

石油地质学  
和技术培训教材

中国石油天然气总公司勘探局 编

# 石油构造地质学

二



京)  
1.2

● 石油工业出版社

现代油气勘探理论和技术培训教材·二

# 石油构造地质学

中国石油天然气总公司勘探局 编

石油工业出版社

## 内 容 提 要

本书为《现代油气勘探理论和技术培训教材》之一。全面反映了当前石油构造地质学的前沿动态,包括岩石圈构造、裂谷系统、造山带及前陆盆地和克拉通盆地等,并对前缘理论作了系统论述,对新方法和新技术作了深入解析。

本书可供从事油气勘探的高级科技人员参考。

### 图书在版编目(CIP)数据

石油构造地质学/中国石油天然气总公司勘探局编.  
北京:石油工业出版社,1998.5  
现代油气勘探理论和技术培训教材 2  
ISBN 7-5021-2307-5

I. 石…

II. 中…

III. 石油天然气地质-技术培训-教材

IV. P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(98)第 13026 号

石油工业出版社出版

(100011 北京安定门外安华里二区一号楼)

北京密云华都印刷厂排版印刷

新华书店北京发行所发行

\*

787×1092 毫米 16 开本  $6\frac{1}{4}$  印张 160 千字 印 1—3000

1998 年 5 月北京第 1 版 1998 年 5 月北京第 1 次印刷

ISBN 7-5021-2307-5/TE·1924

定价:14.00 元

# 《现代油气勘探理论和技术培训教材》

## 编委会

主任 邓隆武  
副主任 朱筱敏  
委员 (按姓氏笔划排序)  
孙镇城 张厚福 张 霞 陆克政 李承楚 金之钧  
赵澄林 尚作源 钟宁宁 欧阳健 周家尧 高德利

## 《石油构造地质学》

著 者 陆克政 漆家福 王毅等

## 序

石油工业的迅速稳步发展必须依靠先进的油气勘探理论和能切实解决生产难题的技术。中国数十年油气勘探实践已证明，油气勘探方面的理论发展和技术进步在深入油气勘探、增加油气储量、提高勘探效益等方面发挥着极为重要的作用。

自1978年以来，中国原油产量已超过亿吨，并保持稳步发展的势头，成为世界产油大国之一。中国油气资源是丰富的，但与世界石油资源平均探明程度和常规天然气资源平均探明程度相比，中国油气资源的探明程度还很低，所以油气资源勘探潜力还比较大。众所周知，对于具有复杂地质结构的中国含油气盆地，随着勘探程度的加深，油气资源勘探的难度越来越大。在本世纪末至下世纪初，中国石油工业的发展都将坚持“稳定东部、发展西部、油气并举，以及合理利用国外油气资源”的勘探战略。

为了贯彻实施中国石油工业发展的战略方针，使中国油气产量及储量处于世界前列，就必须充分发挥科学技术是第一生产力的作用，造就一大批既懂先进油气勘探理论，又熟悉现代油气勘探技术；既有丰富的油气勘探实践经验，又能从事石油勘探经营管理的油气勘探高级人才。为此，中国石油天然气总公司勘探局先后多次组织各油田的勘探处长、勘探公司经理和总地质师进行现代油气勘探理论和技术以及经营管理的继续教育。为了更好地提高油气勘探高级管理技术人才的油气勘探理论和技术水平，中国石油天然气总公司勘探局决定，成立《现代油气勘探理论和技术培训教材》编委会，公开出版相关系列教材。本套教材共计11册，包括6册油气勘探理论基础、4册油气勘探技术和1册油气勘探经营管理。即第一册《现代地层学在油气勘探中的应用》，第二册《石油构造地质学》、第三册《储层沉积学》、第四册《层序地层学原理及应用》、第五册《石油地质学新进展》、第六册《石油地球化学进展》、第七册《油气资源评价技术》、第八册《地震勘探新技术》、第九册《油气钻探新技术》、第十册《测井新技术与油气层评价进展》和第十一册《油气勘探经营管理》。与其它教材相比，本教材着重反映国内外油气勘探新理论、新方法、新技术，结合国内外油气勘探实例分析，解决实际问题。希望这套教材的出版能在提高广大油气勘探技术和管理人才的油气勘探综合素质方面发挥积极的作用。

高瑞祺

1997年4月

# 前 言

《石油构造地质学》是在中国石油天然气总公司勘探局组织下编写的，为总地质师班继续教育的专用教材。内容要求反映当前石油构造地质学科的前缘动态，介绍新理论、新方法和新技术。份量要与学时相适应，理论联系实际，内容少而精，突出重点。因此，它与一般构造地质学教科书内容和写法有所不同。

本书共七章。第一章讨论了岩石圈的构造，包括岩石圈垂向分层和横向不均一性，岩石圈板块构造几何学、运动学、动力学、地体构造、整体地球构造观和地幔柱构造，并介绍了中国大陆岩石圈构造单位及演化阶段。第二章论述了裂谷系统，从不同层次的伸展构造至各种裂谷型盆地的特征，并介绍了裂谷盆地的形成机制与动力学。第三章叙述了造山带及前陆盆地，重点讨论了造山带形成的地球动力学背景、造山带主体构造、前陆盆地基本类型、前陆褶皱—冲断带及前陆盆地的形成。第四章为克拉通及克拉通盆地，概述了克拉通的类型、特征及其成因分析。第五章在论述走滑作用、走滑构造、走向滑移线场、逃逸构造等概念基础上，对走滑作用有关的混合型盆地形成机制进行了分析和归纳，并讨论了中国主要走滑带有关的盆地实例。第六章对反转构造类型及程度进行了叙述，并对盆地反转的力学机制进行了分析。第七章讨论了含油气盆地古构造研究方法，重点介绍了几种正在发展中的技术，如沉降史与回剥技术、平衡剖面、构造物理模拟及构造应力场和应变场分析等。

由于篇幅所限，书中只能提纲挈领地简介，读者在自学中如有兴趣和需要可参看书后所列中外文参考文献或大学、研究生用的一般构造教材。

本书第一、四、五、六章由陆克政编写，第二章由陆克政、漆家福编写，第三章由王毅、陆克政编写，第七章由陆克政、周建勋、董亨茂、王子煜编写，全书由陆克政主编。

笔者要特别感谢中国地质大学刘和甫教授，他在百忙中为本教材作了全面、认真的审核，在讨论中提出了许多中肯意见和宝贵建议，并介绍了最新的资料。

笔者还要感谢地质科学研究院任纪舜院士，他不仅应邀到我校作了重要的学术报告，而且带给我们系统的著作和最新文献，为本书编写提供了帮助。

由于编写时间很短、水平有限、错漏之处定会不少，恳请读者赐教。

编者

1998年3月于石油大学（北京）

# 目 录

第一章 岩石圈构造	(1)
第一节 岩石圈构造及其运动学、动力学	(1)
第二节 中国大陆岩石圈构造轮廓	(15)
第二章 裂谷	(23)
第一节 伸展构造	(23)
第二节 裂谷型盆地及其类型	(25)
第三节 裂谷盆地的形成机制与动力学	(35)
第三章 造山带及前陆盆地	(39)
第一节 造山带的基本概念	(39)
第二节 前陆盆地	(44)
第四章 克拉通及克拉通盆地	(52)
第一节 基本概念	(52)
第二节 克拉通盆地	(55)
第五章 走向滑移作用及其有关盆地	(58)
第一节 概念	(58)
第二节 走滑作用有关的混合型盆地	(65)
第六章 反转构造	(69)
第一节 反转构造及其基本类型	(69)
第二节 反转程度和反转率	(72)
第三节 反转规模、程度与油气藏形成、保存	(73)
第四节 盆地反转的力学机制	(74)
第七章 含油气盆地古构造研究	(78)
第一节 概述	(78)
第二节 沉降史分析	(80)
第三节 平衡剖面	(82)
第四节 构造物理模拟实验	(84)
第五节 从构造应力场研究古构造	(86)
参考文献	(89)

# 第一章 岩石圈构造

## 第一节 岩石圈构造及其运动学、动力学

### 一、岩石圈垂向分层及横向不均一性

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，即莫霍面和古腾堡面，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）。

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1—1）。

#### 1. 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。

#### 2) 中地壳

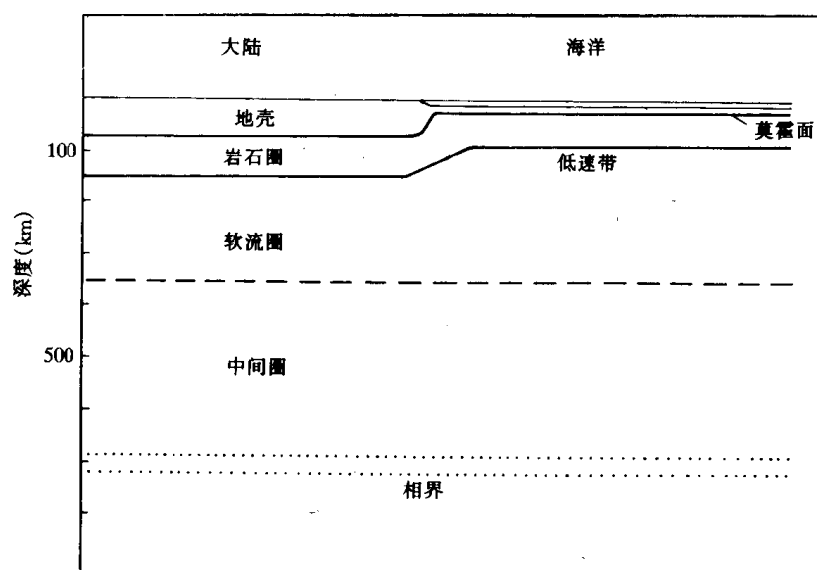


图 1—1 地球成分和力学分界面示意图（据 Bally, 1992）



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、顺层折离（图 1—2）。上地壳的伸展作用、逆冲作用常受中地壳折离面的控制。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。

### 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折离或调节带，控制着地壳构造的发育。

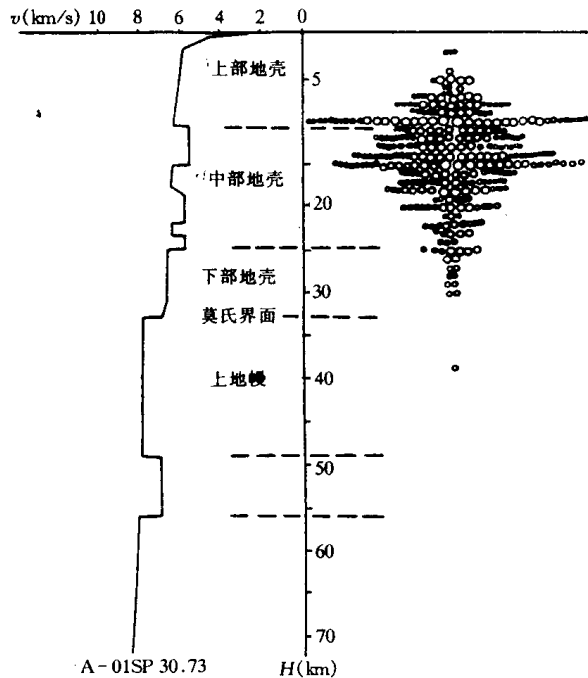


图 1—2 京、津、唐地区的地壳—上地幔速度结构及其震源分布示意剖面（据孙武城，1988）

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。

### 2. 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 1—3 表示地温梯度与地幔

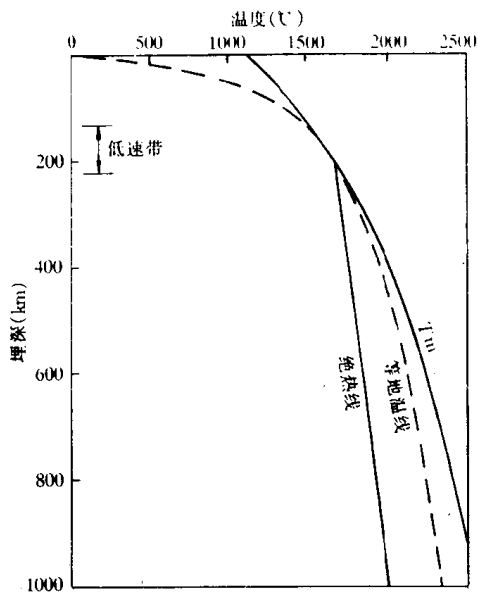


图 1—3 示地温梯度和地幔物质固相熔融温度曲线的关系（据 Bally，1992）

物质固相熔融温度、绝热梯度间的关系。在熔融温度 ( $T_m$ ) 和地温曲线相切处, 发生地幔的部分熔融, 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。

### 3. 中间圈

包括下地幔的其余部分, 厚度通常大于 2200km。

### 4. 地核

从古腾堡面至地心, 包括液态外核、过渡层和固态内核。

## 二、岩石圈板块

岩石圈被深断裂网络和活动带分隔成块体, 这些块体被称为板块。分隔板块的线或边界叫做板块分界线或板块边界。

Le Pichon (1968) 将岩石圈分成六大板块, 即太平洋板块、欧亚板块、印度洋板块 (或称澳大利亚板块)、非洲板块、美洲板块、南极洲板块。Dietz 又将南、北美洲分成两个板块, 澳洲和印度洋分成两个板块。这些大板块的面积约为  $10^7 \sim 10^8 \text{km}^2$ 。

以后又有更细的划分, 确定出一些中、微板块。中板块约  $10^6 \sim 10^7 \text{km}^2$ , 有东南亚、菲律宾、阿拉伯、伊朗、纳兹卡、可可斯、加勒比诸板块。微板块多在大、中板块间, 如在地中海、欧亚板块和非洲板块间有许多微板块 (图 1—4)。

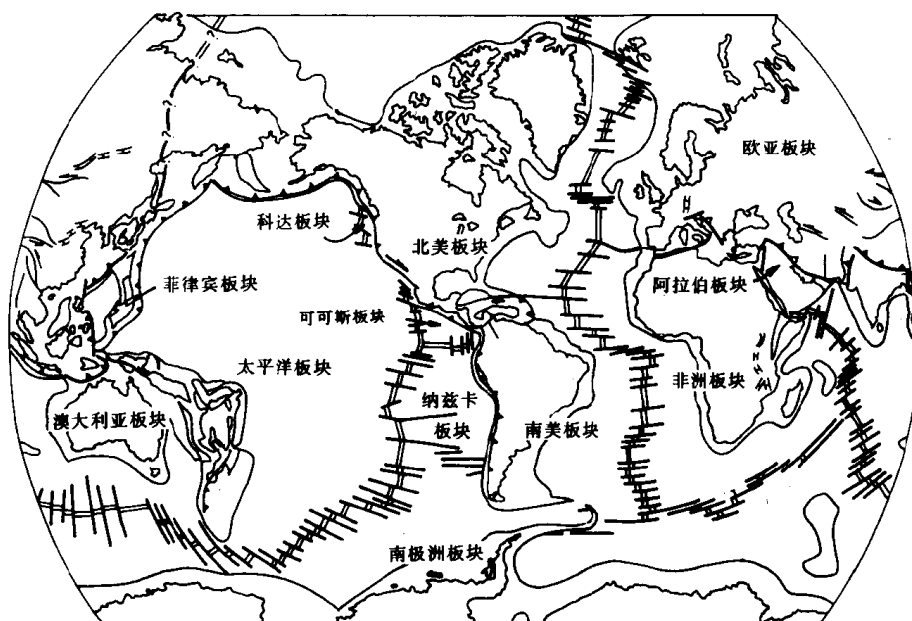


图 1—4 岩石圈板块的划分 (据 Bally, 1992)

除太平洋板块外, 其它大板块通常既有大洋岩石圈, 又有大陆岩石圈。各板块的岩石圈厚度具有显著变化, 大洋岩石圈厚约 80km, 而大陆岩石圈厚约 130km。

在板块学说发展的初期, 在所有情况下都将板块看作是刚体, 经历了较小的内部变形, 但现已认识到板块边缘受力必然要向板块内部传递, 远离板块边界的应变积累是明显常见的。因此研究板内的应力和变形也是十分重要的。

### 三、板块的运动——离散、聚敛、转换

根据板块相对活动主要有三种形式，即离散、聚敛和转换（图 1—5）。

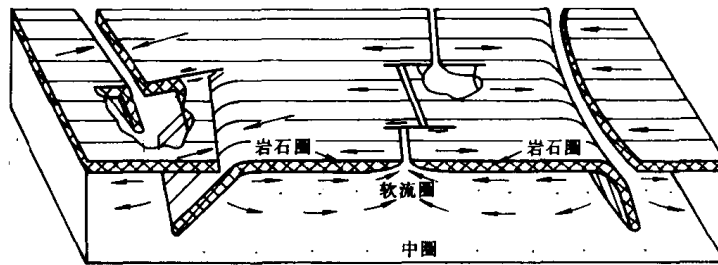


图 1—5 板块相对活动方式

#### 1. 离散型运动

两个板块作垂直于边界走向的分离运动，其应力状态是伸展或拉张的。

在大洋盆地中发育良好的中脊或中隆。大洋中脊是一个巨大的张裂带，裂谷从中脊顶部切入。

大西洋、太平洋和印度洋中都有巨大的海岭系统，向南与南极海岭系统相连，全长约 60000km。大西洋洋脊最长，约 17000km，位于大西洋中央。太平洋洋脊偏于太平洋东部。印度洋洋脊位于印度洋西部。太平洋洋脊和印度洋洋脊相隔 180°。大洋中脊主要分布于南半球，部分延至北半球。

中脊（隆）不是完全连续的，它们被一系列的转换断层切割成大洋岩石圈板块条带。

洋中脊（隆）为地幔物质对流的出口，新洋壳或岩石圈从这里产生，又称为增生边界。地幔岩浆物质沿中脊（隆）轴部上升，冷凝成薄而长的岩墙。新的岩浆又从墙内裂缝钻出，冷凝后建造成新墙，如此一墙堆一墙向两边扩张而形成新洋壳或岩石圈。

在大洋海岭两侧的正负磁异常条带与海岭走向平行，并与海岭轴呈对称分布。尤其在海岭附近最为明显，常可延至很远的距离，只有在跨过大的转换断层时，磁异常的图案才整体地被错动。海底是软流层上升的物质，由海岭涌出向两边扩张所造成。当它们一面扩张，一面冷却时，便取得磁性，其方向与当时的地磁场方向一致。由于在扩张的过程中，地磁场多次转向，故不同时期形成的海底磁化方向不同。就是说，与海岭轴距离不同的海底是由正负磁化相间的块体联结而成的。海底很象是一个巨大的磁带，上面记录着地磁场转向和海底扩张的信息。磁异常条带可以用来判断大洋板块的移动方向和扩张速率。磁异常在海岭两边的对称性只不过是两边扩张速率相等的结果。海底扩张速率可以根据同位素年龄和观测到磁异常间隔计算出来。

大洋中脊的地震以浅源地震为特征，震级较低，多为震群型地震序列，为正断层型。而转换断层的地震虽也以浅震为主，多发育在有活动的错动区，为无震群型地震序列，走滑型。

大洋中脊（隆）的自由空气重力异常与两侧洋盆相等，一般是 +20~+40mGal，布格异常约 +120~+200mGal，明显低于两侧洋盆区（+400mGal 左右），反映了中脊（隆）之下存在着低密度的层次。这种密度亏损抵消了正向海岭地形所引起的多余质量，从而使中脊（隆）仍大体处于地壳均衡状态。

大洋中脊（隆）有基性、超基性岩浆喷发和侵入，表现高热流值、高地温梯度。地热流

值可达  $80\sim 330\text{mW}/\text{m}^2$ ，向两侧变低。洋底热流值与洋底年龄的平方根成反比。

大洋中脊轴在平面分布上有不同组合方式，如直线排列和雁列式排列等。

大陆岩石圈在离散运动中逐渐分裂形成裂谷系列的盆地，即由大陆内部裂谷，进一步分裂为陆间裂谷、窄大洋，最后形成宽大洋、被动边缘和大洋裂谷。

## 2. 聚敛型运动

两个板块作垂直于边界走向的相向运动，其应力状态是挤压的。聚敛活动有俯冲和碰撞型两类。

### 1) 俯冲作用

大洋岩石圈为下行板块，由于洋圈比重较大，在洋圈板块与陆圈或另一较小洋圈板块聚敛活动时，总是发生俯冲、消亡作用。发生这种作用的地带叫做俯冲带、消亡带或消减带。

俯冲作用最重要的特征是发育弧沟系。弧沟系有两种，一是马里亚纳型洋内弧沟系，一是安底斯型陆缘弧沟系。前者是大洋板块俯冲到另一大洋板块之下，弧后是大洋地壳或过渡壳；后者是大洋板块俯冲到大陆板块之下，岩浆弧后为陆地。

环太平洋地震带与板块俯冲作用直接有关。该带是地球上地震最频繁、最强烈的地带，全长 30000 余 km，其所释放的能量占全球总量的 85%。世界上 80% 的浅源地震 ( $0\sim 70\text{km}$ )、90% 的中源地震 ( $70\sim 300\text{km}$ ) 和 100% 的深源地震 ( $300\sim 700\text{km}$ ) 分布于环太平洋地震带上。太平洋板块在东海岸向东俯冲，其俯冲带相对较缓；在西海岸向西俯冲，其俯冲带相对较陡。环太平洋地震带各区段具有不同的构造特点。震源在海沟下向大陆的倾斜面上分布，地震是沿此面作冲断层型滑动所致，一般称此带为贝尼奥夫带或和达清夫—贝尼奥夫带。贝氏带形态各地不一，常随深度加大而变陡，深源地震显示的压应力方向平行于贝氏带。据研究，在整个贝氏带中有三段地震震源比较集中，在  $200\sim 300\text{km}$  间和  $400\sim 500\text{km}$  间的两段震源较少，这反映了深部有分层的结构。

俯冲带是地表最大地形高差带，海沟向洋一侧有海沟外斜坡和外部隆起，海沟向陆一侧有海沟内斜坡及岛弧。

俯冲带地壳类型复杂，以过渡壳为主，大洋型、过渡型和大陆型壳都有。地壳厚度比大洋中脊要厚。

俯冲带是重力异常突变带，海沟是地球上最大负重力异常带，自由空间异常低达  $-200\text{mGal}$  以下，地壳均衡状态受剧烈破坏。外部隆起为重力高，岛弧出现重力高达  $100\sim 200\text{mGal}$ 。弧后近于零或不大的重力正异常。

俯冲带是热流值变化最显著的地带，海沟作为冷板块下潜之处，是热流值最低地带，约为  $42\text{mW}/\text{m}^2$ ，而一些活火山岛弧区及弧后边缘区，热流值陡增至  $80\sim 120\text{mW}/\text{m}^2$ ，外部隆起为正常热流值。

俯冲带岩浆活动十分强烈复杂，是地球上最强烈的火山带，岩浆活动随地而异，与俯冲角、聚敛速度、壳厚及母浆深度有关。海沟内斜坡有蛇绿岩套及混杂堆积。岛弧有钙碱性系列、贫碱的拉斑玄武岩和碱性系列火山岩。

俯冲带是强烈的区域变质带，海沟一侧有高压低温变质带，而在岛弧一侧有低压高温变质带。此外，还有时见到高温高压变质带，形成于深部，现已折返露于地表。

板块的俯冲作用导致地壳褶皱、冲断作用、岩浆活动、变质作用，形成弧和山脉，实际上是一种造山作用。可以形成岛弧式造山带和科迪勒拉（安第斯）式造山带，在此过程中同样也有造盆作用。俯冲带伴随有多类沉积盆地形成，如海沟、弧前、弧内、弧间、弧后等盆

地。

## 2) 碰撞作用

当聚敛边界两侧都是大陆岩石圈板块或者大陆板块与岛弧相互聚敛时,由于两者密度小,浮力较大,一个板块难以俯冲到另一个板块之下,两者发生碰撞。陆—陆、弧—陆、弧—弧相撞受挤压成山。两个板块的接触地带叫地缝合带,也就是碰撞带。

沿碰撞带大陆壳叠加增厚、缩短、变形、造山,形成山根,并有广泛区域变质及岩浆侵入,有蛇绿岩套和高压低温度质带。地缝合带附近有浅震分布。

欧亚大陆和印度板块间原有一特提斯洋,那里原存在着洋壳,后洋壳逐渐向欧亚大陆俯冲下去,插入亚洲大陆之下,据重力测量结果推测其前缘已达昆仑山之下。两大陆相碰,形成构造复杂的喜马拉雅山,雅鲁藏布江深断裂就是两大板块的缝合带。

中国微小块体较多,块体碰撞不只是一次,而是多次,具有多缝合带和缝合带具多期活动的特点。

## 3. 转换型运动

相邻两板块的相对运动方向严格平行于边界,因此沿此边界岩石圈既无增长也无消失。

转换断层是由 Wilson (1996) 认识的一种新的走向滑移断层。这种断层的活动方向与大洋中脊所观察到的错位方向恰好相反。

转换断层不仅连接着离散边界,也连接着聚敛边界,按其连接情况有六种类型: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。若再考虑到左旋和右旋,那就有六种左旋的,也有六种右旋的。

转换断层处缺岩浆活动,变质作用主要是碎裂变质作用。

## 四、开合旋回

### 1. 威尔逊旋回

Wilson (1969) 提出了大洋盆地发展的六个阶段,如表 1—1 所示。后来, Burke 和 Dietz 等将其总结的大洋从生成到最终封闭的演化过程称之为威尔逊旋回。即板块分则大洋生,板块合则大洋亡。板块的开合是一个完整的构造旋回。

表 1—1 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
胚胎期	东非裂谷	上升	很少	拉斑玄武岩流, 碱性玄武岩	轻
幼年期	红海、亚丁湾	上升与扩展	窄陆架, 蒸发岩	拉斑玄武岩海底、玄武岩岛屿	轻
成年期	大西洋	扩展	广陆架, 冒地槽式沉积	拉斑玄武岩海底, 碱性玄武岩岛屿	轻
衰退期	太平洋	挤压	各种沉积, 可能有蒸发岩	安山岩类、深成岩	有些
终了期	地中海	挤压与上升	岛弧、优地槽式沉积	安山岩类、深成岩	可观的
遗迹期 (地缝合线)	雅鲁藏布江	挤压与上升	红层及碎屑岩	深成岩	重大的

## 2. 小范围开合旋回

朱夏等认为显生宙以来的大地构造发展分为两大阶段，即前中生代分离古陆结合成联合古陆阶段和中新生代联合古陆解体阶段。古生代地槽可能只是“手风琴式”的在小范围内的张开和闭合，而不是“传送带式”的大规模洋底扩张与远距离的板块敛合。两个世代、两种体制，形成两类不同组合的沉积盆地。

黄汲清（1983）指出除了传送带式板块活动外，还应特别强调板块活动的多旋回性及手风琴式板块构造运动方式。早在 60 年代，黄汲清就以手风琴式运动来描述地台裂陷成陆间地槽，而后发生挤压造山的过程。并在 1984、1987 年提出“古特提斯曾经历了封闭、再打开、再封闭的过程；而中特提斯则经历了打开、封闭的过程。这样的运动类似手风琴演奏。”他还进一步发展了多旋回手风琴式板块运动的概念，提出早古生代大西洋的张开，华力西末大西洋的闭合，以及印支运动后的大西洋再张开也是手风琴式运动。即陆内、陆间裂谷式的小开小合与大西洋式的大开大合俱属手风琴式的板块运动。

## 3. 太平洋型弧后小洋盆开合旋回

大洋板块向大陆板块俯冲或向洋内俯冲，在大陆边缘形成弧沟系，在弧后扩张产生小洋盆，它们有日本海式，也有菲律宾海式的。后者经历了多次扩张，形成三个脊和其间弧间海槽盆地。在随后的聚敛过程中又经历了弧—陆和弧—弧间的碰撞。不同地点的开合，可以发生在不同的时间，构成此张彼合的格局。许靖华曾以这种模式研究了中国西部和阿尔卑斯特提斯洋的开合过程。

## 4. 走向滑移的开合旋回

有些盆地的形成、造山与走向滑移断层活动直接有关。旋回开始为转换拉张、盆地充填，旋回结束为转换挤压、隆升。Reading（1978, 1980）提出走向滑移造山模式，也常称作瑞丁旋回。当主断层调节滑移方向时，都经历了张、压的交替，因此沿走向滑移断层的盆地开合与大洋盆地的开合是类似的。只不过它们的规模小，开合旋回经历时很短。如在圣安德列斯断层旁的大陆边缘、加利福尼亚湾、脊盆地等。

# 五、地体构造

地体构造学说的提出是对板块构造理论的补充和发展，是七八十年代地球科学研究取得的一个重要进展。研究地体的离散和拼贴过程对于成盆和油气成藏具有重要的指导作用，对于全球海陆分布、古生物分区、古地理和古构造格局重建，以及地史时期大陆漂移和大陆增生等具有深远的意义。地体概念是一种高度活动的动力地球观，使人们从固定论观念的束缚中进一步得到解放。

## 1. 地体的概念和定义

研究北美西部主动边缘发现实际是很复杂的，是由很多外来地块增生在主动边缘上生长起来的，用原有的板块构造简单模式难以解释（图 1—6）。Monger 和 Ross（1971）在加拿大科迪勒拉发现一些地区的动物化石群更近似特提斯动物区，而不是近似于北美动物区。Irwin（1972）通过对加利福尼亚克拉马茨山的古生代和三叠纪地层研究，提出了地体（Terrane）的概念。Jones 和 Irwin 等（1972）根据古生物资料提出南阿拉斯加的亚历山大地体是由南方移来的。Irwin 和 Yole（1972）应用古地磁资料证实温哥华岛的古生代和三叠纪地层来自南半球。Jones, Silberling 和 Hillhouse 等（1977）综合利用古生物地理、地层、地球物理资料有力地

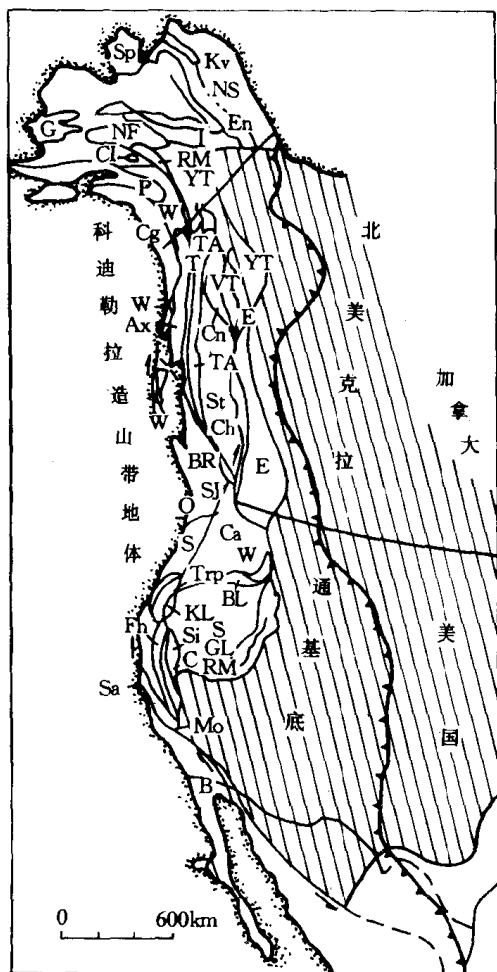


图 1—6 北美主要构造地层地体分布图  
(据 Ben Avraham, 1981)

证明了阿拉斯加兰格尔地体位移了几千公里。80年代初对阿拉斯加到墨西哥研究已划分出了 200 多个地体。随之研究工作扩大到整个环太平洋地区。先后四次在日本 (1981)、美国 (1983)、澳大利亚 (1988)、中国 (1988) 召开国际地体学术讨论会, 推动了地体概念的发展和应用。

Coney (1980) 首先给出地体的定义是“周围被断层所围限, 具有一致的地质学特征的地层和岩体的集合体。相邻的地体间具不同的地质发展史。”Howell 则指出“构造地层地体是以断层为界的具有区域规模的地质体, 每个地体内地层、沉积、构造、火山作用和变质作用应是统一的和连续的, 同一时代两个地体的地层不可能有过渡关系。Ben Avraham (1981) 认为某些海底高原可能是现代大洋的移置地体 (图 1—7)。太平洋底存在着大量的海底山脉、海底高原、火山岛都在随着太平洋底运动, 最终都增生到环太平洋造山带上, 它们是地体的早期存在形式。卢华复等 (1994) 也指出地体的概念应当包含动力学、运动学和几何学特征, 即“地体是曾经作为洋底高原或岛屿的岩石圈碎块或地壳碎块随板块运动运移到大陆边缘的增生体。”

有些地体边界的断裂可以深切岩石圈, 保持了岩石圈完整结构, 只是在这种情下可称作微板块。但是多数增生地体边界只是在岩石圈上部或顶部的推覆体, 后者常称之为板片。地体的边界

并不一定都有蛇绿岩存在。

## 2. 地体的类型

地体的大小不等, 有的规模达几千平方公里, 而另一些只有几百、几十平方公里或更小。Jones (1986) 根据地体的组成为四种类型。

- 1) 地层地体。以一套连续地层层序为特征。
- 2) 分裂地体。不同时代、不同岩性的岩块嵌于片理化的硬砂岩和蛇纹岩基质中, 又称混杂地体。许多分裂地体与大陆边缘地层地体相伴生。
- 3) 变质地体。主要由变质岩组成, 变质矿物和组构掩盖了原有地层及岩性特征。
- 4) 联合地体。是在增生到大陆边缘前合并, 并在以后具有共同的演化史, 又称复合或组合地体。

## 3. 地体的发育过程

在地体发育过程中可见到两种重要的作用, 即分裂和增生作用。

### 1) 大陆的分裂作用

指一块块陆壳块体离开克拉通的作用。分离的地体在运移到另一陆缘过程的途中可以分

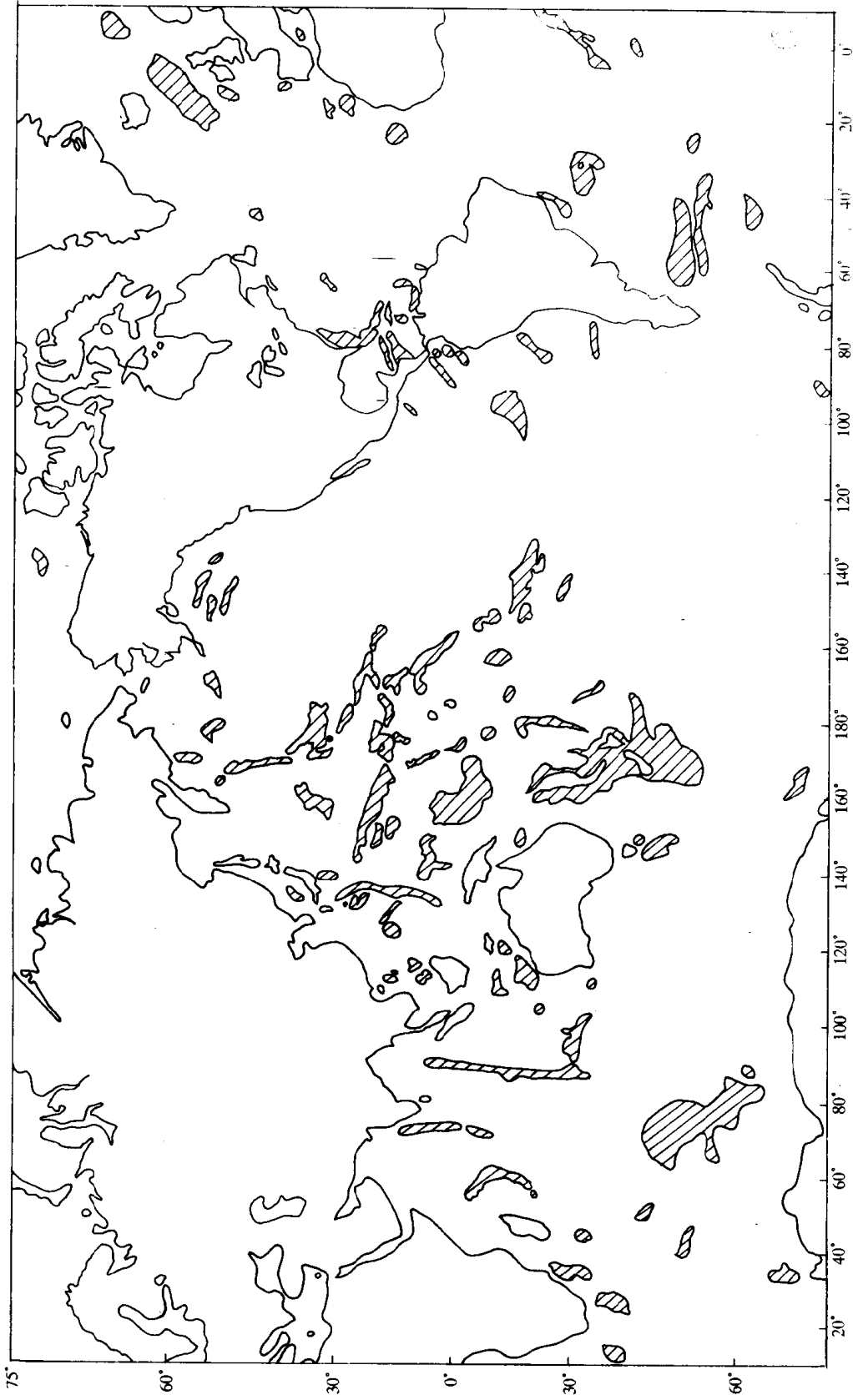


图 1—7 全球各大洋中洋底高原分布图 (斜线示洋底高原)  
 (据 Ben Avraham, Nur 和 Cox, 1981 简化)



散成不同的地体，分头漂移。

## 2) 大陆的增生作用

地体增生到大陆边缘前两个或更多的地体先合并成一个联合地体，并开始相同的地质发展史。合并的地体与大陆发生俯冲碰撞、拼贴，并增生到大陆边缘，使大陆生长，这是一个复杂的过程。常可以抹掉原始地质记录，造成强烈地质效应。

地体增生后的持续聚敛使地体边界断裂继续挤压或平移活动，导致陆缘内侧前陆地带的板内变形。Uyeda (1982) 把增生作用引起的地壳运动也称之为主要的造山运动。

地体的合并和增生作用可以相隔一段时间，也可以紧接着发生。在环太平洋地区的增生作用多发生在中、新生代时期。我国华南地区的地体增生始于中元古代。对于地体合并和增生的时间可通过下面途径确定：

- 1) 将不同地体、连接在一起的侵入岩体可指示合并的最小年龄；
- 2) 覆盖在不同地体上的超覆沉积；
- 3) 由于地体连接来自一个地体物源可供给另一地体碎屑沉积。

## 4. 地体的分布

从环太平洋造山带地体研究中可知洋壳上镶嵌的前中生代亲大陆型碎块随大洋板块运移，经拼贴、碰撞、增生于大陆边缘，形成复杂的构造图案。环太平洋中、新生代造山带中，亲大陆地体的复原，使有的学者推测在现今西南太平洋赤道附近，可能存在过一个“太平洋古陆”。

从欧亚大陆地体研究可知不仅有环太平洋带地体，还有特提斯带地体。亚洲大陆是由许多地体或地块（如塔里木地块、中朝地块、扬子地块、印支地块、羌塘地体、拉萨地体、印度板块）依次拼贴而形成。

欧亚大陆有不少地体来自低纬度，说明劳亚大陆应缩小，而冈瓦那大陆范围可能应扩大。这两大陆间有大量大小不一的地体或地块，经分裂、拼贴增生而成，而增生后期又经历了复杂的变化。

任纪舜 (1994, 1996) 指出中国大陆与北美、欧洲大陆不同，不具有巨型的前寒武纪克拉通，而是由一些微小的克拉通块体和其间许多造山带组合而成的拼贴大陆或复合大陆，呈现出复杂的镶嵌格局。中国大陆构造经历了多旋回的演化。古生代以来，主要表现为冈瓦那大陆的裂解、离散和亚洲大陆的增生、造山活化（图 1—8）。

## 六、板块运动的驱动机制

### 1. 地幔对流

板块运动多归因于地幔的热对流。热而低密度的地幔物质上涌，在近岩石圈处向两侧扩散转为平流，平流过程中热传导使之变冷，冷而重的物质又沉入深处，在深处重新加热再升起，如此往复循环。

Fischer (1889) 首先提出了地幔对流。Holms (1928, 1944) 最早用地幔对流来解释大陆漂移的机制。

Hess 和 Dietz (1961) 首先提出了大洋中脊(或中隆)是地幔物质上升不断形成新地壳的地带，将此论断定名为海底扩张说，以反映这一全部过程，Hess (1962) 在《大洋盆地的历史》一文中，用地幔对流解释了海底扩张说。

地幔对流有以下模式：

- 1) 深地幔对流模式