



“全国重要矿产和区域成矿规律研究”项目系列丛书之九

中国东部中生代 **典型铝矿研究**

黄 凡 王登红 陈毓川 著

地 质 出 版 社

“全国重要矿产和区域成矿规律研究”项目系列丛书之九

中国东部中生代 典型钼矿研究

黄 凡 王登红 陈毓川 著

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 提 要

钼矿是中国的六大优势矿种之一,钼金属及其合金不仅广泛应用于能源、工业和运输业等传统领域中,在电子、金属加工及航天工业等新兴科技领域的应用也日益广泛。钼应用领域的拓展进一步促进了中国钼矿找矿工作。本书属于全国矿产资源潜力评价计划项目全国重要矿产和区域成矿规律研究的成果之一。在中国东部最新的找矿勘查成果、典型矿床研究、数据库建立基础上,根据近年来在岩石学、同位素年代学、矿床地球化学等方面取得的新成果,编制了首份以成矿区带为背景的中国东部钼矿分布图和中国东部中生代钼矿年龄谱,并划分了14个钼矿集区,总结了各矿集区钼成矿的主要特征、成矿规律和演化特征。书中详细研究了中国东部三个新发现典型矿床的成因,探讨了成矿机制和成矿背景,建立了成矿模式并进行了成矿预测,特别是在宜里钼矿区,预测了深部隐伏矿体,得到钻探工作的验证;深入探讨了中国东部钼矿的时空分布和主要钼矿集区的钼成矿作用特征和动力学背景;计算了钼矿集区的成矿强度,提出了最有利的钼找矿远景区;指出中酸性花岗质岩浆活动对钼成矿具有一定的专属性,但占主导因素的仍为成矿流体,钼成矿对围岩没有选择性,但围岩的物理化学性质对矿床的富集及矿化类型影响显著等新认识。本书的研究成果初步揭示了中国东部钼矿广泛发育的地质和深部背景,深化了对钼成矿作用的认识,为中国钼矿成矿规律的总结研究奠定了基础,也为中国东部潜力评价和成矿预测工作提供了重要依据和理论指导。

图书在版编目(CIP)数据

中国东部中生代典型钼矿研究/黄凡等著. —北京:地质出版社, 2013. 11

ISBN 978-7-116-08550-3

I. ①中… II. ①黄… III. ①中生代—钼矿床—研究—华东地区 IV. ①P618. 65

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2013) 第 245553 号

Zhongguo Dongbu Zhongshengdai Dianxing Mukuang Yanjiu

责任编辑:白铁李华

责任校对:关风云

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路31号,100083

电 话:(010) 82324508(邮购部);(010) 82324579(编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

传 真:(010) 82310759

印 刷:北京地大天成印务有限公司

开 本:889mm×1194mm^{1/16}

印 张:17.75

字 数:550千字

印 数:1—1000册

版 次:2013年11月北京第1版

印 次:2013年11月北京第1次印刷

审图号:GS(2013)2654号

定 价:60.00元

书 号:ISBN 978-7-116-08550-3

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

**“全国重要矿产和区域成矿规律研究”项目
系列丛书是集体劳动的结晶！**

**谨以此书献给耕耘在地质勘查、科学研究
及教学岗位上的广大地质工作者！**



“全国重要矿产和区域成矿规律研究”

项目系列丛书编委会

主	编：	陈毓川	王登红		
委	员：	常印佛	汤中立	翟裕生	裴荣富
		黄崇轲	梅友松	余中平	徐志刚
		陈郑辉	李厚民	李建康	李华芹

前 言

随着中国对矿产资源的重视和持续投入,钼找矿进展突出,截至2010年,中国不仅是世界上钼矿储量最丰富的国家,也是世界上第一产钼大国。为了贯彻落实2006年《国务院关于加强地质工作的决定》中提出的“积极开展矿产远景调查和综合研究,科学评估区域矿产资源潜力,为科学部署矿产资源勘查提供依据”的要求和精神,国土资源部于2006年部署并启动了全国矿产资源潜力评价工作,并由中国地质调查局组织实施“全国矿产资源潜力评价”计划项目,旨在掌握全国矿产资源现状,科学评价未查明矿产资源潜力,建立真实准确的矿产资源数据库,为实现找矿重大突破提供依据。工作项目“全国重要矿产和区域成矿规律研究”作为其中重要的一项工作内容,偏重于成矿理论的研究,是矿产预测和找矿勘查的基础。本研究就是这一工作项目的成果之一。

本研究在前人研究的基础上,主要抓住钼矿的时空分布规律、区域地质背景及钼成矿作用三个关键科学问题进行资料搜集和整理,重点对各成矿区带内不同成因类型的典型钼矿床进行了总结归纳,探讨区域成矿作用的特点,划分出了区域钼成矿作用期次,构筑了中国东部中生代钼成矿年龄谱,为今后探讨区域成矿谱系奠定了基础。此外,还总结了与钼矿相关岩体的地质地球化学特征,岩体时空演化、成矿潜力等,讨论其与钼成矿作用的关系,研究了成岩成矿与大地构造环境的耦合关系,建立了主要成矿区带或矿集区的区域成矿模式。针对要解决的科学问题和最终的工作目标,本研究的主要工作内容包括:

1) 资料的搜集与数据库的建立。要探讨中国东部钼矿的成矿和演化特征,首要任务就是前人研究资料的搜集与整理。本研究查阅了近千份国内外文献资料,搜集整理了363个独立和共伴生钼矿床(点)的基础资料,最新的各类测试数据约3000条,汇总于中国东部钼矿矿产地数据库中。限于篇幅,本书未将数据库的全部具体内容列出。

2) 数据的分析与总结。将搜集的钼矿床地质特征、矿体特征、围岩及围岩蚀变、成矿时代、矿床地球化学特征、同位素特征、流体成分、温压等数据,按成矿区带或矿集区、矿床成因类型及相关岩石的成因类型等分门别类地统计处理,通过对比探讨了不同矿床类型、不同矿集区内钼矿成岩成矿期次、成矿机理、成矿流体及物质来源的异同,以及影响因素,建立各典型矿床的描述性模式、成因模式及找矿模式。最后,以时间为序建立起中国东部中生代与钼矿相关的区域成矿年龄谱,绘制不同成因类型的空间分布图和不同时代矿床的空间分布图,在上述工作的基础上,总结成矿区带内,各阶段地质构造演化过程中成矿作用及其产物的演化历程,分析研究其演化规律及可能存在的内在联系。

3) 野外调查和特殊的典型矿床研究。通过对全国多座钨锡钼铁等多金属矿山及相关岩体的考察和实际工作,最终选定新发现的南岭地区园岭寨大型钼矿、东秦岭-大别山地区的沙坪沟超大型钼矿、大兴安岭北段的宜里中型钼矿作为典型矿床进行详细的矿床学研究,包括地质、岩石地球化学、成岩成矿年代学、流体包裹体、矿石稳定同位素等方面,基本理清了三个典型矿床的成因。

4) 分析测试工作。与北京核工业地质研究院、中国地质科学院国家地质实验测试中心、中国地质科学院地质研究所、中国地质科学院矿产资源研究所等单位相关实验室合作,取得了一批测试结果,为典型矿床研究工作的开展提供了重要保障。详细测试工作量和数据见正文。

5) 重要的科学问题讨论。如对钼矿的时空演化规律、同一区带内钼矿与相关矿种的成因联系,不同成矿区带地质背景对比、钼矿成矿与岩浆、流体及构造地层之间的关系、成矿专属性等问题进行了探讨。以本研究为依托,完成了《中国东部中生代典型钼矿床及区域成矿规律研究》博士学位论文,本书即在博士学位论文资料基础上修编而成。

研究过程中,野外工作得到中国地质科学院矿产资源研究所唐菊兴研究员、王平安研究员,安徽

省公益性地质调查管理中心陆三明高级工程师,安徽省地质矿产勘查局313地质队张怀东工程师和王波华工程师,江西地勘局赣南地质调查大队曾载淋总工程师和张永忠副总工程师、刘翠辉工程师、谢有炜高级工程师、曾要工程师和温珍连工程师,园岭寨钨矿公司刘和平副总,北京建龙国基投资有限公司鲍清海总裁、赵丕忠总工程师以及钨石投资基金运营小组副组长林戡和朱建舟、赵建群、柏林、张光明等高级工程师的帮助和指导,在此一并表示感谢。室内工作得到了袁忠信研究员、白鸽研究员、徐志刚研究员、盛继福研究员、朱明玉研究员、毛景文研究员、吕庆田研究员、丰成友研究员、罗照华教授、卢欣祥教授、傅旭杰副研究员及陈必河、张运涛、刘善宝、陈郑辉、李建康、陈振宇、张长青、王永磊、应立娟、王成辉、秦燕、郭春丽、王立强、赵正、李立兴、黄金香、孟恺、王亚飞、张聚全、李真真、张大权、杨宗喜等诸位博士或博士后的指导和点津!实验工作得到中国地质科学院国家地质实验测试中心屈文俊研究员、李超硕士,中国地质科学院矿产资源研究所李延河研究员、侯可军博士,东华理工大学潘家永教授,北京核工业地质研究院欧光习研究员、张敏博士等人以及相关实验室人员的帮助。“全国矿产资源潜力评价”项目办公室和各省级项目组的有关单位领导也给予了关怀,在此一并致谢。地质出版社的编辑们为本书的出版付出了大量的精力和劳动,在此深表谢意。

虽然开展了大量的工作并取得了一些成果,但限于人员、时间、经费、精力等原因,本研究中还存在诸多问题有待解决。如:①典型矿床研究中,野外地质工作开展不够充分,如对沙坪沟钨矿取样不足,没有采集到矿区花岗岩的样品;②室内的精细研究还不够,如欠缺对蚀变矿物的详细研究,未能解释园岭寨钨矿床中普遍发育绿泥石化的原因等;③由于篇幅所限,资料总结中讨论不够深入,缺少与国外钨典型矿床或成矿带的对比,对钨矿的成矿规律的很多方面未能很好地反映在本书中,如结合其他矿种建立中国东部钨成矿谱系及其所反映的区域成矿演化历史等问题。这些问题都是在今后工作中应该注意和要解决的。时间紧迫,经费和水平有限,书中疏漏之处在所难免,有些认识还浮于表面,有待深入研究,敬请读者给予批评和指正。

目 录

前 言

第一章 绪 论	(1)
第一节 国内外钼矿床研究现状	(2)
一、钼的化学性质	(2)
二、钼矿床的主要类型	(2)
三、斑岩型钼矿国内外研究现状	(2)
第二节 中国钼矿资源特点及勘查开发利用现状	(12)
一、中国钼矿储量在世界上的地位	(12)
二、中国钼矿资源的禀赋特征	(13)
三、中国钼矿勘查和开发利用的现状	(15)
第三节 中国钼矿床研究中存在的主要问题	(19)
一、基础地质问题研究	(19)
二、钼成矿时限、成矿谱系与区域成矿规律	(19)
三、区域成矿模式与找矿预测	(20)
四、共伴生钼成矿作用	(21)
五、辉钼矿的微量元素	(21)
第四节 本次研究的基本思路 and 主要成果	(21)
第二章 中国东部钼成矿地质背景	(23)
第一节 中国东部地壳演化概述	(23)
第二节 中国东部地球物理特征	(24)
一、中国东部重力场	(24)
二、中国东部区域航磁场	(24)
三、中国东部地壳的厚度	(26)
第三节 中东部主要深部断裂带	(26)
一、中国东部深层构造特征	(26)
二、中国东部深大断裂的基本特征	(28)
第四节 中国东部花岗质岩浆活动概况	(30)
一、东北地区花岗质岩浆活动	(30)
二、华北地区北缘花岗质岩浆活动	(31)
三、秦岭-大别地区花岗质岩浆活动	(31)
四、华南地区花岗质岩浆活动	(32)
第五节 中国东部主要成矿区带	(33)
第三章 中国东部北方典型钼矿研究——以大兴安岭北段宜里为例	(39)
第一节 区域及矿床地质特征	(39)
一、区域地质特征	(39)
二、矿床地质特征	(42)
第二节 矿区侵入岩	(48)
一、侵入岩锆石年代学研究	(48)

二、矿区侵入岩岩石学与地球化学特征	(63)
三、侵入岩成因类型与构造环境判别	(75)
四、岩石成因与岩浆源区	(78)
五、关于兴安地块与松嫩地块拼合时间的讨论	(81)
六、区域构造-岩浆演化及深部作用模式	(82)
第三节 矿床地球化学	(83)
一、矿体原生晕研究	(83)
二、成矿流体特征	(90)
第四节 成矿时代及矿床成因	(100)
一、成矿时代	(100)
二、成矿动力学背景	(101)
三、地球化学找矿模型	(102)
四、矿床成因模式	(102)
本章小结	(105)
第四章 中国东部中央造山带典型钼矿研究——以大别山沙坪沟为例	(106)
第一节 区域地质特征	(106)
第二节 矿床地质特征	(107)
第三节 矿床地球化学	(111)
一、包裹体岩相学	(111)
二、流体包裹体显微测温、盐度及密度	(111)
三、流体包裹体的气液相成分	(113)
四、石英包裹体微量元素特征	(115)
五、流体 H, O 同位素特征	(117)
六、矿石 S, Pb 同位素	(117)
第四节 矿床成因讨论	(118)
一、成岩成矿时代	(118)
二、成矿流体的性质及物质来源	(120)
三、流体演化及成矿机制	(122)
本章小结	(122)
第五章 南岭地区典型钼矿研究——以赣南园岭寨为例	(123)
第一节 区域及矿床地质特征	(123)
一、区域地质	(123)
二、矿床地质特征	(124)
第二节 矿区花岗岩岩石地球化学特征	(126)
一、柯树北岩体	(126)
二、三排岩体	(131)
三、霏细斑岩	(133)
四、花岗斑岩	(133)
五、岩石成因类型及构造环境、岩浆起源	(134)
第三节 成岩成矿年代学	(138)
一、LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年结果	(138)
二、辉钼矿 Re-Os 同位素测年结果	(144)
三、区域岩浆时代格架的建立	(145)
四、矿区构造岩浆演化史	(146)

第四节 矿床地球化学	(147)
一、包裹体岩相学	(147)
二、流体包裹体显微测温、盐度及密度	(149)
三、流体包裹体气、液相成分	(149)
四、石英包裹体微量元素特征	(152)
五、流体 H, O 同位素特征	(155)
六、矿石 S 同位素特征	(155)
七、讨论	(156)
第五节 矿床成因及找矿意义	(158)
一、岩浆活动及成岩成矿关系	(158)
二、园岭寨钼矿成矿背景及成矿模型	(162)
三、对武夷山南段中生代钼找矿的启示	(163)
本章小结	(164)
第六章 中国东部中生代钼矿成矿规律研究	(165)
第一节 中国东部已有的钼矿成矿系列	(165)
第二节 中国东部大型钼矿集区的划分	(167)
一、钼矿集区的基本概念及划分原则	(167)
二、中国东部钼矿集区划分结果	(170)
第三节 中国东部主要钼矿集区	(170)
一、大兴安岭钼矿集区	(170)
二、小兴安岭-张广才岭钼矿集区	(182)
三、华北陆块北缘钼矿集区	(188)
四、华北陆块南缘钼矿集区	(195)
五、南岭地区钼矿集区	(206)
第四节 中国东部中生代钼矿区域成矿年龄谱和分布规律	(212)
一、中国东部钼矿时空分布的总体特征	(212)
二、中国东部中生代钼矿床成矿年龄谱	(213)
第五节 中国东部钼矿有关问题讨论	(214)
一、岩石圈不均匀性与钼成矿强度	(214)
二、钼成矿与构造、地层的关系	(218)
三、与钼成矿有关岩体成矿专属性	(220)
四、华北陆块南北缘钼成矿作用对比	(225)
本章小结	(227)
结 语	(229)
主要参考文献	(233)
附 表 中国东部主要钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄和成矿岩体锆石 U-Pb 年龄一览表	(253)
附图 1 中国东部主要钼矿床及矿集区分布简图	
附图 2 中国东部钼矿床分布与构造关系简图	

第一章 绪 论

中国钼矿资源丰富,是世界上最主要的产钼大国之一,钼产量逐年上升,截止到2010年已经是世界第一产钼大国(表1-1)。钼矿床一直是中国矿床学家研究的重点矿种之一。21世纪以来,随着辉钼矿 Re-Os 高精度 ICP-MS 测年技术的兴起,关于钼矿的基础研究成果已经积累了一批新资料。然而,纵观这些研究成果,均是分散在各个地质报告、期刊文章、区域性专著中,并没有一个关于中国钼矿资料的系统总结,相对较新的总结资料是罗铭玖等1991年出版的《中国钼矿床》一书,该书的最大特点就是典型矿床基础资料翔实、丰富,为后续的科学研究奠定了不可磨灭的基础,但毕竟距今已经有20年之久,不能全面反映当今中国钼矿的研究程度和勘探程度。

表 1-1 世界主要产钼国家钼产量^①

单位:吨(金属量)

国家	2006 年	2007 年	2008 年	2009 年	2010 年
亚美尼亚	4090	4385	4472	4365	4377
俄罗斯	4800	4800	4800	4800	4800
加拿大	7723	6681	8602	8721	8261
墨西哥	2519	6491	7812	10167	10849
美国	59800	57000	55900	47800	56000
阿根廷	—	—	228	1148	468
智利	43158	44775	33639	34786	37044
秘鲁	17209	16787	16721	12297	16963
中国	43900	67700	81000	93500	100000
伊朗	3574	8933	6597	7058	7000
哈萨克斯坦	400	800	800	800	800
吉尔吉斯斯坦	250	250	250	250	250
蒙古	1404	1978	1900	2410	2198
乌兹别克斯坦	600	600	500	550	550
世界总量	189000	221000	223000	229000	250000

①引自 Brown et al. (2012) < World Mineral Production 2006 ~2010 > British Geological Survey。

近年来,中国对矿产资源的重视和持续投入,特别是“中国成矿体系与区域成矿评价项目”、“全国矿产资源潜力评价项目”、“全国主要矿产重点成矿区带的调查评价”等全国地质大调查项目的实施,带动了一批危机矿山深部找矿项目、整装勘查项目和商业性勘查项目,在全国各主要成矿区带均有新的找矿突破,钼矿是其中找矿进展比较突出的矿种之一,如产于大别山区的安徽金寨沙坪沟钼矿,其钼资源储量已达220万吨(张怀东等,2012)、大兴安岭北段的松岭区岔路口钼矿,钼资源储量达134万吨(刘翼飞等,2011)等。据不完全统计,2004年以来,我国新增钼资源储量近1000万吨,预示了中国大陆范围内广阔的钼找矿前景。与之相应的科研成果和出版物已有上千篇,很多大型、超大型钼矿床已经被详细解剖研究,很多新的资料数据已有报道,但在中国大陆如此大规模的钼成矿事件(时间和空间广度)的发生究竟有怎样的地质和深部背景、动力学机制,钼成矿具有怎样的时空分布规律,钼成矿主要受哪些因素的主导等,这些问题都急待解决。因此,有必要对中国钼矿做新一轮的系统总结和研究。

第一节 国内外钼矿床研究现状

一、钼的化学性质

钼是 1778 年由瑞典化学家 C. W. Scheele 首先从辉钼矿中提炼出来的一种金属元素。钼金属呈银白色, 具高强度、高熔点、耐腐蚀、耐研磨等特性。钼在地壳中的丰度约为 1×10^{-6} , 在岩浆岩中以花岗岩类含钼最高, 达 2×10^{-6} 。钼在元素地球化学分类 (V. M. Goldschmidt, 1954) 中, 属于过渡性的亲铁元素, 钼在地核中的高度聚集再现了它的亲铁性 (14×10^{-6} , 刘英俊等, 1984)。钼在元素周期表中位于第五周期第六副族, 有七个同位素, 其组成为⁹²Mo (15.86%), ⁹⁴Mo (9.12%), ⁹⁵Mo (15.70%), ⁹⁶Mo (16.50%), ⁹⁷Mo (9.45%), ⁹⁸Mo (23.75%) 和¹⁰⁰Mo (9.62%)。钼与同一副族钨的原子和离子半径十分相近, 具有相似的晶体结构类型, 为钨钼之间等构造类质同象提供了可能。钼在自然界的存在形式主要有: ①钼的独立矿物; ②类质同象进入其他矿物晶格; ③以超显微矿物形式分散到主矿物里; ④以离子或配离子 (如 H_2MoO_4) 的形式被吸附四种 (刘英俊等, 1984)。自然界中已发现的含钼矿物已达 30 余种 (罗铭玖等, 1991), 其中分布最广且最具工业意义的是辉钼矿 (MoS_2), 为各主要类型内生钼矿床中的主要钼矿物。

二、钼矿床的主要类型

在世界范围内, 钼矿主要分布在美国、智利、中国、加拿大、俄罗斯等, 以中国东部的环太平洋带和北美洲西部的环太平洋带为主, 国外已发现的主要巨型钼矿床见表 1-2。钼矿床主要的矿床成因类型有斑岩型、矽卡岩型、斑岩-矽卡岩复合型、碳酸岩型、热液型、沉积型及沉积变质型七大类 (表 1-3)。其中, 钼矿主要以辉钼矿的形式产于斑岩型钼矿床和斑岩-矽卡岩型钼矿床中, 其次是矽卡岩型和热液脉型钼矿床。从世界上主要的钼矿类型也可以看出, 斑岩型钼矿是钼金属的主要来源 (99%, Simon et al., 2011), 也是地质学界研究的主要对象 (芮宗瑶等, 1984; 罗铭玖等, 1991)。

在国内, 从成矿预测的角度, 陈毓川等 (2010) 将今后可能发现的矿产资源进行了分类, 称为“矿产预测类型”, 所得到的类型可以与目前已知的类型一致或不一致。在《重要矿产预测类型划分方案》(陈毓川等, 2010) 一书中, 将中国钼矿床划分为斑岩型、矽卡岩型、岩浆-热液型、海相沉积型、陆相沉积型和沉积变质型六类, 并且不同预测类型均给出了划分原则、适用范围、构造背景、成矿时代、成矿要素和预测要素等方面的主要信息, 可作为今后开展钼矿床成矿预测的基础 (陈毓川等, 2010)。其中, 最主要的钼矿床预测类型依然是斑岩型, 其次为 (斑岩-) 矽卡岩型和岩浆-热液型。

三、斑岩型钼矿国内外研究现状

斑岩型钼矿床系指与斑岩体 (高位侵入体) 有关的单独 Mo 矿床或以 Mo 为主的多金属矿床, 是热液矿床或岩浆-热液矿床的组成部分 (芮宗瑶等, 1984, 2006); 斑岩型钼矿床可以产出在不同的构造环境 (Sillitoe, 1972; Cooke et al., 2005; Hou et al., 2003, 2004; 安三元等, 1984; 罗照华等, 2007), 其成因与大规模流体活动和中酸性岩浆活动 (Sillitoe, 1972; Dilles, 1987; Cline et al., 1991) 有关, 岩体多为复式侵入体, 形态多为小岩株, 出露面积近于 1 km^2 或小于 1 km^2 , 岩石常具有斑状结构 (卢欣祥等, 1989, 2002); 常伴生有萤石或黄玉等矿物 (Keith et al., 1992; Kula, 2000; Seedorff et al., 2004a, b), 低品位、贫 F 斑岩钼矿床 (如 Logtung, Endako, Quartz Hill) 一般与钙碱性岩浆有关, 而高品位、富 F 斑岩钼矿床 (如 Climax, Henderson, Questa) 与富硅的花岗质组分侵入杂岩体有关 (Carten et al., 1993); 斑岩型钼矿床的典型特征是伴随有同心 (环) 带状蚀变

及相应的细脉状和（或）浸染状金属矿化（Lowell et al. , 1970），蚀变分带一般自斑岩体中心向外，依次发育钾化带→石英-绢云母化带→泥化带→青磐岩化带；矿体全部或部分产于中酸性（斑）岩体内，矿石具典型的浸染状或细网脉状构造，辉钼矿呈星散浸染状分布于蚀变岩石中或石英、碳酸盐类矿物等组成的微细脉中（罗铭玖等，1991；薛春纪等，2006）；国外斑岩型钼矿床成矿流体以富含子矿物多相包裹体和富气、富液相包裹体为特征，包裹体均一温度、盐度较高，温度主要集中在 300 ~ 400℃ 之间，盐度 $w(\text{NaCl eq}) > 30\%$ ，流体成分以 H_2O 和 CO_2 为主，还含有少量的 H_2S ， CO ， CH_4 ， N_2 及 SO_4^{2-} ，成矿过程中早期流体发生过“二次”沸腾作用或不混溶作用，晚期流体又显示出与大气降水混合的特点（Kamilli, 1978；Bloom, 1981；White et al. , 1981；Cline et al. , 1994；Kula, 2000）。

表 1-2 国外已发现的主要巨型钼矿床

编号	矿床	国家或地区	矿床类型	储量/万吨	Mo 品位/%
1	Quartz Hill	美国	斑岩型	153.40	0.13
2	Kiston	美国	斑岩型	60.00	0.40
3	Henderson-Urad	美国	斑岩型	150.00	0.30
4	Mt. Tolman	美国	斑岩型	54	0.06
5	Mt. Hope	美国	斑岩型	51.00	0.10
6	Buckingham	美国	斑岩型	75.00	0.058
7	Cumo	美国	斑岩型	74.00	0.059
8	Mt. Mulgine	澳大利亚	砂卡岩型	122.00	0.033
9	Machkatica	南斯拉夫	斑岩型	100.00	0.10
10	Clamax	美国	斑岩型	83	0.2

有关钼矿床研究取得的进展（以斑岩型钼矿床为主）主要有：

1. 成矿年代学取得实质性进展

成矿时代的确定和成矿期次的划分是区域成矿规律研究的基础和主要内容之一。随着同位素测试技术的发展，特别是辉钼矿 Re-Os 同位素定年技术的不断发展和完善，钼矿床及伴生有钼的矿床成矿时代的确定取得了长足的进步（杜安道等，2009）。由于辉钼矿 Re-Os 同位素体系的封闭温度较高，不易受到后期热液、变质和构造事件的影响（Stein et al. , 2001），所以辉钼矿 Re-Os 年龄能够精确地代表硫化物的形成时代，其测年方法被广泛应用到如今矿床年代学研究当中。王登红等（2010）报道了 2005 年 6 月至 2009 年 7 月间“全国重要矿产和区域成矿规律研究项目”完成的 145 处矿产地同位素年代学测试数据 400 个，其中，SHRIMP 和 TIMS 锆石 U-Pb 年龄 78 个，云母和长石等 Ar-Ar 年龄 161 个，Re-Os 同位素定年数据 86 个（辉钼矿 Re-Os 数据 77 个），石英 Rb-Sr 年龄 53 个，其他年龄（Sm-Nd）22 个。U-Pb 和 Ar-Ar 等方法多是对相关岩体形成时代的限定，对矿床成矿年龄限定的数据中辉钼矿 Re-Os 同位素数据约占 50%（矿床为独立钼矿床或者矿床中必须伴生有辉钼矿），凸显了辉钼矿 Re-Os 同位素定年技术在矿床年代学研究中的地位。

在辉钼矿 Re-Os 同位素测年技术成熟以前，对矿床形成时代的约束往往通过与成矿有一定关系的亲石矿物的定年来间接推断成矿时代。而辉钼矿 Re-Os 同位素测年法是基于放射性 ^{187}Re 通过 β 衰变成为 ^{187}Os 而引起的 Os 同位素异常来计算地质年龄的，是一种直接测定金属矿床成矿年龄的方法（杜安道等，1994）。Herr 等（1955）第一次对辉钼矿的 Re-Os 同位素体系进行了测定，将其应用到对成矿年代学的研究始于 20 世纪 60 年代初（Hirt et al. , 1963），但当时辉钼矿的年代学研究较为局限，直到 20 世纪后期才获得具有地质意义的年龄值（Luck et al. , 1982；McCandless et al. , 1993）。随着等离子体质谱、负离子热电离质谱等技术的发展，促使辉钼矿 Re-Os 同位素定年的研究日趋活跃（杜安道等，1994），在 20 世纪 90 年代末到 21 世纪初达到成熟（杜安道等，2001，2003；Stein et al. , 1997，2001；屈文俊等，2003；Du et al. , 2004；梁树平等，2004；Selby et al. , 2004），并进一步将 Re-Os 同位素测年技术拓展到其他低 Re，Os 含量硫化物和岩石的定年，甚至难熔岩石矿物和黑色页岩的 Re-Os 同位素定年（杜安道等，2009；李超等，2011a，b；陈郑辉等，2011）。关于中国钼矿床年代学的详细讨论见第六章。

表 1-3 中国钼矿床成因分类及其主要特征

矿床类型		简单定义	矿床一般特征	共伴生组分	典型矿床
斑岩型		与浅成-超浅成中酸性斑岩侵入体有空间及成因上联系, 由浸染状或细（网）脉浸染状矿石所组成的矿床。斑岩型矿床与矽卡岩型矿床联合可构成复合型矿床	与矿床有关的斑岩体常呈岩株、岩筒、岩枝等小岩体产出, 多属钙碱性系列岩石, 主要有花岗斑岩、二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩等。矿化岩石蚀变作用发育, 主要有硅化、钾硅酸盐化、绢英岩化、青磐岩化以及矽卡岩化等。斑岩体的外接触带围岩也常发育明显的面型热液蚀变作用。矿床常具多期次矿化特点, 细脉浸染状或网脉状矿化可发育于斑岩体内, 也可见于外接触带蚀变围岩中。矿体多呈似层状、扁豆状、筒状以及不规则形状等。斑岩钼矿床是我国最重要的钼矿床, 储量巨大, 不乏超大型矿床产出	常伴生可综合利用的铜、钨、锡、铅、锌、铋、金、硒、碲等	陕西金堆城钼矿、吉林大黑山钼矿、北京大庄科钼矿以及江西储岭钼矿等
矽卡岩型		产于花岗岩类岩体与碳酸盐岩的接触带, 以及在外接触带沿层发育。即中酸性侵入体侵入于碳酸盐岩石或与其接触时, 发生接触交代作用, 先形成矽卡岩, 进一步热液叠加, 形成矽卡岩型钼矿	矿体的形成通常取决于矽卡岩和接触带的产状, 以及离接触带向外的距离, 通常接触带与近接触带矿体多呈透镜状、似层状及不规则形状, 远离接触带的矿体多呈似层状或层状。矿石结构构造复杂, 主要有块状、浸染状、斑杂状、条带状、网脉状及角砾状等。含矿矽卡岩常见的矿物组合有钙铁榴石-透辉石-钙铁辉石、钙铁辉石-透辉石-斜长石、透辉石-透闪石-阳起石-绿帘石等。钼矿化主要赋存于钙铁榴石矽卡岩及钙铁榴石-透辉石矽卡岩中。辉钼矿除呈浸染状产出外, 也常与方解石、石英结合构成辉钼矿石英细脉或辉钼矿方解石细脉	常伴生钨、铁、铜、铅、锌、铋和金等可综合利用的金属	辽宁葫芦岛杨家杖子钼矿、辽宁肖家营子钼矿、黑龙江五道岭以及湖南黄沙坪、柿竹园等伴生钼矿床
热液脉型	与花岗岩有关的石英脉型	形成多与花岗岩岩浆活动密切相关的热液活动有关, 钼矿化石英脉多呈大脉或细脉群产出	目前已知最多的石英脉为钼钨矿化石英脉, 也可呈单独的辉钼矿石英脉出现。常见于华南和东秦岭地区（河南嵩县地区）。其中, 华南地区最为发育。围岩主要是花岗岩类岩石及古生代—中生代的沉积岩。脉旁围岩有明显的线型硅化及云英岩化带。矿化石英脉的脉石矿物主要是石英, 其次有长石、云母以及萤石、方解石等。矿石矿物有辉钼矿、黑钨矿、锡石、辉铋矿、黄铜矿以及铅锌硫化物。辉钼矿多富集在脉的两侧近脉壁处。如脉体较大, 脉中部也可见到较大晶体	常伴生钼铜矿化或钼钨矿化	内蒙古赤峰附近的碾子沟, 广东五华白石嶂、浙江青田石坪川、江西分宜下桐岭, 以及陕西华县桃园
	碳酸岩型	钼矿物辉钼矿呈细小鳞片状集合体赋存于石英方解石碳酸岩脉中, 其次正长斑岩脉中	矿脉主要呈大脉产出, 围岩为元古界变细碧岩、变凝灰岩。脉旁围岩显示弱的线型围岩蚀变, 有黑云母化、绿帘石化、黄铁矿化、方解石化等。脉石矿物主要是方解石, 其次有石英、微斜长石、黑云母、钼天青石等。矿石矿物除辉钼矿外, 有大量黄铁矿、方铅矿和少量黄铜矿、闪锌矿	氟碳铈矿和独居石等稀土矿物可作为伴生矿, 在矿床氧化带有铁钼华、钼铅矿产出	陕西洛南黄龙铺、河南嵩县黄水庵
沉积型	海相沉积型	与有黑色页岩、磷块岩及硅质岩等有关的寒武纪海相沉积有关的钼矿床	赋矿地层主要分布在下寒武统、下志留统以及上三叠统等地层, 个别矿床为碳酸盐岩。矿体呈层状、似层状、透镜状且常呈多层状, 与围岩整合产出。脉石矿物主要有石英、重晶石、胶磷矿、泥质、炭质等。矿石矿物主要有辉钼矿、方硫镍矿、硫铁镍矿、针镍矿、黄铁矿及闪锌矿等		湖南大庸天门山、湖南慈利大浒、贵州铜仁黄碛子铺以及湖北竹山四棵树一
	陆相沉积型	与中生代砂岩等杂色岩系有关的陆相沉积钼矿床	矿化严格受沉积岩相层位控制, 矿体一般呈带状、层状、似层状, 与围岩整合产出, 个别呈囊状或细脉状产出。主要矿物有辉钼矿、黄铜矿及黄铁矿, 呈浸染状产出		云南牟定格衣柞、云南禄丰广通鹿子湾、四川沐川等。
沉积变质型		主要是海相火山沉积变质矿床, 包括火山喷流沉积变质和火山热液叠加沉积变质两类	含矿地层多为中元古界火山沉积变质地层, 常发育硅质岩等热液（水）沉积岩。矿床的上部矿体一般呈层状、似层状、透镜状, 与围岩大致整合产出。下部矿体有的呈网脉状穿插围岩。矿床的主要矿石矿物有辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、方铅矿及闪锌矿。矿石结构主要有粒状结构、胶状结构及交代残留结构。矿石构造主要有条纹状、条带状、浸染状及块状等		山西闻喜葛子沟、垣曲桐木沟、垣曲老宝滩、四川会理拉拉厂落函、会理菖蒲箐, 内蒙古四子王旗白乃庙

2. 矿床成因、成矿构造背景和成岩成矿模式研究进一步充实

由于斑岩型铜钼矿床在世界范围内的广泛分布及其所蕴藏的巨大经济价值, 已经被越来越多的学者所重视, 关于斑岩型铜钼矿床的理论和研究成果也不断涌现 (Nielsen, 1968; Lowell et al., 1970; Sillitoe, 1972, 1993; Burnham et al., 1979, 1980; 芮宗瑶等, 1984; Lowestern, 1994; Hedenquist et al., 1998; Harris et al., 2002; Hou et al., 2003, 2004; Seedorff et al., 2008; 罗照华等, 2009; 杨志明等, 2009; 侯增谦等, 2010; 孙卫东等, 2010)。这些成果集中探讨了斑岩型铜钼矿床的定义、时空分布、大地构造背景、矿床成因模式及蚀变分带模式、成矿及蚀变机制、成矿流体及成矿物质来源、斑岩岩浆的性质及起源等问题, 前人也对斑岩型铜钼矿床研究的某些方面的新进展进行了评述 (高合明, 1995; 陈文明, 2002; Richards, 2003, 2005, 2009; 侯增谦, 2004; 芮宗瑶等, 2004, 2006; Cooke et al., 2005; 姚春亮等, 2007; 李晓峰等, 2009), 在成矿过程的精细化研究方面已经取得了一些研究进展 (李晓峰等, 2009), 如石英的单向固结结构 (Shannon et al., 1982; 杨志明等, 2008)。

(1) 斑岩型钼矿的构造背景

Sillitoe (1972) 认为斑岩型矿床可能形成于俯冲作用引起的挤压环境, 因为往往聚集在长而窄的带, 并且斑岩型矿床的形成时代与岩石圈板块快速会聚的时间相吻合, 并指出在现代的活动消减带上, 仍在形成斑岩矿床。Hodder 等 (1972) 则强调了破坏板块边缘张性构造对斑岩型矿床形成的控制作用, 即认为典型的斑岩型矿床应该形成于拉张环境。Lowell (1974) 和 Hollister (1974) 进一步论证了区域性拉张环境是斑岩型矿床形成的重要条件。新的研究表明, 典型斑岩型矿床不仅仅形成于单纯的挤压或拉张 (Richards, 2001), 只要符合①上地壳处于较长时期挤压状态后的应力松弛期; ②成矿域存在早期深大断裂, 而且这些断裂在应力松弛期活化张开 (Richards, 2001) 就可产生斑岩型矿床, 即斑岩型矿床常形成于构造机制的转化阶段, 特别是挤压向伸展环境的转变 (Mao et al., 2008)。因此, 斑岩型矿床不仅产生于岛弧及陆缘弧环境 (Hedenquist et al., 1998; Richards, 2003), 成矿作用与大洋板片的俯冲有关 (Sillitoe, 1972), 也可以产出于碰撞造山环境 (Hou et al., 2003, 2004) 及板内造山环境 (安三元等, 1984; 罗照华等, 2007)。后者是我国学者根据中国大陆自身成矿环境的复杂性和特殊性提出的适用于我国斑岩型铜钼矿床的新型矿床构造背景 (侯增谦等, 2007), 具有自己的独特性 (罗铭玖等, 1991; 侯增谦等, 2007, 2010)。陆陆碰撞造山环境下, 更加强调整烈的挤压构造背景 (杨志明等, 2009)。

(2) 斑岩岩浆的性质及成因

与斑岩型钼矿床密切相关的斑岩体一直是斑岩型矿床研究的基本问题之一, 有人认为小岩体与大型超大型矿床的形成密切相关 (卢欣祥等, 1980; 马开义, 1984; 邵克忠等, 1986; 汤中立等, 2002, 2006)。近年来, 国内与斑岩型铜钼矿床相关岩体的岩石地球化学研究已经取得较多的新成果 (如, 芮宗瑶等, 1984; 罗铭玖等, 1991; 卢欣祥等, 2006), 研究的重点基本上集中在斑岩体的岩石地球化学特征及在此基础上的岩石成因和构造环境 (蒋少涌等, 2008; 杨泽强, 2009; 冯京等, 2009), 这为我们理解斑岩型矿床的成因奠定了岩石学基础。

我国在 20 世纪七八十年代, 在对东秦岭钼成矿带的研究中, 就对与钼矿相关小斑岩体的成因进行了大量的探讨, 但未能取得统一的认识, 主要观点有三种: 一是认为斑岩体是大岩体派生或伸向浅部的岩株, 向下变大与大岩体相连, 为同源岩浆演化的产物 (如, 郑延力, 1983; 黄典豪等, 1984, 1987); 二是认为斑岩体为地幔岩浆同熔地壳物质或直接由地幔派生或大洋地壳在 B 型俯冲中发生部分熔融而成 (如, 乔怀栋等, 1986); 三是认为斑岩体是地壳深部物质在 A 型俯冲条件下部分熔融而成 (安三元和卢欣祥, 1984)。卢欣祥等 (1989) 进一步明确提出东秦岭地区小岩体和相临大岩基为两种不同的花岗岩类型, 可能为不同源岩浆分别侵位而成。根据目前研究现状来看, 多数学者接受斑岩体高度结晶分异的观点 (如, Lowestern, 1994; Richards, 2003; 叶会寿等, 2006; 包志伟等, 2009)。

不同构造环境下斑岩岩浆的性质和成因不同。Sillitoe (1972) 在总结斑岩铜钼矿的分布规律和岩浆地球化学特征后认为, 俯冲环境下斑岩铜钼矿主要与钙碱性中酸性火成岩有关, 岩性变化于石英闪长岩、石英二长岩、花岗闪长岩、花岗岩之间 (Misra, 2000)。板内造山环境下, 主要与高钾钙碱性岩石有关 (Hou et al., 2003, 2004)。俯冲的大洋板片直接熔融 (Sillitoe, 1972) 或俯冲大洋板片在一定深度发生相变, 大规模脱水交代上地幔楔部分熔融 (Richards, 2003) 及板内造山带环境下, 区域地质发展末期软流圈上涌诱发新生下地壳的部分熔融 (安三元等, 1984; 杨志明等, 2008) 可能是斑岩岩浆形成的主要机制。如弧岩浆成因理论在解释俯冲环境下斑岩体的成因方面功不可没 (Peacock, 1993; Winter, 2001; Richards, 2003), 即热的、含水的、相对氧化的、富硫的镁铁质岩浆 (主要是玄武岩浆) 产生在俯冲大洋板块之上的交代地幔楔内, 由于密度差异, 浮力上升, 储集在上覆地壳的底部。这些岩浆发生分离并与地壳物质相互作用 (如 MASH 过程, 这些岩浆开始结晶释放的热量可以导致地壳岩石的部分熔融), 产生更演化的、低密度的岩浆上升到上地壳水平形成原始的斑岩体。陆陆碰撞背景下, 斑岩体通常具有埃达克岩的地球化学亲和性 (侯增谦等, 2004; 2005; Hou et al., 2004; 杨志明等, 2009), 岩浆起源于加厚的新生下地壳, 板块断离或岩石圈折沉诱发的软流圈物质上涌, 以及斜向碰撞导致的挤压-伸展的构造机制转换通常是引发岩浆源区发生部分熔融的外部条件 (杨志明等, 2009), 区域尺度的构造控制了斑岩体的定位。

近年来, 在成矿斑岩中基性深源包体 (王晓霞等, 1986) 或暗色微粒包体 (成中梅等, 2003; 曹殿华等, 2009) 的发现, 为斑岩岩浆起源较深提供了有利的直接证据。即斑岩岩浆可以直接来自下地壳或下地壳底部, 甚至发生过与来自幔源基性岩浆的混合作用, 因而斑岩型铜钼矿床的相关斑岩岩浆具有深源浅成的特点 (卢欣祥等, 2002), 即与斑岩铜钼矿有关的斑岩体通常被认为是一定构造环境中花岗质岩浆晚阶段的演化产物或是它们高侵位的衍生物 (芮宗瑶等, 1984)。关于高位侵入体 (high-level intrusions) 三维形态的研究也已经取得了一定的进展 (Johnson, 1970; Cruden et al., 2001; Breitkreuz et al., 2004; Corazzato et al., 2004), 证实了侵入岩体的出露长度与厚度之间存在有幂律关系 (Cruden et al., 2001), 这为找寻斑岩型铜钼矿床的成矿宏观标志提供了参考 (罗照华等, 2009; 曾云川等, 2011)。随着一些新证据的发现 (黄凡等, 2009; 杨宗锋等, 2009), 斑岩岩体被赋予了新的成因解释, 但是由于资料的有限性, 其成因还有待进一步探讨。

(3) 成岩成矿及蚀变分带模式

斑岩型矿床的成因模式通常包括斑岩岩浆侵位后所发生的结晶演化与热液 (流体) 蚀变矿化作用 (高合明, 1995)。20 世纪后半叶至本世纪初, 斑岩型矿床的研究在成因理论方面取得了很大的进展 (如 Titley, 1970; Sillitoe, 1972, 1976; Burnham et al., 1979, 1980; 芮宗瑶等, 1984, 2004, 2006; Hedenquist et al., 1998; Oyarzun, 2001; 张旗等, 2002; Richards, 2003, 2005, 2009; Hou et al., 2003, 2004; Harris et al., 2004; 侯增谦, 2007, 2010; 罗照华等, 2009; 孙卫东等, 2010)。各国地质学家主要依据斑岩岩浆形成的深部过程、成矿金属在深部的富集机制、岩浆侵位过程中的构造控制以及斑岩岩浆浅成侵位过程、岩浆-热液过程、水-岩反应过程、成矿物质沉淀过程等方面提出了关于斑岩型矿床形成的多种成因模式, 存在着较大的认识分歧。目前主要的斑岩型矿床成因模式有正岩浆模式 (Nielsen, 1968)、对流成因模式 (Sheppard, 1971)、混合成因模式 (Henley, 1978)、脉动成因模式、板块构造成矿模式 (Sillitoe, 1972)、活动转移说 (White, 1968)、三源表成热液矿说 (季克俭等, 1982)、变质岩浆成矿说 (黎诺, 1993)、透岩浆流体成矿模式 (罗照华等, 2009)、洋脊俯冲模式 (孙卫东等, 2010) 等。其中, 正岩浆模式被多数国内外学者所接受 (如, Nielsen, 1968; Lowell et al., 1970; 朱训等, 1983; 芮宗瑶等, 1984; 马鸿文, 1990; 唐仁鲤等, 1995; Richards, 2003, 2005; Harris et al., 2002, 2004; 叶会寿等, 2006 等), 认为成矿物质及含矿流体均来源于斑岩岩浆下伏的大花岗岩基岩浆 (Lowestern, 1994), 含矿流体在岩浆期后热液阶段出溶, 由斑岩顶部向外运移, 由于温度、压力等物理化学条件的改变, 成矿元素在有利部位沉淀而成矿。

自板块构造理论问世以后, 板块构造就与成矿作用紧密联系起来 (Pereira et al., 1971; Wright,

1982)。Mitchell 等 (1969) 就根据不同类型的板块边缘环境提出了地槽的分类, 并据此做出了重要的成矿推断 (Dewey, 1969)。Pereira 等 (1971) 在此基础上, 给出了主要的金属矿床类型与板块边缘环境联系的不同方式, 认为安第斯式板块边缘环境与斑岩型矿床的形成密切相关。Sillitoe (1972) 建立了斑岩型矿床成因的板块构造模型, 认为斑岩型矿床来自会聚板块边缘安山质和英安质层状火山岩之下磁铁矿系列钙碱性岩浆作用, 并被广泛接受成为现今斑岩型矿床的构造基础 (Richards, 2003)。

Schwartz (1947) 较早系统地描述性总结了有关斑岩型矿床的热液蚀变。Lowell 等 (1970) 较早建立了斑岩型矿床的蚀变分带模式, 他们在研究美国西南部亚利桑那州的 San Manuel-Kalamazoo 矿床时提出了一个建立在岛弧-陆缘弧环境下适用于与钙碱性中酸性斑岩 (花岗闪长斑岩-二长斑岩) 有关的斑岩型矿床的蚀变经验模式。这种分带模式以斑岩体为中心向外依次为连续的钾化带 (石英、黑云母、钾长石 $\pm$ 绢云母、绿泥石、钠长石、硬石膏、磁铁矿等)、绢云母化带 (石英、绢云母、黄铁矿 $\pm$ 绿泥石)、泥化带 (石英、高岭石、蒙脱石) 和青磐岩化带 (绿泥石、绿帘石、碳酸盐)。并划分出与之相应的矿化分带, 由内向外是: 与蚀变带等间距的黄铜矿-辉钼矿-黄铁矿组合到方铅矿-闪锌矿组合。之后, 各国学者在此基础上, 发展了多个斑岩型矿床的蚀变分带模式 (如, Rose, 1970; Sheppard et al., 1971; Sillitoe, 1972; Hollister, 1974; Drummond et al., 1976; 芮宗瑶等, 1984; Harris et al., 2002, 2004, 2005; Hou et al., 2003, 2004; 侯增谦等, 2003; 孟祥金等, 2004), 并对蚀变分带机制做了较详细的探讨 (Beane et al., 1981; Beane, 1994), 认为矿物的稳定性在蚀变作用中是最关键的因素, 取决于矿物的组成、温压条件、流体组成等。如当岩石更富镁铁质时, 钾质蚀变的主要产物为黑云母 (Hollister, 1978), 而绢云母化带和泥化带不发育或弱发育 (Hollister et al., 1974; Hollister, 1978)。大陆碰撞造山型斑岩型矿床 (侯增谦, 2010) 的蚀变分带模式与岛弧环境类似 (Hou et al., 2003; 孟祥金等, 2004; 侯增谦等, 2007), 出现不连续的环状蚀变分带 (Hou et al., 2003), 由岩体中心向外依次为: 强硅化带、含钾硅酸盐蚀变带、云英岩化带、粘土岩化带、角闪岩化带以及矽卡岩-大理岩化带等, 如青藏高原的玉龙斑岩铜 (钼) 矿床和冈底斯斑岩铜 (钼) 矿床 (Hou et al., 2003, 2004)。

(4) 蚀变分带机制

Schwartz (1947) 较早系统地论述了有关斑岩型铜钼矿床的热液蚀变, 但只是描述性的总结。随着研究的深入, 开始有学者讨论矿床热液蚀变的形成机理 (如, 张荣华, 1974)。矿物的稳定性关系在蚀变作用中是最关键的因素 (如, Beane, 1994; Beane et al., 1995), 主要取决于矿物的组成、温压条件、流体组成等。我们首先必须清楚矿物的稳定共生关系, 特别是蚀变矿物与成岩矿物的共生次序 (表 1-4)。

多个体系下的矿物稳定性关系已被讨论过, 为蚀变分带的机制解释提供了实验依据, 如 $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HCl}$ 体系、 $\text{K}_2\text{O-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HCl}$ 体系、 $\text{K}_2\text{O-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HCl}$ 体系、 $\text{K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HCl}$ 体系、 $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HCl}$ 体系等 (Beane, 1994)。高合明 (1995) 曾引用 Hemley (1957) $\text{K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HCl}$ 体系 (图 1-1) 来说明斑岩型铜矿的蚀变分带机制。如图 1-1 可以看出: 当温度较高、 K/H 值较大时, 出现钾化带代表矿物钾长石, 反映钾化带的形成; 当温度和 K/H 值适中时, 出现白云母, 代表绢云母化带的形成; 当温度和 K/H 值较低时, 出现高岭石, 代表泥化带的形成。如果体系中富含 Na , Ca , Mg , Fe 等组分时, 便可以出现黑云母、蒙脱石及青磐岩化带, 代表矿物绿泥石和绿帘石的形成。所以斑岩铜钼矿床蚀变分带可以主要受温度控制, 即斑岩体侵位后可以形成以近岩体到远离岩体、温度由高到低的温度场, 这种温度场导致由岩体到远离岩体依次形成钾化带、绢英岩化带和泥化带的蚀变分带现象; 亦可以是因为斑岩体侵位后可以形成由近岩体到远离岩体、温度由高到低的温度场, 而从岩浆中逃逸的流体在不同的物理化学条件下不断与岩石发生反应 (水-岩反应) 而产生由外向内依次出现泥化带、绢英岩化带和钾化带的蚀变分带现象。