

孟良义 著

花岗岩与成矿

科学出版社

(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

孟良义 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。因此长期以来，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Тугариннов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) Рогов（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
(Тугарянов и др., 1976)

地壳发展阶段 (Ma)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
3 500	50.5	2.5	15.2	3.4	7.5	0.2	7.0	9.7	2.8	1.4	0.2
3 500—2 600	59.9	1.6	15.0	2.7	5.0	0.2	4.4	6.2	3.0	2.6	0.2
2 600—2 000	62.8	1.4	14.8	2.4	4.0	0.1	3.3	5.0	3.1	3.0	0.1
2 000—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 100km² 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铌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钼和金带、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)

元素和氧化物	四堡—雪峰		加 里 东		海 西		印 支		燕 山		四堡—燕山	
含量	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 ₂ O 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
蒙古让契夫兰斯克	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 ₄ O ₃	200—1 200	1—5.7
	黑云母花岗岩	TR ₂ O ₃	100—1 700	0.5—8.1
姑婆山褐钨铌矿黑云母花岗岩		Nb	42—69	2.1—3.5
		Ta	5—8	1.4—2.3
		TR ₂ O ₃	1 130	5.4
701 黑云母花岗岩		TR ₂ O ₃	340	1.6
河岭花岗岩斑岩		TR ₂ O 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
铁山空黑云母花岗岩		W	300	200
		Sn	60	20
营前黑云母花岗岩		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
潭圩黑云母花岗岩		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
下垭中一中细粒斑状黑云母花岗岩		Cu	200	10
		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
铜坑嶂黑云母花岗岩		Cu	20—400	1—20
		W	10—15	3.3—5
大王山细粒黑云母花岗岩		Cu	130	6.5
		Sn	40—50	13.3—16.7
马拉格-北炮台花岗岩		Sn	10	3.3
		Cu	19	0.95
老厂花岗岩		Sn	21	7
		Cu	15	0.75
马拉格-白砂冲花岗岩		Sn	21	7
		Cu	13	0.65
卡房花岗岩		Sn	17	5.7
		Cu	15	0.75
龙箱盖花岗岩		Sn	17	5.7
		Cu	17	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
石梁斜长花岗岩斑岩		Cu	39	1.95
阿姨山花岗闪长岩		Cu	117	4.68
		Pb	66	3.3
		W	<100	<100
来更卡花岗闪长岩		Cu	74	2.96
		Pb	47	2.35
年木耳	花岗闪长岩	Cu	350	14
		Pb	111	5.55
	斑状花岗岩类	Cu	200	10
		Pb	118	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	132	5.3
		Mo	2	2
铜厂花岗闪长斑岩		Cu	230	9.2
		Mo	3.7	3.7
朱砂红花岗闪长斑岩		Cu	650	26
		Mo	4.6	4.6
塔前花岗闪长斑岩		Cu	612	24.4
		Mo	21	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	260	10.4
		Mo	51	51
城门山花岗闪长斑岩		Cu	659	26.4
		Mo	51	51
武山花岗闪长斑岩		Cu	530	21.2
		Mo	67	67
丰山花岗闪长斑岩		Cu	670	26.8
		Mo	11.2	11.2
多宝山	花岗闪长斑岩	Cu	317.3	12.7
		Mo	4.3	4.3
	花岗闪长岩	Cu	74.6	3.02
		Mo	1.1	1.1
881 花岗闪长岩		Cu	156	6.24
		Mo	4.7	4.7
八大关斜长花岗岩		Cu	56	2.8
		Mo	1.6	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	Cu	530	26.5
	花岗闪长斑岩	Cu	170	6.8
枫林花岗闪长斑岩		Cu	600	2.4
		Zn	120	1.8
村前花岗闪长斑岩		Cu	124	4.9
		Pb	46	2.3
铜山岭花岗闪长斑岩		Cu	37	1.4
		Pb	78.5	3.9
		Zn	86	1.4
加拿大不列颠哥伦比亚花岗岩类	成矿母岩	Cu	2—120	0.15—6
	非成矿岩体	Cu	0.5—13	0.02—0.65
美国犹他州、内华达州酸性-中性侵入岩	成矿母岩	Cu	70	2.8
	非成矿岩体	Cu	8—12	0.12—0.48
银山英安玢岩		Pb	3500	200
		Zn	2600	39.5
三股流花岗闪长岩		Au	0.02	5
		Ag	6.5	130
		Cu	290	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. Sederholm (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 $400-450^{\circ}\text{C}$ 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℃ 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, 该区域称之为低温槽。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℃ 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。

Обухинский 等(1970) 通过花岗岩中微量元素的研究, 把花岗岩分成三类: 1) 富铈、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

(Таусон, 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. Виногра- дов)
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+V	—	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。

Таусон (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	1 509.1	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 (或拗陷区) 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, 铯的初始比大于 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	与钙碱性火山岩
	区域性混合岩型	穹窿状混合岩型	边缘混合岩型	混 染 型	浅深侵入型	关的花岗岩	有关的花岗岩
大小、形状	50—100km ²	100—500km ²		50—1 000km ²	10—100km ²	10—100km ²	50—1 000km ²
	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			混染矿物有蓝青石、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 ₂ O/Na ₂ O→增加 Rb→增加 Ba、Sr、Zr、Hf、Sc 偏高 ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 为 0.725						K ₂ O/Na ₂ O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	