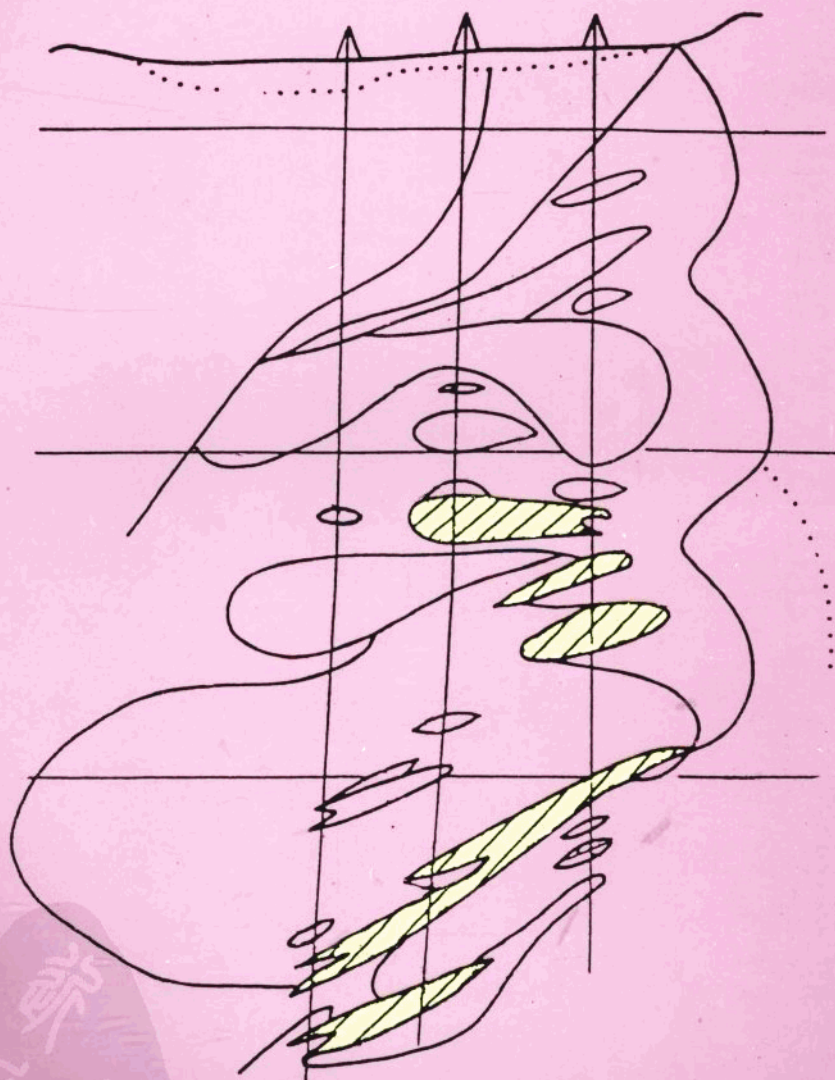


岩浆-热液过渡型矿床

中国地质大学出版社

林新多 编著



岩浆-热液过渡型矿床
PDG

岩浆-热液过渡型矿床

林新多 编著

中国地质大学出版社

内容提要

该书是笔者从事大量的科研活动的成果总结,以丰富的野外地质工作和室内镜下工作为依据,阐明了在岩浆型与过渡型矿床之间还存在着大量的岩浆-热液过渡型矿床,并详细介绍了各种较典型的过渡型矿床的特征和实例,是一本实用性强的供矿床专业本科生、研究生使用的指导书,也可供其他地质类专业科技人员参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

岩浆-热液过渡型矿床/林新多编著. —武汉:中国地质大学出版社,1999. 4
ISBN 7-5625-1363-5

I. 岩…

II. 林…

III. 岩浆-热液-过渡型矿床

IV. P612

岩浆-热液过渡型矿床

林新多 编著

出 版 中国地质大学出版社(武汉市喻家山·邮政编码 430074)
责任编辑 赵颖弘 责任校对 熊华珍 特约编辑 刘 伟
印 刷 武汉测绘院印刷厂
发 行 湖北省新华书店

开本 787×1092 1/16 印张 9.25 字数 250 千字 插页 8
1999 年 4 月第 1 版 1999 年 4 月第 1 次印刷 印数 1—200 册

定价:24.00 元

ISBN 7-5625-1363-5/P·496

序

林新多教授在他多年的矿床学教学和对许多习惯上归入以热液成因为主的矿床深入观察研究中,发现多种此类矿床的整体和局部的结构、构造都难以用一般了解的热液成因来解释。他以自己的观察和认识为纲,广泛参考了研究过此类矿床并得出相近观点的国内外专家的近期著作,包括实验研究的成果,编著了本书——《岩浆-热液过渡型矿床》。

作者强调的是在许多与岩浆侵入在空间上有密切关系的曾被列入岩浆期后热液矿床的不同种类中,成矿物质在成矿过程中的载体可以由温度较高、粘性较大的“浆”(矿浆或岩浆)通过不同的机制转化为一般理解的、温度较低的、流动性较高的“溶液”。在不同的矿床中,“浆”、“液”两个极端和中间的过渡状态所占的重要性可以不同;在同一矿床内的不同部位也可以有差别,并可据此来追踪其演变的痕迹。这是其立论的主要依据,但同时也应注意收集有关的矿物包裹体的温-压测定数据和同位素的比值,以及熔浆矿浆熔离条件和浆-液演化关系的实验成果,以提高对推论的可信程度。

值得注意的是书中叙述和讨论的矿床,多数已有较长的开采历史,从上到下的揭露程度比30~40年前勘查阶段高很多,因而可以见到许多前人未见或所见不多的重要现象,测试和实验数据也多于以前。矿床的开发程度,直接影响着矿床学研究的基本素材的取得。开采矿山的深入研究,是不容忽视的一个重要方面。

书中所引用的矿区和矿田实例并不多,但都有相当详细的叙述。其中大多数是我国长江中下游和南岭地区与中生代中性—酸性侵入体有密切空间和时间上的关系,而且在矿种和类型上都具有中国的特色的矿区和矿田。此外,所引证的国外文献,以来自前苏联的为多。共同注意的问题和一些相似的观点的存在不应是偶然的。区域成矿背景的对比研究也值得注意。

虽然书中列举的某些现象和解释可能会引起争论,有些理论上的问题还可进一步地深入研究,某些论证或表达的方式还可更好,但是本书能及时地反映70~80年代以来国内外对有关问题的发展概貌,丰富了矿床学教学和科研的内容,特别是对具有我国特色的重要矿床的研究将有一定的积极意义。

张炳熹

1996年11月

前 言

在传统矿床学教材中,通常把内生矿床划分为岩浆矿床、伟晶岩矿床和气成热液矿床(包括砂卡岩矿床和热液矿床)。除对伟晶岩矿床有不同的成因观点外,其余矿床均分别列入岩浆成因和热液成因,这样给人们造成了在内生成矿理论上的一种非浆即液、非液即浆的误解,甚至认为岩浆与热液是不可过渡的。把大量由岩浆-热液过渡性流体形成的矿床简单地划入岩浆矿床或热液矿床,不但妨碍了岩浆-热液过渡性流体成矿作用的深入研究,而且也影响了内生矿床成矿理论的发展。

70年代以来,随着大量新的地质事实被不断揭示,矿物包裹体的深入研究,成岩成矿实验的进一步开展,一批岩浆-热液过渡型矿床逐渐被人们所认识,岩浆-热液过渡性流体成矿理论也在一定程度上得到了发展。本书试图通过若干岩浆-热液过渡型矿床的研究,为岩浆-热液过渡性流体的成矿理论作一初步的总结。

本书是根据笔者及同事们多年的科研成果,同时汇集了他人在这方面的部分主要成果编写而成。全书共分十章,第一章为总论,其他九章为各论,依次为铜镍硫化物矿床、碳酸岩矿床、玢岩铁矿、砂卡岩矿床、伟晶岩矿床、花岗岩型钨钼矿床、含钨石英脉矿床、细脉浸染型钨矿、云英岩型矿床。诚然,由于长期以来把内生矿床简单地划为岩浆矿床和热液矿床,因此本书所列举的岩浆-热液过渡型矿床尚不完全,仍有不少属于该类型的矿床犹待鉴别。

本书所列举的岩浆-热液过渡型矿床的确定主要是依据野外客观存在的地质现象,同时配合矿物包裹体研究以及成矿实验。“从野外客观存在的地质现象得出应有的结论”是笔者长期从事科研工作及编写本书的指导思想。

岩浆-热液过渡型矿床最显著的特点是:在同一种成矿流体(岩浆-热液过渡性流体)的作用下所形成的矿床,既有岩浆成矿特征,又有热液成矿特征。本书对所列举的各矿床类型分别指出其岩浆成矿特征和热液成矿特征,也许有助于某些矿床成因争论的解决。过去人们在内生矿床二分法(机械的划分为岩浆矿床和热液矿床)的思想影响下,在研究工作中许多重要的地质现象往往被忽略掉,虽然某些地质现象是多解的,但不少地质现象是不可多解的。例如在含钨石英脉矿床中存在不少热液成矿特征,但含钨石英脉与花岗岩、伟晶岩、细晶岩、长英岩等过渡,表明它具有岩浆成矿特征,这是不可多解的。又如大量的砂卡岩中发现了熔融包裹体和熔流包裹体,表明砂卡岩并不是单一的接触交代成因,而有部分为岩浆成因。

笔者通过近些年来研究,发现过去分属于岩浆成因和热液成因的一些矿床在成矿作用和地质特征等方面具有很大的相似性,例如块状铜镍硫化物脉与含钨石英脉、碳酸岩矿床与花岗岩型钨钼矿床等。此外,熔离作用可以发生在各种性质的岩浆中,不仅基性、超基性岩浆可发生熔离形成相应的矿床,中性、酸性岩浆也可发生熔离形成相应的矿床,故仅把铜镍硫化物矿床称为熔离矿床显然是不合适的。因此,在内生矿床中划出岩浆-热液过渡型矿床将使内生矿床类型的划分更趋合理,也有利于对内生矿床的深入研究。

笔者的良师、中国科学院院士张炳熹教授在百忙中审阅了全部书稿,提出了许多宝贵意见,并为本书写序。在笔者长期的研究工作中,翟裕生教授给予了很多指导和帮助,并得到了姚书振、张叔贞、章传玲、许国建、周宗桂、郑锦城、张德会、陈源、熊永良、许国富、戚

学祥、吕新彪、凌其聪等同志的支持。在本书出版过程中得到了周宗桂同志的大力帮助，在此一并表示衷心的感谢。

由于笔者水平有限，工作尚不够全面，缺点错误在所难免。书内对一些问题阐述尚欠深入，还有一些矿床类型尚未列入，敬请专家与同行们批评指正。

目 录

第一章 总论	(1)
一、概述	(1)
二、岩浆-热液过渡型矿床的某些特征	(2)
三、熔离作用——岩浆-热液过渡性流体的一种主要形成方式	(3)
四、有关岩浆-热液过渡性流体的实验依据	(5)
第二章 铜镍硫化物矿床	(9)
一、概述	(9)
二、吉林红旗岭硫化铜镍矿床	(13)
第三章 碳酸岩矿床	(19)
一、概述	(19)
二、陕西双王金矿床	(21)
第四章 玢岩铁矿	(33)
一、概述	(33)
二、安徽陶村铁矿	(34)
三、安徽凹山铁矿	(36)
第五章 矽卡岩矿床	(44)
一、矽卡岩的成因	(44)
二、成矿流体的性质(以铁矿为例)	(55)
三、湖北大冶灵乡铁矿田	(66)
四、安徽月山铁铜矿田	(72)
第六章 伟晶岩矿床	(79)
一、概述	(79)
二、新疆阿尔泰可可托海伟晶岩矿床	(81)
第七章 花岗岩型铌钽矿床	(87)
一、概述	(87)
二、江西葛源铌钽钨锡矿床	(89)
第八章 含钨石英脉矿床	(95)
一、概述	(95)
二、湖南瑶岗仙脉状钨矿床	(101)
三、广西烂头山石英脉型钨矿床	(112)
第九章 细脉浸染型钨矿	(119)
一、概述	(119)
二、江西阳储岭斑岩型钨钼矿床	(120)

第十章 云英岩型矿床.....	(127)
一、概述.....	(127)
二、广西灌阳古怪冲云英岩脉型锡矿床.....	(128)
主要参考文献.....	(134)
图版说明.....	(138)
图版.....	(140)

第一章 总论

一、概 述

在成矿作用过程中携带矿质,进行运移,并在一定条件下堆积成矿的成矿介质称为成矿流体。在内生成矿作用中成矿流体有三种,即岩浆、热液和岩浆-热液过渡性流体。岩浆(熔浆)通常被认为是一种粘稠的,密度比较大,成分以硅酸盐为主的成矿流体,成矿温度比较高(700~1500℃)。热液(气水热液)是以水为主,稀薄的、密度较小的成矿流体,成矿温度为50~600℃。由于其粘稠度较小,渗透性、流动性较大,故不少作者把气水热液也称为流体。在矿物包裹体研究中把气、液包裹体统称为流体包裹体。岩浆-热液过渡性流体又称熔流体,有的作者称之为流体-熔融体或流体熔浆,通常所称的富含挥发分的熔浆也属于岩浆-热液过渡性流体。岩浆-热液过渡性流体的物化性质介于岩浆与热液之间,并兼有岩浆及热液双重性质,成矿温度为300~800℃,所形成的岩浆-热液过渡型矿床既有岩浆成矿特征,又有热液成矿特征。这种由同一成矿流体形成的双重特征与分别由岩浆作用和热液作用叠加而形成的矿床具有原则性的区别。

岩浆-热液过渡性流体的形成可以是随着岩浆结晶作用不断地进行,岩浆中的挥发组分(H_2O 、 CO_2 、S、P、F、B、Cl等)逐渐集中,在岩浆作用的晚期变成既浆亦液的岩浆-热液过渡性流体,甚至是以液为主的岩浆-热液过渡性流体。矿物包裹体研究资料(朱永峰,1993)表明,酸性岩浆的演化可分为三个相互联系并逐渐过渡的阶段:岩浆阶段,岩浆-热液阶段及热液阶段。三个阶段的矿物包裹体特征不同,成矿流体的性质也不同。

岩浆-热液过渡性流体也可以是由于岩浆的熔离作用所形成。当岩浆发生熔离作用时,可分成贫挥发分的熔浆和富挥发分的熔浆(即岩浆-热液过渡性流体)两部分,由于挥发分的存在可以降低岩浆的熔点形成低熔岩浆,因此通常在贫挥发分熔浆先结晶之后富挥发分的熔浆才成矿。岩浆的结晶作用与熔离作用可同时发生,因此在某些情况下两者是难以区分的。

从总体上讲,岩浆-热液过渡型矿床均经历了由浆到液的逐渐演化过程,金属矿物主要是在岩浆晚期接近“液”的状态下形成的,在空间上常具有下浆上液的特点,例如花岗伟晶岩矿床(K. A. 弗拉索夫,1952)、碳酸岩矿床(B. H. 斯米尔诺夫,1985)、含钨石英脉矿床(林新多,1986)。

这种岩浆-热液过渡性流体在岩浆结晶的晚期可以存在于已结晶的岩浆硅酸盐矿物之间,成为粒间流体(李兆麟称之为粒间溶液,1980),粒间流体可以直接充填(以充填作用为主,交代作用为辅)在已结晶岩浆硅酸盐矿物之间而成矿,如铜镍硫化物矿床;又可交代已结晶的岩浆硅酸盐矿物而形成交代矿床,如花岗岩中的铌钽矿床、碳酸岩矿床;也可既充填又交代而形成矿床,如细脉浸染型钨矿(李兆麟,1986);还可在未完全固结的岩体内运移至封闭的裂隙中形成矿床,如含钨石英脉(郭文魁,1984);或沿未完全固结岩体中的断裂裂隙运移充填交代成矿,如安徽陶村式铁矿(林新多,1981)。由于流体自身所含挥发分的内压力的

作用,或在构造作用下,这种岩浆-热液过渡性流体可以向上运移,在上部的岩石中形成脉状矿床,如含钨石英脉、含矿云英岩脉、含矿矽卡岩脉、块状铜镍硫化物脉等。在封闭条件下,由于挥发分的作用,可以形成伟晶岩矿床,如花岗伟晶岩矿床、安徽凹山式伟晶状阳起石-磷灰石-磁铁矿矿床等。

岩浆能否逐渐演化过渡为热液,早在本世纪三、四十年代就有争论,P. 尼格里、A. 费尔斯曼等认为岩浆可以逐渐演化过渡为热液,而 R. 戈朗松则通过他的实验指出岩浆中能够溶解的水是极为有限的,因此他得出结论,认为岩浆是不可能逐渐过渡为热液的。他的意见影响极大,在前苏联的矿床学教材中常被作为“批判”费尔斯曼观点的主要依据。在这样的认识影响下,世界各国大部分的矿床学教材中均无岩浆-热液过渡型矿床这一类,仅有德国的施奈德洪(1958)在其所著的《矿床学》中划分出岩浆-气液过渡型矿床。

然而,随着实验技术、手段的发展,人们逐渐对 R. 戈朗松的实验结论提出异议。特别是 70 年代以来,随着矿床学的发展,大量新的地质事实被揭示和认识的深化,以及矿物包裹体的深入研究和成矿实验的进一步开展,在岩浆-热液过渡型矿床的研究方面取得了一系列重要进展。除早已被人们认识的岩浆-热液过渡型矿床,如伟晶岩矿床(邹天人等,1986;张恩世等,1987)、铜镍硫化物矿床(M. L. Jensen 等,1979)被进一步肯定外,李秉伦(1983,1984)通过矿物包裹体研究把矽卡岩铁划分为两个系列,其中之一为岩浆-热液过渡系列。李兆麟(1980,1982,1986)曾对一些岩浆岩中的矿物包裹体进行了详细研究,认为某些花岗岩浆具有熔流体性质,例如福建魁岐岩体石英中的熔融包裹体的均一温度为 $980\sim 1140^{\circ}\text{C}$,原生气相包裹体为 $460\sim 580^{\circ}\text{C}$,两者为共生排列。因在晶洞石英中的原生气相包裹体为 $450\sim 540^{\circ}\text{C}$,晶洞石英中的原生液相包裹体为 $180\sim 200^{\circ}\text{C}$,故他指出岩浆与热液是逐渐过渡的,并在此基础上提出了粒间溶液成矿理论,认为江西阳储岭、广东莲花山细脉浸染型钨矿,山东长山岛金矿等均由粒间溶液所形成。林新多、姚书振(1980、1983)提出湖北大冶式铁矿中存在着第三种成矿流体——岩浆-热液过渡性流体。林新多等(1986)提出含钨石英脉为岩浆-热液过渡型矿床,并指出(1987,1989)某些成矿矽卡岩为岩浆成因,但矽卡岩矿床也存在岩浆-热液过渡系列。70 年代以来,大量的成矿实验也证明岩浆与热液是可以过渡的,尤其是前苏联在这方面取得了突出的成果。以上这些成果为今后进一步开展岩浆-热液过渡性流体的成矿理论研究打下了基础。

二、岩浆-热液过渡型矿床的某些特征

岩浆-热液过渡型矿床可以是在岩浆逐渐过渡为热液的过程中形成,例如花岗岩型钨钼矿床可以在这个过程中由岩浆结晶形成,也可在演化后期自交代形成,铜镍硫化物则形成于岩浆-热液过渡阶段,而更多的其他矿床还可形成于自交代阶段,如细脉浸染型钨矿、碳酸岩矿床、面状云英岩型矿床等,也可以由岩浆-热液过渡性流体直接贯入而形成,例如一部分脉状矽卡岩矿床、含钨石英脉矿床等。

由岩浆-热液过渡性流体直接贯入而形成的矿体,其与围岩的界线主要是清楚截然的,而由自交代作用形成的矿体,其与周围岩体的界线往往为过渡关系,如岩脉整体发生自交代(例如云英岩脉),则其与围岩的界线仍为清楚截然的。

岩浆-热液过渡型矿床形成的时间可以是在岩浆晚期,也可以在岩浆晚期与岩浆期后的过渡期。

该类矿床中显示岩浆成矿特征的典型矿石结构、构造类型有海绵陨铁结构、豆状构造、流动构造、气孔构造等，显示热液成矿特征的典型矿石结构、构造为交代残余结构、交代结构等。由同一成矿流体形成的矿体兼有这两类成矿特征，是鉴别岩浆-热液过渡型矿床的主要依据。

岩浆-热液过渡型矿体常可与岩浆岩或岩浆型矿化相过渡，也可表现为矿脉中既有显示岩浆成分的硅酸盐矿物组合，同时又有典型的热液矿物组合，两者之间仅是结晶先后，还可表现为交代现象，但无构造间隔。

围岩蚀变是热液作用的显著标志。由于热液的渗透性、流动性大，因此易于渗入岩石的孔隙中进行交代形成交代矿体和围岩蚀变，而熔浆由于其粘稠性大，含挥发组分少，通常充填于断裂裂隙中，而不能渗入岩石孔隙中进行交代，因此在极易发生交代作用的碳酸盐岩石中的各种矿体，可视其两侧发生蚀变作用的强度来判别成矿流体的性质。例如侵入于碳酸盐地层中的花岗岩体的顶部出现钠长岩化、云英岩化，而碳酸盐地层中恰未形成矽卡岩化，这反映了这些钠长石化、云英岩化是自交代产物，所形成铌钽等矿化并非由于岩浆期后热液作用所形成。直接由岩浆-热液过渡性流体贯入形成的矿体的两侧通常有围岩蚀变，但其宽度不大，且有下部蚀变带窄、上部蚀变带宽的现象。例如产于碳酸盐地层中的含钨石英脉，其脉的下部如同岩脉那样，两侧不具有围岩蚀变，向上则出现矽卡岩化等围岩蚀变，越向上蚀变带越宽，这说明形成含钨石英脉的成矿流体是岩浆-热液过渡性流体。

熔融包裹体与气液包裹体共存是反映熔体-热液流体共存体系的标志，而熔-流包裹体则是岩浆-热液过渡型矿床的直接标志。岩浆-热液过渡型矿床常有多组爆裂或均一温度，也反映了由浆到液的演化。矿脉中较高的温度常与岩浆岩中的气液包裹体的温度相接近，这也反映了两者的亲缘关系。

伟晶岩、似伟晶岩是从熔浆到热液演化的过渡阶段的产物，因此也是鉴别岩浆-热液过渡型矿床的一个标志。例如安徽大东山、凹山出现的伟晶状阳起石岩、伟晶状阳起石-磷灰石-磁铁矿矿石，又如广西水岩坝出现的伟晶状透辉石矽卡岩脉，安徽梅子山、长龙山出现的伟晶状石榴石矽卡岩，这些均反映了成岩（矿）流体是岩浆-热液过渡性流体。

三、熔离作用——岩浆-热液过渡性流体的一种主要形成方式

岩浆的熔离作用是指在较高温度下的一种均匀的岩浆熔融体，当温度和压力降低时，分离成两种或两种以上不混溶的熔融体的作用，既可以一分为二，也可以一分为三。例如吉林红旗岭镍矿中由熔离作用分别形成岩浆和硫化物浆。又如湖北程潮铁矿中由熔离作用分别形成正长岩浆、矽卡岩浆和铁矿浆，三者比重不同，依次贯入于同一容矿（岩）断裂中（图 1-1）。

熔离作用不仅可以发生在基性、超基性岩浆中，而且中性、酸性岩浆也可以发生熔离作用，因此由熔离作用形成的矿床具有成分上的多样性。

熔离作用可以是深部熔离，也可以是就地熔离。例如吉林红旗岭 7 号岩体，整个岩体都是铜镍硫化物矿，说明它是由深部熔离作用所形成。深部熔离作用对含矿岩浆的形成起了十分重要的作用。同样，深部熔离作用不仅发生于基性、超基性岩浆，而且中性、酸性岩浆也可以发生深部熔离作用，由此形成含矿的岩浆，例如含矿的矽卡岩浆、含矿的 SiO_2 熔融体等，由于原始中性、酸性岩浆中含水量多于基性、超基性岩浆，因此由熔离作用形成的派生岩浆往往具有熔-流体性质，由此形成岩浆-热液过渡型矿床，如矽卡岩浆型铁矿、含钨石英脉矿床等。就地熔离是指岩浆就位以后发生的熔离。这种熔离作用所表现的现象一般在野外可以直

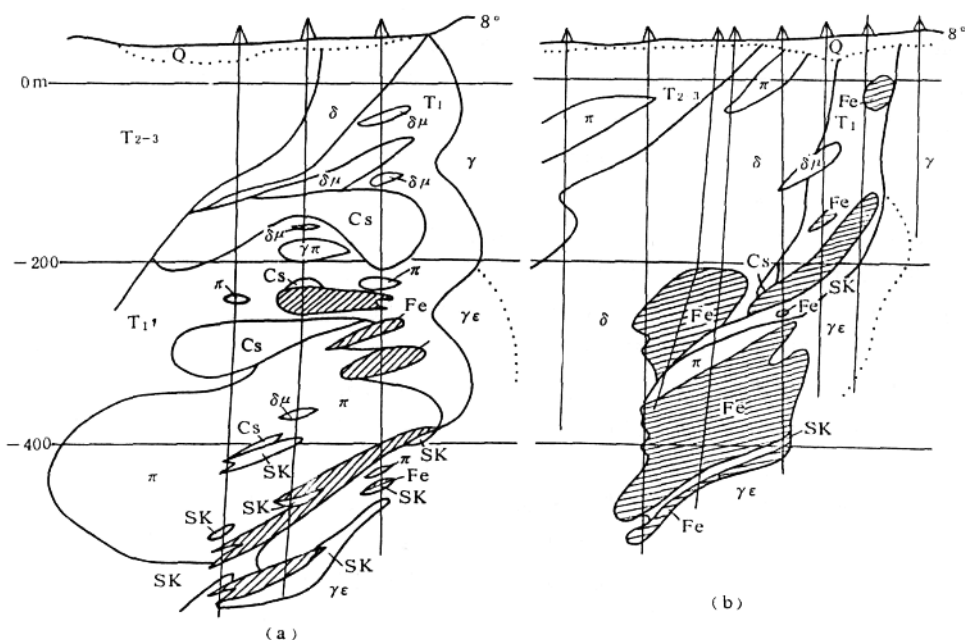


图 1-1 湖北程潮铁矿 41 线 (a) 和 4 线 (b) 剖面图

(据中南冶勘 608 队, 1980)

Q. 第四系; T_{2-3} . 藕折群砂页岩; T_1 . 大冶群大理岩; Cs. 硬石膏盐层; δ . 闪长岩; $\gamma\epsilon$. 细粒花岗岩;
 γ . 斑状花岗岩; $\gamma\pi$. 花岗斑岩; π . 长石斑岩; $\delta\mu$. 闪长玢岩; SK. 砂卡岩; Fe. 磁铁矿矿体

接见到。熔离作用常常表现为多次熔离，熔离的次数越多，矿化越富集。

A. A. 馬拉庫舍夫 (1981) 在进行熔离实验后指出：“由熔离作用形成的两种液相之间不是一个截然的界面，在微观上是逐渐过渡的，这是具有有限混溶性质的两种液体的特点”。这与野外大量的现象是一致的，即由熔离作用形成的两个相往往具有“你中有我，我中有你”的特点，这也是在实际工作中鉴别熔离作用是否确实存在的一个重要标志。例如铜镍硫化物矿床中，岩体中有铜镍硫化物，在块状铜镍硫化物脉中有硅酸盐矿物。又如长江中下游砂卡岩矿床中，闪长岩中出现方柱石、透辉石囊状体，而在砂卡岩中又有石英、正长石、斜长石、磷灰石、榍石、锆石等一套中酸性岩浆岩的主要矿物组合。砂卡岩中有豆状磁铁矿，而磁铁矿石中又有同时形成的囊状砂卡岩矿物集合体。

不混溶的熔融体既可以是各种成分的硅酸盐熔融体 (K-Na 硅酸盐、Ca-Mg 硅酸盐、Mg-Fe 硅酸盐等)，又可以是 SiO_2 -石英，也可以是硫化物或氧化物熔融体 (矿浆)，还可以是含矿的硅酸盐熔浆，而挥发分 (主要是水) 往往与金属元素一起集中于某一相中形成熔流体，即岩浆-热液过渡性流体。

熔离作用产物具有三种基本形式：

(1) 一相在另一相中呈乳滴产出。乳滴可以很小，仅 1~2mm，也可以为直径达几米的囊状体。例如石英呈小囊状体分布于花岗岩 (湖南司徒铺、瑶岗仙) 或苏长岩 (吉林红旗岭，图版 I-1) 中，含水硅酸盐矿物集合体分布于花岗闪长斑岩 (江苏伏牛山，图版 I-2) 中，豆状构造也属这种类型。又如吉林红旗岭镍矿中硫化物“豆”分布于辉石橄榄岩脉中，磁铁矿

“豆”分布于砂卡岩脉中(安徽月山,图版 I-3)。作为岩浆作用标志之一的气孔构造,例如福建魁岐花岗岩中的晶洞构造,湖北程潮铁矿的正长岩脉中的气孔构造,鄂东南铁矿石中的气孔构造等,均为在熔离作用过程中挥发分集中呈乳滴分布于岩(矿)浆中而形成。正是这些挥发分的作用使在气孔壁上生长的矿物均比岩(矿)石主体部分的矿物晶体粗大。

(2) 互成条带或成层现象。由熔离作用形成两个相的产物可以互成条带,如湖北铁山黑云母透辉石闪长岩中可以见到一系列由黑云母组成的条带,湖南司徒铺钨矿的花岗岩中也可见到这种黑云母条带,在南岭地区一些钨矿床中可以见到在花岗岩的顶部与似伟晶岩壳相伴生的长石与石英互成条带(湖南瑶岗仙,图版 I-4),在安徽月山可以见到闪长岩中透辉石呈似条带产出(图版 I-5),湖北张福山铁矿中则可见长石与透辉石砂卡岩互成条带(图版 I-6),安徽月山矿田还可见到磁铁矿与闪长岩互成条带(图版 II-1)和磁铁矿与透辉石砂卡岩互成条带(图版 II-2),以上这些条带在镜下均可确定其基本上为同时形成的。在长江中下游一些铁、硫矿床中还可见到富含挥发分的矿浆与少含挥发分的矿浆互成条带,少含挥发分的矿浆形成细粒结构的矿石,而富含挥发分的矿浆则形成粗粒结构的矿石,其中并含气孔构造和方解石小囊状体。在一些花岗岩体中,由于熔离作用可以形成由高氟带与低氟带组成的条带状构造,如 430 矿区,早期熔体封闭条件比较好,液态分离成富锂氟条带和贫锂氟条带,分别固结成富黄玉伟晶岩带、贫黄玉伟晶岩带、细粒钠长花岗岩带等(图 1-2)。

(3) 互包现象。由熔离作用形成的两个相呈不均匀分布,甲相中含有乙相的成分,乙相中含有甲相成分,即“你中有我,我中有你”。

在长江中下游一些同时型砂卡岩浆型铁矿中,常可见含矿砂卡岩浆就位后发生自身熔离,分别形成砂卡岩浆与铁矿浆,但分布很不均匀,在砂卡岩中有磁铁矿,磁铁矿石中有砂卡岩。互包现象的另一种形式是大乳滴包小乳滴。例如含钨石英脉中,黑钨矿或硫化物集合体呈大块体分布于石英脉中,而这些集合体中又熔离出石英呈椭圆形的小囊体分布。又如吉林红旗岭镍矿中橄榄辉石岩中有硫化物乳滴,硫化物中有橄榄辉石岩乳滴,在橄榄辉石岩乳滴中还可有硫化物小乳滴(图版 II-3)。

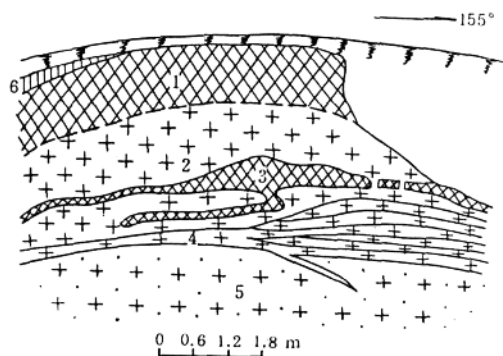


图 1-2 钠长花岗岩体顶部条带状构造与似伟晶岩
(430 矿区与东山钨矿公路)
(据王联魁, 1983)

1. 石英黄玉云母伟晶岩; 2. 细粒钠长花岗岩; 3. 钾长石黄玉云母伟晶岩; 4. 具条带状构造的细粒钠长花岗岩;
5. 二云母花岗岩条带; 6. 条纹岩(围岩); 7. 残积物

四、有关岩浆-热液过渡性流体的实验依据

O. F. 塔特尔(1961)通过 $K_2O-NaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ 体系的实验指出,水及其他挥发分在硅酸盐中的溶解度首先取决于其中的碱含量,只要结晶过程中熔体富碱,且氧化铝不高,挥发分的溶解度是相当大的,可以从岩浆连续不断地向热水溶液过渡而不出现临界现象,尤其 Li、F 的存在使花岗岩熔点显著下降,使岩浆作用和热液作用逐渐连接起来。

Picharant(1995)认为水在熔体中的溶解度决定于熔体成分,如在 $2 \times 10^8 Pa$ 压力下向熔

体中加入约 $2.0w_B\%$ 的 Li_2O ，会使水的溶解度增加约 $24w_B\% \sim 37w_B\%$ 。

Francois (1995) 指出，在 $2 \times 10^3 Pa$ 和 $800^\circ C$ 条件下，随着熔体中 F 含量由 0 增加到 $4.55w_B\%$ ，水的溶解度相应由 $5.94w_B\%$ 增加到 $8.22w_B\%$ 。在 $2 \times 10^3 Pa$ 和 $800^\circ C$ 条件下，熔体中加入 $4.35w_B\%$ 的 B_2O_3 时，水的溶解度则增加到 $6.86w_B\%$ 。

B. H. 安菲洛夫等 (1973) 进行花岗岩- H_2O -NaF 体系研究，在 $101\ 325 \times 10^3 Pa$ 、 $640^\circ C$ 及 NaF 大于 $10w_B\%$ 时，体系出现 L_1-L_2-V ① 不混熔区，即液态分离区。随着温度升高，液态分离区缩小，在 $580^\circ C$ 仍存在 $Q-Ab-L_2$ ② 固相-熔体-气液共存。

Д. С. 格柳克 (1973) 进行花岗岩- H_2O -KF 体系实验时，在 $101\ 325 \times 10^3 Pa$ 、 $650 \sim 850^\circ C$ 条件下产生熔体与液相分离 (L_1-L_2-V)。当温度降至 $300^\circ C$ 时，体系仍存在 $Q-Kf-X-L_1-L_2-V$ ③ 固相-熔体-液相平衡。当体系中氟含量增到 $30w_B\%$ 时，上述相态可以在更低温度 ($100^\circ C$) 条件下稳定存在。

王联魁 (1983) 进行花岗岩初熔实验，得出液态分离温度为 $700 \sim 600^\circ C$ ，压力为 $101\ 325 \times 10^3 Pa$ 。该实验资料表明在花岗岩浆结晶过程中，由于挥发分含量不同，可以在不同温度范围 ($600 \sim 700^\circ C$)，压力为 $101\ 325 \times 10^3 Pa$ 条件下产生熔体与溶液分离，随着 KF 或 NaF 含量增加，在 $100 \sim 600^\circ C$ 条件下固相-熔体-热液可以共存，石英可以在较大的温度范围 ($100 \sim 700^\circ C$) 从熔体或气-热液中结晶出来 (图 1-3)。

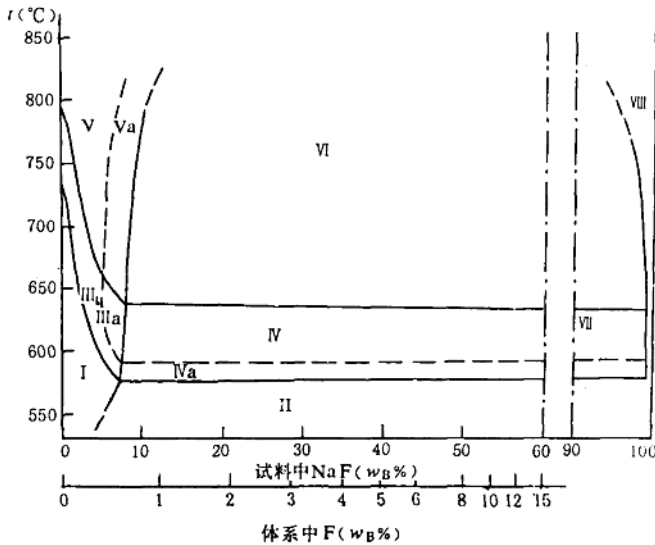


图 1-3 花岗岩- H_2O -NaF 体系相平衡图

(转引自李兆麟, 1986)

(水蒸气压力 $1\ 000 kg/cm^2$ 含水 $27w_B\% \sim 83w_B\%$)

I. Kf-Ab-Q-V; II. Kf-Ab-Q-NaF-V; III. Kf-Ab-Q-L₁-V; IV. Ab-L₁-L₂-V; Va. Q-Ab-L₂-V; V. L₁-V;
VI. L₁-L₂-V; VII. NaF-L₂-V; VIII. L₂-V;

带 a 者系显微量液态分离相区

① L₁ 为硅酸盐熔体，L₂ 为氯化钠熔体，V 为超临界水溶液或水溶液。

② Q 为石英，Ab 为钠长石。

③ Kf 为钾长石，X 为未知矿物。

陈子龙^①在进行大量实验后(图 1-4、1-5)指出,在花岗岩-NaF-H₂O 体系、花岗岩-KF-H₂O 体系、花岗岩-NaCl-H₂O 体系中,介质浓度小于 0.5mol/L 时,没有液态分离现象;在花岗岩-HF-H₂O 体系中,介质浓度小于 0.25mol/L 时,也没有液态分离发生;在花岗岩-LiF-H₂O 体系中,LiF 的加入量在 0.5mol/kg 及其以上时,才有明显的液态分离。他还指出岩浆发生液态分离的次数越多,其中的钨锡富集的程度就愈大。在上侵岩浆发生结晶分异的过程中,剩余的硅酸盐流体不仅愈来愈富含 H₂O、F、Cl 等挥发分,而且有可能发生更强烈的液态分离,这样可以分离出含 SiO₂ 更高的熔体,它与 H₂O、F、Cl 等一起,可以形成富含成矿元素钨锡的“流体岩浆”,最后形成矿体。

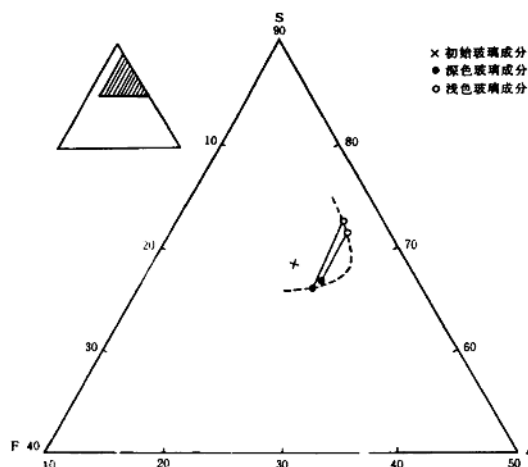


图 1-4 花岗岩-HF-H₂O 体系 Greig 相图
(850°C、150MPa)
(据陈子龙, 1993)

S. SiO₂; F. FeO+TiO₂+MgO+MnO+CaO;
A. Al₂O₃+Na₂O+K₂O;
虚线半月形区为不混溶区

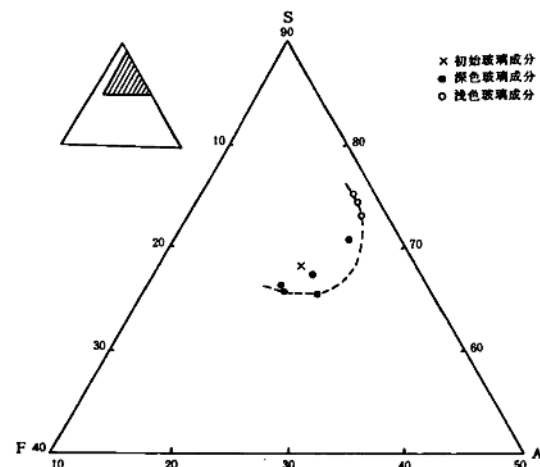


图 1-5 花岗岩-LiF-H₂O 体系 Greig 相图
(850°C、150MPa)
(据陈子龙, 1993)

S. SiO₂; F. FeO+TiO₂+MgO+MnO+CaO;
A. Al₂O₃+Na₂O+K₂O;
虚线半月形区为不混溶区

D. London (1986) 成功地进行了 LiAlSiO₄-NaAlSi₃O₈-SiO₂-Li₂B₄O₇-H₂O 系统实验, 实验表明, 存在稠密的含水碱金属硼酸盐流体, 其成分介于花岗质熔体和热水流体之间。如果流体中碱金属硼酸盐的浓度较高时, 岩浆条件向热液条件的过渡可能就是连续的。

H. H. 科瓦连科等 (1976) 通过实验后指出: 含 F 较高的体系可能会模糊熔浆与热液的区别。D. B. Dingwell 等 (1993) 指出, F 的加入可降低熔体粘度和活化能, 在较大深度和较低温度下, 富 F 饱和水的低粘度熔体与共存流体之间的区别可能变小。E. Roedder (1979) 认为, 一些微量元素如 F、Cl、Rb, 在地下深处富集使得水在硅酸盐熔体中或硅酸盐在水中的溶解度高了几十个数量级。

A. A. 馬拉庫舍夫 (1983) 的实验也表明, 由于挥发分的参予可以导致硅酸盐岩浆发生熔离, “岩浆发生熔离作用形成的流体熔浆的成分, 从其氧化物、硅酸盐、卤化物、碳酸盐、硫酸盐等组成部分的比例关系和成分来看, 变化范围可以很大, 它的密度使它接近于硅酸盐熔

① 陈子龙, 1993, 中国南岭超大型和大型钨锡多金属矿床的形成机理, 中南工业大学博士论文详细摘要。

融体，但它的结晶温度低、活动性高及其成分反映出它接近于热水溶液”。

A. A. 马拉库舍夫(1983)在研究岩浆作用过程中富集金属物质的最有效的机理时指出，结晶分异和岩浆中析出热液都不是最有效的富集金属元素的机理。他认为在岩浆活动过程中金属元素通过熔离作用而达到富集。母岩浆可以熔离出硅酸盐、氧化物、磷酸盐、碳酸盐、卤化物等熔浆，它们都富含流体组分，熔离出的这些熔浆被称为流体熔浆(即岩浆-热液过渡性流体)，它们能选择性地富集许多金属元素，如铌、钽、铬、钛、铁、稀土和其他元素，这种富集的程度相对于它们在未熔离的母岩浆中的量，可高几个数量级。这些熔离出来的富流体富金属元素的熔浆由于富硅酸盐及其他盐类，所以其密度较大，接近于母岩浆的密度，一般为 2.5g/cm^3 。但其结晶温度要比母岩浆低，所以在结晶时间上接近于岩浆期后交代阶段。

第二章 铜镍硫化物矿床

一、概 述

铜镍硫化物矿床一般与基性岩（辉长岩、辉长苏长岩和橄榄辉绿岩）和超基性岩（橄榄辉石岩、辉石橄榄岩）有关。传统都认为它是岩浆成因，其主要依据是矿床产在岩体之中，并常具有上部为浸染状矿体，而底部为块状矿体的重力分异现象。已完成的高温条件下硫化物与硅酸盐的熔离实验，也使得岩浆成因观点为多数地质工作者所接受。但也有少数地质学家则认为铜镍硫化物矿床是热液成因。Ф. И. 沃尔弗逊等（1979）在其《金属矿床基本类型》一书中指出，别克、凯姆普别勒、H. A. 叶里谢耶夫等认为硫化铜镍矿床是从岩浆期后热水溶液中，通过直接沉淀金属矿物，或交代硅酸盐途径而形成。A. H. 查瓦里茨基（1926）认为硫化物是借助于熔离作用自岩浆中分出，而其结晶作用则是在热液条件下（相当于中温热液矿床温度150~300℃）进行的。张庆麟（1958）认为该类矿床形成于正岩浆期到岩浆期后的过渡阶段，是由气水热液所形成。热液论的主要依据有：硫化物与硅酸盐矿物之间有交代现象，有围岩蚀变，铜镍硫化物的形成温度低，相当于热液阶段的产物，矿物组合中有方解石、石英、绿泥石以及铂族矿物，还有紫硫镍铁矿等低温矿物。而史奈德洪（1958）在他的《矿床学》中则把铜镍硫化物矿床列入熔融-岩浆气成热液过渡型矿床。M. L. Jensen（1979）在他编的《矿床学》一书中指出：Hawlez、Naldrett、Kullerud认为萨德贝里的块状硫化矿石为岩浆晚期贯入（压滤）的结果，如果残余之硫化物富含挥发分，由此形成的矿床可能表现出向热液矿床的过渡体。陈源^①（1988）则指出吉林红旗岭镍矿中块状硫化物脉由岩浆-热液过渡性流体所形成。姚家栋（1988）则认为形成铜镍硫化物矿床的成矿流体为富含挥发分的熔浆。

随着该类矿床研究的不断深入，现在较多的地质工作者把铜镍硫化物矿床的成因划分为三类，即岩浆型、残余岩浆型、热液型（表2-1），这种成因类型的划分反映了成矿流体由岩浆经残余岩浆向热液方向的演化。而贯入式纯硫化物脉与海绵陨铁结构矿石呈过渡关系，纯硫化物脉两侧出现交代成因的浸染状矿石，都表明这种由浆到液的演化可能是一种连续演化的过程，而处于这种演化中间部位形成的贯入式块状铜镍硫化物脉，即通常认为残余岩浆的产物，其矿化特征具岩浆-热液过渡型矿床的特点更为明显。

贯入式块状硫化物脉的矿浆特征有：

（1）致密块状硫化铜镍矿体呈贯入充填式产出，矿脉可有不同方向的分枝，与围岩界线清楚截然，即使贯入于易于交代的灰岩之中，仍主要呈脉状产状（图2-1）。

（2）矿脉中流动构造明显，表现为由黄铜矿和磁黄铁矿矿物形成的“流线”构造随矿体的形态、产状的变化而变化。

（3）硫化物脉两侧的围岩蚀变较窄，一般厚数十厘米至1m，矿脉内未见围岩的交代残余

^① 陈源，1988，吉林省红旗岭硫化铜镍矿床成因，中国地质大学（武汉）硕士论文。