

成矿预测学

刘石年 编著

中南工业大学出版社

目 录

绪言	(1)
第一篇 成矿预测的基础和地质基础理论	(3)
第1章 成矿背景	(3)
1.1 概 述	(3)
1.2 地质综合场理论	(5)
1.3 各级成矿背景场	(5)
第2章 成矿条件	(20)
2.1 构造条件	(20)
2.2 岩浆岩条件	(30)
2.3 地层、岩相、古地理条件	(36)
2.4 变质作用条件	(39)
第3章 成矿信息	(42)
3.1 遥感地质信息	(42)
3.2 矿物岩石信息	(44)
3.3 化探异常信息	(51)
3.4 物探异常信息	(55)
第4章 成矿规律	(59)
4.1 矿床时间分布规律	(59)
4.2 矿床空间分布规律	(65)
4.3 成矿物质来源规律	(74)
4.4 矿床共生规律	(79)
第二篇 成矿预测的基本理论和方法	(86)
第5章 成矿预测学的基本理论	(86)
5.1 相似类比理论	(86)
5.2 地质异常理论	(91)
5.3 组合控矿理论及综合找矿模型	(95)
第6章 成矿预测方法	(101)
6.1 成矿预测方法分类	(101)

6.2	成矿预测方法各论	(103)
6.3	成矿预测方法的发展动向	(127)
第7章	成矿预测工作分类及基本要求	(129)
7.1	成矿预测工作分类及依据	(129)
7.2	成矿预测工作的基本原则和一般程序	(132)
第三编	成矿预测各论	(137)
第8章	小比例尺成矿预测	(137)
8.1	矿产资源总量预测	(137)
8.2	小比例尺找矿区带预测	(147)
第9章	中比例尺成矿预测	(153)
9.1	中比例尺成矿预测的特点、任务和要求	(153)
9.2	中比例尺成矿预测的研究内容和方法	(154)
9.3	中比例尺成矿预测实例	(172)
第10章	大比例尺成矿预测	(175)
10.1	大比例尺成矿预测的特点、依据和基本要求	(175)
10.2	矿田和隐伏矿床预测	(176)
10.3	盲矿体预测	(201)
10.4	大比例尺成矿预测的作法和步骤	(210)
参考文献		(213)

绪 言

《成矿预测学》作为当前地学领域中一门正在发展的边缘应用学科，以它年轻的姿态，奉献给亲爱的读者，并迎接着地质找矿新形势的考验。

成矿预测学是研究矿产预测的基本理论、工作分类及预测方法的一门边缘应用学科，是矿产预测的指导。它是伴随成矿规律学的发展而逐渐形成的，并由与成矿规律学的依附关系转变为包容关系，其发展过程可简述如下：

本世纪40年代，前苏联学者Ю·А·毕利宾通过对地槽演化模式的研究，初步总结了与槽—台演化相联系的区域成矿规律。50年代，前苏联已开展了小比例尺大面积的区域成矿预测工作。随后在我国及其他国家逐渐形成了五个区域成矿规律学派：板块成矿学派，地槽—地台—地洼成矿学派，线性及断块构造成矿学派，地质力学成矿学派，金属省成矿学派。成矿规律的深入研究，同时导致了现代成矿预测学的萌生。本世纪70年代初，随着现代科学技术的迅猛发展以及人类对矿产需求的不断增长，易于寻找的露头矿和近地表矿越来越少，找矿工作主要转向隐伏矿床、盲矿体以及难以识别的矿产。找矿难度增大、费用增高，对理论找矿加强预测的需求也与日俱增。1981年由赵鹏大等编著的《矿床统计预测》以及由卢作祥等编著的《成矿规律及成矿预测学》的问世，大大促进了成矿预测工作的发展。近10年来，有关成矿预测学的理论和方法逐渐形成，有关成矿规律研究和预测实践的论述也不断涌现。1990年地质矿产部又组织各省局试点总结了前一段区域成矿预测的要求和作法，并制订了第一份“固体矿产成矿预测的基本要求”。成矿预测学由依附于成矿规律学发展为包容成矿规律学的独立的学科。因此，《成矿预测学》的产生是新形势下成矿预测的基础和理论、分类和方法的初步总结。

成矿预测的对象是隐伏矿床、盲矿体和难以识别的矿产，研究它们的成矿背景、成矿条件、成矿信息及成矿规律，并在此基础上根据相似类比理论、地质异常理论和组合控矿理论，运用合适的成矿预测方法，进行所需比例尺的成矿预测研究，圈定找矿靶区，预测资源数量。

成矿预测学以辩证唯物主义为指导，在其基础、理论和方法的许多方面都体现了地学中的哲学思维。例如无序与有序、模糊与明朗、共性与个性、相似与差异等，都是同一事物的矛盾统一的两侧面。

地学中的模糊性是普遍现象，但模糊性只是地质事物相对于明朗和精确性方面的一个侧面。例如时代分界，构造分区，储量级别的划分，以至于初查、详查和勘探阶段的界限，都是绝对的模糊，相对的精确。地质及成矿预测中的许多变量多属于模糊变量。

模糊性从字面上看似乎意味着无序与不确定性，但实际上并不完全如此。根据对象的变化性，可以将其分为三类：①局部和整体模糊，则相当于完全无序，即混沌状态，例如一些矿床（点）和地质变量的随机分布；②局部模糊整体明朗，相当于宏观有序，例如地壳运动和成矿作用的时代周期，空间上的成矿分带等，成矿规律即是略去模糊的枝节而突出整体的规律；③局部和整体明朗，相当于微观和宏观有序，例如在矿床中从微观领域的元素、矿物和显微结构构造分带到宏观领域的围岩蚀变和矿石类型分带等即属此类。由于地质变量具有

结构性和随机性双重性质，因此成矿预测学通过地质成矿规律的研究认识地质事物的结构性，通过概率论和数学地质学的研究，认识事物随机性的概率统计规律。两者结合，可大大提高对事物内在的本质的认识和成矿预测成效。

共性与个性、相似与差异也是事物矛盾统一两个侧面。在漫长的时间长河中，地质事件遵循向前发展与演化的规律，既不复古倒退，又不滞留或重复。但地质历史的发展并非直线向前，而是呈螺旋式递进转化，犹如地球的运动，日以继夜，年复一年，地壳活动区和稳定区的相互递进，海陆的变迁等。这就决定了在地质历史的长河中，相似类比理论的适用性和适度性。其适度性表现在：由于地质作用和成矿活动的长期性和复杂性，以及古今和地域条件的差异性，将今难以完全论古，也不能过于简单地由已知推断未知，要查明具体条件，树立整体观点、多层次观点、活动论观点以及叠加改造观点。

世界上完全相同的事物是没有的，差异普遍存在。相似类比理论的要点在于：相似并不等于相同，共性较多即是有利。根据一些共同的相似性特征，人们就能认识矿床类比预测的一般准则。然而当差异大到一定程度，形成了与周围环境难以类比的地质异常，成为大型超大型矿床和新类型矿床产出的必要条件时，研究地质异常的分布和规模就成为主要矛盾方面。因此在成矿预测中，要全面分析地质和矿床的共性与个性、相似与差异，综合运用相似类比理论和求异理论及其方法，是取得成矿预测成功的关键之一。

地学“大、深、长、杂”，成矿预测学亦是如此，面对地球科学宏大的研究对象，漫长的发展历史、广博的知识领域、精确的预测要求，成矿预测学的理论和方法还远远不够。目前知识和技术正以惊人的速度增长，与成矿预测学相关的学科知识，本书也难以概括其全。在此所献出的只是笔者在前人的基础上，数年来教学和科研的阶段小结。对书中所参阅的有关文献的作者或单位，编者顺致衷心感谢！为了发展我国的矿产勘查事业，把成矿预测学科推向新的水平，让我们共同努力奋斗。

第一篇 成矿预测的基础和地质基础理论

成矿预测的基础是成矿规律的研究，而成矿规律涉及的地质基础理论较多，例如不同学派的大地构造学说和区域成矿理论，矿床产出的地质综合场理论和成矿分离效应，各类矿床成矿作用，各种地质条件的控矿作用，各相关学科所提供的成矿信息等。我们不可能在此书中完全概括这些地质基础理论，而只选择了应用于预测找矿实践的一部分。

按照预测找矿实践的过程，首先要分析矿床的成矿背景，它包括地质背景、地球物理背景和地球化学背景；其次要分析矿床形成的各种控矿因素，主要包括控矿构造、岩浆岩、地层、岩相、古地理以及变质因素等；再次要分析各相关学科理论和技术方法手段所提供的矿化信息，通过这些方面将各个地质学科的理论，归纳总结形成成矿规律，并在此基础上发展成矿预测学本身的预测理论和预测方法。

第 1 章 成矿背景

1.1 概 述

各种矿产形成于一定的背景或环境中，这种背景不同于单项成矿条件或控矿因素，而是控制矿产形成的地壳结构构造以及成矿物质基础。正如黎彤（1991）所说，进行区域成矿分析和成矿预测时，通常要考虑两个成矿背景：一个是区域大地构造背景，另一个是区域地球化学背景。其实不单是区域成矿预测要考虑这两个背景，各级成矿预测都要考虑这两个背景。因为大地构造具有不同级别的分区系统，不论哪一级大地构造单元，从其时间演化和空间分布上，都对相应的岩浆活动、沉积作用、变质作用和成矿活动具有制约作用。例如人们常说“裂谷环境”、“岛弧环境”等等，不仅是一种大地构造单元和性质的描述，而且指示了在这种环境或背景下特有的构造—岩浆活动、岩石组合、矿床类型等；地球化学背景主要是成矿的物质背景，相应于不同级别的大地构造单元，也有不同级别的地球化学背景。除了这两种背景之外，还有一种地能场背景，包括温度场、压力场、重力场、磁场、电场和电位场等，这种地能场通常可通过地质及地球物理方法测定。

各类矿产均形成于一定的地质域中，或者说形成于一定的地质场中，域和场（field）都代表一个范围。采用地质场的术语更便于和与它相关的地球物理场、地球化学场相联系。

狭义地质场是指具有一定的时空范围和独立演化历史以及相应的地质结构构造的地区；广义地质场，或称地质综合场，则包括了狭义地质场、地球物理场和地球化学场，因为地球

物理场和地球化学场是地质体、不同地质体的界面或地质体组合的物理特性和化学特性在同一空间上的反映。地质综合场给成矿提供了不同的地质构造背景、成矿物质背景及地能场背景。不同级别的成矿区带产生于不同级别的成矿背景场中，因此成矿预测工作首先要分析矿床产出的不同级别的地质综合场特征及其成矿背景。

1.2 地质综合场及耗散结构理论

为了更合理地解释地质综合场特征及成矿分离效应，国内外一些学者（于崇文、张本仁，1987；李嘉林，1989），都运用布鲁塞尔学派创始人普利高律（I. Prigogine）的耗散结构理论（1969），该理论指出一个远离平衡的开放系统通过不断地与外界交换物质和能量，在外界条件的变化达到一定的阈值时，可能从原有的混乱状态，转变为一种在时间上、空间上或功能上的有序状态。这种在远离平衡情况下通过体系与外界进行能量和物质交换而形成和维持的一种稳定化的宏观有序的新组织、新结构称为“耗散结构”。这种结构即在非平衡状态下宏观体系的自组织现象，它形成于非平衡过程，由扩散作用和化学反应两种过程引起。虽然自然界宏观体系总的来说是非平衡的，但对每一个单元体积来说是平衡的，只不过任意两单元之间，其平衡的数据可能是不相同的，即可能有一定的浓度梯度或能量梯度，这就是局域平衡的假设。这样的假设符合自然界平衡态与非平衡态共存、无序与有序结构普遍存在这样的状态。

耗散结构理论正在广泛地被应用于地质上，因为地质界和自然界万物一样，就其本质而言，只有物质的运动和运动的物质。该理论应用于地质综合场有如下认识：

1. 从根本上讲，地质综合场（或地域综合场）就是在一定的地质体或地质体组合中存在的各种物质场和能量场的总称。其中物质场主要包括成岩成矿物质，能量场即上述各种地能场（如重力场、温度场、压力场、磁场、电场和电位场及化学位场等）。其物质场和能量场在空间上首先具有一定的数量特征（数量场），当各种自然力场和能量梯度存在时，又具有矢量特征（矢量场），形成各种物质流和能量流。

2. 地壳上地质系统具有开放性，或如张文佑所说，“地壳上没有绝对的封闭系统”，表现在地质作用有物质组分和能量的带入与带出，有物质组分的扩散运移与化学反应。在开放条件下所进行的地质作用，作为热力学的态函数熵趋于减小，地质结构从无序向有序演变。

3. 地质综合场具有不同级别的时空尺度，在漫长与广阔的时、空条件下，在总的非平衡态中，存在局域平衡状态。在此基础之上，才有可能产生各种耗散结构。既有不连续的有序结构，亦存在由扩散作用而形成的连续渐变的耗散结构，这种结构的有序化程度虽然较低，但分布范围很广，对整个地球物质的运移分异可起十分重要的作用。

4. 实际地质作用的核心问题是成矿物质的分离效应，主要的成矿分离效应恰在于非平衡作用过程中。影响成矿物质运移和分异的外因是地质构造活动及所产生的压力和温度等能量特征，内因则是参与组分的固有运移特性。最主要的运移特性参数有元素的离子半径 R 、相对比容 V （= 半径 $\times 100$ / 原子量）、相对比焓 h^0 （= 离子生成热 / 原子量）以及离子电位 π 等。

5. 成矿物质的运移方向。根据李嘉林（1989）对 S.R. Degroot 扩散方程的推导，在压力场作用下，半径 R 大的元素将趋向低压空间， R 小的元素将趋向高压空间；比容 V 对物质运移的影响不仅取决于压力梯度，还视介质粘度大小而定，介质粘度越大（例如岩浆分

异), 比容小的重组分越容易被推向低压空间; 介质粘度小时 (例如气水溶液), 分异方向可能倒转, 比容小的组分可能反趋向高压空间, 向何方向运移取决于比容 V 和介质粘度 η 两者的平衡情况; 在温度场作用下, 在连续系统中比焓低的组分将趋向低温空间运移; 在外电场作用下, 组分运移的结果将是高电位离子在外电场的低电位空间富集, 这是一般荷电质点运动的普遍规律。

实际地质作用中, 地质组分扩散运移通常是在多种场的综合作用下进行的, 因此运移分异的最终结果取决于两方面的因素: 一是参与组分的固有运移特性; 二是各种场的相对强度以及它们的空间分布情况与组合叠加关系。在长期的地球演化及地壳地质发展进程中, 形成了不同规模的多级地质综合场, 它们是不同的规模的成矿区带或矿区的背景场, 其中包括成矿的地质背景、地球化学背景和地球物理背景。

1.3 各级成矿背景场

上述地质综合场中成岩成矿物质在外因和内因综合作用下运移分异的结果, 形成了五级成矿背景场。

1.3.1 初始物质分异及地球综合场

1. 地球由初始星云的混沌状态, 经过长期的分异作用, 形成由三大层物质组成的有序结构, 即地壳、地幔、地核 (图 1-1 及表 1-1)。

表 1-1 地球各层的基本性质^[5]
(据 Г.В.Войткевич 综合资料, 1976)

层 壳	深度范围 (km)	密度范围 (g/cm ³)	占地球体积的 百分数 (%)	质 量 10 ²⁵ g	相对质量 (%)
地壳 A	0~33	2.7~3.0	1.55	5	0.8
地幔 {	B 33~400	3.32~3.65	16.67	62	10.4
	C 400~1000	3.65~4.68	21.31	98	16.4
	D 1000~2900	4.68~5.69	44.28	245	41.0
	E 2900~5000	9.40~11.5	15.16		
地核 {	F 5000~5100	11.5~12.0	0.28	188	31.5
	G 5100~6371	12.0~12.3	0.76		

关于地球原始地球化学分异的具体认识, 目前大多数人还是采用 V·戈尔施密特的假想模型, 认为原始地球物质可视为 Fe—Mg—Si—O—S 体系, 其中氧的数量超过硫, 但氧和硫的含量还不足以同全部能形成阳离子的元素结合, 而铁的丰度最大, 必然导致体系中产生出铁镁硅酸盐、铁的硫化物和金属铁的互不混溶或部分混溶的相。由于密度不同, 在重力场中较轻的硅酸盐就移向地球上部, 而金属铁液体则下沉, 形成地球核心。

2. 与地球物质初始分异相应的是全球取对称形态的能量场, 包括全球性的重力场、地磁场、温度场, 以及由重力产生的压力场等。其中重力场与压力场对物质组分的作用力刚好相反, 而物质的受力因素又正好互为倒数, 例如比重大者受重力作用大, 而比容大者受压

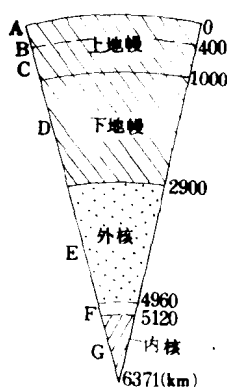


图 1-1 地球内部分层^[24]

希望的是自发电机假说，地球自转速度变化的内因可能是地球内部的物质运动，外因可能包括潮汐的作用乃至宇宙的作用。

地磁场的方向是古地磁研究取得的重要成果之一。迄今为止，古地磁所测定的岩石约 50% 是在与现代地磁场近似相反方向上被磁化的，反映地磁场在自寒武纪以来的地质时间发生过多次极性反转事件。对过去 450 万年的极性反转研究表明，世界范围出现的主要极性时间持续约 100 万年，并且与主要地史演化阶段基本一致。地磁场强度的变化研究也表明，近代地球磁矩以每百万年 5% 的速率在不断减小，当其递减到零然后反向的过渡阶段，即发生地磁倒转。而地球磁矩的变化很可能与地球自转速度的变化有关。据北京大学地质力学教研室按有记录以来的地球自转角速度的最大变率 2×10^{-10} / 年及弹性分层、对称地球模型计算，发动一次地壳运动需要持续加速的时间正好为 10^6 年左右或其数量级。该理论推算与实测极性时期的吻合，可能反映了地球自转速度变化、地壳运动阶段、分异物质环流以及地磁场极性反转几者之间的密切成因联系。

由地球化学物质的原始分异所形成的地球综合场，是地壳物质分异和成矿背景场的基础。鉴于我们所能涉及和研究的成矿作用主要限于地壳范围，下面关于地壳物质分异和背景场的级别也是指地壳范围的。例如地壳一级分异相当于前人划分的地球二级分异，等等。这样的划分有助于和后面要讨论的成矿区带级别相对应。

1.3.2 地壳一级分异及一级成矿背景场

1. 成矿物质场背景

一级成矿背景场是在地球初始分异的基础上，经过地壳一级分异造成的。

一级分异主要发生在大洋与大陆地壳之间，分异的外因，根据全球构造学说，是板块或壳体（陈国达，1992）的运动；分异的内因是地幔物质的垂直运动和水平侧向移动。

板块构造理论是建立在 A·L·魏纳格的大陆漂移学说的基础上，以 H·H·赫斯、A·H·米契尔、R·H·西利托等为代表的大地构造学派，又称全球构造学派。板块构造理论认为，地壳分为三层：刚性的岩石圈、上地幔和软流圈。岩石圈分为若干板块，软流圈托着上覆板块，从增长板块边缘向消亡板块边缘不断运动。板块边缘带是主要的构造活动

带,也是主要的岩浆活动、沉积作用、变质作用和成矿作用的地带(参见图1-5)。

物质分异首先发生在深达上地幔的裂谷(如洋中脊)断陷地带。在裂谷所形成的低压环境下,深部地幔物质向上位移,基性超基性物质趋前分异,并伴随趋低压成矿元素Cr、Ni、Co、V、Ti、Pt、Cu、Fe、Mn等上升,然后随增长板块在水平方向的不断移动,不同组分进一步发生侧向分异,最终使整个洋壳成分更偏基性;而在大陆地壳与大洋地壳的接合带,或大陆地壳之间的敛合带,由于板块俯冲或碰撞而造成高压环境,造成趋高压造岩元素Si、Al、Ca、Na、K、Li、Rb、Cs、Be、Sr、Ba等及趋高压成矿元素(Cu)、Mo、Pb、Zn、As、Sb、Hg、Au、Ag、Bi、In、Cd、Ge、Ga等优先分异,促使中酸性岩浆岩的大规模侵入和喷发,使大陆地壳更偏酸性。表1-2所列的大陆地壳和海洋地壳的主要元素丰度对比可以部分反映这种分异结果。表中可见,大陆地壳和海洋地壳之间,前者所含Si、Na、K等较高,后者含Fe、Ti、Ca、Mg等较高;基性组分(包括Cr、V、Ti、Fe、Mg、Ni、Co、Cu等成矿元素)相对更多地趋向大洋,而酸性组分(包括Cu、Mo、Pb、Zn、Sb、Hg、Au、Ag、Bi、W、Sn、U、Th、TR等成矿元素)更多地趋向大陆。对于一些在综合场作用下分离效应比较明显的组分,分异表现尤为突出。例如 K^+ 和 Na^+ ,首先,二者虽有较大比容,但同时有较大半径,在高粘度条件下一般趋高压环境,因而大陆的K、Na含量均高于海洋地壳;其次二组分之间, Na^+ 较 K^+ 具有更大的比容及更小的半径,因而无论介质粘度大小如何, Na^+ 又较 K^+ 易趋低压部位。表1-2中大陆地壳的K/Na比值为0.4,而海洋地壳仅为0.06,因此K/Na比值从洋中脊到大陆含量递增,表现了压力分异的结果;又如 Ca^{2+} ,比容偏大而半径中等,压力分异的特征不甚明显,但其比焓特别大,故在温度场作用下,从洋中脊到大陆含量递减,表现了温度分异的结果。其他半径较大而比焓与比容均相对较小的组分如 Rb^+ 、 Cs^+ 、 Sr^{2+} 、 Ba^{2+} 等必然更趋大陆。人们还发现轻重稀土的分异现象十分有趣,在分异过程中重稀土更趋洋隆而轻稀土更趋大陆。李嘉林认为这是由于镧系收缩使重稀土体积粘度变小的缘故。这种全球性的地球化学分异规律是全球性构造活动和元素运移分异的结果(图1-2)。

表1-2 大陆地壳和海洋地壳主要元素丰度比较

资料来源	O	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Na	K	Ti	H	C
大陆地壳,泰勒(1985)	-	267700	84100	70700	52900	32000	23000	9100	5400	-	-
海洋地壳,泰勒(1985)	-	231000	84700	81600	80800	46400	20800	1250	9000	-	-

“-”未报出数据。

2. 地球物理场背景

地球物理场(包括能量场)背景,在大陆地壳和海洋地壳之间也存在明显差异:

(1) 地壳厚度 大陆地壳厚度大,且变化大,平均厚度35km,但变化范围在30~70km之间;海洋地壳厚度小,包括海水在内平均11km,最薄处仅5km;

(2) 重力异常 大陆布格异常值小,且多为负值,而海洋布格异常值大,且均为正值;

(3) 大地热流 截至1975年底止,全球共有热数据5417个,其中海洋3718个,大陆1699个,对这些数据所作分析结果,全球及海陆热流密度如下:

$$Q_{\text{全球}} = 61.5 \pm 31.0 \text{ (mW/m}^2\text{)}$$

$$Q_{\text{大陆}} = 61.1 \pm 19.3 \text{ (mW/m}^2\text{)}$$

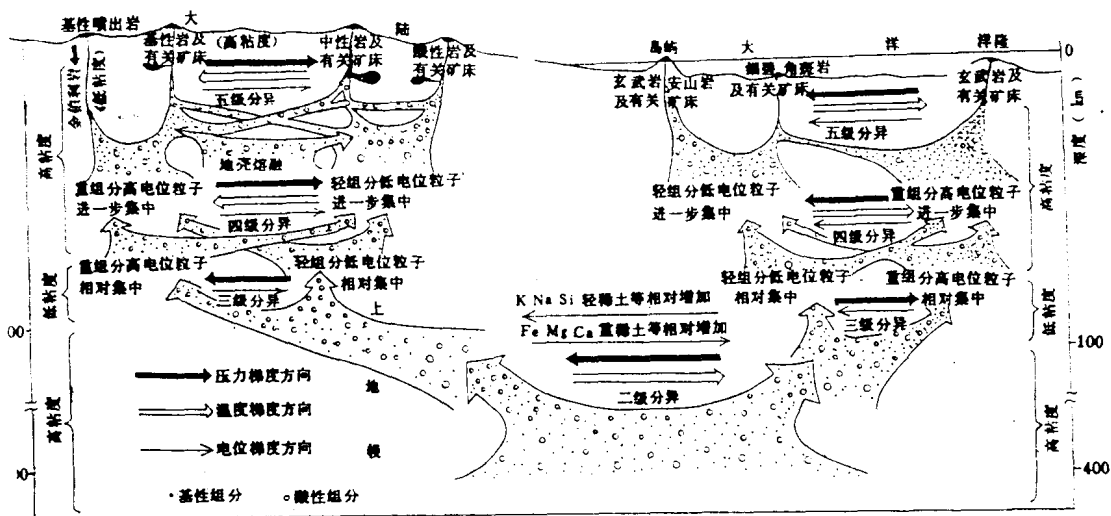


图 1-2 地能场与地球物质的分异运动示意图 (据李嘉林, 1989)

$$Q_{\text{海洋}} = 61.5 \pm 32.7 \text{ (mW / m}^2\text{)}$$

由上可见, 海陆及全球平均热流值不仅非常接近, 而且大陆地壳的热流值及变化范围似乎更小一些, 海洋地壳并不因海水的大面积覆盖而热流值小于大陆, 这是出于人们初始意料之外的。

(4) 电磁场 前人研究表明, 虽然大陆磁场的中心偶极场 (对地球轴倾斜 11.5°) 和地球的实际磁场近似, 但两者之间仍有相当大的偏差。主要表现在大陆磁场是非偶极场的主要成分。图 1-3 中显示大陆磁场围绕六个中心分布, 每个中心都有各自的极性, 其原因可能与地球内部的深源有关。

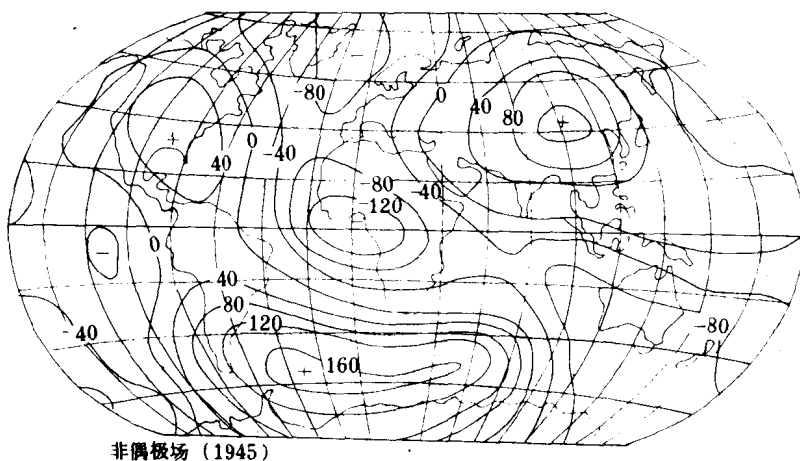


图 1-3 非偶极场的垂直分量 (单位 100nT) [19]

1.3.3 地壳二级分异及二级成矿背景场

地壳二级分异主要发生在海洋地壳内部及大陆地壳内部，与它们内部的构造发展历史及地壳差异运动有关。

地壳二级成矿背景场是在一级场的内部，由次级板块或陆壳内的大地构造单元所分布的范围。虽然国内外大地构造学派较多，但总的可归纳为两大派别（陈国达，1992），一种是历史论大地构造学派，另一种为因果论大地构造学派，前者理论中最流行的为地槽—地台学派、地洼学派、地槽发展的多旋回学派等；后者中最流行的有板块构造学派，还有线性构造学派，地质力学和断块构造学派等，这两方面目前正由陈国达教授综合为历史—因果论大地构造学理论。

海洋地壳和大陆地壳内部的成矿背景分析，可以分别以历史论及因果论大地构造学成矿理论进行分析。

历史论大地构造成矿背景

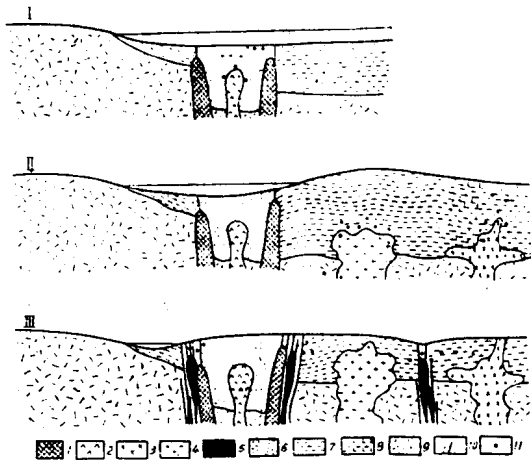
1. 地质构造背景

历史论大地构造学主要研究地壳演化的阶段划分，构造单元的出现顺序和历史生因关系。该学说在大陆地壳研究的历史悠久，具有较多的理论及实践依据，其中尤以地槽、地台、地洼（活化区）的成矿背景最具代表意义。

（1）地槽成矿背景（或环境） 地槽学说认为，大陆地壳的任何地区在历史上都曾经是一个活动带，任何活动带都是沿一个被称为地槽的长条形沉降带发育而成，根据一个几乎是永恒的模式分为三个（或五个）阶段逐渐发育成地台（图1-4）。

图1-4 地槽发展各阶段岩浆建造及有关矿床分布图

（据B·И·斯米尔诺夫）



1-超基性岩和基性岩建造，有岩型铬、钛、磁铁矿和铂族元素矿床；2-斜长石花岗岩—正长岩；有砂卡岩型铜、铁矿床；3-花岗岩，有砂卡岩型及热液型有色稀有金属和金矿床；4-花岗岩，有伟晶岩型、钠长岩型、云英岩—石英型有色、稀有、贵重和放射性金属矿床；5-小侵入体，有热液型有色、稀有、贵重和放射性金属矿床；6-海底细碧角斑岩及斑岩型火山建造，有交代型及火山沉积型有色金属及铁、锰氧化物矿床；7-沉积岩（主要是陆源的）；8-碳酸盐岩占主要地位的沉积岩；9-基底岩石；10-破碎带；11-矿床。

I—早期阶段；II—中期阶段；III—晚期阶段。

①早期阶段：地槽沿长条形沉降带剧烈下沉，形成低压环境，沿沉降中心伴随有火山强烈喷发，基性物质趋前分异，形成基性火山岩系、火山—碳酸盐沉积岩系和火山—硅质沉积岩系，同时趋低压成矿元素伴随上升，产出典型的与细碧角斑岩有关的黄铁矿型矿床（如乌

拉尔地槽和祁连山地槽), 继而在地槽边缘产生褶皱和断裂, 并有基性超基性岩沿断裂侵入, 伴随形成 Pt、Cr、Cu、Ni 和钽铌磁铁矿矿床, 同时有派生的斜长花岗岩、正长岩以及矽卡岩型 Fe-Cu 矿床的形成。

②中期阶段: 地槽褶皱回返, 水平应力加强, 轴部上升隆起, 花岗岩基侵入, 超高压元素集中, 在碳酸盐岩系与花岗岩接触带发育有矽卡岩型白钨矿床、热液型 Au、Mo、Pb、Zn 等矿床, 以及与正常的或碱性的花岗岩(白岗岩)伴生的 W、Sn、Nb、Ta、Li、Be 等矿产。地槽边缘相对下降、陆缘复理石沉积发育, 在陆缘台地上有层状铁铜和铅锌矿床。外生矿产则有煤和石油等。

③晚期阶段: 大规模的褶皱运动基本结束, 地槽褶皱带逐步向年轻地台转化。内构造带形成深断裂和地堑, 产生与安山岩一流纹岩的陆相火山活动有关的火山—热液矿床, 沿边缘断裂还有中酸性小侵入体的形成及相伴生的热液型 Sn、Au、Ag、Sb、As 等矿床。陆相沉积主要分散在小型的盆地中, 伴有 Fe、Cu、U 及膏盐、油、气、煤等沉积矿产。

(2) 地台环境 地槽晚期之后, 地壳运动强度减弱, 地槽褶皱带渐被夷平, 构造—地貌反差愈来愈小, 出现准平原, 标志着地台环境的开始, 在以垂直运动为主导的情况下, 地台区产生以面型分布为主的沉积盖层, 因此地台区具有盖层和基底双层结构特征。①在基底中产出 Fe、Mn、Au、U、Cu、Pb、Zn、Cr、Ni 等各类变质矿床, 如绿岩带含金变质建造, 含铁变质建造, 含 Au-U 砾岩变质建造, 含硫化物变质建造, 以及含磷及硼变质建造; ②在沉积盖层中以外生矿床为主。在海进环境和潮湿气候下产出 Fe、Mn、P、Al, 在海退环境和干燥气候下产出泻湖相膏盐和含铜砂岩; 在海陆交互相、内陆相及泻湖相环境产出煤、油页岩及石油; ③地台边缘深断裂则有含金刚石金伯利岩、铜镍硫化物矿床以及部分矽卡岩型铁矿。

(3) 地洼环境 地洼环境是继地台环境之后, 地壳再度强烈活动而形成的一种新型的活动区环境。陈国达于 1956 年首次把这种地台活化定义为“地台区向活动区转化”, 同时认为, 这个新成的活动区并非以前的地槽区的历史重演, 而是属于不同的类型, 是后地台阶段的新型活动区, 起名为“活化区”。陈国达在 1959 年及以后发表的文章中, 为了反映它与地槽区最主要的区别是在于具有一种名为地洼的特有山间构造盆地这一特征, 而称之为“地洼区”。

陈国达创立的地洼学说在时间上阐明了地壳演化的递进律, 提出了后地台阶段——地洼期; 在空间上提出了大陆地壳第三基本构造单元——地洼区; 在成矿规律方面, 它不仅阐述了大地构造单元成矿专属性、矿产继承性、成矿递进性、矿床叠加现象及矿床分布的时空规律, 而且提出了大地构造成矿的新类型——地洼型, 一种除内生和外生矿床之外的第三类型——多因复成矿床。

地洼环境所提供的成矿背景包括地质构造背景、地球物理场背景及地球化学场背景。

①地质构造背景: 在地洼发展过程中, 早中期由于大地热流逐渐增高, 地壳膨胀, 地面大幅度隆起, 形成反差很大的构造—地貌起伏, 这种造山作用所形成的山脉多为短线状。所成的构造型相以拱裂、块断、铲断为特色, 并多推覆构造。所成的山间盆地大多数为地堑型和半地堑型。裂谷时见, 其中沉积物多为山麓相、山间河流相及湖相等陆相产物; 有时含有大量火山物质以至夹有火山岩层。侵入层多见, 岩浆活动顺序多从酸中性到基性; 所成岩石大都高硅高碱而低铁镁。断裂变质发育, 时有带状分布的混合岩。上述特征构成与地槽区有明显区别的新型活动区环境。

表 1-3

不同构造单元的地球物理统计特征

(据刘代志, 1989)

统 计 特 征	构 造 单 元			
	地 槽 区	地 台 区	中 亚 型 地 洼 区	华 夏 型 地 洼 区
P_n 波速 $V_{P_n} / \text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	7.93	8.27	8.07	7.98
低速层				
埋深 H / km	34		$H_1 = 20.25$ $H_2 = 65.5$	16.6
层厚 T_p / km	8.4		$T_1 = 7.86$ $T_2 = 8.5$	7.92
波速 $V / \text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	5.5		$V_{F1} = 5.65$ $V_{P1} = 6.08$	5.83
地壳平 $\bar{V}_p / \text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	6.30	6.33	6.21	6.37
均波速 $\bar{V}_s / \text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	3.61	3.48	3.50	3.66
地表热流 $q / 41.868 \text{ kW} \cdot \text{m}^{-2}$	2.14	1.05	2.18	
剩余热流 $q_0 / 41.868 \text{ kW} \cdot \text{m}^{-2}$	1.35	0.51	1.0	
壳内低阻层				
第一层				
埋深 H'_1 / km	15.04		18.41	14.98
层厚 T'_1 / km	9.54		9.02	3.02
电阻率 $\rho'_1 / \Omega \cdot \text{m}$	4.24		4.41	4.25
第二层				
埋深 H'_2 / km	42.26	34.6	42.76	27.84
层厚 T'_2 / km	3.5	9.4	4.27	6.8
电阻率 $\rho'_2 / \Omega \cdot \text{m}$	7.89	13.9	5.6	10.63
上地幔低阻层				
第一层				
埋深 H''_1 / km	135.36	97.4	92.74	75.46
层厚 T''_1 / km	10	∞	11.44	24.51
电阻率 $\rho''_1 / \Omega \cdot \text{m}$	30.14	6.45	30.55	26.84
第二层				
埋深 H''_2 / km			214.3	237.1
层厚 T''_2 / km			9.65	∞
电阻率 $\rho''_2 / \Omega \cdot \text{m}$			54.8	45.96
地壳平均厚度 $\bar{H} / \text{km}$	65	38	55	33
上地幔平均密度 $\sigma / \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	3.52	3.24	3.25	3.27
布格重力异常	负的梯度变化带	变化平缓	负异常背景, 地穹系为梯级带, 地洼系则变化平缓	有一定走向的宽缓异常
均衡重力异常 (艾利模式)	多为正异常梯级带	多为平缓负异常	地穹系为正梯级带, 地洼系为负低缓异常	主要为宽缓负异常
磁 异 常	褶皱系多为正的线性异常, 拗陷系为负异常	零值线圈闭的宽缓异常	地穹系为线状正、负异常相间排列, 地洼系为宽缓正负异常	

地洼活动主要发生于中、新生代、中生代燕山期与花岗岩活动有关矿产主要有：W、Sn、Bi、Mo、Cu、Pb、Zn、Be、Li、Hg、萤石、金刚石、Nb、Ta、TR 等（华夏型）；新生代喜马拉雅期有关矿产主要有 Cu、Mo、Au、Ag 等（中亚型）。

从地洼区活动类型及其矿产分析来看：属于基底断裂和岩浆活动类型者，主要的矿产类型有 Cu、Mo、Au、Ag、W、Sn、Bi、Pb、Zn、Be、Li 等；属于基底断裂和盖层褶皱类型者，主要的矿产类型有油气、油页岩、煤、膏盐、铀、铜、铁、金、铅等沉积矿床及风化淋滤矿床；此外沿基底断裂产出钒钛磁铁矿矿床，铜镍硫化物矿床等。

②地球物理场背景：地洼区的重力异常，多呈短带状，通常以负异常为主，在区域性负值的背景上，出现显著差异。隆起越高之处，其布格异常越低。这与地槽区之多为正负异常相间的特点有别。在时间上，最低重力异常多出现于地洼区发展的中期（激烈期）。这时大地热流高低分异反差通常最大，其平均值也往往最高；地洼区以大地热流值高著称，其值高出大陆壳及海洋壳的平均值（均为 1.48HFU）1/3 至 1/2 或更多，高出地台区 2 至 4 倍，而与地槽区颇相近似，但具有变化快及呈等轴状、短轴状及短带状分布的特点；地洼区常具有多套磁力异常，即在低缓异常背景上叠加有变化激烈的磁异常，多呈线状、串珠状分布于面状磁异常背景之上。我国三大基本构造单元的地球物理特征可参见表 1-3。

2. 地球化学背景

上述地壳二级分异所形成的地球化学背景，是以大地化学背景来衡量的。大地化学是大地构造地球化学的简称。中国大地化学是中国区域大地构造学和中国区域地球化学相结合的产物。大地化学背景比地壳和岩石圈的化学背景具有更高的肯定性。其背景值对区域成矿分析和矿产资源总量评价等工作，具有更大的实用价值。黎彤等人于 1992 年算出了我国一级大地构造单元的大地化学背景。该背景是采用任纪舜等（1985）的大地构造分类和术语，计算深度为地壳最上部的构造层，在二级构造单元的岩类分布统计基础上，给出一级构造单元的大地化学背景。

（1）中国地台区的大地化学背景 从表 1-4 可见，中朝准地台 K_2O 和 Na_2O 含量高；扬子准地台 FeO 和 MgO 含量高，塔里木地台 CaO 和 CO_2 含量高。相应指示中朝准地台中多金属成矿的背景条件较好；扬子准地台中铁铜成矿背景较好；塔里木地台中油气背景条件较好。

表 1-4

中国地台区的大地化学背景值(wt%)

(据黎彤,1992)

构造单元	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	总和
中朝准地台	50.40	0.43	10.90	3.24	2.78	0.12	6.71	9.81	1.91	2.27	0.16	9.43	1.74	99.90
扬子准地台	49.54	0.45	9.60	3.10	3.15	0.11	7.38	12.89	1.32	1.47	0.11	8.46	2.37	99.95
塔里木地台	50.04	0.36	9.55	2.49	1.60	0.08	2.23	15.96	1.24	2.24	0.20	12.32	1.62	99.94
中国地台区平均	50.07	0.42	10.22	3.04	2.64	0.11	5.95	12.05	1.59	2.02	0.15	9.76	1.90	99.93

（2）中国地槽区大地化学背景 中国地槽（褶皱）区被地台区分割为三个彼此独立发展的亚区（表 1-5），其北缘亚区位于中朝—塔里木地台以北，主要由一系列晚古生代褶皱系组成，属蒙古—乌拉尔构造域。其大地化学背景东西两部分明显不同：东部富 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Na_2O 和 K_2O ；西部富 MgO 、 CaO 、 CO_2 。同样表明东部金属矿成矿背景较好，西部油气成矿背景较好；青藏亚区则位于中朝准地台以南和扬子准地台以西，由一系列巨大的显生宙褶皱系组成，属喜马拉雅—特提斯构造域。其南北部各褶皱系的平均化学成分变化范

围较大, 总的酸度较低, 北部富 SiO_2 、 MgO 和 Na_2O , 南部富 CaO 和 CO_2 ; 华南亚区则位于扬子准地台东南, 由古生代和新生代褶皱系组成, 中生代有强烈构造岩浆活动, 属太平洋构造域。该区是 SiO_2 含量最高的一个区, 显示与花岗岩有关的有色、稀有和稀土成矿背景较好。

表 1-5 中国地槽区的大地化学背景值(wt%) (据黎彤, 1992)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	总和
北缘亚区	62.17	0.46	12.57	2.82	2.22	0.09	2.68	6.29	2.23	3.01	0.19	3.62	1.58	99.93
青藏亚区	57.37	0.39	10.73	2.50	1.99	0.09	3.09	10.66	1.82	2.39	0.16	7.42	1.35	99.96
华南亚区	68.76	0.42	12.27	2.53	2.35	0.08	3.21	3.59	2.49	2.54	0.13	0.43	1.17	99.97
平 均	60.31	0.42	11.68	2.66	2.12	0.09	2.91	8.19	2.05	2.69	0.18	5.22	1.45	99.95

(3) 地洼区大地化学背景 任纪舜的分类中, 上述构造域的大部分, 特别是太平洋构造域已不同程度地被活化, 成为地洼区。根据陈国达意见, 地洼区地壳更偏酸性, 基性超基性岩一般不太多, 与酸性岩浆活动有关的内生成矿作用极为发育, 富集 W、Sn、Mo、Bi、Nb、Ta、Be、Li、Cu、Pb、Zn、U、Th、TR 等, 多形成工业矿床, 伴生元素则有 Ga、In、Ge、Cd、Rb、Cs 等。此外, 挥发性元素如 B、Hg、F 等也常富集形成矿床, 如硼矿、汞矿、萤石矿等; 外生矿产 Fe、Mn、P、Al 不太发育, 但 Cu、K、Na 等元素可局部富集形成砂岩铜矿及膏盐等矿床。

(4) 中国构造层地球化学背景比较 根据上述地台区和地槽褶皱区的构造层平均化学成分, 采用质量加权平均法求得的中国构造层的平均化学成分见表 1-6。对比可见:

表 1-6 中国构造层的平均化学背景值(wt%) (据黎彤, 1992)

大地构造区	质量 (%)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	总和
中国地台区	39.28	50.07	0.42	10.22	3.04	2.64	0.11	5.95	12.05	1.59	2.02	0.15	9.76	1.90	99.93
中国地槽褶皱区	60.72	60.31	0.42	11.68	2.66	2.12	0.09	2.91	8.19	2.05	2.69	0.18	5.22	1.45	99.95
全国平均	100.00	56.29	0.42	11.11	2.81	2.32	0.09	4.10	9.71	1.87	2.43	0.17	7.00	1.63	99.94

①在中国大地化学背景基础上, 成岩成矿物质进一步分异, 趋高温高压造岩元素 Si、Al、K、Na 等向地槽及地洼活动区运移, 因而地槽褶皱区 (及地洼区) 则以富 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Na_2O 、 K_2O 和 P_2O_5 等为特征; 而地台区则以富 Fe_2O_3 、 FeO 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 CO_2 和 H_2O 为特征。成矿元素在地槽区以 Pt、Co、Ti、V、Fe、Mn、Cu、Ni、P、Au 等富集为特征; 在地台区以 Fe、Mn、Al、P、Ca、Mg 等外生成矿作用为主, 沿地台边缘深断裂有与基性超基性岩建造有关的 V、Ti、Fe、Cu、Ni、Rb、Cs、Li 及稀有金属和部分非金属矿产。(表 1-7)

②我国地台区和地槽褶皱区的大地化学背景分属两种类型: 一是 Si-Ca 型, 有青藏亚区和 3 个地台区。它们之间的区别是: 青藏亚区为 Si-Ca-C 型; 中朝准地台为 Si-Ca-Fe

型；扬子准地台为 Si-Ca-H 型；塔里木地台为 Si-Ca-P 型。二是 Si-Al 型，有北缘亚区和华南亚区，其中前者为 Si-Al-K 型；后者为 Si-Al-Na 型。

上述特征为我国大地构造地球化学与成矿关系图的编图奠定了基础。

表 1-7 中国构造层的主要元素丰度值(wt%) (据黎彤,1992)

大地构造区	质 量		H	C	O	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Mn	Fe
	Gg	%													
中朝准地台	321	19.1	0.19	2.57	48.60	1.42	4.05	5.77	23.46	0.07	1.88	7.01	0.26	0.09	4.43
扬子准地台	197	11.7	0.27	2.31	47.79	0.98	4.45	5.08	23.17	0.05	1.22	9.21	0.27	0.09	4.61
塔里木地台	142	8.4	0.18	3.36	48.61	0.92	1.34	5.05	23.39	0.09	1.86	11.41	0.22	0.06	2.98
中国地台区平均	660	39.3	0.21	2.66	48.60	1.18	3.59	5.41	23.40	0.07	1.68	8.61	0.25	0.09	4.18
北缘亚区	470	28.0	0.18	0.99	48.65	1.65	1.62	6.65	29.06	0.08	2.50	4.50	0.28	0.07	3.70
青藏亚区	489	29.1	0.15	2.03	48.70	1.35	1.86	5.68	26.82	0.07	1.98	7.62	0.23	0.07	3.40
华南亚区	62	3.7	0.13	0.12	48.43	1.85	1.94	6.71	32.14	0.06	2.11	2.57	0.25	0.06	3.60
中国地槽褶皱区平均	1021	60.7	0.16	1.42	48.74	1.52	1.75	6.18	28.19	0.08	2.23	5.85	0.25	0.07	3.51
中国构造层总平均	1681	100.0	0.18	1.91	48.69	1.39	2.47	5.88	26.31	0.08	2.01	6.93	0.25	0.08	3.77

(5) 地壳演化与成岩成矿演化的一体性规律 陈国达 (1988) 提出，在地壳的长期演化中，由于不同元素具有不同的地球化学性质，而每一种地质作用对它们来说都是一种筛选过程。在长期的地质作用下，元素发生继承性分熔分异作用，因而不仅在地球范围内形成不同的圈层和区带，而且在有利的条件下能够在一定的范围内使某些元素高度富集，形成矿床。在陆壳演化的不同发展阶段（地槽、地台、地洼），由老到新 SiO₂ 和 K₂O、Na₂O 有逐渐增多，而 Fe₂O₃、FeO、MgO、MnO、TiO₂ 等有逐渐减少的趋势；成矿元素也有类似演化规律，如铁族元素 Ti、V、Cr、Co、Ni、Fe、Mn 由老到新逐渐减少，K、Na 及与 F、Cl 挥发份有关的 Pb、Zn、W、Sn、Mo、Bi、Li、Be、Nb、Ta、TR 等由老到新逐渐增多，充分表现了地壳运动的物质性。

因果论大地构造成矿背景

1. 地质构造背景

因果论大地构造学说以板块构造理论为代表。根据板块构造理论（历史—动力学）分类，可分出几种明显不同的大地构造成矿环境（图 1-5）：

(1) 裂谷环境 裂谷是在板块（或壳体）运动的拉张动力环境下所形成的、受深大断裂带控制的张性断陷盆地。由于断陷深达上地幔，故其岩浆活动及所成矿产往往与地幔热活动及幔源物质分异有关。分异原理已如前述，就现有研究程度，裂谷环境可再分为几种亚类型：

①大洋壳型裂谷环境——发生于大洋型板块（壳体）间或其内部的裂谷环境，属于大洋型活动区环境，如大西洋、太平洋、印度洋中脊裂谷。裂谷中有拉斑玄武岩喷发，形成塞浦路斯型含铜锌黄铁矿矿床，铬铁矿床及铜镍硫化物矿床。