

673698

# 内生成矿作用 ——成矿区及矿床系列

王 润 民 编 著



0313

重庆大学出版社

# 内 生 成 矿 作 用

## ——成矿区及矿床系列

王润民 编著

重 庆 大 学 出 版 社

## 内 容 简 介

本书是教学实践与科学研究成果的综合反映,用大量国内外翔实资料和缜密逻辑思维阐述了国内外内生成矿床成矿理论各种学术观点的发展、现状,提出了新的见解,体现了该理论研究方向和水平。全书五章,包括岩浆及岩浆成矿作用物理化学条件;气水-热液矿床基本问题;内生矿床-火成岩-大地构造组合;内生矿床成矿区及矿床系列与成矿模式;稀土元素在地质体中的丰度型式及其地质意义。此书内容、体裁和结构都比较新颖,文笔流畅,图文并茂,可作为地质专业研究生、本科生的教材。也是地质研究工作者和野外地质找矿勘探工作人员很好的参考书籍。

### 内生成矿作用—成矿区及矿床系列

王 润 民 编 著

责任编辑 郝 志 诚 谢 晋 洋

重 庆 大 学 出 版 社 出 版 发 行  
新 华 书 店 经 销  
重 庆 大 学 出 版 社 印 刷 厂 印 刷

开本: 787×1092 1/16 印张: 14 字数: 349 千  
1988年 8 月第1版 1988年 8 月第 1 次印刷  
印数: 1—2200

标准书号: ISBN 7-5624-0047-4 定 价: 2.36 元  
P.2

我们已经看到了这门科学的不断发展，许多新的方法和一些新的观点已经问世，但还没有新的统一的理论出现，这可能是一个组合时期。现在有个明显的趋势，就是修改模式去接近事实，而不是歪曲事实去符合预想的模式……”。

——第26届国际地质学会主席杜伦佩。  
R.在庆祝国际地质科学联合会成立一百周年大会上的讲话。

## 序

我院矿床教研室王润民教授在长期的矿床学教学和科研实践中，积累了丰富的经验。特别对内生成矿理论的研究，造诣尤深，曾发表过不少研究成果。《内生成矿作用——成矿区及矿床系列》即是他多年教学实践和研究成果的综合。

全书分为五章。第一章岩浆及岩浆成矿作用物理化学条件，讨论了岩浆成矿作用问题。从岩浆的概念、性质、成分、产物等入手，详细地论证了岩浆演化过程中各种有用组分的聚集条件、聚集形态和聚集机理。第二章气水——热液矿床基本问题，从热液的渊源、成分、性质、活动特点、成矿组分的迁移形式、沉出条件、沉出方式、沉出组合等方面，全面论述了当今热液成矿理论的主要问题。第三章内生矿床—火成岩—大地构造组合，把内生矿床形成的时空关系，统一于地壳运动、火成岩的形成及大地构造环境之中，将内生矿床的成矿过程作为一个完全开放的体系去认识，探讨了矿床分布规律和成矿特征，力求将成岩理论、成矿理论、地壳运动理论密切结合起来，使矿床学的研究更深入一步。第四章内生矿床成矿区（带）、矿床系列与成矿模式，以地壳中内生矿床分布不均匀的客观实际为依据，深入地论述了成矿区、成矿系列和成矿模式的概念、类型、成因和实例。并且讨论了成矿系列和成矿模

式在找矿勘探和矿床评价中的实际意义。第五章稀土元素在地质体中的丰度型式及其地质意义，讨论了稀土元素的地球化学特征、赋存状态、丰度型式、国内外各类岩体和矿床中稀土元素的分布实例，以及影响其丰度型式的主要原因。

本书的内容体现了国内外内生成矿作用研究的方向和水平；能用历史唯物主义的观点，正确评价矿床学发展过程中各种学术观点的形成、发展和现状。还提出了若干自己的观点和认识。

全书内容系统完整，论述层次清晰，文笔流畅，图文并茂，实为难得的一本矿床学教材。

成都地质学院 栾世伟

1986年3月

## 前 言

近三十年来,由于野外地质工作取得了大量实际资料,测试技术和实验矿床学实验岩石矿物学以及新全球构造学也有大的发展,矿产地质学科有了长足的进步。突出表现在许多新矿床类型和大型矿床的发现;新成矿理论的提出等方面。这种理论与实践的结合明显地促进了找矿勘探工作有效地进行。矿产地质学科也呈现出开拓进取的新局面。本书旨在概括近年来国内外矿产地质新理论和新成就,结合本国具体情况加以应用,也提出了一些自己的见解。其主要特点是把成岩、成矿、构造地质作用结合起来探讨矿床地质和找矿问题。全书包括内生成矿与成岩作用,热液矿床的新认识,成矿区与成矿系列,稀土元素在地质体中的丰度型式及其地质意义等主要内容。

本书是在多年来教学科研基础上编著而成的。栾世伟教授提出了中肯的意见,王志辉讲师除参与部分编著工作外,审校了全文和核定了计量单位。郝志诚同志对本书的编排和编辑加工付出了辛勤劳动。矿床学硕士研究生李楚恩对部分章节作了整理誊写工作。李秀明和杨顺珍同志绘制了全部图稿。编者对以上同志致以谢忱。

本书在内容方面存在的不足之处乃至错误敬请读者批评指正。

编 者      1986年7月,成都

# 目 录

|                                    |         |
|------------------------------------|---------|
| 第一章 岩浆及岩浆成矿作用物理化学条件.....           | ( 1 )   |
| 绪 言.....                           | ( 1 )   |
| 第一节 岩浆的基本性质.....                   | ( 2 )   |
| 第二节 岩浆分异和成矿物质富集作用.....             | ( 6 )   |
| 第三节 岩浆矿床成矿元素地球化学性状及与岩浆岩的成矿专属性..... | ( 28 )  |
| 第四节 几种主要岩浆的起源及与之有关的岩石和内生矿床.....    | ( 35 )  |
| 第五节 成矿物质来源于宇宙的可能性.....             | ( 69 )  |
| 第二章 气水—热液矿床基本问题.....               | ( 74 )  |
| 第一节 含矿气水—热液起源问题.....               | ( 74 )  |
| 第二节 热液成矿作用中若干地球化学基本问题.....         | ( 99 )  |
| 第三节 含矿气水热液的成矿方式.....               | ( 116 ) |
| 第三章 内生矿床—火成岩—大地构造组合.....           | ( 133 ) |
| 第一节 概 述.....                       | ( 133 ) |
| 第二节 地壳构造运动及有关内生矿床—火成岩组合.....       | ( 133 ) |
| 第三节 板块构造—火成岩—内生矿床组合.....           | ( 137 ) |
| 第四章 内生矿床成矿区(带)及矿床系列与成矿模式.....      | ( 151 ) |
| 第一节 内生矿床成矿区或成矿带.....               | ( 151 ) |
| 第二节 内生矿床的矿床系列或矿床组合.....            | ( 158 ) |
| 第三节 成矿模式.....                      | ( 171 ) |
| 第四节 关于成矿区(带)矿床系列及成矿模式的几点基本认识.....  | ( 181 ) |
| 第五章 稀土元素在地质体中的丰度型式及其地质意义.....      | ( 182 ) |
| 第一节 稀土元素的一般地球化学特征.....             | ( 182 ) |
| 第二节 稀土元素在地质体中的存在形式.....            | ( 183 ) |
| 第三节 稀土元素在地质体中的丰度型式.....            | ( 187 ) |
| 第四节 若干地质体中稀土元素丰度及其配分型式.....        | ( 189 ) |
| 第五节 影响稀土元素在地质体中丰度型式的主要因素.....      | ( 205 ) |
| 主要参考文献.....                        | ( 213 ) |

# 第一章 岩浆及岩浆成矿作用物理化学条件

## 绪 言

岩浆矿床是在岩浆作用过程中，岩浆中 useful 组分富集形成的矿床。其成矿作用的特点是：

一、成矿组分是从岩浆中分异富集起来的。

二、与母岩的关系密切，在时间上相当，在空间上产于母岩体内，或其附近。

三、矿石化学成分与母岩化学成分有一致性，仅有量上的差别。

四、成矿温度一般较高，从各种熔岩喷发温度的测量和估计，温度一般在 $800^{\circ}\text{C}$ — $1200^{\circ}\text{C}$ 。成矿温度基本上也在这个温度范围或更低一些（表1-1）

五、成矿深度，有与侵入岩有关的矿床，有与火山岩有关的矿床，其岩浆活动的深度范围也不一样。从岩浆来源的深度一般约在50—70km深度区间来看，基本上也是岩浆成矿物质发生和发展的深度范围。成矿深度与相应的岩浆岩及火山岩的深度相一致。

岩浆矿床与岩浆岩成因上的一致性，使岩浆矿床的研究与岩浆的发生和发展密切相关。为了说明岩浆成矿作用，还得从岩浆说起。

表1-1 各种熔岩喷发温度的测量和计算结果

| 地 名           | 熔 岩                     | 温度( $^{\circ}\text{C}$ ) | 测 量 者                       |
|---------------|-------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| 夏威夷           | 冒纳罗亚火山                  | 玄武岩                      | 1070 Macdonald (1950)       |
|               | 基鲁依厄火山                  | 拉班玄武岩                    | 1150~1225 T.L.wright (1968) |
| 日 本           | 大 岛                     | 玄武岩                      | 1025~1083 水上 (1957)         |
|               | 三宅岛                     | 英安岩                      | 950 水上                      |
|               | 樱 岛                     | 英安岩                      | 1000 状原 (1946)              |
| 刚 果           | 尼罗刚果<br>(Nyragongo)     | 霞石岩                      | 980 Sahama和Meyer (1958)     |
|               | 尼亚穆拉吉拉<br>(Nyamuragira) | 白榴玄武岩                    | 1095 Verhoogen (1948)       |
| 墨西哥，帕里库亭火山    | 玄武安山岩                   | 1020~1110                | Zies (1946)                 |
| 意大利，西西里岛埃塔纳火山 | 碱性安山岩                   | 1110~1120                | Tazieff (1957)              |
| 新西兰，土坡火山      | 辉石流纹岩：浮石流；              | 860~890                  | Ewart等 (1971)               |
|               | 角闪流纹岩；熔岩，熔结凝灰岩及浮石流      | 735~780                  |                             |
| 加里福尼亚，莫诺火山口   | 流纹岩熔岩                   | 790~820                  | Carmichael (1967)           |
| 冰岛            | 流纹英安岩质黑曜岩               | 900~925                  |                             |
| 新 不 列 颠       | 安山岩浮石                   | 940~990                  | Heming和                     |
|               | 英安岩熔岩、浮石                | 925                      | Carmichael (1973)；          |
|               | 流纹岩浮石                   | 880                      | Lowder (1970)               |

注：双线以上为遥测结果，双线以下为估算结果。

## 第一节 岩浆的基本性质

### 一、岩浆的化学成分

岩浆是岩浆矿床和岩浆岩的主要母体物质，是地下天然形成的硅酸盐熔体和包括来自本身的晶体与气体。所以，它是一种显微多相复杂的硅酸盐物质。

岩浆的化学成分，从其固结产物——岩石（特别是熔岩）的成分来判断，大多数火成岩是由六种矿物——橄榄石、辉石、角闪石、云母、长石和石英分别组成。从化学成分来看，基本元素是Si、Al、Ca、K、Na、Mg、Fe、H、O等。习惯上用它们的氧化物来表示： $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{H}_2\text{O}$ 。这些组分约占岩浆成分的90%以上。此外，还含有多种微量元素和稀有元素。如：Li、V、Cr、Co、Ni、Mn、Cu、Zn、Rb、Sr、Y、W、Sn、Nb、Ta、Ba、Pb、Th、U、Au、TR等等。这些元素不但参与造岩作用，更重要的是有成矿意义。

岩浆中含有挥发性组分，其中主要是水。一般认为水在硅酸盐熔体中的溶解度不低于1—2%，不超过10—20%，并且与压力有正相关关系。图1-1中列举了在不同温度条件下，水在各种硅酸盐熔体中的溶解度。

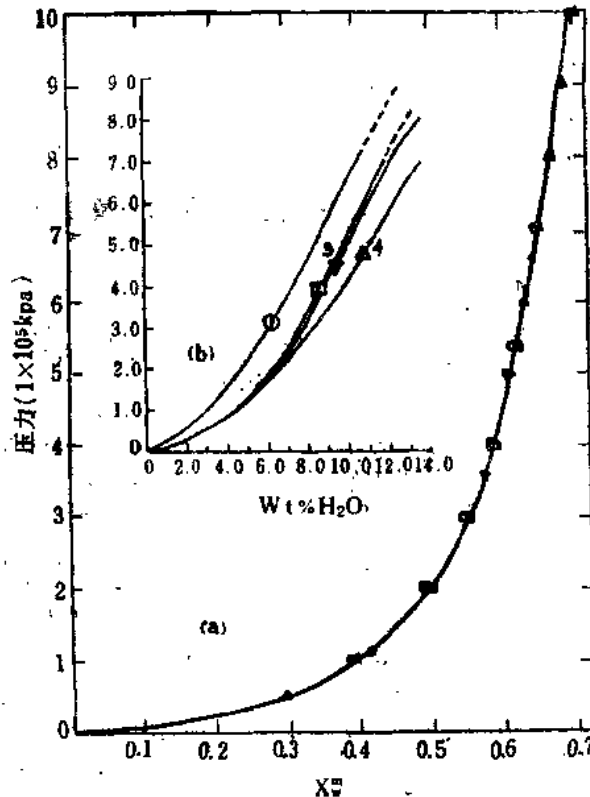


图1-1  $\text{H}_2\text{O}$ 在硅酸盐熔体中的溶解度

(a): 1100°C时 $\text{H}_2\text{O}$ 在玄武岩熔浆(正方形), 安山岩熔浆(圆圈), Li-伟晶岩熔浆(正三角形)和钠长石熔浆(倒转的三角形)中的克分子数相等的溶解度, (b):  $\text{H}_2\text{O}$ 在(1)玄武岩熔浆(1100°C), (2)安山岩熔浆(1100°C), (3)钠长石熔浆(700°C—800°C)和(4) Li-伟晶岩熔浆(660°C—720°C)中的重量百分比溶解度。(C. Wayne Burgham 1979)

水在岩浆中的溶解含量与压力有关。肯尼迪等人(1962)发表了重复进行高温压下水在 $\text{SiO}_2$ 熔体中溶解的实验结果。根据他们的资料, 在压力为 $9.7 \times 10^5 \text{ kPa}$ 、温度为1080°C时出

现一个上临界点。在此临界点，水与 $\text{SiO}_2$ 熔体中可混溶。如果超过上临界点压力，水在 $\text{SiO}_2$ 熔体中可以完全混溶，即形成单一均一的液相（图1-2）。

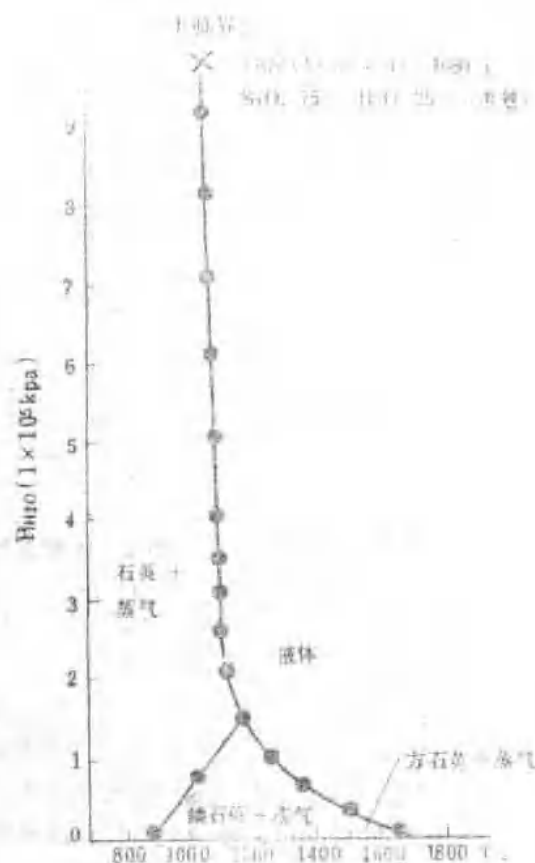


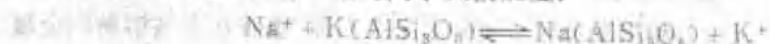
图1-2 压力与水— $\text{SiO}_2$ 平衡熔融曲线

上图—压力与水平衡的 $\text{SiO}_2$ 熔融曲线(肯尼迪 1962)

岩浆中的水可能以 $(\text{OH})^-$ 形式存在，其它尚有： $\text{CO}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{Cl}_2$ 、 $\text{HCl}$ 、 $\text{HF}$ 、 $\text{SO}_2$ 、 $\text{B}(\text{OH})_3$ 、 $\text{NH}_3$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{H}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 等挥发性组分。岩浆中的挥发分对岩浆的性质及其冷却结晶过程有很大影响。并且，它们可与许多金属（Au、Ag、Cu、Pb、Zn、Sn、W、Mo等）结合，形成易溶解和易挥发的化合物，可以在岩浆和岩浆衍生的气水热液中富集，成为岩浆矿床或热液矿床的成矿物质；或者作为与火山喷发物质之一存在于火山热液矿床之中。

## 二、岩浆的结构

近年来实验证明，硅酸盐熔体具有导电性，属于主要由离子组成的强电解质。同时岩浆结晶过程又广泛发育着典型的离子交换反应：



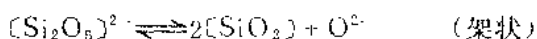
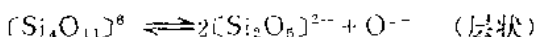
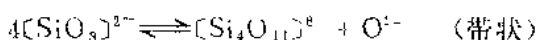
上述资料说明，硅酸盐熔体基本上是由活动性离子所组成的流体。

据硅酸盐熔体X射线研究，离子液体中主要是由Si-O形成的四面体—— $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 基本配阴离子团所组成， $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 四面体以公用顶角氧相连，构成三度空间联结的各种复杂配

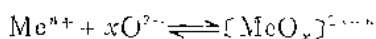
阴离子，称为“群聚态”组（图1-3）。Si-O四面体之间不断交换共用顶角连结的氧，这边析除，那边联结， $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 的排布形式经常变换，“群聚态”组的聚合程度随岩浆所处的物理化学条件而改变，有下列排布形式：



(链状)



与Si-O四面体络阴离子团同时存在的，还有各种金属阳离子，它们同周围的氧也能形成各种配位多面体：



如： $[\text{MgO}_6]^{4-}$ 、 $[\text{FeO}_6]^{4-}$ 等。

形成金属多面体的阳离子，多为半径小而电价较高的金属阳离子，否则Me-O多面体的键力变弱， $[\text{MeO}_x]^{2-n+}$ 群聚态组变为不稳定。

所以，诸如 $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 等类阳离子，在

熔体中主要以简单阳离子形式存在；而 $\text{Al}^{3+}$ 、 $\text{Ti}^{4+}$ 、 $\text{Cu}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Nb}^{5+}$ 、 $\text{Be}^{2+}$ 、 $\text{Cr}^{3+}$ 、 $\text{Zr}^{4+}$ 、 $\text{Th}^{3+}$ 、 $\text{Pb}^{2+}$ 、 $\text{Zn}^{2+}$ 、 $\text{Sn}^{4+}$ 、 $\text{W}^{6+}$ 、 $\text{U}^{6+}$ 、 $\text{Ta}^{5+}$ 等各种造矿元素，倾向于形成稳定程度不同的 $[\text{MeO}_x]^{2-n+}$ 型群聚态，并处于复杂的动态平衡之中。

$[\text{SiO}_4]^{4-}$ 及 $[\text{MeO}_x]^{2-n+}$ 同时存在于岩浆中，要发生Si与金属阳离子(Me)之间对氧的争夺，主导着岩浆中硅氧四面体群聚态的形式，和自岩浆中结晶出来的硅酸盐矿物骨架。当 $\text{Si}^{4+}$ 对氧争夺能力较强时，硅氧( $\text{SiO}_2$ )数量大； $\text{SiO}_2$ 超过60%时，硅氧四面体聚合成双链(带状)，或层状；当硅酸盐熔体中金属含量达10% $\text{Me}_2\text{O}$ 或20% $\text{MeO}$ 时，硅氧四面体分裂成为 $[\text{Si}_n\text{O}_{2n+3}]^{6-}$ 的较小配阴离子( $\text{Me}_2\text{O} = 11-12\%$ 时， $n = 7$ ； $\text{MeO} = 20\%$ 时， $n = 4$ )。当金属含量进一步增大时，由于Si-O-Si键部分为Si-O-Me键所代替，因而配阴离子进一步变小，形成硅氧四面体环 $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ ，甚至形成孤立硅氧四面体 $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 。即随着 $\text{SiO}_2$ 含量的增加，硅氧配阴离子发生从孤岛状向架状聚合形式转换，聚合程度变高，共用氧增加。

在以离子溶液为主的硅酸盐熔体中，也存在有被溶解的金属原子和金属硫化物分子。这些组分对于“群聚态”来说，虽然是次要的，但在适当的物理化学条件下，他们可以得到富集，并在岩浆成矿作用过程中具有重要意义。

总之，岩浆是一种复杂的、显微多相的，主要具有离子溶液性质的液体。这种离子溶液以硅氧四面体群聚态为主，同时也含有相当数量的金属阳离子多面体，也存在着被溶解的金属原子和金属硫化物分子。所以，在微观上是很不均一的结构体系。岩浆的这种结构性质，对岩浆的分异演化有重要的影响。

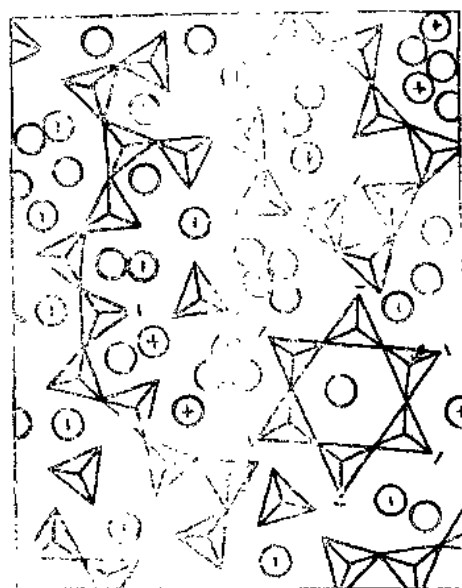


图1-3 硅酸盐熔体结构示意图

阴离子用(-)表示，阳离子用(+)表示，中性原子用白圈表示， $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 用顶角带(-)的四面体表示

### 三、岩浆的粘度和酸碱度

岩浆有一定的粘稠度，因而它的流动性较之其它液体要慢。而其相对流动性又与本身的成分、结构、及其所处的温度、压力条件有关。在酸性岩浆中，由于 $\text{SiO}_2$ 含量高，粘稠度相对高；倘若，Fe、Mg、Ca、Sr、Ba、Li、Na、K、Rb等金属含量高时，岩浆的粘稠度相对低；岩浆中硅氧四面体聚合程度愈高，其粘稠度也就愈高。如果岩浆中 $\text{H}_2\text{O}$ 含量高，由于 $\text{H}_2\text{O}$ 对硅氧四面体群聚态组有解聚作用，从而能降低岩浆的粘稠度（只要增加6.4%的水，粘度降低 $10^5$ 泊）。一般情况下，岩浆的粘度与温度成反消长关系，而与压力成正消长关系。岩浆的粘度直接影响岩浆的流动性和分异作用，对岩浆成矿作用有重要的影响。若干熔岩的粘度如表（1-2）所示。

表1-2 熔岩粘度（C、G、S；久野久）

| 火 山         | 喷 发 时 间   | 岩 石         | 粘 度           |
|-------------|-----------|-------------|---------------|
| 樱 岛         | 1946      | 安 山 岩       | $10^8 - 10^9$ |
| 有 珠 昭 和 新 山 | 1945      | 英 安 岩       | $10^{11}$     |
| 帕 里 库 亭     | 1945—1946 | 玄 武 质 安 山 岩 | $10^8 - 10^9$ |
| 三 元 山       | 1950      | 玄 武 岩       | $10^8 - 10^7$ |
| 三 元 山       | 1951      | 玄 武 岩       | $10^3$        |
| 莫 纳 冒 阿     | 1887      | 玄 武 岩       | $10^4$        |
| 莫 纳 冒 阿     | 1950      | 玄 武 岩       | ?             |

岩浆的酸碱度对岩浆成矿作用中元素地球化学性状有一定影响。判别岩浆酸碱度的标志与水介质的酸碱度不同。根据无水酸的理论，当存在电离条件时，电离产生阳离子的组分为碱，而容易产生阴离子的组分则为酸。据Л.С.柯尔仁斯基提出：岩浆中氧离子的浓度—— $[\text{O}^{2-}]$ 可以做为碱度的标志。岩浆中碱性组分浓度愈大，亦即释放氧离子的倾向愈大，则岩浆的碱度愈强。反之则酸性增大。



从上述反应式也可以看出：当岩浆的碱度增加到一定程度时，受质量作用定律的制约，将妨碍含碱组分的电离而促进酸的电离。所以在碱性岩浆中强碱组分的矿物可以提早晶出，而含酸性组分的矿物可以推迟晶出。例如，在碱度正常的花岗岩中，钾长石一般晶出较晚，而黑云母与酸性斜长石同时晶出，但在碱度增高的正长岩类或碱性花岗岩中，正长石可以与角闪石甚至辉石共生。这说明岩浆碱度升高，含强碱的正长石提前结晶析出。

### 四、岩浆运动的能力

岩浆处于不停的运动状态，运动的能力来源于以下主要方面：

（1）. 岩浆在重力场中发生浮沉运动。轻者上浮，重者下沉。重力浮沉既可在液态状况时发生，也可在岩浆结晶过程发生。

(2), 由于四面体群聚态时, 对氧—氧力相斥, 四面体可以交换共用顶角氧, 一边析除, 一边联结, 不停转动、微动, 而时存还有 $Si^{4+}-Si^{4+}$ 、 $Al^{3+}-Al^{3+}$ 之间和排斥力等。这些作用力使岩浆处, 动态平衡状态。

(3), 挥发分逐渐迁移, 产生内应力调整, 使岩浆处于运动状态。同时挥发分(主要是水, 对群聚态组有溶胀作用, 使岩浆流动性增大。

(4), 外压力之变化、侵蚀作用等等, 都是导致岩浆运动。

岩浆在地壳中运动方式: (1) 对流; (2) 喷发。一切岩浆成矿作用都与这两种方式密切相关。

## 第二节 岩浆分异和成矿物质富集作用

物理化学条件变化, 岩浆产生分异作用, 这不仅可以产生各种岩浆岩(母岩浆因素除外), 又可以产生成矿产物的富集, 形成各种岩浆矿床, 和与岩浆伴生的其它某些热液矿床。

决定岩浆发生分异的因素很多, 主要的有温度、压力、组分变化, 以及挥发性组分, 氧逸度等因素的影响。岩浆分异可分为结晶分异, 液态分异和熔离, 即不混溶作用。

### 一、结晶分异作用和结晶分凝矿床

#### (一) 结晶分异作用基本问题

简称分结作用。是指通过岩浆中早先结晶的矿物与残余岩浆失去平衡的一切过程。即岩浆中某些矿物先结晶, 使岩浆中减少了那些进入早期形成晶体的那部分组分, 而使其它组分相对增多, 这就发生了由于结晶作用造成的岩浆组分的变化, 发生了岩浆分异。在这种分异作用过程中, 成矿物质可以在结晶分异的早期富集成矿, 亦可在结晶分异的晚期富集形成矿床。

当岩浆温度下降到岩浆组分各自不同的饱和点时, 将会有矿物开始结晶。虽然控制岩浆中矿物晶出的因素很多, 但在一般情况下, 难熔或熔点高的矿物最早晶出。岩浆结晶作用并不是在所有情况下都是简单地形成一种固定不变的矿物, 而有两种结晶反应系列: 一种是连续固溶体反应系列, 其特征是早期形成的矿物, 不断与熔浆反应, 发生化学成分连续变化, 但未改变矿物的种属, 如钙长石到碱性斜长石系列; 另一种是不连续反应系列, 其特征是早期形成的矿物与岩浆反应, 产生了化学成分和晶体构造都不相同的新矿物, 每种矿物本身可以是一种固溶体, 但整个系列是不连续的。这种结晶顺序和趋势, 就是著名的鲍温反应系列。鲍温反应系列的矿物结晶化学特性如表(1-2)所示。从表中可以看出: 两个反应系列的矿物除了Na、K/Al的变化一致外, 其它方面有明显的差异。其中表现在矿物单位晶胞容积的变化方面: 连续反应系列从钙长石到钠长石单位晶胞由大变小; 不连续反应系列的矿物越到后期矿物单位晶胞越大。而且这种变化包括每当变换矿物而引起的阶段性变化, 以及在各矿物的连续反应系列内引起的连续性变化(图1-4)。

鲍温反应系列遵循以下的结晶化学原理:

(1) 晶出顺序遵循结晶潜热规律进行。结晶潜热大者先结晶, 反之则晶出时间较

晚。亦即矿物的生成热高者先结晶（表1-4）。

(2) 遵循极化氧离子减少，去极化氧离子增加的顺序结晶。根据极化理论，离子极化愈高，则离子带进晶格的能量愈大。即极化离子带进高能量，可使晶格能增加而先结晶。从岛状硅酸盐到架状硅酸盐矿物中，氧的极化由全部极化到1/4—1/8的极化程度，也反映了它们的晶出顺序（表1-5）。

(3) 从硅酸盐晶格构造来看，自岛状→架状，共用氧顶角数增多，四面体的聚合程度增高，氧的有效电价减少（表1-5），吸引阳离子的能力也渐次减弱。随着这种格架性质的变化，各种阳离子依其场强大小分别

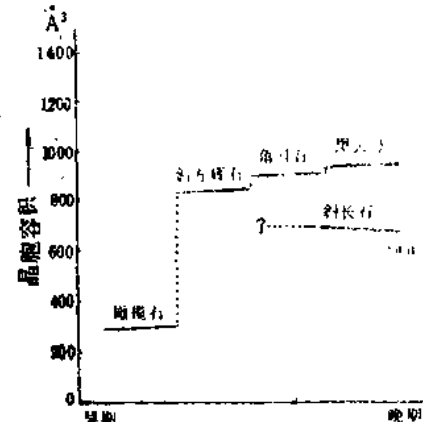


图1-4 鲍温反应系列中矿物单位晶胞容积的变化

表1-3 鲍温反应系列的矿物结晶化学性质变化图解

| 不连续反应系列          |     |         |                   | 连续反应系列          |                 |                   |                       |
|------------------|-----|---------|-------------------|-----------------|-----------------|-------------------|-----------------------|
| 基本格架             | 矿物  | 单位晶胞的容积 | $\frac{Na+K}{Al}$ | $\frac{Si}{Al}$ | $\frac{Si}{Al}$ | $\frac{Na+K}{Al}$ | 基本格架                  |
| $SiO_4$ 独立四面体    | 橄榄石 | 小       | 0.0               | $\infty$        | 1.0             | 0.0               | 大 钙长石 $(Al_2Si_2)O_8$ |
| $SiO_6$ 单链       | 辉石  |         |                   |                 |                 |                   | 拉长石                   |
| $SiO_{11}$ 双链    | 角闪石 |         |                   |                 |                 |                   | 中长石                   |
| $Si_4O_{10}$ 层状网 | 黑云母 | 大       |                   |                 |                 |                   | 钠长石 $(AlSi_3)O_8$     |
|                  |     |         |                   | →3.0←           |                 |                   | 钾长石                   |
|                  |     |         |                   | →1.0←           |                 |                   | (白云母)←                |
|                  |     |         |                   |                 |                 |                   | 石英                    |
|                  |     |         |                   |                 |                 |                   | 沸石                    |
|                  |     |         |                   |                 |                 |                   | 热液矿物                  |

表1-4 一些主要造岩矿物的晶格能(Γ.Γ.列姆兰英)

| 矿物  | 晶格能(晶格单位)         | 矿物  | 晶格能(晶格单位)         |
|-----|-------------------|-----|-------------------|
| 橄榄石 | $4.2 \times 10^3$ | 黑云母 | $3 \times 10^3$   |
| 辉石  | $4.1 \times 10^3$ | 长石  | $2.4 \times 10^3$ |
| 角闪石 | $2.8 \times 10^3$ | 石英  | $2.6 \times 10^3$ |

在其中固定下来(场强系数表示结合力强度的参数,亦即阳离子的电荷数被其半径与氧离子半径之和的平方所除的得数)。场强大的阳离子,易被吸引阳离子能力大的格架结合,即使和

同一种格架相结合,也是场强大的阳离子被优先结合。 $Mg^{2+}$ 、 $Fe^{2+}$ 场强较大,倾向于同有效电价高的Si-O配阴离子结合; $Ca^{2+}$ 、 $Na^{+}$ 、 $K^{+}$ 场强较小,倾向于同有效电价低的Si-O配阴离子结合。这就决定了Mg、Fe、Ca、Na、K等金属元素自岩浆中析出的顺序。若干离子的场强列于表1-6中。

表1-5

硅氧配阴离子团中氧的有效电价

| 硅(铝)氧配阴离子类型                                            | 四面体共用顶角数 | 氧的有效电价    | 氧的极化程度    |
|--------------------------------------------------------|----------|-----------|-----------|
| 岛状 $(SiO_4)^{4-}$                                      | 0        | 1         | 全部        |
| 单链 $(Si_2O_6)^{4-}$                                    | 2        | 2/3       | 2/3       |
| 双链 $(Si_4O_{11})^{6-}$                                 | 2—3      | 6/11      | 6/11      |
| 层状 $(AlSi_3O_{10})^{5-}$ — $(Si_2O_6)^{2-}$            | 3        | 1/2—2/5   | 1/2—2/5   |
| 架状 $(Al_2Si_2O_8)^{2-}$ — $(AlSi_3O_8)^{1-}$ — $SiO_2$ | 4        | 1/4—1/8—0 | 1/4—1/8—0 |

表1-6

若干离子的场强

| 元 素 | 电 荷 数 | 配 位 数 | 场 强   | 元 素 | 电 荷 数 | 配 位 数 | 场 强  |
|-----|-------|-------|-------|-----|-------|-------|------|
| K   | 1     | 8     | 0.13  | Mg  |       | 4     | 0.53 |
| Na  | 1     | 6     | 0.19  | Zr  | 4     | 8     | 0.77 |
| Li  | 1     | 6     | 0.23  | Be  | 2     | 4     | 0.86 |
| Ba  | 2     | 8     | 0.245 | Fe  | 3     | 6     | 0.76 |
| Pb  | 2     | 8     | 0.27  |     |       | 4     | 0.85 |
| Sr  | 2     | 8     | 0.28  | Al  | 3     | 6     | 0.84 |
| Ca  | 2     | 8     | 0.33  |     |       | 4     | 0.96 |
| Mn  | 2     | 6     | 0.40  | Ti  | 4     | 6     | 1.04 |
| Fe  | 2     | 6     | 0.43  | B   | 3     | 4     | 1.34 |
| Zn  | 2     | 4     | 0.49  | Si  | 4     | 4     | 1.57 |
| Mg  | 2     | 6     | 0.45  | P   | 5     | 4     | 2.10 |

(4) 结晶序列遵循阴离子酸度增高,阳离子碱性增强的规律进行。硅氧配阴离子团从岛状→架状酸度递增,根据酸碱对应规律, $[SiO_4]^{4-}$ 、 $[Si_2O_6]^{4-}$ 为较弱的酸根,不能与强碱性阳离子结合,只能与弱碱性阳离子 $Fe^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 等结合,而生成橄榄石、斜方辉石等矿物, $[Si_4O_{11}]^{6-}$ 、 $[Si_2O_6]^{2-}$ 等酸根其酸性增强,除了结合部分 $Mg^{2+}$ 、 $Fe^{2+}$ 外,优先吸收强碱性离子( $K^{+}$ 、 $Na^{+}$ 、 $Ca^{2+}$ 等阳离子),形成角闪石和云母等矿物;架状硅酸根主要与Ca、Sr、Na、K等金属结合,生成长石类矿物。在连续反应系列中,相当于和橄榄石同时晶出的斜长石格架中的阳离子,是半径较大的Ca、Sr、Na等,但因Ca的场强大、碱度小,所以它优先被结合在斜长石中。Sr的场强和酸度比Ca稍小,尽管岩浆中Sr含量很少,也多少能进入斜长石中。这样晶出的斜长石其Ca/Na比值比与其共存的岩浆Ca/Na比值大,以后的结合发展

将在斜长石中增加钠长石分子。不管在镁铁矿物或在斜长石中，K在快到岩浆结晶作用最后期，才开始被固定下来，生成云母和钾长石。这是由于K的场强小碱度较高的缘故。

从鲍温的反应系列可以看出，在正常情况下，主要造岩元素自岩浆中析出有着一定的规律和顺序。不同聚合程度的 $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 网络，对不同的阳离子起着“微型分选机”的作用。因此、不同晶体构造的矿物晶出，可以携带的阳离子种类和数量不同，造成这些元素既有先后结晶顺序之不同，也有相对地分散与集中，形成与一定岩石类型有专属性的富集。主要造岩元素析出的规律是：从超基性-基性-中性-酸性岩，Fe、Mg含量递减，Na、K含量递增，Ca在基性岩中含量最高，O、Si、Al在晚期有增加的趋势。岩浆矿床的造矿元素也有相应的变化规律。

早期岛状、链状硅氧配阴离子与 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 联结晶出橄榄石 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{SiO}_4)$ 、斜方辉石 $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{SiO}_3)$ 。此时 $\text{Cr}^{3+}$ 不能进入这些矿物的晶格中，可以相对富集，而Ni可以呈类质同像置换 $\text{Mg}^{2+}$  ( $\text{Mg}^{2+} R=0.66A$ ， $\text{Ni}^{2+} R=0.59A$ )，分散在这些造岩矿物中，单链状、双链状硅氧配阴离子团与Ca、Mg、Fe联结，晶出单斜辉石 $[\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) \cdot (\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ 、角闪石 $[\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ ，由于 $[\text{AlO}_4]^{5-}$ 的出现，它代替部分 $[\text{SiO}_4]^{4-}$ ，要求电荷补偿，产生了Ca、 $\text{Al}_2 \rightarrow \text{Si}_2$ ，K(Na)、 $\text{Al} \rightarrow \text{Si}$ 的取代。 $\text{Al}^{3+}$ 的出现使 $\text{Cr}^{3+}$ 可能代替Al进入造岩矿物格架而分散，所以单斜辉石中含Cr显著的高(表1-7)。

表1-7

造岩矿物和副矿物中铬的含量(ppm)

| 造 岩 矿 物 | 铬 含 量     | 副 矿 物     | 铬 含 量    |
|---------|-----------|-----------|----------|
| 橄 榄 石   | 0—20      | 铬 尖 晶 石   | 450000   |
| 斜 方 辉 石 | 20—3340   | 尖 晶 石     | 5000     |
| 单 斜 辉 石 | 3000—8150 | 磁 铁 矿     | 200—1200 |
| 角 闪 石   | 30—390    | 钛 铁 矿     | 5—250    |
| 斜 长 石   | 2—100     | 钙 铬 石 榴 石 | 55000    |
| 黑 云 母   | 5—800     | 铬 绿 泥 石   | 187000   |

由于 $\text{Mg}^{2+}$ 的减少使 $\text{Ni}^{2+}$ 的分散程度降低，可以相对富集起来，一般拉斑玄武岩岩浆结晶分异过程，残余岩浆越来越富集FeO（特别是在 $f_{\text{O}_2}$ 低的情况下）。同时自角闪石晶出开始，有挥发性组分参与结晶，证明已经有较多的挥发性组分存在。在挥发分的影响下，铁在基性残余岩浆中富集，形成晚期岩浆型铁矿床；层状—架状硅氧配阴离子主要与Ca、Na、K联结，晶出长石，似长石和云母类矿物。由于电价低、半径大的阳离子参与造岩作用，某些微量元素，特别是造矿元素（通常是些电价高离子半径小的元素）一部分被造岩矿物捕获，一部分在挥发分的影响下（形成能量上封闭的分子或形成配阴离子，它们的能量大，蒸汽弹性大）转入独立的液相，这就能形成与花岗岩类有关的矿床。我国华南地区与复式花岗岩体有关的金属矿产，从岩浆期到岩浆期后气液作用过程，遵循着向富碱度和富钠度增高的系列发展。不同矿化富集与这种变化成线型相关关系(图1-5)。

赣南—粤北地区与燕山期花岗岩浆作用有关的W、Sn、Be、Nb、Ta等金属矿床，也有类似的地球化学演变过程，从Ca-Na阶段到晚期钠化阶段和晚期K阶段，矿化由TR→Nb、

Ta→Be、W、Ta→W、Sn、Bi、Mo演化富集,在垂直空间产生各种矿化及相关矿物组合分布(图1-6)。

由此不难看出,岩浆结晶分异,不同聚合程度的 $(SiO_4)^{4-}$ 网咯,对不同阳离子的结合和排斥,在其发展过程中,除了表现出形成不同岩石类型外,还存在着与矿化有关的专属性问题。

(二) 结晶分异中影响晶体、液体分离的因素

结晶分异中,导致晶体、液体分离的因素主要有重力作用、

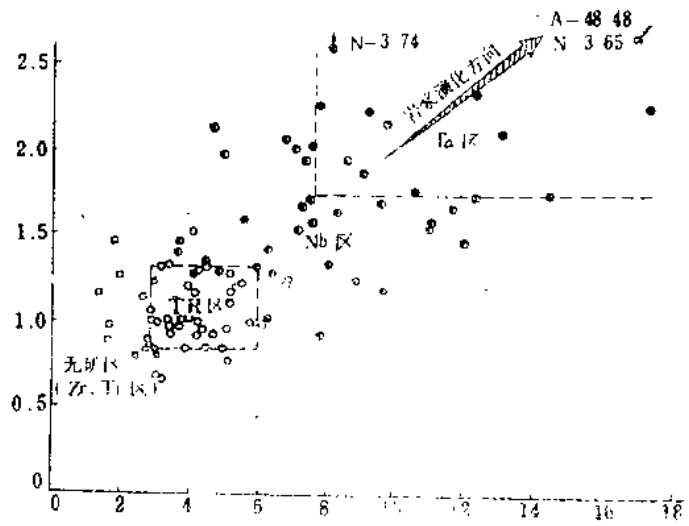


图1-5 花岗岩中Ta、Nb、TR、W等金属矿化富集与A、N值的关系(刘义茂 1975)

$$A(\text{富碱度}) = \frac{K + Na + Li}{Mg + Fe + Mn + Ca + Ti}$$

$$N(\text{富钠度}) = \frac{Na}{K}$$

动力作用、压滤和扩容作用。  
1. 重力分离作用 在重力场中早期结晶的矿物,在密度较小的残留熔体中,因重力作用而下沉,使晶体和残留熔体逐渐分离,向岩浆库的下部堆积。

重力分离在岩浆早期结晶分异阶段,是一种重要的影响因素。诸如早期晶出的橄榄石、铬尖晶石及辉石等矿物,其密度比晶出之后残余岩浆的密度大得多,只要晶出的矿物晶体形状、大小和熔体的粘度许可,它们可以在岩浆中因重力作用而下沉到底部堆积。许多层状、似层状岩序中的层状铬铁矿体被认为是由结晶分异重力沉降堆积形成的。T.N.欧文和C.H.史密斯等人研究加拿大穆斯科克斯杂岩体中铬铁矿床,提供了一个很好的结晶分异重力沉降

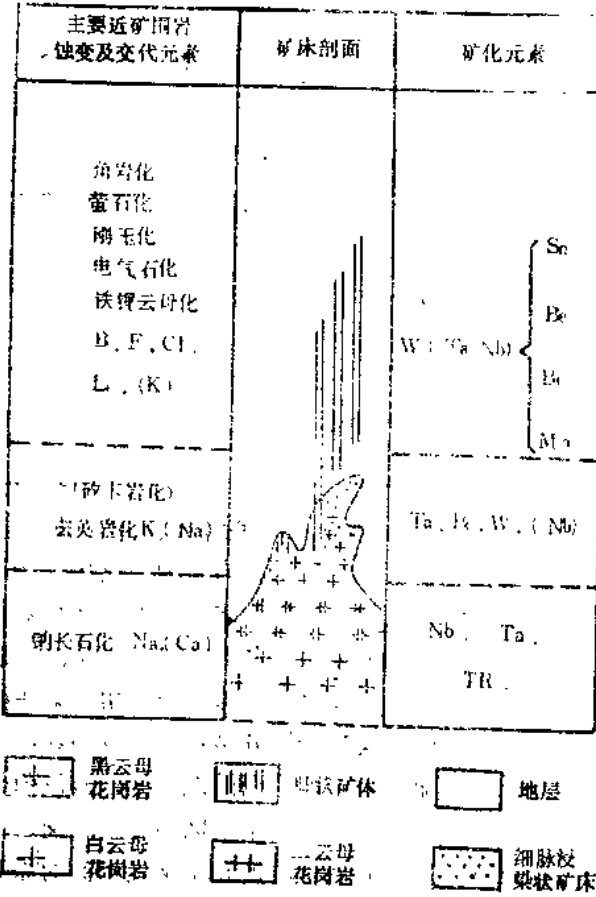


图1-6 赣南-粤北地区与花岗岩有关的矿化地球化学特征综合剖面示意图(作者 1979年)  
史密斯等人研究加拿大穆斯科克斯杂岩体中铬铁矿床,提供了一个很好的结晶分异重力沉降