GEOTECTONIC GEOCHEMISTRY

大地构造地球化学

黄瑞华 著

北京)

地质出版社

124337
P59
022

大地构造地球化学

黄瑞华 著

Sy40/13

石油大学图书馆藏书

石油0117322

地质出版社
·北京·

内 容 提 要

本书从构造地球化学这门边缘新学科的角度，论述了大地构造地球化学；并以历史-因果论大地构造学及地洼理论为指导，阐明了地槽阶段、地台阶段和地洼阶段的地球化学特征及其演化原因和形成机制；阐明了中国大地构造地球化学分区及其特点与分布规律。以及大地构造成矿作用及槽台洼三个基本构造单元的一些成矿元素丰度问题，并指出了大地构造地球化学的找矿意义。此外，本书还简略介绍了各大地构造学派的大地构造地球化学及其研究情况。

本书可供从事地质工作的生产、教学和科研人员参考，并可作为高等院校高年级学生、研究生的构造地球化学方面的参考教材或参考书。

图书在版编目(CIP)数据

大地构造地球化学/黄瑞华著．-北京：地质出版社，1996.4

ISBN 7-116-02120-5

Ⅰ.大… Ⅱ.黄… Ⅲ.大地构造学；地球化学 Ⅳ.P54

中国版本图书馆 CIP 数据核字(96)第 03591 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑：白 铁 王 俊

*

北京地质印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本：787×1092 1/16 印张：11.75 字数：300 000

1996 年 4 月北京第一版·1996 年 4 月北京第一次印刷

印数：1—700 册 定价：20 元

ISBN 7-116-02120-5

P·1593

前　言

“大地构造地球化学”是“构造地球化学”的一个研究分支，是大地构造学和地球化学之间相互渗透和融合形成的一个边缘新学科。对这个新学科领域的探讨，不仅可以推动构造地质学、大地构造学、地球化学、构造成矿学及构造成岩学等学科的发展，而且还可以促进各大地构造学派朝着这个新学科领域开拓和发展。同时，各大地构造学派对地球化学的研究，又推动了大地构造地球化学及构造地球化学等学科的发展。可见，学科发展和学派发展是相辅相成的，可以相互促进和相互补充。

需要说明的是，在岩石分类上，笔者没有完全按第28届国际地质大会地科联火成岩分类学分委会推荐的火成岩分类及术语进行分类。如金伯利岩按“分委会”意见应归入煌斑岩类岩石中；超基性岩一词应统称为超镁铁质岩。笔者在岩石的分类定名上沿用了传统下来的方案，是觉得它们仍有现实意义。

本专著是在作者历年来的构造地球化学和大地构造地球化学研究的基础上，并纳入了作者有关科研成果，经总结、深化编写而成的。它的出版得到长沙大地构造研究所所长基金和国家科学技术委员会的资助。

本书学术指导为中国科学院院士、长沙大地构造研究所名誉所长陈国达教授。在书稿编写过程中，曾得到了郭文魁院士、杨开庆研究员及黎彤、刘英俊、何绍勋、吴延之、刘家远等教授，以及张湘炳研究员、王伏泉副研究员等人的热情帮助和支持；书中插图由蔡淑芝同志清绘，在此一并表示感谢。书中参考和引用了相当多的文献资料，由于篇幅所限，除部分列出外，不能一一列出，特在此致歉和致谢。

本书初稿承蒙张本仁、吴延之、刘家远等教授，姚振凯、邓诗锴研究员，杨诗瑞高级工程师，刘德良教授等人审阅，他们提出了宝贵的意见和建议，在此表示衷心感谢。

根据学者、专家们的意见和建议，笔者进行了认真的修改、补充和订正。由于作者水平所限，书中缺点和错误在所难免，敬请读者批评指正。

希望本专著的问世，能够对大地构造地球化学的发展起到抛砖引玉的作用。

作　者

1994.2.13

目　录

前　言

第一章　绪论……（1）

第一节　构造地球化学分科概述……（1）

第二节　大地构造地球化学……（11）

第二章　地槽阶段的地球化学……（17）

第一节　元素在地槽阶段中的丰度和集散特征……（17）

第二节　岩浆作用的元素组合在空间分布上的特点……（31）

第三节　成矿作用中造矿元素的集中特点……（32）

第四节　地槽区发展过程中的元素组合分配……（34）

第五节　地槽区内部构造的元素分配……（36）

第六节　地槽阶段的一般地球化学特征……（37）

第三章　地台阶段的地球化学……（38）

第一节　岩浆作用的元素组合特征……（38）

第二节　元素在峨嵋山玄武岩中的分布特征……（39）

第三节　成矿作用中造矿元素的集中特点……（42）

第四节　外生成矿元素组合在时、空上的富集……（43）

第五节　地台区成矿元素分配的差异性……（44）

第六节　地台区粘土岩化学组合的演化……（45）

第七节　地台区的一般地球化学特征……（45）

第四章　地洼阶段的地球化学……（47）

第一节　元素在地洼阶段的丰度和集散特点……（47）

第二节　岩浆作用的元素组合在空间上的分布特点……（71）

第三节　造矿元素在地洼区内的集中特点……（72）

第四节　地洼区发展过程中的元素组合分配……（73）

第五节　地洼区内部构造的元素分配……（75）

第六节　地洼区元素分配的差异性……（77）

第七节　地洼阶段的一般地球化学特征……（78）

第五章　大地构造地球化学演化及其原因……（80）

第一节　大地构造地球化学演化……（80）

第二节　大地构造地球化学演化原因……（80）

第六章　大地构造成矿作用……（86）

第一节　成矿大地构造类型(阶段性)……（86）

第二节　大地构造成矿作用的演化……（87）

第三节　大地构造成矿作用的专属性……（87）
第四节　大地构造成矿作用的差异性……（88）
第五节　大地构造成矿作用的继承性……（89）
第六节　大地构造成矿作用的控制性……（89）
第七节　大地构造成矿作用的多因复成性……（90）
第八节　大地构造成矿作用的生因性……（91）
第七章　中国大地构造地球化学分区……（92）
第一节　大地构造地球化学分区原则……（92）
第二节　地槽型构造地球化学区……（94）
第三节　地台型构造地球化学区……（95）
第四节　地洼型构造地球化学区……（96）
第五节　中国大地构造地球化学区的分布特征……（106）
第八章　个别元素的大地构造地球化学……（108）
第一节　锡的一些大地构造地球化学特征……（108）
第二节　金的一些大地构造地球化学特征……（120）
第九章　各家大地构造地球化学研究概述……（138）
第一节　板块构造地球化学……（138）
第二节　地质力学的地球化学研究……（149）
第三节　多旋回构造的地球化学问题……（157）
第四节　断块构造地球化学研究……（158）
第五节　镶嵌构造地球化学研究……（159）
第六节　各家大地构造地球化学研究的展望……（159）
第十章　地壳基本构造单元的元素丰度……（161）
第一节　地槽区的化学元素丰度问题……（161）
第二节　地台区的化学元素丰度问题……（164）
第三节　地洼区的化学元素丰度问题……（165）
第十一章　大地构造地球化学的找矿意义和靶区选择……（167）
第一节　大地构造地球化学的找矿意义……（167）
第二节　大地构造地球化学与成矿预测……（167）
第三节　大地构造地球化学与靶区选择……（170）
尾　语……（171）
参考文献……（172）
英文摘要……（175）

CONTENT

PREFACE

CHAPTER 1 INTRODUCTION …… (1)

1. Survey of tectonogeochemical branches …… (1)
2. Geotectonic geochemistry …… (11)

CHAPTER 2 GEOCHEMISTRY OF GEOSYNCLINAL STAGE …… (17)

1. Features of element abundance and enrichment-dispersion in geosynclinal stage …… (17)
2. Features of element association of magmatism in spatial distribution …… (31)
3. Concentrated features of ore-forming element in metallization …… (32)
4. Allotment of element association during development processes of geosynclinal region …… (34)
5. Element allotment in internal structure of geosynclinal region …… (36)
6. Some geochemical features of geosynclinal stage …… (37)

CHAPTER 3 GEOCHEMISTRY OF PLATFORM STAGE …… (38)

1. Features of element association of magmatism …… (38)
2. Distribution feature of element in Emei mountain basalt …… (39)
3. Concentrated Characteristics of ore-forming element in metallization …… (42)
4. Spatial and Chronological enrichment of element association of exogenetic mineralization …… (43)
5. Allotment difference of metallogenic element of platform region …… (44)
6. Evolution of chemical component of clayrock in platform region …… (45)
7. Some geochemical features of platform stage …… (45)

CHAPTER 4 GEOCHEMISTRY OF DIWA(GEODEPRESSION) STAGE …… (47)

1. Features of element abundance and enrichment-dispersion in diwa stage …… (47)
2. Features of element association of magmatism in spatial distribution …… (71)
3. Concentrated features of ore-forming element in diwa stage …… (72)
4. Allotment of element association during developmental processes of diwa stage …… (73)
5. Element allotment in internal structure of diwa stage …… (75)
6. Difference of element allotment of diwa region …… (77)
7. Some geochemical features of diwa region …… (78)

CHAPTER 5 EVOLUTION AND ITS REASON OF GEOTECTONIC GEOCHEMISTRY …… (80)

1. Evolution of geotectonic geochemistry …… (80)
2. Evolutional reation of geotectonic geochemistry …… (80)

CHAPTER 6 GEOTECTONIC METALLIZATION …… (86)

1. Geotectonic typys of metallization (stage nature) ····· (86)
2. Evolution of geotectono-metallization ····· (87)
3. Specialization of geotectono-metallization ····· (87)
4. Difference of geotectono-metallization ····· (88)
5. Inheritance of geotectono-metallization ····· (89)
6. Controlled nature of geotectono-metallization ····· (89)
7. Polygenetic compound nature of geotectono-metallization ····· (90)
8. Generation of geotectono-metallization ····· (91)
CHAPTER 7 DIVISION OF GEOTECTONO-GEOCHEMICAL REGION IN CHINA ····· (92)
1. Principle of geotectono-geochemical division ····· (92)
2. Tectono-geochemical region of geosynclinal type ····· (94)
3. Tectono-geochemical region of platform type ····· (95)
4. Tectono-geochemical region of diwa type ····· (96)
5. Distributive feature of geotectono-geochemical region in China ····· (106)
CHAPTER 8 GEOTECTONO-GEOCHEMISTRY OF MONO-ELEMENT ····· (108)
1. Some geotectono-geochemical features of tin ····· (108)
2. Some geotectono-geochemical features of gold ····· (120)
CHAPTER 9 GEOCHEMICAL STUDING SURVEY OF DIFFERENT GEOTECTONIC THEORY ····· (138)
1. Geochemistry of plate tectonics ····· (138)
2. Geochemical study of geomechanics ····· (149)
3. Geochemical problems of multicyclic tectonics ····· (157)
4. Geochemical study of fault-block tectonics ····· (158)
5. Geochemical study of mosaic structure ····· (159)
6. Look ahead of geotectonic geochemical study ····· (159)
CHAPTER 10 ELEMENT ABUNDANCE OF EARTH'S FUNDAMENTAL TECTONIC ELEMENT ····· (161)
1. Problem of element abundance of geosynclinal region ····· (161)
2. Problem of element abundance of platform region ····· (164)
3. Problem of element abundance of diwa region ····· (165)
CHAPTER 11 EXPLORATARY SIGNIFICANCE OF GEOTECTONIC GEOCHEMISTRY AND SELECTING OF TARGET AREA ····· (167)
1. Exploratary significance of geotectonic geochemistry ····· (167)
2. Geotectonic geochemistry and metallogenic prognosis ····· (167)
3. Geotectonic geochemistry and selection of target area ····· (170)
REMAINING REMARKS ····· (171)
REFERENCES ····· (172)
ABSTRACT (English) ····· (175)

第一章 绪 论

大家知道，国内外都十分关注和重视构造地球化学的理论研究和实际应用。作为构造地球化学一个分支的大地构造地球化学，在论述地壳运动和元素运动之间关系及机理，以及在矿产预测、找矿方向及找矿地域的确定、靶区优选等方面，又有它自己不同于一般的指南意义。

为了更好地论述大地构造地球化学以及了解它在构造地球化学中的意义，首先有必要对构造地球化学的分科作一简略概述。

第一节 构造地球化学分科概述

关于构造地球化学的分科问题，笔者曾进行过论述。为了比较详细和精确地阐明构造地球化学的现象、作用、过程和机制，我们偏重于从构造地质学角度来进行划分，并结合当前国内外研究构造地球化学的现状，大致可以将其划分为十五个方面：

(1)微构造地球化学；

(2)裂隙构造地球化学；

(3)褶皱构造地球化学；

(4)断裂构造地球化学；

(5)不整合构造地球化学；

(6)环形构造地球化学(包括旋扭构造地球化学)；

(7)火成岩构造地球化学(包括接触构造地球化学)；

(8)沉积岩构造地球化学；

(9)成矿构造地球化学(包括矿田、矿床和矿体构造地球化学)；

(10)深部构造地球化学；

(11)地震构造地球化学；

(12)大地构造地球化学(包括区域构造地球化学)。由于大地构造学派很多，故不同的大地构造学派都可以根据自己的构造观点来探讨构造地球化学问题，阐明大地构造地球化学规律。这样就有了地洼构造地球化学、板块构造地球化学、多旋回构造地球化学、镶嵌构造地球化学、地质力学构造地球化学、断块构造地球化学等；

(13)宇宙构造地球化学；

(14)实验构造地球化学；

(15)应用构造地球化学。

下面我们逐一概略阐述。

一、微构造地球化学

微构造地球化学是研究显微构造与化学现象之间生因关系等问题的学科。近年来，它特别引起人们的注意，进行了颇多的研究工作。

1. 板岩劈理片的微化学

例如，显微镜下超薄片研究板岩中折劈理与微化学的关系表明：所发育的折劈理主要是在结晶过程中形成的，而压力溶解和机械旋转促进了结晶过程。折劈理实质上是由富层状硅酸盐区域（不溶性矿物集中）和富石英区域（颗粒增生）体现出来。富石英区域主要由绿泥石、云母和石英，以及少量的钠长石和碳酸盐组成。而富层状硅酸盐区域的物质却要比富石英区域致密得多，可作为非溶解物质在压力溶解（溶解转化）过程被动集中的一个征兆。富层状硅酸盐区域内的云母晶体比富石英区域内的云母晶体有着较多的多硅白云母，即伴随着 Al^{3+} 被 Si^{4+} 的置换，增加了 Al^{3+} 被 Mg^{3-} 和 Fe^{2+} 的置换。富石英区域有着较多量的绿泥石，而富层状硅酸盐域有着相对少量的绿泥石，并且绿泥石中，相对于富石英区域的，又有着较多的富 Al 颗粒和较少的富铁颗粒（S. H. White 等）。

2. 张折劈理的微化学研究

J. H. Behrmann 在研究低级糜棱岩中的白云母微构造和微化学时，选择了受过剪切的 A 型白云母残斑晶作了电子探针分析，分析的元素重量百分比数据显示出张折劈理存在的信息。在张折劈理中，硅含量减少了3%以上，微剪切带中的钾有减少1%—2%的趋势，铝减少为原始含量的一半，而铁在原始平均含量为3%的基础上得到了明显的增加。

3. 矿物的微构造化学

I. Allion 在论述伴随剪切带内花岗岩变形的微构造及化学转变时指出，其更长石和正长石的变化，相对于原来的颗粒而言，增加了钠，失去了钙和钾。这表明变形期间，元素有近范围内的重新分布。

F. 波杰斯等在研究剪切斜长岩的微构造和微化学时，观察到部分斜长石变为钠长石，而且所有的长石颗粒均具有富钠的环圈。

K. R. Mclay 指出：受到剪切的方铅矿，随着其扭折和变形以及在核部边缘上的动力重结晶作用，导致颗粒的提纯。

4. 微构造与元素的成矿富集

笔者等在江西省洪水寨地区，探讨微构造与锡、钨富集的关系时得出，锡、钨元素在应力强度相对强和相对弱的区域内含量低，趋于分散，而在应力强度相对处于中等的区域内则含量高，趋于富集。而且钨元素比锡元素在应力稍大的环境中更易富集。这对大多数 W、Sn 共生的矿床常出现下钨、上锡的分带现象又提出了一种解释，反向分带现象亦可作这种解释，即与生成时的应力环境有关。

二、裂隙构造地球化学

主要研究肉眼可见的节理、片理、劈理等与伴生的化学现象之间的关系。

1. 压力溶解与裂隙脉的形成

A. Beach 作了变形硬砂岩中压力溶解和裂隙脉形成的地球化学研究，并把压力溶解所迁移的物质与沉淀在脉中的物质进行了地球化学对比，研究表明：①压力溶解和脉的形成同时出现在简单剪切变形带内，且劈理发育紧密地结合着脉的生长。压力溶解使得不溶性矿物相对富集，故间隔劈理或剥离劈理可以称之为“压力溶解劈理”。②伴随压力溶解出现矿物反应，产生菱铁矿、石英和粘土矿物，粘土矿物的发育是由于长石、绿帘石受压溶劈理作用所致。③石英的压力溶解沿着不连续的劈理面出现，并且劈理面的出现是由于不溶性矿物集中的结果；④虽然在压力溶解劈理存在的区域内，硅表现为减少，而铁和钙却表现为变富。但是断面浓度表明，石英脉中含有的硅要比围岩中由于压力溶解所失去的硅更多；Fe_2O_3 和 CaO

在剪切带内部的浓度要比由于压力溶解而迁移到脉附近的 SiO_2 的富集来得更高。因此，在剪切带内由压力溶解所引起的硅的重新分布，不能说明脉中所有的石英，或者铁和钙所增高的浓度。⑤因此推测，物质经由一种孔液流相，从一个外部源地被带入到剪切带，即带入到剪切带内的有 Si、Fe、Ca、CO_2、H_2O 等。

2. 劈理发育期与成矿元素的活化、富集

M. J. 格列逊等在研究澳大利亚中维多利亚含金板岩带中变沉积岩内劈理发育期间金的活化作用时指出，Ti、Zr、Y 和 Ir 的含量，在劈理层中的含量要比在邻近的非劈理层中高二倍。而根据含金板岩中变沉积岩内劈理发育的不均匀程度，可以大致估计与在沉积岩变质作用期间有关的 Au、Ag、As、Sb、Cu、Zn 的含量。并认为，从页岩、粉砂岩、杂砂岩中释放出大量的金(劈理化前金平均含量是 5.0×10^{-9}，在变形变质期间只释放出 0.53×10^{-9} 的金)，但它们不象是金矿床中金的来源。说得更恰当一些，金大概是从有着较高含金量的岩石中获得的。

R. J. Knipe 指出，在劈理发育时，化学过程和机械过程都是重要的，所有化学反应，都受到变形的影响。

由以上可见，裂隙构造变形和裂隙构造产生过程的化学变化是孪生的。裂隙构造提供了元素分异(富集和分散)的场所，裂隙构造产生过程中，发生了元素的重新组合。这个方面的研究，为矿床矿质来源的研究提供了一个方向。其实，层控矿床类型之一，实质上是构造成矿。由此推论，我们在灰岩地区所见的许多方解石脉，砂岩地区所见的许多石英脉，并非是岩浆热液作用形成，而是在构造作用下，诱发其它因素，共同作用下形成的。

三、褶皱构造地球化学

B. B. 别洛乌夫认为，地壳内物质沿层面的重新分配是褶皱作用的基础。即自下而上的构造压力集中并扩散在成层岩层的各部分内，和岩石形变的抵抗作用在一起引起岩层的不均一垂直压缩和材料沿层面的重新分配，这种分配就是褶皱作用的基础。很显然，褶皱作用中的物质塑性流动是非常发育的。

由于褶皱构造中不同部位的应力状况存在着差异，因此在物质成分上的分布也存在着差别。以铁石英岩在褶皱构造的不同要素中物质成分的变化为例：根据化学分析、矿物学和工艺研究，以及层和颗粒的工艺岩石学测定资料，查明铁石英岩物质成分的变化取决于它们在褶皱构造中的位置。这种关系表现为：①在整个含铁石英岩段中，小褶曲核部的铁含量要比翼部贫，平均贫3%；②Al_2O_3、MgO、CaO 在褶皱核部要比在翼部高；③核部富碳酸盐；④褶皱核部的磁铁矿比翼部少4.8%；⑤褶曲核部石英含量要少4.1%；⑥矿层厚度在向斜核部要比翼部厚；⑦含铁石英岩中磁铁矿和石英的颗粒，在褶曲核部的要比翼部的大一些。

褶皱构造的不同部位，对不同成分的岩浆也起着一定的控制作用。即在褶皱构造作用控制下，酸性岩大都形成于拉伸带，即背斜鞍部或向斜槽部；基性岩大都形成于压缩带，即背斜、向斜的核部；而中性岩一部分形成于压缩带，一部分形成于拉伸带，占据中和面上下两方而的褶皱核部的空间。这种构造对岩浆岩的控制规律，推而广之，还可表现在较大的构造，即复背斜和复向斜等较复杂的中型构造，以至大地构造单元的正负单位。例如，地穹和地洼，地穹隆起区酸性岩浆岩发育，地洼盆地基性岩浆岩发育。

由上可见，一般在背斜部分较集中相对密度小、半径大和活泼性较强的元素，向斜部分较集中相对密度大，半径小和活泼性较差的元素。例如，湘西古丈县万岩溪基性超基性岩呈

岩床状，基本上为顺层侵入体，与地层一起经受了褶皱构造运动。在岩床的背斜部分，钠长伟晶岩体特别发育，钠长石晶体可达5cm 左右，显然集中着 Si、Na、K 和稀有元素等。而在岩床向斜部分，则不发育钠长伟晶岩，基本上为基性岩类，显然集中着 Fe、Mg、Cr、Ni 等元素。显而易见，同褶皱构造运动的岩浆岩体，其分异、岩相、岩石类型分布，以及元素的分布，与褶皱构造的应力场特征有关。

由于褶皱构造常由成岩层岩石构成，而且背斜侵蚀显现明显，因此，由地层所显现的地球化学晕，与背斜构造相吻合。因此，地球化学晕在一定程度上可反映出褶皱构造。

四、断裂构造地球化学

断裂构造地球化学的正确称谓应为断层构造地球化学，由于习惯，才称作断裂构造地球化学。由于断裂构造与成矿关系密切，所以断裂构造地球化学的研究受到地质工作者的特别重视，这种研究对找矿勘探和成矿预测有着直接实际的意义。

近年来，国内外对断裂构造的地球化学问题进行了广泛而又深入的研究。

通过研究使我们认识到断裂构造地球化学系研究断裂构造形成、演化、发展和衰亡过程中所产生的地球化学作用和地球化学现象，以及对物质组分的生成、迁移、富集和控制作用，同时也研究地球化学过程对构造断裂形成机制的制约和影响。简言之，断裂构造地球化学就是研究断裂构造与地球化学的关系及其时空规律性的学科。研究它能有效地寻找矿体和矿床等。

不同规模、不同性质的断裂构造带所控制的沉积盆地，例如张性盆地和压性盆地，在沉积物的元素成分类型上以及外生成矿元素的富集上，存在着明显的差别。

不同性质、不同深度的构造断裂的形成，以及断裂构造的变形强度和不同部位，对岩浆成分、生成、演化和分异起着重要的作用，从而生成不同种类、不同成分的岩浆岩。因此，可以根据火成岩的物质成分特征（所谓应力元素和应力元素组合）来推论断定断裂构造的环境、性质和深度等（即所谓应力岩石和应力岩石组合）。

断裂构造活动与成矿溶液活动息息相关。故在断裂构造处常形成地球化学异常和矿床。因此，矿床存在的本身，就可被看作是一个大的、非常醒目的地球化学异常。按这种异常规模、范围、特征、组合等，可以推定断裂构造的性质、规模和深度等。例如，巨型矿床的存在常可作为深部断裂构造存在的标志。

断裂构造活动过程中，其化学作用非常复杂，有塑性流动、压力溶解、重结晶作用、元素的动力分异、断裂变质作用、水解和脱水作用、去硅作用、脱碳和成碳作用、氧化和还原作用、核反应、物质的带出和带入等。所以对断裂构造岩不仅要进行地质的、物理（力学等）的研究，而且还应该进行岩石化学、矿物化学、微量元素、稀土含量、同位素组成、同位素年代学等方面的研究，即进行地球化学的研究。一些研究表明，断裂构造的应力环境与其所影响达及范围内的元素和元素共生组合的分配，存在着密切的关系。如随着断裂构造内应力的递增和递减，有些元素作相应的或相反的有规律的分配，在不同性质的断裂构造中或同一断裂构造而不同应力部位中，不同元素作不同规律性的分配；在不同深度的断裂以及同一断裂的不同深度，元素的赋存状况也显示差别。所以运用地球化学标志（应力元素和应力元素组合等）来研究断裂构造的性质、期次、组合和剥蚀深度等，以及断裂构造的产生、发展、演化等，是非常有意义的。

由于断裂构造作用引起元素的聚散，当元素的聚积程度超过工业品位，并具有一定规模

时，则形成矿床。这种成矿作用可以称为断裂构造成矿作用，它是构造成矿作用的类型之一。断裂构造成矿作用为我们开阔了找矿思路，明确了新的找矿方向，增添了找矿远景地段。例如，某一著名内生金属矿山的主要断裂构造的地球化学研究表明，断裂构造在主要成矿元素的再富集方面起着重要作用，根据这种断裂成矿作用，我们积极提出建议，结果在以前认为无希望的断裂构造地段，找到了新的、富而多的 Sn、Pb、Zn 矿体。

内生成矿作用通常均产出有断裂构造地球化学异常标志，研究这些异常特征，是寻找和追索隐伏或半隐伏矿床的有效方法，同时也是研究成矿溶液来源、运动和演化的可行途径。

断裂构造地球化学作用与影响所及的岩石类型、组分等有关。化学作用在一定的程度上受原有矿物相的选择性分解作用所控制，在同种岩石或不同种岩石中，不同元素和同一元素有着不同的亏损和富集情况。因而，在断裂构造中，元素的分配不是简单地均匀化作用，或递增、递减的关系，而是一个复杂的过程。如有些被认为是不活动元素，但在断裂构造作用下，这些元素却变得比较活动；与之相反的情况也是有的。

断裂构造的地球化学作用，使得在断裂构造中产生了一套在地球化学、矿物化学、矿物相、结构构造等上与众不同的岩石。可见，断裂构造作用可以生成岩石，这种成岩作用可以称之为断裂构造成岩作用，它是构造成岩作用的类型之一。

断裂构造还会引起水、气、矿液、地下水、油气等的物理场和化学场的变化和破坏等。

断裂构造的地球化学作用，并不是简单地由应力或机械力所产生的。其实，伴随着断裂构造的孕育、产生、演化、衰亡的过程，不仅有应力作用，而且还会有热、电、磁、重力、光、声等的作用（以上可总称物理场），而且还有化学环境，如氢离子浓度、氧化还原电位等的变化（可总称为化学场）。由元素及其本身性质（物质场）以及断裂构造的物理场、化学场，才决定了断裂构造的地球化学特征。

五、不整合构造地球化学

M. B. 阿尔盖拉尼对英国等地一些不整合而的地球化学进行了研究后指出：①SiO_2浓度的增加与硅化作用的增加相对应。②K_2O 与 Al_2O_3的变化曲线在趋向上相似，这反映了分解的铝-硅酸盐及高岭石的存在，高岭石可能在不整合面上富集。③沿不整合面及含铁风化层 Fe_2O_3含量增高，这是由于氧化还原成岩作用的增强所致，而且由于持久暴露使沉积物逐渐变红。④MgO 的存在是不整合面附近白云石化的标志。⑤CaO 曲线可作为砂岩中新导入亮晶方解石胶结物的显示。该曲线与 MgO 曲线对比，易于鉴定地下的脱白云石化带，这种脱白云石化带常见于在不整合面附近。⑥P_2O_5的存在是碳酸盐岩受磷酸盐化作用的标志，磷酸盐化作用需要有机物与盛行的还原环境相结合，不整合面附近 P_2O_5的缺乏是不存在还原环境的间接证明，这提示了不整合面出露时期的氧化环境。⑦Sr 是碳酸盐岩及砂岩胶结物良好的成岩标志，不整合部位 Sr 值的增加可能是新导入的胶结物堵塞了孔隙空间所致。而 Sr 的消减则表明已发生了白云石化及脱白云石化作用，通过溶解及沉淀（而不是固态扩散）作用导致了 Sr 的损耗。

不整合构造是薄弱面，当遭受构造变动时，易产生滑动、破碎和错动。它本身构成了低压应力、低化学位能场所。因此，成矿物质较易往这儿迁移、富集而形成矿床。例如，衡阳盆地金鸡岭铜矿和柏坊铜矿的一些铜矿床，就生成在这些地段，显示出构造因素是生成矿床的主导因素。

六、环形构造地球化学

环形构造是物质从地壳深处向地表迁移的一种形式，它显现出地球内部物质的旋转性，说明物质趋向于以最小的表面张力的形状进行运动。而这种旋转，深部的可能受地幔物质的涡流状运动所控制。

典型的环形构造由旋扭力和垂直应力形成，具有环形断裂、放射状断裂，甚至环形褶皱等构造形迹。例如，帚状构造、莲花状构造等。

O. N. 斯连北克(1981)在研究岩石圈旋转构造时指出：在旋转构造挤压区及下伏的变质带中富集较小的离子和原子半径的元素，形成晶体化学上的致密结构；而在较小挤压区和上覆变质岩中富集有较大离子和原子半径的元素和密度较小的封闭体矿物。

张治洮(1981)指出：新疆磁海矿田内杂岩体的不同岩相是由于旋转构造的动力分异造成的，中心偏酸性，外圈偏基性。

环形构造往往是成矿元素富集场所，并显现规律性分布，如江西某旋转构造，成矿物质聚集在收敛段1/3处；又如木龙沟旋转构造，铁的主要储量集中在砥柱靠近旋回层收敛的一侧和旋回层附近收敛地段，而 Zn 与 Cu 依次离砥柱较远区，Pb 在旋转构造展布范围以外的附近地带。

七、火成岩构造地球化学

火成岩的岩石类型，矿物成分和地球化学特征，与它侵入的构造环境和生成时的构造应力环境十分密切。

A. 哈克(1896,1906)早就指出，大西洋型和太平洋型岩石这两大类火成岩与全球最重要的大地构造单元有着密切的关系。B. B. 别洛乌索夫(1953)认为："对于地台现在发生着隆起和破碎作用的那些地方的巨大断裂地区说来，大西洋式的岩浆可作为其特征"，并指出太平洋式的岩类一般是褶皱地区所特有的。之后，T. F. W. 巴思(1962)强调指出，太平洋型和造山运动之间的关系，大西洋型和非造山活动之间的关系。

其实，以往有关花岗岩的成分特征分类，具有一定的构造含义。"钙碱性"花岗岩是火山弧岩浆作用的产物，"碱性"和"过碱性"岩浆与板块内部的环境有关，而"过铝"花岗岩主要是在大陆碰撞期间由沉积岩的深熔作用造成的。S 型花岗岩被推断为大陆碰撞的产物，而 I 型花岗岩则被推断为科迪勒拉型环境和造山期后隆起的产物，A 型和 M 型花岗岩分别包括了非造山环境和大洋岛屿环境下生成的花岗岩。

板块构造学说在探讨与火成岩成分的关系上，做了许多研究工作。

莫尔指出，从俯冲带向大陆内地，安山岩的含钾量逐渐增高，以及美国西部新生代火成岩的钾钠含量的比率，由西(海洋)向东(大陆)逐渐升高。迪肯逊和哈萨顿统计了美国太平洋海岸20多个火山地区的岩石化学成分及地震震源的深度，求出含钾量与震源深度的关系，名为 k/n 比率；以及含钾量与俯冲带(深海沟)到震中距离的关系，名为 k/d 比率。

在玄武岩的地球化学特征研究上，板块学说划分了岛弧玄武岩、洋中脊玄武岩和板内玄武岩等。M. R. 帕雷特和 D. A. 葛斯特指出，原始的岛弧玄武岩和洋中脊玄武岩的主要元素组分是相似的，而同板内海洋玄武岩有显著的不同。相对于正常的洋中脊玄武岩和板内玄武岩而言，岛弧玄武岩的特征是富集了大离子的亲石元素，而高场力的离子(例如 Zr,Nb,Hf)数量则较少。

I. M. Rooke 把非洲13个花岗岩体划分为二组：造山组和非造山组。他指出 Si、Fe^{+2}、K 和 H_2O^+ 的平均数值在二组花岗岩中没有什么显著的不同，而同种主要元素和一些微量组

分则显示出较大的变化：Al、Ca、Mg、Sr 含量在造山岩石内是低的，而 Fe^{3+}、Na、Mn、Ga、Li、Nb、Y 和 Zr 含量高，并相对浓集，显示有一个较大的波动范围。造山杂岩之间的变化，比起非造山杂岩的而言，变化是较小一些。

W. L. Petro 等研究了挤压性和张裂性板块边界深成岩套主要元素的化学特征后指出，深成岩的主要元素成分能用来区分它们的构造位置。他所列的准则如下：①分异指数和标准矿物斜长石的频率分布表明，单峰（中性）分布是挤压性岩套的特征，单峰酸性是两可的。②张裂性岩套的钙碱指数介于50—56之间，而挤压性岩套的钙碱指数的变化范围是60—64，中间范围（56—60）是两可的。③张裂性岩套的 *AMF* 三元图与挤压性岩套的对比，数据点沿 *FM* 边较分散。富含碱金属的张裂性岩套的特点是数据在平行 *AF* 边的方向上分散。④过碱性岩石是张裂性岩套所特有的，而挤压性岩套往往含有过铝质岩石的频率较高。准铝质岩石在两类岩套中都常见。

B. H. 多夫加尔和 B. A. 舍罗基赫对不同大地构造位置的辉长岩和正长岩有关组合的岩石化学特征研究表明：化学成分差别见于地槽和非地槽辉长岩之间，部分见于地槽和非地槽似长石正长岩类之间，在碱度和暗色度上出现的差别具有一定的方向性。

火成岩体类型、成分与所处的构造位置也存在着密切关系。例如，科迪勒拉造山带，从靠大洋一侧向内陆，花岗质岩基成分发生有规律变化，SiO_2 和 K_2O（或 K_2O+Na_2O）含量逐渐增高，而 CaO、MgO 和 FeO 的含量逐渐降低。

J. A. 皮尔斯（1984）按侵入构造环境，把花岗岩分为4类：洋脊花岗岩、火山弧花岗岩、板内花岗岩、碰撞带花岗岩。并运用痕量元素等成分进行了判别，指出洋脊花岗岩的特征是大多数元素的标准化值都接近1；火山弧花岗岩的特征是 K、Rb、Ba、Th 以及 Ce、Sm 比 Ta、Nb、Hf、Zr、Y 和 Yb 富集；板内花岗岩的共同特征是从 Hf 到 Yb 的丰度值接近标准化值，K、Rb 和 Th 的丰度值高；碰撞带花岗岩的特征是同期的则 Rb 含量特别高。

由上可见，火成岩构造地球化学主要是研究火成岩的物质成分（主元素、微量元素、稀土元素、同位素等）与地质构造（构造阶段、运动类型、构造环境、应力环境等）之间关系的学科。

八、沉积岩构造地球化学

沉积岩的岩石类型、矿物成分、地球化学类型与沉积盆地的构造环境有着密切的关系。

Crook（1974）和 Schwab（1975）指出富石英的岩石在岩石大多数上来自岩浆岛弧的火山成因来源区，石英含量中等的岩石主要与主动大陆边缘或其它造山带伴生。

M. R. Bhatia 认为，可以根据砂岩的主要元素成分来解释大陆边缘和大洋盆地的性质，并指出自大洋岛弧、大陆岛弧、活动大陆边缘到被动边缘，砂岩的 Fe_2O_3+MgO、TiO_2、Al_2O_3/SiO_2 递减，而 K_2O/Na_2O 和 $Al_2O_3/CaO+Na_2O$ 则递增。大洋岛弧砂岩的特征是高丰度的 TiO_2、Al_2O_3、Na_2O、Fe_2O_3 和高含量的 Fe_2O_3+MgO，低丰度的 SiO_2、K_2O 和低 Fe_2O_3+MgO、TiO_2 和高 SiO_2、K_2O、Al_2O_3/SiO_2、K_2O/Na_2O 区别于大洋岛弧型砂岩；活动大陆边缘型砂岩的特点是高 SiO_2、K_2O，低 Fe_2O_3+MgO、TiO_2，$K_2O/Na_2O\approx1$；被动边缘型砂岩通常富 SiO_2，而 Al_2O_3、Na_2O、CaO、TiO_2 则减少，$K_2O/Na_2O>1$，表明其经历反复循环和高度成熟。

九、成矿构造地球化学

这方面的研究，与其它方面的构造地球化学难以划分一个非常明显清楚的界限，因为其它方面的构造地球化学研究都或多或少地涉及到成矿问题，这里仅就成矿构造地球化学类

型一个方面，进行归纳。

成矿构造地球化学的研究，主要包括两个方面：一方面是成矿作用或成矿过程中的构造地球化学条件和构造地球化学作用。这一方面，在其它方面的构造地球化学中已有涉及，不在此多述；另一方面就是成矿构造地球化学类型的问题。

隆起区和坳陷区的成矿类型、作用等是有区别的(А. И. Перлъман, 1979)。按富集元素特点，前者为亲石—亲铜类型或称为硅铝质类型；后者为亲铜类型和亲铁类型，或称为铁镁质型和铁型。此外还有碱性—亲石类型，或称为碱性类型，以产于隆起区为主，坳陷区次之。

隆起构造的硅铝质类型分为二种情况：①陆源的，具有稀有金属花岗岩(类)的矿化作用，例如湘源地区；②陆源--碳酸盐的，具有稀有金属-硫化物-花岗岩类矿化作用。湖南香花地区的成矿构造地球化学类型，即属于此类。

坳陷构造的亲铜类型(或铁镁质型)为碳酸盐—陆源的，具有硫化物-硫盐-基性的矿化作用；亲铁类型或镁铁质类型为喷发的，具有硫化物-基性-超基性矿化作用。

碱性—亲石类型或碱性类型，通过构造的最深带，具有稀有金属矿化特征。

一个地区的构造历史背景如何，往往对成矿起着一定的作用。例如 В. А. Обручев 及其继承者查明的外贝加尔块状构造中，锡矿床和钨矿床常赋存在前侏罗纪时期，稳定地下沉，而中生代时上隆的地区；萤石矿床则赋存于古生代和中生代上升的地区。

总之，成矿构造地球化学类型的划分，一般可分为4类：①亲石型构造地球化学类型；②亲铜型构造地球化学类型；③亲铁型构造地球化学类型；④碱性型构造地球化学类型。自然，还存在着它们之间的过渡或混合类型。

十、深部构造地球化学

一些地球化学问题以及有些规模巨大、成分复杂的地球化学异常，无法用地壳构造特征来解释。因此，迫使人们注意到地球的深部构造。

不同厚度的地壳聚积着不同的元素。例如，较薄的地壳富集 Au 和 Cu，中等厚度的地壳富集 Pb 和 Zn，较厚的地壳富集 W 和 Sn。

同一元素在不同厚度的地壳中，行为、性状有异。例如 Sn，在地壳厚度较薄的地方(30km 左右)，呈现出亲硫性，或亲铜性；而在地壳厚度较大的地方(40km)，则呈现出亲氧性。

不同成分性质的地壳类型，富集的元素亦有差异。例如，硅镁质型地壳，富集元素有 Cr、Ni、Co、Pt、Ti、V、Au 等，而硅铝质型地壳，富集的元素则为 W、Sn、Bi、Mo、Pb、Zn 等。

莫霍面的起伏与火成岩的成分呈现出相关性。幔凹区以分布 S 型花岗岩为主，幔隆区主要分布 I 型花岗岩；幔凹区酸性火山岩表现出强烈的 Eu 亏损，幔隆区的火山成岩总碱量及 Na/K 值均较相邻幔凹区为大。

深部构造决定着成矿元素的聚积，例如浙江，上地幔构造凹陷为 W、Sn、Au、Ag、Hg、Sb、U 异常的集中分布区；上地幔隆起区则主要出现 Cu、Mo 异常区；Pb、Zn 异常区分布在幔凹与幔隆的过渡带。

特别要注意的深部构造是根部进入到上地幔的深断裂，它们绵延几百至数千公里，宽达几十公里，存在时间以纪和代来计算。通过深断裂，上地幔和地壳深部同地壳表面发生联系。深断裂有着星体特征，是“直通的”，即切割了地壳的各种各样的构造，因此，М. А. Фаворская (1974)等称之为“穿透构造”。一些穿透构造对巨型矿床起着“聚矿构造”的作用。

产在穿透聚矿构造中的规模最巨大的内生金属矿床，实质上是与上地幔物质成分密切相关的地球化学异常。因此，巨型金属矿床可作为“地球化学异常”来研究，它是深部构造的指示，这种指示就像出现玄武岩和超基性岩浆作用一样，具有决定性意义。

聚矿构造断裂系统控制着特殊的岩浆作用，因此聚矿构造是特殊的深部渗透带。

我国东部的东北地洼区和华北地洼区分界的白云鄂博—开原深断裂为穿透性聚矿构造，沿着深断裂带自西向东分布有白云鄂博(稀土)、黄岗梁(Sn)等超大型矿床，而且还分布有大型的S、Cu、Pb、Zn、Au等矿床。

深部构造带还可以整个西非的活化带为例，它延伸数千公里，穿过了不同年龄(从太古宙到古生代)的岩石。在整个的区间内，以碱性花岗岩类的中生代地块最为特征，这些地块富含稀有元素、W、Sn等。

水氡组分的含量可以作为深部构造的地球化学信息，即利用水氡的水化学异常来解决地质构造问题。例如，前苏联爱沙尼亚共和国，利用水中氡测量，在$4.5\times10^4km^2$范围内，获得很好的线异常，成功地圈定了深大断裂，与物探和地质原来的推断十分吻合，并又新发现了几个新的深部构造带。

十一、地震构造地球化学

震源区位于地壳深部或是上地幔甚至更深。在每一次大地震之前，均出现大量地球化学场的前兆异常，这种地球化学的前兆异常是由震源区的物理化学过程所决定的。因此，开展这些部位的应变和物质组成变化关系的研究，是地震构造地球化学的基础理论课题之一，而这也是深部构造地球化学和大地构造地球化学的基本理论问题之一。

地震构造地球化学观察，一般是以水氡为主，但对水氡异常，一定要确定它的正常值变化，排除干扰因素，才能判断出是否为真正的异常，才能更有效地突出地震异常。氡是惰性气体，来源于地下深处，在地震构造作用的地应力影响下，可以从地应力大的深层地下水挤向地应力小的地壳浅处，导致浅层地下水中氡含量增加。活动性断层使岩石破裂，新生成的破裂面其化学活性非常强烈，在较低温度下由于接触反应而析出氢气，且逸出氢的同位素比(D/H)，具有较低值(470‰ 770‰)在大、中地震前，还出现CO_2等的前兆异常。

此外，观测的地球化学内容还有水中离子、稳定同位素、放射性同位素、氧化还原电位、酸碱度等。

十二、大地构造地球化学

大地构造地球化学的问题将在下面予以阐述，在此顺便阐明一下与大地构造地球化学关系非常密切的区域构造地球化学。前者范围较大、概念抽象一些；后者范围较小、概念具体一些。

区域构造地球化学是研究区域构造(构造分区、构造带等)与化学元素及其同位素之间时空分布规律、生因关系等方面的一门学科。

区域性的壳幔结构、原始组成不均，决定了元素分布的不匀。例如浙江省，Sn元素基本上集中于温州—金华断裂带一线之南西侧，面北东侧，至今未见有锡元素富集的现象。

区域构造发展历史不同，元素分布也显出差异。因为在不同的构造发展阶段进行着不同的地球化学过程，有着不同的地球化学条件和地球化学特性，故在不同构造发展阶段的区域，有着不同的元素分配状况。

元素的分布特征与区域基底构造性质有关，如果是古老地台基底，则亲铁元素发育，分

配较多；如果是新而年青的地台基底，则亲氧、亲石元素发育，特别是脉状体的元素组合分配较多。这种状况显现出一定的继承性。

区域构造应力环境与元素的分布也呈现出一定的规律性。挤压环境下，一般是亲硫元素分配较多，聚积明显；张裂环境下，则一般是亲氧元素分配较多，富集明显。

区域构造的方向、形态、规模、复合等均与元素分布呈现出一定的关系。

构造带交汇处元素组合复杂，具有各构造带的元素组合特征，根据这些特征的强度，可以大致确定各构造带在交汇区发育的程度。

由区域构造与元素分布的关系，我们可以反推，即研究区域性的元素分布、演化等来说明区域构造的历史、形成和演变等。一般来说，元素及元素组合愈复杂，则区域性的构造活动就愈强烈和多期次。

研究区域构造地球化学，对于成矿规律、矿产预测、基础地质等方面的意义十分明显，它可以提高找矿勘探靶区的目的性和命中率。

十三、宇宙构造地球化学

随着宇航事业的发展，以及天文学的深入研究，宇宙构造地球化学将会愈来愈引起人们的重视。现有宇宙研究也表明宇宙构造与物质成分、物质性质均有一定的内在联系。例如，太阳系中的行星，所距太阳的远近，就与物质成分有着关系。行星愈远，挥发性元素组分就愈易保留，"气圈"较发育，并见"光环"构造。

行星上亦见有宇宙构造，如地球上和月亮上的陨石坑，并伴随着出现一些震裂锥构造。陨石坑的形成产生了冲击变质岩(或碰撞岩)，这种岩石有着它独有的结构和成分，出现高温矿物组合和新的矿物变种，以及玻璃质，有的碰撞岩还含有金刚石。还有人认为陨石坑构造，形成了巨大的矿床，如 Fe，Ni 矿床等。

加拿大肖特贝里镍矿就与陨石坑构造有关。该区现为一长30km，宽15—20km 的椭圆形盆地。陨石冲击的结果，使四周的岩石熔化，而超基性岩浆上升，形成岩盆，在岩盆中则生成了镍矿。

十四、实验构造地球化学

许多构造地球化学问题可以进行模拟实验，这对了解构造地球化学作用及其进行过程有着十分重要的意义。在实验时借助于简化成复杂化的条件，可以查明在应力差、温差、地球化学位能差、浓度差、地球物理场差等情况下，元素在构造活动进行中的行为和结果，从而为阐明构造作用与地球化学作用，成矿作用和成岩作用等关系，提供充足的理论和实验依据，以及实际材料。

实验构造地球化学要配备专门的实验室，配置各种有关的仪器设备，模拟天然条件下构造地球化学作用和过程，从而为充实和发展构造地球化学方面做出有特色性的成果。

贵阳地球化学研究所在实验构造地球化学方面，做了大量的工作。实验表明，挥发性元素的迁移、停集和逸散与构造作用的强弱程度有关；黑云母在高温高压前后，FeO 含量有显著差异，Al_2O_3、SiO_2、Na_2O 亦显出差别。这些实验为阐明构造作用和元素富集之间有机的联系，提出了实验依据。

构造地球化学模拟实验可以结合地震构造的一些模拟实验和地球物理的一些模拟实验来共同进行，以了解各种物理场、化学场下元素的性质和活动。

实验构造地球化学是今后应特别加强研究的一个方面。

124337

十五、应用构造地球化学

上面所列的构造地球化学各个方面，都或多或少的包括了一些应用问题。为了使理论更好地运用于生产实践，有必要归纳出应用构造地球化学。

构造地球化学既具有高度的理论性，也具有非常直接的实用性，它的应用范围十分广泛，主要有以下几个方面。

1. 解决构造问题，如确定构造的存在、应力性质、构造环境、构造深度、构造类型、构造变动强弱，以及判别构造发生的顺序等。

2. 解决某些矿床成因问题，阐明构造成岩作用、构造成矿作用。

3. 根据构造地球化学一般规律性和具体特征，进行成矿预测，圈出成矿有利地区和地段，并可直接进行盲矿体的预测和寻找。

4. 应用构造地球化学异常、寻找和圈出地热(水)构造。

5. 预报地震，因为可以确定前兆，这是由于在地震发生之前，在断裂带上出现气体异常和水化学异常。

6. 解决一些元素的形成、产生、分布、分配、迁移、集中、分散和富集的问题。

此外还可运用于环境地质和保护人类健康以及工程建设等方面。

在应用地质学领域中，构造地球化学将会发挥十分重要的作用。

第二节　大地构造地球化学

我们知道，学科之间的杂交、交叉、结合、综合、横向转移、横向流溢、横向联系、横跨、相互回采，会深化和扩大各自的研究领域，因而出现了新的研究问题和新的学科。所谓新，只不过是刚开始新上的部分。

在地质科学领域上，由于生产实践的需要，以及人们认识的提高和深化，并为了说明、利用、掌握自然界，需要研究一些新的问题，大地构造地球化学正是新上的部分。

一、大地构造地球化学的定义和任务

大地构造地球化学是研究大地构造(大地构造阶段、地壳运动类型、大地构造单元和单位、构造系、壳体、断块、地体、全球构造等)与地球化学(包括浅部和深部的化学反应、核过程、元素的形成、分布、迁移、集中和富集等)之间的关系及其规律性和形成机制(大地构造地球化学的动力学机制等)，是介乎大地构造学与地球化学之间的一门边缘学科。

它的主要任务有以下几个方面：

(一)各种不同大地构造单元的地球化学特征，不同大地构造发展阶段的地球化学过程及其演化特征，以及地球化学作用所反映的大地构造过程；

(二)研究各种大地构造环境下的岩浆岩、沉积岩、变质岩和构造岩等在成分上所反映出的构造背景、构造类型和构造应力环境等；

(三)大地构造演化过程中，化学元素及其同位素的形成和分布、迁移和分配、分散和集中、贫化和富集，以及元素的存在形式，即元素在各种不同大地构造环境下的地球化学行为和习性等；

(四)大地构造运动所发生的地球化学作用，即大地构造地球化学在时(构造阶段、期次、旋回和时代等)空(构造位置、应力场部位等)上的规律性；

(五)不同性质、不同级别的大地构造单位、不同构造性质的地质体以及不同构造类型的地壳中的元素及其同位素的分布和组成的一般特征及它们的丰度值;

(六)大地构造地球化学区划及其编图研究。确定大地构造地球化学分区原则、分区标志以及大地构造地球化学图的编制方法和步骤;

(七)大地构造地球化学形成机理的研究。即从大地构造地球化学特征着手,进一步探讨构造运动起源和动力来源问题,探讨化学地球动力学问题,阐明控制大地构造地球化学的基本原因、因素和作用方式,并逐步形成一个说明地壳运动和元素运动之间关系的统一性的规律性理论;

(八)大地构造地球化学与元素集中、富集的关系,即大地构造地球化学与成矿的关系,实质上是大地构造成矿作用的研究,它着重强调大地构造对元素富集成矿上的生因研究以及成矿时的大地构造地球化学环境和背景上的分析,与大地构造成矿学的关系十分密切。

二、大地构造地球化学研究的意义和目的

大地构造地球化学研究在理论上使我们认识到大地构造与地球化学之间有着密切的相互因果关系,以及大地构造过程不仅伴随物理机械作用,而且还伴随着深刻的地球化学过程,并进而了解元素的形成、分布、迁移和集中与大地构造环境的形成和演化的相互作用和影响,使我们了解到元素的运动,即地球化学作用是决定大地构造分异和大地构造运动能量来源、大地构造运动周期性和发展方向规律性的基本原因之一。从而为进一步进行大地构造环境(物理环境、化学环境、物质环境,以及三者的有机结合——综合环境)分析、大地构造地球化学区带划分、阐明地球化学过程在地质构造上时空规律性和探寻地壳发展规律,开辟新的途径。

在实践上,可以查清各种不同的基本构造单元、各种不同的大地构造地质体在地球化学方面的特点和差别,以及在地壳运动过程中和地壳构造发展的各个阶段中、地壳构造的各种构造位置中,元素的富集等趋势,从而了解到各种不同的基本构造单元和不同构造发展阶段,以及不同类型大地构造地质体的成矿作用(大地构造成矿作用)和矿产分布规律(大地构造成矿学),因而对普查找矿和成矿预测,以及预见新的成矿类型有着直接的指导意义。

此外,大地构造地球化学的研究对地震预报、环境保护与利用、地质医学等也存在着一定的实际意义。

大地构造地球化学的研究目的是为国民经济服务,为人类健康等服务,以达到高速发展国民经济的目的,达到认识自然、利用自然的目的,因此必需深化大地构造地球化学的研究,解决实际问题。

三、大地构造地球化学的研究方法

按照研究的进行程序以及不同的方式,研究方法可以概括为以下4类:

(一)野外地质研究方法:除按一般的地质工作规范要求外,要通过实地野外工作,重点识别大地构造环境、演化特点和进程、构造型相等,以及地质体物质组分的宏观分布特征等。地质研究是基础性工作,在研究工作中,应摆在第一位。

(二)实验室研究方法:其中一些是运用相邻学科的方法,如大地构造学、地球化学、成矿学等方法,许多是地质学专业基础学科的方法,如矿物学、岩石学、矿床学等的方法,诸如矿物测定、成分测定、物理量测定等方法。

(三)实验研究方法:可称为大地构造地球化学实验方法,以确定大地构造环境的应力性

质、应力场特征和分布，以及应变特点等与元素活化、分离、富集、演化等的关系。大地构造地球化学实验方法对进一步研究大地构造地球化学过程和机理是非常重要的，而且还能够促进相邻学科的发展。

（四）综合研究方法：目的在于通过实践—理论—再实践来总结大地构造地球化学规律性，以发展大地构造地球化学。通常是采用综合分析（包括历史演变、构造性质、成分特征等）法、大地构造地球化学判别图解、大地构造地球化学图，以及数理统计模式等方法。综合分析研究需要材料充分、经验丰富和具有一定的大地构造地球化学理论知识。

四、大地构造地球化学的内容和分类

大地构造地球化学的研究内容和范围十分广泛，结合各个学派特色，大地构造地球化学可划分为地洼构造地球化学、板块构造地球化学、地质力学地球化学、多旋回构造地球化学、断块构造地球化学、镶嵌构造地球化学等。

如果侧重于从地球化学角度出发，进行内容分类，则可划分为岩浆作用的大地构造地球化学、火山作用的大地构造地球化学、沉积作用的大地构造地球化学、变质作用的大地构造地球化学和成矿作用的大地构造地球化学等。

如果从某一矿种或某一矿床类型来研究大地构造地球化学问题，如从金矿、斑岩铜矿、锡矿的角度来讨论大地构造地球化学问题，则可称为金矿或锡矿大地构造地球化学、斑岩铜矿大地构造地球化学。

如从某一元素角度来研究大地构造地球化学问题，则可称此元素的大地构造地球化学，如锡的大地构造地球化学、银的大地构造地球化学等，通称之为个别元素大地构造地球化学。

五、大地构造地球化学与其他学科的联系

大地构造地球化学与地质学领域和有关科学领域中的许多学科有关。

大地构造地球化学是构造地球化学领域内的一个专门部分。很显然，顾名思义，它与大地构造学、地球化学的关系最为密切，因为它的产生和发展是建立在这二门学科基础之上的。

大地构造地球化学与岩石学、矿床学、成矿学的关系也十分紧密。

此外，大地构造地球化学还与古生物化学、地质医学等的关系也很明显，因为前者涉及到生物生存的生态环境问题。

总之，大地构造地球化学要加强与其他学科的联系，吸收其它学科之所长，为己所用，共同促进学科的发展。

六、大地构造地球化学的发展简史

由于生产需要和实际任务的提出，以及大地构造学和地球化学的深入发展，其他学科如成矿学等的促进，使得大地构造地球化学得以产生、成长和迅速发展。

（一）国外大地构造地球化学发展简况

自本世纪70年代以来，西方欧美等国开展了大地构造地球化学，特别是大量的板块构造地球化学研究工作。

70年代，J. M. 罗克根据非洲一些花岗岩体的地球化学资料，阐述了造山带和非造山带的花岗岩的地球化学特征。前者在 Al、Ca、Mg 和 Si 上相对较高；而后者在 Fe^{3+}、Na、Mn、Ga、Li、Nb、Y 和 Zr 上相对浓集，而且有一个较大的含量范围。莫尔研究了俯冲带与岩石含

钾量的关系，指出从俯冲带向大陆内地，安山岩的含钾量逐渐增高，以及美国西部新生代火成岩的钾钠含量的比率，由西（海岸）向东（大陆）逐渐升高。迪肯逊和哈萨顿统计了美国太平洋海岸20多个火山地区的岩石化学成分及地震震源的深度，求出了含钾量与震源深度的关系，名为 k/h 比率；以及含钾量与俯冲带（深海沟）到震中距离的关系，名为 k/d 关系。另外其他学者研究了各构造带中玄武岩浆的岩石化学成分和洋脊玄武岩的微量元素含量，探讨了板块构造与火山岩化学特征的关系、现代海洋不同构造部位的玄武岩化学成分特征、洋中脊玄武岩的地球化学特点、早期弧后扩张阶段岩浆作用的地球化学成分，以及挤压性和张裂性板块边界深成岩套主要元素的含量特征等。

80年代初期，探讨了岛弧玄武岩的化学特点以及不同造山带的二云母花岗岩化学成分。稍后，研究了板块构造与砂岩成分、复理石沉积的地球化学以及一些基性超基性岩石和奥长花岗岩地球化学特征的构造含义等。

80年代中期继续研究了火山岩化学成分在构造环境上的意义，重点讨论了板块构造和砂岩地球化学组成以及杂砂岩的微量元素特征和沉积盆地构造环境判别。

80年代后期着重研讨了碰撞带岩浆作用的地球化学特征，以及建立了花岗岩类和玄武岩类的板块构造环境的构造地球化学判别图解和程序等。

可见，欧美十分着重板块构造环境与岩石成分之间关系的研究，阐明了玄武岩类、花岗岩类、砂岩类等的岩石化学成分、微量元素、稀土元素配分和同位素组成等特征上的板块构造环境的含义。

前苏联较早地开展了大地构造地球化学的研究。B. B. 别洛乌索夫在40年代就指出大地构造学和地球化学之间存在着大有希望的联系。稍后，Ю. А. 柯西金在大地构造研究方法中也指出大地构造学的三个研究方向之一，即通过对建造和它的顺序的研究，来掌握地壳大地构造单元构造-岩性发展的特征和规律，似乎远远地脱离了大地构造学，好像变成了岩石学和地球化学。

50年代，М. В. 格佐夫斯基曾具体研究了大地构造阶段与岩浆岩岩石化学的关系，他把地槽期、地台期以及地台上某些地区（例如贝加尔）的岩浆成分资料投影在一张查氏图上，可明显地看出，活化期与地台期相比，伴随有更酸性的岩浆；而与地槽期相比，则有更碱性的岩浆发育。И. В. 别洛夫则具体阐明了贝加尔后地台带中新生代火山岩系的地球化学特征。

70年代，格佐夫斯基深刻指出：化学反应及伴随的放热和吸热、体积变化等，可总称为“构造运动”。此外，Н. И. 齐霍米罗娃研究了稀有碱金属在不同构造位置的花岗岩中的分布。

80年代初期，В. Н. 多夫加尔论述了不同大地构造位置的辉长岩和正长岩有关组合的岩石化学特征，另外一些学者还研讨了地槽及地台沉积岩石与矿石的地球化学。

80年代中期，探讨了蛇绿岩套变质火山岩的化学变化所标志的不同古构造环境。И. И. 哈巴年科则指出：地壳的构造是岩块的机械迁移和物质的地球化学改造这两种基本作用共同造成，但现行的大地构造假说仅把机械运动作为支柱，而忽视了地球化学作用。并认为大地构造运动和地壳演化，是地壳通过建设期和破坏期内物质演化（内容）与构造演化（形式）的统一。

最近 B. B. 别洛乌索夫从地球物质分异和热脉冲角度论述了地壳构造发展与地球化学演化的关系，认为热是决定构造圈发展的主要因素。热脉冲引起地槽发展的开端，它的发展的末尾相当于构造圈冷却期。新的热脉冲的结果产生造山体制，在下一次构造圈冷却时转化

为地台体制。后来，在新的热激发时，可以发育为构造岩浆活化体制和裂谷体制。地球内部在热影响下，发生分馏作用，气体和相对较轻的熔融体带着热和物质升到上层，产生了地球物质的分异。别氏并指出，构造圈的物理过程与地球化学过程紧密地交织，古生代末中生代以来的大洋体制与强烈亏损的地幔上层有关，其上地幔分馏比现代大陆分布处发生得快，它更导致物质亏损，导致不相容元素丧失；而大陆体制则与亏损较小的地幔上层有关，陆壳是不相容元素的集中地。

（二）我国大地构造地球化学研究概况

我国50年代末60年代初就致力于大地构造地球化学的研究。1961年中国科学院设立的中南大地构造及地球化学研究室其任务是发展地洼学说，并把大地构造与地球化学结合起来，在陈国达教授的指导下，进行了地洼区的化学元素组合特征，以及同一地区不同地壳演化阶段的岩浆岩类的地球化学特征研究。而且陈国达还阐述了东亚式地洼型岩浆建造的一些化学成分特点(1965)，尔后又论述了大地构造地球化学问题(1978)，笔者也先后论述了华夏型地洼区火成岩地球化学成分特征(1963)，以及我国东部地洼区和地台阶段的一些地球化学特征(1978，1984)，并对我国东部地槽阶段和地洼阶段的地球化学特点进行了比较(1981)，并划分出中国大地构造地球化学分区(1988)，研讨了锡元素和金元素的大地构造地球化学，等等，无疑，这一系列的研究工作和成果，为大地构造地球化学这门边缘科目奠定了基础。

60年代中期，郝用威论述了扬子准地台中段及邻区岩浆岩的岩石化石特征，把多旋回构造运动与岩浆岩成分特点结合起来进行研究。黎彤等计算了化学元素在地壳及其基本构造单元的丰度，认为如何利用地壳这不同构造单元的丰度和不同岩类的元素特点来再造地壳的化学组成演化历史的规律等，是一个值得研究的问题。袁奎荣研究了某地地洼型花岗岩的地球化学特征，丛柏林阐明了华北断块与玄武岩化学成分的关系，以及中国东部中生代火山岩化学成分与断块构造的关系等。

70年代丁喧等人指出华北和华南由于相对活动和相对稳定的大地构造历史原因不同，从而决定了各自的物质差异。根据我国的稀有元素矿床类型，提出要研究不同构造单元的稀有元素分布量和元素迁移历史。

地质力学的地球化学研究起步也较早，李四光就以拧湿毛巾的方式来比喻扭动构造中的石油的聚集问题。侯德封(1974)从地质力学的地壳运动的自动机制出发，论述了其与物质演化的关系，认为地球自西向东，沿经度自高纬向低纬(即向赤道方向)迁移。放射性元素迁移也服从于这个运动的力学体系，并指出地球的赤道附近及中低纬地区，放射性元素迁移比较容易，也即易融相易于析出并运移，物质的分异也比较完全，而在极地及高纬度地区则相反，表现出在程度上较差，地震及火山活动也较弱。他运用这种迁移的差别，恢复历史，解释了老地台的对称分布问题。

地质力学研究者们在70年代还探讨了旋转构造与成矿元素聚集的关系问题，论述了元素的旋转动力分异，以后于80年代，吴振寰(1981、1983)综述了前寒武纪经向和纬向体系以及扭动构造型式与成矿元素富集的关系；杨开庆(1984)在安徽沙溪斑岩铜矿帚状构造的地球化学研究中，指出重元素多集中于收敛方向或内旋扭带，轻元素多集中于撒开端或外旋扭带，中间元素居中；吴磊伯(1984)略论了铀元素在中国纬向构造体系中的富集作用。近年来，董法先(1987)研究了淮阳山字型弧形褶皱系与铁铜元素分布的叠加影响。

我国地球科学工作者们，在80年代，对板块构造地球化学也有所研究，例如对中国东部上古生代、中生代、新生代玄武岩类化学成分特征的构造含义的研究，以及内蒙贝尼奥夫带的元素地球化学水平分带的研究等。

由上所述，可见我国地学界特别关注和重视大地构造地球化学，并且在这个研究方向上取得了一系列的研究成果，从理论上和实践上系统地确立这个介于大地构造学与地球化学之间的边缘学科。可以说，大地构造地球化学作为一门杂交科学，是在我国产生、建立和发展起来的，其前景将十分广阔。

七、大地构造地球化学的发展方向

由上面所述的大地构造地球化学的研究历史和现状，可见今后要大力加强以下几个方面的大地构造地球化学工作。

（一）紧密结合生产实际，继续积累大地构造地球化学实际资料，并对其进行深入的整理、分析、综合研究，从而建立更加完善和扎实的大地构造地球化学的基本理论。

（二）不断扩大、完善和建立大地构造地球化学本身自有的一套研究方法。例如大地构造地球化学图的编制方法，就亟待充实、提高和定量化；大地构造地球化学的判别图解方法也有待完善等。此外，还应吸收和引进其他学科的一些研究方法和计算技术等。

（三）大陆的大地构造地球化学资料比较丰富，研究和论述亦较多，除了继续加强研究外，海洋的大地构造地球化学研究工作，将是今后应特别注意的方向。

（四）大地构造地球化学实验研究工作，特别有赖于深部构造地球化学和微构造地球化学实验研究，故今后特别应加强宏观和微观相结合的构造地球化学实验研究工作。例如微构造地球化学的压溶作用，有人就认为是引起地幔蠕动的原因之一，也可以说是引起大地构造地球化学过程的原因之一。

（五）加强各种大地构造地球化学研究工作的交流，增强相互之间的了解、联合和渗透，从而进一步推动大地构造地球化学这门学科的发展，并进面形成一个说明地壳运动和元素运动之间成因机制的统一性理论。

（六）深化大地构造地球化学在国民经济中的服务作用，如在成矿预测、找矿靶区确定、地质灾害预防、保护人类健康等方面的实际应用。

第二章　地槽阶段的地球化学

地槽阶段地球化学的研究，无疑对了解地壳的起源、产生和形成有着直接的启示，对寻找和预测地槽型矿产，也有着直接而实际的意义。

在陈国达指导下，由广州地震大队编出的1:400万中国大地构造图(按地洼说及递进说编制)中，我国现存地槽区有冈底斯地槽区、喜马拉雅地槽区、台东地槽区。而其它地区——华北、四川、伊陕、滇西、塔里木、北疆等地在元古宙，祁连、内蒙、藏北、东北、青甘、阿尔泰等地在古生代，华南等地在元古宙及下古生代时，处于地槽区发展阶段——为古地槽区。无论是现代地槽区或是古代地槽区，在一些地球化学特征上，都有类同之处，而与地台区、地洼区(或阶段)的地球化学特征，有极其明显的差别，本章着重从我国东部湖南、浙江、江西等地来阐明地槽阶段的地球化学特征。

关于地槽阶段地球化学特征，现从以下几个方面详细论述。

第一节　元素在地槽阶段中的丰度和集散特征

我们从元素在地槽型岩浆岩中的含量特色来讨论这个问题。

一、地槽型基性超基性岩中的特征元素

在地槽区发展前期，广泛出现海底基性熔岩喷发，构成典型的细碧-角斑岩建造。如山西五台群和滹沱群的细碧-角斑岩，湖南湘东北和贵州梵净山板溪群中的细碧-角斑岩，那丹哈达中生代的细碧-角斑岩，湖南益阳元古宙的细碧玄武岩，福建前震旦系东岩组中的细碧岩和闽北前震旦系龙北溪组中的细碧-角斑岩类，云南澜沧江一带海西期细碧-角斑岩，辽东至吉南的元古宙细碧-角斑岩，内蒙温都尔庙晚古生代的细碧-角斑岩，黑龙江省下泥盆统的细碧-角斑岩，甘肃景泰老虎山地区的细碧-角斑岩等(表2-1)。

在现代地槽区，细碧-角斑岩亦见有发育，如喜马拉雅地槽区就分布有华力西期、燕山期细碧-角斑岩和细碧岩。

由表2-1可见，细碧-角斑岩建造在成分上最普遍的特点是富钠，$Na_2O>K_2O$。不仅是细碧岩，而且酸性岩类，即石英角斑岩亦是这样。而后者刚好与地洼区前期激烈时期的陆相火山喷发酸性熔岩类在这方面的含量相反。我国东部地洼区前期中生代的流纹岩类则是$K_2O>Na_2O$。杰克·格林和爱利·玻尔德法特曾指出，海洋喷发岩系成分演化的方向较趋向于Na，而陆相喷发岩系成分演化的方向较趋向于K。

地槽区发展阶段有着大量的基性超基性岩侵入。如我国昆仑、西秦岭、喜马拉雅、台湾等现代地槽褶皱带就出露有许多基性超基性岩带。在古地槽区亦见有许多基性超基性岩体产出，如内蒙古、祁连、东秦岭、北京密云、苏北、湖北隋县、豫南大别山、山东、贵州梵净山、桂东北、湘西南、闽西所见即是。

地槽区的超基性岩典型特征之一，就是多镁质超基性岩，即绝大多数镁质超基性岩产出

表 2-1　一些地区地槽阶段原细碧-角斑岩岩石化学成分表

地点		岩石名称	岩石化学成分（%）														备注
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O	CO_2	灼失	
四川腰棚子		含铁角斑岩	55.55		11.07	18.96	3.55		0.94	0.38	2.91	1.88						
		细碧岩	50.62		14.55	5.70	4.42		7.17	3.56	5.55	1.00						
青海	红沟	细碧岩	55.50	0.59	14.80	2.57	7.50	0.16	6.15	4.85	3.75	0.12						
		石英角斑岩	74.80	0.55	12.65	1.08	1.22	0.02	0.65	1.72	5.64	0.25						
		变角斑岩	58.55	0.58	13.70	2.91	1.95	0.10	1.15	6.60	6.00	1.30						
	银灿	含矿石英角斑岩	75.54	0.13	10.01	0.95	1.59	0.10	1.94	0.48	1.33	1.40						
		无矿石英角斑岩	68.45	0.23	12.41	0.21	1.59	0.21	1.59	1.23	3.52	1.75						
		细碧岩	53.26	0.27	14.58	1.60	6.24	0.15	6.46	7.07	4.17	0.23						
	俄博沟	矿化细碧岩	47.90	0.78	13.88	3.49	8.45	0.24	4.15	7.11	4.90	0.17	0.11					
		细碧岩	54.80	0.61	15.33	2.19	8.63	0.18	6.23	3.03	4.64	0.39	0.05					
甘肃白银厂本部		细碧岩	49.61	0.80	15.76	6.59	2.43	0.06	6.70	8.10	2.43	1.46	0.20	1.58				
		角斑岩	69.97		13.76	2.21	2.88		1.58	2.73	5.08	0.44						
陕西	眉一户地区	石英角斑岩	70.89	0.46	14.15	1.21	2.33	0.08	1.32	1.06	6.25	0.49						
		细碧岩	51.78	1.00	16.61	2.66	8.5	0.53	6.47	5.10	4.63	0.74						
	牛山南侧	石英角斑岩	77.72	0.22	10.61	2.33	1.07	0.10	0.18	0.68	4.10	3.05	0.13	0.36	0.36		0.34	
		角斑岩	74.78	0.33	13.02	1.49	0.40	0.05	0.14	0.25	5.18	2.69	0.06	0.76	0.76		0.92	
		细碧岩	53.01	1.57	15.48	5.11	4.72	0.28	4.39	5.28	4.46	0.17	0.33	3.40	3.40		3.74	
广西鹰阳关		细碧岩	53.00	0.75	15.74	5.23	5.17	0.16	5.42	4.21	5.36	2.31	0.13				2.14	
		角斑岩	58.58	0.58	13.88	4.87	4.62	0.14	4.06	3.86	4.02	2.85	0.09				1.99	
湖北	老君山	细碧岩	48.69	0.79	15.20	2.53	8.71	0.20	9.13	4.48	3.42	1.13	0.08	4.83	4.83			
	陈家河	石英角斑岩	71.08	0.15	11.75	0.43	2.47	0.10	0.58	0.94	0.16	7.38	0.07					
		角斑岩	69.08	0.33	12.59	1.73	1.36	0.10	0.31	0.86	3.35	5.40	0.04					
		细碧岩	52.57	1.16	15.96	6.43	2.76	0.17	3.10	4.83	3.71	2.87	0.50					
	两郧	石英角斑岩	76.43	0.20	12.10	1.91	0.62	0.02	0.07	0.21	4.30	3.51						
		细碧岩	49.09	3.28	14.33	9.09	6.52	0.32	4.80	4.40	5.50	0.35						

吉林 水吉--磐石		细 碧 岩 角 斑 岩 石英角斑岩	55.06 65.78 74.36	0.95 0.65 0.30	16.72 16.9 14.10	6.85 3.17 2.78	1.04 1.61 0.38	0.15 0.90 0.07	3.94 1.67 0.56	7.32 0.98 0.35	3.95 6.40 2.58	1.10 1.42 3.04	0.29 0.10	1.96 1.67 1.36	0.06	0.55 0.22 0.11		
河南	桐柏山 北 坡	变质细碧岩 变质石英角斑岩 变质角斑岩	50.80 73.91 60.1	0.90 0.47 0.9	16.05 13.05 13.83	6.43 2.09 8.04	6.28 0.64 2.85	0.30 0.17 0.25	7.35 0.56 1.57	4.38 0.90 1.60	5.48 4.58 5.90	0.28 2.26 0.18	0.18 0.16 0.08				1.20	
河南	伏 牛 山	变质细碧岩 变质石英角斑岩 变质角斑岩	49.8 78.84 69.22	0.60 0.2 0.70	15.0 10.77 14.42	11.2 0.57 2.11	4.6 0.39 1.07	0.15 0 0.05	5.0 0.05 2.8	6.36 0.53 0.75	4.46 5.74 4.7	0.72 0.26 1.03	0.15 0.05 0.03					
江西	庐山	石英角斑岩	25.99	0.25	12.47	1.12	0.74	0.05	0.39	0.40	4.76	2.55	0.10				0.47	
江西	九岭 南坡	变质石英角斑岩 细 碧 岩	70.87 51.62	0.25 0.28	15.19 16.73	0.70 2.59	1.42 12.45	0.05 0.11	0.75 3.53	1.06 0.15	4.81 3.10	2.25 0.18	0.09 0.27				2.31 6.04	
安徽	祁门北坑	细 碧 岩	47.01	0.09	16.34	4.23	7.70	0.19	9.87	3.21	4.05	0.04	0.08					
安徽	张八岭	石英角斑岩 细 碧 岩	77.54 49.98	0.29 2.07	9.84 15.05	2.05 9.39	0.27 4.78	0.63 0.63	4.25 4.97	0.32 3.34	4.33 6.41	0.80 0.14	0.02 0.63	6.94 2.69		2.23		
辽宁	抚 顺	石英角斑岩 角 斑 岩 细 碧 岩	23.02 66.29 62.26	0.23 0.68 0.73	14.30 14.54 15.43	0.96 2.34 2.35	7.53 3.76 3.79	0.06 0.13 0.06	0.00 1.25 2.77	0.71 3.24 3.48	5.12 4.58 4.24	2.12 0.68 1.79	0.07 0.16 0.21	0.91 1.24				系尾岩 名称
广东	连 山 上 草	细 碧 岩 石英角斑岩	45.75 53.32	0.90 1.50	15.51 12.89	12.98 9.53	8.38 7.67	0.23 0.18	9.28 6.49	7.35 6.74	3.56 1.35	0.51 1.31						
浙江	西 裘	细 碧 岩 角 斑 岩	47.26 65.98	1.65 0.58	16.15 14.45	4.66 1.68	7.35 3.65	0.09 0.09	6.71 3.09	8.76 3.32	2.71 2.86	0.56 0.90						

续表

地点		岩石名称	岩石化学成分（%）														备注
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O	CO_2	灼失	
福建	赤溪	细碧岩	50.57	2.54	14.65	4.05	6.00	0.21	6.83	8.86	3.39	1.06	0.16				1.06	
	张坑	钾细碧岩	50.13	3.66	12.73	5.04	6.67		4.84	7.31	3.35	2.02					0.87	
	黄母	钾角斑岩	65.04	0.60	15.23	1.43	2.80	0.11	1.72	1.78	4.09	4.17	0.12				0.66	
	大风	钾角斑岩	66.98	0.52	15.00	0.86	2.53	0.10	1.72	1.64	4.81	4.77	0.09				0.47	
	西坑	石英角斑岩	76.68	0.23	10.17	2.46	1.06		0.61	0.53	4.75	0.88					0.67	
	葫芦山	钾石英角斑岩	71.97	0.37	13.63	0.78	0.95	0.05	0.51	1.41	4.71	3.36	0.06				0.06	
山西	五台群	细碧岩	52.62	0.63	15.05	3.33	5.98	0.15	6.27	9.56	2.25	1.62	0.12					
	滹河群群		47.86	0.36	18.24	2.91	4.13	0.18	5.69	8.26	5.60	1.00	0.01				5.68	
	野鸡山群		49.71	1.82	14.40	16.01	16.01	0.24	4.47	5.06	6.03	1.06	0.17				0.92	
贵州	元古宇	细碧岩	46.36	0.78	13.4	1.98	8.76	0.15	11.32	11.93	0.96	0.29	0.07	2.1	2.1	0.10	0.06	
			50.3	0.88	14.78	6.1	4.63	0.24	6.2	11.8	1.05	0.21						
			55.34	0.7	14.56	2.82	6.51	0.2	4.93	8.38	0.52	0.62	0.08	4.1	4.1	0.23	0.15	
云南	上古生界	细碧岩	47.75	1.63	16.43	4.26	5.89	0.14	3.49	6.92	2.18	2.95	0.7				7.29	
			51.06	1.26	15.57	3.05	5.27	0.16	6.67	4.07	5.07	0.84	0.41				0.12	
		杏仁状细碧岩	44.78	1.11	15.90	12.56	4.40	0.02	7.30	5.46	3.03	0.61	0.14				1.21	
新疆	上古生界	钾细碧岩	47.89	1.00	19.15	5.23	3.31	0.17	5.84	7.47	2.56	3.62	0.13				3.79	
西藏	下白垩统	细碧岩	34.55	2.63	12.48	4.58	4.05	0.14	2.61	17.26	1.43	2.85	0.46	2.94			13.62	
			59.51	0.69	16.84	4.61	3.47	0.15	2.52	1.50	5.80	0.80	0.31	3.07			0.36	
			48.91	1.42	14.10	5.40	5.50	0.76	7.94	6.56	4.60	0.28	0.18	4.51			0.91	
黑龙江	下泥盆统	细碧岩	44.07	1.89	14.23	11.16	4.18	0.02	2.05	10.01	5.76	0.35	0.11					
内蒙古	包日汗	细碧岩	48.51	2.06	14.49	1.34	9.30	0.15	5.79	5.51	4.00	0.17						
	红格尔庙	细碧岩	46.96	1.89	14.49	4.80	7.86	0.18	7.53	6.46	3.66	0.04						

（据各省区地质系统）

表 2-2　一些地槽型镁质超基性岩岩石化学成分表

构造区	构造-岩浆活动期	地点	岩体名称	岩性	岩石化学成分（%）															样品数
					SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	CO_2	其它	
现代地槽区	喜马拉雅期—燕山期	喜马拉雅	罗布岩体	纯橄岩	38.90	0.05	0.29	4.14	3.94	0.14	40.00	0.90	0.54	0.10	9.75	0.62		0.43	0.57	5
				斜辉辉橄岩	48.30	0.04	0.89	2.52	6.53	0.19	41.00	0.66	0.28	0.07	4.67	0.24		0.22	0.52	3
				橄榄岩	42.50	—	0.04	1.92	7.54	0.15	44.56	1.81	0.20	0.01	0.72	0.31		—	0.48	1
古地槽区	燕山期	藏北	巧区岩体	纯橄岩	35.81	0.01	0.35	5.64	2.38	0.11	40.01	0.53	0.07	0.03	14.41	0.86		0.62	0.71	2
				斜辉辉橄岩	38.04	0.01	0.44	4.58	2.67	0.09	39.32	0.45	0.06	0.05	13.59	0.62		0.34	0.71	7
	华力西期	吉林	开山屯	叶蛇纹石化纯橄岩	40.31	0.08	0.89	5.22	2.71	0.07	36.28	0.87	0.10	0.17	11.41	0.53		0.22	0.63	1
				多蛇纹石化纯橄岩	38.94	0.08	1.15	5.15	2.58	0.08	36.63	0.75	0.14	0.16	11.59	0.82		—	0.80	1
		阿尔泰	清水岩体	纯橄岩	35.05	0.03	0.71	4.92	2.54	0.07	41.29	0.22	0.15	0.02	12.93	0.56		1.13	1.09	2
		新疆	克-塔岩体	纯橄岩	38.18	0.03	0.06	5.44	2.60	0.07	40.80	0.23	0.12	0.02	12.65	0.54		1.13	0.98	3
				斜辉辉橄岩	39.01	0.15	1.11	5.89	2.93	0.11	37.00	0.40	0.15	0.15	12.76	0.67	0.00	0.18	0.72	56
		西准噶尔界山	萨尔岩体	纯橄岩	33.28	—	0.67	3.45	4.28	0.05	41.25	0.31	0.06		12.57	1.04	0.05	0.48	2.20	1
				斜辉辉橄岩	39.18	0.55	0.65	5.26	2.44	0.09	38.02	0.06	0.03		13.84	0.59	0.03	0.13	0.64	2
			鲅鱼岩体	斜辉橄榄岩	38.36	0.07	1.04	4.40	2.58	0.10	38.43	0.35	0.14	0.02	12.76	0.77		0.45	0.74	8
				斜辉辉橄岩	38.29	0.03	0.85	5.96	1.95	0.03	38.57	0.20	0.18	0.03	4.10	0.08		0.19	0.44	3
		祁连	大道岩体	蛇纹石化纯橄岩	34.92	0.05	0.87	5.53	2.59	0.11	39.19	0.51	0.06	0.03	13.68	1.21	0.00	0.59	0.94	3
		陕西	60i 岩体	全蛇纹石化斜方辉橄岩	40.18	0.01	0.31	6.11	1.09	0.06	39.46	0.22	0.01	0.00	12.06			0.27	0.49	3
				叶蛇纹岩	41.81	0.01	0.31	3.78	1.29	0.03	39.92	0.22	0.01	0.00	12.55		0.00	0.17	0.44	2
		北天山	红石山岩体	层状纯橄岩	35.80	0.03	0.69	6.30	3.99	0.16	40.81	0.53	0.08	0.04	10.36	0.43	0.07	—	0.75	4
				纯橄岩	35.80	0.03	0.58	5.11	3.62	0.10	41.74	0.34	0.12	0.04	10.13	0.67		1.36	0.89	7
				斜辉辉橄岩	37.84	0.03	0.57	5.53	2.45	0.16	40.10	0.41	0.12	0.05	11.42	0.54	0.07	0.73	0.50	7
				斜辉橄榄岩	38.60	0.02	0.71	7.05	1.63	0.10	39.35	0.35	0.05	0.01	11.61	0.50	0.07		0.63	2
		内蒙古	高寺岩体	纯橄岩	34.29	—	0.07	4.75	3.31	0.10	40.52	0.16							16.33	5
				粗粒纯橄岩	38.54	—	0.06	7.07	2.73	0.16	37.25	0.19							13.75	1
				透辉橄榄岩	38.28	—	0.12	7.61	2.37	0.04	38.12	0.27							13.01	1
			索伦岩体	蛇纹石化橄榄岩	32.41	0.03	0.29	4.21	2.35	0.08	40.67	0.38	0.06		16.62	1.71		1 11	0.76	12
				蛇纹石化斜辉辉橄岩	36.43	0.02	0.49	3.72	3.71	0.11	39.16	0.34	0.09		13.98	1.42		0.46	0.70	10
			乌珠岩体	纯橄岩	32.48	0.01	0.49	5.86	3.12	0.10	38.44	0.06	0.05	0.005	14.06	1.77		0.74	1.33	13
				斜辉辉橄岩	35.59	0.01	0.41	4.18	2.99	0.10	39.41	0.37	0.04		13 87	1.92		0.58	0.61	17

续表

构造区	构造-岩浆活动期	地点	岩体名称	岩性	岩石化学成分（%）															样品数
					SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	CO_2	其它	
古地槽区	华力西期	内蒙古	赫根岩体	蛇纹石化纯橄岩	31.22	0.03	1.09	3.54	4.46	0.12	42.16	0.20	0.08		15.13	1.48		0.57	0.53	7
				蛇纹石化斜辉辉橄岩	37.22	0.01	0.71	3.72	3.75	0.10	40.06	0.34	0.08		12.84	1.23		—	0.52	10
				单斜橄榄岩	39.63	0.07	2.11	5.10	2.61	0.13	35.52	1.36	0.03	0.02	11.56	—		—	0.59	14
				角闪橄榄岩	39.23	0.07	3.06	2.87	4.40	0.12	36.95	1.67	—	—	12.74	—		—	0.60	3
				二辉橄榄岩	39.26	0.03	1.92	5.18	3.23	0.12	35.23	1.43	0.02	0.01	13.27	—		0.82	0.61	1
	华力西或早晚期	新疆	唐区岩体	纯橄岩	34.13	0.03	0.10	4.62	2.23	0.10	41.20	0.48	0.05	0.02	14.70	0.99	0.02	0.12	0.92	22
				斜辉辉橄岩	37.12	0.03	0.41	4.60	2.97	0.12	40.15	0.42	0.08	0.01	12.44	0.60	0.02	0.29	0.68	42
				二辉辉橄岩	39.38	0.10	0.14	1.93	5.75	0.11	45.20	0.44	0.10		5.26	0.24	0.09		0.84	1
				单辉辉橄岩	41.34	0.06	0.53	2.10	4.42	0.07	40.37	0.79	0.10	0.05	0.68	0.38	0.05		0.79	1
				斜辉橄榄岩	39.36	0.07	0.68	5.40	1.16	0.12	37.38	0.64	0.36	0.08	12.24	0.66	0.05	0.53	0.69	4
	加里东期	祁连山	绿梁岩体（向阳坡段）	叶蛇纹石化橄榄岩	36.24	0.02	0.40	4.41	3.65	0.11	39.21	1.03	0.07	0.07	10.25	0.43	0.01	3.75	0.92	1
				滑石叶蛇纹岩	46.65	0.03	1.48	0.52	3.08	0.03	37.05	0.35	0.02	0.05	10.83	0.09	0.01	0.04	0.52	1
				细均粒叶蛇纹岩	39.85	0.04	1.20	1.86	3.04	0.05	37.47	1.74	0.03	0.06	11.22	0.18	0.01	2.36	1.30	1
			玉石岩体	纯橄岩	35.26	0.05	0.30	7.23	0.54	0.15	41.02	0.30			12.31	0.78	0.02	2.51	0.34	1
				斜辉辉橄岩	38.76	0.00	0.50	4.61	3.64	0.11	42.10	0.57	0.05	0.03	8.95	0.35	0.04	0.99	0.56	4
			百经寺岩体	纯橄岩	35.27	0.00	0.67	5.08	1.74	0.08	38.71	0.50	0.11	0.01	12.34	0.50		2.72	1.26	1
			拉硐岩体	纯橄岩	37.73	0.03	1.33	5.03	1.90	0.00	40.39	0.36	0.02	0.00	13.03	0.51		0.20	0.62	1
	元古宙	黄陵背斜	太平岩体	巨晶纯橄岩	39.13	0.02	0.94	2.75	7.32	0.12	45.38	0.16	0.07	0.10	3.13	0.28	0.04	0.07	1.03	1
				含巨晶纯橄岩	36.31	0.06	0.48	4.67	3.94	0.11	42.38	0.17	0.04	0.01	10.51	0.31	0.01	0.50	0.75	1
	雪峰期	福建	崇雒岩体	含辉纯橄岩	38.35	0.03	0.90	0.67	7.23	0.147	38.11	0.18	0.02	0.02	14.41	0.86		0.62	1.30	1
				纯橄榄岩	39.16	0.01	0.63	0.45	7.14	0.087	39.18	0.06	0.02	0.01	13.59	0.62		0.34	0.96	1
			长城岩体	橄榄岩	39.46	0.06	0.79	1.99	7.45	0.096	37.00	0.21	0.04	0.02					0.81	
	晋宁期	安徽	烧铍寨岩带	纯橄岩	39.80	0.01	1.67	2.93	5.45	0.09	44.65	0.26	0.10	0.04					0.82	3
				辉橄岩	39.79	0.02	0.96	3.45	3.97	0.09	43.04	0.23	0.03	0.05					0.68	10
				橄榄岩	41.99	0.02	1.23	5.06	2.78	0.09	38.62	0.76	0.09	0.09					0.68	10
				橄辉岩	49.73	0.11	1.26	8.35	3.24	0.16	27.54	1.69	0.16	0.19					0.69	3
	大别期	湖北	土门河	纯橄岩	43.91	0.08	0.81	3.63	3.87	0.10	40.02	0.26	0.05	0.06					5.30	1
	吕梁期		太平溪	纯橄岩	37.48		0.95	4.32	3.75	0.11	39.60	0.40	0.26	0.05					12.91	1
	五台期	江苏	傅庄	纯橄榄岩	33.95	0.027	0.56	5.29	2.66	0.11	40.79	0.26	0.05	0.10	14.44		0.021	0.65	1.07	
			芝麻坊	纯橄榄岩	40.60	0.01	0.61	0.05	7.71	0.099	46.97	0.30	0.04	0.24					1.66	

（分析数据来自中国地质科学院矿产所岩石室、陕西771队、湖北和福建地质局、谢察克等）

在地槽区(阶段)(表2-2)。此外在五台太行一带、辽东清源、桂东北摩天岭一元宝山等地亦出现一些地槽型镁质超基性岩。

二、地槽型花岗岩类的地球化学特征

地槽区的酸性岩类岩浆活动也十分发育。我国西部现代地槽区(即喜马拉雅地槽区)或已衰亡的古地槽区(如我国东南地区的元古宙—早古生代的地槽阶段)均有显著的花岗岩浆活动。出现于我国东部的古地槽区阶段的花岗岩类有辽宁、山东、北京一带的前震旦纪花岗岩,华南(浙江、福建、江西、湖南、安徽、湖北、广东等省)和四川一带的吕梁期、雪峰期、加里东期的花岗岩,黑龙江省、内蒙古一带的海西期花岗岩等。

表 2-3 一些地区地槽阶段花岗岩类主要造岩矿物平均含量及与地洼阶段的对比

地区	大地构造类型	构造-岩浆活动期		主要造岩矿物平均含量(%) 石英	钾长石	斜长石	斜长石牌号(An)	黑云母	白云母	角闪石	钾长石/长石总量	岩体数	样品数	备注
湖南	地槽型	加里东期		29.2	30.3	33.6	27	6.3	少量	少量	47.5			据湖南冶金地质所
	地洼型	印支期		28.7	35.6	27.7	26	5.9	0.8	1.5	56.3			
		燕山期	燕山早期	30.25	39	23.8	20	5.3	>1	<1	62			
			燕山中期	30.25	39.25	22.8	19	5.6	2		62.6			
			燕山中晚期	30	42	18	10±	3—5	3		70			
			平均	30.15	40.08	21.5	16.3	4.96	2	0.3	64.8			
		平均		29.42	37.84	24.6	18.2	5.43	1.4	0.9	55.5			
内蒙古	地槽型	华力西晚期	第一次	26.88	49.38	16.2	13.3	5.20		少量	75.3	15	22	据内蒙古地质局分析数据计算
			第二次	25.90	23.62	40.22	26.1	7.10		3.6	36.9	6	10	
			第三次	25.25	42.56	22.81	23.66	8.50			65.1	5	8	
			第四次	24.71	4	58.55	26	7.55		3.55	6.4	5	7	
			平均	25.69	29.89	34.45	22.26	7.09		1.91	46.4			
	地洼型	燕山早期	第一次	25.53	47.80	21.80	13.58	4.72		微量	68.6	12	18	
			第二次	26.66	46.66	18.66	15.66	3.33			71.4	3	3	
			第三次	25 36	42.02	25.70	10.67	4.38		微量	62.0	14	22	
			平均	25.85	45.49	23.05	13.30	4.14			66.3			
		燕山晚期		30.3	50.5	14.2	4.96	4.2		少量	78.0	4	5	
		平均		28.07	47.99	18.62	9.13	4.17			72.0			
浙江	地洼型	燕山晚期		35.4	59.2	2.0		1			96.7			据蔡惠兰
		燕山早期		27.2	43.2	23.8		3.9			61.4			
		印支期		25	48.8	22.5		少量			68.4			
		平均		29.3	50.4	16.1					75.5			
	地槽型	加里东期		24.1	39.2	30.2		4.5			56.4			
		雪峰期①		12.5	6.3	63.8		12.5						

①为闪长岩。

表 2-4　一些地区地槽阶段的花岗岩平均成分及与地洼阶段的对比表

地区	大地构造类型	构造-岩浆活动期			岩石化学成分（%）													样品数	岩体数	备注
					SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	灼失	总量			
湖南	地槽阶段	加里东期			69.64	0.44	14.38	1.33	3.19	0.05	1.34	2.41	2.70	4.08	0.12		0.83		22	5	据冶金地质研究所，有删改
	地洼阶段	印支期			70.44	0.34	14.03	1.23	2.40	0.06	0.73	1.81	3.14	4.64	0.12		1.38	100.31	26	7	
		燕山期	燕山早期		73.70	0.18	13.57	0.87	1.54	0.10	0.36	1.45	3.19	4.72	0.08		0.66	100.06	54	13	
			燕山中期		73.75	0.17	13.06	1.55	1.65	0.07	0.45	0.87	3.14	4.97	0.09		0.60	100.35	24	4	
			燕山中晚期		74.59	0.06	13.66	0.86	1.02	0.11	0.53	0.61	3.63	4.43	0.02		0.91	100.42	15	3	
			燕山晚期		73.01	0.08	15.37	1.71	0.44	0.03	0.27	0.54	3.68	4.69	0.22			100.04	3	3	
			平均		73.76	0.12	13.91	1.24	1.16	0.07	0.40	0.76	3.41	4.70	0.10		0.54	100.13			
		平均			72.10	0.23	13.97	1.23	1.78	0.06	0.56	1.28	3.27	4.67	0.11		0.96	100.22			
福建	地槽阶段	加里东期			72.58	0.21	13.76	0.89	1.71	0.18	0.49	0.83	2.92	4.94	0.13		1.43	99.67		10	据区测队，有删改
	地洼阶段	印支期			73.29	0.25	13.64	0.63	1.71	0.05	0.50	0.45	2.82	5.31	0.09		1.23			3	
		燕山期	燕山早期		73.47	0.21	13.28	1.06	1.43	0.09	0.46	0.92	3.39	4.93	0.06					78	
			燕山晚期		74.96	0.17	13.41	0.86	1.16	0.06	0.30	0.58	3.40	4.73	0.05					29	
			平均		74.21	0.19	13.34	0.96	1.29	0.07	0.38	0.75	3.39	4.83	0.05						
		平均			73.75	0.22	13.49	0.79	1.50	0.06	0.42	0.60	3.10	5.0	0.07						
内蒙	地槽阶段	太古宙			68.09	0.50	15.68	4.51	0.50	0.04	1.46	1.99	2.62	3.6	0.07		0.47		34	8	据内蒙古地质局分析数据计算
		加里东晚期			62.04	0.68	16.31	6.08	1.90	0.06	2.21	4.51	4.12	2.10	0.41		1.20		5	4	
		华力西期	华力西早期		72.54	0.26	13.83	2.35	0.79	0.07	0.88	1.77	2.98	3.66	0.07	1.20			2	1	
			华力西中期		70.42	0.31	14.54	2.35	2.24	0.05	0.88	1.93	3.42	3.56	0.09	0.97	0.37		20	7	
			华力西晚期	第一次	74.08	0.21	13.85	1.71	0.77	0.04	0.20	0.89	3.62	4.20			0.43		17	14	
				第二次	71.05	0.26	14.20	1.60	1.60	0.03	0.96	2.02	3.28	4.07			0.51		9	8	
				第三次	72.78	0.21	14.24	2.50	1.21	0.06	0.50	1.51	3.34	3.89			0.23		7	5	
				第四次	68.48	0.42	14.48	0.80	2.68	0.09	1.42	2.88	3.65	2.53			1.08		4	3	
				平均	71.59	0.27	14.19	1.65	1.56	0.05	0.77	1.82	3.47	3.89			0.54				
			平均		71.51	0.28	14.18	2.11	1.53	0.05	0.84	1.84	3.28	3.70	0.05	0.72	0.31				
		平均			67.20	0.49	15.39	4.23	1.31	0.05	1.50	2.78	3.34	3.14	0.18	0.24	0.66				

古	地洼阶段	燕山期	燕山早期	第一次	74.25	0.24	12.86	1.60	1.36	0.03	0.42	0.97	3.45	4.33			0.84		12	11		
				第二次	67.15	0.48	15.43	3.19		0.06	1.84	2.77	3.90	4.20			0.70		1	1		
				第三次	74.77	0.17	12.87	1.88	0.66	0.08	0.27	0.71	3.65	4.50			0.27		13	12		
				平均	72.05	0.29	13.72	2.23	0.67	0.06	0.84	1.48	3.70	4.34			0.60					
			燕山晚期		74.47	0.16	13.38	1.20	0.88	0.03	0.38	0.47	4.02	5.03			0.35		5	4		
			平均		73.26	0.22	13.55	1.71	0.77	0.04	0.61	0.97	3.86	4.68			0.47					
新疆天山地区	地槽阶段	晶梁期			70.85	0.50	13.91	1.09	1.74	0.04	0.74	1.95	3.29	4.12	0.18	0.07	0.63	99.18	19		据区测队为酸性岩类，	
		加里东期			69.72	0.34	14.95	1.34	2.08	0.05	0.91	2.15	3.54	4.15	0.10	0.11	1.03	100.55	74			
		华力西期			70.72	0.32	14.09	1.76	1.68	0.05	0.78	1.90	3.97	4.01	0.08	0.25	0.16	99.82	427			
		平均			70.58	0.33	14.20	1.67	1.74	0.05	0.80	1.95	3.85	4.05	0.09	0.23	0.30	99.89				
云南大勐垅地区	地槽阶段	华力西期			69.08	0.50	14.39	0.57	3.52	0.04	1.15	2.39	2.38	3.80	0.03		0.51		6		地16队	
	地洼阶段	印支—燕山期			71.69	0.28	13.88	0.58	2.83	0.02	1.11	2.21	3.25	3.63	0.11		1.10		3			
江西	地槽阶段	加里东期			72.69	0.26	13.14	1.30	1.53	0.09	0.41	0.88	3.11	4.46	0.06	0.07			46	16		
	地洼阶段	燕山期			73.66	0.17	13.45	1.02	1.37	0.08	0.34	0.55	3.14	4.81	0.06	0.03			62	37		
安徽	地槽阶段	晋宁期			66.81	0.47	14.62	0.47	3.86	0.10	1.46	1.20	2.91	3.65	0.20	0.25			6	2	吕培基	
					69.49	0.40	15.07	0.18	3.46	—	0.92	0.65	4.06	3.46	0.17	0.29	0.42(其它)		6	1	刘振声	
		平均			67.93	0.43	14.84	0.32	3.66	0.05	1.18	0.93	3.48	3.55	0.19	0.27						
浙江	地槽阶段	雪峰期			62.22	0.57	14.94	3.00	3.54	0.11	2.93	5.46	3.10	1.13	0.28						据蔡嘉兰	
		加里东期			73.64	0.23	13.94	0.94	1.43	0.05	0.61	0.77	3.03	4.60	0.11							
		平均			67.93	0.40	14.17	1.97	2.49	0.08	1.77	3.12	3.07	2.97	0.20							
	地洼阶段	印支期			72.36	0.23	13.42	0.93	1.30	0.04	0.56	1.10	3.58	4.63	0.20							
		燕山早期			72.81	0.22	13.29	0.98	1.69	0.06	0.56	1.10	3.53	4.79	0.07							
		燕山晚期			76.55	0.14	12.17	0.87	0.81	0.05	0.21	0.58	3.67	4.44	0.03							
		平均			73.90	0.20	12.96	0.93	1.26	0.05	0.44	0.92	3.59	4.60	0.10							
中国花岗岩平均成分					71.27	0.25	14.25	1.24	1.62	0.08	0.80	1.62	3.79	4.03	0.16	0.89					黎彤	
世界花岗岩平均成分					70.18	0.39	14.47	1.57	1.78	0.12	0.88	1.99	3.48	4.11	0.19	0.84					戴里	

表 2-5　一些省区不同大地构造阶段花岗岩平均成分(%)及对比表

地区	大地构造类型	构造-岩浆活动期	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	灼失	总量	样品数	岩体数	备注
陕西	地洼阶段	燕山第二期	70.29	0.28	14.22	1.33	1.70	0.08	0.86	1.91	3.54	4.41	0.15			98.77		7	据黄云生，有所删节
		燕山第一期	71.32	0.30	13.25	1.56	1.30	0.07	0.62	1.38	3.80	4.38	0.13			98.11		5	
		印支期	71.36	0.28	14.39	1.04	1.17	0.14	0.70	1.86	4.08	4.11	0.11			99.54		14	
		平均	70.99	0.29	14.12	1.31	1.49	0.10	0.73	1.72	3.81	4.30	0.13			98.99			
	地槽阶段	加里东期	68.34	0.47	15.01	1.61	2.07	0.06	1.30	2.90	4.30	2.82	0.11			98.99		9	
		前寒武纪	69.61	0.28	14.90	1.74	1.62	0.06	0.89	2.64	3.98	2.51	0.10			98.33		7	
		平均	68.98	0.38	14.96	1.68	1.85	0.06	1.10	2.77	4.14	2.67	0.11			98.66			
宁夏	地洼阶段	印支期	74.18	0.12	12.79	1.00	0.88	0.04	0.32	0.86	3.80	4.66	0.180			98.83	33	711	局地研队
	地槽阶段	华力西晚期	71.19	0.26	14.00	1.02	1.53	0.61	0.62	2.06	2.73	4.29	0.024			98.33	44	79	
		华力西中期	68.17	0.37	16.48	0.92	2.55	0.05	1.29	3.07	3.35	3.69	0.101			100.04	2	2	
		华力西早期	75.12	0.11	12.77	1.06	2.85	0.02	0.26	0.89	3.87	4.34	0.035			99.31	11	3	
		加里东早期	72.02	0.22	14.09	0.92	1.54	0.04	0.67	1.86	3.65	4.10	0.070			99.18	13	4	
		平均	69.95	0.17	16.06	1.45	1.41	0.24	0.52	0.49	4.67	3.243				98.69	4	1	
			71.29	0.23	14.68	1.07	1.57	0.19	0.67	1.67	3.65	4.03	0.05			99.11			
广西	地洼阶段	燕山晚期	73.21	0.167	13.62	1.014	1.387	0.08	0.62	1.24	2.00	4.02				98.27			赖汝霖等
		燕山中期	72.47	0.26	14.17	1.14	1.66	0.056	0.49	1.32	2.59	4.12				98.27			
		燕山早期	74.21	0.14	13.36	0.66	1.24	0.058	0.50	0.78	3.21	4.57				98.72			
		海西-印支期	71.86	0.372	13.59	0.58	2.62	0.134	0.652	1.465	2.912	4.752				98.93			
		平均	72.94	0.23	13.69	0.85	1.73	0.08	0.57	1.20	2.68	4.36				98.33			
	地槽阶段	加里东期	71.75	0.23	13.69	1.13	2.10	0.063	1.03	1.20	2.747	4.66				98.59			
		雪峰期	75.43	0.129	12.515	0.587	1.714	0.049	0.48	0.457	2.27	4.935				99.60			
		四堡期	64.9	0.40	14.35	0.267	4.88	0.114	4.564	2.72	2.48	2.79				97.47			
		平均	70.69	0.25	13.53	0.66	2.90	0.008	2.02	1.46	2.50	4.13				98.22			
广东	地洼阶段	早白垩世	72.51	0.27	13.25	0.57	2.27	0.08	0.43	1.54	3.27	4.59	0.11		0.36	99.25			据广东区测队资料计算
		晚侏罗世	71.76	0.31	13.53	0.70	2.30	0.09	0.60	1.82	2.97	4.72	0.11		0.64	99.55			
		中侏罗世	66.65	0.436	15.18	1.397	2.79	0.09	1.585	3.46	3.16	3.75	0.21		0.88	99.59			
		早侏罗世	72.11	0.29	13.58	1.03	2.04	0.078	0.499	1.30	3.05	5.01	0.016		0.178	99.78			
		三叠纪	66.12	0.547	14.55	1.02	3.83	0.77	2.07	3.56	2.97	3.32	0.41		1.31	100.47			
		平均	69.83	0.37	14.02	0.94	2.65	0.08	1.04	2.34	3.08	4.28	0.17		0.79	99.59			
	地槽阶段	早古生代	69.34	0.37	13.67	1.76	2.71	0.06	1.28	2.67	2.99	4.12	0.09		0.80	99.86			

地槽阶段的花岗岩类在岩石种类，矿物成分、化学成分和矿化特征上，有其独有的特点，与地洼型花岗岩在这方面的特征相比，有一定程度的消长关系。

在岩石类型上，地槽阶段多见二长花岗岩和斜长花岗岩，以及数量相对要多的花岗闪长岩。

在主要造岩矿物上，地槽型花岗岩一般含暗色矿物多，浅色矿物少，钾长石亦含量较少，斜长石偏中基性一些(表2-3)。

在副矿物上，种类较少、简单，而磁铁矿含量较多，而有色，稀有矿物含量少，含挥发性矿物亦少。如内蒙古地槽阶段花岗岩含磁铁矿较多；湖南的加里东地槽阶段的花岗岩侵入体中，磁铁矿和钛铁矿多见，而黑钨矿和锡石则少见；地槽型花岗岩的岩石化学成分，大致具有如下特征：SiO_2含量较少，平均近于70%，接近于世界花岗岩的平均成分；CaO 和 Fe_2O_3+FeO 的总量一般稍高于花岗岩平均值；Al_2O_3量位于平均花岗岩含量的左右；MgO 通常大大高于平均值，约多二分之一，甚至多一倍；TiO_2一般高出中国花岗岩平均成分的一半；碱度较低，约为7%；常见有 $Na_2O>K_2O$ 的含量情况(表2-4、2-5)。这些特征在日本九州北部地槽阶段白垩纪花岗岩的岩石化学成分上，也基本上有所反映(表2-6)。

表 2-6 日本九州北部地槽阶段白垩纪花岗岩类的化学成分(%)

顺序	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	平均
SiO_2	72.07	70.63	72.29	70.72	71.39	69.99	74.66	70.28	69.39	71.17	70.87	74.28	74.83	71.74
TiO_2	0.19	0.22	0.23	0.25	0.30	0.29	0.09	0.28	0.24	0.24	0.34	0.01	0.06	0.21
Al_2O_3	15.12	15.37	15.47	15.74	15.47	14.99	13.95	16.18	15.86	15.89	14.87	15.34	14.91	15.32
Fe_2O_3	0.59	0.76	0.68	0.79	0.84	0.68	0.19	0.59	1.01	0.84	1.24	0.13	0.13	0.65
FeO	1.22	1.01	1.04	0.86	1.26	1.87	0.68	1.22	0.83	0.78	1.11	0.23	0.11	0.94
MnO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.03	0.06	0.07	0.15	0.01	0.05
MgO	0.48	0.49	0.42	0.43	0.53	0.64	0.16	0.58	0.45	0.57	0.63	0.22	0.14	0.44
CaO	1.73	1.22	1.94	1.94	2.28	2.14	0.90	2.47	2.35	2.73	2.22	0.34	1.68	1.84
Na_2O	3.18	3.44	3.48	3.50	3.75	3.10	3.09	3.87	3.04	4.57	3.78	4.48	4.18	3.65
K_2O	4.37	4.45	3.48	3.85	3.02	3.51	4.41	2.39	3.67	2.14	3.58	3.47	2.91	3.48
P_2O_5	0.11	0.13	0.12	0.11	0.13	0.13	0.10	0.14	0.12	0.09	0.07	0.11	0.09	0.11
H_2O^+	0.77	0.75	0.65	0.54	0.65	0.87	0.61	0.77	0.68	0.75	0.86	0.40	0.33	0.66
总量	99.87	98.52	99.84	98.77	99.66	98.26	98.87	98.82	97.6	99.95	99.71	99.16	99.38	99.12

(据津末昭生，1984)

在微量元素含量上，W、Sn、Bi、Mo、Be、Li、Cu、Pb、Zn、Nb、Ta、Rb、Cs 等有色、稀有金属、稀土元素(如 Y、Yb 等)、放射性元素(U、Th)在地槽型花岗岩中含量就比较低微(表2-7至表2-10，图2-1、图2-2)。如湖南的地槽阶段加里东期的白马山花岗岩体，含 Nb 只有13×10^{-6}，含 Ta 只有9.6×10^{-6}；彭公庙花岗岩含 Li 只有31.4×10^{-6}。相反地，地槽型花岗岩体中，铁族元素：Ti、V、Cr、Co、Ni、Mn 等含量就比较多(表2-7至表2-10)，锶钡含量也要高，但 Sr/Ba 比值比较小(表2-11)。

地槽型花岗岩与地洼型花岗岩在矿化特征上的差异更加明显，如辽宁东南部在前震旦

纪地槽阶段有许多花岗岩类，但就目前所知，较少与有色及稀有金属有关，而该处中生代地洼阶段的花岗岩则与此相反，著名的青城子铅锌矿即与地洼型花岗岩有关。又如湘南地区，依现有资料，与地槽阶段加里东期花岗岩有关的有色、稀有金属矿床，论其规模及矿化强度均比较差，不及地洼阶段。其它省区，如内蒙古、广东、广西、江西、湖北等省也是如此情况。

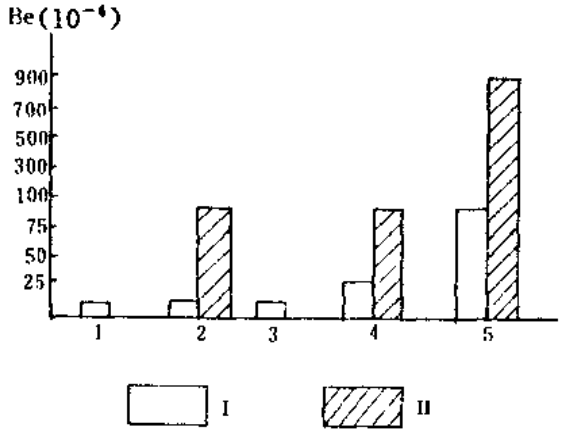


图2-1 湖南某些地洼型花岗岩体中锂的含量及其与地槽型的对比

I——一般含量；I—最高含量；1—地槽型加里东期花岗岩；2、3、4、5—地洼型花岗岩，依次为印支期、燕山早期、中期、中晚期花岗岩

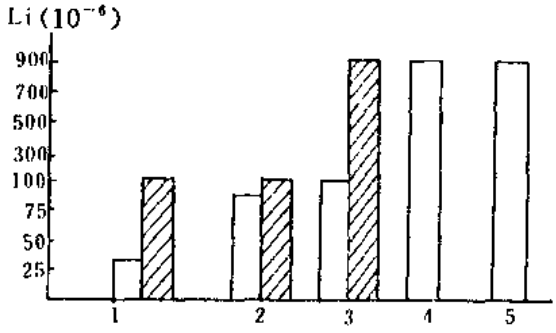


图2-2 湖南某些地洼型花岗岩体中铍的含量及其与地槽型的对比

（图例同图2-1）

表 2-7 湖南地槽型花岗岩一些微量元素的平均含量及与地洼型的对比(10^{-6})

大地构造类型	构造-岩浆活动期	Cu		Pb		Zn		W		Sn		Mo	
		一般	最高	一般	最高	一般	最高	一般	最高	一般	最高	一般	最高
地槽型	加里东期	10—21		20—70	1000—9000	25.7—50		50		5—8.2	10	1.93	10
地洼型	印支期	10—37		10—60	100—800	10—90	100—900	10—90		10—90	100—900	1—4	10
	燕山早期	10—90	100	10—90		10—90	100	10—90	100—400	10—90	100—900	1—7	10
	燕山中期	10—90	200	100—400		100		10—90		10—90	200	<10	
	燕山中晚期	<10	100—900	10—90	100—900	100—900		10—90	100—200	10—900		10—90	

大地构造类型	构造-岩浆活动期	V		Cr		Co		Ni		Yb		Y	
		一般	最高	一般	最高	一般	最高	一般	最高	一般	最高	一般	最高
地槽型	加里东期	21.8	80	19.5—30		36		10—25.7		10		50	
地洼型	印支期	21.8	80	19.5—30		36		10—257		10		50	
	燕山早期	10—30	90	10—20	90	<10		10—20	90				
	燕山中期	10—30	90	10—40	90	<10		10	90	10—30		10—90	>100
	燕山中晚期	<10		<10		<10		<10		10—90		100—900	

必须指出，上面所述的关于地槽区与地洼区的花岗岩在矿化特征上的对比，并非意味着有色、稀有、分散、放射性元素的矿床与地槽型花岗岩毫无关系。例如，内蒙古、福建等地一些稀有元素等矿床就与地槽型花岗岩有关。但从我国现有已知的上述成矿元素的矿床来看，很大部分以及具有工业价值的，大都与我国地洼型花岗岩有关，且与地槽型花岗岩有关的稀有、放射性元素等矿床多为伟晶岩型矿床，其原因可能是地槽区压应力较强，塑性变形发育，成矿时封闭条件较好所致。

地槽区酸性岩浆作用有其独特之处，如同化混染作用强烈，形成交代混合花岗岩等，自变质作用微弱，围岩蚀变（如云英岩化等）不发育，花岗岩的生成有相当数量是非岩浆成因的，即为花岗岩化的产物。地槽型花岗岩常与褶皱作用有关，形成巨大的同造山侵入体，而地洼阶段的花岗岩绝大部分与断裂构造作用有关。

表 2-8　地槽花岗岩与地洼花岗岩中 Be 的丰度差别及其与地壳中含量的比较（10^{-6}）

（以东南及华中地洼区一些岩体为例①）

大地构造位置	岩体数	样品数	地区平均含量	构造-岩浆活动期	岩体数	样品数	构造-岩浆活动期平均含量	大地构造发展阶段	岩体总数	样品总数	发展阶段平均含量
浙粤地穹系				燕山晚期	8	41	43	地洼阶段	81	207	100
干桂地洼系	12	123	151	燕山早期	13	133	142				
雪峰地穹系	1	10	60								
干桂地洼系	4	29	65	印支期	5	33	55				
华中地洼区	1	4	18								
干桂地洼系				加里东晚期	4	41	41	地槽阶段	8	64	28
				加里东早期	2	12	27				
				晋宁期	2	11	17				
酸性岩中平均含量②											55
地壳中含量（克拉克值）②											38

①资料据中国科学院地球化学研究所、南京大学等单位。　　（据陈国达等）

②均依维诺格拉多夫（Виноградов），1962。

表 2-9　江西南部地槽阶段花岗岩中一些微量元素含量及与地洼阶段的对比（10^{-6}）

元素	地洼阶段 燕山期 平均	地洼阶段 燕山期 最高	地槽阶段 加里东期 平均	地槽阶段 加里东期 最高
Be	0—10	150	0—10	30
W	—	2000	—	—
Sn	0—50	500	—	80
Mo	—	1000	—	50
Li	300—400	4000	—	3000
Cu	—	100	0—10	100
Pb	40—100	200	30—80	200
Mg	<10000	20000	10000—40000	50000
Mn	100—400	90	400—2000	5000
Ni	0—20	40	40—100	100
V	0—50	100	100—200	500
Ti	0—2000	3000	3000—7000	80000
Ba	0—400	1000	1000—3000	5000
Sr	0—600	800	800—3000	
Ga	—	50	10—60	100
Zr	—		50—150	600

（据南京大学丁俊华）

表 2-10　一些地槽型花岗岩微量元素的平均含量及与地洼型的对比（单位：$\times 10^{-6}$）

地点	大地构造阶段	构造-岩浆活动期		铁族元素 Cr	Ni	Co	V	Ti	Mn	亲铜元素 Cu	Pb	Zn	Sn	W	Mo	Ag	稀散元素 Zr	Sr	Ba	Be	Ga	La	Yb	Y	Nb	B	岩体数	样品数	备注
内蒙古	地洼阶段	燕山早期	第一次	22	13.5	9	24	130	160	35	17	50	12	16	3		120.3	280	255	7.3	10.8	20.3	4.9	27.6	6	513	10	10	据内蒙古地质局分析数据计算，为算术平均值
			第二次	20	160	20	40	356		712	30	80	16		0.3	0.2	160	500	40	0.8	16	40	4	6	20		1	1	
			第三次	43	11	18	43	450	321	29.4	27.4	46.8	6	19	2.5		110.4	288.5	540.8	11.2	11.8	110.2	14.1	25.1	35.4		11	11	
		燕山晚期		10	0.5	2	25	1215	250	30	35	70	8	<70			355	435	250	5.5	30		5	8		2	2	2	
		平均		27.5	46	12	33	537.7	183	202	27.3	61.1	9	20	1.6		186.4	375.9	361.4	6.2	15.6	42.6	7	16.7	15.3				
	地槽阶段	华力西晚期	第一次	50.5	8	7.4	25.2	1203	240	60.4	20.8	50	9	33.3	3.9	0.9	158	290	511	8.9	18.9	29	3.5	18.3	1.9	3	15	15	
			第二次	47.6	11	8.7	30.6	720	270	27.7	29.1	33	4.8		2.4		114.4	435	418	8.6	8.6	32.8	4.7	22.8	1.8		5	5	
			第三次	19	6.9	10.9	21.6	1466	156	38.7	22.6	27.8	5.1				33.6	203	491	<10	11.2	42	1.7	13.8			4	4	
			第四次	42	26	10	45.7	825	75	55.6	20.5	87	19				77.5	242	762	7.5	10.7	45	5	6.4					
			平均	39.7	13	9.2	30.8	1053.6	185	45.6	23	49.4	9.4	8.3	1.5		110.7	293.7	495.5	8.7	12.3	35.4	3.7	15.3	0.9				
浙江	地洼阶段	燕山晚期		<45	6	1.5	11	1900	490	2	47	26	6	2	1.5	<1	180	<100	440	<7	14		9	28	22			184	据蔡惠兰·雪峰期为闪长岩类
		燕山早期			18		48	2400	320	17	46	101	28	100	11	5.7	250	200	1000	<9	16		10	40	34			88	
		印支期		130	<10	<10	33	1700	230	65	53	<55	10		<16	1	200	100	379	<10	17		<10	60	15			31	
		平均		<58	<11	<3.8	30.6	2000	340.6	28	48.6	<60.6	14.6	34	<9.3	<2.7	210	<133	603	<9	15.6		<9.6	42.6	23.6				
	地槽阶段	加里东期		120	<10	<10	13	2600	310	35	58	110	<10		<10	<10	200	180	1030	<12	13		<10	30				22	
		雪峰期		13	30	1	240	3000	630	<80	<10	<100	<13		<10		130	130	470	<10	1		<10	10				8	
花岗岩中的平均含量				25	8	5	40	2300	600	20	20	60	3	1.5	1.0	0.05	200	300	830	5.5	20	60	4	34	20	15	Виноградов (1962)		
克拉克值				83	58	18	90	4500	1000	47	16	83	2.5	1.3	1.1	0.07	170	340	650	3.8	19	29	0.83	29	20	12			
克拉克值				100	75	25	135	5700	950	55	12.5	70	2	1.5	1.5	0.07	165	375	425	2.6	15	30	3.0	33	20	10	Taylor(1964)		

表 2-11　不同大地构造类型花岗岩 Sr/Ba 值

地　区	地洼阶段花岗岩	地槽阶段花岗岩
浙　江	0.220	0.206
内 蒙 古	1.040	0.592
江　西	1.5	0.95

三、地槽型岩浆岩的一般地球化学特点

从上述地槽型的岩浆岩种类及其矿物，岩石化学、地球化学的特点来看，明显可见，有着极强的超基性和强烈的基性，较高的酸性。在花岗岩岩体中，有色金属和稀散、放射性元素、挥发性元素含量较低，而铁族元素含量较高，Si 和碱(Na_2O+K_2O)含量也较低，并且往往能见到 $Na_2O>K_2O$ 的情况，这些均与地洼型的特征相反(见后)。

总的来说，就是在地槽阶段的岩浆岩中，Mg、Fe、Cr、Co、Ni、Ti、V、Mn 等的丰度较高，而 Si、K、Na、Li、Rb、Cs、B、Be、Nb、Ta、U、Th、W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn 等的丰度较低，这一点特别表现在地槽型花岗岩中。考虑到地槽区基性超基性岩发育，其 Na_2O 均大于 K_2O，以及细碧-角斑岩的富钠特征，并且地槽型花岗岩中又见到相对来说较多的 $Na_2O>K_2O$ 的情况，因此看来，地槽型岩浆岩在碱量上的特征表现为钠高。

第二节　岩浆作用的元素组合在空间分布上的特点

在这里，指岩浆作用的元素组合在空间上的发育强度、展布范围等。

一、岩浆作用的元素组合发育的特点

在地槽区(或古地槽区)有着最强烈的基性超基性岩浆活动。在我国，按其所出露的面积而言，其中超基性岩体的95%以上，基性-超基性岩体的80%以上，基性岩体的75%以上，均为地槽区(现代地槽区和古代地槽区)的产物。

可见，地槽区的基性超基性岩浆的元素组合非常发育，分配较多，这一点是地槽阶段地球化学特征上的最大特色，以此点，特别区别于地洼区。

例如，在湖南，在地槽阶段，湘西南陇城等地见有基性超基性岩侵入，而在地洼阶段，在道县见有少许基性超基性岩，在宁远见有一些基性火山角砾岩筒，在新生代，见有基性火山喷发。在内蒙古，在地槽阶段，太古宙侵入有基性岩，华力西中期侵入有小南山基性岩和索伦山、阿布格、乌珠尔等超基性岩体，华力西晚期侵入有贺根山、小坝良、乌斯尼里等超基性岩体等，而在地洼阶段只见少量基性脉岩体和新生代的基性火山活动。广西亦是这种情况：在地槽阶段，四堡期产有细碧-角斑岩系和红岗山基性超基性岩带，雪峰期产有板溪群细碧岩系和三门基性超基性岩带，另外还有四堡-雪峰期的林洞基性超基性岩带和元古宙鹰阳关细碧-角斑岩系；而在地洼阶段发育就比较微弱，而且以基性岩为主，超基性岩少见，只在桂西、桂西南一带见有印支期的隆林-巴马和那坡-龙州两条以基性岩占绝对优势的岩带。在燕山期侵入有一点基性岩脉，此外在喜马拉雅期见有少许基性火山岩活动。这种情况广见于我国东部各省，如山东、江苏、贵州等，也见于我国西部、前苏联等地。

地槽区的花岗岩浆活动也比较强烈，如冈底斯褶皱带的北西西向花岗岩带，天山古地槽区的北西向花岗岩带，昆仑古褶皱带的东西向花岗岩带，喜马拉雅褶皱带北西向等花岗岩

体，台湾省东部的一些花岗岩体等，以及我国东部地区古地槽区的一些花岗岩体：华南雪峰期和加里东期花岗岩，华北前震旦纪花岗岩，东北的加里东期和海西期花岗岩等。

地槽区在花岗岩发育的程度上，有些与地洼区相似，但稍有逊色。

地槽区一般缺乏典型的碱性岩，或者发育十分微弱、稀少。

可见，地槽区的岩浆岩以超基性岩浆的元素组合和基性岩浆的元素组合特别发育，分配量较多，酸性岩浆的元素组合也很发育，分配量亦较多，而碱性岩浆的元素组合最为逊色。

二、地槽型岩区

综观元素在地槽区中的丰度和集散特点，以及地槽区岩浆作用的元素组合在空间上分布的特点，看来地槽区的岩浆活动更近于太平洋型的岩浆活动特征。B. B. 别洛乌索夫就曾指出过太平洋式的岩类一般是褶皱地区所特有的。

地槽区的岩浆活动特点属于"太平洋型"，是理所当然的。因为环太平洋带以及一些海沟等，就是现代的地槽区，目前仍处在地槽区的发展过程中，如我国台湾省东部。

为了使岩区概念与构造发展紧密地结合起来，作者认为，以其称"太平洋岩区"，不如称为"地槽型岩区"。地槽型岩区以及后文所述的地洼型岩区的提出与划分，表明可以从（大地）构造角度来进行岩区研究与划分。

第三节　成矿作用中造矿元素的集中特点

不同性质或类型的大地构造单元具有不同的大地构造成矿作用。故各具有不同的主要成矿元素，或同一成矿元素呈现出集中上的差别、或不同的伴生和共生元素组合特征、或不同的性状等，这可称之为成矿元素的大地构造专属性。

一、内生成矿作用中的成矿元素富集

地槽区不仅发育着与酸性岩浆岩类有关的矿产，而且特别发育着与基性超基性岩有关的矿床。对我国主要内生矿床的成矿区的划分，通常就把台湾、秦岭、祁连、喜马拉雅、内蒙古等地的地槽区或古地槽区划为铂、铬、镍、钴、铜等矿床的成矿区。我国东部地洼区内，在地槽阶段时，也有与基性超基性岩有关的矿产生成。例如，苏北的铬铁矿床，湖北太平溪铬铁矿床，桂东北铜镍矿等。一般说来，与基性超基性岩有关的内生金属成矿作用，特别容易形成铬铁矿床和铂族元素的富集等，地槽阶段是最主要的成矿大地构造阶段。

在地槽阶段生成一些与内生成矿作用有关的大型铁矿床。例如，华北的白云鄂博式铁矿床，滇西北维西建基式菱铁矿矿床，以及与基性火山-侵入杂岩有关的热液充填交代型矿床，如新疆哈密磁海铁矿、甘肃额齐纳旗黑鹰山铁矿床、新疆志留系的夏尔采克铁矿等。另外还发育一些与火山作用有关的火山-沉积型铁矿，例如，黑龙江的谢尔塔拉式铁矿、云南的大勐垅式和大红山式铁矿，祁连山的镜铁山式铁矿，内蒙古的温都尔庙铁矿床，四川会东满银沟式铁矿以及河南许昌的火山-沉积变质铁矿等。

还应指出，地槽区内生金属矿化最主要的特点之一，就是形成金矿（图2-3）。如内蒙古华力西期的含金石英脉，黑龙江海西晚期的石英脉型金矿和伴生金矿，辽宁东南部的一些金矿，青海滩间山金矿，准噶尔的齐尔山金矿，阿尔太的脉金，河南熊耳山地区的含金石英脉，雪峰山至幕阜山地区一带的脉金矿以及桂东石英脉型金矿等，都是该处古地槽区的产物。台湾的一些石英脉型金矿，则是现存地槽区中的例子之一。此外，也见有含金的花岗岩，如内蒙

古华力西期的油坊花岗岩、沟里一带的花岗岩都含有一定数量的金；河南小秦岭地槽型阿森特期的扬寨峪花岗岩含金达0.14×10^{-6}。

在这里应指出，地洼阶段也是金元素成矿的很重要的大地构造阶段，如山东、河北、广西、湖南等省区，但多与中、酸性岩浆活动有关。地槽区（或阶段）不仅这种类型的金矿发育，而且还发育与超基性岩基性岩和中基性岩有关的金矿，如见于甘肃、青海等地一些金矿。这种类型的金矿是重要的金矿类型。

地槽区与酸性岩浆活动有关的成矿元素也比较富集，特别是我国西部和内蒙古、东北地区比较明显。如北疆地区与海西期地槽阶段黑云母花岗岩有关的高温热液 W、Sn 矿床、矽卡岩型 W、Mo、Pb、Zn 多金属矿床，川滇地区与晋宁期花岗岩有关的锡石硫化物矿床等。但与花岗岩有关的矿床，一般说来，均逊色于与地洼型花岗岩类有关的矿床，例如，黑龙江省的内生金属成矿元素，在地槽阶段华力西期富集的有 Fe、Cu、Mo、Au 等，而地洼阶段燕山期则出现 W、Sn、Cu、Pb、Zn、Au、Ag 等富集，成矿作用愈新，元素的矿化富集愈强。又例如在内蒙古，在地槽阶段华力西晚期与花岗岩有关的成矿元素富集的有 Cu、Pb、Zn、Au、F、放射性异常和稀土矿化，而在地洼阶段燕山期，与花岗岩有关的富集的造矿元素有 W、Sn、Be、Nb、Ta、F、Cu、Pb、Zn 和放射性元素等。就稀有放射性元素而言，总的来看，在燕山期侵入岩中比在华力西晚期侵入岩中出现种类较多、分布普遍，含量也较高，两者呈现出较大的差别。

大地构造类型		地槽型		地洼型				
花岗岩类构造-岩浆活动期		雪峰期	加里东期	印支期	燕山早期	燕山中期	燕山中晚期	燕山晚期
矿种	金	☆	□	△	△	△	△	○
	铁		△	□	□	□	□	△
	铜		△	△	□	□	☆	△
	铅锌		△	△	□	○	☆	□
	钨		△	□	☆	○	○	○
	锡		△	□	○	☆	☆	□
	稀土			□	☆	○	○	□
	铌				△	☆	○	○
	钽				△	△	☆	○
	铍				△	○	☆	☆

☆很重要的矿床　　○重要的矿床

□次要的矿床　　△矿　　化

图 2-3　湖南不同大地构造类型的花岗岩类与成矿关系示意图

（资料据湖南冶金地质研究所，1973，有所删改）

由上可见，地槽区内生成矿作用中富集的成矿元素有 Cr、Ni、Co、铂族元素、Fe、Cu、Au 等，尤以 Cr、Fe 等富集。

二、外生成矿作用中富集的成矿元素

我国在地槽阶段有规模巨大的沉积变质铁矿产生，如东北的一些鞍山式铁矿，古、中元古代的翁泉沟式、扬林式、大栗子式铁矿，皖南霍丘等地前寒武纪沉积变质铁矿，福建前震旦

纪龙北溪组中的含铁石英岩，湖北的神农架式铁矿，云南的滇中式(晋奎山式)铁矿、贵州元古宙甲路组中的牛头山等铁矿，湖南的江口式和祁东式铁矿，江西的新喻式铁矿，粤西云开大山的寒武系沉积变质磁铁矿矿床，海南岛以沉积变质为主的石录式铁矿，另外，在陕西大西沟见有泥盆 石炭系的柞水式地槽型菱铁矿矿床。

在地槽阶段还产有沉积变质型的铬铁矿矿床，如河北古元古界化德群一套浅、中变质岩地层中的铬铁石英岩。

沉积金矿在地槽阶段也明显产出，如河南桐柏地区古生界歪头山组的大型沉积变质金银矿，黑龙江东风山群发现与霍姆斯塔克型金矿相似的金矿，内蒙古太古宇上部二道洼群底部的含金砾岩，元古宇震旦系中下部白云鄂博群哈拉霍疙特组地层中的含金砾岩等。

地槽区的锰矿也很发育，如湖南湘潭式震旦纪锰矿，江苏的前震旦纪变质锰矿，广东崖县大茅岭寒武系沉积磷锰矿等，均是该处古地槽区时形成的。此外还有地槽型山前坳陷沉积过渡带内的陕西黎家营锰矿，产于秦岭褶皱带南缘属含铁板岩片岩千枚岩型的四川平武县武牙锰铁矿，以及新疆库车、昭苏等地地槽型泥盆纪和石炭纪的锰矿床，在西部祁连古地槽区(现属青甘地洼区)则有喷发沉积的锰矿床。

我国白云岩分布很广，主要是在前震旦纪地槽阶段所生成的地层中，如东北辽河系、内蒙古桑干系中均有巨厚的白云岩层。菱镁矿床也很发育，最著名辽宁大石桥结晶菱镁矿即是世界上最大的矿床之一。

此外，在地槽区的山前凹地及山间凹地中，有煤、石油、油页岩、铝土矿、含铜砂岩矿床等分布。

在地槽区，盐类矿床少见，较不发育。H. M. 斯特拉霍夫指出，前寒武纪之所以缺乏卤素建造，是与当时地槽区的大面积分布有关。

由上可见，在地槽阶段外生成矿中，Fe、Mn、Mg 等元素特别集中，分配量大，并且还有 Cr、Au、Cu 以及一些气圈的元素等的富集。

第四节　地槽区发展过程中的元素组合分配

地槽区的发展过程，可以从两个角度来划分：一个是以地槽发展过程中主要构造特征上的变化为根据；另一个是以其活动强度的变化为根据。按前者划分为二个基本的构造发展期，即地槽期(又分早、晚期)和褶皱带期(也分早、晚二期)。在地槽期，地槽区以下降运动为主要活动形式，在褶皱带期，地槽区以广泛的强烈褶皱及强烈的上升隆起与形成褶皱山脉为主要活动形式；按后者，一般说来，地槽区的发展过程可以大体上划分为初动期、极烈期和余动期。初动期大致相当于地槽期的早期，极烈期大致相当于地槽期的晚期和褶皱带的早期，余动期大致相当于褶皱带期的晚期。

一、元素组合发展顺序

大家知道，地槽区的岩浆活动与其构造发展过程的关系(即岩浆活动顺序)是从地槽时期的超基性发展到基性再至褶皱带时期的酸性。大量的酸性岩浆活动是出现在大量的基性超基性岩之后。例如，内蒙古地区，大量的酸性岩类出现在地槽阶段后期(褶皱带期)，即华力西晚期的花岗岩类特别发育；山东地区在地槽结束期(褶皱带期)有大量的中酸性岩浆侵入(如姚科、鲁山、沂山等岩体)；祁连古地槽区后期(志留纪末及以后)(褶皱带期)岩浆活动以

酸性岩类为主；广西、湖南、江西和福建等地区，在地槽阶段后期（即褶皱带期）发育有大量的加里东期花岗岩（广西的苗儿山、宁谭岩体，福建的徐墩、上青、宁化等岩体，湖南的彭公庙、东风等岩体；江西的宁岗，上犹、迦龙等岩体）；又如浙江地区，在地槽阶段前期（地槽期）的雪峰期时，有细碧-角斑岩系喷发和中性岩侵入，而至在槽阶段晚期（褶皱带期）的加里东期，尽管有零星分布的狮子坑超基性岩，但却出现较多量的花岗岩，见于石耳山及江山-绍兴一带。这恰和地洼型岩浆活动顺序（见后）相反。由此可见，在地槽区发展过程的前期（地槽期），以基性、超基性岩浆的元素组合占优势地位，而在后期（褶皱带期），则以酸性岩浆的元素组合发育为其特征。与地洼阶段的（见后）相反，说明两种构造单元的地球化学过程有着很大的不同，同时也表明两种构造单元在构造型相上的发展过程也有显著的不同。

二、先后顺序原因之一

为什么地槽型和地洼型两者的岩浆活动发展顺序会是相反的呢？这点我们可以从 A. И. 切列尼契柯所观察到的结晶岩分布规律得到解释，可以从构造与元素分配之间的关系，即从构造地球化学观点来说明。

A. И. 切列尼契柯观察到：在背斜构造的核部，花岗岩类总是局限于背斜穹窿的上部，中性岩系分布在核的中部，而基性岩和超基性岩分布在下部，但在向斜构造的核部所观察到的却相反，即在向斜的核部，超基性岩和基性岩产出的部位总比中性岩和酸性岩要高。按照应力状态的差异，背斜褶皱和向斜褶皱都可以划分出拉伸带、中和面和压缩带。在背斜构造中，拉伸带分布在中和面之上，压缩带分布在中和面之下；反之，在向斜构造中，压缩带分布在中和面之上，拉伸带分布在中和面之下。据此，并根据结晶岩的元素组成和元素的物理性质，切列尼契柯得出结论："酸性岩形成于拉伸带，基性岩形成于压缩带，而中性岩一部分形成于压缩带，一部分形成于拉伸带，占据中和而两边的褶皱空间位置"。不过在向斜部位，由于核部以下往往受到较大的围压影响，拉伸带不如背斜核部的明显，甚至很不发育。故在向斜中，这种岩浆分异及分带情况，不如背斜的良好。

结晶岩在背斜构造和向斜构造的这种规律性可以推广到复背斜和复向斜、隆起（包括穹窿）和拗陷、上升作用和下降作用，因为应力状态的分布是大致相似的。

地洼区发展的前半期（地洼期-褶断带早期）是隆起占优势，就连地洼部分也是在总的隆起背景下发生的（只是它们相对于邻侧的地穹来说，隆起幅度较小，显出相对下降而已），这时拉伸带在上，所以容易产生酸性岩浆活动，在剧烈期尤其是这样。如我国东部地洼区，在印支期，特别是燕山期侵入有大量的花岗岩类和喷出大量的中酸性熔岩，而在地洼区发展的后半期（褶断带晚期），却是下降作用占优势，这时压缩带在上，所以容易产生基性岩浆活动，如我国东部新生代分布极广的玄武岩类即是。因此，与地洼区发展的几个小阶段的构造变动特点相对应，元素组合的发展顺序必然是初期以酸性岩浆的元素组合为主，后期以基性岩浆的元素组合为主，较大量的基性岩浆的元素组合是出现在大量的酸性岩浆的元素组合之后。

而地槽区发展过程中的构造运动变化情况，则刚好与地洼区相反，即前期（地槽期）以总的下降占优势（压缩带在上），即地槽拗陷广为发育，并下降较深而快，因此细碧-角斑岩大量喷发以及基性超基性岩侵入；而总的隆起作用（拉伸带在上）发生在总的下降运动之后（褶皱带期），这时地槽区褶皱回返、上隆，故酸性岩类广泛侵入，因此，岩浆活动顺序也就必然与地洼区的岩浆活动顺序成相反的关系，其原因就在此。

在这里顺便提一下，即按照构造作用和元素的分配关系以及结晶岩的分布规律，为什么

在复合构造穹隆(二组以上的构造均在交汇地段上隆)容易成为花岗岩穹隆构造,在复合沉降构造(二组以上的构造均在交汇地段下降)见基性超基性岩浆活动,就很容易理解了。

第五节　地槽区内部构造的元素分配

一、优地槽(区)的元素组合特征

按地槽区发展过程中火山活动的有无或强弱,分为优和冒的两类。凡有强烈的火山喷发者,叫优地槽(区),火山活动缺乏或十分微弱者,叫冒地槽(区)。在优地槽(区),由海相火山喷发为主的物质,特别是中基性火山喷发带来的优势地位的元素及其组合要比在冒地槽(区)中者更加发育,而对于由花岗岩类岩浆岩带来的元素及其共生组合来说,则无论在优地槽(区)还是冒地槽(区)都比较丰富,如东南诸省许多花岗岩体:湖南境内的白马山,板杉铺等37个岩体;江西的九岭山岩体等;安徽的休宁、许村、青岭山等岩体。

二、地槽区内部不同构造位置的花岗岩类中稀有碱金属的分布

H. N. 齐霍米罗娃根据成矿分析的经验,即构造因素对于成分上不同的矿床建造的形成和分布,有着第一位的重要意义,而进行了花岗岩类的地球化学分类问题和查明它们地球化学专属性不一样原因的研究。因此,她进行了地槽区不同构造位置同样建造属性的地槽阶段的花岗岩比较。比较表明,花岗岩类的地球化学是不一样的,即稀有碱金属(Li、Rb、Cs)的含量是有差别的,这与不同的构造类型有关。

齐氏指出,在空间上,Rb、Li、Cs 最高含量(相应于247×10^{-6},65×10^{-5},14.8×10^{-6})是与受到长期上隆和实际上缺乏前造山阶段岩浆作用产物的构造相伴生的花岗岩类的特点。

具有 Rb、Li、Cs 最低含量(相应于153,19.5,3×10^{-6})的花岗岩类,与具有地槽本身阶段下降运动为特征的构造有关。

齐氏并认为,与构造因素相比,在决定稀有碱金属元素的浓度上,花岗岩类型以及它们的建造属性只有从属的意义,只引起浓度上的不大变化,而这个变化不超过每一个所划分出来的花岗岩组内 Rb、Li、Cs 含量波动范围。

除了以上所述地槽区内部不同构造位置的花岗岩类中稀有碱金属的分布有差别外,在不同的地槽区内,花岗岩中的稀土元素含量也呈现出差异,如东南地洼区地槽型花岗岩与藏南地槽区花岗岩相比,在稀土总量、$\Sigma Y/\Sigma Ce$、$Y/\Sigma TR$、δEu 上;均是前者高而后者低,说明后者分异程度比前者高,而 Eu/Sm 都是后者高,说明亲幔性比较强。在铡系稀土三角图解中,后者的轻稀土比例略高(王伏泉,1986)。

三、地槽区不同构造期和构造位置的辉长岩和正长岩的主元素含量特征

B. H. 多夫加尔和 B. A. 舍罗基赫研究了辉长-正长岩组合和正长-辉长岩组合等与形成的大地构造条件之间的关系。这些组合按构造特征划分为三组:①地槽组合,其形成发生在地槽区,从凹陷时开始,到地槽区封闭,或者是转变发育为"大陆阶段";②造山组合和造山后组合,形成于地槽区内,地槽区转变为"大陆阶段"之后;③形成在中间地块区域上的组合,此处所称的中间地块,是指"残留的构造面,在其上面曾有过该褶皱区的地槽拗陷"。

按所列的组合的岩石,对所选择的化学分析,进行了平均计算,得出了各大地构造位置组合的岩石组平均化学成分特征,并对平均化学成分进行了比较。比较结果表明:

根据辉长岩类岩石组合的成分(碱度、暗色度、二氧化硅不饱和程度),可明显地见到地

槽组合和其它大地构造环境组合之间的不同。按碱度参数.地槽组合与造山-造山后组合有着较大的差别：前者 Na_2O 2.18%，K_2O 1.25%；后者却依次为3.37%，2.74%。总之，地槽组合的辉长岩类主元素特征是高 Al_2O_3、Fe_2O_3+FeO、MnO、MgO、CaO，低 SiO_2、TiO_2、Na_2O、K_2O。

辉长岩类化学成分变化的趋势，在正长岩类的化学成分变化中，局部地重演。在此种条件下，最大限度的差别见于地槽正长岩类为一方，而中间地块的正长岩类为另一方。

第六节　地槽阶段的一般地球化学特征

综上所述，从地槽区的成岩元素和成矿元素的分配、富集特征，可以看出地槽阶段在化学元素的组分和集散上与地洼区相比，大致具有以下几个方面的地球化学特点：

一、元素丰度的特点

(一)从门捷列夫元素周期律来看，在类上，Ⅷ类元素(铁族和铂族)含量多，丰度高、形成集中；一些副族元素(Au、Cu、Ti、V、Cr、Mn 等)也丰度高且集中；个别主族元素(Mg)也丰度高而集中；在周期表上，则第一个长周期，即第四周期中的许多元素(Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni)的丰度较高，富集而成丰富的矿产。可见丰度高而富集的元素，均是金属性显著的，且大多具亲铁性。

(二)从查瓦里茨基的元素地球化学分类来看，铁族元素(Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni)和铂族元素(Ru、Rh、Pd、Os、Ir、Pt)在地槽区存在较多，丰度较高，并形成集中；岩石的主要元素族中个别元素(Mg)和硫化矿床典型成矿元素族中的一些元素(Cu、Au、Ag、Pb、Zn)丰度也较高，形成集中。

(三)从元素性质来看，地槽阶段所富集和丰度较高的元素(Mg、Cr、Ti、V、铁族，铂族、Au、Cu 等)大都为原子核稳定的、原子体积小、密度大、熔点较高、原子序数处于中等、半径处于中等的金属元素。

二、元素共生组合特征

(一)超基性岩浆的元素组合特别发育，基性岩浆的元素组合十分发育。镁质超基性岩浆元素组合是地槽区的典型地球化学特征之一。

(二)脉状体的元素组合和酸性岩浆的元素组合也比较聚集和分配量较多。

(三)碱性岩浆的元素组合和气圈的元素组合发育微弱。

(四)岩浆作用的元素成分一般具有钠含量较多的特征。

(五)地槽阶段元素共生组合发展的顺序，一般是从基性、超基性岩浆的元素组合发展至酸性岩浆的元素组合，大量的酸性岩浆的元素组合是出现在大量的基性、超基性岩浆元素组合之后，恰和地洼区的元素共组合发展的顺序(均指内生作用)相反(见后)。这种顺序特征正相应于构造发展特征，互呈映像。

(六)地槽区岩浆作用的元素组合特征、类似于太平洋型岩区岩浆作用的元素组合特征，为了使岩区概念与构造发展紧密地结合起来，以其称“太平洋岩区”，不如称为“地槽型岩区”。

第三章　地台阶段的地球化学

地台阶段系一个活动性比较和缓、相对"稳定"的大地构造发展阶段。无疑，对它的地球化学特征探讨，将有助于深刻理解地台区的内在机制，以及各大地构造基本单元地球化学变化的原因，在实践上，将有助于地台区等构造单元的成矿预测和找矿勘探。

我国东部大陆除三个残留地台区（松辽、伊陕、四川）和一个台东地槽区外，现均属地洼区。在地洼区中，其地台阶段（古地台区）发展的整个过程，有着非常完整的反映。因此，为研究地台阶段的地球化学特征，提供了良好的场所。

按陈国达（1977、1978），东北地区只经历了中生代初的短暂地台阶段，有的地区甚至缺少地台阶段；华北地区地台阶段较长，自震旦纪到三叠纪；东南地区的地台阶段则自泥盆纪至晚三叠世中期或早期；云贵地区地台阶段，即开始于晚震旦代后期，结束于三叠纪。本文将侧重从我国东南、云贵、华北地区，阐述地台阶段的一些地球化学特征。

第一节　岩浆作用的元素组合特征

由于地台阶段是一个活动性相对"和缓"、"稳定"的大地构造发展阶段。因此，它的岩浆活动微弱，所成的岩浆岩主要为玄武岩。例如，我国西南的云、贵、川诸省二叠纪的玄武岩，即系地台型岩浆活动产物。这种玄武岩属于非碱性玄武岩的拉斑玄武岩系列，又称为溢流玄武岩或暗色岩，或高原玄武岩。在世界上，著名的西伯利亚暗色岩建造，印度石炭二叠纪的潘贾尔玄武岩，也是该地区地台阶段的产物。

此外，我国地台阶段于湖南桑植五里溪地区，亦见产于地台阶段上二叠纪吴家坪组的玄武质凝灰岩和玄武质层凝灰岩，江西、广东等地见二叠系凝灰岩。

在滇黔川，伴随着玄武岩的喷溢，还有大量的同源次火山岩体-辉绿岩生成。

除基性火山岩发育外，基性侵入岩也发育，如河北大庙、黑山等地的地台阶段加里东期的辉长岩、斜长岩等，以及四川攀枝花地台阶段海西期的辉长岩层状侵入体等。与基性岩伴生的岩石，还有一些是超基性岩、橄榄岩、辉石岩等。

在地台阶段还见有中基性和中酸性熔岩，如福建马坑早中石炭世的中酸-中基性火山杂岩，岩性为英安质晶屑凝灰岩、玄武-安山质凝灰岩等；浙江东乡枫林石炭纪火山岩，岩性为英安岩，含晶屑、岩屑凝灰岩和角砾凝灰岩，以及少量的粗面岩；华北古地台区震旦系中产有中基性火山岩等（如燕辽地区安山玄武岩）。

地台阶段还有少量碱性火山岩产出，如东川的峨嵋山玄武岩系底部有一套含似长石的碱玄岩。

在我国东部地区地台阶段独立的酸性岩浆和碱性岩浆活动少见，因此酸性岩浆的元素组合、脉状体的元素组合和碱性岩浆的元素组合发育微弱，这是我国东部地台阶段地球化学特色之一。

由上可见，地台阶段在内生岩浆作用上，以基性岩浆的元素组合最为发育，占绝对优势。

第二节　元素在峨嵋山玄武岩中的分布特征

一、主元素分布特征

与地槽型玄武岩和地洼型玄武岩在主元素成分上的比较（表 3-1）表明，峨嵋山玄武岩特别富 TiO_2、F_2O_3+FeO。TiO_2 平均达 3.6%，为玄武岩（戴里）的平均值两倍半，Fe_2O_3+FeO 平均达 14.32%，Fe_2O_3 高出玄武岩平值 2.7%；而贫 Al_2O_3 和 Na_2O，属于典型的非造山岩浆活动。在这里顺便指出的是，地洼阶段激烈期玄武岩的主成分特点是富 SiO_2、K_2O，Na_2O 的量也较高，Al_2O_3 的含量也高，而 MgO 和 Fe_2O_3+FeO 的量则较低，属后地台造山岩浆活动，即属于地洼型拱裂造山岩浆活动，所赋存的构造应力环境，为胀压性质（见后）。

表 3-1　地台型与地槽型、地洼型的玄武岩化学成分比较（%）

大地构造类型		岩　石	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	备注
地槽型		细碧岩	49.84	1.49	15.84	3.79	6.14	0.16	5.26	6.56	4.50	0.98	0.19	卡叔和
		双海玄武岩	48.40	2.71	13.84	6.24	6.25	0.20	6.14	8.62	2.42	1.15		林建英
		丽江玄武岩	47.00	2.28	14.18	6.77	7.46	0.36	6.78	9.31	2.76	0.85		周学禹
地台型		峨嵋山玄武岩	48.16	3.60	13.59	5.84	8.48	0.17	6.19	8.29	2.50	1.22		周学禹
地洼型	激烈期	内蒙玄武岩	50.60	1.80	16.66	6.84	1.83	0.12	5.07	6.25	3.42	3.94	0.68	区地矿局
		广东玄武岩	49.63	1.37	16.84	6.29	1.56	0.13	2.48	9.34	3.91	1.67		省地矿局
		福建玄武岩	52.53	1.50	15.49	3.46	5.49	0.12	4.34	6.97	2.57	2.51	0.76	省地矿局
	余动期	黄花岭玄武岩	46.18	1.89	15.26	6.71	5.26	0.12	6.76	8.36	3.04	1.10	0.55	省区测队
		河谷玄武岩	45.73	1.49	15.47	5.16	7.58	0.18	7.56	8.59	3.90	2.10	0.83	郑学正等
		山东玄武岩	46.19	2.20	14.20	6.23	6.64	0.15	8.23	8.87	3.06	1.47	0.60	金隆裕
所有玄武岩			49.06	1.36	15.70	5.38	6.37	0.31	6.71	8.95	3.11	1.52	0.45	戴　里
玄　武　岩			48.78	1.39	15.85	5.37	6.34	0.29	6.03	8.91	3.18	1.63	0.47	戴　里
中国玄武岩			48.28	2.21	14.99	4.18	6.95	0.20	7.00	8.07	3.40	2.51	0.60	黎　彤

表 3-2　西伯利亚和德干暗色岩化学成分含量表（%）

地　区	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	总量
西伯利亚下通古斯河下游暗色岩	47.41	1.67	16.58	3.80	9.13	0.20	6.18	10.21	1.44	1.14	1.58	0.29	100.46
	49.39	1.23	15.44	3.59	3.52	0.17	5.28	10.00	1.77	0.94	0.56	2.74	99.63
	99.71	50.65	0.98	14.10	2.24	8.81	0.13	6.25	10.02	1.93	1.43	1.09	2.08
	48.04	0.60	19.74	1.1	9.67	0.05	12.43	12.83	1.48	0.32	0.16	0.01	100.55
	100.50	49.12	0.22	23.95	1.90	1.71	0.02	2.17	18.24	2.14	0.48	0.20	0.35
德干暗色岩①	50.61	1.91	13.58	3.19	9.92	0.16	5.46	9.46	2.60	0.72	0.43	1.70	99.73

①11 个分析样品平均，据 В. И. Гобшакова。

表 3-3 峨嵋山玄武岩的微量元素含量(10^{-6})

岩性	Cs	Rb	Sr	Ba	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Ga	Zr	Hf	Sc	U	Th	Ta	资料来源
无斑玄武岩	<0.7	25	412	444	92	80.7	43.1						<266			1.42	7.42		熊舜华等
斜斑玄武岩	<0.69	38.6	384	507	70.2	51.8	47.6						288			1.75	6.73		
峨嵋玄武岩	0.79	44.0	520	475	71.0	73.0	41.1	353			124		313	8.67	24.7	1.80	7.50	2.35	汪云亮等
	0.49	31.9	925	402	73.1	72.7	46.3	359			131		433	9.02	27.2	2.53	7.90	2.96	
唐坊玄武岩	0.67	515	526	438	154	93.2	46.9	404			133		318	8.72	28.8	1.71	7.35	2.77	
	0.17	14.7	569	423	53.6	54.6	41.6	370			128		423	7.84	25.3	1.36	5.81	2.49	
二滩橄榄玄武岩	0.23	39.6	905	849	566	205	50.2	330			86		354	7.56	27.2	1.40	6.90	2.82	
二滩辉斑玄武岩	0.64	48.5	446	573	1069	245	59.5	295			70.5		267	5.15	40.0	0.90	4.65	2.01	
玄武岩			390	820	73	60	28	260	170	<10	100	43	120		20				郑启铃等
玄武质火山角砾岩			<300	700	67	63	33	270	110	<10	100	23	730		10				
玄武岩屑-玻屑凝灰岩			·250	1050	66	57	26	280	160	<10	100	43	100		15				
黔西峨嵋山玄武岩					65	53	30		182	5	100	36	171		22				省区测队
上仑玄武岩	0.47	21.7	441	329	608		54	294					170	4.40	24	1.79	4.58	1.34	黄开年等
安宁河玄武岩	2.27	62.8	652	529	65		35.3	375					390	8.34	26	2.31	8.7	2.52	
大桥玄武岩	0.42	31.2	735	482	109		43	373					526	8.34	25.5	1.00	3.21	3.21	
大坪子玄武岩	0.56	20.9	504	376	77		435	437					353	9.91	24	1.22	651	3.03	
昭觉玄武岩	0.44	36.7		245										7.51	25.9	0.78	4.75	2.29	
熊家场玄武岩	1.44	23.9	785	334	64		44.5	467					450	8.80	25.9	1.20	6.19	2.42	
玄武岩类	0.1	30	465	330	170	130	48	250	87	6	105	17	140	2	30	1	4	1.1	图尔基安等
基性岩	1	45	440	300	200	160	45	200	100	8	130	18	100	1	24	0.5	3	0.48	维诺格拉多夫

峨嵋山玄武岩与西伯利亚、德干暗色岩化学成分(表 3-2)相比较,可以看出,TiO_2 高和 Fe_2O_3+FeO 高的情况,并不存在于后二者中,相应地却显示出偏低的情况;Al_2O_3 也未显出偏低,相应地却显出偏高的情况。西伯利亚和德干暗色岩成分的最大特点是富 CaO,高者达 18.24%,一般都>10%。

峨嵋山玄武岩、西伯利亚和德干暗色岩,三者在主成分上的共同特点是 Na_2O 含量低,低于任何其它大地构造类型的玄武岩,并且也显现出 K_2O 的含量也少的特点,因此可以认为,地台型基性岩浆主元素特征是低碱。近年来,朱振华等也指出,地槽型玄武岩富 Na_2O,地台型玄武岩富 TiO_2、CaO,地洼型玄武岩富 K_2O,并作出了玄武岩 $K_2O/Na_2O-(Na_2O+K_2O)$关系图的大地构造属性岩石化学判别图解。

二、微量元素特征

峨嵋山玄武岩的微量元素含量与玄武岩类的微量元素平均含量相比(表 3-3),大离于元素 Ba 含量高,在一定程度上,Cs、Rb、Sr 元素亦显现含量较高的特征;铁族元素 Cr、Ni、Co 含量低,但 V 含量高;Cu、Ga 元素含量高;高价元素 Zr、Hf、U、Th、Ta 含量均高,尤以 Hf 特别显著,多达三倍以上。

由铁族元素含量一般较低,以及高价元素含量一般较高的这种特点,可能表明峨嵋山玄武岩浆活动所反映的构造作用深度的穿透性有限。

峨嵋山玄武岩稀土元素含量较高,与玄武岩类和基性岩的稀土元素含量对比(表 3-4),明显可见 La、Ce、Nd、Sm、Eu、Tb、Dy、Ho 的含量均较高,前六个稀土元素的含量约为 2—3 倍以上,但 Lu 含量却较低。稀土元素含量表现为轻稀土富集的分配型式。

表 3-4 峨嵋山玄武岩稀土元素含量(10^{-6})

岩性	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Dy	Ho	Yb	Lu	Y	资料来源
峨嵋玄武岩	43.9	104	54.2	10.9	3.0	1.2	6.8	1.3	2.9	0.43		汪云亮等
峨嵋玄武岩	48.1	113	63.1	11.6	3.3	1.4	6.8	1.7	3.2	0.48		
磨坊玄武岩	46.7	108	62.6	11.7	3.4	1.3	7.4	1.2	3.1	0.46		
	43.2	101	54.1	10.4	2.9	1.2	6.9	1.2	2.7	0.41		
二滩玄武岩	51.1	129	58.4	10.1	2.9	1	5.7	0.9	1.8	0.28		
	37.0	81.5	41.5	7.50	2.2	0.8	3.8	0.6	1.3	0.22		
无斑玄武岩	44.9	79.1	57.5	11.4	3.2	1.3			3.1	0.45		熊舜华等
斜斑玄武岩	39.5	74.3	53.2	10.6	3.1	1.0			3.0	0.47		
上仑橄榄玄武岩	17.4	32.4	15.6	5.08	1.7	1.0			2.6	0.38		黄开年等
二滩橄榄玄武岩	34.4	61.3	34.8	6.62	2.5	1.3			2.6	0.38	18	
安宁河石英拉斑玄武岩	48.8	90.3	43.7	10.3	2.9	1.2			2.4	0.41		
大桥石英拉斑玄武岩	47.7	86.6	47.2	11.4	3.2	1.7			2.6	0.29		
大坪子石英拉斑玄武岩	55.0	112	61.1	12.8	3.7	1.6			2.6	0.42	42	
昭觉石英拉斑玄武岩	40.9	67.9	42.5	9.68	3.0	1.4			2.5	0.32		
熊家场石英拉斑玄武岩	50.8	104	57.5	12.5	3.5	1.6			2.2	0.42	42	
玄武岩类	15	48	20	5.3	0.8	0.8	3.8	1.1	2.1	0.5	21	图尔基安等
基性岩	27	45	20	5	1	0.8	2	1	2	0.6	20	维氏

第三节　成矿作用中造矿元素的集中特点

我国东部地区所见到的成矿地球化学特征之一，是几乎大部分外生沉积矿产都与地台发展阶段有关，主要产在地台阶段的沉积盖层中，这种具有显著外生沉积矿产的含矿特征，是所有地台区成矿地球化学特色之一。内生作用的成矿，相对起来，显示得稍为差一些。

一、内生造矿元素

地台区的内生成矿作用主要发生在早期和晚期。早期与海相火山岩有关，晚期则与大陆喷发岩和侵入岩的基性岩系列岩石有关。造矿元素以 Fe、Cu、Ti、V 为主，还有 Co、Ni、Cr 等。例如，攀枝花钒钛磁铁矿床、河北某地钛磁铁矿床、四川昭觉瓦卡木铁矿等。有关的含矿岩体多属于铁质岩和铁质超基性岩类。

二、外生造矿元素

在地台发展阶段强烈的外生作用下，许多成岩元素形成高度的集中，成为十分富集的外生矿床，现分述如下：

铁的外生成矿作用，在地台阶段大大强于地洼阶段，如我国东部在地台阶段时，就产有规模巨大的宣成龙式铁矿和宁乡式铁矿，还有山西式铁矿。

锰在地台阶段的外生作用中非常富集，如形成河北蓟县、辽宁瓦房子、天津东水厂和湘西的震旦纪锰矿，广西木圭、下雷和湖南泥盆纪的锰矿，南京栖霞山、江西乐华山和广西龙头的石炭纪锰矿，以及遵义等地二叠纪锰矿。

磷矿的外生成矿作用是我国东部地台阶段的一大特色，以云、贵地区寒武系的昆明式磷矿最为闻名，此外还产有震旦纪的磷矿，如鄂西、湘西等地。

我国地台型石灰岩矿床和石灰岩沉积分布极广，在华北的寒武纪、奥陶纪、石炭纪、二叠纪各时代的沉积岩层中均有发育；华南西部自震旦纪至三叠纪，东部自泥盆纪至三叠纪沉积岩中都有地台型石灰岩矿床。

地台阶段也有大量的白云岩矿床产出，如华北震旦系及奥陶系，华中、华南的三叠系中的白云岩矿床。

我国东部在地台阶段时，于华北和西南还见有大量的铝土矿，以石炭系中的铝土矿最为有名，如河北唐山、河南巩县、山东淄博、贵州修文等。此外，在辽宁、湖南、云南等省也有产出。

盐类、石膏矿床在地台区内，成矿作用也很发育，并以海相盐类的矿床发育是其最大特点。我国东部地台阶段的这些矿床见于华北奥陶系、四川三叠系、伊陕地区叠系、湘桂边境的泥盆系等内。

地台区生成了大量的煤矿，以世界煤矿储量而言，地台型煤田占世界总储量的三分之一以上。我国地台型煤矿也极发育，以石炭纪和二叠纪的煤矿分布最广，储量最大，见于本溪系、太原系、石盒子系、测水煤系、乐平煤系等地层中。

石油和天然气矿床在我国东部地台阶段也很发育，分布于二叠系、三叠系、侏罗系和白垩系中。我国东部大陆目前所见的三个残留地台区（松辽、伊陕、四川）本身就是我国的重要产油气区。例如，松辽地台区的大庆油田就属地台型油田。

油页岩矿床在地台区也很发育，如我国东部的石炭纪、二叠纪等地层就产有地台型油页

岩，在上述几个残留地台区的中、新生代地层中也有油页岩。

三、成矿元素富集特点

由上可见，气圈的元素组合在地台阶段的分布要比地槽阶段和地洼阶段更多、更为发育、更为集中。外生作用在地台区的地球化学作用过程中，占有极重要的地位，造成许多成岩元素，如 Fe、Mn、P、Ca、Al 等的集中，在内生作用上，Fe、Ti、V 等元素特别集中，并且以基性岩浆的元素组合占绝对优势。这就是我国东部地台阶段成矿地球化学的最大特点。

第四节　外生成矿元素组合在时、空上的富集

地台阶段外生成矿元素的富集与地台区构造演化密切相关，因而在时空上呈现出一定的规律性。

一、元素及元素组合的垂直分带性

我国东部地台阶段外生成矿元素及组合在地台构造发展历史中，所出现的构造期位置的富集情况，如表(3-5)所示。

表 3-5　地台区外生成矿元素组合主要富集的构造期

地　区	地台发展阶段	时　代	占优势的成矿元素及组合的矿床
华北古地台区	初定期　早期	Z	Fe、Mn、P
	和缓期　中期	€—D	$CaCO_3$
	余定期　晚期	C—T	Fe、Al、煤、卤盐、油页岩
四川地台区	初定期　早期	Z	P
	和缓期　中期	€—C	$CaCO_3$
	余定期　晚期	P—Q	Fe、Al、煤、卤盐、石油、含铜砂岩
华南古地台区	初定期　早期	D	Fe、Mn
	和缓期　中期	C—P_1	$CaCO_3$、煤、Al、Fe、Mn
	余定期　晚期	P_2—T_2	煤、Al(Fe)、Mn

由表(3-5)可见：(1)Fe、Mn、P 的主要富集成矿，以地台初定期(早期)占绝对优势，它们产生在区域性下陷为主的背景上，具有明显的亲屑性；(2)$CaCO_3$ 的主要富集，以地台和缓期(中期)最为显著，产于大而积震荡运动的背景之下；(3)铝、煤、卤盐则在地台余定期(晚期)占优势，它们产生于区域上隆为主的背景之下。

地台阶段的这种外生成矿地球化学富集变化特征，即亲铁性元素的成矿富集，由初定期→余定期减弱，铁由氧化物相变为碳酸盐相和由浅海相转变为湖相，而非金属矿产元素及组合(煤、卤盐、石油以及两性元素 Al)的成矿富集相反地增强了，我们可以称之为地台阶段的构造发展的外生成矿元素地球化学富集的垂直分带性。

二、元素及元素组合的水平分带性

地台阶段外生成矿元素富集特征在构造空间上表现为：(1)Fe、Mn、P 元素富集成矿比较显著地分布在同成矿期褶皱基底(台隆)出露的隆起带附近。而且在长期的构造发展过程中，具有不断隆起性质的地带附近，上述成矿元素可以在多个不同层位中富集，例如：湘、鄂

一带泥盆系和石炭系、二叠系的铁矿是一个例子：江南古台隆的长期存在，使之含铁层位至少包括 D_1（龙华山组）、D_2（跳马涧组、棋梓桥组）、C_1（测水组）、P_1（黔阳组）、P_2（当冲组）等六个含矿层位。看来 Fe、Mn、P 的成矿地球化学富集与基底隆起（台隆）的关系表现得十分密切；(2)铝土矿则几乎分布在不同成矿期的基底隆起带附近，位于盖层（主要是碳酸盐岩）的风化侵蚀间断面上（如华北石炭系铝土矿、修文铝土矿等）。类似条件的长期存在，也会造成铝土矿的多个含矿层位的出现，如湘、黔目前已知有 D_2（写经寺组）、P_1（黄龙组底部、阳新组）、P_2（乐平煤系底部）等四个层位；(3)煤、卤盐及石油等非金属矿产的成矿元素地球化学富集，多数在盖层组成的大型盆地（台陷、台凹）或隆起边缘海盆中产生（如四川地台区三叠系石膏矿、伊陕地台区二叠系石千峰统石膏矿），而且是在分异活动小的地区，如四川地台区。石油的生油层位可以有二叠系、三叠系（嘉陵江灰岩）、侏罗系（重庆统）；岩盐有侏罗系、三叠系、白垩系等多层位产出。这类外生成矿元素及组合的地球化学富集的出现，与基底隆起带很少直接关系。

上述特征，最清楚地反映在由江南古台隆往西北方向至四川地台区古台陷，区域水平方向上的外生成矿元素富集的变化。

这种在地台阶段外生成矿的亲铁元素富集具有由基底隆起带（台隆，台凸）广泛出露向极少出露的地区（台陷、台凹）逐渐减弱，相应地非金属矿产元素富集增强的变化，可以称之为地台区内部构造空间上的外生成矿元素富集的水平分带性。

上述地台区元素及元素组合的垂直分带性和水平分带性，表现了 H. M. 斯特拉霍夫，A. T. 普斯托瓦洛夫等所阐明的元素沉积分异作用在地台构造发展过程中，受地台地质构造条件制约下所具有的规律性。这种特性说明地台区的基底构造及其发展，以及基底本身地球化学特征都直接影响和控制了地台阶段的外生成矿元素富集。而且这种影响、控制由地台初定期至余定期逐渐减弱，相反，新生的地台盖层本身的构造和化学成分特征的影响和控制却加强了。例如，余定期非金属矿元素的富集（卤盐、石油等）则主要赋存在盖层组成的大型盆地或隆起边缘的海盆中，铝元素富集在盖层的风化侵蚀间断界面上等。

必需指出，上述所阐明的规律性，在不同地区的地台区域或地台阶段，由于其区域性因素的影响，会比所阐明的特征要复杂得多，而且显现的强弱程度有所差异。

第五节　地台区成矿元素分配的差异性

根据我国东部地台阶段的各个地区（东北古地台区、华北古地台区、华南古地台区等）对比，在成矿元素的富集特征上，具有如下所述的差异性：

一、云贵古地台区和四川地台区

云贵古地台区和残留的现存四川地台区的内生地球化学过程比较强烈，基性岩浆的元素组合特别发育，内生成矿元素 Fe、Ti、V 等特别集中。外生成矿元素地球化学富集上，Mn、P 元素特别富集，天然气的元素组合特别发育。

二、东北古地台区

东北地区地阶段短暂，甚至缺失，故内生地球化学过程特别微弱，只在残留的现存的松辽地台区内有少许显现，新生代的基性岩浆的元素组合有所出现；外生地球化学过程亦显现微弱，只在松辽地台区有所表现，但是气圈的元素组合（石油）集中特别显著。

三、华北古地台区

华北地区地台阶段的外生地球化学富集过程特别强烈，Fe、Mn、Al 成矿元素和气圈的元素组合(特别是煤)富集最强烈。残留的现存伊陕地台区内，气圈的元素组合也较集中。

四、东南古地台区

外生成矿元素富集表现一般，Fe、Mn、Al 元素有一定的富集，但均不如华北地区地台阶段。贫乏和缺乏气圈的元素组合(石油)富集。内生地球化学过程虽有显现，但未见有内生成矿元素富集成矿。

为什么会造成这种物质组分的差异？这与前地台阶段的构造发展和地台阶段的构造发展有关，还可能与各地区的结构、成分等有关，即与各地区基底的成分上的不均一性有关。这种化学成分性质上的差异性，如追溯大地构造发展史，则在地槽阶段也有所反映。例如铁元素在华北地区(中朝古地台区)地槽阶段则比较集中，构成地槽型铁矿床(沉积变质型等类型)，而锰元素则在华南地区地槽阶段大规模富集(如湘潭式锰矿等)。

五、新地台和老地台

由上述的差异性，也可看出不同种类的地台，即老地台(由前震旦或前寒武纪的地槽区转化而来)和新地台(由古生代以来的地槽区转化而来)，具有不同的地球化学特征。老地台基性岩浆的元素组合非常发育，如俄罗斯地台、印度古地台、云贵地台，均发育有规模巨大的暗色岩建造，铁元素也十分聚积，如与暗色岩建造有关的铁矿床等，又如我国华北古地台区发育的宣龙武铁占我国铁矿储量的 8.2%。新地台基性岩浆的元素组合发育微弱，铁元素富集也逊色，如华南古地台(后加里东地台)的宁乡式铁矿只占全国铁储量的 2.9%；而就成盐元素来说，华北地台阶段就没有华南地台阶段发育。因此，似可认为老地台的化学组成较“基性”，而新地台的组成较“酸碱性”。

第六节　地台区粘土岩化学组合的演化

据前苏联斯特拉霍夫等研究，以俄罗斯地台为例，粘土岩中的钾含量从里费纪到第三纪减少了一半，而钠的含量则上升，Ca/Mg 比值逐渐增大，Al 和 Ti 的含量下降。这种变化是一种定向的和不可重要的过程。同样的规律也可作为北美地台粘土岩的化学组成演化的特征。

Ca/Mg 比值变化规律，在碳酸盐岩中也可见到，这是成层岩石圈化学组成演化的最普遍的表现形式之一。

研究表明，碳酸盐岩内的 Ca 的数量从元古代的 20.23%增至第四纪的 35.9%，即增加了半倍以上。在同一时期内的 Mg 含量，却减至 1/2(从 12.6%减至 1%)(K.K. 马尔科夫)。

第七节　地台区的一般地球化学特征

由上述地台区的一些地球化学特点，以及与活动阶段(地槽阶段、地洼阶段)的比较可见，地台阶段的一般地球化学特征有如下几个方面：

一、外生地球化学方面

(一)地台阶段的地球化学特点是外生地球化学过程占有极优势的地位；

(二)外生成矿元素的地球化学富集与地台区构造的关系是:在地台区构造发展历史上呈现出垂直分带性;在地台区内部构造位置上呈现出水平分带性;

(三)按 V.M. 戈尔德斯密特的元素地球化学分类,地台区以亲石元素(B、C、O、Na、Mg、Al、Si、P、Cl、K、Ca、Mn、Sr、B)的外生地球化学富集作用占优势;

(四)亲气元素(H 等)和亲铁元素(Fe、P)在外生地球化学中呈现富集。而亲铜元素,除铜有点富集外,其它均不显集中。

二、内生地球化学方面

(一)以基性岩浆元素组合发育占绝对优势;

(二)暗色岩建造的化学成分以碱低,特别是 Na_2O 低为特征;

(三)内生成矿元素以 Fe、Ti、V 等元素特别集中。

第四章　地洼阶段的地球化学

地洼区又称活化区，是陈国达提出的一个新的地壳基本构造单元。它是在地壳发展过程中，经历了若干个发展阶段，其中包括地槽区（属于活动区）转化为地台区（属于"稳定"区）这两个阶段之后，地台区衰亡、转化（也称活化，即向活动区转化）而成的后地台阶段新型活动区。

按构造—岩浆活动特点，地洼区可以分为两大类型：即拱裂型和块断型。拱裂型的主要特征表现为地洼盆地及地穹隆起的构造起伏分异，是由于拱曲兼断裂作用所致。又可分为两种亚型：华夏型和顿涅茨型。华夏型以岩浆活动强烈、小型地洼成列广布为主要特点。在中国东部的地洼区均属于华夏型。该型地洼区在世界上分布颇广、有朝鲜、越南、蒙古，以及俄罗斯西伯利亚东部和西部等地，在北美西部（落基山、科罗拉多高原、格兰德裂谷、盆地和山脉区）和南美东北部（巴西）也有发现，我国西部阿尔泰地区亦属之。它是现知几种类型地洼区中最主要的一种，具有一定的代表性。由于中国东部的为最典型，因此现在以中国东部地洼区为讨论对象来说明地洼区的地球化学特征。

我国东部（大致为贺兰山—龙门山—大雪山一线以东）自进入晚三叠世（东南诸省）或早侏罗世（华北、东北）以后，除了四川、伊陕、松辽三小块残留地台区以及一个台东地槽区之外，其余大部分地区、包括南海诸岛和其它陆棚浅海区的主要部分均已转化为地洼区，即东北、华北、华中、东南、云贵等地洼区是。在地洼区的发展过程中，可依活动强度的变化，分为初动期、剧烈期和余动期。本章着重阐述我国东部中生代，新生代这一段地质时间内，即从地洼发展初动期（中越或印支运动）开始，经过剧烈期（燕山期）到余动期（喜山期）的现代，即地洼阶段的一些地球化学特征。

地洼阶段的地球化学问题的研究，无论在理论上和实践上都具有重大意义。在理论上，可以进一步阐明大地构造和地球化学之间的关系；在实践上，可以弄清地洼区这个新的地壳基本构造单元的成矿规律，因而对找矿勘探和矿产预测有着实用意义。

第一节　元素在地洼阶段的丰度和集散特点

丰度指元素在地质体中的含量，分配量指元素在不同地区和时间的不同含量。

一、地洼型花岗岩造岩矿物和副矿物成分特征

地洼型花岗岩主要造岩矿物一般是浅色矿物含量较多，暗色矿物成分较少，钾长石含量较多，斜长石偏碱性（表 2-3）。

据阮道源等，地洼型花岗岩与地槽型花岗岩在钾长石的有序型数值上亦有所差异。例如华南地区，最老的四堡期—雪峰期花岗岩（地槽型花岗岩）的钾长石均为有序型（$\Delta=0.79$—0.91），同属地槽型的加里东期花岗岩的钾长石，也属于有序型（$\Delta=0.8$—0.9），这些地槽型花岗岩有着高有序型的微斜长石，但还不是最大有序型的微斜长石。而地洼型燕山期的花岗

岩则 Δ=0—0.95，变化的范围十分宽广，从无序型到过渡型，直到有序型均存在，与地槽型花岗岩迥然有异。在这里应指出，这是主要趋势。

按副矿物成分，石原舜三把花岗岩类分为磁铁矿系列花岗岩类和钛铁矿序列花岗岩类两类岩石，并认为磁铁矿系列花岗岩类岩石是在深部（上地幔及地壳最下部）产生的，且未与含炭物质相互作用过，而钛铁矿系列花岗岩类岩石是在地壳的中部和下部产生的，并且其火成发育史的各阶段都曾与含炭的变质岩和沉积岩物质混合过。他经过统计后得出结论：在中生代—新生代早期造山带中，磁铁矿系列与钛铁矿系列之比值，在亚洲一侧低于 1，而在美洲一侧则高于 1。这种差异似乎是环太平洋地区的一个突出特点，并且意味着太平洋两侧具有不同的构造发展历史。

后来，高桥正树、荒牧重雄、石原舜三进一步研究了磁铁矿系列/钛铁矿系列与 I 型/S 型花岗岩类岩石的对应关系。他们指出，最初澳大利亚确定的 I 型花岗岩类在矿物成分上与磁铁矿系列花岗岩类相近，而 S 型花岗岩类则与钛铁矿系列花岗岩类相近。但研究全日本花岗岩类表明，磁铁矿系列花岗岩类大都在 I 型区内，很大一部分钛铁矿系列花岗岩也在 I 型区内，而在日本西南部的中新世花岗岩类大部分属于钛铁矿系列，其中一半位于 S 型区内（有学者划分出日本西部地洼区）。因此高桥正树等认为磁铁矿系列/钛铁矿系列分类法与 I 型/S 型分类法并不完全相当。锶、氧同位素数据也证实了这一点。因此得出结论，石原舜三所定的所有的磁铁矿系列花岗岩类确实就是 B. W. 查佩尔和 A. J. R. 怀特所定的 I 型花岗岩类，但是钛铁矿系列花岗岩类既包括 S 型花岗岩类，也包括 I 型花岗岩类，许多钛铁矿系列花岗岩类经证明是 I 型的花岗岩类。

沿亚洲大陆东缘（不包括日本），马来半岛、中国西部（云南）、泰国、中国东部（主要是东南部）、朝鲜、锡霍特山脉、蒙古-鄂霍茨克-楚科奇等地出现较多的钛铁矿系列花岗岩和 S 型花岗岩；沿美洲大陆西海岸，例如阿拉斯加中部、阿拉斯加山脉、加拿大境内科迪勒拉、博尔德岩基、爱达荷岩基的内华达山脉岩基、克拉马恩山脉、加里福尼亚南部以及南美安第斯山脉的大部分中生代花岗岩类与亚洲大陆东缘中生代花岗岩类是不同的，而是属于 I 型，磁铁矿系列花岗岩类比例极高。

因此，高桥正树等指出，中生代至新生代磁铁矿系列/钛铁矿系列花岗岩类和 I 型/S 型花岗岩类的分布表明，它们在太平洋的东西两岸有明显的差别。沿亚洲大陆分布的中生代至新生代花岗岩区、有很大一部分花岗岩类在 ACF 图上都位于在 S 型区内，其中有的属于典型的 S 型。相反，沿美洲大陆的西侧，大部分中生代花岗岩类是 I 型的，而具有 S 型化学成分的花岗岩类在数量上似乎是微乎其微的。显然亚洲东部钛铁矿系列所占的比例，明显地高于美洲大陆西海岸这类岩石所占的比例。由于全部磁铁矿系列和部分钛磁铁矿系列的花岗岩类均是 I 型的，所以太平洋两岸所谓不对称的差别，就更加突出了，也就是说，I 型与 S 型之比值，相对磁铁矿系列与钛铁矿系列之比值要高得多。

我们知道，环太平洋中生代至新生代花岗岩带在生成的构造地质状况上，受应力作用上、矿物成分上、化学成分上、微量元素含量上、稀土元素含量和配分上、同位素的组成特征上以及成因等上的不对称分布问题，乃是全球花岗质岩浆最有魅力的问题之一。这种状况表明，它应该与全球最重要的大地构造单元及其发展和演化有关。实质上也是如此，如果我们按照地洼学说来分析这些问题，就一目了然，很容易找到其中的解析。

我们知道，亚洲大陆东部相当多的地区在中生代时已进入到地洼区大地构造发展阶段，

如俄罗斯远东、我国东部、朝鲜、蒙古、越南等地；而美洲西部，如北美的海岸山脉和南美的安第斯山脉区等，现今仍处于地槽区的大地构造发展阶段(的后期)，因此，两个不同大地构造发展阶段的花岗岩类在成因上和成分上是不会相同的。故看来，地槽阶段的花岗岩类以磁铁矿系列花岗岩和 I 型花岗岩类较多，而地洼阶段的花岗岩系列则以钛铁矿系列花岗岩和 S 型花岗岩类较多。

日本尽管位于亚洲大陆之东部，太平洋之西侧，但它现在大部分地区仍处于地槽阶段的发展，所以它的花岗岩类以磁铁矿系列花岗岩类和 I 型花岗岩类为主。

在这里顺便从构造地球化学观点，来讨论一下太平洋两岸构造不对称性问题。如以太平洋的东大陆海岸与太平洋的西大陆海岸来对比，当然构造是不对称的，因为美洲大陆西部，如海岸山脉、安第斯山等，即太平洋东大陆海岸现阶段大地构造性质属地槽区，而亚洲东部，如俄罗斯远东、朝鲜，我国东部和越南等，即太平洋西大陆海岸现阶段大地构造性质却属于地洼区，故太平洋东、西两岸无论在构造形态、岩浆活动、成矿作用、地球化学和地球物理特征上，均存在着一系列的差别。但如果不局限于太平洋东西两侧的大陆，而是把范围扩大来对比，则在构造上是存在着对称性的。即千岛群岛、日本、台湾、菲律宾一带，与海岸山脉、安第斯山一带对比，亚洲大陆东部与北美盆地—山脉区和南美巴西等地对比。前者都是属于地槽区，后者都是属于地洼区，具可比性，即对称性是存在的。因此，在构造形态，岩浆活动，成矿作用、地球化学和地球物理特征上，有着一系列的共同特征。

地洼型花岗岩岩体本身含有较多的稀有和有色金属矿物。如湖南的地洼型花岗岩体含褐钇铌矿、铌铁矿、钍石等稀有元素矿物；金属矿物更是普遍，有锡石、黑钨矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等；还有富含挥发组分的矿物，如电气石、黄玉、萤石等。又如广东，地槽阶段加里东期花岗岩类的副矿物组合简单，含磁铁矿，榍石等较多，亦含其它一些矿物，如硫化矿物，但含量较少。而地洼阶段燕山期花岗岩类则副矿物组合复杂，除含有一般副矿物外，还出现较多的其它矿物，如锡石、硫化矿物闪锌矿、辉砂等；并且还出现许多稀土矿物，如独居石、磷钇矿、铌铁矿、褐钇铌矿、铌钇矿、硅铍钇矿、氟铈镧矿、氟碳铈镧矿等，以及出现放射性矿物晶质铀矿等，此外气成矿物大量出现(表 4-1)。

地洼阶段燕山期花岗岩浆作用有着独特之点，花岗岩侵入体内，常在晚期经分异作用生出碱性造岩矿物，如黑龙江海伦钠花岗岩，辽宁千山绿闪石花岗岩，北京房山、江苏苏州、浙江普陀等地歪长正长岩，崂山花岗岩类中的钠闪伟晶岩脉等。

地洼型花岗岩类中，出现较多的晶洞花岗岩和碱性花岗岩，如我国东部福建魁歧花岗岩，岩体内本身就含有碱性矿物(多量钠闪石)。

我国东部在地洼阶段剧烈期，即燕山晚期的花岗岩形成时，很多地区常有碱性到偏碱性岩脉产生，如北京羊坊棕钠闪石煌斑岩、南京句容沸碱岩、湖南常德黄土店带碱性的煌斑岩、沅水上游崇阳坪、瓦屋圹地区的偏碱性辉绿岩脉等。

二、地洼型花岗岩类岩石化学特征

关于地洼区花岗岩类的岩石化学特征，总的来说，中国东部地洼阶段花岗岩类大致具有以下特点：SiO_2 多，酸度高，一般平均含量近于和大于 73%，碱性组分(K+Na)含量大，K_2O+Na_2O 量近于和大于 8%，以致成为地洼区所特有的强酸性和带碱性的花岗岩建造，有的甚至就是碱性花岗岩，如福建铜盆山岩体，其 SiO_2 含量可达 76.9%；而 CaO、MgO、Fe_2O_3+FeO、TiO_2 等组分含量偏低。MgO 含量低于平均花岗岩的含量，为一半多一点左右，Fe_2O_3+

表 4-1　不同大地构造阶段的一些花岗岩类侵入岩副矿物组合对比表

构造阶段	侵入期		代表岩体	电气石	褐钇铌矿	铌铁矿	硅铍钇矿	独居石	磷钇矿	黄铁矿	毒砂	黄铜矿	辉钼矿	辉铋矿（沼铋矿）	方铅矿	闪锌矿	锡石	萤石	黄玉	晶质铀矿	白钨矿	钍石	氟铈矿
地槽阶段	早古生代（加里东期）		太蜜					+″		+		+	+	+″	+″							+++	+″	
			七星					+″		+					+								+	
地洼阶段	中生代三叠纪（印支期）		古寨	+″						+			+″	+″	+″							+++		
			马山							+		+″	+″	+″	+″		+″							
	中生代（燕山期）	早侏罗世	大东山	+″	++++″			+	+	+		+″	+″		+″	+″	+″	+″				+″	+″	
			贵东					+		+		+″	+″		+									
			诸广山	+				++	+++	+		+	+		+			+		+++			+	
		中侏罗世	冈尾							+		+++″	+″									+″		
		晚侏罗世	石碌	+″						+++			+++		+″	+″							+++″	
			塘口	++++″	+″			+″+++	+	++++″	+++″		+					+					+++″	+	
			罗岗							++			+					+						++	
			塘蓬	+				++	+	+			+					+							
			西山					++	+	+	+″		+″							+					
		早白垩世	七娘坛			+++		+		+			+++″			+++″	+++″	+++	++++″				+	+++	
			松江蜂	+	+++″	+		+++	++	+	+″	+	+	+″				++	+″				+++″		
			八万							+			+″		+″		+″						+″		
			甲子		+			+	+++	+″			+″		+++″			++					++		
			蓬塘							+								+″							
			海螺嵩		+		+++	+++	+	+					+			++							

符号说明：+++高含量—1/5 含量；++中含量(1/5—1/20 含量)；+低含量(<1/20 含量)；加""者表示不常出现。　　（据广东区测队）

FeO 总量也低于平均花岗岩的含量，但 Fe_2O_3/FeO 的比值却较高，TiO_2 一般为 0.2%左右，CaO 也较低。还应指出，Al_2O_3、MnO 的含量也低于花岗岩的平均值，而且也少于地槽型花岗岩的含量(表 2-4、表 2-5)。地洼型花岗岩的这一些岩石化学特点，陈国达、袁奎荣、刘成湛等也曾指出。N. B. 别洛夫在研究俄罗斯贝加尔中生新生代火成岩类的岩石化学特征时也曾提到。朝鲜南部地洼型花岗岩的岩石化学成分，亦反映了上述的一些特征(表 4-2)。J. T. Liyama 指出(1981)：在 SiO_2 含量相同的条件下，朝鲜的花岗岩比日本的花岗岩更富碱，而贫 Fe、CaO、MgO。

表 4-2　南朝鲜地洼型中生代花岗岩岩石化学成分(%)

时代	岩　性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	总量
白垩纪公园寺花岗岩	花岗岩	78.83	0.07	12.68	0.84	0.46	0.03	0.07	0.28	4.04	4.26	0.07	101.62
	花　岗　岩	77.45	0.08	12.22	1.02	0.49	0.03	0.00	0.23	4.06	4.21	0.00	99.79
	黑云母花岗岩	77.58	0.08	12.77	0.59	0.50	0.01	0.00	0.32	4.07	3.87	0.09	99.88
	黑云母花岗岩	75.89	0.11	13.17	0.62	0.75	0.04	0.09	0.98	3.72	4.20	0.00	99.57
	全熔岩浆黑云母花岗岩	77.94	0.08	12.26	1.43	0.40	0.01	0.00	0.30	3.79	4.15	0.00	100.56
侏罗纪大宝花岗岩	花斑状微晶花岗岩	76.95	0.07	12.89	1.02	0.04	0.02	0.02	0.37	3.12	4.87	0.00	99.37
	二云母花岗岩	74.93	0.17	14.70	0.41	0.25	0.02	0.10	0.79	3.64	4.96	0.15	100.12
	二长花岗岩	72.89	0.25	14.35	1.38	0.79	0.04	0.43	1.24	3.40	4.52	0.11	99.40
	花　岗　岩	72.60	0.26	13.81	0.52	1.34	0.02	0.53	2.04	3.70	2.82	0.08	99.72

(据 J. T. Liyama)

应特别指出的是地洼型花岗岩岩石化学最大特征之一是 $K_2O>Na_2O$ 量。

三、地洼型花岗岩微量元素特征

地洼阶段花岗岩(尤以燕山期花岗岩)的微量元素特征是有色金属(成矿元素等)与稀散、放射性元素的含量也比较高，如就湖南境内一些主要花岗岩体来说，以 Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta、U、Th、稀土、W、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn 等含量较为特色(表 2-7 至表 2-10，表 4-3，图 2-1、图 2-2)。因此往往具有含矿母岩的直接标志，例如湖南骑田岭花岗岩体东南缘的某锡矿区所见，矿区花岗岩类的锡含量一般就有 0.001%—0.009%，白岗岩体中的锡含量甚至可达 0.22%。

另一方面，相反的是花岗岩体中的铁族元素含量较少(表 2-7 至表 2-10)。此外，Sr、Ba 平均含量亦较少，但 Sr/Ba 比值则较大(表 2-11)。

地洼区的花岗岩类矿化作用极其强烈，形成 W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、As、Be、Li、B 以及一些稀散、放射性元素矿床。Be、Nb、Ta、U 更常集中于这类酸性岩浆活动中，形成花岗岩型、矽卡岩型、伟晶岩型、热液型以及风化型矿床。

地洼阶段花岗岩的围岩蚀变化也很强烈，矽卡岩化、电气石化、云英岩化、萤石化等很发育，说明花岗岩浆中挥发组分及气态元素含量高。地洼阶段火山角砾岩筒和爆发角砾岩筒的发育，也说明了这点。

表 4-3 湖南某些地洼花岗岩中的稀散元素丰度(10^{-6})

岩 体	Ta	Nb	Li	Rb	Cs	Be	Th	U	Zr	Hf	TR
C地花岗岩	8	36	44	498	19	18	35	26	125		347
	15	39	62	717	15	19	28	18	51		648
	57	36	痕	1275	12	12	12	22	31		133
Q区花岗岩	8	39	117	609	21	9	22	27	131	痕	23
	4	36	69	464	12	13	44	7	170	痕	39
	11	38	284	682	33	11	31	25	141	痕	222
	14	41	320	857	33	22	30	18	99	痕	164
DO处花岗岩	15	32	111	630	37	6	7	10	<19		59
	7	21	135	603	48	12	18	21	29		86
	42	77	443	295	49	7	痕	27	<19		65
	5	14	153	640	160	6	痕	10	21		117
	3	10	139	320	37	8	17	5	67		186
D花岗岩	4	30	138	286	54	12③	21	17	219		496
	7	18	68	348	37	12③	12	16	45		100
	19	39	102	530	54	34③	10	20	42		63
	61	73	126	866	60	37③	5	24	<19		34
Y矿花岗岩	8-23	5-29	34	731-904	38-39	1	21-26	64-81	<9		410
	29	35	381	1005	44	12	21	64	<9		290
J矿区花岗岩	20	60	740	337	59	22	19		64	4	530
	19	70	1721	1792	121	8	30		36	<4	32
	90	59	605	2642	117	8	24		26	<4	29
	82	77	791	1919	117	6			44	<4	22
	29	35	326	685	90	6	1406		36	<4	44
	45	70	558	1051	90	6	149		28	<4	170
	29	68	372	1180	105	8	404		52	<4	460
花岗岩中的平均含量	3.5	20	40	200	5	5.5	18	3.5	200	1	
克拉克值①	2.5	20	32	150	3.7	3.8	13	2.5	170	1	
克拉克值②	2	20	20	90	3	2.8	9.6	2.7	165	3	

①均据 A.П. 维诺格拉多夫(1962)； ②据泰勒(1964)； ③光谱半定量，其余为化学分析，均为算术平均 (资料据邓荣君，1974，1975)。

四、地洼型花岗岩中稀土元素含量特征

我国东南地洼区的稀土花岗岩非常发育，主要分布在南岭及其邻侧一带，呈带状分布。在东北地洼区等地域内，亦见有稀土花岗岩分布。这些稀土花岗岩有以重稀土为主，有以轻、重稀土约一半左右的花岗岩体。稀土花岗岩中 K_2O 含量高，一些 K_2O 含量较高的稀土花岗岩，稀土元素含量也较高，两者呈正相关关系。

稀土元素在地槽阶段花岗岩中和地洼阶段花岗岩中的分布模式是不相同的。例如贵阳地球化学研究所对华南花岗岩中的稀土元素分布模式所作的研究表明，可以分成三类。第一类的花岗岩多为时代较老的岩体(雪峰期—加里东期)，稀土元素分布模式为近于平滑的曲线，铕的负异常不明显，第二类的花岗岩的稀土元素分布模式，呈现中度明显的负铕异常，属

燕山期的花岗岩；第三类花岗岩有着非常明显的负铕异常。

与构造发展历史相对应，实际上第一类花岗岩为地槽型花岗岩，第二类及第三类属于地洼型花岗岩。应该指出，上述是主要趋势。因为一个花岗岩体所处的构造背景和具体的构造位置状况以及应力作用环境不同，从而在分异作用等上存在着差别。

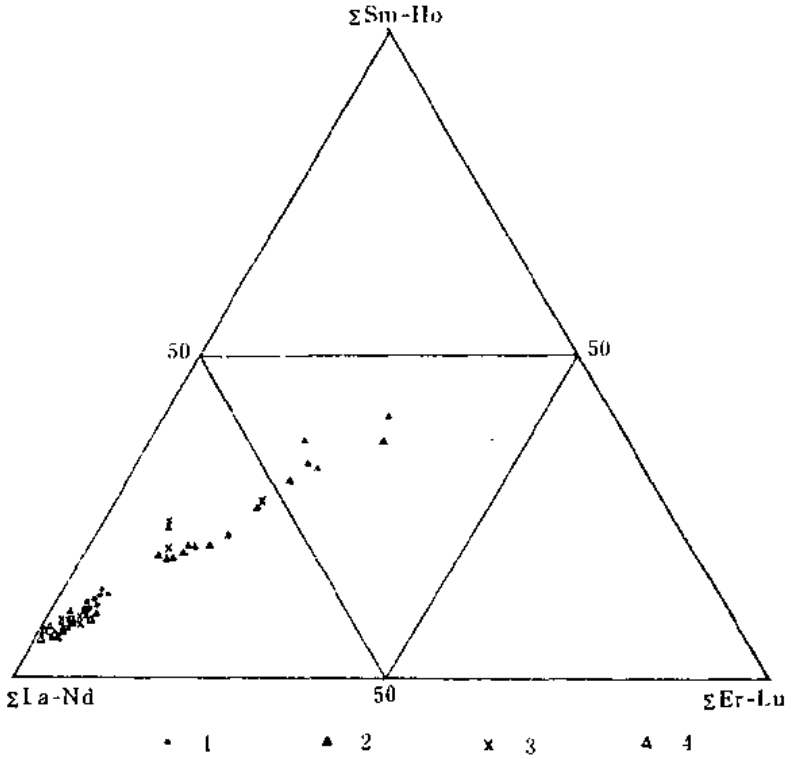


图 4-1　花岗岩类稀土配分三角图(以 ΣLa-ΣLu 为稀土总量计算)

(据王伏泉)

1—地槽阶段加里东期褶皱隆起带的壳源型花岗岩；2—地洼阶段拱裂地块内上地壳壳源型花岗岩；3—长江中下游深大断裂带内准幔源分异型花岗岩类；4—地洼阶段拱裂地块间褶皱隆起带和深大断裂带的花岗岩类

在稀土元素含量和分布特征上，地洼阶段花岗岩与地槽阶段花岗岩对比(表 4-4、表 4-5，图 4-1，图 4-2)表明：①在稀土总量上，地洼型花岗岩的含量较高，最高可达 537.18×10^{-6}，而地槽型花岗岩的含量较低，一般在 100×10^{-6}--200×10^{-6}之间；②重、轻稀土比值上，地洼型花岗岩的比值大，而地槽型花岗岩比值小，前者大于 1 的多见，后者多为 0.30 左右；③铕的分异系数 δEu，在地槽型花岗岩中大，表明分异差；而在地洼型花岗岩中小，表明分异强；④Eu/Sm 比值，在地洼型花岗岩中小，而在地槽型花岗岩中大，表明花岗岩浆的来源，在地洼阶段主要是硅铝质地壳重熔，在地槽阶段则亲幔性较大；⑤将镧系(La-Lu)稀土按轻、重稀土三分作图。可见地槽型花岗岩的投影点落于近 ΣLa-Nd 一端，而地洼型花岗岩的投影点则落于偏离 ΣLa-Nd 的方向(图 4-1)；⑥元素 Y 在总稀土中所占的比例(表 4-4、表 4-5)，在地洼型花岗岩中较高，而在地槽型花岗岩中则较低(图 4-2)；⑦标准化曲线形态上，地槽型花岗岩的 V 形谷不深，总体向右倾斜，而地洼型花岗岩的 V 形谷则深而醒目，但总体较和缓。(图 4-3)(王伏泉，1986)。

表 4-4　一些地槽型花岗岩中的稀土元素含量和比值(10^{-6})

地点		岩体	岩石类型	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	ΣY/ΣCe	δEu	Eu/Sm	Y/ΣREE
西藏	冈底斯岩带	阿扎贡拉	黑云母花岗岩	26.8	64.8	4.5	24.7	5.9	1.0	5.6	0.9	3.7	0.9	2.1	—	1.9	0.4	22.8	166.0	0.30	0.62	0.17	0.14
			斑状黑云母花岗岩	35.8	78.2	7.5	28.8	6.2	0.6	5.2	1.0	4.4	1.1	2.5	—	1.7	0.4	25.0	199.4	0.28	0.34	0.09	0.13
			中粒黑云母花岗岩	26.8	58.1	5.4	22.3	4.6	0.7	4.3	0.7	3.8	0.8	2.6	—	2.2	0.5	24.7	157.5	0.33	0.52	0.15	0.16
		扎西则	中粒黑云母花岗岩	27.3	60.4	6.4	22.0	4.0	0.8	3.6	0.6	3.0	0.6	2.1	—	1.7	0.3	16.9	149.4	0.23	0.71	0.19	0.11
			斑状黑云母花岗岩	71.4	155.4	14.1	56.8	11.5	0.8	8.7	1.6	8.0	1.6	5.2	—	4.4	0.8	41.3	381.6	0.23	0.28	0.07	0.10
		拉萨	粗粒黑云母花岗岩	14.9	34.6	2.0	19.6	3.5	0.5	2.3	0.4	2.1	0.5	1.5	—	1.5	0.3	15.8	99.5	0.32	0.61	0.14	0.16
			斑状钾长花岗岩	29	53.7	6.2	18.8	4.4	0.78	3.5	0.42	3.3	0.96	2	0.49	2.3	0.32	19.7	146	0.29	0.64	0.18	0.13
		羊八井	斑状钾长花岗岩	54.6	89.5	7.8	30.8	5.6	1.03	4.5	0.56	3.9	0.87	1.3	0.2	2.4	0.32	28.8	226	0.23	0.66	0.18	0.13
			浅色花岗岩	37.5	71.6	7.0	24	6.7	0.64	5.5	0.94	6.53	1.5	4	0.65	4.1	0.56	36.2	207	0.41	0.34	0.10	0.17
		林周	碱长花岗岩	2.7	17.9	2.7	9.4	3.5	0.2	7.3	1.4	11	2.8	5.8	0.96	8.1	1.3	41.7	117	0.45	0.13	0.06	0.36
		古荣	斑状钾长花岗岩	35	62.7	6.4	22.3	8.3	0.86	3.7	0.49	3.4	0.96	1.8	0.31	2.1	0.32	18.9	165	0.24	0.61	0.16	0.11
		尼木	斑状钾长花岗岩	42.7	89.5	15.7	49.7	8.6	1.5	6.9	0.6	3.5	1.5	1.5	1.5	0.65	0.3	9.4	234	0.12	0.63	0.17	0.04
	拉轨岗日岩带	浪卡子	黑云母花岗岩	16.6	34.2	5	12	3.5	0.66	2	0.29	1.7	0.31	0.7	0.19	0.79		9.2	87	0.21	0.75	0.19	0.11
		康马	片麻状黑云母花岗岩	29	55.4	6.9	18	4.3	0.66	3.6	0.49	3.6	0.87	1.7	0.16	2.2	0.3	20.5	148	0.29	0.55	0.15	0.14
			片麻状二云母花岗岩	21.9	50.2	3.0	18.4	4.1	0.4	3.4	0.5	2.9	0.5	1.7	—	1.5	0.3	15.7	124.5	0.27	0.36	0.10	0.13
		协格尔	片麻状黑云母花岗岩	46.1	89.5	6.6	30.8	7.8	0.66	7.4	0.85	8.7	1.6	5.1	0.65	5.1	0.68	48.8	260	0.43	0.02	0.08	0.19
		曲珍	二云花岗岩	17.1	39.1	9.1	25.7	3.4	0.5	4.9	0.5	2.5	0.4	0.7	0.17	0.3	0.18	7	112	0.18	0.42	0.15	0.06
陕西		灰池子	混合交代花岗岩	27.22	43.82	4.44	14.33	2.11	0.53	1.53	0.07	0.76	0.17	0.33	0.06	0.38	0.05	4.24	100.04	0.08	0.94	0.25	0.04
		汉南	斜长花岗岩	17.62	30.46	3.45	11.92	1.95	0.57	1.65	0.14	1.10	0.27	0.55	0.06	0.62	0.11	6.13	76.60	0.16	1.04	0.29	0.08
江西		上犹	黑云母花岗岩	45.51	81.27	9.67	32.53	6.76	0.77	5.57	1.11	6.12	1.21	3.50	0.60	3.81	0.56	37.44	236.63	0.34	0.41	0.11	0.16
		大余	片麻状花岗岩	28.58	52.87	6.84	24.51	5.13	1.03	4.36	0.84	4.59	0.93	2.78	0.48	3.16	0.47	28.64	165.20	0.39	0.71	0.20	0.17
内蒙古		白乃庙	黑云斜长花岗岩	18.4	38.2	6.6	22.7	4.8	1.2	5.3	0.90	4.1	0.89	2.2	0.44	2.3	0.60	21.6	130.23	0.42	0.80	0.25	0.17
			白云母花岗岩	8.7	20.4	4.0	10.5	2.9	0.56	4.2	0.90	3.9	0.87	2.2	0.45	2.6	0.65	24.4	87.23	0.85	0.55	0.19	0.30

（据贵阳地化所、有关省区地矿局）

表 4-5 一些地洼型花岗岩中的稀土元素含量和比值(10^{-6})

地点	岩体	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	ΣY/ΣCe	δEu	Eu/Sm	Y/ΣREE
江西	葛源花岗岩	90.19	183.95	18.81	61.06	12.08	0.38	11.41	3.75	15.56	4.54	9.88	2.23	14.63	1.81	106.88	537.18	0.47	0.11	0.03	0.20
	上犹花岗岩	19.14	39.02	5.25	18.26	5.89	0.26	6.02	1.34	8.71	1.77	5.48	0.98	6.81	1.00	57.48	177.39	1.02	0.14	0.04	0.32
	洪水寨花岗岩	14.28	33.94	6.68	21.06	7.45	0.34	10.08	2.14	14.92	2.84	9.12	1.56	11.39	1.66	71.61	209.07	1.50	0.13	0.05	0.34
	柯树岭花岗岩	26.06	51.18	6.44	23.52	5.1	0.46	3.80	0.65	2.79	0.44	1.06	0.18	0.91	0.12	13.36	136.08	0.21	0.33	0.09	0.10
	彭山花岗岩	3.60	8.12	1.34	3.85	1.45	0.05	1.48	0.43	2.29	0.37	0.95	0.18	0.97	0.12	12.24	37.44	1.03	0.11	0.03	0.33
	荡坪花岗岩	10.00	26.07	4.20	17.35	8.69	0.08	10.89	2.56	18.47	3.65	11.73	2.00	14.90	2.14	134.56	267.30	3.01	0.03	0.009	0.50
	西华山花岗岩	11.43	25.07	3.81	15.43	6.93	0.17	9.63	2.37	17.48	3.59	11.49	1.91	13.86	2.02	134.19	259.39	4.09	0.08	0.02	0.51
	宝山花岗岩	24.20	46.59	6.20	23.99	6.92	0.53	7.64	1.67	11.15	2.23	6.82	1.12	7.44	1.08	71.98	249.55	1.05	0.25	0.07	0.33
湖南	香花岭花岗岩	13.48	34.43	4.77	11.09	3.36	0.04	2.59	0.69	4.66	0.86	2.98	0.62	4.96	0.73	117.71	9.08	0.48	0.03	0.01	0.14
	湘源花岗岩	30.62	73.38	9.89	33.22	10.68	0.26	11.86	2.54	17.53	3.56	11.33	1.83	12.46	1.80	43.8	338.48	1.28	0.07	0.02	0.35
	骑田岭花岗岩	69.21	133.59	15.64	45.79	9.12	0.86	6.85	1.22	6.83	1.37	4.34	0.76	5.17	0.80	54.22	345.43	0.26	0.35	0.09	0.13
福建	金刚山钾长花岗岩	49.97	114.46	16.07	59.03	9.86	0.77	7.68	0.75	6.89	1.38	5.89	0.71	6.19	1.08	54.22	334.95	0.34	0.28	0.08	0.16
	新村钾长花岗岩	43.53	82.96	11.92	28.25	5.95	0.54	3.84	0.61	5.23	0.86	2.96	0.52	4.30	0.40	32.68	224.55	0.30	0.35	0.09	0.15
安徽	浮山花岗岩	57.78	134.06	14.58	46.06	9.76	0.76	7.66	1.53	8.48	1.81	5.26	0.92	5.83	0.89	51.78	347.16	0.32	0.28	0.08	0.15
	癞痢山花岗岩	22.86	46.05	6.36	21.11	3.99	0.51	2.78	0.54	2.38	0.52	1.55	0.30	1.95	0.32	14.91	126.13	0.25	0.48	0.13	0.12
	阳湖塘花岗岩	41.38	75.69	8.99	29.63	5.56	1.02	3.75	0.69	2.93	0.60	1.66	0.32	1.87	0.29	16.90	191.28	0.18	0.70	0.18	0.09
陕西	华山花岗岩	20.74	38.66	4.55	16.15	2.84	0.77	2.12	0.15	1.16	0.25	0.48	0.10	0.59	0.11	6.48	95.15	0.14	1.00	0.27	0.06
	光头山二长花岗岩	32.55	58.18	6.54	21.44	3.72	0.66	2.58	0.21	1.50	0.32	0.53	0.08	0.54	0.09	7.23	136.17	0.11	0.67	0.18	0.05
四川	茨达碱性花岗岩	105.3	149.5		76.3	16.5	0.55	3.85	2.50					9.07	1.39				0.16	0.03	
	太和碱性花岗岩	162	255		111	19.6	2.43	5.84	2.60					9.61	1.28				0.57	0.12	
内蒙古	马鞍子花岗岩	21.54	56.16	7.99	26.38	7.56	0.15	7.14	1.54	10.87	2.37	8.26	1.36	10.38	1.40	78	241.10	1.01	0.07	0.02	0.32
	马圈子花岗岩	28.09	69.12	9.78	35.94	8.39	0.27	5.88	0.85	3.46	0.55	1.24	0.17	0.83	0.11	11.47	176.16	0.16	0.12	0.03	0.06
高喜马拉雅	告乌电气白云花岗岩	12.1	18.7	2.7	11.3	4.0	0.4	2.9	0.5	3.2	0.5	0.9	0.2	0.8	0.1	12.7	71	0.44	0.37	0.10	0.18
	洛扎电气白云花岗岩	8.5	14.6	1.6	4.1	0.86	0.52	1.7	0.2	1.2	0.26	0.39	0.11	0.14		5.1	39.28	0.30	1.46	0.60	0.13
	通门黑云花岗岩	25.6	58.6	14.5	31	6	1.2	8.2	0.85	5.6	0.8	1.6	0.5	1.4	0.35	17.3	173.5	0.27	0.58	0.20	0.10
	聂拉木电气白云花岗岩	12	35.8	9.1	20.6	4.6	0.8	6.8	1.2	4.9	0.9	1.1	0.87	0.97	0.35	14	113.99	0.38	0.49	0.17	0.12

(据长沙大地构造研究所构造地球化学研究室,贵阳地化所等)

表 4-6　长江中下游地洼阶段与矽卡岩铜矿有关的侵入体化学成分

地　点	岩石名称	化学成分（%）														备　注
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	其它	
湖北铜录山	花岗闪长斑岩	62.41	0.21	16.53	2.39	3.14	0.15	1.41	4.47	4.25	3.15				1.56	99.67	据王道经、周余得、邢凤鸣等
	斑状花岗闪长岩	63.11	0.55	15.96	2.22	3.03	0.14	1.06	4.28	3.87	3.48				2.56	100.26	
	花岗闪长岩	60.87		17.12	2.28	3.21	0.19	1.49	4.97	4.06	3.16				3.14	100.49	
湖北铜山口	花岗闪长斑岩	64.01	0.48	15.08	1.44	3.72	0.15	1.37	3.58	3.72	4.04			0.172			
	花岗闪长斑岩	65.72	0.44	16.35	0.89	2.09	0.12	0.52	3.75	4.15	3.46	0.60	0.51				
	闪长岩	58.00	0.79	16.63	3.09	5.01	0.20	3.04	5.33	3.30	2.67						
湖北阮家湾	花岗闪长斑岩	64.06	0.45	15.23	5.32	3.55	0.31	1.35	3.76	3.66	3.03				0.19		
湖北龙角山	花岗闪长斑岩	64.29	0.43	14.28	1.64	2.87		1.77	4.55	3.82	3.04	0.68		0.092			
湖北吉龙山	花岗闪长斑岩	62.67	0.62	15.43	1.71	2.92	0.12	2.11	4.25	3.84	3.56	1.51		0.136			
湖北丰山洞	花岗闪长斑岩	65.43		15.41	1.46	1.19		2.39	4.36	3.94	3.87						
湖北铜鼓山	石英闪长岩	61.90	0.59	16.62	3.02	2.20	0.14	0.94	4.13	3.93	3.10				3.67	100.24	
湖北铜录山	石英闪长斑岩	62.06		16.66	2.12	3.10	0.16	1.58	4.70	4.13	3.35						
湖北冯家山	石英闪长岩	60.59	0.73	15.58	2.96	2.79	0.09	2.42	5.05	4.15	3.78	1.09	0.27	0.27			
湖北欧阳山	闪长岩	55.37	1.03	16.44	3.82	3.90	0.195	2.72	6.68	3.98	3.23	0.805		0.566			
江西东雷湾	花岗闪长斑岩	63.98	0.62	15.73	1.33	3.12	0.07	2.24	4.16	3.85	2.91						
江西城门山	花岗闪长斑岩	64.37	0.43	14.77	2.57	1.66		1.76	2.34	2.09	4.88	2.07		0.18			
江西武山	花岗闪长斑岩	66.50	0.367	14.87	0.77	1.00	0.06	2.35	2.91	3.71	4.36			0.25			
安徽沙滩角	花岗闪长斑岩	65.42	0.44	16.57	1.70	1.89	0.016	1.22	3.09	4.90	2.32	0.89		0.18			
	花岗闪长斑岩	65.44	0.50	16.15	2.15	1.73	0.18	1.45	3.59	4.53	2.43	0.74		0.21			
	石英闪长岩	61.99	0.43	15.97	3.98	4.74	0.25	1.22	2.90	4.83	2.74					99.87	
安徽代鹿山	石英闪长玢岩	65.88	0.44	15.94	2.26	1.39	0.38	1.41	3.59	5.02	2.40	0.69		0.22			
安徽大公山	石英闪长玢岩	65.03	0.62	15.94	2.49	1.90	0.14	1.72	4.29	3.68	2.56	0.64		0.24			
安徽月山	闪长岩	59.18	0.64	16.29	2.66	3.13	0.11	3.07	5.19	4.93	2.98			0.435			
	石英闪长岩	59.74	0.65	17.07	2.46	2.02	0.04	2.63	4.54	6.70	2.10	1.09	0.42	0.367			
安徽铜山	石英闪长岩	63.90	0.50	14.60	1.82	3.36	0.10	2.10	3.72	3.69	3.26	1.67		0.20			
安徽金口岭	石英闪长岩	63.86	0.59	17.14	2.25	2.62	0.04	1.36	4.29	4.40	2.43						
安徽老山	石英闪长岩	64.42	0.53	15.75	2.51	2.66	0.09	1.59	4.39	4.73	2.72	0.74		0.22			
安徽老庙基山	石英闪长岩	62.88	0.69	15.89	1.86	2.42	0.08	1.88	5.29	4.95	2.85	0.37		0.36			

安徽狮子山	石英闪长岩	62.16	0.59	16.15	1.97	1.79	0.05	1.68	5.16	4.27	3.68						
	闪长斑岩	59.36	0.46	15.90	2.30	2.66		1.89	6.26	4.48	3.59			0.34			
	含辉石闪长岩	58.71	0.75	16.06	2.60	3.88	0.11	1.88	6.23	4.30	3.12	0.90		0.30			
安徽矶头	闪长岩	56.99	0.76	15.42	3.65	4.09	0.196	2.89	6.16	3.40	2.10	1.10		0.24			
	石英闪长岩	62.43	0.52	17.16	2.47	2.73	0.08	1.60	4.74	3.24	2.40	1.57		0.24			
安徽凤凰山	花岗闪长岩	63.44	0.65	16.04	2.75	3.24	0.10	1.37	4.21	4.25	3.62	0.55	0.24				
	石英闪长岩	62.27	0.69	16.24	2.86	3.30	0.12	1.63	4.53	4.25	3.13	0.58	0.13	0.34			
安徽滁县	石英闪长玢岩	63.57	0.67	15.26	3.06	1.87	0.09	2.00	4.15	5.20	1.98	0.82					
安徽尖山	黑云母辉石闪长岩	53.96	0.98	15.79	4.14	4.11	0.12	3.55	8.09	3.75	3.72						
	辉石闪长岩	47.10	1.10	14.74	4.75	5.02	0.18	6.65	9.90	3.86	2.62						
	闪 长 岩	58.65	0.59	16.18	1.79	3.28	0.121	2.14	5.39	4.18	4.07						
	含石英闪长岩	63.63	0.34	16.16	4.35	0.53	0.057	0.50	3.70	4.02	5.32						
	闪长斑岩	51.23	0.56	15.68	2.08	3.98	0.07	2.10	7.88	3.44	3.76						
安徽青阳山	闪长斑岩	62.56	0.45	14.30	2.37	1.66	0.08	0.93	6.80	3.08	4.63						
安徽湾址后山	石英二长岩	67.64	0.38	15.16	1.50	1.44	0.06	0.72	3.46	3.90	3.87						
安徽瑶山	闪长斑岩	61.55	0.45	15.29	2.85	2.27	0.112	1.21	4.58	3.27	3.27						
安徽新桥头	辉石闪长岩	50.62	1.39	17.24	4.75	4.73	0.22	3.93	9.05	3.98	2.64						
	石英闪长岩	61.00	0.55	17.36	2.74	2.42	0.13	1.97	3.13	5.50	2.52						
江苏伏牛山	石英闪长玢岩	65.82	0.38	15.52	1.66	1.96	0.08	1.62	3.34	5.01	3.10	0.45		0.218	0.92	100.45	
	石英闪长玢岩	65.79	0.40	15.50	1.32	1.58	0.05	1.78	3.65	5.14	2.83	0.35		0.212	1.15	100.284	
	石英闪长玢岩	65.00	0.54	15.66	1.98	2.15	0.05	2.37	3.82	4.43	2.89			0.032	0.37	100.384	
江苏铜山	石英闪长岩	63.80	0.58	15.59	2.23	2.72	0.08	2.48	4.59	4.13	3.48						
江苏安基山	石英闪长玢岩	63.79	0.45	16.30	1.83	2.37	0.067	2.14	3.91	4.78	1.81	1.20		0.26	0.81	99.75	
	石英闪长玢岩	65.13	0.36	14.89	2.66	2.41	0.09	1.97	4.42	4.57	2.41						
	花岗闪长斑岩	64.49	0.39	15.62	1.96	2.03	0.025	1.89	3.16	4.04	2.92	1.36		0.23	1.93	100.13	
江苏红水岩	花岗闪长斑岩	65.85	0.49	15.70	1.12	2.30	0.10	2.40	3.49	4.00	3.18	1.18		0.250	0.52	100.54	
江苏王庄	石英闪长岩	65.86	0.47	15.47	1.91	2.15	0.06	1.55	3.78	4.30	2.78	0.64		0.26	0.32	99.55	
江苏西银坑	花岗闪长斑岩	64.54	0.53	15.73	2.29	2.21	0.04	2.08	3.67	3.80	3.26	0.87		0.236	0.17	99.43	
中 国 闪 长 岩		57.39	0.89	16.42	3.10	4.15	0.18	3.77	5.88	4.26	2.57	0.89		0.37			
中国石英闪长岩		60.51	0.73	16.70	2.84	3.49	0.14	2.54	4.63	3.68	2.65	0.88		0.46			据黎彤等
中国花岗闪长岩		64.98	0.52	16.33	1.89	2.49	0.09	1.94	3.70	3.67	2.95	0.83		0.32			

由稀土元素分布特征，可见地槽型花岗岩浆的亲幔源性大，分异程度低，因此其 Eu/Sm 大、δEu 大，轻稀土含量高，总稀土含量低、V 形谷不明显等，地洼型花岗岩岩浆的亲硅铝壳性强、重熔性大、分异程度高，在稀土特征上反映为 Eu/Sm 小、δEu 小、重稀土含量和总稀土含量高、V 型谷明显等（王伏泉，1986）。

一些地质工作者把花岗岩类岩石划分为"辉长岩系列的花岗岩类"和"花岗岩系列的花岗岩类"。前者指由辉长（玄武）岩浆分异产生的，而后者则指由花岗岩化（即主要是硅铝物质的任何同化过程）变成的。据斯米尔诺夫的意见，认为与玄武岩浆有关的成矿物质是 Fe、Mn、V、Ti、Cr、Cu、Zn 和铂族等"亲玄武岩"元素为特征，而与再生花岗岩浆有关的成矿物质则以 Sn、W、Be、Li、Nb、Ta 等"亲花岗"元素为特征。根据我们以上所述，可以看出，地槽型花岗岩可大部分归入辉长岩系列的花岗岩类，而地洼型花岗岩则大部分可属于花岗岩系列的花岗岩类。

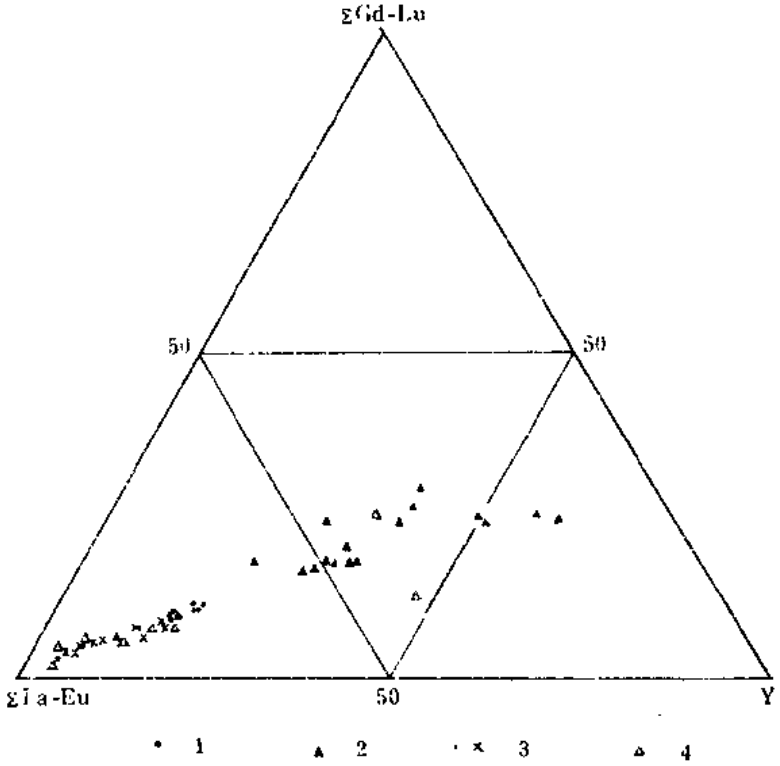


图 4-2　花岗岩类 Y 元素比例三角图（以 ΣLa-Y 为总量计算）

（据王伏泉）

图例同图 4-1

五、地洼型中酸性侵入岩的岩石化学特征

大家知道，在长江中下游广泛发育着与地洼阶段剧烈期闪长岩类侵入体有关的矽卡岩型铜矿，铁矿和钼矿。这种类型的侵入体中，SiO_2 含量较高，在 61%—66%之间是含铜岩体的最密集区；碱质含量基本上都较高，Fe、Mg 氧化物较低的有三分之二以上的岩体（表 4-6）。

周余镛等在研究鄂东南矽卡岩型铜矿床的成矿规律时也指出：鄂东南与 Cu、Fe 矿床有关的侵入体与中国同类岩浆岩的平均值（黎彤等）比较，铁镁含量偏低，碱含量绝大多数偏

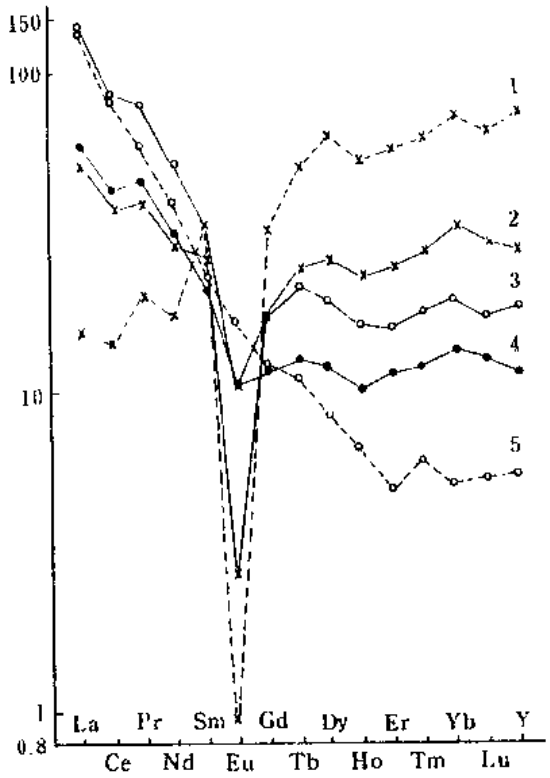


图 4-3　东南地洼区不同活动阶段花岗岩类的标准化曲线

（据王伏泉）

地洼阶段花岗岩：1—西华山；2—上犹花岗闪长岩；5—铜厂；

地槽阶段花岗岩：3—上犹花岗闪长岩；4—雪花顶

高，碱含量在 22 个岩体的数据中，就有 21 个高于中国岩浆岩平均值。

董仁鸿(1963)在研究了鄂东的 5 个侵入体(鄂城、铁山、金山店、灵乡、阳新)后也曾指出：它们系由偏碱性的花岗岩－花岗闪长岩类组成，碱含量普遍地高，其原始岩浆可能系由偏碱性的花岗岩－花岗闪长岩浆经分异和同化作用，而形成本区几个岩体。若按岩区划分，本区可称为“偏碱性的花岗岩－花岗闪长岩岩区”。

胡受奚等(1969)在论述我国东部与铁、铜矿床有关的中酸性岩类的成矿专属性时指出，与铁铜矿床有关的火成岩的碱度比戴里相应岩石的碱度较大，表现出碱度异常。

六、地洼阶段剧烈期火山岩类的岩石化学的特点

上面我们讨论了地洼区酸性侵入岩类，即花岗岩类的地球化学特征，其实这些特征在酸性火山岩(如流纹岩、酸性熔岩等)、中性火山岩和基性火山岩中亦有所反映。特别是在地洼阶段剧烈期(中生代)的火山岩中(表 4-7、4-8)。

孙纪义等在内蒙古西部苏红图—呼和额利根一带中生代陆相火山岩岩石化学研究中，指出了酸度、碱度都高的特点，即 SiO_2、K_2O+Na_2O 的含量较高。

宋之英等指出河北北部中生代火山岩系的 Na_2O+K_2O 平均含量大多数高于戴里同类岩石的含量。

湖南白垩系下统舂江铺组上部玄武岩(燕山晚期喷出产物)SiO_2均超过50%，Na_2O+

表 4-7　地洼阶段剧烈期的一些玄武岩类岩石化学成分(%)

地点		岩性	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	Na_2O	MnO	TiO_2	灼失量	H_2O^-	其它
北京	侏罗系	玄武岩	51.70	1.87	6.23	5.28	3.14	1.60	2.03	2.33		0.44	1.98				
		杏仁状玄武岩	51.52	17.52	7.11	3.76	5.04	4.14	1.58	4.75	0.79	0.14	1.82		0.04	1.35	
河北	白垩系	橄榄玄武岩	54.51	14.16	3.93	7.80	8.24	8.25	1.00	2.20	0.64	0.17	1.65				
		橄榄玄武岩	45.84	13.79	4.79	7.36	8.51	8.41	1.00	2.20	0.73	0.16	1.75				
内蒙古	侏罗系	玄武岩	63.29	14.23	2.99	2.40	4.19	1.51	4.00	3.55		0.12	0.50				
			57.16	15.65	3.16	3.72	6.20	3.52	1.75	3.60		0.08	1.37				
	白垩系	玄武岩	50.40	15.89	9.05	0.55	5.34	1.47	3.50	3.24	0.80	0.16	2.00			2.86	2.17
			50.60	15.99	8.09	1.64	5.38	3.84	2.94	3.42	0.74	0.08	1.85			5.18	0.15
辽宁	侏罗系	玄武岩	52.46	18.68	7.27	1.74	6.75	3.09	2.07	4.55	0.99	0.19	0.97	1.35			
		玄武岩	48.28	14.67	2.76	5.25	8.33	9.30	2.06	3.39	0.27	0.19	1.24	3.82			
山东	白垩系	粗面玄武岩	51.20	15.41	4.96	3.89	8.12	6.81	2.50	2.40	0.02	0.01	1.06		2.88	2.88	
			55.64	11.00	7.31	1.05	10.42	0.05	3.22	1.78	0.72	0.12	1.21		6.84	6.84	
		玄武岩	48.90	13.96	6.75	1.10	8.71	6.42	3.24	2.64	0.59	0.10	1.30		2.19	4.27	0.14
		白榴玄武岩	47.70	13.11	5.46	2.71	9.77	9.21	1.28	3.78	1.05	0.13	1.64		4.03		0.34
江苏	中生界白垩系	玄武岩	47.44	16.04	4.96	4.43	10.72	3.06	1.90	3.53	0.46	0.115	1.41			1.49	
			48.41	17.42	5.59	4.76	9.21	4.86	2.00	3.03	0.403	0.247	1.10			2.77	
		玄武安山岩	53.40	18.46	4.50	3.01	3.72	3.48	1.10	5.48	0.422	0.167	0.76	3.93	3.48		
江西	中生界	玄武岩	53.42	15.88	5.63	7.94	5.01	3.09	1.83	2.71		0.18	2.69	1.75	3.48	3.48	
			53.58	14.49	5.22	6.37	6.96	4.92	1.83	2.75		0.12	1.65	2.2			
福建	白垩系	玄武岩	51.64	16.67	3.51	5.51	7.90	4.27	1.69	2.94	0.51	0.13	1.58				
			53.35	16.03	3.54	4.76	6.70	4.46	2.59	3.47	0.35	0.12	1.62				
湖北	白垩系	玄武岩	49.63	16.74	6.29	1.56	9.34	2.48	1.67	3.91		0.13	1.37				
广东	侏罗系	玄武岩	51.33	13.99	2.37	9.41	7.62	5.26	1.19	2.51	0.24	0.15	3.25	1.88			
浙江	侏罗系	玄武岩	45.51	11.51	2.81	7.54	9.18	5.91	0.90	2.39	0.39	0.13	1.31			3.80	
	白垩系	玄武岩	50.35	17.88	3.15	7.56	8.12	4.55	1.43	3.13	0.41	0.16	1.65			2.10	
	侏罗系	玄武岩	50.48	15.07	2.53	4.64	7.79	4.06	2.29	3.76	0.40	0.10	1.03			3.17	
			51.15	18.01	2.71	6.01	8.45	4.32	1.85	3.49	0.36	0.15	1.21			1.11	
甘肃	白垩系	玄武岩	45.99	15.38	5.61	3.25	7.47	8.57	2.55	0.87		0.25	2.54				
		橄榄玄武岩	43.88	15.51	5.47	4.87	7.64	10.31	2.37	0.64		0.12	2.38				

(据各省区地矿局)

表 4-8　地洼阶段剧烈期的一些流纹岩岩石化学成分(%)

地点		岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	灼失	其它
浙江	侏罗系	流纹岩	71.81	0.22	13.05	1.14	0.76	0.06	0.22	0.40	3.15	5.02	0.05	0.80			
	白垩系		71.42	0.35	14.04	1.17	0.80	0.11	0.45	1.85	3.67	4.02	0.06	0.76			
			76.36	0.41	11.96	1.02	0.94	0.07	0.16	0.17	3.24	5.10	0.15	0.59			
广东	侏罗系	流纹斑岩	72.00	0.50	14.81	1.07	2.48	0.17	0.53	0.05	5.12	8.16	0.12	1.96			
	白垩系		74.67	0.25	12.91	9.88	0.91	0.05	0.28	0.90	3.30	5.30	0.03			0.45	
吉林	印支期	流纹岩	75.99	0.10	12.79	0.94	1.71	0.04	0.58	0.56	2.30	3.28					
内蒙古	侏罗系	流纹岩	76.82	0.03	11.05	1.46	1.43	0.04	0.06	0.90	2.00	5.45					
			75.31	0.15	10.28	2.75	1.96	0.00	0.25	0.06	0.60	8.20					
北京	侏罗系	钾长流纹岩	76.24	0.23	13.89	1.00	1.09	0.02	0.67	0.28	0.10	4.44	0.15			2.13	
湖北	燕山期	流纹岩	73.88	0.15	13.96	0.90	0.61	0.04	0.44	0.52	3.09	4.50					1.83
		流纹集块岩	71.80	0.10	13.54	0.76	1.45	0.12	0.78	1.47	4.42	5.00					1.27
江苏	白垩系	流纹岩	72.25	0.25	14.18	1.92	0.57	0.05	0.36	1.35	3.23	4.56	0.13	0.80	0.80		0.04
	侏罗系	流纹岩	73.54	0.16	12.90	0.83	0.48	0.01	0.26	1.21	1.71	6.65	0.03	1.94	1.94		
			75.80	0.16	12.22	127	0.60	0.04	0.46	0.50	3.49	5.12	0.03	0.89	0.89		
江西	白垩系	流纹岩	74.2	0.23	12.13	1.7	1.02	0.03	0.11	0.57	2.51	5.29				0.49	
福建	白垩系	流纹岩	75.11	0.21	13.07	1.24	0.77	0.06	0.26	0.30	3.27	5.00	0.06				
			77.84	0.12	11.25	1.00	0.55	0.04	0.21	0.69	1.40	5.32	0.03				
	侏罗系	流纹岩	75.77	0.15	12.49	1.12	1.16	0.04	0.14	0.20	3.21	4.95	0.02				
			74.88	0.20	13.30	1.02	1.00	0.06	0.22	0.87	2.77	4.88	0.03				
山东	白垩系	流纹岩	74.30	0.17	13.41	1.09	0.53	0.06	0.42	0.43	2.75	4.67	0.05	1.98		0.06	
			75.33	0.26	13.63	1.13	0.21	0.01	0.28	0.15	0.27	5.61	0.05	2.89		0.05	
			74.35	0.13	13.03	0.99	0.30	0.04	0.24	0.25	0.69	8.49	0.03	1.13		0.08	

(据各省区地矿局等)

K_2O 量最高可达 5.43%，平均达 3.86%。

从柏林等在研究中国东部中生代火山岩时，指出中国东部中生代火山岩比戴里火山岩平均类型要偏碱性，长石钙的含量不仅要比典型的钙碱质岩低，而且比戴里的火山岩平均类型还要低。(K+Na)和 K/Na 比值，高于世界标准的钙碱性岩，与鄂霍茨克海边缘和日本(均为现代地槽区)的相比，呈现出碱质、钾钠比值增高，较特殊的是铁质亦较多。

从柏林等并认为中国东部中生代火山岩岩石化学特征与滨贝加尔和外贝加尔相似(因为都是地洼区)，而祁连山东部地槽期的火山岩岩石化学特征与白垩纪以来为褶皱区的楚科奇相似(因为均是地槽阶段的产物)。

地洼阶段燕山期酸性流纹岩，最后喷发期往往向碱性岩演化，如河北承德黄土坎淡碱流岩，山东马鞍山以及广州附近钠闪歪长石英斑岩，河北隆化一带钠长斑岩等。

七、地洼阶段余动期玄武岩类岩石地球化学特征

地洼区的基性岩，在我国东部地洼阶段晚期(新生代)，即余动期所产生的玄武岩类，分布比较广泛，较常见的有橄榄玄武岩，基本上属于碱性玄武岩类。总的来说，我国东部地洼区余动期(新生代)玄武岩的化学成分，碱含量都较高(表 4-9)。如山西应县橄榄玄武岩、大同火山群喷出岩类、内蒙古锡盟玄武岩、东北五大连池玄武岩、江苏六合方山玄武岩、山东蓬莱玄武岩、牡丹江玄武岩、小兴安岭玄武岩、宽甸玄武岩、围场玄武岩、鸭绿江玄武岩、浙江嵊县玄武岩、福建三明玄武岩、广西台浦玄武岩、广东三水玄武岩、雷琼玄武岩等即是。此外在一些地区且产有标准的碱性岩类，如辽宁的清源霞石碧玄岩，山东栖霞霞石玄武岩，五大连池，二克山，七星及九山白榴碧玄岩和石龙岩，长白山天池碱性火山岩，河北张家口汉诺坝歪长玄武岩等。在我国西部地洼区，即藏北地洼区巴毛穷宗地区产有石龙岩等。

我国东部大陆地洼区余动期(新生代)玄武岩的岩石化学特征是：①与日本海周围地区碱性岩系化学成分比较，中国东部(地洼区)喷出岩系较日本海周围(现代地槽区)的碱性岩系碱性更强。②钙碱指数小，只有 52.0，较日本海周围地区(钙碱指数 60 以上)的喷出岩系碱性更为增加。③余动期玄武岩富碱质，而贫 Al_2O_3 及 CaO，日本(地槽区)却富 Al_2O_3 和 CaO，而贫碱质。在此指出，台湾淡水溪观音山地区玄武岩与日本及堪察加高原玄武岩相对应，它们均是地槽区产物，观音山玄武岩属高铝玄武岩范畴，台湾位于高铝玄武岩带内。④中国东部地洼区余动期玄武岩的化学成分与世界各地玄武岩比较，最明显的差别为碱性成分较高，特别富于钾质，Na_2O+K_2O 可大于 9.0%，K_2O 可高达 5%，CaO 成分较低(赵宗溥等)。但是应指出，与中国东部地洼区余动期玄武岩岩石化学成分相类似的地区有大西洋的一些地区，如特里尼达德、费尔南多－德诺罗尼亚大洋岛屿的火山岩系，几内亚湾岛屿的火山岩系、毛里求斯等岛的火山岩系、果夫岛等岛的火山岩系，而这些地区，目前均处于地洼区发展阶段。⑤可见，中国东部地洼区余动期玄武岩以及大西洋一些地洼区的玄武岩是世界上碱性最强的玄武岩区，最显著的特点是普遍含 K_2O 高，明显地属于碱性岩系。

碱性组分高的性质也反映在地洼区发展初期的基性岩，这时的基性岩体内，常于晚期经分异作用生出碱性造岩矿物，如济南辉长岩类有钠辉伟晶岩脉等。又如安徽当涂县上侏罗纪的大山古火山口中，产有富钾偏碱性的火山岩。

我国东部大陆地洼阶段余动期(新生代)玄武岩的微量元素含量，与玄武岩类微量元素平均含量相比(表 4-10)，一般是 Cs、Ba、Rb、Cr、Ni、Zn、Zr、U、Th、Ta、Nb 的含量较高，而 Sr、Co、V、Cu、Sc 的含量较低；与峨嵋山玄武岩(地台型玄武岩建造)微量元素的含量对比，

表 4-9　地洼阶段余动期的一些基性岩类岩石化学成分(%)

地点		岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	灼失量	其它
黑龙江	鸡西	橄榄玄武岩	49.02	1.44	16.13	1.32	10.05	0.18	7.70	7.80	3.64	1.28	0.288				
	宁安	玄武岩	48.36	1.66	13.55	3.50	6.07	0.178	8.22	8.96	3.12	2.29	0.625				
	牡丹江	拉斑玄武岩	55.89	1.13	15.58	3.19	5.50	0.15	4.91	7.03	3.48	0.48	0.175				
	五大连池	玄武岩	47.15	2.46	14.27	9.32	1.44	0.18	7.78	8.32	3.25	4.56	1.07				
			50.81	2.19	14.71	2.36	6.2	0.14	0.43	6.65	3.56	5.61	1.00				
			53.62	2.34	14.71	6.59	2.71	0.05	4.8	5.54	3.10	5.5	0.2				
	镜泊湖	玻基橄榄玄武岩	46.80	1.80	15.30	4.60	7.80	0.15	7.47	8.93	4.32	2.46				0.14	
		橄榄玄武岩	47.58	1.60	15.21	1.43	8.68	0.15	8.04	9.13	4.51	2.20					
		玻基玄武岩	46.27	1.70	16.31	8.70	2.14	0.15	7.06	8.92	4.32	2.23				0.93	
吉林	海龙	玄武岩	46.20	1.63	15.35	3.50	7.97	0.18	8.50	8.00	2.74	1.88	0.472				
	桦甸	拉斑玄武岩	46.96	0.75	19.63	0.23	7.30	3.36	1.10	17.40	0.54	1.04	0.037				
	抚松	橄榄玄武岩	51.92	1.80	17.75	0.91	7.91	0.12	5.35	7.7	3.80	2.10					
	台头山	玄武岩	48.95	1.09	19.88	3.08	5.32	0.06	4.82	10.43	3.03	1.00	0.21				
	天池		51.79	2.00	13.90	4.51	8.59	0.20	3.75	7.00	3.80	1.80	0.56				
	敦化	玄武岩	47.1	2.80	15.77	3.88	8.24	0.10	6.72	6.37	3.80	1.44	0.49				
	新开岭	玄武岩	46.73	2.25	14.49	5.47	6.13	0.18	7.44	7.07	3.24	2.08	0.45				
	松花湖	玄武岩	49.87	3.55	13.49	3.87	10.41	0.19	4.22	8.08	3.05	4.22	0.55				
辽宁	七星山	白橄玄武岩	42.23	2.00	12.46	2.89	10.93		11.81	10.31	3.91	1.73	0.50	1.30			
		粗面玄武岩	45.51	2.05	14.96	2.22	9.95		8.78	9.16	3.50	1.78	0.58	1.30			
	黄椅山	碱性橄榄玄武岩	48.06	2.19	14.39	2.94	8.28	0.17	7.11	8.49	3.43	2.24	0.64	1.54		1.64	
		碧玄岩	47.36	2.54	15.04	4.00	8.61	0.18	5.54	6.63	4.46	3.06	0.88	1.14		1.25	
		橄榄拉斑玄武岩	47.25	2.04	16.92	4.19	9.69	0.22	5.39	7.48	2.96	1.41	0.64			1.36	
内蒙古	锡盟	安山玄武岩	51.50		22.46	6.24	0.82	0.01	7.43	8.44	1.79	0.77	0.016				
		斑状安山玄武岩	47.06	2.22	13.87	3.27	8.64	0.17	9.21	9.82	3.23	1.34	0.49	0.45	0.52		
		玻基辉石橄榄岩	42.98	3.18	13.67	4.13	9.45	0.21	7.89	10.00	4.27	2.11	0.87	0.49	0.16		

续表

地点		岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	灼失量	其它
河北	汉诺坝	碧玄岩	44.92	2.3	14.13	5.16	6.9	0.14	6.76	7.89	4.43	2.10	1.02			3.98	
		橄榄玄武岩	44.05	2.00	13.97	6.30	3.31	0.10	5.31	11.47	2.50	1.10	0.30			8.60	
		拉斑玄武岩	49.24	2.00	14.34	4.18	7.12	0.18	7.00	9.17	3.00	1.09	0.24			1.90	
	围场	似伟晶玄武岩	46.12	3.04	16.36	3.72	6.66	0.18	3.26	10.16	4.67	3.07	0.81	1.35	0.56		0.30
		中长玄武岩	47.88	2.52	15.09	3.59	8.59	0.19	4.96	8.82	3.31	1.59	0.58	2.92			0.27
山西	繁峙	气孔玄武岩	47.89	1.98	16.59	7.3	6.56	0.04	4.13	8.01	1.80	1.60					
	左云右玉	橄榄玄武岩	47.14	1.90	14.14	1.50	9.17	0.08	8.35	8.94	2.80	1.75					
	昔阳	辉石橄榄玄武岩	46.4	2.65	14.52	7.16	5.82	0.18	5.79	9.01	3.70	0.90	0.81				
山东	圈里	碧玄岩	42.05	2.63	12.61	5.03	8.01	0.16	10.29	10.05	2.81	1.82	0.80	3.15			0.11
	山旺	拉斑玄武岩	45.81	2.11	12.98	5.07	6.75	0.16	10.60	8.48	2.19	1.42	0.41	3.55			0.36
		橄榄玄武岩	43.46	2.59	13.00	5.77	5.88	0.16	10.50	9.82	2.63	1.15	0.58	3.41			0.47
		橄榄玄武岩	46.68	2.55	17.11	5.03	5.46	0.149	4.28	9.12	3.55	1.85	0.56	3.20			0.09
	朐山	碧玄岩	43.87	2.77	12.86	3.17	9.10	0.16	12.25	9.43	2.20	1.65	0.48	2.05			0.59
安徽	乌鬃山	玄武岩	48.44	1.50	12.09	5.56	7.17	0.10	6.79	9.23	4.10	2.75	0.51	1.03	0.05		
	女山	碧玄岩	42.87	2.00	14.63	4.74	7.90	0.15	8.28	8.25	4.84	1.03	1.34	3.42			0.11
江苏	盱眙	致密状玄武岩	48.12	2.15	13.97	6.86	4.22	0.19	6.97	8.79	2.80	1.91	0.57			4.53	
	芳山	橄榄玄武岩	48.00	2.32	14.88	6.28	4.65	0.13	7.48	8.47	4.53	1.30	0.54	1.19			
	方山	中粒玄武岩	51.53	1.56	15.90	6.41	3.95	0.10	4.40	7.63	3.68	1.59	0.38	1.57			
	马头山	橄榄粗玄岩	49.36	1.25	16.49	11.39	0.80	0.25	4.27	8.26	3.64	1.60	0.19	1.80		0.10	
	安峰山	霞石玄武岩	44.04	2.50	12.14	8.82	1.54	0.173	6.94	930	4.23	2.05	1.53	2.91			0.16

续表

地点		岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	灼失量	其它
福建	明溪	拉斑玄武岩	53.20	2.04	13.85	2.79	7.45		7.05	8.24	3.00	1.00					
	镇海	橄榄玄武岩	50.49	1.52	15.32	2.27	9.19	0.18	7.98	3.60	2.72	0.40	0.174			0.30	
		淡灰色玄武岩	52.38	1.32	15.95	2.55	6.32	0.13	5.00	9.30	2.76	0.60	0.22			1.22*	
	牛头山	拉斑玄武岩	52.87	1.31	15.43	3.05	5.62	0.14	6.94	9.06	2.73	0.16	0.18	0.98			0.57
湖南	青华铺	玄武岩	51.10	1.72	14.78	4.89	4.87	0.147	5.45	6.78	2.26	0.52					
广东	河源	杏仁状玄武岩	50.11	2.38	16.01	5.35	6.23	0.26	7.82	7.82	2.66	0.63	0.19			2.75	
	三水	拉斑玄武岩	45.83	2.68	16.33	1.80	8.34	0.17	6.69	8.35	3.83	1.87	0.84				
		橄榄玄武岩	46.34	2.72	16.71	3.69	8.64	0.18	5.27	9.75	2.68	1.44	0.52			1.92	
	雷琼	碱性橄榄玄武岩	49.98	2.14	14.07	3.32	8.03	0.18	7.61	9.28	3.23	1.59	0.37	0.26		0.031	0.18
海南	多文龙发	橄榄玄武岩	50.60	2.34	15.41	5.57	5.42	0.05	5.93	8.37	3.03	1.15	0.34			1.15	
	西沙	橄榄玄武岩	41.52	3.21	10.62	9.04	7.43	0.81	10.27	9.86	3.65	1.54	1.21			1.56	
	蓬莱	橄榄玄武岩	48.70	2.52	13.32	4.50	9.49	0.08	6.86	8.52	3.16	1.26	0.33			1.11	
	雷虎木寨	玻璃玄武岩	49.12	2.47	15.20	7.29	4.87	0.004	5.81	9.48	3.20	1.36	0.42			1.66	
广西	合浦	碱性玄武岩	43.59	2.50	13.52	8.29	4.99		8.66	10.15	2.27	1.10					
	涠洲岛	粗面玄武岩	48.98	2.86	14.12	2.25	7.40	0.15	7.98	10.30	2.61	1.61	0.30	1.02	0.32		
浙江	宁波	玄武岩	49.57	2.53	13.21	2.74	8.92	0.16	8.61	8.72	2.81	1.17	0.28	1.38			
	黄岩	玄武岩	49.04	2.69	12.45	4.11	7.70	0.14	8.14	8.44	2.72	1.76	0.63	1.34			
	尖山	橄榄粗玄岩	49.59	3.35	14.33	4.60	7.84	0.19	3.75	6.42	4.04	3.28	1.17	1.86		1.77	
	嵊县三界	橄榄玄武玢岩	50.44	2.57	12.50	2.52	8.58	0.14	8.32	8.17	3.46	1.76	0.51	1.38		0.30	

（据赵宗溥、各省区地矿局等）

表 4-10　地洼阶段余动期一些新生代玄武岩的微量元素含量(10^{-6})

地点	岩性	Cs	Rb	Sr	Ba	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Zr	Sc	U	Th	Ta	Nb	资料来源
南海	石英拉斑玄武岩	25	34	162	99		158	79		64			120	31	5.3	4.0			王觉等
		26	38	170			95	39.5		80			135	27	5.3	6.0	0.8		
		21	30	145			158	55		80			153	25	5.3	5.0			
		19	54	34			103			112			155	25	5.3	5.0	0.8		
		31	68	400	432		79	79		24			274	20	5.3	9.5	1.6		
	碱性玄武岩	28	54	349	810		237	79		160			330	23	24.8	13.6	2.5		
长白山	玄武岩			660	701	5.7	<4	13.48	11.9	15.65		114	377.7	4.56		6.63		83.5	田丰等
				931	356	256.6	211.9	43.79	149.7	38.04		211.3	217.2	7.78		7.49		35.6	
				172	56	157.9	127.8	43.99	149.4	51.81		113.4	41.82	17.59		3.30		21.7	
				286	202	145.8	79.5	38.59	141.8	42.85		108.7	77.85	11.41		5.20		26.7	
				428	369	91.9	70.5	35.92	149.4	42.18		129.1	172.5	17.16		6.66		32.7	
				418	1818	65.6	46.2	28.88	108.1	21.96		113.2	119.4	10.5		5.95		35.9	
				571	464	89.9	63.1	38.06	140.8	34.73		111.5	114.1	15.41		6.51		31.8	
				345	204	167.5	116	40.13	133.8	44.79		123.2	79.70	12.50		5.29		22.2	
山东	碱性橄榄玄武岩			603	409	510.1	262.8	55.4						21.1	0.66	5.75			金隆裕
				639	249	299.6	192.5	47.03						18.80	1.04	3.55			
				966	437	250.5		52.2							1.01	6.1			
黑龙江	橄榄白榴玄武岩		99	1123	1346	290	229	36	185	41		102	322	16		3	10	53	邱家骥等
	白榴玄武岩	0.94	108	1262	1602	123.6	113.8	30.5	120.8	40.7		117.4	411	11.49		8.87	62.6	2.48	
抚顺	玄武岩		16	569		218	206	68		126	59	292	204						王东方
福建	拉斑玄武岩			300	180	250	230	48.4	160	100			150	21.7					齐进英
牛头山	石英拉斑玄武岩			220	500	340	270		150	120			160						
				310	290	280	180	42.3	170	100			150	24					
	玄武岩类	0.1	30	465	330	170	130	48	250	87	6	105	140	30	1	4	1.1	19	图尔基安等
	基性岩	1	45	440	300	200	160	45	200	100	8	130	100	24	0.5	3	4.8	20	维　氏

一般是 Cr、Ni、Co、Cs、Zn、U 的含量较高，而 Sr、Ba、V、Cu、Zr、Sc、Th、Ta 的含量则较低。

我国地洼阶段余动期玄武岩类微量元素 Cu 低的特征比较明显。这一特征亦反映在成矿上，因为至今还未发现与其有关的铜矿。峨嵋山玄武岩微量元素 Cu、V 含量高的特点比较突出，并且也反映在成矿上，即见有与其有关的钒钛磁铁矿矿床和铜矿。

我国东部地洼阶段新生代玄武岩微量元素 Cr、Ni、Co 等含量高的特点，反映出当时构造运动所作用的深度的穿透性较强。

我国东部地洼阶段余动期玄武岩的稀土元素含量与玄武岩类稀土元素平均含量相比 C（表 4-11），一般是稀土总量较高，La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Tm 的含量较高，特别是 Eu 的含量较高；而 Ho、Er、Yb、Lu、Y 的含量较低，特别是 Ho、Yb 的低含量明显。与峨嵋山玄武岩（地台型玄武岩）稀土元素含量对比，可见中国东部地洼余动期玄武岩的稀土元素 Ce、Sm、Tb、Ho、Yb、Lu 的含量较低，而尤以 Yb、Lu 的低含量特征明显。由表 3-4 和表 4-11 对比来看，峨嵋山玄武岩的稀土总量一般要高于地洼余动期玄武岩的稀土总量。

八、地洼型金伯利岩的化学成分特征

地洼阶段的超基性岩浆活动表现比较微弱，已知者如我国东部在赣东北见有少量的纯橄榄岩和辉石岩，东部之西缘也有一些产出。但是研究表明，地洼阶段有较多见的超基性的角砾云母橄榄岩生成。依现有资料所及，金伯利岩一部分见于地槽区（如日本、加里曼丹，东澳大利亚等地的金伯利岩、巴西等地的地槽阶段生成的“千枚岩”状金伯利岩，我国西南、西北的金伯利岩），一部分见于地台区（如西伯利亚地台南西部的金伯利岩，我国西南、华中等地的金伯利岩等），但更常为典型的地洼阶段岩浆建造类型之一，如南美、北美、欧洲、亚洲（前苏联、朝鲜、我国东北、华北等地）、特别是非洲所见中生代金伯利岩即是。

角砾云母橄榄岩（即金伯利岩）是金刚石的最主要的原生矿类型。E. B. 帕甫洛夫斯基（1953）早就指出，角砾云母橄榄岩与地台破碎的拱曲作用（即地台活化时所发生的构造运动中的一种）有关，R. N. 戈尔热夫斯基和 B. H 科泽连科（1963）也认为角砾云母橄榄岩实际上可能属于块断带（相当于地洼区）中的岩浆建造，陈国达也指出雅库特、东非等地区中生新生代生成的角砾云母橄榄岩系属地洼阶段的产物。根据世界金刚石一般成矿规律，以及我国东部大地构造发展史和金刚石的分布情况、砂矿矿床地质特点，笔者（1961，1963）曾推论我国金刚石成矿母岩主要属于金伯利岩，与世界金刚石地质情况对比，按地洼学说观点，母岩的生成可能主要在地洼阶段，因此具有极大的找矿远景。这种推论，现已得到基本证实。

值得注意的是，前面所述的地洼阶段花岗岩类和基性岩类的岩石地球化学特征，在金伯利岩的化学成分上也有所反映。金伯利岩的特点是 Mg、Cr、Ni、Co 的含量比一般的超基性岩低。据 B. A. 里辛斯基所述，金伯利岩中的 Ni，几乎比 A. П. 维诺格拉多夫所提出的正常超基性中的 Ni 含量低三倍，而 Co 低 5 倍。Cr 在金伯利岩中平均为 0.15%，而在超基性岩内 Cr 为 0.23%。MgO 在金伯利岩中平均含量为 25%，约为超基性岩的一半多一点，Al_2O_3 和碱（Na_2O+K_2O）含量比较高，并据现有资料，K_2O 一般大于 Na_2O。我国东部地洼阶段金伯利岩的岩石化学成分也反映了这一特点（表 4-12、表 4-13）。故金伯利岩属于碱性的超基性岩。

另外，金伯利岩中的微量元素组分也有一些特征。Nb 等金属组分在金伯利岩中的含量也比一般的超基性岩者高（以铌为例，在金伯利岩中平均为 0.007%，而在超基性岩及基性岩中为 0.0015%－0.002%）。奥夫奇尼科夫等（1971）认为金伯利岩具有稀有元素高度富集

表 4-11　地洼阶段一些新生代玄武岩的稀土元素含量(10^{-6})

地点	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	资料来源
南海	石英拉斑玄武岩	9.30	46.25	3.20	11.12	3.32	1.27	3.17	0.64	3.53	1.00	1.65	0.27	1.82	0.22	18.82	105.58	王贤觉等
	同上	13.92	52.70	4.05	14.21	3.82	1.29	3.42	0.67	3.35	0.99	1.41	0.19	1.49	0.16	20.59	122.26	
	同上	11.83	51.89	3.79	13.87	4.33	1.44	5.39	1.04	5.48	1.68	2.71	0.28	3.25	0.31	28.99	136.28	
	同上	4.10	60.32	1.60	4.91	1.65	0.59	1.82	0.35	1.83	0.64	0.88	0.11	1.06	0.10	6.33	86.29	
	同上	33.10	87.18	10.32	36.43	9.56	3.31	8.64	1.36	7.48	2.66	3.27	0.36	3.51	0.44	41.24	248.86	
	碱性玄武岩	42.80	187.20	11.16	34.04	7.75	2.82	5.33	1.19	6.38	1.86	2.67	0.31	3.02	0.31	39.56	346.40	
福牛头建山	碱性玄武岩	47.73	82.60	12.90	38.10	9.19	3.22	9.41	1.27	4.62	0.48	1.68	0.21	1.70	0.85	29.86	243.82	于学元等
	橄榄拉斑玄武岩	12.78	26.23	4.08	13.08	3.38	1.12	3.74	0.57	2.95	0.62	1.51	0.26	1.37	0.25	15.33	87.27	
	石英拉斑玄武岩	14	26	3.6	11	3.9	1.2	2.8	0.54	2.6	0.45	1.3	0.21	1.1	0.16	16	84.86	
长白山	玄武岩	60.05	124.70	13.96	54.16	9.96	2.88	8.29	0.91	6.23	1.15	2.93	0.32	2.55	0.47	27.07	315.63	田丰等
		32.18	67.79	7.80	30.70	5.78	2.01	5.09	0.43	3.63	0.63	1.50	0.13	1.18	0.25	14.58	173.68	
		4.73	11.65	1.54	8.84	2.88	1.07	3.83	0.63	3.52	0.73	1.72	0.26	1.58	0.37	15.87	59.22	
		12.45	25.82	3.30	14.36	3.55	1.52	3.90	0.54	3.43	0.70	1.61	0.21	1.36	0.18	15.17	88.10	
		23.53	54.62	7.35	33.96	8.72	2.71	7.97	1.01	6.02	1.18	2.38	0.31	1.88	0.25	23.30	175.01	
		29.99	59.75	7.87	34.79	7.43	4.51	6.84	0.75	4.95	0.93	2.05	0.20	1.55	0.21	19.81	181.63	
		21.24	44.00	5.75	26.71	6.52	2.89	6.38	0.75	4.58	0.85	1.87	0.22	1.42	0.20	18.68	142.06	
		9.95	21.74	3.12	15.47	5.02	1.79	5.13	0.75	3.77	0.73	1.39	0.18	1.09	0.25	13.87	84.25	
内蒙古锡盟	碱性橄榄玄武岩	35.32	67.27	8.21	33.40	7.63	2.53	7.72	0.86	5.43	0.96	2.43	0.23	1.56	0.22	22.53	196.30	杨建军
	橄榄拉斑玄武岩	40.16	75.09	9.09	36.39	7.79	2.53	7.63	1.02	5.43	0.92	2.40	0.25	1.50	0.26	22.10	212.56	
	石英拉斑玄武岩	37.13	75.45	9.05	38.80	9.02	2.58	8.45	1.06	5.76	0.98	2.42	0.20	1.72	0.26	23.98	216.86	
	橄榄拉斑玄武岩	36.34	70.15	8.58	33.61	7.16	2.35	7.26	0.92	5.30	0.93	2.40	0.24	1.47	0.20	21.81	198.72	
	石英拉斑玄武岩	31.19	63.36	8.17	36.11	8.98	2.62	8.86	1.04	6.33	1.16	2.72	0.32	1.99	0.35	27.07	200.27	
豫西	碱性橄榄玄武岩	51.14	87.62	11.04	42.44	8.86	2.76	7.79	1.05	5.49	0.86	2.10	0.28	1.49	0.18	22.18	245.28	樊双虎
山东	橄榄拉斑玄武岩	31.41	60.75	7.33	27.41	5.95	3.81	4.96	0.74	3.97	0.64	1.38	0.23	1.31	0.17	18.40	166.54	金隆裕
黑龙江	橄榄白榴玄武岩	90.70	168.67	21.1	67.60	11.50	3.02	8.16	1.21	5.11	0.91	2.00	0.31	1.18	0.19	20.69	402.35	邱家骥等
	白榴玄武岩	83.37	161.31	18.40	66.62	11.07	3.06	7.65	1.25	4.38	0.84	1.64	0.18	1.01	0.15	17.16	365.44	
苏皖	碱性橄榄玄武岩	16.2	27	3	13	3.6	1.2	3.4	0.46	2.7	0.55	1.5	0.18	1.0	0.15	13.70	87.64	肖增岳等
玄武岩类		15	48	4.6	20	5.3	0.8	5.3	0.8	3.8	1.1	2.1	0.2	2.1	0.6	21	130.7	图尔基安等
基性岩		27	45	4	20	5	1	5	0.8	2	1	2	0.2	2	0.6	20	135.6	维氏

表 4-12 我国一些地洼型金伯利岩岩石化学成分分析表

地点	岩性	化学成分 (%)																资料来源
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	CO_2	Cr_2O_3	NiO	总量	
山东红旗六号	含岩球斑状金伯利岩	33.04	2.56	3.97	8.75	1.46	29.61	0.18	5.46	0.07	0.14	11.20	1.84	0.64	0.98	0.34	0.13	100.43	池际尚
		32.82	2.26	3.42	7.56	1.73	29.71	0.20	7.23	0.07	0.57	10.80	1.28	0.34	1.23	0.29	0.13	99.76	
		33.24	2.27	3.83	6.43	1.87	29.70	0.10	7.87	0.07	0.12	10.38	0.84	0.67	1.50	0.25	0.17	99.88	
		32.70	2.40	3.53	7.32	1.48	29.58	0.15	7.07	0.15	0.18	11.20	1.64	0.34	1.34	0.26	0.17	99.61	
豫北	富镁铝榴石斑状金伯利岩	27.81	0.25	3.49	4.45	2.86	19.12	0.08	17.70	0.22	0.07	6.26	2.82	0.25		0.32	0.20		河南地质十三队
		28.86	0.35	4.64	3.15	4.14	18.60	0.30	18.01	0.33	0.20	7.39		0.25	12.90	0.25	0.28		
	斑状金云母金伯利岩	28.04	0.30	3.65	4.49	2.40	16.63	0.10	21.87	0.40	0.10	5.51		0.27	15.60	0.29	0.35		
	斑状金伯利岩	25.15	2.25	3.96	1.43	4.93	16.67	0.09	22.77	0.13	0.17	6.83		0.17	17.15	0.23	0.28		
		29.70	0.15	3.27	3.30	1.01	14.43	0.06	27.70	0.22	0.20	3.20		0.18		0.24	0.24		
		27.77	0.21	2.93	4.14	1.07	13.82	0.05	24.48	0.14	0.00	4.11	3.7	0.05	20.90	0.14			
	含角砾斑状金伯利岩	26.98	0.25	5.35	3.80	2.26	13.36	0.06	23.01	0.44	0.74			0.22	17.45	0.20	0.20		
	强烈碳酸盐化斑状金伯利岩	17.90	0.33	5.66	2.04	2.84	9.13	0.05	31.95	0.20	0.30	5.16		0.21	24.30	0.16	0.16		
		10.29	0.10	2.45	199	0.41	4.61	0.04	43.84	0.27	0.42			0.02	33.80	0.05	0.11		
	强烈碳酸盐化角砾状金伯利岩	13.62	0.14	2.20	3.69	0.81	6.68	0.06	38.83	0.14	0.03	3.27	1.95	0.04	30.70	0.23			蔡加尤
吉林	煌斑岩型金伯利岩	32.58	5.33	2.71	7.85	7.95	16.67	0.27	10.13	0.26	0.76		3.66	0.67	11.37	0.12	0.04	100.37	胡家燕
辽宁	斑状金伯利岩	36.03	1.51	5.55	9.93	1.71	27.64	0.11	2.97	0.09	0.25	10.02		1.04	2.2	0.02	0.01	99.76	
	含岩球细斑状金伯利岩	23.54	0.91	4.10	6.69	1.07	24.46	0.19	15.96	0.06	0.08	11.2		1.84	9.4	0.01	0.01	100.94	
	细碎屑斑状金伯利岩	22.24	0.97	4.33	4.90	0.79	12.32	0.09	27.28	0.27	0.16	7.84		0.46	17.20	0.00	0.08	99.69	
	角砾斑状金伯利岩	35.05	1.59	3.85	10.80	3.27	31.07	0.23	1.00		0.52		6.52	0.83	5.46	0.019	0.17		

的特征。金伯利岩中 Nb、Ta、Sr 的含量不仅比玄武岩，而且比花岗岩的都高得多，与超基性岩相比，其中 Li、Rb、B、P 的含量也很高，并指出金伯利岩中稀土元素明显地以铈族为主，其成分与典型的碱性岩相似。奥氏还认为，就主要元素的含量来看，金伯利岩是超镁铁质岩石，但是，它也富含 H_2O、CO_2，以及诸于 K、Rb、Sr、Ba、U、Th 和 Nb 这样的残余元素。B. B. 布尔科夫的资料也表明金伯利岩中的 Li、Rb、Cs 的含量要比超基性岩高得多。唯一独特的是在金伯利岩中 Ti 和 Fe 的含量高。

我国辽宁省金伯利岩与岩石圈超基性岩或上地幔微量元素丰度相比，亦显示出稀有稀土元素、放射性元素、钨钼族元素、亲铜元素和卤族元素等，除个别元素较贫和接近外，均显著富集；而铁族元素除 V 外，Co、Ni、Cr 明显低于岩石圈超基性岩或上地幔微量元素丰度（李星云等，1989）。

我国金伯利岩所含稀土元素总量较高，并为轻稀土富集型。其中地洼型金伯利岩的稀土总量多为 400×10^{-6}—500×10^{-6}左右，如山东、辽宁等地金伯利岩；而地台型金伯利岩的稀土元素总量则较高，多为 1000×10^{-6}以上，如贵州金伯利岩。

地洼阶段的金伯利岩含矿性也比较好，例如我国华北、东北的金伯利岩，而在我国地台阶段产出的金伯利岩，如西南、华中的金伯利岩，则含矿性差。

表 4-13　某地金伯利岩中的微量元素含量（%）

分析方法 / 样号 / 元素	G_6		G_7	
	光谱（三次分析平均）	化学分析	光谱（三次分析平均）	化学分析
Cr	0.140	0.186	0.138	0.107
Ba	0.38		0.437	
Ti	0.65	0.77	0.84	0.96
Mn	0.297	0.285	0.138	0.154
Sr	0.0953		0.113	
Y	0.0049		0.0053	
Zr	0.0282		0.0353	
Sc	0.0043		0.00513	
La	0.0413		0.050	
V	0.0140		0.0068	
Cu	0.023		0.0247	
Nb	0.0393	0.0385	0.0553	0.040
Co	0.0091		0.0081	
Ni	0.0843	0.082	0.043	0.056
Zn	0.0733		0.0917	
Pb	0.0273		0.058	
Sn	0.0030		0.00667	

（据某省地质局中心实验室，1973）

金伯利岩中金刚石原生矿床主要是在岩筒中，但在岩墙和岩脉状的金伯利岩中亦可具有较好工业品位的金刚石，有的甚至非常惊人。例如在非洲南部开采的“马林”金伯利岩脉，厚 0.75—0.9m，走向伸延达 3500m，$1m^3$ 岩石含 1.4ct 金刚石，开采深达数百米，每年开采约 10 万 ct 以上的金刚石，估计这条脉开采了数百万克拉以上的金刚石。

近年来在西澳金伯利地区发现了含金刚石的超钾岩石，即钾镁煌斑岩类，时代为中新世，约 2Ma，它与金伯利岩有着重要的岩石学和化学成分上的差别。橄榄石钾镁煌斑岩与典

型金伯利岩在化学成分上的不同之处，表现在前者的 SiO_2、TiO_2、Sr、Ba、稀土元素含量很高，而超镁的元素如 MgO、Cr、Ni 的含量却较低。钾镁煌斑岩是金刚石的新的原生源岩和原生矿类型，在埃伦代尔，金刚石的含量为 5ct/100t，在阿盖尔则为 500ct/100t。这种岩石也见于美国阿肯色州大草河地区，但其时代属于晚白垩世，亦含金刚石。此外在西班牙还见有含透长石的钾镁煌斑岩，在东非布弗比拉分布有超钾火山岩套。按大地构造与岩浆建造、岩石化学、地球化学的关系，可以推论，在我国可能分布有这种类型的岩石，它可能属地洼型岩浆活动的产物。据报导，已在四川、云南找到这种岩石。最近又在湖南找到了含金刚石的钾镁煌斑岩。估计，在我国寻找钾镁煌斑岩型金刚石矿床是有良好前景的。

九、地洼型岩浆岩的一般地球化学特征

从上所述的我国东部地洼区等地的地洼阶段岩浆活动的岩石种类、岩石地球化学特点来看，明显可见，有着较弱的基性超基性，较强的酸性，以及碱性较高的性质，并且岩体中有色金属、稀散元素、放射元素、挥发性元素含量较高。

具体来说，就是在地洼阶段岩浆岩中，Si、K、Na、Li、Rb、Cs、B、Be、Nb、Ta、U、Th、W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、F 等元素的丰度较高，稀土元素的丰度亦较高，而 Mg、Fe、Cr、Ni、Co、V、Ti 等的丰度则较低，这一点特别地表现在地洼阶段的花岗岩类。而最作为地洼阶段岩浆岩的地球化学特征，则是碱(K+Na)，特别是钾的丰度高。

第二节　岩浆作用的元素组合在空间上的分布特点

一、岩浆作用的元素组合发育的特点

我国东部地洼区在地洼阶段所见的基性、超基性岩一般不太多，相对同一大地构造发展阶段的酸性岩而言，显示得很微弱。而酸性岩浆活动特别强烈，例如湘南，在地洼阶段时，产出了大量的酸性岩，有印支期的塔山、阳明山黑云母花岗岩，燕山期的吴集、南岳、紫云山、大义山、下村、香花岭、千里山、王仙岭、宝峰仙、诸广山南部、姑婆山等黑云母花岗岩以及都庞岭、铜山岭、水口山等花岗闪长岩，骑田岭、九嶷山、关帝庙等角闪石黑云母花岗岩、五峰仙二云母花岗岩，鸡笼衙黑云母花岗岩等；而这时的基性和超基性岩浆活动则微弱，只在道县见有少量基性超基性岩侵入，在宁远冷水铺和衡阳盆地瓦园等处见有一些玄武岩喷发。又如广西，在地洼阶段也有大量花岗岩体生成：印支期的大容山、河洲、伏波山、西山等黑云母花岗岩，西津、西屏山等花岗岩；燕山期的栗木、豆诈山、苗儿山、花山、金鸡顶、糯洞、昆仑关、青平、圹蓬、大明、英桥等花岗岩体。而该阶段仅在合浦新圩，北部湾沿海岛屿见有一些第三纪的橄榄玄武岩的喷溢。可见酸性岩浆活动强烈，分布广泛，占绝对优势，是地洼阶段岩浆活动的极大特点。

除酸性花岗岩类发育外，碱性岩的产出也是一大特征。我国东部在中生代时，许多地区有碱性岩侵入，如辽宁赛马集霞石正长岩、内蒙古澄口鄂尔多斯岩、山西临县交城一带的碱性岩类、阳原碱性杂岩、山东的碳酸岩、大别山麓碱性岩、云南永平碱性岩、个旧的碱性岩、湖北的碱性杂岩、浙江临海霓霞岩、福建的正长岩类，广东的正长岩类，以及湘南郴洲地区的以钛榴正长岩为主的碱性岩等。

赵一阳就曾指出，我国碱性岩主要在中生代末期形成，与碱性岩有关的侵入体主要为燕山期花岗岩。

在我国西部地洼区，如藏北地洼区巴毛穷宗地区也有碱性岩：霓霞正长岩、碱性粗面岩和响岩等分布。

在世界上其它一些地洼区也广见地洼阶段的碱性岩分布，如美国阿肯色州、落基山地区、西欧活化区、东非地堑等地见有各种碱性岩石的分布。

由上可见，地洼阶段岩浆岩以酸性岩浆的元素组合发育，分配量较多，碱性岩浆的元素组合也较发育，分配量亦较多，而基性岩浆的元素组合发育微弱，分配量较少，超基性岩浆的元素组合则不太发育，分配量很少。

二、地洼型岩区

根据上述地洼阶段岩浆活动、岩石化学及其地球化学特点，在这里顺便谈一下"地洼型岩区"的问题。笔者认为把岩浆岩的种类、成分、地球化学特征与地质构造发展紧密联系起来，是可以采用"岩区"这个概念的。

大家知道，一般把地球上划为两个主要的岩区——大西洋岩区和太平洋岩区。前者的特征是碱性岩类发育，后者则是以正常系统的岩类占优势。那么我国东部地洼阶段岩浆岩类近于那一类"岩区"的特点呢？

许超南(1964)在研究福建省燕山期岩浆岩岩石化学特征，曾指出该区在燕山晚期发育着近似大西洋岩区的碱钙性铝过饱和岩浆岩。

邱家骧(1963)研究了山东中生新生代的基性喷发岩后，把它们划为钾质系列和钠质系列，看来也富碱质。尔后，邱家骧等又进一步指出我国东部中生代火山岩更酸性、碱性些，它以富含 Si、Al、碱质，而贫 Fe、Mg、Ca 质为特征，近似于大西洋区的岩石类型。

王承祺(1974)在研究五大连池火山岩的岩石化学特征时，指出它偏离"太平洋型"钙碱性岩石的典型代表——日本熔岩，而具有自己独特的富含碱的钾质岩的化学性质。从富碱这个性质来看，它更近于大西洋型岩石。

B. B. 别洛乌索夫(1954)在讨论岩区的问题时曾经指出，岩浆的化学成分不仅随空间，而且还随时间而改变，并与该地的构造发展紧密有关。"对于地台现在发生着隆起和破碎作用的那些地方的巨大断裂地区(按陈国达的地洼学说，这些地区应属地洼区——笔者注)说来，大西洋式的岩浆可以作为其特征"。

综上所述，可见地洼阶段的岩浆岩类具有大西洋式岩类的特点，因为地洼阶段碱性岩较发育，无论是酸性岩，抑或是中性岩、基性超基性岩、碱度(尤其是钾的含量)都比较高。

我国东部地洼阶段岩浆岩类具有大西洋型的特点并不奇怪，因为大西洋现阶段基本上属于地洼区，如北大西洋及其两岸、南美东部、西非活化带等地均是。各地的地洼区的岩浆活动是有其相似之点的。

考虑到岩区的地理名称不大合理，地质构造概念不够确切，故作者认为"大西洋岩区"改称为"地洼型岩区"较好。

第三节　造矿元素在地洼区内的集中特点

一、内生成矿元素

地洼阶段的内生成矿作用极其发育，以湖南为例，有色金属 Cu、Pb、Zn 和 W、Sn、Mo 矿、稀散和放射性元素等矿床(特别是具有工业价值的矿床)绝大部分是地洼阶段生成的，大

多与燕山期花岗岩有着密切的生因关系(图 2-3)。又如广西 W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、Sb、As、U、Th 等内生矿床,大多数是地洼阶段内生成的。福建境内的 W、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn 矿床亦主要是生成于地洼阶段,而 Sn 矿特别地与燕山早期黑云母花岗岩有密切的成因关系。总之,内生成矿作用的这种特征,广见于我国东部。可见,地洼阶段的内生成矿元素的富集非常多,几乎包括了所有的有色金属、稀散和放射性元素。主要的工业富集造矿元素有 Cu、Pb、Zn、W、Sn、Bi、Mo、Nb、Ta、Be、Li、Th、U、稀土等。伴生元素的矿床有 Cd、In、Ga、Ge、Rb、Cs 等。此外,挥发性元素也常造成富集,形成矿床。如硼矿、汞矿、萤石矿。我国汞矿非常发育,多集中在西南部,尤以湘黔边境;萤石矿床分布较多,首推浙江建德群中的脉状矿床。内生成矿作用的这种特征,也广见于世界其它地方的地洼区,如雅库特,西外贝加尔、蒙古、朝鲜、印度、西欧活化区、北欧、西非活化带、东非地堑区、北美、巴西、澳大利亚等地。

由上看来,地洼阶段岩浆活动带来的内生矿床以和酸性和到中酸性岩(主要为花岗岩类)有关的矿床最为重要,其中尤以有色及稀有矿床等(陈国达,1960、1965)。次之发育与碱性岩、基性超基性岩有关的矿床。特别富集的内生成矿元素是 Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta、W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、Sb、As、Hg、F、U、稀土等。

二、外生成矿元素

我国东部在地洼阶段时,陆相沉积建造发育,以碎屑岩类占绝对优势。伴随着沉积过程相应地发生有外生成矿元素的富集成矿。

陆相含铜砂岩建造发育,有时为含铜铀砂岩建造。例如湖南就见有白垩系及第三系中的陆相沉积型的砂岩铜矿床。

含煤建造中煤矿发育,以下侏罗纪的东北鹤岗煤田及第三纪始新世的抚顺煤矿为最著名。

有丰富的油页岩,储量大,以第三纪的抚顺油页岩及茂名、电白一带的油页岩最为著称。

地洼型油田,是我国重要的油田大地构造类型之一,如华北的任丘、胜利、大港、南阳和华南的五七、三水、百色等油田。在世界上亦分布较多,如东非一带的油田和莱茵地堑一带的油田。

陆成相的盐矿、石膏矿亦较发育,如湖北应城的石膏和盐,江西的周田盐矿,湖南的湘中盐矿等。

我国东部地洼区地洼阶段的 Fe、Mn、Al、P 等沉积矿床不大发育,大都为小型,且为陆相沉积型。

可见,从外生成矿作用来看,成盐元素和气态元素的富集值得高度重视。

第四节　地洼区发展过程中的元素组合分配

地洼区的发展过程,与地槽区一样,也可以从两个角度来划分,一个是以地洼发展过程中主要构造特征上的变化为根据,另一个是以其活动强度的变化为根据。按前者,划分为二个基本的构造发展期,即地洼期(又分早、晚期)和褶断带期(也分早、晚两期)。在地洼期时,形成一系列的短线状隆起和介于其间的凹地,即"地穹"和"地洼"。早期拱曲作用发育,晚期地穹与地洼达到最大反差强度;在褶断带期,以强烈和广泛的块断运动,岩浆侵入和火山喷发为主要活动形式,早期是构造运动与岩浆活动达到最高点的时期,而晚期则趋向微弱。按

后者，划分为三个时期：初动期、激烈期和余动期。初动期大致相当于地洼期早期，激烈期大致相当于地洼期晚期和褶断带早期，余动期大致相当于褶断带晚期。

一、岩浆作用的元素组合分配

我国东部进入地洼阶段以后，其岩浆活动顺序大多数早期（地洼期—褶断带早期）出现大量中酸性岩，特别是酸性岩，晚期（褶断带晚期或余动期）以基性岩多见，在少数地区，如北京西山、辽宁西部及东南部等处，自中生代初进入地洼阶段的大地构造发展后，早期（初动期，于大量中酸性岩出现之前）虽先有基性岩喷出和侵入（如北京西山下侏罗系门头沟组和北票组中所夹玄武岩，凤城青城子地区的辉长岩），但分布不广，而且玄武岩的岩石化学特征是偏中性的，接近于安山岩。随后，以辽宁东南部为例，地洼阶段剧烈期即以大量的酸性岩类活动为主，如青城子斑状花岗岩、黑云母斑状花岗岩，兰花岭及新岭花岗岩，千山花岗岩等，而且还发育有碱性岩类：正长岩、霞石正长岩、正长斑岩、碱性煌斑岩、白榴石响岩等，见于赛马绥阳等地。此外还有强烈的喷发活动，产生了以中酸和酸性为主的火山岩类。最后，到地洼阶段余动期，在凤城等地见有杏仁状玄武岩，在鸭绿江地堑中见有紫苏辉石橄榄岩侵入，时代属第三纪。

又如湖南境内，在地洼阶段初动－剧烈期有大量的花岗岩类侵入，如华容、幕阜山、诸广山、金井、焦溪岭、望湘、板杉铺、长乐街、白马山、中华山、崇阳坪、锡田、大东山、西山等近100个花岗岩类侵入体，以及郴州金银街碱性岩。地洼阶段余动期则有较多的基性岩喷发及少量基性超基性岩侵入，如长沙春华山、株州朱亭、攸县杨木港、衡南冠市街，耒阳春江铺、宁远保安圩等地的玄武岩；道县虎子岩、江永回龙街、宁远官桥的玻基辉橄溢岩，以及枫林橄榄煌绿岩、宁远—道县基性侵入岩。

可见，地洼区的岩浆活动，在时间上的顺序大致是在初—中期（地洼期—褶断带早期）以中性和酸性岩为主，晚期（褶断带晚期）以基性岩为主（陈国达，1960，1965）。初期虽也可有基性和超基性岩出现，但为量较少，较大量的基性岩往往是出现在大量的酸性岩和中酸性岩之后。B. H. 马萨依蒂斯和 Г. 斯塔里茨基（1963）总结出原苏联东部、朝鲜、蒙古、中国东部等地洼区岩浆活动顺序，也完全证实了从中酸性发展到基性并带碱性的规律，故因此出现了相应的元素组合。

由此可见，地洼区的岩浆岩类，在地洼阶段发展的初中期（地洼期—褶断带早期）以酸性岩浆的元素组合占绝对优势，并有碱性岩浆的元素组合出现较多，晚期（褶断带晚期）由以基性岩浆的元素组合占优势。

二、花岗岩化学成分的分配

在地洼阶段各期次酸性岩浆岩类，存在着化学组分的差别，例如福建、浙江、湖南（表2-4、表2-5），初步探讨如下：

首先，为什么地洼阶段印支期花岗岩类酸碱度低于，而 MgO、Fe_2O_3+FeO、TiO_2、CaO 等高于燕山期花岗岩类？而与燕山期花岗岩类相比，化学成分上比较偏向于地槽型花岗岩类？

我们知道，华南地区印支运动以褶皱作用为主，因此压应力作用非常强烈，而燕山运动尽管压应力强烈，但拱裂，块断运动显著，断裂作用发育，隆起作用非常强烈，故印支期与燕山期相比，按 A. N. 切列尼契柯所述结晶岩分布规律，后者的构造环境，更利于物质组分的分异，因而，印支期花岗岩类要偏基性，而燕山期花岗岩要偏酸碱性一些。

众所周知，地槽区花岗岩类以同动花岗岩类为主，即同造山侵入体发育，与褶皱作用关系密切，为褶皱作用产物，其构造应力环境（受压应力作用），与印支期花岗岩类有些相似，因此成分上较接近。但由于印支期花岗岩类又是高一级大地构造阶段（地洼区）的产物，因此，还是要比地槽型的花岗岩类，在酸碱成分上要高，在基性成分上要偏低，即 SiO_2、K_2O+Na_2O 等较高，CaO、MgO、Fe_2O_3+FeO、TiO_2 等较低。

由上述，对于花岗岩类的划分，如从构造应力环境角度出发，即从受应力作用状况出发，花岗岩类至少可以初步划分为两个大类型：挤压型和张裂型（块断型或拱裂型）。

在地槽阶段和地洼阶段，为什么每一个构造发展期的最后一次花岗岩浆活动酸碱成分最高，而最先一次的则基性程度要高？前者如内蒙古、新疆、浙江等地；后者如湖南、福建、内蒙古、浙江等地（表 2-4）。其原因就在于与构造运动强度，特别是隆起幅度有关。就地槽区而言，正是褶皱带隆起最高，造山运动最激烈时期；就地洼区的而言，正是褶断带隆起最高，地穹与地洼反差最大的时期。这些构造条件为物质分异创造了极好的低化学位能场所。所以最后一次的花岗岩浆活动酸性成分较高，而基性成分较少，以地槽阶段的华力西期和地洼阶段的燕山期花岗岩浆的各次活动中，表现得比较鲜明。

三、花岗岩中稀土元素的分配

以东南地洼区为例，在地洼阶段侵入的花岗岩类，分为印支、燕山早期和燕山晚期三个时期，从构造运动的总过程和强烈程度来看，首推燕山期。燕山期花岗岩负 Eu 异常特别显著，稀土元素含量亦较高，表明地洼阶段剧烈期的花岗岩浆活动分异十分充分，亲幔性较小（见前）。

第五节　地洼区内部构造的元素分配

一、优、渺地洼（区）的元素组合特征

我们知道，按地洼区发展过程中火山活动的有无或强弱，分为优地洼区和渺地洼区两类。凡有强烈火山喷发者，叫优地洼（区）；火山活动缺乏或十分微弱者，则叫渺地洼（区）。因而十分明显，在优地洼区，无论由侵入或喷出的中酸性岩浆带来的元素都十分丰富；基性喷发带来的元素也有发育；在渺地洼区，则以中酸性及基性超基性岩浆侵入带来的元素组合占有主要地位。

二、隆起和坳陷的元素分配

在地洼区中，除了地洼盆地（沉积了第三基本构造层，即地洼构造层，在大陆区多为中生新生代红色盆地）范围之外，有些地区裸露地层为地槽构造层（或前地槽构造层，以复理石砂页岩建造为主）；有些地区裸露地层为地台构造层（以地台型碳酸盐岩建造为主）。我们把前者称为地穹基底隆起区，后者称为地穹盖层隆起区。这两种构造的地球化学特性是有很大差别的。

在地穹基底隆起区，地穹构造特别显著，幅度和烈度均高，因此岩浆建造以酸性花岗岩建造为特色，SiO_2 和 K_2O+Na_2O 量很高，并出现岩体型和交代型稀有、稀土、放射性元素矿床。又由于以地槽及前地槽构造层变质岩为主，硅铝质成分占优势，大都具有经受过多次褶皱固结的物理特征，因此在地洼阶段构造活动过程中，构造变动是以各种不同规模的断裂及其它裂隙特别发育为特色的，这就决定了各种不同矿种的矿种类型（高温至低温热液型）均

主要以脉状矿体的形式产出。由于断裂及其它裂隙发育，造成了良好的低压孔道，具有较高氧化条件，从而有利于亲氧元素，如 Nb、Ta、Be、Li、Rb、Cs、W、Sn、V、U、Th 等在氧化热液等条件下高度富集。这些矿床的造矿元素亲氧性明显，因此地穹隆起区可以称之为亲氧构造地球化学区。江西洪水寨、西华山、湖南谣岗仙等地区，就属于这种类型的构造地球化学区。

在地穹盖层隆起区，构造幅度，烈度差于地穹隆起区，因此，岩浆建造以中酸性侵入岩为主，如花岗闪长岩建造。由于碳酸盐岩建造发育，所以矿床以矽卡岩型矿床以及热液交代型矿床为特色，组成一系列的矽卡岩型或交代型矿床的成矿区，如燕辽、长江中下游、赣、湘、桂等处所见即是。造矿元素以 Cu、Pb、Zn 为特色，亲硫性显著，因此，地穹盖层隆起区可以称之为亲硫构造地球化学区，或亲铜构造地球化学区。

大家知道，各级构造均可分出正单位和负单位，正、负单位在地球化学上是有区别的。例如在华中地洼区，尽管碳酸盐建造（地台型）分布普遍，但在隆起带（正单位），则以矽卡岩型铜矿多见，而在坳陷带（负单位）则以矽卡岩型铁矿多见，可见两种构造在造矿元素的富集上呈现出各自的特征，造矿元素各向着自己有利的构造部位富集。又例如，在华北地洼区的河北北部，两种构造的岩浆活动及其岩石化学特征都有别：在沉降区，岩石组合系以安山岩为主的玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩（或粗面岩）岩石组合，中性火山岩发育，岩石中，FeO、MgO、CaO 含量高；在隆起区，为流纹岩及熔结凝灰岩组合，偶有少量中性岩，酸性火山岩和火山碎屑岩分布广泛，岩石酸度程度高。

隆起和坳陷地区岩浆岩中稀土元素的分配亦有所差异。例如：东南地洼区内，相对隆起地区（地穹基底隆起地域）的花岗岩中，负铕异常明显，V 形谷十分明显（图 4-4）；相对陷落地区（盖层隆起、地洼）的花岗岩，负铕异常，V 形谷等表现稍逊，而且各自的稀土元素分布特征差异较大。

三、地穹、地洼与元素富集（内生成矿构造地球化学类型）

地穹和地洼在元素分布和富集上的差异，必定在成矿作用和造矿元素的富集上显现出差别，由这些差别，我们对成矿构造进行地球化学研究和地球化学分类的研究，指出成矿元素富集的地质构造类型，将有着十分重要的意义。

内生成矿元素富集的构造类型可以称之为内生成矿构造地球化学类型

根据华南地洼区的地穹，地洼的成矿元素富集特点以及元素分布特征，初步将地洼区激烈期内生成矿构造地球化学类型划分为两类 5 个类型。

两类为：地穹成矿构造地球化学类型和地洼成矿构造地球化学类型

地穹成矿构造地球化学类型分为三个类型：

1. 地穹基底隆起成矿构造地球化学类型，又可称亲石型或亲氧型成矿构造地球化学类型，该类型发育地槽型复理式砂页岩建造，强酸性花岗岩侵入建造及其成矿建造。典型成矿元素为 Li、Rb、Cs、Nb、Ta、Be、V、U、Th、W、Sn 和 TR。伴生元素有 F、As、Bi、Mo 等。例如江西洪水寨、西华山—张天堂地区、湖南湘源地区，即属本型。

2. 地穹盖层隆起成矿构造地球化学类型：又可称亲铜或亲硫型成矿构造地球化学类型，该类型发育有地台型海相碳酸盐岩建造，以中酸性岩浆（偏基性的花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩等）建造及其成矿建造为特色，主要成矿富集元素为 Cu、Pb、Zn、另外还有 Fe、Sn、W、Mo、Bi 等；伴生元素有 Ag、Au、Cd、Te、In 等；次要伴生组分中，Cr、Co、Ni、V、Ti、Mn 显示高含量特征。燕辽、长江中下游、赣、湘、桂、粤等省均见该种成矿构造地球化学类型。

3. 地穹混合型成矿构造地球化学类型：又可称为亲氧、硫型成矿构造地球化学类型，兼具上述的亲石、亲铜型特征，其原因在于本构造既有地槽型复理石砂页岩建造，又有地台型碳酸盐岩建造发育。例如湖南香花地穹地区就属于混合型成矿构造地球化学类型。

地洼内生成矿构造地球化学类型主要见于地洼盆地火山岩系发育的地区，即优地洼区内。按构造活动差别、构造层的成分、岩浆建造和成矿建造的物质组分，以及元素富集特点，划分为二种类型：

4. 地洼复合型成矿构造地球化学类型：该类型发育地洼型中酸性火山岩建造，总厚达千米以上，显现高酸、高碱特征。蚀变作用非常强烈。各种元素的富集作用均可见到，并很发育，如亲氧元素 W、Be、Nb、Ta、稀土、V、U、Th 等，亲硫元素 Cu、Pb、Zn、Mo、Ag 等，挥发性元素 F、S 等，特别是非金属矿产的成矿元素富集（如 Si、Al 等）。本类型的成矿构造地球化学特征，广见于闽、浙两省，东北地洼区中亦可见到。

5. 地洼亲铁型成矿构造地球化学类型：亦为地洼盆地典型的成矿构造地球化学类型，它发育有地洼型陆相类复理式建造、陆相中基性火山岩建造及其成矿建造。典型富集元素为 Fe，还有 Cu、Zn 等，有用伴生元素为 Sn、Pb、Bi、Au、Ag、Mo、As 等；Cr、Co、Ni、V、Ti、Mn 等铁族元素含量较高。其典型地区为宁芜和庐枞地区。

关于地洼区成矿构造地球化学类型的研究，今后还需作进一步的工作。

第六节　地洼区元素分配的差异性

由于各个地洼区在构造发展历史上和各自构造特征上的不同，因而在地球化学上存在着差异，并各具特色，现以华北地洼区，华中地洼区和东南地洼区为例说明。

一、华北地洼区

华北地洼区发育基础为后吕梁地台。该区地槽阶段为元古宙，地台阶段自震旦代至三叠纪，地洼阶段开始于早侏罗世，地洼阶段岩浆岩以中酸性岩类为主，闪长岩发育，带来著名的邯郸式铁矿，也见有一些与辉绿岩有关的矽卡岩型铁矿床。超基性岩以金伯利岩多见，分布于辽宁、山东、河南等地。碱性岩比较发育，见于辽宁、山东、山西等地。在内生造矿元素富集上，以碳元素（金刚石），铁（与中、基性岩有关的矽卡岩型铁矿发育，表现为亲基性）、铝（矽卡岩型和斑岩型）和金（多种类型，如蚀变带型和斑岩型等，并常见金矿床与花岗岩有成因的关系，表现为亲酸性）最为集中。在外生造矿元素富集上，气圈的元素组合特别发育，如抚顺的油页岩和煤；胜利、大港、任丘和南阳的油田。

二、华中地洼区

华中地洼区位于东南地洼区与华北地洼区之间，包括长江中下游，东秦岭及大别山，呈向东突出的弧形，受秦淮弧形构造控制。该区地槽阶段先后结束于晚震旦世前期及志留纪末；地台阶段自晚震旦世后期或泥盆纪，至晚三叠世晚期或末期结束；地洼阶段开始于晚三叠世末或侏罗纪。区内岩浆岩以地洼阶段激烈期的中酸性岩浆，中基性岩浆活动最为发育。在造矿元素上以 Cu、Fe、Au（矽卡岩型和斑岩型类型的矿床发育，与中基性和中酸性侵入岩和喷出岩有关）最为富集。此外，气圈的元素组合也有一定程度的发育，即地洼型油田也比较重要。

三、东南地洼区

东南地洼区位于中国东南部，包括浙江、福建、广东、江西、湖南、广西诸省。由后加里东地台转化而成。该区地槽阶段开始于元古宙、结束于志留纪；地台阶段自泥盆纪至晚三叠世中期或末期；地洼阶段开始于晚三叠世晚期。地洼阶段岩浆活动强烈，以酸性岩类（侵入岩和喷出岩）岩浆建造为主，酸碱度高。在内生造矿元素上，形成了以稀土、Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta、W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn 为特色的元素成矿富集区。在成矿类型上，极其丰富多彩：花岗岩型的稀土、稀有、放射性元素矿床，高温热液型的 W、Sn、Bi、Mo 矿床，热液型的 Cu、Pb、Zn 矿床。斑岩型矿床的特点是与酸性斑岩（花岗斑岩、石英斑岩）有关的矿床发育，富集的造矿元素以 W、Sn、U 等为特色，当然斑岩型铜铅锌矿床也比较发育。矽卡岩型铁矿的特点是与酸性岩有关的发育（如粤北三连一带及大顶铁矿、湖南河路口铁矿、福建马坑、潘田一带铁矿等，铁显现出亲酸性）。此外，世界闻名的锑矿（锡矿山），国内重要的萤石矿也位于本区。在外生造矿元素富集上，盐类矿床比较发育，如江西、湖南等地。

顺便指出，东北地洼区的地球化学特点，更较接近于东南地洼区，其原因之一，可能是由年青的褶皱带，经过较短（或缺失）地台阶段而转化为地洼区所致。

四、差异及原因

华北、华中、东南三地洼区相对比较，初步可以得出如下的各自的地球化学特征：在地洼阶段时，华北地洼区以超基性岩浆的元素组合、基性岩浆的元素组合、中性岩浆的元素组合以及气圈的元素组合为特色，Mo、Au、C 特别富集；华中地洼区以中基性和中酸性岩浆的元素组合发育为特色，铜和铁特别富集；而东南地洼区则以酸性岩浆的元素组合和脉状体的元素组合特别发育为特色，Be、Li、Nb、Ta、V、W、Sn、Bi、Sb、Hg、F 等特别富集。

为什么会造成这些物质组分的差异？究其原因，可能与各地洼区的前地洼阶段的构造发展史和地洼阶段的构造发展特征有关，与下地壳和上地幔的结构有关，更可能的是与地幔在物理性质和化学成分上的不均一性有关。由以上，似可认为华北地洼区的壳体，基性超基性程度较高，而东南地洼区壳体酸性程度较高，华中地洼区的壳体组成成分介于上述两者之间，但偏向华北地洼区，东北地洼区的壳体成分则近于东南地洼区的壳体成分。这种化学成分性质的差异，如追溯大地构造发展史，则在地槽阶段和地台阶段均有所反映。

第七节　地洼阶段的一般地球化学特征

综上所述地洼阶段的成岩元素和成矿元素的分配、富集、组合等特征，可以看出地洼阶段在化学成分上，与地槽阶段，地台阶段相比，大致具有以下几个方面的地球化学特点：

一、元素丰度的特点

（一）从门捷列夫元素周期表看，有些原子序数高、克拉克值低的元素（如 W、Sn、、Bi、Mo、Hg、Sb 等），在地洼阶段，主要是在剧烈期的内生作用中含量增多，丰度增高，并形成集中，一些在地壳中分布反常的元素，如 Be、Li、B 其丰度也有所增高，亦形成集中。

（二）从 A.H. 查瓦里茨基的元素地球化学分类看，很多稀有元素（Nb、Ta）和稀土、放射性元素（U、Th）、钨钼族元素（W、Mo）、似金属元素（As、Sb、Bi）在地洼阶段，特别是在剧烈期存在较多，丰度有所增高，并形成集中；硫化矿床典型成矿元素族中的许多元素，如 Cu、Pb、Zn、Ga、Ge、Cd、In、Sb、Hg 等亦同；此外一些气体元素或挥发性元素，如 F，亦具这一特征。

(三)从元素性质来看,那些熔点较低的化学元素及其组合,以及结晶温度低、位能小、相对密度小、原子价低和原子体积大、原子或离子半径处于极端值(最大和最小)的被认为是分散性质或很难富集的元素,如 Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta、Hg、As、F 等,在地洼区发展过程中,含量增多,丰度增高,并形成富集。

二、元素共生组合特征

(一)基性岩浆的元素组合和超基性岩浆的元素组合发育微弱,分配较少,相应地是镁、铁族元素等含量较少,丰度较低。

(二)酸性岩浆的元素组合、脉状体的元素组合和碱性岩浆的元素组合十分发育,分配较多,相应的是硅、碱金属,有色金属、稀散、放射元素等的丰度增高。

(三)气圈的元素组合也比较发育。

(四)岩浆作用的元素组合一般具有钾含量较多的特征。

(五)地洼区元素共生组合发展的顺序,一般大致地是从中酸性岩浆的元素组合(带有碱性)发展到基性岩浆的元素组合(带有超基性)。大量的酸性岩浆的元素组合是出现在大量的基性岩浆的元素组合之前,恰和地槽区的元素共生组合发展的顺序相反(见前)。这种顺序发展特征,正相应于构造发展特征,两者互呈映像,进一步反映了构造与元素分布的关系。

(六)地洼区岩浆作用的元素组合特征,类似于大西洋型岩区岩浆作用的元素组合特征,为了使岩区概念与构造发展紧密地结合起来,以其称"大西洋岩区",不如称为"地洼型岩区",这样更具有地质及其发展意义。

第五章　大地构造地球化学演化及其原因

第一节　大地构造地球化学演化

从以上几章所述的地槽区、地台区和地洼区的一些地球化学特征及其相互之间的对比，可以看出，在地壳演化过程中，随着地槽区→地台区→地洼区的大地构造的发展，在地壳演化先后不同的各个阶段之间，超基性岩浆的元素组合、基性岩浆的元素组合，分配上有大体逐步减少的趋势，而酸性岩浆的元素组合、脉状体的元素组合、碱性岩浆的元素组合以及气圈的元素组合，则分配上大体增多。就化学元素的丰度及集中来说，铁族元素的丰度和集中有大体上逐步减少和减弱的现象，Au、Mg、铂族元素也不例外。相反地，有色金属、稀散元素、分布反常的元素以及周期表靠近首尾的部分元素、气态元素、挥发性元素，则在丰度和集中上有大体逐步增高和加强的现象。这种情况应以地壳上层表现最显明。

第二节　大地构造地球化学演化原因

不同的大地构造阶段之所以出现这种元素丰度的不同、元素共生组合的相异，以及元素的集中和分散的差别，其原因何在？这个问题涉及很广，包括深部构造、地幔层、地壳发展等各方面，需要构造学家、地球化学家、地球物理学家们的共同努力。在这里，作者仅能提一些粗浅的意见。

一、分异作用

根据同位素年龄测定，约在35亿年前的时候，开始出现地壳硅铝层（花岗岩层）。一般意见认为，地幔是地壳物质的来源，硅铝层是由地幔分异而来的。地幔层在整个地质时间中不断变化着，逐渐分异着，因而所生成的硅铝层也是在不断的变化着。在分异过程中，相对密度较小的、易熔的、离子半径长的、原子体积大的、易挥发性的元素和化合物（如碱金属、二氧化硅、挥发组分）不断向上运移，而难熔的、相对密度大的、离子半径短的、原子体积小的元素和化合物（如Mg、Cr、Pt、Fe、Co、Ni等）则逐渐向下集中。这个过程不可能一次完成，而是随着地史的进程和大地构造的发展，即在地壳演化过程中，不断地进行，而且分异会愈来愈较完善。因此地壳发展的结果，使硅铝层厚度逐步加大，分布面积逐渐加阔，地壳的物质成分，中酸性物质、碱性物质、气态元素逐渐加多。这样就造成了地槽阶段、地台阶段、地洼阶段的不同的地球化学特征。地洼阶段和地槽阶段相比，基性岩浆的元素组合、超基性岩浆的元素组合之所以发育较差，分配较少，而酸性岩浆的元素组合、碱性岩浆的元素组合以及气圈的元素组合则较发育、分配较多，其原因可能在此。

无论在时间或空间上说，上述的分异作用是不平衡的。一般说来，分异作用进行得强烈的时期和地区，在大地构造性质上就属于活动区，如地槽区、地洼区。由于强烈的分异作用，

地壳差异运动显著，出现强烈的褶皱作用（活动区的大部分发展过程以水平运动为主导）、强烈的隆起作用和热力作用，逐产生较多的花岗岩类物质，使得硅铝层加厚，故活动区以花岗岩浆的元素组合特别发育为特征。

反之，分异作用进行得缓慢的时期和地区，则在大地构造性质上属于“稳定”区，如地台区。由于分异缓慢，地壳差异运动不明显，主要表现为震荡运动，故外生作用地球化学过程显得特别发育。从这也可以看出，那种把地台理解为永恒稳定的地块，“死”的地块，是不够妥当的。

上述事实表明，随着大地构造发展，不断有新的物质成分由地球深部进入地壳，这些物质主要是 SiO_2，还有碱金属和其它的金属化合物，以及放射性元素的化合物。

由活动区以火成岩浆的元素组合特别发育的特征，看来可以得到一个概念，即地幔周期地向地壳供应大量的 SiO_2 和地球化学上与此有关的化合物。

看来，地球和地壳深部的化学作用以及伴随而来的放热和吸热、体积变化等，引起了上地幔和地壳的应变。其实这些作用（化学反应、吸热和放热、体积变化等）本身就是或总称为上地幔和地壳的应变，即为“构造运动”。

由上可见，地球物质的地球化学分异是引起地壳大地构造运动和发展的基本原因。由地洼区的地球化学特征及其发展和演变过程，可以认为，地球化学分异是引起地台活化（地台区向活动区转化）的基本原因。

在这里要指出，地球化学作用过程，与大地构造运动过程，是对立统一的关系、辩证的关系。化学元素的迁移、运动、组合、集中、分散，一方面受化学元素本身的内在因素（如各种键性、化合物的化学性、离子的动力性、原子的重力性、原子的放射性、原子半径和离子半径、原子的压缩性等）所制约（内因）；另一方面，又可受外在因素（如重力能、宇宙能、放射能、地球深部热能以及地球的转动惯量——产生水平运动的因素之一等）的影响。上面我们谈到了内在因素的作用以及地球化学分异对大地构造运动的作用及其相互关系，下面我们谈一谈外在因素对元素分配的影响。

外在因素，例如活动区的大规模的水平运动，尤其是水平压应力，对地壳的地球化学分异作用过程，影响较大，起着“加速”和减弱的效果，这个我们可以从 A. H. 切列尼契柯所阐明的结晶岩分布的规律性中看出来。即在构造作用或地壳运动下，形成的正构造单位（背斜、断隆、复背斜、隆起、褶皱带、地穹系列等）地区，是有利于或加速地球化学分异过程，而形成的负构造单位（向斜、断陷、复向斜、坳陷、地槽、地洼系列等）地区，则不利于或减弱地球化学分异过程，这可以从前面所述的正单位和负单位的地球化学特点上得到证实。

就全球运动来看，当地球转动变快，它的扁度变大时，除了赤道为张应力作用，两极为压应力作用之外，更为反映较快、较明显的是地壳表层物质自高纬度向低纬度运移，由此看来，此时低纬度地区为物质分异创造了非常好的成因条件——构造环境（张应力、低位能场所、扩大的空间等），故低纬度地区有利于地球化学分异，而高纬度地区，则削弱、减缓了地球化学分异作用；如果是地球转动变慢，扁度变小时，则物质分异作用的情况，正好反之。

由此可得出，地球转动的快慢变化，不仅在海侵和海退方面（外生沉积作用）有所反映，而且应该在内生地质作用（如岩浆作用、内生成矿作用等）也有所反应。这对于解决内生矿产的生成规律和分布规律，是值得重视研究的一个问题。

一般来说，分异较差的地区，酸性岩类较少，硅铝质壳较薄，火山岩以基性和超基性喷发

岩为主，褶皱不强烈，构造形态和缓，内生矿床多为亲铁元素（如 Cr、Fe、Ni、Pt 族等）的矿床；分异较好的地区，则硅铝质壳较厚，酸性岩类发育，各类火山作用多见，构造运动强烈，褶皱紧密，内生矿床多为亲氧元素有关的及亲硫元素的矿床，如 W、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn 等。

二、核过程

造成不同大地构造阶段的元素丰度的不同，元素共生组合的相异，以及元素集中和分散的差别，其原因除了上述的地幔物质分异或地球化学分异的作用之外，起着重要作用的还有核过程，即核演变的性质和演变过程，抑或元素的产生方式。

核过程在地球和地壳发展历史中是贯彻始终的，它是主要的内因。它不仅与地壳运动存在着深刻的内在联系，而且也更新着元素成分，使一些元素新生和增加，使某些元素减少和转化，改变着元素丰度，改变着元素的分布。

研究地壳运动、大地构造类型及其演化与核过程的类型、演变、转化的关系，将为地壳演化提出新的佐证和为研究地壳演化提出新的途径。

如前所述，地槽阶段特别成矿的富集元素有 Cr、Co、Ni、Mn、V、Ti、Fe、Mg、Cu、Au 等，主要为过渡元素系统，即铂系统、铬系统、钒-钛-铁系统、钴-镍-铜系统等；而地洼阶段特别成矿富集的元素为 Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta、Th、U、W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg、F 等，主要为重放射性核演变产物，即铌-钽系统、钨-钼系统、铋-锡系统、铅-锌系统、汞-锑系统、单铀系统、铀-钍-稀有系统等。两个大地构造阶段在元素特征上有着明显的区别，单靠原先已经存在的元素经分异、活化、转移、再富集来解释，看来是不完全充足的，因为有些元素的富集量，剧烈的增长，如 Be、W、Sn、Sb 等。这种元素分布的大地构造属性，应从多成因角度来考虑。考虑的方面之一，就是从核演变去认识，即各大地构造阶段的元素分配与各个大地构造阶段的核过程演变有关，即地壳运动、演化与核过程类型、演变有关，抑或不同的大地构造类型、阶段有不同的核演变类型、核转变类型的强弱也不一致等。

核反应通常可以分为四种类型：第一种类型是由于粒子打击原子核所引起的核反应第二种类型是放射性或衰变；第三种类型是原子核分裂，可产生链式反应；第四种类型是热核反应（轻原子核在异常高温，如摄氏二千万度下，合并为较重的核）。结合地球与地壳的发生、演化、发展史，看来，除第四种类型可能不存在外，其它几种类型均可存在。

现代核物理学、核化学研究表明：

1. 氦燃烧，产生 C、O、Ne、Mg 元素；

2. α-过程，合成 Mg、Si、S、Ar、Ca 元素；

3. 平衡核过程，主要合成 Cr、Mn、Fe、Co 和 Ni 等铁族元素；

4. 慢中子俘获过程（S-过程），形成 $23 \leqslant A \leqslant 46$ 和 $63 \leqslant A \leqslant 209$ 的核素，进行到 ^{209}Bi 的 α 衰变使过程终结。慢中子俘获作用产生轻稀土核；

5. 氢燃烧，产生 He、C、N、O、F、Ne 和 Na 的同位素；

6. 高能粒子星裂过程（X-过程），形成氘，Li、Be 和 B；

7. 快中子俘获过程，主要形成质量数为 $70 \leqslant A \leqslant 209$ 以及 Th，U 和超铀元素。快中子俘获作用产生重稀土核；

8. 钍、铀和超铀元素的诱发和自发裂变，主要生成质量数 95 附近和 140 附近的元素。在沥青铀矿中发现有自发裂变和中子诱发裂变形成的 Sr、Mo、Tc、I、Xe、Ba、Fe、Sc 等，单铀 U^{235} 裂变可产生 31 种元素，132 种核类，31 种元素为 Ge、As、Se、Br、Kr、Rb、Sr、Y、Zr、Nb、

Mo、Ru、Rh、Pd、Ag、Cd、In、Sn、Sb、Te、I、Xe、Cs、Ba、La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd；

9. 放射性衰变，有短、中半衰期放射性衰变和长半衰期放射性衰变。具体有钍系、铀系、锕系、^{40}K、^{87}Rb 等衰变。核衰变是现代地壳演化中极为普遍的一种核过程。

此外，在地球和地壳物质中还进行着多种低能核反应。

……

把上述所列举的一些核过程与大地构造地球化学特征对应起来看，使我们假定地槽阶段有类似于氢燃烧、α-过程、S-过程和平衡核过程等核反应作用，这些类似的核反应过程，产生较多的铁族、Mn、Mg 等元素，从深部进入地表，大大地增加了补入量，因而构成了地槽阶段的主要元素分配特征和特征成矿元素的富集，如铁族元素、铂族元素、Mg、Mn、Cu、Au 等。

地洼阶段有类似于氢燃烧、X-过程、快中子俘获过程等核反应作用，以及钍、铀和超铀元素的诱发和自发裂变。这些类似的核反应作用，使得地洼阶段有不同于其它大地构造阶段，如地槽阶段的主要特征元素分配和特征成矿元素的富集。这表现在地洼阶段稀有元素、稀土元素、放射性元素，分布反常的元素 Be、B、Li，有色金属以及 F、Sb、Hg 等元素分布广且特别富集上。这也就是为什么我们在地洼阶段形成的内生金属成矿区的矿田中，见到丰富多彩的伴生和共生元素的原因所在。例如在云南个旧、广西大厂、湖南香花岭、江西葛源等地的矿区中所见即是。

地台阶段类似于核过程这种产生元素的反应，基本上不太发育。因此，它的元素分布特征，以及成矿元素的富集，基本上是原先存在的物质组分，在地表环境下的再分配过程（如沉积分异）所决定的。例如铀-钍-稀土系统元素在前寒武纪、晚古生代和中、新生代都有成矿作用，唯在早古生代发育不好，我们知道，此时正是地台区这个大地构造单元在地壳构造上广泛分布和发育的阶段（地壳发育的地台区阶段），所以不大发育，由此亦反证：大地构造发展与核转变作用及其程度有重要关系。

由上可见，大地构造地球化学实质上就是大地构造过程内物质运动（分异、重新组合、核过程等）过程的反应。

侯德封等（1974）曾指出：在太古宙时，核转变能以 ^{235}U 诱发裂变能为主；在古元古代时，^{235}U 的诱发裂变能与长寿期核类的衰变能几乎各占总能的一半，至晚期，^{235}U 的诱发裂变能近于消失；中元古代及其以后，核转变能以长寿期核类的衰变能为主。

中元古代及其以后时期，又可以划分为三个阶段：①中元古代，核转变能以 ^{238}U 与 ^{40}K 的衰变能为主，^{235}U 的衰变能只占总量的 3%，近乎不起作用；②新元古代，核转变能以 ^{232}Th 及 ^{230}U 的衰变能为主，^{40}K 的衰变能仅占总能量的～1/7；③古生代及以后时期，主要以 ^{232}Th 的衰变能为主，其次为 ^{238}U 的衰变能。

我们知道，按陈国达所述的地史上的大地构造发展，太古宙大约相当于前地槽区阶段，元古宙大约相当于地槽阶段，古生代大约相当于地台区阶段，中新生代大约相当于地洼区阶段。把这一系列的大地构造区阶段与侯德封等所阐述的地史上核转变能的相对应比较，不难得出不同大地构造阶段有着不同的核过程类型，以及同一核过程有不同强弱程度的差别。

众所周知，中、新生代以来，地壳发生了巨大的变动：冈瓦纳古陆大崩溃、次生大洋形成、洋中脊出现、大陆裂谷发育、板内活动强烈、地洼区活动化出现在各种不同时代的基底之上等等，这一切所需要的巨大能量，必然是内因为主的，与核过程所引起的地球内部物质变化

有关。

地洼阶段和地槽阶段在核过程的差别上，可以在核作用产生的元素系统中得到反映。

例如，侯德封等(1965)指出铀-钍-稀土成矿元素的演化系列有两个：第一个系列为……铀、钍、稀土-锆、铪，铌、钽-钨、锡、钼、铋-铅、锌(铜)-锡、铋、锑-汞，铊；第二个系列为……铀、钍、稀土-锆、铪、铌、钽-钼、铼-稀土基性岩-各种基性、超基性岩矿床-铜、金，锌、铜-铅、锌(钨)(铜)。第一系列中前三种是裂变系统，后三个是衰变系统；第二个系列中前5种是裂变系统，最后一个是衰变系统。可以认为第一系列成矿能量低，衰变积累的元素多，地质时代近；第二系列成矿能量较高，地质时代较老。如果与大地构造演化结合成矿元素富集来看，则第一系列主要是在地洼阶段成矿聚积，而第二系列主要是在地槽阶段成矿聚积。由此可推论，地槽阶段核裂变比较发育，而地洼阶段核衰变比较发育，故造成了上述铀-钍-稀土成矿元素演化的不同的共生元素组合。

锡元素的成矿富集也反映出所述的这种核演变过程的不同。侯德封等(1965)指出，锡的成矿问题一种是伟晶岩型的锡石矿，常和 Li、Be、B 有时有 Nb、Ta 共存，这一产生系统当属于重放射性元素的裂生系统；另一种是 W、Sn、Bi 云英岩型，它是由 Bi 系和 W 系的产生系统在两性元素化学平衡下成矿的，因而 Bi 系的 Bi、In、Sn、Sb、Te、As 和 W 系的 W、Mo、Nb、Fe、Mn 都是明显的组分，第三种是和金属硫化物共生的锡石矿，它的共生元素范围变化较大，但不脱离衰变重元素的系统，主要以铅系为中心，有时转入铋系和汞系。第一种在地槽阶段较发育，而第二三种则在地洼阶段较发育，也可由此推论，地槽阶段核裂变比较发育，而地洼阶段则核衰变比较发育。

此外，铀元素、分散元素等的分布和富集，亦反映出这种核过程差异的情况。

在地球发展历史中和地壳构造演化过程中，核转变过程或核反应过程是值得高度重视研究的一个方面，特别是地球深部的问题。一般认为地球内部的压力是随着深度而逐渐增加，至核部可达几百万大气压。地球从 2900km 深处开始，是等温的，可达 2000—4000℃的数量级。在这种高压下，原子的电子层完全被破坏。前苏联的卡普斯琴斯基认为，这种情况下的地核，完全失去了任何化学上的特征，因为处于电子交换中的化学反应是不能实现的，可称之为化学作用为零的带(零度化学作用带)。该带是由沉浸在压缩的电子浆液中的原子核构成的，所有的原子核都具有金属状态的特性。自然界的一切物体，不管它们最初的化学成分如何(石英、碳化物等)，在超高压下，都将转变成构造上统一的金属(压力下的"金属化")。

关于地核的成分除了上述的卡普斯琴斯基的独特见解外，一般认为地核是铁镍核。但是随着近代科学的发展，对于地核的成分，不断地提出了新的认识。1980 年华盛顿卡内基协会研究人员 P. M. Bell 和 H. K. Mao 用"金刚砧"装置挤压，用激光加温对合成玄武岩等试样进行实验，压力逐渐增高达到 $1.7\times10^6\times$ 大气压，温度达到 3000℃，实验得出来的主要结论之一是地核不是铁和镍组成，可能是由铁和氧(金属化)所组成。

美国洛斯-阿拉莫斯实验室的研究人员费伯(R. Faber)等，根据实验结果得出结论：地核中可能存在铀的氧化物，还可能有另一种放射性元素钍。

铀的氧化物(UO_2)的实验表明，在高温(略高于 3120K)和很大的大气压下，铀的氧化物与铁形成两种不相混合的液体，两种液体都含有铀。考虑到地核中存在有压力，只要把上述的温度略为升高一点，就可以在高于 3750K 条件下，使 Fe 与 UO_2 相混合。在地核与地幔分界处温度，估计约为 3130K，在这样的条件下，地核应存在有铁的熔浆，也有 UO_2 的熔浆。

综上所述，地球深部的物质成分特征和高温高压下的物理状态，其核作用以及对核反应的进行究竟会起什么影响，是值得特别注意的。

地球深部核反应的存在，为高能物理观察所证实，例如在印度科拉尔金矿深处安放的探测器，探测到垂直来自地下同一源点的巨大的粒子簇射（内有中微子），这种物质必需有几亿以上电子伏特的巨大能量。

总之，我们对地壳运动、构造作用、构造地球化学研究，必需建立在现代的物理学、化学、数学基础之上，必需引入核物理学、核化学的知识和成就，必需对地球和地壳认识要有新的观念。

大地构造演化过程的核反应作用，不仅解决了地壳运动能量来源问题，而且也解决了各大地构造类型的地球化学问题，诸如元素组成、分配、成矿元素组合、共生等问题，并且还可解释各构造单元的构造形变问题，如地槽区何以塑性变形强，而地洼区却脆性变形强的问题，等等。

第六章　大地构造成矿作用

前述大地构造地球化学研究表明，不同的大地构造过程有不同的地球化学过程和作用，而这种不同的地球化学过程和作用，必然会引起同一元素和不同元素的聚集差异，从而产生富集和分散，如果富集后达到工业要求，并具一定规模，则形成所谓矿床。因此，从构造地球化学观点来看，大地构造可以产生、形成矿床，即可以成矿。可以把这种成矿称之为大地构造成矿作用，它是构造成矿作用的类型之一。简言之，大地构造成矿作用就是指大地构造环境下的成矿元素的富集成矿作用。

陈国达(1982)曾指出，必须从大地构造学的角度来研究矿床的形成和分布规律。并认为应把矿床学这个相对较狭的领域同大地构造结合起来，以探索成矿理论。

大地构造成矿作用包括成矿大地构造类型、大地构造成矿作用的方向性、递进性、专属性、继承性、阶段性、不平衡性(差异性)、控制性、改造性等，更重要的还有生因性。下面将从各个方面来阐述大地构造成矿作用，而且特别着重强调阐述大地构造对矿床的生成、产生这个问题上。

第一节　成矿大地构造类型(阶段性)

大地构造地球化学研究表明，不同大地构造单元或阶段均有一定的成矿元素的富集，因此，从构造成矿学来分析，成矿大地构造类型至少有3个，即地槽型成矿类型、地台型成矿类型、地洼型成矿类型。

世界上很多重要的矿床属于地洼型成矿大地构造类型，根据地洼型成矿作用的特点，也发现了许多重要的新矿床和新类型。

据东南地洼区大地构造发展与锡元素富集成矿的研究。锡有两种成矿大地构造类型：地槽型成矿作用和地洼型成矿作用，以后一种大地构造成矿作用发育，其锡的富集程度高，富集方式、赋存状态、伴生和共生元素组合均多种多样。至于锡元素的地台型成矿作用，目前在东南地洼区内还未见及，只在地台型沉积建造的个别层位中，见有贫砂矿和锡元素丰度较高的情况。

无疑，大地构造成矿作用的类型划分，将有助于成矿作用和成矿规律的分析，以及成矿预测和矿产的寻找。

不同的大地构造成矿作用，有着不同的占优势的成矿作用，例如地槽型成矿作用，其区域变质成矿作用、海相火山岩成矿作用、基性超基性岩(岩浆矿床)成矿作用、伟晶岩成矿作用较发育；地台型成矿作用以外生沉积成矿作用占优势；地洼型成矿作用以与酸性岩有关的成矿作用(花岗岩型及热液成矿作用)占优势，此外，矽卡岩型成矿作用、断裂构造成矿作用、岩溶成矿作用、陆相酸性火山岩成矿作用也特别发育。

第二节　大地构造成矿作用的演化

由成矿的大地构造类型，可见大地构造成矿作用是发展的。即由地槽型成矿作用-地台型成矿作用-地洼型成矿作用发展，这个过程是不可逆的。地槽阶段是地槽成矿作用成矿，地台阶段是地台型成矿作用成矿，地洼阶段是地洼型成矿作用成矿。

在这个不可逆的大地构造成矿作用演化过程中，成矿元素富集显示出一定的方向性，即地槽型成矿作用以过渡元素系统，如铂系统、铬系数、钒-钛-铁系统、钴-镍-铜系统等，即 Ti、V、Cr、Fe、Co、Ni、Pt、Or、Ir、Pd、Mn、Au、Cu 等为主；而地洼型成矿作用则以 Nb-Ta 系统、W-Mo 系统、Bi-Sn 系统、Pb-Zn 系统、Hg-Sb 系统等为主，即 Li、Be、Rb、Cs、Nb、Ta、W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg、F 等元素为主。

大地构造成矿作用在成矿元素共生组合上也显示出方向性，即元素组合趋于愈来愈复杂。地洼型成矿作用的成矿元素组合就比地槽型成矿作用的成矿元素组合复杂。例如，东南地洼区锡元素的地洼型成矿作用与地槽型成矿作用相比，则前者的锡矿床类型多种多样，锡矿的物质成分复杂，锡矿床的分散元素等含量较高，成矿元素组合种类多，有 Sn-Nb-Ta、Sn-Li-Rb-Cs、Sn-Be、Sn-W、Sn-Mo、Sn-Fe、Sn-As、Sn-Cu、Sn-Pb-Zn、Sn-Ag、Sn-Hg 等元素组合类型；而地槽型成矿作用的成矿元素组合只有三种类型：Sn-Nb-Ta、Sn-Cu-In、Sn-Cu-Pb-Zn。

大地构造成矿作用在成矿元素的地球化学性质上，也显示出一定的方向性，例如，在东南地洼区锡元素的大地构造成矿作用演化过程中，锡由亲石、亲铁性明显，转化为亲氧、亲硫性明显。

东南地洼区锡元素的地槽型成矿作用表明，地槽型火山-沉积建造中出现锡的初始富集，Sn 与 Fe、Cr 等元素关系密切，锡元素的成矿以亲石型（伟晶岩型）锡矿建造和亲铁型（与基性超基性岩有关的）锡矿建造最为发育；而地洼型成矿作用表明，锡成矿与酸性花岗岩浆活动极其密切，锡的成矿以亲氧型（锡石-石英脉型）锡矿建造和亲硫型（锡石-硫化物型）锡石建造最为发育。

第三节　大地构造成矿作用的专属性

不同的成矿大地构造类型有不同的成矿元素富集，或同一成矿元素显示出不同的地球化学特色，或成矿元素的来源不同等等，这可以称之为大地构造成矿作用的专属性。上面所述的大地构造成矿作用类型以及演化，就反映出了大地构造成矿作用中成矿元素富集的专属性问题。

大地构造成矿作用专属性在成矿元素富集上，表现的特色有以下几个方面。

一、主要成矿富集元素的不同

地槽型成矿作用的主要成矿富集元素有 Fe、Cr、Pt、Co、Ni、V、Ti 等。

世界上 60%以上的 Fe、Ni、Co 集中在前寒武纪，其原因即是由于当时地槽区（及前地槽区）的广泛分布，占据优势所致。Cr 元素的富集以前寒武纪为最巨盛，如南非。华力西期亦有 Cr 元素富集成矿，至中生代及以后，则较少了。Ni 元素的富集主要在前寒武纪和下古生代，

如加拿大和非洲等地所见。Co 元素的最大富集时代是前寒武纪和下古生代：与花岗岩有关的见于非洲；与基性岩有关的见于加拿大和原苏联。

地台型成矿作用主要是外生成矿元素的富集，在我国以 Al、Ca 等最为重要。

地洼型成矿作用的主要成矿元素有 Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta、U、Th、W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、As、Sb、F，以及 Cd、In、Ga、Ge、Se 等，尤以我国东部等地区表现明显。

例如，锡元素的富集成矿，在前寒武纪虽然有，但规模不大，见于非洲、澳洲等地；华力西期产生了一些锡元素富集，如原苏联、葡萄牙、澳洲等地；侏罗纪—白垩纪的锡元素富集特别重要，主要见于亚洲东南部和东北部，只东南亚的锡金属产量即占世界产量的一半以上。

钨元素的富集时代，主要也是侏罗纪—白垩纪，其次是华力西期。前寒武纪稳定地块中钨的富集是微不足道的，前寒武纪以后标准地槽区内部也不产生钨元素富集，外部带可有少许富集。钨元素大规模富集于燕山期，具有较多的大型钨矿床，如中国、原苏联、缅甸、马来西亚、朝鲜、北美等地。世界上的约 80%的钨集中于中生代。

钼元素以燕山期和阿尔卑斯期为最富集、最有远景，集中了约 80%以上的量。前寒武纪钼元素的富集，主要是产在古老地盾变质岩系的含钼伟晶岩和石英辉钼矿脉，它们的工业意义不大。

二、同一成矿元素具有不同的地球化学亲合性

由于大地构造性质不同，地球化学环境有异，故在大地构造成矿作用中同一成矿元素显示出有不同的地球化学性状。

例如，东南地洼区锡元素的富集，在地槽型成矿作用中表现为形成独有的与基性岩有关的亲铁型锡矿建造；而地洼型成矿作用中却见有较发育的酸性斑岩建造，前者锡的亲铁性显著后者亲氧性明显。而在地台型成矿作用中，锡未产生富集而呈分散。

我国东部金元素的富集，在大地构造成矿作用中，也显示出与锡相似的地球化学亲合性的差别。在地槽型成矿作用中，金元素的富集与基性超基性侵入岩和海底基性岩喷发关系密切，而在地洼型成矿作用中，则与中酸性、酸性岩浆岩活动十分密切。

三、成矿元素的主要来源的专属性

地槽区的发展是由洋壳往陆壳的发展，因此成矿元素的主要来源与洋壳关系密切，即亲幔性较强，而地洼区是前地洼区活化或地台活化，因此地洼型内生成矿作用受地壳影响较大，或混染，或重熔、同熔等，故成矿元素的亲壳性明显。

第四节　大地构造成矿作用的差异性

由于各成矿大地构造类型不同，故各种大地构造成矿作用有各自的特点，从而显示出差异性来。

大地构造成矿作用的差异性，在地槽区内部构造的元素分配、地台区成矿元素分配的差异性、地洼区内部构造的元素分配、地洼区元素分配的差异性、大地构造成矿作用的演化和专属性等均有所反映。

由前也可见，地槽型成矿作用、地台型成矿作用和地洼型成矿作用在主要成矿元素富集上，就存在着很大的差异性。

在同一性质和同一类型的大地构造单位，尽管在成矿大地构造类型上同属一类，也同属

一类大地构造成矿作用，但由于构造发展历史不同，所处构造期不一致，以及其它成矿条件有别，这样在大地构造成矿作用中，也出现有差异性。例如古祁连山地槽区，在中祁连前寒武系褶皱带富集的成矿元素为 Cr、Ni、Fe、Cu、Pb、Zn、Au 等，在北祁连加里东褶皱带富集的主要元素为 Cr、Ni、Co、Fe、Mn(Pb、Zn)等；在南祁连海西褶皱带富集的主要元素为 W、Sn 等。由此可见，地槽区的成矿元素富集与回返时间有关，即任何一个褶皱带的成矿元素富集均与形成褶皱带的地质时代有关。

第五节　大地构造成矿作用的继承性

任何一种大地构造单元，除具有自身的大地构造成矿作用外，还继承了历代以前的大地构造成矿作用。例如，在地洼区，除具有地洼型成矿作用外，还继承了以前大地构造阶段的成矿作用的残留部分，如残留的地槽型成矿作用和地台型成矿作用。

继承性表现的另一个方面，就是在一个构造区内的各个成矿大地构造类型中，均有着同一种(或几种)成矿元素的富集。例如华北地洼区，在地槽型成矿作用中，铁元素富集成矿(沉积变质矿床)；在地台型成矿作用中，铁元素也富集成矿(沉积矿床)；在地洼型成矿作用中，铁元素仍然富集成矿(内生矿床和沉积矿床)。这种继承性可能与原始地球化学区存在着一定的关系。

此外，在高加索的 Cu、Mo 元素富集成矿，贝加尔和帕米尔的 Sn 元素富集成矿等均显示出这种继承性质。

第六节　大地构造成矿作用的控制性

主要表现为以下两个方面：

一、先成基本构造层对后成的大地构造成矿作用的控制

例如，东南地洼区地槽阶段加里东期构造层，主要为复理石建造，因此，地洼型成矿作用生于该构造层的锡矿多为蚀变花岗岩型、云英岩型、石英脉型，如湘源、洪水寨、渤洞等地锡矿；东南地洼区地台阶段海西期构造层，碳酸盐岩建造发育，因此地洼型成矿作用生于该构造层的锡矿多为矽卡岩型和锡多金属型，如香花岭、大厂、个旧等锡矿。

前地洼构造层对地洼阶段锡元素成矿的控制和影响，不仅表现在上述的大地构造成矿作用的矿床类型上，而且还表现在成矿物质来源上。东南地洼区地槽构造层的寒武系和地台构造层的泥盆系，出现锡元素含量较高的地段，大大高于克拉克值，构成"矿源层"(表 6-1)，为后来的地洼阶段锡元素的聚集成矿，准备了一些物质基础。在地洼阶段，由于构造运动、岩浆活动等的提供能量，矿源层的一些锡元素发生活化、运移，在有利的构造部位沉淀、聚集而形成矿床(与岩浆活动带来的原生锡元素一起富集成矿)。

二、先成构造对后成的大地构造成矿作用的控制

这方面特别表现在长时期、多阶段活动的基底构造断裂对成矿作用的控制上。例如，东北地洼区与华北地洼区接触分界的白云鄂博-赤峰深断裂带，即所谓的内蒙古地轴北缘深断裂，它不但控制了地槽阶段生成的 Fe、Cu、Pb、Zn、Ni、稀土等矿产，而且还控制了地洼阶段生成的 Cu、Pb、Zn、Au、Mo、Fe、稀有等矿产的分布。

表 6-1　一些地区不同构造层位的锡元素含量

构造层	地　点	层　位	岩　性	Sn 含量(10^{-6})
地槽构造层	江西洪水寨	寒武系	板　岩	5.9
			浅变质砂岩	4.4
		震旦系	浅变质砂岩	8.2
	江西上犹	寒武系	板　岩	15
			浅变质泥质砂岩	19
			浅变质砂岩	10.5
	湖南香花岭	寒武系	变质砂岩	230
			云母片岩	50
地台构造层	湖南香花岭	泥盆系	粉砂岩	270
			紫红色砂岩	460
			白云岩	130
			灰　岩	44
		石炭系	灰　岩	33.5
			白云岩	100
	江西曾家垅	震旦系	冰碛砾岩	160.7

第七节　大地构造成矿作用的多因复成性

由于地壳多阶段、多期次发展，故后成的大地构造活动必定对先成的大地构造作用有所影响，表现之一就是成矿元素发生活化，并且再沉淀富集，以致矿床显示出多因复成性。发生活化的因素有两个：

一、构造作用使元素发生活化、迁移、富集

据构造地球化学研究，微构造、裂隙构造、断裂构造等发生、发展和活动过程中，能引起成矿元素发生活化、迁移和再富集，从而使得成矿作用具有多因复成性。例如，构造活动性异常时对有机质转化的性质和方向起着决定性的影响；油气生成的构造动力学研究表明，油气生成是构造动力效应的函数；在许多铀矿床中，构造作用起着重要的后生富集叠加作用；在许多铅锌矿床的形成、富化的原因之一，是地洼阶段的断裂构造活动所致。

二、后成岩浆作用的影响

由于后成岩浆侵入，热力场等发生改变，有利于先成的一些矿床的成矿元素发生素发生活化、再沉淀、再富集，而形成新的成因类型的矿床。例如，湖南衡阳盆地西侧地槽阶段江口式铁矿，后来在地洼阶段的关帝庙花岗岩浆活动作用下，发生进一步叠加富化，形成一些富铁矿体；又如湘东铁矿，其系地台型宁乡式沉积铁矿，后在地洼阶段构造-岩浆活化作用下，进一步发生富化，形成一些品位较高的矿体。

一般来说，在大地构造成矿作用中，表现为多因复成矿床的成矿元素，大都是活动性较强的元素，如 Cu、Pb、Zn、Au、U、W、Hg、Sb，此外还有 Fe 等。它们的活化转移能力较强，当

它们富集形成矿床之后，一遇到地质环境有重大变化时，则能活化，转变为另一种形式的富集成矿，从而使得矿床显示出多因复成性。相反，如 Cr、Ni、Co、Pt 等一些较稳定的元素，它们在元古宙以后，成矿一般较差，系它们活化转移能力较差，故矿区一般未显示出多因复成性。

第八节　大地构造成矿作用的生因性

大地构造成矿作用产生的原因，兹从两个方面作以阐明。

一、大地构造成矿作用与大地构造地球化学分异

如前所述的大地构造地球化学研究表明，地幔是地壳物质的来源地，硅铝层是地幔分异而来的。在分异过程中，易熔的、相对密度较小的离子半径大的、原子体积大的、易挥发性的元素和化合物（如碱金属、二氧化硅、挥发组分）不断向上运移，而难熔的、相对密度大的、离子半径小的、原子体积小的元素和化合物（如 Mg、铂族和铁族元素）则逐渐向下集中。这个过程不可能是一次完成，而是随着大地构造的发展，分异作用愈来愈完善。因此，地壳构造发展的结果，使硅铝层不断扩大，逐渐成熟，地壳的物质成分，即中酸性物质、碱性物质、挥发性组分逐渐加多。这样就造成地槽阶段、地台阶段的不同的地球化学特征、条件和环境，并引起了不同类型的大地构造成矿作用以及不同大地构造成矿作用中的同一成矿元素和不同成矿元素的成矿差别。

例如锡元素成矿，由于地洼阶段地壳分异程度较好，成熟度高。中酸性物质、碱性物质、挥发组分增多，酸性岩浆中的 F、Cl、B 又高，锡元素本身又属于酸性岩浆的元素组合，易与挥发成分形成络合物发生迁移，在有利的构造部位富集成矿。所以必然地洼型大地构造成矿作用中，锡元素的成矿富集作用强烈、矿床较多、较富，东南地洼区正属此种情况。

一般来说，地槽阶段所形成的地壳或地槽区地壳，硅镁质成分较多，成熟度较差；而地洼阶段所形成的地壳或地洼区地壳，硅铝性质明显，且再生的硅铝质成分增多，地壳成熟度较高。因此逐产生了地洼阶段和地槽阶段在成矿作用中成矿物质来源（区或层圈）有所差别，这也是大地构造成矿作用生因性因素之一。

二、大地构造成矿作用与大地构造核过程

研究大地构造的成矿作用与核过程的类型、演化、转化等的关系，可以使得人们深刻理解大地构造成矿作用的生因性。

据前所述的大地构造地球化学以及大地构造成矿作用的诸方面，可见地槽型内生成矿作用的主要成矿元素是过渡元素系统，属于核裂变系统元素；地洼型内生成矿作用的主要成矿元素是重放射性核演变产物，属于核衰变系统元素；地台型内生成矿作用不发育。似乎可以认为地槽阶段核裂变过程较发育，地槽型成矿作用与核裂变关系密切；地洼阶段核衰变过程发育，地洼型成矿作用与核衰变关系密切；地台阶段核过程不发育，与核过程关系不太明显，这可能也是稳定区的特点之一。

由上可见，大地构造成矿作用实际上就是大地构造过程中物质运动的改过程和结果。成矿作用实际上是构造表现的一种物质形式，或者是构造的物质内容之一。

第七章　中国大地构造地球化学分区

大地构造地球化学分区是具有综合性的一个问题，它是构造地球化学编图的一个重要组成部分。编制中国大地构造地球化学分区图，既是一个理论问题，又是一个实际问题，既可以在理论上加深认识，又可以在实际上指导有用元素矿产的找寻。

大地构造地球化学分区的涉及面很广，牵涉到许多问题，本章对中国大地构造地球化学分区，只作一尝试性、概略性的探讨，以便为今后在大地构造地球化学图编制上，提供参考。

第一节　大地构造地球化学分区原则

大地构造地球化学分区应该能反映分区地区的构造环境和元素分布的历史演化、转变和分布特征。构造历史和元素的地史研究表明：构造和元素分布并不是固定不变的，而是随着地质历史的发展而发展的。因此，本章对大地构造地球化学分区是在陈国达等按地洼学说编制的大地构造图的基础上进行的。

具体分区原则是根据大地构造发展、构造环境、各个大地构造阶段的岩石建造、岩石类型和种类、岩石成分、大地构造地球化学特征、大地构造成矿作用，以及特别考虑成矿元素的分布和富集特点，而进行分区。并且侧重于现阶段的大地构造地球化学特征。

根据上述原则，按陈国达的地洼理论，中国大地构造地球化学区可以划分为3个大类：地槽型构造地球化学区、地台型构造地球化学区和地洼型构造地球化学区。具体划分如下（图7-1）：

1. 地槽型构造地球化学区。有两个：

（1）台东地槽型亲铁亲硫元素构造地球化学区

（2）雅江喜马拉雅—冈底斯地槽型亲铁亲硫元素构造地球化学区

2. 地台型构造地球化学区。有三个：

（1）松辽地台型成岩亲气元素构造地球化学区

（2）伊陕地台型成岩亲气元素构造地球化学区

（3）四川地台型成岩亲气元素构造地球化学区

3. 地洼型构造地球化学区。分为两个亚类：华夏期地洼型构造地球化学区和中亚期地洼型构造地球化学区。

华夏期地洼型构造地球化学区。分为：

（1）东北地洼型亲铁亲硫元素构造地球化学区

（2）华北地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区

（3）华中地洼型亲铁亲铜元素构造地球化学区

（4）云贵地洼型成岩亲硫元素构造地球化学区

（5）东南地洼型亲氧亲硫元素构造地球化学区

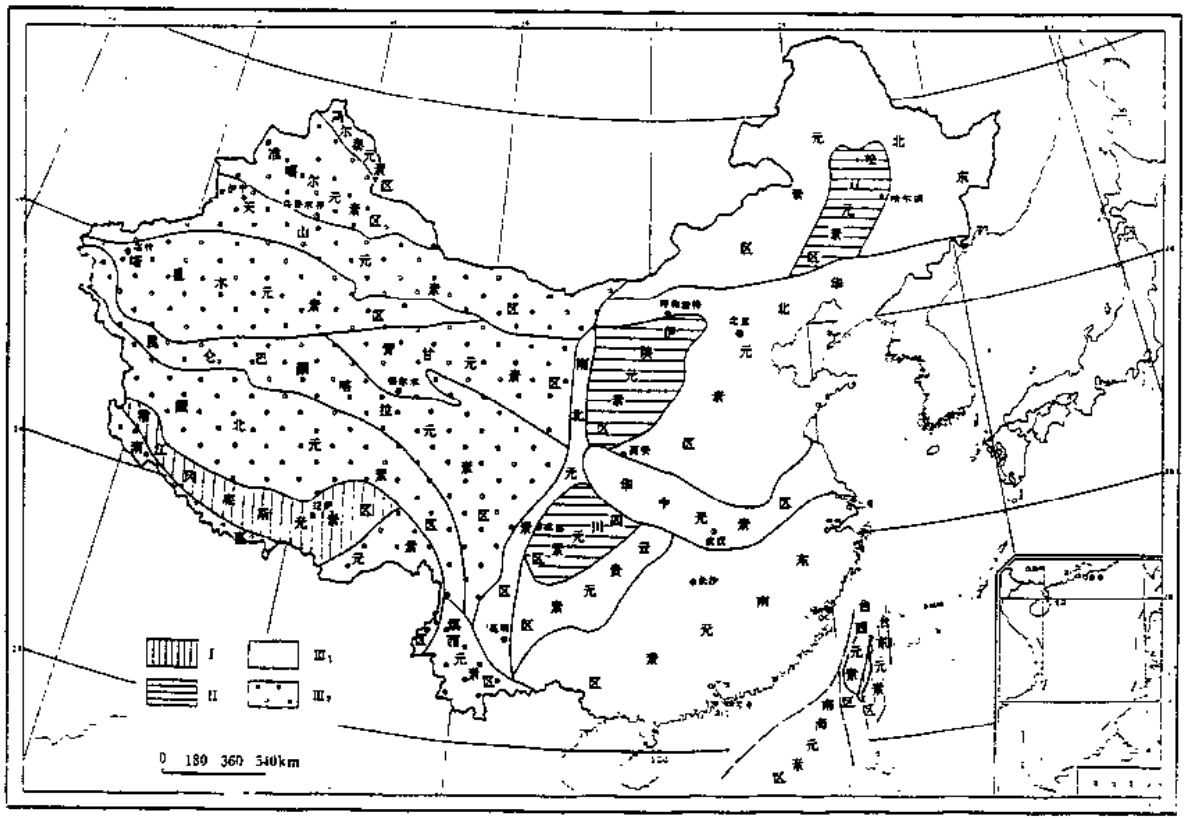


图 7-1　中国大地构造地球化学分区简图

Ⅰ--地槽型构造地球化学区；Ⅱ一地台型构造地球化学区；Ⅲ$_1$一华夏期地洼型构造地球化学；Ⅲ$_2$一中亚期地洼型构造地球化学区；各元素区的全称见正文

(6) 南海地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区
(7) 南北地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区
(8) 阿尔泰地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区
中亚期地洼型构造地球化学区。分为：
(1) 准噶尔地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区
(2) 天山地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区
(3) 塔里木地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区
(4) 青甘地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区
(5) 藏北地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区
(6) 南喜马拉雅地洼型亲氧亲硫元素构造地球化学区
(7) 滇西地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区
(8) 昆仑-巴颜喀拉地洼型亲铁亲氧亲硫元素构造地球化学区
(9) 台西地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区

第二节　地槽型构造地球化学区

根据地槽区的一段地球化学特征、地槽区发展过程中的元素组合分配，以及地槽区线状伸延的构造应力环境，中国境内的地槽型构造地球化学区均属于亲铁亲硫元素构造地球化学区，位于现存的地槽区范围内，共计两个：①台东地槽型亲铁亲硫元素构造地球化学区；②雅江喜马拉雅-冈底斯地槽型亲铁亲硫元素构造地球化学区。

一、台东地槽型亲铁亲硫元素构造地球化学区

台东地槽区是目前正在形成的地槽区。它的沉积建造主要发育有深变质岩建造、复理石建造、磨拉石建造等。

火山岩建造主要有基性火山岩建造、安山岩建造等。

台东见有蛇绿岩套，在海岸山脉关山、利吉利附近的火成杂岩是由橄榄岩(纯橄榄岩、方辉橄榄岩)、辉长岩、粗玄岩等组成；在恒春半岛见有由橄榄岩、辉长岩、辉绿岩、角闪岩等组成的铁镁质和超铁镁质岩石。在恒春附近的垦丁混杂堆积中发现有含量高达90%以上的铬铁岩透镜体。

台东地槽区内见有酸性侵入岩类，如关山等地的斜长花岗岩、恒春的花岗岩类，以及侵入大南澳杂岩的伟晶花岗岩等。

本区内生富集的成矿元素有 Au、Ag、Cu、Hg、S 等，构成金、铜成矿带；在大南澳杂岩中，有锰矿产出。

二、雅江喜马拉雅-冈底斯地槽型亲铁亲硫元素构造地球化学区

简称为雅冈亲铁亲硫元素构造区。

雅江喜马拉雅地槽区是喜马拉雅期地槽(褶皱)区。

沉积建造有碎屑岩建造、碳酸盐建造、复理石建造、磨拉石建造、硅质岩建造等。

火山岩建造有玄武岩建造、中基性火山岩建造和细碧岩建造等。

本区岩浆侵入活动发育，主要有两大岩带：中新生代的雅鲁藏布江超基性岩带和新生代的拉归岗日花岗岩带。

雅鲁藏布江超基性岩带为我国最大的超基性岩带之一，全长1000km以上。超基性岩主要由斜辉辉橄岩、二辉橄榄岩和纯橄岩组成。多镁质超基性岩，发现有不同规模的工业铬矿体及矿化点，部分矿体内发现伴生有铂族、Ni、Co、V等元素，有的铬铁矿体中铂族元素含量可达到工业品位。

拉轨岗日花岗岩带主要岩石类型为片麻状二云母花岗岩，伴有强烈的混合岩化。岩石成分具有较高的CaO、MgO和全铁含量。

冈底斯地槽区为晚太平洋期(燕山期)地槽褶皱区。

沉积建造以复理石建造最为发育。

具有中基性火山岩建造和中酸性岩火山岩建造。

燕山晚期—喜山早期运动的岩浆活动十分强烈，构成冈底斯岩基带，岩体规模较大，岩性有辉石闪长岩、闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩等，以花岗闪长岩为主体，偏基性。矿化以Cu、Pb、Zn为主。

冈底斯岩带的曲水岩基在化学成分上，花岗岩出现$Na_2O>K_2O$的情况，岩石一般不具负铕异常，重稀土亏损一般不大。

由上述可见，雅江喜马拉雅地槽区、冈底斯地槽区富集的成矿元素为铁族和Cu、Pb、Zn，故属于亲铁亲硫元素构造地球化学区。

第三节　地台型构造地球化学区

地台区的地球化学最大特征之一，就是外生地球化学作用强烈。根据地台区的一般地球化学特点，以及时间上和空间上的元素组合的富集分带性，中国境内的地台型构造地球化学区均为成岩亲气元素构造地球化学区；即松辽地台型成岩亲气元素构造地球化学区、伊陕地台型成岩亲气元素构造地球化学区和四川地台型成岩亲气元素构造地球化学区。

一、松辽地台型成岩、亲气元素构造地球化学区

简称松辽成岩亲气元素构造区。

松辽地台区为后海西地台。前地槽阶段主要发育花岗片麻岩及结晶片岩建造；地槽阶段主要为碳酸盐岩建造和碎屑岩建造；地台阶段为碎屑岩建造和中酸性火山岩建造。

矿产只见有地台型的外生矿产。以石油最为丰富，如大庆油田，其生油层属于白垩系。除大庆油田外，还有三肇油田、龙虎泡油田等。此外，在侏罗系和第三系中见有含煤建造，白垩系有含油页岩建造和含黄铁矿沉积层，第三系有沉积型铁矿和石膏矿。

可见本区尤以亲气元素组合发育。

二、伊陕地台型成岩亲气元素构造地球化学区

简称伊陕成岩亲气元素构造区。

在前地槽阶段为一套经受过中深区域变质作用的片麻岩、片岩建造，并有花岗岩及超基性岩的侵入。

古元古代为地槽阶段，发育有碎屑岩建造和火山岩建造，地槽封闭时，有花岗岩侵入。

新元古代开始进入地台阶段，碳酸盐岩建造广为发育，碎屑岩建造多见。

成矿元素的富集仅见于地台阶段。Fe、Mn、Al元素的外生富集见于石炭系和二叠系，在河曲一带于石炭系本溪统中产有大量黄铁矿。耐火粘土除二叠系和石炭系见有外，还产于三

叠系。

含煤建造产于五个层位:C、P、T、J 和 Q 系,在三叠纪时形成了著名的瓦窑堡煤系。

油页岩见于三叠系、侏罗系和白垩系中。

伊陕地台区的石油久负盛名,其上元古界及下古生界海相地层均有良好的生油条件,上古生界石炭系油气显示十分广泛,它是不可忽视的生油气层。

主要油田见于三叠系延长统和侏罗系。解放前发现了延长、永坪等低产油田,解放后新发现了马岭、城壕--华池、红井于、都晏井、吴旗、直罗等 15 个油田,以及 40 多个工业性油气流地区,其中侏罗系油田储量占储量的 80%。

可见伊陕地台区外生成岩亲气元素较富集。

三、四川地台型成岩亲气元素构造地球化学区

简称四川成岩亲气元素构造区。

地槽阶段元古宙时产出有碎屑岩建造和中酸性火山岩建造。晋宁运动时,米仑山地区有基性岩、闪长岩、花岗闪长岩及花岗岩侵入。

四川地台区为后晋宁地台区,地台阶段碎屑岩建造和碳酸盐岩建造发育,在晚二叠世初有广泛的玄武岩流溢。

区内成矿元素的富集均在地台阶段的外生沉积作用中。

嘉陵江灰岩中见黄铁矿,Fe 产于二叠系、侏罗系、白垩系中,Mn 产于龙潭组。

三叠系有含盐建造产出。

煤产于下二叠系底部、上二叠系和下侏罗系。

四川地台区是我国一个主要的油气区。在震旦系灯影组、寒武系、二叠系、中下三叠统嘉陵江组、雷口坡组均已发现工业性油气层或油气显示。除海相碳酸盐地层具有生油条件外,在巨厚的陆相沉积中,如川中到川西的上三叠统须家河组、川中地区侏罗系自流井层的东岳庙组、大安寨组、凉告山组都具有良好的生油条件。

四川地台区发现了大量的油气田,如川中油田、川东南气田、中坝油气田、威远气田等。本区天然气的利用,已有数千年的历史。

由上述可见四川地台区成岩、亲气元素较发育和富集。

第四节　地洼型构造地球化学区

中国的地洼型构造地球化学区分布非常广泛,按构造-岩浆活动时间划分为华夏期地洼型构造地球化学区和中亚期地洼型构造地球化学区。

一、华夏期地洼型构造地球化学区

主要分布于中国东部,从北至南有东北地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区、华北地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区、华中地洼型亲铜亲铁元素构造地球化学区、云贵地洼型亲气亲硫元素构造地球化学区、东南地洼型亲氧亲硫元素构造地球化学区、南海地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区。

在中国西部亦分布一个华夏期华夏型构造地球化学区,即新疆北部的阿尔泰地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区。

(一) 东北地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区

简称东北亲铁亲氧元素构造区。

前地槽阶段发育结晶片岩、片麻岩，古生代地槽阶段有片岩建造、碳酸盐岩建造、复理石建造、细碧角斑岩建造、中酸性火山岩建造。加里东期和海西期都有基性超基性岩和花岗岩的侵入，其中海西期花岗岩类广泛发育，海西期基性超基性岩广见于内蒙。

地台阶段短暂，为侵蚀期，亦无岩浆活动。

大约于早侏罗世进入地洼阶段，发育有碎屑岩建造和中基性、中酸性火山岩建造。地洼型花岗岩散见各地，一般呈小型产出，岩石多为偏碱性类型，晚期岩体含碱量高，岩石化学特点与本区海西期地槽花岗岩有别，即前者高硅、碱，后者多 Fe、Mg。

地洼阶段余动区有数期玄武岩喷发。

各个大地构造阶段成矿元素富集情况为：

地槽阶段下古生界见含铁石英岩。在内蒙加里东与海西褶皱带中有志留系的变质铁矿和黄铁矿型铜矿。与海西期基性超基性岩有关的富集成矿的元素为 Cr、Ni、Co 等，如贺根山等地。与海西期花岗岩有关的成矿富集元素为 Cu、W、Mo、Fe、Pb、Zn、F 和 Be 等。

地洼阶段内生成矿富集元素为 Cu、Pb、Zn、F、Sn、稀有元素等。外生成矿富集的元素有 Fe、Na、Ca 等(天然碱、食盐、芒硝、石膏等)。此外，石油、油页岩和煤也十分丰富，如二连地洼盆地，生储油层为侏罗—白垩系。生油岩系夹油页岩和煤层。

本区东部为产煤区，有鹤岗、双鸭山、勃利、七台河、鸡西等大型煤矿基地，成煤时代主要为侏罗纪，其次为第三纪。

在吉林、黑龙江西部，沿大兴安岭一带，Be、Nb、Ta 矿化显示较多，稀有、稀土元素较富集，碱性花岗岩成近似串珠状分布。

在此特别要提到的是在大兴安岭南段黄岗梁—甘珠尔庙一带，为地洼阶段形成的锡多金属成矿带，其锡元素的富集成矿是我国东部北方最有远景的地带，该带已知的原生锡矿(化)，就达几十处。

由上可见，本区亲铁元素(Cr、Ni、Fe 等)和亲氧元素(Sn、稀有、Na 等)比较相对富集，故本区属于亲铁亲氧区。

(二) 华北地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区

简称华北亲铁亲气元素构造区。

本区太古宙为前地槽阶段，形成一套区域深变质的花岗岩化、混合岩化的片麻岩建造和片岩建造。

地槽阶段主要在元古宙，发育复理石建造和火山岩建造。早期有基性超基性岩侵入，晚期有花岗岩浆活动。成矿元素以 Fe 富集最著(鞍山式铁矿)，此外还有 Ni、Pt、Cu、Pb、Zn、Cr、Au、石墨、石棉、白云母、菱铁矿、东海式磷矿等。

新元古代进入地台阶段初定期，形成白云鄂博含铁矿岩系，之后，沉积了一套岩相、厚度都较稳定的碳酸盐建造，晚期产生含煤建造和膏盐建造。在成矿上，有著名的宣龙式铁锰矿和山西式铁矿，石炭系—二叠系的铝土矿。下古生界有较好的成油环境，在冀、豫、鲁等地见有原生油苗。

燕山运动开始进入地洼阶段，见含煤建造、碎屑岩建造、火山岩建造等。地洼阶段激烈期为中酸性火山岩建造、余动期为基性火山岩建造。沉积矿产还有油页岩、耐火粘土、石膏等。地洼型中性岩浆岩闪长岩发育，带来著名的邯郸式铁矿，还产出有与花岗闪长岩有关的 Cu、

Fe 矿床。沿郯城—庐江深大断裂带斑岩铜矿非常发育，并沿断裂带断续分布有许多金伯利岩，为我国原生金刚石的最重要产区。Au 和 Mo 元素也特别富集。

由上可见本区富集亲铁元素：基性和超基性元素岩浆组合、Fe、Mn、Cr、Co、Ni 及 Au、Mo、P 等。

地洼型油田（入大港、胜利、任丘、南阳等）著称于世，主要位于渤海湾盆地。生油岩系属于老第三纪，生油条件好，生油岩厚度大，油气富集程度高。

考虑到本区煤、油页岩、金刚石（碳元素）较发育，结合油田的分布，可见本区亲气元素的分布是相当广泛的。

（三）华中地洼型亲铜亲铁元素构造地球化学区

简称华中亲铜亲铁元素构造区。

本区太古宙前地槽阶段有一套深变质的片麻岩、变粒岩、混合岩建造，而且还有花岗岩侵入。

元古宙进入地槽阶段，有复理石建造、碳酸盐建造、细碧角斑岩建造、中酸性火山岩建造等。

地台阶段主要为碳酸盐建造，此外还有细碎屑岩建造和含煤建造。

中三叠世末进入地洼阶段，粗碎屑岩建造发育，中酸性、基性、碱性火山岩建造亦发育，此外还有含煤建造。

在成矿上，地台阶段有宁乡式铁矿、栖霞山锰矿和石膏矿，地洼阶段有煤和石膏、盐矿。地洼型岩浆活动以闪长岩及花岗闪长岩为主，与之相应的成矿元素为 Fe、Cu、Mo、Pb、Zn、V、Co、P、Au 等。

本区铁铜非常富集，形成矽卡岩型和玢岩型、斑岩型矿床，故本区属于亲铜亲铁元素区。

（四）东南地洼型亲氧亲硫元素构造地球化学区

简称东南亲氧亲硫元素构造区。

地槽阶段沉积建造以复理石建造和复矿碎屑岩建造为主，火山岩建造有海底基性火山岩建造。地台阶段的沉积建造为砂页岩建造和碳酸盐岩建造。地洼阶段有陆相类复理石建造、中酸性火山岩建造、流纹岩建造和玄武岩建造。

在岩浆建造上，地槽阶段有橄榄岩建造、辉长-辉绿岩建造、安山岩建造、细碧角斑岩建造、花岗岩建造、玄武岩建造等。地台阶段只有少量分布的玄武岩建造。地洼阶段岩浆活动非常强烈，有花岗闪长岩建造、花岗岩建造、碱性花岗岩建造、流纹岩建造、中酸性、中基性火山岩建造、少量分布的基性超基性岩建造。

在成矿元素的富集上，地槽阶段形成的矿产有 Au、Ni、Cu 等，外生富集的成矿元素有 Fe、Co、Mn、P 等。地台阶段的外生富集成矿元素有 Fe、Mn、P、Ai、Ca 等，此外还有煤矿发育。地洼阶段的外生成矿富集元素有 Fe、Cu、Ca、Na 等，此外还有煤、油页岩和石油，石油在大陆边缘海区非常有远景。地洼阶段的内生富集成矿元素多种多样，并且富集成大型矿床，这些元素是 Li、Rb、Cs、Be、Ta、U、Th、W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、Sb、As、Hg、B、F、S、Au、Ag 和稀土。例如南岭的稀有和 W、Sn 矿，浙东、水口山、大厂的铅锌矿，锡矿山的 Sb 矿，黔东的 Hg 矿等。

东南地洼区内，基性超基性岩浆的元素组合分布较少，而酸性岩浆的元素组合部分十分广泛，而且地洼阶段的内生成矿作用极基强烈，其成矿元素具亲氧性（Li、Rb、Cs、Be、Nb、

Ta、U、Th、W、Sn)和亲硫性(Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg、Au、Ag),故本区属于亲氧亲硫区。

(五) 云贵地洼型成岩亲硫元素构造地球化学区

简称云贵成岩亲硫元素构造区。

地槽阶段以复理石建造和细碧角斑岩建造为主,在褶皱回返时,有基性超基性岩和中酸性岩侵入。地台构造层分布十分广泛,以砂页岩建造和碳酸盐建造为主,还有含煤建造、并发育玄武岩建造。地洼阶段以粗碎屑岩建造最为发育,还有含煤建造、含盐建造。地洼阶段的岩浆活动发育,不仅有花岗闪长岩、辉绿岩、玄武岩、角闪岩的侵入,而且还有基性超基性岩侵入。

在成矿上,地台阶段富集成矿的元素,在外生作用中为 P、Mn、Fe、Ai 等元素,此外还有煤矿产出。在内生作用中为 C(金伯利岩中的金刚石);地洼阶段内生富集成矿的元素为 Hg、Sb,还有 Mo。Hg 矿的赋存层位,除志留系和侏罗系—白垩系外,其它层位均有产出。地洼阶段的外生矿产有煤和油页岩。

总的来看,本区成岩元素(P、Mn、Fe、Ai 等)和亲硫元素(Hg、Sb 等)富集较突出,故为成岩亲硫元素区。

(六) 南海地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区

简称南海亲铁亲气元素构造区。

本区前古生代为地槽阶段,见有一套深变质的花岗片麻岩、黑云母二长片麻岩和变粒状岩石。古生代大部分海区进入地台阶段,持续隆起,遭受侵蚀。地洼阶段新生代有深海沉积以及礁灰岩建造。地洼阶段燕山期岩浆活动以西部较为发育,多为岩基—岩株状的酸性或中酸性为主的花岗闪长岩,且伴有酸性、中性和碱性的火山活动。在喜山期则以中基性火山为主。南海中央海盆中,有宽达 100—200km 的高磁异常区,属海底玄武岩层的反应,该海盆为大洋型地壳结构。

根据南海周边地层的研究,本区第三系可能产石油、天然气、煤,第四纪的磷灰石和铁锰结核等。

按上述,可见南海地洼区铁族元素和气圈的元素组合比较发育、富集。

(七) 南北地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区

简称南北亲铁亲氧元素区。

本区前地槽构造层由桑干群组成。地槽构造层有复理石建造、硬砂岩建造等。地台构造层以碳酸盐岩建造及碎屑岩建造为主。地洼构造层主要为陆相复理石建造和含煤建造。

各个大地构造阶段的岩浆活动都比较强烈,活动阶段的基性超基性岩和酸性岩均比较发育,而稳定阶段则基性岩特别发育。

本区北部于贺兰山—六盘山一带,分布有一条斜长花岗岩带,在小松山基性超基性岩中,产有 Cr、Ni、Cu、Fe 矿产。

本区南部分布有二条基性超基性岩带:东川-易门-石屏基性超基性岩带以及永仁-元谋基性超基性岩带。后者又分为三个次级带:昔格达—元谋基性超基性岩带,为铂钯矿带。本带内发现的 40 多个岩体中,就有 15 个岩体有铂、钯矿化,并见大型铂矿床;攀枝花基性超基性岩带,亦为重要的铂钯矿带,而且攀枝花岩体产有全国有名的规模巨大的钒钛铁矿;云麓基性超基性岩带,具有铂钯矿化。

本区还发育有与酸性岩有关的锡矿，有成矿期最老的，如与晋宁—澄江期花岗岩有关的锡矿床。本区南部就是著名的川滇锡矿带，自北而南为川西南的沪沽铁锡矿、岔河锡石-硫化物矿床及平地锡石-石英脉型锡矿，进入云南后为安宁含锡白云岩和石屏龙潭锡矿。

川滇南北带也是重要的铁铜成矿带，其伴生元素有 Au、Ag、V、Co、Ni 等。而且还有 Nb、Ta、稀土等。

看来，南北地洼区富集铁族元素(Cr、Ni、Co、Pt、Pd、Fe 等)和亲氧元素(Sn、稀有等)。

(八) 阿尔泰地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区

简称阿尔泰亲铁亲氧元素构造区。

地槽阶段有混合花岗岩建造、片岩建造、碎屑岩建造和火山岩建造等。地台阶段短暂且为侵蚀期，地洼阶段仍处于相对隆起。本区自进入地槽褶皱带以来，一直属于相对隆起的正单位，现仍属正单位(地穹系)。

在阿尔泰山南坡和主脊一带发育一条中酸性侵入岩带，呈北西向，平行于额尔齐斯构造线，以各类酸性侵入岩为主。侵入时代可分为华力西早期、中晚期和燕山期。华力西早期活动较弱，有辉长岩、闪长岩、花岗闪长岩和斜长花岗岩，以斜长花岗岩出露面积较大。华力西中晚期侵入活动最为强烈，主要是各类花岗岩，比较集中分布在富蕴复背斜的核部，沿构造往北，花岗岩成分有钾质逐渐增高的趋势。燕山期花岗岩主要分布在富蕴复背斜内，受断裂控制明显。

阿尔泰的稀有、云母矿产闻名于世界。

地槽阶段泥盆石炭系火山岩中 Fe、Cu 矿化普遍，并有 Mn 矿化。

库威华力西早期基性杂岩体的橄榄角闪岩中普遍见有不均匀浸染状黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、紫硫镍铁矿、磁铁矿、钛铁矿等典型的岩浆熔离矿床的矿物组合。

华力西期花岗岩所成的矿床有 Fe、Cu、Pb、Zn、Au 等矿床。

印支、燕山期花岗岩含稀有矿物的伟晶岩，在青河—哈龙一带特别发育，形成有工业价值的几十个稀有、云母、宝石矿田，如可可托海、哈龙等矿田。

在克兰一带，矽卡岩型 Fe、Cu 矿发育。

可见，阿尔泰地洼区以 Fe、Ni、Ti 等(亲铁元素)和 Nb、Ta、Be、Li 等(亲氧元素)富集为特色。

二、中亚期地洼型构造地球化学区

分布于我国西部，从北至南为准噶尔地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区、天山地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区、塔里木和青甘亲铁亲气元素构造地球化学区、藏北地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区、南喜马拉雅地洼型亲氧亲硫元素构造地球化学区和滇西地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区。

(一) 准噶尔地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区

简称准噶尔亲铁亲气元素构造区。

本区前三叠纪为地槽阶段，发育碎屑岩建造、细碧角斑岩建造、中基性火山岩建造和磨拉石建造；三叠纪—第三纪为地台阶段，有砂页岩建造、含煤建造和中基性火山岩建造；第四纪进入地洼阶段，粗碎屑岩建造发育。

本区超基性岩浆活动强烈，构成准噶尔超基性岩带，岩性为纯橄榄岩、斜辉辉橄岩等，镁质超基性岩发育。

本区在矿床组合和矿产分布方面，与阿尔泰地洼区有显著的差别，总的来说，成矿元素比较单调，主要有 Cr、Ni、Pt、Au、Fe、Cu 等，而缺乏与酸性岩浆有关的稀有、稀土、W、Sn、Mo、白云母等矿产。主要的成矿带有三条：超基性发育区的 Cr、Pt、Au 矿带、中基性火山岩和次火山岩发育区的 Fe、Cu 矿带，以及中酸性火山喷发—火山硅质或碳酸盐岩建造发育区的 Fe、Cu 或 Fe、Mn 矿带。

本区有 3 套生油层：二叠系、侏罗系和下第三系。二叠系还有油页岩，侏罗系有含煤建造。有 5 套砂岩储油层：即 C、P、T、J、Tr 系的砂岩。著名油田有克拉马依、独山子、齐古等。

准噶尔盆地生油层厚、生油凹陷多，储集层发育，油气资源丰富，预计它将是一个远景十分大的含油气盆地。

由于准噶尔地区地洼构造发展阶段不长，故它的物质成分主要继承着地槽阶段和地台阶段的，因此，被划为亲铁亲气元素构造地球化学区。

（二）天山地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区

简称天山亲铁亲氧元素构造区。

本区前地槽构造层有片麻岩、片岩建造等；地槽阶段构造层有复理石建造、碳酸盐岩建造、中基性火山岩建造；三叠纪和侏罗纪处于地台发展阶段，发育砾、砂岩建造和含煤建造；白垩纪开始进入地洼阶段，陆相复理石建造发育，第四纪进入地洼激烈期发展。

在天山中央隆起两侧分布有超基性岩带，如天山西段和中段。在天山东段分有鄯善—尼亚超基性岩带、大南湖—甘东超基性岩带和红柳河超基性岩带等。与基性超基性岩有关的矿种有 Cr、Co、Ni、V、Ti、Pt、Cu、Au 等。

天山地洼区花岗岩浆活动十分强烈，元古宙花岗岩分布在中天山东段卡瓦布拉克到星星峡一带，有钾长花岗岩、花岗岩、二长花岗岩、富斜花岗岩、斜长花岗岩、花岗闪长岩等；加里东期花岗岩星散于中天山，以东段及中段较集中，有花岗岩、二长花岗岩、斜长花岗岩等；华力西早期花岗岩主要分布在中天山及其两侧，尤以库米什一带最发育，在南天山以富斜花岗岩为主，中天山则是花岗闪长岩、斜长花岗岩、石英闪长岩等，在北天山以二长花岗岩为主，其余是偏中性的花岗岩类岩石。

在成矿元素富集上，除上述的与基性超基性岩有关的外。在天山西段分布着阿吾拉勒环状对称 Fe、Cu 矿带，克特勉 Mo、Cu 矿带，莫托沙拉—昭苏 Fe、Mn 矿带和哈雷克套变质岩型铁矿带等；天山中段为构造集中交汇区，Fe、Cu 特别富集；天山东段分布着红柳峡—伊吾 Au、Cu 矿带，博格多 Cu 矿带，镜儿泉稀有及有色金属矿带，阿齐山—沙泉子 Fe 矿带，托克逊 Cu、Zn、Ag 矿带，焉耆断陷北侧 W、Sn 矿带（如曲惠沟、清水河等 W、Sn 矿点），尖子山 Fe-多金属矿带等。

由上所述，可见天山地洼区超基性基性岩浆元素组合发育，Cr、Ni、Co、Ti、V、Fe、Cu、Au 等成矿元素富集，酸性岩类偏中基性者较多，且有稀有 W、Sn 等成矿元素富集，故为亲铁亲氧元素区。

（三）塔里木地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区

简称塔里木亲铁亲气元素构造区。

前地槽构造层有太古宇的深变质麻粒岩、花岗片麻岩、角闪斜长片麻岩、贯入片麻岩及混合岩等，见于库鲁克塔格。

地槽构造层在库鲁克塔格为中—深变质的角闪片岩、斜长片麻岩及大理岩、石英岩互

层、在阿尔金山一带为复理石建造和磨拉石建造等。地槽阶段兴地期有片麻状、眼球状混合岩化二云母花岗岩、白云母花岗岩和黑云母花岗岩等；塔里木期有片麻状花岗岩、斜长花岗岩及花岗闪长岩等。在长城系中还有中基性火山岩建造产出。

阿尔金山海西期仍处于地槽阶段，有火山岩建造，并有大量花岗岩侵入，构成中酸性侵入岩带。

地台阶段有冰碛岩建造、碳酸盐建造和砂页岩建造。在巴楚县瓦基尔塔克有金伯利岩、偏碱性基性杂岩体及碳酸岩，所成矿床组合为金刚石、稀土、钒钛磁铁矿。墩煌地区是寻找金刚石矿的有望地区，此外在柯平地区发现有正常的碱性辉长岩岩浆侵入，库鲁克塔格有寒武纪的中基性火山喷发活动。

侏罗纪进入地洼阶段，以红色粗碎屑岩建造占优势，在侏罗系中，煤系地层发育，白垩第三系赋存有膏盐建造。

本区石油丰富，重要的生油层系有石炭系、下二叠统、三叠系、侏罗系、白垩系及下第三系，上第三系也具有一定的生油能力。含油层系有五套：上第三系上部有克拉托油层，下部为西河甫油层，上第三系的油田有库车拗陷的东秋塔克背斜油田等；下第三系在玉力群构造上获得油流；白垩系杨叶油砂厚 25m，克里阳油砂厚 20m；侏罗系是库拗陷的主要产油层，如依奇克里克油田所见即是；石炭二叠系有什拉甫油苗、柯平中带油苗等。

由上可见，塔里木地洼区在成矿元素富集上，相对来说，铁族元素和气圈的元素组合较集中。

（四）青甘地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区

简称青甘亲铁亲气元素构造区。

本区前地槽阶段为结晶基底，岩性为斜长片麻岩、花岗片麻岩、石英片岩、石英岩、大理岩等。地槽构造层（晚元古界 -泥盆系）由碳酸盐建造、细碧角斑岩建造、复理石建造、磨拉石建造等组成。地台构造层（C -T）为含煤建造、碳酸盐建造、砂页岩建造。地洼构造层（J--Q）主要由陆相粗碎屑岩建造组成，次之为中基性火山岩建造和含煤建造。

本区地槽阶段蛇绿岩套发育，如震旦纪的米关河蛇绿岩、寒武纪的玉石沟蛇绿岩、百经寺蛇绿岩等，奥陶纪的昂大板一带的蛇绿岩等。中酸性岩浆活动也较显著，如中祁连和南祁连的中酸性岩带。

地洼阶段除中基性岩浆喷发外，岩浆侵入活动也十分显著，形成了一套以花岗岩为主的燕山期岩浆建造。

祁连山地洼系内的内生成矿作用等非常显著，在北祁连有火山沉积变质型 Fe、Mn 矿床，火山热卤水作用成因的黄铁矿型 Cu 矿及多金属矿床，火山热液型 Cu 矿床，与超基性岩有关的晚岩浆型 Cr 矿床，与花岗岩侵入活动有关的热液型铀矿床和超低温汞矿床；在中祁连有沉积变质型 Fe、P、Al、Mg 和石墨等，与基性超基性侵入岩有关的 Cu、Ni 矿床和钒钛磁铁矿，与中酸性侵入岩有关的热液型 Pb、Zn 矿和超低温的 Hg、As 矿化，与伟晶岩有关的白云母、稀有元素及稀土矿；在湟源—民和一带，有与超基性岩有关的铬铁矿床，热液型 Fe、Ni 矿床和与中酸性岩有关的热液型 Au 矿化等；在南祁连有与中酸性侵入岩有关的矽卡岩型铁矿和热液型 Cu、Pb、Zn 矿等；在柴达木北缘有火山热液型 Fe 和 Pb、Zn 矿床，与超基性岩有关的铬铁矿床。

走廊地洼系内亦有热液型 Cu、Pb、Zn 矿床和 Sn、W、Bi、Mo 矿化。

青甘地洼区在外生矿产上有膏盐、芒硝、煤、自然硫、油页岩等，特别是中新生代的油气具有重要意义。

走廊地洼系中的生油岩系主要是下白垩系的灰黑色页岩，以酒泉西部最好。晚第三系砂岩为良好储油层，目前已发现了石油沟、老君庙、鸭儿峡等油气田，在鸭儿峡志留系变质岩风化壳中发现了基岩油藏。

柴达木地洼系已发现油气田至少18个，如侏罗纪暗色泥岩生油层自生自储的冷湖三号油田和鱼卡油田，以及新生代的朵斯湖地区的油田等。

可见，青甘地洼区为亲铁亲气元素构造地球化学区。

（五）藏北地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区

简称藏北亲铁亲氧元素构造区。

本区地槽构造层（前三叠系）由片麻岩建造、碳酸盐建造、复理石建造、碎屑岩建造和含煤建造所组成；地台构造层（T—J）由碳酸盐建造和砂页岩建造、含煤建造和含盐建造等所组成；白垩纪进入地洼阶段，以碎屑岩建造为主，还有含盐建造、油页岩建造、含油建造等。

地槽阶段岩浆活动有下古生代的火山岩建造，上古生代的中基性火山岩建造和细碧角斑岩建造，华力西期构造运动伴随有中酸性岩浆侵入；地洼阶段岩浆活动有中酸性岩浆喷发和侵入以及基性超基性岩浆活动。

本区分布着著名的藏北超基性岩带，即班公湖-东巧-丁青-怒江蛇绿岩带，本带有几十个超基性岩体，长千公里以上，岩性以斜辉橄岩和纯橄榄岩为主，有关的矿产为Cr、V、Ni、Fe等。此外还分布着一条木塔超基性岩体，但规模十分小。

地洼阶段燕山期中酸性岩发育，构成班戈侵入岩带。本带有一系列的岩体，岩性为花岗闪长岩、白色花岗闪长斑岩、花岗岩等。从早期到晚期，具明显的从中酸→酸碱性演化特征，岩体是地壳深层重熔的产物。本岩带不少岩体见Sn、W、Au、Ag及Pb、Zn矿化。

班戈岩带与冈底斯岩带有异，后者属同熔、有幔源组分，围岩蚀变没有前者明显，矿化以Cu、Pb、Zn为主，有斑岩Cu矿信息，为有远景的斑岩铜矿带，而目前尚未发现有W、Sn矿点。

由上可见，藏北地洼区亲铁元素（Cr、Fe、Ni、V等）和亲氧元素（Sn、W等）较富集，故为亲铁亲氧元素构造区。

（六）南喜马拉雅地洼型亲氧亲硫元素构造地球化学区

简称南喜亲氧亲硫元素构造区。

本区前奥陶纪为地槽阶段，有硬砂岩建造、片岩建造、大理岩建造等；自奥陶纪至老第三纪为地台阶段，砂页岩建造和白云岩建造发育，而奥陶纪的碳酸盐岩建造特别发育；新第三纪时进入地洼阶段，类磨拉石建造发育，还有砂页岩建造、含盐建造和褐煤层。

在高喜马拉雅地穹系有大量的喜马拉雅期浅色的含电气石的白云母花岗岩侵入，构成高喜马拉雅电气石白云母花岗岩带，主要有洛扎、定结、告乌、托丹、科加、错那等岩体，岩性主要为电气石白云母钾长花岗岩和二云母钾长花岗岩等。该岩带花岗岩的岩石化学特点是富硅、高碱而贫Ca、Fe和Mg，并且富含Li（平均含量109×10^{-6}，下同。）、Rb（290×10^{-6}）、Be（3.9×10^{-6}）、U（6.3×10^{-6}）、F（1183×10^{-6}）、Nb、Sn、B等微量元素，与地洼型花岗岩比较常见的物质成分特点一致。

在此顺便指出一点：以雅鲁藏布江超基性岩带为对称轴，南侧的拉轨日岗花岗岩带可与

北侧的冈底斯花岗岩带相对应，因为都是地槽型花岗岩类，而高喜马拉雅花岗岩带则可与班戈花岗岩带相应，因为都是地洼型花岗岩类。因此高喜马拉雅花岗岩带要比拉轨日岗花岗岩带、冈底斯花岗岩带更加富硅、富碱，而贫钙、镁、铁、锰等（表 7-1），销异常极明显。

表 7-1　藏南不同大地构造类型花岗岩带的岩石平均化学成分（%）及比较

大地构造类型	地　槽　型		地　洼　型
岩　带	冈底斯岩带	拉轨岗日岩带	喜马拉雅岩带
SiO_2	65.66	72.41	72.61
TiO_2	0.45	0.19	0.15
Al_2O_3	15.37	14.77	14.79
Fe_2O_3	2.15	0.76	0.60
FeO	2.44	1.09	1.08
MnO	0.06	0.05	0.04
MgO	1.57	0.55	0.32
CaO	4.11	1.70	1.40
Na_2O	3.55	3.71	3.83
K_2O	3.47	3.80	4.46
P_2O_5	0.16	0.10	0.09
灼减	0.79	0.73	0.71
总量	99.82	99.87	100.08

（分析资料据贵阳地球化学研究所）

高喜马拉雅花岗岩带岩石在副矿物的特征上是含电气石、石榴子石、萤石、黄玉和绿柱石等。

南喜马拉雅地洼区还包括云南腾冲—瑞丽一带区域，该区域内发育燕山—喜山早期花岗岩，并构成两条岩带：东带为燕山期腾冲—瑞丽岩带；西带为喜山早期槟榔江岩带，由一系列的高侵位花岗岩组成。花岗岩体在边缘晚期岩相带中又常有强碱质交代及气热作用的含黄玉、天河石、钠长石的变花岗岩。与花岗岩有关的成矿富集元素为 Sn、W、Nb、Ta、Be、Rb 等。

腾冲地区新生代火山作用发育，主要岩性为碱性中基性熔岩的橄榄玄武岩和斜长安山岩等，化学成分上的特点是 SiO_2、Al_2O_3，碱性偏高，而 TiO_2 偏低。

根据上述的南喜马拉雅地洼区沉积建造的特点以及高喜马拉雅和腾冲地区的花岗岩物质成分特征和槟榔江岩带成矿元素富集特色，可以把南喜马拉雅地洼区划为亲氧亲硫元素构造地球化学区。

（七）滇西地洼型亲铁亲氧元素构造地球化学区

简称滇西亲铁亲氧元素构造区。

本区地槽构造层主要有复理石建造和片岩、片麻岩建造，此外还有中酸性和中基性火山岩建造。地台构造层主要由砂页岩建造和碳酸盐岩建造组成，此外还有二叠纪的含煤建造和玄武岩建造。地洼构造层由陆相中基性火山岩建造、粗碎屑岩建造和含煤建造等组成。

本区基性超基性岩浆侵入活动发育，形成二条岩带、哀牢山基性超基性岩带和澜沧江基性超基性岩带。

哀牢山基性超基性岩带北起弥度，南至金平等地，长约 400 余公里，大小岩体总共 650 个，超基性岩体略多于基性岩体，且镁质超基性岩较发育，与其有关的成矿富集元素为 Cr、Ni、Co、Fe、Au、Ti、V、Cu 等，在元江的岩体风化壳构成我国最大的硅酸镍矿。

澜沧江基性超基性岩带由保山大雪山基性超基性岩带、铜厂街一蚂蟥井基性超基性岩带和半波一景洪基性超基性岩带等组成，有关的成矿富集元素是 Cr、Pt、V、Ti、Fe、Cu、Ni 等，尤以 Cu、Ni 多见。

本区花岗岩浆活动十分强烈，产生了临沧花岗岩带、昌宁—西盟花岗岩带、滇滩—勐连花岗岩带等。这些花岗岩带与锡元素成矿关系密切，分别也各自构成了锡矿带，如著名的云龙锡矿带和西盟锡矿带等。

本区在澜沧—孟连一带还发育有一条含银铅锌矿带，如老厂一南雅含 Ag、Pb、Zn 矿床等。在兰坪—思茅的地洼盆地内有丰富的铅锌矿。

由上所述，可见滇西地洼区内亲铁元素(Fe、Cr、Ni、V、Ti 等)和亲氧元素(Sn、W、Be、Nb、Ta 等)比较相对富集，故为亲铁亲氧元素构造区。

(八) 昆仑—巴颜喀拉地洼型亲铁亲氧亲硫元素构造地球化学区

可以简称为昆巴亲铁亲氧亲硫元素构造区。

昆仑地区在寒武纪时进入地槽阶段，之后于中部形成加里东褶皱带，南、北、两侧形成海西褶皱带。为后海西地台，三叠纪为地台阶段。侏罗纪进入地洼阶段。

沉积建造主要发育有复理石建造、似磨拉石建造、碳酸盐岩建造等。

火山岩建造主要为细碧角斑岩建造、中酸性火山岩建造和中基性火山岩建造等。有细碧角斑岩型含铜黄铁矿床产出。

地槽阶段加里东期有超基性岩和基性岩侵入，构成规模十分巨大的西昆仑北缘蛇绿岩带。其东西延伸长约 1300 多公里，基性超基性岩体多达 50 余处，大岩体长达 10—20km，以层状岩体为主，部分呈脉状或等轴状块体。岩性为角闪岩、辉长岩、辉石岩、橄榄蛇纹岩、辉橄岩、斜辉橄榄岩、橄榄岩等。

在喀喇昆仑北缘亦见有辉长岩、辉绿岩、辉石岩、辉橄岩等产出。

地槽阶段酸性侵入岩浆建造十分发育，有东昆仑中酸性岩浆带和西昆仑酸性岩浆带 。二岩带中还发育有地洼型酸性侵入岩建造等。

东昆仑中酸性岩浆带，侵入规模宏大，侵入时代从加里东期至燕山期均有，但以华力西期和印支—燕山期酸性侵入岩分布最广。中酸性侵入岩主要属于 SiO_2 饱和的钙碱系列岩浆岩。该岩浆带主要成矿期为华力西期和燕山期，最主要的内生矿床成矿类型为矽卡岩型矿床，主要矿种有 Fe、Cu、Pb、Zn 以及 Au、白钨、锡石、Mo 等。Fe、Cu、Pb、Zn 矿多共生在一起，金、锡石和白钨矿等也往往是铁矿的共生和伴生矿种。

西昆仑中酸性岩浆带多次侵入活动发育，有震旦纪片麻状花岗岩和混合花岗岩，古生代晚期斜长花岗岩、黑云母花岗岩、闪长花岗岩等，以及中生代酸性侵入岩。中生代酸性侵入岩的岩石主要是二云母花岗岩、白云母花岗岩、黑云母花岗岩、肉红色花岗岩等，某些岩体的派生花岗伟晶岩脉和石英脉很发育，其伟晶岩脉富含工业白云母和 Be、Li 等稀有金属矿产，其石英脉往往产压电水晶或黄金。

巴颜喀拉在印支期结束地槽阶段，缺失地台阶段，燕山期直接进入地洼阶段。

沉积建造以复理石建造、碳酸盐建造、磨拉石建造为主。火山岩建造为中基性火山岩建造，以及基性火山岩建造（如鲜水河断裂带的低钾、高镁拉斑玄武岩），并见有细碧岩系。

基性超基性岩建造发育，沿甘孜—理塘深大断裂分布有众多的基性超基性岩体，其主要岩石类型为单辉橄榄岩、角闪单辉橄榄岩、二辉橄榄岩及辉岩等，多为分异不明显的单相岩体，化学成分特征为贫碱铝钙质的镁铁质—超镁质岩类。基性岩为辉长-苏长岩类；雅江地带见早—中三叠世时期的由变质橄榄玄武岩、超基性岩、混杂岩、放射虫硅质岩及硬砂岩组合的蛇绿岩套；炉霍深断裂带有蛇绿岩套产出；玛心及至东一带见超基性岩出露，构成蛇绿岩带的一部分。

酸性侵入岩建造分布十分广泛，沿甘孜—理塘断裂带发育印支期碱性花岗岩侵入体；金沙江褶皱系发育有两条岩带：昌多柯—日拥燕山期酸性岩带和雀儿山—贡巴纳印支期酸性岩带；在巴颜喀拉褶皱系雅江断褶带南部，即马尔康—道孚一带发育有很多燕山期的花岗岩；西秦岭褶皱系印支、燕山运动都很强烈，印支期和燕山期花岗岩类均分布广泛，岩性上，前者以花岗岩、花岗闪长岩为主；后者以花岗闪长岩为主。此外还有加里东期和华力西期的酸性岩类产出。

在内生成矿元素富集上，巴颜喀拉地洼区以 Cr、Fe、Cu、Pb、Zn、Sn、Sb、Hg 等为主。在理塘县的一个块状蛇纹岩体内，普遍具有较富的铬铁矿化；武都一带印支期的 Cu、Fe 矿床发育；金沙江褶断系发育有锡多金属矿带和 W、Sn 成矿带。

金沙江褶断系东部 Pb、Zn 以火山沉积型和火山气成热液型矿床为主，西部以矽卡岩型和热液型矿床为主；巴颜喀拉褶断系发育沉积变质型和火山沉积变质型铅锌矿；西秦岭西汉水群产出有 Pb、Zn 矿群。

东昆仑和西秦岭二者部分构造形体在贵南县与泽库县之间重接，重接部分控制着一条十分重要的 Hg、Sb 矿带。西秦岭地洼阶段构造岩浆活动十分相似于华夏型地洼区。

由以上所述，可见昆仑地洼区和巴颜喀拉地洼区基性超基性岩浆的元素组合发育，花岗岩类偏基性的出现较多，亲铁元素（Cr、Fe、Cu、Au 等）和亲硫元素（Pb、Zn、Hg、Sb）相对来说十分富集，而巴颜喀拉地洼区东部和秦岭西部亲氧元素比较富集。故从整体来看，该两地洼区可划为地洼型亲铁亲氧亲硫元素构造地球化学区。

（九）台西地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区

本区分布有基性岩浆的元素组合，并且天然气丰富，分布有 9 个气田；石油也较丰富，分布有 6 个油田。此外，在海域中还分布 3 个油气田。台湾省的油气田基本上都分布在台西盆地。总之，本区亲铁、亲气元素发育。

第五节　中国大地构造地球化学区的分布特征

由上述中国大地构造地球化学分区原则和分区描述以及分区简图，可见：

一、中国境内有三种类型的大地构造地球化学区：地槽型构造地球化学区、地台型构造地球化学区和地洼型构造地球化学区。

二、各种类型的大地构造地球化学区的成分特点是：地槽型构造地球化学区为亲铁亲硫元素区，地台型构造地球化学区为成岩亲气元素区，而地洼型构造地球化学区比较复杂，基

本上是亲氧元素的性质较明显。

三、地洼型构造地球化学区分华夏期和中亚期两种，两种相互比较，华夏期的较亲氧性，而中亚期的较亲铁性。

四、地洼型构造地球化学区的物质成分复杂的原因是由于多阶段的发展以及不同构造层(包括岩浆岩、矿产等)的影响所致。如中亚期地洼区，由于地洼阶段发展大多处于初动期或正在进入激烈期，以及本身的地球化学成分特点还不能充分体现出来，故必然受地槽构造层的影响较大，所以亲铁性明显。

五、大地构造地球化学区在时间上可以发生演化，即地槽型构造地球化学区→地台构造地球化学区→地洼型构造地球化学区。由此可见，一个地区的地球化学环境和条件等是会发生变化的，并不是固定不变的。

六、大地构造地球化学区的东西分布规律：以南北亲铁亲氧元素构造区为中轴，东部以华夏期地洼型构造地球化学区为主，亲氧、亲硫、亲气性较强(包括地台型构造地球化学区、地槽型构造地球化学区)，而西部则以中亚期地洼型构造地球化学区为主，亲铁性特别强(包括地槽型构造地球化学区和华夏地洼型构造地球化学区)。也可以这样说：东部地壳亲氧、亲硫、亲气性明显，而西部地壳亲铁性强。

七、大地构造地球化学区的南北分布规律：以昆仑—巴颜喀拉地洼型亲铁氧硫元素构造地球化学区和华中地洼型亲铜亲铁元素构造地球化学区为中轴，北部的大地构造地球化学区亲铁亲气性较强，而南部的大地构造地球化学区亲氧、亲硫性较强，即北部地壳基性程度高一些，而南部地壳基性程度低一些。

我国大陆上从北至南大致可以划为4个大地构造地球化学带：

1. 亲铁亲氧元素带(天山亲铁亲氧元素区和东北亲铁亲氧元素区等)；

2. 亲铁亲气元素带(塔里木亲铁亲气元素区、青甘亲铁亲气元素区和华北亲铁亲气元素区等)；

3. 亲铁亲硫元素带(昆仑－巴颜喀拉亲铁氧硫元素区和华中亲铜亲铁元素区等)；

4. 亲氧亲硫元素带(南喜亲氧亲硫元素区和东南亲氧亲硫元素区等)。

八、昆仑—巴颜喀拉亲铁氧硫元素区(尤指昆仑地洼区和西秦岭褶断系部位的构造地球化学区)和华中亲铜亲铁元素区所构成的北西向构造地球化学带，是我国最重要、最巨大的构造带，由它们的地球化学特征，也反映出这条构造带的"穿透"性质。这条北西向构造带是我国最重要的构造骨架，由它的存在，也很好解释我国东部从北至南发育的一系列的北西向构造以及矿床的北西向分布规律等。

第八章　个别元素的大地构造地球化学

不同元素有着不同的大地构造地球化学特征，同一元素在不同的大地构造发展阶段中，也可显现出不同的地球化学特点，或同一地球化学特点有着不同形式、程度和强弱的反映。因此，个别元素或单个元素大地构造地球化学性质和特征的研究，可以进一步深入阐明大地构造地球化学问题，是提高和深化大地构造地球化学在理论认识和实践活动上的重要组成部分，可以提高找矿预测的效果。

本章着重论及锡和金的几个大地构造地球化学问题。

第一节　锡的一些大地构造地球化学特征

锡在不同大地构造阶段有着不同优势的地球化学性质及其表现形式，并且不同的构造区显示亦有不同。本节着重以构造层的含锡性及锡的构造地球化学分区来论及这些问题。

一、基本构造层成分及其锡矿源层与锡元素的聚集

依目前研究状况而言，在中国东部划分出了 4 个基本构造层：前地槽构造层、地槽构造层、地台构造层和地洼构造层。各基本构造层的主要成分以及含锡量是不同的，因而各基本构造层中所赋存以及所显示的锡元素地球化学性质是存在着差别的，而且各具独自的特色。

(一)前地槽构造层与锡元素的分布

中国前地槽构造层基本上以太古宙地层为主体，依目前所做工作来看，其锡含量偏低，例如辽宁太古宙地层锡元素的丰度为 2.4×10^{-6}，其中鞍山群下部的锡元素丰度为 2.1×10^{-6}，上部为 2.90×10^{-6}。在前地槽构造层，现在还未发现具有高锡含量的层位而构成锡矿源层的情况。并且目前我国所见到的锡矿床，似乎也未见到赋存在前地槽构造层，即把前地槽构造层(太古宙地层)作为赋矿围岩的情况。

看来，前地槽构造层不利于锡的聚集与成矿。事实上，中国东部前地槽构造层分布发育的地区，如辽宁、山东等地，的确是贫锡区，未见有锡矿床分布。究其原因，可能是这些区域的锡元素丰度本来就不高，并且地壳演化的成熟度也不高，从而使得锡元素未能获得有利于多次分异、聚集和富集的条件。

在辽宁地区，前地槽构造层的贫锡性，在以后的地壳演化阶段一直继承下来(表 8-1)，故辽宁省锡矿(化)不发育，是有其内在原因的。

由此推论，山东地区可能也是这种状况。

前文推论，我国东部前地槽构造层分布区，即古老的地台区域，尽管在后来地史时期，均遭受到地台活化，受到强烈的中生代构造-岩浆作用，但仍未见有醒目的锡矿(化)。

(二)地槽构造层及其锡矿源层与锡的聚集成矿

一般来说，地槽构造层复理石建造发育，岩性以砂、页岩为主，属硅铝质，易产生破裂，因

表 8-1 辽宁省锡元素丰度

层　位	Sn(10^{-6})
表壳	2.1
太古宙	2.4
新元古代	3.1
古生代	1.4
中生代	1.9

（据辽宁地矿局）

此，赋存于该构造层的锡矿多为亲石系列锡矿床，如东南地洼区内赣南、湘南、粤北等地穹构造中所见到的伟晶岩型、云英岩型和锡石-石英脉型锡矿床。锡的亲氧性明显，与 Li、Rb、Cs、Nb、Ta、Be、U、Th、W、稀土元素等伴生或共生。

地槽构造层的锡元素丰度一般比前地槽构造层中的较高，例如中国东部元古宙地层所示锡含量即是（表 8-2），并且出现“锡矿源层”（表 8-3）。中国东部地槽构造层中的主要“锡矿源层”是川滇的会理群天宝山组，湘赣滇的震旦系和寒武系，内蒙古的二叠系林西组。可见锡矿源层的分布具有一定的时间性和空间性。

表 8-2 中国东部一些元古代地层 Sn 的丰度

元　古　宇	Sn(10^{-6})
山西滹沱系	6
辽宁辽河群	3.30
浙江陈蔡群	5
江西前震旦系	3.2
福建建瓯群	7.93
卢-灵熊耳群	10.1
湖南冷家溪群	4.47
湖南板溪群	3
桂北四堡群	3.4
桂北板溪群	2.2
滇东昆阳群	6

（据各省地质系统）

由于地槽构造层的锡矿源层比较发育，所以为以后的地洼阶段锡矿的形成，准备了丰富而充足的成矿物质基础。

关于先成的锡矿源层中的锡，被后成的构造-岩浆-热液作用所活化、迁移、再聚集和成矿的问题，从宏观来分析，看来还需作进一步研究和剖析。

例如，在豫西卢-灵地区，地槽构造层中的高锡含量的地层有元古宇的陶湾群（Sn 含量平均为 11.05×10^{-6}，82 个样平均）和宽坪群（Sn 含量平均为 10.58×10^{-6}，143 个样平均），尽管后来受到强烈的地洼阶段的中生代的构造-岩浆活化作用，但至今还未发现单独以锡为主的锡矿（化）或能单独圈出的锡矿体。

前文还述及川滇南北带是一个锡矿生成时代较老（元古宙、地槽型）的锡成矿带。该带古老锡矿发育，并且地槽型锡矿源层分布较广，应该说，该带是一个富锡地带。可是，该带在地洼阶段遭受到强烈的中生代的构造岩浆作用后，也未产生具有一定规模的锡矿（化），因为该带的研究结果表明：印支期—燕山早期岩浆活动只产生了一些锡的异常，而未见有明显的锡矿化。

表 8-3　中国东部地槽构造层中一些"锡矿源层"的锡含量

地　区	时　代	层　位	岩　性	Sn(10^{-6})
黑龙江省	寒武纪	五星镇组	白云质大理岩	13.89
浙江	上志留世	黄泥岗组		8
内蒙	二叠纪	林西组		3—17
江西	震旦纪	震旦系		26
	寒武纪	寒武系		27
广东罗定	震旦纪	云开群		4.68
广东云浮	寒武纪	八村群		28.4
湖南香花岭	寒武纪		浅变质砂岩	150
湖南红旗岭	震旦纪		浅变质砂岩	76
川滇	元古代	天宝山组		12—17
云南老君山	中寒武世	田蓬组		17
云南老君山	下寒武世	冲庄组		90
福建	元古宙	丁屋岭组		13.7

（据各省地矿局）

（三）地台构造层及其锡矿源层与锡元素的聚集成矿

地台构造层的碳酸盐岩建造发育，其 Ca、Mg 等含量高，有利于成矿溶液的交代和沉淀；富含 Cl、CO_2 和有机质，有利于促进化学反应，使得成矿物质易于活化和聚集；礁体构造发育，渗透性和孔隙性好，为成矿物质的沉淀准备了充足的空间场所。所以地台构造层中锡矿赋存多（图 8-1），且出现超大型锡矿床，个旧、大厂、柿竹园及大顶即是。

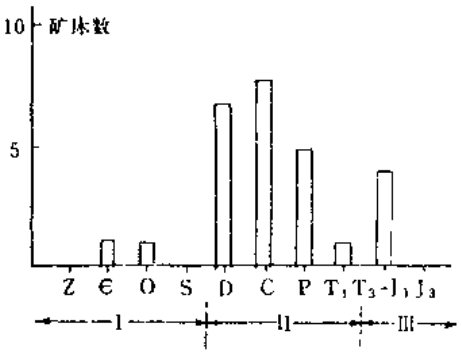


图 8-1　广东省产于各基本构造层中的矽卡岩型锡矿床数量直方图

（据许家朋等）

Ⅰ—地槽构造层；Ⅱ—地台构造层；Ⅲ—地洼构造层

赋存于地台构造层碳酸盐岩建造中的锡矿多为亲铁系列和亲硫系列的锡矿床，如矽卡岩型铁锡矿床、矽卡岩型锡石-硫化物矿床和热液型锡多金属矿床。锡的"亲硫"性质特别突出，以致与硫化矿物和亲硫元素 Cu、Pb、Zn、As、Sb 等伴生和共生❶。

中国东部东北地区缺失地台型沉积；华北地区尽管地台型沉积发育，地台阶段延续很长（震旦纪—三叠纪），可是地台构造层的 Sn 含量却十分低，如安徽下石炭统的大陈岭组灰岩夹炭质板岩的 Sn 平均含量只有 0.45×10^{-6}，而且至今在已有的公开资料中也查不到多少锡含量的分析资料，也是该地区地台构造层含锡量少的充分证明；东南地区的地台构造层中的锡含量一般也较低（表 8-4），但是在一些地区却出现一些相当富锡的层位——锡矿源层（表 8-5）。显见，这些矿源层均为上古生代的产物，并可见，华南地区地台构造层中最主要的锡矿源层是泥盆系和中三叠统。

❶ 邱亮斌，广西新路白面山锡石硫化物矿床有利成矿层位的地质特征及其控矿作用（长沙大地构造研究所硕士论文），1989。

表 8-4　中国东部地台构造层中一些层位的 Sn 含量(10^{-6})

地　区	泥盆系	石炭系	二叠系	三叠系
江西	6.7	4.4	3.2	3.8
浙江	6	4	6.5	8
福建	2.8	6.5	5.1	4.5
广西平桂	1.25	1.00	1.00	
云南东部	5	6	6	5

（据各省区地矿局）

表 8-5　中国东部地台构造层中主要"锡矿源层"的锡含量

地　区	时　代	层　位	岩　性	Sn(10^{-6})
湖南香花岭地区	中泥盆世	棋子桥组	灰岩 页岩 粉砂岩	33 22 17
		跳马涧组	粉砂岩 细砂岩 含砾粗砂岩 泥灰质页岩	54 61 28 17
广西南丹罗富地区	泥盆纪	上泥盆统	扁豆灰岩 深灰色泥灰岩 硅质岩	5 8 8
		中泥盆统	深灰色泥灰岩 深灰色泥页岩 礁灰岩	7.7 5.5 9
		下泥盆统	泥灰岩 泥钙质砂岩	8 24
个旧	中三叠世			13.5

（据各省有色局）

在此有必要谈谈锡的"亲金性"，即锡与金的共生组合问题。这也是锡的构造地球化学中比较重要的一个问题。

锡与金的共生和伴生，除了与酸性和中酸性成分的岩浆活动有关以及出现于基性和超基性岩石与陨石之中以外，还见于微细粒浸染性金矿之中。例如板其卡林型金矿，最初是作为锡矿点来对待，即原为锡矿点，附近还有砷矿点，后来从卡林型金矿的成矿模式出发，发现该区为一微细粒浸染型金矿。最近，王奎仁(1990)对了它微细粒浸染型金矿进行了金的赋存状态的微束分析测试后，指出自然金中含有锡，有锡金矿、金锡矿、银锡金矿等矿物。

微细粒浸染型金矿床出现的这种 Sn-Au 组合，除上述微束分析才查定得出的情况外，实际上在宏观现象中也存在着这种情形。例如在河南镇平赋存于雁岭沟组碳酸盐岩地层中的微细粒浸染型金矿床中，有一种类型为铅英岩的金矿石，其色黄而坚硬，多具孔洞，角砾状构造，矿石主要由石英和铅矾组成，其次为褐铁矿类，此外还有锆石、毒砂、锑华和锡的硫化物(?)等，其中锡含量已达到工业要求。

该金矿床的各种类型的金矿石，尽管矿物组分、结构等不同，但是有着共同的特征：伴生元素 As、Sb、Sn 普遍存在，而且有时 Sn 含量可达到工业要求，可构成单独的锡矿石。

由上述 Au 与 Sn 二种元素的共生关系，可见今后一个十分重要的任务是在金矿床中查

定锡和在锡矿床中寻找金矿，以便提高矿产的综合利用价值和开拓寻找锡矿和金矿的新方向、新领域和新类型。

(四)地洼构造层及其锡矿源层与锡元素的富集成矿

一般来说，地洼构造层中的白垩系和第三系锡的含量是较低的，而上三叠统和侏罗系的含锡量则较高，特别是侏罗系含量尤高(表 8-6)，显示出为锡矿源层的特点，故它还是主要的锡矿赋存层位。广东很多锡矿，如粤东紫金、海丰、揭西、澄海等地锡矿就赋存于侏罗系，它们占全省锡矿总数的 45%，其储量数占 29%；福建省赋存于上侏罗统火山岩中的锡矿则占全省总锡矿数的 31.58%；内蒙古地区也分布有赋存于侏罗系火山岩中的锡矿，如产于上侏罗统酸性火山岩中的白音阜锡矿。其晚侏罗世的赋矿层位满克头鄂博组普遍含锡，且含量十分高、甚至可以圈出锡含量从 100×10^{-6} …1600×10^{-6}的面积达 1-- 2km² 的锡异常区。

表 8-6　地洼构造层及其中锡矿源层的锡含量

地　区	地　层	组	$Sn(10^{-6})$
河　北	上侏罗统	喇北营组	5
浙　江	侏罗系 白垩系		4 <1
江　西	侏罗系 白垩系 第三系		3.9 2.6 4.7
福　建	上三叠统 侏罗系 白垩系 第三系		8.12 7.7 5.6 2.0
广　东	上三叠统 上三叠统—下侏罗统 上侏罗统	小坪组砂、页岩 兰矿群砂、页岩 兜岭群火山岩	23 222.7 100
广　西 平　桂	侏罗系 第三系		1.04 6
滇　东	白垩系 侏罗系		5 6

可以说，侏罗系是我国东部地洼构造层中最主要的锡矿床赋矿层位，并且含锡量高，构成锡矿源层，值得我们特别注意，有望在其中突破(超)大型火山岩型锡矿床的找寻问题。同时也表明，要加强我国东部地区白垩纪火山岩系的含锡性研究。

由上述基本构造层的含锡性以及锡矿床所赋存的围岩，可见存在着以下几个特点：

1. 地槽构造层的含锡性较好。而地洼构造层的侏罗系含锡最高；

2. 由川滇→湘赣→东南沿海这个方向上锡矿赋存的围岩愈来愈新：地槽构造层的元古宙地层→地槽构造层的早古生代地层→地台构造层的晚古生代地层→地洼构造层的中生代地层。

3. 与此相适应的是锡矿源层的时代也愈来愈新：元古代锡矿源层→震旦纪、寒武纪锡矿源层→泥盆纪锡矿源层→侏罗纪锡矿源层。

4. 与东北、华北地区相比，地台构造层的锡矿源层以在华南地区最为发育。

二、中国东部锡的构造地球化学区划

尽管中国东部已有十分多的锡矿(化)资料，并对锡矿(化)成矿特征、时空分布，以及锡

元素的内生和外生地球化学、锡元素在岩石中的分布。锡矿床的矿床地球化学等进行了许多专题研究和总结工作，但对于锡在中国东部的地球化学区的划分，目前尚未见有专门文献。笔者根据中国东部锡矿(化)类型、分布，以及锡的成矿域、成矿区带的划分，并结合中国东部大地构造单元、大地构造地球化学区的划分、锡元素的地球化学性质、锡与其它元素的共生组合等情况，对中国东部进行了锡构造地球化学区的初步划分❶。这种划分在理论上有助于加深锡元素在构造上的分布规律性认识；在实践上也具有一定的找矿意义。

(一)锡的构造地球化学区分区依据

锡的构造地球化学分区应该既能反映锡元素的聚散特点、锡的地球化学性质和锡矿床的成矿特色，又能反映产生这种特点和性质的大地构造环境和背景，以及大地构造地球化学特征，即能够反映锡的地球化学性质与构造活动两者内在的联系。

本文以地洼学说编制确定的大地构造区划为基础，结合锡元素行为和性状，以及锡矿床的特征和成矿区划，对锡进行构造地球化学分区。

考虑到锡元素的3种不同的地球化学性质，即亲铁性、亲氧性和亲硫性，相应地，把锡的构造地球化学区，以亲铁型、亲氧型、亲硫型来表示，用来突出构造地球化学区内锡元素的地球化学性质的特色。如果锡元素在构造地球化学区中3种类型的地球化学性质均表现突出(如形成众多锡矿床或超、大型锡矿床)，则称复合型锡构造地球化学区。为了在同一地球化学性质上的锡元素，显示出性质上的强弱和数量上聚集、富集成矿的强度上的差别，我们赋予亲氧型锡比亲石型锡的性质较突出和强度较高的意义。

(二)中国东部锡的构造地球化学分区

根据上述并突出锡的聚集和富集成矿特色，以便更好地为找寻锡矿服务，中国东部锡的构造地球化学区的初步划分如下(图8-2)：

1. 东北亲铁亲硫型锡构造地球化学区

(1)黑吉亲铁型锡构造地球化学小区

(2)兴安-内蒙古复合型锡构造地球化学小区

2. 华北亲石亲硫型锡构造地球化学区

(1)燕辽亲石亲硫型锡构造地球化学带

(2)南缘亲硫型锡构造地球化学带

3. 东南复合型锡构造地球化学区

4. 滇桂亲硫型锡构造地球化学区

5. 川滇黔桂亲铁型锡构造地球化学区

中国东部贫锡区或锡分散区按大地构造类型，划分为3种：

(1)地槽型贫锡区：如台东地槽区

(2)地台型贫锡区：如中国东部三个残留的地台区

(3)地洼型贫锡区：尽管中国东部大部分地洼区富锡，但也有贫锡的地洼区，如华中地洼区、南海地洼区、台西地洼区、南北地洼区中北段和华北地洼区中部地域。

结合我国西部的两个地槽区(冈底斯地槽区和雅江喜马拉雅地槽区)锡矿(化)微弱的情况，笔者认为在我国地槽区找寻锡矿的前景不会很大。

❶ 黄瑞华，中国东部锡的大地构造地球化学区划及其特点，全国第二届构造地球化学讨论会论文摘要汇编，1989。

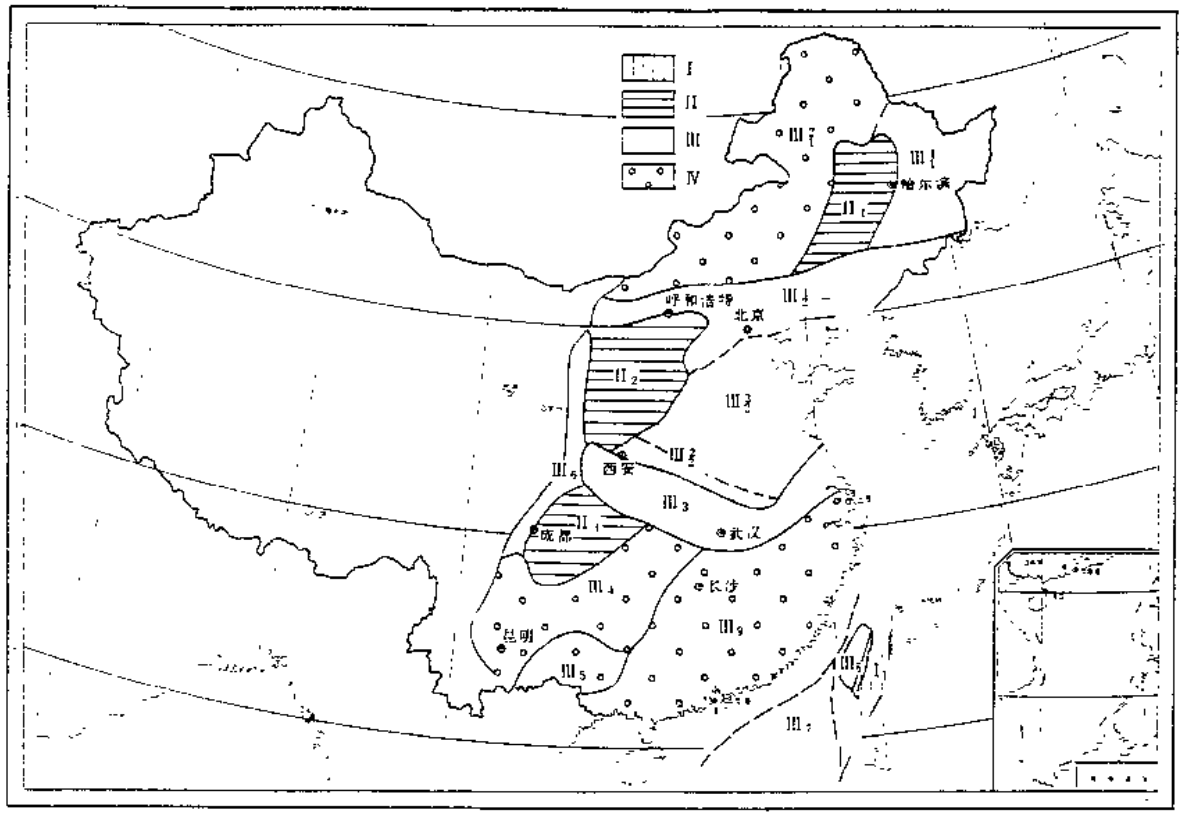


图 8-2　中国东部锡元素构造地球化学分区略图

Ⅰ—地槽区；Ⅱ—地台区；Ⅲ—地洼区；Ⅳ—地洼区锡成矿富集区；贫锡区：$Ⅰ_1$—台东地槽区；$Ⅰ_{\text{松}}$—松辽地台区；$Ⅰ_2$—伊陕地台区；$Ⅰ_3$—伊陕地台区；$Ⅲ_{\frac{3}{2}}$—华北地洼区中部；$Ⅲ_3$—华中地洼区；$Ⅲ_6$—南北地洼区中北段；$Ⅲ_7$—南海地洼区；$Ⅲ_8$—台西地洼区；锡构造地球化学区带：$Ⅱ_1$—东北亲铁亲硫型锡区；$Ⅱ_{\frac{1}{1}}$—吉黑亲铁型锡区；$Ⅱ_{\frac{2}{1}}$—兴安内蒙复合型锡区；$Ⅱ_{\frac{1}{2}}$　燕辽亲氧亲硫型锡带；$Ⅱ_{\frac{2}{2}}$—华北地洼区南缘亲硫型锡带；$Ⅱ_4$—川滇黔桂亲铁型锡区；$Ⅱ_5$—滇桂亲硫型锡区；$Ⅱ_9$—东南复合型锡区

中国大陆东部有3个地台区，西部没有。我国地台区是突出的贫锡区。

(三)中国东部锡构造地球化学区概况

如前所述，中国东部锡构造地球化学区在现阶段大地构造属性上，均属地洼区。但是由于成矿是多大地构造阶段的，所以在成矿大地构造类型上仍存在着差异。最明显的一点是：川滇黔桂亲铁型锡构造地球化学区的锡元素富集成矿，基本上是发生在地槽阶段；而其它锡构造地球化学区锡的富集成矿主要是发生在地洼阶段。现分区叙述如下：

1. 东北亲铁亲硫型锡构造地球化学区

在本区西部兴安-内蒙古小区中有亲氧系列的锡矿(化)，但成矿相对较差，而锡的亲铁性和亲硫性显著[1]。

(1)黑吉亲铁型锡构造地球化学小区。

本区位于黑龙江省东部和吉林省东部一带，小兴安岭-张广才岭有色金属成矿带就位于区内。锡元素主要聚集于地槽阶段，但地洼阶段的锡元素成矿较好。锡元素聚集形成3个主要的锡矿(化)带。

①翠宏山锡矿化带：北北东向，锡矿化带延伸50km左右，矿床类型主要为矽卡岩含锡磁铁矿型和含锡铁多金属型，如翠宏山等地。锡元素富集成矿与地槽阶段海西期花岗岩浆活动有关。

②五星锡矿化带：北北东向分布，长约60km。锡元素富集成矿与地槽阶段华力西晚期白岗花岗岩和地洼阶段燕山早期白岗花岗岩有关。成矿较好的为五星南沟锡石-硫化物矿床。

③桦皮沟锡矿化带：北东走向，延伸长约75km。矿化类型主要为矽卡岩型含锡磁铁矿型(例如桦皮沟)，其矿石为含高锌锡磁铁矿矿石，其成矿与地槽阶段华力西期酸性岩浆活动有关。

(2)兴安-内蒙古复合型锡构造地球化学小区

本区的锡元素显示出了明显的亲铁性、亲硫性和亲氧性，这种情况表明本小区是富锡地域，存在着十分有利的找矿条件。按锡元素富集成矿的地域，可以划分为3个带：

①额尔古纳锡矿化带：锡元素富集与地洼阶段燕山期花岗岩有关，存在着亲硫系列和亲石系列的锡矿化，如龙岭矽卡岩型铜-锌-锡矿化点以及高尔真山云英岩型锡矿化等。

②东乌珠-鄂伦春旗锡矿化带：锡元素的亲硫性较强，如与印支期—燕山期酸性岩浆活动有关的海黑塞格呼敖包铜锡矿化。

③克什克腾-突泉锡矿带：该带是我国重要的锡元素聚集成矿带，也是我国北方最重要的锡元素聚集成矿带。该带为复合型锡构造地球化学带，在构造上受地洼阶段形成的构造-岩浆带所控制。

本带锡的亲铁性非常显著，如黄岗矽卡岩岩型锡铁矿床。该矿床锡的储量达特大型规模，锡矿物主要为锡石和锡酸矿，普遍分布在铁矿体内和近矿围岩矽卡岩化蚀变带中。

本带锡的亲硫性也很显著，形成如国内少见的热液型大井式锡石-硫化物矿床。此外，还见有矽卡岩型和热液型的含锡多金属矿床和火山热液型的锡石-硫化物矿床。

本带锡的亲氧系列矿床也非常发育，类型多种多样，如花岗岩型、含锡伟晶岩型、云英岩

[1] 黄瑞华，中国东北地洼区锡矿地质特征与分布规律，第二届国际地洼会议论文摘要汇编，1991。

型、锡石-石英脉型、花岗斑岩型、石英斑岩型和火山岩型锡矿(化)。

由上可见,克什克腾-突泉锡构造地球化学带中,锡的各种地球化学性质得到突出、充分的表现,而且聚集成矿的方式、类型多种多样,锡的富集规模也十分巨大。因此,在本带找锡前景很大,应进一步加强找锡工作。

2. 华北亲石亲硫型锡构造地球化学区

总的来看,华北地洼区是一个贫锡的大地构造区,至今尚未见有一个独立锡矿(化)的报道。华北地洼区的伴生锡一般赋存于硫化物多金属矿床中。根据锡元素的聚集、分布特点,可划分南、北二带,两带之间地域(鲁、冀南、豫北、皖北等地),到目前为止,尚未见有伴生锡矿化的报道。可见,华北地洼区是我国东部大陆地洼区中很缺锡的地域,其原因有待进一步研究。

(1) 燕辽亲石亲硫型锡构造地球化学带

基本上位于东西向的燕辽褶断带上,即阴山东西向构造带东段。锡矿化多处可见,但多为与 Pb、Zn 矿床伴生的锡矿化,成矿一般与地洼阶段燕山期花岗岩有关。

锡矿(化)从东至西有:吉林含锡的伟晶岩和片麻状伟晶岩、天后沟等含锡的 Pb、Zn 矿;辽宁的永安破火山口内与晚侏罗世火山岩有关的锡矿化以及本溪地区的含锡铅锌矿等;天津的含锡多金属的黑钨矿-石英脉;山西下庄一带的钨锡多金属矿化带;内蒙古地区南端矽卡岩型铁锡矿和锡石-多金属矿(化)等。

(2) 南缘亲硫型锡构造地球化学带

本带位于华北地洼区南缘,卢氏-栾川深大断裂北侧、大别山 -秦岭一带。本带未见有独立的锡矿化点,其它矿床(点)的伴生锡含量也不多,但分布有十分多的锡地球化学异常和锡石重砂异常。此外,在许多斑岩型铁、铜、铝等矿床中亦含有一定量的锡,因此,应引起对锡元素成矿的注意。

本带的划出是特别考虑了中原的找锡问题。本带找锡的重点类型,看来似应放在锡石多金属矿床类型上。

3. 东南复合型锡构造地球化学区

东南地洼区是一个富锡的构造地球化学区(黄瑞华,1978、1988)。根据该地洼区及其分区的构造演变史、锡矿的大地构造类型和锡的地球化学性质,我们把雪峰地穹系划入于川滇黔桂亲铁型锡构造地球化学区,滇桂地洼系则单独划为滇桂亲硫型锡构造地球化学区。因而东南复合型锡构造地球化学区在大地构造范围上,只包括闽浙地洼系、浙粤地穹系、赣桂地洼系和琼雷地洼系。

本区锡的亲氧性特别明显,因为亲氧系列的锡矿床发育。我国具有较好工业意义的花岗岩型锡矿床,目前以本区较好,如栗木花岗岩型锡矿床;云英岩型锡矿床在本区十分发育,如芙坪似层状云英岩型锡矿床等;石英脉型锡矿床在本区最为发育,可以说,本区是中国东部地区,也是整个中国的锡石-石英脉矿床成矿最为丰富的地域。锡石-石英脉中常有钨共生,而成为石英脉型钨锡矿床,如锯板坑、珊瑚和石雷等大型钨锡矿床。

本区 Sn 常与 Nb、Ta、U、Th、Li、Be、Rb、Cs 等共生,多见于花岗岩型锡矿和云英岩型锡矿中,也见于其它类型的锡矿中,如柿竹园的大理岩型 Sn、Be 矿等。

本区锡的亲硫性也十分明显,亲硫系列的锡矿床非常发育,其伴生和共生元素种类多,有 Cu、Pb、Zn、Mo、Bi、As、Ag 等。此外,还富含稀散元素,如 Ga、In、Cd 等元素,故矿床综合

利用价值高。矿床类型有锡石-硫化物矿床和热液型锡石-多金属矿床，前者如彭山、香花岭锡矿；后者如厚婆坳与金子窝等锡矿。

我国斑岩锡矿床也主要分布于本构造地球化学区内，如洋滨、岩背、松岭、上湾、界牌岭、野鸡尾、银岩等斑岩锡矿，其中，银岩斑岩锡矿为超大型锡矿。

本区锡的亲铁性也较明显，表现在 Fe-Sn 元素组合发育，即矽卡岩型铁锡矿床发育，如浙江铜山、福建华安、江西陈坊、湖南坪宝、广西可达、广东旗山等铁锡矿床，并且也出现超大型的矽卡岩型铁锡矿，如大顶铁锡矿床。该矿床的矽卡岩磁铁矿矿石中锡的含量很高，其中 18.62%的锡呈离子状态分布在磁铁矿的晶体格架里。

此外，本区锡的亲硫性，还表现在亲硫系列的锡矿床和亲铁系列的锡矿床中。在这些矿床中有较多的锡的硫化物，如黝锡矿、银黝锡矿、黄锡矿等。在金子窝锡矿的物相分析表明，硫化锡占有 4.95%。

由上可见，东南复合型锡构造地球化学区内的锡元素特别富集，而且锡的各种地球化学性质均表现十分突出。

本区锡的富集成矿主要发生在地洼阶段燕山期，在其它大地构造阶段不太明显，只在闽中见有地槽阶段加里东期伟晶岩型伴生锡矿。

4. 滇桂亲硫型锡构造地球化学区

在中国的锡构造地球化学区上，本区表现尤为特殊。即锡的亲硫系列矿床特别发育，区内出现十分多的超大型和大型锡石硫化物矿床，如云南个旧锡矿、广西大厂锡矿等，因而把本区单独划为一个独立的锡构造地球化学区。从目前来看，本区存在着 3 个锡元素富集的地域：云南个旧地区、老君山地区和广西大厂地区。

云南个旧地区有马拉格、松树脚、黄茅山、竹林、卡房等大型矽卡岩型锡石-硫化物矿床，有老厂超大型矽卡岩型锡石-硫化物矿床和牛屎坡超大型矽锡矿床。此外，还有一些中型和许多小型锡矿床，以及十分多的锡矿(化)点。本区锡矿床共生和伴生的成矿元素主要有 Be、W、Mo、Bi、Cu、Pb、Zn、As、Ag、Au、In、Cd、Ga、S 等。

云南老君山地区有都龙、新寨大型锡石-硫化物锡矿床，还分布有较多的锡矿(点)。本区的一个明显特征是 W、Sn、Be、Li、Cu、Pb、Zn、As、B 等元素丰度值高。

广西大厂地区沿北西向丹池大断裂，即河池—芒场一带地域，分布有一系列的锡矿，如北香、龙箱盖、大福楼、坑马、龙头山、巴力、矿头、芒场和长坡等锡矿，其中长坡锡矿床为特大型的锡石-硫化物矿床，此外，在南丹还见有锡矿化。除锡矿外，本区还有 W、Cu、As、Sb、Hg、Ag、Pb、Zn、S 等矿床。本区成矿元素种类多，除上述外，还有 Fe、In、Cd、Se、Tl、Au 等。

上述 3 个高度富锡的地区，其锡元素富集成矿的时代均为地洼阶段燕山晚期。在该时期，本锡构造地球化学区内还存在着另一个极有远景的锡富集地区，即薄竹山地区。该区位于个旧地区与老君山地区之间，在区内已发现文山等锡矿床。

本区地洼阶段所产生的锡矿，明显地受区域性北西向深断裂所制约。个旧、薄竹山、老君山及越南北方的北部锡矿区、中部锡矿区均位于北西向红河深断裂之北东侧，并从北西至南东，各锡富集区依次排列；广西大厂锡富集地区受北西向构造带制约更加明显。

本区锡富集的大地构造阶段，主要为地洼阶段，其次在地槽阶段也见有锡富集，如大型钦甲锡矿床就属于地槽阶段形成的矽卡岩型锡石-硫化物矿床，生成时代为加里东期。本区成矿元素除 Sn 外，还有 Cu、Fe、S、As、Zn、Bi、Au、Ag 等。

5. 川滇黔桂亲铁型锡构造地球化学区

本区锡的富集成矿时代比较古老，而且均发生在地槽阶段。因此，本区是我国古老的锡元素聚集区。本区范围包括3个大地构造单位：东南地洼区的雪峰地穹系、云贵地洼区和南北地洼区的川滇地洼系。

本区锡的富集地域为一带二区：川滇锡富集带、梵净山锡富集区和三防-元宝山锡富集区(或桂北锡富集区)。

川滇锡富集带呈南北向，俗称川滇南北向锡成矿带。该带北起四川康定，南至云南红河，东以小江断裂为界，西至雅砻江-绿叶江断裂附近，南北长约700km，东西平均宽120km。本带锡富集成矿主要发生在晋宁期和徽江期。不少锡矿体直接产在基性超基性岩体内，并发生矿体和岩体随着地层同步褶皱产生变质的现象。

个旧大型锡矿的赋矿围岩之一，就是变辉绿岩，有时为辉绿辉长岩。锡矿中的Fe，已富集达到单独利用的工业要求，构成矽卡岩型Fe-Sn矿体，且为个旧矿区主要矿床类型。矽卡岩型铁锡矿床在本区十分发育，如大顶山、拉克、黑林子、猴子岩、盐井沟等矿床。其中，大顶山矿是大型Fe-Sn矿床。在个旧、盐井沟等锡矿床中，共生和伴生元素除Zn、Cu、Sc、Nb、W、In、Cd、Se、Bi、Ge、Au、Ag外，还有铁族元素Co和铂族元素。

川滇成矿带北段还见有似层状火山-沉积型的含Sn多金属硫化物矿体，其中，甘洛县黑马锡矿体是独立的锡矿体。在该矿中见与含矿带产状一致的蚀变辉绿岩。辉绿岩中见层凝灰岩"包体"，发育有Sn、Pb、Zn矿化，局部达工业品位，并见矿条，可见它与成矿有一定的关系。看来，黑马矿床似层状锡矿(化)体的形成，可能是由于镁铁质、辉绿质火山、次火山岩的含Sn喷气-热液加入所致。

由上所述的锡与岩石的成因联系、锡赋存的围岩岩性、与锡共生和伴生的元素组合，可以看出，川滇带内锡元素的亲铁性是相当显著的。

梵净山锡富集区系一穹隆构造区，其锡的内生富集主要发生在地槽阶段的武陵运动，主要锡矿床有黑湾河、标水岩、跃进沟等。

黑湾河锡矿系锡石黑钨矿石英脉型锡矿，赋矿围岩系梵净山群灰色板岩和凝灰质砂岩，矿体主要呈顺层产出。在黑湾河附近的青龙洞和马槽河两地见有产于花岗岩外接触带的辉绿岩和超基性岩中的含锡石、电气石的石英小脉。

标水岩锡矿系主要产于辉绿岩内的石英电气石脉型和电气石石英脉型的矿床。矿脉延至变质岩中即变薄尖灭。标水岩辉绿岩出露面积为十多平方公里，厚度为350—380m，呈岩床状产出，与变质岩产状基本一致。标水岩矿田中产于辉绿岩内的锡矿化点还有余家沟、黑泥土、淘金河等。

跃进沟锡矿床的矿脉，按矿物组合可划分为3种类型：云英岩脉、云英电英岩脉和电英岩脉。以前两者居多，并且W、Sn矿化较强，特别是云英岩脉常构成矿体。矿脉产于辉绿岩之节理裂隙中，而在辉绿岩之上、下岩层，均未见矿化。整个辉绿岩可视为含矿岩石(矿化岩)，它为海底喷溢产物，与上、下岩层呈整合接触。

跃进沟矿床的北东延伸部分为棉絮岭W、Sn矿化点，矿脉只产于辉绿岩中下部的横向张剪裂隙中。此外在白云寺、二桥等地，锡矿化均赋存于辉绿岩中。

由上可见，梵净山锡富集区的锡矿化与基性岩的关系是比较密切的。

三防-元宝山锡富集区，在区域地球化学特征上，其元素组合以Cu、Ni、Cr、Sn、W、U为

主。区内有两个锡高浓度异常带：三防岩体南部外接触带的田蓬-平英异常带和元宝山东部外接触带的九毛-拱洞异常带。

田蓬-平英异常带内，锡矿床类型主要有两类：一洞、五地的锡石-电气石型和红岗山、沙坪的锡石云母绿泥石型。矿床产出的最重要的特点是位于基性岩杂岩体内，故又称基性岩型锡矿。这种类型的锡矿还见于机动湾、飞水岭等地。在一洞还见有产于辉长辉绿岩中的似层状锡矿体，产状与上、下变质岩层一致。

九毛-拱洞异常带内，锡矿床产于超基性岩体内及其接触带内。产于超基性岩内的锡矿脉特别富，有时肉眼可见纯的锡石脉。发育在角闪橄榄岩相内的锡矿有二种存在形式：一为块状，赋存于岩体断裂之中；另一类为浸染状，与围岩无明显界线。锡矿石中的 Cr、Ni、Co 元素含量高，如产于超基性杂岩内的锡矿石中，Cr、Ni、Co 含量分别为 2556×10^{-6}、3379×10^{-6}、412×10^{-6}。锡石单矿物中的 Cr 含量高，Nb、Ta 含量低，如产于角闪橄榄岩中的锡石，Cr 含量可达 200×10^{-6}，而 Nb、Ta 却为 0。

三防-元宝山锡富集区内，基性岩类岩石的锡丰度高，达 18.2×10^{-6}。超基性岩类岩石的锡丰度达 17.1×10^{-5}，而且，超基性岩类岩石中的锡元素的浓度克拉克值最大，达 34.2，说明非常有利于锡的聚集。

尽管川滇黔桂亲铁型锡构造地球化学区内 3 个主要的锡富集区（川滇带、梵净山区、桂北区）中锡的富集成矿均与花岗岩类（属地槽型）有关，而且锡石-石英脉型和锡石-硫化物型矿脉发育，并在各自区内还发育有云英岩型、伟晶岩型等锡矿化，但是，它们有一个共同的特点，就是矿床的产出，即锡元素的富集与基性超基性岩关系密切，并出现锡元素与铁族元素相关现象和共生组合情况，这是其它锡构造地球化学区所不存在的现象，故把本区划属为亲铁型锡构造地球化学区。

（四）中国东部锡构造地球化学区的分布规律

根据上述中国东部锡构造地球化学区的划分、各锡构造地球化学区的特点，锡的构造地球化学性质得出：

1. 中国东部唯一的 1 个地槽型构造地球化学区（台东地槽型亲铁亲硫元素构造地球化学区）、中国（东部）3 个地台型构造地球化学区（松辽、伊陕、四川地台型成岩亲气元素构造地球化学区）以及中国东部 3 个地洼型构造地球化学区（华中地洼型亲铜亲铁元素构造地球化学区、南海、台西地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区）是缺乏锡元素富集的构造区，属贫锡区；

2. 中国东部锡构造地球化学区均位于地洼区内，锡元素的富集主要发生于地洼阶段。只有川黔滇桂亲铁型锡构造地球化学区内，锡元素的富集主要发生在地槽阶段。因此，该区基本上是古锡构造地球化学区。

3. 地槽阶段锡的富集成矿，在地球化学性质上，亲铁性显现较强。如东北区的黑吉亲铁型锡构造地球化学小区和川滇黔桂亲铁型构造地球化学区锡的地球化学性质亲铁性较强；地洼阶段锡的富集成矿，在地球化学性质上，亲氧性质显现明显。如东南复合型锡构造地球化学区锡的亲氧性明显。

4. 中国东部大陆地洼区基本上是一个富锡的构造地球化学区域，综合对比锡的主要地球化学性质上的特点，可见自东北区→华北区→东南区，锡由亲铁性较强→亲硫性较强→亲氧性较强；自东南区→滇桂区→川滇黔桂区，锡由亲氧性较强→亲硫性较强→亲铁性较强。

5. 以华中地洼型构造地球区为界，南部和北部的锡构造地球化学区相互对比，在锡的地球化学性质上，南部要比北部的亲氧性强，即南部的亲石系列锡矿床非常发育。

6. 从大地构造角度来看，中国东部地槽阶段富集锡元素的地区是前震旦纪地槽区（如川滇黔桂区），其地槽型锡矿床比较成型，并见大型锡矿床；地洼阶段富集锡元素的地区是加里东地槽区（如东南区和滇桂区），次之为海西地槽区（如兴安-内蒙古小区）；而古老地台的活化区，如华北古地台区、扬子古地台和川滇南北带的地洼区，在地洼阶段时，锡元素聚集的程度却比较差。

由上述可见，在我国南半部，晚期的富锡区（如中国东南部的东南区和滇桂区以及中国西部的滇西地洼区和川西锡矿带）是位于古老锡富集区（川滇黔桂区）的周围❶。这一现象值得注意，似应存在着“一老一新”成矿成对分布的状况。

由锡构造地球化学区的划分、各锡构造地球化学区的特征及锡构造地球化学区的分布特点可见，锡的聚集程度及其地球化学性质，与所赋存地区的构造条件和背景有密切的关系。为什么锡主要富集于地洼阶段，次之为地槽阶段，地台阶段则缺乏锡的富集？为什么地洼阶段锡的富集要比地槽阶段锡的富集强烈和富集地域较广？为什么同一性质的大地构造区，在锡的富集上会产生特别巨大的差异？这些问题，其原因与大地构造地球化学分异（构造演化状况、构造层组成、物质分异程度等）以及锡元素的原始不均匀分布有关。

第二节　金的一些大地构造地球化学特征

金既是惰性（稳定性）元素，以自然金形式产出，同时又是不稳定元素，因为它易受构造-岩浆作用而发生活化、迁移和再沉淀。

金在矿物中存在的形式大致有 6 种类型：固溶体金（替位式原子金、替位式离子金和间隙式原子金）、粒间金、包体金、薄膜金、裂隙金和胶体吸附金。

金在火成岩的含量具有从超基性岩、基性岩、向酸性岩方向逐渐降低的趋势，表明了金的“亲基性”。但金易进入离子键程度小的岛状，链状构造的铁镁硅酸盐矿物中，如橄榄石、辉石、角闪石中，故表现为结晶分散，不利于富集成矿。

铁陨石、铁镁岩类含金较高；磁铁石英岩、铁白云石大理岩也含有较高的金，有时可达工业品位；磁铁矿也可含较高的金，故也说明金具有明显的亲铁性。

金的亲硫性也表现十分明显。当有硫存在时，金易活化、转移并具有明显的富集趋势，而且又常与硫化物伴生产出。金与铜、银的关系十分密切，它们均具有高电子亲合力。

由于金可以 Au^{+} 作为石英中 Al^{3+} 对 Si^{4+} 的异价类质同像置换，补偿电价而进入石英晶格的孔洞中，并且金的聚集与石英矿物关系密切，石英脉型金矿广泛分布，从这一些来说，金具有亲硅性。

关于金与花岗岩的关系，有人认为花岗岩熔浆的残余热液中不大可能有大量的金富集，原因是金在花岗岩化之前即已大量活化转移，向低温带迁运，视构造裂隙存在与否，才确定含金石英脉是否形成。但是现今相当多的资料表明，一些花岗岩的含金量较高，一些金矿床（点）为花岗岩浆热液形成。我们把酸性岩类与金矿形成或金元素聚集的这种关系，称为金的“亲酸性”。

---

❶ 黄瑞华，西藏地区大地构造环境与锡矿成矿远景，特提斯构造演化及成矿作用讨论会论文摘要，1990.

由上可见，金的地球化学性质表现的形式是多种多样的，但是由于不同大地构造阶段和环境的不同，这些性质的显现将出现差异。从而表现出金在不同的大地构造发展阶段和地区，具有不同的大地构造地球化学性质和特点。

一、基本构造层的含金性

按地洼理论，现在研究得比较确切和详细的基本构造层有 3 个：地槽构造层、地台构造层和地洼构造层。此外还对前地槽构造层也有比较多的了解。一般来说，前地槽构造层应是代表若干个动定转化阶段的产物，但是由于其变质程度深，构造变动复杂，因而在揭示其大地构造发展阶段上还存在一定具体的难度，故本章以前地槽构造层笼而统之，加以阐述。

1. 前地槽构造层的含金性

我国前地槽构造层以上太古宙地层为主体，主要见于华北地洼区结晶基底出露地区，如吉林南部的龙岗群、夹皮沟群、鞍山群，燕辽地区的迁西群、单塔子群、阜平群、桑干群等，阴山的集宁群，五台山和太行山地区的五台群、龙泉关群，吕梁山和中条山地区的界河口群和涑水群，鲁西和胶东的泰山群和胶东群，以及陕豫的太华群、鱼洞子群，皖苏的大别群和霍丘群等。

太古宙地层中发育绿岩带，如辽宁清源地区太古宙绿岩带、河北迁西群的太古宙绿岩带、内蒙古集宁群的太古宙绿岩带、山东泰山群的太古宙绿岩带、五台群的太古宙绿岩带等。众所周知，绿岩带是富金岩石产出的构造岩浆带。

太古宙岩石的含金性均比较高，而且出现含金量高的层位，一般认为是“金矿源层”（表 8-7）。

表 8-7　我国一些太古宙地层的金丰度

地　区	地　层	金丰度值(10^{-9})
吉林夹皮沟鞍山群	三道沟组上段	5
	三道沟组下段	4
	杨家店组上段	4
	杨家店组下段	4
	四道砬河组	3
辽宁太古宇	上　部	2
	下　部	1.8
内蒙古	乌拉山群	1.06
山　东	胶东群 蓬介组	20
	胶东群 民山组	7
	胶东群 富阳组	6
冀北桑干群	西葛峪组	1.1
	水地庄组	1.1
	花家营组	9.3
	涧沟河组	7.0
河　北	阜平群	7
晋东北	五台群	72
河南小秦岭	太华群	2.02
陕西太华群	大月坪组	28.1
	板石山组	10
	洞沟组	11
湖北太古宇	桐柏群	0.53
	大别群	1.77
安　徽	大别群	6.9

（据地矿系统等）

太古宇金矿源层内一种普遍含金较高的岩石是斜长角闪岩，其原岩为玄武岩类，大多数为拉斑玄武岩。各地太古宙斜长角闪岩类的含金量见表(表 8-8)。由该表，似可认为辽宁地区和小秦岭地区的太古宙斜长角闪岩的含金量偏低，而其它大部分地区的太古宙斜长角闪岩的含金量则偏高。

表 8-8 我国太古宇斜长角闪岩等的含金量(10^{-9})

地区	地层	岩性	Au(10^{-9})
吉林	龙岗群	斜长角闪岩 角闪斜长片麻岩	117 63
辽宁浑北	太古宇	斜长角闪岩 磁铁石英岩	2.2 1.4
内蒙古	乌拉山群	斜长角闪岩 磁铁石英岩	5.08 15.7
河北	阜平群	斜长角闪岩 角闪斜长片麻岩	7 27.3
山西	五台群	斜长角闪片岩 角闪斜长片麻岩 磁铁石英岩	28 24 31
山东	胶东群	唐家庄组斜长角闪岩 旌旗山组斜长角闪岩 化山组斜长角闪岩 民山组斜长角闪岩 富阳组斜长角闪岩	3.57 4.7 13.0 45 43.3
豫陕	太华群	斜长角闪岩 斜长片麻岩 石英岩	1.63 1.34 0.59
安徽	大别群	斜长角闪片麻岩	33.3

(据有色地质系统等)

太古宙金矿源层除了斜长角闪岩的含金性较高外，还有磁铁石英岩等。

太古宇还见有含金砾岩，如内蒙古太古宇二道洼群底部含金砾岩，其呈透镜状，岩相变化大，沿走向逐渐被含砾绢云母石英片岩所代替。黄金呈粒状和片状，赋存于砾岩胶结物中。

由于太古宇金矿源层发育，岩石含金量和金的活化度高，故赋存在其内的超大型和大型金矿床也比较多。例如吉林的产于太古宇鞍山群三道沟组中的夹皮沟大型金矿床，辽宁的产于清源绿岩带中的下大堡大型金矿床以及浑北地区的我国唯一的太古宙绿岩带原始含金锌-铜型块状硫化物矿床的大型伴生金矿床，河北省的产于太古宇八道河群王厂组斜长角闪岩和斜长角闪片麻岩中的金厂峪大型含金石英脉矿床以及赋存于太古宇崇礼群谷咀子组中基性变质岩中的小管盘大型金矿床，山西省产于五台群的义兴寨大型岩金矿，山东省的招掖金矿带，包括其中的 9 处大型和超大型金矿床，都分布在太古宇胶东群展布的范围内，河南灵宝至陕西潼关一带产于太古宇太华群中的小秦岭金矿田的大型金矿床等。

由上述前地槽构造层的含金性情况，可见前地槽构造层是富含金的，特别是太古宙绿岩带更是富金地带。

2. 地槽构造层的含金性

一般来说，我国自元古宙开始，地壳绝大部分地区均进入到地槽发展阶段。在这个发展

表 8-9 我国一些元古宇的金丰度

省区	元古宇		金含量(10^{-9})
黑龙江	黑龙江群	鸡冠山组 山咀子组 湖南营组	2.94—3.06 2.12 1.99
吉林	老岭群	珍珠门组	59--128
辽宁	辽河群		0.9
		大石桥组二段	20 -813
内蒙古	三合明群		196
	白云鄂博群	哈拉霍疙特组 比鲁特组 底部砾岩	10—80 50 120
河北	朱杖子组	底部砾岩	20--400
山西	滹河群	四集庄组	10--5120
山东	粉子山群 蓬莱群		1.56 2
河南	桐柏群	歪头山组	4.8
苏北	前震旦系		<2
安徽	五河群 苏镇关群 佛子岭群	西固堆组	2 -39 10.07 7.3—17.6
江西	双桥山群	下亚群绿岩带	5.35
浙江	双溪坞群 陈蔡群	火山岩 变质岩	45.3 3.5
福建	麻源群		5.85
湖南桃源	冷家溪群		4.57
	板溪群	马底驿组 五强溪群	5.15 5.21
湖北	冷家溪群 大狼山群 万和店群 毛集群 应山群 崆岭群 鄢西群 武当群 红安群	碎屑岩建造 碎屑岩建造 碎屑岩建造 碎屑岩建造 碎屑岩建造 碎屑岩建造 变中酸性火山岩建造 变中酸性火山岩建造 细碧-石英角斑岩建造	2.4 2.13 1.50 0.80 1.13 1.50 0.70 0.90 1.20
桂北	元古宇 板溪群	绿岩相 紫红色绢云母板岩	60—650 21
海南	抱板群		26- 38
贵州	板溪群	底砾岩	100
云南	哀牢山群	深变质带	0.77
四川	碧口群		20—200
陕西	宽坪群 熊耳群		100—300 150

（据各省区地矿局等）

表 8-10　我国一些元古宇地槽构造层岩石的金含量(10^{-9})

省　区	元古宇地层	岩　石	金含量(10^{-9})	赋存金矿
黑龙江	东风山群	粉砂质板岩 结晶灰岩 硅质板岩	100—160 100—405 580—3210	东风山金矿
	麻山群柳毛组	黑云斜长片麻岩 石英云母片岩 大　理　岩	76 3 10	老榨山金矿 新立金矿
吉　林	集安群清河组	含石墨变粒岩	58.3	金厂沟金矿
辽　宁	盖　县　组	上段片岩 下段变粒岩	20 107	四道沟金矿
	大石桥组	上段大理岩	20	
内蒙古	白云鄂博群	尖山组含砾砂岩 都拉哈拉组变长英砂岩	1.7 3.0	赛乌素金矿
山　东	五　莲　群	斜长角闪岩 云母片岩 石墨片岩	9.2 5.1 33	
江　苏	前震旦纪	坪上组白云片岩 珠边组角闪片岩	8 2	
安　徽	西固堆组	余长角闪岩 浅　粒　岩	20 1.5	
江　西	双桥山群 上亚群	变细碧岩 变火山碎屑岩	1.9 1.25	
浙　江	双溪坞群 陈　蔡　群	角闪安山岩 黑云斜长片麻岩	13—16 1—17	
湖　南	冷家溪群	粉砂质板岩 条带状砂质板岩	5.9 13	
	板溪群	紫灰色板岩 变质细砂岩 含凝灰质板岩	14 17 10	湘西金矿
广　西	板溪群	紫红色板岩	21	
云　南	哀牢山群	石英岩 片　岩 大理岩 片麻岩	0.8 0.4 0.3 0.65	
四　川	碧口群	绿片岩 铁质碳酸盐 浅色千枚岩	10—80 20—120 10—30	
陕　西	陶湾群	片状砾岩 大理岩 斜长角闪片岩	1.76 1.79 3.17	

（据各省区有色地质系统等）

阶段中，地壳区域分异及差别十分显著，因而影响到地槽的结束时代相差十分悬殊。如华北地区，在前震旦纪末就结束了地槽阶段的大地构造发展而进入地台阶段；华南地区则于前泥

盆纪末结束地槽阶段，而于上古生代开始时，进入地台阶段；东北地区则于前中生代末，即海西期末结束地槽阶段的发展，其中有些地区经过短暂的地台阶段，而大部分地区则未经过地台阶段的大地构造发展，而进入地洼阶段；我国西部地区，许多区域直到中生代时仍处在地槽发展阶段。因此，我国地槽构造层特别发育，分布广泛，相应的，以致于地槽构造层内的"金矿源层"也十分发育。又由于地槽阶段的内生和外生地质作用剧烈，所以地槽型的金矿床也十分发育，

(1)元古宇地槽构造层的含金性

本节所述的元古宇地槽构造层，不包括震旦系地槽构造层，只为太古宇与震旦系之间的元古宇地槽构造层。

元古宇地槽构造层在我国分布十分广泛，除上海市外，在全国各省区市中均有分布，而且含金性较好(表 8-9)。

元古宇地槽构造层中也出现绿岩带，但规模不如前地槽构造层中的绿岩带，且基性超基性程度也比较逊色，例如江西省双桥山群的绿岩带。

一般来说，元古宇地槽构造层中的金矿(化)，从变质相来看，与绿片岩相关系密切；从沉积建造角度来看，与复理石建造关系密切。因而变质热液石英脉型金矿床发育。

元古宇地槽构造层内含金较高的岩石类型比较多种多样(表 8-10)，即不仅绿岩带的含金量高，而且片岩、板岩、大理岩、硅质岩的含金性也很好，因而形成硅铁质含金建造、浅变质碎屑岩含金建造以及含金大理岩建造等。这种情况表明，地槽阶段的元古宙时期，形成了金的聚集高峰。

元古宇金聚集的另一特色是含金砾岩层很发育，分布较广(表 8-11)。这又进一步说明，元古宙时，金的外生地球化学过程非常发育。

表 8-11　元古宇地槽构造层含金砾岩分布表

地　点	元 古 宇	岩　性	Au(10^{-9})
内蒙古	白云鄂博组 乌家店组	底部变质砾岩 含金底砾岩	120
河　北	宋杖子群 滹沱系	底部砾岩 含金底砾岩	20—400
山　西	滹沱系	四集庄组底砾岩	
浙　江	前震旦系骆家门组	底　砾　岩	100- 200
四　川	元古宇	含金砾岩层	
湖　南	板溪群马底驿组	含金底砾岩	
贵　州	板溪群	底砾岩	100

(据各省区地矿系统)

(2)震旦系地槽构造层的含金性

我国华北古地台区和古扬子地台区的震旦系属地台构造层的性质，而其它地区，或多或少地分布有震旦系地槽构造层，但以东南地洼区最为发育(表 8-12)。由表可见，其含金高的岩石类型亦比较多种多样，而且赋存于本层的金矿类型，如微细粒浸染型金矿，相对而言，比较发育一些，如陕西李家沟微细粒浸染型金矿以及湖南高家坳浸染型金矿即是。

表 8-12 震旦系地槽构造层(岩石)的金含量

地　点	系　层	层位与岩性	Au(10^{-9})
赣　中	震旦系中统	杨家桥组磁铁石英岩	3—4.63
广　东	震旦系	乐昌峡群 河台金矿片岩类	3.4 5.8
湖　南	江口组	含凝灰质含砾砂质板岩 灰绿色含砾砂质板岩 江口铁矿	16.7 11.4 100
湖南龙山	震旦系	留茶坡组 金家洞组 洪江组 湘锰组	4.96 12.30 2.07 3.03
湖　南 高家坳	震旦系上统	陡山沱组泥板岩 灯影组硅质岩	200 257.1
陕　西	震旦系 断头崖组	板　岩 硅化白云岩 砂　岩 碳质板岩 硅质白云岩	138 146 18.8 13.8 14.6
四川与甘肃	震旦系	白依沟群含金底砾岩	

(据各省区有色地质系统等)

(3)下古生界地槽构造层的含金性

下古生界地槽构造层的分布,很显然主要见于加里东及以后构造期的地槽区内,如我国东北、西北、西南和东南诸省区内,而在华北古地台区和扬子古地台区的范围内是缺乏分布的(表 8-13)。由表可见,下古生界地槽构造层中的金元素分布,主要与基性火山岩系和绿片岩系(复理石建造)关系密切。

表 8-13 一些下古生界地槽构造层的金含量

地　点	系	地　层	岩　性	Au(10^{-9})
内蒙古	奥陶系	白乃庙群	绿片岩	970
江　西	寒武系	荷塘组		6
四　川	志留系	筠县群毛塔子组	火山岩建造	50—600
桂东南	寒武系 奥陶系 志留系			4.78 3.02 2.03
陕　西	前奥陶系	秦岭群	斜长角闪岩 片麻岩类 黑云石英片岩	2.08 1.25 1.0
青　海	上寒武系	六道沟群	绿泥石片岩 凝灰质板岩 砂质板岩 变凝灰岩 硅质岩	53.11 17.00 3.0 6.72 3.67
新　疆	下寒武系		炭泥质碎屑岩建造	3—10

(据地矿系统)

赋存于下古生界地槽构造层中的金矿床，在我国占有十分重要的地位，如青海拉脊山地区67%的金矿(化)赋存于上寒武系六道沟群中；广西57.4%的金矿(化)分布在寒武系地层中；在肃南－川北存在着一条赋存于下古生代地层中的低温热液型金矿带，其中产有特大型拉尔玛微细粒浸染型金矿床。

(4)上古生界地槽构造层的含金性

由于海西期时，地槽区主要见于东北及我国西部，故上古生界地槽构造层的金矿源层分布在这些地区内(表8-14)。

表8-14 一些上古生界地槽构造层的含金量

地　点	系	地层岩性	Au(10^{-9})
四　川	下二叠系	碳酸盐岩 绿泥石片岩 含炭板岩	85.45 62 50－100
	上二叠系	含炭砂质板岩 含黄铁矿硅质板岩	100 43
宁夏 北山	上泥盆统 下石岩统 中石炭统		0.3 2.3 1.4
陕　西	中泥盆统 古道岭组	板　岩 灰　岩 砂　岩 钙质灰砂岩	30 20 90 14
新　疆	上泥盆统	金窝子组	41
	下石炭系	凝灰质中细砂岩 细凝灰岩 含砾凝灰质砂岩	18.2 6.7 47.2

(据有色地质系统等)

赋存于上古生界地槽构造层中的金矿也十分发育，如吉林的赋存于石岩二叠系绿色岩段(蚀变角页岩)的海西期大型二道甸子石英脉型金矿；赋存于石炭系老王寨组、库独木组中的哀牢山北段金矿；甘肃泥盆－石炭系中的微细粒浸染型金矿；青海二叠系中的夺确壳金矿等。

赋存于上古生界地槽构造层的金矿，以新疆最为突出，因为该区赋存于泥盆系、石炭系中的岩金矿床，占金矿总数的84%，而其中又以石炭系中的居多。

(5)中生界地槽构造层的含金性

在我国，赋存于中生界地槽构造层的金矿主要见于川藏地区，因为中生界地槽构造层几乎只分布在这些地区。

一些地区的中生界地槽构造层中的金丰度是比较高的(表8-15)。赋存在中生界地槽构造层中的金矿，有著名的东北寨金矿。

(6)新生界地槽构造层的含金性

赋存于新生界地槽构造层的金矿，见于台湾省，如金瓜石金矿的赋矿层位为新第三系中新统砂页岩建造。

表 8-15　四川中生界地槽构造层的金含量

四川	上三叠系	曲嘎寺组 寒风垭组	大理岩 含炭碎屑岩	20—37.5 36.39
	中三叠系	盐塘组	绿泥石阳起石片岩 变质玄武岩 绿　片　岩	106—220 16 78
	三叠系	西康群	炭质绢云母千枚岩 (含)炭质板岩	66.3 56.8

(据四川地矿局等)

3. 地台构造层的含金性

由于地台构造层是在地槽构造层的基础上，甚至是在前地槽构造层的基础上发育、发展起来的，因而在一定的层位和地域，也显示出有金含量较高或聚集的特征；又由于地台构造层受到地洼阶段的构造-岩浆作用，因而又赋存叠加了较多的地洼阶段形成的金矿(化)。

地台构造层是属于相对比较稳定性质的构造层，碳酸盐岩建造特别发育，砂页岩建造也十分发育，因而其中的含金性及其地球化学性质有别于属于相对活动性质的地槽构造层和地洼构造层。

(1)前震旦系地台构造层的含金性

这里所指前震旦系地台构造层为相对于早于原南方震旦系的北方原震旦系，即长城系、蓟县系和青白口系。华北地区是我国最早进入地台构造发展的大地构造区，因此，地台构造层中，出现最古老的层位。这些古老层位的含金性，有的是非常好的。

河北省长城系底砾岩及不整合面上有多处金矿化点；晋东北长城系高于庄组有 4 个含金矿化层位，含量品位 0.4—1.7g/t，厚 0.5—1.63，含矿层的岩石为碎屑状白云岩、泥质白云岩、燧石条带白云岩和厚层白云岩。此外在天津黄花山，还见有细粒-显微金为主的石英脉型金矿产于黄崖关组石英岩和串岭沟组砂岩中。

(2)震旦纪地台构造层的含金性

震旦纪地台构造层主要分布在古扬子地台区和古华北地台区内，分布范围有限，因而其在金的成矿意义上比较逊色。

震旦纪地台构造层的底砾岩，具有含金特征，如湘西南、桂东北所见即是；在鄂东南上震旦系分布有卡林型金矿(化)；康滇南北带地区震旦系赋存有微细粒浸染型金矿(化)；江西修水地区震旦系铜门组砂岩，特别是红铁矿化的紫红色砂岩中产出有石英脉型金矿。

鄂东南震旦系白云岩、炭质页岩的含金量为 6.2×10^{-9}(21 个样平均)，显然是金成矿的有利矿源层。

关于震旦系地台构造层的含金性值得今后进一步研究。国为看来它是卡林型等金矿(化)的有利层位。

(3)下古生界地台构造层的含金性

下古生界地台构造层分布于华北、华中以及部分西南地区，与震旦系地台构造层的分布地区基本上相同。而其它地区，在下古生代时，均处于地槽发展时期。

下古生代地台构造层的含金性不十分突出，但其在古扬子地台区内的含金性较好，如江苏寒武奥陶系碳酸盐岩的硅化断裂带中的金矿化，具卡林型成矿特点；贵州苗龙金矿产出在上寒武系中，系典型的微细粒浸染型金矿床；在湖北志留系粉砂岩硅化破碎带中产出有渗滤

热液型金矿床。

(4)上古生代地台构造层的含金性

上古生代时,是我国地台构造区分布最为广阔的时期,因此地台构造层中,以上古生代地台构造层最为广布。上古生代地台区内,金的沉积作用比较盛行,因而"金矿源层"比较发育;又由于受地洼阶段的构造-岩浆作用显著,使得金进一步活化、富集,因而上古生代地台构造层内多因复成金矿床也十分发育。这种情况特别明显地表现在上古生代地台构造层中微细粒浸染型金矿的产出上,而滇黔桂金三角区就是这种情况的突出表现(表 8-16)。

由表 8-16 可见,滇黔桂金三角区的上古生代地台构造层的金含量是十分高的,这些层位在后来的地洼构造-物质作用下,发生聚集和富化,产生一系列的微细粒浸染型多因复成金矿床,如桂西北高龙金矿床、金牙金矿床以及坡岩、八渡、明山、叫漫、那桃、龙川、逻楼、马郎、乐北金矿等;黔西南的马雄,册亨、大厂、三岔河、紫木函、丫他、板其等金矿(点)等;滇东南的堂上,乍拉金矿(点)等。

表 8-16 黔滇桂金三角区内上古生代地台构造层的金含量

地 点	统	层	段	Au(10^{-9})
黔西南	中三叠统	许满组	第二段 第一段	1.4 18.8
	下三叠统	夜郎组	第一段	1.7
	上二叠统	龙潭组 峨嵋山玄武岩 大厂层		8 46 407
	下二叠统	第口组		55
	中泥盆统	邦寨组		9
右江流域	上三叠统 中三叠统 下三叠统 上二叠统 下二叠统 上石炭统 中石炭统 下石炭统 上泥盆统 中泥盆统 下泥盆统			2.2 6.8 2.87 3.56 7.47 5.27 10.68 7.31 2.75 4.36 11.79
滇东南堂上金矿	上二叠统	大厂层 那棱组		340 100—300
滇东乍拉金矿	上二叠统	龙 组		4—250

(据地矿系统)

此外,上古生代地台构造层中的微细粒浸染型金矿还见于湖南的石峡、高家坳等地。

赋存于上古生代地台构造层中的金矿床的另一特色就是与地洼阶段构造-岩浆活化作用有关的与中酸性岩浆活动有生因联系的矽卡岩型金矿床和热液型金矿床十分发育,如长江中下游的天鹅抱蛋金矿,马山金矿,伏牛山金矿、鸡冠咀金矿等;伴生金矿(热液型)更是种类繁多、分布广泛,其金的储量达大型以上者也比较常见,如水口山金矿等。

华北地洼区上古生代地台构造层的金矿不大发育,以蚀变破碎带型为主,如河南、山西等地所见的某些金矿(点)即是。

在此顺便应指出的是滇黔桂金三角区的上古生代地台构造层中的微细粒浸染型金矿，与陕甘川金三角区的地槽构造层中的微细粒浸染型金矿，基本上均属于地洼型多因复成金矿床，系地洼阶段的产物。

(5)中生界地台构造层的含金性

我国东部在中生代处于地台构造发展阶段的典型地区是3个残留地台区，即松辽、伊陕和四川地台区。由于这几个残留地台区在中生代及以后时期无明显的内生岩浆作用，因此金元素显示出在外生作用下的地球化学性质。

总体来说，上述3个残留地台区中生界地台构造层的含金性较差，在岩性上，表现为以含金砾岩、砂砾岩的形式出现。

在四川地台区西北缘出现较好的中生代含金砾岩，如广元县小柏园侏罗系白田坝组含金砾岩；安县城关公园侏罗系莲花口组、遂宁组含金砾岩；广元县剑门关下白垩系剑门关组含金砾岩等。伊陕地台区北部见侏罗系和白垩系的含金砾岩和砂砾岩。松辽地台区的白垩系见有含金砾岩和砂砾岩。尽管3个残留地台区中生代地台构造层中赋存有含金砾岩，但至今未见一成型的金矿点。

中生界地台构造层在中国西部分分布较广，主要展布于北疆和藏北地区，如阿尔泰区的三叠系，准噶尔区的三叠系、侏罗系和白垩系，天山地区的三叠系和侏罗系，藏北地区的三叠系和侏罗系，以及南喜马拉雅地区的中生代地层等。从目前情况来看，含金状况类似于东部，即只见有含金砾岩的产出，未见有构成矿床意义的地段。

(6)新生界(第三系)地台构造层的含金性

本节只讨论第三系地台构造的含金性，不涉及第四系的含金性及现代砂矿问题。

第三纪时，我国处于地台构造发展阶段的区域，除3个残留地台区外，还见于准噶尔地区和南喜马拉雅地区。

关于第三系地台构造层的含金性问题，初步看来，含金较差，其有待于今后做进一步研究工作。

4.地洼沉积构造层的含金性

我国绝大部分地区于中生代、新生代进入地洼阶段的大地构造发展时期，故地洼沉积构造层分布较广，且较发育。中生代、新生代是我国一个十分重要的金成矿期，再加上前地洼阶段的金矿源层、金矿源岩和所形成的金矿(化)的金的剥蚀、迁移、演化和沉淀等，以致在地洼构造层中金含量显得特别突出。在我国基本构造层的含金量能达到工业品位，并能构成工业矿体被开采利用的情况，当首推地洼构造层。

本文主要只讨论地洼构造层的侏罗系、白垩系、第三系的沉积层含金性及古砂矿问题。

(1)地洼沉积构造层的金元素含量

由于以往对中、新生代沉积地层中金成矿的实际工作和认识上的不足，因此，地洼沉积构造层中的金元素含量数据资料甚少，但由表8-17仍可见有些地区的金元素含量大于1×10^{-9}，甚至大于3.5×10^{-9}。此外，在山东白垩系王氏组红色页岩中也发现含有少量金。

特别有意思的是下第三系的原油中含有较高的金含量。据山东下第三系胜利油田原油、沥青样品、岩石及少量油田水样品的中子活化分析，原油灰分内含金达(1.09×10^{-6} 2.00×10^{-6})，已达到和超过工业最低矿石品位。显然，金元素系油气在形成和迁移过程中，从岩石和含金地层中萃取出来的。

表 8-17　一些地洼沉积层的金含量

地　区	地　层		金含量(10^{-9})
辽	中生界		1
宁	侏罗系页岩		0.7
	白垩系页岩		0.2
辽　北	侏罗系		0.56
辽北大青山	侏罗系上中统		5.35
	下白垩统		2.29
浙	侏罗纪寿昌组下段 泥质粉砂岩		4.6
江	下白垩统 砂岩，粉砂岩		0.6
山　西	中侏罗统		140(?)
江苏仑山	下白垩统 杨冲组	砾岩 含砾砂岩 砂岩 泥质岩	30 7.4 5.6 2.6

（据各省地矿局等）

看来，中新生代地洼沉积构造层中的金含量是不容忽视的。从矿源层成矿角度来看，是存在着找金的远景的。

(2)含金砾岩和砾岩型金矿

地洼沉积构造层中的侏罗系、白垩系和第三系，均见有较好的含金砾岩，并均产出有砾岩型金矿。

地洼沉积构造层中的侏罗系砾岩，含金性佳(表 8-18)，其分布于黑龙江、内蒙古、晋冀、苏皖、浙、陕甘青、宁夏等省区。依目前资料而言，侏罗系含金砾岩多分布于我国北半部(昆仑至秦岭一线以北地区)，分布是十分广泛的。

表 8-18　一些地区侏罗系砾岩的金含量

地　点	地　层	岩　性	金含量
内蒙古	大青山组	乌兰板申砾岩	最高可达 0.43g/t
江　苏	象山群	含砾砂岩和底砾岩	0.272g/t
		下部含铀砂砾岩	可高达 1.2g/t
陕　西		宁强安东河砾岩	0.05～0.2g/t
宁　夏		砾　岩	可高达 2.556g/t
河　北		含铀砾岩	0.5g/t

（据各省地矿局）

侏罗系的砾岩金矿见于黑龙江省，现正在开采的金矿山有小金山、平岗和西楼。如小金山金矿床，砾岩金矿体产于上侏罗统穆棱组底部砾岩中，一般情况下，只有紧靠老基底的砾岩层才富金。矿床品位变化大，最高可达 100g/t，含金砾岩呈浅灰、浅黄色，由砾石、充填物和胶结物组成。金以自然金的形式赋存于砾岩胶结物和充填物中。

地洼沉积构造层中白垩系含金砾岩分布较广，见于吉林、内蒙古、晋鲁、甘、新、湘、宁夏和海南等处。如吉林早白垩世大砬子组含金砂砾岩。其含金性十分好，形成了金矿层，但金

矿层不稳定，厚度小，变化大，金品位也不均匀。甘肃兰州市西湾见下白垩纪含金砾岩，金多富集于底砾岩下部，可见金多在 0.25—0.5mm 之间，以片状者为主。

白垩系砾岩金矿见于湖南和内蒙古。内蒙古该型金矿产于下白垩统上部，主要含金层产于黄褐色砾岩中，矿体呈层状，品位较高，达 3.9g/m³，自然金多呈片状和针状，赋存于砾岩胶结物中；湖南该型金矿见于沅麻红色盆地边缘，如古丈淘金溪、沅陵桃坪、扶桑溪、金家村等砾岩金矿。扶桑溪金矿含矿层呈层状，似层状，厚 0.75 —1m，金含量高可达 13.6×10⁻⁶。

地洼沉积构造层中第三系含金砾岩的含金性既好，且分布又较广，见于黑吉辽、晋冀鲁豫、桂、陕、川、疆等省区，尤以东北和华北地区特别发育，东南和西北地区较差。

相对来说，第三系砾岩金矿比较发育，砾岩金矿产出较多。如黑龙江省桦南镇西，四方台北排子、吉林黄松甸子等砾岩金矿。

桦南镇西砾岩金矿的金矿层位于第三系道台桥组黄褐色粘土砾岩中。矿体则分布于泥质较多的砂砾岩层中。矿体规模较小，品位变化大，最高品位可达 80.67g/m³，一般在 1g/m³ 左右。金矿部位砾石成分相对复杂。

北排子砾岩金矿产于系三系底部砾岩中，矿体主要赋存于与基底岩石界面接触的底部砾岩最下部层位。矿体长 800m，宽 600m，金平均品位 3.27g/m³，最高达 47.89g/m³。远景储量可达 40t。

黄松甸子砾岩金矿赋存于土门子组底部砾岩层中，金主要赋存在巨、中砾岩层中，但以中砾岩层品位最好，一般达 1 —3g/m³。区内第三系砾岩普遍含金，故除黄松甸子外，砾岩金矿还分布于老头沟，草坪、金泉岗、兰家趟子、大北城等地。

综观上述地洼阶段含金砾岩和砾岩金矿的时空分布特点，可见：①第三系的砾岩金矿比较发育；②砾岩金矿主要分布在东北地洼区内，如小金山、平岗、西楼、北排子、黄松甸子等矿床均分布在该区；③依目前资料，我国地洼型沉积构造层的砾岩金矿均分布在我国东部华夏型地洼区内。在我国西部中亚型地洼区内应注意寻找地洼型砾岩金矿。

在此顺便指出，四川广元小柏园、安县城关侏罗系含金砾岩、广元剑门关下白垩系含金砾岩，以及灌县第三系大邑砾岩中的玉堂砾岩金矿均位于四川地台区内，系地台型含金砾岩和砾岩金矿。

由上可见，今后应该重视中、新生代红层的“金矿源层”研究工作。而且要积极开展中、新生代红色盆地边缘含金砾岩且又地洼型断裂构造和岩浆活动影响强烈的地段的找金工作。总之，我国地洼型中，新生代沉积构造层具有良好的找金前景。

二、金的大地构造地球化学性质

在不同的大地构造发展阶段，金的地球化学性质有着不同的或存在着差别等特征，因而显现出不同的大地构造地球化学性质。

1. 前地槽阶段金的大地构造地球化学性质

我国及世界大陆在太古宙时，基本上处于前地槽发展阶段。在这一阶段，广泛发育着与绿岩带关系密切的金矿床，在国外，如加拿大的赫姆洛金矿、巴西的莫洛韦洛金矿、澳洲伊尔岗地块中的金矿床等；在国内，如夹皮沟金矿和金厂峪金矿等。

其实，在绿岩带金矿中，具有拉斑玄武岩成分的变火山岩才是最重要的容矿岩石，而超镁铁质岩石却与矿化关系不甚密切。例如：西澳地盾伊尔岗地块绿岩系中的金矿床大都赋存在绿岩系第二旋回上部的戈登麦尔粗玄岩和派林格玄武岩层位中，含金矿脉围岩主要是粗

玄岩和玄武岩。储量达 2100t 黄金的卡尔古利金矿，其主要围岩即为粗玄岩，该岩体是一个厚 400—600m 的分异拉斑玄武岩席；印度的储量达 800t 黄金的科拉金矿，其具经济意义的金富集，主要产在中--高级角闪岩变质相的太古宙基性火山岩内。

在国内，绿岩带型金矿中含金主要围岩为基性火山岩的矿床见于金厂峪金矿，夹皮沟金矿、辽西的一些金矿、小秦岭金矿和乌拉山金矿等。在胶东地区，对金成矿十分有利的地层为胶东群蓬夼组，该组的 41% 由斜长角闪岩组成，金主要在斜长角闪岩中富集。但是从整个的赋矿围岩类型来看，我国上述地区的绿岩带型金矿，严格来说，与中基性火山岩建造关系密切。与上述国外澳洲、印度的绿岩带型金矿相比，赋矿围岩的基性程度，规模等，就要逊色多了，这可能是我国绿岩带型金矿规模不够巨大的原因之一。

与太古宙绿岩带金矿有关的另一类型火山岩是长英质火山岩。最为典型的是加拿大的储量达 600t 黄金的赫姆洛金矿。该矿床含矿地层为太古宇赫郎湾群木斯湖酸性火山岩组，主要矿体呈层状产于酸性火山岩组顶部的绢云母石英片岩中。黄金储量达 1600t 的波丘潘金矿的金矿脉，也主要产于中酸性溶岩（流纹岩和安山岩等）和火山碎屑岩中。此外，赋存于太古宇布莱克河群火山岩中的博斯奎特金矿床和多扬金矿床，控矿部分的岩石亦为钙碱性长英质火山岩。

在我国，这种类型金矿以辽宁清源龙王庙金矿比较典型，该矿产于太古宙红透山组薄层互层带中下部的长英质火山岩中，容矿围岩为黑云斜长变粒岩、角闪片岩等，矿体呈似层状、多层状，与围岩产状一致。此外，金厂峪金矿、夹皮沟金矿、辽西的一些金矿以及乌拉山金矿等地的太古宙含矿岩系中均发育有酸性火山岩建造。

太古宙时，金的亲硅铁性质比较明显，主要表现在形成条带状铁建造金矿床，其成因有人认为系海底火山喷气沉积成因。著名的矿床有巴西的已产黄金近 400t 的莫洛韦洛金矿，以及圣本图金矿。在非洲的津巴布韦，有 13% 的金矿围岩亦为太古宙条带状铁建造。我国太古宙条带状铁建造的金矿床，至今还未突破，但矿化显示较好的见于山西五台群柏枝岩组太平沟段含金铁建造。在甘肃则见有含金的晚太古宙鱼子洞组含磁铁石英岩绿岩建造。此外，在夹皮沟、辽宁清源、内蒙古乌拉山等地的太古宙赋存金矿的地层中，都或多或少地出现一些含铁石英岩。

从上述太古宙金的成矿地球化学的富集情况而言，可见其主要与火山作用有关。在与岩石类型的地球化学联系的亲疏上，主要表现为强亲基性、亲长英质性，以及一定的亲硅铁性。在成矿元素共生和伴生特征方面，表现出十分强的亲铜性，即特别与铜共生，此外还比较突出的一个特点，是与 Zn 共生。

但是应该指出，我国与太古宇绿岩带有关的金矿床（化），均在以后地质历史时期受到了改造，特别是受到地洼阶段燕山期构造-岩浆活化作用的深刻改造和叠加富化等作用，而形成多因复成金矿床。国外与太古宇绿岩带有关的金矿床亦或多或少地遭受到以后的地质作用。

2. 地槽阶段金的大地构造地球化学性质

在地槽阶段，金的大地构造地球化学性质，一方面不同程度地继承了前地槽阶段的金的大地构造地球化学性质，另一方面，更重要的是产生了自身的金的大地构造地球化学特色。

地槽阶段金的“亲基性”仍显现十分突出，具体表现在有一系列的与细碧-角斑岩系有关的与铜伴生的金矿床，如青海红沟、内蒙古白乃庙等，而且这种伴生金矿床还显示出金的“亲

酸性”，例如白银厂铜矿伴生金矿床，因为该铜矿产于石英角斑岩系中。此外，亦见有独立的金矿床，如青海松树南沟金矿床。该矿床的金矿(化)体的分布，严格受上奥陶统的细碧玢岩层和石英角斑凝灰岩层的控制。

与基性火山岩有关的地槽型金矿是十分发育的，如新疆的萨尔托海金矿、甘肃的阳坝伴生金矿、湖南益阳的一些金矿等。

在地槽阶段金的“亲长英质性”显示亦明显，如产于下石炭统酸性凝灰岩中的甘肃南金山金矿、马庄山金矿，产于下石炭统中酸性火山岩中的新疆康古尔塔格剪切带型金矿和中下石炭统底格尔组中酸性火山岩的龙王庙金矿等。

在地槽阶段，金的亲硅铁性显著增强，特别突出。在世界上出现了产于硅铁建造中的黄金储量大于 1000t 的美国霍姆斯塔克金矿床，此类矿床还见于加拿大、巴西等国家的元古宙地层。我国东风山金矿也属于这种类型，该金矿的矿层由黑云石榴长英角岩和条带状磁铁矿层组成，前者为赋存 Co、Au 矿体的岩层之一，后者是富金矿体出现的重要层位。

地槽阶段金的亲硅铁质性除强烈显示在元古宙的成矿上，也在后来的时代有所显示，如新疆的赋存于石炭系磁铁石英岩中的阿克希克金矿。

在地槽阶段，金的最重要的地球化学特色是与超基性岩关系密切。大家知道，地槽阶段的构造-岩浆作用十分强烈，形成发育的蛇绿岩套，其中超基性岩类构成重要组成部分，它们含金丰富，因而形成了一般规模较大的与超基性岩有关的金矿床。如与基性-超基性杂岩熔离型硫化铜镍矿床伴生的金矿。此类矿床见于青海德尔尼、甘肃金川、内蒙古小南山、新疆喀拉通克、菁布拉克等。与超基性岩有关的金矿还见于云南墨江、新疆的萨 I 金矿等，四川金山金矿以及北京不老屯含金超基性岩等。

地槽阶段的大地构造发展特点之一，是使地壳由洋壳向陆壳演化趋近，特别是在褶皱带期时硅铝质大量增加，因而在金元素成矿富集上，出现了与酸性花岗岩类的密切关系，因而形成了一系列的与花岗岩类有成因联系的金矿床。如黑龙江省张广才岭与海西期花岗岩有关的含金石英脉型矿床，广西与加里东期大宁花岗闪长岩体有关的龙水金矿、张公岭金矿等，新疆与花岗岩类有成因关系的多拉纳萨依金矿，包古图金矿、齐求 I 号金矿、金窝子金矿，甘肃北山地区与海西期花岗岩类有关的双井子金矿、老金厂金矿、拾金坡金矿，小西弓金矿，青海与加里东期花岗闪长岩有关的泥旦沟金矿等。原苏联的穆龙套金矿以及乌拉尔的一些石英脉型金矿亦属于与地槽阶段花岗岩类有关的金矿床。

在地槽阶段，金的大地构造地球化学特征是在外生作用中，金的成矿富集突然高涨，这反映在大家非常熟悉的古老变质砾岩型金矿上。该型金矿的金年产量占世界的一半以上。最著名的矿床是南非的维特瓦特斯兰德元古宙底砾岩型金矿。加纳的塔库瓦砾岩、巴西的雅科比纳砾岩和加拿大埃利奥系砾岩亦属于这种类型。在我国，元古宙底砾岩型金矿至今仍未取得突破进展，但元古宙含金砾岩还是分布较广的，主要见于内蒙古，河北、山西、四川、湖南、贵州等省区。

由以上地槽阶段金的成矿富集，可见金的外生地球化学作用强烈，具有强亲硅铁性。在内生作用中，金具有以下 3 点较特征的大地构造地球化学性质：①显现出具有特色的“亲超基性”；②在地槽期，金的成矿富集与海相火山岩关系密切，特别地显示出“亲基性”；③在褶皱带期，金元素成矿富集与侵入花岗岩类显示出十分密切的关系，表现出较强的亲酸性。

3. 地台阶段金的大地构造地球化学性质

由于地台阶段是一个相对活动微弱的大地构造发展阶段，构造-岩浆活动不发育，外生作用占着非常重要的地位，所以在金的分布、迁移、集中等方面与外生地球化学作用关系密切，形成一些地台型的含金沉积地层，尤以含金砾岩地层金矿化较好，如我国的河北长城系含金底砾岩、湘桂震旦系含金底砾岩、华南泥盆系含金底砾岩、以及西北一些地区的上古生代含金地层等。

地台型砾岩含金较好的，见于四川地台区的侏罗系和下白垩系的含金砾岩。

在内生作用上，我国地台阶段金的矿化与基性岩浆活动有关，主要见于云贵川的峨嵋山玄武岩分布地区。据报导，峨嵋山玄武岩底部含金性较好，是金矿化集中层位。在贵州沙锅厂一带已发现具有一定规模的似层状、层状金矿体。

由上可见，尽管我国地台阶段金元素在内生作用中仍显现出亲基性，在外生地球化学过程中可以有一定程度的聚集，但总的来看，在聚集性和其规模、程度等上，是大大逊色于活动性大地构造发展阶段。

4. 地洼阶段金的大地构造地球化学性质

地洼阶段的地球化学特点，决定了金的大地构造地球化学特征。

在地洼阶段，金的亲超基性和亲硅铁性未予显现，因为该阶段贫乏超基性岩建造和缺乏磁铁石英岩建造。地洼阶段中的与超基性岩有关的金矿床多系前地洼阶段超基性岩受到地洼阶段的构造-岩浆活化作用所致。

金的亲基性在地洼阶段时仍有显现，表现形式之一是以与辉绿岩的成因关系来显现的，并可形成独特的金矿床，如四川偏岩子氟镁石型金矿床。

由于地洼阶段侵入的和火山的中酸性和酸性岩浆活动强烈，并带来了金元素以及对所赋存的地层和岩系的改造作用，因而金元素特别显现出强亲酸性。所以在地洼阶段见有各种各样类型的金矿，如花岗岩中的金矿、伟晶岩型金矿、矽卡岩型金矿、爆破角砾岩型金矿、斑岩型金矿、火山岩型金矿、热泉型金矿、石英-钾长石脉型金矿、岩浆热液石英脉型金矿等。可见，地洼阶段时，与花岗岩类有关的金矿床是非常发育的，并形成许多大型金矿床。

地洼阶段金的大地构造地球化学性质特色之一是“亲碱性”，即与碱性岩类有关的金矿床在地洼阶段时是最为发育的。

我国山东归来庄金矿、河北东坪和后沟金矿等、云南北衙金矿等、青海藏麻西孔和风火山地区金矿化、西藏马牧普和 29 号金矿点均是与碱性岩类有关的金矿(化)。

我国地洼阶段与碱性岩类有关的金矿(化)可以划分为两类：一类是分布在我国东部华夏型地洼区与燕山期碱性岩类有关的金矿(化)；另一类是分布在我国西部中亚型地洼区与喜山期碱性岩类有关的金矿(化)。

在国外也发育有与地洼阶段碱性岩类有关的金矿床，如北美不列颠哥伦比亚与始新世碱性玄武岩和中生代碱性深成杂岩有关的金矿床，科罗拉多的与渐新世响岩建造有关的金矿床，以及蒙大拿，新墨西哥等与长英质的次火山碱性深成岩有关的许多晚白垩纪和第三纪金矿床。

在此也应指出，在前地槽阶段，地槽阶段亦见有与碱性岩类有关的金矿(化)，并且规模可以十分巨大，如太古宙绿岩带类型之一的火山期后碱性侵入体金矿床——加拿大柯克兰湖金矿。该矿黄金储量达 700t，金矿脉的主岩几乎全是陡倾斜、透镜状多相正长岩成分的侵入体。

由于地洼阶段块断运动强烈，断裂发育，而金在构造作用下，又易萃取、活化、迁移、沉淀等，所以金在地洼阶段的另一构造地球化学特性是“亲断裂性”，即金成矿富集与断裂构造关系密切，系断裂构造成矿作用所致。一些剪切带型金矿或糜棱岩型金矿即属此类，如河台金矿等；一些构造蚀变岩型金矿的成矿亦与断裂活动关系密切，如焦家金矿。

金元素在地洼阶段的另一赋存状态特点是呈微细粒浸染状。我国微细浸染型金矿成矿时代大致可划分为3个年龄组：印支-燕山早期、燕山期、燕山末期-喜马拉雅期，均系地洼阶段的产物。主要分布在滇黔桂金三角、陕甘川金三角、湘、鄂、豫、冀、赣、宁、粤、皖、苏、鲁、藏等省区。著名的大型金矿床有紫木凼、东北寨等。

在地洼阶段，金的外生地球化学作用比较明显，特别表现在沉积富集成矿上。

由于地洼阶段和前地洼阶段形成的金矿源层、金矿源岩及金矿(化)的金的剥蚀、迁移、演化和沉淀等，以致在地洼沉积构造层中金含量显得特别突出。在我国基本构造层的含金量能达到工业品位，并能构成工业矿体被开采利用的情况，当首推地洼沉积构造层。

第四系除外，地洼沉积构造层中的侏罗系、白垩系和第三系均见有较好的含金砾岩，并有砾岩金矿。侏罗纪砾岩金矿见于黑龙江的小金山、平岗和西楼，白垩纪砾岩金矿见于湖南沅麻盆地边缘和内蒙古，第三纪砾岩金矿见于黑龙江桦南镇西、北排子和吉林的黄松甸子等。

由以上所述金在地洼阶段中成矿富集的情况来看，可见它在内生和外生作用中均形成明显的富集，在内生作用中的大地构造地球化学特性是亲“酸”性、亲“碱”性，亲断裂性和呈微细粒浸染型赋存。

前地槽阶段、地槽阶段、地台阶段和地洼阶段4个阶段的金的大地构造地球化学性质相比较，可见金的“亲基性”是非常突出的，因它在各个大地构造阶段中均有不同程度和方式的显现。4个阶段金的大地构造地球化学性质的各自特征为：前地槽阶段金的地球化学活动特别地与火山作用关系密切，具强亲基性；地槽阶段金的典型地球化学性质是亲超基性，以及强亲硅铁性；地台阶段时金呈散布状，聚集性差；地洼阶段金的地球化学特征具强亲酸性及亲碱性，并具微细粒浸染状特色。

三、金与锡的“共期”与“共区”

元素的共期和共区是从地壳演化和构造角度来探讨元素的共生、组合和伴生问题，它具有重要的理论意义和实际意义。在理论上，阐明元素共生组合和伴生在时空上的变化规律及其原因；在实际上，可以有效地指导找矿和成矿预测。

所谓共期是指在同一构造阶段或构造期，元素均呈现富集并形成矿床；所谓共区则是指在同一构造单位或构造区带，元素均富集成矿构成同一成矿区带。可见，元素的共区和共期，实质上是元素之间在时空上和成因上的关系问题。

近年来，锡与金的时空和成因上的关系受到人们的关注，反映出科研和生产的深入。

B. Cattpah 等从地质历史和地壳演化与金矿床、锡矿床形成的关系，认为金与锡在空间上和时间上是分离的，成因上是不相容的，即不共期、不共区。因为金为前寒武纪矿化的典型代表，而锡矿床却主要形成在显生宙，最大的含锡省未见有金矿化。

但是随着太平洋矿带等地域矿床的深入研究，发现金与锡并不是相克的，它们可以在时间上和空间上并存，并可共存于同一含矿溶液中，因而在成因上也是相容的，即金与锡既共期又共区。

为什么金与锡能够共期和共区呢？这首先是由它们两者在地球化学性质存在着相似性而决定的。如均属亲铜元素，外电子层都由 18 个电子组成，均位于原子曲线的上升部位，都是抗磁性的，均具亲铁性，负电性和离子电位又相近，并均以络合物形式迁移等。另外，从地质上来说，最重要的是地洼型构造-岩浆活化作用及矿床的多因复成作用，因为这些作用有利于金与锡的共期和共区，这一点特别表现在我国东部地洼区。

中国东部锡的构造聚散和成矿研究表明，锡成矿不仅与酸性和中酸性岩浆活动有关，而且与基性超基性岩浆活动亦存在着一定的关系，并且特别与中生代地洼型花岗岩类岩浆活动有关；中国东部金矿成矿作用也表明，其不仅与基性超基性岩有关，而且更与中生代的地洼型构造-岩浆作用有关，其中与地洼型酸性岩浆活动的关系也十分密切。故此可见，金与锡是可以共期和共区的。

在我国金矿(化)中存在锡矿(化)的一些例子有如下述：青海夺确壳含金硫化物脉中见有石英脉阶段的锡石，自然金、银金矿等，矿区存在着锡地球化学异常；西尕克日石英脉型金矿矿脉中矿石矿物有锡石；青海锡铁山矿系综合性矿床，其金储量达大型规模，锡储量达中型规模，更是金与锡共存的绝好实例。

金与锡共存的金矿还见于河南镇平以及贵州的微细浸染型金矿(见前)。

我国锡矿(化)中存在金矿(化)也有一些例子：如江西的一些钨锡石英脉型矿床中硫化物中含金；大厂等一些锡石硫化物型锡矿床含金更是明显；内蒙古大井铜锡矿床(热液型多金属矿床)中，伴生有益组分中亦有金。

以中国东部而言，锡与金共期共区表现最明显的是在东南地洼区。该构造区不仅见有锡与金共存于同一个矿区，而且还分布有许多大型锡矿床和大型金矿床，金与锡的成矿主要与中生代地洼构造-岩浆活动有关。

除了上述锡与金时空上共存，成因上相容的情况，或共期共区外，锡与金的分离和不相容的情况也是存在的，即锡与金存在着不共期和不共区的情况。例如华北地洼区，其与东南地洼区相异，为贫锡区，但却是富金区。该区锡成矿极其微弱，无锡矿床存在，而金矿床十分发育，我国最大的几个金矿床均在该构造区内。金在该构造区的地槽阶段和地洼阶段的成矿作用均十分强烈。

由上可见，金与锡的共期和共区关系，是一个比较复杂的问题，应该根据具体地区和不同的层次来厘定和考虑。由此也可看出，对元素的共生组合和伴生研究，应该进一步结合地壳演化和构造发展来进行，这样将会对成矿预测和新类型矿床的寻找，起着积极的作用。

第九章　各家大地构造地球化学研究概述

在大地构造地球化学的内容和分类一节中，我们曾经谈到，根据各家大地构造理论对地球化学的研究特点，大地构造地球化学可以划分为地洼构造地球化学、板块构造地球化学、地质力学地球化学、多旋回构造地球化学、断块构造地球化学、镶嵌构造地球化学等，现分论如下。

第一节　板块构造地球化学

在宏观上，板块构造学说的特色之一，就是把板块运动与物质运动比较紧密地联系在一起，如板块运动所导致的火成活动的内生成矿元素的富集，以及不同板块构造环境下岩石和成矿的地球化学特征等，即为例证。因此，笔者提出了“板块构造地球化学”一词。对板块学说论者而言，有必要继续进行深入的研究，对非板块论者，也应注意板块构造地球化学的研究动向，吸取之所长，来促进大地构造地球化学的发展。

一、板块构造与砂岩地球化学成分

砂岩成分的板块构造含义，在60年代末就引起了人们的注意和研究，Mitchell 和 Reading(1969)描述了3种不同类型的大陆边缘所共生的杂砂岩的岩石化学组成特征：

1. 富含石英的现代深海砂和古代杂砂岩，系大西洋型大陆边缘产物，其石英＞65%，SiO_2 平均为70%，$K_2O/Na_2O \geqslant 1$；

2. 含中等数量石英的现代砂和古代杂砂岩，系安第斯型大陆边缘的海沟沉积，这里的大洋岩石圈向相邻的大陆下消减。杂砂岩的石英占15%—65%，SiO_2 平均为68%—74%，$K_2O/Na_2O<1$；

3. 低石英含量的现代砂和古代杂砂岩，沿西太平洋边缘的火山岛弧系外的海沟中出现。

之后，Blatt(1972)也明确指出，由于蚀源区不同，断陷地槽、优地槽、滨海地槽和冒地槽的砂岩组合的化学成分有明显的不同。

K. A. W. Crook(1974)推进了板块构造与砂岩化学成分之间关系的研究，更进一步指出：

1. 贫石英的火山岩屑杂砂岩和斜长石杂砂岩可作为古岩浆岛弧的标志；

2. 蛇纹岩质杂砂岩可能表示逆冲岩石圈的存在；

3. 中等石英含量的杂砂岩是安第斯型大陆边缘的标志，其成分的变化可能反映各类不同的安第斯型大陆边缘；

4. 富石英的杂砂岩是大西洋型大陆边缘的标志，它的蚀源区显然是大陆地台。

贫石英砂岩以 CaO、TiO_2、Al_2O_3、Na_2O 和全铁较高为特征；蛇纹质杂砂岩以 SiO_2 低、MgO 高为特征；富石英杂砂岩以 SiO_2 高而 CaO、MgO、Fe_2O_3+FeO、MnO 低为特色；中等

石英含量杂砂岩的岩石化学成分则以居中为特色。

Schwab(1975)也指出，富石英的岩石在典型情况下与被动大陆边缘伴生，贫石英的岩石来自岩浆岛弧的火山成因来源区，石英含量中等的岩石主要与主动大陆边缘或其它造山带伴生。

W. R. 迪金森等(1979)以砂岩骨架颗粒为端员组分，详细地研究了板块构造与砂岩矿物成分，进一步引伸和加强了 Crook 和 Schwab 的观念。迪金森等根据稳定石英颗粒(Q)、单晶长石颗粒(F)和不稳定复晶岩屑(L)三角图解，来判别砂岩组分与物源区及大地构造环境的关系，提供了用砂岩矿物成分来评价大地构造背景的标准。

M. R. Bhatia(1965)详细地研究了澳大利亚东部各种砂岩套的主要元素的含量特征，提出了砂岩的大地构造环境判别的地球化学准则，即提出常量元素的地球化学准则来判别沉积盆地板块构造环境。他认为：

1. 大洋岛弧砂岩具有最大的差别是以高 $Fe_2O_3^*+MgO$(8%—14%)、高 TiO_2(0.8%—1.4%)、高 Al_2O_3/SiO_2(0.24—0.33)、低 K_2O/Na_2O(0.2—0.4)、低 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$(1—2)为特征。这个大地构造环境的砂和砂岩的例子常见于环太平洋区；

2. 大陆岛弧砂岩与大洋岛弧型砂岩相区别，靠较低的 Fe_2O_3+MgO(5%—8%)、较低的 TiO_2(0.5%—0.7%)、Al_2O_3/SiO_2(0.15—0.20)，较高的 K_2O/Na_2O(0.4—0.8)，以及较高的 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$(0.5—2.5)。这个大地构造环境的砂和砂岩的例子也见于环太平洋区；

3. 活动大陆边缘型大地构造环境的砂岩可通过较低的 Fe_2O_3+MgO(2%—5%)、较低的 TiO_2(0.25%—0.45%)、较低的 Al_2O_3/SiO_2(0.1—0.2)及较高的 K_2O/Na_2O 与大陆岛弧相区别；

4. 被动边缘的砂和砂岩在其成分上显示出巨大的变化，尤其是 K_2O/Na_2O 和 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ 比值。它们的特征与活动边缘砂岩的特征有少量重叠，但它们可依赖其较低的 Fe_2O_3+MgO、Al_2O_3/SiO_2 和较高的 K_2O/Na_2O、$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ 比相区别。这些特征表现出它们的再旋回性强，故富石英及贫化学上不稳定的颗粒(例如各种长石)。

M. R. Bhatia 还指出：代表不同构造环境的砂岩的最佳判别，可由 Fe_2O_3+MgO 对 TiO_2、Al_2O_3/SiO_2、K_2O/Na_2O 和 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ 的图解而获得。

大洋岛弧砂岩与其它砂岩相比，主要来自钙碱性安山岩，以 TiO_2、Al_2O_3、Na_2O、Fe_2O_3 的较高丰度和 SiO_2、K_2O 的较低含量为特征。

大陆岛弧型砂岩主要来自长英质火山岩，与大洋岛弧砂岩比较，以 SiO_2、K_2O、K_2O/Na_2O 比(≥0.6)较高，而 Fe_2O_3+MgO 较低为特征。

活动大陆边缘(安第斯型和走向滑动盆地)砂岩主要来自上隆基底，并以其高 SiO_2 和 K_2O 含量，以及 K_2O/Na_2O≥1 而反映了上部大陆壳组成。

被动边缘型砂岩在其特征上表现出较大的变化，其成分有时与大陆边缘的特征有重叠，它们通常明显地富 SiO_2 和贫 Al_2O_3、TiO_2、Na_2O、CaO、K_2O/Na_2O 比大于 1。

M. R. Bhatia 还计算出各种构造环境砂岩的平均化学成分。

以上所述的不同板块构造环境砂岩的化学成分研究，只局限于岩石化学成分的研究，即主元素氧化物含量的研究。尔后，M. R. Bhatia 和 K. A. W. Crook 一起阐述了杂砂岩的微量元素(包括了几个稀土元素)特征和沉积盆地构造环境判别。他们通过澳大利亚东部古生代

浊积层序中杂砂岩的微量元素特征研究，认为反映了4种大地构造环境：大洋岛弧、大陆岛弧、活动大陆边缘和被动大陆边缘。

1. 大洋岛弧杂砂岩大部分来源于铁镁质岩浆弧，以含极低的La、Th、U、Zr、Nb和低的Th/U、La/Y比值，高的La/Sc、La/Th、Ti/Zr、Zr/Th比值为特征。与大陆壳上部相比，大阳离子亏损。

2. 大陆岛弧杂砂岩主要来源于更为成熟岛弧的长英质火山岩。La、Th、U、Zr和Nb含量较高，在La-Th、La-Th-Sc和La/Sc-Ti/Zr图上能区分于大洋岛弧杂砂岩。

3. 活动大陆边缘环境的杂砂岩，其大阳离子亲石元素(K、Rb、Pb、Th、Zr和稀土元素)含量较高，用La-Sc-Zr/10和La-Co-Zr/10图和有关参数(如Th/Zr和Th/Sc比值)能把其区分于大洋岛弧和大陆岛弧杂砂岩。

4. 被动大陆边缘的杂砂岩与安第斯型和走滑断层边缘环境的杂砂岩相类似，但可以根据其较高的Zr含量和Zr/Nb、Zr/Th比值，较低的Ba、Rb、Sr、V、Sc含量和Ti/Zr、Sc/Cr、Ti/Cr比值区别开来。之所以具有这些特征，乃是由于被动大陆边缘沉积的多旋回性，造成沉积过程中长石类矿物和不稳定碎屑的亏损及重矿物(如锆石)含量增高所致。用Th-Sc-Zr/10和Th-Co-Zr/10投影图和有关参数(如Th/Zr、Th/Sc)可判别活动大陆边缘和被动大陆边缘的杂砂岩。

一般而言，从大洋岛弧依次到大陆岛弧、活动大陆边缘、被动大陆边缘的杂砂岩，随其物源区由安山岩-英安岩-花岗岩-片麻岩-沉积岩的变化，LREE(La、Ce、Nd)、Th、Nb、Hf、Ba/Sr、Rb/Sr、La/Y和Ni/Co系统增大，亲Fe、Mg元素(Sc、V、Co、Cu、Zn)和Ba/Rb、K/Th、K/V比值系统减少；从大洋岛弧-大陆岛弧-大陆边缘，Ba、Rb、Pb、Th、U和Nd含量增高。

M. R. Bhatia和K. A. W. Crook还根据杂砂岩的岩石化学资料统计，得出了不同构造环境杂砂岩的微量元素含量特征，并指出La、Ce、Nd、Th、Zr、Nb、Y、Sc、Ni和Co等不活泼元素在判别构造环境中最为有用，而且根据La-Th，La-Th-Sc，Ti/Zr-La/Sc，La/Y-Sc/Cr、Th-Sc-Zr/10和Th-Co-Zr/10的投影图，可以得到判别沉积盆地构造环境的最佳图解。

B. P. Roser和R. J. Korch(1985)对M. R. Bhatia提出的常量元素的地球化学准则来判别沉积盆地板块构造环境，提出了质疑，即砂岩的实际化学成分和判别函数计算得分问题，以及碎屑沉积岩组分受颗粒大小影响的问题。M. R. Bhatia(1985)作了回答，并指出所写的文章是关于砂岩的，地球化学特征是相符于中-细粒砂岩，因为东澳大利亚砂岩组主要是中-细粒的。建立在砂岩之上，被用作为判断起源和构造背景的地球化学准则应该是不能运用到泥岩中去的。

B. P. Roser和R. J. Korch认为，构造环境的判别还应包括泥岩的特征值，以确定趋势。他们研究并发现，在新西兰惠灵顿地区托列斯中生代地体内，由砂岩到泥质岩的整个粒度系列中，随着粒度减小，岩石的K_2O/Na_2O值降低，SiO_2含量升高，两者呈线性关系。这一现象说明，同一时代的泥质岩与砂岩都可作为大地构造地球化学研究的对象。因而，他们收集了世界各地3种构造背景的砂、泥质岩的岩石化学成分资料，分别按其SiO_2含量和K_2O/Na_2O在坐标系中投影，结果呈现出3种构造环境的样品点互相分离，各处集中于不同区域。这三种构造背景是被动大陆边缘、活动大陆边缘和大洋岛弧。他们(1986)还用已知构造背景的现代泥砂沉积物及新西兰已知构造背景的各时代地体中的碎屑岩样品对上述区分工作进行验证，其结果是符合的。

M. R. Bhatia(1985)还对不同构造背景杂砂岩的稀土元素特征进行了研究，指出大洋岛弧杂砂岩的球粒陨石标准化 REE 模式仅显示 LREE 比 HREE 有微弱的富集，一般来说，具有平滑的曲线，没有负的 Eu 异常，REE 丰度低；大陆岛弧杂砂岩的稀土分配显示出巨大的差异，从没有 Eu 异常($Eu/cu^{*}=1.03$)的平滑的球粒陨石标准化 REE 模式，到有明显 Eu 异常的($Eu/Eu^{*}=0.59$)富 LREE 的模式。但十分类似于大陆岛弧安山岩的 REE 曲线，而且 La/Yb、La/Sm 及 Hf/Yb 平均比值与大陆岛弧安山岩极其相似，其 LREE 较高，负 Eu 异常小；安第斯型大陆边缘砂岩某些 REE 参数(例如 La/Yb 和 Hf/Yb)和平均 Sc/Ni 比值(=0.77)却与现代安第斯型安山岩的数据相似；被动边缘型杂砂岩是富石英质的，稀土总量较高，La、Ce 的含量亦高。

Bhatia 认为，仅根据 REE 特征还不能区分出安第斯型大陆边缘和被动边缘的杂砂岩。

M. R. Bhatia 对不同构造环境泥岩的稀土元素特征也进行了探讨，认为大洋岛弧型构造环境的泥岩，以具有大的负 Ce 异常为特点；并着重指出，与杂砂岩共生的泥岩所显示的不同构造环境下稀土元素的差异，特别表现在稀土总量和 Eu/Eu^{*} 数值上。但是，为了制定它们的完善鉴别标准，还需作进一步研究工作。

二、不同板块构造环境下玄武岩的化学成分特征

不同构造环境下的玄武岩，具有不同特征的地球化学成分，它很可能与不同构造环境下地幔的不同动力学特征等因素有关。因此，玄武岩成分研究，对重建大地构造环境、性质及演化能够提供重要信息，具有重要的科学意义和实际意义，引起了人们特别注意，进行了众多的研究探讨工作。

一般认为，大洋玄武岩和大陆玄武岩的区分，可以利用 MgO、TiO_2 和 K_2O 的组合，即经验"大洋系数"(KO_1)；$KO_1=MgO+2TiO_2-3K_2O$。这个系数系捷兹(F. Chayes)提出，作为简化判别函数用以区分安山岩线以内和以外的玄武岩。

大洋玄武岩平均成分的 KO_1 是 10--13；大陆玄武岩的是 2.0—7.7；大陆裂谷玄武岩的是 8.0—9.5。

进一步研究表明，大洋拉斑玄武岩与大陆拉斑玄武岩也存在着地球化学上的差异，两者相比，前者 SiO_2 含量较低，变化较小，Na_2O 含量较高，Na_2O/K_2O 比值达 11 以上，亏损轻稀土；而后者的 Na_2O/K_2O 比值达只有 3—6，且富集轻稀土。

大洋板块内的玄武岩浆活动系洋岛玄武岩或海岛玄武岩，与洋中脊玄武岩相比较，它富不相容元素，含较高的全 Fe、Ti、K 和更高的放射性产物，具有高的 Rb/Sr、Nd/Sm、Nb/Zr、K/Ar、U/Pb 比和较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比(一般为 0.7035)，而 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比则低(0.5125—0.5130)。这些特点也为大陆玄武岩所有。

Б. Н. золотарев(1979)还划分出海洋穹隆和断隆构造部位的玄武岩类，并指出其以碱性橄榄玄武岩系列为主，是多阶段火山作用形成的。其总的特征是 TiO_2、K_2O 含量高，Na_2O/K_2O 比值低，Al_2O_3 与 MgO 的关系呈反相关关系。在微量元素方面，以 Cr、Ni、Cu、Sr、Zr 等元素值丰度高为特征，而且一些稀土元素，如 Y、Yb 等含量也十分高。

Л. Н. зоненшайн 等(1983)认为，与洋中脊玄武岩对比，洋岛玄武岩中大离子半径亲石元素和放射性锶富 1～2 倍，轻镧系元素含量高许多，Pb^{205}/Pb^{204} 比值较高，达 19.3—20.4，而洋中脊玄武岩只有 17.8—18.8；并认为，洋岛玄武岩来自没有衰竭的下地幔。

大洋中脊玄武岩是板块构造地球化学研究的热点。地球化学研究表明，它具有常量的

SiO_2 值，低 K、低 K/Na 比、低的不相容元素和高的 K/Rb 比，缺乏挥发分，亏损较大的低价正离子(Cs、Rb、K、Ba、Pb、Sr)和高价正离子(Th、U、Zr、Hf、Nb、REE)。HREE 很少显示出分馏，而 LREE 则相对损耗，具有低的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比(0.7023—0.7027)、低的$^{207}Pb/^{204}Pb$ 比和高的$^{143}Nb/^{144}Nb$ 比(0.5131—0.5133)。

Schilling(1975)和 Sun(1979)把洋中脊玄武岩细分为 3 种不同的成因类型：正常(或亏损)洋脊玄武岩、富集(或地幔羽)洋脊玄武岩和过渡型玄武岩。前两者相互比较，正常洋中脊玄武岩亏损不相容元素(如 Cs、Rb、Ba、Nb、Th、U、LREE、P、Ta)和放射性成因的 Sr 和 Pb；而富集洋中脊玄武岩却正好相反，即富集上述元素。

岛弧玄武岩也是板块构造地球化学研究的热点。M. R. Perfit 等(1980)指出，与洋中脊玄武岩和海洋板内玄武岩相比，岛弧玄武岩的最大特征之一是伴生有大量的安山岩和较多的分异火山岩，并且还作了深入的地球化学研究。

在主元素特征上，岛弧玄武岩与洋中脊玄武岩类似，与海洋板内玄武岩明显不同，但是与原始的洋中脊玄武岩比较，则岛弧玄武岩低 Al_2O_3、高 TiO_2、富 Fe，而且具有较多的 K_2O 含量。此外，岛弧熔岩与洋中脊玄武岩和海洋板内玄武岩相比，含有较高的挥发分，有着较高的 CO_2/H_2O、Cl/F 比值。

在微量元素方面，岛弧玄武岩与洋中脊玄武岩、海洋板内玄武岩显著不同，它富集大离子亲石元素和亏损高场强离子元素(如 Zr、Hf、Y、Tb、Nb、Ta、Th 等)，而且相关子稀土元素的一些大离子亲石元素(如 Sr、Rb、Ba 和 Pb)也富集。在同量的 MgO 水准下，低 Ni、Cr。

岛弧玄武岩中的大离子亲石元素和稀土元素还呈现出极端变化，但是仍存在两个特点：在不同的岩套中，碱量、大离子亲石元素和稀土元素之间呈现正相关关系；而在单个岩套内部，MgO 量、大离子亲石元素和稀土元素之间呈现负相关关系。

对于中到高 K 岛弧玄武岩而言，标准化陨石球粒稀土模式的变化曲线是相对平缓的。

与海洋板内玄武岩和正常洋脊玄武岩相对照，岛弧玄武岩的同位素特征更为似于前者，岛弧玄武岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值一般大于 0.7029，且变化较大，可以从 0.7026—0.7029；$^{143}Nd/^{144}Nd$比值不同于正常洋中脊玄武岩；在所有的岛弧岩套的 Pb 同位素比值图解上，其显著特点是有一个较陡的斜坡。

岛弧玄武岩可划分为 3 个系列：岛弧拉斑玄武岩系、钙碱性玄武岩系和橄榄安粗岩质玄武岩系列。在成熟的岛弧和科迪勒拉造山带中，向远离海沟的方向，玄武岩的成分是从岛弧拉斑玄武岩系列、钙碱性玄武岩系列，再到橄榄安粗质玄武岩系列。岛弧拉斑玄武岩的主要元素成分与洋中脊玄武岩类似，但通常其 TiO_2 较低，<1.0%，而 K_2O 较高；钙碱性玄武岩没有 Fe 富集的趋势；橄榄安粗质玄武岩则以 TiO_2<1%和 Na_2O/Na_2O>1%为特征。

横跨典型岛弧，其元素、元素比值和同位素丰度的系统变化如下：

大陆——————————→大洋

Fe(最大)、HREE、Y、K/Rb、Na/K、$^{87}Sr/^{86}Sr$

K、Rb、Ba、Cs、P、Pb、U、Th、LREE、Th/U、Rb/Sr、La/Y

←——————————

A. D. Saunders 等(1988)还研究了弧后盆地玄武质火山作用的地球化学特征，指出其总的特征是 LIL/HFS(大离子亲石元素/高场强元素)比值高，并且又有三种情况：①具有最高 LIL/HFS 元素比值的弧后盆地玄武岩见于与成熟的俯冲带体系有关狭窄盆地中；②与

年轻俯冲带体系有关的、较宽阔盆地中喷出的玄武岩，其 LIL/HFS 元素比值均低；③在像加利福尼亚湾中心的那种狭窄的硅铝层盆地中，LIL 元素的富集不太明显，这也许是由于没有俯冲板块的原故。

大陆板内玄武岩是玄武岩的板块构造类型主要组成成员之一，主要包括克拉通玄武岩（暗色岩）和大陆裂谷玄武岩，其地球化学特征与洋岛玄武岩类似，但是仍比较富大离子亲石元素，特别是 K、Rb、放射性 Sr。

Н. Л. Добрецов（1975）研究了同一种玄武岩在不同构造环境下的地球化学特征。例如洋中脊高铝玄武岩是低碱（$Na_2O+K_2O\approx3\%$）、K_2O 含量只有 0.3%，而 MgO、CaO 的含量高。内陆高铝玄武岩却高碱（$Na_2O+K_2O>5\%$）、K_2O 含量达 1.3%—2.9%，Al_2O_3 和 SiO_2 的含量高；老地台的和年轻地台的拉斑玄武岩相比，前者碱较低，后者碱较高，而且有特别高的 K_2O 含量（达 1.3%）。夏威夷型的拉斑玄武岩 MgO 和 CaO 含量高，分别达 8.4%、10.3%。地槽早期阶段的拉斑玄武岩 K_2O 量最低，只有 0.4%；大陆裂谷碱性橄榄玄武岩与大洋岛屿碱性橄榄玄武岩主成分差别不大，但后者可能 Na_2O 高一些。

M. Meschede（1987）采用了一种 Nb-Zr Y 图解来判别各种洋中脊玄武岩和大陆拉斑玄武岩等。

三、花岗岩类地球化学成分与板块构造环境

在以往有关的花岗岩成分特征分类中，或多或少地具有一定的构造含义："钙碱性"花岗岩是火山弧岩浆作用的产物，"碱性"和"过碱性"岩与板块内部的环境有关，而"过铝"花岗岩主要是在大陆碰撞期间由沉积岩的深熔作用造成的；S 型花岗岩被推断为大陆碰撞的产物，而 I 型花岗岩则被推断为科迪勒拉型环境和造山期后隆起的产物；A 型和 M 型花岗岩分别包括了非造山环境和大洋岛屿环境下生成的花岗岩。

I. M. Rooke 把非洲 13 个花岗岩体划分为两组，即造山的和非造山的，并指出 Si、Fe^{2+}、K 和 H_2O^+ 的平均数值在两组花岗岩中没有什么显著的不同，而同种主要元素和一些微量组分则显示出较大的变化：Al、Ca、Mg、Sr 在造山岩石内是低的，而 Fe^{3+}、Na、Mn、Ga、Li、Nb、Y 和 Zr 各自都高，相对浓集，并显示有一个较大的波动范围。造山杂岩之间的变化，比起非造山杂岩而言，变化是较小一些。

J. A. 皮尔斯（1984）按侵入构造环境，把花岗岩分为 4 类：洋脊花岗岩、火山弧花岗岩、板内花岗岩、碰撞带花岗岩，并运用痕量元素等成分进行了判别，指出洋脊花岗岩的特征是大多数元素的标准化值都接近 1；火山弧花岗岩的特征是 K、Rb、Ba、Th、Ce、Sm 比 Ta、Nb、Hf、Zr、Y、Yb 富集，即许多大离子亲石元素要比一些高场强元素富集；板内花岗岩的共同特征是从 Hf 到 Yb 的丰度值接近标准化值，K、Rb、Th 的丰度值高，许多板内花岗岩高 Nb 和 Ta；碰撞带花岗岩的特征是同期的则 Rb 含量特别高。J. A. 皮尔斯还指出：Rb、Y（或 Yb）、Nb（或 Ta）是鉴别花岗岩板块构造环境最为有效的元素。上述 4 种构造类型花岗岩的判别，在 Rb-Y-Nb 和 Rb-Yb-Ta 鉴定判别图中基本上能予以分开；此外，在 Y-Nb、Yb-Ta、Rb-(Y+Nb) 和 Rb-(Yb+Ta) 图上的判别效果亦特别好。

科宾等（E. J. Cobbing 等，1987）指出，对皮切尔等人关于花岗岩的地质特征和微量元素可用来推测它们的构造环境的假说应持谨慎态度，并以花岗岩的原始来源和构造环境作为综合指标，提出了一个粗线条的含有花岗岩成分与板块构造环境之间关系的一个表解。

四、板块构造应力环境与火成岩化学成分

板块构造环境的应力性质与火成岩类型及其成分关系十分密切。

按应力性质，板块构造环境可划分为张应力区(或带)、压应力区(或带)、低应力区。张应力区，如洋中脊、大陆裂谷；压应力区，如岛弧、海沟等；低应力区，如板块边界缓慢移动的地区以及板内地区。

张应力区以拉斑玄武岩为特征，且缺少安山岩。如洋中脊发育低钾拉斑玄武岩，大陆裂谷发育高钾拉斑玄武岩和碱性玄武岩。安山岩之所以缺乏是由于：①不存在消减作用，因此不能供给地幔水；②由于地壳较薄，且在洋脊周围的纵向裂隙不能阻水扩散，因而水压不能高到足以使岩浆成为安山质岩浆。看来，这种解释只能说洋中脊地区安山岩的缺乏。

压应力区以钙碱性系列岩石为特征，安山岩较发育，岩石的碱性较低。例如岛弧-海沟系(太平洋西缘)，其火山岩的酸度、Fe、钾质均较低，$SiO_2=50\%-56\%$、$Fe_2O_3+FeO/MgO<0.2$，$K_2O/Na_2O<0.6$；弧形山脉-海沟系(太平洋东缘)则相对较高，$SiO_2=56\%-75\%$，$Fe_2O_3+FeO/MgO>0.2$，$K_2O/Na_2O=0.6-1.1$(向大陆变大)。

低应力区以碱性玄武岩及其同类岩石产出为特征。造山带最后阶段的碱性岩类也可以看作是板块构造环境低应力区火山岩。

W. L. Petro 等还重点研究了挤压性和张裂性板块边界深成岩套主要元素的化学特征，指出深成岩的主要元素成分及其一些参数，能用来区分它们的构造位置，其最合适的判识变量是 *DI*(分异指数)。CaO、K_2O+Na_2O、$CaO/(Na_2O+K_2O)$、$TFe(FeO)/[(FeO)+MgO]$(表 9-1)。

表 9-1　火成岩的应力环境与岩石化学成分关系

构造应力环境	张　裂　性		挤　压　性		备　注
成分与参数	不列颠群岛第三纪深成岩套	冰岛深成岩套	阿留申群岛阿拉斯加岩套	南加里福尼亚岩基	
DI(分异指数)	88.87	91.97	83.10	83.34	判别的合适变量
Al_2O_3	13.34	13.23	14.90	13.95	
Fe_2O_3	1.23	1.90	0.73	1.14	
FeO	1.97	0.79	1.13	1.56	
MgO	0.31	0.22	0.52	0.54	
CaO	1.24	0.86	2.40	2.22	判别的合适变量
Na_2O	3.79	4.35	4.09	3.53	
K_2O	1.78	4.08	2.62	3.41	
TiO_2	0.29	0.26	0.25	0.26	
K_2O+Na_2O	8.57	8.40	6.68	6.91	判别的合适变量
$\frac{CaO}{Na_2O+K_2O}$	0.152	0.104	0.382	0.342	判别的合适变量
$\frac{FeO}{FeO+MgO}$	0.907	0.928	0.791	0.829	判别的合适变量

注：火成岩的 SiO_2 含量为 70.00%—75.00%；FeO* 为全 Fe。　　(据 W. L. Petro, 1983)

Petro 列出了几条主要区分准则：①分异指数和标准矿物斜长石的分布频率分布表明，单峰(中性)分布是挤压性岩套的特征，而双峰(酸性—基性)分布是张裂性岩套的特征，单峰酸性是两可的；②张裂性岩套的钙碱指数介于 50—56 之间，而挤压性岩套的钙碱指数的变

化范围是60—64。中间范围(56—60)是两可的；③张裂性岩套的AMF三元图与挤压性岩套的对比，数据点沿FM边比较分散。富含碱金属的张裂性岩套的特点是数据在平行AF边的方向上分散；④过碱性岩石是张裂性岩套所特有的，而挤压性岩套往往是过铝质岩石的频率较高。准铝质岩石在两类岩套中都常见。

五、板块构造运动环境与火成岩成分

通过板块运动收敛、生长与火成岩成分之间关系的研究，发现生长板块边缘，即张开界线以洋底玄武岩、裂谷碱性玄武岩等为主，相应于"张应力区火山岩"；收敛板块边缘，即闭合线上以岛弧玄武岩为主，相应于"压应力区火山岩"；而"低应力区的火山岩"系指在缓慢板块运动界线上的火山岩，碱性玄武岩及其同类岩石通常沿板块运动的低速边界产出。

板块运动速度还与火成岩成分之间有着紧密的联系。

R. Sugisaki(1976)认为，速度2.5cm/a以上的板块闭合运动会产生安山质岩浆，并指出"安山岩线"是一条以2.5cm/a以上的速度闭合的板块边界；而闭合为2.5cm/a和近于零之间的板块边界则会产生碱性岩套；板块扩张，如洋中脊，只产生玄武质岩浆，而沿洋脊分布的火山岩类的氧化硅指数，不管张开速度如何，大致是一个常数(34—37)。

板块边缘的扩张和闭合速度(cm/a)还与火山岩的K_2O含量及θ值有关，$\theta=SiO_2-47(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$，$SiO_2$为重量百分比，$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$为分子比。当板块运移速度为零时，火山岩中$K_2O$变小或$\theta$值变大。总之，板块运移速度最低，则火山岩之碱度及钾量增大。

板块扩张速度与来自大洋中脊的洋底玄武岩中的TiO_2平均含量成正相关。

V. Kazmin(1980)阐述了大陆裂谷扩张速度与岩浆岩成分之间的关系。当扩张速度较小、渗透性较低时，裂谷缺乏火山活动，例如马拉维裂谷和贝加尔裂谷；当裂谷张裂很慢、渗透性增强，则产生小范围的超碱性基性熔岩活动，如东非的斯特法尼裂谷和欧洲的奥斯陆地堑及莱茵地堑。莱茵地堑自始新世末，地壳拉伸约4.8km，平均扩张速度为0.1—0.15mm/a；当裂谷扩张速度较高，则有大量物质上涌，产生碱性玄武岩建造，例如埃塞俄比亚裂谷、肯尼亚裂谷等，前者的年平均扩张速度为3—6mm/a；当裂谷扩张速度更高时，则产生拉斑玄武岩建造，如阿法尔地区，该处扩张速度等于或近于2cm/a；当扩张达到板块分离开来，则转化为大洋裂谷，产生深海拉斑玄武岩建造。

消减带的运动速度也与火成岩成分密切相关。消减速度愈高，不可避免地会产生丰富的安山岩，因而安山岩的丰度和板块运动速度之间的关系，存在着一定的同步消长关系；而且消减速度较高的，即沿着较高闭合速度的边界形成的岩浆是较小碱性(拉斑质和氧化硅指数较高)的岩浆。

许多学者还探讨了火山岩成分与消减带深度的关系。岛弧及活动大陆边缘安山岩K_2O含量与消减带深度的关系式为$Sz(km)=89.3(K_2O)-14.3$。式中，K_2O为SiO_2固定60%时，安山岩中的K_2O的质量百分数；Peace(1975)论证了用于早期岛弧玄武岩的当Zr为30×10^{-6}时的Sr浓度与消减带关系图；Ninkovich(1976)论证了用于岛弧火山岩的SiO_2及Rb浓度与距消减带关系图。

绪言中，我们曾谈到Dickinson(1968,1970)等人调查了许多环太平洋的火山弧，认为火山岩中K_2O含量向大陆增加，而且是贝尼奥夫带深度的函数。然而Nielson和Stoiber(1973)曾指出，虽然每个火山弧都显示出K_2O向大陆普遍增加，但是K_2O含量和贝尼奥夫

带深度之间的关系，对不同的火山弧是不一样的。因此，火山岩中 K_2O 的含量不是贝尼奥夫带深度的函数。

Eizo Nakamura 等研究了消减作用对日本碱性玄武岩地球化学特征的影响，指出靠近日本海沟的日本东北部样品较日本西南部的样品富集 K、Sr、Ba、Rb，而亏损 Ta、Na、Ti。两处都显示出岛弧对其成分的影响。

碰撞带构造运动环境的变化与岩浆活动及其地球化学特征的关系，引起了 N. B. W. Harris 等人(1986)的注意。通过研究，他们指出：①碰撞前的钙碱性(火山弧型)侵入岩，主要源于被俯冲作用改造过的地幔，具有选择性富集大离子亲石元素的特征；②同碰撞期的过铝质侵入岩(淡色花岗岩)，可能源于大陆推覆体的含水基底，具有 Rb/Zr 比值高、K/Rb 比值低的特点。该类花岗岩普遍富含 Rb，可能还有 Ta，此外还具有高的 Cs 和 F 值，但是缺重稀土元素 Y、Zr 和 Hf，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值最高；③碰撞带晚期或后期的钙碱性侵入体，可能来自地幔源，但普遍遭受地壳的混染作用，只有根据其较高的 Ta/Hf 比和 Ta/Zr 比才能与火山弧型侵入岩区别；④碰撞后碱性侵入岩，可能源于碰撞带之下的地幔岩石圈，其碱性性质有力地证明了它们具有板内岩浆活动的地球化学性质。

六、板块构造环境与火山岩矿物化学成分

不同板块构造环境的同种类火山岩，其矿物组合存在差异，而且同一矿物的成分也存在着不同，特别是成分复杂的矿物，如玄武岩中单斜辉石，差异性就较大，故可运用它的成分变化来鉴别板块构造环境。

运用单斜辉石中 SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、FeO^*、MnO、MgO、CaO、Na_2O 氧化物的质量百分数，分别代入下列二式，求出 F_1 及 F_2 值，投影在图中，即可大致确定其所处的板块构造环境。

$$F_1 = -0.0120(SiO_2) - 0.0807(TiO_2) + 0.0026(Al_2O_3) - 0.0012(FeO^*) - 0.0026(MnO) + 0.0087(MgO) - 0.0128(CaO) - 0.0419(Na_2O)$$

$$F_2 = -0.0469(SiO_2) - 0.0818(TiO_2) - 0.0212(Al_2O_3) - 0.0041(FeO^*) - 0.1435(MnO) - 0.0029(MgO) + 0.0085(CaO) + 0.0160(Na_2O)$$

FeO^* 为全铁换算成的 FeO，或为电子探针分析结果。Fe_2O_3 换算成 FeO 的公式是：$FeO = F_2O_3 \times 0.8998$，简化公式是 $FeO = Fe_2O_3 \times 0.9$。

还可运用单斜辉石中 TiO_2、MnO、Na_2O 三个氧化物的相对百分比三角图解来确定其板块构造环境。板块内部碱性玄武岩的辉石，Na、Ti 高，而 Si 低；板块内部拉斑玄武岩的 Ti、Fe、Mn 多，而常能与火山弧玄武岩相区别。

此外，斜长石牌号也可用来确定板块构造环境。

七、板块构造环境与火成岩稀土元素分配型式

洋脊玄武岩是具有轻稀土亏损型分布型式的玄武岩，反映是在扩张中脊形成的。太平洋、大西洋、印度洋的洋脊玄武岩，其 La/Sm 比值没有系统变化，$(La/Sm)_N = 0.4—0.7$，故 $(La/Sm)_N$ 比值为 0.4—0.7 的火山岩应显示为大洋成因。

冰岛橄榄拉斑玄武岩的稀土元素比值模式("固体型")与大洋脊拉斑玄武岩近似。

大洋底发现的深海拉斑玄武岩与大洋岛屿玄武岩相比，其稀土元素特征是：①稀土元素的格局中耗损了轻稀土元素；②偶而异常地低铕值。

蛇绿岩基底的变质橄榄岩其稀土元素高度贫化，且稀土元素分布样式多样化，与洋脊玄

武岩迥然不同，反映了变质橄榄岩系地幔残余。

岛弧玄武岩稀土配分型式也为轻稀土亏损型，近似于洋脊玄武岩，即 La、Ce、Pr、Nd 等轻稀土元素的丰度较低，而且不见 Eu 的耗损。但是以其轻稀土元素丰度偏低而区别于洋脊玄武岩。

大陆碱性玄武岩和大洋次碱性玄武岩对比，前者的 La/Yb 比值明显偏高。

裂谷碱性玄武岩和拉斑玄武岩同其它类型玄武岩相比，富含 LREE。别洛乌索夫(1974)对裂谷带碱性岩稀土元素的分析表明，强碱性岩中轻、重稀土元素比值明显大于中等碱性玄武岩中的同类元素比值。

关于稀土元素特征对构造环境、背景、动力学状况判识，还有待于进一步工作。

八、板块构造环境与同位素组成特征

同位素组成特征可用来鉴别不同构造环境下形成的火成岩类。

不同构造环境下形成的玄武岩具有不同的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值。洋中脊玄武岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值较低：0.7029- 0.7035，其放射性成因锶比大多数岛弧玄武岩要少些。大多数岛弧岩浆的 Sr 同位素成分较之洋中脊玄武岩的 Sr 同位素成分，更多的是放射性成因的，而与许多大洋岛屿岩浆的 Sr 同位素成分相似(表 9-2)。

表 9-2 玄武岩构造类型与锶同位素初始比值

玄武岩的构造类型	$^{87}Sr/^{86}Sr$
洋中脊玄武岩	0.7023--0.7027
现代洋脊玄武岩	0.702 -0.703
大洋中脊深海拉斑玄武岩	0.7020 0.7035
大西洋中脊大洋拉斑玄武岩	0.7032
东太平洋隆起玻璃质玄武岩	0.7025
大洋拉斑玄武岩	0.702—0.704
洋岛玄武岩	0.7037 -0.7039
海岛玄武岩	0.7035
夏威夷岛基拉韦厄拉斑玄武岩	0.7039 0.7041
冰岛拉斑玄武岩	0.7030—0.7032
冰岛第三纪玄武岩	0.7021—0.7032
冰岛第四纪玄武岩	0.7028 - 0.7033
岛弧玄武岩	>0.7029
岛弧拉斑玄武岩	0.70355
大陆拉斑玄武岩	0.7033—0.711
南部非洲(阿扎尼亚)拉斑玄武岩*	0.706—0.710
大陆碱性玄武岩	0.704 -0.708
造山带的玄武岩	0.703—0.705
裂谷玄武岩	0.703-->0.710

(本表据都城秋穗，I.S.E.卡迈克尔等资料编制)

一些岛弧玄武岩套与大洋板内玄武岩比较，在固定的 Nd 数值上，具有一个较高$^{87}Sr/^{86}Sr$比值的标准移动。岛弧岩浆中$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值高，可能是由于俯冲沉积物的卷入而致的地壳混染作用的影响。

大致相当于溢流玄武岩的大陆拉斑玄武岩组合有着明显高的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值，达 0.7033—0.711。大陆裂谷玄武岩的锶同位素比的初始值变化范围较宽，且数值偏高。例如

奥斯陆二叠纪裂谷玄武岩$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值为0.7034—0.7054。

G. J. Waserburg等测定了地球不同构造环境下年轻火山岩钕同位素组成，发现大洋中脊拉斑玄武岩、岛弧碱性玄武岩及大陆玄武岩的初始钕同位素比值逐渐降低，且与海岛玄武岩的初始钕同位素比值不同，而大陆玄武岩的初始钕同位素比值恰恰在地球Sm-Nd演化线上，也就是说，大陆玄武岩的钕同位素比值更能代表地球(球粒陨石)的原始钕同位素比值，而大洋中脊拉斑玄武岩的初始钕同位素比值达到+10，表现它是由轻稀土亏损的地幔源分出的岩浆源产生的。

据M. R. Perfit等(1980)，岛弧玄武岩在$^{143}Nd/^{144}Nd$比值类似于地幔羽类型洋中脊玄武岩(即冰岛玄武岩)、大洋板内玄武岩(夏威夷玄武岩)和一些大陆玄武岩，但不同于正常洋脊玄武岩。岛弧岩浆中$^{143}Nd/^{144}Nd$比值减小，可能系俯冲沉积物的卷入所致的地壳混染作用所引起。

在大陆镁铁质玄武岩中，即大陆裂谷玄武岩中，$^{143}Nd/^{146}Nd$、$^{143}Nd/^{144}Nd$的比值较大洋中脊玄武岩明显偏低；大陆玄武岩的$^{143}Nd/^{144}Nd$比值较大洋玄武岩明显偏低。

洋中脊玄武岩的$^{143}Nd/^{144}Nd$比值为0.5131—0.5133，海岛玄武岩的为0.5125—0.5130。

G. J. Waserburg等还发现初始钕同位素比值和初始锶同位素比值存在负相关关系。大洋中脊拉斑玄武岩具高的初始钕同位素比值的正值，而初始锶同位素比值则为高的负值；海岛和岛弧碱性玄武岩具中等的初始钕同位素比值的正值和中等的初始锶同位素比值的负值；大陆高原玄武岩初始的锶同位素比值和初始钕同位素比值都是零，即与球粒陨石的(或者说与整个地球的)值相近。由于钕、锶之间存在一定的关系，故可根据Sr和Nd同位素组合的研究来确定构造环境。

C. J. 霍克斯沃思对破坏性板块这缘岩浆的$^{143}Nd/^{144}Nd$、$^{87}Sr/^{86}Sr$、$^{143}Nd/^{144}Nd$特征研究后指出，这种组合特征对于推测大陆岩浆作用中地壳混染作用具有重要意义，而且证明该处岩浆包含有来自消减的洋壳成分，并混有来自上覆岩石圈的物质。

表9-3 不同构造环境的玄武岩铅同位素比值

位置	岩石	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	U^{238}/Pb^{204}
大西洋中脊	大洋拉斑玄武岩	18.471	15.54	38.01	7.9
大西洋中脊	大洋拉斑玄武岩	18.816	15.68	38.65	10.5
东太平洋隆起	玻璃质玄武岩	18.24	15.53	38.30	6.4
	洋中脊玄武岩	17.8—18.8			
	海岛玄武岩	19.3—20.4			
	大洋玄武岩	17.70 -18.80	15.43—15.53	37.15 - 38.20	
夏威夷群岛华拉来	碱性玄武岩	17.92			
新西兰	陶波玄武岩	18.749	15.618	38.62	
加勒比	玄武岩	18.368	15.640	38.629	
日本	拉斑玄武岩	18.507	15.68	38.75	
日本	碱性玄武岩(橄榄玄武岩)	18.08	15.56	38.60	

(据I. S. E. 卡迈克尔等资料编制)

铅同位素也可以用来确定板块构造环境(表9-3)。洋中脊玄武岩的放射性成因铅，比大部

分岛弧玄武岩的要少些；而一般来说，岛弧熔岩的铅同位素比值系列与洋脊玄武岩、大洋板内玄武岩的部分叠盖，但在铅同位素比值标绘图上，所有岛弧岩套，都比它们有一个较陡的斜坡。大陆玄武岩与大洋玄武岩相比，前者在同类的铅同位素比值数值上，要偏高，且变化范围较大。

除了运用 Sr、Nd、Pb 同位素组成特征来鉴别不同的板块构造环境及其演化历史外，人们还从 O、Be、He 等同位素组成特征来探讨板块构造地球化学问题，例如，Craig 等(1978)认为弧和非弧背景的岩石有着相似的$^{3}He/^{4}He$ 比值。F. Tera 等(1986)则指出：大量资料表明，洋中脊、洋岛、大陆熔岩的^{10}Be 含量低于 $10g^{6-1}$，而岛弧熔岩的^{10}Be 浓度却十分高，说明了岛弧岩浆的强烈的沉积物掺合作用。

九、板块构造环境与成矿元素聚集

一定类型的板块构造(空间上的展布和时间上的演变)环境以一定的成矿元素聚集为特色，既显示出构造对元素富集的控制性，又显示出生因性。这种关系和性质的研究，有着重要的理论意义和实际意义。

洋脊硫化物热液矿床多见，以 Cu、Pb、Zn、Ag 等元素沉淀为特色，在洋中脊与蛇绿岩套-洋壳共生的沉积物中也有许多成矿元素，如 Fe、Mn、Cu、Ni、Pt、Cr、Co、U、Hg 和少量的 V、Cd、Bi 等。

岛弧以 Cu、Pb、Zn、Fe、Mn、Au 等元素聚集为特色，后期还出现亲氧的一些成矿元素，如 Sn、W、稀有元素的富集。总的特色是以亲硫元素的金属特别富集。

在两个大陆板块的接合部位则多镁质超基性岩分布，铬铁矿床也比较大。

大陆裂谷的成矿元素富集，一部分类似于洋脊，如 Fe 族、铂族元素和一些亲硫元素的成矿富集，但另一部分却显现出自己的特色，即大陆裂谷还以碱性岩浆的元素组合，挥发性元素 F 等，稀土元素的成矿富集为特点。此外，外生成矿元素，如 K、Na、Ca、S、U、V 等的聚集作用也十分发育。

在陆壳中与俯冲有关的转换断层的构造环境，很少见有成矿元素的富集，但在大洋转换断层在陆上的延长部分，却见有 Cu、Ni、Pt、Au、Ti、C、P、F 等成矿元素聚集。

大洋板内构造即大洋盆地以亲铁型元素如 Mn、Fe、Cu、Ni、Co 的聚集为主。

大陆内部热点的成矿元素聚集以与花岗岩浆活动和碳酸岩、碱性岩岩浆活动有关的元素富集为特色。

除了从上述九个方面阐述、研究板块构造地球化学以外，还有人进行了从放射性特征角度来论述板块构造环境、背景的研究工作。

由上述板块构造地球化学的研究，可见板块构造学说在一定程度上推动了地球化学的发展，并给自己开辟了一块广阔的新天地。但是，从地质构造发展的时空角度来考虑，板块构造地球化学的研究还有待进一步深入。

第二节　地质力学的地球化学研究

地质力学是运用力学的观点来研究地壳构造与地壳运动规律的地质学科。它的研究方法是在分析地质构造形迹的力学性质的基础上，将有成生联系的构造形迹按照实际情况配套组合成一定的构造体系和构造型式，并进而推断其应力场，研究它们发生和发展的规律，研究整个地壳运动的规律和有关地壳运动的方式，方向与动力来源问题。从地壳构造与地壳

运动规律这个范畴来看，地质力学仍应该属于大地构造学。

地质力学者们在构造形迹的地球化学研究上，做了颇多的工作，本节现只从大地构造角度，即从构造体系、构造形式、地壳运动等方面来论述地质力学的地球化学研究。

其实，李四光曾指出过构造作用中的化学变化问题，即“构造-相变-化学变化”问题。他在1956年所写的“地壳运动问题”(讨论提纲)一文中，就指出：“构造地质学是研究地质构造的一门科学。它所处理的问题，包括构成地壳各部分的岩石的建造和改造两个方面；而改造方面的问题，概括起来，又可再分为两个方面：即岩块和矿物的形变问题与矿物在动力作用条件下所发生的相变问题”。到1965年，“在第一届全国构造地质学术会议开幕会上的讲话”中，更明确指出：“还有一个方面，即相变的问题——岩石变质的问题。事实上，有好多新的矿物是由别的矿物转变过来的，如绿泥石等。这种矿物转变的力量是从构造运动来的。相变和形变是不同的，形变只是机械变化，相变是化学变化”。

但是由于研究侧重点等的原因，在相当长的一段时期内，并未引起地质力学研究者们(包括李四光本人在内)的充分注意。直到后来，侯德封、王嘉荫、杨开庆等人才重视了这一领域的研究。他们研究的重点放在构造形迹的地球化学变化方面，本节则侧重探讨构造体系，构造型式、地壳运动等方面的一些地球化学反映。

一、纬向构造体系的元素分布及富集特点

在我国境内出现的巨型东西构造带有3条极为明显，即阴山带、秦岭带和南岭带。

阴山-天山带：本带以中酸性岩类为主。西部以基性超基性岩类居多；东部则多发育中、酸性岩类。天山一带海西期的Fe、Cu、Pb、Zn等及钒钛磁铁矿发育；而阴山一带则有铬铁矿、Au、V、Ti、Cu、Pb、Zn矿等，而且还有规模巨大的鞍山式和白云鄂博式铁矿；宣龙式铁矿等也位于该带内。就铀矿而言，主要见于中生代含煤地层中。相对来说，可见本带基性超基性岩浆的元素组合较为发育，成矿元素的富集以铁(族)元素最为特色。

昆仑-秦岭带：总体以中、酸性岩类为主，除矽卡岩型铁矿及铜铅锌矿外，金矿亦较发育，且有稀土元素矿床，陕西还有细脉浸染型钼矿。本带还发育锑矿。就铀矿而言，以与沉积地层有关的铀元素富集最为明显。可见本带亲铜元素的分配似乎较为明显。

南岭带：本带中，酸性花岗岩发育，特别是超酸性、碱性花岗岩分布较多，本带Li、Rb、Cs、Nb、Ta、Be、W、Sn、稀土、稀有、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn分散元素等的成矿富集作用特别突出。就铀矿而言，我国就是在这条带上首次发现的，并找到了一系列的铀矿床(吴磊伯，1984)。可见本带酸性岩浆的元素组合、脉状体的元素组合发育，成矿元素的富集尤以亲氧元素最为突出。

由上述可见，我国3条主要的东西构造带，由北向南、元素的分布和富集显现出一定的规律性。即铁族元素→亲铜元素→亲氧元素的富集作用增强，酸性岩浆的元素组合分布增多，即由相对密度大，原子半径小的元素→原子半径大，相对密度小的元素而分布。这种分布特点与地质力学的构造应力场分析是相吻合的。

上述我国3条东西构造带的元素分布的空间规律性，在一定的程度上，也反映了时间分布的规律性，因为阴山带形成较早，南岭带形成较晚，秦岭带居中。

从时间上来看，古老的东西构造带亲铁元素的富集更为明显。例如太古宙的纬向构造体系，其主要形成于27—26亿年，分布在北半球北回归线与北极之间中纬度地区的加拿大地盾、阿尔丹地盾、乌克兰地盾及中朝地台范围内。体系内分布有太古宙上绿岩带，多由基性—

酸性火山岩或钙碱性火山岩及火山沉积岩组成。而受纬向构造体系控制的太古宙构造-火山沉积盆地，火山喷发中心是阿尔果玛型火山沉积变质铁矿、锰矿及金矿以及与变质火山岩有成因联系的层状铜、锌矿床形成的重要成矿环境。

二、经向构造体系的一些地球化学特点

南北向构造体系在我国境内广泛分布，由东自西有台湾带、牡丹江-老爷岭带、山西带、闽赣带、湘桂带(包括来临南北带)、川黔带、贺兰山带、川滇-青海湖东带、滇西-青海湖西带、藏东-甘肃西部带、藏中-新疆东部带、珠穆朗玛-友谊峰带、藏西-新疆西部带等；在世界其它地区也十分发育，如堪察加经向带、库页岛-伊豆经向带、岛拉尔经向带、死海-约旦河谷经向带、西欧的隆河河谷-来茵河谷-斯堪的拉维亚大断裂的经向带、东非东部大裂谷带、西非经向带、科迪勒拉-安第斯经向带、落基山和格兰德裂谷南北带、盆地山脉区的南北带等；海洋中的经向带也特别发育，如大西洋中脊、印度洋中间海岭，太平洋东部海岭等。

南北向构造体系，按力学性质，可以划分为两种类型：挤压型和张裂型。它们具有十分明显的分区分布特征，即在东亚大陆和南北美洲，尤其是太平洋沿岸的大陆边缘地区，都是挤压性的；而在欧非大陆、亚洲西部的经向构造带及在洋中脊，都是强烈的张裂性带。

挤压性和张裂性的南北构造带在地球化学上的共同特点是基性、超基性岩浆的元素组合发育，(亲)铁元素的成矿富集作用也发育。例如，控制太古宙下绿岩带的太古宙经向构造系，主要表现为南北向的紧密褶皱及断裂组成的隆起带，结构面陡倾，多为 70°～80°，常伴有大量的基性-超基性侵入和喷出活动。一般多呈带状分布，带的长宽比相差悬殊。与构造岩浆活动带一起伴生的有 Cr、Ni、Pt、V、Ti 等太古宙早期岩浆矿床。而一些太古宙的火山沉积变质金矿和铁矿则出现在构造火山岩带的范围内。又如强烈挤压的乌拉尔经向带，就发育有富铁镁岩和与基性岩活动有关的铁矿床。科迪勒拉、安第斯经向带亦显示出此一特点。我国的川滇带也具同一特点。

张裂性南北构造带，如大洋中脊和海岭就十分发育超铁镁岩。欧洲中部的经向带也十分发育基性超基性岩，并出现铁元素的高度富集。我国横断山脉经向带亦伴有大量的基性，超基性岩浆活动，带内已发现有铬铁矿、石棉及铂族元素矿化。

但是挤压性经向带和张裂性经向带两相比较，前者的铁族元素富集更为突出。如在欧洲，从科拉半岛到乌克兰这一南北带，集中分布了大量的铁矿储量，远景达一千亿吨；南非布什维尔德杂岩体和罗德西亚大岩体所组成的南北带，集中了世界铬铁矿储量的 80%；西澳南北带的岩浆活动带主要由基性，超基性侵入体和火山岩组成，矿化类型主要为岩浆演化分异早期所形成的 Cr、Ni、Co、Pt、V、Ti 等岩浆矿床。矿化特点是矿化时期长、强度大、分布集中；伊尔岗地块的南北带控制了太古宙绿岩带的分布，带内镍矿发育，所有硫化镍矿(化)都与太古宙超在性岩有关，有的超基性岩矿化带近南北走向延长达几十公里。

张裂型南北构造带与挤压型南北构造带相比较，所具有的另一地球化学特色是酸性岩浆的元素组合、脉状体的元素组合和碱性岩浆的元素组合相对发育，这一点特别地表现在大陆地壳上的南北构造体系，如东非裂谷带、西非带、莱茵裂谷带、滇西带、盆地山脉区的南北带等。若与别的大地构造理论类比，大陆地壳上的张裂型南北带几乎均为地洼区，或是裂谷带，故具有上述的地球化学特色。而巨型挤压性南北带则由于长期经历了地槽阶段，以致基性、超基性岩浆的元素组合特别发育。

一些资料反映太古宙的经向构造带和太古宙的纬向构造带，在地球化学方面，存在着一

些差异：①基性、超基性岩浆的元素组合分配方面：经向构造体系中发育该组合，因为受纬向构造体系控制形成的太古宙绿岩带中的火山岩主要为钙碱性火山岩，其基性超基性组分比较少。据统计，阿比提比和瓦华冈绿岩带的基性和超基性组分远不雅向构造体系控制的罗洼西亚绿岩带的 1/2，比巴勃唐绿岩带的 1/4 还少，主要为中酸性火山岩；②成矿元素 Cu、Zn 的富集程度：纬向构造体系控制形成的构造-火山沉积盆地的中心部位，一般 Cu、Zn 矿化比较显著；则经向构造体系控制下形成的构造-火山岩带中 Cu、Zn 矿化则很少见到；③铁的富集方式及其伴生成矿元素的差异：一般是纬向构造体系控制下形成的铁矿沉积成矿作用明显，铁矿物相变亦明显，不同的铁矿物相可分别形成单独的铁矿床，并常伴有火山沉积型铜、锌矿床；而经向构造体系控制下铁矿形成的主要成矿作用则为火山成矿作用，铁的矿物相变不明显，常有火山沉积变质型金矿明显伴生；④经向带中铁族元素特别富集，如前所述，例如科拉半岛-乌克兰经向带的铁矿远景储量达 1000 亿吨；布会维尔洼杂岩-罗洼西亚大岩的南北带集中了世界铬铁矿储量的 80%；西澳经向带的内生成矿类型主要为 Cr、Ni、Co、Pt、V、Ti 等矿床；伊尔岗地块的南北带集中了许多硫化镍矿床(吴振寰，1982)。

上述太古宙的经向和纬向带的类比地球化学特点，并非各地区均适用。例如，我国的纬向带，发育时期较长，规模巨大，构造和岩浆活动强烈，控制了我国主要的基性超基性岩带及其伴生的成矿元素的分布，而呈现出与上述的特点相反，这系由于我国经向带规模较小、地质发展时期较短等原因所致。

三、新华夏系的元素分布特征

我国东部的新华夏构造特别发育，形成了第一级的三个隆起带和沉降带，同时也产生了一系列的岩浆岩带。本构造系总的特点是酸性岩浆活动十分发育，碱性岩的产出也是一大特点，因此，Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta、U、Th 等成矿元素极其富集，同时脉状体的元素组合，即内生成矿元素的富集作用也非常强烈，因此产出有超大型和大型的 W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、Au、Ag、Sb、Hg、F 等矿床，中小型矿床更是星罗棋布。

新华夏系构造为什么会产生这种地球化学特点呢？从构造的原因来看可能有两点：一是该系构造大规模隆起与升降差异运动，因而酸性岩浆的元素组合等发育；二是扭动作用和剪切作用非常强烈所致。因为我们知道，剪切作用能够改变物质的化学特性，促进化学反应，使化学反应容易进行和加速，因而使得成矿元素易活动和运移，而大量的剪张性和剪压性断裂带的分布，则使得这些元素富集有着充分良好的赋存和停积物理和化学条件。

四、山字型构造的一般地球化学特征

由山字型构造的应力场分析，以及其地质建造特征、矿产分布和元素性状，大致而言，在弧顶部位的张裂区，可见到酸性岩浆的元素组合；在两翼的剪切区，可见到亲硫元素组合的富集；在脊柱挤压区，可见到亲铁、亲硫元素的富集；而在马蹄形盾地，由于沉积建造发育，故聚集成岩元素及可燃性有机矿产。例如广西山字型构造，其弧顶出露有昆仑关花岗岩和稀有金属矿脉，两翼的 Pb、Zn、Cu 矿床发育；脊柱部分见基性超基性岩建造分布；而盾地即为石炭纪和二叠纪煤盆。

五、帚状构造的元素(组合)分布的规律性

帚状构造应力场的基本特征是离旋转中心点愈远，应力作用越小，一般是近收敛端为强应力区，撒开端为弱应力区，中间为中等应力区。按元素的原子量、密度和半径大小等特征相对而言，较重或半径小的元素集中于收敛方向和内带，较轻或半径大的元素集中在撒开端和

外带；而重量或半径相对处于中等的中间元素则居中分布。

例如沙溪帚状构造（董树文，1985）的成岩作用表明：其含矿岩体的 Si、K(Na)的原子数在各旋扭带从收敛端到撒开端，由内向外旋带逐渐加多，故岩石酸度增高；而 Ti、Fe、Mn 的分布却相反，以至往收敛端方向，岩石的基性增强。岩体的氧化度亦显示出各旋扭带撒开方向的岩体高于收敛方向的岩体，故从旋涡-内旋带-外旋扭带，显示出氧化度(Fe_2O_3/FeO)依次降低。

沙溪帚状构造的成矿作用亦表明：构造作用对成矿物质的分布、形成和组成等起了显著的制约作用，即铜矿化强区与帚状构造中等应力场区相吻合，Cu、Ag、Mo 在中区富集；Au 异常出现于强应力区；Co、Pb、Zn 等在弱应力区增高；重硫(^{34}S)相对集中在强应力区，轻硫(S^{32})集中于弱应力区，表明硫稳定同位素分馏作用及组成变化与应力作用具一定的关系。

又例如辽宁新村帚状构造，在其第二旋扭带中，特别是东部接近帚状构造收敛部位，矿化以 Zn、Cu 为主；在远离矿化中心部位，帚状构造撒开部分，Pb 含量有增高的趋势。并且帚状构造的收敛部分，矿化比较集中（辽宁二区一分队，1979）。

陕西黄龙铺小型帚状构造亦显示出其收敛部位钼铅矿发育，弧形断裂的撒开部位 Cu 矿化集中；整个帚状构造都有辉钼矿化，且矿化范围与此帚状构造形状吻合（侯俭，1988）。

帚状构造的各部分运动方式也与物质成分的分布有着密切的关系。

例如江汉油田的周矾帚状旋卷构造，其砥柱沉降幅度大，且发育有 3 个完好的弧形旋回背斜构造带，半环绕在旋涡的东北缘，总体向北西撒开，向南东方向收敛。其内旋相对作顺时针、外旋相对作逆时针方向的旋扭运动。并具外旋主动，内旋被动的旋扭特点。该构造中，油气全部聚集在旋卷构造的各旋回构造带中，各旋回带比较，以中旋回构造带含油最丰富，内旋回构造带次之，外旋回构造带最差。可见，油气是向应力强度变弱的部位移聚，并且在应力强度适中的部位特别富集；同一个旋回构造带中，油气富集程度亦以中部最好，中北部次之，南端最差，总的趋势是撒开方向优于收敛的一端，并且这种分异程度愈向外旋回带愈加明显，显然这是旋扭作用的结果。此外，本旋卷构造对早期形成的油气还起到了改造的作用。

而扶余帚状构造却不同，其砥柱不具备生油的深凹陷。在砥柱东北缘有 3 个弧形旋回背斜构造带向北西收敛，向南东方向撒开。这一旋转构造是由砥柱的主动旋扭而带动外围逐渐形成的，基于这一特点，故油气在旋回构造中的分布出现了不同于带有旋涡的、被动旋扭的周矾旋卷构造。实际情况表明，旋卷构造范围控制着油气的展布，并且以靠近砥柱的内旋回构造带最好，砥柱及中旋回构造带次之，外旋回构造带最差；各旋回构造带中，以中部最好，中北部次之，南端最差。总的趋势是收敛优于撒开方向。

但是，周矾与扶余旋卷构造对油气的制约又都显示出统一的特性，即一是外力作用所形成主动旋扭的方向，显示着油气移聚的总趋向；二是应力强度适中的部位，与油气富集地带相一致（江汉油田，1987）。

由上可见，帚状构造与物质分布之间的关系，是一个相当复杂的问题。它与帚状构造的总体运动方式、各个部分的运动形式、运动强度、边界条件等密切相关，也与物质的本身性质及其活动等密切相关。

上述我们只探讨了压扭性形迹的帚状构造的元素分布情况，关于张扭性阶段形成的或张扭性形迹的帚状构造的地球化学特征，值得我们今后探讨。

六、环形旋卷构造的物质分布

环形旋卷构造系指有环形旋转运动和环形构造形迹的地质构造。

尾亚岩体为一发育较好，表现明显的环形旋卷构造，它的内旋作顺时针方向的旋转运动，环状构造形迹显现出有四环：由外向内依次为二长岩环、粗粒环(粗粒黑云母二长花岗岩环)中粒环(中粗粒到中粒黑云母二长花岗岩和花岗岩闪长岩环)、中细粒二长-正长花岗岩核部(简称核部)。各环的平均化学成分见表 9-4。

表 9-4 尾亚岩体环状构造各环岩石平均化学成分(%)

环 别	样 数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	合 计
二长岩环	3	63.44	0.55	16.60	2.41	3.12	0.49	2.05	4.83	6.11	99.60
粗粒环	2	67.40	0.60	14.45	1.49	2.51	1.89	3.38	3.92	3.14	98.78
中粒环	5	69.14	0.45	14.85	1.06	2.03	1.33	3.05	3.95	3.57	99.44
核 部	6	72.98	0.20	13.88	0.89	1.10	0.72	1.78	3.94	3.99	99.48

(据张治洮)

由表 9-4 可见，Si、O 表现为从中心向外渐减；Fe、Ti 表现正好与 Si、O 相反；K、Na、Al 在花岗岩三个环由内向外渐低，而在二长岩环又升高；Ca、Mg 表现与 K、Na、Al 相反。

尾亚岩体环形构造的形成显系是旋转动力分异的结果，其成岩模式有两种可能：①岩浆侵入到定位区后保持熔融状态，并作顺时针旋转。岩浆成分中，富 Ti、Fe、Mg 者较重，富 Si、O 者较轻。在旋转运动中，重物质所受离心力较大，在质点的功能相等的情况下，重物质的运动速度较轻物质小。因此，重物质向外运送，并作与旋流相反的相对运动，从而导致岩体边缘部分重物质所占比例逐渐增高；②岩浆在顺时针向螺旋式上侵过程中，由于岩浆内成分不均匀、富铁质部分粘度小、富硅质部分粘度大，因而上升的岩浆柱从上到下所含各种离子的相互比例有所不同。粘度小的在上部相当于二长岩浆；粘度大的在下部，相当地花岗岩浆。随后，边缘开始冷却，形成二长岩环，而中心熔融体继续上升。接着，粗粒环和中粒环依次固结，中央更富 Si、O、K 的熔浆继续旋转上升，直到最后固结(张治洮，1983)。

磁海环形旋卷构造的元素分布状况正好与尾亚地区的相反，即环形构造的内部多为基性岩和中基性岩，向外多为中酸性岩和石英斜长岩，至外圈多为酸性岩。并在砥柱边缘出现 K、Na 和 Si 增高的岩类，向内渐变为 Na、Ca 和 Al 相对较高的岩类；在南矿区，自旋回带收敛端到撒开端有 Fe、Mg、Ca、Al、K、Na、Si 的顺序分布，在北矿区，由收敛端到撒开端，相对高含量的顺序是 Fe◂Ca-Mg、Al-K-Na-Si。

磁海旋转构造地球化学特征形成的机理过程是由于旋转动力对基性熔浆的影响而出现压滤现象所致。在强应力部位，熔浆中早晶出的辉石和基性斜长石易于停留在原地；而呈熔融状态偏于酸性成分(富含钾、钠和硅)的熔浆则向低应力区渗滤，具体地说，从应力最强的外旋回带收敛段，一部分向撒开端渗滤，另一部分向漩涡中心部分渗滤，形成了所叙述的各种动力分异现象，各处所反映由应力强处到应力弱处的顺序一致是 Fe、Mg、Ca、Al、K、Na、Si。

由于这种旋卷动力作用，从而使原来分散在辉绿岩中的一部分铁质在局部地段聚集起来，形成铁矿。故磁海铁矿床可称之为辉绿岩内旋卷动力分异矿床，属建造式旋卷动力分异矿床类型(张治洮等，1982)。

陕西楼房沟望天龙含铬超基性岩体为另一类型的环形旋转构造，即张扭性旋转构造体

系。该构造中的铬铁矿(化)体主要集中于以 20m 为半径的小圆圈(中心弧圈)内和以 60m 为半径的大圆圈(中间弧圈)靠外侧部位。并且内、外圈矿(化)体均集中在方位大约为 10°、130°及 240°的三条由圆心向外的幅射线附近。

望天龙旋转构造可以划分为 3 个部分:岩浆贯入旋涡区(为主体)、岩浆回转停集区、岩浆前锋停集区。前锋区和旋涡区为张扭性,回转区为压扭性。以张扭型的铬铁矿体具工业意义,而回转区的成矿较差,矿石品位贫(胡正国,1977)。

在上面,我们只讨论了单个的环形旋卷构造的元素(组合)的分布和富集情况,似乎旋涡地带的元素富集而成矿的作用明显,而且其形成机理还有待于更进一步研究。此外,今后还必需注意连环式环形旋卷构造以及重叠、交接、包容等型式的环形旋卷构造与物质分布之间关系的研究。

七、辐射状或涡轮状构造与元素分配

据华北某铁矿队对一铁矿田工作的结果,表明该矿田存在涡轮式旋卷构造体系,其旋扭构造活动制约了矿液的运移。

该辐射状构造主要以弧形褶皱构成,愈近涡轮构造中心,褶皱强度愈大,褶轴弧度亦愈大。内旋按顺时针、外旋按反时针方向扭动。该队运用磁铁矿的 TiO_2 含量探讨了矿液的流动问题。TiO_2 的分析表明,其含量的变化是有规律的,显示出旋涡性。即矿液是沿着顺时针方向斜向上前进的。此外,由矿田的边缘向中心,TiO_2 含量呈逐步降低的趋势,也可以推断矿液的前进是向心的。

可见,矿田范围内矿液运移同岩浆运动是统一于"旋流"这一机械运动的作用中,同时也表明,铁元素富集部位的空间分布规律性,主导因素是机械运动作用的结果。

辐射状构造与帚状构造、环形构造同属于旋卷构造,"S"型或反"S"型及"歹"字型构造亦属于旋转构造,因而对物质成分分布的制约具有一定的共性。例如大庆的反"S"型构造对油气生成和分布的制约就与周矾、扶余帚状构造对油气生成和分布的制约有些类似。

大庆反 S 型构造全长 100 多公里,由八个局部构造组成。浅层构造轴线在北端向西,南端向东作逆时针方向偏转。该构造南北两旋回带的内侧分别发育两个旋涡,它们重叠在负向多字型凹陷之中,加剧了凹陷幅度,提高了生油能力和扩大了生油范围;而反 S 形构造的旋回构造带,整体严格地控制着油气的分布,并且油气富集程度最强的部位,分别位于南、北两弧形旋回构造带的中部。

八、构造体系和型式的联合与复合与元素(组合)的活化与富化及重新分配的关系

同时生成的构造体系和型式之间,以及后成的构造体系和型式与先成的构造体系和型式之间,所产生的联合与复合,对物质组分的重新分布,产生着十分重要的影响和作用,一些改造型矿床的形成,即为这种影响和作用的产物。例如,甘肃石青洞多金属矿的形成,即是在旋转动力作用下,使来源于岩石的成矿物质,重新分配组合,发生富化所致;又如西澳地盾伊尔岗地块中太古宙的多字型花岗岩穹隆构造型式中所赋存的镍矿,其形成原因之一,即是改造作用所致。改造主要表现在硫化物变化的方面,是发生低强度矿物(磁黄铁矿、黄铜矿)与高强度矿物(黄铁矿、镍黄铁矿)发生分离;在应力诱发的氧化作用和渗滤作用下,磁黄铁矿或均一硫化物固体溶液氧化成磁铁矿和黄铁矿;S、Cu 渗滤进入到破碎带;Ni 渗滤到不含硫化物的沉积变质岩层。

周矾旋卷构造所制约的油田也显示出改造作用。该地区北东向构造带所控制的油田,如

果受到旋卷构造的作用，则显示出油气富集程度的增高。

铁矿的形成，即铁元素的富集成矿，也显示出构造体系和型式的联合和复合的改造作用。由于这种改造作用的存在，因而使得矿层发生变质，矿物相发生变化，结构构造发生了强烈的变动，因而使得有些细粒、薄层、难选的赤铁矿石，变成为粗粒、层加厚、易选的磁铁矿石。显见，铁元素发生了重新分配过程。

九、地质力学的动力学机制与元素分布

对巨型构造体系和型式的研究表明，它们具有一定的方向性，它们的成生受到一种带协和函数（一种球函数）的控制。这种方向性和函数关系反映了地壳运动的方向，即它们的成生与地球旋转轴和自转速度的变更有着内在的关联性，而这种关联性正好体现出地质力学的动力学机制所在。

根据这种机制，按角动量守恒定律，显然，当地球角速度变小的时候，绕着它的旋转轴的转动惯量，就应该加大，也就是它的质量的分布应该向外扩散，亦即它的体积胀大或比较重的物质大规模向地球上面移动。可见，地壳运动的动力学机制制约了物质的分布。

依照这种动力学机制与物质分布的关系，侯德封指出了放射性元素的迁移、有径向迁移和切向迁移。径向迁移，即在重力分异和地球化学分异等过程中，亲石元素和放射性元素从地球内部往地球上部迁移；切向迁移，即在地球自西向东转动时，使物质产生沿纬向自西向东，沿经向自高纬向低纬（即向赤道方向）迁移，放射性元素迁移就是在这个力学体系中运动。在切向迁移中，由于愈近赤道，受力愈大，极地附近受力最小，故地球的赤道附近及中低纬地区，放射性元素迁移比较容易，物质的分异比较易于进行，而在极地及高纬地区则相反，表现出在程度上较差，分异较弱。

侯德封统计了一些成矿元素聚散的分布特征，发现中新生代的成矿元素（Cr、Cu、Sn等）主要分布在低纬度区，而中生代以前的成矿元素（Cr、Cu、Pb、Zn、Ag、Sn等）所处的纬度却比较高。可见，中生代前后的成矿元素富集有从高纬向低纬推移，以及从大陆向太平洋内推移（东岸表现明显）的情况。

李四光由地球旋转的速率变更，论述了海水进退的规程，即地球角速度加大时，在低纬度方面应该立刻发生普遍的海侵现象，而在高纬度方面发生普遍的海退现象；当地球角速度变小的时候，情形恰好相反。如果把这一规程引用到地球旋转速率变更与内生作用或物质分异作用的关系方面（见前），则显而易见，当地球扁度变大时，低纬度地区（尤以赤道附近）为"隆起区"（也是"引张区"），故应以亲酸性岩浆的元素（组合）活动为主；而在高纬度地区（尤以极区），此时为"沉降区"（也是"压缩区"），故应以亲基性岩浆的元素（组合）活动为主；当地球扁度变小时，情况正好相反，至于中纬度地区（尤以40°左右），由于共轭剪切作用的结果，故该地段的物质分配及分布具有独特性，既呈现出分异良好的一面，又具有深源元素聚集的特性。

以上所述的构造体系、型式和它们的动力学机制等对物质分布的制约，充分体现了元素的聚散和富集与地壳运动的成生关系。今后，地质力学地球化学的研究，应加强不同应力性质的体系、型式、地壳运动与元素（组合）聚集关系的研究，歹字型、人字型、棋盘格式等型式与元素分布的关系研究，以及地壳运动的化学地球动力学研究等。

李四光先生还指出了在岩层中不显示构造形迹的应力作用。这种作用除产生物理性质变化外，笔者认为还应注意物质方面的调整和变化，如元素的价态、配位关系、结构形态等。

这些调整和变化是研究构造孕育时期的构造地球化学作用、因素和过程的一条重要途径。

第三节　多旋回构造的地球化学问题

黄汲清(1980)指出地壳构造的多旋回，不仅仅是指构造运动，而且还包括与它紧密相关的沉积作用、岩浆作用、变质作用和成矿作用的多旋回性等。地壳构造的多旋回螺旋式发展是指构造运动及与之有关各种地质作用的综合。显而易见，地壳构造的多旋回性，不单纯是表现在机械变形和作用上，而且还有其复杂的物理化学过程，即在地球化学过程和作用上，在元素(组合)分布上，以及在同位素特征上，均应有所显示。

黄汲清(1978)在论述天山地槽构造发展与火成岩岩石化学关系时，认为天山地槽多旋回发展的方向性比较明显。花岗岩侵入至少有5期，每期都与褶皱运动紧密相连。从岩石化学观点看，早期花岗岩类中出现斜长花岗岩和钠长花岗岩，到中期即中华力西期，正常花岗岩广泛发展，而晚期花岗岩类中则出现钾长花岗岩和白岗岩，甚至出现正长岩。这就是说花岗岩类的岩石化学特征是由中酸性到酸性，再到酸碱性、偏碱性。安山岩类也显示早期偏基性，中期正常，晚期偏碱性的特点。

最近(1994)并指出："多旋回构造的地球化学特征，以表现在褶皱带中之岩浆岩、花岗岩和火山岩等，最为明显"。认为应从多旋回构造学说来研究地球化学问题。

郝用威(1963)研究了扬子准地台中段及邻区岩浆岩岩石化学特征，指出了不同旋回期酸性岩的岩石化学特点：大别、吕梁、燕山期的酸性岩几乎全为铝过饱和岩石，燕山期有超酸性岩，氧化镁贫，而氧化钙相对增加，且碱度增高，出现碱土类花岗岩；大别与燕山期花岗岩钾、钠质等量，而吕梁期的则钠质增高。郝氏还阐述了不同大地构造单元的岩石化学特征：S值以中朝准地台为高、扬子准地台次之，南华准地台最低，并认为中朝准地台上的岩浆是区内酸度最大者。

关于花岗岩的物质成分与时代的关系，早就引起人们的注意。A. П. 维诺格拉多夫指出一系列的化学元素，如Li、Be、Rb、Cs、TR、Ta、Pb等，在年青的花岗岩中的含量较之比老花岗岩中者为大；蔺卡玛也曾指出在较晚期的花岗岩中Li、Be、Rb、Ta、TR等含量增高。

叶连俊在研究中国沉积矿床的若干特点时，指出地表带元素的发生、发展和聚散，具有多旋回性：在太古宙后，元古宙时，沉积成矿元素以Fe富集明显，以后又有Mg的富集；吕梁运动后，在震旦系底部首先有Fe的集中，锰的集中，以后又有磷的集中，到了奥陶纪，个别地区又有膏盐的集中；加里东运动以后，又出现了铁的集中，锰的集中；华力西运动以后，同样地出现了铁的富集，锰的集中，磷的集中，另外还出现了铝的集中；燕山运动以后，中国大陆构造性质发生巨大变化，但元素的集中仍以铁和锰开始，局部地区出现磷，另外还有Cu、V、U等的集中。此外应该指出：自华力西运动之后，可燃性有机岩的形成作用成为日渐明显的情况。

侯德封也指出了沉积成矿元素的旋回性。他指出：如果以Fe、Al和盐作为周期的两端，那末以Fe开始，以盐告终的周期在地质历史上已经旋回了3次，即第一周期是从震旦纪到奥陶纪；第二个周期是从泥盆纪到三叠纪；第三个周期是从侏罗纪到第四纪。

尽管多旋回构造论者们较早地注意到了地球化学方面的研究，但是却未引起充分的注意。今后应加强不同大地构造阶段的多旋回构造运动的岩浆活动与内生成矿的、同一旋回不

同侵入体和成矿期的、以及不同构造单元的元素聚散、稀土分配、同位素组成、成矿元素富集等的特征研究，这样才能深刻揭示多旋回构造运动发生的原因和内在机制，并为进一步探寻多旋回构造运动的地幔物质运动的反映和其复杂的地球化学过程打下牢固的基础。此外，还应加强多旋回构造的地球化学特征的方向性、继承性、差异性、改造和叠加性等方面的研究。

多旋回构造地球化学的研究，将为多旋回构造的研究，开辟一个十分宽广的领域，并将充实，丰富和发展多旋回构造学说。

第四节　断块构造地球化学研究

断块构造学说认为岩石圈被断裂分割成大小不等、深浅不一、厚薄不同和发展历史不同的断块，并由此构成岩石圈的多层、多级和多期发展的断块构造。显然，由于各个断块的历史不同，块断构造作用有异，因而在沉积作用、岩浆作用、变质作用和成矿作用上会有所差别，这些差别必然也反映在物质成分上，即地壳的地球化学成分上以及岩石地球化学特征和矿床地球化学特征等上。

张文佑等(1983)认为，地质构造在一定程度上控制了物理条件、化学环境，其与元素的性质相配合，则控制了成矿元素的迁移、富集、矿物的种类、形态、同质多象以致矿物晶胞等。

丁暄(1975)从断块的结构与活动性差异，论述了其与物质演化的关系，他认为华北断块褶皱基底老而坚硬、地壳厚度大，元古宙以来有着相对稳定的发展历史，而华南断块褶皱基底较年青，地壳厚度小，震旦纪以来处于相对活动的发展历史，故后者下地壳的物质(如碱金属、二氧化硅等低熔融温度的矿物以及挥发分)易从基底活化转移出来。可见，正是由于这种相对稳定与相对活动的历史决定了华北断块与华南断块各自的物质演化、元素迁移和聚散以及成矿元素富集的差异等。

根据我国稀有元素富集的特点，如花岗岩富 TR 矿床类型主要分布于华南断块的隆起区，多形成于燕山期；而花岗伟晶岩富 TR 矿床，并以含 Li、Be、Nb、Ta、Rb、Cs、Hf 为特征的类型主要分布于地槽区(断褶带)，多形成于海西期，丁暄认为要研究不同构造单元中稀有元素分布量及元素迁移历史，划分稀有元素大地构造区域，以及从稀有元素构造地球化学角度来建立大陆壳的结构模型及其发展史。

从柏林等(1977)在研究我国东部中生代火山岩岩石化学后指出：无论在由鄂霍茨克海边缘往大兴安岭的方向上，还是在由日本西南部往我国东南沿海一带的方向上，中生代火山岩化学成分都显示出碱质、钾钠比值以及全铁量逐渐增高的趋势。并认为这种时空分布规律和岩石化学变异特征与它们形成时的岩石圈断块大规模的水平运动有关。之后，他们(1980)又研究了冀鲁断块北部中生代火山岩，指出该火山岩，在总体上，具碱质和亚碱质火山岩系之间的过渡特征，为弱饱和 SiO_2 的母岩浆所形成。它的岩石化学特征的时空变异，受断块的前中生代的基底性质和构造格局所制约，与断块本身的结构、构造以及热动力状态有密切关系。

近年来，亦有人探讨了断块构造的地球化学类型问题。

断块构造的地球化学研究，起步还是较早的，今后应着重研究不同断块和断块类型的化学元素丰度、断块活动方式、断块构造作用与元素配置，断块的应力性质与元素(组合)的关系、断块形成、演变与元素配置的演化之间的关系、断块构造与成矿元素的聚散和富集，以及

断块碰撞及其碰撞方式的地球化学特征上的反映等。在理论上，更加重要的一点是探寻断块内部力学机制的地球化学反映以及断块构造运动驱动力源的地球化学表征，从物质演化的角度来促进断块构造理论的发展。这种发展，在实践上，将会更加体现断块构造的成矿预测和矿床实际寻找的意义。

第五节　镶嵌构造地球化学研究

镶嵌构造系指构造活动带与块体的相结合。带和体的组合构成波浪起伏形态。阐明地壳这种波浪镶嵌构造的格局、运动规律和形成机制则称为"波浪镶嵌构造说"。

镶嵌说认为，自地球产生之始，物理运动和化学运动总是相伴生的、孪生的，其层圈构造的形成，既有地球物理作用，又有地球化学作用，正是这种复杂的变化，才构成了地球波浪式演化史(张伯声，1986)。

当前，镶嵌构造地球化学的研究，主要侧重于镶嵌构造与成矿元素的富集方面。

两个波浪系统的波谷带相交，形成洼陷、为构造网眼中的地块，具有双重坳陷性质，故外生沉积地球化学作用发育，以成岩元素、亲气元素的聚集为主，因而多为含油气盆地，且边部多赋存有煤田；两个波浪系统的波峰带与波峰带相交，形成较高的垄起，即构造网的网结，具有双重隆起叠加性质，张应力环境明显，多为构造复杂的山块，构造作用强烈，岩浆活动，变质作用发育，故内生地球化学作用发育，以酸性岩浆元素组合发育为其特征；波峰带与波谷带相交，即构造网的网线部位，垄洼强度因峰谷带的活动强度等不同而有所差异，但仍以隆起为主导，其构造环境较为复杂，内、外生成矿元素富集均有出现。

镶嵌构造的地球化学研究，今后应加强活动带及稳定地壳块体的化学元素丰度研究，不同波浪系统的地球化学特征，镶嵌构造运动形式的地球化学上的反映，以及镶嵌构造的物质运动含义，也即镶嵌构造形成机制的地球化学过程和作用。

第六节　各家大地构造地球化学研究的展望

由上述可见，每一家大地构造地球化学的研究，均具有自己的特色：地洼理论从地洼构造角度阐明了不同大地构造阶段及一些构造单位的地球化学特征，以及从地球化学角度探讨了地洼构造形成机制；板块构造理论从板块的活动方式、类型、速率等阐明了它们的一些地球化学特点；地质力学从地壳运动方式、构造体系和型式论述了元素(组合)的运动和分布特点；多旋回构造从多次造山运动角度阐述了元素分布和富集的多旋回性；断块构造阐述了不同断块的一些元素分布特点；镶嵌构造指出结、眼、线的一些元素配置状况。

众所周知，近年来构造地质发展的最重要的突出点之一，就是深刻理解了构造变形机制是地球化学过程和作用的反映；地球化学发展的突出前沿之一，就是元素(及同位素)的集散、分布等与构造环境、过程、性质等有关；因而产生了新的边缘、杂交学科"构造地球化学"以及"大地构造地球化学"。可见，构造运动与元素(组合)运动是密切相连的"双胞胎"。从这一角度来看，各家大地构造地球化学的研究，将在一定程度上，达到"殊途同归"的结果。

各家大地构造学派应按照自己本身的学术特点来进行地球化学研究，才能体现本身学

说的特色和优势，以及从自身的这一个侧面，来论证大地构造地球化学的规律性，以及充实和发展构造地球化学这门新学科。

板块学说刚诞生时，一再声称与地槽学说不相矛盾，并是其补充和发展。曾几何时，沧海桑田，现时的地槽学说却反过来声称与板块学说不相矛盾，而是其更好的说明。笔者认为，兼容并蓄和吸取百家之长固然重要，但更应有学术本身的独到之处，成为百家之长的之一或百家之长的一长。因此，各家大地构造学派在进行地球化学研究时，必将突出自己的特色，把我国大地构造地球化学的研究水平，提高到一个新的高度，推进到一个新的水平。在这一点上，学派发展和学科发展是一致的。学派之间是可以共同促进的。

第十章　地壳基本构造单元的元素丰度

大地构造基本单元以及大地构造单位的化学元素丰度及其规律性问题，是(大地)构造地球化学的重要研究内容之一。它对说明地壳发展和元素演进以及地球深部过程有着重要的理论意义；实践上，运用它将有效地进行成矿预测、找矿方向的选定，以及矿产资源潜力估测。

第一节　地槽区的化学元素丰度问题

依目前资料，黎彤等(1965)计算出了褶皱区的化学元素丰度(表 10-1)。并指出：台盾区地壳和褶皱区地壳的元素丰度存在着一定的差异。地盾区地壳的 Mg、Al、Fe 等元素丰度比褶皱区地壳略高；而 Li、K、U 等元素略低，尤以 B、C、S 等挥发性元素明显偏低为特征。我们还可以看出褶皱区地壳的稀土元素丰度以及 Rb、Cs、Nb、Ta、Sn 等元素的丰度较高；而台盾区地壳的铁族元素等(Fe、Co、Ni、Cr、Mn、Ti)和铂族元素(Pt、Pd)的丰度较高，稀散元素(In、Cd、Ga、Ge、Tl)丰度亦显现出较高的特征。

表 10-1　台盾区地壳和褶皱区地壳的元素丰度(10^{-6})

原子序数	元素符号	台盾区地壳	褶皱区地壳	陆地地壳
3	Li	21	23	22
4	Be	1.5	1.6	1.5
5	B	8.9	13	10
6	C	6×10^2	2.5×10^3	1.2×10^3
7	N	19	18	19
8	O	4.6×10^5	4.7×10^5	4.6×10^5
9	F	4.7×10^2	4.8×10^2	4.7×10^2
11	Na	2.5×10^4	2.5×10^2	2.5×10^4
12	Mg	2.2×10^4	1.9×10^4	2.1×10^4
13	Al	8.4×10^4	8.2×10^4	8.3×10^4
14	Si	2.9×10^5	2.9×10^5	2.9×10^5
15	P	1.2×10^3	1.1×10^3	1.2×10^3
16	S	3.1×10^3	3.8×10^2	3.3×10^2
17	Cl	1×10^2	1.1×10^2	1×10^2
19	K	2×10^4	2.1×10^4	2×10^4
20	Ca	4.1×10^4	4.1×10^4	4.1×10^4

续表

原子序数	元素符号	台盾区地壳	褶皱区地壳	陆地地壳
21	Sc	18	15	17
22	Ti	5.5×10^{3}	5×10^{3}	5.3×10^{3}
23	V	1.2×10^{2}	1.1×10^{2}	1.2×10^{2}
24	Cr	81	68	77
25	Mn	1.1×10^{3}	9.3×10^{2}	1×10^{3}
26	Fe	4.9×10^{4}	4.4×10^{4}	4.8×10^{4}
27	Co	19	16	18
28	Ni	64	53	61
29	Cu	52	46	50
30	Zn	83	77	81
31	Ga	18	17	.8
32	Ge	1.4	1.3	1.4
33	As	1.4	2.3	1.7
34	Se	5.4×10^{-2}	7.1×10^{-2}	5.9×10^{-2}
35	Br	4	4.1	4.0
37	Rb	89	93	90
38	Sr	4.7×10^{2}	4.6×10^{2}	4.7×10^{2}
39	Y	27	28	27
40	Zr	1.4×10^{2}	1.4×10^{2}	1.4×10^{2}
41	Nb	20	19	20
42	Mo	1.1	1.1	1.1
46	Pd	9×10^{-3}	7.3×10^{-3}	8.4×10^{-3}
47	Ag	6.7×10^{-2}	6.2×10^{-2}	6.5×10^{-2}
48	Cd	0.15	0.14	0.15
49	In	0.11	9.7×10^{-2}	0.11
50	Sn	1.5	1.7	1.6
51	Sb	0.46	0.43	0.45
52	Te	3.8×10^{-4}	3.1×10^{-4}	3.6×10^{-4}
53	I	0.48	0.58	0.51
55	Cs	1.5	1.7	1.6
56	Ba	4×10^{2}	3.9×10^{2}	4×10^{2}
57	La	38	40	39
58	Ce	55	61	57
59	Pr	6.4	6.6	6.5
60	Nd	28	29	28
62	Sm	7.5	7.7	7.6

续表

原子序数	元素符号	台盾区地壳	褶皱区地壳	陆地地壳
63	Eu	1.2	1.3	1.2
64	Gd	7.5	7.7	7.6
65	Tb	1.2	1.2	1.2
66	Dy	4.9	5.1	5.0
67	Ho	1.5	1.6	1.5
68	Er	3.0	3.0	3.0
69	Tm	0.29	0.27	0.28
70	Yb	3.0	3.0	3.0
71	Lu	0.92	0 94	0.93
72	Hf	1.8	1.9	1.8
73	Ta	2.3	2.4	2.3
74	W	1.2	1.2	1.2
75	Re	2.2×10^{-4}	9×10^{-4}	4.2×10^{-4}
78	Pt	3.1×10^{-2}	2.2×10^{-2}	2.8×10^{-2}
79	Au	3.4×10^{-3}	3.8×10^{-3}	3.5×10^{-3}
80	Hg	7.8×10^{-2}	8.6×10^{-2}	0.08
81	Tl	0.54	0.6	0.56
82	Pb	13	13	13
83	Bi	3×10^{-3}	2.5×10^{-3}	2.9×10^{-3}
90	Th	6.6	7.1	6.8
92	U	2.1	2.3	2.2

（根黎彤、饶纪龙，1965）

上述褶皱区地壳的一些元素丰度分布状况，反映出了我们前面所论述的地槽阶段的一些地球化学特点，即与酸性岩浆有关的元素（组合）丰度较高，如 Th、U、Rb、Cs、Nb、Ta、稀土等元素的丰度；可是在另一方面，如 Fe 族、铂族元素丰度较低，却与我们前文所述及的地槽阶段的地球化学特点相反。我们在前文论述到地槽阶段的地球化学特点之一就是基性超基性岩浆的元素（组合）发育。这种矛盾的原因何在？从大地构造的角度来分析，作者认为基本原因可能为：①构造单元（褶皱区）地壳的化学元素丰度和地槽阶段的元素分布特点是两个不同的概念，因为前者还涉及到前地槽阶段的地球化学特征（继承性）以及地壳下部的物质组成特点；②大地构造单元性质的认识不同所引起的差别，有些褶皱区，如吉林黑龙江、内蒙古大兴安岭一带，如从地洼构造理论进行分析，它们在实质上已进入地洼区阶段的大地构造发展阶段；③大地构造单元的界限范围划分不同，而引起的统计学上的差异。由此可见，大地构造基本单元的化学元素分布状况的研究，是一个比较复杂的问题，值得进一步深入探讨。

黎彤等（1990）还计算了中国区域内的地槽区地壳（槽壳）的平均化学组成（表 10-2）。他们认为中国陆壳中有 3 个槽壳（北缘槽壳、青藏槽壳、华南槽壳）。3 个槽壳的化学成分相互

对比，可见北缘槽壳的平均化学成分的特点是 TiO_2、MgO、Fe_2O_3、CaO、P_2O_5、H_2O^+含量高，Al_2O_3、K_2O、Na_2O 含量低，即“亲基性元素”的含量高碱量低；青藏槽壳具有高 SiO_2、Al_2O_3、K_2O、CO_2 含量以及低 FeO、Fe_2O_3、MgO、CaO、MnO、TiO_2、P_2O_5 含量，即“亲基性元素”含量低，硅钾高的特点；华南槽壳则显示出最高的 FeO、Na_2O 含量和最低的 CO_2、H_2O^+ 含量特征。看来，北缘槽壳与青藏槽壳的平均化学成分正好呈现出相反的特色，而华南槽壳的化学成分特征似乎居中。

表 10-2　中国陆壳各分区的地壳平均化学成分(w_B%)

化学成分	中国台壳	北缘槽壳	青藏槽壳	华南槽壳
SiO_2	55.10	56.94	60.09	57.72
TiO_2	1.20	1.27	0.93	1.19
Al_2O_3	14.05	14.09	14.42	14.14
Fe_2O_3	3.24	3.17	2.54	2.97
FeO	4.61	3.56	3.54	4.31
MnO	0.10	0.10	0.09	0.10
MgO	4.40	4.05	2.74	3.59
CaO	6.94	6.45	5.28	5.38
Na_2O	3.07	3.16	3.26	3.30
K_2O	2.66	2.77	2.97	2.86
H_2O^+	1.90	2.15	1.82	1.77
P_2O_5	0.49	0.50	0.36	0.47
CO_2	2.33	1.79	1.96	1.75
总　和	100.09	100.00	100.00	99.55

(据黎彤，1988)

第二节　地台区的化学元素丰度问题

黎彤等(1965)计算出了地盾区地壳的化学元素度(表 10-1)，并指出地盾区地壳的 Mg、Al 和 Fe 略为偏高，而 Li、K、U 等略为偏低，B 和 S 低得多些。在地盾区内丰度偏低的元素，多是富集在沉积岩中的元素。

在元素的空间区域分布上，由褶皱区地壳到地盾区地壳，Mg、P、Mn、Ti、V、Cr、Fe、Co、Ni、Cu、Zn、Pd、Ag、Pt 等元素的丰度递增，而另外一些元素，如 Be、K、Rb、Cs、Ce、Hf、Th、U 和大部分稀土元素等的丰度则递减，有少部分元素：Si、Na、Ca、Zr、Er、Yb、W、Mo、Pb 的丰度则一致。

看来，地盾区地壳的铁族元素和铂族元素以及稀散元素的丰度较高，与我们前面论述的地台阶段的一些地球化学特征有些吻合，如一些亲石元素和铁族元素的丰度；有些则不大吻合，如稀散元素和铂族元素的丰度。其原因何在？究其原因，与上节我们所阐述的地槽区地壳的化学元素丰度与地槽阶段的一些地球化学特征相异的原因一致，即①地台区地壳的化

学元素丰度和地台阶段的元素分布特点是两个不同的概念和范畴，既有联系，又有区别。因为前者不仅涉及到地台阶段的地球化学，而且还涉及到前地台阶段（如地槽阶段）的地球化学特征问题（继承性）以及地壳下部的物质组成特征；②大地构造单元性质上的认识不同所引起的差异。如华北、塔里木、西伯利亚南部和东北部、西欧、西非、科罗拉多、巴西等地域，如从地洼构造理论观点进行分析，则不属于地台区，而应为地洼区。也就是说，现在统计在地台区地壳的许多地域，事实上是地洼区地壳区域；③大地构造单位的界限范围划分不同，而引起的统计学上的差异；①地盾区地壳化学元素丰度是整体统计概念，而地台阶段的地球化学特征，分为内生和外生地球化学来阐明，因而在结论上存在着有差别的状况。

由此看来，地台区地壳和地台阶段的化学元素分布状况的问题，仍需作深入细致地研究。

黎彤等（1990）还计算了中国台壳的平均化学成分（表 10-2）。与中国槽壳对比，可见，中国台壳具有最低的 SiO_2、Al_2O、Na_2O、K_2O 含量，以及最高的 FeO、Fe_2O_3、MgO、CaO 和 CO_2 的含量。

第三节　地洼区的化学元素丰度问题

由于以往研究大地构造单元的化学元素丰度问题，只是从槽台观点和海陆观点来探讨和计算，因此关于地洼区地壳以及地洼区构造单位地壳（区域构造单位地壳）的元素丰度问题，可以说，仍然是一片空白和等待开发的处女地。从理论上来看，这种“空白”将严重妨碍地壳演化和元素运动、演变的研究，从而严重影响地质科学的发展，因此，地洼区元素丰度的研究，乃是当前地洼理论前沿的最重要问题之一。

尽管如此，我们还是从目前现有的一些零星资料来探索这一问题。

前文述及，黎彤等参照我国大地构造基本特征，认为中国陆壳由 4 个彼此独立发展的部分，即 1 个台壳和 3 个槽壳组成。从地洼构造理论观点来看，其中 3 个壳的组成比较复杂：即中国台壳由地台区（伊陕地台区和四川地台区）、地洼区（其余部分）组成，北缘槽壳由地台区（松辽地台区）、地洼区（其余部分）组成，青藏槽壳由地洼区（华中地洼区、藏北地洼区、滇西地洼区等）、地槽区（冈底斯地槽区、喜马拉雅地槽区等）组成；而只有华南槽壳，如不包括台湾东部在内，则为地洼区大地构造性质，大致相当于东南地洼区范围。

前面在论述地槽区化学元素丰度时，曾涉及到华南槽壳的元素丰度特征（见前），即 FeO、Na_2O 含量高，CO_2、H_2O^+ 含量低，而另一些化学成分居中的特点。根据东南地洼区是典型的华夏型地洼区，构造岩浆活化作用强烈，花岗岩浆活动广泛发育，应该说，它的“亲酸性元素”的丰度应该是特别高的。看来，东南地洼区化学元素丰度的问题，应作为重点解剖研究对象。

豫西卢氏-灵宝地区位于华北地洼区南缘，张本仁等（1987）在研究该地区的区域地球化学时，计算了区域上部地壳的一些元素的近似丰度（表 10-3）。并指出，与维诺格拉多夫（1962）地壳元素克拉克值相比较，除 Pb、Mo、(Ag)、As、(Sb) 含量偏高外，其余元素丰度均较维氏值低，并以稍稍富 Mo（浓集系数为 1.25）和贫 Cu（浓集系数仅为 0.48）为特征。但我们从大地构造地球化学角度对比（表 10-1），则可见到一些不同的比较结果，即 Mo 元素显得有些贫化，而 Ag 元素却十分富集，Hg 也显示出富集。由此可见，元素丰度对比问题是一个

比较复杂的问题。

表 10-3　卢氏-灵宝地区上地壳成分

地　区	卢-灵上地壳	地盾区地壳	褶皱区地壳
Si	242845	290000	290000
Al	59178	84000	82000
Ca	71050	41000	41000
Mg	31484	22000	19000
Mn	513	1100	930
Sr	187	470	460
Ba	467	400	390
Ti	3102	5500	5000
Co	15	19	16
Ni	32	64	53
W	0.74	1.2	1.2
Mo	0.96	1.1	1.1
Cu	22	52	46
Pb	23	13	13
Zn	60	83	77
Ag	0.79	0.067	0.062
As	4.38	1.4	2.3
Hg	0.015	0.078	0.086
Sb	1.24	0.46	0.43
资料来源	张本仁等	黎彤等	

卢-灵地区元古宙地层分布区内，主要产出与燕山期中、酸性小斑岩体有关的以钼为主的多金属矿床，构成金堆城-栾川钼多金属成矿带的中间部分，分布有夜长坪钨钼矿床、八宝山铜铁矿床、曲里铜锌铁矿床、银家沟硫铁多金属矿床、后瑶峪铅锌多金属矿床等。这些矿床的赋存与元素丰度贫富对比的相互对照，可见元素丰度与矿床的生成是一个关系比较复杂的问题，浓度系数显示贫化的元素，并不是不能够形成和构成矿床。

由上可见，地洼区化学元素丰度的问题，是地洼理论研究的一个有待解决的紧迫性问题，在理论和实践上都十分重要。

第十一章　大地构造地球化学的找矿意义和靶区选择

大地构造地球化学的研究，指明了基本构造单元和构造单位的元素集散和元素成矿富集的时空特点，因而在找矿方向及勘查地区的选择上，具有一定指导作用。

第一节　大地构造地球化学的找矿意义

显而易见，不同大地构造发展阶段的地球化学特点，地壳基本构造单元的元素分布特征，以及大地构造地球化学区划等，本身就具有一定的找矿意义。

不同大地构造阶段的元素集散特点，就指明了一些元素的找矿方向，同时这就显示出了大地构造地球化学的找矿意义。例如：在地槽区或者在前地槽构造层和地槽构造层中，寻找Cr、Pt、Fe、Cu、Au等矿产是极有远景的；在地台构造层中，寻找铝土矿产等是极有远景的；在地洼区，寻找地洼阶段形成的稀有、稀散、放射性、有色金属，以及Hg、Sb、F等矿产是极有远景的。

地壳基本构造单元的元素丰度特点，在一定程度上显示了一些元素富集成矿的趋势。例如：褶皱区的元素丰度特点，显示出Nb、Ta、As、Au等元素有着富集成矿的特征。因此，在褶皱区寻找这些元素的矿床，是能够取得良好的效果的。

大地构造地球化学区划，实际上就是显示出了各个构造单元的元素富集成矿的特色，其也就表明了各个元素的找矿方向问题。例如华北地洼型亲铁气元素构造地球学区，就显示出在该地区寻找铁矿、金矿、金刚石等矿产是极有前景的。因此，可以说，大地构造地球化学区划具有比较强烈的找矿意义。并具有时、空上的指导意义。

第二节　大地构造地球化学与成矿预测

由于不同的大地构造阶段，不同的大地构造区以及不同的大地构造单位具有自己一定的地球化学特点，因而它们也就各自显示有不同的成矿元素呈现出不同情况的富集。我们可以根据元素富集的这种大地构造地球化学特征，采用大地构造地球化学的类比方法，来进行成矿预测。

例如，我们在一个大地构造属性上有争议的地区进行成矿预测时，首先，我们可以根据历史-因果论大地构造学的综合分析方法，确定它的大地构造属性，然后依据该种大地构造的一般地球化学特征，来对该地区进行成矿预测。

如果在一个大地构造属性原已确定的地区进行成矿预测时，我们可以首先根据一般大地构造地球化学特点，进行初步的成矿预测，然后进一步查明该地区的具体的构造地球化学特征，进行深入一步的成矿预测。例如我国西北地区，主要属中亚型地洼区，其地槽构造层十

分发育，且分布广，地台阶段经历甚短，经历的地洼阶段时期也不长。因此，初步看来，该地区的地槽阶段的地球化学特征表现明显。故在进行成矿预测时，要优先考虑地槽型地球化学特征所显现的一些呈富集趋势的成矿元素的成矿预测。但随着地质工作的积累，进一步发现西北一些地区，如内蒙古西部北山地区等，发育有印支期和燕山期花岗岩浆活动。这表明，该地区的地洼构造活动已十分强烈。因此，在这些地区应充分考虑地洼阶段的地球化学特征来进行成矿预测。

由元素的大地构造地球化学研究，显示出元素相互之间有一种“共期”和“共区”现象。所谓“共期”，就是不同的元素在同一构造运动期中均呈现集中和富集成矿的现象；所谓“共区”，就是不同的元素在同一大地构造区或构造单位中呈现集中和富集成矿的现象。

在一定的范围内，一般来说，“共期”的元素必定“共区”；而“共区”的元素不一定“共期”。例如在华北地洼区内，Fe、Mo 元素均很集中，并十分富集，共存于该区内，但前一元素主要是在前地台阶段成矿，后一元素却是在地洼阶段成矿。

既然有“共期”和“共区”现象，当然也就存在着“不共期”和“不共区”现象，以及二者之间的过渡状况，即元素之间，在此一构造期，均共同集中和富集，在彼一构造期却未共同富集和集中；在此一构造区内均呈共同富集和集中，在彼一构造区内，却未共同集中和富集。

我们可以运用上述的元素大地构造地球化学的“共期”与“共区”现象，来进行成矿预测，从而扩大找矿地域。

在运用元素的“共期”现象来进行成矿预测时，我们可以充分结合‘元素的共生组合和伴生’的一般地球化学规律来指导矿产预测。

运用元素的“共区”现象来地进行成矿预测，情况稍为复杂些。在这里，我们仅只讨论金与锡的“共区”和“不共区”的现象，在成矿预测工作中的应用问题，以作为一个例子。

我们通过中国东部大地构造地球化学区和锡构造地球化学区的研究，表明中国东部有三个地域锡元素特别集中和富集。这 3 个地域是东南地洼区、内蒙古地洼系—兴安地穹系、滇桂地洼系；中国大地构造与金矿分布之间的关系则表明，上述 3 个富集锡的地域中的两个：东南地洼区和滇桂地洼系，金矿分布较多。由金和锡的分布关系来看，显然这两个地域，金和锡是“共区”的，而在兴安地穹系--内蒙古地洼系地域中的甘珠尔庙锡多金属成矿带及甘珠尔庙带找金的前景怎样呢？

根据上述 3 个地区之间，特别是内蒙古—兴安地区与东南地洼区的大地构造地球化学对比，表明类似性明显，尤以表现在锡的构造地球化学性质上（均属复合型锡区）。既然，在东南地洼区存在着 Sn 与 Au 的“共区”，那么，在甘珠尔庙构造岩浆带（锡多金属成矿带）内，亦应有 Au 与 Sn 共存的情况。因此，甘珠尔庙带及比邻地区，应该是一个金的有利成矿地带，值得今后特别注意（图 11-1）。

锡与金之间的关系，除了上述“共区”的情况外，还有“不共区”的情况，例如华北地洼区、华中地洼区、吉黑地穹系 3 个地域，金矿十分发育，而锡矿却寥寥可数。

由上述锡与金的“共区”和“不共区”的现象看来，似乎是锡元素呈现富集的地区，金元素也出现富集；而金元素出现富集的地区，锡却不一定出现富集，甚至有时还会显得锡元素特别贫乏。这种锡与金的关系，是否只是“地区性”显现？或其原因安在？值得今后进一步研究探讨。

大地构造地球化学的成矿预测也反映在对我国金伯利岩及其金刚石原生矿的成矿预

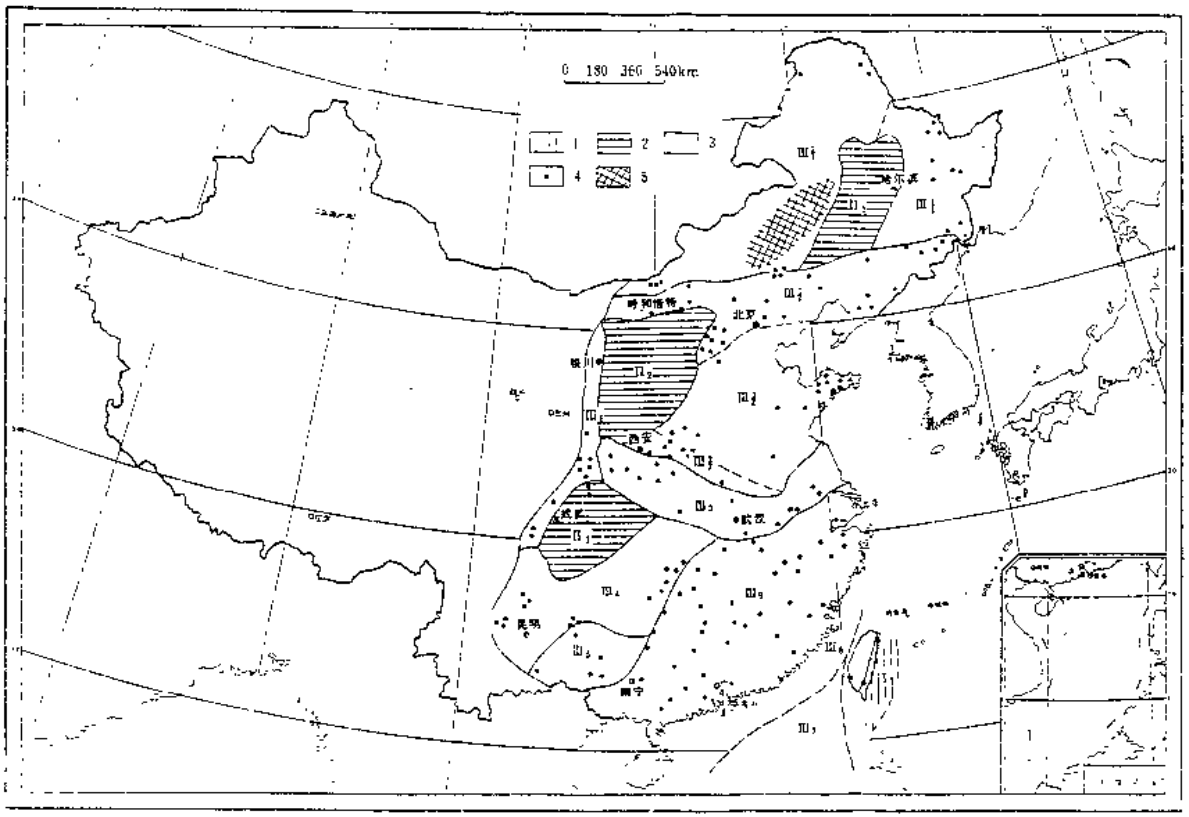


图 11-1　中国东部金矿(点)与锡构造地球化学区带之间的分布关系图

1－地槽区;2－地台区;3—地洼区;4－金矿(点);5－预测找金远景区;图中罗马数字符号所代表的构造区域见图 8.2 说明

测。60年代中期之前，我国还未发现金伯利岩及其金刚石原生矿。当时流行的观点认为金伯利岩及其金刚石原生矿是典型稳定型的地台型岩浆建造，而我国的这种构造环境欠佳，因此找矿难度大，前景不十分乐观。但是根据大地构造地球化学及地台活化（地洼阶段）岩浆建造及岩浆岩地球化学的研究，却表明金伯利岩是碱性超基性岩，呈爆炸岩管产出，与碱性岩区带存在着一定的时、空关系，具有地洼型岩浆岩的一些地球化学特点，它在地洼阶段发育，是典型的地洼型岩浆建造之一，它不仅是"稳定型"地台岩浆建造，而且更是活动区型的岩浆建造，因此，在中国存在着寻找金伯利岩及其金刚石原生矿的良好前景。之后，自60年代中期我国发现金伯利岩及其金刚石原生矿以来，以后陆续在许多省份都发现了金伯利岩及一些金刚石原生矿，最近又在江西找到了金伯利岩。这些就实践证实了大地构造地球化学在成矿预测上的效果。

大地构造地球化学研究对我国碱性岩及其成矿预测，以及爆破角砾岩型矿产的预测亦得到了证实和发展。

第三节　大地构造地球化学与靶区选择

在本节，着重探讨一下中国东部大地构造地球化学在找矿靶区选择上的应用。

由前面各章所述的中国东部各个大地构造阶段的地球化学特征及其演化，以及大地构造地球化学区的划分及其特点等，可见在中国东部勘查许多类型的矿产，均有着十分广阔的前景，并且能够取得实质性的成效。

例如，华北地洼区系由古老克拉通演变而来，在大地构造地球化学性质上，亲铁性特别显著。金具有亲铁性，本区金元素的丰度比较高，金的成矿也十分好：存在着南缘和北缘两条金成矿带、胶辽金成矿区和晋东北金成矿区等著名的金成矿区带。我国两个已知的最好的金矿地区（小秦岭地区和招掖地区）也位于本区内，因此，华北地洼型亲铁亲气元素构造地球化学区有着极其良好的金矿找前景，是我国找金的极其有利的靶区。

同样道理，华北地洼区也是我国找寻金刚石原生矿的极其有利的靶区。

东南地洼区的大地构造地球化学特征表明，该区是一个不寻常的地域，其成矿元素众多，集中性好、富集强度高，是许多元素高丰度的构造地球化学区。这些元素构成多种类型的超大型矿床，如TR、Nb、Ya、W、Sn、Cu、Pb、Zn、Sb、Hg、Ag、F等元素的超大型矿床。例如以锡而言，本区就集中了我国8个超大型锡矿床中的7个（大厂、个旧、柿竹园、银岩、大顶5个原生锡矿，以及其它两个砂锡矿）；以锑而言，世界最大的锑矿（锡矿山锑矿）就分布在本区。因此，东南地洼型亲氧亲硫元素构造地球化学区仍是继续寻找许多种超大型矿床的极有前途的找矿勘探靶区。

尾　语

由以上各章所述，可见大地构造地球化学是值得继续深入探讨的一个重要课题，它可以作为矿产预测和普查的指南。

大地构造地球化学问题的探讨，不仅要从构造区带、构造环境、构造应力的角度来探讨，而且还要从构造环境、区带、应力下的热场、电场、磁场、重力场等来探讨大地构造地球化学问题，探讨在构造运动过程中，热、电、磁、重等的变化与地球化学、元素分配、元素性状和活动性等的关系；从另一个方面而言，还要从地球化学的角度，来探讨构造单元、阶段、分异产生的原因、构造运动性质、差异，以及构造类型、形态的差别等。而总的是阐明地壳发展规律和地壳运动规律及其原因等。

大地构造地球化学的深入研究，必需加强实验工作。我们知道，构造上变动，必然引起物质上重新调整。构造活化，伴随着元素的活化。因此，从地洼理论出发，建立一个构造地球化学实验室，是十分需要的。

地洼理论构造地球化学实验可以分为两大部分：实验机械部分和分析测试部分。

实验机械部分主要是进行实验的主机部分。这种主机部分应能进行构造、应力下的元素性状、活动性等的实验。这种实验与构造模拟实验、成岩成矿实验、高温高压实验、地震构造实验等还是有所区别的，当然可相互借鉴、相互取长补短。

应力的种类较多：张应力、压应力、剪应力、旋扭应力等。构造地球化学实验应该还可以作减压和不同应力途径下的元素性状研究。

总之，构造地球化学实验主要是从事应力化学和应变化学、应力活化和应变成矿作用以及应力和应变成岩作用的实验研究。

分析测试部分有三个方面：物质成分分析、物理变量分析和化学环境分析。

此外还应辅以电算处理系统，最终作出构造地球化学机理分析的结论。

但是，更应该指出，大地构造运动和作用、大地构造环境和背景、大地构造演化和发展，应是地球化学的一个有效的、有独特作用的实验室。它所具有的"极端"时空条件远远超过了室内实验室所设想的规模（如时间、空间及各种各样的物理、化学和边界条件等）。它不但为实验构造地球化学提供了有机的配合，而且为开拓构造地球化学研究领域提供了室内实验室不可能达到的综合地质环境及构造地球化学条件。因此，大地构造地球化学及其综合研究，仍然是促进和发展构造地球化学的一个非常重要的方面。

由以上可见，大地构造地球化学的深入研究，一定会取得学术上和理论上的丰硕成果，促进地球科学和地质科学的发展，以及在实际工作中，会得到愈来愈多的运用。

参 考 文 献

陈国达，地洼区——后地台阶段的一种新型活动区，《中国大地构造问题》，中国工业出版社，1965。

陈国达，成矿构造研究法，地质出版社，1978。

陈国达、黄瑞华，关于构造地球化学的几个问题，大地构造与成矿学（1），1984。

陈国达、黄瑞华，大地构造成矿学，地球科学进展（2），1991。

从柏林等，华北断块新生代玄武岩研究，地质学报，53（2），1979。

丁暄，浅谈构造地球化学问题，地质地球化学（3），1975。

董树文，帚状构造应力场与物质场关系之初探，《国际交流地质学术论文集（2）》，地质出版社，1985。

华北地科所铁矿队，从河北某铁矿田探讨旋扭构造运动对矿液运移的控制，地质力学文集（二），地质出版社，1975。

侯德封等，核转变能与地球物质的演化，科学出版社，1974。

黄汲清等，从多旋回运动观点初步探讨地壳发展规律，地质学报（1），1962。

黄汲清等，中国大地构造基本轮廓，地质学报（2），1977。

黄汲清，试论地槽褶皱带的多旋回发展，中国科学（2），1979。

黄汲清等，中国大地构造及其演化，科学出版社，1985。

黄瑞华，我国东部地洼区的一些地球化学特征，地球化学（3），1978。

黄瑞华，我国东部地槽阶段与地洼阶段的地球化学比较，地质论评（6），1981。

黄瑞华，中国东部地台阶段的一些地球化学特征，大地构造与成矿学（3），1984。

黄瑞华，构造地质学的交叉科学，潜科学（6），1985。

黄瑞华，地洼学说与构造地球化学，大地构造与成矿学（4），1986。

黄瑞华，中国东南部金的大地构造地球化学特征，全国矿物岩石地球化学学会第三届学术交流会论文汇编，科技文献出版社，1988。

黄瑞华，金伯利岩时空分布和大地构造类型及在我国寻找方向初探，大地构造与成矿学（4），1988。

黄瑞华，中国大地构造地球化学分区与分布规律初讨，中南矿冶学院学报，第2期增刊，1989。

黄瑞华，地洼构造地球化学研究进展与发展趋向，大地构造与成矿学（4），1989。

黄瑞华等，中国东南部锡的构造地球化学，科学出版社，1989。

黄瑞华，构造地球化学——发展中的新学科，地球科学进展（4），1990。

黄瑞华，构造成矿作用，《矿床地质地球化学新进展》，兰州大学出版社，1990。

黄瑞华，构造成矿学浅议，地球科学进展（6），1991。

黄瑞华，构造成岩作用与构造成岩学，全国矿物岩石地球化学学会第四届学术年会论文摘要汇编，地震出版社，1991。

黄瑞华，多因复成岩石与岩石多因复成论，全国矿物岩石地球化学学会第四届学术年会论文摘要汇编，地震出版社，1991。

黄瑞华，褶皱构造地球化学几个问题初讨，湖南地质，第6期增刊，1992。

黄瑞华，区域构造地球化学，大地构造与成矿学（1），1992。

黄瑞华、王伏泉、王开怡，锡的构造聚散与成矿，地质出版社，1993。

黄瑞华，地洼沉积构造层的含金性，全国第三届构造地球化学学术讨论会论文集，云南科技出版社，1994。

黄瑞华，大地构造演化与金的地球化学性质特点，全国矿物岩石地球化学学会第五届学术讨论会论文摘要汇编，兰州出版社，1994。

黄瑞华，构造地球化学的理论基础浅见，中南矿冶学院院报，第1期增刊，1994。

刘林，峨嵋山玄武岩的岩石化学特征及其喷溢的大地构造环境，攀西地质（1），1982。

李四光，地质力学概论，科学出版社，1973。

李巨初等，试论峨嵋山玄武岩喷发构造环境，成都地质学院院报（3），1989。

黎彤等，论化学元素在地壳及其基本构造单元中的丰度，地质学报 (1)，1965。
黎彤，大洋地壳和大陆地壳的元素丰度，大地构造与成矿学 (1)，1984。
黎彤，中国陆壳的化学成分，中国地学的新进展，地质出版社，1988。
黎彤等，地球和地壳的化学元素丰度，地质出版社，1990。
黎彤等，试论我国的大地化学背景，地质与勘探 (12)，1991。
黎彤等，华北花岗岩类的大地构造岩石化学特征，大地构造与成矿学 (4)，1992。
南京大学地质系，华南不同时代花岗岩类中某些微量元素的地球化学，《全国稀有元素地质会议论文集(一)》，科学出版社，1975。
涂光炽等，华南花岗岩类的地球化学，科学出版社，1979。
涂光炽等，西藏南部花岗岩类地球化学，科学出版社，1982。
王平、L. 格洛弗，最常用地球化学判别图解和模式的构造检验，国外地质科技 (1)，1994。
王伏泉，岩浆岩中稀土分布特征与大地构造环境相关的若干证据，大地构造与成矿学 (3)，1988。
王伏泉，从岩浆岩的构造地球化学角度看东南沿海大陆边缘构造，江西地质 (1)，1988。
王伏泉，江西省大余片麻状花岗岩的构造地球化学特征，江西地质 (3)，1990。
吴振寰，试谈前寒武纪经向和纬向构造体系及其控矿作用，地质力学研究所所刊 (1)，1982。
吴振寰，前寒武纪太古代花岗岩的两种扭动构造型式，地质力学研究所所刊 (4)，1983。
徐克勤等，华南多旋回的花岗岩类的侵入时代、岩性特征及成矿专属性探讨，地质学报 (1—2)，1963。
杨开庆，构造动力作用中的地球化学作用，大地构造与成矿学 (4)，1984。
於崇文，南岭地区区域地球化学，地质出版社，1987。
张文佑，断块构造文集，科学出版社，1983。
张伯声等，地壳波浪与镶嵌构造研究，陕西科学技术出版社，1982。
张治洮等，磁海矿区构造及旋转动力分异现象的初步分析，地质力学文集，第 6 集，地质出版社，1982。
张治洮，论层控铁矿的动力成矿作用 —— 以四个矿床为例，西安地质矿产所所刊 (11)，1985。
张治洮，尾亚岩体的成岩方式——旋转动力分异，地质力学研究所所刊 (4)，1983。
赵宗溥，中国东部新生代玄武岩类岩石化学的研究，地质学报 (3)，1956。
郑学正，我国东部新生代玄武岩岩石化学的一些探讨，地质科学 (3)，1978。
朱振华等，玄武岩的大地构造岩石化学特征与判别的初步研究，矿物岩石 (4)，1992。
A. D. Saunders 等，弧后盆地中玄武质火山作用的地球化学特征，地质地球化学 (10)，1988。
C. J. 霍克斯沃思，破坏性板块边缘岩浆的$^{143}Nd/^{144}Nd$、$^{87}Sr/^{86}Sr$和微量元素特征，《花岗岩岩基的成因地球化学讨论》，地质出版社，1985。
E. J. Cobbing，对花岗岩构造环境问题的不同认识，地质科技动态 (12)，1988。
Eizo Nakamura 等，消减作用对日本碱性玄武岩地球化学特征的影响，基础地质译丛 (4)，1986。
E. I. Robert 等，俯冲带火山活动的氧和锶同位素研究，基础地质译丛 (1)，1987。
F. L. Schwab，大陆边缘型砂岩的矿物与化学组成，国外地质 (3)，1978。
J. A. Pearce，应用玄武岩地球化学特征研究塞浦路斯的古构造环境，国外地质 (3)，1977。
J. A. Pearce，用于花岗岩类岩石构造解释的痕量元素判别图解，国外地质科技 (4)，1985。
K. A. W. Crook，岩石成因和大地构造：复理石砂屑岩(杂砂岩)成分变化的意义，国外地质 (3)，1978。
M. Meschede，一种用 Nb—Zr—Y 图解判别各种洋中脊玄武岩和大陆拉斑玄武岩类型的方法，地质地球化学 (12)，1986。
M. R. Bhatia，澳大利亚古生代杂砂岩和泥岩的稀土元素地球化学：源区和构造控制，地质地球化学 (5)，1987。
M. R. Bhatia 等，杂砂岩的微量元素特征和沉积盆地构造环境判别，基础地质译丛 (1)，1987。
N. B. W. Harris 等，碰撞带岩浆作用的地球化学特征，地质地球化学 (6)，1988。
O. N. 斯连扎克，前寒武纪构造与岩石圈旋转构造体系，地质出版社，1981。
P. D. Maniar 等，花岗岩类岩石的大地构造判别，国外地质科技 (5)，1990。
P. E. Holm，利用拉斑玄武岩和玄武安山岩中亲湿岩浆元素的丰度来确定不同构造岩浆环境的地球化学指纹，地质地球化学 (8)，1987。
R. Sugisaki，火山岩的化学特征与板块构造的关系，国外地质 (4)，1979。

V. Kaznin，控制裂谷火山作用的地动力条件，国外裂谷译文集 (3)，1982。

W. L. Petro，挤压性和张裂性板块边界深成岩套主要元素的化学特征，国外地质科技 (7)，1981。

W. R. Dickinson 等，板块构造与砂岩成分，国外地质 (3)，1982。

W. S. 反切尔，花岗岩的类型和构造环境，国外地质科技 (3)，1984。

Б. П. Золотарев，现代海洋不同构造部位的玄武岩岩石学，辽宁区域地质 (3)，1980。

Р. Б. 别洛乌索夫，大地构造学基本问题，地质出版社，1954。

З. Н. 多夫加尔等，不同大地构造位置的辉长岩和正长岩有关组合的岩石化学特征，构造地球化学文集，1983。

И. Р. 坦洛夫，贝加尔后地台带中生新生代火成岩系及其地球化学特征，地质学报 (2)，1958。

И. И. Чекваненко，大地构造学理论原理，基础地质译丛 (1)，1984。

Н. П. 齐霍米罗娃，稀有碱金属在不同构造位置花岗岩类中的分布，构造地球化学文集，1983。

У. 乌尔巴尼克等，利用岩石化学资料解决某些有争论的构造问题的可能性，地质地球化学 (1)，1979。

Bhatia, M. R., Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. Jour. Geology, Vol. 31, P. 611—627, 1983.

Kay, R. W., Hubbard, N. J., Trace elements in ocean ridge basalt. Earth Plant. Sci. Lett., 38, 95—116, 1978.

Perfit, M. R., etc., Chemical characteristics of island-arc basalt: implication for mantle sources. Chemical Geology, Vol. 30, No. 3, 1980.

Stern, R. J., etc., O, Si, Nd and Pb isotopic composition of the Kasuga Cross Chain in the Mariana Arc: A new perspective on the K-h relationship. Earth Plant. Sci. Lett., 119, 459—475, 1993.

Sun, S. S., etc., Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalt. Earth Plant. Sci. Lett. 44, 119—138, 1979.

Барабанов, В. Х., Геохимия, Изд. Наука, 1985.

Белоусов, В. В., Эндогенные режимы материков, Недра, Москва, 1981.

Тяовский, М. В., Основы тектонофизики, Изд. Наука, Москва, 1975.

GEOTECTONIC GEOCHEMISTRY

Huang Ruihua[1]

(*Changsha Institute of Geotectonics, Academia Sinica*)

Abstract

Geotectonic geochemistry (Geotectonogeochemistry or geotectonochemistry) is a frontier branch between geotectonics and geochemistry. Its tasks are to study the spatial, chronological and genetic relations, regularities and forming machanisms of various geotectonic actions and geochemical processes, namely between geotectonic movement and mobilities of matter composition. It covers the formation with the deformation, and construction with the reconstruction, and physical, geochemical with material field to establish a unitive theory that can explains genetic machanism between geotectonism and element movement. In this place geotectonic structures include geotectonic movements, the types of crustal movement, crustal body, basic geotectonic elements of Earth crust, geotectonic regions and units, tectonic systems and styles, plate tectonics, fault-block tectonics, polycylic tectonics, mosaic structures and geotectonic patterns, etc. The geochemistry means material reactions (chemical reactions, nuclear reactions, etc) of deep and shallow parts in the earth and the crust, and the generation, decline and fall, stagnancy, activation, migration, dispersion and enrichment, distribution and allotment, of the elements. It is obvious that geotectonic geochemistry, on the one hand, includs studying geochemistry using geotectonic structure, namely, studying geochemical processes in geotectonic activities (such as the behaviour and performance of the element in geotectonic stage, etc.); on the other hand, it also includes studying geotectonism using geochemistry (such as geotectonic effects of mantle metasomatism and geochemical actions influencing mantle creep, etc.), namely, studying geotectonic processes generated and reflected during geochemical processes.

I. GEOCHEMICAL FEATURES OF GEOSYNCLINAL, PLATFORM AND DIWA STAGES

[1] Synopsis: Huang Ruihua, born in Jiangxi, 1940. Research fellow (Professor). Graduated from Dept. of Geology, Central-South University of Technology, 1961. Graduated As a postgraduate student in the same university, 1967. Academic thesises: Over 100 pieces. Main published papers: *Some geochemical features of the geodepressional (diwa) region in the East of China*, *Some geochemical features of the geosynclinal stage as compared with those of the diwa stage in the diwa region of Eastern China*, *Preliminary discussion of geotectonogeochemical dividing region and its distributive regularity of China*, *Tectonogeochemistry—a new developing subject*, *Tectonometallogeny*, etc, and published two books: Tin tectogeochemistry in South-east part of China, and Tectonic enrichment-dispersion and metallogeny of tin (all as first auther).

There are different geochemical features in different geotectonic stages.

1. Some geochemical features of geosynclinal stage

(1) At the geosynclinal stage in the area under investigation basic rocks consist predominantly of magnesium-ultrabasic rocks; the spilitic-keratophyre suites are rich in Na. In the granites Si, K, Na, Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Th, U, Cu, Pb, Zn, W, Sn, Mo, rare earth etc. are less abundant while Mg, Fe, Cr, Co, Ni, V, etc. are relatively high. Geochemically in geosynclinal magmatic rocks Na is richer than K.

(2) Spatially, magmatism of geosynclinal type is characterized by abundant element association of both ultrabasic and basic magmas; besides, acid magma is also well developed.

(3) Temporally, magmatic process of geosynclinal type is characterized by the prevalence of element association basic-ultrabasic magmas in the early period and by the predominance of element association of acid magma in the late period.

(4) As the geosynclinal magmatism exhibits characteristics of "Pacific rock region", it is reasonable to call this region "rock region of geosynclinal type" instead.

(5) At the geosynclinal stage the metallogenetic process is marked by enrichment of iron group elements (Ru, Rh, Pd, Os, Pt); Mg and Au is also abundant. Judging by the nature of the elements that are abundant and apparently enriched in geosynclinal regions, they consist mostly of metallic element of stable atomic nucleus, small atomic volume, great gravity, high fusion point, medium atomic number, and medium radiu. These elements are of strong metallic property siderophile in nature.

2. Some geochemical features of platform stage

The geochemical features of the platform stage are that exogenetic geochemical process occupies the most important position. The relation between the geochemical abundance of exogenetic ore-forming elements and the tectonics of the platform region shows a vertical zoning in the tectonic development of the platform region and a horizontal one in the position of its internal tectonic units. It is shown that the element association of basic magma absolutely predominates during endogenetic geochemical process, and the elements of Fe, Ti, V, etc. are particularly concentrated. According to the V. M. Goldschmidt's geochemical classification of elements, the platform region is characterized by exogeochemical enrichment of lithophile elements (B, C, O, Na, Mg, Al, Si, P, Cl, K, Ca, Mn, Sr, Ba, etc.). In addition, there is exogeochemical enrichment of gasphile (H, etc.) and siderophile elements (mainly Fe and P). Except copper which shows a little enrichment, chalcophile elements are scattered and only have a low distributive content.

3. Some geochemical features of Diwa stage

(1) In magmatic rocks formed at the Diwa stage in the area under investigation, either acid, intermediate or basic-ultrabasic, the abundances of Si, K, Na, Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Th, U, Cu, Pb, Zn, W, Sn, Mo, rare earths and etc. are higher while that of

Mg, Fe, Cr, Co, Ni, Ti, V, etc. are relatively low. This peculiarity is specially apparent in granites of the Diwa type. The most characteristic geochemical feature with respect to the magmatic rocks of the Diwa type is the high abundance of soda (K+Na), particularly K.

(2) Spatially, the magmatism of the Diwa type is accompanied by the activity of element associations characteristic of acid magma and, to a lesser extent, of alkaline magma as well.

(3) Temporally, the element association characteristic of acid magma are predominant at the early and middle periods during magmatic process of the Diwa type. At this time activities can also be recognized of the elements typical of alkaline magma. At the late period, however, elements characteristic of basic magma are becoming of prime importance.

(4) The magmatism of the Diwa type exhibits the characteristics of "Atlantic rock regions". Because most parts of the Atlantic region are now Diwa regions, the auther suggests that it is reasonable to call it "rock region of the Diwa type" rather than the "Atlantic rock region".

(5) In the endogenic metallogenetic process, the abundances of the following elements increase, thus leading to their apparent enrichment: the elements with low Clark values (e.g., Bi, W, Sn, Mo, Hg, Pb, etc.), those anomalously distributed in the crust (Be, Li, B), those commonly considered as scattered or their aggregation is not ordinarily to be expected (Rb, Cs, Nb, Ta, As, F, etc.), the rare-earths, radioactive elements as well as a variety of typical ore-forming elements in sulfide deposits (Cu, Pb, Zn, Ga, Ge, Cd, In, etc.). During the exogenic metallogenetic process, enrichment of some diagenetic elements (forming sodium and calcium salt) and gas elements (forming coal and petroleum) may have also taken place.

It is thus obvious that the distribution of elements is closely related to geotectonic processes both temporally and spatially, and that the geochemical differentiation of the earth's material is one of basic causes of geotectonic movement and crustal development, as evidenced by geochemical features in geosynclinal, platform and diwa stages.

Ⅱ. GEOTECTONIC METALLIZATION

The tern "geotectonic metallization" is understood to elucidate ore formation from the geotectonic point of view and to emphasize especially ore generation and genesis. It is essentially the reflection of material movements in the crust and mantle in the process of geotectonic evolution.

Geotectonic metallization is show in its geotectonic type, ore specialization, inheritance, progression, orientation, stages, uneqilibrium, control, reformation, etc.. In addition, it is especially shown in ore generation and genesis, that is, tectonogeochemical differetiation and deep-seated geotectonic processes are the internal cause of geotectonic metallization.

Metallo-geotectonic types has at the least three types: geosynclinal, platformal and

diwa types. From and in home many important ore deposits belong to metallo-geotectonic type of diwa.

Geotectono-metallization is developmental to front, e. g. from metallization of geosynclinal type to metallization of platform type and from metallization of platform type to metallization of diwa type.

Geotectonical evolution and development have made element to activate, migrate and reconcentrate, and have formed polygenetic compound ore deposits.

Ⅲ. DIVISION OF GEOTECTONO-GEOCHEMICAL REGION IN CHINA

Geotectono-geochemical regions of China may be divided into three types: tectono-geochemical regions of geosynclinal, platformal and diwa type.

1. Geotectono-geochemical region of geosynclinal type has two regions:

(1) Tectonogeochemical region of sidero-sulphophile elements of Yajing-Himalaya-Gandise geosyncline.

(2) Tectonogeochemical region of sidero-sulphophile elements of Eastern Taiwan geosyncline.

2. Geotectono-geochemical region of platform type has three regions:

(1) Tectonogeochemical region of diagenetic and atmophile elements of Songliao platform.

(2) Tectonogeochemical region of diagenetic and atmophile elements of Yishaan platform:

(3) Tectonogeochemical region of diagenetic and atmo phile elements of Sichuan plat form.

3. Geotectono-geochemical region of diwa type is divided into diwa tectono-geochemical regions of Cathaysian age and Central-Asian age.

(1) Diwa (geodepression) tectonochemical region of Cathaysian age has eight regions:

① Tectonogeochemical region of sidero-oxyphile elements of Northeast China Diwa

② Tectonogeochemical region of sidero-atmo phile elements of North China diwa

③ Tectonogeochemical region of chalco-siderophile elements of Central China diwa

④ Tectonogeochemical region of oxy-sulphophile elements of Southeast China Diwa

⑤ Tectonogeochemical region of diagenetic and sulphophile elements of Yunnan-Guizhou Diwa

⑥ Tectonogeochemical region of sidero-atmophile elements of South China Sea Diwa

⑦ Tectonogeochemical region of sidero-atmophile elements of South-North Diaw

⑧ Tectonogeochemical region of sidero-oxyphile elements of Altay Diwa

(2) Diwa (geodepression) tectonochemical region of Central-Asian age has nine regions:

① Tectonogeochemical region of sidero-atmophile elements of Junggar Diwa

② Tectonogeochemical region of sidero-oxyphile elements of Tianshan Diwa

③ Tectonogeochemical region of sidero-atmophile elements of Tarim Diwa

④ Tectonogeochemical region of sidero-atmophile elements of Qinghai-Gansu Diwa

⑤ Tectonogeochemical region of sidero-chalcophile elements of Kunlun-Bayanhar Diwa

⑥ Tectonogeochemical region of sidero-oxyphile elements of Northern Xizang (Tibet) Diwa

⑦ Tectonogeochemical region of sidero-oxyphile elements of Western Yunnan Diwa

⑧ Tectonogeochemical region of oxy-sulphophile elements of Southern Himalaya Diwa

⑨ Tectonogeochemical region of sidero-atmophile elements of Western Taiwan Diwa.

There are meridional and latitudinal distribution patterns in geotectono-geochemical regions of China.

Ⅳ. GEOCHEMICAL RESEARCHS OF DIFFERENT GEOTECTONIC THEORY

1. There are certain interralations between plate tectonics and geochemica action. The petrochemistry, microelement, rare earth element and isotope of sedimentary and igneous rocks, and mineral chemistry of igneous rock and the enrichment of metallogenic elements are related to the unit, position, background, stress setting and movement environment of plate tectonics.

2. The geochemical researches in geomechanics have shown:

(1) There are very close relation between latitudinal structural system and distribution and concentration of the elements.

(2) There are two types in meridinal structural system, they are compressed type and tensile type. The iron group elements are specially concentrated in S-N tectonic belts of compressed type. The elements associations of acid magma, vein body and alkali magma is relatively concentrated in S-N tectonic belts of compressed type as compared with tensile type.

(3) The metallogenic elements are very concentrated in Neocathaysian structural system (specially in xi-type structural system), in consequence of giant differences of uplift and depression, highly shear and rotational stresses, and intensely chemical actions of stress and strain.

(4) There are certain regulations of element distribution in brush structure.

(5) The conjunction and compouding of structural system and style can make the elements to be activated, migrated and reconcentrated.

3. There is the concentration of different elements in different tectonic cycle, but the distribution and concentration of the elements show the cyclicity and directivity.

4. There are different features of element association and different concentration of metallogenic elements in different fault-block structure. Those features is very related to tectoinc background, evolution and history of fault-block structure.

5. There are different concentration of metallogenic elements and different geochemical processes in tectonic belts of wave crest and wave trough.

V. EXPLORATARY SIGNIFICANCE OF GEOTECTONIC GEOCHEMISTRY

The geochemical features of different geotectonic stages and elemental enriched characteristics of geotectono-geochemical regions may be applied to metallogenic prognosis, definition of prospecting direction and the selection of target regions. (Fan Jie)