斑岩铜矿成因探讨

目　　录

前言……

序……

第一部分　绪论……

第一章　　岩浆热液矿床理论的滞后对勘查工作的影响……

一、关于岩浆活动成岩成矿理论的反思……

二、对勘查工作的影响……

第二章　研究斑岩铜矿的重要意义……

一、概述……

二、斑岩矿床系列……

三、斑岩铜矿成矿系统……

第二部分　多宝山矿田的研究工作……

第三章　多宝山矿田概况……

第四章　地层（围岩）在成矿中的作用……

一、起到矿源层的作用……

二、起到热流体通道的作用……

三、起到“屏蔽层”的作用……

四、围岩某些成分在蚀变矿化中的作用……

第五章　多宝山矿田构造……

一、矿田构造位置……

二、北西向构造带的控制作用……

三、弧形构造带……

四、矿田构造裂隙的控矿作用……

五、铜山断层……

六、构造发展史……

第六章　岩浆活动在成矿中的作用……

一、概述……

二、岩浆岩系列特点……

三、多宝山矿田岩浆活动的特点……

四、成岩成矿的一种机制……

五、花岗闪长斑岩岩浆的侵位特点……

六、斑岩体与含铜钾化带的关系……

七、花岗闪长斑岩的形成深度……

第七章　热流体……

一、热流体特点……

二、各期岩浆活动及其伴生的主要蚀变期次的特点……

三、蚀变分带和矿化的几点说明……

四、蚀变和矿化的演化过程（仅限于多宝山矿床）……

第八章　矿田成因佐证……

一、流体包裹体……

二、稳定同位素地质……

三、几个问题的探讨……

第九章　多宝山铜矿成因模式……

一、正岩浆成因模式……

二、岩浆抽排系统模式……

三、成矿模式图……

第十章　多宝山矿田的勘查工作……

一、多宝山矿田第一阶段工作……

二、多宝山矿田第二阶段工作……

三、总结经验教训，认识逐步深化……

四、铜山矿床重要性的认识……

五、铜山断层下盘铜矿远景资源的预测……

总结……

斑岩铜矿成因探讨

在人类社会里，通过反复实践，常常可以总结出来一些理论用来指导社会实践。在自然科学领域内的众多学科中，数学和物理学可算得上是出类拔萃的，而且还出了几位卓越的科学家，如牛顿、爱因斯坦等。人类正是运用这些科学家总结出来的理论才打开了许多学科的大门。不过自然科学各个学科的内容千差万别，有的学科需要的直接佐证资料很难搜集，因而常常造成了问题的多解性，或者得出模棱两可的结论。地质学和与其有关的岩浆热液矿床的成矿理论等多属此种情况。

在引用岩浆热液矿床理论指导找矿过程中，理论的正确与否，情况会迥然不同。引用正确的理论，可以得到事半功倍的效果；若是引用了错误理论，常常造成人、钱、物的极大浪费，还要贻误许多宝贵时间。由此看来，岩浆热液矿床理论的科学总结对于矿床学的发展和矿产勘查都是十分必要的。

我国从二十世纪五十年代末到六十年代以后，十分重视地质勘查工作。对于许多重点矿区投放了大量人力物力和财力，可谓成绩沛然，硕果累累。但在岩浆热液成矿理论研究方面，开始时是搬用苏联的经验，到了七十年代以后，则主要吸取欧美等国一些新理论和新观点。对于自己取得的大量地质勘查资料，多未消化总结。地质队里许多地质人员，囿于提交报告时间紧迫，无暇考虑理论问题，而院校师生们和研究部门的学者们，也是教学研究任务繁重， 同样无暇对勘查工作中取得的大量原始数据和资料进行有目的的系统整理。

从另一方面看，半个世纪的矿床研究工作所产生的一些文章，有的是根据规范规定叙写所见到的各种情况而不涉及到理论问题；有的是把注意力投到大地构造控矿、包裹体、同位素和稀土元素等宏观和微观研究上面。常常是只根据一点事实，加上自己的心得和推理来写论文。这些论文多数是以点带面，很难运用到实际工作中来。许多有实际经验的有见地的地质人员不少情况也是在搬用矿床界几位权威的意见，而不敢越雷池一步。

当前，我国的地质找矿形势十分严峻，找露头矿的年代已经过去了。要想找到像样的大矿体，只能在科学理论指导下，才能取得有效的成果。根据我国当前情况，把典型矿床的研究工作引向深入，最好以己取得的大量原始资料为依据，根据矿区实际情况，补做一些工作，有意识地对岩浆热

液矿床成矿方面的有关问题进行科学总结。如果能上升到科学理论上去认识问题，不论对科研和找矿都会从一个新的高度去认识成矿规律，从而在找矿工作中也必然会有新的突破。

中国有句谚语叫做凡事有一利必有一弊；翻过来说，凡事有一弊也常有一利。矿床理论研究程度不高，正说明矿床理论的许多领域急待我们去开发。只要我们能够以自己的大量数据为基础，以事实为准绳，就会发现许多处女地急待我们去开垦，急待我们努力提高到科学理论的高度上去发展矿床学和打开找矿工作的新局面。

在研究岩浆热液矿床的过程中，应当选取哪类矿床做为突破口呢？

首先，必须强调，研究工作不应千篇一律，应当以自己深入研究的矿床为突破口。特别是那些很有找矿远景的矿区，必须做为重点，进行原始资料的系统总结和深入研究；并配合各种有效的找矿手段，进行综合分析和探讨。最后再用钻探进行验证。地质找矿工作要想能够取得新的突破，只能是首先在科研方面，在认识方面有新的突破。

至于作者本人，因为我多年从事斑岩铜矿的勘查和研究工作，研究重点自然而然地要放在斑岩铜矿上面。

我认为，若能深入研究斑岩铜矿，不仅能提高岩浆热液矿床的理论水平，还会有效地指导矿产勘查工作。理由如下：

一、斑岩铜矿在成因上确与岩浆热液活动有关，属于典型的岩浆热液矿床；

二、斑岩铜矿与其伴生的有益组分具有巨大的经济效益，而且这类矿床具有找矿的巨大潜力；

三、在科研方面斑岩铜矿涉及的领域非常广泛。通过斑岩铜矿的研究和与其它成因类型矿床的对比，将会对岩浆热液矿床的认识水平，得到进一步提高。

四、因为斑岩铜矿成矿带和矿区的规模巨大，矿床分布广泛，资料繁多，对其围岩、构造、岩浆活动、蚀变和矿化等的研究可以开阔眼界，可以开展全面而系统的研究工作。

五、通过斑岩铜矿岩浆系统的研究，可以对深成岩和喷出岩之间的关系，对于花岗岩类岩浆演化过程得到重要启示。

本书共分两部分：第一部分 绪论　重点谈理论的滞后对勘查工作的影响和研究斑岩铜矿的重要意义；第二部分是以作者多年工作的多宝山矿区为背景，根据多宝山矿区收集的实际材料，对于岩

浆热液矿床成因方面的几个重要问题和找矿方面的经验教训进行较系统地总结和论证。需要声明的是：因为总结的理论主要是来自多宝山矿区，局限性在所难免。尚望同行们都能根据自己从事研究的具体矿区，选择性地加以批判吸收。

第一部分　绪论

第一章　岩浆热液矿床理论的滞后对勘查工作的影响

一、关于岩浆活动成岩成矿理论的反思

地球历史，悠久漫长。地质事件，层出无穷。一个地区的地史经过诸多地质事件的相互叠加和改造后，古老面貌已不复存在，现在只能观察到当今出露的地层和岩石。

在地质观察研究中，根据露头下推，不过数百米，多则数千米。若用深钻，目前达到的深度不过万余米。再深处的地壳如何，也只能付诸推断。

在地质学内，岩浆热液演化过程可算得上是一大难题。首先，地壳深处形成的岩浆，人类是无法直接观察到的。岩浆上侵过程和就位后的演化过程同样是人类无法直接观察到的。只有岩浆喷发到地表之后，或侵入到地壳剥露出来后，才能为人类观察到。因此，人类只能利用一些间接资料来猜测、研究和模拟岩浆－热液的演化过程。

岩浆热液演化过程相当复杂，未知的因素很多。在这上面建立起来的学说和推理，缺乏坚实基础。一些学说和推理多属探讨性质，很难做出定论。只有从野外的实际情况出发，根据实际材料和有效数据，用总结出来的材料，逐步加以补充和修改，才有希望逐步完善这方面的理论。

但是，从另一方面看，不少书中却几乎把一些似是而非的成矿理论全部肯定下来。似乎是在这方面存在的问题已经基本解决了。

刚从地质勘探系毕业的学生，囿于书本知识，刚出校门时，常常踌躇满志，满以为用学到的知识可以有效地指导野外实践。但是一旦到了野外，就被许多地质现象搞得晕头转向。首先是野外遇到的岩石和矿物都不标准，且得花费一番精力去辨认。及至岩矿基本清楚了，许多理论问题就纷至

沓来，而且不少情况与书本上讲的多有偏颇，或大相径庭，或对一些至关紧要的问题，书上采取回避态度。

下面将列举岩浆－热液矿床成因理论中存在的一些问题。

1.传统说法：侵入上来的岩浆冷凝时都要有结晶分异作用。岩浆发展到晚期，剩下来的热流体在成矿的有利部位可使围岩发生蚀变和矿化。实际情况是，上侵的岩浆绝大多数是不能发生矿化的。与成矿有关的岩浆活动只占极少数。既然是占极少数，就应该研究与成矿有关的极少数岩体所具备的特殊条件，特别应该研究岩浆侵入之后到全部结晶之前的演化全过程。还应该研究岩浆喷发系统转化为侵入系统过程中都发生了那些重要事件。

2.传统说法：岩浆－热液成矿时，成矿元素随着温度不同有分带现象。中心部位是 W、Sn、Bi、Mo 矿，向外是 Cu、Pb、Zn 矿，外围是 Hg、Sb 矿。实际情况是，世界上很难见到矿床存在着这种分带。而且在同一矿床中，同一种矿物可以有几种产状和不同的形成温度。

3.传统说法：鲍温通过实验证明，玄武岩浆在冷却过程中，先结晶橄榄石，其次是辉石，再次是角闪石，再其次是黑云母。在斜长石系列中，首先是钙长石，其次是培长石，再次是拉长石，再次是中长石，再次是更长石，最后是钠长石。据此就推论出来玄武岩浆在冷却过程中，可以分异出来超基性岩浆、基性岩浆、中性岩浆和酸性岩浆等。实际情况是，上述的反映系列指的是矿物结晶的先后次序。先结晶的矿物因为岩浆粘度大，只能留在原地，不可能与岩浆分离，更不可能自行移动聚集起来。因而，在野外从来也没有见到从超基性岩浆到酸性岩浆完整的分异系列。

4.在岩浆活动导致成矿方面建立了许多学说，有些学说是建筑在岩浆自身的演化上面。但是实际情况是，成矿几乎都需要有附加条件。特别是构造环境和 H2O、矿化剂的参预。因此，只有研究这些附加条件，才有可能揭示出来成矿的真实情况。

5.岩浆热液成矿作用自然要涉及到 H2O。但对 H2O 的来源存在很大分歧。正岩浆学说学者们主张成矿热流体中的 H2O 与岩浆一起来自深源。但近些年来收集到的新资料很难支持这种观点。①流体包裹体内成矿热液所含的成矿元素浓度极低，形成一个大型或特大型矿床，常常需要几十到几百立方千米的 H2O。水量这样大单靠深源岩浆是很难提供的；②自从对流体包裹体水的 H、O 同位素分析之后，文献中多次提到了矿床中蚀变和矿化的 H2O，基本上都是天水。所谓的岩浆水大都是在岩

浆房处在高温下吸进来的天水，经过同位素交换后形成的 H20。从火山活动影片中不难看出，岩浆活动造成了岩浆房内出现负压区时，必然要有天水的进入。③每个地区生成的各种岩体，它们的岩石化学特点都较相似，说明都要受到当地岩石化学场的制约。④各个地区成矿常有其专属性，说明各个地区的成矿元素常常受到当地地球化学场的控制……。这些情况表明，成岩成矿过程中，涉及到 H20，围岩成份和成矿元素常常受到所在地区周围环境的影响。在深源岩浆的上侵过程中，或就位于地壳某一部位时，不可避免地要受到围岩物质的参混和影响。假想的岩浆在封闭条件下全靠自身发展演化成矿是不符合事实的。

6.火山喷发岩中的珍珠岩和黑曜岩等含 H20 可达 10－20%。岩浆中能够溶进这样多的 H20 只能在三千帕的压力下，亦即在地壳深度超过 10 千米时才有可能。这些天水如何能进入深达 10 千米以下的地壳？如果 H20 能够进入深部，自然可以形成含 H20 的岩浆房。

7.在成岩成矿过程中，温度和压力都很重要。但书中常常过分地强调温度，很少提到压力。实际情况是，岩石属不良导体，成矿系统的温度短时间内不会有很大变化；而压力和压力梯度对岩浆和热流体的驱动作用，导致岩浆的被动侵位、蚀变和矿化，可算得上起到了决定性作用。矿床部位的蚀变和矿化大都发生在压力释放处的低压空间内。压力和压力梯度主要受构造控制。显然，构造条件对矿床的形成是至关重要的。

8.成矿过程中一些重要问题迄今未能得到解决。如司空见惯的硫化物是在什么环境下生成的？

9.在岩浆活动过程中，如果认为岩浆中的水主要来自围岩，则围岩中的矿化剂和易溶组分必然要进入岩浆房。因而，围岩对上侵和就位的岩浆，发生成份输入和相互交换，早该用真凭实据加以阐述。同样应该研究，在岩浆－热液演化过程中围岩可能起到的重要作用。

10.围岩受到岩浆的入侵后，主要有两种情况：一是岩浆内压大，挤进围岩后就慢慢地冷凝成岩体。在侵位和冷凝的过程中，基本上不与或很少与围岩发生成份交换。另一是在张性构造条件下入侵的。岩浆内压小，靠张性构造空间的虹吸作用将岩浆一股一股地抽进张性构造带内，经过一段较长的时间，才能填满张性构造空间。张性低压构造空间既然对岩浆有虹吸作用，对围岩中的 H20 和 H20 中携带的物质也必然有虹吸作用。进入张性构造的岩浆通常压力偏低，对围岩经常保持虹吸作用。但是随着时间的推移，岩浆内压在有些地段也有大于围岩压力的时候，于是就把岩浆内的一些

成份送进围岩。在就位岩浆的冷凝过程中，由于构造活动的影响，岩浆与围岩的压力可能发生多次变换，成份的带入和带出可能发生过多次。现在见到的现象应是多次带入和带出的叠加产物。但是，这些符合事实的重要理论总结，很少被引用；反之，一些违反事实的观点却屡见不鲜。

二、对勘查工作的影响

从以上列举的成岩成矿理论看来，过去主要是强调了岩浆系统自身的演化过程，忽略了成矿过程众多地质因素有利的配合作用。下面仅举几例予以说明。

（一）按照深成岩浆自身分异成矿理论，应当是岩体越大，成矿规模越大。而实际情况是，岩浆活动和热液活动并不存在相互依存的必然性，更谈不上比例关系。

1.在大片花岗岩类岩石出露区内，花岗岩类岩石中很少见到矿化。即或有，规模也很有限；

2.绝大多数大岩体内，既无蚀变，也无矿化；

3.在同一矿田内，同年龄同成分的侵入体常有许多个，但发生矿化的却是寥寥无几，或者一个也没有。

黑龙江省古生界和中生界的侵入岩分布十分广泛。初次参加勘查工作的地质人员常常认为多期次的大规模的侵入活动应当生成许多矿床，但经过几十年的勘查工作之后，才意识到花岗岩类大岩基内基本上不含矿，即或含矿，均发生在局部捕虏体内及其周围，岩体内部含矿率极低。

是否全部花岗岩类大岩体内及其内外接触带处不易成矿呢？情况也不尽然。湖北大冶岩体内及其内外接触带遍布着许多矿床。现在的问题是，为何不同地区和矿区岩浆的含矿性会有如此巨大的差异？这些差异能否证明成矿不可能是完全靠岩浆自身系统所控制，而是除了岩浆作用之外，是否还应该有别的附加条件？

（二）安徽马鞍山铁矿的启示

安徽省马鞍山铁矿大都产于燕山期火山岩内。黑龙江省类似马鞍山的火山岩分布十分广泛，根据火山岩相似的特点，有人提议要在黑龙江省火山岩分布区普查马鞍山式铁矿。找了一段时间后，毫无成果，于是又有人建议到火山机构内去找，认为铁矿是赋存在火山机构内，但找到了火山机构之后仍无铁矿。

通过在火山活动地区找铁，又一次认识到火山活动与其中生成的铁矿二者之间同样没有必然的依存关系。这就说明了岩浆活动不论深成也好，喷出也好，单纯靠岩浆系统自身的演化或分异是不会成矿的。

（三）基性岩体下部找铁

根据重力分异作用理论，在黑龙江省某地含有浸染状磁铁矿的基性岩体内，用深钻普查岩体底部是否存在重力分异作用生成的富铁矿；结果，做了否定评价。通过这个实例，自然对重力分异成矿理论也作了否定结论。

（四）安徽大红山铁矿的启示

该矿属于大型铁矿床。矿层之上 100 米处有一层厚石膏层，二者皆产于燕山期火山岩内。对石膏层内硫同位素的测定结果，δ34S=20‰，属于海相沉积层，与下伏的三迭系内石膏层中硫的同位素完全相同。陆上火山岩内的石膏层显然是从三迭系膏盐层中经过热液活动搬运上来的。矿床下部除了三迭系外，还有强烈钠长石化的燕山期中基性岩体。火山岩内既然有热液成因的石膏层，不难设想，石膏既然可以由下伏膏盐层来提供，铁质显然是在中基性岩体受到钠化后，氯离子把其中的铁带到火山岩内形成铁矿层。

通过大红山铁矿研究之后，才认识到岩浆热液矿床的形成不仅要有岩浆活动，还要有水，矿化剂和成矿元素的加入。至于黑龙江省燕山期火山岩，因为没有附加条件，单纯靠岩浆系统自身演化和分异作用是难以成矿的。

从大红山铁矿联想到长江中下游这条很大的成矿带，铁铜矿床星罗棋布，比比皆是。为什么这条矿带的燕山期岩浆活动有如此大的神通呢？为什么一江之隔的江北大别山里燕山期岩浆活动与大兴安岭的燕山期岩浆活动又如此之贫乏？理由很简单，长江中下游这条成矿带的下部有三迭系海退地层，其中含有广泛分布的膏盐层。

第二章 研究斑岩铜矿的重要意义

一、概述

斑岩铜矿床以其巨大的经济价值和重要的学术意义一向受到人们的重视。进入二十世纪七十年代，在斑岩铜矿与板块构造的关系方面、岩浆的起源方面、蚀变和矿化的空间分布和时间演化方面、围岩对岩浆和热流体的影响以及热流体的性质等方面都取得了一些新的进展。这些都为探讨斑岩铜矿的成因奠定了坚实的基础。

通过对环太平洋成矿带一些地区的研究，许多人认为斑岩铜矿床和其同期的岩浆岩体多产于破坏了的板块边缘。板块高速率的聚合与陆缘和岛弧大规模岩浆活动的时间基本上是同时的。在有些地区内，高聚合率的时间，岩基的侵位时间与含铜斑岩体的侵位时间是相对应的。在高速率聚合时，仰冲一侧迅速隆起，使基底产生深断裂，在地壳浅部形成张性构造，使下部岩浆很快地进到浅部地壳。

在肯定成矿岩浆来自深源的同时，不少人意识到了围岩在成矿中的重要作用。Titley 和 Beane（1981）在其对环太平洋斑岩铜矿床进行总结时，不止一次地强调了围岩对蚀变和矿化的重要意义，认为成矿过程与围岩是有牵连的，而斑岩熔融体和金属具有共同来源这一假说，许多地质学家（Mitchell 和 Garson，1972，1976；Clark 等 1976）都认为尚缺乏确切的证据。

通过对具体矿床的研究，Lowell 和 Guilbert（1970，1974）确定了斑岩铜矿床的蚀变、矿化分带模式；Gustafson 与 Hunt（1975）确定了斑岩铜矿床内岩浆和热液的活动次序。Taylor 等人从稳定同位素的研究中得到了热流体来源的新见解，修正了热液和金属皆依赖岩浆房一次提供的假说。Roedder 等人对流体包裹体的研究，基本上阐明了各种热流体的性质和特征。

斑岩铜矿的许多研究领域虽然取得了较大的进展，但从另一方面来看，许多关键性的问题现在仍没有得到妥善解决。

板块构造的高聚合率虽然可以导致斑岩铜矿的生成，但二者之间并没有严格的依存关系。而一些远离海洋板块的矿床如中国德兴斑岩铜矿就更难以与板块的聚合联系起来。斑岩铜矿与其说与板块构造活动有关，不如说是两个较大的正负构造单元发生大幅度的相对运动引起的岩浆活动在特定的构造条件下演化的结果。

地层和围岩在成岩成矿过程中，虽然越来越受到人们的重视，但这一方面的报导还证明不了围岩究竟能起到多大的作用。

岩浆成矿最使人感到棘手的问题就是在同一地区内几乎是同年龄同源同成份的许多岩体，含矿性往往差异极大。或者极少数含矿，或者全部都不含矿。为什么同源同时上侵的岩浆到了地壳浅部，后天演化相差如此之悬殊？这就不能不使人怀疑，不含矿的岩浆究竟是“先天不足”呢？还是“后天失调”呢？

矿床构造裂隙既是热流体的通道，也是蚀变矿物和成矿物质沉淀的场所。但不同期次生成的裂隙系统与各期次蚀变矿物之间的关系以及构造裂隙系统的演化对成矿所起的作用还说不清楚。人们还很难做到用构造发展史的观点来贯穿整个成岩成矿过程。

热流体活动导致矿床围岩的蚀变和矿化虽然已为多数矿床学家所公认，但岩浆水的起源问题和流体流动所沿的路线仍是众说纷纭。因而，位于其中的矿化剂和金属自然也难作定论。

金属矿物的沉淀涉及到成矿条件下的温度、压力、热液的成分（金属，包括离子和络合物的浓度）、氧逸度、硫逸度和 pH 值等，以及它们的变化。但在斑岩铜矿成矿环境中，哪一个因素起主导作用，目前还不清楚。斑岩铜矿成矿过程，不少情况是属于在压力梯度很大的情况下发生的，并非实验室所假定的“平衡状态”。如爆破角砾岩筒的生成和其中形成的富矿就是矿液在压力突变的条件下发生反应沉淀的。

斑岩铜矿成因存在着许多问题，一方面是由于有些地质过程和地质条件，如岩浆的起源问题等，一时还难以提出确凿的证据，另一方面是在研究方法上，在侧重面上还存在一些有待改进的地方。主要表现在：

（1）野外地质观察与室内深入研究有脱节现象。掌握大量地质素材的野外地质人员不是限于理论水平低，就是限于综合研究时间短促，无暇仔细探讨遇到的地质问题，只好套用“流行性”的理论敷衍了事。为了套用“理论”有时不惜牺牲见到的可靠的地质现象。不少人都是在用同样的方式和方法作了大量重复工作量，而对在成矿遇到的关键问题却很少在野外找证据予以论证。

（2）未能采用构造演化观点贯穿全部成矿过程，而是对复杂的多期次的叠加改造人为地简化和歪曲。研究矿床如同研究区域地质一样，只有时间顺序搞清后，才有可能探讨控矿因素在成矿各阶段中所起的具体作用。

（3)未能把成矿作用建筑在牢固的基础地质研究上面,对于可能提供成矿主要信息的矿区地层、构造、岩浆岩和近矿、远矿围岩蚀变等，很少有人去进一步揭示它们与成矿的具体联系。矿床地质工作本应从矿体研究开始经过近矿围岩向远矿围岩、矿区和矿田逐步推开，作一些较系统的工作，不宜舍近求远。而现在的研究工作几乎是走了两个极端，小可小到同位素、流体包裹体，大可大到太平洋板块。结果，往往有些在矿区或矿田内可望解决的问题，如成岩成矿过程和物质来源等，因为缺少系统研究资料，常常多年悬而未决或推到谁也难以验证的下地壳和上地幔。

上述问题也不同程度地存在于多宝山矿田的研究工作中。不过通过多年的研究工作，我们发现多宝山矿区多次热液活动的叠加和改造，有可能成为解决问题的入门。有不少早期蚀变矿物并没有被后期热液彻底改造，从而得以保留下来，这就为多期岩浆活动和与其有关的热流体活动的分期提供了重要基础资料。因此，我们基本上可以用构造演化的观点贯穿着多宝山矿区成岩和成矿的全过程。

随着研究资料的积累，我们越来越感到，成矿作用是一个长期而复杂的过程，需要涉及到每一个控矿因素。不仅要涉及到岩浆活动和热流体的活动，也要受到地层（围岩）和构造的控制，而这些因素之间又有许多联系。因此，发生矿化，特别是形成大型矿床乃是多种地质因素有利配合的结果。

二、斑岩矿床系列

通过研究斑岩铜矿，可以发现一系列矿床与斑岩铜矿在成因上是类似的。他们的共同特点是在成因上有其相似性，而在成矿主金属方面却各不相同。这类矿床包括斑岩钼矿、斑岩锡矿和玢岩铁矿等，可能还有斑岩铅锌矿、斑岩钨矿和斑岩金矿等。

（一）斑岩钼矿：其蚀变特点和矿体赋存部位与斑岩铜矿类似。蚀变和矿化范围大小不一。大型矿床分带明显，中小型矿床辉钼矿多赋存于片理化的硅化绢云母化带内。矿石中含钼量变化很大，富者，钼品位≥0.3%。近几年来，钼价上扬，钼的可采平均品位降到 0.05%以下。

（二）斑岩锡矿：产于南美哥伦比亚。含锡斑岩体和与矿化有关的火山机构均产于含锡甚高的矿源层内。由于火山系统的作用，水和矿化剂将地层中一部分锡活化迁移到火山机构下部的斑岩体和其邻近围岩内成矿，形成了斑岩锡矿床。

（三）玢岩铁矿：以安徽马鞍山和大红山为例，在成因上与斑岩铜矿成矿颇多类似之处。也是由于岩浆活动使围岩内的水，矿化剂和金属发生活化，将铁迁移到有利于铁的沉积部位形成铁矿床。

从上述斑岩成矿系列看来，成矿过程中都要有水，矿化剂和成矿金属的加入，还要有促使其活化迁移的热源和驱动力。热源一般靠地下岩浆和热流体，驱动力除了热源外，构造活动和脉动也是重要因素。水和矿化剂大多直接和间接来自围岩，而成矿金属的来源应当具体情况具体分析，玢岩铁矿中的铁就是岩浆活动晚期形成的含铁岩体又被含矿化剂的热流体将岩体内的铁活化迁移到上面成矿的。由此是否可以设想，基性和超基性岩体内形成的矿体，其中一部分或大部分也可能是由于含矿化剂的热流体进入岩浆中将岩浆内和岩体内的成矿金属带到成矿有利部位富集成矿？否则又如何解释同样的几个岩体在成矿过程中有的成矿、有的不成矿呢？恐怕单纯靠上侵岩浆系统与外界完全隔绝仅靠自身发展演化成矿，很难阐明成矿方面的差异。通常情况下，火山喷发系统喷出大量岩浆之后，由于内能大量消耗，处于负压系统，为了使负压区的压力达到平衡，必然对围岩进行抽吸作用。围岩内的水首当其冲地被抽入岩浆房，水经过围岩时必然将易于溶解的矿化剂溶于其中，而含矿化剂的水必然与围岩内的金属化合成络离子团，被水一起带入岩浆房。岩浆房经过水、矿化剂、金属大量进入之后，就发展成为含矿的岩浆房。

由此看来，岩浆热液成矿过程显然不是单纯靠深部上侵岩浆，在封闭条件下，自身结晶分异成矿，而是众多控矿因素有利配合共同作用的结果。

三、斑岩铜矿成矿系统

如果能对斑岩成矿系统进行全面而细致的研究，有可能见到（一）花岗岩类岩体内存在着从偏中性到偏酸性的多期次的岩相带；（二）每个成矿系统内各个大型矿体和矿体群（矿带）有时矿化深度不一；（三）在斑岩铜矿成矿系统中除了斑岩型铜矿之外，还可见到它与矽卡岩型、黄铁矿型、脉状等铜矿体共生；（四）可以发现斑岩铜矿床与火山喷发系统之间成因上的联系。

（一）多期次侵入的岩相带：在加拿大吉昌岩基内，可以见到花岗岩类岩浆有多期次侵入的特点。开始时是偏中性，越往后 Na20、SiO2 含量越高，铜矿化与最后一期的酸性岩浆活动有关，岩浆

房的特点是越来越向酸性转化。从多宝山矿区研究资料可知，当未凝固的花岗闪长岩岩浆与围岩接触后，由于岩浆房是负压系统，围岩中大量 SiO2 进入岩浆房，从而在花岗闪长岩体的边缘形成了宽达四、五百米的富硅的斜长花岩带。岩浆房向酸性转化的原因是围岩向岩浆房内输入了大量 SiO2 所致。

（二）斑岩铜矿系统的矿化深度

在同一矿区内，各个大矿体或矿带的矿化深度常常受到与它有关的斑岩体所制约。由于各个斑岩体的侵位高度和规模相差悬殊，矿体与斑岩体的相对高度不同，各个大矿体或矿带的出露标高也大不相同。就以多宝山矿区内各个 大矿体（或矿带）出露的标高而论，就足已说明这种情况。

在多宝山矿床中，靠近斑岩体处山上的 1 号和 2 号矿带内的小矿体，因为紧靠斑岩体的顶部，仅仅只剩下矿体的根部。推测上面约 1000 米高的矿体已被剥掉，而与其相邻的 3 号矿带却刚刚被剥露出来，此带由地表向下延深超过 1000 米。因而，多宝山矿床的铜矿化深度，从上到下约为 2000 米。若把铜山矿床并入多宝山矿田内统一考虑，铜山Ⅱ号矿体由地表向下延深大于 2000 米。整个多宝山矿田铜矿的矿化高度由上而下应不少于 3000 米。需要说明的是，铜山矿床的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体所以能被发现，乃因铜山断层将Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体推覆上来所致。若无断层推覆，这三个矿体皆属盲目矿体。距离地表最浅的Ⅲ号矿体埋深为 400 米，距离地表最深的Ⅱ号矿体埋深可达 600—800 米。由此可见，在斑岩铜矿区内，由于各个斑岩体和铜矿体出露标高相差悬殊，即使对地表矿体已经勘查清楚，还必须注意在成矿的有利部位，运用该区矿体的赋存规律和有效的找矿手段，预测和勘查深部的盲矿体。

（三）斑岩铜矿系统中的多种矿化类型

江西城门山铜矿有两种矿化类型：外接触带为矽卡岩型铜铁矿，内接触带则为细脉浸染型铜矿。

西藏玉龙铜矿：斑岩体的上部为斑岩型铜矿，斑岩体的顶部和侧部赋存有矽卡岩型铜矿和块状硫化物铜矿。

通过不同类型矿床聚在同一矿区内的这种情况，既可以研究和对比各类矿床的形成环境，也可以举一反三，见到一种类型矿床，可以联想到勘查其它矿床类型。

（四）斑岩铜矿与火山喷发系统的关系

一般认为，斑岩铜矿在空间上常常位于火山机构与下面岩基的中间部位，时间上应晚于岩浆喷发系统，是岩浆喷发系统发展到晚期的产物。多数斑岩铜矿的围岩是火山岩。做为矿床围岩的火山岩常常含铜较高，有时可达 200ppm-300ppm（如西南太平洋潘古纳铜矿）。在有些斑岩铜矿床内，斑岩体平均含铜量甚低，只有 10-20ppm（如加勒比海沿岸的一些斑岩铜矿）。由此可以说明，斑岩体和斑岩型铜矿化虽然同属岩浆活动晚期的产物，但两者只能算是孪生关系，铜矿化强度与斑岩体的含铜量并不紧密相关，这也间接表明了岩浆房原来也并不一定是含铜高的岩浆房。它之所以能够在上面形成铜矿床应当与其接触的围岩有关，如果围岩中含有水、矿化剂和大量成矿金属，受到岩浆房的抽排作用，在成矿的有利部位，也可以形成斑岩铜矿床。

在斑岩铜矿的成矿环境方面，应当强调，岩浆房能否发展成为含矿岩浆房，其重要条件就是岩浆需要被动侵位，即侵位的空间是负压区，岩浆是被一股一股地抽上来的。正因为岩浆房具有虹吸作用，才可能把围岩中的水长期而缓慢地抽进岩浆房，如果围岩中含有矿化剂和成矿金属，就会被水溶解携带，一起进入岩浆房，从而发展成为含矿岩浆房。如果岩浆在侵位过程中和侵位之后，内压始终大于围岩压力而且本身结晶后并无剩余的热液，这就是多数主动侵位岩体的特点；岩浆冷凝之后，不具蚀变和矿化。

第二部分　多宝山矿田的研究工作

第三章　多宝山矿田概况

多宝山铜矿田（包括多宝山铜矿床、铜山铜矿床和其周围的一些铜金矿床和矿点）位于黑龙江省嫩江县北部（图 3-1 多宝山铜矿田交通位置图）。矿区南距嫩江镇 150 千米，有公路相通，距有铁路的黑宝山煤矿 16 千米；西距嫩江 25 千米，工业电网通过该区。

该矿田发现于 1958 年。从 1958 年到 1962 年属于工作的第一阶段。在此阶段内，对矿区及其周围进行了地质勘查工作，并提交了“多宝山铜矿床最终勘探报告”。其中，B+C+D 级金属铜储量 19.6 万吨，钼金属量 1.3 万吨。对于多宝山铜矿东南 4 千米处的铜山矿床做了否定评价。1972 年到

1983 年是工作的第二阶段。在此阶段内，使多宝山铜矿床金属铜储量增至 237 万吨，钼增至 8 万吨，金 73 吨，银 1000 吨。与此同时，对铜山矿床重新作了评价，求得铜储量 80 万吨，钼 6 万吨，认为铜山矿床铜等资源量应不亚于多宝山矿床。1992 年到 1993 年是工作的第三阶段，通过工作使铜山铜矿床铜储量由 80 万吨增至 90 万吨。2004 年至 2006 年是工作的第四阶段，此次工作重点是查清铜山矿床内的东西向压扭性断层和推断其下盘铜的资源量。

由多宝山矿田向东南 100 千米为新开岭隆起，隆起呈 NEE 走向，主要由前寒武系和下古生界地层组成，（图 3-2，多宝山矿田区域地质构造图）新开岭隆起以北，包括新开岭隆起属于大兴安岭褶皱系。在此褶皱系内，从下奥陶统到下石炭统基本上属于连续的海相沉积层。

从早石炭世之后，新开岭隆起及其北部开始隆起，之后从未发生过海侵。新开岭隆起以南的广大地区属于吉黑褶皱系，从早石炭世到晚二叠世仍为浅海，沉积了巨厚的海相碎屑岩、 火山岩喷发，并伴有多宝山矿区与铜矿成矿有关的花岗闪长岩浆的侵入。故多宝山矿内与成矿有关的岩浆活动在

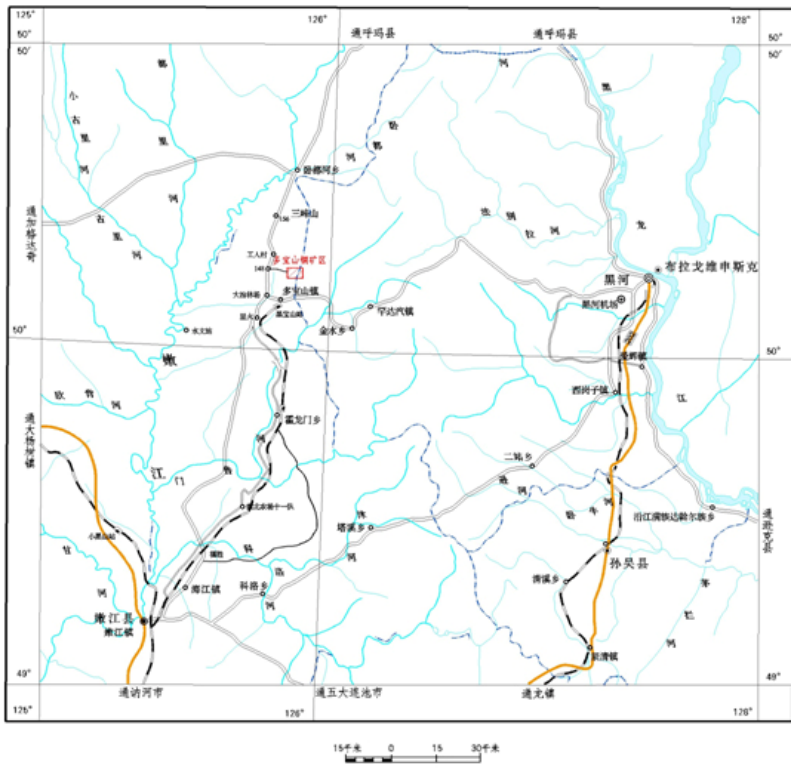


图1-1　　交 通 位 置 图

黑河 地级行政中心	单线铁路及车站	大车路 小 路	县 级 界
嫩江县 县级行政中心 国外城市	国道 国道代号	国 界	水 系
乌江乡 乡镇驻地	省级公路	省 界	机场 桥梁
大平山 厂矿、村庄、林场	县级以下公路	地 级 界	铜矿区

时间上，应当发生在两大正负构造单元之间出现大幅度升降运动的时间内，在空间上位于新增长的大陆边缘。

在大兴安岭褶皱系内，古生界地层走向多呈北东，少数呈北西。而多宝山矿区却位于一条北西向构造带内。这条构造带不仅褶皱和压性断裂呈北西走向，而且奥陶纪的次火山岩体群，晚古生代的超基性岩体群，许多矿床和矿点以及新生界玄武岩都沿此构造带分布或分布于其旁侧断裂内。

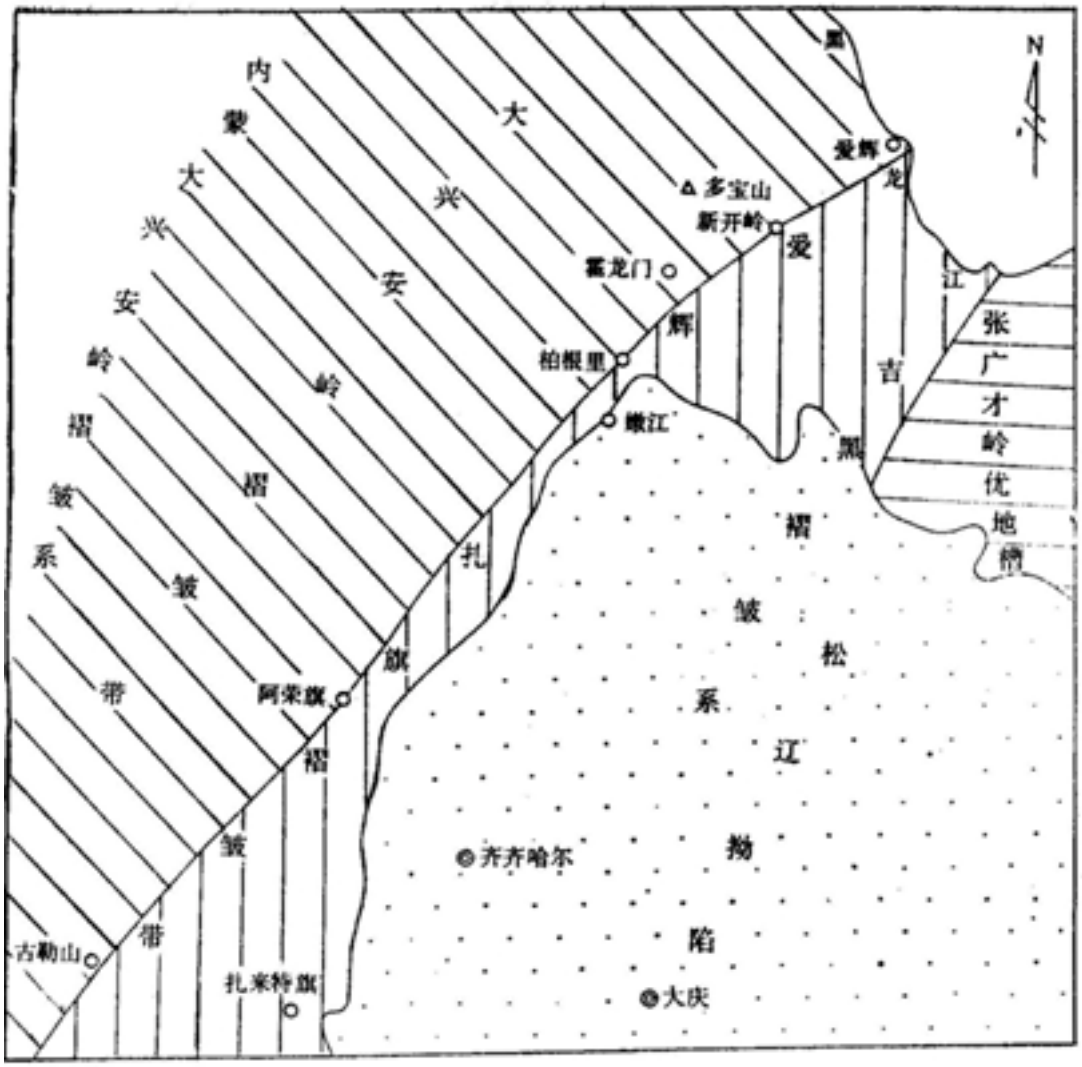


图 3-2　区域地质构造区划图

地层：在多宝山矿区及其周围出露有下奥陶统到下泥盆统的海相地层。厚度 7500 米；中泥盆统到下石炭统的海陆交互相地层，厚度 2300 米，石炭系和侏罗系的陆相火山岩和凝灰岩以及上侏罗统的煤系地层。古生界的海相地层都有丰富的化石资料，年代依据充分。

在多宝山矿田，出露的下部地层为中奥陶统铜山组（O2t）中部地层。组成岩石为青灰色中酸性凝灰熔岩和含角砾灰岩，灰绿色凝灰质粉砂岩，灰绿色凝灰质砂岩、凝灰质砂砾岩夹灰岩透镜体，

厚 400 米。铜山组上部地层由紫红色和灰色凝灰质砂砾岩、砾岩、含磁铁矿的长石砂岩、灰绿色千枚岩和钙质砂岩所组成，厚 800—1200 米。铜山组上部的砂砾岩疏松多孔，分布于矿区内者，多位于主矿体的下盘，蚀变异常强烈。该层向东南沿走向延伸十余千米，超出矿田范围。在该组未蚀变的岩石内，见有铜矿化。

中奥陶统多宝山组（O2d）地层整合地覆盖在铜山组之上，下部主要由暗绿色安山岩组成，中间夹有一些紫色、灰色凝灰质砾岩、砂砾岩、粉砂岩和钙质砂岩等组成的透镜体，偶夹薄层灰岩。多宝山组中部主要由灰绿色安山岩，中性含角砾的凝灰岩和中性凝灰岩组成，夹有灰色凝灰质砂砾岩、凝灰质砂岩和灰岩。多宝山组上部由灰色含角砾的凝灰熔岩、角砾凝灰岩、灰紫色—浅灰色英安岩、安山岩及中酸性凝灰岩组成。

多宝山组地层，是矿田出露最广的地层。多宝山主矿体的顶部均赋存于多山组下部安山岩内。主矿体下盘常与铜山组上部砂砾层相接触。铜山组和多宝山组平均含铜量分别为 80ppm 和 130ppm，向上为零星分布的上奥陶统裸河组（O21）凝灰质砂岩、生物灰岩，上奥陶统爱辉组（O31）含碳质薄层粉砂岩和下志留统黄花沟组（S1h）粉砂岩等。

构造：多宝山矿田位于一个大型背斜向北西的倾没部位，断裂构造异常发育，在多宝山矿田西侧有一条南北向扭性大断裂，北西向构造带受其拖动影响，在近大断裂 20 公里的范围内被改造成一条北西向孤形构造带。此孤形构造带为矿区奠定了基本构造格局。在弧形构造带的基础上，不仅迭加了北西西向，北北西向压扭性断裂和片理化带，还迭加了次一级的北东向、北北东向构造，以及南北向和东西向构造。因此多宝山矿区正好位于多组构造的交汇部位。（图 3-3）

侵入岩：与成矿有关的侵入岩为花岗闪长岩和花岗闪长斑岩。它们的出露面积分别是 9 平方公里和 0.17 平方公里。K—Ar 法同位素年龄分别是 292 百万年和 283 百万年。

花岗闪长岩略成弓石燕形沿北西向孤形构造带分布，长达 6 公里，向南西倾斜，倾角 60°，与花岗闪长岩呈侵入接触的花岗闪长斑岩，沿北西向构造带呈似岩墙状分布。

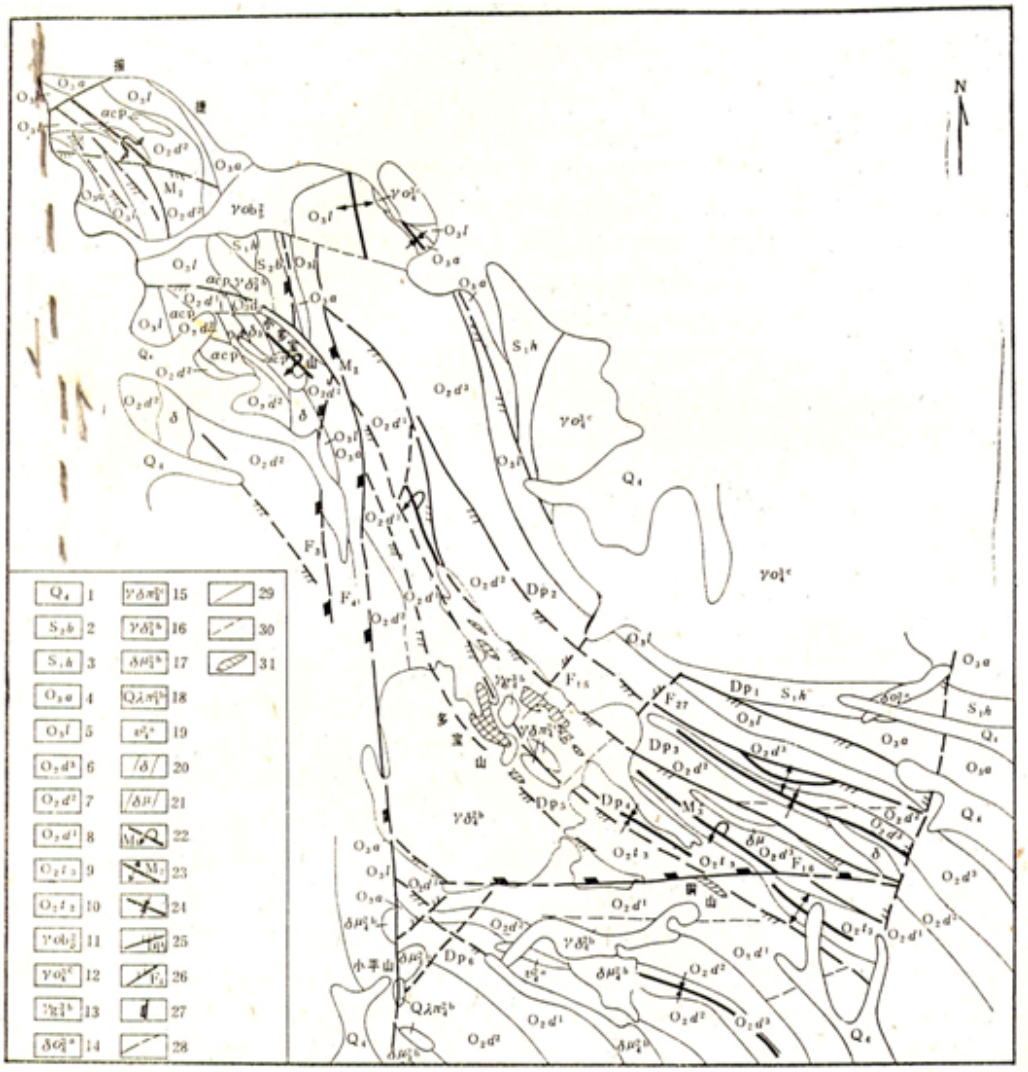


图 2-13　黑龙江省嫩江县多宝山铜矿区构造体系图

1—第四系现代河谷冲积层；2—八十里小河组；3—黄花沟组；4—爱辉组；5—裸河组；6—多宝山组三段；7—多宝山组二段；8—多宝山组一段；9—铜山组三段；10—铜山组二段；11—黑云母斜长花岗岩；12—斜长花岗岩；13—更长花岗岩；14—石英闪长岩；15—花岗闪长斑岩；16—花岗闪长岩；17—闪长玢岩；18—霏细斑岩；19—煌斑岩；20—闪长岩；21—闪长玢岩；22—倒转背斜及其编号；23—背斜轴及其编号；24—向斜轴；25—压扭性弧形断裂片理化带及编号；26—压扭性断裂及编号；27—压扭性断裂；28—实测及推测断层；29—实测地质界线；30—推测地质界线；31—矿体。

花岗闪长岩和斑岩岩浆与被它们侵入的围岩之间，接触界面犬牙交错，侵入体有许多岩枝穿入围岩内，围岩有不少悬垂体伸到岩体内，岩体内还含有晚期侵入的脉岩和许多捕虏体。在主矿体两侧发育有岩浆角砾岩，但与岩浆接触的全部围岩和围岩角砾热变质作用都较微弱，且变质程度不一。

在花岗闪长岩体内部，矿物成分很不均匀，岩体的边缘处为斜长花岗岩相带，一般宽百米到一千余米，岩体内部为花岗闪长岩相带，二者之间存在着一条宽约 500—1000 米的过渡相带，称贫钾花岗闪长岩相带。

岩体内形成不同成分的相带大致与接触带的轮廓相对应。这种吸收围岩成分形成的相带不仅表现在岩体的边缘，而且也出现在岩体内部含悬垂体的部位。岩体内斜长石的牌号多数在 10 以下，但有时也出现大于 30 者。其它矿物成分分布也不均匀。因而局部形成了多种类型岩石；如二长花岗岩、英云闪长岩、石英二长岩、石英闪长岩和石英二长闪长岩等，这些岩石类型之间均呈过渡关系。

在岩体的边缘部分多呈等粒结构，越近岩体中部（即岩浆活动中心处）岩石结构变化越大，呈似斑状结构。斑岩岩浆就是沿似斑状结构相带中心部位侵入上来，经过统计作图，结构相带的界线与成分相带的界线并不吻合，前者明显地切穿了后者。

在花岗闪长斑岩体内部，按其各个部位含斑晶种类和数量的差异，划分了三个相带：边缘相斑晶含量小于 50%，多数为酸性斜长石，其次是石英；中心相带斑晶含量大于 75%，以钾长石为主；中间者为过渡相带。由边缘相带向岩体中心，随着斑晶和钾长石数量急剧增加，逐渐过渡到中心相带。

在花岗闪长岩内矿物的平均含量：斜长石 56.8%，石英 20.4%，角闪石 9.1%，黑云母 1.7%，条纹长石 11.5%，硫化物 0.5%，副矿物有磷灰石、榍石和磁铁矿等。其平均化学成分为：Si0262.14%，Ti020.42% ， Al20315.41 ， Fe032.46% ， Fe033.12% ， Mn00.07% ， Mg02.18% ， Ca03.50% ，Na202.81%,K204.04%,P2050.23%,H202.51%。微量元素含量(ppm)Cu5.00,Mo1.10， V91.80,Ni13.20，Co11.90，Pb10.60，Zn38.30，Ag0.16，Hg0.01，As2.80，F461.00。与维氏值相比， Cu、V、Ni、Co、As、Hg、Mo 均较高。其 87Sr/86 比值变化于 0.704-0.703 之间，平均值 0.706，87Sr/86 初始比值为 0.705。

花岗闪长斑岩内浅部矿物的平均含量斜长石 52%，石英 2.5%，钾长石 13.7%，角闪石和黑云母 8%，磁铁矿 1.1%，磷灰石 0.1%。此外，副矿物尚有锆石、金红石和少量硫化物，其平均化学成分：Si0271%， Ti020.19%， Al20313.36%， Fe2030.76%,Fe02.48%， Mn00.03%， Mg00.62%， Ca02.14%，Na202.71%，K2033.38%，P2050.11%。岩石内 Si02 偏高，可能是样品中含有石英细脉造成的。其微量元素含量(ppm)Cu80，Mo4.3，Ni10，Co8.7，Mn431，Pb7.4，Zn20.5，V30.4，F376，C1317，Ag0.18，S379，As5，与维氏值相比，Cu、Mo、Ni、Co、Ag、As 等明显偏高。其 87Sr/86 比值变化于 0.705—0.709 之间，平均为 0.706，87Sr/86 的初始比值平均为 0.705。

根据花岗闪长岩和斑岩的岩石化学特点、副矿物成分、微量元素含量和 87Sr/Sr86 比值，应当属于 Chappell 和 Whipe（1974）划分的Ⅰ型花岗岩。推测二者可能起源于岛弧环境，在优地槽回返形成造山带的过程中，沿增长的大陆边缘的构造活动带发生侵位的。

关于花岗闪长岩和斑岩体的形成深度，主要是根据岩浆侵位时上覆的地层厚度确定的。因从中奥陶统多宝山组向上分布有上奥陶统、志留系、泥盆系的沉积层，总厚度≥6000 米，故岩浆的侵位深度应不少于 6000 米。

热液活动：多宝山矿田位于一条构造—岩浆活动带内，频繁的构造活动常常引起岩浆活动，在张性负压构造条件下演化而成的富 H20 岩浆在其结晶晚期伴随着构造脉动就会引起热流体的活动，形成蚀变和矿化。多宝山矿区每次岩浆活动，或多或少都会引起热流体的活动， 即便是成矿以后的少量煌斑岩的岩浆活动，在矿带附近也常常引起微弱的蚀变和矿化。但能够引起大规模流体活动的岩浆活动，在多宝山矿区主要有三次，它们可能来自同一岩浆房。它们是：⑴花岗闪长岩浆侵入之前的岩浆喷发活动；⑵花岗闪长岩岩浆活动；⑶花岗闪长斑岩岩浆活动。三次岩浆活动的特点虽然不同，但对岩浆—热流体成矿都起到了重要作用。

花岗闪长岩浆侵位之前的喷发岩浆活动伴随的热液活动，基本上发生于中奥陶统多宝山组内。矿区内青磐岩化安山岩全岩 K—Ar 法同位素年龄为 315 百万年，推测可能与中、晚石炭世火山活动伴生的热液活动有关。此期热液在广大范围内沿岩石的微裂隙缓慢向下渗流，使围岩的活动组分（包括石膏、岩盐、金属元素）发生大量迁移。根据地球化学场的资料，该期形成的第一次青磐岩化带是多宝山矿区含铜围岩的降低场。本期主要蚀变矿物有绿帘石、绿泥石、绢云母和少量碳酸盐。上述四种矿物构成了本区第一期蚀变矿物组合。

花岗闪长岩岩浆活动伴生的蚀变矿物，虽然有黑云母、钾长石、钠长石、阳起石和石英等，但分布十分局限。分布广泛的蚀变矿物主要是绿泥石、绿帘石、绢云母和碳酸盐。由它们组成的第二次青磐岩化带遍及花岗闪长岩体全部和其外接触带。此期青磐岩化是在矿区热液活动系统基本格局无明显改变的情况下，在相似的微裂隙系统条件下发生的。在花岗闪长岩体侵入接触带附近由于两次青磐岩化的迭加，青磐岩化明显增强，但其中的含铜量却进一步降低。花岗闪长岩经青磐岩化之后，含铜量也有所降低。

花岗闪长斑岩岩浆活动伴生的蚀变矿物，基本上产于斑岩及其周围的各种裂隙和微裂隙内。可分为岩浆晚期热流体活动生成的黑云母、钾长石、钠长石和石英，岩浆期后生成的绿泥石、绿帘石、绢云母、石英、碳酸盐和粘土矿物等。在这些蚀变矿物中，除了在地层内局部形成绢云母化，在斑岩内形成的硅化核和发生石英钾长石化外，其他蚀变岩石均分布在花岗闪长岩体内，形成了由各种蚀变矿物组成的蚀变花岗闪长岩。

斑岩岩浆活动与黑云母化同时发生，根据大量薄片鉴定资料对黑云母化范围恢复后，黑云母化原来的范围与现在的绢云母化带的范围基本相当。伴随着黑云母化，铜在黑云母化亚带内有明显的富集，富集处局部可以构成铜矿体。黑云母化亚带形成稍后出现了以硅化为主的钾硅化，在它对黑云母化亚带的迭加部位，铜遭到迁移贫化，但在强硅化处钼却得到了富集，有时可以构成钼矿体。

从黑云母化到硅化是斑岩岩浆房热流体的退缩过程，随着热流体的退缩，天水的进入，大致在原来的黑云母化亚带的边缘生成了第三次青磐岩化。

斑岩岩浆期后的绢云母化基本上是沿着北西向孤形构造带和北西向片理化带发生。它大致迭加在原来的黑云母化亚带上面，并对它进行了强烈的改造。

绢云母化阶段延续的时间较长，在绢云母化带内热液曾发生过多次活动。主期绢云母化是在压性构造条件下产生的。黄铁绢英岩则是在张性条件下产生的。铜富集成铜矿体则是在黄铁绢英岩化的基础上，经过多次构造脉动和热液活动，对铜等元素经过多次活化迁移富集而成的。

在绢云母化带内按绢云母化强度不同，可以分成石英绢云母化，绿泥石绢云母化和绿泥石、绿帘石、绢云母化亚带。石英绢云母化岩石片理化较发育，常常位于绢云母化带的中偏下盘。而铜的矿化则主要赋存于石英绢云母化亚带和绿泥石绢云母化亚带内。

在含铜的绢云母化带的基础上，沿南北向构造带迭加上碳酸盐化后，原来的含铜矿带可以得到进一步富集，但当碳酸盐化迭加在不含矿岩石时，除了碳酸盐化外，见不到任何矿化。

在碳酸盐化之后，矿田经常出现的张性构造环境已转变为稳定的压性构造环境。后来的（245百万年前）更长花岗岩岩浆的主动侵位是在相对封闭的条件下发生的。它除了对外接触带围岩发生同化混染和角岩化之外，未曾引起大规模流体活动。近接触带处的铜矿带遭受热变质后，铜明显地发生了贫化。

矿床的蚀变分带就是在上述的多次岩浆活动伴随的多次热液活动的相互迭加改造的情况下形成的。大致说来，花岗闪长岩岩浆之前和其期后生成的青磐岩化带形成了蚀变带的外带，与花岗闪长斑岩岩浆活动的同时和稍后的钾化带（包括硅化核、钾长石、石英化亚带和钾长石黑云母化亚带）产于斑岩体内和环绕斑岩体分布，绢云母化带呈扁环状大部分迭加在钾长石黑云母化亚带上面，小部分迭加在青磐岩化带上面，构成了蚀变带的中间环带。碳酸盐化带则呈条带状穿切了各个蚀变带。

矿带和矿体：铜矿带内铜的迁移富集是热流体多次活动的结果。黑云母化阶段形成了铜的初次富集，在黑云母化的基础上，后来的绢云母化和碳酸盐化都使铜得到进一步富集，从而形成了目前矿床内的矿体和矿带。

多宝山矿床内的矿带和矿体大体上环绕着斑岩体和钾化带分布于叠加在黑云母化带上的绢云母化带内。铜矿带和矿体产状与斑岩体的产状吻合。由于斑岩体呈似岩墙状向西南倾斜向北西侧伏，倾角约 70°-80°，矿带内诸矿体基本上也呈此产状。相对于斑岩体而言，斑岩体上盘（南西盘）比下盘（北东盘）蚀变和矿化强烈，矿区内雁行状排列的 1、2、3、4 号四个矿带，其中 3、2、4 号矿带均分布于上盘，只有 1 号矿带位于下盘。斑岩体侧伏的西北部与翘起的东南部相比，西北部比东南部蚀变和矿化强烈，1、2、3 号矿带均分布于西北部，只有 4 号带分布于东南部。

矿带是由矿体群组成的。当矿体群中间部位铜矿化强烈，相邻矿体之间分布着浸染状铜矿化时，就可以构成厚大矿体，大矿体的厚度一般 200—400 米，延深延长均大于 1000 米。在厚大矿体两侧仍分布着条带状、透镜状从属矿体，矿区的主矿带—3 号矿带即属此种情况。如果矿带内条带状矿体之间基本上无浸染状铜矿化时，就形成一些彼此隔离的条带状矿体。这些矿体的规模一般厚几米到二、三十米，延深和延长约三、五百米。如斑岩体下盘的 1 号矿带即属此种情况。2 号和 4 号矿带矿化特点基本同 1 号带，局部地段也有类似 3 号矿带者。

在多宝山矿床四个矿带中，1、2、4 号带内诸矿体均分布于花岗闪长岩内。多宝山矿床的主矿带（3 号带）和铜山矿床的Ⅰ和Ⅱ号大矿体的下部也分布于花岗闪长岩内，但其顶部和中部却赋存于安山岩内。根据统计资料，安山岩内矿化强度和规模与下面花岗闪长岩内矿化的强度和规模，大致呈正相关关系，顶部安山岩内铜矿化较好时，下面的花岗闪长岩就会赋存着规模较大的铜矿体，

这些主矿带和大矿体，除了顶部赋存于多宝山组（O2d）底部的安山岩外，下盘都分布有铜山组（O2t3）顶部的厚层砂砾岩。矿带下盘的砂砾岩层蚀变强烈。

在主矿带内，硫化物的分带特点是，在厚大矿体的中心部位，以斑铜矿为主，向外斑铜矿数量减少，黄铜矿数量居多而过渡到以黄铜矿为主，至大矿体的边缘（包括上盘、下盘）常分布一些分枝矿体，在分枝矿体附近和外侧分布有黄铁矿化带，有时在黄铁矿化带的内侧和外侧，分布有锌矿化带。

铜山铜矿床：矿床内有一条东西向压扭性断层，把矿床内Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体由南东向北西推覆上来。断层上盘的Ⅲ号矿体全被剥掉，Ⅰ号矿体剥掉一半，Ⅱ号矿体的西北部刚被剥露出来。断层上盘的Ⅰ、Ⅱ号矿体仅为矿体的顶部，其上、中、下部均位于断层下盘。因上盘的Ⅱ号矿体水平投影面积较大（长 1500 米，平均宽度 230 米），延深稳定，且宽度向下迅速增大，故其断层下盘的资源量可能相当可观。

矿区因地处寒温带，物理风化作用强烈。矿石致密坚硬，硫化物含量有限，不利于含铜水溶液的生成和渗滤。氧化带不发育，淋滤带与次生富集带基本缺失。从地表向下，氧化带只有十米到二十米，再向下常常与原生带相接。

矿石矿物：矿区的矿石类型以浸染状为主，细脉浸染状次之，在构造交叉部位和矿体的顶部有时也可见到细脉状矿石，矿石的矿物成分特点是，主要金属矿物成分简单，微量金属矿物种类繁多，石英、绢云母、绿泥石等典型脉石矿物种类较少，其它非金属矿物种类繁多。矿区已知的矿物达 74 种，其中金属矿物 36 种，非金属矿物 38 种，主要矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿和辉钼矿，其次为辉铜矿和黝铜矿。次生铜矿物有孔雀石、蓝铜矿、赤铜矿、铜蓝和辉铜矿等铜精矿中，能够综合回收利用的矿物有自然金、银金矿、自然银、辉银矿和碲银矿等。钼精矿中主要有 Re、187Os、Se 和一些铂族元素。氧化铜矿石在矿床中仅占矿石总量的 1-2%，脉石矿物以石英、绢云母、叶绿泥石、绿帘石、方解石、黑云母、钾长石、钠长石为主，其次是水黑云母、透辉石、铁白云石、透闪石、阳起石、高岭石，硬石膏、蒙脱石、沸石、绿泥石、白云母、红柱石、伊利石、矽线石、石膏和石榴石等。

矿石中有用组分以铜为主，伴生有益组分有钼、金、银、铼、硒、锇、铂、钯、铱等。金和银多呈独立矿物存在，与硫化物紧密共生。通过硫化物单矿物分析，斑铜矿内含金、银较多，其他硫化物如黄铜矿、辉钼矿内也含有一定数量。通过矿石加工技术试验，铼与锇多富集在钼精矿内，99%以上的锇均为锇 187。其他伴生有益组分可以在铜精矿和钼精矿中顺便回收。

第四章　　地层（围岩）在成矿中的作用

在多宝山矿区，矿床围岩除了花岗闪长岩和花岗闪长斑岩外，还有中奥陶统多宝山组一段（O2d1）和铜山组三段（O2t3）岩石。与花岗闪长岩接触的围岩除了多宝山组和铜山组外，还有上奥陶统裸河组中性和中酸性喷出岩、凝灰岩，瑷辉组含碳质的粉砂岩和下志留统黄花沟组的粉砂岩等。从奥陶系普遍含有长石砂岩夹层，中奥陶统铜山组上部和多宝山组下部紫色砂砾层中含有花岗岩砾石，具交错层，砂砾岩中常夹有含磁铁矿重矿物条带等情况看来，矿体周围的地层应为浅海和滨海相沉积。

关于地层（围岩）在斑岩铜矿成矿中的作用问题，通过在多宝山矿区工作，我们发现：

（1）在多宝山组（O2d）地层分布区容易发生铜矿化。从多宝山矿田内矿床和矿点的统计资料看，铜矿体和铜矿化除了产于花岗闪长岩以外，几乎都赋存于多宝山组地层内。

（2）含矿岩体均与多宝山组接触：在多宝山矿区，与铜矿化有关的花岗闪长岩体，其中铜矿化强度往往因接触的地层不同而异。当它与多宝山组地层接触时，往往多少总有点矿化，有时可以构成矿体。但如和非多宝山组地层接触时，接触带附近不但没有铜矿化，有时连蚀变也没有。明显的例子是小多宝山花岗闪长岩岩体。该岩体的东南部分与多宝山组接触，外接触带处构成小型铜矿体，其西北部与下、中志留统和上奥陶统地层接触处既无蚀变，也无矿化（见图 4-1）。

（3）大型铜矿体的顶部都赋存于多宝山组底部（第一岩性段）层位内。多宝山矿区范围内 3 个大矿体的顶部均无例外地分布在多宝山组一段的安山岩内，矿体下盘均与铜山组上部的凝灰沉积层相接触。反之，如果矿化带的顶部不是多宝山组一段地层，只能形成一些铜矿化和小矿体。典型的例子是多宝山南沟蚀变矿化带。在那里尽管各种地质因素都十分有利（有多宝山组地层、斑岩体、

交叉构造、蚀变、铜矿化和物化探异常），仅仅因为缺少多宝山组一段和铜山组上部层位，因此未能形成工业铜矿体。

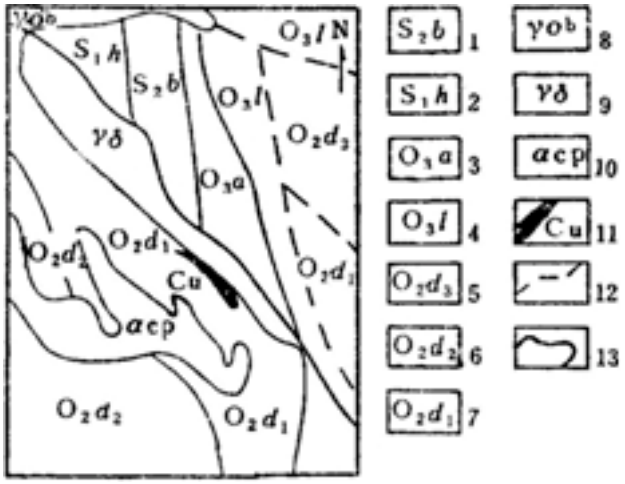


图 4-1　小多宝山花岗闪长岩体两侧地质图

1－中志留统八十里小河组；2－下志留统黄花沟组；3－上奥陶统瑷辉组；4－上奥陶统裸河组；5－中奥陶统多宝山组第三段；6－中奥陶统多宝山组第二段；7－中奥陶统多宝山组第一段；8－黑云母斜长花岗岩；9－花岗闪长岩；10－次安山岩；11－铜矿体；12－断层线；13－地质界线

通过地球化学场的研究，我们发现：

（1）多宝山组分布区水化学样含铜较高。根据 1975 年黑龙江省物探队水化学分队 1：50 万比例尺水化学取样结果，在多宝山组分布范围内，分散流样品的分析结果许多样品含铜量≥100ppm，可以圈出铜的地球化学区。而其他地层和岩石的分布范围，分散流样品含铜一般在 50ppm 以下。

（2）多宝山组地层含铜普遍较高。在矿区外围，对未蚀变的多宝山组地层取原岩样品作定量分析后，发现多宝山组地层含铜量普遍较高，平均含铜 130ppm。而与成矿有关的花岗闪长岩和花岗闪长斑岩其平均含铜量分别为 50ppm 和 80ppm。多宝山组明显高于花岗闪长岩和花岗闪长斑岩的含铜量。

（3）矿区内青盘岩化的多宝山组地层出现铜的降低场

对多宝山矿区全部地表工程的原岩和部分钻孔岩心共取半定量分析样品 5000 个，定量分析检查样品 312 个，经对半定量样品检查后，半定量分析精度符合规范要求。对分析样品综合整理后，发

现矿区内多宝山组地层经青磐岩化后，普遍含铜偏低，平均值只有 58ppm。根据降低场的面积和下延一定的深度进行估算，从多宝山矿区降低场中带走的铜达到上亿吨。

（4）在降低场内，最低的降低部位是靠近铜矿体只有三、五处，其含铜量最低处只有几个到十几个 PPm。

表明进入负压岩浆房的 H2O，曾经多次流经此地。而矿体所在部位，既是接受岩浆房的大量矿液部位，也曾经是围岩 H2O 进入负压岩浆房的主要通道。

根据以上这些直观资料的总结，使我们渐渐认识到地层（围岩）在成矿过程中至少可能起到如下几点作用。

一、起到矿源层的作用

关于斑岩铜矿围岩可能起到矿源层的作用，本书作者于 1977 年、1980 年和 1981 年，在全国斑岩铜矿会议，第三届全国矿床会议和第一届全国区域成矿会议上，曾多次提到地层在斑岩铜矿成矿中的重要作用。与此同时，德兴铜矿朱训等人，地质科学院矿床所季克俭等人从各自的研究领域出发，也提出了围岩铜的迁出和在矿床内的富集成矿问题。他们认为，围岩中的铜是由天水直接带进矿床内形成矿床。本书作者则认为，钾化期的水既系岩浆来源，斑岩铜矿中的铜在钾化期应当来自岩浆房。如果围岩的铜能够做为矿源，这些矿质应当首先进入岩浆房。亦即通过先抽后排才形成了含铜钾化带。因此，作者在论证多宝山矿床围岩若为矿床提供矿质时，需要首先讨论和解决下面几个问题。

（1）青磐岩化期的 H2O 能否萃取围岩中的铜；（2）青磐岩化期水溶液是否向下渗流进入岩浆房；（3）进入岩浆房的时间是否在含铜钾化期流体活动之前。

关于青磐岩化期的水从围岩中萃取铜的问题：我们认为，青磐岩化期的水应当是层火山岩区向下渗流的 fO2 较高的 PH 值较低的天水，它们对围岩内铜等金属具有较强的萃取能力。青磐岩化期蚀变矿物流体包裹体提供的数据和化学分析资料表明，青磐岩化岩石在蚀变岩石中，FeO3/FeO 比值最高、温度低、含盐度很低，水的氢氧同位素接近天水。通过对矿区多宝山组安山岩作萃取铜的成矿

实验表明：即使在偏碱性条件下，只要溶液的 f02 较高，也会从安山岩内萃取铜。而矿区大量的定性和定量分析结果也充分肯定了青磐岩化带确是一个铜的降低场。

多宝山矿区早期青磐化期的水向下渗流的深度问题，根据多宝山青磐岩化带向下延伸深度（约有 10 千米）确定的，青磐岩化带是环绕着花岗闪长岩浆房分布，表明在花岗闪长岩岩浆房及其周围存在着一个负压区（见六章三（一））；因而将天水和其中的可溶组分抽到下面较深的部位。

关于水向下渗流的时间问题，亦即青磐岩生成的时间问题。根据蚀变矿物组合和世代的研究，多宝山矿区青磐岩化期流体的活动时间有三次。第一次是发生在花岗闪长岩岩浆未结晶之前，大约在花岗闪长岩岩浆对应的同期喷发岩浆活动之后，由于喷发活动对岩浆房的抽空引起了对围岩的抽吸而产生的。这期青磐岩化是规模最大的一次。主要证据是找到了矿体中安山岩捕虏体的平均含铜量只有 60ppm，说明安山岩未被捕虏之前其中一半以上的铜已在早期青磐岩化时被带走；其次是找到了花岗闪长岩岩浆晚期生成的黑云母穿切和交代了安山岩早期生成的绿帘石和绿泥石。第二期是发生在花岗闪长岩岩浆结晶之后，花岗闪长斑岩岩浆侵位之前，第三期是花岗闪长斑岩岩浆侵入之后，钾化期热流体退缩时生成的青磐岩化。三期青磐岩化的特点都体现了岩浆房和冷凝的岩体附近长期存在着负压区，对围岩中的水进行了长期的抽吸作用，抽吸的范围很大，水的活动数量也很大。在天水进入岩浆房（和刚冷凝的岩体顶部）的过程中，就将水中溶解的围岩内的 CI、F、Na、K、Si、S 和 Cu 等金属一起带入岩浆房（和刚冷凝的岩体的上部），使岩浆房具有成矿的潜力。

二、起到热流体通道的作用

在铜山组的上部和多宝山组下部，有一个厚大的紫色和灰色相间的凝灰沉积层，组成岩石主要是凝灰砂砾岩、砂岩、细砂岩和沉积灰岩等，在 1：5 万地质图上的分布范围，长度十余千米，一般宽度 800 米，在铜山和多宝山矿床之间，其最大出露宽度为 1200 米，延到多宝山主矿带西北部发生尖灭。这些紫色和灰色凝灰沉积岩在多宝山组一段内多呈透镜状产出，一般规模较小。它们都是在安山岩喷发间断时，火山岩受到风化、分解和剥蚀，连同陆缘碎屑快速堆积而成。铜山组上部凝灰质沉积层的特点是：①空隙大，渗透率很高；②（Fe203/FeO）的比值常常很高，且高低变化频繁；

③蚀变强度很大，具有明显的黑云母化和强烈的绢云母化，但侵入它的下伏花岗闪长岩常常蚀变微弱，只具中－弱青磐岩化；④在矿区外围该层出露的某些地段具有铜矿化，但矿化岩石并无蚀变现象；⑤分布于矿区内几个大矿体的下盘；⑥在矿区内虽然蚀变强烈，但其中并不含硫化物，硫化物几乎都分布于其上盘。从其蚀变矿物组合看来，在黑云母化期和绢云母化期都有大量热流体通过它，但很少通过与它相接的下伏的花岗闪长岩。在几次热流体的活动中，它显然是热流体的主干通道。与其相联系的水体范围远远超过了矿区的蚀变范围。通过这些透水层，可以很容易地使凝灰沉积岩内和与其相邻的围岩内的水、矿化剂和成矿元素发生迁移和聚集。

三、起到“屏蔽层”的作用

花岗闪长岩和被它侵入的多宝山组安山岩之间常常是构造的虚脱部位，且二者在物理性质上对地应力的反应也不相同。当发生构造活动时，花岗闪长岩发生明显的碎裂和片理化，而它上面的安山岩因具有韧性，只在外接触带不太大的范围内造成裂隙带，由接触带向上密集的裂隙带很快递减到稀疏的裂隙，热流体很难通过。因此矿体顶部的安山岩在成矿中就构成了热液的“屏蔽层”，使铜矿体主要赋存在安山岩下面易碎裂的花岗闪长岩内。多宝山矿区内几个大矿体都体现了这种特点。

四、围岩某些成分在蚀变矿化中的作用

围岩某些成分对于形成蚀变矿物组合，往往有明显的控制作用。在多宝山矿区同一个蚀变带内，条件基本相似，但其中的安山岩经蚀变后多数发生青盘岩化，花岗闪长岩常常蚀变成绿泥石化绢云母花岗闪长岩，而长石砂岩和砂砾岩则蚀变成石英绢云母岩。

在多宝山矿区周围，有时可以见到含碳质的地层。而在含铜的花岗闪长岩体内，发现其中含有一定数量的有机炭。矿体内含碳量约为 0.01%。另外在方解石的包裹体内含有碳的微粒。流体包裹体的成分分析，也发现其中含有 C、CO、CO2 和 CH4 等。蚀变的花岗闪长岩内的碳无疑是由热流体带进来的。这些与硫化物紧密共生的碳和碳的化合物在硫化物成矿中可能充当还原剂的作用。

此外，某些紫色层中是否含有膏盐层，亦需进一步研究和探讨。

Titley 和 Beane（1981）指出：“从斑岩铜矿床的特点看来，它受就近环境的影响，比它出身的影响要大得多”。又说：“斑岩铜矿的每一项研究和野外事实都表现了成矿作用与围岩是有牵连的”

第五章　多宝山矿田构造

一、矿田构造位置

多宝山矿田位于古亚洲地槽东部，中国北部成矿域多宝山—阿尔山斑岩铜矿成矿带上。(图 5-1)。

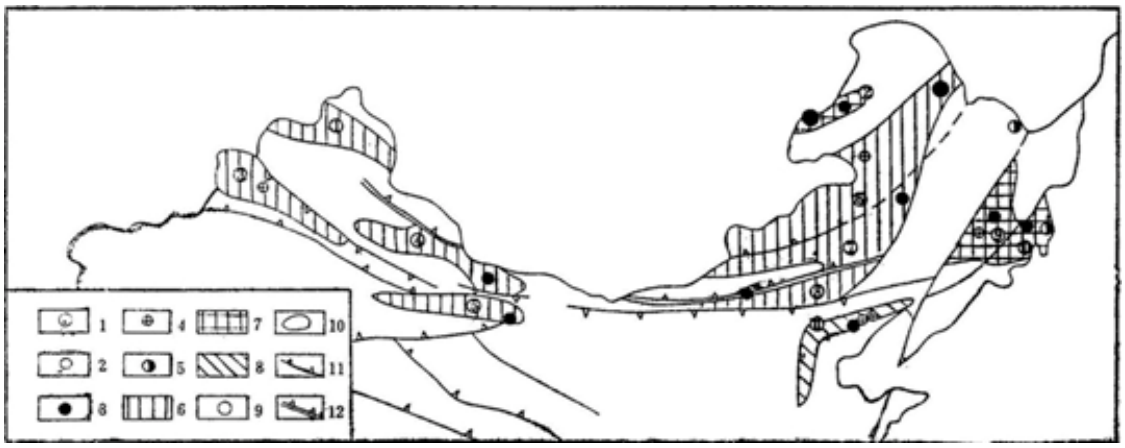


图 5-1　中国北部成矿域斑岩铜（钼）矿空间分布示意图

1－大型；2－中小型；3－Cu；4－Mo；5－Cu、Au；6－华力西为主成矿期；7－华力西到燕山期成矿期；8－燕山为主成矿期；9－成矿带编号；10－矿带边界线；11－板块俯冲带；12－板块缝合线。①－额尔齐斯河斑岩铜矿成矿带；②－海拉尔－根河斑岩铜（钼）矿成矿带；③－北天山斑岩铜（钼）矿成矿带；④－北山斑岩铜矿成矿矿带；⑤－祁连走廊斑岩铜、多金属矿成矿带；⑥－多宝山－阿尔山斑岩铜（钼）矿成矿带；⑦－南大兴安岭东缘斑岩铜（钼）矿成矿带；⑧－多伦－赤峰斑岩铜钼矿成矿带；⑨－小兴安岭－张广才岭斑岩钼金铜矿成矿带；⑩－延边斑岩铜金矿成矿带；　○11－燕山斑岩钼铜矿成矿带；（据芮宗瑶等 1982 年资料改绘）

在内蒙－大兴安岭褶皱系内，由北向南前古生界地层零星分布于倭勒根河、中腰站和新开岭隆起等地。在中腰站至新开岭隆起之间，古生界最老的地层始自下奥陶统，上覆的为中上奥陶统、志留系、泥盆系和下石炭统地层。新开岭隆起以南为吉黑褶皱系，古生界主要是石炭系和二叠系浅海

相地层。从古生界地层分布看来，在古生代，沿西伯利亚陆台南缘，增长的大陆具有往复式向南推移的趋势。

在内蒙－大兴安岭褶皱系的东部，从下奥陶统到中泥盆统均为海相地层，从上泥盆统到下石炭统为海陆交互相，早石炭世之后，新开岭隆起以北，包括内蒙－大兴安岭褶皱系，普遍上升为陆地；之后基本上为稳定的上升区。与此同时，新开岭隆起以南，吉黑褶皱系则为沉降的海盆。新开岭隆起以北（包括新开岭隆起）和以南两大构造单元之间，从晚石炭世到早二叠世发生了大幅度的升降运动。就在新开岭北部上升为陆地的中晚石炭世期间，在新生成的大陆边缘有石炭纪中性和中酸性火山岩的喷发，与此同时或稍后又有与斑岩铜矿成矿有关的花岗闪长岩浆的侵入。因此，与成矿有关的花岗闪长岩岩浆活动，在时间上应在两大正负构造单元发生相对升降运动的时间内。在空间上应位于新增长的大陆边缘。

新生成的陆缘容易生成岩浆热液矿床，不仅是由于正负构造单元发生相对运动使边缘隆起部位的老构造复活，易于生成深断裂和各种不同性质的断裂为岩浆活动提供通道，而且在一些海退生成的胶结较差的层位内，含水性和渗透率都比较高，而且常常富含某些金属和膏盐层。这些沉积层将为岩浆热液成矿直接和间接地提供大量水、矿化剂和某些成矿金属。

二、北西向构造带的控制作用

多宝山－裸河北西向构造带已知长度超过 100 公里。（图 5-2）带内的早奥陶世酸性喷出岩，中奥陶世中基性、中性、中酸性喷出岩，晚奥陶世中性、中酸性和酸性喷出岩，奥陶纪次火山岩体，石炭纪中性和中酸性喷出岩及花岗闪长岩和斑岩体，华力西晚期超基性岩、燕山期喷出岩及花岗岩和第四纪碱性玄武岩均分布于此构造带及其侧部次一级断裂带内。北西向构造带不仅控制了从奥陶纪到第四纪的岩浆活动，也控制了沉积建造类型。它是一条长期发展的具有继承性活动的构造岩浆活动带。

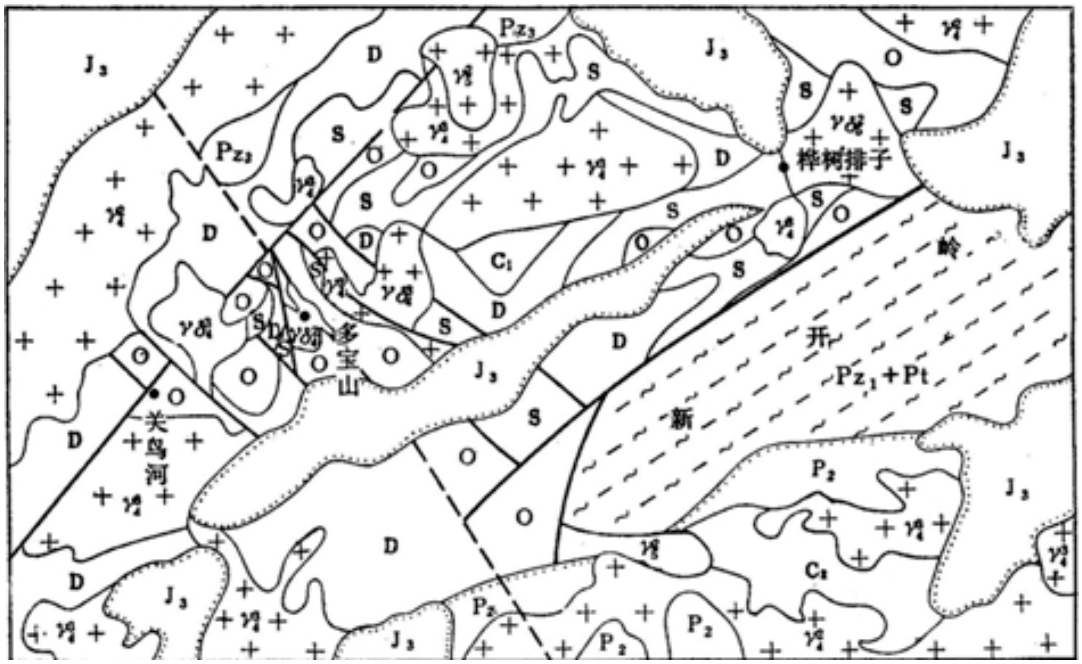


图 5-2　多宝山矿田区域地质构造图

J3－上侏罗统；P2－上二迭统；C2－中石炭统；D－泥盆系；S－志留系；O－奥陶系；Pt+Pz1－元古界和下古生界（合并未分）；γ25－燕山期花岗岩；γδ25－燕山期花岗闪长岩；γ34－华力西晚期花岗岩；γδ34－华力西晚期花岗闪长岩；γ24－华力西中期花岗岩；γδ24－华力西中期花岗闪长岩；/－断层和断裂；\－深断裂带

带内的喷出岩以中奥陶世特别是多宝山组出露宽度为最大、中奥陶统地层最大出露宽度达 20 千米。华力西中期花岗闪长岩岩浆基本上沿中奥陶世火山岩最宽处的中心部位侵入上来。中奥陶世火山机构虽已剥蚀殆尽，但从花岗闪长岩的侵入部位看来，颇似沿中奥陶世喷发中心侵入上来的。

在黑龙江北部，在内蒙－大兴安岭褶皱系和吉黑褶皱系内，褶皱和压性断裂绝大多数呈北东走向，北西向构造比较少见。多宝山矿区却位于与北东走向呈直交的北西向构造带内。这条构造带虽然具有北西向片理化带和北西向复式倒转背斜，体现了压性构造的特点，但从花岗闪长岩、花岗闪长斑岩的被动侵位和钾化期，绢云母化晚期充填脉的特点看来，它常常转换为张性构造带，而且这种转化是多次的。它与北东向构造带的区别是压性和张性构造活动常常交替进行，并不是以稳定的压性构造为主，而是经常由原来的压性构造带转化为张性构造岩浆活动带。

在这条经常转化为张性的构造带内，有利于岩石的碎裂和岩浆的被动侵位，有利于形成含水岩浆房和热流体的多次聚集和流动。

三、弧形构造带

（一）弧形构造带的成因

大、小兴安岭在古生代期间，其应力场如（图 5-3）所示。

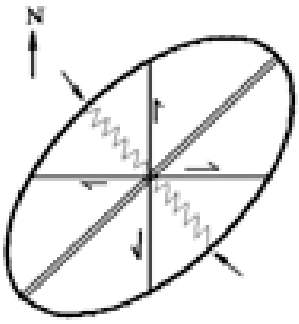


图 5-3

压应力以北西、南东向为主。形成了北东方向受压，北西方向张开；并形成了南北向和东西向两组剪应力。

多宝山矿区最大的特点是矿区西边南北向剪应力特别强烈，形成了一条断距巨大的扭性断裂。断裂西侧由北向南移动，断裂东侧的多宝山矿田受此扭性大断裂的拖动，形成了一条弧形构造带。弧形构造带的北端，始自报捷矿点，向东南至铜山东部，全长 18 千米。

（二）弧形构造带的控制作用

弧形构造带有两个转弯部位，一处是多宝山矿床 66 线附近，另一处是铜山铜矿床 1156 线附近。在其两个转弯处分别形成了多宝山矿区 3 号矿带内的Ⅹ号大型矿体和铜山矿床Ⅱ号特大型矿体。此外，沿北西向弧形构造带形成了多处雁行右列的片理化带。为矿田的蚀变和矿化提供了矿液通道和成矿场所。（图 5-4）。

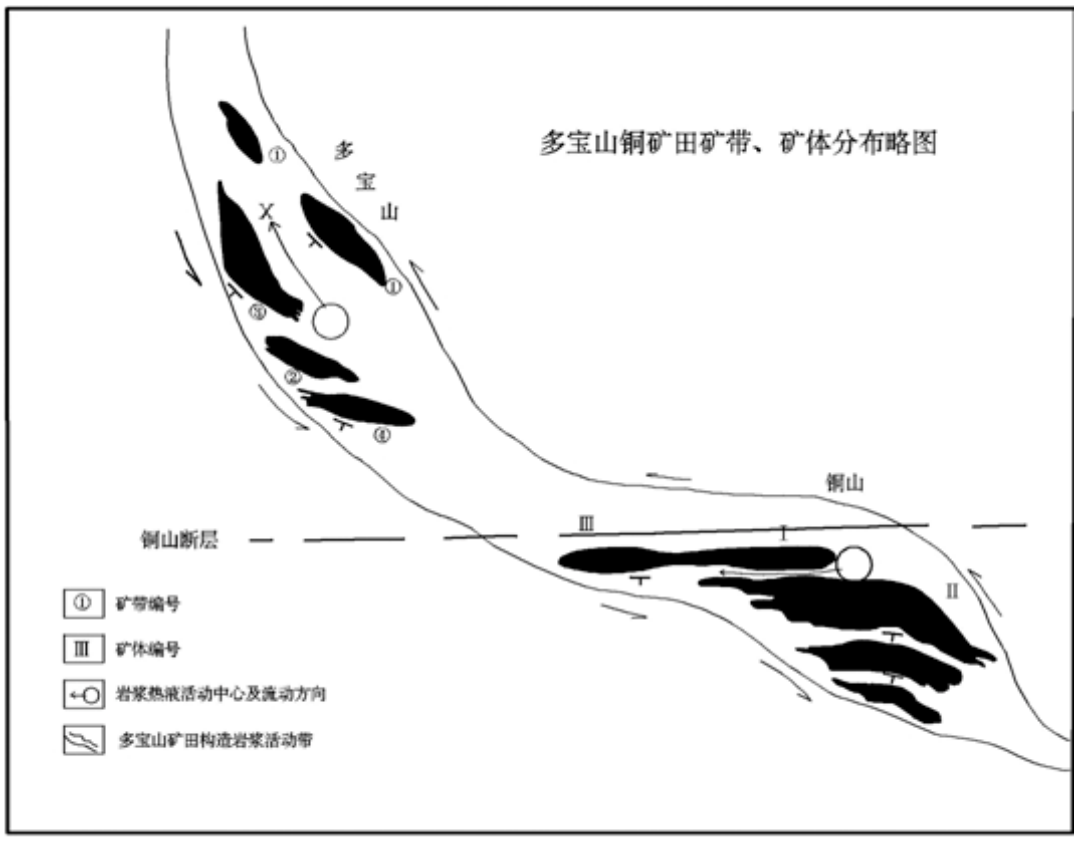


图 5-4

在图 5-4 内，可以见到多宝山矿床和铜山矿床均位于一条弧形构造岩浆活动带内，而岩浆热液活动中心是弧形构造带两个转弯地段的花岗闪长斑岩岩体处。两处斑岩体具有相似的特点：①均呈岩墙状、沿北西向弧形构造带分布，向北西侧伏，东南部翘起；②倾向南西，几个主矿体均位于斑岩体的西北部和东南侧；③矿田内全部矿体均呈雁行右列；④弧形构造岩浆带以外的地区很难形成像样矿体。

（三）弧形构造带应力场的分析

多宝山矿区弧形构造带是受南北向扭性大断裂拖引而成的。属于北东向构造派生的低序次构造，为北东向构造的组成部分。

根据弹性力学计算和应力场的模拟试验，在多宝山弧形构造带转弯处，亦即曲率最大地段，是应力的高值区，伴随应力的积累和集中，能量增高，压强和温度上升，就会导致该地段成矿元素的

活化。当应力集中到一定程度时，岩石破碎，应力释放后，就形成了应变的高值区，造成应力降。在压力梯度的影响下，热流体就会汇集于这个局部负压区。

北西向弧形构造带既然位于北东向应力场内，自然要受北东向应力场的影响。当北东向大断裂晚期形成的次级构造穿切北西向弧形构造带时，由于北东向的压扭，与其伴生的张性断裂就迁就利用了北西向构造，使北西向压扭性构造转化为张性断裂。北西向断裂的张开，造成了局部真空，对岩浆和热流体就要产生抽吸作用。如果北东向构造多次活动，就会导致北西向构造多次张开，抽吸作用就会发生多次。多宝山矿区的两次岩浆被动侵位和多次热流体活动就是在这种情况下发生的。

多宝山矿床的斑岩体和主矿带不仅位于弧形构造带的转弯部位，而且位于北西向和北东向构造的交叉部位，且位于岩浆热液活动中心附近。频繁的构造活动或脉动，导致了大量热流体的多次活动，迁移活化的金属多次大量聚集，就形成了规模较大的主矿带。

在弧形构造带范围内，沿弧形构造带，伴生着雁行右列的片理化带，构成了一些次要的矿带或矿体群。在这些矿带内，除了北西向和北东向构造交叉外，还有北北东向和北西西向构造的交叉，以及南北向与其它方向构造的交汇，这些地段都是应力集中部位和应变较大部位，容易造成应力变化和出现负压地段。这些有利于热流体活动和汇集的场所，都容易形成铜矿化。

四、矿田构造裂隙的控矿作用

多宝山矿区岩浆热液系统是在一个巨大而复杂的构造系统的基础上发展起来的，岩浆活动的多阶段性及多次热流体的聚集和迁移都与这个特定条件下生成的构造系统的演化是分不开的。

矿床构造虽然极其复杂，按其成因，仍可大致分为两类。第一类主要与岩浆活动有关，第二类则与区域构造作用有关。在第一类中仅对花岗闪长斑岩岩浆活动生成的裂隙进行探讨。

（一）与斑岩岩浆活动有关的构造断裂和裂隙

花岗闪长斑岩岩浆是沿张性构造通道被动侵位的。斑岩体的某些部位发生了强烈碎裂，环绕着强碎裂的斑岩部分向外形成了张性构造裂隙系统。

环绕着斑岩体生成的张性构造系统由斑岩体的碎裂部位向外，张性构造裂隙依次递减。可以从两方面得到证明。

1.根据热液脉的统计资料

在斑岩体及其周围，张性构造裂隙几乎都被钾化期高温石英脉充填。钾化期之后形成的各种热液充填脉，一般都比较细小，在热液脉中所占的比例不大。经过对矿床各个部位热液脉的统计结果，在斑岩体石英核处，石英脉体所占的体积百分比＞40%，向外到钾硅化带递减到 10－20%，至绢云母化带（基本上是原来的钾长石黑云母化亚带的范围），递减到 7%，到青磐岩化带为 2－5%。这些统计资料表明，尽管在黑云母化分布范围的基础上，以后发生了钾长石化、硅化、石英－绢云母化和碳酸盐化并相应地形成各种各样的脉体，目前矿体赋存的绢云母化带也遭受到几次片理化和多次构造的叠加，但全部热液脉充填的构造空间，从碎裂斑岩体向外却呈有规律的递减。明显地环绕着斑岩岩浆侵位的构造通道分布而受此构造系统所控制。

2.流体包裹体爆裂脉冲频数提供的数据

在多宝山矿床地表共取爆裂样品 1500 件。经对样品包裹体作爆破脉冲频数测定后，脉冲频数与热液石英的体积略呈现出正比关系。在石英核处，试样的平均脉冲数为 11540 次/克；石英钾长石化亚带的试样平均为 8670 次/克；钾长石黑云母化亚带的试样为 6110 次/克；石英绢云母化亚带的试样 4800 次/克；青盘岩化带的试样为 2280 次/克。根据矿床地表岩石频数分布情况，表明从碎裂斑岩体向外或向周围的蚀变岩石，脉冲数呈有规律地递减。

（二）受区域构造控制的断裂和裂隙

如果说斑岩岩浆构造系统是一个方向性不明显的张性构造系统，则区域构造生成的各个构造组，明显地受定向构造控制，这些构造组包括北西向构造带，北西向弧形构造带，北西西向构造带、北东向和北北东向构造带，南北向构造带和东西向构造带。它们主要表现在：①每组构造常有自己的

配套构造；②晚期构造对早期构造有继承作用，特别是在矿床范围内继承性构造表现得异常突出，而且随着深度的增大，区域构造控制作用越来越强，对矿床内的铜矿体明显地起到控制作用。

区域性构造与岩浆侵位生成的构造两者之间是互相影响的。有利的区域构造条件，赋予了含矿岩浆的侵位环境，而岩浆侵位之后又对矿床构造给予了较大的影响。

（三）蚀变和矿化的构造裂隙特点

1.张性构造的控矿作用

从区域构造控岩控矿到具体的控矿构造裂隙往往都发生在张性构造活动的时间内。

从区域构造着眼，多宝山矿区所处的隆起的边缘和盆地的边缘都容易出现张性构造，位于区域性北东向构造挤压带内的北西向构造，也容易出现张性构造。

在多宝山矿区范围内，弧形构造带是矿区西部南北向大断裂的派生构造，当南北向大断裂发生活动时，一方面使弧形构造带的断裂和片理发生压扭，另一方面叠加在北西向构造带上的北东向次一级构造也要活动，由于北东向构造的压扭，也会使北西向构造张开。沿着构造的张开部位，容易导致岩浆和热液活动。

与成矿有关的花岗闪长斑岩岩浆是沿着张开的北西向构造通道被动侵位的。含水岩浆结晶晚期，熔融体压力逐渐增高，最终导致通道附近围岩的碎裂。另外，这种含水较多的斑岩岩浆，由于填不满张性构造空间，因而当发生构造脉动时，在斑岩体及其周围反应最为灵敏，最容易出现碎裂和角砾岩，这就为以后的岩浆活动和热液活动提供了有利的构造环境。

从多宝山矿床看来，斑岩铜矿的张性构造很可能是由火山机构继承而来，但在赋存矿体的具体部位，有些含矿的张性构造往往是从扭性和压性构造转化而来。特别是北西向与北东向，或北西西向与北北东向构造发生交叉时，或它们与南北向构造发生交汇时，由于相互交叉的两组构造，发生交替活动，构造裂隙也会多次在交叉部位处张开，导致热流体的多次活动，从而形成了较厚大的铜矿体。

2.各期热流体的构造通道

各期热流体所沿袭的构造裂隙的性质和分布范围是不同的。矿床外围由多次流体活动形成的青

盘岩化带，发生于花岗闪长岩岩浆结晶之前，热液是通过微裂隙进行渗流的。与花岗闪长斑岩岩浆伴生的钾化期流体基本上是环绕着岩浆侵位的张性通道进行流动，随着岩浆房晶出的斑晶数量增多，残浆压力逐渐增大，在斑岩体形成的后期发生了强烈碎裂。绢云母化期的流体是沿着北西向弧形构造带内形成的片理化带的片理进行活动，基本上叠加在原有的钾长石黑云母化亚带上面。碳酸盐化发生于热液活动的晚期，是沿着南北向构造带进行活动的，构成了长条状碳酸盐化带。

青盘岩化和黑云母化期间，流体都是沿微裂隙活动，并对岩石中某些矿物进行选择交代、带入和带出了某些物质，构成了范围广泛的蚀变带。这些岩石内的微裂隙在通常情况下基本上呈封闭状态，彼此不相连通，但处在斑岩热液系统中，由于存在着巨大的压力梯度，就把这些微裂隙相互连通起来，构成了规模巨大的斑岩构造裂隙系统。

五、铜矿断层

（一）铜山断层的性质和意义

铜山断层已控制长度为 2000 米，有十余处用长槽进行系统揭露。断层带一般宽度十余米，中间是断层泥，两侧为构造角砾，通常由中心向外，角砾由细变粗。在断层下盘，经常留下光滑的滑动面。在铜山Ⅰ号矿体露采场北壁上，有许多断层擦痕。壁上多数擦痕均呈东西走向，略微向东倾斜，倾角 10°±。还可以见到多组破劈理面。另外，还有一些向南倾斜的擦痕掩盖了东西向擦痕。通过这些构造形迹的研究，认为断层上盘先由东向西平推，然后再由南向北逆掩上来。

铜山断层将断层上盘铜山矿床的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体的顶部推覆上来。

断层上盘断层面上的Ⅰ、Ⅱ号矿体水平投影面积分别是 700 米×150 米和 1500 米×230 米。由于矿田已揭露的几处大型矿体（多宝山Ⅹ号和铜山Ⅲ号）产状陡倾，延深稳定，且由顶部向下有明显的变宽现象，因此，推测断层下盘三个矿体的资源量都较大。如果能够精确地确定下盘矿体的位置，并能进行系统勘查，成果相当可观。因而查清铜山断层是多宝山矿田勘查工作的关键问题。

（二）勘查断层下盘矿体

要想定位断层下盘矿体，首先要搞清断层的断距。而搞清断层的有效方法莫过于用断层上下盘的标志层进行对比。

铜山矿区岩性复杂多变，开始想用单层对比，结果是矿持日久，毫无结果。后来，采用宏观对比，始打开局面。

铜山矿区有深成岩、火山岩及其凝灰岩和矿体三大类型地质体，以断层上下盘两大类地质体的接触带为标准层进行对比，可以见到断层上盘的Ⅱ号矿体在 1044 线以西位于花岗闪长岩内，从 1044 线到 1104 线，长 1500 米，全部赋存于安山岩内，与其对应的断层下盘的Ⅱ号矿体，理应位于安山岩内。在断层下盘 1096 线以西为花岗闪长岩，1096 线以东均为安山岩分布区。表明断层上层的Ⅱ号矿体是从 1096 线以东地段平推过来的。

①断层上盘位于安山岩类内的Ⅱ号矿体的西部边界是 1044 线，在断层下盘的西部边界是 1096 线，二者相距 1300 米。所以断距为 1300 米。

②在断层上盘 1104 线上为地层转弯部位，在这里出现了厚大矿体，如果推测的断距是 1300 米，在断层下盘相应的位置 1156 线上应当有所反映。经过深部激电探测，1156 线上有极其明显的激电异常，数学模拟也有明显反应。物探成果与地质推断的矿体位置二者高度吻合，说明 1300 米的断距是正确的。断距清楚了，断层下盘矿体定位清楚了，就可以估算出来矿体的资源量。

六、构造发展史

如前所述，多宝山矿田位于一条北西向构造活动带上。此带北西起自嫩江边，向东南通过新开岭隆起再向东南继续延伸。

在多宝山矿田内，形成了厚达 9000 米的中奥陶统地层。这套地层内不但 Cu、Zn、Mo、Au、Ag 和铂族元素含量较高，而且还含有许多紫色海退相碎屑岩和灰岩夹层。中奥陶统做为矿源层为以后成矿奠定了物质基础。

在下石炭世，新开岭以北地区开始上升为陆地。海西期的构造运动一方面引起岩浆活动，另一

方面在矿区西部引发出来一条南北向扭性断层。在其影响下，形成了一条控矿的弧形构造带。世炭纪陆相火山活动大体上继承了中奥陶世的火山机构。在火山喷发的晚期，在围岩内形成了大范围的青盘岩化和花岗闪长岩浆的被动侵位。被动侵位的负压岩浆房经过对围岩长期的虹吸作用和成分交换作用，逐渐演化为含矿岩浆房。在花岗闪长岩浆结晶的晚期，岩浆房内，残留下来的是花岗闪长斑岩岩浆和钾化期的含矿热流体。

斑岩岩浆沿袭了北西向构造通道侵入上来，与其同时和稍后的钾化期热液体承袭了原来的侵位通道。由于矿田内构成的矿带均向北西倾没，向南西倾斜，因此，环绕斑岩体生成的铜矿体在北西部的倾没端和上盘形成了较厚大的矿体，而在东南翘起端和下盘矿化比较微弱。

岩浆期后的硅化绢云母化期基本上是对含矿的黑云母化带进行迭加改造，使铜得到进一步富集；之后在多宝山矿床的 3 号、4 号矿带上又迭加了含铁碳酸盐化，使铜矿体又得到了再一次富集。

华里西晚期形成的主动侵位的斜长花岗岩小岩株，沿多宝山矿床 1 号和 3 号矿带中间部位侵入上来，在侵入接触带附近，造成了铜矿体的贫化。

铜山断层发生在华里西运动晚期。属于一条东西向扭压性断层。断层上盘先由东向西平推 1300 米，接着又以 1120 线附近为旋扭，西部向北，东部向南推覆。在 1048 线上，断层上盘由南向北推覆 600 米，将铜山矿床Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号三个矿体的顶部推覆上来。

燕山期的构造运动，属于后期的迭加改造运动。在矿田内有三处有明显的显示：①在多宝山矿床 54 线采坑内，经迭加以后，燕山期的几组配套构造一应俱全。因迭加在Ⅳ号矿体上面，几组构造均具矿化，且铜、金品位略有提高；②在铜山矿床 88 线上，迭加后，形成含锌、铜、铅的黄铁矿化带；③在铜山矿床东部，有些矿石含金 量常在 1 克/吨以上，皆因燕山期构造活动的迭加所致。

在铜山断层带内，经常见有再生的黄铜矿、辉钼矿、斑铜矿和黄铁矿等……。以上情况表明，在矿带和矿体上面只要有流体活动，都会使原来的金属元素发生迁移。

从多宝山矿田的成矿过程看来，①从围岩的青盘岩化，经过岩浆房的抽排，到黑云母化、铜大致从 100ppm 富集到 1000—2000ppm；②从黑云母化到石英绢云母化，矿带内的铜从 1000—2000ppm 富集到 4000ppm—5000ppm，形成铜矿体；③铜矿体经过碳酸盐化迭加后可以富集到 6000ppm。由此看来，矿田内一些矿体多属多次迭加富集而成。

第六章　岩浆活动在成矿中的作用

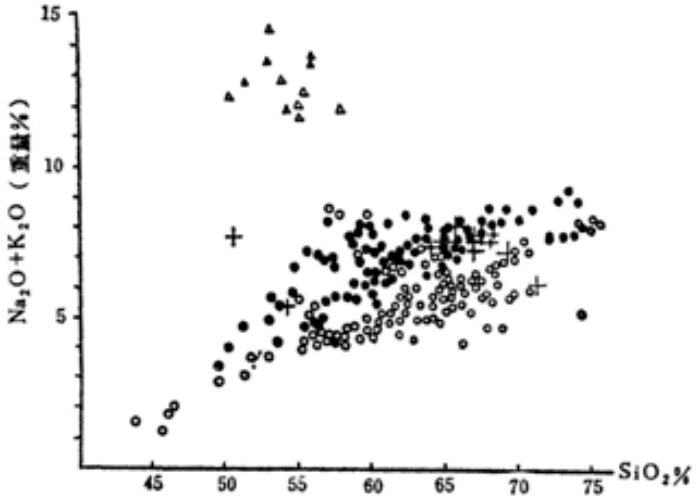
一、概　述

多宝山矿区与成矿有关的侵入岩有花岗闪长岩和花岗闪长斑岩。花岗闪长岩岩浆、花岗闪长斑岩岩浆以及钾化期热流体基本上都是沿袭了同一个张性构造通道被动侵位上来。

花岗闪长岩和花岗闪长斑岩在空间上的紧密共生，时间上比较接近，和成分上的相似性，标志着二者是同源的。它们是花岗闪长岩浆房不同时期的产物。

花岗闪长岩体向下边延深有逐渐增大的趋势。它实际上代表了花岗闪长岩大岩体上面的一个分枝。因此，对于它的研究，在一定程度上可以阐明花岗闪长岩岩浆房早期演化的特点。花岗闪长斑岩向下也有膨大的趋势，它代表了下部岩浆房晚期演化的特点。通过对它的研究，可以找出一些线索，用来阐明斑岩岩浆与含矿的钾化期热流体二者之间的关系。

花岗闪长岩的铅为正常铅同位素组成,铅来自岩浆岩。硫同位素变化范围 δ34S 为 3.3－-5.2‰，算术平均值为-0.7‰。矿液总硫值（δ34SΣS）为-0.7－-1.1‰，接近陨石硫。锶同位素初始比值都十分接近，花岗闪长岩平均值为 0.7058，花岗闪长斑岩平均值为 0.7064。把这些数值投到 Sr 同位素演化图上，初始锶比值落点都集中在玄武岩来源区。



岩石中重稀土，Nb、Ta、Li 很低，含有较高的 Cr，少量铂族元素，有一定数量的 Au，并富含磁铁矿和赤铁矿。

从稳定同位素的组合特征和含有较高的 Cr、Pt 元素、Au 和磁铁矿看来，花岗闪长岩岩浆属于Ⅰ型岩浆，来自深源，应当属于玄武－安山岩岩浆的衍生物。

从区域地层岩石含铜情况看，从早奥陶世到晚奥陶世，是一个较大的岩浆喷发旋回，火山岩含铜量由低增高，然后又降低，其中以中奥陶统多宝山组一段含铜最高。从志留纪以后经泥盆纪到石炭纪，岩浆岩内含铜均比较低，并有逐渐递减的趋势。

从矿区及其周围的地球化学场看来，从未蚀变的中奥陶统多宝山组安山岩到矿区的蚀变的多宝山组安山岩、青盘岩化花岗闪长岩到较新鲜的花岗闪长岩，围岩含铜量逐步递减。这就表明在多宝山矿床成矿时，在时间演化上并非下部富铜岩浆房的出现时期，而是深部岩浆含铜量的递减期。从空间上看较新鲜的花岗闪长岩，基本上处在铜的降低场内。从铜的区域地球化学演化特点看来，很难得出单纯靠花岗闪长岩浆房自身演化富集成矿的结论。

二、岩浆岩系列特点

通过对多宝山岩石化学数据的计算和作图，矿区及其周围不同年代的全部岩浆岩都属于钙碱性岩石系列，87Sr/86Sr 比值均极相似。

为了说明多宝山地区岩浆岩系列特点，选取其中主要化学成分和主要造岩矿物，并以三种图解形式表示如下。为了进行对比，还将世界一些地区的资料附在下面三个图内（引自 Titlog 与 Beane，1981）。

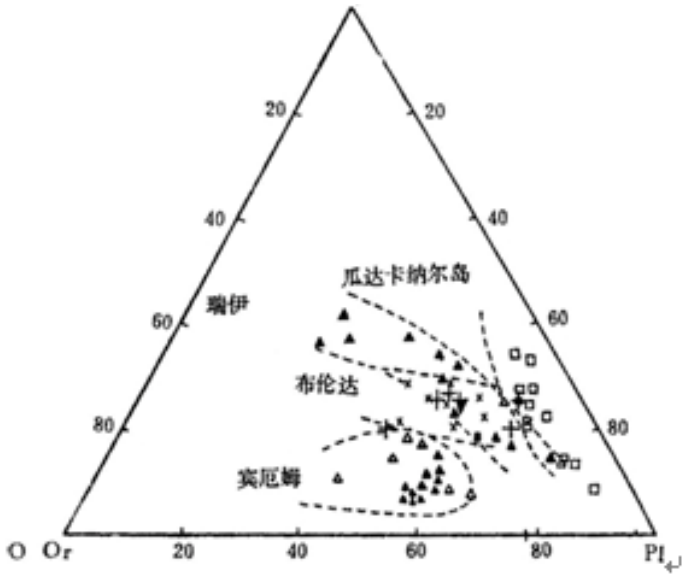


图 6-2　与斑岩铜矿有关的侵入体，岩石成分的碱一钙三元图解（资料来源同图）。

1一北美西南部加拿大柯迪勒拉；2一Galoye 小溪；

3一太平洋和加勒比岛弧；　　4一多宝山

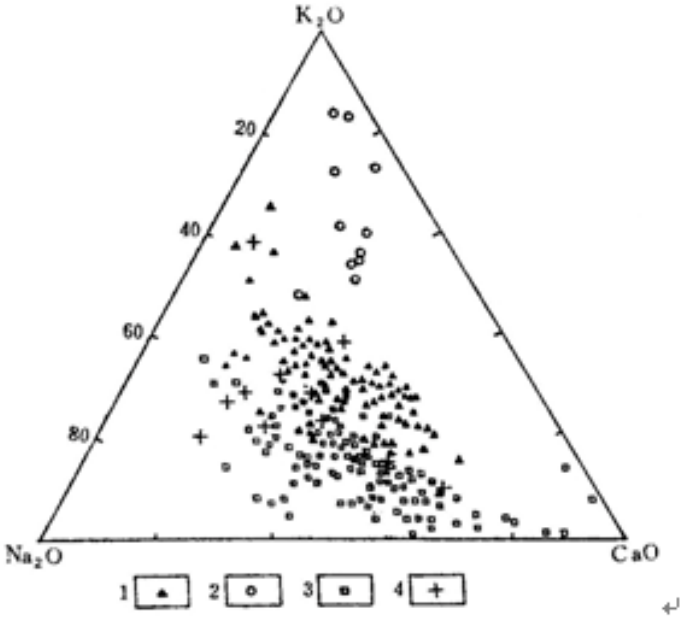


图 6-3　五个与斑岩铜矿有关的侵入岩石系列的石英－正长石－斜长石（Ab＋An）矿物定量三元图解。包括岛弧（瓜达卡纳尔岛）内克拉通（宾厄姆和瑞伊）和大陆－洋壳过度带（布伦达）以及多宝山地区。资料来自〔hivas(1977)、Banks 和其他人（1972），Movte（1973），Lame（1974）和多宝山矿床资料（1985）。〕

图 6-1、图 6-2 表明，多宝山地区岩浆岩投影点与世界其他地区一样，基本上聚集在一定的范围内。不同地区的点群虽有某些重叠现象，但彼此基本上可以分开。图 6-3 标出了多宝山地区和其他四个地区岩石内三种矿物投影点各自聚集在一定的范围内，而且还显示了这几个斑岩铜矿区的岩

石系列具有自己的演化趋势。

上面三个图解表明，每一岩石区基本上说，都有其特定的岩浆岩石演化系列，在每一系列中，既有含矿岩体，也有不含矿岩体。与成矿有关的斑岩岩浆并无特定的岩石类型和岩石系列。因此单纯根据岩浆来源，岩浆的常量元素，主要造岩矿物比例，岩浆岩的类型和系列，并不能区分岩浆岩是否含矿。换言之，在考虑岩浆成矿方面，不应单纯考虑岩浆本身，还应考虑除岩浆之外的其他因素。

Mason 和 Medonald（1978）考查了岛弧、陆缘和内陆三种地区内含矿与不含矿的侵入体后指出：虽然由岛弧向内陆有些元素，如 K，有递增的趋势，但斑岩铜矿成矿都可以发生在三种地区任一岩石系列内。

Gustafson（1978）考查了环太平洋斑岩铜矿床后指出：“有关岩浆成因的许多因素可能并不是斑岩铜矿成矿的重要因素”。“许多地区造山带内（并不一定是活动的俯冲带）产出机制不同的广泛分布的钙碱性岩浆系列都可以形成斑岩铜矿床。”他认为：“岩浆上升通过地壳时，挥发分的演化过程是个关键因素。”Titley（1981）认为：“挥发分的演化既受构造制约，又受岩浆通过地壳时的速率以及地壳中挥发分的含量所决定。”

多宝山地区的岩石化学资料如同世界其他地区一样，虽然采用多种方法对分析资料进行处理作图，同样不能区分岩体的是否含矿。

至于岩浆能否含矿，很可能象 Gtustafson 等人指出的那样：要看岩浆在演化过程中挥发分能否进入而定。

深源 I 型岩浆对成矿的作用主要表明下部可能存在有大容积和大能量的岩浆房。当其对地表水体产生影响时，常常引起大量 H2O 的运移和由此而引起大量矿化剂和成矿元素的迁移和富集。

三、多宝山矿田岩浆活动的特点

多宝山矿区的花岗闪长岩和花岗闪长斑岩与铜矿化的关系十分密切。尤其是花岗闪长斑岩期的

岩浆活动与斑岩铜矿的成矿作用，不论在时间上、空间上或成因上都有着不可分割的联系。因此，对这两个岩体的特点和岩浆演化过程进行研究，必将有助于解决岩浆控矿方面的一些问题。

（一）花岗闪长岩

1、岩体特征

岩体在地表略呈弓石燕形，岩体向下有膨大的趋势，向下延伸到 500 米，即 0 米标高处水平截面积扩大到 16 平方公里，形态变为三角形。与奥陶系地层在北部和东部呈侵入接触关系，接触界线清楚，南部和西部在地表呈现断层接触。

2、岩石特征

花岗闪长岩呈灰白和浅灰－灰绿色，结构多变，多具半自形粒状结构，部分具似斑状花岗结构。似斑状花岗结构岩石与半自形粒状花岗结构岩石之间为渐变关系。似斑状结构岩石基本上沿北西向分布，向东南一直延到铜山矿区内。矿区内的几条主要矿带均位于似斑状结构岩石内（图 6-4）。

岩石定量测定的矿物成分含量（面积%）见表 6-1。根据国际地质学会火成岩小组推荐

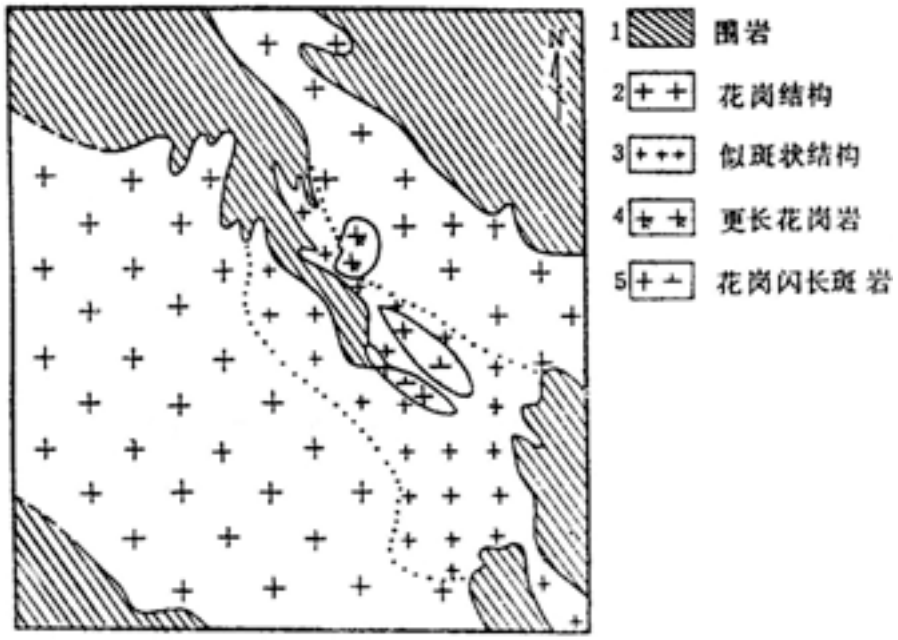
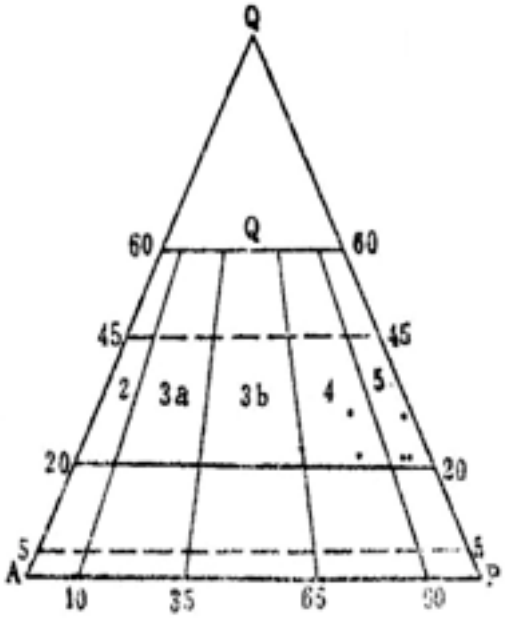


图 6-4　花岗闪长岩岩石结构分布图



6-5　花岗闪长岩矿物成分投影图

2－碱性花岗岩；3a.正长花岗岩；3b.二长花岗岩；4－花岗闪长岩；5－斜长花岗岩（M＝0－10）

的分类系统（1972），将表中矿物含量数据投影到 QAP 三角图 6-5 中。可见投影点基本落在 4 区和 5 区，属花岗闪长岩和斜长花岗岩。图上投影点比较分散，表明岩体内岩石在岩性上存在着较大的差异。在这些岩石类型中，花岗闪长岩居于岩体中部，属于内部相，斜长花岗岩邻近围岩属于边缘相。按岩体依内部相命名的惯例和岩石结构的特点，该岩体应为花岗闪长岩岩体。

表 6-1　花岗闪长岩定量矿物成分表

含量 矿物成分 % 薄片号	斜长石	石英	角闪石	黑云母	条纹长石	硫化物	岩石结构
多 2－1	61.0	16.1	10.0	1.0	11.0		半自形粒状
多 2－1	55.7	19.0	9.1	3.2	13.0		半自形粒状
多 116	53.6	26.0	8.1	1.0	10.4	1.4	似斑状
平均值	56.8	20.4	9.1	1.7	11.5	0.5	
50TC202	65.0－70.0	25.0	5.0		2.0		
82 线南 300 米	67.0－68.0	20.0	7－8.0		5.0		
ZK603.27 米	80.0	20.0	15.0		5.0		
总平均值	60.9	21.0	10.0		7.8	0.2	

3、岩相带的特点

在花岗闪长岩体内，组成岩石有花岗闪长岩、斜长花岗岩、石英闪长岩、二长花岗岩、英云闪长岩、石英闪长岩和石英二长闪长岩等；岩石结构有中细粒结构、中粒结构、中粗粒结构、不等粒结构和似斑状结构等。这些不同成分、不同结构的岩石类型之间均呈过渡关系。尽管岩体的岩石成分和结构变化较大，但主要矿物的空间分布，特别是条纹长石的空间分布，还是具有一定的规律的。因此，在系统地统计了 400 多片薄片资料的基础上，就有可能根据条纹长石和其它矿物（石英等）的含量，对岩体进行岩相带的划分。

根据对薄片矿物的统计资料，花岗闪长岩体由外带到内部可以划分为斜长花岗岩岩相（条纹长石含量＜5%、石英 26%±）、贫钾花岗闪长岩岩相（条纹长石含量 5－10%、石英 24%±）和花岗闪长岩岩相（条纹长石含量＞10%、石英 22%±）（图 6-6）

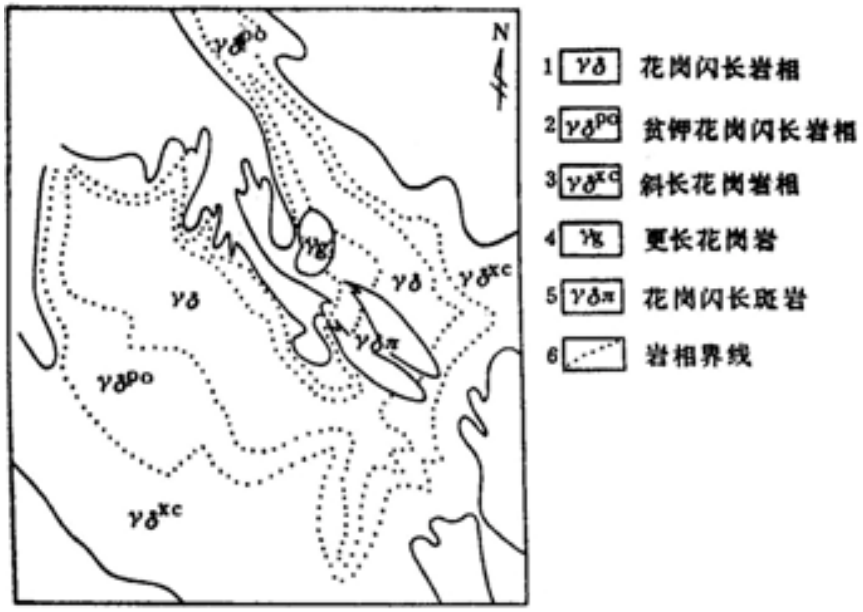


图 6-6　花岗闪长岩岩相带分布图

（1）斜长花岗岩相：分布于岩体的边缘，宽度变化很大，从小于 100 米到 1500 米。岩体上盘较宽，下盘较窄。在多宝山 3 号矿带悬垂体附近，斜长花岗岩相带严格受悬垂体的形态制约，其宽度与悬垂体的宽度相当，通常为 100 米左右。延伸方向与悬垂体的北西－南东方向大体一致。斜长花岗岩相带从悬垂体向下稳定延深深度已控制到 800 余米尚未尖灭。推测还要向下延深一段较大的

距离（图 6-7、图 6-8）。

（2）贫钾花岗闪长岩相：该岩相带实质上是边缘相和内部相之间的过渡相，故与相邻岩相带呈渐变过渡关系。此相带宽度一般由 100 米到大于 1000 米。

在悬垂体下面形成的斜长花岗岩，虽然呈狭窄的板柱状向下延伸，但在其周围仍环绕四十米宽的贫钾花岗闪长岩相带（图 6-7、图 6-8）。

（3）花岗闪长岩相：居于岩体中部。在岩体中心部位有几个条纹长石含量高达 20%以上的孤立点。

根据侵入接触带处内接触带形成了数百米宽的含 SiO2 较高的斜长花岗岩相带，以及通过接触带两边岩石的化学分析资料（图 4-16），可以认为，花岗闪长岩体内增加的 SiO2 等组分是由围岩提供的。而 SiO2 等这些组分也只能由水携带才有可能深入岩浆房内。

多宝山的花岗闪长岩体可以代表岩浆房的上部岩浆从侵入到凝固的演化过程。其主要特点：1、沿岩浆与围岩的接触带，SiO2 等物质大量进入。最引人注目的是，多宝山矿床 3 号

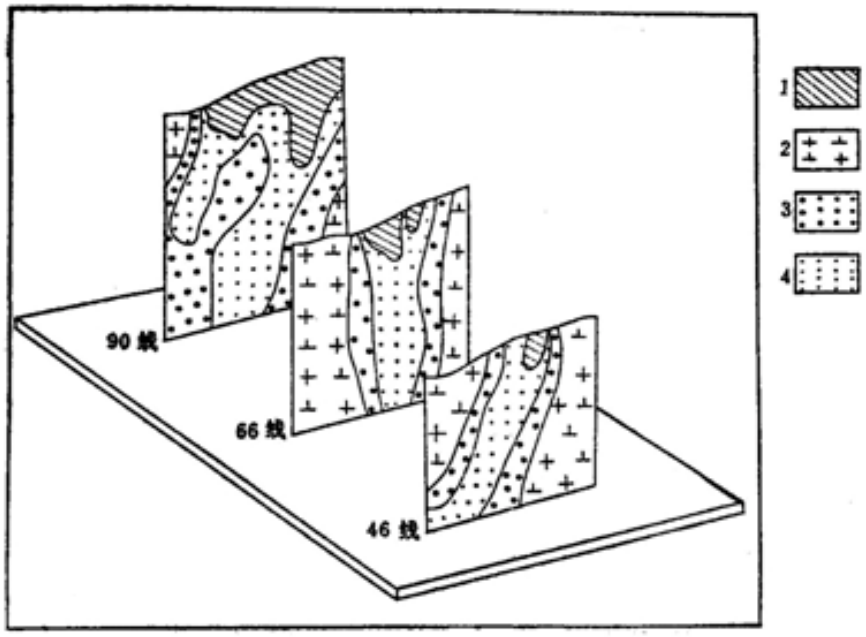


图 6-8　花岗闪长岩体近悬垂体处岩相带延深变化带

1—悬垂体；2—花岗闪长岩；3—贫钾花岗闪长岩；4—斜长花岗岩。

带上面的狭窄安山岩悬垂体，由于 SiO2 等物质由上而下的进入，形成了一条狭窄的含 SiO2 较高的斜长花岗岩相带。它表明了岩浆房的深部，存在一个极其强烈的负压区，将围岩中含 SiO2 等物质的

水溶液进行了强烈的抽吸，使围岩与负压区之间形成了一条狭窄的斜长花岗岩板柱体。2、在花岗闪长岩体内，除了成分不同的相带（花岗闪长岩、贫钾花岗闪长岩和斜长花岗岩）外，还有结构不同的相带（半自形粒状结构和似斑状结构）。成分不同的相带代表围岩成分的进入所所致，而结构不同的相带代表结晶的先后次序。半自形粒状结构岩石结晶的后期，岩浆含 H2O 量增多，从而降低了岩浆的结晶温度和粘度，必将推迟结晶的时间。3、在似斑状结构相带内包括成分不同的三个相带。这个情况表明，直至结晶晚期，围岩的 SiO2 等成分仍在进入。从而表明了深部负压区依然存在。

从以上种种迹象表明：1、被动侵位环境是一个负压环境，初期侵入的岩浆对围岩主要是发生抽吸作用，在抽吸过程中，围岩中的 H2O 必然是优先进入，而 H2O 中溶解的矿化剂和各种金属络合物，必然与 H2O 一起进入岩浆房。2、岩浆房下部的负压区抽吸延续时间很长，直到岩体上部，冷却结晶过程之后。3、岩浆房发展到中晚期时，由于内压与围岩渐趋平衡，有时在局部地段，也可将岩浆中某些组分送进围岩，与围岩发生成分交换。4、岩浆房发展到晚期（斑岩岩浆和钾化期流体）主要是岩浆房将残浆和热流体送进开放和半开放的矿床部位。

（二）花岗闪长斑岩

1、岩体特征

岩体出露于多宝山铜矿床中部大砬子一带，称大砬子岩体。地表出露于 500－560 米标高处，分成南北两个部分，呈透镜状沿北西向分布，地表出露面积分别为 0.08 和 0.09 平方千米。这两部分在下部并为一个岩体，呈岩墙状沿北西向弧形构造带分布，其东南部翘起，倾向南西，倾角 75°-80°，向北西侧伏；西北部分倾向南西，倾角 80°。斑岩体及其分枝在地表出露的总面积为 0.17 平方千米。主岩体延深至 100 米标高时，水平面积为 0.18 平方千米（图 4-8），在矿床中部-200 米以下，斑岩体向下有明显膨大的趋势。岩体上、下　盘均有许多岩枝，一般宽 3－5 米，小者一般只有几十厘米，或出露于地表或隐伏于地下。

斑岩体与花岗闪长岩体的侵入接触界面复杂，形成犬牙交错的接触带（图 6-10）。接触带处的花岗闪长岩碎裂明显，并有 3－10 厘米宽的热变质圈，使花岗闪长斑岩与花岗闪长岩体之间的界线

变得不十分清晰。贴近斑岩体内部边缘，偶见少量黑云母化和铜矿化。岩体中心部位比较厚，分枝多，形态复杂，北西延长方向上分枝少，形态规整，岩墙变薄，反映了岩浆是沿花岗闪长岩体的中心部位（在大砬子处）被动侵位的。

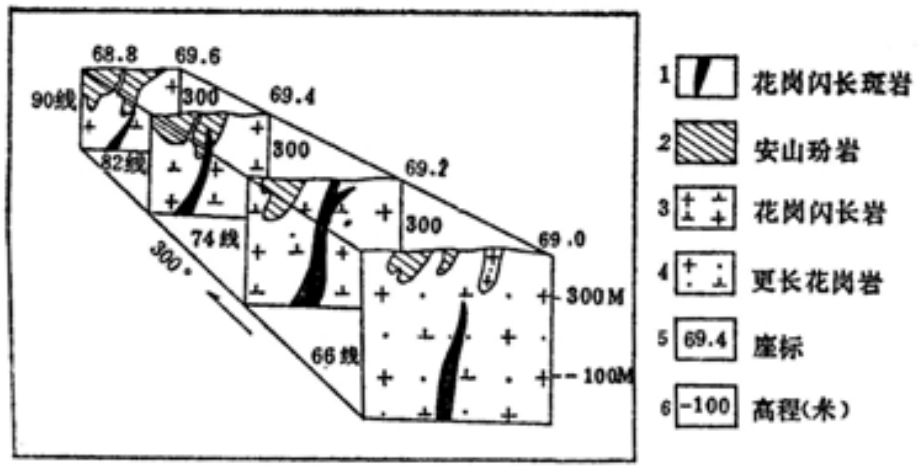


图 6-9 花岗闪长斑岩在 66、74、82、90 线不同标高形态变化图

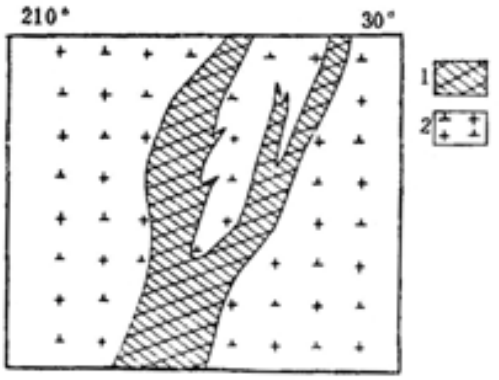


图 6-10　46 线剖面的花岗闪长斑岩形态图

1—花岗闪长斑岩；2—花岗闪长岩

2、岩石特征

岩石为灰白色，以斑状结构为主，次为不等粒斑状结构和多斑结构等。基质为显微花岗结构，块状构造。斑晶主要有条纹长石、斜长石和石英，其次为黑云母。副矿物有磁铁矿和磷灰石等。斑晶含量变化幅度很大，从 20%到 80%。在斑晶中斜长石斑晶变化于 0—70%之间，石英斑晶变化于 0—30%之间，条纹长石变化于 0—80%之间。当条纹长石斑晶含量在 5%以下时则命名为斜长花岗斑岩；在 5%以上时则命名为花岗闪长斑岩。基质为显微粒状，主要为斜长石、石英、黑云母和钾长石等。

3、岩相带特点

根据斑岩体岩石的斑晶含量和矿物成分在空间的分布规律，将斑岩体划分为以下相带。

（1）根据斑晶含量划分的岩相带

岩体内斑晶分布很不均匀，边缘和内部差别很大，一般边缘斑晶含量小于 50%，个别在 20%左右，而内部多大于 70%，个别在 80%左右。因此，根据斑晶含量小于 50%、50－70%和大于 70%的标准划分为三个岩相带，分别命名为边缘相、中间相和内部相。

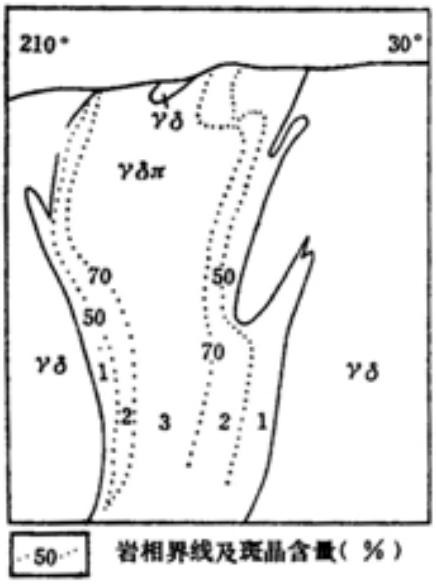


图 6-11　花岗闪长斑岩在 30 线的岩相带分布剖面图

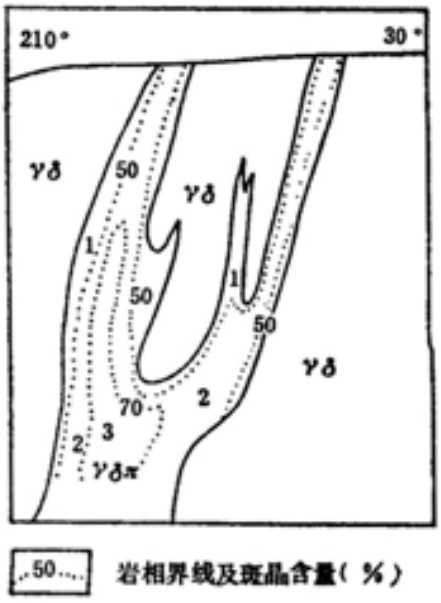
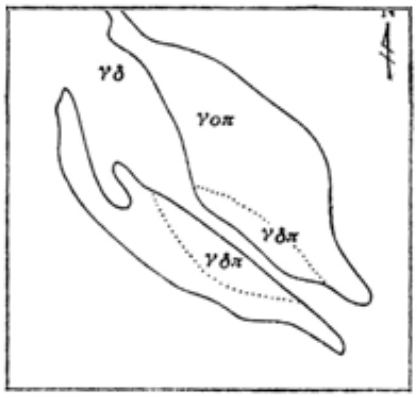


图 6-12　花岗闪长斑岩在 46 线的岩相带分布剖面图

边缘相：岩石为斜长花岗斑岩，除局部缺失外，基本出露于岩体边部和上盘（图 6-11）。在平面上略呈北西向环绕斑岩体分布。在延深方向上，从上到下该相带的宽度有由宽变窄的趋势（图 6-12、图 6-13）。

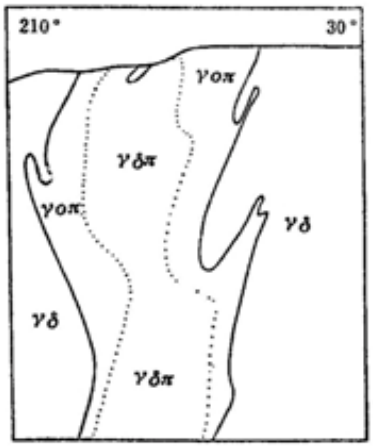
中间相：岩石以斜长花岗斑岩为主，并见有少量花岗闪长斑岩，呈北西向展布。形态极不规则，宽度变化于 60－200 米之间，大多在 100 米左右。在延深方向上多沿边缘相内



1 γδ 花岗闪长岩　2 斜长花岗斑岩
3 γδπ 花岗闪长斑岩

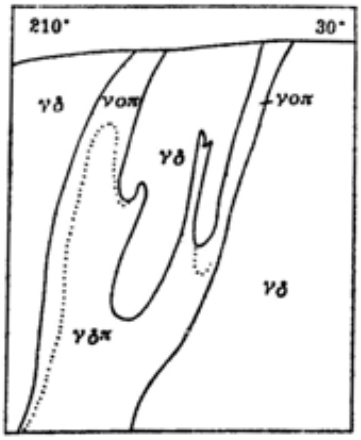
图 6-13　花岗闪长斑岩斜长花岗岩斑岩分布图

侧分布，从上到下宽度有逐渐变窄的趋势。



1 γδ 花岗闪长岩 2 γοπ 斜长花岗斑岩
3 γδπ 花岗闪长斑岩

图 6-14　30 线花岗闪长斑岩斜长花岗斑岩分布图



1 γδ 花岗闪长岩 3 γοπ 斜长花岗斑岩
2 γδπ 花岗闪长斑岩

图 6-15　46 线花岗闪长斑岩斜长花岗斑岩

内部相：岩石为花岗闪长斑岩，分布于岩体中部。从地表看，分布在北斑岩体的南侧和南斑岩体的北东侧，呈不规则形态出现。在延深方向上，30 线已达地表，并剥蚀掉一部分，内部相向下宽度逐渐增大。

上述三个岩相之间没有明显的界线，为渐变关系。斑晶含量从边缘到内部，从浅部到深部逐渐

增加。

（2）根据岩性划分的岩相带

岩体的岩性从边部到内部变化较大。边部为斜长花岗斑岩、内部为花岗闪长斑岩(图 6-14、6-15)。

斜长花岗斑岩相：环绕岩体边缘分布，地表约占岩体总面积的 80%以上。在延深方向上变化较大，分布特点随着岩体部位不同而异。30 线分布在岩体边部，形态与岩体边界形态基本一致（图 6-14）；46 线分布在岩体的顶部（图 6-15）。岩石内的斑晶主要是斜长石，其次是石英。

花岗闪长斑岩相：基本呈不规则的形态分布于岩体的中部和下部。在地表的南、北两个斑岩中均呈半月形分布，展布方向和岩体总体方向大体一致。在延深方向上分布于岩体内部和下部。该岩相在 46 线没有延到地表，而在 30 线已出露于地表（图 6-14），组成岩石的斑晶以条纹长石为主，其中条纹长石可达 2/3 左右，其次为斜长石、石英和黑云母斑晶。

以上两种岩相为渐变过渡关系，从条纹长石向内部集中的情况看来，岩浆晚期是在向富钾方向演化。

通过观察斑岩体内矿物成份和斑晶数量有规律的分布情况，岩浆房晚期的演化过程，首先是以钠长石斑晶为主。之后，钾长石斑晶数量越来越多，最后发展到以钾长石为主。当残浆中富含大量钾时，上侵后在岩体内生成钾长石，在围岩内形成黑云母化和钾长石化。与黑云母共生，分布在黑云母化带内的铜矿化，即属钾化期的产物。它为矿田内铜矿体的生成奠定了物质基础。钾化期相对于斑岩体的生成时间，基本上与斑岩体同时，或略晚于斑岩体的边缘相，因此，钾化期铜矿化只发生在早先凝固的斑岩体的边缘，而不产于斑岩体内。从斑岩体连续的相变特点来看，斑岩体的形成是代表了岩浆房晚期发展的全过程，是多次侵位生成的，持续的时间相当长久。

根据实际资料，可以证明：

1.在花岗闪长岩与安山岩接触带两侧发生成分迁移

许多组份如 K、Na、Si、Al、Ca、Mg、Fe，在接触带两侧呈现了反消长的关系（图 4-16）。以 SiO2 为例，近内接触带处 SiO2 含量增加了 4%±，由接触带向岩体内部 SiO2 含量由增加较多逐渐变到增加较少，经过数百米到千余米后，基本上恢复到正常含量。在近外接触带处，安山岩内 SiO2 含量明

显降低，大约降低了 6%±，由接触带向外，安山岩内 SiO2 含量由降低较多逐渐变到降低较小，向外到 1300 米以后，安山岩基本恢复了 SiO2 的正常含量。

另外，在岩体内，以中心相花岗闪长岩为正常场，在围岩内，以远离矿区弱蚀变安山岩分布区为正常场进行了常量元素的系统统计。统计结果表明，花岗闪长岩岩浆与安山岩之间的成分迁移结果是：花岗闪长岩内原有的 CaO、MgO、FeO 被大量迁出，迁入组分为 SiO2、Na2O、K2O、Al2O3。组分的迁出和迁入可能进行过多次，现在得到的结果只能代表多次迁移过程的最终产物。虽然目前还搞不清楚迁移的次数和过程，但从花岗闪长岩浆侵位到凝固这一段时间与安山岩之间曾发生过成分迁移，而且成分迁移距离较大是完全可以肯定的。

2.某些矿物和组分分布的不均一性

花岗闪长岩的斜长石 95%±都是钠长石，但在斜长石分布区内偶而出现牌号 An＞30%的斜长石，这些牌号 An＞30%的斜长石常呈一些孤立点不规则地分布于岩体内。对斜长石进行仔细研究后并未发现成岩后的钠质交代现象。钾长石的含量虽然受划分相带控制，但在花岗闪长岩相带内，也经常出现一些钾长石含量＞20%的孤立点。

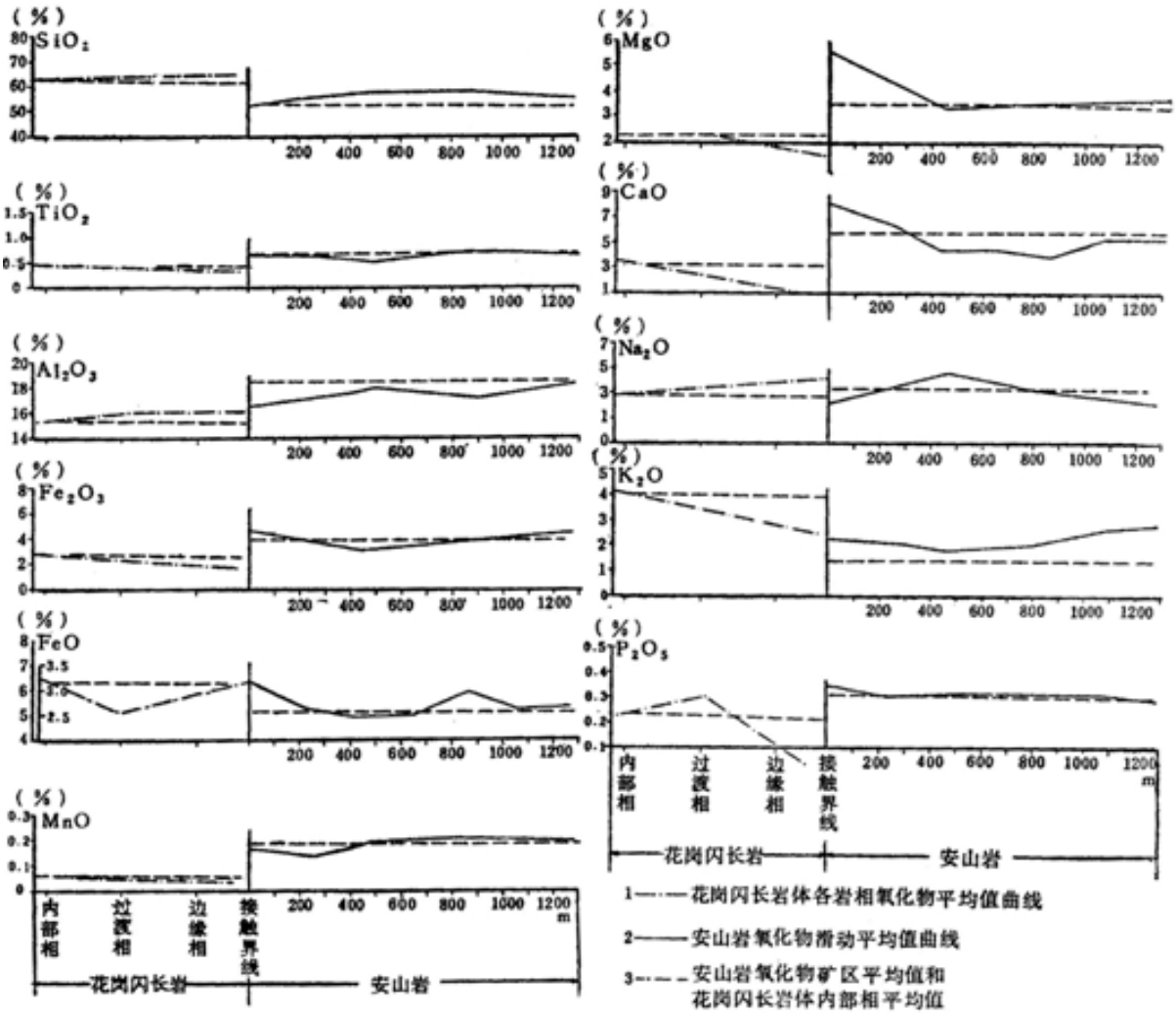


图 6-16　安山岩与花岗闪长岩体之间不同距离的化学成份变化图

经对一些造岩矿物做某些微量元素分析时，其中微量元素含量变化幅度也很大。

岩体内某些造岩矿物和微量元素分布的不均一性，标志着在岩浆结晶之前有些元素在岩浆内处于迁移状态，迁移过程一直延到岩浆结晶成岩为止。

四、成岩成矿的一种机制

岩浆与围岩之间以何种方式进行成分迁移是一个值得探讨的问题。

目前对岩浆的起源、演化到结晶、凝固提出了以下几种说法：

①选择性的部分融熔，②重熔或深熔，③同化混染，④扩散作用，⑤结晶分异作用。但这几种

说法对多宝山花岗闪长岩出现的现象都无法作合理的解释，其困难归纳为：

（1）多宝山花岗闪长岩浆是在张性构造条件下侵位的，成岩温度较低（＜600℃），热变质作用微弱，根本不具备重熔、同化混染和部分熔融的条件。

（2）在花岗闪长岩和安山岩接触带两侧，许多组分呈现了反消长的关系，如惰性组分 SiO2 等。安山岩内 SiO2 含量低于花岗闪长岩，SiO2 从浓度低的安山岩进入浓度高的花岗闪长岩内，而且迁移的距离达 1 公里。从扩散作用的角度来看，这种惰性组分由浓度低的方向向浓度高的方向移动，而且迁移距离如此之大，是无法解释的。

（3）矿物和组分的分布不符合结晶分异作用原则。如花岗闪长岩体先结晶的边缘部分是由较酸性的斜长花岗岩构成的，晚结晶的花岗闪长岩相却属于较基性的相带。

关于岩浆的结晶分异作用，除了有时在结晶晚期见到分异出来一些含 K、Na 和 Si 的流体形成伟晶岩、细晶岩脉和钾、钠、硅化蚀变外，许多造岩矿物的结晶分异作用，只是在时间上表现出来结晶次序有先后，在空间上却见不到先生成矿物的迁移和聚集。特别是在粘度较大的岩浆内进行迁移和聚集更是难以想象的。就连从超基性岩浆到酸性岩浆先结晶的比重较大的磁铁矿在岩浆结晶过程中也未见到有迁移聚集现象。因此用结晶分异作用也无法解释多宝山矿区花岗闪长岩内出现的种种现象。

鉴于目前存在的种种说法不能解释多宝山花岗闪长岩体出现的一些现象，作者只好提出另外一种解释方案，即：

“被动侵位岩浆的某些部位常常与围岩之间造成巨大的压力差，于是在岩浆与围岩之间以 H2O 等挥发分为介质，带出带入某些溶于水的物质和金属，使岩浆与围岩之间发生组分迁出和迁入”。

用这种说法可以说明下列情况：

（1）可以解释岩浆房由较基性向较酸性岩浆的演化过程。通过向岩浆房提供 K、Na、Si 等酸性组分，就会逐渐使岩浆房向酸性岩浆转化，从而变成较酸性的岩浆。

根据这种说法可以解释：⑴在阿乔岩体和吉昌岩基内先侵入的是较基性的侵入相，然后逐次形成的相带越来越酸性，而铜矿化则与最晚期的长英质岩浆活动有关。这些情况很可能反映了下部岩浆房在吸取 K、Na、Si 逐渐向酸性演化过程中所产生的一系列产物。

（2）可以解释含矿岩浆房的生成过程。岩浆的成矿过程与其说与岩浆活动有关，不如说与岩浆活动引起的热流体活动更为相关。只有富含 H2O 的岩浆房才具有潜在的成矿能力。如果用上述说法解释含矿与非含矿岩浆房，则含矿岩浆房首先应当是那些从围岩中吸进大量流体者。如果从围岩进入的 H2O、矿化剂和金属与岩浆内原有的 H2O，矿化剂和金属合在一起有足够数量时，则在适当条件下就可以形成矿床。

（3）可以解释各种矿物和组分形成的相带不均匀的分布特点。如果认为成分迁移是在压力梯度下通过 H2O 进行的。迁移的距离可以很大，成分分布也可以不均匀。

（4）可以解释同一成矿带内或矿田内不同矿床矿石组分上的某些差异。如美国科罗拉多洲克莱梅克斯钼矿床和亨德逊钼矿，前者含 W 较高，后者不含 W，两个矿床矿石组分的差异与其围岩内含 W 量的不同有关。

五、花岗闪长斑岩岩浆的侵位特点

在多宝山矿区对花岗闪长斑岩体斑晶的数量和种类进行了系统统计后，发现由斑岩体顶部和边缘向下和向内，斑晶含量逐渐增多，仅在数十米的距离内，斑晶数量就由＜50%增加到＞70%，而且斑晶种类也发生了明显变化。含酸性斜长石的外带向内向下时，数量急剧减少，由 100%减少到极少量，与此同时，钾长石（条纹长石）的数量则由 0%增加到＞70%。

斑岩体内部结构上的这种特点，用岩浆上侵上来经过结晶分异作用或者运用其他论点都难以解释清楚。因此，只能认为斑岩体的内部结构是反映了下部岩浆房结晶晚期的演化特点。在岩浆房的晚期，从结晶出来部分酸性斜长石开始，往后钾长石晶出越来越多。到了下部，斑岩体体积增大，而且都是含钾长石的花岗闪长斑岩，它间接说明了钾化期内 K 质供应充分，延续期间很长。在下部岩浆房的演化过程中，应当与斑岩就位的张性构造通道长期保持着紧密的联系。

斑岩岩浆随着侵位空间逐步张开而呈脉动式地被抽上来，并将每次上来的岩浆由外向内依次充填在此张性构造空间内。当斑岩岩浆进入到此空间时，稍前侵入的含斑晶较少的岩浆尚未发生结晶时，稍后的含斑晶较多的岩浆就侵入上来，所以在斑岩体内由边缘到中心就呈现了渐变的过渡关系。

侵位和凝固时间持续较长的斑岩岩浆往往与斑岩型矿化相伴生。表明在斑岩岩浆长期活动期间，

通向岩浆房的构造通道始终是张开的，始终与岩浆房保持联系而未被堵塞。这样，岩浆房出现的钾化期流体也必然沿此通道上升到斑岩岩浆就位处，并在其周围发生蚀变和矿化。

通过斑晶在斑岩体内的分布，可以看出多宝山岩浆房晚期某些组分的演化情况：

残浆早期主要是富钠，不久就转化为富钾，最后发展到富硅。在斑岩体形成富含钾长石斑晶的时间内，与含钾长石斑晶的岩浆同时和稍后上升的大量流体应当是富钾的，斑岩体外接触带形成范围广泛的黑云母化及其伴生的铜矿化基本上是这个时期生成的。

在中国德兴斑岩铜矿区内，见到含铜矿化的花岗闪长斑岩碎块被同成分的斑岩岩浆胶结，后者也发生了铜矿化。这个实例表明，德兴斑岩铜矿的斑岩体和钾化期铜矿化形成的时间都较长，而且二者基本同时。

在中国和美洲许多斑岩铜矿床中，不止一次报导过斑岩岩浆外壳冷凝碎裂后，又被同成分的斑岩岩浆胶结，这些实例都说明了含矿的斑岩岩浆侵位和生成的时间都比较长。

根据上述情况不难看出与成矿有关的斑岩体与成矿无关的主动侵位的斑岩体在形成的机制上是有区别的。前者常常含有和伴随大量热流体活动，钾化期热流体呈脉动式地被抽上来，经过很长的时间才填满了就位处的张性构造空间，与下部含矿岩浆房长期保持着密切联系。主动侵位的斑岩体则是在较短的时间内被挤进就位空间后冷却结晶而成，并不伴随热流体的活动，就位后即与岩浆房隔离开来。

六、斑岩体与含铜钾化带的关系

在多宝山花岗闪长斑岩体内，仅在斑岩体的边缘偶而见到微弱的黑云母化。因为缺乏黑云母化，自然也缺乏与其伴生的铜矿化。铜矿带、铜矿体只能分布于斑岩体的外接触带。

根据对斑岩体原生石英斑晶的测温资料，最高温度是 550℃，多数是 350－400℃。流体包裹体以气相为主。斑岩体周围的钾化带温度一般也是 300℃到 400℃以上，说明钾化带形成于岩浆晚期高温热液期。

在发生黑云母化和与其伴生的铜矿化期间，斑岩体或者尚未形成，或者尚未完全凝固。形成黑云母的流体应与斑岩岩浆同时活动，侵入到张性空间后，岩浆充填在此空间内，热流体分出来进入

周围碎裂的花岗闪长岩内形成黑云母化和铜矿化，也可能流体与岩浆活动交替进行，大致在同一时间间隔内形成了斑岩体和黑云母化带。

斑岩岩浆和钾化期流体二者都是岩浆房结晶晚期的产物，因此它们在生成时间上和空间分布上常常有着密切联系。多宝山铜矿床属于形成深度较大的矿床，有它一定的特殊性。在通常情况下，斑岩岩浆往往稍早于钾化期流体的分出时间，当钾化期流体出现时，斑岩岩浆边部和顶部已经凝固，因而往往环绕着斑岩体的内接触带和其顶部形成钾化和有关铜矿化。但钾化期流体晚于斑岩岩浆的凝固时间并非普遍情况，例外的情况也不少。如智利的 Salvador 矿床。含铜的钾化期流体稍晚于“K”斑岩岩浆，但早于“L”斑岩岩浆的侵位时间。在一些超浅成和深成的斑岩铜矿床内，斑岩体和含铜钾化带的空间关系很不密切。有的有含铜的钾化带但无斑岩体，如中国江苏的大平山铜矿；有的矿床虽兼有斑岩体和含铜钾化带，但二者在空间分布上关系不密切，如加拿大吉昌岩基上面的一些斑岩铜矿床。

通过研究多宝山矿床和其他斑岩铜矿床斑岩体和含铜钾化带的关系，可以看出斑岩体的形成深度与含铜钾化带的空间分布有一定的依存关系。即斑岩体形成的深度越大，压力越大，含矿斑岩岩浆的含 H2O 量就会越多，就会降低了岩浆的结晶温度和延缓其结晶时间。相对于钾化期热流体而言，岩浆的侵位和结晶时间就会推迟一些，在空间上含铜钾化带与斑岩体

的关系也显得不密切。斑岩体和钾化带的这种关系大致可以概括为以下五种情况：

1.斑岩体形成深度很大，如加拿大的吉昌岩基内的斑岩铜矿床（图 6-17），斑岩体与含铜钾化带互相分离。如果它们是来自同一岩浆房，也只能表明它们分出的时间不同，沿袭通道也不完全相同。

2.斑岩体形成深度较大，含矿的黑云母化期的流体与斑岩岩浆基本上在同一时间间隔内由岩浆房分出来。斑岩体内不具铜矿化。如多宝山和哈萨克斯坦的卡尔马克尔（图 6-18 ）。

3.斑岩体形成深度较浅。黑云母化时间稍晚于斑岩体上部和边部的冷凝时间，发生于斑岩体的上部和边部已经结晶而中心部分尚未结晶的时间内。因而只能在斑岩体的内外接触带发生黑云母化和伴生铜矿化。如中国德兴（图 6-19）。

4.斑岩体属浅成岩体：钾化晚于斑岩体上部的冷凝时间，则钾化和伴生的铜矿化可以遍及岩体

的顶部。如中国玉龙铜矿（图 6-20）。

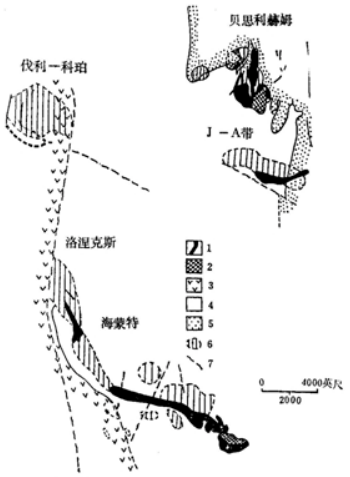


图 6-17　不列颠哥伦比亚省吉昌基岩中部海兰伐地区地质及斑岩铜钼矿床分布略图

1—斑岩和细晶岩；2—角岩岩；3—贝思基达岩相；4—贝思利赫姆岩相；5—吉昌岩相；6—Cu—Mo 矿床；7—断层。

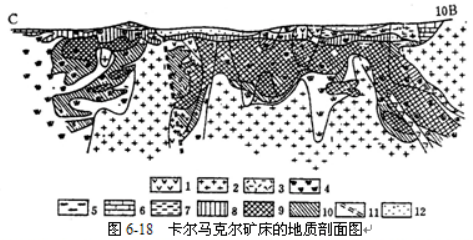


图 6-18　卡尔马克尔矿床的地质剖面图

1—正长闪长岩；2—花岗闪长斑岩；3—脉状花岗闪长斑岩（"黑色的"）；4—蚀变的正长闪长岩（次生石英岩）；5—石英斑岩；6—灰岩；7—冰碛带；8—氧化带矿石和次生硫化物富集带矿石；9-10—原生矿石；9—普通矿石和黄矿石；10—贫矿石；11—卡尔马克尔断裂带；12—黄土。

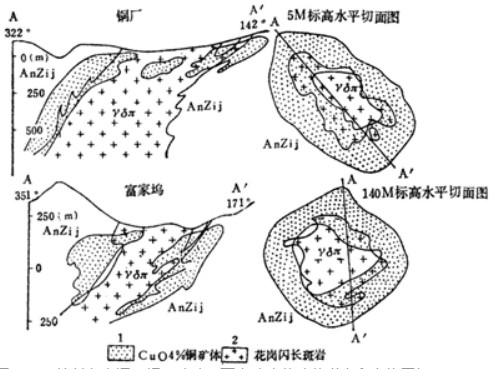


图 6-19　德兴斑岩铜（钼）矿矿田两个矿床的矿体形态和产状图解

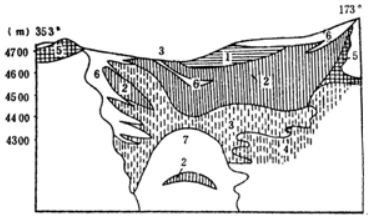


图 6-20　玉龙斑岩铜（钼）矿矿化类型纵剖面图（根据杨善清原图绘制）

1—高品位铜矿化；2—中品位铜矿化；3—低品位铜矿化；4—黑云母角岩中低品位铜矿化；5—接触带中铜铁矿化和层状黄铜矿化；6—无矿透镜体；7—斑岩无矿核。

5.斑岩体形成深度较浅，形成时间较早，含铜的钾化期流体发生在斑岩体上部冷凝之后。含铜的钾化带呈实心柱状体向下延伸到较大的深度。如美国宾厄姆（图 6-21）。

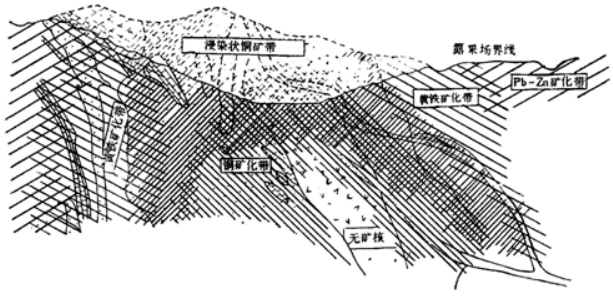


图 6-21　美国犹它州宾厄姆铜矿剖面图

黑云母化带内的实心柱状矿体向下延伸到一定深度后，迟早要变成倒杯状或筒状。因为与钾化带伴生的铜矿化只能发生在已凝固的斑岩岩浆边缘。按照岩体冷凝的特点，在结晶过程中边缘部分的冷却深度要大于核部。因此含矿斑岩体开采到一定深度后，迟早要出现无矿核。

七、花岗闪长斑岩的形成深度

多宝山花岗闪长斑岩岩浆就位冷凝时，上覆地层厚度经过概略估计≥6 千米。岩体的形成深度用其他方法推算也可得出相似的结论。在地壳的中深部位生成斑岩体与传统概念是相抵触的。当然，在一般情况下斑状岩石应当代表浅成岩的特征。但在岩浆富水的特殊情况下，岩浆由于深度大、压力大，其中溶解较多的 H20，就会降低岩浆的结晶温度。测温资料证明，斑岩体内原生石英斑晶温度均在 550℃以下。

在 Barnhan 所作的成岩实验中，NaAlSi308－Si02－H20 系统处在深度 6 公里（相当于 2 千巴）其中溶解 6.4%的 H20 时，钠长石的结晶温度可以降低到 300℃。多宝山的斑岩岩浆大致相当于这种成分。因此，它的结晶温度异常低。但若处在相反的情况下，上述系统一旦失去大部分 H20 时，将会迅速提高结晶温度。故当含水高的斑岩岩浆由下面被动侵位到张性构造空间时，岩浆内的 H20 如因压力降低从岩浆中逸出时，岩浆将失去大量水，粘度将大幅度增加，结晶温度将迅速提高。另外，H20 的汽化热也会使岩浆降温。因而侵位到张性空间的斑岩岩浆将会以较快的速度结晶成斑岩。

通过对多宝山矿区的花岗闪长岩体和斑岩体的研究，我们认为花岗闪长岩岩浆的主要作用是能与围岩之间发生成分迁移，从围岩中吸进大量 H20、挥发分和成矿金属，从而演化成富 H20 的含矿岩浆。矿区内斑岩岩浆侵位的中晚期与黑云母化期铜矿化基本上是同时进行的。它与其他不含矿的斑岩岩浆的主要区别是能够与岩浆房长期保持紧密的联系。至于含矿斑岩岩浆的侵位深度，似乎并不严格地限定在一定的深度范围内。斑岩成矿主要是要有开放或半开放环境，要有负压区和张性构造空间。只有这样，才能够引起残浆和流体的多次进入，形成蚀变和矿化。

第七章　热 流 体

多宝山矿床是由岩浆热液活动生成的比较典型的斑岩铜矿床。

它与其他斑岩铜矿床的区别表现在从黑云母化之后的几期叠加蚀变都不甚强烈。各个热液期次的蚀变矿物基本上可以恢复。通过研究，可以大致恢复热流体活动的演化过程。

根据野外观察和室内薄片、光片鉴定资料，从矿物的共生组合关系入手，将多宝山矿区的蚀变矿物划归为若干主要蚀变期次。初步论证了热流体活动的演化过程，和在各蚀变期次中铜等元素的迁移富集规律。

一、热流体特点

1.热流体来源

根据氢氧同位素分析资料，青磐岩化期的水较接近天水，钾化期的水，氧同位素落入岩浆水的变化范围内，δD 值略低于岩浆水。绢云母化期和碳酸盐化期的水主要是天水，并受到不同程度的掺混。

从多宝山花岗闪长岩岩浆到花岗闪长斑岩岩浆到钾化期热流体的演化过程看来，钾化期热流体的活动是承袭了岩浆活动的主干通道，钾化期的蚀变和矿化是含矿岩浆房的晚期产物。根据含铜黑云母化带环绕着斑岩体分布，其形成温度均大于 310℃，水的氢氧同位素组成接近岩浆水的范畴。因此，含矿钾化期热流体应当来自下部岩浆房。

由于多宝山矿床绢云母化期发生在钾化期数千万年之后，很难设想这两期热流体在活动过程中是以热流体的形式彼此互相混合。测试结果中发现岩浆水与天水之间的许多过渡类型，可能是由下面两种情况引起的：①由于样品不纯造成在一个样品中，既然不能严格区分早期和晚期的流体包裹体，它们彼此之间不同程度叠加、改造和残留，必然导致其氧、氢同位素比值发生相应的变化；②可能随着与岩浆岩的氢氧同位素交换的程度不同，从而，绢云母化期的氢氧同位素数值出现了一系列过渡值。

2.热流体的流量和流速

通过对多宝山岩浆岩和围岩以及蚀变矿物的研究，可以认为在花岗闪长岩岩浆侵位不久，围岩

与岩浆房之间通过以 H2O 为介质发生氢氧同位素交换。随着岩浆房的演化和冷却，有多次流体发生活动，形成了多期次的蚀变与矿化。

C、W、Burn ham（1980）认为：水进入岩浆后不仅可以降低岩浆的粘度，降低硅酸盐的熔点，而且可以使其他挥发分在熔体内的溶解数量增大。这样，水与其他挥发分就可以与各种成矿金属形成络合物在水溶液中进行搬运。

在多宝山矿区，和其他大型斑岩铜矿床一样，具有规模巨大的青盘岩化带，较大规模的黑云母化亚带、绢云母化带和含铜矿带，矿区岩石具有不同程度的碎裂，有些地方形成了由于流体活动生成的角砾岩……。这些现象都说明了矿床的形成过程是在大量热流体参与下进行的。多宝山矿床与其他矿床不同之处，主要表现在：①矿床埋深较大；②热液常常具有较大的压力梯度。

根据 Burnham 和 Ohmoto（1980）所作的实验：岩浆所处的深度－其中的含水量－晶体数量三者之间呈正相关关系，而与温度则呈负相关关系。根据多宝山的成岩成矿深度≥6 公里，成岩温度在 600℃左右，斑岩体内含有大量斑晶，岩浆内含水量应在 6%±，所以多宝山的含矿岩浆应是含 H2O 较多的岩浆。在热流体活动中流量可能较大。

多宝山矿床压力梯度较大，主要表现在几期蚀变矿物的叠加改造较微弱和热液期矿物结晶颗粒细小等。造成这些现象的原因是热液流速较快，在蚀变矿化带内没有来得及充分反应造成的。而流体流速较快则应当是流体具有较大的压力梯度。

3.热流体汇集和发生反应的部位－－矿床

具有大规模蚀变和矿化的多宝山矿区在其蚀变和矿化过程中，必然是大量热流体汇集的地方，也必然是热流体发生反应，热液成分发生突变的部位。因此研究矿床的形成机制主要应研究热流体为什么能汇集在矿床范围内和经过什么样的反应过程才生成了蚀变矿物和金属矿物。

在研究多宝山矿区围岩与矿化的关系时，我们首先分析了安山岩和花岗闪长岩内单矿物的含铜量，当发现它们的含铜量都很低时，就对载体矿物破坏，成矿金属直接活化迁移成矿作了否定结论。其次，考虑了含铜矿液是否对某些蚀变矿物进行选择性交代而导致含铜硫化物的沉淀问题，当发现含铜矿物可以与各式各样蚀变矿物共生时，对于非金属矿物被选择性交代成矿作了否定结论。第三，在研究蚀变带与铜矿化的关系时，发现矿体无例外地分布在原有的黑云母化带内和富集在后期叠加

的绢云母化带上时，才联想到黑云母化带和绢云母化带之所以含矿，应当是在生成这些蚀变带的同时或稍后，有可能为硫化物的生成提供了有利的沉淀环境。

同理，如果矿体范围与高温、高压、高盐度包裹体的分布范围相吻合，则钾化期硫化物很可能是从高温、高压、高盐度流体中沉淀出来。

在多宝山矿床内，岩浆和热液活动相当频繁。被动侵位的岩浆和热液的多次进入，表明了系统内部经常出现局部低压空间。当热流体从高压区进入此系统之前，流体基本上是等速和加速运动，进入此系统时，压力发生突降，流体在此系统停滞一段较长时间发生反应之后，再缓慢地排出系统之外，于是系统又渐渐恢复到原来的局部低压环境。

根据成矿实验结果，热液期矿物的沉淀需要伴随着矿液中 HCl 的释放。局部低压区恰好为矿液中 HCl 的逸出提供了有利空间。因此，经常形成局部低压的矿床部位，自然就会成为热流体汇集和发生反应的场所，也形成了硫化物沉淀的有利环境。

二、各期岩浆活动及其伴生的主要蚀变期次的特点

在多宝山矿区，几期主要的岩浆活动都伴随着热流体活动。各岩浆期伴生的蚀变矿物种类和生成次序基本相似。开始是形成黑云母化或角岩，其次是矽卡岩化或钾钠硅化，再次是绿泥石化和绿帘石化，后来是绢云母化，最后是碳酸盐化。在这些蚀变矿物组合中分布较广，对成矿元素发生明显迁移的热液活动有以下几个期次：花岗闪长岩岩浆期前的青盘岩化、花岗闪长岩岩浆期后的青盘岩化、花岗闪长斑岩岩浆期的黑云母化、后期钾长石化和硅化、后期到期后的青盘岩化、期后的绢云母化和碳酸盐化。

1.花岗闪长岩岩浆期前的青盘岩化和期后的青盘岩化

花岗闪长岩岩浆期前的青盘岩化分布范围大于 70 平方公里，它与花岗闪长岩岩体空间分布并无依存关系，在成因上可能与花岗闪长岩浆稍前的石炭系喷发岩浆活动有关，应属岩浆喷发活动期后的产物。

在此期青盘岩化带分布的范围内，多宝山组火山岩平均含铜量为 58ppm，不足未蚀变安山岩含铜量的二分之一。K20 的淋失更为显著，安山岩内的含量只有 1－2%，K20 的降低场范围很大，远远

超过了青盘岩化带的分布范围。

花岗闪长岩岩浆期后发生的青盘岩化主要分布在花岗闪长岩内及其外接触带，花岗闪长岩经青盘岩化后含铜量比新鲜花岗闪长岩较低。

另外，还有一期与花岗闪长斑岩岩浆活动伴生的青盘岩化，其特点与前二期类似，但其分布范围只有 2 平方公里。由第一期到第三期青盘岩化范围逐渐缩小。如果安山岩内广泛分布的青盘岩化，在成因上与喷发岩浆活动有关，按正常情况，火山岩地区水的 pH 值一般等于 1－4，则来自火山岩区的水应当是氧逸度较高的酸性水。

通过对青盘岩化岩石的化学分析，Fe203/FeO 比值平均为 1.03，在蚀变岩石中属于比值最高者。经过对青盘岩化岩石内流体包裹体的温度和盐度测定，温度大都在 150－250℃之间，含盐度一般为百分之几，含盐量属于最低者。

通过氢氧同位素测定，基本上接近天水，水系来自围岩。

在青盘岩化带内典型蚀变矿物有绿帘石、绿泥石、绢云母和碳酸盐等。

Titley 和 Beane（1980）认为，青盘岩化矿物组合与浅变质绿岩类似。诚然，二者不但矿物组合类似，在金属淋失上也很相似，经过绿岩化或青盘岩化之后，约有一半金属从原岩内迁出。

从上述事实得知，安山岩内青盘岩化可能是火山喷发活动期后形成的。开始时水的 pH 值较低，氧逸度很高，对原岩中分散的金属有强烈的萃取作用，花岗闪长岩浆期后生成的青盘岩化与前期生成的青盘岩化性质基本相似。及至生成青盘岩化期矿物之后，青盘岩化带就转化为碱性环境。但因其氧逸度较高，在围岩水的长期淋滤下，也可使铜发生迁移。

多宝山矿床的形成深度≥6 公里，矿床内深钻揭露到地下 1000 米后，青盘岩化带的宽度有增无减，推测青盘岩化带向下延伸还有一段较大的距离。因此，由古火山岩区向下渗流的天水深度可能很大。

多宝山矿区主矿带顶部的安山岩基本上位于热流体多次活动的中心部位，邻近矿体的安山岩出现了二次降低场，一般含铜量只有 20－30ppm，而这里恰好是两次青盘岩化迭加的地方。由此可见，青盘岩化期间，确是围岩金属向外迁移的过程。

通过对多宝山矿区青盘岩化带的分析，可以认为形成青盘岩化带是天水沿着广泛分布的微细裂

隙向下渗流过程中生成的，渗流方向朝着下部岩浆房和凝固的岩体，渗流深度很大。大规模流体长期而缓慢的向下渗流，只能认为在岩浆房或新冷凝的岩体内部，存在着负压区，恰巧就在多宝山矿床，三号矿带上悬垂体下发现了岩浆房下部存在有负压区，从而使天水源源不断地向其中汇集。在水的渗流过程中，从围岩内萃取的矿化剂和一些金属也必将与水一起进入岩浆房或新冷凝岩体的裂隙带内。

2.花岗闪长斑岩岩浆期和晚期的钾、硅化

与斑岩体同时生成的黑云母化带明显地环绕着斑岩体分布。从黑云母化和铜矿化强度由斑岩体向外逐渐减弱看来，黑云母化阶段热流体应当沿着斑岩岩浆通道上升，并沿着通道周围的张性裂隙向外流动和扩散，经过了一段相当长的时间才形成了含铜的黑云母化带。

黑云母化阶段是由岩浆房上来的热流体，其温度都在 300－400℃以上，含盐度较高，NaCl＋KCl 总量一般为 30－40%，fO2 也较高，对铜等金属有较大的溶解度和迁移能力。

黑云母化基本上是沿微细裂隙对原岩的暗色矿物和长石进行选择性交代，形成细鳞片黑云母和析出磁铁矿。因为属于 H+交代作用，在黑云母化的有限范围内，形成了局部还原条件。为硫化物的沉淀提供了有利的物理化学环境。

斑岩岩浆房的进一步演化，热流体中由以钾为主逐渐转化为以硅为主。在斑岩岩浆房的结晶分异过程中，残浆中晶体越来越多，压力越来越大，当晶体含量达到 80%以上时，在流体通道附近引起了凝固斑岩的强烈爆破。碎裂的斑岩角砾被硅质充填、交代和胶结后形成了硅化核。

从钾化到硅化，蚀变范围逐渐缩小，象征着残浆房的逐渐枯竭过程。硅化核的形成标志着岩浆期的结束。

在钾化、硅化期流体逐步退缩过程中，引起天水的进入，形成了对斑岩岩浆后期到期后的青盘岩化。在钾长石－硅化亚带和硅化核内，热液矿物以石英为主，在黑云母化亚带上叠加上硅化后，由弱碱性环境又转化为酸性－弱氧化环境；在压力梯度较大的斑岩体附近，黑云母化带经过硅化叠加后，大部分铜被迁出，造成了铜的贫化，含铜量只有 300ppm±。在碎裂的斑岩处，因位于压力突减部位经常引起水蒸气压力的突减和温度的下降，为石英和 MoS2 的沉淀提供了有利条件，石英核内的钼矿体就是在这种条件下生成的。

3.花岗闪长斑岩岩浆期后的绢云母化和碳酸盐化

多宝山矿床曾发生过多次绢云母化。主期绢云母化发生在钾、硅化和青磐岩化之后，沿北西向弧形构造带分布。

主期绢云母化是在压性条件下生成的，构成了绢云母化带的主体，细小的绢云母鳞片均呈定向排列，其中基本不含流体包裹体。

继主期绢云母化之后，出现了黄铁绢英岩化期，绢英岩化期的矿物多垂直片理分布于张开的片理内。之后在北西向和北东向构造交替活动的情况下，发生了主期铜矿化。

从蚀变强度着眼，绢云母化属于广泛蚀变，原岩矿物除了石英和部分钾长石外，几乎全被交代成绢云母。因为 H+交代作用强烈，在绢云母化形成的同时和稍后，在绢云母化带范围内形成了局部还原环境，生成了大量硫化物。铜的主矿化期是在黄铁绢英岩化的背景上发展起来的。因绢云母化带属于还原环境，热液的温度较低（一般＜250℃）只能对 S、Fe、Cu、Zn 等在矿带范围内及其附近进行短距离搬运。

根据统计资料，片理化、绢云母化和铜矿化强度，三者之间呈正相关关系。矿化带下部宽大的黑云母化亚带遭到强烈的绢云母化叠加后，其中硫化物含量极少，含铜硫化物主要富集在绢云母化带的上部，黄铁矿主要聚集在矿带顶部和两侧。由此可以认为热液主要沿张开的片理由下向上流动，并向两侧扩散。

在绢云母化的背景上，以后又沿南北向张扭性构造迭加了碳酸盐化。这实际上是岩浆期后低温碱性环境进一步发展的必然结果。

经过碳酸盐化，绢云母化带的铁质一部分被搬走，另一部分形成含铁碳酸盐，使岩石内的铁质大量减少，为以后形成大量贫铁的斑铜矿提供条件。

碳酸盐化的热液温度一般不大于 200℃。在低温条件下，CO2 溶解度增加后，提高了对含铜硫化物的溶解和迁移能力，所以在矿带上面叠加的碳酸盐化带内，金属硫化物得到了进一步改造和短距离的迁移，形成了许多网状细脉，构成了目前的矿化分带。

燕山期的蚀变和矿化，仅在局部地段对前期蚀变和矿化进行迭加和改造，如在多宝山矿区 54 线矿坑处形成了北北东向细脉状铜矿化，并伴有硅化和绢云母化。

从上面列举的热流体活动期次看来，多宝山矿田内，引起铜活化迁移的热流体活动主要有六期：1）在围岩内形成的广泛的青盘岩化；2）在花岗闪长岩及其接触带附近发生的青盘岩化；3）与斑岩岩浆活动同时发生的黑云母化；4）斑岩岩浆冷缩引起的青盘岩化；5）斑岩岩浆期后的绢云母化；6）晚期碳酸盐化。在这六期热液活动中，根据其对成矿所起的作用可以划分为两类。

第一类是 1）、2）、4）三次青盘岩化。其特点都是被加热的天水沿着广泛分布的微裂隙系统向下渗流形成的。流体流动的速度很缓慢，流经的范围较大，其温度低，含盐度低，氧逸度高。由于流体由低温向高温条件转变，对于流经的岩石随着 H2O 的变热而逐渐被氧化，因此，对围岩内的金属有较强的萃取能力。因岩浆房存在负压区，下渗水的一部分将被抽进岩浆房。

第二类是钾化、绢云母化和碳酸盐化三期蚀变。其流体都是由下而上在一个较小范围内发生脉动或流动，流速较快。属于由高温到低温条件下流动的流体，随着水的变冷而逐渐被还原，造成了硫化物沉淀的有利条件。

三、蚀变分带和矿化的几点说明

多宝山矿床具有斑岩铜矿床典型的蚀变分带和比较明显的矿化分带。由矿床中心向外蚀变带依次出露有钾化带、绢云母化带和青盘岩化带。由主矿体中心向外，中心部分以斑铜矿为主，向两侧以黄铜矿为主，矿体外面分布有黄铁矿，与黄铁矿一起和在其外面分布有闪锌矿化。

1.对于环状蚀变分带的说明

矿区内几期主要热流体活动都与岩浆活动有关，因此，有必要从岩浆活动入手来探讨热液活动。

在矿床主矿带两侧，花岗闪长岩内含有大量围岩的张性构造角砾，说明这是一条张性构造通道。就在这条狭长的北西向通道两侧，花岗闪长岩体内出现了一条似斑状结构的条带，多宝山矿床及其东南的铜山矿床都位于这条似斑状岩相带内。与花岗闪长岩岩浆活动伴生的蚀变虽有其他一些类型，但主要蚀变是岩浆期后的青盘岩化，它占据了花岗闪长岩体的全部和少部分外接触带。

花岗闪长斑岩体如上所述位于北西向通道和似斑状相带内，与其紧密伴生的为钾化带，环绕着钾化带有绢云母化带，它们都位于似斑状相带内。

从多宝山的情况看来，因为这几期岩浆活动和热流体活动基本上都是沿着同一个北西向构造带上来。

这样，前后几期热流体活动叠加在一起，就形成了典型的环状蚀变分带。

根据多宝山矿区的情况，可以认为在斑岩矿床的生成过程中，如果岩浆热流体活动中心基本保持不变，亦即大致在同一地点作继承性的构造活动，而各期次的热流体分布范围有扩有缩时，一般情况下应当形成环状分带。如果活动中心改变时，蚀变分带就可能变成其他一些形态。世界上许多斑岩铜矿床都具有环状分带或似环状分带，表明了在斑岩矿床的形成过程中，矿床的岩浆热流体活动中心一般情况下往往保持不变或位移不大。

2.对于矿化的说明

多宝山矿床斑岩岩浆的侵位，黑云母化和与其伴生的铜矿化基本上是同时进行的，而且延续时间较长。斑岩岩浆与钾化期流体在时间上的一致性和空时上的紧密共生，充分说明了多宝山矿床与岩浆之间的成因关系。

根据流体包裹体提供的数据，钾化期间，从岩浆房溢出的高温高压高盐度热流体进入围岩时，由于压力变化大，或发生突降，使热流体温度迅速降低，从而导致了铜等络合物的分解和硫的还原，造成了生成硫化物的有利环境。

钾化，特别是其中的黑云母化带伴生的铜矿化，在不少斑岩铜矿床中，如潘古纳和宾厄姆，已经构成了铜矿体。在一些含有绢云母化带的斑岩铜矿床内，也同样要有钾化带，只不过是由于后期的叠加改造使钾化带不易辨认而已。如果铜矿床的成矿物质不是来自岩浆房，而是天水活动形成的，则不应称为斑岩铜矿床。

在多宝山矿床黑云母化带内，一般情况下含铜量只有 1000-2000ppm，有时也可构成小型铜矿体。在矿床内构成工业矿体的地段通过对早期蚀变岩石恢复后，原来都属黑云母化带。可见与黑云母化带伴生的铜矿化是不可缺少的，应当作为基础矿化。以后铜的富集与贫化都是在含铜的黑云母化带的基础上发展起来的。

形成黑云母化带本身已经构成了成矿的重要条件，以后发生的几期流体活动有的使铜迁移富集，有的使铜迁移贫化，在多宝山矿床内，硅化、青盘岩化、更长花岗岩的热变质和风化淋滤都造成了铜的贫化；绢云母化和碳酸盐化等则可以造成铜的富集。总之在含铜的黑云母化带内，只要有构造活动、岩浆活动和由此而引起的流体活动都会或多或少地对铜发生迁移，迁移的结果不是富集，就

是贫化。现在铜矿化的空间分布，乃是经过多次热流体对铜等迁移的最终结果。

目前矿床主矿体的所在部位一般说来，既是原来含铜黑云母化带的分布部位，也是强绢云母化带的叠加部位，在此基础上，中间部分又叠加上了碳酸盐化带。这些蚀变带从构造条件着眼，均有利于热流体的聚集，从物理化学条件看，均属于张性低压构造环境，属于碱性还原环境，均有利于含铜硫化物的沉淀。

矿床主矿带的硫化物分带是在黄铁绢英岩化的基础上发展起来的。在未经改造的黄铁绢英岩化带内，较多的黄铁矿与一定数量的黄铜矿比较均匀地分布在此带内。经过后来多次流体叠加改造，才形成了目前的硫化物分带格局。

3.多期次热流体叠加的证据

多宝山矿区现在的蚀变带和矿化带是多期次热流体对矿区岩石和矿石进行多次改造的结果。

叠加改造现象不仅表现在几个大蚀变带（青盘岩化带、钾化带和绢云母化带）的相互关系上，也表现在同一蚀变期次不同蚀变阶段生成的矿物上面。甚至还表现在不同蚀变程度的同阶段蚀变岩石上面。

蚀变矿物期次主要是根据矿物的相互交代关系建立起来的。共生矿物是在同一物理化学条件下生成的。譬如，在钾化带内，黑云母与钾长石很难找到它们的先后关系。但是有时一旦钾长石存在，周围的黑云母即行消失，说明二者不一定是共生矿物。斑岩岩浆期和期后一些蚀变矿物之间如钾化期的黑云母、青盘岩化期的绿泥石、绢云母化期的绢云母经常可以找到后者交代前者的现象，当蚀变程度增强时，前期形成的矿物即行消失。

除了蚀变矿物外，多期次热流体的叠加现象也反映在金属硫化物、包裹体的测温、爆裂曲线类型和硫同位素分馏等几个方面。

在残留的钾长石黑云母化亚带内，可以找到与黑云母紧密共生的黄铜矿和斑铜矿，其爆裂温度一般为 310－350℃。当遭受绢云母化叠加时，钾化期的硫化物部分以至于近乎全部可被绢云母化期硫化物交代。不过，除了多宝山矿区之外，在一些遭到石英绢云母化强烈叠加的矿区，钾化期生成的硫化物基本上已全被交代和迁移，很少见到残留矿物。如中国德兴矿区的硫化物已全部变成绢云母化期的产物，包裹体爆裂法测温尚未发现高于 275℃者。

通过多宝山矿区三条剖面对流体包裹体的系统测温资料，经过整理作图后，不仅可以识别出三期热流体的相互叠加，还可看到后面两期热流体的等温线与矿体产状基本吻合。

在多宝山矿床和主矿体的各个部位，系统地采取了流体包裹体爆裂样品 2000 个。根据爆裂曲线发现比较单一的蚀变带爆裂曲线类型简单，而主矿体爆裂曲线类型复杂。爆裂曲线类型组合之间的界线，与蚀变带、矿体的产状也很吻合，用上述样品测量爆裂频数，并根据爆裂频数的多寡作图后，等值线的界线与蚀变带和矿体界线也基本吻合。

根据各种硫化物 δ34S 值作图后，发现主矿体中心、片理化、绢云母化和铜矿化强烈处，δ34S 值最低，由中心向外 δ34S 值逐渐升高，表明 δ34S 值最低部位，正是热流体的强烈叠加改造部分。而且 δ34S 的等值线与蚀变带和矿体的界线也基本吻合。

在多宝山矿区，因为存在多期次热流体活动，后期对前期蚀变矿物叠加改造比较轻微，所以不论从宏观上或微观上，直接观察还是间接推测，都能发现在矿床范围内，特别是主矿体所在部位确曾发生过多期次热流体活动。

多宝山矿床叠加改造强度比较轻微，只是相对于其他斑岩铜矿床而言。早期形成的蚀变带一旦被晚期蚀变矿物叠加改造后，不论蚀变矿物、流体包裹体或同位素特征，大部分甚至是绝大部分均被改造，残留下来的毕竟是比例不大或寥寥无几。

四、蚀变和矿化的演化过程（仅限于多宝山矿床）

多宝山矿区的蚀变和矿化是经历了一个长期而复杂的过程，是多期次热流体叠加、改造的结果，因此，可以按时间顺序，说明它的演变和发展过程。概括说来，构造活动有时引起了岩浆活动，几次岩浆活动加上多次构造活动，导致多次热流体的活动，于是形成了围岩的蚀变和矿化。

过程概述如下：

A 受多宝山矿田西侧南北向大断层的拖动，原有的北西向构造被改造成为一条北西向弧形构造带。北西向压扭性弧形构造带构成了多宝山矿田的基本构造格局。约在同时或稍后，地层受到一次广泛的青盘岩化。从青盘岩化化带内铜迁出 50%以上。

B 在张性构造条件下导致花岗闪长岩岩浆的被动侵位。被动侵位的岩浆对围岩有强烈的抽吸作

用。其中一部分铜与水和矿化剂一起进入负压岩浆房。

C 被动侵位的花岗闪长岩发生碎裂，在花岗闪长岩体及其邻近围岩内发生了第二次青盘岩化，围岩经此次青盘岩化后，含铜量再一次降低。其中一部分随水和矿化剂一起进入负压岩浆房。

D 张性构造和下部岩浆房进一步发展导致花岗闪长斑岩岩浆的被动侵位。与斑岩岩浆侵位的同时，在侵位通道周围发生黑云母化，并伴随着较强的铜矿化。黑云母化带平均含铜量约为1000-2000ppm。

E 当岩浆房发展到晚期，岩浆房 H2O 逐渐增多，压力增大，引起爆破，使花岗闪长斑岩发生碎裂。以碎裂花岗闪长斑岩为通道由下面上来的岩浆后期流体发生钾长石化和石英化。热流体从钾硅化带内迁走部分铜，使石英钾长石化带的平均含铜量只有 300ppm±。

F 在碎裂的斑岩处发生强石英化形成石英核，并伴随有钼矿化，平均含钼＞200ppm。

G 稍后在黑云母化带的外围再次发生青盘岩化，遭受青盘岩化叠加改造的黑云母化带，铜再次迁出。

H 北西向弧形构造带的强烈活动生成了雁行状右列的片理化带。

I 在片理化带上，发生主期绢云母化。在绢云母化叠加改造的黑云母化带内，铜得到明显富集。一般含铜 2000－8000ppm。

J 北西向、北西西向和北东向、北北东向构造在空间上发生交汇和交叉。

K 几组构造在时间上发生多次交替活动。

L 几组构造交替活动，引起多次热液活动，在绢云母化带上，铜迁移富集后形成铜矿带，在构造有利部位形成铜矿体（含铜＞4000ppm）。

M 在铜矿带内，由于含铜矿液沿绢云母化带中下部流动，并向周围扩散，铜、铁、硫、锌等以其活动性不同，在矿带中心部分形成了以斑铜矿为主，两侧以黄铜矿为主，边缘以黄铁矿为主的矿化分带。

N 沿南北向构造发生碳酸盐化。碳酸盐化叠加在矿体上时，使铜矿化局部富集，含铜量一般≥5000ppm。

O 成矿后更长花岗岩发生主动侵位，围绕更长花岗岩形成黑云母角岩带，并破坏和贫化了它附近的部分矿体。

P 古生代末期，在铜山矿床内发生了东西向断裂，错断了铜山Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体。

Q 中生代燕山期岩浆热液活动，造成了矿区内几处细晶闪长岩的侵入、铜矿体的局部富集和在铜山矿床东部迭加有铜、锌、金等矿化。

第八章　矿床成因佐证

一、流体包裹体

在多宝山矿区共采集了 2500 余件岩心和地表岩石的流体包裹体样品。利用热台、冷台萃取分析法等手段，测定了矿体和围岩中流体包裹体的均一化温度、成矿流体的含盐度、密度、主要金属矿物的爆裂温度、全岩样的爆裂脉冲数以及石英的形成压力等，共获得测试数据 4000 余个。现将上述实验资料，综合整理如下：

（一）矿物中流体包裹体特征

石英中包裹体的类型按物相划分，计有：气体包裹体、气液包裹体、液体包裹体，含子矿物的多相包裹体和含液相 CO2 包裹体。按成因类型划分以原生包裹体为主，次生和假次生包裹体次之。

此外，方解石、石膏和绿帘石中也存在有较多的流体包裹体。

（二）包裹体类型

矿床的流体包裹体分为五类：

第Ⅰ类为气体包裹体，气液比大于 50%，均一温度范围为 249－560℃，主要温度区间集中在 360－480℃。盐度变化范围为 26－20Wt%。气体包裹体主要产于花岗闪长岩和花岗闪长斑岩中的石英、硅化石英的中、早期脉石英及方解石等矿物中。

第Ⅱ类为气液包裹体，气液比 15－49%，一般均一为液态，均一温度变化范围 167－469℃，主要集中在 240－360℃，液相含盐度 14－23Wt%。此类包裹体多分布在斑岩体，工业铜矿体及围岩中。

第Ⅲ类为液体包裹体，气液比小于 15%，均一温度变化范围 110－287℃，主要集中在 140－250

℃，含盐度 10－16Wt%。

第Ⅳ类为多相包裹体：此类包裹体包含气相、液相和固相子晶。本区固相子晶以石盐为主，有时还含有钾盐、硬石膏、赤铁矿、磁铁矿等。多相包裹体中的气液比为 10－15%，加热时，气泡早于石盐子晶消失，消失温度 148－292℃，全部均一温度变化范围 221－411℃，含盐度变化范围为 33－49%（重量）。多相包裹体主要分布在工业铜矿体范围内及紧邻它的蚀变岩石内。

第Ⅴ类为含液相 CO2 包裹体：这类包裹体除液相和气相外，还含有一定数量的液体 CO2。液相 CO2 转变为气相 CO2 的部分均一温度为 20－27.4℃，全部均一温度变化范围 245－370℃。

（三）包裹体温度测定

共测得均一温度数据 1900 多个。将所获得的数据绘制成均一温度直方图（图 8-1）。

从图 8-1 可以看出，本区流体包裹体均一温度变化范围很宽，从 560－110℃皆有流体活动，但主要集中于 150－420℃。

根据图 8-1 的形态特点，包裹体的类型和所划分的蚀变矿化阶段，可将矿床流体包裹体的均一温度大致划分为三个温度区间。第一个温度区间是 310－560℃，热流体多呈气态和高盐度液态出现，其中 420－310℃为黑云母化、钾长石化、钠长石化和高温石英化阶段，并伴随硫化物矿化，形成了铜的初次富集。温度区间 310－250℃为钾化晚期到青盘岩化早期的过渡阶段。第二温度区间从 250－180℃为绢云母化期，在钾化期的蚀变矿化背景上经过绢云母化期热液叠加改造后形成了大量硫化物，构成了成矿主期。第三温度区间从 200－150℃，为碳酸盐化期，在矿体内生成了含斑铜矿、蓝铜矿等网状细脉。一般温度从 250－150℃以下。青盘岩化花岗闪长岩中的石英和绿帘石内含的包裹体具有气液比小、低温、低盐度等特征，气体包裹体，含盐度小于 10Wt%。

由于在矿床范围内多期次热流体的叠加和改造，在同一测试样品内，常常出现高、

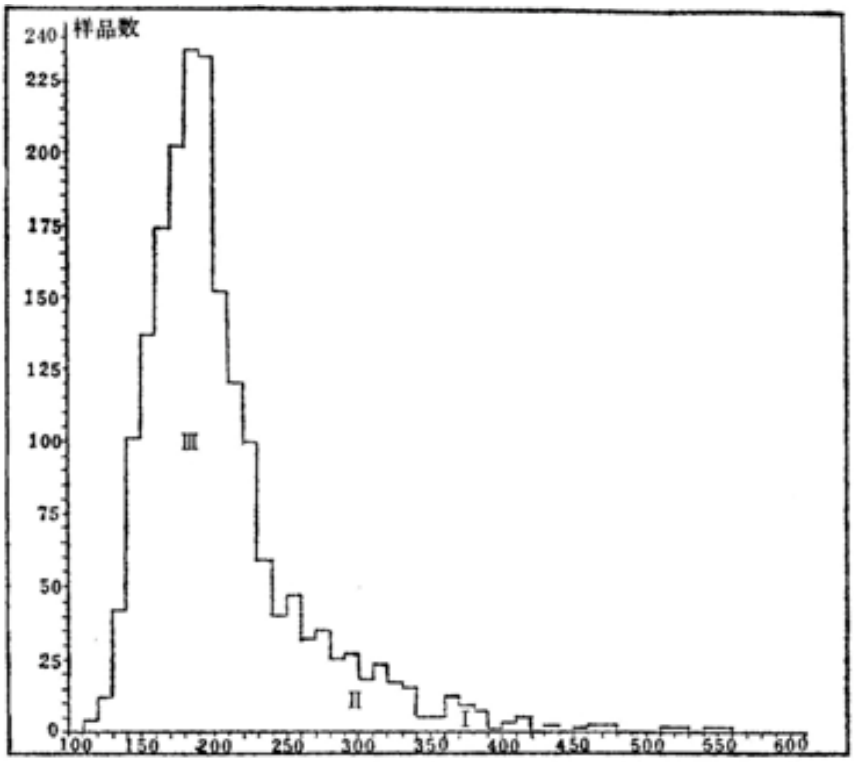


图 8-1　多宝山铜矿床均一温度直方图

中、低温包裹体的紧密共生现象。

（四）热晕特点

为探索本区热液活动的特点，我们利用多宝山矿床 303 号剖面获得的均一法测温数据，在工业铜矿体范围内，按三个温度间隔，分别绘制了高、中、低温热晕等值线图及三个间隔的热晕叠加图，高温热晕等值线图呈圆形环带状。该等值线图，反映了钾化期早阶段所形成的流体包裹体，在遭受后期蚀变叠加后残留下来的高温包裹体。

中温和低温热晕等值线图呈一向延伸的条带状，与矿体延伸方向吻合，低温热晕是在绢云母化期和碳酸盐化期多次热流体活动情况下生成的。

矿体中心部位也是高、中、低三个温度间隔热晕的叠加之处，这点也说明矿床的富集地段和成矿热流体活动的多次叠加是密切相关的。

爆裂温度：单矿物爆裂温度数据共测定 96 个，各种单矿物的爆裂温度大部分均相互重叠。

区内磁铁矿样品，经测试均无反应，爆裂曲线平直。此特征说明磁铁矿的形成，可能与早期黑云母化有关。

黄铁矿爆裂温度的变化范围为 115－340℃。浸染状黄铁矿有两组温度：一组为 320－340℃；另一组为 180－240℃。后者和绢云母化关系密切。前者是与石英共生的脉状黄铁矿，其爆裂温度可达 340℃，显然是钾化期的产物。

黄铜矿爆裂温度变化范围为 150－330℃，大致可以分为两组：一组为 315－330℃，相当于钾化期；另一组集中在 230℃，应相当于绢云母化期。

斑铜矿的爆裂温度按矿石类型划分，分为：细脉浸染型斑铜矿爆裂温度为 290－330℃，约相当于钾化期的晚期。沿构造破碎带充填的角砾状斑铜矿的爆裂温度为 190－200℃，应相当于碳酸盐化期。

以上爆裂法测试结果和均化法测温资料对比，基本吻合。从金属矿物测温资料方面，也说明了钾化期形成铜的初次富集和绢云母化期、碳酸盐化期的叠加富集成矿。

本区多相包裹体的含盐度经实际测试，其变化范围为 33－49Wt%。

本区矿物中流体包裹体的含盐度在时间上都有一定的变化规律。时间上，早期青盘岩化所形成流体包裹体的含盐度低于 10%，钾化期早阶段石英测得含盐为 14－20Wt%，钾化期形成的与硫化物伴生的包裹体的含盐度达 33－49Wt%。包裹体广泛分布于石英－绢云母化叠加改造的黑云母化带内。晚期热流体所形成的包裹体的含盐度明显降低，变化于 0－16Wt%范围内。在空间上，高盐度多相包裹体分布在工业铜矿体范围内。总的趋势，从铜矿体到围岩，矿物中包裹体含盐度明显下降。

（五）均一瞬间压力

成矿压力是斑岩型矿床的重要控矿因素之一，压力的测定具有很大的理论和实际意义。在本区按包裹体的不同类型，采用了不同的估算和测定方法。

NaCl 型多相包裹体均一瞬间压力：压力变化于 750-1600 大气压之间。

气体包裹体形成的蒸气压，变化范围为 80-600 大气压。

通过含液相 CO2 包裹体所测定出的成矿压力为 90－570 大气压。此压力值也说明成矿过程经历

过开放条件。

由以上所获得的压力值可知，在成矿流体演化的全部过程中，早期气态流体的压力不大，含石盐子晶的多相包裹体均一瞬间压力相当大。成矿晚期，形成大量液体包裹体，压力相对较小。总之，在多宝山矿床成矿过程中，矿区内成矿压力具有较大的变化范围，包裹体的均一瞬间压力值变化于80－1600 大气压之间。

在多宝山斑岩铜矿床中，工业铜矿体内流体沸腾现象十分普遍。本区沸腾现象的标志是：气体包裹体生成温度为 560－427℃，气液（液体）包裹体生成温度为 470－110℃，二者经常重叠，同一样品中，气体包裹体和高盐度多相包裹体同时存在。

（六）蒸发晕及爆裂曲线类型

蒸发晕是指热液矿床形成时，溶液向周围岩石扩散、渗透的性能和范围。热液作用的强度越大，则扩散和渗透的性能越强，范围也越大，这样就在热液矿床的矿体周围形成了一定的热液扩散渗透区，构成了矿体周围的晕圈。在蚀变岩石和蚀变矿物基本相同的情况下，在热液活动中心的包裹体的数量多，随着与热液活动中心的距离增大，包裹体的数量逐渐减少。

在多宝山矿区，从地表和岩心中，共采集了 1500 多个全岩样品，用热声分析仪做了爆裂法测试，发现该区不同岩性、不同的蚀变类型以及某些不同成因的矿物，其流体包裹体的相对数量（即蒸发晕）和爆裂曲线的特征均有很大差别。这些资料对查清本矿床的蚀变和矿化特征及进一步确定成矿有利地段，提供了有意义的资料。

1.矿石堆积和围岩蚀变与斑岩岩浆侵入活动伴生的大量热流体活动密切相关，因此环带状围岩蚀变带和矿化带是以斑岩体为中心。

通过对本区各种蚀变岩的爆裂法测试表明（表 8-1），流体包裹体的分布与蚀变带的分布大致吻合。由石英核向外，随着蚀变程度特别是随硅化程度的逐渐减弱，流体包裹体的数量则依次降低。

表 8-1　各蚀变（亚）带的测试结果

岩　　性	蚀 变（亚）带	爆裂脉冲数*	样　品　数
花岗闪长岩 花岗闪长斑岩	强硅化亚带（石英核）	11540	36
	钾硅化	8670	66
	钾长石－黑云母化亚带	6110	25
	石英－绢云母化亚带	4800	26
	绿泥石－绢云母化亚带	4460	92
	绿泥石－绿帘石－绢云母化亚带	2830	47
	青盘岩化带	2280	42
安山玢岩		580	26
细 砂 岩		760	4
脉　　岩		500	12

*爆裂脉冲数是指样品中包裹体的相对数量

（2）工业铜矿体的上、下盘虽然都有蒸发晕异常显示，但数量相差较大。从多宝山矿床 66 线上三个不同部位的钻孔所获得的爆裂脉冲数分析：穿过主矿带上盘的 ZK579 孔、ZK569 孔的平均脉冲数为 5000－8000 次/1 克试样，而穿过矿带下盘的 ZK516 孔，其爆裂脉冲数明显减少，为 2000－3000 次/1 克试样。产生的原因是成矿热流体进入矿体下盘停留的时间很短，很快向上盘流动和扩散，在上盘停滞的时间较长，与上盘矿石作用的时间较长。

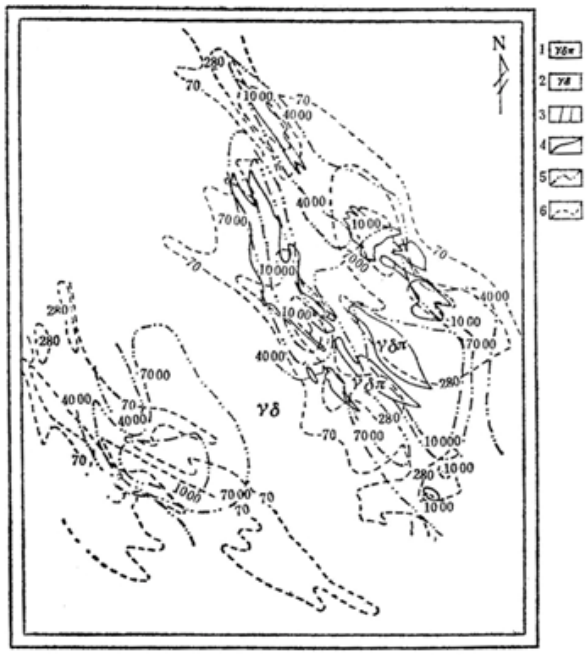


图 8-2　多宝山铜矿床蒸发晕与 Cu 原生晕异常对比图

1—花岗闪长斑岩；2—花岗闪长岩；3—矿体；4—地质界线；5—蒸发晕曲线；6—Cu 原生晕曲线。

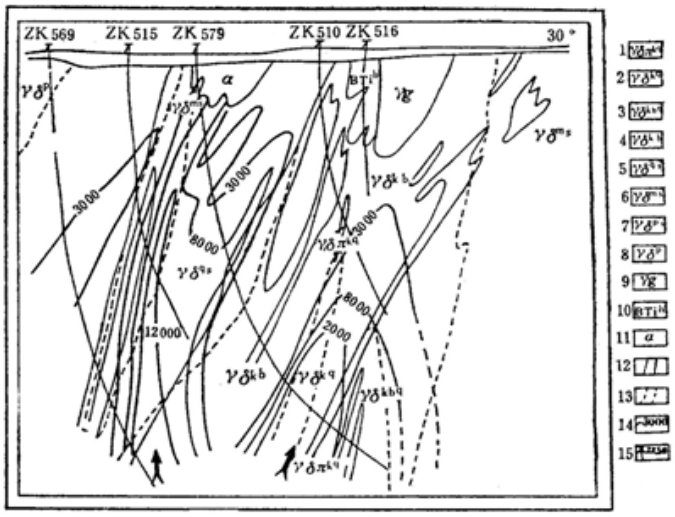


图 8-3　多宝山铜矿床 66 号勘探线蒸发晕图

1—钾硅化花岗闪长斑岩；2—钾硅化花岗闪长岩；3—钾长石-黑云母化花岗闪长斑岩；4—钾长石-黑云母化花岗闪长岩；5—石英-绢云母化花岗闪长岩；6—绿泥石-绢云母化花岗闪长岩；7—青磐岩-绢英岩化花岗闪长岩；8—青磐岩化花岗闪长岩；9—更长花岗岩；10—角岩化角砾凝灰熔岩；11—安山岩；12—矿体；13—蚀变界线；14—爆裂频次数曲线；15—钻孔及编号。

（3）不同岩性和不同蚀变类型的岩石，不仅流体包裹体的数量具有明显差别。而且，爆裂曲线的特点也显然不同。爆裂曲线图是样品中流体包裹体被加温时，产生爆裂声响的原始记录。爆裂曲线的特征一般是指曲线的峰高、峰宽、峰的数量以及峰的形状等，它和被测试样（岩石矿物）所经受流体活动的期次和强度密切相关。

本区获得 1500 张爆裂曲线，大致可划分为四类十种不同特征曲线。四类爆裂曲线为：平缓（平直）爆裂曲线（Ⅰ）；单峰爆裂曲线（Ⅱ）；双峰爆裂曲线（Ⅲ）；多峰爆裂曲线（Ⅳ）。

安山岩、凝灰熔岩、碎屑岩以及后期脉岩类多为平缓型爆裂曲线，爆裂强度无变化，爆裂脉冲数为 300－1000 次/1 克试样。

单一蚀变的岩石，如青盘岩化花岗闪长岩、强片理化绢云母化蚀变岩，在没有遭受后来蚀变叠加时，其爆裂曲线多为单峰正态曲线。

如岩石遭受多次流体活动作用，受到多种蚀变叠加，而叠加并不十分强烈，则爆裂曲线具多峰叠加的特点，爆裂区间明显增宽。

二、稳定同位素地质

铜矿区内共取硫同位素样品 234 件（其中黄铁矿 122 件、黄铜矿 85 件、斑铜矿 24 件、方铅矿 1 件、辉铜矿 1 件）、碳同位素 12 件、锶同位素 23 件、氧同位素 42 件、氢同位素 7 件、铅同位素 14 件，合计 332 件。

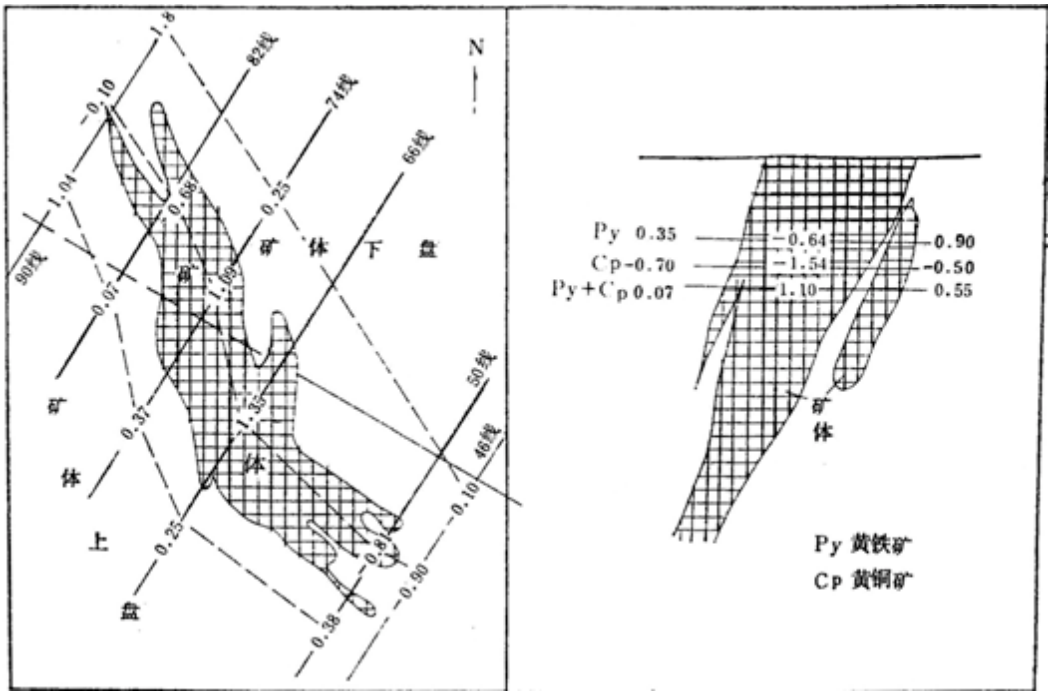
（一）硫同位素特征

1．硫同位素组成的一般概述

多宝山矿床内进行硫同位素测定的硫化物矿物共六种。但主要为黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿。硫同位素组成 δ34S 值的变化范围为 3.3－-5.2‰，平均值-0.77‰；其中黄铁矿变化范围 3.3－-5.2‰，平均值-0.29‰；黄铜矿变化范围 1.2－-4.2‰，平均值-1.34‰；斑铜矿变化范围 0.6－-3.5‰，平均值-1.38‰。

矿体及其上下盘的硫同位素组成呈现规律性的变化。黄铁矿 δ34S 值在矿体上盘的平均值为 0.35‰；矿体中为-0.04‰，矿体下盘 0.9‰；黄铜矿在矿体上盘的平均值为-0.7‰，矿体中-1.54‰，矿体下盘-0.5‰；主要硫化物在矿体上盘的 δ34S，平均值为 0.07‰，矿体中-1.01‰，矿体下盘 0.55‰。即无论是一种矿物还是几种硫化物的平均值都明显的呈现出自矿体中部向两侧（上、下盘）递变的特点。这种分馏的结果，使主矿体上下盘的重硫相对富集了 1－3‰。

据此可以设想，成矿热流体主要沿矿体中心进入。通过的热流体越多，带走的重硫越多。轻硫富集的地段必然是矿体中心部位。



通过对多宝山矿床的研究认为，硫同位素组成的分布与矿化活动关系十分密切。矿床矿体的产状与构造（片理化）产状基本一致，包裹体的热晕及蒸发晕的形状，与矿体的产状很吻合。这些都说明矿化流体的活动，并不是按的垂直或水平的方向运移的。而与构造或片理的产状有关。（图 8-4）

（二）氢氧同位素特征

在多宝山矿床共测试氧同位素样品 30 个，氢同位素样品 7 个。对各类火成岩、火山岩和与蚀变矿化有关的蚀变矿物都进行了氧同位素测定，对青盘岩化期的绿帘石化长石和蚀变钾长石石英进行了包裹体中的 δ0 测定，对蚀变绿帘石和绢云母进行了单矿物 δ0 测定，同时对矿区现代雨水也做了氧同位素测定，其结果见表 8-2。

1．火成岩的氧同位素组成及初始岩浆水

表 8-2　多宝山铜矿氢、氧同位素组成

样品号	样品产状	测定对象	$\delta^{18}O$（‰）	δD（‰）
IVk 02	花岗闪长斑岩	石　英	9.74	
3	更长花岗岩	石　英	9.37	
6	花岗闪长岩	石　英	8.22	
8	安　山　岩	石　英	8.83	
10	安　山　岩	石　英	9.34	
3	硅　化　期	石　英	10.57	
11	主矿化期	石　英	9.95	
14	主矿化期	石　英	9.33	
15	主矿化期	石　英	11.34	
24	碳酸盐化期	石　英	10.76	
26	石英磁铁矿脉	石　英	8.56	
28	花岗闪长斑岩	石　英	9.53	
30	更长花岗岩	石　英	8.58	
1	花岗闪长岩	石　英	10.59	
IVkH 4	钾硅化期	石　英		−96.9
IVk0 46	钾硅化期	钾长石	9.88	−104.7
IVk H6	主矿化期含铜石英脉	石　英		−105.1
IVk0 49	石英绢云母化期	绢云母	8.76	
50	石英绢云母化期	石　英	9.46	
51	石英绢云母化期	绢云母	7.02	
52	石英绢云母化期	石　英	10.60	
53	石英绢云母化期	绢云母	8.84	
34	花岗闪长岩	角闪石	6.09	
35	黑云母钾长石化	黑云母	4.09	
36	磁铁矿脉	磁铁矿	0.04	
33	磁铁矿脉	磁铁矿	1.54	
40	青盘岩化期	绿帘石化长石	9.02	−101.3
42	青盘岩化期	绿帘石	3.72	
43	青盘岩化期	绿帘石	3.61	
16	钻　孔　中	水	−13.38	
17		雨　水	−12.66	
18	食用井中	水	−12.25	
IVk H5	钾硅化期石英脉	石　英		−92.2
IVk H44	青盘岩化期	绿帘石		−89.71
IVk H53	石英绢云母化期	绢云母		−85.5

由表 8-2 可知，多宝山铜矿钾硅化期成矿流体的氧同位素组成在 4.68—8.90‰范围内，石英绢云母化期 $\delta^{18}O$ 值为 0.59—5.50‰，晚期碳酸盐化阶段为−1.47‰。主矿化阶段的流体 $\delta^{18}O$ 值为 0.76—5.67‰；磁铁矿化阶段为 6.4‰。自钾硅化期至碳酸盐化阶段流体的 $\delta^{18}O$ 值逐渐降低。根据不同蚀变矿化期流体的氧同位素组成和氢同位素组成，绘制 $\delta^{18}O$—δD 关系图（图 8-6）。由图可以看出，各蚀变矿化期介质水的氢氧同位素组成介于该地区大气降水与原始岩浆水之间，其演化似直线型，由此可知，硅化期和黑云母钾长石化期热流体主要为岩浆水，仅有少量的雨水加入，石英绢云母化期则有雨水加入蚀变热流体中。青盘岩化期蚀变介质更接近雨水。图 8-6 内各蚀变期次的 H_2O 与天水差别较大的原因，可能是 H_2O 在围岩长距离的缓慢运移过程中，H－O 同位素与围岩发生交换的结果。

表 8-3　多宝山矿床不同产状地质体热液体的氧同位素组成

地质体产状	测定矿物	$\delta^{18}O$（‰）SMOW		$\delta^{18}O_{H_2O}$（‰）热流体	δD（‰）SMOW
		$\delta^{18}O$‰	平均 $\delta^{18}O$（‰）		
钾硅化期	石　英	10.57	10.57	4.68—8.90	
石英绢云母化期	石　英	9.46	10.08	0.59—5.50	
	石　英	10.60			
晚期碳酸盐化	石　英	10.76	10.76	−1.47	
主矿化期	石　英	9.95	10.21	0.76—5.67	
	石　英	9.33			
	石　英	11.34			
磁铁矿阶段	石　英	8.56	8.56	6.4	
现　代	钻孔水			−13.38	−97.04
大气降水	雨　水			−12.66	−91.28
	井　水			−12.25	−88.00

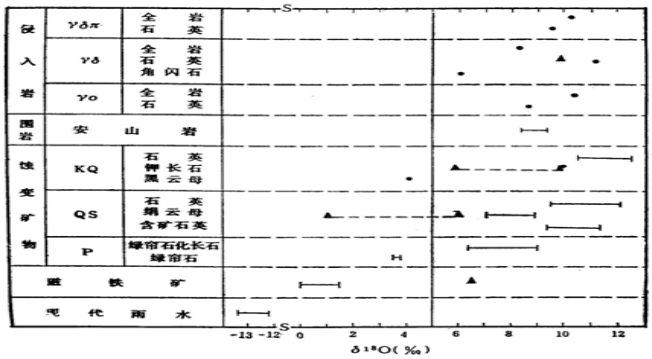


图 8-5　多宝山铜矿床不同地质体和矿物的 $\delta^{18}O$ 值范围

γδ—花岗闪长岩；γδx—花岗闪长斑岩；γo—斜长花岗岩；kq—硅化黑云母钾长石化期；qs—石英绢云母化期；p—青盘岩化期；▲—蚀变矿化介质水的 $\delta^{18}O$。

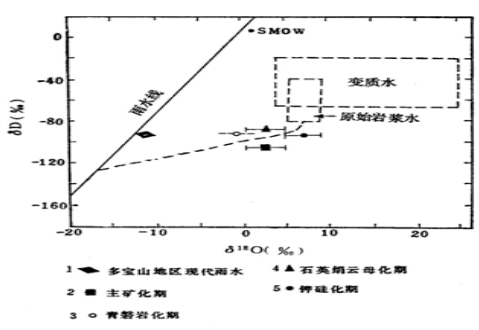


图 8-6　多宝山铜矿床 δ180－δD 关系图

（三）碳同位素特征

铜矿床的碳酸盐化非常普遍，为了查明碳质的来源，对多宝山组（中奥陶统）大理岩和不同碳酸盐化期的蚀变方解石进行了碳同位素的测定，同时做了氧同位素的测定。

大理岩 δ13C 值变化范围为-1.99－-1.27‰，平均值-1.63‰；δ180 值为 10.53－11.89‰，平均值 11.21‰大理岩的 δ13C 值与标准海相沉积岩的碳同位素组成几乎完全一致，据 δ13C 分析，多宝山大理岩为典型的海相沉积物。

（四）锶同位素特征

多宝山地区共测试铷－锶同位素样品 23 个。分别采自花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、更长花岗岩、安山玢岩及奥陶系中统多宝山组安山岩。结果见表 8-4。

五类岩石中的现代 87Sr/86Sr 值都很近似。花岗闪长斑岩和更长花岗岩的等时线的线性关系很好。其起始 87Sr/86Sr 比值分别为 0.70541 和 0.70369。其它三类岩石结果落点集中，线性关系不好,所以没有求出起始 87Sr/86Sr 值。但它们的现代锶比值比较一致。花岗闪长岩为 0.7038－0.7095，平均值 0.7058；花岗闪长斑岩为 0.7052－0.7086，平均值 0.7064；更长花岗岩为 0.7042－0.7052，平均值 0.7049；安山岩为 0.7047－0.7058，平均值 0.7052；安山玢岩 0.6994－0.7052，平均值 0.70301。它们的平均值最大为 0.7064，最小值为 0.7030，所以可以认为这些岩石的初始 87Sr/86Sr 值近似。把这些数值投到 Faure 和 Hurley（1963 年）作的 Sr 同位素演化图上（图 8-7）可以看出，该五类岩石的初始锶比值落点都集中在玄武岩来源区。

表 8-4　锶—锶样品分析结果表

样 品 号	岩　　性	^{87}Rb（μmol/g）	^{86}Sr（μmol/g）	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ 现代
IVKRS 1	花岗闪长岩	14.8718	26.43673	0.56254	0.703936
2	花岗闪长岩	20.6864	55.16763	0.37497	0.703848
3	花岗闪长岩	14.9046	32.0994	0.46433	0.70527
4	花岗闪长岩	13.6689	45.1484	0.30276	0.706228
5	花岗闪长岩	13.05893	16.45782	0.79348	0.709598
6	花岗闪长斑岩	14.48153	18.76501	0.77173	0.706366
7	花岗闪长斑岩	9.32455	24.15768	0.38598	0.705246
8	花岗闪长斑岩	19.65496	3.87396	5.073645	0.7085795
9	花岗闪长斑岩	10.3882	63.01675	0.16485	0.705485
10	安山岩	4.82236	61.5436	0.07836	0.705535
11	安山岩	7.74873	63.7520	0.12154	0.704686
12	安山岩	4.0051	67.0770	0.05970	0.704786
13	安山岩	7.37584	77.6919	0.0944	0.705809
15	更长花岗岩	10.7264	26.10441	0.4109	0.704932
16	更长花岗岩	13.1250	72.7040	0.18053	0.704241
17	更长花岗岩	14.13633	28.1313	0.50429	0.705041
18	更长花岗岩	11.21716	26.60232	0.42166	0.705211
19	安山粉岩	0.76847	71.1684	0.01067	0.704990
20	安山粉岩	1.081107	68.6887	0.01556	0.70468
21	安山粉岩	0.98616	60.4652	0.016122	0.70518
22	安山粉岩	0.58646	80.21754	0.007226	0.70032
23	安山粉岩	6.76928	181.4916	0.036869	0.69940

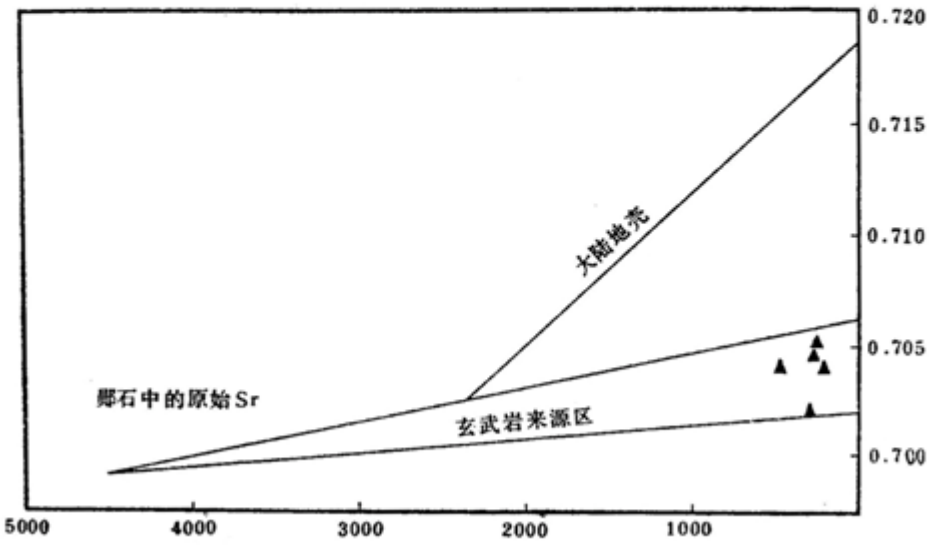


图 8-7　海洋玄武岩来源区和大陆地壳中的 Sr 同位素演化

图 8-7　海洋玄武岩来源区和大陆地壳中的 Sr 同位素演化

综上得出如下结论：在多宝山地区，从中奥陶世的中性火山活动开始，到华力西中晚期中酸性侵入体的侵位，岩浆都应来自深源或某些深源岩浆岩的重熔。尽管这些岩石的成岩时代相差较大，但从它们的 87Sr/86Sr 比值可以看出，它们的 Sr 同位素系统是稳定的，说明不同期次的岩浆活动均受到本区区域岩石化学场的制约。

（五）铅同位素特征

共取了四个铅同位素样品，分析结果见表 8-5。从表中可以看出，不同地区的铅同位素组成分布比较稳定，除 1 号样品 206Pb/204Pb 值稍大些外，其它结果都很接近，其变化范围在 0.3－0.4‰之间。

表 8-5　多宝山矿田铅同位素结果表

样 品 号	样 品 位 置	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
IVK Pb 1	多宝山矿床	17.996	15.568	37.707
2	铜山矿床	17.630	15.485	37.415
3	铜山矿床	17.560	15.434	37.300
4	争光矿点	17.592	15.461	37.350

把铅同位素组成投到 227Pb/204Pb－206Pb/204Pb 和 208Pb/204Pb－206Pb/204Pb 关系图上，遵循单阶段演化模型属正常铅范围。

（六）几点结论

1.矿田内硫同位素组成的变化范围窄，矿液总硫值为-0.75‰，所以认为矿床的硫来自岩浆房。

2.硫同位素的分馏与蚀变矿化活动关系密切，空间上显示出以矿体为中心，以侧向分馏为主的变异晕。变异的结果使中心比其外侧富集 1.5－2.5‰的同位素 32S。

3.根据硫同位素组成的特点，大致推断：主成矿期矿液的 pH 值开始为弱酸性，晚期增高，向弱碱性方向变化。主成矿期之后的氧逸度从早到晚有逐步升高的趋势。

4.根据多宝山铜矿床硫同位素组成变异晕特征，变异晕中心在矿体的最厚大部位，变异曲线特点与高品位矿体形状及构造强烈部位（强片理化）吻合，与矿物包裹体的热晕基本一致，故推断变异晕的中心就是矿液活动中心。

根据同位素组成的梯度变化及参照其它资料，认为钾化期成矿溶液是来自花岗闪长斑岩下部的岩浆房。矿液沿花岗闪长斑岩处的通道上来，再向周围运移。

5.矿区中花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、更长花岗岩、安山玢岩和中奥陶统多宝山组安山岩的锶同位素初始比值一致，同属玄武岩浆来源区的产物。这说明从奥陶纪火山活动开始，到华力西末期更长花岗岩侵位都是受本区同一个岩石化学场控制的。

6.多宝山铜矿床碳酸盐化期的碳质绝大部分来自地层中碳质岩石。碳酸盐化期介质水大部分是大气降水。

7.花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、更长花岗岩和安山岩的 δ180 值基本一致。根据侵入岩的氧同位素特点判断，表明它们属“I”型花岗岩类岩石。花岗闪长岩岩浆水与标准岩浆水的 δ180 值基本一致。各蚀变矿化阶段热液中都不同程度有雨水参加。黑云母钾长石化和石英化期，以及与其相伴生的磁铁矿化，主要为岩浆水，石英绢云母化期（亦即主矿化期）介质水中有大量的雨水参加；蚀变矿化流体属混合源；青盘岩化期热液水更接近雨水。

8.矿田内的矿石铅均系正常铅，符合单阶段演化模式。矿石铅 φ 值的平均值为 314 百万年，表明矿石铅来自火成岩，与华力西中晚期的岩浆活动有关。

三、几个问题的探讨

（一）岩浆活动与成矿的关系

因为绝大多数侵入体基本上不具矿化，甚至连蚀变都没有，这就不得不使人认为，岩浆活动与成矿并没有必然联系，成矿只能算作岩浆活动发生的特殊情况。因而，不得不使人考虑，对于岩浆活动需要进一步分析和划分，以期找到与成矿有密切关系的岩浆活动和岩浆岩体。

从大兴安岭中部到小兴安岭所见到的岩体常常是大面积出露的花岗岩类。这些侵入岩大多数属

于重熔花岗岩，除非有深源岩浆侵入或在有利的围岩接触带处方能见到矿化。这些大型侵入岩体约可分为两种：一种是普通花岗岩，呈肉色，一般称为肉红色花岗岩；另一类花岗岩是以花岗闪长岩和斜长花岗岩为主，呈灰白色，通常称为灰色花岗岩。肉色花岗岩属于主动侵位，即岩浆内压大，岩浆挤开围岩侵入上来。从侵入到结晶成岩基本上不与围岩发生成分交换。

灰色花岗岩多数情况呈独立岩体，有时属于肉色花岗岩的边缘相。它和围岩接触时，如果发生接触交代作用，则在外接触带形成几十米到一、二百米的混染带或角岩带。带内有时见有小规模的蚀变和矿化，内接触带有时出现侵入岩相系列；从闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、斜长花岗岩、花岗岩到伟晶岩脉、细晶岩脉。其中常可见到所谓的“蚀离体”，实际上是未经充分交代的围岩捕虏体。在侵入方式上，仍属主动侵位。

燕山期的次火山岩体分布广泛，多数均不伴有蚀变和矿化。主动侵位者居多。

岩浆侵位的另一种方式是被动侵位，被动侵位环境是内压甚低的张性构造环境。这种环境有时由构造活动引起，有时由岩浆喷发活动引起，当岩浆房喷出大量岩浆后，岩浆房的内压必然降低，内压低的岩浆房为了使其压力与围岩保持平衡，必然发生虹吸作用，一方面从下面抽进岩浆，一方面从周围抽进大量水，如果所抽的水中含有矿化剂和成矿金属，岩浆房就发展成为含矿岩浆房。

在自然界，有时见到分布有大规模的蚀变带，但无像样的矿体。这就表明，即便是被动侵位，对围岩有虹吸作用，但只抽进大量水而缺少矿化剂和金属，也同样难以形成矿床。

什么样的地质环境才能形成像样的矿体和矿床呢？看来，只有深入研究大型成矿带才能找到答案。如长江中下游的铁铜矿带，邢邯地区的铁矿带都可提供重要证据。

沿长江中下游分布有三选系海退形成的含膏盐地层。河北邢邯地区奥陶系地层内也含膏盐层。这些含膏盐的地层风化后常呈角砾状灰岩，实际情况是胶结角砾的膏盐暴露到地表，受到风化溶蚀后，做为胶结物的膏盐已被溶蚀掉，因此，地表这些膏盐层很难辩认。还有一些海退形成的红层虽不具明显的膏盐层，但也含有一定数量的膏盐，在成矿过程中也同样起到提供矿化剂的作用。

成矿的另一种情况，按照正岩浆学说的说法，成矿金属尽皆来源于深源岩浆房。但不少情况表明，成矿金属的来源是比较复杂的，有的主要来自围岩，有的部分来自围岩，部分来自岩浆房，有的主要来自岩浆房，如基性和超基性岩体内形成的钒钛磁铁矿和铬铁矿等，成矿元素显然来自岩浆

房。

由上述可知，岩浆热液成矿至少应具备三个条件：一是水，大概主要是由天水提供；二是矿化剂，主要是来自含膏盐的地层；三是成矿金属，视具体情况而定。是否还有其它条件呢？肯定有，只能有待于今后工作去发现吧！

（二）热液来源于青盘岩化阶段

1、问题的提出

在多宝山矿区进行化探过程中，发现正常场的中奥陶统火山岩含铜普遍较高，平均值约为130ppm，而环绕矿体的青盘岩化带含铜量却低于正常场，平均含铜量只有 58ppm，更奇怪的是，越是接近矿体，围岩含铜量越低，到了距矿体只有 3-5 米处，围岩含铜量只有 10-30ppm。这个结果与我们原来的设想大相径庭，感到不可思议。按常规想法，矿体处含铜最高，由矿体向外，含铜量应依次降低，一直降到正常场为止。但实测的结果却是，从矿体向外，只有三、五米，围岩含铜量突然降到最低值；由最低值到青盘岩化带，围岩含铜量升到青盘岩化带平均值（58ppm），再向外到正常场，围岩含铜量升到 130ppm。

客观事实既然不容推翻，也只能以事实为依据重新考虑问题。

2、铜在青盘岩化阶段从围岩中迁出的数量

多宝山矿田青盘岩化带的面积约为 70 平方千米。根据 SiLitoe 的斑岩铜矿模式图，结合多宝山矿田的实际情况，推测原来层火山岩厚度约为 3000 米；多宝山矿区上覆地层厚度约为 6000 米，勘查钻探深度超过 1000 米，合计青盘岩化带的深（厚）度约为 10000 米。由此，可大致估算出从地层中迁出铜的数量约为 1 亿吨。

3、青盘岩化带内的水由上而下迁移的证据

通过对 H•O 同位素的研究，青盘岩化期的水基本上属于天水范畴。但天水如何进入岩浆房，还必须

找出确切的证据。

1）火山岩中的珍珠岩和一些凝灰岩含水量常可达到 10-20%。岩浆中能溶进 10-20%的水，只能在高压下（10 千米以下）才能实现，说明火山活动过程可以使水达到 10 千米以下的深度。

2）多宝山花岗闪长岩岩浆对围岩的抽吸作用

从多宝山矿区收集的岩石化学资料可知，未凝固的花岗闪长岩岩浆对围岩（安山岩及其凝灰岩）有明显的抽吸作用。不仅出现在侵入接触带处，就是多宝山 3 号矿带上的安山岩悬垂体也受到岩浆房深部强烈的抽吸作用。岩浆房内部显然存在一个负压区，正因为它的存在，岩浆才能对围岩发生抽吸作用，才能将含矿化剂和金属的水溶液抽进去，发展成为含矿岩浆房。

由此看来，多宝山矿田的研究成果不仅解决了青盘岩化的作用问题，更重要的是，解决了热液的来源和含矿岩浆房的演化过程。

矿体周围形成成矿元素的降低场，在许多矿床都可见到。如：内蒙三河铅锌矿、吉林夹皮沟金矿、江西城门山铁矿和德兴铜矿等。情况似乎并不复杂：只要岩浆房或张性构造带出现负压时，就会将周围的水抽吸进去，如果水中有矿化剂，成矿金属，就可以形成含矿的岩浆房。如果在适当时机将含矿的水排到有利于成矿部位就可以形成矿体。岩浆热液成矿的这种模式，就是先抽后排。岩浆房不但起到热机的作用，还要起到水泵的作用。

4、铜能否从青盘岩化带内发生迁移？

为了解决这个问题，从事成矿实验的李佩兰教授从多宝山矿区采取了足够的样品作铜的迁移试验。

实验是在对控式高压淋滤装置中进行，温度由 TWK 自动控温仪控制。实验样品装在两端安有半透膜的石英玻璃管中，并将此管置于高压釜中。淋滤介质为含 2-5molNacl 的水溶液，实验温度 250-150℃，压力 500atm 左右，每次实验持续 24-72 小时。

实验结果表明，含 NaCl 的水溶液在中高温条件下对样品中铜的溶解活化能力较强，在 24-72 小时时间内，有 70%的淋滤值已经达到矿的下限量值（10ppm），说明加热的海水和热卤水有利于安山岩内铜的活化迁移。铜在青盘岩化带内的迁移是不成问题的.

（三）硫化物的形成环境

1、研究现状

有色金属和大部分贵金属均以硫化物的形式出现和与硫化物紧密共生。如果能够阐明硫化物的成因环境，不论对于矿产勘查和成矿理论研究都是有益的。但遗憾的是，人类已进入了二十一世纪，迄今对于自然界硫化物的成因仍旧未作定论。1988 年《多宝山斑岩铜矿床》专著中曾经提到过这个问题，并做了成矿实验和论证。为了引起学术界的注目，对于硫化物的成因拟欲再次作一番叙述和论证。

2、在自然界，常可看到如下一些情况：1）煤层中常常含有 FeS2 结核；2）采油时原油常常含有多种硫化物；3）黄铁矿型矿床下部常常伴有石膏层；4）斑岩铜矿钾化带常有硬石膏，经绢云母化迭加改造后，硬石膏基本消失，出现了大量硫化物；5）在斑岩铜矿床内的角砾岩筒中，常常堆积块状硫化物；6）在我国云南的层控铜矿床内，铜矿物沿微层理呈细脉状分布。经研究，原岩原来是礁灰岩，生物死后留下的碳粒，首先被黄铁矿交代，然后被铜交代形成含铜硫化物；7）硫化物的精矿中都含有炭；8）斑岩铜矿流体包裹体内，除 H2O 外，常常含有 C、CO2，磁铁矿、硬石膏、氯化钠、氯化钾和微量铜等络离子。通过对斑岩铜矿构造系统研究之后，可以认为，斑岩铜矿成矿系统就是一个以张性构造为主的构造系统。

3、分析研究：1）硫是以硫酸盐形式进行搬运的；2）形成硫化物的过程首先是硫酸盐中的 S6+还原成 S2-；3）还原剂是 C 和碳氢化合物；4）C 发生作用的环境是扩容环境，C+O2→CO2，亦即进入张性构造压力突降的环境。

但压力突降生成硫化物还需成矿实验予以证实。下面是李佩兰教授所作的生成硫化物的实验。

4、成矿实验：1）实验是在 150℃-350℃，400-500atm 条件下进行的；实验溶液为 3molCuCl2+1molH2SO4 十足量 C 粉、铜粉（99.9%）+SO2。实验分两组进行：一组是在高压釜内放置一抽空玻璃管，其体积等于釜体体积 1/2，管内压力为 10-2-10-3atm。高压釜体内总压力超过石英管壁强度时，小管将破裂，使釜体内压力迅速降低，管外气体迅速进入管内。另一组的釜体中不放玻璃管，釜内放置物和加压与放有玻璃管的釜体相同。2）实验结果：在放置抽空玻璃管的釜中进行

多次实验的过程中，均发现釜壁上形成了黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿和斑铜矿等；而在未放入抽空石英玻璃管的釜中的多次实验，除了个别情况，发现极少量硫化物外，一般均不形成金属硫化物。

5、硫化物的生成条件

1）形成硫化物首先要有物质基础，必须要有大量的 H2O、NaCl、KCl、CaSO4、C 和各种成矿金属；2）要有成矿环境，由上述实验可知，最好是低压和压力突降的环境。这种环境就是构造上的张性构造环境。这种环境首先可以引进大量热液体；其次，必将引起 C 的扩容，形成 CO2，夺取 SO4 中的 O 而使硫从 S6=还原成 S2=，S2=与 Fe 化合成 FeS2,或者 S2=直接与其它金属化合或交代 FeS2 而形成各种硫化物。

由此可知，形成硫化物的环境必须是张性构造压力突降环境。

第九章　多宝山铜矿成因模式

一、正岩浆成矿模式

以 C.W.Burnham（1967－1981）为代表的正岩浆成矿模式认为，斑岩岩浆和与其伴生的流体和成矿金属都是来自地壳深部。

但岩浆来源观点存在着不少难以解决的问题，主要有：

1.世界上有不少与成矿有关的斑岩体含铜量很低，有的只含铜 10ppm（如美国亚利桑那州瑞伊矿床和加勒比海沿岸一些斑岩铜矿床）。

2.形成铜矿的斑岩岩浆富含 K、Na、Cl，这些元素在深源岩浆中含量很少，单纯通过结晶分异作用很难设想能富集成含 K、Na、Cl 较高的岩浆。

3.根据成岩实验，长英质岩浆中含 H2O 超过 5%就很难流动，一般认为，深源岩浆含 H2O 不超过 2－3%。这样，去掉含水矿物用去一部分外，能够结晶分异出来的 H2O 只有 1%。按照包裹体平均含铜量 50ppm 计算。即便矿液中的铜全部沉淀在矿床内，形成 500 万吨铜的矿床需要岩浆水为 100 立方千米。深部岩浆如何能在短期内汇集成这样多的热流体是令人难以想象的。

4.根据 Burnham 的观点进行推理，同源同成分同年龄的斑岩体成矿特点应当基本相同。但实际

情况成矿特点极不一致，结晶分异成矿对绝大多数岩体和岩浆房都不适用。与成矿有关的岩体或岩浆房往往不到百分之一或千分之一。这种情况清楚地告诉我们，深源岩浆单纯地靠自身演化是不可能生成含铜的斑岩岩浆的。在极个别情况下出现的含铜岩浆房也只能是与它生成的特定地质环境有关。

既然成矿岩浆必须含有大量水，成矿金属是通过水进行搬运的，研究岩浆成矿的首要问题就是要侧重研究在什么条件下可以生成含水岩浆。

关于成矿流体的来源问题，三十年代初期，岩浆成矿学说的创始人 Lindgren 并没有肯定下来，他在最初的叙述中早已指出：“岩浆热流体的成因尚不清楚，但它主要是岩浆排出来的物质。”后来的正岩浆学说的支持者们对岩浆水的来源看法上并不一致，多数人是回避了这个问题，少数人虽有立论，但论据不足，仍旧停留在“推测”阶段。

现在，关于岩浆和热流体活动的各个方面积累了大量资料，解决岩浆热液成矿问题已经为期不远了。只要尊重事实和可靠数据，岩浆热液成矿中一些难题可望得到解决。

二、岩浆抽排系统模式

1.含矿斑岩岩浆对喷发岩浆系统的继承性

斑岩铜矿床都产于构造活动带内，在成因上与钙碱性岩浆活动有关。根据南美安底斯山和西南太平洋诸岛含铜斑岩体与同期喷发岩浆岩的研究结果，两者不仅在时间上和空间上有着明显的联系，而且前者对后者有许多继承性的特点。主要表现在：

①二者岩石化学和稳定同位素方面的特点是一致的。

②岩浆喷发系统和斑岩成矿系统都含有多种角砾岩。角砾岩可以由火山口向下一直延至斑岩成矿系统下部。

③岩浆喷发系统形成的蚀变带（如范围广泛的青盘岩化带）与斑岩岩浆活动形成的蚀变带（钾化带和绢云母化带等），热流体大致是受同一个岩浆－热流体活动中心所控制。

④火山喷发系统的岩浆含水量可以从含微量 H20 到含大量 H20，火山喷发过程中喷出来的火山灰、熔结凝灰岩、珍珠岩等，就是含大量水的有力见证。成矿围岩及其周围发生大规模的碎裂和由

此而引起的大规模的蚀变和矿化……。这些现象都与岩浆含 H20，甚至于含大量 H20 是分不开的。

⑤从构造特点看，多变的构造环境主要表现在经常处于张性构造环境。环形火山机构、放射性断层、斑岩岩浆的被动侵位、各种角砾岩、岩脉以及矿脉等大都是在张性构造条件下形成的。

以张性构造活动为主的多变构造环境，常常是负压区，压力变化很大，而且十分频繁。岩浆喷发系统、斑岩成矿系统内部及其周围常常出现很大的压力梯度。因为岩浆系统范围很大，又存在很大的压力梯度，必然引起大规模流体（主要是 H20）的活动。

在火山活动期间，常常喷出几十甚至几百立方公里的岩浆。如果下面上来的岩浆侵入到上部地壳，停滞了一段时间，压力基本上与围岩达到平衡后，经过岩浆大规模的喷发，岩浆房内能必将大量消耗，与围岩相比就形成了负压区。为了与围岩保持压力平衡，一方面要从下面抽进岩浆，另一方面也要从围岩抽进 H20 和其他物质。混进水的岩浆就会增强它的爆发能力。当进入火山活动晚期，岩浆房的岩浆得不到补给，而上部堵塞和内能大量消耗的岩浆房开始冷缩时，就会因其压力降低形成了一个负压区，随着岩浆房的冷缩就会在一段很长的时间内，对围岩的流体进行抽吸，使岩浆房的岩浆逐渐富含 H20 和一些易溶物质与金属而演化为含水岩浆。

由此不妨认为，斑岩成矿系统很可能是在特定地质条件下岩浆喷发系统后期演化的产物。它的重要特点是在以张性构造为主的条件下，经常出现负压区，因而可以多次导入大量流体，使此系统及其周围的流体发生大规模活动。

2.围岩水进入岩浆房的证据

R.W.Hutchinson（1982）指出：“热液矿石和地热系统稳定同位素的研究结果表明，成矿的流体绝大部分甚至全部水都是地表水，即大气水或海水。”成矿热液大部分来自地表水的论点，可以用下面几点事实予以论证：

①火山喷发过程常常混进大量天水。从流体动力学的角度出发，火山口和火山颈岩浆喷出的速度越快，流动岩浆柱的压力相对于围岩而言就会变得越小，在喷发过程中，压力大的围岩必然把其中的流体压入岩浆内。

Anderson（1980）指出：“即使是沿裂隙通道很快上升的安山岩浆，与围岩水也发生了强烈的掺和”，“在夏威夷的火山顶上测得的由岩浆直接逸出来的蒸汽，同样受到了强烈的掺和。”

②火山喷出岩中的珍珠岩等含 H20 量高达 20%。由此可以说明，在特定的构造环境中，在地壳 10－20 公里深处岩浆房可以含有大量 H20。

③岩浆房对围岩 H20 的抽吸作用：以多宝山矿床为例，青盘岩化带的延深很大，意味着天水向下渗流的深度也很大。通过贫 SiO2 的围岩（安山岩）将 SiO2 送进富含 SiO2 的花岗闪长岩岩浆内这一事实，可以认为，SiO2 只能溶于热液内，才有可能与水一起进入岩浆内。因为渗流期间是在花岗闪长岩浆未凝固之前，而渗流方向指向岩浆房深处，因此，渗流的水应当进入岩浆房中。

④多宝山矿区花岗闪长岩体内全部包裹体的测温资料，其结晶温度均低于 600℃。这些数据可以证明，岩浆结晶时必然含有大量水。

从多宝山矿床和世界其他地方的一些资料看来，从火山喷发开始到斑岩岩浆成矿结束的一段很长时间内，在斑岩成矿区范围内，可以引起 H20 的多次活动。根据当时岩浆成矿系统与围岩之间压力的相对大小，H20 可以从岩浆房内流出，也可以从围岩抽进岩浆房。通过多宝山矿床大量流体包裹体测压资料说明这个系统压力较低，小于上覆围岩的压力，而且压力波动幅度相当大，可以造成相当低的低压空间。因此大量流体在这里汇集和流动也就不难理解了。

3.抽排模式

从岩浆喷发到生成含水岩浆到岩浆晚期和期后的热流体活动，斑岩岩浆成矿系统具有下面两个重要特点。

第一，斑岩成矿系统相对于围岩而言常常是一个负压区。随着岩浆房停止岩浆补给和冷缩，特别是当岩浆房及其周围处于局部引张扩容条件下，岩浆房应处于负压区，负压的岩浆房就会从围岩内抽进大量 H20 和易溶物质。这种抽吸作用是长期的，在较大的压力梯度下，H20 通过微裂隙缓慢移动，向低压区集中。抽吸的范围可能很大。根据美国南洛机山火山机构内脉状铅锌矿中铅的同位素资料，铅的迁移距离不少于 30 公里。在多宝山矿区，铜降低场的半径接近 10 公里。

第二，具有一个或几个岩浆－热液活动中心。活动中心多数情况是封闭的或半封闭的，有时是开放的或半开放的。在开放和半开放时，岩浆和热流体就要通过活动中心及其附近的构造裂隙系统，由下向上排出，形成岩浆的被动侵位和一些蚀变与矿化。当活动中心上部通道堵塞，下面岩浆房压力很低时，也可把活动中心附近的流体抽进岩浆房。多宝山矿床主矿带顶部安山岩内的二次降低场

可能就是在这种情况下形成的。

因为活动中心曾经多次开放，于是由下面上来的热流体就在这一带多次发生活动。鉴于活动中心基本上是在原地作继承性活动，矿区内与成矿有关的岩浆岩，各种蚀变带和矿化带，大体上也都发生在一个不太大的范围内，而且常常环绕着活动中心作有规律的分布。在多宝山矿区，与斑岩岩浆活动有关的热流体的活动范围较小，一般只有 3 平方公里。但热流体的温度较高，含盐度较高，流量较大，比较集中，对铜的富集成矿起到了决定性作用。

根据上述两点，即“斑岩岩浆热液系统对围岩长期地时强时弱地抽吸作用和沿活动中心及其周围裂隙带多次活动和脉动，向外排出岩浆和热流体”就构成了多宝山流体成矿的抽排模式。

这个模式所强调的，除了岩浆热驱动之外，还有因岩浆成矿系统压力变化导致对岩浆和流体的抽排。因此，成矿的岩浆房不仅起到热机的作用，而且还要起到水泵的作用。

推而广之，不妨认为：岩浆房能否成矿，其中一条重要因素就是要看此岩浆系统是否存在负压区，能否把 H2O、矿化剂和成矿金属抽进岩浆房。

三、成矿模式图

多宝山矿区是一个巨大而复杂的构造裂隙系统。由于构造系统压力多变，引起了多次岩浆活动和热流体活动。根据热液矿物的测压资料，系统内压力变化幅度很大，从 90-1600 巴。测压资料表明，流体活动时，系统的压力值常小于上覆围岩（大于 6 公里）的压力值，因此这个构造系统在热流体活动期间应当属于局部低压区。由于系统的压力小于围岩压力，围岩内的流体（主要是 H2O）及易溶物质（包括矿化剂和一些金属）自然要被抽吸到此系统内。

从 CO2 测压资料看来，最大的压力值只有 570 巴，最低只有 100 巴±，表明了此构造系统上部经常处于开放或半开放状态。当系统顶部开放时或压力较小时，大量流体将从系统中由下而上流出。但一旦顶部开放通道堵塞后，这个低压系统为了与围岩维持压力平衡，就要向周围（其中也包括上部围岩）进行抽吸。

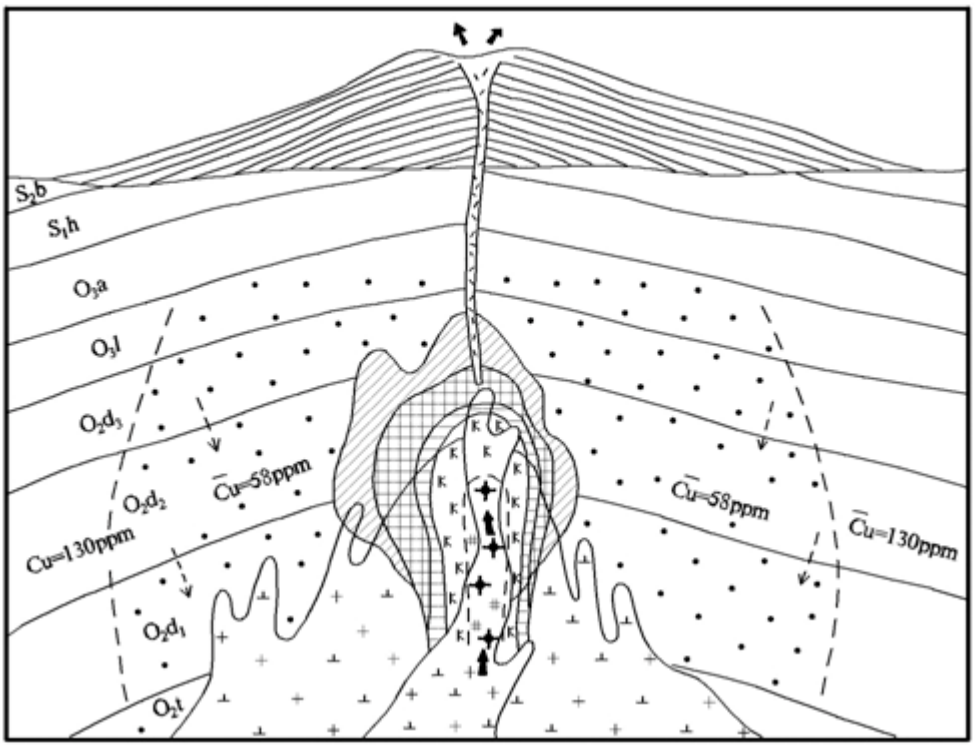
由此看来，斑岩成矿系统是一个长期对围岩进行抽吸和有时沿岩浆-热液活动中心向上排放的系统。在对流体的抽排过程中引起了围岩的蚀变和矿化。

根据上述的热流体抽排成矿模式，热流体活动涉及的范围不仅是岩浆房，而且要涉及到岩浆－成矿系统以外的广大地区。因此，围岩的化学成分，特别是在抽吸过程中遭受到强烈淋滤的围岩，其中一些成分进入岩浆房后，将会明显地改变岩浆和其中热流体的成分。

通过计算，多宝山矿区抽吸的范围可达一千立方千米，在这样大的地球化学场中，其中某些元素含量发生变化或稍有变化，就会给含矿岩浆的成分以重要影响。因此，矿床主岩和周围围岩在斑岩成矿过程中应当是一个不可忽视的因素。

在岩浆系统中，显然不是所有的都能演化成富水岩浆。演化成富水岩浆一方面需要围岩提供水，更主要的需要象多宝山矿区那样，要有一条经常出现张性构造活动的构造岩浆活动带。岩浆房及其附近的引张扩容和减压，必将引起围岩水的进入。系统内压力的多变就会引起多次流体发生活动。

因此，多宝山矿床的控矿因素，不仅限于岩浆和热流体，而且也受地层和构造所控制。多宝山矿床之所以成矿，并非受一个或两个因素所左右，而是多种地质因素有利配合的结果。（成矿模式图）



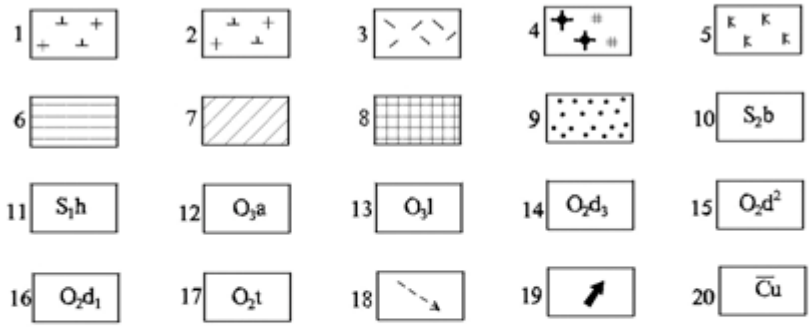


图 9-1

1.花岗闪长岩或岩浆房的顶部 2.花岗闪长斑岩或张性裂隙通道 3.火山颈相岩石 4.石英核 5.钾长石-石英蚀变亚带 6.钾长石-黑云母蚀变亚带 7.绢云母化带 8.绢云母叠加钾长石-黑云母蚀变亚带 9.青盘岩化带 10.中志留统八十里河组 11.中志留统黄花沟组 12.上奥陶统瑷辉组 13.上奥陶统裸河组 14.中奥陶统多宝山组第三岩性段 15.中奥陶统多宝山组第二岩性段 16.中奥陶统多宝山组第一岩性段 17.中奥陶统铜山组 18.流体渗透方向 19.流体排放方向 20.铜平均品位

第十章　多宝山矿田的勘查工作

多宝山矿区的勘查工作期间也是矿区成矿规律的研究过程。通过勘查资料的积累，经过综合研究，成矿规律的认识逐步深化。在对成矿规律未曾掌握之前，往往是绞尽脑汁，仍然不知所措。一旦总结出来成矿规律之后，就会豁然开朗，左右逢源。不但能够预测地表矿体的分布规律，而且

还可以对断层下盘的隐伏矿体进行合理的预测，求出其远景资源量。

下面将对多宝山矿区勘查工作中的经验教训，做个简单总结。

一、多宝山矿田第一阶段工作

多宝山矿田，包括多宝山铜矿和铜山铜矿两个大型铜矿床和周围的一些铜金矿点虽然经过半个世纪的多次勘查，因上层政策多变，远景储量迄今仍未查清。勘查工作经历了比较复杂的过程。多宝山矿床是1958年夏小兴安岭区测大队三分队王莹和孟宪文等在区调路线中发现的。当时正值大跃进时期，认为苏联命名的细脉浸染型铜矿都应该是大型铜矿。当时只根据几个矿化露头，就喊出来矿床铜金属储量有100万吨。但是经过1958年下半年和1959年对1号矿带地上地下较系统地控制后，求出的铜储量不过2万吨，而且品位较低。

当时的多宝山队归属嫩江专署地质局领导，局技术负责人杜琦曾在海拉尔北部八大关铜矿工作过，指出多宝山矿床地表揭露出来的2号矿带氧化矿石与八大关含铜矿石类似，建议在2号带做些深部勘查。经过59年60年工作后在2号矿带共求得铜储量5万吨。

沿2号矿带向西北进行追索，1961年发现了3号矿带。在3号矿带上打了3个孔，认为矿化一般，又值国民经济处于调整时期，于1962年春宣告下马。将多宝山矿区划归黑龙江省地质局第二普查勘探大队领导。1963年春，二大队多宝山报告组提交了多宝山铜矿床最终勘探报告，提交铜金属量19.6万吨，钼金属量1.3万吨。

1961年秋，多宝山队外围1：1万填图组王学范和左巨虹在铜山用槽探揭露出来Ⅰ号矿体。1962年经二大队铜山分队对Ⅰ号矿体投放了较系统的槽探工作和两个普查孔验证后，认为矿体向下呈楔形尖灭。提交的普查报告中，铜D级储量1.4万吨。

1968年，黑龙江省地质第二队铜矿研究组在铜山1号矿体东部用槽探揭露后，发现Ⅰ号矿体向东尚可延长200米。

二、多宝山矿田第二阶段工作

1972年春根据黑龙江省地质局的指示，黑龙江省地质第四队重返多宝山矿区开展铜矿普查。队

技术负责人开始是徐深远，不久局派杜琦任技术负责，后改为主任工程师。

杜琦在 1958 年－1963 年曾间接领导过多宝山的技术工作。到了 1972 年就直接负责多宝山矿区的技术工作。首先，他仔细阅读和研究了多宝山矿床形成的地质资料；对照图件到野外仔细地观察研究了 4 条典型剖面，并系统地观察研究了岩矿心 6000 米。晚上参阅了大量国内外斑岩铜矿床资料。于 1972 年秋到 1973 年夏，提出了岩、矿石分类定名方案，统一了图式图例，勘查孔的布设均与大家一起商定。经过 1972 年勘查后，多宝山铜储量由近 20 万吨增至 67 万吨。1973 年和 1974 年的勘查工作，进展得很顺利。到 1974 年底，多宝山矿床铜储量已经超过 100 万吨。并发现了斑岩体和钾化带。

1974 年，根据宁光璧、徐深远、吕祥洲等人建议，再次开展了铜山矿床的勘查工作。在铜山矿床Ⅰ号矿体东部布孔后，打到了Ⅰ号矿体 100 余米的较富的铜矿化，并发现了铜山断层。

1975 年邓小平重返政坛后，国民经济开始有了转机，也鼓舞了队上广大职工。大家都希望尽快查清多宝山和铜山两个矿床的远景。根据当时的形势，杜琦参照国内外许多斑岩铜矿带有环绕着斑岩体分布的特点，而过去的勘查工作都集中在斑岩体西北部半个环内，东南部半个环从未进行过深部了解，提出来可否对东南环进行深部解剖？对于铜山矿床，既已认识到Ⅰ号矿体位于断层上盘，自然应考虑寻找断层下盘的Ⅰ号矿体。为此，在铜山矿区也布了十个孔。意见提出后，得到了一致响应。遗憾的是，两处的深部普查所布的 20 个孔，孔孔落空。出现了这种局面无疑是对四队职工当头一棒。当时的议论焦点是：失误皆因杜机械地搬用洋资料所致。不少人打退堂鼓。革委会主任找杜谈话，想停止矿区的普查工作。杜对落空钻孔的岩心经过仔细观察研究后，很有信心地提出了下一步的普查工作部署，但绝大数人都不表态。经杜再三说明道理，大家才勉强同意在铜山矿区布设 2 个普查孔。多宝山矿床东南环的布孔，需待 1976 年野外研究后再定。

1976 年初夏，正是四人帮批邓反击右倾反案风时期。主管生产的革委会付主任对杜十分关切，劝他不要坚持己见。杜回答说：“要不了 10 天，都会见矿的。”果然不出所料，铜山矿区 1976 年的第一个普查孔，找到了铜山矿床断层上盘的Ⅱ号矿体和断层下盘的Ⅲ号矿体；另一个普查孔，打到了断层下盘的Ⅰ号矿体。在多宝山矿床东南环找到了多宝山矿床的 4 号矿带。

三、总结经验教训，认识逐步深化

1975 年普查工作的失利，使广大技术人员陷入沉思。要想从失败中取得经验教训，只能是对矿区取得的实际资料进行仔细研究。结合矿区实际情况，参阅一些国内、外的相关资料。在对野外收集的资料和实验数据的整理和研究过程中，一方面对于矿田成矿规律的了解在逐渐加深；另一方面对于岩浆热液矿床的一些学说，产生了自己的看法，从而在科研方面，敢于根据自己的实际资料，对于成矿方面一些理论有所创新。

1973 年夏秋，长春地质学院矿床构造学家赵寅震带领学生到多宝山矿区实习。经过两个月来的野外观察研究，赵提出了多宝山矿床西边有一条巨大的左旋大断层。矿区经过大断层的拖动，在原来的北西向构造带上，叠加了一条弧形构造带。弧形构造带界定了多宝山矿田的范围。

弧形构造带的主要特点：①在弧形构造带的转弯部位是曲率变化最大，也是应力和应变的最大部位，容易形成构造挤压破碎带，是矿液易于集中和矿体的增厚部位。②由于西部大断层反时针方向的拖动，沿着弧形构造带，在其邻近，发生一些雁行右列的片理化带。这条弧形构造带的转弯部位和带内雁行状排列的片理化带就构成了多宝山矿田内的大型铜矿体和多处铜矿带。

多宝山矿田有两处岩浆热液活动中心。一处是多宝山矿床的斑岩体；另一处推测是铜山 1156 线附近的岩浆热液活动中心。二矿床内矿体分布颇有雷同之处。矿（带）体既受岩浆热液活动中心的影响，也受北西向弧形构造带的制约。矿床内的矿体呈拉长的板带状环绕着斑岩体呈雁行右列。活动中心的西北部，形成延伸稳定的大型矿体；活动中心的南东部与其西北部很不对称，东南部的蚀变带和矿化范围都很有限。

如果把两个矿床内的矿体进行对比，则多宝山矿床 1 号矿带西北部的条带状小矿体群相当于铜山的Ⅲ号矿体；多宝山 1 号带的Ⅳ号矿体相当于铜山Ⅰ号矿体；多宝山 3 号带的Ⅹ号矿体相当于铜山矿床的Ⅱ号矿体……。因为铜山矿床东部资料有限，在铜山活动中心附近和其东南广大地区，当前尚无法推测。不过从铜山断层上盘已知矿体的规模已经表明，其矿化强度和规模远远优于多宝山矿床。

四、铜山矿床重要性的认识

铜山矿床经过 1975 年到 1978 年勘查后，断层上盘的Ⅰ、Ⅱ号矿体和下盘的Ⅲ号矿体已基本了解清楚。必须强调的是，断层上盘的Ⅰ、Ⅱ号矿体仅仅相当于矿体的顶部，若再能向下延深二三百米，Ⅱ号矿体水平切面面积将迅速增大。按断层面上盘矿体水平投影面积向下推算的资源量只能算做保守数字。预计将来勘查出来的实际储量可能会有大幅度增加。

铜山断层下盘的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体在断层下盘铜的总资源量应不少于 500 万吨。

基于铜山断层下盘矿产远景巨大，对于断层下盘矿体的预测和勘查应该是刻不容缓的任务。在 1983 年提交的“多宝山详查－初勘报告”中和在 1988 年出版的“多宝山斑岩铜矿床”专著内，杜琦曾多次强调提出了这个问题。遗憾的是，到了 2000 年并无人触及这个问题。直到 2003 年通过省政府顾问索长有同志的有力支持，断层下盘矿体的研究问题才得以立项。

黑龙江省地质科学研究所多宝山研究队通过近期的研究工作，大致圈定了断层下盘Ⅰ、Ⅱ号矿体的分布范围。

断层研究工作同样地经历了一段曲折的过程。开始时，拟先找断层上、下盘地层中的标志层进行对比。对比结果，发现断层上下盘的地层变化很大，后来才意识到，所谓的多宝山组一段下部地层大部分是次火山岩体，不少的地层系次火山岩的捕虏体，常常延伸十几米或二、三十米即行尖灭。利用地层对比失败后，只好从宏观上找对比标志。

铜山矿床出露的地质体大致可划分为三大类：①火山岩及其凝灰岩②花岗岩类岩石③铜矿体。最后选定了用它们的接触带（或界面）做为标志层进行对比。

五、铜山断层下盘铜矿远景资源的预测

大体上做了下面一些分析研究工作。

一、野外仔细观察研究

铜山矿床Ⅰ号矿体露采场的北壁正位于铜山断层面上。壁上有许多清晰的构造形迹。通过多次反复的野外观察研究，发现有两组明显的断层擦痕。一组是近东西向的擦痕，并伴有同时生成的破劈理，

构造形痕指向由东向西推移。另一组是近南北向擦痕，由南向北推覆，后者叠加改造了前者。从构造形痕得出来的结论是：断层上盘首先由东向西平推，之后又由南向北逆掩，水平断距 1300 米。有关铜山断层情况，参看第五章五、铜山断层

二、断层下盘矿体的埋藏深度

从铜山矿床-300 米的水平切面图上，可以见到断层下盘的Ⅰ号矿体位于Ⅲ号矿体的东延部位。它们同属于一个构造成矿带。位于西部花岗岩类岩石内是Ⅲ号矿体，位于东部安山岩内者是Ⅰ号矿体。

断层上盘的Ⅲ号矿体已全部被剥掉。断层上盘的Ⅰ号矿体被剥掉一半。断层上盘的Ⅱ号矿体在矿床西部刚被剥露出来。

断层下盘Ⅲ号矿体顶部距地表为 400 米，推测断层下盘的Ⅰ号矿体距地表约为 400～500 米。断层上盘Ⅰ号矿体和Ⅱ号矿体二者出露的相对高差 200～300 米，据此推断断层下盘的Ⅱ号矿体与地表的距离约为 600～800 米。考虑到Ⅱ号矿体顶部高低起伏较大，矿区东部断层上覆地层可能变薄，也有可能在较浅的部位找到Ⅱ号矿体（如 1156 线附近）。

三、铜山断层下盘铜矿远景预测

根据断层上盘Ⅰ、Ⅱ号矿体在断层面上面积的水平投影长度和平均宽度，结合物探和数学模拟实验资料，以及对Ⅲ号矿体现有的实际勘查资料进行分析推断，对铜山断层下盘的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体的远景资源量。估算如下：

Ⅰ号矿体：平均宽度 110 米，长 900 米，若下推 500 米，矿石体重 2.8，假定铜平均品位与断层上盘矿体 0.59%相同，则矿石量：为 1.39 亿吨；铜金属资源量 82 万吨。

Ⅱ号矿体：断层面上平均宽度 230 米，长度 1500 米，下推 800 米（勘查深度达到 1500 米）。矿石体重 2.8，铜品位 0.52%。铜矿石量 7.728 亿吨，铜资源量：402 万吨。

Ⅰ号矿体与Ⅱ号矿体的矿石量：9.12 亿吨

铜资源量：484 万吨

Ⅲ号矿体：长 900 米，宽约 150 米，推测深度＞1000 米，体重 2.8，铜品位 0.45%。矿石量：≥3.78 亿，铜金属量：170 万吨。

合计：铜山铜矿断层下盘的铜矿石量 12.9 亿吨；铜资源量 654 万吨。

需要提出的是，断层上盘的Ⅱ号矿体，仅为Ⅱ号矿体的顶部，向下宽度和长度可能迅速增大。根据其上部分枝矿体群出露的宽度和长度，规模将有所扩大。另外，根据 1156 线附近的物探资料，在其东南还可能发现新矿体。乐观估计，若其平均宽度估算为 400 米，矿体长 1500 米，下推 800 米，勘探深度达到 1500 米，加上矿区东南部再发现新矿体，资源量将会大幅度增加。铜山铜矿床加上多宝山铜矿床，预测铜远景资源量可望达到 1000 万吨。

多宝山矿田的地质工作不论在找矿方面，还是科研方面，均有重大突破（请参照图 10-1）。矿田铜的远景资源量可望达到 1000 万吨。而通过实际资料总结出来的一些成矿理论，也在岩浆热液矿床成矿理论方面取得了重大进展。

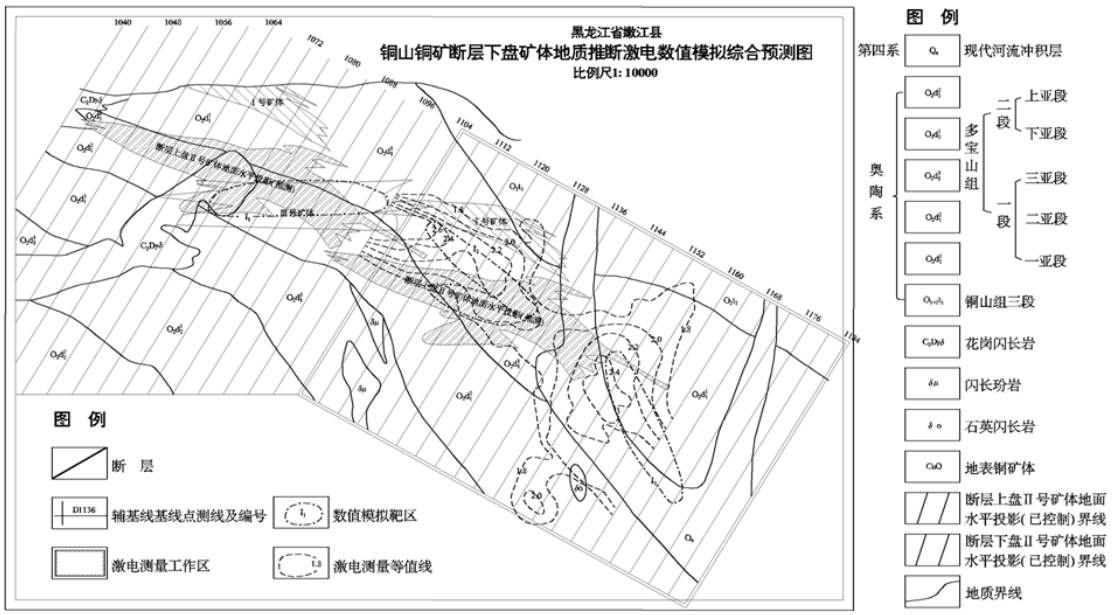


图 10-1