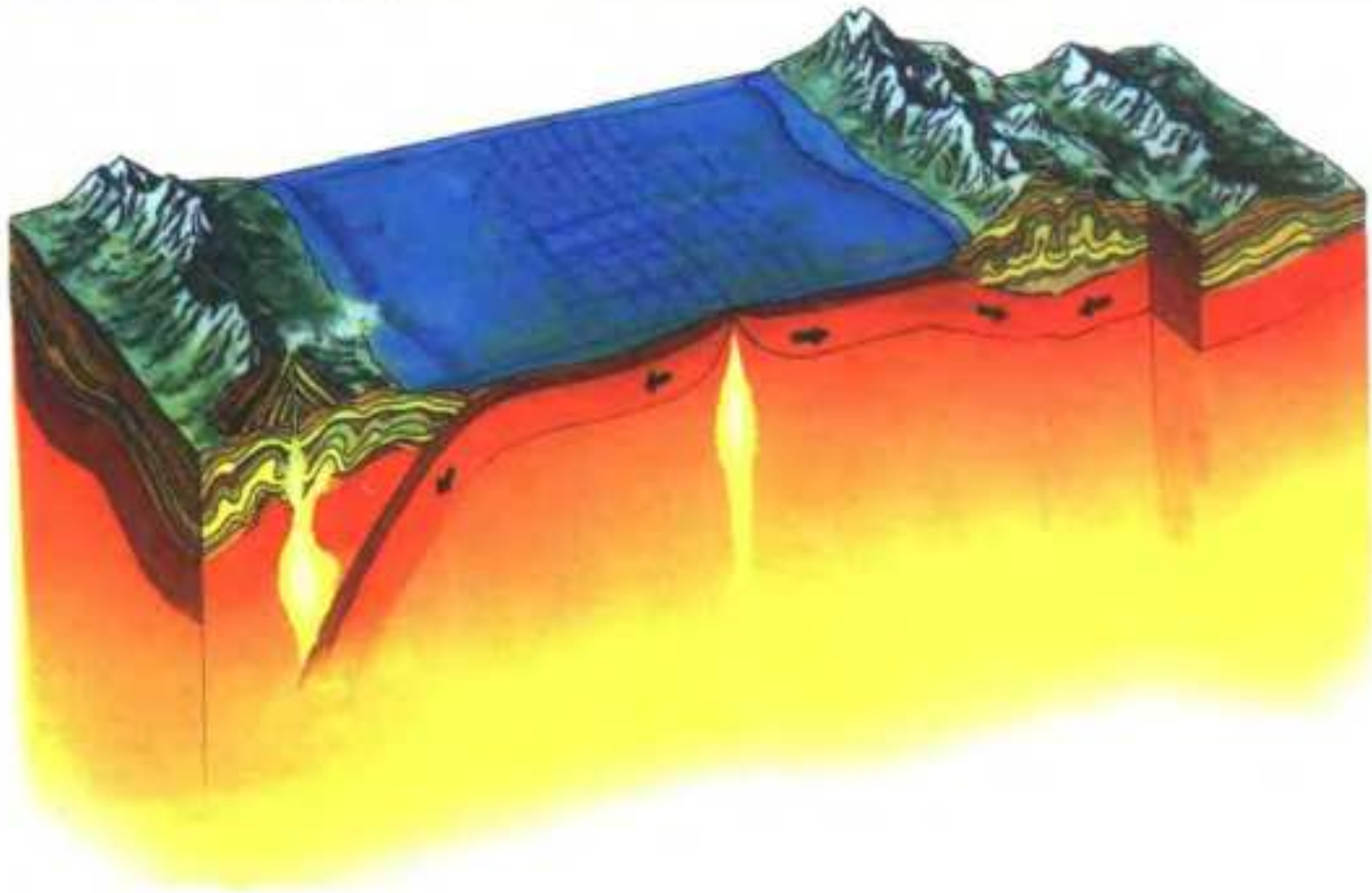
大地构造学与中国区域地质

主编/云金表 庞庆山 方德庆



哈尔滨工程大学出版社

责任编辑/张　彦　封面设计/李晓民

ISBN 7-81073-247-1



ISBN 7-81073-247-1

P·10　定价:24.00 元

大地构造学与中国区域地质

主编　云金表　庞庆山　方德庆

哈尔滨工程大学出版社

内 容 提 要

本教材简要地论述了岩石圈结构与组成、岩石圈运动学与动力学；在大地构造基本理论方面着重介绍了板块构造学说和槽台学说；应用岩石圈动力学和板块构造理论探讨中国大地构造的基本特征；分析中国区域构造地质的形成、发展和演变；简明地介绍了中国主要含油气盆地的基本特征；简明扼要地介绍了在中国具有影响力的几种大地构造学说观点。本书可作为本科生及研究生的教学参考书和地质工作人员的参考书。

大地构造学与中国区域地质

主编　云金表　庞庆山　方德庆

责任编辑　张彦

*

哈尔滨工程大学出版社出版发行

哈尔滨市南通大街145号　哈工程大学11号楼

发行部电话：(0451)2519328　　邮编：150001

新　华　书　店　经　销

黑龙江省教育委员会印刷厂印刷

*

开本　787mm×1092mm　1/16　印张 15.625 字数 387 千字

2002 年 6 月第 1 版　　2002 年 6 月第 1 次印刷

印数：1—1 000 册

ISBN 7-81073-247-1

P·10　定价：24.00 元

前　言

大地构造学是地球科学中最具挑战性、思维最为活跃、最为引人注目的学科。它的理论思想变更和进步，必然引起地球科学的革命。

在一百多年前诞生的槽台学说，一直是传统大地构造学术思想的主流和经典理论，形成了较为完善的理论体系和研究方法，它为区域地质和大地构造研究积累了丰富的资料和经验，取得了丰硕的成果。在20世纪60年代开始，经历了60年坎坷曲折的历程，由大陆漂移到海底扩张，最终到板块构造学说的诞生。它成功地回答了地球岩石圈的活动规律以及产生运动的机制，解决了许多使地质学家们百思不得其解的地质事实，引起地球科学界的一场革命，这一理论被称为"全球新构造理论"。如今，它已经成为现代大地构造学术潮流的主导思想，并在地球科学的各个领域获得广泛的应用和发展，极大地推进了地球科学基本理论的向前发展。

至20世纪80年代末，岩石圈研究中的全球地质大断面、大陆反射地震、大陆科学钻探及海洋调查等领域取得了令人注目的成果。对岩石圈的结构与组成、岩石圈运动学与动力学、大陆岩石圈的形成与演化等一系列问题有了更新的认识。

本教材的编写以板块构造学说为基调，广泛搜集国内外最新的大地构造科研成果，引入板块构造学者对中国区域地质的主要看法，吸收我们多年来研究中国板块构造和含油气盆地的一些成果和认识，运用板块理论分析中国区域地质构造的形成、发展和演化，以及中国主要含油气盆地的基本特征。这是一种全新的理论体系，为此我们做出了不懈的努力。经过多年授课实践，不断地改进教材内容，使之逐步完善成型。为了便于学生学习和理解当今大地构造基本理论的深刻内涵，在介绍板块构造理论的同时，对比地介绍了一下槽台学说。

本教材涉及内容广泛，资料繁多，在内容的取舍上难免有所偏见甚至谬误。应用板块构造理论研究中国的地质问题正处于不断探索之中，加之作者的水平和能力的限制，错误在所难免，敬请读者加以批评指正。

本教材编写分工如下：第一章、第七章由云金表编写，第四章、第五章和第六章由方德庆编写，第二章、第三章由庞庆山编写，第八章由赵荣编写，全书由云金表审阅定稿。

在本书的编写和出版过程中，得到院教材科、系领导和教学专家组的关怀和支持，在此表示衷心的感谢。

作者

2002年1月

目　　录

第一章　绪论 …… 1
一、大地构造学与区域大地构造学的性质 …… 1
二、中国区域大地构造学的内容和研究意义 …… 1
三、中国区域大地构造学研究方法 …… 2
四、中国区域大地构造研究简史 …… 4
五、中国石油勘探中的区域大地构造研究动向 …… 6
第二章　岩石圈构造 …… 7
第一节　岩石圈与软流圈 …… 7
一、岩石圈纵向结构及特征 …… 7
二、岩石圈类型及特征 …… 10
第二节　岩石圈的生成与演化 …… 12
一、地壳的生长 …… 12
二、水平运动与垂直运动、沉陷与隆起 …… 13
三、中、新生代山脉 …… 14
四、前中生代构造 …… 15
第三节　岩石圈运动学和动力学 …… 16
一、海底扩张和大陆漂移 …… 16
二、地幔对流 …… 17
三、重力牵引作用 …… 17
四、热点或热柱 …… 18
五、重力均衡补偿 …… 18
六、膨胀论 …… 19
七、地球自转 …… 20
第三章　大地构造基本理论 …… 21
第一节　地槽说简介 …… 21
一、地槽基本概念 …… 21
二、地台及地台活化的概念 …… 28
三、构造运动、褶皱幕和构造旋回 …… 33
第二节　板块构造学基本理论 …… 37
一、大陆漂移与古地磁 …… 37
二、海底磁异常与海底扩张 …… 39
三、板块构造学说 …… 47
四、板块运动的驱动机制 …… 52
第三节　板块环境中的地槽与造山带 …… 56
一、板块构造与地槽 …… 56
二、板块构造和造山带 …… 60

三、全球地壳构造的演化、Wilson旋回及其对地槽发育阶段的解释 …… 64
第四节 古板块的研究 …… 67
一、岩石学方面 …… 68
二、构造方面 …… 74
三、地球物理学方面 …… 78
四、古生物和古气候方面 …… 78
第四章 中国大地构造轮廓 …… 81
第一节 中国地势基本特征 …… 81
一、中国陆地地势的三级阶梯 …… 81
二、中国地貌的东西差异 …… 82
三、东西向山脉 …… 82
四、中国地势与地壳深部结构的关系 …… 82
第二节 中国大地构造基本轮廓 …… 84
一、中国板块构造环境与轮廓 …… 84
二、中国板块构造格局与古板块的划分 …… 85
第三节 中国深大断裂 …… 88
第四节 构造旋回的划分 …… 91
第五章 古生代板块构造轮廓及演化 …… 93
第一节 导论 …… 93
第二节 华北板块 …… 95
一、华北板块基底形成阶段 …… 95
二、华北板块稳定发展阶段 …… 100
第三节 扬子板块 …… 104
一、扬子板块基底形成阶段 …… 105
二、扬子板块稳定发展阶段 …… 110
第四节 塔里木板块 …… 114
一、塔里木板块基底形成阶段 …… 115
二、塔里木板块沉积盖层的发展阶段 …… 115
三、塔里木板块的构造演化 …… 116
第五节 天山—兴蒙褶皱构造带 …… 117
一、天山造山带 …… 118
二、蒙古—兴安造山带 …… 123
第六节 昆仑—秦岭褶皱构造带 …… 126
一、构造区划与构造单元 …… 127
二、板块构造演化 …… 127
第七节 华南褶皱构造带 …… 133
一、主要构造单元及其特征 …… 133
二、华南板块构造演化 …… 135
第六章 中新生代板块轮廓与发展 …… 139
第一节 青藏川滇褶皱构造带 …… 139

一、区域构造分区及特征…… 140
二、板块构造演化…… 142
第三节 中新生代板内构造及其特征…… 144
一、西部地区…… 144
二、东部地区…… 148
第四节 东部大陆边缘…… 165
一、海底地形…… 165
二、深部构造和基底构造…… 167
三、东部大陆边缘构造分区…… 169
四、东部大陆边缘构造发展…… 175
第三节 南部大陆边缘…… 179
一、海底地形…… 180
二、深部构造和基底构造…… 181
三、断裂构造…… 184
四、南海构造分区…… 185
五、岛弧构造区…… 188
六、南海的成因和演变史…… 189
第七章 中国陆上主要沉积盆地简介…… 193
第一节 沉积盆地结构及其在地壳中的分布…… 193
一、沉积盆地结构…… 193
二、含油气盆地在地壳中的分布…… 198
第二节 中国陆上东部盆地群…… 202
一、东部裂谷盆地简述…… 202
二、华北（渤海湾）盆地…… 206
第三节 中国中、西部盆地…… 212
一、四川克拉通多旋回盆地…… 212
二、准噶尔断坳盆地…… 214
第八章 中国主要大地构造观点简介…… 221
第一节 地质力学…… 221
一、研究内容与方法…… 221
二、构造体系和构造型式…… 222
三、地壳运动的方式、方向和应力场分析…… 222
四、地壳运动的动力来源…… 224
第二节 多旋回构造理论…… 225
一、研究方法…… 225
二、构造单位的划分…… 225
三、中国大地构造基本特征—多旋回构造…… 227
四、多旋回构造空间分布规律—构造迁移…… 227
五、多旋回构造的原因—深层构造…… 228
第三节 断块构造…… 230

一、研究方法…… 230
二、理论依据…… 230
三、中国及邻区大地构造发展…… 231
四、中国区域构造应力分析…… 231
五、断块构造运动的驱动力…… 233
第四节　地洼构造…… 234
一、研究方法…… 234
二、中国中、新生代地质构造特征…… 234
三、第三基本构造单元—地洼区…… 234
四、地壳发展规律—动“定”转化递进说…… 234
五、地壳运动的机制…… 236
第五节　波浪状镶嵌构造…… 237
一、研究的指导思想…… 237
二、地壳构造的基本特征—波浪状镶嵌构造…… 237
三、镶嵌构造网络形成原因…… 240
参考文献…… 241

第一章 绪 论

一、大地构造学与区域大地构造学的性质

自18世纪末叶霍尔（Hall，1887年）认识到地壳在形成过程中的重大差异以来，全球地质构造、岩相古地理、生物区划不同逐渐为地质学家所认识，大地构造学就是在这一基础上形成与发展起来的。起初大地构造学因为主要是探讨局部区域地壳岩石圈形成、发展演化的地质学分支，诸如褶皱带、大陆裂谷的形成演化，故称为区域地质学。它不同于研究褶皱、断裂、节理、劈理、岩层产状的狭义构造地质学，而是以构造运动、地层古生物、岩浆活动、变质作用、成矿作用、海进海退研究为基础的一门综合性学科。

随着地质学各领域研究的不断深入，现代大地构造研究以全球岩石圈为对象，同时利用当代科技成果，其研究深部不仅局限于岩石圈，而且深入到了上地幔，因此大地构造学又称为全球构造学。大陆漂移说、板块构造学说就是典型代表。由此可见大地构造学是一门研究全球岩石圈形成、发展的综合性学科。

区域大地构造学是应用大地构造理论进行区域地质特征总结、区域地壳岩石圈发生发展规律研究的地质学分支。因此区域大地构造学不仅工作范围局限，而且侧重于实际资料的综合分析，而大地构造学则侧重于理论分析与建立，具有探索性。由此可见大地构造学与区域大地构造学二者是两个密不可分的学科。一方面区域大地构造学的研究需要先进大地构造理论的指导，另一方面大地构造学需要区域构造的研究成果。只有找出地球岩石圈不同区域的共性与差别，才能将岩石圈各部分有机地联系起来，最终分析其形成发展的规律性，建立全球岩石圈构造运动和演化的模式。因此区域大地构造的研究是大地构造研究的基础环节。

具体区域的区域大地构造研究不仅担负着区域地质资料的分析与总结，同时也担负着大地构造理论的改进与创新，只有这样才能完善目前尚未完善的地质理论，中国大地构造的研究也应如此，这正是当代地质工作的重要任务之一。

二、中国区域大地构造学的内容和研究意义

中国区域大地构造学的主要任务是应用大地构造理论，研究中国大地构造的基本特征，特别是古生代以来中国大地构造的基本特征，揭示其岩石圈形成、发育和演化的基本规律，以及各类地质矿产的成矿规律和分布特征。石油勘探家则主要以含油气盆地研究为中心，阐明油气生成和聚集的大地构造环境、盆地形成演化规律和地球动力学机制，指出最有利油气远景区，为勘探提供方向与依据。这就规定了它的具体内容是：

（一）阐述中国区域岩石圈的组成和结构特征，这是一项综合性的工作，它具体包括区域地层、构造、岩浆岩、变质岩、矿产等几乎所有地质领域的研究。因此在区域大地构造研究中要综合分析某一区域各种地质、地球物理、地球化学等方面的资料，以查明区域岩石圈物质组成和结构特征。

（二）进行区域构造发展阶段的分析，在区域资料分析基础上，从时间上把各种地质作用联系起来，形成区域构造演化序列，并利用古生物、同位素资料与大区域或全球构造演化阶段进行对比。它是区域动态演化序列的基础工作，只有这样才能历史地分析区域岩石圈在

地质历史中组成、结构及各种地质作用的演变与作用过程。

（三）对比分析，进行区域差异性分析。区域地质特征的不同，是区域差异性的表现，而正是这些差异为地球岩石圈演化提供了基本动力。同时岩石圈的差异也是成矿差异的根本原因，不同的岩石圈结构与演化将产生不同的矿产类型和分布规律。

（四）根据我国区域大地构造的具体特征，总结我国区域大地构造基本特征，并进一步探索中国大地构造的发生发展规律和地球动力。

（五）总结我国大地构造发展，认识中国沉积盆地的原型及地质发展史。分析盆地成藏条件与油气分布规律，指导油气勘探与部署。

从时间与空间上进行中国区域地质的分析，将对中国区域地质有了历史阶段的认识和单元的划分。同时在丰富的地质资料基础上可以与全球构造演化规律进行对比，把它置于更高的角度来分析其形成演化规律和动力学来源，这在理论上具有十分重要的意义。其次全球对比，区域岩石圈时空变化分析，对于成矿规律研究奠定了基础。矿产形成过程仅是区域岩石圈构造演化的一部分，因此认清岩石圈的演化规律，对在时间上和空间上进行矿产预测具有重要的实践意义。

三、中国区域大地构造学研究方法

（一）历史—构造分析法

在大地构造学领域里，各种理论和假说甚多，它们在学术观点和思想体系上，尽管彼此不同，但无非都是从岩石圈组成观点或结构观点上来研究大地构造，岩石圈的组成和结构都是物质运动在一定阶段的表现形式，它们处在不断的运动、变化和发展的过程中，因此从历史发展的观点来分析岩石圈组成和结构就是研究大地构造的基本方法，这种方法就是历史—构造分析法或称地质历史分析法。概括起来，就是以各种地质、地球物现、地球化学资料为基础，按地史发展的顺序，探讨不同阶段大地构造发展的特点，着重研究和比较地壳、地幔和各部分构造的发生、发展和转化，找出它们之间的共同性、差异性，阐明它们的运动规律。

岩石圈的组成和结构主要包括岩石建造的成份、性质、类型分布及其在地壳、地幔运动中，随着时间和空间的演化所表现出来的各种产状、形态的变化。具体说来，主要包括沉积特征、岩浆活动、构造变动、变质作用和成矿作用以及地球化学和地球物理资料的综合分析等几个方面。

1. 沉积特征分析

要注意分析沉积建造类型和建造系列，岩相－古地理、海侵海退、岩层间接触关系、厚度、古气候、生物地理区等，从而研究各地质时期沉积区和剥蚀区的分布，各地区之间的构造分异，以及历史上出现过的大陆大规模分裂和碰撞，大洋的扩张和消亡。

2. 岩浆活动分析

注意岩浆活动出现的时间，岩浆岩岩性、产状、活动方式、活动规模、岩石系列顺序等，以了解岩浆活动在时间上和空间上的变化，它与构造运动的关系，并再造消失的海洋，确定不同性质的大陆边缘和大陆裂谷带。

3. 构造变动分析

根据地层之间的关系确定各时期构造运动的性质和时间，从构造形态组合特点分析构造运动的强度及当时的动力条件，从变形带分布、走向等方面分析大陆碰撞带的位置、碰撞时

间。

4. 变质作用分析

根据变质岩的岩性、分布、时代确定变质岩类型、强度及其形成的构造意义，重塑大陆边缘性质、造山带分布以及地缝合线位置。

5. 成矿作用分析

结合矿产类型、空间分布和成矿时代，研究各种矿产成矿与地质构造之间的关系，指出成矿大地构造条件和找矿方向。

6. 地球物理分析

通过深部地震测深、大地电磁测深、重力、磁力法了解地壳深部物质组成的特征及其结构。古地磁分析对重建古大陆位置、了解古大陆大规模的水平运动无疑是十分重要的。岩石同位素年龄测定对研究寒武纪以前地壳演化历史也是必不可少的。

历史－构造分析法是目前大地构造研究中最基本的方法。不过，还应该指出，在运用历史－构造分析法及上述几方面具体的分析方法时，应把地层分析作为基础，沉积作用、岩浆活动、构造变动、变质作用都要通过与地层的关系把各种地质作用从时间上联系起来，没有地层的分析就没有时间的发展，各种地质作用只能是彼此孤立的，这样也就不能反映出地质构造发展的过程和演化的规律。在运用历史－构造分析法时，还应把构造运动作为主导作用，即从构造运动、构造活动性和构造环境的角度来分析沉积作用、岩浆活动、构造变动、变质作用和成矿作用，如果不是这样，分析就失去灵魂，变成一团资料的堆积。再有，在运用历史－构造分析法时，也应注意地质作用各方面之间的联系，事实上在演化过程中，各种地质作用是一个整体，它们互相制约、互相影响、不可分割。

（二）将今论古方法

区域大地构造以岩石圈为研究对象，现代所见的岩石圈的物质组成和结构都经历了长期演变的过程。这些都是人类出现之前地质历史时期发生的事件。在推导过去的构造时，我们经常用现代地壳上所见的各种地质构造类型和各种地质作用，与地史上保存下来的各物质记录相比较，以找出与这些物质记录相应的构造类型，并确定地质历史上这些地壳构造类型演变的规律，这种方法就是历史比较法或是将今论古的方法。把地质历史上出现的地槽确定为大陆边缘，把地史上出现的蛇绿岩套确定为洋壳残留体或消减带都是通过历史比较法加以推论的。

当然，我们也应该看到，地球是不断演化的，地壳也是不断发展的，如地壳厚度总体加厚了，壳、幔物质分异更明显了，地壳构造类型更复杂更多样化了等等，因此，现代地壳上的各种构造类型不是地质时期出现过和各种地壳构造类型的简单重复，不能不加区别的比较。一般来说，中生代以来的情况与现代大体相似，古生代与现代差别较大，比较时要慎重，面前寒武纪特别是前寒武纪早期的状况根难加以比较，那时的地壳和地幔刚开始分异，地球的热力、动力可能与现代完全不同。

（三）构造类比法

区域大地构造研究中将根据不同地区地质构造及其发展历史的差别，划分出不同级别、不同性质的构造单位。严格地说，由于地壳发展不平衡，各种地质作用千差万别，各地区之间的差异是绝对的，但是不能把所有地区都划成各不相同的构造单位，这样做也是没有意义的。我们的任务是要把千差万别的各种地质的、地球物理的和地球化学的资料加以综合分

析，找出在某一尺度上相同的本质，划分出不同级别的、不同类型的构造单位，这里就需要运用构造类比法。

例如，地壳是相对于地幔而存在的，大陆地壳和大洋地壳都是地壳的组成部分，但由于大陆地壳属于硅铝质，大洋地壳属于硅镁质，就从物质组成的差别把它们划为地壳上最大一级的构造单位，但是大陆地壳和大洋地壳之间的差别比之地壳对于地幔之间的差别则是次要的。又比如台背斜和台向斜是地台上两种性质不同的构造单位，前者在长期发展中以隆起倾向占优势，后者在长期发展中以坳陷倾向为主，但是台背斜和台向斜都存在着基底岩系，这一地台结构的共同性把它们联系在一起而区别于地槽。

共性寓于个性，在研究区域大地构造中，就需要通过性质相同的大地构造单位之间和性质不同的大地构造单位之间两个方面的对比，找出其本质的差别和非本质的差别以找到划分大地构造单位的合理方案，并从中探索构造演化的基本特征。

四、中国区域大地构造研究简史

我国近代的区域地质调查是以 19 世纪中叶开始的，那时，世界各帝国主义人侵中国，中国开始沦为半封建半殖民地国家。帝国主义以各种各样的方式，来进行殖民活动，他们在中国调查地质，开办矿业，掠夺矿产资源，剥削压迫劳动人民。正是在这样的历史条件下，西方的一些学者在我国的领土上进行了地质调查。美国庞培勒（R. Pumpelly）、维理士（B. Willis）、德国李希霍芬（F. V. Richthofen）等都曾对我国的地质构造进行初步研究，他们虽然做了一些有益的工作，但所掌握的资料比较贫乏，所作的有些结论今天看来是片面的甚至是错误的。

对于这种情景，鲁迅先生满怀激情，在其所著《中国地质略论》中高呼："吾广漠美丽最可爱的中国兮，而实世界之天府，文明之鼻祖也"。他怀着感人的爱国主义思想，强烈地谴责了帝国主义的侵略："中国者，中国人之中国，可容外国人之研究，容外族之探检，可容外族人之赞叹，不容外族之觊觎者也"。在文章结语中他又大声疾呼号召人们"奋袂而起"积极开展地质工作，以开发中国的宝藏，并提出"无一幅自制之精密地质图，非文明之国"的警语。在这著作中还简要地介绍了我国各时代地质特点及地质构造发育历史，这是有关我国区域地质的一部综合性论著。

我国的地质调查机构创建于 1912 年。自此之后逐渐开始了我国自己的地质调查和区域地质研究工作。至 1949 年全国解放以前的将近四十年间，相继建立了一些地质调查，科学研究和地质教育机构，开展了一些地区的地质调查研究，出版了自己的地质刊物，在老一辈地质工作者的艰苦努力下，地质工作取得了一定的成就，积累了不少地质实际资料。于 1924－1929 年相继编出三幅 1:100 万地质图。1949 年又继续出了另外十四幅 1:100 万地质图，与此同时还编辑了全国 1:300 万地质图，于 1952 年出版。

在这期间还出版了一些有关中国区域地质和大地构造的专门著作，其中值得提出的是李四光教授在 1939 年出版的专著《中国地质》，这是一部综合性著作，它不仅从时间上论述了我国各时代的地质发展，而且以地质力学的观点，分析了我国各种构造形式，并借以探求地壳运动的原因。稍晚，在当时编制地质图和重点研究若干区域地质构造问题的基础上，黄汲清于 1945 年发表了《中国主要地质构造单位》一书，其中包括多幅构造古地理图及我国第一幅大地构造图，此书从历史构造观点出发，划分了中国地质构造单位和构造轮回（旋回），初步总结了中国地质构造的特征。这两部著作是对解放前三、四十年间区域地质调查研究的

总结。

尽管地质学家的努力，在区域地质研究上取得了一些成就。然而由于当时中国社会长期遭受帝国主义、封建主义和官僚资本主义的残酷压迫和极端腐朽的社会制度，地质事业一直得不到很好的发展，区域地质和大地构造研究的基础也是十分薄弱的。

新中国成立后，我国地质工作发生了根本的变化，由于党和政府对地质工作的巨大关怀和重视，我国地质事业迅速踏上了大发展道路。在50年代，大兴安岭、南岭、秦岭、新疆等地区的1:20万综合地质测量，矿产普查以及全国主要盆地的石油地质工作，使我国积累了丰富的资料，并对这些地区的大地构造发展和成矿规律有了系统的认识，从而在50年代末和60年代初编制出各种大地构造图，在探索中国大地构造发展规律中，提出不同的大地构造理论，逐步形成了不同学术思想不同风格的大地构造学派。这些研究成果中，有1959年中国科学院地质研究所编制的1:400万《中国及邻国边境大地构造图》及说明书《中国大地构造纲要》；1962年中国地质科学研究院编制的1:300万《中华人民共和国大地构造图》及说明书《中国大地构造基本特征》；其它重要著作有：1956年喻德渊的《中国地质》；1960年李四光的《地质力学概论》；1963年北京地质学院区域地质教研室的《中国区域地质》等。这样就出现了我国大地构造研究的第一个高潮，大地构造学成为我国地质科学中最活跃的领域之一。

70年代后期，我国区域地质调查、矿产普查、地震地质、地球物理探测、遥感地质、深井钻探、海洋地质都得到蓬勃的发展，为大地构造研究提供先进的技术方法和多方面的资料，青藏高原的地质工作，渤海、黄海、东海、南海等海域的地质工作为大地构造开辟了新的领域。使大地构造研究在广度和深度上向前迈进了一步。这一阶段的另一特点是板块构造或全球构造学说形成一股强大的学术新思潮，成为我国研究大地构造中的一个新的方面军，一些学者从新的角度来认识我国地壳构造，地壳演化以及动力模式。从而在大地构造学派中形成鼎足之势，即地质力学派、历史构造学派和板块构造学派的分立。这一阶段中国大地构造研究达到新水平，取得了丰硕成果，比较系统的成果包括：1978年中国地质科学院地质力学研究所主编的1:400万《中华人民共和国构造体系图》及说明书《中国主要构造体系》；1977年陈国达指导，国家地震局广州地震大队主编的1:400万《中国大地构造图》及说明书《中国大地构造概要》；1980年张伯声主编的1:400万《中国镶嵌构造图》及说明书《中国地壳的波浪状镶嵌构造》；1974年张文佑主编的1:400万《中国断块构造图》及说明书《中国大地构造基本特征及其发展》；1980年黄汲清指导，中国地质科学院地质研究所任纪舜等编1:400万《中国大地构造图》及说明书《中国大地构造及演化》。这些成果基本上反映了我国当前大地构造研究的水平，有些成果在国际上也享有威誉，在1976年和1980年25、26国际地质学学术会议上（I、G、C），受到高度的评价。

1978年召开了第二届全国构造地质学术会议，在会上发表了许多重要论文，为中国大地构造的百花园地里增添了光彩。值得提出的是马杏恒等（1979，1981）在前寒武纪和重力构造两个方面，对中国大地构造进行了探索，取得了可喜的成果。李春昱、王鸿祯、郭令智等都以板块构造学说为指导来研究中国大地构造。我国大地构造学的发展正进入一个百花盛开的春天。随着石油勘探的深入发展，石油勘探家对中国区域大地构造的研究也日益深入，70年代末，以朱夏为代表的石油勘探家从中国沉积盆地的独特特征出发，形成我国石油勘探中区域大地构造研究的新风格。

我国疆域辽阔，各种地质构造十分复杂，为发展大地构造理论提供了有利的条件。当

然，由于各学者研究领域的侧重点不同，思想方法和工作方法不同，加以地质构造中存在着许多未被揭露的领域，因此对中国大地构造许多复杂问题认识并不一致。这样就需要通过不同学科的互相渗透，不同系统、不同单位之间的互相协作，不同学派之间的互相学习，把我国大地构造研究推向新的高峰，达到新的水平。

五、中国石油勘探中的区域大地构造研究动向

中国石油勘探中的区域大地构造研究自 80 年代以来，由于老一代地质工作者的不懈努力，基本形成了两大学派，即以朱夏为代表的双体制盆地理论，它将盆地的形成分为两个地球动力学体制。他认为中新生代以来岩石圈以板块构造体制活动，在这一过程形成了各种各样的盆地类型。中生代以前岩石圈的活动以槽台体制活动，它以原地升降运动为特征，盆地类型主要为陆棚浅海盆地。另一学派以张愣、罗志立为代表，他们认为自古生代以来岩石圈都是以板块形式进行运动的，故盆地是单一体制的产物。由此可见大地构造体制的研究、盆地原型的分析仍然是摆在石油地质工作者和广大地质工作者面前十分艰巨的任务。

自 80 年代以来，由于“地体”构造理论和陆内板块构造的提出对造山带形成演化形式的看法有了新的认识，这样必将导致人们对大陆边缘发展的新思维，而这里又是大陆边缘盆地广泛发育的地方。同样板内以往都认为是稳定地区、那里的盆地也应是长期沉降的产物，板片构造的提出对此也是一个挑战。

盆地的分布经过几代人的努力已基本查明。尽管地质学家以这样那样的理论体系，对其进行盆地类型的划分。然而所有分类都不能十分理想地将盆地的动力学成因给予满意的解释，板块构造似乎最接近这样的解释，但仍然存在着不少疑点，所以关于盆地动力学探讨是今后石油勘探中区域大地构造研究领域十分重要的课题，它已被世界地科联列为当代地质前缘学科。因为只有该问题的解决才能将盆地类型与油气富集规律有机联系起来。

第二章　岩石圈构造

第一节　岩石圈及软流圈

一、岩石圈纵向结构及特征

根据成分和力学性质可将地球内部划分为不同的同心圈层，其分层主要是依据地震波在地球内部传播速度的变化。波速或速度梯度有明显变化的深度称为不连续面或分界面，介于界面之间的则是界面间层。

按照成分分层，地球内部有两个一级界面，即莫霍面和古登堡面，它们将地球分成三大圈层，即地壳、地幔和地核。布仑（1955）作了进一步划分，分为七层，即地壳（A）、上地幔（B）、过渡带（C）、下地幔（D）、外核（E）、过渡层（F）、内核（G）（表21）。

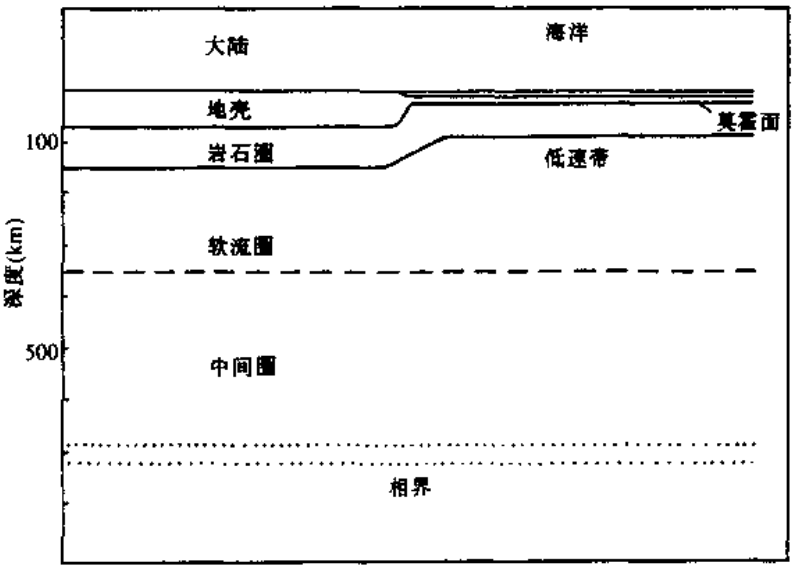


图2－1　地球成分和力学分界面示意图（据 Bally，1992）

地球内部的力学或流变性质的划分通常与成分界面不相当。根据强度及变形反应方式可分为岩石圈、软流圈、中间圈和地核（图2－1）。

（一）*岩石圈*

又叫构造圈，是地球的刚性外壳，包括地壳和上地幔的刚性顶盖，厚20～150km。大陆区110～150km，大洋盆地70～80km，洋脊、岛弧区为20～50km。

大陆岩石圈自上而下可分为四个层圈：

1. 上地壳

由盖层和结晶基岩层两部分组成。

盖层厚度变化很大，由0～10余km。其中软弱层构成滑脱面，沿滑脱面常形成重力滑动构造、伸展构造、褶皱和逆冲推覆构造。这些没有结晶基底卷入的盖层滑脱型构造常称为薄皮构造。盖层纵波速度在2.0～5.5km/s。

上地壳结晶基岩层由花岗岩、花岗闪长岩和深变质的花岗片麻岩、片岩等中酸性岩石所组成。由于埋藏浅、温压低，以脆性变形为主。这些有结晶基岩卷入的上地壳构造，常称为厚皮构造。纵波速度一般为5.7～6.3km/s。

表 2－1　地球内部圈层和物理数据

圈层			深度(m)	地震波速度，km/s		弹性，10^7 N/cm^2		密度 g/cm^3	重力加速度 cm/s^2	压力 10^6 atm	温度 ℃	附注
名称		代号		纵波	横波	体变模量	切变模量					
			0	5.6	3.4	0.44	0.26	2.6	981	0.00	14	岩石圈
地壳		A′	10	6.0	3.6	0.51	0.3	2.7	983	0.003	180～300	
		A″		6.6	3.8	0.68	0.4	2.9				
				7.6	4.2	0.7	0.5	3.0				
莫霍面			33	8.0	4.4	1.17	0.63	3.32	984	0.01	400～1000	
地幔	上地幔 低速带	B′	60	8.2	4.6	1.2	0.68	3.34	984.7	0.019	500～1100	
		B	100	7.8	4.2	1.25	0.67	3.4	986	0.031	700～1300	软流圈
		B″	150	7.7	4.0	1.36	0.64	3.5	987.5	0.049	800～1400	
			250	8.2	4.55	1.46	0.7	3.6	989	0.068	1000～1600	
		C′	400	9.0	4.98	1.87	0.92	3.85	994	0.14	1200～2000	
		C	650	10.2	5.65	2.58	1.32	4.1	995	0.218	1300～2250	物质不均匀
		C″	1000	11.43	6.35	3.53	1.87	4.6	994	0.4	1850～3000	
	下地幔	D′	2000	12.8	6.92	5.11	2.48	5.1	986	0.87	2500～3900	
		D	2752	13.63	7.31	6.5	3.0	5.6	1050	1.34	2800～4300	
		D″		13.32	7.11	6.45	2.36	5.7				
古登堡面			2898	8.1	0.0	6.3	0.0	9.7	1030	1.50	2850～4400	液态
地核	外核	E	3500	8.9	0.0	8.2	0.0	10.4	880	1.93	3700～4700	
			4640	10.4	2.07	12.2	0.51	12.0	610	2.98	4500～5500	
	过渡层	F	4900	10.4	1.24	12.2	0.2	12.5	500	3.2	4700～5700	
			5155	11.0	3.6	13.4	2.08	12.7	430	3.32	4720～5720	
	内核	G	5500	11.2	3.7	14.0	1.7	12.9	300	3.5	4900～5900	
			6371	11.3	3.7	14.1	1.3	13.0	0	3.7	5000～6000	

2．中地壳

中地壳与上地壳成分相似，其平均成分接近花岗闪长岩，但物态不同，为一塑性层。从渤海湾盆地深部地震资料可知，中地壳夹有三段低速层，中地壳可能是由多个软硬相间层所组成，易产生塑性流动、顺层拆离（图 2－2）。上地壳的伸展作用、逆冲作用常受中地壳拆离面的控制。中地壳厚约 8～20km，横向分布很不均匀，埋深一般为 10～15km。由于埋藏深、温压较高、放射性元素最集中，而具有塑性性质。中地壳是上、下两部地壳的过渡层，而不是一个简单的速度界面。

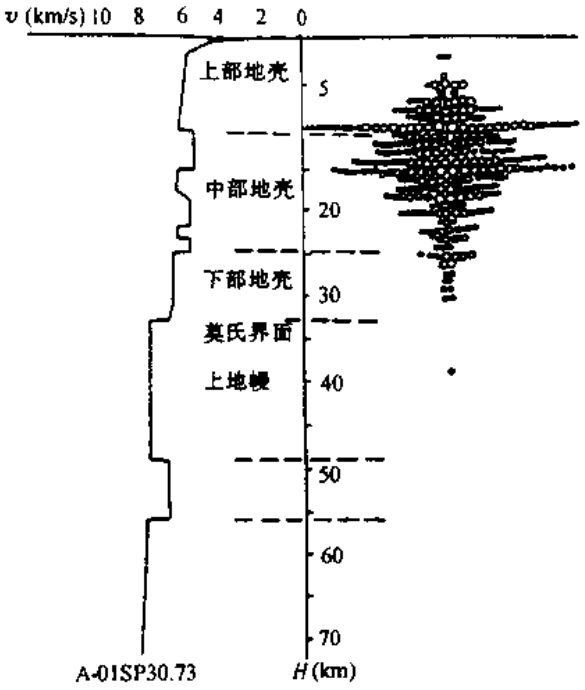


图 2－2 京、津、唐地区的地壳一上地幔速度结构及其震源分布示意剖面（据孙武城，1988）

3．下地壳

一般厚 10～15km。上部组分偏中性，波速为 6.2～6.7km/s。下部含有较多的基性、超基性成分，为角闪岩相—麻粒岩相高温高压变质相。由上向下，偏脆性变形渐变为偏塑性变形。其下部与莫霍面一起也构成一个重要的拆离或调节带，控制着地壳构造的发育。

莫霍面实际上也是一个过渡层，由镁铁质麻粒岩和超镁铁质岩所组成，厚约 1～5km，由高低速薄层组构成。纵波速度通过莫霍面由 7.6km/s 突增至 8.1km/s。然而，在裂谷区纵波速度为低速，仅 7.0～7.8km/s，这是由裂谷带之下有一高温、低密度、低速的异常地幔或地幔垫（枕）塑性物质所致。

4．上地幔的刚性层

由橄榄岩、辉岩和榴辉岩等组成，厚度从 30～150km，纵波速度为 8.1～8.5km/s。由于以高熔点的橄榄石为主，故形成密度大、强度高的刚性层。板块构造认为岩石圈驮在下伏的软流圈上滑移。

（二）软流圈

在岩石圈以下的弱流变区，下界难确定，有不同划法。一般认为不超过 350±30km 深度。软流层顶部有厚约 100km 的地震低速带，其特征是纵波和横波速度均明显降低，横波速度的降低大于纵波速度降低，这通常解释为在低速带中有部分（小于 3%）的熔融。软流圈及其有关低速带的存在是板块构造理论的基础。低速带的形成被认为是上地幔的部分熔融，这主要取决于地球内部地温梯度。图 2－3 表示地温梯度与地幔物质固相熔融温度、绝热

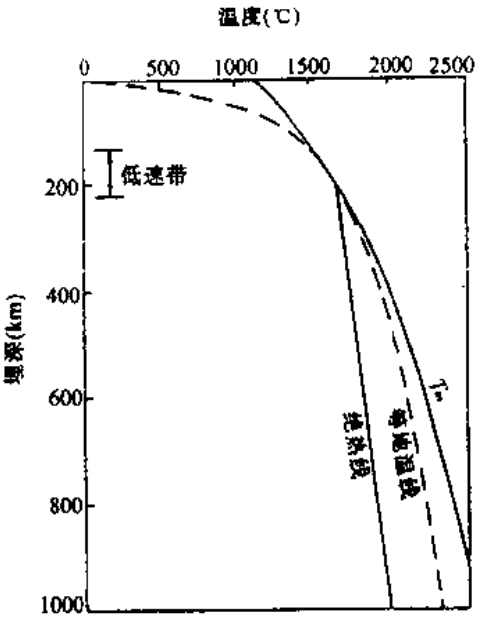


图 2－3 示地温梯度和地幔物质固相熔融温度曲线的关系（据 Bally，1992）

梯度间的关系。在熔融温度（T_m）和地温曲线相切处，发生在地幔的部分熔融，造成一个低速带（LVZ)。软流层在横向上分布不均，研究地震资料表明它不具有全球性。

（三）中间圈

包括下地幔的其余部分，厚度通常大于2200km。

（四）地核

由古腾堡面至地心，包括液态外核、过渡层和固态内核。

二、岩石圈类型及特征

（一）岩石圈类型

岩石圈主要由玄武质层（硅镁、铁层)、花岗质层（硅铝层）和沉积岩层所组成，由于地壳是岩石圈的主体，所以对于岩石圈的类型划分可以通过地壳加以讨论。根据地壳厚度、结构和组成的不同，地壳可以分为三类：大陆型地壳、大洋型地壳和过渡型地壳。

1. 大陆型地壳

大陆型地壳简称大陆壳或陆壳，主要指大陆和被海水淹没的大陆部分，约占全部地壳面积的1/3。平均厚度为35km，在大陆边缘地区厚度较薄约20km，但在年青造山带厚度很大，可达60～70km（如喜马拉雅山区)。陆壳的结构自上而下可分为三层：顶层为沉积岩盖层，厚0～5km，密度为1.46g/cm^3，纵波波速 V_P=2～4km/s；中层为花岗岩质层，厚度为10～20km，密度为2.7g/cm^3，纵波波速 V_P=5.8～6.2km/s；下层为玄武岩质层，厚度为1.5～2.5km，密度为2.9g/cm^3，纵波波速 V_P=6.5～6.9km/s。其中顶层和中层组合称上壳层，与下层的下壳层形成明显的双层结构，康拉德面为上、下壳层间的分界面。地震和电导资料分析，陆壳区的康拉德面并不十分清楚，可能呈逐渐过渡关系。大陆型地壳的物质成分比较复杂，其中上壳层的成分大致与花岗闪长岩或石英闪长岩相当，下壳层的成分大致与辉长岩、闪长岩或硅质石榴石麻粒岩成分相当。

2. 大洋型地壳

大洋型地壳简称大洋壳或洋壳，指分布于大洋盆地之下的地壳，约占地壳面积的2/3，并全为4km深的海水覆盖。洋壳顶部除有薄层沉积外广泛发育玄武岩质的硅镁层，缺少陆壳中所特有的花岗岩质层，故洋壳内部结构较陆壳简单，组分也较单一。洋壳也可分为三层：表层为水体下松散或半松散未固结的沉积物，厚度0～1km，V_P=2～4km/s，在海岭区较薄，大洋盆地较厚；中层为玄武岩质火山岩，厚度为0.7～2.0km，V_P=4.5～5.5km/s；下层由大洋型拉斑玄武岩与辉长岩组成，厚度为3～7km，V_P=6.5～6.9km/s。洋壳平均厚度为6～8km，除沉积层厚度在不同海域有变化外，铁镁质层的厚度却相当均匀。

3. 过渡型地壳

一般情况下，洋壳、陆壳并不是以海岸线为界，而是在大陆架外缘和大陆坡之间，陆壳逐渐过渡为洋壳，此类地壳被称为过渡型地壳，其地壳厚度平均在23km。构通大陆之间构造联系的海底地壳，如南美大陆、非洲大陆和新西兰与南极大陆之间的海底地壳，常具过渡型地壳特征；稳定大陆边缘（如大西洋型大陆边缘）和若干岛弧、陆缘弧附近的地壳也具过渡型地壳性质。

不论是洋壳和陆壳或过渡壳，其厚度因地而异，总趋势是大洋区薄、大陆区厚。在大洋

区，洋脊和海岭的地壳比大洋盆地厚，而岛弧区地壳厚度可超过大洋盆地一倍。在大陆区，老褶皱带比新褶皱带地壳厚度要小。

（二）主要岩石圈类型特征

不论是大陆、大洋还是大陆边缘，其内部都是很复杂的，由不同的构造单元所组成。因此，根据地质和地球物理特征可进一步将岩石圈划分出不同的岩石圈类型。

1. 克拉通

（1）地盾

地盾是指地壳稳定部分，由前寒武纪岩石组成，其上的沉积盖层很薄，或者完全没有沉积。地盾区以变质岩和深成岩为主，其中出露地表的岩石所记录下来的温度和压力表明它们所经历的埋藏深度，从5km到35km以上。一般来说，地盾区表现出地形的起伏很小，而且长期保持构造上的稳定性。地盾区占地壳总体积的12%左右。最大的几个地盾分布在非洲、北美和南极洲。

（2）地台

地台也是指地壳的稳定部分，地形上也仅有小的起伏，其基底也是由前寒武纪岩石组成，但其上覆盖有1～3km厚的相对未变质的沉积岩。地台的前寒武系基底和地盾一起称为克拉通。一般认为，克拉通是大陆均衡的正向部分，在构造上，它比邻近的活动带更稳定。地台上沉积盖层的年龄可以从前寒武纪至新生代，局部地区盖层的厚度可达5km以上。就体积而言，地台占地壳体积约35%，占地壳面积约18%。

2. 造山带

造山带系指造山作用中经受强烈变形的地壳所形成的狭长形山带。

传统的地槽系统认为造山带演化的前期为狭长坳陷和沉积带，后期回返遭受剧烈构造变动和深成作用，随后是造山作用上隆成山，但只有这样一次单旋回的事件实际上是很少见的。黄汲清（1945）早就指出："严格地说来，所有的山脉都是多旋回的"，"多旋回的造山运动是全球大地构造的特征"。

板块构造学说认为造山作用发生于板块聚敛边界，它是板块俯冲、碰撞作用引起的。造山带实际上就是俯冲带和碰撞带，它们是地球岩石圈结构和构造最复杂的地带。

还有些盆岭区和裂谷旁侧山系和全球性大洋海岭系统都是岩石圈伸展所致的，如夏威夷群岛就是由海底扩张、洋底火山活动所形成的山脉。

因此，不仅挤压收缩成山，而且扩张伸展也可成山，只不过是在岩石圈发展的不同阶段、不同部位而已，有的造山带是古生代、中生代或新生代的，有的造山带位于大陆上，有的位于大洋中。

3. 盆地

盆地是岩石圈的又一重要组成类型，简单地说，盆地就是指地表的负向汇水单元。盆地的类型主要有大洋盆地、边缘海盆地、海沟、陆内海盆地及大陆内沉积盆地。

大洋盆地占地球表面积的41%，在构造上很稳定，盖有薄的沉积物，厚约0.3km，且具有线状磁异常特征。大洋盆地总体上较平坦，但仍具有深海丘陵、海山、平顶海山和大洋岛屿。深海丘陵是大洋底最普遍的地貌特征，其形成可能与岩石圈内地幔柱（热点）的活动有关；海山是海下火山，既有活火山，也有死火山；平顶海山是由海浪夷平作用形成的火山台地，后来又由于海底的沉降而没于水下。大洋盆地的地壳厚度较稳定，平均为7km。

边缘海盆地常位于岛弧之间（如菲律宾海）或岛弧与大陆之间（如日本海和鄂霍次克

海）有洋壳的地区，就现代而言，太平洋西部地区边缘海最发育。它们是以地堑和地垒式的构造格局为特征，并大体上平行于相邻岛弧系的大断裂（Karig，1971）。盆地内沉积物厚度是多变的，物源主要来自大陆或岛弧区。边缘海盆地地壳厚度范围为10～15km。

大洋海沟是俯冲带活动的地方，伴有强烈的地震活动。海沟总是平行于大陆边缘上的岛弧或火山链，深度为5～8km，是大洋中最深的部分，常充填有来自岛弧附近或大陆的少量沉积物。海沟下边的地壳厚度变化很大，一般为3～12km，而且变厚和变薄都发生在下部地壳中。地壳下部层厚度范围为4～8km。V_P的变化范围为3.8～5.5km/s。

陆内海盆地是完全被大陆包围的盆地（如黑海和墨西哥湾盆地）。在构造活动性上，它们属于中等稳定到稳定区。陆内海盆地内的沉积厚度从地中海的几公里到里海的20km。某些陆内海盆地的沉积物中有软泥和盐底辟体出现。陆内海盆地的地壳厚度和层变化范围相当大。地壳厚度从墨西哥湾盆地的15km变至里海盆地的45km。一般是一层沉积层或多层沉积层（V_P=2～5km/s）直接分布在地壳下部层（V_P=6.2～6.7km/s）之上，地壳上部层少有或没有沉积层。陆内海盆地的地壳厚度变化可以用沉积层和地壳下部层两者厚度差异来解释。

第二节　岩石圈的生成与演化

岩石圈作为全球连续的构造圈，每时每刻都处在一种增生与消失的变化过程中，正是由于它这种活动才给地球带来了勃勃生机，其变化过程表现在以下几个方面。

一、地壳的生长

地壳的生长可以通过以下几种方式：①从地幔带来新的物质；②经循环进入地幔的地壳物质重新加入地壳；③由于沉积作用和构造活动使地壳元素重新分布。但是地壳的净生长只应包括来自地幔增加到地壳中的新物质，而不包括再循环的物质。岩石圈生长的主要机制包括岩浆加入地壳、地壳岩石的相互逆冲和堆积、地体或微大陆碰撞而导致的汇聚拼合以及沉积棱柱体焊接到大陆边缘上等等。

地表侵蚀作用和沉积作用对大陆生长的影响是十分重要的，河流每年带入海洋的沉积物$1.3\times10^6km^3$，主要沉积在沿海的大陆架、陆坡和海沟中。深海钻探和古地磁资料证明，即使沉积物被携带到深海远洋中，最终也将被板块背驮着向大陆靠近，通过俯冲，一部分成为增生棱柱体焊接在大陆边缘上，从而导致大陆侧向生长，另一部分被带回深部地壳或地幔中去，或又复以深成岩体侵入和火山岩喷出。

在大洋地壳内，大洋中脊不断扩张增生，来自地幔的物质源源不断补给到洋壳，每年通过洋脊喷出的玄武岩量约$2.0\times10^6km^3$，与此同时，早先喷出的洋壳玄武岩于汇聚边缘俯冲消减。残留的古老洋壳在大陆内并不多见，估计洋壳最多有十分之一未被俯冲掉，大部分重新回到地幔中，玄武岩组分在各地质年代十分稳定的事实也证实了这一点。据地球化学和稳定同位素资料分析，与岛弧、火山弧有关的活动大陆边缘上的岩浆岩是从下冲板块与上覆板块之间的地幔楔内的玄武岩熔浆中分异出来的，其中所含的大离子亲石元素除从地幔中排出外，还来自于地壳，是岩浆上升过程中同化混染时参入的。在活动大陆边缘，大洋岛屿和大陆内部活动区，来源于地幔的岩浆可以通过板下侵位作用（岩浆体侵入）及板上堆积作用（火山岩喷发）加入到地壳中。

地体的拼合是大陆生长的主要方式，有些地体是大陆边缘裂开时的碎片，另一些可能是洋底高原、岛弧或陆缘盆地的碎片，通过俯冲、碰撞形成最后的结合。以华北地台和塔里木地台边缘的古生界资料为例，地壳在水平挤压下，大陆和大洋板片之间逆冲和推覆叠加而增厚，它可能同粘性—牵引板块（包括大陆碎片的碰撞）有关。最简单的机制的通过岛弧和大陆的碰撞，结果使岛弧焊接到大陆边缘上，随着俯冲带的迁移，形成新的大陆边缘。如果下降板块载有大陆的话，可变成仰冲的板块。岛弧不断拼贴到大陆边缘上，导致大陆的生长，有如俯冲带向海洋方向迁移一样。

Windley、Veizer、Reymer和Schubert等对大陆生长速度进行了探讨，主要提出了五种模式（图2－4）：

第一种，大陆地壳的迅速生长发生在地球历史的早期，随后地壳物质通过地幔或在地壳内形成再循环；

第二种，大陆地壳的形成随时间作指数增加；

第三种，大陆地壳的生长与地壳的再循环呈线性关系；

第四种，地球分异的早期，大陆地壳迅速增长，古太古代陆壳进入了缓慢的线性增长期；

第五种，大陆地壳主要在新太古代迅速增长，基本上构成现今陆壳的主体，元古宙后才大大降低了增长的速率。

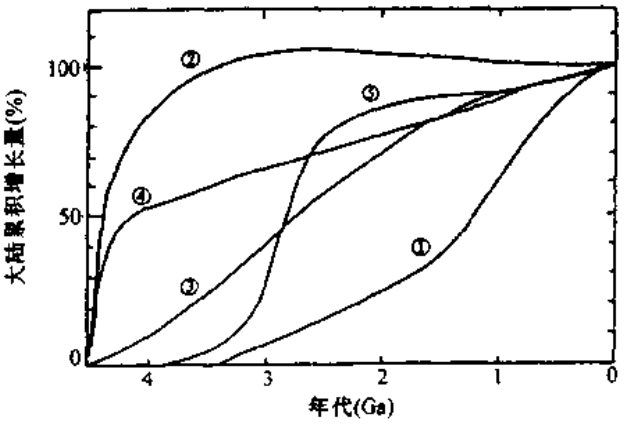


图2－4　大陆地壳生长模式　（据 Condie，1989）

第一种和第二种模式都是极限的情况，最近愈来愈多的研究发现，大陆地壳实际生长速度介于这二者之间。

地壳表现不断剥蚀，迫使地表高程降低，现今陆地平均海拔高度约875m，仅计算由河流带走的陆地剥蚀流失量，则只要1000万年，陆地就会被削平，沉沦于海平面之下。地质历史还表明，在一些高级变质的前寒武系地区，已有证据证实，有（15～30）km的隆起剥蚀量，可是由于前述的地壳生长，大陆不断得到物质补给，才幸免于成为一片汪洋，可见剥蚀量和生长量是何等的可观。大陆沉积物不断被搬运到海洋中，若要保持大陆体积不变或增长，就应该至少有等量的物质添加到大陆地壳中，方能构成海陆长期共存的格局。

二、水平运动与垂直运动、沉陷与隆起

岩石圈究竟是以水平运动为主还是以垂直运动为主？众说纷纭，已经争论了半个多世纪。50年代末期创立了板块学说后，又掀起了一次争论的浪潮。海底磁异常条带、海洋古地理、微体化石、火山岩同位素年龄测定所反映的洋盆下岩层的年龄分布规律，是随着远离大洋中脊而呈线性增加的趋势。再结合由反射地震和地震带的分析，基本上可查明洋壳相对于大陆的运动轨迹和运动速度，并借以重建南、北大西洋的扩张、阿尔卑斯—古地中海的闭合和印度次大陆与欧亚大陆碰撞的历史，现代应力测量、近期大地测量反映各板块之间的相对运动和地体的漂移等等，均以无可辩驳的事实证明了确实存在着巨大的水平运动。应当指出，大洋岩石圈的垂直升降运动也引人注目，大洋中脊处增生上隆并往两侧迁移，海底地貌

鲜明的变化，就是垂直运动的具体反映。通过对浅水石灰岩、蒸发岩、CCD 线（压力溶解线）、微体生物化石、褐煤和泻湖沉积、古风化壳与火山机构的研究等，发现在地壳范围内，与深部作用有关的上升和下降运动是普遍存在的，但其幅度与水平位移无法比拟。

地体运动、推覆构造和裂谷伸展都为水平运动提供了充分的依据。地质记载的证据表明海陆曾发生过沧桑变迁，不过，一般发生在陆缘附近，在大陆内部未曾发现过真正的深海沉积物，西伯利亚、加拿大和非洲古地盾似乎自前寒武纪以来就是大陆，这说明大陆内并没有发生过强烈的垂直振荡运动。人们常把喜马拉雅造山带当作强烈垂直运动的典型实例，总习惯于带着固有观念去思考问题，想方设法寻找各种垂直运动的依据，以说明原先生活于低海拔的第三纪和早更新世动物、温暖气候的植被等出现在现今 5000m 以上的高寒地区，是第四纪以来垂直升高二、三千米的直接证据。其实，水平运动照样能造成垂向升高。陆内楔形岩席像大洋地壳背驮着大洋沉积物一样，背驮着这些生物遗体及其伴随的沉积物顺着逆冲面斜向滑移。据目前所知，喜马拉雅地区向南的推覆，从 100 万年前的每年 12cm，到现今降为每年 2cm。若以每年平均 5cm 计算，假设逆冲岩度与水平面呈 5°交角，很容易计算出每年的平均增高量，除去剥蚀量后，这个数字虽十分微小，但 100 万年累计结果就十分可观了。大量的地质和地球物理证据也证实喜马拉雅地区确实存在逆冲叠覆现象，即使考虑其它垂直运动的升降因素，恐怕占主导地位的仍是水平挤压作用，其次才是由此触发的垂直升降，只是这种水平位移幅度远远不如大洋地区，通常为二、三百公里。从阿尔卑斯和阿巴拉契亚等地区也能得到同样的结论，大量的水平剪切应力作用是造山带演化的基本特征，深地壳逆冲系统、伴随着结晶基底岩席的大规模迁移而导致了垂直叠覆。美国大陆反射地震揭示了南阿巴拉契亚的薄皮构造，俄怀明州的大型逆掩断层，以无可争辩的事实证明了大陆内确定存在大规模的水平运动。裂谷的水平扩张量总是大于垂直升降量，再次证明了水平运动的重要性。

岩石圈中除大幅度水平位移外，隆起与沉陷亦是十分醒目的，不仅控制了大洋盆地的发育，还控制了大陆地区的演化。垂直运动一方面造成了深陷的盆地，另一方面又形成相对的隆起，有时可看到由盆地转为隆起或相反情况的构造反转。发生垂直运动的因素是各种各样的，有些还是复合因素的产物，现一般认为：

（1）由于沉积物对弹性岩石圈的挠曲载荷，引起下沉；

（2）来自地幔深处的局部热柱促使岩石圈加热和热膨胀，导致岩石圈上隆，随着地壳的侵蚀，被剥蚀岩石圈冷却和下沉；

（3）被动大陆边缘陆壳横向的伸展作用，使得大陆地壳的中部和下部向大洋地壳蠕动，从而造成以断层为界且与海岸平行的沉陷谷和地堑；

（4）地幔物质的贯入，致使地壳物质密度增大，地壳质量增加；

（5）下地壳和上地幔相变，导致密度的变化；

（6）冰盖的溶化造成的地壳回跳。

这些因素是通过褶皱、逆冲叠覆、构造侵位、物质的横向流动、重力引张造成的地壳剥蚀和引张伸展作用等形式反映出来的。

三、中、新生代山脉

翻开世界地貌图，呈现在眼前的是现代活动大陆边缘周边的绵亘山岭，这无疑是地球上最重要的构造景观。大洋岩石圈的消减，大陆岩石圈之间的碰撞，最终必将出现层峦叠嶂的

山链，从山脉的分布来看，可分四种类型，即火山弧型（或陆缘型）山脉、岛弧型山脉、碰撞型山脉和陆内型山脉。

火山弧山脉（陆缘山脉）以安第斯科迪勒拉山系和北美科迪勒拉山系为典型代表，规模宏大，耸立于俯冲带的上方，俯冲面直接位于大陆地壳之下，在逆冲大陆边缘形成增生棱柱体，与俯冲有关的热物质侵入作用引起褶皱和隆升，形成陆缘山脉。水下增生柱是最早造山的场所，在那里沉积物被抬升、变形，最终转化成大陆壳。

形成庞大的山系，没有大量的物质补给是不可能的，尽管安第斯山脉在造山运动过程中，自晚侏罗世以来经历了五期横向挤压，从而发育了逆断层和相应的褶皱，也有为数不多的推覆体，据 Megard 估计，在秘鲁，山脉的总缩短量仅 100km，区域变质作用微弱，劈理不甚发育等，皆表明挤压作用的强度有限，地壳褶皱、叠覆不足以使山系大面积平均升高三千米左右。复杂的情况还不止于此，在海岸山脉与安第斯山脉之间，有好几条纵向地堑，智利中央谷地就是其中最著名的一条，该谷地宽约 50km，自圣地亚哥延至蒙特港，长达 1000km，之后进入海底。中央谷地两侧约为正断层，显然，谷地是由横向伸展作用形成的，由此产生的物质侧向流动，也可挤入到安第斯山脉之下。然而，地堑引起岩石圈减薄，出现的质量亏损，远远不能与安第斯抬升所需填补的质量相平衡。说明物质的补给主要通过地幔楔的岩浆注入、增生棱柱体和俯冲带上的构造侵位获得的。俯冲下去的大洋沉积、陆源沉积物中也可滋生出岩浆。

在陆缘山脉中，大洋板块的俯冲主要不是横向挤压作用或伸展作用，而是输送物质，加厚大陆地壳，最后形成巨大的山系。

岛弧山脉的规模远不如陆缘山脉，它虽也出现在俯冲带的上方，但弧后发育强烈拉张沉陷的边缘海盆，有时俯冲带与大陆之间隔有一段洋壳。日本和印度尼西亚岛弧山脉的地质构造特征均表明，俯冲板块的挤压作用，可以产生隆起、挠曲、倾斜、褶皱、逆冲叠覆，但从构造变形的程度来看，这种构造作用使山脉缩短抬升量同样不会太大。岛弧山脉中的强烈岩浆活动也是它们的共同特点，正像陆缘山脉那样，大洋俯冲提供了大量物质，垫高了岛弧山脉。不过，增生地体在某些岛弧造山作用中大大削弱。由于应力的变化，伴随的俯冲角度、速度以及海沟与大陆之间距离等方面的差异，致使不同岛弧山脉之间发育程度差异甚大。

当两个陆块间的洋壳因俯冲消失殆尽，两个大陆发生碰撞，大陆边缘会发生有限的俯冲，驱使巨大的陆壳板片超覆于俯冲板片之上，则成为碰撞型山脉，喜马拉雅山系、阿尔卑斯山系可为这种类型的代表，这种山脉主要通过地壳内部物质的叠置，生长成高耸的峻岭。

形成碰撞山链后，若水平挤压应力没有衰减，形变作用完全在大陆型山链中进行，则以走向滑动驱使的物质横向流动为主，发育成陆内型山脉。这种山系的特征主要不是大幅度隆升，面是山脉范围大大扩展。地貌差异因逐渐被夷平而缩小，冈底斯—念青唐古拉山脉就属于这种类型。

还需斯出，除上述四种类型外，尚有断块型山脉和走向滑动型山脉，也应引起重视。前者如非洲的乞力马扎罗山，它位于裂谷带内隆起的地垒上，后者如加利福尼亚和新西兰的部分山脉。

四、前中生代构造

根据板块构造的概念，中、新生代造山作用引起的隆升和变形与大洋岩石圈的增长和消减有关，将其应用到古生代和前寒武纪古老褶皱带，几乎是不可能的，因为至今海洋学家们

还未能找到没有疑义的保存下来的古大洋地壳。

有人根据古地磁视极移曲线演绎出古板块的动态变化，约在寒武纪末（5亿年前）就已存在一个位于南半球的超级冈瓦纳大陆，它容纳了现今的南美洲、南亚、南极洲及大洋洲。在北半球内，由北美东部，中部与格陵兰组成劳亚古陆，北欧和东欧联结成欧洲古陆，于奥陶纪—志留纪汇聚成更大的欧美古陆，挪威、格陵兰东海岸、苏格兰、威尔士、纽芬兰和阿巴拉契亚不同时期的加里东造山带就是不断聚合残留下来的痕迹。在亚洲分裂成以西伯利亚地台和我国华北地台为核心的小陆块。晚古生代，在欧美大陆和冈瓦纳大陆之间的古大洋俯冲，曾在古大洋边缘构成了陆缘山脉，于晚石炭世汇聚成联合古陆，在碰撞带上形成海西褶皱带，西伯利亚地台与欧洲大陆的撞击产生了乌拉尔海西造山带。从三叠纪大西洋萌芽期开始，联合古陆解体。

综合来看，板块构造支配着岩石圈的运动，使岩石圈在不断地消亡、生成和演化。

第三节　岩石圈运动学和动力学

一、海底扩张和大陆漂移

古老的观点认为大陆是固定的，大洋是永存的，似乎在它们之间没有发生过什么太大的变化，至多是在有限范围内的原地沉陷与隆升而已。20年代晚期，Wegener引证了古地理、古生物、古气候资料，大胆地设想大陆是游动的，而且美洲与非洲曾经相聚在一起，当时有人把这视为天方夜谭式的假说，加之由于它缺乏坚实的地球物理、地球化学和地质基础的支持，随着时间的流逝，渐渐被人淡忘了。二十世纪50年代末，根据海洋调查，发现大洋地壳只有6～7km厚，远比大陆地壳薄，纵贯全球的大洋脊岭频繁地引发浅源地震，大洋中脊两侧磁异常条带呈明显的对称，由此诞生了海底扩张说。Dietze、Hess等认为海岭位于地幔对流的上升处，海沟位于地幔对流的下降处，上升处地幔物质不断上涌，将两边的洋脊推开，下降处使洋脊重新回到地幔，周而复始地循环，形成了大陆和大洋之间的相对运动，从而使大陆漂移说又复活了。

迄今，通过对大洋脊的观察和研究，获取了大量的资料。如所绘制的高分辨率的海底大洋脊岭图揭示了大洋中脊的不连续性，它被一些垂直于扩张脊的转换断层和与扩张脊走向一致的一些小断层（0～26km）错开，错开的时间有的已大于100万年；清楚地确定了大洋扩张区域的地表边界，从而增进了对大洋中脊增生过程的了解；调查了来源于大洋中脊下软流圈的熔融物质进入隆起地壳内的岩浆房；在固定的地幔上方，地幔流上升，由于脊岭的侧向运动引起火山中心顺沿大洋轴部的迁移；海底潜水观察，发现了350℃的含黑色硫化物的流体，沿着一条高达10m的烟囱状通气口向上喷出，这是流进裂隙或断裂循环的海水在加热过程中溶解了金属元素后溢出的含矿卤水，这不仅证实了充填有含矿热水溶液的张性裂隙的存在，也揭示了硫化物矿床形成机制。现在已经能综合各方面的资料，结合精确的大地测量，定量地测算大洋中脊不同部分的扩张速度，并估算由岩浆贯入而对板块施加的推力大小。所有这些，毫无例外地都证实了海底扩张和大陆漂移学说的正确性。

大陆为什么会漂移，其动力何在呢？

从岩石力学的破裂试验中推知了大洋中脊处推力的极限值，但这种推力没有使洋脊两壁的岩层普遍破碎和强裂变形。如果由于涌出的岩浆脉状体的推力迫使岩石圈在软流圈上漂

移，最后在海沟处俯冲消减，那么整个大洋岩石圈应该笼罩在挤压应力状态下。震源机制揭示了大洋板块内部的应力状态，除靠近洋脊的地方外，板内地震，甚至在俯冲带中深度上通常呈张性，一切就好像有什么东西在牵引着大洋板块，将其置于一种张性状态下。这种伸展作用导致大洋脊轴处的地幔上穹，犹如真空泵一样，吸出了地幔熔融的物质，照此看来，涌出的岩浆脉状体的推力不可能太大。此外，还要考虑力在接力棒式传递过程中的损耗，尽管我们没有进行严格的科学测算，但可推想，从东太平洋脊岭至西太平洋海沟为一万余公里，经长距离输送的推力抵达俯冲带处，还可能有多少呢？显然，这些事实说明，欲从大洋中脊处产生巨大推力迫使板块大规模运动是困难的，或者说，海底大洋中脊的扩张不可能成为大陆和大洋水平运动的主要动力源。我们不应该将海底扩张与大陆漂移作为因果关系强行拉扯在一起。然而，时至今日，在许多文献和教科书中，仍然强调洋脊扩张推力的巨大作用。

二、地幔对流

既然海底大洋中脊扩张的推力不能导致发生大规模的水平运动或大陆漂移，运动的驱动力究竟是什么？有不少学者归结于地幔对流，由地幔内放射性能和地球初期残余热能诱发的地幔流在粘带力的作用下，就像传送带一样，推动着岩石圈沿水平方向移动。还有另一种截然不同的意见，认为地幔的基本作用的提供热能，造成浅部的对流循环，并非是板块的主要驱动机制，如果是地幔对流机制驱动，则张性和压性二种性质的震源机制会同时出现，这显然与实际情况不符。尽管对流驱动板块机制已深人人心，但仍有许多问题尚待澄清或需要重新认识，要较准确地估计地幔对流所起作用的大小，还必须考虑温度、密度和粘滞度的侧向变化、流体的热导率、岩石圈与软流圈之间的摩擦力、板块的负荷力等诸多因素。

三、重力牵引作用

种种迹象表明，岩石圈的许多运动都是在板块俯冲作用下产生的。地震、火山喷发、弧后盆地的发育、大陆碰撞、板块运动的变化、造山活动、地体增生、构造侵位、沉积增生与消减，以致板块的初始断裂与海底扩张等等，都与板块俯冲作用有着千丝万缕的联系。人们还发现海沟深度的变化、俯冲板块的年龄、俯冲速率与块运动之间存在着明显的相关关系。具有较长俯冲带的板块比较短俯冲带板块俯冲速度快，海底扩张速度亦随俯冲带长短而变化。随着大洋岩石圈的老化，由于冷凝作用，而使其厚度逐渐增加，这正是洋盆随着年龄增长而有规律地加深的证据。在俯冲带处随着岩层的加厚，其质量随之增加，通常是板块年龄愈老，厚度愈大。近几年来地震层析成像的研究还表明，在俯冲带的范围内，从地表到地核皆存在地震波速度异常，岩石圈与软流圈的三维模型也说明了只在俯冲带范围内才呈现明显下降趋势。

俯冲带上的密度较周围地幔的密度高而温度则较低，本身的重力牵引作用使其下沉，大洋岩石圈不断下沉造成靠近大陆一侧的前缘应力松弛，地幔对流将后继的逐渐冷却的岩石圈不断传送到前缘地区，把广袤的大洋岩石圈普遍置于张应力状态之下。

有的人强调整个大洋岩石圈中重力作用的重要性。应当指出在整个对流体系内，从全部都在运动的流体中孤立地取出一部分，赋予其动力作用的做法是危险的，例如不能将重力牵引作用仅限于俯冲板块边界，应当从整个对流体系范围内进行动力方面的论证，也就是说，应当分析整个大洋岩石圈中都存在的重力作用，洋脊、俯冲带、岩石圈的漂移皆是重力作用引起的，从板块运动的角度来看，地球范围内的总动力取决于具有刚性和高密度的板块本

身，因为它有低于地幔的温度和高于地幔的密度，其自身就自然往下沉，并要求潜入到地幔中去。之所以在俯冲带处沉入，是由于那里的大洋岩石圈温度和密度已达到下沉的允许值，倘若大洋岩石圈与地幔的温度和密度差所产生的重力不足以使其下沉潜入时，就不会形成俯冲型大陆边缘，而成为大西洋式被动大陆边缘。由重力造成的伸展作用还会在洋脊处引起地幔的上升和岩浆的贯入。

四、热点或热柱

由一系列串珠状岛屿组成的夏威夷群岛，与火山活动早已熄灭的皇帝海山构成一连续的南东—北西向火山链，其时代呈极为规则的变化，愈远离现代火山活动区时代愈老。这一情况表明，在近 50Ma 期间，由于软流圈上的板块运动，火山岩跟随着向北西向移动，但喷出的火山口位置没有大的变化，也就是说，来源于深部地幔的热柱位置没有什么改变，它们就像是一系列相对锚定并穿越了地幔的刚性柱。

Morgan 提出热柱是深部地幔（甚至来自于壳幔边界）上的一般上升流，并断言它是地幔对流的原动力，缓慢的热柱运动和一些地震资料支持了他的观点。

岩石圈和软流圈运动的三维有限元模型表明，上升运动明显的与热点有关，而与大洋中脊关系不大。夏威夷火山岛位于深海隆起的顶部，海洋地貌图揭示，围绕火山岛的隆起宽达 1500km，高为 1km。热流与重力证据皆表明，热膨胀造成的张性构造引起了洋底隆起。

还有人从热点隆起的形成，推测传递到岩石圈的热量，粗略地计算暗示，差不多等于地球热流量的背景值。尽管计算仍需改进和完善，倘若真的能得到详尽的证明，则热点是全球性热传导机制的最主要因素，同时也是导致全球性对流的直接原因。

地质和地球物理资料还表明，热点隆起造成大陆破裂和解体，洋底上的热点轨迹似乎影响了俯冲带上岩石圈的浮力，并且可能到汇聚的大陆边缘上。

综上所述，由于热点或热柱的作用，致使岩石圈产生了各种各样的效应，或者至少说它是板块构造的原动力之一。

五、重力均衡补偿

19 世纪中叶，Airy 和 Pratt 提出的经典均衡补偿模式，建立在壳幔均一、地下存在一个补偿水平面的假设的基础之上。大洋盆地、古老地台接近均衡状态；深海沟、大型盆地出现巨大的负均衡重力异常，它的重量亏损由其下高密度物质质量剩余来补偿；高山隆起区呈现巨大的正均衡重力异常，它的质量过剩由其下的质量不足来补偿。粗看起来，与均衡重力补偿模式相符。详细地研究了各个地区的重力、地形、地质及地震测深资料后，深深地感到，由于受到当时科技水平和认识水平的限制，他们的模式过于简单化了。

就以地形高度的变化而言，它对重力场的影响是很复杂的。现已知道，大地水准面受密度分布、地球成分、热状态、地幔流动模式、静力载荷、地球粘弹性能等综合因素的约束。

如用天然波长表示地形的变化，则岩石圈挠曲的振幅与岩石圈挠曲的天然波长成正比，而短波长实际上不引起岩石圈变形，所以布格重力公式只是对消除局部（短波长）地形的引力影响有效，对消除区域（长波长）地形影响不起作用。也就是说，水平规模小的山和谷，当等效弹性板厚度足够大时，可以由弹性岩石圈支撑，不弯曲下沉。但是，规模宏大的山脉，即使等效弹性板厚度相当大，也无法与巨大的静力载荷作用相抗衡，必将导致岩石圈向下弯曲。一般认为，地形愈高的地区，岩石圈沉陷的深度愈大，地壳厚度愈大，并形成低密

度的山根，质量过剩以低密度物质作补偿，如果软流圈内物质的粘滞系数低，均衡会得到相对快速的调整。

重力补偿作用发生在物理性质不同的弹性层、粘弹性层、粘性层以及软流层内。由于各层物质组分及其所处物理状态的差异，均衡重力补偿作用显然不会相同，或者说，质量过剩的或不足的均衡重力补偿随深度而变化。值得注意的是质量集中的情况也不一致，必将对引力有极大影响。据 Dorman、Lewis 对美国重力均衡的计算，发现均衡作用不仅局限于构造圈内，而且延伸到深部地幔。他们指出，最佳的模型应考虑在 60km、120km、250km 以及 400km 深度上分别存在着不同的质量中心。

软流圈虽为物质流动场所，但并非处于完全的流体静力学状态，因此，与一座冰山在海水中均衡并不完全一样。冰山质量的变化，顷刻之间就可以得到均衡补偿，而岩石圈在软流圈上或构造圈在深部地幔上的均衡却是非常缓慢的。作为均衡学说的天然实验场，斯勘的纳维亚半岛与芬兰地区，大约在一万年前曾为冰层覆盖，自冰盖溶化后，地面逐渐抬升，至今已上升 250m，大地测量、潮汐等方面的资料指出，20 世纪以来最大抬升速率为 1cm/a，且至今还处在调整中。在均衡调整的漫长地质年代里，有时还会因构造活动，甚至会朝不均衡方向发展，高喜马拉雅山地区就属于这种情况。地震资料揭示，海拔 8848m 的珠穆朗玛峰一带，地壳厚度 53km，海拔四、五千米的北喜马拉雅地区，地震测深资料表明地壳厚度约 70km，显然，不成镜像的对称关系，何况包括珠穆朗玛峰在内的高喜马拉雅地区，目前还在上升中，强烈的不均衡状态，尚未得到补偿。当然，通过不均衡岩石圈各部分不断地补偿调整后，最终会达到均衡的状态。

综上所述，壳幔质量的非均匀分布，各地区计算所得的补偿水平面深度互不一致，等效弹性板厚度的差异，补偿物质的质量中心不止一个，岩石圈挠曲、热作用、地幔对流、软流圈流动性质及其密度的侧向变化都将影响着均衡重力补偿作用。所有这些均说明，壳幔中存在着复杂的补偿过程，因此，不仅应排除任何理想的均衡模式，而且也不存在普遍适用的模型，各地区的最佳补偿模型必须经反演计算和大量模式对比才能确定。目前更多的是从静力学的角度进行估算，对均衡解释的推断主要停留在定性的阶段。肯定均衡重力补偿作用的存在，而且它是岩石圈运动过程中的必然结果，也是造成地壳垂直升降的原因之一。

六、膨胀论

古老的地球膨胀论早已经被人抛弃了。近些年来建立在现代科学基础之上的新地球膨胀理论再度兴起，用来解释造山带地壳缩短、增厚与海底洋脊扩张，并认为大陆漂移和海底扩张是地球膨胀的直接产物。Owen、Carey 和 Heezen 分别提出，三叠纪以来地球半径增长一倍，地球表面积增加约三倍，地球圆周增长 8000～10000km，甚至有人认为，地球半径有数倍的膨胀，倘若如此，地球的体积将呈三次幂增加。众所周知，地球的质量基本上是恒定的。现在地球的平均密度为 5.52g/cm^3。太古宙已出现了硅铝质地壳，岩石组成与现今的地壳并无太大差别。现今的岩石圈地幔，即使在 2000MPa 高压和 1000℃以上的高温下，其密度也仅 3.3g/cm^3 左右，也就是说，在整个地质年代里地壳与上地幔的密度相差不会太大，要是发生如此庞大的膨胀，其原先的平均密度至少为现在平均密度的二倍乃至数百倍，果真如此，物质的组成和结构与现今的应截然不同，这是不可想象的。

Lubimova 指出，与球粒陨石化学成分相同的地球，在放射性元素蜕变的热作用下，应与天体热演化一样产生热膨胀。她计算的结果，地球半径每年增长率为 0.07mm/a，在整个

漫长的地质年代中总增长量可达 100－200km。

根据对星际间的万有引力研究，Dirac 提出万有引力常数（G 值）随着时间的延展而逐渐减小。Dicke 计算出由于 G 值的降低，地球半径每年呈 0.05mm 增长。Hoyle 和 Narlikar、Hoyle 进而指出，随着万有引力常数的减小，地心引力相应减小，地球膨胀导致地表直至地幔的张裂，从而产生海底洋脊扩张，最大扩张量达 1.5mm/a，显然，这比现代洋底扩张速率小得多。Egyed 除考虑 G 值的减小外，还认为地球内部高压相物质转变为低压相物质时，必然导致地球的膨胀，他的计算结果，地球半径同样以 0.05mm/a 的速率增长。

这些见解已经在物理学、天体学领域内引起了强烈反响。如果膨胀是一种普遍现象，则太阳系和太阳的大小都要发生变化，地球的表面以及接受太阳辐射的能量同样要改变，然而没有充分论据证实这一点。Beck、Birch 分别从能量方面和高压条件下的物性变化方面论证，得到了同样的结论，认为在地质历史中地球半径的增加不可能超过 100km，其增长的速率是相当小的，这样微弱的变化，要形成不同地质历史时期中巨大造山带与深邃的大洋，看来是不可能的。

七、地球自转

万物运动都是在力的作用下进行的，地球自转必然会产生向心力和离心力。在地球自转几十亿年的漫长过程中，为了满足自转应力场的要求，它的外形和岩石圈结构早已达到平衡状态。然而，由于一些星体不时出现在地球附近而使其摄动，月球的潮汐引力摩擦、地球内部质量分布的变化、月球与地球距离的增减均会引起地球自转速度的变更，也必然导致向心万有引力场与离心惯性力场二者的合力场的变化。

地质力学派坚信地球自转速度的变化是岩石圈构造活动的主导因素。他们认为，当地球速率变更的时候，地壳内各个质点除了有惯性离心力增量在南北向的分量外，尚有东西向的纬向惯性力。全球性的大规模纬向构造体系和经向构造体系就是在这种经向应力和纬向应力作用下孕育而生。现已知道，岩石圈不同部分之间粘合的牢固程度是不一样的，在变化的惯性力作用下，在弱的部位，容易发生相对运动。不难设想，不同情况下的相对运动速度亦不会相同，于是出现了各种型式的扭动构造。地球自转速度快慢的交替，形成了岩石圈时起时歇的多旋回演化的特征。

其它构造学派强调岩石圈运动主要来自地球内部的动力，地球自转速率变更所引起的岩石圈变动无足轻重。地质力学虽能解释大陆上某些构造现象，但同时也遇到颇为棘手的难题。当地球自转速度加快时，地球的扁度就会增大，作为统一整体的地球为适应自转加速要求时，地球内部扁度不变或变得很少、很慢，但它的表层则需向低纬度方向推挤，愈近赤道水平挤压应力愈大，反之则小。照此说来，赤道地区的挤压构造变形应该最强烈，两个极区应该最弱。然而，实际情况并非如此。

第三章　大地构造基本理论

大地构造学是地球科学中最为活跃的分支学科，自 18 世纪末美国地质学家霍尔（Hall）、丹纳（Dana，1883）提出“地槽”学说以来，关于地球的结构、组成、演化规律的探讨始终是地质学领域占主导地位的学科。地质学家们由于历史的局限，观察分析手段的不同，分析问题方法的不同，先后提出了不同的大地构造假说，其中在地学领域影响最为深远的是地槽假说和板块构造假说。地槽假说是本世纪 60 年代以前占有绝对统治地位的假说，因此被称为经典大地构造理论，深刻地影响了地质学的各个领域；板块构造则认为是当代地学革命的核心。为此本章主要针对上述两大理论加以介绍。

第一节　地槽说简介

地槽学说是一百年以前在欧美建立起来的大地构造学说。地槽的概念主要是用地质学方法来研究大陆上造山带的发生、发展历史。地槽和地台学术思想差不多在整整一个世纪内在国际地质学界中占据着统治地位，对地质学的各个方面有重要的影响。许多学者如霍尔、丹纳、施蒂勒、休斯、奥格、凯依、沙茨基、别洛乌索夫、奥布英等都对地槽学说的发展作出过贡献，从而形成一套对地壳形成、演化系统完整的经典性理论。在我国，黄汲清和陈国达对地槽也进行了许多研究。1965 年奥布英的地槽专著全面地总结了地槽学说，标志着这一学说达到了高峰。

60 年代以来，板块构造学说的兴起，使人们改变了许多地槽的传统概念，并用全球构造的观点来解释地槽，从面在新的基础上给地槽以新的内容。

本节主要介绍有关地槽的一些传统看法，为进一步了解全球构造奠定一个基础。

一、地槽基本概念

（一）地槽的基本概念

早在 18 世纪末叶与 19 世纪初期，地质学者在欧洲和北美洲广泛地、系统地进行了岩层的划分和对比工作。美国地质学家霍尔（Hall）研究了北美东部和中部的古生代地层之后，发现阿帕拉契亚山为遭受强烈褶皱的古生代地层，厚逾 10100m，较密西西比平原几乎水平产出的古生代地层厚出十倍之多，两者之间形成了鲜明的对比。他在 1859 年指出，山脉往往占据了长条形的沉降地带，其中堆积了很厚的沉积物，下沉作用和槽曲作用是由于沉积物在比较狭窄地带上的负荷作用而引起的。霍尔所提出的概念，最早把山脉和沉降地带紧密地联系起来，沉降地带是山脉的前身，沉降地带由于岩层的褶皱作用而成为现在所见到的山系。换句话说，褶皱山系是在地壳上巨大坳陷的部位形成的，它在褶皱之前曾经是一个不断坳陷，并堆积了巨厚沉积物的沉降地带。

后来，美国学者丹纳（Dana，1883）在研究北美地质构造时也得到同样的概念，他发现同一时代地层的厚度，在有些地方很大，而在另外一些地方则很小，甚至尖灭，并且厚度较大的地区在平面上常呈椭圆形或狭长带状。他把这种强烈下降并逐渐被沉积物所充填的坳陷称之为地槽（最早译为地向斜）（Geocyncline），而将地槽之间沉积岩层变薄或缺失的相对

隆起区叫作地背斜。

一些欧洲的学者，研究了阿尔卑斯造山带形成之前并没有巨厚的浅海相沉积层，却发现了厚度不大的深海相沉积物，他们认为地槽坳陷未必表现在沉积物的巨大堆积厚度上，也可以反映在深海洋壳盆地的出现，深海盆地中的深水沉积物没有补偿巨大的海盆深度，厚度不大。因此，象布勃诺夫（Bubnoff）和施蒂勒（Stille）则认为地槽的主要特征是后期强烈的褶皱作用，他们把构造变动强度作为划分地槽的主要依据，把那些以后产生了强烈褶皱的阿尔卑斯型山系的坳陷称为地槽，高大的褶皱山系只能在原来的地槽位置上产生。这种概念一般反映了大多数欧洲地质学家的观点。

应该说地槽的概念具有两重性质，地槽的早期主要表现为地壳上形成深坳陷，这种深坳陷可以被沉积物所补偿，从而形成被巨厚沉积物所占据的沉降带，也可以不被沉积物所补偿，形成深海盆地；晚期则是地槽的强烈褶皱，并形成褶皱带。

另一个有争议的问题，就是地槽发生的构造部位的问题，许多欧洲的地质学者认为，地槽是在大陆上或大陆之间的海洋地区内发育起来的。而美洲地质学家多认为地槽是大陆边缘上发育起来的。在六十年代板块构造学说兴起以后，后一种观点被愈来愈多的地质学者所承认，并从全球构造的观点出发给地槽以新的涵义。许多学者指出：现代的地槽相当于现代的大陆边缘的大陆架、大陆坡、边缘海、岛弧和深海沟。其中大陆架和大陆坡，具硅铝质基底，上面堆积起来的浅水沉积棱柱体，沉积物主要为陆源碎屑岩和碳酸盐岩，火山物质极少，与冒地槽相当；而边缘海、海沟地带，则出现硅镁质基底，发育浊积岩、火山碎屑岩和火山岩，沉积物往往不能补偿坳陷，与优地槽相当。

优地槽和冒地槽是施蒂勒划分的两种地槽类型。优地槽的主要特点是发育火山岩，早期有基性熔岩喷溢和超基性岩的侵位，晚期经造山作用形成山系，并有酸性岩浆岩侵入。冒地槽一般岩浆活动微弱，缺乏火山岩，它是沿稳定的大陆地块边缘延伸的沉降带，其中为沉积物所充填。

一些学者对目前存在于大陆内部的褶皱带也进行了解释。米切尔和雷丁（Mitchell, Reading, 1969）认为由于大陆漂移、海底扩张和岩石圈俯冲，大洋与大陆是活动的，大陆边缘也并非永久的。大陆之间的地槽可由两个大陆的碰撞而造成。赛弗特和斯尔金（Seyfert, Sinkin, 1973）也指出各个历史时期的地槽都环绕着古代地块的边缘，并把各个时代的地块位置及其周围的地槽作了塑造。

从这一基本观点出发，米切尔、雷丁认为地槽内岩石的岩性成分主要取决于它们所在大陆边缘的类型，因此，可以根据三种类型的大陆边缘，区别出三种不同类型的地槽；大西洋型地槽，位于大西洋型大陆边缘上或其旁边；安第斯型地槽，发生在安第斯型边缘上或其近旁；岛弧型地槽，位于活动岛弧及其周围。还有一种是发育在许多岛弧凹侧的小海槽，称为日本海型。

在我国，一些大地构造学家和李春昱（1981）、王鸿祯（1981），在研究亚洲和中国地质构造时，也都运用大陆边缘地槽的观点分析亚洲和中国大地构造的演化。

（二）地槽的主要特征

地槽是地壳上最活动的构造带，其活动性表现在地质构造的各个方面，包括形态、地貌、内部结构、沉积作用、构造变动、岩浆活动、变质作用、成矿类型以及地球物理特征等。

1. 地槽通常出现在大陆边缘地带，并沿大陆边缘延伸。因此，地槽一般都具有狭长的形态，在地壳上呈带状分布。其规模很大，长度往往可达近千公里到几千公里；宽度也可达

近百公里到几百公里。有些已经褶皱成山的地槽往往因为侧向挤压和消减作用，其宽度可大大缩减，还有一些褶皱带由于大陆的碰撞和移离，不仅改变其原有的宽度和长度，而且可能发生很大的移位。

2. 发展中的地槽，其地貌与近代大陆边缘特征一致。既可以形成宽阔的大陆架－大陆坡－大陆阶（陆隆），比较简单的大西洋型大陆边缘，也可出现很窄的大陆架，起伏显著的大陆边缘。已经褶皱的地槽，在地形上通常成为山系，在地球表面形成一系列大致平行的线状山脉，延续距离达几百公里至几千公里。特别是比较年青的中、新生代褶皱隆起的山系，崇山峻岭的面貌变化更为明显。现代地球上所见的许多雄伟山系，差不多都分布在环太平洋带和阿尔卑斯－特提斯带，这些地带都是中、新生代地槽分布的范围。而古生代褶皱带由于长期的剥蚀和破坏，一般山系较低，地形起伏不显著。

3. 地槽在沉积上往往表现为长条状的坳陷，有一定的方向性，在地槽发育阶段沉积物以海相沉积为主，有时还可出现半深海相和深海相沉积，沉积物分选性差，沉积厚度很大，可达上万米或更厚。岩性、岩相和厚度变化显著。地槽中经常可见一些特有的沉积建造，如硬砂岩建造、硅质火山岩建造、复理石建造和磨拉石建造等，特征如下：

硬砂岩建造：地槽中碎屑岩成分复杂，分选不好，磨圆度差，多含易于分解的长石、岩屑和暗色矿物，按矿物成分比，分别组成硬砂岩，长石砂岩，复矿砂岩，岩石中出现大量的硬砂岩，则可称为硬砂岩建造。代表地形起伏比较大，迅速剥蚀、搬运和堆积的条件下形成的沉积。这种环境多出现在地槽形成的初期构造不稳定的环境下。

硅质－火山岩建造：在一些地槽中有广泛发育，并成为这些地槽的特殊的建造类型。硅质火山岩一般由硅质页岩、碧玉岩等硅质岩组成，并与细碧岩、安山玄武岩、火山角砾岩及其凝灰岩和火山碎屑岩伴生。这些火山岩为海底喷发、富含钠质，当火山岩中细碧岩和角斑岩大量出现时，则常称为细碧角斑岩建造。大多数硅质－火山岩都是地槽坳陷中的深水相沉积，形成于地槽强烈下降阶段，有些则认为是洋壳组成。沉积铁矿和锰矿常与硅质火山岩建造有关。

复理石建造：是地槽沉积建造中的重要类型。复理石是一种有规律的复杂互层的巨厚沉积建造，通常有两种或两种以上的岩石在剖面上有韵律地交互出现。绝大部分为很规则的单调的砂岩和泥（页）岩互层，或夹有极少的泥灰岩、灰岩。单个韵律厚度较小，仅为0.5米～2米，韵律底部较粗，向上顺序变细，顶部韵律常有大量的各种象形印模和沉积物的滑动痕迹。岩层中几乎不含化石，层理一般很好，但岩石分选性差。它们显然没有遭受波浪的再造作用和再沉积作用。愈来愈多的学者认为；形成复理石建造的构造环境是在地槽处于褶皱回返前奏的构造运动，当时地槽分裂成为几个槽型盆地，其间有岛弧和岛列隆起，正在隆起的山脉遭受强烈的侵蚀，泥砂碎屑物质在陡峻的斜坡上，一次又一次地受到重力滑动的扰动，巨大的沉积体就被卷入涡流（浊流），不断地冲流到槽形盆地中，每一次扰乱的浊流按粒级分选堆积，形成复理石韵律。

磨拉石建造（磨砾层）：出现于褶皱回返期后阶段。磨拉建造通常分布在地槽褶皱带外侧的边缘坳陷中，这个坳陷是由于地槽褶皱隆起而形成的补偿性坳陷。建造物质组成中以砾岩、长石砂岩、复矿砂岩等粗碎屑岩占绝对优势，此外尚夹有粉砂岩、粘土岩。边缘坳陷是一个不对称的坳陷盆地，近地槽褶皱带的一侧下陷快而幅度大，发育大量砾岩，时夹砂岩，这些沉积物大部分是快速水流搬运和沉积的河流相、洪积相，所以它们具有明显的流水层理－交错层，沉积厚度大，变化快，自几百米到几千米。向外它们就迅速变为湖相的红砂岩和泥（页）岩，夹蒸发岩沉积（石膏、硬石膏、盐等），再向外随着远离山系，颗粒就变得更细。

总之，地槽的沉积建造是在构造运动相当强烈的条件下发展起来的，地槽的震荡运动（升降运动）速度快，幅度大，而且极其频繁。地槽的波状运动，使各个部分差异性明显。因此沉积建造在时空的变化很大。在垂直地槽走向方向上，经常交叉变换，明显地受隆起、坳陷和断裂的控制，于是岩相、建造往往成带状分布，形成构造岩相带。在时间上沉积建造递次有规律地出现，形成地槽的沉积建造序列。

4. 地槽发展晚期，一般经历了剧烈的构造变动，地槽中的岩层发生褶皱和断裂，形成十分复杂的构造。地槽褶皱带中经常见到紧密褶皱，大型断裂和逆掩推复构造（图 3－1），以及由它们复合组成的复背斜、复向斜、断裂带和褶皱带。地槽褶皱带构造的另一特征是经常表现为线型构造。在平面上一系列褶皱和逆掩断裂沿一定方向延伸，与地槽总体走势一致；在剖面上褶皱和断裂紧密排列，连续发育，不间断地布满在整个地槽褶皱带；在相当大的范围内，褶皱轴面和逆掩断层面向一个方向倾斜，显示了组成褶皱的岩层物质向同一方向推移的趋向。

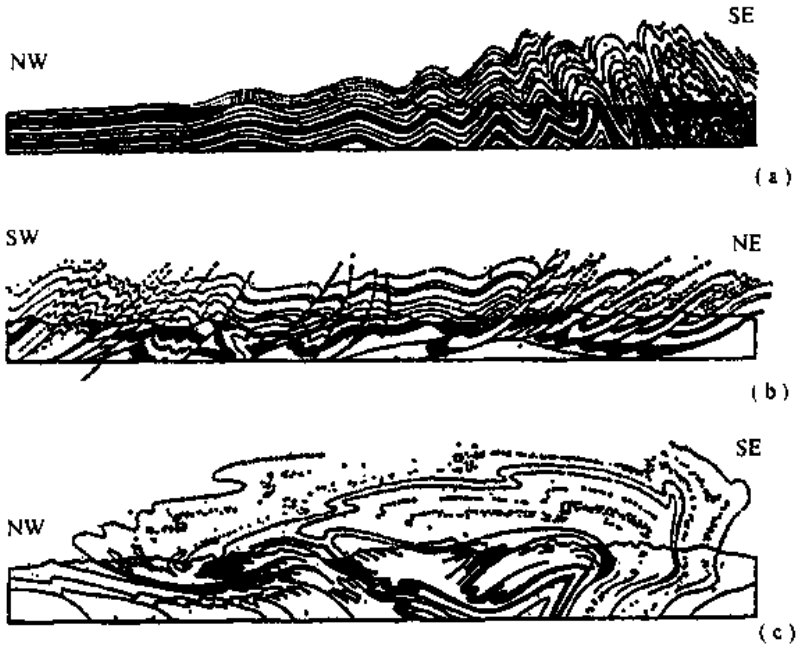


图 3－1　地槽褶皱带的构造横剖面
(a) 阿巴拉契亚山，具紧密褶皱；(b) 加拿大落基山，褶皱和冲断层都有发育；(c) 阿尔卑斯山，复杂倒转褶皱和推复构造。
(据 W. K. 汉布林，1975)

5. 广泛的、强烈的岩浆活动也是地槽的重要标志。不少地槽往往有剧烈的海底火山喷发，它与沉积岩相伴生，形成特殊的火山－沉积建造系列。有些地槽还有基性、超基性岩的侵位，其中有些部分就是洋壳的组成部分。在地槽发展晚期有大规模的花岗岩侵入，形成巨大的岩基。

6. 经受过强烈变动的地槽，由于变动期中岩石在异常明显的压力、热力以及外加物质成分的影响下，发生变质作用，使原有的岩石在结构、构造和成分上发生变化。经过详细研究的地槽褶皱带，往往可以发现有成对的变质带出现：一带以高压－低温变质及大量基性、超基性岩为特征；一带以低压－高温变质及广泛花岗岩侵入为特点。

7. 地槽有丰富的矿产，其中尤以内生矿床为主，如与基性、超基性有关的铬、镍、钛、

铂和黄铁矿型铜矿；与中酸性侵入岩有关的铁、铜、钨、钼等矽卡岩型矿床；钨、锡、钼、铋、铜、铅、锌、银、锑、汞等热液矿床，以及稀有金属伟晶岩矿床等。

8. 此外，由于地槽地带地壳深部结构、物质组成和物质运动的特点，因此在地球物理—重力、地磁场、地热流量、地应力场、地震活动等方面都有反映。重力异常往往也是地震活动带，并具有较高的地热流量。

（三）地槽演化的模式

在物质运动世界范围内，任何事物都有发生、发展、消亡的过程。地槽是地壳不断演化过程中的产物，它从强烈活动开始到最后褶皱隆起形成褶皱带，并向稳定方向转化，经历了复杂的但又是有规律的发展历史。地槽演化的总趋势就是从活动转向稳定，从洋壳转变为陆壳。

许多地质学家如施蒂勒、别洛乌索夫、奥布英等曾对地槽的发展进行过总结并试图使之模式化，但由于他们研究的地槽具体特点不同，采用的方法不同，侧重点不同，到现在为止，认识上分歧很大。限于篇幅，这里仅介绍奥布英（1965）的演化方案。

奥布英在其经典著作“地槽”中，论述了阿尔卑斯旋回的地中海山链的地质，其中重点分析了位于阿尔巴尼亚、南斯拉夫、马其顿和希腊广阔地带的海西褶皱山系，并在此基础上提出地槽组合和地槽演化的格局。

奥布英指出地槽基本单位是地槽偶（geosynclinas couples），即地槽是由成对的优地槽和冒地槽组成，优地槽位于靠近大洋的一侧，称内带，包括一个优地槽沟和一个与大洋为界的优地背斜脊，冒地槽靠近大陆克拉通（或前陆）的一侧，称外带，由一个冒地槽沟和一个冒地背斜脊组成（图 3－2 上）；在有中间山链或中间山块的情况下，也可以出现一个背离的双

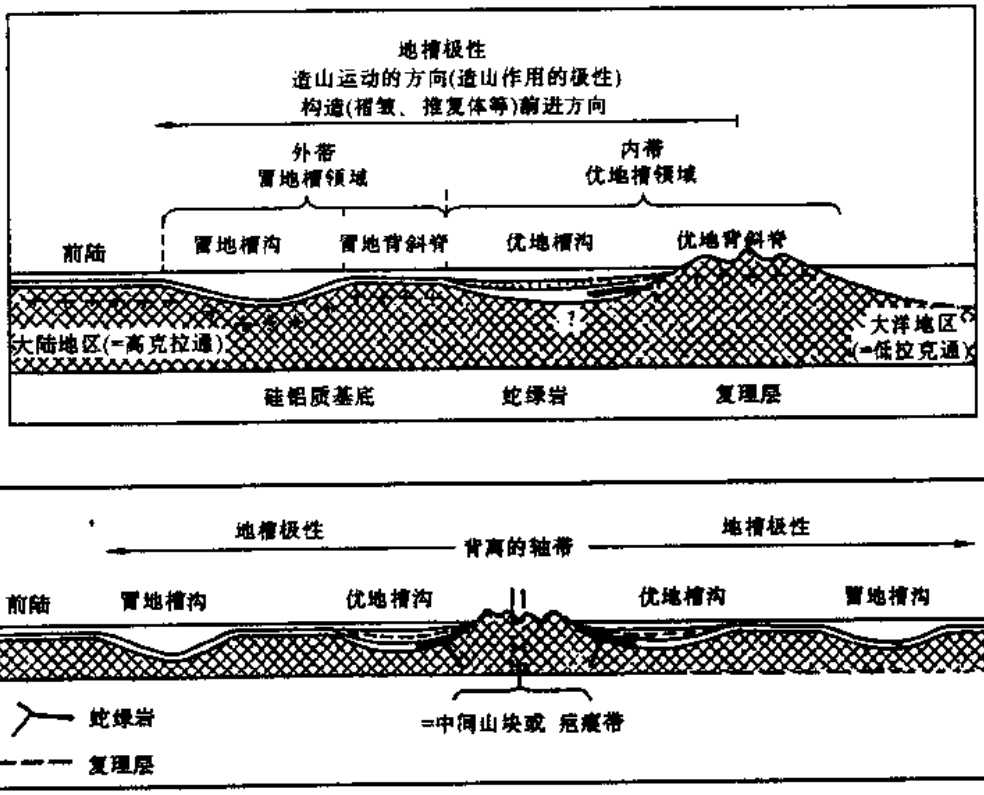


图 3－2　地槽结构剖面

（上）表示地槽偶的优地槽与冒地槽的组合；

（下）表示产生双侧对称山链的背离双偶特征

偶格局（图3－2下）。这时两优地背斜脊中间可以有一个中立的后置地，它们也可以联合组成一个单独的优地背斜脊，或者缺乏优地背斜，使相邻的两个优地槽沟融合为一个。

奥布英把地槽的演化分为三个时期：即地槽期、晚地槽期和后地槽期。地槽期是地槽演化中持续时间最长的、并可进一步分为发生阶段（A）、发展阶段（B）与造山或终止阶段（C），而发展阶段又分为前复理层期和复理层期（图3－3）。

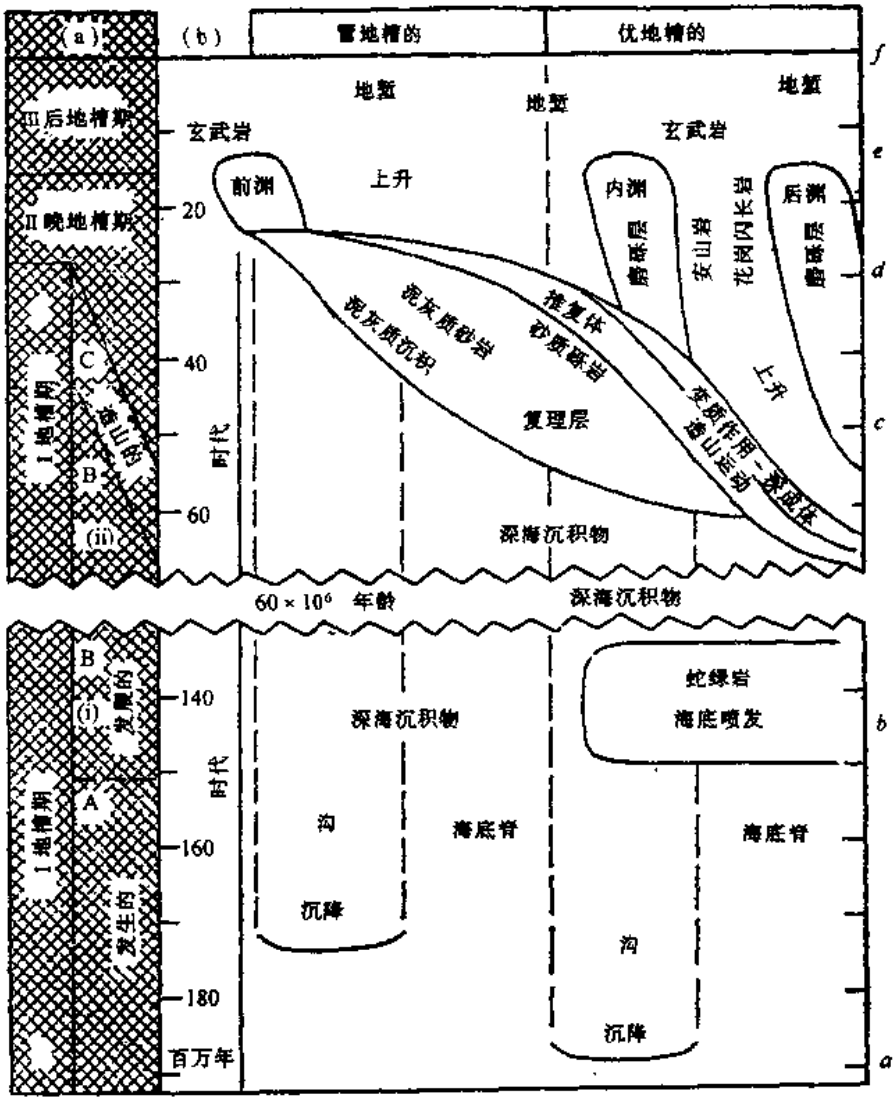


图3－3　地槽的演化及地槽的极性

(a) 地槽的演化格局。Ⅰ—地槽期；Ⅱ—晚地槽期；Ⅲ—后地槽期。ⅠA—发生阶段；ⅠB—发展阶段；ⅠC—造山阶段（终止阶段）。发展阶段分为：ⅠB（ⅰ）—前复理层期；ⅠB（ⅱ）—复理层期。(b) —示意表达地槽偶的地槽极性。造山阶段（ⅠC）—从优地背斜脊开始，槽褶构造带内向外迁移。（据　奥布英，1965）

地槽期（Ⅰ）从190百万年前地槽从沉降而开始进入发生阶段（ⅠA），塌陷首先发生在内带的优地槽，形成优地槽沟（品都斯沟），并缓慢地堆积深水远海沉积物，不久相继在外带出现冒地槽沟（爱奥尼亚沟）。这样就形成了一个比较完整的地槽偶结构。大约在150百万年前开始，地槽转入发展阶段（ⅠB），这时地槽沟急速沉降，这阶段最主要的标志，

是在优地槽有大量的基性海底喷溢，但冒地槽火山作用极少出现。当然地背斜脊由于造山作用开始上升时，地槽就进入发展阶段后期－复理层期（ⅠB（ii））。这一阶段的主要特点是快速侵蚀，陆源碎屑物从高地倾注到优地槽沟内，碎屑物矿物成分复杂，分选性很差，具有复理层的特征。造山阶段（ⅠC）大约开始于60百万年前左右，不过实际上造山作用可能出现更早一些，复理层期就是造山作用在内带开始之后才开始出现的。造山运动首先在内带优地背斜脊开始发动，然后向外带冒地槽带移动，表现明显的构造极性。随着造山作用的迁移，沉积层发育、区域变质作用和沉积作用也向外带移动，原先的沉陷堆积，继之以后来的上升侵蚀，已褶皱的复理层又成为新复理层的物质来源。这种构造作用一直继续到35百万年前，优地槽沟的沉积物和蛇绿岩作为大型推复体被推掩到冒地背斜脊之上（图3－4）。

晚地槽期（Ⅱ）在造山阶段之后出现，时间大致从50百万年左右前开始，先是在上升的岛弧两边，以后又在冒地槽的前部形成狭窄的槽地－后渊、内渊和前渊，其中堆积了从上升的高地上剥蚀下来的碎屑沉积物，不整合覆于下伏岩系之上，这些沉积物在地中海区的阿尔卑斯山称为磨拉石（磨砾层），其它地区亦称碎屑楔形体。经过构造变动的内带，本期还出现有安山岩喷发和花岗闪长岩岩基侵入。

后地槽期（Ⅲ）大约开始于15百万年前，这时期的主要特征是褶皱的地槽的垂直运动，由此产生了区域性的穹起以及张性裂陷谷或地堑，它们常常切过地槽的走向。与垂直运动的同时，经常伴有玄武岩火山作用，其喷发范围可远远超出地槽带，波及到克拉通前陆地区。

一般来说，奥布英的前渊和内渊与通常所称的山前坳陷和山间坳陷相当，前者出现于褶皱山与稳定的地块之间，后者发育于褶皱山系内部。磨拉石沉积限于褶皱山边和山间的狭窄地带，其后断陷盆地扩大，出现泻湖沉积、含煤沉积和含油岩系，构造运动和岩浆活动都比较微弱，因此，这些坳陷磨拉石建造的出现，标志着地槽已经“封闭”，坳槽转为褶皱山，活动性向稳定性转化。严格地讲它已不属于地槽的范畴了。

（四）地槽—造山带构造单元

地槽首先是一个强烈的活动带，将其中间相对稳定的称为中间地块。地槽内部根据其坳陷幅度，又可分强烈坳陷的地向斜，和相对隆起地背斜。在成因上有联系的一组地槽称为地槽系（表3－1）。

表3－1　地槽名词系统表

	一　级	二　级	三　级
造山期前	地槽系	地槽 中间地块	地背斜 地向斜
造山期后	造山带	构造带	复背斜 复向斜
		边缘坳陷 山间盆地 前陆盆地	

地槽回返后形成山脉，与地槽系对应的形成褶皱带。地槽内部地层强烈褶皱形成复背斜与复向斜。在造山带形成的过程中，在造山带前缘、中间地块和山带之间往往形成一些盆地或沉降带，分别为边缘坳陷、山间盆地、山前坳陷。

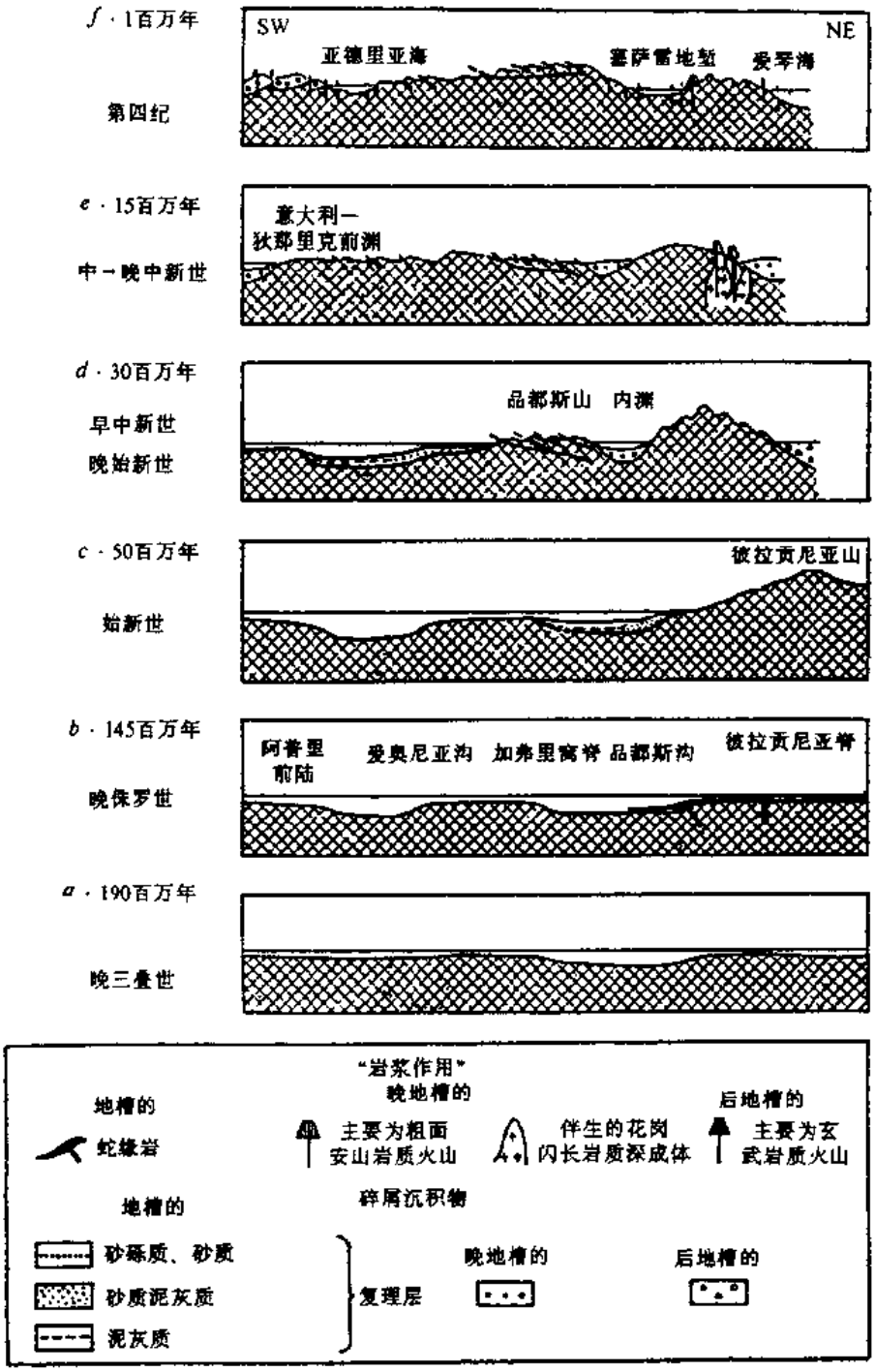


图 3－4　表示海伦山阿尔卑斯旋回地槽偶的古地理演化和构造－造山发展的示意剖面

剖面 a－e 为地槽期和晚地槽期，f 为后地槽期　（据　奥布英，1965）

二、地台及地台活化的概念

（一）地台的基本概念

地台这一术语最先是由奥地利地质学家休斯在其所著《地球的面貌》中提出的。他认为地台是地壳上稳定的，自形成以后不再遭受褶皱变形的地区。这种地区岩层产状十分平缓，

因此地貌上也十分平坦。休斯把这种平坦的地区命名为“地台”（Platform）。在此之前，俄国学者卡尔宾斯基（А. П. карпинский，1883）曾研究过俄罗斯平原的地质构造，并指出它存在着上、下两个构造层。之后，阿尔汉格尔斯基（А. д. Архангелвский，1923）进一步指出“地台具有双层结构”。

在这以后，很多地质学家研究了世界上许多地台区的地质构造，进一步丰富了地台的基本概念，并逐步总结了系统的地台学说。一般认为地台是地壳上相对稳定的构造单位。地台最重要的特点是具双层结构，下层称基底，上层称盖层，两者之间为不整合分开。地台上沉积盖层比较薄，岩相变化不大，多为稳定类型的沉积，构造变动轻微，岩层产状平缓，地壳运动主要表现为大面积的缓慢的升降运动。岩浆活动也较微弱，岩石很少受到区域变质作用。与此相反，结晶基底常为巨厚的沉积岩系和火山岩系组成，构造也往往比较复杂，混合岩化，花岗岩化相当普遍。基底岩系的上述特点，表明它形成时曾褶皱上升并经过侵蚀夷平，其上发育起沉积盖层。换句话说，地台是由地槽演变而来的，地槽由于褶皱作用而失去活动性，转化为相对稳定的地台。

由于地槽褶皱期不同，因此，地台的形成时间也是有差别的。据此，苏联学者阿尔汉格尔斯基曾指出，依据褶皱基底的形态时代，可把地台划分为古地台和年青地台。古地台通常就称地台，或称大陆克拉通，基底由前寒武系组成，一般来说，地台基底固结程度比较高。年青地台又可称为新地台，基底褶皱形成于显生宙。根据褶皱时代不同，又可进一步分为：褶皱基底在早古生代形成的后加里东地台，褶皱基底形成于晚古生代的后海西（华力西）地台。大地构造学中所提及的地台指的都是古地台。实际上，古生代以后褶皱封闭的地槽，长期处于隆起状态，沉积盖层发育不完整，褶皱基底广泛裸露，一般都称之为褶皱带和褶皱系。只有基底且基底裸露的大面积地区，称为地盾，如我国的鲁东地盾，北美加拿大与美国的北美地盾。

（二）地台的基本特征

地台是大陆地壳上主要的构造类型，相对地槽而言，它是地壳上稳定的构造单位，它可以反映在形态、地貌、结构、沉积特征、构造形态、岩浆活动、变质作用和成矿特点等方面。

1. 地台一般具面状展布的几何形态，大多数呈不规则圆形、菱形、多边形等外形。与地槽那种长条形的形态不同。其大小自数十万平方公里至数百万平方公里。世界上最大的非洲地台面积达二千万平方公里。相比之下，中国的华北地台，扬子地台和塔里木地台面积都比较小。

2. 世界上主要的地台，在地形上大多形成平原（如西伯利亚地台、俄罗斯地台、北美地台）和高原（如非洲地台、澳大利亚地台），地台整体高程比较一致，内部起伏较小，相对高差不大，地台没入海洋的部分往往也出现大陆架和海湾。总之，地台的地形多反映出老年期的地貌的特征。中国的华北地台和扬子地台，其地形较为复杂，平原与高原往往交替出现，在四周还常见较高的山脉。

3. 如前所述，地台结构的显著特点是其双层结构。下构造层为基底岩系，由经过褶皱和变质的前寒武系组成，上构造层称盖层，由显生宙岩系组成，以沉积较薄，构造变形微弱和岩石未变质为特点，其间为角度不整合所分。

4. 地台盖层的沉积建造是在相对稳定的构造环境中形成的，因此，它具有下列特征：

1）岩性以砂质、泥质和碳酸盐岩为主，海相沉积物居多，也有部分陆相沉积，或出现

海陆交互相。具有地台特征的沉积建造有：石英砂岩建造，铝土铁质建造，石灰岩建造，石膏白云岩建造，含煤建造，红色碎屑岩建造等。

2）组成地台沉积建造的岩性，一般都比较单一，结构也较均匀，在剖面上或是平面上变化不大，在广阔的范围内比较稳定，建造和岩相通常不呈带状分布。

3）沉积建造的厚度较小，而且各地差别不显著。

4）沉积岩层之间多为整合或平行不整合接触。

最主要的沉积建造特征如下：

石英砂岩建造：是地台上常见的沉积建造，石英砂岩矿物成分单一，极大部分是由石英颗粒组成，分选好，磨圆高。只有少量长石（不超过5%），极少的重矿物（小于1%），有些海相石英砂岩含海绿石。岩石显然是经过长时间的风化、搬运、沉积形成的。

铝土－铁质建造：多出现在海侵岩系的底部，与长期风化侵蚀面的形成有重要联系。建造多由砂质粘土沉积和与之共生的铝土岩，铁质岩，耐火粘土等沉积组成，一般认为这一类建造除了稳定的构造环境外，还与大陆平原地形及湿热气候条件有关，我国华北地区上石炭统底部岩层是这类建造的典型实例。

石灰岩建造：是地台型沉积建造中广泛分布的一种，主要是由石灰岩或白云岩化的石灰岩组成，成分纯净是其重要特点。石灰岩大多颜色较浅，常见为浅灰白，浅黄色，而暗色的石灰岩在地台中较少见到。石灰岩中有时有泥质混入物或页岩薄层夹层。灰岩在剖面上较稳定。我国华北地区广布的马家沟灰岩是一例。

石膏－白云岩建造：白云岩是其中主要成分，有时也可见到石膏－白云岩建造的形成。

含煤建造：含煤建造往往沿近海地区或古河流地区沿伸，也可出现在海陆交互相岩系中，由陆相砂岩、页岩和海泥灰岩、泥岩组成。煤层通常厚度不大，层数较少，煤层单层厚度一般只有2～4m，很少起过10m，但空间分布面积很大。

红色碎屑岩建造：多为内陆河湖相沉积，以红色、杂色的砂岩、页岩为主，盆地边缘可出现一些砾岩。这类建造多见于地台的隆起阶段的陆相盆地中。

5．地台发展阶段的岩浆活动与地槽相比，无论在规模上，活动方式上和岩性上都有明显的差别。典型的地台岩浆活动较微弱，一般出现两种类型，一类是浅成的小型侵入体，一类是大片的玄武岩流，其活动与断裂活动密切相关，岩性上多以碱性岩为特征，K_2O和Na_2O含量高，属于碱性岩系。印度地台，西伯利亚地台都有大量的玄武岩分布。华北地台的隆起可见碱性侵入岩。更长环斑花岗岩是地台上特有的岩石，其主要特点是长石集合体特别巨大，长石成分从晶体内部向外部发生变异。这种岩石形成于比较稳定的构造环境，有利于侵入岩浆的晶体缓慢生长，形成环状构造。

6．地台盖层构造变形一般比较微弱，典型的地台型的褶皱构造比较平缓开阔，常常出现各种断续性的褶皱。如穹隆、长垣、短轴背斜和构造盆地等。这些褶皱的特点是成孤立的褶曲分布于近于水平产状的岩层之间，即背斜两则未必有同等发育的向斜存在；褶皱缺乏长条形定向延伸的性质，有时很难出现褶皱之间在走向上存在着直接联系；组成褶皱的岩层缺乏水平定向的特性。

地台上的断裂变动一般也不强烈，且多为高角度的正断层，主要发育在地台上的隆起区。在穹隆上断裂多呈环状或放射状分布（图3－5），在长垣和短轴背斜上，断裂与褶皱轴向可成平行，垂直或斜交等多种形式出现。并具不同的性质（图3－6）。

原地台发展阶段：这阶段先是在陆核四周发展早期元古代的活动带（图3－7），其中发

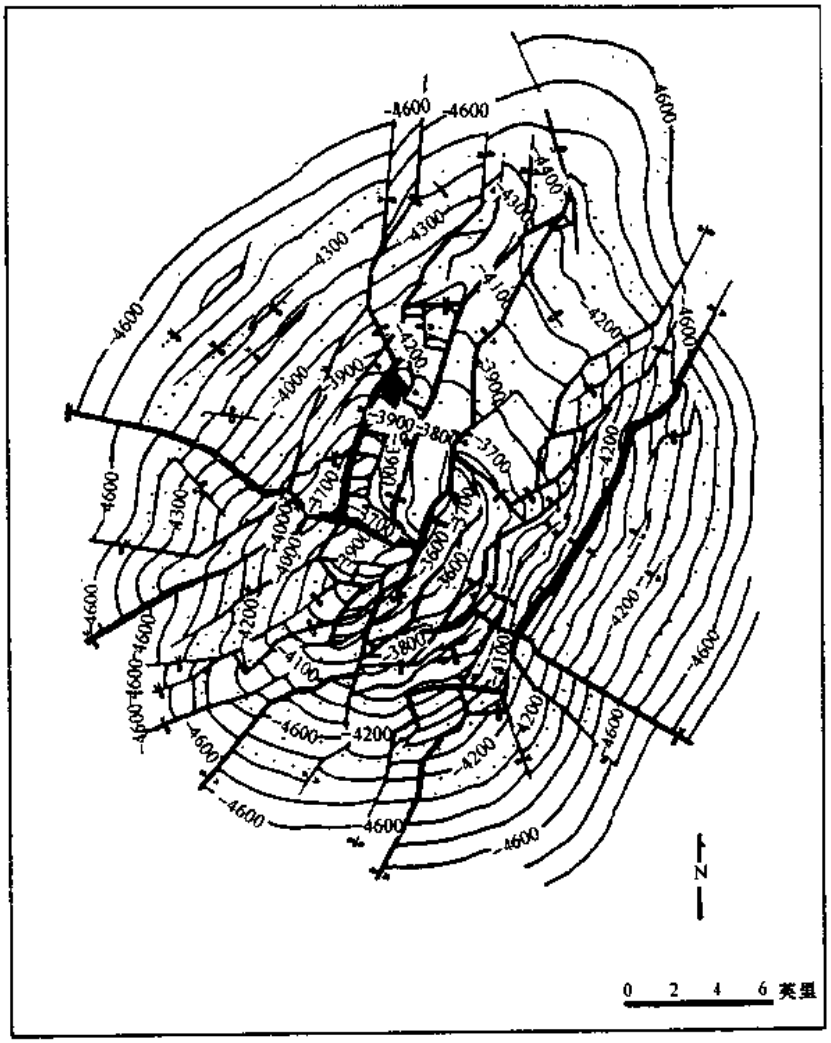


图 3－5　得克萨斯洲霍金斯油田盐丘上的断层形式
（据 Wendlandt，1951）

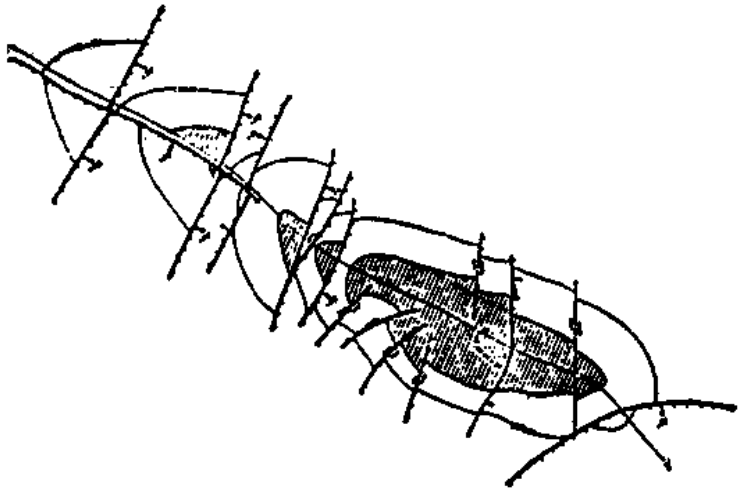


图 3－6　埃尔克盆地背斜中的横向正断层
（据 Bartram，1929）

育较年轻的的前寒武纪火山岩以及从陆核上带来的沉积物。这时期的沉积已有明显的分异而不同于太古代。后来，大约在 17 亿年以前，这些活动带发生构造运动，但这时的变形和变质过程由于钾的交代作用引起广泛的花岗岩化，发生了高级变质作用，岩石也都高度构造化，形成复杂型的褶皱。由此，稳定地块进一步扩大，地壳进一步加厚，形成原地台。

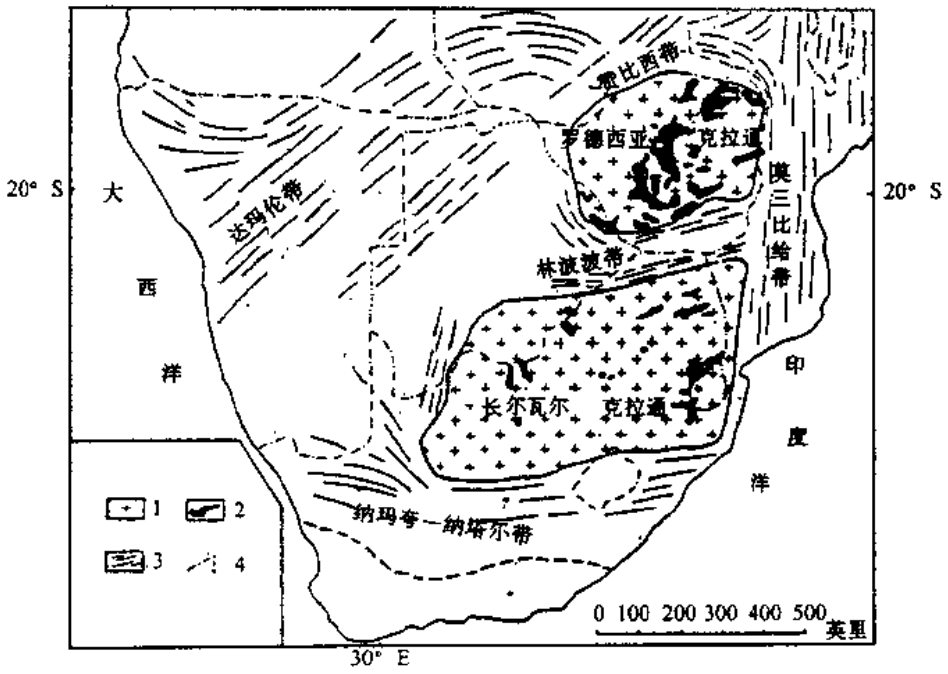


图 3－7　揭去了盖层的南非地盾，图示古老的花岗岩绿岩克拉通及其周围较年轻的活动变质带（据安哈奥伊塞等，1969）
1—克拉通内核；2—早寒武纪绿岩带；3—活动带；4—国界。

地台形成阶段：这阶段的活动带或出现于原地台周围或由于早期地块的分裂而发生。总的说来活动性已大为减弱，以较低变质和较弱变形为特征，造山期主幕出现在 10～8 亿年前，在全球范围内形成几个大的地台。

总之，经过前寒武纪多次构造热事件和构造运动，从地幔分异，原始地壳形成，陆核和萌地台形成，原地台形成到地台形成，地壳发生了复杂的变化，虽然地壳各部分演阶段并不严格同时，但总的趋势是硅铝壳加厚，稳定地块扩大。

（三）地台构造单元划分

1．地盾

是地台上长期处于隆起的剥蚀区，沉积盖层很少或没有，因而，褶皱基底的变质岩系常常大面积裸露于地表。在长期的地质历史中，地盾轮廓变化不大。中生代以来构造变动十分显著，是地台上断裂和岩浆活动最发育的地段，在其内部形成一些断陷盆地。地轴的构造位置与地盾一致，所不同的是它具有长条性的轮廓。例如：我国华北地台上的鲁东地盾，北美加拿大与美国的北美地盾。

2．台背斜

是地台内部的大型隆起单元。其上沉积盖层厚度较小（数百米至千米），沉积间断较多，在相邻的台向斜中发育的某些地层延伸至台背斜可能完全缺失。构造上总体表现为复式背斜。例如：我国华北地台上的山东台背斜，辽东台背斜等。

3. 台向斜

是地台上相对坳陷的负向单元。沉积盖层发育完全，厚度较大（数百米至数千米），在较大范围内岩相和厚度均较稳定。在总体构造上呈现为一个复式向斜。例如：我国华北地台上的鄂尔多斯台向斜，扬子地台上的四川台向斜等。

4. 台褶带（沉降带）

是地台上的褶皱带。它是地台上的最深沉降带。早期强烈下降，有些沉降带并伴有火山喷发，后期强烈褶皱，形成地台与地槽间的过渡性褶皱，有时还伴有酸性花岗岩的侵入。这类构造单元的出现，是我国地台活动性强的具体表现之一。台褶带的形成有两种情况：一是与地轴或台背斜相伴生，它的不断下降下相邻单元的不断隆起相对应，例如：我国华北地台与扬子地台上的燕山、鄂黔、滇东等台褶带。另一类是位于地台边缘，因受相邻地槽的强烈坳陷影响所致。例如：我国华北地台上的贺兰一六盘台褶带，豫淮台褶带等。

地台内的三级构造单元：隆起区（带）、隆断区（带）、隆褶区（带）、坳陷区（带）、坳断区（带）和坳褶区（带）等，它们的命名原则是：前一个字往往是用来反映历史发展中的升降情况，而后一个字反映构造变动的状态。例如："隆褶区"表示在地质历史发展中是相对隆起，由于构造运动的影响而形成以褶皱为主的地区（带）。隆起区与坳陷区则表示一般构造变动不显著的上升与下降单位。

地台内的四级构造单元凸起、凹陷、穹褶、凹断、凹褶的命名原则与上述原则相同。五级构造单元背斜、向斜、穹隆、挠曲、地垒、地堑等名词的含义，与构造地质学所赋含义完全相同。在油气地质研究中，含油气盆地内构造单元的命名原则，基本上以上所述相一致，只是在级次划分上略有差别。

（四）关于地台活化

早在本世纪初，就发现世界和中国的一些稳定的地台，在古生代经历了稳定的发展后，新生代出现许多特殊的地质构造现象，如大规模的岩浆活动，强烈的构造变动和特殊的沉积建造（如类磨拉石建造）。对于这一独特的地壳活动现象有研究在五十年代迅速地发展起来，并就其大地构造性质问题进行了争议。归纳起来有三种不同的见解：一种是认为这些活动区仍然是属于地台范畴，只是"活化"了，别洛乌索夫（1954）概括为"地台活化"的概念。这种观点在中国有较大的影响，并出现了"准地台"，活动地台"等术语。第二种是活动区已转化为地槽，是"地台转化为地槽的一个极好范例（Ю. м. 谢音曼，1937）。第三种意见是，认为这种活动区不同于地槽，对于这种活动区，米尔琴克（Г. Х. мирчинк，1940）提出为块断带；陈国达提出活化区（1956）和地洼区（1959）并认为是大陆地壳的第三构造单位。

由于近些年来各种新技术，新方法的兴起，地球化学，地球物理，资源卫星，深部构造等方面资料的利用；以及板块构造学说的出现，许多学者在广泛研究的基础上，把亚洲东部的地质构造活动现象与大陆边缘的板块构造活动联系起来，也有一些国外的学者把某些活动区与大陆裂谷的构造活动联起来，看来不同活动区各有自己的构造背景，需要分别加以具体分析。

三、构造运动、褶皱幕和构造旋回

（一）构造运动

构造运动又称地壳运动，这一术语最早由麦乔（J. W. Major）在给《科学》杂志信件

中提出的，并在吉尔伯特（G. K. Gilbert，1890），鲍威尔（J. W. Powell，1895）的文章中引用过。以后约利（J. Joly，1925）给以明确的定义；地壳运动亦表示地壳变形的作用，隆起、沉降、褶皱作用、断裂作用都是地壳运动。也就是说，地壳运动主要是由于地球内部动力引起的地壳变形、变位，都是地壳机械运动的产物。这是狭义的地壳运动。

我们认为，地壳物质运动的形式不只是指地理景观的变化以及地壳的机械变形方面，而且还应该包括在地壳一切物理，化学形式的物质运动，如地热流，地电流，地磁流的变化，岩浆的形成、分异、运移，变质作用中各元素的化合、分解等等。这就是广义的地壳运动。

（二）构造运动类型

1. 垂直运动和水平运动

根据构造运动方向，可分垂直运动和水平运动。

垂直运动是指地壳垂直于地表方向，即沿地球半径方向的移位运动。这种运动往往引起海水的进退，沉积地层在剖面表现为岩性、岩相、厚度的变化。水平运动是指地壳平行于地表方向，即沿地球切线方向发生位移的运动。水平方向的地壳运动经常使岩层发生褶皱，逆冲断层，逆掩断层和平移断层。

垂直运动和水平运动这两种不同方向的运动是对立的统一，一般都不否认两者是能够互相转化的。垂直运动总会引起一些与之有密切联系的派生的水平运动；水平运动也会导致次生的垂直运动的出现。问题是地壳运动以哪种运动为主导，哪种应力是基本的动力。引起地壳岩石变形的动力是垂直应力为主，还是以水平应力为主？地壳构造运动的方向是以垂直运动为主导，还是以水平运动为主导？这是中外构造地质学界长期争论的基本问题之一。

垂直运动的立论依据，主要是采用岩相厚度分析方法，按照地质年代的先后程序，对地壳沉积岩层进行的历史的分析，研究构造运动的时间，强度，幅度和方向。这种方法对于了解各区地壳运动历史，地壳沉降幅度和堆积速度，以及隆起与坳陷，海进与海退等古地理的演变规律，无疑是有意义的。一百多年来，许多学者用这种方法论述了大陆地区的地质构造发展历史，并形成了一套学术思想体系，它在大地构造研究中起了重要的历史作用。但是这种思想方法也有其明显的局限性；沉积岩相和厚度只能表现海陆相对垂直运动的总和，而对重力方向以外的运动方式就不能得到充分的反映；轻视岩层形变的研究，不注意从地壳的结构和岩石变形的观点去研究地壳构造，强调从地壳的建造形成和发展方面去描述区域地质构造；只注重地壳表面的沉积作用和构造作用，比较忽视地球内部物质运动在地壳构造运动中的主导地位，就只能把地壳运动描述为时升时降，不断重复的机械过程，在解释地壳演化和构造发展上不可避免地陷于固定论的观点。

一般来说，垂直位移比水平位移易于识别和测定。晚第三纪以来，喜马拉雅山被抬高达10000m之多，目前并且还在每年0.33～1.87cm的速度在增高。太平洋底平顶海山，覆盖的1500～3000m厚的珊瑚礁，也表明晚近时期大洋洋底相对于海面曾经有过大幅度的沉陷，人们对这样规模的地壳升降运动惊叹不已。地史上频繁发生的海陆变迁，陆地上经常出现的断块，（地垒，地堑）与盆地构造，很容易被看作是地壳垂直运动的产物。相反，地壳的水平位移是相当难以识别和测定的。因此，在很长的一段时间里，许多地质学者低估了地壳水平运动的重要性，把大陆块可以漂移几千公里的论断视为异端邪说。地壳水平运动的重要性只是在取得大量精确的大地测量资料和地球物理资料，特别是五十年代以来古地磁研究获得巨大进展之后才被广泛承认的。

2. 造陆运动和造山运动

根据构造变形的强度以及地貌景观的特征，可以把构造运动分为造陆运动和造山运动。

造陆运动（Epeirogenesis）是指地壳上广阔地区，如平原，高原，浅海盆地，总体的垂直升降运动。这种运动影响范围很广，幅度不大，进行速度缓慢，内部相差异分化较小。造陆运动往往引起大规模的海水进退和海陆变迁，但岩层变形极为微弱。与造山运动相比，造陆运动比较和缓，它代表地壳上相对稳定的地壳运动类型。我们把造陆运动，垂直运动，升降运动和振荡运动作为近义词和同义词。

造山运动（Orogenesis）出现在地壳上狭长的活动地带，如大陆边缘的地槽，在地槽发展的褶皱阶段中，由于水平的挤压作用，地壳在短期内急剧压缩，从而引起岩层的强烈变形，形成复杂的线形褶皱以及大型逆掩断层，冲断层，同时通常还伴随有深成岩浆活动和变质作用，最后隆起成山，成为造山带或褶皱。造山运动代表了地壳上相对活动的地壳运动类型。

（三）褶皱幕

褶皱幕（folded Phase）又称造山幕，它是根据两套地层之间的角度不整合关系建立起来的。角度整合怎样形成的呢？一般认为，在地槽发育的晚期阶段，岩层发生褶皱，逆掩断层等构造变形，地槽形成褶皱带。接着褶皱带不断发生隆起，把褶皱带抬高成山，同时遭受风化剥蚀，夷为准平原。当地壳沉降时，海水侵进。侵蚀面之上堆积了一套新的岩层。这样，在上下两套地层之间就形成了明显的角度不整合。因此褶皱幕实际上是地壳在相对短期内发生的一次造山运动，在构造上表现为岩层的褶皱和断裂，地层间以角度不整合为标志。施蒂勒称之为岩石变形的插曲变化。

勋赞勋等（1978）认为，建立褶皱幕必须具备四项必要的条件：

1. 出现在地槽或其它的活动带。

2. 岩层间为角度不整合，而不是平行不整合（假整合），地理不整合。

3. 在地槽或活动带中有相当广阔的范围，不是局部地区的。

4. 有确定的时间间隔。

对于已经确立的褶皱幕，一般都冠以地理名称，成为构造上的专用名称。地名通常采用最早发现那个角度不整合的地点，它可以是山名，可以是村、县、省等地名。在我国常见的褶皱幕名称如五台运动、吕梁运动、晋宁运动、广西运动、印支运动、燕山运动等。对于褶皱幕除了要注意它出现的地区范围以外，还必须十分注重它所代表的造山运动的时间，以及运动的性质和强度。

从区域地层研究发现岩层之间角度不整合，到把角度不整合与构造运动联系起来，看成是由造山运动所造成，再到认为它是地槽活动带发展的必然结果，这是对地壳构造在认识上的一次飞跃。在这方面，施蒂勒作出了重大的贡献，他从调查德国萨克逊一带的区域构造开始，逐步扩大到德国的其它地区，把每一个所见的角度不整合都给以专门名称，建立起若干褶皱幕。以后又进一步查阅了欧洲和南美洲的许多文献资料，他把褶皱幕按时间出现的先后顺序排列起来，编成了一张褶皱幕年代表，表中划分出五个主要造山期，加里东期，海西期和老、中、新阿尔卑斯期，每个主要造山期又进一步分出许多褶皱幕，用以代表地球历史上时限清楚而又短促的造山运动。施蒂勒还对每个褶皱幕的分布范围，造山运动强度和构造类型进行了分析对比，得出了造山运动在时间上和空间上分布规律的重要论断。其中包括：造山作用的时间定律，造山形式的同时性法则，造山形式的统一性法则，造山的上升运动法

则，造山力一元性法则，造山运动的有条件法则。

施蒂勒的工作是有创见的，他的研究成果发表之后，迅速赢得许多地质学者的赞赏，他所划分的褶皱幕也被广泛采纳。但是在若干问题上也存在严重的分歧，成为构造地质学界中长期争论的问题。其中主要有二个：一个是褶皱幕的全球性和同时性问题，也就是造山运动在世界各地是同时发生的呢，还是非同时发生的？另一个是一个褶皱幕的延续时间问题，也就是造山运动是长期的缓慢发展的呢，还是在短期内快速进行的？这些争论一直延续到现在。

通过调查研究，问题比较清楚了，褶皱幕在时间上和空间上的分布是很不均一的，一个褶皱幕通常局限于一个地槽或一个地向斜的某一部分，而在其它部分则没有出现；同时发生的造山运动，在一个地槽或一个地向斜的不同部分，也经常具有不同的强度；一个褶皱幕，从山脉一端到另一端，往往由于造山运动的迁移性和穿时性，表现出时间上的差别。如果把相隔距离很远的地槽作比较，那么褶皱幕在时间上会显得更不一致。因此要找到时间上很精确的地球褶皱幕年代表几乎是不可能的。

然而，对于褶皱幕同时性的激烈反对派代表谢伯德（Shepard，1923）的观点，也不能完全同意，他认为世界上的地壳的运动是彼伏的连续不断的，既无周期性而言，更谈不上同时性和短暂性。按照他的看法，造山运动就成了毫无规律，不可思议的产物。我们认为造山运动可以由于不同规模的内部物质运动的控制，它可能只影响到局部地区，也可能影响到广阔的范围。因此在研究褶皱幕时必须十分注重造山运动的规模和强度，分清主要的褶皱幕和次要的褶皱幕，主要褶皱幕有普遍意义，次要褶皱幕只有局部意义。我们也认为，地壳各部分的物质组成和结构构造是不均一的，它在造山运动的强度，陆块传递应力的能力，岩层变形的速度等方面都会直接地或间接地反映出来。因此，地壳构造相对简单的地区内，其褶皱幕同时性要强些；地壳构造相对复杂的地区内，其褶皱幕同时性要差些。李四光（1962）也指出，作为地球表层的组成部分是一个整体，当它的一部分发生了大规模强烈运动的时候，很难想象其他部分不受影响。但定时性规律并不是那样严格，我们对它只能在广泛的意义上加以接受。

（四）构造旋回

构造旋回早先是19世纪初由贝特朗（1887），张伯伦（T. C. chamberlin）和索尔兹伯里（R. D. Salisbury）（1909）等所提出。通过对世界上某些褶皱带内岩层之间角度不整合的分析研究，可以发现褶皱幕在时间上的出现不是杂乱分散的，而是相对集中地出现在某些不太长的地质时期内，这些时期称为褶皱期，也称造山期。在褶皱期以外的其他时间内，虽然也有褶皱幕存在，但是与褶皱期相比，数量是比较少，强度也比较弱。由此可见，褶皱幕在时间上的出现，表现出周期性和阶段性的特点，地壳运动有比较长期的相对宁静的时期，以及比较短期的相对活动的时期。前者就是造陆运动或升降运动，代表地壳构造发展中平静的演变期；后者就是造山运动或褶皱运动，代表地壳构造发展中急剧的变革期。它们在时间上交替出现，在地质历史上表现出地壳构造不断发展和发展阶段性的特点。这就是构造旋回。

一般来说，从一个平静期开始到一个褶皱期结束称为一个构造旋回。因此在漫长的地质历史中可以分出好多个构造旋回，每个构造旋回又各有其特点，它们在地壳上的运动范围，活动强度和活动形式并不都相同。对一个地区来说，可能只出现其中一个构造旋回，也可通用出现两个或更多的构造旋回，但它们的活动强度，活动形式不同，通常可以在深入研究之

后区别出主要的构造旋回和次要的构造旋回。从槽台学术观点来看，这是相当重要的，它是划分不同大地构造单位的重要依据。

到了20世纪30年代和40年代，当地槽学说研究取得重大成果的时候，施蒂勒（1940）根据一个地槽发展顺序的思想，提出构造旋回新概念，他把一个地槽从发生到最后因造山作用转化为褶皱带的全过程称为一个构造旋回，也称大地构造旋回（geotectonic cycle）。他认为大地构造事件的阶段顺序是：地槽阶段，造山作用阶段，克拉通阶段。经过造山运动，地壳上的活动带转变为稳定地区，地壳构造发生了急剧的变革。随着构造阶段的发展，在自然景观，沉积作用，岩浆活动，构造变化，变质作用等方面，都发生一系列相应的变化。形成地槽演化的统一模式。

20世纪50年代后期以来，随着地球物理和宇宙天体研究工作的迅速发展，地球学科的各个领域都有很大的进展，地质学者得以站在更高的高度，把地球作为一个行星天体，从地壳以及大气圈、水圈、生圈的形成、发展的总体演化阶段上来认识构造旋回或构造阶段。这种阶段性表现在地壳的分异，陆壳的不断增厚，扩大，以及陆壳从陆核，原地台，地台到地台解体的复杂发展过程；表现在沉积演变方面是气圈和水圈组分以还原，过渡，弱氧化到强氧化的变化过程；表现在生物演化方面是原核细胞，真核细胞，高等藻类，裸露高等动物和硬壳高等动物的相继出现的过程。

上面就是有关构造旋回的三种概念。由此可见，随着人们对地壳运动和地壳构造发展认识的不断深化，构造旋回的概念也不断完善起来，其内容也从单纯的褶皱幕到地质作用的各个方面（沉积的、岩浆的、构造的、变质的）再到地壳内外的各个圈层之间的总体关系。板块构造问世以后，从新全球构造的角度出发，重新审核构造旋回的概念，并给以新的涵义是十分必要的。

第二节　板块构造学基本理论

板块构造学是以地质学、地球物理学、海洋学、岩石学、同位素地质学以及地球化学等资料为基础的。尤其最近20年来，与板块构造有关的资料迅速积累，板块构造学又有了深入和发展，日趋完善。这里，只着重从大陆漂移与古地磁、海底磁异常与海底扩张两个方面的地质及地球物理的主要证据来论述板块构造学的形成过程及基本理论，同时对板块构造运动驱动机制的最新认识作简要的介绍。

一、大陆漂移与古地磁

（一）大陆漂移说

1912年魏格纳提出大陆漂移说，据他研究，古生代后期，全球只有一块大陆，周围是广阔的海洋。从中生代开始，这个大陆开始分裂、漂移，一直发展到现今位置。大西洋、印度洋就是这个泛大陆分裂、漂移过程中形成的。面太平洋则是泛大洋收缩的残余。

魏格纳先是从大西洋两岸的相似性得到启发，后来他又找到许多地质上的证据，发现美洲、欧洲和非洲在地层、构造和古生物化石的分布上有联系。例如北美洲纽芬兰一带的褶皱山系与西北欧斯堪的纳维亚半岛上的褶皱山系遥相呼应，同属古生代加里东期褶皱带；美国阿巴拉契亚山海西褶皱带，其东北端没入大西洋，而后在英国西南部和中欧一带又重复出现；北美东部和西欧有些地区都分布着古生代老红色砂岩；非洲西部古老岩石区（2000Ma）

可与巴西的古老岩石区相衔接；非洲南端的开普山脉与南美布宜诺斯艾利斯附近的山脉，在地层和构造上，彼此可以衔接。此外，在非洲和印度、澳大利亚等大陆之间，中生代以前的地层和构造有联系。他还发现，在目前远隔重洋的大陆之间，古生物都有亲缘关系。爬行类的水龙兽类和迷齿类动物群既见于巴西石炭－二叠系的淡水湖相地层中，也出现于南非、南极洲和印度的石炭－二叠系的同类地层中。又如舌羊齿植物化石广布于澳大利亚、印度、南美、非洲等南方诸大陆的晚古生代地层中。因此，魏格纳认为：这些大陆曾经聚合在一起，后来才分裂并漂移开的。

晚古生代，在南美洲、非洲的中－南部、印度、澳大利亚和南极洲都广泛发生过冰川活动。按冰川遗迹判断，它们属大陆冰川。但是上述地区除南美洲和南极洲外，目前都处于热带或温带地区。这标志着当时曾联合为一个统一的“冈瓦纳大陆”并处于南极附近，后来才分裂并漂移开。魏格纳推测，联合古陆是从侏罗纪开始分裂的。这一结论已为后来古地磁研究所证实。他注意到，陆台和洋盆之间存在显著的高差（约差 5km），他认为这是由于陆壳和洋壳物质的根本差别而引起的。这一见解已为当今深部地震和洋底取样所证实。

关于大陆漂移的驱动力，魏格纳等提出了与地球自转有关的两种力；即向西漂移力和指向赤道的离极力。前者是由于日月对地球引力所产生，后者是由于地球自转的离极力所引起。当美洲向西漂移时，其前缘受到太平洋的阻滞，因而岩层受挤压并褶皱成经向的科迪勒拉山系。在其西漂过程中，大陆后缘脱落下一些陆块，构成岛屿。当其离极力占优势时，就在大陆上形成了纬向的褶皱山系，如阿尔卑斯－喜马拉雅山系。

在当时的科学技术条件下，魏格纳能提出如此的大陆漂移认识，应是地质科学上一个伟大的创见。但是大陆漂移说是根本弱点在于驱动力机制问题没有得到完善地解决。大陆漂移的滑动面也没有确切地认识。随着现代科学技术日新月异的发展，深部的物探资料揭示出岩石圈下边的软流圈是控制岩石圈板块的活动层。主导机制应是某种形式的地幔对流推动岩石圈板块移动。然而，这种对流的确切性质、规模大小以及驱动板块的方式等问题，仍在激烈争论中。到了 50 年代，古地磁学兴起，测得的大量古地磁资料，用大陆漂移说来解释则迎刃而解。这对销声匿迹的大陆漂移说的复兴和板块构造学的进一步发展，起到了强有力地推动作用。

（二）古地磁学的兴起

50 年代，英国布莱克特（M. P. S. Blackett）等对大陆各时代岩石剩余磁性作了大量的测量，测得古地磁表示的纬度与测点目前的纬度有很大差别。例如英国三叠纪红色砂岩某点的剩余磁性得出的磁倾角为 30°，而测点目前的磁倾角为 65°。说明英国地区在三叠纪时曾位于较低纬度，自三叠纪以来，已向北漂移了相当大的距离。又如测得印度孟买城新生代初期的玄武岩的剩余磁性和磁倾角应位于南半球南纬 32°处，而它目前却位于北纬 19°处。这说明印度从约 60Ma 以来，向北漂移了约 6000km。

英国朗科恩（S. K. Runcorn）等把各大陆上测得的剩余磁性求出的各个地质时代的磁极位置都标在地图上，发现时代越老，古地磁极的位置偏离现代磁极位置越远。若将各时代的古磁极点连起来，即可得出古地磁极的迁移轨迹，并可见到不同大陆的古地磁轨迹都不重合。这标志着各大陆之间曾发生过相对的位移。从欧洲和北美大陆测得的两条磁极迁移轨迹，在现代交于一点。地层时代越老，两条轨迹偏离越远（图 3－8）。

从不同的大陆上测得的古生代末的古地磁极位置各不相同，而且都偏离现代地球的地理极。如将各大陆当时的古地磁都移到现代的地理极附近，就得移动各大陆的位置，结果就合

成一个统一的联合古陆（图3－9）。根据各大陆古地磁极的迁移情况，可求出联合古陆破裂和分离的时代。联合古陆是两亿年来大陆漂移的起点，现在各大陆分布的位置则是这一阶段大陆漂移的终点。这个终点实际上又是另一阶段的起点。因此，应用古地磁结合地质及古生物资料，可以重建各大陆的漂移史。大致说来，在侏罗纪时，非洲和北美洲之间最先破裂，北大西洋开始张开，到侏罗末和白垩纪初，南美洲和非洲分裂开，南大西洋随之张开。与此同时，印度与澳大利亚、南极洲分离并开始向北漂移，印度洋开始张开。其后大西洋和印度洋逐渐变宽。大约50Ma前，澳大利亚裂离南极洲并向北漂移；北大西洋裂谷系最终伸进北冰洋，它将北美格陵兰和欧洲的联系隔断。大约40Ma前，北漂的印度陆块与亚洲大陆相碰撞，于是地壳加厚，高高地升起了喜马拉雅山系。以上各大陆漂移的结果，就构成了现今各大陆的展布景观。

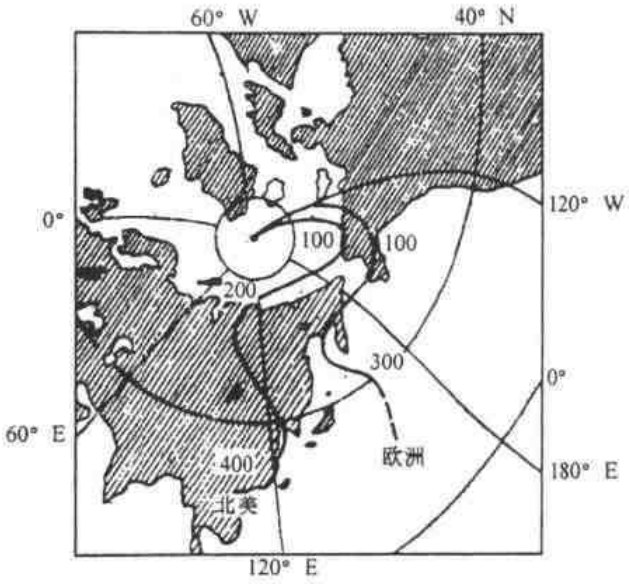


图3－8　从欧洲和北美洲测得的磁极迁移轨迹
（据Don和Maureen Tarling，1971）
数字表示距今年代，单位：Ma

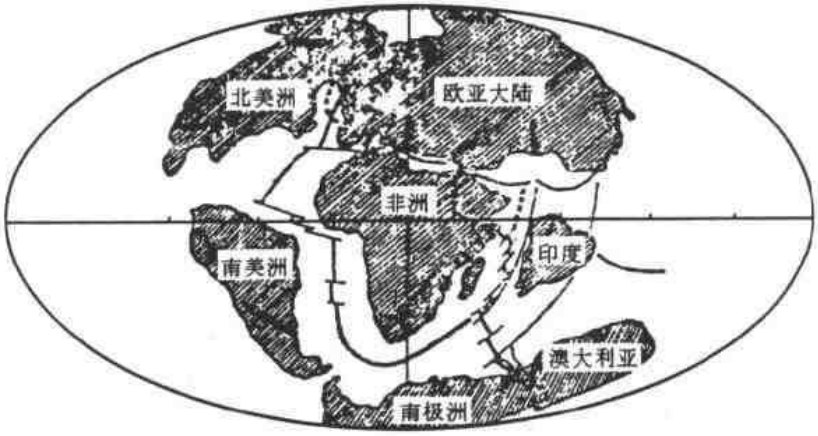


图3－9　白垩纪末（65Ma前）大陆的位置（据Dietz，Holden，1970）

据非洲和南美洲的古地磁测定，中生代以前两大陆的极移轨迹协调一致，白垩纪后，才发生明显分歧，这标志着两大陆之间的相对位移始于白垩纪（图3－10）。可见古地磁资料从定量方面证实了大陆确实在漂移中。

二、海底磁异常与海底扩张

（一）地磁场极性及极性倒转

地磁场有两极：即正极（北极）和负极（南极）。地球不仅现在具有偶极型磁场，在过去的地质历史时期内，它的磁场也是偶极型的。如果把磁棒切成两半，切开的北极又可生出

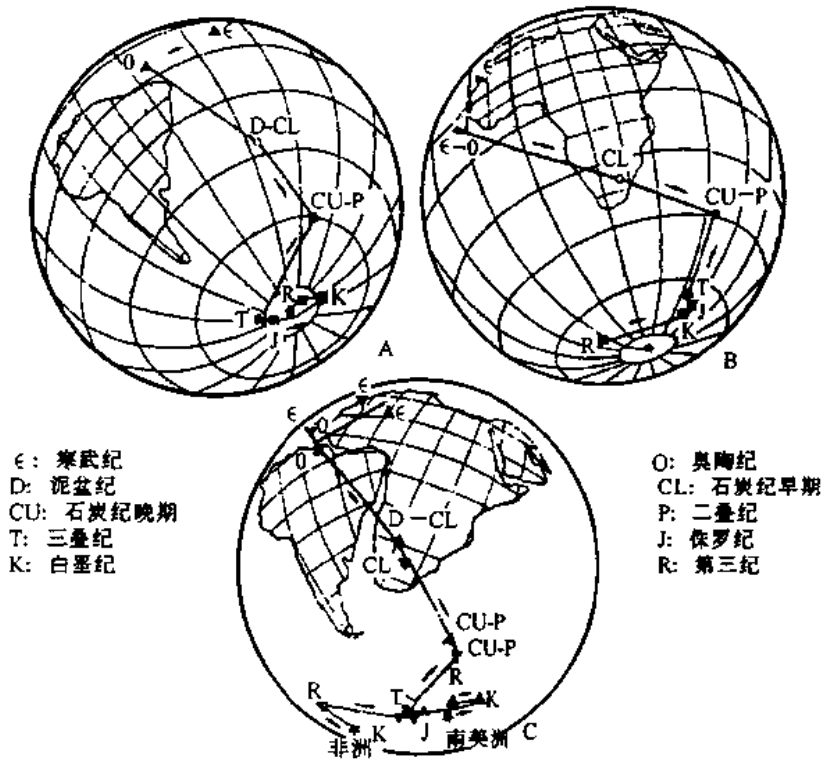


图 3－10　南美洲（A）和非洲（B）测得的磁极（南极）迁移轨迹
（K. M. Creer，1970）
图 C 表示将南美洲、非洲拼在一起后，两条极移轨迹的中生代以前的段落大致重叠在一起，侏罗纪、白垩纪以后，两条极移轨迹彼此分离。黑三角示南美洲的极位，倒黑三角示非洲的极位

一个南极来，切开的南极又可生成一个北极来。磁石的任何大小的碎块，都具有北极和南极的特性。

据研究，地磁场主要起源于地球内部，可能是由地核产生的。地核分外核和内核。外核是高温带离子的液态物质并呈对流状态，从而产生了磁场。地磁场方向的改变，推测和地核离子运动方向的改变有关。物理学家 Eslallor 认为，对流是传热的一种方式。当其对流运动方向发生改变时，地磁场两极也要随之改变方向。在地磁场转换时，地球上就没有磁场存在。地磁场外边有范艾伦带（Van Allan Belt），它使太空来的带电离子在此带的作用下，不能到达地表。否则到达地表，可能引起地球上的生物大量死亡。

地球物理学家杰里米·布洛克汉指出："大部分地磁场的磁力都是从内核通过南极大陆底下的地幔岩中两个冷部位出来。地磁力随后向北绕过地球并通过地幔中另外两个冷部位再进入地核。这两个冷部位，一个在加拿大北部底下，另一个在西伯利亚底下。地磁场方向的变化，很可能是由地幔中热部位和冷部位确定的"。

关于地球运动的规律，还有另外的解释。印度地球物理学家丁·内吉发现，地球的地质规律是受一种看不见的地球以外的力量控制的。这种力量，每隔一个时期造成全球范围的地质和生物危机。他发现，地球的突变过程同太阳在银河系中的运动有联系。地球的地质规律，包括地壳板块漂移、海底扩张、海平面变化以及地磁极的转换，全都受太阳在银河系中像跳舞般的运动控制。生物大规模地绝灭同天体有关。这种全球性的危机有一定的周期，因此它是可以预测的。

丁·内吉等对过去 570Ma 期间地球磁极倒转资料的分析表明，地球磁极倒转是有规律的。是按 32Ma、47Ma、64Ma、114Ma 和 285Ma 的间隔来转换的。上述数字几乎同太阳系的振荡运动和围绕银河系中心的轨道运动的周期相吻合。太阳绕银河系中心转一周，需要 280Ma。太阳完成半个垂直振动，需要 30Ma。地球磁极也按这个周期转换。这表明太阳系的运动同地球上的突变过程有联系。地球是太阳的舞伴。当太阳象跳华尔兹舞那样穿过银河系时，它每一次一转或一扭，都要改变舞伴的节律，表现为地质和生物方面的大变动。丁·内吉等的发现，已被美国航天和航空科学家们和芝加哥大学的古生物学家们所证实。

地球磁场的正极不永在北，负极不永在南。早在 30 年代，日本学者已发现日本第三纪熔岩约有一半的磁化方向与现代的磁场方向一致，另一半正好相反，这种现象后来称为极性倒转，即每隔一定时期（最长 3Ma、最短 0.05Ma，一般为数十万年），地球南北两磁极倒转，通常是在较短的时间内发生的。通过各地质时代岩石的古地磁测定，证实在整个地史中地磁场方向完全倒转过，并按一定的时间间隔多次发生。根据世界各地火山岩和深海沉积物的联合性资料，编制出的地磁时代表并扩展到距今约 4.5Ma（图 3－11）。虽然短时间的极性间隔（≤0.05Ma），不能用火山岩的 K－Ar 年龄测定分辨出来，但是，它们能够用深海沉积物的其他方法测出年龄来，这样就可得到一个近似的连续的地磁场最近 100～200Ma 的历史记录。沉积物取芯研究表明，地磁极倒转在 1000～2000 的短时期内可出现，而且在倒转前 0.01Ma、磁场强度降低 60～80%，然后下一个 0.01Ma，磁场强度又增高。据研究，地磁场最近的一次倒转是在约 0.02Ma 以前出现的。

根据时间的长短可以确定出两种类型的极向间隔：极性事件（0.01～0.1Ma）和极性期（0.1～1Ma）。一个极性期包含几个至很多个极性事件，并且能分出主要是倒转期（如布隆期），或主要是正向期（如松山期），或混合期（图 3－11）。也还发现有历时更长的的极性间隔的证据，称为极性世（1～10Ma）和极性代（10～100Ma）。根据大洋底磁异常的分布，可以将地磁时代表外推到大于 80Ma（Heirtz 等，1968）。在整个显生宙中，地磁场倒转已经得到证实。现已查明，地磁场倒转可以追溯到距今 1500Ma 左右的地史中。

对于时间上的任何增量来说，正向和反向磁化的百分比也随时间而变化。在显生宙中能够确定出四个极性间隔（图 3－12）。白垩纪、侏罗纪和晚奥陶世－志留纪，主要以正向极性为特征；早、晚古生代则以反向极性占优势。

（二）海底磁异常与海底扩张

海底扩张这个名词是迪茨（R. S. Dietz，1961）提出的，但是，提出海底扩张理论的功劳则应归之于赫斯（H. Hess，1962）。

海底扩张理论，是来自海底线性磁异常的研究。要彻底了解海底扩张的磁异常证据，就必须首先了解岩石是怎样被磁化的。岩石获得的永久性磁化，称为剩余磁化。常见的有两种类型，即硬磁化和软磁化。硬磁化一般是反映岩石形成时的磁场方向，并在长期地质时期中是稳定的。软磁化是在弱的、往往是在瞬时的磁场中获得的，而且这种磁化有可能部分或全部失去，或其方向发生变化。在古地磁研究中，只有硬磁化是重要的。在测量岩石硬磁化之前，必须用退磁技术将软磁化去掉。在岩石中已知有三种类型的硬磁化。一种是热剩余硬磁化（TRM），这是岩浆在通过主要磁性矿物居里温度（500～600℃）冷却时获得的硬磁化。第二种是碎屑剩余磁化（DRM）；它出现在一些碎屑沉积物中，是由磁性颗粒在磁场方向上排列形成的，尽管也会有沉积或成岩过程中引起某些旋转。第三种是化学剩余磁化（CRM），这是在成岩、蚀变或变质过程中，由于新的磁性矿物的产生在岩石中形成的磁化。

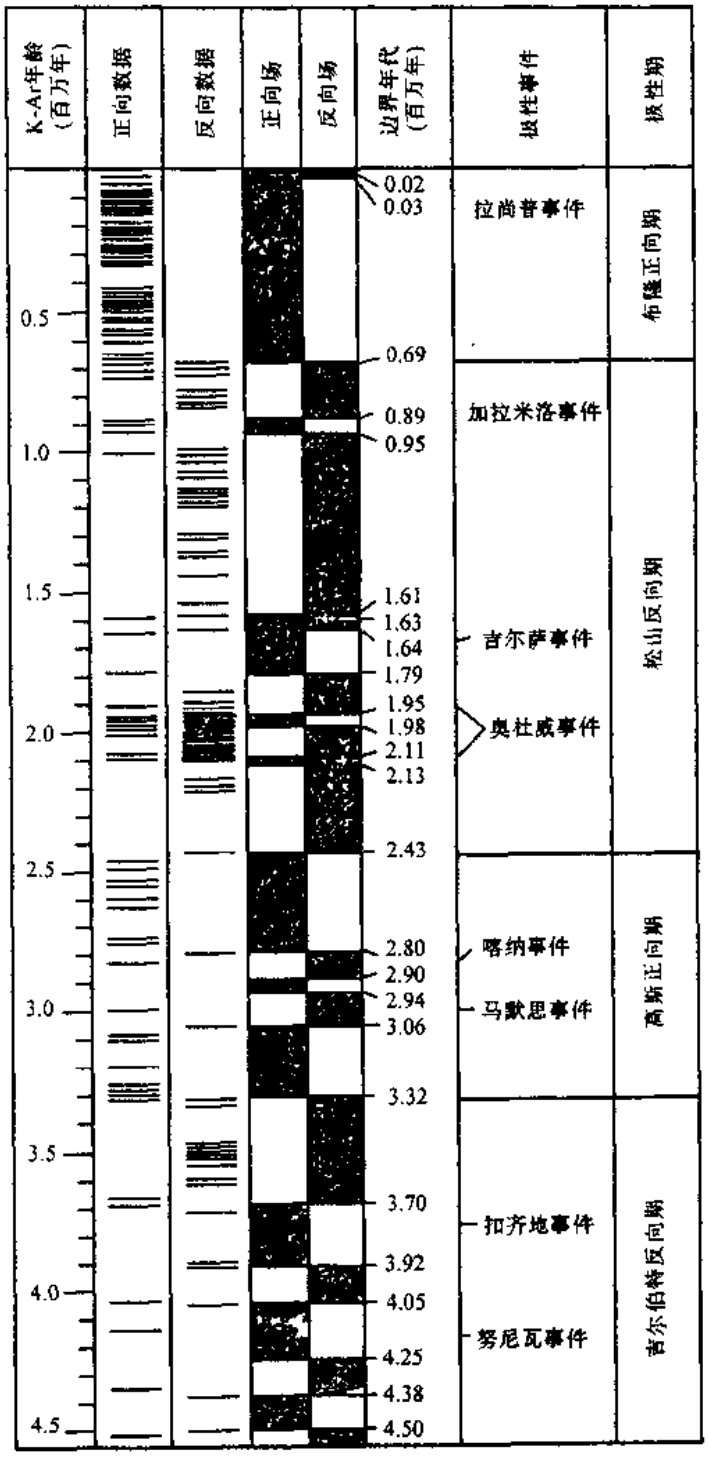


图 3－11　4.5Ma 以来古地磁年代表（据 Cox，1969）

每条短水平线代表地磁的极性和一个火山冷却单位的 K－Ar 年龄事件经历时间，部分根据深海沉积物的古地磁数据

古地磁研究的重要发现，是在火山岩和深海沉积物中，能够划分出主要表现为反向和正向的磁化段。

在各个大陆测得的磁异常形态和大小都不相同。某些类型的岩石的岩体附近，磁异常可

能很大，但海洋区测得的磁异常却很小。因此，1953 年以前，人们认为，遍及深海域的磁测量没有多大的科学价值。但是，1961 年，马松等发现太平洋的东北部分布有极其明显的磁异常，它们呈清晰的条带形式（图 3－13）。1963 年，瓦因和马修斯根据地磁极性倒转和海底扩张的关系作了解释。这一解释，把扩张量和速率值称为赫斯所谓的“海底扩张的地质史诗”。通过海底“磁异常记录器”把对流体和海底扩张呈传送带的形式联系起来。他们认为，以相反方向交替磁化的洋壳上的条带，是导致洋底磁异常带形成的原因。地磁极性反向和正向的完整顺序压印在洋壳上，洋壳就好像一个磁带记录器，它们揭示出呈条带状的并和海底扩张中心线呈对称的磁异常（图 3－14）。

洋壳上以具有大体上平行于洋脊的线状磁条纹为特征。磁异常一般有 5～50km 宽，几百公里长，约 400～700gal 的幅度范围。磁异常在洋脊四周大体呈对称的特点，导致海底扩张假说的形成。洋壳在洋脊部不断裂开，软流圈中上升的地幔物质不断地充填，裂开的洋壳以传送带的形式向两侧移动，移到深沟处便消亡于软流圈中。

海底磁异常条带的年龄是已知的，各海底磁异常条带的宽度是可以测出来的，若将它们之间的距离除以其间的年代间隔，就可以求出当时海底的扩张速率。通常所说的实为半扩张速率。在东太平洋中脊处，半扩张速率为 4～6cm/a；在印度洋洋脊处，半扩张速率一般为 1～3cm/a；在大西洋洋脊处，大多为 1～2cm/a。

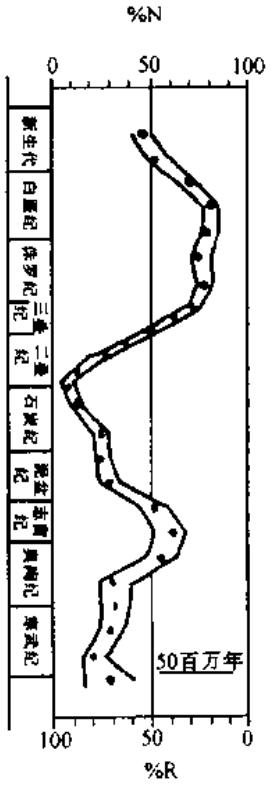


图3－12　显生宙时期的磁极分布、极性间隔平均在 50Ma 以上
（据 Irving 和 Puelaiah，1976）
水平轴表示正向极性（N）的百分比和反向极性（R）的百分比



图 3－13　太平洋北部的线性磁异常
（据 Raff 和 Mason，1961）
正异常为黑色

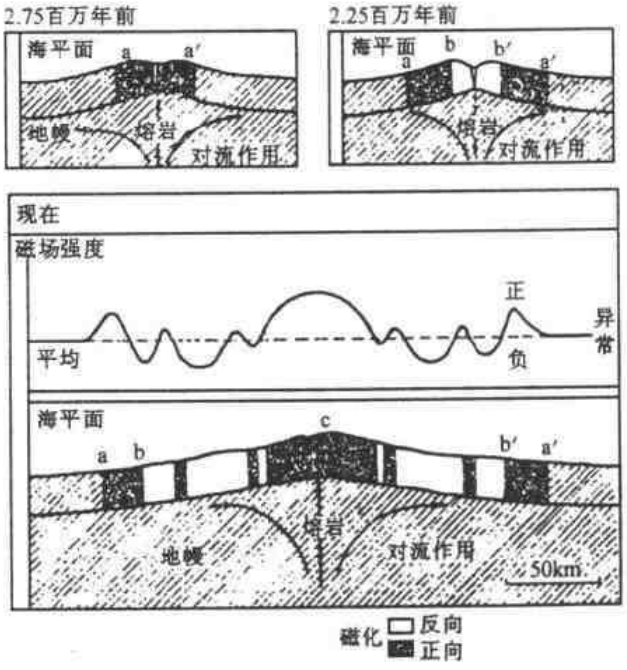


图 3－14　Vine 和 Marrnews 关于海底磁异常形成的假说（据怀利，1975）

海底俯冲活动十分活跃的太平洋，其扩张速率明显地大于俯冲活动缺少的大西洋和印度洋（图 3－15）。

根据所计算出的扩张速率可勾划出海底年龄等值线图（图 3－16）。这个地区最老的地壳出现在与日本南部伊豆－小笠原消减带毗邻的地区，深海沉积物取芯确定为侏罗纪，现有资料表明，现代洋壳平均年龄约 60Ma，它与陆壳平均年龄（约 1500Ma）相比，简直微不足道。

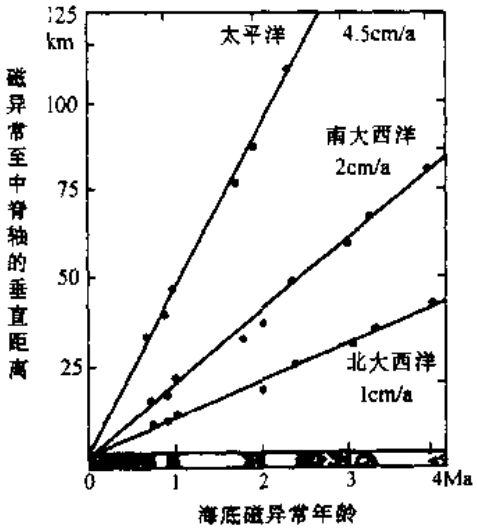


图 3－15　几个洋区的海底扩张速率
（据怀利，1975）

（三）转换断层

大洋中脊被一系列横向断裂带切割，其间距约 50～300 公里。这种断裂带大多与中脊轴线相垂直，看上去很象在后期把中脊错开的平移断层。然而，加拿大学者威尔逊（Wilson，1965）指出，这种横断中脊的断裂带不是一般的平移断层，而是自中脊轴部向两侧的海底扩张所引起的一种特殊断层。威尔逊称之为

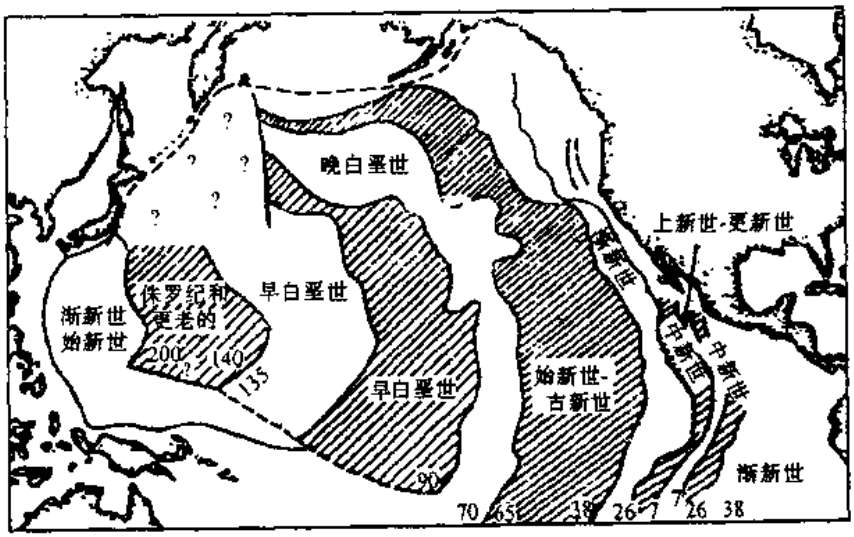


图 3－16　根据磁异常分布确定的
太平洋盆地年龄图（据 Douglas 和 Moullade，1972）

转换断层。

1．转换断层与平移断层对比

如图 3－17 所示，左图为平移断层，右图为转换断层。如果是平移断层，则随着时间的推移，断层两侧的两段中脊将越离越远；但如果是转换断层，虽然中脊轴两侧海底不断扩张，断层两侧两段中脊之间的距离并不加大。其次，如果是平移断层，错动是沿整条断裂线发生的；至于转换断层，相互错动仅发生在这两段中脊轴之间的 BC 段上。在 BC 段以外的断裂带上，断层两侧海底的扩张移动方向相同，其间没有相互错动。最后，转换断层中 BC 段的错动方向，恰好与平移断层中把中脊错开的方向相反，如图 3－17 所示，平移断层的错动方向为左旋，转换断层则为右旋。这一点是转换断层和平移断层间的区别。

沿洋底断裂带记录到频繁的地震活动，显然是断裂带两侧地块的相对错动引起的。调查

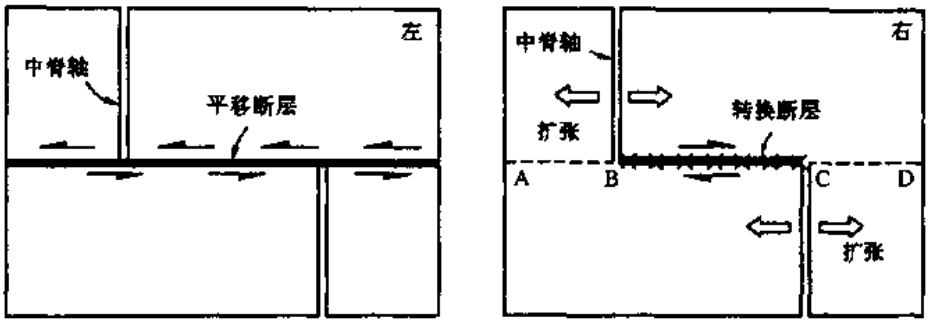


图 3－17　平移断层（左）与转换断层（右）（叉号代表地震频繁的转换断层活动段落）

表明，地震活动几乎都集中在 BC 段上，而在中脊轴以外的 AB 和 CD 段，一般没有地震发生。可见断层的错动仅发生在 BC 段上，至两个端点 B 和 C，断层的错动突然终止。一般平移断层的错动，向着两端逐渐减弱、慢慢消失的。而转换断层向两端并不存在减弱的现象，而是突然终上，转换成另一种形式的运动（如中脊轴部的拉张运动）。

要判断断裂带活动段落的错动方向，可借助该处地震震源机制的研究。位于震源周围不同方位的地震台所记录到的来自震源的初动，具有不同的性质。若断层靠地震台一侧的岩石向着地震台方向运动，该地震台接收到的纵波初动是压缩波；如果断层靠地震台一侧的岩石离开地震台方向运动，该地震台接收到的纵波初动则为拉张波。如图 3－18 所示，在震源周围出现两个压缩象限（＋）和两个拉张象限（－），它们被断层面及与断层面垂直的辅助面分开。位于这两个节面上的地震台，接收不到纵波初动（或很弱）。根据震源周围各地震台记录到的初动符号，可以把两个压缩象限和拉张象限以及两个节面的位置确定下来，但还不能确定其中哪一个面是断层错动面。根据地震波研究以及其他资料，有可能鉴别哪一个面是断层面。如果震源的错动导致地面上出现裂缝带，与该裂缝带走向相应的节面就是断层面，这是判断断层面最理想的方法。此外，等震线的长轴方向、余震分布的长轴方向等也指示了断层面的延伸方向。断层面确定之后，根据压缩区和拉张区的象限分布情况又可以定出地震断层的错动方向。

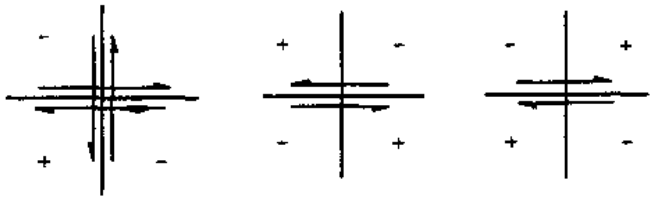


图 3－18　震源周围地震纵波初动的四象限分布

1966 年，赛克斯（L. R. Sykes）发现断裂带上的地震都以走向滑动占优势，各次地震震源机制所反映的断层错动方向，与转换断层所要求的方向 完全相符，证明断裂带确是一种不同于平移断层的转换断层。例如，赤道大西洋的一系列横向断裂带，过去认为是左旋平移断层，实际上它们应是右旋转换断层。1973 年至 1974 年期间，在亚速尔群岛西南的大西洋中脊实施了著名的法美大洋中部水下研究计划（FAMOUS），有三艘深潜器潜入洋底对中央裂谷和转换断层作了考察，已直接见到转换断层崖壁所受的变形，变形的方向符合转换断层的错动方向，其错动方向与把中脊错开的视错动方向相反。这就进一步确立了转换断层的概念。转换断层是由中脊两侧海底的扩张移动引起的，转换断层的错动方向也就是海底扩张的方向，所以，转换断层的发现和验证，为海底扩张说提供了又一有力的依据。转换断层与海底磁异常、深海钻探成果，并列为海底扩张的说的三大证据。

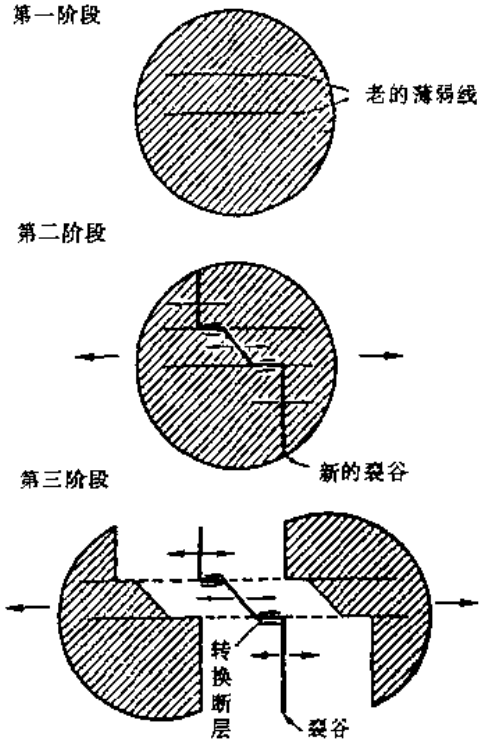


图 3－19　岩石圈的破裂与转换断层的形成
（据 Wilson，1965）

尚需提及的是，假如横断洋中脊的断裂带是平移断层，那么，其形成应晚于中脊，并把先成的中脊错开。既然它们是转换断层，沿转换断层所发生的错动显然不能使中脊错开移位。人们要问，当初中脊各段落是如何被错开的？看来，转换断层很可能与中脊同时形成，其生成历史可追溯到大陆破裂的裂谷阶段。当岩石圈拉张破裂，断裂循地块的薄弱带发生，它们在地表上的展布极不规则，很少呈直线形。张文佑等强调可形成锯齿状断裂。在大洋张开的初期，若该断裂的某些段落平行于板块运动的方向，即可沿其生成转换断层（图 3－19）。只要板块分离扩张的方向保持稳定，沿转换断层的错动便可以持续发生。

2．转换断层的类型

连接中脊和中脊的转换断层，是最先认识到的一种转换断层。它的数量最多，十分常见，这在希曾等编制的海底立体地貌图上看得十分清楚。除了洋脊—洋脊型转换断层外，还有连接洋脊和海沟的洋脊—海沟型转换断层，以及连接海沟与海沟的海沟—海沟型转换断层。如果进一步考虑到岛弧—海沟系靠转换断一侧的岩石圈是俯冲还是仰冲，则岛弧—海沟系又有凹弧与凸弧之别。据此，威尔逊提出了六种转换断层类型，即洋脊—洋脊型、洋脊—凹弧型、洋脊—凸弧型、凹弧—凹弧型、凹弧—凸弧型、凸弧—凸弧型。图 3－20 示右旋的这六种转换断层类型。此外尚有六种左旋的转换断层类型。由于岛弧可向凸面所指方向仰冲推进，故洋脊—凹弧型和凹弧—凹弧型转换断层逐渐伸长；凸弧—凸弧型转换断层逐渐缩短（图 3－20 下）。洋脊—洋脊型转换断层活动段落的长度通常保持不变。洋脊—凸弧型和凹弧—凸弧型转换断层的长度在各种具体情况中是不确定的（前者可能缩短）。各类转换断层的错动，均在两端骤然终止，并转换成洋脊的拉张运动或岛弧—海沟系（及年青造山带）的挤压运动。

洋脊—洋脊型断层几乎都位于洋底，唯有圣·安德烈斯断层是例外，它展布于北美大陆西部。它的南端与加利福尼亚湾内东太平洋海隆重的北延部分相接，北端与戈达脊、胡安·德富卡脊相接，属右旋洋脊—洋脊型转换断层（图 3－21）。1965 年，瓦因和威尔逊沿胡安·德富卡脊发现了很理想的海底磁异常对称中心。在地形上，胡安·德富卡脊和戈达脊虽较低矮短小，但也具有脊槽相间的典型中洋脊地形，在戈达脊还发现有类似于大西洋中脊的中央裂谷。地震活动、重力等也表明戈达脊和胡安·德富卡脊在构造上是两小段真正的洋中脊。圣·安德烈斯大断裂，断层总的错动速度，约达 6cm/a。

沿转换断层所发生的运动未必纯属平移剪切。有的转换层尚兼有拉张或挤压性质，据此可将转换层划分为张性转换断层和压性转换断层。压性转换断层的构造变形十分强烈。沿着张性转换断层，往往有软流圈物质上涌，出现火山活动，局部可形成新的洋壳，如加勒比板块的北界开曼海槽槽底，曾采集到新鲜的玄武质熔岩。这种转换断层又称泄漏型转换断层。张性转换断层在海底地形上常发育成狭长的沟槽，有时也称为海沟。显然，这种转换断层型

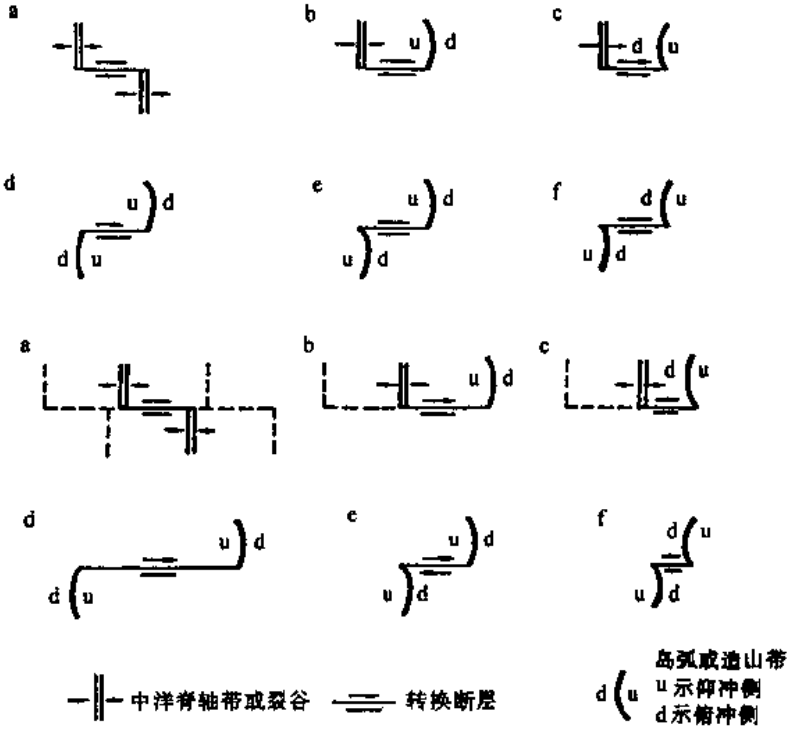


图 3－20　六种右旋的转换断层类型（上）及其经历一段时期后的状态（下）（据 Wilson，1965）
a. 洋脊—洋脊型；b. 洋脊—凹弧型；c. 洋脊—凸弧型；
d. 凹弧—凹弧型；e. 凹弧—凸弧型；f. 凸弧—凸弧型

海沟与那些伴有洋底俯冲作用的真正海沟在构造含义上是不同的。

三、板块构造学说

板块构造学说的形成先后经历了 60 年（1910～1970 年），坎坷曲折的历程。它始于 1912 年魏格纳提出的大陆漂移说，后经阿尔冈（E. Argant，1924）、霍姆斯（A. Holmas，1928）、迪图互（Ou Toit，1937）等进一步发挥，然而最终未能成为大地构造学派的主流思想。二次世界大战以后，由于科学技术的发展，这一领域的研究再度活跃。50 年代，英国物理学家布莱克特（M. P. S. Blackett）、朗科恩（S. K. Runcorn）通过对大陆古地磁的测量和研究，以精确的数据说明了大陆间的相互位移，促使大陆漂移学说的复兴。美国地质学家赫斯（H. H. Hess，1960，1962）在研究海底平顶山（gult）的基础提出了海底扩张说，后来得到迪英（R. S. Dietz，1961）、瓦因和马修斯（F. J. Vine，D. H. Matthews，1963）、威尔逊（J. T. Wilson，



图 3－21　圣安德烈斯断层是一条右旋洋脊—洋脊型转换断层

1965)、海茨勒（J. R. Heirtzler，1968）等进一步的论证和完善。大陆研究的成果和洋底扩张的事实促使一大批地质学家站在了大陆能够漂移的认识一边，板块构造学说就是在这一基础上，由摩根（W. J. Morgan)、勒皮雄（X. Lepichon)、麦肯齐（D. P. Mekenzie)、伊萨史斯（B. Isacks）等于1968年美国地质学会年会上提出的。板块构造理论的提出，成功地回答了地球岩石圈的运动规律，以及产生运动的机制。解决了许多使地质学家有百思不得其解的地质事实，如南半球广泛分布的舌羊齿化石。同时将地质学领域许多地质现象有机地联系起来，如构造带与岩浆活动带的关系，构造带与沉降带的联系等，故被地质学家们称为它是地质学中的一次革命，这一理论称之为“新全球构造”。这一理论自提出短短30余年时间，在指导地质学的研究中和找矿方面都起到了决定性的作用。盆地构造与演化研究就是在这种思想下才诞生的。因此在石油地质学的研究和指导找油的方面，板块构造理论成为主导学说。

（一）板块构造基本理论

固体地球上层在垂向上可分为性质不同的两个圈层。即上部的刚性岩石圈，下部的软流圈。岩石圈在侧向上又可分为若干大小不一的板块。坚硬的岩石圈板块驮在塑性的软流圈之上，横跨在地球表面上发生大规模的水平移动。在板块之间，或互相分离，或互相汇聚，或互相平移。或者板块本身裂解成新的小板块，或者两板块汇聚镶接成新的大板块。在板块分离处，软流圈内的地幔物质上涌，冷凝构造成新的洋壳，使板块新生；在板块汇聚处，一个板块俯冲到另一个板块之下，使之返回地幔同化，导致板块的消亡。比重较轻的大陆板块，总是驮在软流圈之上漂移，难以消亡掉。因此陆壳上保持有3600Ma以上的地质历史记录。板块的相互运动，激起了地震和火山活动，推动了大陆漂移和大洋盆地的张开与关闭，也导致了地壳上各种地质构造的产生和各种矿产的形成。

岩石圈板块所作大规模的水平运动，是一种在球面上的绕轴旋转运动。可用欧勒定律来描绘。板块沿分离型边界扩张、增生；与此同时它又沿汇聚型边界缩减、消亡，相互补偿，使地球半径保持不变。板块运动的驱动力来自地幔中的物质对流。因此，对岩石圈和软流圈（特别是其中的低速层）的深入认识，对板块构造学说的完善和发展有重要作用。

（二）岩石圈与软流圈

通过天然地震发现在上地幔上部存在低速层。大洋下边低速层顶面深较小，一般约50～60km，其厚度较大；大陆下边低速层顶面深度较大，一般约100～200km，其厚度较小。低速层的厚度范围150～250km，比岩石圈厚得多，有能力推动板块移动。低速层中地震横波速度降低，暗示其物质较热、较轻和较软，具有一定的塑性。上地幔可能由二辉橄榄岩形成，其中温度可能略超过二辉橄榄岩的固相线温度，少量易熔组分熔化生成一些玄武岩浆。据大地电磁测深资料，在低速层的深度上，导电率显著升高，称为高导层，表明软流圈物质具有塑性变形和缓慢流动的性质。

岩石圈与软流圈之区分，首先是温度的差别，岩石圈的温度低于固相线温度，软流圈的温度高于固相线温度，两者大致以1100～1300℃为界。其次是地震波传播速度不同。岩石圈的Q值较高，软流圈的Q值较低，因而是低速层。最后是岩石圈具有一定的弹性，其粘度很高，可达10^{22}～10^{24}Pa·s；而软流圈约为10^{19}～10^{20}Pa·s。岩石圈能经受数百至10^{8}Pa以上的剪应力；软流圈则不具有抗剪应力的性能。两者还具有不同的流变性质。

软流圈的上界取决于地幔物质在那个深度上达到固相线的温度。故上界面的深度或岩石

圈的厚度和各地的地温梯度的高低有关。在地壳活动带特别是在具有高热流值的大洋裂谷带、大陆裂谷带及年轻的造山带的轴部之下，软流圈（或低速层）的上界面显著抬起，在大洋裂谷带之下，软流圈上界面距洋底甚至只有几公里。洋底岩石圈的平均厚度约 50～60km；大陆岩石圈的厚度可达 120～150km，在地盾区可达 200km 或更厚。地球内部有可以缓慢流动的软流圈存在，为板块构造活动提供了驱动机制。深部地震还发现，地壳内部亦存在低速层，因此，岩石圈下边低速层与壳内低速层都是地壳变形的最基本的深层原因。

（三）板块的划分与板块边界类型

地表的洋脊、海沟和转换断层三种构造活动带把地球岩石圈分割成若干大小不一的块体，简称板块。95% 以上的地震都是集中在这些狭长的现代构造活动带内。法国勒皮雄（X. Lepichon，1968）将全球岩石圈划分为六大板块。随着新资料增多，杜威等（J. F. Dewey 等）又将全球岩石圈划分 12 个板块（图 3－22）。这些板块之间的边界类型及其相互关系表示在（图 3－23）上。运动的板块体系处于一种应变状态，大部分的应变能在板块边界通过地震活动释放出来。积蓄在板块内部少量的应变能，能沿板块内部的一些薄弱带发生断裂而释放出来。中国地台的活化可能是和这类应变能的释放有关。

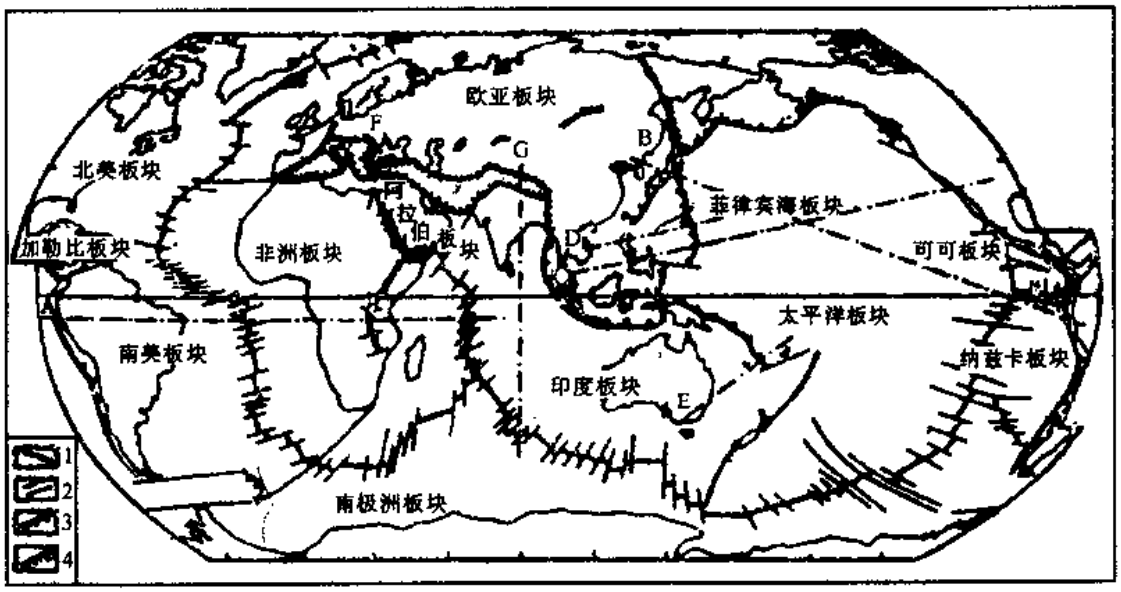


图 3－22　全球 12 个主要板块的分布

1—中脊轴线；2—转换断层；3—俯冲边界；4—碰撞边界　点划线 A、B、C、D、E、F、G 代表图 3－23中剖面位置

沿大陆内部大型板块边界，往往镶嵌着众多的小型板块，如欧亚板块南缘的阿尔卑斯－喜马拉雅活动带，就镶嵌着一系列小板块。在地中海区，加勒比海区同样也存在着一系列小板块。这些小板块的运动看来不是由于地幔对流所驱动，而是从属于大板块的运动而运动。按板块间相对运动方式，可将板块边界分为三种类型，即分离型、汇聚型以及转换断层型（或平移型）。汇聚型又可分为俯冲型和碰撞型。这些相互关系表示在（图 3－23）上。

（四）板块的三联点与运动

在考虑板运动时，我们不但要研究两个相邻板块之间的相对运动，而且要注意三个邻接

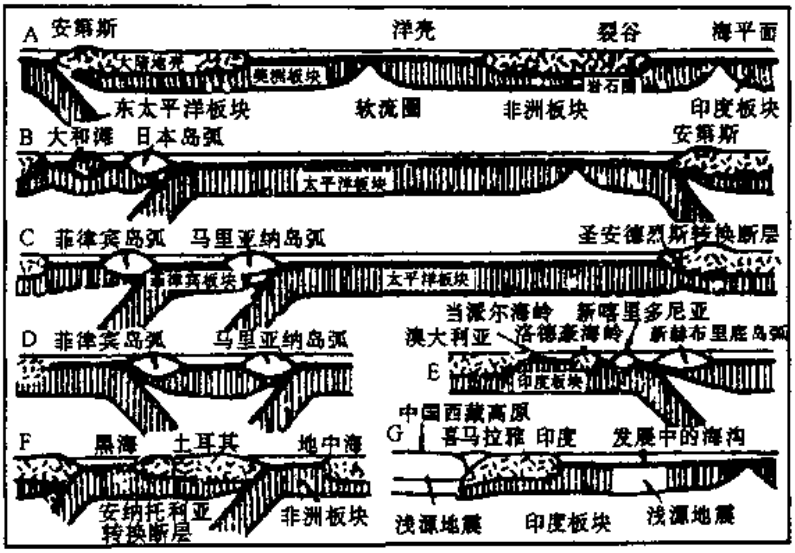


图 3－23　大陆、岛弧、洋盆与板块之间的相互关系

(J. F. Dewey, J. M. Bird, 1970) 剖面位置见图 3－22

板块之间的运动状态。在板块分布图上，常可见到三条板块边界相交于一点，这个点与三个板块相邻接，叫做板块的三联接合点（或三结点）。任何一对板块间的边界总是以三联接合点作为端点。在理论上，四联接合点也有可能出现，但在一般情况下，四联接合点会立即转化为两个三联接合点。

与三联接合点相接的板块边界，可以是分离型、汇聚型或平错型边界。在理论上，这三类边界可以组合成十六种不同的情况，即可以出现十六种不同的三联接合点类型（Mckenzie, Morgan, 1969）。如以 R 代表裂谷，T 代表海沟，F 代表转换断层，则 RRR 型就是裂谷—裂谷—裂谷型的三联接合点；RTF 型代表裂谷—海沟—断层型的三联接合点，其余类推。其中，RRR 型分布最广，例如在印度洋中部，印度洋中脊三条分支的交点是非洲板块、印度板块和南极洲板块之间的 RRR 型三联；非洲东北部的阿法尔三角地区，是红海裂谷、亚丁湾裂谷和埃塞俄比亚裂谷相交接的三联；太平洋东部加拉帕戈斯群岛附近，是太平洋板块、可可板块和纳兹卡板块之间的 RRR 型接合点。RRF 型三联点分布于大西洋洋脊上。从亚速尔群岛向北和向南为大西洋中脊，向东沿亚速尔一直布罗陀一线，主要是平移滑动边界，亚速尔乃是北美板块、欧亚板块和非洲板块之间的 RRF 型接合点。TTT 型见于日本本州岛东南部，日本海沟、西南日本海沟和小笠原海沟在这里相接，成为欧亚板块、菲律宾海板块和太平洋板块之间的三联点。其他接合类型如 RTT 型、RRT 型十分少见。

一些三联接合点类型，如 RRR 型是稳定的，随着板块运动，有保持自己形状的趋势。另有些三联接合点则是不稳定的，随着板块运动，它们很快改变自己的外形。

如果板块是作为刚体运动着的，其内部不发生塑性形变，那么，三联接合点所邻接的三个板块的运动，是严格地彼此相关的。1969 年，麦肯齐和摩根曾讨论过三个邻接板块运动的相关性质。图 3－24 示 A、B、C 三个板块彼此邻接，假定板块 C 不动，另两个板块 A 和 B 相对于 C 移动。如果板块 A 和 B 均离开板块 C 而运动（如图中箭头 ca 和 cb 所示），那么，板块 A 和板块 B 之间势必要逐渐分离，也就是说，这二板块之间也存在着相对位移（箭头 ba 代表板块 A 相对于板块 B 的运动向量）。而且这一位移的方向和量值直接取决于板块 A 和

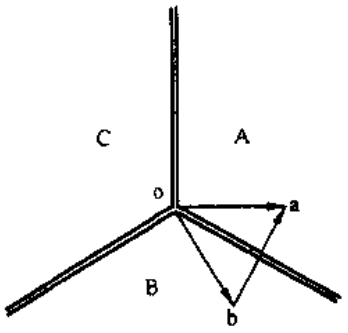


图 3－24　三联接合点（O）周围三板块间的相对运动

板块 B 相对于板块 C 的位移，这三个板块相对运动的向量和应等于零，即：

$$_{A}V_{B} + _{B}V_{C} + _{C}V_{A} = 0_{O}$$

显然，板块 C 相对于板块 A 的运动向量$_{C}V_{A}$与板块 A 相对于板块 C 的运动向量$_{A}V_{C}$相比，大小相等而符号相反，即$_{C}V_{A} = -_{A}V_{C}$。

围绕三联接合点的三个板块相对运动的向量和等于零，这是三联接合点的基本特点。这样，如果我们已拥有三个板块之间相对运动的方向和速度方面的实际资料，我们就可以检验一下其向量和是否等于零。若其向量和等于零，表明这些实际资料（包括板块边界的划分）是可靠的。要是不等于零，则表明获得的实际资料存在着误差，或表明原先所划的板块边界位置有问题。甚至无须通过定量检验，有时也可以看出与三联点有关的板块边界应属于哪一种类型。如图 3－24 所示，当板块 A 和板块 B 相对于板块 C 以 oa 和 ob 所示的方向离开，那么板块 A 和板块 B 之间的边界必定是分离型板块边界，而决不可能是汇聚型板块边界。

一些三联接合点可以沿板块边界迁移。图 3－25 示一个 RFT 型三联接合点，设板块 C 不动，当板块 A 与板块 B 之间的扩张运动（$_{B}V_{A}$）较慢时，三板块之间的向量关系示于图的左方，这时三联点将沿板块 C 的边界向左移动，左边原转换断层型边界将转变为俯冲带。当板块 A 与板块 B 之间的扩张速度较快，且$_{A}V_{C}$保持不变时，三板块间的向量关系示于图的右方，这时三联点将沿板块 C 的边界向右移动，右方原俯冲带将转变为转换断层。后一种情况在新生代期间曾发生于北美板块的西缘，三联点自北向南迁移。在地质记录中，这表现为褶皱、逆冲和强烈火山活动的活动大陆边缘被圣安德烈斯转换断层所取代。可见，三联点的迁移可导致区域构造格局的改变。当板块 A 与板块 B 之间的扩张速度适中，三板块间的向量关系恰成图中间所示的直角三角形关系时，该三联点将不沿板块边界而移动。

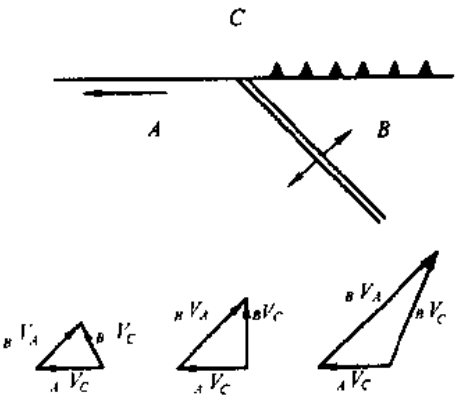


图 3－25　一个 RFT 型三联接合点
（据 J.R.Curray，1975，补充）
双线示扩张脊轴，单线示转换断层（旁边的箭头错动方向），黑三角示俯冲带（板块 B 俯冲于板块 C 之下）

三联接合点研究的一个最重要结果在于，如果已知板块 A 与板块 C 之间的运动向量以及板块 B 和板块 C 之间的运动向量，就可以求出板块 A 和板块 B 之间的运动向量。经常会遇到这样的情况，由于实际资料的缺乏，无法直接测出两个板块之间相对运动的向量（尤其是两个相互汇聚的板块），但是，这两个板块相对于邻接的第三个板块的运动向量却可以通过实际资料（例如磁异常条带以及转换断层走向等）确定下来，这时就可以运用求向量和的方法得出未知的运动向量，即：

$$_{A}V_{B} = _{A}V_{C} + _{C}V_{B}$$

同时，也可以根据已知的两对板块之间相对运动的旋转极坐标和旋转角速度，求出第三对板

块之间相对运动的旋转极和角速度。假如说，南美板块与南极洲板块之间的相对运动，可根据已知的南美—非洲板块以及南极洲—非洲板块的相对运动向量求得。这三个板块之间的接合点位于大西洋中脊南端的布维岛附近。

四、板块运动的驱动机制

魏格纳曾提出，潮汐摩擦力和离极力可作为驱使大陆漂移的原动力。但是，据杰弗利斯计算，地球自转与潮汐引起的作用力都太小，难以驱动大陆漂移。关于板块驱动机制问题，大多数学者相信，主导机制应是某种形式的地幔及其与岩石圈的相互作用。目前讨论最多的是地幔对流模式和热地幔柱模式。关于地幔对流的规模也有不同的主张。在板块构造学说初创时期，当时认为下地幔的粘度远大于上地幔，那里不可能发生对流，因而主张对流局限于上地幔，即浅对流模式。70 年代以来，学者们认识到上、下地幔的粘度相差不大，又主张全地幔对流，即深对流模式。但是，后来发现大洋脊的玄武岩与大洋岛的玄武岩在地球化学上有明显的差异，于是浅对流模式又兴起，同时提出上、下地幔的双层对流模式。

（一）地幔对流模式

地幔对流模式有两种基本类型。一为深对流模式，早在海底扩张理论形成之前就有人提出。这种对流包括了全部或大部分地幔参加对流。在洋脊下面热的地幔柱上升并向外流动，类似传送带将岩石圈板块带走（图 3－26）。另一种为浅对流模式，只包括软流圈参加对流。由于软流圈呈塑性状态，这类模式已被广泛地接受（图 3－27）。它又可分为粘拖型和浮动型两种。

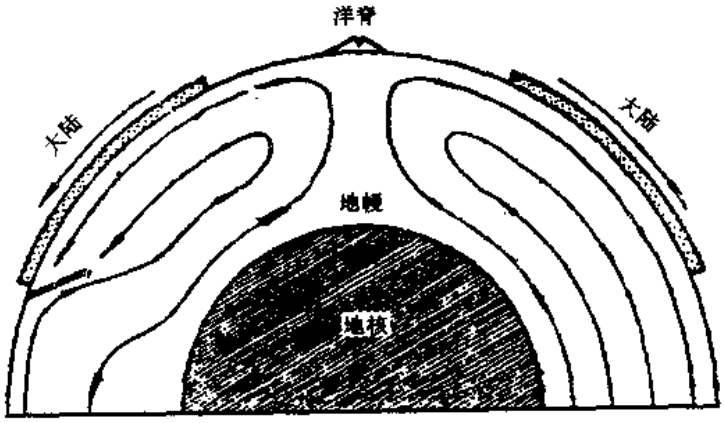


图 3－26　地球中深对流模式图（据 Orowan，1969）

粘拖模式包括洋脊下的地幔上涌对流并向侧向扩张。由于岩石圈与软流圈之间的强烈耦合，这种侧向扩张必然拖着板块移动。在对流圈一部分下沉的同时，它们拉冷却的岩石圈进入软流圈。回流或者出现在软流圈底部，或者出现在深地幔中。浮动模式是假定软流圈足够的软而不能对上覆岩石圈传递明显的水平剪应力。板块运动则是由下面几种方式联合引起的：在洋脊处，板块受到推离作用，远离洋脊后，板块受到重力滑动，在俯冲带，板块被拖拉往下降。板块下降时的下拉作用或负向浮动，是冷却作用和相变作用的联合影响造或密度增大而引起的。粘拖和浮动对流模式并不互相排斥，两者在板块运动中都不同程度地在起作用。

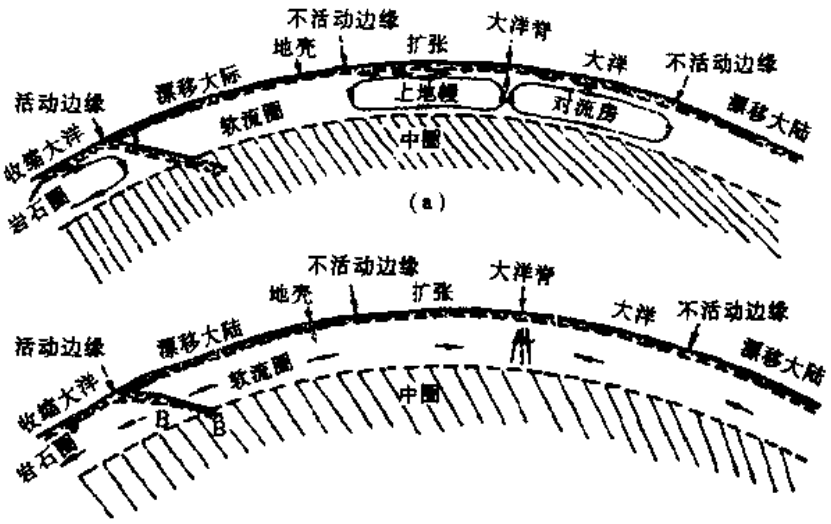


图 3－27　粘拖（a）和浮动（b）板块构造模式图

（据 Bott，1971；Hargraves，1978）

上田诚也等（1975）分析了作用于岩石圈板块上的力有八种（图 3－28）。其中作用于板块底面的有两种力，即地幔拖曳力和大陆拖曳力。作用于板块边界上的有六种力，其中三种是驱动力，即洋脊处的脊推力、俯冲带处的板块拉力和海沟处的引力；另外三种是阻力，即转换边界上的转换阻力、板块相遇处的碰撞阻力和潜没板块前端的板块阻力。板块拉力就是俯冲板块重力拖拉的力，即负浮力，上田诚也等强调板块拉力是一种重要的驱动力。

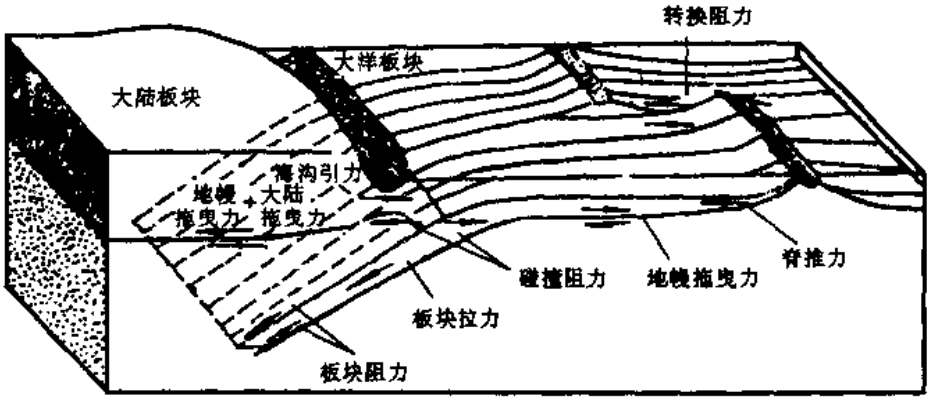


图 3－28　作用于岩石圈板块的八种力（据上田诚也，D.Forsyth，1975）

（二）热地幔柱模式

地幔柱是热地幔上升形成的底辟体。类似沉积岩中的盐丘。热地幔浮动上升到岩石圈底部，则变为水平方向流动，并呈放射状扩散，形成与热地幔柱集中的上升流相平衡的回流。放射状流体施加给岩石圈板块的合力，以及沿板块边界互相制约所产生的力，确定了板块移动和方向。热地幔柱在岩石圈底部产生的强大应力，足以驱动岩石圈板块移动。

已提出的活动的热地幔柱有 21 个（图 3－29）。实际上热地幔柱的数目比图上表示的要多。有人指出，单非洲板块下边就有约 20 个热地幔柱。威尔逊（1973）指出，热地幔柱具有下列的特征：在地貌上呈相对高点，有的洋壳上升在海面以上，这种隆起被活火山所覆

盖，喷出拉斑玄武岩或碱性系列的岩浆。

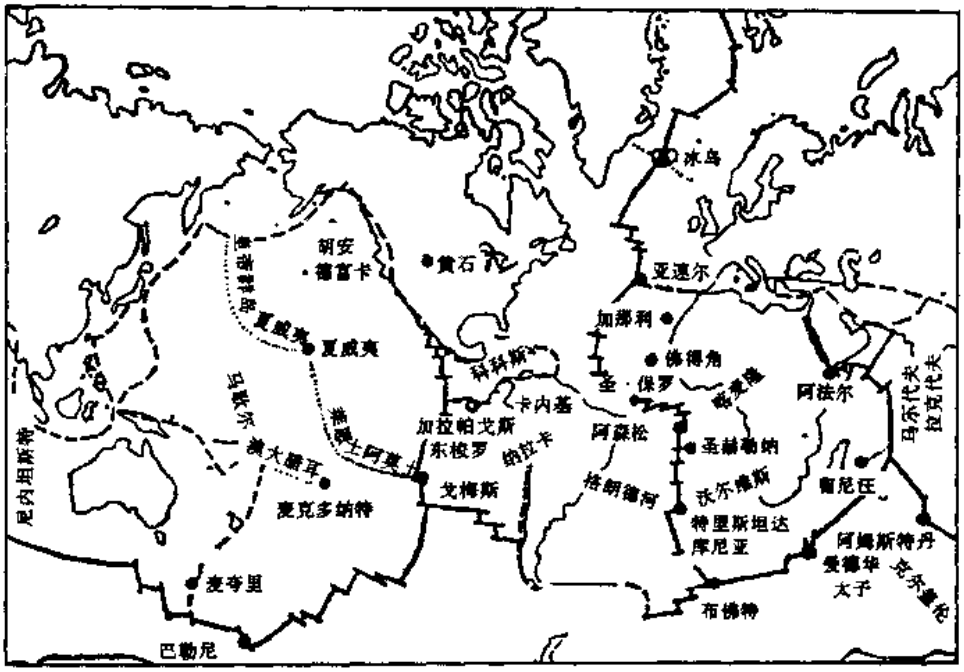


图 3－29　21 个热地幔柱的分布

点线表示火山岛链，代表热点迁移的轨迹（据 MOrgan，1972）

大多数大洋区热地幔柱都是分布在活动的洋脊或其附近。太平洋盆地内主要的海山和火山岛链包括夏威夷—皇帝岛链、马克萨斯群岛、社会群岛和南方群岛，是热地幔柱形成热点轨迹的反映（图 3－30），是太平洋板块在热地幔柱上移动形成的热点轨迹。放射性年龄测定证实，最近 30Ma，夏威夷岛链的火山作用中心，每年以约 10m 线速度向东南迁移。在大约距今 45Ma，夏威夷—皇帝岛链的弯曲记录了太平洋板块移动方向的大变化。科学家们用相对于板块运动大致固定的热地幔柱以及岩石圈中不断延伸的裂缝来解释这些火山岛链的成因。

地幔柱形成的热点轨迹，在大陆上也有表现。但是，它们的肯定程度要比大洋中的差些。例如距今 80～160Ma 之间的北大西洋盆地的大密太洛（Creat Meteor）热点，向西北移动至大陆上。其热点轨迹表示在（图 3－31）上。

大陆区热点轨迹的实例，还有尼日利亚的中生代花岗岩；从冰岛到爱尔兰的图林火山链，它记录了北大西洋的张开；从联邦德国延伸到波兰的欧洲中部的火山链；怀俄明州黄石公园之下浅层的高热流值、低地震速度、低密度和低电阻率，曾被解释为地幔热点的反映。热地幔柱的活动可以造成大陆的初始破裂、产生三联点。因此，沿张开的大陆边缘呈现不规整性，大概就是继承了原先热地幔柱分布的特征。

张用夏根据航磁等资料研究指出，在华南及邻近地区广泛出现有各种级别的环形构造，它们是中生代以来深部地幔热源对上部岩石圈，特别是对上地壳塑性基底作用而成的一种构造形式。这样就用地幔热柱解释了板内环形构造的形成。



图 3－30　表示线状火山岛链和东太平洋盆地测深图
（据 Mc Dougall 和 Duncan，1980）

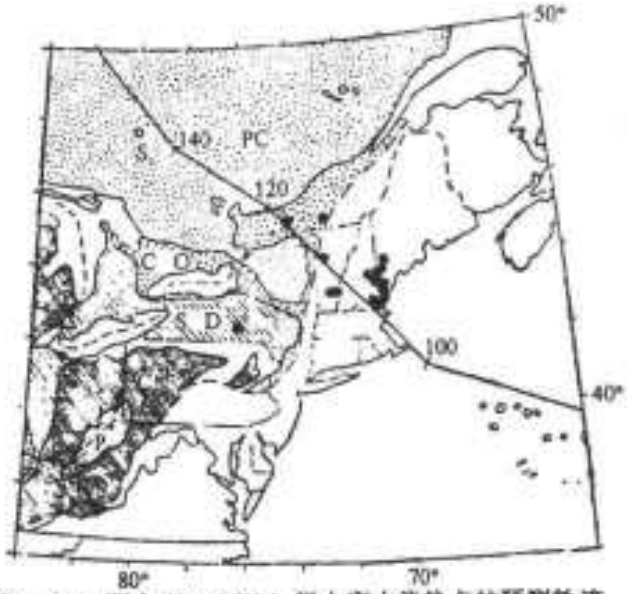


图 3－31　距今 80～160Ma 间大密太格热点的预测轨迹
（据 Grough，1981）
实心点是已测定年代的侵入体，
位于它们形成时热点的估算位置附近

第三节　板块环境中的地槽与造山带

一、板块构造与地槽

自从海底扩张和板块构造学说提出后，许多地质工作者都企图把板块构造和地槽学说联系起来，赋予地槽学说以板块构造学说的概念。例如，丹威（J. F. Dewey）和伯德（J. M. Bird）就曾做过这样的工作，他将柯因（M.Kay）的地槽分类与板块构造学说联系起来，认为柯因（M. Kay，1951）联系沉积建造、火山活动和构造变动所作的地槽分类，与大洋由于岩石圈的增长和消亡而扩张和收缩的粗略轮廓是相符合的（图 3－32）。他们认为，发育完全的大陆优地槽是不存在的。地槽出现在陆棚、陆隆、深海盆地、小型海洋盆地和岛弧的大洋中。此外，洋壳在贝尼奥夫带海沟中的消亡形成造山带，大陆边缘与正在增长的造山带之间常为狭缩的海槽，因此提出了狭缩地槽和狭缩海洋这一术语。最后，大陆块在原来的海沟处相碰撞，形成造山带，并把陆块缝合在一起。

米切尔和雷丁（1969）则根据板块构造活动所形成的大陆边缘及其沉积特征将地槽划分为五种类型，即大西洋型，安第斯型，岛弧型，日本海型和地中海型（图 3－32）。这五种类型实质上也反映了大洋岩石圈从扩张到消亡这种不同的发展过程。

1．大西洋型地槽

它的形成是由于大西洋海底分裂，美洲板块和非洲板块背向移动的结果。在美洲板块的东侧和非洲板块的西侧，它位于移动后缘部分，即尾端部分，没有受到碰撞和挤压，所以它的陆棚部分比较平静。在这里没有什么岩浆活动。在这样的大陆边缘陆棚处沉积了相当厚的地层，主要是碎屑岩、蒸发岩和碳酸盐岩沉积。它们被称为大西洋型冒地槽，属于这一类的现代例子如北美洲的东岸、南美洲的巴西、阿根廷海岸和非洲的东西岸以及印度洋海岸。许多大三角洲，如尼日尔河、亚马逊河三角洲都位于大西洋型地槽边缘。从陆棚向海洋方向延伸为陆隆部分，在那里大部分沉积物是由陆地上来的碎屑物质组成。这些物质被浊流沿海底峡谷带到大陆坡底，形成海底扇或海下三角锥，沉积物巨厚。有人估计，美国大西洋岸外陆隆处的沉积厚度可达 10km。此外，还有来自火山岛的拉斑玄武岩或侵入岩，它们被称之为大西洋型优地槽。

2．安第斯型地槽

这一类地槽与大西洋型地槽形成条件根本不同，是岩石圈在海沟处俯冲作用结果。例如南美大陆向西移动，太平洋板块向东移动，在南美大陆边缘地带俯冲下去，在大陆上形成安第斯山脉，在其上发生了火山带，喷出了很多的火山岩。在大陆西侧的海面下形成了陆棚—大陆坡—深海沟，没有陆隆。它们被称为安第斯型地槽。例如秘鲁—智利海沟，沿南美西岸差不多延续 4500km，其最深处在安托法和加斯塔以西，深达 8000m。其北段基本上没有沉积，而南段有沉积物充填，为浊流沉积，沉积物来自安第斯山脉物质，多为钙碱性火山岩碎屑，由于来源很近，碎屑磨蚀较差，多粗粒的砾石。

3．岛弧型及日本海型地槽

它和安第斯型地槽类似，也是岩石圈板块在海沟处俯冲作用形成的。但是它和安第斯型地槽不同，其中有岛弧产生，岛弧将海沟与大陆分隔。这样，海沟中有沉积，它邻近的不是大陆而是岛弧，大陆与岛弧间有海盆地。所以海沟与海盆地沉积很不相同，因面分为岛弧型

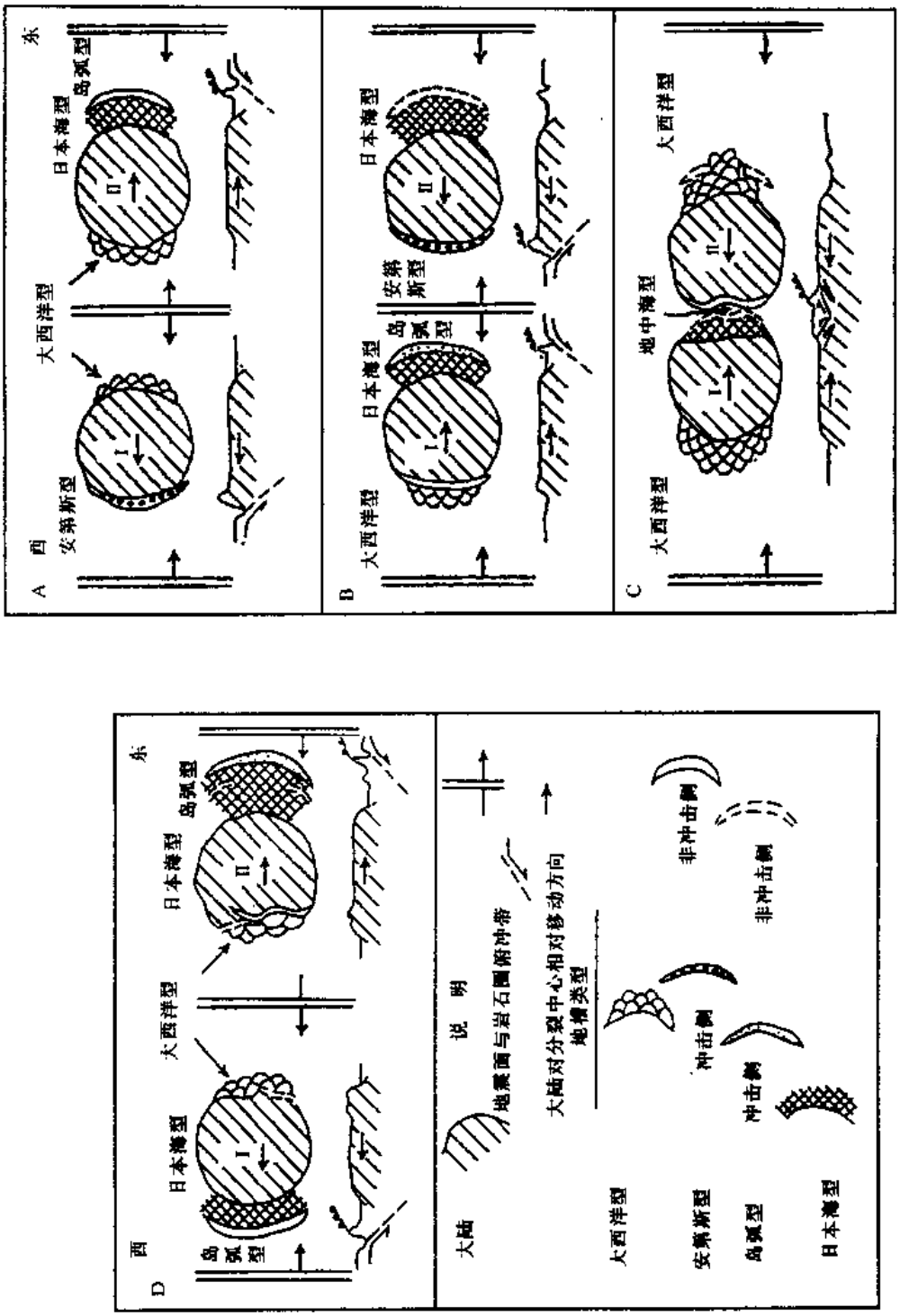


图3-32 各类型槽的形成与板块移关系示意图(据Mitchell及Reading)

地槽和日本海型地槽。

（1）岛弧型地槽：例如太平洋西部板块向西移动，到日本的东边，距大陆还有一段距离就俯冲到亚洲板块之下，在俯冲带上产生一个海沟接受沉积。不管成带状的岛弧距大陆很远或较近，其沉积的岩石性质都很相似。由于海盆不宽，故沉积多粗粒。有火山碎屑、海下岩流、远海沉积，有时有造礁的碳酸盐岩。此外，还有浊流沉积，如果继续俯冲会造成混杂沉积，形成野复理石。由于这里的沉积夹有岩流、钙碱性火山岩以及侵入岩，所以称之为岛弧型优地槽。

（2）日本海型地槽：亚洲大陆与岛弧之间有一些海盆地，如日本海、安达曼海、鄂霍茨克海等。它们接受大陆上搬运来的陆源沉积。这里有浅海三角洲沉积、浊流及远海沉积。碎屑物磨蚀较强，也可以有岛弧喷出的火山灰夹层。海盆地内一般很少岩浆岩侵入，属冒地槽式沉积。

4．地中海型地槽

介于大陆板块之间或大陆内部的地槽，如地中海与黑海。这些盆地可能是大陆板块闭合的残余。其沉积类似日本海地槽，但不属于大陆边缘的沉积。

柯瑞（J．R．Curray）根据板块构造活动将八种地槽分为三类：即被动的、板块中间的或造陆的地槽，构造运动的板块边缘地槽和造山的板块边缘地槽（图 3－33），现简述如下。

A．造陆作用的、板块中间的或被动的地槽

柯瑞（Curray）将造陆作用定义为广阔的上升和下沉运动，它作用于大陆或洋盆的整体或大部分。他认为这大致相当于板块的中间位置，无论它是大陆、海洋或大陆边缘。

①大西洋型，陆架－陆隆型或板块中间大陆边缘型（图 3－33A1）：柯瑞（Curray）认为大陆的裂谷随时间继续扩展演变成一个初生的或新生的大洋，然后演变成两个板块中间的大陆边缘。迪瑞克（Drake 等，1959）与迪茨（Dietz，1963）等都将这种类型与古代的正地槽（成对出现的冒地槽和优地槽）进行对比。但柯瑞（Curray）指出，很多作者对于将陆隆与优地槽对比持有异议，因为陆隆明显地缺乏火山作用。柯因（Kay，1951）提出了海滨地槽一词，作为与火山岩没有太多联系的板块中间大陆边缘。

②发育不全的大洋型地槽（图 3－33A2）：当裂谷向大西洋型海洋演化时，在任何时期扩张作用都可能停止。如果狭窄的海张开后扩张停止，一个被动的、板内的双侧盆地就会产生。如果有足够数量的沉积物，就可以认为是一种类型的地槽。可能的例子是加拿大和格林兰之间的巴芬湾和戴维斯海峡，整个墨西哥湾和莫桑比克海峡。

③日本海型地槽（图 3－33A3）：岛弧复合体的外部虽然是俯冲作用，但位于岛弧和大陆边缘之间的盆地本身是板块中间的。因此在分类中将它包括在这一类。克瑞（Karin，1970）指出，有些这样的盆地是高热流地区，所以不规则的扩张作用使构造运动和火山活动可以与沉积作用同时发生。

B．构造运动的、板块边缘的地槽（图 3－33B）

柯瑞（Curray）将构造运动定义为这一作用使岩石变形，形成褶皱和断层。对这些作用也有人常常应用造山作用一词表示，但 Curray 主张将造山运动一词仅限于形成山系地貌特征的作用，而用构造运动表示使岩石的变形作用。

①加利福尼亚型地槽或转换断层带大陆边缘（图 3－33B1）

中加利福尼亚、南加利福尼亚和下加利福尼亚以及委内瑞拉北部的岸外大陆边缘，通常位于沿现在或过去的转换断层型板块边缘上，发生构造变形、走向滑移断层和形成盆地，但

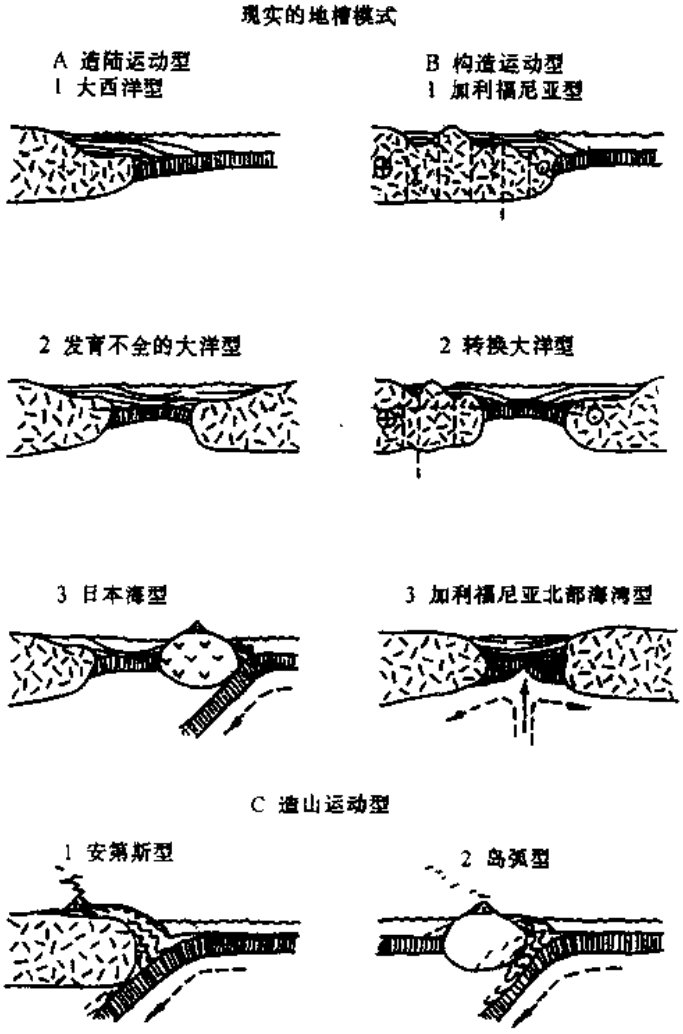


图 3－33　现实的地槽模型剖面图

在类型 B_1 和 B_2 中圆圈十字（⊕）象征转换移动离开观察者，

圆圈加点（·）象征转换移动向着观察者

没有发生“造山运动”。巨厚的沉积物堆积在纵向延伸的盆地中，这种盆地周围为走向滑移断层造成的构造山脊。

②小的转换海洋盆地型地槽（图 3－33B2）

一个小的海洋盆地具转换断层大陆边缘。特提斯的阿尔卑斯－地中海部分从中侏罗纪到晚侏罗纪可能是这种地槽实例。在阿尔卑斯发生聚会和消亡作用以前，非洲和欧洲之间存在相对水平运动，首先是左旋运动，然后是右旋运动。

③加利福尼亚北部海湾型地槽或新生的海洋盆地地槽（图 3－33B3）

加利福尼亚海湾是由于北美和太平洋板块相对分离而造成的年青的大洋盆地，有着短暂扩张的转换断层的复杂背景，由于海湾斜向张开，不可能变得很宽。

C. 造山的、板块边缘的地槽（图 3－33C）

柯瑞（Curray）将造山运动定义为由于这一作用造成山系，特别是由于褶皱作用和冲断作用造成山系。这有两种情况。

①安第斯型地槽或消亡带大陆边缘（图 3－33C1）

沉积物是由沉积作用和“雪犁”作用侧向堆积起来。造山运动伴随着堆积作用。有些沉积物可能消亡而发生变质，而后由于消亡结束后均衡上升而重新出露，有些沉积物被俯冲板块刮削，并在一系列席状冲断层和褶皱中上升形成弧脊。

②岛弧复合地槽（图 3－33C2）

在一个纯粹的大洋岛弧中，沉积物的物源很少，而且大多数从未堆积过足以成为地槽的沉积物，只有假定从别处，一般来自大陆边缘的物源，才可以堆积大量的沉积物。这种情况只有当碰撞或接近碰撞的各个时期才能发生，即在大陆边缘向海沟一侧移动后才能发生。后者的一个实例是孟加拉海底扇的末端部分，一个板块中间大陆边缘的最外部，呈斜向传送到爪哇—苏门答腊海沟消亡带。沿大陆与岛弧之间消亡带从未发生过全面的碰撞，但是海底扇的大量陆源沉积物仍被俯冲板块所携带和刮削（图 3－34）。

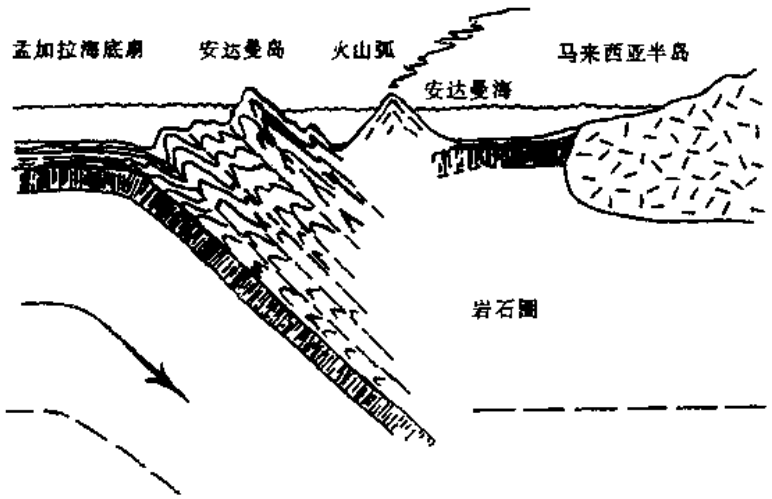


图 3－34　孟加拉海扇经安达曼岛和安达曼海的剖面图

安达曼岛主要为沉积弧，被认为是由位于印度—澳大利亚板块消亡带上的孟加拉海底扇的沉积物被刮削而形成的。

二、板块构造和造山带

过去造山作用和造山带的概念是和地槽联系在一起的。地槽系指狭长的沉积区，在这里堆集了厚度很大的沉积物和火山岩。而造山作用则是指沉积物遭受变形。由于这种变形，岩层褶皱、断裂、形成线状弧形山脉。造山带的主要特征是不仅岩层具有强烈的变形，而且具有广泛的区域变质作用和岩浆活动。

对于这种造山带，持地槽学说观点的人将之归因于是地槽回返的产物，也即是地槽开始是一个长期下沉接受沉积的地区，而后回返上升褶皱成山。

50 年代苏联学者别洛乌索夫认为地壳下放射性物质集中是地槽回返的主要原因。他把这种过程解释为是开始地壳中或地壳下放射性元素集中，因而使物质变热，引起热物质膨胀，地壳隆起破裂，花岗岩流出。而后体积收缩，产生塌陷。随着冷却，开始物质的分异，酸性岩浆集中在轴线上，放射性元素重新集中，并再度形成地壳隆起破裂。

但是从板块构造学的观点来看，造山作用和板块的俯冲（或消亡）作用有关。地球上若干巨大的山系是水平运动着的两个板块相向移动的结果。开始是一个洋壳板块向另一个陆壳

板块俯冲，形成岛弧，以后发展到两个大陆板块碰撞，形成造山带。例如喜马拉雅山、阿尔卑斯山、乌拉尔山、阿帕拉契亚山等山脉。也可以不是山脉，象岛弧就不是山脉，但它是造山作用的产物。所以有人把岛弧本身活动称作太平洋造山作用，以区别于阿尔卑斯、喜马拉雅等陆地山脉的造山作用。

由于造山作用是两个板块相向移动的产物，所以造山作用发生于板块边界或靠近板块边界。造山运动形式一般有四种类型（图 3－35）：

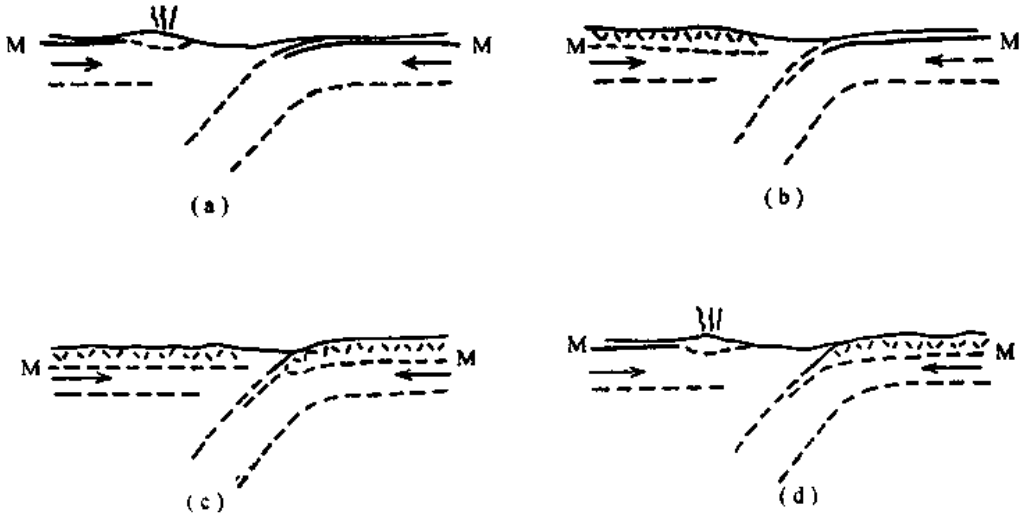


图 3－35　不同聚会型板块边界活动的造山运动类型示意图

(a) 岛弧型；(b) 安第斯型；(c) 喜马拉雅型；(d) 大陆－岛弧碰撞型。

箭头代表垂直板块边界相对运动的分量。

1. 岛弧型造山运动，如西太平洋岛弧，岛弧两边都是洋壳；

2. 安第斯型造山运动，一边是洋壳，一边是陆壳，如安第斯山；

3. 喜马拉雅型造山运动，洋壳已经消亡，一个大陆与另一个大陆碰撞；

4. 新几内亚型造山运动，即大陆与岛弧碰撞，新几内亚山是其实例。

以上这四种造山带对大陆增长的意义是不同的。现将这四种造山带对大陆增长的意义讨论如下（图 3－36）：

1. 安第斯型（图 3－36A）

这种造山带发育在主要板块的大陆边缘，是当岩石圈开始消亡，在靠近大陆隆起的脚下时出现的。它的特点是有明显的变形（向大陆迁移），其发育是由于主要板块边缘的收缩。在海沟内壁，有大洋地壳的岩楔（Wedges）（包括超基性岩的蛇绿岩套）。这些岩石和从下降板块上刮下来的混杂沉积，在高压低温下发生变质和变形，形成蓝闪石片岩。当变形从海沟向外扩展时，原来大陆隆起区的沉积物，在基底以上，向大洋仰冲，并发生高温变质作用，因而发育了一个具双变质带特征的造山带。含有拉斑－碱性玄武岩和钙－碱性安山岩套的火山岩也被喷出。安第斯侏罗－白垩纪（内华达－拉拉米期）科迪勒拉造山带被认为就是这样发育的。这种造山作用产生的大陆增长量是很小的，只有其下有蛇绿岩套的才是增长的部分，但出露蛇绿岩很少，难以估计。

2. 岛弧型（图 3－36B）

丹威（Dewey）等推测岛弧是岩石圈在离大陆边缘一定距离的地方开始俯冲时形成的。

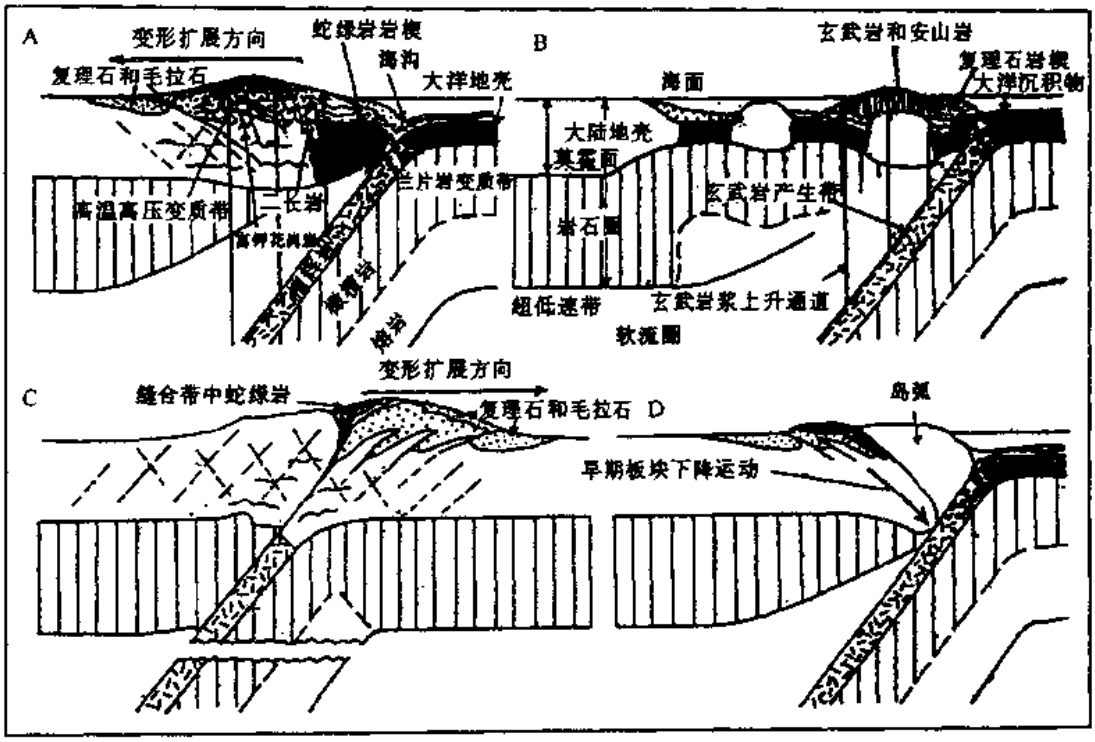


图 3－36　在板块的消亡边缘发育的四种造山带基本模式图

A. 安第斯型或科迪勒拉型；B. 岛弧型；C. 喜马拉雅型；D. 新几内亚型

这里也有象安第斯型的蛇绿岩岩楔和双变质带的发育。岛弧的地壳，或许是以陆块为核心，由刮下来的大洋沉积物（其中燧石是主要成分）和很厚的玄武岩、安山岩及其酸性岩类所组成。岛弧发育是大陆增长极其有意义的一种方式。

3．喜马拉雅型（图 3－36C）

这种类型是在大洋收缩的最后阶段。一个无震的大陆边缘带着沉积岩楔与另一个对着的大陆边缘碰撞的结果。它们的特点是不对称，是俯冲板块的大陆堆积的沉积物受挤压的结果。蛇绿岩的仰冲岩楔在缝合线中产生，代表着大陆相碰的缝合线。喜马拉雅造山作用不能使大陆增长，相反，一小部分大陆被俯冲下去。

4．新几内亚型（图 3－36D）

为带有沉积岩楔的大陆与岛弧相碰撞，并且部分俯冲下去。这样，一个岛弧就增长到大陆上。这可以解释，为什么海沟在大陆边缘一侧往往有造山带。但也可以解释成为，海沟和岛弧先是在大洋中发育，而后不断地向大陆边缘发展，并汇集在那里。

据 Bird 和 Dewey 意见，据阿帕拉契亚山脉北部造山运动历史分析，安第斯型造山运动应当先于喜马拉雅造山运动。岛弧也是一种较早类型的造山运动，如图 3－37 所示。从图 3－37（a）中可以看出在阿帕拉契亚山地区，早在前寒武纪晚期和早寒武纪，大陆壳就已裂开形成原始大西洋。图 3－37（b）表示中奥陶世时期从寒武纪原始大西洋即一个狭窄的地带向两侧扩张，于是在盆地的每一边大陆边缘发生巨厚的沉积作用。图 3－37（c）表示晚奥陶至早志留时期当一个海沟或一系列海沟发育时，在盆地西部边缘开始发生岛弧型或安第斯型造山运动，这种运动在时间上相当塔康造山运动，持续很长。图 3－37（d）表示，到了中泥盆纪，也即塔康运动后，当正封闭的海洋东部边缘陆壳与西部边缘陆壳碰撞时，原始

大西洋消失，代之以时间比较短的喜马拉雅型造山运动，使早先沉积的沉积物变形。

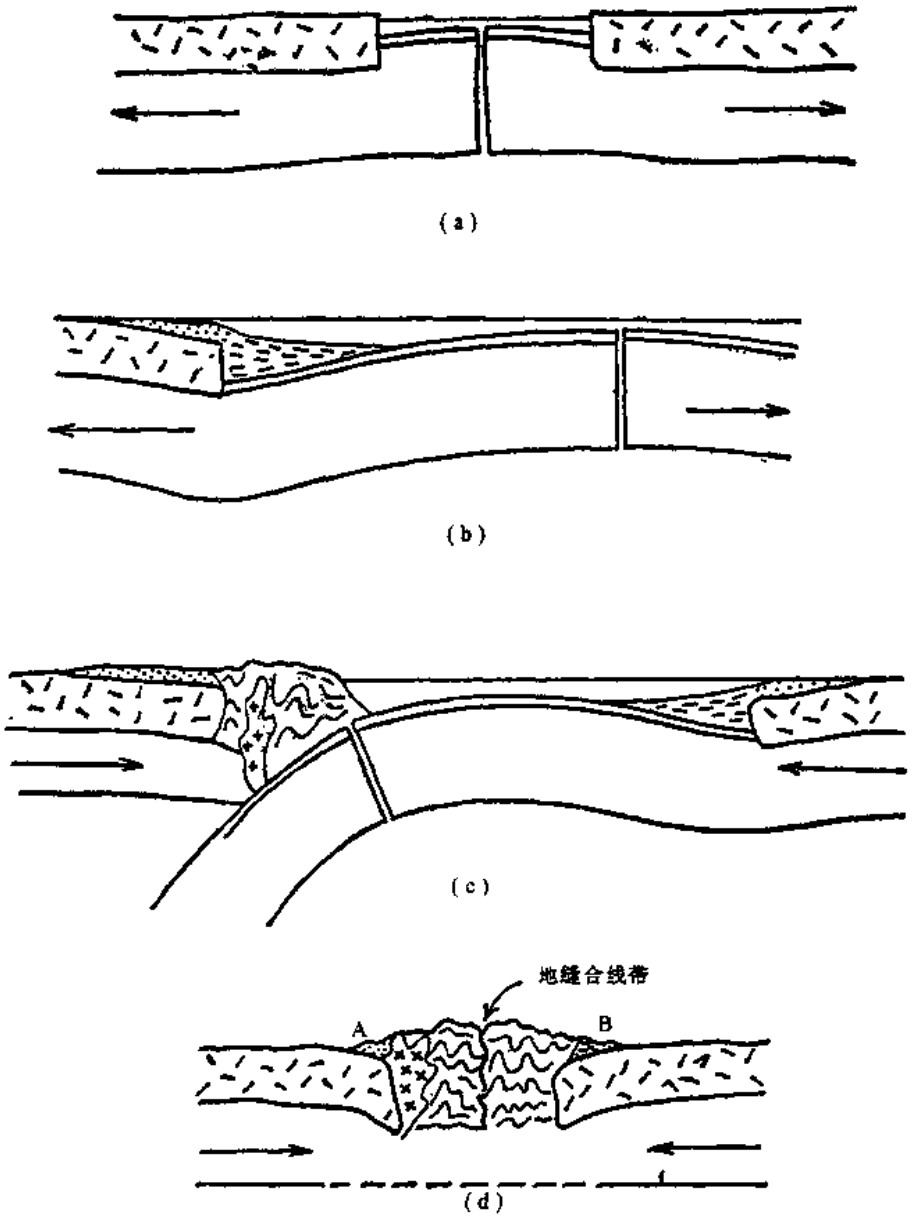


图 3－37　用板块构造观点解释北阿帕拉契亚山脉形成的示意图

根据乌拉尔山脉和加利福尼亚的海岸山脉等造山带资料，造山带具有以下特征：(1) 山脉是线状的又是弧形的；(2) 结构或内部几何形态是复杂的，有逆掩、移动和冲击破碎，使截然不同成因的岩层紧密地挤在一起；(3) 垂直的层序和水平的地壳受到压缩；(4) 不对称的变形，不对称的变质程度；(5) 在垂直于山脉走向的方向上，成分和厚度变化很大；(6) 涉及的地层大都是海相的；(7) 山根为大陆型地壳，有些地带具有基性和超基性岩石的基础。从这些特征结合上述的阿帕拉契亚山脉北部的历史，不难看出地槽学说的观点和板块构造是不一致的，前者把这些山脉看作是地槽回返的产物，而后者把山脉看作是大洋闭合后地缝合线上的产物。正消亡的板块边缘、岛弧和年青造山带之间在空间上紧密联系表明造山作用和板块的俯冲（消亡）作用有关。地球上若干巨大的山系是水平运动着的两个板块的相向

移动，一个洋壳板块向另一个陆壳板块俯冲或而后发展到两个大陆板块、挤压上升的结果。

三、全球地壳构造的演化、Wilson 旋回及其对地槽发育阶段的解释

（一）全球地壳构造的演化

主张地槽学说的学者认为，在前寒武纪晚期，全球存在有几块古陆，在这些老的古陆周围，通过寒武纪以后的造山运动，造成了大陆的增长。因此，古陆台的一侧常为褶皱带所围绕，距陆台愈远愈新，大致呈同心环状排列。持板块构造观点的人，根据古地磁、地质构造和地层年龄等方面的资料也同样查明，那时地球上大约存在着五块彼此分开的古陆，即北美古陆、欧洲古陆、冈瓦纳古陆（包括今日之南美洲、非洲、印度、澳大利亚和南极洲）、西伯利亚古陆和中国古陆。进入古生代以后，这五大古陆走的是逐渐靠拢和结合（碰撞）的路程。在早古生代的加里东运动中，北美古陆最先与欧洲古陆相碰缝合，侏罗纪时又被分开为目前分居北美东北和欧洲西北的加里东褶皱带。古生代末，在海西运动中，欧洲古陆通过乌拉尔地槽的关闭与西伯利亚古陆相接合，西伯利亚古陆又通过中亚地槽的关闭与中国古陆相接合，使今日的北大陆联为一体形成所谓劳亚古陆。同时，北美古陆、欧洲古陆通过瓦契塔、阿帕拉契亚和海西地槽的关闭又与冈瓦纳古陆相撞，最终完成了五大古陆的联合，形成了世界上统一的古大陆－联合古陆。当时，世界上除了这一个统一的大陆外，也只有一个大洋，那就是古太平洋；另外，在联合古陆的欧亚和非洲大陆之间还有一个巨大的海湾，即古地中海（图 3－38）。

这个联合古陆大约只经过了三叠纪一个比较短暂的稳定时期，从晚三叠世开始就又走上了分裂的道路。这种分裂主要沿着两个方面进行：一是大体作南北走向的大西洋中央海岭，二是大体作东西走向的古地中海，二者近于垂直相交。晚三叠世，劳亚古陆和冈瓦纳古陆首先在西部即今加勒比海的地方沿着一条东西向的裂谷开裂，二古陆分别作顺时针和逆时针旋转的结果，促使其东侧的古地中海逐渐合拢。大西洋最早大约是从晚三叠世—侏罗纪时北美与非洲分开，形成北大西洋。晚侏罗世－早白垩世南美与非洲分开，使南大西洋张开，形成了统一的大西洋。白垩纪时，在北美与格陵兰之间，继而在古新世又在格陵兰与欧洲之间形成北大西洋。在大西洋张裂过程中，推使两侧大陆向东西漂移，其前缘便向着太平洋洋壳上仰冲，使昔日广大的古太平洋逐渐走上了缩小和封闭的路程。印度洋的张开是侏罗纪末南美和非洲分离分别向北和东北漂移时，南极洲和澳大利亚相对向南移动而开始的。但后来（第三纪），澳大利亚也脱离南极洲而向北漂移了。印度可能更早地脱离冈瓦纳古陆而向北运行，直到第三纪才与欧亚大陆相撞，同原作逆时针旋转的非洲大陆一起和欧亚大陆结合了起来，在它们之间挤压升起了阿尔卑斯－喜马拉雅褶皱山脉。

（二）Wilson 旋回

如上所述，显生宙以来的地壳构造演化分为两个阶段：（1）前中生代阶段，分离古陆结合成为联合古陆的阶段；（2）中、新生代阶段，联合古陆解体的阶段。第一阶段中也只有5.7亿年至2.3亿年研究的比较清楚。后一阶段只是地壳发展中最近两亿年的事。严格的说，2.3亿年这一阶段中也不全是联合古陆的解体。实际上，在中、新生代阶段除了大西洋张开史外，还有太平洋、古地中海（特提斯）的极复杂的封闭史。当大陆分开时，大陆边缘是巨厚沉积物堆集的地方，当大陆汇合时，则是造山带分布所在。为此，Wilson 根据目前见到的从东非裂谷的裂开－红海－大西洋的形成，而后太平洋开始缩小－地中海收缩—大洋



图 3－38　早中生代时解体前的联合古陆

消亡形成喜马拉雅山脉提出一个大洋从其产生、发展到消亡的过程，它们被称为 Wilson 旋回。如表 3－2 所示。

表 3－2　大洋盆地发展阶段及其性质

阶段举例	活动	沉　积	火　成　岩	变质程度	形态特征
胚胎期　东非断裂谷	上升	很少	拉斑玄武岩溢流 碱性玄武岩中心	轻	裂谷
幼年期　红海 亚丁湾	上升与扩散	窄小的陆棚 冒地槽式沉积	拉斑玄武岩溢流 碱性玄武岩中心	轻	狭海（有平行的海岸及中央凹陷）
成年期　大西洋	扩张	宽广的陆架 冒地槽式沉积	拉斑玄武岩溢流 碱性玄武岩中心 活动集中于大洋中央	少量	有活动中脊的洋盆
衰退期　太平洋	挤压	岛弧 优地槽式沉积	安山岩、 玄武岩、深成岩	有些	环绕边缘的岛弧及毗邻的海沟
终了期　地中海	挤压与上升	各种沉积，可能有蒸发岩	安山岩类 火山岩、深成岩	可观的	年青山系
遗痕期　喜马拉雅（地缝合线）	挤压与上升	红层及碎屑岩	深成岩	重大的	年青山系

前三类板块活动方式是扩张，它形成大陆内裂谷、大陆间裂谷（原洋裂谷）和大西洋型被动大陆边缘和深海平原盆地，即前述的断陷型地槽和大西洋型地槽。后三类板块活动方式是聚会碰撞，常形成岛弧型、安第斯型和阿尔卑斯－喜马拉雅型造山带以及与它们有关的沉积盆地，如海沟和弧前盆地，弧后地区盆地，残留洋盆地和陆前盆地等，它们大致相当于前述的岛弧型地槽、日本海型地槽、地中海地槽和外地槽。用后三类板块活动的发展阶段可解释地槽后期的回返和形成造山带，如图 3－39 所示。

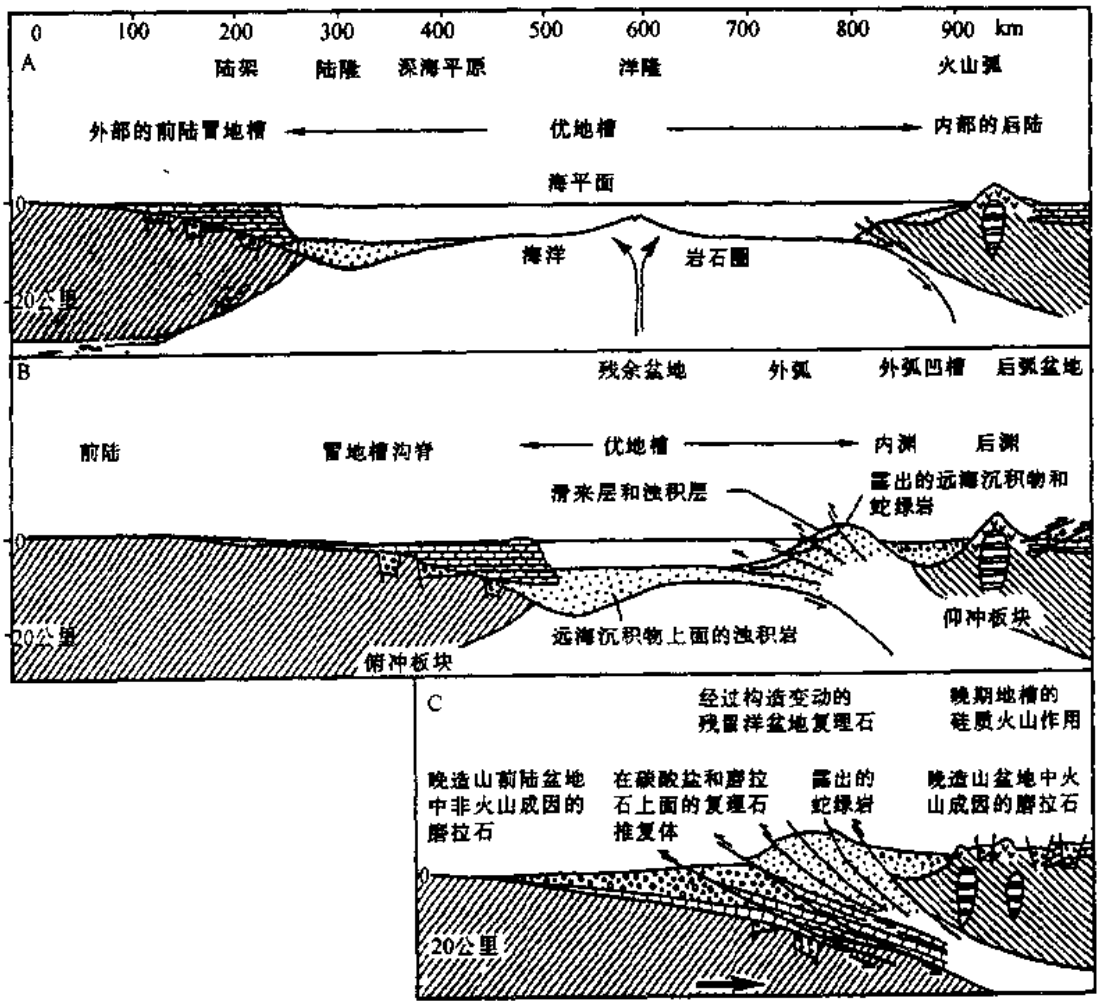


图 3－39　Aubouin 的欧洲地槽模式的发育阶段　根据大洋张开、俯冲和大陆碰撞对 Wilson 旋回进行解释

A. 扩张和俯冲作用阶段；B. 残留洋盆地或造山和复理石阶段；C. 碰撞作用或晚期造山后阶段

1. 大西洋如进一步发展，将发生俯冲如图 3－39A 所示。它包括被动边缘和大陆边缘弧下面俯冲的洋盆。图 3－39A 表明洋底浊积岩在俯冲带上面正被刮掉从而在这个阶段形成发育不好的海底外弧。在此同时，与俯冲作用有关的火山活动发生在仰冲板块上面的岩浆弧处。在外弧和岩浆弧之间，复理石和后来的陆相沉积物堆积在两个弧之间的凹槽（即外弧凹槽）中。

据欧洲地槽模式的术语（Aubouin，1965），在俯冲阶段，被动边缘相当于 Dietz 的前陆（Foreland）和冒地槽（1963）。洋盆、初期外弧脊和外弧凹槽以及岩浆相当于优地槽。大陆

(Hinterland) 是仰冲板块内部。造山发育早期阶段可以应用于印度洋—巽他弧地区，Anbouin将这里的构造单元与地中海山脉的构造单元联系起来。在这里存在的问题是巽他弧以西“前陆”是印度洋，而在阿尔卑斯，“前陆”是北欧大陆。如果巽他弧被认为是相当于阿尔卑斯发育的早期阶段，那么印度大陆南部或非洲是大陆前陆，这个问题就迎刃而解了。

2. 第二阶段是残留洋阶段（3－39B），当大陆“前陆”接近俯冲带时，大陆边缘俯冲到仰冲板块的下面，由于均衡作用地壳加厚，造成上升。来源于山脉的主要是非火山成因的沉积物堆集在残留洋盆中成为海底扇和三角洲沉积物。当盆地进一步靠近，沉积物被刮落下来，在一些情况下，它们与来自岛弧的火山成因的海沟沉积物一起组成大的外弧。前陆边缘的陆隆沉积物也可以受到构造活动参加外弧。其中发育大的冲断层，以与俯冲带相同的方向倾斜和向前陆逆掩。这些碰撞的大陆既包括仰冲板块的地壳岩石，也包括向下俯冲的前陆的地壳岩石，例如象阿尔卑斯山。或者包括仅仅是前陆的地壳岩石，例如象喜马拉雅山。

根据地槽学说，残留洋盆阶段相当于造山阶段或复理石阶段，在覆盖在洋壳之上的远洋页岩上面，开始大量的复理石沉积作用，它直接与不同时期碰撞的残留洋盆有关。Aubouin的地槽向前陆方向迁移，或者是复理石沉积作用和造山作用向前陆方向迁移，部分原因是由于当前陆被俯冲到外弧下面时外弧的构造增长所造成的。

3. 第三阶段是碰撞阶段（图 3－39C），它们相当于地槽模式的地槽晚期阶段，残留洋盆的闭合伴随着在俯冲板块上产生前陆凹陷。初期形成前陆（或陆前）复理石盆地，随着迅速堆积陆前盆地为厚的碎屑磨拉石所充填，它们由于前陆继续俯冲而被复理石推覆体所掩覆。发育新的逆断层造成地壳加厚、上升和侵蚀，这种情况使外弧和俯冲带较深构造层位暴露地表，和蛇绿岩、混杂岩沉积一起，被认为是典型的缝合线带，这些带在地槽模式中位于优地槽的内侧。在碰撞的晚期阶段，在隆起之后，构造上位移的推覆体由于重力滑动的结果可进一步向前陆方向移动。

在板块聚会作用最后停止以前，有与碰撞作用有关的火山活动，伴随有晚造山期的花岗质深成岩体的侵位和暴露地表，也可以伴随形成山间盆地的断裂凹槽，其中充填有长石质和火山成因的磨拉石。

总之，按 Wilson 旋回解释，上述地槽盆地和造山带是由于下列作用形成的，即它们是（1）由于海底扩张作用的结果；（2）由于俯冲作用和海洋收缩的结果和（3）海洋关闭、大陆碰撞结果。但对这种盆地形成和演化阶段，也有人用走向滑移旋回作补充，认为大陆上及大陆边缘一些小盆地形成与平移断层或转换断层有关。

综合上述特征，我们本次将全球岩石圈按如下体系进行划分。首先将板块分为陆壳板块与洋壳板块，其中洋壳板块为不稳定板块，将在地史循环往复地生成与消亡。其次是大陆边缘地槽系，造山期后便形成造山带（或碰撞带、缝合带），具体沿用表 3－1 分类。

第四节　古板块的研究

前述的板块构造理论，多是根据现代的海洋、弧沟系、洋中脊等特征总结出来的规律。有人认为以硅镁质洋壳为基础形成的板块构造理论，不一定适合于硅铝质陆壳；或者用它来研究长期演化的陆壳，将困难重重，无从下手。殊不知大陆演化的历史，是许多分离的、中间隔着海洋的板块聚汇而形成大陆块的过程，聚汇过程中大洋消失，但大陆上还保留一些大洋壳的残片和构造遗迹，可提供从事大陆古板块构造研究的作用。

研究大陆上的古板块具有重要意义。它是研究含油气盆地形成和演化必不可少的构造背景，是寻找各种金属矿床的指示灯，是探索地壳演化的钥匙。这些方面已发表过不少论著，这里分四个方面简要介绍划分古板块的重要依据。

一、岩石学方面

（一）蛇绿岩套－古大洋岩石圈

1. 什么是蛇绿岩套

“蛇绿岩（ophiolite）”一词最初是由布朗格尼特（Brongniart，1827）用来描述蛇纹岩的，“Ophi”意思为“蛇（serpent）”。遭受剪切应力作用的蛇纹岩，略带绿色，呈斑纹状，具发亮的外貌，近似某些蛇纹，故名蛇绿岩。斯特曼（Steinmen，1927）扩大了蛇纹岩的概念，他将蛇纹岩定义为橄榄岩（蛇纹岩）、辉长岩、细碧岩其它有关岩石的组合。其成因是优地槽发育早期海底岩浆侵位而形成的“三位一体”的岩石组合。所谓三位即蛇纹岩、辉绿岩－细碧岩和燧石（深水放射虫岩）。他以此来解释阿尔卑斯造山带内的镁铁和超镁铁岩石组合，得到欧洲许多地质学家的赞同。

2. 蛇绿岩与现代洋壳的对比（图 3－40）

大量的海上地震和深海钻孔资料表明现代洋壳由三个不同的岩层组成。

层Ⅰ：远洋沉积，由放射虫硅质岩和远洋粘土等组成，平均厚 0.3km，地震波速（V_p）为 2.2±2km/s。

层Ⅱ：枕状玄武岩为主，平均厚度 1.3±0.5km，平均地震波速（V_p）为 5.07±0.63km/s。

层Ⅲ：有时称为大洋层，以蛇纹石化超镁铁岩石为主，包括辉长岩、橄榄岩、蛇纹岩及角闪岩等，平均厚度 4.79±1.25km，平均地震波速（V_p）为 6.69±0.26km/s。在层Ⅲ的底部还发现有一个基底层，厚 3km，在太平洋各部分具有异常高的波速（7.1～7.7km/s）。在层Ⅲ之下，或莫霍面之下即为固相变形的纯橄榄岩组成的地幔。

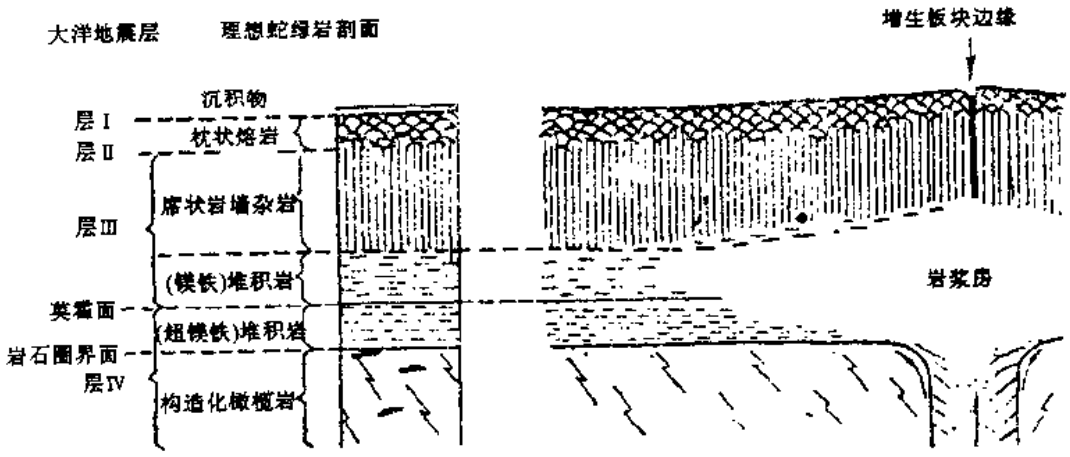


图 3－40　理想的蛇绿岩剖面（据 D.Greenbaun，1972）

3. 蛇绿岩的成因及其意义

上述洋壳层序与大陆上建立的蛇绿岩层序对比，有许多明显的相似之处，因而许多学者

从板块构造的观点予以解释，认为蛇绿岩代表洋壳和地幔的物质成分，形成于洋中脊，通过海底扩张，侧向水平传送到海沟俯冲下去，部分再熔，部分碎块通过挤压－剪切而推移到目前出露的位置，或者楔入深海沉积物内被称作构造侵位。它常与构造混杂岩共生，因而有人称为蛇绿岩套混杂岩．其例证有我国台湾东部、日本岛弧和美国西海岸山脉的岩系。当大陆与大陆或大陆与岛弧碰撞时，在消减带上的蛇绿岩套，构造混杂岩和海相碎屑组合在一起，呈现推覆体构造。这些标志着两个大陆地壳缝合线所在地。例如西藏的雅鲁藏布江缝合线。

都城秋穗（A. Miyashiro，1961）认为蛇绿岩套可形成于不同的构造环境。与拉斑玄武岩质系列有关的蛇绿岩套发育于岛弧外侧和大洋中脊，如波多黎各岛；与钙碱性系列和拉斑玄武质系列有关的蛇绿岩套发育于岛弧，如塞浦路斯的特罗多斯；与拉斑玄武质系列和碱性系列有关的蛇绿岩套发育于高压地区，如美国西海岸的弗兰西斯科。

上述特征表明蛇绿岩套成因不同于地槽说的观点。地槽观点认为优地槽底部的上地幔物质通过深大断裂上升侵入，然后褶皱上升形成原生侵位岩体。

明确了蛇绿岩套的板块构造运动成因，可认为当今大陆上出现的蛇绿岩套，系古洋壳变动后保留下来的残片，因而对推断古板块活动的踪迹、了解古洋壳和上地幔的物质成分、地壳演化的趋势，以及寻找铬、镍及铂族等金属矿产均有重要的意义。

（二）混杂岩

1．混杂岩的定义

“混杂岩（Me´lange）”这一名称，是1919年格林利（E. Grenly）在研究威尔士地区安格尔西岛（Anglesey）晚前寒武纪莫纳（Mona）杂岩时提出的，他称之为原地碎屑混杂岩（autoclastic me´lange）或称混杂岩（Me´lange）。其特征是岩石原始组合普遍遭受剪切破坏，成为片理化的基质。较难变形的岩石碎片，成孤立的扁豆体，悬浮于基质中，它们应是构造作用的产物。由于混杂岩的成因没有得到合理的解释，这个术语在1965年前只有少数欧洲地质学家采用，直到1968年提出板块构造理论后，并对弗兰西斯科杂岩的成因得到满意解释后，这个术语才广泛地被引用。

2．混杂岩的特征

混杂岩是变形岩石的杂乱堆积体，它由外来岩块、原地岩块和基质三部分组成。外来岩块来自与混杂岩无关的其它岩石单元，从外部推覆而来，因而在时代、生物化石组合等方面与原地成分有较大的区别。原地岩块是一些基质较脆的夹层，如砂岩、灰岩、基性岩和超基性岩等，受强大压力而破碎，在塑性变形的基质中形成石香肠等构造包体，其时代及所含生物化石常与基质一致。基质一般为塑性岩石，普遍有剪切、塑性变形甚至流动等构造特征，常被挤压充填在岩块间的空隙中，属流动变形过程中混合而成的细粒混合物质。

汤耀庆（1984）归纳混杂岩有下述四个特点：

（1）混杂岩组分复杂，由不同性质、不同时代的外来岩块、原地岩块和基质三部分组成。它们来自海沟的浊积岩、洋中脊的蛇绿岩套及其它地层的沉积岩、变质岩等，因此，“Me´lange”一词又译作“混杂堆积”。

（2）岩块大小不一，形状各异，大到几公里或几十公里，小到几厘米。整个混杂岩延伸很长，有时可组成一条山脉。

（3）基质和岩块普遍受到不同程度的剪切，发育有石香肠、菱形体楔状体等。它们与下伏岩层通常以断层面或剪切面为界，与上覆岩层可以是构造接触，也可以是不整合接触。基质在剪切作用下破碎、扭曲和流动。它们代表一种构造变形的岩石组合，横向上有连续性，

纵向上有明显的上下分界面，在填图工作中可作为一个构造地层单位整体地填出来。

（4）分布在俯冲板块前端的叠瓦构造带，常与蛇绿岩套、高压低温变质带共生，平行汇聚于板块的边缘，是鉴别古板块俯冲带的重要标志之一。

3．混杂岩与滑积岩的区别

在野外实际工作中，还会遇到特征相似而成因不同的混杂堆积，许靖华（1971）称之为海底滑积层（Olistostrome），中国的其它一些学者称为滑混堆积、泥砾混杂岩、重力滑塌岩等。滑积岩这一术语是1955年弗洛里斯（G. Flores）在讨论西西里岛石油地质时提出来的，它是在正常地质程序中混杂的外来岩体，由海底滑坡作用形成，其规模也可达到填图单位。其中外来岩块经水介质搬运而磨圆，时代往往老于基质。基质常为塑性泥砂质复理石沉积。与上覆和下伏地层为正常沉积接触关系。形成的构造部位，可在各种合适的古地理环境下发生，如构造陡坎的底部、陡倾断层的下盘、推覆体的前锋部分折断处、由于地震或重力作用形成的海底滑坡、复理石盆地或磨拉石盆地陡翼的沉降地带等。因而它与只发生在板块俯冲带和碰撞带的混杂岩有明显的差别（表3－3）。

表3－3　混杂岩与滑积岩特征对比表

项　目	混　杂　岩	滑　积　岩
下伏层	未被普遍剪切的岩组	略老于滑积岩的岩组
上覆层	未被普遍剪切的岩组	略新于滑积岩的岩组
发生杂乱侵位时	在数百米至数千米的覆盖层下发生构造侵位	从陆上到海底均可发生
侵位的位置	在俯冲板块边缘	在巨大海底洼地
侵位持续时间	就是剪切运动持续的时间，可长可短	相当于一个沉积岩形成所需要的时间

混杂岩的典型实例是美国西海岸山脉的弗兰西斯科混杂堆积（图3－41），南北延伸大于1000km。另外在美国的阿巴拉契亚、英国威尔士、意大利的阿平宁、伊郎的扎格罗斯、土耳其的托罗什等山脉均有出露。我国台湾东部纵谷晚第三纪的利吉层，代表了上新世太平洋板块与欧亚板块碰撞，沿消减带上分布的构造混杂岩；此外在北祁连、西秦岭、金沙江、雅鲁藏布江等地也有混杂岩的发现（图3－42）。

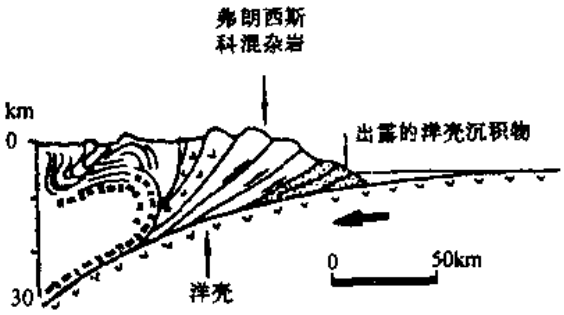


图3－41　沿俯冲带分布的混杂岩

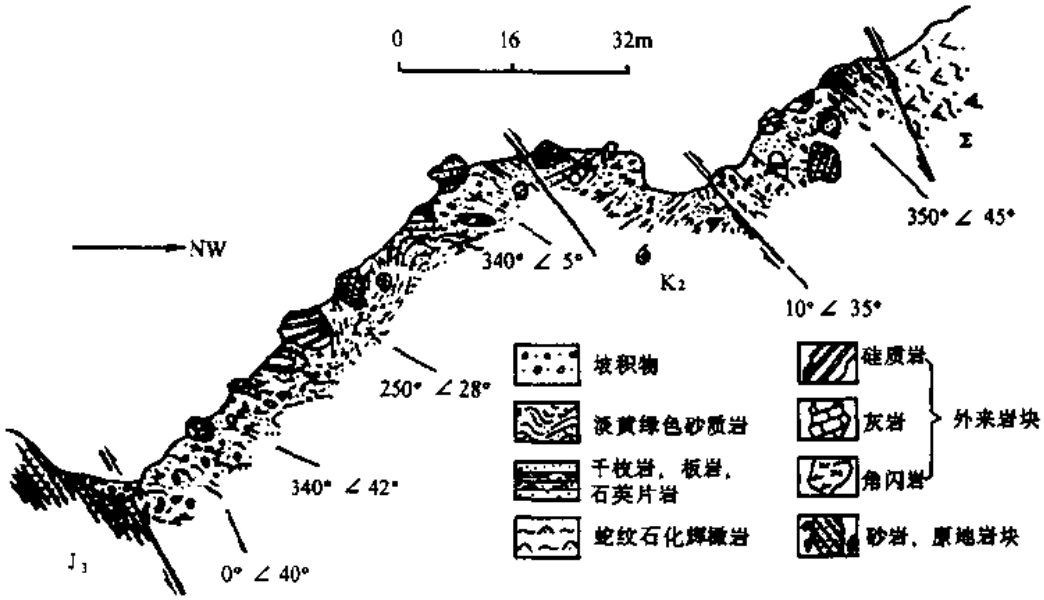


图 3－42　雅鲁藏布江大竹卡混杂岩剖面图（据高延林等，1984）

（三）双变质带

1．变质相和变质作用

1915 年爱斯科拉（P. Eskola）首先提出变质相的概念，既在一定压力－温度条件下重结晶的岩石组合可归属于一定的变质相。而这些变质相所代表的构造背景，也只有在板块构造理论提出后才更加明确（图 3－43）。1961 年都城秋穗（A. Miyashiro）进一步发展了变质相的概念，他根据压力及温度的条件，划分出三种相系，相应地得出高压型、低压型和中压型三种变质作用类型。

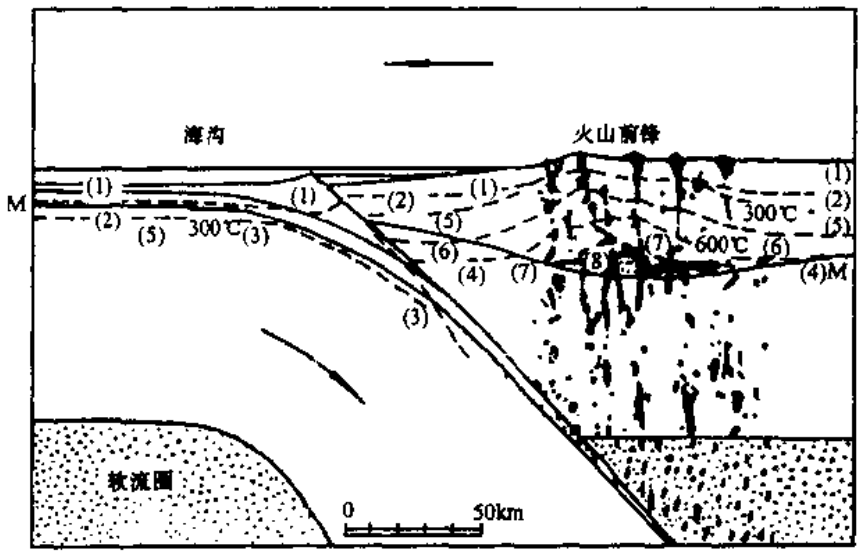


图 3－43　板块俯冲边界不同部位的变质相（据 W.G.Ernst，1975）

(1) 沸石相　(2) 葡萄石－绿纤石相　(3) 蓝片岩相　(4) 榴辉岩相

(5) 绿片岩相　(6) 低级角闪岩相　(7) 高级角闪岩相　(8) 麻粒岩相　M代表莫霍面

(1) 高压变质作用。其特征矿物为蓝闪石、硬玉或硬玉质辉石、石英、硬柱石、文石及多硅白云母，由于蓝闪石分布面广，在变质相中属蓝闪石片岩相，常用它来代表高压的变质作用；但当温度升到450℃，即出现不稳定性，又具有低温的变质作用，形成于低地热梯度的环境（约10℃/km），故常以它代表高压低温的变质作用（高P/T型）。常见的高压相系有葡萄石—绿纤石相→蓝片岩相→绿片岩相，局部还可能有榴辉岩相。

(2) 低压变质作用。其特征矿物为红柱石，温度较高时还可出现硅线石，常见的有堇青石、十字石、黑云母。压力高达5×10^8Pa时，红柱石不稳定。这类变质作用发生在高地热梯度区（>40℃/km），故又称低压高温变质作用（低P/T型）。常见的低压相系有沸石相→葡萄石相→绿纤石相→绿片岩相→角闪岩相→麻粒岩相。

(3) 中压变质作用。处于高压和低压变质作用之间，其特征矿物有蓝晶石、硅线石。常见矿物有铁铝石榴石、十字石、黑云母、缺失堇青石。这种变质作用发生在中低地温梯度(20℃/km）环境。在缺少硬柱石和蓝闪石高压变质矿物而又出现蓝晶石时，才能确定为中压变质作用。常见的中压相系为沸石相→葡萄石相→绿纤石相→绿片岩相→角闪岩相→麻粒岩相。

2. 双变质带与板块俯冲带

所谓双变质带是指区域分布上大体平行、地质时代相近、性质不同成对出现的高压相系和低压相系两条变质带。如日本已查明有三对变质带（图3－44）。当冷洋壳板块沿海沟俯冲时，温度的加热作用远跟不上冷板块的俯冲作用，而出现低地热梯度和低热流值，这就为高压低温变质作用提供了条件。相反，在火山岛弧区，板块俯冲导致火山喷发和岩浆活动，使地温梯度和热流值增高，地壳张裂使压力降低，因而为低压高温的变质作用创造了环境。双变质带是板块俯冲活动的结果，故根据双变质带在大陆上的出现，可推断古板块边缘的展布、活动方向及其性质。

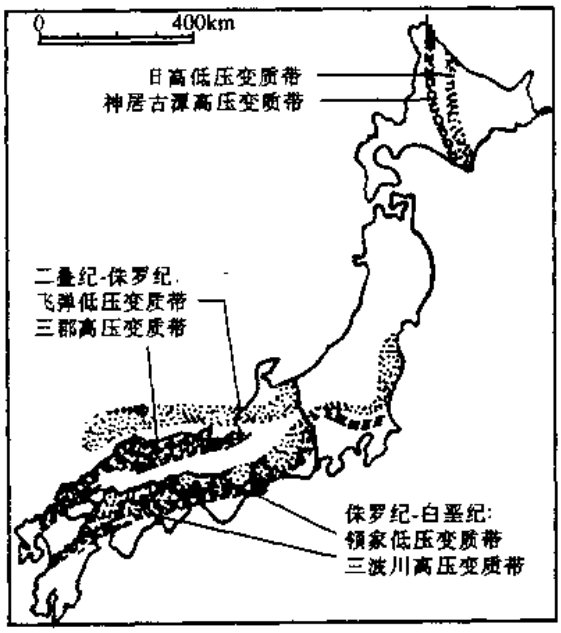


图3－44 日本的三对变质带
(Miyashiro, 1972)

环太平洋地区已发现14对不同时代的双变质带，形成的时代多属中生代和早第三纪，尚未发现中新世以后的双变质带。都城秋穗(1972）根据它们所处的构造位置分为三类：

(1) 陆缘双变质带。见于南美西缘安第斯大陆边缘。在弗兰西斯科和内华达山脉有中生代的双变质带；在智利有晚古生代双变质带。

(2) 正向岛弧双变质带。见于东北日本岛弧和千岛弧，西南日本的晚古生代和中生代的双变质带。

(3) 反向岛弧双变质带。见于日本北海道早第三纪双变质带，那里西侧的日本边缘海板块可能向东俯冲。

此外，世界上也发现有不成对的双变质带。如阿尔卑斯只见到高压变质带，未见低压型变质带（可能与未暴露有关）。都城秋穗（1962）指出：欧洲的海西褶皱带主要是低压变质

带，未见有高压变质情况（可能与板块俯冲速度较慢，不足以形成高压变质作用有关）。

中国近十多年来在一些地方发现蓝闪石片岩，很多是与古板块俯冲带有关，如东准噶尔、天山、北祁连、内蒙古、雅鲁藏布江、哀牢山、秦岭和台湾等地。但对双变质带的系统研究工作，尚在不断深入中。

（四）复理石建造

郭令智等（1977）综合国内外的资料，将复理石沉积分为六种类型，并指出岛弧型复理石建造、配合蛇绿岩套与古火山岩是鉴定古弧沟系的三个重要标志。

（1）大西洋型复理石建造。位于稳定的大陆边缘，其特征是含有成分较为成熟的浊积岩，石英比例高，有一些长石，富含变质岩岩屑。沉积主要为粉砂质泥岩。在侧向上可与浅海相的成熟石英岩－碳酸盐岩共生，或与三角洲沉积共生。

（2）日本海（边缘海）型复理石建造。出现在靠近大陆一侧，其特征与大西洋型复理石建造相似，碎屑成熟度高，向大陆方向过渡为大陆架和三角洲沉积，常见凝灰质成分。若靠近岛弧出现时，钙碱性火山成因浊积岩和凝灰岩更为富集。前复理石沉积可能位于深海沉积物或早期岛弧带的碱性橄榄玄武岩之上。

（3）岛弧型（海沟型）复理石建造。分布在岛弧向海的一侧，由不成熟的浊积岩组成，缺石英成分，但富含中酸性火山岩屑或花岗岩屑。当这类复理石建造上隆时，其上可生长礁块。前复理石沉积常盖在蛇绿岩套及早期的火山岛弧之上。

（4）安第斯型复理石建造。位于大陆边缘向海的一侧。为不成熟的浊积岩，富石英质及火山物质，也可见到滑积岩。它可与磨拉石建造同时形成，大陆架沉积不广泛。这类复理石如果形成于仰冲板块之上，可覆盖大陆基岩；如果形成于海沟中，可沿俯冲带变形而成为混杂岩的基质。

（5）地中海型复理石建造。地中海沉积盆地被大陆和年轻山脉环绕，因此它含有较典型的浊积岩和野复理石，火山活动不发育，只在局部地方形成凝灰岩和火山碎屑浊积岩。这种复理石建造是同造山期的，上覆岩石为磨拉石建造；下伏岩石为大陆岩基，也可是大洋底岩石，它决定于盆地是隆起或沉降背景。许靖华（1970）认为形成地中海复理石盆地的古构造格局，“是由于欧洲和非洲之间的侧向运动及夹在中间的小陆块运动而产生的”。这类复理石盆地可发生在岛弧后面的断裂凹陷，也可是岛弧升凸一侧的海沟。另一些复理石盆地是大规模侧向断裂下落一侧的窄长海槽。

（6）加里福尼亚型复理石建造。位于过渡壳的接合带上，没有火山活动，浊积岩发育。这种复理石建造可能是同造山期的，发育时间短暂，空间分布不广泛。它向上和两侧过渡为磨拉石建造，下伏岩石可能为不同的类型。50 年代许靖华及其以后的追随者，通过对加利福尼亚文图拉盆地浊积岩的研究，认为浊积岩是沿海槽长轴水流方向分布的，这与走滑断层有关，代表转换板块边缘的沉积物。郭令智等认为江南岛弧南侧的板溪群，为典型的岛弧复理石建造，可沿构造线延伸 1000km 以上，从而证明江南岛弧东南侧有一条晚元古代的海沟。

（五）岩浆岩的分布

现代火山岩集中分布于岛弧、活动陆缘、洋中脊、边缘海、大洋岛屿、甚至大陆内部。一般认为岛弧火山岩主要是安山质岩石，然而构造背景各异，相应的火山岩组分也有所差异。安山质火山岩多集中于深源地震深度范围内。世界上活动火山岛弧主要由玄武质－安山

质岩石组成，通常缺少流纹质岩石，而年轻岛弧则以玄武岩为主。

拉斑玄武质系列火山岩。见于所有的构造环境，但其地球化学特征有一定的差异性（表3－4）。

表3－4　拉斑玄武质系列火山岩、地球化学特征（据都城秋穗，1975）

化学成分分析项目	岛弧拉斑玄武质系列	洋脊拉斑玄武质系列	大洋岛屿拉斑玄武质系列
FeO＊MgO	1~7	0.8~2.1	0.5~2.5
SiO_2（%）	46~76	47~51	46~65
FeO（%）	6~16	6~14	8~16
Na_2O（%）	1.1~3.6	1.7~3.3	0.7~4.5
K_2O（%）	0.1~2.0	0.07~0.4	0.06~2.0
TiO_2（%）	0.3~2.0	0.7~2.3	0.2~5.0

钙—碱性火山岩系列。产于岛弧和活动陆缘，也产于大陆内部。钙—碱型岩石比例随着向大陆型演化而增加。

碱性火山岩系列。产于洋中脊的破碎带、海丘、大洋岛屿、大陆附近岛弧边缘和大陆内部。

这三种岩石系列分布和化学成分有一定的规律性。从大洋向大陆方向有如下的次序：

（1）拉斑玄武质系列→钙碱系列→碱性系列。

（2）玄武岩→安山岩→英安岩→流纹岩。

（3）拉斑玄武岩→高铝玄武岩→碱性玄武岩。

（4）SiO_2 含量、Na_2O+K_2O 的含量、K_2O/Na_2O 比值、K_2O/SiO_2 比值、$^{87}Sr/^{88}Sr$ 比值，均向大陆方向增加。

例如南加利福尼亚半岛山脉的火山岩带，由西而东可分成五个带。

（1）外大陆边缘地带，主要由玄武岩组成。

（2）内大陆边缘地带，主要由玄武岩、安山岩组成。

（3）西半岛山脉带，主要由玄武岩、安山岩和英安岩组成。

（4）东半岛山脉带，主要由安山岩和英安岩组成。

（5）索诺拉带，主要由英安岩、流纹岩组成。

此外，$^{87}Sr/^{88}Sr$ 和 K_2O/SiO_2 两个值也向东增高。

上述火山岩的碱度向大陆增高与 SiO_2 增加是相对应的。其原因据实验岩石学研究，在高压下部分熔融产生的液体有较强的 SiO_2 不饱和的趋势，因此普遍认为，碱度增高是由于岩浆生成的深度和压力朝着大陆增大引起的。这就支持了岩浆沿着贝尼奥夫带，或朝着大陆倾斜的下降板块顶面活动的假说。SiO_2 的含量增加是地壳及加厚的地壳内部局部熔融的高硅质岩浆的混杂作用的结果。研究火山岩水平分带的规律性，也可判断古弧－沟系的位置。

二、构造方面

（一）超壳深大断裂

俯冲带无疑是一个超壳断裂带。李春昱（1973）、郭令智（1977）等都曾对此类深断裂带作过说明。它具有如下特点：

(1) 它是一个“深、长、宽、斜”的巨型破裂带。深度 70～700 多公里，地表宽度几公里到几十公里，空间延伸几百公到一千多公里，倾角一般 45°±10°，下延变缓，会聚于冲断层或低速层，形成上陡下缓的犁式断层。

(2) 它在时间发展上是多期的和长期的，并且有继承活动和演化的特点，可以从下面几个主要标志去识别它：

①它通常是两个巨大的构造单元的分界线，即两侧构造岩石组合，包括沉积建造、建造系列、岩相、厚度、古生物群、矿产、构造特征等截然不同。

②它具有多期火山活动的特征，在其上盘分布着岛弧型或活动陆缘型的火山岩及其火山岩体。

③它具有多期内生成矿作用。

④它具有一巨大动力变质带（高压变质带）、混合岩带、硅化带、破碎带（糜棱岩带）。倒转褶皱和叠瓦构造发育。

⑤它具有一个混杂岩带。

⑥它通常是两个反差强烈的正、负性构造地貌单元的分界线，并具有一系列线状地貌景观。

⑦它通常为地球物理异常带（如磁力、重力、地热异常带）或横越线形构造出现异常带突变。

⑧它通常是一个地震活动带和地壳厚度剧变带。

上述种种标志并非在每一条古超深断裂带上都发育而表现得很完善。要结合实际情况，进行综合分析。

(二) 造山带

1. 地槽概念的演变

造山带指地槽回返形成的狭长褶皱构造地带。过去用它来划分大地构造单元－地槽和地台，而现在认为是板块活动后保留在大陆上的构造遗迹。故研究地槽概念的演变，不仅有益于大地构造历史的认识和继承，而且是重塑古板块活动的重要科学依据。

1873 年丹纳（J. Dana）霍尔（J. hall）在设想的基础上，通过对美地质现象的观察，提出地槽（geosycline）这一术语（或称地向斜）认为地槽位于大陆边部，不断下沉，沉积岩基本是海相的。

1900 年法国地质学家豪格（E. Haug）从分析阿尔卑斯山的构造出发，认为地槽位于两大陆之间，其沉积是浅海陆棚沉积上的深水相，与霍尔的原定义不同，因而出现“美国学派”和“欧洲学派”之争。

1923 年美国地质学家舒克特（C. Scpuchert）也是从美洲地质出发，对地槽概念提出新认识。他把两大陆之间的地槽，叫做陆间地槽（mesogeosyncline）或地中海地槽（miditerrenean type geosyncline）；大陆边缘地槽叫做副地槽或准地槽（Parageosyncline）。

在 1924 年和 1936 年，施蒂勒对地槽学说有很大的发展，他提出两个克拉通之间的地槽为正地槽（orthogeosyncline），相当于舒克特的陆间地槽。在克拉通内部海盆的坳陷叫作副地槽或准地槽。1940 年又提出地槽中有火山活动的叫优地槽（eugeosyncline），火山活动发生在地槽沉降初期，蛇绿岩在此时形成；无火山活动的称冒地槽（miogeosyncline）。

1966 年迪茨（R. S. Dietz）和霍尔登（J. C. Holdon）以板块构造的观点研究现代大陆边缘，认为那里的沉积层从未形成向斜状，因而提出地斜（geocline）这一名称，把过去

所称的冒地槽改为冒地斜（miogeocline）。1972 年迪茨进一步提出优地斜（eugeocline）的概念。

1972 和 1973 年，许靖华认为“地槽沉积物大都沉积于古大陆边缘上的”。冒地槽沉积物，实际上是被动大陆边缘上的沉积层序，优地槽沉积物是在洋底上的远洋沉积。

1983 年我国地质学家李春昱，认为“地槽主要是位于大陆板块边缘，它不是一个向斜状槽谷，而是向海洋倾斜的斜坡”。“根据地槽所在的位置和板块移动的关系，大陆边缘地槽又可分为大西洋型、安第斯型及日本海型”。图 3－45 表示了冒地槽、优地槽的性质及与地槽、地台的关系。

2. 从板块构造观点看地槽的演化

地槽的演化过去是一个极为混乱而复杂的问题，只有板块构造理论出现后，才得以逐步地澄清和统一。

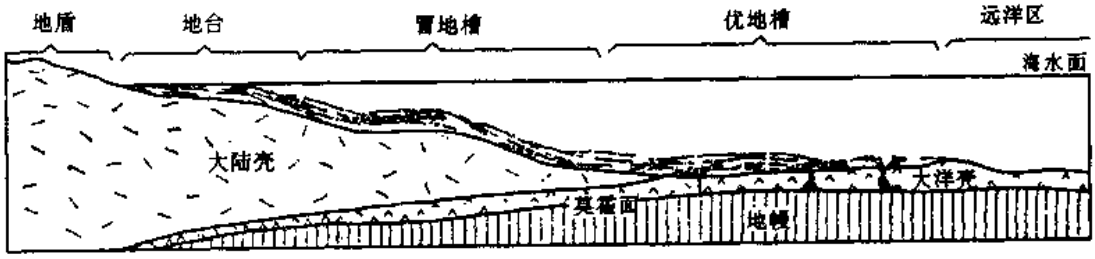


图 3－45　大西洋型地槽示意图（据李春昱，1983）

地槽之所以发生沉降作用，并不是霍尔（1859）的沉积载荷说，或丹纳（1837）的地壳挤压说，或米兹（meinsz，1934）的对流下坳说所阐明的原因，而是由于地幔密度变化导致地壳拉张减薄而发生沉降的。地槽发展中的旋回性所反映出的岩石序列为：早地槽阶段出现的石英砂岩，地槽阶段出现的磨拉石和蛇绿岩，后地槽阶段出现的复理石和岩浆岩，完全可用大陆拉张分离、海底扩张和洋壳俯冲以至大陆碰撞的板块运动模式来解释。地槽褶皱形成造山带的过程中，出现的多褶皱旋回（褶皱幕），是由于板块在连续移动过程中，甲板块作用到乙板块边缘的的应力，形成集累和释放的过程。在此过程中，在乙板块边缘的沉积层褶皱变形，便反映出阶段性。当甲板块移动缓慢时，乙板块边缘处于应力积累阶段，地层也保持平静阶段，为连续性沉积。当甲板块移动加快时，乙板块边缘处于应力释放阶段，地层发生褶皱，形成以后沉积覆盖下的不整合。乙板块边缘应力的积累和释放的多次返复，就造成地槽发展过程中的多期旋回，或发生多次褶皱幕。

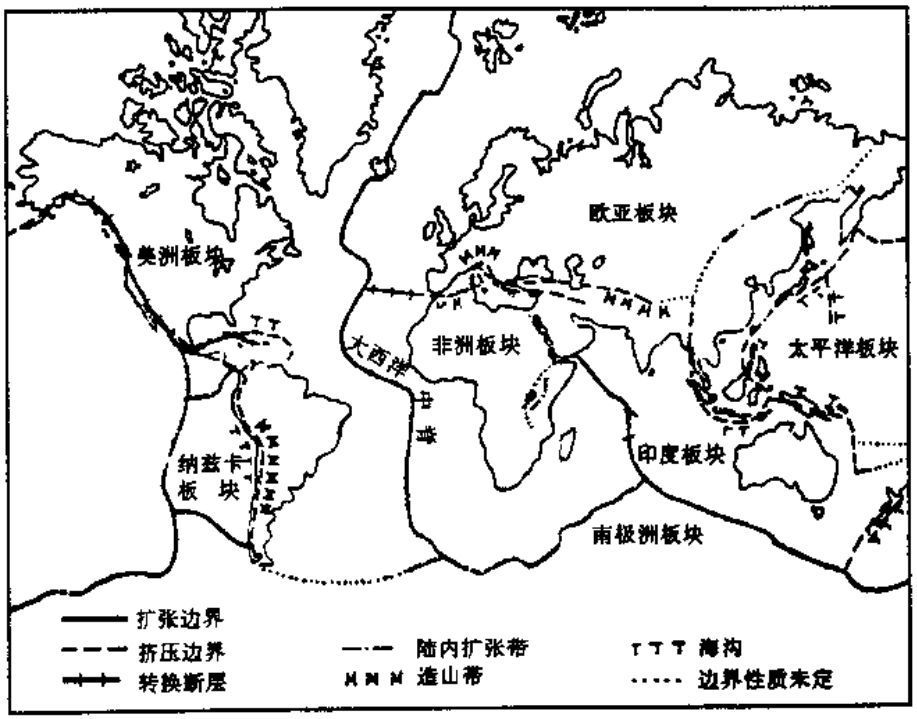
3. 地槽造山带新的涵义

了解了地槽概念的演变及地槽的主要地质现象和板块构造之间的关系之后，就不难理解地槽之所以分布在大陆边缘，而地槽造山带是活动的大陆边缘的原因。同时，也不难理解地槽造山带是由于大洋板块向大陆板块俯冲或两个大陆板块发生碰撞而形成的原因。因而可依据地槽造山带保留的各种岩石序列，重建古板块活动的状态。

目前许多板块构造地质文献中，有的赋予了新涵义，使之更加适应实际地质情况。任何科学都是在前人研究基础上发展起来的，板块构造学也不例外，地槽这一术语本应抛弃，但仍具有承先启后的纽带作用，可用来描述板块所反映的大套岩石序列，易为广大地学者所理解和接受。

（三）大陆裂谷系

“裂谷”最早的研究始于东非（Gregory，1893），迄今已有近百年的历史，但只有板块构造说出现后，才引起充分的重视。现已查明世界大陆和大洋裂谷系总长超过 10×10^4km，其中世界大洋洋底裂谷纵贯全球，总长 6.4×10^4km，每年从大洋中脊（裂谷）有 $10km^3$ 的



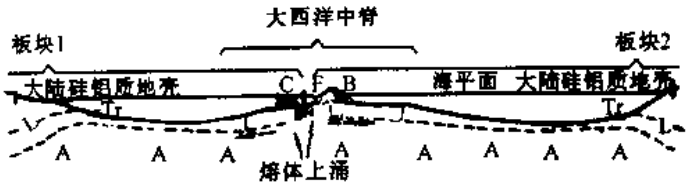


图 3－46　大洋中脊裂谷系与大陆裂谷带的分布（据 Nyamweru，1980，略作修改）

A. 软流圈；B. 突出于海平面上的火山岛；C. 现代海平面之下的熔岩流；

F. 洋中脊裂谷上的断层带；L. 岩石圈；Tr. 过渡性地壳

玄武岩浆和约 1.6×10^4t 铁带到地表上来。因此，有人称“裂谷系是地球上的伤痕”（图 3－46）。板块分离是从大陆裂谷开始的，大洋盆地的形成是裂谷扩张发育结果，稳定大陆地槽的产生，也是以大陆裂谷为前提的，保存在大陆内部或边缘的古裂谷，常是三叉裂谷系（Three－armed rift systems）中发育不完全的一支。苏联学者沙茨基（1945，1946）称为坳拉谷（aulacogen）。因此研究大陆裂谷系，特别是古裂谷是识别古板块离散的重要标志。从板块构造理论提出的热点（Hos spot）理论解释裂谷的成因机制，我们就可从大陆上出现的坳拉谷，推断另两支裂谷发育成洋的情况，从而获得古板块离散的信息。如晚古生代四川攀西裂谷的出现，骆耀南（1981）认为与芦霍－康定小洋盆和龙门山坳陷带的形成有关。罗志立、金以钟（1985）认为与古特提斯洋的打开有关。又如早古生代贺兰山裂陷槽的形成，与祁连和秦岭地槽的发展有密切的关系（赵重远，1981）。

关于裂谷的成因机制，国内外许多学者常用裂谷作用（rifting）这一术语描述，最有代

表性的解释要数地裂运动（Taphrogenesis，1922年由德国地质学家E. Krenkel提出）这一名词，板块构造出现后，伊理士（j. H. Illies，1974）把这一名词赋予新的涵义，认为“地裂运动起源于上地幔”，“地裂运动与造山运动并列，为一连续地壳板块中，有似对立统一体两个方面，互为补偿彼此影响”。这一认识具有深远的地质意义：从地球运动学说把地槽区由于应力聚集挤压而发生的造山运动（orogenesis）和地壳裂谷区由于应力释放拉张的地裂运动联系了起来；使人们对地壳运动发展的认识进入了有张有弛而又有联系有斗争的辩证思维过程。因而它不仅概括了百余年来许多地质学家（J. L. Jorden，1903；Gregory，1893等）研究大陆上的东非、莱茵、贝加尔地堑（或裂谷）等构造性质和地质作用的论点，而且在成因上比当今流行的裂谷系、裂陷槽和裂谷作用具有更为广袤的地质涵义。罗志立、童崇光（1989）结合中国大陆演变的历史和油气分布的关系，提出中国存在三次地裂运动：晚元古代的兴凯地裂运动、晚古生代的峨眉地裂运动和中新生代的华北地裂运动。

大陆裂谷系的重要意义，不仅在地质理论中是大陆分离最早形成的地质现象，而且是许多内生和外生矿床聚集的场所，特别是与许多大油气区的关系密切，如国外的北海区、西西伯利亚油区等。国内石油储量和产量的90%也集中在中国东裂谷系内（童崇光，1979）。大陆裂谷从元古代到中新生代均存在，因而研究古裂谷的形成和特征，是研究古板块运动的重要标志。

三、地球物理学方面

（一）地震震中的线状分布

地震震中主要分布在现代板块边界上，特别是与汇聚板块边缘密切相关。古板块俯冲或碰撞带，尽管活动停止了，但毕竟还是一个古超壳深断裂带，不一定完全固化，仍可存在一定的地震活动。如我国南北地震带的南段，就与扬子古板块的边缘相对应；藏南的东西向地震带就与雅鲁藏布江缝合线相对应。

（二）地磁极移动曲线

板块俯冲的过程，也是其上所驮的两个大陆相向移动、接近以至碰撞结合在一起的过程。在两个大陆碰撞之前，应具有不同的磁极移动曲线。碰撞对接之后，两个大陆块的磁极移动曲线也就互相接近或重合了。因而古地磁极的测定，对于确定古板块相对运动具有极其重要意义。据张正坤等（1982）的研究，华北与扬子古板块，在古生代晚期均位于赤道附近低纬度带，华北古板块位于赤道之北14°48′，扬子古板块位于赤道之南2°24′，两者在二叠纪晚期纬度相差17°2′（即存在逾1000km宽的秦岭大洋）。现在的华北与扬子两个陆块位于北纬37°48′和29°24′，纬度差8°24′。说明自二叠纪晚期以来，两者各自向北移动20°以上（约2500km）。在移动中，相互靠拢，并相对有110°的旋转。

四、古生物和古气候方面

（一）古生物方面

无论海相或陆相生物的生态都和当时的地理环境有密切关系，若见有反常现象，就有可能是古板块活动造成的。如现代北极圈内的新地岛有泥盆纪的生物礁，太梅尔半岛奥陶纪石灰岩和北地群岛志留纪石灰岩中均产珊瑚化石，显示出它们过去的生活环境（在赤道两侧30°内）与它们现在分布的环境（75°高纬度区）不相适应，其所以如此，是与大陆漂移有关

的。又如石炭－二叠纪生活在南半球寒带的舌羊齿植物群，现在却出现在北半球低纬度区的西藏等地，如此大规模的迁移，只能用晚古生代冈瓦纳大陆分裂，印度板块向北漂移来解释。

当大陆分离并开始漂移时，生物群不容易穿过大洋的间隔到其它大陆碎块上去繁殖很多特殊的物种。反之，当大陆联合时，生物群为了生存竞争，不适应的某些物种就绝灭了。

例如哺乳类和爬行类，在两亿年前的南半球和北半球有着相似的种属，因为那时全球只有一个联合大陆。在中生代早期，南半球的哺乳类（袋鼠类）具有独特的发展，那是因为非洲、印度和澳洲开始分离了。但早三叠世以前的北美洲和欧亚大陆并未完全分离，从而造成今天北半球哺乳动物和爬行动物体系以不同方式传播，相同生态适应性的竞争是很激烈的。这种竞争引起了约有 135 中哺乳类绝灭。

无脊椎动物多样化与大陆的破裂和汇聚有关。图 3－47 标绘了 9 个主要无脊椎动物

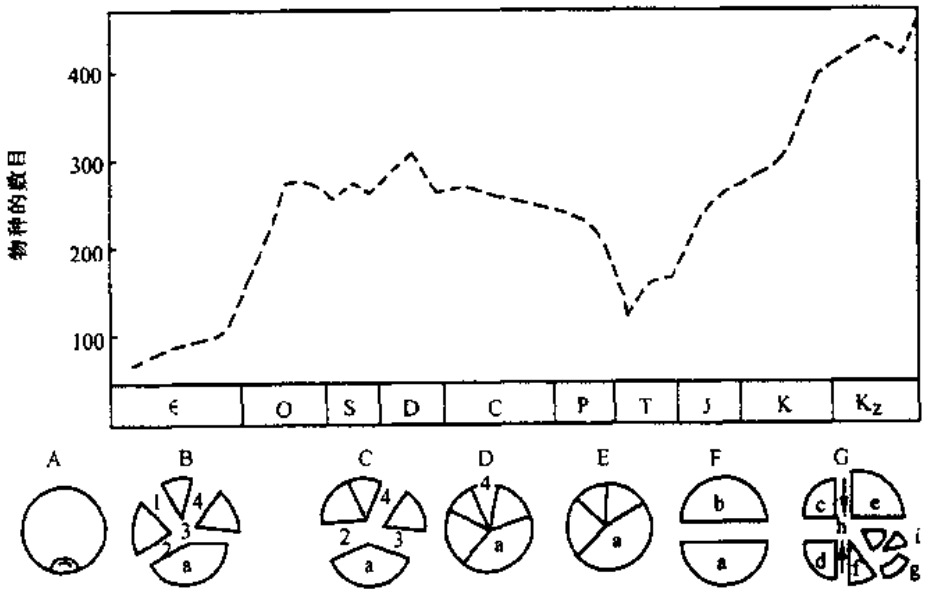


图 3－47　无脊椎动物的多样性及大陆破裂和集合方式之间的相互关系

（Valentine 和 Moores，1970，引自 Condie，1976）

事件：A. 联合古陆；B. 联合古陆破裂产生前加里东（1）前阿巴拉契亚；（2）前海西；（3）前乌拉尔；（4）海洋；C. 加里东—阿卡德造山带的缝合；D. 阿巴拉契亚和海西造山带缝合；E. 乌拉尔的缝合—联合古陆的重新组合；F. 特提斯海的张开；G. 特提斯海关闭，大西洋重新张开，冈瓦纳古陆破裂；大陆：a. 冈瓦纳古陆；b. 劳亚古陆；c. 北美洲；d. 南美洲；e. 欧亚大陆；f. 非洲；g. 南极洲；h. 印度；i. 澳洲

（属）种与地史时间函数曲线的变化。在前寒武纪及三叠纪大陆联合时，物种数目减少；早古生代及新生代大陆分裂时，物种数目急剧增加。故研究特定古生物的演化，有利于古板块的重建。

（二）古气候方面

现代气候按地球纬度的分带性，也适合古气候的规律。若地质历史时期的古气候遗迹和现代地球位置不相适应，说明该地区在地质历史时期并不处于现在位置，而是以后漂移来的。例如晚古生代有一套寒冷的冈瓦纳系地层，石炭系中有大陆冰川的遗迹，现在却出现在

热带地理区的印度。又如非洲西北部的撒哈拉大沙漠，气候干燥酷热，位于热带，但1970年在该地区的奥陶纪的地层中发现了冰川遗迹。这种矛盾现象，只能用当时位于南半球高度纬度地球区冈瓦纳大陆解体后向北漂移来解释。

以上四个方面12条标志，是研究古板块的重要线索，它们不是彼此孤立的，而是具有内在的联系。不是在每个古板块边界上这几条标志都发育很好，或同时存在，才能确定古板块；也不能见到其中少数标志，就过早地下结论，这须根据实际资料，进行全面的综合分析研究，才能获得正确的可靠结论。

此外，也可看出古板块的研究并非易事。它需要广博的知识面、多学科的协作配合、辩证缜密的思考、综合分析的方法。这就要求我们认真学习板块构造理论，结合实际地质情况，作出不断的努力。

第四章　中国大地构造轮廓

第一节　中国地势基本特征

地球自其形成以来就在不断地运动着、演变着，迄今已经历了极为漫长、复杂的演变历程。地球表面的地势形态在漫长的地质历史过程中也经历了极其复杂的演变，现代的地形轮廓主要是新生代以来的地质历史时期内、外动力地质作用综合塑造的结果，是漫长的地球演变历史长河中的一瞬间。相对而言，内动力地质作用，特别是构造运动对于地表地形地势的形成和改造作用是第一位的，决定性的，远比外动力地质作用巨大。即地表地形的总轮廓主要是由内动力地质作用长期作用的结果。因此，研究中国地势形态特征将有助于我们认识新生代以来的构造运动规律，并可推断更老的构造运动演变历程，能更好地理解中国大地构造的现代轮廓。

一、中国陆地地势的三级阶梯

中国位于亚洲东部，濒临太平洋西岸。雄居西部的青藏高原是世界屋脊，自西向东，地势高度逐级下降，构成显著的三级阶梯特征。

1．一级阶梯

青藏高原是最高一级阶梯，平均海拔4000m以上，东亚、南亚各大河流多从这里发源。青藏高原西南边缘是雄伟的喀喇昆仑山脉和喜马拉雅山脉；北缘是昆仑山脉、阿尔金山脉和祁连山脉；东缘是横断山脉。高原内部山岭、沟谷并列，湖泊众多。著名的山脉有念青唐古拉山脉、唐古拉山脉、可可西里山脉、巴颜喀拉山脉等。

2．二级阶梯

青藏高原以东和以北，地势迅速下降到海拔2000～1000m的浩瀚高原和盆地地区，构成中国陆地地势的第二级阶梯。主要有地面崎岖的云贵高原，沟谷纵横的黄土高原，起伏和缓的内蒙古高原；山清水秀的四川盆地，沙漠广布的塔里木盆地，草原宽广的准噶尔盆地等。它们多数被东西向延伸的山脉间隔，而云贵高原西侧则被横断山脉所挡，在形态上多成为菱形或四边形。新疆天山山地中的吐鲁番盆地最低点－155m，是我国陆地上最低的地方，也是世界上著名的洼地之一。

3．三级阶梯

大兴安岭、太行山脉、巫山山脉及云贵高原东缘（雪峰山脉）一线以东，海拔在1000m以下的丘陵和200m以下的平原构成中国陆地地势的第三级阶梯。东北平原略有起伏，华北平原辽阔坦荡，长江中下游平原湖泊众多，这些平原，海拔多在500m以下至海平面，堆积着很厚的第四纪沉积物，构成一条巨大的北东向沉降带。沉降带以东为一隆起带，包括长白山地、辽东丘陵、东南丘陵等，海拔多在1000m以下。

在我国陆地第三级阶梯的东面和东南面是辽阔的海域，包括渤海、黄海、东海和南海。海平面以下的浅海地区一般比较平坦，许多地貌现象与陆地有密切联系，实际上是陆地低平原的延伸，故也可以划归第三级阶梯。

二、中国地貌的东西差异

中国东部地区与西部地区具有完全不同的地貌景观。东西分界大致以贺兰山、六盘山、龙门山和横断山脉为界。西部地区山脉和盆地延伸以北西西向为主，高山耸立，中间隔以盆地，形成山系与盆地并列的面貌。自北向南由北西西走向的阿尔泰山脉、准噶尔盆地、天山山脉、塔里木盆地、阿尔金—祁连山山脉、柴达木盆地、可可西里—巴颜喀拉山脉、羌塘盆地、冈底斯山脉、拉萨盆地、喜马拉雅山脉等构成。

东部地区的山系、丘陵和盆地则多为北东—北北东向，盆地和丘陵占据了绝大部分面积。北东—北北东向展布的盆地与丘陵或山系相间排列，自西向东有：海拉尔盆地—二连盆地—鄂尔多斯盆地—四川盆地构成的第三沉降带，大兴安岭—太行山—巫山山脉构成的第三隆起带，东北平原—华北平原—江汉平原—北部湾构成的第二沉降带，张广才岭—长白山—辽东丘陵—东南丘陵构成的第二隆起带，渤海—黄海—东海—南海构成的第一沉降带。

三、东西向山脉

东西向延伸的山系构成了我国主要大型河流的分水岭，南北气候分带及自然地理分区。自北向南有阴山山系，该山系向西延伸到鄂尔多斯、阿拉善之北，代表内蒙高原的南缘，为内蒙古高原和华北平原之间的界山。秦岭及其东延诸山，是第二条东西向山系，是黄河流域和长江流域的分界。秦岭在西安西南高达 4000 余米，山势雄伟，向东逐渐降低，过南阳盆地以后，出现桐柏山和大别山。这条山系构成了南北气候带的分界。最南一条东西向山系为南岭，该山系在地形上比较模糊，但仍是显著的、清晰的南北水系的分水岭，北面是长江水系，南面是珠江水系。南岭也是重要的自然地理分界线，以南是我国的热带、亚热带植物区，具有丰富的特殊植物资源分布，并且在雨量、温度、植被、土壤等许多方面与北面有很大区别。

四、中国地势与地壳深部结构的关系

由于地壳均衡作用，地势特征与地壳深部结构具有明显的关系。中国地势的上述特征就是由地壳深部结构所决定的。地表地势高的地区地壳厚度明显增厚；地表地势低的地区，地壳厚度明显减薄，即我国地形高低与地壳深度呈镜像反映（图 4－1），地势愈高的地区，地

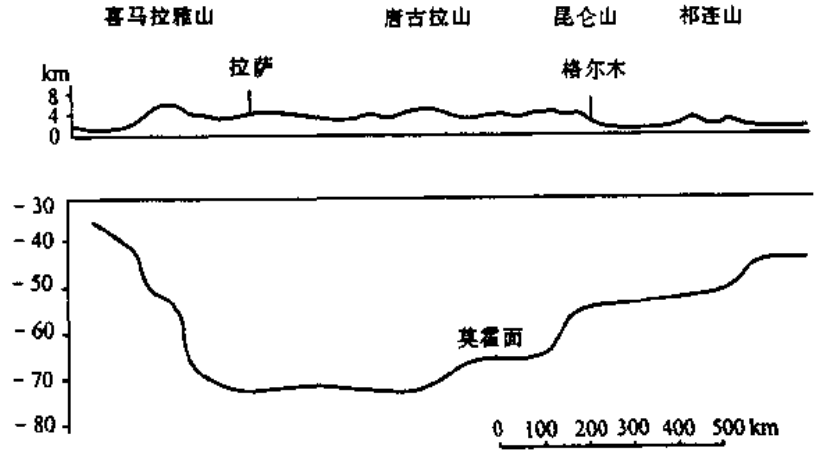


图 4－1　中国地形与莫霍面关系示意图（据黄汲清，1978）

壳厚度也愈大。在平面上表现为地形等高线与重力等值线、莫霍面等深线以及中生代以来的构造线都具有相同的方向（图 4－2）。

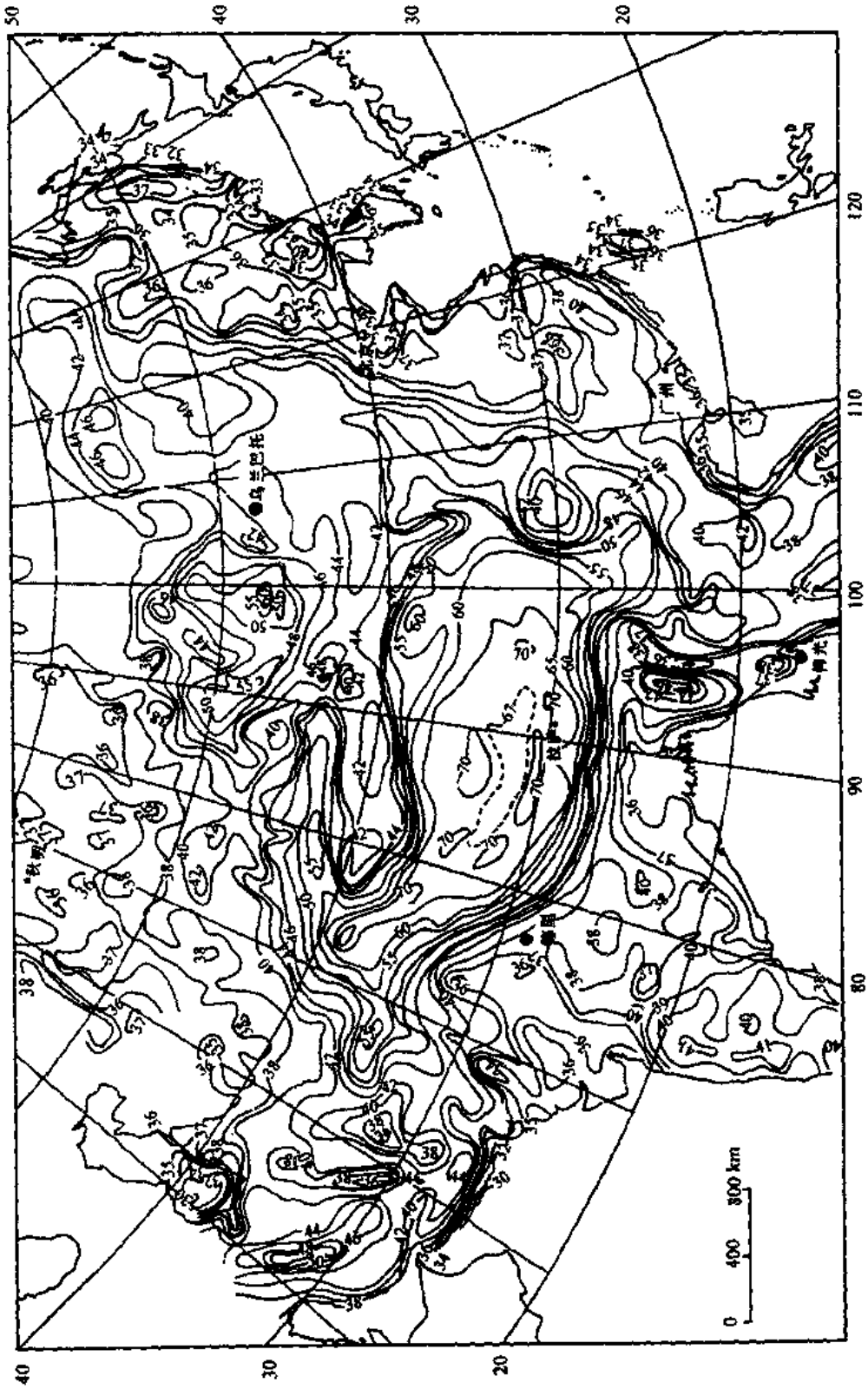


图4-2 中国及邻区莫霍面深度图(据王椿镛等，1982)

第二节　中国大地构造基本轮廓

一、中国板块构造环境与轮廓

中国大地构造的发展是与其周围的地质构造环境相联系的，其基本轮廓与特征受其所处的大地构造位置控制。按板块构造观点，从全球板块构造来看，中国大地构造位置处于欧亚板块东部，印度板块与亚洲板块碰撞带和亚洲板块与太平洋板块俯冲带附近，从而致使中国大地构造的发展与板块的碰撞和俯冲作用关系甚为密切。

古生代古亚洲地质最显著的特征是由多个相互分离的古板块组成，李春昱等（1983）对亚洲古板块进行了初步划分，从中可看出基本轮廓（图 4－3）。中国大陆可划分为塔里本—中朝板块（Ⅰ），华南及东南亚板块（Ⅱ）；中国大陆北面是西伯利亚板块（Ⅲ），哈萨克斯坦板块（Ⅳ）；中国大陆西南面是印度板块（Ⅷ）；中国大陆东面是太平洋板块（Ⅹ）和菲律宾板块（Ⅺ）。

因此，自古生代以来，中国大地构造的发展主要由两个因素控制和制约，一是我国夹于印度板块和西伯利亚两大古板块之间，构成了古生代呈东西向延伸的相对活动地带，致使中

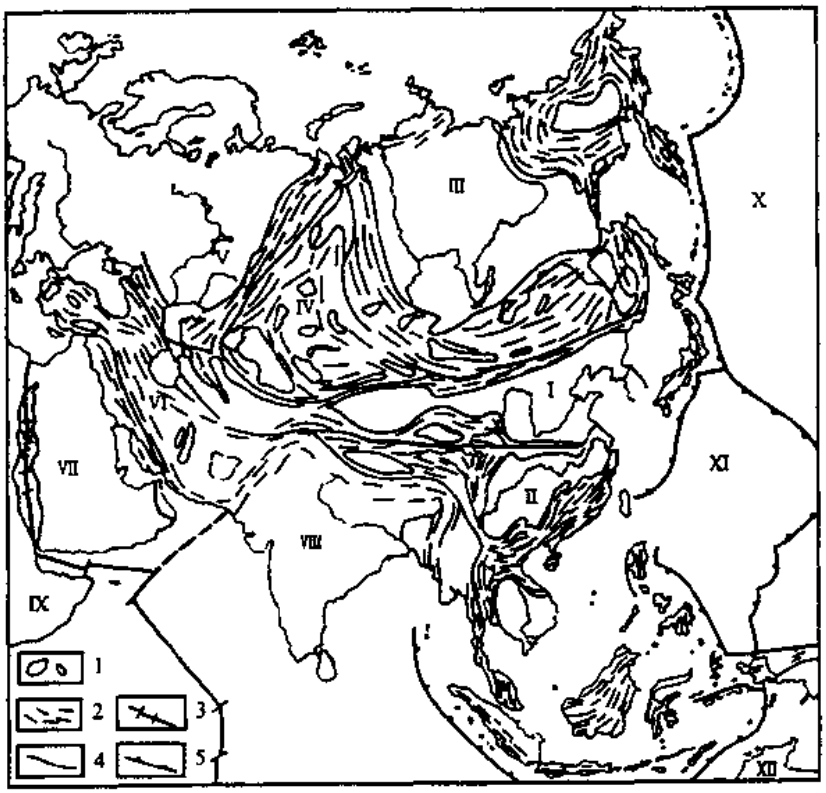


图 4－3　亚洲古板块划分略图（据李春昱）

1—地台区或地台型沉积盖层；2—地槽褶皱带；3—海底扩张及转换断层；4—板块分界线；5—深海沟；Ⅰ—塔里木—中朝板块；Ⅱ—华南及东南亚板块；Ⅲ—西伯利亚板块；Ⅳ—哈萨克斯坦板块；Ⅴ—东欧板块；Ⅵ—土耳其—中伊朗—冈底斯中间板块；Ⅶ—阿拉伯板块；Ⅷ—印度板块；Ⅸ—非洲板块；Ⅹ—太平洋板块；Ⅺ—菲律宾海板块；Ⅻ—澳大利亚板块

国古生代造山褶皱带主要呈东西向延伸，形成了古生代构造演化的主要特征，并奠定了现今大地构造基本轮廓。二是东临太平洋，中新生代以来，中国恰好处于太平洋洋壳与陆壳交接与转化的地带，太平洋板块的活动在中国大地构造演化和地质构造发展中起着极为显著和特殊的作用。由于陆壳和洋壳的交接线呈北北东方向展布，所以中国北北东向构造特别强烈，并与上述东西向构造成交叉的形式。这两个大地构造因素造就了中国大地构造具有近东西向和近北北东向分区的特征（图 4－4）。

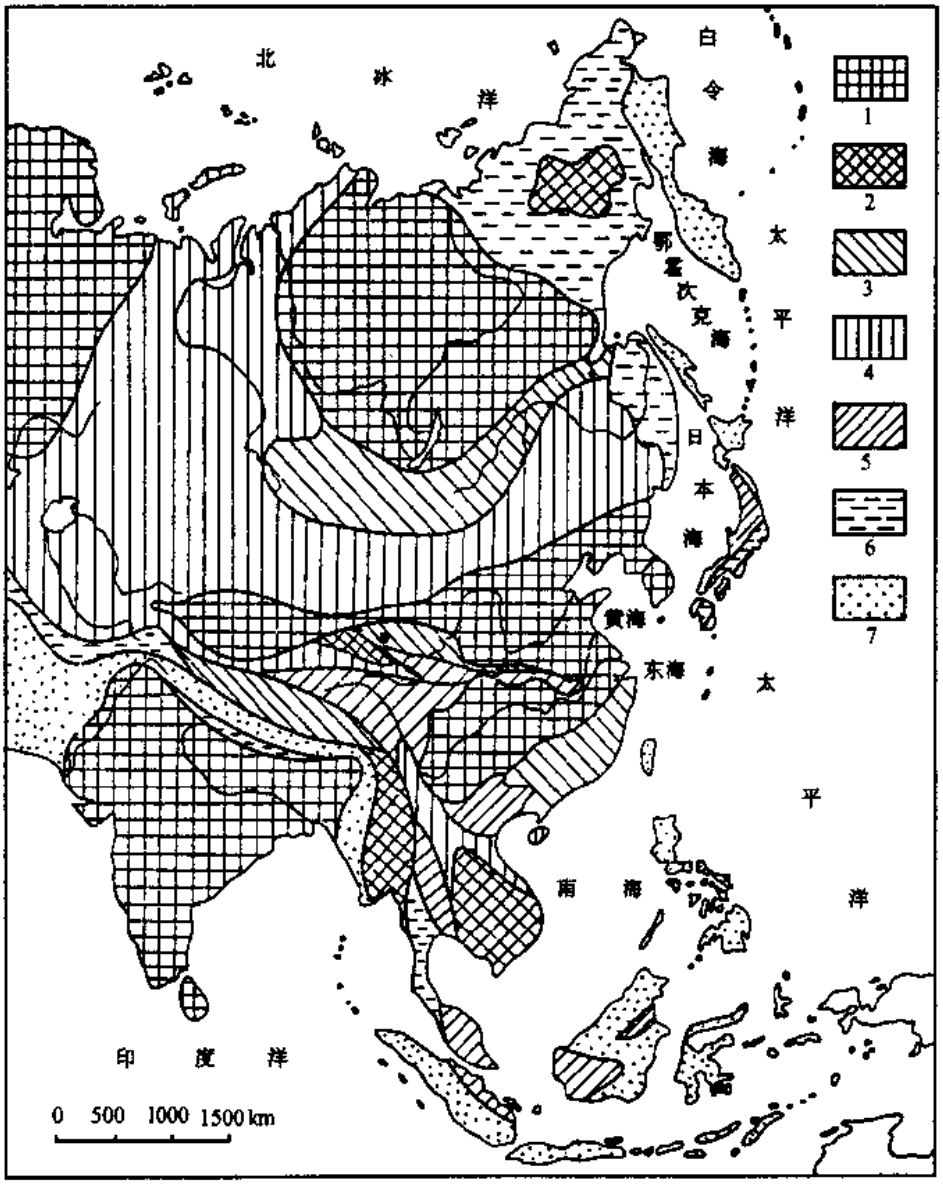


图 4－4　中国及邻区大地构造简图

（据李春昱修改，1981）

1—前寒武纪地块及盖层；2—前寒武纪准地台或中间地块及盖层；3—加里东褶皱带及盖层；4—海西褶皱带及盖层；5—印支褶皱带；6—燕山褶皱带；7—新生代褶皱带

二、中国板块构造格局与古板块的划分

古板块构造研究表明，以塔里木板块、华北板块和杨子板块组成中国板块构造的主体和

基本格局（图 4－5）。

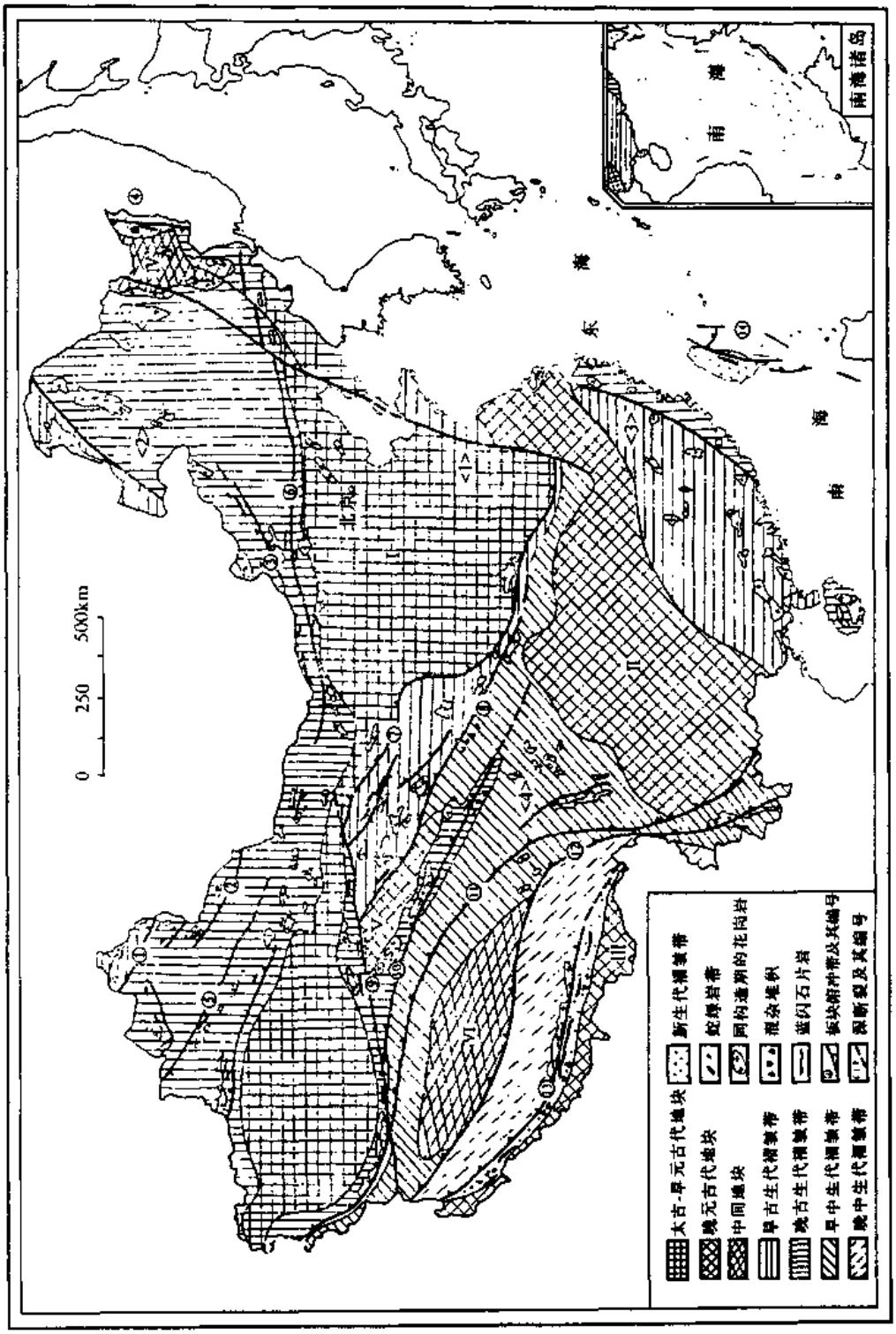


图4-5 中国板块构造示意图（据李春昱等，1979）

地块或中间地块：Ⅰ塔里木—中朝地块；　　Ⅱ扬子地块；
Ⅲ印度地块（北缘）；　　Ⅳ佳木斯中间地块；
Ⅴ柴达木中间地块；　　Ⅵ羌塘中间地块。

不同地质时期的板块俯冲带和碰撞带：

①阿尔泰早古生代板块俯冲带；
②准噶尔晚古生代板块缝合线；
③紫伦山—贺根山晚古生代板块缝合线；
④那丹哈达岭早中生代板块俯冲带；
⑤天山晚古生代板块俯冲带；
⑥阴山—图们晚古生代板块俯冲带；
⑦祁连山—秦岭早古生代板块俯冲带；
⑧青海—秦岭早中生代板块俯冲带
⑨阿尔金山晚古生代板块俯冲带（?）或转换断层；
⑩昆仑山晚古生代板块俯冲带；
⑪可可西里—金沙江早中生代板块俯冲带；
⑫藏北—滇西晚中生代板块俯冲带；
⑬雅鲁藏布江—印度河新生代板块缝合线；
⑭台湾新生代板块缝合线（或转换断层）。

深断裂

（1）郯城—庐江深断裂；
（2）得尔布干断裂；
（3）丽水—海丰深断裂；
（4）甘孜—理塘深断裂。

塔里木板块、华北板块的基底是由太古代、元古代变质岩系组成，其上广泛发育有寒武纪以来的沉积盖层，且具有稳定沉积的特征。杨子板块的基底是由元古代的变质岩系组成，其上为晚元古代震旦纪以来的沉积盖层。自显生宙以来，这些板块虽然屡被海水淹没，但从地壳结构来看，都属于大陆型地壳。

在塔里木板块—华北板块与杨子板块之间，以及它们与相邻板块之间，古生代都曾经被大洋型地壳的洋盆隔离。后来由于板块运动的结果造成古洋壳沿其边缘向陆壳之下俯冲，致使洋陆交界附近的沉积物不断褶皱隆起，形成一系列向大洋方向迁移的不同时期的俯冲带，及其相应的造山带。主要可分出四个造山带。

1. 天山—内蒙—兴安造山带

天山—内蒙—兴安造山带，位于塔里木—华北板块与西伯利亚板块之间，成弧形向南突出。古生代时属中亚—蒙古古大洋，据古地磁推测宽度曾达4000km以上。在其南北两缘的俯冲作用下逐渐退缩，至晚二叠世完全关闭，两板块相碰，形成晚古生代褶皱构造带。

2. 昆仑—祁连—秦岭造山带

昆仑—祁连—秦岭造山带，位于塔里木—华北板块与杨子板块之间，西宽东窄。在古生代至中生代早期，是一个广阔的长条形的昆仑—祁连—秦岭古大洋，向西南达特提斯大洋的北缘。其洋壳向北俯冲的时间不一，中段祁连山于早古生代向北俯冲形成早古生代褶皱带，西段和东段主要在晚古生代向北俯冲形成晚古生代褶皱带。子中生代早期大洋才最后关闭，使杨子板块与华北板块焊接。

3. 青藏—川西—滇西造山带

青藏—川西—滇西造山带，占据昆仑—祁连—秦岭造山带以南，杨子板块以西的广大区域，是特提斯造山带的一部分。早中生代后期，古陆分裂，特提斯大洋扩大。中生代晚期，特提斯大洋开始封闭，先后向北俯冲子昆仑—祁连构造带之下。到第三纪，特提斯大洋完全关闭，印度板块与欧亚板块主体焊接，形成中生代和新生代造山带。

4. 东南造山带

该带的西北侧与杨子板块相接，东侧属菲律宾大洋板块。自古生代以来，古太平洋先后往西向大陆俯冲，大陆边缘不断向大洋方向增生、迁移，形成古生代以来的造山带。目前仍受菲律宾大洋板块的作用。

第三节　中国深大断裂

区域性大断裂或深断裂是对区域地质具有控制意义的重要构造。为了深入揭示和总结我国区域构造的特点，一些地质学家一直在探索我国境内区域大断裂或深断裂的规律。

在总结区域性大断裂或深断裂的特点方面，一些学者主要依据深断裂展布的方位和组合形式，分析其形成的力学机制，探索其发生发展的规律。

李四光曾经提出交叉大断裂的概念，指出走向北东—南西和北西—南东、倾斜近于直立的两组断裂互相交叉构成棋盘格式构造，在全球范围普遍发育。走向东西和南北的断裂也组成棋盘格但只具有次要意义。在我国东部和南部，尤其是沿海地区，斜向交叉断裂的发育是相当普遍的。他认为这两类棋盘格式断裂的形成与全球性南北向或东西向的挤压有关。

张文佑提出，地球上主要有北北西、北北东和北西西、北东东两套剪切断裂，组成了行星式断裂网格。我国西部是以北西西、北东东断裂为主导组成的菱形网格，东部是以北北东、北北西断裂为主导组成的菱形网格，中部则追踪两者形成南北向断裂系（图 4－6）。他强调地球旋转、离极力和离心力在行星式断裂网格形成中具有重要意义。

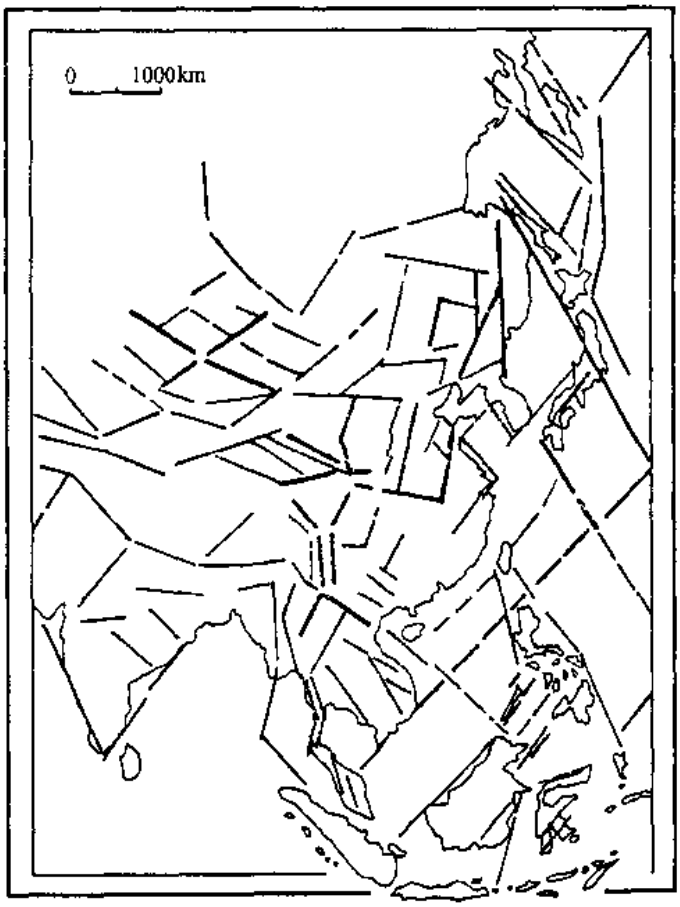


图 4－6　东亚主要断裂构造分布图
（据张文佑等，1978）

一般认为这种区域性或全球性X型大断裂系，在一定程度上具有走向滑动性质。至于X型断裂系是否具有全球规模或普遍意义，则是一个比较复杂的重大问题。因为棋盘格式断裂系是在质地均一的单元内于统一应力场中形成的共轭剪切系，而地壳或岩石圈是由质地不同、形态不同、大小各异、形成发展时代不同的块体镶嵌而成，总体看是相当不均一的，即使在统一应力作用下形成的断裂，要在方位上保持相对规则和稳定也是困难的。其次，组成地壳或岩石圈的大小板块和块体在地质历史中总要发生不同程度的漂移和相对位移，甚至发生层圈式顺层滑动，因此在各个构造旋回中分别形成的断裂，很难保持其原始方位。所以X型斜向交叉断裂主要出现于变形十分轻微的板块内部、以及未遭受多次变形的地区。

一些学者从断裂产出的地质背景将深断裂划分为地槽区深断裂、地台区深断裂等，以探讨其展布和形成的规律。可是一条深断裂常常穿过不同构造单元。单纯从切割深度、断裂性

质、力学性质或活动时期上进行分析研究也存在类似问题。所以在探讨广大地区深断裂的展布组合和发生演化规律时，既要具体分析某一侧面，更要综合概括有关的各个方面，尤其要充分考虑到断裂在空间上和时间上的发展变化。任纪舜等（1980）通过区域地质、地球物理资料和卫星照片的综合分析，在1:400万中国大地构造图上共划出10余条超岩石圈断裂带，80余条岩石圈断裂带和数量更多的地壳断裂带，进而又根据各深断裂带的地质背景及其在区域地质构造发展中的地位、组合分布、断裂规模和从属关系，将深断裂分为断裂系、断裂带及断裂。这些断裂系又分属三大巨型深断裂体系，即古亚洲断裂体系、滨太平洋断裂体系和特提斯—喜马拉雅断裂体系（图4-7）。现概述如下：

1. 古亚洲断裂体系

包括华北板块—塔里木板块、天山—兴蒙造山带以及秦祁昆仑造山带中的一系列深断裂系。这是一个元古代—古生代活动的深断裂体系，控制天山—兴蒙造山带和秦祁昆仑造山带以及相邻板块古生代的大地构造发展。细分为：①中蒙古深断裂系；②博罗霍洛—中天山深断裂系；③南蒙古深断裂系；④华北地台北侧深断裂系；⑤达拉布特深断裂系；⑥哈里克套—博格达深断裂系；⑦阿尔金—北山深断裂系；⑧狼山深断裂系；⑨西昆仑深断裂系；⑩北淮阳—北祁连深断裂系；⑪柴达木北缘—北淮阳深断裂系；⑫东昆仑—南秦岭深断裂系；⑬龙门山—大巴山深断裂系。

2. 滨太平洋断裂体系

是指从昆明—银川一线向东到台湾之间广大地域内的一系列断裂系。这是一个中、新生代强烈活动的、复杂的断裂体系，它在华北和东北地区重叠于古亚洲断裂体系之上，控制中国东部滨太平洋构造域的发展。包括：⑭西太平洋毕乌夫带深断裂系；⑮东南沿海深断裂系；⑯苏北—黄海张裂系；⑰郯城—庐江深断裂系；⑱下辽河—华北张裂系；⑲大兴安岭—太行山—武陵山深断裂系；⑳汾渭地堑张裂系；㉑华南北西向深断裂系。

3. 特提斯—喜马拉雅断裂体系

是指中国西南部以一系列巨大的弧形断裂为主干的断裂体系。这是一个中、新生代的断裂体系，并在秦祁昆仑造山带与古亚洲断裂体系复合，控制特提斯—喜马拉雅巨型造山带的发展，使古亚洲大陆上的一些古断裂重新复活。可进一步分为：㉒雅鲁藏布江深断裂系；㉓喜马拉雅辗掩断裂系；㉔怒江—澜沧江深断裂系；㉕金沙江—红河深断裂系；㉖道孚—马山深断裂系；㉗青藏高原西段剪切断裂系；㉘青藏高原东段剪切断裂系；㉙青藏高原中段南北向张裂系；㉚康滇地轴深断裂系；㉛江山—绍兴深断裂，其归属有待进一步研究。

区域性大断裂是具有相对独立意义的构造单位，而且断裂的规模愈大，相对独立性也愈大。不过另一方面又在一定程度上与一定大构造单位存在依属关系，与所在单元或所控单位的发展和活动具有相对一致性。因此在区域地质背景上划分中国的断裂是比较客观地反映了中国境内断裂的基本面貌。

在概述中国断裂体系时，还有几点值得重视：

第一，中国东部北北东向断裂构造线有重大意义，如郯城—庐江断裂带和大兴安岭—太行山—武陵山断裂构造线，断裂的两侧在地质上、地貌上、深部构造上均显著不同。尤其是大兴安岭—太行山—武陵山断裂构造线是中国深层构造的一条重要界线，其东西两侧的地壳厚度有明显差异。

第二，滨太平洋断裂体系的南、北部分是有明显差异的。南部即中国东南部的断裂与北部断裂相比，其切割深度较浅。自我国北部南延的断裂，如郯城—庐江断裂等，过长江后即

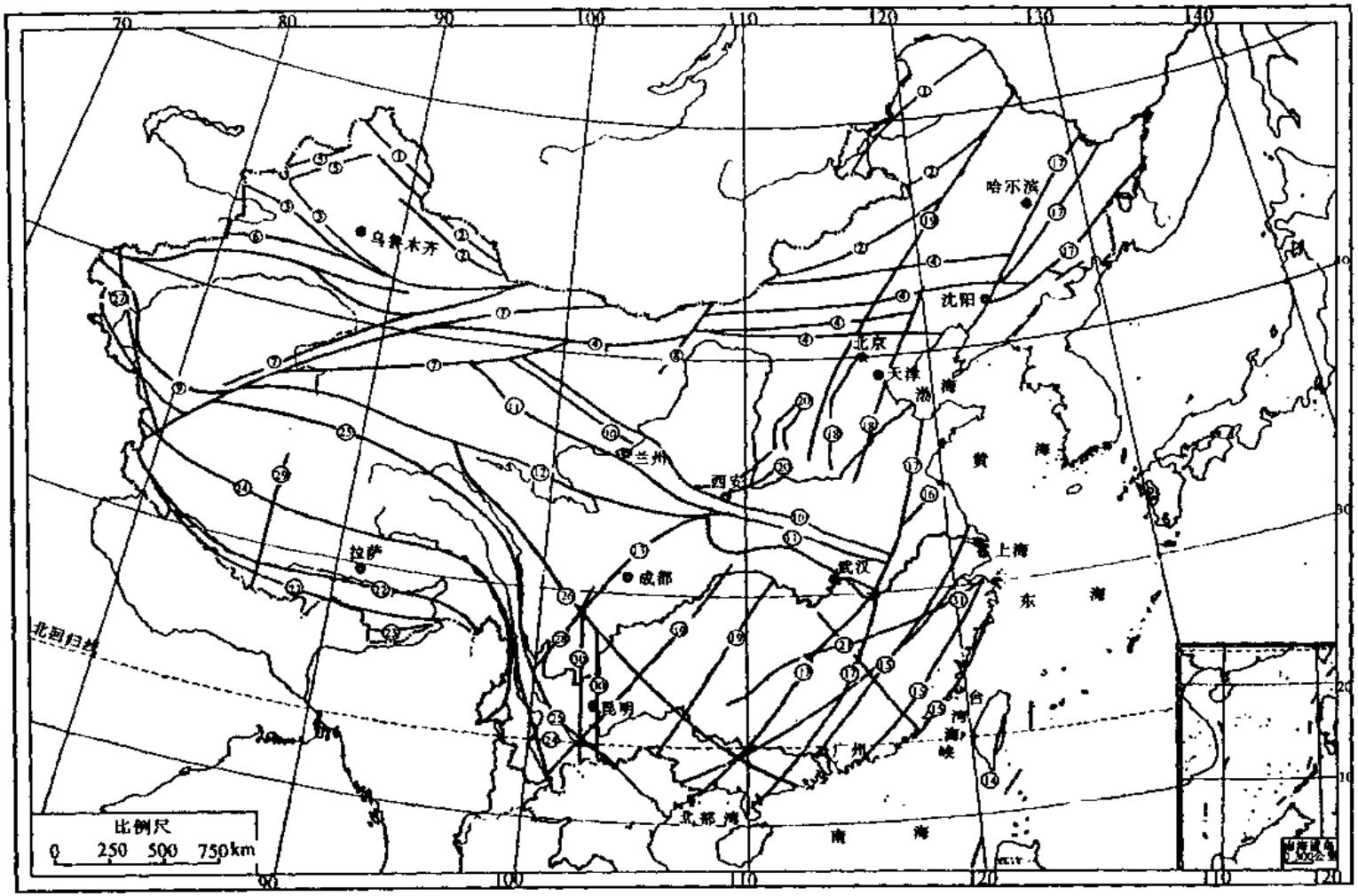


图4-7 中国断裂系统图

(据此纪瞬等简化，略有修改，1980，各断裂名称见正文)

不太明显。大兴安岭—太行山断裂构造线南延也有类似情况。这既反映了南北地质的差异，也显示出北祁连—北淮阳断裂带的重大意义。

第三，除中国东南部以外的其它地区，断裂集中成带比较明显。成带出现的断裂，切割比较深，地质意义也更重要。

第四，中国各级各类断裂的分布和组合，还显示出地壳的多级断块镶嵌特性，反映了在历史发展中地壳或板块多次的破裂和焊合。

第五，中国东南部的大断裂与中国其它地区大断裂比较，断裂还控制了广泛发育的中、新生代中小型红色盆地。结合区域构造来看，这些断裂是在中、新生代晚期的区域性伸展状态下发育的。中国东南部的断裂，尤其是沿海断裂带与现代海岸线平行，所以自浙闽向广东，断层走向由北北东逐渐转向北东，甚至北东东；与其垂直的北西向断裂，自沿海向内地发育的明显程度逐渐降低。上述特征可能说明断裂活动与太平洋板块向欧亚板块的俯冲有关。

第四节　构造旋回的划分

不同学者对中国构造旋回的划分，基本上是相同的，但也存在不少分歧。本书所采用的构造旋回的划分列表如下（表 4－1）。

阜平旋回包括迁西期和阜平期，迁西期是最早陆核形成时期。阜平期以五台群下面的不整合面为顶界，时限 3000 百万年至 2500 百万年，是我国陆壳一个重要形成时期。吕梁旋回包括五台期和吕梁期，五台期的时限为 2500～2200 百万年，它在中国大陆地壳发展中占有重要地位。吕梁期时限为 2200～1850 百万年，它最终形成华北板块的基底。晋宁旋回包括四堡期和晋宁期，四堡期年龄大致为 1850～1000 百万年，在扬子地区发育良好。晋宁期的时限 1000～850 百万年。

加里东旋回的时限为 850～400 百万年。海西旋回系指早泥盆世至二叠纪，在中国是一个很重要的旋回，各地区情况变化较大，天山地区比较典型，可分若干幕，其中以晚泥盆世、早石炭世和早二叠世末三期最为重要。根据中国具体特点，将中新生代划分为印支旋回、燕山旋回和喜山旋回。印支旋回分三幕：中三叠世期间，即拉丁尼克期与安尼锡克期之间；中三叠世与晚三叠世之间；晚三叠世末到侏罗纪初。燕山旋回期，构造幕划分颇多争议，现以燕辽地区为基础划分为五个幕：早侏罗世北票组与中侏罗世蓝旗组之间；中侏罗世土城子组与晚侏罗世义县组之间；晚侏罗世阜新组与早白垩世孙家湾组之间；孙家湾组与晚白垩世大凌河组之间；大凌河组之后，此幕在青藏地区表现为晚白垩世的早期与晚期不整合。喜山旋回以青藏地区为例大体为三幕：始新世中期和末期，表现为特提斯海的关闭；中新世中后期，青藏地区有强烈褶皱断裂和岩浆活动，形成大规模逆冲断裂和推覆体；上新世至早更新世，主要表现为青藏高原的抬升，断裂活动。

表4-1 中国构造旋回划分简表

地质时代		年龄（百万年）	构造旋回	代表性构造运动名称
新生代	全新世		喜山	
	更新世	1.5		喜山运动Ⅲ
	上新世			
	中新世	23		喜山运动Ⅱ
	渐新世			喜山运动Ⅰ
	始新世			
	古新世	65		燕山运动Ⅴ
中生代	K_2		燕山	燕山运动Ⅳ
	K_1	137		燕山运动Ⅲ
	J_3			燕山运动Ⅱ
	J_2			燕山运动Ⅰ
	J_1	195		印支运动Ⅲ
	T_3		印支	印支运动Ⅱ
	T_2			印支运动Ⅰ
	T_1	230		
古生代	P_2		海西	天山运动Ⅲ（伊宁运动）
	P_1	280		
	C_2			天山运动Ⅱ
	C_1	350		天山运动Ⅰ
	D	400		祁连运动（广西运动）
	S	440	加里东	
	O_3			古浪运动（巢余运动）
	O_{1-2}	500		都南运动
	$\in_{2-3}$			兴凯运动
	$\in_1$	600		
元古宙	Z_2	700		澄江运动
	Z_1	850		晋宁运动（塔里木运动）（雷峰运动）
	Pt_3	1000	晋宁	四堡运动（芹峪运动）
	Pt_2^2	1400		
	Pt_2^1	1850		吕梁运动（中条运动）
	Pt_1^2	2200	吕梁	五台运动
	Pt_1^1	2500		阜平运动
太古宙	Ar_2^2	3000	阜平及更老	迁西运动
	Ar_2^1	3500		
	Ar_1			

第五章　古生代板块构造轮廓及演化

第一节　导　　论

关于板块构造体制产生的时代，目前尚无统一的认识。近年来，许多学者对我国前寒武纪板块构造进行过研究和探索。如黄汲清等（1988）在“新疆及邻区板块开合构造及手风琴式运动”一文中认为，新疆及邻区板块活动可追溯到中晚元古代。扬巍然等（1991）在“中国板块构造概况”一文中认为，从中国实际看，元古代板块构造业已产生是毫无疑问的。

本书在论述中国板块构造轮廓及演化时，一方面考虑到古板块构造的地质现象，常受到后期构造和岩浆的破坏，时代愈老保存的愈少；另一方面油气勘探实践表明，在前古生代形成的沉积盆地遭到了后期构造强烈破坏及高度变质作用，油气保存条件极差，油气勘探前景不大。因此，我们主要从古生代开始论述中国板块构造轮廓及演化，并将前寒武系以及岩浆岩都作为基底处理。但正如李春昱教授（1980）曾指出的，板块构造在前寒武纪，至少晚元古代也是存在的；而且在有些地区，特别是地台区，晚期前寒武纪与显生宙之间没有明显的构造变动。因此，我们对前寒武纪的板块构造活动也有所涉及。

在本书中，我们按黄汲清（1988）的观点，将“地块”作为大陆板块的次级单元，如塔里木地块是现代欧亚板块的一部分。在地史上，有的地块曾以板块形式活动，则称“板块”，如早古生代塔里木板块。因此，论述古生代时期板块活动时，我们在中国境内可划分出华北板块、扬子板块、塔里木板块等。至古生代末期这些板块相继碰撞、拼接成统一的整体，因此，自然地在中新生代时，则将它们作为地块看待。

中国大陆的核心组成有华北、扬子和塔里木三个古老地块。古生代时它们是相对独立活动的板块（图 5－1）。华北板块于大约 18.5 亿年前的早元古代末克拉通化，形成陆壳板块，包括了阜平群变质杂岩、五台群和滹沱群的沉积变质岩层序。它们一般被认为是劳亚大陆的碎块。扬子板块多一套属于中上元古界的板溪群或昆阳群浅变质岩，于大约 8.5 亿年前的晚元古代末克拉通化，形成陆壳板块，公认是冈瓦纳大陆的一部分。关于塔里木板块的归属，最近在塔北隆起上的钻井证实，下古生界以下为中上元古界的浅变质岩。因此，可以确认，塔里木板块最后固结时期为扬子旋回末，它与扬子板块一样，于 8.5 亿年前最后硬化，形成陆壳板块，属冈瓦纳大陆在早古生代分离出来的块体。

在冈瓦纳大陆尚未固结硬化成整体的时候，劳亚大陆已经出现了部分中、晚元古代相当蓟县系和长城系的地台型盖层或坳拉槽型的沉积层序。它们在华北板块上同样存在，而不见于塔里木板块和扬子板块。

如果说晚元古代世界诸陆块第一次形成一个古联合大陆（Pangaea）的话，那么进入古生代，这一古大陆开始解体离散，华北、塔里木和扬子三个块体分别从劳亚和冈瓦纳大陆中分解出来，而且彼此以海槽分隔（图 5－1）。在大陆解体中还产生一些条带状或块状小碎片，可称作块体。它们面积有限，并且镶嵌在活动带中，其上覆沉积岩具有海相台地型的沉积特征。同时，在拼合过程中又受相邻的深海槽沉积挤压的影响而严重变形，这种小陆块可看作是活动带的一部分。

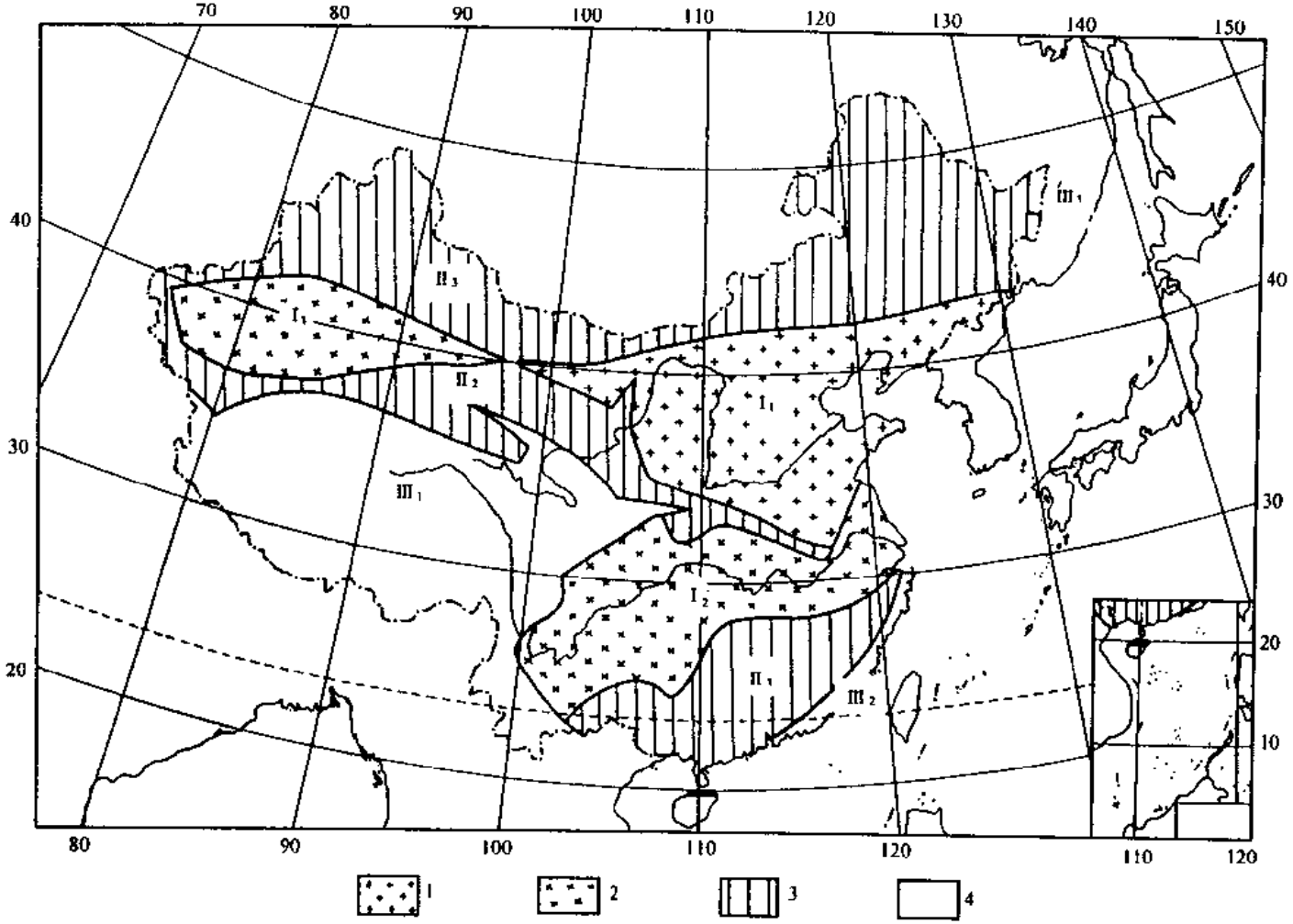


图5-1　中国大陆古生代的构造格架(据甘克文，1991)

陆壳区：1—劳亚大陆碎块；2—冈瓦纳大陆碎块；Ⅰ—老克拉通陆块；I_1—中朝(华北)；I_2—杨子；I_3—塔里木；3—古生代增生的大陆；Ⅱ—海西旋回拼合的古生代海槽沉积区；II_1—天山-蒙古褶皱体系；II_2—昆仑-北秦岭褶皱体系；II_3—华南褶皱体系；4—海洋或大洋区过渡性地壳和洋壳区；III_1—古地中洋；III_2—库拉洋；III_3—锡霍特-阿林海槽；注：各单元位置都不作复原处理

属于劳亚大陆碎块的华北陆块以及属于冈瓦纳大陆碎块的扬子陆块和塔里木陆块，在早古生代初分别从各自的大陆母体中分裂出来，成为独立的、被海水所淹没的板块；出现于早期的地中洋内，四周则为深海槽所环绕。板块上沉积的主要是台地型陆表海的浅水碳酸盐岩，海槽区则为边缘海至深海槽的浊积岩和海底火山碎屑岩。在板块之间的海槽内，发育有若干小片陆块和火山岛。

志留纪后期，区域性的大陆分解离散过程逐步转变成为聚敛拼合的阶段，使得陆块开始增生加大。到晚石炭世至早二叠世，先是华北以北的蒙古、天山海槽体系关闭，因华北板块与西伯利亚板块碰撞而逆转成为褶皱山系，继而秦岭海槽体系由于扬子、塔里木板块与华北板块的拼合碰撞而逆转成为山系，海水自东而西退出，整个华北至新疆形成一个统一的大陆块体。这个大陆块体，从二叠纪或晚二叠世起，成为陆相沉积区。

扬子板块东南缘，虽然从加里东旋回以来不断向东南增生，然而没有大型的碰撞作用造成区域性的分隔山系，所以它仍受古特提斯海侵的影响。在这个扩大了的大陆上，晚古生代仍然是陆表海的沉积区。直到中生代，大陆外侧有更强烈的块体碰撞作用发生，形成区域性的褶皱山系使之与海洋分隔，才全面转变成陆相沉积区。华北区中晚石炭世时的大范围海陆交替相沉积，以及扬子、华南区二叠纪中期的短暂区域性海退，可以看作是受海平面升降变迁的影响。总之，至古生代晚期，中国大陆的基本格局已经形成（图 5－1），并且构成欧亚板块的一部分。

第二节　华北板块

华北板块连同朝鲜北部合称中朝板块，槽台理论则称之为中朝地台或中朝准地台。现今其主体位于华北地区，轮廓大致成一三角形（图 5－1）。北缘、西界及东侧几乎都为山系所环绕。北面以阴山山系的北缘为界，西起甘肃西部玉门以北地区，向东经内蒙的白云鄂博、多伦、赤峰至东北的法库、昌图、敦化、延吉一带。西南界位于合黎山及龙首山之南，并经清水河、六盘山西麓向南延伸至天水附近。由天水往东大致经西安、洛南、栾川、确山、六安一线，止于郯庐断裂带上，构成其南界。东界由合肥往北北东方向延伸经嘉山、连云港之南没入黄海。东北为长白山。

华北板块由早元古代末的吕梁运动形成陆壳板块。之后，尤其是古生代阶段表现为相对稳定、独立的板块活动，古生代末相继与周围板块碰撞、拼合形成统一的中国大陆。中新生代进入板内构造发展阶段。

一、华北板块基底形成阶段

华北板块的基底经历了太古宙及早元古代这一漫长的地质历史阶段。由于时间长，地质环境特殊，演化历史复杂，造成了基底地质构造的复杂性及特殊性。

（一）华北板块基底岩系建造特征

华北板块的基底岩系是由太古宇及下元古界组成。基底岩系在板块北缘的狼山、大青山及冀东、辽东地区，以及东部的鲁东、鲁中和地台中部的五台山、吕梁山、太行山、中条山等地都有大面积的出露。此外板块南侧的嵩山和淮南等地也有小范围出露。根据国内外前寒武纪地质的研究成果，本书采用 25 亿年左右作为太古宙与元古宙的划分时限，早元古代的上限为 18.5 亿年左右。

华北板块基底岩系在各地的发育情况见华北板块太古宇、下元古界对比表（表 5－1），现将其地层建造特征简要叙述如下：

表 5-1　华北板块太古宇、下元古界对比表

地区 / 地层	龙首山	宁夏 吉秦兰	贺兰山	渭南 豫西	内蒙	吕梁山	五台山		太行山	中条山		豫北	嵩山	冀东	辽东	吉南	鲁西	鲁东	皖北
上覆地层	墩子沟群	沙布更茨组	长城群	熊耳群	马家店群	汉高山群	"茶房子灰岩"		长城群	西洋河群		西洋河群	兵马沟组	长城群	永宁群	大罗圈河组	上门组	蓬莱群	八公山群
下元古界 上部				铁铜沟组	二道洼群	黑茶山群	滹沱群	郭家寨亚群	东焦群	中条群	担山石亚群	铁山河群	嵩山群	朱杖子群	榆树砬子组	老岭群		粉子山群	凤阳群
						野鸡山群		东冶亚群	甘陶河群		上亚群				辽河群				
						岚河群		豆村亚群			下亚群	银鱼沟群							
下元古界 下部					三合明群	吕梁群	五台群（上部）		赞皇群（上部）	绛县群			安沟群	双山子群	宽甸群	集安群			
上太古界 上部	龙首山群	阿拉善群	桌干群	太华群	乌拉山群	界河口群	五台群		赞皇群（下部）？	涑水群？		林山群？	登封群	八道河群？迁西群？曹庄岩系？	鞍山群？	鞍山群？	泰山群？	胶东群？	五河群
上太古界 下部					集宁群		阜平群												
下太古界																			

1．太古宇建造特征

华北板块的太古宇出露比较广泛（图 5－2），也是我国太古宇研究得较详细的地区。太古宇是一套区域变质岩系。根据目前区域地质调查及同位素地质学等方面的研究成果，可以按 35 亿年左右的时限将华北板块太古宇划分为上、下太古界，上太古界又可以 30 亿年左右的时限划分为上、下两部。

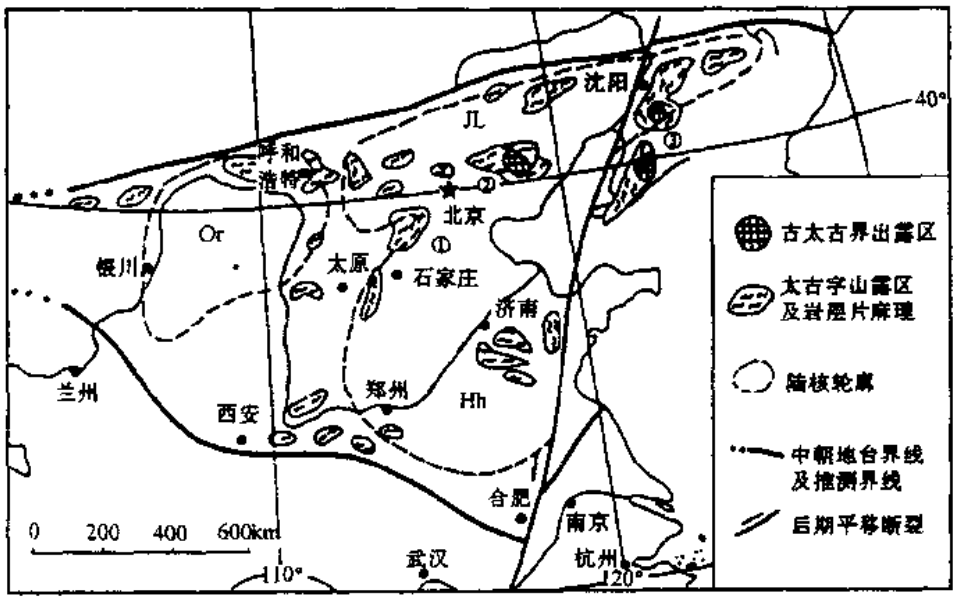


图 5～2　华北地区太古宙地层分布范围及出露情况略图

Or—鄂尔多斯陆核；JL—冀辽陆核；Hh—河淮陆核；①五台—太行区；②冀东区；③辽吉区

下太古界主要出露在冀东和辽东地区，可以冀东的曹庄岩系为代表。迁安曹庄地区除大面积出露深成奥英花岗岩及云英闪长岩外，还发育我国已知最早的残存表壳岩，该变质岩原岩为石英砂岩、泥质岩及碳酸盐岩类，其岩石组合于 1980～1991 年已获得七个近似的年龄值，其范围在 34.5～37 亿年之间（伍家善等，1991）。

上太古界在华北板块上范围较广，主要分布在吉辽地区、燕山山脉、内蒙、冀东、冀西、鲁中、鲁东、豫西等地。

上太古界下部以鞍山群、迁西群、阜平群等代表。辽北—吉南的鞍山群下部为斜长角闪岩→磁铁石英岩及斜长角闪岩→斜长角闪岩，据伍家善等（1991）研究其岩石组合属拉斑玄武岩和非大洋玄武岩，条带状辉石硅铁石英岩为基性火山岩有关的硅铁沉积物。冀东地区的迁西群、五台山地区的阜平群岩石组成主要为麻粒岩、斜长角闪岩、黑云母斜长片麻岩、角闪岩，夹有磁铁石英岩，具明显的旋回性。其原岩演化进程为中基性火山岩→中酸性火山岩、凝灰岩→磁铁石英岩及富铝泥质岩组成。吉辽地区、冀东地区的鞍山群下部、迁西群都遭受强烈的区域混合岩化作用，局部甚至形成混合花岗岩。

上太古界上部以五台群下部、泰山群、鞍山群、八道河群为代表。五台—太行区的五台群岩石组成主要为变粒岩、石英岩、磁铁石英岩、大理岩、斜长角闪岩，为陆源碎屑岩—泥质岩—富 Al. Ca. Mg 质岩类组成的多韵律沉积，其中包括小规模的火山活动及火山—沉积作用。吉辽地区的鞍山群上部、鲁西的泰山群上部、冀东的八道河群岩石组成主要以角闪斜长片麻岩为主，与变粒岩及磁铁石英岩互层，其原岩主要为基性火山岩（拉斑玄武岩、中基

性火山岩、火山凝灰岩及硅铁岩类，并普遍具花岗岩类侵位。至此地壳产生了明显分异，以五台—太行区五台群下部为代表的沉积变质型及以泰山群、鞍山群为代表的内生岩浆型两种类型（图5-3）。

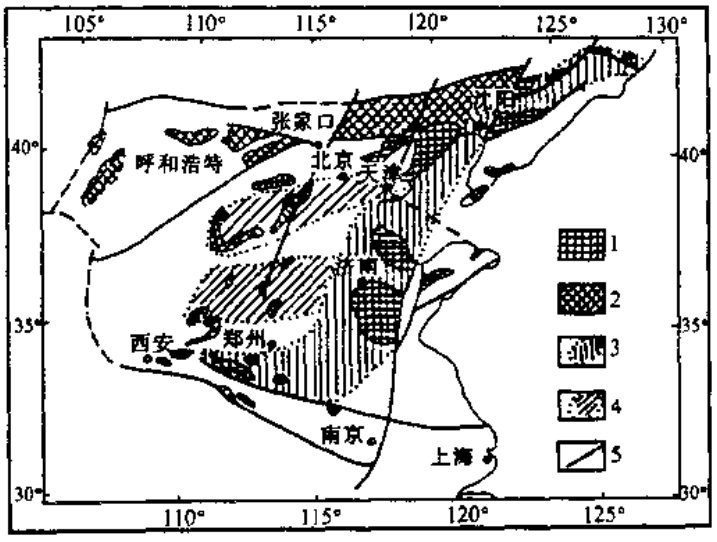


图5-3 华北地区晚太古代不同成因类型地壳分布图（据伍家善等，1991）

1—内生岩浆型地壳；2—外生沉积变质型地壳；3—推测内生岩浆型地壳；4—推测外生沉积变质型地壳；5—主要大断裂

从上述华北板块太古宇可以初步归纳为以下特点：

（1）下太古界主要为深成奥英花岗岩及云英闪长岩，并存在我国已知最早的残存表壳岩。

（2）上太古界下部主要为一套麻粒岩相及部分绿片岩相的区域深变质岩，中、基性火山岩在原岩组成中占有相当大的部分。

（3）上太古界上部主要为一套角闪岩相及部分绿片岩相的区域变质岩，原岩组成中除了中、基性火山岩外，沉积岩明显地增多，为一套火山—沉积建造。沉积旋回一般比较清楚，同时碳酸盐岩也有较多的出现。

（4）太古宇都属于区域变质岩，原岩遭到了不同程度的改造。许多事实表明在太古宙，尤其是在晚太古代出现了沉积相的分异，存在着不同的岩相带，如冀东到晋南有一条东北向的岩相分界线，此线以东上太古界基本上没有碳酸盐岩的沉积，此线以西则含有较多的大理岩。

（5）太古宇一般都遭受混合岩化作用而形成了各种混合岩，部分混合岩化作用强烈的地区甚至形成了混合花岗岩。早太古代混合岩化以重熔混合交代作用为主，晚太古代则以贯入混合交代作用占比较重要的地位。

2. 下元古界建造特征

下元古界在华北板块也比较发育，多属于区域性浅变质岩系，在五台—太行山区、内蒙、嵩山、山东、冀东、辽东等地都有分布，下元古界一般可划分为上、下两部，两者之间以22亿年左右作为时限界线。

五台山区为下元古界发育的典型地区，其下部为五台群，以角度不整合覆盖于太古界阜平群之上；上部为滹沱群，与五台群亦为不整合接触。八十年代初山西区调队、山西地质研究所、中国地质科学院、天津地质矿产研究所、长春地质学院等单位在五台山区对五台群进行深入的调查研究，发现原五台群内存在着两个间断面（或不整合面），查清了五台群的某些构造特征，获得了一些新的同位素年龄数据，从而分别提出了对五台群划分的不同方案，同时也出现了对五台群时代归属问题的不同意见：①全部划归早元古代；②全部划归太古代；③以五台群内的第一个不整合面为界，上部划归早元古代，下部划归太古代。近年大量同位素年龄值的获得，表明侵入在五台群下部的花岗岩及其火山岩中的变质锆石的U-Pb等时线年龄值均>2500Ma，故目前已将原五台群一分为二，即上部归早元古代，下部归晚太古代。近年研究表明：五台群下部为岛弧环境；五台群上部为浊流沉积，表明为较深水环

境。滹沱群自下而上又划分为豆村亚群、东冶亚群及郭家寨亚群。前两者的主要岩性为变质砾岩、石英岩、板岩及板岩与石英岩的互层（类复理石建造）和白云岩。而郭家寨亚群主要为成分复杂分选及磨圆度都很差的砾岩，具有磨拉石建造特征。

早元古代五台山区的地质历史体现了在陆核基础上经历从拉张裂陷—闭合抬升及大量花岗岩侵入，使地壳进一步固结而导致原始板块最终形成的发展过程。

华北板块其它地区下元古界亦有发育，不同地区具体岩性不尽相同，但地层序列基本相似。早元古代早、中期都发育了规模不等的火山碎屑沉积序列，晚期都出现山麓磨拉石堆积。磨拉石堆积虽分布局限，但多处存在，如五台山区的郭家寨亚群、吕梁山区的黑茶山群、中条山区的担山石亚群、太行山区的东焦群等，都代表早元古代末地壳运动强化期的产物。

从上述华北板块下元古界发育的情况，可以初步归纳其具有以下特征：

(1) 下元古界下部地层大多属于火山—沉积建造系列，火山岩多数为中基性的多次喷发的细碧角斑岩，在有些地方表现出绿岩建造的特点。岩层变质程度较轻，多属于绿片岩相。区域性混合岩化作用并不普遍，但局部混合岩化作用强烈的地区可形成混合花岗岩。

(2) 下元古界上部地层大多属于从碳酸盐岩到粗碎屑岩的沉积建造系列，火山岩仅在部分地区发育。岩相及厚度变化比较大，此外还出现有复理石或类复理石建造、磨拉石建造。岩层变质程度一般较浅，原岩的结构构造特征基本上都被保留，通常见不到区域性混合岩化现象。

(3) 下元古界上部与下部地层之间及下元古界与太古宇之间，都表现为角度不整合接触。这是华北板块基底形成过程中具有重要意义的构造运动。

但是，华北板块基底岩系的研究中尚存在着不少问题。在地层划分方面就有不少争议，地层系统存在着重复甚至上下颠倒。基底岩系中尤其是太古宇在确定不整合方面也还存在着困难，许多地区太古宇与元古宇之间，以及太古宇内部（例如上、下太古界）划分的确切界线尚有不少问题。此外，在原岩恢复、变质作用及变质历史研究以及岩石同位素年龄测定等方面，都存在着不少问题，有待进一步改进和探索。

（二）华北板块基底大地构造演化

张兆忠等（1980）从岩石建造、地壳类型和大地构造环境等方面探讨了华北地区太古宙地壳的演化过程。

按板块构造观点提出华北板块基底是在当时南、北两侧大洋板块分别自南向北及自北向南俯冲的构造环境下发展起来的。把华北的太古宇分为三带：北带、南带和中间带。

北带包括吉林南部、辽东抚顺、冀北建平和冀东迁西等地区，是一个近东西向的深变质带。从火山岩系的岩石化学特征反映最下部是一些洋脊深海拉斑玄武岩，向上递次出现岛弧拉斑玄武岩和钙碱性系列，表现了一个典型的岛弧渐进演化过程。

南带包括豫西、淮南、鲁西地区，是一条近东西向的弧形变质带。火山岩系岩石化学特征表明，火山岩层序从下而上为深海拉斑玄武岩、岛弧拉斑玄武岩和钙碱性火山岩系，与北带的构造环境相似。

中间带包括晋冀地区。原岩建造主要为基性火山岩、中酸性火山岩和碎屑岩，碳酸盐岩很发育。火山岩层序底部有少量深海拉斑玄武岩，向上变为岛弧拉斑玄武岩夹少量钙碱性系列岩石。

张兆忠等用板块构造观点把华北地区太古代大地构造的演化阶段看作是南、北岛弧发育

成熟的过程（图 5－4）。推测前 34～30 亿年间，在现在的桦甸—多伦一线有一条近东西向的深海沟，北面的大洋板块向南俯冲，这样在北带就形成了一系列近东西向的仅由岛弧拉斑玄武岩组成的幼年期岛弧，其模式如图 5－4（a）所示。此时华北其它地区皆为广阔的泛大洋和初始地壳。

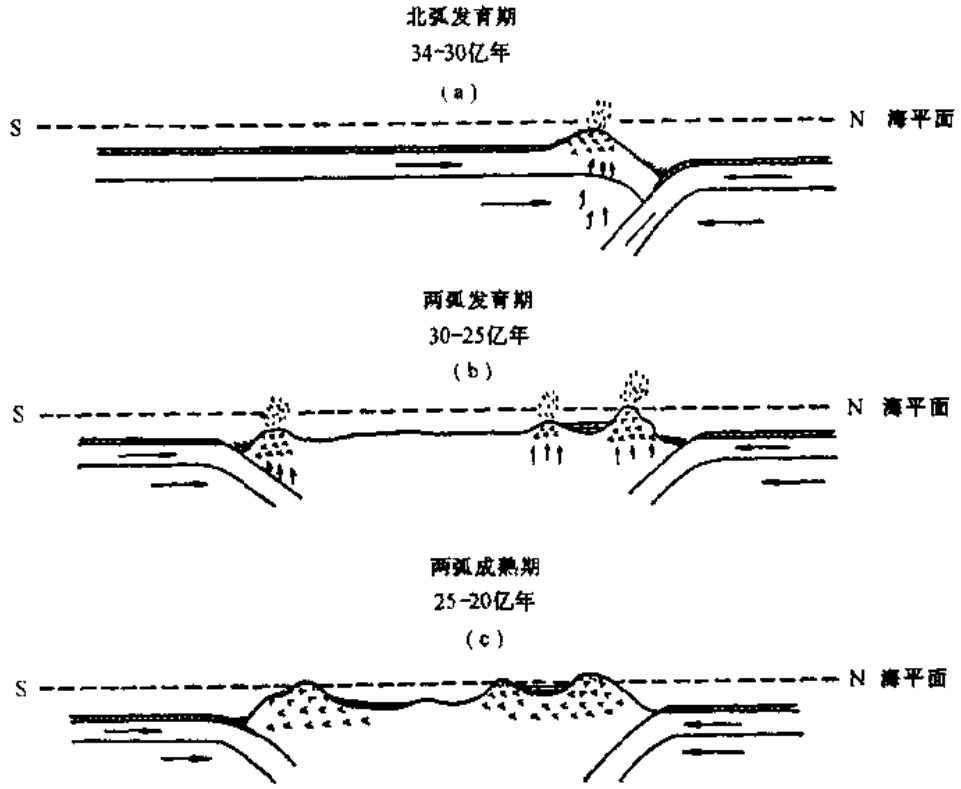


图 5－4　华北太古宙地壳演化模式
（据张兆忠，1980）

前 30～25 亿年间，在南带南缘舞阳、霍丘一线以南由于某种原因产生一条海沟，南面的大洋向北俯冲，从而在南带形成了一条近东西向的主要由岛弧拉斑玄武岩组成的幼年期岛弧，其模式如图 5－4（b）所示。与此同时，北弧系在北大洋板块俯冲下各岛逐渐发育成长，除有岛弧拉斑玄武岩系的喷发外，还有大量的钙碱性系列的中酸性火山喷发和碎屑岩堆积，部分露出海面，初具大陆型地壳。这期间南北两弧之间的弧间海盆中出现一些小火山岛，接受来自北弧系的碎屑物质并沉积了较发育的碳酸盐岩。

前 25～20 亿年间，南、北大洋板块继续分别向北和向南俯冲，南、北两弧系发育成熟，除有少量中酸性火山岩的喷发外，则以大量碎屑物质的堆积为特征，它们已具大陆壳性质，为初始陆核。

应该指出，太古宙尤其是早太古代的原始地壳厚度较小，地热流量较高，地壳可塑性较大，这时期的板块演化模式还是一个有待进一步探索的问题。

二、华北板块稳定发展阶段

吕梁运动以后华北陆壳板块形成，并进入了相对稳定的发展阶段，它在早期（中、晚元古代）具有比较明显的差异性，继而表现为差异性减小，整体相对稳定的板块发展阶段。

（一）板块稳定发展阶段的地层建造特点

1. 中、上元古界建造特点

吕梁运动形成了板块的统一基底，但是在中、晚元古代（尤其是中元古代）地形起伏还是比较明显的，中部为一古陆区，主要的沉积区位于南北两侧。北侧为燕山海槽，向西可与内蒙海槽相连，呈近东西向延伸。南侧为晋南豫西海槽。南、北两个海槽向西可相连，构成板块西侧的海盆。

中、上元古界以河北蓟县剖面为代表，地层发育完整，接触关系清楚，是世界上同时代地层中罕见的连续剖面。中元古代下限标准为1800Ma（王鸿祯等，1990）。中、下元古界之间为明显的角度不整合，相当于吕梁运动主幕。

中元古界自下而上为长城系及蓟县系。长城系由两个大型沉积旋回构成。第一个旋回包括常州沟组、串岭沟组和团山子组，常州沟组由具不同规模交错层理的含长石的砂砾岩逐渐过渡为层理平直的厚层石英砂岩；串岭沟组以杂色至黑色页岩为主，含鲕状赤铁矿层；团山子组为杂色砂质白云岩，层面上常有泥裂、含盐假晶等暴露标志。本旋回反映其沉积环境是河流—滨岸、河口—浅水海湾—滨海碳酸盐潮坪。第二个旋回包括大红峪组和高于庄组。大红峪组砂岩中发育有大型斜层理及波痕，上部可见有中基性火山岩，本组在区域上形成超覆，甚至不整合覆盖于太古宇片麻岩之上。高子庄组是广海碳酸盐沉积，构成中元古代的最大一次海侵期。蓟县系也具有两个沉积旋回。第一个旋回由扬庄组和雾迷山组构成。扬庄组以泥灰岩为主，分布局限；雾迷山组为硅质条带（团块）灰岩，常具韵律结构，有类似于钙质、硅质复理石的特点。总体为复杂地形环境中的滨海—浅海斜坡沉积环境。第二旋回包括洪水庄组和铁岭组。洪水庄组为黑色页岩，铁岭组为白云质灰岩。与前述各组相比，厚度显著变小，同时空间分布范围亦相对缩小，显然代表残余海盆环境产物。

上元古界青白口系自下而上划分为：下马岭组、龙山组和景儿峪组。下马岭组为黑色、灰绿色页岩，有些部分含有炭质及黄铁矿；龙山组为石英砂岩及页岩；景儿峪组为灰岩、泥灰岩及少量页岩。它们组成了一个沉积旋回，属于缓滨海海滩至浅海沉积。青白口系与蓟县系之间为平行不整合，在燕山地区铁岭组顶部的古风化面凹凸不平，在下马岭组底部还发育有残积的褐铁矿层，厚度变化较大。

蓟县一带中、上元古界厚度可达万米左右，燕山海槽为一强烈的沉降带。晋南豫西地区中、上元古界为熊耳群和云梦山群，前者为一套中基性至酸性的火山岩系，云梦山群为含铁碎屑岩和碳酸盐岩沉积，说明沿基底断裂具有较强的火山活动。两者都是受断裂控制的裂陷带。

2. 震旦系建造特点

华北板块在震旦纪时主体部分为高出海面的古陆，而在东部的胶辽、徐淮沉积区却继续沉降接受沉积，晋南豫西地区亦有零星沉积。

辽东地区的东西向岫岩隆起分隔了北部的太子河—浑江海盆和南部的辽南海盆。北部海盆震旦系称浑江群及其下的桥头组，桥头组为石英砂岩夹少量紫色页岩，厚达230m；浑江群下部为万隆组，由灰岩、蠕虫灰岩、页岩、粉砂岩及粉砂质灰岩组成，厚623m，上部为八道江组由角砾状灰岩、叠层石灰岩、白云质灰岩等组成，厚290m。在辽南海盆地旅大、复州一带，震旦系有两套地层：下部的革镇堡群为厚层灰岩、白云质灰岩、泥灰岩、页岩及石英砂岩、厚度可达3000m以上，同位素年龄为750Ma；上部的金县群为石英砂岩、页岩、泥灰岩及少量灰岩，厚350m，同位素年龄为650Ma。在徐淮沉积区的徐州、宿县及淮南一带，其沉积特点与胶辽区基本类同。鲁东的蓬莱群为石英岩、板岩、白云质灰岩、泥灰岩，

夹有大理岩，厚达 4600m。

晋南、豫西一带震旦系发育不全，除在河南登封地区可见有震旦系下统外，一般多为震旦系上统上部的罗圈组冰碛层。罗圈组在豫西、陕南、宁夏贺兰山区及甘肃龙首山都有分布，它不整合于自太古宇至震旦系下统的不同地层之上，其上为下寒武统含磷地层所覆盖。属于山岳冰川的产物。罗圈组之上，下部为含砾的冰水泥砂沉积，上部为杂色的海相砂页岩，厚度不等。其时代有待进一步研究。晋南、豫西区和胶辽、徐淮区在震旦纪时沉积特点差异较大，两者间可能为淮南四十里长山所分隔。

3. 下古生界发育及岩相古地理

华北板块下古生界发育不全，只见寒武系及下奥陶统、中奥陶统（局部地区有出露），缺失上奥陶统及志留系。

震旦纪后板块整体上升遭受剥蚀，造成了寒武系与震旦系或中、上元古界之间的平行不整合接触。早寒武世早期，华北板块整体高出海面，为古陆剥蚀区，而后开始下降，并且海侵范围逐渐扩大。到早寒武世晚期，除鲁东、内蒙及鄂尔多斯的中北部仍为古陆外，大部分地区为海水浸没，由开始以含食盐假晶的紫色页岩为代表的干燥气候下的滨海沉积，逐渐过渡到中、晚寒武世的广阔浅海碳酸盐岩沉积环境。

寒武系的厚度在华北的不同地区是有所变化的，豫淮地区为 1300m，贺兰山—六盘山区为 1000m 以上，鲁西地区为 740m，辽东为 640m。在山西地区，早寒武世中期的辛集组仅见于其南缘，馒头组、毛庄组以至上寒武统向北超覆。这都说明了华北板块在寒武纪有些地区沉积较厚，另一些地区则表现出相对隆起的特点。

华北板块奥陶系发育不完整，下统发育齐全、岩相稳定，中统仅在太行山中、南段和山东保留有中奥陶统下部；上统仅见于宁夏固原和陕西陇县、耀县一带。河北唐山一带的奥陶系层序清楚，以灰岩及白云质灰岩为主，生物化石丰富，厚约 700m 左右，各地的岩性大致相似，代表着稳定的浅海环境。另一特点是在一些地区出现有含石膏、岩盐等沉积，如山西地区下奥陶统中赋存有巨大的石膏矿，说明出现了潮上蒸发环境。板块西部贺兰山、平凉一带，奥陶系沉积特点与其它地区不同，下统有较多的碎屑岩，中统的下部以碎屑岩为主夹薄层灰岩，总厚可达 1800m 左右，表明此地具有沉降带特点。

4. 上古生界—三叠系发育及岩相古地理

华北板块自中奥陶世开始整体上升成陆，缺失上奥陶统（许多地区尚缺失中奥陶统）、志留系、泥盆系和下石炭统。直到上石炭世板块才重新下降，遭受海侵。因此造成了上古生界发育不全及上石炭统与奥陶系之间的平行不整合接触。石炭—二叠系以山西太原剖面为代表，以滨海相—海陆交互相—陆相沉积为特征。

早石炭世除大别山北麓出现较厚的近海和海陆交互相含煤碎屑堆积，以及辽东地区可能接受沉积外，板块主体部分仍是一个近乎准平原的低地。至上石炭世本区开始缓慢沉降，普遍接受海陆交互相沉积。

上石炭统本溪组为古风化壳上含铝（铝土矿）和含铁（山西式铁矿）的碎屑岩，夹薄层灰岩层及煤层，代表海侵开始时的滨海环境。本溪组在山西北部厚达 50m 左右，南部变薄，豫淮一带甚至缺失。在辽东本溪一带，地层发育全，其中海相夹层多，厚度可达 300m 左右。由此可见，板块的地势是北低南高。上石炭统太原组为海陆交互相含煤沉积，厚约 95m。晚石炭世时古地理面貌又有较大的变化，辽宁的本溪至陕北的东胜一带，上石炭统都属陆相沉积。在内蒙的大青山地区，形成了内陆断陷盆地。自太原往南，海相夹层逐渐增

多，厚度也逐渐增大，在淮南、豫西和鄂尔多斯等地可见太原组直接超覆于奥陶系灰岩之上，底部也可见有铝土页岩的存在，最大厚度可达350m左右，其中海相灰岩夹层较多，说明晚石炭世时华北板块的地势特点是北高南低。

下二叠统山西组为海退背景下的三角洲平原泥炭沼泽沉积，说明早二叠世华北板块普遍地势低平，为一个重要的成煤期。上二叠统石盒于组为河、湖相沉积，以杂色—紫红色碎屑沉积为主，至石千峰组已属红色地层，为气候干旱下的内陆河、湖沉积。说明晚二叠世板块内部的差异运动加强了，逐渐显示出沉积盆地彼此分隔的轮廓。板块东部为互相隔绝的小型内陆盆地，而西部鄂尔多斯地区则为一大型的内陆盆地，盆地中心部分二叠系厚度可达2000m。

华北板块进入到中生代三叠纪时仍为以陆相沉积为主，这时板块内部的东西差异更加明显。西部鄂尔多斯地区仍为大型内陆盆地，三叠系发育完整，其地层建造特点为：下、中统紫红色砂泥岩；上统灰绿、黄绿色砂泥岩夹油页岩及煤层，地层总厚约2500m左右，说明由干旱气候下的河湖沉积演变为温带半潮湿—潮温气候下的大型湖盆沉积类型。东部为剥蚀高地，零星分布小型山间盆地。

（二）板块稳定发展阶段的构造运动特点

吕梁运动形成华北板块基底后，进入了盖层发展阶段，从中元古代到三叠纪，华北板块以整体升降运动为主要特征。中、晚元古代时板块内部的隆起坳陷差异性表现得比较明显，值得注意的是在中元古代地台上曾发生一次大规模裂陷运动，主要出现在板块的南、北部。板块南部，包括晋南、陕南、豫西、豫南和皖中地区，由裂陷作用形成三叉裂谷系（图5－5）。三叉连结点在豫西，一支向西伸至陕南商洛地区，一支向东南伸至大别山之北，另

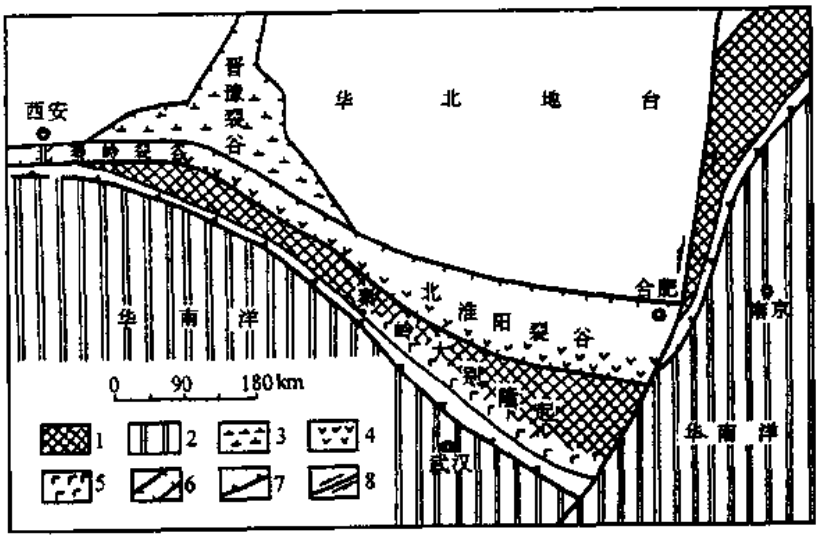


图5－5 华北板块南部中、晚元古代裂谷系示意图

1—隆起区；2—洋壳海域；3—熊耳群火山岩；4—宽坪群和佛子岭群下部火山岩；5—大洋、岛弧火山岩组合；6—裂谷带；7—俯冲带；8—剪切断裂

一支向北伸至吕梁山。近南北向的吕梁裂谷充填有陆相碎屑岩和中基性火山岩（汉高山群），这支裂谷后来停止发展。而东西两支在不断扩张中发展成为秦岭海槽的北秦岭坳陷区。大别山和“秦岭地块”则是从华北板块基底分裂出去的碎块。豫西地区的熊耳群是裂谷中的火山岩系，化学分析资料表明，火山岩以碱性系列为主，次为弱碱性，钾的含量很高，投影点比

较集中在 $SiO_2$65%～70%及50%～55%两个区间，反映了酸性及中基性岩并存的趋势，类似于大陆裂谷的双模式火山岩（乔秀夫等，1982）。

板块北部燕山地区也是一个裂陷槽。这里发育了北东东向的狭长海槽，海槽北陡南缓，并有隆起带相间。中、晚元古界厚达万米，在坳陷沉降中心地带，从宣化到蓟县以及旅大地区还有中、基性海底火山喷发和岩脉侵入。据崔盛芹等（1978）分析，这时期有同沉积断裂出现，其延展方向与裂陷方向一致，多发育在强烈断陷与断隆的交接地带，并造成不同岩相厚度带的界线。不过，裂陷槽未能出现陆壳大规模扩张就夭折了（图5－6）。

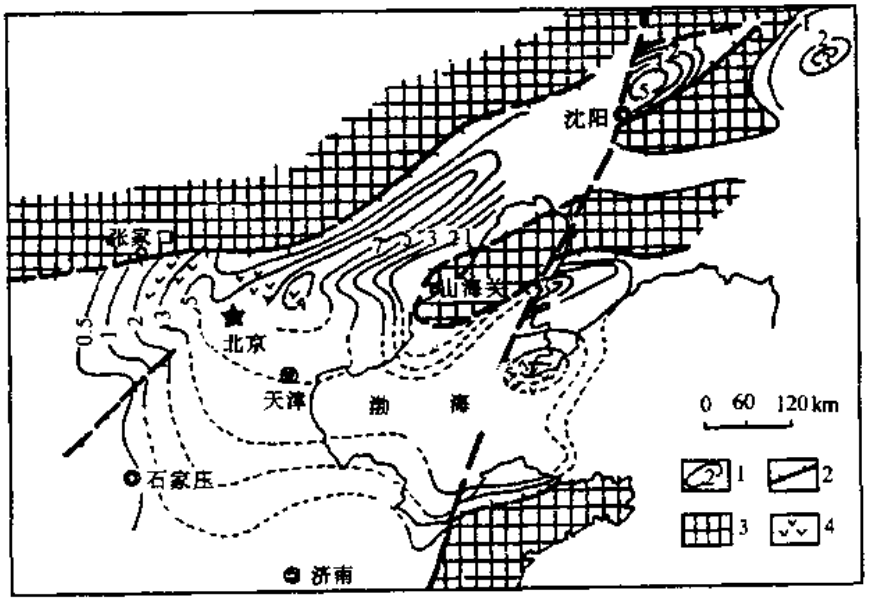


图5－6　华北板块北部燕辽中、晚元古代裂陷槽示意图

1—沉积等厚线（单位：公里）；2—同沉积断裂；

3—古陆隆起；4—海底火山岩系或火山沉积岩系

稍晚，在板块内局部地区还出现过一些构造运动，最显著的实例就是嵩山地区，那里可以见到震旦系五佛山群不整合覆于嵩山群之上，代表嵩山地区的少林运动，其重要结果是出现五佛山群自南向北的复杂的重力滑动构造，同时也造成下寒武统与嵩山群之间的不整合。

中、晚奥陶世板块整体升起和晚石炭世板块沉降使几乎整个板块内部缺失了上奥陶统至下石炭统的大套沉积，其间普遍形成平行不整合接触，升降前后坳陷区和隆起区的古构造格局又能长期保留而没有明显变化。

自二叠纪开始华北板块整体上升转为陆相沉积。同时板块的东西差异明显了，表现出板块内部有活动性加强的趋势。

第三节　扬子板块

扬子板块是我国南部地区相对稳定的大地构造单元，槽台理论称之为扬子地台或扬于准地台。现今其主体包括从川滇东部到江浙沿海的长江中下游地区（图5－1）。北以半仓山、大巴山、大洪山与秦岭为界；东北沿郯庐断裂和嘉山—响水断裂与华北板块相接；西界大体沿青藏高原和横断山东缘展布；其东南界大致在雪峰山之东和江山—绍兴深断裂一线。

扬子板块大约在7亿年前的晚元古代末克拉通化，形成陆壳板块。在古生代阶段表现为相对稳定、独立活动的板块。晚古生代末与周围板块相继碰撞、焊接成为统一的中国大陆板块。中新生代作为组成中国大陆的地块进入板内构造发展阶段。

一、扬子板块基底形成阶段

近年来，在扬子板块的核心部分四川盆地周边测得一批较老的年龄数据，如盆地东北缘的崆岭群＞2000Ma；西南缘的川西康定群＞2200Ma；川西会理及云南米易等地的河口群1700～1900Ma的变质年龄数据。同时，盆地内部的基底航磁资料与周边古老地层有相似的异常，表明扬子板块的核部都是由＞1700Ma的下元古界及上太古界构成（表5－2）。

扬子板块基底岩系主要由变质较深的太古宇—下元古界和浅变质的中、上元古界组成。板块基底的形成经历了较为复杂的演化过程。

（一）太古宙—早元古代岩系特征及吕梁期古构造

扬子板块基底中存在的最古老的岩系是下元古界或时代更早的太古宇杂岩和深变质的结晶岩系，主要分布在川中陆块、江汉陆块和南黄海陆块三个微型陆块区以及康滇地区，它们组成了扬子板块最古老的基底。

早元古代末期的吕梁运动对扬子板块基底构造有重要而广泛的影响，它使早元古代和时代更老的地层发生褶皱、变质，甚至出现花岗岩化和混合岩化，形成了三个微型陆块，完成了早前寒武纪地壳的演化。之后，扬子板块基底构造的发展主要是以这三个微型陆块为核心不断向外增生扩大的过程。

（二）中元古代岩系特征及四堡期古构造

中元古界在扬子板块分布普遍。吕梁运动（龙川运动）后，扬子板块古构造格局一个突出的特点是以板块西部微型陆块为核心，其四周分布着边缘海和岛弧，再向外侧是当时的大洋区（图5－7）。

根据岩性组合特征、微古植物、叠层石及同位素年龄资料，各地区中元古界基本上均可进行对比（表5－2）。

板块西部康滇地区的中元古界呈近南北向狭长条带发育。据骆耀南（1983）研究，这里可分为三个不同的构造—岩相带：西带出露盐边群，下部为角闪片岩、绿泥片岩、变质玄武岩及细碧岩为主，夹玄武质熔岩、角砾岩、变质中酸性火山岩及碧玉硅质岩，上部为凝灰质砂岩、板岩，组成复理石层。厚达9000余米，构成深海沟带；东带在凉山峨边（峨边群）、泸沽（登相营群）、会理（会理群）、东川（昆阳群）一带，岩系以发育大量富含叠层石的碳酸盐岩与具波痕、斜层理的石英岩以及泥质类复理石沉积组合为共同特征，夹少量中基性和酸性火山岩和火山碎屑岩，代表陆棚浅海—滇海边缘海沉积；中带在冕宁、西昌、米易、元谋地带，火山岩发育，代表这期的火山岩有：昆阳群黑山头组富良棚段的拉斑和钙碱系列的玄武—安山质火山岩。从活动论观点分析，西带代表弧前盆地沉积带，中带相当火山岛弧带，东带属弧后盆地沉积带，推测西带以西，此阶段可能为大洋环境。应当指出，会理群和昆阳群分布在康定群之东呈南北向展布，并夹持于安宁河—元谋断裂与小江断裂之间；两群的构造线一般为南北向至北北东向；切割了前期构造，所夹火山岩富含碱质，具有双模式特点，这些迹象表明，昆明—会理地带曾出现过裂陷槽（冯本智等，1983）。因此，我们可以推断，沟、弧盆系统可能是在裂陷槽基础上发展起来的。

表 5－2　扬子板块基底岩系对比简表

地区		康滇地区			滇东地区		龙门山地区		南大巴山地区		鄂黔地区	江南地区				下扬子地区		浙西地区
		盐边	石棉	峨边	易门	会理	宝兴	平武	米仓山	神农架	梵净山	罗城	从江	长沙	赣西北	滁县	休宁	诸暨
上元古界	沉积盖层	Z_3	Z_1	Z_1	Z_1	Z_1	Z_2		Z_2	Z_1	Z_1	Z_1	Z_1	K_Z Ⅲ	Z_2 落可栋组	Z_1		Z_1 上野组
	基底岩系				柳坝塘组	天宝山组 Ⅱ				马槽园组	板溪群	板溪群	板溪群 ⌐⌐		修水组		邓家组	骆家门组
中元古界		(1112) (1250) 盐边群 ⌐⌐	登相营群	峨边群	(1030) (1401) 昆阳群	Ⅰ	(1017) (1043) 黄水河群	通木梁群 ⌐⌐	(956) 火地塘群	(963) (1332) 神农架群	梵净山群 ⌐⌐	(1063) 四堡群 ⌐⌐	九龙群	冷家溪群	(1401) 九岭群	(1026) (1031) 张八岭群	上溪群	双溪坞群 ⌐⌐
下元古界—太古界			康定杂岩		大红山群	(1713) (1958) 河口群				崆岭群								

注：表中所列数字为同位素年龄值　单位为百万年　Ⅰ—为龙川运动　Ⅱ—为四堡运动　Ⅲ—为晋宁运动(雪峰运动)　⌐⌐代表蛇绿岩套

板块北部，包括川北、南大巴山、神农架和大洪山地区。中元古界断续出露，除少数地区变质较深外，都为浅变质岩系，按岩石组合特征可把沉积区分为北带和南带两个构造—岩相带，北带为火山—沉积岩系类型，可以陕南西乡群为代表，经陶洪祥等（1982）研究，岩石组合包括大洋岛弧玄武岩、岛弧拉斑玄武岩（白勉峡组）、岛弧钙碱性火山岩、硅泥质前复理石（三湾组）、复理石、硬砂岩（三花石组）等，代表深海沟沉积带或岛弧—海沟系。川西的碧口群与之相当。南带为沉积岩系类型，可以鄂西的神农架为代表，下部为碳酸盐岩夹碎屑岩，产大量叠层石，其组合特点与蓟县剖面蓟县系所产叠层石组合相似。上部也以碳酸盐岩为主，夹少量硅质岩、硅质板岩及中基性火山岩，变质轻微。总厚度可达 8000m 以上。南带属弧后盆地或边缘海的沉积产物。

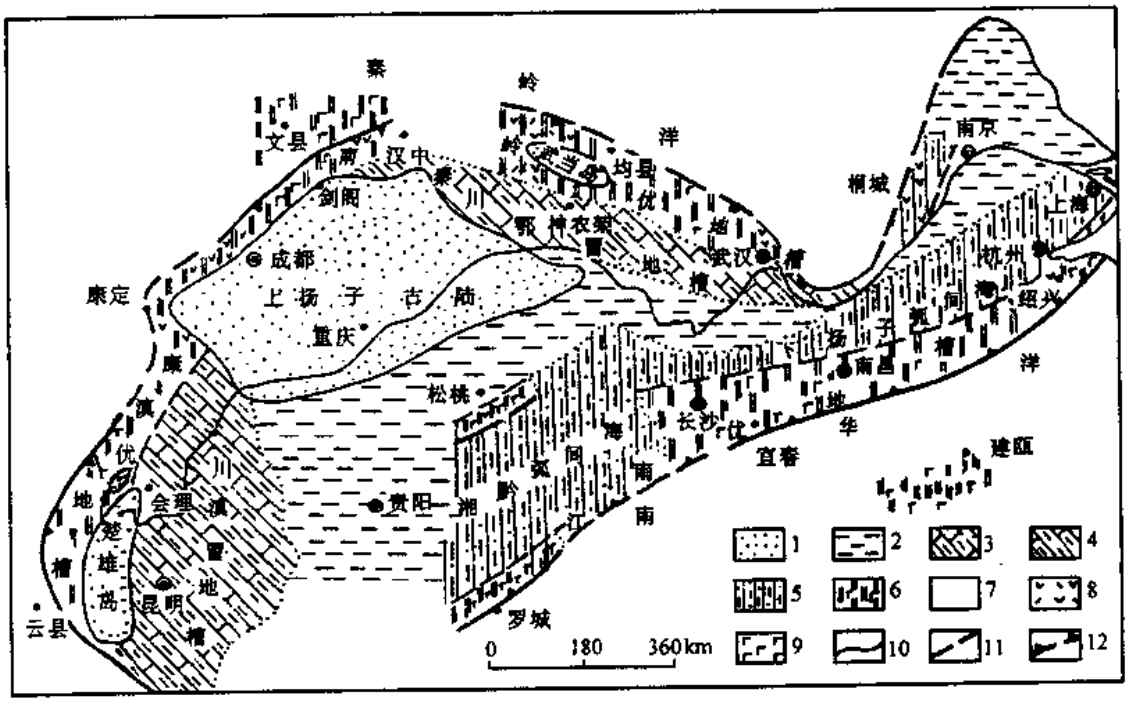


图 5－7　华南中元古代（四堡期）古地理图

1—古陆、古岛；2—推测海域；3—边缘海泥质及碳酸盐沉积组合；4—边缘海碳酸盐及泥质沉积组合；5—弧间海、岛海碎屑泥质复理石组合；6—岛海含火山物质复理石沉积组合；7—大洋；8—中基性、中酸性火山岩；9—基性—超基性岩组成的蛇绿岩套；10—海陆界线；11—同沉积断裂；12—俯冲

在板块南部江南地区，中、上元古界浅变质岩系广泛出露。中元古界包括四堡群（桂北）、梵净山群（黔东）、冷家溪群（湘西、湘中）、九岭群（赣西北）、上溪群（皖南）、双溪坞群（浙西）（表 5－2）。

桂北地区的四堡群下部发育有蛇绿岩套，上部为复理石建造，总厚 11000m 以上。湘黔地区的冷家溪群为巨厚的碎屑—粘土复理石沉积。梵净山地区的梵净山群由一套巨厚的绿岩系组成，下部为蛇绿岩套，上部为碎屑—粘土复理石。

江南地区东北段南带的九岭群和双溪坞群均为蛇绿岩套，北带的冷家溪群和上溪群均为复理石沉积。由上可见，板块南部南、北两个构造—岩相带是相当清楚的，南带邻近当时的大洋（南华洋），北带邻近当时的古陆，两者有规律地成对出现，很可能它们就代表了当时扬子板块南部的沟、弧、盆系统，郭令智等（1980）、乔秀夫等（1981）都曾对此进行过讨

论。需要指出，桂北至川东南可能属双列岛弧带，即依次出现海沟、岛弧、弧间盆地、海沟、岛弧、弧后盆地系统（图 5－8），它构成本阶段古构造格局中一个重要的特点。

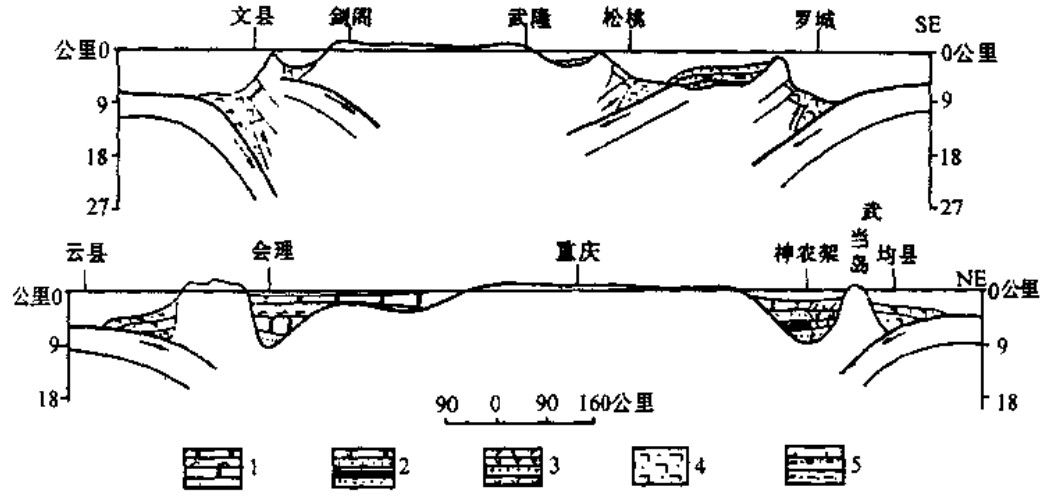


图 5－8　华南中元古代沉积意想剖面图

1—碳酸盐岩及泥质沉积组合；2—泥质及碳酸盐岩沉积组合；3—以中基性—中酸性为主的火山沉积组合；4—蛇绿岩套；5—碎屑复理石沉积组合

中元古代末期的四堡运动，使四堡群强烈褶皱，构成倾角很陡的紧闭的线形褶皱，并发育有同斜、倒转褶皱，与上覆的板溪群之间具明显的角度不整合，并普遍遭受较强烈的区域变质作用。后期伴有广泛的中酸性岩浆侵入活动，形成许多规模不大的斜长花岗岩及花岗闪长岩体。据分析本洞岩体（花岗闪长岩）五个全岩铷－锶等时线年龄为 1063±95Ma，岩体的锆石铀—铅年龄为 1100Ma。因此，四堡运动的上限年龄应为 1000Ma。四堡运动在梵净山及整个江南深海槽带都有相当强烈的影响，岩层一般均强烈褶皱，普遍遭受变质，在梵净山及九岭地区都伴有较强的酸性岩浆侵入活动。四堡运动在边缘海沉积带影响较弱，一般构成较为平缓开阔的褶皱，只遭受较浅的区域变质作用。总的说来，四堡运动在扬子地台范围内有着广泛的影响，它使太古—早元古代出现的陆壳有了很大的增长，形成了扬子板块褶皱基底的雏形。

（三）晚元古代岩系特征及晋宁期古构造

四堡运动之后，扬子地区在古地理、古构造格局上发生了重大变革，围绕川中微型陆块外侧的海槽活动带大都消失或大为缩小，陆块和古岛联成一片（图 5－9）。

板块西部西昌—流口一带，形成了近南北向狭长的断陷谷地—川滇谷地。川滇谷地在会理地区发育天宝山组，下部为变质流纹岩夹流纹质晶屑凝灰岩，与下伏会理群呈不整合接触；中部为变质砂、粉砂岩及千枚岩；上部为流纹斑岩。总厚 1800～2900m。

板块北部，海槽带已向北迁移到大巴山之北，其中发育凝灰质碎屑泥质复理石沉积组合。古大巴山之南形成两个近东西向分布的山间盆地——马槽园盆地和京山盆地。在前一盆地中沉积了以马槽园组为代表的岩系，以砾岩为主，夹板岩及碳酸盐岩。砾石成分复杂，分选性及磨圆度都较差，分布局限，厚度 2700m。京山盆地中的花山群可与之对比，但板岩增多，且夹变质凝灰质砂岩，厚度近 1000m。都代表四堡运动后的磨拉石建造。

板块东南部，在下扬子山区形成几个北东东向的断陷盆地，其中发育的上元古界分别称为落可栋组（修水盆地），邓家组及铺岭组（祁门盆地），虹赤村组及上墅组（建德盆地及诸暨盆地），都是一套陆相长石质砂岩和火山碎屑岩，并伴有以安山质岩浆为主体的中酸性岩

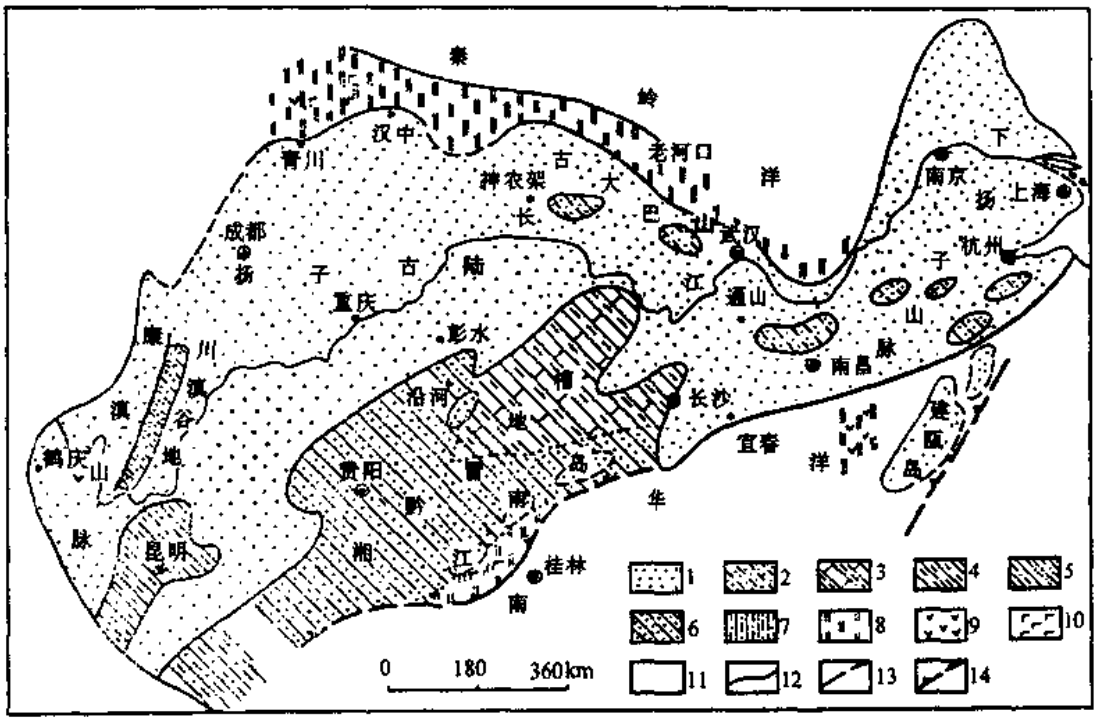


图 5～9　华南晚元古代（晋宁期 10～8 亿年）古地理图
（据王自强，1983）

1—古陆、古岛；2—山间盆地磨拉石沉积组合或断陷谷地火山及碎屑沉积组合（天宝山组）；3—边缘海碎屑泥质及钙质复理石沉积组合；4—边缘海碎屑泥质复理石沉积组合；5—边缘海碎屑泥质、钙质复理石沉积组合；6—边缘海凝灰质及碎屑泥质复理石组合；7—深海碎屑泥质复理石沉积组合；8—深海凝灰质、碎屑泥质复理石组合；9—中酸性火山岩；10—中基性火山岩；11—洋壳；12—海陆界线；13—同沉积断裂；14—俯冲带

浆喷发（上墅组）。可见从赣西至浙西一线，出现了一条以安山岩为主体的火山岩带。这表明沿江山—绍兴—宜春一线，是当时正在活动着的深断裂带，南华洋沿此深断裂带可能有过消减作用（图 5－10）。

板块西南部，黔东南、湘中一带，活动性较大，为一岛海，江南岛东南侧融安、三门一带，上元古界称板溪群，包括白竹、合桐、拱洞三个组，为一套深海槽型沉积，主要为碎屑泥质、钙质复理石沉积，合桐组中发育有枕状细碧岩、辉绿岩、变辉绿岩夹千枚岩、硅质岩、大理岩等，构成晋宁期的蛇绿岩套。在江南岛与扬子古陆之间，湖南安化、常德一带，有以灰绿色为主的板岩、变质砂岩组成的绿色板溪群。厚度巨大，具复理石韵律、水平层理、交错层理、波痕和冲刷槽均极其发育，贵州锦屏一带厚度近 10000m。贵阳、镇远、玉屏、新晃、怀化一带为一套红色的板溪群，是过渡类型的红色碎屑—粘土岩建造，厚度近 1000 余米。都代表边缘海型沉积。

晋宁期之末的晋宁运动是扬子地台基底形成阶段又一次极重要的构造运动，它使板溪群及其相当的岩系普遍遭受褶皱和轻微的区域变质，并且伴随有广泛的中酸性岩浆侵入活动。

板块西侧康滇地区中段，侵入岩以片麻状石英闪长岩为代表，主要有西昌磨盘山石英闪长岩体（808Ma），德昌大陆乡石英闪长岩体（853Ma），米易石英闪长岩体（827Ma）及大田石英闪长岩体（867Ma）。上述岩体呈南北向断续分布，延长可达 250km，组成一条规模宏大的石英闪长岩带。沿着这条岩带，喷出岩和侵入岩紧密伴生，组成板块西侧的安山岩带，说明板块西侧的边界线很可能是一个不断活动的俯冲带，板块之西，洋壳沿此带向东消

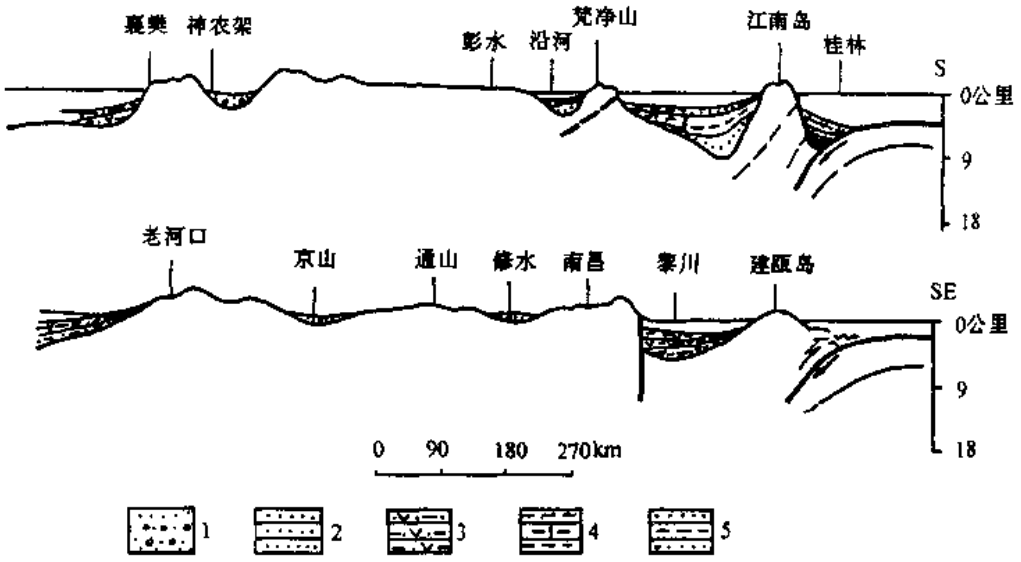


图 5－10　华南晚元古代（晋宁期 10～8 亿年）沉积意想剖面图

（据王自强，1983）

1—山间盆地砂砾岩；2—边缘海碎屑泥质凝灰质复理石沉积；3—优地槽及大洋基性火山、碎屑复理石沉积；4—边缘海凝灰质、砂泥质沉积；5—边缘海碎屑、泥质钙质沉积

减。

扬子板块东南部，在长达 1500 公里的江南岛弧带上，亦有广泛的中酸性岩侵入活动。主要代表有桂北的摩天岭花岗岩体（908～913Ma）。这种广泛的中酸性岩浆侵入和以安山质岩浆为主体的中酸性岩浆喷发，都表明扬子板块东南边缘随着岛弧的发育，陆壳又有进一步增大。扬子板块的褶皱基底最终固结完成。

二、扬子板块稳定发展阶段

扬子板块自震旦纪开始至中三叠世处于相对稳定的陆壳板块发展阶段。

（一）震旦纪岩系特征及古构造

宜昌三峡地区是板块上震旦系发育较为完整的地区之一。震旦系与下伏崆岭群成明显的不整合。

下震旦统由莲沱组和南沱组组成。莲沱组是一套棕紫色砾岩、长石石英砂岩、石英砂岩夹少量凝灰岩；南沱组为冰碛杂砾岩层，两组间为不整合。前者属河流相沉积逐步地过渡为滨海相沉积，厚 300m 左右，后者说明扬子板块上曾广泛地发生了一次重要的抬升运动，出现寒冷气候下的大陆冰盖边缘的冰盖—冰海相沉积，厚约 200m 左右，为冰川运动和消融的结果，在鄂西北、黔东北、黔东南及滇东等大陆冰盖前缘地区，堆积了很厚的块状的冰砾岩（陆地冰川相）。在这些地区的外侧很快即见到与冰水复合作用所形成的冲碛砾石、含砾冰碛砂岩和冰碛泥岩。剖面上自下而上可见由不具层理到具有层理并有冰川纹泥的夹层（海陆的过渡相）。再往外，在湘中、湘南、桂北等地，巨厚的长安组和江中组冰碛层中常可见到落石或大小不等的冰碛石，形成含砾砂岩、含砾板岩等（海洋冰川相）。

板块其它地区的下震旦统大体可以与宜昌三峡剖面对比，也都包括下部碎屑岩和上部冰碛层。但滇东、赣北、皖南和浙西地区厚度较大，多在 2000m 以上。滇东地区澄江组和冲积层之间还有局部的不整合（澄江运动）；在川西南小相岭一带，并有很厚的钙碱系列的中

酸性火山岩—火山碎屑岩（苏雄组、开建桥组），厚 5700m，表现出较大的活动性（图 5－11）。

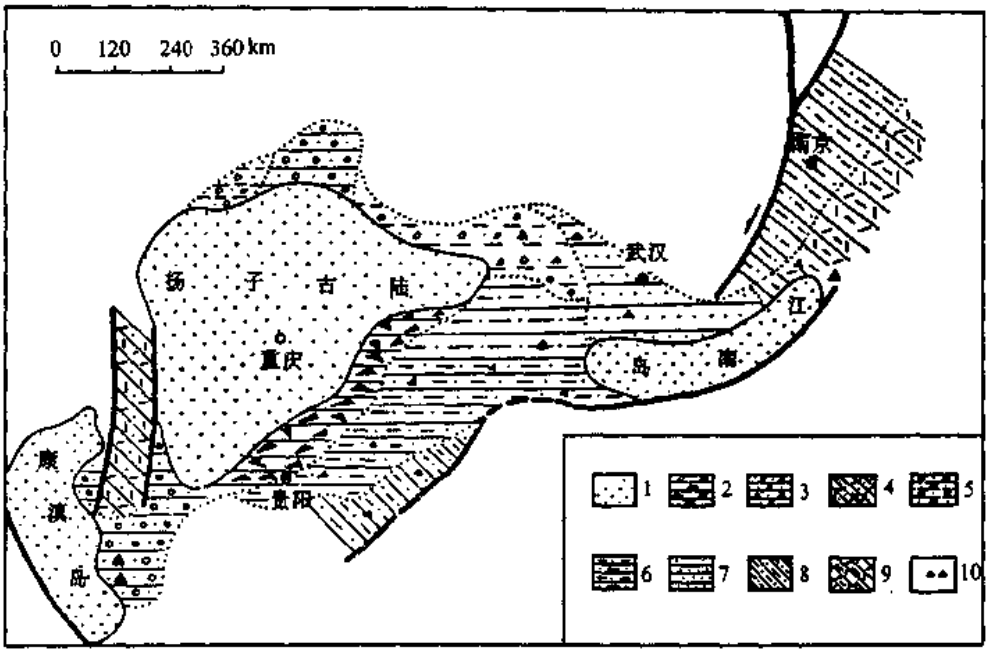


图 5－11　扬子板块早震旦世岩相古地理略图

（引自马丽芳，1983）

1—古陆剥蚀区；2—陆上冰碛岩；3—山麓碎屑（类磨拉石）组合；4—陆上中酸性、中基性火山喷发组合；5—海陆交互相含凝灰质粗碎屑组合；6—陆表海含锰碎屑组合；7—滨海碎屑组合；8—边缘海含铁、锰泥质碎屑组合；9—较深海火山碎屑及含硅质、铁质碎屑组合；10—冰碛岩

上震旦统由陡山沱组和灯影组组成。陡山陀组主要为含磷、含锰的薄层白云岩和黑色炭质泥岩互层，厚约 300m；灯影组为白云质灰岩及白云岩、硅质白云岩，厚约 700m。两组间为间断接触。

晚震旦世时（图 5－12），地壳运动的差异性减弱，地势低平，海侵广泛，除江南地区的一部分仍高出海面以外，板块绝大部分都遭受海侵，在川西及其它许多地区形成明显的超覆，形成了广布的陆表浅海。板块东部的湘中、赣北、皖南、浙西地区，上统中含硅质成分很高，形成了硅质板岩、硅质灰岩、硅质页岩、炭质硅质岩。代表了非补偿海盆较深水静水硅质泥质沉积。岩性及厚度变化较大，可视为扬子板块与华南海槽活动带之间的过渡带，具边缘海的沉积特点。

总的看来，震旦系是扬子板块上第一个沉积盖层，其沉积厚度、建造特征以及隆起和坳陷的配置，可以反映板块古构造状态。四川和黔中南地区早震旦世是隆起区，晚震旦世为广泛海侵所超覆。滇东、浙西、鄂黔、下扬子及下巴山地区都是当时的坳陷区，地层发育全，而且厚度大、滇东可达 3000m 左右。康滇地区此阶段为岛海，地层分布不完整；江南地区也为岛海所占，但东段出现过渡性沉积，活动性较大。

（二）早古生代岩系特征及古构造

寒武系、奥陶系和志留系形成一个完整的沉积旋回。以三峡地区为例，下寒武统以泥质、钙质沉积为主，从中寒武统到中奥陶统，除了下奥陶统有较薄的钙、泥质岩层外基本上

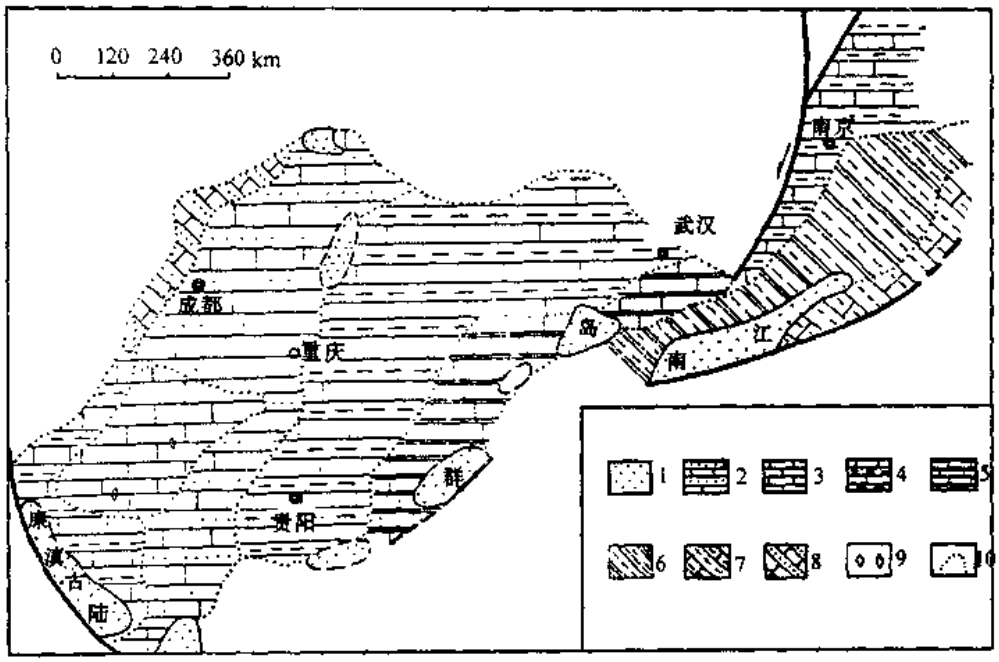


图 5－12 扬子板块晚震旦世岩相古地理略图

1—古陆剥蚀区；2—滨海碳酸盐及碎屑组合；3—滨浅海碳酸盐组合；4—浅海泥质及碳酸盐组合；5—浅海碳酸盐及硅质组合；6—过渡型泥质及硅质组合；7—过渡型碎屑、硅质及碳酸盐组合；8—过渡型碎屑及碳酸盐组合；9—石膏；10—岩相界线

都是浅海碳酸盐岩沉积。而从上奥陶统到中志留统则以浅海相碎屑岩为主，整个下古生界厚度不大，约 2000 余米，是典型的海台型沉积组合，可以代表板块中部的基本特点。

在此阶段，板块西部康滇一带是一个构造上不断上隆的地区，古地理上呈现岛海，岩层时有缺失，其东侧滇东则是一个近南北向的坳陷沉降带，陆棚滨浅海相的碎屑岩较多，夹有碳酸盐岩，厚度也较大，可达 5000～6000m。

板块东南部，从湘中经赣北、皖南到浙西，这里仍处于扬子板块与华南海槽之间的过渡地带，是江南列岛深水海域分布地区。这一带沉积物比较特殊，下寒武统一般为黑色炭质页岩、硅质页岩，普遍夹石煤层，富含钒、钴、镍、钛等多种元素。中、上寒武统泥灰质沉积中底栖三叶虫几乎绝迹，以浮游型化石为主。奥陶系多为笔石页岩和碳质、硅质页岩。下志留统常出现较深水的砂泥质沉积，并且有类复理石韵律结构（图 5－13）。中上志留统则从浅海变为陆相泥砂质沉积。地层厚度可达 6000～7000m。显然，这里是一个活动性较大的沉积区。

（三）晚古生代—早、中三叠世岩系特征及古构造

志留纪末的广西运动使扬子板块整体升起，形成泥盆系与志留系之间普遍的平行不整合。板块中部三峡地区的泥盆系和下石炭统为陆相—滨海、浅海相的碎屑岩，上石炭统到下二叠统以浅海碳酸盐岩沉积为主，上二叠统出现海陆交互相含煤岩系，为一个沉积旋回。从二叠纪晚期至早、中三叠世又是一个海侵过程。岩系总厚约 2000m 左右。上、下二叠统之间为一个明显的平行不整合，代表着东吴运动的影响。

板块东部，同期沉积亦表现为稳定的陆表海沉积类型。板块西部在这阶段仍表现出相当大的活动性。最突出的是大规模玄武质岩流的喷溢，形成著名的峨眉山玄武岩，它大致沿板

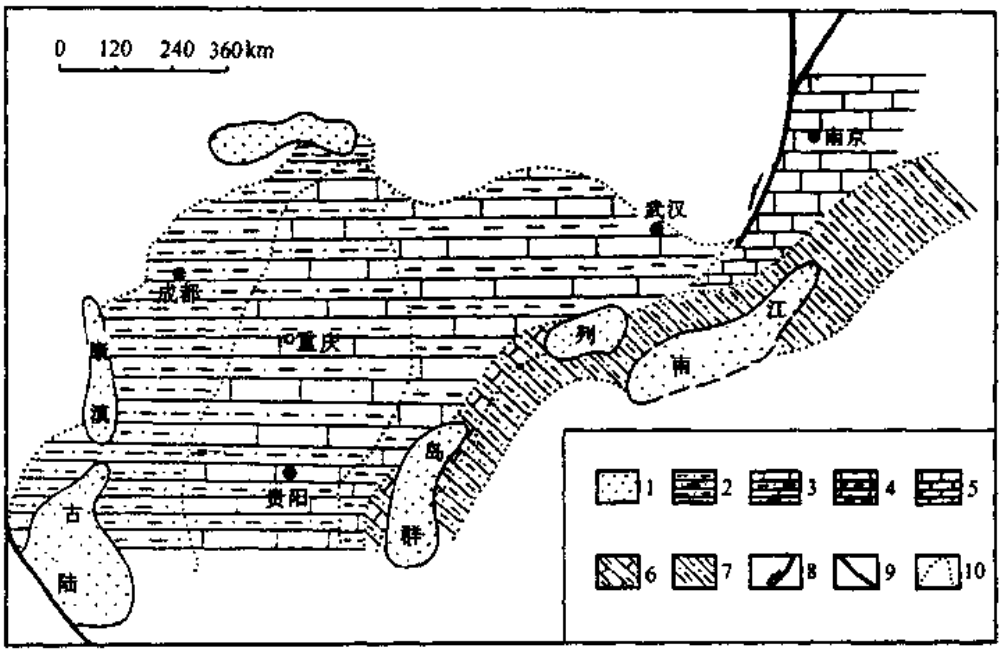


图 5－13　扬子板块早奥陶世岩相古地理略图

1—古陆剥蚀区；2—滨浅海碎屑泥质组合；3—浅海砂泥质及碳酸盐组合；4—浅海泥质及碳酸盐组合；5—浅海碳酸盐组合；6—较深海砂泥质及碳酸盐组合；7—较深海砂泥质类复理石组合；8—后期大型平移断裂；9—同沉积断裂；10—岩相界线

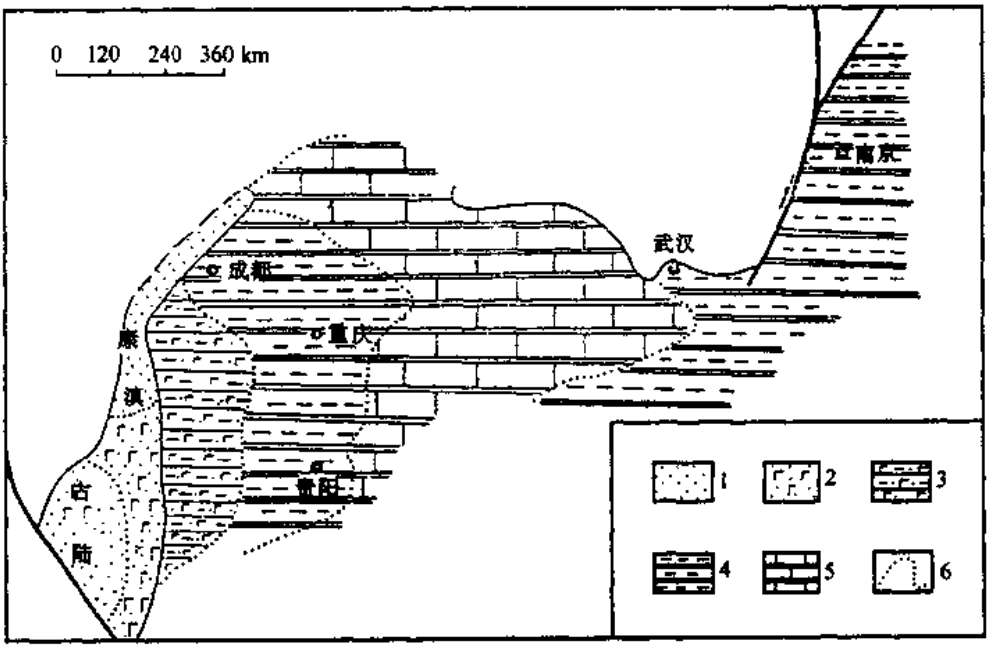


图 5－14　扬子板块晚二叠世岩相古地理略图

（据李树蕾等，1983）

1—古陆剥蚀区；2—大陆玄武岩喷发；3—内陆盆地河湖砂泥质沉积及玄武岩组合；4—海陆交互相含煤及硅质沉积组合；5—陆表海含煤碳酸盐及硅质沉积组合；6—岩相界线

块西侧康滇地区的断裂带展布。骆耀南（1983）认为具有大陆古裂谷带火山岩套的性质，裂谷在构造上呈纵贯川滇南北向的“Y”型三叉裂谷系，喷溢活动始于早二叠世晚期，主要活动在晚二叠世，并可延续到早三叠世，火山岩为弱碱性和拉斑玄武岩，覆盖面积达几十万平方公里，厚达数百至三千米左右（图 5－14）。

纵观扬子板块从震旦纪到中三叠世的板块稳定发展阶段，板块上常见的沉积建造多为石灰岩建造、石膏—白云岩建造、含煤建造和碎屑岩建造，厚度不大，一般在 4000～5000m 左右，岩相比较稳定，岩层间为整合或平行不整合接触。而在板块东西两侧，则出现一些过渡型的建造类型，如浙西、皖南地区震旦纪和寒武、奥陶纪的类复理石沉积，康滇地区二叠纪的玄武岩流的喷溢，表现出一定的活动性。至晚古生代末随着与周围板块相继碰接、拼接而成为中国大陆板块的一部分，从而以地块形式进入了中新生代板内演化阶段。

第四节　塔里木板块

塔里木板块位于新疆南部，槽台理论称之为塔里木地台。北界为汗腾格里峰—巴仑台—库米什断裂，南界为康西瓦断裂，东西两侧分别为阿尔金断裂及塔拉斯—费尔干纳断裂所限（图 5－15）。现今其主体为塔克拉玛干沙漠所覆盖。

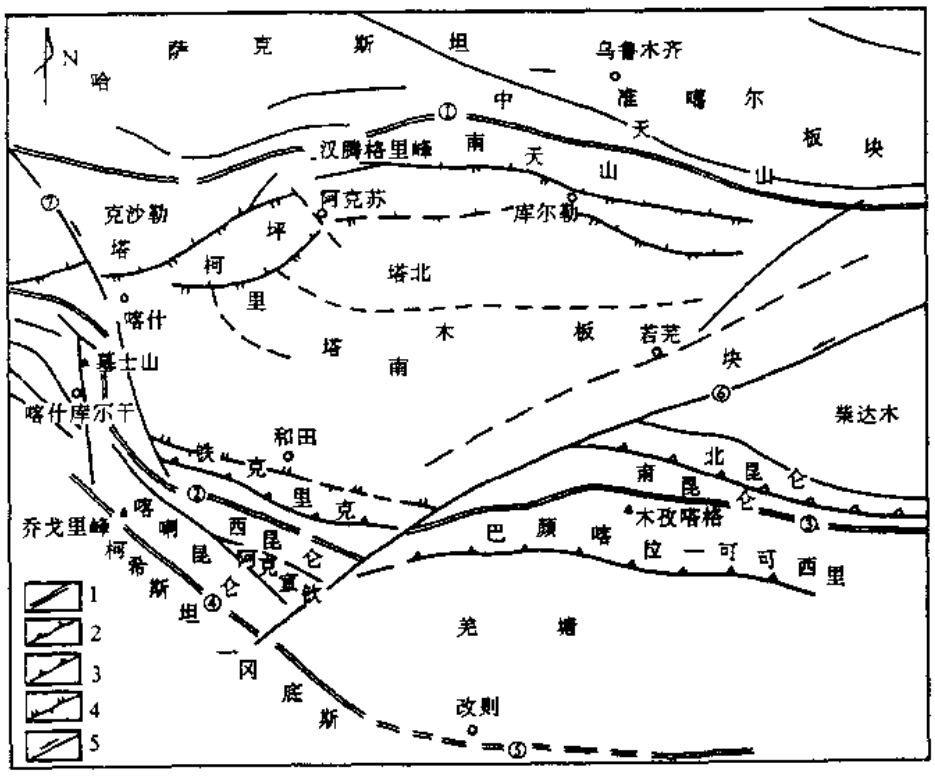


图 5－15　塔里木板块周缘的构造格架（据刘训等，1994）

1—地壳对接带；2—晚古生代地壳叠接带；3—三叠纪地壳叠接带；4—主要逆掩断裂；5—大型平移走滑断裂；①汗腾格里峰—巴仑台—库米什断裂；②康西瓦断裂；③昆仑南缘断裂；④空喀山口断裂；⑤班公湖怒江断裂；⑥阿尔金断裂；⑦塔拉斯－费尔干纳断裂

在塔里木板块周缘，如西侧的阔克沙勒岭；北面的哈尔克山、黑鹰山、库鲁克塔格；南侧的铁克里克、柳什塔格和东侧的阿尔金山等等，都可见到不同的前中生代，甚至前寒武纪

地层出露。

塔里木板块于7亿年前的扬子旋回（塔里木运动）最后固结，形成陆壳板块，震旦纪和古生代时期以独立的板块活动，至古生代末期的海西运动，相继与周围板块碰撞，使南北两侧的昆仑山和天山海槽强烈褶皱上升，从而形成了中国大陆板块。

一、塔里木板块基底形成阶段

塔里木板块基底岩系仅出露在板块边缘的山区，其中以东北部库鲁克塔格出露最好，发育最全。库鲁克塔格地区基底岩系由三套变质岩系组成，其间为三个重要的不整合面分开。

太古宇达格拉格布克群出露范围较小，由片麻岩、石榴黑云片岩及石英片岩、角闪片岩组成，夹少量大理岩透镜体。出露厚度800～1000m以上。太古宙末期的地壳运动使太古宇强烈褶皱并区域变质，变质程度达麻粒岩相。伴有强烈的混合岩化和花岗岩化，并有许多花岗岩脉及伟晶岩脉。

下元古界兴地塔格群广泛分布，以中、深变质的碎屑岩和碳酸盐岩为主，包括石英岩、石英片岩和大理岩，总厚可达4798m。早元古代末期的中条运动使下元古界强烈褶皱，在库鲁克塔格地区可清楚地见到兴地塔格群为长城系覆盖的不整合关系。

中、上元古界由下而上为：扬吉布拉格群，主要为中—浅变质的浅海相碎屑岩夹碳酸盐岩，由变质砂岩、片岩、千枚岩、片麻岩组成，厚329～2550m以上；爱尔基干群主要由大理岩组成，夹少量石英岩，变质砂岩，含丰富的叠层石及核形石，厚917～2665m；帕尔岗塔格群下部为浅海相碎屑岩，包括片岩、片麻岩、石英岩、变质砂岩，上部为浅海相碳酸盐岩沉积，包括白云质大理岩、白云岩、含丰富的叠层石和核形石，厚750～1600m。震旦系不整合覆于上述岩系。据高振家等意见，上述三个群相当于长城系、蓟县系、青白口系。

塔里木板块西南的铁克里克地区的前震旦系，最老的岩系称塞拉加兹塔格群，为变质岩系，由花岗斑岩夹白云岩、细碎屑岩组成，花岗斑岩同位素年龄值为1760百万年，属下元古界。不整合面之上出露一套基本未变质的岩层，其中有相当于长城系（卡拉克尔组、拉依拉克组、布卡吐维组）的白云岩，炭质粉砂岩、粉砂质板岩夹玄武岩；蓟县系（博奎特塔格组，苏马兰组）的碎屑岩，含叠层石的白云岩；青白口系（苏库罗克群）的白云岩。岩系间均为平行不整合接触。塔里木板块的基底最终形成于扬子旋回（塔里木运动）。

二、塔里木板块沉积盖层的发展阶段

从震旦纪开始，塔里木板块进入了相对稳定的发展阶段，震旦纪和整个古生代时期表现为独立的板块活动。

（一）震旦纪建造及古构造

震旦系见于板块北部和东部边缘的柯坪、库鲁克塔格和安南坝地区。在库鲁克塔格地区，下统下部以碎屑岩为主，向东相变为中基性火山喷发岩（有玄武岩及霏细岩），局部见冰碛层；上部以冰碛砾岩为主，伴有浅海相砂岩、粉砂岩、泥质板岩夹凝灰岩。上统为浅海相泥质碎屑沉积及碳酸盐建造，顶部为冰碛砾岩，并发育有典型的泥砾和纹泥。库鲁克塔格地区震旦系总厚近4000m，其中发育了三套冰碛层。一般分别把它们与桂北的长安组、三峡地区的南沱冰碛层和华北的罗圈组对比。

板块西缘柯坪地区震旦系下统下部缺失，下统上部为冰碛层，直接不整覆于元古界阿克苏群之上，厚约410m。上统下部为滨、浅海陆源碎屑岩，上部为浅海相含镁质及泥砂质的

碳酸盐建造，上统厚 850m。

由此可见，震旦系岩相稳定，厚度较小，具有海台型沉积盖层的特点。震旦系的沉积特征表明，塔里木板块与扬子板块及华北板块南部有密切关系。

（二）早古生代建造和古构造

下古生界出露于库鲁克塔格、柯坪、铁克里克及阿尔金等地区。在库鲁克塔格地区，寒武系与震旦系为不整合或假整合接触。下寒武统为浅海相薄层灰岩、硅质岩，底部为硅质含磷层，局部地区夹有厚约数百米的安山玢岩，厚 139～1000m。中寒武统至中奥陶统以碳酸盐建造为主，厚 2800m。下志留统为碎屑岩建造，由绿色砂岩、粉砂岩组成，夹泥灰岩、灰岩，厚达 2417m。中、上志留统缺失。板块其它地区的下古生界建造性质大体类同，唯柯坪一带寒武纪晚期出现浅海—泻湖相的碳酸盐岩夹膏泥岩。此外，阿尔金地区下古生界为浅海相碎屑岩、硅化灰岩、硅质岩，总厚可达 5535m，具过渡型沉积特征。

据零星露头及部分钻孔资料，可知板块中部下古生界最下部膏泥岩，可能属寒武系；中部为碳酸盐岩，属下、中奥陶统；上部为砂页岩、泥岩，属下志留统，总厚在 1639m 以上。

由上可见，早古生代阶段板块大部分地区均遭受海侵，板块中部隆起，沉积较薄。板块边缘地区沉降幅度较大，尤以库鲁克塔格和阿尔金山地区坳陷最深。但从岩相看，各地岩相变化不大，各统、系之间多为连续沉积，反映此阶段板块处于相对稳定的大地构造环境。

（三）晚古生代建造和古构造

泥盆系和志留系之间为整合（铁克里克）或平行不整合（库鲁克塔格、柯坪和阿尔金），晚古生代板块沉积范围与早古生代相似，泥盆系和下石炭统均以陆相、滨海相、三角洲相、浅海相碎屑岩为主，上石炭统则广泛发育海相碳酸盐岩沉积，而二叠系又出现陆相红色、杂色碎屑岩，板块东侧缺失二叠系。上古生界总厚约 3000－4000m，但中部隆起区厚度较小，约为 600～2100m。总之，上古生界广泛发育，岩相稳定，厚度不大，反映出板块在晚古生代继续处于稳定的构造环境。

晚石炭世的构造运动相当普遍，板块东部古生界遭受褶皱，板块西部二叠纪还出现大面积玄武岩喷发，其范围几乎遍及整个塔里木板块的西半部，并在巴楚叶尔羌河两岸形成了基性和超基性的侵入活动。

三、塔里木板块的构造演化

近年来大量的油气勘探和研究工作，对塔里木盆地或塔里木板块有了更深入的认识，取得了许多新的成果。塔里木板块的构造演化受不同时期板块构造背景的控制，经历了复杂的演化历史。现据汤良杰（1994）的研究成果，简述如下：

（一）震旦—奥陶纪与岩石圈伸展运动有关的裂陷盆地的演化阶段

元古代晚期晋宁运动（塔里木运动）形成的塔里木板块，在震旦纪时开始发生裂解。早震旦世，在塔里木板块的边缘和内部发育大陆裂谷盆地，它们与地幔上隆、地壳变薄、岩石圈张裂和伸展作用有关，如北昆仑裂谷、满加尔裂谷、库鲁克塔格裂谷、柯坪裂谷和南天山裂谷等。拉张强烈，盆地受正断层控制，表现为断陷型地堑或半地堑，呈长条形分布，沉陷深度大，如库鲁克塔格裂谷快速堆积了厚达 3000m 的粗碎屑岩，并伴有大量基性火山岩。这些裂谷有的在后期进一步拉张发展成洋壳，如北昆仑和南天山裂谷；有的则成为衰败裂谷，形成裂陷槽，如库鲁克塔格裂谷。晚震旦世地壳继续拉张，在塔里木板块的北缘形成北

天山—准噶尔洋，北昆仑和南天山裂谷盆地进一步发展，在塔里木板块主体部位形成了广阔的克拉通内拉张盆地，其几何形态由早震旦世的断陷转变为坳陷。晚震旦世早期仍为碎屑岩沉积，晚期以碳酸盐岩沉积为主。

寒武纪开始，拉张速率增大，北昆仑和南天山裂谷盆地逐渐发展成洋盆，并形成张裂被动大陆边缘盆地，其几何形态表现为隆起和坳陷相间排列的盆岭构造。早期阶段，沉积物供应不足，主要沉积了一套非补偿放射虫硅质岩、含磷硅质岩、富含有机质黑色页岩、泥晶灰岩和白云岩等，在柯坪的沙雅西地区发育膏盐岩。中、晚奥陶世沉积物供应充足，在陆坡部位发育滑塌钙质碎屑流及浊流沉积。引张断层、盐丘构造和大型重力滑动构造十分发育。在塔里木板块主体部位的克拉通内拉张盆地中，发育稳定的台地相碳酸盐岩沉积，在台地边缘可能有生物礁存在。

（二）志留—泥盆纪与岩石圈聚敛运动有关的盆地演化阶段

奥陶纪拉张达到鼎盛的北昆仑洋盆，志留纪开始俯冲闭合，洋壳消亡，晚泥盆世造山期后磨拉石型粗碎屑建造角度不整合于下伏地层之上（姜春发等，1992）。南天山洋盆拉张于志留纪达到高潮，在哈尔克山南北两侧有洋壳物质，往东延至库米什，长约 1000km，发育复理石建造、绿片岩相中基性火山、变质超基性岩、枕状熔岩、辉绿岩以及大量放射虫硅质岩（肖序常等，1991）。这一洋盆从志留纪晚期开始由西往东逐渐俯冲消减，到泥盆纪中期碰撞闭合，哈萨克斯坦板块与塔里木板块拼合在一起。由于南北两侧洋盆的俯冲消减闭合，岩石圈聚合加厚，塔里木板块内部发生第一次构造反转，库鲁克塔格裂陷槽转变为隆起，满加尔裂谷全部被碎屑物质充填。塔里木克拉通内拉张盆地转化为克拉通内挤压盆地，志留系—下泥盆统为复理石砂泥岩互层，上泥盆统为造山期后红色磨拉石建造。

（三）石炭纪—早二叠世区域拉张背景下的盆地演化阶段

随着晚志留世—中泥盆世南天山洋的俯冲消减，石炭纪南天山洋转变为残余海槽，发育中酸性火山岩和陆源碎屑复理石建造，早二叠世末残余海盆封闭。早石炭世昆仑海槽再次经受强烈拉张，形成洋盆，晚石炭世开始往北俯冲消减，在昆仑山北部发育火山岛弧，塔里木大部处于弧后拉张环境中，形成弧后拉张盆地，发育生物碎屑灰岩、礁灰岩、泥晶灰岩、炭质泥岩、砂岩、膏泥岩和膏盐岩等。石炭纪—早二叠世塔里木广泛发育玄武岩和基性岩墙群，它们是弧后拉张环境下的产物。

（四）晚二叠世—三叠纪前陆盆地演化阶段

随着早二叠世末天山海槽的最终闭合，南天山褶皱反转形成山系，在向南逆冲的构造负荷和沉积负荷作用下，形成库车周缘前陆盆地，沉积了厚达 2000m 的砂砾岩、暗色泥岩和煤层。在昆仑山南缘，晚二叠世—三叠纪张裂形成中特提斯洋盆并向北俯冲消减，在昆仑山发育火山岛弧和海西—印支期巨大花岗岩岩基，塔里木板块大部则位于弧后位置（孙肇才，1993），在北昆仑构造负荷和沉积负荷作用下，由早期弧后拉张转化为弧后前陆盆地，沉积了一套河、湖相砂泥岩夹煤系地层，厚约 1000m。

三叠纪末，羌塘板块与塔里木板块发生碰撞，塔里木板块最终被周缘山系包围，侏罗纪—新生代进入周缘前陆盆地发展阶段。

第五节　天山—兴蒙褶皱构造带

天山—兴蒙褶皱构造带位于我国北部，是横亘于天山、内蒙、大兴安岭一带的古生代褶

皱造山带。现今该构造带按地形特征大致可分为三部分：西部、中部和东部。西部是山系和盆地相间，主要山系有两条：北为阿尔泰山山系，呈北西向延展于中、哈、俄、蒙边境一带；南为天山山系，大致呈东西向横贯新疆中部，向西延伸至哈萨克斯坦和吉尔吉斯斯坦境内。准噶尔盆地夹于阿尔泰山和天山之间。此外，在阿尔泰山山系和天山山系内部还分布着许多山间盆地，如吐鲁番—哈密盆地就在天山东段。中部是内蒙古高原，海拔在1000m左右，包括阴山以北和大兴安岭以西的广大地区。东部也是山地和盆地相间，西为大兴安岭，东为长白山地，其间为松辽盆地，山系走向为北东和北北东向。

天山—兴蒙构造带是亚洲中部中亚—蒙古—鄂霍次克古生代巨型造山带的一部分，它北邻哈萨克斯坦和西伯利亚板块，南界是塔里木和华北（中朝）板块，东侧是太平洋板块。在古生代该构造带经历了复杂的构造演化过程，沉积形成了巨厚的槽型建造，有大量的火山喷出和岩浆侵入，遭受多期构造运动的影响，早期加里东运动，晚期加里东运动、早期海西运动、晚期海西运动对该构造带的演化都有重要作用，并有规律地在不同部位形成不同时期的褶皱构造带。

一、天山造山带

（一）构造分区及其特征

天山山系由数条不同走向及不同时代的褶皱带及镶嵌于其间的几个地块组成，在我国境内，其南为塔里木板块，其北为准噶尔地块，东延进入北山地区。天山主干断裂和中天山南缘断裂将我国天山分为三个近东西向延伸的构造带，即北天山中海西期褶皱带（Ⅰ）、中天山隆起带（Ⅲ）、南天山晚加里东期褶皱带（Ⅱ）（图5－16）。

1．北天山中海西期褶皱带

本带西起艾比湖，东至甘肃红石山及跃进山一带，东西长约1500km。南以黄汲清（1984）命名的“中国天山区主干断裂”为界，与中天山相接，北以隐伏深断裂为界，与准噶尔地块为邻，南北最宽约200km。在我国，本带主要包括依连哈比尔尕、博格达及觉罗塔格等山脉。

北天山中海西期褶皱带的早期旋回从早泥盆世开始，至中泥盆世末结束，以中基性火山岩及火山碎屑岩为主，中泥盆世末褶皱，形成早海西期褶皱。主旋回从早石炭世开始，在早海西期褶皱基底上发生拉张及裂陷，形成了深海槽，出现了新洋壳；早石炭世末，海槽闭合，晚石炭世末弧后盆地封闭，主旋回结束。二叠纪为北天山造山后期旋回，以陆相火山岩及磨拉石建造为主。中、新生代为山前坳陷发育期、以陆相磨拉石建造为主。

2．中天山隆起带

中天山隆起带由前古生代地块及其间的早古生代褶皱带组成。在巴音布鲁克以东，中天山夹于南、北天山之间，呈长轴状；向西经伊犁地块至哈萨克斯坦，且越来越宽，并成为哈萨克斯坦板块主体。一条早加里东期缝合带从哈萨克斯坦南缘延至阿拉木图，再沿伊塞克地块北缘进入我国那拉提山北坡，在冰达坂以东沿阿河布拉克群延至托克逊附近。

中天山隆起带内的前古生代地块的基底为下元古界，分别称温泉群及拉尔敦群，盖层由中上元古界组成，属稳定型沉积建造，以陆源碎屑岩及硅镁碳酸盐岩为主。下古生界在地块上为第二盖层；在加里东缝合带内，为海槽型沉积建造。

晚古生代，中天山基本为隆起区。在石炭纪它与准噶尔地块分离，成为北天山海槽南面的岛弧带。在二叠纪，南、北、中天山合一，与准噶尔和塔里木一起成为古亚洲大陆的一部

分。

3. 南天山晚加里东海槽褶皱带

南天山在中天山之南，二者之间为中天山南缘断裂带；西入吉尔吉斯，向东止于且末—星星峡走滑断裂；塔里木板块为其南邻。

南天山早志留世以前的构造性质与塔里木板块北部相同。前震旦纪属活动构造区，发育了阿克苏群为主的绿片岩相基性火山岩及火山碎屑岩（夹硅质岩及含铁石英岩）。早古生代地层属台地型沉积盖层，底部为震旦系，不整合于阿克苏群上。

中晚志留世南天山陆壳（加里东弧后盆地）张裂下陷，形成海槽，早泥盆世闭合，主旋回结束。中晚泥盆世为华力西弧后盆地发展阶段，晚泥盆世末封闭，下石炭统磨拉石不整合于泥盆系之上。标志着后期旋回结束。

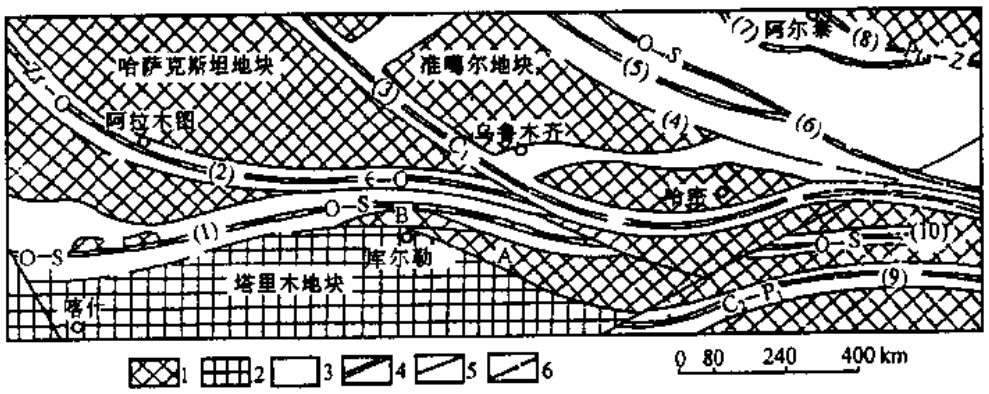


图 5－16　中国天山大地构造略图（据王作勋等，1990）

1—地块；2—扬子褶皱带；3—古生代褶皱区；4—蛇绿岩带；5—主要断层；6——般断层。

蛇绿岩带名称：（1）南天山；（2）南哈萨克斯坦；（3）北天山；（4）克拉麦里；（5）阿尔曼太；（6）阿勒泰；（7）湖区；（8）阿尔泰；（9）北山南部；（10）北山中部。微地块：A—库鲁克塔格，B—霍拉山，C—帖尔斯基山。

（二）天山板块构造演化

天山地区的基底可分为三种类型，即中天山—北山型、南天山—塔里木北部型及北天山—准噶尔型（图 5－17）。中天山—北山型基底主要由下元古界片麻岩及片岩组成。南天山—塔里木北部板块基底主要由元古界阿克苏群及扎尔特群的绿片岩系及片麻岩组成。北天山及准噶尔大陆板块基底的形成时间大致与中天山相同，可能属于早元古代。

根据天山蛇绿岩及沉积建造研究，天山地区的古板块活动可能追溯到中、晚元古代。在古生代天山陆壳经历了多次张开及聚合运动，陆块组合及海陆分布发生了相应变化。

1. 中、晚元古代板块活动

中、晚元古代的洋区存在于中天山（及哈萨克斯坦）大陆板块的南侧，即南天山及塔里木北部地区，以该区广泛分布的阿克苏群绿片岩为代表，为元古代南天山海，一系列微陆块组成的岛弧带分布于哈萨克斯坦—天山板块南缘，它们是库鲁克塔格、霍拉山及贴尔斯基山等（图 5－17）。

晚元古代末，元古代南天山洋区闭合，扬子旋回褶皱带形成；蓝闪片岩带沿俯冲带分布，代表了南天山洋壳向哈萨克斯坦—天山大陆板块的俯冲及聚合运动。晚元古代的板块聚合运动使天山（及哈萨克斯坦）板块与塔里木板块合二为一，成为古新疆板块（图 5－17）。

大约在同时或稍早，天山（及哈萨克斯坦）板块与西伯利亚板块之间发生张裂，形成了元古亚洲洋雏形（李春昱等，1982）。天山—哈萨克斯坦板块南侧洋区（元古南天山海）在晚元古代末的关闭，与该板块北侧的元古亚洲洋打开，是互相关联的板块运动，它们是天山地区板块活动的第一次闭合事件；对于邻区，则为板块张开事件（表5－3）。

2．早古生代板块活动

晚震旦世古新疆板块发生分裂，张裂带从哈萨克斯坦的科克切托夫地块南部向东南方向延展，经伊塞克地块进入我国古新疆板块（李永安等，1984），此张裂带称为古新疆板块中央裂谷带。在寒武纪中央裂谷带继续发展，形成了海槽及新洋壳区，在天山地区则发展为中天山加里东海槽（图5－17），并使古新疆板块进一步分裂为南部的塔里木板块及北部的中天山及准噶尔板块。

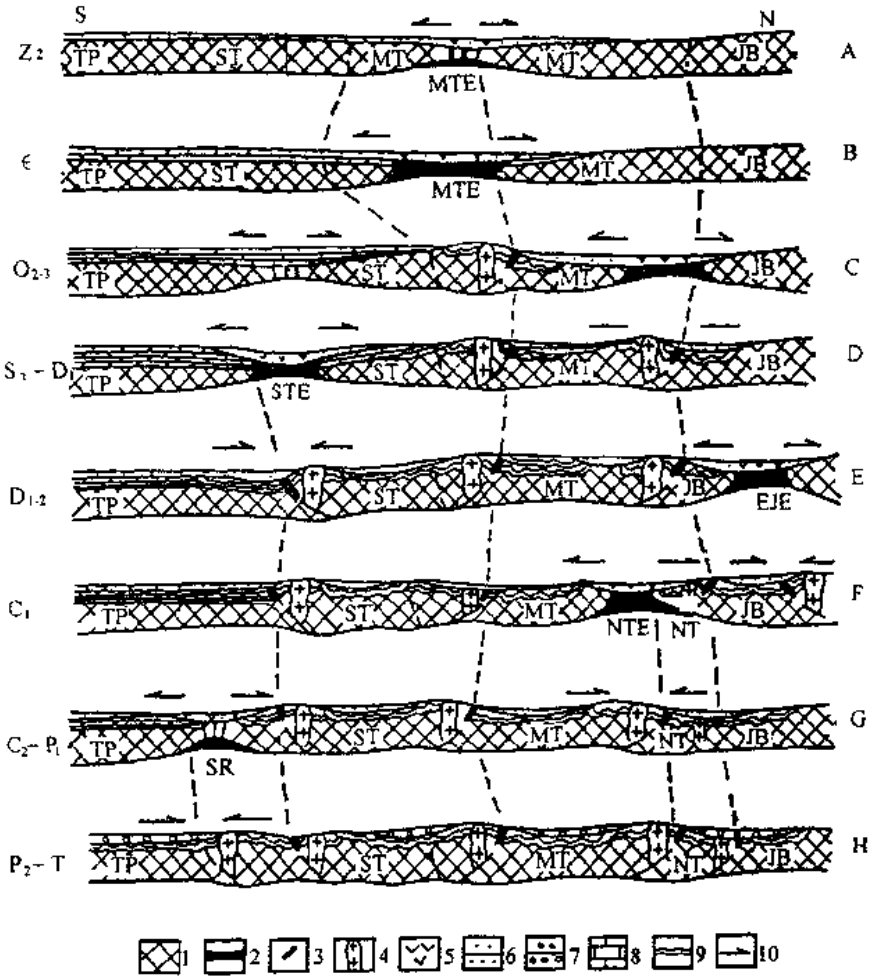


图5－17　中国天山板块构造的手风琴运动略图（据王作勋等，1990）

1—陆壳；2—洋壳；3—蛇绿岩；4—花岗岩类；5—火山岩；6—海相碎屑岩；7—陆相碎屑岩；8—碳酸盐岩；9—褶皱层；10—开、合方向；TP. 塔里木板块；JB. 准噶尔地块；ST. 南天山；NT. 北天山；MT. 中天山；MTE. 中天山优地槽；WJE. 西准噶尔优地槽；EJE. 东准噶尔优地槽；STE. 南天山优地槽；NTE. 北天山优地槽；SR. 南天山裂谷。

中奥陶世末，中天山海槽开始闭合，洋壳消减，使中天山板块与塔里木板块合一，古新疆板块再次形成。中天山加里东海槽成为褶皱带，晚奥陶世磨拉石建造及复理石建造分布于

残余海盆，酸性侵入岩广泛分布于褶皱带及两侧陆缘。这是天山（及邻区）板块活动的第二次闭合事件（表5－3）。

中奥陶世是天山板块活动的重要转变时期，大约在中天山板块与塔里木板块沿中天山加里东缝合带拼合，再次形成古新疆板块之时，在该板块南、北缘发生张裂（图5－18）。在东、西准噶尔及北山北部形成扩张带，属稳定陆缘扩张区。在古新疆板块南缘，沿塔里木南部的张裂带发展成昆仑海槽，其形成时间也在中奥陶世末（姜春发等，1986）。因此，古新疆板块两侧大致同时发生了拉张分裂活动，而在该板块中间则为挤压聚合活动，形成了挤压带与张裂带对应的构造格局。

志留纪末，古新疆板块两侧海槽关闭，形成加里东褶皱带，即东、西准噶尔加里东褶皱带及昆仑加里东褶皱带。与此同时，在该板块内部（南天山）发生了分裂，迎来了本区板块活动的新阶段。

3．晚古生代板块活动

中晚志留世，古新疆大陆沿南天山弧后盆地发生分裂，南天山广泛分布的基性火山岩及放射虫硅质岩建造记录了盆地的张裂、下陷及解体过程。

泥盆纪初，南天山海槽转入闭合阶段，满大勒克组复理石建造不整合于蛇绿岩套之上。在天山内部，板块聚合引起的挤压作用使泥盆系磨拉石广泛产生，这是天山陆壳范围内的第三次闭合事件（表5－3）。

天山地区的第三次开裂发生在古新疆板块的北部，它与该板块在南天山的闭合事件（第三次闭合）几乎同时发生。北天山哈密地区下泥盆统大南湖组下部为中酸性火山岩及凝灰角砾岩，中部为凝灰角砾岩夹玄武岩，上部为中酸性火山岩夹灰岩，属于陆壳扩张带建造。北天山中泥盆统头苏泉组，在哈密地区为凝灰岩及硅质岩组合，夹中基性火山岩，表明该区陆壳的进一步张裂及下陷。北山地区的下中泥盆统主要为中酸性火山岩夹碎屑岩（雀儿山群）及中基性火山岩及火山碎屑岩（清河沟组及哈珠组），显示出比北天山更强烈的陆壳扩张活动。

在中泥盆世末，该扩张带转入闭合阶段，形成了早海西期褶皱带。上泥盆统在北天山广大地区缺失，零星分布的上泥盆统为陆相沉积。在北山上泥盆统不整合于下中泥盆统之上。中晚泥盆世的闭合事件使天山陆壳北缘扩张带封闭，使中天山地区隆升，在南天山及塔里木发生海退，古新疆大陆又一次出现，这是天山地区的第四次闭合事件。

早石炭世天山地区产生了新的扩张带，该带为弧后扩张带，形成了北天山中海西期海槽，其北为准噶尔板块，此时属于西伯利亚板块南缘，南侧为天山—塔里木板块。北天山下石炭统小热泉子组及牙满苏组（北山地区绿条山组及白山组）为典型的陆壳拉张型地质建造。早石炭世中晚期出现蛇绿岩套。

早石炭世末，北天山中海西期海槽封闭，西伯利亚板块与天山—塔里木板块最终缝合。板块的聚合及俯冲运动在中天山陆块引起广泛的酸性侵入活动，形成了天山最宏伟的花岗岩带。晚石炭世磨拉石及复理石建造不整合于下石炭统及更老地层之上，标志着北天山中海西期海槽主旋回结束，这是天山板块活动的又一次闭合事件。

晚石炭世至早二叠世，天山陆壳的南侧出现了晚海西期海槽及裂谷带。从甘肃北山南部至哈萨克斯坦南天山吉萨尔带是这个时期的陆壳扩张中心。北山上石炭统干泉组为海相流纹岩、流纹质凝灰岩及陆源碎屑岩，角度不整合于泥盆系及更老地层之上。早二叠世，扩张带进一步发展，下二叠统双堡塘组为海相中酸性火山岩及陆源碎屑岩，中上部菊石滩组及金塔组以玄武岩为主，在个别地方发现蛇绿岩套。本次扩张以裂谷型为主。

表 5－3　天山及邻区板块活动主要事件一览表（据王作勋等，1990）

序次	天山地区				邻区			
	地质时限	事件	聚合带或扩张带位置	板块变迁	事件	聚合带或扩张带位置	板块变迁	备注
1	元古代末	合$_1$	在南天山及北塔里木扬子褶带，蓝闪绿片岩带、蛇绿岩带及花岗岩带形成	元古南天山海洋壳消减，中天山板块与南塔里木板块聚合，形成古新疆板块（塔里木运动）	开	在古新疆板块北侧，元古亚洲洋产生	古新疆板块北缘与西伯利亚板块之间分裂	古新疆板块是古中国板块的一部分
2	晚震旦世至寒武纪	开$_1$	中天山加里东优地槽产生	古新疆板块分裂为两块	合	元古亚洲洋壳开始消减，蛇绿岩带及褶带在古新疆板块北缘及西伯利亚板块南缘出现	古新疆板块及古西伯利五板块会聚（贝加尔运动及萨拉依尔运动）	中天山加里东优地槽是古中国板块中央裂谷带的一部分
3	早、中奥陶世	合$_2$	中天山加里东褶带及蛇绿岩带、花岗岩带形成	古新疆板块再次合并（阿河布拉克运动）	开	准噶尔—北山优地槽形成	阿尔泰板块从古新疆板块分出，早古亚洲洋出现	早古亚洲洋是古新疆板块北侧张裂形成的新洋区
4	中、晚志留世	开$_2$	南天山弧后扩张，优地槽开始形成	古新疆板块分裂为北疆板块和塔里木板块	合	早古亚洲洋消减，准噶尔—北山加里东褶带及蛇绿岩带形成	阿尔泰地块与准噶尔地块聚合（东准噶尔运动）	早古亚洲洋消减
5	早、中泥盆世	合$_3$	南天山晚加里东褶带及蛇绿岩带、花岗岩带形成	北疆板块与塔里木板块拼合为古新疆板块（黑英山运动）	开	准噶尔—北山早华力西优地槽形成	古新疆板块北缘分裂，晚古亚洲洋产生	晚古亚洲洋是新生洋区
6	早石炭世	开$_3$	北天山弧后扩张，中华力西优地槽产生	古新疆板块分裂出准噶尔板块	合	准噶尔—北山早华力西褶带形成	阿尔泰地块与准噶尔地块合并，成为西伯利亚板块南缘（克拉麦里运动）	晚古亚洲洋南移
7	晚石炭世至早二叠世	合$_4$	北天山中华力西褶带、蛇绿岩带 花岗岩带形成	准噶尔板块与古新疆板块拼合，北天山蛇绿岩带为缝合带（北天山运动）	开	北山南部晚华力西优地槽及裂谷带产生	塔里木北部的陆内裂谷裂火山活动反映了板内扩张	晚古亚洲洋消减，西伯利亚与中国北部板块最终拼合。北天山蛇绿岩带是最后缝合带。
8	晚二叠世至第四纪	合$_5$	板内变形	亚洲板块形成，进入特提斯演化阶段	合	北山南部晚华力西褶带及蛇绿岩、花岗岩带形成	新疆大陆形成	特提斯海发展时期

北山、吉萨尔扩张带在早二叠世末发生闭合，形成了晚海西期海槽褶皱带，晚二叠世陆相磨拉石不整合于下二叠统及更老地层之上。闭合阶段的中酸性岩浆岩分布于北山南部及西南天山，它们属于天山地区最年青的花岗岩带。早二叠世末的闭合事件是天山地区板块的最后一次闭合。从此以后，该区没有再发生板块张开事件，而以板内变形为特征。

早二叠世末，北山—吉萨尔海槽闭合，塔里木板块与哈萨克斯坦板块合并成为中亚大陆，并与西伯利亚板块一起组成庞大的古亚洲大陆，天山陆壳成为古亚洲大陆的一部分，开始了板内发展新阶段。

二、蒙古—兴安造山带

（一）构造分区

蒙古—兴安造山带是西伯利亚板块与中朝板块之间的构造结合带，属中亚—蒙古巨型构造带的东段。晚元古代—古生代时，蒙古—兴安带并不是一个简单的洋盆，而是由若干小洋盆和微陆岛链或中间地块组成的巨大洋盆。从贝加尔湖经蒙古、大兴安岭到中朝板块北缘的横剖面上，情况相当复杂，小洋盆与微陆岛链相间排列的构造格局很清晰，自南向北可划分为如下主要构造带（图 5－19）。

1. 内蒙地轴（微古陆）多旋回陆缘活化带

属中朝板块北部边缘，经历了加里东、海西、印支、燕山等构造旋回的作用。

2. 温都尔庙多旋回褶皱带

经历了加里东海槽褶皱带，海西大陆边缘褶皱带，印支残余海槽褶皱带，燕山陆内逆掩—叠覆带等造山作用。洋盆存在于元古代末到古生代初。

3. 锡林格勒残余地块

具前寒武纪（?）基底的陆壳残块，经早海西、印支、燕山多旋回构造运动的强烈改造。

4. 索伦山—贺根山和内蒙—吉黑多旋回褶皱带

索伦山—贺根山带为海西期海槽褶皱带，洋盆存在于泥盆纪时期。内蒙—吉黑带为奠基于不同基底之上的印支残余海槽褶皱带。燕山旋回它们均经强烈的陆内逆掩—叠覆作用。

5. 红格尔—伊尔施多旋回褶皱带

该带属加里东期大陆边缘褶皱带，海西期海槽褶皱带、印支、燕山陆内逆掩—叠覆带。具前寒武纪微陆残块，长期成为洋盆中的岛链（弧）隆起带。

6. 赛音山—鄂伦春多旋回褶皱带

此带属海西期海槽褶皱带、印支、燕山陆内逆掩—叠覆带，洋盆存在于志留—泥盆纪时期。

7. 额尔古纳—中蒙古多旋回褶皱带

具前寒武纪微陆残块和晚元古代晚期（文德）—早寒武世小洋盆，经兴凯、加里东、海西、印支、燕山等多期造山作用。

8. 杭爱—肯特（8a）及蒙古—鄂霍次克（8b）多旋回褶皱带

杭爱—肯特带为兴凯、加里东、海西多旋回褶皱带。蒙古—鄂霍次克带的褶皱作用到燕山造山时才全部完成，是蒙古—兴安带中海水最后退出的地方。

9. 北蒙古多旋回褶皱带

此带具文德—早寒武世小洋盆，属兴凯、加里东、海西期多旋回褶皱带，并经印支、燕山期构造旋回改造。

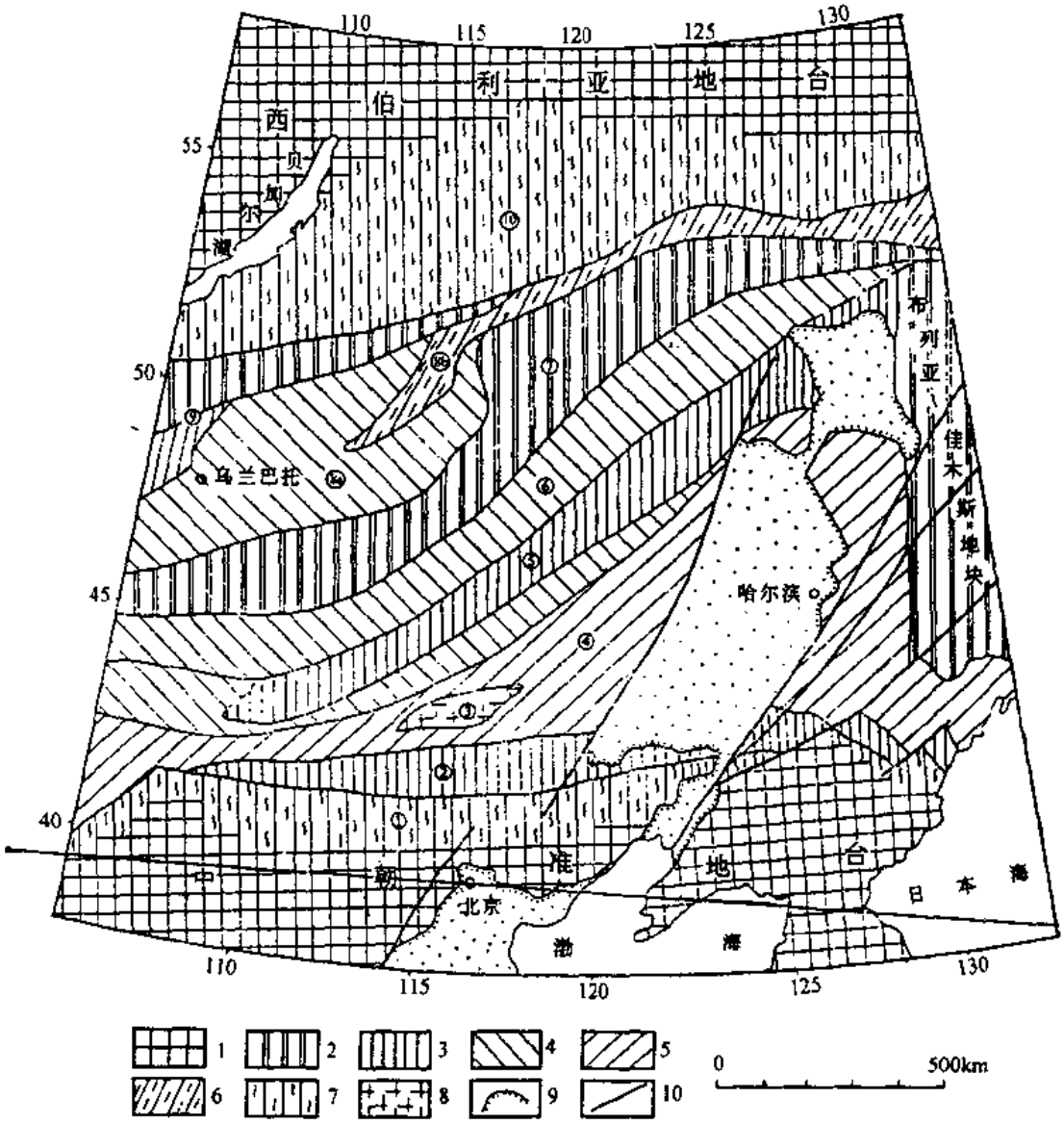


图 5－18　蒙古-兴安造山带构造简图（据任纪舜等，1990）

1—前震旦纪地台和准地台；2—兴凯褶皱带（后又经受加里东、华力西、印支、燕山多旋回造山作用之叠加、改造）；3—加里东褶皱带（后又经受华力西、印支、燕山多旋回造山作用之叠加、改造）；4—华力西褶皱带（后又经受印支、燕山多旋回造山作用之叠加、改造）；5—印支褶皱带（后又经受燕山造山作用之叠加改造）；6—燕山褶皱带；7—多旋回陆缘活化带（西伯利亚地台南缘的雅布洛诺夫带为兴凯—燕山之多旋回活化；中朝准地台北缘的内蒙地轴为加里东—燕山多旋回活化）；8—经多旋回构造作用强烈改造的残余地块；9—中生代晚期（燕山造山后）生成的断陷盆地；10—中生代晚期（燕山造山之后）强烈活动的滨太平洋断裂体系。

10．雅布洛诺夫多旋回陆缘活化带

该带属西伯利亚板块南缘，经历了兴凯、加里东、海西、印支、燕山等多旋回构造运动的作用。

（二）蒙古—兴安板块构造演化

蒙古—兴安带是一个从中元古代开始发育的构造活动带。根据蛇绿岩套的时代，目前已

确认出三个时期的大洋盆地，即：中元古代（1600～1400Ma），晚元古代晚期（文德）—早寒武世（750～550Ma），晚奥陶世—泥盆纪（470～350Ma）或志留纪—泥盆纪或泥盆纪。已经确认的重要造山作用时期有：格林威尔（1000Ma）（大致相当于武陵旋回）、扬子（750～700Ma）、兴凯（550～510Ma）、早加里东（470～450Ma）、晚加里东（410～390Ma）、早海西（330Ma左右）、晚海西（250Ma左右）、印支（230～200Ma）、燕山（170～110Ma）等。

蒙古—兴安带的发展并不是简单的对称或偏对称式，而是手风琴式往复运动、多旋回发展。标志中元古代洋盆闭合，陆—陆碰撞的格林威尔造山运动主要分布于环西伯利亚板块南缘，形成贝加尔褶皱带；标志文德—早寒武世洋盆闭合，陆—陆碰撞的兴凯造山运动主要分布于北蒙古、中蒙古、额尔古纳以及小兴安岭（包括布列亚—佳木斯地块）等地；标志温都尔庙早古生代洋盆闭合的晚加里东造山作用主要集中于中朝板块北侧的温都尔庙带和蒙古弧形构造带的红格尔—伊尔施一带。这时，吉黑地块与中朝板块可能沿近东西向的西拉木伦河缝合带碰撞。加里东之后，发生重要的裂陷作用，中蒙古—额尔古纳带与西伯利亚板块之间重新张开，形成杭爱—肯特和蒙古—鄂霍次克古裂陷带；吉黑地块大规模裂解，形成吉黑海西期裂陷区；而松辽、布列亚—佳木斯等则转变为这一裂陷区中的残余地块。

西拉木伦河一带曾被认为是西伯利亚板块与中朝板块的缝合带（李春昱等，1982），但由于沿此带分布的蛇绿岩套已被证明是早古生代加里东造山旋回的产物（何国琦等，1983；唐克东等，1982，1983），西拉木伦河两侧的上古生界为含丰富化石的浅水到陆相沉积，因此，那里已不可能是蒙古—兴安带大洋地壳最后消失的地带。

赛音山—鄂伦春弧形洋盆封闭于维宪期之前，代表这一洋盆遗迹的蛇绿岩套向西与南蒙古、斋桑带相连，向东北经伊列克得、阿里河、呼玛延入俄罗斯境内，形成断续延伸达4000余公里的弧形蛇绿岩带；索伦山—贺根山的蛇绿岩套侵位于石炭—早二叠世中期的海槽型火山岩系之中，又被早二叠世晚期的哲斯组不整合覆盖。因此，索伦山—贺根山小洋盆封闭的时代最迟在哲斯组沉积之前。该蛇绿岩带向西延伸经蒙古到卡拉麦里后，隐没于准噶尔盆地的较新沉积物之下；向北东延伸，该蛇绿岩套可达乌兰浩特之西，进而可达爱辉附近。这两条蛇绿岩带才是中亚—蒙古巨型洋盆体系最后消失的地带，也就是说，这才是西伯利亚—蒙古陆块与中国北部陆块最后碰撞的地带。

赛音山—鄂伦春和索伦山—贺根山洋盆封闭，两大陆块碰撞之后，蒙古—兴安带作为一个造山带的历史并未结束。石炭—二叠纪，在内蒙古—吉黑地区又发育了一个规模宏大的陆上裂陷槽——内蒙—吉黑残余海槽，其中堆积了巨厚的海相—海陆交互相—陆相碎屑、火山岩系。内蒙—吉黑残余海槽奠基于海西及更老的褶皱基底之上，向西延至北山地区，向东与属于亚洲东缘滨太平洋带的锡霍特—阿林和日本的广海相通。于三叠纪晚期全面褶皱，形成一个印支褶皱带（任纪舜等，1984）。

蒙古—兴安带海盆最后消失的地带是蒙古—鄂霍次克带。它是一个向北东开口的剪刀状陆内—陆间海槽，经历了海西、印支、燕山多旋回的构造岩浆作用，于晚侏罗世之前封闭、褶皱隆起。经过燕山造山运动，蒙古—兴安带才最终完成了长期、复杂、多旋回的发展过程，使中朝与西伯利亚陆块最终焊合为一个整体。

综上所述，可以看出蒙古—兴安带是一个十分复杂的、多旋回造山带。元古代—古生代时期，这里曾经历了多次海底扩张和陆—陆碰撞造山作用。第一次海底扩张的极盛时期为1600～1400Ma，陆—陆碰撞发生在1000Ma左右，结果形成环西伯利亚板块南缘的贝加尔

褶皱带；第二次海底扩张的极盛时期为文德—早寒武世（750～550Ma），陆—陆碰撞发生在寒武纪中期（兴凯造山）和志留纪晚期（晚加里东造山），结果形成环西伯利亚板块的北蒙古和中蒙古兴凯、加里东褶皱带以及中朝板块北侧的温都尔庙加里东褶皱带；第三次海底扩张的极盛时期为泥盆纪，陆—陆碰撞发生在早石炭世（或可延至二叠纪初），结果形成南蒙古和贺根山海西褶皱带。

经过上述多次陆—陆碰撞之后，中朝与西伯利亚并未焊合为一个整体，蒙古—兴安带也未结束其作为一个造山带的发展历史。加里东造山之后，从泥盆纪开始，形成蒙古—鄂霍次克裂陷带；华力西造山之后，石炭—二叠—三叠纪形成内蒙古—吉黑裂陷带。前者经历了海西、印支（T_3）、燕山（J_3）三次强烈的陆内造山作用，后者经历了印支（T_3），燕山（J_3）两次强烈的陆内造山作用。陆—陆碰撞的赛音山—鄂伦春带和索伦山—贺根山带，碰撞时代为早—中石炭世前或至早二叠世早期；大陆岩石圈之间逆掩—叠覆作用的主缝合带为蒙古—鄂霍次克带，次缝合带为内蒙—吉黑带，印支、燕山造山阶段均有强烈的逆掩—叠覆作用。所以，蒙古—鄂霍次克带是西伯利亚与中国大陆最后的缝合带。正是由于这一主缝合带自晚元古代以来多旋回的活动才使西伯利亚板块南缘的雅布洛诺夫带成为一个多旋回陆缘活化带。由于蒙古—兴安带显生宙以来的历次造山运动都是席卷全区的强烈的造山运动，因此，事实上该造山带内的各个构造带都经历了多旋回的造山作用，几乎每一个构造带都可以找到多旋回构造、岩浆作用的痕迹。这就是贝加尔湖以东的蒙古—兴安带之所以成为世界上发育历史最长、构造、岩浆作用最复杂、最强烈的构造带的根本原因。所以，从总体上讲，可以把整个蒙古—兴安带看作西伯利亚板块与中朝板块之间的构造缝合带。

第六节　昆仑—秦岭褶皱构造带

昆仑—秦岭地区横贯于我国中部，总体上呈近东西向延展，主要由昆仑山、祁连山、秦岭、北大巴山和大别山组成，西跨帕米尔，东接胶东丘陵。就其大地构造演化特征而言，它是在不同时代前寒武系组成的基底上发育的，受到古生代到中生代不同构造期影响的陆缘活动带，简称昆仑—秦岭活动带，由北、南两带组成。北带基底埋藏浅，硬化固结程度高，稳定性好；南带基底埋藏深，硬化固结程度低，稳定性差。它们性质不同，长期活动，控制了秦祁昆构造带的发展演化。

它处于塔里木、华北、扬于等陆块之间。晋宁期分属于被秦昆洋分隔的塔里木—华北板块南部边缘和华南板块北部边缘，加里东期叠加发育了秦祁陆间海（洋），华力西—印支期转为古特提斯洋北部的陆缘活动带。秦祁昆山系的实质是原始秦昆洋、古秦祁洋、古特提斯洋形成演化和塔里木、华北、扬子、藏滇（基梅里）四大陆块碰撞拼贴以及滨太平洋、新特提斯构造叠加和改造的结果。

区内发育自晚太古代以来的各时代地层，沉积类型齐全。志留纪前全区皆为海相沉积，泥盆纪至三叠纪海相与陆相沉积并存，侏罗纪后皆为陆相沉积。古生代各地层的古生物化石，具浓厚的南北混生色彩。本地区岩浆活动强烈，超镁铁岩多出现于古生代及其以前地层中，一般以构造侵位方式成群成带分布。本地区变质岩发育，除中生代以来的陆相地层外，其它各时代地层都有不同程度的变质；具特色的变质岩是蓝闪岩片岩和榴辉岩。

一、构造区划与构造单元

昆仑—秦岭地区，晋宁期分属于塔里木—华北板块南部边缘带（Ⅰ）和华南板块北部边缘带（Ⅱ）两大构造单元，沿康西瓦断裂、东昆仑中央断裂、武山—天水断裂、唐藏—商南断裂、内乡—桐柏—商城断裂和五莲—荣成断裂一线，大致为晋宁期板块结合带（即通称的秦昆结合带）。震旦纪至志留纪形成的叠加秦祁活动带（A），晚古生代以来被特提斯活动带（北支）强烈改造所产生的特提斯活动带（B）（图 5－19）。

（一）塔里木—华北板块南部边缘（Ⅰ）

位于秦昆结合带以北，北部跨入塔里木—华北地区，西端经帕米尔延出国境，东延迄郯城—庐江断裂，在山东虽未出露，但极可能再向东入黄海，属昆仑—秦岭活动带的北带，是中晚元古时期塔里木、华北陆块濒临古秦昆海洋的陆缘活动带，它是由昆仑—阿尔金、北祁连—北秦岭裂陷褶皱带和南缘隆起带组成的弧盆体系。

（二）华南板块北部边缘（Ⅱ）

是华南板块濒临古秦昆海洋的陆缘活动带，当时主要由鄂北—南秦岭碰撞褶皱带、张八岭—海州碰撞褶皱带和阿克赛钦地块、松潘地块、桐柏—大别山地块、胶南—苏北地块以及尚不十分确切的东昆仑褶皱带、摩天岭褶皱带组成。由于后期地质构造演化的影响，阿克赛钦地块和松潘地块分别位于川滇青藏地区的羌北—昌都—思茅微陆块和松潘—甘孜（陆缘）活动带的范围内。

（三）秦岭—祁连活动带（A）

秦岭—祁连活动带位于昆仑—秦岭地区的中东段，斜跨秦昆结合带，总体呈北西向。西端被阿尔金断裂截割，东抵郯庐断裂。郯庐断裂以东，转为北东向。全长大于 3000km。

本带是继昆仑—秦岭活动带之后，在震旦纪至志留纪期间中国中部的一个分裂—扩张—闭合—碰撞区。它以北祁连—北秦岭深海槽为界将阿拉善—华北陆块与扬子、柴达木、塔里木等陆块分隔为两大陆块群。北部由河西走廊、鄂尔多斯西缘、小秦岭南缘组成一个狭窄的边缘带；南部大片地区是被古特提斯活动带叠覆的拉伸断陷掀斜区。郯庐断裂以东是大片前震旦纪结晶岩系。

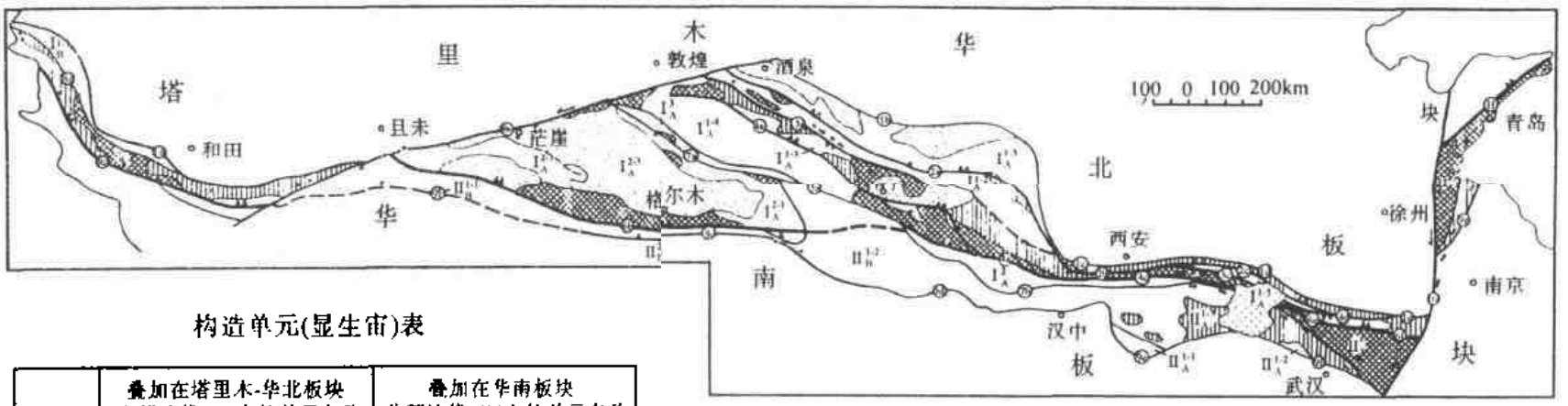
活动带内部结构复杂，以北祁连—北秦岭为骨架形成条块结构，叠加在秦昆结合带以北的有祁连—北秦岭褶皱系和柴达木微陆块；叠加在秦昆结合带以南的有武当山隆起，桐柏—大别地块和胶南—苏北地块，以及属于祁连—北秦岭褶皱系的前陆而延续至华力西期分布在秦昆结合带两侧的宗务隆山、礼县—祚水褶皱带 等 7 个次级单元（图 5－19）。

（四）古特提斯活动带（B）

本区的古特提斯活动带，只是晚古生代至早中生代期间古中国板块西南侧濒临古特提斯海洋边缘活动带的一小部分，即西昆仑褶皱系和东昆仑—南秦岭褶皱系（图 5－19）。

二、板块构造演化

昆仑—秦岭地区构造演化的重点是一部原始秦昆洋、古秦祁海洋、特提斯洋的发生演变和古中国大陆的形成发展史。从近 30 亿年的地质发展历史看，至少经历了五个发展阶段 8 个演化时期（表 5－4）。



构造单元(显生宙)表

	叠加在塔里木-华北板块南部边缘(Ⅰ)上的单元名称	叠加在华南板块北部边缘(Ⅱ)上的单元名称
A 秦祁活动带（震旦纪—志留纪阶段）	I^1_A 祁连-北秦岭褶皱系 I^{1-1}_A 走廊过渡带 I^{1-2}_A 北祁连加里东褶皱带 I^{1-3}_A 中祁连隆起 I^{1-4}_A 南祁连加里东褶皱带 I^{1-5}_A 北秦岭加里东褶皱带 I^2_A 柴达木微陆块 I^{2-1}_A 柴达木北缘加里东褶皱带 I^{2-2}_A 柴达木地块 I^{2-3}_A 祁漫塔格加里东褶皱带 I^3_A 宗务隆山华力西前陆褶皱带	II^1_A 武当山隆起 II^{1-1}_A 北大巴山加里东褶皱带 II^{1-2}_A 陆县-应山加里东褶皱带 II^{1-3}_A 武当山隆起 II^2_A 礼县-柞水华力西前陆褶皱带 II^3_A 枫柏-大别地块 II^4_A 胶南-苏北地块
B 特提斯活动带（华力西—印支阶段）（北支）	I^1_B 西昆仑褶皱系 I^{1-1}_B 恰尔隆-库尔浪华力西褶皱带 I^{1-2}_B 公格尔-柔森塔格隆起	II^1_B 东昆仑-南秦岭褶皱系 II^{1-1}_B 阿尔塔山-布尔汉布达山华力西-印支褶皱带 II^{1-2}_B 西秦岭-南秦岭华力西-印支褶皱带 II^2_B 松潘-甘孜印支褶皱系（活动带，见第四章）

前长城系　长城-青白口系　新生界　古生界，早、中生界褶皱区

构造单元界线　地质界线　走滑断层　断裂

华力西-印支期俯冲断裂　加里东期俯冲断裂　晋宁期板块结合带

蓝闪石片岩　超镁铁岩、蛇绿岩　糜辉岩

主　要　断　裂

1 ①阿尔断裂，②龙首山断裂，③八渡-塔塔断裂，④柴川-明隆断裂，⑤六安断裂，⑥五莲-荣成断裂

2 ⑦北祁连北缘断裂；⑧油房沟-皇台断裂，⑨瓦穴子-鸭河口断裂

3 ⑩北祁连南缘断裂，⑪复合⑫油房沟-皇台断裂，⑬朱阳关-夏关-大河口断裂

4 ⑭中祁连南缘断裂，⑮武山-天水断裂，⑯商麻-商南-镇坪断裂，⑰信阳-舞山断裂，⑱复合⑲六安断裂

5 ⑳宗务隆山-青海南山断裂，㉑复合㉒武山-天水断裂，㉓复合㉔唐藏-商南断裂

6 ㉕康西瓦断裂，㉖东昆仑中央断裂，㉗复合㉘武山-天水断裂，㉙复合㉚唐藏-商南断裂，㉛内乡-桐柏-商城断裂，㉜磨子潭断裂，㉝复合㉞五莲-荣成断裂

7 ㉟柴达木北缘断裂，㊱临潭-山阳断裂，㊲复合㊳内乡-桐柏-商城断裂，㊴复合㊵磨子潭断裂

8. ㊶布伦口，卡拉克断裂

9 ㊷复合㊸康西瓦断裂，㊹木孜塔格-金鱼湖断裂，㊺博卡雷克塔格-阿尼玛卿断裂，㊻玛沁-略阳断裂，㊼仲贡-城口-房县断裂，㊽秦岭-广济断裂，㊾嘉山-响水口断裂

10 ㊿阿尔金南缘断裂

11 (51)郯城-庐江断裂

图5-19　昆仑-秦岭地区构造区划略图

表 5－4　昆仑—秦岭地区构造发展简表

地质年代（Ma）			构造期	构造运动	主要地质事件	地质发展阶段
第四纪	Q	2.48	喜马拉雅		滨太平洋、喜马拉雅构造叠加改造。块断、隆升、推覆。沟、弧、盆、岭。 滨太平洋、特提斯构造域叠加改造。走滑、拉分。引张、断陷。 滨太平洋、特提斯构造叠加改造。滑脱、推覆、逆掩、变形。	滨太平洋、新特提斯叠加改造阶段
第三纪	N					
	E	66±2				
白垩纪	K_2		燕山			
	K_1	135±2				
侏罗纪	J_3					
	J_2					
	J_1	205				
三叠纪	T_3		印支	印支（主）	冈瓦纳大陆对欧亚太陆汇聚，早印支山系形成。	古特提斯洋形成演化阶段
	T_2					
	T_1	250				
二叠纪	P_2		华力西	北山（主）	古特提斯洋关闭，古中国大陆与藏滇（基梅里—冈瓦纳）统一。弧后洋盆闭合，岛弧与后陆统一。欧亚板块形成。	
	P_1	285±5		鄂普		
石炭纪	C_2			伊犁		
	C_1	355±5		宁夏		
泥盆纪	D_3					
	D_2					
	D_1	405±5				
志留纪	S_3		加里东	祁连	祁连—北秦岭海槽闭合，阿拉善—华北与塔里木、柴达木、华南对接、统一，古中国大陆形成。	秦祁海洋形成演化阶段
	S_2					
	S_1	435±5		古浪		
奥陶纪	O_3					
	O_2					
	O_1	500±10				
寒武纪	$\in_3$					
	$\in_2$					
	$\in_1$	600				
震旦纪	Z_2		震旦			
	Z_1	800				
青白口纪	Qn	1000	晋宁	晋宁	秦昆陆间海关闭，塔里木—华北与华南（扬子）对接、统一，原始中国古陆形成。	秦昆形成海洋化阶段
蓟县纪	Jx	1400	四堡	阿尔金（四堡）		
长城纪	Ch	1800				
早元古代	Pt_1	2500	吕梁	吕梁（主）	塔里木、华北陆核扩大、增生，扬子陆核集结、形成。	结晶基底形成阶段
太古宙	Ar					

（一）前长城纪—结晶基底形成阶段

区内最早的地质记录是太古宇。早元古时期，昆仑—秦岭及邻区已经存在大小不等的若干个陆核和陆块。北部东段分布有大片的太古宙岩系，有可能同古华北陆块相连；北部西段似乎也有由太古宇组成的陆核，并和华北陆块遥相对应。南部尚未发现确切的太古宇，但近年陆续报道存在有太古宙晚期孤立的硅铝质微陆核。早元古的地史就是在这种背景下开始的。早元古代，秦昆结合带以北，塔里木、华北古陆块以南的广大地区，在不稳定陆壳基底上发育有过渡型沉积建造，推测是塔里木、华北古陆块南缘的延伸。秦昆结合带以南也发现有孤立的优地槽沉积建造，具早期地壳演化阶的某些特征。

（二）长城纪至青白口纪—秦昆海洋形成演化阶段

这是早元古以后发生的第一次构造分合事件，是原始秦昆海洋从形成、演化、关闭到塔里木—华北板块与华南板块对接碰撞形成原始中国古陆的一个全过程。被秦昆洋分隔的两大板块（图 5－20，(d)；图 5－21，Ⅰ、Ⅱ），南部属拉张体系，北部为弧盆体系。北部最主要的构造是由西昆仑中央、阿尔金、柴达木、中祁连—北秦岭南缘等组成的一列岛链状隆起和隆起北侧的西昆仑—阿尔金、北祁连—北秦岭弧后海槽系。原始秦昆洋大体经历了以向北为主的三次消减活动：第一次发生在长城纪末，第二次发生在蓟县纪晚期，第三次大致在青白口纪末。最后一次消减导致南北陆壳碰撞，形成秦昆结合带，并使南部板块上的沉积物质皱起，北部也隆升成陆。原始秦昆洋经后来多次改造，已是一个不复存在的失踪海洋，地表仅表现为分隔不同类型基底的断裂线，沿线或两侧出现不同期的蛇绿岩、榴辉岩、蓝闪片岩、超基性岩，地球物理场或为重力梯度或为磁力梯度等各种分界构造标志。

（三）震旦纪至志留纪——秦祁海洋形成演化阶段

这是早元古以后的第二次构造分合事件，是祁连—北秦岭海洋张开→闭合和华北陆块与塔里木、柴达木、华南联合陆块群对接碰撞的古中国大陆形成期。从震旦纪至早寒武世的 2 亿年间，原始中国古陆经历陆相磨拉石—火山磨拉石，陆地冰川—陆棚冰水以至陆棚浅海的发展之后，祁连—北秦岭海槽张开，原始中国古陆分裂。以北祁连—北秦岭—北淮阳和南祁连—拉脊山—北秦岭南缘两条海槽活动线和中祁连—北秦岭链状隆起组成的断裂海槽系，将华北、阿拉善和塔里木、柴达木、华南分为两大陆块群（图 5－20，(c)；图 5－21，Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ）。北缘有狭窄的边缘过渡带，南部是宽广的断陷、掀斜型拉伸被动陆缘。中奥陶世海槽系开始向北移动；志留纪末，两陆块碰撞；泥盆纪时两陆块造山、隆起，山间和北部形成磨拉石，南部发育前陆（海）盆地。

（四）泥盆纪至中三叠世—古特提斯洋形成演化阶段

这是早元古代以后的第三次构造分合事件，是古特提斯洋演化—关闭和古中国大陆与藏滇陆块（基梅里大陆—冈瓦纳大陆的一部分）对接、碰撞继而陆内汇聚，欧亚大陆形成期。昆仑—秦岭地区仅是古中国大陆濒临古特提斯边缘弧后体系的一小段，主要表现为昆仑山弧后海槽的张开—闭合，塔里木—柴达木与喀喇昆仑—可可西里—唐古拉的对接统一。它的演化经历了前后二个时期：泥盆纪稳定发展期，发育陆相、海陆交替相和陆表海沉积，气候温和，生物繁盛，繁衍了东亚特有的脊椎动物组合—沟碟鱼、浆鳞鱼、拟鳍鱼和陆地植物裸蕨类。进入早石碳世，西昆仑和东昆仑南坡分裂扩张，出现洋壳（图 5－20，(b)；图 5－21，Ⅵ、Ⅶ），晚石炭世早期开始俯冲。由于古特提斯洋是东宽西窄，呈喇叭状向东开口的局限洋盆，它的关闭也呈“剪刀状”从西向东进行（朱夏，1982；黄汲清等，1987），因而出现

西昆仑石炭纪末闭合碰撞，早二叠世形成为磨拉石建造。东昆仑早二叠世末闭合碰撞，北侧形成陆壳重熔花岗岩（图 5－21，Ⅵ）。上二叠统与下伏地层之间，从西向东，从不整合逐渐过渡到假整合。

东昆仑东段、阿尼玛卿和西秦岭的复理石海盆，中三叠世末结束，晚三叠世形成磨拉石。洋壳的俯冲消失所导致的藏滇板块对古中国大陆的碰撞，首先是以弧陆对接开始的，随着俯冲的继续推动着它的弧盆体系向后陆区汇聚，导致巴颜喀拉、松潘—甘孜等原来的活动陆缘转化为被动陆缘并发育巨厚复理石楔。至中三叠世末，东昆仑南坡、南秦岭和阿尼玛卿形成陆内堆叠并首先皱起形成早印支褶皱。继而松潘—甘孜，南巴颜喀拉以及更南的唐古拉也相继卷入，形成晚印支褶皱和燕山褶皱（图 5－20，(a)；图 5－21，Ⅶ）。这样，在昆仑—秦岭地区构成从西向东和从北向南的双向造山迁移格局。

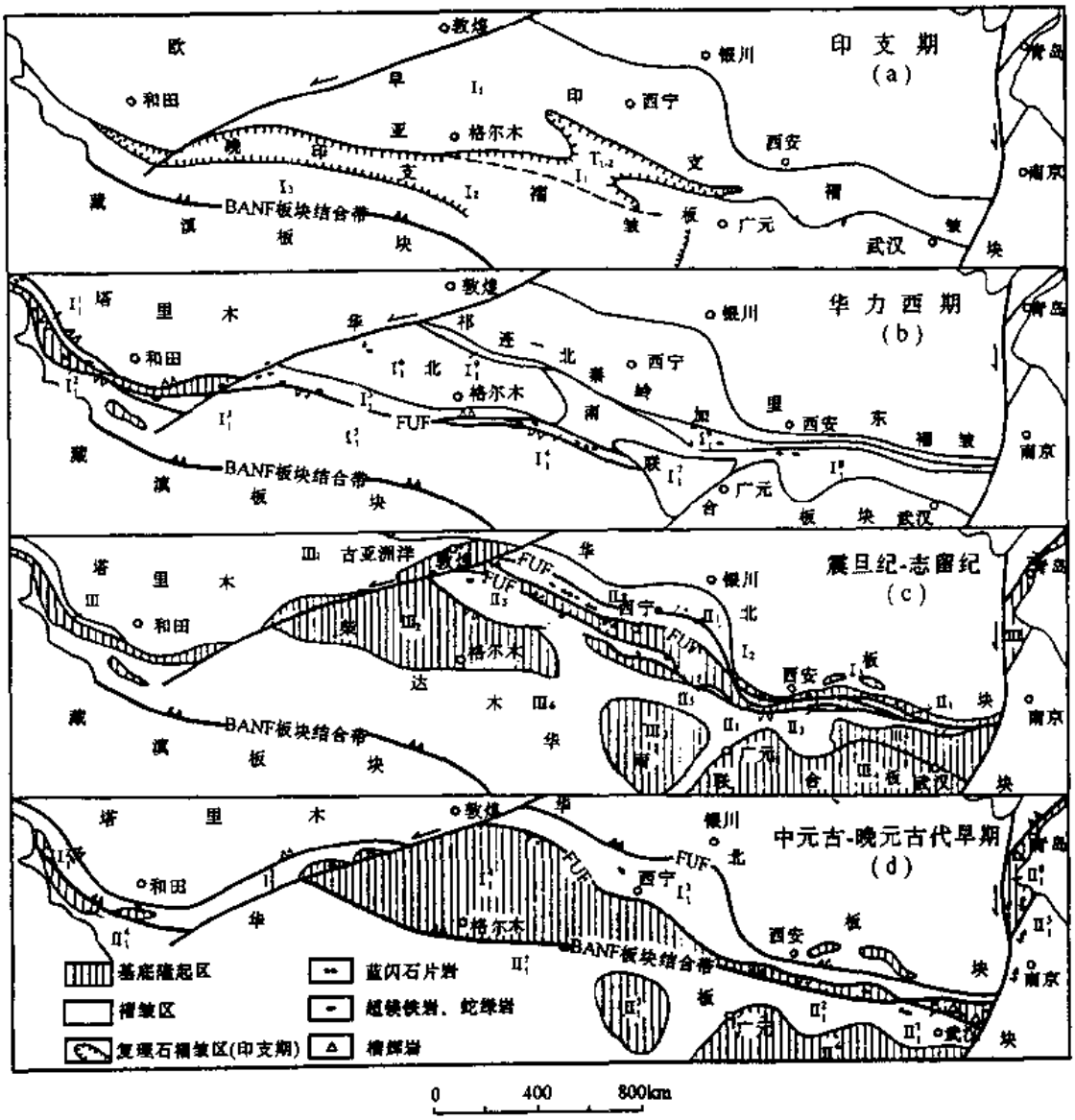


图 5－20　昆仑—秦岭及邻区古构造示意图

（按现代地质体位置未考虑移动量）

FUF 俯冲带或对接（闭合）带断裂
中元古代—晚元古代早期
Ⅰ塔里木—华北板块
[华北板块
[1 阿西走廊过渡带
[2 鄂尔多斯西缘过渡带
Ⅰ塔里木—华北—华南联合板块
Ⅰ1 塔里木—华北—华南联合板块西缘活动带
Ⅰ1 恰尔隆—库尔滇裂陷褶皱带

I_1 塔里木—华北板块南部陆缘活动带
I_2 西昆仑—阿尔金裂陷褶皱带
I_3 西昆仑中间地块
I_4 北祁连—北秦岭裂陷褶皱带
I_5 柴达木—中祁连—北秦岭南缘隆起
II 华南（洋域）板块
II_1 东昆仑褶皱带
II_2 鄂北—南秦岭碰撞褶皱带
II_3 张八岭—海州碰撞褶皱带
II_4 阿克赛依地块
II_5 松潘地块
II_6 扬子地块
II_7 铜柏—大别地块
II_8 胶南—苏北地块
震旦纪—志留纪

I_3 小秦岭—豫西过渡带
II 祁连—北秦岭活动带
II_1 北祁连—北秦岭—北淮阳离合褶皱带
II_2 中祁连—北秦岭隆起
II_3 南祁连—拉脊山—北秦岭南缘离合褶皱带
III 塔里木—柴达木—华南联合板块
III_1 塔里木陆块
III_2 柴达木微陆块
III_3 松潘地块
III_4 扬子陆块
III_5 西昆仑过渡带
III_6 东昆仑—南秦岭过渡带
III_7 武当—大别地块
III_8 胶南—苏北地块
华力西期

I_7 西昆仑中央（公格尔—桑珠塔格）隆起
I_8 木孜塔格—布尔汗布达山裂陷褶皱带
I_9 阿尼玛卿褶皱带
I_{10} 可可西里—唐古拉微地块
I_{11} 柴达木微陆块
I_{12} 藤天岭—松潘地块
I_{13} 南秦岭海槽（陆表海）
I_{14} 徽务隆山、礼县—作水前陆褶皱带
II 藏滇板块
印支期
I 欧亚板块
I_1 东昆仑—西秦岭早印支褶皱
I_2 巴颜喀喇峰印支褶皱
I_3 林诺塘—唐古拉地块
II 藏滇板块

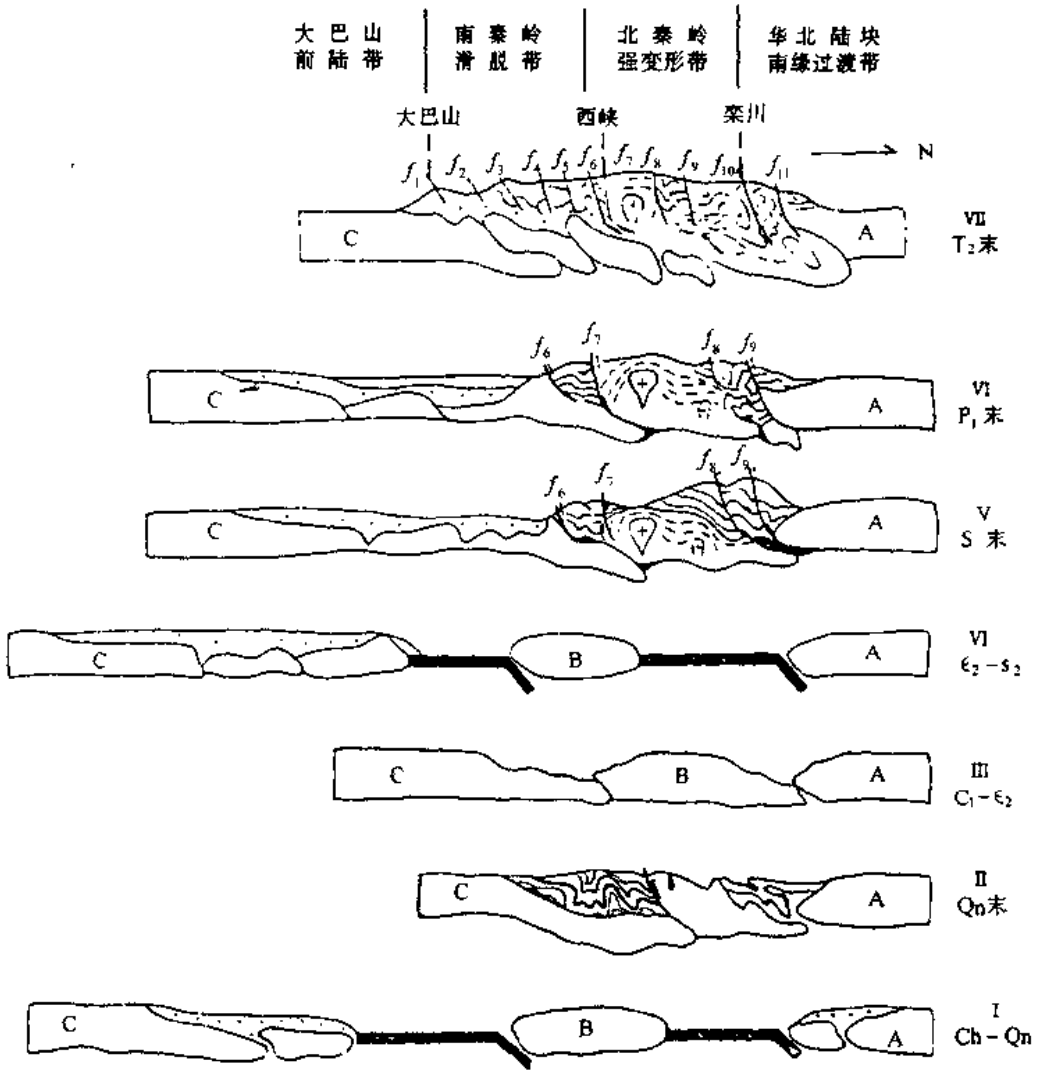


图 5-21 昆仑—秦岭东段构造发展示意剖面图

f_1 洋县—城口断裂
f_2 红椿坝断裂
f_3 公馆断裂
f_4 板岩镇断裂
f_5 山阳—凤镇和大坪—镇安断裂
f_6 丹群南边界断裂
f_7 丹凤群北边界断裂
f_8 二郎坪群南边界断裂
f_9 二郎坪群北边界断裂
f_{10} 铁炉子—黑沟断裂
f_{11} 洛南—栾川断裂
A 华北陆块
B 北秦岭南缘（秦岭群）地块
C 扬子陆块
地质年代采用通用代号

（五）晚三叠世至第四纪—滨太平洋、新特提斯叠加改造阶段

晚三叠世至早白垩世，由于新特提斯洋壳向北俯冲，昆仑山、阿尼玛卿山和西秦岭等年青印支山系发生大规模的基底滑脱、推覆、逆掩和新生沉积物的继续变形。东部由于库拉—太平洋板块相对中国大陆由南南东向北北西的移动和新特提斯洋脊向北俯冲活动的共同影响，导致中国南部大陆整体向北移动，并向秦岭—大别陆内造山带碾压过来，从而使东秦岭、大别山已经存在的多层次韧性滑脱和逆冲推覆体系继承发展，连续造山。郯庐断裂也以左旋直扭方式，将东部扬于陆块向北推动。

晚白垩世至早第三纪，当新特提斯洋即将封闭、印度大陆向欧亚大陆逼近并发生碰撞时，挤压达到极限，在亚洲大陆的阻隔之下，这种挤压由向北改变为向东，向“槽台”嵌合体的的中国大陆推进，并沿着早期“槽台”镶嵌体中业已存在的东西向或北西西向断裂作大规模走向滑移。推动各古老条块向东蠕散、扩张。伴随这一活动，形成秦祁昆山系中一系列与走滑拉分、升降旋转活动有关的北西西向红盆，如信阳、周口、陕西、渐川、商丹、山阳等白垩纪至早第三纪红色盆地沉积。在此影响下，还使原来左旋活动的郯庐断裂停止活动以至逆转形成引张，出现潢川、南襄、华北和苏北等断陷盆地。以四川盆地为核心的上扬子地块也向北以平移、旋转方式楔入秦岭，使秦岭山系构造线出现奇特的“蜂腰”现象。

第三纪晚期以来，由于太平洋板块相对中国大陆已经由北北西向的移动转变为北西西向的俯冲，新特提斯域的影响已不再能向东滑移、蠕散，因而本区东段主要表现为弧盆体系和弧后的强烈沉降，处于中段的秦岭地区则表现为块断掀斜和隆升调整。西部印度板块与欧亚板块的碰撞，也促使青藏高原强烈隆升，早期的褶皱山系“复活”，昆仑山前、祁连山前形成强烈沉陷，堆积数千米厚的磨拉石，并伴强烈褶皱和山体向盆地中心堆覆。

第七节　华南褶皱构造带

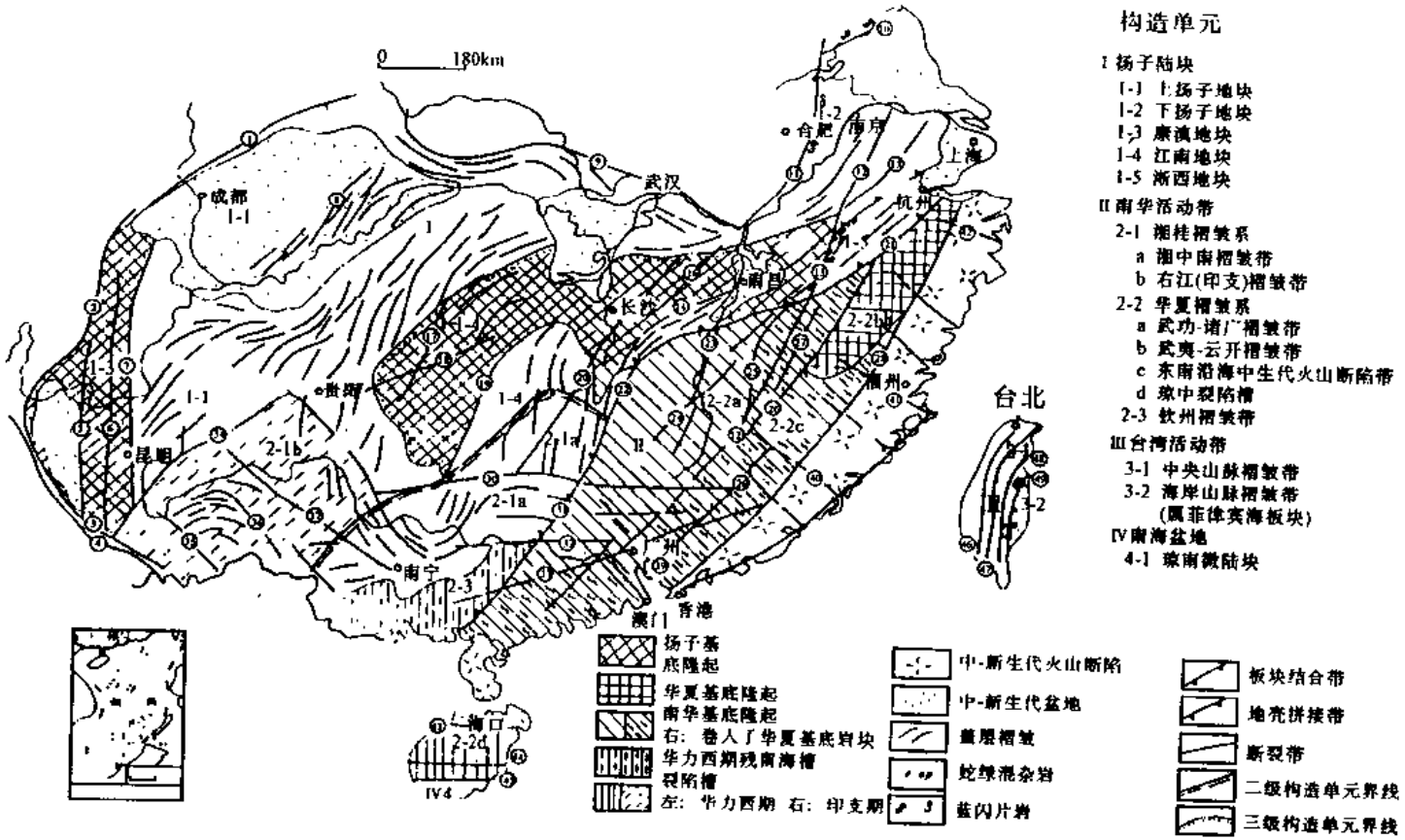
华南褶皱构造带范围限于扬子地台东南部的江南隆起及其以东以南的古大陆边缘区，是中国南部自中元古代后期以来长期发展的，复杂的古大陆边缘区，与现代西太平洋广大的大陆边缘区相邻接。

现今主体包括滇南、黔东南、湘南、赣南及桂、粤、闽、浙沿海和雷琼半岛。它与扬子板块的拼接带蜿蜒曲折，东段分界为绍兴—鹰潭、宜春—郴州断裂；西段为盖层所覆，界线大致在祁阳、桂林、宜山至天等一线。

一、主要构造单元及其特征

华南地区构造单元可以分为：扬子陆块、南华活动带、台湾活动带、南海盆地（图5－22）。本节主要讨论南华活动带，扬子陆块见本章第三节，台湾活动带见第六章第二节，南海盆地见第六章第三节。

南华褶皱构造带是一个卷入了早、中元古代陆壳的加里东褶皱区。志留纪末，与扬子板块贴合组成古华南大陆；晚古生代—中三叠世为相对稳定发展阶段；晚中、新生代，处于滨太平洋陆缘活动带，有强烈的构造作用与岩浆活动。是一个兼有活动带的年青陆块特征的构造单元，其组成包括元古宙—早古生代基底、晚古生代—中三叠世以浅海相为主的沉积盖层和中、新生代陆盆沉积等三个大的构造层次。它可分为四个单元。



主要断裂带

①龙门山; ②普河; ③红河; ④哀牢山; ⑤绿汁江; ⑥安宁河; ⑦小江; ⑧华蓥山; ⑨扬子陆块北缘; ⑩嘉山-响水; ⑪郯庐; ⑫屯溪-安远; ⑬江南; ⑭长兴-宜丰; ⑮敬县-德兴; ⑯修水-铜鼓; ⑰慈利-耿里; ⑱怀化-贵阳; ⑲溆浦-三江; ⑳长寿街-双牌; ㉑绍兴-鹿葱; ㉒宜春-郴州; ㉓赣江; ㉔抚州-遂川; ㉕宜黄-宁都; ㉖崇安-河源; ㉗光泽-武平; ㉘丽水-莲花山; ㉙南澳-香港; ㉚宜山-全南; ㉛藤县-北海; ㉜四会-吴川; ㉝钦州-梅州; ㉞师宗-弥勒; ㉟那坡; ㊱靖西-宁左; ㊲右江; ㊳紫云-南丹; ㊴连县-香港; ㊵上杭-云霄; ㊶松溪-宁德; ㊷余杭-三门湾; ㊸王五-文昌; ㊹感城-万宁; ㊺九所-陵水; ㊻台西山麓; ㊼苏澳; ㊽丽尺; ㊾台东纵谷

图5-22 华南地区构造分区示意图

1. 湘桂褶皱系（2－1）

发育于扬子基底的斜坡上，晚古生代盖层广泛分布，包括2个带：

（1）湘中南褶皱带　由晚古生代盖层组成北北东至南北向的褶皱带，基底零星见于若干背斜核部，深层为一显著的构造变形带，上地幔软流圈顶面深陷达200～300km。

（2）右江（印支）褶皱带　华力西期显示较强的北西向张裂，出现“台沟”沉积，印支期以陆屑复理石沉积为主，伴有基性、中、酸性火山喷发和铁镁质岩浆侵入，印支运动形成褶皱带。

2. 华夏褶皱系（2－2）

奠基于裂解了的华夏古陆之上。西以萍乡—北海拼接带与湘桂褶皱系为界，可进一步分为四部分：

（1）武功—褚广褶皱带　为加里东褶皱基底广泛分布的一个浅变质块体。

（2）武夷—云开褶皱带　加里东褶皱带和复式花岗岩链呈弧形展布，其间卷入有早、中元古结晶块体，在浙西、闽北呈较大块体出露。

（3）东南沿海中、新生代火山断陷带　东西分别以平潭—香港、丽水—莲花山断裂为界，为中生代火山弧的主体部分。

（4）琼中（华力西）裂陷槽　海南岛中北部为卷入了中元古界岩块的加里东褶皱带，石炭纪为裂陷槽，可能是特提斯海的一支，晚二叠世褶皱，有华力西、印支期花岗岩广泛分布。

3. 钦州（华力西）褶皱系（2－3）

为南华加里东期裂谷带的残留海槽，闭合于早二叠世末，形成北东向褶皱带和花岗岩带。

4. 东海陆架

具有“华夏型”基底，西北部为大陈—济州中、新生代火山断陷带；东南部为东海陆架盆地，覆盖着晚白垩世—新生代沉积岩系。发育北北东、北西向断裂。东缘为钓鱼岛隆起带，东侧与冲绳海槽、琉球群岛以及琉球海沟组成的沟、弧、盆系相接。

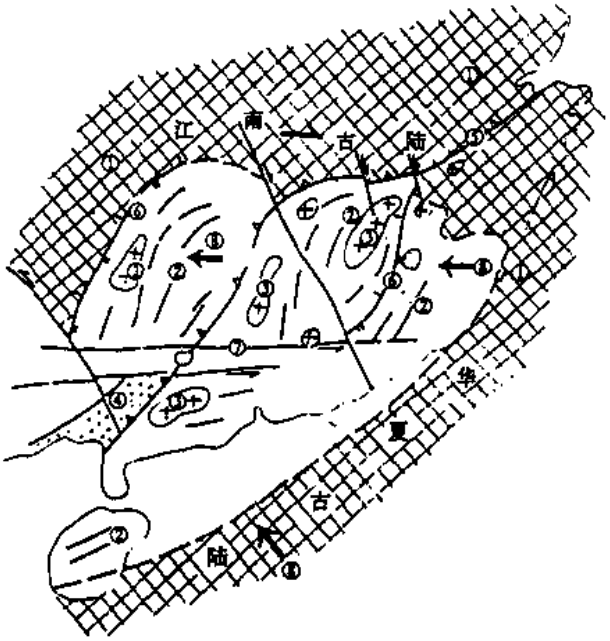


图5－23　加里东期构造动力示意图

①陆块；②褶皱；③花岗岩；④残留海槽；⑤主俯冲拼接带；⑥逆冲带；⑦转换断层带；⑧块体运动方向

二、华南板块构造演化

华南板块以构造形变复杂著称，经历多期造山与伸展运动。其中最重要的为四堡—晋宁、加里东、印支和燕山—喜马拉雅等4个形变期（表5－5）。

经吕梁运动，原始扬子克拉通形成，并沿周边不断增生，为华南陆壳生长和增生阶段。江南地块经历了四堡和晋宁两次俯冲和褶皱，作为扬子板块的边缘隆起，已基本固结。沿绍兴—萍乡—北海一线，华夏、扬子两个古陆块碰撞对接。此时武功—诸广、武夷—云开地区都是过渡地壳的岛群分布区，两区之间的赣南地带属海底洋壳，处于拉伸状态。

表 5-5　华南地区构造发展简表

地质年代（Ma）			构造运动		主要地质事件	地质发展阶段
第四纪	Q_4		喜马拉雅	Ⅱ喜马拉雅运动（蓬莱运动）	形成台湾弧陆碰撞造山带	滨太平洋活动大阶段
	Q_4					
	Q_2					
	Q_1	-2.48				
第三纪	N_2				形成陆缘沟弧盆系	
	N_1					
	E_3					
	E_2					
	E_1				形成陆内断陷盆地	
白垩纪	K_2	-66	燕山	Ⅴ燕山运动		
	K_1			Ⅳ	形成台湾中央山脉褶皱带	
侏罗纪	J_3			Ⅲ		
	J_2			Ⅱ	华南大陆构造岩浆“活化”	
	J_1			Ⅰ		
三叠纪	T_3	-205	印支	Ⅱ印支运动	华南由海成陆并与华北印支陆块联合	华南大陆形成大阶段
	T_2					
	T_1			Ⅰ	海南裂陷槽闭合 钦州湾残留海槽封闭	
二叠纪	P_2			礼文运动		
	P_1		华力西	东吴运动		
石炭纪	C_2					
	C_1					
泥盆纪	D_3					
	D_2					
	D_1	-405±				
志留纪	S_3		加里东—澄江	加里东运动（广西运动）	南华裂谷闭合、形成加里东褶皱带、与扬子陆块拼接、华南陆壳固结	南陆华块裂增谷生演大化阶与段扬子
	S_2					
	S_1					
奥陶纪	O_3					
	O_2					
	O_1					
寒武纪	ϵ_3					
	ϵ_2					
	ϵ_1	-700				
震旦纪	Z_2					
	Z_1	-800		澄江运动	南华谷海槽发展	
青白口纪	Q_n		晋宁	晋宁运动	扬子褶皱基底形成 南华裂谷式海槽形成	扬子陆块形成与华夏古陆裂解大阶段
中元古代	Pt_2	-1000±	四堡	四堡运动	扬子、华夏古陆块对接 南华洋盆形成	
早元古代	Pt_1	-1800±	吕梁	吕梁运动	形成华南结晶基底	华南早前寒武纪克拉通形成大阶段
晚太古代	Ar					

震旦—寒武纪华夏海槽进一步发育。奥陶纪晚期赣中南洋壳海槽被沉积填充和挤压褶皱回返，志留纪末经加里东运动海槽封闭造山，武夷、武功—诸广块体沿绍兴—萍乡—北海一线向北、向西作A型俯冲拼接（图5－23），与扬子陆块联为一体，进入了统一的华南陆块发展阶段。福建沿海福鼎、福州一带可能为另一岛弧，构成丽水断裂带以东直到海岸的加里东基底，其褶皱时间可能略晚些。

华南地区在海西—印支阶段是一个相对平静的时期，大部分地区以伸展裂陷为特征，其结束阶段则包含了大陆边缘区之间的对接碰撞和大规模的挤压褶皱。在晚古生代开始，自海南岛向北与扬子陆块之间，还有两个洋壳或过渡壳海域。一是琼州海峡，其南的五指岭区直到早石炭世早期一直处于拉伸下陷阶段；二是南岭东西向海槽褶皱升起，在其西段留下了钦防残余海槽，直到二叠纪，接受了连续的巨厚沉积。从泥盆纪起，在湘中、桂北发育海底张裂下陷槽，广西右江、江西萍乐及更北的江南隆起区都出现张裂断陷，福建沿海大陆边缘处于被动拉伸状态。至印支期，华南大陆以扬子陆块为中心，受到藏滇、印支陆块北推，华北陆块南冲和来自东南方向（古太平洋）的强烈挤压（图5－24）。最先由大陆东南侧古太平洋洋壳向大陆俯冲，闽粤沿海地带印支期变质作用与岩浆作用显著增强，受北西向挤压，武

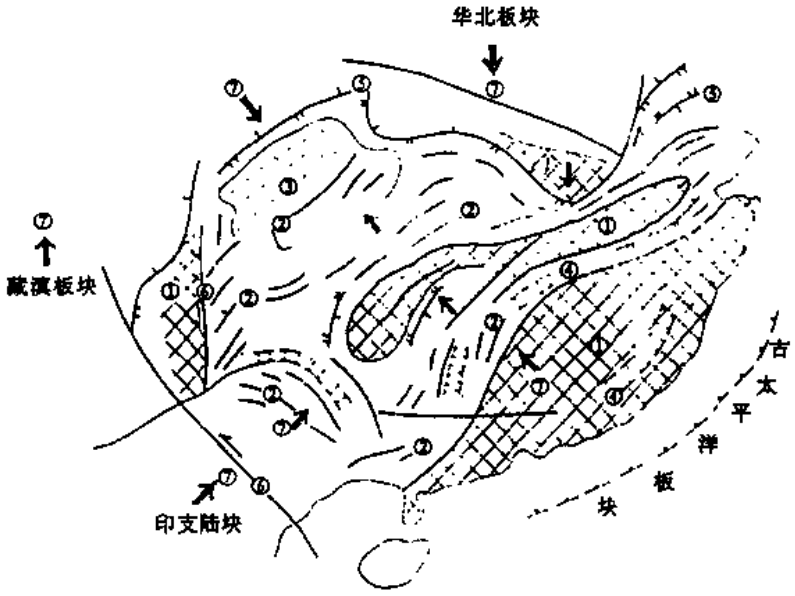


图5－24　印支期构造动力示意图

①陆块；②褶皱带；③盆地；④裂陷带；⑤逆冲推覆带；
⑥断裂带；⑦板块或块体相对运动方向

陵—雪峰和宁镇山脉地区处于前陆逆冲褶皱带；湘桂、乐平—萍乡、浙西等地形成一个向北西凸出的弧形褶皱带，它们多呈“S”式或反“S”式伸展，伴有断面向南东倾斜的叠瓦式冲断和多层次滑脱。稍后由于北特提洋闭合，藏滇板块与扬子陆缘对接，自西北向南东逆冲推覆。康滇地块上古老的南北向断裂带，这时性质发生改变，属大型滑脱面上由西向东推覆的铲式断裂。由于印支陆块自西南向北东汇聚作用，右江海槽闭合，形成一条北西向褶皱带。华北板块向南挤压，秦岭造山带向南逆冲，在其前陆地带形成了扬子板块北缘逆冲推覆带和一条由震旦系至三叠系组成的巨大褶皱带。由于上扬子地块阻挡，郯庐断裂左旋走滑，大别地块向南冲，构造带发生偏转呈北西走向，南大巴山西部褶皱带向南弯曲成弧形。经印支运动，华南地区完成了向大陆的转变，并成为欧亚超级大陆板块的一部分。

燕山运动时期，处于欧亚板块东南部的华南陆块已趋硬化，构造变形以基底波状隆起、壳熔造浆和断裂发育为特征。华南大陆既受到北侧华北陆块的挤压，又受到来自特提斯板块和库拉板块的俯冲转换作用（图 5－25）。早、中侏罗世，在湘中至武夷山之间形成北北东—北东向的诸广—云开构造隆起和板内挤压陆壳重熔型花岗岩带。晚侏罗世至早白垩世，造山带活动中心向沿海方向迁移，形成武夷、戴云构造隆起—花岗岩带和浙闽粤沿海火山弧。与此同时，在华南大陆形成了一个巨大的断裂网络，主体为北东向断裂带，其次为北西向断裂，近东西向至北东东向与北北西向“X”剪切断裂、北北东向走滑断裂，具“多”字型样式。构造格局所反映的构造应力场，正如李四光（1973）指出的，是由于经向的水平挤压和大陆相对于大平洋向南运动所产生左旋力偶作用所致。前者东西带可能与大陆南侧特提斯洋的俯冲有关；后者北东带侧是库拉板块向北与东南弧形陆缘发生挤压和斜向俯冲有关。至于北北东向左旋走滑断裂带，可能为转换作用在陆上的反映。

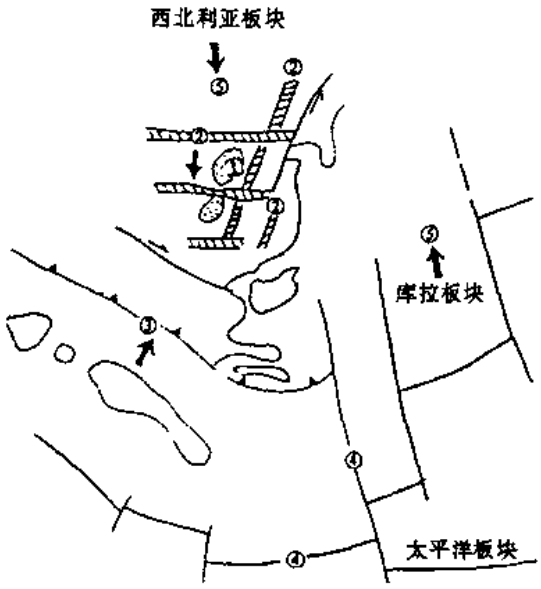


图 5－25　燕山造山期构造动力示意图

（古大陆轮廓：据 Barron，1981，转引自李思田，1990）

①盆地；②造山带；③板块俯冲带；

④转换断层；⑤板块或块体运方向

燕山运动末至喜马拉雅运动时期，伴随着特提斯洋关闭，印度板块向北俯冲，继之对欧亚板块强烈碰撞，华南西部进一步受推挤，使华南大陆向东南部离散，与造山后的松弛相结合，区内上地幔上隆，地壳减薄，陆块强烈裂陷，形成大量断陷盆地。这些盆地延伸方向不一，但总体呈北东，北北东向成群分布。陆缘造海，滨西太平洋陆缘沟、弧、盆系开始形成。中、上新世以来，菲律海板块向北沿琉球海沟俯冲（蓬莱运动），迄今台西山麓造山作用仍在发育中。同时大陆一些山体作显著的块断隆升，更新世庐山等地有冰川活动。

第六章　中新生代板块轮廓与发展

经过古生代板块构造的演化，中国大陆壳已基本上联结起来形成统一的大陆岩石圈板块，进入了全新的板块构造发展阶段。中国中新生代板块构造有两大基本特征：(1) 其构造格局是太平洋板块、欧亚板块和印度板块联合作用的结果；(2) 多类型的板内构造广泛发育。

东北边陲的乌苏里中生代大陆边缘属于欧亚板块东缘，是锡霍特——阿林大陆边缘的一部分。它是在元古界（黑龙江群）褶皱基底上裂解发展起来的，槽型沉积从古生代开始，中生代达到高潮，火山活动强烈，具优地槽性质，于中侏罗世的早燕山运动重新叠接于欧亚板块东缘。

东部的台湾大陆边缘（台湾岛及其附近岛屿）属于欧亚板块新生代大陆边缘，它是古生代以来一直活动的地区，于渐新世至早中新世、上新世到早更新世，出现过两次构造事件。它与琉球群岛、日本列岛一起构成现代大陆边缘的岛弧，其东侧的日本海沟与琉球海沟为俯冲带，并成为西太平洋板块与欧亚板块的分界线。

中新生代，西南边陲的雅鲁藏布江两侧，以及印缅交界的那加山—阿拉干两侧，发育了大西洋式的次大洋—特提斯（Tethys）大洋。尔后，该大洋两侧大陆边缘逐渐靠拢，于始新世最后碰撞对接，形成复杂的巨型构造带。1600km 长的雅鲁藏布江蛇绿岩、数百 km 长的那加山—阿拉干蛇绿岩带，是其碰撞留下的洋壳残体。

中新生代，由于太平洋板块、欧亚板块和印度板块的相互作用加剧，导致中国境内形成了复杂的多类型的板内构造。大平洋板块的俯冲过程非常复杂，大致经历了库拉块向西俯冲、库拉板块向北北西俯冲、库拉—古大平洋脊俯冲至欧亚板块之下以及大平洋板块向北西西方向俯冲四个阶段。它们分别对中国东部发生巨大影响，集中表现为在中国东部总体隆起的背景下，形成了一系列 NNE－NE 向为主导的板内构造，包括各种断裂构造、构造岩浆带和盆地构造等。

Tapponnier 等对印度板块与欧亚板块碰撞导致中国境内的板内构造的发育作了详尽的描述。他们认为刚性的印度板块挤入到半塑性欧亚板块中，在欧亚板块内产生 NE 和 NW 两组走滑断裂。由于东面的太平洋俯冲带可看成是自由边界，故 NE 向断裂特别发育，并使中国东部块体沿 NE 走滑断裂被挤出而向东推移并顺时针旋转，因旋转而在断裂端点形成张裂盆地（Tapponnier，1982，1988）。

第一节　青藏川滇褶皱构造带

本区幅员辽阔，其主体是青藏高原，还包括了喜马拉雅山脉。西部地质构造呈东西向展布，山脉及水系大致平行于构造走向发育；向东，地质构造走向急转为南北向，山脉及水系亦随之急转，成为著名的横断山脉；在急转部位，地壳遭受强烈挤压、抬升，河流下切，形成陡峻之“三江峡谷”，区内各构造单元压缩成束状，呈现独特的地质地貌景观。再向南，各构造线，山脉水系等复又逐渐撒开，呈帚状向南延伸，海拔标高亦逐渐降低，并与东南亚地区的构造单元相接。

一、区域构造分区及特征

青藏川滇褶皱构造带是介于昆仑—秦岭褶皱系以南、扬子地块以西的广大地区。它经历了元古宙元古大洋形成到闭合阶段；古生代至新生代，特提斯洋的形成、发展、闭合阶段，先后镶合了众多的微型陆块。微型陆块之间，结合带（缝合线）附近曾经是古洋盆、古海沟或古俯冲带，火山活动强烈，挤压时伴随着古洋壳（蛇绿岩套）的侵位。构成了微型陆块与结合带相间排列的构造格局，由南至北可划分为如下主要构造带（图 6－1）。

1. 喜马拉雅（逆冲）板片

印度河—雅鲁藏布江结合带及其以南的藏南地区，属印度板块向北的延伸部分。

前震旦系构成结晶基底，震旦—中生界为海相稳定型盖层，特提斯期（中—新生代）一直处于被动大陆边缘盆地环境，后特提斯期（始新世以后）为陆相沉积。

构造变形主要发生在喜马拉雅运动中—晚期，伴有陆壳重溶型花岗岩侵入。构造变形以不对称褶皱，倒转叠瓦推覆为主。

2. 印度河—雅鲁藏布江结合带及陆缘活动带

该带是冈瓦纳新特提斯洋最终闭合的板块碰撞产物。结合带在二叠纪时开始拉张，至始新世时闭合。其构造格局从北往南可划分为：冈底斯陆缘火山弧（基性—酸性）；弧前盆地复理石楔；雅鲁藏布江蛇绿岩带；高压低温变质带（蓝闪石片岩带）；混杂岩带；复理石带。

3. 冈底斯—腾冲陆缘活动带

介于印度河—雅鲁藏布江结合带与班公湖—怒江结合带之间。前寒武系构成结晶基底，古生界为稳定海相盖层，中生界是巨厚的碎屑复理石，伴有中基性火山岩；向上转为陆相河湖红色碎屑岩系，发育中酸性和中基性陆相火山岩系。新生界是陆相含煤磨拉石，第四系主要为冰川和冰缘堆积。

4. 班公湖—东巧—怒江结合带

该带是本区重要的构造带，结合带由大规模蛇绿岩、混杂岩带组成，反映了该带处于从离散大陆边缘向活动岛弧系转化的中间阶段，构造变形以北倾逆推断层及伴生的紧密褶皱为主，混杂岩带中出现含黑硬绿泥石的绿片岩相的中—高压变质岩系，均可能为闭合时强烈挤压的表现。为特提斯发育过程中的裙弧边缘闭合时形成的次一级结合带。

5. 羌中南—唐古拉—保山陆块

介于班公湖—东巧—怒江结合带与空喀拉—温泉—澜沧江结合带之间。基底为前寒武系变质结晶岩系，古生界为海相碎屑岩及碳酸盐岩。泥盆纪—三叠纪曾发生数次海底火山喷发，显示了台地拉张边缘海性质。中生界由海相—海陆过渡相碳酸盐岩及碎屑岩组成。第三系均为陆相地层，第四系多为湖积和冰积层。

本区岩浆活动强烈，各类火山岩、中酸性侵入岩、基性岩、超基性岩均较发育，经历了加里东、华力西—印支、燕山—喜山等构造旋回。

6. 空喀拉—温泉—澜沧江结合带

这是一条冈瓦纳古陆北界与泛扬子古陆之间的结合带，是古特提斯遗迹所在。结合带南侧属古特提斯南域，为巨大的岛弧构造岩浆带；北（东）侧是华夏古陆的西缘，很少岩浆侵入。晚二叠世—早三叠世，冈瓦纳古陆北界与扬子古陆碰撞，后经多期（印支—喜山）的中酸性岩浆活动叠加，形成多期含锡花岗岩。

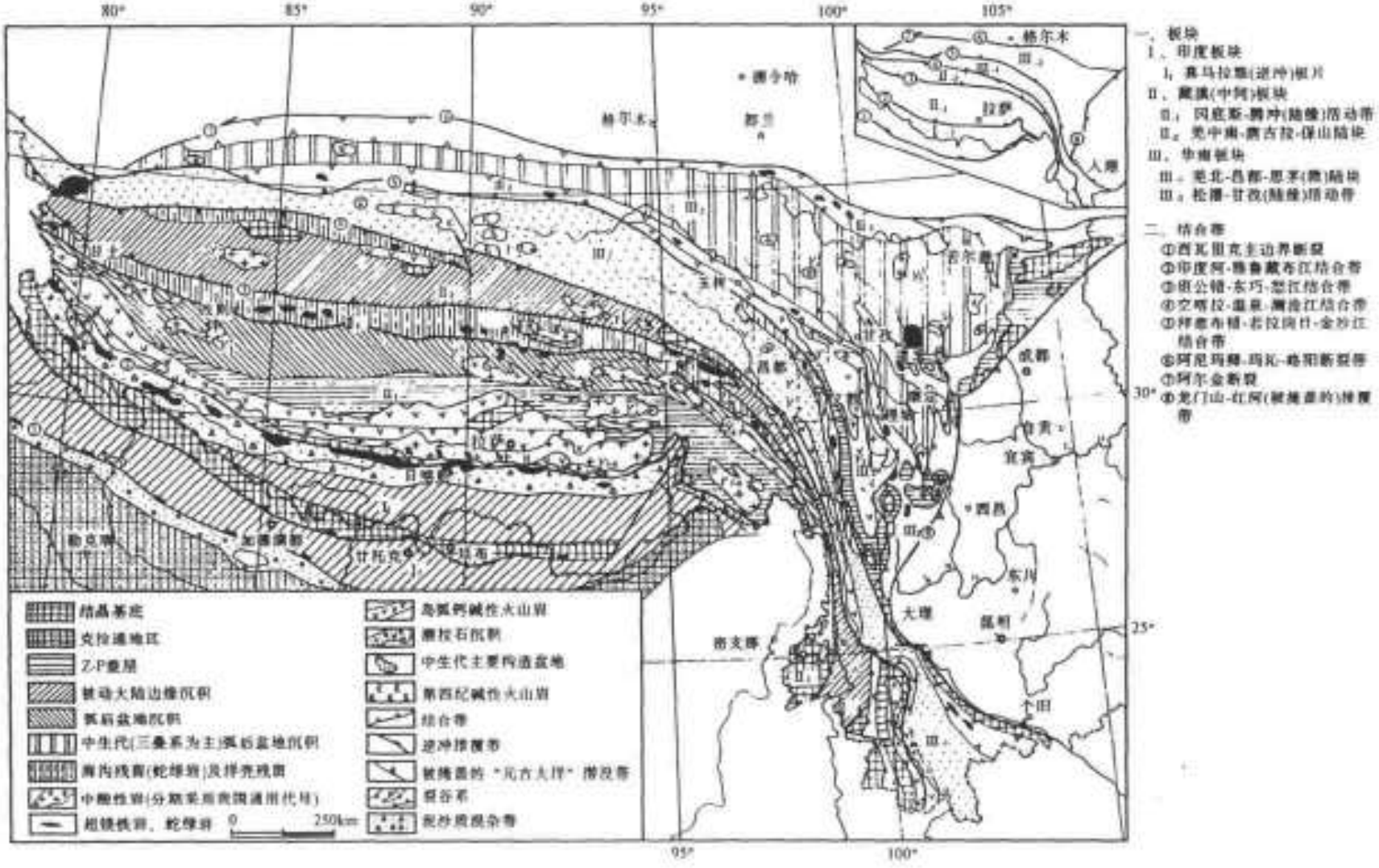


图6-1 川滇藏区域构造分区略图

7. 羌北—昌都—思茅（微）陆块

界于空喀拉—温泉—澜沧江结合带与拜惹布错—若拉岗日—金沙江—红河结合带之间。本区属华南板块构造分区，在总体上具有扬子古陆边缘活动带性质。

前寒武系构成本区结晶基底。下古生界为过渡型碎屑及碳酸盐岩组合。上古生界可分为西、中、东部三个带，西部为基性—酸性火山岩及碎屑岩组合，属近古扬子大陆西缘的岛弧带；中部属稳定型碎屑、碳酸盐岩组合；东部为中基性—中酸性火山岩、碎屑岩、硅质岩组合，属过渡型—活动型沉积。中生界为海相碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩组合至陆相碎屑岩沉积。新生界为陆相红色盆地沉积。喜山运动之后，上升遭受剥蚀。

8. 拜惹布错—若拉岗日—金沙江结合带

本结合带是松潘—甘孜陆缘活化带与羌北—昌都—思茅（微）陆块的结合带。主要活动期为晚古生代，属特提斯北域的次级消减带，可分为北（西）、中、南（东）三段。

北段：由三叠系复理石建造及硅质岩、基性火山岩组成，局部含二叠系灰岩岩块的滑塌—混杂堆积，及少量超镁铁质岩体侵位及变火山岩部分形成的蓝闪石片岩等，显示向北俯冲之特征。

中段：由金沙江岩浆弧内蛇绿岩，岛弧杂岩、蛇绿混杂岩等组成，洋壳于华力西末期向东俯冲、印支中期闭合。

南段：发育轻微变质的上古生界，可能是推覆变形机制下的产物，变质程度不超过低绿片岩相，但地层柔皱变形复杂。

金沙江带之北、中段，均发育而形成洋盆，并在华力西末期至印支中期向北（东）潜没闭合，可见明显的缝合带特征；而南段则活动较弱、仅达裂谷性质之断陷盆地，亦未发生俯冲活动。然而整个金沙江—哀牢山带均有伴随金沙江缝合带阶段性碰撞关闭，并为后来印度板块向北楔入所引起的巨大右行走滑断裂所叠加。

9. 松潘—甘孜活动带

本区北以昆仑—秦岭西段为界，大致沿阿尼玛卿—玛沁—略阳断裂一线，南界为拜惹布错—若拉岗日—金沙江结合带，东界为龙门山—红河断裂。这一巨大的三角形地区，原属扬子陆块西缘部分。

前震旦系构成结晶基底，震旦系—石炭系为稳定盖层沉积，与上扬子连为统一地体—“大扬子”。由于二叠—三叠纪金沙江带的洋壳向东消减，在龙门山断裂以西地区，发育了沟—弧—盆地系及结构构造复杂的裂谷系统，弧盆体系是在一部分稳定的陆壳背景上离散、活化形成的。至晚三叠世中晚期，弧后盆地裂谷系统逐渐闭合，并褶皱隆起，形成龙门山—箐河推覆构造。新生代以强隆升为特征，形成断陷、山间盆地沉积和少量陆内岩浆喷发。

二、板块构造演化

本区地质构造演化情况简示如表 6－1。

红河—龙门山推覆带及其西侧的哀牢山群、大红山群、碧口群、恰斯群等的原岩建造，都形成于早中元古代岛弧或陆缘活动带，澜沧江结合带西侧的澜沧江群、崇山群、吉塘群（下部）等，也显示中晚元古代岛弧或陆缘活动带特征，说明在澜沧江结合带与红河—龙门山被掩盖了的结合带之间曾存在着元古大洋。晚元古代的晋宁运动使元古大洋潜没于扬子古陆之下。当时，位于扬子古陆边缘的印支陆块以及龙门山带西侧由扬子古陆分离出来的、以中晚元古代恰斯群等为代表的微陆块，亦因古大洋的消减而拼接于扬子古陆边缘。晋宁运动之后至早古生代，元古大洋可能向澜沧江带西南侧的冈瓦纳大陆之下潜没，以至出现距今 7

-5亿年间的主要变质期（泛非运动）。元古大洋消失后的残余海即为古特提斯海的雏形（萌特提斯阶段）。进入晚古生代，古特提斯开始扩张，当时藏滇古陆位于南半球中纬度地区，扬子古陆位于北半球中低纬度地区，构成特提斯海南北两岸的格局（南、北特提斯）。其后，扬子古陆逐渐向赤道漂移，而属于特提斯的藏滇古陆，在泥盆—石炭纪，仍处于中纬度区，腾冲地区泥盆系所含鱼化石 *Antiarchi duyinospis* 与美洲、澳洲当时所产相似；广泛分布的晚石炭世至下二叠世早期的冰筏沉积及冷水动物群都具冈瓦纳大陆相特征；向南，泰国西部的普吉群（Phukat Group）则与之极为相似；此外，澜沧群与冈瓦纳之聂木拉群为时代相同、性质相似的结晶基底等等，这都一并说明藏滇古陆为冈瓦纳古陆边缘的微板块。由于该微板块位于南北古陆间，因此常称中间板块。它除具冈瓦纳古陆特征外，还由于早期地壳活动显示造陆性质，早古生代也大致相似，因而仅发生一系列重力热力作用，致使其基底与盖层间没有强烈的构造运动（不整合）迹象。其后经历了中—新生代多期构造及变质作用叠加，板块才显示由下而上变质的递减变化。

表 6-1　川滇青藏地区地质发展简表

地质年代（Ma）			构造运动	主要地质事件	地质发展阶段	
新生代	晚第四纪		喜马拉雅运动	新特提期闭合	欧亚大陆形成	
	早第三纪	66		印度大陆从与欧亚大陆碰撞	欧亚大陆联合	新特提斯阶段
中生代	白垩纪		燕山运动	印度洋扩张，印度大陆从冈瓦纳分离		
	侏罗纪	180		怒江带闭合		
		205±	澜沧运动	金沙江带闭合		
	三叠纪			古特提期闭合和澜沧江结合带形成		
晚古生代	二叠纪			南、北古陆向赤道方向漂移	古特提斯洋演化	古特提斯阶段
	石炭纪			藏滇古陆冰筏沉积		
	泥盆纪					
早古生代	志留纪		加里东运动	南北两古陆盖层沉积	劳亚古陆离散，冈瓦纳古陆聚合	萌特提斯阶段
	奥陶纪	500				
	寒武纪		泛非运动	藏滇古陆基底变质，元古大洋潜没于冈瓦纳之下	藏滇古陆基底形成	
晚元古代	震旦纪	700		元古大洋封闭，潜没于扬子古陆之下	扬子古陆盖层发育	元古大洋闭合阶段
		800	澄江运动			
			晋宁运动	原生地壳增生，活动型、稳定型沉积分异明显，原始洋壳硬化	古陆基底形成	元古大洋阶段
中元古代						
		1800±	吕梁运动	结晶基底地层沉积	原生地壳形成	
早元古代						

藏滇中间板块曾经历了两次主要的板块俯冲，其东侧澜沧江带向南（西）俯冲，西侧雅鲁藏布江带向北（东）俯冲。藏滇古陆均位于仰冲侧，中酸性岩浆活动频繁，尤其是与板块俯冲有关的陆壳重熔型含锡花岗岩成带叠加产出，且成矿作用持续时间较长，构成东南亚锡矿带的北延部分。

石炭纪以后，此中间板块向北漂移，南北两大陆均向赤道靠近，古特提斯海也潜没于藏滇古陆之下。处于藏滇古陆的保山地区，上石炭统玄武岩（卧牛寺组）的古地磁为南纬34.1°，至早二叠世晚期，出现热带浅水环境的有孔虫化石。处于扬子古陆的滇东地区，下寒武统梅树村组中谊村段的古地磁为北纬38.6°，但上二叠统峨眉山玄武岩变为北纬2.7°。上述资料说明了古特提斯逐渐闭合，而南、北两大陆都向赤道漂移，最后于晚二叠世—早三叠世古特提斯向藏滇古陆下潜没，南、北两大陆在赤道附近碰撞。此构造运动即澜沧运动，澜沧江结合带就是这一时期的潜没带。自此以后，已形成的古欧亚大陆继续向北漂移，直至新生代。

属于北大陆的扬子古陆边缘，拉张洋盆或裂谷，沿金沙江排列，至中三叠世末期即闭合，形成金沙江古特提斯次级结合带（黄汲清等，1987）。三叠纪晚期，由于古特提斯闭合，大洋向南迁移，出现了新特提斯。从三叠纪晚期至白垩纪，新特提斯经历了扩张到消减阶段。在新特提斯扩张晚期，位于北岸的藏滇古陆边缘，相应发生陆缘扩张，局部演化为洋盆，但为时短暂，至早白垩世即行闭合，形成新特提斯的次级怒江结合带。白垩纪开始，冈瓦纳大陆解体，印度洋扩张并驱动印度大陆向北漂移。至早第三纪初期，新特提斯洋沿印度河—雅鲁藏布江向北俯冲，形成印度河—雅鲁藏布江板块结合带。雅鲁藏布江以南是印度大陆向北的自然延伸部分，由于沿西瓦里克发生A型俯冲，使之剥离出来成为次一级的构造单元。至此，欧亚大陆最后形成。以后的地质时期，主要表现为陆壳的挤压和拉张的频繁活动。

第二节　中新生代板内构造及其特征

中新生代中国板块内部构造演化明显地受太平洋板块、欧亚板块和印度板块的相互作用的共同影响，表现为明显的东、西分异现象，西部地区属挤压构造环境，东部地区属拉张构造环境。印度板块向北东方向推挤中国大陆，太平洋板块则向西或北西方向俯冲，北侧则盘踞着巨大而坚硬的西伯利亚地块，致使中国大陆内部积聚了特别强大的构造作用力。中国大陆主体虽处于欧亚板块内部，但很大一部分地区已丧失了典型板内区域所具有的那种稳定、刚硬性质，明显地卷入了板块构造活动之中，出现强烈的构造作用，形成复杂的多类型板内构造。中生代晚期，特别是新生代以来，中国板块构造的一个重要特点是：西部地区挤压隆起，东部地区拉张陷落。

一、西部地区

中新生代，特提斯—喜马拉雅构造域，发生过多次碰撞镶接作用，特别是印度板块与中国板块的最终碰撞，强度极大，影响范围很广。这一碰撞挤压作用，迄今仍在继续。它导致我国西部地区发生强烈褶皱和逆冲断裂作用，地壳在水平方向缩短而垂向厚度增大，莫霍面下凹，青藏高原地壳厚达70km，是全球地壳最厚的地区。与此同时，地面急剧抬升，造成了号称世界屋脊的山系和高原。自喜马拉雅山向北往昆仑、天山方向，地形高度、地壳厚

度、山前磨拉石的厚度以及构造变形和地震的强度均逐渐减小，极其醒目地显示出构造应力由南向北传递的图像。很明显，控制我国西部地区构造应力场的决定性因素，是印度板块的碰撞挤压作用。

中国西北地区主要由显生宙造山带及中新生代盆地组成，一系列雁列走滑断层将其分割成菱形与三角形盆地。阿尔泰、天山、昆仑、阿尔金山与祁连山及其伴生的塔里木、准噶尔、柴达木、贺西盆地群，在总体上构成西北盆地—山岭省（图 6－2）。天山及其相邻塔里木、准噶尔及吐哈盆地呈现不均一的地壳结构。天山地壳厚度可达 65km，而相邻盆地则厚 40～50km。古生代天山主要由塔里木板块、中天山微地块及准噶尔微地块 3 个板块俯冲、碰撞而形成南北两个缝合带，并构成复合造山带。出露的蛇绿混杂岩带、增生楔和钙碱性火山岩系列代表洋壳消减和最后碰撞的产物。中、新生代天山主要由再旋回造山作用所形成，冲断作用使构造负载所产生的岩石圈挠曲而形成塔里木—准噶尔地区中新生代盆地，具前陆盆地或山间盆地性质。

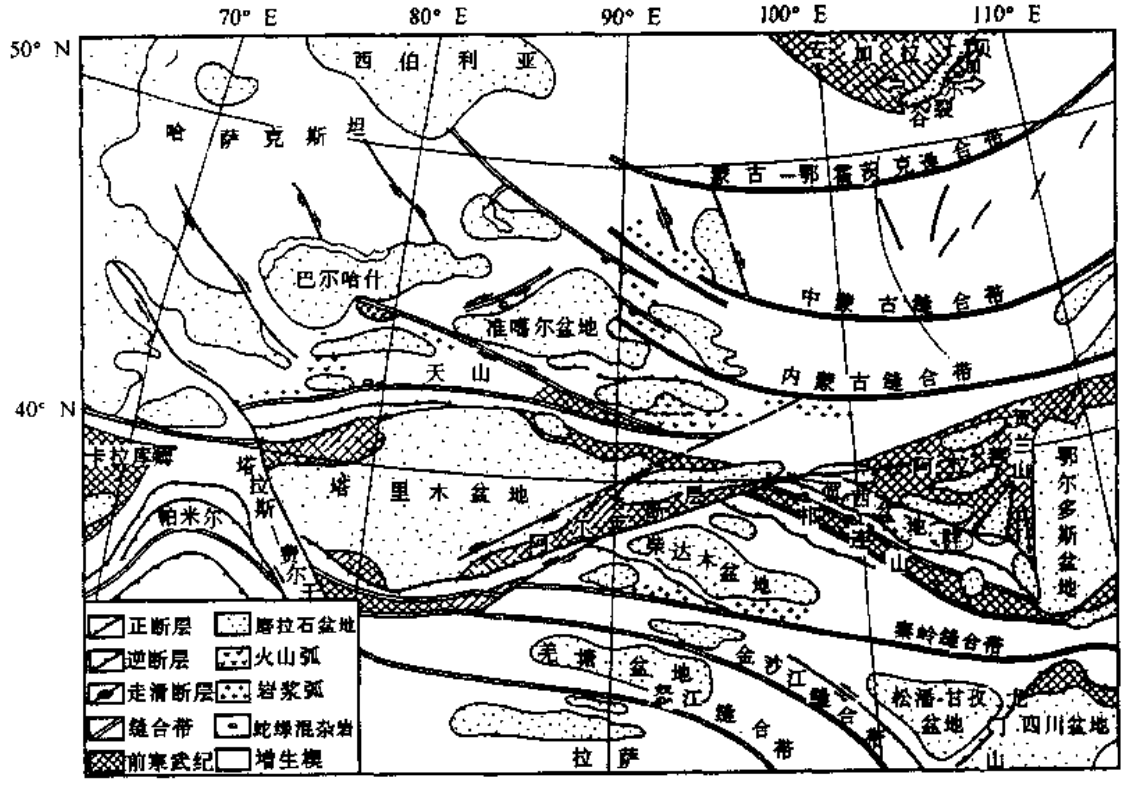


图 6－2　中国西北地区大地构造简图（据刘和甫，1994）

现今塔里木盆地，面积达 56 万 Km^2，为我国最大的中、新生代陆相盆地。它是塔里木板块经海西运动解体后，在中、新生代逐步发展起来的。塔里木盆地可以划分为以下构造单元（图 6－3）：Ⅰ．库车坳陷；Ⅱ．塔北隆起；Ⅲ．东北坳陷；Ⅳ．中央隆起；Ⅴ．西南坳陷；Ⅵ．塔南隆起；Ⅶ．东南坳陷。

海西运动不但使板块南北两侧的昆仑山海槽、天山海槽褶皱隆起形成山系，而且在板块边缘的库鲁克塔格、柯坪、铁克里克及阿尔金山地区，也受到早、中期海西运动的影响，发生断褶隆起，成为盆地沉积的物源区，塔里木板块中部的广阔地区从此进入了中、新生代盆地发展阶段。

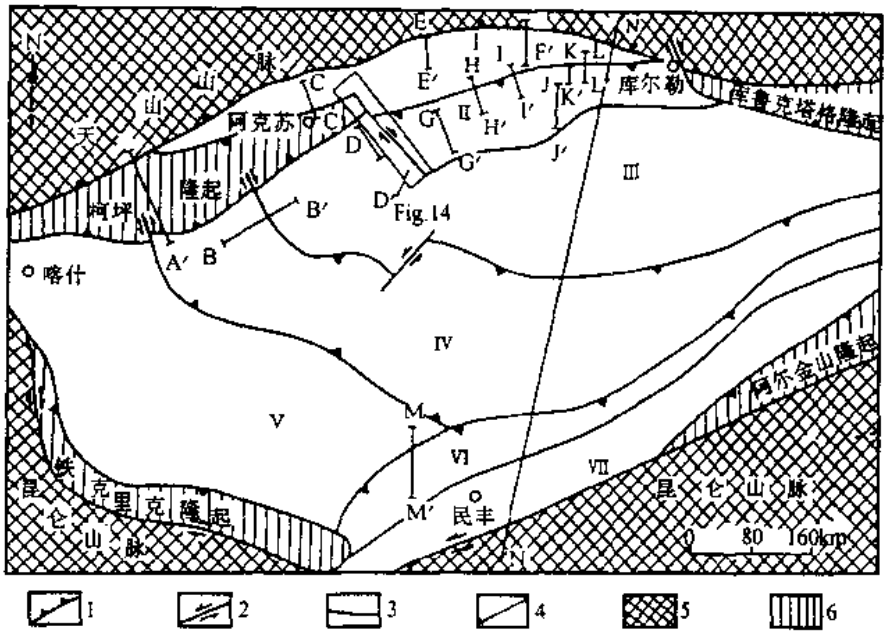


图 6－3　塔里木盆地构造区划略图（据汤良杰，1994）

Ⅰ. 库车坳陷；Ⅱ. 塔北隆起；Ⅲ. 东北坳陷；Ⅳ. 中央隆起；

Ⅴ. 西南坳陷；Ⅵ. 塔南隆起；Ⅶ. 东南坳陷。

1—逆断层；2—走滑断层；3—构造单元界线；4—剖面位置；5—山脉；6—周缘隆起

康玉柱（1981）、魏开谈等（1981）都曾总结过塔里木盆地的发展历史，把盆地的发展分为三个主要时期阶段：断陷时期（T－J），断陷—坳陷转化时期（K－E）和坳陷时期（N－Q）。

1. 断陷时期（T－J）

由于海西运动的影响，板块周边褶皱升起，沿板块周缘深断裂，出现了分割性断陷盆地，板块中部台隆基本形成，以它为中轴，被明显地分割成北部和南部两大坳陷区，两者在中、新生代沉积特点上有明显的差异。其中以天山山前地带坳陷发育最为完整，以“北断南超”的形式沉积了中、下三叠统的类磨拉石建造及上三叠统的湖沼相含煤建造，与下伏古生界呈假整合或不整合接触，厚度达 2370m。侏罗纪沉积范围继续向南扩展。这时，昆仑山山前坳陷、阿尔金山山前地带也都发育了侏罗系，沉积了一套富含有机物质的河流、沼泽、湖泊相的砂、泥岩夹煤系地层，厚度达 2000～3000m。侏罗系除了在库车坳陷整合在三叠系之上外，其它地区均不整合覆于老地层之上。

侏罗纪晚期的燕山运动，使盆地边缘发生轻微褶皱，并出现一些新的断裂，盆地内部也有不同程度的抬升，气候由潮湿转为干燥，沉积一套红色粗碎屑岩。

上三叠统和中、下侏罗统为黑色泥岩、炭质泥质岩与砂岩互层，夹煤层、富含有机质，是盆地中主要的生油层之一。

2. 断陷—坳陷转化时期（K－E）

受燕山运动影响，从白垩纪开始，盆地北部抬升，西部继续下沉。下白垩统由一套红色粗碎屑岩组成，沉积东薄西厚。西部最厚达 2670m，东部最厚有 1130m，下白垩统的沉积范围大于侏罗系，因此，下白垩统除了假整合或不整合在侏罗系之上外，还普遍见到超覆在较老的地层之上。使原来互相分割的断陷得到一定程度的连通。

早白垩世之后，盆地西部持续下降，以致古地中海海水由西向东侵入，在盆地西南部沉积一套砂泥岩、灰岩、膏泥岩的海相上白垩统。早第三纪海域范围不断扩大，海水侵漫了整个南部坳陷区的西部，并可能通过中央隆起区的峡道进入北部坳陷区的西部，在库车坳陷的西部也已发现海相下第三系，而库车以东仍为陆相沉积（图 6－4）。海相层最大厚度达980m，陆相层厚度为 300～680m，假整合、不整合在下白垩统之上，或超覆于其它老地层之上。盆地西部的海相上白垩统、渐新统，富含生物，其中暗色泥质岩和生物灰岩有一定厚度，为盆地重要生油层之一。同时，由于地壳运动、海水进退和古气候、古地形影响，在西南部的喀什、和田地区和北部的阿克苏、库车地区，都出现了泻湖环境，在下第三系中形成了含盐建造。据何向阳（1981）报导，库车坳陷中的古新—渐新统中膏岩厚达数百米至1000 余米。

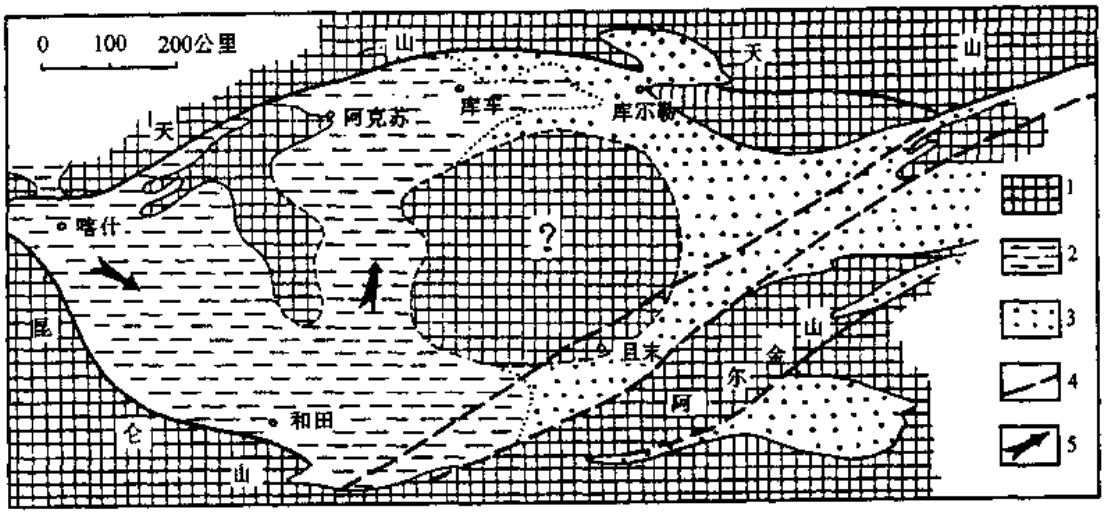


图 6－4　塔里木盆地早第三纪古地理图

（据周申喜，1981，稍有补充、修改）

1—剥蚀区；2—海进区；3—湖相沉积区；4—区域断裂；5—海进方向

3. 坳陷时期（N－Q）

晚第三纪早期，由于印度板块向北与欧亚板块的碰撞，盆地周缘的天山、昆仑山、阿尔金山都急剧上升，西昆仑抬升隆起尤为显著，盆地相应急剧下降，从而在各褶皱带山前堆积了一套厚度很大、粒度较粗的磨拉石建造。黄汲清等（1980）曾指出：山脉上升的速度和高度显然同磨拉石建造形成的速度和厚度是相对应的；磨拉石形成的时代，从上新世初期开始经更新世一直延续到全新世；磨拉石建造都具下细上粗，愈上愈粗的特点，表明山脉上升的速度开始缓慢，逐渐加快；整个磨拉石剖面中出现三个明显的不整合，代表三次强烈的构造运动，它们的时代是上新世与早更新世之间，早更新世内部、早更新世与中更新世之间。昆仑山麓的磨拉石沉积总厚约 5000m，与羌塘高原、昆仑山上升到现今的 4500～5000m 很相近（图 6－5）。

在南北两个山前坳陷向盆地内部，沉积物逐渐变细，厚度减薄。上新世沉积漫及整个盆地，内部隆起也多被上新统不整合覆盖，是盆地坳陷发展的全盛期。南北两侧的坳陷幅度最大，新生界最厚达 8000～9000m。中部是隆起区，厚度较小，隆起区向东逐渐倾没，坳陷幅度不过 3000m。

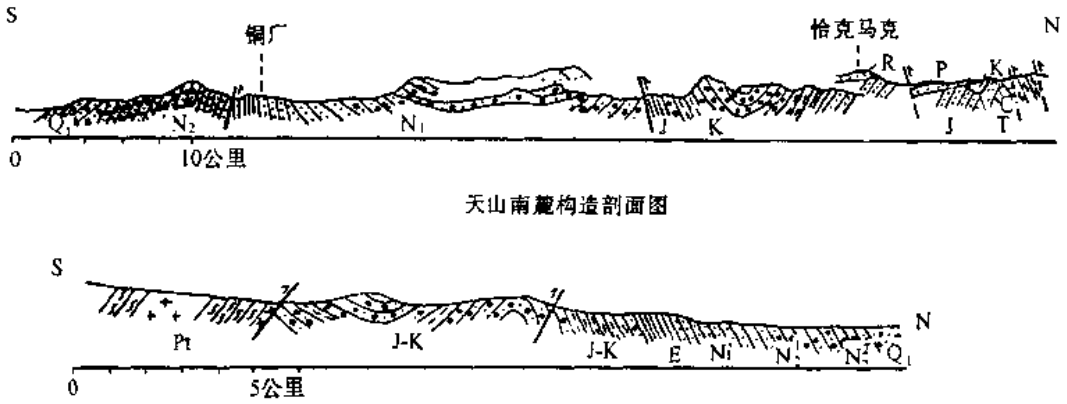


图 6－5　天山南麓和昆仑山前构造剖面图

（引自黄汲清，1980）

喜马拉雅运动对盆地边缘的构造影响十分强烈。它使盆地表层发生褶皱，在盆地边缘成排成带地出现，褶皱有线状、短轴状、穹隆状，呈雁列式和弧形带状排列，构造线多与相邻褶皱山系走向一致。伴随褶皱还产生一系列平行背斜轴的逆冲断层和斜切背斜轴的的剪切断层，表层构造中的另一种构造型式是盐丘构造，广见于库车山前坳陷和昆仑山前坳陷中。

值得注意的是盆地边沿出现的大规模逆冲断层，常使中生界或上古生界逆冲到上第三系之上，其下是否存在滑脱构造则有待进一步研究。盆地内部褶皱少而且缓，断裂不发育。

二、东部地区

具有划时代意义的印支运动加强了中国东部及邻区诸陆块之间的联接，并使海水基本上从中国东部大陆上退出，但这时扬子、华北等地块仍各自保持一定的独立发展过程。只有经过燕山运动，随着中国东部三条造山带（兴蒙造山带、昆秦造山带、华南造山带）多旋回造山作用的最终完成，中国东部及邻区诸陆块才完全焊为一个整体，成为巨大、统一的欧亚大陆板块的一部分。

燕山运动后，已经统一为一体的中国东部大陆又开始了新的裂解分离过程。自白垩纪中期以来中国东部迭次的拉张作用，使一些地区地壳变薄，莫霍面上升，地体陷落。东北地区引张作用略早，晚侏罗世至早白垩世发生大规模裂陷作用，形成大量断陷盆地群。白垩纪时形成大型的松辽盆地，华北、华南地区则形成中小型断陷盆地。至早第三纪，拉张作用使华北、苏北等地进一步断陷，形成大型沉积盆地，盆地中张性断裂十分发育。松辽盆地张裂带呈北东向，张裂活动从白垩纪延续至早第三纪，晚第三纪以来渐趋衰落；张裂带莫霍面上隆，地壳减薄至 33～34km，而东西两侧的地壳厚近 40km。华北盆地张裂带的大规模活动出现于第三纪，地壳减薄为 30～36km。

（一）东北区

东北和内蒙的北部，经历了印支期和燕山期的构造运动，区域构造发生了重大的改变。可以鉴别的印支期褶皱主要出现在松辽以东地区，而大兴安岭及其以西地区，由于缺失三叠系，对印支运动所造成的构造尚存争议。已经确定的印支期侵入岩主要出现在前一地区。影响全区最大的构造运动发生在中侏罗世末，出现强烈的褶皱、冲断层和逆掩断层，形成斜贯全区的北东向和北北东向的构造带，显著地交切了古生代构造。同时伴随有广泛花岗质岩浆

活动。此外，沿俄罗斯外兴安岭南侧发育的海槽在这期间也有明显的活动，乌利扎—石勒喀坳陷中出现厚万米左右的侏罗系，其中包括复理石建造。黑龙江最北部也受此影响，形成厚近万米的陆相中侏罗统。从晚侏罗世开始，进入大规模裂陷构造期，北北东向断裂系发生张裂，晚侏罗世—早白垩世火山活动强烈，大兴安岭火山岩带形成于该期，火山岩带向东北和西南分别延伸到俄罗斯和蒙古境内。与裂陷作用同时，在大兴安岭及内蒙地区还发育了一系列晚侏罗—早白垩世小型断陷含煤盆地。断陷盆地是彼此分隔的，但各自的沉积序列却十分相近，盆地沉积序列一般都以火山岩系→洪、冲积相粗碎屑堆积→湖相含煤碎屑堆积，这就反映出断陷盆地的构造演化具有同步性的特点。盆地中富含煤层，自西向东煤质变质程度增高。松辽盆地是上叠在晚侏罗世断陷盆地之上的早白垩世大型坳陷盆地，代表裂陷作用相对宁静时期的产物，盆地富含油气（图 6－6）。东北地区中、新生代构造演化，构造活动强烈，是亚洲东部环太平洋构造带的组成部分，系太平洋板块与欧亚板块构造活动造成的。

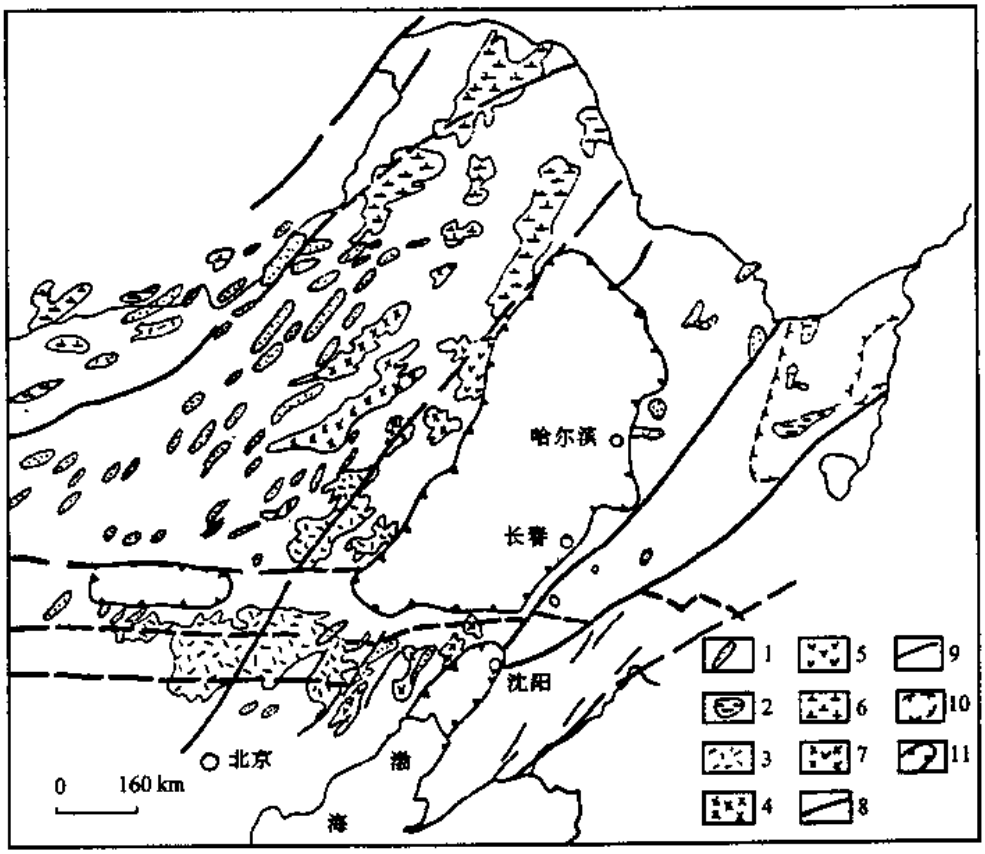


图 6－6　天山—兴蒙地槽系东段晚侏罗世—早白垩世煤盆地及火山岩分布图

（据李思田等补充，1982）

1—内陆煤盆地；2—近海煤盆地；3—7—火山岩出露区：3—酸性为主，4—中酸性为主；5—中性为主；6—中基性为主；7—岩性未分；8—区域断裂；9——般断裂；10—推断的近海聚煤盆地边界；11—白垩纪及新生代坳陷

松辽盆地面积达二十六万平方公里，是我国东部大型的中、新生代含油盆地之一。松辽盆地第四系分布广泛，几乎覆盖全区，仅在其部分边缘地区出露白垩系。根据钻孔资料及区域构造分析，盆地发展可分为三个阶段：充填阶段、发展阶段和萎缩阶段。晚侏罗世为充填阶段，上侏罗统由一套暗色含煤碎屑岩夹中基性火山岩组成，分布不连续，局限于北北东向

的小型断陷盆地中，沉积厚度变化大，由几十米到千余米。白垩纪（主要是早白垩世）是发展阶段，逐渐形成统一的盆地，主轴为北北东向。下白垩统是盆地主要的沉积层，遍布全区，为一套巨厚的河湖相碎屑岩沉积，总厚可达 5000m 以上，含丰富的石油天然气。下白垩统的下部（登娄库组和泉头组）为红色碎屑岩；上部（青山口组、姚家组和嫩江组）为黑绿色细粒砂岩、泥岩沉积，分布范围遍布全盆地，以深湖—半深湖相为主，富含化石和有机质，是盆地的主要生油岩系。晚白垩世—早第三纪是盆地萎缩阶段，上白垩统沉积范围大为收缩，沉降幅度也变小，厚度仅 500m 左右。第三纪沉积仅局限于几个孤立的小盆地中（图 6－7）。

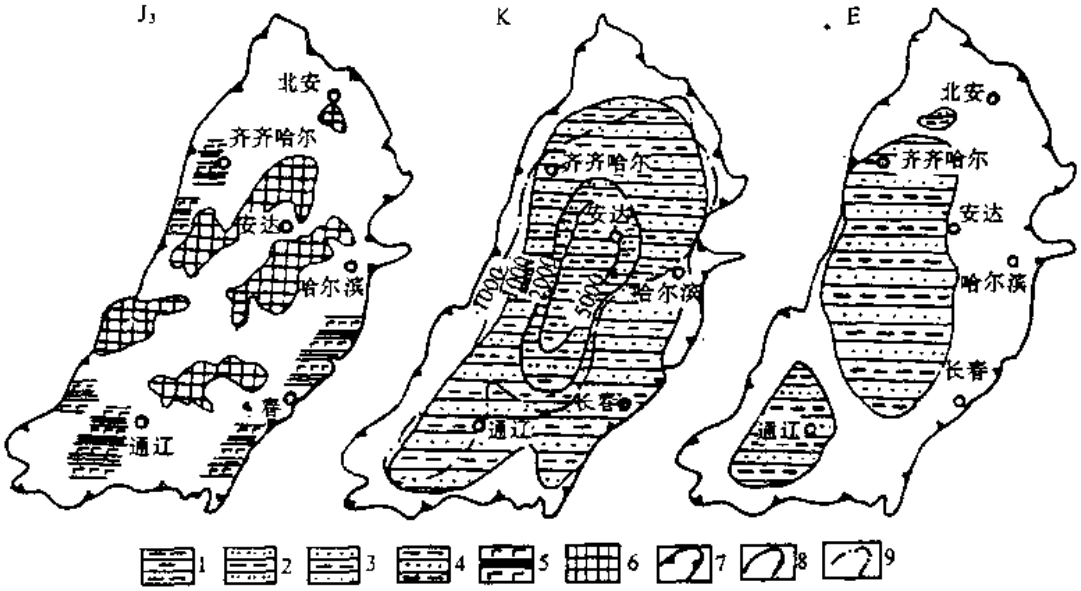


图 6－7　松辽盆地晚侏罗世、白垩纪、早第三纪发展阶段略图（引自长春地质学院）
1—深水湖相；2—半深水湖相；3—浅湖相；4—湖沼相；5—泥炭沼泽相（夹火山岩）；
6—隆起剥蚀区；7—盆地边界；8—下白垩统等厚线；9—上白垩统等厚图

松辽盆地呈北北东向，边界断裂发育，西有嫩江断裂和纳尔塔尔断裂带，东界为舒兰－依兰断裂，呈北北东向。南界有赤峰—开原断裂，北界有纳莫尔河断裂，为东西向。盆地盖层构造以短轴开阔褶皱为主，由一系列北北东向雁行式排列的短轴背斜组成，大致可分成三个构造带：西部斜坡带、中部长垣隆起带和东部雁行式背斜、向斜带，除西部外，都是有利的储油构造。主要褶皱期发生在早白垩世末期。

（二）华北区

印支期开始，华北地区连同中国东部进入一个崭新的构造演化阶段，主要表现在构造分异加大了，出现了大型及中、小型坳陷和断陷盆地，构造运动以及岩浆活动都比较强烈，表现出“活化”的特征。但是这期间的活动性不论在时间和空间上是有区别的。在空间上，以太行山为界，划为东部和西部，它们在构造演化上有所不同。在时间上进一步分为印支构造期、燕山构造期和喜马拉雅构造期。

1．印支构造期

二叠纪晚期，华北板块、塔里木板块与西伯利亚—蒙古板块已连接形成巨大的劳亚大陆的一部分—中国北方古陆。华北地区三叠纪仅在一系列大小不等的内陆河湖盆地中保存有沉

积记录。其中大型河湖盆地有西部的陕甘宁（鄂尔多斯）盆地（见第五章第二节）和宁武—沁水盆地；东部为剥蚀高地，零星分布小型山间盆地。

燕辽地区是华北地区研究印支运动较早的地区。宋之英从地层之间的接触关系讨论印支运动问题。他指出：燕山地区下—中侏罗统含煤地层普遍和中、上元古界—古生界不同时代地层接触，其间为角度不整合（表6-2）；结合燕山地区自中、上元古界均为整合或平行不整合接触关系，以及二叠系与三叠系为连续的沉积事实，下—中侏罗统煤系地层和三叠系之间的角度不整合（图6-8），以及下—中侏罗统煤系地层所覆盖的中、上元古界—古生界大型褶皱构造所代表的构造运动，应发生在中三叠世晚期或晚三叠世，亦即印支旋回构造期。

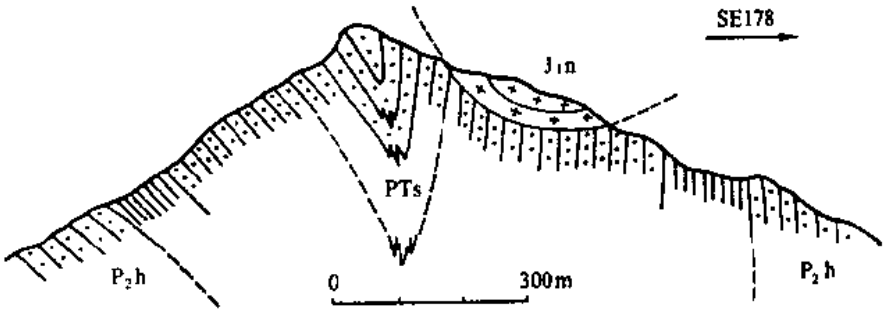


图6-8　北京西山凤凰山640高地剖面

（据宋鸿林等，1984）

J_1n—南大岭组辉绿岩；（P-T）s—双泉组变质细砂岩及板岩夹砾岩；P_2h—红庙岭组变质砂岩

表6-2　燕山地区下—中侏罗统门头沟群与下伏地层接触关系（据宋之英）

地层单位 \ 地点	尚义红土梁	阳原马主部	张家口下花园	涿鹿武家沟	赤城古子房	北京门头沟	滦平大棚子	承德大庙子	秦皇岛义院口	平泉下板城
上覆地层	$J_{1-2}x$	$J_{1-2}x$	$J_{1-2}x$	$J_{1-2}x$	$J_{1-2}x$	$J_{1-2}x$ J_1n J_1x	J_1n	$J_{1-2}x$	$J_{1-2}x$	J_1x
下伏地层	Ar	∈-O	Ptqx Ptjt-	Ptjw- Ptjy	Ptqj- Ptjw	PTs	Ar	Ptqj-∈	C_2-P_2	$\frac{T_2h}{P_2s}$

$J_{1-2}x$—下花园组；J_1n—南大岭组；J_1x—杏石口组；PTs—双泉组；T_2h—胡杖子组；P_2s—石盒子组；C_3-P_2—上石炭—上二叠统；∈-O—寒武—奥陶系；Ptqj—青白口系景儿峪组；Ptqx—青白口系下马岭组；Ptjt—蓟县系铁岭组；Ptjy—蓟县系杨庄组；Ptjw—蓟县系雾迷山组；Ar—太古宇

后来，宋鸿林等（1984）通过对北京西山古生界构造样式及展布方向的研究，以及与侏罗系构造的比较，指出两者间有一次相当强烈的地壳变动。元古界和古生界区域构造方向总体近东西向（图6-9），反映了近南北向的水平缩短，而北岭向斜及其北部的百花山、髻髻山和九龙山的侏罗系则呈斜列的北东—北东东向的褶皱，两者构造线的总体方向显然不同；元古界、下古生界常组成比较宽缓或箱状背斜，层间广泛发育复杂褶皱、流劈理、香肠构造和线理，而侏罗系的砂页岩一般表现为宽缓的褶皱，总的构造比较简单，显然反映了两者构

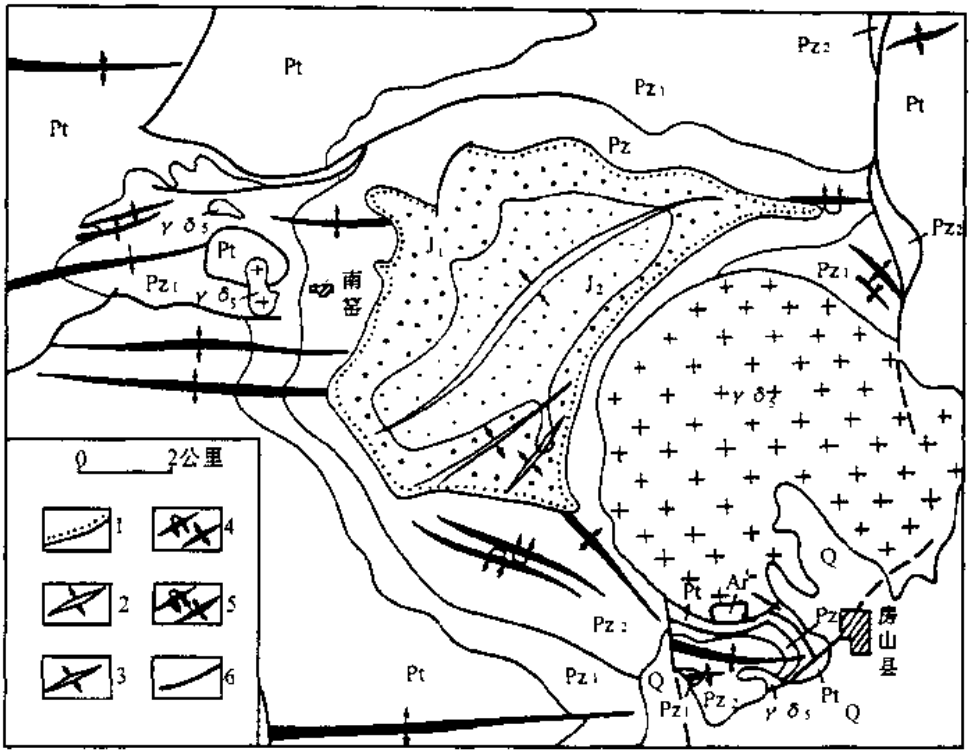


图 6－9　北京西山构造略图

Q—第四系；J_2—中侏罗统；J_1—下侏罗统；Pz_2—上古生界；Pz_1—下古生界；Pt—元古宇；Ar—太古宇；$\gamma\delta_5$—燕山期中酸性侵入岩。1—不整合线；2—燕山期背斜；3—燕山期向斜；4—印支期背斜和倒转背斜；5—印支期向斜和倒转向斜；6—断裂

造样式不同。总之印支运动在燕山地区以近南北向的挤压为主，岩层受到韧性变形，以褶皱作用为特征，部分岩层受到了绿片岩相的变质作用。

关于印支期的岩浆活动，是值得进一步研究的问题。宋之英曾报道燕山东部承德—平泉一带三叠纪地层中普遍发育有闪长玢岩、辉绿岩，其钾－氩同位素年龄值为 229Ma；燕山西部张家口、大同等地穿插于太古宇和中、上元古界而被侏罗系所覆盖的辉绿岩，也有钾氩同位素年龄 226Ma 的数据，这些可能为印支期的产物。

值得注意的是，华北地区北部从阴山到燕山的狭长地带，广泛分布着花岗岩侵入体，其中一些岩体侵入于太古宇、元古宇和下古生界，上为侏罗系覆盖。宋之英认为燕山一带，凡侵入太古宇、元古宇而被侏罗系覆盖，岩性为中粗粒或斑状、似斑状的花岗岩、花岗闪长岩，其同位素年龄值在 170～230Ma 以内的，应为印支期的产物。

辽东也是一个有印支运动影响的地区，中、上元古界和古生界也产生过不同程度的褶皱断裂变动，自吉南、辽东到胶东，印支期的花岗岩较为发育（崔盛芹等，1983）。华北地区的南侧，从豫西到苏皖北一带，是另一个可能存在印支运动的地区。

总体来说，华北地区的印支运动一般表现为东强西弱，周围强而内部弱。南北两侧的印支期变动可能与相邻海槽褶皱带活动有关，而东部的印支期变动则反映了滨太平洋构造带的影响。

2．燕山构造期

（1）东部与西部的分异

华北地区在燕山构造期东部和西部在地质构造上仍有显著的差异。西部陕甘宁盆地（鄂尔多斯盆地）、宁武—沁水盆地为大型坳陷盆地，盆地内侏罗、白垩系与下伏三叠系呈平行不整合，沉积范围大体相同，基本上可认为是一种继承型的坳陷盆地。东部的侏罗、白垩纪盆地规模较小，属于中、小型盆地，它们往往发育在不同的基底之上，其沉积层与下伏岩系多成角度不整合，盆地发育受断裂控制，属于新生式的断陷盆地。

表6－3代表东部和西部两种不同类型盆地的沉积组合特征。陕甘宁盆地侏罗、白垩系以含煤岩系、河湖相红色碎屑岩系和粗碎屑岩为主，岩层间多以整合或平行不整合接触。以北京西山为代表的东部断陷盆地，其岩性组合十分复杂，出现多次沉积岩系与火山岩系的交替，湖相细碎屑岩与山间、山麓相粗碎屑岩的交替，旋回性明显，岩系的沉积厚度大、变化快，岩层间出现多次角度不整合，这些都说明西部与东部的盆地是在不同的地质构造背景下形成的，东部地区的构造活动性明显地大于西部地区。

(2) 燕山构造旋回划分

翁文灏（1927，1929）总结中国东部中生代地质构造演化，首次提出了燕山运动，用以代表侏罗、白垩纪时期的大规模造山运动。在这以后，许多学者相继对燕山运动进行研究和探讨。但是由于一些地层的时代归属问题存在着争议，对构造期的认识不一致，以至在燕山运动发生的时期和分幕等问题上一直争论未决。

一般认为，地层之间的角度不整合面是划分褶皱幕或构造幕的重要依据。鲍亦冈等（1983）根据重新厘定的地层时代，在北京西山的侏罗、白垩系中肯定了三个明显的不整合面（表6－3），自下而上依次为：（1）中侏罗统九龙山组与上侏罗统磨石山组之间；（2）上侏罗统后城组与下白垩统东岭台组之间；（3）下白垩统夏庄组与下第三系之间。经区域对比，第三个不整合面应在白垩系上统与下统之间。这三个不整合面反映出侏罗、白垩纪时地壳经历了三次急剧的变动，也表明该区地壳发展经历了三个阶段，或相当于燕山早期、中期和晚期。每一阶段都有一套相应的沉积组合和岩浆组合，是在统一构造应力场控制下形成各种构造变动。

燕山早期形成的下、中侏罗统包括杏石口组至九龙山组的岩层，由陆相基性火山岩—含煤岩系—粗碎屑岩系组成，构造变形以北东东向的箱形向斜为主。褶皱构造呈北东60°～70°方向展布。燕山中期形成上侏罗统的磨石山组和后城组，由中性火山岩—杂色粗碎屑岩系组成，褶皱构造以北东45°～50°方向的箱形向斜为主，燕山晚期出现的下白垩统东岭台组至夏庄组，包括了酸性火山岩—湖沼相和河流相碎屑岩组合，褶皱变形为北东25°～30°方向的箱形向斜。由此可见，燕山旋回三个构造阶段出现了三次造盆作用，形成了三个世代的盆地，在不同时期的盆地中，分别发育了三套火山岩—沉积岩系。

(3) 燕山期岩浆活动

大规模的岩浆活动是燕山构造旋回的重要特色，从空间分布看主要分布在太行山以东，尤其集中在两个岩浆岩带：燕山岩浆活动带和胶辽岩浆活动带。

燕山岩浆岩带呈东西向展布于华北北部，长达1000km以上，活动强度由东向西减弱。以北京西山为例，侏罗、白垩纪发生了三期火山喷溢和岩浆侵入活动。

火山喷出发生于早侏罗世（南大岭组）、晚侏罗世（磨石山组）和早白垩世（东岭台组），相当于每一个构造阶段初期。南大岭组以基性玄武岩为主，磨石山组主要为辉石安山岩、玄武安山岩、安山岩、角砾安山岩及同质碎屑熔岩，东岭台组主要是酸性流纹质熔岩、熔结凝灰岩。从这三期火山岩的岩性、岩石化学和副矿物组合类型看，构成从基性—中性—

表 6－3　华北地区东、西部侏罗、白垩系对比表

	陕甘宁地区		北京西山地区	
E	清水营组		长辛店组　砖红色砾岩夹砂岩、泥岩。	
K_1	志丹群 罗汉洞组　桔红色砂岩、棕红色砂质泥岩。 华池组　棕红色砂岩、泥岩、底部砾岩。 宜君组　红色中、细粒砂岩。	198 米 766 米 215 米	夏庄组　紫红色砂岩夹页岩、泥灰岩。 芦尚坟组　杂色硬砂岩夹页岩、砾岩。 坨里组　杂色砾岩、硬砂岩互层。 辛庄组　紫色砾岩、砂岩夹泥岩。 大灰厂组　钙质页岩、黄绿色粉砂岩、硬砂岩。 东岭台组　上部安山岩，中部流纹岩，下部火山角砾岩。	131～585 米 142～656 米 265～306 米 330～400 米 16～123 米 500～2439 米
J_3	芬芳河群　棕红色、紫红色砾岩、巨砾岩。 ＞1100 米		后城组　紫红色砂岩、砾岩，下部夹页岩及煤线，上部夹火山岩。 髫髻山组　上部安山岩，中部凝灰质砂岩、角砾凝灰岩，下部安山岩、玄武安山岩。	1000～2000 米 2000～3731 米
J_2	安定组　杂色砂岩、泥岩。 直罗组　杂色砂岩、泥岩。 延安组　灰白色砂岩、黑色页岩夹煤。	188 米 488 米 303 米	九龙山组　杂色凝灰质砂岩、泥岩夹多层砾岩。 龙门组　灰黑色粉砂岩、灰色砂岩、含砾粗砂岩互层，底砾岩发育。	200～600 米 8～410 米
J_1	富县组　紫红色、灰绿色砂岩	＜142 米	窑坡组　灰色、灰黑色粉砂岩、页岩，含煤层。 南天岭组　玄武岩。 杏石口组　灰黑色页岩与砂岩互层，底部为砾岩。	200～600 米 15～767 米 8～85 米
T	延长群　砂岩、泥岩及页岩		双泉组（P_2-T_1）　灰绿色、紫色凝灰质板岩和粉砂岩。	

酸性的完整的岩浆演化旋回。从这三期火山物质堆积厚度和喷发方式所反映出来的火山活动强度看，早期较弱，中期和晚期火山活动都急剧加强，达到高峰，火山活动强度的这种变化，正好与燕山构造旋回三个阶段构造作用的强度相对应。

燕山地区的火山岩发育于火山—沉积盆地中，盆地受北东和北北东向的断裂控制，而盆地群又沿近东西向的构造带发育。对前中生代构造有继承和新生的两重作用。

火山岩岩石化学成分总体上属于碱性和亚碱性火山岩系。在时间上早期以钙碱性火山岩为主，往后出现偏碱性或碱性火山岩系。

岩浆侵入活动与火山活动相应，也有三期。早期侵入时间在早—中侏罗世，侵入活动不强，以基性岩（辉长岩）为主，与南大岭期基性火山活动相当。中期侵人出现于晚侏罗世，侵入活动比较强烈，主要为闪长岩、石英二长岩、石英正长岩等中性、中偏碱性岩类侵入，也有中酸和酸性岩类。晚期侵人发生在早白垩世，是最强的一次侵入活动，侵人岩以酸性偏碱为特征，多为花岗岩，岩体规模大，分布广泛。侵人活动的总趋势也和火山活动一样，由基性向中性再向酸性方向演化，构成完整的侵入旋回，侵入强度也由弱到强（鲍亦冈，1983）。

胶辽岩浆岩带由山东半岛延伸到辽东地区，在辽东北部与燕山岩浆岩带汇合。岩浆岩带长 800 多公里，大致沿郯庐断裂带两侧及胶东、辽东地带展布。

郯庐断裂带的火山岩最为发育，许志琴等（1982）认为它具有裂谷火山岩的特征。火山岩产于下白垩统青山组，断裂带北部山东沂水一带的火山岩由玄武岩及粗安—粗面岩组成，厚达 2700m。自下而上可分为四个岩性段：Ⅰ．凝灰质砂砾岩，砾石成分多为玄武岩；Ⅱ．橄榄玄武岩夹多层玄武质角砾熔岩；Ⅲ．安山质火山角砾岩及含集块的火山角砾岩；Ⅳ．粗面岩、粗面质角砾熔岩、凝灰岩、粗安岩。可见火山喷发从早期到晚期岩性从基性到中性，喷出方式从以喷溢为主转为爆发式喷发，后期为混合式喷发。据李特曼指数计算表明，断裂带火山岩绝大部分 δ 值在 3.3 和 9 之间，属碱钙系列的碱性玄武岩—粗面岩（包括粗安岩）—碱流纹岩组合。从断裂带向两侧，火山岩中熔岩含量减少，火山碎屑岩增加，喷出方式以爆发式为主，火山岩的碱度也有增高的趋势，这些都表明断裂带岩浆源深度较小，其下有地幔隆起的存在。断裂带对两侧的岩浆活动有控制作用。

胶东地区的火山岩主要发育在莱阳断陷盆地中，由安山岩、流纹岩组成，夹碱性玄武岩，以钙碱性系列安山岩—流纹岩组合为主，碱钙系列为次。

胶辽岩浆带还有相当广泛的燕山期岩浆侵入。与青山组火山喷发同期或稍晚，有辉长岩、闪长岩、闪长玢岩、二长岩、正长斑岩等，规模较小，多分布在断裂上。晚期则有花岗闪长岩、花岗岩和正长岩。这期侵入岩沿山东南部的日照—青岛断裂尤其发育，形成纵长近 400km 左右的花岗岩带。值得注意的是在鲁西和辽东郯庐断裂带附近发现了金伯利岩和碳酸盐岩。

总之，华北地区东部岩浆活动十分广泛而强烈，这是我国东部乃至环太平洋构造带的重要特征。大多数学者认为，这是燕山构造阶段太平洋板块与亚洲大陆东部大规模构造作用的结果。从整体来看，岩浆活动东强西弱，岩浆岩带呈北东向展布，碱度和钾钠比值从东向西增高。但它也受到地块上深部构造的影响而复杂化，如燕山岩浆岩带向西深入大陆内部显然是由于地块北部东西向深部构造的影响。

有些学者在研究了火山岩岩石化学成分特征及其与基底岩系和基底构造之间关系后，指出华北地区中生代火山岩并不是幔源岩浆在近地表的直接结晶分异的产物，也不可能来自相

距甚远的太平洋西部的俯冲带。而可能是大陆地壳或岩石圈部分重熔的产物（从柏林等，1980；张德全等，1980）。

（4）燕山运动形成的构造形式

三叠纪末期的印支运动在华北地区西部主要表现为升降运动，造成了三叠系与侏罗系之间的平行不整合接触。东部由于三叠系分布零星，褶皱幕不能确切地建立，印支运动的性质、分布范围和构造形式还都不很清楚，需进一步研究。

侏罗—白垩纪期间的燕山运动表现强烈，形成了各种不同类型的构造。构造走向在华北地块的四周基本上与地块的边界一致，在地块内部由燕山地区的北东向，到太行山逐渐转为近南北向，到中条山地区又转为北东向，而呈现出“S”型弯曲，加之近南北向、近东西向、北东向及北西向四组断裂的切割，就构成了华北地区区域构造格架的基本特点。

坳陷区构造变动相对较弱，如鄂尔多斯盆地总体表现为一宽缓的大向斜构造，向斜的核部偏西，中部广大地区几乎都表现为水平岩层，只是盆地的边缘才发育有一些短轴状的次一级褶皱和断裂构造。

断隆区多发育着大型的复式背斜构造，同时还发育着高角度的断裂构造。例如山西断隆区总体表现为一隆起的复式背斜，在其上还发育有次一级向斜盆地如沁水盆地、静乐盆地、大同盆地等；在鲁西断隆区则显示为大型的穹隆状的隆起以及在其上发育着放射状及环状的断裂。辽东断隆区盖层的断裂构造显得比较突出。

地块边缘褶皱带是构造变动比较复杂的地区，褶皱及断裂构造都很发育，褶皱构造多属于过渡类型，发育着线型或短轴褶曲，往往具有宽缓的转折端，有的具有箱形或屉形褶曲的特点。断裂构造也非常发育，强烈地段甚至发生有逆掩断层，中生代地层多发育于断陷盆地之中。

总之，华北地区的断裂构造比较发育，许多大型断裂都属于基底断裂的继续发展，白垩纪末期断裂变动更显突出，直到新生代时这种断块运动仍在继续活动。

3．喜马拉雅构造期

（1）东部与西部的分异

晚期燕山运动之后，华北地区的古构造轮廓都发生了重大的变化，主要表现为西部上隆，东部下陷。陕甘宁盆地进一步缩小，到晚白垩纪末几乎全部升起，从三叠纪发展起来的大型坳陷盆地基本消失，在这种构造隆起的背景上，周围地区相继出现第三纪的断陷盆地或地堑，北有河套地堑，西有银川地堑。稍晚，从晚第三纪开始，在隆起区的东部和南部，发育了一系列斜式的地堑盆地，从滹沱河、汾河延续到渭河，这就是著名的汾渭地堑系。

更为显著的地质构造现象是在大兴安岭、太行山之东，辽东、胶东之西的广阔地带发生了大规模的裂陷作用，形成一条巨型的北东—北北东向的断陷带，其中包括下辽河断陷盆地和渤海—华北断陷盆地等，断陷带的出现以及边缘海的形成，是亚洲东部在喜马拉雅期的重要构造形式。

随着我国石油地质工作的迅速发展，在渤海—华北断陷带进行了大量的地球物理和钻探工作，积累了丰富的地球物理和地质资料。大港油田、胜利油田、任丘油田、下辽河油田和中原油田的相继发现，日益证明渤海湾盆地是我国继大庆油田之后又一个重要的含油气区。

（2）断陷带的深部构造和基底构造轮廓

渤海—华北断陷带及周围邻近地区莫霍面等深线图（图6－10），大体上表示出区域内莫霍面的起伏以及地壳厚度的变化。从图上我们可以看出，断陷带范围内莫霍面埋藏深度较

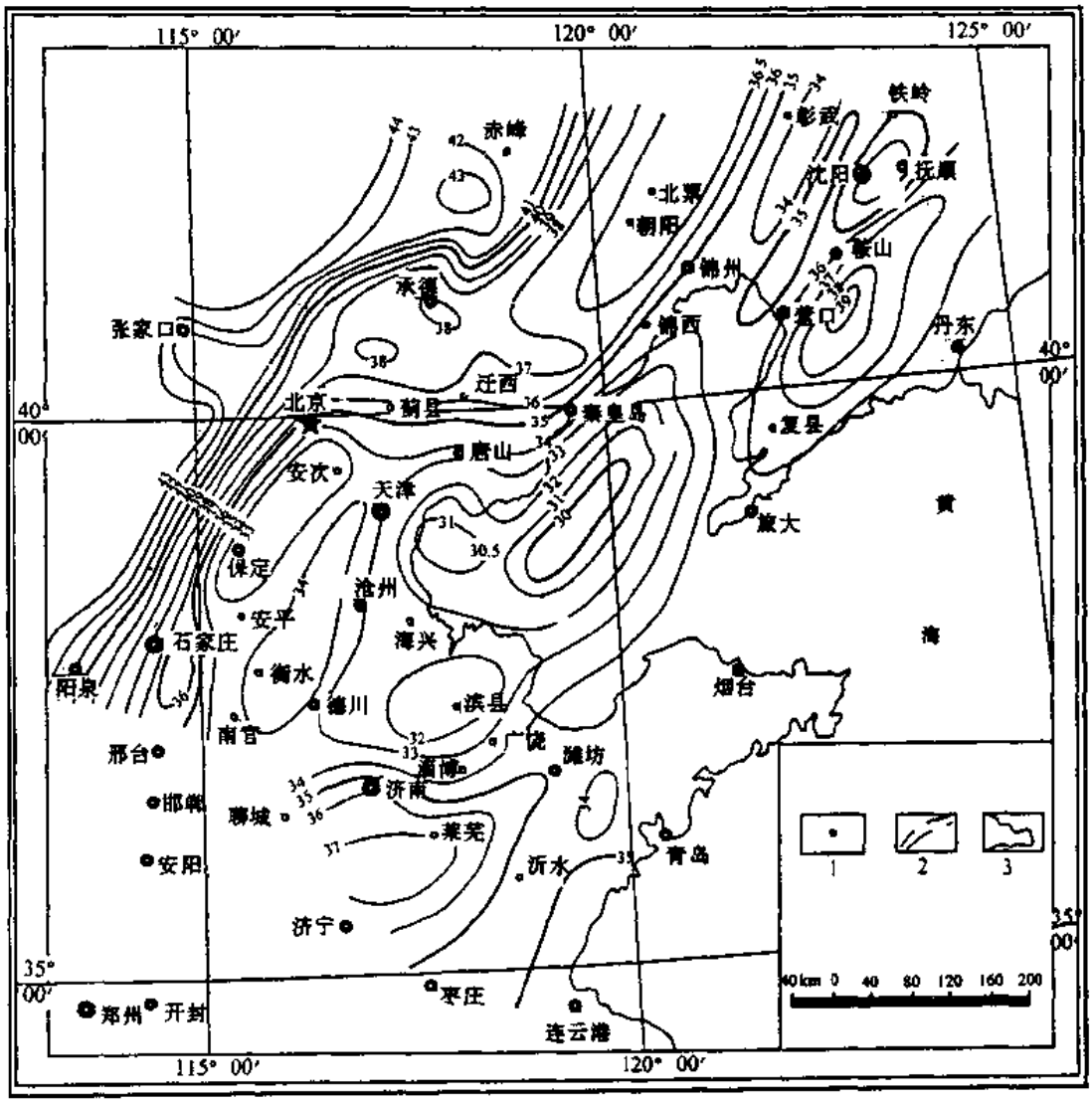


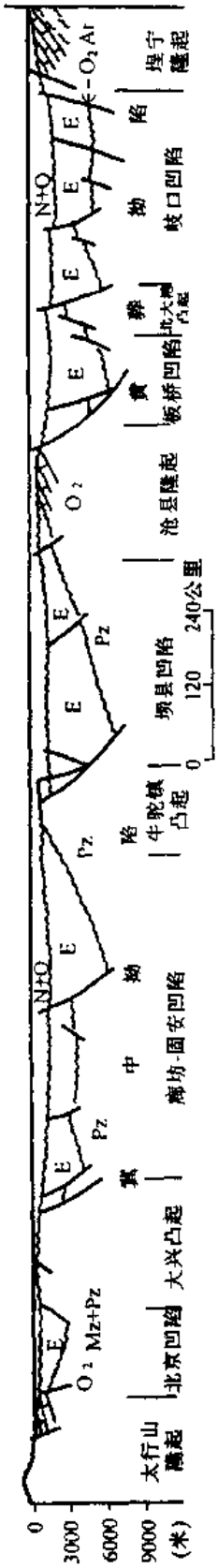
图 6－10　渤海—华北断陷带莫霍面等深线示意图

（据谭试典等，1978）

1—城镇；2—莫霍面等深线，数字单位：公里；3—海岸线

小，从下辽河、渤海到冀中地区，深度都在 30 到 34km 之间，而断陷带的周围地区，莫霍面埋深较大，多在 35 到 39km 之间。断陷带的西侧是一条显著的重力梯度带，它是大兴安岭—太行山—武陵山重力梯度带的组成部分。重力梯度带的出现反映了地壳深部构造有重大改变，从地壳均衡观点看，地壳厚度应有相应的变化。向东重力值升高，地壳变薄，地幔隆起；向西重力值降低，地壳加厚，地幔降低。这与重力梯度带两侧的地形起伏的变化也是对应的。从保定向太行山区，莫霍面急速倾伏，深度从 33km 增加到 43km 以上。断陷带所在范围大体上是一条北东向的地幔隆起带，地壳厚度较小，这就是断陷带的深部构造背景。

除此面外，断陷带内部还存在着一些变化，出现几个次一级的上地幔隆起：分布在断陷带西都保定—安次（冀中地区）、渤海湾东营地区、德川—滨县（山东北部黄河三角洲地区）、下辽河地区。断陷带之下次一级的地幔隆起与断陷带内部一级坳陷的分布是大体吻合的，也就是说深部构造与浅层构造呈明显的对应关系。


太行山隆起
北京凹陷
大兴凸起
Mz+Pz
Pz
E
N+Q
廊坊-固安凹陷
中
坳
陷
牛驼镇凸起
Pz
E
N+Q
E
Pz
E
N+Q
E
E
E
E
E
E
N+Q
E
E
E
E
E
E

北西向三组（图 6－12）。北东向的区域断裂分布在坳陷带的各个部位，它们大多继承了基底断裂，是在断陷带发展时期继续活动和发展起来的。其中有断陷带东西两侧的断裂带，渤海湾—黄骅坳陷两则的断裂等。这些断裂规模都很大，延长可达数百里，对断陷带的边界、坳陷、隆起的分布，以及下第三系的沉积发育都有明显的控制作用。北东东—东西向断裂和北西向断裂主要分布在渤海湾及其南北两侧，分布不广。

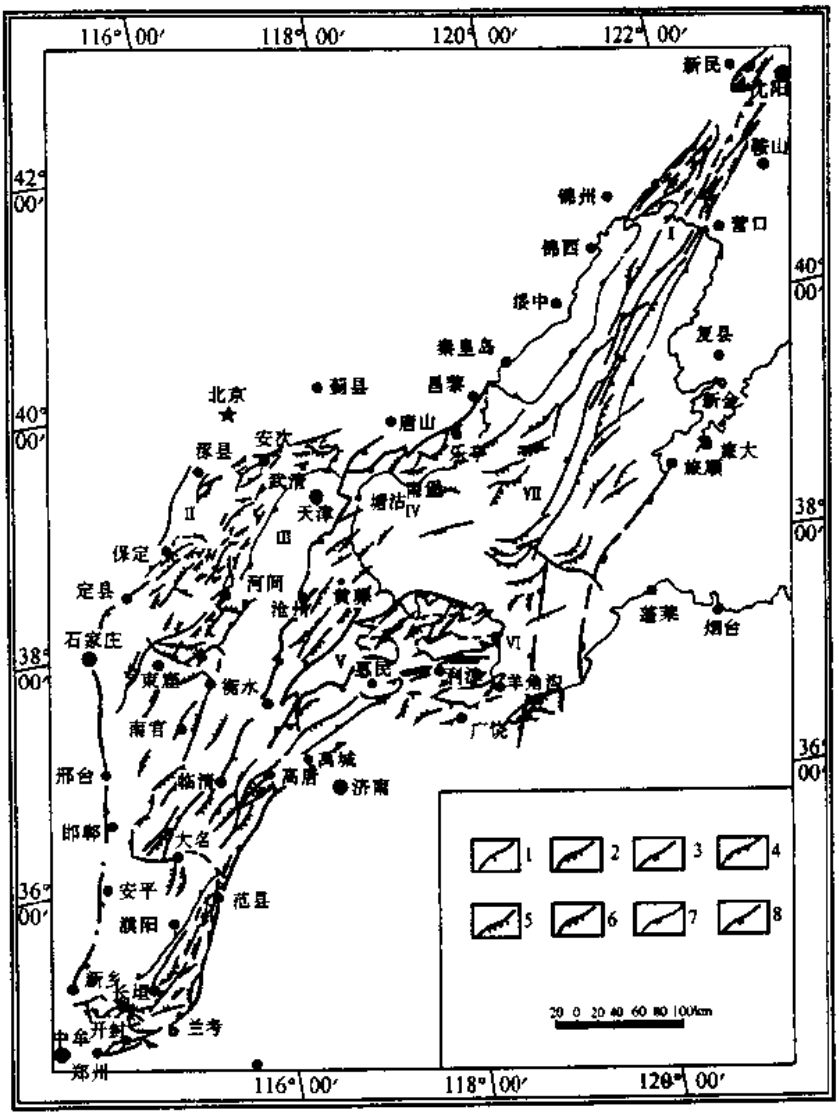


图 6－12　渤海—华北断陷带断裂系统（据谭试典等，1978）

1—5—同生断裂：1—晚第三纪活动断层；2—渐新世中晚期活动断层；3—渐新世早期活动断层；4—渐新世早、中期活动断层；5—始新世活动断层；6—区域断裂；7—下第三系超覆；8—下第三系侵蚀尖灭。Ⅰ—辽东湾—下辽河坳陷；Ⅱ—冀中坳陷；Ⅲ—天津—沧州隆起；Ⅳ—渤海湾（岐口）—黄骅坳陷；Ⅴ—埕口-宁津隆起；Ⅵ—莱州湾—济阳坳陷；Ⅶ—渤中坳陷

断陷带东部边缘的断裂，从下辽河、辽东湾到莱州湾，据李嘉琪（1980）研究，它在重力场上表现为一北东向延伸的重力梯度带，重力值由西向东增高。这一带在磁场上也明显地表现为北东或北北东向的区域线型升高磁异常带，磁异常带与重力梯度带吻合，它向南与山东沂沭断裂带（郯庐断裂在山东的一段）的磁场衔接。这条断裂带构成了断陷带的东界，其

东为北黄海—胶辽隆起带。经钻井证明，变化剧烈的正磁异常多由火山岩和侵入岩所引起。由此可见，断陷带东缘不仅是一个规模大、延伸长的断裂带，而且也是一个岩浆活动带，并且有多期活动的特征。

断陷带的西部边缘也是一条重力梯度带。有的学者认为沿太行山区为一条颇具规模的花岗岩断裂隆起带，断裂带由北东向和北北东向的紫荆关断裂、长治断裂和太行山东麓断裂等组成，沿断裂带有大中型花岗闪长岩体分布，可与断陷带东侧的沂沭断裂带相比，是断陷带西部的自然界线。

断陷带西北部边缘地带为一向东南凸出的弧形构造分布区，磁异常也显示出弧形展布的特点，是燕山东部弧形构造向南的延续部分，宝坻—昌黎断裂和安次—唐山断裂为这个构造带的组成部分。断陷带的东南部，即山东西北部平原和渤海南部，自西向东异常等值线走向由北东到近东西再到北西，不规则的块状岩块围绕着鲁西隆起呈弧形分布。这种基底的磁性特征与鲁西隆起的地质构造一致。北北东向的聊兰—堤西断裂和近东西向的齐河—广饶断裂构成断陷带的东南边界。

根据地震剖面资料分析，新生代沉积层中大量出现的断裂多属浅层的同生断裂构造（图6－11）。同生断裂构造排列很有规律，通常在各断块边缘，其活动时代较早，向断谷中部，断层节节下落，活动时间愈来愈新，控制了第三系地层厚度的变化。它在早第三纪断陷带张裂时期形成，随着断陷带下陷，沉积地层被拉开而断裂，断裂面向下逐渐变缓成为滑脱面。

这类同生断层一般具有伸展性质，是断陷带在拉伸作用和裂陷作用下形成的断裂构造。盆地之所以有巨大的凹陷幅度，发育巨厚度沉积，形成堑垒构造，都与断裂的伸展性质有关。据石油工业部资料，从北京至山东东营的地震大剖面，全长360km，凹陷和凸起内共有46条断层，因断裂活动而使盆地基底拉开的累积水平位移为57.7km，伸展量为16%，凹陷的下沉幅度和拉开宽度大体成正比关系（李德生，1980）。

（5）断裂带的岩浆活动

物探和钻探都已证实，断陷带早第三纪的火山岩分布十分广泛，在孔店组、沙河街组和东营组中都发育有玄武岩层，由多期喷发形成，厚者可达1900m，岩石类型主要为粗安玄武岩、辉绿岩、安山玄武岩、橄榄玄武岩及少量粗面岩。

玄武岩在空间分布上明显地受断裂的控制，玄武岩一般沿断裂呈北东或北北东向展布（图6－13），断裂附近玄武岩层厚度也较大。玄武岩在时间上的出现与裂陷的发生、发展有密切关系：早期，裂陷强烈活动，地壳张裂，地幔物质上涌，岩浆喷发频繁；晚期，裂陷活动减弱，地壳稳定沉陷，岩浆喷发也随之衰退。

玄武岩的化学成分以含碱、贫钙、铝，镁钙比值高及硅弱饱和或不饱和为特征。岩石组合介于碱质玄武岩系和拉斑玄武岩系之间。推测岩浆源来自上地幔，作为岩浆通道的断裂至少深达上地幔。玄武岩中普遍含有橄榄岩包体，一些学者研究了包体的岩石类型、矿物成分和结构特点，指出包体代表玄武岩源区的上地幔组分，由于玄武岩岩浆喷发迅速，因而直接从幔源区携带上升直到地表。地幔曾经历过以塑性流变为主的变形变质事件，熔融玄武岩的火成事件以及伴随着熔融的上隆事件。地幔上隆是新生代裂陷作用的重要因素。

（三）扬子地区

扬子地块自晚三叠世起进入了一个新的构造演变时期，构造运动频繁发生，使地块沉积盖层普遍发生变形，原有的构造格局受到不同程度的改造；岩浆活动大规模出现，在地块的东部分布尤其广泛；在地块内部发育大小不一、性质不同的陆相盆地，形成一些特有的沉积

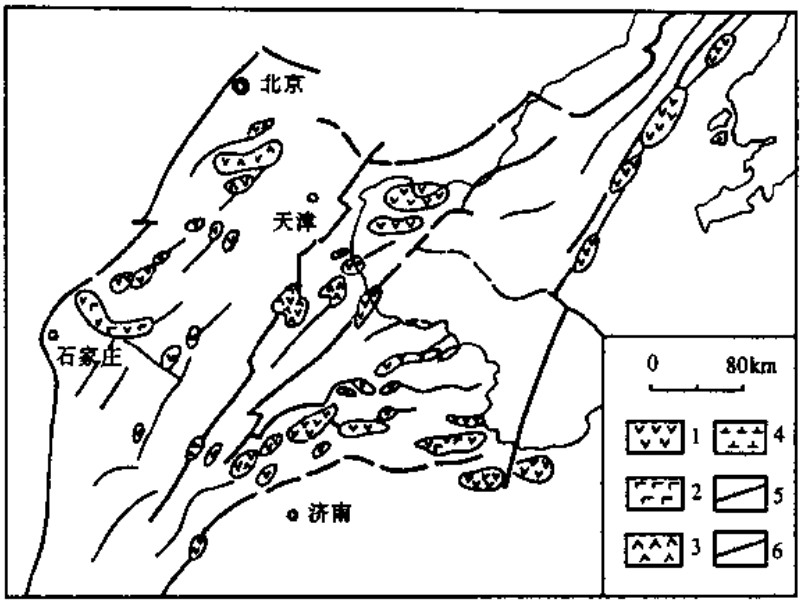


图 6－13　渤海—华北断陷带新生代火山岩分布图

（据谭试典等，1978，稍作简化）

1—玄武岩；2—橄榄伊丁钛辉石玄武岩；3—辉绿（辉长）岩；4—安山岩；5—区域断裂；6—一般断裂

建造。

1．岩系特征

晚三叠世，华南板块与欧亚板块拼合，导致欧亚大陆扩张，这时的华南地区已不再是统一海盆。以川黔桂高地为界，分隔成东西两个沉积区：西部为开阔的大型盆地称川滇近海盆地，发育浅海碳酸盐和碎屑岩海陆交互相含煤沉积。东部则主要发育海湾型海陆交互相含煤沉积。闽西北为一系列 NNE 向小型内陆断陷盆地，见少量中酸性火山凝灰岩，代表中生代环太平洋火山带最早的活动记录。三叠纪末期，地块又一次升起，形成广阔的印支期造山带（含中间地块）。

侏罗纪开始，除长江中、下游地区在晚白垩世—新生代有几次短暂的海侵之外，扬子地块中、新生代都为陆相沉积。地块西部侏罗—白垩纪时为大型坳陷盆地，川中地区发育煤系（下侏罗统）、红色碎屑岩（中、上侏罗统—白垩系），厚 4000m；滇中新平、大姚地区侏罗—白垩系都为紫红色砂泥岩沉积，总厚可达 10000m 以上。地块东部，江南、下扬子、浙西的小型盆地中，早、中侏罗世普遍为含煤沉积；晚侏罗世—早白垩世时出现频繁而强烈的地壳运动，形成许多断陷盆地，发育河湖相碎屑岩，还出现大规模的中、酸性火山喷发。晚白垩世—早第三纪长江中游江汉盆地和苏北盆地，沉积一套河湖相有机岩或膏盐，厚度可达 7000m，类似裂谷的沉积特征。一系列北北东、北东和北东东向为主的张性正断层控制了盆地的发生与发展；在盆地发展的早、中期、均伴有基性玄武岩的喷发。晚第三纪至第四纪在江汉盆地和苏北盆地形成更为广泛的披盖型沉积（图 6－14）。

2．构造变动

（1）构造旋回的划分

扬子地块从晚三叠世以来受到多期构造运动的影响，其中包括印支运动、燕山运动和喜山运动。

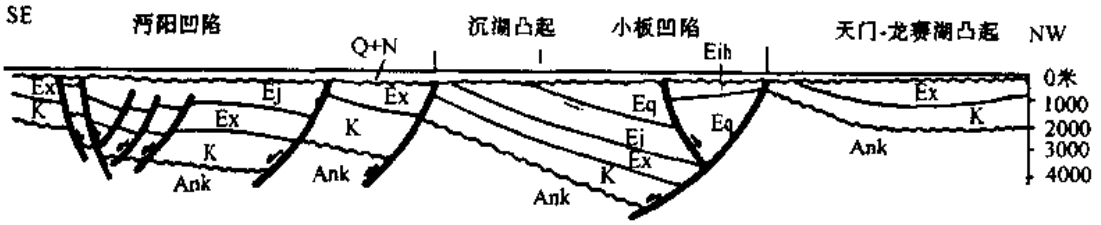


图 6－14　江汉盆地地质构造剖面图

Q+N—上第三系和第四系；Ejh—下第三系荆河镇组；Eq—下第三系潜江组；
Ej—下第三系沙市组；Ex—下第三系新沟组；K—白垩系；Ank—前白垩系

印支期的构造运动对扬子地块有着重要影响。马福阊等（1980）在四川盆地及其周围地区地层对比的基础上，把印支旋回划分为三个构造幕：早期印支运动在卡尼克期（T_3^1）与拉丁尼克期（T_2^2）之间；中期印支运动在瑞替克期（T_3^3）和诺利克期（T_3^2）之间；晚期印支运动在早侏罗世（J_1）与瑞替克期之间。早、中期印支运动影响到川、黔、滇及湘鄂西等广阔范围，以舒缓波状褶皱为特征，形成北东向的隆起和凹陷、自西北至东南有康滇隆起、龙门山隆起、川西凸起、开江—泸州隆起、鄂西—黔南凹陷和雪峰隆起。晚期印支运动具造山运动性质，主要涉及到龙门山地区。下扬子地区印支期构造运动尚存在争议，但在宁镇山脉地区的下、中侏罗统与中三叠统之间的不整合，应为印支运动的产物。

扬子地块燕山期构造运动构造幕的划分一直存在着争议，其中一个主要原因是由于广泛分布于扬子地区的中、新生代红层和火山岩时代归属未定、对比困难。黄汲清（1978）根据盆地西北部灌县玉垒山下白垩统与下、中侏罗统间的不整合；彭县二叠系灰岩逆掩到下、中侏罗统之上，灌县赵公山白垩系红色砾岩不整合于下、中侏罗统之上；以及出现上侏罗统、下白垩统和上白垩统三套磨拉石的事实分析，认为四川盆地西北部有三幕燕山运动，早白垩世之前的一幕可能最为重要。盆地东南部，鉴于在黔江红色盆地中，含恐龙化石的上白垩统不整合于更老的地层之上、可能为上白垩统（或下白垩统）茅台砾岩不整合于更老的地层之上、以及宜昌地区下白垩统红层不整合于更老的岩层之上，因此川东南的燕山褶皱也不止一期。

扬子地块东部，李四光（1939）根据宁镇山脉白垩系建德群和侏罗系之间的角度不整合曾创名宁镇运动。李春昱（1962）把闽浙的建德群的时代重新厘定，因此这一运动发生的时间也相应改为侏罗纪早期。李四光（1939）还根据闽浙地区下第三系红层和白垩系建德群之间的角度不整合创名闽浙运动。据近年来的资料，浙西原下第三系红层衢江群，由于在其中发现了恐龙化石而改为下白垩统，江苏下第三系红层浦口群也改为上白垩统。这样闽浙运动发生的时代应为早白垩世之前。

喜山期构造运动的构造幕划分没有经过详细研究。扬子地区的红层多发育在断陷盆地中，沉积以类似裂谷盆地建造为特征，形成于区域性拉张应力场，它不同于印支期和燕山期构造环境，因此应划为独立的构造旋回。

（2）盖层构造变动的样式

侏罗式褶皱是盖层变形的主要形式，它广泛发育于鄂西、湘西、川东和黔东地区，从江南断隆区至四川盆地，由下古生界、上古生界、三叠系和侏罗系组成的褶皱，有规律地从隔槽式变为隔档式，表现为一系列等间距的背斜和向斜，呈北东向平缓弧形展布，背斜部位常有向西的逆冲断层发育，断层上陡下缓。朱志澄（1983）认为形成主导因素是基底滑动或基

底滑移；朱夏等（1982）将区域构造与低角度的铲式或犁式断层联系起来，指出整个华南的构造发展和构造形式可以归纳为一系列向西的推掩构造（图 6－15）。

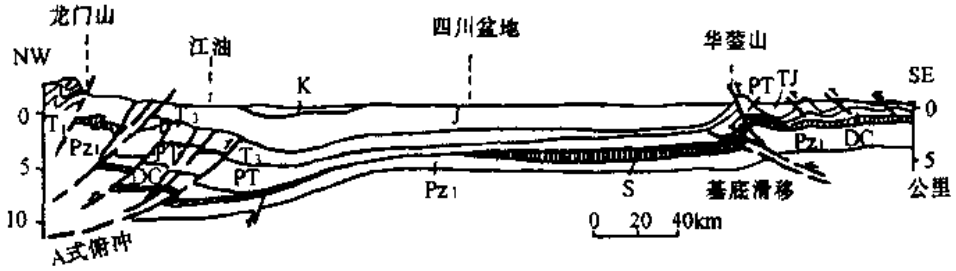


图 6－15　四川龙门山—华蓥山构造剖面图（据朱夏等，1982）

张文佑等（1977）、孙焕章等（1983）强调了基底断裂对盖层构造的控制。前震旦纪晋宁运动使扬子断块形成了以北北东向和北东东（近东西）向的褶皱基底和断裂网格，在燕山运动的总体北西—南东向区域挤压应力作用下，东南区（湘鄂西）为断块的相对上升区，产生局部北东—南西向张应力，断块隆起部位形成箱状背斜，断块之间张裂下陷部位形成槽形向斜；西北区（川东）是断块的相对坳陷区，使南东—北西向挤压应力加强，在断块下陷部位形成屉状向斜，在断块之间挤压上升部位则形成梳状背斜（图 6－16）。

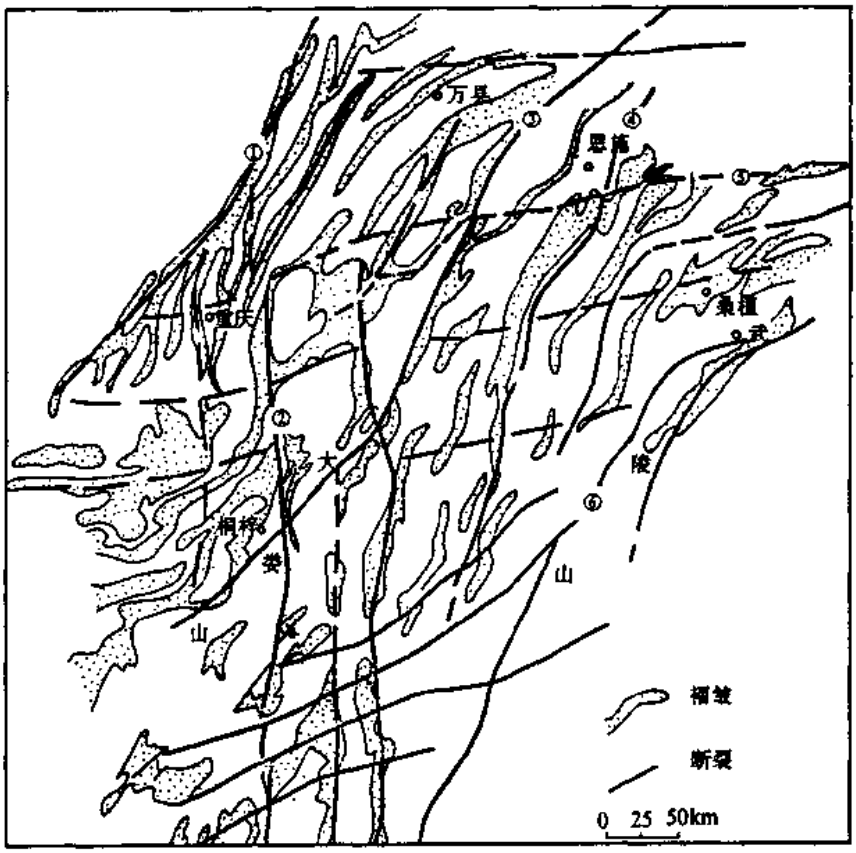


图 6－16　湘鄂西地区断裂系统对褶皱构造的控制作用

（据张文佑等，1977）

①华蓥山断裂；②贵阳—长寿断裂；③七跃山断裂；④大茅田—建始断裂；

⑤五峰—松滋断裂；⑥慈利—松桃—三都断裂

龙门山是构造最为复杂的地带，印支运动、燕山运动和喜山运动对该区都有显著的影响。龙门山断裂带呈北东向延伸，沿断裂带褶皱强烈，并发育自西北向东南推掩的叠瓦式断层和飞来峰构造。可见到古生界逆掩在侏罗—白垩系甚至第三系之上。前山带断裂称彭灌断裂，断距可达 5000m 以上。山麓磨拉石建造厚达数千米。显然这与青藏高原隆起并向扬子地块推挤有关。

在下扬子地区的宁镇山脉和苏州附近广泛分布着低角度逆掩构造（图 6－17），泥盆系茅山群、五通群石英砂岩往往以席状岩体叠覆在中石炭统黄龙群灰岩、下二叠统栖霞组灰岩和上二叠统龙潭组煤系地层之上，其间的断面倾角一般在 30°左右。低角度逆掩断层的发现对这一地区寻找石油和内生金属矿床都有积极的意义。

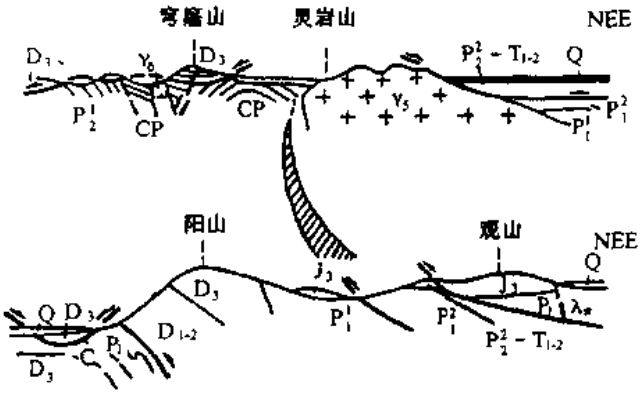


图 6－17　苏州附近逆掩断层构造示意图

（据韩克从等，引自陈焕疆，1983）

苏南地区的逆掩构造出现在江南断隆区的北侧，逆掩构造可能是在江南断隆区的抬升作用与苏皖沉降相适应的侧向挤压背景下产生的推覆体，也可能是断隆区边缘的沉积层沿隆起斜坡向西北侧滑动形成的大规模滑覆岩席的侵蚀残余体。张兆燕（1982）曾推断它们水平滑移的距离为 75km。

此外还值得注意的是在下扬子地区北部鲁苏接界地带，常见变质岩系成小片裸露于地表，显示埋藏深度很浅，但航磁资料解释却反映磁性基底埋藏深度又很大，可达 15 公里，有人怀疑变质岩系之下仍有一片沉积岩的分布区，上覆的变质岩系有可能是在重力扩展机制驱动下，从山东向东南滑覆形成的。

江汉盆地和苏北盆地都是在燕山运动基础上形成，并在喜山期发展起来的断陷盆地。盆地内基岩断裂发育，把盆地基底分割成许多断块体。根据地震及钻井资料分析，白垩—第三纪期间，断裂都属拉张性质。在钻孔岩芯中可见到各种角砾岩、张裂隙；张裂面为玄武岩喷发及热液活动通道；两盘地层在垂直及水平方向上拉开距离都很大（潘国恩，1982）。拉张盆地构造可能是在太平洋板块与欧亚大陆板块推挤作用下，诱发上地幔上涌，从而产生区域性拉张应力场，并引起陆壳的扩张所致。

3．*岩浆活动*

印支期岩浆活动主要为花岗岩浆侵入，九岭山、幕阜山和九华山等地都有大型花岗岩基产出；西部康滇地区海西、印支期则为基性喷发和超基性、碱性侵入。燕山期有广泛的中酸性岩浆侵入，可分三个时期：下扬子地区南京附近第一期为花岗闪长岩，分布广泛；第二期为辉长岩，侵入于第一期岩体之中；第三期为长英岩，分布零星。前两期侵入时间为侏罗纪末至白垩纪初，第三期侵入时代为白垩纪后期至第三纪初。浙西和江南地区第一期为基性和超基性小型侵入体，第二期以酸性花岗岩为主，这两期侵入时代在早、中侏罗世之间；第三期侵入成分复杂，有正长斑岩、细粒花岗岩及长英岩等，多呈岩株或岩墙，侵入时代在白垩纪后期至第三纪前。

邱家骧等（1981）曾论述过长江下游地区晚侏罗—早白垩世的火山岩。火山岩主要分布在郯庐断裂以东的近北东—北北东分布的断陷盆地中，较大的盆地自西而东有怀宁、庐枞、

繁昌、宁芜、溧水、溧阳、锡沪等盆地。各盆地火山岩，在空间分布上有一定规律，酸度东大西小，碱度东小西大，K_2O及Na_2O含量东少西多，K_2O/Na_2O东小西大。锡沪区为钙性安山岩，溧阳、溧水区为钙碱性安山岩，宁芜、庐枞属碱性安山岩，这种变化可用西太平洋板块向亚洲大陆下俯冲解释：东部锡沪、溧水的岩浆岩来源浅，成分偏酸性、钙性，属亚碱性系列，向流纹岩方向演化；而西部庐枞、宁芜的岩浆岩来源深，成分较基性、碱性，属碱性系列，向响岩方向演化。不过翁世悃等（1983）则认为，中国东部中生代火山岩浆的生成，与郯庐断裂的关系较之与太平洋古板块俯冲的关系更重要。从断裂带向东、成分由基性向酸性，深度由深及浅，时间由老及新，显示一定次序的变化。

新生代岩浆活动为玄武岩喷出，多见于苏皖地区，沿断裂带发育。

第三节　东部大陆边缘

东部大陆边缘是指我国东部及邻近地区的海域及岛弧、海沟地带，包括渤海、黄海、东海、琉球岛弧和琉球海沟。从地形、基底组成和地壳结构看，渤海、黄海及东海西部是陆架海或陆缘海，东海东部具边缘海的某些特征。琉球岛弧和琉球海沟是西太平洋岛弧—海沟系的组成部分。

在自然地理上，渤海、黄海和东海连成一体，东南以琉球群岛与太平洋为界，东经朝鲜海峡与日本海相通，南经台湾海峡与南海相连。按传统习惯，通常以长江口北岸和济州岛之间的连线为界，把海域分为两个部分：北为黄海，南为东海。黄海也可以山东成山角和朝鲜白翎岛的连线为界，将黄海划为北黄海与南黄海。

黄海和东海自古以来就是我国对外的交通要道，海洋资源十分丰富，特别是大陆架的海底石油和天然气，已成举世瞩目的潜在远景区，目前已见高产工业油流井。

一、海底地形

渤海、黄海和东海的西部，海底地形十分平缓，总体自西向东南缓倾，海水深度小，是世界上最大的大陆架之一。东海东部海底地形比较复杂，海水深度也比较大，属大陆斜坡。

渤海西依大陆，东为辽东半岛和山东半岛合围，实际上是我国的内海，面积约8万平方公里。渤海海水很浅，平均18m，海底平坦。

黄海面积约38万平方公里，海底坡度平缓，平均1′12″，全部属大陆架，黄海北浅南深，北部平均水深38m，南部46m，最大水深在济州岛北侧，约有103m。黄海南部存在着一些水下三角洲，如古黄河水下三角洲和长江水下三角洲等。与东海分界处，还有几个水下岩礁，如苏岩礁和虎皮礁等，它们与济州岛联结成一条呈北东方向展布的岛礁线。

东海海域开阔，略呈扇形，扇面的东缘呈弧形向太平洋撒开。总面积77万平方公里。如以150m等深线为界，可把东海分为东西两部分（图6－18，6－19）：西部为宽阔的大陆架，占东海总面积的三分之一左右，陆架最宽处位于长江口外，约为560公里；东部为大陆斜坡，占三分之一左右。东海大陆架海底向东南方向缓倾，平均坡度1′17″，大部分海域水深为50～140m，平均72m。大陆架外缘在120～200m水深处。东海的西部边沿闽浙海岸，港湾众多，岛屿林立，水下地形复杂，向东海底地形坦荡平缓，只有在其东南边缘才出现一些水下高地，我国的领土钓鱼岛即位于其上。从长江口向东南方向，分布着一条水下峡谷，它横穿大陆和大陆斜坡，一直伸至宫古岛的北侧，它可能是过去发育在海底的古长江水下河道。

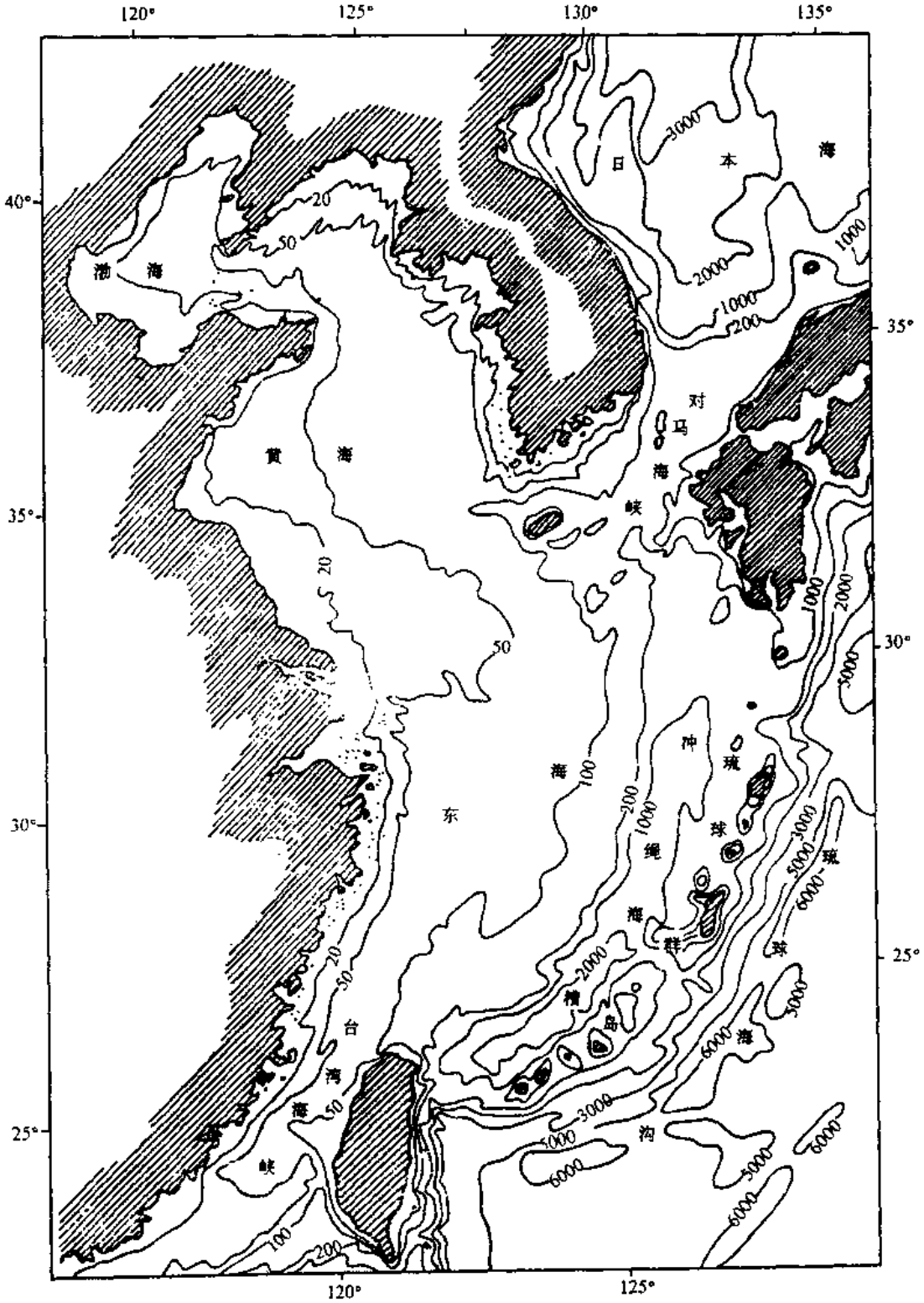


图 6－18　渤海、黄海和东海海底地形

东海大陆坡位于东海大陆架的东侧。大陆坡地形陡，是大陆架的 120 多倍，坡度一般为 3°，个别可达 9°～10°。冲绳海槽组成大陆坡的主体地形，它是一条北北东—南南西向延伸的弧形槽地或船形海槽。海槽东北部较浅，水深约 600－800m，西南部较深，水深2500m，

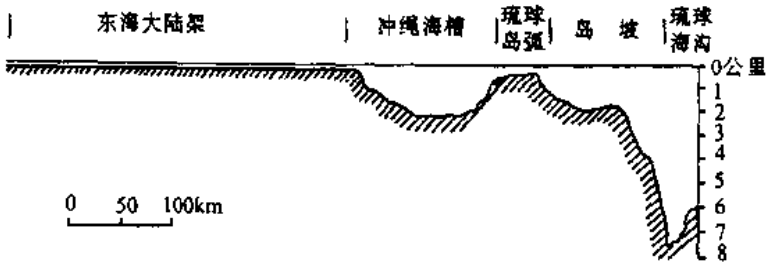


图 6－19 东海大陆架—琉球海沟海底地形剖面图

（引自第二海洋地质调查大队，1975）

最大水深出现在台湾的东北海域中，深达 2717m。海槽的东坡陡（10°左右），西坡缓（3°左右）。

冲绳海槽之东为琉球群岛，两端分别为日本的九州岛和我国的台湾岛。琉球群岛呈弧形展布，称琉球岛弧。水下部分为岛架和岛坡，岛架宽度不大，在九州处约为 3.5～35km，岛架地形复杂，沙滩、岩滩密布。琉球岛弧为双列式，外弧发育好，由琉球群岛组成，内弧发育不良，只表现为水下隆起。琉球岛弧的外侧为一深海沟，称琉球海沟，长 1350km，宽 60km，最大深度 7507m。

二、深部构造和基底构造

渤海、黄海和东海西部宽阔的大陆架，是我国大陆东部及朝鲜半岛和海域的自然延伸，地壳构造与邻近大陆相似，属大陆地型壳。据重力资料，布格异常向东南增高，相应地莫霍面由深到浅，地壳厚度自西北向东南变薄，黄海区地壳平均厚度为 31±2km，东海西部近陆区地壳厚度为 30～31km，东海陆架坳陷区为 28～30km，与邻近大陆区的地壳厚度相近。从图 6－20 可见大陆架区的地壳具有厚度大的沉积岩层、花岗岩层和辉长岩层，在后者之上缺乏火山岩层。

冲绳海槽附近莫霍面明显抬升，梯度加大，地壳的厚度已大为减薄，大约只有 20km，海底地形和莫霍面起伏变化所表现的地壳构造形态呈双凹形，与边缘海盆地类型的地壳构造形态有某些共同之处，但地壳结构与典型的边缘海深海盆地有差异，可能是边缘海发展初期阶段的表现。

日本—琉球岛弧和台湾—菲律宾岛弧，是新生代以来地质构造的强烈的活动带。地壳结构近于陆壳，有厚度较大的透镜状的花岗岩层，莫霍面下坳，地壳构造属双凸型。位于琉球岛弧向洋一侧的琉球海沟，其地壳厚度很薄，主要由辉长岩层和火山岩层组成，琉球海沟内未固结沉积物很薄。地壳构造形态复杂，呈不规则楔形。

在邻近我国大陆的黄海海域进行广泛的航空磁测和海上地球物理勘探，发现北黄海基底与辽东半岛和胶东半岛基底、南黄海基底与苏北平原基底之间，都有一定的相似性和连续性，而且晚期的地质构造演变也很相似，黄海海域与相邻的大陆是属于同类型的构造区。东海海域基底构造比较复杂，而且海域辽阔，与相邻陆地的连接面积比较小，因此，对东海海域基底构造性质，以及海域与陆地间构造的衔接和延伸问题，尚不能作肯定的结论，带有较多的推测性。

北黄海海域与两侧的辽东半岛和胶东半岛，在磁场上显示出一个统一的区域负异常区，异常值变化为 0～－200 纳特，这表明北黄海基底构造、岩石组成与其两侧具有同样的性质，

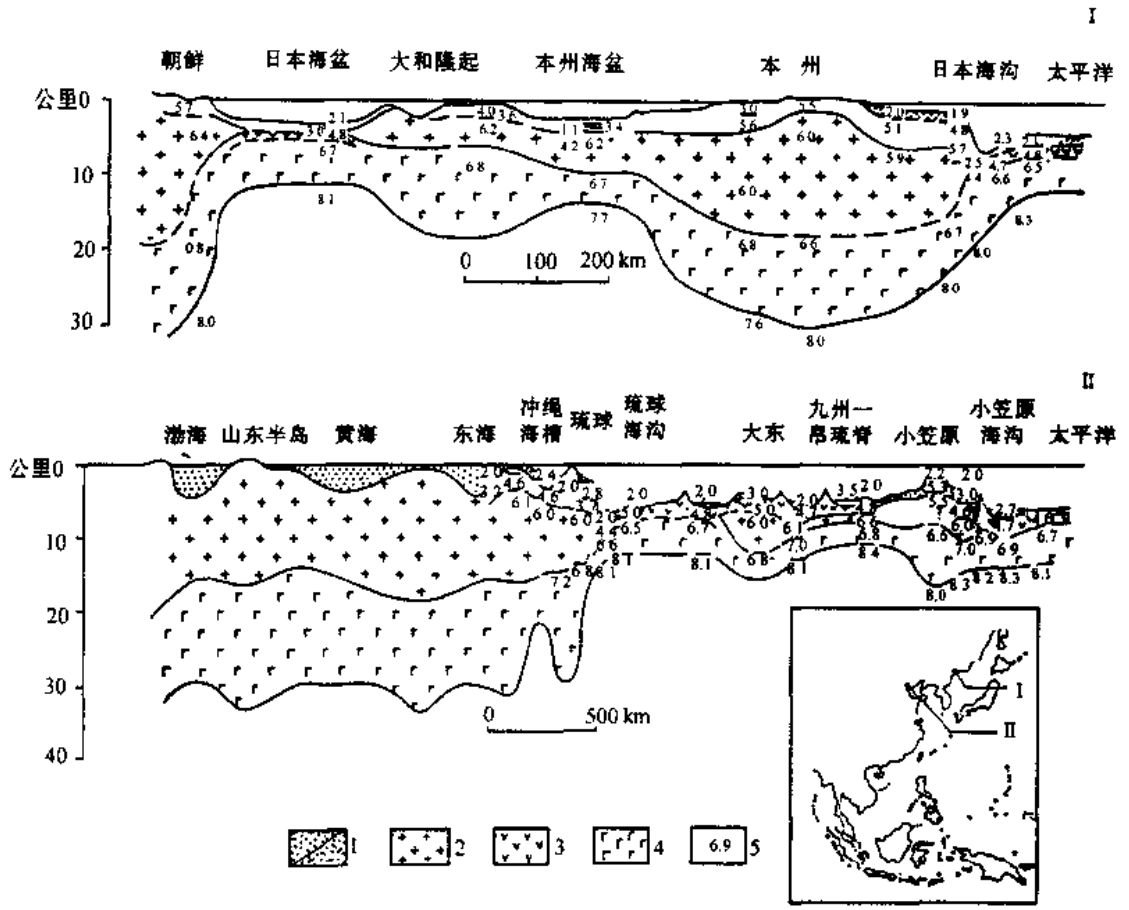


图 6－20　中国东部及邻近海区地壳结构构造剖面略图

（引自第二海洋地质调查大队，1975）

1—沉积岩或火山岩层；2—花岗岩层；3—玄武岩层；4—辉长岩层；5—地震纵波速度，单位：km/s

基岩除局部地区有强磁性的混合花岗岩外，主要为一套弱磁性或无磁性的变质岩系组成。

南黄海的中部存在一个具磁性的古老刚硬地块，面积可达 6 万余平方公里。它由几个大小和走向都不同的磁性岩块拼合在一起，它是磁性较强的中基性杂岩体组成。张用夏（1982）认为，它是由经过高度混合岩化或花岗岩化的深成变质岩组成，类似四川盆地、江汉盆地的结晶基底性质。

南黄海结晶地块的南北两侧为北东东向弱磁性基底岩相构造带，磁场上显示变化平缓的负异常带，其幅度为－50～－150 纳特。北侧为连云港元古代褶皱带，南侧为勿南沙元古代褶皱带，均由弱磁性的浅变质沉积岩系组成，可能与华南的上元古界板溪群相当，推测褶皱带就是江南断隆区向海域的延伸部分。

东海海域各种强度较大和梯度变化剧烈的磁异常纵横交错，相互切割，组成了一幅相当复杂的磁场图景。为许多地质学者所关注的“闽浙—岭南地块”，就从杭州湾东部，向北北东经过东海西部的海底，延伸到朝鲜南部，“地块”上展布着几条重要的北北东向的断裂，这些断裂向西南可与丽水—海丰深断裂、长乐—厦门深断裂连接，向东北还可能与朝鲜南部的木浦—光州断裂带和釜山附近的断裂沟通。此外，闽浙以东近海区还有东海坳陷西缘断裂带。这些北北东向的断裂是中生代以来强烈活动的构造，从航磁粗略估算，断裂面倾向南

东，倾角在50°～60°之间，并具有左行剪切性质。这组断裂是岩浆活动的主要通道，闽浙沿海和大陆架地区广泛发育的中酸性和基性岩浆岩，多沿着断裂带或其两侧分布。

东南沿海地区发育的前印支期构造带，如江南断隆区、浙西褶皱构造带，构造线呈北东或北东东向，它们不仅在大陆，而且也在海域，都被北北东向的断裂岩浆岩带切过。因此，可以认为，所谓“闽浙—岭南地块”，实际上是跨越在不同性质构造单元上的断裂岩浆岩带。它是在复杂的基底构造基础上，在新的构造背景下发展起来的构造带。

大陆架西部，即闽浙近海海域，基底由晚古生代变质岩和各种岩浆岩组成。这里磁性基底埋藏较浅，上覆中、新生代盖层厚仅数百米。由此向东，基底以台阶状向东倾伏。到东海大陆架的东部，磁场逐渐变得比较平静。这一磁场区的西南一直可延伸到台湾西部平原。根据台湾北港隆起上的钻井资料，在2000m的第四纪和晚第三纪沉积层之下，埋伏着中生代变质岩系。推测磁性基底由中生代变质岩系组成（周伏洪等，1982）。此外，航磁异常特征还反映基底中有大量花岗岩侵入。

在大陆架东部边缘水深100～200m附近，各种物探资料都反映这一带存在一条基底隆起。这条隆起带的构造性质尚不清楚，基岩出露很少，基底岩系的组成还难以完全肯定，可能由褶皱变质的下第三系组成。

三、东部大陆边缘构造分区

根据地球物理资料所反映的基底构造和盖层构造的关系，以及盖层的沉积和构造特点，通常可把黄海和东海海域的盖层构造划分为九个构造带，自西北向东南有：渤海—华北断陷带、北黄海—胶辽隆起带、南黄海—苏北坳陷带、闽浙—岭南隆起带、东海陆架坳陷带、东海陆架边缘隆起带、冲绳海槽张裂带、琉球岛弧和琉球海沟等。

1．渤海—华北断陷带

渤海是我国最北面的一个海域，其海底地质构造是华北平原和下辽河地区向海域的自然延伸，它们之间的地质构造大体是相近的。这里仅对渤海地区的地质构造作一简介。

渤海地区的主体构造是渤中坳陷，它向东北与下辽河坳陷相接，向西南与济阳坳陷相连，西部与歧口坳陷之间有埕宁隆起相隔。它是渤海—华北断陷带中范围最大、坳陷最深的一个构造区。

渤中坳陷的深部构造表现为一条北东向的地幔隆起带，它北起沈阳，南经辽东湾和渤海，止于莱州湾附近，这里地壳厚度小于32km，隆起最高处地壳厚度只有29km。渤中坳陷之西还有一个北西向的隆起，与歧口坳陷相吻合，两条地幔隆起带交汇于地幔隆起的最高点上。

渤中坳陷是断陷带内新生代沉积最厚的地带，厚达万米左右，坳陷的位置与地幔隆起带一致，说明坳陷的出现是有深部构造基础的。沉积层主要是第三系，下第三系明显地受张性断裂控制，分布在张裂带上，而上第三系则广泛发育，不受断裂的限制，在早第三纪隆起上形成明显的披盖超覆（图6－21）。早第三纪是主要的断陷期，早期（孔店组—沙河街组第四段）为红色碎屑岩夹蒸发岩和玄武岩，代表裂陷早期的沉积组合。中期（沙河街组第三段）出现浊积岩复理石建造，代表强烈裂陷阶段的沉积组合。从渤中坳陷向西，在渤海湾塘沽一带，浊积层则横向变化为三角洲相沉积。晚期（沙河街组一、二段）的含砾红色碎屑岩为类磨拉石建造，代表裂陷晚期断陷带收缩阶段的沉积组合。晚第三纪则已转为坳陷阶段，东营组以上为渤海坳陷阶段的披盖沉积物。

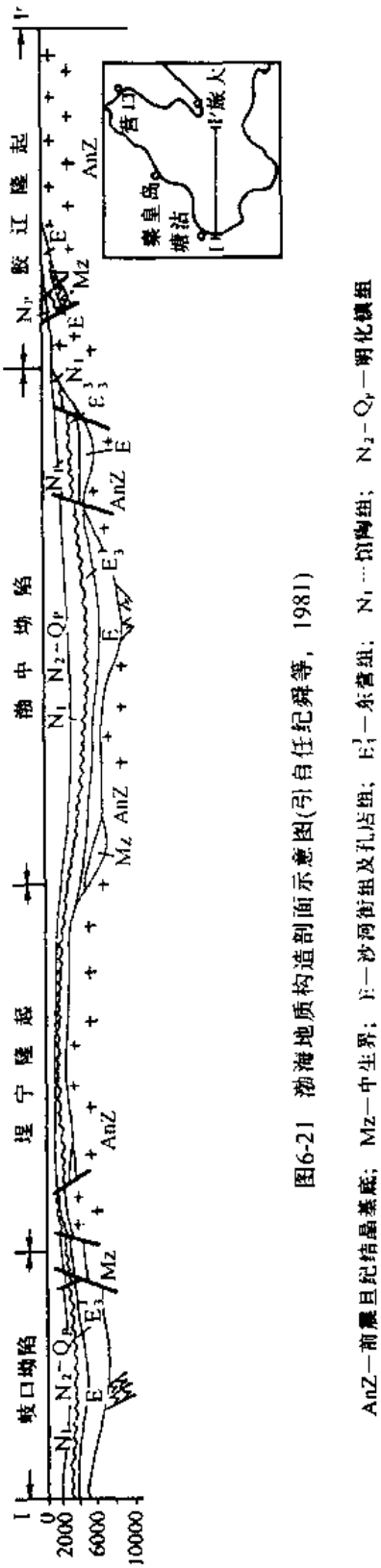


图6-21 渤海地质构造剖面示意图(引自任纪舜等，1981)

AnZ—前震旦纪结晶基底；Mz—中生界；E—沙河街组及孔店组；E_3^1—东营组；N_1—馆陶组；N_2-Q_p—明化镇组

新生代火山岩在渤海及其四周分布很广，早第三纪玄武岩多隐伏于海域和平原之下，明显地受断裂控制，岩石为富辉玄武岩和斜长玄武岩，具间隐结构—脱玻间隐结构，岩石化学成分以钙碱性拉斑玄武岩为主，属大洋橄榄拉斑玄武岩系（李继亮等，1980）。其喷出环境与地壳裂陷、地幔上涌有关。而晚第三纪及第四纪玄武岩多分布在周围山区，玄武岩碱质及碱质中的含钾量愈来愈高，其形成环境与早第三纪不同，可能具有裂陷中止，地壳加厚以及高原玄武岩的某些特点。

2. 北黄海—胶辽隆起带

本带从胶东半岛经黄海伸展到辽东半岛和朝鲜北部，此外还包括沂沭断裂带（郯庐断裂带）以东的渤海东缘和南黄海北缘。由前长城系深变质的结晶岩系组成隆起带的基底。和东海、南黄海相比，北黄海海域的磁异常具有幅度大、波长小、梯度变化大的特点，反映了北黄海沉积盖层薄，基底埋藏浅，磁性体干扰多的特点。通过对磁性体的计算，北黄海磁性基底埋深最大不超过2700m。

基底之上主要是中生代到近代的沉积物，根据威海市附近海域的中深层地层声学剖面测量，表明北黄海盆地是由三套层系组成：前长城纪变质岩系；中生界变形固结层，相当胶莱盆地内的侏罗—白垩纪陆相碎屑岩及火山岩层；新生代和近代沉积，上第三系和第四系分布较广，水平成层，厚约400～700m，从区域地层发育情况推测，其中可能缺失下第三系。

北黄海地区发育了几条重要的北东向断裂，从胶东经海底延伸到辽东，如庄河—旅大断裂、官口—烟台断裂、金县断裂等，它们都具压剪性特征。此外尚有北西向的张性断裂。北黄海盆地总体构造呈北东向，内部受两则北东向压扭性断裂以及北西向张性断裂的控制。北黄海盆地与邻近大陆的胶莱盆地、新义州盆地、价川盆地、清川盆地、复县盆地、庄河盆地都有相同的形成条件。

3. 南黄海—苏北坳陷带

南黄海北缘的千里岩隆起是北黄海—胶辽隆起带的组成部分，南黄海南缘的勿南沙隆起属闽浙—岭南隆起带。南黄海中部是坳陷带的主体范围，向西南延伸到苏北，与苏北坳陷相连，从而构成统一的南黄海—苏北坳陷带。坳陷带在海域的面积有10万余平方公里，基岩埋藏深度可达5000～9000m。经综合解释，坳陷区下部为2000m左右的古生界，其上有厚4000m左右以中生界为主的岩层。新生界除第四系海相沉积外，其余基本上都是陆相湖泊、河

流沉积。下第三系分布不普遍，仅充填在几个凹陷内，厚约2000～3000m，上第三系至第四系遍布全区，厚度在1000～3000m之间(图6－22)。

在南黄海海域的坳陷，可以分出三个次一级的构造带，自北而南有北部坳陷、中部隆起和南部坳陷，它们大致成北东东向雁列式排列。坳陷是含油有利的地带。南部坳陷向西与苏北坳陷连接，苏北坳陷又可分为盐城凹陷、建湖凸起和高邮凹陷（图6－23)。

南黄海及周围地区断裂甚为发育，航磁共发现60余条较大的断裂，从展布的方向看，大致可分为北东向、东西向和北西向三组。北东向断裂为区内主干断裂，与区域构造线方向一致，往往构成隆起与坳陷的分界，以断距大、延伸长和长期多次活动为特点。重磁和地震资料往往都有反映，对中、新生代沉积起主要控制作用。嘉山—响水断裂呈北东向从苏北的响水伸至东经100°30′与北纬35°40′交点处，向西南经清江延至安徽的嘉山，全长6000余公里，切割了康氏而与莫霍面。青岛—日照断裂呈北东向延伸，全长400余公里，在地貌上大致构成了胶东半岛南部海岸线的边界，在磁场上大体成为青岛—日照变化的正异常带与连云港平缓负异常带之间的界线。丽水—海丰断裂出现在南部，北东向延伸，沿断裂中生代火山岩发育。

总之，南黄海—苏北坳陷带是一个相当广阔的坳陷，主要是燕山运动以来形成的一个中新生代断陷盆地，虽然盆地内构造线方向复杂多样，但北东向大断裂起控制全局的作用，大多数凹陷的结构都以断陷为主，而且多为南断北超、南深北浅的不对称箕状凹陷（图6－22)。随着盆地的发展，它经历了断陷充填、持续坳陷和总体披盖三个阶段。

4．闽浙—岭南隆起带

隆起带从广东、福建和浙江等省沿海地带，向东北穿过东海海底伸至朝鲜半岛东南部岭南区。隆起带在海域部分大致在东海的西部，济州岛、苏岩礁、虎皮礁、花鸟山和舟山群岛等在海底组成一列岛礁线，是隆起带在海底地形上的表现。前面已经谈到，隆起带跨越在东南沿海加里东褶皱带和前寒武纪岭南地块之上。在燕山期，强烈的断裂活动和大规模的火山喷出、岩浆侵入，形成从我国东南沿海到朝鲜岭南区一条北北东向的长达3000km的断裂岩浆岩带。

航磁特征是由中酸性火山岩及酸性侵入岩引起的跳跃异常变化区。上述岩系组成的磁性基底埋藏较浅，新生代沉积厚度仅数百米，一般为上第三系和第四系。向东倾没的台阶状基底是受北东向断裂控制的，台阶上发育有许多小型凹陷和凸起，其成因都与浙东地区的一系列断陷盆地相似。上海以东的近海域，磁性基

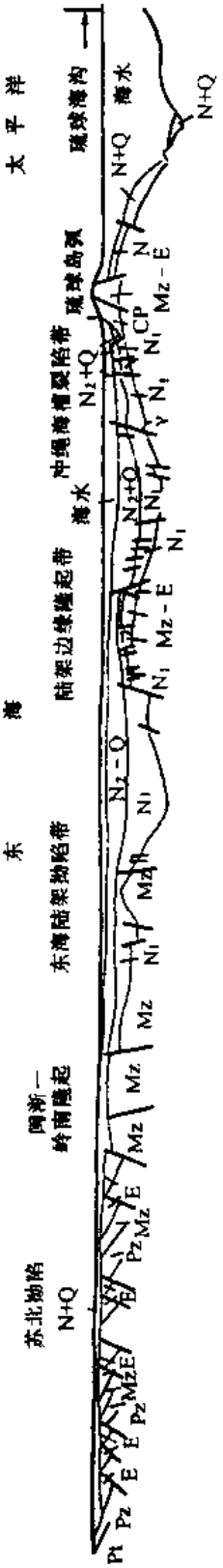


图6-22　苏北—东海—琉球构造剖面示意图(引自任纪舜，1981)

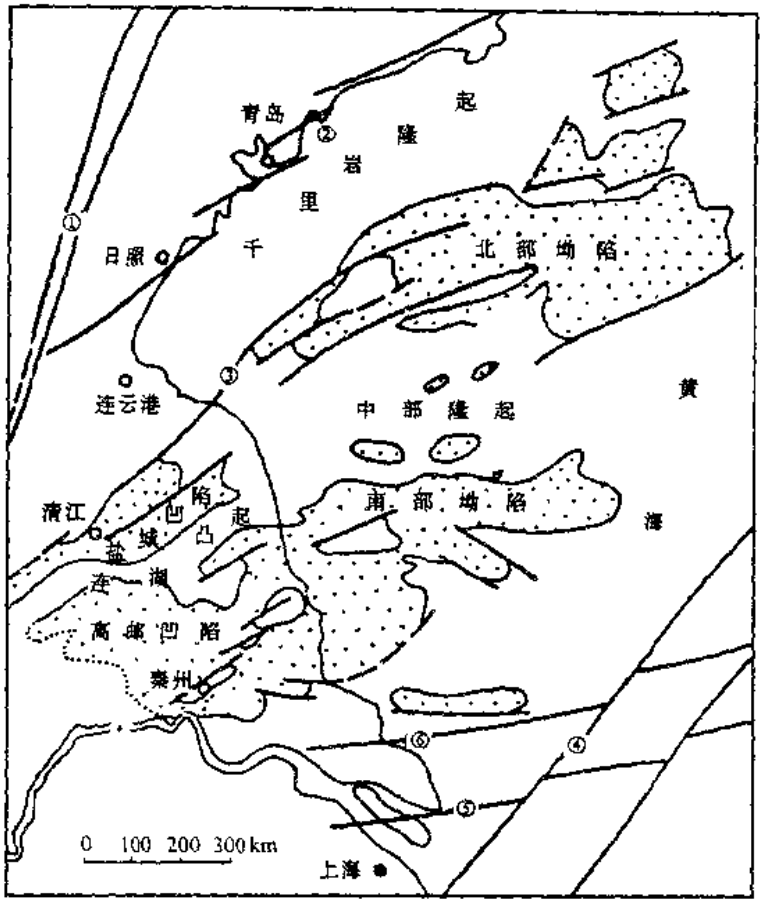


图 6－23　南黄海—苏北坳陷带构造略图

（据多种资料综合）

①郯—庐断裂；②青岛—日照断裂；③嘉山—响水断裂；④丽水—海丰断裂；

⑤崇明断裂；⑥南通—济州岛断裂

底埋藏也较浅，只有 500～1000m，基底自形成后，长时间保持隆起状态。沉积层只集中分布在一些小凹陷里，如长江口外的横向地堑和杭州湾两岸的凹陷，主要为下第三系和白垩系陆相沉积，厚约 2000m。

张用夏（1983）根据海域航测资料，区别出两组不同的断裂，一组呈北东东向，如南通—济州岛断裂及崇明岛断裂等；另一组为北东向，如丽水—海丰断裂。北东东向断裂明显地被北东向断裂错断，前者形成较早，可能是印支期；后者形成较晚，可能属燕山期和喜山期（图 6－23）。

闽浙—岭南隆起带是一条重要的构造带，它从燕山构造阶段到早期喜马拉雅构造阶段巍然屹立于东亚沿海地带，成为古东亚大陆与太平洋的边界，基本上阻断了当时从太平洋方面来的海水，就像现代南美洲西部的安第斯山脉那样，只是到了晚第三纪之后，构造带才逐渐崩解，海水也从朝鲜与我国之间屡次侵入，并日益扩大到黄海和渤海。

5、东海陆架坳陷带

东海大陆架的主体是一个巨大的坳陷带，根据东海大陆架地震反射资料，沉积物厚度大于 1500～2000m 的坳陷带向西南可直通台湾西部平原，向东北可延伸到济州岛与五岛列岛之间的海域。整个坳陷带面积可达 25 万平方公里。

区域重力场为宽缓的正异常带，幅值在0～40mgal，波长长，梯度小，总体呈北东—北东东向展布。磁场上以负异常为主，其上有一些低振幅、长波长的正负异常交替出现。计算得磁性体埋深约6.7～9.8km，视磁化强度为400～600×A^{-3}/m，推测可能由花岗岩组成。东海大陆架坳陷基底岩系之上的上第三系和第四系厚度很大，一般为4000～7000m，最大可达9000m（图6－22），上、下第三系之间为明显的不整合接触。下为上白垩统和下第三系，具有明显的断陷性质。出露在台湾中央山脉西麓的新生界以海相沉积为主，下第三系为浅海相的页岩、货币虫灰岩和半深海相板岩、页岩夹硬砂岩；上第三系中新统为海相砂页岩，是含油地层；第四系为海相砂页岩、淤泥、珊瑚灰岩和冲积层砾石、砂、粉砂等。

东海大陆架坳陷带总体走向为北北东向，横向上东西两侧具不对称性，东侧以区域性断裂为界，边坡陡，称东海坳陷断裂带，是控制坳陷带的主要构造；西侧与闽浙隆起区之间为斜坡带。在纵向上，由于北西向断裂的分割作用，坳陷带的南北具有不同的沉积环境。

黄河、长江和闽、浙诸江河为坳陷带来大量的陆源物质，因此沉积厚，面积大，岩相稳定，有机物丰富，为东海盆地的油源提供物质基础。在坳陷带北端的一口钻井已显示了油气，井深860～1500m有天然气，1600～3000m有低比重的原油。在坳陷带的南端，台湾西部的新竹盆地就是已经发现的重要油气田。已发现的油气显示多产出于海相上第三系。东海陆架坳陷带是很有远景的大型海相油气区。

6. 东海陆架边缘隆起带

本带沿东海大陆架外缘延伸，构造带走向为北北东向。在地貌上是一条大部分被海水所淹没的脊岭。布格异常为梯度大的正异常，幅值变化在60～120mgal之间，莫霍面的抬升可能是布格异常大幅度增加的主要原因。磁力异常为正异常背景上的剧烈变化区，次级叠加异常发育，梯度小，异常强度变化在100～200纳特左右，磁性体埋深约2.6km，视磁化强度为400×10^{-3}A/m，推断可能由花岗岩侵入体所引起。

此带北端在朝鲜海峡出露于对马岛和五岛列岛，那里有褶皱的白垩系分布，并被钾—氩法同位素年龄值为81百万年的花岗闪长岩侵入。其上为第三系泻湖相—陆相沉积物所覆盖，后者又为花岗岩、闪长岩侵入。南端在台湾出露上新统和更新统岩层，钻孔中可见其下为变质的中生界。由此推断，东海海底的隆起带下面可能属于中生代的褶皱基底（Vp:3～5km/s），上面是800m左右的未固结层（Vp:2km/s），其中上新统一般很薄或缺失。隆起带两侧均受断裂控制，具有地垒式的构造形态。

7. 冲绳海槽张裂带

在地形上成舟状深水盆地。海槽走向为北北东，略呈弧形展布。重力上布格异常为升高背景的正异常，最大值可达160mgal。布格异常高与莫霍面的抬升有关。自由空间异常变化在40～60mgal之间，深水区出现这样高的异常值，表明冲绳海槽处在极大的不均衡状态下（李全兴等，1982），这里实际的地壳厚度比维持地壳均衡所需的地壳厚度显得不足，说明这里除了重力作用外，还存在着一个推动力。这种推动力势必产生弧后扩张，它产生于地慢对流。

海槽地带磁力异常为跳跃变化的正负异常，梯度大，异常强度变化在150～300纳特左右，次级异常发育，与海底山位置对应。视磁化强度为500×10^{-3}A/m，是中酸性火山岩类的反映；视磁化强度为1500～×10^{-3}A/m左右，可能是基底火山岩类的反映（图6－24，6－25）。

海槽地壳厚度18.5～22km。沉积层下有8～10km的花岗岩层（Vp:6.0～6.22km/s），

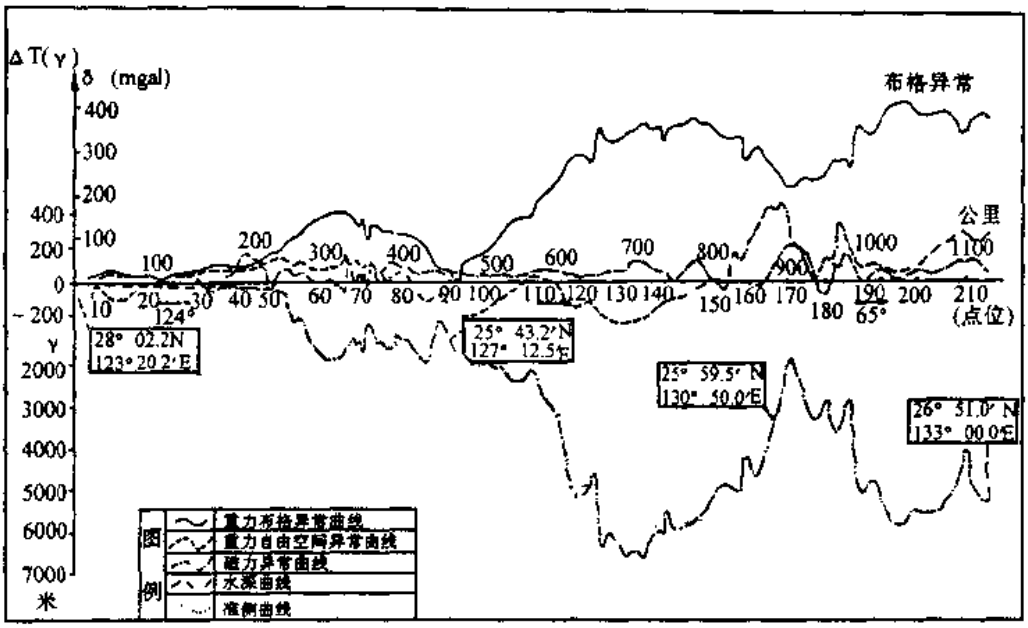


图 6－24　大陈—北大东重、磁、水深综合剖面

（据李全兴等，1992）

测点 0～10 为闽浙—岭南隆起带；10～48 为东海陆架坳陷带；48～58 为东海陆架边缘隆起带；58～74 为冲绳海槽张裂带；74～122 为琉球岛弧；122～158 为琉球海沟

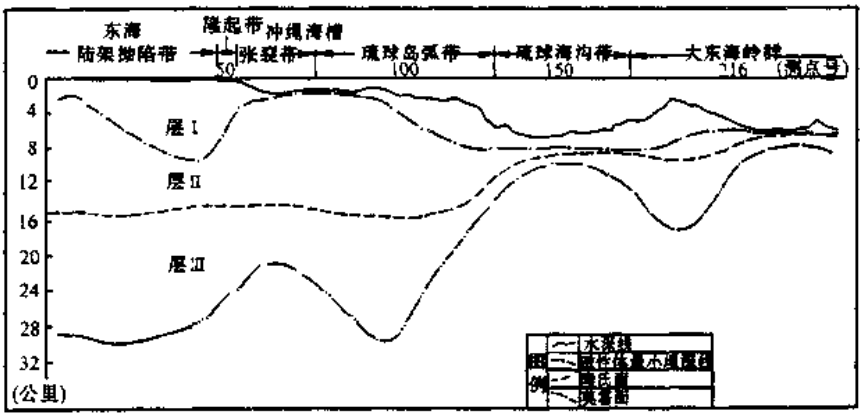


图 6－25　大陈—北大东地壳结构剖面图（据李全兴等，1982）

其上有中新统（Vp:2.9～4km/s），上新统—第四系（Vp:1.8～3.1km/s）。地震资料反映，第四系以下较年轻的沉积层，包括上新统和中新统遭到不同程度的变形，而陆架上同期沉积则基本未变形。秦蕴珊等（1982）发现海槽中部和南部近代沉积中有浊积层。海槽两侧断层发育，形成阶梯状正断层，沉积层中同生断层等重力构造作用也很明显。

海槽地带地震活动频繁，地热流值很高，平均为 3.65HFU，高值可达 5.8HFU，最高有 8.95HFU 的记载（渡部陴彦，1970）。

根据琉球岛弧最后一期岩浆活动是在 21～12Ma 前的资料，推断冲绳海槽是从中新世以来形成至今尚在活动的张裂构造带，许多学者都认为它可能是发展中的边缘海。

8. 琉球岛弧

岛弧地带各项地球物理异常表现明显，重力自由空间异常为负值，变化于0～－75mgal之间。布格异常＋100mgal下降到0，再升高到＋150mgal，形成一个很大的马鞍形起伏，似由莫霍面起伏造成，岛弧地带地壳加厚，莫霍面深凹。磁力异常表现为宽缓低值正异常带，反映岛弧地带磁性基底埋藏较深，约有2.2km，上覆岩层磁性较弱（图6－24，6－25）。

琉球群岛主要由变质的中生界—下第三系四万十群组成，此外尚有褶皱变质的晚古生界，它们组成基底岩系，并为新生代早期花岗岩浆侵入，上覆上第三系琉球灰岩。这一构造带向东北可延续到九州南部，与四万十喜山褶皱带相连，向西南似可与台湾大南澳变质带相接，但期间被北西向的右行断裂所错断。

琉球群岛在琉球岛弧系中占据着外弧的位置，属非火山性质的。在琉球群岛的内侧，还出现一条与之相平行的岛群和水下高地，北端称吐噶喇列岛，与琉球群岛之间被一条狭窄的海槽分开，列岛和水下高地分布着安山质火山岩，因此实际上组成了琉球岛弧的内弧，或称火山弧。不过与外弧相比，内弧规模较小，从九州向西南延伸了大约600km，两弧之间相距约70km。

9. 琉球海沟

从琉球群岛向东，海底以10°左右的坡度向下倾斜，直到一个2000～3000m水深的阶地，它由火山岩基底和很厚的沉积物组成。再外就是琉球海沟，台湾附近海沟深约6500m，向东北方向深度加大，到冲绳岛附近达6800m以上，从冲绳往东北，海沟变浅并趋消失，面在靠近日本的南面又重新出现，深度约为4800m，称日本南海海槽。

海沟地带重力自由空间异常为负值，最低可达－100mgal左右。布格异常最大值达＋380mgal左右，出现很大的重力梯度带。重力异常变化可能与地壳结构的变化有关。磁异常为宽缓低幅的正异常，强度约170～250纳特左右，磁性体埋深约7.6km左右，除去水层外，磁性体埋于海底下大约1km。地震反射剖面表明海沟底部沉积物很薄，约为0～600m，包含着几个反射面，推断是浊流沉积物引起的。

海沟之东，深海海底很不规则，地质构造上属大东海岭群，海底山脉较多，多为北西向，最显著的一条出现在菲律宾海的东部，称九州—帛琉脊岭（海岭），近南北走向，由玄武岩组成，实际上是火山山链，这里已属大洋区，海沟在构造上截切了上述海山脊岭。地震资料表明海沟之下有一条断裂带，它以倾角约45°的斜度向岛弧之下延伸达300km，太平洋洋壳（菲律宾板块）沿此带向西北方向俯冲。

四、东部大陆边缘构造发展

亚洲大陆的雏形是在海西—印支期完成了西伯利亚板块、华北板块、扬子板块和印支地块等陆块的对接之后出现的。从此，开始了东部大陆边缘的构造发展，印支运动是这一演变的转折期，此后经历了晚侏罗世至早白垩世、晚白垩世至早第三纪以及早第三纪以后等构造阶段。

1. 晚侏罗—早白垩世阶段

晚侏罗—早白垩世是古亚洲大陆东部边缘发展的重要阶段。大平洋与亚洲大陆间大规模板块构造作用从这时开始。当时台湾岛、日本列岛、库页岛尚与亚洲大陆联结在一起，是古亚洲大陆的组成部分。台湾岛、外日本、四万十、日高山、库页岛和俄罗斯远东太平洋海槽是古亚洲大陆外缘的海槽分布地带，在这些海槽中堆积了巨厚的沉积—火山岩系。从我国东

南沿海，向东北经朝鲜半岛东南部，日本本州的西北部，到锡霍特—阿林山脉，这一带侏罗—早白垩纪广泛出现火山喷发和花岗岩浆的侵入。如我国东南沿海的晚侏罗世兜岭群，朝鲜东南部白垩纪庆尚火山岩，日本正禅地区的晚白垩世面谷流纹岩，中国地区的八幡流纹岩，舞鹤地区的生野流纹岩等，形成一条长达3000余公里的火山岩带，它巍然屹立于东亚大陆边缘，成为阻止太平洋海水入侵的天然屏障，就像现今的美洲大陆西缘安第斯山系那样（图6－26)。在大陆火山带的外缘分布着深海沟和超岩石圈深断裂，是太平洋板块向古欧亚板块俯冲的地带，它从台湾海峡向东北经东海西部，延伸到日本的中央构造线，以及北海道和库页岛中部的断裂带。消减带的附近分布着断续相接的变质带，如福建沿海高温低压变质带，琉球群岛石垣岛上的石垣高压低温变质带，西南日本的双变质带—领家低压高温变质带和三

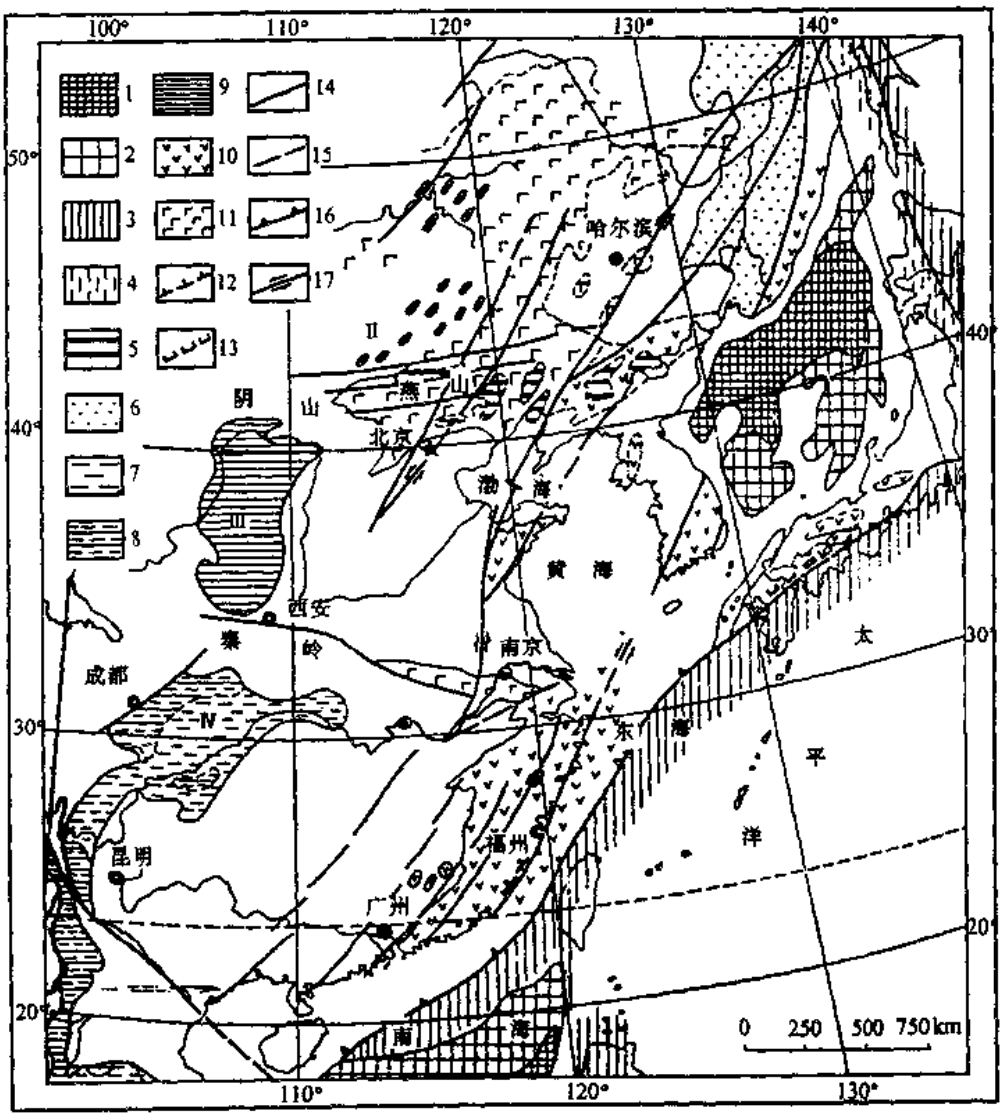


图6－26 中国东部及邻近地区晚侏罗世—早白垩世古构造图

1—后期洋壳增生张裂区；2—后期陆壳减薄张裂区；3—深海沟大陆边缘；4—大陆边缘坳陷带；5—晚侏罗世含煤断陷盆地；6—近海含煤坳陷盆地；7—晚侏罗世沉积区；8—晚侏罗世—早白垩世沉积区；9—早白垩世沉积区；10—大陆边缘钙碱性火山岩带；11—大陆弱碱性火山岩带；12—热动力变质带；13—高压低温变质带；14—活动断裂；15—推测及物探测定断裂；16—俯冲带；17—断裂剪切方向。Ⅰ—海拉尔断陷盆地区；Ⅱ—二连断陷盆地区；Ⅲ—陕甘宁坳陷盆地；Ⅳ—川滇坳陷盆地

波川高压低温变质带，北海道、库页岛的日高山低压高温变质带和神居古潭高压低温变质带。从总体来看，亚洲东部地区主要的褶皱期发生在侏罗纪末和早白垩世初，如日本的佐川运动，苏联的科马运动，与我国燕山运动中期相当。这次构造运动使海槽开始强烈褶皱。亚洲大陆东部许多断裂在此期间多表现出强烈的活动性。这些断裂以北东向和北北东向的一组最发育，规模也最大，并通常具有压剪性，表现出左行剪切。与断裂活动相伴，除广泛的岩浆活动外，并形成许多大小不等的断陷盆地。

我国东南沿海、胶辽地区和大兴安岭广泛的岩浆活动，形成了一个广阔的岩浆岩带。纵深宽度可达2000～3000km。许多学者对这一岩浆带进行过研究。本·奥拉哈姆和上田（Ben Avraham、Uyeda，1973）提出了一个由“库拉板块”俯冲造成的花岗岩在亚洲东南部侵位的模式。然而俯冲板块影响到这样大的距离是难以使人置信的。后来，上田等（1974）用所谓热窗型扩张脊下冲到大陆板块下面的概念，来解释中生代后期在亚洲东部广阔的岩浆活动带，这种模式也还不能给予完满的解答。

2、晚白垩世—早第三纪阶段

第三纪以来，古欧亚大陆板块东部与太平洋板块之间的相互作用继续发展，俯冲系统外移，在燕山期褶皱带的外侧形成了新的海槽和消减带。在此期间，亚洲大陆边缘的前沿已向东推移到台湾东部，日本的四国、九州中部，并延伸到北海道东部；与洋壳分界线大体和台湾纵谷断裂和西南日本仫像构造线一致（图6－27），在东海海域延经陆架边缘隆起带东侧，在台湾沿此俯冲带发育大南澳变质带。深海沟位于此线之东，从日本四万十海槽，经琉球群岛到台湾，并向西南延伸到菲律宾群岛。

值得注意的是深海沟之西出现了一个大陆架坳陷带，亦即早第三纪坳陷带。台湾的乌来群可视为这个坳陷带的沉积代表。不过由于后期褶皱，坳陷带宽度已大为缩短。早第三纪大陆架坳陷带的出现，说明岛弧开始形成，岛弧后部已出现张裂构造，大陆架坳陷带就是弧后张裂构造的产物。东海陆架边缘隆起带可能就是当时的岛弧所在。

3、晚第三纪—第四纪阶段

在此期间，亚洲东部大陆边缘最重要的事件是西太平洋一系列海沟、岛弧和边缘海的形成。从晚白垩世到早第三纪开始出现的大陆边缘解体进一步发展，小型陆块从大陆分离，向太平洋推移，并在洋壳俯冲作用下，逐步发展成为成熟的岛弧（图6－28）。它们与亚洲大陆之间由于弧后扩张而出现日本海、东海等边缘海。估计鄂霍次克海、白令海，以及南海也都是同时打开的。由于海底扩张的速度不同，扩张速度大的部分突出于太平洋，扩张速度小的部分接近大陆，形成两端狭窄中间膨大的地壳张裂带，可以估计，日本本州中部东移了500km，冲绳岛约400km。东北日本相对于西南日本转动了50°，北海道有更大的旋转角度。东海和日本海就是在琉球岛弧和日本岛弧内侧发展起来的弧后盆地。不过，应该指出，东海与日本海的海底地壳构造是有差别的，日本海西北部出现洋壳，东海大部分为陆壳，只是在冲绳海槽一带地壳减薄，出现过渡型地壳。因此可以认为东海的扩张是不彻底的，它可能代表边缘海演化初期阶段的特征。

在日本海、东海等边缘海打开的时间问题上还存在着不同的认识。主要有两种见解：一是认为在晚白垩世；另一种则主张在中新世早期开始。前者认为边缘海的打开应与这个地区的高热能期一致，沿日本海东南岸的本州西部在晚白垩世有大规模的酸性岩浆喷出和侵入活动，如面谷流纹岩、八幡流纹岩、生野流纹岩和浓正流纹岩，与之相关的有白川花岗岩、玄岛花岗岩和苗木—上松花岗岩等。日本海西北部的锡霍特山脉也有同期的酸性岩浆活动。日

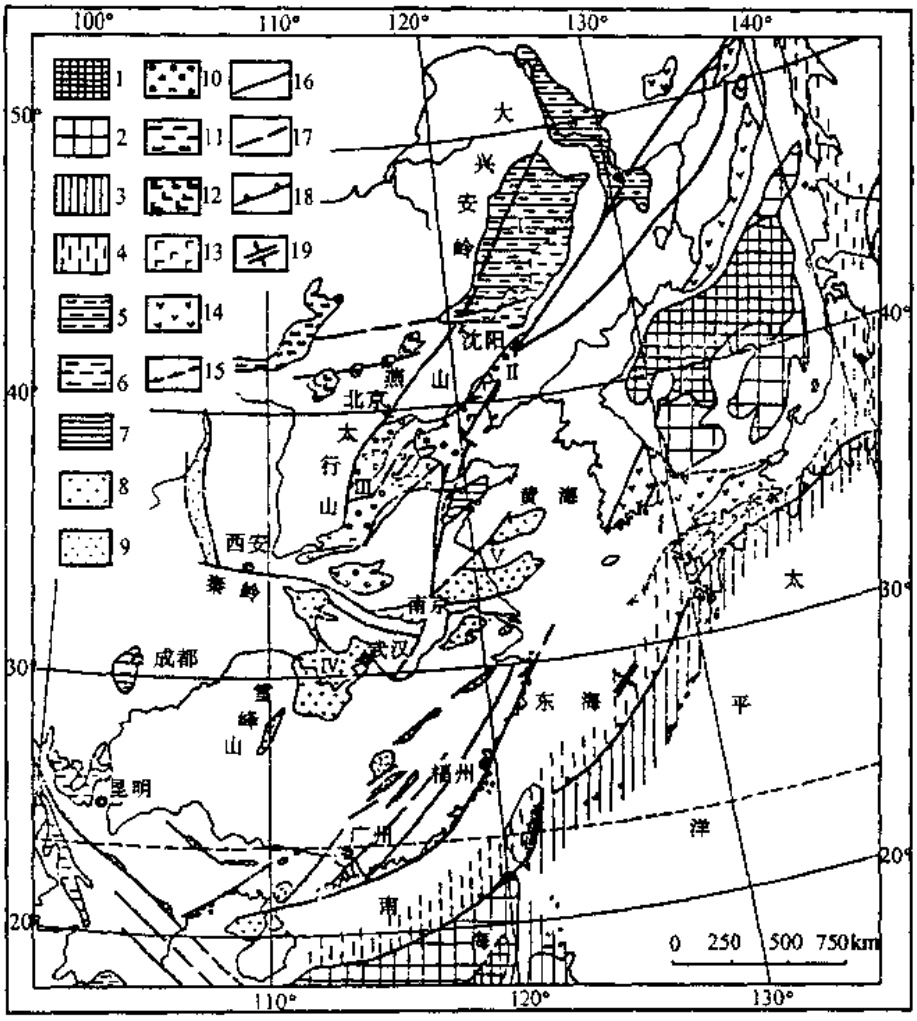


图 6－27　中国东部及邻近地区晚白垩世—早第三纪古构造图

1—后期洋壳增生张裂区；2—后期陆壳减薄张裂区；3—深海沟；4—大陆架坳陷带；5—白垩纪坳陷盆地；6—早白垩世沉积区；7—晚白垩沉积区；8—晚白垩世—早第三纪断陷盆地；9—晚白垩世—早第三纪小型地堑盆地；10—早第三纪断陷盆地；11—早第三纪坳陷盆地；12—碱性玄武岩；13—过渡型拉斑玄武岩；14—钙碱性火山岩；15—高温变质带；16—活动断裂；17—推测及物探测定断裂；18—俯冲带；19—张裂构造带（区）。

Ⅰ—松辽坳陷盆地；Ⅱ—下辽河断陷盆地；Ⅲ—渤海-华北断陷盆地；Ⅳ—江汉断陷盆地；Ⅴ—南黄海-苏北盆地

本海的打开与这个高热期（晚白垩世）有关。在鄂霍次克海西岸朱格尔山脉和堪察加半岛都有晚白垩世—早第三纪的广泛岩浆活动，所以鄂霍次克海和白令海的打开也可能从晚白垩世后期开始。后一种见解主要是建立在区域应力场分析基础之上的，亚洲东部从第三纪开始进入扩张期，晚第三纪达到了高潮，日本海、东海的打开与这一扩张期一致。很可能是晚白垩世—早第三纪为弧后扩张初期阶段，而中新世则是岛弧的迅速发展阶段。

黄海和渤海在早第三纪到中新世时期尚未打开，但是在此期间已堆积了数千米以陆相为主的沉积层，出现了北东向的大型断陷盆地，如南黄海—苏北坳陷带、渤海—华北断陷带。有些学者指出，它们具有裂谷的某些特点，其形成不能简单地归之于太平洋板块对亚洲大陆的俯冲，他们提出了上地幔隆起带的概念，按这种模式，渤海—华北断陷带、南黄海—苏北坳陷带，甚至西太平洋边缘海地区都出现在亚洲东部的几个上地幔隆起带上，上地幔隆起的

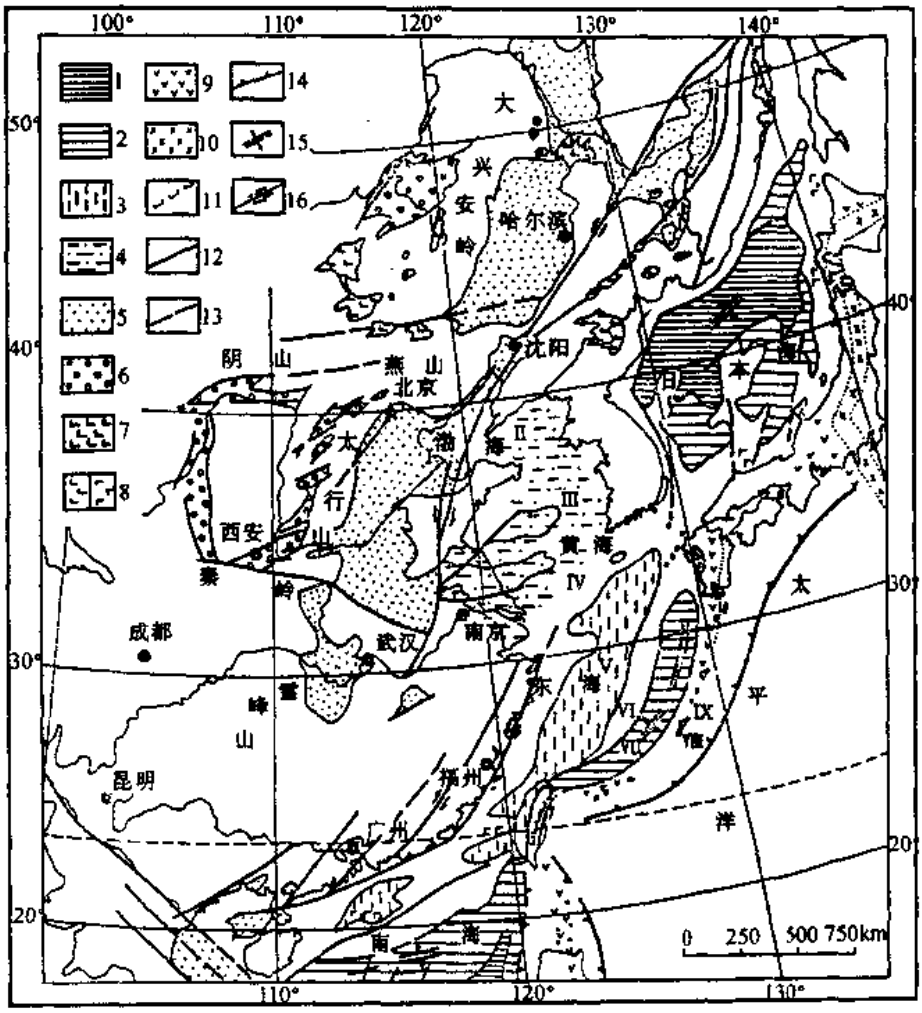


图 6－28　中国及邻近地区新第三纪—第四纪古构造图

1—洋壳增生张裂区；2—陆壳减薄张裂区；3—大陆架坳陷带；4—5—近海盆地；4—陆相夹海相沉积区；5—海陆交互相沉积区；6—断陷盆地和地堑；7—钾质碱性玄武岩；8—钠质碱性玄武岩；9—岛弧钙碱性玄武岩；10—岛弧拉斑玄武岩；11—高压低温变质带；12—活动断裂；13—推测及物探测定的活动断裂；14—俯冲带；15—张裂构造带（区）；16—断裂剪切方向。

Ⅰ—渤海-华北坳陷带；Ⅱ—北黄海—胶辽隆起带；Ⅲ—南黄海—苏北坳陷带；Ⅳ—闽浙—岭南隆起带；Ⅴ—东海陆架坳陷带；Ⅵ—东海陆架边缘隆起带；Ⅶ—冲绳海槽张裂带；Ⅷ—琉球岛弧；Ⅸ—琉球海沟

走向是北东 30°～50°。在隆起带上地壳发生张裂，而上地幔凹陷处地壳上隆，由此形成了许多大型断陷盆地。及至第四纪，海水越过闽浙—岭南隆起带，黄海、渤海遂此形成。

第四节　南部大陆边缘

南部大陆边缘包括广阔的边缘海—南海，以及岛弧—台湾—菲律宾岛弧和巽他岛弧。这是一个从大陆地壳到大洋地壳之间的过渡带。它位于中、新生代以来地球上两个强烈活动带—阿尔卑斯—喜马拉雅活动带和环太平洋活动带的交接地带。从板块观点看，它处于欧亚板块、太平洋板块和印度—澳大利亚板块的汇聚区。因此，这个地区的大陆边缘构造是十分复杂的。

南海是西太平洋最大的边缘海之一。海域面积可达350万平方公里。自古以来，南海海域的大部分是我国的传统海疆，其中的东沙群岛、西沙群岛、中沙群岛和南沙群岛历来也是我国领土不可分割的部分。南海不仅是我国与东南亚、南亚、西亚以及非洲、欧洲通航的必由之路，而且具有重要的战略地位；同时它蕴藏着丰富的海洋资源，尤其是它在石油、天然气能源方面，是一个潜在的远景地区。20世纪50年代后期以来，特别是60到70年代期间，国外的一些海洋地质调查研究机构，在南海及邻近海域进行了地貌、水深、海底沉积、地球物理和地质构造等方面的广泛调查，80年代来中、美合作在南海的地球物理探测，我国在海区北部的钻探都已获得重要成果，为进一步探索南海北部海域的地质构造和矿产资源迈进了可喜的一步。

一、海底地形

南海的外形大体成一菱形，南北两岸为北东东向，东西两岸近于南北向。如果排干海水，把南海海底揭露出来，那么整个海域的海底地形是一个四周高中间低的比较完整的海盆—南海盆地。南海的四周发育了大陆架或岛架，架缘边界在海深170～270m之间，大陆架和岛架的宽度不同，以北部和南部的大陆架较宽，东部和西部较窄。北部的大陆架邻接我国大陆的南部，由珠江等河流的沉积物堆积而成，最宽278km（图6－29）。南部的大陆架与巽他大陆架平均宽度只有61km，吕宋岛和巴拉望岛的西岸都是岛架，宽度分别为18km和55km。

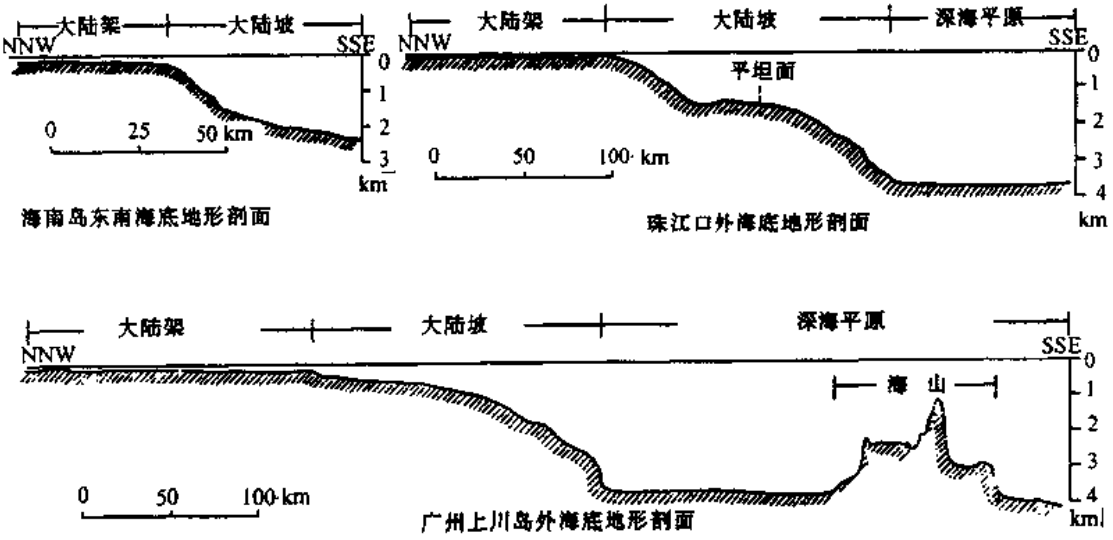


图6－29　南海中部及北部海底地形剖面图

大陆架、岛架与深海平原之间为大陆斜坡、岛坡，地形比较复杂，常有台阶、海底高原、海山、海底谷地分布其间，形成次一级地貌。台阶型的大陆坡、岛坡由大陆架外缘断层或大陆坡上阶梯状断层造成，主要发育于广东东南坡、越南东坡和吕宋西坡等地。海底高原出现于两处，即西沙—中沙海底高原和南沙海底高原，前者水深1000余米，后者水深1700m。以高原面为基础，其上建造了规模巨大的珊瑚礁。西沙、中沙、南沙群岛位于这二个海底高原之上，就是由这些珊瑚礁岛组成的。只有西沙群岛的高尖石例外，为火山角砾岩岩岛。群岛区的礁岛、暗礁、浅滩密布，期间为数十米到2500m的海底谷地分开。西沙、

中沙、南沙群岛的珊瑚礁多为环礁，后者大多呈北东向椭圆形。根据永兴岛的钻探资料，可知珊瑚礁之下的前寒武纪变质岩，其上晚第三纪礁灰岩厚900余米，第四纪珊瑚礁厚200余米，这些厚度之和大体相当于晚第三纪以来该区海底高原的沉降幅度。

南海中部为深海平原，或称中央海盆，大致成北东—南西向伸展，海水深度通常为3500～4200m。在开阔平坦的海盆中部，大约在北纬15°～16°地带，分布着大小不等的海山和海丘，它们大致沿纬度方向排列，形成一个东西向的海底山链，海山高出海底700～1600m，最高的“振华”海山可达3904m，它们多数为海底火山喷发形成，岩石由玄武岩组成。以海底山链为界，可将盆地分为南北两部分，北部水深3500m，南部4200m。南海深海平原的底质主要为抱球虫软泥，普遍含火山灰。

在南海东缘与菲律宾的吕宋岛西岸之间，出现了一条近于南北延伸的，并微向西突出的弧形复杂地形带，马尼拉海沟就在这里，这条海沟北起与台湾分界的巴士海峡，南到民都洛岛，长约800km，其中由于堆积了厚1200m沉积物，掩盖了起伏不平的地形，水深尚不足5000m。海沟剖面不对称，西壁与南海之间出现一系列阶梯状正断层，壳层向海沟断落，东壁为声波基底。海沟在岛弧内侧的出现，引起一些学者的注意和兴趣。

二、深部构造和基底构造

南海的地壳构造和基底构造比较复杂，由于海区钻井资料比较缺乏，因此只能主要根据陆上的地质资料和海上的地球物理资料来推断：用重力资料计算莫霍面深度，确定地壳结构；用重磁资料分析基底构造。

南海可划分为八个基底构造区（图6－30）：

1．粤桂陆架南岭加里东褶皱基底

位于莺歌海—中建岛深断裂与丽水—海丰深断裂之间的粤桂近海地区，是南岭加里东造山带在浅海陆架区的延伸部分。区内ΔT磁异常以负异常为特征，异常变化幅度一般小100gal，在零值上下摆动，负异常背景主要与非磁性的变质岩有关。在基底中还有燕山期花岗岩浆侵入。莫霍面深度30～35km，在陆架部分一般为30km左右，地壳属陆壳型。

2．闽粤陆架东南沿海海西（加里东）褶皱基底

展布在丽水—海丰深断裂之东的闽粤近海地区，其南界推测在北卫—神狐深断裂。一些学者对基底时代尚有争议。这里ΔT磁异常变化幅度较大，波长较长，负异常绝对值大于正异常，前者达－147gal，后者小于＋50gal。推测在古生代浅变质岩之上还发育一套中生代酸性火山岩，并有燕山期花岗岩浆的侵入。莫霍面深度为26～30km，大部分为28km，属陆壳结构。

3．东沙燕山褶皱基底

北界为北卫—神狐深断裂，南界在西沙北海—中央海盆北缘断裂。基底性质是南海海洋研究所（1982）根据澎湖通梁一井资料推断的。在该井井深503.5m处钻到了属于早白垩世的变质砂岩，可与北港钻井中含白垩世菊石和软体动物化石群的地层对比，这一燕山褶皱基底可能从澎湖延伸到此区。何廉声等（1982）则认为这一海区基底主体为喜山褶皱区。磁场特征为变化宽缓的正负相伴异常，异常值变化从－100gal到＋200gal。布格重力异常为升高异常，变化在＋50～＋150mgal之间。莫霍面深度为16～26km。这地区高值磁异常和较高的布格重力异常的出现，可认为是大陆地壳张裂，地幔物质上涌，玄武岩浆喷出的结果，因此它具有过渡型地壳的特点。

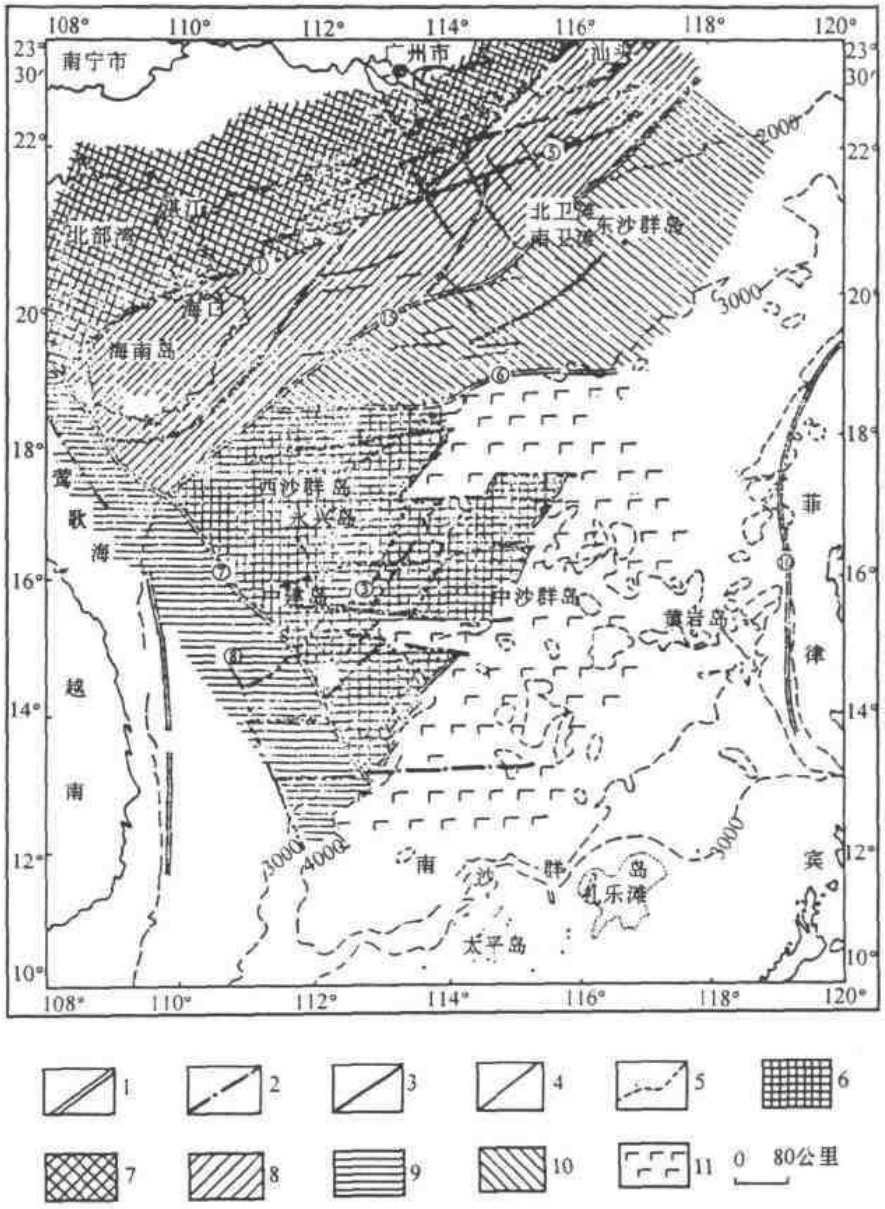


图 6－30　南海中部及北部断裂和基底分布图

（据南海海洋研究所，1982）。注：大陆区基底划分均按原著，与本书稍有出入。

1—岩石圈断裂；2—地壳断裂；3—基底断裂；4—盖层断裂；5—等深线（m）；6—前寒武纪褶皱基底；7—加里东褶皱基底；8—海西（加里东）褶皱基底；9—印支褶皱基底；10—燕山褶皱基底；11—大洋玄武岩基底。①珠外中央断裂；②北卫—神孤断裂；③西沙东断裂；④东沙西断裂；⑤珠外北缘断裂；⑥西沙北海槽-中央海盆北缘断裂；⑦莺歌海-中建岛断裂；⑧西沙西南断裂；⑨越东断裂；10菲西断裂

4．西沙—中沙前寒武纪褶皱基底

分布在中央海盆之西，莺歌海—中建岛深断裂之东，西沙北海槽之南，西沙群岛与中沙群岛及其邻近的海域。根据西沙群岛永兴岛西永一井的钻孔资料，在上第三系沉积之下钻见花岗片麻岩及石英云母岩、片麻状花岗岩。测得铷—锶全岩等时线年龄值为 627Ma 和 77Ma，据前者推断，基底岩系属前寒武纪晚期，后者可能反映基底受燕山期岩浆活动的改造。区内重磁异常的形态、走向、强度及梯度变化都很大，为变化异常区。ΔT 磁异常以正

异常为背景，变化范围一般为＋100～＋300gal，局部地段出现变化剧烈的尖锋状异常。布格重力异常在两群岛上较低，多在＋50～100mgal，西沙北海槽中异常较高，约在＋150～＋200mgal，异常值西低东高，莫霍面深度在两群岛为24～26km左右，海槽区则为16～20km，并自西向东减薄。西沙、中沙群岛为支离破碎的残留陆壳，群岛之间的海槽及邻近海域为过渡型地壳，显然是中、新生代以来地壳受到张裂断陷的作用。

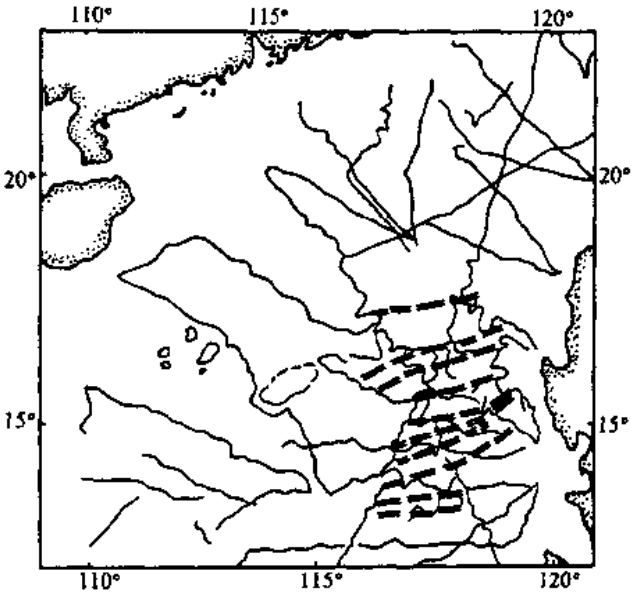


图6－31　南海中央海盆磁异常条带分布图
（据本·阿勃拉哈姆和上田诚也，1973）

5．中央海盆新生代洋壳基底

位居深海盆地，西为西沙—中沙前寒武纪褶皱基底，南为南沙前寒武纪褶皱基底，东界在马尼拉海沟。区内自由空间重力异常接近零值，布格重力异常为高值正异常，异常值多数为＋250～＋300mgal。ΔT磁异常为强度很大的波状（指状）异常，异常背景值为＋300～＋400gal。异常走向为北东东到近东西向，异常线性明显，并可在较大范围内进行追踪对比。中央海盆中，近东西向的地磁条带首先是由本·阿勃拉哈姆和上田诚也（1973）发现的（图6－31），后来泰勒和海斯（1979）进一步确定它的线性特征。80年代初，中、美联合调查再次证实了它的存在。磁异常条带的研究为南海扩张说提供了重要的依据。磁异常被认为是由沉积层之下的玄武岩所引起。

中央海盆基底属洋壳结构，地壳厚度薄。地壳总厚度为5.0～8.75km，在北纬15°以北地区，由东向西，自南向北，沉积层以及地壳总厚度都增加。

6．莺歌海印支褶皱基底

沿南海的西部边缘延伸，从莺歌海直到西沙群岛之西，其东界为红河断裂。这部分的基底推测是印支褶皱带在海域的延续部分。区内主要为平静的宽缓正磁场，磁异常值在西沙以西约为＋100gal，而西沙西南为＋200gal左右。布格重力异常在西沙以西为0～＋50mgal，西沙之西南为＋100～＋200mgal，重磁异常的走向、强度、梯度和形态等都与中沙、西沙不同。异常走向为北北西向，磁性体等深线和非磁性层等厚线的长轴方向以及梯度带等均呈北北西向。莫霍面深度在西沙以西为20～26km，西沙之西南为14～20km，前者为陆壳；后者为过渡型地壳，在大陆地壳张裂时，有基性、超基性岩浆侵入，莫霍面抬升。

7．南沙前寒武纪褶皱基底

南沙群岛及其邻近海底地形为海底高原，其东南以断陷海槽与巴拉望岛、加里曼丹岛分隔。这一海域磁异常强度比较平缓，表明磁性基底埋藏较深。目前，这一海区尚无确切的深钻资料，根据地貌和断块特征推断，它与西沙群岛有类似之处，第三系之下可能也是由前寒武系褶皱基底组成，是统一的陆壳破裂后残留的部分。

8．巽他陆架印支—新生代褶皱基底

陆架基底大致可以纳土纳群岛为界，分为南北两部分：大陆架南部是东缅—马来西亚褶

皱带，从马来西亚半岛连接西加里曼丹之间穿越海域的部分；大陆架北部可能是印支构造带昆嵩地块和北加里曼丹褶皱带的交接地带。越东断裂构成两者之间的分界。巽他大陆架的基底构造在西部为北北西向，向东南逐渐转为北西和东西向，形成一个明显的弧形构造，称之为巽他弧。磁场为非常宽缓的低磁异常，约为0～50gal，重力场以低的正异常为背景，异常值从0～30mgal。

三、断裂构造

南海海域断裂构造极为发育，按其展布方向，南海海洋研究所把它们分为北东向断裂组、东西向断裂组、北西向断裂组和南北向断裂组（图6－30）。

1．北东向断裂组

与南海菱形块状的长轴方向相一致，是区内主要构造格架。它规模巨大，由一系列平行的断层组成，沿走向延伸数百至一千公里以上，为南海西北陆坡、东南陆坡与中央海盆的自然分界，控制了中央海盆与陆坡的展布方向。在重磁异常上都有反映，尤以重力异常更为清晰。断裂多为张性或张剪性，往往被东西向断裂切割，是形成较早或活动较早的断裂。自海盆边部向中部断裂活动时间有逐渐变新，活动强度有逐渐增强的趋势。这组断裂在海域北部有珠外中央断裂、北卫一神狐断裂，中部有西沙东断裂、中沙西断裂和深海盆地西缘断裂。海域南部南沙群岛与加里曼丹、巴拉望之间北东向断裂也很发育，如卡拉绵断裂，但其性质与海域北部不同，可能受挤压应力影响。

2．东西向断裂组

这组断裂包括北东东向断裂，主要分布在中央海盆及其边缘，规模小于北东向断裂，由一系列平行的正断层组成，它们都具有张性特征。这组断裂，往往切割了北东向断裂，可见它们的形成时间或重新活动时间较晚，主要在早第三纪以来，构成了新生代构造的主体。这组断裂对南海海盆南北向扩张，中央海盆边缘的东西向的海槽的形成，以及陆架上北东东至东西向断陷盆地的发展，都有重要作用。其中主要有：珠外北缘断裂带、西沙北海槽—中央海盆北缘断裂和西沙、中沙群岛南北侧的断裂。

3．北西向断裂组

主要出现于海域的西部，这组断裂规模大、延伸远，形成时间较早，但在中、新生代重新活动，表现为剪性的正断层，在海区形成地堑式断陷盆地。莺歌海—中建岛断裂和西沙西南断裂都属这一类。前一断裂是海域西部一条重要地质界线，可能是大陆上金沙江—红河深断裂在海域的延伸。

此外，在珠江口外陆架上也发育一些北西向断裂，其规模较小，多为张性或张剪性断层，往往切错北东向和近东西向断裂。

4．南北向断裂组

出现于海域东西两侧。越南东海岸之外，陆架狭窄，陆坡陡峻平直，可能分布着一条南北走向断裂，主要为一剪性断裂带。菲律宾西海岸之外，地形起伏大，岛架狭窄，西吕宋海槽和马尼拉海沟在此海域分布，显然受南北向断裂控制。断裂可能是在先张后压的区域应力中发展起来的。

综上所述，南海海域断裂具下列特点：

（1）南海海盆是一个四周被断裂所围限的菱形断陷盆地。这些断裂切割深度大，属岩石圈深断裂。

(2) 海盆的南北两侧主要受北东向断裂控制，东西两侧受南北向断裂控制。

(3) 南海海盆的边缘按区域应力场性质可分为：北缘为拉张边缘；南部为挤压边缘；西缘为剪切边缘；东部为先张后压边缘。

(4) 南海海盆断裂以北东向和东西向断裂为主。北东向断裂往往被东西断裂切割。可见北东向断裂形成较早，可能形成于中生代。东西向断裂形成较晚，具有新生性质，它是新生代构造的主体。后期东西向断裂，对前期北东向构造有重要影响，但并未能彻底改变南海海盆北东向的构造总体格局。

(5) 南海海盆北东向、东西向断裂与海盆东西两则的南北向断裂，其间存在什么关系值得注意。越南东岸的新裂可能是南海沿东西向断裂发生南北扩张时的地壳剪切带，具有转换断层的性质。菲律宾西岸的马尼拉海沟代表菲律宾岛弧仰冲于南海洋壳的断裂，因而具有反极向俯冲带的特点，出现于南海扩张期之后。

四、南海构造分区

根据重磁、地震资料以及它们所反映的沉积构造的特征，可把南海第三纪以来的地质构造划分为七个构造单元：即北部陆缘坳陷带，中央海盆扩张区，南部陆缘坳陷带，中、西沙断隆区和南沙断隆区，菲西断阶带和越东断陷带。

1. 北部陆缘坳陷带

在南海北部，即华南大陆的南部大陆架和大陆坡地带，展布了一条巨大的北东—北东东向的新生代沉积坳陷带，它西起莺歌海、北部湾，东经海南岛、广东南部海域、中沙群岛，一直延伸到台湾之西。坳陷带上分布了一系列新生代盆地，包括西沙西盆地、莺歌海盆地、北部湾盆地、琼东南盆地、珠江口盆地、台湾浅滩盆地以及东沙西南、东部诸盆地（图 6－32）。

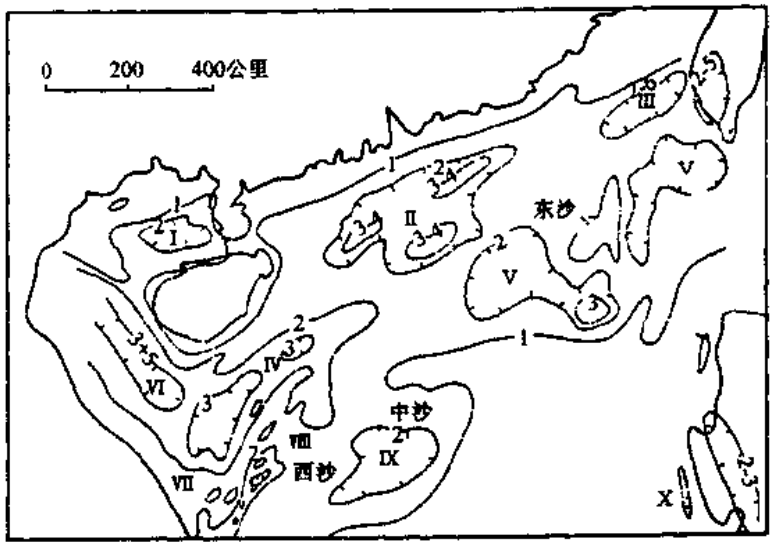


图 6－32 南海北部新生代盆地分布及沉积厚度图

(据何廉声等，略有修改，1979)

Ⅰ—北部湾盆地；Ⅱ—珠江口盆地；Ⅲ—台湾浅滩盆地；Ⅳ—琼东南盆地；Ⅴ—东沙南盆地；Ⅵ—莺歌海盆地；Ⅶ—西沙西盆地；Ⅷ—西沙盆地；Ⅸ—中沙盆地；Ⅹ—西吕宋海槽盆地；等厚线厚度单位：km

坳陷带发育了巨厚的新生代沉积。根据广东陆上地质资料和海上地震反射测量资料以及海上钻井资料，推测南海北部大陆架和大陆坡上广泛分布着上第三系和上渐新统，在部分盆地主要是坳陷带北部的盆地，如珠江口盆地、莺歌海盆地和北部湾盆地中，还可能存在着上白垩统至下、中渐新统。

以珠江口盆地为例，新生界沉积厚度为7000m。第四系为海相沉积，由砂砾岩、粉砂质粘土层和淤泥层组成。上第三系自下而上称珠江组、韩江组、粤海组、万山组，为灰白色砂砾岩与灰色泥岩互层，夹砂岩、钙质砂岩、褐煤层等，属海相、海陆交互相和河湖相。下第三系称宝安组、珠海组，由深灰色泥岩与灰白色砂砾岩互层组成，夹砂岩和沥青质页岩，下部还可能包括上白垩统。珠海组、珠江组为三角洲沉积相，含丰富的有机质，具快速沉积和差异性压实沉陷的特点，有利于石油的生成。

何廉声（1982）根据沉积盆地成盆时期、沉积顺序和沉积建造的差别，把北部陆缘坳陷带分为两个沉积带，北部湾、珠江口和台湾浅滩等盆地组成北带，它位于大陆架上，沉积了以陆相为主的下第三系，和滨海—浅海相的中中新统，沉积厚度一般为4000～6000m。东沙南盆地组成南带，它发育在大陆坡上或大陆坡之南的陆隆上，为一巨大的楔状沉积盆地，沉积厚约2000m，反射层结构和声波速度（1.50～3.4km/s）表明，可能主要是上第三系浊流或深海软泥沉积。这两带的沉积差别，反映了沉积中心自北向南迁移的特点，也就是随着时间的推移，沉积中心从陆块边缘向中央海盆方向迁移，这种迁移现象与南海海底扩张的发展是有联系的。

还要指出的是，中、美联合在南海深海盆地北部大陆坡边界，从4000m到900m水深，做了一条密集热流测量剖面的调查，全测线90个热点平均热流值为2.08HUF，比全球平均热流值高39%，在边界的陆坡一侧热流值剧增，最大值达3.92HUF，接近平均值的两倍。此外，在边界附近，地震声波探测资料说明基底连续。这些都表明这里没有板块俯冲的迹象。因此钱翼鹏等（1982）指出，南海北部大陆边缘是一个被动大陆边缘。

2. 中央海盆扩张区

位于南海盆地中部，海盆的南部夹于中西沙断隆区和南沙断隆区之间，北部则介于北部陆缘坳陷带和菲律宾岛弧褶皱带之间，四周为断裂所限。如前所述，本区为大洋型地壳区，基底为大洋玄武岩，地壳很薄。

与北部陆缘坳陷带相比，海盆的新生代沉积厚度较小，沉积层厚度从500m到2000m，由上第三系沙、泥岩和浊流沉积组成，第四系主要为深海软泥、硅藻土和火山碎屑物。但海盆北部、中部和南部不尽相同。海盆北部厚度较大，通常为2000m左右，最大可超过3000m。海盆中部沉积厚度较小，通常不超过500m。海盆南部沉积厚度介于北部和中部之间，为500～2000m。

3. 南部陆缘坳陷带

南海盆地南部，巽他陆架的北缘，展布着另一条陆缘坳陷带，西部成弧形，东部向北东延伸，坳陷带内自西向东发育着湄公河盆地、万安滩（东纳土纳）盆地、沙捞越（曾母）盆地、文莱盆地等。坳陷带之西，以纳土纳隆起相隔，与印支半岛南部的泰国、马来亚等盆地为邻，可认为属于板内盆地。坳陷带面积约近20万平方公里。

坳陷带沉积了渐新世以来的岩系，以海相为主，厚度可达3000～9000m。从钻井资料可知，坳陷带内上第三系—第四系沉积厚度超过4000m，在文莱一带厚度可达万米左右。地震资料表明，3000m深处以上的沉积变形后的地层，相当于上新统到更新统，岩层向北东倾

斜，因而坳陷的西南部较浅，东北部较深，这种倾斜可能与沉积体向东北方向的迁移有关。

在坳陷带东部的文莱盆地中，上中新统白拉奕组和上新统吐陶组是造山带山前坳陷的磨拉石沉积，盆地中心主要为港湾相、三角洲相的砂岩、粘土岩和灰岩，向西北变为浅海相，它们是文莱盆地的主要产油层。南部陆缘坳陷带可能是含油气远景很大的地区之一。

4. 中、西沙断隆区

位于南海西部，北以北礁断裂为界，东南为中央海盆扩张区。这是一个海底高原区，在下沉到海底之前，由于长期的剥蚀，在其顶面应该保留有一个高度大致相同的夷平面。但是根据地震资料分析，珊瑚礁下海底高原夷平面的高度是不同的，其上的珊瑚礁的厚度从200m、900m到1000余米不等，可见后期断块活动是明显的。

5. 南沙断隆区

位于中央海盆扩张区之南，东以卡拉绵断裂和卡拉绵坳陷为邻，南以曾北断裂与南部陆缘坳陷带相接，面积约40万平方公里。南沙断块的基面在水下1800～2000m深处，与中央海盆扩张区以高差1500m的台阶截然分开。台阶主要受北东向断裂控制。推测基底与西沙—中沙相同，为前寒武纪地块。由于断裂切割，形成三个高度不同的断块：中业断块、礼乐断块和立威断块。而且后期的褶皱和基底断裂还进一步发展形成一系列北东—南西向雁行排列的隆起和坳陷。

从菲律宾巴拉望西北岛架的地震及钻井资料来推断南沙隆起的盖层，上部水平沉积层可能相当于上上新统—更新统，最厚2000m。下部具和缓褶皱和断裂的沉积层，相当于中上新统及其以下的地层，最厚可达1500m。1976年间，菲律宾当局在我国南沙群岛礼乐滩进行了非法钻探，桑帕吉塔1号井井深4115m，在3300m以下发现油气，可见油气远景是很大的。

6. 菲西断阶带

位于南海东部，大致与吕宋岛和民都洛岛平行，呈南北向延伸，海沟、脊岭、海槽间列出现，是断阶构造带在地貌上的反映。西吕宋海槽在构造上为断陷，长220km，最宽55km，水深2600m，重力呈负异常，地震资料表明断陷内上第三系—第四系沉积层厚4000m左右，岩性为凝灰岩和磨拉石碎屑岩。其西部的马尼拉海沟，沟底宽10km，断面呈“V”字形，深度较一般海沟为浅，平均深4900m，南端最深5016m，重力为负异常，断陷内沉积物变化大，北部最厚2000m，沉积物以火山灰及浊流堆积为主。马尼拉海沟与西吕宋海槽之间为一南北向的隆起带，向北可延伸到台湾中央山脉的南端。隆起上磁力无明显显示，重力为正异常，异常值在+35mgal左右，地震波速度为3.6～4.2km/s。因此隆起带不是由玄武岩组成，从卢帮岛出露的岩石表明，它由褶皱的千枚状片岩组成，可能形成于早第三纪末的构造运动。

7. 越东断陷带

位于莺歌海盆地和南部陆缘坳陷带之间。在越东断裂东侧有两个断陷：北部称西沙西断陷，断陷中沉积物厚度有2500m；南部称西卫滩北断陷，有2000m的沉积层。两者都是不对称的箕状断陷。

南海盆地诸构造带中，以北部陆缘坳陷带、中央海盆扩张区、南部陆缘坳陷带三个构造带最为重要，它们构成南海盆地的构造格架。三个构造带大体成北东方向，因此，南海和东海一样，构造上都具有“东西分带”的特征。南海的沉积盆地主要分布在南北两侧陆缘坳陷带上。尽管这些盆地类型多样，基底构造多变，内部结构复杂，但总体上都围绕华南、印

支、加里曼丹三个陆块展布，就近的陆源区为沉积提供了丰富的物质。新生代尤其是渐新世以来，南海的扩张，地壳广泛发生张裂，大陆边缘断裂发育，地堑断陷相继出现，这为盆地的形成和发育提供了构造背景。南海海域内新生代盆地在形成时间和沉积组合上不尽相同，但都表现出沉积中心迁移的特点。一般来说，北部陆缘坳陷带自北向南迁移，南部陆缘坳陷带自南向北迁移，这种迁移现象可以从南海扩张，中央海盆出现新生洋壳找到构造上的原因。

五、岛弧构造区

南海盆地的东南部外围是岛弧区，由菲律宾群岛和巽他群岛组成，它们分属于两个弧系，东面的菲律宾岛弧属太平洋西部岛弧系组成部分，南面的巽他岛弧属印度洋东北部岛弧系的范围。

1. 菲律宾岛弧

岛弧的北端近南北向，往南转为向东突出的弧形构造，并向西南撒开，形成一系列由次一级的同心弧和介于其间的小型深海盆地组成的构造格局。自西北向东南有：巴拉望弧、苏禄海、苏禄弧、苏拉威西海、桑吉—苏拉威西弧。与巽他岛弧交接处还有班达海。这些海的面积不大，但都有较大的深度，一般在 3500～5000m 左右，海沟长约 1400km，宽 60km，最大深度 10265m。在菲律宾岛弧西侧的北段又展布一个向西突出的马尼拉海沟。有趣的是这两个海沟在菲律宾岛弧两侧的对应部位互为消长。与马尼拉海沟对应的吕宋岛东侧不发育海沟。马尼拉海沟横剖面地形起伏大，重磁场变化急剧。

菲律宾岛弧区近代浅源和深源地震频繁发生，火山活动也很强烈，活动火山有 25 座之多。岛弧区第三纪安山质侵入和喷发岩如安山岩、石英闪长岩广泛发育，显示岛弧特征。

菲律宾群岛在地质构造上与台湾岛有类似的特点，应属于一个新生代造山带，而且还可能通过巴望岛与加里曼丹东北部的构造带相连。在造山带内的一些岛屿上，常见有小块的晚古生代结晶岩系，下部由各种片麻岩、绿片岩和混合岩组成，明显地经过深成作用，可能是形成造山带的基底陆壳。上部有千枚岩、板岩夹大理岩和薄层杂砂岩。时代可能从石炭二叠纪延续到三叠纪。三叠系所含化石 *Daeonella* 和 *Monotes* 与印支半岛、华南相同。在此基础上又相继发展了中生代和早第三纪的海槽，其中堆积了复理石沉积和火山岩，经过多次褶皱变形和变质，形成一个复杂的构造带，构造带中并有大型超基性岩体的侵位，褶皱带完成于早第三纪。

菲律宾群岛中、新生代蛇绿岩套分布甚广，东带从吕宋岛东侧南经萨马岛东南、迪纳加特岛、棉兰老岛东侧，向南还可延伸到塔劳群岛和哈马黑拉岛；西带可从吕宋岛西侧向南延伸到民都洛岛。这两条蛇绿岩带之间为斜切全群岛的菲律宾大断裂，它是一条巨大的左旋走向滑动断层。

综上所述，菲律宾岛弧构造发展是相当复杂的。晚古生代到三叠纪古菲律宾群岛与华南、印支半岛毗邻，同属于一个生物地理区，它可能与台湾岛、琉球群岛都是亚洲东部大陆边缘造山带的组成部分，其范围很小。菲律宾岛弧主要发展阶段始于早第三纪，特别是渐新世南海扩张之后，在此期间原先的陆源沉积和蛇绿岩，在岛弧的演化过程中被陆壳化，地壳增厚，形成现今所见的菲律宾群岛。

2. 印尼岛弧

又称巽他岛弧。向西北通过安达曼群岛与西缅褶皱带相接，向东南经苏门答腊岛的西南

部向东与爪哇、佛罗勒斯诸岛相连，更东在班达海的东缘向北西弯转，形成一个大体向南突出的完整的岛弧。岛弧可分出内、外两带，内带由火山组成，叫火山内弧；外带由经过褶皱隆起的前第三纪岩层组成，缺乏火山，称非火山外弧。岛弧大体围绕东缅—马来亚褶皱带外围展布，在火山内弧与褶皱带之间往往出现弧后深凹。火山内弧与非火山外弧间也称为中间凹陷。

在爪哇岛面临印度洋的一侧，伸展着爪洼海沟，它向西还延伸到苏门答腊岛外侧。据资料分析，这条海沟继续向北向西延伸至喜马拉雅山南麓，在陆地上埋藏于很厚的恒河冲积层之下。爪哇海沟在洋底部分的长度约 4500km，最大水深出现在爪哇岛之南，约为 7450m。爪哇海沟底部发育有堆积夷平地形，被构造破坏的基底埋藏在 1000～2500m 厚的沉积层之下。海沟最大宽度达 37.04km。爪哇海沟具有不对称的构造，海沟内坡陡而高，外坡缓而低。内坡沟壁地形复杂，有些地方往往被深渊的谷地或沟槽所切割，并有断裂台阶分布，内坡下部坡度为 4°～7°。爪哇海沟外坡沟壁具有比较简单的地形，仅有一些地方发现有断裂台阶。

爪哇海沟的地壳厚度约为 20km，在海沟西南斜坡所进行的地震探测表明，那里地壳上层为未固结的沉积层，厚约 2000～5000m，下面覆盖着厚 2000m 的火山岩和固结沉积层，再往下为玄武岩层。

六、南海的成因和演变史

（一）南海成因的假说

许多学者曾对南海的成因问题进行过探讨，归纳起来有扩张说、热点说、断块说和断陷说。

1. 扩张说

不少学者在研究亚洲东部大陆边缘的日本海、鄂霍次克海、南中国海、安达曼海时，多指出边缘海是由于局部的海底扩张形成的，如洛多尔夫（Rodolf，1969）、卡里格（Karing，1971，1972，1978）、埃默里（Emery，1972）以及本·阿弗拉哈姆和上田诚也（Ben Avraham，uyeda，1973），只是他们对海盆扩张的方向、时间和模式持不同的见解。本·阿弗拉哈姆和上田诚也明确地提出了南海海盆扩张的时间和模式，他们认为南海海盆经历过中生代中期的南北向拉张，第三纪早期和中期的北西—南东向压缩和现代的东西向压缩三个演化阶段。并且设想加里曼丹在中生代位于现今南海的中部，与海南岛、华南大陆和印支半岛相邻，中生代末加里曼丹岛南漂移至现今位置，于是在加里曼丹岛与华南大陆、印支半岛之间出现了南海海盆（图 6－33）。但是这个模式中忽视了海盆中间还有东沙、西沙、中沙和南沙等几块大陆碎块的存在，因而加里曼丹岛不可能恢复到海盆中部位置，这是模式中的主要困难之一。此外，模式中的北西—南东向的压缩也难以解释南海海域现存的构造格局。

2. 热点说

唐鑫（1982）用板块三叉点模式论述了南海的成因，认为南海北部大陆架边缘的北东向岛弧系（板块俯冲带），印支半岛东侧近南北向岛弧系（板块俯冲带），和元江—红河地缝合线（板块碰撞带），组成了三叉点的三“臂”（图 6－34）。由于古生代到中生代持续不断的岩浆侵入，地壳增厚，引起均衡调整，发生区域性穹状隆起。在隆起顶部地壳发育了“Y”形张裂。第三纪中期，在此区内地壳下“热点”活动，因而发生局部海底扩张，三叉点东侧岛弧构造带向东漂移到现今菲律宾群岛一线。这部分地壳由于拉张变薄，引起上地幔玄武岩

物质上冲，形成新生的洋壳，以后逐渐冷却，并因密度增大而下沉，终于形成现今深达四、五千米的南海海盆。他还认为南海海盆扩张轴为北东向，与大陆边缘平行或大致平行，也就是大致与现今海盆的长轴方向一致。不过，李振五（1983）指出，南海北部的大陆边缘是一种被动性的大陆边缘，大陆坡与深海盆地交界地区，从地震资料上并未见到俯冲带的迹象。此外，这种推断并未充分注意到中央海盆近东西向的磁异常条带与扩张轴方向之间的内在联系。

3．断块说

中国科学院南海海洋研究所地质构造研究室（1982）用断块模式解释南海的成因，指出，南海地区和华南地区东部一样，在晚侏罗世至早白垩世发生了强烈的断裂活动。南海中央海盆西缘北东向大断裂发生强烈的拉张，使菲律宾

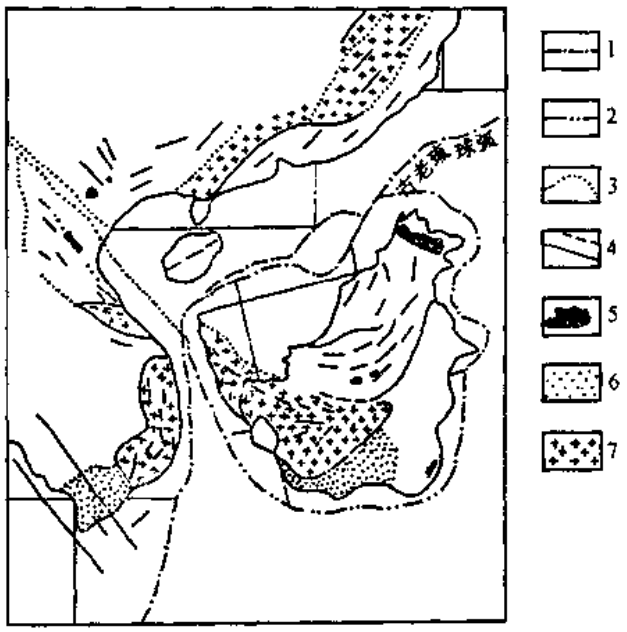


图 6－33　南海海盆成因假说：中生代早期南海海盆的构造重建（据本·阿弗拉哈姆和上田诚也，1973）

1—陆块边界；2—推测陆块边界；3—隐伏断层；4—断层和推测断层；5—基性、超基性岩；6—新生代沉积；7—花岗岩

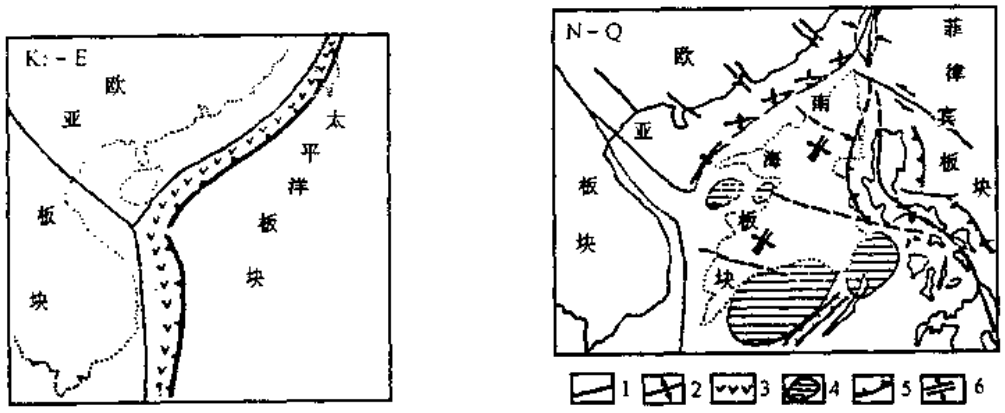


图 6－34　南海西侧板块“三叉点”及海盆扩张过程示意图

（据唐鑫，1982）

1—断层；2—残留弧；3—玄武岩；4—陆壳碎块；5—海沟；6—海底扩张轴

群岛和加里曼丹岛从华南大陆边缘裂离出去。接着，西沙北海槽北缘和中央海盆北缘近东西向大断裂的出现以及其后的拉张，又使西沙群岛和中沙群岛地区裂离了中国大陆和越南东部。也就是说，从晚侏罗世至早白垩世，经过北东向和近东西向的断裂和相应的北西—南东向和近南北向的拉张，以及伴随拉张的下陷，使南海地区的海西—印支褶皱基底解体，形成了南海中央海盆以及西沙海槽和西沙东海槽。这种观点似乎还没有把菲律宾岛弧、巽他岛弧与南海的形成和发展联系起来。

4. 断陷说

任纪舜（1964、1980）、陈炳蔚等（1978）先后提出并讨论过南海地台问题。任纪舜（1964）根据岩相古地理分析，推测中国南海可能为华南加里东地槽沉积物来源的剥蚀区，提出南海原是一个地台的设想。其范围位于海南岛南端陵口断裂以南及大部分南中国海的范围。后来西沙群岛、永兴岛的钻井资料，证实了西沙群岛所在的海底高原地区，在珊瑚礁和上第三系之下，存在一套由花岗片麻岩、石英云母片岩和片麻状花岗岩组成的晚前寒武纪地层。因而有人认为这一块为稳定的大陆克拉通，在白垩纪或第三纪某个时期开始断陷下沉，形成现今的深海盆地。唐鑫（1982）对此持疑，认为地球物理资料表明，南海中央海盆是新生的洋壳而不是陆壳。

（二）南海的演变史

南海位居欧亚板块、太平洋（或菲律宾）板块和印度—澳大利亚板块之间，具有复杂的地质构造背景。南海海盆在形成和发展的演变历史中，这三个板块之间如何相互联系、相互作用还有待进一步探索，不过似乎可以肯定周围岛弧褶皱构造带与南海盆地的形成有内在的联系，与南海区深部构造特别是上地幔的活动有重要的关系。也许这在研究南海构造演化中是不可忽视的，也是两个不可分割的重要方面。

通过近几年来对南海地质构造的综合研究，越来越多的地球物理资料，包括重磁、地震、热流测量的结果，支持了南海扩张的假说，只是在扩张的机制等方面还存在着分歧。

在南海盆地扩张以前，华南古大陆的前缘既不在现今的粤桂沿海，也不在目前南海中央海盆的西北边沿。从早白垩世到中渐新世，自南沙群岛经中、西沙群岛和东沙群岛至台湾西侧，这一断续脊状隆起可能是华南古陆前缘的位置，这条界线的两侧在基底组成、沉积组合、地壳厚度和地球物理场等方面都有显著区别。其西北侧，属华南和印支古陆的范围，南沙、中西沙等陆壳碎块都隶属于这个古陆，在此期间古陆上出现内陆断陷盆地，其中发育上白垩统至下第三系陆相红色碎屑岩和蒸发岩等沉积。这条界线的东南侧，台湾、菲律宾和加里曼丹等岛屿和群岛区，上白垩统到下第三系则为滨、浅海相的碎屑岩、碳酸盐岩，代表古陆外侧的陆架、陆坡的沉积环境。此外，西菲律宾和北加里曼丹深水复理石、硅质岩—细碧岩的广泛发育，似乎表明在此地区还存在着以洋壳为基底的古边缘海。

一般认为，南海盆地的扩张可分为两期。前期扩张发生在距今 2500～3000 万年前的晚渐新世，扩张轴向为北东东向，形成了包括标号为 11、10、9 和 8 的磁异常条带洋壳，但是，目前的资料还不能准确指出这期扩张轴的具体位置。由于海盆南部没有相应的磁异常带，有些学者曾推断这期扩张是不对称的。随着这期扩张，华南古陆的南部地区逐渐张裂解体，出现一条巨大的北东—北东东向的断陷带，形成北部湾、琼东南、珠江口和台湾浅滩等盆地，这时，海水泛进，形成广阔的陆架，广泛发育了滨海—浅海相沉积。

后期扩张发生在距今 1700～2300 万年前的早中新世，扩张轴为东西向，扩张中心在北纬 15°附近，形成了标号为 5D、5E、6、6A 和 6B 磁异常条带，它们同时出现于海盆南部和北部，所以这是一期对称性的扩张。不过海盆南、北磁异常条带宽度不同，推断向南和向北的扩张速率不同，向南的扩张速率较大。随着这期扩张，华南陆缘带进一步裂陷，东沙南部的断阶带从边缘向中央海盆呈阶梯下降，大陆边缘进一步发展陆坡和陆隆，沉积中心逐渐南移。这时，中西沙与华南陆块裂离，其间出现东西向的西沙北海槽，南沙伊兰山脉山麓出现白垩—早第三纪蛇绿岩套和混杂堆积。南沙与加里曼丹之间的古边缘海沿此带消亡，南沙之北则发展成现今的南海盆地。

钱翼鹏等（1982）根据前后两期扩张推断，南海中央海盆海底是不断向南增殖扩张的，属于单边扩张型。扩张中心开始在中国南部大陆边缘，随后逐渐南移，直至早中新世才停留在北纬15°附近。扩张中心南移的平均速率约为2.5cm/a。

南海盆地大规模扩张中止后，曾出现过较大幅度的沉陷。之后近东西挤压应力增强，在南海中央海盆东侧出现马尼拉海沟，这是一条向东倾的断裂剪切带，南海洋壳沿着海沟向菲律宾吕宋弧下消亡，这种反极向俯冲现象，可能是海盆从发生、发展阶段转为衰退阶段的标志。

第七章　中国陆上主要沉积盆地简介

“没有盆地便没有石油”这是石油勘探历史的经验总结。对于石油工作者来说掌握盆地的特点，从而经济高效地进行含油气盆地的勘探，这是一个十分重要的问题。不同构造环境、不同演化阶段岩石圈都有自身的特征，也就造就了地壳上千差万别的盆地。

这些盆地不外乎地貌盆地、同沉积盆地和构造盆地三大类。地貌盆地指四周为高地中间为地表盆形洼地。同沉积盆地是边下陷边沉积形成的盆地，故盆地沉积盖层的形成与盆地构造、盆地边界等有密切关系。构造盆地则指沉积形成以后，由于断裂褶皱形成的盆地，故其沉积盖层没有边缘相与内部相之分，岩相带的延伸、古水流方向与盆地结构没有必然联系。但不管哪种类型的盆地都与地壳构造演化密切相关，它们都可能形成油气藏。石油地质工作者将能聚集工业型油气藏的沉积盆地，称之为含油气盆地。

我国960万平方公里的辽阔陆地上，沉积岩总面积约354万平方公里，星罗棋布地分布着近300个沉积盆地，发育着从震旦亚代到新生代的沉积岩系。从古老的前震旦亚界变质岩系到最新的第四系都找到了丰富的油气资源。

第一节　沉积盆地结构及其在地壳中的分布

一、沉积盆地结构

沉积盆地是地壳单元中的一个地质实体。它既有空间形体，又具有物质组成。具体包括基底组成与结构、盖层组成与特征、盆地边界及几何形态、沉降中心与沉积中心。基底是沉积盆地形成的基础，它的物质组成、结构特征不仅对盆地的形态、盖层的组成有重要制约，而且对盖层后期的构造格局、变形都有重要的影响。盖层是沉积盆地的主体与核心，它的具体特征决定了沉积矿产的形成与富集规律。盆地的边界、几何形态、沉降中心、沉积中心对于油气资源的评价，盆内油气地质条件、油气富集规律的分析都是重要地质因素。

（一）含油气盆地的结构

从大地构造的角度讲，含油气盆地是一定地质时期，地壳某一阶段产生的坳陷。就我国目前已知的情况来看，绝大多数含油气盆地产生在中、新生代。它们叠置在前中生代构造层之上，甚至是不同性质的大地构造单元之上。因此，含油气盆地具有与基底不同的特有结构。

1. 含油气盆地的基础

即含油气盆地赖以存在的底盘。它是由盆地产生前的所有岩系组成。地台区盆地的基础可能包括地台的基底和一部分盖层。例如：华北盆地是一个新生代的沉降盆地，那么，它的基础就应当包括华北地台前震旦亚界古老的结晶基底和震旦亚代至中生代的沉积盖层。第三纪开始坳陷的华北盆地就是在此基础之上发育起来的。如果把前断生代的华北盆地视为构造盆地（沉积后盆地），而新生代以来的华北盆地即为同沉积盆地，那么，华北盆地就是一个以华北地台部分基底为基础的迭加复合含油气盆地了。松辽盆地的基础则另具特色。它的基础跨了东、西两侧的华力西地槽褶皱系，中间可能还存在更古老的残余地块（王鸿祯等，

1979)。四川盆地是晚三叠世以来形成的陆相沉积盆地，它的基础是前中三叠统的所有地层，包括扬子地台的基底岩系。前中三叠世四川盆地成盆以前，它是上扬子陆表浅海的一部分。实际上，四川盆地也是一个构造盆地与沉积盆地迭加的复合含油气盆地。

有人将含油气盆地的“基础”也称做“基底”，这样称谓很容易和地台的基底相混淆。故我们采用了“基础”这样的概念。关于基底在石油勘探中确切地说为没有勘探价值的层位，故又称经济基底。

2. 盖层

盖层即含油气盆地内的沉积岩层。含油气盆地的盖层与基础层之间往往具有平行不整合接触关系。地台区的构造盆地，其盖层与地台的盖层是一致的。

3. 盆地的沉降中心与沉积中心

沉积盆地的沉降中心即盆地内沉积物堆积最厚的地带；而沉积中心则是盆地中沉积物粒度最细的地带。在含油气盆地的结构分析中，确定盆地的沉降中心与沉积中心是很重要的。因为，沉积中心控制着盆地内最主要的油源区。在对称性沉积盆地内，沉降中心和沉积中心的位置往往是一致的，沉积物最厚的地带与最细的地带吻合，最利于生油。在非对称性沉积盆地内，二者往往不一致，在这种情况下，不仅要利用作等厚图的方法确定坳陷中心，而且还须用作岩相图的方法确定沉积中心，以便确定最有利的生油中心。

在盆地的形成、发育过程中，沉降中心和沉积中心并不是固定不变的，而是作有规律的迁移，它们在空间上都成条带状分布，并具有一定的方向性，因而，确定盆地的沉降中心和沉积中心；对于研究沉积盆地的形成演化历史也是很有帮助的。

4. 含油气盆地的边界

这里所指的盆地的边界即盆地的周边和其边界地质体的接触关系。概括起来，大体有三种接触形式：一是超覆式的沉积接触，二是断层式的构造接触，三是盆地的一边为沉积接触，另一边为断层接触，可称之为断超式接触。

盆地边界的接触形式，对盆地在剖面上的形成和演化特征有着十分重要的影响。沉积接触的盆地，其发展是以坳陷沉降为主。例如：美国的密歇根盆地就属于这类盆地（图 7－1）。

密歇根盆地位于北美地台之上，以前寒武纪结晶岩石为基础（与地台的基底一致），盆地的平面形成大体呈圆形（图 7－1 (a)），剖面上沉积盖层呈同心圆状自周边向中心退覆（图 7－1 (b)）。在均匀弯曲的盆地基础之上，依次沉积了寒武系至宾夕法尼亚系的古生代地层，总厚 3000 余米。所

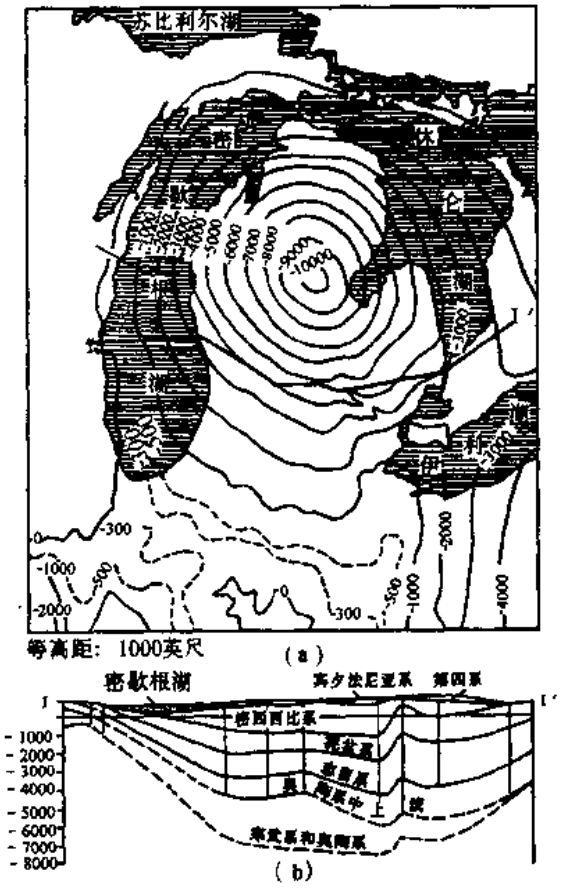


图 7－1 美国密歇根盆地特林顿灰岩顶面构造
(a) 和构造横剖面 (b)（据 C. Cohee 等，1958）

以，从整个结构上看，这个盆地好似一个迭一个的盘碟，自下而上依次变小。盆地发育过程是一个逐渐收缩的过程。边界以断层接触的盆地，其发展可能以断陷为主。我们常见的地堑盆地即是如此。例如：德法边境地区的莱茵地堑（图 7－2）。

莱茵地堑发生在西欧的海西基底上，早第三纪时，因地块上拱而发生张性断落。这种盆地的平面形态因受地堑边界断层的限制而呈长条形（图 7－2（a））。剖面则呈狭窄的槽形（图 7－2（b））。莱茵地堑盆地是在侏罗纪地层基础上充填了 3000 多米渐新世至中新世地层发育而成。沉积物是在边界断层不断下陷中堆积的。

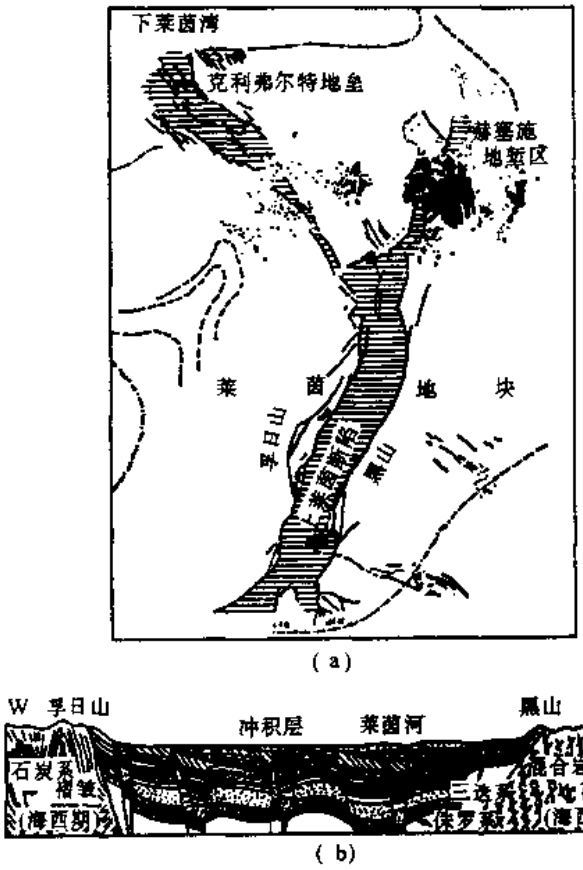


图 7－2　莱茵地堑盆地同边界地质体的断层接触关系
（据 H. Cloos）

盆地的边界一边为沉积超覆接触，另一边为断层接触，即所谓断超式盆地。这类盆地的发展具有断陷和坳陷兼并的特征，最突出的特征是盆地剖面形态的不对称性，盆地的沉降中心（沉降轴）偏向断层边界一侧。例如：加拿大的阿尔伯达盆地（图 7－3）、鄂尔多斯盆地（陕甘宁盆地）。

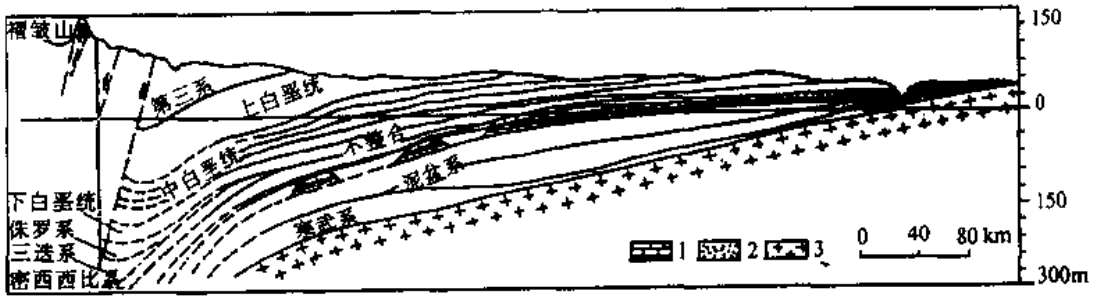


图 7－3　加拿大阿尔伯达盆地构造横剖面（T. Link 1951 年）
1—石灰岩；2—砂岩；3—基底

盆地的边界接触形式并不是一成不变的。有些盆地的边界在盆地发育的早期可能是断层接触，晚期则转变为沉积接触。例如：我国扬子地台区的苏北盆地（图 7－4），在新第三纪时期盆地边界的接触关系是沉积超覆式，因而盆地的发展以坳陷为主。然而，在老第三纪时期盆地的边界接触为断层式，因而它的发展则以断陷为主。

盆地边界接触型式及边界地质体特征的研究，对分析判断盆地的形成和发展是很有帮助的。在含油气盆地的初期研究中，往往是借助对其周边地质综合研究来了解内部基底和盖层构造特征。所以，在盆地构造研究中，边界地质的研究是很重要的方面。

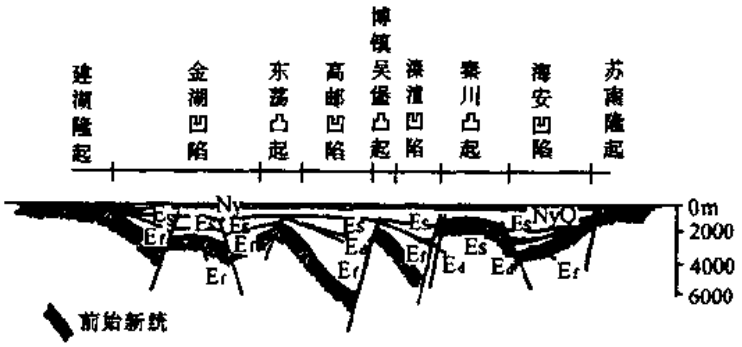


图 7－4　苏北盆地构造横剖面图（据江苏石油普查大队 1973）

E_f—阜宁组；E_d—戴南组；E_s—三垛组；N_y—盐城组；Q—第四系

（二）含油气盆地的内部构造

从地壳构造的整体而言，含油气盆地是地壳演化一定阶段的一种洼陷构造。或理解为“在地质发展历史一定阶段的一定运动体制下形成发展的统一的沉降大地构造单元”（朱夏，1965）。但是，盆地的内部构造还是不均一的，它的基底有起有伏，往往将盆地分隔为彼此不连通的一级坳陷。它的盖层由于受到后来构造运动的改造而褶皱成为背斜和向斜，并且也经常受到断层不同程度的破坏。因而，含油气盆地内部也呈现一定特征的地质构造。

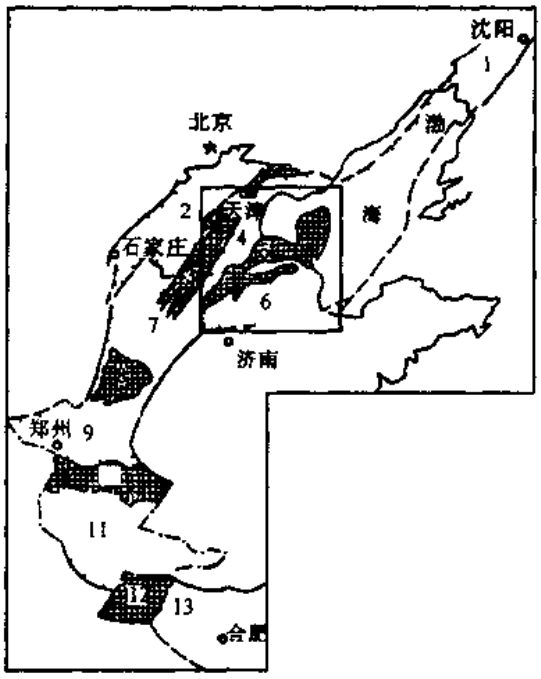


图 7－5　华北盆地一级构造分区略图

1—下辽河坳陷；2—冀中坳陷；　3—沧县隆起；
4—黄骅坳陷；　5—埕宁隆起；　6—济阳坳陷；
7—临清坳陷；　8—内黄隆起；　9—开封坳陷；
10—太康隆起；　11—周口坳陷；　12—阜南隆起；
13—合肥坳陷

1．一级构造

盆地内一级构造指的是隆起和坳陷（图 7－5）。隆起是盆地基础相对隆起的地区。其上的沉积盖层往往发育不全，甚至有时古老褶皱基底露出水面而成为剥蚀区。但由于隆起在盆地中起着分隔或围限坳陷的作用，它与坳陷邻接的一翼上经常有地层超覆和岩层尖灭出现。当坳陷内存在着利于生油的情况下，隆起翼部的超覆和尖灭就十分容易捕获来自邻近坳陷内的油气，形成地层圈闭类型的油气藏。

坳陷是盆地内基础下陷最深的地区。具有沉积盖层发育全、连续性好和厚度大等特征，是沉积盆地内生油最有利地区。因而，它也是含油气盆地的油源区。

含油气盆地的一级构造内还有一种叫斜坡，它的特点是盆地的基底向边缘升起，向中心下陷呈斜坡状，由于它具有和隆起朝向坳陷一翼所具有的同样地质条件，故斜坡区也是勘探地层圈闭油气藏的有利地区。

在含油气盆地内一些较大的坳陷内，基底又表现了一定的起伏性，形成一些范围更小的凸起和凹陷（图 7－6）。

如图 7－6 所示，在华北盆地的济阳坳陷中就存在车镇凹陷、沾化凹陷、滨县凸起、陈

家庄凸起、惠民凹陷和东营凹陷等八个凸起和凹陷，有人将此类构造称做油气盆地的亚一级构造单元；因为它的规模介于一级构造（隆起和坳陷）与二级构造（二级构造带）之间，二级构造带在油气勘探中具有特殊重要的地位，因为它常常直接控制着油气富集带，凸起起着分割坳陷的作用，在坳陷发展的早起，凸起将坳陷分割为几个互不连通的单位。当坳陷强烈下降时，水域则连成一片，但处于水下的凸起仍起着一定的的分割作用，使之呈半连通状态。因此，相邻的凹陷在某一地质时期有着共同的含油气岩系，而在另一地质时期又有各自的主要含油气岩系。掌握这种地质发展上的规律性，将有利于勘探工作的进行。

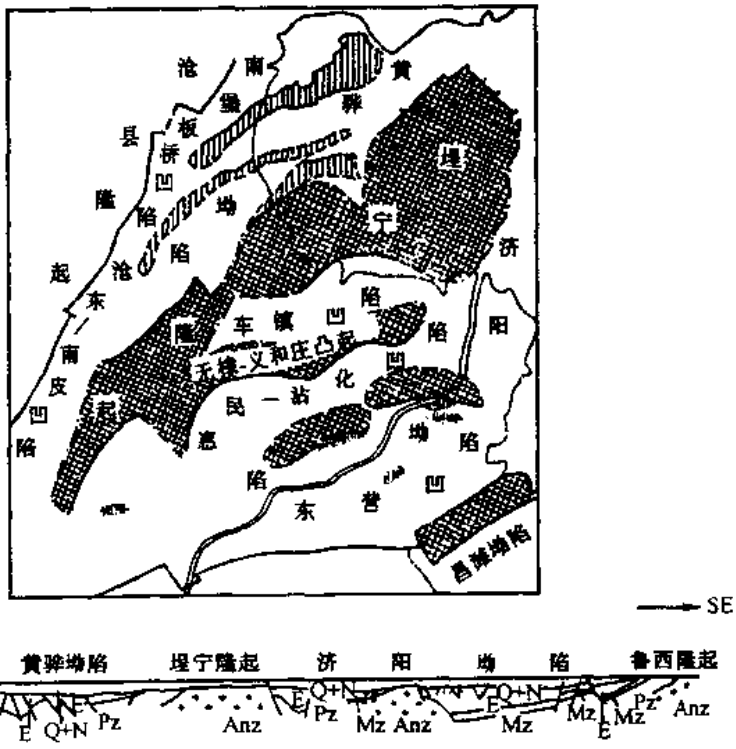


图 7－6　华北盆地黄骅坳陷和济阳坳陷构造分区略图

2. 二级构造

二级构造即二级构造带。我国的勘探实践证明，含油气盆地内的二级构造带对油气的聚集起着很重要的控制作用，它们常常是油气富集带。一般包括背斜带、长垣、断裂带、挠曲带等。

背斜带是由一系列成排、成带出现的长、短轴背斜所组成。它们具有大体一致的褶皱轴向，背斜之间成雁行式或平行状排列。它们主要是盖层褶皱。

长垣是一个长条形隆起或几个局部隆起所组成。往往具有基底隆起核心的盖层褶皱带。因而它的两翼倾角常常是由上往下逐渐加大，地层厚度也常由两翼向顶部逐渐变薄，岩石颗粒也常常是顶部偏粗，这些特征说明长垣是一种边沉积边隆起的同沉积构造。

断裂带是由若干个带状分布的断块或被断层复杂化了的不完整的背斜所组成。在实际工作中又从成因上区分为褶皱断裂带和断裂褶皱带两种形式，前者系由断裂活动引起的背斜褶皱。即以断裂为主；后者则是在原先背斜的基础上发展为断层，成为复杂的断块而使原先的构造面貌改观。我国华北盆地内这类构造形式比较发育。

挠曲带是在盆地内形成的一种大型的椅状褶曲。在挠曲带的下面往往隐伏着基底断裂，

因而，有人认为大型挠曲常常是基底断裂的存在标志。挠曲带的向上侧地层厚度往往变薄，向下侧逐渐加厚，岩石颗粒也常常变细。在挠曲带的上侧，有时还可以出现超覆或尖灭，利于地层圈闭油气藏的形成。

3. 三级构造

三级构造主要指背斜和向斜等。这是含油气盆地内最普遍、最发育的构造形迹。背斜也是油气赖以聚集的一种最基本、最重要和最普遍的圈闭形式。

二、含油气盆地在地壳中的分布

世界石油勘探已有 130 年的历史，到 1974 年已找到油田 22299 个、气田 10784 个，其中大油气田（原油储层 7×10^7 t 以上，天然气储量 10×10^{10} m^3 以上）266 个，它们占油气田总数不到 10%，但却占世界油气田总储量的 75%，因而引起世界各国对寻找大油田的极大兴趣，由此产生了大油气田地质学。在指导寻找大油气田地质理论方面，新兴的板块构造学说为国内外所观注。因为它的全球构造观、构造活动规律与油气的富集有着密切的关系。

（一）世界古生代含油气盆地的分布

贝利和斯纳尔逊（Bally 和 Snalson，1980）把大陆上的大地构造单元分为三类：克拉通区、古生代缝合带区（包括加里东和海西两次大地构造旋回或称年青的地台）和中新生代缝合带。与之对应（图 7－7）可以看出，世界古生代含油气盆地多位于前寒武纪为基底的克拉通区（盆地编号 1－21），只有少数位于古生代为基底的缝合带上（盆地编号 22－30）。其具体分布情况和油气储量如下所述。

Ⅰ. 北美地台，占有世界古生界石油总储量的 56%，天然气储量的 35%，包括下列盆地：

(1) 阿尔伯特（主要产层时代 D_{2+3}—C_1）

(2) 威林斯顿盆地（C_1）

(3—4) 美国落基山区（C_1）

(5) 前阿巴拉契亚区（D）

(6) 东内部盆地区（D—C_2）

(7) 中陆地区（C_2—P）

(8) 二叠盆地（C_2—P）

Ⅱ. 南美地台，包括巴西和圭亚那地盾，古生界的油气储量和产量都很少。

(9) 亚马逊盆地（P_Z）

(10) 对克鲁斯盆地（D，C—P）

Ⅲ. 中国地台

(11) 鄂尔多斯盆地（O—C）

(12) 四川盆地（Z、C、P）

(13) 塔里木盆地（O）

Ⅳ. 东欧地台。包括西欧，占有世界古生界石油总储量的 32%，天然气储量的 33%。

(14) 蒂曼—伯朝拉盆地（D—P）

(15) 伏尔加—乌拉尔油气区（D_2—P_Z）

(16) 滨里海盆地（C_1）

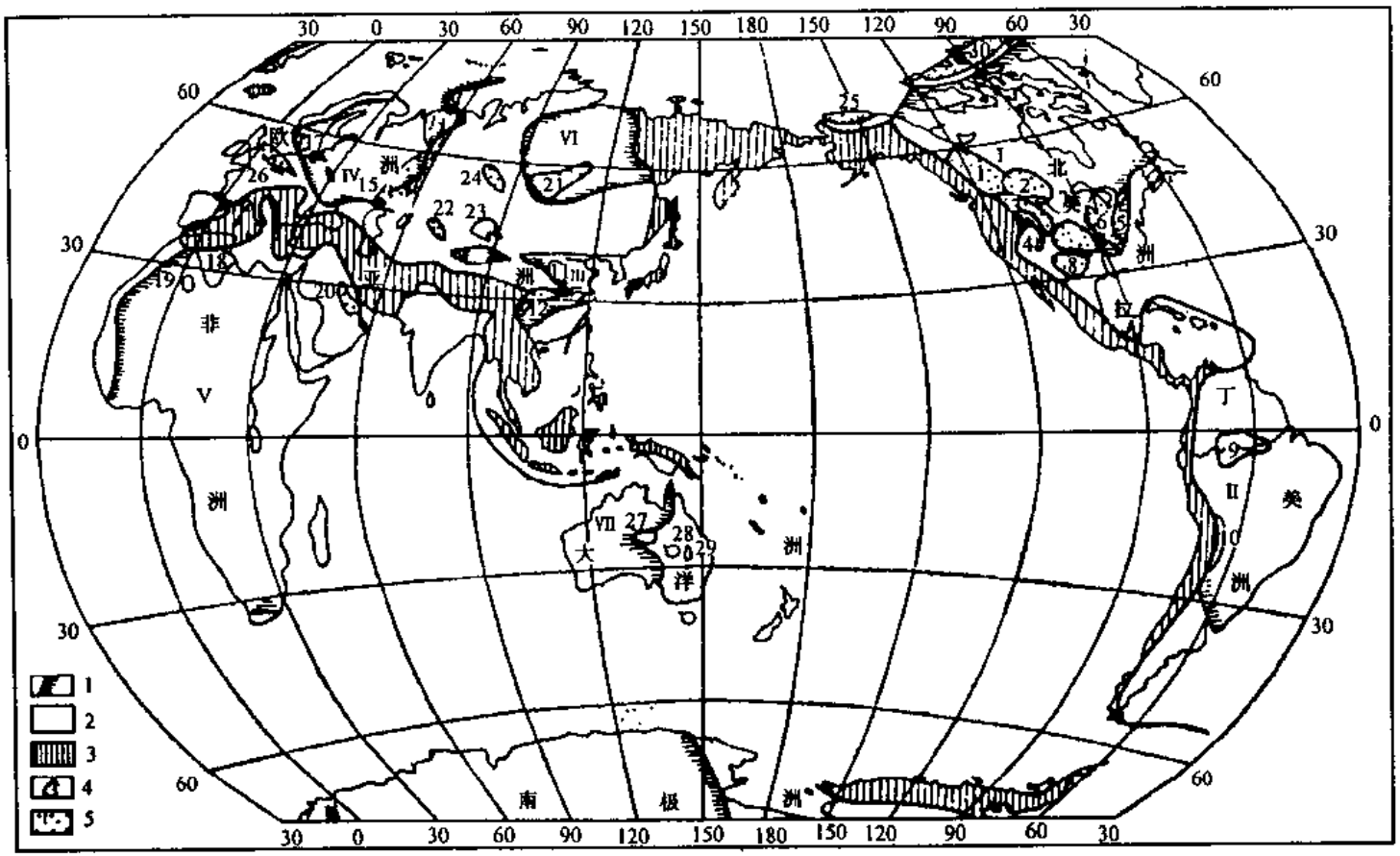


图7-7 世界大地构造格架和古生代含油气盆地分布(据甘克文，1986)

1—克拉通区 2—古生代缝合带 3—中新生代缝合带 4—古生代含油气盆地及其编号 5—碳酸盐岩储集岩

(17) 波罗的盆地和第聂伯—普利皮亚特盆地（∈—O）。

Ⅴ. 非洲—阿拉伯地台，占世界古生界石油储量的11%，天然气储量的28%。

(18) 三叠—伊利济盆地（P_2）

(19) 阿赫内特盆地（D—C_1）

(20) 波斯湾盆地（P）

Ⅵ. 西伯利亚地台

(21) 通古斯—勒拿盆地（P_1^3—$\in_1$）

Ⅶ. 古生代缝合带上的盆地

(22) 楚—萨雷苏盆地（D—C）

(23) 准噶尔盆地（C—P）

(24) 纽罗里卡盆地（S、D、C_{1+2}）

(25) 北极斜坡盆地（C_1、P—T）

(26) 南部北海—中欧盆地（P_1^3—P_1）

(27) 阿马迪厄斯盆地（P_1^3—P_2）

(28) 库珀盆地（P）

(29) 阿达瓦尔盆地（D）

(30) 斯沃德鲁盆地（D）

（二）世界陆相含油气盆地分布

地球地史发展到了中新生代，联合古大陆解体、深部地幔物质上涌、地裂运动发生，造成岩石圈破裂、板块发生分离以至漂移。大陆岩石圈开始破裂时，在陆内先形成许多裂谷盆地；板块漂移出现新的洋壳时，在大陆边缘仍保留许多早期陆相裂谷盆地。与此同时，特提斯洋关闭，形成从欧洲至亚洲的东西向喜马拉雅褶皱山系；太平洋向美洲和亚洲发生俯冲消减，形成纵贯美洲西缘的科迪勒拉褶皱山系和西太平洋的岛弧系，并在期间造成许多山间陆相盆地和弧后的陆相或滨海陆相盆地。这些陆相盆地探明的油气储量，估计还不到世界总储量的1/10。但中国陆相盆地生油和蕴藏的石油储量，却在世界上占有重要的地位。

世界主要陆相含油气盆地的分布如图7－8。

Ⅰ. 北美洲

(1) 阿拉斯加州南部库克湾盆地（产层时代E）

(2) 大绿河和尤因塔盆地（K_2—E）

(3) 内华达州大盆地区（E）

(4) 阿科马盆地阿托卡组（C_2 煤系）

Ⅱ. 拉丁美洲

(5) 圭亚那地盾上塔库图盆地（F_{1+2}）

(6) 巴西塞尔希培—阿拉戈斯盆地（J—K）

(7) 巴西雷康卡沃盆地（J—K_1）

(8) 圣埃斯皮里托盆地（K_1）

(9) 阿根廷的圣豪尔赫湾盆地（J—K）

Ⅲ. 欧洲

(10) 南部北海—中欧盆地的赤底统（C—P 煤系）

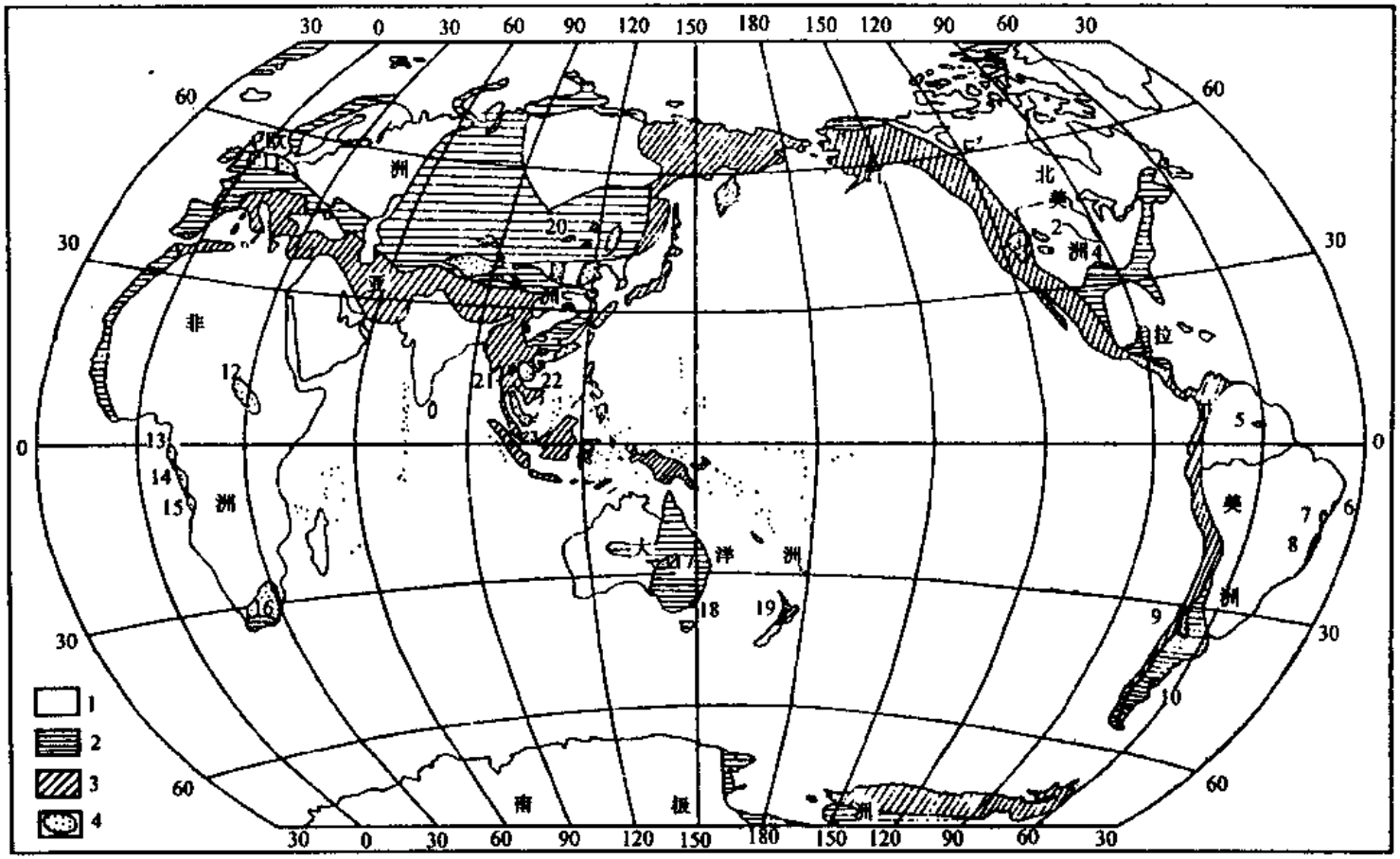


图7-8　世界陆相含油气盆地分布图(据甘克文1986)

1—前寒武纪克拉通区；　2—古生代褶皱区；　3—中新生代褶皱区；　4—陆相盆地及其编号

Ⅳ. 非洲

(11) 苏丹的上尼罗河区的苏德盆地 (K)

(12) 西非的加蓬盆地 (K_1)

(13) 西非的下刚果盆地 (K_1)

(14) 西非的宽扎盆地 (K_1)

(15) 南非的卡鲁盆地 (C_2—J, P_2 为煤系)

Ⅴ. 大洋洲

(16) 库珀—埃罗曼加盆地 (P 煤系、J)

(17) 吉普斯兰盆地 (J—E)

(18) 新西兰的塔腊纳基盆地 (K_1—E)

Ⅵ. 亚洲 (不包括中国)

(19) 蒙古的东戈壁盆地 (J—K)

(20) 泰国西北部山间断裂盆地 (E + N)

(21) 呵叻盆地 (T—J)

(22) 泰马盆地 (E)

第二节　中国陆上东部盆地群

中国东部所谓"第二沉降带"是从晚中生代开始在欧亚板块东部形成的陆内裂谷盆地带。它是不同时期分段形成的裂谷带，随后又依次地转变为坳陷带。长期勘探揭示，中国大量的陆相生油层系发育在这些裂谷型沉积盆地中。这些裂谷型盆地内最常见的含油气圈闭是滚动背斜、断块构造、披覆构造、基岩潜山等。此外，在火山岩、盐泥拱起反映的背斜圈闭中亦有油气聚集。第三系生成的油气广泛地运移并储集于前震旦纪花岗片麻岩、震旦系、寒武系、奥陶系、侏罗系、白垩系及第三系的白云岩、石灰岩、火山岩、砂岩及礁灰岩中，形成多种多样的独特的油气藏，大量的日产上千吨的高产井出现在基岩潜山圈闭中，具有独特的油气特征，对我国石油工业发展占有重要的地位。这类盆地的演化、油气地质特征及油气藏分布规律，丰富了石油地质学理论。中国 90% 以上的石油储量和产量，都是分布在东部平原区的大陆裂谷盆地中。

一、东部裂谷盆地简述

从晚中生代开始，在欧亚、印澳和太平洋三大板块的相互作用下，在亚洲大陆东部形成的巨型裂谷带。它是在不同时期分段形成的裂谷地带。裂谷带的走向呈北北东向。随着太平洋板块俯冲带向东迁移，裂陷活动衰退，依次地转变为大型坳陷带。裂谷盆地带总长度在 3500km 以上，宽度变化在 250～450km 之间，比一般的裂谷带宽。其东界为依兰—伊通、郯城—庐江、吴川—四会等深断裂带组成，向西南延伸为红河深断带所终止，中生代时此深断裂带为左旋活动，新生代时转变为右旋活动；其西界为大兴安岭—太行山—武陵山东侧的深断裂带所限，是地壳厚度和重力异常的梯度带。裂谷带内又为若干斜列的深断裂所切割，形成错综复杂的断陷和隆起相间的格局。在断陷内或隆起上又可分为次一级的凹陷和凸起。裂谷盆地区地幔上隆、地壳变薄，仅厚 29～35km。裂谷带内发育了大量的高差很大的前侏

罗纪基岩潜山构造。其基岩主要为下古生代碳酸盐岩组成，强烈的断裂错动及古风化溶蚀作用，给基岩潜山圈闭提供了良好的储集条件，形成了为数众多的高产基岩潜山油藏。裂谷带内中新生代火山岩很发育，岩浆沿主断裂带内中新生代火山岩很发育，岩浆沿主断裂喷溢，呈锥状向四周展开，这种现象已为物探和钻井所证实。盆地内地温度梯度增高，一般为3.5～4.5℃/100m，最高可达6～8℃/100m。此裂谷带是高热流值广泛分布区和现代地震强烈活动区。中国东部陆上的油气田，基本上都分布在此裂谷带的深坳陷中。坳陷内以陆相沉积为主，局部有薄的海相夹层。生油气层为湖相的泥岩及沼泽相含煤层系（图7－9）。

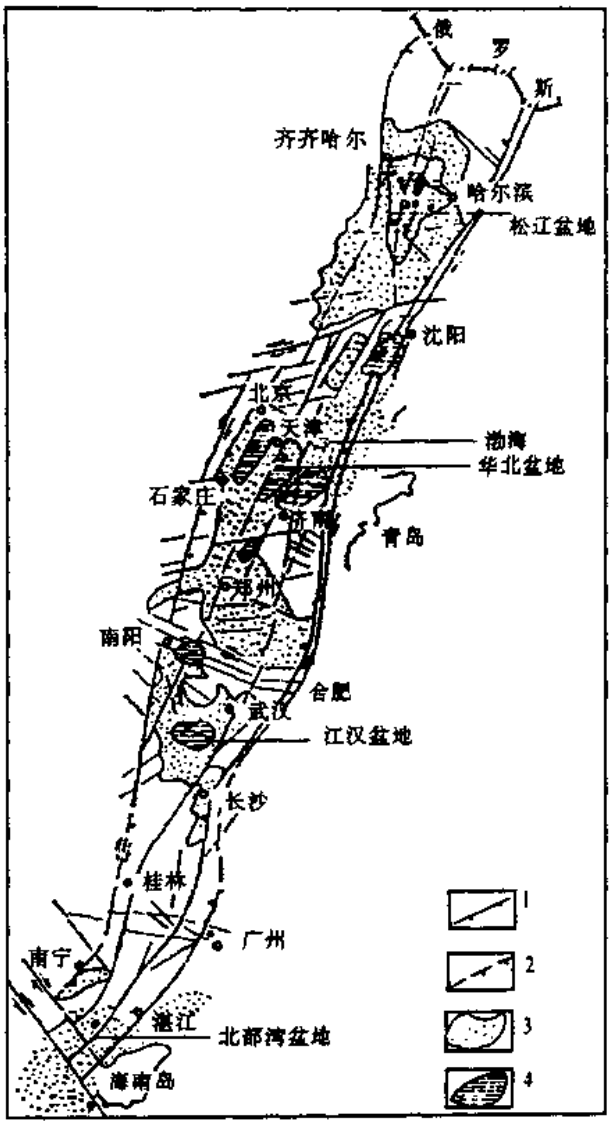


图7－9　中国东部裂谷盆地及油气田分布图（据童崇光，1979）

1—深断裂；2—推测深断裂；3—裂谷沉积盆地；4—含油气面积及油气田或油井

这类盆地主要有松辽盆地、华北（渤海湾）盆地、江汉盆地、二连盆地及苏北盆地等。。

（一）松辽盆地

松辽地区侏罗纪时，由于热地幔柱上隆，形成一系列北北东向展布的孤立的地堑区。东西宽40－50km，南北长300km，面积约20000km^2。裂谷系中充填了火山岩及碎屑岩，其厚度在1000m以上。从早白垩世开始，由裂谷带逐渐转变为大型的坳陷盆地，沉积范围扩大到2×10^5km^2，沉积厚度在3000m以上，在结构上称之为断坳盆地，类似北海和西西伯利亚盆地。生油层及储集层主要发育在坳陷型沉积的中下白垩统中。地温梯度特高，为3.7～4.2℃/100m。隐伏的侏罗纪裂谷带控制了盆地中央断坳带的发生和发展过程。裂谷带内中央基岩隆起带控制了大庆背斜带的形成，其构造特征表示在图7－10和图7－11上。勘探证实，大量的石油集中富集在这个背斜里。顺裂谷带由北向南展布的三角洲砂体是良好的储集层，形成了世界上陆相成因的特大油田，石油年产量达52×10^6t以上。在大庆背斜两侧的深陷内分布一些中小型的构造—岩性、岩性油藏。世界上的大油气田也主要是分布在这类结构的盆地中。

（二）江汉盆地

江汉盆地是白垩纪至第三纪渐新世期间，在中扬子准地台上发育起来的裂谷盆地区。面积约38000km^2，沉积了白垩系—渐新统巨厚的红色粗碎屑岩、湖相砂岩、泥岩及大量的蒸

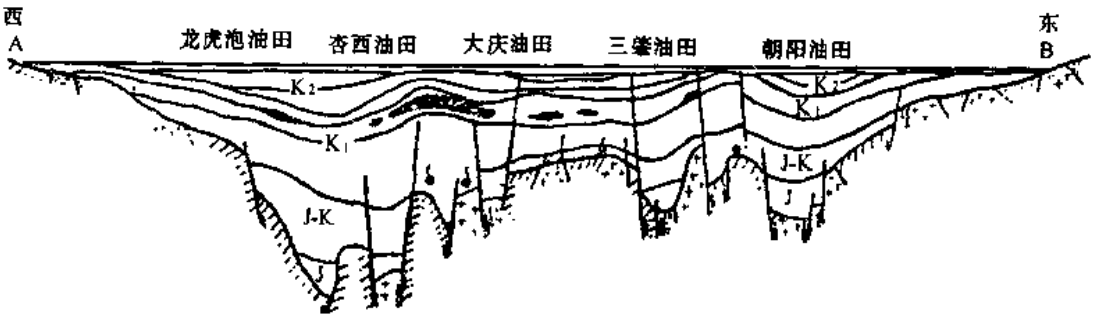


图 7－10　松辽断坳盆地横剖面及油藏分布图（据李德生等，1981）

发岩，并夹有火山岩。渐新世时，湖盆达极盛时期。潜江、沔阳凹陷成为半闭塞的盐湖环境，沉积了大套的韵律性的含膏盐地层。在含膏盐层系里形成了多套生储盖组合和生油层与膏盐共生的独特含油气地质环境。生油层累积厚度约 2000m。白垩系到第三系的总厚近 10000m。按盆地内部构造特征，又可分出 5 个凹陷、5 个凸起和 1 个地堑区（图 7－12）。

潜江凹陷位于江汉裂谷地区中部，是一北深南浅、北陡南缓的箕状凹陷，是此区裂陷最深沉积最厚的地区。盆地内已知主要的油气田占盆地石油产量一半以上的王场油田就分布在此凹陷内。油气藏分布与断块、断鼻、盐泥上拱穿刺背斜、砂岩尖灭带及砂岩透镜体等圈闭有关。潜江凹陷的油气地质表明，闭塞的盐湖环境，沉积了巨厚的石膏、岩盐、暗色泥岩夹钙芒硝及灰岩，亦具有良好的生油条件，是油气地质学上较独特的含油气盆地。

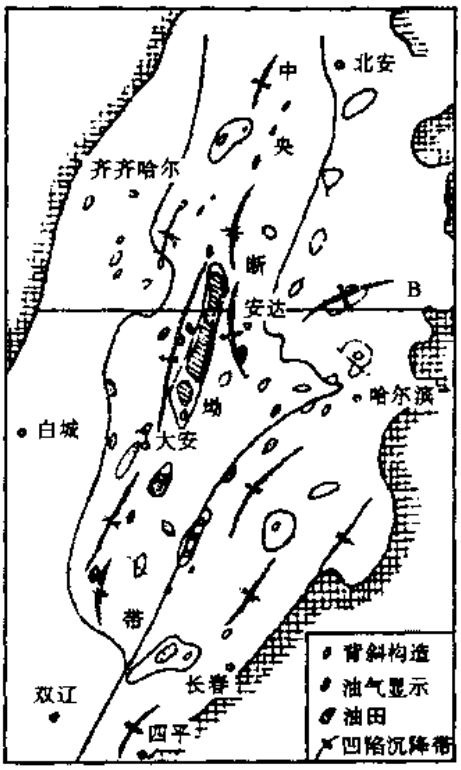


图 7－11　松辽断陷盆地凹陷带、背斜带及油田分布图

（三）二连盆地

此盆地位于大兴安岭以西，又称巴音和硕裂谷盆地。它是在西伯利亚板块与华北板块于海西期碰撞变形的基础上，形成的中新生代裂谷地带。在成因机制上，它可能和华北裂谷盆地不同，而是和海拉尔裂谷盆地有相似性，主要是和走滑型的深断裂活动有关。但也有人认为是早、中侏罗世时，太平洋—库拉板块向西俯冲而形成的弧后裂谷带。它向北东方向与海拉尔裂谷盆地相连，向西南与银根裂谷带相接，长约 1400km，宽约 80～130km。盆地中央有一隆起带，将裂谷盆地分为东、西两支。两支裂谷呈雁列展布，其中又有一次级凸起相间。盆地面积约 $11\times10^4 km^2$（图 7－13）。盆地内缺失三叠纪地层。早、中侏罗世时，地壳张裂，沿深断裂发生强烈的火山喷溢活动，如大兴安岭西坡，上侏罗纪火山岩建造厚达 8000m。上侏罗统为一套河—湖相碎屑岩夹火山岩建造，厚 1000～2500m。早白垩世为裂谷盆地主要发育时期，广泛地沉积了以湖相为主体的暗色泥岩建造，夹有河流相沉积，厚 800～3000m。西支裂谷内生油岩系较发育，东支裂谷内以含煤建造占优势。晚白垩世，又有大量中基性岩浆喷溢活动，随后转为较统一的坳陷带，以杂色

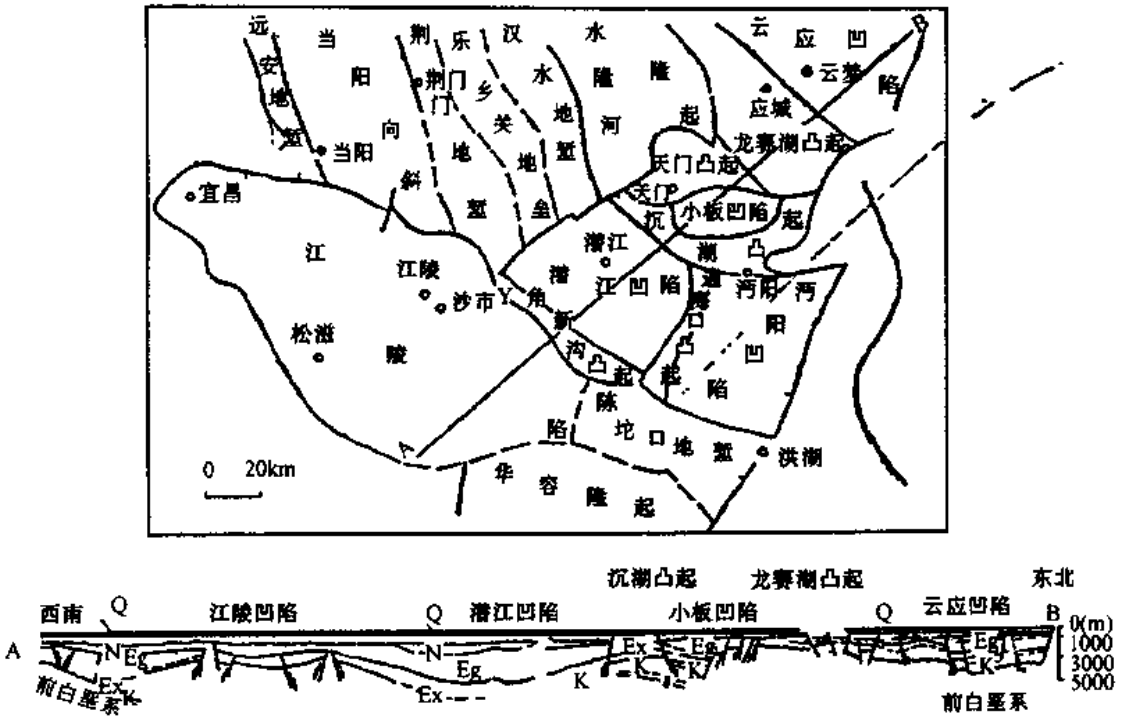


图 7－12　江汉裂谷盆地区区域构造及横剖面图（据李德生等，1981）

泥岩为主的超覆型沉积不整合于下白垩统或更老的地层之上。新生代裂陷作用萎缩、消失。沿深断裂带地热流值高（4～4.5℃/100m），并有温泉分布。这说明有强烈岩浆喷溢活动的裂谷盆地区，只要具有长期稳定的湖相或海相沉积环境，有可观的生油岩系都可能成为油资源丰富的盆地。

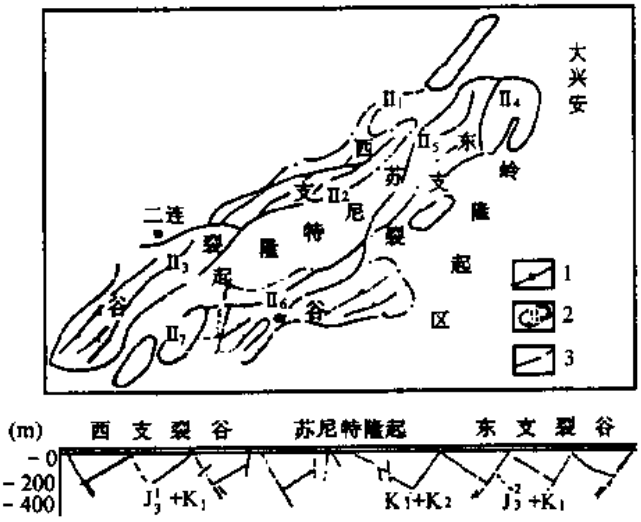


图 7－13　二连盆地隆起和地堑分布图

（据王同和，1985）

1—正断层；2—地堑及编号；3—盆地界线；Ⅱ_1—巴音都兰地堑；Ⅱ_2—额尔宝力格地堑；Ⅱ_3—脑木根地堑；Ⅱ_4—高力罕地堑；Ⅱ_5—吉尔嘎郎图地堑；Ⅱ_6—都日木地堑；Ⅱ_7—赛汉塔拉地堑；Ⅱ_8苏尼特隆起

1977 年，首次在巴音都兰地堑内发现了工业油藏，接着又在额尔宝力格、脑木根、赛汉塔拉、吉尔嘎郎图等凹陷内发现了油藏。储油层为白垩系、侏罗系及基底的砂岩、火山岩。构造圈闭主要为滚动背斜、压实背斜及火成岩底辟构造和挤压背斜等。例如阿尔善油田为滚动背斜圈闭；哈南油田为基岩潜山—披覆构造圈闭；阿北—蒙古林油田为玄武岩潜山—披覆构造圈闭。火山岩底辟构造及熔岩台地形成基岩潜山圈闭，其上又有披覆背斜，形成复式油藏，这是二连裂谷盆地石油地质的独特特点，这标志着我国中生代火山岩发育的裂谷盆地，亦蕴藏有丰富的油气资源。

另外，鉴于华北盆地的代表性、复杂性及研究程度的深入性，下面将对其单独进行分析。

二、华北（渤海湾）盆地

（一）概况

华北盆地位于我国华北地区，包括北京、天津、河北、山东、河南、辽宁等省市的全部或一部分及渤海海域，面积近20万平方公里。盆地东临胶辽隆起，西与太行山隆起为邻，北为燕山台褶带，南抵豫淮台褶带。是一个新生代的沉降平原，广为第四系所覆盖（图7－14）。

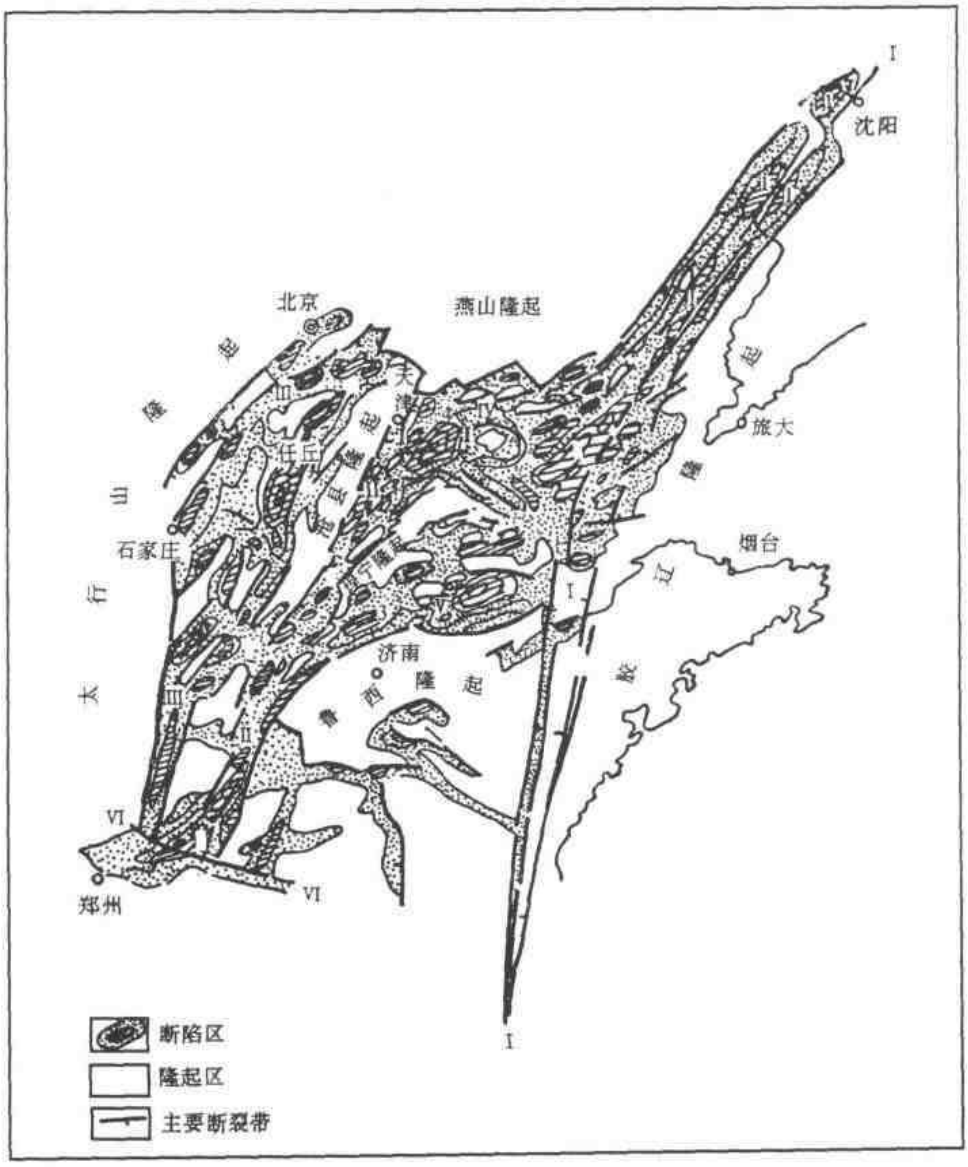


图7－14　华北盆地构造位置略图（据华北石油勘探指挥部1979）

图中：断陷区　1—辽河断陷；2—渤中断陷；3—济阳断陷；4—黄骅断陷；5—冀中断陷；6—临清断陷；主要断裂带：Ⅰ—郯庐断裂带；Ⅱ—沧州—东明断裂带；Ⅲ—太行山东麓断裂带；Ⅳ—北塘—乐亭断裂带；Ⅴ齐河—广饶断裂带；Ⅵ黄河断裂带

华北盆地是迭置在华北地台古生界盖层之上的中、新生界断陷盆地。有人也称其为复式迭加型沉积盆地。盆地内广泛发育晚元古界、古生界与中、新生界海陆两套沉积地层，累计厚度约33000m。

吕梁运动后，沿着内蒙地轴南缘，张家口—北票深断裂南侧形成了一个北北东方向的沉降带，即燕山沉降带，沉积了上元古界，为一套海相碳酸盐岩为主的沉积，厚达9000余米。青白口纪末的蓟县运动使华北地台曾一度上升，早寒武世时又沉没在浅海之中，一直延续到中奥陶世末才结束。在内蒙古陆以南和鲁东古陆以西的广阔浅海内，沉积以碳酸盐岩为主夹少量泥质岩和蒸发岩，厚1000～1500m，这是一套有利的生油气岩系。加里东运动使华北地台整体上升成陆，经历了长期的风化剥蚀和岩溶作用。中石炭世又下降接受沉积，沉积了海陆交替相煤系地层，厚200～400m。二叠纪为陆相碎屑沉积，仅堆积在一些坳陷内，厚度不等，300～1500m。中生代三叠系分布零星，仅在太行山东麓的平顺、峰峰和燕山的平泉有沉积，其它地区均未发现三叠系。说明印支运动在华北地区主要以大面积隆起为主。侏罗、白垩系主要分布在一些断陷盆地内，燕山地区沉积厚度最大，可达10000余米；胶辽地区7000余米；河淮地区厚2800余米；鲁西和太行山地区厚度更小。这些断陷和凹陷为华北盆地的进一步大面积坳陷开创了基础。新生代第三纪是华北大面积沉降时期，也是油气的主要形成时期。为一套河湖相沉积，厚度6000余米。

（二）基本构造特征

1. 块断构造是华北盆地最突出的构造特征

海西运动以后，华北地区大面积处于隆起剥蚀状态。燕山运动以新裂陷落和火山活动为主要形式，在强烈的张扭性和张性断裂作用下，拉开了华北盆地发展的序幕。当时的主要断裂带有：北北东方向的郯庐断裂带、沧州—东明断裂带、太行山东麓断裂带和近东西方向的北塘—乐亭断裂带、齐河—广饶断裂带、黄河断裂带（图7－15）。

经过侏罗、白垩纪的发展，华北盆地已具雏形。进入新生代早第三纪，区内块断活动达到了强盛时期，在总的引张力作用下，老的断陷继续扩大、加深和陷落，又产生一系列新的断陷与凹陷，盆地的总面积进一步扩大。在这些断陷与凹陷内迅速堆积了巨厚的近海湖盆相沉积，对油气的生成极为有利。

上述以张性和张扭性为主的正断层说明华北盆地具有以断裂活动为特征的块断构造性质。且整个含油气盆地的油气聚集带受块断构造的制约和控制。

2. 隆起与坳陷是华北盆地内的基本构造格架

华北盆地内大型构造东西分带、南北分区的格局十分明显。全盆地由三条大型的北北东断裂带（郯庐断裂带、沧东断裂带和太行山东麓断裂带），一条北北东转北东东的弧形断裂带（聊考—埕西为北北东走向，齐河—广饶为北东东走向）和近东西向的断裂带（宝坻—昌黎断裂带、黄河断裂带）控制了盆地内大型的隆起区和坳陷区。盆地内有八个基本隆起与坳（断）陷（图7－14）。自东北而西南为：辽河坳陷、渤中坳陷、济阳坳陷、埕宁隆起、黄骅坳陷、沧县隆起、冀中坳陷和临清坳陷。

3. 凹陷与凸起是坳陷内的基本构造格局

华北含油气盆地是由许多次级坳陷与隆起为骨架组成的。盆地内的坳陷则由更次一级的凸起与凹陷所组成，这是盆地块断构造特征的主要表现形式。凹陷是坳陷内的次一级负向构造单元，其间充填了较厚的下第三系。凸起则为坳陷内的次一级正向构造单元，下第三系很薄或缺失。凹陷和凸起都受次一级块断差异活动所控制，都是因一条或几条次级主断层的张

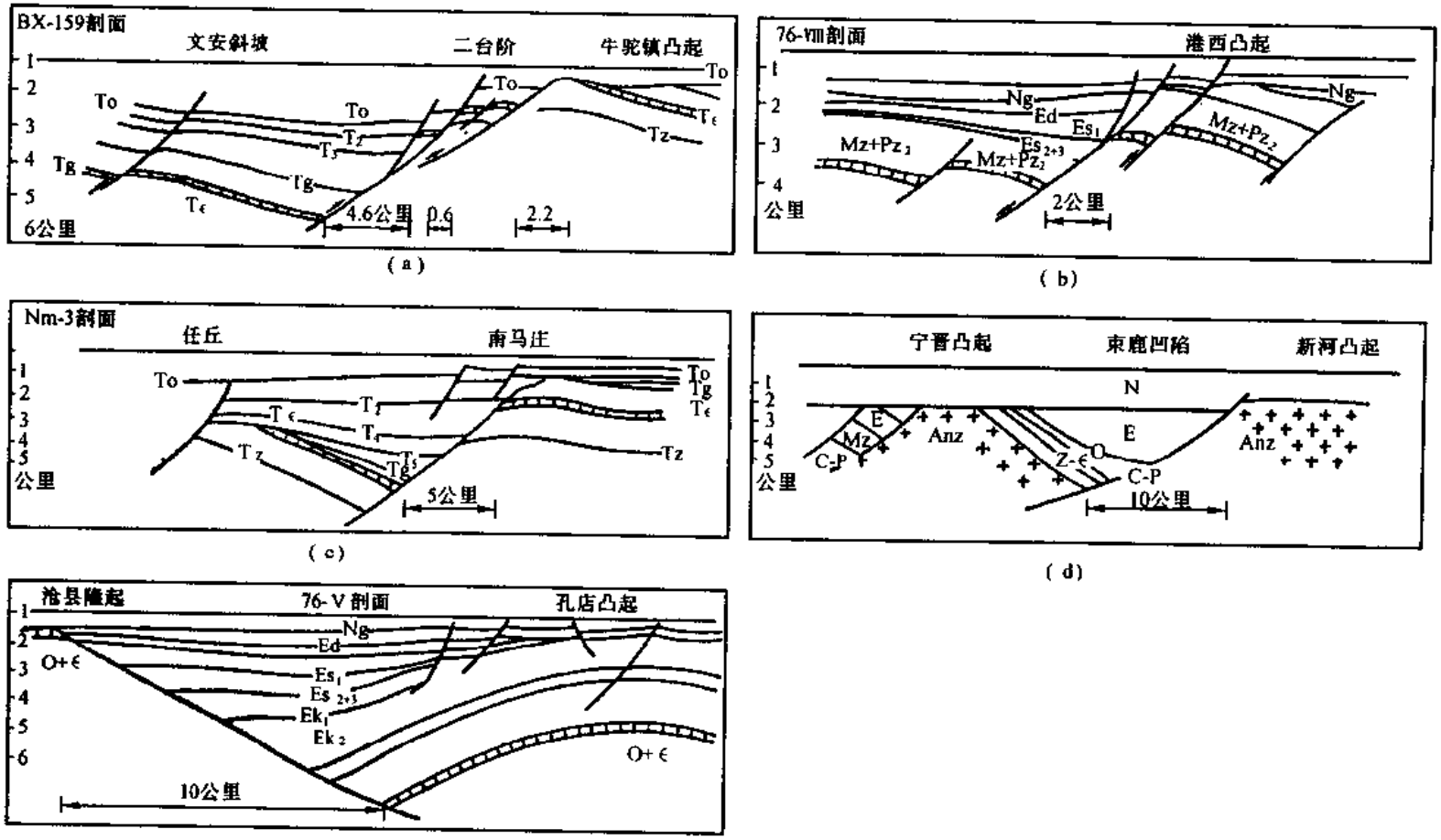


图7-15　华北盆地张性断裂与块拉开的水平距离图(据华北石油勘探指挥部1979)

裂活动而产生的。据统计，华北盆地内有 57 个凹陷和 54 个凸起。

这些凹陷和凸起在盆地内多呈左行雁行式排列，说明它们的形成曾受右旋张扭力的作用。例如：黄骅坳陷内的凸起带自东北而西南是：马头营凸起、北大港凸起、孔店凸起、盐山凸起及徐扬桥凸起。冀中坳陷内有四排凹陷带，自北而南为：北京—汤县凹陷带，大厂—廊房—固安—徐水—保定—石家庄凹陷带，武清—坝县—饶阳—晋县凹陷带，里坦—深县—束鹿—巨鹿凹陷带，也是北北东向左列雁行式排列。

在济阳坳陷和临清坳陷内，由于受两侧鲁西隆起和埕宁隆起的影响，次一级凹陷呈弧形向北撒开，向南收敛。自西南而东北依次为东濮、莘县、高唐、临邑、东营和沾化凹陷带，总体呈弧形展布。

凹陷与凸起在油气的生成与储集关系配置上往往是凹陷区供油、凸起区储油。已在许多凸起的构造带上发现了油气藏。如：港西凸起、孔店凸起、义和庄凸起、孤岛凸起、石臼坨凸起和宁晋凸起等。凸起上有上第三系次生油气藏，也有古生界、晚元古界的古潜山油气藏。例如：牛驼镇凸起上的明化镇—雾迷山产油层、义和庄凸起上的奥陶系产油层等。

4. 二级构造带是华北盆地内油气聚集的基本构造单元

二级构造带是凹陷内的次级正向构造单元，一般由两个以上的局部构造所组成，具有明显的方向性，一般构造面积为 100～500 平方公里，大者可达 1000～2000 平方公里。二级构造带是华北盆地内油气聚集的基本构造单元。依据基底起伏、构造带成因与区域构造位置、断裂的发育特征以及油气聚集条件，把二级构造带划分为以下几种类型：(1) 凸起潜山构造带（图 7－16）；(2) 潜山构造带（图 7－17）；(3) 背斜断层构造带（图 7－18）；(4) 逆牵引背斜带（图 7－19）；(5) 断裂鼻状带（图 7－20）；(6) 断裂台阶构造带（图 7－21）；(7) 斜坡带（图 7－22）。

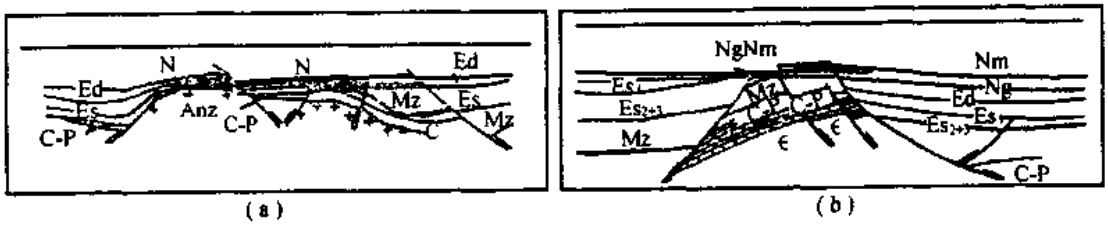


图 7－16　凸起潜山构造带

a. 发育在前震旦亚界及古生界古凸起上的潜山构造带

b. 发育在古生界凸起上的潜山构造带（引自华北石油会战指挥部 1977）

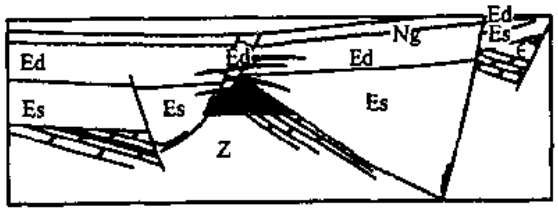


图 7－17　潜山构造带（任丘）

（引自华北石油会战指挥部 1977））



图 7－18　背斜断层构造带（临邑）

（引自华北油田会战指挥部 1977）

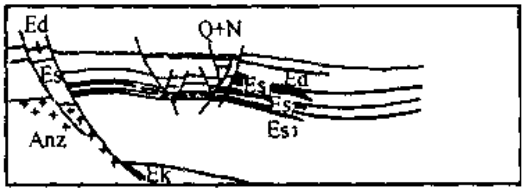


图 7－19　逆牵引或滚动背斜构造带（东营）
（引自华北石油会战指挥部 1977）

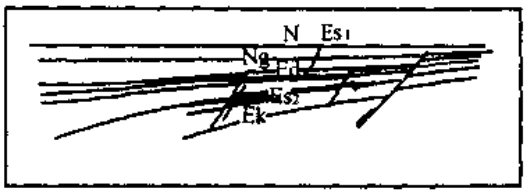


图 7－20　断裂鼻状构造带（纯化镇）
（引自华北石油会战指挥部 1977）

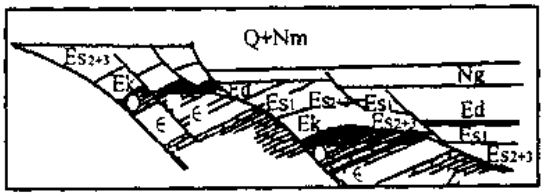


图 7－21　断裂台阶构造带（坝县）
（引自华北石油会战指挥部 1977）

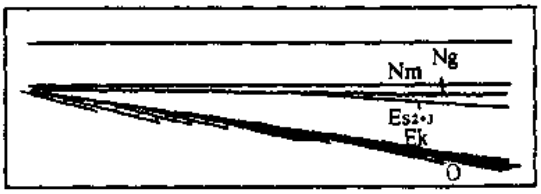


图 7－22　斜坡带
（引自华北石油会战指挥部 1977）

（三）基本含油气特征

1. 主要含油气层系

华北盆地是个复合迭加型沉积盆地。沉积岩层累计厚度三万余米，有海相和陆相两套沉积岩层。由于沉积过程的多旋回性和多次沉积间断，目前全盆地共发现十八套可采的含油层系。其中第三系地层内有九套，第三系以下的老地层内有九套。油气储量比较富集的层位是上、下第三系之间的不整合面、第三系底部的不整合面和第三系内部的三次沉积间断面上、下。

（1）下第三系的原生含油组合

华北盆地第三纪是陆相沉积岩系，是盆地内的最主要的生储油岩系。目前所发现的含油组合集中在下第三系。被划分为下、中、上三个含油组合。它们可形成原生油气藏。下部含油组合以孔店组暗色泥岩为生油层，砂质岩及碳酸岩为主要储集层，沙河街第三段为盖层。

中部含油组合以沙河街第三段暗色泥岩为主要生油层，沙二段砂质岩为主要储集层，沙一段为盖层。

上部含油组合以沙河街组第一段暗色泥岩为主要生油层，沙一段砂质岩、碳酸盐岩和东营组砂岩段为主要储集层，东营组泥岩为盖层。

（2）上第三系次生油气藏

目前所发现的上第三系馆陶组和明化镇组内的储油层，是通过上、下第三系之间的不整合面或断裂系统，由下第三系的含油组合生成的原油向上运移面形成的次生油气藏。

（3）古老地层内的古潜山油藏

华北盆地内第三系底部不整合面之下的老岩层中，已发现了晚元古界、古生界、中生界变质岩系的古潜山油气藏。这种类型的油气藏的形成，系由下第三系的原生含油组合，通过不整合面或落差很大的主断层面与老地层的储集层直接接触，使原油运移到老储集层内而聚集为油藏。被称为“新生古储”的含油组合。在这类油气藏中，特别是由晚元古界硅质白云岩和寒武—奥陶系灰岩、白云岩组成的古潜山，由于储集层缝洞发育，常形成高产油气田。