平均质量分数 w（W）/10^{-6}：

超基性岩为 0.77；基性岩 0.7；酸性岩 1.5；灰岩 0.6；砂岩 1.6；页岩 1.8。

地球化学特征：亲石元素，又属钨铝族元素。在火成岩中与 Mo、Sn 和 Nb 共生。

自然界中 W 的存在形式有：①钨的独立矿物；②呈类质同象混入造岩矿物和副矿物中；③呈离子吸附状态存在于细屑、胶体中；④呈钨酸或各种络合物状态存在于天然流体中并可能形成有机络合物。

Mo、Nb、Ta 与 W 的类质同象关系最密切，W 与 Sn、Ti 的类质同象也较常见，还可以与 F 结合一起置换 W。

钨矿化与花岗岩关系密切，但在空间上花岗岩中 W 含量分布是不均匀的。在我国华南富 W 的地球化学省内，花岗岩中 W 含量平均高出世界花岗岩的 2 倍。钨含量的这种地区性差异造成了钨矿床区域分布的不均匀性。

钨矿床在成因上与改造型系列的花岗岩有关。同熔型系列花岗岩 W 含量较低。钨矿化常与 Nb、Ta、Be、Sn 等矿化共生。含钨矿化岩石均不同程度发育（从下至上）钾长石化、钠长石化、云英岩化、浅色白云母化和萤石化蚀变，在钙质围岩条件下产生夕卡岩化。

锡（Sn）

在各类岩石中的平均质量分数 w（Sn）/10^{-6}：

超基性岩为 0.5；基性岩 1.5；酸性岩 3；页岩 6。

地球化学特征：亲氧元素。Sn 在碱性岩中与 W、Mo、Nb、F 及 P 共生；在伟晶岩中与 Be、B、Li、Nb-Ta 及稀土共生。与锡矿化有关的花岗岩主要是由地壳衍生而来的。这表明 Sn 是由已经富集了锡的硅铝层（母岩）经花岗岩化重熔和再生形成的。

资料表明，含锡花岗岩中的 Sn 与 F 之间含量有明显的正线性关系。据我国华南资料，含锡花岗岩含 w（F）$>0.3\%$，而不含锡花岗岩 w（F）$<0.15\%$。Sn 与 B 在花岗岩中也有同消长关系，表明 F、B、Sn 具有密切的地球化学共生关系。

由于 Sn 有较强的亲氧性，因而往往与其它亲氧元素 Nb、Ta、W、Be、Li、Rb、Cs、U、Se 等相伴生。花岗岩中这些元素含量高，是含锡花岗岩的标志之一。

对形成锡石伟晶岩、锡石云英岩和锡石-石英脉类型的锡矿床，F 和 B 的络合物对锡的搬运起重要作用；F 的浓度对 Sn 的迁移和富集具有重要作用。

锡矿床主要有 4 种类型：含锡稀有金属伟晶岩型、锡石-石英脉型、锡石硅酸岩型和锡石硫化物型。

铌-钽（Nb-Ta）

各类岩石中的平均质量分数 w（Nb-Ta）/10^{-6}：

超基性岩为 16 和 1；基性岩 19 和 1.1；酸性岩 20 和 3.5；页岩 11 和 0.8。

地球化学特征：亲石元素。Nb 与 Ta 共生，在碱性火成岩中与 Ti、稀土、U、Th 和 P 共生。

Nb-Ta 的物理化学性质十分相似，故在地质作用过程中二者密切相伴，常在同一矿物中出现。Nb-Ta 与 Ti 广泛异价类质同象是 Nb-Ta 的重要地球化学特征。二者常形成复杂的氧化物。

Nb-Ta 在碱性花岗岩中富集成矿，并常伴有 W、Sn、Be、REE、Li、Rb、Cs、Zr、Hf 的富集。含矿岩体一般是花岗岩的杂岩体晚期阶段的小侵入体。含矿岩体的顶部有似伟晶岩脉带出现，向外接触带则发育网脉状细脉带并出现 W、Sn、B 等矿化，富 Nb-Ta 花岗岩与 W-Sn 矿化关系十分密切，常出现“上有钨锡，下有铌钽”矿化的分带现象。

Nb-Ta 在高温产物中含量高，随热液温度降低而含量降低。较低温的硫化物锡石脉中 Nb-Ta 含量降低（约万分之几），硫化物中 Nb-Ta 含量微或不含。

铀（U）

在各类岩石中的平均质量分数 w（U）/10 $^{-6}$：

超基性岩为 0.001；基性岩 1；酸性岩 3.5；灰岩 2.2；砂岩 0.45；页岩 3.7；黑色页岩 2～300。

地球化学特征：亲石元素。U 在地球各层圈中的分布清楚地表明地球中的 U、Th 是向外迁移的，集中在地球的最表层。花岗岩中 U 含量为玄武岩的 4 倍，约为地幔的 30 倍。花岗岩富 U，碱性岩相对富 Th。

热液铀矿床成因上与花岗岩类岩石有关。一般认为：①侵入体放射性高，表明放射性元素分散，不利后期富集；②岩浆中 Zr、Ti、Th、REE 等副矿物发育往往会限制热液铀矿床的形成；③含铀侵入体中一般无 Nb、Ta、Ti、REE 等，而低温元素 Pb、Zn、Mo、As 含量增高是含铀侵入体的标志。在热液阶段铀可以高度富集。U 主要集中在中一低温热液阶段。U 以沥青铀矿出现，几乎不含 Th 等类质同象混入物。

红化是热液铀矿床的一种地球化学特征及找矿标志，因为 U 的沉淀常伴随氧化-还原作用。低温沥青铀矿常与胶状黄铁矿共生。

外生铀矿床主要形成于湖相和近海相，与有机质有密切关系。此外，也与铁的硫化物有关，故海相黑色页岩、煤及含油岩石中的铀含量较高，有时很高。

钒（V）

在各类岩石中的平均质量分数 w（V）/10^{-6}：

超基性岩为 40；基性岩 250；酸性岩 40；灰岩 20；页岩 130；黑色页岩 50～2 000。

地球化学特征：亲石元素。在某些原油，沥青岩，黑色页岩及磷灰岩中有较大富集。在磁铁矿中与 Fe、Ti 共生。在次生铀-钒矿物中与 U、P、Pb、Cu、K 共生。在某些硫化物矿床中与 Pb、Zn 共生。

V 属大量元素，与 Fe-Al 在晶体化学上有相似性。V 在自然界高度分散，但也能局部富集成矿。在岩浆作用阶段可形成钒-钛磁铁矿矿床。在热液作用阶段，虽也能形成多种含钒矿物，但极少有富集现象。V 在勘查地球化学中一般作为伴生元素考虑。

V 在碎屑沉积岩中含量较高，页岩和粘土中 V 含量最高。

钛（Ti）

在各类岩石中的平均质量分数 w（Ti）/10^{-6}：

超基性岩为 300；基性岩 13 800；酸性岩 2 300；灰岩 400；砂岩 1 500；页岩 4 600；粘土岩 4 600。

地球化学特征：亲石元素。富集于碱性及基性火成岩中。

在超基性岩中 Ti、V、Cr、Ni 相伴生。一般 Ti、V 是呈正相关，而 Ti、V 与 Cr 呈负相关。花岗岩中 Ti 的主要富集矿物为钛铁矿、榍石、金红石，黑云母和金云母也含 Ti。一般在基性岩浆中常形成钛铁矿，磁铁矿和金红石组合。伟晶气成作用期间，挥发分聚集，Ti 与 Cl、F 等卤素能形成卤素化合物和钛氟的碱金属络合物。在气-液阶段，矿化剂元素不仅携带 Ti，而且富集了许多稀土、稀有元素，特别是碱性伟晶岩、花岗伟晶岩、碱性岩中，可形成各种钛、铌、钽酸盐的矿物，并可形成钛的工业矿床以及伴生有钛的极其贵重的稀有

(Nb、Ta、Zn…)、稀土（Y、Ce、La…）和放射性元素（U、Th）等矿床。

Ti 是比较稳定的元素，一般不形成可溶性化合物。海水中 Ti 丰度很低，河水中 $<0.06\times10^{-6}$。

第四章　几种热液金属矿床的地质-地球化学特征及找矿评价标志

一、锡矿床成因地球化学特征及地球化学找矿标志

诸多学者，主张将花岗岩类岩石分为两类（阿兰雅卡农 1961，巴尔苏索夫等 1966，查佩尔和怀特 1974 和皮彻尔等）：一类为 S 型花岗岩；另一类为 I 型花岗岩。S 型花岗岩类型岩石是由地壳物质重熔产生的花岗岩类岩石；I 型为由地幔来源或由地壳下部基性物质重熔而产生的花岗岩类岩石。这两种类型的岩石均属钙碱性系列，但在成分上显著不同。

S 型花岗岩类岩石通常和锡-钨矿化有关，而 I 型花岗岩类岩石则常产有斑岩铜-钼矿化。

最近地质上提出了“3B”型花岗岩（章松根），是指以富含 B、Be 和 Bi（Boron，Beryllium 和 Bismuth）为特征的花岗岩。“3B”型花岗岩与内生锡矿床关系密切，还可以包括一些钨矿床和铌-钽矿床。

含锡花岗岩的突出的地球化学特征是 F 的质量分数偏高，w(F)为 0.05 6%～0.120%，其它元素质量分数分别为 Li 0.005 6%～0.01%，Be 0.000 3%～0.001 7%，B 0.001 5%～0.002 0%，Mo 0.001 0%～0.000 7%，Sn 0.001 0%～0.002 5%，w (K) /w (Rb) 100～150（С·Ф·卢戈夫）。

蒂申道夫（1977）在对世界各种锡矿区的具成矿专属性的花岗岩进行综合地球化学对比时指出，含锡花岗岩应具有下列异常微量元素的平均值：Sn $30\times10^{-6}\pm20\times10^{-6}$，Li $220\times10^{-6}\pm120\times10^{-6}$或 $400\times10^{-6}\pm200\times10^{-6}$，Pb $550\times10^{-6}\pm200\times10^{-6}$，Be $13\times10^{-6}\pm6\times10^{-6}$和 F $1\ 500\times10^{-6}\pm3\ 700\times10^{-6}$。

花岗岩类岩浆在向上侵位时，往往会造成围岩中地下水的对流作用。地下水与岩浆熔融体接触，会造成熔融体前上方的脱气作用。脱气作用又可对围岩形成强烈的热液改造（接触-变质改造），并在花岗岩钟周围及其上方形成喷气晕（Я. А. Kocanc，1992）。一般，接触喷气晕在接触带内是铌、钽矿化，然后是稀有碱性元素和 Sn、W 矿化，在远处是 Mo、W、Cu 矿化，最远处是 Pb、Zn、Ag、As、Ba（Sn）矿化。这是锡矿床的基本分带模式。矿床原生晕分带与其基本一致，从下至上：

Nb、Ta、(Be) →Sn、W、Mo→W、Mo、Cu→Pb、Zn、Sn→Pb、Zn、Ag、Au、As、Ba。

F、Cl、B 作为岩浆岩中挥发分，在喷气晕的形成时它们与其它元素一起被带入围岩。氟是锡矿化过程中最重要的挥发分，氟的喷气晕运移的距离可达 1.5～2km 以上。

水是锡矿床形成的必要条件之一。喷气晕的形成必需是围岩中存有大量的水。缺水，既使岩浆中 Sn 和 F 含量高，也形不成大型锡矿床。

经验表明，根据伴生元素 F，稀有元素及 Sn、W、Cu、Pb、Zn、Ag 等元素地球化学晕，可以寻找隐伏的含 Nb、Ta、Sn、W 的花岗岩钟和稀有金属花岗中伟晶岩矿床，比较有效，找矿深度可达 500～600m，有时可达 1 000 余米。

巴尔苏科夫研究表明（1982），锡石沉淀温度高于 250～300℃。锡石沉淀时，F 可结合在矿化云英岩中，这是由于热液碱化所致。碱化越强，锡石沉淀越多。

据刘成湛研究结果，Sn 石成矿温度为 300～350℃。锡的各种络合物在 400℃以上很稳定，约在 350℃时才水解为锡石。但在更低温度下（250℃）锡石不能形成，而只能形成锡的硫化物。他认为，含锡花岗岩的地球化学标志有“三高两低”，即高硅（$w(SiO_2)>72\%$）、高碱（$w(K_2O+Na_2O)>7.2\%$，$w(K)>w(Na)$）和高挥发分（F、Cl、B、OH）；低基质元素（$w(CaO+MgO+FeO+TiO_2)<2.5\%$）和低氧化系数（$w(Fe_2O_3)/w(Fe_2O_5+FeO)>0.2$）和常含高量的 W、Sn、Nb、Ta、Li、Rb、Cs、Be 等元素和 $w(Ba)/w(Rb)<1$。

我国个旧锡多金属矿区自 60 年代以来开展了大量原生晕方法的找矿工作，效果良好，获得了不少找矿经验。原生晕方法已成为该区找盲矿的重要手段之一（欧阳宗圻 1980 和唐甲光 1990）。

个旧矿区锡多金属硫化物矿床与燕山期黑云母花岗岩关系密切。该岩体除局部出露地表外，大部分隐伏在地下 200～1 000m 深处。在这一深度内岩体面积约 150km²。矿化主要与大岩体向上突起的局部小岩株有关，矿化主要产在大岩体局部向上突起的凹凸部位上。区内不同矿化类型的矿石主要有锡-钨-铌-铍型、锡-钨-铍型、锡-铜型、锡-铅型和铅（锌）型。矿体和矿床的赋存受构造和花岗岩株的突起部位控制。

个旧锡矿区各成矿花岗岩体的微量元素以 Sn、F、Nb、Be、Li、B、Bi 等元素含量高为特征（表 7）。可以看出，此含量与前文介绍的蒂申道夫和 C·Φ·卢戈夫给出的“具成矿专属性的含锡花岗岩”的数据对比，比较符合。其中以含 Sn、F 高为特点。

表 7　个旧地区各成矿花岗岩体中的微量元素（$w_B/10^{-6}$）

样本①	样品数	元素													
		Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	B	Sn	Bi	Be	Nb	Li	Ge	Zr	F
1	22	30	10	138	58	21	818	35	19	300	101	159	28	70	3 049
2	79	10	10	188	63	26	16	43	29	20	66	78	12	10	1 641
3	40	20	10	16	67	25	176	26	6	13	132	169	15	73	747
4	35	25	10	19	39	20	17	30	14	7	28	50	11		1 064
5	70	31	10	132	38	54	18	40	21	13	36	65	11		1 370
6		25	8	20	20	80	15	3	0.01	0.5	20	40	20	200	800

①1. 老厂岩体：淡色中细粒黑云母花岗岩；2. 卡房岩体：淡色中细粒等粒黑云母花岗岩；3. 白沙冲岩体：中细粒黑云母花岗；4. 马拉格岩体：斑状黑云母花岗岩；5. 松树岩体：斑状等粒黑云母花岗岩；6. 世界花岗岩平均值（维诺格拉多夫，1962）。

（引自唐甲光，1990）

该区主要是找盲矿。在找矿难度大的情况下，总结出的找矿工程顺序为：重力找隐伏岩体及岩株；电测深圈定基岩起伏及推测岩体可能埋深；化探原生晕方法（裂隙采样）作矿化预测及含矿性评价（表 8）。

表 8　预测成矿花岗岩突起埋深的指标

主　要　指　标	参　考　指　标	
原生晕垂直分带特点	物　探	地　质
1. 在一定范围内出现 Bi、W、Sn、Be 晕。预示花岗岩埋深 100～300m。 2. 普遍出现 Cu、Sn、Bi、As，以 Cu 晕为主，$w(Pb)/w(Cu)<1$，$w(Pb)/w(Zn)<1$，即晕为 Sn、Cu 带，预示花岗岩埋深 200～500m。 3. 普遍出现 Pb、Sn、Zn、Ag、Cd、Cu，以 Pb 晕为主，$w(Pb)/w(Cu)>1$，$w(Pb)/w(Zn)>1$，即晕为 Sn、Pb 或 Pb、K 钾带，预示花岗岩埋深 500～800m。 4. 主要为 Mn 晕，其次有 Pb 晕，而其它元素很少达到异常值，预示花岗岩埋深大于 800m。 5. 以 Sn、Bi、Pb、Be 晕为主，Cu 峰值不高（平均质量分数 $<20\times10^{-6}$），预示花岗岩相对突起在 300m 以内，而接触带没有工业价值的锡铜矿床，但可能有锡-钨-铋矿床	电测深推断花岗岩埋深	粗晶大理岩预示距花岗岩约 60～160m；中晶大理岩预示距花岗岩 160～400m；细晶大理岩预示距花岗岩 400～600m。 夕卡岩脉，电气石脉预示距花岗岩较近

引自欧阳宗圻等，1990。

通过试验研究表明，该区适用的指示元素有 Sn、Cu、Pb、Mn、Cd、Ag、As、Bi、Mo、Zn、In、W、Be、F、B、Nb、Li 等元素。Sn、Cu、Pb 为成矿元素，均可形成有经济价值的矿体，但主要是 Sn。

研究总结出的矿田地球化学异常概念模式如图 4。总结出的找矿评价指标分以下两种情况。

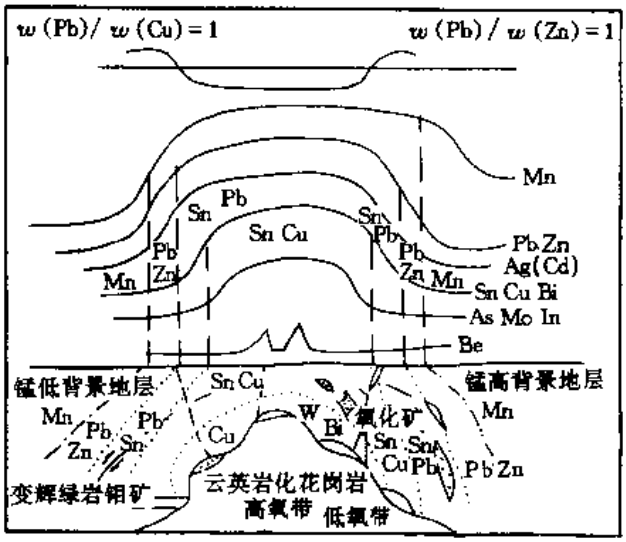


图 4　矿田地球化学异常理想概念模式

（引自唐甲光等，1987）

（一）找隐伏式岩株、找盲矿（以老厂矿田为例）

在隐伏式岩株上方地表，原生晕中常会出现 Sn、Cu、Pb（Zn），Mn、Cd、Ag、As、Bi、Mo、In（W、Be）等元素的组合晕，晕大体呈环状分布；

Mn 的异常范围最大，大体相当于花岗岩株向上起伏变化的范围，此范围也是成矿有利地段；

Sn、Cu 强异常地段及范围可能预示深部含矿岩株向上隆起的脊部。

（二）局部岩体裸露地表及矿化剥蚀水平评价（马拉格矿田）

在岩体裸露地表并有锡矿出露时，地表原生晕中仍会出现 W、Be、Sn、Cu、Pb（Zn）、Cd、Ag、Bi、As、Mo、Mn 等元素的组合晕。不同的是晕中 W、Be 含量增高；Mn、Pb 等异常含量降低。

据殷玉成研究结果（1981），个旧锡矿床早期高温氧化阶段的锡石中含 Nb、Ta、Sc 的质量分数高（Nb_2O_5 0.66%、Ta_2O_5 0.835%、Se 0.1%），但 In、Ga、W、Sb 的质量分数低（In 0.000 8%）。晚期锡石含 Nb、Ta 低（Nb_2O_5 0.001%、Ta_2O_5 0.001 4%），但含 In 增高（In 0.024%），Sb、V 等含量也增高。故可利用 w（In）/w（Nb）比值来评价矿化剥蚀水平。

比值的数值在各矿床上可能不同，但越往深部剥蚀越深，比值越小。

H·H·尼库林证明，不同类型的锡矿石中 w（In）/w（Nb）比值有变化，随深度加大，锡石中 In 含量降低，而 Nb 含量增高，根据 In/Nb 可以判断矿体的侵蚀截面。

我国广西栗木锡矿床含矿花岗岩含 $w(SiO_2)>75\%$、$w(K_2O+Na_2O)>7\%$、$w(K)>w(Na)$，含 $w(F)>1\ 600\times10^{-6}$（罗年华，1986）。

李惠、张茂忠等（1990）总结了在该矿区历年进行的原生晕工作，结论如下：

1. 广西栗木钽-铌-锡-钨多金属矿床具有垂直分带特征

含矿岩体为深埋地下的隐伏岩体，从上至下可分 6 个带（见图 5）：

（1）萤石-锂云母细脉带及长石脉带（间有钨-锡长石-石英脉、石英脉），是矿床的外带。

（2）钨-锡长石-石英脉带（间有萤石-锂云母细脉）是含 Ta、Nb 花岗岩岩体上部围岩中的 W、Sn 富集部位（上部钨锡矿）。

（3）花岗伟晶岩脉、花岗岩脉带，为含钽-铌花岗岩顶部的支脉，含 Nb、Ta 较富。

（4）花岗岩突起部位富钠长石带，是钽-铌矿体赋存的部位。

（5）钠长石花岗岩带，钽-铌矿化变弱，钠长石、黄玉比上带减少。

（6）少钠长石岩带，钽-铌贫（达不到工业要求）。其中 1～3 带（上三带）为外带，4～6 带（下三带）为内带。

2. 矿床原生晕的地球化学特征

（1）Ta、Nb、W、Sn 是钽-铌-钨-锡矿床的主要成矿元素，其原生异常强度高。W、Sn 偏于钽-铌矿化的前上部，是钽-铌矿化的前缘近矿指标。

（2）Li、Be、Cu、Ag、B、F 是钽-铌-钨-锡矿化的重要指示元素，为前缘元素。Be 在钽-铌花岗岩中含量降低，一般 $w(Be)<3\times10^{-6}$。Cu、Ag 主要赋存于黝锡矿中，$w(Ag)>30\times10^{-6}$；黑钨矿含 Ag 较高 $w(Ag)$在$(14\sim24)\times10^{-6}$，但含 Cu 低；锡石含 Cu 较高(256×10^{-6})，但含 Ag 较低(6.9×10^{-6})。

（3）Ge 异常是钽-铌花岗岩矿床上部的标志。

（4）F 是矿化剂与整个矿化活动有关。岩体中 F 含量高是评价岩体含矿性的重要标志之一，岩体中 F 高时 Ta、Nb 也高。F 是矿体（床）的前缘远程指示元素，但矿带内 F 含量也很高，F 异常是寻找隐伏花岗岩凸起的重要标志。只有 F 异常无 W、Sn 异常不一定有矿。

（5）含钽-铌花岗岩的特点是富 Na_2O、低 K_2O，$w(Na_2O)/w(K_2O)>1$ 有利于 Ta、Nb、W、Sn 富集，是岩体含矿性评价的标志。

据苏季生（1983）资料，我国广西大厂锡矿黑云母花岗岩中含 w（SiO_2）>70%，w

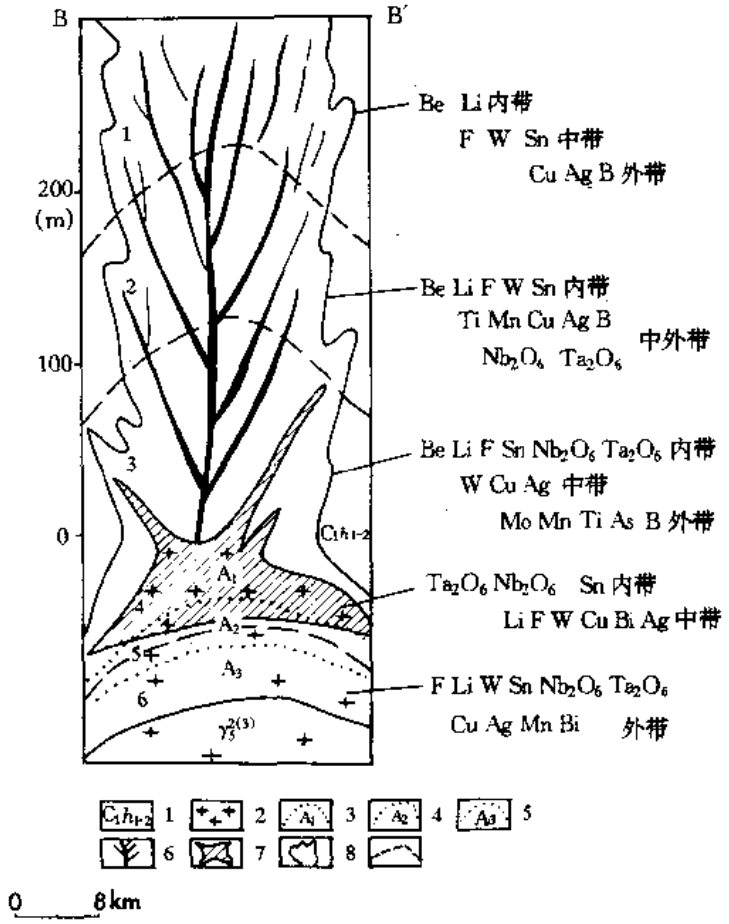


图 5 广西栗木钽-铌-锡矿床地球化学异常分带模式图

（引自李惠、张茂忠，1990）

1—石炭系黄金组灰岩；2—燕山早期第三系花岗岩；3—富钠长石花岗岩；4—钠长石花岗岩；5—少钠长石花岗岩；6—含钨、锡石英脉；7—铌-钽矿体；8—原生异常分带；9—异常分带界线（图内 1、2、3、4、5、6 示 6 个分带号）

(K_2O+Na_2O)在 7%～9.5%，$w(K)>w(Na)$，并含大量 F 与 B。

锡矿床一般可分为两类：亲硫化物型锡矿床和贫硫化物型锡矿床。

亲硫化物型锡矿床：主要是指含锡石的多金属硫化物矿床，包括夕卡岩型锡矿床。这类锡矿床一般远离花岗岩，少数产于花岗岩接触带上。其矿石中的伴生矿物较复杂，除 Sn 外，还可大量回收 Cu、Pb、Zn、Ag、Au 和 In、Cd 及少量 Bi、Mo、Ge 等。总之，伴生与硫化物有关的元素较多。我国大厂就属这种类型的锡石硫化物多金属矿床。

贫硫化物型锡矿床：这类矿床，包括蚀变花岗岩型、伟晶岩型、石英脉型和云英岩型等。其赋矿围岩多数是花岗岩或在花岗岩的内外接触带上。这类锡矿床，与锡石密切共生的有黑钨矿、白钨矿、黄玉、电气石、云母、萤石，还有 Nb、Ta 和 Li、Be、B 的矿物。主要是一些亲石元素。

两类锡矿床可单独出现，如广西大厂锡石硫化物型锡矿床和广西栗木锡石氧化物型锡矿床。但也可在一个矿田中同时产出，如个旧锡矿田。

据报道，形成锡石-硫化物矿床的含矿热液是以钾的成分为主，锡的搬运形式是以 F-羟基络合物，形成锡石-石英矿床的含矿热液以钠的成分为主，是以 Na-K-F-Cl-重碳酸盐溶液

的形式搬运。

二、斑岩铜矿床地质-地球化学模型及地球化学找矿评价标志

斑岩铜矿是铜矿勘查中的一种主要矿床类型。斑岩铜矿床的形成与岩浆岩类岩石（花岗岩类）有关。近年来，提出花岗岩类岩石有磁铁矿系列和钛铁矿系列之分。斑岩铜矿和钼矿主要与磁铁矿系列的花岗岩类岩石有关。磁铁矿系列的花岗岩类又被划为“氧化类”岩浆岩，与其有关的矿种有钼、铜、铅、锌、银、金和硫矿。钛铁矿系列的花岗岩类岩石属“还原类”岩浆岩，几乎所有的锡矿床产出均与之有关。

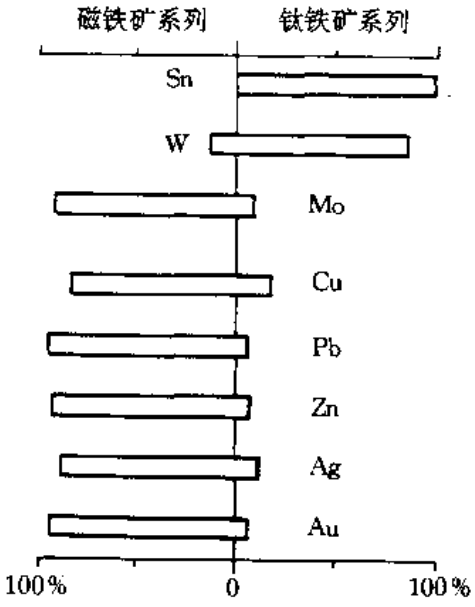


图 6　日本矿床中的金属量(产量＋保有储量)在磁铁矿系列岩石带和钛铁矿系列岩石带中的比例

磁铁矿系列的花岗岩又通称为（Ⅰ）型花岗岩，磁铁矿是（Ⅰ）型花岗岩类岩石中常见的矿物。钛铁矿系列的花岗岩又称（S）型花岗岩。

石原舜三（1980）统计了日本的金属矿床与磁铁矿系列和钛铁矿系列的岩石的比例关系，见图 6。从图中可看出，在日本，绝大多数 Sn、W 矿床的产出与钛铁矿系列的花岗岩类岩石有关，而钼、铜、铅、锌、银和铜等矿床则绝大多数产在磁铁矿系列的花岗岩类的岩石带内。

石原舜三认为，日本的黑矿型矿床也许是磁铁矿系列岩浆海底火山作用的结果。

石原舜三还认为：大部分贱和贵金属矿床与钛铁矿系列的岩浆关系不大；在钛铁矿系列的岩石带中锡石和黑钨矿具有经济价值；在钛铁矿系列的岩石带内可能有少量贱金属矿化存在，但既使有，也是富铜的，其 w（Cu）/w（Pb＋Zn）比值高。

斑岩铜矿的形成有一次上升的斑岩铜矿体系和多期岩浆活动中的某一岩浆阶段成矿体系（S. Vlad，1981）。

一次上升斑岩铜矿体模式　该模式以同心圆状分带为特征，核部为岩浆热液形成的钾化带。核部向外依次为似千枚岩化带—泥岩带—青磐岩化带。它们形成于较低温的环境，并造成了大气-水热液的对流运动。携带铜-钼等金属的热液硫化物沉淀，叠加在蚀变带上并形成具有以铜-钼为核心的矿化分带，周围为含铜夕卡岩矿床、贱金属、贵金属矿脉和黄铁矿浸染体（图 7）。

多次上升的斑岩铜矿体系　是由不同时期热液叠加造成的矿化和蚀变产物。

多次上升的斑岩铜矿体系有几种形式和几个阶段。图 8，为多次上升斑岩铜矿体系中的网脉型模式。

图 8-a，为早期蚀变-矿化阶段，与主要的岩浆侵入有关。侵入体受岩浆热液活动影响形成钾化蚀变。钾化带与硬石膏和硫化物伴生，向内为黄铜矿＋斑铜矿，向外为黄铜矿＋黄铁矿。钾化带之外，由于大气水的注入和与岩浆热液混合而造成青磐岩化带。

图 8-b，第二阶段，主要矿化-蚀变与切穿早期岩体的斑岩侵入体有关。在大气水的影响下，岩浆热液部分交代钾化带和青磐岩化带形成似千枚岩化带并产生泥化带。矿石由在泥化带中的黄铁矿＋斑铜矿和一些硫化物脉带组成，并有黄铁矿化晕叠加在似千枚岩带之上。

图 8-c，为晚期阶段。以成矿期后的大气-水热循环为特征，主要标志是出现卵状角砾岩脉和泥化蚀变强、硬石膏消失。

图 9 为多次上升斑岩铜矿体系中的大角砾岩筒型模式。

图 9-a，早期侵入体侵位时产生破裂作用，导致岩浆热液活动，并产生钾化蚀变和硫化物沉淀。

图 9-b，在钾化带内发育角砾岩筒。角砾岩筒由钾化带内的硅酸盐和硫化矿物碎屑的矿石角砾组成。由于大气-水与岩浆热液作用的结果，矿石角砾岩筒周围可产生似千枚岩化带、泥岩化带和青磐岩化带。通常，似千枚岩化带发育在破裂密度最大的岩筒附近的围岩中。此外，角砾岩筒周围有环状、放射状断裂，控制了硫化物网脉状的形成和火成岩脉的侵位。

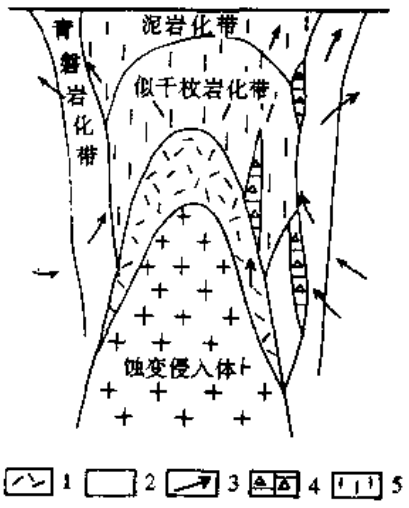


图 7　一次上升斑岩铜矿体系：洛厄尔和吉伯特模式

（网脉型）

1—岩浆热液蚀变产物；2—大气水热液蚀变产物；3—热液流动方向；4—小角砾岩筒；5—矿化裂隙

图 9-c，为最后的成矿期后阶段。在角砾岩筒中形成了卵状角砾岩。此种卵状角砾岩系由早期的矿石角砾岩被改造，碎屑被磨圆并被夹在层状泥质胶结物中。

多次上升的闪长岩模式的特征是钾化和青磐岩化有选择地相伴生。它们是由同一岩浆活动的不同阶段所造成。如图 10-a，早期形成的火山岩产生青磐岩化，但无晚期的次火山

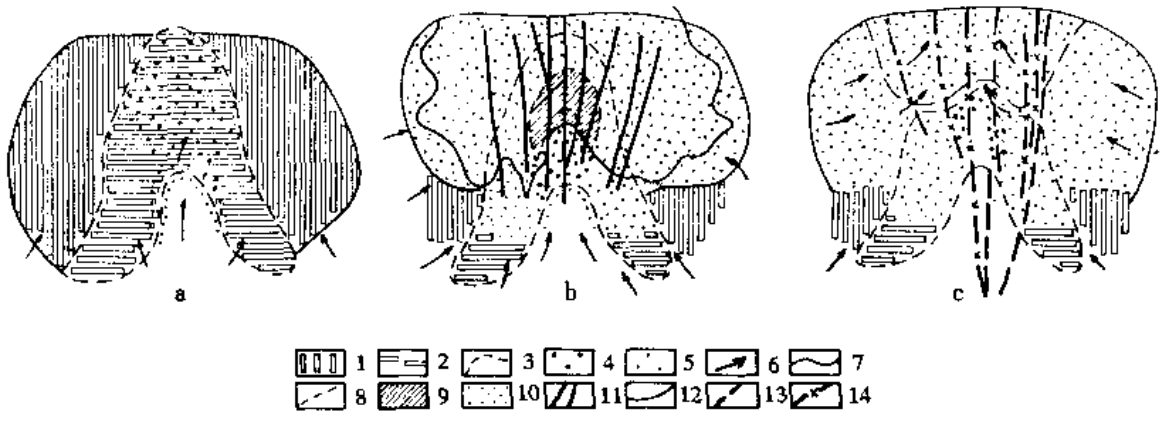


图 8　多次上升斑岩铜矿体系：洛厄尔和吉伯特模式

（网脉型）

a. 早期矿化-蚀变阶段；b. 主要矿化-蚀变阶段；c. 晚期成矿后蚀变阶段

1—青磐岩化带；2—钾化带；3—硫酸盐带范围；4—黄铜矿＋黄铁矿矿化；5—黄铜矿＋斑铜矿矿化；6—热液流动方向；7—似千枚岩化带范围；8—红柱石泥岩矿化带范围；9 -黄铁矿＋斑铜矿矿化；10—黄铁矿晕；11—硫化物脉；12—强泥岩化带范围；13—火成岩脉；14—卵状角砾岩脉

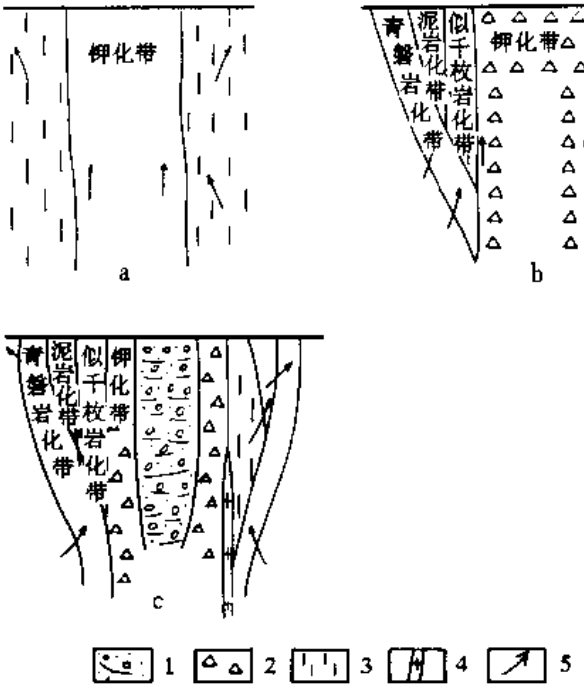


图 9　多次上升斑岩矿体系：洛厄尔和吉伯特模式的大型角砾岩筒

a. 早期矿化-蚀变阶段；b. 矿石角砾岩建造；c. 卵状角砾岩建造

1—卵状角砾岩；2—矿石角砾岩；3—周边网脉；4—周边岩脉；5—热液流动方向

活动，无成矿意义；图 10-b，是在早期形成的火山岩内，后期又产生了次火山活动，使早期的青磐岩化岩石受岩浆热液影响发生钾化，并含有斑岩铜矿化。在钾化带外部，贱金属和贵金属矿脉与似千枚岩化和泥岩化相伴生。这些蚀变带是在大气水-热液对流循环期间形成的。

上述几种斑岩矿化的地质-地球化学模型在勘查地球化学的实际工作中经常会遇到，并在异常评价和解释推断中具有重要参考价值。

斑岩铜矿分斑岩铜-钼矿床和斑岩铝-铜矿床两类。这两类矿床在一系列参数上虽然有所区别，但都具有共同的地球化学矿石-交代分带特征。其矿床矿物分带自下而上，从内到外的矿化蚀变分带为：钾质交代带中的磁铁矿-黄铁矿→钾、硅质交代岩和石英-绿泥石-绢云母交代岩中的黄铜矿、斑铜矿（有时无）→主要为石英-绿泥石-绢云母交代岩中的黄铁矿-黄铜矿→青磐岩中黄铁矿→青磐岩中的多硫化物带。其地球化学元素分带的序列为：

Fe→Mo（Re、Sn、W）→Cu（Fe、Mo、Au、Ag）→Fe→Pb-Zn（Cu、Au、Ag）

在斑岩铜矿床矿化带的上部，往往有硫砷铜矿-多硫化物型的矿石出现。它们在空间上与高岭石-迪开石、蒙脱石、水云母、黄铁矿和明矾石结合在一起，是深部有斑岩铜矿的指示。

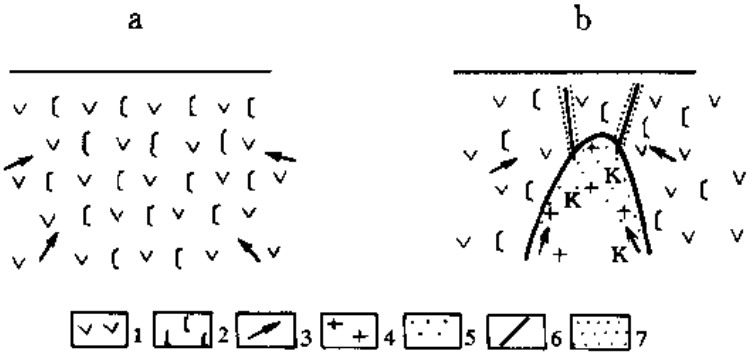


图 10　多次上升斑岩铜矿体的闪长岩模式

a. 早期火山活动的青磐岩化；b. 与次火山岩有关的主要矿化-蚀变阶段

1—火山岩；2—青磐岩化带；3—热液流动方向；4—次火山岩体；5—钾化带与斑岩铜矿化；6—硫化物体；7—泥岩化±似千枚岩化

A·H·克里夫佐夫（1985）将斑岩铜矿分为4种类型，并列表归纳了四种类型斑岩铜矿床中Cu、Mo、Re、Au、Ag的质量分数（表9）。

表9 主要类型的斑岩铜矿矿石成分

矿　床	$w(Cu)/w(Mo)$	$w(Cu)/\%$	$w(Mo)/\%$	辉钼矿中铼含量(平均) $w(Re)/10^{-6}$	$w(Au)/10^{-6}$	$w(Ag)/10^{-6}$
斑岩钼岩	<20	$n\times10^{-2}$～0.2	>0.01	70		
含金斑岩铜-钼矿	20～45	0.4～0.8	0.008～0.03	420	$n\times10^{-2}$～$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$
含金斑岩钼-铜矿	45～200	0.5～1.2	0.005～0.015	790	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$
斑岩金-铜矿	>200	0.4～0.8	0.003～0.01	900	$n\times10^{-1}$～n	n～$n\times10$

从表上可看出，从斑岩钼矿到斑岩铜矿到斑岩金-铜矿，其w（Cu）/w（Mo）比值是增高的，Mo含量下降和Re含量增高。

图11，是克里夫佐夫（1985）给出的斑岩铜-钼矿和斑岩钼-铜矿床共同的矿石交代分带示意图。

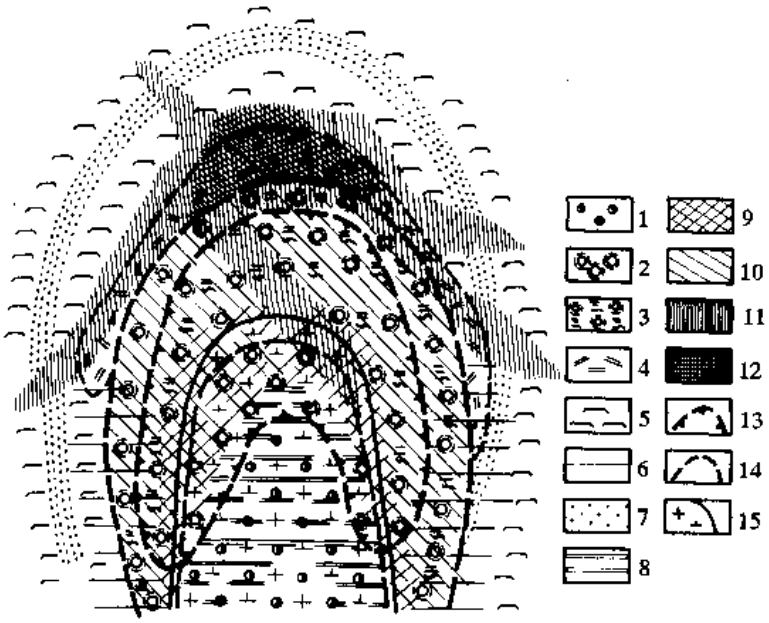


图11　含金斑岩铜-钼矿和钼-铜矿石的矿石-交代分带图解

热液交代蚀变类型：1—钾-硅质蚀变岩；2—硅化；3—硅化、绿泥石化；4—泥化；5—青磐岩化；6、7—磁铁矿-黄铁矿型（6—磁铁矿-黄铁矿组合，7—黄铁矿组合）；8—辉钼矿型；9—黄铜矿-斑铜矿型；10—黄铁矿-黄铜矿型；11—多硫化物型；12—硫砷铜矿-多硫化物型；13—矿体边界；14—交代蚀变岩石带界线；15—含矿斑岩侵入体

辉钼矿化中Re对斑岩铜矿的指示意义

早在1973年，J. Alan Coope曾指出，斑岩铜矿床中的辉钼矿中富含铼是一个共同的地球化学特征。在很多已开采的斑岩铜矿床上这一特征表现得极为明显，而在含铜量极低的大型低品位钼矿床上，其辉钼矿中Re含量最低。例如，克莱梅克斯（Climax）斑岩钼矿床Re含量就很低（表10、11）。因而他认为，如果在各种环境下还保持这种关系，则Re-Cu组合可明显地预示有大型斑岩铜矿的存在。

表 10　斑岩铜-钼矿床的铼

矿　床	辉钼矿中 w（Re）$/10^{-6}$（%）	辉钼矿中铼（平均）w（Re）$/10^{-6}$（%）
宾厄姆	150～2 000	700
雷伊	550～1 800	800
圣里格	200～1 200	700
圣马纽埃	700～1 200	900
伊利	1 200～3 000	2 000
莫伦锡	280～650	500
卡斯卡尔多姆	1 200～1 600	1 400
劳斯埃兰查	100～1 800	600
伊塔卡皮克	250～300	280
西尔费贝尔	350～400	

（据 J. Alan Coope，1973）

表 11　网脉型石英钼矿床

矿　床	辉钼矿中 w（Re）$/10^{-6}$（%）	辉钼矿中铼（平均）w（Re）$/10^{-6}$
克莱梅克斯	15～80	55
尤拉德亨法森	10～18	15
奎斯塔	40～110	70
莫尔利	35～120	70
恩达利	22～42	32

（据 J. Alan Coope，1973）

表 12　我国某些斑岩铜-钼矿床辉钼矿中(Re)的质量分数 w（Re）$/10^{-6}$

矿　区	矿　物	Re
沙　溪	辉钼矿	201
城门山	辉钼矿	298
多宝山	辉钼矿	500
铜　厂	辉钼矿	667
玉　龙	辉钼矿	502

从上表可以看出，有规模的斑岩铜-钼矿床中辉钼矿中的 Re（10^{-6}）/MoS_2（%）比值均>500。

B・C・波波夫（1978）报道，大型斑岩铜矿床中 Cu 和 Re 的含量有正相关系，在大型斑岩铜矿床中辉钼矿中铼含量超过 $1\ 700\times10^{-6}$～$2\ 000\times10^{-6}$。反之，Cu 量较低的斑岩钼矿床和脉状钼矿床中 Re 的含量很低。他认为辉钼矿中 Re 含量很低是铜储量不大的标志。

表 12 列出了我国某些斑岩铜-钼矿床辉钼矿中 Re 的含量（根据朱炳球等，1985）。

李兆麟等报道（1982），我国阳储岭斑岩钨-钼矿床辉钼矿中含 Re 的质量分数约 150×10^{-6}。其含量低于我国斑岩 Cu 矿床中辉钼矿中 Re 含量的几倍。

其它评价标志

J·D·里奇（1984）报道，斑岩型铜矿中 w(W)/w(Mo)比值比斑岩钼矿中的高；斑岩钼矿中 w（Re）/w（Mo）比值不到斑岩铜矿中的1/5；斑岩型钼矿一般都含有可观的萤石（或硅酸盐中含F），而斑岩铜矿中却不含萤石。

据S. A. Williams，F. P. Cesbron（1977）对77个斑岩Cu质量分数矿床研究结果，发现斑岩铜矿床中几乎都含金红石和磷灰石；斑岩铜矿床中金红石中铜的质量分数高达 100×10^{-6}～500×10^{-6}，而其它成因的金红石中Cu含量不超过 50×10^{-6}；斑岩铜矿中金红石中 w（Nb+Ta）/w（Cr+V）比值很低，几乎未测出Nb和Ta，而其它成因的金红石中 w（Nb+Ta）/w（Cr+V）比值大部分很高。

林岳生和刘松（1983）报道，在对赣北斑岩铜矿床找矿评价中，金红石和硬石膏是主矿体中出现较多的标型矿物。

据报道，印度尼西亚应用金红石的分布来圈定热带地区斑岩铜矿床取得了令人鼓舞的结果。因为在热带环境下，土壤被深度风化，Cu及其它元素被淋滤流失，常规化探方法效果不好，而金红石都被保留了下来。据介绍，金红石分布与蚀变强、弱有密切关系，最粗粒的金红石产出于蚀变最强、硫化物最富集的轴带。金红石是一种含钛矿物，因而，斑岩铜矿床地段围岩中有较好的Ti异常。

Б·А·奥斯塔先科等（1982）认为，不同成分的大型矿床均有来自深部的微量元素。大型矿床同时含有Co、Ni和Bi，且其含量偏高。

据报道，原苏联在阿克托盖，艾达雷，克孜耳基亚，奥泽尔诺耶，巴伊斯科耶，博雷和索尔科伊等斑岩铜矿床运用野外伽玛能谱仪进行大比例尺放射性测量，结果发现：

①在斑岩铜矿区用地面伽玛能谱仪查明了一些赋存于富含黄铁矿的绢云母化岩石中的衬度高的U晕，而Th和K晕不高。

②查明了U在形成斑岩铜矿床交代作用过程中重新分配的规律。U在碱性作用阶段被带出，后富集在酸性渗滤阶段的绢云母交代岩中。

③U是在交代作用过程中出现富集，与绢云母的结晶构造有关；其次是U在矿石氧化带形成过程中被带入，与铁的氧化物有关。

④U的带出和再沉积的规模与交代作用的强度一致，因而也与矿体的规模一致。

⑤普查斑岩型铜矿时，对远景区进行1∶2 5000放射性测量的目的是查明U晕，在U晕范围内进行1∶2 000放射性测量，可确定面金属量，以评价矿体的规模。

据王传松（1982）研究江西德兴斑岩铜矿田矿床原生晕时发现，该矿田自外围至矿床内部，成矿元素和伴生元素在矿床的垂向（轴向）上有明显的地球化学（统计参数的）特征：

①w（Cu）/w（Mo）>50，w（Mo）/w（Zn）<0.5，w（Mo）/w（Pb）<1时，往往表示铜（钼）矿床的前缘特征；

②w（Cu）/w（Mo）20～50，w（Mo）/w（Zn）0.5～1.5，Cu-Mo、Cu-Ag相关和Cu-Co、Cu-S不相关或负相关时，往往表示为铜（钼）矿床的上部和中部位置。

③w（Cu）/w（Mo）5～20，w（Mo）/w（Zn）1.5～2.5和Cu-Ag，Cu-Co呈显著的相关时，往往表示为矿床的中、下部特征。

④w（Cu）/w（Mo）<5，w（Mo）/w（Zn）>2.5和Cu-Mo，Mo-Ag负相关逐渐显著和Cu-Ag正相关不显著时，往往表示为铜（钼）矿床的尾部特征，并即将出现钼矿体。

此外，在地表 Na_2O 在矿床位置被大量带出，含量降低（$w(Na_2O)<0.5\%$），Na_2O 负异常（$w(Na_2O)<0.5\%$）可直接指示矿化中心的位置。

三、热液金矿床成矿地球化学特征及地球化学找矿评价标志

（一）地质学家对我国金矿床主要类型大致划分为 5 类[1]

1. 破碎蚀变岩型　属于这一类型的典型矿床例子有：山东焦家式蚀变破碎岩型金矿床；河南上宫破碎蚀变岩型金矿床；新疆哈图齐依球 I 号石英脉及蚀变岩型金矿床。

2. 石英脉型　这一类型的典型矿床例子有：山东玲珑石英脉型金矿床和河北迁西金厂峪石英脉型金矿床。

3. 变质热液型　这一类典型矿床的例子有：吉林桦甸夹皮沟变质热液型金矿和河南小秦岭变质热液金矿床。

4. 热液型　典型矿床的例子有：贵州兴仁紫木凼热液型金矿床和四川松潘东北寨微细浸染型金矿床。

5. 火山岩型　如湖北竹山银铜沟火山岩型银-金矿床；黑龙江团结沟次火山热液型金矿床和山西繁峙义兴寨次火山岩型金矿床。

还有一些其它类型的金矿床，此处不一一列举。

总之，地质学家从含矿围岩对金矿床的矿床建造划出了众多类型。同时，各金矿床的矿物成分确也千差万别。但是，近年来，通过对“不同类型”金矿床进行的大量岩石地球化学（原生晕）研究之后发现，许多类型金矿床在主要成矿元素及其伴生元素的性状上，却有明显的共性趋势。发现，除主要成矿元素 Au 异常外，总还会伴生有如 Hg、Sb、As、Ag、Pb、Zn、Cu、Bi、Mo、W、Co、Ni、Mn、Sn 等元素的异常。当然，每个矿床上不会全部出现上述元素的异常，但会出现其中绝大部分元素的异常，并且上述元素的异常可明显地分为两类性状。一类金矿床中，Pb、Zn、Ag、Cu、Bi 等元素的异常往往富集在金矿带的中、下部；而在另一类金矿床中，Zn、Pb、Ag、Cu（Bi）的异常则往往富集在金矿带的前上方。这显然与金矿床产出的深度和成矿温度所形成的元素分带有关。

Г·М·古道宾（1986）在研究了原苏联的一些金矿床后，也得出过这种看法。他认为：金矿床建造类型很多，矿物成分也千差万别，但许多金矿床在主要成矿元素的性状上都有一些共同的趋向。可明显划分出两类金矿床：在一类金矿床中，Cu、Zn、Pb 富集于金矿化的前上方；而另一类金矿床中则富集于金矿化的下方。富集在上方的金矿床是形成温度较高的中深和深成矿床，富集在下方的是形成温度较低的浅部金矿床。

（二）邵跃（1986）对我国热液金矿床原生晕模式特征作的初步总结

热液金矿床的原生晕是具有一些共同的特征。这些特征，在金矿化探的异常评价中具有重要的参考意义。

1. 热液金矿床上均发育有较规律的原生晕。一般，中高温或蚀变岩型金矿床其原生晕较宽大，且有较好的浓度分带现象，而中低温矿床或石英脉型金矿床原生晕较窄，浓度分带不明显。

---

[1] 引自陈毓川、朱裕生（1993）。

2. 金矿床中除 Au 外常伴生有 Hg、As、Sb、Pb、Zn、Ag、Cu、Bi、Mo、Co、Ni 等元素的异常。在一个矿床上，这些元素的异常不一定全部出现，但会出现其中的大部分。中高温热液金矿床中还伴生有 W、Sn、Be 等元素的异常。普查时，上述元素均可作为找金的指示元素，但其指示的作用不相同。

3. 热液金矿床或矿体，其原生晕存在元素分带现象。一般，Hg、As、Sb、Ag 为矿体或矿带前缘元素；Pb、Zn、Cu、Bi（有时有 Mo）常出现在矿体或矿带的中下部；而 Mo、W、Co、Ni、Sn、Be 总是为矿体或矿带尾部的异常元素。

4. 中高温热液金矿床一般含 Cu、Bi 较高，Hg、Sb 含量较低。矿床中 Cu、Bi 含量高的部位金品位往往也较高。

5. 热液金矿床，不论是出露矿或盲矿，地表土壤中均会有 Hg 异常存在。Hg 异常一般出现在矿体正上方及其前缘的构造带上，矿体或矿带尾部 Hg 含量低，比较而言，高温矿床 Hg 异常弱（或几乎没有），低温矿床的 Hg 异常强。

6. 矿体或矿带不同部位的金矿体矿石中的元素组分分带与矿床原生晕的组分分带是一致的，有时矿体中元素组分分带更明显。因而，采集不同标高的矿石样品，研究矿体或矿带元素原生分带，就可以研究矿化剥蚀水平。

7. 热液金矿床元素原生分带总的分带序列：B—Ba—Hg—Sb—As—Ag—Au—（Pb、Zn）—Cu—Bi—Mo—Ni—Co—W—Sn—Be。实际上，在单一矿体（床）上这些元素不会全部出现，只出现其中的大部分，但其分带的序列大体如此。有时，在分带序列中某些相邻近的元素前后排列的顺序可能有变动。如果在矿体下部出现较多的前缘元素的异常与尾部元素异常重叠时，要考虑深部是否还有另一个盲矿体存在。实践证明，热液型金矿床几乎未发现逆向分带的现象，在矿体上或矿体尾部出现较强的前缘元素的异常叠加时，往往预示其深部还有盲矿体存在。

热液金矿床，矿体常呈串珠状或叠瓦状或雁行状产出。此时，如果上下矿体距离不大，则会造成下部矿体前缘元素的异常对上部矿体尾部元素异常的叠合。这是对下部还有盲矿体存在的一种指示。

（三）80 年代以来，李惠等对金矿床原生晕的研究

他们对山东招-掖金矿床，吉林夹皮沟金矿床、河北金厂峪金矿床、广东龙山金矿床、内蒙古多索金矿床、河南小秦岭等金矿床开展了矿床原生晕研究发现，尽管这些矿床的类型不同，但都具有金热液成矿作用的共同的地球化学特点：

1. 金矿体（带）原生晕严格受构造控制，矿体（带）原生晕的前缘晕沿构造破碎带向上延伸可达几百米，但异常宽度较窄。

2. 通常都具有 Au、Ag、As、Sb、Bi、Cu、Pb、Zn、Hg、Mo、Mn 等元素的异常，Ni、Co、Sn 异常在个别矿床上有出现。

3. 矿床原生晕具有分带性，Hg、Sb、As 3 个元素的强异常总出现在矿体（带）的前缘。一些矿床的前缘还出现 F、I、B、Ba、Ag、Pb、Zn 等元素的异常。一般在下部矿体及尾部总会出现 Mo、Mn、Co、Bi、Ni（Sn）等元素的异常。

4. 石英脉型和蚀变岩型金矿床元素分带趋势大体相似，其分带序列：从上至下：

Hg、Sb、F（Bi）Pb、As→Zn、Ag、Au、Cu→Bi、Mo、Mn、Co、Ni、Sn、Be

（前缘）　（上部矿体）　（矿体中部）　（下部矿体）

这些元素并不是在每个矿床都会出现，可能出现其中大部分元素，但其分带的总趋势，大体是一致的。

（四）李富国对胶东等地区已知金矿床原生晕的研究

包括盛家沟、盘马、旧店、望儿山、玲珑、三山岛、金青顶、焦家和岭南等已知金矿床原生晕研究的结果表明：

1. Hg、As、Sb 总是金矿体（床）的前缘元素和 Bi、Mn、Mo 为尾部元素为其特征，用此可研究金矿体（床）的剥蚀程度。

2. 地表原生晕中除 Au 异常外，Hg、As、Sb 异常含量较高和 Bi、Mn、Mo 异常不发育，则往往预示金矿体（床）浅出露或有浅埋藏的金矿体（床）。如原生晕中 Au 异常高，同时还伴有 Bi、Mn、Mo 异常高含量及 Hg、Sb、As 异常不发育时，则预示矿化已剥蚀得较深，深部找矿前景不好。

3. 晕中 Cu 比 Zn 的异常（有时有 Pb）更发育时，往往预示矿石品位较富。

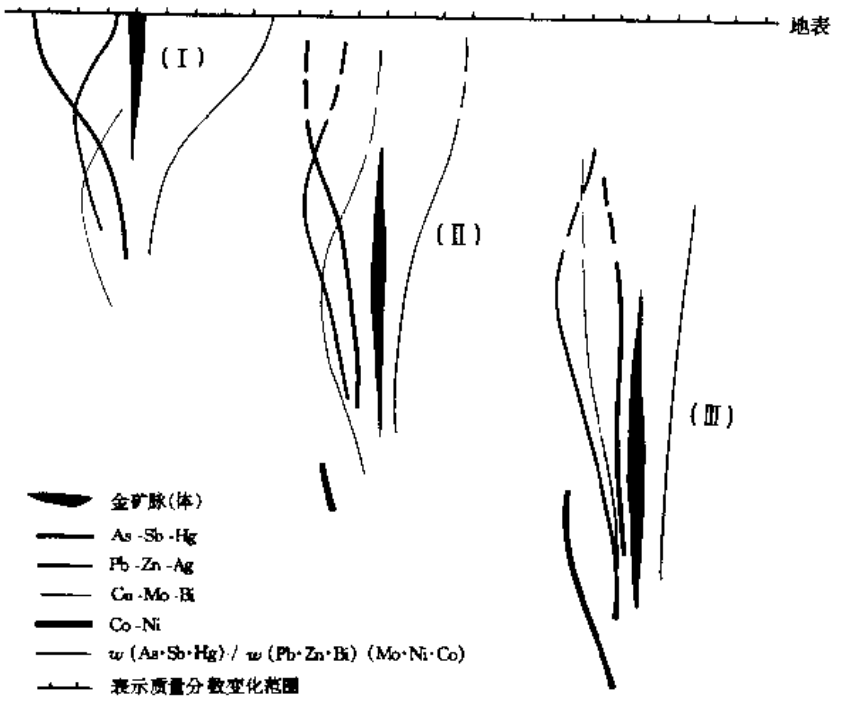


图 12　热液金矿床元素分带模型示意图

（部分引自 Г·М·古道宾并加以补充）

图 12 是热液金矿床元素分带模型示意图。图中（Ⅰ）示出温度较低的浅成低温热液金矿床，（Ⅱ）和（Ⅲ）分别表示温度较高的中深中低温金矿床和深成中高温金矿床。从图上可见：

（1）在（Ⅰ）中，浅成低温金矿床上，其地球化学异常元素的分带特征为：低温元素 Hg、Sb、As 异常在矿体及其前上方部位含量高；Pb、Zn、Ag 异常在下部矿体部位较高；而 Cu、Bi、Mo 异常在矿体尾部才出现。

（2）在（Ⅱ）中，深部中-低温矿床上，属低温元素的 Hg、Sb、As 仍出现在矿体前上

方部位，但含量比浅成低温矿床者略有降低；Pb、Zn、Ag 异常出现在矿体的中上部位置；在矿体中一下部出现 Cu、Bi、Mo 异常；矿体下部或尾部可能会出现 W、Cu、Ni 的异常。

（3）在（Ⅲ）中，低温元素 Hg、Sb、As 异常含量与前两者相比已降低很多，Hg、Sb 异常可能不复存在。此时出现的 As 异常主要与硫化物有关，如含砷的黄铁矿或毒砂等，而雄黄、雌黄等矿化已不存在；Pb、Zn、Ag（有时可能有 Cu）的异常出现在矿体前上方；上部矿体部位 Cu、Bi 含量增高；而在下部矿体及矿体尾部会出现 Mo、Co、Ni 异常。

总体来看，w（As·Sb·Hg）/w（Zn·Pb·Cu·Bi（Mo·Ni·Co））或 w（As·Sb·Hg·Ag）/w（Cu·Zn·Bi·Mo（Ni·Co））的比值在各类金矿床上总的趋势是清楚的，从上至下，数值由高而低。此外，在浅成低温金矿床上这一数值普遍偏高，而向深部矿床（温度增高）这一数值逐渐降低。这是因为浅成低温热液金矿床总会伴生辰砂、雄黄、雌黄和辉锑矿等矿化，而温度升高，这些矿化逐渐减少直至不再出现。因为辰砂形成温度应＜200℃，温度高于 200～250℃时不能从任何溶液中形成辰砂（B·A·C·巴尔苏科夫，1983）。

近年来，发现 Mo、W 两元素在低温时也有出现，尤其是在低温热液金矿床中与 Au 伴生，但不是所有的低温热液金矿床都伴生 Mo、W。

涂光炽曾指出：在低温热液金矿床中除汞、锑、金、雄黄、雌黄等矿外，还应有铀、钼、镍、稀土。已知有些白钨矿的形成温度很低，完全可与 Sb、Hg、Au 共生。

在低温热液金矿床中伴生的钼、钨矿化与形成温度较高的铜-钼矿床中的钼-钨矿化有本质区别。Б·В·布罗金（1992）报道，低温钼矿化可能与火山期后热液活动有成因联系。我国福建上杭紫金山金-铜矿床上部次火山岩中的金矿床就伴生有较强的 Mo 异常。

M·C·拉斐洛维奇（1990），提出了金矿地质-工业类型及其地球化学元素垂直分带系列表（表 13）。表中，他将金矿地质-工业类型分 7 类和 5 种深度。这 7 种类型和 5 种形成深度的金矿床其地球化学指示元素有明显的共性，主要的指示元素有 Ba、Hg、Sb、As、Pb、Zn、Ag、Cu、Bi、Mo、W、Sn、Co、Ni。这一结果与我们研究的结果基本一致。此外，他根据热液金矿床（包括浅成低温-中深成中高温）伴生元素组分、分带和元素亲和性，确定了一个热液矿床伴生元素的亲和性和分带关系（图 13）。

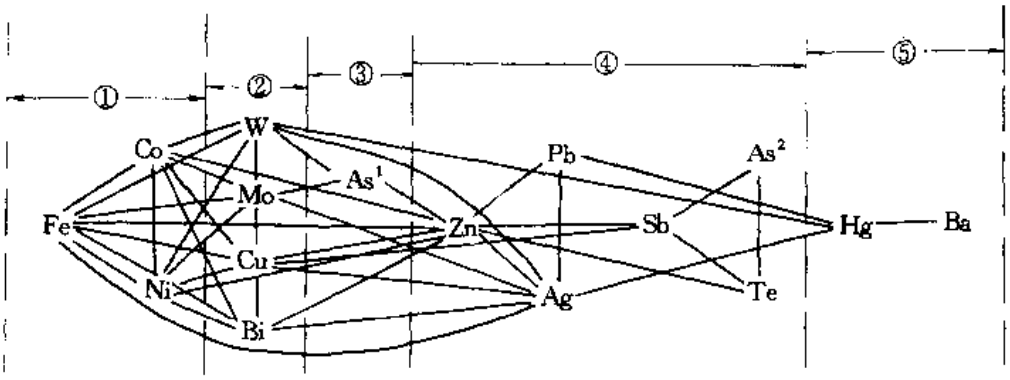


图 13　金矿伴生元素亲和关系图

①～⑤—指示元素；①—尾部带的；②—矿体下部的金铜-稀有金属组合的；③—矿体中部的金砷组合的；④—矿体上部的金属组合的；⑤—前锋带的

表 13　金矿地质-工业类型的垂直地球化学分带系列

金矿的地质-工业类型（金矿石形成深度）	矿化与岩浆作用的相互关系	垂直地球化学分带系列（由下而上）
夕卡岩矿体的金铝酸盐型（中深）	在成分复杂的和成分为中酸性岩基的内接触带和外接触带中	Co—Ni—Cr—Mo—W—Sn—Au-As Ⅰ-Bi-Cu—Zn—Ag—Pb—Sb—As Ⅱ. Ba
金硫化物-石英脉和网脉型（中深）	在巨大穹形的，常常为复杂分异的岩基的顶部和中部（辉长闪长岩、花岗闪长岩、花岗正长岩、花岗岩）	Co—W-Mo-Au Ⅰ-Bi—As Ⅰ-Au Ⅰ—Cu—Ag—Pb—Zn—Sb—Ba—As Ⅱ. Hg
金硫化物细脉浸染滑石菱镁片岩型（中深）	与深断裂带中的闪长岩岩墙密切共生	Mo—W—Au Ⅰ-As Ⅰ—Co，Ni，Zn—Pb—Ag—Cu—Sb
黑色页岩层中的金硫化物细脉-浸染型，往往与金硫化物-石英脉-网脉型共存：		
（中深的）	在花岗岩岩基的侵入体上方地带（可达1～2km）， 在花岗岩化发源地顶板以上 2～3km 处，与中酸性岩墙密切相关， 与小侵入体、成分复杂的岩墙和爆发角砾岩密切共生，通常与大岩基无关	W,Bi,Au Ⅰ—As Ⅰ,Au Ⅰ—Zn,Pb,Ag,Sb
（中深-浅成的）		Ni,Co—W—Mo,Cu—As Ⅰ,Au Ⅱ—Zn,Pb—Ag—Sb,Ba—Hg
（浅成的）		W—Co,As Ⅰ,Au Ⅱ—Zn-Pb-Ag Ⅰ-Cu-Au Ⅱ-Ag Ⅱ
金硫化物-石英脉和网脉型（浅成）	同　　上	Ni—W—Cr—Co—Bi，As Ⅰ，Au Ⅰ—Cu，Zn-Pb-Ag-Au Ⅱ-Sb—Hg
金银-冰长石-石英脉和金冰长石-石英脉-网脉型和交代型（近地表）	与火山机构、爆发岩筒、成分不定的岩墙和次火山岩体密切共生	Be—W—Bi—Co—Sn—Ni,Mo—As Ⅰ,Au Ⅱ-Cu-Zn-Mn-Pb-Au Ⅱ-Ag-As Ⅱ-Sb—Ba—Hg
金重晶石硫化物交代型（近地表）	同　　上	Sn—Bi,Mo,As—Cu,Zn,Sb,Au Ⅱ-Pb,Ba-Ag

注：下面划线的是产金组合：划两条线的是主要的；划一条线的是次要的，黑体字表示金的产出形式。
（根据 M·C·拉斐洛维奇，1990）

图上：①为矿带（体）尾部元素组合，有 Fe、Ni、Co；②为矿带（体）下部元素组合，有 W、Mo、Cu、Bi；③为矿带（体）中部元素组合，有 As^1（砷的硫化物）；④为矿带（体）上部元素组合，有 Zn、Pb、Ag、Sb、As^2（砷的氧化物）、Fe；⑤为矿带体前锋元素组合，有 Hg、Ba。

图中所示的元素亲和性及其分带关系与我们研究的结果近似，但对分带的划分，可能过细了一些。其实，Ni、Co（W、Mo）为尾部组合特征和 As^2、Sb、Hg、Ba 为前缘组合特征，是完全一致的。至于 W、Mo、Cu、Bi、Zn、Pb、Ag、As^1 等元素可能与矿床形成的具体温度有关。形成的温度高一些，则 Cu、Bi 可能为矿带上部的组合特征；若形成的温度偏低一些，则 Cu、Bi 可能为矿带尾部的组合特征。因而，图中②③④三带中的元素组合关系应该视具体情况，具体分析、灵活运用。

关于热液金矿床的成因，近年来，对大气水在陆壳不同深度的对流作用，对热液金矿床的形成具有重要作用的认识，得到了地质学家们的认同，并提出了一个通过这种流体金被搬运并发生沉淀的成矿模式。这一模式对指导寻找热液金矿床和金-银矿床具有重要意义

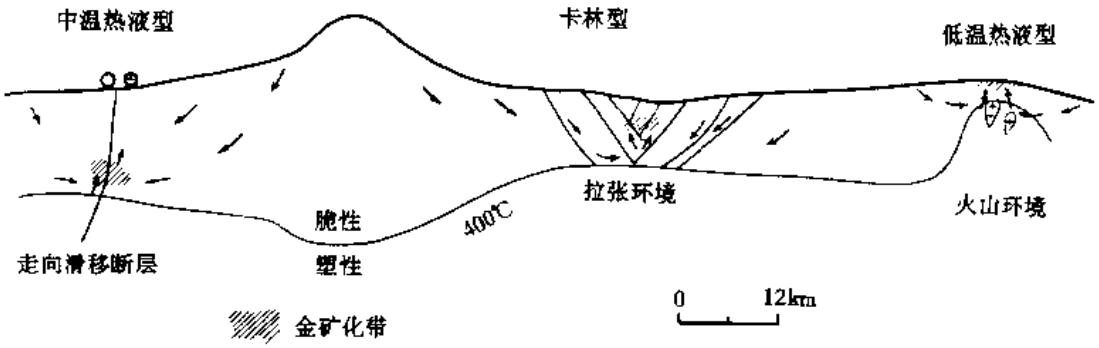


图 14　大气水在各种构造环境中对流和形成金矿化的示意图

（引自 B·E·内斯比特，1990）

箭头的粗细大致与水/岩比值成正比

（图 14）。

B·E·内斯比特（1988）给出的主要金矿类型特征表列于表 14，以资参考。金的溶解度受氧化还原反应的影响很大：

$$Au^0+H^+/4O_2 \Longleftrightarrow Au^+ +1/2H_2O$$

上述方程式可看出，金的溶解度随氧化反应增强而增高，并随还原反应增强而降低。同时表明，金可被起氧化作用的热液流体淋滤和搬运，当流体进入还原环境时，金又会沉淀下来。

表 14　主要金矿类型特征表

	浅成热液型	卡　林　型	中温热液型
构造环境 容矿构造 伴生岩石	火山构造、破火山口张性裂隙、角砾岩中性到长英质火山岩，浅部侵入岩	区域拉张带 正断层和横推断层岩石类型多种多样 主要是沉积岩	主要近直立构造，常见横断层 横断层的次阶断裂 岩石类型多样，低级到高级绿片岩相
主要矿石矿物和脉石矿物	石英、玉髓、碳酸盐、黄铁矿、银金矿、白云母、辉银矿、冰长石、重晶石	石英、黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂、萤石、重晶石、碳酸盐	石英、碳酸盐、钠长石、黄铁矿、毒矿、白钨矿、白云母、石墨、磁黄铁矿、电气石、自然金
矿石构造 热液蚀变	开放空间充填构造和层带构造 高级泥化；泥化； 绢云母化；硅化	浸染状；细脉状 硅化； 去方解石化；泥化； 绢云母化	厚层块状到条带状构造 碳酸盐化；硫化物化；硅化； 钠长石化
伴生元素	Ag、As、Sb、Hg、B、Mn、Ba、Te、Ti	Ag、As、Sb、Hg、Ba、Te、Ti、Pb、Zn	Ag、As、Sb、Hg、B、W、Te
沉淀温度(℃) 盐度 w(NaCl)	200～300 相当于 0～4%	200～300 相当于 0～8%	250～350 相当于 0—4%
CO_2 含量(克分子%) 推测的压力/10^5Pa $\delta^{18}O_{SMOW}$/‰ $\delta^{18}D_{SMOW}$/‰	<4 30～100 −15～0，比当地大气水略富集重氧同位素 −150～−40，与当地大气水相似	2～10 500～800 +2～+6，比当地大气水富集重氧同位素 −140～−110，与当地大气水相似	>4 >700 +4～+10，比当地大气水富集氧同位素 −160～−10，与当地大气水相似

（引自 B·E·内斯比特，1988）

比如，在新西兰布罗德兰北的地热系统的热液池中找到了几吨富含金属的沉淀物，其中一个热液池中沉淀的金属含量极高（w（Ag）500×10^{-6}，w（Au）8.5×10^{-6}，w（Ti）$1\ 000\times10^{-6}$，w（Hg）0.2%，w（Sb）10%，w（As）2%）。在深部采集的储集层水温为250～270℃（A·刘易斯，1982）。

汞的稳定性与金相似，在氧逸度（f_{O_2}）略高条件下汞的络合物是稳定的。因而，金的沉淀位置可能要深于汞，故在汞矿化之下可能会发现金矿化。

矿化热液中As是从源岩中萃取Au的最佳萃取剂，故中-低温热液金矿床总伴有大量含砷矿物出现。

Shenberger（1985）的研究表明，在一次有效的沉淀作用过程中，只要溶液中含有1×10^{-9}～10×10^{-9}的金浓度，就可以沉淀出具有经济价值的金矿。

Brown（1986）在新西兰观测到，那里具工业品位的金矿化是由含金1.5×10^{-9}～10.5×10^{-9}的流体形成的。

上述研究和实地观测的结果表明，大气降水的对流作用，是陆壳许多地区的一种广泛的作用。在流体对流过程中可从围岩中淋滤和移运出数量上足以形成工业品位的金矿床。

浅成低温热液或近地表的金矿床，其大气水的对流作用是矿床成因的一种主要机制，但深部高温热液矿床的情况可能会有所不同。

（五）斑岩金矿系统是热液金矿床的一个重要类型

最近的资料表明，在含金斑岩铜矿的周边发现有金矿产出，表明了在斑岩铜矿周边大致为同心环状的地带内有金矿产出的潜力。

B·K·琼斯（1993）提出4类含金斑岩铜矿系列：①具有中心铜-金带的系统；②过渡带的系统；③具远源金带的系统；④具多元金带的系统。他还认为，一个理想的富金斑岩系统中，从系统中心向外发生的成分分带，有7个带：①无矿核部，②钼带，③斑铜矿-金带，④黄铜矿带，⑤黄铁矿带（剪切带中的金、石英-绢云母-黄铁矿和夕卡岩），⑥铅-锌-银带，⑦远源低温热液金。

此类型的金：①常产在伴有最高铜品位的斑岩系统中心；②产于铜带以外和与常常是铅-锌-银带以内并与黄铁矿晕重合的过渡带中；③有时产在铅-锌-银带以外并可以距斑岩铜矿几公里远的远源“低温热液”金带中。图15，是含金斑岩铜矿系统的分带模型示意图。所有富含金的斑岩铜矿区都应看作产生边缘金矿床的潜在目标。

有几个比值对确定斑岩系统中分带关系特别有用。P·C·古德尔等人（1974）注意到，w(Pb)/w(Cu)比值巨大并具有系统的变化是一个简单而有用的分带指数。w(Pb)/w(Mo)比值、w（Pb+Zn）/w（Cu）和w（Pb）/w（Cu）比值可以用来确定Cu带、Mo带的外界和Pb-Zn-Ag带的内带。w（Cu）/w（Au）比值和w（Ag）/w（Au）比值对确定Au相对富集的带特别有用。

有几个产生在斑岩系统中的巨型金矿山所含的Cu的品位均较低（w（Cu）$<0.2\%$），因而，要特别注意某些铜品位较低的斑岩铜矿化是否含金，而可能变成金矿床加以利用。

斑岩金铜矿床在垂向上可分两个金富集区。下部Au富集区位于斑岩铜矿化的部位，与铜矿化关系密切；上部Au富集区位于绢云母化带，但主要发育在青磐岩带中。斑岩铜矿系列总的分带序列大致为3个带：

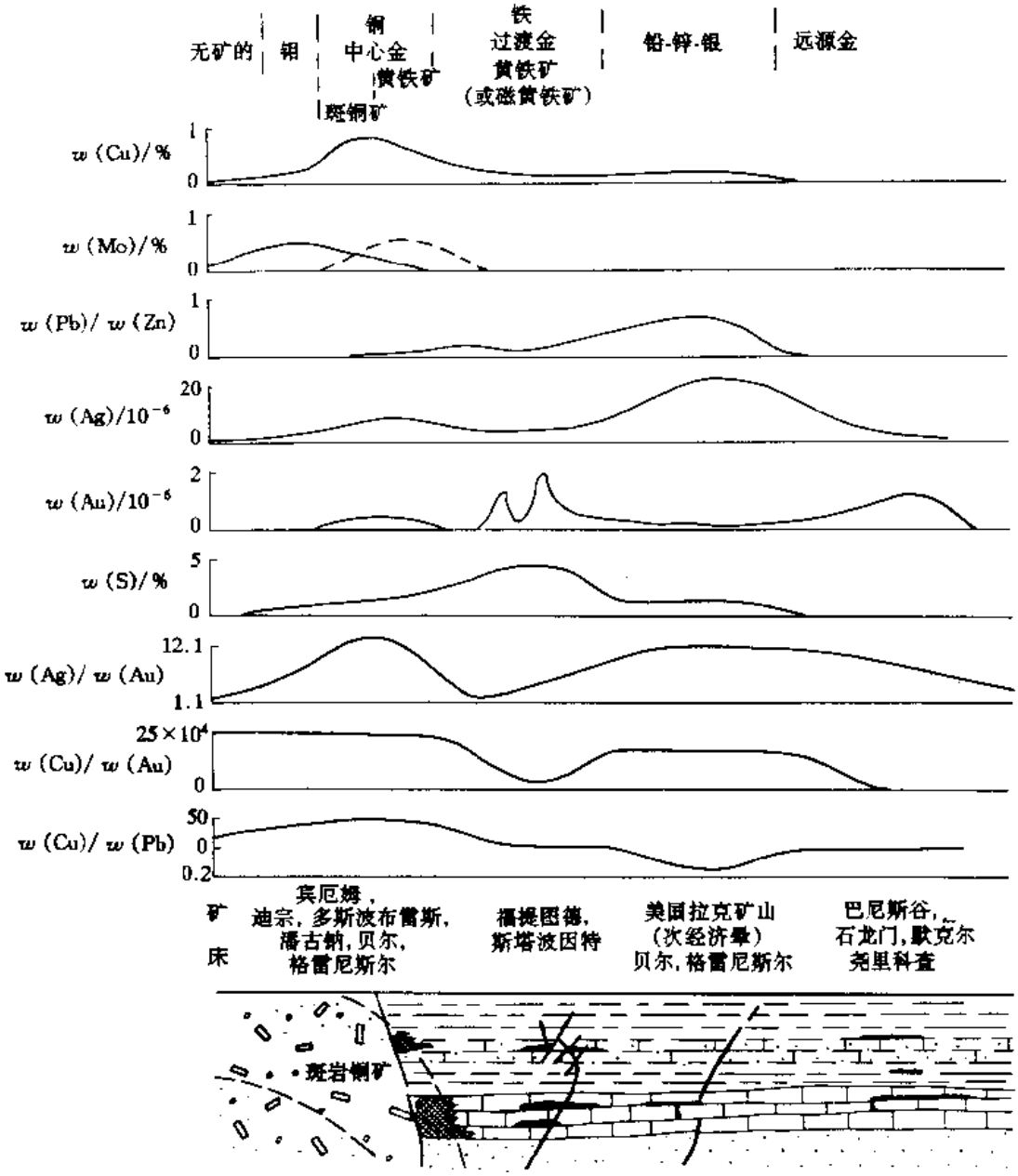


图 15　富含金斑岩铜矿系统的概括分带模型

（示随离矿源侵入体的距离加大而发生的金属质量分数和金属比值的变化，所有元素以质量分数 $w_B/10^{-6}$ 计，除非标有%）

Mo、Cu、Au—Pb、Zn—Au、As、Sb

（下部金富集区）　　（上部金富集区）

这一分带序列与热液金矿床分带序列总的趋势是一致的。

斑岩铜矿床下部矿带的特点是，氧化物（硬石膏、磁铁矿）广泛分布，其形成温度约＞350℃。在含 Au 量最高的铜矿带，成矿作用（从下向上）是沿着温度、E_h 下降和硫化物电势上升演化。这是金属沉淀，尤其是以氯化物和羟氯络合物形成迁移的金沉淀的有利条件。

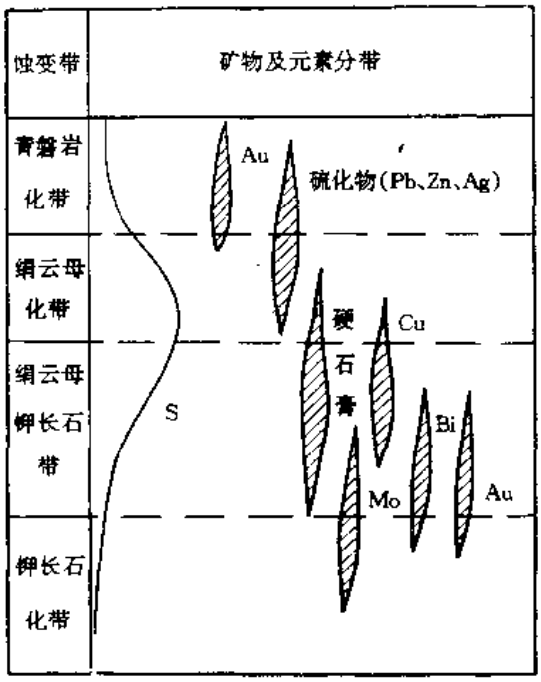


图 16　斑岩铜矿主要蚀变矿物及成矿元素分带示意图

图 16，是斑岩铜矿床元素原生分带图。从图上可看出，斑岩铜矿床 Au 富集在硫化物中 S 含量最高的上、下两头急剧降低的部位上。

浸染型金矿床的地球化学特征：

据 L·W·付什顿（1989），对美国 9 个浸染型金矿床的研究表明：

(1)浸染型金矿一般与似碧玉岩关系密切，似碧玉岩往往是该类金矿床的母岩或容矿岩，此种金矿床一般品位不会太高（w(Au) 在 1×10^{-6}～10×10^{-6}），但规模可以较大。

(2)Au 似乎仅在似碧玉岩和容矿岩石有限的地段内分布，无规律可循。Au 的质量分数可在 30m 距离内从 1.85×10^{-6} 降至 $<0.3\times10^{-6}$；Au$<0.3\times10^{-6}$是常见的。

(3) As、Hg、Sb 是这类矿床有效的探途元素，含量较高。一般 w（As）$>100\times10^{-6}$，w（Hg）$>1\times10^{-6}$和 w（Sb）$>50\times10^{-6}$。

(4) Au、As、Sb、Hg 4 个元素的异常不总是在同一个样品中出现。在同一矿床（点）上也可以缺少上述 4 元素中的一二种；

(5) 当样品中 w（As）$>100\times10^{-6}$和（或）w（Hg）$>1\times10^{-6}$和（或）w（Sb）$>50\times10^{-6}$，而 Au 含量很低时，应重新采样再次确定其 Au 含量。因 Au 的高含量总是与上述元素的高含量伴生。

我国此类金矿床在川、滇、黔、桂等地有产出，获得的地球化学资料与上述情况较一致。

第五章　国内外成功的岩石测量异常评价经验

一、地表矿化露头评价

铁帽是地表矿化露头的一种。我国地质工作者早在60年代初已注意和研究铁帽的结构、构造、成分和颜色，辨认铁帽的类型，并用来找矿（李文达等，1964）。勘查地球化学工作者也曾研究过铁帽中的微量元素，根据铁帽中残存的微量元素含量及组分特征，来确定铁帽的矿化类型及含矿性（李善芳等，1965）。谢学锦等（1973），运用数理统计和判别分析等方法对含铜铁帽作了含矿铁帽和非含矿铁帽区分的研究，获得了较好结果。综合前人研究结果，可以归纳如下几点：

1. 根据铁帽中Cu、Pb、Zn、Mn等元素的残存量可以初步确定其矿化类型。如w（Cu）$>2\,000\times10^{-6}$、w（Pb）$>1\,500\times10^{-6}$和w（Mn）$>5\,000\times10^{-6}$，可分别确定其为含铜铁帽，铅-锌铁帽和菱铁矿铁帽。

2. 研究结果表明，长江中下游一带铜矿床（体）或含铜磁铁矿床（体）铁帽中，一般残存的Cu含量约占原生矿石中Cu品位的40%。也就是说，铁帽中的Cu含量可被淋失掉60%左右。因而，可根据地表铁帽中Cu的残存量来估算其深部原生矿石的大致品位。

3. 研究发现，一个有价值的含Cu铁帽（即其深部具有经济价值的铜矿体）中除含有较高的w（Cu）$>2\,000\times10^{-6}$外，还应含较高的Ag（w（Ag）$>2\times10^{-6}$）和Mo含量低（w（Mo）$<5\times10^{-6}$）。并具有w（Ag）/w（Cu）$\times1\,000$比值>1和w（Mo）/w（Ag）比值<2和含金的特点。

这表明，一个有价值的含Cu铁帽，除铁帽中残存的w（Cu）量要大于0.2%以外，还应含较高的Ag、Au，而含Mo低或极微，则预示其为铜矿体头部的铁帽，其深部可能有盲矿体；反之，如果含Mo高，含Ag低，则尽管残存的Cu量很高，可能预示铜矿体已遭受较大剥蚀，是属于铜矿体剥蚀残留根部的铁帽，其深部无矿。可以看出，铁帽中的这种元素组合的关系，是符合元素分带的序列的。

谢学锦等（1973）在铜陵地区判别的3个有价值的未知铁帽中有两个已被后来地质普查勘探确证为其下部均为中大型铜矿床（盲矿头部）。

二、矿化剥蚀水平估量

利用矿床原生晕或矿石中元素组分特征及元素分带关系，可对地表出露的矿体或矿化，作出地球化学矿化剥蚀水平的估量。

邵跃等（1965）在铜陵地区的东、西狮子山已知夕卡岩型铜矿床上进行原生晕方法研究时，发现在盲矿体上方地表有规模较大的铜异常，质量分数达亚内带和内带以上（>400

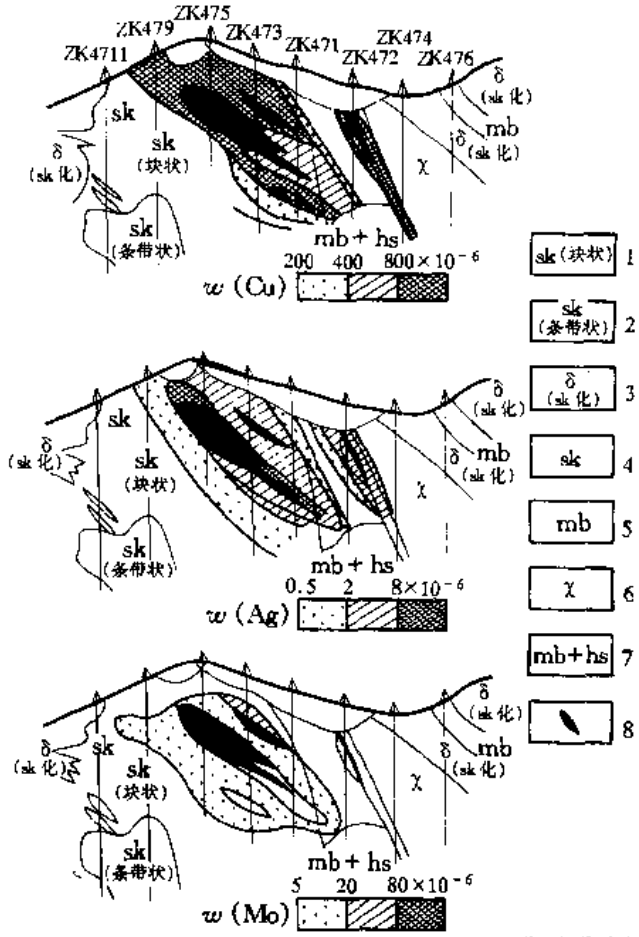


图 17　东狮子山铜铁矿床 17 线勘探剖面地球化学异常图

（邵跃 1982）

1—块状夕卡岩；2—条带状夕卡岩；3—夕卡岩化闪长岩；4—内夕卡岩；5—大理岩；6—煌斑岩脉；7—大理岩夹角岩；8—铜矿体

得成功，发现了规模较大的铜矿床。

以后，多年来的实践表明，几乎所有的热液类型的铜矿床，Ag 均为铜矿体（床）的前缘元素，Mo 为铜矿体（床）的尾部元素。

朱炳球、汪之明等（1980、1985）发现铜矿床中黄铁矿中的微量元素也具有类似分带关系。文章例举江西城门山铜矿床，在－400m 以上标高矿石中黄铁矿中 Cu、Ag、Pb、Zn、As、W 含量较高，－400m 以下标高矿石中黄铁矿中 Mo 含量高；－400m 标高以上黄铁矿中 w(Mo)/w(Ag) 比值 6.2，－400m 以下 w (Mo) /w (Ag) 比值 47.6（表 15）。这一结果，进一步表明了，Ag 和 Mo 在热液铜矿床中，Ag 在上和 Mo 在

$\times10^{-6}$）；还有大片的 Ag 异常（$>0.5\times10^{-6}\sim1\times10^{-6}$）；Mo 异常很小、很少、含量也很低（$<5\times10^{-6}$）。与此同时，在铜矿体已遭受较大剥蚀，仅剩下矿体尾部的包村矿点，地表 Cu 异常含量虽然也很高（$>2\ 500\times10^{-6}$），但异常的范围却很小，无浓度梯度变化，强异常紧贴矿体，类似一层“外壳”包裹矿体；Ag 异常很少，分布也零散；但却有大片的 Mo 异常出现，含量增高（$>5\times10^{-6}$）。剖面钻孔中原生晕研究结果表明，成矿元素 Cu 原生晕在矿体前上方是扩张的，并向矿体尾部逐渐收敛；Ag 异常与 Cu 异常相似，也向上扩张，向下收敛；而 Mo 异常则相反，只在矿体尾部出现，并向矿体尾部扩张（见图 17，18）。

这样，可以运用 w (Mo) /w (Ag) 比值评价矿化剥蚀水平。东、西狮子山地区获得的经验是：矿体前缘 w (Mo) /w (Ag) 比值<2，矿体尾部 w (Mo) /w (Ag) 比值>12。根据这一经验，对邻近外围发现的异常作了评价获

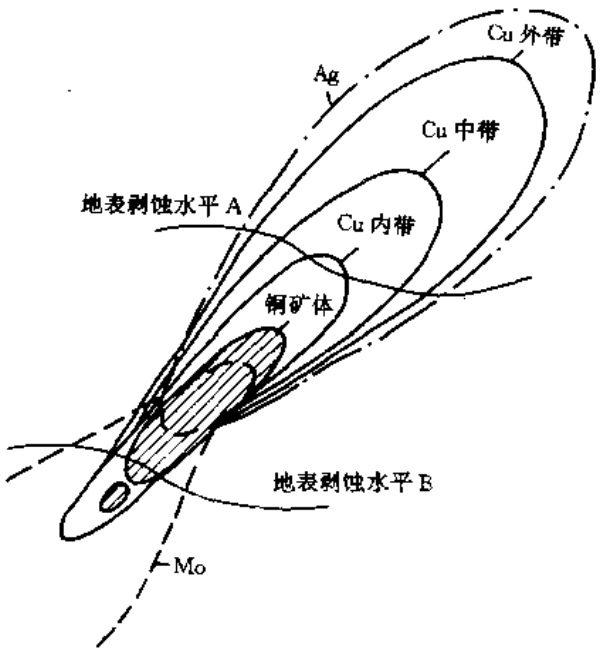


图 18　狮子山铜矿原生晕元素分带模式图

下的分带关系。并指出，可利用黄铁矿中微量元素含量及组分分带作为判别矿化剥蚀程度的标志。

表 15　城门山铜矿床不同标高黄铁矿中微量元素质量分数 $w_B/10^{-6}$

标高（m）	Cu	Ag	Pb	Zn	Co	Mn	Cd	Bi	As	W	Sn	Mo	$\frac{w(Cu)}{w(Mo)}$	$\frac{w(Mo)}{w(Ag)}$
−400 以上（8）	2 238	22	288	976	35.4	30	9.9	45	231	108	65	136	16.8	6.2
−400～−600（3）	597	6.3	106	111	303	25	5.4	37	103	40	75	300	1.99	47.6

注：（ ）内数字为样品数。

鲍伊尔（1979）给出的热液脉型贵金属和贱金属矿床中元素和矿物的垂直分带性示于表 16。表上从地表以下分 9 个带。应该说，表 16 是理想的，在任一脉系中很少会见到这一

表 16

带	地表	$\frac{w(Au)}{w(Ag)}$ 比值	常见元素	指示元素	常见矿物	指示矿物	说　明
1	脉或脉带	低	SiO_2，Fe，Ca，Mg，Mn，S	Ba，Sr，F	石英（玉髓），黄铁矿，白铁矿，碳酸盐	重晶石，萤石，（辰砂）	在大部分脉中此带罕见。一般金和银皆贫
2			SiO_2，Fe，Ca，Mg，Mn，S	Hg，Sb，As，Ba，Sr，F	石英（玉髓），黄铁矿，白铁矿，碳酸盐	辰砂，雄黄，雌黄，辉锑矿，重晶石，萤石	在这些脉中可以是含金和含银的
3			SiO_2，Fe，Ca，Mg，Mn，S	Ag，Au，As，Sb，Cu，Zn，Pb，Bi，Te，Se	石英（玉髓），黄铁矿，白铁矿，碳酸盐，方铅矿，闪锌矿，黄铜矿，金（银金矿），（辉钼矿）	螺状硫银矿，金，辉锑矿，碳酸盐类，碲化物，硒化物，辉铋矿和其它铋矿物，冰长石，明矾石，Mn-硅酸盐，萤石，重晶石，（白钨矿），（黑钨矿）	构成大部分浅成低温热液金-银矿床的富脉带。随着金和银的减少而进入第 4 带。在深部矿床中一般无此带
4			SiO_2，Fe，Ca，Mg，Mn，S	Cu，Zn，Pb	石英，黄铁矿，碳酸盐，方铅矿，闪锌矿，黄铜矿	黄铜矿，黄铁矿，闪锌矿，方铅矿，重晶石	金和银一般低或贫，表示许多浅成低温热液金-银矿床已到底界
5		中	SiO_2，Fe，Ca，Mg，Mn，S	Au，Ag，Cu，Pb，Zn，As，Sb，Te	石英，黄铁矿，毒砂，碳酸盐，金，辉钼矿	方铅矿，闪锌矿，黝铜矿—砷黝铜矿，（螺状硫银矿），碳酸盐类，（白钨矿），碲化物，金	闪锌矿常随深部增大而增加
6			SiO_2，Fe，Ca，Mg，Mn，S	Au，Ag，Cu，As，Sb	石英，黄铁矿，毒砂，碳酸盐，金，辉钼矿	黄铜矿，黝铜矿—砷黝铜矿，晶质铀矿（沥青铀矿）白钨矿，黑钨矿，碲化物，金（电气石）	渐变为第 7 带
7		高	SiO_2，Fe，Ca，Mg，Mn，S	Au，Ag，As，Te，Cu，W	石英，黄铁矿，毒砂，碳酸盐，长石，金（辉钼矿）	毒砂，黄铜矿，白钨矿，黑钨矿，电气石，碲化物，金	渐变为第 8 带
8			SiO_2，Fe，Ca，Mg，Mn，S	Au，Ag，Cu，W	石英，黄铁矿，磁黄铁矿，长石，碳酸盐，电气石，金，（辉钼矿）	黄铁矿，磁黄铁矿，毒砂，辉铋矿，黑钨矿，金，电气石	
9			SiO_2，Fe，S	W，Sn，Mo，Bi，B，F，As	石英，长石，黄铁矿，磁黄铁矿，辉钼矿	黄铁矿，磁黄铁矿，辉钼矿，毒砂，辉铋矿，黑钨矿，白钨矿，锡石，电气石，黄玉	

注：表中所列为贵金属（主要是含金石英脉）和多金属脉型矿床中元素和矿物的理想垂向内生分带。所示的矿物和元素是包括在矿床中的矿物和元素，围岩蚀变中的矿物元素除外（据波伊尔，1979）。

完整的分带序列。较常见的情况是在特定的矿床范围内的这一分带模式的某一部分。这对善于观察并熟悉矿床及矿床构造的地质人员来说，参照理想垂直分带模式研究地表脉系的矿化特征，显然有利于合理地评价矿化露头的侵蚀水平，从而有助于预测深部有无盲矿及其性质。

三、晕中元素比值研究及应用

元素比值（或元素对比值）研究是基于原生晕元素分带理论，运用前缘（低温）元素与尾部（高温）元素间的比值，来解释找矿工作中的一些地质地球化学问题。诸如，推测矿液流动方向，评价矿化剥蚀水平和指导深部找盲矿，以及推测成矿温度和矿物成因等等。这方面的工作，国内外学者已做过较多研究，并取得了一些较成功的经验。

w（Ag）/w（Mo）及w（Ag）/w（Cu）比值 可判定矿体头尾部（矿液流动方向）：

格里戈良等（1976）在原苏联萨隆雷切库斑岩铜矿床上研究原生晕时，发现 Ag 异常在矿体前上方变宽，而 Mo 异常在矿体后下方变宽。故指出，可运用 Ag 和 Mo 原生晕分布的态势以及 w（Ag）/w（Cu）比值来判定缓倾斜矿体的头部和尾部，以确定矿液可能的流动方向（图 19）。

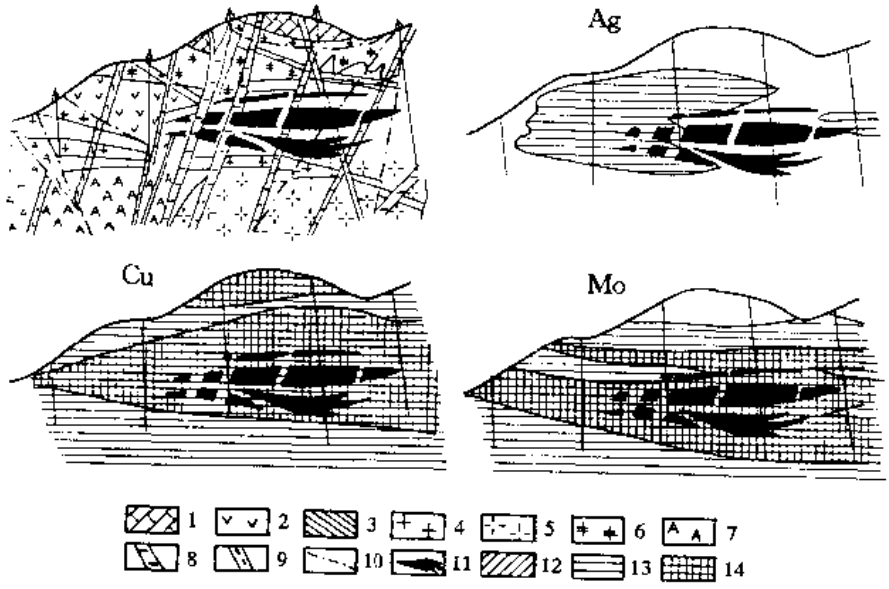


图 19 萨雷切库矿床的矿体周围的原生晕

1—灰岩；2—石英斑岩；3—安山玢岩；4—古什赛花岗闪长岩；5—“蔷薇”花岗闪长岩；6—“灰色”花岗闪长岩；7—白岗岩；8—花岗正长斑岩；9—花岗闪长斑岩；10—构造断裂；11—矿体；12—平衡表外矿；13～14—元素的质量分数 w_B/%（13—Ag 0.000 03～0.000 01；Pb 0.05～0.24；Zn 0.003 7～0.008 7；Cu 0.01～0.11；Mo 0.000 3～0.001；14—Ag 0.000 1～0.000 7；Zn 0.008 7～0.2；Cu 0.11～1.5；Mo 0.001～0.004）

周亚特（1982）在湖北大冶铜绿山铁-铜矿区（图 20），运用 w（Ag）/w（Cu）×2 000 比值变化，研究了该区含矿热液运移的方向。

w（Zn）/w（Sn）比值 可判断剥蚀水平：

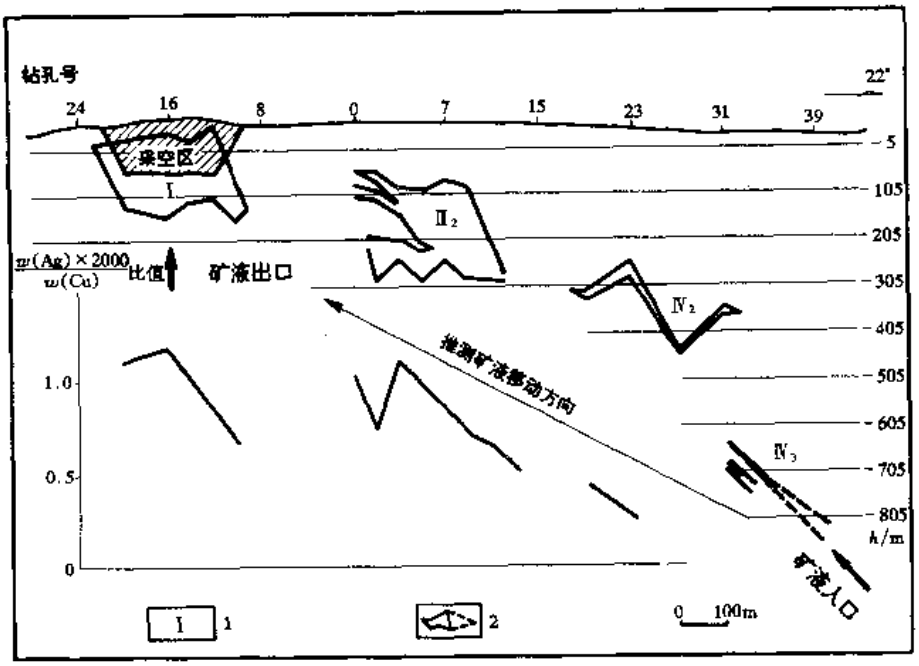


图 20　矿体纵向排列及 w（Ag）×2 000/w（Cu）比值变化与矿液流动方向示意图

1—矿体编号；2—已控矿体界线及推测矿体延伸界线

福建马坑铁矿，由于热液改造作用，在铁矿体上出现了元素分带现象，低温元素 Cu、Pb、Zn 在矿体（体）前上部富集，高温元素 Mo、Sn、W 在矿体（带）尾部富集。故可运用 w（Zn）/w（Sn）或 w（Cu+Pb+Zn）/w（Sn）比值判断矿带剥蚀的水平（邵跃，1978）。

大冶铜绿山为我国著名的接触交代型铜-铁矿床。周亚特等（1979）在对该矿床进行了较详细的原生晕研究后，发现该矿床具有明显的元素垂直分带关系。在整个矿带及矿体中，Ag、Cu 元素总是偏于矿体及矿带的上部，而 Fe 偏于矿体及矿带的下部。通过研究 w（Cu）×50/w（Fe）比值在矿体和矿带中的变化关系得知，一般矿体上部 w（Cu）×50/w（Fe）比值大于 3，矿体中部比值 1～3，矿体下部比值小于 1。运用这一研究结果于 9 线和 15 线两条地质勘探剖面上推测深部矿体延伸，获得了极大成功。

图 21 是第 9 线勘探剖面。从图上可看出，矿体由 ZK208 至 ZK220 孔，厚度较大，故地质推断矿体向深部应有较大延伸，并于 1979 年设计了 ZK901 孔打向深部延伸的矿体。同时计算了 ZK220 孔矿体矿石中 w（Cu）×50/w（Fe）的比值为 0.85，属矿体尾部特征，表明矿体向深部无延伸或延伸极少，已趋尖灭。这一预测，被后来施工（ZK901 孔在原地质预测应该见矿的部位上未见工业矿体），证实了根据比值推测的正确性。（在计算 ZK220 孔比值时 ZK901 已开孔，但尚未打到预计深度）。

图 22 是 15 线勘探剖面。从图上可看出，矿体延伸至 ZK1 孔时出现分枝、变薄和呈现尖灭的趋势。按当时地质推断，深部可能无矿或矿体很少。但是，计算了 ZK1 孔矿石中 w（Cu）×50/w（Fe）比值高达 4.6，属上部矿体特征，表明矿体向深部还有较大延伸。以后，设计了 ZK1501 孔，在深部相应的部位上，打到了累积厚度达 89.6m 的多层铜铁矿体。但见矿深度已经较深。

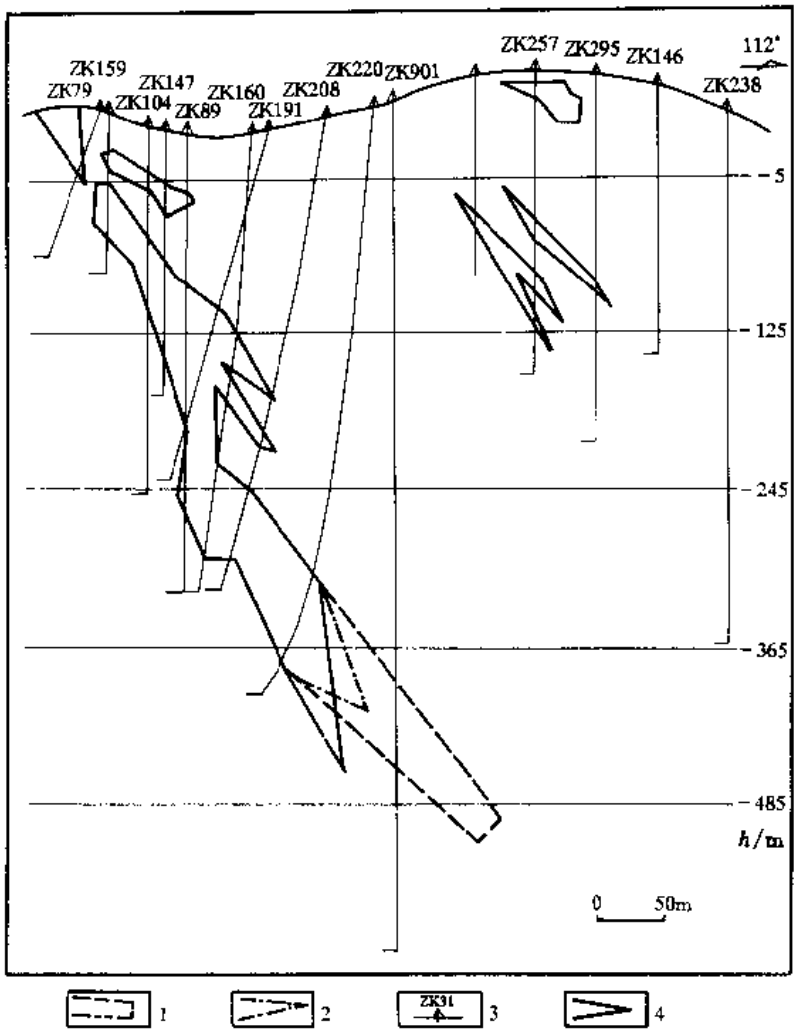


图 21 铜绿山 9 线剖面地质法与比值法推断矿体延伸对比图

1—1979 年以前地质推断矿体尖灭部位；2—根据 w (Cu) ×50/w (Fe) 比值推断矿体尖灭部位；3—1979 年施工钻孔；4—工程控制矿体尖灭部位

表 17 是该区运用 w (Cu) ×50/w (Fe) 比值预测矿体有无延伸与工程揭露对比表。从表上看，其成功率是很高的。

表 17 利用 w (Cu) ×50/w (Fe) 比值预测矿体有无延伸与工程揭露对比表

预测情况	工程证实有延伸	工程证实无延伸	预测成功率	尚未证实
预测矿体有延伸 26 处	12	2	85.7%	12
预测矿无延伸 15 处	1	13	90%	3

w (Zn) /w (Cd) 比值 可指示热液矿化作用形成的温度：

戈尔德施密特 (1954) 指出，高温下形成的闪锌矿比低温下形成的闪锌矿，其晶格接受的 Cd 要少一些。Cd 在低温闪锌矿中富集。

一般，高温闪锌矿中 w (Zn) /w (Cd) >500，低温闪锌矿中 w (Zn) /w (Cd) <100。

W·C·奥弗斯特里特介绍 (1981)，可根据 w (Zn) /w (Cd) 比值量指示热液矿化热

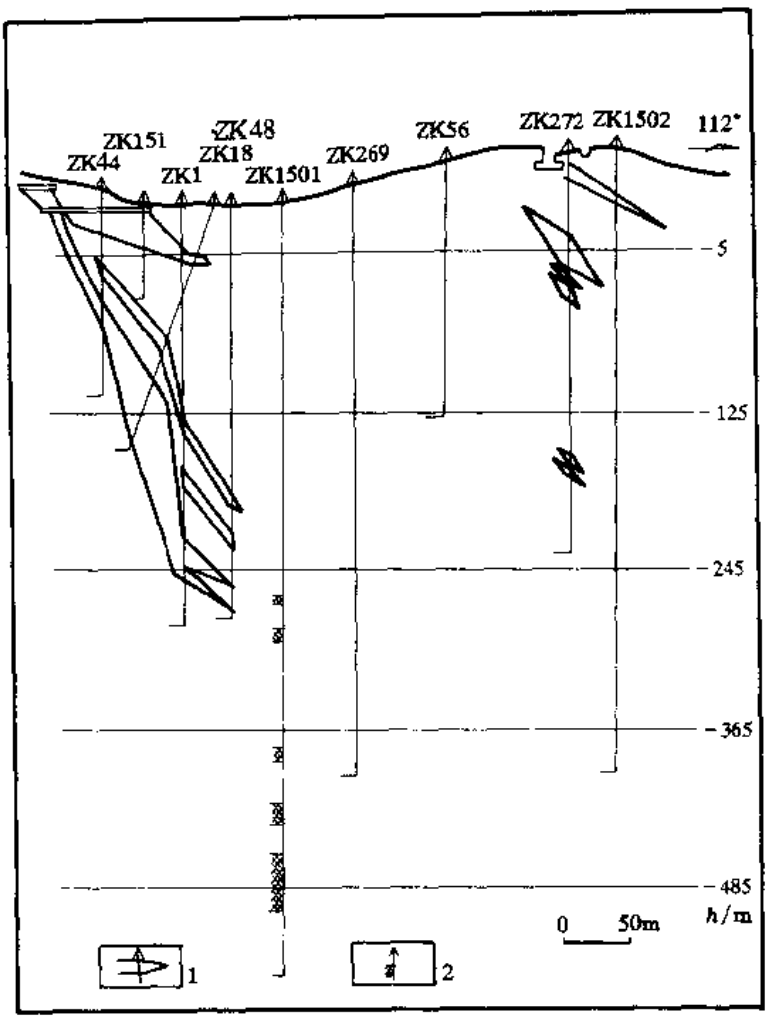


图 22　铜绿山 15 线矿体 w（Cu）×50/w（Fe）比值与矿体延伸关系示意图

1—1966 年前施工钻孔及圈定矿体边界；2—1979 年施工钻孔发现的矿体

源的位置。

邵跃等（1976）在研究马坑沉积变质-热液改造铁矿床的矿床原生晕时，运用锌矿化样品中 w（Zn）/w（Cd）的高比值表明该矿床热液作用不强，铁矿石的热液改造主要在高温阶段。

w（Ni）/w（Co）比值　可作为矿体成因标志：

W·默西埃（1976）提出，可利用矿石 w（Ni）/w（Co）比值作为矿床成因的标志。

邵跃等（1976）给出了我国某些铁矿床矿石中的 w（Ni）/w（Co）比值及某些微量元素特征（表 18）。从表 18 中示出：

（1）不同类型铁矿矿石中w（Ni）/w（Co）比值有明显差异。沉积类型铁矿石中 w（Ni）/w（Co）比值一般>5；火山成因或接触交代成因的铁矿石中 w（Ni）/w（Co）比值一般<2。

（2）接触交代矿床矿石中 Ti 和 Pb 的含量很低，但铜含量较高；火山成因的矿床矿石中 Zn、Ti、V 的含量较高。

表 18　我国某些铁矿石中的微量元素 $w_B/10^{-6}$

矿床类型	矿产地	样数	Mn	Cl	Cu	Pb	Zn	Ti	V	Ni	Co	$\frac{w(Ni)}{w(Co)}$	$\frac{w(Ti)}{w(V)}$	其它
沉积或沉积变质	庞家堡赤铁矿	16	828	15	2	<5	28	180	50	35	6	5.9	3.6	含 B
	贵州铁矿山宁乡式赤铁矿	26	4 519	36	10	14	77	465	105	112	21	5.3	3.5	
	鞍山弓长岭	17	444	14	5	<5	5	<50	<5	5	<5		~5	
	菜园子菱铁矿	21	30 476	217	94	5	26	73	<5	56	10	5.6	>14	
	大西沟菱铁矿	61	5 900	17	286	5	15	576	30	42	8	5.3	19.2	
	马鞍山菱铁矿①		14 050		280	90	100			50	<10	>5		
	马坑磁铁矿	48	20 000	84	13	10	402	139	15	100~250	30~50	2.8	9.3	
火山岩	安徽罗河铁矿	30	2 713	78	39	16	210	1 408	442	113	56	2	3.2	含 P 和 B
	江苏梅山铁矿	29	6 517	79	19	8	198	107	202	40	43	0.9	0.5	含 B
	江苏凹山铁矿	22	2 350	27	5	<5	115	2 128	1 364	267	105	2.5	1.6	
接触交代	邯邢铁矿山	17	1 179	53	228	<5	24	79	39	24	51	<0.5	2	含 P
	邯邢符山	30	1 185	85	43	<5	19	<50	16	44	57	0.8	1.6	含 P 和 B
	邯邢中关	19	514	102	124	<5	33	<50	23	115	68	1.7	1.1	
	大冶铁山	21	4 138	160	1 143	<5	324	<50	269	363	157	2.3	<0.2	
	淮北前常铁矿	21	1 728	225	1 075	<5	203	<50	<5	100	231	0.4		含 B
	陕西木龙沟②	8	1 000		238	21	1 366	<100	6	<10	17	0.5		含 B
热液	大冶铁山脉状菱铁矿	8	4 563	43	63	<5	40	<50	12	71	68	~1		

①根据湖北冶金地质研究所铁矿专题组(1975)资料。
②根据陕西地质局综合研究队(1976)资料。

(3)沉积-改造铁矿床或菱铁矿床矿石以含 Mn 高($w(Mn)>0.5\%$)和 $w(Ni)/w(Co)$ 比值>5 为特征。

$w(Ni)/w(Co)$ 比值地质界早已用作区分黄铁矿成因的地球化学标志。沉积成因的黄铁矿中 $w(Ni)/w(Co)$ 比值较大,热液成因的黄铁矿中 $w(Ni)/w(Co)$ 比值较小。

$w(Pb)/w(Mo)$比值　评价铅锌矿化的剥蚀水平:

据方正康报道(1982),浙江敖岗铅-锌矿产于燕山期二长岩内,为裂隙控制的脉状铅-锌矿,矿体规模不大,但品位极富,由地方开采多年。但从地表采掘至三个中段后(-120m),发现矿体向下变薄。为研究矿体向下究竟还有多大延伸和深部有无新的盲矿体存在,采集了三个中段的矿石样品,分析了 Cu、Pb、Zn、Ag、Cd、Mo、Mn、Co、Ni、V 等元素,结果见表 19。运用格里戈良计算元素分带序列的方法,计算了矿体各异常元素的分带序列,从上至下为 Mn、Pb、Zn、Cd→Cu、Co、Ag、Bi→Mo,可以看出 Mo 和 Bi 属矿下元素。同时计算了三个中段的 $w(Pb)/w(Mo)$ 比值,可以看出,从上至下,比值呈有规律递减。根据比值与品位、高程之间的关系,通过回归方程,计算出了该矿体自地表向深部延伸约至-158m,而距三中段(-120m)向下约 40m,故推测 40m 内矿体即将尖灭。这一推测与后来采矿的结果一致。

表 19　各中段元素平均质量分数 $w_B/10^{-6}$

	Mn	Pb	Sn	Ni	Mo	V	Cu	Zn	Co	Ag	Bi	Cd	$\frac{w(Pb)}{w(Mo)}$
一中段(5)	2 580	2 742	1.6	1.5	1.3	34	941	5 656	20.5	2.23	0.2	42.28	2 109
二中段(13)	3 884.62	3 730.77	1.62	3.08	2.15	24.62	3 021.54	11 234.62	52.31	23.89	435.05	63.12	1 734
三中段(7)	3 742.86	3 650	2.71	2.14	5.29	50	1 944.29	10 885.71	35.57	12.93	242.17	59.46	688

注:( ) 括弧内为样品数。

四、几个特殊矿种的评价经验

低温热液（雄黄-雌黄）矿床

童霆和黄道彬等（1991）报道了在湖南石门雄黄矿床上进行的原生晕研究的结果指出：雄黄矿床的成矿元素为 As；主要伴生元素有 Hg、Sb、Au；Ba、Sr、Mn、Ti 为前缘元素。元素分带序列的研究结果为（从上至下）Ti—Ba—Mn—Sr—Hg—Au—As—Sb。Sb 往往出现在雄黄矿体（床）的下部，再无其它元素。运用 w（Au·Hg）×1 000/w（As·Sb），和 w（Hg）/w（Sb）比值可作矿体（床）剥蚀深部评价的标志（见表 20）。运用上述方法在矿区开展原生晕方法发现了新的异常，有的已验证见矿。

表 20　石门雄黄矿一号矿不同标高元素对比值

标高/m		原生晕	矿石	
		w（Hg）/w（Sb）	w（Hg）/w（Sb）	w（Au·Hg）×1 000/w（Sb·As）
182		0.26	0.31	165
80		0.34	0.16	0.29
20		0.065	0.011	3.0
−18		0.060	0.096	40.0
−135		0.016	0.023	0.9
−266		0.015	0.001	0.02
−355		0.002 9	0.018	0.009
评价指标	矿头	>0.2	>0.2	10～200
	矿中	0.1～0.01	0.1～0.01	0.05～1
	矿尾	<0.001	<0.001	<0.005

金伯利岩含矿性

邵跃等（1990）进行了金伯利岩含矿性评价的地球化学研究发现（见表 21）：

（1）含矿金伯利岩与非含矿金伯利岩的 REE 在丰度上有差异。含矿金伯利岩 REE 丰度一般较高（w（ΣREE）>300×10^{-6}），非含矿金伯岩 REE 丰度较低（w（ΣREE）<150×10^{-6}）。

（2）含矿金伯利岩 w（LREE）高度富集，w（LREE）/w（HREE）>12；非含矿金伯利岩 w（LREE）/w（HREE）<10。有这样一种趋势，含矿性愈好 LREE 富集程度愈高；富含金刚石的金伯利岩 LREE/HREE>15。

（3）金伯利岩中 Cr、Ni、Ti 含量较高，并含 Zr、Nb、Sc。金伯利岩中 Cr、Nb、Ni 含

表 21　五地区各类金伯利岩地球化学综合指标

物征指标		$w(\Sigma LREE)$	$w(\Sigma HREE)$	$w(\Sigma REE)$	$\frac{w(\Sigma LREE)}{w(\Sigma HREE)}$	$w(LREE(p))$	$w(HREE(p))$	$w(TREE(p))$	$\frac{w(Cr \cdot Ni)}{1000}$	Ti	Zr	Nb	Sc	Ba	$w(As \cdot Sb \cdot Hg)$	R	岩体含矿性
贵州	s	961.35	40.09	1 001.44	23.96	4.47×10^{11}	5.14×10^{3}	2.30×10^{15}	383.70	37 000	1 600	51.5	15.5	606	0.986 8	1.521 1	钾镁煌斑岩含少量金刚石
	Dr	1331.90	38.13	1 370.03	34.93	7.85×10^{11}	6.97×10^{2}	5.47×10^{14}	380.00	15 300	780	20.0	12.0	775	0.057 0	0.986 9	斑状镁铝榴石金伯利岩贫含金刚石
山东	胜利1号	431.84	14.13	445.7	30.56	1.09×10^{9}	0.55×10^{0}	6.00×10^{8}	980.00	1850	55	57.5	29.9	925	0.038 4	1.039 8	斑状金伯利岩含金刚石较富主要为工业级金刚石质量差
	X_{28}	358.40	22.06	380.46	16.25	4.95×10^{8}	4.40×10^{1}	2.19×10^{10}	250.00	3 000	100	50.0	29.1	1 000	0.354 9	1.255 9	位于西峪为斑状镁铝榴石金伯利管富含金刚石
	X_6	997.33	27.02	1 024.35	36.91	8.79×10^{10}	4.66×10^{1}	4.10×10^{17}	600.00	2 025	85	87.5	26.0	50	0.001 0	0.753 1	位于西峪为含岩球状金伯利岩含金刚石较贫
	X_8	211.10	20.01	231.11	10.54	6.33×10^{7}	1.04×10^{1}	6.58×10^{8}	3.00	1 000	20	5	11.2	1 300	0.005 9	0.557 7	位于西峪为红旗32号岩管分支部分含岩球状金伯利岩贫含金刚石
辽宁	kb_{1+2}	692.00	21.85	713.85	31.67	2.67×10^{10}	8.41×10^{1}	2.25×10^{12}	427.01	7 655	523	738	19.5	3415	0.036 8	1.213 3	斑状金伯利岩和斑状富金云母金伯利岩含金刚石较富
	$kb_{42(1+2)}$	482.60	20.10	502.70	24.01	2.85×10^{9}	6.46×10^{1}	1.84×10^{11}	783.61	14 350	950	200	14.0	90	0.039 1	1.174 9	斑状金伯利岩和斑状富金云母金伯利岩
	kb_{50}	541.40	25.90	567.30	20.90	8.86×10^{9}	5.03×10^{2}	4.46×10^{12}	1 391.18	9 704	970	398	24.0	2 306	0.353 6	1.649 4	角砾状金伯利岩富含金刚石
	kb_{68}	1007.4	83.34	1 090.74	12.09	3.22×10^{11}	1.38×10^{5}	4.44×10^{16}	919.50	11 370	1 300	725	44.0	307	2.643 8	2.192 6	斑状金伯利岩富含金刚石
河南	土门洞 kb3、5、7	81.25	8.22	89.47	9.88	1.72×10^{5}	2.75×10^{-1}	4.73×10^{4}	111.58	1 537	47	<10	6.0	108	0.766 2		富镁铝榴石碳酸盐化斑状金伯利岩(不含金刚石)
	南帚小东沟 kb120、121、122	14.02	2.11	16.13	6.64	5.85×10^{1}	1.53×10^{-2}	8.95×10^{-1}	14.49	60	<20	—	1.7	<50	6 271.980 4		风化土状碳酸盐化块金伯利岩(不含金刚石)
	洪峪村 kb_{112}	123.64	11.93	135.57	10.36	1.98×10^{8}	2.43×10^{0}	4.81×10^{6}	1 500.00	3 500	<20	<10	11.4	50	166.176 6		蓝灰色碳酸盐化斑状金伯利岩(不含金刚石)
	扁担坡 kb_1kb_{10}	45.48	5.07	50.55	8.97	5.93×10^{3}	0.15×10^{-1}	8.89×10^{1}	83.41	868	40	<10	6.0	<50	20.941 8		土状金伯利岩(不含金刚石)
黑龙江	X-LD	195.13	22.70	217.92	8.56	4.35×10^{7}	2.77×10^{1}	1.20×10^{9}	62.51	16 000	556	30.4	14.4	685	0.072 8	0.917 9	
	$X\text{-}LD_{5.6}$	370.50	44.99	415.49	8.24	2.72×10^{9}	2.90×10^{3}	7.90×10^{12}	6.08	23 500	1 350	90	14.1	100	0.018 9	0.571 6	
	$X\text{-}LD_{10}$	305.00	36.01	341.01	8.74	7.46×10^{8}	3.36×10^{2}	2.51×10^{11}	8.50	17 000	1 000	70	12.5	350	0.010 3	0.668 0	
	玄武岩	252.84	30.87	283.71	8.19	1.88×10^{8}	1.96×10^{2}	3.68×10^{10}	32.33	21 330	520	20	14.9	367	0.025 4	0.7961	

注：$R=0.033X_1+0.075X_2+0.018X_3$；$X_1=\lg(Cr\times Ni)$；$X_2=\lg(Nb)$；$X_3=\lg(As)\times\lg(100\cdot Sb)\times\lg(1\,000\cdot Hg)$。

$R_0=1.018$，$>R_0$ 者为含矿金伯利岩；$<R_0$ 者 为贫含或不含矿金伯利岩，(p)表示乘积。

量似乎与金伯利岩含矿性有关，非含矿金伯利岩中不含 Nb 或含 Nb 极低。

（4）含矿金伯利岩顶上部含 As、Sb、Hg 较高。研究了运用 w（Cr×Ni），w（Nb）和 w（As×Sb×Hg）3 组变量的判别分析，可初步评定金伯利岩的含矿性。

（5）可运用 3 个综合指标评价金伯利岩的含矿性：

①w（ΣREE）$>300\times10^{-6}$；

②w（LREE）/w（HREE）>12；

③$0.033\,[\lg w(\mathrm{Cr}\times\mathrm{Ni})]-0.075\,[\lg w(\mathrm{Nb})]+0.018\,[\lg w(\mathrm{As})\times\lg(100\cdot w\mathrm{Sb})\times\lg(1\,000\cdot w\mathrm{Hg})]>1.018$。

赣南脉状钨矿

我国赣南脉状钨矿床具有“五层楼”模式特征。从上至下为：线脉带、细脉带、薄脉带、大脉带和消失带（岩体）。具有经济价值的钨矿出现在薄脉带至大脉带。一般，下有大脉带的，上有薄脉带。但是，有时地表有薄脉带但深部不一定有大脉带。这就给地质评价找矿带来了困难。找到大脉带，才有可能找到大型钨矿床。运用矿床原生晕元素组分分带关系可以提供评价标志（欧阳宗圻，1987）。据欧阳宗圻介绍，发现 W、Ag（Cu、Zn）在线脉带至大脉带含量增高，而从大脉带至消失带含量降低。若发现这套元素含量从上至下逐渐增高，表明深部有大脉富矿；若其含量从上至下逐渐降低，则表明矿带已接近尖灭。并总结出了该类型钨矿床的“三环一帽”式地球化学分带模式（图 23）。“三环”是以主干脉

矿床类型	带（层）号	带（层）号	示意剖面图	垂高 m	脉带宽度 m	矿脉总厚度 m	平均脉幅 m	含脉带度	含脉 %	矿脉形态	工业价值	矿床实例
外接触带矿床	Ⅰ	线脉带（<1cm）		100～200	10～30	0.15～1.00	0.003～0.007	3～8	1～4	主要是线脉，时有薄脉或细脉出现，线脉平行排列，可见侧向交替现象，形态非常简单	无	黄沙漂矿
	Ⅱ	细脉带（<1～10cm）		50～150	15～30	0.70～5.00	0.02～0.05	2.5～6	5～20	主要是细脉，时有线脉和薄脉多条，多数细脉平行排列，但有侧向交替和分支复合现象，形态较复杂	小	杜子窑
	Ⅲ	薄脉带（10～30cm）		150～205	5～15	0.85～5.50	0.40～0.20	1.5～2.5	16～38	由细脉，薄脉组成，细脉多围绕薄脉产出，分支复合，交织连续，侧向交替，膨胀收缩比较频繁，形态复杂	大	石人嶂
	Ⅳ	大脉带（>30cm）		200～450	2～6	0.90～5.80	0.35～0.60	1～2	40～90	以大脉为主，旁侧伴生少量细薄脉，偶见分支复合，侧向交替和膨胀收缩现象，形态又转变简单	最大	瑶岗仙
	Ⅴ	消失带		>50	3～8	0.60～4.00	0.10～0.25	1.5～3	20～55	由细、薄、大脉组成，形态尚称简单	大	
内接触带矿床	Ⅰ	线细脉带		30～250	20～40	0.20～1.00	0.005～0.02	1～2	0.60～2.50	主要为稀疏线脉，产状变化稍大，多数脉石进入下部花岗岩，形态仍属简单	无	荡坪
	Ⅱ	大(薄)脉带		50～300						全为大(薄)脉，多数脉石进入上部围岩，具平行排列，形态简单	有	新山
	Ⅲ	消失带		>40						有大薄脉，形态比较简单	无	

图 23　脉钨矿床形态垂直带模式

或薄脉为中心向上或向两侧的分带关系。其中第一环为包裹主干脉的 W、Mo、Bi-Cu、Zn（含 Ag、Pb、Cd）的内带强异常组合；第二环 W、Bi、Cu、Zn 的中带异常组合；第三环为 W、Bi-Cu、Zn 的外带弱异常组合。“一帽”是指发育在细脉带顶部的异常，由 As、B、Li、Pb（F）及脉带中 K、Be、Ba、Se 的异常组成。此外，在外带型矿床向深部插入花岗岩的

部位上（即花岗岩近顶部），还有壳状异常，由 Be、Li、K+Na、K 组成，称之为一壳。这样，根据不同的异常组合形式，可作为判定找盲矿的相应指标。

五、探途元素或远程元素的指示意义

碘（I） 作为远程或探途元素找矿，在原苏联文献中早有报道，但我国对这一元素的研究和运用不多。据报道（班义江等），以 I 作为探途元素，在我国广西两江铜矿找盲矿的工作中，起了重要作用，找矿效果突出。

广西两江铜矿受寒武系地层及断裂控制。但寒武系地层出露不普遍，大多为小块的“天窗”。“天窗”外全由泥盆系地层覆盖。岩石测量的研究结果表明，Cu、Ag、Pb、Zn、As 等元素的异常指示在寒武系地层出露的“天窗”内找矿，可有效地圈出含矿断裂带，可发现矿体。但在“天窗”外的泥盆系厚层基岩覆盖的地区，上述元素的异常不明显，而 F 和 I 的异常发育，可用作指示寻找泥盆系覆盖下赋存于寒武系地层中的盲矿。

矿石分析表明：矿石中除 Cu 极大富集外，Ag、Pb、Zn、As、Co、Ni、Mo、F、I 等元素也较富集。故这些元素均可用作指示元素找矿，但其指示的作用不一。

图 24 是该区 1-1 线剖面地球化学异常图。从图上可看出；Pb、Zn、Co、Ag、Mo 等元素的异常均未穿透上覆的泥盆系地层到达地表；As 和 Cu 仅外带的弱异常部分到达地表；而 I 和 F 的异常不但能穿透盖层到达地表，且异常清晰，浓度分带较好，F 异常范围最大，且 I 的异常的规律性更好。

面积性岩石测量的结果表明，在平面上 Cu、As、Ni、Mo 等异常呈零星不规律的分布，而 I 和 F 的异常较规整，分布的态势与构造带基本一致。呈带状分布的 I、F 异常伴有 Cu、As、Ni、Mo 的点异常，一般均为矿异常，指示其深部均能找到盲矿体。

两江铜矿区是我国运用卤族元素（F、I）指示找盲矿成功的第一例。

自 1957 年苏联 Н·И·萨弗郎诺夫提出应用碘作为指示元素找盲矿后，经过多年实践证明碘可作为含铜黄铁矿床，热液铜矿床，铅锌矿床，斑岩铜矿床，火山岩型铜矿床，铜镍矿床，钨锡矿床及汞锑矿床的探途元素。

I 在热液多金属等矿床原生晕中属前缘元素，比汞还远。例如，在苏联阿赫塔里多金属矿床上原生晕分带序列为 Cu、Pb、Zn→Hg、As、Sb、Ge、Ti→Br、I；在马得皇乌里多金属矿床中原生晕分带序列为 Pb、Zn、Ba、As、Ag、B→Cu、Mo、Bi、Mn、V→Hg、Br、I；在克瓦依欣多金属矿床中原生晕分带序列为 Pb、Mo、Cu、F、Ge、Tl→Zn、Hg、Mn→B、Br、I。可以看出，I 始终处于最外带位置。

在矿体已出露地表的情况下，I 异常则处于矿体的两旁围岩中，而在矿体上方出现“负异常”（见图 25）。

I 在高温含矿溶液中易与金属元素形成稳定的卤素络合物。成矿作用中，当含矿溶液温度降低、压力减小时，I 可从金属卤素络合物中释放出来，并以气态移运，分散于围岩中，形成原生晕。众多的试验表明，I 的原生晕迁移的距离较远。据 Б·А·苏多夫研究，I 的原生晕异常沿矿体垂向扩散距离可达 300～500m（图 26，27）。

砷（As） 作为探途元素指示找金已有较多的成功例子。

童霆（1966）在湖北某地利用 As、Pb 作为探途元素，用分散流方法普查含金石英脉，

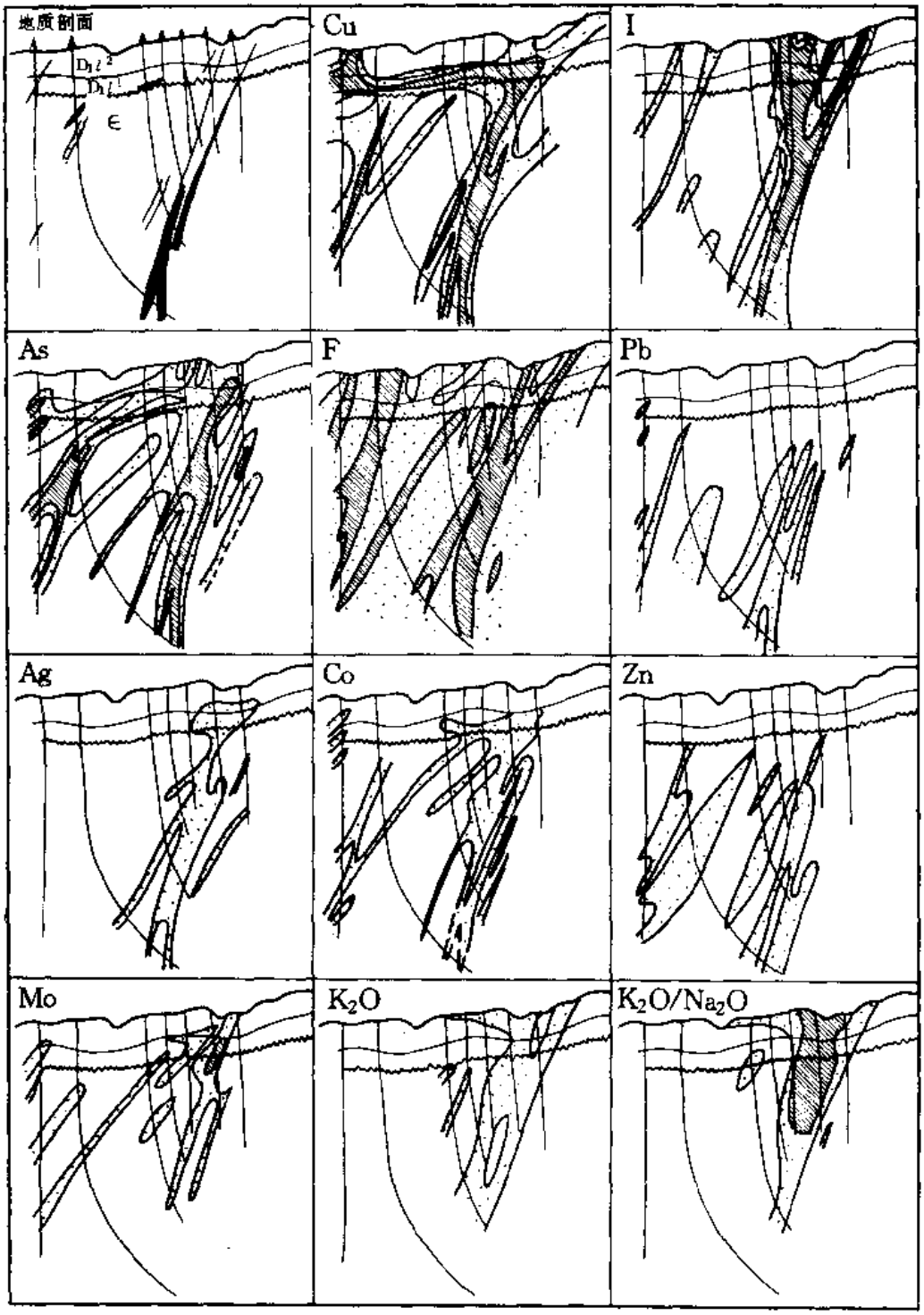


图 24　两江铜矿床 1-1 线岩石地球化学异常剖面图

1—泥盆系下统莲花山组泥质砂岩；2—泥盆系下统莲花山组含砾石英砂岩；3—寒武系砂页岩；4　地质界线；5—不整合接触线；6—断裂带；7—矿体；8—原生晕内带元素质量分数 $w_B/10^{-6}$：F≥400，I≥1，Cu≥300，As≥150，Zn≥240，Mo≥6，Co≥40，$w(K_2O)/w(Na_2O)$≥45；9—原生晕外带元素质量分数 $w_B/10^{-6}$：F 200～400，I 0.2～1，Cu 100～300，As 50～150，Pb≥50，(Pb)＋(Zn)≥100，Ni≥10，Mo 0.6～6，Co 20～40，Ag≥0.5，K_2O≥3.5%，Na_2O≤0.01%，S≥0.25%，K_2O+Na_2O 30～45，Zn 60～240

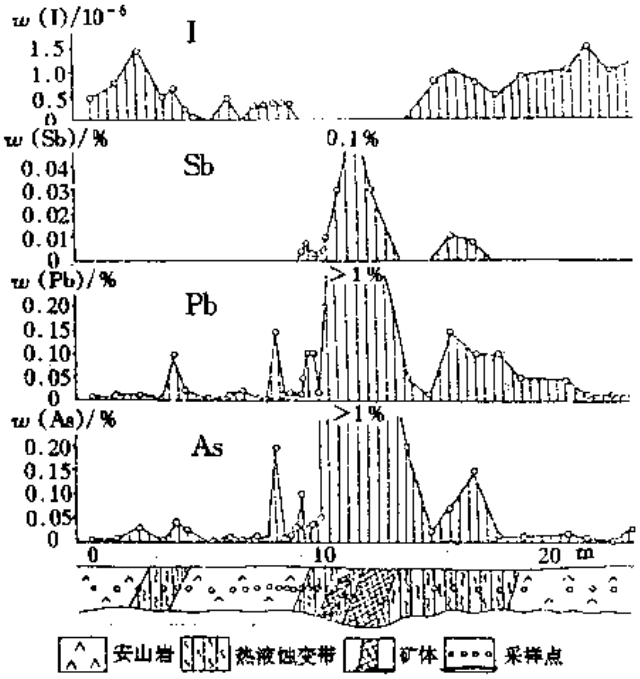


图 25　锑-砷多金属矿床坑道开采矿脉 As，Pb，Sb，I 的原生晕

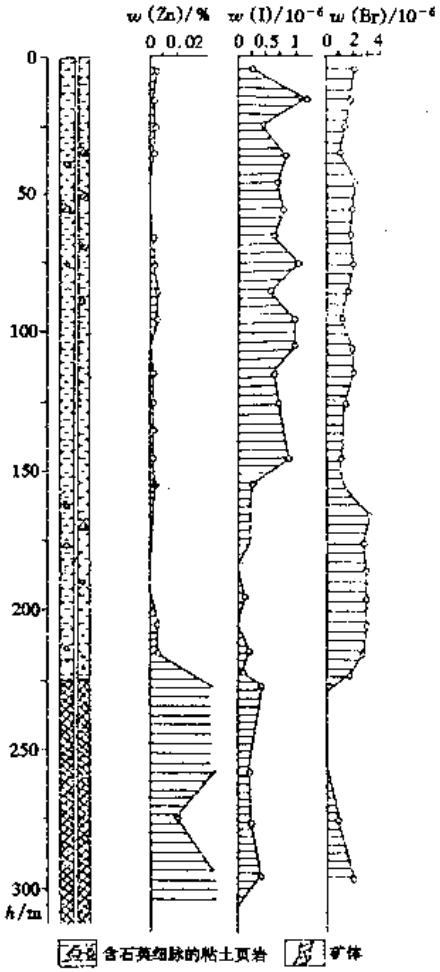


图 26　黄铁矿型多金属矿床钻孔 Zn、I 等原生晕

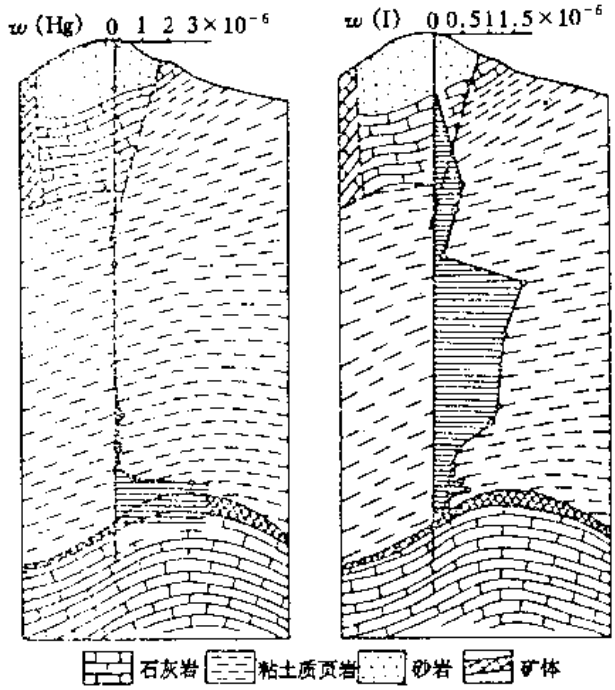


图 27　海达尔康汞矿床钻孔 Hg 和 I 的原生晕

取得了可喜结果。这是因为当时高灵敏度金分析的方法尚未制定，老的金分析方法灵敏度低，无法以 Au 作为指示元素找金。但经研究，该区含金石英脉除黄铁矿化外，还含有少量方铅矿化。因而在分散流中，除 As 异常外还伴有弱的 Pb 异常，而不含金的黄铁矿化石英脉中无方铅矿化。故根据分散流中 As-Pb 组合异常同时出现，指示找金，十分可靠。

徐家乐介绍（1991），甘肃南金山金（银）矿是 1983 年根据化探方法找到的一个金矿床。1980 年在该区的 1∶50 000 水系沉积物测量工作中发现以 As、Mo（Pb、Ag）为主的异常。1981 年用岩石测量对该异常作了检查，结果圈定了以 As、Ag、Sb、Hg 为主，长约 4km、宽约 0.6～1km 的近东西向的带状异常。异常强度较高，w（Ag）5×10^{-6}～10×10^{-6}，w（As）300×10^{-6}～$2\,000\times10^{-6}$，w（Sb）20×10^{-6}～100×10^{-6}，当时未分析金。但根据热液金矿床中 Au 一般具有与 Ag、Sb、As、Hg 等元素良好的相关性和异常中 Cu、Pb、Zn 异常强度不高的特点，提出该异常反映的是金银矿化和与铜、铅、多金属矿无关的看法。接着，在 As、Sb、Ag 异常高的石英脉上进行连续拣块取样分析金。发现金含量较高，部分样

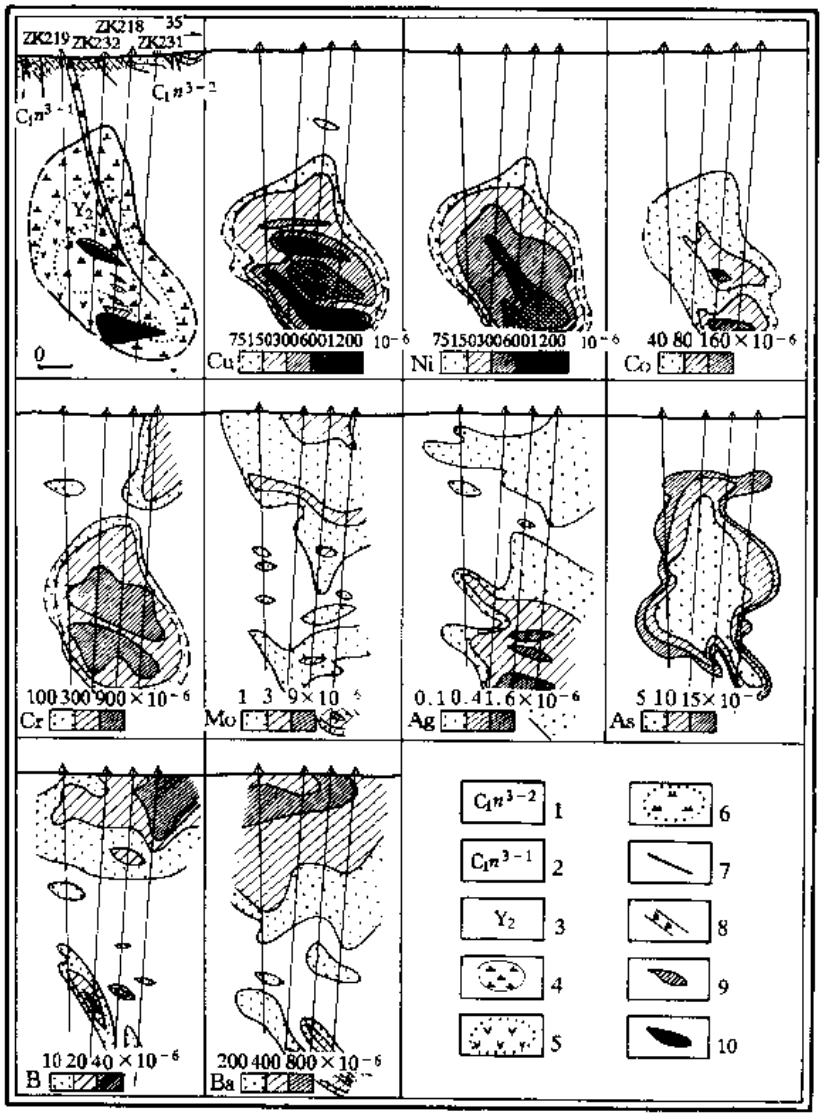


图 28　Y_2 岩体 35 线岩石测量剖面地球化学元素的质量分数 w_B 异常图

南明水组上段：1—泥板岩夹沉凝灰岩；2—沉凝灰岩夹炭质泥板岩；3—含矿岩体编号；4—石英闪长岩相；5—辉长岩相；6—苏长岩相；7—断层；8—破碎带；9—表外矿体；10—铜镍矿体

品含 Au3.8～2.5g/t，含 Ag 达 15～160g/t。至此，进一步的地质工作，发现了南金山金矿床。

硼（B） 可作为寻找超基性岩浆岩中的 Cr 和 Cu-Ni 矿床的有效探途元素。

张林、孔令华（1986）在研究新疆萨尔托海超基性岩体中铬铁矿床的原生晕时，发现了明显的 B 晕。B 异常质量分数一般可以达到 150×10^{-6}～400×10^{-6}。超基性岩中 w（B）的背景为 30×10^{-6}。w（B）的强异常可高达 $3\ 000\times10^{-6}$～$5\ 000\times10^{-6}$。晕呈环状包裹在矿体或矿群上方四周。单一小矿体无 B 异常。矿体中 B 含量一般较低，故异常呈“空心环状”，前缘比尾部发育。依据硼同位素成分 w（B_{10}）/w（B_{11}）可以有把握区分含铜-镍矿化的岩体与不含铜-镍矿化的岩体（B·A·巴尔苏科夫，1983）。

李应桂等，1985 年在研究新疆喀拉通克铜-镍矿床原生晕时，发现铜-镍矿床上除发育良好的 Cu、Ni 成矿元素的晕外，还伴有 Co、Cr、Ag、B、Ba、As、I、F 等元素的异常。按其空间分布，异常可分为矿下的、近矿的和前缘的 3 组指标。属矿下的指示元素有 Cu、Ni、Co，其原生晕在空间上与岩（矿）体紧密相伴，并围绕矿（化）体形成清晰的浓度分带；属近矿指示元素的有 Cr、Ag，在岩（矿）体的中上部形成高衬度原生晕异常，并在含矿岩体上方围岩中可形成低衬度的上置晕；属前缘指示元素的有 As、Ba、B、Mo，在含矿岩体周围形成一个包括含矿岩（体）的上置空心环状晕。图 28，是该区 Y_2 岩体 35 线勘探剖面原生晕图。

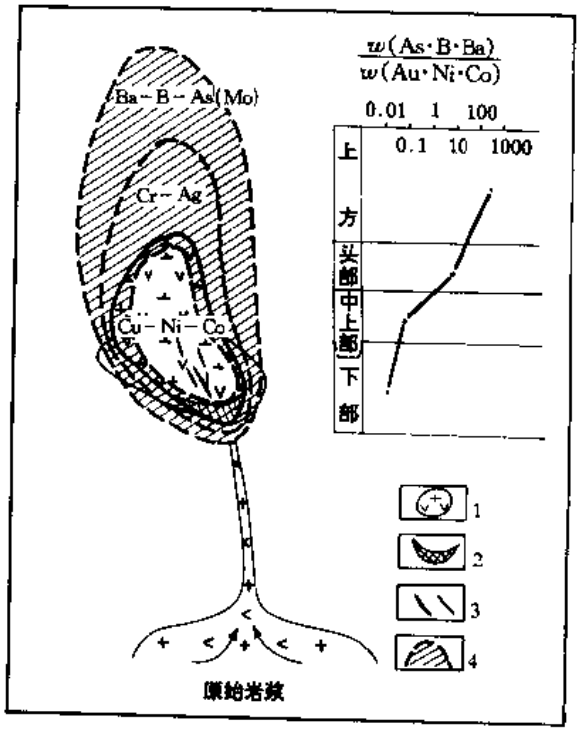


图 29 矿床地球化学异常模式

1—中基性岩体；2—染状铜镍矿体；3—脉状铜镍矿体；4—晕的范围

根据对原生晕的研究，制作了该矿床的地质-地球化学模型示意图，如图 29。提出运用 w（As·B·Ba）/w（Cu·Ni·Co）比值可评价岩体的含矿性及矿化剥蚀水平。

总之，当主要成矿元素不能有效地作为指示元素用于找矿时，可以运用探途元素作为找矿标志。但探途元素必须与矿化具有特定的共生关系，必须是矿石矿物中的一种共生组分，或成矿作用中的一种特殊成分。

第六章　岩石测量方法研究及推广中的几个找矿实例

实例一：裂隙采样方法试验及宝山陶铜矿床的发现

安徽铜陵凤凰山岩体出露面积约 8km²，呈椭圆形产出，东西长南北短。岩体四周为三叠系青龙灰岩。在岩体与围岩的接触带上形成了一系列夕卡岩，并在部分夕卡岩中形成了铜矿化。其中，具有工业价值的铜矿床有 3 处：①药园山矿床，位于岩体的西部接触带上；②马蹄山-仙人冲矿床，位于岩体的东部接触带上；③铁山头矿床，位于岩体的北部接触带上。除此之外，接触带周围还有一些铜矿化点，经济意义不大。

60 年代中期，地矿部物-化探所和安徽省地质局 321 地质队合作，对凤凰山岩体周边的接触带曾进行了土壤测量和岩石测量的地球化学调查。目的想通过化探，对岩体四周的矿化情况（已知情况除外）作一地球化学评价。

工作的结果，在岩体的西、东和北部对应已知的药园山，马蹄山-仙人冲和铁山头 3 个已知矿床上，出现了 3 个规模较大的土壤和岩石的地球化学异常，异常由 Cu、Pb、Zn、Ag 4 个元素组合（当时只分析了 4 个元素），其它地段上均未出现被认为是有意义的异常（图 30，31）。

出现的 3 大片异常中，北部接触带上的铁山头Ⅱ号异常很特殊，除沿着岩体接触带上分布有一近东西向的带状异常外，在异常的中部，突然向北凸出，距离达 1.5km。沿接触带在东—西向分布的带状异常与已知的铁山头矿床符合，但在中部突然向北凸出的部分，情况不清楚，显然不是由产在接触带上的铁山头矿体所引起，而是反映了另一种矿化情况。从向北凸出部分的异常规模和强度推测，该异常深部应该赋存有经济价值的矿化。

随后，对宝山陶Ⅱ号异常区作了地质踏勘检查，见地表为三叠系大理岩（T_1 和 T_2），岩层较陡，向南倾斜。发现在异常区内岩石裂隙十分发育，裂隙中经常见充填有含铜黄铁矿化的硅质小脉，相互交切。证实了该异常区内确有较强的矿化活动，表明深部有盲矿的可能性很大。1969 年，地质队对该区进行了普查勘探，打钻结果，在距地表不太深的范围内（300m 内），在大理岩中打到了“复脉状”铜矿体。此种“复脉状”铜矿体系含矿热液沿大理岩裂隙中相互穿插的小裂隙充填物交代而形成的矿脉。矿脉很陡，品位较富，但规模不大。只控制到 300m 深度，求得了几千吨铜储量，认为意义不大，而下马了。

普查勘探的结果，虽然验证了化探异常由矿化引起，但对预期的设想，即推测（Ⅲ）号异常段可能有与（Ⅰ）（Ⅱ）号异常类似的已知矿床规模的矿化的看法，则尚未被证实。当时我们认为，仅就这种近地表的“复脉状”小矿体，不致于引起如此规模的异常，并认为应进一步做地质普查勘探工作。

这一情况，促使 1972 年重新提出对（Ⅲ）号异常再评价的问题。此次工作，研究了（Ⅱ）号异常区内大理岩裂隙密集程度和裂隙的矿化情况。设计以 100m×100m 为一采样单

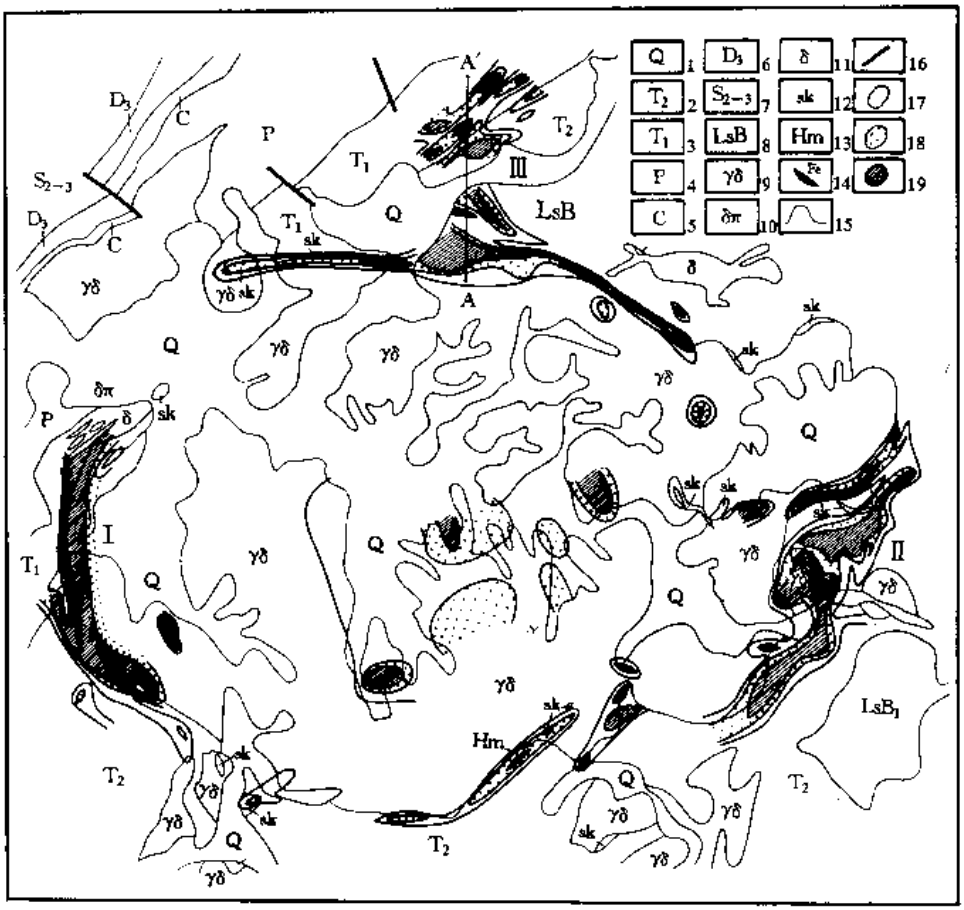


图 30　凤凰山岩石测量铜异常图

1—第四系；2—三叠系中统；3—三叠系上统；4—二叠系；5—石炭系；6—泥盆系上统；7—志留系上统；8—时代不明；9—花岗闪长岩；10—闪长斑岩；11—闪长岩；12—夕卡岩；13—赤铁矿；14—铁帽；15—地质界线；16—断层；17—w (Cu)：大理岩中 5×10^{-6}～20×10^{-6}，sk、$\gamma\delta$ 中 100×10^{-6}～200×10^{-6}；18—w(Cu)：大理岩中 20×10^{-6}～80×10^{-6}，sk、$\gamma\delta$ 中 200×10^{-6}～400×10^{-6}；19—w(Cu)：大理岩中 $>80\times10^{-6}$，sk、$\gamma\delta$ 中 $>400\times10^{-6}$

元，在每一采样单元内对各种裂隙进行观察，并统计裂隙数，同时采集裂隙充填物和避开裂隙采新鲜大理岩块的两组样品，以资对比。结果见图 32。从图上，可以看出：

（1）宝山陶（Ⅱ）号异常区内大理岩中裂隙十分发育。图中 A 为根据裂隙密度勾划的等值线，与异常浓集中心的位置完全符合。异常浓集中心裂隙最发育，而异常外缘地带裂隙不发育。

（2）裂隙充填物样品中 Cu、Pb、Zn、Ag、Mo 的含量均很高（当时仅分析了 5 个元素）。以元素的质量分数计 $Cu>1\ 000\times10^{-6}$、$Ag>10\times10^{-6}$、$Pb>100\times10^{-6}$勾划的等值线的位置，范围和形态与以裂隙密度带勾划的位置，范围和形态基本一致。该异常具有 Cu 高，Ag 高，Mo 低和 w (Ag) $\times1\ 000/w$ (Cu) >2，w (Mo) $/w$ (Ag) <0.5 的特点。

（3）大理岩的样品中金属含量极低，表明本地段的矿化完全受大理岩中的陡裂隙控制。因而，如果不采裂隙充填物，而仅采大理岩块的样品，则很可能发现不了异常，或者发现

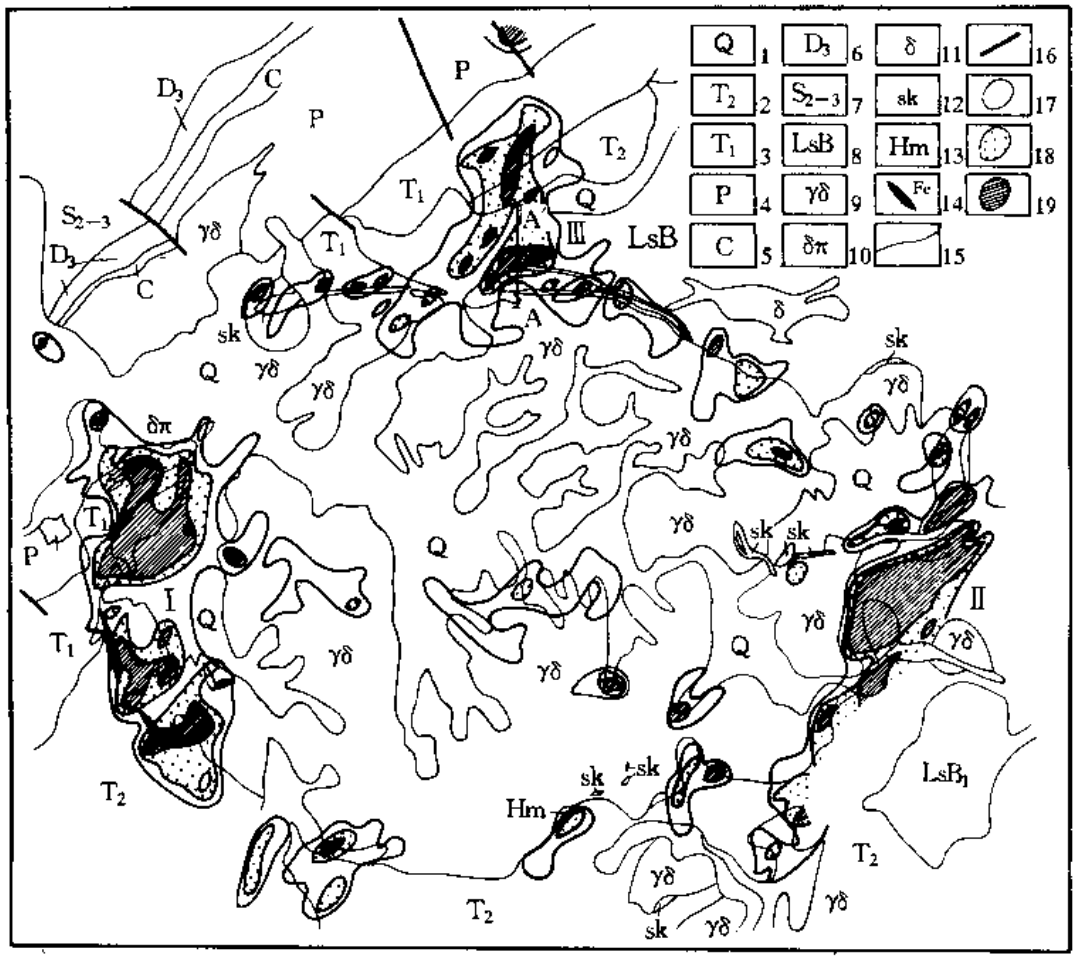


图 31　凤凰山土壤测量铜异常图

1—第四系；2—三叠系中统；3—三叠系上统；4—二叠系；5—石炭系；6—泥盆系上统；7—志留系上统；8—时代不明；9—花岗闪长岩；10—闪长斑岩；11—闪长岩；12—夕卡岩；13—赤铁矿；14—铁帽；15—地质界线；16—断层；17—w (Cu) 为 (200～400) $\times10^{-6}$；18—w (Cu) 为 (400～800) $\times10^{-6}$；19—w (Cu) $>800\times10^{-6}$

的异常很小。这样，就很难对异常做出正确评价。

通过上述试验可以认为，在裂隙控制的矿化区，避开裂隙采样是不合适的，这会导致错误的结果。

在宝山陶地区，通过 1972 年采用 100m×100m 网格化采组合样的岩石测量工作结果表明：

(1) 宝山陶地区（Ⅱ号异常区）地表大理岩裂隙的确十分发育。裂隙似乎呈放射状分布。矿化中心地段裂隙数可达每平方米 10 条以上，而逐渐向外裂隙数减少，无矿化地段几乎无裂隙出现。推测，造成这种局部环状裂隙分布系统，可能与其深部有火成岩盅向上隆起有关。

(2) 裂隙充填物中含大量铜、铅、锌、银等矿化。此种矿化可能是与深部有火成岩盅向上凸起并在其接触带上形成的热液多金属矿化作用有关。从成矿元素为 Cu、Zn、Ag 和

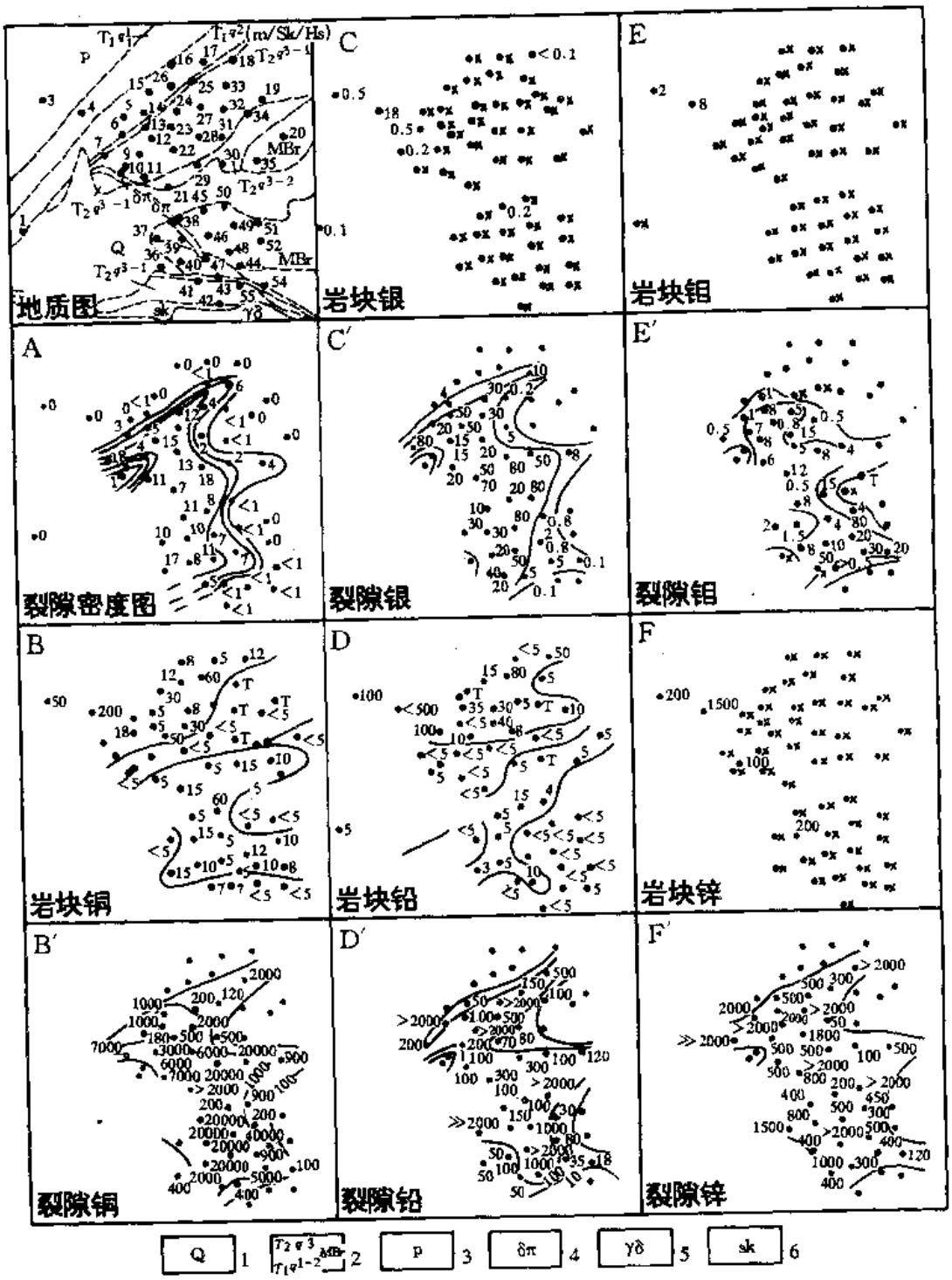


图 32　宝山陶大理岩中裂隙、岩块地球化学测量对比图

1—第四系冲积层；2—三叠系中一下统青龙群；3—二叠系上部硅质页岩和煤系，下部碳酸岩系；4—闪长斑岩；5—花岗闪长岩；6—夕卡岩

裂隙充填物中各元素异常含量及 w（Ag）/w（Cu）、w（Mo）/w（Ag）比值上可以判断为以铜为主的硫化物多金属矿化。

（3）上复大理岩中的复脉型矿脉及裂隙矿化是深部接触带上主矿化形成时的渗滤晕，与

深部主矿化有成因联系。

依据上述解释推断，提出了宝山陶（Ⅱ号异常）地区的找矿地质-地球化学模型示意图。并认为，1969 年宝山陶地区由于普查勘探工作量不足而下马。现建议打深钻，探索深部矿化（图 33）。

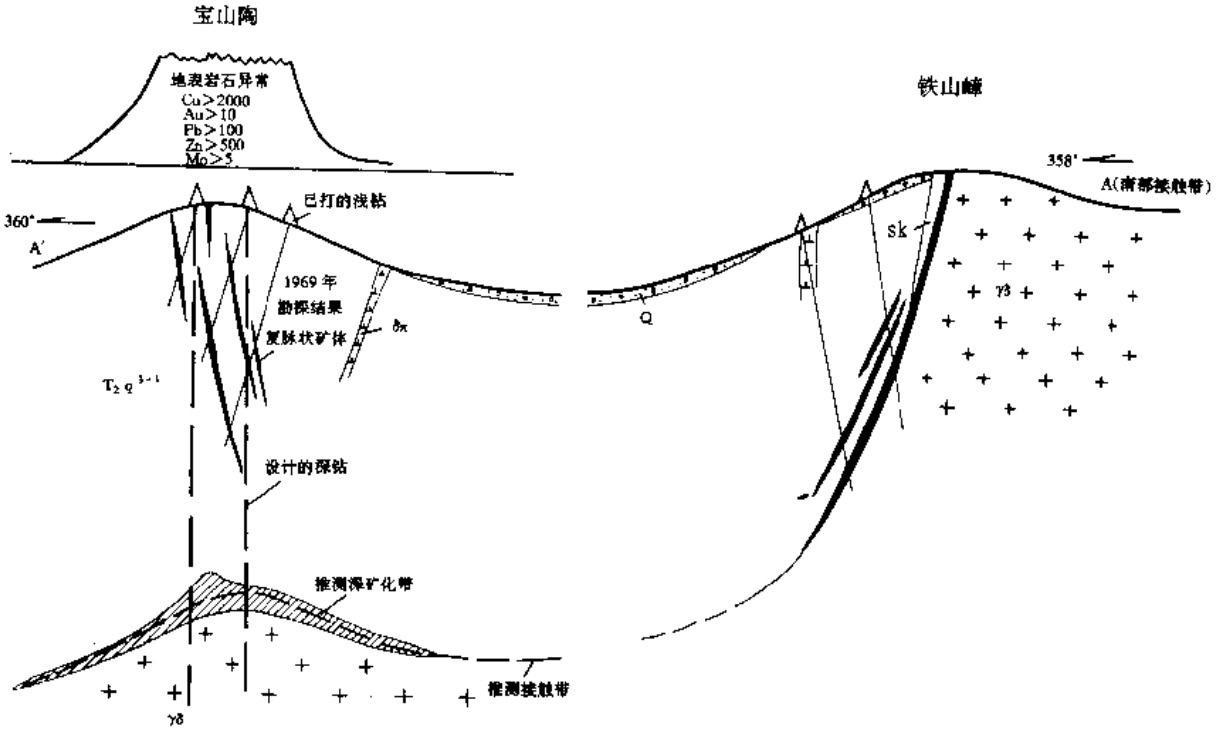


图 33　宝山陶地区推测的地质-地球化学模型示意图

注：地表岩石元素异常为质量分数 $w_B/10^{-6}$

为此，1976 年地质队在该地区进行了详查勘探，最终求得铜储量 79 000t。勘查的结果与根据化探结果的解释推断基本符合。❶

实例二：岩石测量方法在大冶铁矿区找盲矿

湖北大冶铁矿是我国 50 年代勘探的一个夕卡岩型大型铁-铜矿床。该矿床经过 40 余年的开采，矿石储量逐年减少，急需在已知矿体的深部及其邻近外围找盲矿，以扩大储量，延长矿山寿命。80 年代初，矿山提出摸底-探边的找矿策略，主要解决两个问题：1）现有的 6 大矿体（段）的深部是否还有矿体赋存；2）沿已知矿带接触带的东西两端各 1km 范围内还有没有矿体存在？

1986 年底，矿山通过黄石市地质学会邀请作者去矿区进行运用勘查地球化学方法找矿的可行性论证。经过对矿区地质资料的详细阅读和分析研究，邵跃认为：（1）尽管勘查地球化学方法找铁矿的例子不多，经验不足，但由于大冶铁铜矿床为一夕卡岩型矿床，除铁外，还有较丰富的铜、金、钴、硫矿，而铜、金、硫矿均达到大型矿床的规模，同时还伴

❶ 1991 年，在安徽地质局举办的化探学习班上，根据殷公沛同志口述。殷公沛为当时该地区的详查负责人。

生 Ag、Zn 等元素，可试用热液矿床岩石测量的工作方法，进行一次科研-生产性工作。即提出：(1) 以网格化采集合样代替以比例尺沿测线逐点采单样的工作方法；(2) 从研究矿区三维地球化学模式入手，了解矿区深部和外围的找矿前景，并提出了详细的设计思路及方案。通过慎重讨论，矿山接受了这一建议。于 1987～1989 年，由黄石市地质地球化学研究所，地矿部物-化探所和大冶铁矿三方合作，在大冶铁山矿区开展了以解决上述找矿课题为目的的地球化学岩石测量工作。

(一) 矿区地质概况

大冶铁山铁铜床产于铁山岩体南缘偏东的接触带上。接触带走向大体呈东西方向。铁山岩体东西长 24km，南北宽 5km，为一燕山期多次岩浆活动侵入形成的复式岩体，包括燕山早期的细粒含石英闪长岩和中期的黑云母透辉石闪长岩，正长闪长岩和斑状含石英闪长岩等（图 34）。

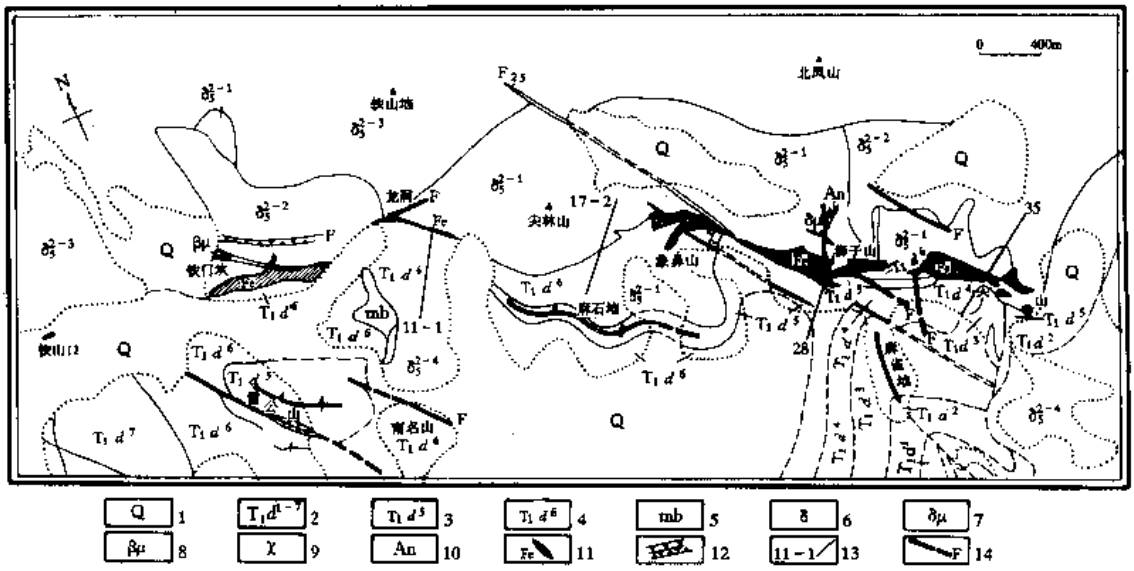


图 34 大冶铁山矿区地质图

1—第四系；2—三叠系下统大冶组（1—7 段）；3—硅质页岩；4—灰岩（大理岩）；5—角砾状大理岩，白云岩；6—闪长岩类（深、浅侵入）；7—闪长玢岩；8—辉绿（玢）岩；9—斑霞正长岩；10—红长石脉；11—铁铜矿；12—破碎带；13—剖面线；14—断层线

三叠系下统大冶群的灰岩和白云质灰岩与火成岩直接接触。接触变质作用使这些岩石变质为大理岩和白云质大理岩，而泥质砂岩变质为石英板岩，堇青石角岩，变质砂岩和硅质岩等。二叠系地层仅在矿区南部有出露。

铁山矿区南部的三叠系地层为铁山复式背斜构造，由铁山背斜、铁山向斜、狮子山-象鼻山卷曲背斜等构成。背斜轴向北西西。由于后期的斑状含石英闪长岩沿背斜核部的纵向断裂侵入，加上横向断裂的错动，破坏了背斜构造的形迹，致使铁山背斜在地质图上不甚明显。狮子山-象鼻山卷曲背斜构造是铁山复式背斜次级褶皱中形态比较复杂的褶皱，对本区接触带的产状，形态及矿体的产出有直接的控制作用。

铁山矿区的铁-铜矿床由 6 个矿体（段）组成。自西向东依次为铁门坎、龙洞、尖林山、象鼻山、狮子山和尖山等 6 个大矿体。矿带总长 5 000m。其中除尖林山为一盲矿外，其余各矿体均出露地表。

该矿床为一夕卡岩型铁-铜矿床。矿体以含磁铁矿、黄铜矿矿石为主，并伴有金、钴、硫多种有用组分。

（二）工作布置及方法

对矿区开展勘查地球化学岩石测量工作时，矿山提出3点希望和要求：

（1）铁山铁-铜矿床6大矿体以往勘探深度达－400m标高（地表为80m标高）。已知矿体一般在－300m标高处已趋尖状。希望通过钻孔原生晕工作，探索－400m标高以下深部是否还有矿体赋存；

（2）铁山矿区6个已知矿体严格受接触带控制，沿接触带分布，总长约5 000m。希望通过地表岩石测量，了解已知矿带向东、西两端各再延伸1 000m的范围内矿带是否继续延伸；

（3）尖山矿体接触带东段被后期的斑状含石英闪长岩切断，延伸情况不明。希望通过地表岩石测量了解尖山矿带向东延伸的情况。

对此，部署了三方面的工作。

1. 地表28km² 岩石测量

该矿区以往未做过系统的勘查地球化学工作。本次确定了28km² 地表岩石测量，沿接触带东西两端各延伸1 000m与原矿带长5 000m，总长为7 000m和南北内外接触带宽4km。这样大的面积若按常规，用1∶10 000比例尺100m×20m的工作方法，则28km² 需采样品14 000件。这众多的样品按当时时价，样品分析的费用相当可观。这在当前地勘费用紧缺的情况下是无法承受的。为此，在充分总结我国三十多年来运用岩石测量方法找盲矿的成果和经验的基础上，采用一种新的思路，在该区开展网格化采组合样的方法。

以400m（长）×200m（宽）的长方格为一采样单元，这样28km² 可划成350个采样单元（见图35）。规定在每个单元内随意、分散地在8～10处以上的地点注意采集裂隙充填物

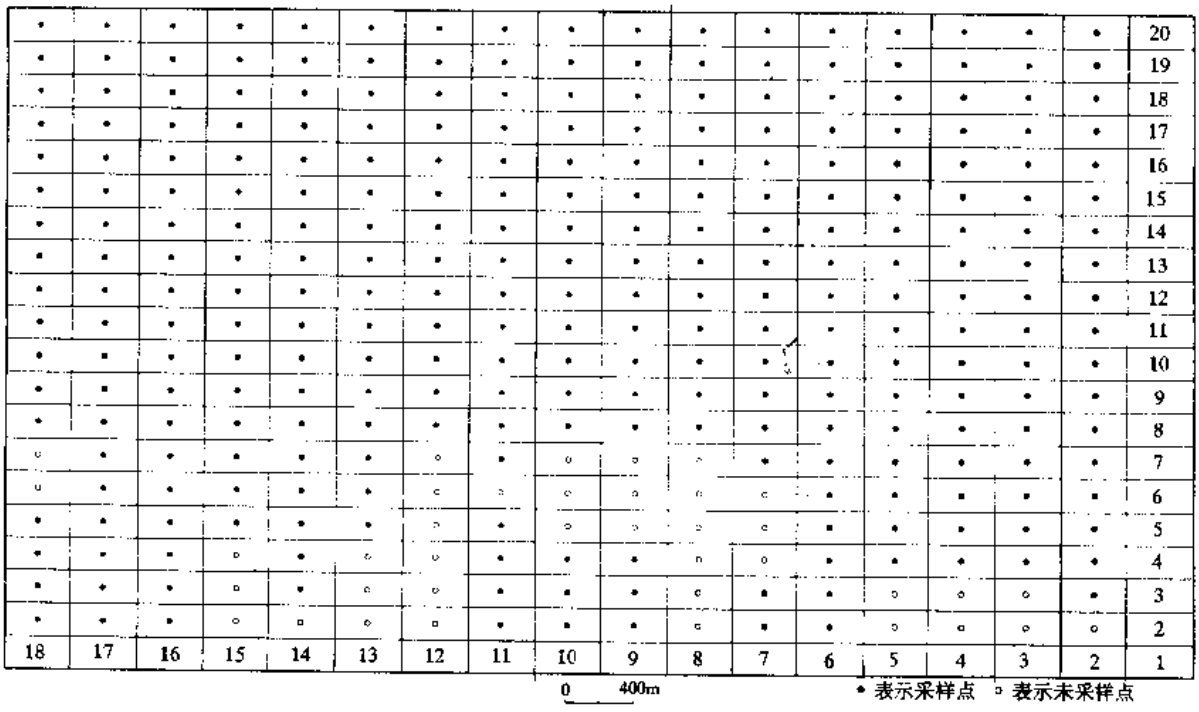


图35 大冶铁山矿区岩石测量样品分布图

的样品及新鲜岩块组合成一件分析样。其中，由于 27 个方格（图中有“○”）因覆盖未采到岩石样品，这样 28km² 面积性的岩石测量共采样品 313 件。

2. 四个中段（0m、－100m、－200m 和＞－200m 标高）钻孔原生晕研究

要了解 6 大矿体沿接触带向下矿化延伸的情况和进行深部找矿预测，必需研究沿接触带矿床在三维空间内矿体原生晕的分布模式，这与常规的沿勘探剖面上钻孔原生晕研究不尽相同。要研究矿化范围内不同标高（水平）上矿床原生晕的分布模式，从而获得矿床原生晕在三维空间内的分布态式。由于矿山完好地保存了以往勘探的钻孔岩心，为这一研究提供了物质条件。

在矿区 0m、－100m、－200m 和－200m 以下 4 个段面的勘探工程图上划出长 200m、宽 100m 的长方格。以每个格子为一采样单元，选择靠近格子中心的一个钻孔，在钻孔的 0m、－100m、－200m 和－200m 以下的终孔处各采一个组合样。每个组合样是在大约为 10m 的距离内捡块采集岩心碎块，组合成一件样品。尽量采集裂隙填充物的样品；共采样品 340 件。图 36 示出了 4 个段面上钻孔岩心样的位置。

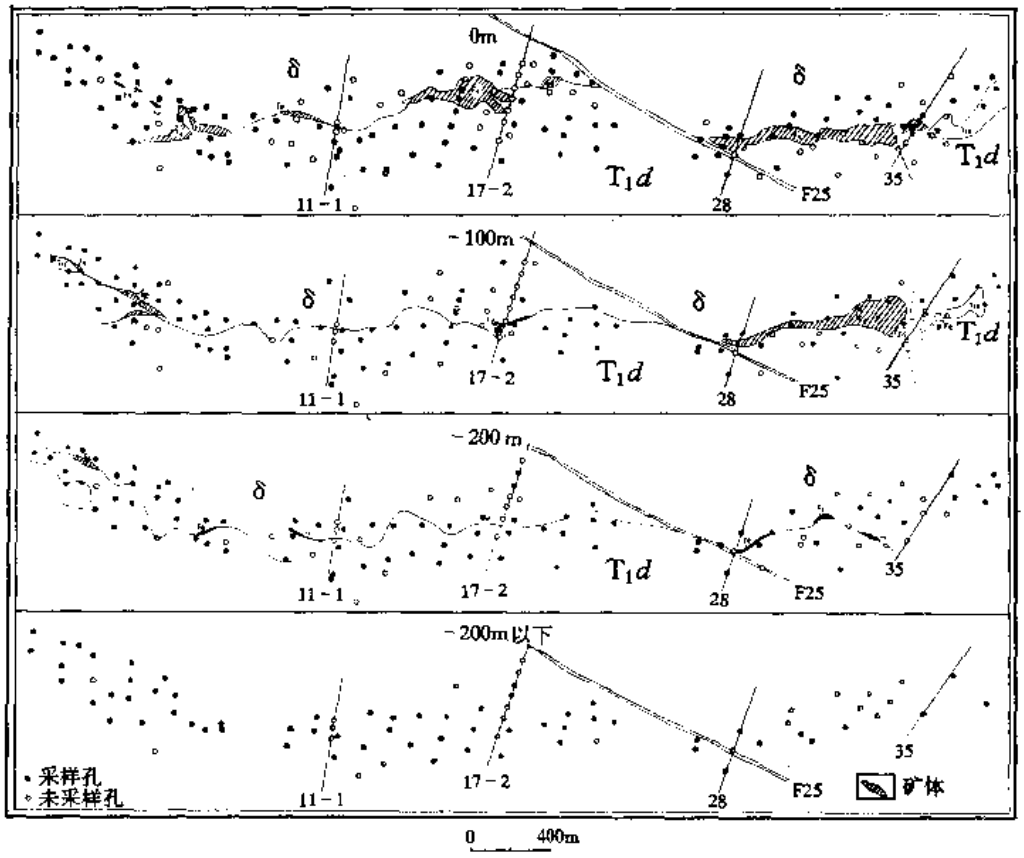


图 36　大冶铁山铜矿床不同断面（标高）钻孔采样图

3. 四条勘探剖面钻孔原生晕研究

选择矿区 4 条勘探剖面（龙洞 11-1 线，尖林山 17-2 线，狮子山 28 线和尖山 35 线）。对剖面上的钻孔系统采集岩心样品，目的是研究铁-铜矿床原生晕的组分集合和组分分带特征，以便结合 4 个段面上原生晕结果进行深部找矿预测。

规定在距离矿体 100m 以上的上盘围岩（大理岩）中每 50m 范围内采一组合样，接近

矿体时每 20m 范围内采一组合样，靠近矿体的 20m 范围内每 5m 采一组合样。4 条剖面共采钻孔岩心样 378 件。

（三）结果与讨论

全部样品由地矿部物化探所中心实验室分析。用光谱方法定量测定了 Cu、Pb、Zn、Ag、B、Bo、W、Sn、Mo、Be、Co、Ni、Ti、V 和 Mn15 个元素；原子荧光测定 Hg、As、Sb、Bi、Se 和 Te 等 6 个元素；部分样品用原子吸收法测定 Au。

1. 地表岩石测量结果

地表 28km² 岩石测量结果，获得了 Cu、Au、Ag、Se、Pb、Zn、Hg、As、Sb、Mo 等 10 个元素有意义的异常。从异常分布的态势看（见图 37-1～8）：

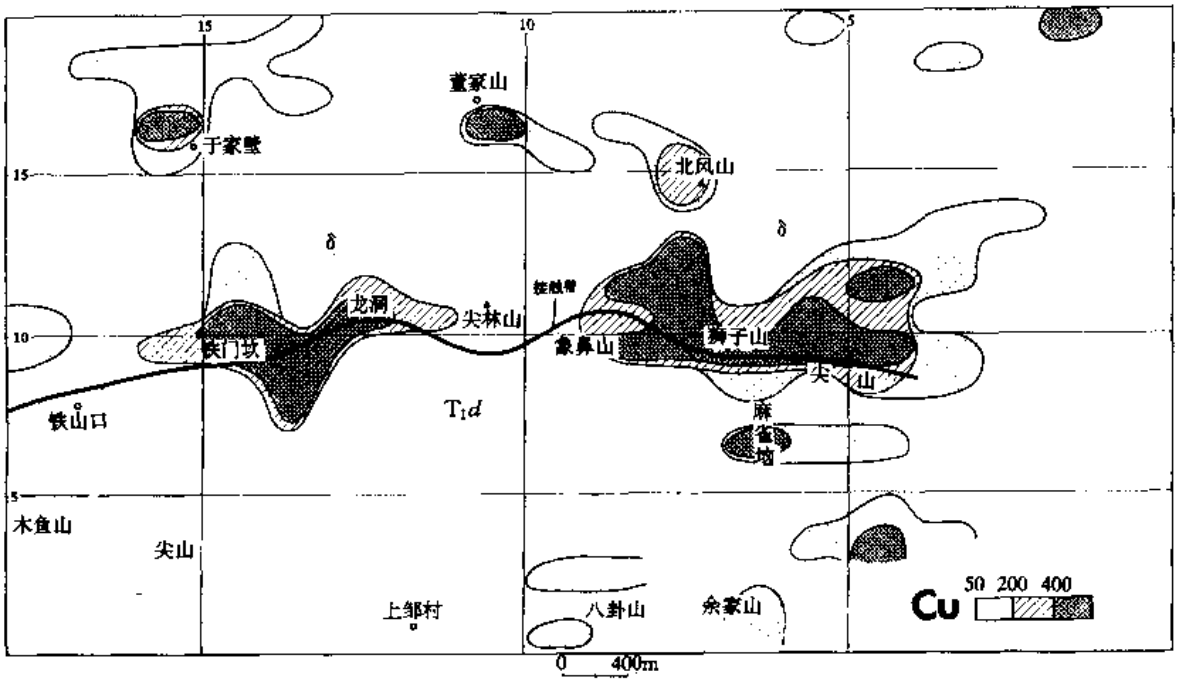


图 37-1 大冶铁山矿区地表 w（Cu）岩石地球化学异常图

（1）Cu、Ag、Se、Au 等 4 个元素的分布模式一致，在接触带上有明显异常出现，其分布的态势与矿带分布的范围大体一致，异常包括了矿带，但比矿带的范围大。而 Pb、Zn、Hg、As、Sb、Mo 6 个元素的异常主要分布在狮子山矿段南部的麻雀垴，余家山和八卦山一带，在已知矿带上的异常不明显。

（2）从 Cu、Se 异常分布的态势看，在象鼻山—狮子山之间有一明显的向北（北风山）凸出的异常，该处也有 Au、Ag、As、Sb 的弱异常。推测该处深部可能有大理岩向火成岩内舌状伸入，并可能有盲矿体赋存。

（3）Cu、Se 异常在尖山以东，异常明显呈北东方向分布，表明尖山矿带经尖山后转向北东分布，推测尖山矿带应向北东方向追索。

（4）在狮子山南部麻雀垴—余家山—八卦山一带发现了一片新矿化区。从元素组合看，Se、Ag、Pb、Zn、Mo、Sb、As、Hg 等元素的异常强而明显，Cu、Au 弱小，推测该处可能有含黄铁矿化的多金属矿化赋存。地质图上反映出，该处主要出露三叠系地层，并处在

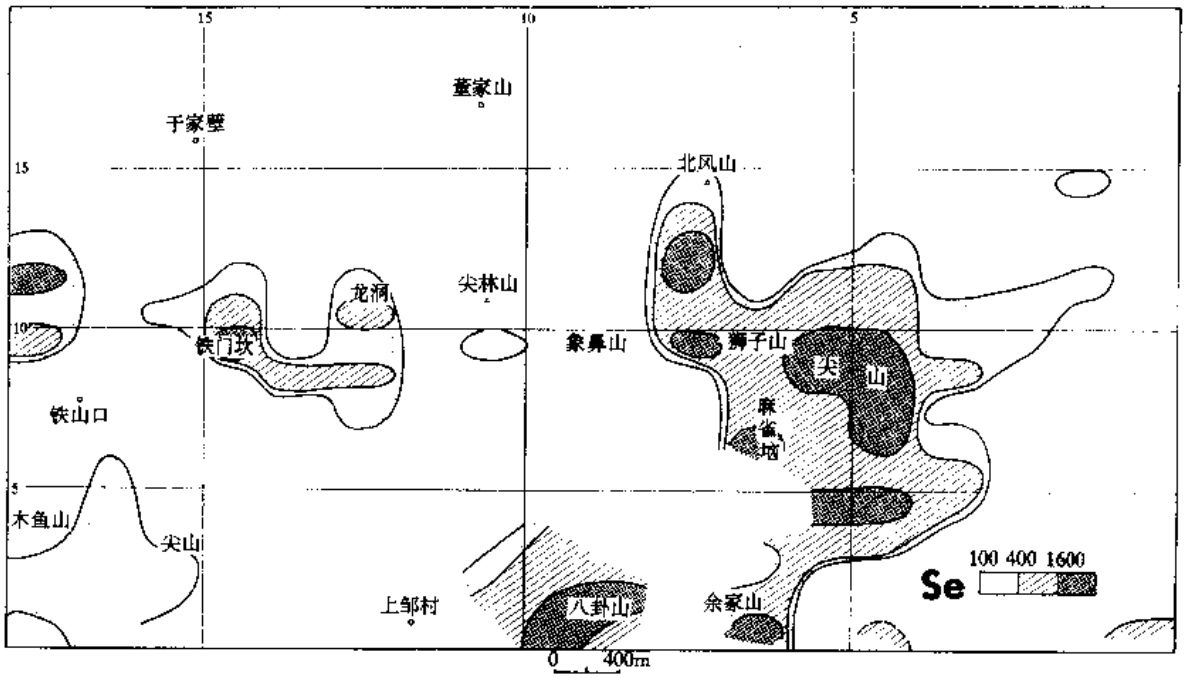


图 37-2 大冶铁山矿区地表 w（Se）岩石地球化学异常图

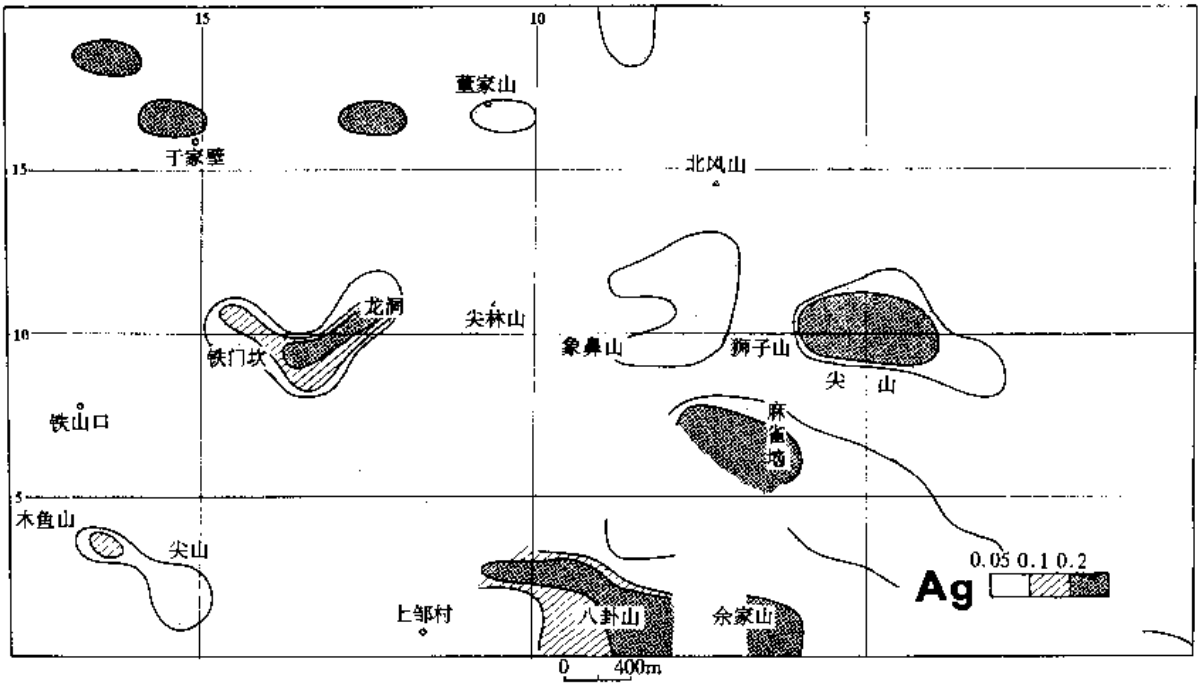


图 37-3 大冶铁山矿区地表 w（Ag）岩石地球化学异常图

狮子山-象鼻山卷曲背斜的构造部位，断裂发育，且在其东部及南部有燕山期斑状石英闪长岩株出露，成矿地质条件有利。

（5）从地表异常分布的态势看，已知矿带过尖山矿段后，矿带转向北东方向延伸。故应向北东方向追索；已知矿带（铁门坎矿段）向西，在铁门坎以北有异常出现，异常未封

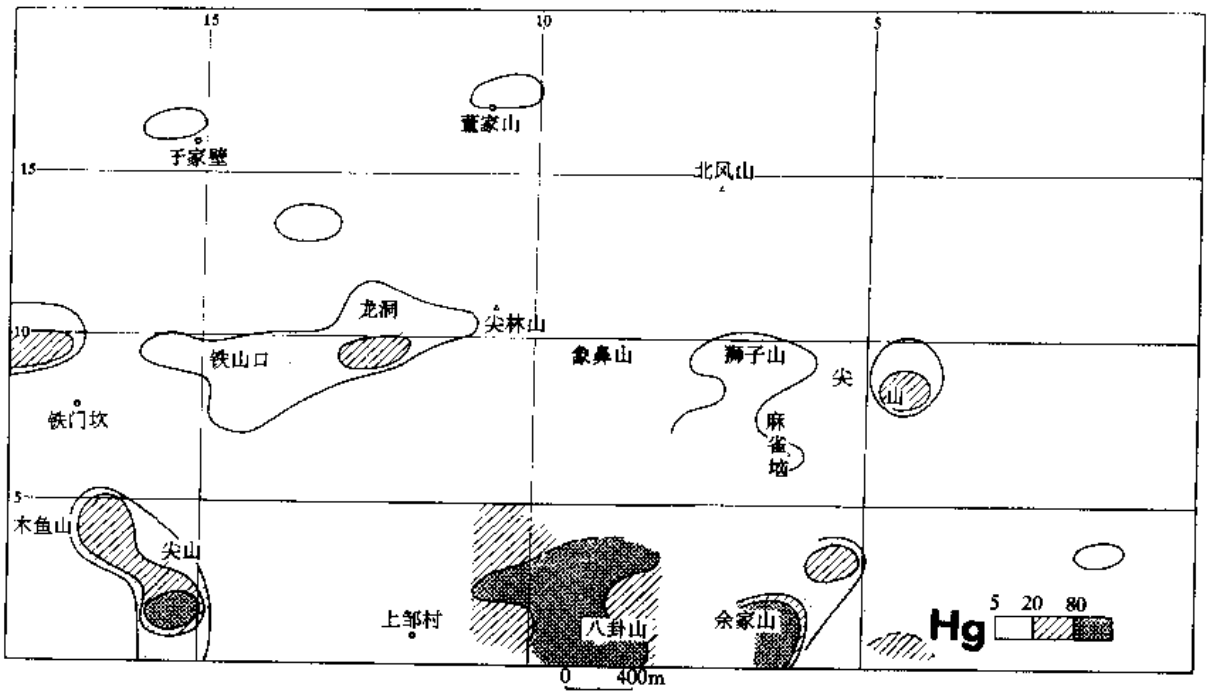


图 37-4 大冶铁山矿区地表 w（Hg）岩石地球化学异常图

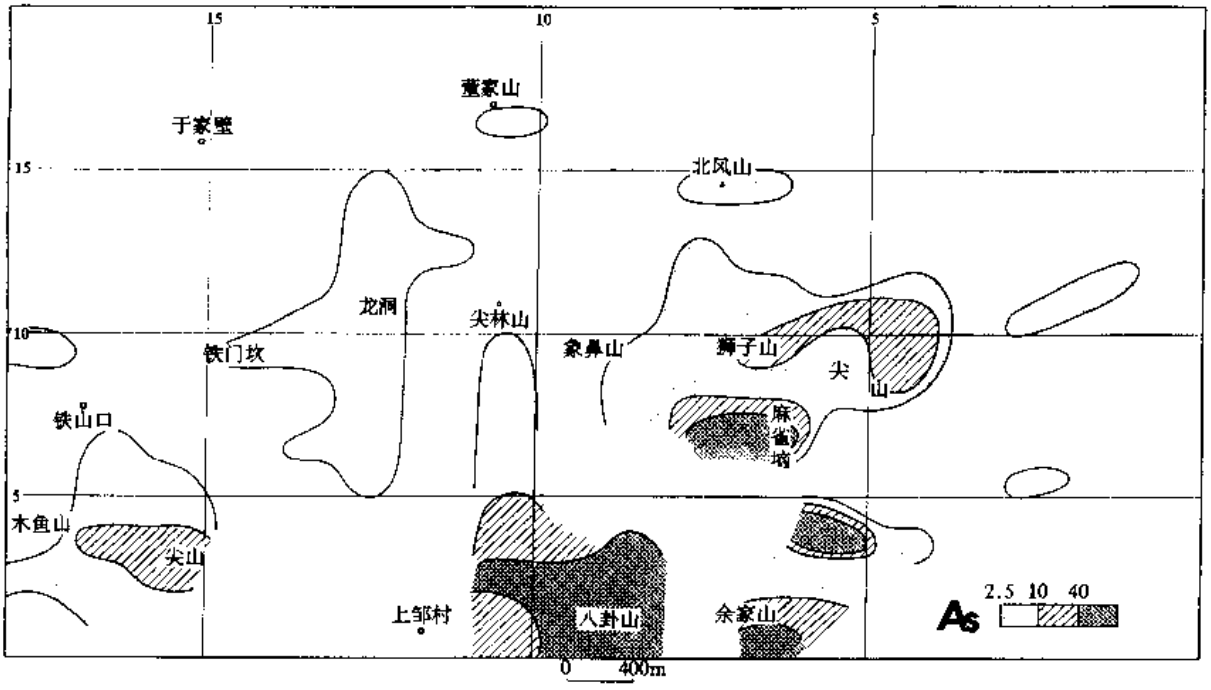


图 37-5 大冶铁山矿区地表 w（As）岩石地球化学异常图

闭，故已知矿带向西仍有必要进行详查找矿。从异常出现在铁门坎以北的火成岩内判断，该处深部可能有大理岩的舌状伸入体。故在此处找矿，不是找接触带上的矿，而是找大理岩舌状伸入处的盲矿。

2. 不同标高段面上的原生晕

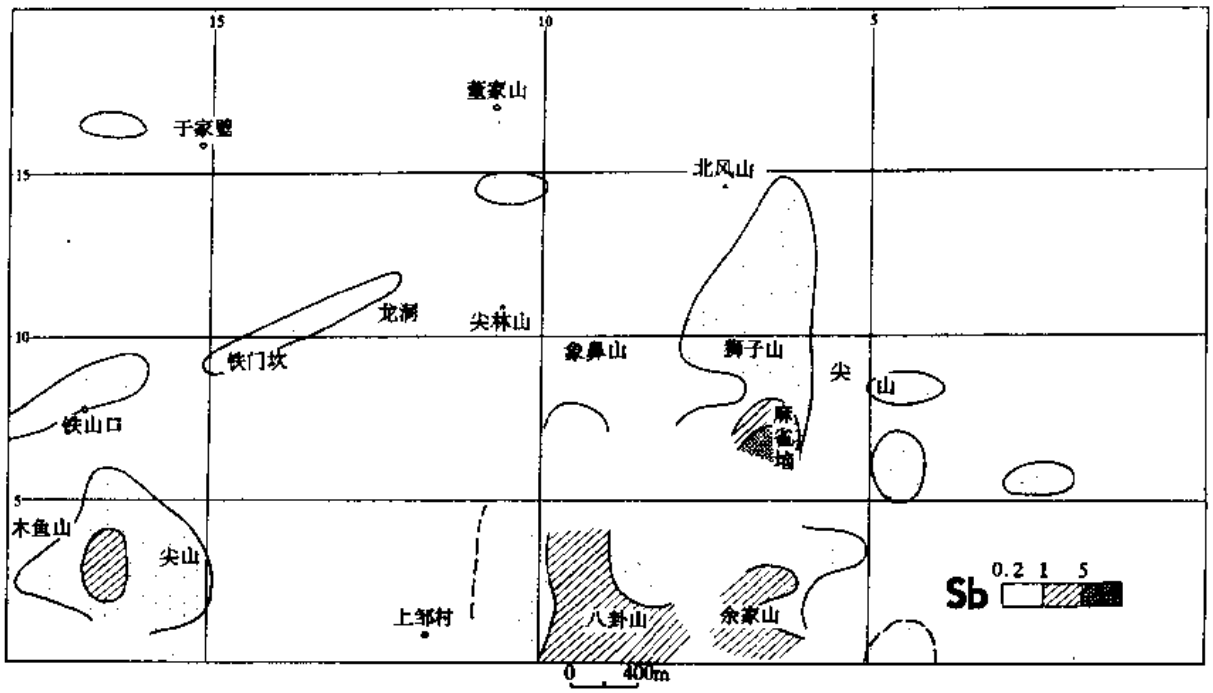


图 37-6　大冶铁山矿区地表 w（Sb）岩石地球化学异常图

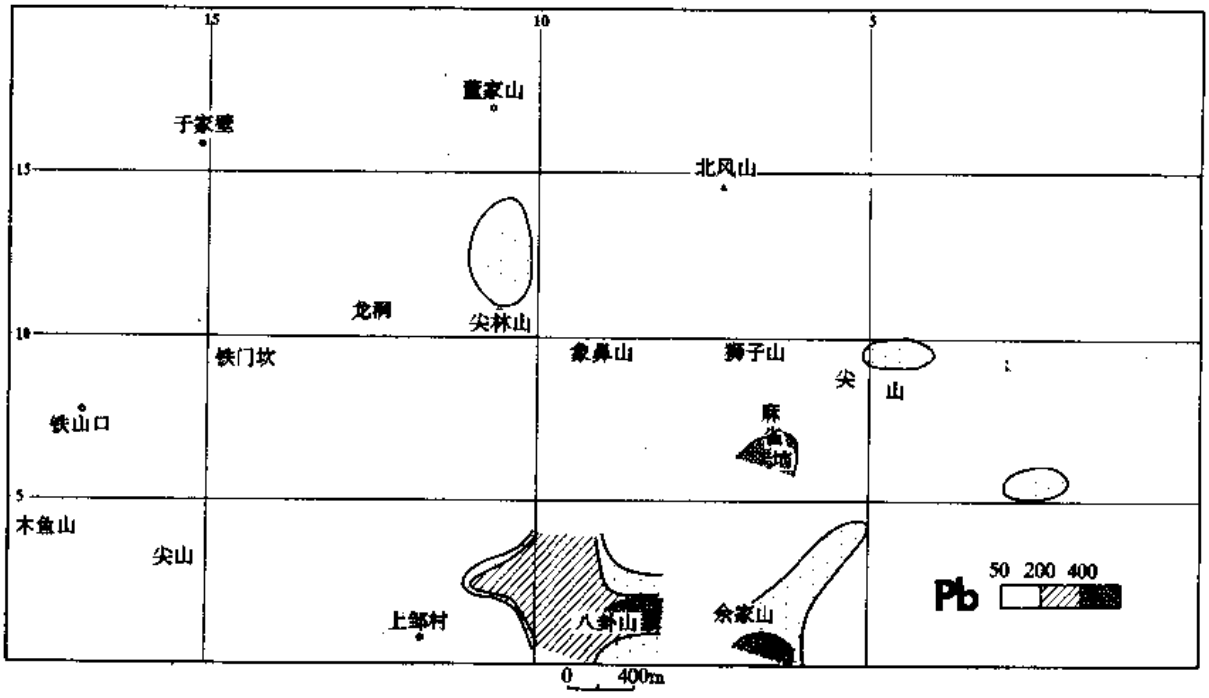


图 37-7　大冶铁山矿区地表 w（Pb）岩石地球化学异常图

图 36 是矿区 0m、－100m、－200m 和－200m 以下 4 个段面上钻孔岩心采样分布图。从图上可以看出：在 0m 标高上矿体沿接触带分布、矿体比较大；至－100m 标高沿接触带分布的矿体已经缩小；至－200m 标高处矿体已趋尖灭；至－200m 以下标高矿体已全部尖灭，而且接触带也不复存在，全为三叠系地层。这表明，－200m 以下火成岩可能向内（向北）

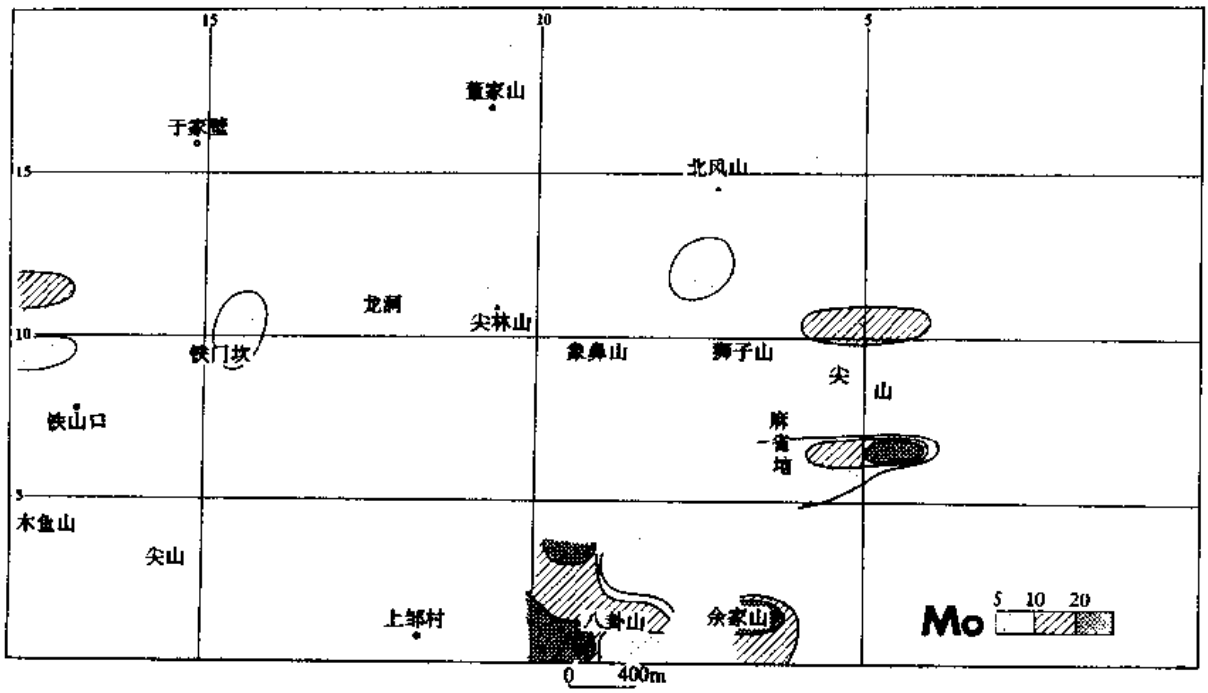


图 37-8 大冶铁山矿区地表 w（Mo）岩石地球化学异常图

收缩，形成超覆。从 4 个段面原生晕图上可看出（见图 38-1～8，除 w（Se）以 10^{-9}为单位外，其它元素均以 10^{-6}为单位）。

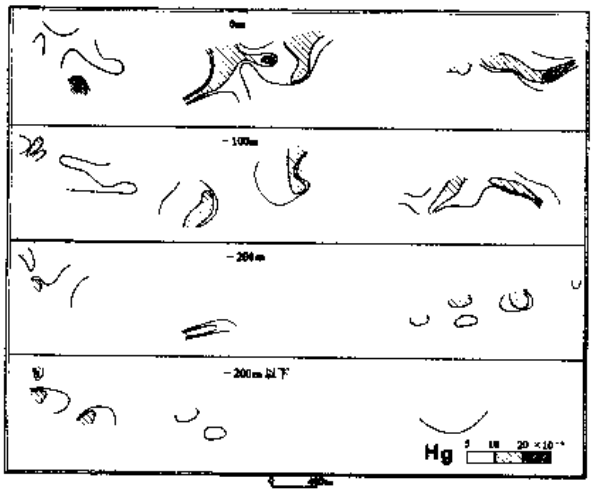


图 38-1 大冶铁山铁铜矿床
不同断面 w（Hg）异常图

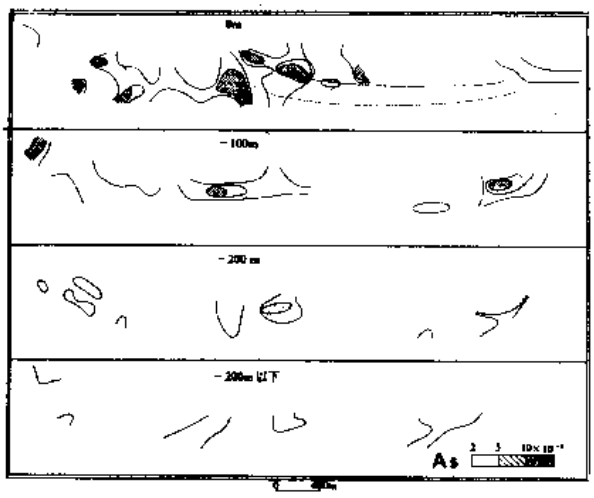


图 38-2 大冶铁山铁铜矿床
不同断面 w（As）异常图

（1）Hg、As、Sb 3 个元素异常从上至下逐渐减弱，表示了这 3 个元素在矿床原生晕中处于矿体（床）前缘位置（图 38-1～3）。

（2）Cu、Se、Ag、Zn 4 个元素异常在矿体部位含量高，为近矿元素。除在已知矿带上有较强的异常外，从异常分布的空间模式还显示出从上至下有增高的趋势（图 38-4～7）。

（3）Mo 在 4 个段面上异常小而零散含量也低，可以认为，作为矿体尾部元素的 Mo 异

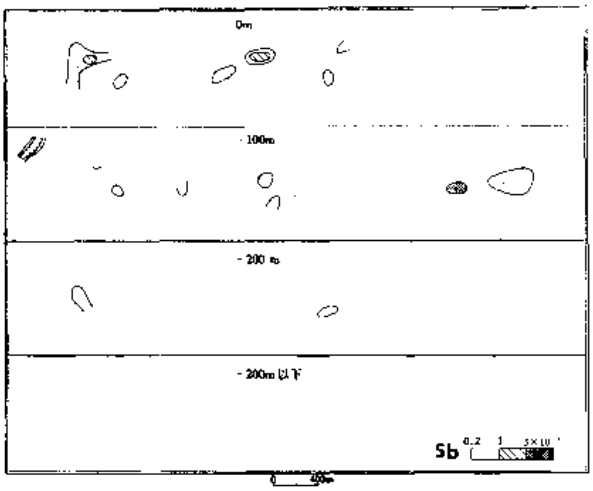


图 38-3 大冶铁山铁铜矿床
不同断面 w（Sb）异常图

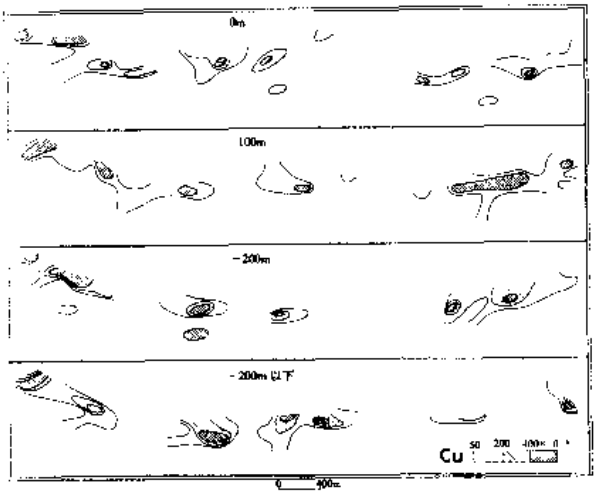


图 38-4 大冶铁山铁铜矿床
不同断面 w（Cu）异常图

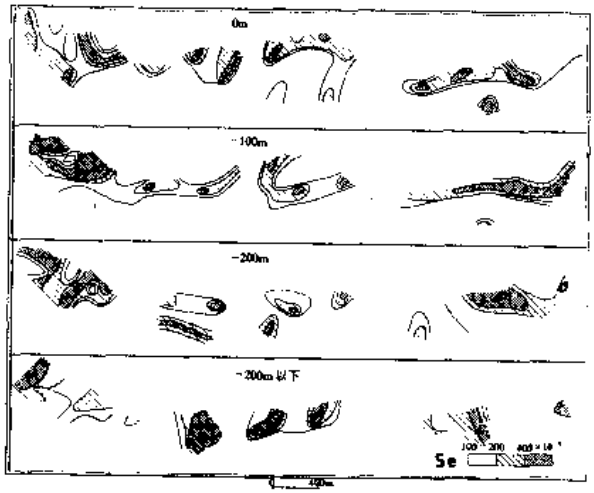


图 38-5 大冶铁山铁铜矿
床不同断面 w（Se）异常图

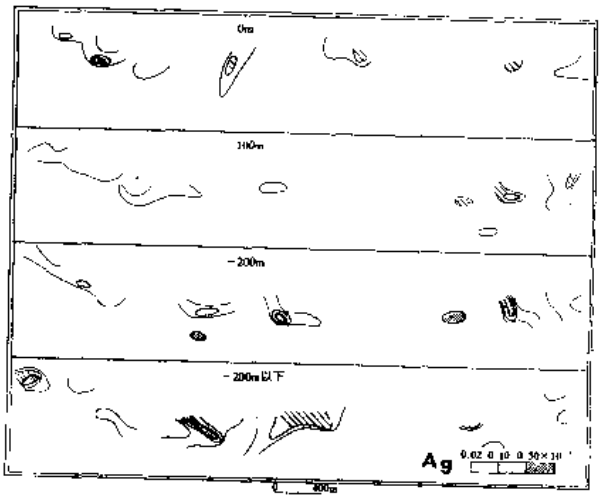


图 38-6 大冶铁铁铜矿
床不同断面 w（Ag）异常图

常不发育（图 38-8）。

综上所述，对铁山铁-铜矿床三维空间原生晕分布模式，可以获得如下概念：

（1）矿床前缘晕 Hg、Sb、As 尚有保留，但异常向深部逐渐减弱；

（2）成矿元素 Cu、Se、Zn、Ag 的异常强，至深部－300m 标高以下还有增强趋势，表明矿化还有延伸；

（3）矿体尾部元素 Mo 不发育，表明矿化尚未终结。

因而推测其深部不远处还有矿体赋存。可以这样设想：－300m 标高以下，接触带不再向南西方向继续延伸而是向北东火成岩内收缩，火成岩形成超覆，矿体可能赋存在以火成岩超覆而形成上盘的下部接触带上；本矿床可能属一种“系列型”矿床模式，已知的 6 大矿体只是“系列型”矿床模式中的上部矿段，其深部还有下部矿段。这一认识又可从矿区 28 和 11-1 两条勘探面上的钻孔原生晕研究结果获得证明。

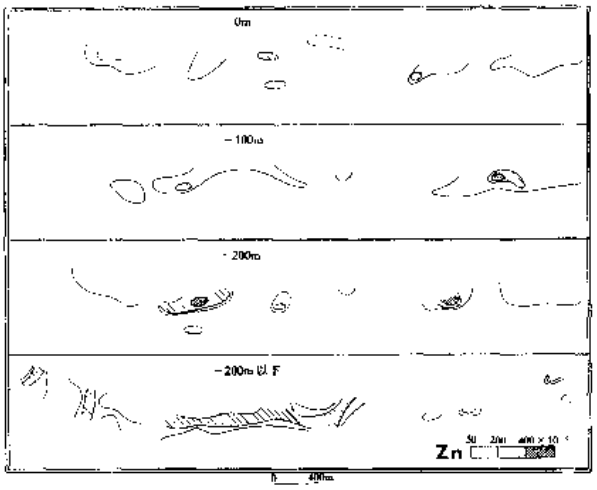


图 38-7　大冶铁山铁铜矿
床不同断面 w（Zn）异常图

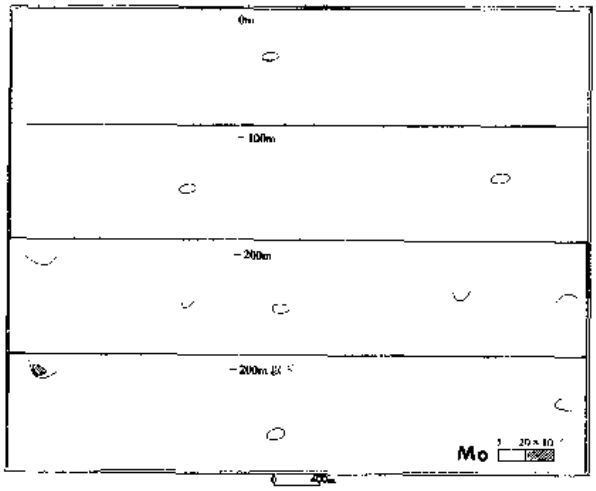


图 38-8　大冶铁山铁铜矿
床不同断面 w（Mo）异常图

3. 28 线和 11-1 线钻孔中的原生晕

图 39，是矿区 28 勘探线地球化学剖面图。从图上可看出，该剖面上的矿体从上至下逐步缩小，至－350m 处已趋尖灭，但钻孔中原生晕 Cu、Ag、Zn 异常至－400m 标高处还很强，未封闭。有意义的是 ZK106 孔在孔深－300m 标高以下出现了大片 Cu、Ag、Zn 的异常。而 ZK106 孔从－200m 至－400m 标高，约 200m 长的孔段全打在火成岩内。推测此异常不应是其南西边接触带上矿体毗邻（侧向）扩散晕的结果。因此段矿体在－300m 以下已趋尖灭，矿体已经很小，不可能有这样强的扩散作用，而更可能是由于火成岩下盘存在盲矿化，是由深部矿体向上形成的渗滤晕的结果。

地质剖面图上表明，ZK28-10 孔终孔处打到了接触带，但在其南西面的另两个钻孔 ZK28-9 和 ZK28-11 深部均未见接触带，打到的是大理岩。如果 ZK106 孔深部打到的接触带继续向南西倾斜，则 ZK28-9 和 ZK28-11 两孔在终孔处应能打到接触带。而该两孔均未打到接触带，其最大可能是火成岩向内（北东方向）收缩。

图 40 是矿区 11-1 勘探线地球化学剖面图。从图上的地质剖面上可以看出，该剖面上的矿体至 ZK11-1-5 孔，在孔深－200m 处已趋尖灭，但钻孔原生晕 Cu、Ag、Zn 等异常在终孔处（－300m）仍然较强、较大。地质剖面图上反应，ZK11-1-5 孔在终孔处并未打到接触带或仅见到一点火成岩，表明此处接触带也未继续向南西方向延伸，而是向火成岩内收缩，并在其向内收缩的下盘成矿，从而造成 ZK11-1-5，ZK11-1-1 和 ZK11-1-6 等钻孔在终孔部位处出现大片 Cu、Ag、Zn 的异常。推测此种异常是火成岩下部盲矿的反应。

矿区 28 线，11-1 线这两条剖面上钻孔原生晕展示的情况是一致的。如果结合 4 个中段的原生晕结果，即在－200m 标高以下段面上未见接触带，而矿床原生晕异常有增强的趋势；－300m 标高以下，接触带不再继续向南西方向延伸而是转为向火成岩内收缩，形成火成岩超覆，并在其超覆的下盘接触带上成矿。这一推理，是有一定依据的，是符合逻辑的。

4. 尖林山已知矿体下部发现的盲矿体

尖林山矿体是大理岩舌状伸入火成岩中所形成的一个几乎平躺的盲矿体。图 41 是矿区尖林山矿体的一条勘探剖面，对该剖面做了钻孔原生晕研究。从地质剖面图上可看出，剖

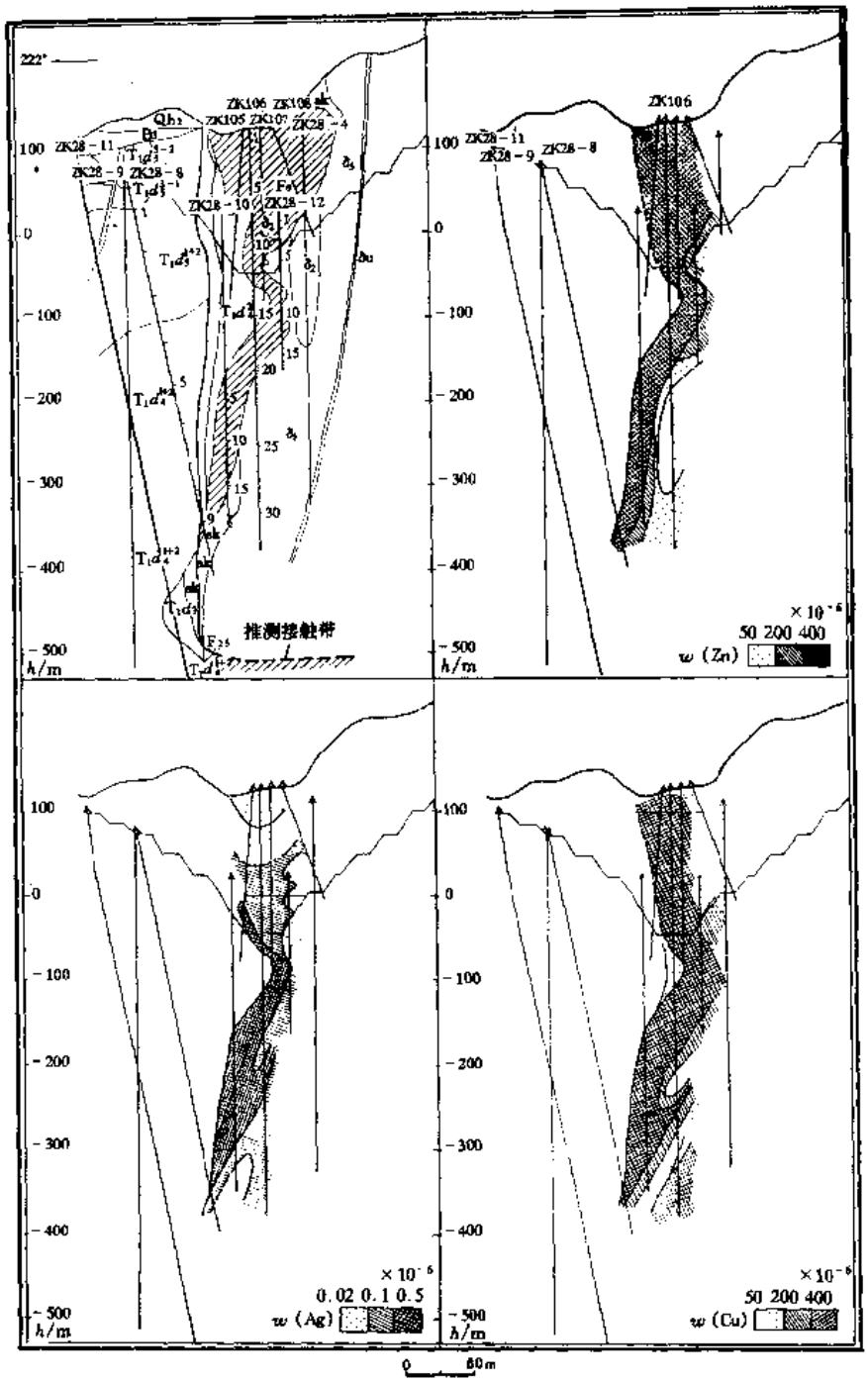


图 39　大冶铁山矿区 28 线地球化学元素的质量分数 ω_B 剖面图

面上的钻孔均打得较浅，打至－100m 标高，打穿矿体后见到火成岩就停钻了，但钻孔原生晕工作结果，在该剖面南西方向靠近接触带处打的两个较深的钻孔（ZK17-2-7 和 ZK17-2-8），在孔深－300m～－400m 标高处出现了与在上部 0m～－100m 标高处已知盲矿体相类似的异常。预示出在孔深－300m～－400m 标高处可能存在另一个与上部已知平躺矿体相类似的矿体。早期的勘探钻孔在穿过矿体后，到火成岩即终孔。当时没有资料表明，也未想到在已知矿体的深部还有另一个矿体存在。通过钻孔原生晕工作发现和提供了这一信息。

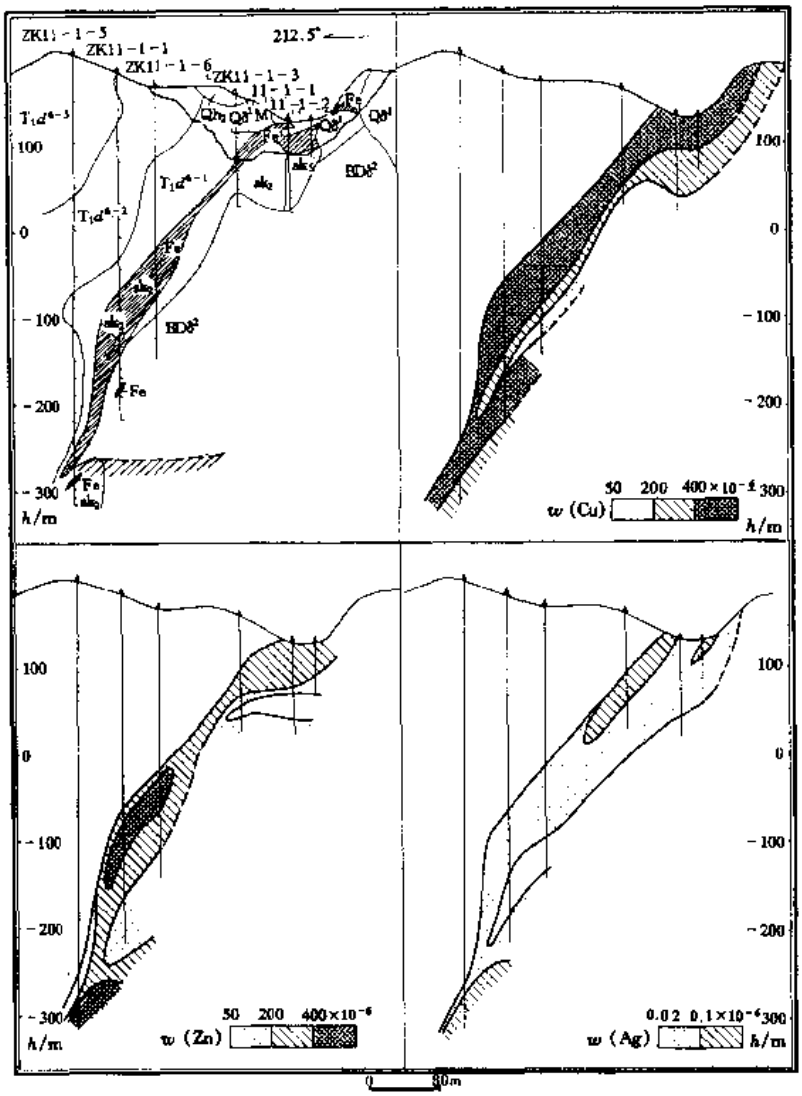


图 40　大冶铁山矿区 11-1 线地球化学元素的质量分数 w_B 异常图

最后，由矿山打钻，在尖林山已知矿的深部约－300m 中段处打到了一个较大的盲矿体。证实了剖面原生晕结果的正确性。

（四）小结

大冶铁矿区的岩石地球化学勘查工作是颇有成效的。这一结果表明，在老矿山外围及深部的找矿工作中，勘查地球化学工作，可取得令人满意的效果。

本次工作的特点：不拘常规，对方法技术作了合理的部署和运用。

1. 首次采用 400m×200m 网格，采组合样的方法对地表 28km² 开展了面积性岩石测量。这样做的结果，大大减少了样品分析的费用，并取得了理想的结果。其关键是，必须在每个采样格子内，分别在 8～10 处以上的位置上采子样，并注意采集裂隙充填物的样品，组合成一件分析样。这样，才能保证样品的质量和代表性。

2. 进行了不同段面（标高）钻孔岩心取样，研究不同段面上的原生晕，以获得矿床原生晕三维空间分布模式的概念，以便了解已知矿床深部赋矿的可能性。

3. 不同段面的原生晕研究，辅以剖面原生晕研究十分必要，可以获得矿床原生晕立体

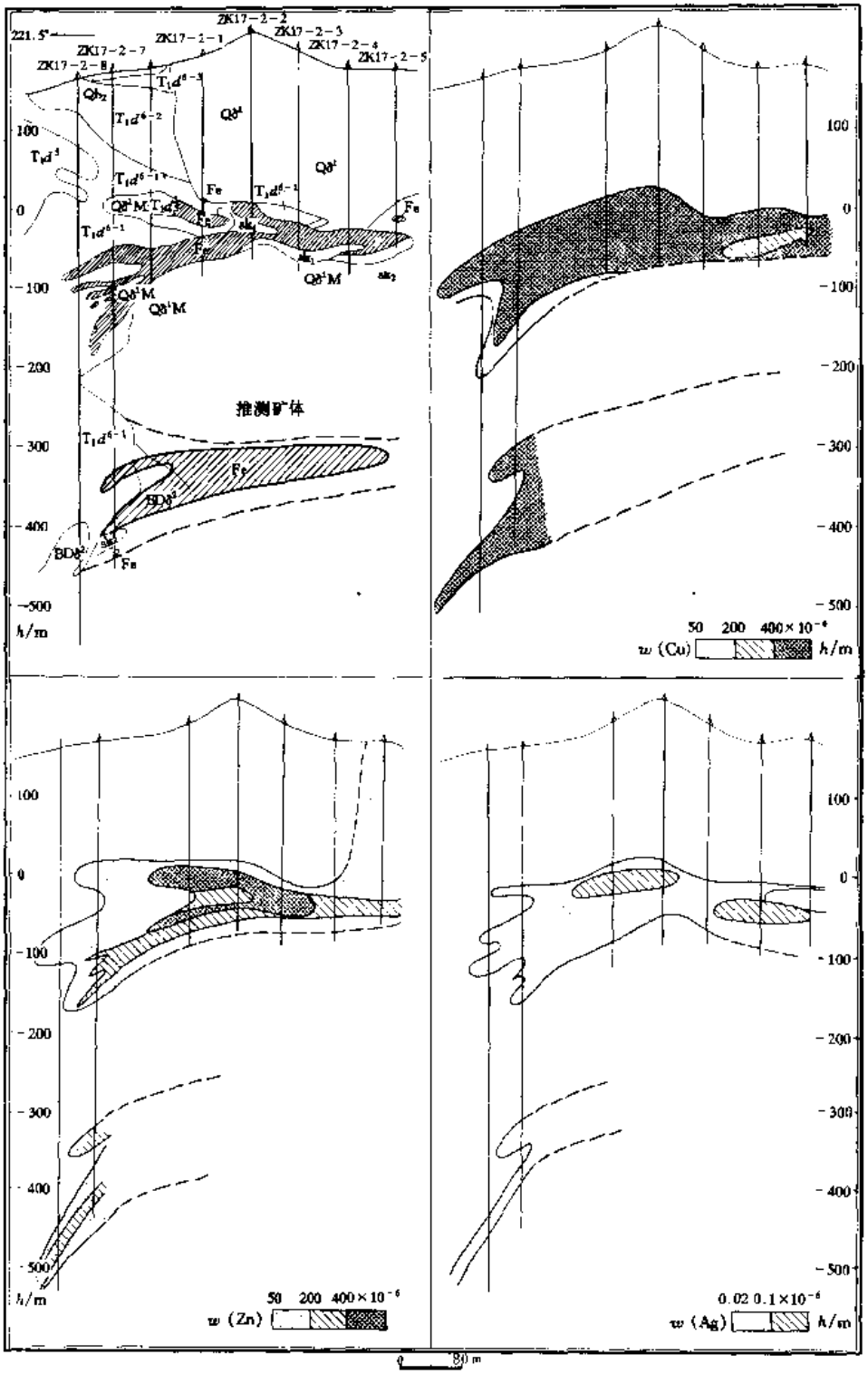


图 41　大冶铁山矿区 17-2 线地球化学元素的质量分量 w_3 异常图

模型的概念。从本次剖面原生晕结果，并结合段面原生晕结果，可看出铁山矿区深部矿化的情况，获得深部火成岩存在着超覆和大理岩舌状伸入成矿的构想。并首次提出大冶铁矿深部可能还有下部矿体赋存的地球化学依据。

4. 大冶铁矿，以往一直认为火成岩向南西倾斜和沿接触带找矿。通过本次矿床原生晕研究，发现接触带至－300m 标高以下（龙洞和狮子山），不继续向南倾斜，而是向北东方向折回，向火成岩内收缩，形成火成岩超覆和大理岩舌状伸入，并成矿。故提出：铁山岩体可能是一种似“蘑菇”状岩体。现在地表出露的部分岩体，尤其是靠岩体的南缘部分，可能是“岩盖”，下部不生根。在以火成岩为“岩盖”（上盘）的下部接触带上有大理岩舌状伸入并成矿，或形成捕掳体矿。

指出的这一找矿方向为今后矿区深部找矿勘探提出了新的可能性和希望。

实例三：苏州花岗岩南部七子山地区锡矿化预测

70 年代江苏地质四队在验证磁异常时，在苏州花岗岩的西部发现了吴宅、迂里和谈家桥等几个含磁铁矿的铅-锌-银多金属矿床，均为距地表 200～300m 深的盲矿。这些矿床的规模不大，均属中小型矿床，但由于位处江南，其社会和经济状况很好，便于地方开采。“七五”期间，地矿部第一物探队和江苏省地质四队曾立项，对苏州花岗岩体周边地区进行旨在找矿预测的地质普查评价工作。

1988 年，苏南地区 1∶200 000 区域化探扫面工作完成，在研究苏南地区的区域化探成果时，发现在苏州花岗岩南部七子山地区，出现了一个内含 Pb、Zn、Ag、Cu、Au、Sb、Cd、Bi、Mn、W、Sn、F、P、Fe_2O_3、MgO 和 CaO 等元素的综合异常（图 42）。按邵跃（1988）提出的“矿床原生晕元素异常浓度分级”和水系异常约为原生晕异常含量的 1/3 估算的方法，则该综合异常中 Sn、Zn、F 等 3 个元素异常达到内带以上含量，其余元素均为中外带含量。因而可以认为，该综合异常反映了以 Sn 为主的多金属矿化，应以找 Sn 为主。评价的理由为：

1. 该综合异常中浓度最高的是 Sn 含量。水系沉积物中 Sn 含量高达 40×10^{-6}以上，如乘以 3，则$>120\times10^{-6}$（Sn 原生晕内带含量为$>100\times10^{-6}$）。化探综合异常中大于内带含量的元素，可视为成矿元素，是找矿的对象。

2. 该综合异常中伴有很强的 F 异常。锡矿化中 Sn、F 伴生是常见的。F 可作为锡矿化的矿化剂。原苏联早有报道。在锡矿床中，一般 Sn、F 呈正相关，故可利用 F 异常圈定锡矿化的范围和根据 F 含量来推测锡矿品位和大致的 Sn 矿化的远景储量。

3. 伴生元素中 Zn 异常含量高，而 Cu、Pb 异常低。显然，此种高含量的 Zn 异常是反映了高温闪锌矿化。高温闪锌矿化一般与磁铁矿关系较密切而与 Cu、Pb 关系不大。锡矿化晚期常伴有磁铁矿化出现，此种磁铁矿往往含 Zn 较高。故推测此处的 Zn 异常可能与含锡的磁铁矿化有关。图中 Fe_2O_3 异常可能由磁铁矿化引起。

4. 磷灰石是岩浆气-液化阶段的产物，常与铌钽稀土矿物和锡石伴生。故推测，此处 P 异常的出现可能与锡矿化有关。P 与 F 异常的出现，可能还指示其深部有碱质花岗岩存在。

综上所述，可以推论，该综合异常应是以找锡矿为主的多金属矿化的标志。

苏南地区（包括无锡、苏州地区）以往在地质人员的概念中一直认为是无锡矿的。提出了七子山综合异常应以找锡矿为主的多金属矿化时，怀疑者较多，一时不能为大家所接受，因而又做了进一步推论。

1. 七子山地区综合异常若真是由锡矿化引起，则其深部应该有碱质花岗岩存在，可能

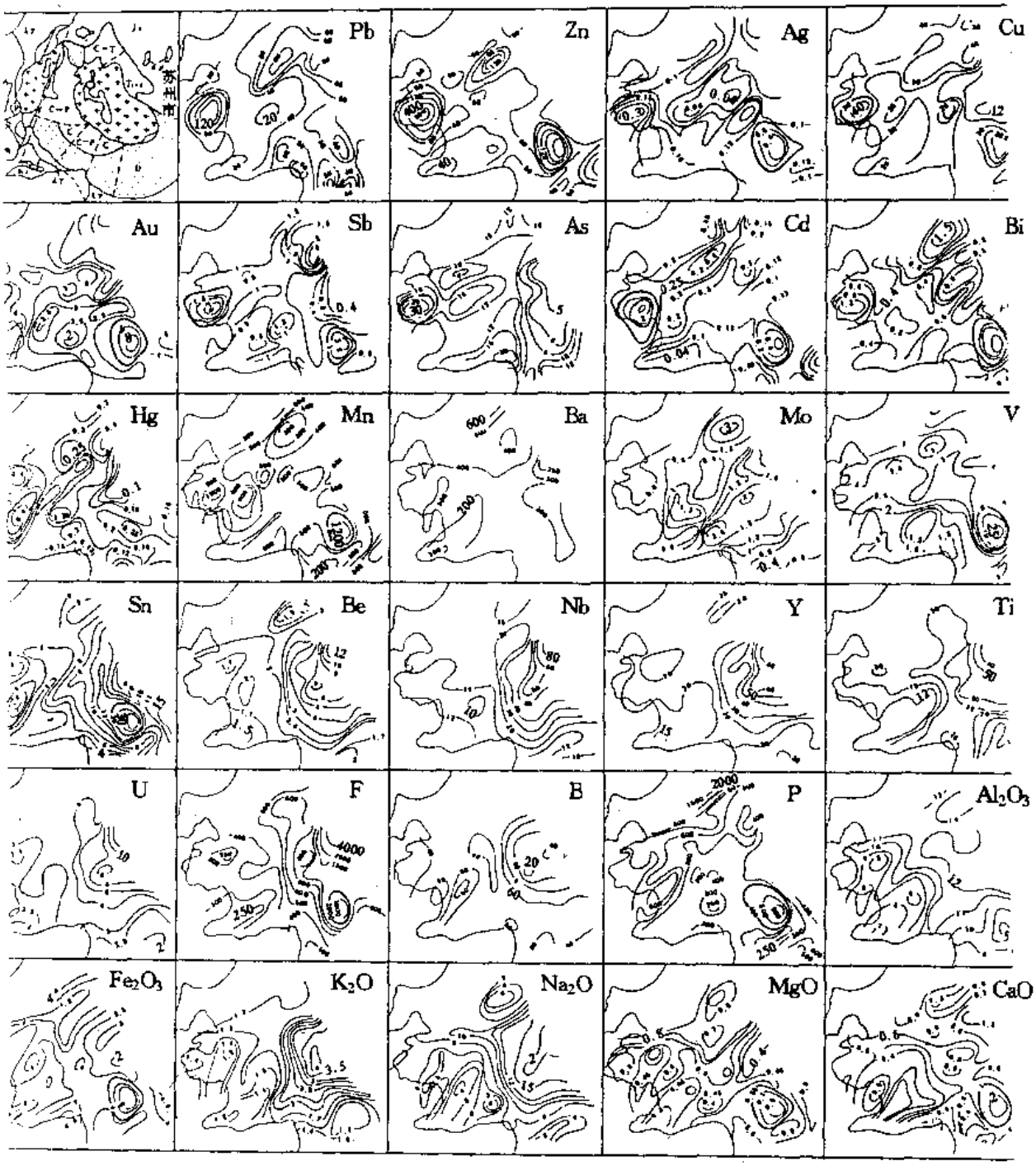


图 42　苏州西部地区地球化学图

（水系沉积物）

（Au 的质量分数为 10^{-9}；Al_2O_3、Fe_2O_3、K_2O、Na_2O、MgO、CaO 质量分数为%，其余元素质量分数为 10^{-6}）

是苏州花岗岩向南延伸。据地质队多年地质调查，苏州花岗岩为一黑云母花岗岩，w（K_2O $+Na_2O$）约 7.9%，w（K）$>w$（Na），并含铌，钽矿化和锡矿化点多处。这表明，苏州花岗岩是一含 Sn 花岗岩，但由于岩体剥蚀较深，故在岩体内边残存了少数锡和铌-钽矿化点，

无经济意义。推测该岩体有可能向南延伸，至七子山形成上隆的隐伏岩株，并在接触带上形成锡多金属矿化。这一推论能否成立，可从区域重力图上得到证实。七子山地区深部若有隐伏花岗岩存在，则在该区的重力异常图上应有异常反应。

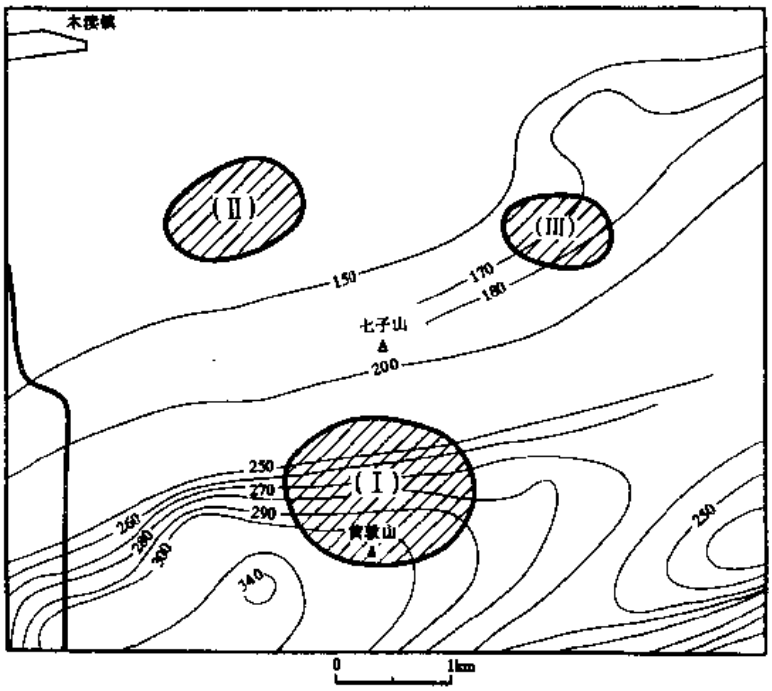


图 43　七子山异常区高精度航磁 ΔT/nT 平面图

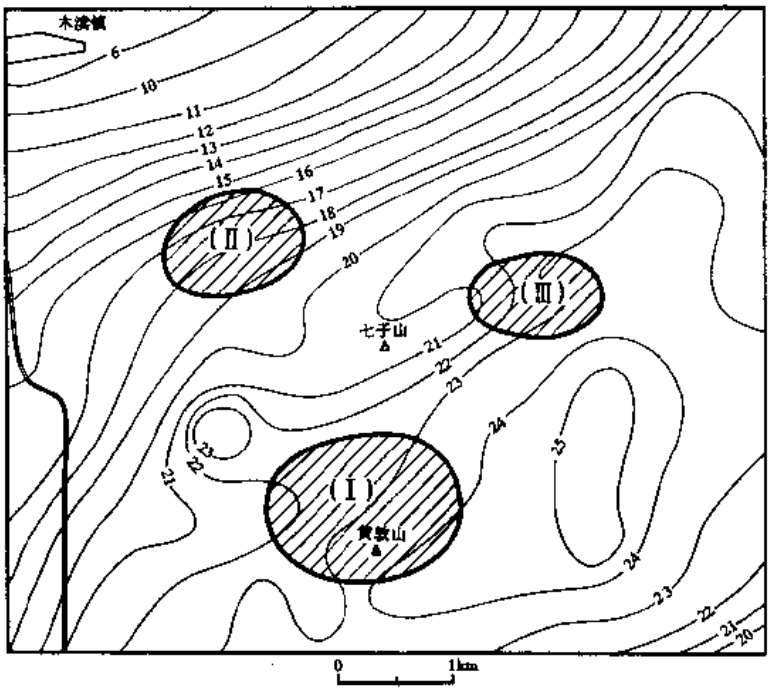


图 44　七子山地区布格重力 Δg_B 异常图

2. 锡矿化异常伴有磁铁矿化，故在航磁图上可能有低缓磁异常出现。

根据这一思路，重新检查了该区的 1∶100 000 航磁异常图和布格重力图。发现，在七子山地区确实存在航磁低缓异常和布格重力异常带（图 43，44）。

这就进一步证明了上述根据区域化探异常作山的找矿预测是可能的。

接着，1989 年，在七子山 1∶200 000 区化异常区圈定出 40km² 的面积进行岩石测量。采用 250m×250m 方格采组合样的方法，在每个方格内出现有露头的地方采集岩石碎片和裂隙充填物。要求分别在 8 处以上的地方采样并组合成一个分析样（一般能保证在 5 处以上的地方采样）。结果发现 3 个规模较大的综合异常（图 45）其中：（Ⅰ）号异常以黄墩山为中心，内含 Sn、Pb、Zn、Cu、F 等元素的异常，各元素异常套合较好；（Ⅱ）号异常位于南黄山和（Ⅲ）号异常位于吴山岭。这 3 个异常的元素组合极为相似。

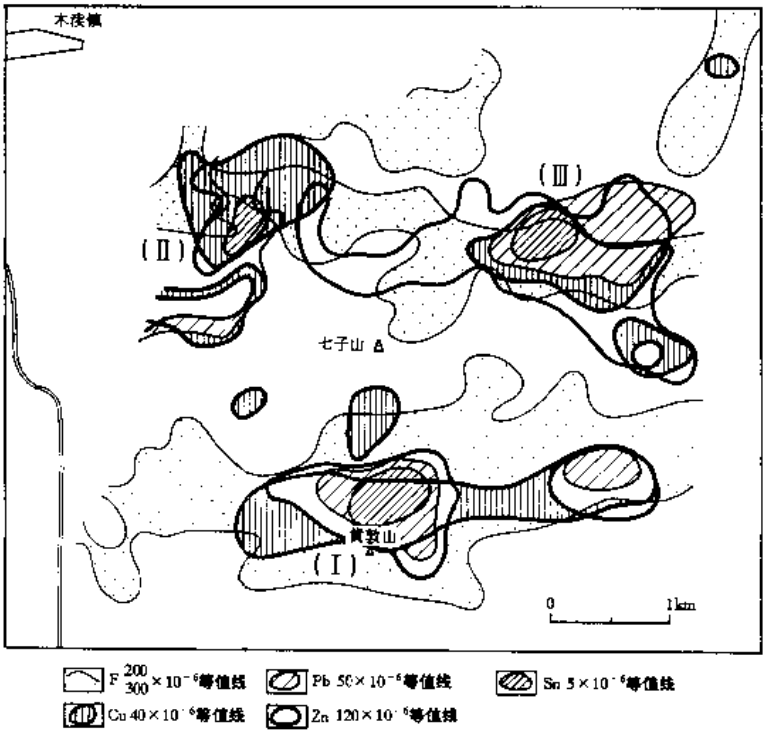


图 45　七子山岩石地球化学平面图

将岩石测量结果与区域重力布格图和航磁图对比研究，可以看出：（Ⅰ）号岩石异常刚好位于布格重力异常带和低缓航磁异常带上（图 43，44，45）。

图 43 是航磁异常图。图外南部有一条较强的磁异常带位于一条二长花岗岩岩墙上，与二长花岗岩墙有关，但该异常带至尧峰山、黄墩山一带，异常并不继续顺着花岗岩岩墙分布，而突然向北凸出，形成了一片强度较低的低缓磁异常区。对这一低缓磁异常的最初解释认为，是与二长花岗岩墙的局部膨胀有关。现在，结合重力和化探的结果分析，认为可能是与矿化磁性体有关。从重力、化探、航磁结果三者综合分析，认为此处深部可能有含锡矿化的碱质花岗岩株隆起的可能性很大。

1989 年底，由地矿部第一物探大队苏州项目组织了对黄墩山异常地质踏勘检查。查明黄墩山一带出露地层为泥盆系茅山群砂岩，由于断裂发育，产状较乱，在断裂带中发现褐铁矿化磁铁矿小脉多条，一般几十公分至一米左右。经探槽揭露和对褐铁矿，磁铁矿化脉

取样分析，发现 w（Sn）>0.2%和 Pb、Zn、Ag、Cu 等含量均达边界品位。从而确认了该区具有找锡-多金属矿产的远景并建议打普查钻。

1990 年后，由于地勘费紧缺，两个普查钻孔均未打成。故该区的成矿前景和经济价值究竟如何，尚待验证。但对七子山地区化探异常的解释评价和对七了山地区找锡-多金属矿的远景预测，由于黄墩山地表已有含锡多金属矿脉出露而得到初步证实。

以后，陆续见有苏州东山和无锡惠山等地发现锡矿脉的报道。

实例四：福建紫金山矿区与外围地球化学勘查及找矿预测

1990 年，紫金山金-铜矿床发现不久，即进行详查勘探。当时有两个地质队参与工作，闽西地质队负责矿区的详查勘探，地质八队负责已知矿段外围的普查找矿。为了配合外围的普查找矿，原地矿部勘技司与福建省地矿局商定开展包括紫金山矿段在内的 50km² 面积的岩石测量普查。由福建物探队和地矿部物-化探所负责施工。此外，对紫金山外围（包括紫金山异常在内）400km² 的 1∶200 000 区化异常做进一步分解研究，以便了解 400km² 范围内除紫金山外，是否还有新的找矿远景区。

（一）工作结果

区域异常分解

紫金山已知金铜矿在 1∶200 000 区域化探图上出现了一个明显的以 Au、Cu 为主的地球化学综合异常，除 Au、Cu 外还伴有 Ag、Pb、Sb、As、Bi、Hg、Sn 等元素。其中 Au、Cu、Ag、Pb 等 4 个元素异常浓度较高，范围较大，浓集中心位置吻合。其它元素异常浓度较低，范围较小，位置也互相偏离（见图 46）。从图上看，Cu 异常面积较大，w（Cu）>25×10⁻⁶的面积为 96km²，>100×10⁻⁶浓度中心的范围约 24km²；Ag、Pb 异常的位置与 Cu 相当，规模比 Cu 略小些；Au 异常规模很大，以 w（Au）为 5×10⁻⁹圈定的范围约 140km²，Au 异常有两个中心，除在紫金山地区与 Cu 相当的位置上出现一个较大的浓集中心外，在其北部温星处出现另一个规模较小的异常。该处伴有 Cu、Ag、Pb 的中弱异常和 Hg、Sb、As、Bi 的弱异常。

利用原 1∶200 000 水系沉积物测量未经组合的单样（平均每方公里一个样）进行分析。获得的结果表明，原来的异常虽未被分解，仍出现了一个较大的以紫金山为浓集中心的以 Au、Cu 为主的综合异常。其异常分布的态势与 4km² 组合样的结果大体相似，只是其中细节略为清晰一些。同样，在温星处出现了一个规模较小的以 Au 为主的异常，伴有 As、Sb、Ag、Cu、Pb 等弱异常（图 47）。

单样分析结果表明，紫金山地区区化异常（1∶200 000）是反映了包括紫金山已知金-铜矿床在内的一个完整的以 Au-Cu-Mo-W 为主的矿田异常。温星地区可能有以 Au 为主的低温热液矿化活动，并有火山机构存在，有利于找金矿。除此之外，在工区范围内，似乎未出现其它有价值的矿化。

该区的航磁异常（ΔT）图反映南部有一条高磁异常带，呈北东-南西方向展布，位于紫金山矿区的北东及南部。推测该航磁异常为一中-酸性岩带引起。该岩带的北东端，在石槽一带有花岗闪长岩出露。推测该岩带经仙狮岩向南西方向转为隐伏岩带，继续延伸至迳美。该岩带在石槽—中寮一带有铜-钼矿化，而区化异常基本上沿该航磁异常带的北缘分布，异常

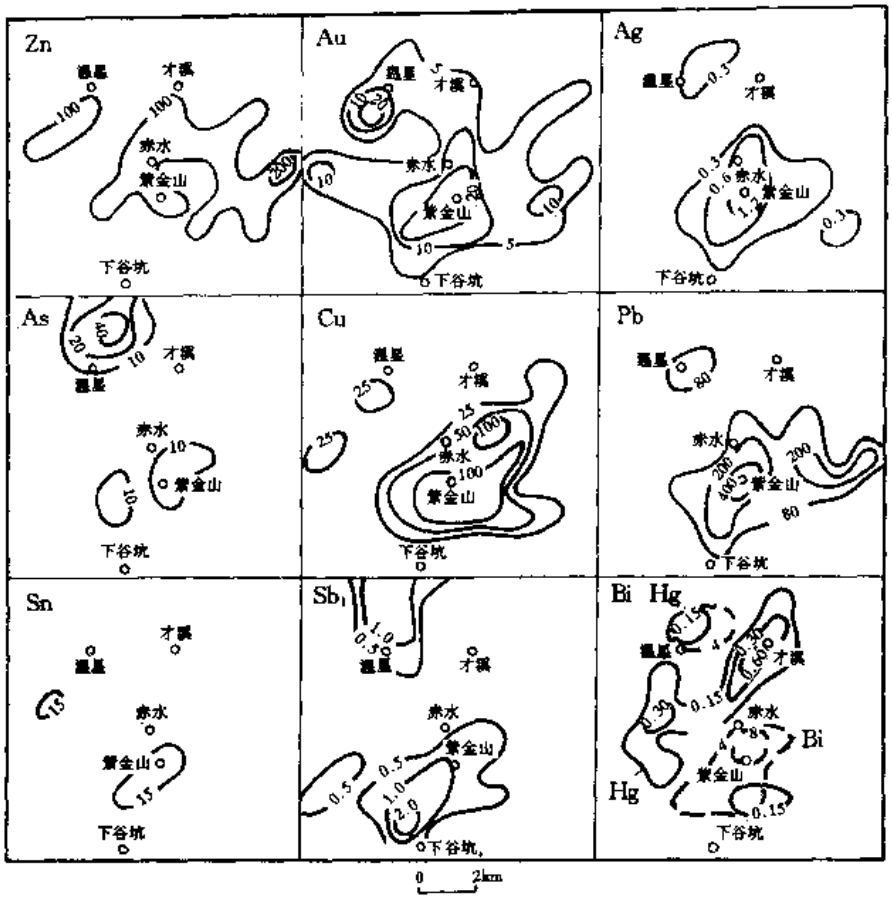


图 46　福建省上杭紫金山 1∶200 000 水系沉积物异常剖析图

（单位：w（Au）/10^{-9}，其它均为 $w_B/10^{-6}$）

分布的态势与航磁异常展布的方向基本一致。故认为，紫金山地区的矿化作用与该中-酸性岩带有密切成因联系。

地表50km²岩石测量结果

1. 地质简况　在区域地球化学异常图上圈定了以紫金山为中心的50km²面积进行地表岩石测量。这一面积大体相当于1∶200 000区域 w（Cu）异常50×10^{-6}含量分布的范围。

区内主要出露地层为：下震旦统楼子坝群，为一套浅海相沉积细碎屑的浅变质岩，岩性为千枚岩、变质砂岩和板岩；上泥盆统天瓦栋组，主要为砂砾岩、石英砾岩，与楼子坝群地层呈不整合接触；下白垩统石帽山群，为一套火山沉积岩和次火山岩。上述地层均分布在工区的北西及南东两则和西南端，范围较小。工区中部，以南北两条北东向的断裂带为界，在断裂带之间分布有燕山早期的复式花岗岩。该复式花岗岩在工区内出露的面积约30km²，为区内主要含矿围岩（见图48）。

据地质资料，复式岩体划分为两期和6个侵入次（表22）。岩体的侵位、形态及范围均受区域性褶皱构造和北东向断裂带控制，呈带状侵位于紫金山复式背斜的核部。以中细粒花岗岩为主，细粒和中粗粒花岗岩及二长花岗岩次之。岩体普遍遭受了强烈热液蚀变。

在燕山晚期的白垩世，区内有火山及次火山岩活动。岩性主要有英安玢岩，隐爆角砾岩，

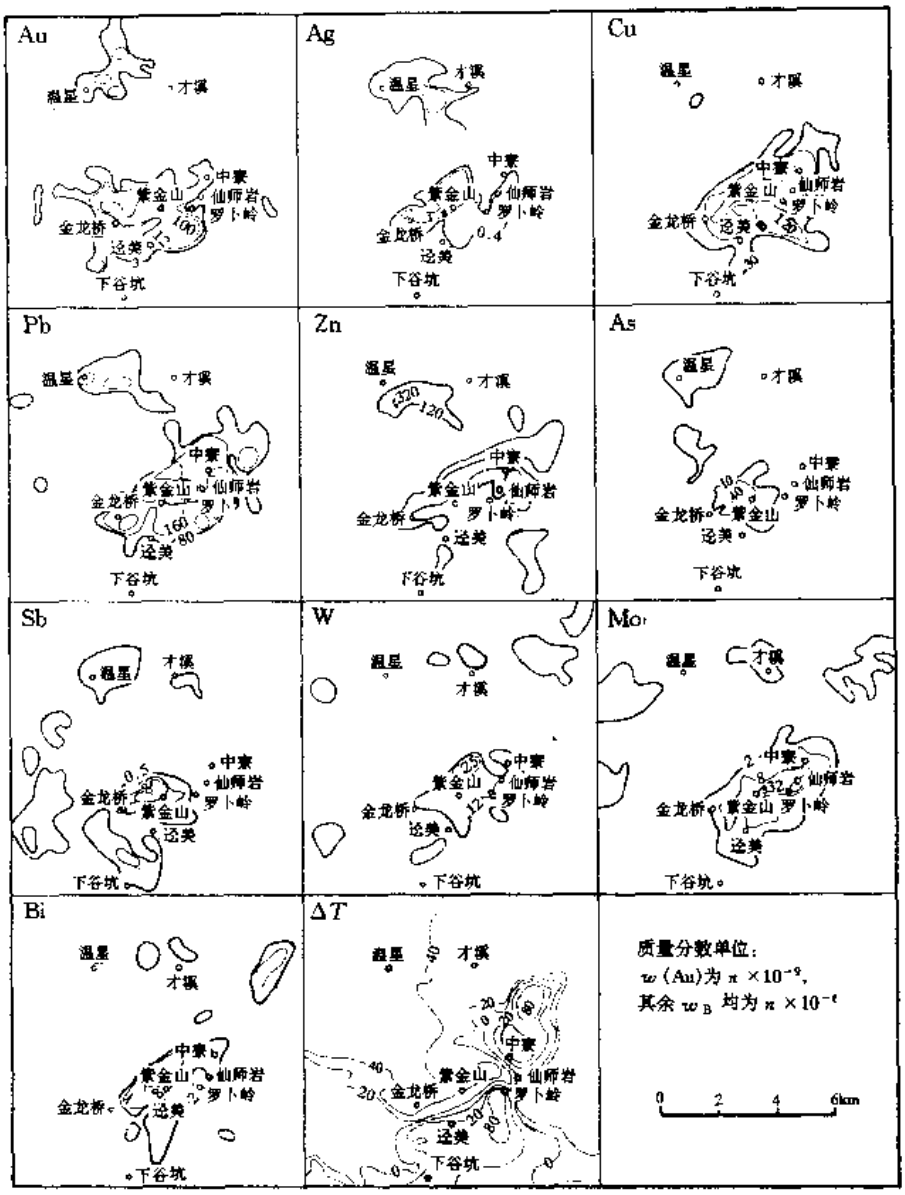


图 17　福建省紫金山地区 1：200 000 水系沉积物单样异常图

隐爆凝灰岩，安山玢岩和石英斑岩（脉）等。区内有大小火山机构多处，多分布在紫金山矿区及西南部的龙江亭和大芰岗一带，紫金山矿区的北东部未见有火山机构。

区内地表岩石断层、裂隙十分发育，有线状和环状结构。线状断裂主要有北东和北西两组，其它方向的小而少，北西向断层控制着紫金山复式岩体的分布；北东向断层多由一系列次级断裂密集组成，并控制着火山岩和次火山岩（脉）的分布；环形构造与火山活动有关。本区矿化地段的裂隙十分发育。据统计，赋矿部位岩石裂隙密度每米可达50条以上。区内围岩蚀变强烈，并具有多期次特点，以中低温热液蚀变为主。主要有硅化、黄铁矿化、地开石化、明矾石化和绢云母化等。金矿化与硅化关系密切，铜矿化与明矾石化和绢云母化关系密切。金属矿物有黄铜矿、铜蓝、硫砷铜矿、辉铜矿、蓝铜矿、金、方铅矿、辉钼矿和辉铋矿等。

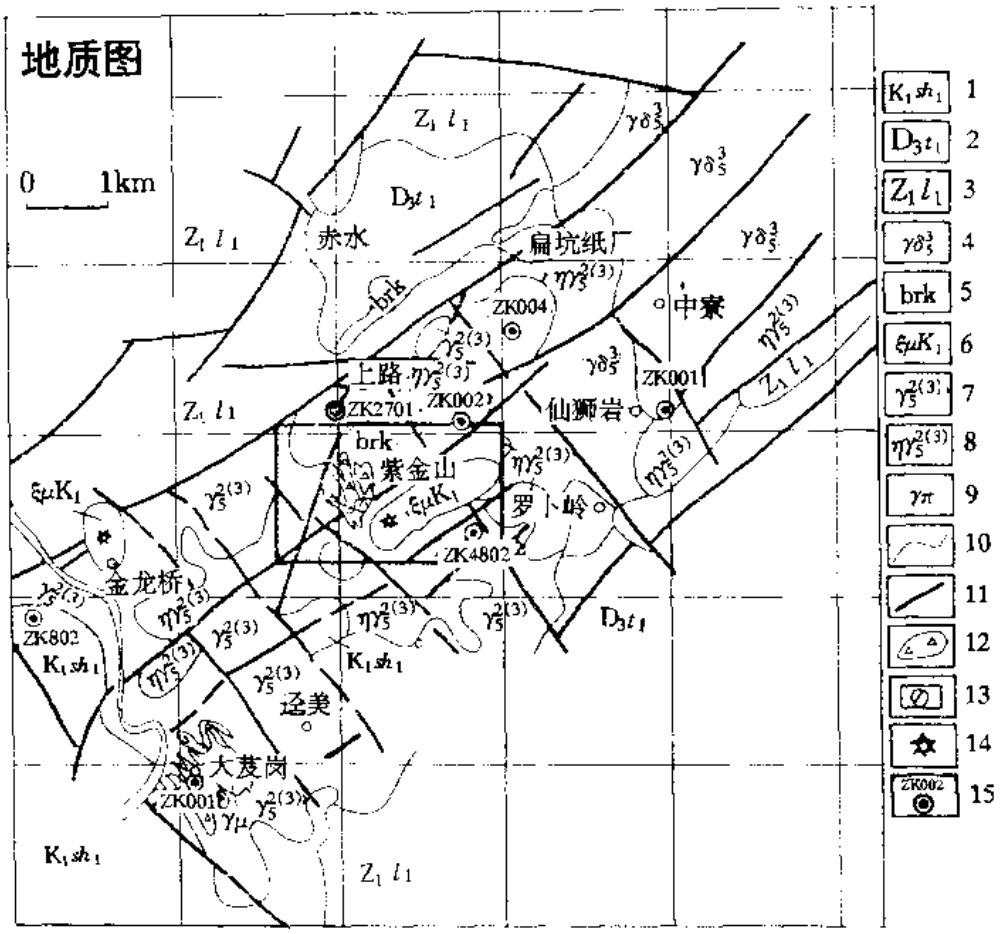


图48 紫金山地区地质简图

（据福建省物探资料编）

1—白垩系下统石帽山群下段；2—泥盆系上统天瓦栋组下段；3—震旦系下统楼子坝群下段；4—中粒花岗闪长岩；5—隐爆角砾岩；6—英安玢岩；7—中、细粒花岗岩；8—似斑状中粒二长花岗岩；9—花岗斑岩脉；10—地质界线；11—断层；12—构造破碎带；13—铜金矿区；14—火山机构；15—外围普查孔编号及位置

表 22 紫金山地区侵入岩期次划分简表

时期	脉动次	岩体代号	岩体名称	岩性	出露面积/km²
燕山晚期	2	$\gamma\delta\xi^{(3)1}$	四坊岩体	中粒花岗闪长岩	1.6
	1	$\eta\gamma\xi^{(3)}$	仙狮岩岩体	似斑状黑云二长花岗岩	2.5
燕山早期	4	$\gamma\xi^{(3)}$	金龙桥岩体	细粒白云母花岗岩	2.4
	3	$\eta\gamma\xi^{(3)}$	五龙子岩体	破裂-中细粒二长花岗岩	12.5
	2	$\gamma\xi^{(3)}$	迳美岩体	破裂粗-中粗粒花岗岩	10.25
	1	$\eta\gamma\xi^{(3)}$	才溪岩体	似斑粒中粒二长花岗岩	0.8

（据福建地质八队资料）

区内氧化带发育，厚度可达200～350m。

紫金山已知矿区为一中大型中-低低温热液金铜矿床，呈“上金下铜”矿床分带特征。

2. 测量结果　在50km²范围内被测定的21种元素中，Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg、Bi、Mo、W、Sn、Be 等13种元素出现具有找矿意义的异常，其它元素如 Ti、V、Mn、Ba、Co、Ni、F 等含量的变化主要与地层岩性有关，找矿意义不大（图49-1～3）。从图可以看出：

（1）Au、Ag、Pb、As、Sb、Bi 6种元素异常分布的态势大体相似，主要分布在紫金山已知矿区及其南西部地区。

（2）Cu、Mo、W、Sn 4种元素相似，在紫金山已知矿区的北东部发育，向南西方向逐渐减弱。

（3）Be 在50km²范围内一般含 w（Be）1×10^{-6}～4×10^{-6}，但在紫金山已知矿床上部出现 w(Be)$<0.5\times10^{-6}$的低值区。该低值区刚好与紫金山矿区的隐爆角砾岩和隐爆凝灰岩的分布范围基本吻合。此外在南、北两侧也有一些零星低值点。南部的零星低值点似乎围绕迳美隐伏岩体呈环状分布，并与该处的一些小火山机构有一定关系。

（4）其它元素的含量变化多与地层岩性有关。

纵观全区异常元素分布的态势，可以看出，地表岩石测量异常具有明显水平分带现象。结合航磁图对比分析，可以认为：从工区北东端的石槽向南西方向，经仙狮岩—罗卜岭—小金山、紫金山—金龙桥、大芨岗，依次出现了 W（Cu、Sn）—W、Mo、Cu—Cu、Mo（As、Ag、Pb）—Cu、Au（Ag、Pb、As、Sb、Bi）—Au、Cu（Ag、As、Sb、Bi、Pb）的水平分带趋势，这一分带趋势与区内航磁异常的分布有一致性，地球化学异常带略偏于航磁异常北翼的磁力梯度带。据物探推断，该航磁异常带是反映了一条北东-南西向分布的中—酸性岩带，其中有3处隆起。石槽处的隆起部位地表见有花岗闪长岩，且矿化，向南西转为隐伏，推断罗卜岭矿体属浅隐伏，迳美矿体隐伏较深（推测500m 左右）。从地球化学异常分带及其元素组合可以判断该岩带不但存在，而且矿化。

根据岩石测量结果，异常元素明显的水平分带与组合特征，推测该岩带具斑岩系列的矿化活动。推测在石槽处地表应有够品位的钨矿化存在，在该处主要应有钨（锡）矿，可能有点铜、钼矿；在仙狮岩—罗卜岭一带，岩体浅隐伏，地表有强的 W、Mo、Cu 元素异常，并伴有 Ag、As、Pb、Bi 中弱异常，指出了该处是寻找斑岩铜、钼矿的理想地段，可能还有热液铜、钼矿脉；罗卜岭—小金山一带 W 不复存在，主要是 Cu、Mo 弱异常，推测该处斑岩矿化埋深加大，物探推测迳美岩体埋深约500m。环绕岩体的 Au、Sb、As、Ag、Bi、Pb、Cu 等元素出现了不连续的环状分布的异常，可能是矿化埋藏较深之故。此外，其中有些异常似乎还与该处出露的一些小火山隐爆角砾岩或火山隐爆凝灰岩有关。这些火山“小烟囱”可认为是深部有火山机构存在的表征。

3. 钻孔原生晕研究　在紫金山已知金-铜矿区选择了4线，3线和11线3条地质勘探剖面，作了钻孔岩心采样，研究钻孔中的原生晕。结果表明，3条剖面上原生晕分布的模式基本相似。本文仅以矿床中心的第3勘探剖面为例，对钻孔原生晕的分布模式加以剖析和讨论（见图50-1～7）。

（1）剖面钻孔中原生晕和地表一样，出现了 Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Bi、W、Mo、Sn、Hg、Be 等13种元素异常。按异常分布的态势大体可以分为4组：Au、Bi、Mo、Hg 为第一组，此组元素的异常基本上位于剖面矿带的前上方，与金矿带产出的位置符合，本区金矿带已暴露地表（遭受一定程度的剥蚀），故金矿带前上部的指示元素无法研究；Ag、

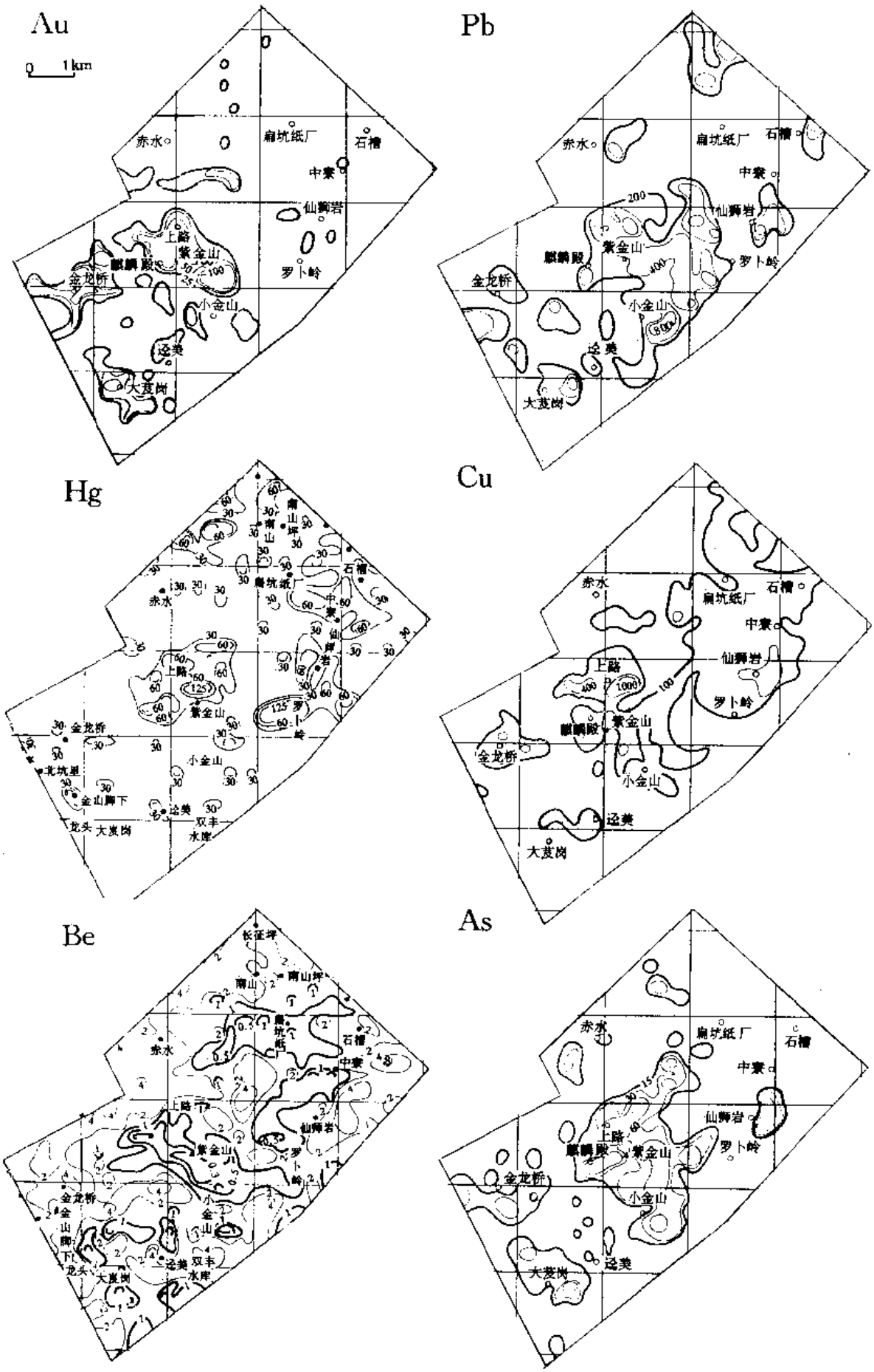


图 49-1　福建省紫金山地区岩石地球化学异常图

（注：图中元素的单位除 Au、Hg 为 10^{-9} 以外，其余均为 10^{-6}，图49-2～3，分别为本区 Ag、Bi、Sb、Mo、Sn、W、Zn、Ni 和 Za 的异常图，比例 R 同图48）

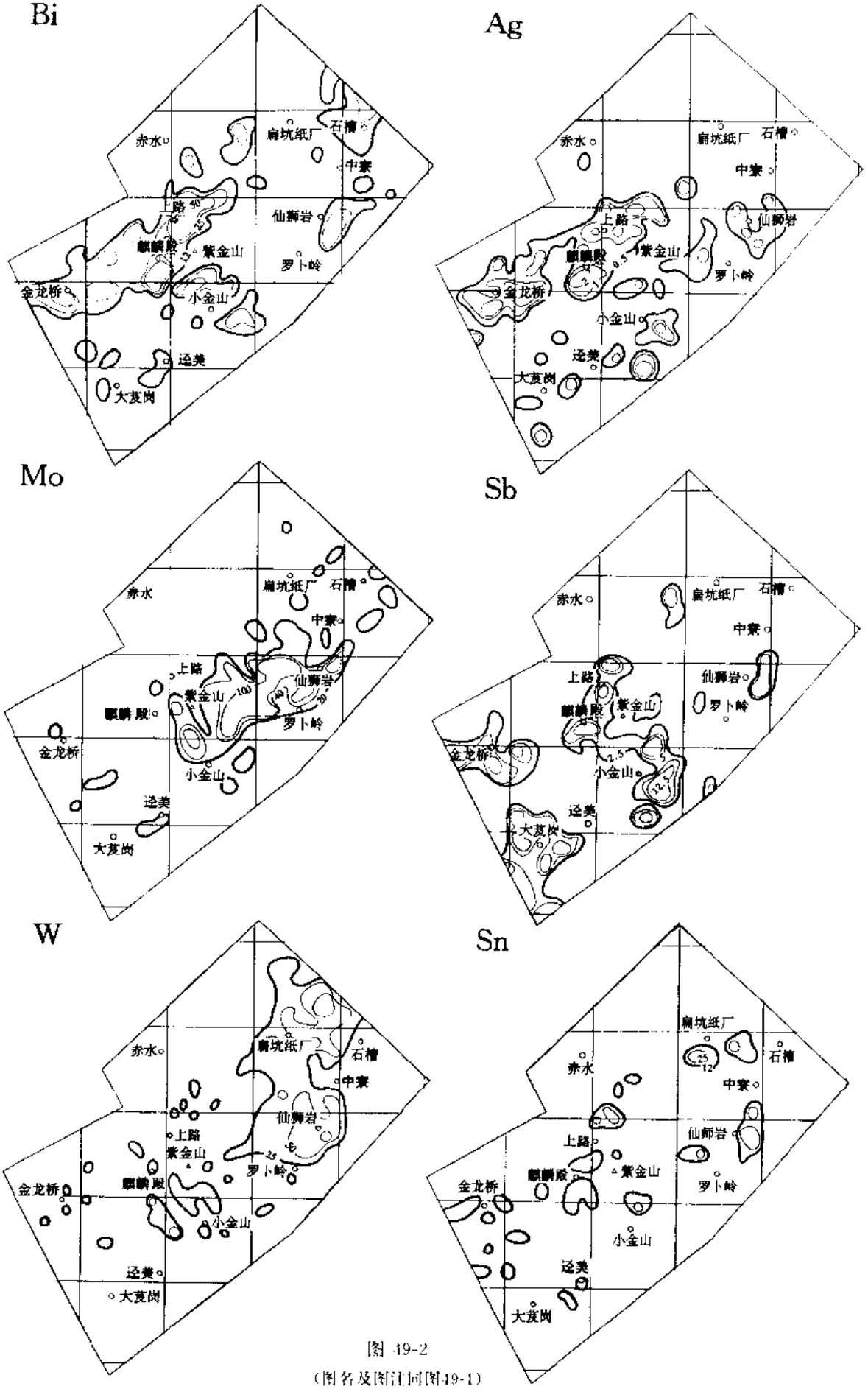


图 19-2

（图名及图注同图19-1）

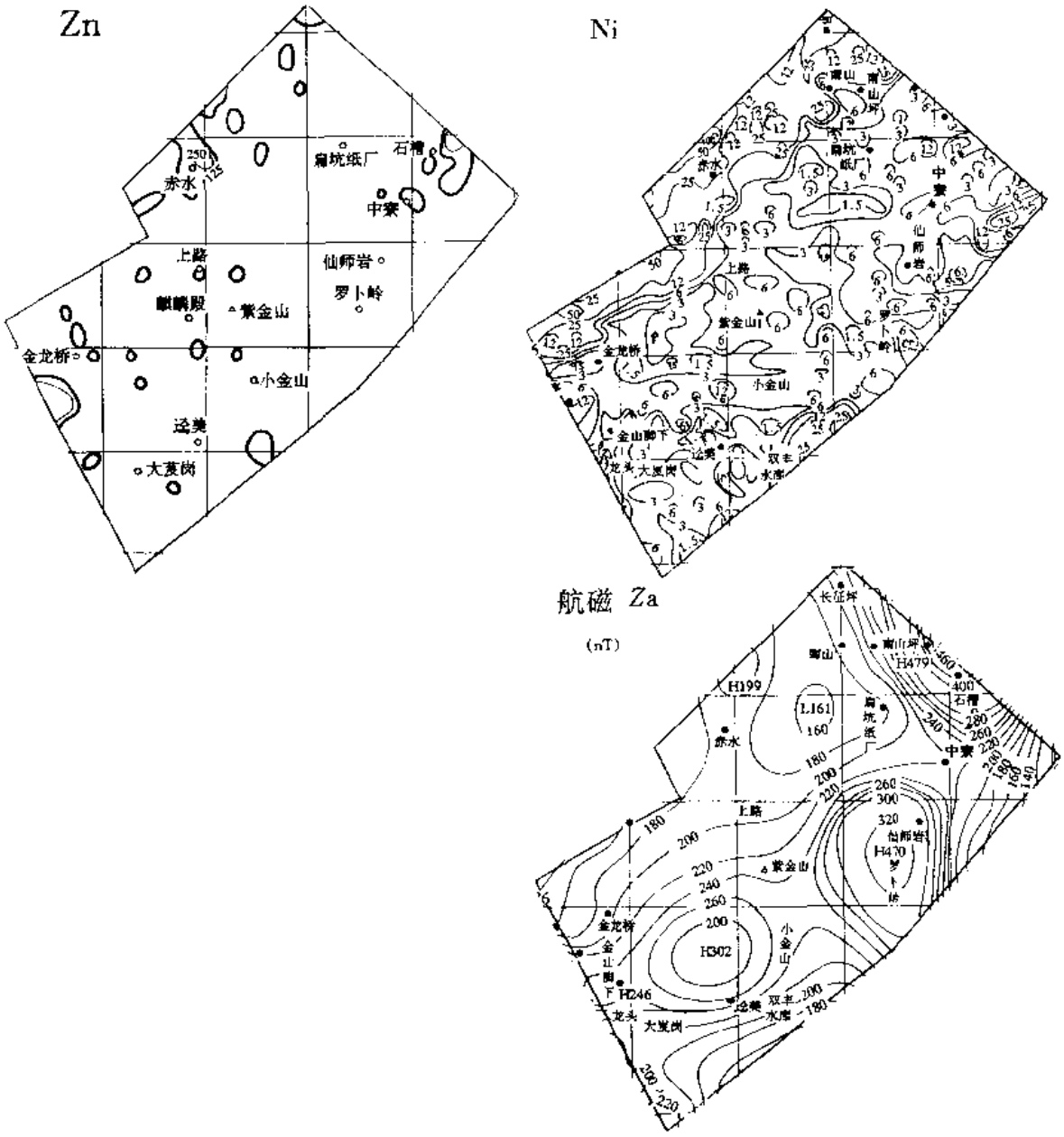


图 49-3

（图名及图注同图49-1）

As、Sb、Pb、Cu 异常为第二组，此组异常主要出现在金矿带的下部和铜矿带的前上部；Zn、Sn、W 异常为第三组，此组异常主要出现在铜矿带的下半部；Ni、Co、V、Ti、Mn、Ba 异常为第四组，其含量分布与围岩岩性有关，与矿化关系不大。

Be 含量在剖面上表现很特殊：在整个金、铜矿带部位出现了一片$<0.5\times10^{-6}$的低值区，若以50m 间距从上至下滑动平均处理，则这一低值带更为清晰。w（Be）在本区复式花岗岩中的本底为：$2\times10^{-5}\sim10\times10^{-6}$，因而$<0.5\times10^{-6}$可视为负异常。此种负异常与火山机构有关。火山隐爆角砾和隐爆凝灰岩中 Be 含量低。Be 的负值区反映了区内含有火山物质

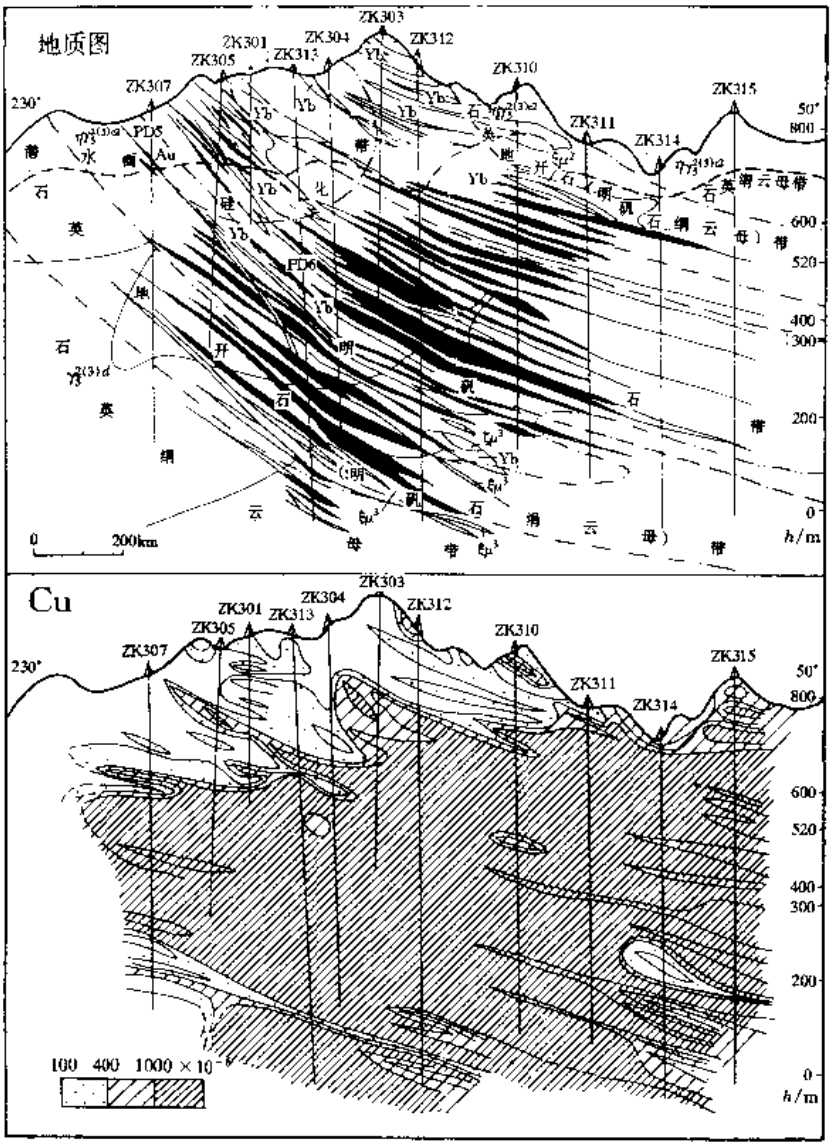


图 50-1　福建省上杭县紫金山铜矿床3线原生晕 Cu 异常图

(图50-2～7分别为该测线 Au、As、Hg、Be、Sb、Bi、Ag、Pb、Mo、Sn、Zn、W 的质量分数异常图)

的火山通道。由于本区浅成中—低温热液金-铜矿化作用与火山活动有关，故 Be 负异常是一个很好的指示矿化及矿化通道的间接标志。从图上可看出，原生晕的轴向分带为：Au、Bi、Mo、Hg—Sb、As、Ag、Pb、Cu—Sn、Zn、W。

(2) 剖面钻孔原生晕的几种数理统计研究

①分带序列计算　对3线勘探剖面钻孔原生晕按格里戈良方法做了元素分带序列的计算。将整个剖面沿矿带轴向划分成5段，大体等距。计算了剖面上各异常元素的分带性指数(见表23)。表23上示出各异常元素沿轴向的分带序列为：

Au、Mo、Hg—Sb、As、Bi—Pb、Ag、Cu、Sn—Zn、W

这一分带序列与上述肉眼观察到的元素分带关系基本是一致的。

②因子分析研究　对3勘探线钻孔原生晕作了因子分析研究(表24)。选择0.5为临界值，则：F_1因子中 Sn、W、Sb 为最佳因子组；F_2因子中为 Au、Bi；F_3因子中为 Pb、Zn；F_4因

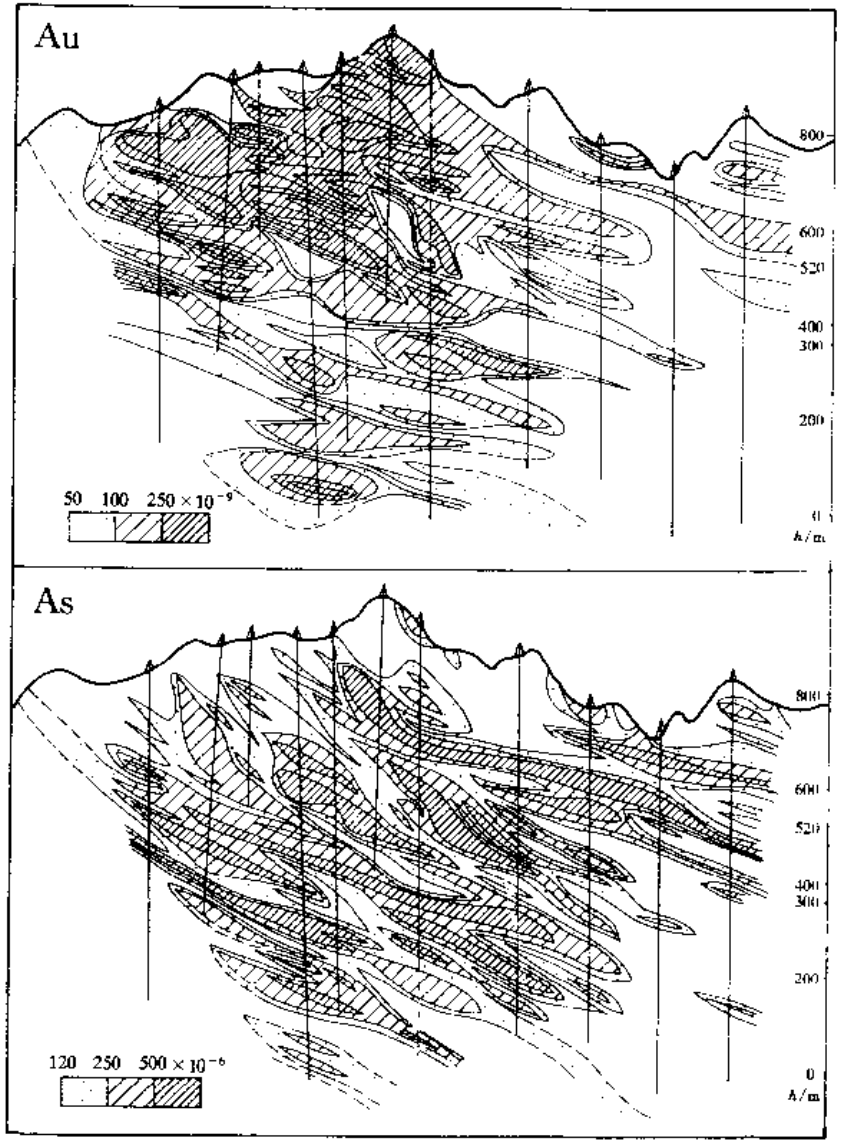


图 50-2 w (Au)、w (As)

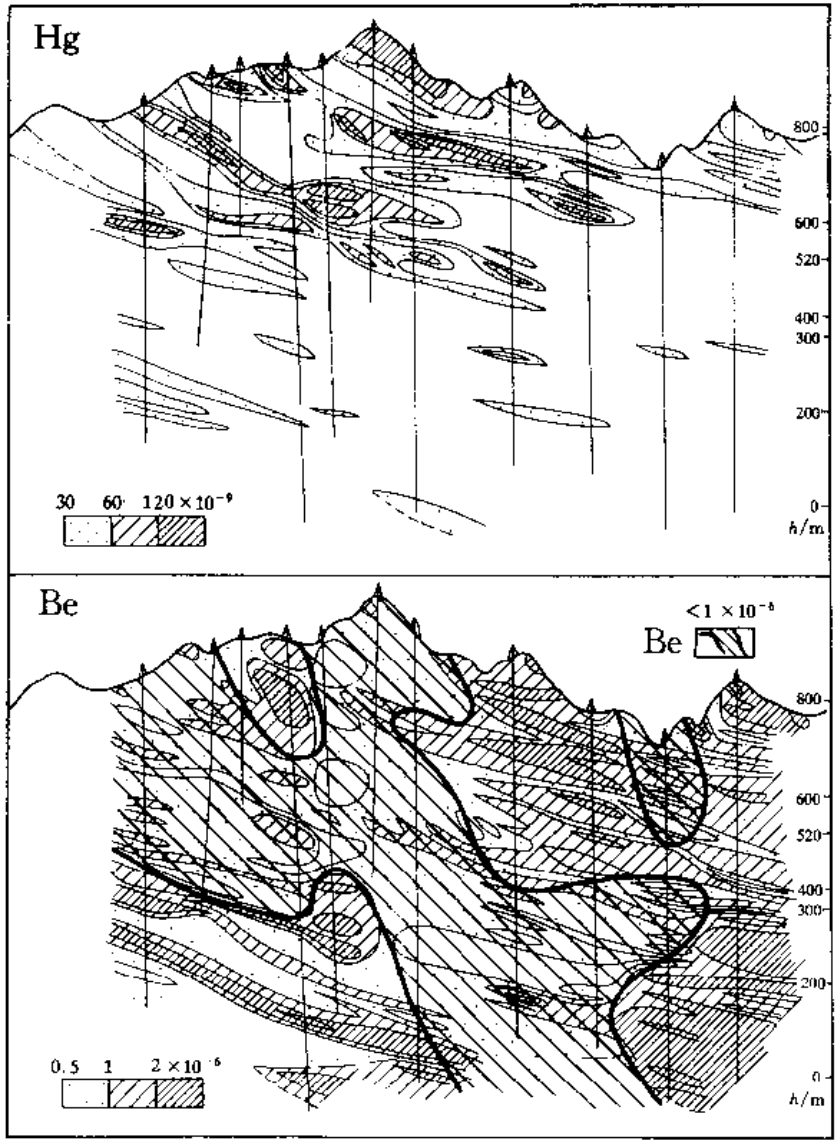


图 50-3 w (Hg)、w (Be)

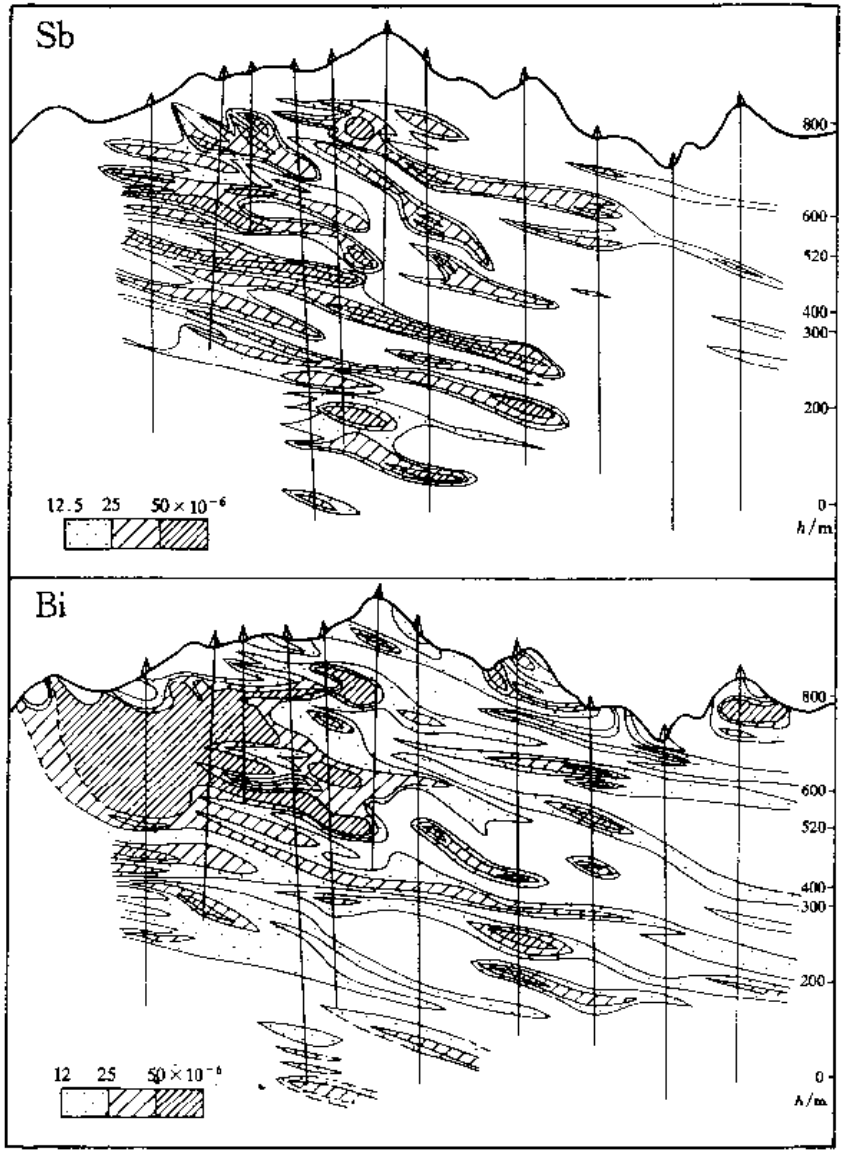


图 50-4 w (Sb)、w (Bi)

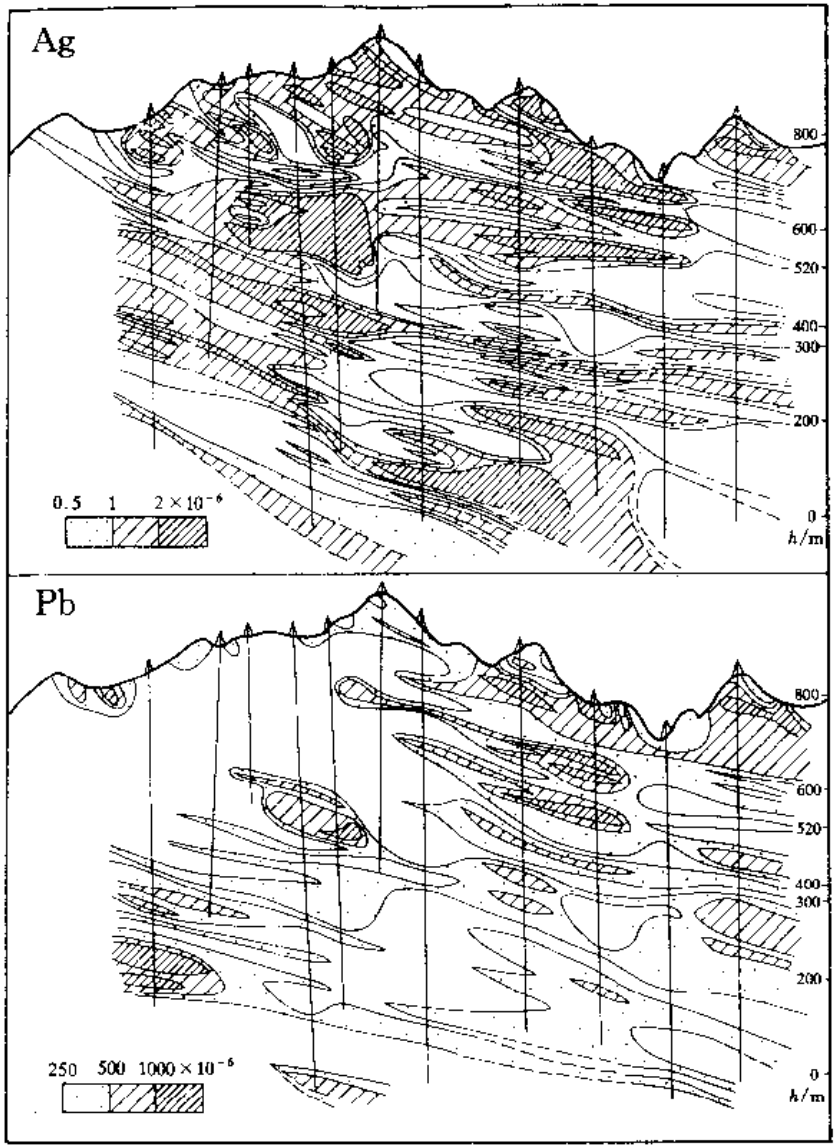


图 50-5 w (Ag)、w (Pb)

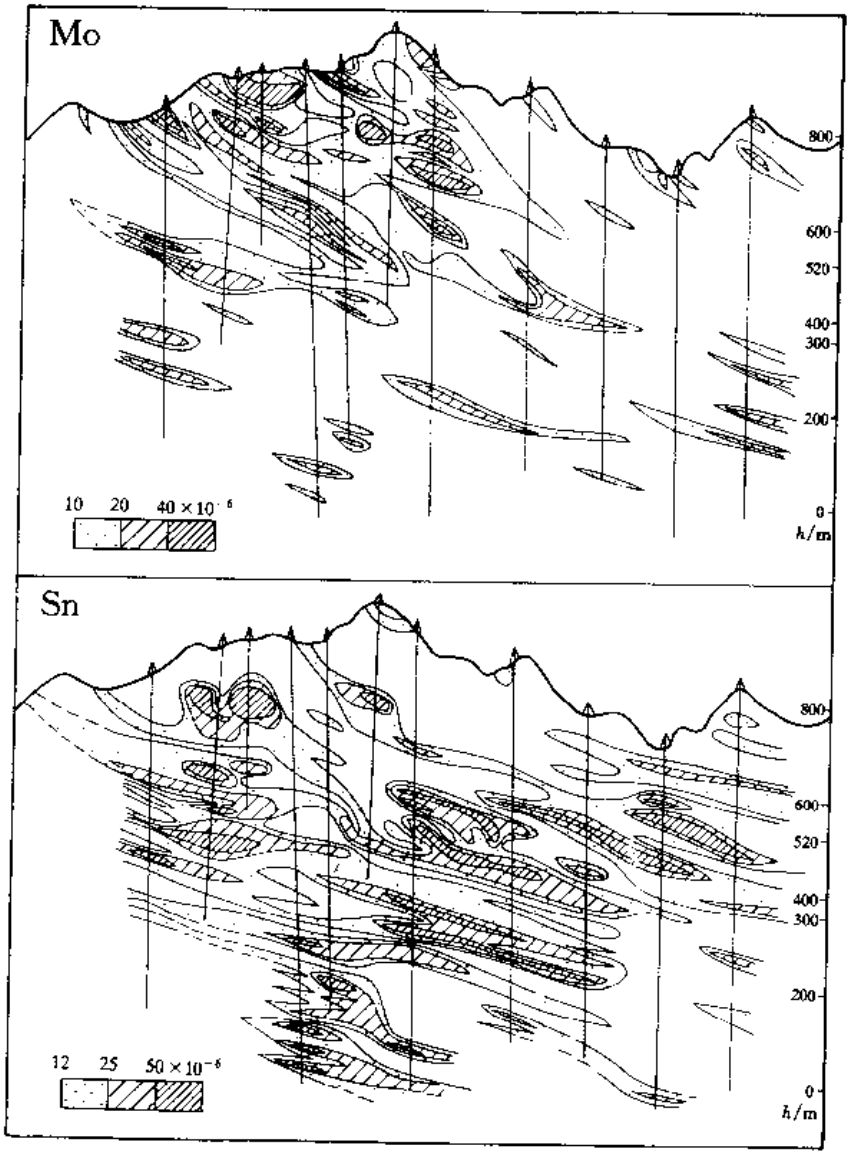


图 50-6 w (Mo)、w (Sn)

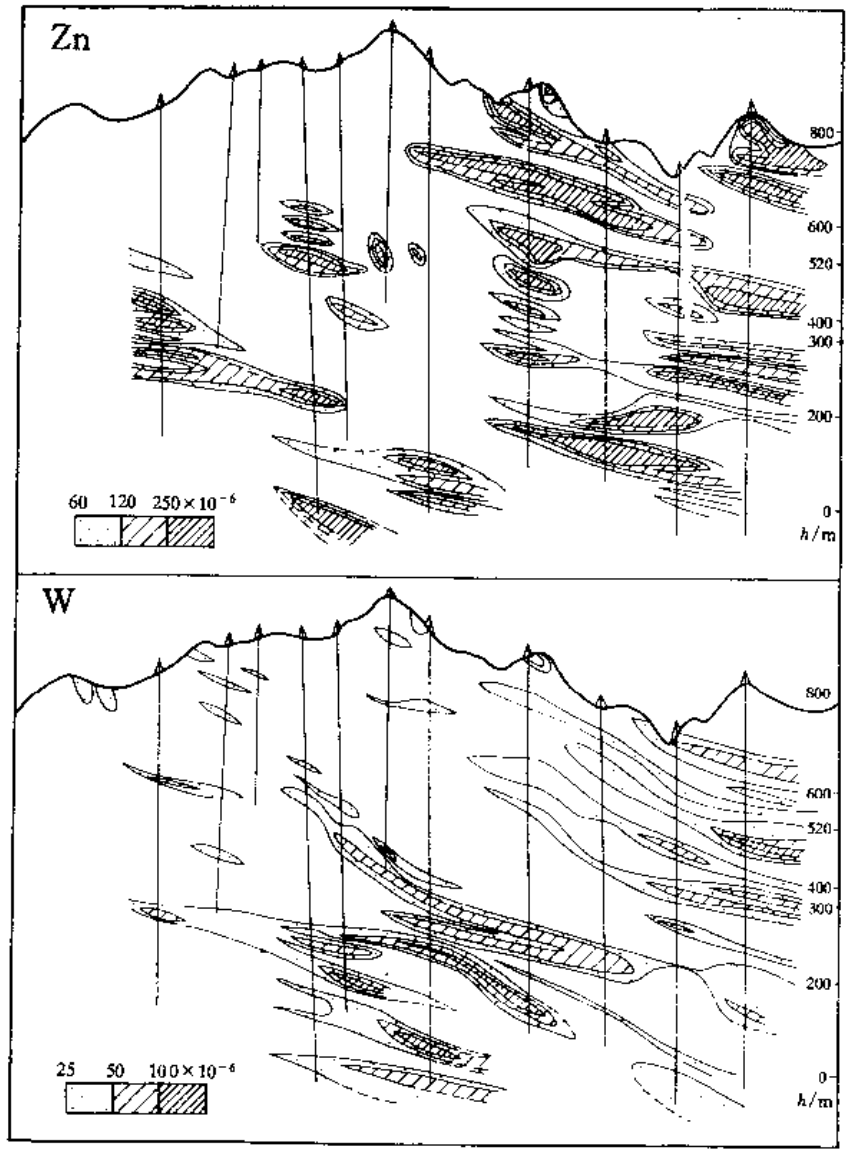


图 50-7 w (Zn)、w (W)

子中为 Cu、As 和－Be；F_5因子中为 Mo、Hg。表中只有 Ag 未落入这五个因子中，但可看出，Ag 的最大系数为0.46，刚好落在 F_3因子，即 Ag、Pb、Zn 组成一个最佳因子组。这是合理的。

表 23　3勘探线剖面钻孔原生晕分带性指数表

块段	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	W	Sn	Mo	Hg
Ⅰ	0.045 8*	0.054 9	0.110 3	0.095 9	0.070 3	0.093 3	0.082 0	0.084 9	0.076 8	0.079 2	0.078 0*	0.023 5
Ⅱ	0.041 7	0.058 7	0.105 7	0.094 4	0.093 7	0.101 9*	0.083 9*	0.085 6*	0.078 7	0.080 3	0.072 1	0.019 3
Ⅲ	0.032 7	0.055 5	0.111 3	0.097 5*	0.103 4	0.097 0	0.080 7	0.079 2	0.074 4	0.074 0	0.071 1	0.023 4
Ⅳ	0.029 9	0.060 6*	0.115 9*	0.096 1	0.098 4	0.098 2	0.078 0	0.078 4	0.077 5	0.080 5*	0.070 7	0.017 0
Ⅴ	0.025 9	0.052 9	0.114 5	0.096 7	0.103 8*	0.095 9	0.081 4	0.082 0	0.080 5*	0.078 6	0.068 3	0.017 4

注：* 表示该元素在5段中指数计算为最大值。

因子分析结果和晕中元素轴向分带的结果基本是一致的。比如，F_2和 F_5因子组成的最佳因子组 Mo、Hg、Au、Bi 恰好组成了本区矿带中铜矿带前方的元素组合；F_3和 F_4因子组成的最佳因子组 Pb、Zn、Ag、As、Cu 恰好组成了本区矿带中铜矿带的元素组合；F_1因子 Sn、W 组成了本区铜矿带下部的元素组合。F_4因子中 Cu、As 和 Be（负值）在一起，与图上 Be 的负异常和 Cu 的正异常反映出的密切关系是一致的。

在分带序列研究中有争议的元素是 Mo。对 Mo 出现在 Cu 的前缘有些怀疑。但有资料表明，Mo 可在低温热液中出现。据刘英俊等(1984)，Mo 的矿化温度可在550～90℃之间变化，Mo 及伴生组分可形成多种热液-交代建造。众所周知，地热异常中常伴有 Mo 异常。Mo 在温度＜200℃时可形成铀-钼矿化和金-铀-钼矿化，U-Mo 可形成铬合物。紫金山地区以往做过放射性测量找铀矿，在紫金山矿区地表有较强的放射性异常，据说地表曾发现过沥青铀矿。因而，Mo 异常出现在铜矿带前上方的金矿带部位上，是可能的，此种 Mo 异常为低温时期形成的。

表 24　紫金山矿区3线剖面方差极大旋转因子载荷矩阵表

因子 变量	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	公共因 子方差
Be	－0.172	0.226	0.485	－0.534	－0.176	0.632
Au	－0.032	－0.847	－0.116	－0.014	0.022	0.732
Pb	0.091	0.269	0.713	0.165	0.156	0.641
Sn	－0.726	－0.205	－0.124	0.278	－0.042	0.664
W	－0.806	0.156	0.008	－0.064	0.004	0.678
Bi	－0.087	－0.716	0.126	0.076	0.212	0.587
Mo	－0.038	－0.026	－0.162	－0.074	0.732	0.570
Cu	－0.147	0.179	0.019	0.810	－0.170	0.739
Zn	0.006	－0.242	0.673	－0.103	－0.142	0.543
As	－0.383	－0.203	0.132	0.739	0.032	0.752
Sb	－0.645	－0.412	0.006	0.381	0.156	0.767
Ag	－0.129	－0.149	0.463	0.385	0.415	0.574
Hg	－0.014	－0.139	0.125	0.003	0.676	0.492
方差贡献	1.838	1.763	1.516	1.910	1.342	

根据剖面原生异常模式、元素分带序列计算和因子分析结果，可以认为，紫金山低温热液金-铜矿带中的金矿床和铜矿床是同一种热液作用下形成的具有“上金下铜”明显矿物分带的金-铜中低温热液矿床，其成矿和控矿机制与火山活动和火山作用有密切关系。

③矿带剥蚀深度的研究　根据元素分带序列，确定以 w（Au·Ag·Hg）/w（Cu·W·Sn）累乘比值研究了3勘探剖面上矿带剥蚀水平，结果见表25。根据矿带的矿石分布，将矿带分为4段：第一段为矿带上部（即金矿部位）；第二段为矿带中上部（即金矿带下部和铜矿带的头部）；第三段为矿带中部（即铜矿带的中、上部）；第4段为矿带下部（即铜矿带的中、下部），此带铜矿体已不多，但尚未到矿体尖灭的尾部。从表25上可以看出，各段 w（Au·Ag·Hg）/w（Cu·W·Sn）比值呈有规律下降，各段的比值相差一个数量级，其差异是明显的。

表 25　3线勘探剖面铜金矿体剥蚀程度评价指标表

元素均值/10^{-6} 名称 / 截面位置	标高/m	Au	Ag	Hg	Cu	W	Sn	$\frac{w(Au·Hg·Ag)}{w(Cu·W·Sn)}$	评价指标
金矿体	900～750	1.067	2.30	0.080	220.00	21.87	21.50	1.897	>1
铜矿头部	750～580	0.643	2.55	0.059	786.45	25.95	32.25	0.149	1～0.1
铜矿体中、上部	580～380	0.229	3.32	0.078	2 275.60	31.53	28.53	0.029	0.1～0.01
铜矿体中、下部	380～180	0.125	3.66	0.036	2 614.00	41.74	44.69	0.003	0.01～0.001

为了证实其代表性，对4线和11线两条剖面的原生晕作了同样的计算（见表26），结果是一致的。这表明运用累乘比值 w（Au·Hg·Ag）/w（Cu·W·Sn）评价本区矿带剥蚀水平有实际代表性。

表 26　矿区11、4线勘探剖面矿化剥蚀程度检验结果表

元素均值/10^{-6} 名称 / 截面标高/m		Au	Ag	Hg	Cu	W	Sn	$\frac{w(Au·Hg·Ag)}{w(Cu·W·Sn)}$	矿体位置
11线	800	0.797	1.26	0.034	65.57	12.01	38.55	1.12	金矿体
	600	0.542	2.20	0.049	100.00	24.90	89.67	0.262	铜矿头部
	400	0.234	5.38	0.117	2 354.54	34.06	59.90	0.032	铜矿中、上部
	200	0.139	2.73	0.065	1 871.45	45.59	46.83	0.006	铜矿中、下部
4线	800	0.920	1.66	0.036	70.00	9.10	4.47	19.31	金矿体
	600	0.365	3.00	0.017	165.00	23.80	6.36	0.745	铜矿头部
	400	0.315	2.00	0.043	1 910.00	21.80	19.88	0.033	铜矿中、上部
	200	0.084	0.32	0.049	1 587.11	25.03	27.34	0.001	铜矿中、下部

（二）关于紫金山金-铜矿床成因的探讨

紫金山金-铜矿床的成因，一直是在该区工作的地质学家普遍关注和研究讨论的一个问题。人们一直在探索有关该矿床成因方面的地质-地球化学论据。在此次地球化学勘查成果资料整理研究中，发现了一个与该区矿床成因有关的，有意义的信息。从地球化学角度提出

了对该矿床成因的一些新认识。

据福建地质八队和物探队的资料（1990），紫金山地区区域地层中微量元素含量（见表27），其中下震旦统楼子坝群地层中 w（Cu）为47.4×10^{-6}。但在此次工作的50km^{2}范围内，由于燕山早期大量酸性岩浆岩沿由楼子坝群地层形成的复背斜轴部上侵，使在该复背斜轴部的楼子坝群地层大部遭受破坏，熔蚀和同化形成重熔花岗岩，仅有极少数残存。对这些极少量残存的楼子坝群地层中微量元素含量的统计（表28），表明残存的地层中的 w（Cu）仅为27.2×10^{-6}，减少了20×10^{-6}Cu 的含量。这就是说，在燕山早期复式花岗岩形成过程中曾吞蚀、重熔和掳取了围岩地层中大量的 Cu。这些被劫取来的大量 Cu，可能为以后的热液矿化作用提供了丰富的矿质来源。

表 27　紫金山地区区域地层中微量元素质量分数 w_B/10^{-6}

地层名称	代号	样数	Cu	Pb	Zn	Au（10^{-9}）	Ag	Bi	Mo
下震旦统　楼子坝群	Z_1l_2	187	47.4	40.1	83.4	2.40	0.33	2.0	5.0
上泥盆统天瓦桥组	D_3t_1	142	29.8	37.7	43.0	2.60	0.39	2.3	4.7
下白垩统石帽山群	K_1sh_1	267	32.9	108.6	62.0	1.88	0.34	1.8	6.7

表 28　紫金山矿区50km^{2}内楼子坝群地层中微量元素质量分数 w_B/10^{-6}

地层名称	代号	样数	Cu	Pb	Zn	Au（10^{-9}）	Ag	Bi	Mo
楼子坝群下段	Z_1l_3	50	27.2	57.5	10.4	4.23	9.4	2.2	1.2

本区在燕山晚期又有中—酸性岩浆岩（花岗闪长岩）活动。这次岩浆活动再度活化、迁移、富集了早期被初步富集在重熔花岗岩中的 Cu，形成与晚期花岗闪长岩侵入活动有关的金、铜、钼、钨斑岩矿化。故推测，在罗卜岭和迳美隐伏岩体的内外接触带上有斑岩金、铜、钼、钨矿化赋存。

本区在晚期中—酸性岩浆活动后，还有火山活动，形成以英安玢岩、隐爆角砾岩、隐爆凝灰岩和英安玢岩等火山和次火山岩。推测这些火山机构有可能切穿花岗闪长岩及其接触带上的斑岩矿化带，并在气-液作用过程中活化掳去了斑岩矿化带中的金属，在火山机构的上部重新析出温度较低的中—低温热液金-铜矿床。上金下铜是符合中—低温热液矿床矿物沉淀析出的顺序的。

根据地球化学资料，我们认为紫金山矿床可能是一种“三位一体”式的，即上金下铜和其深部还有斑岩铜、钼矿的属斑岩矿化系列的“三位一体”式多金属矿床。

ZK4802孔斑岩矿化的发现经过。根据上述设想，邵跃（1992）提出，可以找一个紫金山矿区最南部以往打的普查钻孔做钻孔原生晕工作，以期证实深部有无斑岩矿化。之后，由福建物探队杨军华选择了在紫金山矿区南部的 ZK4802孔（为地质队早期打的普查钻孔）采集钻孔岩心分析。结果在孔深400～600m 间的深部花岗闪长斑岩的接触带上出现了约100m 的 Cu、Mo 高含量带 w（Cu）>3 000×10^{-6}，w（Mo）>200×10^{-9}，并在内接触带上发现一段（厚约30m）w（Au）>150×10^{-9}的高含量带，证实了在小金山至罗卜岭一带深部存在斑岩矿化的推测。该孔随后由地质队分析，在孔深457～543m 间有厚度为83m 铜品位>0.3%以上的工业矿体。以后的岩矿鉴定表明，该处铜矿物不同于“紫金山式”的矿物类型，而是包裹在黄铁矿中的微细粒黄铜矿，肉眼难以鉴别和发现。以后，陆续在小金山—罗卜

岭—仙狮岩-中寮一线均发现斑岩铜-钼矿化存在。罗卜岭以东斑岩矿化赋存较浅，罗卜岭以西斑岩矿化赋存较深，证实了矿区地球化学勘查结果和航磁异常反应的真实性。

（三）地质-地球化学找矿模型的建立

综合紫金山地区地球化学勘查研究结果，结合地质-地球物理成果，综合分析研究提出了紫金山矿床(田)成矿作用的地质-地球化学概念模型及其综合方法找矿标志。图51是紫金山矿床（田）概念模型及其地球化学找矿标志示意图。

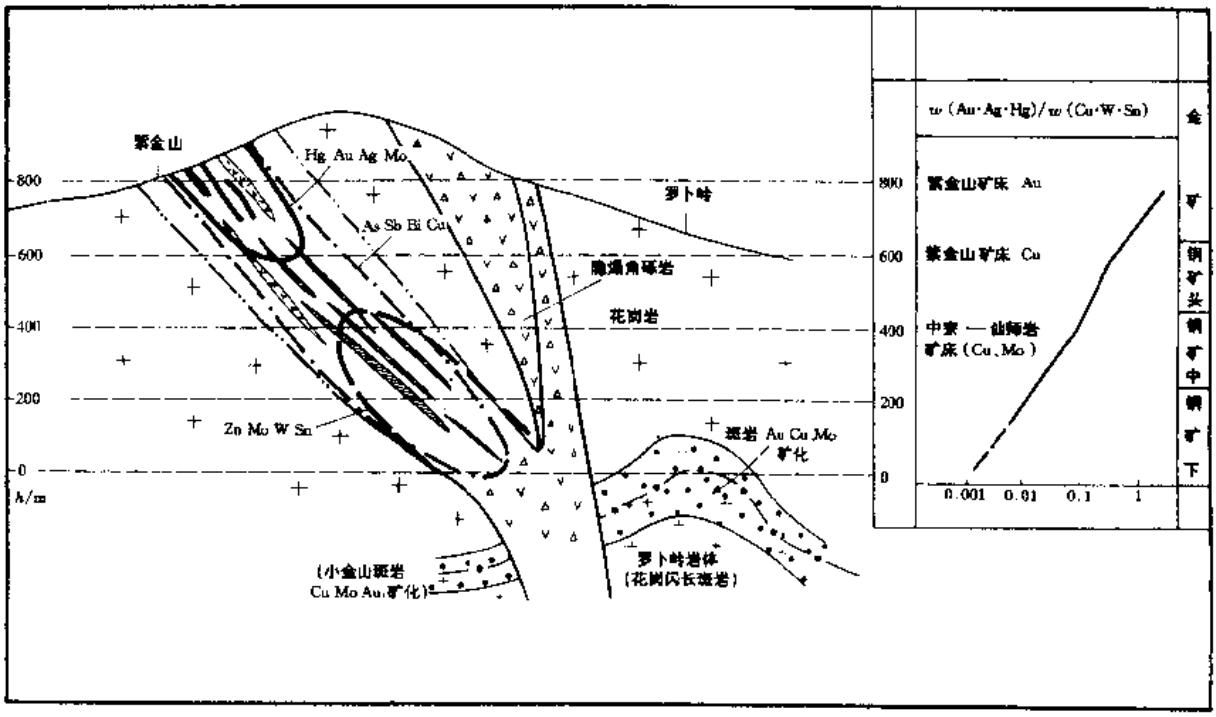


图 51　紫金山矿床概念模型及其地球化学找矿标志示意图

设想，今后在闽西地区找矿预测中再找一个类似紫金山矿床（田）的靶区，其基本地质-地球化学环境应具有如下条件：

1. 要有下震旦统楼子坝群地层存在的地区。这是能为形成后期热液矿床或斑岩矿化提供矿源的基本条件。

2. 区内要有早期的酸性岩浆岩活动。这是对区内地层中金属进行初步活化、转移、再分配和初步富集的必要条件。

3. 还要有燕山晚期的中—酸性岩浆岩活动。这些晚期的岩浆岩可以产在早期的重熔花岗岩中，也可以产在老地层和早期重熔花岗岩的接触带上；如果形成的是隐伏的岩浆岩带，从航磁图上可获得这方面的信息。

4. 要观察具有上述条件的地区在1∶200 000区化成果图上有无相应的区化综合异常存在。区化综合异常中的主要元素应有 Cu、Pb、Zn、Ag、As、Bi、Mo、W、Sn，并伴有 Hg、Sb、Au；观察综合异常分布的态势及隐伏岩体（带）的关联性，以判断有无斑岩矿化产出的可能性。

5. 区内若有火山机构存在（可研究遥感图），若发现火山机构中有铅、锌、金、钼的矿化存在，则应注意寻找紫金山式的中—低温热液金-铜矿床。

此外，根据50km²范围内开展的地球化学勘查的结果和其它综合信息，在50km²范围内划分出了Ⅸ个有远景的找矿小区，并推测了在这些小区中可能找到的矿产及矿种（图52）。

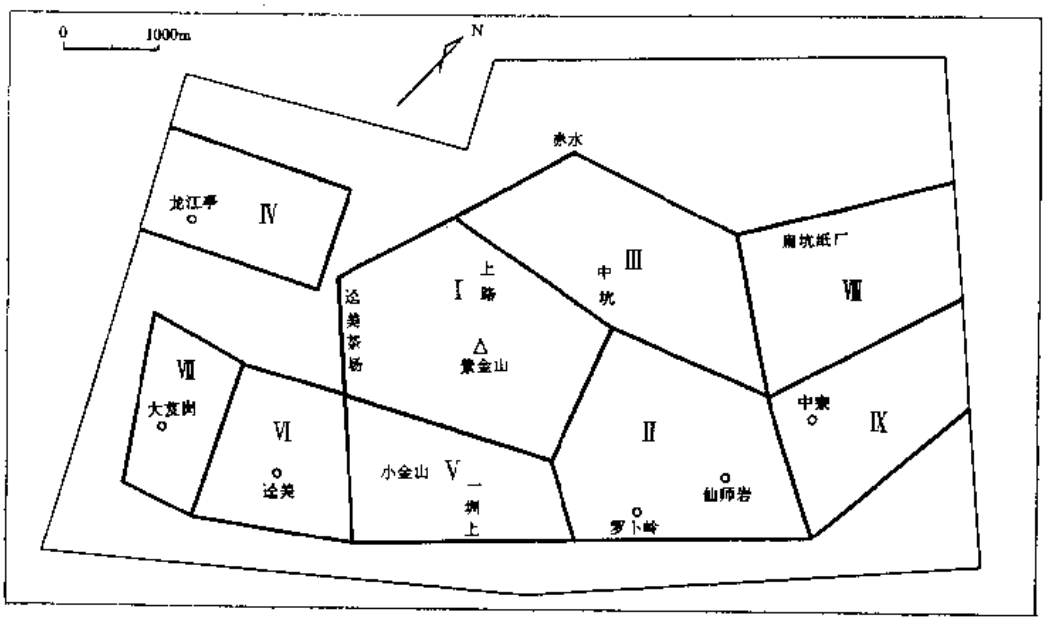


图 52　紫金山地区岩石测量 Au、Cu 等元素异常评价预测分区图

（四）结语

紫金山地区的地球化学勘查是一项很有成效的科研和找矿相结合的工作。通过本次工作，基本上弄清了几个较为重要和大家比较关心的地质-地球化学问题。

1. 在紫金山地区150km²面积的以 Au、Cu 为主的区域性（水系沉积物）大异常，主要是由紫金山50km²范围内的矿田异常所造成。经过进一步研究，除紫金山矿田外，其邻近外围（包括紫金山）约400km²范围内不再存在有经济意义的远景靶区。

2. 矿区岩石测量结果提供的信息表明，本区具有斑岩系列的成矿作用，具有寻找斑岩金-铜-钼-钨矿床的良好前景。应指出：斑岩矿化与隐伏的中—酸性侵入岩带有密切的生成关系；仙狮岩-罗卜岭和迳美两个隐伏岩带隆起的部位是斑岩矿化赋存的有利部位。

3. 在50km²范围内沿由老地层形成的复背斜轴部侵入的早期酸性岩浆是一种重熔花岗岩。在其上侵过程中破坏、吞蚀、同化了围岩并从中“掳出”了大量 Cu 元素进行再分配和形成某种局部富集。这为晚期的中—酸性岩浆侵入并形成斑岩矿化提供了丰富的金属物质来源。

4. 后期火山作用形成了紫金山式的中—低温热液金-铜矿床。不是所有的火山机构均可形成有价值的热液矿床，只有在其深部赋存有斑岩矿化地段的火山机构才能在火山通道中形成热液矿床。矿质来源于火山机构切穿斑岩矿化带并在其后的气-液作用过程中滤出了从斑岩矿化中携来的金属，之后在火山通道的上部由于环境变化和温度降低而沉淀出温度较低的矿物，形成矿床。紫金山矿床为“三位一体”式矿床，即上部为金矿（带）；中部为热液铜矿带；下部为斑岩铜-钼（金、钨）矿带，属斑岩矿化体系。

5. 在50km²范围内提出了9个找矿小区，50km²范围可视为一个大的远景靶区。

紫金山地区还有很大发展前景，绝不仅限于现在已经勘探的这一小范围。迳美小区的地质环境与紫金山类似，具有了良好的成矿条件，如果地表的“小烟囱”向深部确有扩大的

趋势，则极有可能在该区形成另一个“紫金山式”的矿床。

6. 现有资料表明，在紫金山50km²范围内形成具有经济价值的矿床元素有 Au、Cu、Mo、W，因而对紫金山地区的找矿绝不仅限于金和铜矿，应是对金、铜、钼、钨作综合找矿评价。紫金山地区有迹象表明可能形成一个巨大的综合矿种的矿产地，其经济意义是巨大的。

总之，紫金山地区的勘查地球化学工作是很有成效的。表现在：根据50km²岩石测量结果结合航磁异常提出了紫金山地区存在着斑岩矿化系列的热液矿化作用；根据剖面钻孔原生晕元素分带研究提出紫金山已知矿床“上金下铜”是在同一种成矿作用下形成的一种矿物和矿床分带的结果，其形成与晚期的火山或次火山作用密切相关；根据所获得的地球化学资料提出的该矿床的概念模型，指出罗卜岭—小金山—迳美深部有矿化斑岩体赋存，并依据这一思路对小金山地区 ZK4802孔（原为无矿钻孔）岩心做了钻孔原生晕工作，发现了异常，并导致小金山深部斑岩铜矿的发现；根据地层分析资料紫金山矿床铜来源于楼子坝群地层，经多次岩浆岩活动和晚期火山岩，次火山岩作用，而造成地层中的金属活化、转移和富集成矿。

实例五：浙江遂昌治岭头金矿区岩石测量及其盲矿预测

浙江省遂昌治岭头金矿是国家重点金矿山之一。至1992年，保有储量仅能维持生产七八年，因而，在已知矿床邻近外围开展地质找矿，已是当务之急。

治岭头金银矿床赋存在前震旦系变质岩（AnZ）内。主要为隐伏的盲矿床并大部分地区被侏罗系火山碎屑岩（J_3）地层覆盖，一般的找矿方法难以奏效。为此，建议进行渗滤晕岩石测量方法试验，以指导矿区外围的普查找矿。

（一）矿区地质简况

矿区位于浙东南火山活动带，基底为老变质岩，上有火山岩盖层。矿区中部有一火山机构（图53）。

火山岩盖层为一套上侏罗统（J_3）晶屑凝灰岩、含角砾晶屑凝灰岩、球泡流纹岩和流纹斑岩。基底变质岩（AnZ）主要为一套角闪片岩相的片麻岩类岩石。

侵入岩主要为燕山期的浅成岩，呈小岩株、岩脉侵入。主要有花岗斑岩、辉绿玢岩、煌斑岩、闪长玢岩、霏细斑岩和霏细岩等。矿区东段见有加里东期小规模的石英闪长岩侵入体。

燕山期的各类脉岩切穿金-银矿体，花岗斑岩和霏细斑岩脉带具铅、锌矿化。霏细岩脉为矿区最晚期的脉岩，分布较广。

矿区除金-银矿脉外，具有工业价值的还有黄铁矿矿床和铅锌（硫）矿床。

本区金银矿床受北西向韧性剪切带控制，赋矿围岩为前震旦系变质岩。金-银矿化带长1400余米。矿带呈东西走向，倾角45°～65°，向南倾斜。近矿围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化、蔷薇辉石化及含锰碳酸盐化。矿石以贫硫化物石英脉型金矿为主，具石英网脉型和蚀变岩型矿化。成矿元素为 Au、Ag，伴生 Cu、Pb、Zn、S，w（Au）/w（Ag）为1:4～1:26，成矿温度265～350℃（石英包体均一温度）。矿石矿物有黄铁矿、金银矿、黄铜矿、硫银矿、硫铁铜矿和石英、绢云母、菱锰矿、蔷薇辉石等。

矿区内还有铅、锌（硫）矿（化）体围绕火山构造向北至北东两个方向分布，矿（化）体呈脉状、扁透镜状。矿体长数十至数百米不等，厚度变化大。从剖面上看矿脉为平行

的陡倾矿脉群，矿化主要呈斑杂状、脉状、细脉浸染状等。成矿元素为 Pb、Zn、S，伴生 Ag、In、Cd 等，w（Pb）/w（Zn）为1∶1～1∶3，成矿温度329～568℃（硫同位素平衡温度）。矿石矿物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿等。围岩蚀变有绿泥石化、绿帘石化、绢云母化、黄铁矿化、硅化和蔷薇辉石化等。

在火山机构的西缘有一条由十余条黄铁矿脉组成的黄铁矿带，长约1 000m，宽约200余米。黄铁矿脉矿石成分简单，除黄铁矿外，还伴生有方铅矿和闪锌矿（图53）。

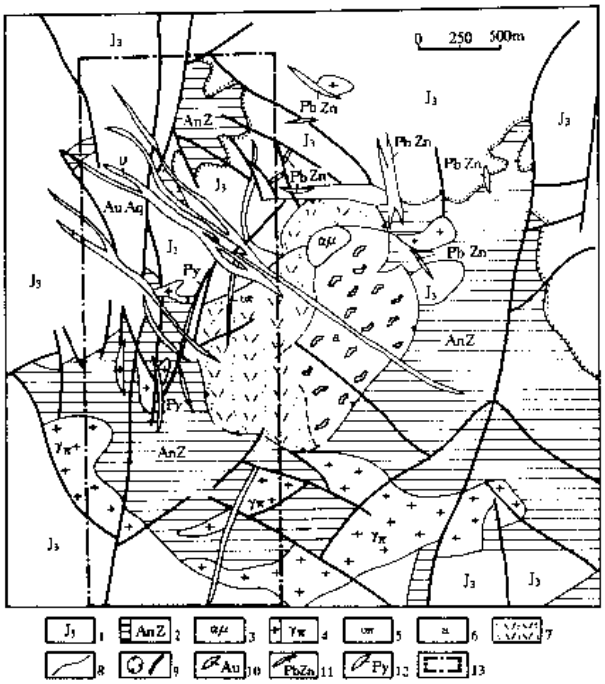


图53　治岭头矿区及其外围地质图

1—上侏罗统火山碎屑岩；2—前震旦系变质岩；3—安山玢岩；4—花岗斑岩；5—霏细斑岩（霏细岩）；6—集块岩；7—流纹质晶屑凝灰岩；8—不整合界线；9—火山构造/断层；10—金银矿体；11—铅锌矿体；12—黄铁矿体；13—工作区范围

（二）工作方法

本次工作选择在华峰尖火山构造西侧，在面积为3km×1km 的范围内开展以渗滤晕方法为主的岩石测量工作。工作范围见图53。

由于本区金银矿床为一隐伏或半隐伏的盲矿，仅在矿带西端有很小一点矿体露头，而其向东延伸的绝大部分矿体产在被侏罗系火山岩地层覆盖的老变质岩（AnZ）内，故一般的找矿方法难以奏效。

图54为本区矿床产出性状示意图。

由于矿区构造裂隙较发育，燕山期的各类脉岩（如花岗斑岩、霏细斑岩和霏细岩）切穿金-银矿体，脉岩中常伴有铅、锌矿化，推测有可能通过带入、带出作用将深部矿化信息带到地表。因而考虑，通过采集脉岩和裂隙充填物的渗滤晕方法，有可能发现异常（深部矿化的信息）。据此，①在3km^{2}范围内设计了以100m×40m 的网格为一采样单元，在每个采样单元内在5～8个点上采集裂隙充填物或脉岩组成一件分析样品，重量约500g；②在坑道内矿带上以2～5m 间距和矿带外5～20m 间距采样；③对已知矿床42线勘探剖面上的钻孔作

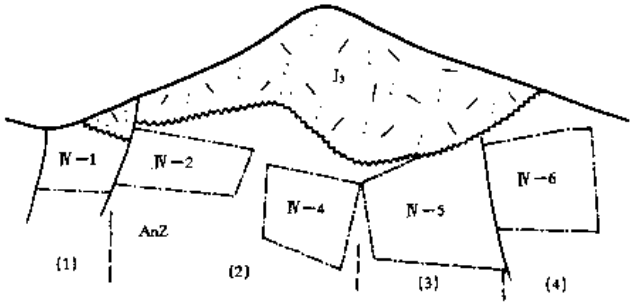


图 54　矿体隐伏性质示意图

1—露头矿；2—埋藏盲矿体；3—埋藏矿体；4—盲矿体

了岩心采样；④还对各种岩脉做了单独采样。分析的元素有：Pb、B、Sn、W、Ni、Co、Mo、Cu、Ag、Zn、Ba、Mn、I、As、Sb、Bi、Au 等17个元素。

（三）结果与讨论

1. 元素特征值

统计了本区金-银矿石、铅-锌矿石和黄铁矿石中16个元素含量及上侏罗统（J_3）和前震旦系（AnZ）地层中元素区域背景及其浓集系数（原始衬值），列于表29。从表中可以看出，本区内绝大多数元素在上侏罗统和前震旦系地层中的区域背景值较接近，因而可以确定一个统一的质量分数异常下限：即 Au 5×10^{-9}；Ag 0.5、Cu 50、Pb 50、Zn 150、As 15、Sb 0.5、Bi 1、B 5、W 10、Sn 10、I 1、Co 10、Ni 20、Mn 600（单位均为10^{-6}）。上述各元素的异常下限值相当于本区上侏罗统和前震旦系地层中区域背景的1～3倍。此外，还可看出，金-银矿中原始衬值最大的元素除 Au、Ag 外，Cu、Pb、Zn、Bi、Mn 等元素的衬值也较大；铅-锌矿石中除 Pb、Zn 衬值最大外，Au、Ag、Bi、Mn 的衬值也较大；黄铁矿石中 As 的衬值最大外，Au、Ag、Pb、Sb、Bi 的衬值也较大。三类矿石中均含少量 Sn、Mo、W。从三类矿石中所含元素组分上的较大一致性，推测其成因上可能有相关性。

表 29　不同矿石中元素质量分数 $w_B/10^{-6}$特征值

类　别	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	W	Sn	Mo	Co	B	Ni	As	Sb	Bi	Mn	I
金银矿石（30）	6 850.3	30.0	290.9	478.6	1 563.9	9.6	9.6	9.5	7.6	3.3	12.4	26.6	0.6	11.5	4 388	1.0
原始衬值Ⅰ	5 269.5	250.0	13.0	12.1	17.6		4.6	2.6				3.4	1.3	22.1	11	
原始衬值Ⅱ	4 893.1	200.0	9.1	16.7	22.7		2.9	2.9				2.2	1.3	11.0	6	
铅锌矿石（30）	7.4	2.5	80.5	1 293.0	2 144.6	61.5	9.1	4.3	7.6	3.6	5.5	14.8	0.3	4.6	1 786	0.8
原始衬值Ⅰ	5.7	20.8	2.7	32.7	24.2		4.3	1.2				1.9	0.7	8.8	5	
原始衬值Ⅱ	5.3	16.7	1.9	45.1	31.2		2.8	1.3				1.2	0.6	4.4	2	
黄铁矿石（8）	26.9	8.5	16.1	884.1	264.5	8.5	10.9	14.4	2.1	1.3	1.7	792.0	1.34	53.6	174	1.4
原始衬值Ⅰ	20.9	70.8	0.72	22.4	3.0		5.2	3.9				100.3	2.9	103.1	0.5	
原始衬值Ⅱ	19.2	56.7	0.5	30.9	3.8		3.3	4.4				66.6	2.8	51.0	0.2	
J_3地层背景值①	1.3	0.12	22.3	39.5	88.8		2.1	3.7				7.9	0.46	0.52	386	
AnZ地层背景值①	1.4	0.15	32.1	28.55	68.8		3.3	3.3				11.9	0.48	1.05	788	

①据“浙江省遂昌银坑山矿区及外围成矿规律研究和成矿预测报告”1991资料计算；括号内为样品数，$w(Au)/10^{-9}$。

2. 坑道中的原生晕

在已知金矿带420m中段的两条穿脉（L24和L34）进行了采样。L24坑道为矿带南部（上盘）的一条穿脉，L34坑道为矿带北部（下盘）的一条穿脉。从坑道岩石测量的结果可以看出，同坑道中的原生晕具有3种类型的异常（图55-1，55-2）。

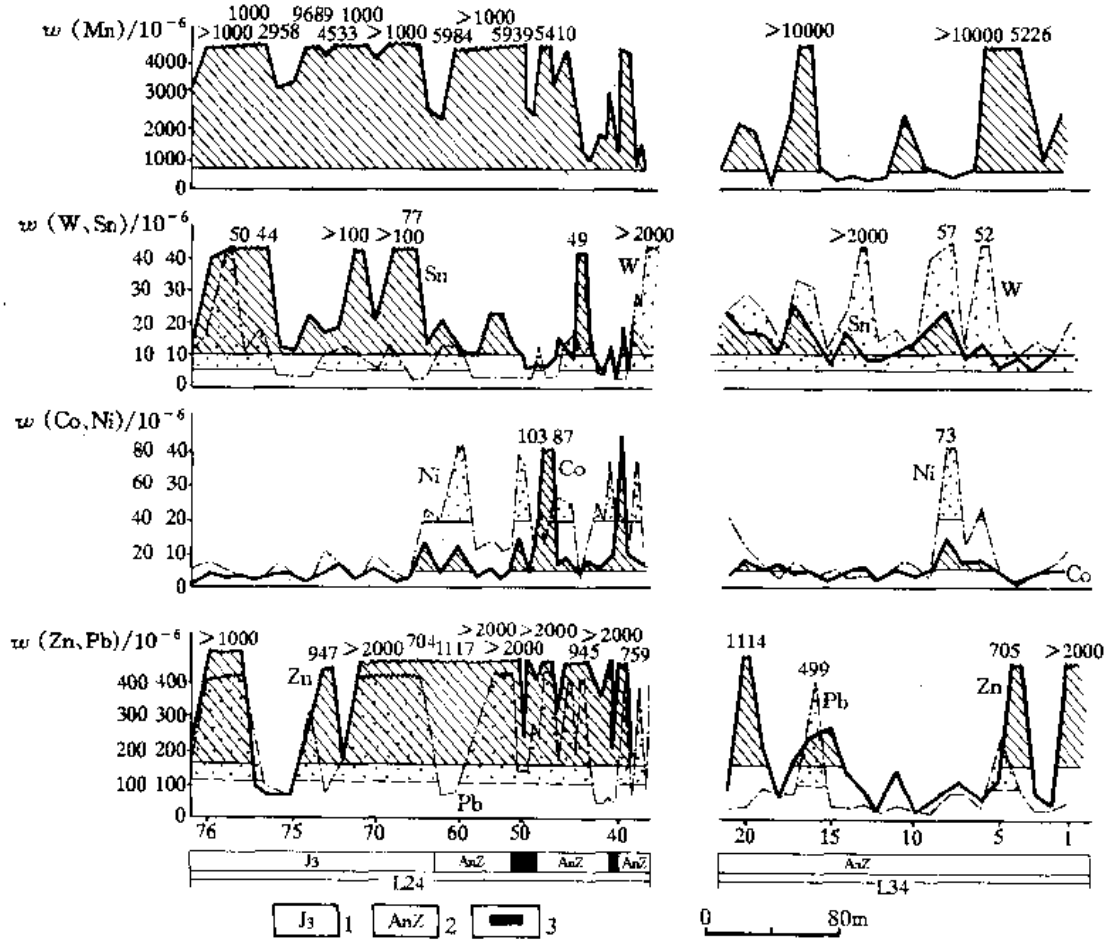


图 55-1　治岭头矿区420m中段渗滤晕（Mn、W、Sn、Co、Ni、Zn、Pb）测量

1—侏罗系凝灰岩；2—前震旦变质岩；3—金矿体

第一类异常与金银矿（化）有关，出现在L24坑道的右侧前震旦系地层中，以Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Bi等峰值群异常为特征，虽然峰值并不一定都对应矿脉，但几乎在43～60号采样点的范围内相伴出现。这种峰值群异常是与金矿化作用有关。峰值群异常内的元素组合与金-银矿石的元素组合符合。在矿体位置上有时无峰值异常出现，推测可能是由于在已知矿体的位置上大多为采空区，未能采到矿石样所致。

第二类异常为在L24坑道内金矿化上盘的上侏罗统火山岩层中发育的Pb、Zn、Ag、Mn异常和少量Bi、Cu、Sb的异常。此类Pb、Zn、Ag、Mn异常的连续性较好，认为是与火山岩层位中的铅-锌多金属矿化有关。

第三类异常主要出现在L34坑道中矿带下盘围岩AnZ地层中零散分布的Ag、Pb、Zn、Bi、As、Sb、W、Sn、Mn异常。此类异常虽然元素组分较多，但异常连续性和均匀性较差，且各元素的异常互不相关。此类异常可能是金矿化作用在含矿围岩中分散矿化的反应。

采集了已知金-银矿体5个中段上的矿石样品，研究了矿床不同标高元素组合的垂直变

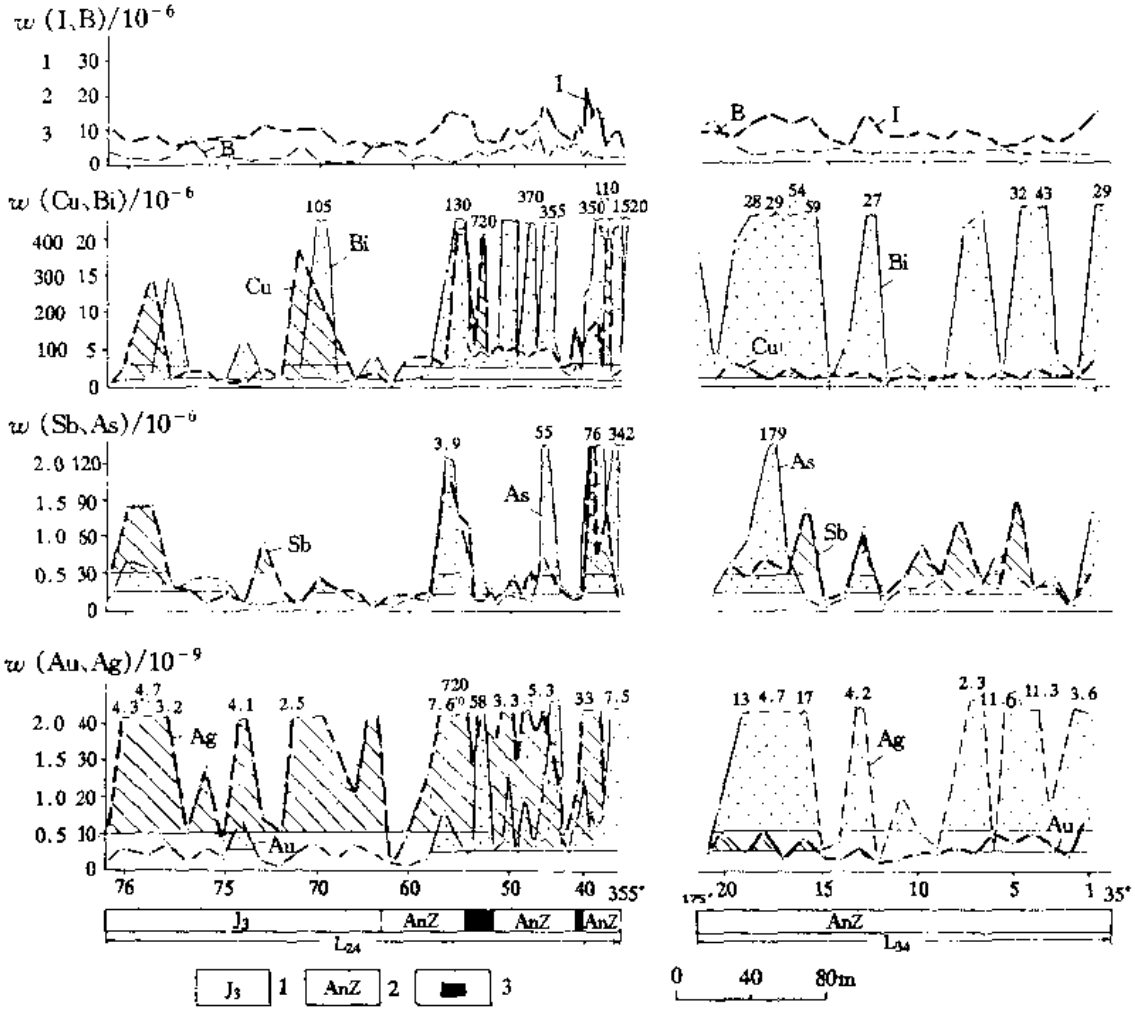


图 55-2 治岭头矿区420中段渗滤晕（I、B、Cu、Bi、Sb、As、Au、Ag）测量

1—侏罗系凝灰岩；2—前震旦变质岩；3—金矿体

化关系(表30)。从580m 中段到420m 中段的标高差为160m，可看出在160m 内从下至上的变化关系。

Au 含量从上至下有增高趋势；Ag、As、Sb 从上至下有降低趋势，表明 Ag、As、Sb 3个元素具有前缘晕的特征。计算了 w (Ag·Sb·As) /w (Au) 和 w (Au·Ag) /w (Pb·Zn) 比值，前者比值从上至下逐渐降低，后者比值从上至下逐渐增高，变化关系是很明显的。

表 30 不同中段矿石中微量元素质量分数 $w_B/10^{-6}$

中段	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	W	Sn	Mo	B	As	Sb	Bi	Mn	I	$\frac{w(Ag\cdot Sb\cdot As)}{w(Au)}$	$\frac{w(Au\cdot Ag)}{w(Pb\cdot Zn)}$
580(6)①	2.80	24.4	514	2.79	344	11.3	5.1	13.2	2.5	41.3	0.8	13.8	2 654	1.01	287.9	610
540 (10)	1.61	14.0	461	811	117	10.4	9.2	13.8	4.5	31.0	0.5	4.8	4 666	0.81	134.7	600
500 (10)	4.54	20.7	530	1 926	286	8.0	19.0	13.4	2.9	28.2	0.6	22.5	3 879	1.06	77.1	970
460 (8)	3.61	13.7	158	1 335	160	3.5	6.3	5.6	3.2	20.2	0.3	7.2	3 228	0.95	23.0	2 340
420 (10)	6.62	16.8	238	1 675	554	7.21	2.2	9.2	2.9	37.5	0.3	10.9	4 576	0.81	28.5	2 790

① （ ）内为样品数。

3. 剖面钻孔中的原生晕

采集了矿区L42勘探剖面上各钻孔中的岩矿心样。分析结果表明：剖面上出现了与坑道中同样元素组合（Au、Ag、Pb、Zn、Cu、As、Sb、Bi、W、Mo、Sn、I、B、Mn等元素）的原生晕异常（图56-1、2、3）。从图上很明显看出，剖面上的原生晕可分两部分：上部在J_3地层中出现了大片Pb、Zn、Ag、Mn、Bi等元素的组合异常和下部在前震旦系地层中出现的大片Au、Ag、Pb、Zn、Cu、Bi、Mn、Sn、I、B等元素的异常，与坑道中反映的异常情况是一致的，Co和Ni的异常似乎与地层有关。

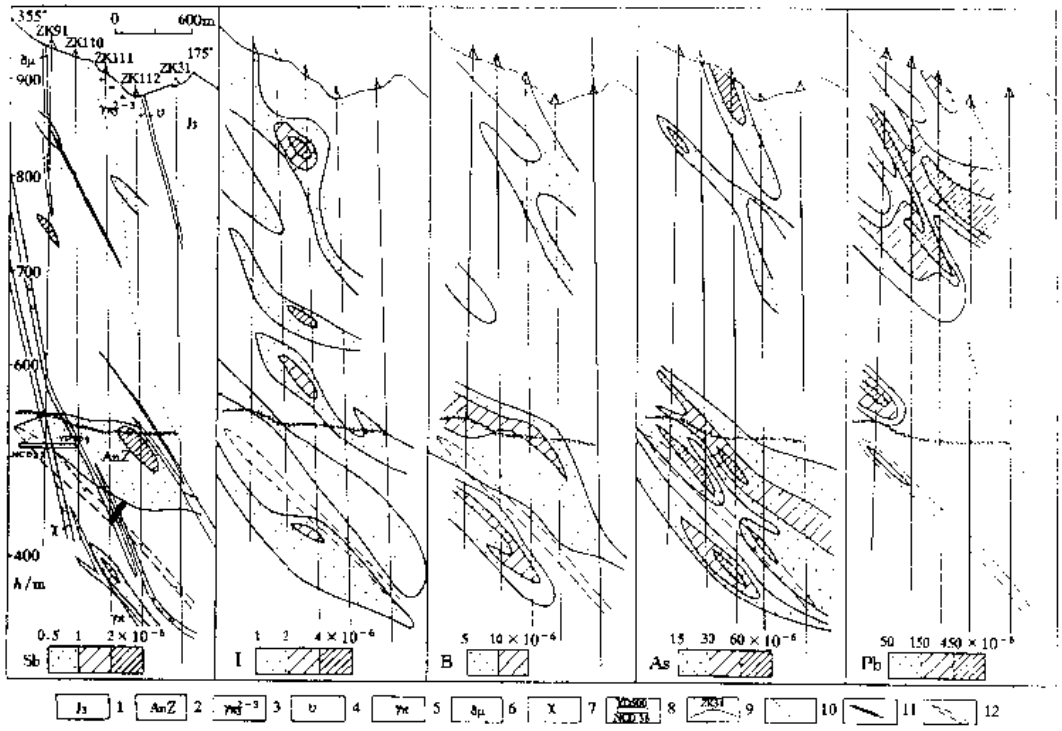


图 56-1　银坑山金银矿床42线勘探剖面地球化学元素质地分数异常

1—上侏罗系；2—前震旦系；3—花岗斑岩；4—霏细岩；5—霏细斑岩；6—闪长玢岩；7—煌斑岩；8—穿脉及编号；9—钻孔及编号；10—地质界线；11—铅锌矿床；12—金矿体

剖面岩石测量的结果可归纳如下：

1. 从剖面上看，金矿体赋存在AnZ地层中，矿体未伸入到上侏罗统和前震旦系地层的不整合面上。有的地质报告中曾提出，该区金矿床系形成于侏罗纪之前。但迄今尚未发现上侏罗统地层直接不整合在金矿脉之上的证据。仅凭上侏罗统不整合在前震旦系地层之上，不能证明前震旦系地层中的金矿脉是侏罗纪之前形成的。钻孔原生晕结果表明，Au、Ag、Zn、As、Bi、B等元素异常的分布态势，在两地层不整合面上下的异常分布是自然相连的，表明金矿化作用可能在侏罗纪之后形成；如果是在侏罗纪之前形成的，则在上侏罗统地层中出现的与下部前震旦系地层中自然连接的矿体原生晕分布的态势无法给予解释。

正确地认识成矿时代和成矿作用对普查找矿具有十分重要的战略意义。

2. 本区上侏罗统地层中的铅-锌矿化和前震旦系地层中的以金为主的矿化是两种矿化作用的结果。上侏罗统地层中的铅-锌矿化主要的异常元素为Pb、Zn、Ag、Mn、Bi，异常浓度高、范围大。而与金矿化作用有关的异常元素组合要复杂得多，除Au、Ag异常外，还出

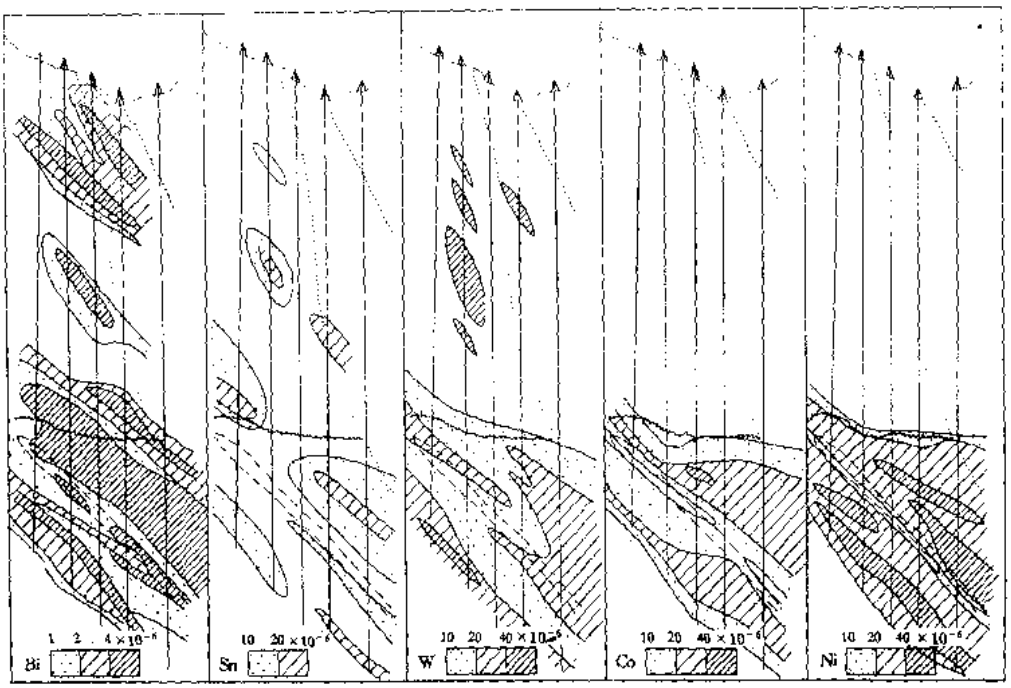


图 56-2

(图名及图注同56-1)

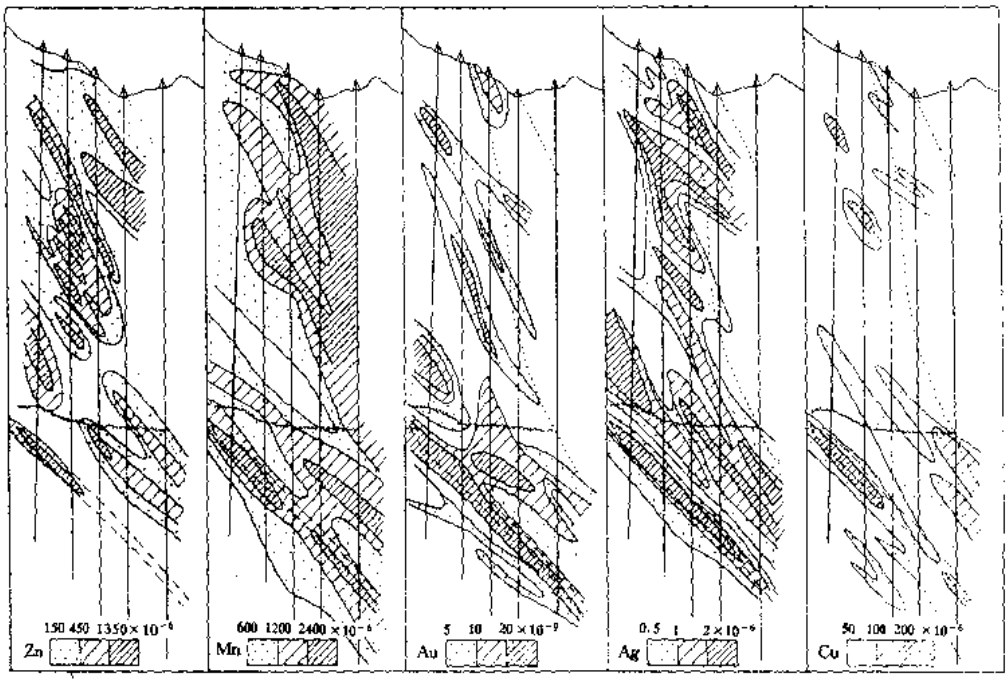


图 56-3

(图名及图注同56-1)

现大片 B、Zn、Mn、Bi、Cu、As、Sn、W 的异常。但 Zn、Mn 的异常浓度和范围均比上侏罗统地层中与铅-锌矿化有关的异常强度弱。因为 Pb、Zn、Ag、Mn、Bi 5个元素在铅-锌矿

化期为主成矿元素，而在金矿化期，除 Ag 外，Pb、Zn、Mn、Bi 等元素均为伴生元素。因而两种矿化所形成的异常在异常浓度和范围上是有所区别的。

3. 从矿体不同中段所采矿石样的分析结果和剖面原生晕结果可以看出，本区金矿床原生晕组分分带从上至下的垂向分布为：

I，B，Sb，As—Pb，Zn，Mn，Ag，Au—Cu，Bi，W，Sn

矿石中伴生元素垂直分带与剖面上原生晕组分分带基本一致。w（Ag·Sb·As）/w（Au）比值可作为剥蚀程度的评价标志。

由于勘探剖面很短，无法做元素轴向分带序列的计算。

4. 地表原生晕

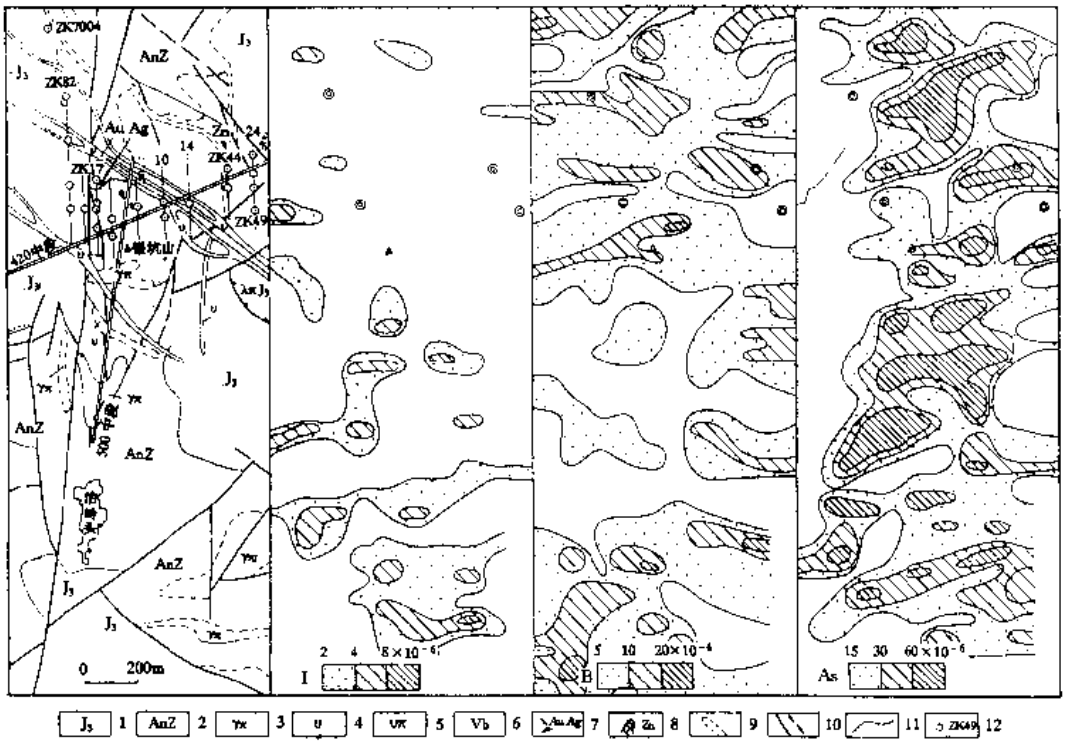


图 57-1　治岭头金矿地表岩石地球化学元素的质量分数异常

1—侏罗系凝灰岩；2—前震旦系变质岩；3—花岗斑岩；4—霏细岩脉；5—霏细斑岩；6—火山角砾岩；7—金银矿化体；8—铅锌矿化体；9—脉岩；10—实推测断层；11—地质界线；12—勘探线及钻孔编号

根据地表渗滤晕岩石测量结果，绘制了各元素平面地球化学异常图（图57-1～4）。从图上可以看出，本区地表同样出现了 Au、Ag、Pb、Zn、Cu、Mn、As、Sb、Bi、W、Sn、B、I、Co、Ni 等15个元素的原生异常。根据异常与矿化的关系可分为3组：

（1）与金矿化有关的异常　在工区范围内共发现4个有意义的金异常带（图57-3）。

①号金异常位于已知金矿带的西端。已知金矿带西端上翘近地表，向东侧隐伏，埋藏渐深。在金矿带西端上接近地表的部位上，除出现 Au 异常外，还伴有 Ag、As、Sb 的异常。异常规模尽管不大，但其展布方向与金矿带的走向基本一致。计算了 w（Ag·As·Sb）/w（Au）比值为8 500，为矿上前缘异常。

②号异常位于测区北部，实际上是由一近东西向分布的3个断续分布的 Au 异常组成的

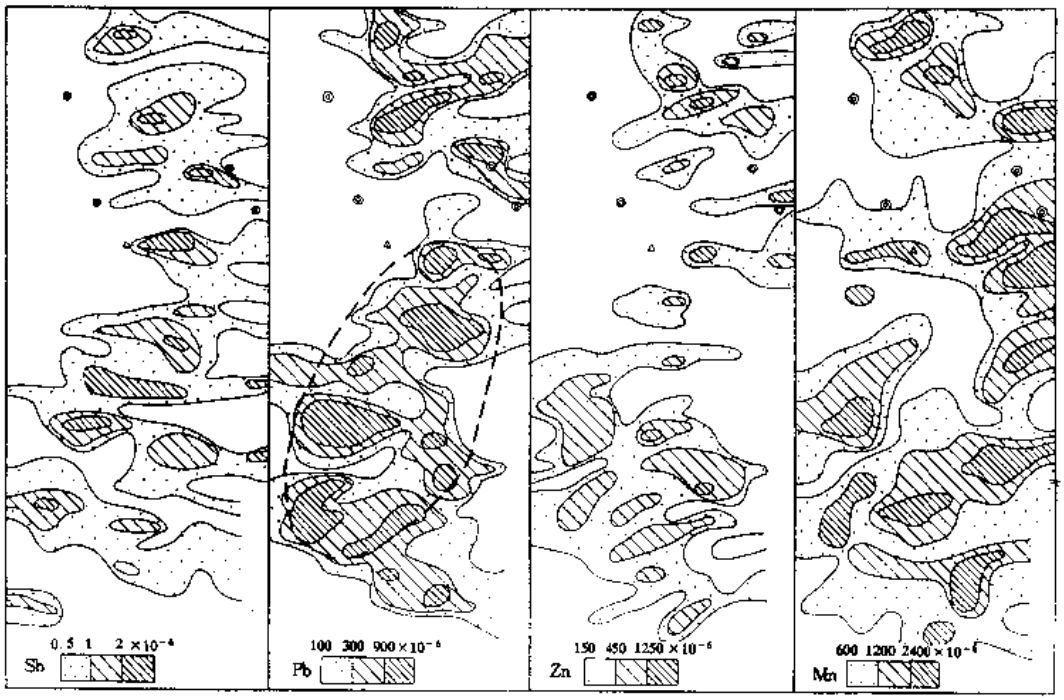


图 57-2

（图名及图注同图57-1）

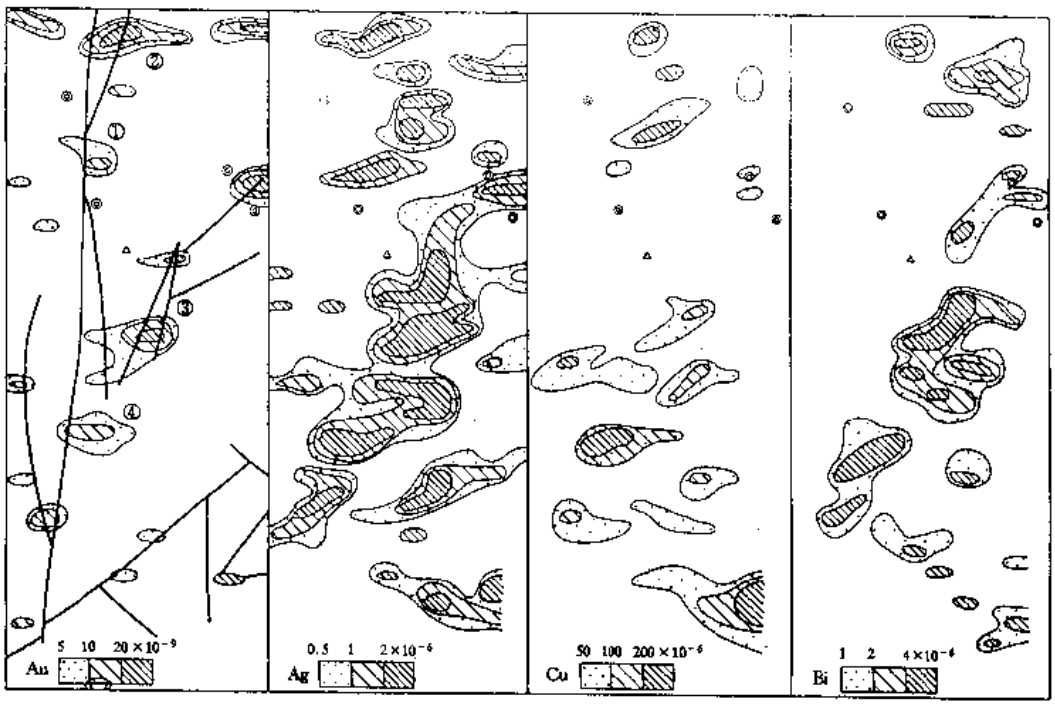


图 57-3

（图名及图注同图57-1）

一条异常带，伴随有较好的 Ag、As、Sb、Mn、Pb 的异常。从异常元素的组合分析，判断应属与金矿化有关的异常，计算了 w（Ag·Sb·As）/w（Au）比值为70 700，属矿上前缘异

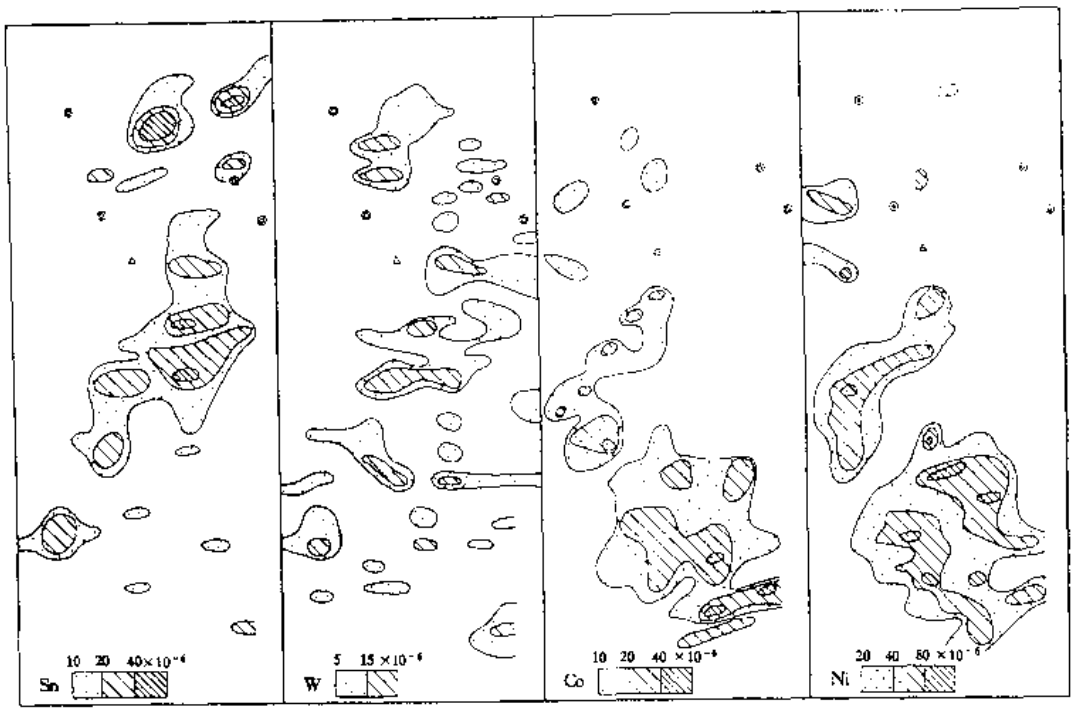


图 57-4

（图名及图注同图57-1）

常。推测这是已知矿带北部的另一条近东西向的与已知矿带平行的矿化带，有一定埋深。

③号 Au 异常位于本区中部，银坑山的南面。该异常出现了大片强的 Ag、As、Pb、Bi、Sb 元素异常和少量 Sn、W 异常。从异常元素组合分析，此区主要为铅、锌、银多金属矿化区，其 Pb、Ag、Bi 异常强度较高，推测地表应有肉眼可见的铅、锌、银矿化。此外，由于还伴随着 Au、As、Sb 的异常，推测可能还有金矿化叠加。此处 Ag 异常较强可能是两组矿化作用叠加的综合反应。

④号金异常位于③号金异常的西南面，Au 异常浓度比③号异常低一个级次，但其伴生的组合元素与③号 Au 异常的组分一致，另一特点是 Cu、Sn、W 异常强度增高。

（2）与铅-锌矿化有关的异常　在银坑山南部出现了大片高浓度的 Pb、Zn、Ag、Mn 的异常区（图57-1、2、3、4），同时伴有中等浓度的 As、Sb、Bi、Cu 和少量 Sn、W 等元素异常。从异常元素组合分析，此处主要为铅-锌-银多金属矿化区，推测地表应有肉眼可见的铅-锌-银矿化。此外，推测此异常区内还应有金的矿化活动，从③和④号金异常出现在区内断裂构造的位置上看，推测此处的金、银矿化和铅、锌（银）矿化产出的环境是不一样的。金、银矿化与构造裂隙有关，铅、锌（银）矿化呈面状分布似乎与火山机构有关。

（3）与铜多金属矿化有关的异常　在本区东南角出现了一个较好的 Cu 异常（图57-3），异常未封闭，从异常态势看似乎刚出现。在此位置上，还出现 Ag、As 和少量 Bi、W、Sn 的异常，在其偏西的部位上有一片 I 异常。地质图上显示该处有花岗斑岩脉出露，推测区内应该有铜矿化。I 的原生晕工作原苏联做得较多，认为具有一定规模的 I 异常通常是其深部有岩体存在的远程指示元素。

（4）纵观全区各元素异常分布的态势　I、Cu、W、Sn、Bi、Zn、Mn、Pb、Ag、As、Sb、Au、B 等元素的异常有从南向北展布的水平分布的趋势。I、Cu、W、Sn、Zn、Mn、Pb、Bi、

Ag、As 的异常在银坑山以南发育，且强度高。银坑山以北 B 和 Au 异常发育，其伴生的 Ag、Pb、As、Mn 的异常北部比南部弱；北部 Sn、W、Bi、Cu 异常减少，I 几乎无异常。这一现象似乎揭示了本区热液矿化作用由南向北推进南部可能有“热源”存在（即火成岩存在）。

（5）脉岩测量试验　在本区做了地下（坑道内）及地表各种脉岩的采样分析，共采各种脉岩样品102件。将这些结果与周俊法等（1991）对区内各种脉岩计算的平均值对比（表31）。可以看出，较晚期的霏细岩中 Au、Ag、Pb、Zn、As 等元素含量有明显增加，且地表较坑道中富。其它脉岩变化不大。

表31　不同脉主要元素平均质量分数 $w_B/10^{-9}$，w（Au）$/10^{-9}$

类　别	采样地段	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	As	Mo	Sb	Bi
霏细岩	地　表（32）	8.2	0.45	94.5	69	7	7.3	1.6	0.16	0.75
	540中段（23）	3.5	0.08	33.0	36	3	2.4	4.6	0.27	0.30
	500中段（16）	2.1	0.08	34.6	32	2	1.7	2.2	0.26	0.36
	矿区平均含量①	0.6	0.10	53.2	44	16	12.0	3.3	0.43	0.73
闪长玢岩	500中段（4）	1.9	0.35	92.3	152	9	4.0	1.3	0.29	0.19
	矿区平均含量①	5.3	0.17	35.1	110	40	5.4	8.6	0.50	0.29
霏细斑岩	420中段（17）	3.1	0.56	74.6	625	49	9.6	3.9	0.18	0.49
	矿区平均含量①	1.7	0.21	72.7	203	32	17.7	4.1	0.99	1.05
煌斑岩	540中段（8）	1.9	0.11	17.2	104	43	2.4	0.9	0.28	0.19
	矿区平均含量①	0.5								

①据周俊法等，1991．括号内为样品数。

随后，对晚期出露地表的霏细岩脉进行了专门采样，在矿区范围内（主要是北部和中部）共采样32件。图58是地表霏细岩脉采样点位及其含量图。可以看出，在图北部已知金矿带地表投影的范围内及其向西延伸的部位上霏细岩中金含量增高，一般 $w(Au)>2\times10^{-9}$，其中部分 $>10\times10^{-9}$，最高者达 405×10^{-9}。矿区中部有5个脉岩点的聚集区，其中有两个 $>10\times10^{-9}$，一个 $>25\times10^{-9}$，其位置与地表③号金异常大体符合。由于本次脉岩测量是试验性工作，矿区南部未采样，工作量也不大，看来是一大遗憾！

从表31看，矿区未受矿化影响的霏细岩脉原本含金量极微 w（Au）$<1\times10^{-9}$，但如果脉岩在其上侵过程中切穿矿体或矿化带并出露地表，则可在其上侵过程中与矿脉或矿化带进行带入、带出的地球化学作用，活化转移了矿脉中的矿质成分，并在温度降低时又重析出，这部分脉岩中的 Au 和其它元素的含量增高可能是深部找金矿的一种指示。

（四）结论与建议

综上所述，对本次工作结果，可大致归纳如下几点认识：

1. 在本区运用采集裂隙充填物的渗滤晕岩石测量方法找深部金矿是可行的，可以取得较好效果。采用100m×40m 网格为一采样单元，在每一单元内采组合样的方法，获得的结果从异常分布的态势看不会漏掉有意义的异常。

2. 本区有多种矿化作用并存，且在同一个较小的地段内出现，相互间的影响较大，要

完全将其分开是困难的。通过对3种矿石和金矿床原生异常模式的研究，可以认为：与铅-锌矿化有关的异常元素主要有 Pb、Zn、Ag、Mn、Bi，且含量高；与金矿化作用有关的异常元素有 Au、Ag、Pb、Zn、As、Bi、Sb、Mn，Au 异常，含量也较高，而其它为伴生元素的异常含量较低。

3. 在工作区范围内发现4个 Au 异常，其中除①号为已知金矿床上的异常外，②号 Au 异常可能是距已知金矿带北面约500m 距离的另一条与已知矿带平行的金矿带，具有较好的找矿前景。推测矿带南倾，倾角较陡。最近获悉，矿山已在②号异常带深部打到了金矿体。③号和④号异常与矿区中部的一条北东向断裂带有关，该断裂带在银坑山一带有铅-锌-银矿化，推测深部可能还有金矿化。

4. 本区中部（银坑山以南）出现了大片 Pb-Zn-Ag 异常，从异常强度反映出地表应有肉眼可见的铅-锌矿化。从异常范围较大和浓度较高的特点上认为，该地段具有较好的寻找铅-锌-银多金属矿的前景，并在③号和④号异常出现的地段有可能找到金矿。

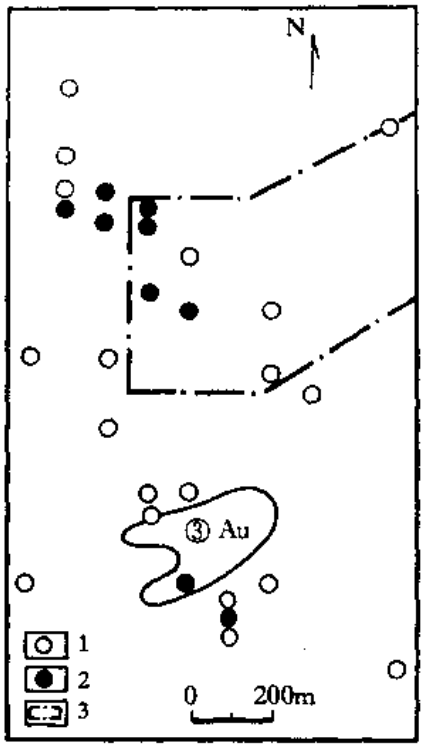


图 58　地表罪细岩中 Au 高含量点分布示意图

1—w（Au）$>2\times10^{-9}$；2—w（Au）$>10^{-9}$；3—已知矿带投影区

5. 分析地表原生晕元素分带，南部出现高温元素并指示矿化作用有自南向北分布趋势这一现象，推测在工区南部可能有隐伏岩体的斑岩铜矿化存在。建议对南部地区作进一步地质查证。从已获得的地球化学资料推测本区可能为斑岩金-铜系列的热液矿化作用，目前发现的治岭头金矿可能是斑岩金-铜矿化的中带部位（即铅-银，金-银带）的金矿。

6. 本次工作原是从找金矿考虑的，工作范围不大。但从现在的岩石测量结果来看，本区矿化作用的范围很大，并存在着多种矿化的叠加，因而应从综合找矿来考虑，即使找单一矿种，如不从全局的地质矿化作用去认识，不搞清它们之间的成因联系，是很难进行地质成矿预测的。我们认为，本区存在着以华峰尖火山构造为中心的一系列矿化活动。推测本区火山构造，对形成斑岩矿化系列有关的一系列矿床的可能性很大。

建议在本次工作的基础上扩大工作范围。至少覆盖如图57-1所示的范围（约9km^2）进行渗滤晕岩石测量工作。在获得对本区矿化全貌的地球化学资料的基础上，再结合地质资料作进一步的成矿预测。

第七章　岩石测量异常评价方法在土壤及水系沉积物测量结果中的试验应用

作者在我国南方一些省区推广热液矿床岩石测量方法时，当时正值我国大部分省区的区域化探扫面工作即将完成，部分省区正在对区化扫面的成果进行异常筛选和评价的工作。有人想将岩石测量方法中对异常评价的方法用于对区化异常的筛选和评价。但考虑到，区化异常是运用水系沉积物测量取得的结果，又经过窗口滑动平均处理，是经过平化、减弱了数据，并非原始数据。同时，对从岩石（原生）→土壤（次生）→水系沉积物之间，金属元素在氧化、迁移过程中含量变化的比例关系不清楚。因此，必须经过试验研究及对比才有采用的可能性和依据。

浙江省首先在全省1∶200 000区化成果中进行了这一试验。同时，我们也对河南熊耳山地区的1∶50 000水系沉积物测量结果和广东英德地区1∶25 000土壤测量结果做了这方面的对比试验，结果比较理想。下面简述这3个例子的试验结果。

一、浙江省1∶200 000区域化探异常评序和评价的试验（梁乃杰，方正康，1993）[1]

（一）以异常规模为主要依据的评价方法

这主要基于矿床大、矿化范围大、其成矿元素含量丰富，因而异常规模也应大的思路而制定的判断成矿远景大、小的评序方法。其中包括：

1. 规格化面金属量法（NAP法）

2. 快速筛选评价多元素异常的计算机系统（RESMA计算机系统）

3. 异常规模法（P_S法）

上述1和2两种方法，也是我国区化异常评序、评价使用的主要方法。

（二）以成矿元素浓度分带法的评价方法

这是基于岩石测量方法找盲矿发展起来的一种方法。对找矿来说，最重要的是元素出现何种异常含量时，才可能与有经济价值的矿化有关。邵跃认为（1984、1992）：以元素工业边界品位下推一个级次的含量作为各元素的内带异常含量；一般具有内含量的异常元素均与该元素具工业价值的矿床有关；发现了内带异常，就能较容易地找到矿；在区化多元素组合晕中，出现内带或亚内带异常含量的元素可定为主成矿元素，是找矿的对象；出现中带以下含量的元素，可视为该成矿元素的伴生元素，伴生元素异常用以评价矿化的剥蚀程度。

近年来，浙江曾就全省1∶200 000水系沉积物测量结果，应用上述成矿元素浓度分带法

[1] 据沈时全等“闽粤浙赣区域化探异常评价方法的调查和评述”，1993。

对全省区化异常作了评价试验，并与用 RESMA 系统和 NAP 法评序、评价的结果对比。结果是，以省内已知矿产地（包括大、中、小型矿床）的异常规模为依据的方法，浓度分带法结果均有良好反应。

浙江对两种方法总结的优、缺点为：

第一种方法——异常规模为主

优点：

（1）在背景异常图上能明显地表达异常与背景之间的关系，便于识别异常所处的区域场和局部场的位置。

（2）能明显地反映异常串元素组合特征及其规模。例如，省内岭后铜矿的异常规模表达式为：

1565（69）Cu[1]—474（71）Hg—449（74）Ca—371（59）Cd—326（74）Ag—306（57）Bi—293（80）Au—239（50）Sb—231（57）Pb—128（69）As—96（69）Zn—85（62）Mo—67（70）W

（3）有电算程序，可一次完成。

缺点：

（1）缺少元素浓度值，难以判别元素集散程序的变化。

（2）用单一的 NAP 值排序，难以判别异常的性质。比如，前缘元素由于异常值较小，而面积可能较大，造成 NAP 值大；而主成矿元素异常值一般中等偏高，但面积较小，造成的 NAP 值较小。例如：省内的一个中型乌岙铅-锌矿的 NAP 值的表达式为：

644（46）Cd—259（51）Ag—139（36）Bi—125（520）Cu—80（64）Sn—75（43）Pb—68（51）As—62（61）Cd—14（48）Mo—34（56）Mn—24（52）W 20（42）Sb

其中 NAP 值最大者为 Cd 与 Ag，而不是 Pb-Zn，但该矿床是铅-锌矿。因而有时，根据 NAP 值的大、小，难以识别异常的性质。

第二种方法——浓度分带法

优点：

（1）直观，与已知矿床（田）对应较好。

（2）异常具有一定形态，有较好浓度变化显示，根据伴生元素异常展布，可供判别异常的剥蚀程序。

（3）能直观地识别异常的性质和确定找矿的对象。

仍以上述两个例子为例：岭后铜矿异常的浓度分带表达式为：

Cu（内）—Zn（内）—Pb（亚内）—Mn（中）—Bi（亚外）—Au（中）—Ag（中）—Hg（亚外）—Ca（亚内）

从上述表达式可看出：Cu、Zn 为内带含量，Pb 为亚内带含量，可确定为主成矿元素，是找矿对象；Au、Ag、Mn 为近矿前缘元素，出现中带异常；Bi 为近矿尾部元素，出现亚外带异常。据此可以推断：以铜为主的多金属矿化已暴露地表，但剥蚀较浅。

又如，乌岙铅-锌矿异常的浓度分带表达式为：

Pb（内）—Zn（内）—Cu（中）—Cd（中）—Ag（外）—Bi（亚外）

---

[1] 式中括号前数值表示元素的规模值，括号内数值示异常编号，括号后为该元素符号。

从上述表达式，可以确定该异常的主成矿元素应为Pb、Zn，是反映了铅锌矿化；其中近矿前缘元素Cd为中带异常，Ag为外带异常和尾部元素Bi仅出现亚外带含量，可以判断该铅-锌矿化已遭受一定剥蚀，但剥蚀程度不深，有较好找矿前景；同时，由于出现中带Cu异常，推测附近尚有找铜矿的可能性。

从上述两个例子，可以看出，以浓度分带法评价的结果与实际情况较为符合。

现列出省内已知矿床异常用两种方法评价的结果（表32）。

表32　评价结果对比的吻合程度

矿床名称	RESMA法（异常号）	浓度法①	类型及矿种
八宝山	157—1	√	小中型金矿
乌岙	139—1	√	中型铅锌矿
治岭头	107	√	大型金矿
景宁三枝树	145	√	小型钼矿
结蒙	53	√	小型银多金属矿
夏色岭	18	√	中型钨矿
岭后	60	√	中型铜矿
七湾	62	√	小型铅、锌矿
铜尖山	52	√	小型铜矿
横山	—	√	小型金矿
平水	—	√	中型铜矿
中岙	38	√	小型金矿
大岭	83	√	大型铅、锌、银矿
储家	67	√	小型铅、锌矿
五部	110	√	大型铅、锌矿
闲林埠	—	√	中型铜、钼矿
上台门	—	√	小型铅、锌矿

①√表示有明显的分带异常，—表示没有异常显示。

1∶200 000区化异常是经过滑动平均处理后的结果，所圈定的异常值并不是真正（原始）的异常值。应用浓度分带法评价异常，最好是用原始数据，根据原始数据的含量，圈出各元素的浓度带。经过处理的数据，真正的异常值会被平化减弱，此时，就不能简单套用本书中表3所规定的异常浓度分级标准。必须经过对比，将浓度量级的标准作适当调整，确定其比例关系，方可运用。

经过对比研究，认为将浙江省1∶200 000区化异常值乘以3，就大致相当于（表3所列的）原生异常浓度分级值，就可以用浓度分带法对区化异常进行评价（上述所举两例及表32均为乘以3后的结果）。

详细的情况，可参阅参考文献〔47〕。

二、河南熊耳山地区1:50 000水系沉积物测量结果及其找矿

70年代末，河南地调一队在熊耳山地区开展1 700余平方公里1:50 000万化探水系沉积物测量，发现了3个较大的具有找矿意义的组合异常，见图59。其中Ⅰ号异常位于雷门沟；Ⅱ号异常位于龙王庙；Ⅲ号异常位于上宫。

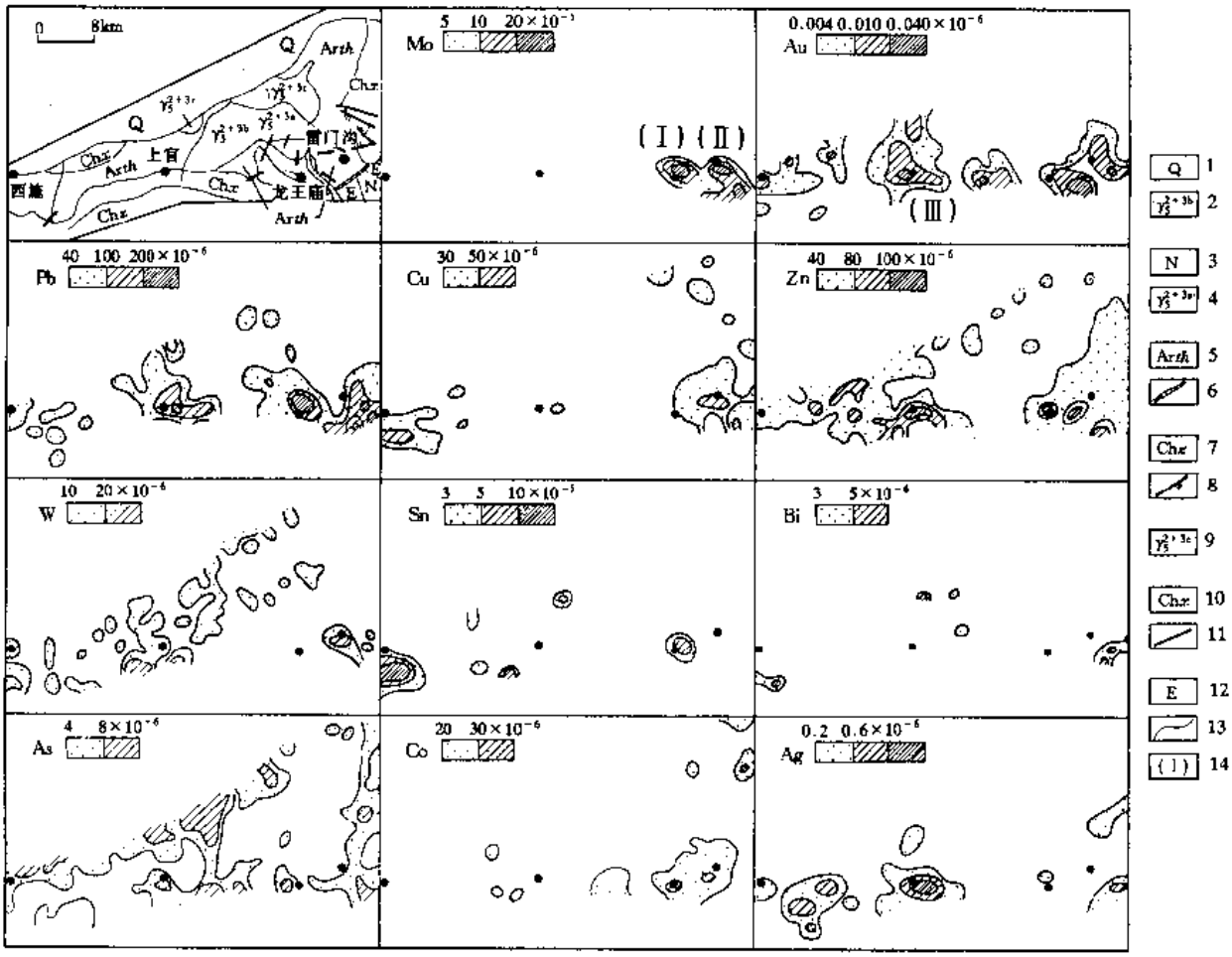


图 59　河南省熊耳山地区水系沉积物测量地球化学元素质量分数图

1—第四系；2—巨斑状黑云母角闪花岗岩；3—上第三系；4—斑状黑云母角闪花岗岩；5—太古界太华群角闪斜长片岩及黑云斜长片麻岩为主夹斜闪岩；6—构造破碎带；7—长城系中熊耳群流纹斑岩；8—压扭性断裂；9—黑云母斑状花岗岩；10—长城系下熊耳群安山岩；11—性质不明断裂；12—下第三系；13—地质界线；14—异常编号

该异常虽然系1:50 000水系沉积物测量的结果，但都是以原始数据直接圈定的异常，而且每平方公里采样达8个以上。异常中心浓度值很高，且异常的范围大。对该3个异常经评价（邵跃，1980）认为，雷门沟和龙王庙异常为钼矿化引起的异常，可能是大型钼矿床；上宫异常由金矿化引起，并指出在该异常区内有可能找到具有经济价值的金矿床。1981年后，地质队对该3个异常陆续开展了地质查证工作，证实了评价的正确性，并在3个地区均找到了大型矿床。

（一）雷门沟异常评价

图60是雷门沟异常剖析图。从图上可以看出，该异常以 Mo 为主，其浓集中心 w (Mo) $>40\times10^{-6}$的异常范围达4.2km²。根据异常浓度分级，w(Mo)$>40\times10^{-6}$为内带异常含量，故可确定为成矿元素，其它如 Cu、Co、Zn、W 可认为是伴生元素的异常。Cu、Co、Zn 等伴生元素的异常较弱，均为外带浓度。其中 W 异常浓度稍高，达中带含量，异常位置与 Mo 异常重叠。W 在元素分带序列中为 Mo 下部的元素，表明钼矿化已遭受一定剥蚀。但估计尚未剥蚀到根部，因钼矿床剥蚀至根部会出现 Be 异常。根据综合异常模式推测，该异常指示了一个极有前景的斑岩型钼-钨矿化的靶区。推测其异常源应十分丰富，原来可能是一个规模很大的矿床，因此即使已剥蚀1/3或1/2，仍可能具有较大的工业意义，并推测从地表向下250m 以内矿化可能较好。建议在该区开展详查并打普查钻。

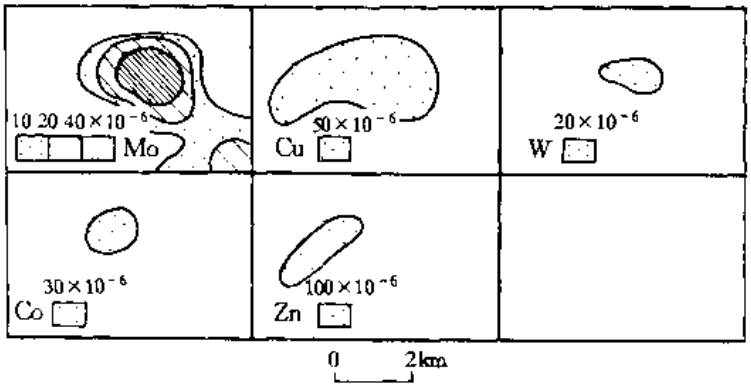


图 60　嵩县雷门沟1号水系沉积物测量地球化学元素质量分数异常图

翌年地质队在该区进行了1:10 000土壤及岩石测量。以 w (Mo) 50×10^{-6}圈定的异常面积达2.3km²，以 w(Mo)$>100\times10^{-6}$圈出的浓集区实际上就是地表矿化露头的范围。W、Cu、Pb、Zn、Co、Mn 等元素，除 W 异常含量较高外，其它伴生元素的异常较弱（见图61）。

随后的地质详查表明，异常区出露地层主要为太华群的一套老变质岩系形成的一短轴背斜，背斜轴部为一微细粒型斑状花岗岩体，含辉钼矿。在地表圈定了两个矿体，分别长1 350m和2 800m，宽44m 和70～750m。地表矿钼平均品位为0.07%，最高0.14%。以400m×200m 勘探网布置普查钻孔，证实为一大型斑岩钼矿床。

图62是雷门沟矿区的一条普查勘探剖面。从图上可看出，地表有钼矿体；钻孔中在220m以内均有较好的钼矿体，220m 以下，矿化急剧减弱，并在钻孔中见有绿柱石。

勘查结果，完全证实了对雷门沟异常评价认识的正确性。

（二）龙王庙异常评价

图63是龙王庙水系沉积物异常剖析图。该异常以 Mo、Pb 为主。w (Mo) $>40\times10^{-6}$的异常面积6km²，w (Pb) $>400\times10^{-6}$的异常面积达9.6km²。Mo 和 Pb 均出现了内带浓度的异常，可视为成矿元素，是找矿对象。其它如 As、Co、Sn、Zn 异常含量较低、范围也小，可视为伴生元素的异常。龙王庙异常与雷门沟异常不同之处在于龙王庙异常有很强的 Pb 异常和无 W 异常。这预示龙王庙地区的 Mo 矿化剥蚀较浅，介于 Pb 和 Mo 之间。在大型钼矿床的上部及其周边，Pb 和 Mo 的强异常同时出现，表明作为卫星矿化的铅-锌矿带已剥蚀较深，不利于找铅-锌矿，而有利于找钼矿。从异常对比看，龙王庙 Mo 异常比雷门沟异常的规模大得多，因而龙王庙地区找大型钼矿的前景更大。

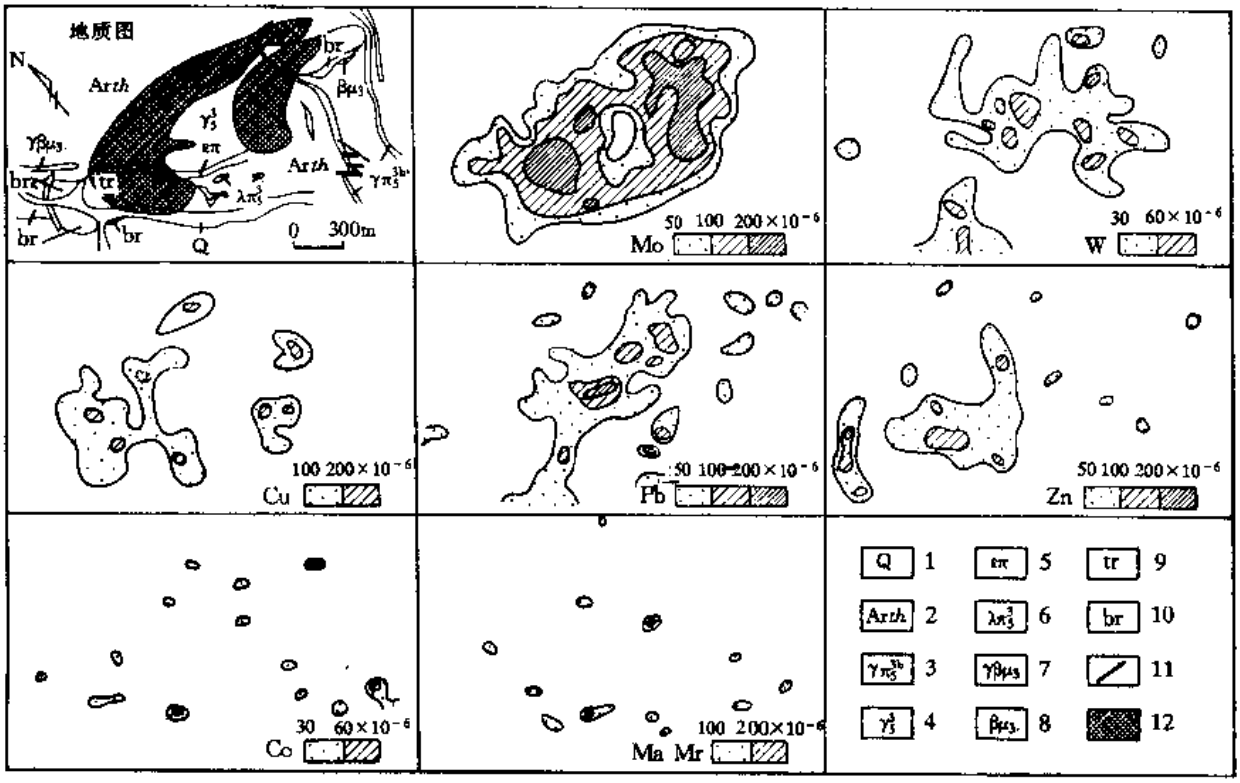


图 61　嵩县雷门沟钼矿区石测量地球化学元素质量分数异常图

1—第四系；2—太古界太华群；3—花岗斑岩；4—含捕虏体的斑状花岗岩；5—英安斑岩；6—石炭斑岩；7—辉长辉绿岩；8—蚀变辉绿岩；9—硅化碎裂岩；10—角砾岩；11—断裂；12—钼矿体

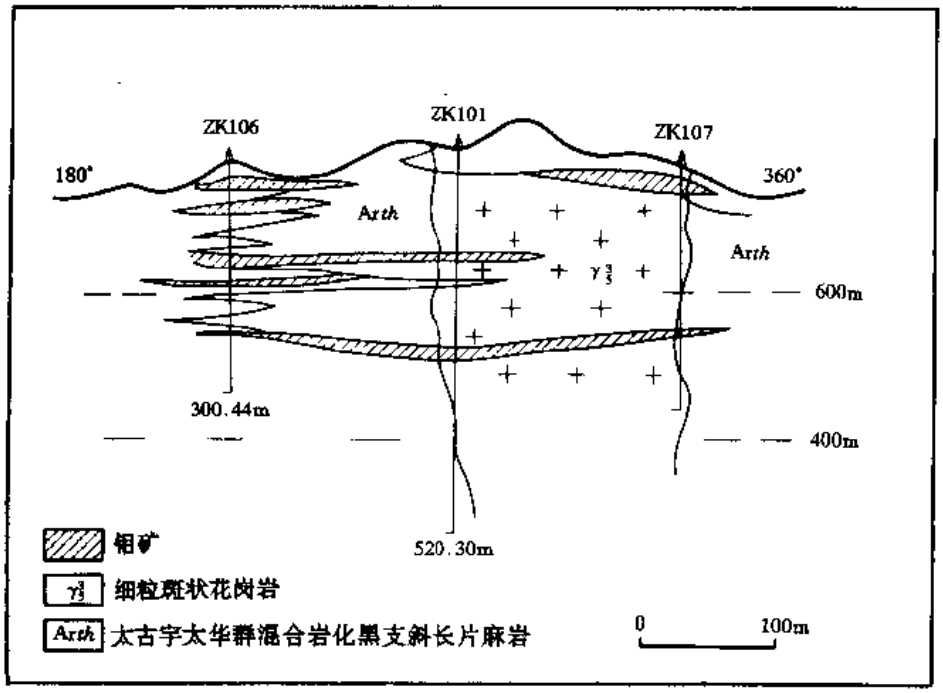


图 62　雷门沟钼矿区剖面

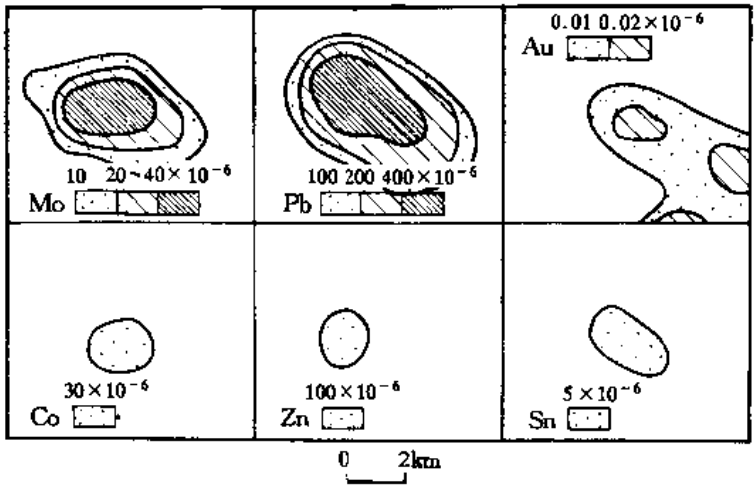


图 63 嵩县龙王庙—黄水庵11号水系沉积物测量地球化学元素质量分数异常图

1981年，对该异常做了地质查证表明，该异常区内出露地层主要为太华群的一套老变质岩系，但岩浆岩活动频繁，尤其燕山期酸性岩浆岩的活动最强烈。石英斑岩和花岗斑岩多以脉状产出。异常区北部见有爆发角岩分布，石英脉密集、成群，褶皱断裂发育。在异常区内有铅锌矿点多处，并曾多次作为铅-锌矿普查区，发现过一些小的铅-锌矿脉，但始终无重大突破。地质查证结果圈出钼矿体16条。其中最大的长2 000余米，短的1 200m，最宽的80m，一般厚20～30m。钼矿平均品位0.03%～0.06%。同时发现伴生 Pb、Au、Ce 和 Ga 等有益组分。打了几个普查钻孔，孔孔见矿。初步证实为一特大型钼矿床，规模比雷门沟钼矿床大。由于豫西地区钼矿较多，故未继续做进一步详查工作。

（三）上宫异常评价

图64是1∶50 000水系沉积物测量上宫异常剖析图。从图上看，该异常以 Au、Ag 为主，伴生 Pb、Zn、As、Mn。以 w (Au) 40×10^{-9}圈定的 Au 异常范围达9.5km²，有些点异常＞100 $\times10^{-9}$；w (Ag) ＞1×10^{-6}异常面积17km²，＞2×10^{-6}异常面积达11.6km²。Au、Ag 异常

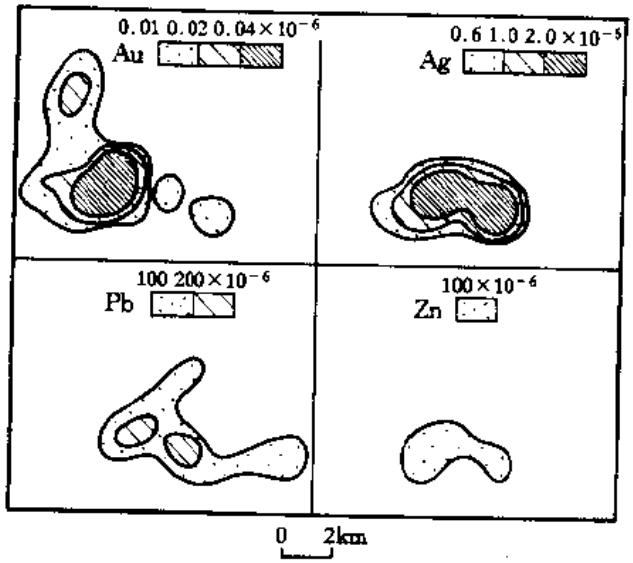


图 64 洛宁县上宫111号水系沉积物测量地球化学元素质量分数异常图

含量均达亚内带以上浓度，Au 的个别异常含量达内带以上，可视为成矿元素，其它则为伴生元素。该异常浓度中心明显，各元素异常套合良好，异常规模较大，可以判定该异常区是指示了一个极有前景的找金靶区。从 Au、Ag 异常强度推测地表应有含金地质体出露。

1981年，在异常区内开展了22km²面积的1∶10 000地质草测和土壤测量的工作。地质草测结果，在工区内发现一条北东向破碎蚀变带。沿破碎蚀变带拣块取样（20件），其中>1 g/t 的样品有3件，一般小于1 g/t。同时，重砂测量结果，也圈出了完整的 Au 异常，最高金颗粒56粒。至此，确定了北东向破碎蚀变带的含金性。

土壤测量结果，出现了 Au、Pb、Ag、Zn、Mn、Cu 等多元素异常，呈北东-南西带状分布。出现了3条平行的异常带（图65）。

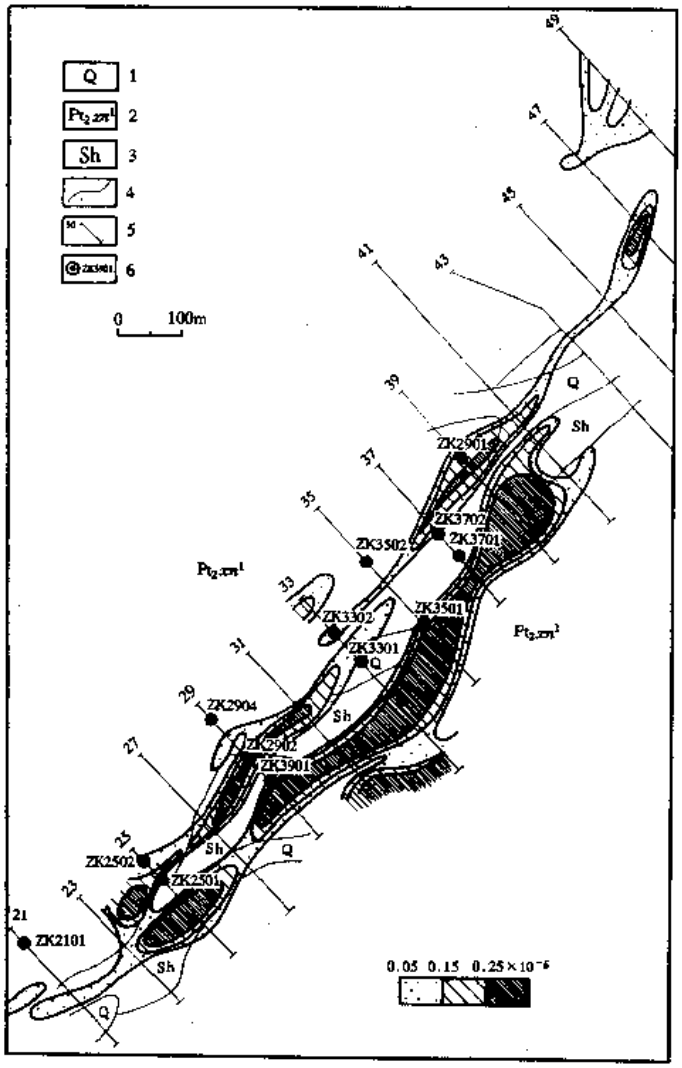


图 65　上宫金矿区金异常图

1—第四系；2—熊耳群火山；3—蚀变破碎带；4—实测、推测地质界线；5—勘探线及编号；6—钻孔及编号

1982年，在异常最好的位置上布置了两个钻孔，首钻的两个钻均见矿，揭开了上宫大型矿床的发现史。

三、广东东坑坪土壤异常评价及找矿预测

广东东坑坪地区为一个已知铅-锌矿点，以往曾做过多次地质调查工作，地表见有小铅-锌矿脉多条，但其经济意义不大。80年代初，广东物探队又在该区开展了一次范围较大（1 300km²）的1∶25 000土壤测量，结果在东坑坪地区发现了一个以 Pb、Sn 为主并伴有 As、Mn、Zn、Ag、Cu、Mo、W、Bi、Be 的组合异常（见图66）。从图上可以看出，在该组合异常中最强的元素是 Sn 和 Pb。Sn 异常达内带含量，面积约2km²，Pb 异常接近内带含量，面积也约2km²。故可确定，该两元素异常均为成矿元素的异常，是找矿的对象。但从伴生元素的异常看，又均属铅矿化下部的元素和锡矿化上部的元素，即介于 Pb 和 Sn 之间的一套元素，故可以认为，该组合异常是一个对找锡矿有利，而不利于找铅-锌矿的地区。

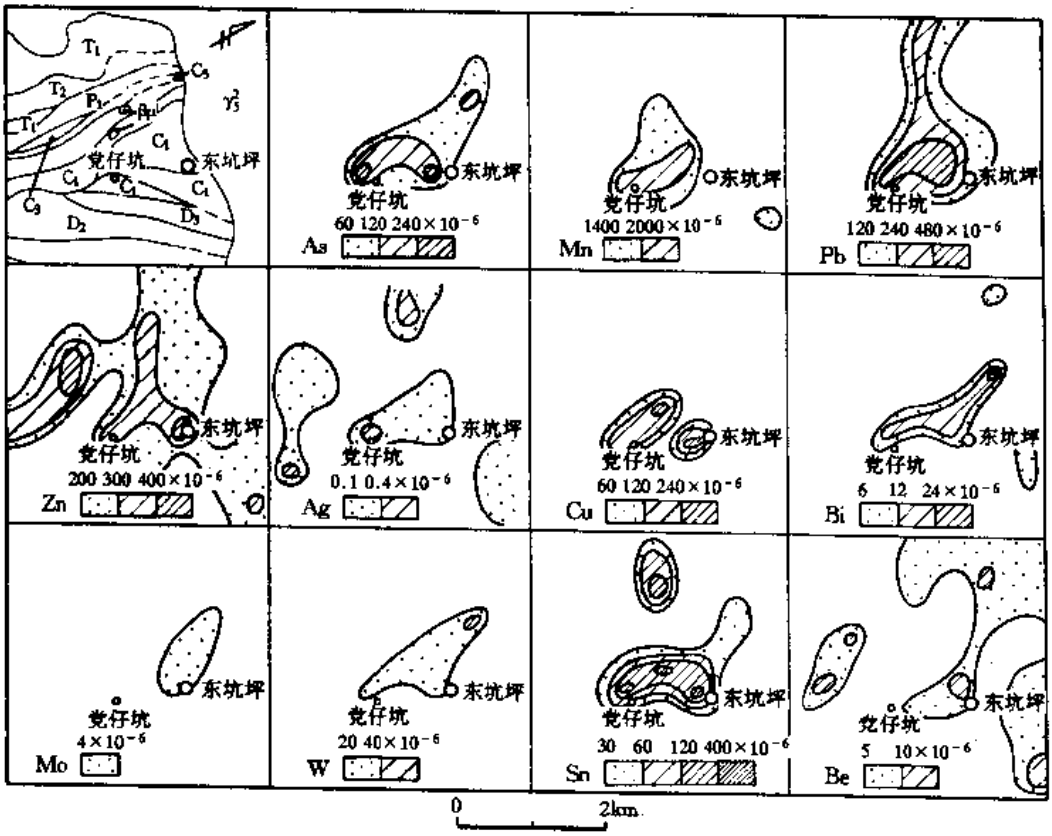


图 66　东坑坪地质-地球化学元素质量分数异常图

Sn 和 Pb（Zn）有伴生关系。铅-锌矿一般作为锡矿床的卫星矿，出现在锡矿带的上部及外围。该异常中 Sn 浓度很高，已达内带以上含量，而伴生元素的异常在分带序列上又处于 Pb 下部和 Sn 上部的那套元素，表明锡矿已遭受一定剥蚀。从 Sn 异常强度判断，锡矿化已暴露地表，地表应见有锡矿脉。

锡矿化成矿作用一般与碱质花岗岩有关。但在东坑坪和党仔坑之间主要出露的为石炭和泥盆系地层。因而推测其深部可能有隐伏花岗岩体。从图上看，Sn 异常刚好位于东坑坪东边的花岗岩 Be 异常和党仔坑西北部 Be 异常之间。党仔坑西北部有小花岗岩株出现，故推测

在两者之间深部有隐伏花岗岩存在的可能性很大。

东坑坪一带，以往从不知有锡矿化。评价异常后，即组织了一次地质踏勘检查，在穿过异常中心，距地表40～50m 深度的一条平硐中找到了3条锡矿脉分别宽1m、0.8m 和1.5m。野外采样，肉眼观察锡石很富，目估已达工业品位（谢经城，1984）。

上述3个例子，除浙江的所使用的是区化结果，因受滑动平均的影响，需要对数据作适当调整后，才可用浓度分带法对异常作评价。其它两个例子虽然仍然是水系沉积物和土壤测量的结果，但因使用的异常值是原始数据，故可直接用浓度分带法对异常作出评价。

在我国中低山、丘陵地区，由于地表覆盖不厚，一般不超过1m，即使在丘陵平坦区最厚也很少超过2m。在这种地区，地表成壤作用不强，地表（30cm 以下）疏松风化物尽管遭受了表生氧化作用，但仍基本保留原岩的原始结构，土壤中元素分散，流失的现象不大。

从实践来看，将浓度分带法用于土壤和水系沉积物测量结果的评价，对找浅部隐伏矿和表露矿效果是好的。但要用于找隐伏矿还需要做进一步研究。

结　　语

目前，我国的勘查地球化学可分为两部分工作。

区域化探　主要是运用水系沉积物测量方法，以其测量的结果，经过窗口滑动平均处理，绘制元素地球化学图，用以研究元素含量在广大面积内空间分布的规律，用以研究和确定重要的成矿区带，同时迅速从中圈出具有找矿远景的靶区。这是我国地质找矿工作中一项重要的战略性普查任务。据文献报道❶，至1995年底，我国已完成区化面积5 170 000km²（占全国计划可做面积的79.5%），获得了各类化探异常43 000处，从中已陆续发现和找到了具有工业价值的大、中、小型矿床569处。当前，急需对剩下的数以万计的异常迅速查证，和进行下一步的找矿评价工作。

矿区化探　主要是运用土壤和岩石测量方法，用于地质找矿工作中的战术性详查找矿

1. 在已知或半已知矿区，为扩大矿区远景，在矿区邻近外围地区及其深部找盲矿。

2. 对区化扫面圈出的数以万计的具有成矿远景的异常做进一步查证和找矿评价的工作。可以说，矿区化探工作今后的找矿任务繁重而艰巨。

原生晕（岩石测量）方法，是矿区化探工作中主要方法。为了使这一方法更好地推广运用，并在今后矿区化探的找矿工作中发挥更大的作用，在此，对上述方法和思路作一简要归纳：

（一）测网选择

1. 测量的面积可在20～50km²范围内选择。实践证明，测量面积小，不能获得对异常全貌的认识，无法对异常作出全面、正确的评价。找金矿工作的面积可小一些。

2. 以200m×200m 或250m×250m 方格网采组合样。若以200m×200m 方格为一采样单元，则20km²面积可采样品502件；以250m×250m 方格为一采样单元，则50km²面积可采样品800件。如果运用长方格网，采样量还可减少一半。但一般情况下，用方格网较好。

可用1:10 000地形图，事先在图上划出欲采样的方格。采样时，可用罗盘，根据地形、地物定点。

3. 以每个格子为一采样单元，在每个格子内，随机、较均匀、分散地在8～10处采集岩石样品，并组合成一件分析样。

4. 采集裂隙充填物的样品。进行热液矿床的岩石测量，采样时，必须注意观察并描述单元内的地质情况。详细记录地层、岩性、构造、裂隙、裂隙充填物和矿化蚀变等地质现象。要尽量采集裂隙充填物，如硅质细脉、断层碎屑、褐铁矿化物质，各种脉岩和似碧玉岩等。没有裂隙充填物时，可采岩石碎片，但绝不能仅采一两块单样做样品。

5. 有矿化蚀变时，应采矿化蚀变的样品，不能避开矿化蚀变采样。

这种采样方法，所采的样品具有一定代表性。其工作量（以每平方公里计）：250m×

---

❶ 牟绪赞等，卤体矿产地球化学勘查进展与成果，《物探与化探》，第20卷，第4期，1996。

250m 为16个样；200m×200m 为25个样；100m×100m 为100个样。如果加上在每个单元内的8～10处所采的子样，则分别为128～160，200～250，800～1 000件单样，而且，子样具有面性分布的特点。其精度若与按比例尺测网布置的精度相比，250m×250m 网格的精度可高于1∶25 000；200m×200m 网格的精度接近1∶10 000；而100m×100m 网格的精度当高于1∶10 000。

找金矿工作时，采用100m×100m 或100m×50m 的网格即可。

（二）异常圈定及评价

1. 矿体矿石品位与原生晕异常　矿体矿石中成矿元素及其伴生元素与原生晕的元素异常含量之间，存在一定的函数关系。大量的实践证明，原生晕中成矿元素的异常含量凡能达到元素边界品位1/10以上时，在异常范围内，经仔细检查，均能肉眼发现与该元素有关的矿化。因而，对找矿来说，元素的这一异常含量就显得十分重要。发现了这一异常含量，就能较容易找到矿。可将这一含量确定为内带异常。出现内带含量的元素，也就是要找的矿种。

异常的浓度分级和以元素浓度分带评价异常的方法，就是根据这一思路发展的。

2. 异常分级　以元素工业边界品位下推1个数量级作为各元素的内带含量，然后，依次以其含量的1/2确定亚内带、中带、外带和亚外带，共划分为5个含量带。

3. 异常圈定　由于各元素的内带含量是固定的，因而圈定异常时，可直接从内带开始向外圈，直至外带或亚外带。一般，只圈至外带即可。亚外带含量仅在研究元素分带和计算分带序列时才做参考、运用。

不必确定异常下限。一般，元素外带含量的下限值，即相当于异常下限；小于外带含量的数值相当于矿区背景。

4. 异常面积　一个有价值的矿化异常，其成矿元素亚内带含量以上的面积应大于0.2km^2，并具有较好的浓度梯度变化。一般，大异常、强异常为大矿的可能性最大。

5. 确定成矿元素和伴生元素　各元素异常圈定后，要从中区分出成矿元素和伴生元素。凡异常含量达亚内带以上含量时，均可视为成矿元素；含量在中带以下时，可视为伴生元素。成矿元素可以是一个，也可以是多个。成矿元素即为要找的矿种。

6. 异常含矿性评价　成矿元素确定之后，可根据成矿元素异常浓度对异常的含矿性作出评价。如果异常的内带含量面积较大，且其中含有较多的高含量点，有的含量已达边界品位，其分布又有一定规律性。此种异常，一般均与矿体或矿化体已出露地表有关。如果在内带异常中高点含量很少，分布较零散，则此种异常，往往与盲矿化有关。且盲矿体的埋深可能不大。

7. 矿化剥蚀水平估量　可用伴生元素的异常，运用原生晕统一分带序列，进一步对地表矿化水平作出评估。观察异常中的伴生元素，是以成矿元素的前缘元素为主，还是以尾部元素为主。如果是以前缘元素为主，尾部元素的异常弱小，则一般可认为是浅剥蚀；如果是尾部元素异常为主，前缘元素异常弱小，则可认为剥蚀较深。此时要注意，如果异常的规模很大，则可能反映大型矿床，即使矿体已剥蚀一半，仍然残留有一定经济意义的矿体。

可以看出，书中所举的众多例子，都是按上述方法和思路进行找矿评价的。

热液矿床原生晕（岩石测量）方法，虽然已经过几轮初步推广，但推广的范围还不大。希望在今后全国的地质找矿工作，能普遍为地质勘查人员所熟悉和运用，能为在找矿工作

的重大突破中发挥更大作用。同时，对一些方法技术和理论问题，也可在进一步的找矿工作中加以深入研究并得到检验、修正、补充和提高。

书中不妥之处，欢迎批评指正。

主要参考文献

〔1〕邵　跃　白银厂地区的地球化学探矿，地球物理勘探，1956，No. 9.

〔2〕邵　跃　辽宁某铅-锌矿区原生晕的研究，地球物理勘探，1956，No. 12.

〔3〕邵　跃，谢学锦　东北一铅锌矿床地球化学方法的研究，地质学报，1961，41，261～272。

〔4〕谢学锦，陈洪才　原生晕方法普查勘探中的作用，地质学报，1961，41，273～256。

〔5〕谢学锦，邵　跃　地球化学岩石测量的工作方法与解释推断方法，物探化探研究报导，地质部物探研究所，1965，No. 5.

〔6〕H·E·霍克斯，J·S·韦布　矿产勘查的地球化学（谢学锦译），地质科学院物探所，1979。

〔7〕谢学锦　区域化探，地质出版社，1979。

〔8〕李善芳　长江中下游地区寻找矽卡岩型铜矿的地球化学方法研究的某些结果，物探与化探，1972，No. 1.

〔9〕吴承烈（执笔）　斑岩铜（钼）矿地球化学异常特征与评价的初步研究，物探与化探，1978，No. 3.

〔10〕朱炳球，徐外生等　江西某地“复合型”铜矿床地球化学异常特征，物探与化探，1985，No. 6.

〔11〕季克俭等　热液矿床的矿源和热源及矿床分布规律，北京科技出版社，1989。

〔12〕徐光炽　与找矿有关的几个问题，地质与勘探，1983，No. 4.

〔13〕邵　跃　矿床元素原生晕分带的研究及其地球化学找矿中的作用，地质与勘探，1984，No. 2.

〔14〕邵　跃　原生晕形成机理及工作方法，当代地质科学动向，地质出版社，1987，274页。

〔15〕邵　跃，沈时全　岩石地球化学方法寻找隐伏热液矿床几个问题的讨论，地质与勘探，1992，No. 7

〔16〕邵　跃　狮子山地区夕卡岩型铜矿床原生晕研究及其找矿评价，地球化学探矿实例，第二辑，地质出版社，1982。

〔17〕邵　跃，羌荣生等　运用地球化学方法寻找铁矿床的研究、勘查地球物理勘查地球化学文集，第2辑，地质出版社，1985。

〔18〕邵　跃，羌荣生等　岩石地球化学测量方法找盲矿的一次成功尝试，有色金属矿产与勘查，1992，Vol. 1，No. 6.

〔19〕陈毓川，朱裕生　中国矿床成矿模式，地质出版社，1990。

〔20〕邵　跃　金矿化探异常评价的几个问题，中国地质，1986，No. 5.

〔21〕鄢明才，迟清华，顾铁新，土春书　中国东部上地壳化学元素组成，中国科学，1997，No. 1.

〔22〕刘泉清，欧阳宗圻　成矿成晕地球化学模式及其研究意义，桂林地质学院学报，1983，第一期

〔23〕欧阳宗圻等　典型有色金属矿床地球化学异常模式，科学出版社，1990。

〔24〕周亚特　大冶铜绿山铜铁矿成矿元素地球化学分带特征及其找矿意义，地球化学探矿实例，第二辑，地质出版社，1982。

〔25〕周亚特　铜绿山铁铜矿床地球化学特征及成矿预测，勘查地球物理勘查地球化学文集，第2集，地质出版社，1985。

〔26〕李应桂，徐外生　新疆喀拉通克铜镍矿床地球化学异常模式的研究，地质矿产部地球物理地球化学勘查研究所所刊，地质出版社，1990，第四号。

〔27〕阮天健，朱有光　地球化学找矿，地质出版社，1985。

〔28〕刘英俊，曹励明等　元素地球化学，科学出版社，1984。

〔29〕吴昌荣　应用磷作为找盲矿指示元素的探讨，地质与勘探，1984，No. 7.

〔30〕G·J·S·戈维特　勘查地球化学手册，第三卷，冶金工业出版社，1989。

〔31〕R·W·波伊尔　金的地球化学及金矿床，地质出版社，1984。

〔32〕第三届勘查地球化学学术讨论会论文选编，冶金工业出版社，1986。

〔33〕第四届勘查地球化学学术讨论会论文选编，中国地质大学出版社，1991。

〔34〕沈时全等　闽粤浙赣区域化探异常评价方法的调查和评述，福建省地质勘查技术院，1993。

〔35〕A·A·别乌斯，C·B·格里戈良　矿床的原生地球化学晕及其在普查工作中的应用，化探资料选编（二），地质科学院情报所，1977。

〔36〕地质科学院情报所摘编　锡矿化同花岗岩深成岩的关系，地质科技动态，1978，No. 24.

〔37〕A·И·克里夫左夫　斑岩铜-钼矿床的理想模式，国外地质科技，1987，No. 5.

〔38〕П·B·龙德克维斯特　与酸性岩浆作用有关的矿化分带，国外地质科技，1983，No. 3.

〔39〕B·A·巴尔苏科夫　成矿理论的发展是应用地球化学继续进步的基本前提，国外地质科技，1983，No. 4.
〔40〕B·B·阿里斯托夫　隐伏矿床的普查问题（一），国外地质科技，1982，No. 5.
〔41〕B·C·波波夫　大型矿床的矿物-地球化学指示标志，地质科技动态，1986，No. 2.
〔42〕石原舜三　花岗岩类的磁铁矿系列和钛铁矿系列在矿产勘查中的意义，地质科技动态，1981，No. 9.
〔43〕S. Vlad　一次上升和多次上升的斑岩铜矿体系，地质科技动态，1983，No. 6.
〔44〕J·D·　洛厄尔　斑岩铜矿床的金矿化，国外地质科技，1989，No. 7.
〔45〕B·E·内斯比特　金矿连续系列——陆壳内岩金矿床成因模式，地质科技动态，1990，No. 1.
〔46〕B·E·Nesbitt　金矿床连续成因序列，地质地球化学，1992，No. 5.
〔47〕B·K·琼斯　应用金属分带现象在斑岩铜矿系统中勘查金，国外地质科技，1994，No. 3.
〔48〕M·C·拉斐洛维奇　金矿床某些元素的物理化学性质、地球化学组合和垂直地球化学分带，地质科技动态，1984，No. 22.
〔49〕Levinson，A. A.，1974，Introduction to Exploration Geochemistry，Apptiecl publishing Ltd.，Calgary，Alta.
〔50〕Boyle，R. W.，1977，Geochemistry overview，Paper presented at "Exploration 77".
〔51〕Hawkes，H. E.，and well，J. S.，1962，Geochemistry in mineral Exploration，Harper and Row.

附 录 部 分

附录1　　中国东部上地壳化学元素丰度

元素或成分	中国东部	华北地块	内蒙古兴安—吉黑造山带	华东南地块	元素或成分	中国东部	华北地块	内蒙古兴安—吉黑造山带	华东南地块
SiO_2	63.27	61.77	64.69	65.52	P	600	590	610	575
Al_2O_3	14.15	13.61	15.12	14.00	Pb	18	17	16	23
Fe_2O_3	2.07	2.36	1.64	1.96	Pd	0.40	0.43	0.30	0.45
FeO	2.33	2.18	2.62	2.31	Pt	0.40	0.45	0.30	0.40
MgO	2.31	2.33	1.91	1.96	Rb	95	92	92	115
CaO	4.78	5.60	3.95	3.60	Re	(0.45)	(0.4)		
Na_2O	3.14	2.96	3.65	2.70	Rh	20	26		
K_2O	2.95	3.06	2.76	3.05	Ru	25	31		
H_2O^+	1.62	1.55	1.52	2.03	S	160	200	90	240
CO_2	2.35	3.17	1.10	1.72	Sb	0.22	0.18	0.26	0.29
Ag	0.056	0.055	0.057	0.056	Sc	10	10	11	11
As	2.8	1.9	4.2	3.0	Se	0.05	0.06	0.040	0.060
Au	0.77	0.74	0.80	0.75	Sn	1.8	1.5	1.8	2.5
B	16	17	11	20	Sr	300	330	300	220
Ba	640	740	505	630	Ta	0.85	0.80	0.80	1.1
Be	1.9	1.6	2.3	1.9	Te	(5)	(6)		
Bi	0.16	0.13	0.15	0.21	Th	9.5	8.6	9.5	12
Br	(0.25)	(0.3)			Ti	3 070	2 900	3 200	3 360
Cd	0.075	0.072	0.075	0.076	Tl	0.55	0.50	0.57	0.63
Cl	93	125	91	72	U	1.8	1.5	2.0	2.6
Co	12	12	10	11	V	70	68	73	73
Cr	44	52	35	40	W	0.8	0.9	0.5	1.2
Cs	3.3	2.2	4.0	5.0	Zn	63	60	63	69
Cu	17	18	13	19	Zr	170	162	165	182
F	480	540	370	570	Y	18	17	18	22
Ga	18	18	18	18	La	33	35	26	42
Ge	1.25	1.2	1.25	1.3	Ce	64	67	53	73
Hf	4.8	4.5	5.0	5.4	Pr	7.3	7.2	5.9	8.5
Hg	9.0	8.0	9.0	9.5	Nd	28	29	23	33
I	(0.15)	(0.15)			Sm	5.0	4.8	4.7	6.2
In	(0.04)	(0.04)			Eu	1.12	1.10	1.08	1.26
Ir	13	19			Gd	4.4	4.0	4.2	5.5
Li	20	16	22	25	Tb	0.67	0.61	0.68	0.86
Mn	600	580	700	560	Dy	4.0	3.0	3.8	5.0
Mo	0.6	0.6	0.5	0.6	Ho	0.80	0.67	0.82	1.0
N	100	90			Er	2.3	1.9	2.6	2.9
Nb	13	12	11	16	Tm	0.34	0.30	0.40	0.45
Ni	21	24	16	21	Yb	2.2	1.9	2.5	2.8
Os	35	50			Lu	0.33	0.29	0.39	0.44

质量分数单位：主成分：%；Au，Hg，Pd，Pt，Te，10^{-9}；Ir，Os，Rh，Ru：10^{-12}；其它元素：10^{-6}。

附录2-1　中国东部出露地壳、沉积盖层和出露基底的平均化学组成

成分或元素	出露地壳 不含碳酸盐岩	出露地壳 含碳酸盐岩	沉积盖层 出露基底		成分或元素	出露地壳 不含碳酸盐岩	出露地壳 含碳酸盐岩	沉积盖层	出露基底
SiO_2	69.12	61.71	54.81	67.80	P	550	515	520	490
Al_2O_3	14.44	12.84	11.27	14.14	Pb	19	18	16	20
Fe_2O_3	2.44	2.19	2.40	1.66	Pd	0.27	0.26	0.33	0.34
FeO	1.84	1.66	1.50	1.94	Pt	0.28	0.27	0.25	0.35
MgO	1.52	2.15	2.59	1.71	Rb	112	101	78	120
CaO	1.74	6.18	10.82	2.60	Re	(0.40)	(0.42)		
Na_2O	2.91	2.56	1.72	3.38	Rh	23	21		
KO_2	2.0	3.04	2.36	3.44	Ru	28	27		
H_2O^+	2.13	1.97	2.36	1.47	S	140	170	200	160
CO_2	—	4.06	8.93	0.94	Sb	0.34	0.33	0.43	0.22
Ag	0.060	0.060	0.056	0.060	Sc	9.9	8.9	9.4	8.5
As	4.4	4.3	5.9	2.6	Se	0.062	0.063	0.085	0.045
Au	0.84	0.81	0.87	0.77	Sn	2.1	1.9	1.8	2.1
B	21	20	31	12	Sr	223	232	218	250
Ba	636	577	514	630	Ta	1.03	0.93	0.82	1.06
Be	2.3	2.1	1.56	2.6	Te	(8)	(8)		
Bi	0.18	0.17	0.17	0.19	Th	11	10	8.4	12
Br	(0.25)	(0.3)			Ti	3 190	2 880	3 040	2 595
Cd	0.080	0.085	0.10	0.066	Ti	0.65	0.59	0.47	0.70
Cl	66	71	74	63	U	2.3	2.2	2.0	2.3
Co	10	9.1	9.5	9.0	V	69	63	67	54
Cr	46	42	44	36	W	0.097	0.91	1.01	0.83
Cs	4.6	4.1	3.9	3.9	Zn	68	63	63	57
Cu	17	15	17	14	Zr	199	179	178	160
F	490	470	480	460	Y	21	19	17	20
Ga	19	17	15	18	La	40	36	32	34.5
Ge	1.3	1.2	1.2	1.2	Ce	76	69	61	66
Hf	5.7	5.1	4.8	4.9	Pr	8.6	8.0		
Hg	12	13	15	9.4	Nd	34	31	28	28
I	(0.12)	(0.14)			Sm	6.0	5.5	5.0	5.0
In	(0.05)	(0.048)			Eu	1.20	1.10	1.09	0.99
Ir	17	16			Gd	4.8	4.4	4.4	4.6
Li	23	21	23	20	Tb	0.81	0.74	0.70	0.73
Mn	580	560	580	500	Dy	5.0	4.5		
Mo	0.62	0.62	0.64	0.57	Ho	1.03	0.98		
N	155	150			Er	2.9	2.7		
Nb	15	14	13	13	Tm	0.42	0.39		
Ni	25	22	21	19	Yb	2.6	2.4	2.2	2.4
Os	46	47			Lu	0.37	0.34	0.32	0.38

质量分数单位：主成分：%；Au，Hg，Pd，Pt，Te：10^{-9}；Ir，Os，Rh，Ru：10^{-12}；其它元素：10^{-6}。

附录2-2　华北地块与华南造山带沉积盖层和出露基底的部分元素质量分数 $w_B/10^{-6}$对比

元素		Be	Bi	Cs	Pb	Rb	Sb	Sn	Sr	Ta	Th	U	W	La	Lu
沉积盖层	华北地块	1.4	0.15	2.8	16	73	0.25	1.7	259	0.90	7.6	1.7	0.96	34	0.27
	华南造山带	2.1	0.26	7.4	24	132	0.46	2.4	112	1.1	14	3.0	1.75	48	0.46
出露基底	华北地块	1.8	0.12	2.0	18	100	0.14	1.3	360	0.73	9.5	1.3	0.53	35	0.27
	华南造山带	3.3	0.35	6.0	28	185	0.27	3.4	130	1.7	19	4.3	1.7	46	0.56

注：中国东部各构造单元的化学元素组成摘自“中国东部地壳和岩石化学元素丰度”（《中国科学》1997，No.5，科学出版社）。

附录3　主要类型岩浆岩中化学元素的平均质量分数 $w_B/10^{-6}$

元素符号	超基性岩		基性岩（玄武岩）		中性岩		酸性岩		
	（涂和魏）	（维）	（涂和魏）	（维）	正长岩（涂和魏）	闪长岩（维）	富钙（涂和魏）	贫钙（涂和魏）	花岗岩等（维）
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Li	$n\times10^{-1}$	0.5	17	15	28	20	24	40	40
Be	$n\times10^{-1}$	0.2	1	0.4	1	1.8	2	3	5.5
B	3	1	5	5	9	15	9	10	15
N	6	6	20	18	30	22	20	20	20
P	100	100	400	370	1 200	500	520	850	800
Na	4 200	5 700	18 000	19 400	40 400	30 000	28 400	25 800	27 700
Mg	204 000	259 000	46 000	45 000	5 800	21 800	9 400	1 600	5 600
Al	20 000	4500	78 000	87 600	88 000	88 500	82 000	72 000	77 000
Si	205 000	190 000	230 000	240 000	291 000	260 000	314 000	347 000	323 000
P	220	170	110	1 400	800	1 600	920	600	700
S	300	100	300	300	300	200	300	300	400
Cl	85	50	60	50	520	100	130	200	240
K	40	300	8 300	8 300	48 000	23 000	25 200	42 000	33 400
Ca	25 000	7 000	76 000	67 200	18 000	46 500	25 300	5 100	15 800
Se	15	5	30	24	3	2.5	14	7	3
Ti	300	300	13 800	9 000	3 500	8 000	3 400	1 200	2 300
V	40	40	250	200	30	100	88	44	40
Cr	1 600	2 000	170	200	2	50	22	4.1	25
Mn	1 200	1 500	1 500	20.0	850	1 200	540	390	600
Fe	94 300	98 500	86 500	85 600	36 700	58 500	29 600	14 200	27 000
Co	150	200	48	45	1	10	7	1.0	5
Ni	2 000	2 000	130	160	4	55	15	4.5	8
Cu	10	20	87	100	5	35	30	10	20
Zn	50	30	105	130	130	72	60	39	60
Ga	1.5	1.5	17	18	30	20	17	17	20
Ge	1.5	1	1.3	1.5	1	1.5	1.3	1.3	1.4
As	1	0.5	2	2	1.4	2.4	1.9	1.5	1.5
Se	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Br	1	0.5	3.6	3	2.7	4.5	4.5	1.3	1.7
Rb	0.2	2	30	45	110	100	110	170	200
Sr	1	10	465	440	200	800	440	100	300
Y	$n\times10^{-1}$	—	21	20	20	—	35	40	34
Zr	45	30	140	100	500	260	140	175	200
Nb	16	1.0	19	20	35	20	20	21	20
Mo	0.3	0.2	1.5	1.4	0.6	0.9	1.0	1.3	1
Pd	0.12	0.12	0.02	0.019	?	—	$n\times10^{-3}$	$n\times10^{-3}$	0.01
Ag	0.06	0.05	0.11	0.1	$n\times10^{-1}$	0.07	0.051	0.037	0.05
Cd	$n\times10^{-1}$	0.05	0.22	0.19	0.13	—	0.13	0.13	0.1
In	0.01	0.013	0.22	0.22	$n\times10^{-1}$	—	$n\times10^{-2}$	0.26	0.26
Sn	0.5	0.5	1.5	1.5	n	—	1.5	3	3
Sb	0.1	0.1	0.2	1.0	$n\times10^{-1}$	0.2	0.2	0.2	0.26
I	0.5	0.01	0.5	0.5	0.5	0.3	0.5	0.5	0.4
Cs	$n\times10^{-1}$	0.1	1.1	1	0.6	—	2	4	5

续附录3

元素符号	超基性岩		基性岩（玄武岩）		中性岩		酸性岩		
	（涂和魏）	（维）	（涂和魏）	（维）	正长岩（涂和魏）	闪长岩（维）	富钙（涂和魏）	贫钙（涂和魏）	花岗岩等（维）
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ba	0.4	1	330	300	1 600	650	420	840	830
La	$n\times10^{-1}$	—	15	27	70	—	45	55	60
Ce	$n\times10^{-1}$	—	48	4.5	161	—	81	92	100
Pr	$n\times10^{-1}$	—	4.6	4	15	—	7.7	8.8	12
Nd	$n\times10^{-1}$	—	20	20	65	—	33	37	46
Sm	$n\times10^{-1}$	—	5.3	5	18	—	8.8	10	9
Eu	$n\times10^{-1}$	0.01	0.8	1	2.8	—	1.4	1.6	1.5
Gd	$n\times10^{-1}$	—	5.3	5	18	—	8.8	10	9
Tb	$n\times10^{-1}$	—	8	0.8	2.8	—	1.4	1.6	2.5
Ho	$n\times10^{-1}$	—	1.1	1	3.5	—	1.8	2.0	2
Er	$n\times10^{-1}$	—	2.1	2	7.0	—	3.5	4.0	4
Tm	$n\times10^{-1}$	—	0.2	0.2	0.6	—	0.3	0.3	0.3
Yb	$n\times10^{-1}$	—	2.1	2	7.0	—	3.5	4.0	4
Lu	$n\times10^{-1}$	—	0.6	0.6	2.1	—	1.1	1.2	1
Hf	0.6	0.1	2.0	1	11	1	2.3	3.9	1
Ta	1.0	0.018	1.1	0.48	2.1	0.7	3.6	4.2	3.5
W	0.77	0.1	0.7	1	1.3	1	1.3	2.2	1.5
Au	0.006	0.005	0.004	0.004	$n\times10^{-3}$	—	0.004	0.004	0.004 5
Hg	$n\times10^{-2}$	0.01	0.09	0.09	$n\times10^{-2}$	—	0.08	0.08	0.08
Tl	0.06	0.01	0.21	0.2	1.4	0.5	0.72	2.3	1.5
Pb	1	0.1	6	8	12	15	15	19	20
Bi	?	0.001	0.007	0.007	?	0.01	?	0.01	0.01
Th	0.004	0.005	4	3	13	7	8.5	17	18
U	0.001	0.003	1	0.5	3.0	1.8	3.0	3.0	3.5

注：涂和魏：涂里干和魏波尔（Turekian and Wedepohl），1961年；

维：维诺格拉多夫（Виноградов），1962年。

附录4 主要类型沉积岩中化学元素的平均质量分数 $w_B/10^{-6}$

元素符号	页岩（涂和魏）	页岩+粘土（维）	砂岩（涂和魏）	碳酸盐（涂和魏）	深海沉积碳酸盐（涂和魏）	粘土（涂和魏）
1	2	3	4	5	6	7
Li	60	60	15	5	5	57
Be	3	3	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	2.6
B	100	100	35	20	55	230
N	?	600	?	?	?	?
P	740	500	270	330	540	1 300
Na	9 600	6600	3 300	400	20 000	40 000
Mg	15 000	13 400	7 000	47 000	4 000	21 000
Al	80 000	104 500	25 000	4 200	20 000	84 000
Si	73 000	238 000	368 000	24 000	32 000	250 000
P	700	770	170	400	350	1500
S	2 400	3 000	240	1 200	1 300	1300
Cl	180	160	10	150	21 000	21 000
K	26 000	22 800	10 700	2 700	2 900	25 000
Ca	22 100	25 300	39 100	302 300	312 400	29 000
Se	13	10	1	1	2	19
Ti	4 600	4 500	1 500	400	770	4 600
V	130	130	20	20	20	120
Cr	90	100	35	11	11	90
Mn	850	670	$n\times10$	1 100	1 000	6 700
Fe	47 200	33 300	9 800	3 800	9 000	65 000
Co	19	20	0.3	0.1	0.7	74
Ni	68	95	2	20	30	225
Cu	45	57	n	4	30	250
Zn	95	80	15	20	35	165
Ga	19	30	12	4	13	20
Ge	1.6	2	0.8	0.2	0.2	2
As	13	6.6	1	1	1	13
Se	0.6	0.6	0.05	0.08	0.17	0.17
Br	4	6	1	6.2	70	70
Rb	140	200	60	3	10	110
Sr	300	450	20	610	2 000	180
Y	26	30	40	30	42	90
Zr	160	200	220	19	20	150
Nb	11	20	$n\times10^{-2}$	0.3	4.6	14
Mo	2.6	2	0.2	0.4	3	27
Pd	?	—	?	?	?	?
Ag	0.07	0.1	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	0.11
Cd	0.3	0.3	$n\times10^{-2}$	0.035	$n\times10^{-2}$	0.412
In	0.1	0.05	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	0.08
Sn	6	10	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	1.5
Sb	1.5	2	$n\times10^{-2}$	0.2	0.15	1.0
I	2.2	1	1.7	1.2	0.05	0.05
Cs	5	12	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	0.4	6

续附录4

元素符号	页岩（涂和魏）	页岩+粘土（维）	砂岩（涂和魏）	碳酸盐（涂和魏）	深海沉积碳酸盐（涂和魏）	粘土（涂和魏）
1	2	3	4	5	6	7
Ba	580	800	$n\times10$	10	190	2 300
La	92	40	30	n	10	115
Ce	59	50	92	11.5	35	345
Pr	5.6	5	8.8	1.1	3.3	33
Nd	24	23	37	4.7	14	140
Sm	6.4	6.5	10	1.3	3.8	38
Eu	1.0	1	1.6	0.2	0.6	6
Gd	6.4	6.5	10	1.3	3.8	38
Tb	1.0	0.9	1.6	0.2	0.6	6
Ho	1.2	1	2.0	0.3	0.8	7.5
Er	2.5	2.5	4.0	0.5	1.5	15
Tm	0.2	0.25	0.3	0.04	0.1	1.2
Yb	2.6	3	4.0	0.5	1.5	15
Lu	0.7	0.7	1.2	0.2	0.5	4.5
Hf	2.8	6	3.9	0.3	0.41	4.1
Ta	0.8	3.5	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$
W	1.8	2	1.6	0.6	$n\times10^{-1}$	n
Au	$n\times10^{-3}$	0.001	$n\times10^{-3}$	$n\times10^{-3}$	$n\times10^{-3}$	$n\times10^{-3}$
Hg	0.4	0.4	0.03	0.04	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-1}$
Tl	1.4	1	0.82	$n\times10^{-2}$	0.16	0.8
Pb	20	20	7	9	9	80
Bi	?	0.01	?	?	?	?
Th	12	11	1.7	1.7	n	7
U	3.7	3.2	0.45	2.2	$n\times10^{-1}$	1.3

注：涂和魏：据涂里干和魏波尔（Turekian and Wedepohl），1961年；
维：据维诺格拉多夫（Виноградов），1962年。

附录5　地壳元素丰度表/10^{-6}

原子序数	元素符号	克拉克和华盛顿(Clarke and Washington)(1924)	费尔斯曼(Ферсман)(1924)	戈尔德施密特(Goldschmidt)(1937)	维诺格拉多夫(Виноградов)(1949)	维诺格拉多夫(Виноградов)(1962)	泰勒(Taylor)(1964)	苗松(Б. Мейсон)(1966)	魏杰波尔(К. Г. Веденоль)(1967)	黎彤(1976)
1	H	8 800	10 000	—	1 500	—	—	1 400	700	1 400
2	He	—	0.01	—	—	—	—	—	0.003	6.3×10^{-5}
3	Li	40	50	65	65	32	20	20	30	21
4	Be	10	4	6	6	3.8	2.8	2.8	2	1.3
5	B	10	50	10	3	12	10	10	9	13
6	C	870	3 500	320	1 000	230	200	200	320	2 800
7	N	300	400	—	100	19	20	20	20	18
8	O	495 200	491 300	466 000	472 000	470 000	46 4000	466 000	472 500	4.6×10^{5}
9	F	270	800	800	270	660	625	625	720	450
10	Ne	—	0.005	—	—	—	—	—	—	7×10^{-5}
11	Na	26 400	24 000	28 300	26 400	25 000	23 600	28 300	24 500	23 000
12	Mg	19 400	23 500	20 900	21 000	8 700	23 300	20 900	13 900	2.8×10^{4}
13	Al	75 100	74 500	81 300	88 000	80 500	82 300	81 300	78 300	83 000
14	Si	257 500	260 000	277 200	276 000	295 000	281 500	277 200	305 400	2.9×10^{5}
15	P	1 200	1 200	1 200	800	930	1 050	1 050	810	1 200
16	S	480	1 000	520	500	470	260	260	310	400
17	Cl	1 900	2 000	480	450	170	130	130	320	280
18	Ar	—	4	—	—	—	—	—	0.04	0.04
19	K	24 000	23 500	25 900	26 000	25 000	20 900	25 900	28 200	17 000
20	Ca	33 900	32 500	36 300	36 000	29 600	41 500	36 300	28 700	52 000
21	Sc	$n\times10^{-1}$	6	5	6	10	22	22	14	18
22	Ti	5 800	6 100	4 400	6 000	4 500	5 700	4 400	4 700	6 400
23	V	160	200	150	150	90	135	135	95	140
24	Cr	330	300	200	200	83	100	100	70	110
25	Mn	800	1 000	1 000	900	1 000	950	950	690	1 300
26	Fe	47 000	4 2000	50 000	51 000	46 500	56 300	50 000	35 400	5.8×10^{4}
27	Co	100	20	40	30	18	25	25	12	25
28	Ni	180	200	100	80	58	75	75	44	89
29	Cu	100	100	70	100	47	55	55	30	63
30	Zn	40	200	80	50	83	70	70	60	94
31	Ga	$n\times10^{-5}$	1	15	15	19	15	15	17	18
32	Ge	$n\times10^{-5}$	4	7	7	1.4	1.5	1.5	1.3	1.4
33	As	n	5	5	5	1.7	1.8	1.8	1.7	2.2
34	Se	$n\times10^{-2}$	0.8	0.09	0.6	0.05	0.05	0.05	0.09	0.08
35	Br	n	10	2.5	1.6	2.1	2.5	2.5	2.9	4.4
36	Kr	—	2×10^{-4}	—	—	—	—	—	—	—
37	Rb	n	80	280	300	150	90	90	120	78
38	Sr	170	350	150	400	340	375	375	290	400
39	Y	—	50	28.1	28	29	33	33	34	24
40	Zr	230	250	220	200	170	165	165	160	130
41	Nb	—	0.32	20	10	20	20	20	20	19
42	Mo	n	10	2.3	3	1.1	1.5	1.5	1	1.3
43	Te	—	0.001	—	—	—	—	—	—	—
44	Ru	$n\times10^{-5}$	0.05	—	0.005	—	—	0.01	0.001	0.001
45	Rh	$n\times10^{-5}$	0.01	0.001	0.001	—	—	0.005	0.001	0.001

原子序数	元素符号	克拉克和华盛顿(Clarke and Washington)(1924)	费尔斯曼(Ферсман)	戈尔德施密特(Goldschmidt)(1937)	维诺格拉多夫(Виноградов)(1949)(1962)		泰勒(Taylor)(1964)	苗松(B. Мейсон)(1966)	魏杰波尔(К. Г. Ведеполь)(1967)	黎彤(1976)
46	Pb	$n\times10^{-5}$	0.05	0.01	0.01	0.013	—	0.01	0.01	0.01
47	Ag	$n\times10^{-2}$	0.1	0.02	0.1	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08
48	Cd	$n\times10^{-1}$	5	0.18	0.5	0.13	0.2	0.2	0.2	0.2
49	In	$n\times10^{-5}$	0.1	0.1	0.1	0.25	0.1	0.1	0.1	0.1
50	Sn	n	80	40	40	25	2	2	2	1.7
51	Sb	$n\times10^{-1}$	0.5	(1)	0.4	0.5	0.2	0.2	0.2	0.6
52	Te	$n\times10^{-3}$	0.01	(0.001 8)?	0.01	0.001	—	0.01	0.01	0.000 6
53	I	$n\times10^{-1}$	1	0.3	0.3	0.4	0.5	0.5	—	0.6
54	Xe	—	3×10^{-5}	—	—	—	—	—	—	—
55	Cs	$n\times10^{-3}$	10	3.2	7	3.7	3	3	2.7	1.4
56	Ba	470	500	430	500	650	425	425	590	390
57	La	—	6.5	18.3	18	29	30	30	44	39
58	Ce	—	29	41.6	45	70	60	60	75	43
59	Pr	—	4.5	5.53	7	9	8.2	8.2	7.6	5.7
60	Nd	—	17	23.9	25	37	28	28	30	26
61	Pm	—	?	6.47	—	—	—	—	—	—
62	Sm	—	7	1.06	7	8	6.0	6	8.6	6.7
63	Eu	—	0.2	6.36	1.2	1.3	1.2	1.2	1.4	1.2
64	Gd	—	7.5	0.91	10	8	5.4	5.4	8.8	6.7
65	Tb	—	1	4.47	1.5	4.3	0.9	0.9	1.4	1.1
66	Dy	—	7.5	1.15	4.5	5	3.0	3	6.1	4.1
67	Ho	—	1	2.47	1.3	1.7	1.2	1.2	1.8	1.4
68	Er	—	6.5	0.20	4.	3.3	2.8	2.8	3.4	2.7
69	Tm	—	1	2.66	0.8	0.27	0.48	0.5	—	0.25
70	Yb	—	8	0.75	3	0.33	3.0	3.4	3.4	2.7
71	Lu	—	1.7	4.5	1.	0.8	0.5	0.5	1.1	0.8
72	Hf	30	4	2.1	3.2	1	3	3	3	1.5
73	Ta	—	0.24	1	2	2.5	2	2	3.4	1.6
74	W	50	70	0.001	1	1.3	1.5	1.5	1.3	1.1
75	Re	—	0.001	—	0.001	7×10^{-4}	—	0.001	(0.001)	5×10^{-4}
76	Os	$n\times10^{-4}$	0.05	0.001	0.05	—	—	0.005	(0.001)	0.001
77	Ir	$n\times10^{-4}$	0.01	0.005	0.001	—	—	0.001	(0.001)	0.001
78	Pt	$n\times10^{-3}$	0.2	0.001	0.005	—	—	0.01	(0.005)	0.05
79	Au	$n\times10^{-3}$	0.005	0.5	0.005	0.004 3	0.004	0.004	0.004	0.004
80	Hg	$n\times10^{-1}$	0.05	0.3	0.07	0.083	0.08	0.08	0.08	0.089
81	Tl	$n\times10^{-4}$	0.1	16	3	1	0.45	0.5	1.3	0.48
82	Pb	20	16	0.2	16	16	12.5	13	15	12
83	Bi	$n\times10^{-2}$	0.1	—	0.2	0.009	0.17	0.2	0.2	0.004
84	Po	—	0.05	—	2×10^{-10}	—	—			0.001
85	At	—	?	—	—	—	—			—
86	Rn	—	?	—	7×10^{-12}	—	—		—	
87	Fr	—	?	—	—	—	—			—
88	Ra	$n\times10^{-6}$	2×10^{-6}	11.5	$n\times10^{-6}$	—	—			—
89	Ac	—	—	—	$n\times10^{-10}$	—	—			—
90	Th	20	10	4	8	13	9.6	9.6	11	5.8
91	Pa	—	7×10^{-7}		$n\times10^{-6}$	—	—	—		—
92	U	80	4		3	2.5	2.7	2.7	3.5	1.7
93	Np									
94	Pu									

附录6　戈尔德施密特依据元素在陨石和矿石熔炼产物各相中的分布特征，把自然产出的元素分为4类：

1. 亲铁元素：富集在金属相（主要成金属键）中的元素；
2. 亲铜元素：富集在硫化物相（主要成共价键）中的元素；
3. 亲石元素：富集在硅酸盐相（主要成离子键）中的元素；
4. 亲气元素：富集在大气中的元素。

下表为戈尔德斯密特的元素分类表：

周期	类别和地球化学特性			
	亲铁的（金属性）	亲铜的（硫化物）	亲石的（硅酸盐）	亲气的（大气圈）
I			H	**H He**
II	**C**	O	Li Be B C O F	**C N O Ne**
III	**P**	S	Na Mg Al Si P S Cl	**Cl Ar**
IV	**Fe Co Ni Ge As Se**	Cr Mn Fe Co Ni **Cu Zn Ga Ge As Se**	K Ca Sc Ti V Cr Mn Fe Co Ni Cu Zn Ga Ge As Se Br	**Br Kr**
V	Nb Mo Ru Pd Sn Te	**Mo Ru Rh Pd Ag Cd In Sn Sb Te**	Rb Sr Y Zr Nb Mo Sn Sb Te I	**I Xe**
VI	Ta W Re Os Ir Pt Au	Re Pt Au **Hg Tl Pd Bi**	Cs Ba La REE Hf Ta W Tl Pt Bi	
VII			Th U	

表中黑体字表示原生特性，白体字表示次生特性。画单线表示根据 Berry 和 Mason（1959）的资料为原生特性；画双线表示根据 Brownlow（1979）的资料为原生特性。

附录7　我国热液矿床主要类型矿床原生晕指示元素组合特征

矿床类型	矿石的矿物组合	原生晕指示元素组合
高温石英脉型黑钨矿	黑钨矿、锡石、黄铜矿、黄铁矿辉铋矿、毒砂、绿柱石	W、Sn、Bi、Mo、Be、Ag、As
云英岩型钨锡铌钽矿床	黑钨矿、锡石、铌钽铁矿、绿柱石	Ta、Sn、Be、Li、F
锡石硫化物型矿床	锡石、毒砂、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿	Sn、Cu、Bi、Zn、Cd、In、Ag、Mn、Pb、As
夕卡岩型铁铜矿床	磁铁矿、赤铁矿、黄铁矿、黄铜矿	Cu、Zn、Ag、As、Mn
夕卡岩型铜矿	黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿、黄铁矿	Cu、Ag、Bi、Mo、Zn、As
斑岩型铜矿	黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、镜铁矿、方铅矿、闪锌矿	Cu、Mo、Ag、W、Pb、Zn、Mn、As、Hg
黄铁矿型铜矿	黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、毒砂、辉铜矿	Cu、Pb、Zn、Ag、As、B、Ba、Mn
石英脉型铜矿（热液型）	黄铜矿、方铅矿、黄铁矿、闪锌矿	Cu、Pb、Zn、Ag、As、Bi、Mo、(Sn)
多金属（铜、铅、锌）脉状矿床	黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿	Cu、Pb、Zn、Ag、Cd、Bi、Sn、As、Hg
含金石英脉型矿床	黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、自然金	As、Au、Ag、Cu、Pb、Zn、Hg
裂隙充填型汞锑矿床	辰砂、辉锑矿、方铅矿、雄黄、雄黄	Hg、Sb、As、Pb、Cu、Ba

引自阮天健、朱有光（1985）。

附录8　部分常见矿物的硬度、条痕、颜色鉴定表

（金属及半金属矿物野外鉴定）

第一组　能被铜片或刀片刻划

矿　物	颜　色	硬　度	在白色瓷板上的条痕	其　它　特　征
辉钼矿	铅灰色	1～1.5	浅灰至深绿色	完全解理、有滑腻感，六方片状单晶
软锰矿	铁黑色	1～2	铁黑色	有滑腻感，完全解理
铜蓝	靛蓝色	1.5～2	铅灰色	板状集合体，完全解理
赤铁矿	砖红色	2～5	红—褐色	土状变体
方铅矿	铅灰色	2.5	铅—灰色	立方体，完全解理
辉铜矿	铅灰色	2.5～3	灰黑色	容易退色，贝壳状断口，具浅蓝色色调
铜	铜红色	2.5～3	毫铜—红色	具延展性，易褪色
银	银白色	2.5～3	毫银白色	具延展性，褪色成黑色
金	金黄色	2.5～3	金黄色	具延展性
斑铜矿	褐古铜色	3	灰黑色	能褪色成孔雀蓝色

第二组　不能被铜片刻划但能被小刀所刻划

矿　物	颜　色	硬　度	在白色瓷板上的条痕	其　它　特　征
黝铜矿	灰黑色	3～4.5	褐色—黑色	具有黄铜矿的一般性质
黄铜矿	铜黄色	3.5～4	绿黑色	一般呈块状体，与黄铁矿伴生
闪锌矿	褐色至黑色	3.5～4	浅黄至暗黄	完全解理，有特殊的半金属松脂光泽
磁黄铁矿	紫古铜色	4	黑色	具磁性，新鲜断面很快褪色
金白	白色至钢灰色	4～4.5	毫灰色	具延展性
褐铁矿	褐色至黑色	5～5.5	黄褐色	块状、放射纤维状，有的不能被刻划

第三组　硬度大于5.2不被小刀所刻划

矿　物	颜　色	硬　度	在白色瓷板上的条痕	其　它　特　征
硬锰矿	黑色	5～6	棕黑色	集合体，常呈葡萄状，大多数不被小刀刻划
铬铁矿	褐黑色	5.5	暗黑色	完全解理，无磁性
毒砂	银白色	5.5～6	黑色	假斜方晶体，刻划或破裂时有蒜臭
磁铁矿	黑色	6	黑色	强磁性
黄铁矿	黄铜黄色	6～6.5	浅绿色—浅褐色	六方体面条纹及五角十二面体
白铁矿	浅黄铜色	6～6.5	灰黑色	常见放射状集合体
金红石	褐色至黑色	6～6.5	浅褐—红褐色	常见晶面条纹单晶体，半金属光泽及金刚光泽，有些半透明

附录9　　矿物硬度等级及用于对比的一般物体

矿物硬度，是表示矿物抵抗刻划的能力，对在野外粗略鉴别矿物十分有用。表中列出10种矿物，从最软的滑石至最硬的金刚石排列。表中，硬度大的矿物均可对硬度小的矿物进行划痕来确定未知矿物的硬度，也可用一般的代用物体（如小刀、地质锤或玻璃等）。熟悉这一方法，在野外对粗略识别矿物十分便利有用。

摩氏硬度等级	矿　物	用于对比的一般物体
1	滑石	
2	石膏	
(2.2)		指甲
3	方解石	
(3.5)		铜币或铜片
4	萤石	
5	磷灰石	
(5.1)		地质锤
(5.2)		小折刀
(5.5)		门窗玻璃
6	长石	
7	石英	
8	黄玉	
9	刚玉	
10	金刚石	

附录10　　化探工作中使用的含量单位

绝对质量单位

中文名称	英文名称	符　号	换算成的克数
克	gram	g	1
毫克	milligram	mg	10^{-3}
微克	microgram	μg	10^{-6}①
纳克	nanogram	ng	10^{-9}
皮克	picogram	pg	10^{-12}
飞克	femtogram	fg	10^{-15}
阿克	attogram	ag	10^{-18}

①即γ，以往使用的单位，为非标准制，现已废除。

质量分数单位

中文名称	英文名称	符　号	换算成的质量分数单位
百分之…	per cent	%，(cg/g)	10^{-2}
千分之…	per thousand	‰，(mg/g)	10^{-3}
百万分之…	part per million	μg/g①	10^{-6}
十亿分之…	part per billion	ng/g①	10^{-9}
万亿分之…	part per trillion	pg/g	10^{-12}

①目前化探中普遍使用的单位，为非标准制，本书已全部按照国际标准进行了换算。