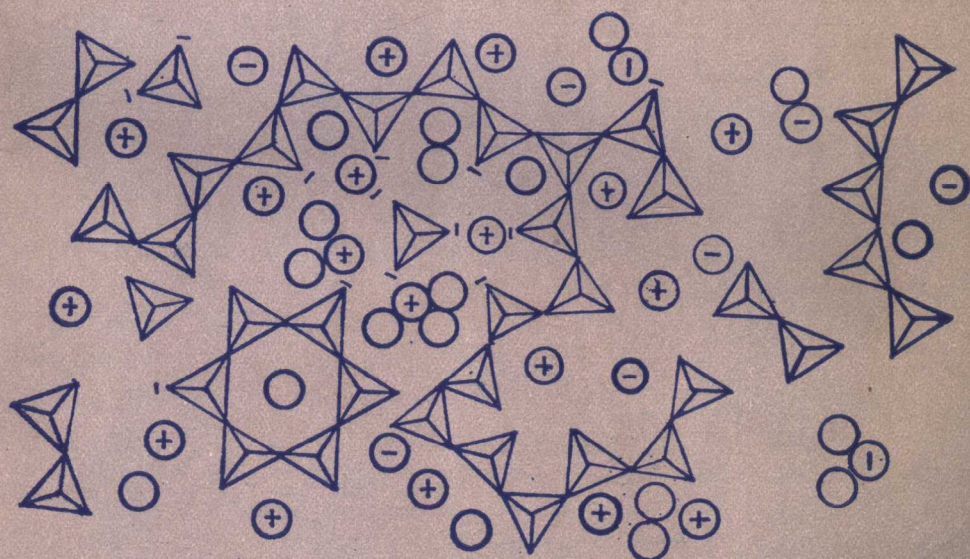


高等学校教材

# 地球化学通论

戚长谋 邹祖荣 李鹤年 编



地质出版社



高等学校教材

# 地球化学通论

长春地质学院

戚长谋 邹祖荣 李鹤年 编

地质出版社

## 内 容 提 要

本书共六章，第一章至第四章为地球化学基本理论部分，讨论元素的分布、结合、迁移规律及同位素地球化学。第五章结合成岩成矿的实际讨论地质作用过程中的某些地球化学问题。第六章为个别元素地球化学举例。

本书删减了原子结构、热力学基础等与化学、物理化学有关的重复部分，加强了基础理论的应用，反映了地球化学学科的新进展。

本书可作地质矿产勘查等地质类专业学生的教材。也可供广大地质、岩矿工作者参考。

※ ※ ※

本书由张本仁主审，经地质矿产部地球化学教材编审委员会于1984年5月召开的第三次扩大会议审稿，同意作为高等学校教材出版。

※ ※ ※

高 等 学 校 教 材

地 球 化 学 通 论

长 春 地 质 学 院

戚长谋 邹祖荣 李鹤年 编

\*

责任编辑：赵其渊 杨洪钧

地 质 学 社 出 版

(北京西四)

地 质 学 社 印 刷 厂 印 刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

\*

开本：787×1092<sup>1</sup>/<sub>16</sub> 印张：13<sup>3</sup>/<sub>8</sub> 插页：3页 字数：320,000

1987年5月北京第一版·1987年5月北京第一次印刷

印数：1—7,000册 定价：2.20元

统一书号：13038·教270

# 前 言

为适应“四化”建设培养人材的需要，在总结多年教学实践的基础上，地质矿产部地球化学教材编审委员会于一九八一年六月拟定了地质类专业地球化学教学大纲，新大纲删减了原子结构、热力学基础知识等与化学、物理化学教材相重复的部分，加强了基础理论的应用，并要求反映地球化学学科的新进展。本书系根据这一大纲的要求编写的。

全书共分六章，由长春地质学院戚长谋、邹祖荣、李鹤年分工执笔，其中绪论、第一章、第三章第二节、第五章第一节由戚长谋执笔；第二章、第三章第一节、第四章、第五章第二节由邹祖荣执笔；第三章第三节、第五章第三节第四节、第六章由李鹤年执笔。本书由戚长谋主编并负责统一整理和定稿。

地质矿产部地球化学教材编审委员会对初稿组织了审查并提出了宝贵意见，定稿之前主审人武汉地质学院张本仁教授对修改稿进行了非常认真的审查，为提高本书的质量提出了全面而具体的意见，在此，谨致谢意。

由于笔者学识有限，无论在内容和教材组织上，都可能存在错误和不当之处，殷切希望大家批评指正，以便不断提高教材质量和教学水平。

编 者

1985年12月于长春

# 目 录

|                          |     |
|--------------------------|-----|
| 绪论                       | 1   |
| 第一章 元素在地壳、地球中的分布         | 5   |
| 第一节 地球的结构和组成             | 5   |
| 第二节 元素和核素在地壳中的分布         | 11  |
| 第三节 水圈、大气圈和生物圈的成分        | 21  |
| 第四节 地球发展历史中的化学演化         | 26  |
| 第二章 元素的结合规律              | 35  |
| 第一节 元素的地球化学亲合性           | 35  |
| 第二节 类质同象规律               | 43  |
| 第三节 过渡族元素的结合规律           | 50  |
| 第四节 元素的地球化学分类            | 58  |
| 第三章 元素迁移的一般规律            | 65  |
| 第一节 元素在水溶液中的迁移           | 65  |
| 第二节 元素在岩浆熔体中的迁移          | 90  |
| 第三节 元素在流体—固体(岩石)体系中的迁移   | 106 |
| 第四章 同位素地球化学              | 119 |
| 第一节 同位素地质年代学及放射成因同位素地球化学 | 119 |
| 第二节 稳定同位素地球化学            | 134 |
| 第五章 地质作用过程中的某些地球化学问题(举例) | 151 |
| 第一节 基性、超基性岩浆成矿(金属)作用地球化学 | 151 |
| 第二节 中酸性岩浆作用地球化学          | 156 |
| 第三节 热液作用地球化学的几个问题        | 166 |
| 第四节 表生作用中元素的迁移能力和地球化学障   | 184 |
| 第六章 个别元素地球化学             | 193 |
| 第一节 金的地球化学               | 193 |
| 第二节 磷的地球化学               | 200 |
| 参考文献                     | 207 |

# 绪 论

## 一、地球化学的定义和任务

地球化学是本世纪初期建立起来的一门独立学科。半个多世纪以来，它在各个研究领域中都得到了迅速的发展并取得了重要的成果。在地球化学学科的建立和发展过程中，不少学者（F.W.克拉克、B.И.维尔纳茨基、A.E.费尔斯曼、V.M.戈尔德施密特等）分别提出了本门学科的定义。综合前人的工作和论述，地球化学应是研究在地球的形成和发展过程中元素的分布、分配、共生组合，集中、分散与迁移规律的科学。简要地说，现代地球化学就是研究地球中化学元素及其同位素的自然历史的科学。做为了一门独立的学科，它有自己明确的研究对象和任务。地球化学的研究对象是地球中的原子，它区别于矿物学、岩石学和矿床学，后者是以研究矿物和矿物集合体为主要对象的。在上述地球化学研究的基本任务中，元素分布的课题，主要是研究元素在地球及其各圈（地壳、地幔、地核）中的平均含量（即丰度）。目前，对于当代地壳的平均化学成分，已取得较多的数据，而对于元素的历史分布则研究不足。地球化学还应着重研究元素在地球各主要历史发展阶段内不同时间和空间的含量，这将有助于研究地球物质演化的历史规律。

在不同的地质构造单元、不同的岩石、矿床和矿物中，元素的含量常有不同，它们是由于不同地球化学体系所处热动力条件的差异造成的。探讨元素在不同地球化学体系中或同一体系中不同相（矿物）之间元素含量的变化过程与条件的依存关系，是属于研究元素分配规律的范畴。它是从动态的角度研究元素自然历史的重要课题。

具有相同或相似迁移历史和分配规律的元素常在特定的地质体中形成有规律的组合，谓之元素的共生组合。

不同组成和不同成因的地质体中的元素，都有特定的组合。例如，Cu、Pb、Zn等常在热液矿床中富集，Cr、Ni、Co和铂族等则在基性、超基性岩中成矿。如果观察元素在地质体中组成的矿物类型，即可看到，Cr呈氧化物存在，Cu、Pb、Zn、Ni、Co等则多呈硫化物或似硫化物产出，铂族元素除为硫化物或似硫化物外，还出现为自然元素和金属互化物状态。元素产出的矿物类型不同，反映了它们与阴离子（络阴离子）结合的不同亲和性。亲和性相同和相似的元素，常在同一地质体中富集而共生。

元素共生组合的不同特征，是元素在不同的热动力条件下，所遵循的不同分配规律的反映。元素分配的不均匀性，导致了元素的分散和集中。

元素的分布、分配、共生组合和分散、集中等各种特征，实质上是自然界原子合成、转化及迁移运动的结果和表现。元素迁移的自然地球化学过程是难以直接观察的，但是只要系统地分析对比各种地球化学的和地质的实际资料和成果，研究它们产生的原因和条

件,就能够得出元素的迁移规律。

因此,上述各个不同的研究任务,都是互有内在联系的地球化学基本问题。

在理论和实践上,地球化学的研究任务和意义都是多方面的。地球化学在经济建设中的意义,主要在于运用它的知识、理论、思维方法和工作方法去研究并回答地质找矿、矿产资源利用以及农田、畜牧、环境保护等多方面所提出的实际问题。

## 二、地球化学与其它学科的关系

地球化学既然是研究原子自然历史的科学,在其研究元素在各种地质作用中的活动、行为时,就必须联系元素自身的性质和其所处的热动力条件。因此,地球化学与原子的合成、结构、结合、转化等有关自然基础科学的关系特别密切,例如,基础化学、物理化学和核化学等。它们的有关理论是地球化学必须借助的。

在地质学中,地球化学与研究地球物质组成的结晶学、矿物学、岩石学和矿床学等学科的关系特别密切。现代矿物学、岩石学、和矿床学往往借助并引进地球化学的理论,另一方面,上述学科的发展,对地球化学亦有很大的促进和影响。

地球化学与有关学科的结合和相互渗透,以及学科内部研究侧面的不同,使得地球化学的研究范畴不断扩大,并产生了许多不同的研究领域和分支。如:海洋地球化学、生物地球化学、环境地球化学、区域地球化学、个别元素地球化学、成岩成矿作用地球化学、同位素地球化学和地球化学热力学等。

近代宇航技术的发展,对于地球以外星体化学的研究领域也日益扩大,促进了宇宙化学的发展,并使地球化学与宇宙化学的研究日益密切。当前,许多地球化学家还倾向认为,作为地球科学中的地球化学,其研究的空间范畴还应着重于地球自身范围内。但由于地球和太阳系在形成和演化上有着不可分割的联系,因此,研究地球化学必然要联系到宇宙化学方面的内容。

## 三、地球化学的研究方法

除了少数现代的地质地球化学过程(如火山活动、表生风化作用等)能直接观察外,历史的和现代深部进行的地质过程都是不可能直接观察研究的。在这方面,地球化学的研究和其它地质学科一样,必须采用“类比”的方法和“反序”的方法,即根据作用的产物来研究并恢复其作用过程的历史和条件。地球化学工作者要善于观察、发现隐藏在各种地质现象中的各种地球化学信息。

由于地球化学作用和其他地质作用都是同一地质活动中的不同侧面,因此,地球化学的研究绝不能脱离基础地质工作而单独进行。它的一般工作程序仍然是先野外,后室内,根据研究专题的要求,去观察、收集实际资料,然后进行系统的能够反映地球化学信息的岩矿鉴定和元素测试等工作,来分析、回答所从事课题中的问题。地球化学必须运用岩矿鉴定和物质组成的测试方法以及数理统计、电子计算机等方法来获得并研究实际资料。例

如,显微镜光学方法、晶体结构分析、差热分析、化学分析、发光分析、电子探针、中子活化、同位素质谱分析、数学地质及电算等,都是取得地球化学实际资料所必须应用的手段。另一方面,地球化学工作对样品的处理、测试的方法(如物相分析等)和测试的精度等常有自己特殊的要求,因而更需要建立某些专门的方法和测试流程,以适应专题研究的目的和要求。

由于绝大多数地质地球化学过程无法直接观察,模拟地球化学作用过程的方法已被广泛重视。它包括模拟地幔、地壳和地表各种环境的专门实验方法。例如,不同温压条件下的相平衡实验和各种热力学参数的测定,元素迁移沉淀条件的实验等。总之,在地球化学广阔的研究领域中,地球化学研究方法的突出特点是高精度、综合性和多样性。

## 四、地球化学发展简史

科学技术是人类生产斗争知识的结晶,它的发展依赖于社会生产。

地球化学是本世纪的科学,但其萌芽思想却起源甚早。我国的商代已使用铜器,春秋战国时期,铁、铜的采冶已有了普遍的发展,当时,人们在矿业生产劳动中已有了一些有关金属的共生、分带和地球化学找矿标志的直观认识。在春秋时期的《管子》一书中已记有“山上有赭(注:褐铁矿)者,其下有铁;上有铅者,其下有银;上有慈石者,其下有铜金”。我国封建社会的延续,阻碍了科学技术和生产的发展。近代地球化学思想的出现起始于欧洲。十八世纪下半期,英国开始了世界最早的工业革命。欧洲近代生产的兴起,促进了采矿和地质学的发展。瑞士化学家松拜因(Schönbein)第一次提出“地球化学”的名词。1842年,他预言,一定要有了地球化学,才能有真正的地质科学。约又半个世纪以后,由于结晶学、矿物学、物理学和化学等有关学科研究的不断深入,促进了地球化学学科的产生。本世纪前半期,在美国、北欧和苏联,不同的地球化学学派为现代地球化学的建立都做出了自己的贡献。

美国学者克拉克(F.W.Clarke)最早研究了大陆地壳元素的平均含量,1908年他的《地球化学资料》(Data of Geochemistry)一书出版,该书发表的地壳中50种元素平均含量的数据,至今仍有重要的参考价值。但是,克拉克及其合作者对地球化学研究内容的认识比较狭窄,仅认为地球化学是研究元素在地壳中的丰度问题。

主要在本世纪二十年代和三十年代,由维尔纳茨基(В.И.Вернадский)和费尔斯曼(А.Е.Ферсман)开创的另一个地球化学研究领域在苏联发展起来。他们确立了研究地壳中原子自然演化历史的方向。注重研究元素在不同地质条件下的共生组合与迁移的规律,他们研究的范围相当广泛,系统地总结了不同地质作用中元素的地球化学行为。维尔纳茨基1924年出版的《地球化学概论》和费尔斯曼1933年至1939年出版的四卷《地球化学》巨著是地球化学的宝贵文献。

从本世纪三十年代到四十年代,挪威学者戈尔德施密特(V.M.Goldschmidt)开创了地球化学中的晶体化学方向,取得了重要成果。他运用原子和离子半径以及极化效应揭示元素在矿物中的分配和结合规律,使晶体化学成为地球化学的理论基础之一。他的元素



地球化学分类和个别元素地球化学的研究都是开创性的。戈尔德施密特及其同事们的工作,对提高地球化学学科的理论具有重要贡献和深远的影响。

整个十九世纪,地球化学还只有零散资料的积累,它是地质学特别是矿物学研究的副产品。进入二十世纪,在经历了较长的资料积累和孕育阶段,主要由于北欧和苏联学者的巨大工作,才使地球化学发展成为现代的理论科学。

近二十年来,生产力和自然科学又有重大的发展。近代分析测试技术极大地提高了地球化学数据的精度和分析速度,特别是贵金属和稀有、稀土等微量元素的高精度数据大增。电子能谱、红外光谱、核磁共振等多种波谱技术的建立,为查定元素在矿物中的存在状态等课题创造了条件。

近十余年来,同位素地质年代学的发展特别迅速。例如,主要用于测定地壳古老岩石年龄的Sm—Nd法和Lu—Hf法等都是在七十年代后期才建立的。

近代结构化学和物理化学日益与地球化学相结合,推动了地球化学的新发展。

板块构造理论变革了地球科学,并对岩石学、矿床学及地球化学产生了重大影响,特别在玄武岩浆的生成、地幔与地壳的组成和演化、板块运动与成矿关系等方面扩大了地球化学的研究领域,改变了旧有的观念,许多成岩成矿地球化学的传统观念已被新的认识所代替。

总之,现代地球化学已进入了全面深入发展的新阶段,在地质科学领域中日益占有更加重要的地位。

我国地球化学学科的建立,完全是从解放后才开始的。大力发展地质事业必然需求地球化学。建国以来,开展了几乎所有领域的地球化学研究工作,并取得了指导找矿的直接效果。与此同时,相继建立了从事教学、科研和生产的专业机构,为促进我国地球化学学科的发展和人才培养做出了贡献。如果说五十年代是我国地球化学奠定基础 and 初步发展的时期,现在已属于经历了全面发展日趋成熟的阶段。特别在作用地球化学、找矿地球化学、同位素地球化学和宇宙空间地球化学等方面已取得具有现代水平的成果。可以预见,我国地球化学科学事业,在不久的将来必将全面达到世界先进水平。

# 第一章 元素在地壳、地球中的分布

研究任何物质的存在和运动规律，都必须考察研究对象的质的和量的特征。地壳和地球的化学组成如何，元素的相对含量怎样，无疑是地球化学必须探讨的基础课题。

地球化学在研究太阳系、地球、地壳及其它不同地质体中元素的含量时，常采用“丰度”、“分布”、“分布量”等不同用词，它们都是表示一定空间中物质组成的相对平均含量的。分布一词，或称分布量，习惯上是指元素（或同位素）在太阳系、地外星体、地球、地核、地幔、地壳岩石圈、水圈、气圈和生物圈等较大的宇宙体或地质体中的平均含量的。

上世纪末，主要由于克拉克等人的工作，对于组成地壳主要元素的平均含量已经有了初步的了解。本世纪以来，人们对于地球及其不同壳层中元素及同位素丰度的查定，几乎包括了周期表中所有元素，这一工作并已扩大到可能观测的其它宇宙星体。元素及同位素的丰度值对于探索地球（以及宇宙体）的起源、演化和元素的分配规律等问题都是主要的依据。

## 第一节 地球的结构和组成

### 一、地球的结构

目前，对于地球内部结构和组成的了解只能是间接的。通过地球物理、模拟实验和与天体物质对比的方法，已获得了关于地球内部物质的组成、密度、温度和压力等方面的大量数据。根据地震波（*P*波和*S*波）在地球内部传播速度的变化，反映出地球内部物质的密度和弹性是不均一的。这种不均一性在地球的一定深度表现为突变性质。由此得出地球内部具有壳层结构的概念，认为地球由表及里大体可分为地壳、地幔和地核三部分。

关于地球内部壳层分带的原因，现在倾向于认为是由于化学组成不同所造成。这一认识愈来愈得到宇宙化学和高温高压实验的研究成果的支持。宇宙化学资料主要来自对于陨石的研究。铁陨石、石陨石和铁石陨石的存在，可能反映具有同一起源的太阳系各星体存在着早期的物质分异。现在倾向于认为铁陨石相当于地核成分，石陨石和铁石陨石代表地球早期演化阶段的地幔组成。

地球内部存在着巨大的能量，能量的均衡代偿和星际力场是地球内部物质演化的动力。现代地球内部物质分配的总趋势是：二氧化硅和碱性组分由地壳至地幔递减，温度和压力由地表至地核递增（表1-1）。

### 二、地球的化学分带

#### （1）大陆地壳

##### 1. 上地壳（约0—20 km）

根据地球物理的资料, 上地壳中地震  $P$  波速度为  $5.8-6.4\text{km/s}$ , 相当于酸性火成岩和酸性变质岩中  $P$  波的速度, 并以此推测上地壳是“花岗质岩石”成分。据波德瓦特 (Poldervaart, 1955) 计算这种花岗质岩石的平均成分 (表 1-2) 更接近于花岗闪长岩, 而不是花岗岩。

表 1-1 现代地球不同壳层的组成和深度、压力、温度的平均值

| 壳 层  |       | 主要组成                 | 深度(km)    | 压力( $10^8\text{Pa}$ ) | 温度( $^{\circ}\text{C}$ ) |
|------|-------|----------------------|-----------|-----------------------|--------------------------|
| 大陆地壳 |       | Si Al层<br>Si Mg(Fe)层 | 0—33      | 1—10                  | 常温—600                   |
| 上地幔  | 岩 壳   | Si Mg质岩石             | 33—50     | 10—18                 | 600—1100                 |
|      | 低 速 带 | 地 幔 岩                | 50—150    | 18—50                 | 1100—1400                |
|      | 下 部   |                      | 150—400   | 50—120                | 1400—1800                |
|      | 过 渡 带 |                      | 400—984   | 120—380               | 1800—2500                |
| 下地幔  |       | 地幔岩(富Fe)             | 984—2898  | 380—1350              | 2500—4000                |
| 地 核  | 外 核   | Fe Ni                | 2898—4640 | 1350—2980             | 4000—4700                |
|      | 过 渡 层 | Fe Ni                | 4640—5155 | 2980—3320             | 4700—5500                |
|      | 内 核   | Fe Ni                | 5155—6371 | 3320—3700             | 5500—6000                |

(据Poldervaat, 1955; J.A.Jacobs, 1974, 等)

表 1-2 大陆上地壳结晶岩石的平均化学成分

| 成 分   | SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |     |      |     |     |     |     |     |     |     |     |  | 密 度                   |
|-------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|-----------------------|
| 重量(%) | 66.4                                                                                                                                                                             | 0.6 | 15.5 | 1.8 | 2.8 | 0.1 | 2.0 | 3.8 | 3.5 | 3.3 | 0.2 |  | 2.69g/cm <sup>3</sup> |

Woollard (1962, 1966, 1968) 测定分布于北美大陆地台区的1158块结晶岩石的平均密度为  $2.74\text{g/cm}^3$ , 同样得出大陆上地壳岩石的密度相当于花岗闪长岩的认识。因此, 应当指出, 所谓地壳硅铝层, 其组成并不具有相当于狭义的花岗岩的成分。

### 2. 下地壳 (约20—33km)

根据广大区域下地壳  $P$  波波速介于  $6.5-7.2\text{km/s}$  的特征, 认为下地壳岩石相当于辉长岩的概念曾被广泛接受。然而, 这种推测未被对镁铁质岩石高温高压的研究结果所支持。实验表明, 在下地壳处于相对干的无水的熟动力条件下, 辉长岩的矿物组合是不稳定的, 而稳定的岩石更应接近于榴辉岩和石榴石变粒岩。在压力相当于  $4 \times 10^8\text{Pa}$  的含水条件下, 温度低于  $600^{\circ}\text{C}$  并存在较大的水蒸气分压时, 实验表明将主要出现斜长角闪岩和角闪岩类。其组成矿物主要为角闪石、斜长石、绿帘石以及少量的石英、蛇纹石和金属矿物等 (表 1-3)。

应当指出, 对于下地壳的化学成分和可能存在的岩石类型尚存在着较多疑问。目前, 多数人倾向于认为, 下地壳的平均化学成分相当于偏铁镁质的中性岩, 其存在的岩石类型

表 1-3  $4 \times 10^8 \text{ pa}$  条件下主要由角闪石和斜长石组成的岩石类型及其密度

| 岩 石       | 密度 $\text{g/cm}^3$ | 矿 物 组 合                          |
|-----------|--------------------|----------------------------------|
| 角闪石 辉长岩   | 3.11               | 角闪石(68)*, 斜长石(31)                |
| 透辉石 角闪岩   | 3.20               | 角闪石(57), 辉石(43)                  |
| 绿帘石 斜长角闪岩 | 3.13               | 角闪石(50), 绿帘石(34), 斜长石(11), 石英(5) |
| 绿帘石角闪岩    | 3.28               | 角闪石(57), 绿帘石(37), 斜长石(3), 石英(3)  |
| 斜长角闪岩     | 3.04               | 角闪石(73), 斜长石(19), 石英(3)          |
| 斜长角闪岩     | 3.03               | 角闪石(68), 斜长石(26), 石英(4)          |
| 角闪岩       | 3.12               | 角闪石(86), 蛇纹石(6), 金属矿物(8)         |

\*—括号中数字表示百分含量(据Christensen, 1965, 等)

可能有: 角闪岩、斜长角闪岩、镁铁质和硅铝质的石榴石变粒岩、超镁铁岩石和榴辉岩。在不同的地段内, 上述各种岩石可能出现的比例不会是相同的。库科 (Cook, 1962) 指出, 在某些具有中等的  $P$  波波速地区内, 还可能有地幔和地壳物质的混合物。还应看到在大多数造山区内, 地震波速由下地壳到上地幔表现为连续的变化, 因而莫霍面的存在并不明显。这是否同样是由于地幔与地壳物质的混合所造成, 尚不能得出明确结论。

## (二) 大洋地壳

现代大洋地壳的厚度约 5—10km, 平均厚度约 8 km。由洋壳上部至莫霍面分为三层。各层的平均厚度、地震波 ( $P$  波) 速度和密度列于表 1-4。

表 1-4 现 代 大 洋 地 壳 剖 面

|                | 厚度(km) | 纵波速度(km/s) | 密度( $\text{g/cm}^3$ ) |
|----------------|--------|------------|-----------------------|
| 水 层            | 4.8    | 1.5        | 1.03                  |
| 第 一 层<br>(沉积物) | 0.8    | 2.0        | 1.90                  |
| 第 二 层<br>(玄武岩) | 2.0    | 5.12       | 2.55                  |
| 第 三 层<br>(辉长岩) | 4.8    | 6.7        | 2.86                  |

(据 D. H. Tarling 等, 1981)

第一层为沉积物, 由沉积淤泥、碎屑、页岩和泥灰岩组成, 并含有生物遗体。该层的厚度变化很大, 大陆坡、大陆架处最大厚度可达 2—4 km。深海区厚度变薄, 洋中脊处沉积物极薄或缺失。

沉积物以下的第二层已被海洋钻探证实为玄武岩质熔岩, 其下部铁镁质岩墙发育。该层分布普遍, 厚约 1—2.5km,  $P$  波波速为 4.5—5.5km/s。

第三层为洋壳的主要岩层, 它以地震波速和厚度变化较小为特征。该层厚度约 2.4—7.5km, 平均厚度约 5 km。  $P$  波波速为 6.5—7.1km/s。该层主要由辉长岩组成, 并伴有斜长角闪岩和沿构造带分布的蛇纹石化橄榄岩底辟。这种底辟橄榄岩甚至穿过辉长岩层与第二层的玄武岩直接接触, 或进入玄武岩层呈岩墙产出。洋壳莫霍面以下约 17km 范围

内,  $P$ 波波速为 $8.1\text{km/s}$ 。这一地段为上地幔顶部的橄榄岩岩壳。

现代大洋地壳的岩石层序与产于大陆地壳的蛇绿岩的岩石层序比较一致, 因而人们推测由蛇绿岩代表的古洋壳与现代大洋地壳在组成和成因上可能具有很大的相似性。

大洋地壳与大陆地壳之间的过渡带在组成与构造上比较复杂, 例如西太平洋海沟东侧是典型的大洋地壳, 由海沟经边缘盆地至大陆坡, 洋壳和陆壳交互镶嵌, 地壳厚度变化很大。东太平洋过渡带比较简单。这里海沟与大陆坡相邻, 不出现边缘盆地。由大陆向海沟方向, 上陆壳硅铝层尖灭, 地壳厚度变薄。大西洋、印度洋等过渡带的岩石组合和厚度又各具特点, 因而, 全球性陆壳与洋壳过渡地带的岩层层序和组成不具有统一的模式。

很长时间以来, 人们曾推测洋壳玄武岩的岩石化学类型为碱性玄武岩, 与此对应, 陆壳玄武岩则为拉斑玄武岩(高原玄武岩)。近二十年来由于海洋地质研究的开展, 这一概念已发生了根本的改变。现已确知, 广大洋底, 包括洋中脊及大洋岛基底都广泛发育着单一的大洋拉斑玄武岩。拉斑玄武岩构成了大洋地壳第二层的主体, 随着深度的增大, 向下过渡为辉绿辉长岩、辉长岩。在岩石结构上从喷出相过渡到侵入相, 两者呈同生分异关系。

大洋拉斑玄武岩岩浆的分异程度极低, 因而该层的化学成分在空间分布上十分一致。仅在一些大洋岛上发现少量流纹英安岩和斜长花岗岩。它们可能属于拉斑玄武岩有限的酸性分异体。

对比大洋地壳与大陆地壳的主要化学成分, 可以看出它们之间的差异(表1-5)。 $\text{SiO}_2$ 的含量洋壳约近50%, 洋壳中碱金属含量低, 特别是 $\text{K}_2\text{O}$ , 其含量仅为陆壳的 $1/7$ ,  $\text{MgO}$ 和 $\langle\text{FeO}\rangle$ 的含量洋壳大于陆壳。因此, 在元素的分配上, 洋壳比陆壳贫 $\text{Si}$ 和碱金属, 但较富 $\text{Mg}$ 富 $\text{Fe}$ 。正是这种原因, 大洋沉积物中富含 $\text{Fe}$ 、 $\text{Mn}$ 、 $\text{Co}$ 、 $\text{Ni}$ 等亲铁元素, 它们是现代海洋中的巨大的潜在资源。

表 1-5 现代大洋地壳与大陆地壳主要氧化物的平均含量(重量%)

|      | $\text{SiO}_2$ | $\text{TiO}_2$ | $\text{Al}_2\text{O}_3$ | $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | $\text{FeO}$ | $\text{MnO}$ | $\text{MgO}$ | $\text{CaO}$ | $\text{Na}_2\text{O}$ | $\text{K}_2\text{O}$ | $\text{P}_2\text{O}_5$ |
|------|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------------------|----------------------|------------------------|
| 大洋地壳 | 48.7           | 1.4            | 16.5                    | 2.3                     | 6.2          | 0.2          | 6.8          | 12.3         | 2.6                   | 0.4                  | 0.2                    |
| 大陆地壳 | 60.2           | 0.7            | 15.2                    | 2.5                     | 3.8          | 0.1          | 3.1          | 5.5          | 3.0                   | 2.9                  | 0.2                    |

(据Bonovand Yaroshevsky, 1960)

### (三) 地幔和地核

#### 1. 上地幔

自莫霍面至 $400\text{km}$ 深处称为上地幔。根据地球物理参数的变化, 又分为三个壳层: 上岩壳(约自地表以下 $33\text{—}50\text{km}$ )、低速带(约自地表以下 $50\text{—}150\text{km}$ )和下部带(自地表以下 $150\text{—}400\text{km}$ )。

上岩壳 $P$ 波波速由下地壳的 $6.5\text{—}7.5\text{km/s}$ 突变为 $8.1\text{km/s}$ 。对于这一波速间断曾认为是辉长质岩石由于压力增大而转变为榴辉岩的结果(Holmes, 1927; Kennedy,



1971)。

然而地球物理所得到的莫霍面以下的物质密度约为 $3.3\text{g/cm}^3$ ，这一数值相当于超基性岩。另一方面，实验得出处于上地幔顶部的温压条件下，橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和尖晶石是稳定的。因而现在已普遍认为上地幔顶部的岩石为橄榄岩而非榴辉岩。即莫霍面的性质为化学间断而不是等化学的相变。

自上岩壳下部约由地表深50—150km范围内，由于P波波速减弱（7.7—7.8km/s）而称为低速带。这一区间被认为地幔岩浆的产生部位。

低速带下部至400km处P波波速又增至8.2—8.7km/s，密度为 $3.5\text{—}3.6\text{g/cm}^3$ 。相当于超镁铁质—镁铁质的固态岩石。1962年A.E.林伍德（Ringwood）首次提出“地幔岩”的概念。1966年他提出地幔岩的组成模式为3份橄榄岩+1份拉斑玄武岩，它代表上述未经分熔的上地幔原始岩石的组成。此后地幔岩这一名词及其组成的基本模式已被普遍接受，但不同研究者在岩石类型的选择和配比上略有不同。根据A.E.林伍德（1966）和下格林（T.Green, 1964）等人的数据得出地幔岩的平均成分为：（%）

|                                |      |                               |      |
|--------------------------------|------|-------------------------------|------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45.1 | NiO                           | 0.2  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.2  | MgO                           | 38.1 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.6  | CaO                           | 3.1  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.3  | Na <sub>2</sub> O             | 0.4  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.3  | K <sub>2</sub> O              | 0.02 |
| FeO                            | 7.6  | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0.02 |
| MnO                            | 0.1  | Σ                             | 100  |

实验得出，上述组分在相当于上地幔的温压条件下应出现的主要稳定矿物为橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、镁铝榴石和尖晶石。因而认为上地幔的岩石类型主要为橄榄岩类，仅因其所处的温度条件的差异而有不同亚类。

## 2. 深地幔和地核

深度自400km至2898km为过渡带和下地幔，也统称为深地幔。2898km以下为地核。人们对于深地幔和地核的了解具有更大的推论性。现在倾向于认为深地幔与上地幔的成分是相当的，在主要成分中深地幔仅含铁多些。据Ringwood估算，Fe/(Fe+Mg)的原子比上地幔为0.1，下地幔可能增至0.2。

深地幔地震P波波速为9.0—13.2km/s，密度为 $3.85\text{—}5.7\text{g/cm}^3$ 。这种高于上地幔的物理参数被认为是在高压条件下深地幔物质逐渐趋向于更紧密堆积的结果。实验得出，深度约为300km处辉石开始向石榴子石结构转化，约自400至1050km处，橄榄石向β-尖晶石结构转变，石榴子石向钛铁矿和钙钛矿结构转变，并出现方镁石和斯石英，自1050—2898km处，根据锗硅酸盐模拟实验和冲击波研究推测，地幔物质已转化为比复杂氧化物更为致密的相。自莫霍面至深地幔不同深度所相当的不同温压条件下稳定的矿物组合和相转变列于表1-6。

古登堡面（2898km）以下至地心6371km为地核，又分为外核，过渡层和内核。

自2898—4640kmP波波速急剧下降至8.1—8.9km/s，S波不能通过，因此推断该

层为流体状态。称为外核。

4640—5155km处的密度和地震波速变化是连续的。但P波在4640km处明显增大至10.4km/s, S波通过, 因而推断可能是流体和固体的过渡部位, 称为过渡层。

表 1-6 地 幔 矿 物 组 合 和 相 转 变

| 深度(km)           | 矿 物 组 合 和 转 变                                                                                                                                                                   | 元素的配位数           |
|------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|
| M(莫霍面)间断<br>—150 | 橄榄石 斜方辉石 单斜辉石<br>尖晶石 角闪石 石榴子石<br>(%)                                                                                                                                            |                  |
| 150—300          | 橄榄石 57<br>斜方辉石 17<br>单斜辉石 12<br>镁铝榴石 14                                                                                                                                         | Si—4<br>Mg, Fe—6 |
| 300—420          | 辉石→石榴子石结构                                                                                                                                                                       |                  |
| 420—700          | 橄榄石→β尖晶石[β(Mg, Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> ]<br>β(Mg, Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> 57<br>石榴子石 39<br>硬 玉 4                                                            | Si—4.6           |
| 700—1050         | 方 镁 石(MgO)29<br>新 石 英 22<br>钛铁矿型固溶体 24<br>(MgSiO <sub>3</sub> ·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )<br>钙钛矿型固溶体 23<br>(Ca, Fe)SiO <sub>3</sub><br>铁酸钙结构 2<br>(NaAlSiO <sub>4</sub> ) | Si/Mg, Fe—6      |
| 1050—2898        | 转化为比复杂氧化物更致密的相                                                                                                                                                                  | Si—6             |

(据P.J.Wyllie, 1971; A.E.Ringwood, 1976等综合)

自5155km至地心为内地核, P波速度增至11.0—11.3km/s, 密度增至12.7—13.0 g/cm<sup>3</sup>。一般认为内核为地球物质最紧密堆积的固态。

整个地核的密度约为12g/cm<sup>3</sup>。这种高密度物质只有铁陨石才与之相当, 所以很早就认为整个地核的成分是由Fe、Ni合金组成的。近些年来还提出铁硫地核和铁硅地核等不同观点。但目前地核由Fe、Ni为主要组成的认识仍占有主导地位。

综上所述, 地球的化学成分存在着明显的分带性。如按元素丰度排列, 地球、地幔和地壳中主要的10种元素的分布顺序是:

地球: Fe>O>Mg>Si>Ni>S>Ca>Al>Co>Na

地幔: O>Mg>Si>Fe>Ca>Al>Na>Ti>Cr>Mn

地壳: O>Si>Al>Fe>Ca>Na>K>Mg>Ti>H

地球各壳层中元素分布的不同特点, 是地球长期演化的结果, 是研究地球自然历史的基本依据。然而, 关于地球内部物质的状态还存在不同观点, 主要涉及地球深部高压条件下原子的电子层结构是否被破坏的问题。1956年A·Φ·卡普钦斯基提出的观点认为原子的电子层结构和化学性质将因地球内部压力的增大而改变, B·H·罗多契尼可夫等人也持有

类似的观点。此类观点认为，相当于地表至1200km深处范围内属于正常的化学作用带，元素的化学性质基本上服从于周期律。1200至2900km深处，核外电子层被压缩，元素的化学性质将发生变化，应属于退化化学作用带。2900km至地核处，由于超高压条件，原子的核外电子排布将完全被破坏，电子处于自由状态，因而正常的化学作用完全消失。

然而，近些年来深部地球物理、高温高压实验和宇宙化学研究所得到的结果，均不利于上述观点的确立，例如表1-6所表示的不同深度的地幔矿物的稳定相，是根据最新资料综合而成的，即地幔矿物不同组合和多相转变的存在，显示出由原子的电子层结构所制约的化学作用并未消减。

由于人们所能模拟的条件只可作为间接的依据，所以关于地球深部物质存在的真实状态，还有待于进一步的探索研究，以求得人们的认识更接近物质的客观存在。

## 第二节 元素和核素在地壳中的分布

### 一、元素的克拉克值

最早系统地研究元素在地壳中的分布或丰度，是从F·W·克拉克开始的。后来费尔斯曼为了表彰他在这方面的贡献，提议把元素在地壳中的相对平均含量称为“克拉克值”。若以重量表示，则称“重量克拉克值”。

研究元素在地壳中和其它地质体、宇宙体中含量（重量）时，还常采用ppm( $10^{-6}$ )；ppb( $10^{-9}$ )；ppt( $10^{-12}$ )或g/t( $10^{-6}$ )； $\mu$ ( $10^{-6}$ g)等不同方式和单位来表示。

由于各元素的原子量不同，元素的重量克拉克值还不能反映各元素原子个数的相对含量。因此，费尔斯曼提出了“原子克拉克值”的概念。原子克拉克值是以原子百分数所表示的元素相对含量，它是指各个元素在地壳全部元素的原子总数中所占原子个数的百分数。计算时应先求出元素的相对原子数，设 $N$ 为某一元素的相对原子数， $\Sigma N$ 为所有元素相对原子数总和，则

$$N = \frac{\text{某元素重量克拉克值}}{\text{该元素的原子量}}$$

$$\text{任一元素的原子克拉克值} = \frac{N}{\Sigma N} \times 100$$

表示元素的分布量时，地球化学还采用“相对丰度”的术语。相对丰度常以[原子数/ $10^6$  Si原子]为单位，也有采用[原子数/ $10^4$  Si原子]或[原子数/ $10^8$  Si原子]为单位的。[原子数/ $10^6$  Si原子]单位常用于宇宙元素丰度，所以又称宇宙丰度单位(Cosmic abundance unit)，简称c.a.u.这种单位是取硅的原子数等于一百万个( $10^6$ )原子，并以此为基础，求出其它元素的相对原子数。所以这种单位实际上就是各种元素的原子数与一百万个硅原子的比值。选择硅作为对比标准，是由于硅在自然界中分布相当广泛，能形成不挥发的稳定化合物，并且在化学分析和光谱分析中都易于精确测定。

### 二、元素在地壳中的分布

对于地壳中元素的平均含量，迄今为止已进行过大量工作，代表性成果列于表1-7。从表中可以看出，多数作者所得的数值是比较接近的，但也存在某些差异。造成差异

表 1-7 地壳元素丰度表 (ppm)

| 原子序数 | 元素符号 | 克拉克和华盛顿 (1924)    | 费尔曼 (1933—1939) | 戈尔德施密特 (1937) | 维诺格拉多夫 (1949) | 维诺格拉多夫 (1962) | 马逊 (1982) | 蔡彭 (1976)            |
|------|------|-------------------|-----------------|---------------|---------------|---------------|-----------|----------------------|
| 1    | H    | 8800              | 10000           | —             | 1500          | —             | 1400      | 1400                 |
| 2    | He   | —                 | 0.01            | —             | —             | —             | —         | $6.3 \times 10^{-5}$ |
| 3    | Li   | 40                | 50              | 65            | 65            | 32            | 20        | 21                   |
| 4    | Be   | 10                | 4               | 6             | 6             | 3.8           | 2.8       | 1.3                  |
| 5    | B    | 10                | 50              | 10            | 3             | 12            | 10        | 13                   |
| 6    | C    | 870               | 3500            | 320           | 1000          | 230           | 200       | 2800                 |
| 7    | N    | 300               | 400             | —             | 100           | 19            | 20        | 18                   |
| 8    | O    | 495200            | 491300          | 466000        | 472000        | 47000         | 466000    | $4.6 \times 10^5$    |
| 9    | F    | 270               | 800             | 800           | 270           | 660           | 625       | 450                  |
| 10   | Ne   | —                 | 0.005           | —             | —             | —             | —         | $7 \times 10^{-5}$   |
| 11   | Na   | 26400             | 24000           | 28300         | 26400         | 25000         | 28300     | 23000                |
| 12   | Mg   | 19400             | 23500           | 20900         | 21000         | 18700         | 20900     | $2.8 \times 10^4$    |
| 13   | Al   | 75100             | 74500           | 81300         | 88000         | 80500         | 81300     | 83000                |
| 14   | Si   | 257500            | 260000          | 277200        | 276000        | 295000        | 277200    | $2.9 \times 10^5$    |
| 15   | P    | 1200              | 1200            | 12000         | 800           | 930           | 1050      | 1200                 |
| 16   | S    | 480               | 1000            | 520           | 500           | 470           | 260       | 400                  |
| 17   | Cl   | 1900              | 2000            | 480           | 450           | 170           | 130       | 280                  |
| 18   | Ar   | —                 | 4               | —             | —             | —             | —         | 0.04                 |
| 19   | K    | 24000             | 23500           | 25900         | 26000         | 25000         | 25900     | 17000                |
| 20   | Ca   | 33900             | 32500           | 36300         | 36000         | 29600         | 36300     | 52000                |
| 21   | Sc   | 0.2               | 6               | 5             | 6             | 10            | 22        | 18                   |
| 22   | Ti   | 5800              | 6100            | 4400          | 6000          | 4500          | 4400      | 6400                 |
| 23   | V    | 160               | 200             | 150           | 150           | 90            | 135       | 140                  |
| 24   | Cr   | 330               | 300             | 200           | 200           | 83            | 100       | 110                  |
| 25   | Mn   | 800               | 1000            | 1000          | 900           | 1000          | 950       | 1300                 |
| 26   | Fe   | 47000             | 42000           | 50000         | 51000         | 46500         | 50000     | $5.8 \times 10^4$    |
| 27   | Co   | 100               | 20              | 40            | 30            | 18            | 25        | 25                   |
| 28   | Ni   | 180               | 200             | 100           | 80            | 58            | 75        | 89                   |
| 29   | Cu   | 100               | 100             | 70            | 100           | 47            | 55        | 63                   |
| 30   | Zn   | 40                | 200             | 80            | 50            | 83            | 70        | 94                   |
| 31   | Ga   | $x \cdot 10^{-5}$ | 1               | 15            | 15            | 19            | 15        | 18                   |
| 32   | Ge   | $x \cdot 10^{-5}$ | 4               | 7             | 7             | 1.4           | 1.5       | 1.4                  |
| 33   | As   | $x$               | 5               | 5             | 5             | 1.7           | 1.8       | 2.2                  |
| 34   | Se   | 0.02              | 0.8             | 0.09          | 0.6           | 0.05          | 0.05      | 0.08                 |
| 35   | Br   | $x$               | 10              | 2.5           | 1.6           | 2.1           | 2.5       | 4.4                  |
| 36   | Kr   | —                 | $2.14^{-4}$     | —             | —             | —             | —         | —                    |
| 37   | Rb   | $x$               | 80              | 280           | 300           | 150           | 90        | 78                   |
| 38   | Sr   | 170               | 350             | 150           | 400           | 340           | 375       | 480                  |
| 39   | Y    | —                 | 50              | 28.1          | 28            | 29            | 33        | 24                   |
| 40   | Zr   | 230               | 250             | 220           | 200           | 170           | 165       | 130                  |
| 41   | Nb   | —                 | 0.32            | 20            | 10            | 20            | 20        | 19                   |
| 42   | Mo   | $x$               | 10              | 2.3           | 3             | 1.1           | 1.5       | 1.3                  |
| 43   | Te   | —                 | 0.001           | —             | —             | —             | —         | —                    |
| 44   | Ru   | $x \cdot 10^{-5}$ | 0.05            | —             | 0.005         | —             | 0.01      | 0.001                |
| 45   | Rh   | $x \cdot 10^{-5}$ | 0.01            | 0.001         | 0.001         | —             | 0.005     | 0.001                |