

花岗质岩浆 及 有关矿化作用

石原舜三 主编
武内寿久 祢

地质出版社

花岗质岩浆及有关矿化作用

石原舜三 武内寿久祢 主编

芮宗瑤 黄典豪 译

地 质 出 版 社

内 容 提 要

本书是在日本东京召开的国际花岗质岩浆作用及有关的矿化作用讨论会的论文集。这些文章阐述了花岗质岩浆的晚期作用、花岗质岩石的微量元素、稳定同位素、流体包裹体和热液蚀变机制,对岛弧和大陆上与花岗质岩类有关的斑岩型和其他热液型铜、钼、锡和钨等矿床及其找矿评价准则作了扼要介绍。这些内容反映了近年来国外研究花岗质岩浆作用及与其有关矿化作用的新进展。

本书适合矿床学、岩石学、矿物学和地球化学各专业地质工作者和高等院校相应专业师生参考。

Granitic magmatism and related mineralization

Editors, Shunso Ishihara and Sukune Takenouchi

Mining Geology Special Issue, No. 8, 1980

Published by The Society of Mining Geologists of Japan Tokyo, Japan

花岗质岩浆及有关矿化作用

石原舜三 武内寿久 主编

芮宗瑶 黄典豪 译

责任编辑:高书平 刘岚岩

地质出版社出版发行

(北京和平里)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销

开本: 787×1092¹/₁₆ 印张: 13.75 字数: 324000

1989年10月北京第一版·1989年10月北京第一次印刷

印数: 960册 国内定价: 4.40元

ISBN 7-116-00475-0/P·401

原 编 者 序

日本矿山地质工作者协会有一个侧重矿山地质专题的研究委员会。近年来,斑岩型矿床研究被列为课题之一,其中心内容是估价在日本群岛发现斑岩型矿床的可能性。日本地质情况复杂。在日本群岛,几乎各种矿产都有产出。已发现接近工业品位的斑岩钼矿,但还没有找到任何斑岩铜矿。有几个浸染状矿化点产于某深成岩中,而不是产于次火山岩环境,并且以缺少蚀变分带、网脉构造和爆破角砾岩(Ishihara, 1980)而不同于典型斑岩铜矿(Lowell and Guilbert, 1970)。

1979年1月29日至30日在东京举行的国际讨论会旨在激发会员们研究花岗岩类及有关矿床的积极性。讨论会的论文除三篇外全部刊入本书。

本书第一组论文为综合论题。第一篇论文讨论花岗质岩浆作用期间控制成矿金属富集的主要因素,其中包括:(1)花岗质岩浆的成因;(2)岩浆作用过程;(3)岩浆期后的热液过程。根据氧逸度划分出的两种类型岩浆(磁铁矿系列与钛铁矿系列)在成矿地区分别伴有明显不同的成矿金属比例。地质勘查人员的目的之一就是寻找能够区别含矿花岗岩与非含矿花岗岩的标志,例如,造岩矿物中氯和氟含量就可以提供这样的线索。花岗质岩浆活动最晚阶段的各种地质作用决定着矿石淀积的环境。层状火山岩可以作为斑岩型矿床的含矿岩石,但破火山口可能更有利于黑矿型矿石的淀积。外来的雨水又是怎样影响矿石沉积的呢?火山岩的热液蚀变可为寻找育矿提供线索。

第二部分的第一篇论文综合介绍了东南亚的斑岩型矿床。对这里的矿床,人们过去知道得很少。流体包裹体资料对菲律宾两个斑岩矿床成因的研究提供了证据。详细的地质研究揭示了巴布亚新几内亚Frieda河成矿远景区的块状硫化物矿床与斑岩铜矿床的关系。对玻利维亚的斑岩锡矿床做了详细描述,它是人们熟悉的浅成高温热液锡矿脉的典型产地。与此属于同类的矿床——明延(Akenobe)锡矿脉被认为受构造控制。

我们高兴地发表来自中国的数篇论文^①,它们多数编入第三部分。关于中国东南部花岗岩类的总结性文章会有助于弄清那里的地质轮廓。阳储岭第一个斑岩钨矿和德兴巨型斑岩铜矿的发现,对于东亚地质工作者是一个鼓舞,他们工作的地区有着相似的地质条件。朝鲜半岛最南部斑岩型矿化的发现将重新引起人们对于东亚晚中生代火成岩的兴趣。最后一篇论文讨论泰国一个很不知名地区的地质和锡-钨矿床,这一地区可能是著名的中国南部的钨-锡矿带的延续部分。

* * *

本书出版得到以下人士的鼓励和帮助:

P. C. Bateman, C. W. Burnham, C. Creasey, G. K. Czamanske,
C. S. Hutchison, H. Kosaka, D. S. Lee, H. Ohmoto, E. Roedder, A. Sasaki,

^① 中国作者的四篇论文内容在他们的国内出版书刊中可见到,故未译出列入本书内——译者注。

R. H. Sillitoe and D. Taylor. 感谢中华人民共和国地质矿产部的合作。本书的出版得到了日本矿山地质工作者协会的特别资助。编辑工作得到了小野寺小姐的协助。

石原舜三
武内寿久祢

目 录

原编者序

第一部分 综合部分

长英质岩浆的晚期作用..... C. W. Burnham H. 大本 洋 (1)

磁铁矿系列/钛铁矿系列与 I -型/ S -型花岗岩类的对比

..... 高橋正樹、荒牧重雄、石原舜三 (14)

日本九紫晚第三纪花岗质岩石中造岩矿物的氯和氟含量..... 根建心具 (30)

以岩石和矿物的氧及氢同位素说明日本西南部早第三纪陷落火山口的热液活动

..... 松久幸敬、今岡照喜、村上允英 (41)

日本白垩纪和晚第三纪建造中与火成活动有关的热液蚀变..... 歌田 実 (60)

阻碍斑岩铜矿形成的可能因素——火口塌陷..... R. H. Sillitoe (79)

第二部分 岛 弧

东南亚的斑岩型矿床..... D. Taylor and T. V. Leeuwen (86)

巴布亚新几内亚的Frieda河成矿远景区的斑岩铜矿

..... 浅见 憲正、R. M. Britten (112)

菲律宾圣托马斯 II 号 (Philex) 和Tapián (Marcopper) 斑岩铜矿的流体包

裹体初步研究..... 武内寿久祢 (136)

玻利维亚斑岩锡矿床的演化

..... J. N. Grant, C. Halls, S. M. F. Sheppard and W. Avila (145)

日本西南部明延锡-多金属矿床的构造控制..... 佐 藤 憲隆、秋山義夫 (171)

第三部分 大陆地区

南朝鲜斑岩型矿化的迹象..... R. H. Sillitoe (186)

泰国半岛的花岗岩及锡-钨矿床

..... 石原舜三、沢田秀穂、柴田賢、寺島滋、S. Arrykul、佐藤興平 (196)

第一部分 综合部分

长英质岩浆的晚期作用

C. Wayne Burnham H. 大本洋

引 言

许许多多地质工作者，经过几十年对斑岩型铜、钼、锡矿床进行勘查，确定了两个重要的但还没有完全弄清楚的事实：(1)不是所有长英质斑岩岩株都具有热液蚀变；(2)不是所有遭受热液蚀变的岩株及其围岩都具有工业矿化。为什么？很遗憾，这不是简单能回答的问题。但我们有充分理由相信，当弄清与成矿有关的岩浆和热液作用以及控制这些作用的因素时，答案将会找到。这里所指有关作用不仅包括发生在近地表环境的那些地质作用，而且包括发生在地球较深部位，当侵入近地表环境时产生成矿热流体的许多地质作用。

Gustafson和Hunt(Gustafson and Hunt, 1975)在一篇文章中以斑岩铜矿共有的地质和矿物特征为主线做了恰当的描述，作者通过将许多地质作用和谐地结合起来，使其产生预期的地质和矿物特征的方法对主题逐步展开阐述，这里所涉及的地质作用对每一个矿床的形成都是重要的。作为基本特征的局部变异，他们也注意了各矿床在地质和矿物特征方面的差别，这些差别可以是另外地质作用的反映，也可能是主要地质作用强度的不同引起的。不管这些变异是由哪些因素引起的，在特定矿床中，对于矿石的形成，这些因素可能是重要的，也可能并不重要。

引起基本特征及其变异的地质作用，无论是对斑岩铜矿，还是其它岩浆热液系统，根据起主要控制作用的环境因素（压力、温度、相组合、地质及构造背景），很自然地可以划分为三个组：第一组包括与硅酸盐熔融体有关的、传统上称为**正岩浆作用**的那些地质作用。这里将其内容扩大，使其还包括在各种构造环境从各种不同类型源岩中产生含水和金属岩浆的某些很重要的地质作用，以及更经常考虑进去的岩浆侵位和结晶作用。**正岩浆作用**和控制它们的因素向来是火成岩岩石学家的研究领域，他们比金属矿床学者在这方面研究得多，因此，虽然正岩浆作用及其控制因素在火成岩形成过程中所起的作用现代已了解得相当清楚，但是在建立伴生的热液矿床成因模式时，正岩浆作用常常没有被赋予足够的重视。

在连续地质作用的另一端是严格意义上的**热液作用组**，包括水流体和固相（围岩和热

液矿物)。这些热液作用可进一步分为两个亚组：(1)岩浆成因流体的热液作用；(2)外来成因水(雨水或海水)的热液作用。外来成因水与岩浆的直接联系仅在于驱使其循环的热能。对热液作用已进行过许多研究，特别是在最近十年。但是要做到对它们理解清楚，以致能有效地对热液作用生成的矿床的勘查进行指导，还有很多研究工作要做。了解热液作用的困难主要在于影响它们的环境因素太多而且变化极大。

在热液作用组与上述正岩浆作用之间，有一个定义得不好且对其了解较少的过渡作用组。在高温和一般较高压力下，过渡作用不易与正岩浆作用相区别，在较低温度和一般较低压力下，与严格意义上热液作用不易区别。目前，可以将过渡作用的上限武断地放在正岩浆作用导致分出独立的岩浆水相形成的阶段；过渡作用的下限可以更肯定地放在岩浆的水饱和固相线(H_2O -saturated solidus)的位置，也就是在总压一定的条件下，温度低于固相线温度含水硅酸盐熔融体在热动力学上是不稳定的。但必须注意到，在这些动力系统中，动力因素起着重要作用，准正岩浆条件在一些情况下可以很好地延续到准固相线范围。

正 岩 浆 作 用

源岩和岩浆生成作用

对于矿石形成有重要意义的正岩浆作用起始于较老岩石的部分熔融产生岩浆的时刻。这些较老的岩石或者是俯冲带的镁铁质洋壳的岩石，大陆壳下部的镁铁质角闪岩，或者是陆壳的长英质变质沉积岩。由于镁铁质源岩中的贱金属和贵金属平均含量较高，因此它们趋向产生富含这些元素的部分熔融体(岩浆)。相反，长英质变质沉积岩则易于产生富含锡、碱金属、铍、钽、铌及稀土的部分熔融体。在这两类源岩中，部分熔融作用都成为富集成矿元素的一个重要步骤。

以某种形式存在的水能诱发部分熔融，而且熔融发生的温压条件在很大程度上取决于水存在的形式。在大陆壳深部的高压条件(甚至在俯冲带更高的压力条件)下，源岩中的全部水在熔融刚开始之前，很可能都以羟基形式封存在含水矿物中，并且岩石的孔隙度几乎等于零。在镁铁质岩石中(如俯冲的洋壳)，主要的含水矿物为角闪石，而在长英质变质沉积岩中，云母类是主要含水矿物。然而在这两类岩石中，总含水量通常都不及岩石重量的2%，因此这就限定了在一定的深度(压力)和温度条件下能够生成的熔融体的数量。

如图1所示，在大约小于70km的深度，无孔隙的镁铁质角闪岩在940—1040℃开始熔融，熔融体的含水量大概要超过2.7wt.%，因此原岩中每1%的水大约有30%的源岩能被熔融。当深度超过75—80km时(如在俯冲带)，在任何温度下角闪石都不稳定，因而镁铁质角闪岩能在低达660℃的温度下就能开始熔融。但是在这样低的温度下发生熔化，熔融体必然含有大约27%的水；因此，原始角闪岩中每含1%的水，最初产生的熔融体数量一般小于5%。含白云母的无孔隙变质沉积岩在陆壳下部压力条件下于670°—720℃也开始熔融。然而在这种情况下，最初形成的熔融体含水量必然超过8.4wt.%，因此原岩每含1%的水，仅有10—12%的源岩能被熔融。

以上简要勾绘的熔融关系可用以说明在下陆壳和俯冲带内岩浆生成的三个特点，这些特点对于矿石的形成极为重要。第一，在高压下，甚至在缺乏孔隙流体时，由角闪石岩或

含云母岩石部分熔融产生的初始熔融体的含水量总是超过2.7wt. %，而不管最初封存在含水矿物中的总含水量如何。第二，这些熔融体的成分介于花岗岩到闪长岩之间，这正与岩浆或热液金属矿床特有的伴生火成岩的成分一致。第三，形成的初始熔融体的数量与原岩的含水量成正比，对地质上合理的原岩含水量为1.0wt. %而言，初始熔融体的数量通常介于10%至25%。

第一个特点即初始熔融体中最小含水量为2.7wt. %是相当重要的，因为：(1)可以使我们确信，当产生的岩浆侵位到热液成矿过程进行所要求的地壳浅部环境时，随着冷凝和结晶作用，岩浆将分离出独立的岩浆水溶液相；(2)这可以提高初始熔融体中金属硫化物的溶解度，或许比同样硅酸盐成分的无水熔融体中金属硫化物的溶解度大一个数量级（通过平衡反应的 $2\text{FeS}(\text{固}) + 2\text{H}_2\text{O}(\text{熔融体}) + \text{SiO}_2(\text{熔融体}) = \text{Fe}_2\text{SiO}_4(\text{熔融体}) + 2\text{H}_2\text{S}(\text{熔融体})$ ），因而可以使含水岩浆具有很高的搬运硫的能力；(3)一般会导致在大于2km左右的深处随着岩浆冷凝有角闪石和（或）黑云母结晶，这就提供一种寻找热液成矿作用与其侵入火成岩体伴生的可能勘查标志。

第二个特点即所形成的含水岩浆具有闪长岩到花岗岩的成分，也是很重要的，因为大多数岩浆型或热液型金属矿床都与这种成分的火成岩紧密相伴，那是因为源岩中含水矿物，无论是长英质变沉积岩中的云母，或是镁铁质角闪岩中的角闪石，在产生中性到长英质成分的含水岩浆中都起着重要作用。

由于熔融体的数量直接取决于一定源岩的总含水量，这就提供了一种机制，使早期形

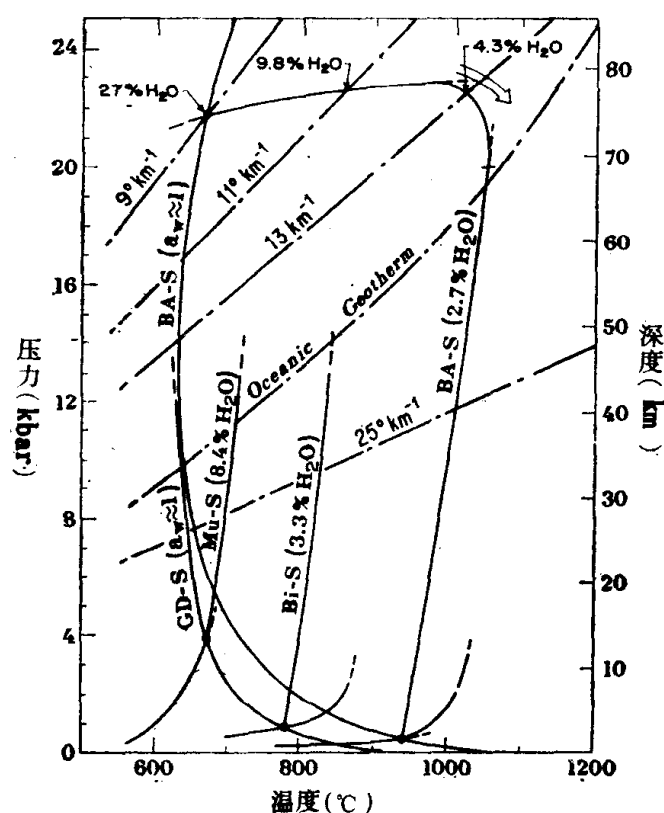


图1 含白云母和含黑云母的片岩及片麻岩和含角闪石的玄武质角闪岩熔融关系温-压投影图
标记着GD-S和BA-S($a_w \approx 1$)的曲线分别代表平均的花岗闪长岩和玄武质角闪岩的 H_2O 饱和固相曲线，标记着Mu-S(8.4% H_2O)、Bi-S(3.3% H_2O)和BA-S(2.7% H_2O)的曲线代表无孔隙片麻岩和角闪岩的双变量、无流体始熔线。 H_2O 的百分数数字分别为由白云母、黑云母和角闪石的不等量溶解所产生的早期熔融体的 H_2O 含量(wt.%)。根据Burnham(1979)的图3.3和3.4修改绘制

成的部分熔融体所含的某些元素相对于它们在源岩中的含量大大富集。完全溶解于早期形成的熔融体中的源岩的微量矿物相中的那些元素，它们的富集系数与源岩的含水量成反比。另一方面，对于含在与早期形成的熔融体共存的主要矿物固溶体中的那些元素，它们的富集系数取决于共存相中的分配系数。高度富集于镁铁质角闪岩的微量富铁硫化物中的某种元素（如铜），它可以在早期形成的熔融体中有5倍或更大的富集；而元素铅，它置换碱性长石中的钾，尽管它在由变沉积岩形成的熔融体中稍有富集，但微乎其微。对于那些在早期形成的熔融体中有明显富集的元素，通过部分熔融形成的含水岩浆则成为最终导致矿石形成的多重作用中至关重要的初始作用。

岩浆侵位

与岩浆或热液贱金属和贵金属矿床相伴生的火成侵入体，看来其侵位深度一般小于10km，其中有许多到达很浅的部位，仅1—2km，并且有些似乎在地表有出口，形成相应成分的喷出岩。因此这些侵入体，恰如其份地来说，可以看做是次火山系统的一部分，因而是张力构造环境中的被动侵位，故基底岩石的构造脆弱带对这些岩体及常常与其伴生的火山中心的位置具有相当大的影响。

地质证据表明，早期晶体的重力下沉引起的岩浆分异作用，对于产生大多数岩浆或热液矿床的形成不具有重要意义。相反，对某些矿床，特别是对伟晶岩中一些金属矿体的形成，携带晶体的岩浆在流动中产生的分异作用或孔隙熔融成分的压滤作用引起的分异作用，似乎更具重要意义。正是由于含水岩浆体的边缘部分发生晶体下沉，导致残余熔融体富水。由于含水量增加，残余熔融体变得不太粘滞，而抑制了对流循环的产生。由于这种原因，以及岩体的规模较小，几何形态不利，粘滞性高以及挥发份分离（二次沸腾）的放热效应等原因，岩浆侵入体内的对流循环对于岩浆或热液成矿系统的形成不见得有什么重要作用。

中性成分的含水岩浆，一般并不与其穿过或侵入的富硅和钾的围岩处于化学平衡。因此出现这样的倾向：这些岩浆的边缘部分与这种围岩发生同化，并引起熔融体分馏，变得富硅和富钾，或许还富集其它元素，如锡。因此，同化作用在某些斑岩锡矿地区，如玻利维亚（Grant et al., 本书），对矿床的形成可以是一种重要因素。但是在大多数其它类型的岩浆或热液成矿系统中，它可能不是重要的。

含水岩浆的结晶

尽管对于岩浆或热液系统矿床的形成来说，源岩的性质，含水岩浆形成的过程和岩浆侵位是至关重要的，但是在岩浆结晶期必然还有某种地质作用将成矿元素进一步富集而使其形成工业矿床。在众多的地质作用中，最重要的，要算形成独立的富水挥发相的演化过程了。如果没有这一作用，伟晶岩矿床就不能形成（Jahns and Burnham, 1969）；斑岩铜或钼矿以及其它网脉状矿床的断裂系统就不能发育；接触交代作用就难以产生；以及由火山爆破作用产生的许多储矿构造也就不会存在。

一种特定岩浆的溶液相的演化主要受熔融体中 H_2O 的溶解度所控制，而熔融体中 H_2O 的溶解度对压力依赖性很强，但与温度关系不大。如图2所示，在压力500b时（即相当2km深的地压力），闪长岩-花岗岩成分的熔融体内水的最大溶解度只有2.7—3.0wt.%；而在压力2000b（近于8km深）时，熔融体内水的最大溶解度达6.1—6.4wt.%，当压力为5000b（近于18km深）时，水的最大溶解度为9—10wt.%。这种初始含水达2.0wt.%的熔融体在

冷凝期间，当其在2km处有近于33%的物质晶出以后，在8km处大约有73%的物质晶出以后，在18km处大约有83%的物质晶出以后，它们则变成水饱和的熔融体。当进一步冷凝以及后继的结晶作用超过这些饱和点时，则引起H₂O从残余的熔融体中分离出来。这一作用通常称为二次沸腾或后退沸腾。最终，除了禁锢在含水矿物（角闪黑云花岗闪长岩中含有0.5—0.8wt.%）中的结构水外，岩浆的全部原始水必定释放出来，而成为一种分离的流体相。

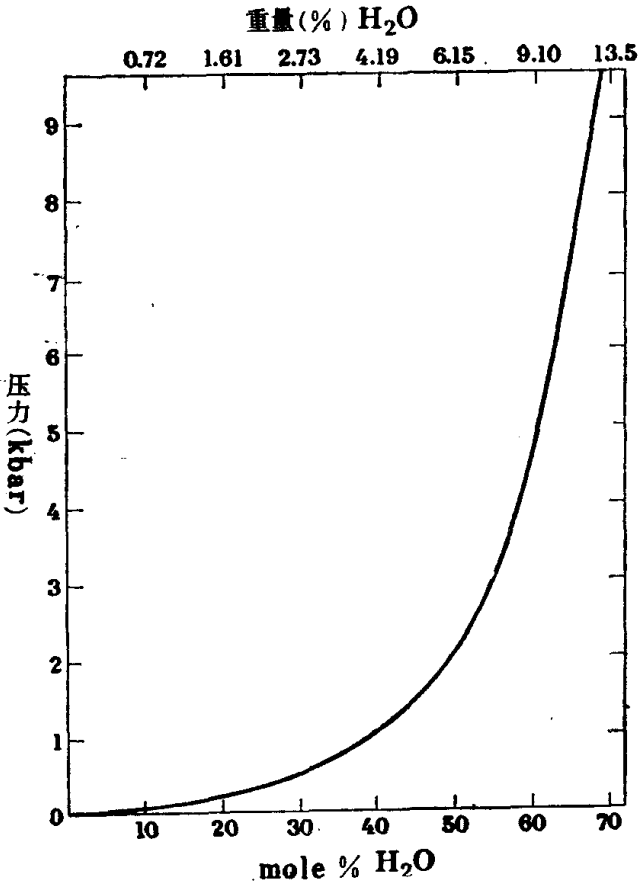


图 2 在1100℃时花岗闪长岩熔融体中水的溶解度
下部横坐标标以克分子% H₂O，上部横坐标标以wt.% H₂O。根据Burnham(1979)图例改编

在上述例子的岩浆冷凝期间，先晶出的矿物一般为斜长石，继后结晶的矿物对于闪长岩浆是辉石，对于花岗岩浆则是碱性长石或石英。它们的结晶作用不仅使残余熔融体富H₂O，而且使未进入上述矿物的其它组份也富集起来。由分离结晶而引起的这种富集作用对于产生含矿花岗伟晶岩浆相当重要，特别是在深部岩浆体中，残余熔融体中锂和铍这类元素的富集系数可以提高10倍或更高。含金属硫化物的高位岩浆侵入体中这种富集作用也是重要的，能使成矿金属、硫和氟在更富水的残余熔融体中富集。

过渡作用(transitional processes)

根据先前的定义，由二次沸腾或后退沸腾引起的某种分离的岩浆挥发（水溶液）相的形成界线是人为选择的，其目的在于将几乎完全发生在凝聚的晶体熔融系统(正岩浆作用)中的那些作用与发生在共存的凝聚相-挥发系统中的作用区分开来，发生于这两种系统之

间的作用就称之为过渡作用。化学上，正岩浆作用主要受晶体-熔融体的平衡控制；而过渡作用则主要受熔融体-挥发相（水流体）的平衡所制约。同样在物理上，正岩浆作用主要由岩浆的粘度和晶体与熔融体之间的密度差控制；而物理上的过渡作用主要受伴随二次沸腾反应造成的体积变化所制约，如 H_2O 饱和的熔融体 $\rightarrow$ 晶体+挥发相。

物理作用

一个侵位于较冷围岩中的含水岩浆体，无论它是浅成斑岩岩浆还是较深成的伟晶岩岩浆，必定向它的周围放出热量，因此结晶作用总是由岩浆房壁向内进行。由于这一点，以及溶于硅酸盐熔融体中的水扩散缓慢，这种岩浆体中的熔融体首先在边缘附近变得饱和水。这种饱和水的边缘或硬壳的形成，在准稳定条件下，可以有效地隔绝岩浆体内物质（除氢外）的带进带出。这些条件对于伟晶岩（Jahns and Burnham, 1969）和斑岩铜矿或钼矿以及爆破火山作用的发育（Burnham, 1972, 1979）都是很重要的。

由于饱和水的硬壳以内发生二次沸腾，岩浆体必然发生膨胀，或者内压增大，因为饱和 H_2O 的熔融体 $\rightarrow$ 晶体+挥发相的反应，在整个地壳压力下增大体积。大体上，体积的增加与饱和条件下的水含量成正比，与压力成反比。例如，饱和水的伟晶岩熔融体在2000b压力（6.4wt.% H_2O ）下，当其完全结晶时将膨胀大约11%，而饱和水的同样熔融体在5000b（10wt.% H_2O ）压力下仅膨胀5%。或许这种压力效应提供了一种解释：为什么某些伟晶岩体含有相当多的晶洞（在较低压力下结晶），宝石矿物的晶体通常产于其中；而另一些伟晶岩体则仅具有有限的空隙，且不含宝石矿囊（在较高压力下结晶）。

与体积相对增加不大的岩浆体相反，含水2.7wt.%的花岗闪长岩熔融体（如图3所示），当其在2km深处（550b压力）完全结晶时将膨胀大约50%。还有在4km深处，同样的岩浆体在饱和水条件下晶出37%时，其体积膨胀将超过15%。在这些浅成条件下，大多数类型的围岩都是刚性的，不可能通过塑性变形来适应这样大的体积变化。一旦冷凝和结晶作用发生，结果饱和水的硬壳内部的压力必定增加。在理论上，这种过剩的内压力可以达到数千巴，但最坚固的围岩的张力强度至多也只有数百巴。因此围岩发生脆性破碎，由于最小的主应力方向主要位于水平面内，因此膨胀主要发生在这个方向，结果导致产生近于垂直定向的破裂。还有，由于顶部岩石通过粘滞的间隙熔融体与下伏饱和水的硬壳机械地连结，所以在水平方向上岩浆膨胀力则作用于这些处于引张状态的顶部岩石。因此，无数细小的裂缝向上扩展而生成网脉和强烈破碎的岩石。这些都是斑岩铜（钼）矿床的特征。

如图3所示，实际上，在浅成含水岩浆必然发生的冷凝过程中，二次沸腾所释放出来的机械能是造成破裂的主要原因，这对于大多数岩浆-热液金属矿床的矿石的定位是相当重要的。例如，所产生的裂隙可以是网脉型的，可以是较大的脉型的，甚至也可以是伴随爆破火山作用所形成的更大的破火山口塌陷构造。无论那种类型的裂隙构造都是成矿热流体运移的高渗透性通道，不管这些流体是岩浆型的，天水成因的，还是海水成因的。

化学作用

由二次沸腾产生岩浆水溶液相的同时伴随着系统中全部元素的分离，致使在平衡条件下，系统中每种化学物质的化学位或逸度在所有相中都是相同时。主要以氯化物的 Cl^- 离子形式溶解于硅酸盐熔融体中的挥发性元素氯，强烈地向岩浆水溶液相中进入（Kilinc and Burnham, 1972），因为：（1）氯化物矿物在中性到长英质成分岩浆中不稳定；（2）在岩浆温度和低-中压条件下，氯与水溶液中的氢、碱金属、碱土金属和重金属结合，形成

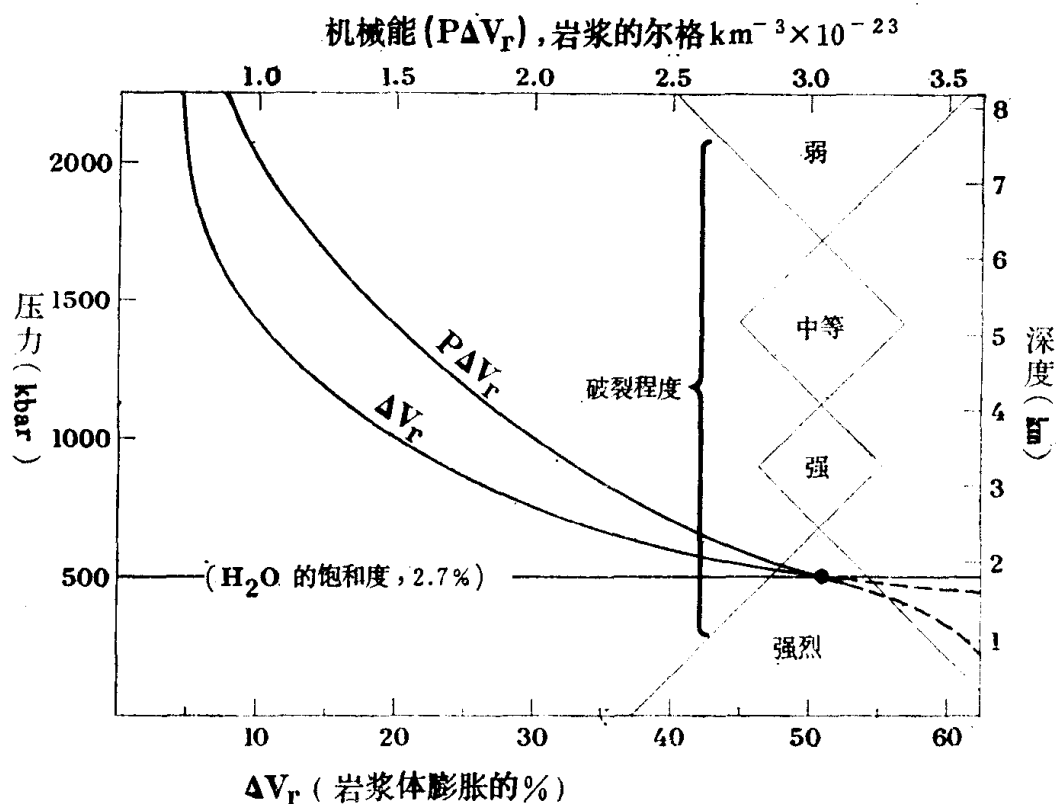


图 3 二次沸腾反应 (饱和水熔融体 $\rightarrow$ 晶体 + “蒸气”)所引起的体积膨胀 (下部横坐标) 和所释放的机械能 (上部横坐标)

ΔV_r 和 $P\Delta V_r$ 值是根据初始含 2.7wt.% 水的花岗闪长岩岩浆完全结晶而获得的。“爆破” (火山喷发) 和“强烈”破碎环境之间的过渡地段的深度是大致的, 这取决于岩浆体的大小和形状。曲线是根据 Burnham (1979) 的 3.10 和 3.11 公式计算得到的

很稳定的中性氯化络合物。氟在岩浆流体中也形成稳定的中性氟化络合物, 但地氟在硅酸盐熔融体中有很高的溶解度, 同时, 象萤石、黄玉和云母这样一些矿物有很高的热稳定性, 这导致氟主要遗留在浓缩相中。在含水熔融体中主要以双硫化物的离子 (SH^-) (Burnham, 1979) 形式存在的硫, 也强烈地进入岩浆水溶液相中, 形成不稳定的硫化物矿物, 如磁黄铁矿。 CO_2 仅少量地溶解于长英质熔融体中, 十分强烈地进入挥发相, 它似乎在岩浆阶段的过渡地质作用中只发挥很小的化学功能。

上述挥发组份在含水流体与熔融体之间的分配系数, 看来对温度不怎么敏感, 除硫以外, 对压力也不那么灵敏。由于硫主要呈 SH^- 形式溶解于含水熔融体中, 而以 H_2S 和 SO_2 两种形式存在于水溶液相内, 所以硫的分配系数对于 H_2O 的压力 (H_2O 的逸度) 和氧逸度 (f_{O_2}) 都是敏感的。在给定相组合的 f_{O_2} 条件下, 增加压力 (增加 $f_{\text{H}_2\text{O}}$, 因此也增加 f_{H_2}) 就是增加水溶液相中 H_2S 对 SO_2 的比例, 因而硫的分配系数 ($\Sigma S^v / \Sigma S^m$) 就降低。相反, 当在给定压力下增加 f_{O_2} 时, 由于氢从系统中扩散损失, SO_2 的比例则相对增加, 因此总硫的分配系数便增加。在含水岩浆中, SO_2 的溶解度比 H_2S 小得多, 这对于硫化物矿石的形成是十分重要的, 为硫和重金属 (几乎全呈氯化物形式) 在岩浆水溶液相中高度浓集提供了条件。

在二次沸腾之前, 岩浆的 f_{O_2} 主要决定于岩浆中 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, 而后者在很大程度上又取决于生成岩浆的源岩类型。如图 4 所示, 由变质火成岩和火山岩部分熔融所产生的长英质

岩浆的 f_{O_2} 一般高于QFM^①缓冲剂的 f_{O_2} (Carmichael et al., 1974)。因此, 在与这些岩浆呈平衡状态的流体中, SO_2/H_2O 逸度比值 (以及克分子比值) 通常接近1, 其变化范围大概为0.1至10。另一方面, 由碳质变沉积岩部分熔融生成的长英质岩浆, 其 f_{O_2} 值通常小于QFM缓冲剂的相应值 (图4), CO_2/CH_4 逸度比值和克分子比值接近1 (Ohmoto and Kerrick, 1977), 因此 SO_2/H_2S 的逸度比值总是远远小于0.01。从前一种岩浆分离出来的含水流体, 即所称的I-型岩浆 (Chappell and White, 1974), 因而趋向于生成富硫的斑岩型铜矿, 而由后一种岩浆分离出来的流体, 即所谓的S-型岩浆, 可以生成更贫硫的锡矿型矿床。

岩浆水溶液相中的氯克分子浓度大约是共存熔融体的40倍 (Kilinc and Burnham, 1972), 因此除硅外, 氯化络合物一般组成总溶质的主要部分。因此, 各种主要氯化络合物的相对比例和与这些比例相应的平衡条件变化方式, 是理解多种多样现象诸如伟晶岩的矿物分带和斑岩铜矿的高温热液蚀变模式的重要因素。

与典型的花岗岩熔融体相平衡的主要水溶液的氯化络合物为NaCl、KCl和HCl, 其中NaCl和KCl大约占总量的90%, NaCl与KCl的克分子比与熔融体中钠与钾的克分子比相同

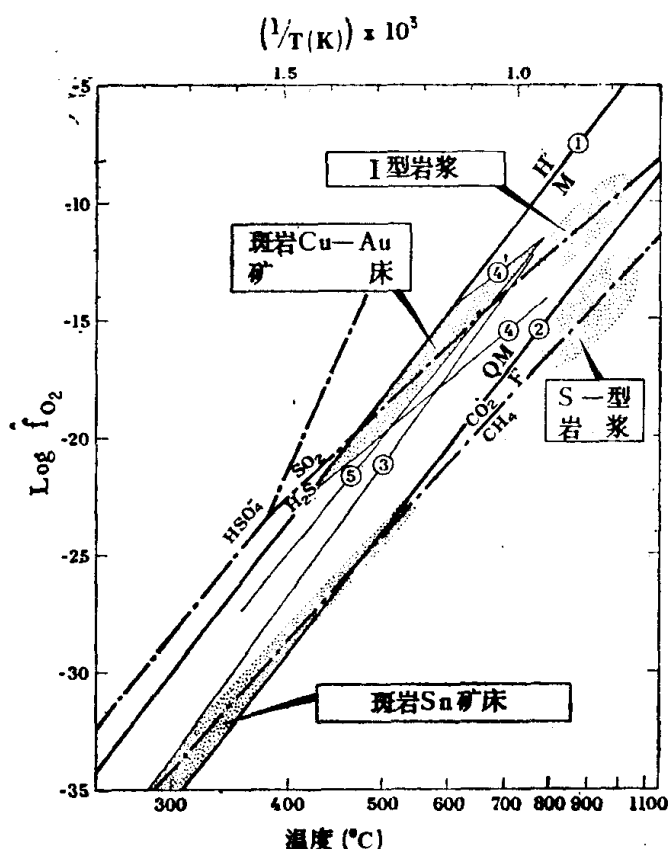


图4 在大约1kb的条件下, 水流体中的主要成分硫和碳的氧逸度对温度的关系 (断线) 及相应含铁矿物组合的稳定范围 (实线), SO_2/HSO_4^- 和 HSO_4^-/H_2S 的边界为pH=4的单位活度比矿物平衡的代号: ①磁铁矿+赤铁矿; ②铁橄榄石+磁铁矿+石英; ③磁黄铁矿+黄铁矿+磁铁矿; ④黑云母 (38%羟铁云母)+钾长石+磁铁矿; ④'黑云母 (18%羟铁云母)+钾长石+磁铁矿; ⑤钙长石+钾长石+黄铁矿+白云母+石英+硬石膏。对典型的含磁铁矿I-型和S-型长英质岩浆及斑岩铜-金矿和斑岩型锡矿, f_{O_2} -T的大致范围也用细点符号作了表示

① QFM为石英、铁橄榄石和磁铁矿的对应英文名词的缩写——译者注

(Burnham, 1979)。然而象白云母这样既含钾也含氢 (OH^-) 的矿物的出现, 使溶液中 HCl 含量明显降低, KCl 含量也降低, 而 NaCl 含量则增高, 以保持溶液中氯化物的份额, 从而使水溶液相中的 NaCl/KCl 比值大于熔融体中的钠/钾比值。因此这种比较简单的系统中, 各种氯化络合物的相对比例也是复杂的, 取决于总的金属成分和共存矿物的性质。

成分上更复杂的系统, 如花岗闪长岩岩浆, 作为主要溶质必定包括氯化络合物, 其中有钙的络合物 (CaCl_2), 特别是有铁的络合物 (FeCl_2 和 FeCl_3) (MgCl_2 的数量一般很少)。在氯化物总浓度固定的条件下, 这两种组份加入到熔体-挥发份系统中并不影响其中 HCl 的含量, 或者说不影响其中 NaCl/KCl 和 Na/K 之间的平衡, 但 $\text{NaCl} + \text{KCl}$ 总量, 由于铁和钙克分子浓度的增大而降低至二分之一或更少些。在高压下与熔融体、斜长石和磁铁矿共存的流体中, 铁的氯化物和 CaCl_2 近于等量存在, 二者一起大约络合氯化物总量的 20%, 相反, 在低压条件下 (500—1000b), 仅有大约 5% 的氯化物络合为 CaCl_2 , 而氯总量的 30% 以上与铁络合 (Kilani, 1969)。在最后一情况下, 与 Fe 络合的氯和与 Na 或 K 络合的一样多。

花岗岩与花岗闪长岩系统的另一个重要区别是含水矿物所起的作用不同。花岗岩系统由于含钾的云母类的沉积而引起水溶液相中的 NaCl/KCl 值大于 1 (不考虑熔融体中 Na/K 值), 与此相反, 在花岗闪长岩浆中由于含钠角闪石的早期结晶引起 NaCl/KCl 值明显向相反方向变化, 亦即向该比值 1 小得多的方向变化, 甚至熔融体中的 Na/K 值大于 1 时也是如此。当角闪石和黑云母同时出现时, 可以预料 NaCl/KCl 值接近于 1, 而与熔融体中的相应比值无关。因此, 岩浆水溶液相中主要氯化络化物的相对比例显然取决于熔融体的成分、压力和共存矿物组合的特点。

在与含角闪石岩浆共存的氯化物水溶液中有较大的 K/Na 比值, 这为广泛出现的钾交代 (钾质蚀变) 的形成提供了一种可能的解释, 这种钾蚀变甚至专门与贫钾闪长斑岩-含铜斑岩体相伴生。另一方面, 在含水矿物出现之前, 水溶液相中 HCl 含量相对较高, 这可以作为解释某些伟晶岩和含锡云英岩中出现黄玉, 以及某些斑岩铜/钼矿化蚀变晕中有红柱石出现的原因。同样, 岩浆水溶液相中铁的浓度很高。特别是在低压条件下, 这不仅可以说明碳酸盐围岩中为什么有接触交代矽卡岩铁矿床生成, 而且也可以解释多数斑岩铜矿床中黄铁矿占压倒优势的原因。

对于大多数成矿金属在岩浆与氯化物水溶液之间的分配情况知道得还很少。锰和锌大约按二倍于氯化物克分子浓度的量进入水溶液 (Holland, 1972), 据此推测, 比锰和锌更为亲铜的元素将强烈地分配到水溶液相中。因此 SO_2 的逸度接近于或大于 H_2S 的逸度的氯化物水溶液应当有能力萃取岩浆和紧邻顶部岩石中的有用金属组份。

热 液 作 用

随着温度下降或流体内压的明显地降低, 过渡化学作用为晶体-挥发份平衡所控制的热液作用所代替。由岩浆的饱和 H_2O 固相线任意限定的这两种状态之间的分界线, 在有些系统中相对是明显的, 在另一些系统中却显然是过渡的。例如, 在斑岩铜矿系统中, 围岩相对容易发生脆性破碎, 可以引起部分系统突然从一种状态过渡为另一种状态。相反, 在伟晶岩系统中, 两种彼此转换的状态共存对于伟晶岩中矿石的富集也是重要的, 而且在伟

晶岩形成这一阶段确定的以封闭为主的热液循环系统是最终决定着宝石矿物以及富含锡、钽、铌、铀、钍和稀土矿物的局部产出。

岩浆水溶液相比较快地转入能形成斑岩铜（钼）矿床的裂隙系统的热液环境，通常导致流体与较冷围岩之间的显著不平衡。然而，这种不平衡的特点取决于岩浆系统的平衡初始条件以及围岩的性质、温度和压力降低的幅度。如前面讨论的和图5所示的那样，来自高温岩浆源的氯化物水溶液倾向于富含HCl，因而在较高温条件下，它们将与长石质围岩反应产生含黑云母或不含黑云母的铝硅酸盐（主要为红柱石或黄玉）蚀变；在较低温度条件下，则产生白云母（绢云母、千枚岩）蚀变。相反，与含角闪石的岩浆初始平衡的流体，含KCl相对于NaCl多，比HCl尤其富得多，因此它们与非碳酸盐围岩的相互作用主要是通过钾与钠特别是与钙的交换，使钾固定于长石和黑云母中的（钾质蚀变）。因此这些交换反应降低水溶液相中的KCl/HCl值，水溶液相便转而进入靠近高温范围压力占优势的白云母稳定区（绢云母化或千枚岩化）。此后，当富钾的长石转变为白云母和石英时，流体的进一步冷却引起KCl/HCl值增高。

伴随着岩浆水溶液相逃逸到破碎的围岩，温度和压力的降低，可以引起主要由NaCl、KCl和铁的氯化物组成的富氯化物溶液的凝结。由于密度的差别，这种液体可以与气体挥发相分离，分离后的挥发相变得更富HCl、CO₂、SO₂和H₂S。破裂系统上部（外部）较冷

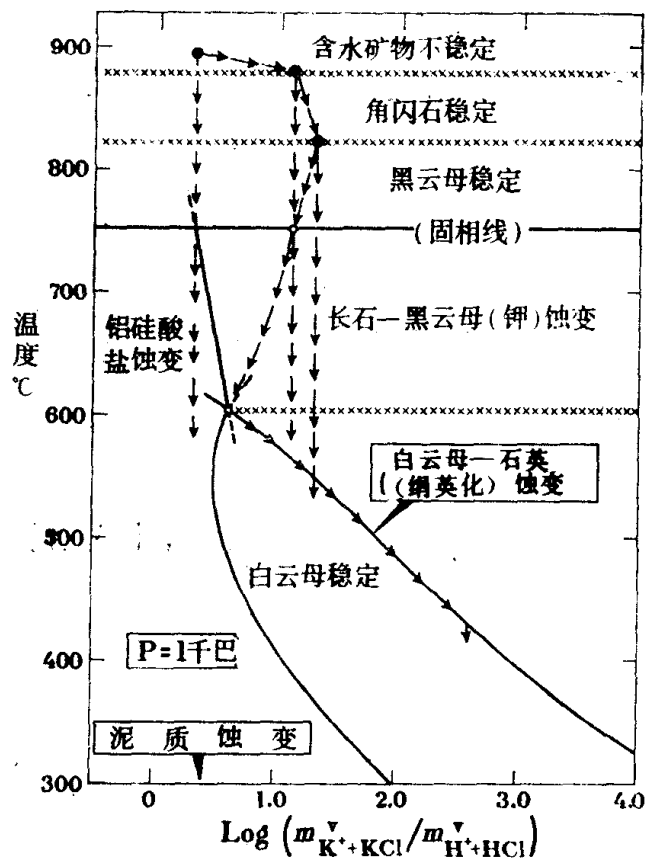


图 5 在1kb条件下 $\log (m_{K+KCl}^V / m_{H+HCl}^V)$ 和温度关系图解

表示斑岩破裂系统中岩浆氯化物水溶液的 m_{KCl}^V / m_{HCl}^V (作为相组合的函数) 的变化和这些流体的可能不平衡的冷却途径

实心圈代表与花岗闪长岩岩浆相平衡的氯化物水溶液的成分，空心圈代表等压不变点的流体成分(饱和水固相线和白云母 + 石英 $\rightleftharpoons$ 钾长石 + 铝硅酸盐 + “蒸气”的平衡)

根据Burnham (1979) 的3.6图改编

部位的绢云母和泥质（富粘土）蚀变可能是由这种酸性挥发相形成的。

正如上面谈到的那样，由I-型（ f_{O_2} 高）岩浆产生的流体可以含有大量的 SO_2 （0.1克分子到>1克分子）和 H_2S （ $m_{SO_2}/m_{H_2S} \approx 0.1-10$ ）。由于这种流体所含的还原物质如 H_2 、 CO 和 CH_4 很少，因此在冷凝期间温度500—350℃的范围， SO_2/H_2S 的克分子比基本保持常数，除非这种流体遭受凝聚或与围岩中大量含亚铁矿物发生反应（Ohmoto and Rye, 1979）。因此在没有凝聚作用或未与围岩发生大规模的相互作用情况下，这种流体的 f_{O_2} -T演化路线趋向于图4所表示的接近或近于平行 $SO_2/H_2S=1$ 的线。沿这条途径冷却， SO_2 （ $4SO_2 + 4H_2O \rightarrow H_2S + 3H_2SO_4$ ）的水解作用则导致 H_2S 和含水硫酸盐的活度（因而浓度）的连续增高。这种水解作用产生 $m_{硫酸盐} = m_{SO_2} = m_{H_2S}$ 的精确温度取决于多方面的因素，其中包括pH、流体总压力、 m_{NaCl} 、 m_{KCl} 和 m_{CaCl} ，但是对于大多数热流体，其温度变化于500—350℃之间。它也可能受到与围岩中含亚铁矿物反映的影响，因为围岩中由于 SO_2 的消耗（ $SO_2 + 6FeO + H_2O \rightleftharpoons H_2S + 3Fe_2O_3$ ）， H_2S 的活度增高。在随便哪一种情况下， H_2S 活度的增高，都会引起金属硫化物矿物从水溶液的金属-氯化络合物（主要是铁）中沉淀出来，同时产生HCl（ $4FeCl_2 + 7H_2S + H_2SO_4 \rightarrow 4FeS_2 + 4H_2O + 8HCl$ ）。由于与围岩斜长石较早期的 $K \rightleftharpoons Ca$ 交换反应在水溶液中生成的 $CaCl_2$ 以硬石膏形式沉淀出来（ $CaCl_2 + H_2SO_4 \rightarrow CaSO_4 + 2HCl$ ），进一步加强HCl的产生， H_2SO_4 与围岩的含钙矿物直接反应也增强HCl的产生。这些沉淀反应中产生的HCl含量与流体中初始的总量直接有关，因此由这种HCl产生的低温酸性蚀变的范围比原始岩浆流体中的HCl产生的酸性蚀变范围可能要大得多。

“S-型”（ f_{O_2} 低）岩浆产生的流体可能和“I-型”岩浆产生的流体含有同样多的 H_2S ，但是由于 f_{O_2} 较低，S-型岩浆流体的 SO_2 含量少得多，因此硫的总量也就不多。结果由S-型岩浆产生的硫体随着冷却，通常沉淀少量硫化物（主要为磁黄铁矿），相对有较多的氧化物，如锡石。在由S-型岩浆产生的流体中，还原和氧化的矿物种类的相对丰度，通常按以下顺序排列： $m_{CO_2} \approx m_{CH_4} \approx m_{H_2S} \gg SO_2$ 。由于 CH_4/SO_2 值很高，所以在冷却期间 CO_2/CH_4 克分子比基本保持常量。在图4中 f_{O_2} -T演化途径趋向于靠近 $CO_2/CH_4=1$ 的线。事实上，在由Patterson和Ohmoto（Patterson and Ohmoto, 1976）所指出的某些锡矿床中，流体包裹体富含碳，且 CO_2 与 CH_4 的比例接近相等。与从“I-型”岩浆的富氯化物流体中沉淀出金属一样，从“S-型”岩浆的流体中沉淀的金属，无论是硫化物或是氧化物，都会产生HCl。

在长石质围岩中所产生的HCl量受硅酸盐矿物组合的水解型反应控制。这些硅酸盐矿物水解常产生白云母或其它含铝矿物。在一定温度、压力和平衡组合条件下，HCl的量与流体内氯化物总量成正比。而在碳酸盐围岩中情况则相反，流体中HCl含量与氯化物总量无关，由于去碳酸盐作用，如， $CaCO_3 + 2HCl \rightarrow CaCl_2 + H_2O + CO_2$ ，流体中HCl的含量总在低水平上。HCl的这一消耗（交代碳酸盐），通过如 $ZnCl_2 + H_2S \rightarrow ZnS + 2HCl$ 这样的反应，转而导致硫化物矿物的沉淀。这些交代作用一般是伴随或晚于其他碳酸盐交代作用发生，后者包括形成典型矽卡岩矿石的含铁硅酸盐和氧化物（主要是磁铁矿）的沉淀。在这些反应中释放出大量 CO_2 ， CO_2 又反过来抑制形成更多的钙硅酸盐（ $CaMgSi_2O_6 + 2CO_2 \rightleftharpoons CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2$ ）。由此可见，碳酸盐岩石最终可以被高硅质氧化物（碧玉）和次生白云石所交代。

由贫氯化物岩浆源释放出来的流体相应地贫HCl、硫、铁以及其他金属，但含适量的