花岗岩与成矿

孟良义 著

科学出版社

1993

（京）新登字 092 号

内 容 简 介

本书从深部矿源层角度讨论了花岗岩浆作用与成矿的关系，建立了含矿花岗岩浆浅部分异作用模式及花岗岩浆成矿作用模式；提出了花岗岩可分成地壳深部型和地壳浅部型两类；指出了与花岗岩有关的矿床是在花岗岩长期、不断、反复演化的过程中，成矿元素由分散趋向于富集，最终形成的；在岩浆矿床与热液矿床之间划分出新的矿床类型，即岩浆-热液矿床；论述了形成金属矿床带状分布的机理。

作者基于自己的研究成果，对花岗岩与成矿作用做了较为系统的论述，并提出了新的见解和认识。本书可供有关科研、教学人员及地质工作者参考。

花 岗 岩 与 成 矿

王良义 著

责任编辑 谢洪源

科学出版社出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码：100717

北京市怀柔黄坎印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1993 年 12 月第 一 版 开本：787×1092 1/16

1993 年 12 月第一次印刷 印张：8 5/8

印数：1—600 字数：196 000

ISBN 7-03-004011-2/P·741

定价：15.00 元

前　言

书内所涉及的花岗岩类是指花岗岩、花岗闪长岩、奥长花岗岩、云英闪长岩、石英闪长岩等一类中酸性岩浆岩。这类岩石在陆壳上分布广泛，成为陆壳的一个重要组成部分，它们与地壳的形成和演化密切相关。与花岗岩有成因关系的矿床很多，如锂、铍、铌、钽、稀土、锆、铪、钨、锡、铋、钼、铀、金、铁、铜、铅、锌等。因此长时间以来，花岗岩引起了人们广泛的注意，这方面的研究和讨论持续了一个多世纪。50年代以来，由于稳定同位素、成岩成矿实验、气液包裹体、热力学、深部地球物理以及稀土元素等方面的研究有了迅速的发展，多学科的相互配合，各种精确、快速、微量分析测试技术的应用，大量新数据、新资料的积累，为探讨花岗岩等方面的问题提供了新的科学依据。

本书全面、系统地阐述了地壳成分的演化、矿源层的形成及花岗岩的成因，指出了并不存在混合花岗岩及上地幔分异花岗岩，而只存在地壳物质部分熔融形成的花岗岩，且进一步指出该类花岗岩可分成两类，即地壳深部型和地壳浅部型花岗岩；从花岗岩的演化角度，论述了与花岗岩有关矿床的形成主要是在显生宙；基于实验岩石学、地球物理学、野外地质特征及花岗岩地球化学等方面的依据，提出地壳内部并不存在花岗岩浆的深部分异作用，而只存在花岗岩浆的浅部分异作用，花岗岩及其与有关矿床不仅空间上共生，而且成因上也有关，含矿热液主要是从岩浆冷凝形成花岗岩体过程中分出，成矿物质主要来自岩浆；建立了花岗岩浆成矿作用模式，这种成矿作用经历了深部矿源层的形成、深部矿源层的部分熔融、含矿花岗岩浆的浅部分异作用及热液中成矿元素的富集等四个阶段；在岩浆矿床与热液矿床之间划分了岩浆-热液矿床新类型，此类矿床的特点为，成岩作用与岩浆结晶作用有关，成矿作用则主要与热液交代作用有关；提出中国东部，主要是长江中下游分布着我国特有的块状硫化物矿床，它在空间上、成因上与中酸性侵入岩有关，称之侵入型块状硫化物矿床；指出形成金属矿床带状分布的主要原因有二，一是不同地区轻微富集各种不同成矿元素的深部矿源层，决定了在各个地区形成的矿床只具有一种或几种成矿元素为主的带状分布，二是各种成矿元素组成的络合物具有不同的稳定性，因而导致金属矿床在空间围绕含矿岩体呈现带状分布。

由于作者水平有限，书中会存在不少缺点甚至错误，敬希批评指正。

本书承中国科学院学部委员郭文魁教授及欧阳自远教授审阅，并提出宝贵意见，李绪俊博士翻译英文摘要，李凤仙同志清绘图件，一并致以深切的谢意。

目　　录

前言

第一章　地壳成分的演化及矿源层的形成……（1）

第一节　地壳成分的演化……（1）

第二节　矿源层的形成……（2）

第二章　花岗岩成因的讨论……（9）

第一节　花岗岩成因讨论的回顾……（9）

第二节　是否存在上地幔分异的花岗岩？……（14）

第三节　究竟有没有混合花岗岩(交代花岗岩)？……（19）

第四节　地壳物质部分熔融形成的花岗岩……（23）

第三章　花岗岩的演化与成矿……（26）

第一节　各个地质时代中矿床的分布……（26）

第二节　花岗岩的演化与成矿……（29）

第三节　有利于花岗岩成矿的因素……（33）

第四章　含矿花岗岩浆的浅部分异作用……（35）

第一节　依据……（35）

第二节　含矿花岗岩浆的浅部分异作用……（41）

第五章　花岗岩及其与有关矿床的关系……（44）

第一节　引言……（44）

第二节　讨论……（44）

第三节　小结……（65）

第六章　花岗岩浆成矿作用……（66）

第一节　花岗岩浆成矿作用……（66）

第二节　与花岗岩有关的主要矿床类型……（69）

第七章　岩浆-热液矿床……（71）

第一节　花岗伟晶岩矿床……（71）

第二节　稀有金属花岗岩矿床……（81）

第八章　热液矿床……（98）

第一节　石英脉型金矿床……（98）

第二节　侵入型块状硫化物矿床……（103）

第九章　金属矿床的带状分布……（111）

第一节　实例……（112）

第二节　讨论……（116）

第三节　形成……（117）

主要参考文献……（119）

英文摘要……（123）

第一章　地壳成分的演化及矿源层的形成

要深入地探讨与花岗岩浆有关的成矿作用，首先涉及的就是地壳成分的演化及矿源层的形成问题。

第一节　地壳成分的演化

现在一般认为，原始地球是一个固体的、均质的团块，主要是硅质化合物、铁和镁的氧化物以及少量的其它元素。它开始是冷的，由于以下几种原因而逐渐变热：

（1）由微星碰撞转换而来的热能：由无数尘埃粒子聚集形成的微星受原始行星团块吸引而坠落下来，每个坠落下来的微星都具有大量由于碰撞使动能转变成的热能。虽然大部分热量已散失到地球以外的空间，但还有一部分被保留在地球内部，从而使其温度升高。

（2）压缩导致温度升高：地球增大过程中，内部压力也随之增高，造成绝热压缩，从而使地球温度增高。

（3）放射性元素衰变产生的热：U、Th、^{40}K 等衰变时放出热能，使地球温度升高。何况，地球早期放射性的同位素和随后衰变产生的热能要比现在多好几倍。原始地球内部的变热，使均质体的物质发生部分熔融和化学分异，形成地核和地幔。温度的升高，均质体物质内铁、镍的熔点较硅酸盐低，所以先熔融，在重力作用影响下向地球中心下沉和集结，形成铁、镍地核。以铁、镁硅酸盐为主的较轻的物质组成了地幔（分为上、下两部分）。这样，地球已破坏了它原始的均质状态而成为一个分层的球体。

关于原始地壳成分是玄武岩质还是花岗岩质，至今仍有争论（江博明，1989），作者同意原始地壳为玄武岩质的看法，认为其形成过程大致如下：上地幔本身也不是均质的，有些部分 U、Th、^{40}K 等放射性元素相对集中；另一些部分含较多低熔点矿物或者含水量较高。当这些地带发生部分熔融时，就有大规模的基性、超基性岩浆喷出到地球表面，形成最早的薄层地壳。原始地壳是玄武岩质，即整个地球表面几乎为洋壳所包围。为什么我们认为早期的壳岩是基性、超基性的呢？有如下的地质依据：1）太古宙的岩石几乎全部是地幔的派生物，并且没有与一个先前存在的硅铝质壳相混合的表现。2）最古老的岩墙中仅包含基性和超基性岩的捕虏体。3）最古老的花岗片麻岩及花岗岩中具有大量层状基性火山岩包体。我国也是这样，华北地台的太古宙花岗岩都侵入太古宙上壳岩中（穆克敏等，1989）。4）据 Тугаринов 等（1976）的统计（表 1.1），地球形成初期的地壳成分相当于辉长岩或拉斑玄武岩。5）Ронов（1967，1972）综合大量实际资料所编制的图，也表明早期地壳主要是基性火山岩物质。6）对陨石和月岩成分的研究都说明，那里并不存在花岗岩。此外，Taylor（1979）认为，大陆地壳下部成分相当于中—基性岩

浆岩。

表 1.1　不同时代大陆地壳成分(%)的变化

(Тугаринов и др.,1976)

地壳发展阶段(Ma)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
3500	50.5	2.5	15.2	3.4	7.5	0.2	7.0	9.7	2.8	1.4	0.2
3500—2600	59.9	1.6	15.0	2.7	5.0	0.2	4.4	6.2	3.0	2.6	0.2
2600—2000	62.8	1.4	14.8	2.4	4.0	0.1	3.3	5.0	3.1	3.0	0.1
2000—0	66.0	1.0	14.8	2.2	3.0	0.1	2.5	4.5	3.2	4.4	0.1

最早形成的薄层地壳发生部分熔融，引起花岗岩浆活动，形成原始大陆地壳上部的花岗岩层（硅铝层），下部即为玄武岩层（硅镁层）。因而可以这样认为，地壳的硅铝层是在硅镁层不断的、反复的部分熔融基础上形成的。

第二节　矿源层的形成

在沉积作用过程中，某些成矿元素发生轻微的富集(Kranskopf，1971)，所赋存的地层即矿源层 (Knight，1957)。

地壳内部矿源层的存在不是凭空的想象，而是基于大量的事实。

一、矿化在地壳内的分布

1．有色金属和贵金属矿床

国外斑岩铜矿主要集中于太平洋东岸成矿带，南起阿根廷、智利，经秘鲁、厄瓜多尔、巴拿马、墨西哥、美国西部、加拿大西部直到阿拉斯加。这是世界上最大的斑岩铜矿成矿带，占国外斑岩铜矿储量的 75% 以上。我国的斑岩铜矿较多，但分布极不均匀，主要在江西东北部的德兴、西藏的玉龙，它们都是特大型的矿床。在长江中下游有九瑞铜、金矿床集中区和铜陵铜、金矿床集中区。在这些铜、金矿床集中区内，既有夕卡岩型矿床，又有斑岩型矿床，也有侵入型块状硫化物矿床。我国的钨矿主要集中在江西南部，蕴藏着世界钨矿的很大一部分。我国的锑矿几乎只集中于湖南锡矿山一处，这里锑矿储量居世界第一位。我国的钼矿主要集中于河南和陕西。我国胶东西北部是重要的黄金产区，在 1 100km^2 范围内集中了已探明储量的相当部分。国外的钼矿主要聚集于美国科罗拉多州的克莱麦克斯和亨德逊。国外的锡矿主要集中于泰国、马来西亚和玻利维亚。

2．稀有金属矿床

花岗岩在我国广泛分布，出露面积达 86 万平方公里以上，但与稀有金属有关的花岗岩主要出露在华南地区。此外，在新疆、四川、内蒙古、吉林等地区也有局部出露。在国外，花岗岩的分布也是很广泛的，但稀有金属花岗岩也只是在局部地区出露，例如尼

日利亚的铌铁矿花岗岩，法国的锂、铍、铌、钽花岗岩，俄罗斯外贝加尔的锂、铍、铌、钽花岗岩和哈萨克斯坦的铌铁矿花岗岩。加拿大伯尼克湖稀有金属伟晶岩中铯的储量占西方世界的50%以上。巴西东部和北部伟晶岩中铍的储量居世界第一位。我国四川西部为富锂伟晶岩集中区，新疆分布有较多的富含多种稀有金属的伟晶岩。在稀有金属花岗岩地区，不同种类的稀有金属花岗岩也有着不同的空间分布，例如华南地区就可进一步划分成六个富含不同稀有金属花岗岩的成矿亚区：

(1) 赣粤湘桂钨、稀土（钽、铌、铍、锡及多金属）成矿亚区；

(2) 粤东南铌（钽、铍）成矿亚区；

(3) 赣湘桂钽、锡、铍（钨、铌）成矿亚区；

(4) 苏浙赣铌（钽、铍）成矿亚区；

(5) 闽浙铌（钽、铍、稀土）成矿亚区；

(6) 粤桂云开稀土成矿亚区。

俄罗斯东外贝加尔金属矿床可以分成钽和金带、稀有金属带以及多金属带。

二、多期成矿

在不同的地质时期，同一种成矿元素可在一个地区内反复富集成矿。

例如高加索有加里东期的铜矿、海西期的铜矿、燕山期的铜矿和喜马拉雅期的铜矿，外贝加尔有前古生代的锡矿、海西期的锡矿、燕山期的锡矿和喜马拉雅期的锡矿。马达加斯加有五个稀有金属花岗伟晶岩的成矿期。

三、岩浆岩中成矿元素的含量

在成矿地区，岩浆岩中成矿元素的含量高于同类岩浆岩中该元素的平均含量。例如华南花岗岩中铌、钽、锂、铷、铯、钨等含量（表1.2）高于同类岩浆岩中的平均含量。

表1.2 华南各时代花岗岩内微量元素含量

（中国科学院地球化学研究所，1979）

时代 / 含量 / 元素和氧化物	四堡—雪峰		加里东		海西		印支		燕山		四堡—燕山	
	平均含量(ppm)	富集系数	平均含量(ppm)	富集系数	平均含量(ppm)	富集系数	平均含量(ppm)	富集系数	平均含量(ppm)	富集系数	平均含量(ppm)	富集系数
Nb	15	0.75	21	1.05	21	1.05	25	1.25	35	1.75	29	1.45
Ta	3	0.88	6	1.71	4	1.14	3	0.88	8	2.29	7	2.0
TR_2O_3	208	0.59	209	0.60	152	0.43	195	0.55	256	0.73	229	0.65
W	2.2	1.5	2.2	1.5					4.1	2.8	3.5	2.4
Zr	137	0.69	202	1.01	207	1.04	111	0.56	133	0.37	147	0.74
Li	67	1.68	58	1.45					96	2.4	78	1.95
Rb	190	0.95	214	1.07	235	1.18			358	1.79	279	1.40
Cs	16	3.2	16	3.2	15	3.0			25	5.0	20	4.0
Be	1.6	0.44	2.6	0.72	2.9	0.81			5.4	1.5	4.2	1.16
F	726	0.90	792	0.99					1388	1.7	1049	1.4

朱坤林（1981）统计了国内外一些与矿有关的花岗岩中成矿元素的含量（表1.3），结果表明其含量远远高于克拉克值，其浓度克拉克值在1—120之间，部分甚至高达200以上。

表1.3 若干矿区成矿岩体的成矿元素丰度统计

（朱坤林，1981）

成矿岩体名称		成矿元素和氧化物	含量(ppm)	浓度克拉克值
我国15个含锂、铍花岗岩（平均值）		Li	253	6.3
		Be	10	1.8
蒙古让斯克	白岗岩	Li	195	4.9
		Rb	511	6.5
		Be	9.9	1.8
	布拉尔-汉盖白岗岩	Li	260	6.5
		Rb	589	7.6
		Cs	22	15.7
	补充侵入相花岗岩	Li	214	5.3
		Rb	615	7.9
苏州铌铁矿黑云母花岗岩		Nb	72	3.6
		Ta	5	1.4
台山铌铁矿黑云母花岗岩		Nb	39	1.9
		Ta	8.2	2.3
博罗铌铁矿黑云母花岗岩		Nb	170	22
		Ta	8.5	6.3
白云鄂博	花岗正长岩	TR_2O_3	200—1 200	1—5.7
	黑云母花岗岩	TR_2O_3	100—1 700	0.5—8.1
姑婆山褐钇铌矿黑云母花岗岩		Nb	42—69	2.1—3.5
		Ta	5—8	1.4—2.3
		TR_2O_3	1 130	5.4
701黑云母花岗岩		TR_2O_3	340	1.6
河岭花岗斑岩		TR_2O_3	920	4.3
西华山黑云母花岗岩		W	150	100
		Sn	48	16
九龙脑黑云母花岗岩		W	150	100
		Sn	20	6.7
铁山垄黑云母花岗岩		W	300	200
		Sn	60	20
骑前黑云母花岗岩		W	100	66.7
		Sn	10	3.3
荡坪黑云母花岗岩		W	87	58
		Sn	42	14
下龙黑云母花岗岩		W	10	6.7
		Sn	10	3.3

续表 1.3

成矿岩体名称		成矿元素和氧化物	含量(ppm)	浓度克拉克值
青龙山黑云母花岗岩		W	50	33.3
		Sn	11	3.7
笔架山黑云母花岗岩		W	100	66.7
		Sn	15	5
鸭山黑云母花岗岩		W	98	65.3
		Sn	27	9
明月山黑云母花岗岩		W	190	126.7
		Sn	50	16.7
宝山黑云母花岗岩		W	100	66.7
		Sn	13	4.3
潭坪黑云母花岗岩 弹前黑云母花岗岩		W	50	33.3
		Sn	23	7.3
西坑黑云母花岗岩		W	96	64
		Sn	106	35.3
双溪黑云母花岗岩		W	30	20
		Sn	15	5
邓埠仙黑云母花岗岩		W	360	240
		Sn	28.7	9.5
千亩田黑云母花岗岩		W	8	6.2
		Sn	20.1	6.7
大厂花岗斑岩		Sn	43	14.3
栗木二云母花岗岩		Sn	213	71
瑶岗仙二云母花岗岩		Sn	28.9	9.6
洪水寨花岗岩		Sn	12.4	4.1
		Mo	8.3	7.4
马来西亚 花岗岩	成矿母岩	Sn	100	33.3
	非成矿岩体	Sn	10	13.3
俄罗斯 外贝 加尔 花岗岩	成矿母岩	Sn	16—32	5.3—10.7
	非成矿岩体	Sn	<5	<1.7
	成矿母岩	Mo	31—59	20.1—56.3
	非成矿岩体	Mo	3—10	2.7—9.1
西欧 花岗岩	成矿母岩	Sn	126—280	42—93.3
	非成矿岩体	Sn	66	22
澳大利亚 花岗岩	成矿母岩	Sn	75—325	18.3—108.3
	非成矿岩体	Sn	15—55	5—18.3
尚家庄中细粒花岗闪长岩		Mn	56	56
		Cu	77	3.1
下垄中—中细粒斑状黑云母花岗岩		Cu	200	10
		Sn	10	3.3

线表 1.3

成矿岩体名称	成矿元素和氧化物	含量(ppm)	浓度克拉克值
铜坑嶂黑云母花岗岩	Cu W	20—400 10—15	1—20 3.3—5
大王山细粒黑云母花岗岩	Cu Sn	130 40—50	6.5 13.3—16.7
马拉格-北炮台花岗岩	Sn Cu	10 19	3.3 0.95
老厂花岗岩	Sn Cu	21 15	7 0.75
马拉格-白砂冲花岗岩	Sn Cu	21 13	7 0.65
卡房花岗岩	Sn Cu	17 15	5.7 0.75
龙箱盖花岗岩	Sn Cu	17 17	5.7 0.87
华铜斑状花岗岩-二长花岗岩	Cu	37	1.85
寿王坟斑状二长花岗岩	Cu	26.5	1.3
铁山花岗闪长岩	Cu	23	0.92
弓棚子花岗岩	Cu	24	0.96
石录斜长花岗斑岩	Cu	39	1.95
阿姨山花岗闪长岩	Cu Pb W	117 66 <100	4.68 3.3 <100
来更卡花岗闪长岩	Cu Pb	74 47	2.96 2.35
年木耳 花岗闪长岩	Cu Pb	350 111	14 5.55
年木耳 斑状花岗岩类	Cu Pb	200 118	10 5.9
凤凰山斜长花岗岩	Cu	39	1.95
阳新花岗闪长岩	Cu	49	1.96
兴时沟斑状花岗岩	Cu	145	7.25
富家坞花岗闪长斑岩	Cu Mo	132 2	5.3 2
铜厂花岗闪长斑岩	Cu Mo	230 3.7	9.2 3.7
朱砂红花岗闪长斑岩	Cu Mo	650 4.6	26 4.6
塘前花岗闪长斑岩	Cu Mo	612 21	24.4 21

续表 1.3

成矿岩体名称		成矿元素和氧化物	含量(ppm)	浓度克拉克值
永平斑状黑云母斜长花岗岩		Cu Mo	260 51	10.4 51
城门山花岗闪长斑岩		Cu Mo	659 51	26.4 51
武山花岗闪长斑岩		Cu Mo	530 67	21.2 67
丰山花岗闪长斑岩		Cu Mo	670 11.2	26.8 11.2
多宝山	花岗闪长斑岩	Cu Mo	317.3 4.3	12.7 4.3
	花岗闪长岩	Cu Mo	74.6 1.1	3.02 1.1
881 花岗闪长岩		Cu Mo	156 4.7	6.24 4.7
八大关斜长花岗岩		Cu Mo	56 1.6	2.8 1.07
长江中下游含铜花岗闪长岩类（平均）		Cu	63	2.4
八宝山	花岗斑岩 花岗闪长斑岩	Cu Cu	530 170	26.5 6.8
枫林花岗闪长斑岩		Cu Zn	600 120	2.4 1.8
村前花岗闪长斑岩		Cu Pb	124 46	4.9 2.3
铜山岭花岗闪长斑岩		Cu Pb Zn	37 78.5 86	1.4 3.9 1.4
加拿大不列颠哥伦比亚花岗岩类	成矿母岩 非成矿岩体	Cu Cu	2—120 0.5—15	0.15—6 0.02—0.65
美国犹他州、内华达州酸性-中性侵入岩	成矿母岩 非成矿岩体	Cu Cu	70 8—12	2.8 0.12—0.48
银山英安玢岩		Pb Zn	3500 2600	200 39.5
三股流花岗闪长岩		Au Ag Cu	0.02 6.5 290	5 130 11.6
原苏联含硼花岗岩		B	100—150	6.7—10

四、上地幔与成矿

直接由上地幔物质组成的大洋群岛，除了存在与上地幔有成因联系的铬、镍等矿床外，基本上没有找到与花岗岩类有关的矿床（张秋生等，1982），说明上述矿床的形成只与陆壳有关。

五、矿源层的形成过程

从上述种种事实可以看出，在陆壳范围内确实分布着矿化集中区，其范围大者几千平方公里，小者几十平方公里。这是地壳深部存在矿源层的有力证明。

矿源层是怎样形成的呢？

地球形成初期，主要由于放射性元素衰变而产生大量的热，导致温度不断升高，使上地幔物质发生部分熔融，从而产生强烈而频繁的基性火山活动，形成最早的原始薄层地壳。原始的基性地壳物质，经过风化、剥蚀、搬运，并在生物作用参与下，促使成岩、成矿元素发生沉积分异，各种不同的成矿元素在地表不同地区轻微富集，于是形成矿源层（表部矿源层）。各种成矿元素的富集条件是不一样的，因而在一个矿源层形成过程中，只能轻微富集有限的几种。在形成矿源层过程中以下因素起了重要作用：

(1) 在温和潮湿气候下，化学风化作用占主要地位，有利于成矿组分由原岩中分解出来；

(2) 成矿组分常聚集在富含有机质的滨海带及亚滨海带，也就是说生物在富集成矿元素过程中起了巨大作用；

(3) 由海岸向海洋方向，成矿组分作如下带状分布：

V—（Cr，Ni）—Fe—Mn？—P—（Pb，Sn）—Ba—Cu—Sr

(4) 反复多次的风化、剥蚀、搬运、沉积作用，成岩作用及后生作用，导致原岩中分散的成矿组分轻微富集，形成矿源层。

矿源层形成后，在巨厚后续岩层覆盖下或经过构造运动，埋藏于地壳深部，成为深部矿源层。

深部矿源层还可进一步分为两类：一类为下部地壳基性火山岩为主的物质（相当于硅镁层），经过风化、剥蚀、搬运、沉积分异作用形成；另一类以地壳中部或中上部花岗岩、沉积岩为主的物质（相当于硅铝层），经风化、剥蚀、搬运、沉积分异作用形成。相当于硅镁层的深部矿源层，经部分熔融形成富含铜、铁、钼、金、铅、锌等成矿元素的花岗岩浆，而相当于硅铝层的深部矿源层，经部分熔融形成富含钨、锡、稀有金属等成矿元素的花岗岩浆。

第二章　花岗岩成因的讨论

第一节　花岗岩成因讨论的回顾

长期以来地质学家对花岗岩的成因问题做了广泛的研究和深入的讨论。

J.Hutton（1985）等根据花岗岩与围岩之间呈不整合产出，认为花岗岩是由熔体中晶出的，同时还强调了水对花岗岩的结晶起着重要作用。

一些学者认为，花岗岩是由水溶液中物质发生沉淀，然后在地质作用过程中，随着温度、压力的升高逐渐演变而成。

H.Rosebusch（1914）总结前人的研究成果，提出了原始岩浆的概念（一元论），他认为自然界的各类岩浆都是原始岩浆的分异产物。他的主要论点是：1）每类岩浆不可能都有其专门的岩浆来源，而应有一种原始岩浆的存在，至于其它岩浆都是其分异的产物；2）水是岩浆中的初始成分，当岩浆喷出或在地壳内凝结时，水就被大量放出；3）岩浆是含水的硅酸盐熔体的混合物，其结晶过程应符合混溶液结晶定律；4）原始岩浆的结晶分异，促使晚期产物比早期的更趋酸性；5）残余的酸性岩浆是早期基性岩浆分异的产物。

N.L.Bowen（1915）在前人的工作基础上，进行了干体系的硅酸盐实验，结果证实了岩浆分异的理论，从而确立了结晶分异理论和反应律。

W.N.Benson（1851）等都是岩浆二元论者，他们的主要依据是：1）自然界花岗岩和玄武岩分布面积差不多；2）从化学角度考虑，由于花岗岩含钾高，所以不可能从基性岩浆中分异出花岗岩浆。

岩浆论者都认为花岗岩是高温硅酸盐岩浆经过冷凝结晶而成，进一步又可分为：1）玄武岩浆分离结晶观点，认为花岗岩是原生玄武岩浆结晶分异的产物；2）同化混染观点，指出花岗岩是原生玄武岩浆上升时同化地壳中物质而成；3）地壳重熔观点，提出花岗岩是地壳物质重熔形成的。

J.J.Sederhom（1907）等花岗岩化派认为，花岗岩是原有地壳物质经过变质作用和混合岩化作用转变而成，在转变过程中岩汁起着重要作用。该派进一步又可分为：1）花岗岩化观点，认为原有地壳物质借助于粒间溶液的扩散、交代，在固体状态下转变成花岗岩石；2）超变质作用观点，提出原有地壳物质经受变质作用，当温度进一步升高时，低熔点的组分发生熔融，形成花岗岩浆，冷凝结晶形成花岗岩；3）再生作用观点，指出原有地壳物质借助于深部上升的岩汁，通过交代形成花岗岩。

Marmo（1971）提出花岗岩化的水热模型，认为含水沉积岩在构造运动作用下，埋藏到区域变质的深度。在400—450°C时水从沉积岩的重结晶作用中被排出，并带出花岗岩组分，导致上覆岩石发生花岗岩化，而下面岩石则产生花岗闪长岩化。

Tuttle 等(1958) 对人工花岗质混合物进行重熔实验。当压力为 2 000bar、温度到 680 °C 时固体物质开始局部熔化，熔出混合物中，石英为 35%，钠长石为 40%，正长石为 25%。这些混合物在 Q-Ab-Or 三元图解内的位置称为低温共结点或称最低熔融点。低温共结点会随压力的增加或减少而有规律地移动。他应用 571 个酸性深成岩的化学分析数据进行标准矿物的计算，并取 Q、Ab、Or 三种标准矿物百分含量进行投影。结果这些点均落在共结点附近并占有一定的区域，该区域称之低温槽。这一实验说明，自然界花岗岩是岩浆结晶的产物。M.Walton(1960) 依据 Tuttle等 (1958) 的实验结果提出地壳“深熔模型”。他以大量热流为前提，随地壳的拗曲作用，含水岩石逐渐下沉，由于温度和压力的升高，当达到 650 °C 和 2 000bar 时产生花岗岩浆。

P.J.Wyllie (1977) 等通过实验模拟俯冲带环境下可能出现的岩浆及其特征，得出的主要结论为：1) 原始花岗岩浆不能从地幔或俯冲洋壳内形成；2) 地壳内发生的原始花岗岩浆属于水不饱和类型，可喷发成为流纹岩。

Оцчинкон 等 (1970) 通过花岗岩中微量元素的研究，把花岗岩分成三类：1) 富铌、锂、铷、铯、铍、钨、锡、锌、稀土及锰的重熔型花岗岩；2) 稀有元素和铷的含量低、K/Rb 值高的基性岩浆分异型花岗岩；3) 微量元素特征介于上述两者之间的花岗岩化型花岗岩。

表 2.1 各种地球化学类型花岗岩中稀有元素和其它一些元素的含量

(Taycon, 1974)

元素和比值	拉斑玄武岩系列的斜长花岗岩	钙碱系列的斜长花岗岩	钠质稀有金属花岗岩	二长岩系列的花岗岩	钙碱系列的再生花岗岩类	奥长刚玉岩型的稀有金属花岗岩	碱性系列的再生花岗岩类	碱性系列的稀有金属花岗岩	超变质花岗岩类	花岗岩(根据 А.П. Виноградов)
K*	0.5	1.9	3.8	4.0	3.3	4.0	4.3	3.8	5.4	3.3
Na*	3.2	3.0	3.2	3.8	2.9	2.8	4.2	4.1	2.5	2.8
F*	0.015	0.07	0.09	0.08	0.08	0.30	0.05	0.09	0.014	0.08
Li	2	12	37	31	36	97	20	52	8	40
Rb	4	53	140	135	140	400	110	270	140	200
Be	0.6	0.8	5.1	3.9	3.5	6.8	1.7	4.8	0.6	5.5
Sr	190	390	8	750	300	100	350	170	420	300
Ba	180	670	55	1 600	750	200	1 090	500	1 600	830
Sn	2.7	4.3	7.2	4.1	5.3	6.3	4.6	5.7	2.6	3.0
W	—	—	1	—	2.0	4.1	1.7	2.1	0.7	1.5
Mo	—	—	—	2.0	1.6	1.4	2.0	1.8	1.4	1.0
Zn	70	60	75	55	45	57	63	43	43	60
Pb	4.4	9.5	20	27	25	30	13	20	14	20
Zr	50	160	1 500	—	200	260	—	—	240	200
Hf	1.1	4	45	—	—	9.3	—	—	—	1
Nb	1.6	2.1	29	—	20	22.6	—	—	15	20
Ta	0.6	0.4	3.7	—	3.5	4.0	1.4	—	0.8	3.5
REE+Y	—	135	500	—	210	420	—	—	220	186
K/Rb	1 250	360	270	300	240	1 000	390	140	390	170
Ba/Rb	4.5	13	0.4	12	5	0.5	10	1.9	12	4.1
Ba/Pb	41	70	2.7	60	30	7	84	25	114	41

*K、Na、F 的单位为%；其它为 g/t。

Ляхович(1972)依据花岗岩中副矿物的研究，也把花岗岩分成三类：1)重熔型花岗岩，在岩体顶部富含萤石、绿柱石、铌钽铁矿、黄玉等，接触带附近富含榍石、磷灰石、褐帘石；2）交代型花岗岩，岩体内副矿物分布无规律，且富含堇青石、石墨、石榴子石、电气石和锆石；3）基性岩浆分异型花岗岩，富含榍石、磁铁矿、磷灰石等。

Taycon（1974）根据花岗岩中稀有元素地球化学的资料，把花岗岩划分为九种地球化学类型（表 2.1）。

Сидоренко 等（1975）依据花岗岩中金属元素和稀有元素含量，把花岗岩分为正花岗岩和副花岗岩（表 2.2）。Chappell 等（1974）把东澳大利亚的花岗岩划分为 I 型和S型。1982 年 Collins 等提出 A 型花岗岩和 M 型花岗岩。Ishihara（1977)提出日本的花岗岩分为磁铁矿系列和钛铁矿系列两类。H.Q.Jr.Taylor（1977）把花岗岩划分为高 ^{18}O、正常^{18}O 和低 ^{18}O 三类。W.S.Pitcher（1982）提出 M 型、I 型、S 型和 A型花岗岩。

表 2.2 花岗岩的分类

(Сидоренко и др., 1975)

元 素	正花岗岩	副花岗岩	元 素	正花岗岩	副花岗岩
Ba	830.0	1509.1	B	15.0	10.0
F	830.0	824.6	Be	5.5	1.6
Sr	300.0	772.7	Cs	5.0	2.2
Zr	200.0	238.8	Ta	3.5	1.2
Rb	200.0	178.4	Sn	3.0	3.8
Zn	60.0	25.1	Sc	3.0	5.9
La	60.0	41.1	W	1.5	0.7
Li	40.0	24.7	Tl	1.5	1.3
Nb	20.0	14.7	Ge	1.4	0.1
Pb	20.0	21.0	Mo	1.0	0.8
Cu	20.0	16.4	Hf	1.0	4.2
Ga	20.0	13.0	Sb	0.26	1.5

我国一些学者也从不同角度讨论花岗岩的成因及分类。翁文灏（1920)把长江中下游和南岭的花岗岩分为不同的两类：1）长江中下游的偏中性花岗岩，与铁、铜矿床有关，来自地下较深处；2）南岭的偏酸性花岗岩，与钨、锡矿床有关。

中国科学院地球化学研究所（1979）把华南花岗岩分为三种成因类型：1）基性岩浆分异形成的花岗岩；2）重熔花岗岩；3）交代花岗岩。还列表（表 2.3）讨论了重熔花岗岩和交代花岗岩的地质特征。

王中刚等（1980b）依据稀土元素分布模式，把华南花岗岩分为两类：一类为交代花岗岩，稀土元素分布模式为近于平滑曲线，Eu 异常不明显；另一类为重熔花岗岩，Eu 负异常明显。其后，王中刚（1986）又指出 Eu 值较大的花岗岩是重熔花岗岩，也可以是基性岩浆分异形成的花岗岩。

徐克勤（转引自南京大学地质系，1981）把华南花岗岩分为三类：1）改造型，由地槽（或坳陷区）堆积物经花岗岩化、混合岩化为主的形成作用改造而成的花岗岩，它们是以富钾和铝过饱和等为特征，锶的初始比大于 0.711 的地壳型花岗岩；2）同熔型，是在大陆边缘活动带或大陆内部断裂带，与安山岩浆或基性岩浆有关，但不同程度地受到

表 2.3 重熔花岗岩和交代花岗岩的地质特征

（中国科学院地球化学研究所，1979）

地质特征	重熔花岗岩	交代花岗岩
岩石成分	比较均一，有时能分出近乎同心圆的岩相带	很不均一，决定于原岩程度和交代程度
与围岩接触关系	一般为突变，不整合接触，也有整合的顺层侵入接触	一般为渐变，整合接触，也有自岩体发出的、穿插围岩的小岩枝、岩脉
围岩性质	可以是任何变质或不变质岩石	多为深变质的片麻岩、片岩等，也有浅变质的绿片岩
内接触带	小岩体边缘有时出现细基质冷凝边	与变质岩逐渐过渡，无冷凝边
外接触带	小岩体外可出现角岩、夕卡岩	无明显变化，有时也可出现夕卡岩
捕虏体	排列杂乱无章，本身有时角岩化	“捕虏体”无位移，为交代残留
成岩深度	深成（多原地） 中深—浅成（多侵位）	大都深成

陆壳物质混染同化及混熔形成的花岗岩，其锶的初始值介于 0.705—0.710 之间，属地壳型与幔源型之间的花岗岩类岩石；3）幔源型，深断裂带、裂谷带的碱性花岗岩，锶的初始值小于 0.705，属地幔型花岗岩。

边效曾等（1986）把福建花岗岩分为幔源（分异型花岗岩、混熔型花岗岩）、壳源（重熔型花岗岩、变质交代型花岗岩）两类。

董申保（1986）把花岗岩分为地壳重熔花岗岩和地幔分异花岗岩两类，而每类又进步分为几种类型（表 2.4、表 2.5）。

表 2.4 花岗岩的成因分类

（董申保，1986）

地壳重熔花岗岩	混合花岗岩	区域性混合岩型 穹窿状混合岩型 边缘混合岩型
	岩浆花岗岩	混染型 浅深侵入型（次火山型）
地幔分异花岗岩	与超基性岩有关的花岗岩 与钙碱性火山岩有关的花岗岩	

杨超群（1986）认为，华南花岗岩可分成壳源重熔型、混合源同熔型、混合源变质-交代型及幔源分异型。莫柱孙等（1980）指出，南岭花岗岩是多成因的。张德全等（1988）把中国东部花岗岩分成九种类型。从柏林（1979）指出，有四种不同观点。

对花岗岩成因讨论的简短回顾可看出，多数学者把花岗岩分为三种成因类型：1）地幔分异花岗岩，基性岩浆结晶分异过程中形成的花岗岩；2）地壳重熔花岗岩，由地壳物质发生部分熔融形成的花岗岩；3）混合花岗岩（交代花岗岩），在固态状态下原有岩石经过岩汁交代形成的花岗岩。

我们试就是否存在上地幔分异的花岗岩、交代花岗岩以及花岗岩的形成过程进行初步的探讨。

表 2.5　不同成因类型花岗岩的一般特征

（董申保，1986）

项目	混合花岗岩			岩浆花岗岩		与超基性岩有关的花岗岩	与钙碱性火山岩有关的花岗岩
	区域性混合岩型	穹窿状混合岩型	边缘混合岩型	混杂型	浅深侵入型		
大小、形状	50—100km²	100—500km²		50—1 000km²	10—100km²	10—100km²	50—1 000km²
	不规则状	穹窿、带状→顺层状		岩基（复式）	岩株、岩盖	岩株、岩盖	岩基（复式）
接触关系和产状	混合岩化，接触不清，阴影构造发育	混合岩化，有分带现象，片麻状	混合岩带窄，中心较均匀，块状	混染带清楚，接触清楚—混染交代，块状较清楚	一般接触关系清楚，有时有冷凝边		
残留物	残留物 混合聚集和交代			内生捕虏体多，基性和沉积型	捕虏体少		捕虏体多，有岩浆（基性）捕虏体
围岩的变质作用	麻粒岩相-角闪岩相（区域变质）		角闪岩相-绿片岩相（区→接）	非变质岩-变质岩（接触变质）		非变质岩-变质岩（接触变质）	
与构造运动的关系				同构造期	构造期后	构造期前	同构造期
运动情况	原地	半原地		异地		异地	
岩石类型	花岗闪长岩-花岗岩 钾少→钾多			花岗闪长岩-花岗岩	花岗岩-碱性花岗岩	花岗斑岩	淡色云英闪长岩-云英闪长岩，花岗闪长岩
矿物特征	变质矿物较多（与围岩变质矿物较一致），钾长石中三斜度一般较大，斜长石中双晶较少，以钠长石双晶为主			混染矿物有堇青石、石榴子石等，斜长石环带明显	有歪长石、正长石、含钠闪石等		
地球化学特征	K_2O/Na_2O→增加 Rb→增加 Ba、Sr、Zr、Hf、Sc 偏高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.725						K_2O/Na_2O小 Ni/Mg大 Cr/Mg大 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为0.705
结构特征	碱性交代明显，钾交代随原岩而异，反条纹长石有时明显	钾交代较明显，后期微斜长石化显著		混染交代，钠交代在前，钾交代稍后	岩浆结晶及岩浆交代	花岗斑岩结构	混染交代结构
岩脉特征	长英质交代脉，岩脉与围岩组分一致	伟晶岩脉和长英质脉交代性质为多期		花岗斑岩、煌斑岩、伟晶岩脉和长英质脉后期侵入		花岗斑岩	花岗斑岩、煌斑岩、粗玄岩
矿床特征	混合岩化矿床，原岩控制较明显，混合热液矿床			接触交代矿床			接触交代矿床
岩浆特征	粒间溶液或再生型岩浆	混合岩浆		熔浆		熔浆	

第二节　是否存在上地幔分异的花岗岩？

是否存在上地幔分异的花岗岩？我们的回答是否定的，现从以下几个方面阐述这个问题。

1．花岗岩的空间分布

花岗岩的空间分布是不均匀的，在陆壳部分分布非常广泛，但在洋壳部分无论是在洋中脊，还是远离洋中脊的海底、岛屿都不存在花岗岩。如假定存在上地幔分异的花岗岩，则占地壳表面积大部分的洋壳为什么没有花岗岩的分布？

这种空间分布上的特征，说明花岗岩的形成与地壳的形成和演化有关。此外，在陆壳部分广泛分布花岗岩的地区并没有伴生大量辉长岩，如按N.L.Bowen（1915）的实验：10份基性岩浆能分出1份花岗岩浆，那么广泛分布花岗岩的地区，为什么没有见到更多的辉长岩？

2．花岗岩的形成时间

地壳内最早的花岗岩应是太古宇高级变质区的麻粒岩-片麻岩，其中主要是石英-长石片麻岩，它占麻粒岩-片麻岩地表出露面积的85%左右，石英-长石片麻岩的原岩是斜长花岗岩，年龄可大于3 500Ma。在最早的斜长花岗岩中发现有大量层状基性火山岩包体。这一事实说明，原始地壳是由基性火山岩组成，在此基础上部分熔融形成的花岗岩。

3．花岗岩的同位素组成

有些研究者利用花岗岩的同位素组成特征，把一部分花岗岩的成因说成是与上地幔有关，如有人根据$^{87}Sr/^{86}Sr$值的特征（图2.1），认为50%左右花岗岩的形成与上地幔有关。又有人根据$\delta^{34}S$值的特征，把$\delta^{34}S$值接近于零的花岗岩归之于上地幔成因。再有人根据$^{143}Nd/^{144}Nd$值的特征，认为大部分花岗岩的形成与上地幔有关。上述看法是值得商榷的。我们知道地壳深部主要由基性火山岩物质组成，它们在很大程度上继承了上地幔物质的特点，其同位素值也是这样。因而由其部分熔融形成的花岗岩，自然也继承了类似上地幔同位素比值的特点。如太古宙的花岗岩、火山岩、火山-沉积岩中的同位素值都是一致的，其值都接近于上地幔值，或与上地幔值一致。我们还知道，这些火山岩、火山-沉积岩又可作为包体存在于花岗岩中，这也就说

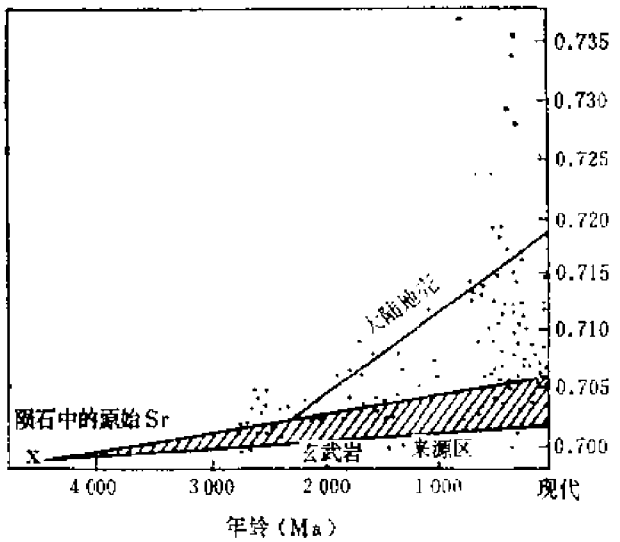


图2.1　花岗质岩石的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$值与年龄值图解

（Faure *et al.*，1972）

明，太古宙的花岗岩是在这些火山岩、火山-沉积岩基础上部分熔融形成。因此在利用同位素比值解释花岗岩的成因问题时，从同一同位素比值似乎可以得出花岗岩成因的两种不同解释，一为上地幔源，二为地壳深部主要是基性火山岩物质的部分熔融。但是考虑花岗岩只在陆壳分布的这一重要的地质事实，那么花岗岩是由地壳深部以基性火山岩为主的物质部分熔融而成的观点就更为合理了。何况，在高温条件下地壳深部物质部分熔融形成岩浆过程中，这些同位素组成都可经历均一化的过程，其最终同位素组成接近地球原始成分、接近陨石值，也就是上地幔值。

从同位素组成角度可以得出花岗岩有两种形成的情况：一是地壳深部以基性火山岩为主的物质（相当于硅镁层）部分熔融形成，其同位素值与上地幔的值一致，或接近，太古宙斜长花岗岩的形成，显生宙与铜、铁矿床有关的花岗闪长岩的形成，与斑岩铜矿有关的花岗闪长斑岩以及与金矿有关的花岗岩等的形成都属于这种情况；二是地壳中部或中上部以沉积岩为主的物质（相当于硅铝层）部分熔融形成，其同位素值可明显偏离上地幔的值，以硫同位素为例，其 $\delta^{34}S$ 值变化范围较大，前寒武纪及显生宙的钾质花岗岩的形成，显生宙与钨、锡、铋、稀有金属矿床有关的花岗岩等的形成都属于这种情况。无论是以上哪一种形成情况，都说明花岗岩是地壳物质部分熔融所致，这两类花岗岩的区别只是由于形成的深度不同，也就是部分熔融的原始物质不同。

4．花岗岩的稀土元素分布模式

某些研究者利用稀土元素分布模式来讨论花岗岩的成因，把 Eu 正异常看作上地幔成因的依据。这种看法需要讨论，因为太古宙的花岗岩、基性火山岩、火山-沉积岩中的稀土元素分布模式的特点是 Eu 都为正异常，其特点与上地幔源是一样的。前已述及这些火山岩、火山-沉积岩可作为包体存在于花岗岩中，这也就说明，太古宙的花岗岩是在这些火山岩、火山-沉积岩基础上部分熔融形成，例如辽北太古宙花岗岩及早期的以基性火山岩为主的地壳物质 Eu 都是正异常，红透山斜长角闪岩的稀土元素组成特点与末里红云英闪长岩相似（图2.2）。随着花岗岩时代由早到晚，稀土元素分布的模式已在逐渐发生变化，由图 2.2 可看出太古宙早期花岗岩 Eu 为正异常，演变到晚期的钾质花岗岩 Eu 为无异常；又由图 2.3 华南许村（913Ma）、慈竹（406Ma）等花岗岩体看出，稀土元素分布模式为近平滑曲线，Eu 异常不明显，而到燕山期的花岗岩体，则为 V 形曲线，Eu 负异常非常明显（王中刚等，1980b）。同时，随着岩体内由下往上热液交代作用的增强，δEu 值由0.19—0.14—0.10 逐渐减小，Eu 负异常最为明显。由此可看出从早期花岗岩到晚期花岗岩，Eu 由正异常、无异常，而后逐渐变为负异常。地质时期化学沉积物中 Eu 的变化也有类似的规律，即由早到晚，从 Eu 正异常变为负异常。例如，＞2 500 Ma 的化学沉积物中 Eu 为正异常，2 300—1 900Ma 的化学沉积物中 Eu 异常不明显，800Ma 的化学沉积物中 Eu 负异常明显。这正好说明由不同地质时期化学沉积物部分熔融形成的花岗岩，具有不同的稀土元素分布模式的特点。此外，早期地壳物质主要是基性火山岩，因而主要由基性火山岩部分熔融形成的花岗岩，自然更多地继承有基性火山岩的特点，甚至连稀土元素分布的模式也是相似的。愈晚期形成的沉积物中基性火山岩成分愈少，由其部分熔融形成的花岗岩，所继承的基性火山岩的特点也就愈少。因而这些花岗岩中稀土元素分布的模式与基性火山岩稀土元素分布的模式也就由相似到差别日益

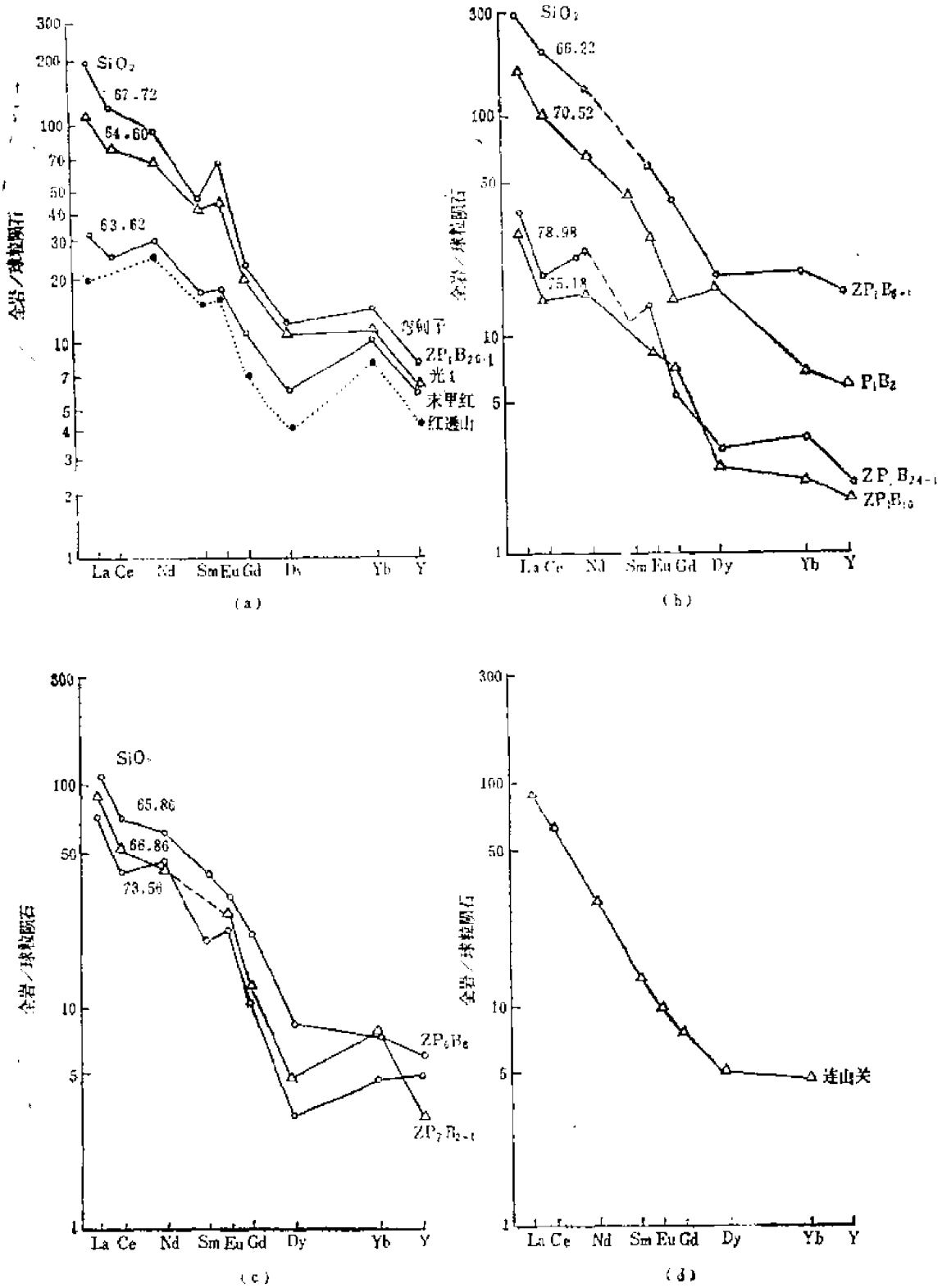


图 2.2　辽北太古宙花岗岩的稀土元素特征

(邹祖荣等，1983)

(a) 云英闪长岩　(b) 花岗闪长岩-花岗岩　(c) 紫苏花岗岩　(d) 钾质花岗岩

明显，即 Eu 由正异常渐变为异常不明显，直到出现明显的负异常。同时，还有一点值得提出：年青的，如与燕山期斑岩铜矿有关的花岗闪长斑岩，与海西期、燕山期金矿有

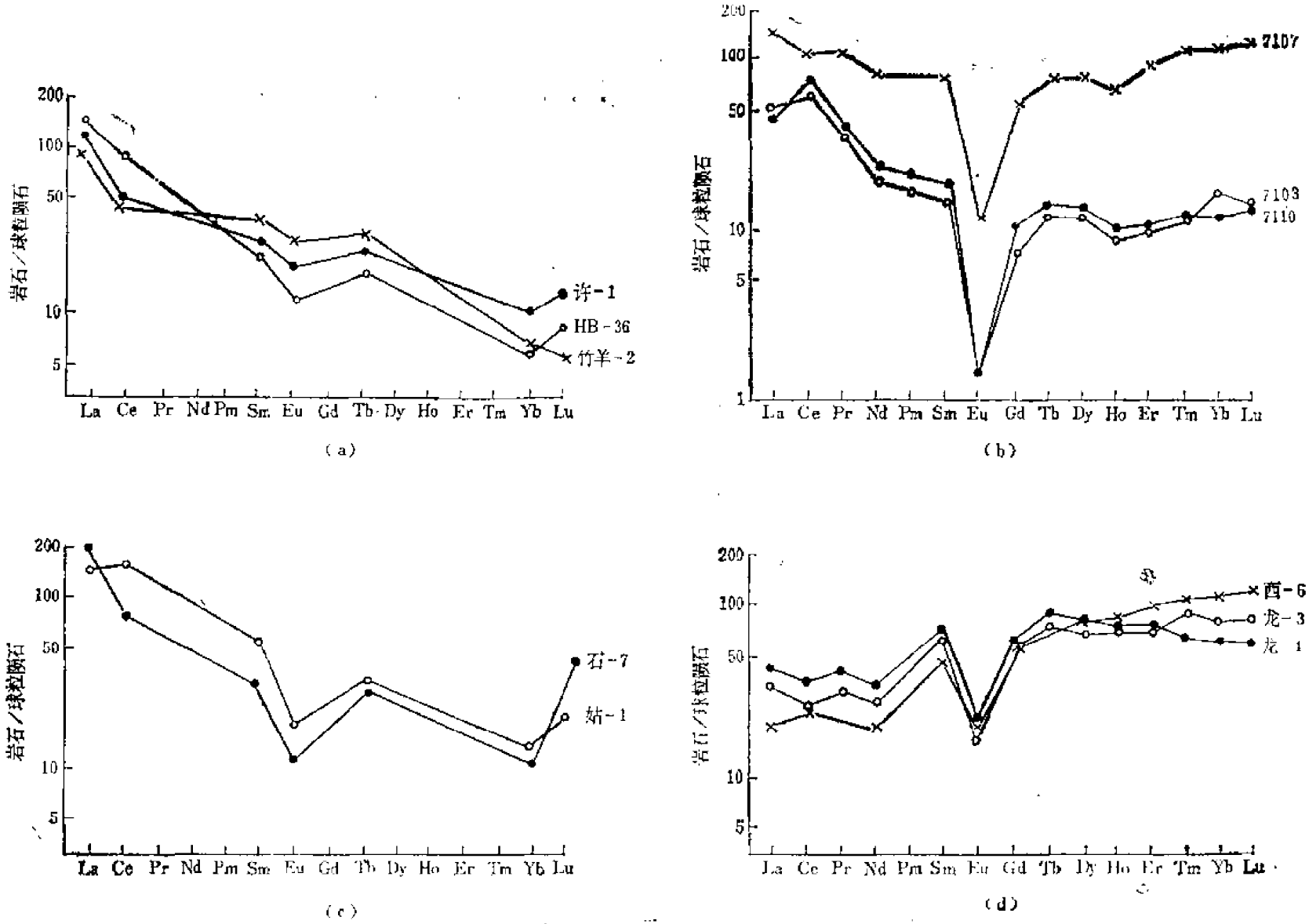


图 2.3 华南花岗岩的稀土元素布分模式

(中国科学院地球化学研究所,1979)

(a) 雪峰-加里东期花岗岩 (b) 具强烈交代作用的燕山期花岗岩 (c) 燕山期花岗岩 (d)燕山期花岗岩

关的花岗岩，其稀土元素分布模式是较平缓的曲线，Eu 异常不明显，这种“反常”现象的出现也是不足为奇的，它只表明此类花岗闪长岩浆或花岗岩体形成于地壳较深部位，那里的主要成分是基性火山岩，因此由其部分熔融形成的花岗闪长岩浆、花岗岩体，自然有着与基性火山岩相似的稀土元素分布模式。

Jahn Bor-ming 等（1981）根据太古宙花岗岩类的稀土元素分布模式，也指出上地幔的直接熔融不能作为太古宙花岗岩类成因的一种可能机制。

5．陆壳的演化

Тугаринов 等（1976）的统计（表 1.1）表明，不同时代大陆地壳的成分在不断变化，从偏基性向偏酸性方向演化。距今 3 500Ma 前的地壳成分相当于辉长岩，3 500—2 000Ma 前的地壳成分接近于英安岩，2 000Ma 以来的地壳成分类似于花岗闪长岩。从地壳演化早期形成的斜长花岗岩到晚期形成的钾质花岗岩，其成分也是由偏基性向偏酸性方向演化。例如华南各时代花岗岩的岩石化学成分（表 2.6）也表现出这样的规律性。以上两者之间并不是偶然的巧合，这说明了花岗岩是在地壳物质部分熔融基础上形成的。从花岗岩所含微量元素来分析，早期钛、钒、铬、钴、镍等含量较高，也说明它们是在较多基性火山岩组成的地壳物质部分熔融基础上形成的。

表 2.6　华南各时代花岗岩的岩石化学成分（%）

（中国科学院地球化学研究所，1979）

含量 / 时代 / 氧化物	四堡—雪峰期	加里东期	海 西 期	燕山早期（包括印支期）	燕山晚期
SiO_2	69.31	70.53	71.23	72.76	73.80
TiO_2	0.43	0.42	0.43	0.23	0.20
Al_2O_3	14.87	14.04	13.38	13.51	13.15
Fe_2O_3	0.82	0.86	1.20	0.90	0.89
FeO	3.26	3.14	3.18	1.77	1.48
MnO	0.13	0.07	0.06	0.07	0.06
MgO	1.34	1.15	1.04	0.51	0.46
CaO	1.24	1.81	1.60	1.30	0.97
Na_2O	2.83	2.78	2.23	3.27	3.36
K_2O	3.92	3.86	4.36	4.71	4.69
P_2O_5	0.20	0.14	0.14	0.09	0.05
灼　减	1.45	1.19	1.26	0.88	0.63
总　量	99.80	99.99	100.11	100.00	99.74

6．高温高压实验

Tuttle 等（1958）对 3kbar 以下的 $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O 体系进行了研究，Luth 等（1964）等在压力扩大到 10kbar 条件下进一步对该体系进行研究。实验结果（图 2.4）表明，在压力 5kbar（相当 20km 深度）以下熔融体的组成为花岗岩的成分；在压力超过 5kbar 时，熔融体的组成逐渐偏离花岗岩的成分；而当压力超过 10kbar 时（相当于上地幔的压力条件），其熔融体组成显著偏离花岗岩的成分。这说明花岗岩浆只能在地壳中通过部分熔融形成，而不能在上地幔中形成。

有人在相当于地幔压力和干的条件下进行实验，得出各种岩石的熔融体组成是安山岩浆的看法。

P. J. Wyllie (1970) 由实验得出以下看法：1) 原始花岗岩浆不能从地幔或俯冲洋壳内形成；2) 地壳内产生的花岗岩浆属水不饱和类型，可喷溢形成流纹岩。

高温高压的实验表明，相当于地幔压力的条件下不能形成花岗岩浆。

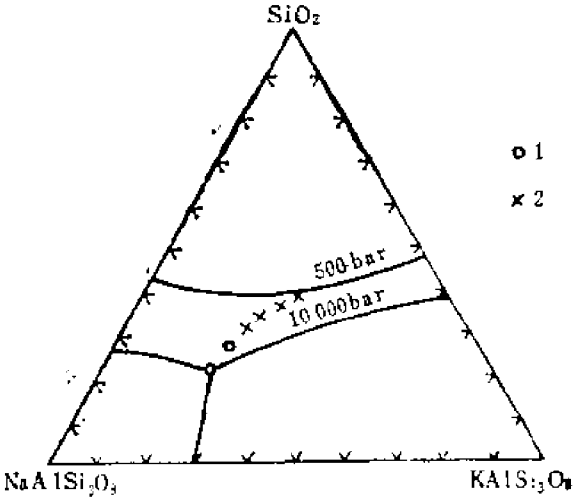


图 2.4 四元等压低共熔点和四元等压共结点在无水基底三角形上的投影

(Luth *et al.*, 1964)

1. 等压共结点 (10kbar、5kbar) 2. 等压低共熔点 (在 3.6kbar 以下)

7. 洋壳的矿化

洋壳部分只有铬、镍等矿床，而没有与花岗岩有关的矿床，即与花岗岩有关的矿床只分布在陆壳部分，也说明花岗岩的形成只与陆壳有关。

从以上的讨论可归纳出以下两点：1) 地壳内并不存在地幔分异的花岗岩；2) 花岗岩的形成只与地壳物质有关。

第三节 究竟有没有混合花岗岩（交代花岗岩）？

J. J. Sederhom (1907) 等认为混合花岗岩是指原有岩石在地壳内发生的热事件影响下，通过变质作用、混合岩化作用等一系列的变化，最后变成花岗质岩石。在形成过程中由深部（上地幔或地壳深部）上升的岩汁对原岩进行强烈的交代作用，在外围产生长石化和各种脉状交代混合岩，在内部则进一步产生各种渗透和阴影片麻岩，最后转变为花岗岩。

我们试从以下几个方面剖析这种看法。

1. 变质岩与混合花岗岩之间的关系

按照 J. J. Sederhom (1907) 等的看法，在变质岩与混合花岗岩之间应有由低级到高级的混合岩带依次出现，即由弱混合岩带（可由角砾状混合岩、眼球状混合岩、条带状混合岩及肠状混合岩等组成）、中等混合岩带（可由条带条痕状混合片麻岩、眼球状混合片麻岩、黑云母（角闪石）混合片麻岩、花岗质混合片麻岩及雾迷岩等组成），然后转变成混合花岗岩。实际上在多数地区并没有出现本应在变质岩与混合花岗岩之间的由低级到高级的混合岩带，有的地区只出现低级混合岩带，有的地区只出现高级混合岩带或者混合花岗岩与变质岩直接接触，中间根本不存在混合岩带。人们往往在一些典型的“花岗岩化地区”(邹祖荣等，1983) 见到花岗岩与变质岩直接接触，未见混合岩，且两者之间还是侵入接触关系。例如辽北上老君沟花岗闪长岩与变粒岩的接触关系(图 2.5)，辽北八盘岭旁花岗岩与斜长角闪岩的接触关系（图 2.6），辽北歪头山北采矿区花岗

岩与斜长角闪岩的接触关系（图 2.7）都是花岗岩与变质岩直接接触，未见混合岩。此外，在一些典型的“花岗岩化”地区，围绕花岗岩体出现明显的接触变质晕，新生矿物为夕线石、堇青石、红柱石等，说明花岗岩的形成晚于围岩。例如，本溪大峪岗地区围绕花岗岩体出现明显的接触变质晕（图2.8）。冀东也是如此，花岗岩与变质岩可直接接触，且可见到两者之间呈侵入接触关系。

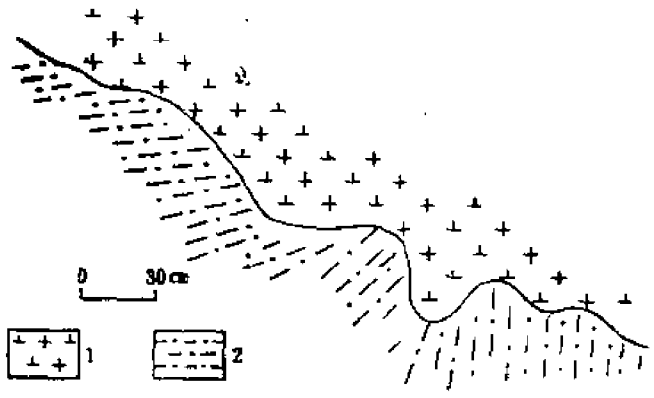


图 2.5 上老君沟花岗闪长岩与变粒岩呈侵入接触关系[1)]

1．花岗闪长岩 2．黑云变粒岩

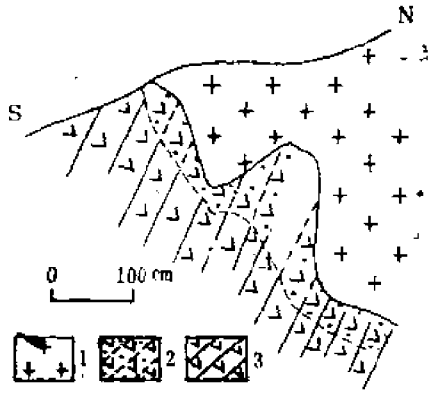


图 2.6 八盘岭旁花岗岩与斜长角闪岩呈侵入接触关系

资料来源同图 2.5

1．微斜花岗岩 2．绿泥石化斜长角闪岩 3．斜长角闪岩

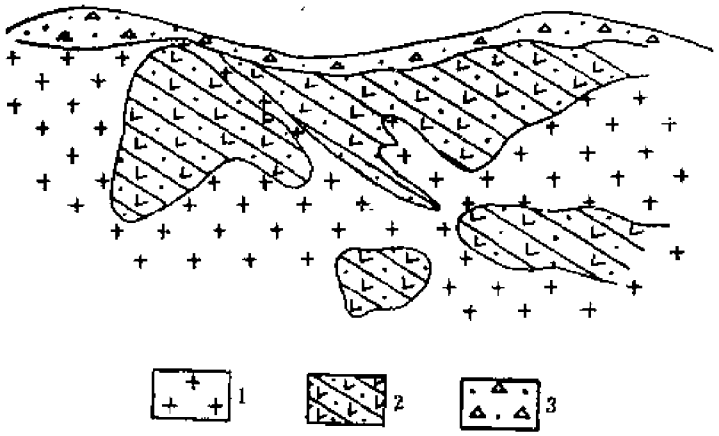


图 2.7 歪头山北采矿区花岗岩与斜长角闪岩呈侵入接触关系

资料来源同图 2.5

1．微斜花岗岩 2．绿泥石化斜长角闪岩 3．坡积物

2．混合花岗岩中的“残留体”

混合花岗岩中的“残留体”，按照 J. J. Sederhom（1907）等的看法，理应由低级到高级的混合岩组成。实际情况并非如此，其“残留体”可以是绿片岩相、角闪岩相、麻粒岩相或其它岩石类型。例如在辽西“混合花岗岩”中广泛分布的是绿片岩相的“残留体”，在辽北“混合花岗岩”中有绿片岩相、角闪岩相及麻粒岩相包体。按照 J. J.

1）朱永正、王友爵、赵建华，1980，辽北太古宙地质构造演化的初步认识，56—76 页。

Sederhom（1907）等的看法，“残留体”与“混合花岗岩”之间成分上理应逐渐过渡，实际情况却不然，两者之间往往泾渭分明。再按照此观点，应该是“残留体”的成分影响“混合花岗岩”或“混合花岗岩”的成分影响“残留体”，事实上，两者互不影响，成分截然不同。

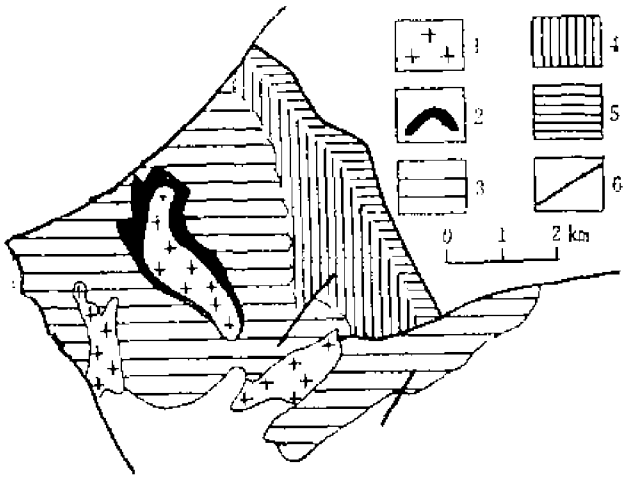


图 2.8　本溪大峪岗地区接触变质晕图

资料来源同图 2.5

1. 花岗岩　2. 伟晶岩带　3. 夕线石带　4. 堇青石带　5. 黑云母带　6. 断裂

3. 岩汁的来源和性质

按照 J.J. Sederhom (1907) 等的观点，由深部带入的岩汁是形成混合花岗岩的关键。因此我们在这里简要地分析岩汁的来源、性质以及混合花岗岩形成过程等有关问题。岩汁有人认为是上地幔来的，也有人认为是地壳深部来的。总之，来源不是很清楚。岩汁如何从上地幔分出？高压下岩汁溶解在熔融的岩浆中，按 G.C.Kennedy (1962) 的实验，岩浆是缺水的，因此岩汁不能分出，去气作用也不应发生。岩汁的性质则更不清楚，有人认为是溶液，也有人认为是介于岩浆与溶液之间的岩浆。但有一点却是共同的，即都认为岩汁与硅酸盐的岩浆有本质上的不同。然而对所谓由岩汁交代形成的花岗岩，又都认为是岩浆交代作用，而不是热液交代作用的产物，并且还都认为在岩浆交代作用的后期才转变成热液交代作用。

如果说混合花岗岩是在区域变质作用基础上，由外来岩汁对原岩进行交代，经过混合岩化作用逐渐转变而成。这就产生了一个问题，既然岩汁是外部加入，那么为什么岩汁只加入到角闪岩相地区和麻粒岩相地区，而没有加入到绿片岩相地区，更没有加入到远比变质岩更为广泛分布的非变质岩地区呢？如果有，那么它的产物又是什么？所以有人认为，通过岩汁形成花岗岩的假说，既没有物理化学的实验数据，也没有可以依赖的物理化学理论。

4. 交代作用的范围

目前一般认为交代作用的范围是有限的、局部的。有人在相当于角闪岩相的条件下，以活动性强的流体（CO_2+H_2O 等）对石英岩、泥质岩进行交代，实验结果表明，交代作用很弱，仅作用于 1—10mm 范围内。因此，由岩汁的加入而引起几百平方公里、几千平方公里，甚至几万平方公里范围内原岩的花岗岩化是难以想象的。

5. 花岗岩的化学成分

温克勒（1980）等将花岗岩、石英二长岩、花岗闪长岩、斜长花岗岩和英云闪长岩等的化学成分按 CIPW 方法计算后投影，投影点都聚集在很小范围内（图 2.9），这种有规律性的频率分布是岩浆成因的有力证据。如果花岗岩是由岩石在固态下经岩汁交代作用而成，则不可能存在着这样明显的规律性，因而有人也认为，这一研究成果结束了花岗岩的岩浆成因与花岗岩化成因的争论。

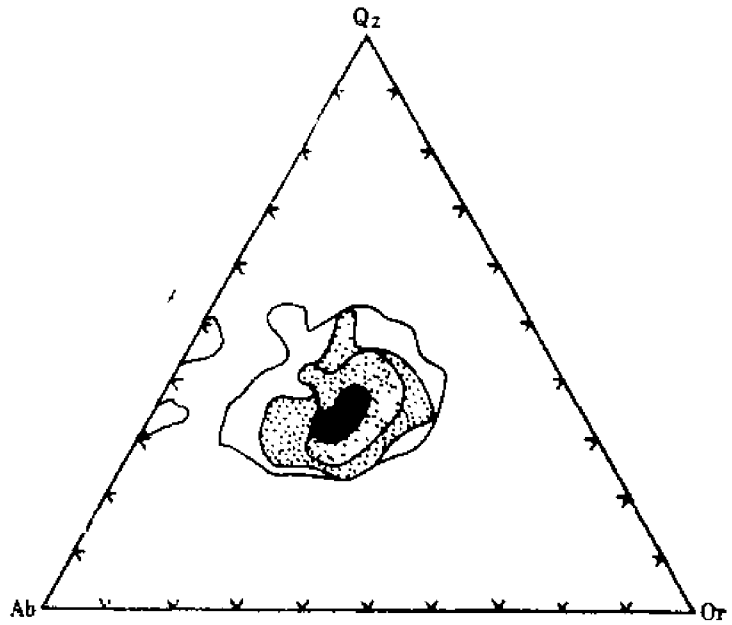


图 2.9　1 190 个花岗岩的标准矿物 Qz-Ab-Or 值的频率分布

（温克勒，1980）

以最外层的线为界的区域，包括全部花岗岩的 86%；三种花样的区域占 75%；细点区和黑区占 53%；黑区本身占 14%，最大频率在黑区内

6．高温高压实验

高温高压的实验表明，在区域变质作用基础上温度进一步升高，当达到 700 °C 左右时，原有岩石就要发生部分熔融，产生花岗质成分的岩浆。未熔部分为残留体，由铁镁质矿物组成。两部分合在一起构成了混合岩。按照岩浆与残留体之间的不同比例，构成了各种类型的混合岩，这样就很好地解释了用深部岩汁讨论时所遇到的困难。但要指出，地壳内达不到岩石全部熔融所要求的那么高的温度，也就是说，只能使岩石部分熔融，因此，不可能在原地由混合岩直接转变成花岗岩。

7．混合花岗岩的形成温度

有人试图从混合花岗岩形成温度较低和岩浆花岗岩形成温度较高来区别，但高温高压实验说明两者的初熔温度一致，如山东玲珑“混合花岗岩”的初熔温度为 710—735 °C（赵元进，1981），与岩浆花岗岩一致。又如辽东“混合花岗岩”的初熔温度（赵元进，1981）也与岩浆花岗岩一致。

8．韧性剪切带

古老花岗岩中存在着大量韧性剪切带，导致岩体面貌的改变，并模糊岩体与围岩的界线。

9．片麻理构造

花岗岩与围岩之间呈整合接触，具有相互平行的片麻理构造。这种平行协调关系更多地反映变质、变形后的构造平行特点（林强，1991）。

总结上述九点，可以认为地壳内并不存在混合花岗岩（交代花岗岩）。

第四节　地壳物质部分熔融形成的花岗岩

综上所述，地壳内既不存在地幔分异的花岗岩，又不存在混合花岗岩，而只存在地壳物质部分熔融形成的花岗岩。依据地壳物质部分熔融所处的不同深度（也就是按部分熔融物质成分的不同），花岗岩可分成两类[1]（孟良义等，1988）：

一类是地壳深部以基性火山岩为主的物质（相当于硅镁层）部分熔融形成，称为地壳深部型花岗岩或硅镁层部分熔融型花岗岩；另一类是地壳中部或中上部以沉积岩为主的物质（相当于硅铝层）部分熔融形成，称之为地壳浅部型花岗岩或硅铝层部分熔融型花岗岩（表 2.7），上述两类花岗岩之间可以过渡。现简要地讨论花岗岩的形成过程：

表 2.7　两类花岗岩的特征区别

特征 \ 类型	地壳深部型花岗岩 （硅镁层部分熔融型花岗岩）	地壳浅部型花岗岩 （硅铝层部分熔融型花岗岩）
$^{87}Sr/^{86}Sr$	<0.710	>0.710
$\delta^{34}S(‰)$	接近于零值	明显偏离零值
$\delta^{18}O_{全岩}(‰)$	<÷10%	>÷10%
稀土元素分布模式	Eu 异常不明显或正异常	Eu 负异常明显
矿　化	Fe、Cu、Au、Pb、Zn	W、Sn、稀有元素

深部地壳物质由于地热梯度高会发生变质作用，当地热梯度进一步增高，温度升到 700°C 左右，压力大于 2kbar（相当于角闪岩相和麻粒岩相）并在挥发分的参与下，将开始选择性的熔融（部分熔融），低熔点的矿物，如钾长石、钠长石、石英等发生熔融，即形成花岗岩浆。花岗岩浆在原地与铁镁矿物组成的残留体混合或注入围岩，它们以不同的比例构成了各类型的混合岩。这与 J. J. Sederhom (1907) 等认为由重熔作用形成的混合岩完全是同一含义，但我们与他们不同处在于由重熔作用可形成混合岩，不能直接形成原地花岗岩，因为地壳内达不到岩石全部熔融所要求的那么高的温度，也就是说只能使地壳物质部分熔融。事实上，地壳内并不存在花岗岩浆的海洋。野外实际地质资料也证实，混合岩与花岗岩之间没有直接的过渡。一些典型“花岗岩化”地区，经过深入工作后，发现花岗岩与围岩都是侵入接触。地球物理资料也表明，花岗岩岩基是有底的，与围岩呈侵入接触关系，说明形成岩基的花岗岩浆来自地壳更深部位。因此，花岗岩的形成都需要经历花岗岩浆的生成、运移、聚积的过程。然后，随着温度的下降冷凝结晶形成花岗岩（在“含矿花岗岩浆的浅部分异作用”一章中将进一步讨论这一问题），这种花岗岩 Read (1957) 认为是异地花岗岩，实际上自然界并不存在他认为的原地花岗岩和半原地花岗岩。花岗岩浆生成后，运移的距离有近有远，近的还在区域变质作用范围内，所以侵入作用似乎不很明显；远的则已离开区域变质作用范围，进入沉积岩地层中，因而侵入接触现象非常明显。实际上，两者都是经过运移和侵入，所以都是异地花岗岩。现在在地表见到的花岗岩，必然是地壳更深部位熔融形成的花岗岩浆，经过向上运移、聚

1）孟良义，1982，花岗岩类与成矿，长春地质学院。

积而形成。在花岗岩浆侵位后，岩体与围岩之间可发生一些规模不大的、局部的岩浆交代现象，在花岗岩体周围形成边缘混合岩带，这种混合岩带的原岩可以是不同等级的变质岩，也可以是沉积岩，如从花岗岩化观点，则应在高级变质岩基础上产生。

太古宙早期原始地壳主要是基性火山岩物质，由于当时地热梯度高，所以部分熔融形成中酸性岩浆，该岩浆冷凝结晶形成钠质花岗岩。从太古宙晚期开始，随着陆壳成分

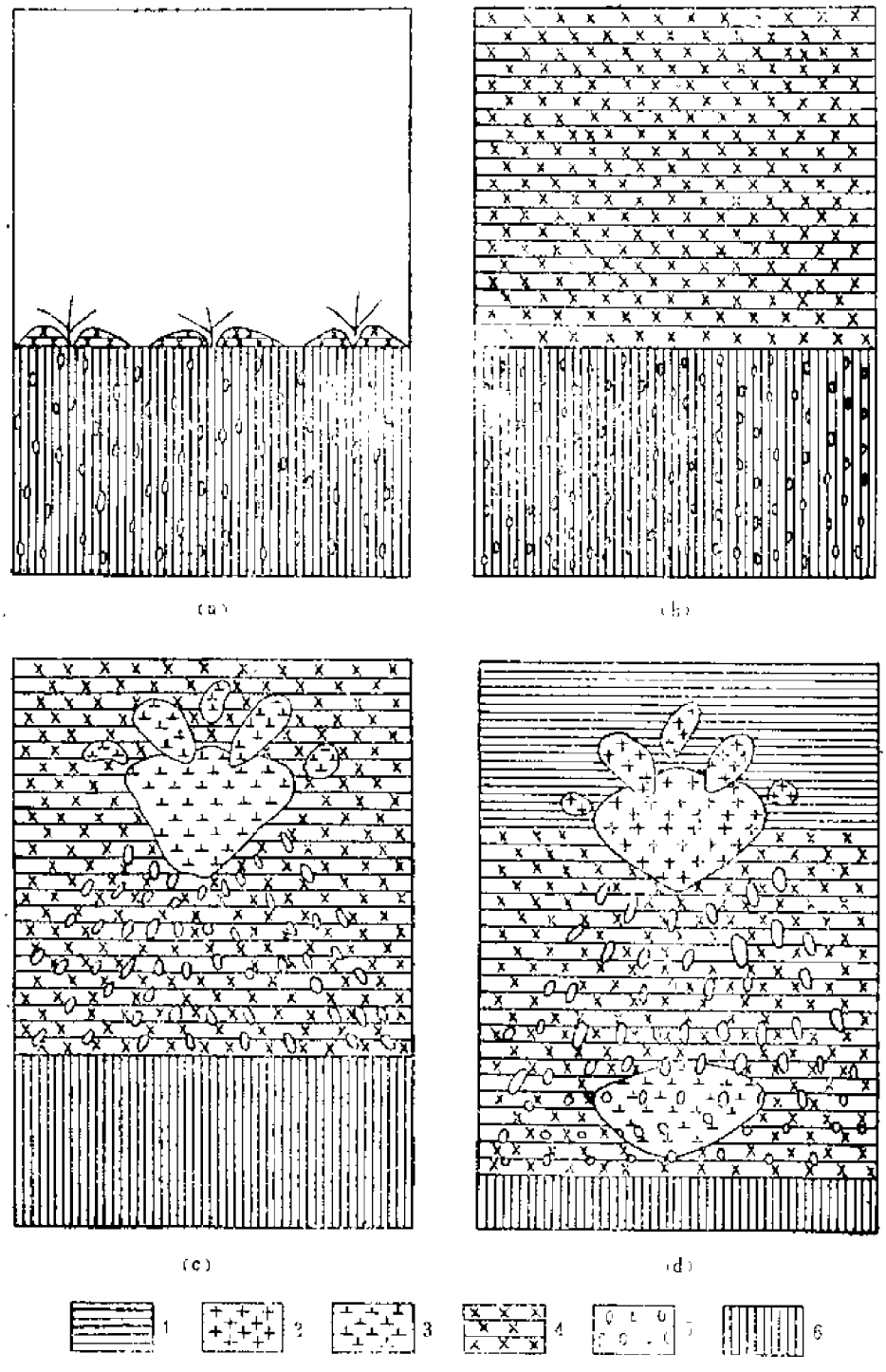


图 2.10　花岗岩类的演化

(a) 上地幔部分融熔引起强烈的基性火山岩浆活动　(b) 形成原始基性火山岩地壳　(c) 原始基性火山岩地壳部分熔融形成钠质花岗岩　(d) 斜长花岗岩及其风化沉积产物部分熔融形成钾质花岗岩

1. 沉积岩　2. 钾质花岗岩　3. 钠质花岗岩　4. 基性火山岩　5. 部分熔融形成的岩浆　6. 上地幔

由基性向酸性方向演化以及地热梯度的逐渐降低，于是陆壳部分熔融形成的主要是酸性岩浆，这种岩浆冷凝结晶形成钾质花岗岩（图 2.10）。此外，花岗岩的成分还取决于部分熔融的深度，在地壳的较深部位，由于温度高地壳成分偏基性，由其部分熔融形成的花岗岩浆自然就偏基性。例如，与斑岩铜、钼、金矿有关的花岗岩浆即形成于地壳的较深部位；在地壳的较浅部位，由于温度较低地壳成分偏酸性，因而由其部分熔融形成的就是偏酸性的花岗岩浆。

第三章　花岗岩的演化与成矿

第一节　各个地质时代中矿床的分布

各个地质时代中矿床类型的分布是不同的，从一些学者编制的各个地质时代中矿床的分布图表，例如，Л.И.Горжевский（1976，转引自 Козеренко，1981）编制的各个地质时代中不同类型矿床的分布图（图 3.1）、Архангельская（1980）编制的地质历史过程中稀有金属矿化的成因类型图（图 3.2）、Казанский（1978）编制的各主要构造单元中矿床的分布图（图 3.3）、Смирнов（1976）编制的由早到晚的成矿时代中内生金属矿床成因类型的发育强度图（图 3.4）及内生成矿物质来源在地壳发展历史过程中的演变图（图

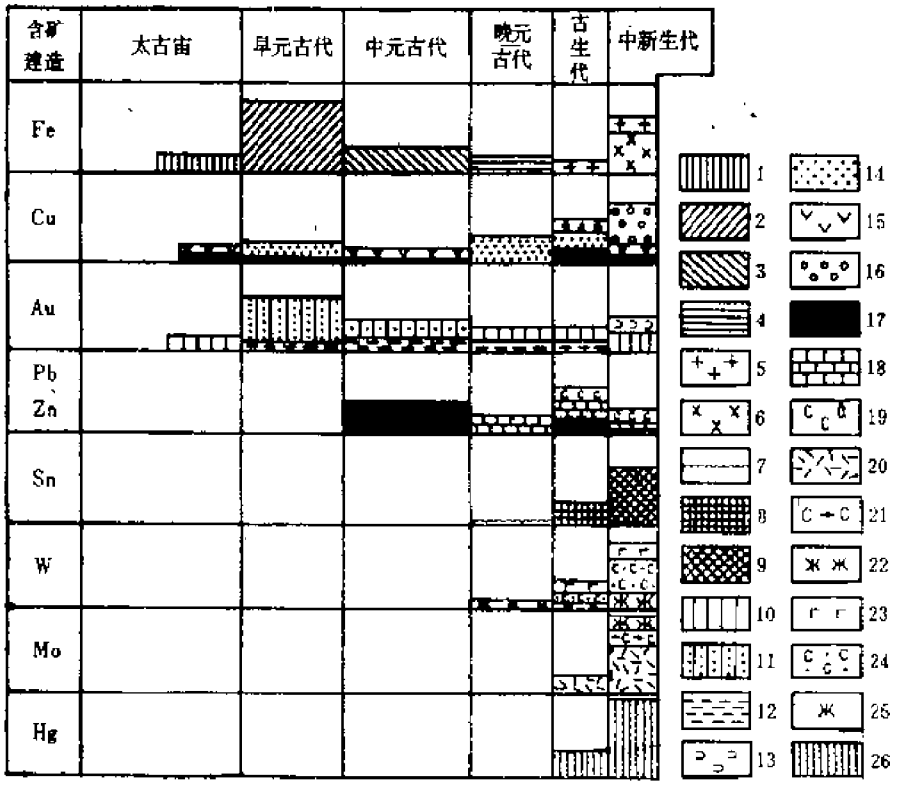


图 3.1　在各个地质时代中不同类型矿床的分布
（Л.И.Горжевский，1976，转引自 Козеренко，1981）

铁矿建造：1．绿岩内碧玉含铁石英岩　2．克里沃洛型含铁石英岩　3．白云质岩建造　4．陆源硅质片岩鲕状型和菱铁矿型　5．夕卡岩　6．鲕状型　锡矿建造：7．伟晶岩和锡石-石英　8．锡石-石英　9．锡石-石英、硅酸盐和硫化物　金矿建造：10．含金、铁石英岩　11．含金、铁石英岩、含金砾岩，白云岩中交代体　12．含金块状硫化物、含金夕卡岩、含金斑岩铜矿　13．金-石英-燧石　铜矿建造：14．含铜砂岩、页岩　15．铜-镍　16．斑岩铜矿　铅、锌矿建造：17．块状硫化物　18．碳酸盐岩中层状体　19．夕卡岩　钼、钨矿建造：20．铜-钼　21．钼矿夕卡岩　22．脉状石英钨、钼矿　23．黑钨矿云英岩　24．白钨矿夕卡岩　25．脉状黑钨矿石英　汞矿建造：26．锑-汞和汞

3.5)、涂光炽（1988）编制的不同成矿元素矿床在地质历史上的概略分布图（图3.6）、Miller（1980）列出太古宙的一些著名矿床（表3.1）、张秋生等（1984）列出中国太古宙的主要矿床（表3.2）及Windley（1984）和Glikson（1976）的有关资料，可以归纳出太古宙早期有两类与由上地幔部分熔融形成的基性岩浆有关的矿床，即：1）与超基性-基性火山岩和侵入岩有关的矿床，如镍矿床、铬矿床和铜矿床；2）与基性-长英质火山岩有关的块状硫化物矿床，如铜、锌矿床。此外，还有与火山-沉积作用有关的条带状

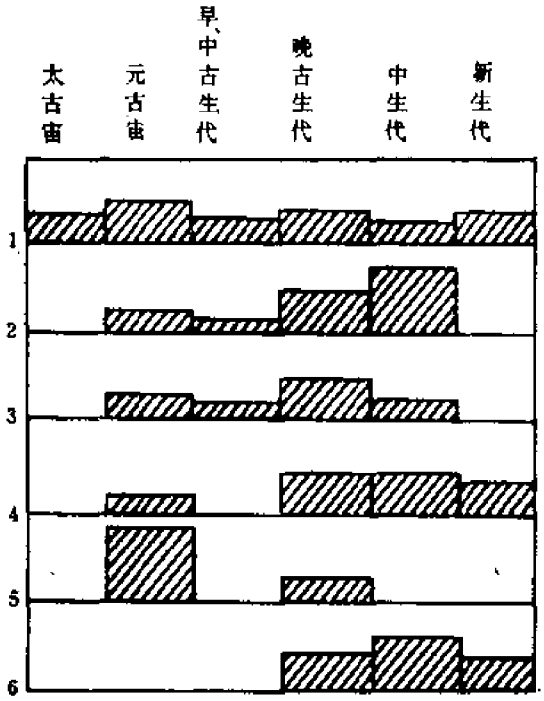


图3.2 地质历史过程中稀有金属矿化的成因类型
（Архангельская, 1980）
据主要组分的储量，其总和看作100%
矿床成因类型（括弧内为主要组分）：
1. 伟晶岩（Li） 2. 锂-氟花岗岩（Ta） 3. 碱性花岗岩（Nb、Ta） 4. 碳酸岩（Nb） 5. 长石-交代岩（Nb、Ta） 6. 热液和气成热液（Be）

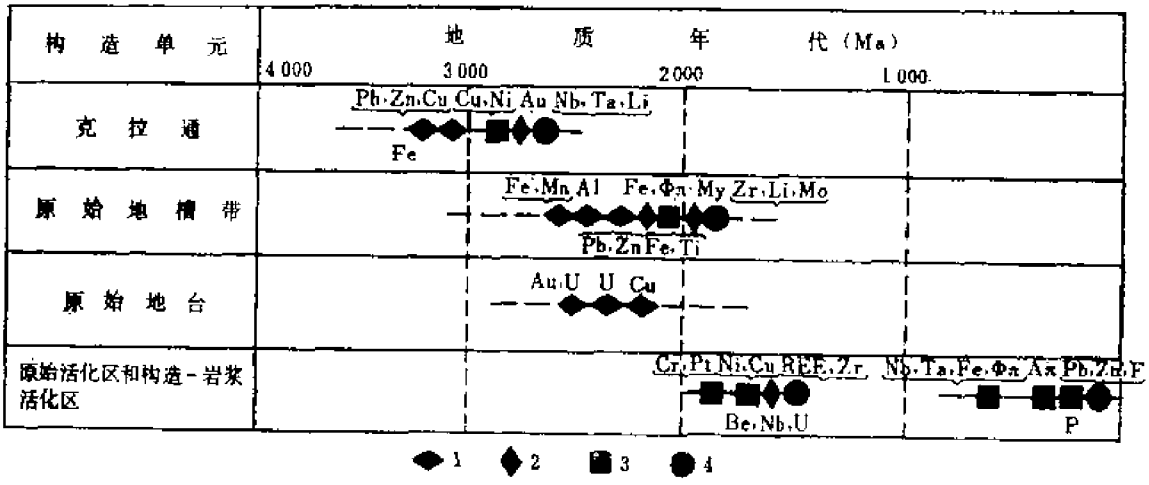


图3.3 各主要构造单元中矿床的分布
（Казанский, 1978）
1. 沉积和火山-沉积 2. 正变质 3. 岩浆 4. 岩浆期后 Ал. 金刚石 My. 白云母 Фл. 金云母

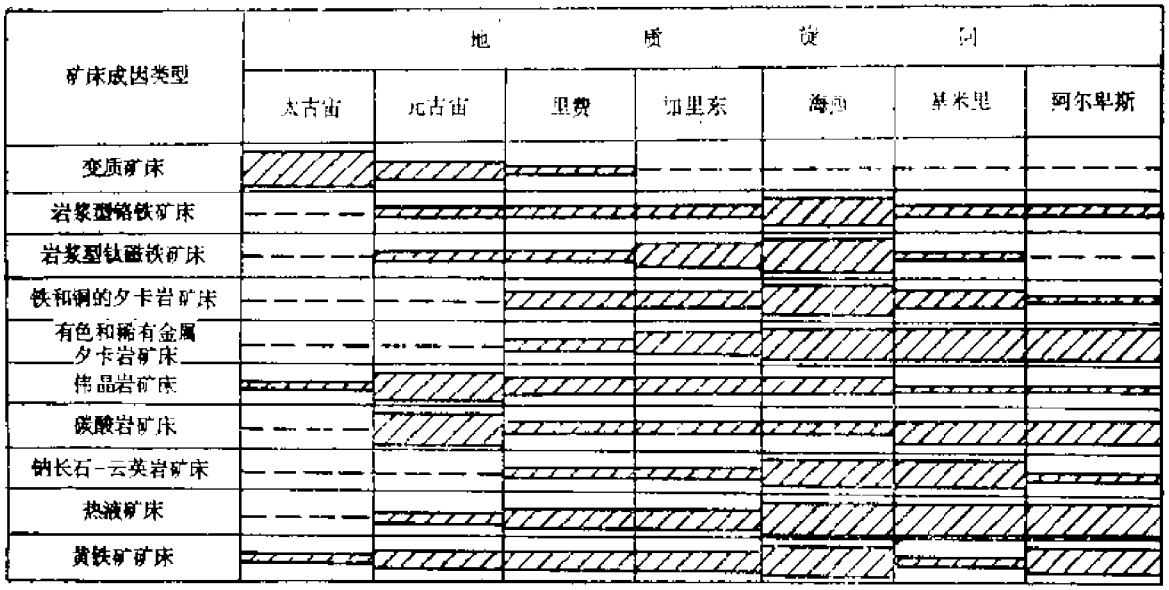


图 3.4　由早到晚的成矿时代中内生金属矿床成因类型的发育强度
(Смирнов, 1976)

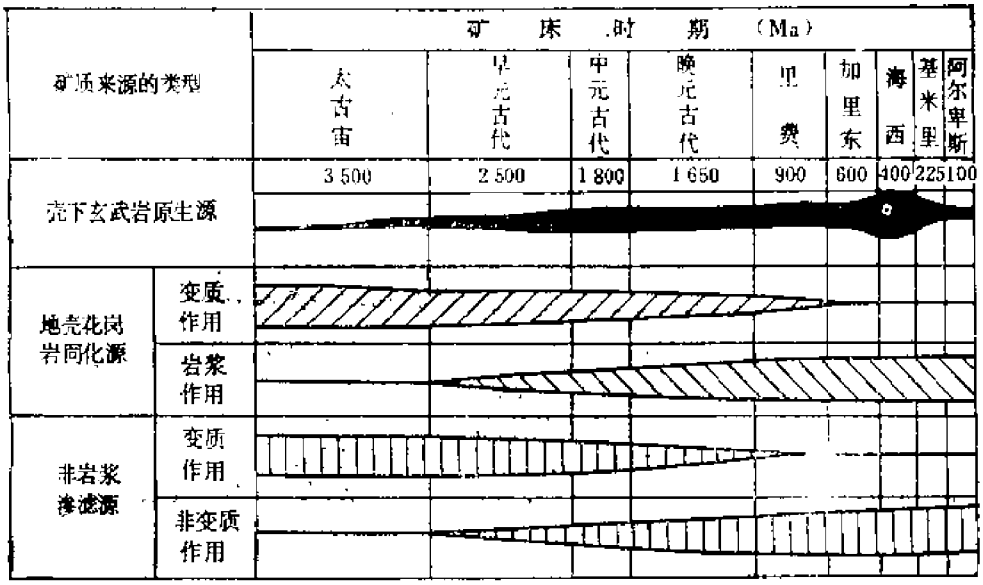


图 3.5　内生成矿物质来源在地壳发展历史过程中的演变
(Смирнов, 1976)

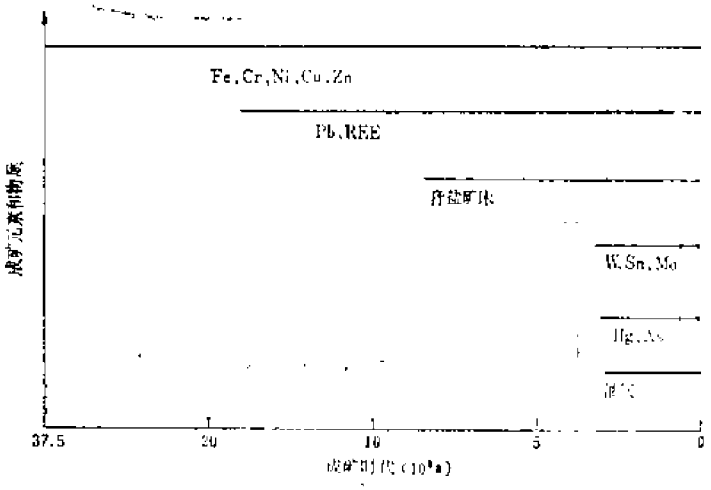


图 3.6　不同成矿元素矿床在地质历史上的概略分布
(涂光炽, 1988)

磁铁石英岩矿床。与花岗岩浆作用有关的矿床，在太古宙早期不出现，主要成矿期是在显生宙。

表 3.1 太古宙的一些著名矿床

(Miller, 1980)

地　　点	矿　　床	年龄(Ma)
津巴布韦关达带	含金磁铁矿建造	3 400
澳大利亚皮尔巴拉带戈尔兹沃迪	磁铁矿建造	3 100
加拿大苏必利尔带	磁铁矿建造	2 500
蒙大拿州斯蒂尔沃特层状杂岩体	铬铁矿没有工业意义，但有很厚的含量异常高的铂族金属层	3 200
津巴布韦大岩墙杂岩体	铬铁矿	2 500
南非、津巴布韦塞卢奎	铬铁矿	3 400
澳大利亚蒙斯丘普里-盐溪	铜-锌-银矿床	3 100
澳大利亚坎巴尔达	镍矿床	2 700
加拿大伊佐克湖	铜-锌-银矿床	2 600
加拿大基德溪-马坦加米	铜-锌-银-金矿床	2 500

表 3.2 中国太古宙的主要矿床

(张秋生等，1984，略有修改)

矿床类型	主要产地	产出地质条件	环　境	年龄(Ma)	规　模
条带状铁矿床	辽宁鞍山	角闪岩相硅铁建造中	优地槽变质火山岩	3 140	大　型
条带状铁矿床	河北迁安	麻粒岩相硅铁建造中	优地槽变质火山岩	2 800	大　型
块状硫化物铜矿床	辽宁红透山	高级角闪岩相黑云母变粒岩中	优地槽变质中酸性火山岩	3 000	中　型
硅铁建造中金矿床	黑龙江东风山	麻粒岩相硅铁建造中	优地槽变质火山岩	2 800(?)	中　型
片麻岩中石墨矿床	黑龙江柳毛	麻粒岩相黑云母片麻岩中	优地槽	2 800(?)	大　型
晶质磷灰石矿床	辽宁勿兰乌苏	高级角闪岩相斜长角闪岩中	优地槽变质基性火山岩	2 800	中型、大
条带状铁矿床	内林板石沟	高级角闪岩相斜长角闪岩中	优地槽变质基性火山岩	2 800	中　型
条带状铁矿床	安徽霍丘	角闪岩相斜长角闪岩中	优地槽变质基性火山岩	2 700	中　型
条带状铁矿床	河南舞阳、许昌	角闪岩相斜长角闪岩中	优地槽变质基性火山岩	2 700	中型、大型
晶质石墨矿床	山东南墅	高级角闪岩相角闪斜长片麻岩中	优地槽火山沉积岩	2 500	大　型
富钽伟晶岩矿床	辽宁李家堡子	斜长角闪片麻岩中	古克拉通	2 400	小　型

第二节　花岗岩的演化与成矿

与花岗岩有关的矿床中，到太古宙晚期（2 500Ma）才开始形成与钾质花岗岩有关的稀有金属伟晶岩矿床，例如西非很多伟晶岩的同位素年龄为 2 600Ma，西澳大利亚皮尔巴拉地块伟晶岩的年龄为 2 900Ma，另一地区为 2 500Ma，加拿大伟晶岩的同位素年龄为 2 600—2 500Ma。南部非洲广泛分布着与伟晶岩有关的锂、铍、铌、钽、云母等矿床，其中有两个最重要的伟晶岩区，它们与钾质花岗岩紧密共生，一个位于津巴布韦维多利亚堡绿岩带东端，该区是世界上最大的含锂、铯、铍稀有金属伟晶岩矿床；另一个为格拉夫洛特-迈卡伟晶岩区，是重要的白云母伟晶岩矿床，同时还伴生相等数量的锂、铍、铌、钽等稀有金属。我国辽宁新宾李家堡子伟晶岩的年龄为 2 400Ma。上述伟晶岩都是富钾的，与钾质花岗岩在空间上紧密共生。众所周知，最古老花岗岩的年龄大于 3 500Ma。这样，从地壳内最早出现花岗岩到形成与花岗岩有关的伟晶岩矿床，其间隔长达 1 000Ma

以上，在此期间形成的花岗岩不成矿。也可以说，就目前所掌握资料可以认为，太古宙的钠质花岗岩不成矿。同时还要进一步指出，与花岗岩直接有关的矿床则形成更晚，如最早的稀有金属花岗岩是在芬兰发现的，年龄为1568Ma，但主要的稀有金属花岗岩矿床则是在古生代和中生代（图3.2）形成，而我国主要形成于中生代。又如斑岩矿床，前寒武纪的仅有少量报道，主要成矿期为古生代、中生代和新生代。再如铁、铜夕卡岩矿床，钨、锡、钼脉状矿床，多金属脉状矿床及石英脉型金矿床也主要是在古生代、中生代和新生代形成。我国与花岗岩有关的矿床，在东部主要与燕山期花岗岩有关，在西部主要与海西期花岗岩有关。在一个多期的复式岩体中，成矿元素的富集经常与晚期岩体有关。

通过上述讨论，可以看出与岩浆作用有关的矿床有两类。一类与基性岩浆作用有关，这类矿床可在太古宙早期形成，也可在太古宙晚期、元古宙以及显生宙形成，总之可在不同地质历史时期的基性岩浆活动过程中形成。另一类与花岗岩类岩浆作用有关，这类矿床与前一类截然不同，它们在太古宙早期不出现，直到太古宙晚期才有与钾质花岗岩有关的稀有金属伟晶岩矿床。但这类矿床的主要成矿期是在显生宙，特别是在古生代和中生代，也就是说花岗岩是在经历了漫长的3000Ma演化之后，才大量形成矿床。

花岗岩成矿总的趋势是，伴随着地壳的演化，自显生宙以来与花岗岩类岩浆作用有关的矿床规模变大、矿床种类显著增多，这说明了这类矿床是在花岗岩长期、不断、反复演化的过程中，成矿元素由分散趋向于富集，最终形成的。与花岗岩类有关的成矿元素在地壳中的含量是很低的，而这些成矿元素的含量达到工业品位的要求，需要富集几百倍、几千倍，甚至几万倍（表3.3）。例如，W、Sn、Mo要达到工业品位，就需要富集几千倍到几万倍。因此这种富集过程必然是地壳长期演化的结果，要经历多次的、反复的分异，使成矿元素最终富集成矿。这就是老花岗岩与年青花岗岩比较，后者容易富集成矿的主要原因。

表3.3 某些元素的浓度克拉克值

(Перельман, 1987)

浓度克拉克值	贫　　矿	富　　矿
1—10	Fe	Mg　K
10—100	Mn Co V	Fe Zr Ti Na Ca
100—500	Cu Ni Ta U	Mn　V
500—1 000	Pb	Cu Ni REE Ge Sr Tl Ba
1 000—10 000	Sn Mo W Au Pt	Cr Pb Co U Ta S Ci
10 000—100 000	Sb Hg	Sn W Mo Au Pt
>100 000		Sb　Hg

花岗岩类有关矿床的形成与花岗岩类的演化有关，是花岗岩演化到一定阶段的产物。花岗岩类的演化是陆壳演化的一部分，各个时代陆壳的化学成分是不一样的，太古宙地壳主要为低钾的基性火山岩、超基性火山岩、火山碎屑岩及火山质硬砂岩。从大量实际资料来看，花岗岩由早至晚也是由偏基性向偏酸性方向演化，即从地壳早期的钠质花岗岩向晚期钾质花岗岩方向演化。太古宙时期（>2500Ma）主要为钠质花岗岩，据Ca-Na-K图解太古宙花岗岩分为四种系列：1）西格陵兰型，贫钾型片麻岩，主要为奥长花

岗岩和云英闪长岩；2）拿克片麻岩型（灰色片麻岩），在晚期钾的含量有所增加，除奥长花岗岩外，还可出现花岗闪长岩；3）拉布拉多型，晚期钾的含量可更高一些，可出现石英二长岩；4）钙碱系列型，它是富钾花岗岩类型，晚期为钾质花岗岩。目前所知最早的钠质花岗岩产生在3 500Ma以前，太古宙花岗岩可分为三期（表3.4），早期花岗岩的年龄大于3 000Ma，中期花岗岩的年龄为2 800—2 700Ma，晚期为钾质花岗岩，年龄为2 500Ma。这类花岗岩具有如下特征：

表3.4 太古宙花岗岩

（张秋生等，1984）

期	地区	名称	年龄(Ma)	资料来源
太古宙早期花岗片麻岩	美国明尼苏达	片麻岩	3 550 (Rb-Sr)	Goldich(1970)
	加拿大	片麻岩	3 600—3 400 (Rb-Sr)	Bridgwater(1973)
	苏格兰	片麻岩	2 900±100 (Rb-Sr)	Morobatb(1969)
	乌克兰	混合岩	3 600—3 500	Semenenko(1967)
	斯威士兰	花岗闪长片麻岩	3 400±300 (Rb-Sr)	Allsoop(1962)
	中国鞍山	花岗片麻岩	3 300 (U-Pb)	陈毓蔚等(1981)
太古宙中期奥长花岗岩	芬兰南部侵入绿岩带	花岗岩	2 775—2 720 (U-Pb)	Tilton(1968)
	芬兰西部侵入绿岩带	花岗岩	2 800 (U-Pb)	Bibikova(1964)
太古宙晚期钾质花岗岩	中国五台山	峨口花岗岩	2 514 (U-Pb)	伍家善(1980)

（1）富含铬、镍、钴、钒等微量元素，其中Ni/Mg、Cr/Mg值都较高；

（2）钾、铷、钍、铀等含量都较低，属低钾型，其中Sr/Rb和K/Rb值与钠质花岗岩形成时间早晚有关（形成时间早，比值小，形成时间晚，则比值相对增大）；

（3）锂、铍、铌、钽、钨、锡、铋、钼等微量元素含量很低；

（4）K_2O/Na_2O值一般都小于1，有的小于0.7；

（5）$^{87}Sr/^{86}Sr$值低，接近上地幔的值；

（6）稀土元素分布模式的主要特点是Eu为正异常。

以上钠质花岗岩的特征与地壳早期基性火山岩所具有的特征类似，再结合层状基性火山岩作为包体存在于钠质花岗岩中，说明钠质花岗岩是在早期基性火山岩部分熔融基础上生成的。西澳大利亚、印度、南非、津巴布韦的早期花岗岩都是钠质花岗岩，且由早期的钠质花岗岩向晚期的钾质花岗岩方向演化。以西澳大利亚的皮尔巴布地块为例，主要由花岗闪长岩组成，年龄为3 100Ma。岩体与围岩之间为侵入接触关系，然后是年龄为2 700Ma的石英二长岩呈小岩株及岩基状侵入。与石英二长岩有关的有含锡石、铌铁矿的伟晶岩。

我国也是这样，早期的花岗岩都是钠质花岗岩，在标准矿物成分图解（图3.7）上，它们为云英闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩（张秋生等，1984），按Ca-Na-K图解（图3.8），主要为钙碱系列。目前我国已知最古老的钠质花岗岩为鞍山附近的花岗岩（表3.5），在辽北地区，太古宙早期为云英闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩，晚期为微斜花岗岩，其岩性由偏基性向偏酸性方向演化颇为明显。陈洪江[1]统计辽北鞍本抚地区

1）陈洪江，1982，辽北鞍本抚地区两类花岗岩特征，吉林省地质学会编，1981年学术年会论文摘要汇编，108页。

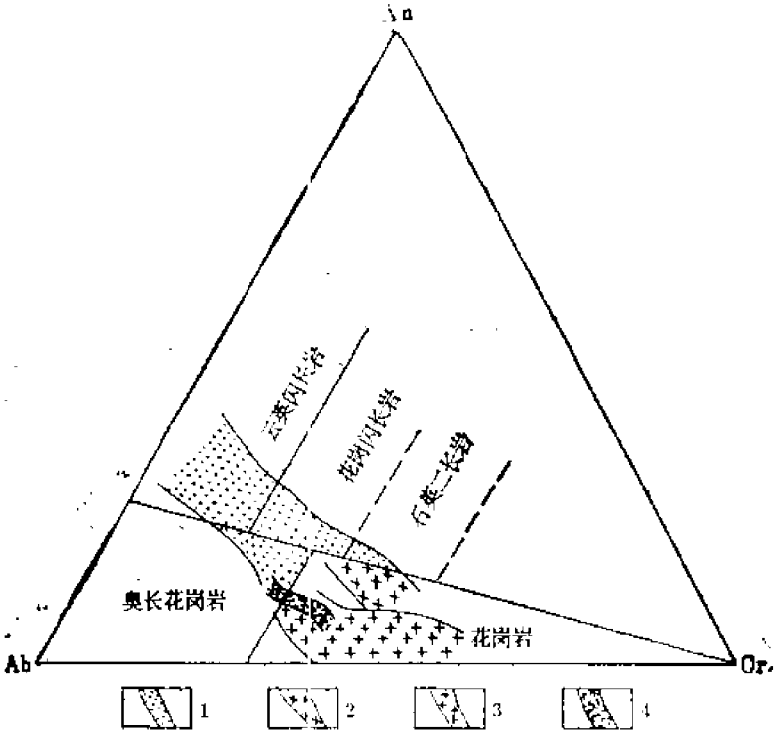


图 3.7　中国早前寒武纪一些花岗质岩石的标准矿物成分图解

(张秋生等，1984)

1．辽北清源地区（2 800Ma）　2．鲁西地区（2 500Ma）　3．五台地区（2 500Ma）

4．辽南地区（<2 500Ma）

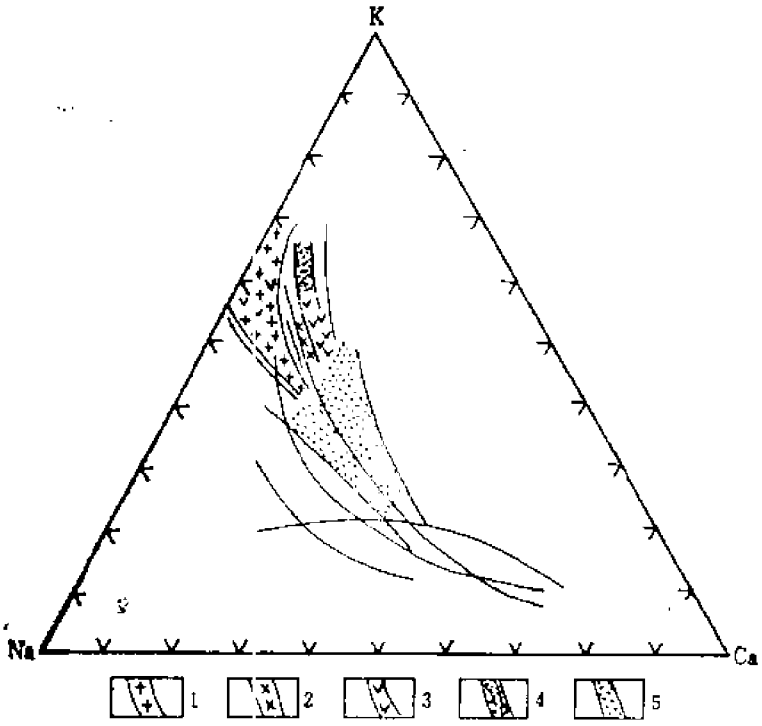


图 3.8　中国早前寒武纪一些花岗质岩石的 Ca-Na-K 图解

(张秋生等，1984)

1．鞍山地区（2 500Ma）　2．鲁西地区（2 500Ma）　3．五台地区（2 500Ma）

4．辽南地区（<2 500Ma）　5．辽北地区（2 800Ma）

钠质和钾质两类花岗岩的岩石化学分析数据（表 3.5）表明，早期钠质花岗岩富 CaO、TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MgO、Na_2O,K_2O/Na_2O 值为 0.58，晚期钾质花岗岩 富 SiO_2、K_2O,K_2O/Na_2O 值为 1.38；又如华南花岗岩，从早期（四堡—雪峰期，年龄为 1 100—900Ma）到晚期（燕山期，年龄为 195—80Ma），SiO_2、K_2O 的含量逐渐增加(表 2.6)，Al_2O_3、TiO_2、CaO、MgO、FeO、P_2O_5 的含量逐渐降低。造岩元素的演化也反映在花岗岩的类型上，四堡期、雪峰期、加里东期主要为斜长花岗岩，钾质花岗岩较少，而在海西期、燕山期主要是钾质花岗岩。从早期到晚期的花岗岩中，微量元素的含量也是不同的（表 1.2），铌、钽、稀土元素、铍、钨、铜、铅、锡、锂、铷、铯、氟含量显著增加，铬、钒、镓、锶、钡的含量则明显降低。

表 3.5　辽北鞍本抚地区两类花岗岩的岩石化学成分（%）*

期(样品数)	SiO_2 TiO_2	Al_2O_3 Fe_2O_3	FeO MgO	MnO CaO	Na_2O K_2O	P_2O_5 其它
早期钠质花	66.00	17.139	2.31	0.036	4.31	0.155
岗岩(34)	0.37	1.61	1.14	3.69	2.49	0.75
晚期钾质花	72.95	13.88	1.25	0.04	3.48	0.06
岗岩(118)	0.22	1.22	0.46	0.89	4.79	

*陈洪江，1982，辽北鞍本抚地区两类花岗岩特征，吉林省地质学会编，1981 年学术年会论文摘要汇编，108 页。

总的看来，整个太古宙主要形成钠质花岗岩，而在 2 500Ma 前后，有全球性的钾质花岗岩的侵入，并伴有伟晶岩的形成。在显生宙主要形成偏酸性的钾质花岗岩，且愈晚愈偏酸性。由于早期地壳主要是基性火山岩物质，含有较多的铬、镍、钴、钒等微量元素，因此在其基础上部分熔融形成的花岗岩，也含有较多的铬、镍、钴、钒、钛；相反，锂、铍、铌、钽、钨、锡、铋、钼等微量元素在基性火山岩物质中含量甚微，因此相应地在早期形成的花岗岩中，这些微量元素的含量也很低。随着陆壳与花岗岩的不断演化，与花岗岩有关的锂、铍、铌、钽、钨、锡、铋、钼、金、铜、铁等成矿元素也由分散趋向富集，最终成矿。

第三节　有利于花岗岩成矿的因素

1．深部矿源层

国内外花岗岩类岩石广泛分布，但不是所有花岗岩地区都具有矿化，都能形成矿床。实际上与成矿有关的花岗岩，仅占全部花岗岩很少的一部分。此外，在不同地区的花岗岩具有不同的矿化，这也是众所周知的。这种空间分布上的特征与轻微富集不同成矿元素的深部矿源层有关，深部矿源层的部分熔融导致花岗岩浆中成矿元素的富集。因此，深部矿源层的存在与否，从根本上决定了该地区的花岗岩能否成矿以及形成何种矿床。

2．岩浆活动强度

成矿元素的富集还与花岗岩类岩浆活动强度有关，岩浆活动愈剧烈，愈有利于成矿

元素的分异和富集。例如，我国西部海西期成矿作用最佳，这是与当时强烈的岩浆活动有关；在我国东部，燕山期花岗岩浆活动最为剧烈，因此，与燕山期花岗岩有关的矿床也最多。

3. 成岩、成矿元素和挥发分的含量

从地壳演化早期的花岗岩到晚期花岗岩，其化学成分是不断演化的，其中钾、钠、硅、成矿元素以及挥发分的含量都是由少到多。这三类组分在岩浆中容易组成易溶络合物。当成矿组分形成络合物后，就显著提高了它们在岩浆中的溶解度和稳定性，从而也就提高了它们在岩浆中的运移能力以及不参与岩浆结晶阶段的造岩矿物组成。这样，大部分成矿元素不容易以类质同象形式分散到岩浆期结晶的造岩矿物中去，而是转入到气水热液中。在气水热液中各种成矿元素组成的络合物具有很高的溶解度和稳定性，所以也就提高了它们在热液中的运移能力。同时，各种成矿元素在热液中形成的络合物具有不同的稳定性，这就使得各种成矿元素随着地质条件和物理化学条件而有所变化，按其络合物稳定性的大小，先后从热液中析出，形成矿床。因此，各种金属络合物的不同稳定性是导致各种成矿元素彻底分离和最终富集成矿的重要原因。

第四章　含矿花岗岩浆的浅部分异作用

第一节　依　　据

花岗岩类复式岩体，一般被认为同源不同期的产物，即所谓从地壳深部同一花岗岩浆中先后分异的产物。花岗岩类及其有关的热液矿床，自然也被理解为从地壳深部同一岩浆源中先后分异的产物。花岗岩类多期复式岩体及其有关的热液矿床，同样也被认为岩浆和含矿热液交替地由地壳深部同一岩浆源中先后分异形成的。这就是说，在地壳深部存在规模巨大的花岗岩浆源（或岩浆房），从中可源源不断地分出花岗岩浆及含矿热液，这种分异作用被称为花岗岩浆的深部分异作用（或深处分异作用）。然而，这种花岗岩浆分异作用的观点与迄今所获得的地球物理、实验岩石学、野外地质特征等资料不完全相符，这就是笔者讨论这个问题的宗旨。

1．实验岩石学

50年代以来，由于实验岩石学的进展，已有较好的条件来讨论地壳中花岗岩浆的形成以及形成的温度和深度等有关问题。

温克勒(1980)曾对页岩和硬砂岩等进行部分熔融实验，结果表明，在压力为2kbar的条件下，上述岩石从700°C以下就开始熔融，形成花岗岩成分的熔体以及黑云母等铁镁矿物的残余物。例如，在对高岭石和伊利石-石英组成的粘土岩进行部分熔融实验中，当压力为2kbar，加热42天，温度为700—750°C时，形成了50%的熔体，其熔体成分为：钠长石10%，石英40%，钾长石50%。据此，温克勒（1980）等认为，具有类似花岗岩成分的岩石(花岗岩、片麻岩、粘土岩以及硬砂岩等）可通过部分熔融形成花岗岩浆。

Stern和Wyllie（1973)在过饱和水存在的条件下，对黑云母花岗岩进行熔融实验，压力2—35kbar，其固相线和液相线温度如表4.1。

从表4.1中可以看出，在2—35kbar条件下，黑云母花岗岩从620°C开始部分熔融。

一些学者在过饱和水存在的条件下，对各种类型岩石进行熔融实验，并编制了各种

表4.1　黑云母花岗岩的固相线和液相线温度表

(Stern *et al.*, 1973)

压　力 (kbar)	固相线 (°C)	液相线 (°C)	熔融温度区间 (°C)
2	680	715	35
10	620	725	105
25	655	800	145
35	700	850	150

类型岩石的固相线(图 4.1)。

从图 4.1 可以看出，在 5kbar以下花岗岩自 650 °C即开始部分熔融。

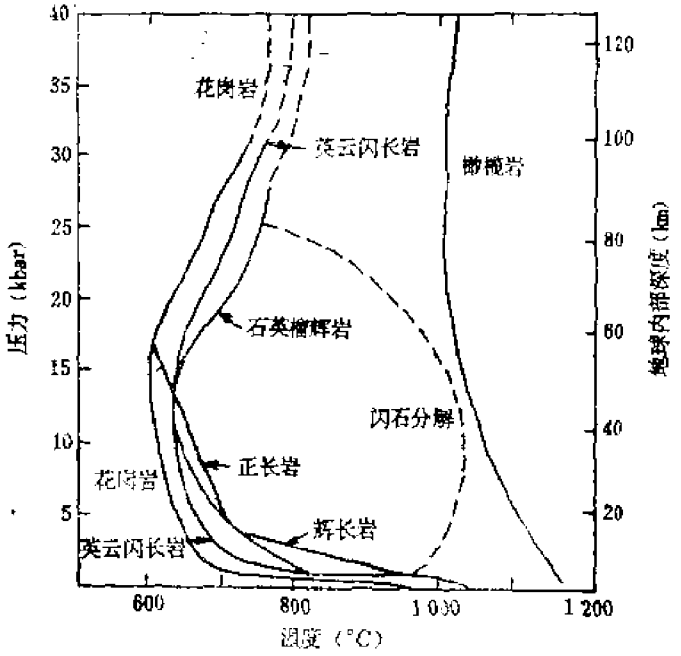


图 4.1 过饱和水存在的条件下主要类型岩石的固相线
(威利，1978)

高温高压实验证明，少量矿化剂（如 HCl、HF）的存在可以降低熔融温度，如加入0.16% 的 HF，花岗岩从 575 °C即开始部分熔融。

中国科学院地球化学研究所(1979)对华南雅山锂云母-钠长石花岗岩、诸广山黑云母花岗岩、大容山堇青石-黑云母花岗岩及和平石英闪长岩进行熔融实验。在压力为 0.5—2kbar 和有 30%的水存在的条件下，雅山锂云母-钠长石花岗岩部分熔融温度为 576—630 °C，诸广山黑云母花岗岩部分熔融温度为 680—760 °C，大容山堇青石-黑云母花岗岩部分熔融温度为 710—780 °C，和平石英闪长岩部分熔融温度为 720—800 °C (图 4.2)。上述花岗岩包裹体测温结果是：雅山锂云母-钠长石花岗岩 512—530 °C，诸广山黑云母花岗岩 675—680 °C，大容山堇青石-黑云母花岗岩 650 °C。花岗岩部分熔融温度与包裹体测温结果都一致，说明了华南花岗岩类形成温度的下限在 600 °C 左右至 700 °C 以上。

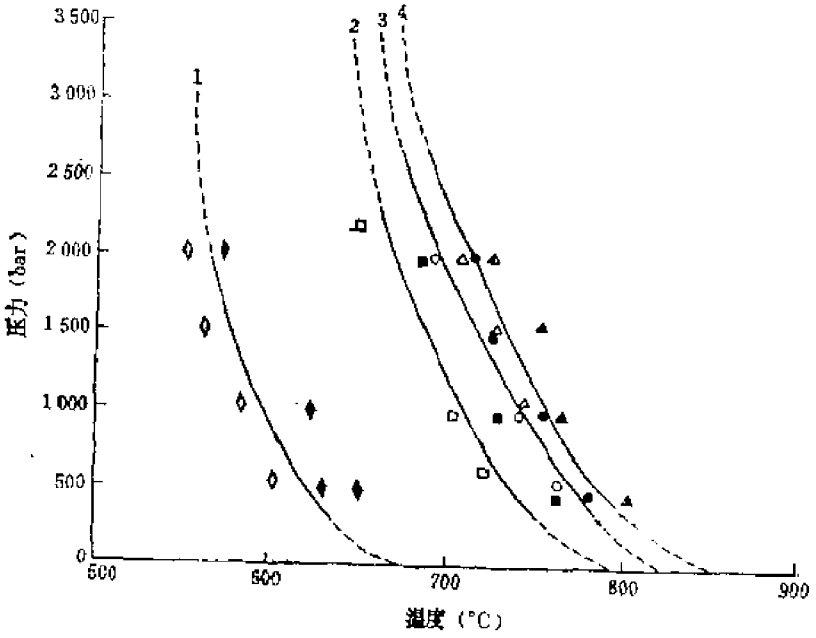


图 4.2 华南花岗岩类的初熔曲线
(中国科学院地球化学研究所，1979)
1．雅山锂云母-钠长石花岗岩 2．诸广山黑云母花岗岩 3．大容山堇青石-黑云母花岗岩 4．和平石英闪长岩
实心符号表示有玻璃的实验点 空心符号表示无玻璃的实验点

综合以上的实验以及其它有关实验资料，可以认为地壳物质在一定的压力（大于2 kbar）、温度(600—700°C)和挥发分参与下，可以部分熔融形成含矿花岗岩浆。地壳中存在着较多的挥发分，按亚洲、欧洲的平均地热梯度，深度每增加1km，温度增加33.3°C，即地表18km以下地壳就可部分熔融形成花岗岩浆。在一些较年青的燕山花岗岩区深度每增加1km，温度可增加40°C，则地表15km以下地壳就可部分熔融形成花岗岩类岩浆。总之，地壳物质的部分熔融必须在深部，即在地表15km以下进行。

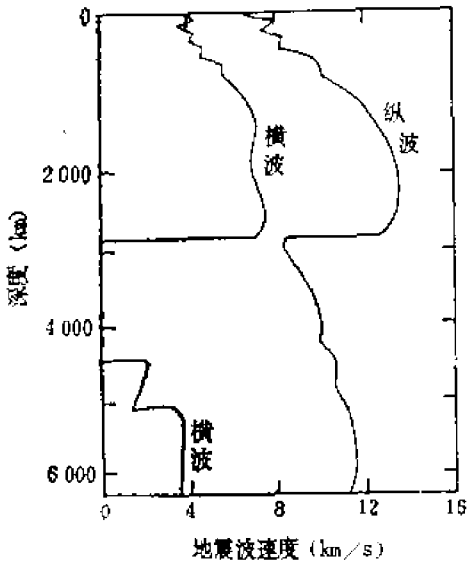


图 4.3 地球内部地震波速度
（成都地质学院普通地质教研室编，1978）

2．地球物理资料

由于地球物理资料，特别是地震波资料的大量积累，有可能更好地讨论地球内部构造以及物质存在状态。据此，可将地球从外至内分为地壳、地幔及地核三部分，进一步还可将地球分为一系列层次（表4.2；图4.3）。

表 4.2 地球内部构造和地震波速度

（成都地质学院普通地质教研室编，1978）

地球内部构造				深度 (km)	地震波速度 (km/s)		密度 (g/cm³)	注
名称			代号		纵波 V_P	横波 V_s		
地壳			A	0	5.6	3.4	2.6	
			A′	10	6.0	3.6	2.7	
			A″		6.6	3.8	2.9	
莫霍面				33	7.6	4.2	3.0	岩石圈
地幔	上地幔		B′		8.0	4.4	3.32	
				60	8.2	4.6	3.34	
		低速带	B	100	7.8	4.2	3.4	软流圈
			B″	150	7.7	4.0	3.5	
				250	8.2	4.55	3.6	
			C	400	9.0	4.98	3.85	
				650	10.2	5.65	4.1	
	下地幔		D	1 000	11.43	6.35	4.6	
			D′	2 000	12.8	6.92	5.1	
			D″	2 752	13.63	7.31	5.6	
古登堡面				2 898	13.32	7.11	5.7	
地核	外地核		E		8.1	0.0	9.7	液态
				3 500	8.9	0.0	10.4	
	过渡层		F	4 640	10.4	2.07	12.0	
				4 900	10.4	1.24	12.5	
	内地核		G	5 155	11.0	3.6	12.7	
				5 500	11.2	3.7	12.9	
				6 371	11.3	3.7	13.0	

地壳是地球外部的一层薄壳，可分为陆壳及洋壳。陆壳的平均厚度约为35km，某些地区，如西藏高原，可厚达50—70km。洋壳平均厚度为6—8km。地壳上部由硅铝层（花岗岩）组成。它的分布是不均衡的，在陆壳部分厚度约为20km，而洋壳部分则缺失硅铝层。地壳下部由硅镁层（玄武岩）组成，厚度约为15km。地幔在硅镁层以下，由超铁镁质岩组成。地核在地幔以下直至地心，整个地核主要是由铁、镍元素组成。从表4.2及图4.3中可以看出，地震横波从地表可以传播到地表以下2 898km的深度。现在已知，横波是不能通过液体传播的（即不能通过岩浆传播），因此从地表到2 898km深度范围内不可能存在规模巨大的岩浆房（或岩浆源），地幔范围内情况暂且不论，最低限度可以说在地壳范围内不可能存在巨大的岩浆房（或岩浆源）。以上地震波资料表明，地壳深部没有规模巨大的岩浆房，所以也就不可能存在深部岩浆分异作用，而据实验岩石学资料，地壳物质的部分熔融又必须在地壳深部（地表15km以下）进行，这样，只能是地壳深部物质部分熔融形成的花岗岩类岩浆不在原地聚积形成规模巨大的岩浆房，而是逐渐向地壳浅部运移、聚积，形成规模较小的浅部岩浆房。

3．陆壳内酸性火山岩的分布

大陆地壳内酸性火山岩——流纹岩等广泛分布，说明地壳中的确存在花岗岩类岩浆，问题是花岗岩类岩浆存在于地壳的什么部位？既然地震波资料说明在地壳深部并不存在规模巨大的岩浆房，那就只能得出在地壳浅部存在规模不大的岩浆房的结论。

大陆地壳的部分地区，如浙江临安地区以及美国西部地区酸性火山岩与岩浆岩在时间、空间和成分上密切相关，酸性火山岩与花岗岩的含矿性十分相似（都可以有稀土元素、铌、钽、铍、铝、锡、铅、锌等矿化）。既然火山岩是岩浆喷出地表的产物，这就间接说明花岗岩类也是岩浆的产物，也说明两者都是地壳物质部分熔融形成的花岗岩类岩浆的产物。

4．花岗岩类岩体的地质特征

（1）地球物理资料表明，花岗岩岩基是有底的（立见辰雄编，1982；地质矿产部南岭项目花岗岩专题组，1989），与围岩呈侵入接触，从而说明了形成岩基的岩浆来自地壳更深部位。同时，地球物理资料表明，地壳更深部位并不存在巨大的岩浆源，而实验岩石学资料又表明，地壳物质在深部部分熔融形成花岗岩类岩浆，而且只能是部分熔融。这样必然得出这样的结论，地球深部物质部分熔融形成的花岗岩类岩浆不在原地聚积，而是边熔融边向地壳上部运移，在相当于岩基的空间位置形成规模不大的浅部岩浆房。地球物理资料又表明，在一些矿床的深部有隐伏的大岩体。如鄂东南出现与铁、铜矿床有关的六个岩体（从北向南为鄂城岩体、铁山岩体、金山岩体、阳新岩体、灵乡岩体及殷祖岩体），在下部相连成一个大岩体，该大岩体实际上就相当于浅部岩浆房的位置；又如安徽省地质矿产局地质研究所等通过分析全省区域重磁场特征，认为铁、铜矿化集中区域的深部有隐伏的大岩体存在，该大岩体实际上也相当于浅部岩浆房的位置；再如江西九瑞地区，据物探资料深部也有大岩体。

（2）花岗岩类复式岩体侵位深度一般小于10km，且与围岩呈侵入接触关系，表明岩浆来自地壳深部，如果岩浆是地壳物质就地部分熔融的结果，就必然与围岩呈逐渐过渡的关系。

(3) 与花岗岩类复式岩体有关的热液矿床其深度一般不超过5km。从热液矿床的形成深度，说明含矿热液一般在地表以下 5km 以内从岩浆冷凝形成岩体过程中分出。

(4) 较大的花岗岩体，一般都是由多期花岗岩体组成的复式岩体，出露面积一般为几十到几百平方公里，很少达到一二千平方公里，复式岩体及有关的热液矿床，在空间分布上表现为晚期岩体紧密围绕早期大岩体，或晚期岩体存在于早期大岩体中，相关的热液矿床也紧密围绕相应的各期岩体。复式岩体及其有关的热液矿床在空间分布上的表现，说明存在以早期大岩体为主体的浅部岩浆房。

上述花岗岩类的地质特征表明，存在以早期大岩体为主体的浅部岩浆房，深度一般小于 10km(地表以下 5—10km)。浅部岩浆房的规模不大，相当于早期花岗岩大岩体出露的面积，所以地震横波不易显示中断。从浅部岩浆房中经过岩浆充分分异形成的各种含矿岩浆先后分出，形成多期复式岩体及有关的热液矿床。一般来说，一个浅部岩浆房往往可构成一个复式岩体及有关的热液矿床或几个复式岩体及有关的热液矿床。

5. 花岗岩是否以底辟形式上侵

有一种盛行的看法，认为花岗岩以底辟形式上侵，其实质是上地幔或地壳深部物质部分熔融形成的花岗岩浆及其残留体一起以塑性状态穿刺上升，形成花岗岩和其中的包体。这样，花岗岩和包体两者总的平均化学成分应该反映原岩的成分，即反映地壳深部或上地幔成分。但由于花岗岩中包体很少，主要还是花岗岩，故其原岩成分仍然相当于花岗岩或稍偏基性的花岗岩。然而，已知深部地壳由基性火山岩物质，上地幔由超基性物质组成，而决不是由酸性花岗岩物质组成。此外，底辟形式不能解释为什么有多期次的复式岩体，并且有由早期偏基性向晚期偏酸性演化的岩浆分异现象。因此，以底辟形式解释花岗岩的上侵是不妥的。

6. 花岗岩的地球化学

花岗岩类多期复式岩体具有明显的演化规律，从早期到晚期由偏基性向偏酸性、富碱、富挥发分的方向演化，即硅、钾、钠及挥发分的含量逐渐增加，钙、镁、铁的含量逐渐减少，成矿元素的含量也逐渐增多。这一演化规律与以下讨论的实验岩石学资料是不相符的，表明花岗岩复式岩体不是地壳深部同一岩浆房中先后分异的产物，而是地壳上部同一浅部岩浆房中先后分异的产物。

7. 不同温度对熔体成分的影响

实验岩石学证明，岩石部分熔融先形成的熔体成分相当于相图中共结点的成分，这时原岩成分并不起决定作用。熔融地区温度高于共结点温度时，岩石中难熔矿物也要开始熔融，这时原岩成分就要影响熔体的成分，并且熔融地区温度比共结点温度高得愈多，则影响愈大。如温克勒 (1980) 等对粘土和硬砂岩进行部分熔融实验，说明不同温度对熔体成分的影响。实验是在压力 2kbar、并加入了 1.77%NaCl 的条件下进行。在不同温度下粘土和硬砂岩在熔融后产生的熔体成分是不同的 (表 4.3、表 4.4)。

从表 4.3 可以看出不同温度对熔体成分的影响，在 670 °C 时熔体具有细晶岩的成分，675 °C 时熔体具有花岗岩的成分，765 °C 时熔体具有花岗闪长岩的成分。从表 4.4 也可

表 4.3　不同温度熔融粘土后形成的熔体成分

（温克勒，1980）

组　分	熔体中组分百分含量(标准分子)		
	670°C	675°C	765°C
石　英	42.1	32	34
正长石	47.5	36	26.5
钠长石	10.5	26	31
钙长石	0.0	6	8.5
熔体所占百分数	31.0	490	66.0

表 4.4　不同温度熔融硬砂岩后形成的熔体成分

（温克勒，1980）

组　分	熔体中组分百分含量(标准分子)				
	690°C	710°C	730°C	750°C	780°C
石　英	41.0	36.0	32.0	35.0	38.5
钾长石	37.5	19.0	16.5	14.6	13.5
钠长石	21.5	38.8	41.4	39.8	37.2
钙长石	0.0	3.2	3.1	5.2	4.8
黑云母	0.0	0.5	2.0	1.3	2.0
夕线石	0.0	0.0	5.0	4.5	4.0
熔体所占百分数	23	48	59	68	73

看出不同温度对熔体成分的影响，在最低温度时熔体具有细晶岩的成分，温度升高后熔体具有花岗闪长岩的成分，自然界花岗闪长岩中没有夕线石，这里它显然起着暗色矿物的作用。

在温克勒（1980）的合成花岗岩 Q-Ab-Or-An-H_2O 等压体系的相图（图 4.4）上，在等压和温度变化的情况下，沿四面体中的同结线 P-E_8 有五个相共存，即熔体＋石英＋斜长石＋碱长石＋气相，沿同结线共存的熔体成分是变化的。由该图的 An 点向 Q-Ab-Or 三角面投影后，同结线以 P-E_8' 表示，由图 4.5 可以看到在等压（5kbar）下自 P 点至 E_8' 点熔体成分是在不断变化，如 An 在 650 °C 时为 0，655 °C 时为4，660 °C 时为 5，670 °C 时为 9，700 °C 时为 14，表明随着温度的升高，熔体成分中 An是逐渐增多的，即熔体成分向基性增高方向演化。

实验成果说明，地壳深部物质随着温度的逐渐升高，发生部分熔融时应先形成较酸性、富碱的花岗岩浆（相对富含 K、Na、Si 及挥发分）。随着温度的进一步升高，形成相对较基性的花岗岩浆（相对富含 Ca、Mg、Fe）。这样，熔融后形成的花岗岩浆先后侵入地壳上部，理应形成从早期酸性到晚期相对较基性的花岗岩类多期复式岩体。然而，野外观察到的地质事实以及地球化学的研究结果正好与此相反，即花岗岩类多期复式岩体从早期到晚期都是由比较基性向比较酸性的方向演化，这一矛盾恰好也说明了地壳深部物质部分熔融形成的花岗岩浆并不是直接侵入到地壳上部形成多期复式岩体，即并不存在含矿花岗岩浆的深部分异作用，而是向地壳上部运移、聚积，形成浅部岩浆房。在浅部岩浆房中的岩浆进行充分的分异作用，形成各类花岗岩浆。然后，遵循由偏基性向偏酸性、富碱的演化次序，先后从岩浆房中分出，形成花岗岩类多期复式岩体。

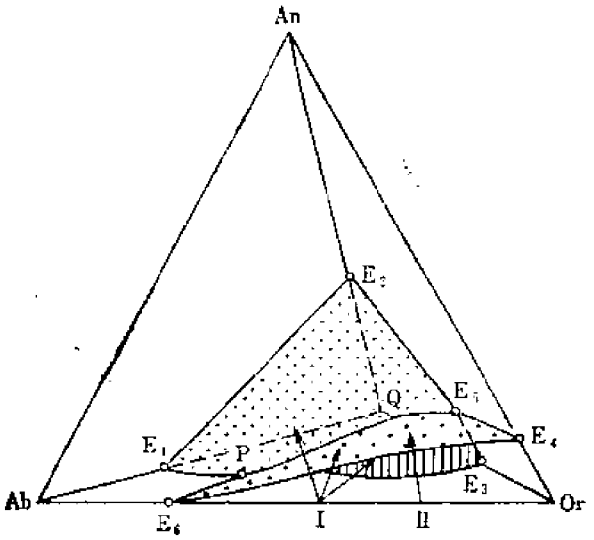


图 4.4　Q-Ab-Or-An-H_2O 等压体系的相图
(温克勒，1980)
过饱和水和水蒸气压5kbar
Ⅰ.同结面　Ⅱ.同结线

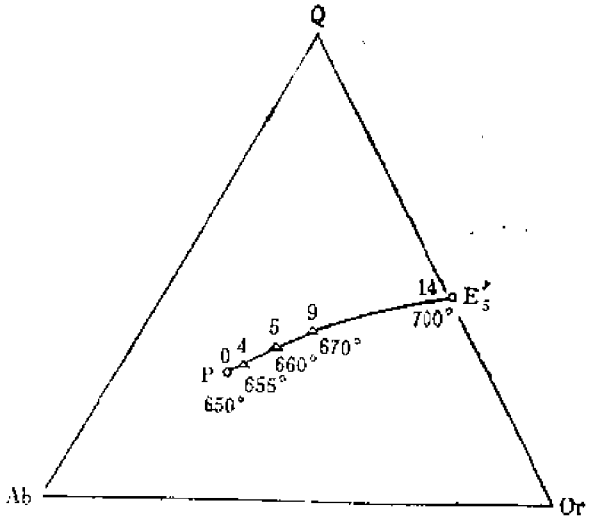


图 4.5　5kbar 的同结线 P-E'_6投影图
(温克勒，1980)
各点上数字表示温度和熔体在该温度下 An 的含量，An 量系在 Q+Ab+Or+An=100 中的重量百分比

8．地震波资料

实验资料表明，地震纵波传播速度，随着压力由 1 000kg/cm² 增加到 1 300kg/cm² 而迅速增加，但当压力达到 1 300kg/cm² 后，即使再增加压力，速度也不再增加（图4.6）。其原因是岩石不再具有微细裂隙，岩石的孔隙度几乎等于零。据此，Ovchinnikov(1970) 提出地表 5km 以下岩石的物理性质有突然的改变，孔隙度几乎等于零，此时岩石不能渗透溶液。他认为，含矿热液只能在地表以下 5km 以内从岩浆中分出，形成热液矿床，这种认识与野外观察到的热液矿床形成深度一般不超过 5km 的事实是一致的。地震波的传播速度资料表明，含矿热液从岩浆中分出的深度与地壳物质部分熔融形成花岗岩浆的深度截然不同。这样，地震波的实验资料再一次表明，在地壳上部(地表以下 5—10km)存在规模不大的浅部岩浆房。

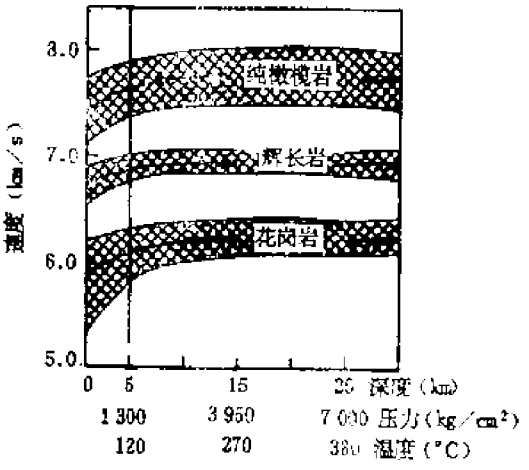


图 4.6　地震纵波传播速度
(Ovchinnikov, 1970)

第二节　含矿花岗岩浆的浅部分异作用

总结上述讨论的几个方面，可以认为花岗岩类复式岩体，花岗岩类及有关的热液矿床，花岗岩类多期复式岩体及有关的热液矿床不是花岗岩浆深部分异作用的产物，而是

含矿花岗岩浆浅部分异作用的产物。含矿花岗岩浆的浅部分异作用（孟良义，1992）可以归结如下：

地球形成的初期，主要通过沉积分异作用使形成原始地壳的物质发生分异，轻微富集这种或那种成矿元素，于是在地壳不同地区形成了各种成矿元素的相对轻微富集区——不同成矿元素轻微富集的矿源层(地壳层状岩石的一部分)，以后在巨厚的后续岩层覆盖下，就成为深部矿源层。地表15km以下的深部矿源层[1]在一定的温度(600—700℃)、压力(大于2kbar)和挥发分参与下可以部分熔融形成花岗岩类岩浆，它并不在生成的原地聚积形成规模巨大的岩浆房(或全球性的深部岩浆源)，而是由因密度差产生的浮力或随着构造运动向上运移到地壳浅部(地表以下5—10km)，逐渐聚积形成规模不大的浅部岩浆房。在浅部岩浆房中的花岗岩浆，进行着充分的液态分异作用，分异过程中形成：1）相对富含钙、镁、铁的花岗岩浆；2）相对较富含钙、镁、铁的花岗岩浆；3）相对较富含硅、钾、钠及挥发分的花岗岩浆；4）相对富含硅、钾、钠及挥发分的花岗岩浆。

岩浆中成岩元素的分异也控制着成矿元素的分异，促使各种成矿元素分别富集于以

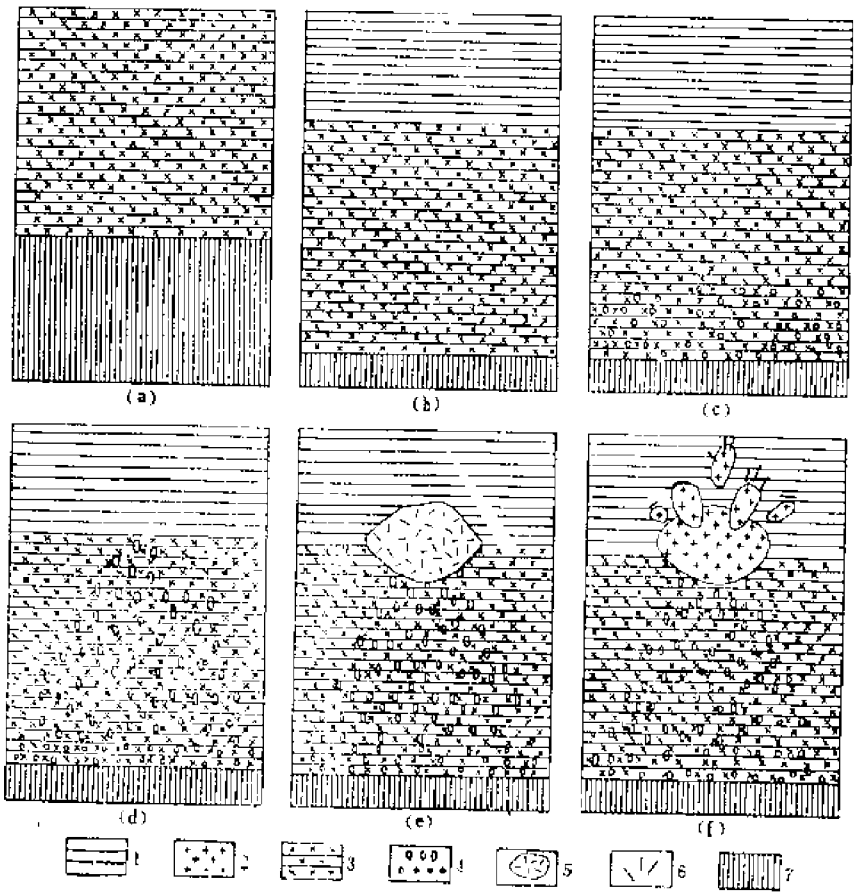


图 4.7　含矿花岗岩浆浅部分异作用模式

（孟良义，1992）

(a) 矿源层形成　(b) 深部矿源层　(c) 深部矿源层部分熔融　(d) 含矿花岗岩浆从深部向浅部运移　(e) 含矿花岗岩浆聚积形成浅部岩浆房　(f) 含矿花岗岩浆浅部分异作用形成花岗岩类多期复式岩体及其有关热液矿床

1. 沉积岩　2. 钾质花岗岩　3. 矿源层（地壳深部物质）　4. 部分熔融形成的岩浆

5. 浅部岩浆房　6. 矿体　7. 原始地壳物质

1）当讨论花岗岩类多期复式岩体及其有关的热液矿床时，用深部矿源层一词；如讨论花岗岩类复式岩体，则用地壳深部物质概念。

上几种不同的岩浆中。这样，在浅部岩浆分异过程中，成矿元素得到进一步的富集。浅部岩浆房中经过充分分异形成的各种含矿岩浆，先后从岩浆房中分出，加上岩浆房中残留的岩浆（较基性、先冷凝结晶形成的早期岩基或大岩株）共同形成：1）以W、Sn为主的花岗岩类多期复式岩体；2）以Cu、Fe、Au、Pb、Zn为主的花岗岩类多期复式岩体；3）以Cu、Mo为主的斑岩多期复式岩体；4）以稀有金属为主的花岗岩多期复式岩体；5）以稀有金属花岗伟晶岩为主的多期复式岩体。

究竟从浅部岩浆房中分出的是哪一种含矿岩浆？形成哪一种含矿复式岩体？这要取决于含有不同成矿元素的矿源层以及分出的含矿岩浆所处的深度。如轻微富集钨、锡、铋、钼的深部矿源层，形成以W、Sn、Bi、Mo为主的花岗岩类多期复式岩体；又如轻微富集稀有金属的深部矿源层，当分出的含矿岩浆所处部位较浅，可形成以稀有金属为主的花岗岩类多期复式岩体，而当分出的含矿岩浆所处部位较深，则可形成以稀有金属花岗伟晶岩为主的多期复式岩体（图4.7）。

第五章　花岗岩及其与有关矿床的关系

第一节　引　　言

花岗岩与有关的矿床在空间上紧密共生，这已是众所周知的事实，但两者之间的关系，即花岗岩仅仅作为一种热源，含矿热液来自围岩和地下水，还是含矿热液来自含矿花岗岩浆？后者还可进一步讨论含矿热液是在岩浆冷凝形成岩体过程中分出，还是含矿热液从地壳深部岩浆房中分出？这些都有很大的争论，试从以下几个方面加以讨论。

第二节　讨　　论

一、野外地质依据

(1) 与花岗岩类有关的矿床一般分布于岩体的顶部、边部、上部及岩体内外接触带，这说明了花岗岩类与矿床之间密切的关系。

(2) 多期复式花岗岩类岩体可伴随有多次矿化。但矿化种类可不一样。

例 1.　西华山复式花岗岩体。该复式岩体具有四期岩浆活动(吴永乐等，1987)。与第一期斑状中粒黑云母花岗岩有关，形成钨、钼（铋）矿化；与第二期中粒黑云母花岗岩有关，形成钨（钼、铋、铍）矿化；与第三期斑状中细粒黑云母花岗岩有关，形成钨、铍、钼（铜）矿化；与第四期斑状细粒花岗岩有关，形成钨、锡（铜、铅）矿化（表 5.1）。

表 5.1　岩浆活动与矿化

(吴永乐等，1987)

成矿岩体	成矿期次	成矿阶段	矿脉类型	主要矿物组合	黑钨矿		蚀变	主要矿化
					MnO/FeO	Nb_2O_5/Ta_2O_5		
γ_5^{5-1}	第四次热液成矿期	(1)黑钨矿、锡石矿化阶段 (2)硫化物阶段 (3)碳酸盐阶段	含黑钨矿(锡石)、硫化物石英脉	黑钨矿、黄锡矿、黄铁矿、锡石、闪锌矿	1.30	3.10	硅化云英岩化	W、Sn (Cu、Pb)

续表 5.1

成矿岩体	成矿期次	成矿阶段	矿脉类型	主要矿物组合	黑钨矿		蚀变	主要矿化
					MnO/FeO	Nb_2O_5/Ta_2O_5		
γ_5^{2-3}	第三次气化热液成矿期	(1)黑钨矿、辉钼矿成矿阶段；(2)黑钨矿、绿柱石成矿阶段；(3)硫化物、碳酸盐阶段；	辉钼矿、绿柱石、黑钨矿-石英脉	黑钨矿、绿柱石、辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、萤石	0.23	4.9	云英岩化(钾长石化)	W、Be、Mo(Cu)
γ_5^{2-2}	第二次气化热液成矿期	(1)辉钼矿、绿柱石矿化阶段 (2)黑钨矿成矿阶段 (3)硫化物阶段 (4)碳酸盐阶段	黑钨矿-长石-石英脉	黑钨矿、辉铋矿、辉钼矿、白钨矿、绿柱石、黄铁矿、黄铜矿、锡石	0.79	5.0	云英岩化 硅化 钾长石化	W(Mo、Bi、Be)
γ_5^{2-1}	第一次热液成矿期	(1)黑钨矿、辉钼矿矿化阶段 (2)硫化物、碳酸盐阶段	辉钼矿、黑钨矿-石英脉	黑钨矿、辉钼矿、自然铋、辉铋矿、辉砂、黄铁矿、方解石、日光榴石	0.90	4.4	云英岩化	W、Mo(Bi)

例 2．柿竹园钨多金属矿床。该矿床具有四期岩浆活动（王昌烈等，1987）。与第一期细粒斑状黑云母花岗岩有关，形成钨、锡、钼、铋矿化；与第二期黑云母花岗岩有关的矿化最佳，形成钨、锡、钼、铋矿化；与第三期细粒黑云母花岗岩有关，形成锡矿化；与第四期花岗斑岩及石英斑岩有关的矿化为铅、锌（表 5.2）。

以上两个例子明显地表现了岩体与矿化的密切关系，表明含矿热液来自岩体，而不是来自深部岩浆房，也不是来自围岩。如果不是按上述那样认识，而从深部分异作用的观点出发，则应是岩浆→热液→岩浆→热液→岩浆→热液交替地从深部岩浆房中分出。这就提出了在地壳深部温度、压力不变的条件下，为什么深部岩浆房中的岩浆能分成热液和岩浆两部分，而且每次都是岩浆先分出，然后是热液的分出。若再进一步假定，深部岩浆房中的岩浆能分成两部分，那末由于热液具有比岩浆更大的活动性、更高的内压力，理应先分出热液，尔后才分出岩浆。以上分析与目前已有的事实及实例恰好相反。此外，岩浆→热液→岩浆→热液→岩浆→热液反复交替地分出的机理也是无从解释的。如果从围岩提供成矿物质的观点出发，则在相同的围岩条件下，与每期岩浆活动有关的矿化种类应该是一样的。事实上，上述例子正好与此相反，与每期岩浆活动有关的矿化种类可以不一样。

表 5.2　岩浆活动与矿化

（王昌烈等，1987）

岩浆活动	成矿期		成矿阶段		主要岩石(矿石)	矿化	蚀变	成矿温度(°C)
γ_5^{2-1}	一	夕卡岩期	1	夕卡岩钨、锡、钼、铋矿化阶段	符山石-石榴子石夕卡岩、辉石-石榴子石夕卡岩、角闪石-石榴子石夕卡岩	白钨矿、辉钼矿、辉铋矿和锡石矿化	夕卡岩化、萤石化、角闪石化、绿帘石化	800—650
	二	云英岩期	2		石英-白云母云英岩	弱黑钨矿和锡石矿化	云英岩化	
	三	伟晶岩期	3		似伟晶岩	弱黑钨矿、辉钼矿、辉铋矿、锡石和铍矿化	钾化、钠化、云英岩化	
γ_5^{2-2}	四	夕卡岩期	4	早夕卡岩阶段	石榴子石夕卡岩、符山石-石榴子石夕卡岩、透辉石-石榴子石夕卡岩、硅灰石-符山石夕卡岩	弱白钨矿和锡石矿化	夕卡岩化	651、552、446
			5	晚夕卡岩萤石钨、铋矿化阶段	角闪石-石榴子石夕卡岩、绿帘石-辉石-石榴子石夕卡岩	强白钨矿和辉铋矿化，其次有辉钼矿、锡石和磁铁矿矿化	萤石化、角闪石化、绿帘石化等	
	五	云英岩期	6	黑鳞云母、黄玉、石英岩钨、锡、钼、铋矿化阶段	富石英云英岩、石英-黄玉云英岩、石英-白云母云英岩、黑鳞云母-黄玉-石英云英岩	强黑(白)钨矿化、辉钼矿、辉铋矿和锡石矿化，另有弱的铍矿化	云英岩化、萤石化	
			7	含钨石英脉、长石石英脉阶段	含黑钨(白钨)石英脉、长石-石英脉	黑(白)钨矿、辉钼矿、辉铋矿及弱的铍矿化	萤石化	
	六	脉状夕卡岩期	8	石榴子石夕卡岩钨、锡、钼、铋矿化阶段	符山石-石榴子石夕卡岩	白钨矿、辉钼矿和辉铋矿矿化	夕卡岩化、萤石化	
	七	硫化物期	9	锡石、磁黄铁矿、闪锌矿矿化阶段	锡石-磁黄铁矿-铁闪锌矿矿石、黄铁矿矿石	锡石、磁黄铁矿、铁闪锌矿和黄铁矿矿化	硅化、绿泥石化等	265
			10	黄铁矿、铅锌矿矿化阶段	黄铁矿-铅锌矿矿石	黄铁矿、方铅矿和闪锌矿矿化	硅化、铁锰碳酸盐化	167
γ_5^{2-3}	八	脉状云英岩期	11		石英-白云母云英岩	弱的锡石矿化	云英岩化	
	九	夕卡岩期	12	早夕卡岩阶段	石榴子石夕卡岩		夕卡岩化	
γ_5^{2-4}	十	硫化物期	13	磁黄铁矿、铁闪锌矿矿化阶段	磁黄铁矿-铁闪锌矿矿石	磁黄铁矿和铁闪锌矿矿化，其次有锡、铜矿化	硅化	
			14	黄铁矿、铅锌矿矿化阶段	黄铁矿-铅锌矿矿石	黄铁矿、方铅矿和闪锌矿矿化	绿泥石化等	

二、蚀变、矿化等的空间分布

蚀变、矿化、温度、同位素组成、微量元素等在空间上围绕岩体呈现带状分布。

1．蚀变分带

斑岩铜矿具有明显的水平和垂直的蚀变分带，由岩体内部向外依次出现：

钾化带—石英-绢云母化带—粘土化带—青盘岩化带

富家坞斑岩铜矿床由内向外依次是（图5.1）：

伊利石-钠长石化带—钾长石化带—石英-绢云母化带—

水云母-伊利石化带—绿泥石化带

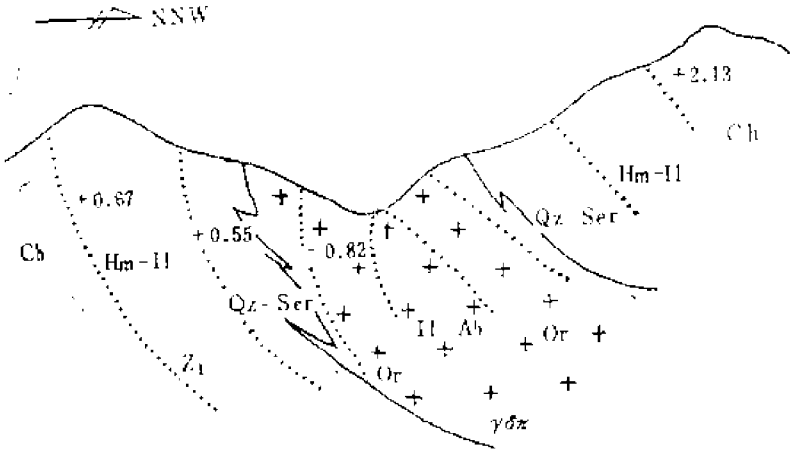


图5.1 富家坞矿区蚀变带及硫同位素组成变异图

（郭文魁等，1979）

Z_1．早震旦世浅变质岩 Il-Ab．伊利石-钠长石化带 Qz-Ser．石英-绢云母化带 Ch．绿泥石化带 $\gamma\delta\pi$．花岗闪长斑岩 Or．钾长石化带 Hm-Il．水云母-伊利石化带 +2.13．$\delta^{34}S$平均值（‰）

2．稀有金属花岗岩蚀变分带

稀有金属花岗岩由岩体中心向外出现：

微斜长石化带—钠长石化带—云英岩化带

3．硫同位素分带

硫同位素组成由岩体内部向外其$\delta^{34}S$值逐渐递增，富家坞斑岩铜矿床中黄铁矿的$\delta^{34}S$值，由岩体内部向外为－0.82‰—＋0.55‰—＋0.67‰—＋2.13‰（图5.1）。

4．微量元素分带

新桥铜矿中铁、铜、铅、锌、硫围绕石英闪

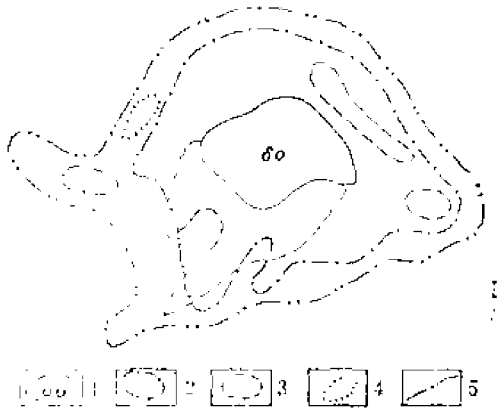


图5.2 新桥铜矿铁、铜、铅、锌、硫平面分布投影图

（陈伯林，1980）

1．石英闪长岩 2．铜矿界线 3．磁铁矿界线 4．铅锌矿界线 5．黄铁矿界线

长岩体在空间呈现带状分布(图 5.2)。

5. 铜含量的趋势面分析

安徽某花岗闪长岩体磁铁矿副矿物中铜含量的七次趋势面表明，铜主要朝三个方向富集，它们正是岩体周围矿化比较集中的三个地段（图 5.3）。

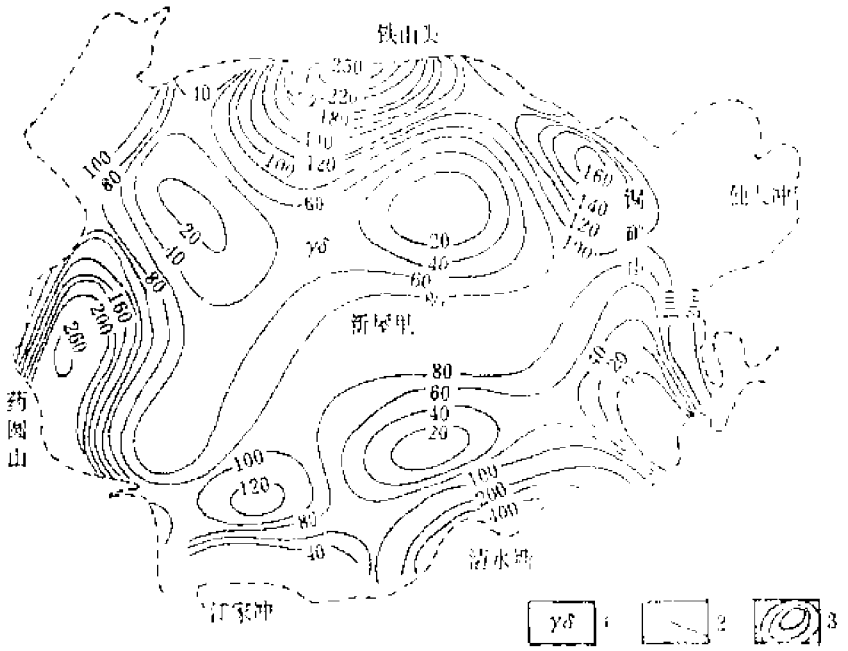


图 5.3 安徽某花岗闪长岩体磁铁矿中铜含量的七次趋势面
(郭文魁等，1979)
1. 花岗闪长岩 2. 岩体边界线 3. 铜的含量 (ppm)

6. 江西武山铜矿床的带状分布

江西武山铜矿床，它由夕卡岩型矿床和块状硫化物型矿床组成(图 5.4)。夕卡岩型矿床主要分布于花岗闪长斑岩与围岩之间的接触带，在空间上呈环带状分布（图 5.5），而块状硫化物型矿床则分布于岩体的北端。其微量元素比值，从原生晕元素对线金属量比值(表 5.3) 可见到，由花岗闪长斑岩、夕卡岩型矿床至块状硫化物型矿床各比值逐步增大，具有明显的规律性（许绍文等，1985），其主要矿物的形成温度（孟良义等，1983）(图 5.6) 及硫同位素组成（孟良义等，1982）(图 5.7) 皆是围绕花岗闪长斑岩呈现规律性的分布。

蚀变、矿化、温度、同位素组成、微量元素等在空间上围绕岩体如此有规律的分布，是说明含矿热液来自岩体的最好佐证。

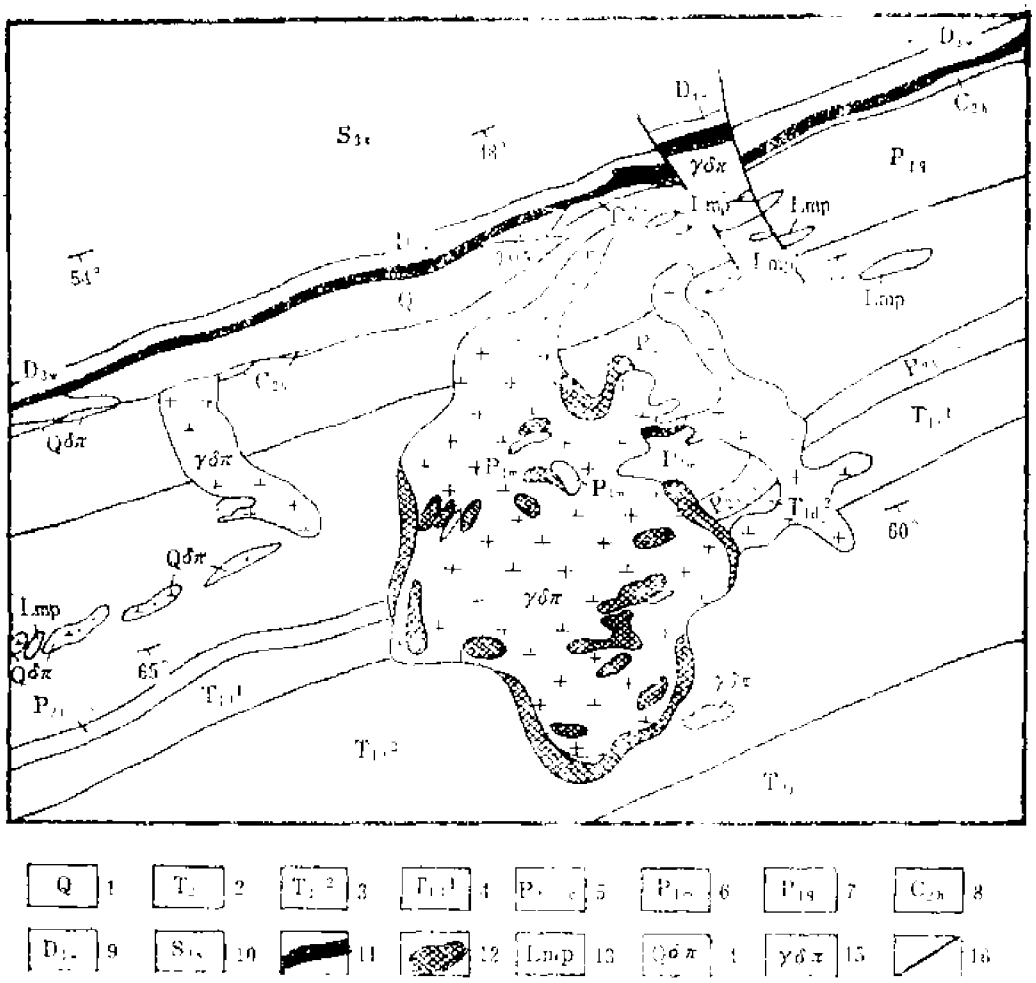


图 5.1 武山铜矿床地质简图

(许绍文等, 1985)

1. 第四系 2. 中三叠世嘉陵江组 3,4. 早三叠世大冶组 5. 晚二叠世龙潭-长兴组 6. 二叠纪茅口组 7. 早二叠世栖霞组 8. 中石炭世黄龙组 9. 晚泥盆世五通组 10. 晚志留世西坑组 11. 块状硫化物型矿体 12. 夕卡岩型矿体 13. 灰岩 14. 石英闪长玢岩 15. 花岗闪长斑岩 16. 断层

表 5.3 各元素对线金属量比值

元素对 / 类型	Pb / Ni	Pb Zn / Ni Co	Pb Cu / Ni Co	Pb Zn Ag / Ni Co Mo	Pb Zn Cu / Ni Co Mo
花岗闪长斑岩	1.22	2.35	5.5×10	7.8×10^{-2}	9.2×10
夕卡岩型矿床	8.3	7.6×10	3×10^{3}	2.84	3.6×10^{3}
块状硫化物型矿床	206.6	1.9×10^{3}	2.7×10^{4}	6×10^{4}	6.5×10^{5}

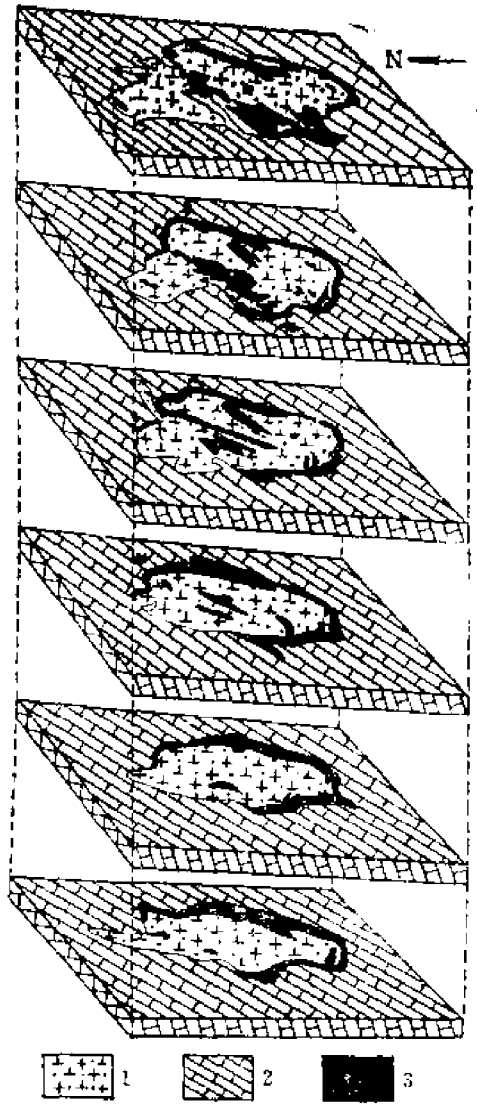


图 5.5 武山夕卡岩型矿体立体图
1. 花岗闪长斑岩 2. 石灰岩 3. 夕卡岩矿体

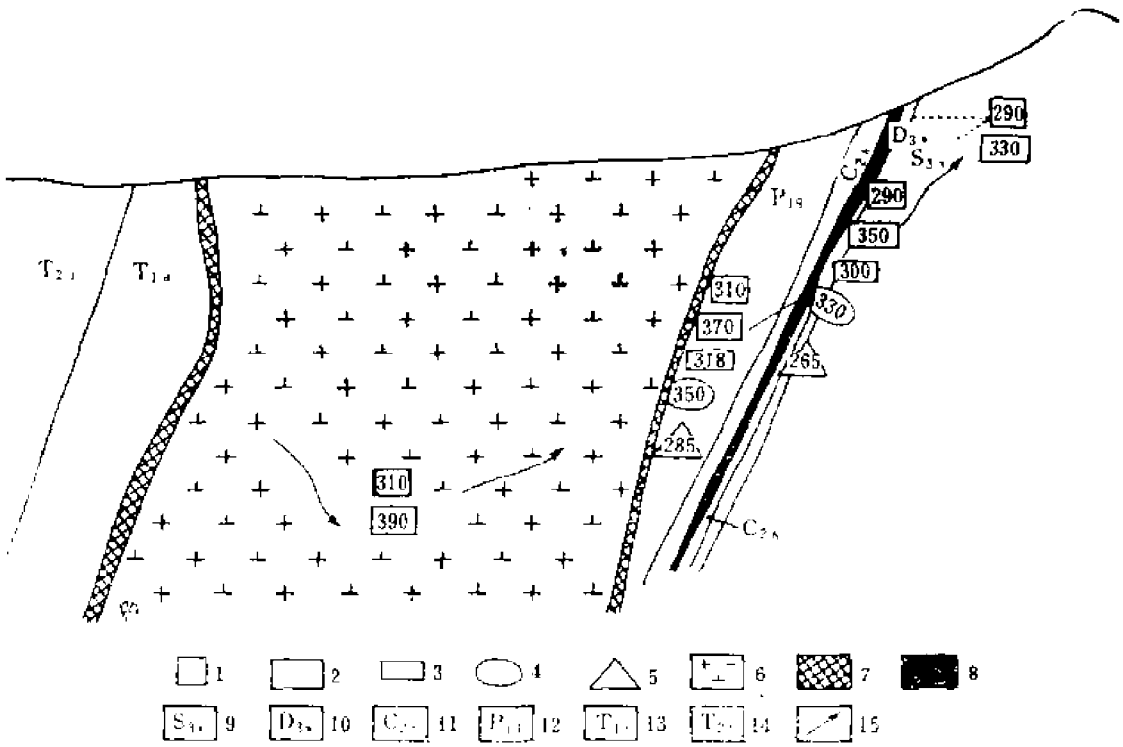


图 5.6 武山不同类型矿床、岩石中主要矿物形成温度变化图
(孟庆义等, 1983)
1. 细粒黄铁矿 2. 中粗粒黄铁矿 3. 黄铜矿 4. 石英 5. 闪锌矿 6. 花岗闪长斑岩 7. 夕卡岩型矿体 8. 块状硫化物型矿体 9. 纱帽组 10. 晚泥盆世五通组 11. 黄龙组 12. 船窝组 13. 大冶组 14. 嘉陵江组 15. 矿液运移方向 图中数字为温度 (°C)

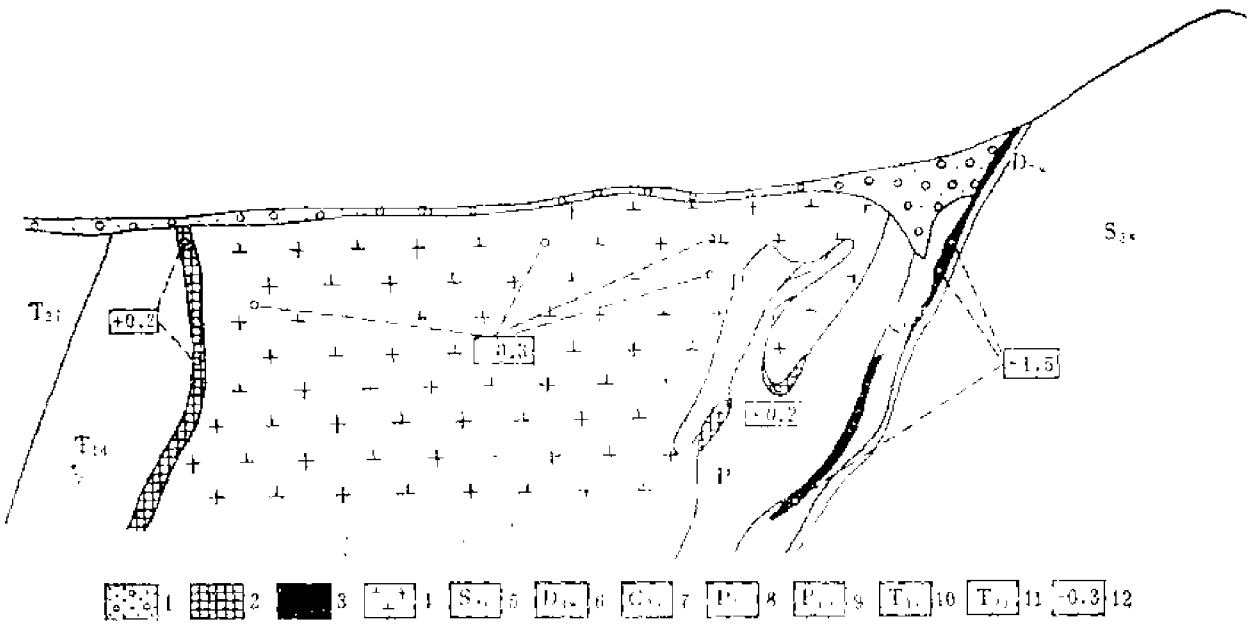


图 5.7　武山 40 线硫同位素组成变异图

（孟良义等，1982）

1．第四系　2．夕卡岩型矿体　3．块状硫化物型矿体　4．花岗闪长斑岩　5．晚志留世西坑组　6．晚泥盆世五通组　7．中石炭世黄龙组　8．早二叠世栖霞组　9．早二叠世茅口组　10．早三叠世大冶组　11．中三叠世嘉陵江组　12．硫同位素值（‰）

三、热液矿床原生晕的分带序列

A.A.Беус等（1967）研究了数十个热液矿床原生晕，排出如下指示元素的典型综合分带序列：

Ba—(Sb，As，Hg)—Cd—Ag—Pb—Zn—Cu—Bi—Ni—Co—Mo—U—Sn—Be—W

江西武山夕卡岩型矿床的原生晕分带序列为：

F—Zn—Pb—As—Hg—Bi—Ag—Cu—Co—Ni—W—Sn—Mo—Mn

江西武山块状硫化物型矿床的原生晕分带序列为：

Pb—(Hg，Zn)—Mn—As—Ag—Cu—Bi—(Co，Ni)—(W，Mo)—Sn

江西城门山斑岩型矿床的原生晕分带序列为：

Mn—Zn—Pb—Ag—Cu—Mo—W—Sn

以上江西武山、城门山矿床原生晕分带规律与 A.A.Беус等（1967）研究的原生晕分带规律基本相似，即序列前部由 Hg、Pb、Zn、As 等活动性较大元素，中部为 Cu、Ag、Bi、Co、Ni 等活动性较差元素，后部则由 Mo、Sn、W 等活动性最小的元素所组成，我国与花岗岩浆有关的其它热液矿床也有如此的规律。因此，热液矿床原生晕分带规律的基本相似性，是表明含矿热液来自岩体的一个很好依据。

四、构　　造

一般认为，一、二级构造控制岩浆活动和成矿带，这种构造称为导矿构造；二、三

级构造控制较小规模的矿带或矿田的分布；四、五级构造控制矿床或矿体的分布，这种构造称为容矿构造。这就是说，级别不等的构造断裂在控制岩浆活动、矿床分布方面所起的作用是不一样的。

在一、二级构造断裂中，包括了较多的次一级的，即二、三级的构造断裂；在二、三级构造断裂中，包括了更多的次一级的，即四、五级的构造断裂。这样，在一个一、二级的区域性大断裂中可包括无数个最低级，即四、五级的构造断裂。试想从地壳深部岩浆源中分出的含矿热液（这种含矿热液往往又被认为是可以多次活动的）通过宽可达几公里、几十公里，甚至几百公里的一、二级区域性深大断裂，又经过 20—30km 长距离的运移，为什么会在无数个最低级构造断裂中，恰恰只选择其中的某一个容矿构造，围绕岩体发生有规律的沉淀，形成带状分布的矿床，这是难以想象的。况且愈来愈多的学者认为，岩浆侵位引起的主动构造，对控矿起了主要作用，而这种构造与上述讨论的区域性构造完全不同，它们之间没有任何联系。例如，内蒙古金厂沟梁含金石英脉赋存于由岩浆岩侵位引起的放射性构造内。

五、含矿热液从岩浆中的分出

含矿热液从岩浆中分出的前提是：

(1) 温度的降低：随着温度的下降，岩浆内造岩硅酸盐矿物开始晶出，在其大量晶出之后，残余岩浆中包括水在内的挥发分含量相对增加，从而引起内部压力的增大。当岩浆内部压力大于围压时，挥发分就会从岩浆内分离出来。

(2) 压力的降低：当围压降低时，岩浆内部压力大于围压，挥发分就要从岩浆内分离出来。温度和压力的降低都是在岩浆侵入到地壳上部后才能发生的，也就是说，含矿热液只能从岩体冷凝过程中分出；反之，在地壳深部温度和压力不变的条件下，含矿热液不可能从岩浆中分出。同时，我们在“含矿花岗岩浆的浅部分异作用”一章中已讨论了在地壳深部不可能存在无边无际的岩浆房，因此，要从“深部岩浆房”中源源不断地分出热液或交替地分出岩浆与热液是不可能的。

六、成矿模式

成矿模式主要是用图表形式表示矿床的形成过程，它反映了现阶段人们对矿床的认识水平。为大家熟知的成矿模式有：

1. 斑岩铜矿蚀变模式（图 5.8）；
2. 斑岩铜矿矿化模式（图 5.9）；
3. 斑岩铜矿理想模式（图 5.10）；
4. 不同围岩中的斑岩铜矿模式（图 5.11、图 5.12）；
5. 斑岩铜（钼）矿蚀变模式（图 5.13）；
6. 圣马纽埃-卡拉马祖斑岩矿床地球化学模式（图 5.14）；
7. 黑矿蚀变模式（图 5.15）；
8. 内蒙古白乃庙斑岩铜矿成矿模式（图 5.16）；

9. 玢岩铁矿理想模式（图 5.17）；
10. 伟晶岩成矿模式（图 5.18）；
11. 云英岩分带模式（图 5.19）；
12. 钨矿床矿化蚀变分带模式（图 5.20）。

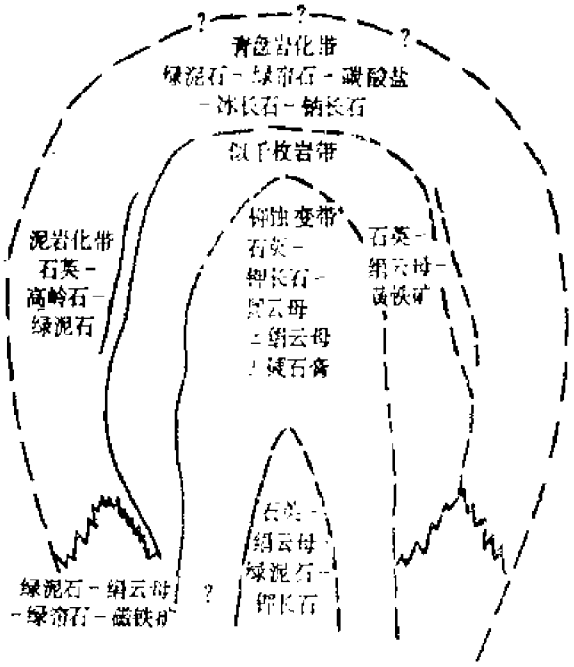


图 5.8 斑岩铜矿蚀变模式
(Lowell *et al.*, 1970)

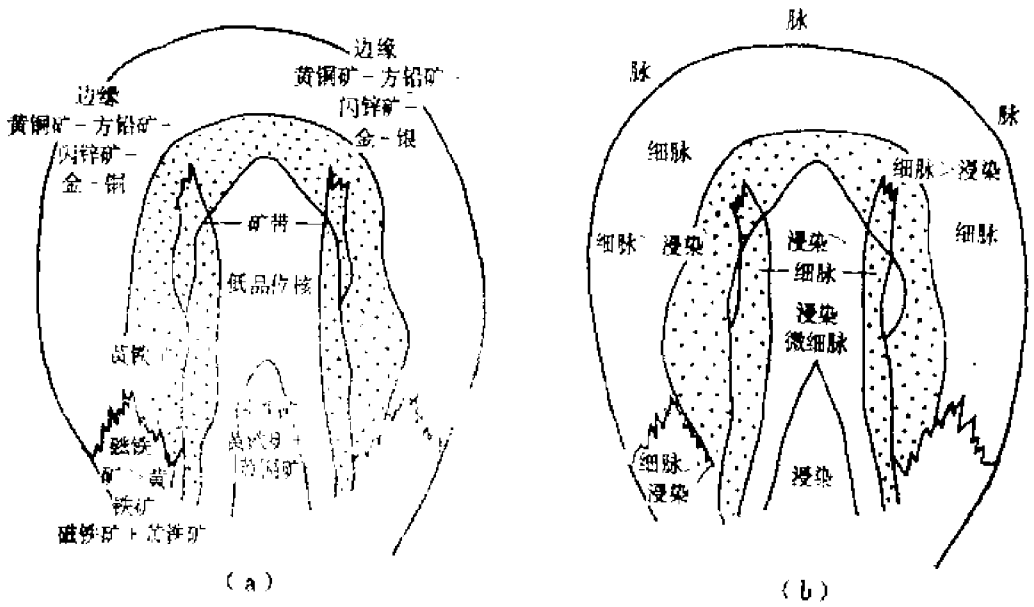


图 5.9 斑岩铜矿矿化模式
(Lowell *et al.*, 1970)
(a) 矿化分带略图 (b) 硫化物组构分带略图

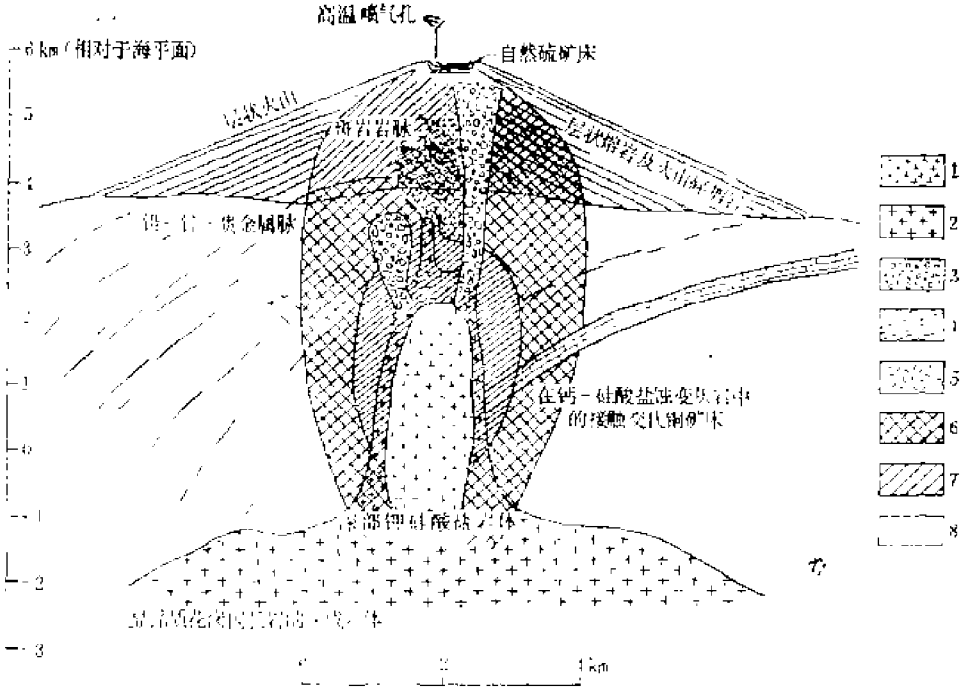


图 5.10　典型的简单斑岩铜矿理想模式

(Sillitoe, 1973)

图中表示矿床界于深成环境与火山环境之间的位置垂直大小和水平大小仅系近似值

1. 斑岩岩株　2. 显晶质花岗闪长岩　3. 热液侵入角砾岩　4. 灰岩岩层　5. 硅化及泥化　6. 青盘岩化　7. 绢云母化　8. 钾硅酸盐

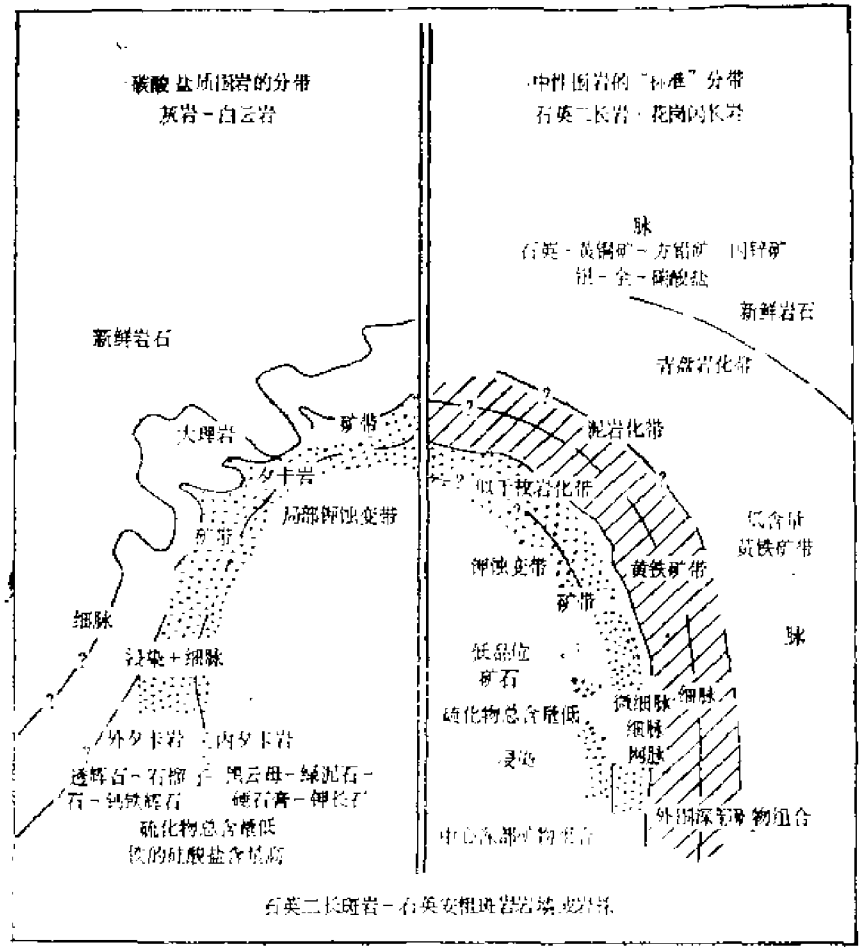


图 5.11　斑岩铜矿碳酸盐质围岩和中性围岩蚀变与矿化对比示意图

(Guilbert *et al*., 1974)

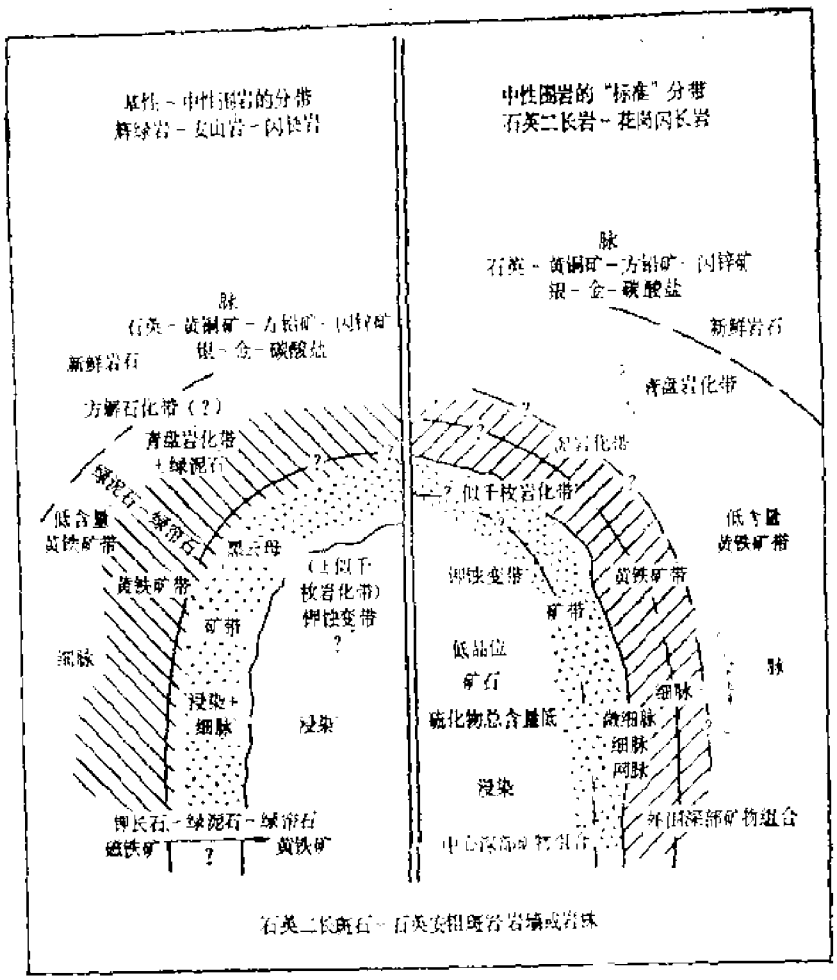


图 5.12　斑岩铜矿基性~中性围岩和中性围岩蚀变与矿化对比示意图
(Guilbert *et al*., 1.74)

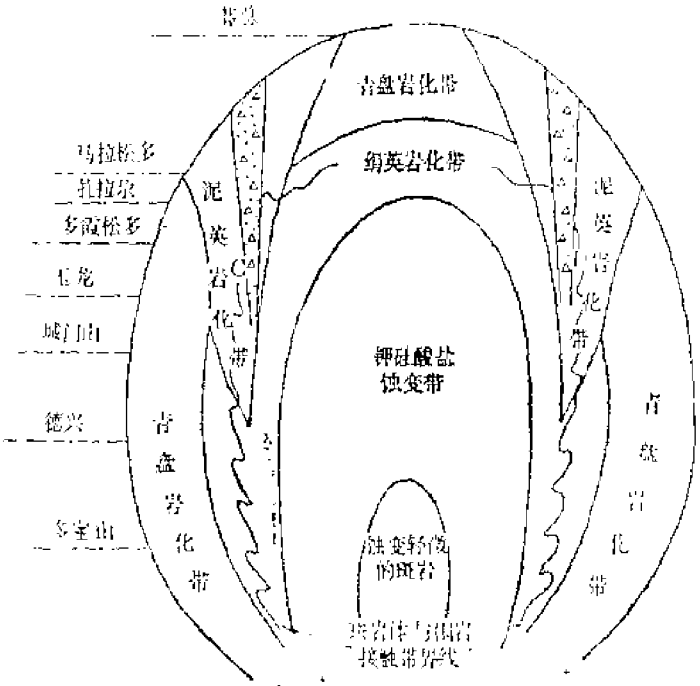


图 5.13　斑岩铜（钼）矿蚀变模式
(芮宗瑶等，1984)

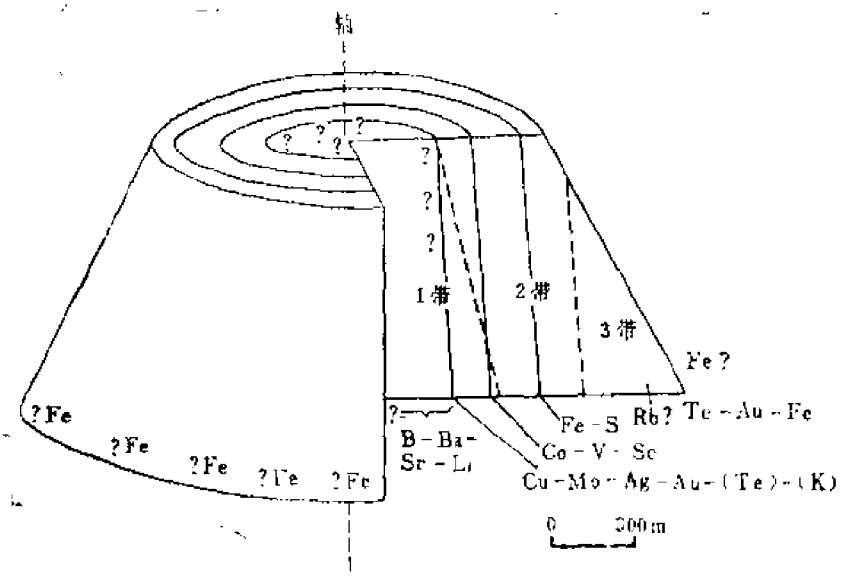


图 5.14 圣马纽诶-卡拉马祖斑岩矿床地球化学模式
(Edwards *et al.*,1986)
1 带。钾化带 2 带。似千枚岩化带 3 带。青盘岩化带

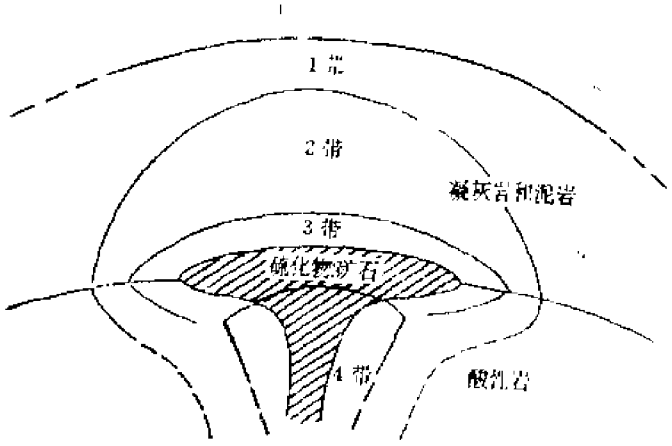


图 5.15 黑矿蚀变模式
(Edwards *et al.*,1986)
1 带。粘土化带 2 带。绢云母化带，含有绢云母-蒙脱石、铁镁绿泥石、钠长石、钾长石和石英
3 带。绢云母化带，含有绢云母-蒙脱石和镁绿泥石 4 带。石英-绢云母化带

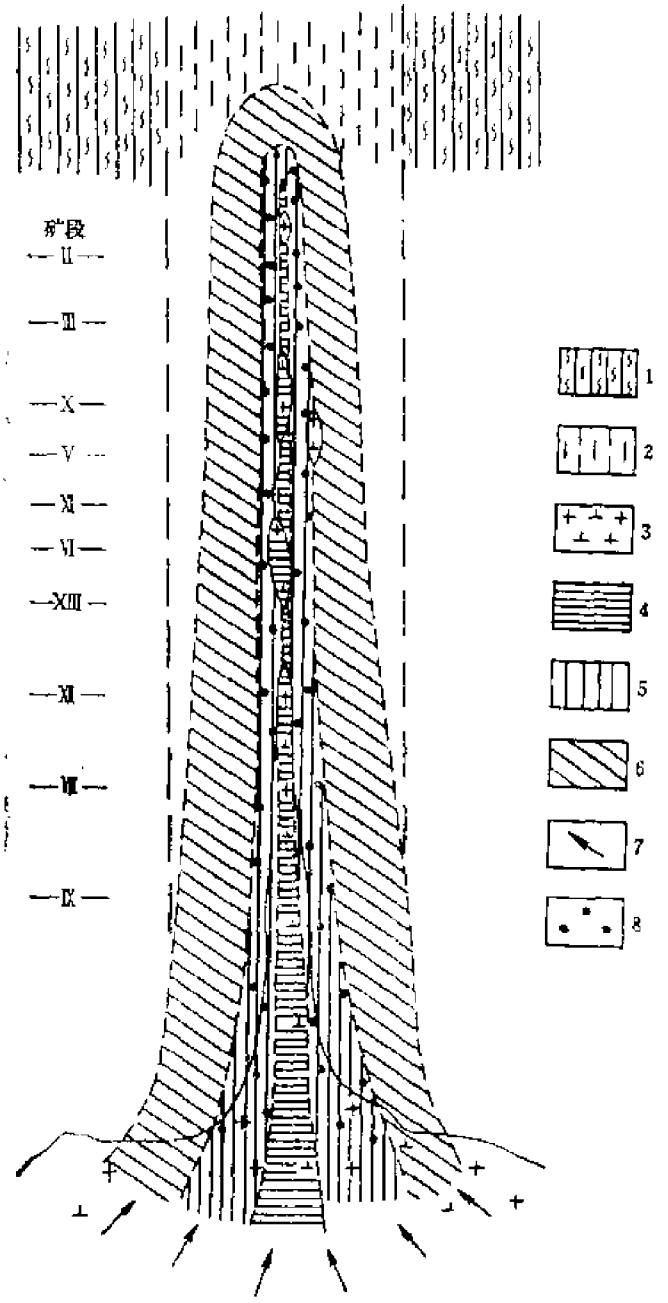


图 5.16　内蒙古白乃庙斑岩铜矿成矿模式

（孟良义，1992）

1．绿片岩　2．绿片岩中层间构造带　3．花岗闪长斑岩　4．钠化带　5．硅化带　6．青盘岩化带　7．矿液流动方向　8．铜矿化

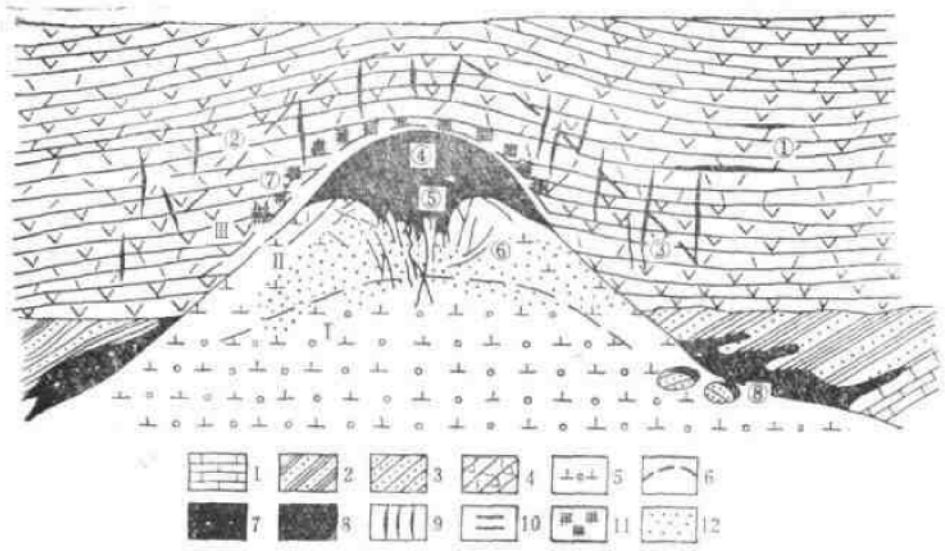


图 5.17　玢岩铁矿理想模式

1．青龙群石灰岩（T_{1-2}）　2．黄马青组砂页岩（T_3）　3．象山群砂岩（J_{1-2}）　4．龙王山、大王山两旋回火山岩（J_3/K_1）　5．辉长闪长玢岩-辉长闪长岩　6．蚀变分带界线　7．角砾岩化带及角砾状矿石　8．块状矿石　9．镜铁矿或磁铁矿脉　10．层状铁矿　11．黄铁矿化　12．浸染状磁铁矿化

①龙旗山式　②竹园山式　③龙虎山式　④梅山式　⑤凹山式　⑥陶村式　⑦向山式（黄铁矿）　⑧姑山式　凤凰山式

Ⅰ．下部浅色蚀变带　Ⅱ．中部深色蚀变带　Ⅲ．上部浅色蚀变带

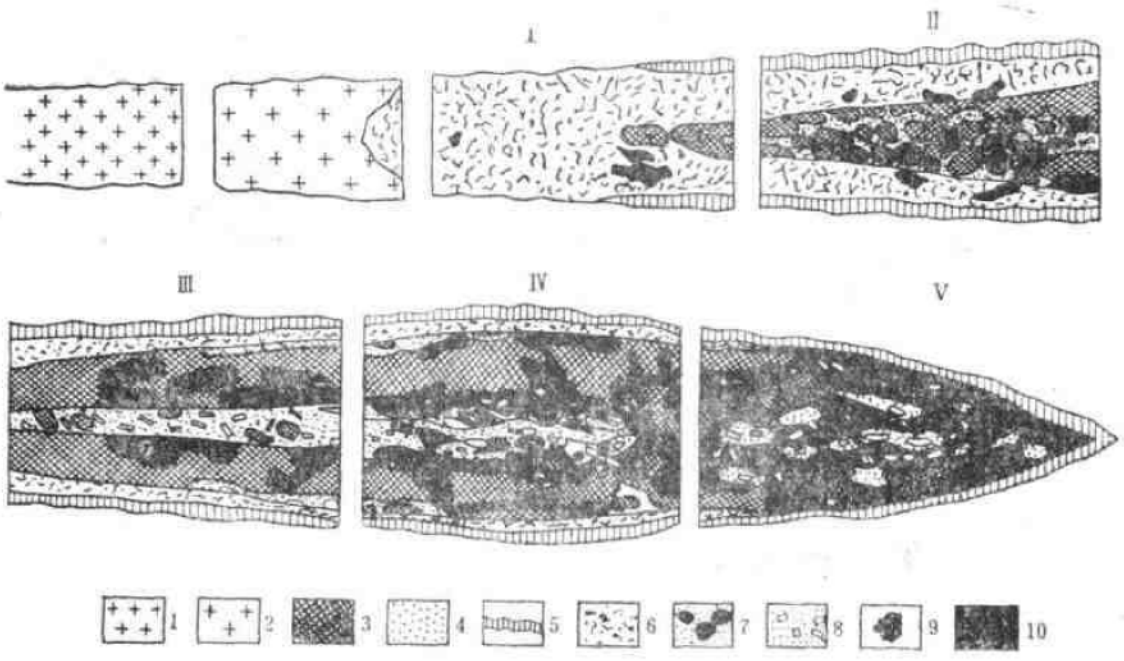


图 5.18　伟晶岩成矿模式

（Власов，1961）

Ⅰ．等粒或文象　Ⅱ．块状　Ⅲ．全分异　Ⅳ．稀有金属交代　Ⅴ．钠长石-锂辉石

1．花岗岩　2．似伟晶岩状花岗岩　3．微斜长石　4．石英　5．白云母-石英-长石带及白云母-石英-长石脉壁　6．文象和花岗岩结构的伟晶岩　7．块体带　8．单矿物微斜长石带　9．石英-锂辉石带　10．交代带和交代组合：钠长石、石英、白云母、微斜长石残留体、稀有金属矿物（锂云母、绿柱石、铯榴石、铌-钽酸盐、彩色电气石、锂辉石等）

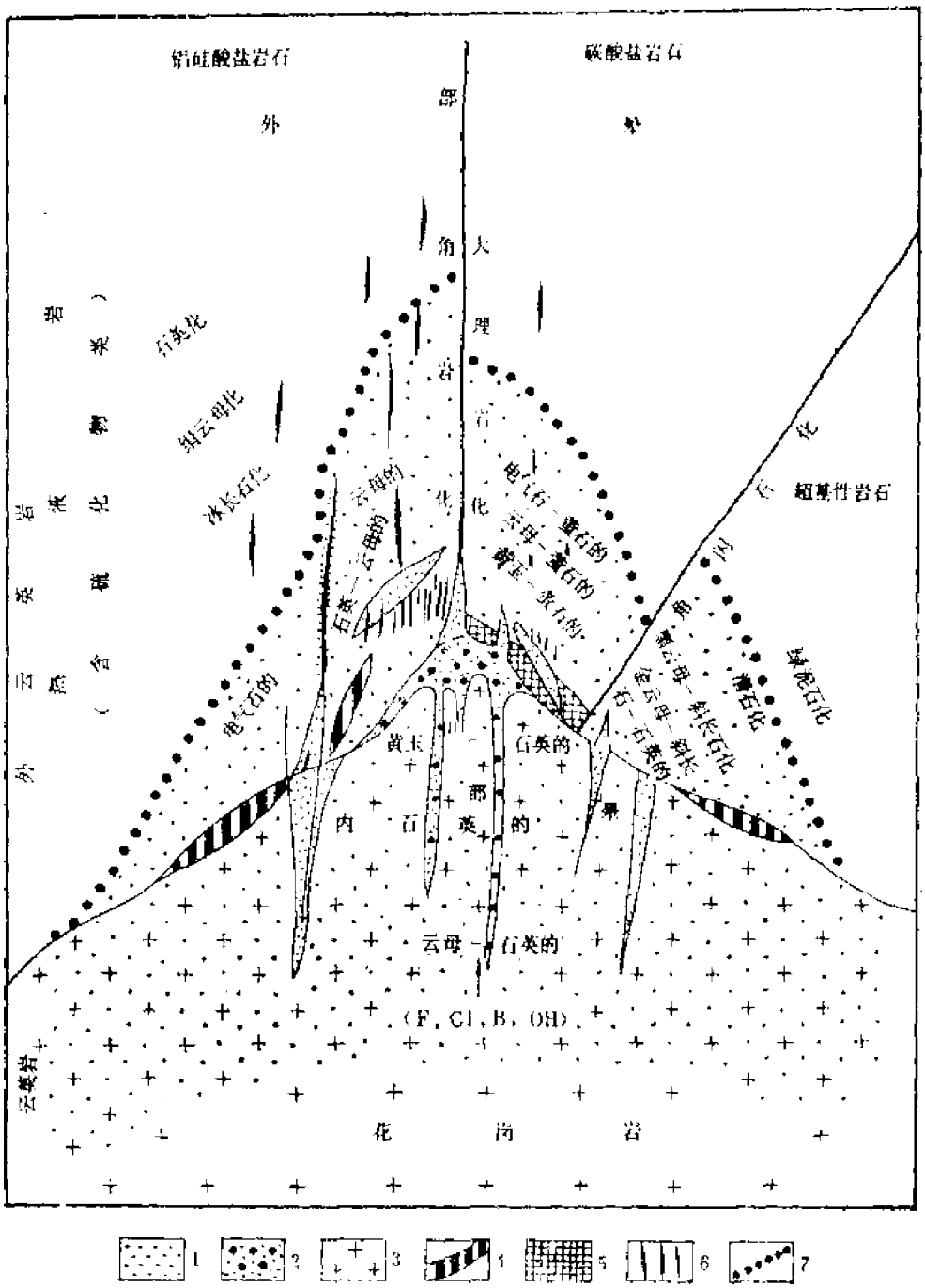


图 5.19　云英岩分带模式

(Смирнов, 1982)

1. 云英岩化岩石　2. 云英岩　3. 花岗岩　4. 伟晶岩　5. 夕卡岩　6. 石英脉和网脉　7. 云英岩的上界

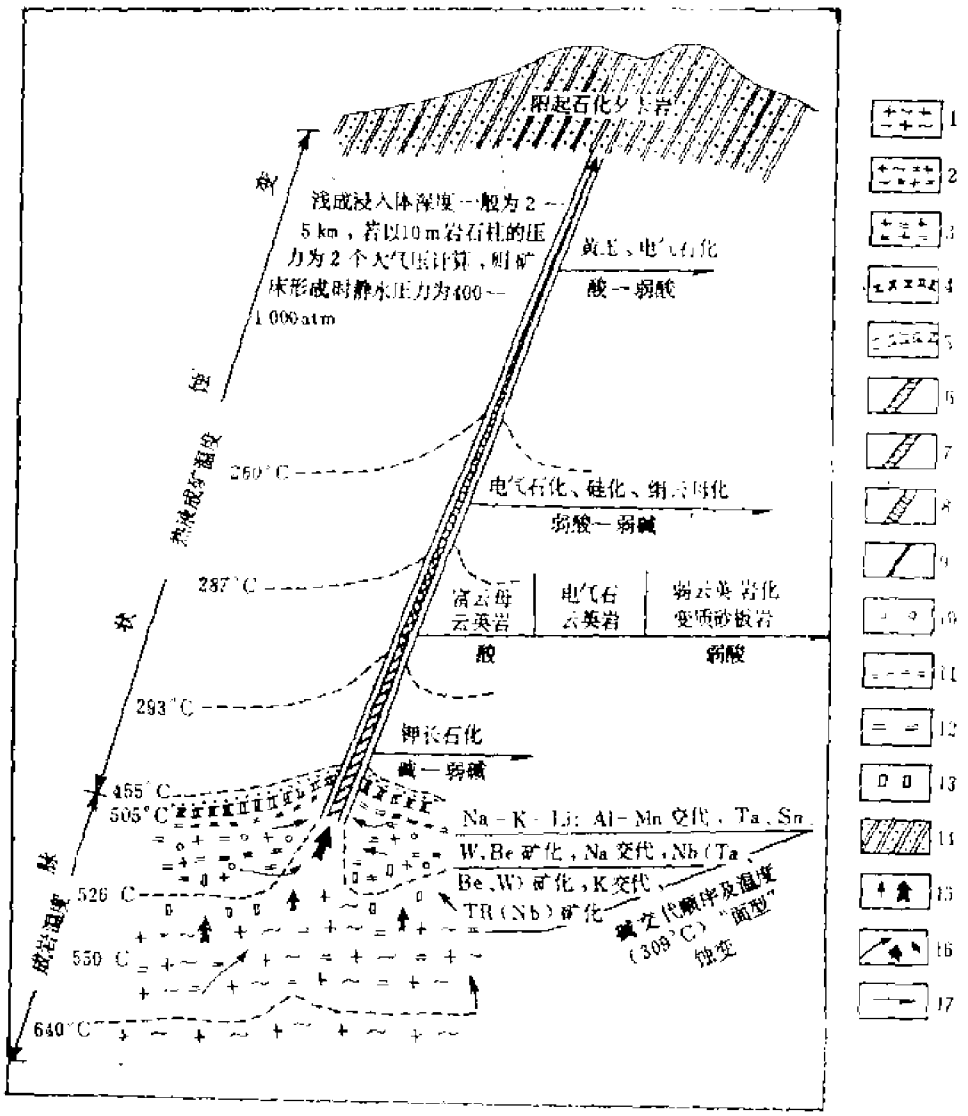


图 5.20　钨矿床矿化蚀变分带模式

（朱琰龄等，1981）

1．黑云母花岗岩　2．二云母花岗岩　3．白云母花岗岩　4．似伟晶岩长石石英壳　5．似伟晶岩石英壳　6．微斜长石-石英组合　7．绿柱石-石英组合　8．黑钨矿-石英组合　9．黄玉-电气石-石英-白云母组合　10．锰、铝石榴石化　11．白云母化　12．钠长石化　13．微斜长石化　14．含钙变质砂、板岩　15．岩浆晚期碱交代方向　16．岩浆期后热液进入裂隙方向　17．热液交代方向

这些成矿模式都表明，含矿热液是从岩浆冷凝形成岩体过程中分出，而不是从深部岩浆源中析出。

一些持岩浆热液和地下水混合形成热液矿床的学者所编的热液矿床形成示意图（图5.21、图5.22）也表明含矿热液来自冷凝的岩体。

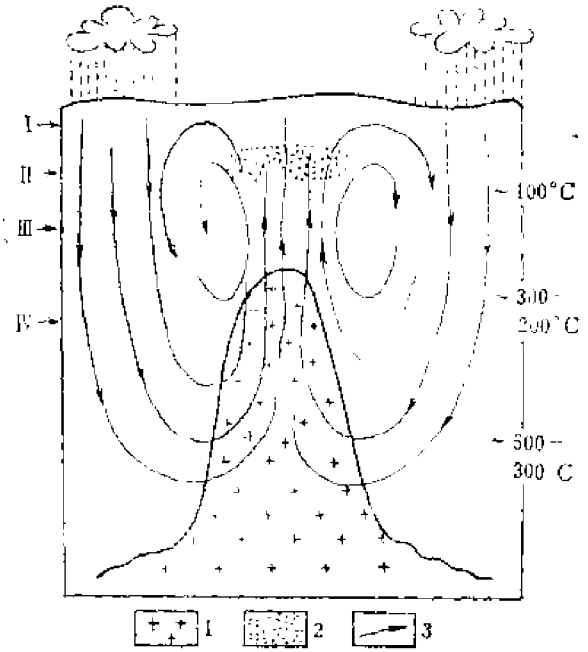


图 5.21　具有大气水参加的热液矿床形成示意图
(Смирнов, 1982)
Ⅰ. 大气水供给区　Ⅱ. 热液矿床形成区　Ⅲ. 循环区　Ⅳ. 岩浆水和大气水混合区
1. 岩株　2. 热液矿床形成带　3. 热液流动

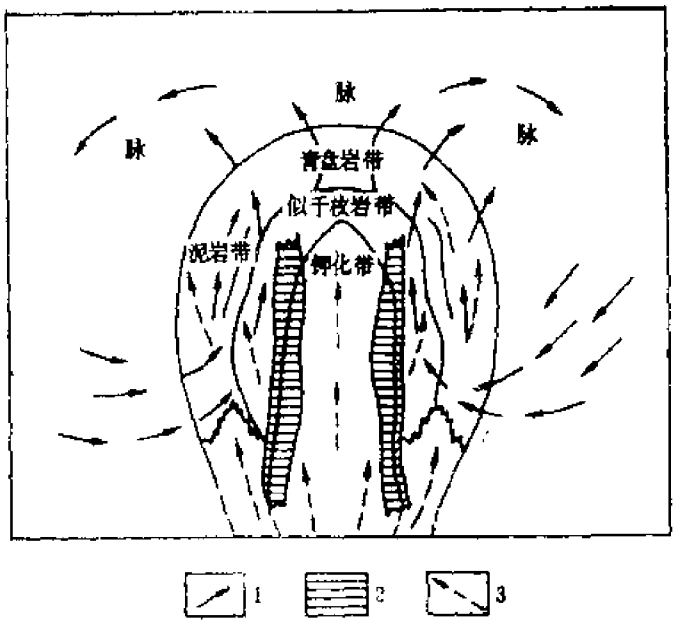


图 5.22　斑岩铜矿床形成示意图
(Jensen *et al.*, 1981)
1. 大气水　2. 壳状矿化带　3. 岩浆热液

七、晶体场理论

1978年，Feiss（1978）在Holland(1972)等的工作基础上，应用晶体场理论进一步探讨铜的分配规律，证明Cu^{2+}在花岗岩浆结晶过程中，逐渐富集于残余岩浆内，随着温度的下降，硅酸盐矿物的晶出，气水热液从岩浆中分出或残余岩浆转变成热液。于是Cu^{2+}也就转入热液。晶体场理论进一步说明了含矿热液是从岩浆冷凝形成岩体过程中分出。

八、成岩成矿实验

近20年来成岩成矿实验的进展，使我们有可能进一步深入探讨含矿热液从岩浆中分出的问题。

(1) 1962年G.C.Kennedy进行水与硅酸盐熔融体相互关系的实验，结果表明，在压力为9 700bar、温度为1 080°C时，出现一个临界点，高于临界点则水在硅酸盐熔体中的溶解度达25%。据此，可以认为，位于地壳深部的岩浆是吸水的，不可能从岩浆中分出水。

(2) 据J.A.Whitney（1979）的实验，含H_2O为4%的石英二长岩浆，当压力大于1 600bar时，很难有水蒸气相的单独存在，即难以分出热液；反之，当压力小于1 300 bar时，可以从岩浆中分出热液。

他们的实验都说明热液不可能从地壳深部岩浆中分出。

(3) Holland(1972) 等进行了铜、铅、锌等金属元素在硅酸盐熔体和与之平衡的挥发分中分配的实验。实验结果揭示，铜、铅、锌等金属元素和F、Cl等卤族元素在残余岩浆和挥发分中有明显的富集，从而也说明了铜、铅、锌等金属元素可在岩浆冷凝后的气水热液中富集。

九、地震波的实验

地震波的实验资料表明，地震纵波的传播速度，随着压力由1 000kg/cm² 增加到1 300kg/cm² 而迅速增加。但当压力达到1 300kg/cm² 后，即使再增加压力，速度也不再增加（图4.6）。其原因是岩石不再具有微细裂隙，岩石的孔隙度几乎等于零。据此，Ovchinnikov（1970）提出地表5km以下的岩石不能渗透热液，从而认为含矿热液只能在地表以下5km以内的岩浆中分出，形成热液矿床。这种认识与野外观察到的热液矿床形成深度一般不超过5km的事实是一致的，含矿热液从岩浆中分出的深度与地壳内部分熔融形成花岗岩浆的深度明显不同，也表明了含矿热液只能从上侵到地壳浅部的、正在冷凝结晶的岩浆中分出。

十、稳定同位素的研究

1. 氢、氧同位素的研究

目前一般应用氢、氧同位素数据来研究热液的性质，国内外大量氢、氧同位素的研究结果表明，热液矿床的高温热液阶段主要是岩浆水，而从中温阶段开始有部分“地下水参与”（孟良义等，1990）。这里要指出，“地下水参与”的真正涵义还很不清楚，有待于进一步的深入探讨，目前文献上已有的解释并不令人信服。

2. 铅、硫同位素的研究

鉴于硫与成矿物质组成络合物在热液中运移，以及硫与成矿物质组成金属硫化物，因此可利用硫同位素数据来探讨成矿物质来源。此外，铅同位素可探讨铅及与其共生成矿物质的来源。铅、硫同位素的研究说明，很多热液矿床的成矿物质主要来自岩浆。

稳定同位素在矿床学中的应用，请参阅《稳定同位素地质学》[1]。

十一、成矿专属性

一定的花岗岩与一定类型的矿床有关：1）浅部型花岗岩与钨、锡矿化有关；2）深部型花岗岩与金、铜矿化有关；3）花岗伟晶岩矿床的围岩可各种各样，但都富含稀有元素。

十二、对一种地质现象的解释

在野外有时可见到这样一种现象，岩体较小，甚至是岩脉，但与其有关的矿床规模却可以很大，对这种现象作何解释？我们认为与岩体的形态有关，可举两个例子加以说明。例1，岩体从下往上，由大变小。因此，当含矿热液由岩体冷凝过程中分出后，在某一水平面上，就会出现岩体小，矿化规模却可以是很大的现象（图5.23）。例2，岩体的形态受构造裂隙控制，因此可以是各种各样的，如图5.24所示的形态。当含矿热液由岩体冷凝过程中分出后，在某一水平面上就会出现岩脉与大型

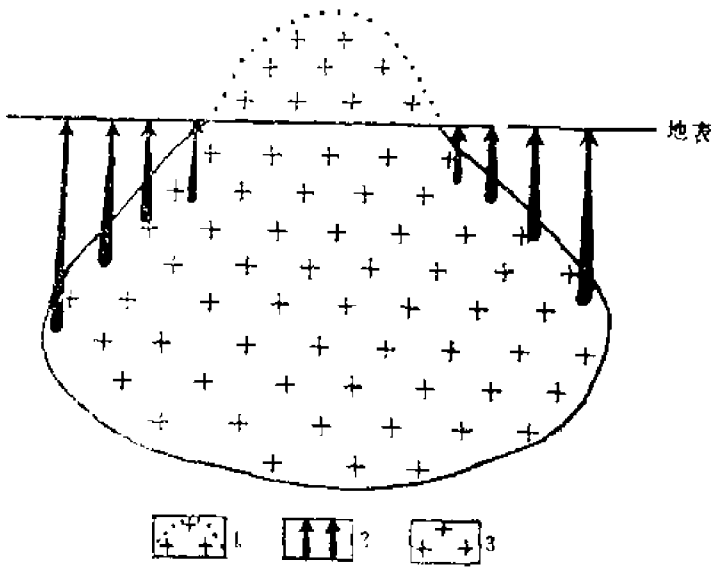


图5.23 岩体与有关矿床的关系
1. 已被风化、剥蚀部分的岩体 2. 矿体 3. 花岗岩体

1）孟良义，1988，稳定同位素地质学，长春地质学院。

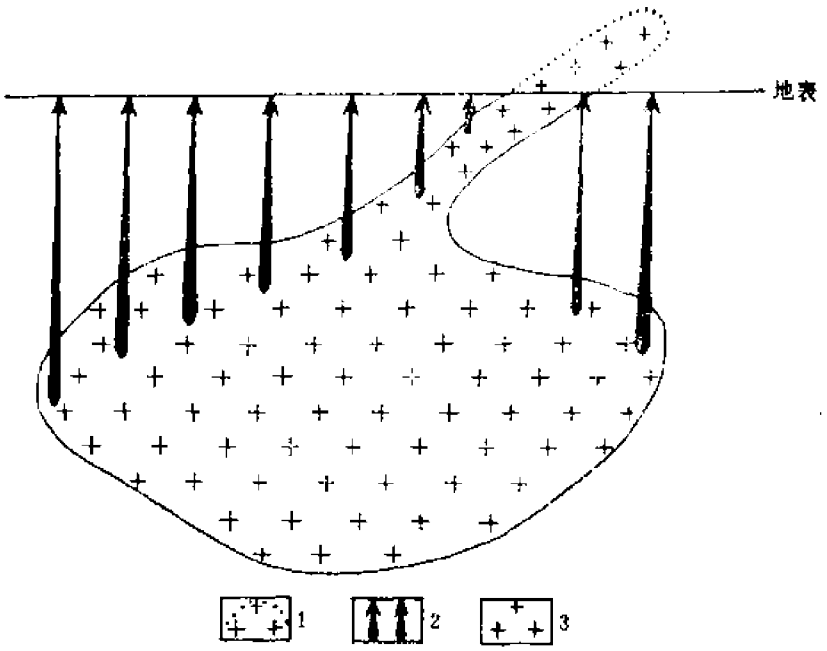


图 5.24 岩体与有关矿床的关系

1. 已被风化、剥蚀部分的岩体 2. 矿体 3. 花岗岩体

矿床空间共生的现象。

以上举的两个例子表明，含矿热液从岩体冷凝过程中的分出，不能理解为某一水平面上的分出，而应理解为在垂直深度（三度空间）上，即整个岩体从下往上，由内向外的

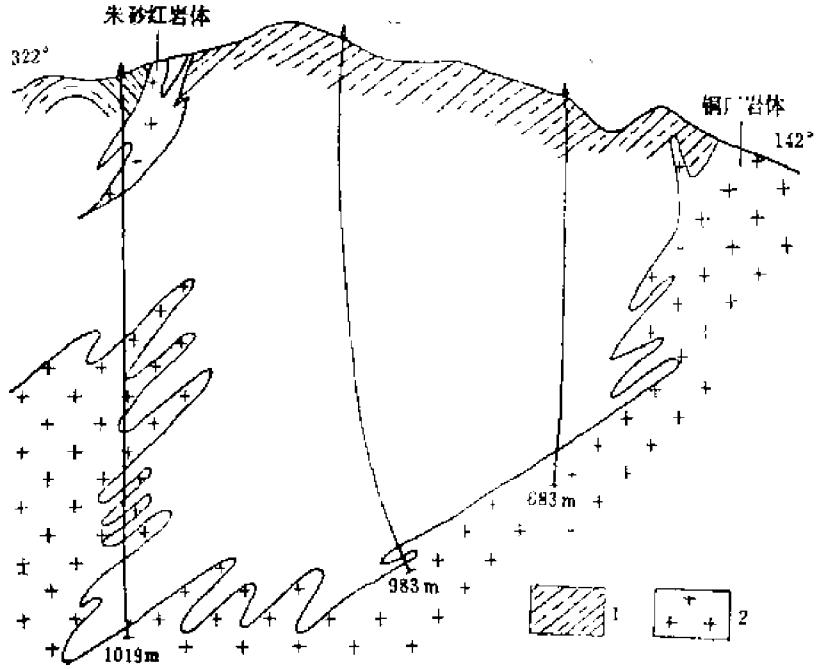


图 5.25 铜厂—朱砂红地质剖面图

（朱训等，1983）

1. 九岭群九都组浅变质岩 2. 花岗闪长斑岩

分出。这样，在某一水平面上就可能出现岩体较小，甚至是岩脉，而与其有关的矿床规模则可以很大。近年来长江中下游以及其它矿区深部较大岩体的先后发现，支持了上述的解释。

例1. 江西德兴斑岩铜矿区（朱训等，1983）由铜厂、朱砂红及富家坞三个斑岩矿床组成，与它相应有关的为三个花岗闪长斑岩体，空间上呈北西向分布，根据深部钻孔资料，铜厂与朱砂红两岩体在地下深处1000m左右已汇成一整体(图5.25)，再根据地磁测量结果，三个岩体深部有隐伏大岩体存在也是非常明显的，因而德兴铜矿区内地表见到的小岩株和岩脉应是深部隐伏岩体顶部的分支和突起。

例2. 江西城门山、武山铜矿[1]依据航磁电算成果推测，其深部都有隐伏的大岩体存在（图5.26）。

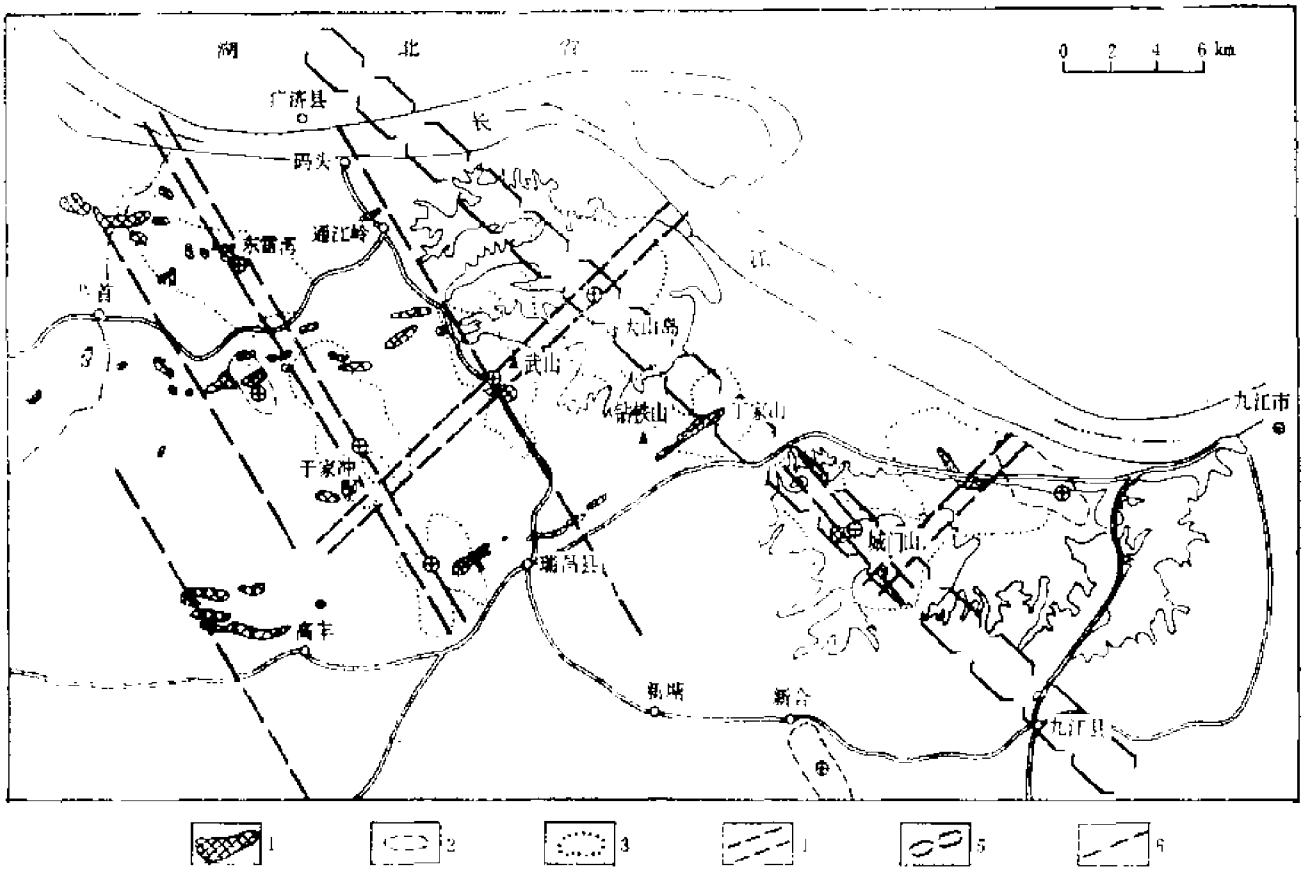


图5.26 江西城门山、武山铜矿航磁电算成果推测平面图

1. 地表岩体 2. 推测浅部岩枝 3. 推测中深部岩株 4. 推测深部构造岩浆活动带
5. 推测基底挤压破碎带 6. 推测断裂

第三节 小 结

通过上述讨论，可以认为含矿热液主要是从岩浆冷凝形成岩体过程中分出，成矿物质主要来自岩浆。

1) 黄恩邦等，1990，城门山武山铜矿地质，6页。

第六章　花岗岩浆成矿作用

第一节　花岗岩浆成矿作用

花岗岩浆成矿作用可分为四个阶段。

一、深部矿源层的形成

地球形成初期，主要由于放射性元素衰变而产生大量的热，温度不断升高，使上地幔物质发生部分熔融，从而发生强烈而频繁的基性火山岩浆活动，形成了最早的原始薄层地壳。原始基性火山岩地壳物质，经过风化、剥蚀、搬运，并在生物作用参与下使成岩、成矿元素发生沉积分异。同时，各种成矿元素富集条件不同，致使在一个矿源层内只能轻微富集有限的几个。这样，在地壳各个地区轻微富集这种或那种成矿元素，形成轻微富集不同成矿元素的矿源层（地壳层状岩石的一部分）。矿源层形成后，在巨厚的后续岩层覆盖下或构造运动作用下，埋藏于地壳深部就成为深部矿源层。深部矿源层可进一步分为两大类，一类为地壳深部硅镁层内的深部矿源层，与该类矿源层有关，形成以Cu、Fe、Au为主的花岗岩多期复式岩体和以Cu、Mo为主的斑岩多期复式岩体；另一类为地壳中部或中下部硅铝层内的深部矿源层，与该类矿源层有关，形成以W、Sn为主的花岗岩多期复式岩体、以稀有金属为主的花岗岩多期复式岩体和稀有金属伟晶岩。地壳不同地区及不同类型的深部矿源层决定了与花岗岩有关的矿床在各个地区，甚至同一地区内不一样。

二、深部矿源层的部分熔融

深部矿源层在一定的温度（600—800 °C）、压力（大于 2kbar）和挥发分参与下可以部分熔融形成含矿花岗岩浆。如按亚洲、欧洲的平均地热梯度，深度每增加 1km，温度相应增加 33.3 °C，这样，在地表 18km 以下地壳（陆壳）物质就可部分熔融形成花岗岩浆。在一些造山带，它们的地热梯度很高，深度每增加 1km，温度可增加 40 °C，甚至更多，在这些地区，则地表 15km 以下地壳（陆壳）物质就可部分熔融形成含矿花岗岩浆。部分熔融过程具有选择性，即易熔组分熔融，而难熔组分则残留下来，于是产生了成岩元素的选择性分离以及不同成矿元素的分离，使与花岗岩浆有关的成矿元素进一步富集，这样，在易熔组分聚集形成花岗岩浆中，进一步富集了与花岗岩有关的成矿元素。

三、含矿花岗岩浆的浅部分异作用

深部矿源层部分熔融形成的含矿花岗岩浆，由于密度差产生的浮力或随着构造运动向上侵入到地壳上部，形成规模不大的浅部岩浆房。在浅部岩浆房中的含矿花岗岩浆进行充分的液态分异作用（即含矿花岗岩浆的浅部分异作用）。在分异过程中形成：1）相对富含钙、镁、铁的花岗岩浆；2）相对较富含钙、镁、铁的花岗岩浆；3）相对较富含硅、钾、钠、挥发分的花岗岩浆；4）相对富含硅、钾、钠、挥发分的花岗岩浆。

岩浆中各种成岩元素与不同成矿元素在地球化学性质上的相似性，导致岩浆中成岩元素的分异也控制着成矿元素的分异，促使不同的成矿元素分别富集于以上几种不同的岩浆中。这样，在浅部岩浆分异过程中使成矿元素得到再一次的富集。浅部岩浆房中经过充分分异形成的各种含矿岩浆，伴随着构造运动先后从浅部岩浆房中分出，加上岩浆房中残余的岩浆（岩浆房中的残余岩浆较基性，先冷凝结晶形成岩基或大岩株）一起形成：1）以W、Sn为主的花岗岩类多期复式岩体；2）以Cu、Fe、Au、Pb、Zn为主的花岗岩类多期复式岩体；3）以Cu、Mo为主的斑岩多期复式岩体；4）以稀有金属为主的花岗岩多期复式岩体；5）以稀有金属花岗伟晶岩为主的多期复式岩体。

究竟从浅部岩浆房中分出的是哪一种含矿岩浆？形成哪一种含矿复式岩体？这要取决于含有不同成矿元素的矿源层，不同类型的深部矿源层以及分出的含矿岩浆所处的深度。如轻微富集钨、锡的深部矿源层，则形成以W、Sn为主的花岗岩类多期复式岩体。又如轻微富集稀有金属的深部矿源层，当分出的含矿岩浆所处的深度较浅，可形成以稀有金属为主的花岗岩类多期复式岩体；当分出的含矿岩浆所处的深度较深，可形成以稀有金属伟晶岩为主的多期复式岩体。浅部岩浆分异形成的含矿多期复式岩体中早、中、晚各期岩浆岩具有不同的成矿元素及成矿元素组合，其中与最晚岩浆岩有关的矿化往往最好。

四、热液中成矿元素的富集

从浅部岩浆房中分出的含矿岩浆，随着温度的下降，开始进行结晶分异作用，并逐渐演变成含矿的气水热液。氢、氧同位素资料表明，高温热液以岩浆水为主，中低温热液中有地下水参与。至于为什么高温热液中没有地下水参与，而中温热液开始有地下水参与的原因尚不清楚。目前普遍认为，成矿元素在气水热液中呈络合物形式进行运移（Edwards *et al.*, 1986; Beyc, 1958），这种看法初步得到成岩、成矿实验的证实。从已有的络合物资料可以了解，当一种成矿元素形成络合物后，就可以显著提高该成矿元素在热液中的溶解度和稳定性，从而也提高该成矿元素在热液中的运移能力。同时，各种成矿元素的络合物都有一定的稳定范围，当含矿热液的物理化学条件发生改变时，就要导致络合物的分解，成矿元素的析出以及形成金属矿物。

一般情况下，络离子虽然很稳定，但也要电离成简单的离子，在热液中存在以下的平衡：

$$K_r = \frac{[M][A_n]}{[MA_n]}$$

式中　$K_{不}$——不稳定常数；〔M〕——溶液中简单阳离子浓度；〔A_n〕——溶液中简单阴离子浓度；〔MA_n〕——溶液中络离子浓度。

络离子的不稳定常数（$K_{不}$）愈大，说明络离子愈不稳定，表示络离子电离成简单离子的倾向愈大，成矿元素在溶液中运移的能力就愈小，运移的距离就愈近，就愈易从溶液中析出，形成的金属矿物在岩体内或靠近岩体部位分布；相反，络离子的不稳定常数愈小，则络离子愈稳定，成矿元素在溶液中运移的能力就愈大，运移的距离就愈远，就愈不易从溶液中析出，所形成的金属矿物分布在远离含矿岩体的围岩中。由于各种金属在热液中形成的络合物具有不同的不稳定常数，也就是具有不同的稳定性，这就使得各种成矿元素随着地质条件和物理化学条件的变化，按其络合物稳定性的大小，围绕含矿岩体先后从热液中析出。因此，不同金属络合物的不同的稳定性是导致各种成矿元素的彻底分离和最终富集成矿的主要原因。例如，化学性质相似的一些元素如 Nb 与 Ta，Zr 与 Hf以及 REE，它们的络合物具有不同的稳定性，这就导致这些元素在空间的分离和富集，江西某地细粒白云母花岗岩中 Ta_2O_5/Nb_2O_5 值，由下而上，从 0.75—1.25—2 明显增大。高温高压下的成矿实验也证实了这一分析，当利用II型高压釜研究铌、钽、氟络合物的稳定性时（利用物质在超临界高温气热态下自由扩散来研究铌、钽之间运移能力的大小），实验结果说明铌、钽、氟络合物可以在超临界状态下进行运移，且钽的运移能力总是相对比铌大。从上述络离子不稳定常数（$K_{不}$）的公式中可看出，当不稳定常数固定时，溶液中简单阴离子（即配位体，如 F^-、Cl^-、CO_3^{2-}、S^{2-}等）浓度增加，就会导致络合物稳定性增高，同样，溶液中简单阳离子（即中心阳离子，如 Cu、Pb、Zn、Fe、W、Sn、Mo 及稀有元素等）浓度的增加，也可导致络合物稳定性的增高；相反，减少简单阴离子和阳离子的浓度，都会导致络合物稳定性的降低，从而促使络合物的分解。因此，溶液中成矿元素及阴离子的浓度都会影响到络合物的稳定性。除上述情况外，还有另外一种情况，由于同一成矿元素、成岩元素与不同阴离子，如 F^-、Cl^-、CO_3^{2-}、S^{2-} 等组成的络合物具有不同的不稳定常数，即具有不同的稳定性，这样就有可能使同一成矿元素在成矿作用的不同阶段析出。石英、黄铁矿等形成的原因与此有关。一般矿物只能在一定的物理化学条件下形成，而有些矿物则不然，它可在不同的物理化学条件下形成。石英可作为非金属矿物的代表，黄铁矿可作为金属矿物的代表。这两种矿物可在成矿作用的不同阶段析出，既可在高温热液中形成，也可在中温、低温热液中形成。究其原因是组成石英的 Si 和组成黄铁矿的 Fe 在热液中与不同的阴离子组成络合物，它们具有不同的稳定性，因而在不同的物理化学条件下发生分解，从而导致在成矿作用的不同阶段析出。

金属矿床不仅是由矿石矿物组成，而且也有脉石矿物的参与。脉石矿物主要由 Si、Al 等造岩元素组成。造岩元素在溶液中也是以络合物形式进行运移，各种造岩元素组成的络合物也有不同的不稳定常数，即具有不同的稳定性，从而促使具有相似稳定性的造岩元素络合物与成矿元素络合物在溶液中一起进行运移，一起从溶液中析出，形成脉石矿物与矿石矿物的共生组合。例如石英与黑钨矿的共生组合，说明了 W 与 Si 组成的络合物具有相似的稳定性，因而一起从溶液中析出，形成了石英脉型黑钨矿。

从形成深部矿源层到部分熔融形成含矿花岗岩浆，再到浅部岩浆房中分异形成各种含矿岩浆，进而在此基础上形成花岗岩类的复式岩体及有关的热液矿床，不能认为是一

次沉积分异作用、一次部分熔融作用、一次岩浆分异作用及一次热液作用的结果，而应是经历多次沉积分异作用、多次部分熔融作用、多次岩浆分异作用及多次热液作用（图6.1）的结果。长期的、多阶段的、反复的不断演化，促使原分散的成矿元素高度富集，这就是老花岗岩与年青花岗岩比较，后者容易富集成矿，复式岩体中早期花岗岩与晚期花岗岩比较，则晚期花岗岩易富集成矿的主要原因。

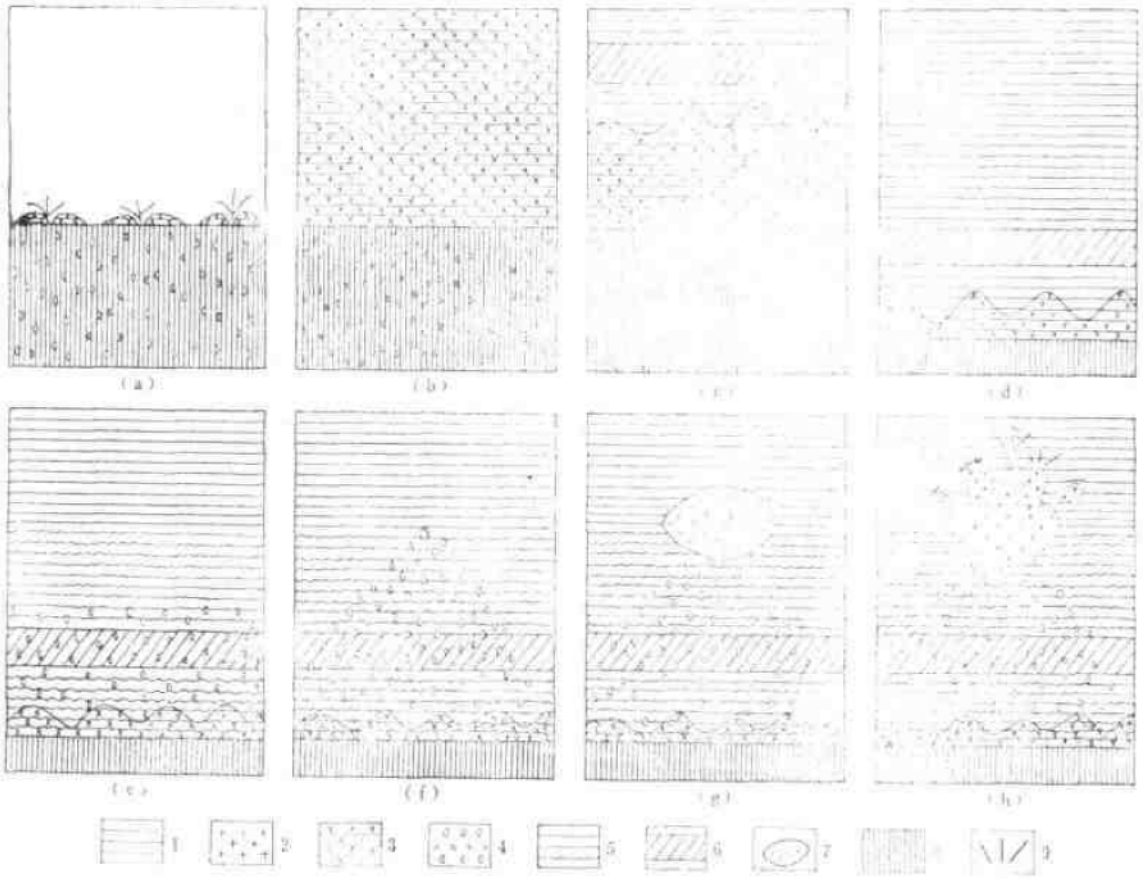


图 6.1　花岗岩浆成矿作用模式

(a) 上地幔部分熔融引起强烈的基性火山岩浆活动　(b) 形成原始基性火山岩地壳　(c) 沉积分异形成矿源层　(d) 巨厚岩层覆盖形成深部矿源层　(e) 深部矿源层部分熔融　(f) 含矿花岗岩浆从深部向浅部运移　(g) 含矿花岗岩浆聚积形成浅部岩浆房　(h) 浅部岩浆分异形成花岗岩类多期复式岩体及热液矿床

1. 沉积岩　2. 钾质花岗岩　3. 基性火山岩　4. 部分熔融形成的岩浆　5. 地壳深部物质
6. 矿源层　7. 浅部岩浆房　8. 上地幔　9. 矿床

第二节　与花岗岩有关的主要矿床类型

一、岩浆-热液矿床

(1) 与地壳浅部型花岗岩有关的稀有金属伟晶岩矿床；

(2) 与地壳浅部型花岗岩有关的稀有金属花岗岩矿床；

(3) 与地壳深部型花岗岩有关的斑岩铜、钼矿床。

二、热液矿床

(1) 与地壳浅部型花岗岩及地壳深部型花岗岩有关的夕卡岩矿床；

(2) 与地壳浅部型花岗岩有关的云英岩矿床；

(3) 与地壳深部型花岗岩有关的含金石英脉矿床；

(4) 与地壳深部型花岗岩有关的脉状铅锌矿床；

(5) 与地壳深部型花岗岩有关的侵入型块状硫化物矿床。

与花岗岩有关矿床是很多的，大部分已在普通矿床学中有较多的论述，不再赘述。在此主要讨论稀有金属伟晶岩矿床、稀有金属花岗岩矿床、石英脉型金矿床及侵入型块状硫化物矿床的成矿作用。

第七章　岩浆-热液矿床

岩浆-热液矿床[1]包括稀有金属伟晶岩矿床、稀有金属花岗岩矿床和斑岩铜、钼矿床。这三类矿床有很多相似之处，表现为：1）三类矿床在空间上、成因上都与花岗岩有密切关系；2）三类矿床的演化机理都从岩浆结晶作用到热液交代作用；3）它们的热液交代作用都很强烈。稀有金属花岗岩中的主要交代作用为钾长石化、钠长石化和云英岩化；花岗伟晶岩中的交代作用主要为白云母化、钠长石化和云英岩化；斑岩矿床中的交代作用主要表现为钾化、硅化、绢云母化、粘土化和青盘岩化。成矿主要与上述热液交代作用有关；4）矿床的成矿物质来自岩浆，热液也主要来自岩浆。

该三类矿床不同处在与其有关的深部矿源层不同。与稀有金属伟晶岩矿床及稀有金属花岗岩有关的深部矿源层来自地壳中部或中上部的硅铝层；而与斑岩铜、钼矿床有关的矿源层则来自地壳深部以基性火山岩为主的硅镁层。

此三类矿床，既不同于岩浆矿床，又不同于一般的热液矿床，而是介于岩浆矿床和热液矿床之间的过渡类型，即岩浆-热液矿床。

岩浆-热液矿床最主要特点为：成岩作用与岩浆结晶作用有关，而成矿作用则主要与热液交代作用有关。

由于斑岩铜、钼矿床已在普通矿床学中进行了较为详尽的讨论，现仅对稀有金属花岗伟晶岩及稀有金属花岗岩的成因进行讨论。

第一节　花岗伟晶岩矿床

伟晶岩是一种矿物颗粒结晶粗大，常呈脉状的地质体。当伟晶岩中有用矿物富集，并达到工业要求时，就成为伟晶岩矿床。

伟晶岩一般具有以下特点：

（1）矿物颗粒结晶粗大，例如有的绿柱石晶体重达 50t，微斜长石晶体重达 100t，白云母晶体面积达 3—5m²。

（2）特殊的结构和构造，例如由微斜长石和石英有规律地连生而形成的文象结构，长石、石英晶体大小可达 1—2m 的块状结构以及带状构造。

（3）矿物种类特多，可达 300 余种。

（4）交代作用发育，主要为白云母化、钠长石化和锂云母化。

（5）Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta 等稀有元素高度富集。它们的储量分别占稀有金属矿床总储量的 41.3%、6%、59%、57%、1%、36.5%。它们的开采量占世界总开采量

1）孟良义，1978，矿床学，长春地质学院。

的49%、65%、95%、70%、2%、83%。由此可看出，伟晶岩矿床在稀有金属矿床中占据着极其重要的位置。

各类伟晶岩中，以花岗伟晶岩分布最为广泛，且最具有工业意义，因此以下着重讨论其特点和成因。

花岗伟晶岩的成因是迄今矿床学领域内未很好解决的理论课题之一。数十年来，很多学者在这方面进行了有益的工作，并提出了各种成因观点，归纳起来主要有四种：

（1）岩浆结晶观点：这个观点的主要代表是Ферсман（1940）、Власов（1961）和Гинзбург等（1979）。他们认为，伟晶岩是富含挥发分和稀有元素的花岗伟晶岩浆侵入构造裂隙中结晶形成。对伟晶岩浆的形成，Ферсман（1940）认为，在花岗岩浆结晶作用末期从粒间挤压出的残余部分集中形成，也就是花岗岩的残余岩浆。Власов（1961）则认为，伟晶岩浆的形成与花岗岩浆的结晶作用无关，而是由于“喷气作用”，使大量挥发性化合物、稀有元素化合物富集在花岗岩浆的顶部而成，他认为伟晶岩是花岗岩侵入体的一期或一个相。

（2）岩浆结晶-热液交代观点：这个观点认为，花岗伟晶岩浆侵入围岩裂隙中经过岩浆结晶分异作用形成简单伟晶岩，随后从深部岩浆源上升的热液叠加在简单伟晶岩上，发生热液交代作用，形成复杂伟晶岩。

（3）热液交代观点：这个观点的主要代表是Никитин（1955）等。他认为，不存在专门的伟晶岩浆，伟晶岩是由任何一种岩浆凝固以后的残余气水热液交代母岩形成的，花岗伟晶岩是花岗岩的残余气水热液对其母岩进行再结晶作用和交代作用的结果。

（4）混合岩化成因观点：这个观点认为，伟晶岩是混合岩化作用中形成。

我们以国内外稀有金属花岗伟晶岩的具体例子，结合成岩成矿实验、包裹体研究以及稳定同位素等方面资料，从五个方面来讨论稀有金属花岗伟晶岩的特点，然后在此基础上讨论成因。

一、稀有金属花岗伟晶岩在空间的分布

1．四川地区的伟晶岩

四川西部地区的伟晶岩富含Li、Be、Nb、Ta，更以富Li为特征，不仅伟晶岩中出现大量锂的工业矿物，且与其有关的花岗岩中也出现锂的独立矿物——锂辉石。伟晶岩以Ⅳ类型——钠长石-锂辉石伟晶岩分布最广，最具有工业意义。例如，某钠长石-锂辉石伟晶岩。伟晶岩内部结构简单，主要造岩矿物为白云母及钠长石，可分三带：1）细粒石英-钠长石带，边部由石英-白云母集合体组成；2）细粒钠长石-锂辉石带（含少量微斜长石块体）；3）中粒钠长石-锂辉石带（含少量微斜长石块体）。

锂辉石是主要的稀有元素矿物，其次是铌钽铁矿、绿柱石。整个伟晶岩脉构成以Li为主的矿体。

2．福建地区的伟晶岩

福建地区的伟晶岩以富Ta为特征，伟晶岩中出现大量以Ta为主的独立矿物，如细晶

石、锰钽铁矿等。

3. 新疆地区的伟晶岩

新疆地区的伟晶岩以富含 Ta、Be、Li、Rb、Cs 等多种稀有元素为特征，与其有关的稀有元素矿物有锂辉石、锂云母、绿柱石、铌钽铁矿、细晶石、锰钽矿、铯榴石等。例如，三号稀有金属伟晶岩脉产于角闪辉长岩中，呈椭圆形出露，面积为 $250 \times 150 m^2$，产状近于直立，向下延深可达 300m 以上。该伟晶岩脉分异良好，交代作用发育，有多种稀有元素富集。伟晶岩具明显的带状构造，由脉壁到中心可分成以下几带（图 7.1）：

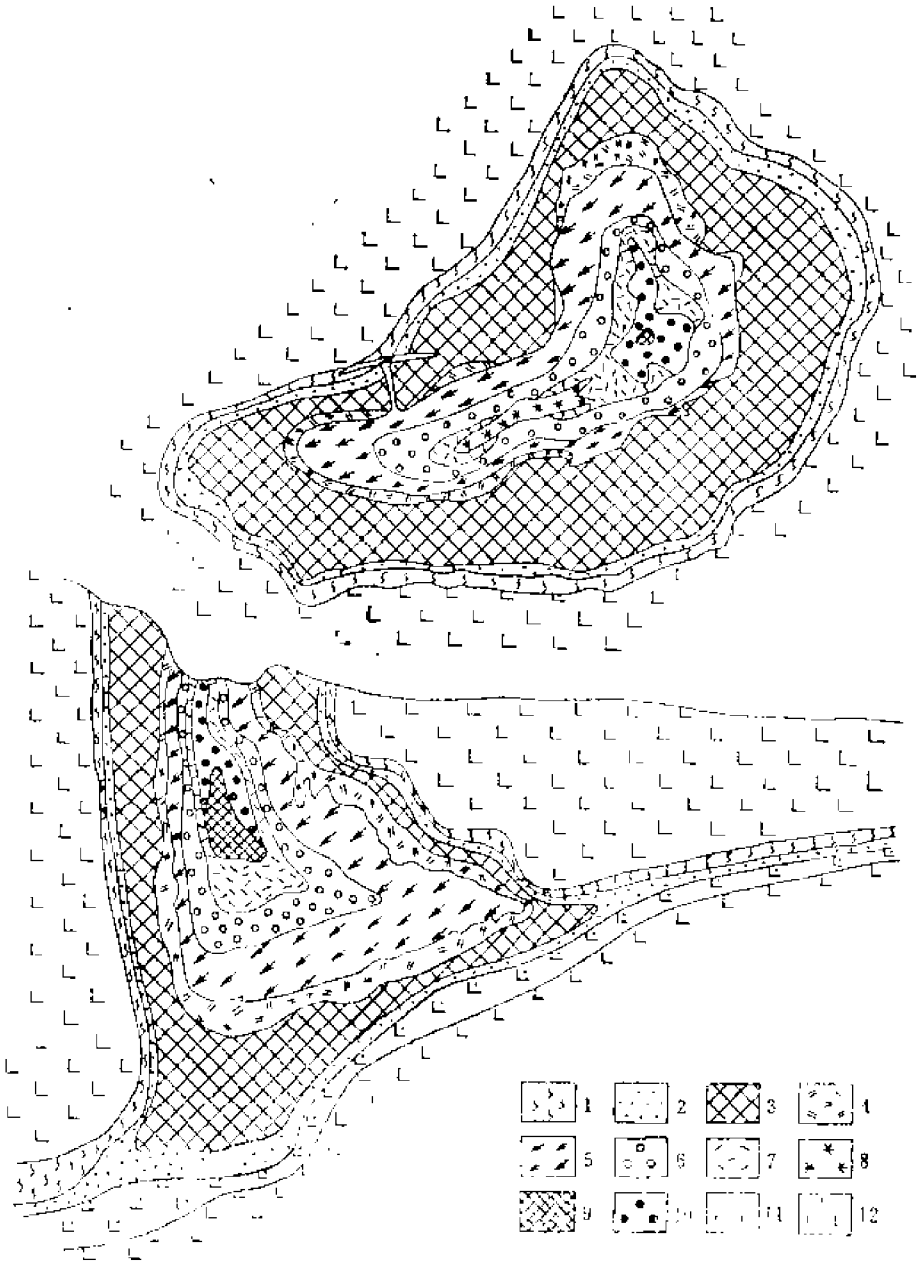


图 7.1　新疆某地三号伟晶岩脉平面图及剖面图[1]

1. 文象结构带　2. 粗晶状钠长石带　3. 块体微斜长石带　4. 石英-白云母带　5. 叶钠长石-锂辉石带
6. 石英-锂辉石带　7. 白云母-钠长石带　8. 钠长石-锂云母带　9. 核部块体微斜长石带
10. 块体石英带　11. 蚀变角闪辉长岩　12. 角闪辉长岩

1) 中国地质科学院地质矿产研究所第三组，1978，我国某稀有金属矿床地质特征及找矿方向。

1）文象结构带，由石英、微斜长石及钠长石组成，厚 3—7m，与角闪辉长岩直接接触；2）糖晶状钠长石带，厚达 7m，钠长石呈巢状分布于微斜长石和条纹长石中，含有鳞片状绿色白云母、石榴子石、磷灰石、电气石、绿柱石及铌铁矿等；3）块体微斜长石带，厚 10—35m，主要由巨大的块体微斜长石和条纹长石组成，直径一般达 0.5—1.5m；4)石英-白云母带，呈断续的巢状分布，系交代块体微斜长石而成，含有钠长石、石榴子石、磷灰石、电气石、绿柱石、铌铁矿等；5）叶钠长石-锂辉石带；6）石英-锂辉石带；7）白云母-钠长石带，由白云母、薄板状钠长石等组成，含有细晶石、钽铌榴石等；8）钠长石-锂云母带，由钠长石及鳞片状锂云母组成，含有细晶石、铌榴石等；9)

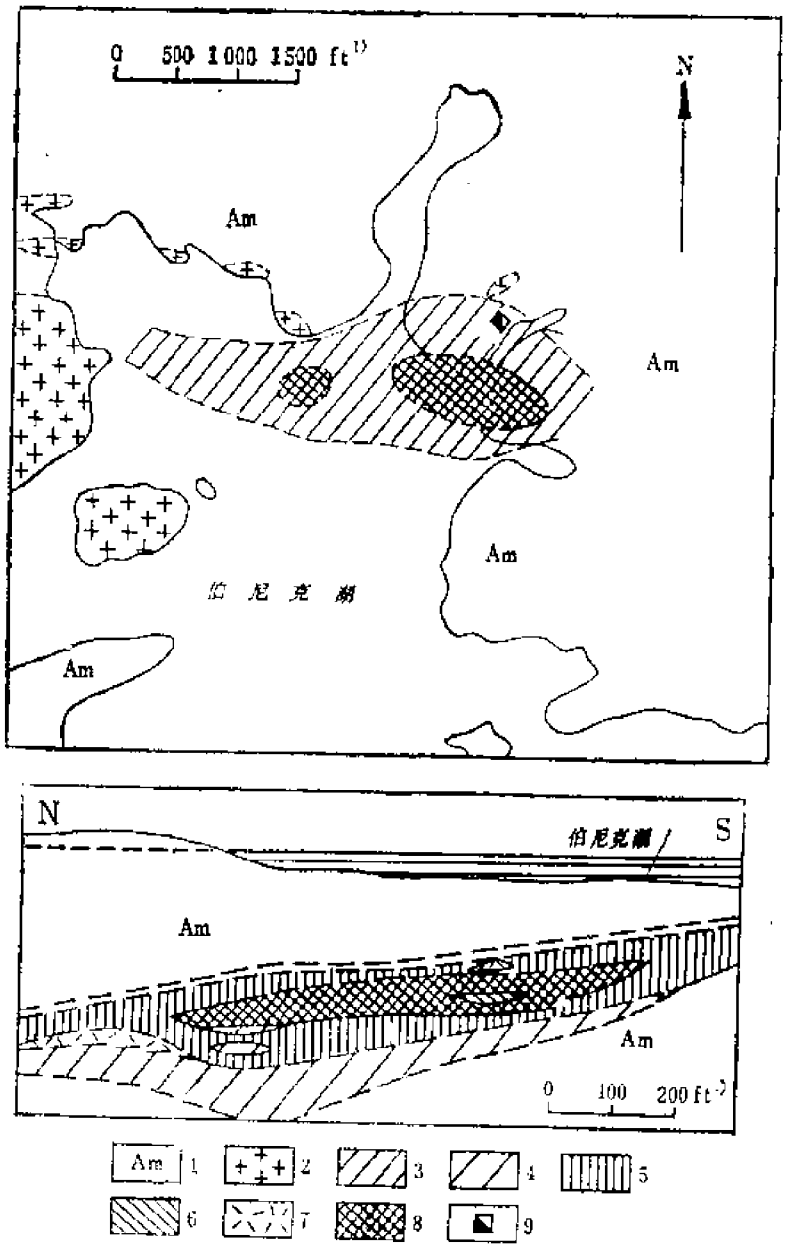


图 7.2 伯尼克湖伟晶岩地表平面图及剖面图

（袁见齐等，1979）

1．角闪石 2．花岗岩 3．伟晶岩 4．外带 5．锂辉石带 6．锂云母 7．铌榴石 8．钽铁矿体 9．竖井

1)1ft=0.3048m

核部块体微斜长石带；10)块体石英带，含铯榴石等。

其中，5）、6）两带厚度在3—10m之间，相互呈过渡关系，叶钠长石逐渐被石英代替，锂辉石常成巨大晶体，大者长达10m。此外，还含有少量微斜长石、白云母、石榴子石、磷灰石、电气石、绿柱石、铌铁矿等。

三号脉以富含稀有元素Li、Be、Nb、Ta、Cs、Hf为特征。

绿柱石主要分布于2）、4）带。Li多以锂辉石和锂云母富集于5）、6）、8)带。Nb主要富集于2)、4）带。Ta主要富集于7）带。Rb全部分散于白云母、锂云母和钾长石中，这些矿物形成愈晚则含铷愈高。Cs大多分散于绿柱石、白云母、锂云母和钾长石中，只有少部分在晚期形成的铯榴石中。Hf主要富集在锆石中，从脉壁到中心，锆石中含铪量逐渐增高。

该伟晶岩规模巨大，是一个工业上和成因上都有意义的综合性稀有金属伟晶岩矿床。

4．辽宁、内蒙古地区的伟晶岩

辽宁、内蒙古地区的伟晶岩以富含Nb、REE为特征，与其有关的稀有元素矿物为褐帘石、黑稀金矿、褐钇铌矿、铌钇矿等。

5．加拿大伯尼克湖的伟晶岩

加拿大伯尼克湖的伟晶岩（图7.2）富含Cs、Ta，其中铯的储量占西方世界储量的50%以上，Ta_2O_5的储量有几千吨。该伟晶岩规模巨大，长度超过1 000—1 100m，宽约460m，最大厚度达85m，自脉体边部到中心可分为下列各带：

1）粗粒微斜长石-条纹长石-钠长石-石英和白云母带；2）锂辉石带；3）石英-微斜长石-云母带，位于锂辉石带内；4）石英核心；5）细粒钠长石带；6）锂云母带，分布于脉的上部和下部；7）铯榴石带，分布于脉的中心部位。

其中，钽矿物主要赋存于3）—5）带，构成了“钽铁矿带”。钽矿物主要为单斜锡钽矿，次为钽铁矿、锰钽铁矿、重钽铁矿和细晶石。

6．巴西东部和东北部的伟晶岩

巴西东部和东北部的伟晶岩以富含Be为特征，铍的储量和开采量均占世界第一位。伟晶岩的带状构造明显，交代作用发育，铍矿物——绿柱石的形成与交代作用有关。

由上可得出以下两点认识：1）稀有元素的富集与花岗伟晶岩有关；2）在不同地区具有不同的稀有元素伟晶岩。

二、花岗岩及有关伟晶岩的一些地质特征

1．花岗伟晶岩的岩石化学

花岗岩及与有关伟晶岩的侵入深度一般小于10km，且与围岩呈侵入接触关系。

2．地壳浅部型花岗岩及伟晶岩中的硫同位素

花岗岩及伟晶岩中的硫同位素变化范围较大，$\delta^{34}S$值变化范围最大可达120‰。

花岗岩及伟晶岩中的氧同位素变化范围也较大。花岗岩的 $\delta^{18}O$ 值变化范围为 7—13‰，伟晶岩的$\delta^{18}O$ 值变化范围为 9.5—12.2‰。

与稀有元素有关的花岗岩及伟晶石中，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.709—0.736。

3. 花岗岩及与有关伟晶岩的形成时间

花岗岩及与有关伟晶岩的形成时间相近，且伟晶岩的形成一般都稍晚于有关的花岗岩(表7.1、表7.2)。

表 7.1 我国东秦岭花岗岩与伟晶岩的同位素年龄

(张秋生等，1982)

期	花岗岩(Ma)	伟晶岩(Ma)
加里东	457—429	391、405、438—436
海　西	388—364	364、368、372、373、380

表 7.2 四川甲基卡花岗岩与伟晶岩的同位素年龄*

期	二云母花岗岩(Ma)	伟晶岩(Ma)
印　支	212—192	183、187

*四川省地质局 404 队，1978，川西稀有金属矿产概况，1—4 页。

4. 伟晶岩的类型

伟晶岩按其主要矿物含量，可分为 I 类型——奥长石-微斜长石型及微斜长石型，II 类型——微斜长石-钠长石型，III 类型——钠长石型，IV 类型——钠长石-锂辉石型，V 类型——钠长石-锂云母型。这些不同类型的伟晶岩反映了整个伟晶岩由低级到高级的演化过程。在演化过程中碱金属的含量由 K—Na—Li 依次增加，不同稀有元素的含量由 REE—Nb—Be—Ta—Li 逐渐递增；交代作用愈来愈强烈，交代作用的类型由白云母化演化为钠长石化，最晚为锂云母化。在空间上，不同类型伟晶岩围绕花岗岩大岩体呈现带状分布，即从花岗岩大岩体到围岩方向，有规律地分布着 I 类型—II 类型—III 类型—IV类型—V 类型伟晶岩（图 7.3）。

由花岗岩及与有关伟晶岩的一些地质特征，可以得出如下几点认识：

(1) 花岗岩及与有关伟晶岩是陆壳硅铝层物质部分熔融的产物。

(2) 稀有金属花岗伟晶岩与花岗岩有关，特别是与花岗岩大岩体有关。

(3) 伟晶岩与花岗岩是同一岩浆源先后分异的产物。

(4) 上述的地质特征，再结合地球物理、实验岩石学资料，可以认为存在以花岗岩大岩体为主的浅部岩浆房。第四章已讨论了浅部岩浆房，在这里仅着重说明一点，即实验岩石学的成果证实了地壳深部物质随着温度的逐渐升高，要发生部分熔融，应先形成偏酸性、富碱的伟晶岩浆（相对富含 K、Na、Si 及挥发分），随着温度的进一步升高，后形成相对较基性的花岗岩浆。这样，熔融后形成的伟晶岩浆，理应先侵入地壳上部形成伟晶岩，然后是花岗岩浆的侵入，形成花岗岩大岩体。然而，野外观察到的地质事实

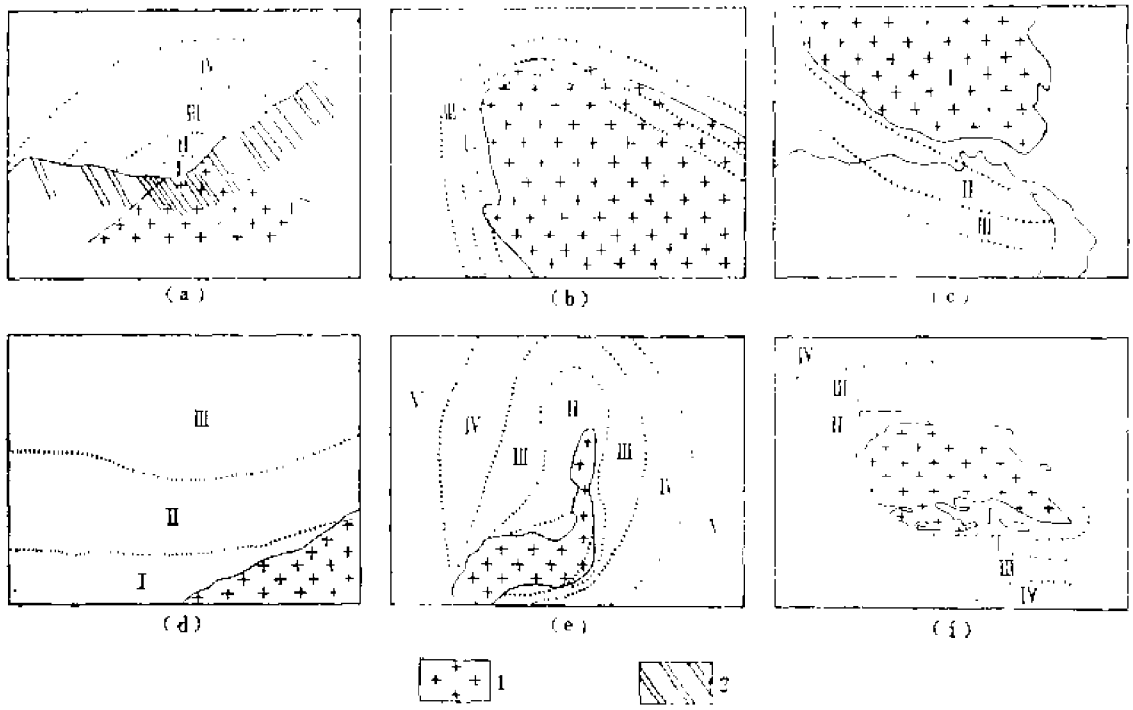


图 7.3 不同类型伟晶岩围绕花岗岩体呈带状分布[1)]

(a) 新疆某地（剖面图） (b) 新疆某地 (c) 云南某地 (d) 湖北某地 (e) 四川某地 (f) 陕西某地

1. 花岗岩 2. 伟晶岩

Ⅰ. 奥长石-微斜长石型伟晶岩及微斜长石型伟晶岩 Ⅱ. 微斜长石-钠长石型伟晶岩 Ⅲ. 钠长石型伟晶岩

Ⅳ. 钠长石-锂辉石型伟晶岩 Ⅴ. 钠长石-锂云母型伟晶岩

以及同位素年龄数据与此相反，是先形成花岗岩大岩体，然后形成伟晶岩。这一矛盾恰好也说明了地壳深部物质部分熔融形成的花岗岩浆，并不是直接侵入到地壳上部形成伟晶岩及花岗岩大岩体，而是向地壳上部运移、聚积形成浅部岩浆房。在浅部岩浆房中的岩浆进行液态的分异作用，形成花岗岩浆，随后伴随构造运动先后从岩浆房中分出形成花岗岩大岩体及伟晶岩。

(5) 不同类型伟晶岩围绕花岗岩大岩体形成带状分布（即围绕浅部岩浆房形成带状分布）。

(6) 不同地区伟晶岩的带状分布、出现的伟晶岩类型不一样，且富含的稀有元素也不一样。例如四川 A 区主要发育钠长石-锂辉石型伟晶岩、钠长石型伟晶岩及钠长石-锂云母型伟晶岩，以富 Li 为特征。又如河南官坡发育钠长石-锂云母型伟晶岩，以富 Ta、Li、Rb、Cs、Hf 多种稀有金属为特征。

三、花岗岩浆的液态分离作用

1. 花岗伟晶岩的岩石化学

花岗伟晶岩的岩石化学特点是富碱、SiO_2、挥发分及稀有元素，贫 Ca、Mg、Fe，由Ⅰ—Ⅴ类型：碱金属（锂、钠、钾）总的含量逐渐增加；碱金属含量由 K—Na—Li 依次增加；稀有元素的含量逐渐增加；稀有元素含量由 REE—Nb (Ta)—Be—Ta、Li、Rb、

1) 中国地质科学院地质矿产研究所稀有组，1978，我国稀有稀土金属矿床地质特征及找矿方向。

Cs、Hf 依次增加；挥发分总的含量逐渐增加；钙、镁、铁的含量逐渐递减。

2．伟晶岩的化学成分

Luth 等（1964)把 507 个花岗岩和 21 个伟晶岩化学成分换算成钠长石、钾长石和石英的标准矿物成分后，把它们投影到 Ab-Or-Q 相图上。从相图上可看出，伟晶岩点集中区比正常花岗岩点的密集区更靠近石英、钠长石边线一侧，花岗岩密集点的连线有沿低温槽方向分布的特点，这种差别说明伟晶岩是在比花岗岩更富含水的条件下形成。

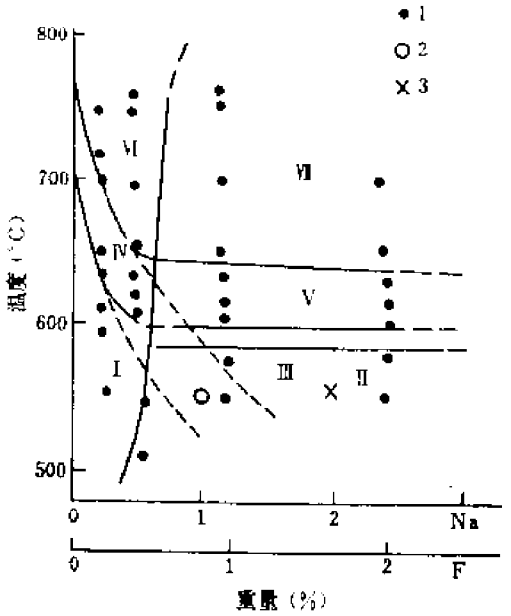


图 7.4　在花岗岩 H_2O-NaF 体系和花岗岩 H_2O-NaOH 体系中相的关系

（Глюк и др., 1977)

1、含 NaF 体系实验　2．含 NaOH 体系中 Q_z+Ab+L+V_* 平衡　3．含 NaOH 体系中 L+V 平衡相 Na-NaF 参加到体系中钠数量，F-NaF 参加到体系中氟数量

花岗岩 H_2O-NaF 体系的平衡相：Ⅰ．Or+Ab+Qz+V　Ⅱ．Or+Ab+Qz+NaF+V　Ⅲ．Ab+Qz+L_1+V　Ⅳ．Ab+QzL_1V　Ⅴ．Ab+L_1+L_2+V　Ⅵ．L_1+Vi　Ⅶ．L_1+L_2　钾长石（Or）　钠长石（Ab）　石英（Qz）　气相（V）　熔体（L）　普通花岗岩熔体（L_1）　富含氟花岗岩熔体（Lz）

3．花岗岩浆的液态分离

Глюк 等（1973）的实验表明，加入 NaF、KF、CaF_2、HF 到花岗岩-水体系中后，形成广泛的液态分离区，因 F 在岩浆中溶解度有限，易分离成两个相，一个为普通花岗岩熔体，一个为富 F 的熔体。Глюк 等（1977）的实验表明，F、Na 能促使花岗岩浆液态分离成不同的相（图 7.4)。

4．花岗伟晶岩的熔化实验

花岗伟晶岩的熔化实验结果表明，伟晶岩的初熔温度要比黑云母花岗岩低（图 7.5)，有人在 2 000 bar 条件下对伟晶岩的熔化实验也表明，伟晶岩的初熔温度要比花岗岩低 140 °C。

5．锂、氟对花岗岩初熔温度的影响

Глюк 等（1973、1977）的实验说明，Li_2O、HF 能降低花岗岩的初熔温度，对富含锂、氟的稀有元素伟晶岩来说，实验的结果也同样可以适用。

6．碱金属及挥发分对岩浆聚合程度的影响

硅酸盐玻璃的 X 射线研究说明，岩浆中存在着硅-氧四面体的构造单位，它们具有不同的聚合程度。岩浆聚合程度高，粘度就大，就不易流动；反之，聚合程度低，粘度就小，就易流动。

岩浆中 Li、Na、K 等碱金属及 H_2O、F、Cl 等挥发分能降低硅-氧四面体的聚合程度，使其粘度变小，增大流动能力。如闪长岩中加入 CaF_2 可降低其粘度。又如黑曜岩中加入水，也可降低其粘度。碱金属按 Li—Na—K 次序降低其粘度效应。

由花岗岩浆液态分异作用的一些实验及具体材料中可看出：1）伟晶岩浆富含 K、

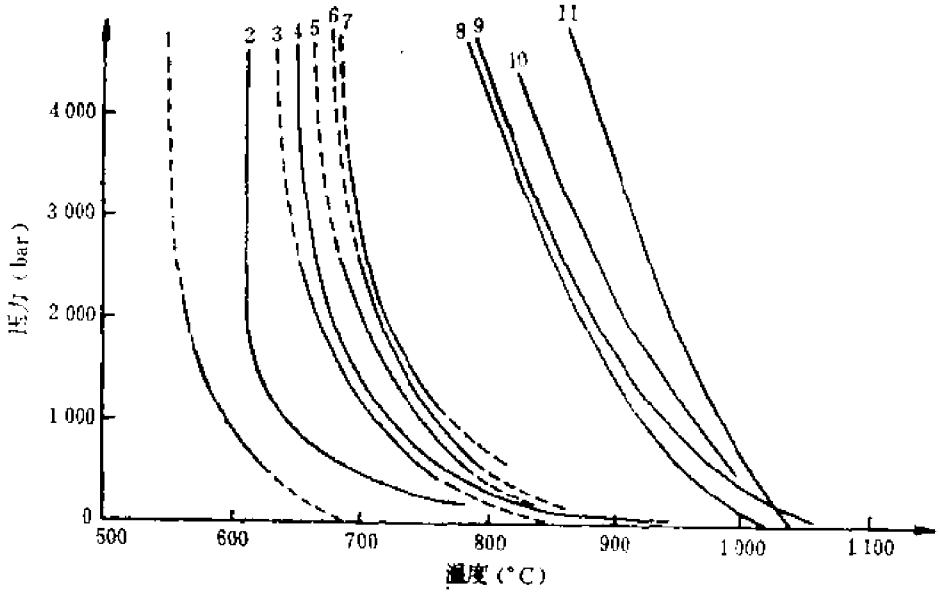


图 7.5　不同成分岩石初熔曲线比较（多余水）

（中国科学院地球化学研究所，1979）

1．锂云母-钠长石花岗岩　2．伟晶岩　3．黑云母花岗岩　4．花岗岩　5．蓝宝石-黑云母花岗岩　6．石英闪长岩　7．英云闪长岩　8．碱性玄武岩　9．橄榄拉斑玄武岩　10．高铝玄武岩　11．榴辉岩

Na、Li、Si、挥发分及稀有元素；2）花岗岩的实验说明，F、Na 能促使花岗岩浆分离成两个不同的相；3）在伟晶岩岩石化学特点及实验基础上可以认为，在浅部岩浆房中的花岗岩浆可分离成富含不同种类、不同数量碱金属、挥发分的岩浆（也即不同成分的伟晶岩浆）。不同成分的伟晶岩浆具有不同的粘度及不同的流动能力。

四、伟晶岩的成因实验

R．H．Jahns 等（1978，转引自袁见齐等，1985）进行了伟晶岩的成因实验，结果说明伟晶岩的形成经历了岩浆结晶阶段和热液交代阶段。

五、稀有金属花岗伟晶岩的岩浆结晶分异作用及热液交代作用

根据伟晶岩的地质资料、实验以及结合包裹体中物理状态的研究，伟晶岩的形成是经历了岩浆结晶作用及热液交代作用两个阶段。伟晶岩的成岩作用主要是在岩浆结晶阶段完成的，伟晶岩的成矿作用主要是在热液交代作用阶段完成的。

综合稀有金属花岗伟晶岩五个方面的特点，可以认为稀有金属花岗伟晶岩矿床的形成是长期的、多阶段的、反复的，其形成过程可概括为以下四个阶段：

1．深部矿源层的形成

地壳不同地区的深部矿源层决定了不同地区的伟晶岩具有不同的稀有元素，也决定了不同地区形成的伟晶岩矿床只具有某一种或几种稀有元素为主的带状分布。

2. 深部矿源层的部分熔融

深部矿源层可以部分熔融形成含矿花岗岩浆。部分熔融过程具有选择性。即易熔组分熔融，而难熔组分则残留下来，于是产生了成岩元素的选择性分离。成岩元素的分离也导致稀有元素的分离，于是在易溶组分聚集形成的花岗岩浆中，进一步富集了与花岗岩有关的稀有元素。

3. 含矿花岗岩浆的浅部分异作用

浅部岩浆房中的花岗岩浆，由于富含不同种类、不同数量的碱金属及挥发分，促使进行着充分的液态分异作用，在分异过程中分别形成：1）普通花岗岩浆；2）相对富钾及挥发分的伟晶岩浆；3）相对富钠及挥发分的伟晶岩浆；4）相对富锂及挥发分的伟晶岩浆。

岩浆中成岩元素、碱金属元素的分异也控制着稀有元素的分异，促使REE相对富集在富钾及挥发分的伟晶岩浆中，Nb、Be相对富集在富钠及挥发分的伟晶岩浆中，Ta、Rb、Cs相对富集在富锂及挥发分的伟晶岩浆中。这样使稀有元素得到再一次富集。浅部岩浆房中经过充分分异形成的各种含矿岩浆先后分出。富锂及挥发分的伟晶岩浆，粘度相对最小，结晶温度相对最低，即具有最大的流动能力，可进行长距离运移，最远能离浅部岩浆房，形成最高类型的伟晶岩——V类型伟晶岩，而富钾及挥发分的伟晶岩浆，相对具最大的粘度，结晶温度相对要高，即具有最小的流动能力，可运移的距离最短，最靠近浅部岩浆房，形成最低类型的伟晶岩——Ⅰ、Ⅱ类型伟晶岩。所以富含不同碱金属、不同挥发分的伟晶岩浆，由于具有不同的粘度、不同的结晶温度、不同的流动能力，在空间上围绕浅部岩浆房（岩浆房中残留部分的花岗岩浆，相对较基性，结晶温度高，先冷凝结晶形成早期岩基或大岩株）呈带状分布，即从大岩体（浅部岩浆房）向外依次出现：

Ⅰ类型伟晶岩→Ⅱ类型伟晶岩→Ⅲ类型伟晶岩→Ⅳ类型伟晶岩→Ⅴ类型伟晶岩

4. 岩浆结晶分异作用及热液交代作用

浅部岩浆房中经过充分分异形成的各种含矿伟晶岩浆，伴随着构造运动先后分出，沿着围岩的裂隙构造贯入，随着温度的下降，开始冷凝结晶形成伟晶岩。整个伟晶岩的形成过程可分为岩浆结晶分异作用及热液交代作用两个阶段。

（1）岩浆结晶分异作用：富含碱金属、挥发分和稀有元素的伟晶岩浆贯入围岩裂隙后，在相对封闭系统内随着温度的下降，进行着岩浆结晶分异作用，形成环带状的细粒结构带→文象结构带→粗粒结构带→块状结构带→石英核心。少量的稀有元素，主要是Li在结晶分异作用中以独立矿物形式晶出。大部分稀有元素在岩浆中组成了络合物，于是提高了它们在岩浆中的溶解度和稳定性，不参与岩浆结晶阶段的造岩矿物组成，当石英核心的形成结束了伟晶岩浆结晶的历史以后，稀有元素与残余岩浆一道演变成主要由水、挥发分、稀有元素及一些造岩元素组成的气水热液。

（2）热液交代作用：在气水热液中各种稀有元素组成的络合物具有很高的溶解度和稳定性，因而也就提高了它们在热液中的运移能力。同时，不同稀有元素的络合物具有

不同的稳定性，因而当富含稀有元素的气水热液沿着各原生结构带接触部位（特别是块体微斜长石周围）及裂隙进行交代，形成白云母、钠长石、锂云母等交代带或交代集合体时，导致各种稀有元素在不同的交代集合体中最终富集成矿。因此，各种稀有元素络合物的不同稳定性，是导致各种稀有元素的彻底分离和最终富集成矿的主要原因。

第二节　稀有金属花岗岩矿床

我国花岗岩类岩石广泛分布，出露面积超过 $82\times10^4km^2$。从前寒武纪到喜马拉雅期都有，其中前寒武纪的约占花岗岩总出露面积的 10%，加里东期的为 3—4%，海西期的出露最多，约占 46%，主要分布在我国的北部和西部，燕山期为 28%，主要分布在东部地区。如此广泛分布的花岗岩是形成与花岗岩有关矿床的物质基础。

50 年代以来，由于原子能工业、电子工业、航天工业以及国防工业对稀有金属的需求而进行了广泛和深入的研究，发现了很多富含稀有金属矿物的花岗岩，当稀有金属矿物富集达到工业要求时，即可成为稀有金属花岗岩型矿床。

稀有元素一般是指地壳中含量少且相当分散，独立矿床较少，提取较困难的元素。但由于它们具有特殊和优异的物理化学性质，因而是原子能工业、电子工业、航天工业及国防工业发展必不可少的资源。稀有元素主要是指：Li、Be、Nb、Ta、Zr、Hf、Rb、Cs 及 REE。

稀有金属花岗岩是锂、铍、铌、钽、锆、铪、稀土元素等金属的主要矿床类型。稀有金属花岗岩型矿床一般规模巨大，含矿均匀，常暴露于地表，采选较易，具有重要的工业意义。特别是含矿花岗岩的风化壳，其中稀有金属矿物富集，采选更易，所以更有工业意义。

稀有金属花岗岩按照所含稀有金属矿物种类的不同，可分为铌铁矿花岗岩、铌钽铁矿细晶石花岗岩、绿柱石花岗岩、氟碳钇钙矿花岗岩及褐钇铌矿花岗岩等。

稀有金属花岗岩的形成时代，从前寒武纪、加里东期、海西期、燕山期一直到喜马拉雅期，其中主要形成时代为海西期及燕山期，在我国主要是燕山期。即使在燕山期，这种不同种类含矿岩体又与不同期次的岩浆活动有关，如稀土金属花岗岩常产于燕山早、中期，而铌、钽、铍花岗岩常见于中、晚期。

不同类型的稀有金属花岗岩具有不同的稀有金属、稀有金属组合及呈带状分布的稀有金属矿床。

稀有金属花岗岩几乎都是多期复式岩体。矿化与晚期花岗岩关系密切。多期复式岩体的演化有如下的规律性：

（1）多期复式岩体的形成过程，一般由黑云母花岗岩→二云母花岗岩→白云母花岗岩或锂云母花岗岩。规模大的或较大的一般都是黑云母花岗岩，规模小的以晚期二云母花岗岩、白云母花岗岩或锂云母花岗岩为主。稀土金属花岗岩多为数十平方公里的大岩体，铌金属花岗岩一般为 1—3km^2 的岩株，而钽、铍金属花岗岩，则主要是小于 1km^2 的小岩体。

（2）从早期到晚期，岩石的结构由粗到细。因此，稀土金属花岗岩常具中、粗粒结构，钽、铍金属花岗岩常具细粒结构。

(3) 热液交代作用由弱到强，在岩体中的分布范围由大到小，分布部位由下而上。

(4) 从早期到晚期，钾长石含量减少，石英含量增加；早期以原生更长石为主，晚期以交代成因的钠长石为主；黑云母含量减少以至消失，而白云母、锂云母含量逐渐增多。

(5) 与交代作用有关的稀有金属矿物、黄玉、萤石等含量逐渐增多。

稀有金属花岗岩的岩石化学特征表现为 SiO_2 含量明显偏高，常大于 73%，一般在 73—75%之间，有的高达 78%左右，属超酸性花岗岩；碱质含量高，K_2O+Na_2O 常大于 8%。稀土金属花岗岩一般 $K_2O>Na_2O$。铍金属花岗岩 $K_2O\leqslant Na_2O$。钽金属花岗岩 $K_2O<Na_2O$；挥发分，特别是氟的含量明显偏高；钛、铁、镁、钙等含量明显偏低。

稀有金属花岗岩中的锂、铷、铯、铍、铌、钽、锆、铪和稀土元素等以及钨、锡等有色金属元素的含量随着岩体的演化逐步增加，特别是在晚期花岗岩中，稀有元素以及金属元素显得特别高，常比早期花岗岩高出一倍至十倍以上。Hf/Zr、U/Th、Ta/Na、HREE/LREE 值随着花岗岩的演化而逐步增加。

一、花岗岩中稀有金属矿化的成因

自从 50 年代在尼日利亚发现铌铁矿花岗岩以来，对花岗岩中稀有金属矿化的成因一直在进行热烈的讨论，但以往的讨论主要在岩石学（Беус и др., 1962）工作基础上进行。近年来由于高温高压下成岩成矿实验资料、地球物理资料以及矿物包裹体资料的大量积累，使我们有可能从以下六个方面来讨论花岗岩中稀有金属矿化的成因。

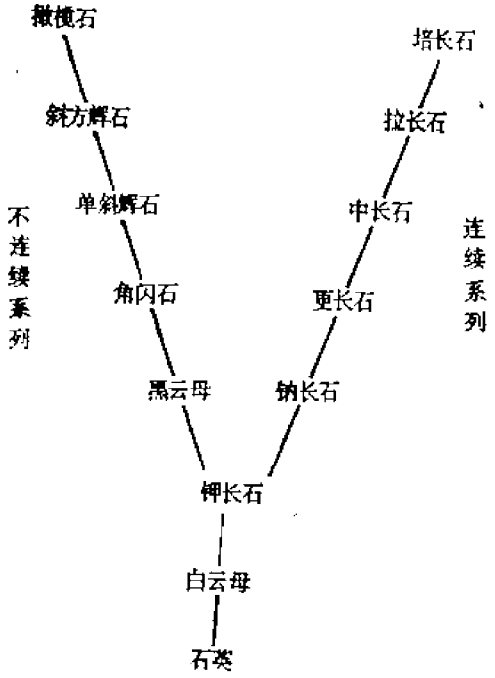


图 7.6 鲍温反应系列

（武汉地质学院岩石教研室主编，1980）

(1) 已知花岗岩中的造岩矿物主要为斜长石（更长石）、黑云母、钾长石和石英。它们之间的关系可以从下列几个方面进行探讨：1）根据鲍温反应系列（图 7.6）可以看出，位于反应系列上部的矿物先结晶，其结晶温度高，而位于反应系列下部的矿物晚结晶，其结晶温度低，随着石英的最终晶出，于是结束了岩浆结晶的历史。反应系列说明花岗岩浆中黑云母（以及角闪石）、更长石先结晶，钾长石和石英后结晶。2）Rosebusch（转引自武汉地质学院岩石教研室主编，1980）根据矿物的自形程度及包裹关系，确立了矿物的结晶顺序，即罗森布什法则：最早从岩浆中结晶的是副矿物，如磷灰石、磁铁矿、锆石、尖晶石、榍石、钙钛矿等，接着依次析出橄榄石、辉石、角闪石、黑云母等暗色矿物，然后再依次析出斜长石、碱性长石、似长石，最后析出石英和玻璃质。罗森布什法则说明花岗岩浆中先析出角闪石、黑云母，然后析出更长石、钾长石，最后析出石英。

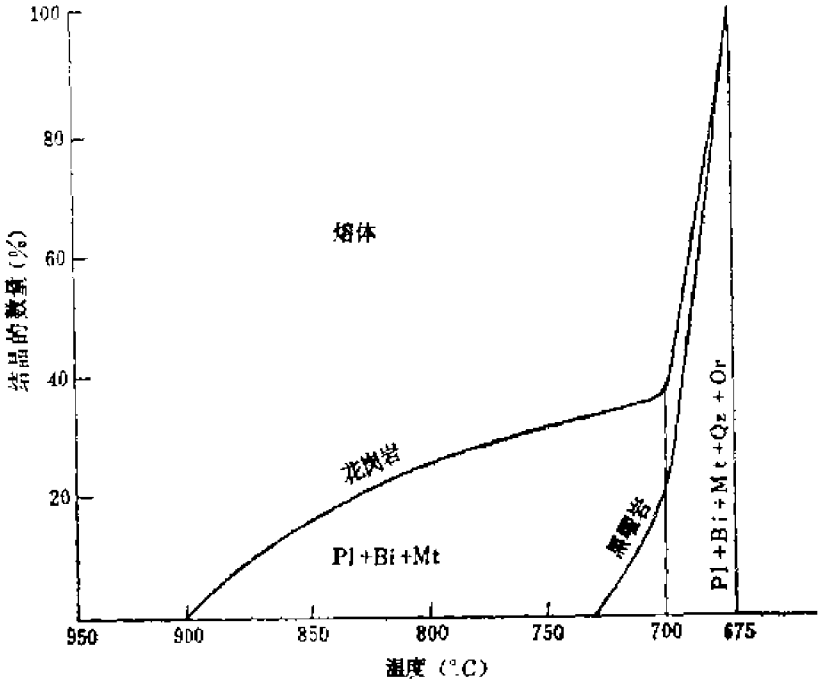


图 7.7　在水压 2 000kg/cm² 下从天然花岗岩和黑曜岩熔体内晶出顺序和晶出量的变化
(Хитаров, 1969)

对罗森布什认为岩浆中最早结晶的应是副矿物这一点，我们持不同意见，认为副矿物应是热液作用过程中形成。3）镜下鉴定资料表明，花岗岩中先析出自形晶的角闪石和黑云母，其次析出半自形晶的更长石，最后他形的钾长石和石英填充于以上矿物颗粒之间，构成了典型的花岗岩结构，即半自形粒状结构。这些矿物是紧密镶嵌的关系，不是先后交代的关系。4）Piwinskii 等(1970) 在 2 000bar 压力下对美国西部内华达山脉和俄勒冈沃洛沃花岗岩基的花岗岩、石英二长岩和花岗闪长岩进行熔化实验过程中矿物的消失次序为：钾长石—石英—黑云母—斜长石—角闪石—辉石—磁铁矿。(5) Хитаров (1969) 在 2kbar 压力下对花岗岩结晶顺序进行实验，实验展示了当花岗岩岩浆从 900°C 降温到 700°C 的 200°C 范围内，主要从岩浆中晶出 30—35% 的斜长石和黑云母，而在 700°C 到 675°C 的 25°C 范围内，石英和钾长石全部晶出（图 7.7）。

因此无论从鲍温反应系列、罗森布什法则、镜下鉴定资料，还是花岗岩的熔化实验、花岗岩的结晶顺序实验都说明：1）花岗岩中矿物的结晶有一定的顺序，即自形、半自形的黑云母和斜长石先结晶，他形的钾长石和石英后结晶。石英和钾长石的晶出结束了岩浆结晶的历史。这一结晶顺序构成了典型的花岗岩结构，即半自形粒状结构。2）这些花岗岩中的造岩矿物都是一次晶出，即只有一个世代。在此基础上可进一步分析稀有金属花岗岩中矿物之间的相互关系及其结晶顺序。稀有金属花岗岩中广泛发育钾长石、钠长石、石英及白云母。这些矿物经常有两个世代，它们之间是后者置换前者的关系，且往往保留前者的残留体，其完整的结晶顺序为钾长石—钠长石—石英—白云母—晚期钠长石—晚期钾长石。这些矿物的晶形愈到晚期愈好。稀有金属花岗岩的这些特点与正常的花岗岩迥然不同，表明不是正常岩浆结晶的产物，而是经历了强烈的热液交代作用。

（2）花岗岩中稀有元素的类质同象。含矿花岗岩浆随着温度、压力的下降开始冷凝

结晶，岩浆中具有足够浓度的造岩元素，它们按照各自的性质互相结合，先后结晶形成各种造岩矿物。而浓度远远低于造岩元素的稀有元素，它们并不形成各自的独立矿物，一部分选择与其各自晶体化学性质相似的造岩元素以类质同象形式分散进入到造岩矿物中，从而导致这一部分稀有元素在岩浆结晶阶段的分散。有人统计，Rb、Cs 可 100%地分散到造岩矿物中，Be、W 可 75%地分散到造岩矿物中，Nb、Zr、Ta、Hf 可有 50—65%分散到造岩矿物中，另外一部分稀有元素在岩浆中形成易熔的络合物，不参与岩浆结晶阶段的造岩矿物组成，而是转入到气水热液中。

花岗岩中的早期热液交代作用（主要为微斜长石化和白云母化），使分散在花岗岩造岩矿物（主要是更长石和黑云母）中的稀有元素发生活化转移，据计算，花岗岩中可带出的成矿元素的数量是相当巨大的（表 7.3、表 7.4），导致在后期交代作用（主要为钠长石化和云英岩化）中富集成矿。

表 7.3　热液交代作用阶段从花岗岩中带出的成矿元素表

(Беус и др., 1964)

元素含量 (ppm)		花岗岩中带出量 (g/m^3)
岩浆阶段矿物	交代作用矿物	
斜长石	微斜长石	
Be 18—25	Be <1—4	7—12
Li 6—10	Li <1—4	3—13
TR 30—100	TR 5—20	15—100
黑云母	白云母	
Li 600—2 130	Li 230—450	80—400
Sn 25—400	Sn 15—220	10—60
	锂云母(绿鳞云母)	
Nb 2 000	Nb 120—180	大约 200
Ta 600	Ta 50—90	大约 200

表 7.4　微斜长石化和白云母化作用中带出的金属元素与同类元素工业矿床规模比较

(Беус и др., 1964)

蚀变花岗岩中带出量 ($10^4t/cm^3$)	矿床储量(10^4t)	
	中　型	大　型
Li 8.0—4.00	0.1—5.0	>5.0
Sn 1.0—6.0	0.05—4.0	>4.0
Be 0.7—1.2	0.05—5.0	>5.0
Ta 约 10	0.01—0.05	>0.05

(3) 花岗岩中的裂隙。稀有金属花岗岩中的各种造岩矿物（钾长石、钠长石、石英、白云母）在空间分散上是不均匀的，它们之间没有一定的比值，强烈钾长石化花岗岩可由大量钾长石组成，强烈云英岩化花岗岩可由大量云母和石英组成，这就说明了它们受微细裂隙控制。微细裂隙可分为原生裂隙及构造裂隙两类：1) 原生裂隙可以有这样几种，即从微观角度，不同结晶格架矿物之间或者不同方位的同种晶体格架之间都会有微细的粒间空隙；花岗岩浆冷凝结晶过程中形成的收缩裂隙；斜长石的双晶结合面、黑云母的

解理缝都是原生的微细裂隙。2）由构造运动引起的次生裂隙。

与稀有金属花岗岩有关的主要是原生的微细裂隙。

地震波的实验资料表明，地震纵波传播速度，随着压力由 1 000kg/cm² 增加到 1 300 kg/cm² 而迅速增加，但当压力达到 1 300kg/cm² 以后，即使再增加压力，速度也不再增加（图 4.6），其原因是岩石不再具有微细裂隙，岩石的孔隙度等于零，就是说在 1 300bar 压力下，岩石的孔隙全愈合了。愈接近地表，其围压愈小，裂隙也愈大，即从微细裂隙逐渐演变成明显的裂隙，相应地矿石构造也由浸染状—细脉（网脉）—脉状。稀有元素花岗岩形成的深度一般认为是 1.5—3km，因而它的矿化受到微细裂隙控制。表现为形成以浸染状为主的矿石构造。但含矿花岗岩形成深度不完全一样，如稀土金属花岗岩形成深度最深，具有最微细的裂隙，为浸染状的矿石构造；铌、钽金属花岗岩形成深度要浅一些，某矿石构造为浸染状及细脉状；铯、锂、铍金属花岗岩形成深度更浅，所以是浸染状、细脉状及脉状的矿石构造。

（4）岩浆期不能晶出稀有元素独立矿物。O、Si、Al、Fe、Ca、Na、Mg、K 等八种元素占地壳总成分的 99.4%（表 7.5）。岩浆期结晶的矿物都是由以上八种元素以不同的比例结合而成，也就是说组成岩浆期结晶的矿物，其元素最低浓度要有 2.09%（即钾的平均含量），低于 2.09%浓度的元素在岩浆期不能形成独立矿物。现在我们再来分析稀有元素的情况，从表 7.5 中可以看到稀有元素在地壳中的含量是非常低的，仅是十万分之几、百万分之几。如此低的含量要在正常结晶分异过程中形成独立矿物是很难想象的，何况稀有元素的晶体化学性质与造岩元素相似，促使一部分稀有元素以类质同象形式分散到造岩矿物中，目前还没有能说明稀有元素达到多大的浓度才能在岩浆中以独立矿物晶出的实验资料。现只能引用有人对 $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$ 体系的实验来间接说明成矿元素要达到一定的浓度才能晶出，还有人利用 MgO、Cr_2O_3、SiO_2 三种氧化物进行合成镁铬尖晶石的实验。实验结果说明 Cr_2O_3 的浓度要达到 2%左右时开始结晶，若以原始超基性岩浆含 Cr_2O_3 0.52%计算，则只有当岩浆晶出 73.5%之后，铬尖晶石才能晶出，这只是铬尖晶石副矿物，如要大量晶出，则要在更晚阶段才有可能。上述实验间接表明，稀有元素如此低的浓度要在岩浆分异结晶过程中晶出形成独立矿物是不可能的。为此要促使大量稀有元素矿物的晶出，需要有特殊的成矿作用，即热液交代作用。通过稀有元素与挥发分及碱金属阳离子组成络合物，使稀有元素在交代作用的不同阶段富集成矿。下面引用 И.Д.Рябчиков（1974）的实验来间接说明当稀有元素与挥发分结合后，不再以类质同象形式进入到岩浆结晶的矿物中，而是与挥发分结合形成易溶络合物后转入热液中。他的实验是在含有氟、氯等挥发分的花岗岩浆中研究锡的活动情况，当花岗岩浆在分离结晶程度为 0.8 时，剩余岩浆中含 Sn 约 0.0006%，当结晶程度为 0.99 时，剩余岩浆中含 Sn 量增加到 0.01%，当结晶程度为 0.999 时，剩余岩浆中含 Sn 量达到 0.1%。这一实验说明 Sn 在岩浆基本结晶后，还保留在残余岩浆中。实际上这样的残余岩浆早已不是岩浆，而是热液了。所以这一实验可以认为 Sn 是在岩浆期后热液中富集，而稀有元素与锡的地球化学性质相似，因此也可以认为稀有元素是在岩浆期后热液中富集。

（5）花岗岩中的交代作用。稀有金属花岗岩中广泛发育着交代作用（Беус и др., 1964），有早期微斜长石化，早期钠长石化、云英岩化，晚期钠长石化和晚期微斜长石化。交代作用在空间上具有规律性，即早期钾长石化主要发育在岩体的深部，分布范围

表 7.5　在地壳中主要成岩成矿元素的平均含量(%)

(Taylor, 1964)

元素	O	Si	Al	Fe	Ca	Na	Mg	K	Li	Be	Rb	Zr	Nb	Cs	Hf	Ta
含量	46.40	28.15	8.23	5.63	4.15	2.36	2.33	2.09	0.0020	0.00028	0.009	0.0165	0.002	3×10^{-4}	3×10^{-4}	2×10^{-4}

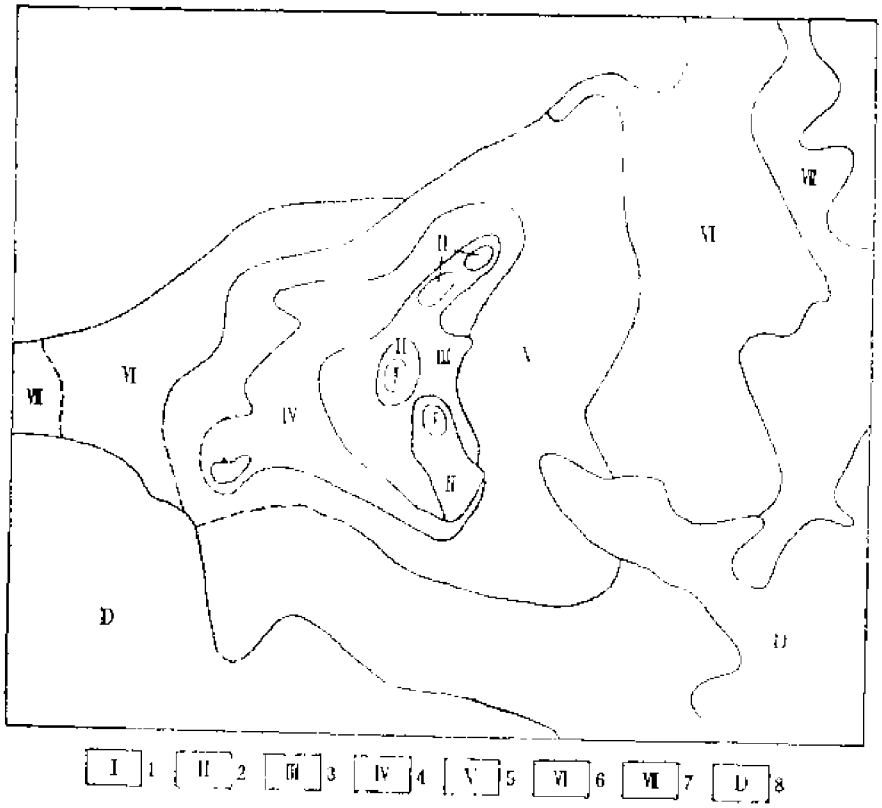


图 7.8　湖南某地含矿花岗岩体交代作用带平面图

(地质科学研究院地质矿产研究所稀有组，1975)

1．云英岩　2．强云英岩化-钠长石化-钾长石化花岗岩　3．云英岩化-钠长石化-钾长石化花岗岩　4．弱云英岩化-强钠长石化-钾长石化花岗岩　5．强钠长石化-钾长石化花岗岩　6．钠长石化-钾长石化花岗岩　7．钾长石化-锂黑云母花岗岩　8．沉积变质岩

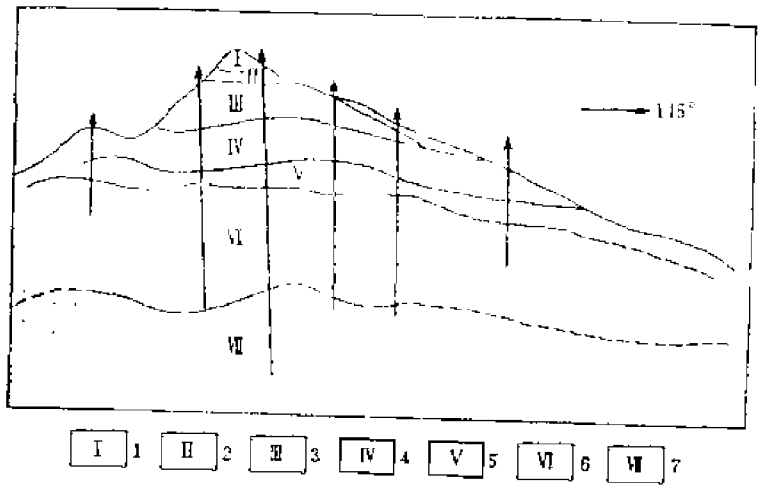


图 7.9　湖南某地含矿花岗岩体交代作用带剖面图

(地质科学研究院地质矿产研究所稀有组，1975)

图例同图 7.8」

广；早期钠长石发育在岩体上部，范围明显变小；云英岩化发育在岩体的顶部和边部，分布范围进一步缩小；晚期钠长石化及晚期钾长石化的位置更集中到岩体的顶部和边部，其范围更小。图 7.8、图 7.9 显示了湖南某地稀有金属花岗岩中交代作用在空间分布上的规律性（地质科学研究院地质矿产研究所稀有组，1975）。

交代作用中出现的矿物共生组合，无论是脉石矿物，还是稀有金属矿物，其形成都是晚于花岗岩中正常岩浆系列结晶的矿物，即都是在角闪石、黑云母、斜长石(更长石)、钾长石、石英之后。在交代作用形成的矿物中存在岩浆期结晶矿物的残留体。每种交代作用形成的矿物可有几个世代，例如钾长石有两个世代，加上原生的可有三个世代。钠长石有两个世代，加上原生的更长石可有三个世代。而正常岩浆按顺序先后结晶，只有一个世代，到石英结晶完了，就结束岩浆结晶的历史。

花岗岩中的稀有金属矿化与交代作用密切有关，钾长石化与稀土及铌的矿化有关，钠长石化与铌、钽、铍矿化有关，云英岩化与钽、铌、铍、锂、铷、铯矿化有关。花岗岩中稀有金属矿化由下而上逐渐增强，与交代作用强度成正比。

随着热液交代作用的进行，由岩体内部向着岩体顶部和边部，地球化学性质相似的 Nb/Ta、LREE/HREE、Zr/Hf、Th/U 等元素对发生了有规律性的分离，它们的比值有规律性地降低，即重稀有元素含量由岩体内部向岩体顶部、边部逐渐增高，这不好用岩浆期的正常结晶分异来解释。在花岗岩中，大部分稀有金属矿物都是比重大的重矿物，而与交代作用有关的钾长石、钠长石、白云母和石英都是比重小的轻矿物。轻矿物与重矿物紧密共生，且都分布于岩体顶部和边部，这也不好用岩浆期的正常结晶分异来说明。然而从热液交代作用角度就可对上述两方面做出很好的回答。

稀有金属花岗岩中含有较多的挥发分，如 F、Cl、CO_2、H_2O 等，其中氟的含量较多，也较有意义，故着重讨论 F。岩体中氟的含量高低，也反映了稀有元素含量的多少，即岩体中 F 含量高，则 Li、Be、Nb、Ta、REE 等稀有元素含量也高；反之，则稀有元素含量低。F 在花岗岩中的分配，以华南花岗岩为例，主要富集氟的矿物是黑云母。在黑云母中 F 以类质同象置换 $(OH)^-$ 的形式存在，所含的 F 占岩石总含量的 40—70%，当岩石受到钾长石和钠长石化时，黑云母被交代，大量的 F 被释放出来，随着交代作用的进行以黄玉、萤石等氟的独立矿物形式晶出，从这里也可看出，与钾长石、钠长石共生的黄玉、萤石是典型的交代矿物，是交代原生黑云母后形成的，它们之间是典型的交代关系。众所周知，黄玉、萤石是典型的气水热液矿物，从而也间接地说明钾长石、钠长石等都是热液交代作用形成。

挥发分与稀有元素结合形成络合物（Kocarc，1976），如 $Na_2[BeF_4]$、$K_2[BeF_4]$、$Na_3[NbOF_5]$、$K_2[NbOF_5]$ 等。当形成络合物后就显著提高了稀有元素在热液中的溶解度和稳定性，从而也提高了稀有元素在热液中运移的能力。同时各种稀有元素的络合物都有一定的稳定范围，当含矿热液的物理化学条件发生改变时，就要引起络合物的分解，稀有元素析出形成矿物，与此同时组成络合物配位体的 F、Cl 等也以独立矿物形式晶出，形成黄玉、萤石等。这就是在不同交代作用阶段具有不同的稀有金属矿化，相应地还有黄玉、萤石等矿物共生的原因。

(6) 与花岗岩有关的实验。中国科学院地球化学研究所(1979)对华南花岗岩类进行了熔化实验，在 2 000bar 水蒸气压力下雅山锂云母-钠长石花岗岩的初熔温度为 576°C，

诸广山黑云母花岗岩为680°C，大容山堇青石-黑云母花岗岩为710°C，和平石英闪长岩为720°C（图4.2）。综合以上实验及其它有关实验资料说明，花岗岩的成岩温度（即花岗岩的岩浆结晶温度）最低在550°C以上，一般认为都要在600—700°C以上，也就是说低于500°C已不是岩浆结晶的温度，而是热液作用的温度。

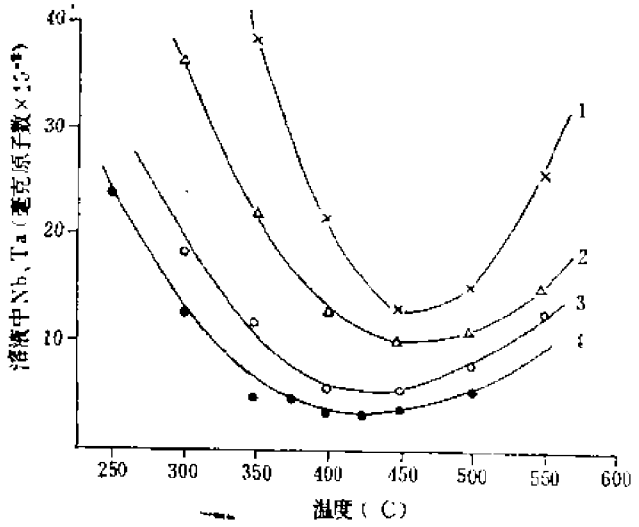


图 7.10　水解与温度（压力）的关系

（中国科学院地球化学研究所成矿实验研究组，1972）

1. $K_2NbOF_5 \cdot H_2O + Na_2SiF_6 + H_2O$　2. $K_2TaF_7 + Na_2SiF_6 + H_2O$　3. $K_2NbOF_5 \cdot H_2O + H_2O$　4. $K_2TaF_7 + H_2O$

稀有金属花岗岩的化学组成可分为三类：1）碱金属阳离子（K^+、Na^+、Li^+等）；2）中心离子（Si^{4+}、Al^{3+}、Be^{2+}、Nb^{5+}、Ta^{5+}、REE^{3+}、Zr^{4+}、Hf^{4+}等）；3）配位体（F^-、Cl^-、CO_3^{2-}、HCO_3^-等）。

上述三类离子从化学角度来看，很易形成络合物，如氟、铍与钠结合形成$Na_2[BeF_4]$型络合物，其中Be与F结合形成$[BeF_4]^{2-}$的络阴离子，F^-通过配位键以等距离围绕Be^{2+}形成络阴离子，碱金属Na以离子键与$[BeF_4]^{2-}$络阴离子结合成$Na_2[BeF_4]$型络合物。现在的问题是上述络合物在高温高压下，相当于成矿作用的条件下能否存在？在高温高压下，铌、钽、氟络合物稳定性实验所得结果（图7.10）中，可以看出，在超临界状态以前（即低于374.2°C，218 atm），随着温度和压力增高，铌、钽、氟络合物水解值逐渐增大。在超临界状态以后，随着温度、压力增大，络合物反而趋于更加稳定，当有Na_2SiF_6存在时，这种趋势更加明显。当有大量硅存在时，从图7.11可以看出，它能够防止铌、钽、氟络合物发生水解，两者之间还具有直线关系，这在很大程度上说明，硅起着缓冲剂的作用。

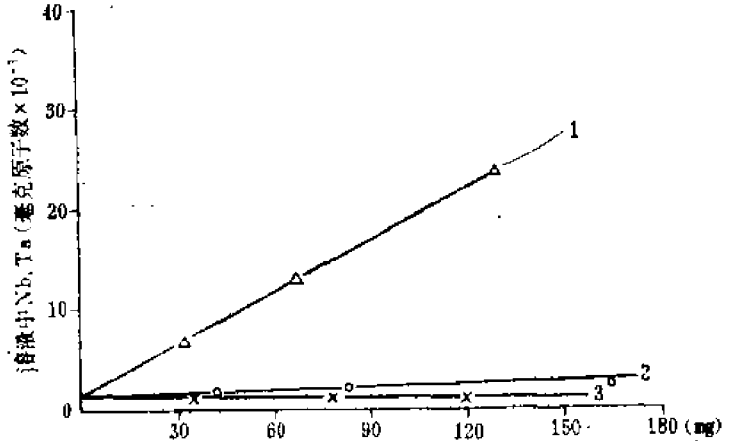


图 7.11　硅对K_2TaF_7水解的影响

（中国科学院地球化学研究所成矿实验研究组，1972）

温度为400°C，填充度53.2%

1. K_2SiF_6　2. K_3AlF_6　3. KF

中国科学院地球化学研究所成矿实验研究发现，铌、钽、氟络合物在高温高压下是稳定的，并且在地球化学性质相似的铌、钽所形成的络合物中，通过实验还发现钽氟络合物比铌氟络合物具有更大的稳定性（表7.6），这样就很好地阐明了Nb/Ta值由岩体内部向顶部、边部逐渐降低的原因。从这里也可间接推论其它地球化学性质相似元素对的LREE/HREE值、Zr/Hf值也基于这个原因，使元素对中的重元素富集在岩体的顶部和边部。

表 7.6 Li、Na、K、Na_2SiF_6对铌、钽、氟络合物迁移量的影响

（中国科学院地球化学研究所成矿实验研究组，1972）

编号	在II型高压釜中的初始物质			反应后左反应室的成分		迁移速度	
	右反应室		左反应室	Nb（毫克原子数）	Ta（毫克原子数）	Nb（毫克原子数）/$\Delta S \cdot t$	Ta（毫克原子数）/$\Delta S \cdot t$
1	$K_2NbOF_5 \cdot H_2O$	23mg					
	K_2TaF_7	30mg					
	LiF	62mg	HF1.1*N*	22.5×10^{-3}			
	HF1.1*N**	3.0ml	3.0ml		36.3×10^{-3}	5.6×10^{-3}	9.1×10^{-3}
2	$K_2NbOF_5 \cdot H_2O$	23mg					
	K_2TaF_7	30mg					
	NaF	100mg	HF1.1*N*	21.8×10^{-3}			
	HF1.1*N*	3.0ml	3.0ml		36.6×10^{-3}	5.4×10^{-3}	9.2×10^{-3}
3	$K_2NbOF_5 \cdot H_2O$	23mg					
	K_2TaF_7	30mg					
	$KF \cdot 2H_2O$	223mg	HF1.1*N*	23.7×10^{-3}			
	HF1.1*N*	3.0ml	3.0ml		29.7×10^{-3}	5.9×10^{-3}	7.4×10^{-3}
4	$K_2NbOF_5 \cdot H_2O$	23mg					
	K_2TaF_7	30mg					
	Na_2SiF_6	210mg	HF0.54*N*	38.1×10^{-3}			
	HF0.54*N*	3.0ml	3.0ml		49.2×10^{-3}	9.5×10^{-3}	12.3×10^{-3}

*1*N*≙(1mol/L)×离子价数，下同。

稀有金属花岗岩中最早的交代作用为钾长石化。目前还没有直接的高温高压实验来论证与稀有金属花岗岩有关的钾长石化是在什么条件下形成，只能间接地引用与斑岩铜矿有关的高温高压实验来讨论钾长石化的形成。实验说明在400—600 °C和500atm条件下的气水热液最利于钾长石化的形成。

Beyc等（1963）模拟了在高温高压下含铍氟络合物的溶液与花岗岩中主要组成矿物微斜长石相互作用的实验，也就是模拟与钠长石化有关的绿柱石的形成。实验利用$Na_2[BeF_4]$络合物与微斜长石相互作用，温度为490—540 °C，时间为1—72h。实验令人信服地证明了钠长石是在热液交代作用中完成，且在钠长石化过程中，特别是在钠长石化的前锋形成了绿柱石（图7.12）。

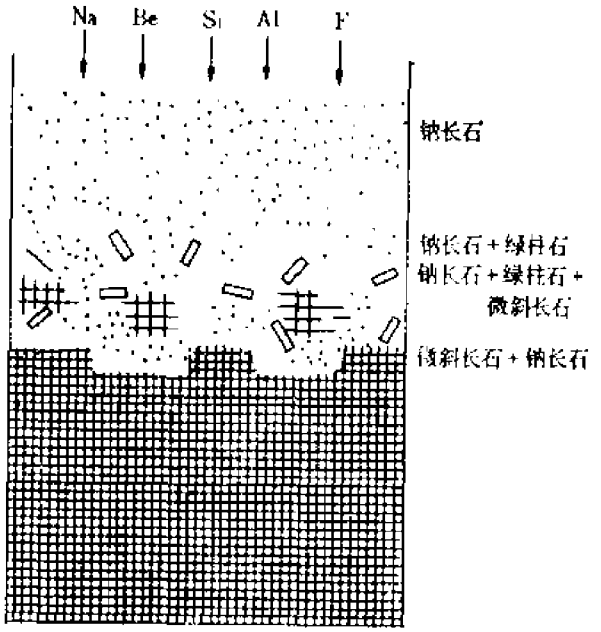


图7.12 钠长石化作用过程中绿柱石的形成

（Beyc и др., 1963）

中国科学院地球化学研究所成矿实验研究组（1972）研究铌铁矿的形成条件，实验温度为350 °C，压力为1 000a tm，实验时间为17—118h，实验证明了在热液中通过钠长石化

交代作用形成铌铁矿。

中国科学院地球化学研究所成矿实验研究组(1972)又研究了云英岩的形成条件。实验表明了在热液中温度为400—600°C，压力为1 000atm时，可以形成云母、黄玉、石英组合的云英岩。

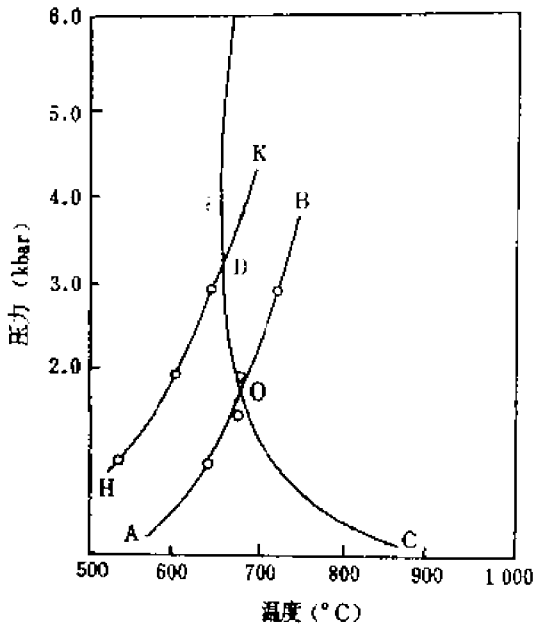


图7.13 白云母稳定的 P-T 图解
（卡迈克尔等，1982）
AOB．白云母稳定曲线 HDK．白云母+石英稳定曲线 COD．花岗岩熔融曲线

普通花岗岩中的云母为黑云母，而稀有金属花岗岩中的云母为白云母（或含锂云母）。从白云母稳定的 P-T 图解（图7.13）中可以看出，在 $P_{H_2O}<2$kbar 的花岗岩浆中不可能结晶出白云母（卡迈克尔等，1982）。已有资料认为，稀有金属花岗岩形成深度为1—3.5km，即压力小于1 000bar，因此稀有金属花岗岩中广泛发育的白云母只能是在热液交代作用中形成。

稀有金属花岗岩中交代作用的产物——钾长石、钠长石、石英、白云母以及稀有金属矿物，都含有气液包裹体。从形成包裹体的机理可知，这些气液包裹体本身就说明矿物是从气水热液中形成。

稀有金属花岗岩中矿物包裹体测温资料目前还不很多，但也很说明问题，例如华南某铌、钽、钨花岗岩测温资料表明，铌、钽矿化形成温度为309°C。又如华南414铌、钽花岗岩包裹体测温资料说明，富锰铌钽铁矿、细晶石形成温度分别为320°C和315°C。由以上以及其它有关测温资料可以看出，与交代作用有关的稀有金属矿物都是在200—400°C范围内形成，这一温度区间正是典型的热液矿床形成的范围。

综合以上国内外的实验资料令人信服地表明，花岗岩的成岩温度最低在550°C以上，一般认为都要在600—700°C以上，而稀有金属花岗岩中的交代作用及其稀有金属矿化的形成温度都是低于550°C，特别是稀有金属矿化都在200—400°C区间内形成。因此，它们是热液交代作用的产物。

从上述讨论的六个方面，可以认为花岗岩中稀有金属矿化，是含矿热液交代花岗岩形成的。其形成过程如下：由浅部岩浆房中分出的富含稀有元素、挥发分及碱金属的花岗岩浆侵入到地壳上部层位，随着温度和压力的下降开始冷凝结晶，一部分稀有元素因晶体化学性质与造岩元素相似，以类质同象形式分散进入到造岩矿物晶格中，另外一部分稀有元素以易溶络合物的形式存在于岩浆中。造岩矿物的结晶顺序是黑云母、更长石、钾长石和石英，钾长石和石英的晶出结束了岩浆阶段结晶的历史，于是残余岩浆逐渐演变成热液。在热液中由于挥发分参与组成络合物，其活度降低，碱性元素呈离子状态存在，其活度增大，所以热液显示强碱性，导致强碱性元素钾发生早期微斜长石化，与微斜长石共生的为萤石，早期的微斜长石使分散在花岗岩造岩矿物中的一部分稀有元素发生活化转移，并在钠长石化和云英岩化过程中富集成矿。与早期微斜长石化有关的矿化不

多，主要是部分的稀土及铌。随着温度、压力的逐渐下降，络合物逐渐分解。另外微斜长石交代斜长石，导致Na（Ca）转入热液，于是热液的碱度开始降低，从而使钠的活度增高，发生了钠长石化，与钠长石共生的有黄玉、萤石，与早期钠长石化有关的矿化为Be、Nb(Ta)、Zr及REE。随着络合物的不断分解、热液中碱质的减少，使热液的酸度进一步升高，结果发生了云英岩化，与其共生的为黄玉、萤石、电气石等。与云英岩化有关的矿化为Ta、Li、Be以及W、Sn。由于热液与围岩（富碱质）相互作用，促使热液碱度又逐渐增高，于是发生了晚期钠长石化。与晚期钠长石化有关的矿化为Nb、Ta。最后热液的碱度进一步增高，这就发生了晚期微斜长石化。晚期微斜长石化结束了与稀有金属矿化有关的热液交代作用的历史。

二、稀有金属花岗岩的成因

以往文献对稀有金属花岗岩形成的全部过程很少论述，现以稀有金属花岗岩的实例，结合有关实验资料，分五个方面来讨论它的成因。

（一）稀有金属花岗岩在空间上的分布

在我国花岗岩分布十分广泛，但稀有金属花岗岩只在某些地区出露，主要是在华南地区，其它如新疆、四川、内蒙古、吉林等局部地区也有出露。国外花岗岩的分布也十分广泛，但稀有金属花岗岩也只限于局部地区出露，著名的有尼日利亚的铌铁矿花岗岩，法国的锂、铍、铌、钽花岗岩，原苏联外贝加尔的锂、铍、铌、钽花岗岩等，即使在富含稀有金属花岗岩地区，例如华南地区，不同种类的稀有金属花岗岩也有着不同的空间分布，可进一步划分成六个富含不同稀有金属花岗岩的成矿亚区：1）赣粤湘桂钨（钽、铌、铍、锡及多金属）成矿亚区；2）粤东南铌（钽、铍）成矿亚区；3）赣湘桂钽、锡、铍（钨、铌）成矿亚区；4）苏浙赣铌、(钽、铍）成矿亚区；5）闽浙铌（钽、铍、稀土）成矿亚区；6）粤桂云开稀土矿亚区。

在我国其它地区，也具有不同的稀有金属花岗岩。例如，吉林801为铍、稀土、铌、锆的碱性花岗岩；新疆北部为绿柱石花岗岩；四川西部为锂辉石花岗岩。

由此可得出以下几点认识：1）稀有元素的富集与花岗岩有关；2）不是所有花岗岩地区都有稀有金属矿化；3）不同地区具有不同的稀有金属花岗岩。

（二）稀有金属花岗岩的岩体特征

花岗岩一般是多期侵入的复式岩体。

例1．广东诸广山燕山期花岗岩是由四期组成的复式岩体。第一期斑状黑云母花岗岩，年龄为180Ma；第二期小斑状二云母花岗岩，年龄为169—153Ma；第三期黑云母花岗岩，年龄为155—150Ma；第四期中粒二云母花岗岩，年龄为153—122Ma。

例2．湘桂交界的九嶷山岩体。第一期黑云母花岗岩，年龄为180—172Ma；第二期黑云母和二云母花岗岩，年龄为150—140Ma；第三期花岗斑岩，年龄为140—138Ma。

例 3．鼓山复式岩体。由晚侏罗世二长花岗岩、早白垩世第一期花岗闪长岩、早白垩世第二期肉红色花岗岩、早白垩世第二期二长花岗岩、晚白垩世第二期钾长花岗斑岩组成。

例 4．西华山复式岩体。由五期花岗岩组成。

例 5．粤北九连山岩体。第一期斑状中粗粒黑云母花岗岩，年龄为 146—138Ma；第二期细粒二云母花岗岩，年龄为 112Ma；第三期花岗斑岩，年龄为 88Ma。

例 6．赣东北于山岩体。第一期花岗闪长岩，年龄为 214Ma；第二期斑状中粗粒黑云母花岗岩，年龄为 175Ma；第三期细粒二云母花岗岩，年龄为 146Ma。

稀有金属花岗岩一般也是多期侵入的复式岩体。

例 1．江西某地绿柱石花岗岩。第一期斑状黑云母花岗岩；第二期中细粒二云母花岗岩或中细粒黑云母花岗岩，在其突出部位存在强烈云英岩化及钠长石化的绿柱石花岗岩。

例 2．广东博罗铌铁矿花岗岩。加里东期(？)黑云母斜长花岗片麻岩、黑云母花岗片麻岩；印支期中粗粒斑状角闪石、黑云母花岗岩（花岗闪长岩）、片麻状二长花岗岩；

燕山期
- 第四期
  - 晚期中细粒花岗岩，年龄为 127—91Ma，
  - 中期细粒斑状黑云母花岗岩，年龄为 127Ma，
  - 早期中粗粒黑云母花岗岩，年龄为 148—135Ma；
- 第三期细粒粗斑状、细粒斑状黑云母花岗岩；
- 第二期石英闪长斑岩和细粒石英闪长岩。

第三期及其以前的侵入体都不含铌铁矿或含量甚微。燕山第四期早、中、晚三次侵入形成的花岗岩，含有程度不等的铌、钽矿化，但矿化最富的是最晚形成的中细粒花岗岩。

例 3．江西 101 铌、钽花岗岩。第一期粗粒斑状黑云母花岗岩、中粒黑云母花岗岩；第二期中细粒二云母花岗岩；第三期细粒白云母花岗岩。

铌钽矿与第三期细粒白云母花岗岩有关。

例 4．414 铌、钽花岗岩。第一期中粗粒黑云母花岗岩，年龄为 159Ma；第二期锂云母-钠长石花岗岩，年龄为 131Ma。

铌钽矿化与第二期锂云母-钠长石花岗岩有关。

例 5．新疆某地绿柱石花岗岩。第一期片麻状花岗岩；第二期斑状花岗岩。

铍矿化与第二期斑状花岗岩有关。

由上述一些例子可归结出：

(1) 花岗岩及稀有金属花岗岩一般是多期侵入的复式岩体；

(2) 存在以早期大岩体为主体的浅部岩浆房。从浅部岩浆房中经过分异形成的含矿岩浆以及含矿的多期复式岩体，在空间分布上表现为晚期岩体紧密围绕早期大岩体，或晚期岩体存在于早期岩体中。

(3) 稀有金属矿化主要与晚期花岗岩有关。

（三）稀有金属花岗岩的带状分布

稀有金属花岗岩矿床既有区域性的带状分布，也有矿床、矿体的带状分布。

1．区域性的带状分布

例1．华南地区不同种类的稀有金属花岗岩。它们有着不同的空间分布。可进一步划分成六个富含不同稀有金属花岗岩的成矿亚区。

例2．广东520矿田。中间是中粒黑云母花岗岩，围绕其边缘分布着几个富铌的钠长石花岗岩小岩株，再向外分布着富钽的强钠长石化浅色云母花岗岩小岩体（图7.14）。

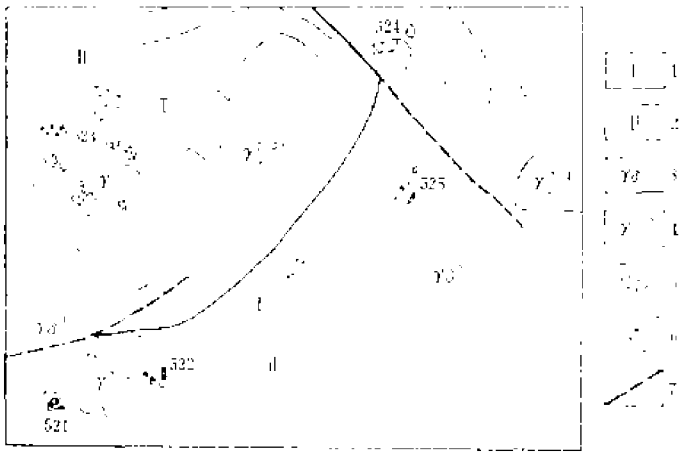


图7.14 广东520矿田矿化水平分带

（中国科学院地球化学研究所，1979）

1．含铌花岗岩带 2．含钽、铌花岗岩带 3．印支期花岗闪长岩 4．燕山期黑云母花岗岩 5．含铌花岗岩 6．含钽、铌花岗岩 7．断层

2．矿床、矿体的带状分布

例1．桂水含钽、铌花岗岩。该地从黑云母-钾长石化花岗岩过渡到钠长石化花岗岩。随着钠长石化交代作用的增强，成矿元素钽、铌、锡含量逐渐增高（表7.7）。在岩体顶部与围岩之间有一条伟晶岩脉及花岗岩脉带。再向上依次有钨、锡长石-石英脉带，钨、锡石英脉及锂云母-萤石细脉带（图7.15）。

表7.7 桂水含钽、铌花岗岩的垂直分带及钽、铌、锡在各带中的含量*

分带名称	含量（%）		
	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Sn
锂云母-萤石细脉带，石英脉带	0.0028	0.0038	0.7
钨、锡长石-石英脉带	0.0091	0.012	0.8
似伟晶岩脉及花岗岩脉带	0.018	0.016	0.16
强钠长石化-萤石化花岗岩带	0.01	0.11	0.12
中钠长石化-黄玉化花岗岩带	0.005	0.008	0.03
弱钠长石化-黄玉化花岗岩带	0.004	0.007	0.009
黑云母-钾长石化花岗岩			

*中国地质科学院地质矿产研究所稀有组，1978，我国稀有稀土金属矿床地质特征及找矿方向。

例2．某地花岗岩。岩体内为铌、钽矿化带，向外依次为钨、铋、钼带，铜、锡带以及汞、锑、铀矿化带。

例3．湖南某花岗岩。岩体内部为REE、Nb，岩体顶部为Ta，在岩体与围岩的接触带为含铍夕卡岩及含钨萤石脉，远离岩体为锡石硫化物脉和铅锌矿脉。其分带顺序由岩体向外，依次为：

REE、Nb—Ta—Be、W—Sn—Pb、Zn

例4．华南某地含钽、铌花岗岩（卢焕章等，1974、1975）。该地有粗粒黑云母花岗

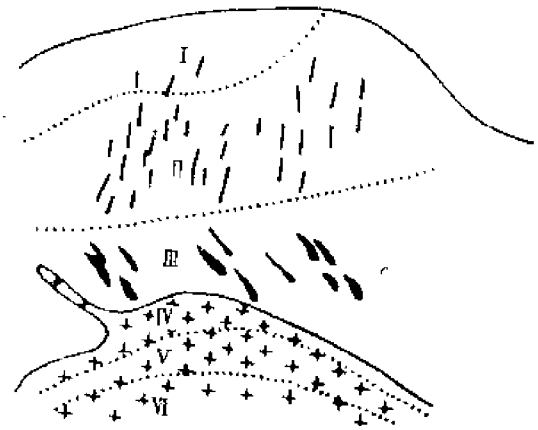


图 7.15　桂水含钽、铌花岗岩体的垂直分带图

资料来源同表 7.7

Ⅰ．锂云母-萤石细脉带　Ⅱ．钨、锡长石-石英脉带　Ⅲ．含铌、钽花岗岩脉带　Ⅳ．强钠长石化-黄玉化花岗岩　Ⅴ．中钠长石化-黄玉化花岗岩　Ⅵ．弱钠长石化-黄玉化花岗岩

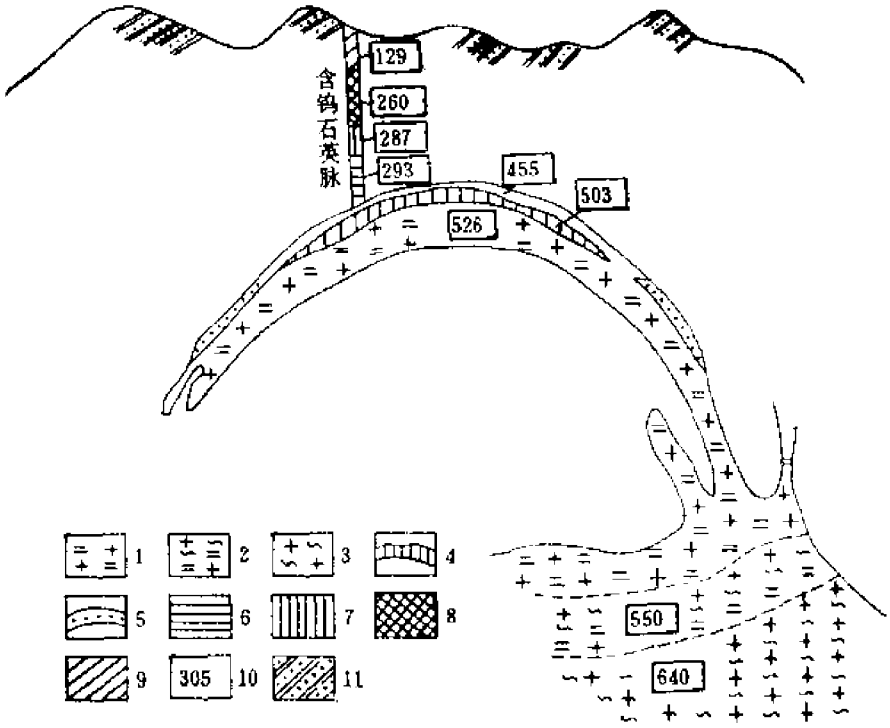


图 7.16　华南某地含钽、铌花岗岩的垂直分带图

（卢焕章等，1974）

1．细粒白云母花岗岩　2．中粒二云母花岗岩　3．粗粒黑云母花岗岩　4．似伟晶岩长石-石英带　5．似伟晶岩石英带　6．微斜长石-石英组合　7．绿柱石-石英组合　8．黑钨矿-石英组合　9．碳酸盐组合　10．形成温度(°C)　11．变质砂岩及板岩

岩、二云母花岗岩及白云母花岗岩，它们为先后侵入的三期花岗岩。白云母花岗岩具有钽、铌矿化，围岩中为钨矿化(黑钨矿-石英脉)。据气液包裹体测温资料，钽、铌矿化形成温度为 315—320 °C，钨矿化形成温度为 260—287 °C。从有用矿物或有用元素的分布及测温资料都说明带状分布的存在（图 7.16）。

例 5．赣石花岗岩。斑状黑云母花岗岩岩基的周围发育伟晶岩脉，内带为稀土矿化，外带为铌矿化（图 7.17）。

由上可得出如下认识：1)区域内含矿花岗岩不是均匀分布，而呈带状分布；2)富含不同稀有金属的花岗岩围绕大岩体呈带状分布；3)在空间上稀有元素在含矿岩体内以及围绕含矿岩体呈带状分布；4)不同地区的稀有金属花岗岩具有的稀有元素带状分布是不一样的；5)稀有金属花岗岩的理想综合分带，由岩体内部向外可依次出现：

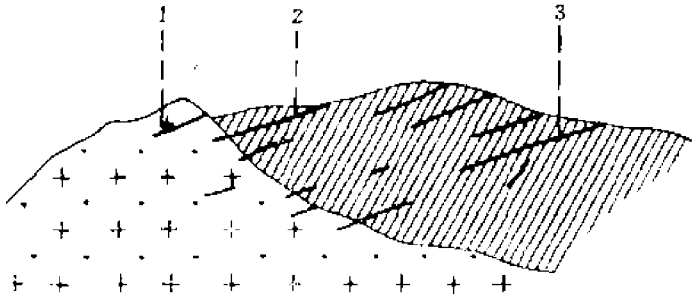


图 7.17　赣石花岗岩矿化分带示意剖面

（中国科学院地球化学研究所，1979）

1. 斑状黑云母花岗岩岩基　2. 稀土矿化　3. 铌矿化

Zr—REE—Nb—Ta、HF—Be—Li—Rb—Cs

Be 以前可在含矿岩体内，Be 后可在岩体内，也可在夕卡岩及脉状矿体中。

（四）稀有金属花岗岩的同位素组成特征

花岗岩中硫同位素变化范围较大，$\delta^{34}S$ 值变化范围最大可达 120‰；花岗岩中氧同位素 $\delta^{18}O$ 值＞10‰。

硫、氧同位素的资料都说明，稀有金属花岗岩是地壳硅铝层物质部分熔融的产物。

（五）花岗岩的液态分离作用

(1) 从早期到晚期，花岗岩多期复式岩体的岩石化学特点表现为，钾、钠、硅、挥发分及稀有元素的含量逐渐增加，钙、镁、铁的含量逐渐降低。

(2) 华南花岗岩的资料（表 7.8）表明，稀有金属花岗岩中氟的含量显著增高。

(3) Глюк 等（1977）的实验展示，加入 NaF、KF、CaF_2、HF 到花岗岩-水体系中后，具有广泛的液态分离区。F 在岩浆中的溶解度有限，分成两个相，一个为普通花岗岩的熔体，一个为富含氟的花岗岩熔体。

(4) 华南花岗岩熔化研究结果表明，等压下雅山锂云母-钠长石花岗岩的初熔温度最低，显然是与该花岗岩具有较高含量的 F、Li 有关（图 7.18）。

(5) 硅酸盐玻璃的 X 射线研究证明，岩浆中存在着硅-氧四面体的构造单位，它们具有不同的聚合程度，聚合程度高，粘度就大，就不易流动；相反，聚合程度低，粘度就小，就易流动。

岩浆中碱金属（Li、Na、K）及挥发分（H_2O、F、Cl）能降低硅-氧四面体的聚合程度，使其粘度变小，增大流动能力。碱金属按 Li—Na—K 次序降低粘度效应。

以上举的一些具体材料及实验结果说明：1)从早期到晚期，花岗岩多期复式岩体具有不同含量的 K、Na、Si、挥发分及稀有元素；2) F、Na 能使花岗岩浆分离成两个不同的相；3)在花岗岩复式岩体岩石化学特点及Глюк 等（1977）实验的基础上可看出，浅部岩浆房的花岗岩浆可分离成富含不同种类、不同数量的碱金属(Li、Na、K)、挥发分（H_2O、F、Cl 等）的各种岩浆，即不同成分的花岗岩浆具有不同的粘度和流动能力。

表 7.8　华南稀有金属花岗岩及普通花岗岩中氟的含量

（中国科学院地球化学研究所，1979）

矿化岩体	Li_2O (ppm)	Nb_2O_5 (ppm)	Ta_2O_5 (ppm)	F (ppm)	未矿化岩体	Li_2O (ppm)	Nb_2O_5 (ppm)	Ta_2O_5 (ppm)	F (ppm)
414	3 700	80	200	15 000	九　岭	130	25	3	680
414	1 767	83	87	800	九　岭	270	23	3	700
苏　地		380	70	1 400	休　宁	82	10	5	810
苏　地		104	19	4 000	许　村	110	15	8	810
430	900	150	100	10 600	许　村	62	15	5	460
430	2 000	90	40	16 600	慈　竹	58	15	3	650
6812	1 000	27	146	1 300	慈　竹	76	15	痕	810
6812	600	31	146	800	白马山	130	25	5	540
赣　姜	4 260	112	118	10 150	良　德	76	40	10	880
赣　姜	2 450	130	140	3 300	隆　盛		23	10	250
赣　葛	600	160	10	2 500	大　宁	110	38	8	470
赣　葛	2 000	210	20	4 600	彭公庙	46	20	4	700
凤凰山		133	8	1 200	桂　东		35	5	720
桂　姑	140	128	5	1 200	万洋山	120	15	4	750
桂　姑	60	150	13	1 900	张家坊	94	23	痕	360
增　博	1 000	150	30	4 000	东　堡	250	25	3	850
增　博	500	170	21	3 200	大　埔		40	8	550
增　博	223	121	10	2 580	株　溪		43	5	460
增　博	<100	120	9	3 250	大容山	76	24	8	760
湘　上		150	120	8 750	大容山	120	18	5	640

通过上述五个方面的讨论，可以认为稀有金属花岗岩矿床的形成是长期的、多阶段的、反复的。具体说其形成要经历以下四个阶段。

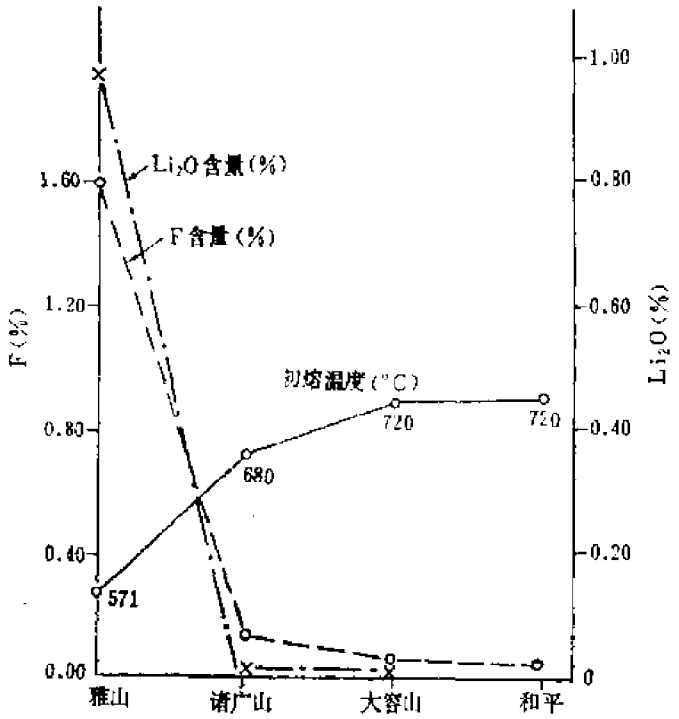


图 7.18　花岗岩类熔融温度与 F、Li 含量的关系

（中国科学院地球化学研究所，1979）

1. 深部矿源层的形成

主要通过沉积分异作用，使形成原始地壳的物质发生分异，轻微富集这种或那种稀有元素，于是在地壳不同地区形成了各种稀有元素的相对轻微富集区——不同稀有元素轻微富集的矿源层（地壳层状岩石的一部分），以后在巨厚后续岩覆盖下，或构造运动作用下，埋藏于地壳深部，就成为深部矿源层。地壳不同地区的深部矿源层决定了不同地区花岗岩具有不同的稀有元素及稀有元素组合，同时从根本上决定了在不同地区形成的稀有金属花岗岩矿床只具有某一种或几种稀有元素为主的带状分布。

2．深部矿源层的部分熔融

深部矿源层可以部分熔融形成含矿花岗岩浆。部分熔融过程具有选择性，即易熔组分熔融，而难熔组分则残留下来。于是产生了成岩元素的选择性分离。成岩元素的分离也导致稀有元素的分离，于是在易溶组分聚集形成的花岗岩浆中，进一步富集与花岗岩有关的稀有元素。

3．含矿花岗岩浆的浅部分异作用

浅部岩浆房中的花岗岩浆，由于富含不同种类、不同数量的碱金属及挥发分，促使进行着充分的液态分异作用（即含矿花岗岩浆的浅部分异作用），在分异过程中形成：1）正常花岗岩浆；2）相对富钾及挥发分的花岗岩浆；3）相对富钠及挥发分的花岗岩浆；4）相对富锂及挥发分的花岗岩浆。

岩浆中成岩元素、碱金属元素的分异也控制着稀有元素的分异，促使REE相对富集在富钾及挥发分的花岗岩浆中，Nb、Be相对富集在富钠及挥发分的花岗岩浆中，Ta相对富集在富锂及挥发分的花岗岩浆中。这样，在含矿花岗岩浆浅部分异作用过程中，使稀有元素得到再一次的富集。浅部岩浆房中经过充分分异形成的富含不同碱金属及挥发分的各种含矿花岗岩浆，先后从浅部岩浆房中分出。富锂及挥发分的花岗岩浆，粘度相对最小，结晶温度相对最低，即具有最大的流动能力，可进行长距离运移，在最远离浅部岩浆房处形成富钽、锂的稀有金属花岗岩，而富钾及挥发分的花岗岩浆，具有最大的粘度，结晶温度相对要高，即具有最小的流动能力，可运移的距离最短，最靠近浅部岩浆房，形成稀土金属花岗岩。这样，富含不同碱金属、挥发分及稀有元素的花岗岩浆，由于具有不同的粘度、结晶温度、流动能力，在空间上围绕浅部岩浆房（岩浆房中残留部分的花岗岩浆，相对较基性，结晶温度高，先冷凝结晶形成早期岩基或大岩株）形成带状分布，即从大岩体向外依次出现：

稀土金属花岗岩—铌、铍金属花岗岩—钽、锂金属花岗岩。

4．热液中稀有元素的富集

从浅部岩浆房中分出的含矿岩浆，随着温度的下降，开始进行结晶分异作用，并逐渐演变成含矿的气水热液。此外，从围岩中吸收了一部分地下水。目前都认为，稀有元素在气水热液中以络合物形式运移，已得到成岩成矿实验的证实。当一种稀有元素形成络合物后，就可以显著提高该稀有元素在热液中的溶解度和稳定性，从而也提高了它们在热液中的运移能力。同时各种稀有元素形成的络合物具有不同的稳定性，这就使得各种稀有元素随着地质条件的变化，按其络合物稳定性的大小，围绕含矿岩体先后从热液中析出。

第八章　热液矿床

第一节　石英脉型金矿床

金矿床的成因类型很多，在我国很重要的一类为石英脉型，成因上主要与花岗岩有关。我国胶东、辽宁丹东、吉林夹皮沟、河北金厂峪及小秦岭等五大金矿床的形成都与花岗岩有关。在国外，此类矿床不多，只占世界金产量的7.7%（Bache，1987）。以下只讨论金矿床与花岗岩的关系。

一、金矿床与花岗岩的关系

(1) 金矿床与花岗岩在空间上紧密共生（图8.1），矿床与花岗岩之间的距离一般不超过6km（刘连登，1983）。

(2) 金矿床与花岗岩在形成时间上相近，它们都是燕山期岩浆活动的产物，如金厂峪的青山口花岗岩，其年龄为196Ma，矿床蚀变绢云母的年龄为169.8Ma；又如丹东三股流花岗岩的年龄为136Ma，蚀变岩中绢云母的年龄为134Ma；再如小秦岭文峪黑云母花岗岩的年龄为179—176Ma，而穿切含金石英脉的煌斑岩，其年龄为147Ma。

(3) 矿石铅和岩石铅的组成特征具有相似性，如金厂峪矿石铅的$^{208}Pb/^{204}Pb$为15.9898—15.6711，$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.2459—15.1722，$^{208}Pb/^{204}Pb$为35.8842—35.4055，$^{207}Pb/^{206}Pb$为0.9682—0.9521；青山口花岗岩中岩石铅的同位素组成相应为15.8821，15.1470，35.7215及0.9537。

(4) 受后期构造断裂控矿。

(5) 成矿作用从石英硫化物阶段—碳酸盐阶段，由中高温—中温—中低温。

(6) 金矿床对围岩无选择性，成矿物质不能简单地从周围地层中获取（胡受奚等，1991）。

(7) 碳、氢、氧、硫及铅等同位素组成说明，成矿物质主要来自岩浆，成矿热液也主要来自岩浆水，有地下水参与（孟良义等，1990）。

上述的主要特征表明石英脉型金矿床成因上与花岗岩有关。

二、成矿作用

我国五大金矿床表现出，矿石铅与岩石铅的组成具有相似性，但其单阶段或两阶段的模式年龄值偏老（表8.1），如胶东金矿按单阶段模式年龄为800Ma，按两阶段模式年龄为712Ma，丹东金矿相应值为600Ma、592Ma，小秦岭金矿相应值为900Ma、699Ma，金厂

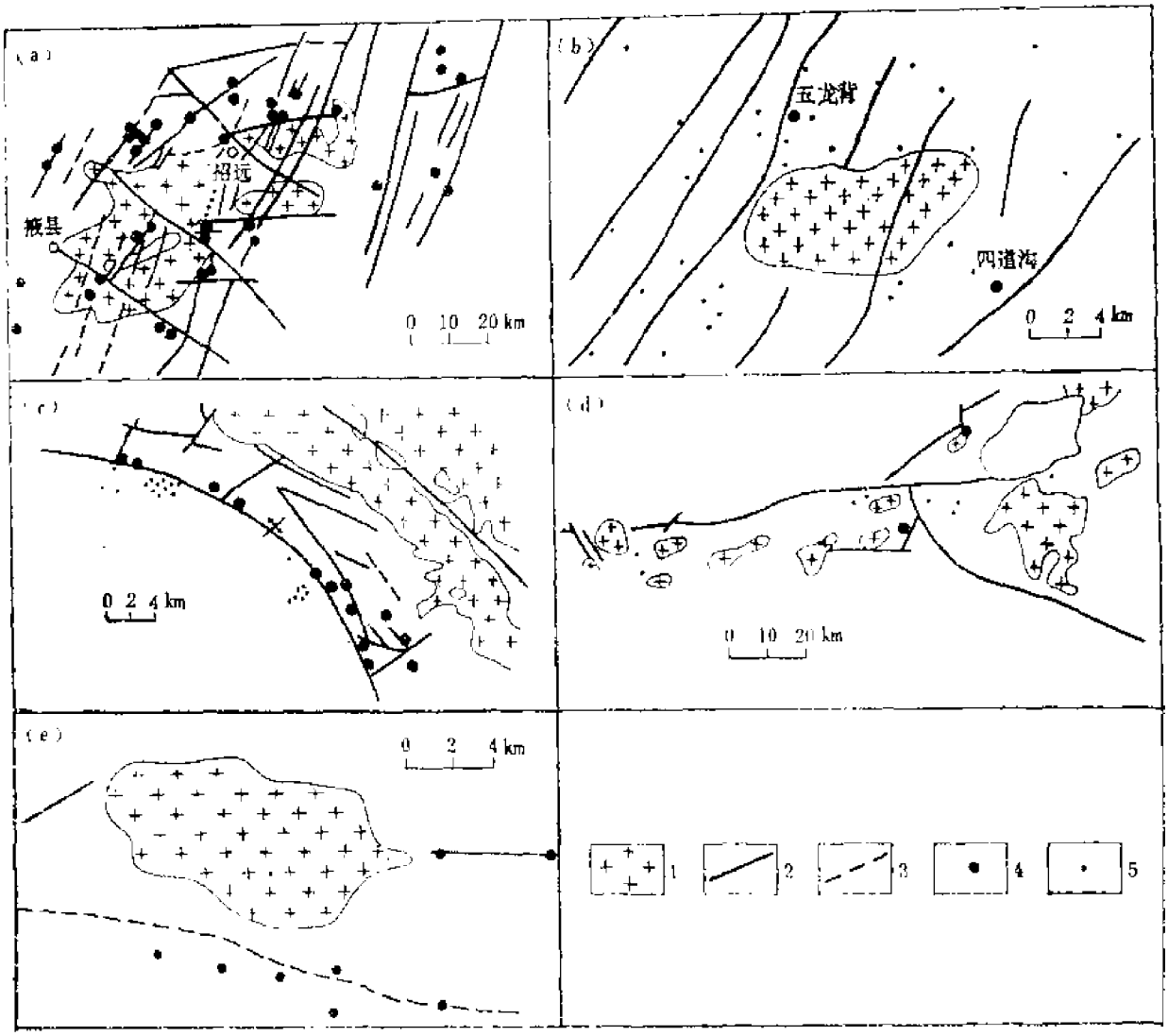


图 8.1 金矿床与花岗岩体的空间关系

(刘连登，1983)

(a) 据孔庆存 (b) 据姚凤良 (c) 据吉林地质矿产局 (d) 据张贻侠 (e) 据李治

1. 花岗岩类 2. 断裂构造 3. 褶皱轴 4. 脉状金矿床 5. 金矿矿化点

峪金矿为 1 660Ma 和 1 477Ma，夹皮沟金矿为 1 200Ma 和 869Ma。要指出以上金矿床的围岩都为古老变质岩，如胶东金矿的围岩为胶东群，其年龄为 2 670Ma，丹东金矿的围岩为辽河群，其年龄为 2 250Ma，小秦岭金矿的围岩为太华群，其年龄为 2 600Ma，金厂峪金矿的围岩为迁西群，其年龄为 3 300Ma，夹皮沟金矿的围岩为鞍山群，其年龄为 3 100Ma。矿床得出的模式年龄偏老，但又低于围岩的年龄值，这是为什么？推断其原因是由于地壳深部而并非矿床周围的胶东群、辽河群、太华群、迁西群及鞍山群在中生代部分熔融形成含矿花岗岩浆过程中，原岩亏损 U、Tb，导致花岗岩浆中相应地亏损 ^{208}Pb、^{207}Pb 和 ^{208}Pb，从而导致出现了矿床的“中间”年龄值。矿床与围岩中硫同位素组成具有一致性，这一特征（表 8.2）支持了上述的推断。与花岗岩有关金矿床的形成同样也符合深部矿源层-花岗岩浆作用-成矿作用的总模式。

表 8.1　金矿床普通铅的模式年龄*

矿床(区)	序号	样号	取样地点	测定对象	铅同位素组成			模式年龄(Ma)		资料来源
					$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	单阶段模式年龄(Doe,1974)	两阶段模式年龄(斯塔西等,1975)	
胶东金矿	1	Pb_1	三山岭	方铅矿	17.191	15.473	37.868	900	699	姚凤良等(1983)
	2	Pb_2	焦家		17.203	15.460	37.815	800	691	
	3	Pb_3	新城		17.075	15.369	37.580	800	772	
	4	Pb_4	玲珑		17.367	15.488	37.933	700	586	
	5	Pb_5	破青头		17.636	15.733	38.516	800	411	
	6	Pb_6	十里堡		17.095	15.392	37.738	900	759	
	7	Pb_{12}	灵山沟		17.214	15.435	37.729	800	684	
	8		玲珑	黄铁矿	17.29	15.48	37.86	800	636	刘石年(1984)
	9				17.25	15.39	37.54	700	661	
	10				17.11	15.13	36.69	600	750	
	11				17.54	15.59	38.07	700	474	
			平均值(11)		(17.270)	(15.449)		(800)	(712)	
辽南丹东金矿	1	100	五龙100脉	方铅矿	17.350	15.450	38.196	800	597	长春地质学院
	2	107	五龙107脉		17.327	15.384	38.168	700	612	长春地质学院
	3		五龙		17.17	15.14		500	712	王义文
	4	4-Pb	四道沟7中段		17.58	15.39	36.80	600	448	长春地质学院
	5		四道沟		17.32	15.40		700	617	王义文
	6	731	金山湾 Gn-Py 脉		17.002	15.094	37.335	600	817	长春地质学院
	7		新房		17.76	15.56		600	328	王义文
	8		王家东沟		17.36	15.34		600	591	王义文
			平均值(8)		(17.3586)	(15.3388)		(600)	(592)	

小秦岭金矿	1	G(2)-1		方铅矿	17.2038	15.3544	37.4645	850	496	胡志宏(1984)
	2	U_2-Pb			17.0588	15.3586	37.4032	890	606	
	3	U_1-Pb			17.1463	15.3793	37.4979	900	543	
	4	Qn-Pb			17.0467	15.3331	37.3416	890	615	
	5	P-(12)			16.9958	15.3571	37.3685	900	656	
	6	Ws-50			17.1717	15.6349	38.3406	1 010	522	王亭等(1983)
	7	W_3-17			16.6759	15.2112	36.5094	1 000	905	
	8	W_3-80			16.8772	15.3404	36.9544	990	756	
	9	W_3-10			17.5297	16.7463	39.4065	1 780	226	
	10	W_3-18			17.8033	16.1813	39.3016	1 190	203	阎竹斌(1983)
	11	Wen204			17.4906	15.4686	39.9186	700	251	
	12	Dio201			16.9764	15.1251	38.3846	600	671	
	13	M-14			17.0720	15.3550	37.7640	890	600	周军(1983)
	14	Et-5			17.4840	15.4360	38.0840	600	264	
	15	76TW-3			17.550	15.300	38.030	400	209	
	16	Q-12			17.547	15.302	38.086	400	211	阎竹斌(1983)
	17	Q-61			16.479	14.849	37.117	700	1 053	
	18				17.273	15.439	38.230	800	432	王秀璋(1984)
	19	潼灵(7)			17.24	15.48	38.51	880	459	
			平均值(19)		(17.1909)	(15.4551)		(900)	(699)	7个样平均
金厂峪金矿	1	TW-1	金厂峪矿床183-15线复脉	黄铁矿	15.919	15.256	35.819	1 550	1 457	
	2	TW-8	183-16线复脉		16.057	15.289	36.006	1 500	1 379	
	3	TW-15	103-主沿脉复脉		15.849	15.228	35.742	1 600	1 497	
	4	TW-17	223-5线复脉		15.792	15.298	35.837	1 700	1 528	
	5	TW-4	143-29线复脉		16.037	15.306	36.026	1 500	1 391	
	6	TW-5	183-29线石英大脉		15.977	15.267	35.873	1 500	1 425	林尔为等

续表 8.1

矿床(区)	序号	样号	取样地点	测定对象	铅同位素组成			模式年龄(Ma)		资料来源
					$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	单阶段模式年龄(Doe,1974)	两阶段模式年龄(斯塔西等,1975)	
金厂峪金矿	7	TW-12	103-3 线石英大脉	黄铁矿	15.861	15.308	35.719	1 600	1 490	(1985)
	8	TW-14	103-29 线石英大脉		15.939	15.252	35.832	1 500	1 446	
	9	TW-16	103-16 线石英大脉		16.013	15.294	35.919	1 450	1 404	
	10	TW-19	223-5 线石英大脉		15.901	15.262	35.827	1 600	1 467	
	11	TW-11	143-16 线石英大脉		15.752	15.228	35.677	1 650	1 551	
	12	TW-13	103-15 线矿化斜长角闪岩		15.993	15.271	35.091	1 600	1 416	
	13	TW-18	223-5 线矿化斜长角闪岩		15.704	15.198	35.669	1 650	1 577	
	14	TW-44	143-29 线石英大脉		16.001	15.312	36.039	1 550	1 411	
	15	TW-42	103-29 线石英脉	方铅矿	15.461	15.161	35.248	1 800	1 710	
	16	TW-43	143-29 线石英脉		15.758	15.219	35.625	1 650	1 547	
	17	TW-0	黑石峪矿石堆		15.978	15.295	35.946	1 550	1 424	
			平均值(17)		(15.8814)	(15.2614)		(1 660)	(1 477)	
吉林夹皮沟金矿	1		夹皮沟本区	方铅矿	17.82	16.07	40.63	1 050	288	黄健、林尔为等(1985)
	2				17.31	15.64	39.88	950	623	
	3				16.41	15.291	36.64	1 250	1 175	
	4				16.55	15.49	37.675	1 300	1 071	
	5				16.47	15.23	37.09	1 193	1 139	
			平均值(5)		16.919	(15.544)		(1 200)	(869)	

*范书魁，1987，中国北部五个最主要金矿集中区的稳定同位素地球化学特征，环太平洋成矿带学术讨论会论文集，长春地质学院，147—154 页。

表 8.2 金矿床及围岩的硫同位素组成*

硫同位素 / 矿床	矿床的硫同位素组成		围岩的硫同位素组成	
	$\delta^{34}S$ 均值 (‰)	变化范围 (‰,个数)	$\delta^{34}S$ 均值(‰)	变化范围(‰,个数)
(朱奉三,1979)	7.7 (9 个矿床)	4.9—12.6(146)	7.4	7.0—7.8(5)
夹皮沟 (王义文,1979)	5.9 (14 个矿床)	2.3—9.8(214)	2.0	0.2—4.6(14)
金厂峪 (王义文,1979; 高占林等,1979)	0.3 (2 个矿床)	−6—4.5(52)	2.3	−1.2—5.2(7)
小秦岭 (姜信顺、王义文、陕西地质六队)	3.4 (3 个矿床)	−5.8—13.8(133)	7.6	1.6—20.8(4)
丹 东 (王义文,1979; 辽岩 103 队等)	11.1 (四道沟)	5.2—12.6(57)	11.5	11.4—11.6(2)

* 范书魁，1987，中国北部五个最主要金矿集中区的稳定同位素地球化学特征，环太平洋成矿带学术讨论会论文集，长春地质学院，147—154 页。

第二节 侵入型块状硫化物矿床

一、两类块状硫化物矿床

由 70%以上黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿及闪锌矿等金属硫化物组成块状矿石构造的矿床，称为块状硫化物矿床，其主要有用元素为 Cu、Pb、Zn。在国内外文献上有关块状硫化物矿床的报道颇多，但仅指与海底火山作用关系密切的矿床(Guilbert *et al.*, 1986)，故 R. W. Hutchinson (1979) 把它称为火山成因块状硫化物矿床，笔者将其称为“火山型”块状硫化物矿床。与此相反，在我国，特别是在长江中下游却广泛分布着一类特有的、与中酸性侵入岩（石英闪长岩、花岗闪长岩、花岗闪长斑岩等）有关的块状硫化物矿床（孟良义，1986；孟良义等，1990），著名的有武山、城门山、新桥、铜官山[1]、冬瓜山、丁家山等，其中很多是大型铜矿床，品位很富。所以这一类块状硫化物矿床的工业价值，在我国已远远超过火山型硫化物矿床，并且进一步寻找此类矿床的远景极佳。

对此类矿床，顾连兴、徐克勤 (1986) 认为，它是大陆地壳背景上的块状硫化物矿床；朱上庆(1987)、朱上庆等 (1988) 认为，它是先沉积后经岩浆热液叠加的层控夕卡岩矿床；常印佛指出，它是层控夕卡岩矿床；李秉伦认为，它是岩浆块状硫化物矿床；郭文魁则认为，它是夕卡岩矿床；王之田等 (1991) 指出，此类矿床为海相沉积块状硫化物型；赵振华（转引自涂光炽等，1987）指出，它是沉积-岩浆气液叠加型黄铁矿矿床；季绍新等 (1990) 把此类矿床归属海底喷气沉积成因。总之，对该类矿床的成因，学者们有种种不同的认识。笔者对该类矿床研究的结果表明，此类矿床是我国特有的，

1) 铜官山铜矿由块状硫化物型和夕卡岩型矿体组成。

它不仅与中酸性侵入岩空间上共生，且在成因上也有关，是一种新的块状硫化物矿床类型，称为“侵入型”块状硫化物矿床，以与国外广泛分布的“火山型”块状硫化物矿床相区别。在国外，对这类侵入型块状硫化物矿床仅在报道斑岩铜矿的同时顺便被提及，未引起人们的注意。

二、为什么有一类块状硫化物矿床与中酸性岩浆岩有关？

这一类块状硫化物矿床与中酸性侵入岩在空间上紧密共生，城门山(图8.2)、武山(图5.6)、丁家山、新桥(图8.3)及铜官山等矿床都是如此，看来这种紧密的共生关系并非偶然。此外，该类块状硫化物矿床经常与夕卡岩矿床共生。例如，武山铜矿床，夕卡岩型矿床主要分布于花岗闪长斑岩与围岩的接触带内，而块状硫化物型矿床则分布于岩体的北侧。块状硫化物矿床还与夕卡岩型、斑岩型矿床共生。例如城门山铜矿床，围绕接触带为夕卡岩型铜矿床，花岗闪长斑岩岩体内为斑岩型铜矿床，岩体南部围岩中则为块状硫化物型铜矿床。块状硫化物矿体与夕卡岩矿体之间可呈渐变过渡关系，如铜官山铜矿床，从宝山、老山、小铜官山、老庙基山到松树山，由夕卡岩矿体过渡为块状硫化物矿体。又如武山块状硫化物矿体在深部逐渐过渡成镁质夕卡岩，冬瓜山矿体下部也逐渐过渡到镁质夕卡岩。此外，在块状硫化物矿体内部常见有大小不等的夕卡岩残留体及夕卡岩的矿物共生组合，如石榴子石、透辉石等。上述种种事实表明，块状硫化物矿体与夕

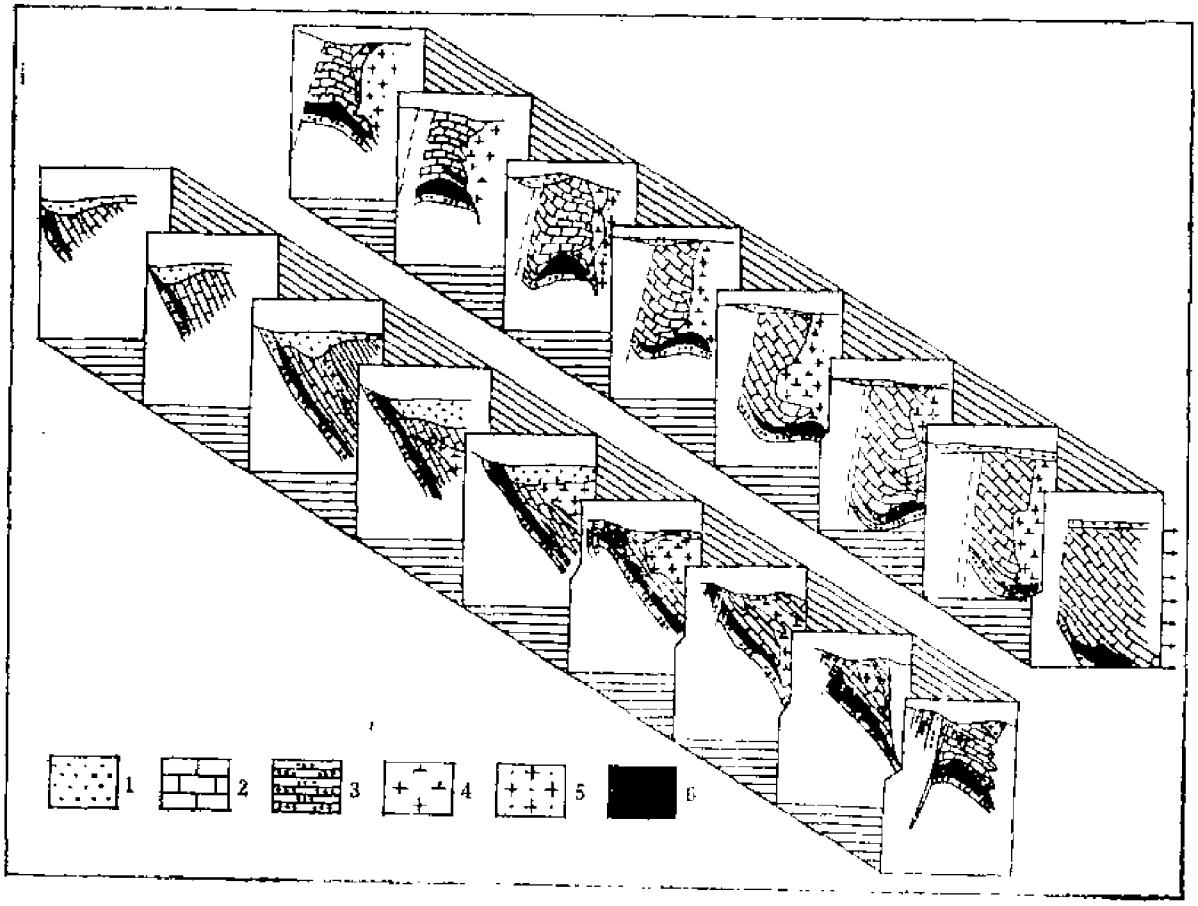


图 8.2　城门山块状硫化物矿体图

1．第四系　2．灰岩　3．砂岩　4．花岗闪长斑岩　5．石英斑岩　6．块状硫化物矿体

卡岩矿体之间有成因上的联系，而夕卡岩与所在矿区内岩浆岩之间成因上的关系则早被确认，从而间接证明块状硫化物矿床与所在矿区内岩浆岩之间也有成因上关系。

矿床中矿石铅与有关岩浆岩中岩石铅的组成特征相似，由武山、城门山、马山矿床及与其有关岩浆岩中铅同位素组成（表 8.3）所反映，说明两者为同源，来源于同一岩浆。

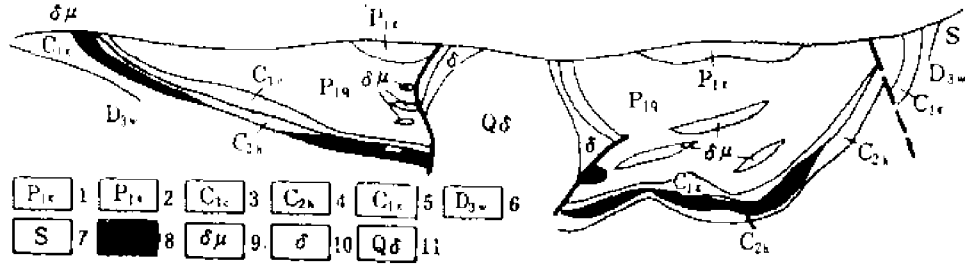


图 8.3　新桥块状硫化物矿床纵剖面图

（王之田，1980）

1．孤峰组　2．栖霞组　3．船山组　4．黄龙组　5．高骊山组　6．五通组　7．志留系　8．块状硫化物矿体　9．闪长玢岩　10．闪长岩　11．石英闪长岩

表 8.3　铅同位素组成

矿　区	矿(岩)石类型	测定矿物(岩石)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
武　山	块状硫化物	方铅矿	17.971	15.524	39.198
武　山	花岗闪长斑岩	钾长石	17.954	15.536	38.131
城门山	块状硫化物	方铅矿	18.40	15.65	39.02
城门山	花岗闪长斑岩	钾长石	18.042	15.572	37.933
城门山	石英斑岩	钾长石	18.833	15.720	37.814
马　山	块状硫化物	方铅矿	18.22	15.34	38.43
马　山	闪长岩	岩　石	18.42	15.74	39.48

表 8.4　九瑞地区地层中铜的平均含量（ppm）

系	统	岩石地层单位	含　量	资料来源
三叠系	中　统	嘉陵江组	20.4	赣西北地质队
	下　统	大冶组	15.4	
二叠系	上　统	长兴组	23.8	
		龙潭组	40.0	
	下　统	茅口组	10.9	
		栖霞组	9.5	
石炭系	中　统	黄龙组	22.4	
泥盆系	上　统	五通组	56.4	
志留系	上　统	西坑组	47.3	

大量分析资料表明成矿物质不是来自围岩，如江西九瑞地区，即武山、城门山矿床的围岩地层中，主要成矿元素铜的含量（表 8.4）普遍低于克拉克值（55ppm）。

又如安徽铜陵地区，即铜官山、冬瓜山、新桥等矿床的围岩地层中，主要成矿元素

铜的含量（表 8.5）也低于克拉克值；再如安徽安庆地区，即安庆等矿床的围岩地层内，成矿元素铜的含量（表 8.6）同样低于克拉克值。

表 8.5　铜陵地区地层中铜的平均含量（ppm）

系	统	岩石地层单位	含　量	资料来源
石炭系	上　统	船山组	11	徐恒诚*
	中　统	黄龙组	15	徐恒诚*
	下　统	高骊山组	22.2	中国近岩铜(钼)矿床

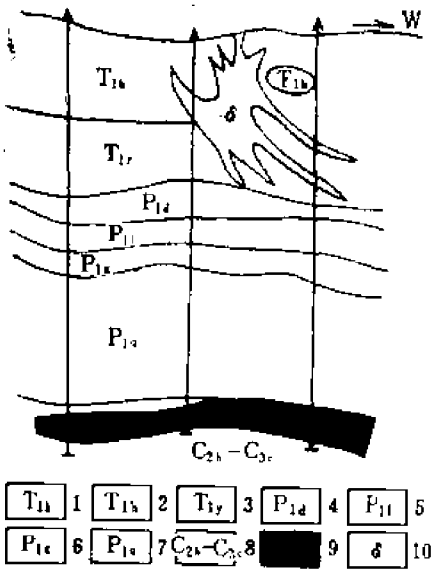
*徐恒诚，1983，试论安徽某些层控铜矿床的成矿作用，第三届全国矿床会议，1—20 页。

表 8.6　安庆地区地层中铜的平均含量（ppm）

系	统	岩石地层单位	含　量	资料来源
石炭系	上　统	船山组	7	徐恒诚*
	中　统	黄龙组	7	

*资料来源同表 8.5。

长江中下游的块状硫化物矿床主要赋存于中、晚石炭世黄龙组、船山组灰岩内，但也不完全受这一层位的控制。例如安徽铜陵地区，从早石炭世高骊山组至中三叠世南陵湖组之间地层中都有矿化，其中二叠纪大隆组、三叠纪殷坑组内还有具工业意义的块状硫化物矿床。即使在中、晚石炭世黄龙组、船山组灰岩内的矿床，也并不严格受层位控制。例如冬瓜山、新桥、武山、城门山等矿床（图 8.4、图 8.5），其矿体分布已超越中、晚石炭世黄龙组、船山组灰岩，进入高骊山组、五通组及栖霞组。同时还应指出，即使在一定层位内的矿体，它与围岩也不是成层整合关系，而是斜切层理，与围岩明显呈交代关系。



8.4　冬瓜山块状硫化物矿床剖面图
（王之田，1980）
1. 扁担山组　2. 和龙山组　3. 殷坑组　4. 大隆组　5. 龙潭组　6. 孤峰组　7. 栖霞组　8. 黄龙组、船山组　9. 块状硫化物矿体　10. 闪长岩

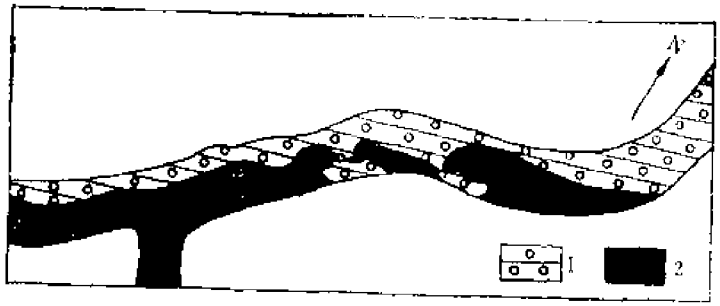


图 8.5　武山块状硫化物矿体交代五通组石英砂岩
1. 五通组石英砂岩　2. 块状硫化物矿体

矿区内各地质体中单矿物的微量元素比值呈现一定的规律性。例如武山铜矿床，由花岗闪长斑岩岩体至块状硫化物矿体，黄铁矿中 Co/Ni 值、各元素对比值均逐渐增大。

岩体中矿化的成矿温度与块状硫化物矿床的成矿温度相近。例如武山铜矿床，花岗闪长斑岩的矿化和块状硫化物矿床的成矿温度是在 290—330°C 区间，且前者往往稍高于后者，如同是中粗粒黄铁矿，其在岩体中的生成温度（390°C）要比块状硫化物矿床中（350°C）稍高。在岩体中细粒黄铁矿的生成温度（310°C）也要比矿床中（290°C）高一些（图 5.6）。

岩体与块状硫化物矿床中硫同位素组成基本相似，它们的 $\delta^{34}S$ 值都接近于零。例如武山花岗闪长斑岩中 $\delta^{34}S$ 均值为 −0.1‰，矿床中 $\delta^{34}S$ 为 +0.8‰；又如城门山，花岗闪长斑岩 $\delta^{34}S$ 均值为 +2.0‰，矿床中为 +2.6‰；再如新桥石英闪长岩中 $\delta^{34}S$ 均值为 0‰，矿床中为 +0.2‰。值得指出的是：由岩体至块状硫化物矿床，其 $\delta^{34}S$ 值是逐渐递增的，武山就是一个很好的例子，其 $\delta^{34}S$ 值由花岗闪长斑岩→夕卡岩型矿床→块状硫化物型矿床逐渐增高（图 5.7）。因此，可以认为含矿热液在运移过程中，随着温度的下降硫同位素发生微弱分馏，逐渐富集 ^{34}S。

另一方面，区域地层内沉积形成的黄铁矿，其 $\delta^{34}S$ 值则明显偏离零，具沉积硫特征。例如城门山沉积黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 均值为 −32.7‰，武山沉积黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 均值为 −33.2‰，铜陵地区中石炭世黄龙组灰岩中沉积黄铁矿的 δ^{34} 均值为 −35.4‰。

矿床与围岩中两类明显不同的硫同位素组成，表明块状硫化物矿床中的硫来自中酸性岩浆，也表明围岩中的沉积硫没有参与块状硫化物矿床的形成。因为如围岩中生物硫参与了块状硫化物矿床的形成，那就会在硫同位素组成上反映出来，即其 $\delta^{34}S$ 值亦应为 −32.7‰（城门山沉积黄铁矿的值）、−33.2‰（武山沉积黄铁矿的值）、−35.4‰（铜陵地区黄龙组灰岩中沉积黄铁矿的值），或与以上数值接近，而决不是接近于零，即接近于陨石硫的值。如果围岩中沉积硫部分参与了块状硫化物矿床的形成，则在其硫同位素组成上，应出现一系列介于 0.0‰ 到 −35.4‰ 之间的 $\delta^{34}S$ 值，即 −5‰、−10‰、−15‰、−20‰、−25‰ 及 −30‰ 等过渡值。城门山 6567 孔（图 8.6）是说明围岩中沉积硫没有参与矿床形成的最好实例。

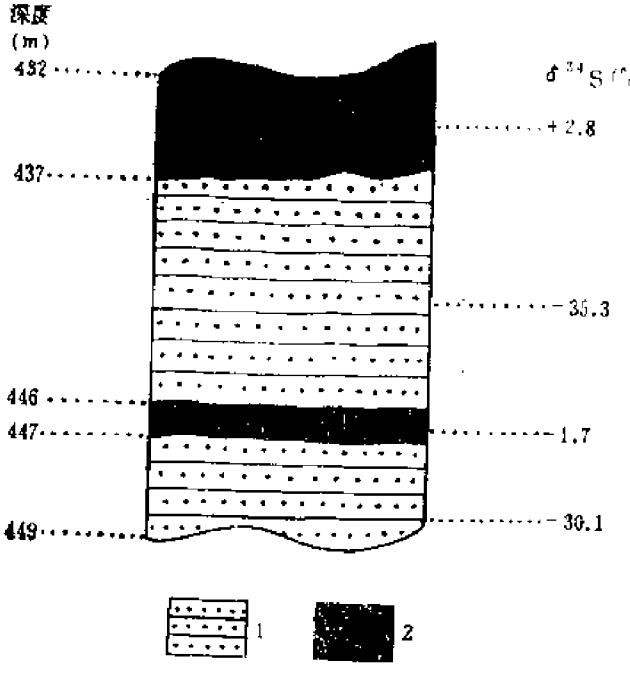


图 8.6 城门山 6567 孔中硫同位素组成特征
1. 石英砂岩 2. 块状硫化物矿体

在城门山 6567 孔 432 至 449m 之间 17m 内有两层矿体，各取一个样，在矿体上下围岩中也各取一个样。分析结果，矿体中 $\delta^{34}S$ 值为 +0.6‰，而围岩中沉积黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 −32.7‰。两类截然不同的硫同位素组成，清楚地表明围岩沉积硫没有参与矿床的形

成。

当前还没有直接的可靠方法判断成矿元素铜的来源，只能借助于各种间接的方法和手段，其中之一是利用硫同位素组成的分析。我们已知，铜一般是与硫结合形成金属硫化物，也可以与硫结合形成络合物，在热液中运移。所以通过分析硫的来源，也可间接推断铜的来源。长江中下游诸矿区内两类截然不同的硫同位素组成表明，围岩中的沉积硫没有参与块状硫化物矿床的形成。由此也可以推断围岩中与硫结合形成金属硫化物的铜同样没有参与块状硫化物矿床的形成，这就是说成矿物质铜主要来自中酸性岩浆。

综上所述，块状硫化物矿床的形成与中酸性侵入岩有关。

三、侵入型块状硫化物矿床的成矿特征

1. 成矿地质背景

这类矿床均形成于中、新生代，矿体未受变质。而火山型块状硫化物矿床的形成时间，则从前寒武纪到显生宙，并且都不同程度地受到变质作用。

侵入型块状硫化物矿床在空间上与中酸性侵入岩密切共生，而不与火山岩共生。这类中酸性岩的稀土元素分布模式为近平滑曲线，Eu 异常不明显。它们的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值小于 0.710，如城门山花岗闪长斑岩的初始比值为 0.704±2（伍勤生等，1979），铜官山石英闪长岩为 0.7064（伍勤生等，1979）。矿化明显交代岩体。火山型块状硫化物矿床则在空间上与火山岩共生。

矿体受层间构造断裂控制，呈似层状，与围岩之间不是整合接触，而是切穿交代关系，属后生矿床。火山型块状硫化物矿床与火山岩间则为整合接触。

矿床的围岩蚀变主要为硅化、粘土化及碳酸盐化，在近矿体部分蚀变十分强烈，远离矿体，则明显减弱。

2. 成矿特征

矿石以晶粒结构、交代残余结构及网状结构为主。矿石主要是块状构造。金属硫化物含量在 70%以上，矿石矿物以黄铁矿、磁黄铁矿为主，其次为黄铜矿，此外，还有少量方铅矿、闪锌矿；脉石矿物以石英为主，其次是方解石。矿床的矿石构造与夕卡岩矿床完全不同。块状硫化物矿床的成矿作用包括夕卡岩阶段、氧化物阶段、石英硫化物阶段以及碳酸盐阶段，其中夕卡岩阶段、氧化物阶段很弱，而以石英硫化物阶段最为发育，亦是最重要的成矿阶段。该阶段并可进一步分为黄铁矿亚阶段、黄铜矿亚阶段以及方铅矿、闪锌矿亚阶段。铜矿化与黄铜矿亚阶段有关，黄铜矿的形成与硅化关系密切。

3. 地球化学特征

矿床中有用元素以 Cu 为主，一些大中型矿床往往都是铜矿床。此外，还含有 Pb、Zn，Ni、Co 含量较低。伴生金的含量较高，甚至可单独构成金矿床。例如，马山金矿床和洋鸡山金矿床。矿体内有用元素分布呈现一定规律性，中部和下部以 Cu 为主，上部铅、锌含量较高，局部可构成工业矿体。矿体中成矿元素及微量元素在轴向上呈分带现象，以武山铜矿为例，Pb、Zn、As、Ag 在矿体上部富集，Mo、Co 在下部富集，铜的含量

上下变化不大。

矿体内黄铁矿中微量元素以富含 Cu、Ag、Bi、（Mn）为特征，黄铁矿内各元素对比值的变化具有一定的规律性，例如武山矿床黄铁矿内的微量元素(表8.7)及各元素对沿着轴向比值的变化规律性明显，Pb、Zn、Ag 等元素在矿体上部富集、Ni、Co、Mo 等元素在下部富集、各元素对比值由矿体深部向浅部渐逐增大。

表 8.7　黄铁矿内的微量元素组成（PPm）

（许绍文等，1985）

类　型	Cu	Mo	Pb	Zn	Ag	W	Bi	Ni	Co	Mn	Sn	样品数(个)
块状硫化物	5 088	8.89	1 089	1 488	11.83	257.6	152.9	17.33	38.28	58.38	15.43	21

块状硫化物矿床在温度间隔较大范围内形成。矿床的主要成矿阶段为石英硫化物阶段，形成温度的区间为 250—350 °C，如武山矿床的成矿温度为 280—330 °C，城门山矿床的成矿温度为 280—315 °C。

4．稳定同位素组成

铅同位素组成，以武山、城门山为例（表 8.8），有如下特征：

表 8.8　武山、城门山块状硫化物矿床中方铅矿的同位素组成

（陈毓蔚等，1980）

矿　区	编号	矿石名称	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
武　山	G-18	铅锌矿石	18.38	15.68	39.13
武　山	G-19	铅锌矿石	18.38	15.65	39.14
城门山	G-9	铅锌矿石	18.40	15.65	39.02

1）铅同位素组成的变化范围小，较均一；2）$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值较低，为 15.65—15.68。铅同位素组成特征说明矿床的形成与岩浆活动有关，物质来源较深，来自地壳深部。

硫同位素组成的特征表现为 $\delta^{34}S$ 值变化范围很窄，其均值接近于零（表 8.9）。如武山为 −1.9—+3.5‰，均值为 +0.8‰，城门山为 −1.7—+4.2‰，均值为 +2.6‰，又如，新桥的 $\delta^{34}S$ 均值为 +0.2‰，冬瓜山的 $\delta^{34}S$ 均值为 +5.0‰。它们的样品频率明显

表 8.9　侵入型块状硫化物矿床的硫同位素组成

矿　区	$\delta^{34}S$ 值变化范围（‰，个数）	$\delta^{34}S$均值(‰)	围岩中沉积金属硫化物中的$\delta^{34}S$(‰)	资　料　来　源
武　山	−1.9—+3.5(56)	+0.8	−33.2(3)	本　书
城门山	−1.7—+4.2(35)	+2.6	−32.7(2)	本　书
新　桥	−2.6—+1.9(75)	+0.2	−15.1(4)	陈民扬等
冬瓜山		+5.0(3)	−35.4	安徽地质矿产局 321 地质队
丁家山	+1.3—+5.2(18)			陈民扬等
铜官山	+2.2—+6.8(175*)			陈民扬等

* 包括夕卡岩型和块状硫化物型两类矿床。

呈塔形分布，从而表明硫来自地壳深部，是深部物质在高温条件下部分熔融形成岩浆过程中含硫原子团经历均一化的结果。

氢、氧同位素组成，以城门山矿床为例，$\delta^{18}O_{H_2O}$值为+5.18‰，δD值为-70.1‰。该组成与小泰勒提出的岩浆水组成相似，从而表明矿床形成过程中的热液主要是岩浆水。

四、侵入型块状硫化物矿床的分类

侵入型块状硫化物矿床，按其与斑岩矿床、夕卡岩矿床共生与否以及它们之间相互关系，可进一步分为：1）新桥型，块状硫化物矿床单独出现，它是单一矿床类型，例如安徽新桥、江西永平、丁家山矿床；2）武山型，块状硫化物矿床与夕卡岩矿床共生，它们是两型一床矿床，即一个矿床内包括块状硫化物型和夕卡岩型两种矿床，例如江西武山、安徽冬瓜山矿床；3）城门山型，块状硫化物矿床与夕卡岩矿床、斑岩矿床共生，它们是三型一床矿床，即一个矿床内包括块状硫化物型、夕卡岩型和斑岩型三种矿床，例如江西城门山、西藏玉龙矿床；4）铜官山型，块状硫化物矿床与夕卡岩矿床共同组成一个矿体，它是两型一体矿床，即块状硫化物型和夕卡岩型两种矿床构成一个矿体的矿床，例如安徽铜官山矿床。

形成何种类型的块状硫化物矿床取决于：1）岩体内部蚀变作用发育的程度，如蚀变作用发育，利于形成斑岩型矿床；2）围岩的岩性，如为灰岩，则易形成夕卡岩型矿床；3）岩浆冷凝结晶形成岩体时分出含矿热液的数量；4）有利于成矿的层间构造裂隙发育与否。当具备2）—4）条件时，形成武山型块状硫化物矿床；以上四个条件皆具备时，可形成城门山型块状硫化物矿床；当只具备第四个条件时，形成新桥型块状硫化物矿床；而当具备2）和4）条件时，则可形成铜官山型块状硫化物矿床。

五、侵入型块状硫化物矿床的成矿作用

侵入型块状硫化物矿床主要集中于长江中下游地区，尤其集中于江西的九瑞地区和安徽的铜陵地区，从而构成铜、金矿床的高度集中区，这表明在其集中区的地壳深部存在着一个轻微富集铜、金的矿源层。深部矿源层可以部分熔融形成含矿的中酸性岩浆，由于密度差产生的浮力或伴随构造运动向上侵入到地壳上部，形成规模不大的浅部岩浆房。在浅部岩浆房中的含矿岩浆进行着充分的液态分异作用，分别形成含矿闪长岩浆、含矿花岗闪长岩浆及含矿花岗岩浆。然后，随着构造活动先后从浅部岩浆房中分出，由于温度的下降，开始结晶分异，并逐渐演变成含矿的气水热液。当只有层间构造裂隙发育时，含矿热液完全进入其中进行充填和交代，形成新桥型块状硫化物矿床；含矿热液进入层间构造裂隙带以及岩体与灰岩的接触带时，形成武山型块状硫化物矿床；当岩浆冷凝过程中分出的大量含矿热液，在岩体内部、岩体与灰岩的接触带及层间构造裂隙带中，可形成城门山型块状硫化物矿床；而当层间构造裂隙带与岩浆岩和围岩之间的接触带构造相互贯通时，则含矿热液进入其中，形成铜官山型块状硫化物矿床。

第九章　金属矿床的带状分布

金属矿床的带状分布，主要是指有用矿物或有用元素在空间上呈现规律性的分布（孟良义，1980）。有用矿物或有用元素在平面上呈现规律性的分布，称为矿床的水平分带；有用矿物或有用元素在垂直方向上呈规律性的分布，称为矿床的垂直分带。

1907年 Spurr 首先指出金属矿床的带状分布问题，并指出：与基性岩浆有关的带状分布为 Cr—Ni—Cu—Zn—Pb—Ag；与中性岩浆有关的带状分布为 Au—Cu—Zn—Pb—Ag；与酸性岩浆有关的带状分布为 Sn—W—Cu—Zn—Pb—Ag。

Emmons（1935）系统研究了金属矿床的带状分布。他提出岩浆侵入围岩后，冷凝过程中分出的含矿热液向围岩运移时，由于温度和压力的降低，含矿热液所含有用组分，按其溶解度大小依次沉淀，形成矿床的带状分布。自岩体向外可依次分为十六个带：1）无矿带；2）锡带；3）钨带；4）铋和钼带；5）砷带；6）金带；7）铜带（黄铜矿脉）；8）铜带（斑铜矿带）；9）锌及部分铅和铜带；10）铅带；11）银带；12）无矿带；13）金和银带（碲化物）；14）锑带；15）汞带；16）无矿带。

Смирнов（1937）提出脉动学说来解释金属矿床带状分布的形成。他认为随着岩浆的冷却，含矿热液周期性地、脉动地从岩浆中分离出来，并且含矿热液成分也在发生变化。于是，由每次沿新构造裂隙（偏离先前的构造裂隙）循环的热液中，依次形成不同成矿物质的矿床。

В. И. Смирнов（1961）认为下列原因都可导致形成矿床的带状分布：1）重复构造断裂；2）构造张开；3）交代作用；4）围岩成因不同；5）渗滤作用；6）沉淀分带。

郭文魁（1963）对金属矿床的带状分布提出如下见解：1）矿物沉淀序列是形成带状分布的主要控制因素。2）根据不同矿物类别大量出现的先后，可将主要矿物沉淀序列概括为硅酸盐、氧化物、硫化物及碳酸盐类等四个阶段，并以硫、氧在矿液中相对含量的变化加以解释。这不仅是岩浆期后矿化作用在时间上发展的矿物沉淀序列，而且在空间上，亦是从岩体向外或由深到浅一般原生分带的序列。3）由于不同矿区的特殊因素影响而使分带复杂化。

此外，还有很多学者 Barnes（1962）、Рундквист 等（1975）、Evans（1982）对金属矿床带状分布的成因提出了各自的见解。但是，迄今对金属矿床带状分布的形成机理还不很清楚。

研究金属矿床的带状分布，有利于阐明成矿元素在成矿作用中的演化及其成矿规律，有利于指导找矿勘探工作。

矿床带状分布的规模大小不等，有区域性的带状分布，也有矿床、矿体的带状分布（Park *et al.*, 1975）。

这里主要讨论矿床中矿体的带状分布，指有用矿物或有用元素围绕含矿岩浆岩体，

在空间上呈现规律性的分布。

第一节 实 例

本节先列举国内外20个金属矿床带状分布的具体例子，从中总结出金属矿床带状分布的特点，最后在此基础上讨论金属矿床带状分布形成的原因。

例1．江西某地含钽、铌花岗岩。该地具有粗粒黑云母花岗岩、中粒一粗粒二云母花岗岩及细粒白云母花岗岩，三者为先后侵入的三期花岗岩。黑云母花岗岩中为钨矿化（黑钨矿-石英脉）。细粒白云母花岗岩中，由下而上的岩性变化为弱钠长石花岗岩带（贫矿体）、中钠长石化锂云母花岗岩带（矿体）、强钠长石化锂云母花岗岩带（富矿体），相应地稀有金属矿化由下而上也呈规律性的变化：锂的含量增高，最高达1.5%；Ta_2O_5/Nb_2O_5值增大，从0.75—1.25—2；REE降低，由0.0017—0.001—0.0001。

例2．桂水含钽、铌花岗岩。在黑云母花岗岩小岩株顶部发育着强烈的钠长石化，形成钽矿床，在顶部围岩中发育着含铌、钽花岗岩脉带，钨、锡长石-石英脉带，锂云母-萤石细脉带（图9.1）。

例3．河南卢氏-灵宝地区与铁、铜矿床有关的酸性小侵入体。从岩体向外为岩体中有细脉浸染状黄铜矿、辉钼矿化；接触带有交代型磁铁矿、菱铁矿、黄铜矿化；围岩中有充填交代型方铅矿、闪锌矿、黄铜矿化。

例4．英国康沃尔花岗岩。英国康沃尔矿区是国外金属矿床带状分布的典型例子，在岩体内为锡石-电气石脉，在外接触带为锡石、黑钨矿、毒砂、黄铜矿及绿泥石脉，远离接触带为铅、锌、银矿脉，离岩体最远为含锑的铁、锰矿体（图9.2）。

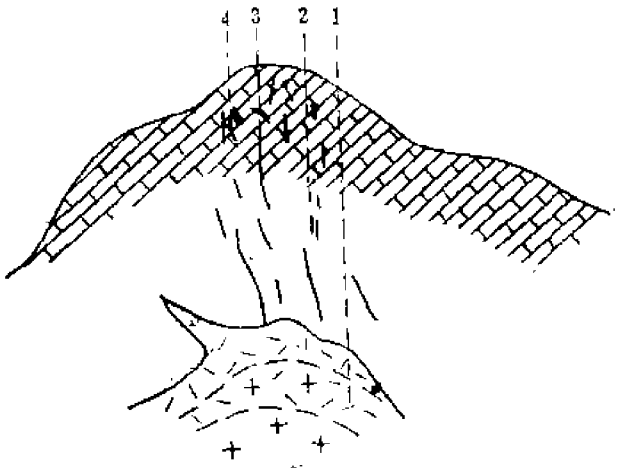


图9.1 桂水花岗岩矿化分带示意剖面
（中国科学院地球化学研究所，1979）
1．钽矿床 2．含铌、钽花岗岩脉带 3．钨、锡长石-石英脉带 4．锂云母-萤石细脉带

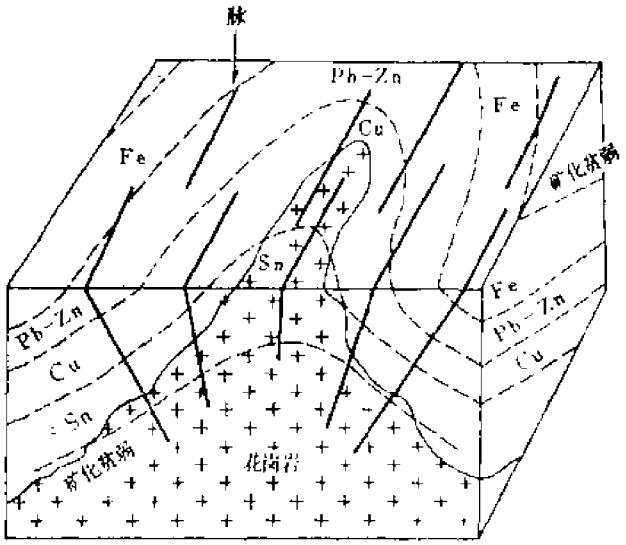


图9.2 英国康沃尔矿化分带立体示意图
（Evans，1980）

例5．粤万花岗岩。岩体内为含日光榴石和绿柱石的云英岩，围岩中为黑钨矿-石英脉（图9.3）。

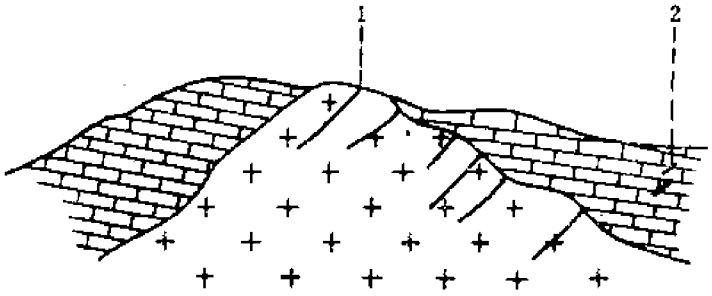


图 9.3　粤万花岗岩矿化分带示意剖面
（中国科学院地球化学研究所，1979）
1．含日光榴石和绿柱石的云英岩　2．黑钨矿-石英脉

例 6．江西某斑岩铜（钼）矿田。它具有明显分带现象，从岩体内部向外依次为：

内　带	中　带	外　带
第一带　第二带	Pb、Zn、(Ag)、Co、Ni	(Co)、Mn
W (Bi) Cu、Mo(Ag)		

例 7．河南某地斑岩钼矿。从岩体与围岩的接触带向外依次为：钼带—多金属带—铅、锌带—铅带。

例 8．桂大花岗岩。从黑云母花岗岩向外依次为夕卡岩铜、锌矿床，锡石硫化物矿床，铅、锌、锑热液矿床及汞矿床（图 9.4）。

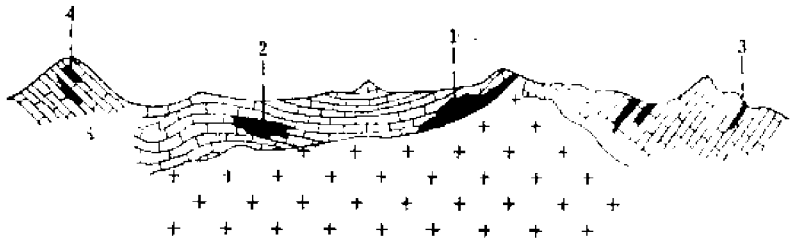


图 9.4　桂大花岗岩矿化分带示意剖面
（中国科学院地球化学研究所，1979）
1．夕卡岩铜、锌矿床　2．锡石硫化物矿床　3．铅、锌、锑热液矿床　4.汞矿床

例 9．430 岩体。黑云母花岗岩小岩株内，上部钼的矿化强，向下减弱变为铌和稀土的矿化，岩体与围岩的外接触带为含铍夕卡岩，含钨石英脉及铅、锌矿化（图 9.5）。

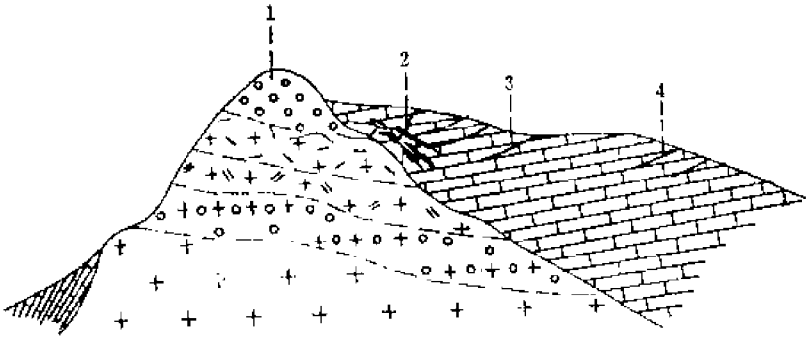


图 9.5　430 花岗岩矿化分带示意剖面
（中国科学院地球化学研究所，1979）
1．黑云母花岗岩小岩株　2．含铍夕卡岩　3．含钨石英脉　4．铅、锌矿化

例 10． 湖南某多金属矿田(尹汉辉，1978)。该矿田具有四期岩浆活动：细粒黑云母花岗岩及中粒黑云母花岗岩；中细粒黑云母花岗岩；花岗斑岩及石英斑岩；中基性岩脉。与第一期黑云母花岗岩有关的形成钨、钼、铋夕卡岩-云英岩复合型矿床；与第二期黑云母花岗岩有关的，在夕卡岩内形成绿柱石-石英脉，在大理岩带形成网脉状锡、铍矿床；与第三期花岗斑岩有关的在其两侧上下围岩中形成锡、铜、铅、锌、黄铁矿及铅、锌等各种脉状硫化物矿床；与石英斑岩有关的，在石英斑岩内形成黑钨矿石英脉；此外在矿田外围还有锑、汞矿化。主要成矿元素围绕含矿岩体呈带状分布。W、Mo、Bi 分布在夕卡岩内；Sn、Be 分布在夕卡岩的外接触带及大理岩内；Cu、Pb、Zn 分布在夕卡岩的外接触带、大理岩及石灰岩中(图 9.6)。

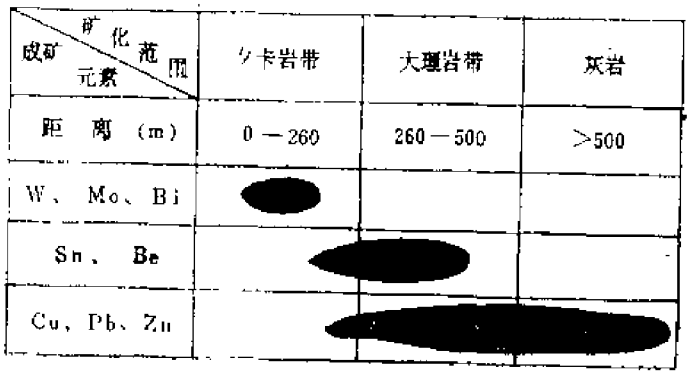


图 9.6 湖南某多金属矿田主要成矿元素带状分布图
(尹汉辉，1978)

例 11． 美国宾厄姆斑岩铜矿。该铜矿具有明显的带状分布(图 9.7)，从岩体内部向外依次为：钼带—铜带—黄铁矿、黄铜矿矿化带—铅、锌、银矿化带。

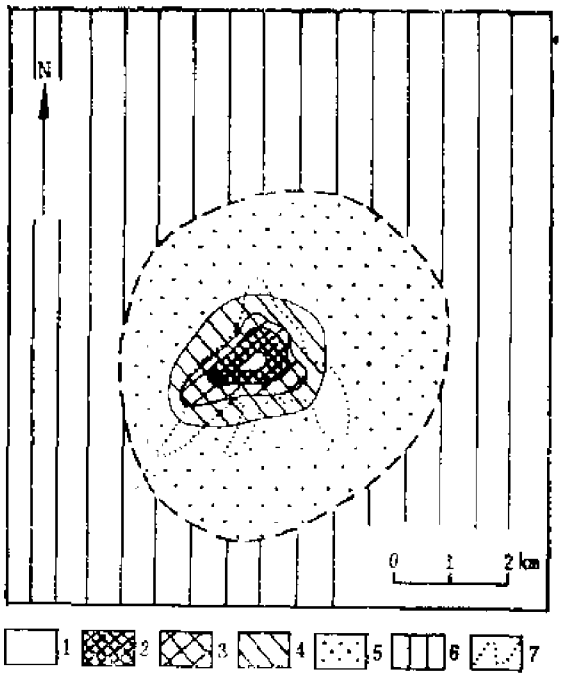


图 9.7 美国宾厄姆斑岩矿床带状分布图
(Смирнов，1979)
1．石英核 2．钼矿石 3．铜矿石 4．黄铁矿-黄铜矿矿化 5．铅、锌、银矿化 6．围岩 7．二长岩岩株的界限

例 12． 华南某地含钽、铌花岗岩。该地具有粗粒黑云母花岗岩、二云母花岗岩及白云母花岗岩，三者为先后侵入的三期花岗岩。白云母花岗岩具有钽、铌矿化，围岩中为钨矿化（黑钨矿-石英脉）。据气液包裹体测温资料，钽、铌矿化形成温度为 309 °C，钨矿化形成温度为 260—287 °C。从有用矿物或有用元素的分布及测温资料都说明带状分布的存在。

例 13． 广东一六花岗岩体。该岩体主要是黑云母花岗岩。黑云母花岗岩为稀土矿化（？），围绕外接触带为夕卡岩及脉状型钨矿，远离接触带为金、铅、锌矿化，更远处的断裂中为锑、汞矿化。

例 14． 粤西鹦鹉中细粒黑云母花岗岩。在其内外接触带有云英岩型和脉状

型钨、锡、钼矿，在外接触带有金、铜、铅、锌矿，在远离岩体的灰岩内有铅、锌矿。

例 15．一些稀有金属花岗岩。其 Nb_2O_5/Ta_2O_5 值由内向外逐渐降低（表 9.1）。

表 9.1　不同垂直标高、不同岩石类型的 Nb_2O_5/Ta_2O_5 值

（莫柱孙等，1980）

矿区	标高（m）	岩石类型	Nb_2O_5/Ta_2O_5
尖峰岭	上↑ ↓下	云英岩	0.84
		强云英岩化-钠长石化花岗岩	0.71
		云英岩化-钠长石化花岗岩	0.86
		弱云英岩化-强钠长石化花岗岩	1.05
		黑鳞云母化-强钠长石化花岗岩	1.30
		黑鳞云母化-钠长石化花岗岩	1.72
		锂黑云母化-钾长石化花岗岩	2.71
早禾山	330—272	强钠长石化花岗岩	14.10
	272—243	中强钠长石化花岗岩	15.60
	243—182	中钠长石化花岗岩	21.80
	182—160	弱钠长石化花岗岩	25.70
大吉山	467—417	白云母化-钠长石化花岗岩	1.04
	417—367	白云母化-钠长石化花岗岩	1.10
	367—317	白云母化-钠长石化花岗岩	1.20
	317—267	白云母化-钠长石化花岗岩	1.82

例 16．原苏联的某多金属矿床。围绕塔拉斯克阿拉套山库美什塔花岗岩体依次出现：含钨、钼、铋、砷矿化的夕卡岩—含毒砂、黄铜矿的磁黄铁矿矿脉—毒砂矿脉—多金属矿脉—含铜、铅的石英-碳酸盐脉。

不仅主要成矿元素有带状分布，微量元素也呈现带状分布。

例 17．德国某多金属矿床。在矿体深部方铅矿中铋的含量最高>0.1%，在中间部位约为 0.01%，而在边缘部位和接近地表处，铋的含量仅 0.001%。在矿体深部闪锌矿中镁、铁、铜、钴、铟、镓含量最高，在中间部位是锡、镉含量最高，而在边缘部位的闪锌矿中铊、银、锗的含量最高。

例 18．南岭某地石英脉型黑钨矿。其铌、钽含量依距岩体的远近呈现垂直分带，从表 9.2 中可知，愈靠近岩体，黑钨矿中含铌、钽量愈多（章崇真，1984）。

表 9.2　远离母岩的石英脉型矿床的黑钨矿中的铌、钽含量

（章崇真，1984）

矿床类型	Nb_2O_5%（样品数）		Ta_2O_5%（样品数）		Ta_2O_5/Nb_2O_5		$(Ta_2O_5+Nb_2O_5)$%	
	平均	变化范围	平均	变化范围	平均	变化范围	平均	变化范围
远离母岩的石英脉型	0.0510（147）	0.0105—0.1409	0.0059（147）	0.0000—0.0095	0.12	0.00—0.63	0.0569	0.0110—0.1500
外接触带石英脉型	0.2069（584）	0.0105—1.1000	0.0358（584）	0.0000—0.2500	0.17	0.00—1.55	0.2427	0.0140—1.3500

例 19．江西黑钨矿的形成温度。黑钨矿的形成温度也可呈现带状分布（图 9.8）。

例 20．热液矿床的原生晕。它的普遍存在说明矿床确实具有带状分布。

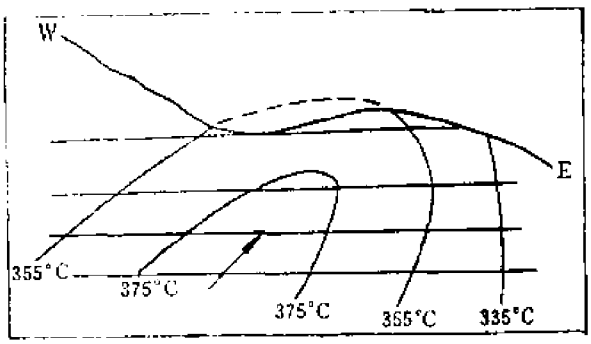


图 9.8 黑钨矿形成温度等温线图
（曾庆丰等，1975）

第二节 讨 论

分析上述列举的国内外 20 个金属矿床带状分布实例，可总结出金属矿床带状分布的如下特点：

(1) 围绕含矿岩体，各种成矿元素、成矿元素组合、金属矿床在空间上呈现带状分布，这种带状分布表现的明显程度不一，但确实存在。

(2) 金属矿床中迄今还没有见到如 Emmons(1935) 所确定的 16 个带，即使是最典型的英国康沃尔矿床也不存在这 16 个带，所以他确定的 16 个带实际上是一个理想的综合分带，而在自然界实际上存在的都是以某一种或几种金属为主的矿床带状分布。但 Emmons(1935) 的理想综合分带对于指导找矿勘探还是具有重要意义的，例如，W、Sn、Bi、Mo 就要在岩体顶部和岩浆岩与围岩的接触带部位去寻找，Pb、Zn 需在较远离岩体的围岩部位去寻找，而 Sb、Hg 则需在最远离岩体的围岩部位去寻找。限于当时的条件，他的理想综合分带还是不够完善的。综合以上例子及有关资料，本书提出一个金属矿床的理想综合分带，即从岩体内部向外，依次出现以下几个分带：

Zr—REE—Nb—Ta，Hf—Be—Li—Rb—Cs—Sn—W—Bi—
Mo—As—Fe—Cu—Au—Zn—Pb—Ag—Sb—Hg—U

Be 以前的成矿元素多分布在含矿岩体，Be 与 Cu—Au 之间的成矿元素可在含矿岩体内，也可在夕卡岩及脉状矿体中产生，Au 以后的成矿元素在夕卡岩及脉状矿体中产出，成矿元素的出现一般符合上述的带状分布规律。

(3) 主要存在着与四种不同含矿岩浆岩有关的带状分布：1) 以 Fe、Cu、Au、Pb、Zn 为主的与中酸性的花岗闪长岩-花岗岩有关的金属矿床带状分布，进一步还可分为以 Fe 为主的带状分布，以 Cu 为主的带状分布，以 Au 为主的带状分布及以 Pb、Zn 为主的带状分布；2) 以 W、Sn 为主的与酸性花岗岩-白岗岩有关的金属矿床带状分布，进一步还可分为以 W 为主的带状分布，以 Sn 为主的带状分布；3) 以 Cu、Mo 为主的与斑岩（以花岗岩闪长斑岩、花岗斑岩为主）有关的金属矿床带状分布，斑岩型矿床进一步可分为以 Cu 为主的、以 Sn 为主的金属矿床带状分布；4) 以稀有金属为主的与花岗岩有关的金属矿床带状分布，进一步还可分为以 REE 为主的、以 Nb、Be 为主的及以 Ta 或 Ta、Li、Be 为主的金属矿床带状分布。

综合上述四种不同含矿岩浆岩的带状分布，就构成了本书提出的金属矿床的理想综合分带，即一个完整的金属矿床带状分布模式。

(4) 与矿化有关的岩体，一般都是复式岩体，构成复式岩体的早、中、晚各期岩浆岩中具有不同的金属、金属组合及金属矿床的带状分布。

这里还顺便指出，以往对一些大片出露的花岗岩，往往认为是同一期的产物，近年来通过许多学者深入的研究，发现许多岩体都是复式岩体。有理由推测，一些大片出露的花岗岩体很可能都是由多期花岗岩组成的复式岩体。

(5) 一定的岩浆岩具有一定的金属、金属组合及金属矿床的带状分布，这就是岩浆岩成矿的专属性。例如以稀有金属为主及以 W、Sn 为主的带状分布与酸性及超酸性花岗岩有关；以 Cu、Au 为主的带状分布主要与石英闪长岩、花岗闪长岩有关；以 Fe 为主的带状分布主要与闪长岩类有关。

(6) 即使都是同一类的岩浆岩，在不同地区出现的金属、金属组合及金属矿床的带状分布也是不一样的，例如华南地区的斑岩主要出现以 Cu 为主的矿床分带，华东、东北地区的斑岩主要出现以 Mo 为主的矿床分带。

第三节 形 成

上述金属矿床带状分布的六个特点，用已有的有关矿床带状分布成因假说很难说清楚，我们认为金属矿床带状分布的形成也可分为以下四个阶段：

1. 深部矿源层的形成

由于各种成矿元素的富集条件不同，于是在地壳（陆壳）不同地区轻微富集各种不同成矿元素的深部矿源层。地壳不同地区的深部矿源层决定了同一类型岩浆岩在不同地区具有不同的成矿元素及成矿元素组合，同时从根本上决定了在各个地区形成的矿床只具有以一种或几种成矿元素为主的带状分布。

2. 深部矿源层的部分熔融

深部矿源层在一定的温度、压力和挥发分参与下可以部分熔融形成含矿花岗岩浆。

3. 含矿花岗岩浆的浅部分异作用

深部矿源层部分熔融形成的含矿花岗岩浆向上侵入到地壳上部，形成浅部岩浆房。浅部岩浆房中的含矿花岗岩浆进行充分的分异作用，促使各种成矿元素分别富集于不同的岩浆中。

4. 热液中成矿元素的富集

由浅部岩浆房中分出的含矿岩浆，随着温度下降，开始进行结晶分异作用，并逐渐演变成含矿的气水热液。成岩成矿实验表明，成矿元素在气水热液中呈络合物形式进行运移。从已有的络合物资料可以了解，当一种成矿元素形成络合物后，可显著提高该成矿元素在热液中的溶解度和稳定性，从而提高该成矿元素在热液中的运移能力。各种成

矿元素的络合物具有不同的稳定性，促使各种成矿元素随着地质条件和物理化学条件的变化，按其络合物稳定性的大小，围绕含矿岩体先后从热液中析出，从而在空间上围绕含矿岩体形成金属矿床的带状分布。因此，各种成矿元素络合物的不同稳定性，是导致金属矿床在空间围绕含矿岩体呈现带状分布的主要原因。

主 要 参 考 文 献

王之田，1980，长江中下游铜矿成矿复合模式及其找矿意义。地质与勘探，第4期，31—36页。

王之田、秦克章，1991，中国大型铜矿床类型、成矿环境与成矿集中区的潜力。矿床地质，第2期，123页。

王世称、王於天，1989，综合信息解译原理与矿产预测图编制方法。吉林大学出版社，69—76页。

王中刚、赵振华，1980a，论花岗岩的地壳成因。中国科学院地球化学研究所年报（1978—1979），贵州人民出版社，121页。

王中刚、赵振华、赵惠兰，1980b，华南花岗岩的稀土元素分布模式。地球化学，第1期，1—12页。

王中刚，1986，花岗岩类的稀土元素分布模式。徐克勤、涂光炽主编，花岗岩地质和成矿关系，江苏科学技术出版社，536—542页。

王有爵、李忠、范垂祥，1988，辽宁省金矿集中区及其与构造样式的关系。长春地质学院学报，第2期，138页。

王昌烈、罗仕徽、胥有志等，1987，柿竹园钨多金属矿床地质。地质出版社，29—115页。

中国科学院地球化学研究所成矿实验研究组，1972，高温高压成矿作用实验研究的某些结果。地球化学，第1期，49—53页。

中国科学院地球化学研究所，1979，华南花岗岩类的地球化学。科学出版社，276、351、364、379—381、410—412页。

从柏林编著，1979，岩浆活动与火成岩组合。地质出版社，187—196页。

尹汉辉，1978，湖南某多金属矿田的成矿作用。地球化学，第4期，270—280页。

宁芜研究项目编写小组，1978，宁芜玢岩铁矿。地质出版社，160—162页。

卡迈克尔，V.S.E.、特纳，E.J.、费尔福根，J.，1982，火成岩石学。地质出版社，179页。

卢焕章、施继锡、喻茨玫，1974，华南某矿区成岩成矿温度研究。地球化学，第3期，145—153页。

卢焕章、施继锡、喻茨玫，1975，某含铌钽花岗岩成岩成矿温度的研究。地球化学，第3期，219页。

边效曾、刘金全，1986，福建花岗岩类及其演化。徐克勤、涂光炽主编，花岗岩地质和成矿关系，江苏科学技术出版社，69—81页。

刘连登，1983，论中国最主要脉状金矿床的成因。长春地质学院学报，第4期，374页。

许绍文、徐文权、黄蓝德等，1985，江西W山铜矿床地球化学特征及地球化学异常模式。勘查地球物理勘查地球化学文集，第二集，36—44页。

江博明，1989，太古代岩石的定年——方法学和局限性的讨论。地球化学，第2期，104页。

地质矿产部南岭项目花岗岩专题组，1989，南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用。地质出版社，319页。

地质科学研究院地质矿产研究所稀有组，1975，中国稀有金属矿床类型。地质出版社，23页。

成都地质学院普通地质教研室编，1978，动力地质学原理。地质出版社，25—35页。

朱上庆，1987，层控矿床及其深部找矿问题——以铜陵铁、铜、硫（金）矿田为例。地球化学，第1期，36—39页

朱上庆、黄华盛等编著，1988，层控矿床地球化学。冶金工业出版社，167页。

朱训、黄崇轲、芮宗瑶等，1983，德兴斑岩铜矿。地质出版社，76—78页。

朱坤林，1981，成矿元素丰度和气-热液蚀变的成矿作用。地质与勘探，第2期，12—14页。

朱焱龄、李崇佑、林运淮，1981，赣南钨矿地质。江西人民出版社，323页。

芮宗瑶、黄崇轲、齐国明等，1984，中国斑岩铜（钼）矿床。地质出版社，150—298页。

杨超群，1986，华南花岗岩类的成因类型。徐克勤、涂光炽主编，花岗岩地质和成矿关系，江苏科学技术出版社，165—179页。

吴永乐、梅勇文、刘鹏程等，1987，西华山钨矿地质。地质出版社，47—196页。

邹祖荣、范书魁、刘万，1983，辽北太古宙花岗岩系的地球化学特征。长春地质学院学报，第3期，29页。

陈伯林，1980，铜陵地区成矿地质因素分析。地质与勘探，第1期，1—7页。

陈毓蔚、毛存孝、朱炳泉，1980，我国显生代金属矿床铅同位素组成特征及其成因探讨。地球化学，第3期，215—218页。

张秋生、刘连登，1982，矿源与矿。地质出版社，33页。

张秋生等著，1984，中国早前寒武纪地质及成矿作用。吉林人民出版社。56—57页。

张德全、孙桂英，1988，中国东部花岗岩。中国地质大学出版社，12—13页。

武汉地质学院岩石教研室主编，1980，岩浆岩岩石学。地质出版社，241页。

林强，1991，冀东—鲁西北地区太古宙花岗质岩石成因的若干问题。李之彤主编，中国北方花岗岩及其成矿作用论文集，地质出版社，3页。

季绍新、王文斌、邢文臣等，1990，赣西北铜矿。地质出版社，3页。

孟良义，1980，论金属矿床的带状分布。长春地质学院学报，第1期，36—44页。
孟良义、黄萧德、黄恩邦、张文学，1982，武山铜矿床硫同位素组成特征。长春地质学院学报，第3期，83—89页。
孟良义、黄萧德、黄恩邦、张文学，1983，武山铜矿床的成矿温度。长春地质学院学报，第1期，27—32页。
孟良义，1986，论长江中下游侵入型块状硫化物矿床。长春地质学院学报，第4期，51—57页。
孟良义、黄恩邦，1988，城门山铜、钼矿床的稳定同位素地质。长春地质学院学报，第3期，275页。
孟良义、鲁守柱，1990，白乃庙石英脉型金矿床稳定同位素组成。中国科学院矿床地球化学开放研究实验室主编，矿床地质与矿床地球化学研究新进展，兰州大学出版社，146—147页。
孟良义、鲁守柱，1990，白乃庙斑岩铜矿床稳定同位素组成特征。中国科学院矿床地球化学开放研究实验室主编，矿床地质与矿床地球化学研究新进展，兰州大学出版社，148—189页。
孟良义、鲁守柱，1990，从硫同位素组成讨论长江中下游铜矿成因。中国科学院矿床地球化学开放研究实验室主编，矿床地质与矿床地球化学研究新进展，兰州大学出版社，149—150页。
孟良义，1992，含矿花岗岩浆浅部分异作用模式。中国科学（B辑），第11期，1196—1200页。
孟良义，1992，斑岩铜钼矿床的蚀变与矿化。科学通报，第37卷，第23期，2162—2164页。
威利，P.J.，1978，动力地质学。地质出版社，150页。
南京大学地质系，1981，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系。科学出版社，354页。
胡受奚、胡志宏、郭继春等，1991，中国东部花岗岩类的成岩和成矿及其与构造环境的关系。矿床地质，第2期，104页。
郭文魁，1963，某些金属矿床的原生分带及其成因问题。地质学报，266—268页。
郭文魁、常印佛、黄崇轲，1979，我国主要类型铜矿成矿和分布的某些问题。国际交流地质学术论文集（3），地质出版社，152—163页。
郭永生、李上森译，1980，太古代绿岩带及其矿产。地质出版社，1—345页。
涂光炽等，1987，中国层控矿床地球化学，第二卷。科学出版社，148页。
涂光炽，1988，制约矿床演化的若干因素。中国地质科学院矿床地质研究所编，同生论与层控矿床，学术期刊出版社，133页。
袁见齐、朱上庆、翟裕生主编，1979，矿床学。地质出版社，94页。
袁见齐、朱上庆、翟裕生主编，1985，矿床学。地质出版社。61—62页。
顾连兴、徐克勤，1986，论大陆地壳断裂坳陷带中块状硫化物矿床。矿床地质，第2期，1—11页。
莫柱孙、叶伯丹、潘维祖等，1980，南岭花岗岩地质学。地质出版社，221—228页。
翁文灏，1920，中国矿产区域论。地质汇报，9—24页。
章崇真，1984，黑钨矿中铌钽含量变化的研究及意义。矿床地质，第2期，66页。
曾庆丰、杨柏林，1975，南岭热液型钨矿（主要成矿区）成矿温度初测及其分析。地质科学，第2期，170页。
温克勒，H.G.F.，1980，变质岩成因。科学出版社，332—336页。
童申保，1986，花岗岩成因类型划分的探讨。徐克勤、涂光炽主编，花岗岩地质和成矿关系，江苏科学技术出版社，49—57页。
穆克敏、林景仟、邹祖荣等，1989，华北地台区花岗岩石的成因。吉林科学技术出版社，4页。
立见辰雄编，1982，矿床学。地质出版社，55页。
Bache, J. J., 1987, World Cold Deposits. North Oxford Academic, 141.
Barnes, H. L., 1962, Mechanisms of Mineral Zoning. Econ. Geol., 1, 30—37.
Chappell, B.W. and White, A. J.R., 1974, Two Contrasting Granite Type. Pacific Geol., 8, 173—174.
Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1982, Nature and Origin of A-type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. Contr. Minor. Petrol., 80, 189—200.
Edwards, R. and Atkinson, K., 1986, Ore Deposit Geology. Chapman and Hall, London, 90—159.
Emmons, W.H., 1935, Hypogene Zoning in Metalliferous Lodes. 16th. Int. Geol. Congr. Rept., 417—432.
Evans, A. N., 1982, Metallization Associated with Acid Magmatism. Wiley, Chichester, 279—289.
Evans, A. M., 1980, An Introduction to Ore Geology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 59.
Faure, G. &. Powell, J.L., 1972, 中国科学院地球化学研究所同位素地质研究室译，1975，锶同位素地质学。科学出版社，34页。
Feiss, P. G., 1978, Magmatic Sources of Copper in Porphyry Copper Deposits. Econ. Geol., 73, 397—404.
Glikson, A. Y., 1976, The Early History of the Earth. Murby, London, 12—13.
Guilbert, T. M. and Lowell, T. D., 1974, Variations in Zoning-Patterns in Porphyry Copper Deposits. Can. Min. Metall. Bull., 67, 99—109.
Guilbert, J. M. and Park, C. F.Jr., 1986, The Geology of Ore Deposits. W. H. Freeman and

Company, New York, 572—602.
Holland, H. D., 1972, Granites Solutions and Base Metal Deposits. Econ. Geol., 67, 281—301.
Ishihara, S., 1977, The Magnetite-Series and Ilmenite-Series Granitic Rocks. Mining.Geol., 27(5), 293—305.
Jahn Bor-ming *et al*., 1981, REE Geochemistry and Isotopic Data of Archean Silicic Volcanics and Granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: Implications for the Early Crustal Evolution. Geochim. et Cosmochim Acta, 45, 1633—1652.
Jensen, M. L. and Batman, A. M., 1981, Economic Mineral Deposits. John Wiley and Sons, New York, 61.
Knight, C. L., 1957, Ore Genesis: The Source Bed Concept. Econ. Geol., 7, 808—816.
Kranskopf, K. B., 1971, The Source of Ore Metals. Geochim. et Cosmochim. Acta, 7, 643—658.
Lowell, J. D. and Guilbert, J.M., 1970, Lateral and Vertical Alteration Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. Econ. Geol., 65, 373—408.
Luth, W. C., Jahns, R. H. and Tuttle, O. F., 1964, The Granite System at Pressure of 4 to 10 Kilobars. J. Geophys. Res., 69, 759—773.
Marmo, V., 1971, Granite Petrology and the Granite Problem. Amsterdam, 58—81.
Miller, L. J., 1980, Distribution of Ore Deposits Through Geologic Time. I.G.C. 26th. Collogue C, 1—4.
Ovchinnikov, L. N., 1970, The Depth of Formation of Sialic Plutonogenic Hydrothermal Deposits. Problems of Hydrothermal Ore Deposition, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, 210—213.
Park, C. F. Jr. and MacDiarmid, R. A., 1975, Ore Deposits. 3rd Edition, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 160.
Piwinskii, A. J. and Wyllie, P. J., 1970. Experimental Studies of Igneous Rock Series: Felsic Body Suite from the Needle Point Pluton, Wallowa Batholith, Oregon. J. Geol., 78(1), 52.
Read, H.H., 1957, The Granite Controversy. Thomas Murby and Company, 324—337.
Sillitoe, R. H., 1973, The Tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposits. Econ. Geol., 68, 799—815.
Spurr, I. E., 1907, A Theory of Ore Deposition. Econ. Geol., 2, 781—795.
Stern, C. R. and Wyllie, P. J., 1973, Water-Saturated and Undersaturated Melting, Relations of a Granite to 35 Kilobars. Earth and Planetary Sci. Letters, 18(1), 163.
Taylor, S. R., 1964, Abundance of Chemical Elements in the Continental Crust: A New Table. Geochim. et Cosmochim. Acta, 28, 1 273—1 283.
Taylor, S. R., 1979, The Earth.Academic Press, London, 353—376.
Tuttle, O. F. and Bowen, N. L., 1958, Origin of Granite in the light of Experimental Studies in the System $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Geol. Soc. Amer. Mem., 34, 153.
Windley, B.F., 1984, The Evolving Continents. John Wiley and Sons, 344.
Архангельская В. В., 1980, Закономерности размещения эндогенных редкометальных месторождений. Изд-во Недра, Москва, 264.
Беус А. А., 1958, Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах. Геохимия, 4, 307—313.
Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А. и Субботин К. Д., 1962, Альбитизированные и грейзенизированные граниты. Изд-во АН СССР, Москва, 142—165.
Беус А. А., Соболев Б. П. и Диков Ю. П., 1963, К геохимической истории бериллия в процессах высокотемпературного постмагматического минералообразования. Геохимия, 3, 297—303.
Беус А. А. и Соболев Б. П., 1964, Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. Проблемы генезиса руд, Изд-во Недра, Москва, 36—47.
Власов К. А., 1961, Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. Изв. АН СССР, Сер. Геол., 1, 8—29.
Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н. и Фельдман Л. Г., 1979, Основы геологии гранитных пегматитов. Изд-во Недра, Москва, 262.
Глюк Д. С. и Анфилогов В. Н., 1973, фазовые равновесия в системе гранит-H_2O-HF при давлении 1 000 кг/см². Геохимия, 3, 434.
Глюк Д. С. и Труфанова Л. Г., 1977, Плавление в системе гранит-H_2O с добавками HF, Hcl, фторидов, хлоридов и гидроокислов лития, натрия и калия при давлении 1 000 кг/см². Геохимия, 7, 1 003.
Казанский В. И., 1978, Эндогенное оруденение древних щитов. Изд-во Наука, Москва, 8.
Козеренко В. Н., 1981, Эндогенная металлогения. Изд-во Недра, Москва, 108.
Косалс Я. А., 1976, Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и раст-

ворах. Изд-во Наука, Москва, 209.
Ляхович В. В., 1972, Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. Изд-во Недра, Москва, 1—185.
Никитин В. Д., 1955, К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛТИ., 2, 44—117.
Овчинников Л. Н., Бородин Л. С. и Ляхович В. В., 1970. Геохимия магматических пород. Геохимия, 4, 446—457.
Перельман А. И., 1987, Геохимия, Высшая школа, Москва, 389.
Ронов А. Б., 1967, Химическое строение земной коры. Геохимия, 2, 8—13
Ронов А. Б., 1972, Эволюция состава породи геохимических процессов в осадочной оболочке земля. Геохимия, 2, 137—145.
Рундквист Д. В. и Неженский И. А., 1975, Зональность эндогенных рудных месторождений. Изд-во Недра, Москва, 25—28.
Сидоренко А. В.и Ляхович В. В., 1975, Пара-и ортогранитоиды. Советская геология, 7, 6.
Смирнов В. И., 1976, Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудних месторождений в историй развития земной коры. Источники рудного вещества эндогенных месторождений, Изд-во Наука, Москва, 6.
Смирнов В. И., 1979, На пятом симпозиуме международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Геология рудных месторождений, 2, 1—5.
Смирнов В. И., 1982, Геология полезных ископаемых. Изд-во Недра, Москва, 211—654.
Смирнов С. С., 1937, К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, Сер. Геол., 6, 1071—1082.
Таусон, Л. В., 1974, Геохимические типы гранитоидов. Док. АН СССР, 216(2), 446—450.
Тугаринов А. И. и Бибикова Е. В., 1976, Эволюция химического состава земной коры. Геохимия, 8, 1151—1159.
Ферсман А. Е., 1940, Пегматиты, Изд-во АН СССР, Москва, 712.
Хитаров Н. И., 1969, Кристаллизация расплава гранитового состава в условиях давления водяного пара. Геохимия, 1, 8—13.

SUMMARY

CHAPTER 1 EVOLUTION OF CRUSTAL COMPOSITION AND FORMATION OF DEEP SOURCE BEDS

FORMATION OF DEEP SOURCE BEDS

The deep source beds here refer to a set of deep sited strata or beded geological units in which ore components are slightly concentrated by sedimentation or other geological events. The existence of the deep source beds in the crust is, instead of pure speculative, drawn based on the following geological evidences.

(1) Mineralization is not uniformly distributed in the crust.

(2) The mineralization of ore-forming elements occurs multiply in the same an area.

(3) Contents of the ore-forming elements in certain igneous rocks in a mineralized region are usually higher than the average ones in the same type of igneous rocks outcropped in other areas.

(4) In oceanic islands consisting of the matters directly derived from upper mantle, no deposits related to granitoid have been found except for those of Ni and Co thought to be genetically related to the upper mantle. This further supports the idea that the deposits related to granitoid should be formed only in the continental crust environment.

The evidences mentioned above show that the mineralization concentration provinces covering several tens to several thousands of square kilometers do exist in the continental crust, which is a most convincing evidence to prove the existence of the deep source beds in the crust. But how were these deep source beds formed?

During the early stages of the earth's evolution, the decay of the radioactive elements might release a large amount of heat, raise the temperature of the primitive earth and cause some partial melting of the upper mantle. Intense and repeated basic volcanism might result in formation of the primitive thin crust. Certain elements might be slightly enriched in some areas of the primitive earth's surface to form the source beds by sedimentational differentiation during weathering, erosion and transportation of the primitive basic crust materials with participating of organic agency. Because the conditions controlling element enrichment might be different

from place to place, only a few elements could be slightly concentrated in such a source bed. When the source beds formed on the surface were deeply buried by tectonism or thick sedimentational covers, it could become the deep source beds. These deep source beds could be further classified into two types; one would be formed by weathering, erosion and sedimentational differentiation of basic volcanics (Sima layer); another, by weathering, erosion and sedimentational differentiation of the middle-upper crustal granite and sedimentary rocks (Sial layer). The former might be related to the granitic magmas which is rich in Cu, Fe, Mo, Au, Pb and Zn through partial melting, while the latter to the granitic magmas enriched in W, Sn and rare metals.

CHAPTER 2 DISCUSSION ON GENESIS OF GRANITE

Only granite formed by partial melting of the crustal materials exist in the crust. These granites could be divided into two types according to the depths of the partical melting (e. g., to the compositions of materials involved in partial melting): one being formed by partial melting of basic volcanics (Sima layer) at the deep crust and being called deep crust-derived granite; another being formed by partial melting of materials consisting mainly of sediments (Sial layer) at upper and middle crust and being named as shallow crust-derived granite (Table 2.7). However, there might be no absolute boundary between the two types.

Table 2.7 Distinction between two types of granite

Types / Features	Deep crust-derived(formed by partial melting of Sima layer)	Shallow crust-derived(formed by partial melting of Sial layer)
$^{87}Sr/^{86}Sr$	<0.710	>0.710
$\delta^{34}S$	approximate to zero	depart from zero
$\delta^{18}O_{(whole\ rock)}$	$<+10‰$	$>10‰$
REE patterns	no Eu anomaly and/or with positive Eu anomaly	apparent negative Eu anomaly
associated mineralization	Fe, Cu, Au, Pb, Zn	W, Sn and rare metals

CHAPTER 3 EVOLUTION AND METALLOGENY OF GRANITE

1. DEPOSIT DISTRIBUTION THROUGH THE GEOLOGICAL TIME

The types of ore deposits is uniformly distributed through the geological periods. A summary on the distribution of different types of ore deposits reveals

that there are two types of ore deposits related to the upper mantle partial melting (basic magmatism) in the early Archean: 1) the ore deposits related to basic-ultrabasic volcanics and intrusions, such as those of Ni, Cr and Au; 2) massive sulphide deposits related to basic-felsic volcanics, such as the Cu, Zn deposits. In addition, banded iron formation are found to be genetically linked with volcanic-sedimentation processes.

2. EVOLUTION AND METALLOGENY OF GRANITE

The earliest ore deposits related to granite might be those of rare matal-bearing pegmatites in potash granites formed by the end of the Archean (2 500Ma). It is well-known that the oldest granite is older than 3 500Ma. Thus the granite formed during an interval of 1 000Ma between the oldest granite and the earliest rare metal-bearing pegmatites does not have any industrial deposits. That means so far as the present observations are concerned, the Archean sodium granites might not be responsible for any mineralizations. Furthermore, the ore deposits directly related to the granite might be much later. The earliest rare metal-bearing granite reported in Finland is 1 568Ma, but the major mineralization periods of the rare metal granite deposits might be Paleozoic and Mesozoic. In China, this type of deposits might be formed predominately in the Mesozoic. A few Precambrian porphyry deposits are reported. The major mineralization periods for porphyry deposits might be the Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic. The skarn deposits of Fe, Cu lode deposits of W, Sn and Mo, base metal vein deposits and Au-bearing quartz veins are all found to be formed during the Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic. In East China, the deposits related to granite are found to be related to the Yanshan orogeny while in West China to the Hercynian orogeny.

According to what discussed above, it is clear that there are two types of deposits related to magmatism. One of them is related to basic magmatism and could be formed during the early Archean, Late Archean, Proterozoic or Phanerozoic. Another type of deposits is quite different from the former and is related to granitic magmas. They did not appear until the late Archean when the rare metal-bearing pegmatite deposits in potash granites were formed. The later was formed predominantly in the Phanerozoic, especially in the Paleozoic and Mesozoic. In other words, a large amount of granite-related deposits might be formed after a long period of 3 000Ma of the granitic evolution.

The general tendency of granitic metallogeny seems that both the scale, and the commodity of the ore deposits related to the granite increased with the crustal evolution during the Phanerozoic. The deposits related to granite were finally formed as a result of repeated enrichment of ore-components during the long evo-

lutional history of granite.

CHAPTER 4 SHALLOW DIFFERENTIATION OF ORE-BEARING GRANITIC MAGMAS

The shallow differentiation of the ore-bearing granitic magmas could be summarized as follows: During the early stages of the earth's evolution, differentiation of the primitive crustal materials, mainly by sedimentation differentiation, led to the formation of some source beds enriched in certain ore-components in some areas of the earth's surface. When these source beds became deep-buried ones, partial melting at a depth of 15km, a temperature range between 600—700 °C, a pressure more than 2kbar and with participating of volatile components, resulted in the formation of granitic magmas. These magmas might migrate along fault zones for buoyancy to form small scale of shallow magma chambers. Their differentiation in the shollow magma chambers resulted in the formation of:

(1) granitic magma rich in Ca, Mg and Fe;

(2) granitic magma relatively rich in Ca, Mg and Fe;

(3) granitic magma rich in Si, K, Na and volatiles;

(4) granitic magma relatively rich in Si, K, Na and volatiles.

The differentiation of rock-forming components might promote the differentiation of ore-forming components and enrich them in magmas. Thus, the ore-forming components might be further concentrated during shallow-sited differentiation. The emplacement of the ore-bearing magmas differentiated in the shallow chambers plus the residual magmas might result in the granitic complexes with: 1) W, Sn enriched; 2) Cu, Fe, Au, Pb and Zn enriched; 3) Cu, Mo enriched; 4) rare metal-enriched and 5) rare metal-bearing pegmatites.

CHAPTER 5 RELATIONSHIP BETWEEN GRANITE AND ORE DEPOSITS

1. Introduction

It is well known that certain types of ore deposits are closely associated with granite in space. The problems to be solved should be roles of granite played during the formation of an ore deposit. Does granite serve as a heater with ore-bearing hydrothermal fluids derived from host rocks and ground water? Or, do the fluids come from ore-bearing granitic magma? As to the latter case, were the magmatic hydrothermal fluids differentiated during the magma solidification or

derived directly from the deep magma chambers? The present volume try to discuss all these in detail.

2. Discussion

The problems are discussed from nine aspects in the volume, namely, the field observations, alteration and mineralization zoning, zoned sequence of primary haloes of hydrothermal deposits, structure, separation of orebearing hydrothermal fluids from magmas, metallogenic models, theory of crystal field, ore and rock-forming experiments and seismic studies.

3. Conclusions

Based on what discussed above, it may be concluded that the ore-bearing hydrothermal fluids might be formed during intrusion solidification and the ore-forming components come mainly from the magmas themselves.

CHAPTER 6 METALLOGENY OF GRANITIC MAGMAS

1. Metallogeny of granitic magmas

The forming processes of a deposit related to granite can be distinguished into four stages.

1.1 formation of deep source beds

As mentioned above, the earliest primitive thin crust might be formed as a result of intense and repeated volcanism of basic magmas in relation to the partial melting of the upper mantle materials at increased temperature which was caused by the decay of radioactive elements. Weathering, erosion and transportion of the primitive mafic volcanic crustal materials, with participating of organic agency, might lead to sedimentational differentiation of ore- and rock-forming components. However, different components might have different concentration conditions. Only some ore-forming components might be slightly enriched in a certain source bed. Different areas of the crust contain different source beds. The source beds could be changed into deep buried ones by later thick sediments or tectonic movements. These deep source beds could be divided into two types; one, occurring in the Sima layer and being responsible for the Cu-, Fe-and Au- bearing granite complexes and Cu-, Mo-bearing porphyritic granitic complex; another, existing in the upper-middle Sial layer, might be in charge of formation of W-, Sn- and rare matal-bearing granite complexes and of rare metal-bearing pegma-

tites. The type of the deep source beds in a certain area of the crust might determine the type of the ore deposits related to granite in the region.

1.2 Partial melting of the deep source beds

The ore-bearing granitic magmas might be formed when partial melting took place in the deep source beds at increased temperature (600—800°C) and pressure (over 2kbar), as well as the participating of volatile components. The preferable partial melting might lead to the separation of rock-forming and ore-forming components. The concentration of the easily fusible components in granitic magmas would abound with increased the ore-forming components related to granite.

1.3 Shallow differentiation of the ore-bearing granitic magmas

The ore-bearing granitic magmas formed by the partial melting of the deep source beds could migrate upwards for buoyancy or tectonic movements and form small scale of the shallow magma chambers. Thorough liquid differentiation (that means shallow differentiation) of the ore-bearing granite magmas could take place in these shallow magma chambers. The geochemical similarities between the varied ore-forming elements and rock-forming ones might enhance their differentiation and enrichment of the ore-forming elements in certain types of magmas.

1.4 Concentration of the ore-forming components in hydrothermal fluids

Crystallization differentiation might take place to form the ore-bearing hydrothermal fluids in shallow magma chambers with decreasing temperature. The hypothesis that the ore-forming components might be transported in the forms of complex compounds in hydrothermal fluids has been verified by a series of rock- and ore-forming experiments. When complex compounds of certain ore-forming components were formed, their solubility and stability in the hydrothermal fluids would be increased, enhancing their transporting abilities. Furthermore, certain complex compounds might possess a fixed stable range. These complex compounds would be decomposed to form ore deposits when the geochemical conditions of the involved hydrothermal fluid changed.

2. Main ore deposit types related to granite

2.1 Magmatic-hydrothermal deposits

(1) Rare metal-bearing pegmatite deposits related to the shallow crust-derived granite;

(2) Rare metal-bearing granite deposits related to the shallow crust-derived

granite;

(3) Porphyry Cu and Mo deposits related to the deep crust-derived granite system.

2.2 Hydrothermal deposits

(1) Skarn deposits related to both the shallow and deep crust-derived granite;

(2) Greisen deposits related to the shallow crust-derived granite;

(3) Au-bearing quartz veins related to the deep crust-derived granite;

(4) Vein Pb and Zn deposits related to the deep crust-derived granite;

(5) "Intrusive" massive sulphide deposits related to the deep crust-derived granite.

CHAPTER 7 MAGMATIC-HYDROTHERMAL DEPOSITS

The magmatic-hydrothermal deposits related to the granite consist of the rare metal pegmatite, rare metal-bearing granite and porphyry Cu and Mo deposits. They have many features in common:

(1) They might be closely associated with the granites both in space and time.

(2) The three types of deposits mentioned above might be all involved in the processes of magmatic crystallization and hydrothermal activities.

(3) Hydrothermal metasomatism might be very apparent.

The metasomatism of the rare metal-bearing granite deposits might be featured by K-feldsparization, Na-feldsparization and greisenization; the metasomatism of the granitic pegmatites might be characterized by muscovitization Na-feldsparization and greisenization; The porphyry deposits might have K-feldsparization, siliconization, sericitization, clayization and greisenization. All these deposits are genetically in relation with hydrothermal metasomatism.

(4) Both the ore-forming components and hydrothermal fluids responsible for the formation of the deposits might be resulted from the granitic magmas.

The differences among these three types of deposits might be represented by the related deep source beds. The deep source beds related to rare metal-bearing pegmatite and granite deposits might be middle and the upper-middle parts of the crust (the Sial layer) while those linked to porphyry deposits be lower parts of the crust (the Sima layer) consisting mainly of basic volcanics.

The features of the three types of ore deposits cited above differ apparently from the generally refered magmatic and hydrothermal deposits. They should belong to a transitional type between the typical magmatic and hydrothermal

deposits, namely, they should be magmatic-hydrothermal deposits. Their lithogeneous processes might be related to magmatic crystallization while the metallogeny associated with the hydrothermal replacement.

CHAPTER 8 HYDROTHERMAL DEPOSITS

1. Quartz vein Au deposits might be genetically associated with granite

(1) The Au deposits might be closely associated with granite in space within a horizontal distance of 6km.

(2) The deposits and the related granite might be formed almost simultaneously and both be products of the Yanshan Movement in China. For example, in the Jinchangyu Au deposit, the related Qingshankou granite is dated at 196Ma and the sericitization of the gold veins dated at 169.8Ma; In the Liaoning Au deposit, the related Sanguliu granite is 136Ma, with the sericitization 134Ma; In the Xiaoqinling Au deposit, the Wenyu biotite granite is 176—179Ma and the lamprophyre cutting the auriferous quartz veins is 147Ma.

(3) The lead compositions of the deposits and of the related granite are quite similar. In the Jinchangyu Au deposit, the lead isotope compositions of the ores are: $^{206}Pb/^{204}Pb$ 15.6711—15.9898; $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.1722—15.2459, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 35.44055—35.8842 and $^{207}Pb/^{206}Pb$ 0.9521—0.9682. The corresponding lead isotope ratios of the Qingshankou granite are 15.8821, 15.1470, 35.7215 and 0.9537 respectively.

(4) The deposits might be all controlled by fracture structures.

(5) Au evolutional history from early high temperature of quartz-sulphide stage to late moderate-low temperature of carbonate stage could be observed in the deposits.

(6) No special host rocks seemed to be preferably required and the ore-forming elements could not derive directly from the surrounding strata.

(7) Studies on isotope compositions of carbon, hydrogen, oxygen, sulphur and lead illustrate that the ore-forming components might come mainly from the magmas and the ore-forming solutions derived predominately from the magmatic water as well as a small amount of ground water.

These evidences of the quartz vein Au deposits suggest that they might be genetically related to the granite.

2. Two types of massive sulphide depoits

The massive sulphide deposits defined here are deposits composed 70% of