目　录

上篇　地质学基础

绪论……（3）
第一节　地质学的研究对象……（3）
第二节　地质学的研究内容……（3）
一、地壳的物质组成……（3）
二、地质发展历史与地质年代……（4）
三、地壳运动与地质构造……（5）
四、地质作用力与地质作用……（7）
五、地质学的应用问题……（9）
第三节　地质学研究对象的特点及其研究方法……（11）
一、特殊的研究场所……（11）
二、庞大的空间尺度……（11）
三、漫长的时间尺度……（12）
四、综合复杂的作用……（12）
五、独特的研究依据……（13）
六、特殊的研究原则……（14）
七、解决问题的困难性……（15）
八、研究的重要性……（16）
九、初学者的陌生感……（16）
第一章　地球概况……（17）
第一节　地球的形状和大小……（17）
第二节　地球表面形态特征……（18）
一、海陆分布特征……（18）
二、海陆起伏特征……（19）

三、陆地地形特征 ……（19）
四、海底地形特征 ……（21）
第三节　地球的构造特征 ……（24）
一、地球外部圈层及其特征 ……（24）
二、地球内部圈层及其特征 ……（25）
第二章　地壳的物质组成 ……（33）
第一节　地壳的元素组成 ……（33）
第二节　矿物 ……（34）
一、矿物的概念 ……（34）
二、矿物的肉眼鉴定 ……（37）
三、矿物的分类 ……（44）
四、常见矿物及其主要特征 ……（44）
第三节　岩石 ……（55）
一、概述 ……（55）
二、火成岩 ……（56）
三、沉积岩 ……（74）
四、变质岩 ……（84）
第三章　地质年代 ……（93）
第一节　相对地质年代的确定 ……（93）
一、沉积发展历史的研究 ……（93）
二、生物发育历史的研究 ……（95）
三、切割律的研究 ……（99）
第二节　绝对地质年代及其测定 ……（100）
第三节　地质年代表 ……（104）
第四章　地壳运动与地质构造 ……（105）
第一节　地壳运动 ……（105）
一、地壳运动的定义 ……（105）
二、地壳运动的基本特征 ……（105）
三、地壳运动的证据 ……（109）
四、地壳运动与岩层（地层）产状 ……（112）

第二节　地质构造 ……（114）
一、地质构造的定义 ……（114）
二、褶皱构造 ……（114）
三、断层（断裂）构造 ……（123）
第五章　大地构造学基础 ……（138）
第一节　地壳和上地慢构造 ……（138）
一、地壳的不均一性 ……（139）
二、莫霍面的性质与起伏 ……（139）
三、上地幔顶部固态层的不均一性 ……（140）
四、上地幔低速层的分布与特征 ……（140）
五、岩石圈类型与地壳构造单元的划分 ……（142）
第二节　槽台学说简介 ……（152）
一、地槽及其基本特征 ……（152）
二、地台及其基本特征 ……（156）
三、槽台学说所划分的大陆地壳构造单元 ……（158）
四、槽台学说对地壳构造演化的认识 ……（159）
第三节　板块构造学说简介 ……（161）
一、大陆漂移学说 ……（161）
二、海底扩张学说 ……（169）
三、板块构造学说 ……（179）
四、板块构造学说对地质作用与地壳演化的认识 ……（183）
第六章　中国区域构造概述 ……（190）
第一节　中国地势特 征 ……（190）
第二节　中国大地构造位 置 ……（191）
第三节　中国大地构造分区及中国槽台的主 要特征 ……（193）
一、中国大地构造分区 ……（193）
二、中国槽台的基本特点 ……（196）
第四节　中国的深 断裂 ……（200）
一、概述 ……（200）
二、中国深断裂构造格局 ……（200）
三、中国主要深断裂简介 ……（211）

四、中国深断裂特征 ……（213）
第五节　中国大地构造演化 ……（213）
一、太古宙至早元古代阶段 ……（213）
二、早元古代末至晚元古代末阶段 ……（213）
三、晚元古代末至早寒武世末阶段 ……（214）
四、古生代发展阶段 ……（214）
五、中、新生代发展阶段 ……（214）
第六节　中国板块构造概论 ……（216）
一、中国及邻区中新生代板块构造及其意义 ……（216）
二、中国古板块的研究 ……（219）

下篇　地震地质学

第七章　地震活动与地震成因类型 ……（229）
第一节　地震的基本概念 ……（229）
第二节　地震的分布 ……（231）
第三节　地震的成因类型 ……（235）
一、天然地震 ……（235）
二、人工地震 ……（236）
第八章　全球地震活动带与板块构造 ……（239）
第一节　板块边界与地震带的分布 ……（239）
第二节　不同边界类型地震活动特征 ……（240）
一、洋脊型 ……（240）
二、转换断层型 ……（240）
三、沟-弧系俯冲型 ……（242）
四、地缝合线碰撞型 ……（245）
第九章　中国及其邻区地震构造背景、地震构造活动性 ……（246）
第一节　中国及其邻区的强震活动区 ……（246）
第二节　喜马拉雅—青藏高原—帕米尔地震区地震活动特征 ……（248）

第三节　天山和阿尔泰地震区地震活动特征 ……（250）
第四节　华北地震区地震活动特征 ……（252）
第五节　东南沿海和台湾地震区地震活动特征 ……（254）
第十章　中国地震活动断层分布及其特征……（257）
第一节　地震活动断层的研究方法 ……（257）
一、地震活动断层在航片和卫片上的标志 ……（257）
二、活断层在地貌上的标志 ……（260）
三、地震活动断层带内断层泥的研究 ……（262）
四、断层活动位移量的研究 ……（262）
五、断层活动的年代研究 ……（264）
第二节　活动断层与地震活动关系的研究……（274）
一、地震发生区或震源带的确定 ……（274）
二、未来地震最大震级的判别 ……（274）
第三节　中国的活断层特征 ……（276）
一、中国活断层的分布概况 ……（276）
二、中国活断层的位移总量和滑动速率 ……（280）
第十一章　古地震研究 ……（287）
第一节　古地震研究的意义和古地震标志 ……（287）
一、古地震研究的意义 ……（287）
二、古地震的研究方法 ……（288）
三、识别古地震的主要标志 ……（289）
第二节　古地震震中烈度和震级的确定……（293）
一、古地震震中烈度的确定 ……（293）
二、古地震震级的确定 ……（295）
第三节　古地震的年代测定研究和复发周期的推算
……（298）
一、^{14}C法的具体应用实例 ……（298）
二、利用古地震断层陡坎坡角变化的实例 ……（301）
第十二章　中国现代构造应力场特征 ……（304）
第一节　现代构造应力场的研究方法 ……（304）
一、地应力测量法 ……（304）

二、形变测量…… ……（306）
三、震源机制分析 ……（308）
四、模拟实验方法 ……（314）
第二节　我国现代构造应力场特征 ……（317）
一、东部地区…… ……（317）
二、西部地区…… ……（322）
第三节　我国现代构造运动特征 ……（324）
一、东部地区…… ……（324）
二、西部地区…… ……（328）
第十三章　地震现场宏观调查 ……（333）
第一节　地震现场宏观调查的内容及意义 ……（333）
一、地震现场宏观调查的内容 ……（333）
二、地震现场宏观调查的意义 ……（333）
第二节　地震现场宏观调查的方法 ……（334）
一、建筑物破坏程度的调查 ……（334）
二、地震断层调查 ……（335）
三、地裂缝调查 ……（336）
四、崩塌、滑坡和泥石流等震害调查…… （338）
五、砂土液化造成的震害调查 ……（339）
第三节　地震烈度的确定 ……（344）
附　录　国家地震局科技监测司《地震现场工作大纲和震情分析指南》（试行）……（347）
第十四章　中国地震区划研究 ……（355）
第一节　中国地震区划研究概况 ……（355）
第二节　地震区划图的编制 ……（356）
一、基础资料的收集和图件的编绘工作 ……（356）
二、潜在震源区的划分 ……（359）
三、地震活动性参数研究 ……（359）
四、地震动衰减关系 ……（361）
五、地震危险性概率综合评定 ……（362）

上　篇

地质学基础

绪　论

第一节　地质学的研究对象

地球，因其具有大气和水等得天独厚的条件而孕育了生命、造就了人类，成了宇宙中一颗特殊的行星。生活在地球上的人类，不仅因为一切生活和生产资料都需取自地球，而且还因为常常要与各种由于地质原因造成的自然灾害进行斗争，因此而逐渐认识了地球，并终于建立了一门以地球为研究对象的基础自然科学——地球科学。

地球科学是所有研究与地球有关的各学科的总称，它广泛地包括了气象学、地理学、地貌学、海洋学、环境学、水文学、土壤学、地球物理学、地球化学和地质学等分支学科。地质学是地球科学中以固体地球为主要研究对象的一门分支学科。但受当前技术条件与认识水平的限制，地质学的研究重点尚限于地球表层的地壳及与地壳有密切关系的部分。

第二节　地质学的研究内容

地质学的研究内容极其广泛，现将其归纳成以下几个主要方面：

一、地壳的物质组成

地壳是固体地球表部的一层硬壳，从全球范围看，其平均厚度约33km。地壳的物质组成是研究一切地质问题的基础。

地质学中把组成地壳的物质分成了岩石、矿物与元素三个不

同级别的系列，即地壳由岩石组成，岩石由矿物组成，矿物又由元素组成。

岩石就是我们通常所说的石头。如我们日常所称的花岗石、石灰石与大理石，在地质学中则分别称为花岗岩、石灰岩和大理岩。“石”与“岩”虽只一字之差，但后者却是地质学中的专用术语，它被赋于了特定的地质含义。组成地壳的岩石种类繁多，但根据它们的成因与不同物质来源可分成三大类，即火成岩、沉积岩和变质岩。前述花岗岩、石灰岩和大理岩分属于这些不同的岩类。各类岩石形成以后均成了既占有一定的空间、又具有一定形态特征的地质实体，称为地质体。地壳即由这三大类岩石（地质体）互相叠加、镶嵌、拼接而成。

观察岩石，可见岩石又由具不同性质和特征的颗粒物质组成。地质学中把组成岩石的各种颗粒物质称为矿物。如花岗岩由石英、长石和云母等若干种矿物所组成；石灰岩和大理岩均主要由一种叫做方解石的矿物所组成。

经化学分析证实，各种矿物又都由元素所组成。如石英是由硅和氧两种元素组成的化合物（SiO_2）；方解石是由钙、碳、氧三种元素组成的化合物（$CaCO_3$）；长石、云母等则是由更多种元素组成的化合物等。

由于组成地壳各类不同级别物质之间错综复杂的组合关系，从而不仅构成了一个由数以千计种的矿物和岩石组成的五彩缤纷的地质世界，同时也为我们研究地壳的各级物质组成及其相互关系提供了极为丰富的内容。研究地壳的物质组成就是研究组成地壳的各种物质的种类、数量、形成条件、存在形式、分布规律、形成年代、组合规律以及利用价值等。

二、地质发展历史与地质年代

经过对组成地壳的各类岩石之间相互叠加与镶嵌关系的分析、对岩石形成年龄的测定、对岩石所遭受的破坏与改造现象的研究，使人们认识到：地球上最初是没有岩石的（即没有地壳

的）；以后虽然有了岩石，但岩石的形成也是有先有后的；而且，不论哪一种岩石在它们形成以后又都是可变的。也就是说，不仅地壳本身是地球发展演变到一定阶段的产物，而且地壳也是在不断地发展与演变的，今天呈现在我们面前的地壳的各种特征，是地壳经过长期发展演变在现阶段的表现。地质学把地球上出现岩石以前的发展阶段称为地球发展的天文时代，把地球上自有岩石以来的发展阶段称为地球发展的地质时代。地质学主要研究地球发展的地质时代。地壳起源、发展与演变的历史即地质发展历史。

通过对不同地区，或同一地区不同时期地质特征的研究，其结果表明，它们所呈现的地质特征均各不相同，由此也反映了它们的地质发展经历的不同。因此，为了研究全球的地质发展历史规律，就必须将各地各时的地质发展经历纳入到一个以统一的时间轴为标准的轨道上来，这就是地质年代的研究。地质学中采用以下两种不同的年代概念来记述各种地质变化发生与发展的时间：只记述各种地质变化发生与发展的相对先后顺序的年代称相对地质年代；记述各种地质变化发生与发展距今具体的年代称绝对地质年代。相对年代只反映变化的先后顺序，但不能反映变化距今的年代与其经历时间的长短，绝对年代又只能反映距今的年龄而不能反映变化的过程。因此，必须将两种年代概念相结合才能组成一个较完整的地质年代概念。

研究地质发展历史与地质年代，就是要通过对各地各时所曾发生过的地质变化进行相对与绝对年龄的测定以及通过不同地区对引起地质变化的背景条件的分析与年龄对比，从而总结出地质发展历史的基本规律，再造地质发展历史，编纂全球地质发展历史年表。

三、地壳运动与地质构造

各种地质变化过程均表明，地壳自形成以来在地球内部力的作用下一直是处于运动状态之中的，地壳受地球内力作用而发生

的机械运动称地壳运动。各种地质变化还进一步表明，其发生和发展是受地壳运动时力的大小、力的方向以及力的性质等因素所制约的。地壳运动导致了地表形态的变化，引起了海陆的变迁和气候的演变，并由此而促使了各类地质体的生成或破坏、促使了地球上生物界的发展、促使了岩石发生变形与变质、促使了岩石形态特征、空间位置、展布与组合关系的变化。所以研究地壳运动的方式、力的来源与力的性质及地壳运动随时空的变化规律，具有十分重要的意义。

由地壳运动所造成的岩石变形、变位与破裂总称为地质构造。在地质构造的研究领域中，由于不同的研究者所取的研究范围大小、研究的侧重点不同，因而派生了多门的分支学科。现有的分支学科有：以全球地壳构造形成、发展与演变规律为研究内容的全球构造学；以一定区域内地壳构造形成、发展与演变规律为研究内容的区域构造学。上述两门分支学科通常又都可称为大地构造学。以地壳运动过程中岩石所发生的规模较小的变形、变位与破裂特征为研究内容的构造地质学，即通常所说的狭义的构造地质学；此外，还有以岩石中所发生的微小变形与破裂为研究内容的显微构造学。这些学科虽然分工不同，但关系却十分密切，这是因为小构造既是组成大构造的基础又受大构造制约之故。所以，无论大地构造学、构造地质学、显微构造学都是地壳运动和地质构造研究中不可缺少的组成部分。

在大地构造的研究领域中，由于不同的研究者所持的观点不同，从而形成了多种持不同见解的学派。各学派都试图从自己研究的角度解释地壳构造发生、发展与演化规律。由于历史的原因，早期形成的大地构造学派因研究资料大多取自大陆部分的地壳，且只能取自大陆地壳的浅部，故研究成果有很大的局限性。二十世纪五十年代以来，随着海洋地质调查的发展、随着各种新兴探测技术在地质研究中的广泛应用，从而使大地构造的研究从大陆发展到了海洋，从地壳的浅部逐渐延向了地球的内部，取得

了很多新的成果。但地壳运动与地质构造的发生、发展与演变毕竟是一个十分复杂的问题，至今仍存在着很多有待解决的重大问题。

四、地质作用力与地质作用

地质之所以能发展并形成其自身的历史，归根结底，离不开力的作用。地质学中把推动地质发展演变的力叫做地质作用力或地质营力；把各种地质作用力对地质体所施加的作用称为地质作用。

地质作用力根据其能量来源、作用于地壳的部位、作用方式以及作用的产物不同可以分成两类，相应的地质作用也依此分成两类，即：外地质作用力——外力地质作用；内地质作用力——内力地质作用。内、外力地质作用根据具体作用方式，还可分成更多类别（表1）。

外地质作用力(简称外力)，其能量主要来自地球外部的太阳能及日月引力能。位于地球外部的大气、水和生物在获得这些能量并把这些能量转变成自身所具有的能量以后，就成了推动地质发展演变的外力。外力主要作用于地壳的表层部分，各种外力对地表地质体所施加的外力作用有风化、剥蚀、搬运、沉积、成岩与负荷等作用。一般地说，风化剥蚀作用总是发生在地表地势较高的部位。风化剥蚀作用的结果使已形成的岩石破碎、分解；搬运作用则是把各种岩石破碎与分解产物由高处向低处的迁移作用；而沉积作用总是发生在地表地势相对低洼的部分，在低洼处堆积的物质经固结、成岩后则转变成了新的岩石。外力正是在这一系列的作用过程中改变着地壳的组成、结构与地表形态的。可以设想，如果没有其它因素的干扰而让外力作用一直进行下去，那么，地球表面最终将会变成一个没有高低起伏的球面。人们把外力对地球表面的这种改造作用形象地概括为是一种“削高填低”作用。然而，有趣的是，外力所进行的这种“削高填低”作用却因此而破坏了地壳的平衡，亦由此为内力地质作用的进行创

表 1　地质作用分类表

- 地质作用
  - 内力地质作用
    - 地壳运动
      - 水平运动
      - 垂直运动
    - 地震作用
      - 震前地震地质作用
      - 震后地震地质作用
    - 岩浆作用
      - 喷出作用(火山作用)
      - 侵入作用
    - 变质作用
      - 接触变质作用
      - 碎裂变质作用
      - 区域变质作用
      - 混合岩化作用
  - 外力地质作用
    - 风化作用
      - 物理风化作用
      - 化学风化作用
      - 生物风化作用
    - 剥蚀作用
      - 风的吹蚀作用
      - 地面流水侵蚀作用
      - 地下水潜蚀作用
      - 湖水、海水冲蚀作用
      - 冰川刨蚀作用
    - 搬运作用
      - 风的搬运作用
      - 地面流水搬运作用
      - 湖水、海水搬运作用
      - 冰川搬运作用
      - 地下水搬运作用
    - 沉积作用
      - 风的机械沉积作用
      - 各种水体的机械、化学沉积作用
      - 生物沉积作用
    - 成岩作用
      - 压实、脱水作用
      - 胶结作用
      - 固结成岩作用
    - 负荷地质作用
      - 崩落作用
      - 潜移作用
      - 滑动作用
      - 流动作用

造了条件。

内力地质作用（简称内力），其能量主要来自地球内部的热

能和重力能。组成地壳以及地壳以下的物质在获得了内能并把这些内能转变成自身具有的能量以后，就成了推动地质发展演变的内力。由内力引起的地壳运动、岩浆作用、地震作用以及变质作用等均为内力地质作用。一般地说，内力作用总是朝着地壳被外力作用破坏了平衡的部位发展的，以补偿由外力作用所造成的地壳的不平衡状态。这就不仅使内力发挥了对地壳的改造作用，并又重新造成了地表形态的崎岖不平，为又一次外力作用的进行创造了条件。

无论外力还是内力都有“取之不尽，用之不竭”的能源，这就造成了无论外力还是内力都不能独家地控制地壳演变的局面。换句话说，外力永远不能把地球表面变成一个光滑的球面，内力也永远不能使地球表面维持崎岖不平的状态。相反，正是由于这两种力都能持续地发挥作用，它们相互之间的依赖与斗争关系成了推动地质发展演变的巨大动力；它们之间的依赖与斗争过程也就是地质历史不断发展演变的过程。另一方面，也正是由于这两种力都不能彻底地改变地质与地表特征，因而也造就了千姿百态的地表地貌与地质景观，为人类提供了多姿多彩的生活环境和研究地质的乐趣。

五、地质学的应用问题

地质学不仅研究贯穿于整个地质发展历史过程中的种种地质理论问题，而且也自始至终地把研究与国计民生关系十分密切的实际应用问题放在极高的位置。这方面的研究内容主要有：

1.矿产资源的寻找与开发

各种矿产资源都是地质作用的产物，组成地壳的元素能被富集成为可供开采的矿产，是受地质发展历史过程中具体时空条件所制约的。因而在地质学的研究中从来都是把地质理论的研究与矿产的形成联系在一起的。

在人类社会发展的早期，人们只要根据某些矿产在地表的天然出露点，运用“就矿找矿，就矿采矿”的方法就可以进行矿产

的寻找和开采了。然而，随着社会生产力的发展与人民生活水平的不断提高，对各种矿产资源的要求从矿种上、数量上，质量上也愈来愈多、愈来愈高，加之出露于地表的矿产愈来愈少，这就必需要用已掌握的地质理论来指导各种矿产资源的寻找与开发，以满足各方面的需要。

2.工程地质勘察

建房、修路、筑坝、架桥、打洞都是建设工程，而这些工程的实施都需要有相应的地质条件为基础。因此地质工作者有责任为一切工程建设提供必要的地质基础资料，以保证各项工程能够合理、经济、安全的实施。

3.水资源的寻找与开发

水是人类赖以正常生活和生产活动中不可缺少的重要资源。一个地区水资源的丰富程度、水质优劣直接影响到人类的健康水平与工农业发展水平。为水资源不足或水质不良地区寻找与开发足够的优质水源也是地质学的研究内容之一。

4.与地质原因造成的自然灾害作斗争

地震、火山爆发、泥石流、滑坡等基本上都是由地质原因造成的自然现象。由于这些现象一旦发生常常来势凶猛，有极强的破坏力，所以这些现象的发生就会给人类带来极大的灾难。所以，它们又都是由地质原因造成的自然灾害。要和这些灾害作斗争，则必需从地质学的角度去研究这些灾害的成因、活动规律，并配合其它学科的研究成果做好对这些灾害的预测、预防工作，尽可能地把由这些灾害带来的损失减小到最低程度。

5.地质环境与人类

地质环境是指由地质因素所形成的自然环境。一个地区的地壳组成、地质景观的特点及地质资源的丰富程度，直接影响到该地区地质环境的质量，也直接影响到人类的生存条件。在当今世界人口剧增、工农业生产迅猛发展的情况下，地质环境与人类需求之间的矛盾也日趋尖锐。如何更好地根据地质环境，根据地质

环境与人类之间的相互作用规律，合理地利用、保护和改造地质环境，已被列为地质学研究的一个重要课题。

地质学是一门形成历史不过200年左右的年轻科学，但在这200年中其发展却十分迅速，就其研究内容来说实际上远比上述几方面要广泛得多。目前，地质学不仅因为本身发展的需要已形成了很多分支学科，形成了自己的系统，而且还与很多相关学科形成了很多边缘学科，显示了它的广阔的发展远景。

第三节　地质学研究对象的特点及其研究方法

作为地质学研究对象的地壳，有着很多与其它学科研究对象的不同特点，因而在地质学研究过程中所采用的研究与思维方法也有其自身的特点，这些特点主要表现在：

一、特殊的研究场所

组成地壳的地质体以及由各种地质体的组合关系、展布规律等所显示的地质特征，都存在于自然界中，所以地质学的第一研究场所就是大自然。一切地质资料的取得首先只能来自大自然。准确、全面、细致地做好野外地质调查工作，收集各种原始地质资料，采集必要的样品与标本，是做好一切地质研究工作的基础。野外地质调查研究工作在地质学研究中占有首要的地位。作为一个地质工作者必须掌握野外地质调查的基本功。

二、庞大的空间尺度

地球（包括大气圈在内）是一个整体，因此，不仅对发生在地球上的涉及较大范围的地质变化应从全球的角度加以考虑和研究，而且对于一些涉及范围较小的地质变化，也应从更广阔的背景中研究引发这些变化的条件。另一方面，即使对某一种地质作用来说，如一条河流的地质作用，从其发源地到入海口，长度可以绵延数千公里，其流域面积可以达到数百万平方公里；一次强

烈的地壳运动其影响可遍及几大洲等，均说明地质学研究对象常常要涉及庞大的空间尺度。因此，在地质学研究中必须建立这种超乎寻常的空间概念。

三、漫长的时间尺度

地壳从其起源至今，已有了数十亿年的发展经历，因此，地质学所研究的是一个具有漫长时间尺度的对象。另一方面，即使对任何一种地质变化来说，从其孕育、发展到完成，往往也需要经历一段十分漫长的时间。如喜马拉雅山脉的形成就经历了2000多万年；大西洋从其出现并发展成今天这样的汪洋大海则经历了约2亿年左右。就象地震、火山爆发等看来似乎只是一瞬间的事，它们也都先经历了一个相当漫长的孕育与发展过程。因而在地质学研究中仅仅用几年、几十年乃至几百年作时间单位是无法记述一个地质作用的全过程的。地质学中通常以百万年、千万年甚至亿年作为记时单位。学习地质学必须建立这种超乎寻常的时间概念。

四、综合复杂的作用

任何一种地质变化可以说都是在多种地质作用因素的共同参与下发生并完成的。如已形成的岩石之所以会遭到外力的破坏，常常首先是因为它们在地球内力作用的过程中被抬升到了地表较高的部位，进入了易于遭受风化剥蚀作用的环境，从而为外力对对其进行作用创造了条件；在岩石遭受风化剥蚀作用的过程中，所受到的又常是风、水、冰、生物等的综合作用；岩石在这些因素的作用下，所发生的又常常是物理的、化学的综合变化，直至最后被破碎或被溶解。

另一方面，任何一种地质变化，常常又不是只经历一个简单的过程就可以完成的。如在上述岩石风化过程中，就可因受地壳运动和气候条件等变化的影响，使参与作用的因素发生相应的变化，使整个作用过程变得复杂化：地壳上升可使风化剥蚀作用的强度加剧，地壳下降可使风化剥蚀作用的强度减弱；干燥气候条

件下物理风化作用加剧，湿热气候条件下化学风化作用加剧。所以，岩石最后的风化剥蚀常常是在多种不断变化着的因素叠加作用下完成的。

此外，地质作用因素的综合性与作用过程的复杂性还表现在，那怕只在一个相差很小的空间范围内或一段相差很短的时间范围内，所发生的地质变化均不可能是完全相同的，因而在地质学研究中对各种地质变化的分析与研究是没有公式可以套用的。尽管目前已建立起了很多推演地质变化的模式，但我们在分析问题时仍要根据实际情况，对具体问题作具体分析。在这方面，只有通过长期反复的实践，才能掌握地质分析的内涵与真谛，进入地质研究的自由王国，从而对各种地质变化作出较为合乎客观实际的解释。

五、独特的研究依据

研究人类社会，凭借的是各种文字记载与考古资料。研究地质只能根据地质体本身所具有的特征。地质体中确实保存了很多能够说明它们本身经历的特征。那些保存在岩石中能够说明岩石经历的特征称为地质记录或地质证据。野外地质调查工作是收集各种地质证据的工作，室内的各项分析、化验、模拟试验等也是提取地质证据的工作。

地质证据总的可以分成两个大类：一类是保存在岩石中的无机的物质记录，如我们可以根据岩石的叠加、镶嵌关系确定不同岩石相对形成顺序；测定岩石中放射性同位素含量确定岩石的形成年龄；根据地质构造特征分析其受力因素；根据岩石化学分析资料推测形成岩石的物质来源等。另一类是保存在岩石中的有机的物质记录，即保存在岩石中的各种古代生物的遗体或遗迹——化石。能够通过生命的起源、生物的进化、生物与生存环境关系的研究来了解地质发展历史，就目前来说，在宇宙各星体中还是独一无二的。

尽管在自然界的各类地质体中上述的各种证据保存并不完

善，对它们的研究也尚未达到纯熟透彻的程度，但可以说，各种地质证据无不都是各种地质作用打在岩石上的烙印，都可以从不同的角度反映地质变化的经历。地质学正是凭借着对这些无声记录的研究，从中提取信息，探寻着地质发展与演变的脉搏的。熟悉各种地质记录及其所包含的地质意义，是地质思维方法的重要组成部分。对各种地质记录加以综合的分析研究、取长补短，就能达到殊途同归的研究目的。

六、特殊的研究原则

据今所知，地球上是在距今240万年左右才开始出现人类的，而地质发展历史却已经经历了38亿年左右了。也就是说，对于地球上过去数十亿年间所发生过的变化是无人参与，无人目睹的，而地质学研究中为什么却能根据“地质证据”来推断地质变化、恢复地质历史的呢？在这里主要采用了英国地质学家莱伊尔所创导的“将今论古”的研究原则。莱伊尔认为：现代地球上所发生的各种地质作用及其所形成的各种产物的规律，在整个地质时期也以同样的方式和大体相同的强度在起作用，因此可以用今天所看到的地质作用及其产物特征去研究和推论地球过去曾发生过的种种地质变化。简言之，即：“研究现在是了解过去的钥匙”。如通过对现代火山活动现象的观察及其产物的研究，不仅为我们识别过去火山活动的产物提供了依据，并可根据过去火山活动产物的特征推断过去火山活动的景象；通过对近代河流地质作用特征及其产物的研究，同样可以为我们识别过去河流作用产物提供依据及了解过去河流地质作用的特征等。

莱伊尔的这一研究原则不仅过去，而且在今天仍在地质学研究中具有重要的指导意义。然而值得注意的是，地质发展历史并不是各种地质作用及其产物的简单重复的发展历史。因而在运用这一原则时，还应遵循发展的观点、辩证的观点，既注意“古”“今”的联系，又应注意到“古”“今”的区别。

七、解决问题的困难性

由于地质学研究对象的上述种种特殊性，可以说已经给地质学的研究带来了很多困难。除此而外，造成地质学研究中困难的原因还可来自以下一些方面：

1.采集资料的局限性

地表上很大一部分地区被水体、植被、表层沉积物质等覆盖；有些地质体埋藏很深等，均直接影响到作为地质学研究的第一手资料的获得。

2.分析资料的欠缺性

地质学研究中常常要采集各种样品加以分析以补充肉眼观察的不足，但往往由于采样的理论、采样的方法、采样的工具、样品的处理、分析的方法以及分析的精度等问题尚未能系统地、完全地解决，因而使最后得出的结果难尽人意。

3.模拟试验的有限性

尽管目前已有众多的模拟实验手段被用于地质学的研究中，并建立了推演某些地质变化的模式，但是由于在实验室中总难以创造出完全等同于地质变化过程中所处的时、空、温、压等条件及其作用过程，因此模拟也受到了很大的局限。

4.地质证据的“多解性”

从理论上说，一种地质证据只反映与其成因有关的一定因素，不应该是多解的。但是，往往由于其复杂性不能真正地为人们所认识，或由于对其揭露程度不够，却可以导致不同的研究者对同一种证据作出不同的解释。因而在地质学研究中对同一个问题提出多种不同的解释，以致出现若干不同的学派也就不足为奇了。

5.所需经费的昂贵性

地质事业是一项需资十分昂贵的事业，尤其在采用了很多先进的研究手段，如航空、航天遥感，深海探测，各种精密仪器等以后，其所需的经费更是十分惊人，为此也给研究工作带来了很

多困难。

然而，尽管在地质学研究中存在着各种各样的困难，但是，地质学在它过去200多年的发展过程中仍然解决了很多重大的理论与实际问题，取得了丰硕的成果，为人类生存与发展作出了巨大的贡献。科学的发展也使地质学的研究逐渐改变了“上天有路，入地无门”的局面。

八、研究的重要性

从地质学的研究内容可知，地质学研究涉及到广泛的领域。地学也是数、理、化、天、地、生六大自然科学之一。由天、地、人之间的密切关系可见人类不仅依赖地球而生存，更伟大的地方还表现在人类能够认识自然、改造自然。相信随着科学技术的不断发展与人类认识水平的不断提高，各种地质理论问题终将得到合理的解释，地球所拥有的各种资源也将能更好地为人类所利用。

九、初学者的陌生感

地质学有很多不同于其它学科的特点，有一套自成体系的理论、概念、名词、术语，有其独特的思维与推理方法，因此使过去很少接触地质学的人在初学时有一种强烈的陌生感。然而对已形成独立系统的地质学来说，上述的方方面面又都是地质学不可缺少的组成部分，都是学习地质学时必须熟识与掌握的。凡愿献身地学事业的人，通过学习终将克服各种困难，不仅对“石头”会萌生出种种特殊的感情，对大自然会产生更深的爱情，而且也必然能在地学事业中作出重大的贡献。

第一章　地球概况

第一节　地球的形状和大小

人类对地球形状和大小的认识，曾经历了一个十分漫长的过程。近代是用大地水准球体（由地球的平均海平面和由该面扩展到大陆下面所构成的理论上连续包围整个地球的面称大地水准面，由这个水准面包围的地球体称大地水准球体）与参考扁球体

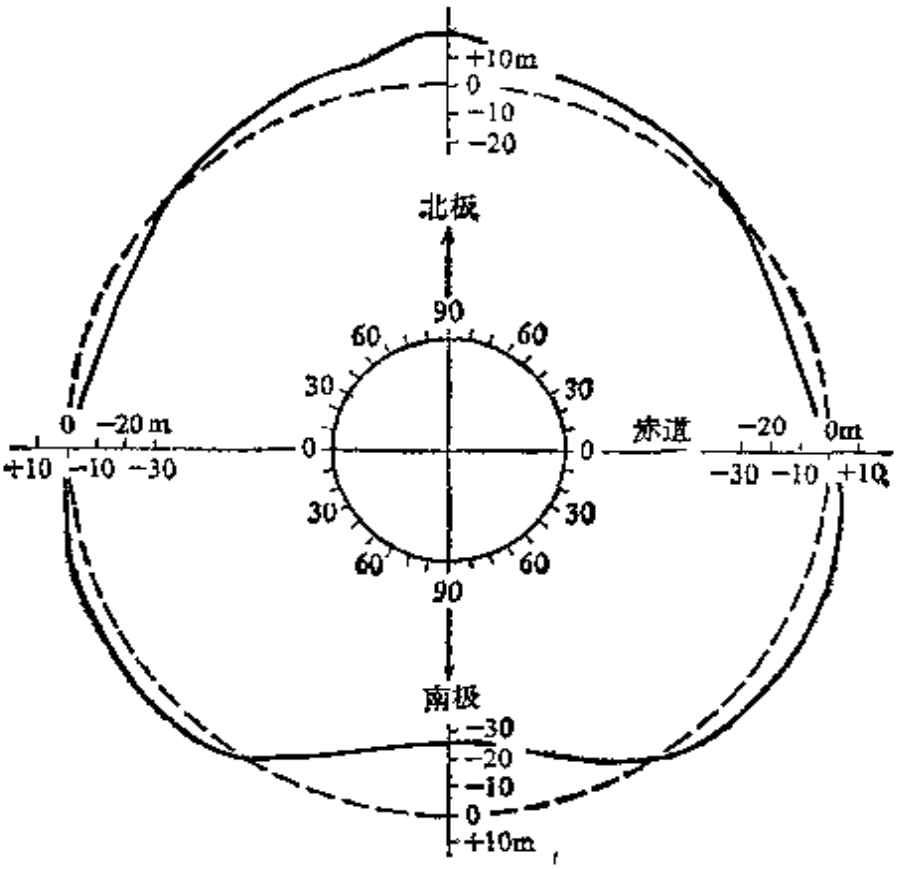


图 1-1　通过人造卫星轨道运转测得的地球真正形状（实线）
虚线表示理想的扁球形

（大小接近大地水准球体的标准椭球体称参考椭球体或参考扁球体，包围参考扁球体的面称参考扁球面或参考椭球面）相比较的方法来确定地球形状和大小的。人造卫星上天以后，则不仅获得了地球形状的完整照片，而且也进一步获得了测定地球形状和大小的参数。图1-1就是用卫星测定的大地水准球体与参考扁球体相比较的地球形状示意图。由图可知，在南极和赤道至北纬45°左右地带，大地水准面略低于参考扁球面；在北极和赤道至南纬60°间，大地水准面又略高于参考扁球面。地球的形状被形象地说成是一个“梨形”。

关于地球的大小，过去所测的结果颇多，但均不相同。1975年第16届国际大地测量和地球物理学会决议采用的数据如表1-1所示：

表 1-1　地球大小的主要参数

赤道半径a	6378.140km	子午线周长$2\pi c$	39940.670km
两极半径b	6356.755km	表面积$4\pi R^2$	约5.1亿km^2
平均半径$(a^2c)^{1/3}$	6371.004km	体积$4/3\pi R^3$	约1万亿km^3
扁率$d=(a-c)/c$	1/298.257	质量M	$(5.9942\pm0.0006)\times10^{24}$kg
赤道周长$2\pi a$	40075.036km		

第二节　地球表面形态特征

地球表面既有海陆分布的不同，又有高低起伏的变化。其主要特征如下：

一、海陆分布特征

地球表面近71%（$3.61\times10^8km^2$）的面积为海水所覆盖，只有29%（$1.49\times10^8km^2$）的面积为陆地所占领；无论在东西两半球上还是在南北两半球上，海洋的面积均大于陆地面积；陆地面积北半球大于南半球；全世界的海洋均互相连通而陆地彼此分离。

陆地按面积大小不同、分成大陆和岛屿。面积广大的陆地称大陆，被海水包围的陆地称岛屿。全球大陆共计六块，分成七大洲。大小岛屿分属于一定的洲。

大陆轮廓大都呈三角形，南北成对相应且汇聚于北极。较大的或呈弧形的岛屿都分布在各大陆的东部，如亚洲东部的阿留申群岛、库页岛、千岛群岛、日本、琉球群岛、台湾岛、菲律宾群岛、大巽他群岛、斯里兰卡岛；非洲东部的马达加斯加岛；美洲东部的格陵兰岛、巴哈马群岛、大小安的列斯群岛、马尔维纳斯群岛；大洋洲东部的所罗门群岛、新赫布里底群岛、新西兰等岛屿或群岛。

海洋是海和洋的总称。水体较深的部分称洋，其常占有较大的面积，是海洋的主体；位于洋的边缘，与洋有一定程度分离，水体较浅的部分称海。全球大洋被分成四部分，即太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。各个海分别归属于与之关系密切的洋。被岛屿或半岛环抱的海称陆缘海，如毗邻我国大陆的渤海、黄海、东海和南海都是太平洋西部的陆缘海；分布于两个大陆之间的海称陆间海，如地中海。

二、海陆起伏特征

海陆表面都是起伏不平的，总的起伏规律如图1-2所示。由图可知：地表上最高点的海拔高度达8848.13m，即位于我国和尼泊尔接壤的喜马拉雅山珠穆朗玛峰；最低点的海拔高度为－11033m，其位于西太平洋马里亚纳群岛东侧马里亚纳海沟中。大陆可分为若干高度带，其中以海拔低于1000m的高度带所占面积最大，大陆的平均高度为875m。海洋可分为若干深度带，其中以水深4000—5000m的地域分布最广，海洋的平均深度为3729m。无论陆地和海底，其表面均有许多线形和块状的地形单元。

三、陆地地形特征

陆地地形复杂多样，按高度、起伏与形态不同可分成山地、高原、丘陵、平原、盆地和谷地等不同的单元。在此仅介绍陆地

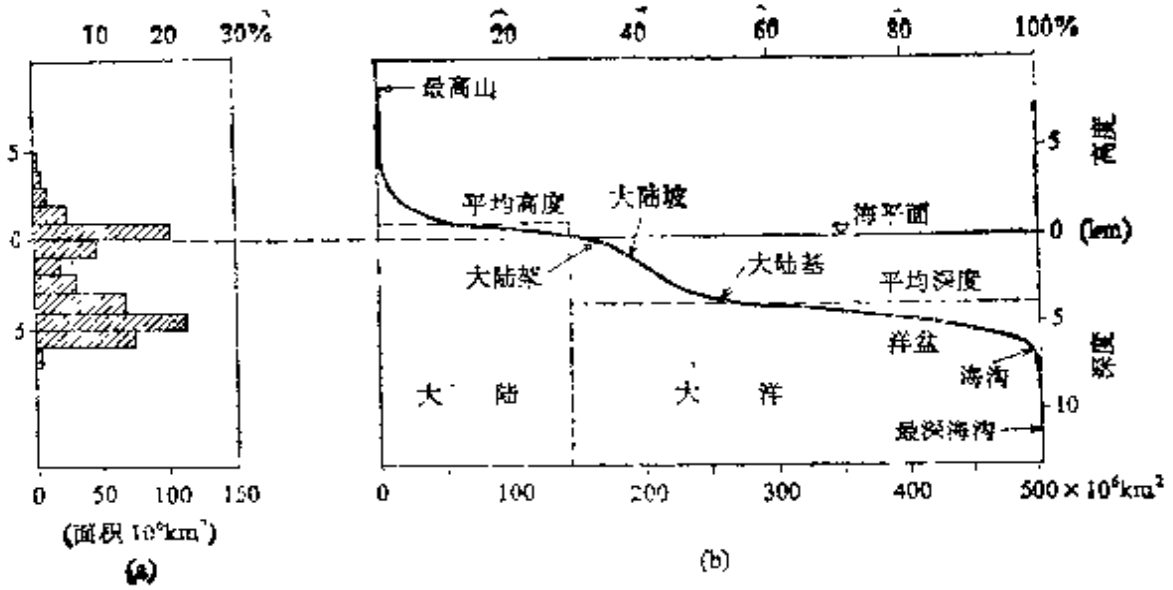


图 1-2 地表各高程间的面积分配

a.直方图；b.高深曲线



图 1-3 东非裂谷示意图(黑色为低洼地段。据A.Holmes等，已简化)

上一种规模巨大的谷地——裂谷。

裂谷是陆地上延伸可达数千公里、宽度可达数十公里，两侧陡峭、中央下凹的巨大谷地。如世界上最著名的东非裂谷，图1-3，它的主干自莫桑比克的希雷河口开始，向北经尼亚塞湖、坦噶尼喀湖、维多利亚湖、阿法尔、红海、卡巴湾至死海及约旦河谷，全长约6500km，宽30—50km，平面上呈之字形展布，中间为谷底，常积水成湖，谷的两侧为1000—2000m高的断崖绝壁，谷壁两侧地形凹凸互相消长，可以拼合。地质和地球物理资料证实裂谷是地球表面的巨型张裂带。除东非裂谷外，苏联的贝加尔湖、欧洲的莱茵河以及我国的汾河与渭河也具裂谷性质。

此外，陆地表面有着众多的由河流、湖泊组成的水系也是陆地地形的特征之一。

四、海底地形特征

大量海洋测量资料证实，海底地形的复杂程度不亚于陆地。各地形单元规模庞大，外貌也极其壮观。海底地形可分成大陆边缘、大洋盆地及洋脊三种主要单元及若干次级单元（图1-4）。各单元主要特征如下：

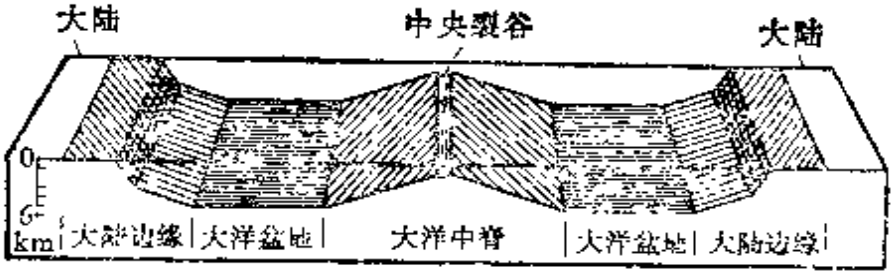


图 1-4　海底地形单元的划分（据N.Strahler，1977）

1.大陆边缘

大陆边缘指大陆至大洋深水盆地之间的地域。它又可进一步分成大陆架、大陆斜坡和大陆基三个次级单元。也有将海沟和岛弧均归于大陆边缘范畴的。

（1）大陆架　自海岸低潮线起向外海延伸至海底坡度显著

变陡处止，这一围绕大陆的浅水带称大陆架。大陆架上坡度平缓。大陆架的宽度各地不等，如欧亚大陆的北冰洋沿岸可达1000km，而南美西海岸又几乎无大陆架。我国大陆架宽由100—500km不等。

（2）大陆斜坡　大陆架外缘坡度变陡的部分称大陆斜坡。其水深一般不超过2000m，最大坡度可达35—45°。大陆坡的宽度约20—100km。

（3）大陆基　大陆基是大陆斜坡与大洋盆地之间的缓倾斜坡地，多分布于水深2000—5000m的海底，宽度可达1000km。大陆基这个单元主要发育于大西洋和印度洋。

（4）海沟和岛弧　海沟是海底的带状深渊，其长度都在1000km以上，宽度近100km，深度多在6000m以上。全球已知海沟近30条，主要发育于太平洋。呈弧形分布的岛屿称岛弧。在西太平洋，岛弧与海沟伴生，构成了海沟-岛弧系统；在东太平洋，海沟与大陆上的弧形山脉相邻，构成了海沟-山弧系统。

由上可见，由于大西洋、印度洋的大陆边缘与太平洋的大陆边缘结构状况不同，前者有大陆基而无海沟，后者正相反，因此把大陆边缘分成了两种类型，前者称大西洋型大陆边缘，后者称太平洋型大陆边缘。

2.大洋盆地

洋盆是介于大陆边缘与洋脊之间较平坦的地带。一般水深4000—6000m，其内部又可分出深海平原、深海丘陵、海底高原、海底山脉等若干次级单元。

3.洋脊

洋脊是大洋中绵延全球的巨大山系。在大西洋中，洋脊呈S形展布，又因其都位于大西洋中部故又称其为洋中脊。此洋脊北端穿越冰岛进入北冰洋，经斯匹次卑尔根群岛、法兰士约瑟夫地群岛以北，再向东南转至勒拿河口进入西伯利亚，可能与贝加尔裂谷相连；其南端向东绕过非洲南端进入印度洋呈横卧的Y形，

此支经亚丁湾进入红海与东非裂谷相连；另一支向东经澳大利亚南伸入南太平洋再转向北呈反C字形，经东太平洋伸入加利福尼亚湾，潜没于北美大陆西海岸与圣安德烈斯大断裂相连，再转向北西进入太平洋中（图1-5）。连绵四大洋的洋脊全长约60000km，宽1000—3000km，比海底高出2000—3000m。洋脊两侧坡度平缓。位于印度洋、大西洋和北冰洋的洋脊顶部中央有明显的大裂谷，深达1—2km，宽达数十至数百公里，称中央裂谷，图1-6。东太平洋洋脊顶部无明显裂谷，又称为洋隆。

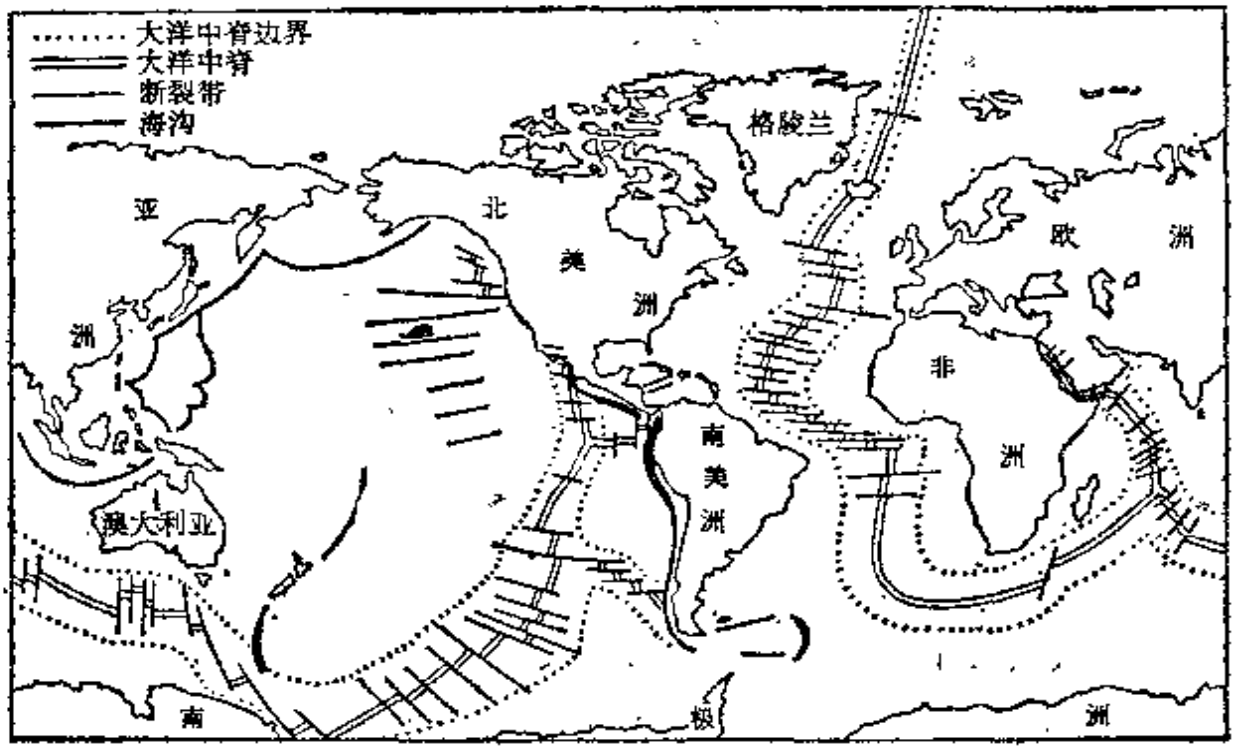


图 1-5　全球洋脊和海沟的分布（据B.C.Heigen）

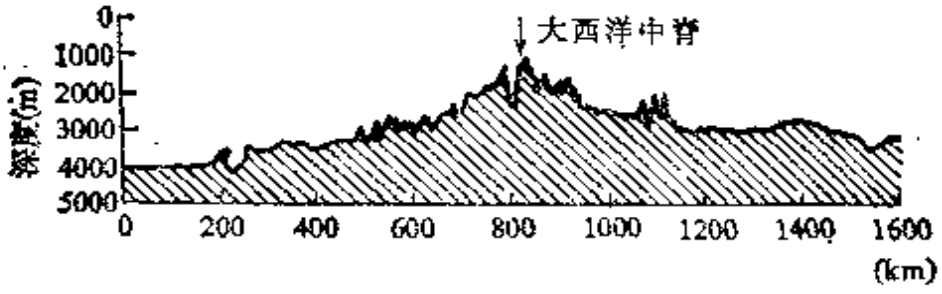


图 1-6　大西洋洋中脊的典型剖面（据H.C.Elmendorf）

第三节　地球的构造特征

地球是一个不均质体。因物质组成、物质状态、物质分布与运动状态的不同，在构造上表现为是一个由若干同心圈层组成的球体。以地表为界，组成地球的圈层可以分成两大部分：位于地表以外的圈层称外部圈层，包括大气圈、水圈和生物圈；位于地表以内的部分称内部圈层，包括地壳、地幔及地核。各圈层主要特征如下。

一、地球外部圈层及其特征

1.大气圈及其特征

环绕地球的空气层称大气圈。大气圈的厚度可达数万公里以上，其总质量约为5.136×10^{21}g。地心引力使大气质量的97%左右集中在大气圈底部29km的高度范围内。故大气的密度与压力随高度的增加而减小。大气圈的温度，因高度的增加与受太阳辐射的情况不同而发生不规则的变化。

大气主要由氮、氧、二氧化碳、臭氧、水蒸汽、微量惰性气体和尘埃等物质组成，且随高度的不同而变化。

根据大气温度、密度等大气物理特征随高度变化的不同，可以把大气圈自下而上分成对流层、平流层、中间层、热层和外大气层等多个次级圈层。其中对地表地质作用影响最大的是从地面到10km左右高度的对流层。对流层内的大气，因温度受地面辐射的影响随高度的增加而降低（大气降温率6℃/km）及因受纬度的影响各地不同而形成对流。对流层的气温、湿度是各地气候最重要的标志，直接影响到各种外力作用的发生和发展。对流层的作用还表现在其促使自然界的水循环，为外力作用提供了强大的、持续的、多形式的水力。大气对流形成的风也是进行地质作用的外力之一。

此外，大气圈的存在，还大大地减弱了陨石及各种宇宙射线

对地球上生物的杀伤作用，对生物的生存与发展起着重要的保护作用。

2.水圈及其特征

地球表层由各种水体（海洋水、河水、湖沼水、冰川水、大气水以及地下水）所组成的既连续又不太完整的圈层称水圈。水圈的总质量约1.5×18t，总体积约$1.4\times10^{8}km^{3}$。水圈中的水分布不均，其中97.5%的水集中于海洋，其次集中于极地冰盖和高山冰川，占1.9%。

水圈中各部分水的成分与性质不完全相同，其成分除水外还常含有多种盐类。正常海水含盐度为3.5%，所含盐类主要有NaCl、KCl、$MgCl_2$、$CaSO_4$、$CaCO_3$等，且常含I、Br等元素。陆地水含盐度一般只在1%左右，所含盐类主要是$CaCO_3$。

在外力地质作用中，水在广泛的领域里发挥着它们溶解、冲刷、搬运和沉积各种物质的作用，是重要的外动力。此外，水也是地球上生物生存和发展不可缺少的因素。

3.生物圈及其特征

生物圈指由有机体及其生命活动地带共同组成的圈层。生物主要分布在地表及水体上部，但在地表以下的土壤及岩石裂缝中、大气圈中以及海洋底部也广泛发现它们的踪迹。据估计，生物圈中各有机体总量超过11.48万亿吨。

据研究，地球上的生物不但随地质发展历史的发展而不断进化，而且生物的种属，数量也是不断增多的。生物使自然界的很多变化呈现了有机作用的色彩，而且随着生物界的发展也呈现逐渐深入与加强的趋势。此外，生物总是和它所生活的环境相适应的这一特点，也是地质学研究中确定古环境的一种重要依据。

二、地球内部圈层及其特征

1.地球内部圈层的划分依据

人类至今还无法直接获得地球内部深处的物质、也无法对地球内部深处的状况进行直接的观察。目前对地球内部状况的认识

及所进行的圈层划分均是依据多方面资料综合推断的结果。现有的主要依据如下：

（1）地质学依据　地质学通过对广泛出露于地表的各种地质体、用各种手段（矿井、钻孔）所获得的浅层地质体以及对由火山喷发作用或由地壳上升运动所带出的地下较深部位的地质体的研究，已积累了很多实际的地质资料，因而为由表及里，由浅入深，由已知到未知地研究地球内部特征打下了坚实的基础。

（2）宇宙地质研究依据　宇宙地质研究的结果表明：组成太阳系的各个星体其运行和密度变化是有规律的，组成各星体的元素种类均未超出地球上已发现的元素种类。这些说明太阳系中各星体在成因上是密切联系的，在物质组成方面是有内在统一性的。因此，我们可以根据从其它星体得到的信息来推测地球的某些性质。在这方面最有意义的是其它星体落到地球上的残块——陨石。陨石按成分可分成三类：

铁陨石：这是一种含有相当数量镍的天然铁镍合金。有的还含有硫化铁矿物。其比重一般为8.0—8.5或更大。

石陨石：主要由橄榄石、辉石等铁镁硅酸盐矿物组成，比重3—3.5或更大。

铁石陨石：为上述两种陨石之间的过渡类型。

利用陨石成分与密度的变化作为推断地球内部物质组成及其分布规律的简要结果如下：据测定地球的平均密度为5.516 g/cm^3，而地表岩石的平均密度只有2.7—2.8g/cm^3，覆盖地表面积3/4的水，其密度平均为1g/cm^3。这就意味着地球内部物质的密度应比地表物质及水的密度大得多。很早就有人相信地内物质成分的密度变化与不同陨石有一定对应关系，随深度的增加大致按石陨石—铁石陨石—铁陨石的规律分布。

月岩样品的分析结果也证实，其成分与地球上的玄武岩十分接近。

（3）地球物理依据　地球是一个具有多种物理性质的球体

（密度、重力、电性、磁性、温度、弹塑性等）。各种物理性质依地球的物质组成及物质状态而存在，且随物质的组成与状态不同而不同，这就为用地球物理方法探测地球的物质组成、状态及分布奠定了基础。另一方面，虽然地球物理方法本身也不能直接确定地球内部组成、状态与分布规律，但多年来所取得的地质与地球物理方面相关关系的研究成果，已使地球物理方法在探测地球内部状况方面起到了很好的透视作用。地球物理方法具有探测手段多，探测面积广、探测深度大，探测效率高，且可以对各种地质问题进行定量解释等优点。

在众多的地球物理方法中，对于探测地球内部构造状况来说，以建立在地球具有弹塑性这一特点上的地震波法最为重要。根据地震波传播速度与介质的密度和弹性有关的原理，就可以利用地震波在地内传播时的速度变化规律推测地内物质的组成，状态与分布规律。实际测定结果表明，当地震波在地内传播时，无论沿纵向或横向其速度都是有变化的，其中尤以随深度的增加所呈现出来的变化更为明显。这不仅证明了地球是一个不均质的球体，也为用地震波法进行地球内部构造的研究提供了信息。

2.地球内部构造模式

根据地震波随深度增加而变化的规律，表明地球内部有两个最明显的全球性的不连续面：一个是位于平均深度33km左右的不连续面，称为莫霍洛维奇不连续面（简称莫霍面，常以M代表）；一个是位于2900km深处的不连续面，称古登堡面（常以G代表）。以这两个面为界把地球内部分成了地壳、地幔和地核三个大的圈层。不断深入研究的结果表明，在各个大圈层中还可以划分出若干二级或三级圈层，目前为较多人所公认的地球内部构造模式如表1-2所示。

3.地球内部圈层及其特征

（1）地壳及其特征　固体地球莫霍面以上的部分称地壳，

表 1-2　地球内部圈层结构及各圈层的主要地球物理数据

圈层名称及代号				深度 (km)	地震波速度 (km/s) 纵波 V_P	地震波速度 (km/s) 横波 V_S	弹性 体模量 K (10^9Pa)	弹性 切变模量 μ (10^9Pa)	密度 ρ (kg/cm³)	压力 P (10^9Pa)	温度 T (℃)	重力 g (N)
				0	5.6	3.4	21	0	2.6	0	14	9.81
	地壳 A				7.8	3.72	1412	785	2.9	12	400—1000	9.83
	莫霍面			33	8.38	4.73			3.32			
地	上地幔	盖层	B	B′								
		低速层		B″	7.93	4.36	1292	652	3.42	33	700—1300	9.84
		均匀层		B‴	8.55	4.57	1313	697	3.64	73	1800—3000	
			C		10.08	5.42	2143	1045	4.64	185		9.94
幔	下地幔		D	D′	12.80	6.92	5457	2561	5.13	981		10.02
				D″	13.64	7.23	6341	2885	5.56	1352	2850—4400	10.69
	古登堡面			2900	7.14	0	6349	0	9.98			
地	外核		E	E′	8.22	0						
				E″								
	过渡层		F		9.53	0			11.42	2520	4500—5500	7.60
核				5155	10.33	0	12909	0				
	内核		G		10.89	3.46	12624	1470	12.25	3281	4700—5700	4.27
				6371	11.17	3.50	13636	1540	12.51	3617	5000—6000	0

地球的内部分层据Anderson and Hart, 1976，其余地球物理数据转引自曾融生《固体地球物理导论》，1984。

即A层。它由固体岩石组成。其厚度在大陆部分为20—70 km，在海洋部分为5—8 km，全球平均约33km。地壳占地球总体积的1.55%，总质量的0.8%。

地壳的大陆部分与大洋部分在组成、厚度、结构及发展历史上都有明显的不同，表现出纵横两个方向上的不均一性。因此在横向上前者称为大陆型地壳(陆壳)，后者称为大洋型地壳（洋壳）。图1-7。不同类型的地壳主要特征如下：

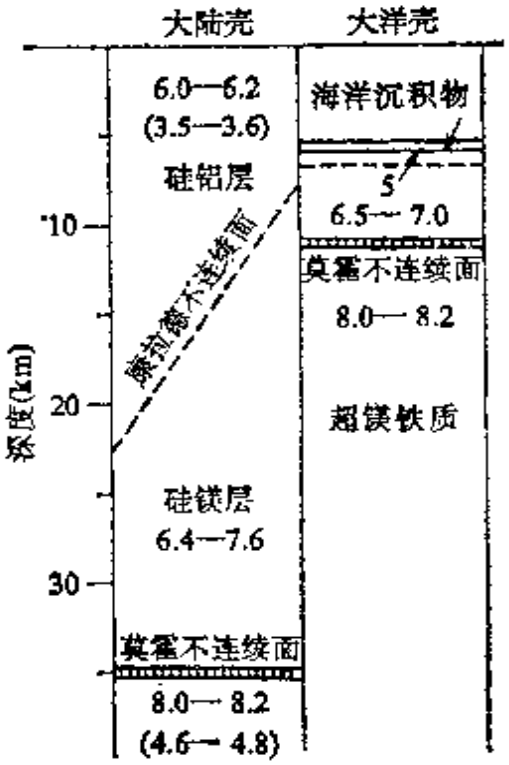


图 1-7 大陆地壳和大洋地壳剖面(引自Press,1961)

图中数据为地震波波速(km/s)括号内数据为S波波速，未加括号者为P波波速

陆壳：组成陆壳的物质上部与下部不同，上层（上地壳层）由相当于花岗岩成分的物质组成，常称花岗质层或硅铝层；下层（下地壳层）由相当于玄武岩成分的物质组成，常称玄武质层或硅镁层。由此使陆壳在结构上显现双层结构特征。上下壳层之间的界面称康拉德不连续面（简称康氏面，以C代表）。近代的研究结果进一步表明，陆壳在纵向上还可以进一步划分出若干高速层、低速层和速度梯度层，在横向上则被不同深度的断裂所切割，成为复杂层次的断块。

陆壳由不同年龄，即不同时期形成的岩石共同组成，其中最古老的岩石形成于距今约38亿年。数亿年来，受地壳运动的影响，组成陆壳的大部分岩石均已发生了变形或破裂。

陆壳的厚度很不均匀，高山和高原地区厚度大而平原地区厚

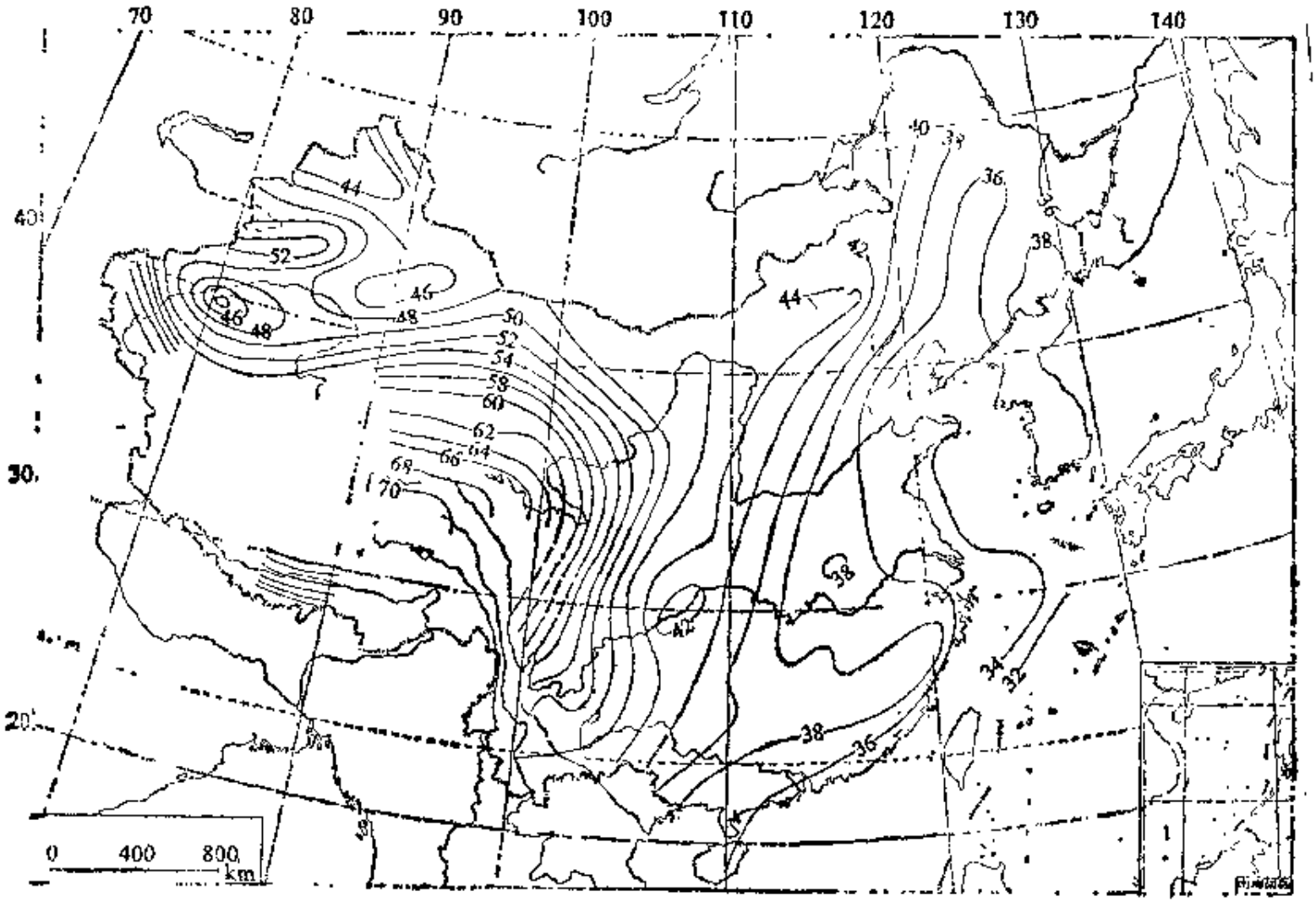


图 1-8　我国大陆部分的地壳厚度等厚线图(据王懋基等，1981)

度小。我国大陆部分的地壳厚度具自东向西加厚的特点、与地势特征呈明显的镜相反映，如图1-8。

近年来在陆壳结构方面的研究也发现有些地方并不存在康氏面的现象。如据苏联西北部科拉半岛13km深的超深钻探结果，在原预计7 km左右并未见“上、下壳层”有任何成分变化，而均由硅铝层组成。据说，有人因此而想否定康氏面的存在。但目前多数学者认为，在未取得更多证据以前，保留陆壳具有双层结构的概念仍是可行的。

洋壳：洋壳厚度薄，一般缺乏硅铝层、过去认为其全由硅镁层组成。最近的研究结果除将其表层定为海洋沉积层，称层Ⅰ外；依次往下层Ⅱ由已固结的沉积物与玄武岩互层组成；层Ⅲ由辉长岩组成，所以洋壳具三层结构。

构成洋壳的岩石一般较年轻，其中最老的岩石形成于距今仅2亿年左右，大部分岩石形成于近1亿年中。一般说来洋壳岩石也很少变形。

（2）地幔及其特征　地幔是地球莫霍面与古登堡面之间的部分。其占地球体积的82.3%，质量的67.8%，是地球的主体部分。根据地震波传播速度的变化，地幔又可分若干二级和三级圈层，650km以上为上地幔，650km以下为下地幔。上地幔又分为B、C两层等。但目前最引人注目的是上地幔中的B层。B层被分成B′，B″，B‴三个小层。

B′层，一般深度从33—60km，此层由固态物质组成，具一定的强度，称为上地幔顶部的固态层。目前因其物质状态与地壳相同，常将其与地壳合并共称岩石圈。

B″层，一般深度从60—350km，因地震波在此层内传播速度较低（其中尤以60—250km段波速降低最为明显），故称为低速带。波速降低可能因此层内部的物质部分处于熔融状态所致。因部分熔融物质存在而使该层物质可以缓慢的流动，故此层又被称为软流圈。

由于软流圈的运动而带动岩石圈作相应运动的理论，对于解释大地构造学中的很多问题都有重要的意义。

（3）地核及其特征　地核是古登堡面至地心的部分。它可分成外核层（E层）、过渡层（F层）和内核层（G层）三个更次级的圈层。地核占地球体积的16.2%，质量的31.3%。地震波显示外核由液态物质组成，内核由固态物质组成，过渡层由过渡态物质组成。

综上所述可将地球内部圈层构造及物质组成、物质状态等特征归纳如下：地球是一个由金属铁镍物质（相当于铁陨石成分）构成核心，铁镁硅酸盐物质（相当于铁石陨石和石陨石成分）构成地幔以及由各种岩石构成地壳的一个具同心圈层构造的球体。从物质状态看，内核是固态，过渡层为液态向固态过渡的物质，外核为液态。地幔和地壳均为固态，但上地幔中含部分呈熔融状态的物质。上地幔顶部固态层与地壳合称岩石圈。岩石圈与下伏软流圈之间的相互作用在近代地质学研究中占有重要的地位。

第二章　地壳的物质组成

第一节　地壳的元素组成

地质学以元素作为地壳物质组成研究中最基本的单位。地壳在元素组成方面具有以下基本特征：

第一，目前已确认参与组成地壳的天然元素共有90多种。

第二，各种元素在地壳组成中的含量是不均匀的（表2-1）。

表 2-1　组成地壳主要元素重量百分比

氧	O	46.95	钠	Na	2.78
硅	Si	27.88	钾	K	2.58
铝	Al	8.13	镁	Mg	2.06
铁	Fe	5.17	钛	Ti	0.62
钙	Ca	3.65	氢	H	0.14

国际上把组成地壳的各种元素平均重量百分比称为克拉克值，以此纪念最早进行此项研究工作的美国化学家克拉克。

由表2-1可知，组成地壳的元素最主要的是表中所列的10种，它们占了地壳组成元素总重量的99.96%。由于这十种元素是组成矿物和岩石的最重要组分，又常称它们为造岩元素。相应之下其它80多种元素则称为微量元素。

在这10种造岩元素中又以氧的含量最多，几乎占了地壳组成元素总重量的1/2左右；其次为硅，占了1/4以上。

第三，组成地壳的元素在空间上的分布也是很不均匀的。如

前所述地壳在结构上之所以有上、下层之分；各地地质体组成的不同都是元素在空间上分布不均的具体表现。此外，有些元素在地壳中含量很少，但它们却可以在某些地质作用过程中相对变得富集而成为可供开采的矿产，这就是元素分布不均给人类带来的福音。

第四，组成地壳的元素除极少数呈单质状态存在外，大多数均以化合物的状态存在。经地质作用所形成的各种单质和化合物即为矿物。元素组合关系的多样性与复杂性，使地球得以形成了数以千计种的矿物；但又并非元素是可以任意合成矿物的，故矿物种数又是有限的。

第二节 矿 物

一、矿物的概念

1.矿物的定义

组成地壳的元素在地质作用过程中所形成的单质或化合物即称为矿物。由同种元素组成的称单质矿物，如自然金（Au）、自然铜（Cu）、金刚石（C）等；由两种或两种以上元素组成的称化合物矿物，如石英（SiO_2）、方解石（$CaCO_3$）等。

2.矿物的化学成分

矿物的化学成分基本是固定的，如石盐（NaCl）、方解石（$CaCO_3$）、铬铁矿（$FeCrO_4$）等。但也有部分矿物的化学成分是可以在一定范围内发生变化的。在不改变矿物结构等特征的前提下，矿物组成中的一些质点被另一些与其性质相近的质点所取代的现象称类质同象的转变，转变前后的矿物共称为类质同象矿物。如钠长石($Na[AlSi_3O_8]$)中的Na全部被Ca取代以后则变成了钙长石($Ca[Al_2Si_2O_8]$)，钠长石与钙长石为类质同象矿物。当取代不完全时，则可形成一系列的类质同象矿物，如表2-2所示。这一系列类质同象矿物总称斜长石。

表 2-2 斜长石类质同象矿物系列表

$Na[AlSi_3O_8]$	$Ca[Al_2Si_2O_8]$	斜长石矿物名称
100—90	0—10	钠长石
90—70	10—30	更长石
70—50	30—50	中长石
50—30	50—70	拉长石
30—10	70—90	培长石
10—0	90—100	钙长石

某些胶态矿物可因其在呈胶态时吸附能力的不同，所吸附的组分与数量也各不相同，故在凝固后就成了具有不同成分的矿物。

3.*矿物的状态*

矿物的状态有固态、液态与气态三种。以固态出现的矿物称固态矿物，如石英、方解石等；以液态出现的称液态矿物，如自然汞；由火山爆发时喷出的硫磺气、硫化氢气体等则称为气态矿物。自然界中绝大多数是固态矿物。

4.*矿物的结构*

组成矿物的质点（它们可以是原子、离子或分子）在空间的排列组合特征称为矿物的结构。固态矿物根据其内部质点的排列组合特征不同可分两种结构类型：

（1）结晶质结构　组成矿物的质点在三维空间呈周期性重复排列的结构称结晶质结构。现以石盐的结构为例对结晶质结构的特征简要说明如下：

石盐由钠和氯两种元素组成，其化学式为NaCl。组成石盐结构的质点是钠离子（Na^+）和氯离子（Cl^-）。当从石盐结构中取出能代表其结构特征的一小部分，并以大球代表氯离子，小球代表钠离子，如图2-1所示。可见这些离子在空间的不同方向上，各自都是按一定的间隔重复出现的。就石盐来说，沿多面体的

三条棱边方向，钠离子和氯离子均以5.628Å（1Å＝10^{-7}mm）的间隔重复出现。在其它方向上情况也类似，只不过是间隔的大小不同罢了。如果改用点和圈分别代表钠离子和氯离子的中心点，并将它们用直线联接起来，这样就得到了一个代表石盐中质点排列规律的格子状图形，这种格子称为结晶格子。因此也可以说组成矿物的质点具有格子状构造特征的结构称结晶质结构。

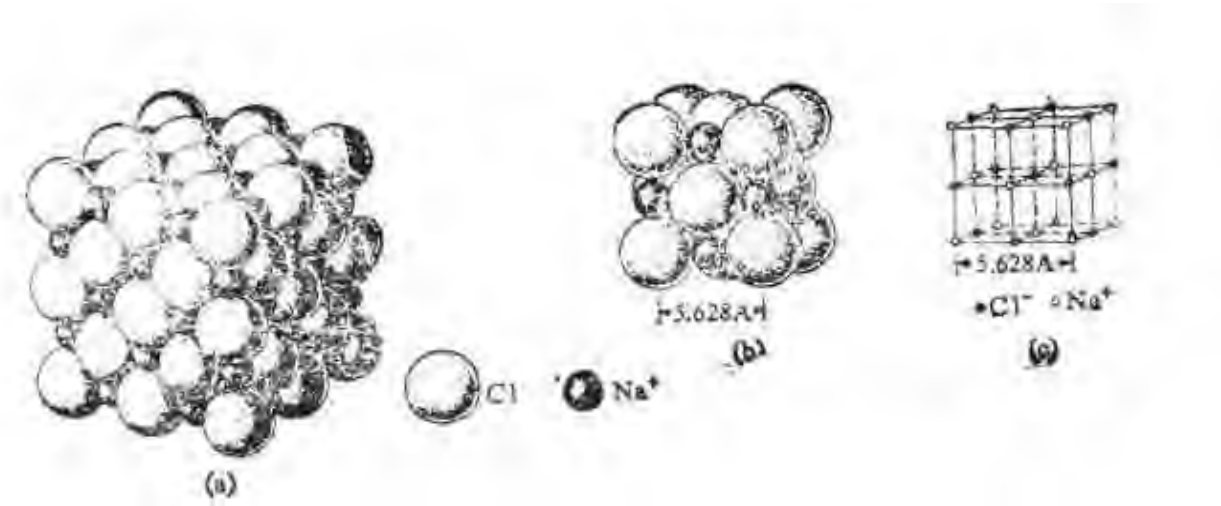


图 2-1　石盐的晶体结构

具结晶质结构或具格子状构造的矿物称结晶质矿物。结晶质矿物的块体称晶体。绝大多数矿物都是结晶质矿物，只是各自的格子不同而已。在相同环境条件下，由同种元素组成的矿物常具相同的结构特征。矿物的这种特性称结晶习性。同种成分在不同条件下形成具不同结构的矿物现象称同质多象的转变，如石墨与金刚石是同质多象矿物，橄榄石与尖晶石也是同质多象矿物。成分不同的矿物其结构（结晶格子）常各不相同。

不同矿物受其内部结构的制约，在外形上也呈不同的几何多面体形。由此直接提供了从外形上识别不同矿物的标志。石盐在外形上呈立方体形就是一例。

（2）非晶质结构　组成矿物的质点在三维空间不呈周期性重复排列的结构，称非晶质结构。具非晶质结构的矿物称非晶质

矿物或玻璃质矿物，非晶质矿物的块体称非晶质体或玻璃体。

非晶质矿物没有固定的外形特征，如由胶体凝聚而成的蛋白石（$SiO_2 \cdot nH_2O$），由火山作用形成的某些非晶质矿物以及少量由生物形成的矿物，如琥珀等都是非晶质矿物。

矿物的结晶质结构与非晶质结构在一定条件下可以相互转化。结晶质结构可因其结晶格子遭到破坏而变成非晶质结构；非晶质结构也可因内部质点经过调整趋于规则排列而转变成结晶质结构。

5.矿物的用途

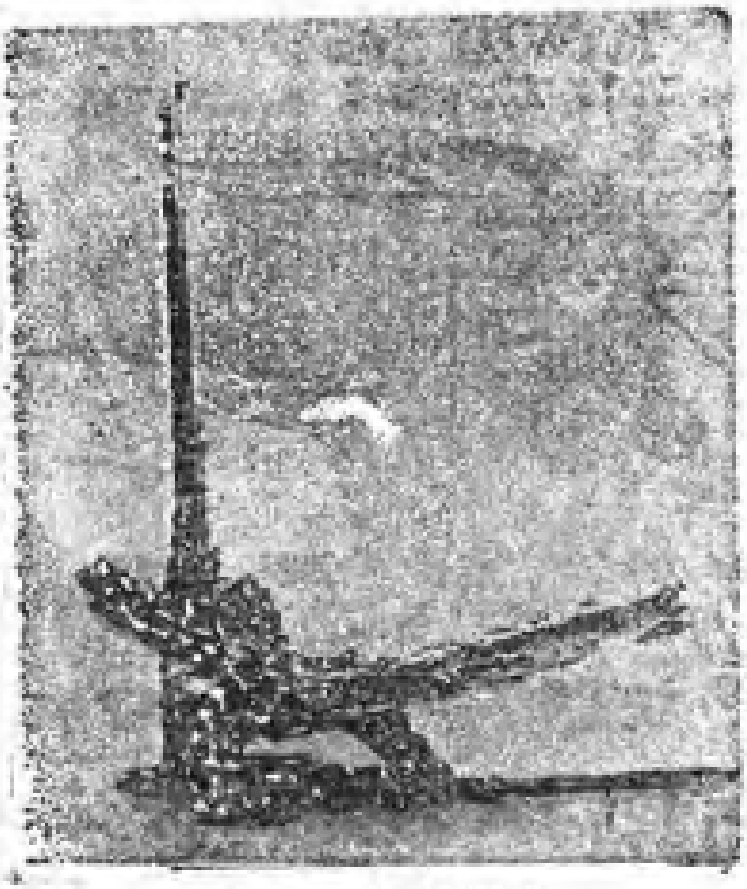
很多矿物都和人类的生活和生产有着密切的关系，因而被广泛地利用。对矿物的利用常视其性质、组成不同而异；如金属矿物方铅矿（PbS）、闪锌矿（ZnS）、黄铜矿（$FeCuS_2$）、磁铁矿（Fe_3O_4）等，含金属元素的矿物常用以提炼金属元素；含放射性铀的矿物可供作能源矿物；有些矿物因具有特殊的物理性质而被某些部门所重用，如金刚石的硬度、滑石的滑感、石墨的导电性、重晶石的比重、石棉的绝热性、水晶的压电性以及粘土矿物的粘结性、可塑性、耐火性、烧结性等；有些矿物则可以入药，如雄黄、磁铁矿等；此外，还有一些矿物因其数量较少且有特殊的光泽、硬度、花纹、色彩等被视作宝石而身价百倍，如钻石（金刚石）、水晶（石英）、玛瑙（胶态的SiO_2）、猫儿眼（蛋白石）、祖母绿（绿柱石）、和氏璧（拉长石）、翡翠（硬玉）以及自然金，自然银，自然铂等。

二、矿物的肉眼鉴定

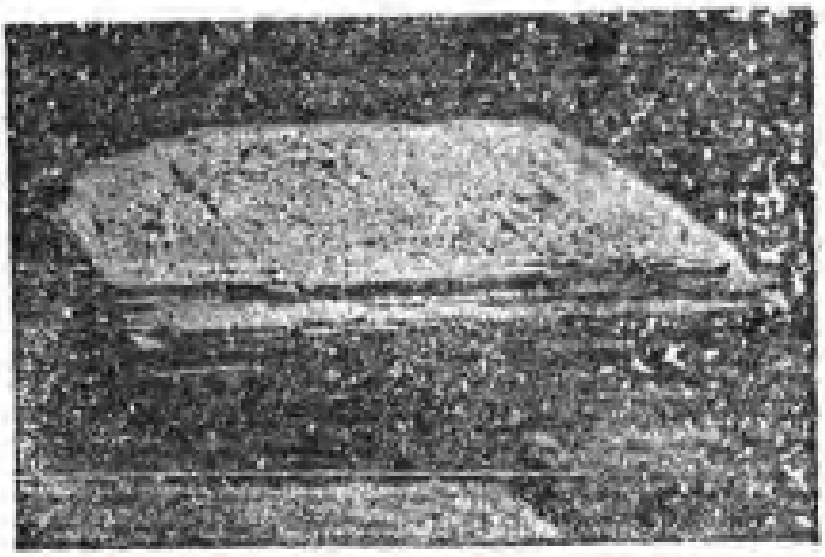
肉眼鉴定矿物时，主要根据矿物的物理性质，如矿物的形态特征、光学性质、力学性质以及能被肉眼、手等直接感受到的各种性质。

1.矿物的形态特征

矿物形态有单体和集合体两类，其形态特征是鉴定矿物的重要依据。图2-2。

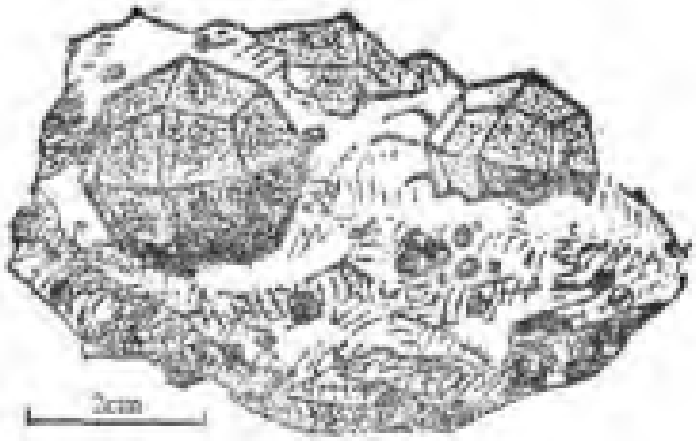


2-2-1 一向延长的晶体

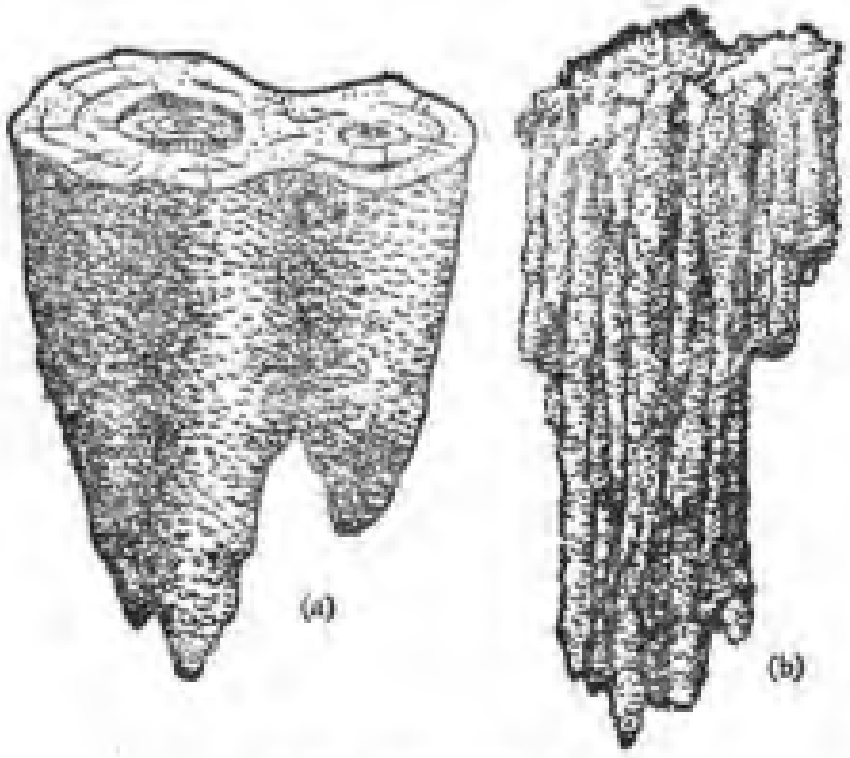


2-2-2 二向延长的晶体

图 2-2 矿物的形态(一)



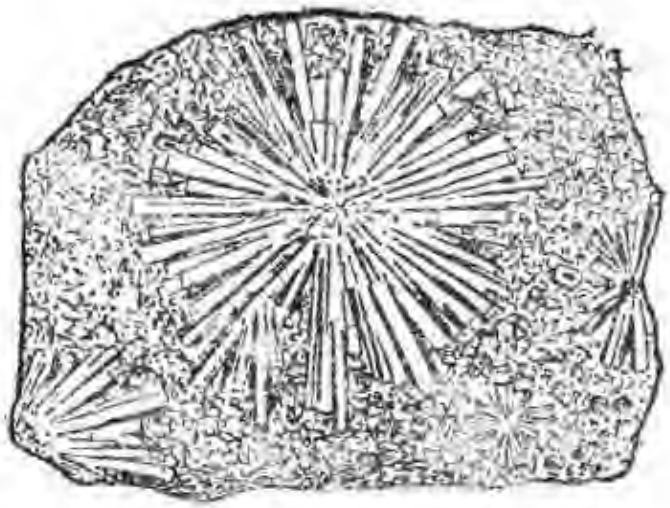
2-2-3 三向等长的晶体



2-2-4 钟乳状集合体

a.横切面，b.外形

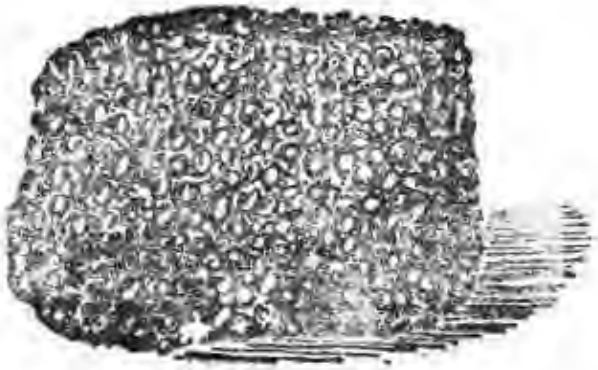
图 2-2 矿物的形态（二）



2-2-5 放射状集合体



2-2-6 晶簇



2-2-7 鲕状集合体

图 2-2 矿物的形态（三）

（1）矿物单体的形态特征 矿物单体形态即单晶体矿物颗粒的形态。受结晶时条件不同的影响，矿物单体大小不一，用肉眼或放大镜可以识别的颗粒称显晶质颗粒，需用显微镜加以辨别者称隐晶质颗粒；受结晶时条件不同影响，所形成矿物单体具完

整几何多面体形态者称自形晶；形态欠完整者称半自形晶；形态不完整者称它形晶。但肉眼鉴定矿物时，只着眼于矿物颗粒在三维空间的发育程度之比，并由此将矿物单体形态分成三类。所有矿物单体其形态均隶属于其中的某一种类型：

① 一向延长型：呈柱状、针状的晶形，如石英、辉锑矿、角闪石等。

② 二向延长型：呈片状、板状的晶形，如石膏、云母、石墨等。

③ 三向等长型：呈粒状的晶形，如石榴子石、金刚石、磁铁矿等。

（2）矿物集合体的形态特征 同一种结晶质矿物的单晶或非晶质矿物的微粒聚合体称矿物的集合体。常见的集合体形态有：

① 纤维状、毛发状集合体：由一向延长型矿物单体聚合而成者，如石棉。

② 鳞片状集合体：由二向延长型矿物单体聚合而成者，如石墨。

③ 粒状集合体：由三向延长型矿物单体聚合而成者，如橄榄石。

④ 块状集合体：由各种隐晶质颗粒聚合而成者。

⑤ 放射状集合体：一向延长型矿物单体以一点为中心向四周呈放射状排列者，如红柱石。

⑥ 晶簇：若干矿物单体丛生于同一基底上者，如石英。

⑦ 豆状、肾状、葡萄状、钟乳状：多数为非晶质矿物的聚合体，如赤铁矿等。

2.矿物的光学性质

矿物的光学性质包括矿物的颜色、条痕色、透明度与光泽等性质。

（1）矿物的颜色 矿物的颜色是矿物最引人注目的一种特

征。矿物的颜色与其成分、结构等特征有关。不同的矿物具不同的颜色特征。有些矿物则因其有特殊的颜色而得名，如黄铜矿（金黄色）、赤铁矿（红色）、孔雀石（翠绿色）、紫水晶（紫色）等。

（2）条痕色　条痕色是矿物粉末的颜色，即将矿物在未上釉的磁板上刻划以后留在磁板上的痕迹的颜色。用这种方法来鉴定矿物颜色可以排除矿物表面经风化后所产生的次生颜色的干扰，更能反映矿物固有的颜色。

（3）透明度　透明度指矿物透过光线的能力。根据矿物透光能力的不同，可将矿物分成透明的、半透明的与不透明的三类。

（4）光泽　光泽是矿物表面反射、折射和吸收光线的能力。常见的光泽有金属光泽、半金属光泽、金刚光泽、玻璃光泽、油脂光泽、珍珠光泽、丝绢光泽与土状光泽等。

矿物的各光学性质之间通常有着一定的内在联系，如随着矿物的颜色变深、其条痕色也相应变深、光泽增强而透明度下降。

3.*矿物的力学性质*

矿物的力学性质包括解理、断口、硬度等性质。

（1）解理　解理是矿物受外力打击后能沿一定方向裂开的性质。破裂形成的面称解理面。图2-3。

通常根据解理面的光滑与平整程度作为判别矿物解理发育程度的标志，依次将矿物的解理分成了五个不同的级别。即极完全解理、完全解理、中等解理，不完全解理与极不完全解理。另一方面，有些矿物只能沿一个方向发生破裂形成解理，称其为具一组解理；有的矿物可沿二个方向发生破裂形成解理，称其为具二组解理；有的矿物则可以发育三组，甚至四、五组解理。矿物解理发育的程度及其组数多少都是鉴定矿物的依据。

（2）断口　矿物受外力打击后所形成的不规则破裂面称断口，其形态也有多种多样。

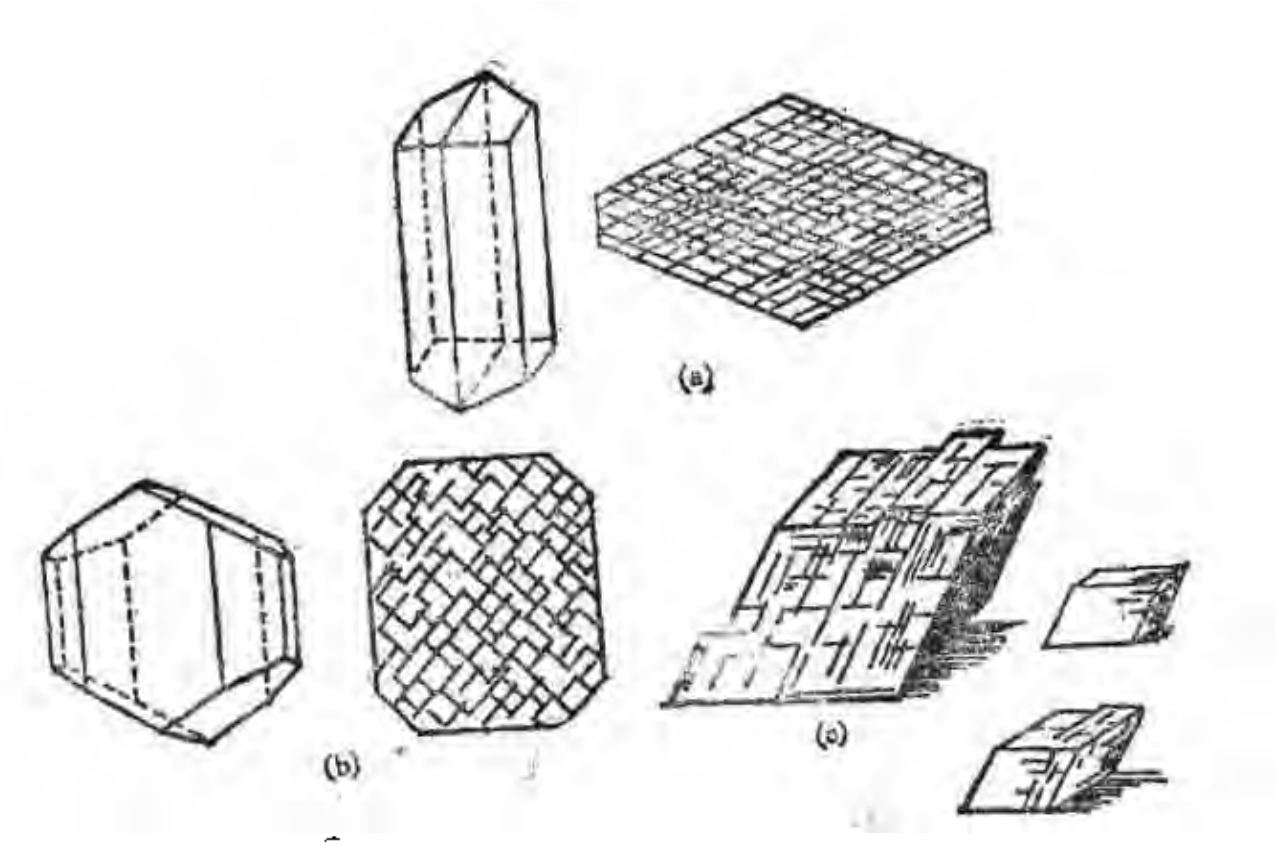


图 2-3 矿物的解理

a.角闪石的两组解理；b.辉石的两组解理；c.方解石的三组中等解理

（3）硬度 矿物表面抵抗外力刻划、压入或研磨的能力称硬度。矿物的硬度有绝对硬度与相对硬度之分。测定矿物的绝对硬度需用特殊的仪器。肉眼鉴定时只能确定矿物的相对硬度。测定矿物相对硬度时，以10种硬度大小不等的矿物为标准，这十种矿物及其相对硬度级别分别是：石墨1°，石膏2°，方解石3°，萤石4°，磷灰石5°，长石6°，石英7°，黄玉8°，刚玉9°与金刚石10°。将要鉴定的矿物与上述标准矿物互相刻划，从而确定待测矿物的相对硬度。由这十种矿物组成的相对硬度标准系统称摩氏硬度计。

4.矿物的其它性质

有些矿物具某些特殊的性质，可作为鉴定这类矿物的特殊标

志，如石墨与滑石的滑感、重晶石的特大比重、磁铁矿的磁性、黄铜矿的延展性、萤石的发光性；碳酸盐类矿物在滴加盐酸以后的冒泡现象等。

三、矿物的分类

目前全世界已发现并经定名的矿物约有三千多种，按化学组成不同可分成六个大类：

自然元素类：由元素呈单质状态组成的矿物归入此类。如自然金（Au）、自然银（Ag）、自然铂（Pt）、自然硫(S)、自然铜（Cu）、金刚石（C）、石墨（C）等。此类矿物约有50多种。

硫化物类：金属元素与硫、砷、硒、碲化合而成的矿物属此类。其中尤以硫化物类最为重要，如方铅矿（PbS）、闪锌矿（ZnS）、黄铜矿（$FeCuS_2$）等。

卤化物类：轻金属元素与卤族元素化合而成的矿物，如石盐（NaCl）、萤石（CaF_2）、钾盐（KCl）等。

氧化物及氢氧化物类：金属元素与氧或氢氧根化合而成的矿物。如磁铁矿（Fe_3O_4）、赤铁矿（Fe_2O_3）、石英（SiO_2）、刚玉（Al_2O_3）、三水铝石（$Al[OH]_3$）等。

含氧盐类：由各种含氧酸组成的复杂化合物矿物，其中又包括硅酸盐类、碳酸盐类、硫酸盐类、磷酸盐类、硝酸盐类等不同类别。但在地壳组成中含量最多的主要是硅酸盐类、碳酸盐类与硫酸盐类、如橄榄石（$(Fe, Mg)_2[SiO_4]$）、辉石（$Ca(Mg, Fe, Al)[(SiAl)_2O_6]$）、角闪石（$Ca_2Na_2(Mg,Fe)_4(FeAl)[(Si,Al)_4O_{11}][OH]_2$）、各类长石、云母、方解石（$CaCO_3$）、白云石（$MgCa(CO_3)_2$）、石膏（$CaSO_4 \cdot nH_2O$）、及重晶石（$BaSO_4$）等。

有机成因类：由生物遗体堆积转化而成的矿物。

四、常见矿物及其主要特征

常见矿物及其主要特征见表2-3。

表 2-3 常见矿物的基本特征

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物、用途
自然元素	石墨	C	片状、块状	钢灰色、铁黑色	灰黑色	金属	1	2.2	一组解理	易污手、有滑感	煤或炭质岩经变质作用生成。常与石榴子石共生。可作电极、润滑剂、原子反应堆减速器
硫化物	方铅矿	PbS	立方体、粒状、块状	铅灰色	钢灰	金属	2—3	7.3—7.6	三组解理	具导电性、检波性	岩浆作用生成。与闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿共生。主要的铅矿石
	闪锌矿	ZnS	粒状为主	浅黄色到铁黑色	黄褐色	半金属	3—4	3.5—4	六组解理	性脆、不导电	岩浆作用生成。与方铅矿、锡石、黄铜矿共生。主要的锌矿石
	黄铁矿	FeS_2	立方体、块状、粒状	浅铜黄色	绿黑色	金属	6—6.5	4.9—5.2	参差状断口	晶面有平行条纹	岩浆作用、沉积作用、变质作用均可生成。制硫酸的主要原料

（续）

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物、用途
硫化物	黄铜矿	$CuFeS_2$	块状、粒状	铜黄色	绿黑色	金属	3—4	4.1—4.3	无 理 解	导电性强	主要由岩浆作用、沉积作用生成。常与黄铁矿、磁铁矿共生。主要的铜矿石
卤化物	岩盐	NaCl	立方体、粒状	无色、白色	白色	玻璃	2	2.1—2.2	三组解理	有咸味、吸水性	盐湖中沉积而成。与石膏、钾盐、方解石共生。食用、防腐剂、制碱、制盐酸等
	萤石（氟石）	CaF_2	块状、粒状	绿、紫、黄色	白色	玻璃	4	3—3.2	四组解理	加热或阴极射线照射后发萤光	岩浆作用生成，沉积作用也可生成。与石英、方解石、金属硫化物共生。作熔剂
	光卤石	$MgCl\cdot KCl\cdot 6H_2O$	粒状、块状	无色或各色	白色	玻璃	2—3	1.6	无 解 理	紫外线照射发萤光、易溶于水	盐湖中沉积而成

（续）

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物，用途
氧化物及氢氧化物	石英	SiO_2	双锥柱状、粒状、块状	无色、白色	白色	玻璃油脂	7	2.6	贝壳状断口		主要由岩浆作用生成，广泛分布于地壳中。压电石英用于无线电工业。在光学、化学、仪表、航空工业上也广泛应用
	赤铁矿	Fe_2O_3	块状、肾状、鲕状	钢灰、铁黑、红褐色	樱红色	半金属	5.5—6	5—5.3	无解理	性脆	岩浆作用、沉积作用、变质作用均可生成。重要的铁矿石之一
	磁铁矿	Fe_3O_4	块状、粒状	铁黑色、深灰色	黑色	半金属	5.5—6	4.9—5.2	无解理	强磁性	岩浆作用、变质作用均可生成。常与赤铁矿共生。重要的铁矿石之一
	褐铁矿	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	块状、土状、豆状、蜂窝状	褐、黑色	淡黄褐色	半金属	1—4	3—4	无解理	是许多氢氧化铁和含水氧化物的总称，成分不纯	风化作用生成。含铁高时可作铁矿石

（续）

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物，用途
氧化物及氢氧化物	铝土矿	$Al_2O_3 \cdot nH_2O$	土状、豆状、块状、鲕状	灰白、白色	白色黄褐色	土状	1—4	2.5—3	无解理		沉积、风化作用形成。重要的铝矿石
	锡石	SnO_2	柱状、针状、粒状、块状	黄褐、黑色	白色淡黄色	半金属油脂	6—7	6.8—7.1	贝壳状断口	化学性质稳定	岩浆作用生成。与黑钨矿、黄玉共生。重要的锡矿石
	软锰矿	MnO_2	土状、粉末状集合体	黑色	黑色	半金属	2—6	4.7—5	断口不平坦	易污手	沉积作用、风化作用生成。重要的锰矿石
磷酸盐	磷灰石	$Ca_5[PO_4]_3[F、Cl\cdots\cdots]$	柱状、块状、粒状	白色或各种色	白色	玻璃油脂	5	3.2	参差状断口	性脆	岩浆作用、沉积作用、变质作用均可生成。与石英、黄铁矿共生。可提取磷
	磷钇铈矿（独居石）	$(Ce, La)[PO_4]$	板状、柱状、粒状	黄褐色、棕褐色	白色	玻璃油脂	5—5.5	4.9—5.5	有时可见解理	含钍时具放射性，紫外线照射发荧光	岩浆作用生成。常见于砂矿中。提取稀有元素

（续）

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物、用途
硫酸盐	石膏	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	板状、块状、纤维状	白色、浅灰色	白色	玻璃珍珠	1.5—2	2.3	纤维状石膏断口为锯齿状，板状石膏具一组解理	微具挠性	主要为沉积作用生成。与石盐、光卤石、钙盐共生。塑造模型，水泥原料
	重晶石	$BaSO_4$	板状、块状、粒状	无色、白色、浅红色	白色	玻璃珍珠	2.5—3.5	4.3—4.7	三组解理	半透明、透明	岩浆作用、沉积作用生成。与方铅矿、方解石共生。作加重剂等
碳酸盐	方解石	$CaCO_3$	菱面体、粒状、结核状、钟乳状	无色、灰白	白色	玻璃	3	2.7	三组解理	性脆，遇稀盐酸起泡	主要由沉积作用形成。建筑材料，冶金熔剂，冰洲石作光学仪器材料
	白云石	$CaMg(CO_3)_2$	菱面体、粒状、块状	白色、浅黄色、红色	白色	玻璃	3.5—4	2.9	三组解理	遇热盐酸起泡，遇镁试剂变蓝	湖海沉积。作冶金熔剂、耐火材料、化肥原料

（续）

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物，用途
硅酸盐	橄榄石	$(Mg,Fe)_2[SiO_4]$	粒状	橄榄绿色	白色	玻璃	6.5—7	3.3	贝壳状断口	透明	岩浆作用生成。与磁铁矿、辉石共生。主要造岩矿物。贫铁橄榄岩可作耐火材料
	石榴子石	$(Ca, Mg)_3(Al, Fe)_2[SiO_4]_3$	菱形十二面体、粒状	多种	白色	玻璃油脂	6.5—7.5	3—4	无解理	半透明，性脆	变质作用生成。典型变质矿物。可作研磨材料，有的可作宝石
	普通辉石	$(Ca(Mg,Fe,Al)[(SiAl)_2O_6]$	短柱状，横切面为八边形	黑绿色	灰绿色	玻璃	5—6	3.2—3.6	二组解理	性脆	岩浆作用生成。常与斜长石，橄榄石共生。主要造岩矿物
	透辉石	$CaMg[Si_2O_6]$	柱状、粒状、放射状	浅绿、浅灰色	白色	玻璃	5.5—6	3.3	二组解理		变质作用生成。与石榴子石、硅灰石共生。是矽卡岩的主要造岩矿物
	普通角闪石	$Ca_2Na(Mg,Fe)_4(FeAl)[(Si,Al)_8O_{11}][OH]_2$	长柱状、横切面为六边形	暗绿至黑色	灰绿色	玻璃	5.5—6	3.1—3.4	二组解理	性脆	主要产于岩浆岩中。常与斜长石、石英共生。主要造岩矿物

（续）

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物、用途
硅酸盐	透闪石	$Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$	柱状、针状、放射状、纤维状	白色、浅绿色	白色	玻璃丝绢	5.5—6	3.0	二组解理		典型的变质作用产物。形成于石灰岩、白云岩与岩浆岩接触带上
	阳起石	$Ca_2(Mg, Fe)_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$	针状、放射状	绿色	白色	玻璃丝绢	5.5—6	3.1—3.3	二组解理		典型的变质作用产物。形成于石灰岩、白云岩与岩浆岩接触带上
	蓝闪石	$Na_2Mg_3Al_2[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$	柱状、针状、纤维状	蓝色、蓝黑色	蓝灰色	玻璃	6—6.5	3.1—3.4	二组解理		变质作用生成。主要产于结晶片岩中。是蓝闪石片岩的特征矿物
	滑石	$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$	板状、片状、块状	白、浅绿、浅红色	白色	玻璃蜡状	1—1.5	2.7—2.8	一组解理	具滑感	变质作用生成。用于造纸、陶器、橡胶工业
	正长石	$K[AlSi_3O_8]$	柱状、板状	肉红、玫瑰、褐黄色	白色	玻璃	6—6.5	2.6	二组解理		岩浆作用、变质作用生成。用于陶瓷、玻璃工业、制钾肥原料

（续）

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物，用途
硅酸盐	斜长石	$Na[AlSi_3O_8]$—$Ca[Al_2Si_2O_8]$	板状、粒状	白色、淡黄色	白色	玻璃	6—6.5	2.7	二组解理	解理面上显条纹	岩浆作用生成。广泛分布于三大岩类中。用于陶瓷工业，雕刻石料
	白云母	$KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$	板状、鳞片状集合体	无色	白色	玻璃珍珠	2—3	2.7—3.1	一组解理	绝缘性能极好	岩浆作用、变质作用生成。广泛分布于三大岩类中。用于电器工业
	黑云母	$K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}][OH]_2$	短柱状、板状、片状集合体	黑色、褐色、棕色	浅绿色	玻璃珍珠	2—3	3—3.1	一组解理	薄片具弹性	主要由岩浆作用形成。主要造岩矿物。大块黑云母可作高温防护眼镜
	海绿石	$K_{<1}(Fe^{+3}, Fe^{+2}, Al^{+3}, Mg^{+2})_{2-3}[Si_4(Si, Al)O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$	圆粒状	暗绿、黑绿色		玻璃	2—3	2.2—2.8	一组解理	性脆	典型的表生矿物，产在浅海沉积中。是较好的钾肥原料
	蓝晶石	$Al_2[SiO_4]O$	扁柱状、放射状	浅蓝色		玻璃	4.5—7	3.6—3.8	二组解理	性脆	变质作用生成。典型的区域变质矿物。可作耐火材料

（续）

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物、用途
硅酸盐	红柱石	$Al_2[SiO_4]O$	柱状、放射状	灰色、浅红色	白色	玻璃	7—7.5	3.1—3.2	二组解理	放射状集合体形似菊花，故又名“菊花石”	变质作用生成。作耐火材料
	硅线石	$Al[AlSiO_5]$	针状、柱状、放射状、纤维状	无色、灰色、浅绿色		玻璃	6.5—7.5	3.2	一组解理	透明	变质作用生成。与云母，石榴子石共生。可作耐火材料
	硅灰石	$CaSiO_3$	板状、放射状、纤维状、片状	白色、浅红色	白色	玻璃丝绢	4.5—5	2.8—2.9	一组解理		变质作用生成。常与透闪石、石榴子石共生。变质作用特征产物
	锆英石	$Zr[SiO_4]$	短柱状、四方双锥状	黄色、红色、黑色		半金属油脂	7—8	4.6—4.7	解理不完全	性脆，稳定	岩浆作用生成。常形成砂矿
	十字石	$FeAl_4[SiO_4]_2O_2[OH]_2$	短柱状，横断面菱形；粒状	红褐色、黑褐色		玻璃油脂	7.5	3.7—3.8	解理不发育		变质作用生成。典型的区域变质矿物

（续）

类别	矿物名称	成分	形态	颜色	条痕	光泽	硬度	比重	解理或断口	其它特征	成因、共生矿物、用途
硅酸盐	绿泥石	$(Mg, Fe, Al)[(SiAl)_4O_{10}][OH]_2 \cdot (Mg, Fe)_3[OH]_6$	片状、板状、鳞片状	绿色、暗绿色	白色	珍珠油脂	2—2.5	2.6—2.8	一组解理	薄片具挠性，透明或半透明	变质作用生成。是绿泥石片岩的主要矿物
	鲕绿泥石	$(Fe^{+2}, Fe^{+3})_8[Si_8AlO_{19}][OH]_8 \cdot (FeMg)_3[OH, O]_6$	鲕状集合体、块状	灰色、暗灰色	浅灰绿色	无或微具玻璃光泽	3	3—3.4	一组解理		沉积作用生成。与黄铁矿、菱镁矿共生，大量聚集时可作铁矿开采
	蛇纹石	$H_4Mg_3Si_2O_9$	块状、层片状、纤维状	浅黄色、深绿色	白色	油脂丝绢	2.5—3.5	2.5—2.6	一组解理	微具滑感	变质作用生成。与石棉共生。作耐火材料和化肥原料
其它含氧盐	硼砂	$[Na_2B_4O_7] \cdot 10H_2O$	短柱状、土状、块状	无色、绿色		玻璃油脂	2—2.5	1.7	贝壳状断口	微具碱味，易溶于水	产于内陆湖泊中。与石膏、石盐等共生。提取硼的主要原料
	黑钨矿	$(Fe, Mn)WO_4$	板状、柱状、粒状、块状	黑褐至铁黑色	红褐色黑色	金属半金属	5—5.5	6.7—7.5	一组解理	含铁多时具磁性	岩浆作用生成。主要的钨矿石

第三节　岩　　石

一、概述

岩石是地质作用过程中由矿物集合而成的地质体。以一种矿物为主组成的为单矿物岩石，如纯橄榄岩、石灰岩等；由两种或两种以上矿物组成的称复矿物岩石，如花岗岩、玄武岩等。不同的矿物或同种矿物以不同的比例，或同种矿物经不同地质作用相集合均可形成不同的岩石，由此而构成了地球上种数繁多的岩石。

岩石的种数虽然很多，但根据成因不同可分成三大类，即：

火成岩　由岩浆在地下或喷出地表后冷凝而成的称火成岩，如橄榄岩、玄武岩等；

沉积岩　由外力作用在地表条件下形成的称沉积岩，如石灰岩、砂岩等；

变质岩　由地壳中已形成的岩石，在基本保持固体状态下，经高温高压等作用改造而成的称变质岩，如大理岩、片麻岩等。

各类岩石不仅成因不同，且其成分、结构、构造及空间产出状态等也各不相同，这是我们识别各类岩石的主要依据。

在地壳演化过程中，三大类岩石在一定条件下可以互相转化：火成岩、变质岩经外力作用可变成沉积岩；变质岩、沉积岩经熔融、冷凝可变成火成岩；沉积岩、火成岩经变质作用可变成变质岩。

三大类岩石中，按体积计算火成岩占地壳体积的66%，变质岩占26%，沉积岩占8%；按分布面积计算，沉积岩占陆地面积75%，火成岩与变质岩共占25%；随深度增加，火成岩与变质岩增多而沉积岩减少，至地壳深处和上地慢主要为火成岩。

现将三大类岩石的成因、主要特征等有关问题叙述如下。

二、火成岩

1.岩浆、岩浆作用与火成岩

（1）岩浆　近代火山喷发活动的现象及其产物充分说明了在地球内部存在着高温的呈熔融状态的物质，这类物质称为岩浆。经分析岩浆具有以下主要特征：第一，从元素组成看，岩浆主要由氧、硅、铝、钙、钠、钾、铁、镁、钛及多种稀有元素组成；第二，从化合物组成看，岩浆主要由硅酸盐类物质组成，其次是氧化物和金属硫化物；第三，岩浆中含有CO_2、CO、CH、N_2、H_2、SO_2、S、H_2S、HCl、HF等气态物质，当岩浆位于地下时，这些气态物质都溶解于岩浆之中，而当岩浆溢出地表以后，它们则可以从岩浆中逸出，故又称为挥发性组分；第四，岩浆具有很高的温度，通常其温度可达750°C—1350°C；第五，岩浆具有一定的粘度，是一种粘稠的流体；第六，岩浆的成分并不相同，以SiO_2含量的不同可分成四类：SiO_2含量＜45%的称超基性岩浆、45—52%的称基性岩浆、52—65%的中性岩浆、＞65%的称酸性岩浆。

（2）岩浆作用　近代的研究结果表明地球内部并没有固定的岩浆层。岩浆是由组成地壳和上地慢的岩石在地球内部一定的温度、压力条件下熔融而成的。

当岩浆在地内生成以后，或由于其本身积聚的能量超过了上覆岩石的压力，或由于其上覆岩石本身的温压条件发生了改变，岩浆就会沿着上覆岩石的脆弱带或减压带发生运移，侵入到上覆岩石之中或喷出地表，在整个过程中岩浆本身也会发生一系列的变化，并最终冷凝成为岩石。地质学中把岩浆由生成、运移、变化以及冷凝成岩的全过程称为岩浆作用。并根据岩浆冷凝时所处的空间位置不同，把岩浆作用分成侵入作用与喷出作用两类：岩浆冷凝于地球内部的作用称侵入作用，其中又将冷凝深度界于5—20km的称深成侵入作用，小于5km的称浅成侵入作用；岩浆冷凝于地表的称喷出作用（火山作用）。

① 喷发方式、喷发状态与喷发物类型

喷发方式：岩浆喷发大致有三种方式。即：熔透式，上升至地壳浅部的岩浆以其高温熔融了上覆较薄的盖层以后出露地表的方式称熔透式；裂隙式，岩浆沿地壳裂缝溢出地表的方式称裂隙式；中心式，岩浆沿一定的管道喷溢出地表的方式称中心式。

喷发状态：岩浆喷发大致有三种状态。即：宁静喷发，岩浆物质缓缓从裂隙或管道中溢出，无猛烈爆炸、没有固态物质抛出的喷发状态；猛烈喷发，夹有大量的固态物质抛出又有大量气体喷出的喷出状态；交替喷发，上述两种状态交替出现的喷发状态。

喷发物类型：岩浆喷发物大致有三种类型。即：气态物质，原溶于岩浆中的气体，因岩浆喷出地表后压力减小而从岩浆中逸出的气态物质；液态物质，即熔浆；固态物质，包括随岩浆喷出时所夹带的原在地下已凝固或半凝固的物质、火山物质经喷出后在空中凝固成的固态物质以及火山口周围的围岩等，这些物质总称火山碎屑物质。火山碎屑物质按其颗粒大小分别称火山灰（粒径＜2mm）、火山砾（2—50mm）、火山渣（数厘米至数十厘米且形状似炉渣者），火山块（＞50mm具棱角状者）。

火山作用不仅发生在陆地上，同样也发生在大洋中。

② 侵入作用中岩浆的变化

在侵入作用中，岩浆本身及其与围岩之间相互作用均可使岩浆发生一系列的变化。其中引起岩浆发生变化的主要作用有同化作用、混染作用与结晶分异作用。

同化作用：岩浆以其高温熔融周围岩石，将周围岩石改造成岩浆一部分的作用称同化作用；

混染作用：岩浆同化了周围岩石以后，使其本身成分因混有周围岩石成分而改变的作用称混染作用；

结晶分异作用：岩浆缓慢冷却时，将由液态通过结晶转变成固态。由于岩浆是一种成分复杂的物质，所以其结晶过程就远比

水结成冰要复杂得多。岩浆是通过其各种组分按熔点高低先后结晶成为不同的矿物而完成这一转变的。这种作用就称结晶分异作用。

美国岩石学家鲍温经过实验证明富含橄榄石的玄武岩浆（基性岩浆）在冷凝过程中随温度的降低可形成两个结晶分异系列。在一个系列中因先后形成的矿物不仅成分而且结构差异均较大，故称不连续系列；而另一个系列中先后形成的是斜长石的类质同象矿物，故称连续系列。如图2-4所示。最后剩余的岩浆再结晶成钾长石、白云母及石英等矿物。

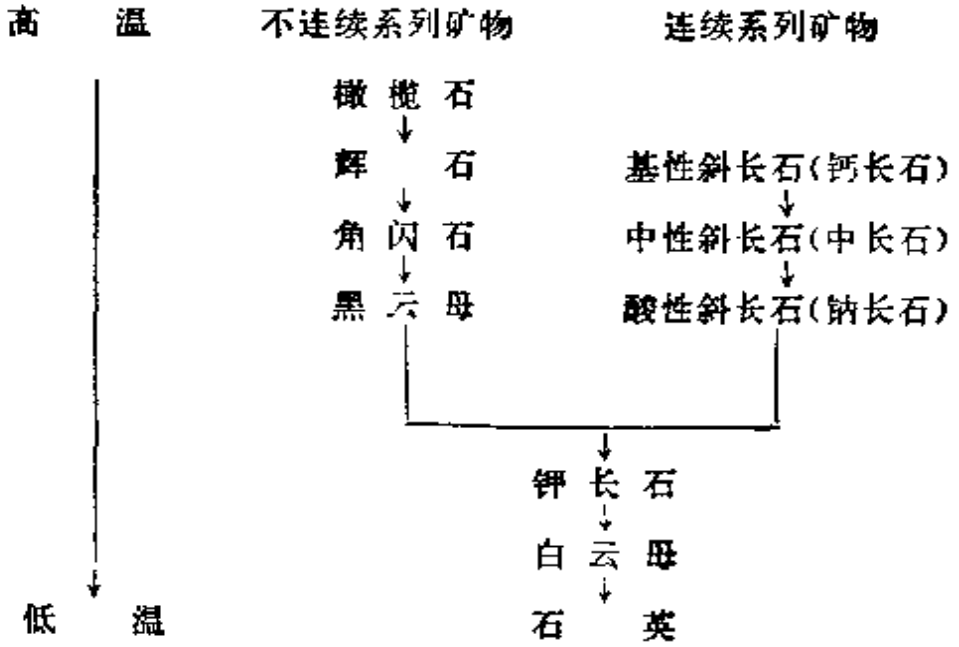


图 2-4 鲍温反应系列

（3）火成岩 由岩浆冷凝而成的岩石称火成岩。对应于岩浆作用的不同，可把火成岩分成深成侵入岩、浅成侵入岩与喷出岩三类；对应于岩浆种类的不同，可把火成岩分成超基性岩、基性岩、中性岩与酸性岩四类等。

2.火成岩的主要特征

（1）产状特征 由火成岩构成的地质体称火成岩体，简称岩体。岩体周围的岩石称为围岩。岩体的大小与形状，即岩体在

空间的产出状态称为岩体的产状。岩体的产状多种多样，其与岩浆作用的类型、岩浆的类别、岩浆源的多少、围岩的性质及产状等因素有关，对于喷出岩来说还与喷发方式、地形条件等有关。图2-5为各类火成岩产状示意图。由图可知喷出岩具有锥状，岩流状与岩被状等产状特征；侵入岩具有岩基、岩株、岩盘、岩墙、岩床等产状特征。

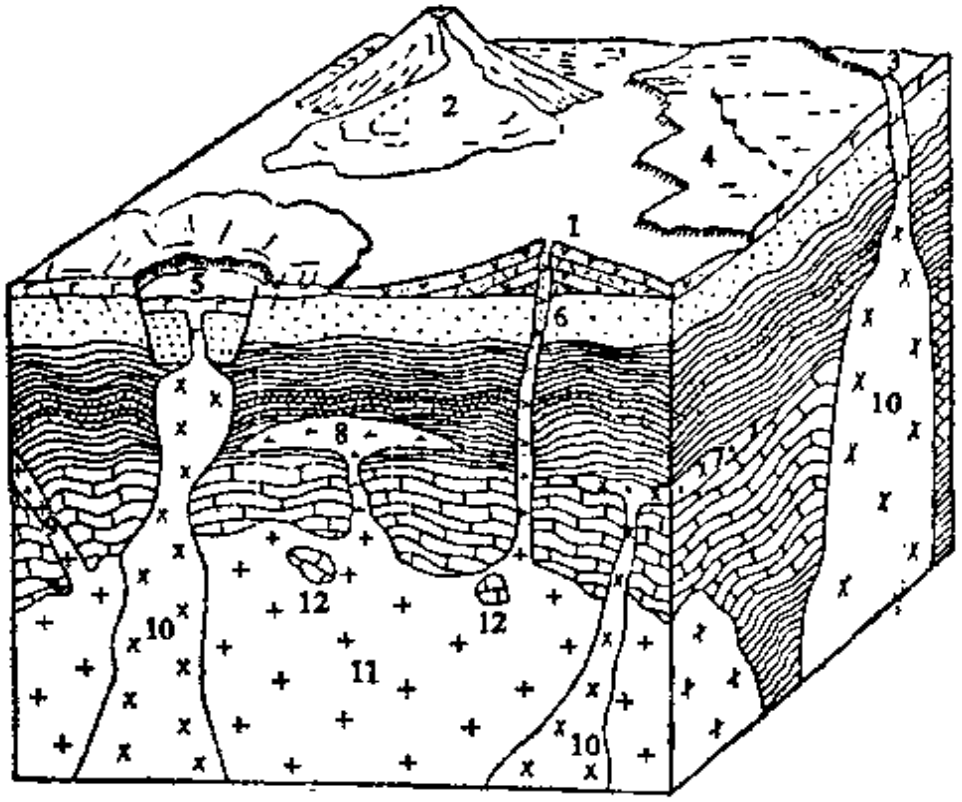


图 2-5 岩浆侵入体与喷出体产状示意图

1——火山锥；2——熔岩流；3——火山颈及岩墙；4——熔岩被；5——破火山口；6——火山颈；7——岩床；8——岩盘；9——岩墙；10——岩株；11——岩基；12——捕掳体

锥状：由中心式喷发喷溢出的各种液态或固态物质，在火山口周围堆积形成的锥状地质体。常称火山锥。

岩流状：由中心式或裂隙式喷发溢出地表的液态物质受地形等因素影响在流动过程中冷凝而成的舌状岩体。

岩被状：由裂隙式喷发溢出地表的液态物质形成分布面积广而厚度相对较小的“被状”岩体。

岩基：是一种规模巨大的侵入体，其占地可达数百、上千、甚至上万平方公里，平面上常呈圆形或椭圆形。常由酸性火成岩组成。

岩株：通常是岩基的一个分支，呈柱状。

岩盘：厚度小，面积大似盘状的岩体。其中心向上凸出者又称岩盖；中心下凹者又称岩盆。

岩床：呈层状夹于围岩中，与围岩产状平行，展布面积较广的岩体，常由基性岩组成。

岩墙：呈直立或近直立的墙状侵入体，其中规模较小，形状不规则的又称岩脉。

此外，在岩浆作用过程中，岩浆或可以其热量影响围岩、或可因岩围与岩浆进行成分交换，造成火成岩与围岩接触带的烘烤与变质现象；岩浆还可捕获部分围岩的碎块形成俘虏体。这些都是从宏观上识别火成岩的重要标志。

（2）化学成分特征　火成岩的化学成分如表2-4所示。由表可知，火成岩的化学组成有以下主要特征：

表 2-4　火成岩平均化学成分

氧化物	含量 (%)	氧化物	含量 (%)
SiO_2	61.67	Na_2O	3.47
Al_2O_3	14.87	K_2O	2.83
CaO	5.17	TiO_2	0.97
FeO	4.07	H_2O	0.67
Fe_2O_3	2.13	P_2O_5	0.26
MgO	3.47	MnO	0.10
总　计			99.68

火成岩主要由表中所列十余种氧化物组成，它们共占了火成岩组成总量的99.68%，其余是少量的硫化物及自然元素；在以上十余种氧化物中又以SiO_2和Al_2O_3含量最多，这就是火成岩

由硅酸盐为其主要组成物质的原因。

由图2-6可知，火成岩中FeO、MgO、CaO、Al_2O_3、K_2O、Na_2O的含量与SiO_2的含量呈一定的消长关系：随SiO^2增多，FeO，MgO减少而K_2O、Na_2O增加，这就是不同的火成岩有不同矿物组合规律的原因之一。

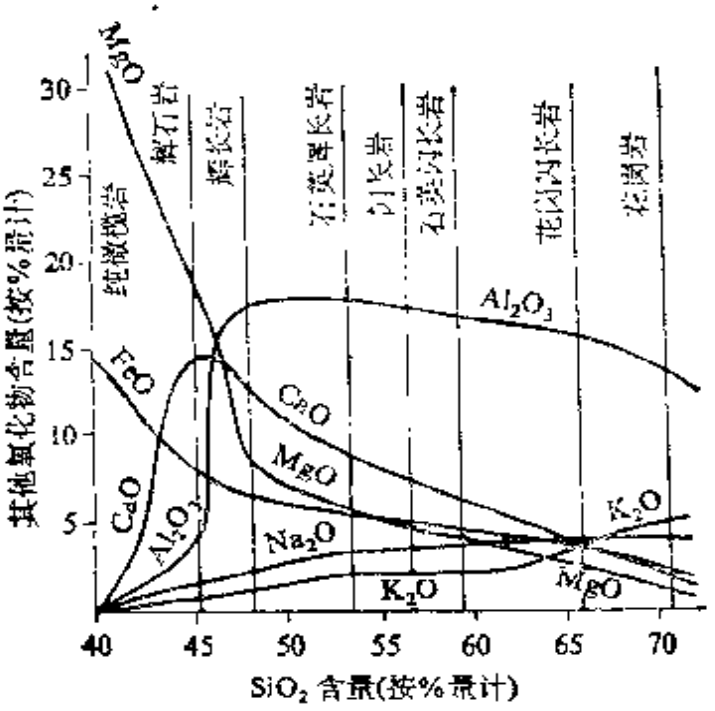


图 2-6 侵入岩SiO_2与其他氧化物之间的关系

（3）矿物组成特征 除少数玻璃质岩石外，绝大部分火成岩均由表2-5中十几种矿物组成。由表可知，组成火成岩的绝大多数是Mg，Fe，Ca、Na、K的硅酸盐矿物，如长石、辉石、角闪石，云母、橄榄石、霞石等，其中尤以长石最为重要；其次是石英、磁铁矿等氧化物矿物及方铅矿、闪锌矿等硫化物矿物和少量自然元素金、银、铜、铂等矿物。对于任何一种已形成的岩石，通常都只有一、二种，至多三、四种矿物所组成。

在地质学中还常常采用以下一些标准和术语对组成火成岩的矿物加以分类和描述：

根据化学成分不同，将橄榄石，辉石、角闪石，铬铁矿等富

表 2-5 火成岩主要矿物成分

矿物	含量(%)	矿物	含量(%)
石英	12.4	白云母	1.4
钾长石	31.0	橄榄石	2.6
斜长石	29.2	霞石	0.3
辉石	12.0	不透明矿物	4.1
角闪石	1.7	磷灰石、榍石等	1.5
黑云母	3.8	合计	100.0

含铁、镁、钛、铬等元素的矿物称铁镁矿物；将长石、云母、石英等富含硅、铝、钾、钠等元素的矿物称硅铝矿物。

根据颜色不同，将颜色较深的称深色矿物，颜色较浅的称浅色矿物。大多数铁镁矿物属深色矿物，大多数硅铝矿物属浅色矿物。

根据矿物在岩石组成中的含量不同，将含量较多，对确定岩石名称与岩石所属类别有决定意义的称主要矿物；含量较少，对确定岩石名称与类别有辅助意义的称次要矿物；含量很少的称副矿物。如某火成岩组成中90%是橄榄石，10%是辉石，因此可定名为辉石橄榄岩，确定其属超基性岩。主要矿物与次要矿物均指具体岩石组成而言，是一个相对的概念。如某火成岩中90%是辉石而10%是橄榄石，则可定名为橄榄辉石岩。

在不同的火成岩中因其氧化物组成含量不同，所以它们的矿物组合特征也不同。在各类火成岩中矿物组合的基本规律如下：

超基性岩类：超基性岩由超基性岩浆冷凝而成。由于超基性岩浆中FeO、MgO含量高而SiO_2、Na_2O、K_2O含量低，因此在这类岩浆冷凝结晶时，$MgO+FeO+SiO_2$就形成了橄榄石$(Fe, Mg)_2[SiO_4]$，$CaO+MgO+FeO+Al_2O_3+SiO_2$就形成了辉石$(Ca,Mg,Fe, Al)_2[(Si, Al)_2O_6]$等矿物组合。因此在超基性岩中这几种矿物的含量可达90%以上。

基性岩类：基性岩由基性岩浆冷凝而成。基性岩浆中SiO_2

增多，FeO、MgO减少，Al_2O_3剧增，并有较高CaO含量，故这类岩浆结晶时就可形成辉石与含钙较多的斜长石（钙长石）的组合。

中性岩类：中性岩由中性岩浆冷凝而成。中性岩浆中FeO、MgO进一步减少，而SiO_2、Na_2O、K_2O含量增加，所形成的主要是角闪石及中性斜长石的矿物组合。

酸性岩类：酸性岩由酸性岩浆冷凝而成。酸性岩浆中SiO_2含量极高，Na_2O、K_2O含量也较高，而FeO、MgO却大大减少，因此常形成钾长石、酸性斜长石，以及石英等矿物的组合。

由此可见，火成岩的矿物组成及其组合规律既可作为识别火成岩的一个重要标志，也可作为区别不同火成岩的标志。

（4）颜色特征　岩石的颜色指岩石新鲜面所呈现的色彩。火成岩的颜色与其化学组成、矿物组成关系十分密切。总的规律是，超基性岩颜色较深（色率较高）常呈深黑色、黑色或墨绿色。由超基性向基性、中性、酸性过渡，颜色逐渐变浅。酸性岩颜色最浅（色率最低），常呈肉红色。

（5）结构与构造特征　在研究岩石特征时，不仅要了解其矿物组成情况，而且还需要了解各种矿物在岩石中所呈现的面貌特征。由矿物面貌所呈现的岩石特征称岩石的结构构造特征。

①　结构特征

参与组成岩石的各种矿物的结晶程度、颗粒大小、颗粒形状、自形程度以及矿物颗粒之间的相互关系等称岩石的结构。火成岩的结构主要有以下几种特征：

根据结晶程度划分：岩石全部由矿物晶体组成的称全晶质结构；岩石部分由晶体、部分由非晶体组成的称半晶质结构；全部由非晶体组成的称非晶质结构，如图2-7。

根据矿物颗粒的肉眼可见程度：矿物颗粒在肉眼或放大镜下可以辨别的称显晶质结构；只有在显微镜下才能分辨的称隐晶质结构。

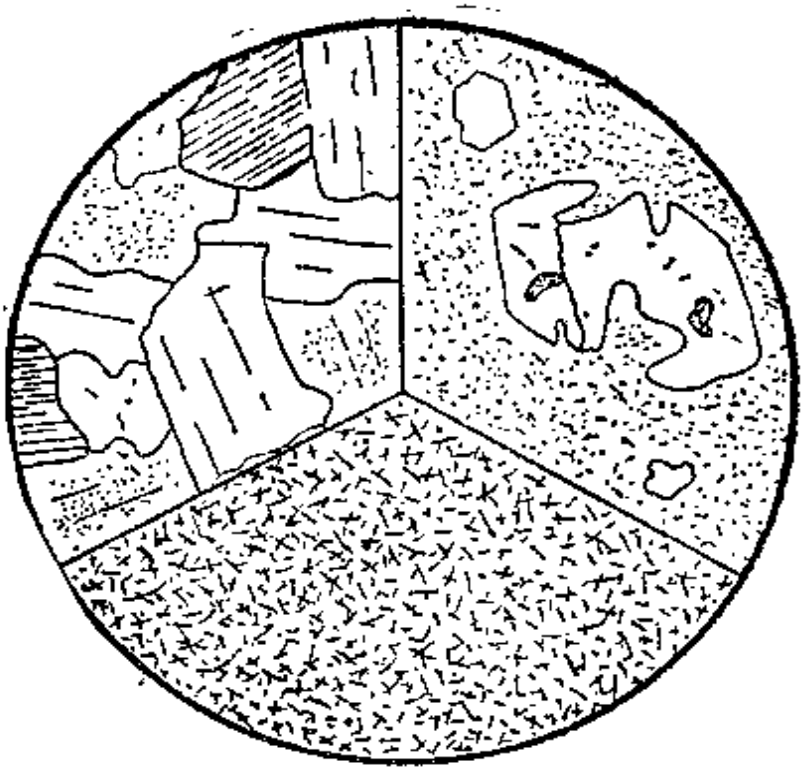


图 2-7　按结晶程度划分的三种结构
左上：全晶质结构；右上：半晶质结构；下：玻璃质结构

根据矿物颗粒相对大小划分：同种矿物颗粒大小大致相等的称等粒结构；大小不等的称不等粒结构；颗粒大小悬殊的称斑状或似斑状结构。在斑状或似斑状结构中，较大的矿物颗粒称斑晶，较小的矿物颗粒或非晶质组成称基质，见图2-8。基质由微晶质、隐晶质或玻璃质物质组成的称斑状结构，基质由显晶质物质组成的称似斑状结构。

根据矿物颗粒的绝对大小划分：矿物颗粒粒径＞5 mm者称粗粒结构；5—1mm者称中粒结构；1—0.1mm者称细粒结构；＜0.1mm者称微粒结构。

根据矿物颗粒的自形程度（外形完整程度）：矿物颗粒按结晶习性形成完好单晶形态的；即包围晶体的各面（晶面）发育完整



图 2-8　按矿物颗粒相对大小划分的结构

左上：等粒结构；左下：斑状结构；右上：似斑状结构；
右下：不等粒结构

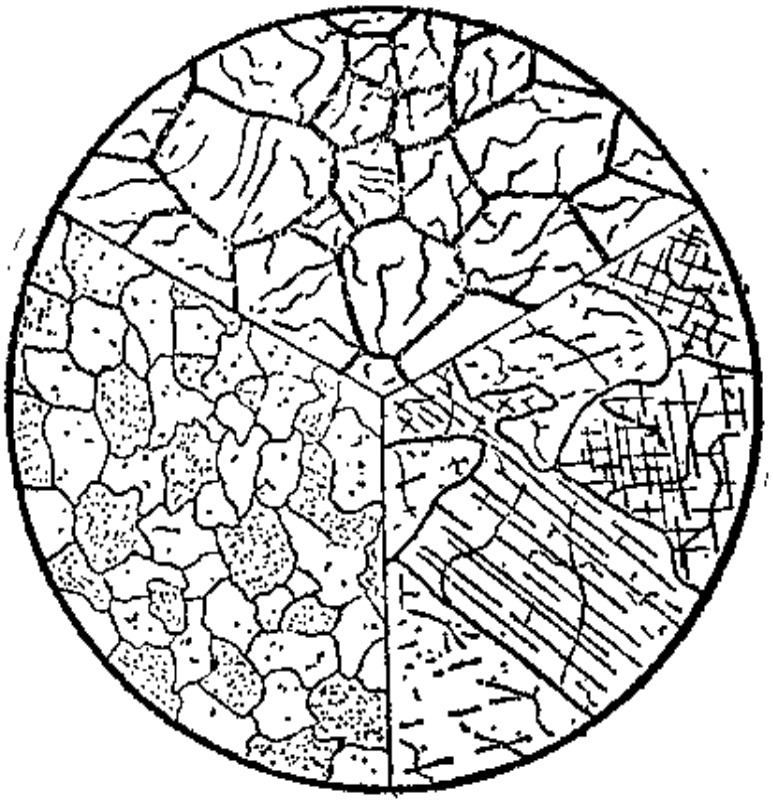


图 2-9　矿物颗粒外形完整程度

上：自形晶；右下：半自形晶；左下：他形晶

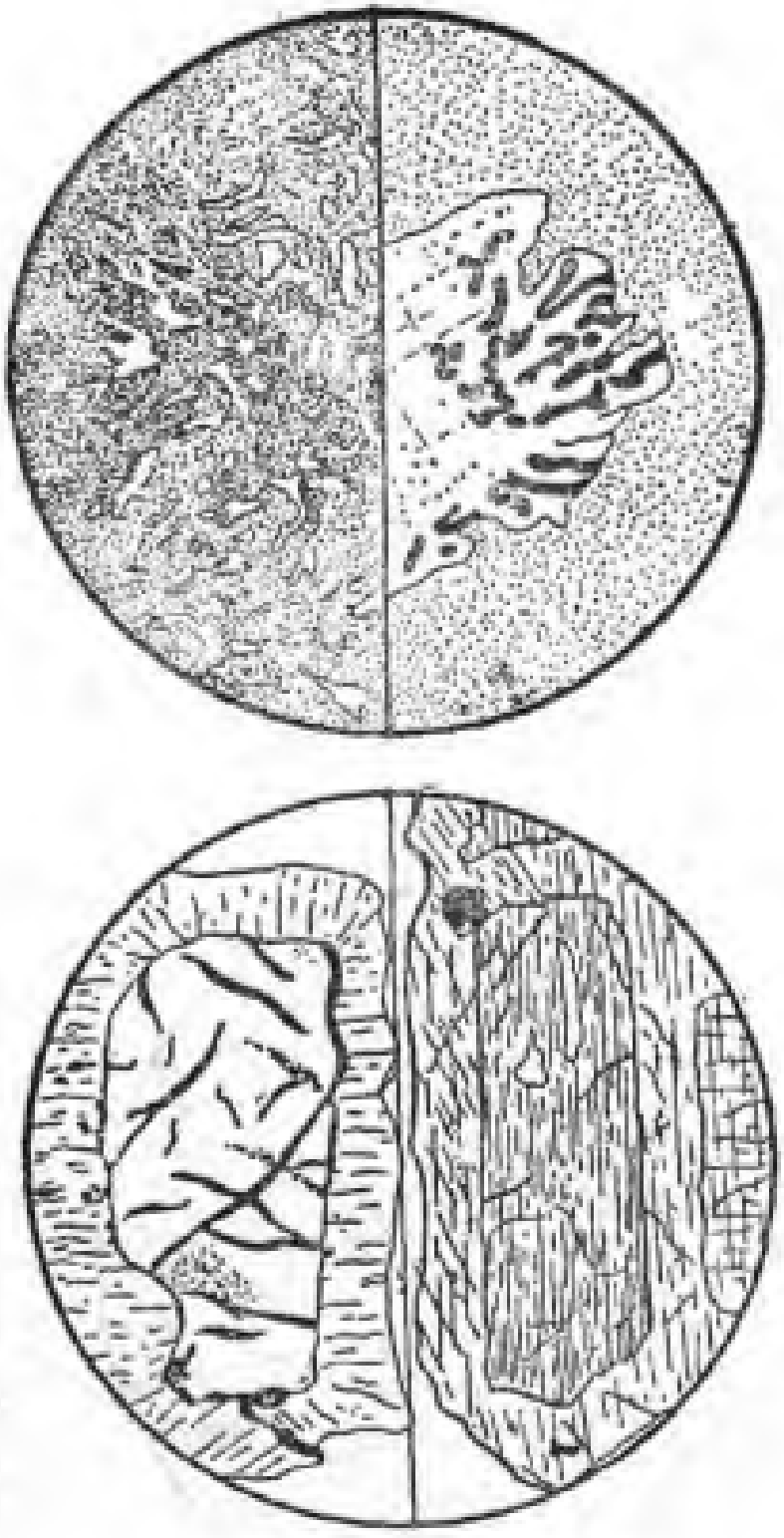


图 2-10 矿物颗粒相互关系

上，交生结构；下，反应边结构

的，称自形晶结构；单晶体形态发育不完整，即只发育部分晶面的称半自形晶结构；完全不能按结晶习性形成的晶体，即无一完整晶面的称它形晶结构；如图2-9。

根据矿物颗粒相互关系划分：矿物颗粒彼此呈镶嵌状态的称交生结构，早期结晶的矿物与尚未结晶的岩浆反应形成反应边结构，如图2-10。

② 构造特征

参与组成火成岩的各种矿物颗粒在空间的排列组合等特征称岩石的构造。常见的火成岩构造有：

带状构造：由粒度或成分不同的矿物相间排列而成的称带状构造，见图2-11。



图 2-11 带状构造

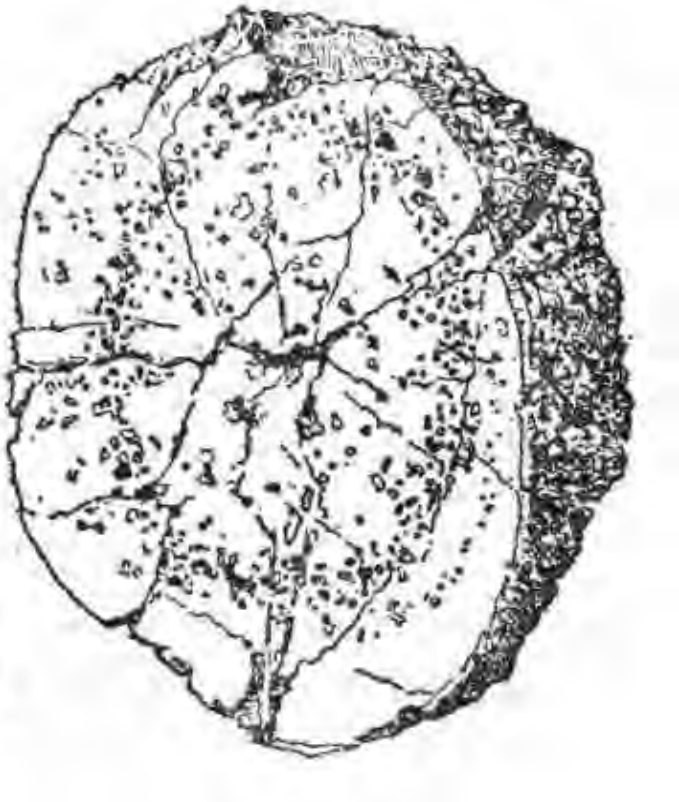


图 2-12 球状构造

球状构造：由一些矿物围绕某些中心呈同心层状分布的称球状构造，见图2-12。

块状构造：由矿物颗粒均匀分布所形成的称块状构造。

气孔状构造：岩浆溢出地表后因挥发性成分逸出留下空洞的称气孔状构造。

杏仁状构造：气孔被后来物质充填者则构成了杏仁状构造。见图2-13。



图 2-13　杏仁状构造

枕状构造：水下喷发的岩浆受水压及液态物质表面张力作用形成的枕状的块体称枕状构造。见图2-14。

流纹构造：溢出地表的岩浆在流动过程中所形成的能反映其流动特征的构造称流纹构造，如片状，针状或气孔的定向排列。

③　火成岩结构构造特征的成因分析

无论哪一种火成岩我们都可以从不同的角度去分析观察并总结出总的结构构造特征，而火成岩的结构构造特征又和它形成时所处的环境是密切相关的。

侵入岩因冷凝于地壳的内部而不能形成气孔、杏仁、流纹、枕状等构造特征，故常形成块状、球状、带状等构造特征；另一方面，由于岩浆冷凝过程较为缓慢，物质常具较充分的结晶时间，

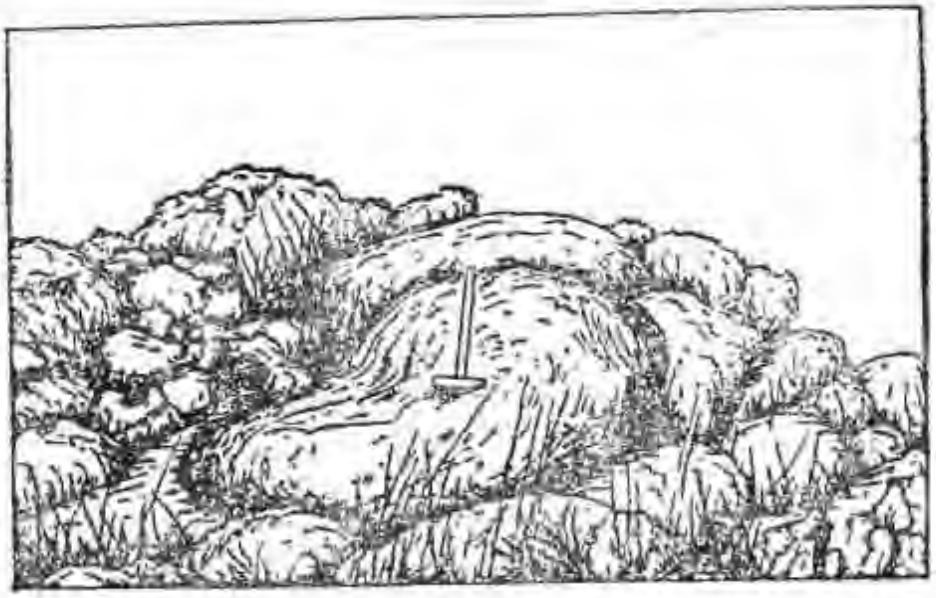


图 2-11　枕状构造

故常形成全晶质、显晶质、粗粒、自形等结构特征。

喷出岩因冷凝于地表，故能形成气孔、流纹、杏仁、枕状等构造特征，并形成细晶、隐晶、非晶等结构特征。

由此可见，即使是同一种岩浆，只要它们冷凝时所处的空间位置不同，就可以形成结构构造完全不同的火成岩。

3.火成岩的分类

火成岩的种类很多，现已创名的就有1000多种，通常根据其SiO_2含量及冷凝时所处的空间位置不同对其进行分类(表2-6)。由表可知：

第一，根据SiO_2含量与岩浆冷凝环境将火成岩分成了12类。

第二，从此表横向看，不论属于何种类别的火成岩，只要其冷凝环境相同，则均具有同样的结构构造特征。

第三，从此表纵向看，成分相同的岩浆如其冷凝时所处的环境不同，则其形成的结构构造不同。

第四，表中反映了不同类别的火成岩的矿物组成及矿物组合特征。

第五，表中反映了不同类别火成岩的色率及火成岩总的色率

表 2-6 火成岩分类

性质		岩性			
		超基性岩	基性岩	中性岩	酸性岩
SiO_2含量(%)		<45	45—52	52—65	>65
主要矿物		橄榄石、辉石、角闪石	辉石、钙长石	角闪石、中长石	钠长石、钾长石、石英、云母
色率		>75	75—35	35—20	<20
喷出岩	细晶质、隐晶质、非晶质；气孔、流纹、枕状	科马提岩	玄武岩	安山岩	流纹岩
浅成侵岩	斑状细粒；流纹	苦橄玢岩	辉绿岩	闪长玢岩	花岗斑岩
深成侵岩	全晶质、粗粒，块状	橄榄岩、辉石岩	辉长岩	闪长岩	花岗岩

变化规律。

第六，表中所列的12种火成岩分别是该类型中的典型代表。如花岗岩是酸性深成侵入岩的代表；科马提岩是超基性喷出岩的代表等。

4.常见火成岩及其主要特征

花岗岩：肉红、浅灰、灰白等色。主要由石英、酸性斜长石、钾长石、黑云母、角闪石等矿物组成。中、粗粒，等粒结构，块状构造。

花岗斑岩：颜色与花岗岩同。斑状结构，斑晶为石英和钾长石，基质由细小的长石、石英和其它矿物颗粒组成，块状构造。

流纹岩：浅灰、灰红等色。矿物同花岗岩。斑状结构，流纹构造。

闪长岩：浅灰、灰绿等色。主要矿物为角闪石与中长石，次

要矿物可有钾长石、黑云母及辉石，一般无石英。中、粗粒等粒结构，块状构造。

闪长玢岩：灰或灰绿色。矿物成分同闪长岩。斑状结构，斑晶由斜长石和角闪石组成，块状构造。

安山岩：深灰、紫或绿色。矿物组成同闪长岩。斑状结构，有时具气孔和杏仁构造。

辉长岩：灰黑、暗绿色。以斜长石和辉石为主要矿物，有少量角闪石和橄榄石。中粒等粒结构，块状构造。

辉绿岩：颜色、矿物同辉长岩。细粒结构，块状构造。

玄武岩：灰黑、黑、灰绿色。矿物组成同辉长岩。具细晶、隐晶或斑状等结构特征和气孔状、杏仁状等构造特征，水下喷发者常具枕状构造特征。

橄榄岩：暗绿或黑色。主要矿物是橄榄石和辉石，其次为角闪石。中粒等粒结构，块状构造。

5.岩浆活动的基本特征：

（1）岩浆活动的空间分布特征

① 火山活动空间分布特征

现今世界上已发现死火山2000多座，活火山500多座，它们主要分布在以下几个地带（图2-15）。这些地带都被称为火山带。

环太平洋火山带：分布于太平洋周围的岛弧及沿岸山脉，被称为太平洋周围的“火环”。此带拥有的活火山占全球3/5，其中安第斯山脉中的阿空加瓜火山（海拔6964m）是世界上最高的死火山。环太平洋火山大多由安山岩组成。划分环太平洋安山岩与大洋玄武岩的界线称“安山岩线”（图2-15）。

地中海——印度尼西亚火山带：此带横贯欧亚大陆南部，向西越过大西洋到安的列斯群岛与上一个带相连。此带有活火山100多座。

大西洋洋脊火山带：沿大西洋中脊呈南北向分布，此带有活火山60多座。

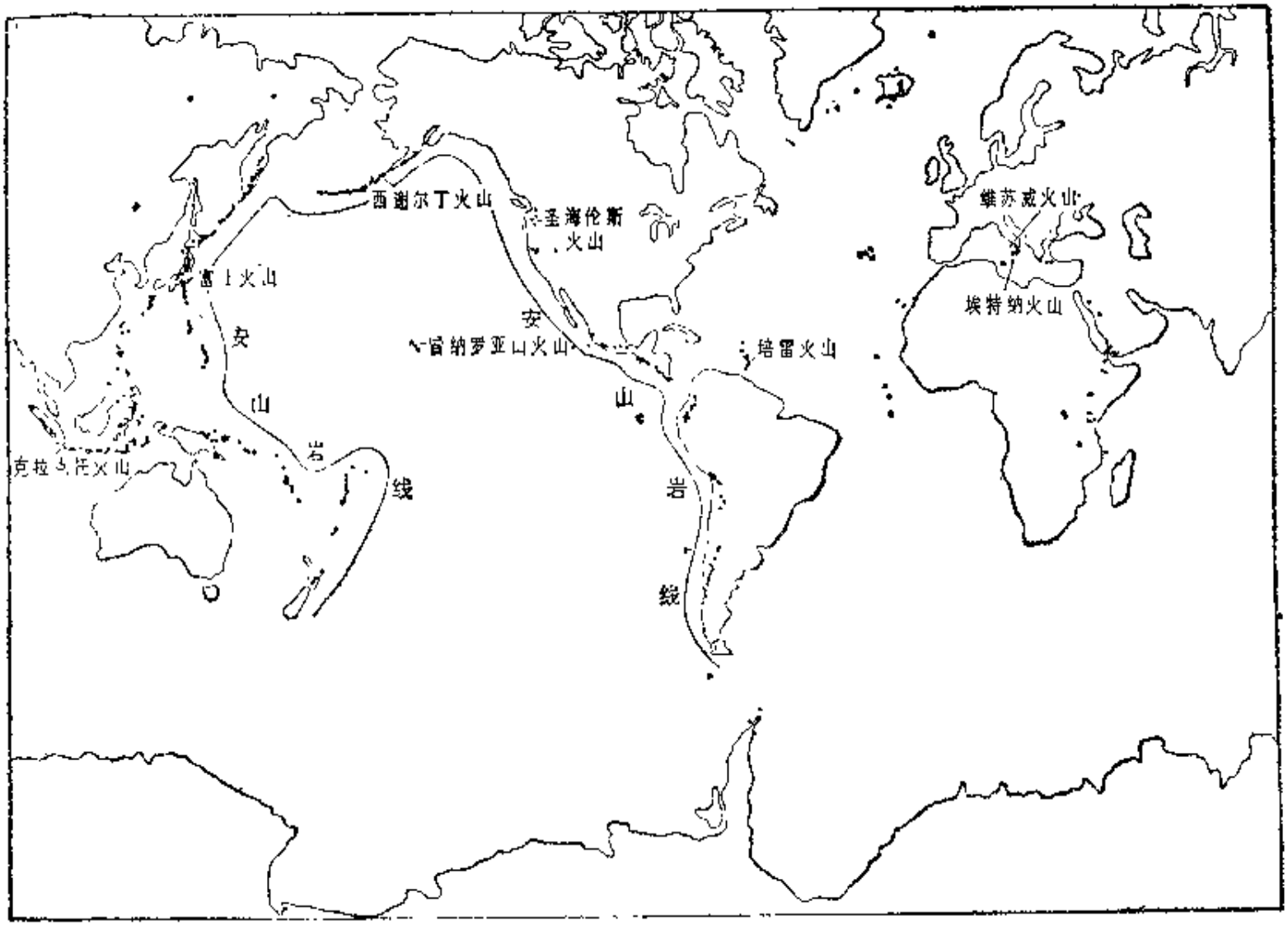


图 2-15　世界活火山分布图
(据Gordon A. MacDonald, 1972)

东非火山带：沿东非裂谷带呈南北向分布。坦桑尼亚境内的乞力马扎罗山是东非著名火山。

此外在太平洋和印度洋中还有星罗棋布的火山岛及1万座以上水下火山。

我国境内已发现火山锥600多座。其中绝大部分是第三纪以来的死火山，主要分布于环绕蒙古高原的黑龙江、吉林、内蒙古、晋北等地；环绕青藏高原的云南、新疆等地和毗邻太平洋的长白山及苏、浙、皖、台、粤及海南诸省。1951年5月27日新疆境内昆仑山克里雅河附近的卡尔达西火山爆发，是我国大陆上火山爆发的最新记录。

② 侵入活动的空间分布规律

在大陆上，很多侵入岩，特别是岩基都分布于山脉中央地带，如在祁连山、秦岭中。这既说明这些地带曾是地质历史上的岩浆活动带，也说明这些山脉的形成与岩浆活动有一定的内在联系。

大洋底部以基性岩为主，大陆以酸性岩为主，洋陆交界部位以中性岩为主，反映了不同岩浆活动的空间分布规律。

（2）岩浆活动的历史发展特征

① 火山活动的历史发展特征

陆壳形成早期，以熔透式喷发为主，造成大面积岩体出露；以后发展为裂隙式，形成大面积分布的岩被。现代大陆上均以中心式喷发为主，而海洋中仍维持中心或与裂隙式共存的局面。有人认为火山喷发方式的改变，说明火山活动的规模在缩小但强度在增加，这可能与岩浆成分的变化与地壳厚度的增大有关，至于洋壳，因其厚度较小，故仍发育裂隙式喷发。

② 侵入活动的历史发展特征

侵入活动常伴随地壳运动而发生，在地质历史进程中地壳运动较强烈的时期也就是岩浆活动较强烈的时期。这正说明了地壳运动不仅为岩浆的形成创造了条件，也为岩浆的运移提供了通道。

三、沉积岩

1.外力作用与沉积岩

（1）组成沉积岩的物质来源　组成沉积岩的物质可来源于生物作用形成的遗体及其转化物、火山喷发带出的地球深部物质、陨石等宇宙物质。但最主要是来自已形成的岩石（包括火成岩、沉积岩和变质岩，均可称他们为母岩）经风化后所形成的各种产物。现以花岗岩为例说明母岩风化后可为沉积岩形成提供物质的情况（表2-7）。由表可知，母岩风化后的产物可以分成三大类：一类是母岩风化过程中机械破碎或不易分解的物质，如所形成的石英砂粒、云母碎片等，在此称为碎屑物质；一类是母岩风化过程中形成的胶体物质，如Al_2O_3、SiO_2等，在适合的条件下，它们就形成了粘土矿物，在此称为粘土物质；第三类是由活泼性较大的金属元素呈离子状态形成的真溶液和某些氧化物形成的胶体溶液，总称为溶解物质。沉积岩基本由这三类物质组成。

表 2-7　花岗岩风化后的产物

矿物成分	化学组成	所发生的变化	风化产物
石　英	SiO_2	残留不变	砂　粒
钾长石	K_2O	成为碳酸盐、氯化物进入溶液	溶解物质
	Al_2O_3	水化后成含水硅酸盐	粘　土
	$6SiO_2$	少部分游离出来，溶于水中	溶解物质
斜长石	$3Na_2O$	同上K_2O	溶解物质
	CaO	成为碳酸盐，溶于含CO_2的水中	溶解物质
	$4Al_2O_3$	同上Al_2O_3	粘　土
	$20SiO_2$	同上SiO_2	溶解物质
白母云	$2H_2O$ K_2O $3Al_2O_3$ $20SiO_2$	白云母在风化过程中不易分解，只是由大块破碎成小块	云母碎片

（续）

矿物成分	化学组成	所发生的变化	风化产物
黑云母	H_2O	水溶液	水溶液
	K_2O	同上K_2O	溶解物质
	Al_2O_3	同上Al_2O_3	粘土
	$2(Mg, Fe)O$	成为碳酸盐、氯化物进入溶液	溶解物质及色素
	$3SiO_2$	同上SiO_2	溶解物质
锆石	ZrO_2 SiO_2	残留不变	砂粒
磷灰石	$Ca_5(PO_4)_3(F、Cl、OH)$	溶解或残留不变	溶解物质或砂粒

（2）沉积岩的形成过程　沉积岩的形成，大致都经历以下几个不同的发展阶段。

①　母岩风化阶段

矿物和岩石都是地质作用过程中的产物。不同的矿物、岩石既形成于一定的地质作用过程，也稳定于一定的地质环境中。因此当环境改变时，原有的矿物和岩石就会因失去稳定性而发生改变，并最终转变成能适应新环境的新矿物和新岩石。母岩的风化也正是在这种背景条件下发生的。风化作用的总趋势是使母岩由坚硬的变成松散的，由大块的变成小块的，并形成了很多溶解物质，为沉积岩的形成提供了物质基础。母岩经风化后所形成的各种产物总称沉积物质。

②　沉积物质的搬运阶段

由母岩风化后形成的各种产物，除少数被残留在原地外，大部分将在风、水、生物以及重力的作用下发生迁移，转入搬运阶段。搬运过程不仅是物质由高处向低处的迁移过程，也是各种物质进一步破碎分解的过程。

③　沉积物质的沉积阶段

当搬运各种沉积物质的外力，失去其搬运能力时，被搬运的物质就会发生堆积作用从而转入沉积阶段。

④ 固结成岩阶段

沉积物质在沉积以后，初期仍然是疏松的、多孔的和多水分的，还不能称为岩石，还需要经过一系列的变化才能转变成岩石。沉积物质在成岩阶段所发生的主要作用有：

压固与脱水作用：这一作用由沉积物质的不断堆多而造成，它使沉积物质孔隙减少，含水量减少、体积缩小，由疏松变得较为致密。

胶结作用：这一作用由充满在松散颗粒中的化学物质进行粘合而完成。起胶结作用的物质称胶结物，常见的胶结物有硅质的（SiO_2），铁质的（$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$），钙质的（$CaCO_3$）、泥质的（各种粘土矿物）等多种。胶结作用的结果使原疏松物质变得坚硬、致密。

重结晶作用：某些在沉积阶段未能结晶或只能形成很小晶体的物质，在成岩阶段由非晶质转变成结晶质，由小晶体转变成大晶体的作用称重结晶作用。重结晶作用使矿物颗粒紧密地镶嵌、结合。成岩阶段的各种作用往往同时进行，最后形成了坚硬的沉积岩。

2.沉积岩的主要特征

（1）沉积岩的原始产状特征　沉积岩大多形成于地表相对低洼的湖盆与海盆中。进入沉积盆地的各种物质由于在盆地内部水动力条件的作用下，最后在盆地中均会形成水平层状分布的特征，这就使得固结以后形成的沉积岩成了具有水平产状特征的岩层。沉积岩的原始水平产状特征是其区别其它岩类的重要标志之一。

（2）化学成分特征　沉积岩的化学组成状况如表2-8。沉积岩与火成岩相比较：两者的主要氧化物组成及其含量大致相同，反映两者在成分上有一定的内在联系。但沉积岩中Fe_2O_3>

表 2-3 沉积岩的平均化学成分

氧化物	含量 (%)	氧化物	含量 (%)
SiO_2	57.95	H_2O	3.23
Al_2O_3	13.39	P_2O_5	0.13
Fe_2O_3	3.47	CO_2	5.38
FeO	2.08	SO_2	0.54
MgO	2.65	BaO	—
CaO	5.89	TiO_2	0.57
Na_2O	1.13	C	0.65
K_2O	2.86	合计	99.92

FeO，火成岩中反之，这与沉积岩形成于富氧的地表环境有关；沉积岩中$K_2O>Na_2O$，火成岩中反之，这与沉积岩中粘土矿物可吸附钾元素参与沉积岩组成，含钾的云母矿物较稳定地参与沉积岩的组成，钠易溶于水变成海水中的成分而不参与沉积岩的组成有关；沉积岩中含较多的H_2O和CO_2；沉积岩中富含有机化合物等。此外，不论在哪一类火成岩中均含有相当数量的SiO_2，其它氧化物的含量也有一定的渐变关系；但对不同的沉积岩来说，其化学组成却可以绝然的不同，如石灰岩主要由$CaCO_3$组成，而纯的石英砂岩又几乎全由SiO_2所组成。

（3）矿物成分特征　组成沉积岩的矿物约有160多种，但常见的只有20种左右。在一种沉积岩中矿物种数往往不超过3种。沉积岩中常见矿物如表2-9。由表可知沉积岩在矿物组成方面具以下特征：石英是沉积岩中含量最多的矿物，这与石英性质稳定具较强的抗风化能力有关；白云母也是性质较稳定的矿物，其在沉积岩中的含量高于火成岩；长石类矿物在沉积岩中均低于火成岩，其中尤以钙长石含量更少，因为愈是偏基性的长石其形成时的温度愈高、故出露地表后也更易被分解，所以在沉积岩中钾长石的含量比斜长石高；沉积岩中所含的粘土矿物、方解石、白云石等碳酸盐类矿物、石膏等硫酸盐矿物、石盐等卤化物矿物都是

表 2-9　沉积岩主要造岩矿物

矿　物	含　量 (%)	矿　物	含　量 (%)
石　英	34.80	白云石及部分菱铁矿	9.07
白云母	15.11	方解石	4.25
钾长石	11.02	沉积铁质矿物	4.00
斜长石	4.55	石膏及硬石膏	0.97
磁铁矿	0.07	磷酸盐矿物	0.15
榍石及钛铁矿	0.02	有机物质	0.73
粘土矿物	14.51	合　计	99.25

沉积岩特有的矿物；而橄榄石、辉石、角闪石、黑云母等火成岩中最主要的矿物，均因性质不稳定而被分解，故在沉积岩中极少见。

（4）颜色特征　与火成岩不同，沉积岩的颜色不仅与其成分有关，还与沉积岩形成时所处的气候等条件有关：在干热氧化环境条件形成的岩石常因其含有Fe_2O_3而呈红色，在还原环境下则因含FeO而呈绿色等。

（5）结构与构造特征　沉积岩的结构构造含意与火成岩相同，只在具体表现形式上有不同。

①　结构特征

沉积岩的结构因沉积岩类型不同而各具特色。其特征见“沉积岩分类”部分。

②　构造特征

沉积岩常见的构造特征有：

成层构造：沉积岩在垂直方向上因成分、结构、构造、颜色等变化而显示出来的成层状特征称成层构造，图2-16。由相同成分、结构、构造、颜色所构成的一个层次称岩层。如图中因颜色不同而分出的黄绿色页岩与紫红色砂岩；因成分不同而分出的页岩、石灰岩与砂岩等各自独立成一个岩层。分割不同岩层的界面称

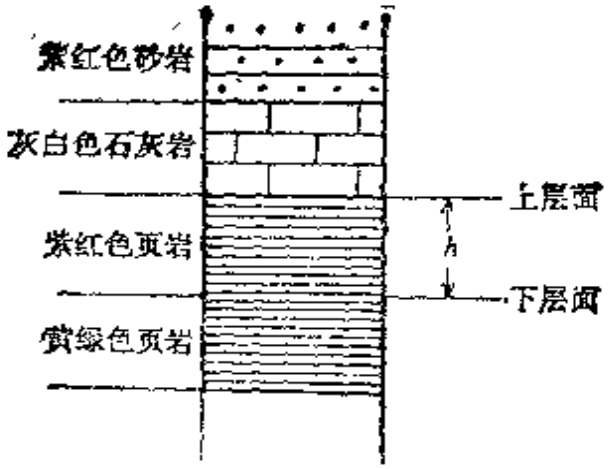


图 2-16　成层构造示意图

层面。一个岩层与其上覆岩层的界面称上层面，与其下伏岩层的界面称下层面。上下层面之间的垂直距离（h）即为该岩层的真厚度。根据真厚度大小，可将成层构造划分成以下几种类型：块层状($h>1$ m)，厚层状（$h=1$—0.5m）、中厚层状（$h=0.5$—0.1m)、薄层状($h=0.1$—0.01m)和微层状($h=0.01$—0.001m)。

层理构造：进入沉积盆地的物质，在水动力条件作用下所形成的排列分布与组合特征称层理构造。常见的层理构造如图2-17所示。水平层理形成于平静的水介质环境；波状层理形成于水介质具波动性质的环境；斜层理形成于流动水介质的环境。

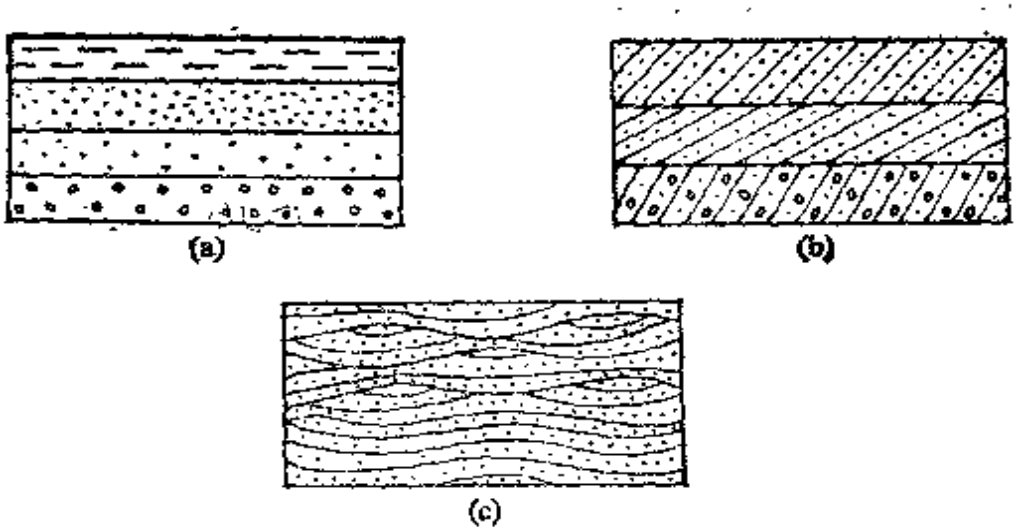


图 2-17　沉积岩的层理

a.水平层理；b.斜交层理；c.波状层理

层面构造：由水流、气候、生物等因素作用于岩层面后所留下的痕迹，均称层面构造。常见的层面构造有波痕(图2-18)，泥裂(图2-19)，动物足迹等。

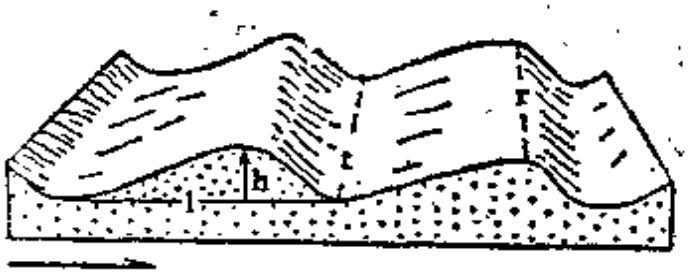


图 2-18 波痕

l——波长；h——波高；t——波槽；r——波脊

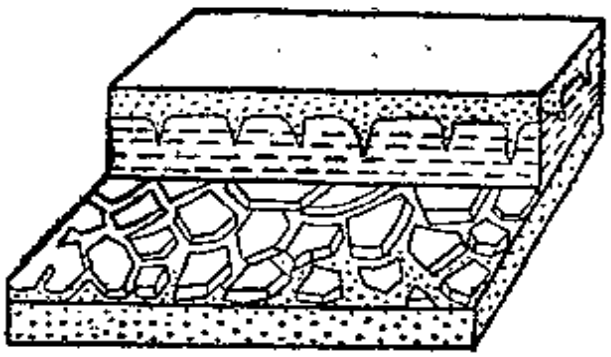


图 2-19 泥裂

(6)沉积岩中常常含有化石。

3.沉积岩的分类及各类沉积岩的主要特征

沉积岩根据物质组成情况不同可分成三类。各类沉积岩及其特征如下：

(1)碎屑岩类及其主要特征 碎屑物质含量超过50%以上的沉积岩称碎屑岩。

① 碎屑岩的物质组成

碎屑岩除由各种矿物碎屑(矿屑)和岩石碎屑(岩屑)为其主要组成外，尚有部分化学物质和粘土物质。主要的矿屑为石英、白云母、长石及少量比重较大的矿物；岩屑则可包括不同母岩的碎块。化学物质及粘土物质常在岩石中起胶结物作用。

② 碎屑岩的结构

碎屑岩的结构指组成岩石的碎屑颗粒的大小、圆度、球度、分选性、成熟度、胶结物的结晶程度、胶结方式等特征。

粒度：指碎屑颗粒的大小。可分为砾状结构(粒径＞2mm者)、砂状(粒径2—0.05mm者)和粉砂状(粒径0.05—0.005mm者)等类型。

圆度：指碎屑颗粒的棱角被磨圆的程度。可分为：棱角状，棱角分明者；次棱角状，棱角较分明者；次圆状，棱角不分明

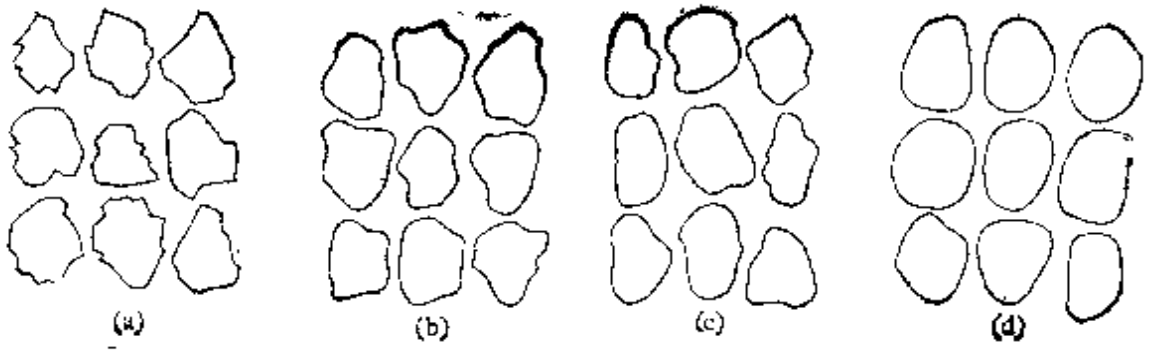


图 2-20　碎屑的圆度

a.棱角形；b.次棱角形；c.次圆形；d.圆形

者；圆状，无棱角者（图2-20）。

球度：指碎屑颗粒接近球形的程度。

分选性：指碎屑颗粒大小均一化的程度。可分为：分选差，各种粒级无明显占优势者；分选中等，某一粒级的颗粒占75—50%者；分选良好，某一粒级的颗粒占75%以上者等类型。图2—21。

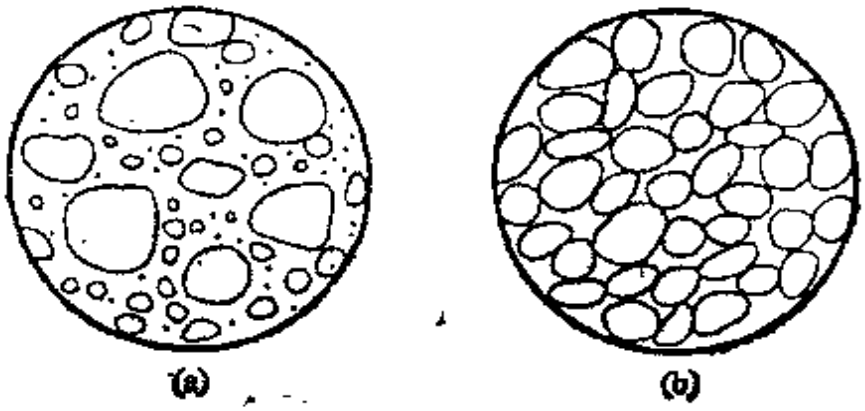


图 2-21　碎屑的分选性

a.分选差；b.分选良好

成熟度：指碎屑颗粒成分单一化的程度。矿物成分愈单一，则成熟度愈高，反之则愈低。

碎屑岩的上述结构特征常常可以作为碎屑物质搬运距离长短和搬运介质性质的鉴定指标。显然离母岩愈近，所形成的岩石常分选愈差、圆度愈差、成熟度也愈差；随搬运距离的增加，则粒

度变小、圆度变好、分选性、成熟度逐渐提高。

胶结物的结晶程度：起胶结作用的化学物质有结晶质与非晶质之分，对结晶质的胶结物又有结晶颗粒大小的不同。

胶结方式：因胶结物与碎屑含量的相对变化，可形成以下几种不同的胶结方式：基底式胶结，在胶结物较多、碎屑较少时，碎屑在胶结物中呈各自分离的胶结方式；孔隙式胶结，胶结物质较少时，仅充填于颗粒孔隙中的胶结方式；接触式胶结，只在颗粒与颗粒的接触部位才有胶结物的胶结方式。胶结方式的不同直接影响到岩石的强度及其水文地质性质（图2-22）。



图 2-22　胶结类型

③　碎屑岩分类

碎屑岩根据其碎屑颗粒大小不同可分成：粗碎屑岩，50%以上的碎屑颗粒＞2mm者；中碎屑岩，2—0.05mm者；细碎屑岩，0.05—0.005mm者。

（2）粘土岩类及其主要特征　粘土矿物含量超过50%以上的岩石称粘土岩。

粘土岩除主要由粘土矿物组成外，也含碎屑物质和化学物质。主要的粘土矿物约有十余种，常见的粘土矿物是高岭石、蒙脱石、水云母、麦饭石等。

粘土矿物均是十分细小的结晶体，其颗粒一般需在电子显微镜下才能加以分辨，故常称其为超显微结构。又因其质感如泥，故也可称泥质结构（图2-23）。

粘土岩的分类是个复杂的问题。一般称呈块状构造者为泥岩，具薄水平层理者为页岩。此外，也可根据颜色或所含次要成



图 2-23 粘土的泥质结构
（电子显微镜照片，长径0.3μm）

分将它们分成黑色泥岩、黑色页岩、砂质页岩、硅质页岩、钙质泥岩等等。

（3）化学岩和生物化学岩类及其主要特征 由化学或生物化学作用形成的沉积岩称化学岩或生物化学岩。

① 化学岩及生物化学岩的物质组成

化学岩及生物化学岩主要由真溶液结晶和胶体溶液沉淀而成，部分由生物作用的产物组成。如由真溶液结晶而成的盐岩、石灰岩、白云岩、含石膏或重晶石等的岩石；由胶体溶液沉淀而成的铝质、铁质、锰质、硅质等岩石；由生物化学作用形成的磷质岩、铁质岩、部分碳酸盐岩石；由生物遗体转化而成的煤、石油、碳酸盐等岩石；由生物遗体堆积而成的生物礁等。

② 化学岩及生物化学岩的结构

化学岩和生物化学岩的结构与组成岩石的矿物的形成方式有

关：由真溶液结晶而成的常具结晶质结构；由胶体溶液沉淀而成的具非晶质结构；由生物作用形成的常具生物结构。

③ 化学岩及生物化学岩的分类

化学岩及生物化学岩主要根据成分分类。常见的有碳酸盐类岩石，如石灰岩、白云岩；铝质岩，铁质岩，锰质岩，硅质岩，磷质岩与可燃有机岩，如煤等。

4.常见沉积岩及其主要特征

砾岩、角砾岩：具砾状结构，碎屑颗粒为圆状及次圆状者称砾岩，为次棱角状及棱角状者属角砾岩。其颜色特征多种多样视具体岩石而定。碎屑成分多为岩屑，并可根据岩屑主要成分进一步命名，如石灰质角砾岩，安山岩质砾岩等，胶结物可为钙、铁、硅等不同物质。

砂岩：具砂状结构。主要成分为石英、长石、云母等矿屑及少量岩屑。并可根据其结构及主、次矿物成分进一步命名。如，中粒长石石英砂岩，紫红色砂岩等。含岩屑较多的砂岩常称硬砂岩。

粉砂岩：具粉砂状结构。主要成分为石英，次要成分为白云母及长石。分选良好。

粘土岩：具泥质结构；硬度低，常具粘结性、烧结性、吸附性、耐火性等特征，肉眼下难以确定其矿物成分。

石灰岩：颜色灰白一黑多种，主要矿物为方解石，成因不同结构也不同，遇稀盐酸强烈起泡。

白云岩：颜色灰白、乳白。由白云石组成，遇稀盐酸弱起泡。

四、变质岩

1.变质作用与变质岩

地壳中已形成的岩石（包括火成岩、沉积岩、变质岩，总称原岩）由于原来所处的环境发生了改变，使其在基本保持固体状态下发生成分、结构构造变化的作用称变质作用。经变质作用形

成的岩石称变质岩。习惯上把原岩为火成岩的变质岩称正变质岩、原岩为沉积岩的变质岩称副变质岩。

2.引起岩石发生变质的主要因素

引起岩石发生变质的主要因素是温度、压力的变化与具化学活动性的流体的作用

（1）温度　大部分变质作用都在温度升高的情况下发生。温度升高，意味着组成岩石的物质获得了新的能量，组成物质的质点增强了活动性，从而可以引起岩石发生一系列的变化。

引起岩石发生变质作用的温度，上限以不使岩石发生熔融为界，最高可达900°C；下限则为高于沉积岩形成时所需的温度，约150°C左右。

在侵入体周围，岩石变质的热源来自岩浆；在断裂带附近，岩石变质的热源来自断裂岩石互相摩擦时产生的热；在地壳较深部分，岩石变质的热源则可来自岩石中放射性元素衰变时生成的热；在现代岛弧及洋脊地带，变质热源又可来自上升的热地幔物质。

（2）压力　引起岩石发生变质的压力有静压力与定向压力两大类。

静压力一般指上覆岩层对下伏岩层的压力。这种压力随深度的增大而增大，每公里厚的岩石压力为27.5MPa。使岩石发生变质的静压力一般界于几十到1400MPa，即在地下数公里—40公里的范围内都可因静压力使岩石发生变质。静压力可使岩石中的孔隙进一步变小、变少，使岩石变得更加致密坚硬，还可以使某些分子体积大、比重比较小的矿物转变成体积小、比重大的矿物。

定向压力指地壳运动或岩浆活动时作用于岩石的压力。这种压力具有一定的方向性。定向压力既可以是挤压力，也可以是剪切力。在定向压力作用下可使组成岩石的矿物出现定向排列、变形、破裂等现象。

（3）具化学活动性的流体　具化学活动性的流体通常指充

填于岩石孔隙或裂隙中的各种气态物质或水溶液。在这些气态物质或水溶液中常含有二氧化碳、硼酸、氢氟酸、盐酸等。这些流体可因溶液本身的浓度差或孔隙、裂隙中的压力差而在岩石中运移，这就不仅起到了迁移元素的作用，而且可以在温度、压力等条件的配合下参与变质作用的各项反应，控制反应的进程。当流体中所含的成分与岩石成分发生变换时，则可引起原岩成分的变化。

具化学活动性的流体有着多种来源：当岩石中的孔隙或裂隙与外界相通时，流体可来自岩石外部；某些含水或含二氧化碳的矿物受压后可分离出流体；由岩浆分泌或从岩浆中析出的流体等。

应该指出，在岩石发生变质时，上述各种因素通常都是共同参与作用的，只是在不同的背景条件下，各自所起的作用主次不同而已。

3.原岩在变质过程中的变化

原岩在变质过程中既可以发生成分、结构或构造的单一变化，也可以发生成分、结构和构造的综合变化，从而转变成具有新成分、新结构或新构造的变质岩。如

原矿物结构改变形成具有新结构的岩石，如石灰岩转变成大理岩。

$$\underset{\text{方解石具隐晶质或结晶质结构}}{CaCO_3\text{（石灰岩）}} \xrightarrow{\text{重结晶作用}} \underset{\text{方解石具中、粗粒结构}}{CaCO_3\text{（大理岩）}}$$

原两种矿物组合成一种矿物形成具新矿物的岩石。如辉长岩中分子体积较大、比重较小的橄榄石和钙长石组合后形成分子体积较小，比重较大的石榴子石：

$$\underset{\text{橄榄石}}{Mg_2[SiO_4]} + \underset{\text{钙长石}}{Ca[Al_2Si_2O_8]} \xrightarrow{\text{高压}} \underset{\text{石榴子石}}{Ca_3Mg_2Al_2[SiO_4]_3}$$

	橄榄石	钙长石	石榴子石
分子体积	43.9	101.1	121
比　重	3.3	2.76	3.52

原矿物结构改变形成具新矿物的岩石，如石墨转变成金刚石：

$$\underset{\text{片状结构}}{C(\text{石墨})} \xrightarrow{\text{同质多象转变}} \underset{\text{八面体或四面体粒状结构}}{C(\text{金刚石})}$$

原矿物脱水后重新组合形成具新矿物的岩石，如高岭石转变成红柱石：

$$\underset{\text{高岭石}}{Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8} \xrightarrow[\text{脱水反应}]{\text{吸热}} 2\underset{\text{红柱石}}{Al_2[SiO_4]O} + 2SiO_2 + 4H_2O$$

原不含水矿物吸水后重新组合形成具新矿物的岩石，如橄榄石转变成蛇纹石：

$$(FeMg)\underset{\text{橄榄石}}{[SiO_4]} + H_2O \xrightarrow{\text{水合反应}} \underset{\text{蛇纹石}}{Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8} + 6FeO + 2SiO_2$$

原矿物中某些成分与外界交换后形成具新矿物的岩石，如钾长石变成钠长石：

$$\underset{\text{钾长石}}{K[AlSi_3O_8]} + Na^+ \xrightarrow[\text{交代作用}]{\text{类质同象转变}} \underset{\text{钠长石}}{Na[AlSi_3O_8]} + K^+$$

原完整矿物颗粒经破碎后变成具破碎结构的岩石。

原完整矿物颗粒经变形后变成具变形结构的岩石。

原结晶质岩石熔融后转变成具非晶质结构的岩石。

原具块状构造的岩石转变成具条带等构造的岩石。

4.变质岩的主要特征

变质岩的特征一方面受原岩性质的制约，常表现出一定的继承性，另一方面又因其已经变质，故自具特色。

（1）化学成分特征　变质岩的主要造岩氧化物种类及其含量与火成岩，沉积岩大致相同。变质岩与原岩化学成分的关系可表现在对于未发生过交代作用的岩石其成分与原岩基本相同，经交代后可有不同程度的变化。对变质岩化学成分的研究是恢复其原岩性质的重要依据之一，并对变质岩的成因、分类研究也有

重要意义。如对某变质岩进行化学分析后知其SiO_2含量达80%，那么由此可以判断其原岩必为沉积岩。

（2）矿物成分特征　变质岩的矿物成分远较火成岩和沉积岩复杂得多。这是因为变质岩中既可保留部分原岩中较稳定的矿物，形成部分变质不彻底的矿物，同时还能形成大量新的变质矿物。如红柱石、蓝晶石、滑石、蛇纹石、石榴子石、刚玉、石墨等均属变质矿物。一般说来，如在某种岩石中出现了大量的变质矿物，则表明该岩石已属变质岩。

此外，在变质过程中也可以形成石英、长石、角闪石、辉石等矿物，因此当某些岩石系由这些矿物组成时，应辅以其它鉴别标志判断其究竟属何类岩石。

变质矿物中很多矿物具有纤维状、鳞片状，长柱状、针状等外形特征，且常作有规律的定向排列。

（3）结构与构造特征

①　结构特征

变质岩的结构可分成四种主要类型及若干种次级类型：

变余结构：残留有部分原岩结构特征的变质结构称变余结构，如变余砾状结构、变余泥质结构、变余斑状结构等。

变晶结构：在变质作用过程中形成的新结构称变晶结构。如根据变晶颗粒绝对大小可分成粗粒变晶结构（粒径>3mm者）、中粒变晶结构（粒径为3—1mm者）、细粒变晶结构（粒径为1—0.1mm者）和显微变晶结构（粒径为<0.1mm者）；根据变晶颗粒相对大小可分成等粒、不等粒、斑状等结构类型；根据变晶颗粒形态可分成粒状、鳞片状、纤维状等结构类型等。

交代结构：原岩经交代作用后形成的结构称交代结构。因此时常为类质同象的转变，故新矿物常具原矿物的结构。

碎裂结构：原岩在定向压力作用下，使其组成矿物发生破裂、变形、粒化、甚至被研成细末等，具这些特征的称碎裂结构。

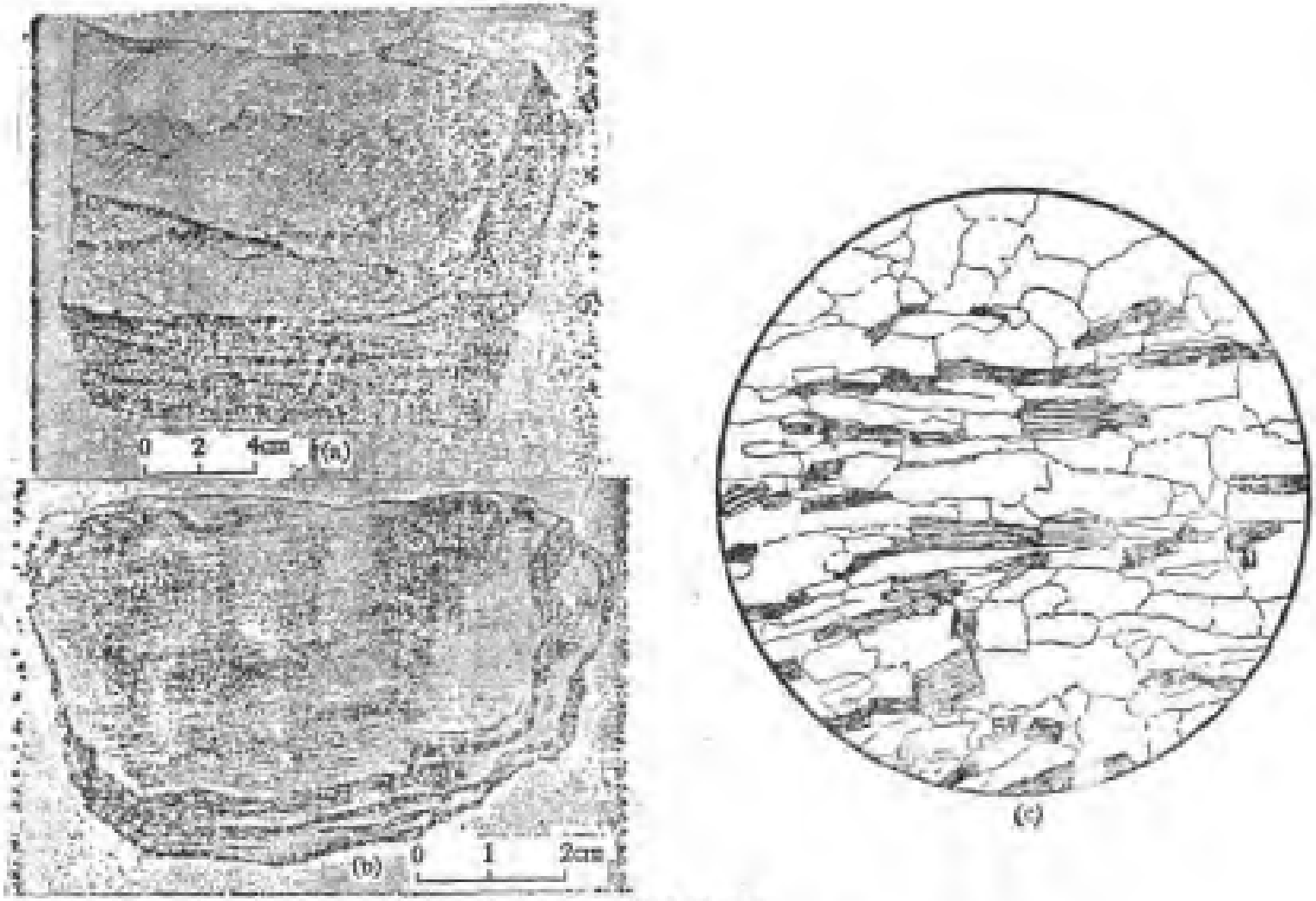


图 2-24 变质岩构造

a.板状构造；b.千板状构造；c.片状构造

② 构造特征

变质岩的构造根据其成因可分成两种主要类型和若干种次要类型：

变余构造：残留原岩部分构造特征的称变余构造。如变余层理构造、变余气孔构造、变余流纹构造。

变成构造：变质过程中形成的构造称变成构造。岩石中由某些矿物聚集点呈星散状分布的称斑点构造；岩石能沿一定方向裂成薄板状的称板状构造；破裂面显丝绢光泽且有细小皱纹的称千板状构造；破裂面有较粗结晶颗粒的称片状构造；粒状与定向排列的片状矿物呈相间带状的称片麻状构造；矿物无定向分布的称块状构造。

5.变质岩的分类及各类变质岩的主要特征

变质岩根据引起岩石发生变质作用的因素不同可分成四类：

（1）接触变质岩类及其主要特征　这类变质岩主要发育在岩浆与围岩的接触带上。引起岩石发生变质的主要因素是温度。仅在温度影响下所发生的是以矿物的重结晶作用为主的变质，变质前后岩石的总化学成分不发生明显变化。所形成的变质岩以斑点板岩、角岩、大理岩、石英岩为代表。如果岩浆与围岩发生了成分置换，则变质前后成分、结构均可发生较大变化，尤其是中酸性岩浆与碳酸盐类岩石的接触带交代作用更为强烈，矽卡岩即此类岩石的代表。

此外，在靠近岩体的部分，可因受岩浆侵入时挤压力的作用，使部分矿物出现定向排列现象。

（2）区域变质岩类及其主要特征　在较大范围内，由温度、压力与流体多种因素综合作用所形成的变质岩，其影响范围可达数千至数百万平方公里，深度可达20km左右，由于在如此大的范围内原岩所处的地质背景不同，故可形成种类繁多的区域变质岩。如根据温压条件不同可以分别形成高压低温变质岩、低压高温变质岩等，所形成的变质岩以板岩、千枚岩、片岩、片麻

岩、变粒岩、榴辉岩、麻粒岩等为代表。

（3）混合岩类及其主要特征　由岩浆等物质与区域变质岩作用后而形成的变质岩。混合岩组成中的变质岩称为基体，后贯入的岩体称脉体。由基体与脉体相对数量、成分不同，可形成多种不同的混合岩。

（4）动力变质岩类及其主要特征　这类变质岩分布于断裂带附近，引起岩石发生变质的主要因素是定向压力。岩石主要发生的变化是碎裂，根据碎裂程度不同可分成破碎角砾岩、碎裂岩、糜棱岩等多种类型。局部地段由于高温作用可使原岩熔融后又快速冷凝，形成具非晶质结构的玻化岩。

6.常见变质岩及其主要特征

斑点板岩：具斑点状及板状构造。变余泥质结构，有时出现鳞片变晶结构。主要矿物为石英、绿泥石、绢云母。

角岩：具显微粒状变晶结构，块状构造。颜色多种多样。原岩可为泥质岩，砂岩或火山岩。

大理岩：主要由方解石组成，粒状变晶结构，块状构造。原岩为石灰岩，纯大理岩，色白，又称汉白玉。含不同杂质者显示不同色彩的条带。

石英岩：主要由石英组成，粒状变晶结构，块状构造。原岩为石英砂岩。

板岩：具板状构造，主要矿物为石英、绢云母、绿泥石、变余泥状结构，显微鳞片结构。原岩主要是粘土岩、粉砂岩。

千枚岩：具千枚状构造，变质结晶程度较板岩高，主要矿物同板岩，矿物具较明显定向排列。

片岩：具片状构造。片状矿物较多。根据所含主要矿物可分别命名为云母片岩，石英片岩、绿泥石片岩、角闪片岩、蓝闪石片岩、石榴子石片岩等。

片麻岩：具片麻状构造，中、粗粒变晶结构，常含较多长石。根据所含主要矿物可分别命名为钾长片麻岩、斜长片麻岩、

花岗片麻岩、角闪斜长片麻岩等。

变粒岩：由石英和长石组成的细粒变质岩。粒状变晶结构，块状构造。根据所含片状与柱状矿物可进一步命名，如黑云母变粒岩、角闪石变粒岩等。

麻粒岩：变质很深的岩石，主要由长石、辉石、石榴子石、石英等粒状矿物组成，一般不含黑云母，角闪石等矿物，粒状变晶结构，块状构造。

榴辉岩：由石榴子石和辉石构成，不含斜长石，不等粒变晶结构，块状构造，颜色深。是变质岩中密度最大的岩石。

破碎角砾岩（断层角砾岩）：由断层作用造成的具棱角状的碎块经胶结后而成的一类岩石，沿断层分布，其成分与断层附近岩石性质有关。

糜棱岩：具糜棱结构的碎裂岩，颗粒十分细小，外观均匀、致密、坚硬。

第三章　地质年代

整个地质发展历史是由地壳运动史、沉积发展史、岩浆活动史、变质作用史、海陆变迁史、地磁演变史以及生物发育史等交织而成的一部复杂历史。然而无论是研究某一方面的发展历史或者研究全球总的地质发展历史，都离不开对地质年代的研究。如前所述地质年代的研究包含了相对年代与绝对年代两个方面，两种年代的含意不同，确定方法也不相同，但只有将两者相结合才能构成完整的地质年代概念。现将两种年代的确定依据与方法简述如下。

第一节　相对地质年代的确定

如前所述，地质发展历史是一部各种地质作用综合发展的历史，因而可以用作确定相对年代的依据与方法也是多方面的。常用的依据与方法如下：

一、沉积发展历史的研究

1.地层层序律

地层层序律是确定相对地质年代的基本定律之一。其意指，当沉积物质在沉积盆地中进行沉积时，先进入盆地的物质总是沉积于盆地的下部，后进入盆地的物质总是叠覆于先沉积的物质之上。经过成岩作用以后则自然形成下部岩层年代老于上部岩层年代的排列顺序。这种按时间先后作有规律排列的岩层称为地层。地层由下往上按由老到新的排列顺序称为地层层序律。掌握这一定律，就可以在一个未经强烈地壳运动的地区，直接确定一套地层的相对形成年代。

2. 岩性地层的划分与岩石地层单位

一个沉积盆地在其发展过程中，往往可以因为受到地壳运动、气候变化等因素的影响，使沉积物质的性质也随之而发生改变，以致最终形成了具有各种不同岩性特征（包括成分、结构、构造、颜色等）的一套地层。在首先确定地层相对年代关系的基础上，通过对每一种不同岩性的地层形成条件与背景的分析，就可以得出该套地层的沉积发展史。在此“地层”常被比喻成是记录地质发展历史的石头史书。

在研究地质发展历史的过程中、根据岩性特征及其变化规律所进行的地层划分工作称岩性地层单位的划分，所建立的地层单位称岩石地层单位，岩石地层单位从大到小可以分成群、组、段等不同的级别。

群　群是岩石地层的最大单位。它包括了厚度较大、岩性不同的一套地层，有时也可进一步将其分成若干组。

组　组是岩石地层的最基本单位。它可由一种岩性的地层组成，也可由两种或多种有一定变化规律的岩性不同的地层组成。

段　段是组内次一级的岩石地层单位。它常常代表组内具有某种特殊性质的一个地层。

由于在不同的沉积环境中沉积条件的不同，因此，即使在相同的时期内，在不同环境中所形成的地层也就不会相同。所以，根据岩性特征进行的地层划分及所建立的地层单位只适用于一定的地区，这种地层单位称地方性地层单位。并以最早研究该单位地层的地点对群、组、段予以命名，如“北票群”，指北票地区由砾岩、砂岩、页岩，煤层以及多种火山岩共同组成的，最大厚度可达4000m的一套地层。其中根据地层组成特征，又可以将其由老到新分成三个组，即坤头坡罗组，由砂页岩、砾岩及煤层共同组成；兴隆沟组，由各种火山岩组成；北票组，又由砂页岩、砾岩、煤层共同组成。而在北京西山至张家口一带时代相当于“北票群”的地层被称为“门头沟群”，在南京地区称为“象山

群”等。

二、生物发育历史的研究

1.生物层序律

生物层序律是确定相对地质年代的又一重要定律。人们在研究沉积岩时，发现了保存在岩石中的化石；通过地层层序律的研究，又进一步发现地球上的生命起源与生物演化具有如下基本规律：第一，保存在愈古老地层中的化石，其所反映的当时生物界的面貌愈低等，愈简单，而保存在愈新地层中的化石其所反映的生物界面貌愈高等、愈复杂。由此说明生物界在其整个发展演化过程中是不断地由低等到高等，由简单到复杂演变的。生物界的这一发展演化规律被称为生物演化的进步性；第二，生物界在其由低级向高级的发展过程中，还常常反映出由量变到质变的飞跃发展过程，呈现出生物发展演化具有阶段性发育的特点；第三，通过全球性生物发展演化的进步性与阶段性的对比，又进一步发现，不论地球上任何一个地点，只要具有相同的地理环境，就会发育同处一个演化阶段的生物。生物界的这一发展演化规律称为生物演化的全球一致性。生物发展演化的上述三个规律的组合即称为生物层序律。正是生物层序律的确立，为以生物作依据确定相对地质年代、划分地质发展阶段以及进行不同地区地质年代的对比提供了有力的证据。此外，生物又总是和它所生存的环境密切适应的，如生活在滨海地区的生物因经常处于海浪冲击的环境中，故常以具厚壳、营固着或钻孔生活为特征等，这又为我们根据化石的生态特征推断古地理环境提供了依据。

2.化石与标准化石

地质学研究中把12000a以前的古代生物死亡以后保存在岩石中的遗体或遗迹称为化石。遗体，可以是生物死亡以后被保存在岩石中的各种实体，铸模与分解产物。遗迹，可以是动物的足迹、爬痕、占孔、洞穴、以及古人类的用火痕迹、各种工具等。

目前已发现的化石约有20万种之多，但并非所有化石都能被

用来作为研究相对地质年代的依据。地质学研究中主要利用那些演化快（只出现于地质发展历史中某个短暂时期）、分布广、数量多的化石，具备这些条件的化石称为标准化石。

3.生物进化阶段与生物地质年代的划分

（1）生物进化阶段　古生物具有和现代生物相同的分类与

表 3-1　生物进化阶段表

	宙	代	纪	动物界	植物界
生物发展的生命进化阶段	显生宙	新生代	第四纪	人类时代	被子植物
			第三纪	哺乳类、鸟类	
		中生代	白垩纪	爬行类	裸子植物
			侏罗纪		
			三叠纪		
		古生代	二叠纪	两栖类	陆生孢子植物
			石炭纪		
			泥盆纪	鱼类	半陆生孢子植物
			志留纪	海生无脊椎动物	海生藻类
			奥陶纪		
			寒武纪		
	元古宙		震旦纪	腔肠，环节，蠕虫	
					原始藻类
	太古宙			原始细菌和蓝藻	
生物发展的化学进化阶段				原始海洋中 N_2、H_2、NH_3、CO_2、CO、H_2O、H_2S、HCl、CH_4 等在紫外线、电离辐射的高温、高压作用下逐步合成氨基酸、核苷酸、单糖等物质	

分级系统，即可分成动物界与植物界两大类，动物界由低级到高级可分成无脊椎动物、鱼类、两栖类、爬行类、鸟类与哺乳类，植物界由低级到高级可以分成菌藻类、蕨类、孢子植物、裸子植物与被子植物等类，生物进化的阶段如表3-1所示。

（2）生物地质年代的划分　掌握生物演化进步性的规律，只要根据地层中的标准化石就可确定该地层的相对形成年代。对应于生物演化的阶段性，则可进行生物地质年代单位的划分。生物地质年代单位由大到小分成了宙、代、纪、世等不同级别的单位。

宙　是最高一级的生物地质年代单位，宙代表地球上自有生物以来的整个地质发展阶段。前期因生物发展尚处于起源与初级发展阶段，个体小、缺乏硬体部分，不易被保存为化石，也较难以发现，故对应于这类生物发育的的阶段所划分的地质年代称太古宙与元古宙，后期则因生物发展已显示了明显的进步性，在地层中显示得也较明显，故称为显生宙。

代　是隶属于宙的地质年代单位。目前对代一级地质年代单位的划分主要在显生宙中进行。显生宙根据动植物进化的大阶段可分成古生代、中生代与新生代三个代一级单位。海生藻类、孢子类植物，海生无脊椎动物、鱼类、两栖类的出现与发展的阶段称古生代；裸子植物与爬行动物大发展的阶段称中生代；被子植物与哺乳动物，鸟类大发展的阶段称新生代。其中古生代又根据无脊椎动物与脊椎动物发展的变化分成了早古生代和晚古生代两个亚代。

纪　是隶属于代的地质年代单位，纪的划分以生物发展演化的更小阶段为依据，一个代一般可划分成三个纪。各个代由老到新所划分的纪分别是：早古生代可分成寒武纪、奥陶纪和志留纪；晚古生代可分成泥盆纪、石炭纪和二叠纪；中生代可分成三叠纪、侏罗纪和白垩纪；新生代可分成第三纪和第四纪，其中第三纪又被分成了老第三纪和新第三纪两个亚纪。近年来对于元古

宙的分纪工作取得了很大的进展，如在我国已在元古宙中划分出了长城纪、蓟县纪、青白口纪以及震旦纪等。

世　是隶属于纪的年代单位。大多数的纪按时间先后进一步分成早、中、晚三个世，如寒武纪被分成早寒武世、中寒武世与晚寒武世三个世。少数的纪只分成早、晚两个世，如早二叠世、晚二叠世等。

综上所述，根据生物发展的大小不同阶段，将地质年代分成了3个宙、5个代、12个纪（未包括元古宙所划分的纪）和32个世。将这些单位按顺序排列即构成了生物地质年表。

地质年代中纪一级的名称都有其一定的含意：如寒武纪是根据英国威尔士的拉丁文名称“寒武”而命名的，因为这里是最先研究这一时代的地层。石炭纪，创名于英国、因该时代地层中富含煤而得名。三叠纪则因该纪形成的地层在德国南部可以明显地分成上、中、下三个不同的部分而得名。

为了使用简便起见，生物地质年代的各代、纪都有相应的代号。其代号分别为太古宙Ar，元古宙Pt，古生代Pz，早古生代Pz_1，晚古生代Pz_2，中生代Mz，新生代Kz；震旦纪Z，寒武叠七，奥陶纪O，志留纪S，泥盆纪D，石炭纪C，二叠纪P，三迭纪T，侏罗纪J，白垩纪K，第三纪R，老第三纪E，新第三纪N，以及第四纪Q；世的代号是在纪的代号右下角加1，2，3或1，2以表示其早、中、晚的不同。如O_1代表早奥陶世，P_2代表晚二叠世等。

如前所述，由于生物演化的全球一致性，所以根据生物演化规律划分的地质年代单位具有全球性的意义，被称国际地质年代单位。

4.生物地层单位

大多数化石都埋藏于与它们同时代形成的地层中，因此可以根据生物地质年代的不同单位建立相应的地层单位，确定地层的新老关系。由此而建立的地层单位称生物地层单位。

对应于生物地质年代单位，生物地层单位由大到小可以分成宇、界、系、统等不同的级别。宇、界、系、统对应于宙、代、纪、世。

生物地质年代单位	生物地层单位
宙	宇
代	界
纪	系
世	统

即在宙这段地质年代里形成的地层称宇，代这段地质年代里形成的地层称界等。前者代表时间概念、后者代表物质概念。由于两者之间的对应关系，故名称、代号等均一一相等。

三、切割律的研究

切割律是确定相对地质年代的第三条基本定律。它主要被用来确定侵入岩与围岩的相对形成年代、不同时期侵入体之间的相对新老关系等。后期侵入的岩体总是切割前期形成的围岩与岩体的规律称切割律（图3-1）。

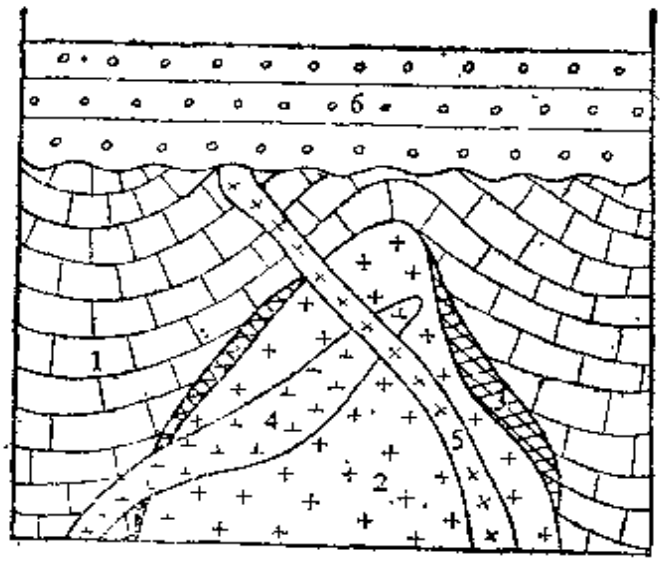


图 3-1　运用切割律确定各种岩石形成顺序示意图

1——石灰岩，形成最早；2——花岗岩，形成晚于石灰岩；3——砂卡岩，形成时代同花岗岩；4——闪长岩，形成晚于花岗岩；5——辉绿岩，形成晚于闪长岩；6——砾岩，形成最晚

推而广之，这一定律还可以被用来确定断层与地层、断层与断层、断层与岩体的相对形成年代。

由切割律我们可以引出沉积岩与侵入岩之间两种不同的接触关系。

侵入接触　岩浆侵入围岩冷凝以后的岩体与围岩的接触关系称侵入接触。在这种接触关系中岩体常常穿越围岩的各种界线，并可在岩体与围岩的接触部位造成接触变质现象，显示岩体形成晚于围岩。这种接触关系又可称为热接触关系。

沉积接触　当已形成的岩体遭受风化剥蚀出露地表，又被较新的沉积地层覆盖后，则新的沉积地层与岩体的接触关系称沉积接触。在这种接触关系中，沉积岩常切断岩体的各种界线，示岩体形成的时间早于围岩形成时间。这种接触关系又可称为冷接触关系。

第二节　绝对地质年代及其测定

相对地质年代只能说明地质变化的相对新老关系，却不能具体地反映某一变化的实际发生年代及其持续时间的长短，而后者正是绝对地质年代所希望解决的问题。

上世纪末至本世纪三十年代，放射性同位素衰变现象的发现及其研究成果被引入地质学研究中，为绝对地质年代的研究开创了一个全新的局面。用放射性同位素测定绝对地质年代的基本原理如下：某些矿物中常常含有微量的与该矿物同时生成的放射性同位素，每一种放射性同位素均按其固有的衰变常数进行衰变。测定矿物中放射性同位素衰变后剩下的母体同位素与衰变形成的子体同位素含量，由此可以计算衰变的时间，即矿物形成的年代及形成该矿物的地质变化发生的年代。计算公式如下：

$$t = 1/\lambda \cdot \lg\left(1 + \frac{D}{N}\right)$$

式中，N——衰变后母体同位素的含量；D——衰变后形成的子体同位素含量；λ——衰变常数；t——矿物形成的年龄。

放射性同位素种类很多，其中能被用来测定地质年龄的放射性同位素一般应具备以下条件：具有较长的半衰期；该同位素在岩石中有足够的含量并可以被分离出来；其子体同位素易于富集保存。

通常用来测定绝对地质年代的放射性同位素种类、各子体同位素产物，半衰期及衰变常数如表3-2中所列。

表 3-2 常用测定地质年代的放射性同位素

母体同位素	子体同位素	半衰期	衰变常数
U^{238}	Pb^{206}	4500Ma	1.54×10^{-10}/a
U^{235}	Pb^{207}	2100Ma	9.42×10^{-10}/a
Th^{232}	Pb^{208}	14000Ma	0.49×10^{-11}/a
Rb^{87}	Sr^{87}	50000Ma	0.14×10^{-11}/a
K^{40}	Ar^{40}	1500Ma	
C^{14}	N^{14}	5700a	

通常根据某种母体同位素及其子体同位素的名称命名同位素年代的测定方法，如铀-铅法，铷-锶法、钾-氩法等。在上述方法中，除C^{14}法因碳的同位素半衰期很短只能被用来测定最新地质变化的年代外，其余均被用于测定古老地质变化发生的年代。

目前在利用放射性同位素测定地质年代方面已取得了很多成果，获得了大量的绝对年代数据。因据此方法测定地球的年龄已有45亿年；地球上最古老的岩石年龄为38亿年；最古老的化石年龄为35亿年；太古宙从距今38亿年至25亿年，经历了13亿年；元古宙从距今25亿年至5.7亿年，经历了19亿年；古生代从距今5.7亿年至2.3亿年，持续了3.4亿年；中生代从距今2.3亿年至0.65亿年，经历了1.65亿年；新生代只有0.65亿年；人类的历史只有240万年。经绝对地质年代测定可知，地质年代中各同级年代单

表 3-3 地 质 年 代 表

相对年代					绝对年龄①(Ma)	生物开始出现时间	
宙(宇)	代(界)	纪(系)		世(统)		植物	动物
显生宙(宇)	新生代(界) Kz	第四纪(系) Q		全新世(统) Qh 更新世(统) Qp	.5±0.5		←现代人
		第三纪(系) R	晚第三纪(系) N	上新世(统) N_2 中新世(统) N_1	26		←古猿
			早第三纪(系) E	渐新世(统) E_3 始新世(统) E_2 古新世(统) E_1	67±3		
	中生代(界) Mz	白垩纪(系) K		晚(上) 白垩世(统) K_2 早(下) 白垩世(统) K_1	137±5	←被子植物	
		侏罗纪(系) J		晚(上) J_3 中(中) 侏罗世(统) J_2 早(下) J_1	195±5		←哺乳类
		三叠纪(系) T		晚(上) T_3 中(中) 三叠世(统) T_2 早(下) T_1	230±10		
	古生代(界)	晚古生代(界) Pz_2	二叠纪(系) P	晚(上) 二叠世(统) P_2 早(下) 二叠世(统) P_1	285±10		
			石炭纪(系) C	晚(上) C_3 中(中) 石炭世(统) C_2 早(下) C_1	350±10		←爬行类

（续）

相对年代					绝对年龄①（Ma）	生物开始出现时间	
宙（宇）	代（界）	纪（系）	世（统）			植物	动物
显生宙（宇）	古生代（界）	晚古生代（界）Pz_3	泥盆纪（系）D	晚（上）D_3 中（中）泥盆世（统）D_2 早（下）D_1	405±10	←裸子植物	←两栖类
		早古生代（界）Pz_1	志留纪（系）S	晚（上）S_3 中（中）志留世（统）S_2 早（下）S_1	440±10	←蕨类植物	←鱼类
			奥陶纪（系）O	晚（上）O_3 中（中）奥陶世（统）O_2 早（下）O_1	500±10		←无颌类
			寒武纪（系）ϵ	晚（上）ϵ_3 中（中）寒武世（统）ϵ_2 早（下）ϵ_1	570±15		
隐生宙（宇）	元古代（界）Pt		震旦纪（系）Z	晚（上）Z_2 早（下）震旦世（统）Z_1			←无脊椎动物
	太古代（界）Ar				2500±		菌藻类

① 表中同位素年龄系据1967年国际地质年代委员会推荐数值。

位持续的时间长短并不相同，且总的趋势是随着地质年代的变新，其持续周期相应变短，反映了地质环境的变化与生物的演化具有不断加速的趋势。

第三节　地质年代表

通过相对地质年代与绝对地质年代的研究，使我们有可能按年代的先后顺序对地质发展历史进行系统的编年，从而建立了地质年代表（表3-3）。地质年代表既包括了按生物层序律所建立的各级生物地质年代单位和生物地层单位的名称、代号，也包括了用同位素方法测得的重要的绝对年龄值；此外，表中还包括了无机界（矿物、岩石）与有机界（动物、植物）演化的顺序、过程和阶段。

地质年代表的建立，是对世界各地的地层进行系统的研究、对比的结果，是地质学研究中的重大成果之一。

第四章　地壳运动与地质构造

第一节　地 壳 运 动

一、地壳运动的定义

地壳受地球内力作用所发生的机械运动称地壳运动。

二、地壳运动的基本特征

1.普遍性

地壳自形成以来，不论任何时间和在任何地点都是处于不断的运动态之中的，这就是地壳运动的普遍性。我们可以从地质证据中找到很多过去地壳运动的痕迹，更能从今天所发生的地震与火山爆发等作用中直接感受地壳运动。

2.方向性

按地壳块体的运动方向，可将地壳运动分成水平运动和垂直运动两种不同方向的运动。

（1）水平运动　地壳块体沿地球表面所作的运动称水平运动。水平运动使相邻地壳块体在水平方向上发生相向、相背或相切的作用，造成了地壳的褶皱和断裂，形成褶皱山系、裂谷、地堑、并伴之而发生岩浆活动与变质作用。造成大规模褶皱山系的水平运动又称为造山运动。

（2）垂直运动　地壳块体沿地球半径方向的运动称垂直运动。它表现为地壳块体的上升或下降。大面积的垂直运动可造成区域性的隆起和拗陷，引起海水向大陆方向的进（海进）退（海退）变化。造成广大区域上升的垂直运动又称造陆运动。

在地质学的研究历史中，曾经对地壳以何种方向运动为主的

问题，有过长期而激烈的争论。传统的观点认为，地壳自形成以来，无论是海陆间的相对位置，或海陆分布相对于赤道或两极的位置均未发生过明显的变化，它们均固定于最初形成的位置上，各种地质变化乃至大规模褶皱山系的形成都是地壳垂直运动的产物；近代的研究结果则表明，大洋可以张开，也可以闭合；大陆可以分裂，也可以拼合。海陆的位置是在不断地变化着的，这些变化都是地壳水平运动的结果。地壳垂直运动的幅度最大不过20—30km，速度一般每年数毫米，而地壳水平运动的幅度最大可达数千公里，速度每年可达数厘米。地震震源机制表明，大部分地震断层的水平分量明显地大于垂直分量；地应力测定结果也表明，在绝大多数记录中均以近水平方向的应力占优势。这一切都说明水平运动无疑应占居主导地位。

值得注意的是在强调地壳以水平运动为主的同时，不应排斥在局部场合或某些时期垂直运动占优势的可能性，更不应否认地壳垂直运动的重要性。事实上，在整个地质发展过程中两种运动可以转化，且常共存于一个地区，构成不可分割的有机统一体。

3.阶段性与旋回性

如上所述，地壳运动有造山运动与造陆运动之分。一般认为，造山运动是地壳相对短期的较为剧烈的运动，而造陆运动是相对长期的较为缓慢的运动。因而当一个地区出现这样两种运动的交替时，就使地壳运动显示了快慢不同的阶段性与快慢交替的周期性发展特征。通常将一个缓慢运动阶段与一个与其相衔接的激烈运动阶段组成的周期称为一个构造旋回（简称旋回）。旋回的划分充分反映了地壳运动由量变到质变的发展规律。据统计，在地壳演化的漫长历史中，曾经出现过多次这样的旋回。我国地质历史时期中所发生过的重要旋回及其名称如表4-1所示。由表可知，第一，自太古宙以来，我国先后发生过10次重要的造山运动，根据这些造山运动表现最明显或研究最早的地点，将这些运动分别命名为阜平运动、五台运动、中条运动、扬子运动、兴凯

表 4-1　中国地壳运动、构造旋回划分

地质时(年)代				地壳运动名称	构造旋回名称		国外名称	名称由来
宙	代	纪	年龄(Ma)					
显生宙	K_2	Q	2.4	喜马拉雅运动	喜马拉雅旋回	H_2	阿尔卑斯旋回	喜马拉雅山脉
		R		H	(H)	H_1		
			70	燕山运动 Ⅱ				
	M_2	K		Y Ⅰ	燕山旋回	Y_3		燕　山
		J	137		(Y)	Y_1		
		T	195	印支运动 I	印支旋回	I		印支半岛
			225	海西运动 Ⅳ				
		P			海西旋回	V_4	海西旋回	
	Pz_2		285	V Ⅲ		V_3		
		C		Ⅱ	(华力西旋回)			
			350	Ⅰ		V_2		
		D			(V)	V_1		
			400	加里东运动 Ⅱ				
		S		C	加里东旋回	C_2	加里东旋回	英国苏格兰加里东山
	Pz_1	O	440	Ⅰ				
			500		(C)	C_1		
		∈		兴凯运动 X				
		Z	570		兴凯旋回	X	休伦旋回	兴凯湖
			700	扬子运动 A	扬子旋回	A		滇东
隐生宙	Pt_3				?			
			1700	中条运动 Z	中条旋回	Z		中条山
	Pt_2		2000	五台运动 ω	五台旋回	ω		五台山
	Pt_1			阜平运动 F				
			2500		阜平及更老旋回F			阜平
	Ar							

运动、加里东运动、海西运动、印支运动、燕山运动和喜马拉雅运动。与此相对应也就确定了十个同名的旋回；第二，在一次大的旋回发展过程中还常常包含了若干次次级造山运动。这些次级造山运动称为幕，与次级造山运动相对应的次级旋回则称为期。如燕山运动先后经历了Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ三个幕。在此，最后一幕

又可称为主幕。相应的燕山旋回可分成三期，分别称为早期燕山旋回、中期燕山旋回与晚期燕山旋回；第三，各主要造山运动发生的时间，基本上与代一级的地质年代单位结束的时间相吻合，如早古生代末的加里东运动、晚古生代末的海西运动等。与此相对应的是旋回经历的时间与代一级单位的发展阶段相吻合，加里东旋回与早古生代发展阶段相吻合，海西旋回与晚古生代发展阶段相吻合。这种吻合关系，其实质在于地壳旋回性的发展，不断改变着地表的形态、引起了海陆的变迁、气候的变化，促进了生物界由量变到质变的飞跃发展。因此以生物发展阶段性与基础所划分的地质发展阶段必然与旋回的划分相吻合；第四，从全球范围看，发生在我国境内的旋回可以和发生在世界各地的主要旋回互相对比，因此说明地壳运动的旋回发展具有全球意义。

4.地壳运动强度的横向差异

地壳运动不仅有随时间发展而出现的强弱变化，也有随空间不同的横向强弱差异。对近代地壳运动特征的研究结果表明，地壳的有些部位常常有强烈的岩浆活动、火山作用、造山运动、地震活动等，而在另一些部位却很少甚至没有这些活动。如果以上述这些活动的发育程度作为衡量地壳活动性大小的标志，并将有这些活动的地区定义为地壳较活动的地区，无或很少有这些活动的地区定义为地壳较稳定的地区。这样就显然可以得出在同一时期内地壳的不同部位存在着横向活动强度不同的结论。地壳运动这种横向强度差异性，正是划分今天地壳构造单元的基础。

5.缓慢性

地壳运动的速度总的来说都是非常缓慢的。不仅如前所说的水平运动，一年最多不过几个厘米。这也就是我们在一般情况下不能感受到地壳在运动的原因。

与地壳运动速度有关的另一个要素是地壳运动的幅度。一般来说由于地壳运动的速度很缓慢，所以在单位时间内运动的幅度也是很小的。然而，又由于地壳始终是在运动着的，因此，只要

运动方向在一个相当长的时期内持续不变，则其累积的幅度就可以导致地表形态出现翻天覆地的变化。如据测定，印度大陆（以孟买为准）1.8亿年前曾位于南纬46°左右，而现今却位于北纬19°左右。尽管平均每年只移动了3.3cm左右，但在1.8亿年中却共移动了7000km。再如，珠穆朗玛峰地区在3000万年前还是一片汪洋大海，现今却成了高达8848.13m的世界第一高峰，实际上它每年只以平均0.03cm的速度在上升。

6.影响的广泛性

地壳运动在广泛的领域里发挥着作用，在各种地质作用中占有主导地位。其表现在：第一，地壳运动可引起海陆空间分布位置的变化与地表高低起伏的变化，并由此造成气候的变迁以及促使生物界的发展；第二，地表的起伏变化还直接控制了剥蚀区与沉积区分布，地壳运动的速度与幅度变化还直接控制了沉积岩的形成环境、沉积地层的厚度、成分、结构、构造、颜色等特征；第三，地壳运动常可导致地球内部出现减压带，从而导致岩石的熔融及各种岩浆活动；第四，地壳运动时，地壳块体之间的相互摩擦、挤压可以产生高温与高压，由此而使岩石发生变质作用；第五，在全世界每年发生的地震中，90%以上是由地壳运动引起的。这种地震称为构造地震；第六，地壳运动造成了新老沉积地层之间多种不同类型的叠覆关系，又称接触关系（见本节第三）；第七，地壳运动引起了构造变动（见下节）等。

三、地壳运动的证据

地壳运动在广泛的领域里发挥着作用，因而也普遍地留下了它的活动痕迹，这些痕迹就成了我们赖以识别其运动与性质的依据。

1.地貌证据

地貌即地球表面的面貌，系指地表的地势、地形、水系等的组成与分布特征。如在地壳正处于上升的地区，就会形成高山深谷等地貌，而在地壳正处于下降的地区，则可形成以堆积为主的

地貌特征。大西洋两岸相似的海岸线形态特征，已被证实是美洲、非洲与欧洲大陆破裂后留下的痕迹。再如，一般认为珊瑚礁的生长位置在水深50m左右处。如水深增加则可说明地壳下降，反之则上升等。

2.地质证据

（1）沉积岩特征　如前所述，地壳运动对沉积作用具有重要的控制作用，因此反过来，沉积岩特征常常也是我们探求地壳运动脉博的重要依据。

（2）沉积地层的接触关系　沉积地层的接触关系指在同一地区新老地层之间的叠覆关系。受地壳运动影响，地层接触关系可分成三种基本类型，如图4-1。

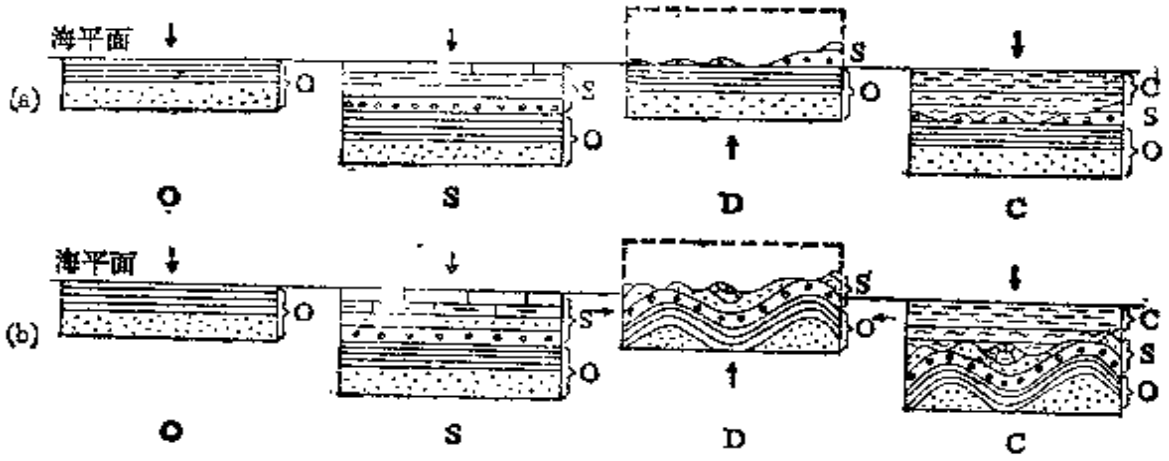


图 4-1　整合和不整合的形成过程示意剖面图

O——奥陶系；S——志留系；D——泥盆系；C——石炭系；箭头指构造运动方向

①　整合接触

整合接触是指新老地层时代连续，产状一致的叠覆关系，如图4-1a中志留系（S）与奥陶系（O）的接触关系。它反映了奥陶系形成以后，地壳仍具下降性质，故连续形成了志留系的沉积。在此，志留系与奥陶系的分界面可称整合面。

②　假整合接触

假整合接触是指新老地层时代不连续而产状仍保持一致的叠

覆关系。如图4-1a中志留系（S）与石炭系（C）的接触关系。它反映了志留系形成以后，因泥盆纪时地壳正处于上升阶段，故在此不再接受泥盆系的沉积，而且还使已形成的志留系遭到一定程度的剥蚀。直到石炭纪时因地壳再次下降，这时所形成的石炭系就直接叠覆于志留系之上。在这种叠覆关系中，上下地层间的界面称假整合面。

③ 不整合接触

不整合接触是指新老地层时代不连续，产状不一致的叠覆关系。如图4-1b中志留系与石炭系的叠覆关系。它反映了志留系形成以后，曾发生过强烈的地壳运动，使已形成的奥陶系、志留系（甚至更老的地层）均发生了褶皱、上升且遭受剥蚀，至石炭纪时才重新下降接受沉积。故上下地层之间不仅缺失泥盆系，产状也不相一致。也可以说上下地层呈角度相交的叠覆关系称不整合接触。上、下地层间的界面称不整合面。

一次较大幅度的升降运动可以造成一个假整合面，一次较强的水平运动可造成一个不整合面，因此可以根据假整合面与不整合面的出现推断地壳运动的性质；根据这两种接触面在地质年代表中的位置推动运动发生的时间；根据这两种接触面上、下地层的时代间隔，推断运动持续的时间。如我国华北地区中奥陶统与中石炭统呈假整合接触关系，说明中奥陶世以后的上升一直持续了1.6亿年之久，造成了中奥陶统至下石炭统沉积的全部缺失。

（2）地质构造　地壳运动造成的岩层褶皱与破裂称地质构造，因此岩层的褶皱与破裂也是地壳运动的重要依据。

3.地球物理证据

近年来，在运用地球物理手段研究地壳运动及其性质方面也取得了很大的进展。如古地磁学的研究成果就对近代新兴地质理论的发展起了重大的推动作用。

4.大地测量证据

近代精确的大地测量手段可以直接测得地壳运动速度与幅度

的数据。

四、地壳运动与岩层（地层）产状

层状岩石（除沉积岩外，也包括层状的侵入岩与喷出岩、变质岩）在空间的展布状态称岩层的产状。受地壳运动的制约、层状岩石的产状可以表现为水平、倾斜与直立三种类型，图4-2。

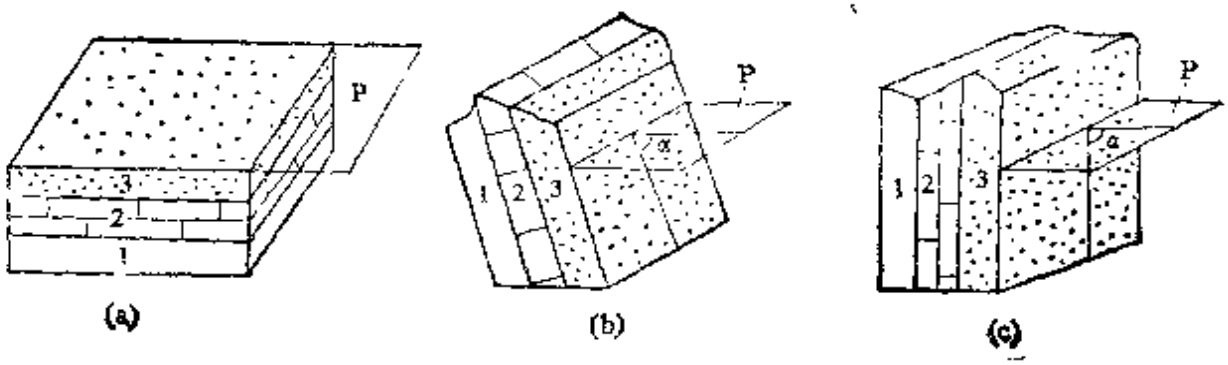


图 4-2 岩层产状类型

a.水平产状；b.倾斜产状；c.直立产状

P——假想水平面；1，2，3——地层层序

1.水平产状

岩层面与假想水平面一致的岩层称水平岩层，水平岩层所具有的产状称水平产状。未经变动的或仅受升降运动的沉积岩常具这类产状。

2.倾斜产状

岩层面与假想水平面成一定夹角的岩层称倾斜岩层，其产状称倾斜产状。岩被、岩墙等可受其冷凝时的环境影响直接形成倾斜产状，但对大多数沉积岩来说，其倾斜产状的形成均与地壳运动有关。在不同性质的地壳运动的影响下，作用于岩层的力的大小与方向不同，导致倾斜岩层层面在空间的朝向、岩层面与假想水平面的夹角以及岩层在空间展布方向各不相同，从而造成具有不同产状特征的倾斜岩层。为具体测定某一岩层在空间的产状特征，在这里需要引进关于产状要素的概念。

岩层产状要素即用来测定岩层在空间产出状态的几何要素，

它包括岩层的走向、倾向与倾角三个要素（总称岩层产状三要素），图4-3。

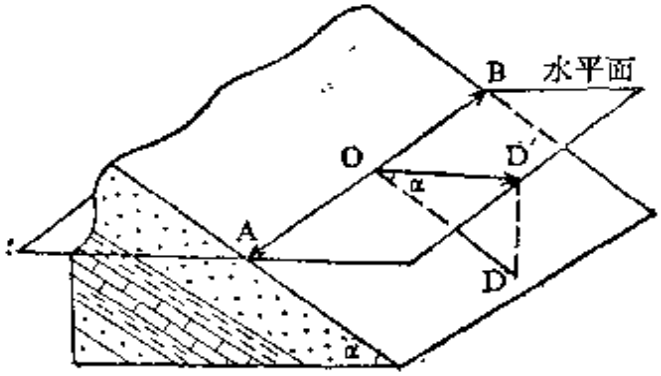


图 4-3 岩层产状要素

AOB——走向线；OD——倾斜线；OD′——倾向线的水平投影，箭头方向为倾向；α——倾角

走向：岩层面在空间的延伸方向，通常以岩层面即与假想水平面的交线在空间的方位表示岩层的走向，即图4-3中AB。其方位在野外可用罗盘仪直接测得。走向可用两个相差180°的方位角表示。

倾向：岩层面在空间的朝向，即假想水平面上垂直于AB的OD′线段的指向。在野外可用罗盘直接测得倾向方位角，也可根据所测的走向方位角经±90°换算出倾向方位角。由于一个层面只能朝向一个方向，故倾向值只有一个。

倾角：岩层面与假想水平面所夹的两面角称岩层的倾角，图4-3中∠DOD′。不在垂直层面的切面上所测得的倾角均为假倾角，任何一个假倾角均小于倾角（真倾角）。

地质记录中常以一定的格式记录所测得的岩层产状要素，如245°∠36°，其中245°表示岩层的倾向，36°表示岩层的倾角。在地质图上常以一定的符号表示岩层的产状要素，如：⅄45°。其中长线表示岩层走向，并可从图上量得其方位角数值。带箭头的短线表示倾向、其与走向垂直，45°代表岩层倾角。

3.直立产状

岩层面与假想水平面垂直的岩层称直立岩层，其产状为直立

产状。由上可知产状直立的岩层，只需求其走向，无需求其倾向，倾角应为90°。

第二节　地质构造

一、地质构造的定义

由地壳运动所造成的岩石变形、变位与破裂总称地质构造。有时也把主要造成地质构造的地壳运动称为构造运动，并把发生在第三纪以前的构造运动称古构造运动，第三纪以来的运动称新构造运动，现今正在进行的构造运动称现代构造运动。

地质构造基本可分成褶皱、断层（断裂）、劈理与节理四类，本书只介绍前两类。

褶皱与断层一般在层状岩石中表现最为明显，研究得也较清楚。所以层状岩石，尤其沉积岩是研究地质构造的主要对象。形成时代愈早的岩石，经受过的变动次数愈多，所形成的构造也愈复杂。

在一次构造运动中，一方面由于岩层本身性质不同，另一方面由于岩层的不同部位受力的大小、方向与性质不尽相同，所以在岩层不同部位形成的地质构造类型与强度等也会有所不同，但因为它们都是在同一时期、同一构造力作用下的产物，因面各类构造及其分布与组合关系均存在着内在的联系，形成了构造配套现象。

二、褶皱构造

1.褶皱要素

层状岩石受力以后形成的弯曲变形称褶皱（褶曲）构造，简称褶皱（褶曲）。褶皱给人们以岩层可以发生柔性变形的直观感觉。为便于描述一个褶皱的特征，通常把一个褶皱分成若干组成部分，通过对组成褶皱的各部分特征与相互关系的分析，从而综合出一个褶皱所具有的特征。组成褶皱的各部分称为褶皱要素，

一个褶皱常可分割成以下几个组成要素，图4-4。

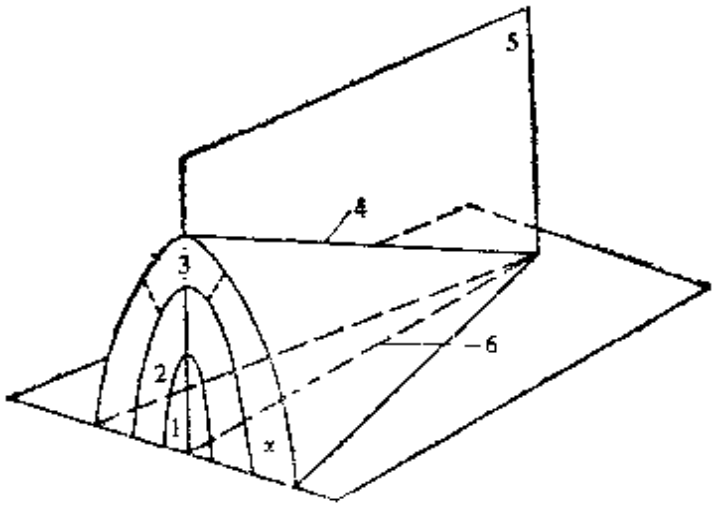


图 4-4 褶皱要素图

1——核部；2——翼部；3——转折端；4——枢纽；5——轴面；6——轴

核部（核）：一个褶皱的核心部分称核部。

翼部（翼）：核的两侧部分称翼。

转折端：褶皱从一翼到另一翼的转折部分。

枢纽点与枢纽：转折端上最大的拐点称枢纽点，同一层面上各枢纽点的连线称枢纽。

轴面与轴：连接相邻各层枢纽所构成的假想面称轴面，轴面与假想水平面的交线称轴（褶皱轴）。通常可以用褶皱轴在空间的延伸方向来代表褶皱在空间的延伸方向。

2.褶皱的基本形式

原具水平产状的岩层，受力后只能形成两种不同形式的褶皱，即背斜和向斜(图4-5)。

背斜：岩层受力后形成核部由老地层、翼部由新地层组成的褶皱称背斜。

向斜：岩层受力后形成核部由新地层、翼部由老地层组成的褶皱称向斜。

原始形成的背斜，在地形上具向上凸起的特征，成为具正地形特征的背斜；原始形成的向斜，在地形上具下凹的特征，成为



图 4-5 背斜和向斜

具负地形特征的向斜。然而经过风化剥蚀作用以后，原具正地形特征的背斜可转变成具负地形特征的背斜；原具负地形特征的向斜可转变成具正地形特征的向斜（图4-6）。

背斜与向斜通常相互连生，一个背斜的翼部也是与其相邻的向斜的翼部。褶皱的一个翼部称单斜。

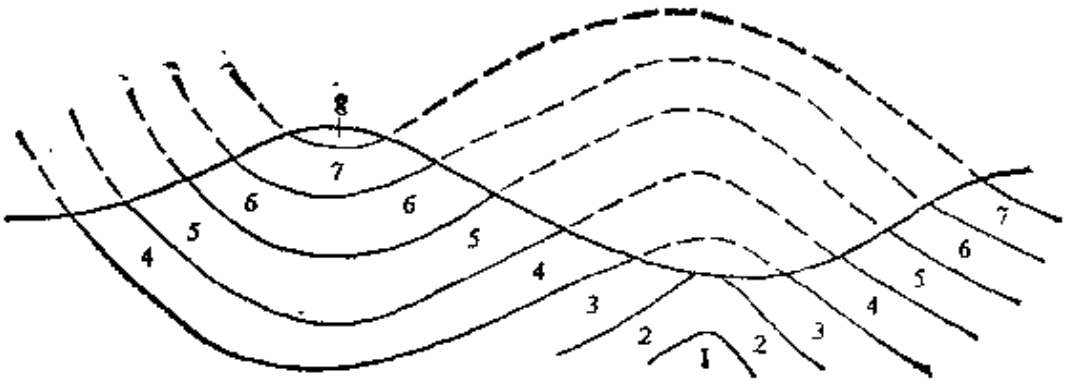


图 4-6 具正地形的向斜与负地形的背斜

1—8——地层由老到新的层序

（图中虚线代表被剥蚀掉的岩层部分）

3.褶皱的形态特征

褶皱是三维空间的几何体，应从不同的角度对褶皱要素加以观察分析，才能对整个褶皱形态取得较全面的认识。通常取三个不同方向的切面观察褶皱。

（1）横切面褶皱形态观察与分类　垂直于褶皱轴的切面称横切面。横切面可展示褶皱轴面、两翼产状，转折端形态、两翼夹角大小等特征。根据这些特征对褶皱形态可作如下分类：

①　根据轴面与两翼产状特征的褶皱形态分类（图4-7）。

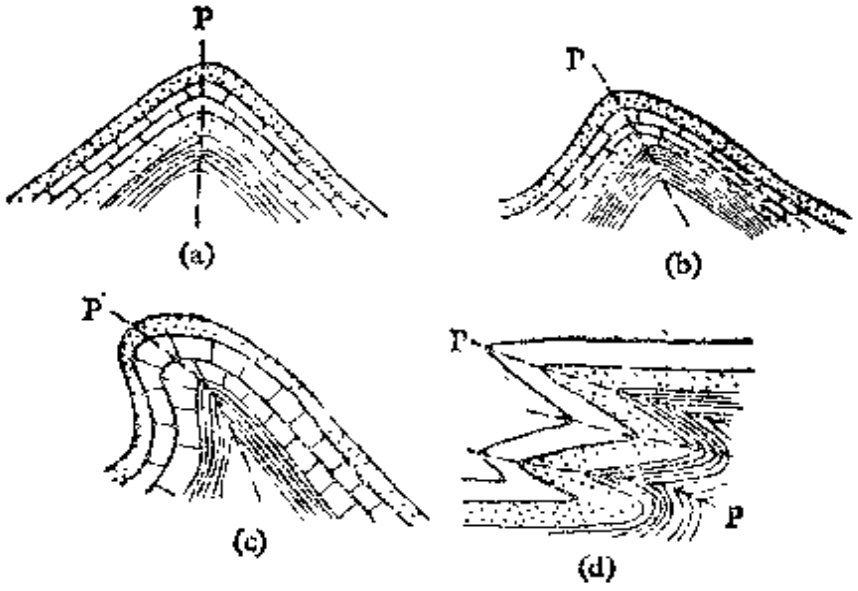


图 4-7　根据轴面与两翼产状的褶皱分类

a.直立褶皱，b.斜歪褶皱，c.倒转褶皱，d.平卧褶皱，P——轴面

直立褶皱：两翼岩层倾向相反、倾角大致相等，轴面直立的褶皱称直立褶皱。

斜歪褶皱：两翼岩层倾向相反，倾角不等，轴面斜歪的褶皱称斜歪褶皱。

倒转褶皱：两翼岩层倾向相同，轴面斜歪的褶皱称倒转褶皱。在这类褶皱中，沿地层倾向方向由下往上地层层序作由老到新排列的一翼称正常翼，地层层序沿岩层倾向方向由下往上作由新到老排列的一翼称倒转翼。一个褶皱只要一翼属倒转翼，该褶皱即为倒转褶皱。倒转翼的地层层序称倒转层序。

平卧褶皱：两翼产状近水平，轴面近水平的褶皱称平卧褶皱。

②　根据两翼夹角大小的形态分类（图4-8）。

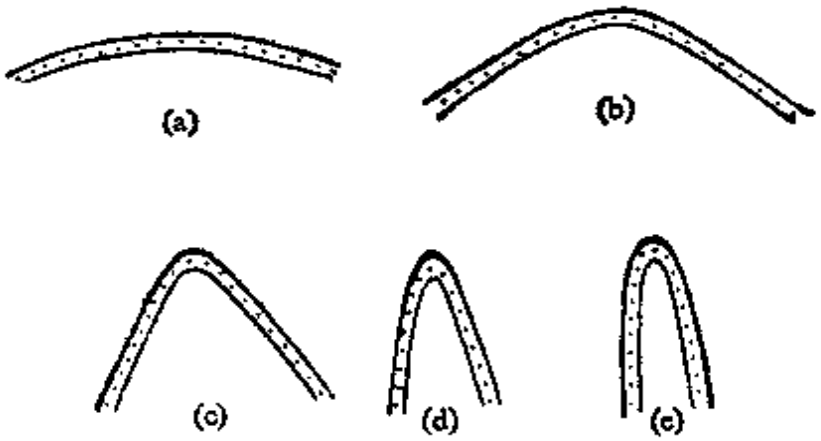


图 4-8　根据两翼夹角大小的褶皱分类

a.平缓褶皱；b.开阔褶皱；c.闭合褶皱；d.紧密褶皱；e.等斜褶皱

平缓褶皱：两翼夹角在180°—120°之间的褶皱称平缓褶皱。

开阔褶皱：两翼夹角在120°—70°之间的褶皱称开阔褶皱。

闭合褶皱：两翼夹角在70°—30°之间的褶皱称闭合褶皱。

紧密褶皱：两翼夹角＜30°的褶皱称紧密褶皱。

等斜褶皱：两翼夹角≈0°的褶皱称等斜褶皱。

③　根据转折端形态的分类（图4-9）。

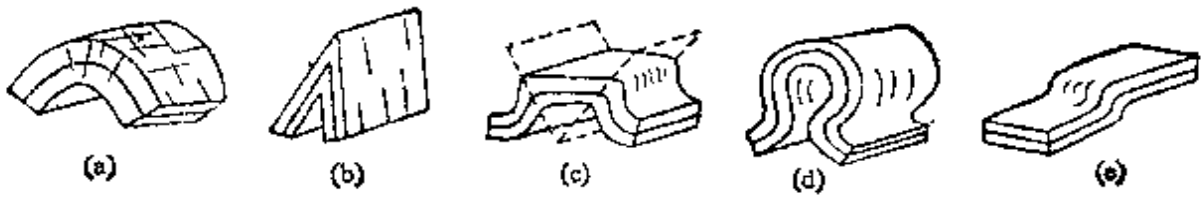


图 4-9　根据转折端形态的褶皱分类

a.圆弧褶皱；b.尖棱褶皱；c.箱形褶皱；d.扇形褶皱；e.挠曲

圆弧褶皱：转折端呈圆弧状态的褶皱；

尖棱褶皱：转折端呈尖棱状态的褶皱；

箱形褶皱：转折端平直两翼陡立的褶皱；

扇形褶皱：形似扇形，两翼均倒转的褶皱；

挠曲：缓倾斜岩层中的一段突然变陡，形成台阶状弯曲的褶皱。

（2）纵切面褶皱形状观察与分类　与褶皱轴向一致的切面称纵切面，纵切面可展示褶皱的枢纽产状特征并据此对褶皱进行分类（图4-10）。

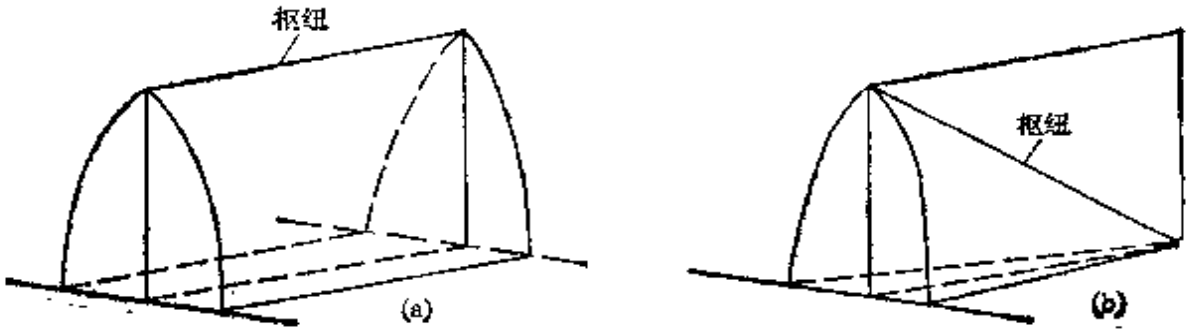


图 4-10　根据枢纽产状的褶皱分类
a.水平褶皱；b.倾伏褶皱

水平褶皱：枢纽成水平状态的褶皱称水平褶皱。

倾伏褶皱：枢纽成倾伏状态的褶皱称倾伏褶皱。

（3）平面褶皱形态观察与分类　褶皱在水平面上投影可显示褶皱轴的延伸方向并可根据褶皱中同一时代地层在平面上出露的纵向长度与横向宽度之比（即长短轴之比）进行褶皱形态分类(图4-11)。

等轴褶皱：长短轴之比近于1:1的褶皱称等轴褶皱。等轴的背斜褶皱又称穹窿；等轴的向斜褶皱又称构造盆地。

短轴褶皱：长短轴之比介于1:1—3:1的褶皱称短轴褶皱。

长轴褶皱：长短轴之比介于3:1—10:1的褶皱称长轴褶皱。

线形褶皱：长短轴之比>10:1的褶皱称线形褶皱。

在研究了一个褶皱的形式与各种形态特征之后，可按下列规则对褶皱进行综合命名：横切面特征-纵切面特征-平面特征-形式。如某褶皱轴面直立、枢纽倾伏、长短轴之比介于3:1—10:1、形式为背斜，则命名其为直立倾伏长轴背斜。

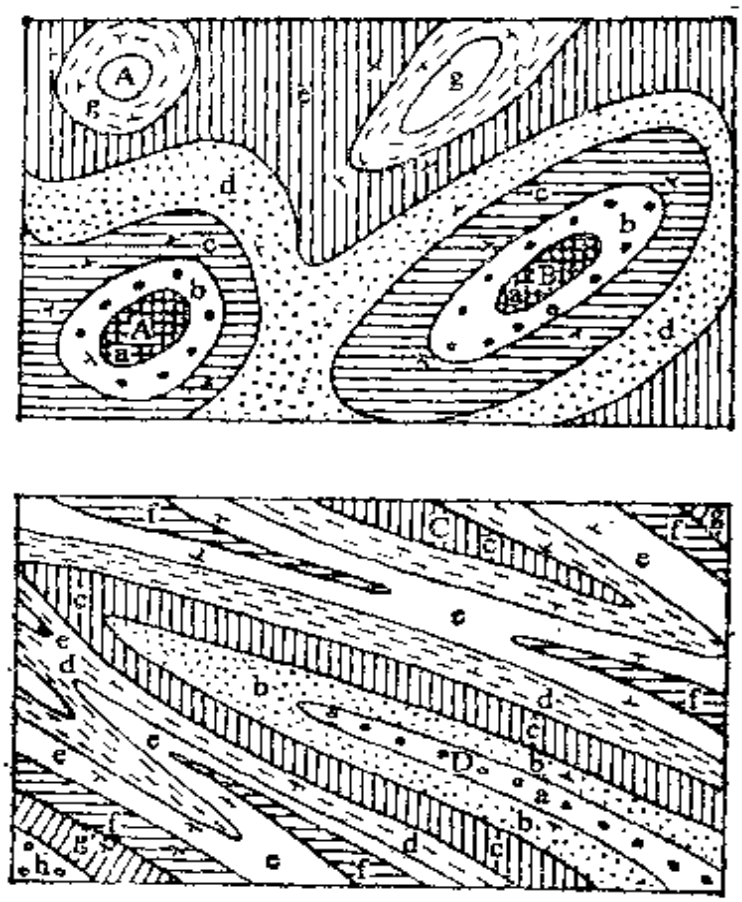


图 4-11　根据长短轴之比的褶皱分类

图中A.等轴褶皱；B.短轴褶皱；C.长轴褶皱；D.线形褶皱；
a—g代表地层由老到新的层序

（4）褶皱的组合形式　若干个在成因上有一定联系的褶皱，可形成一定的组合形式。常见的褶皱组合形式有：

①　雁行式(又称边幕式、斜列式)(图4-12)。由一系列短轴背斜或向斜呈平行斜列如雁行状的组合形式称雁行式。

②　隔槽式（图4-13）。在一系列平行状排列的向斜与背斜中，其中向斜较紧密，背斜呈平缓开阔箱形的组合形式称隔槽式。

③　隔档式（图4-14）。在一系列平行状排列的背斜与向斜中，其中背斜较紧密，而向斜呈开阔箱状的组合形式称隔档式。

④　复背斜与复向斜（图4-15）。

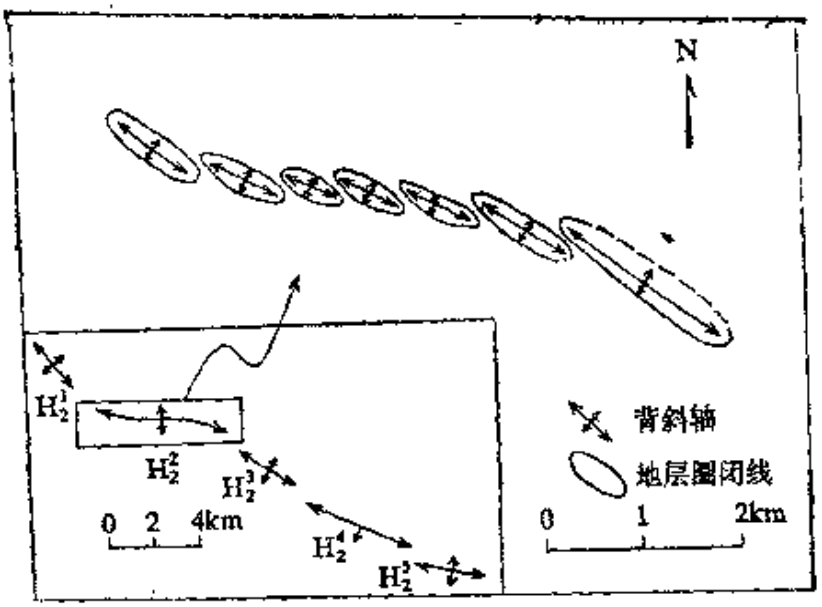


图 4-12 青海柴达木盆带内红三旱地区多级雁行褶皱
（据孙殿卿，1958）

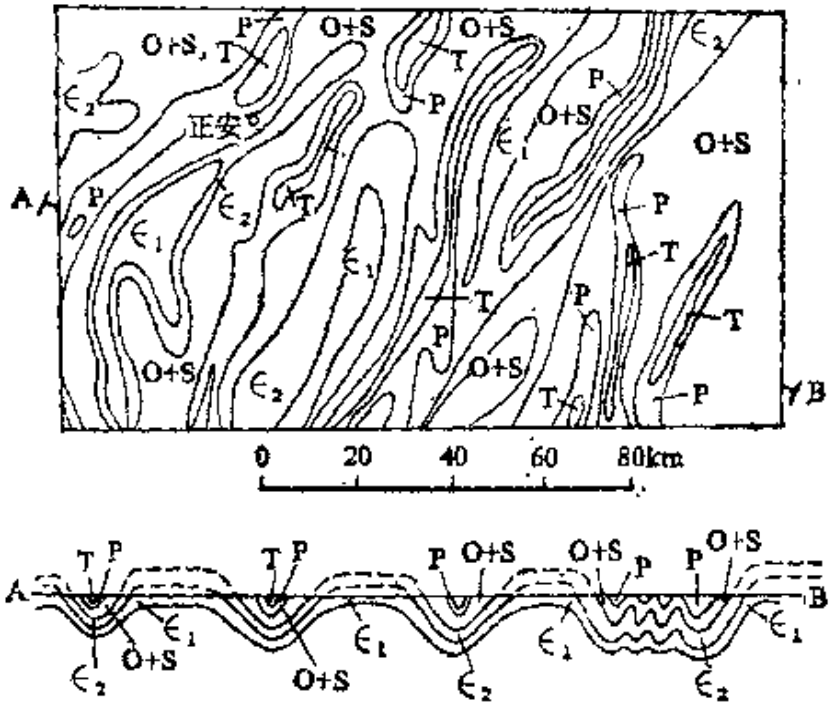


图 4-13 贵州正安及以东地区隔槽式褶皱（据中华人民共和国地质图简化）

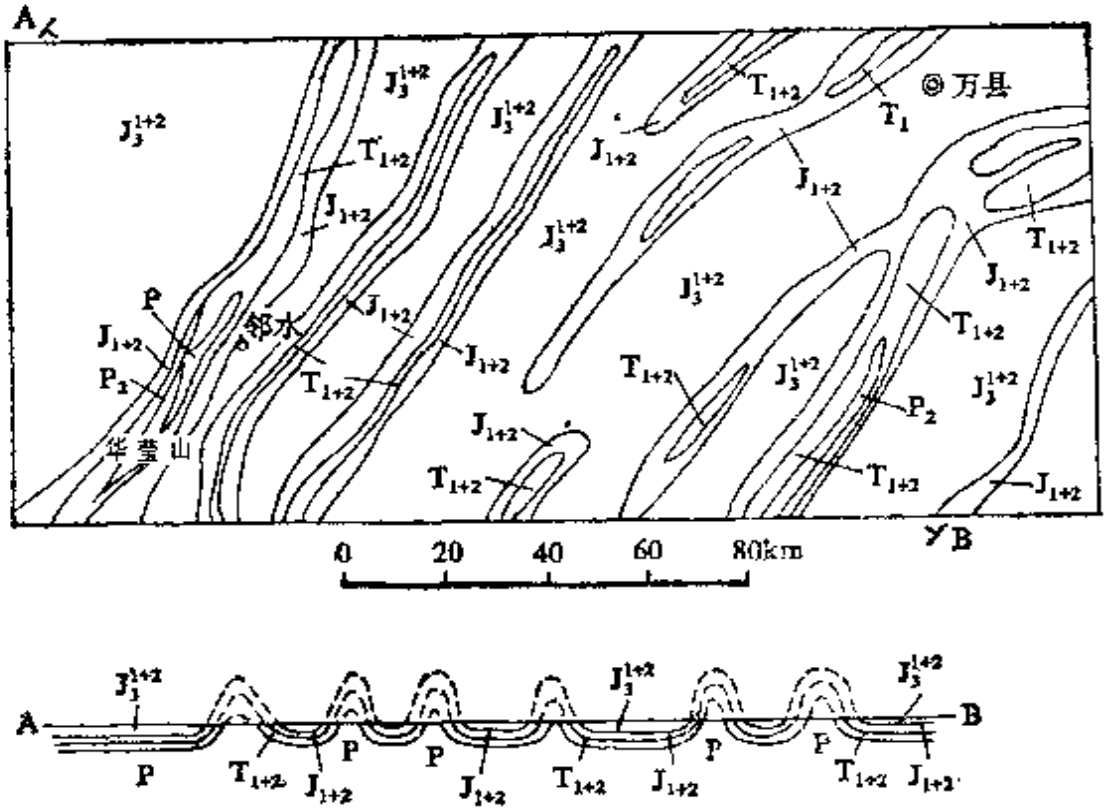


图 4-14 四川盆地东部隔档式褶皱（据中华人民共和国地质图简化）

复背斜：当一个背斜的翼部被次级褶皱复杂化形成一系列次级的背斜与向斜时，该褶皱称为复背斜。

复向斜：当一个向斜的翼部被次级褶皱复杂化形成一系列次级的背斜与向斜时，该褶皱称为复向斜。

4.褶皱形成时代的确定

褶皱形成时代可根据不整合面上下的地层时代确定：褶皱总是发生在不整合面以下，参与褶皱的最新地层形成以后（下限时间），又在不整合面以上叠覆于褶皱之上的最老地层形成以前（上限时间）。图4-16,图中由∈-S地层组成的褶皱形成于志留纪以后，石炭纪以前，由C—P地层组成的褶皱形成于二叠纪以后，侏罗纪以前。显然，利用这种方法确定褶皱形成年代时，不整合上下地层时代愈接近，所确定的褶皱形成年代愈准确。

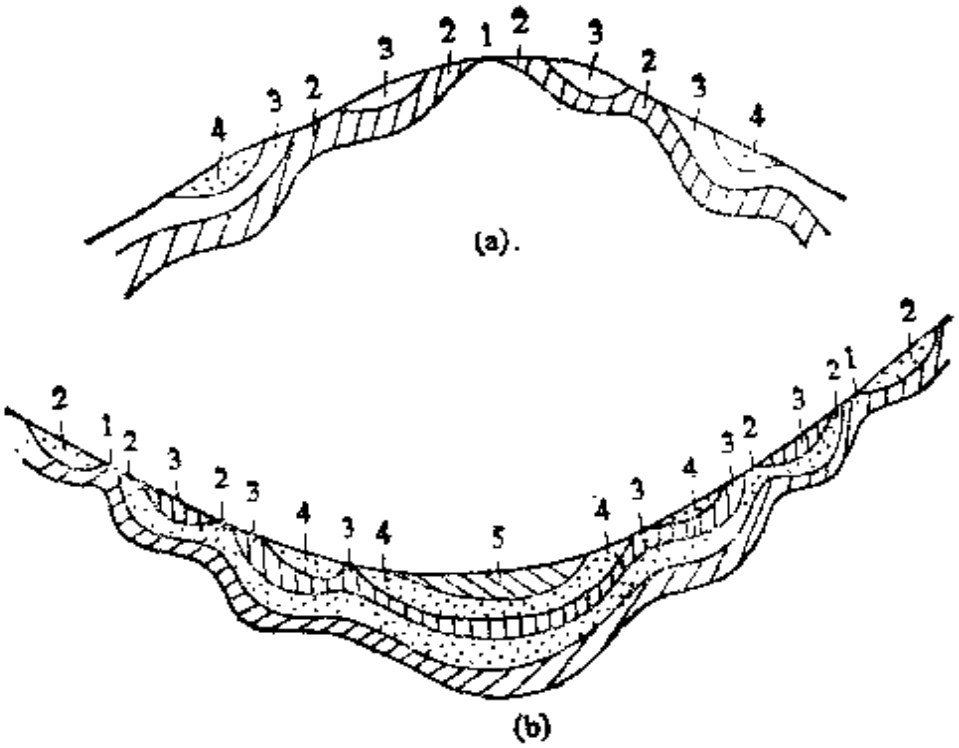


图 4-15　复背斜a，复向斜b
1—5——地层由老到新的层序

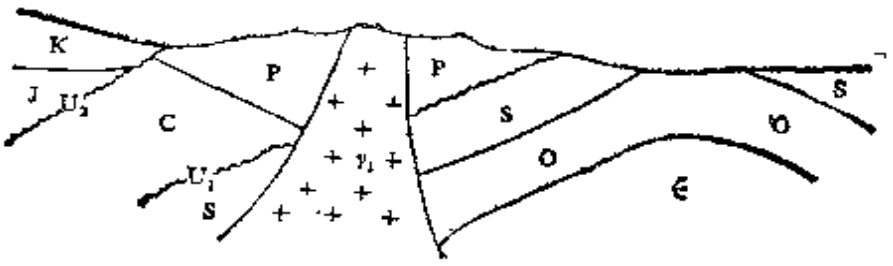


图 4-16　褶皱形成时代的确定
∈—K——地层代号；γ——花岗岩；U——不整合面

此外，也可以通过对与褶皱同时形成的某些变质矿物的同位素年龄测定、或通过侵入于褶皱中的火成岩的同位素年龄测定，求得褶皱形成的相对年代或绝对年龄。

三、断层（断裂）构造

1.断层要素

原始连续完整的岩层，在构造运动过程中受力作用发生了破

裂，并沿破裂面两侧岩块发生相对位移而形成的构造称断裂构造，简称断层或断裂。断层的各组成部分称断层要素，断层由以下几个要素组成（图4-17）。

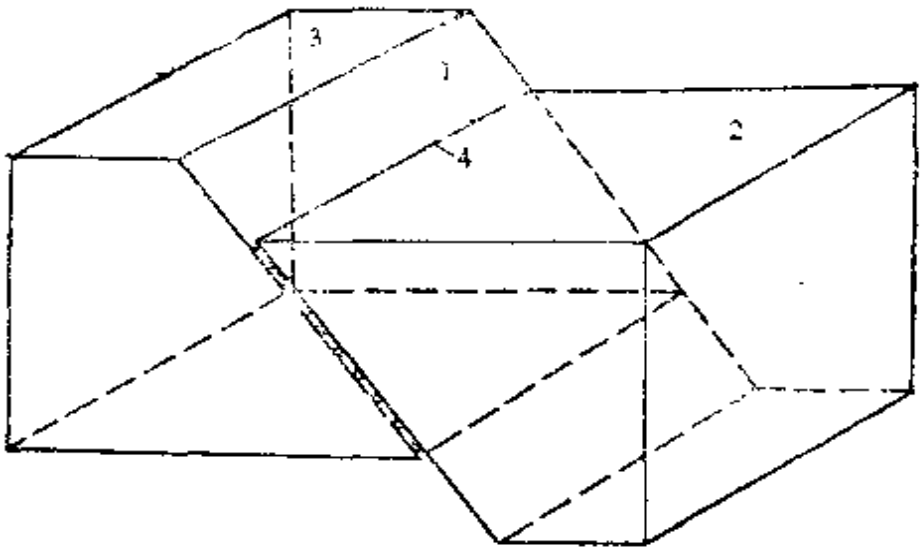


图 4-17　断层要素

1——断层面；2——断盘（上盘）；3——断盘（下盘）；4——断层线

断层面：岩层的破裂面，沿此面两侧岩块发生运动。断层面在空间产出的状态称断层面产状，其测量方法与岩层产状测量方法相同。大量实际材料表明，断层面往往不是一个简单的平面，不论沿走向或沿倾向其产状均会发生变化、而且它还常常可以是被很多破碎岩块充填后具有一定宽度的带（破碎带）或由若干条断层共同组成的一个带（断层带）。

断盘：位于断层面两侧的岩块称断盘。当断层面倾斜时，位于断层面以上的断盘称上盘，位于断层面以下的断盘称下盘；当断层面直立时，位于断层面两侧的断盘，可以断盘所处相对方位命名，如南东盘、北西盘等。

断层线：断层面与地面的交线，也就是断层面在地面的露头线。

2.断层的位移

断层两盘相对运动的距离称位移，对断层的位移量可按滑距与断距两种不同的方法测量，图4-18。

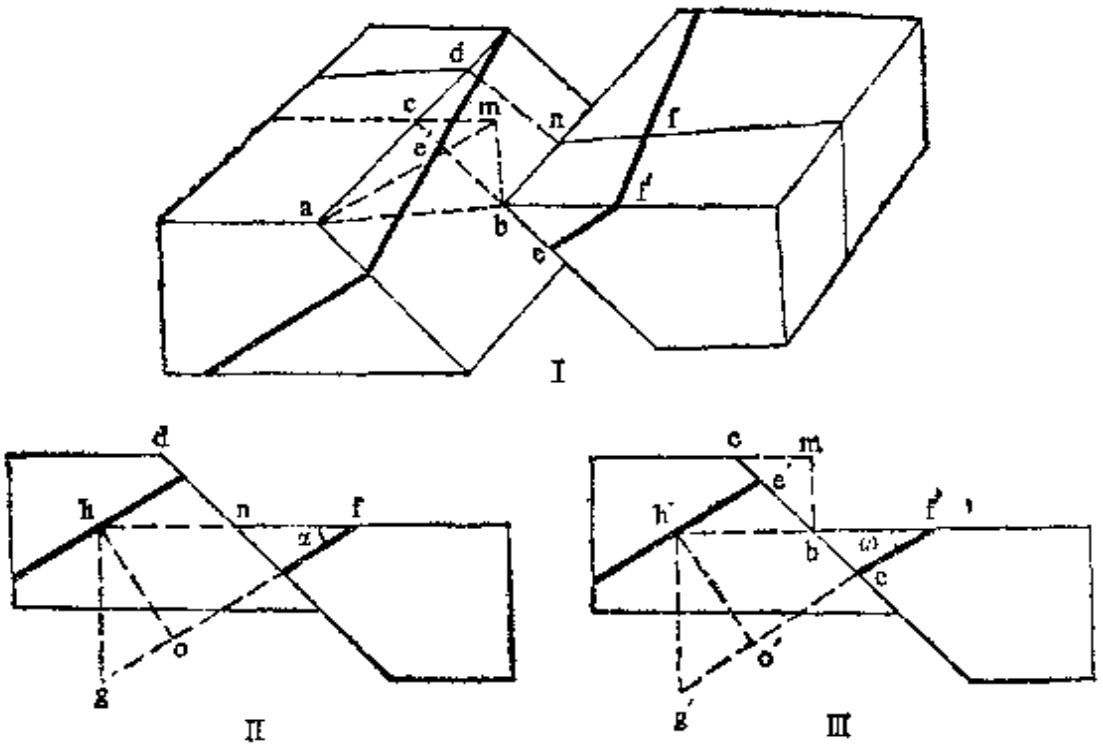


图 4-18　断层滑距和断距

Ⅰ.断层位移立体图；Ⅱ.垂直于被错断地层走向的剖面图；Ⅲ.垂直于断层走向的剖面图

ab——总滑距；ac——走向滑距；cb——倾斜滑距；am——水平滑距；ho——地层断距；h′o′——视地层断距；hg＝h′g′——铅直地层断距；hf——水平断距；h′f′——视水平断距；α——岩层倾角；ω——岩层视倾角

（1）滑距　滑距是指断层发生前的某一点，经断层后分成两个对应点之间的实际移动距离。

图4-18-Ⅰ中，a，b是两个对应点。ab称总滑距；ac是总滑距在断层走向方向上的分量，称走向滑距；bc是总滑距在断层倾斜方向上的分量称倾斜滑距；am是总滑距在水平面上的投影长度，称水平滑距。

（2）断距　断距是指被断层错断的岩层在断层两盘上对应层之间的相对位移距离。在不同的剖面上，所测得的相同对应层的断距值不同。

①　在垂直于被错断岩层走向的切面上，图4-18-Ⅱ中，ho是断层两盘上对应层之间的垂直距离，称地层断距；hg是断层两盘上对应层之间的铅直距离，称铅直地层断距；hf是断层两盘对应层之间的水平距离称水平断距。以上三种断距构成△hof，图中α为岩层倾角，如已知岩层倾角和上述三种断距中的任何一种，即可求出其它两种断距。

②　在垂直于断层走向的切面上，图4-18-Ⅲ中，h′o′，h′g′，h′f′是相当于垂直岩层走向剖面上的各种断距，但当岩层与断层走向不一致时，除hg＝h′g′外，ho≤h′o′，hf＜h′f′。h′o′称为视地层断距，h′f′称为视水平断距，ω为假倾角。

3.断层的分类

断层可按不同的标准加以分类，常用的分类方法与所分断层类别如下：

（1）根据断层走向与被切岩层走向的相互关系，可将断层分成如下类型（图4-19）：

走向断层：断层走向与地层走向基本一致的断层称走向断层。

倾向断层：断层走向与地层走向基本垂直的断层称倾向断层。

斜切断层：断层走向与地层走向斜交的断层称斜切断层。

顺层断层：断层与层面平行或一致的断层称顺层断层。

（2）根据断层两盘相对运动状况不同可将断层分成如下类型（图4-20）。

升降断层：断层面直立时，两盘作相对升降运动的称升降断层。相对上升的断盘称上升盘，相对下降的断盘称下降盘。

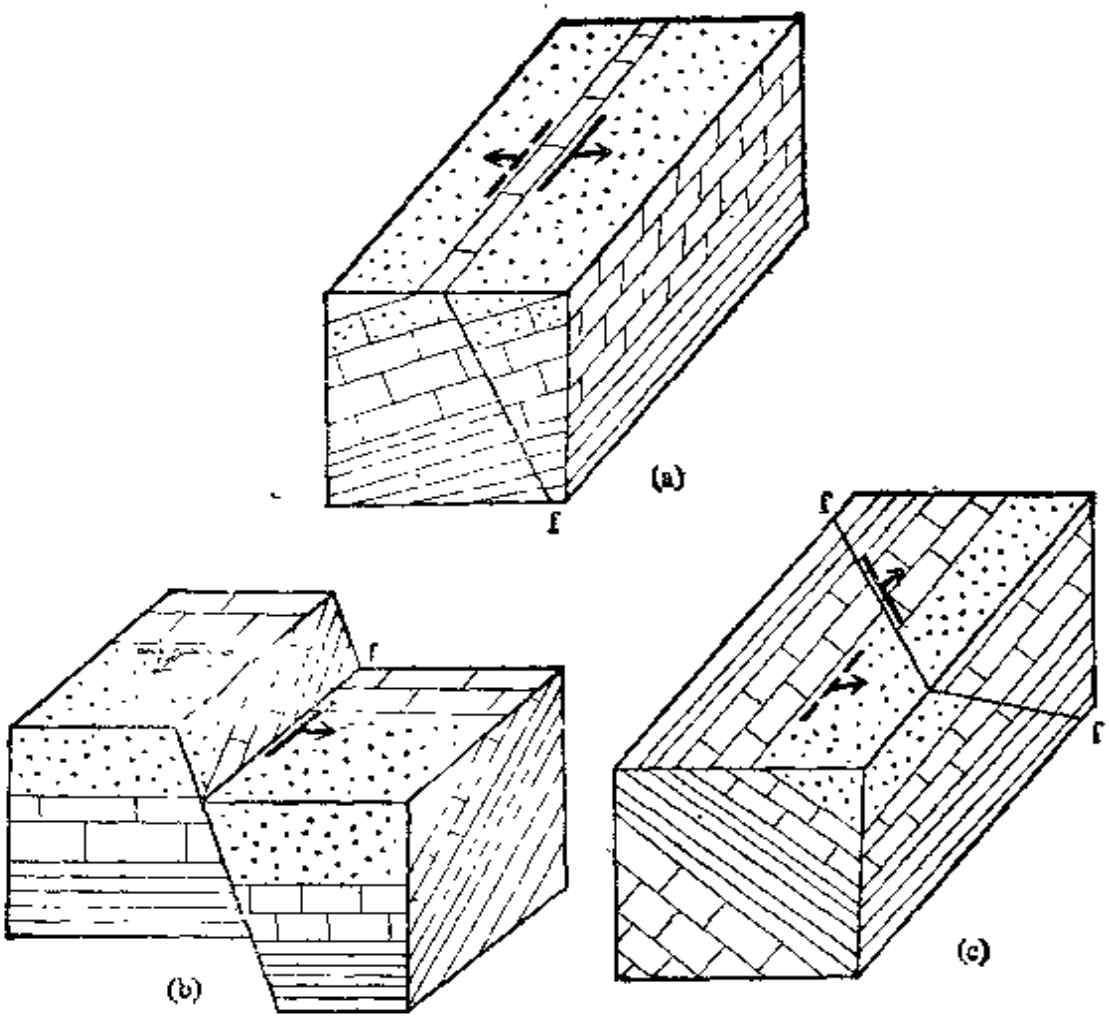


图 4-19　根据断层走向与地层走向相互关系的断层分类
a.走向断层；b.倾向断层；c.斜切断层

正断层：断层面倾斜时，上盘作相对下滑，下盘作相对上滑的断层称正断层。正断层一般倾角较陡，均在45°以上，尤以60°—70°者居多。断层带内岩石破碎相对不太强烈，破碎岩块多带棱角，重新胶结后称断层角砾岩，糜棱岩不发育，正断层常是张力作用的产物。

逆断层：断层面倾斜时，上盘作相对上滑，下盘作相对下滑的断层称逆断层。逆断层常显示强烈的破碎现象，形成断层角砾岩，但砾石棱角有时可被磨去，糜棱岩较发育。有时还形成复杂的柔褶现象。逆断层根据断层面倾角大小可进一步分成：高角度

逆冲断层，其倾角>45°；低角度逆断层、倾角介于45°—25°；逆掩断层，其倾角<25°。巨型逆掩断层造成的构造称为推复构造，断层的上盘称为推复体，图4-21。

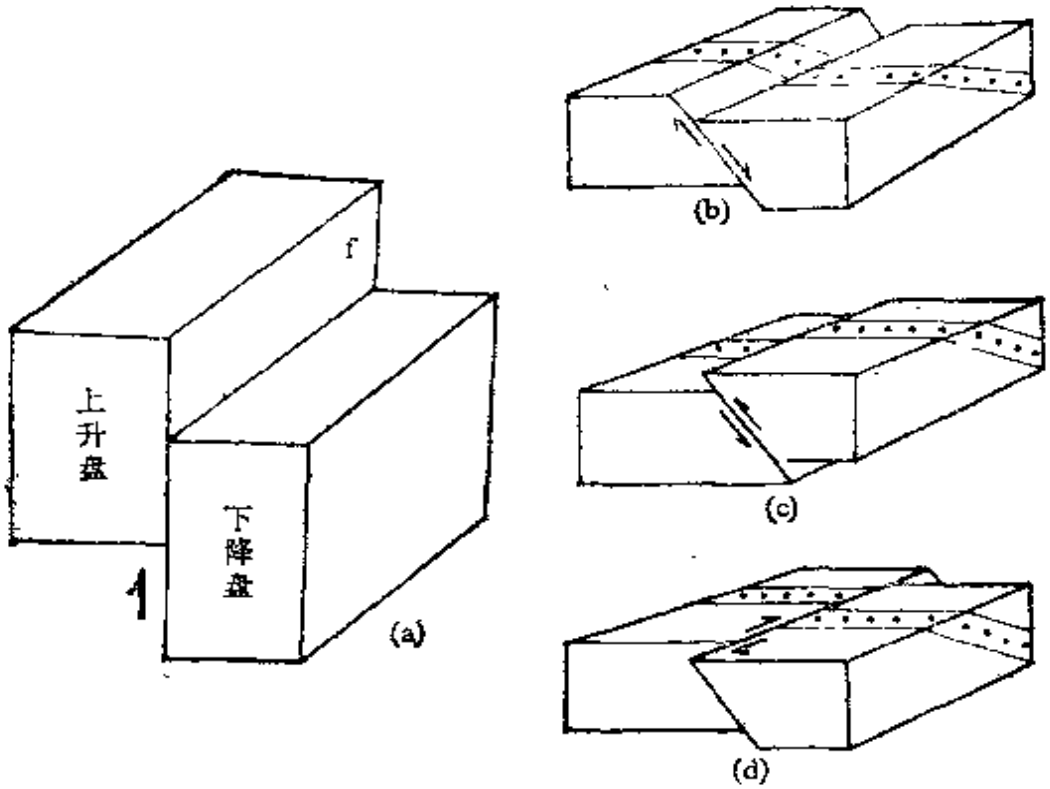


图 4-20 根据断盘相对运动状况的断层分类

a.升降断层；b.正断层；c.逆断层；d.平移断层

平移断层：断盘只沿断层面走向作相对水平滑动的断层称平移断层。其中两盘作逆时针运动的称左行平移断层；两盘作顺时针运动的称右行平移断层。平移断层是地壳块体受剪切应力作用的产物。

（3）根据断层切割深度不同，可将断层分成如下类别（图4-22）。

超岩石圈断裂：切穿岩石圈，深入软流圈中，最大深度可达720km。

岩石圈断裂：切穿岩石圈，达到软流圈的断裂称岩石圈断裂。

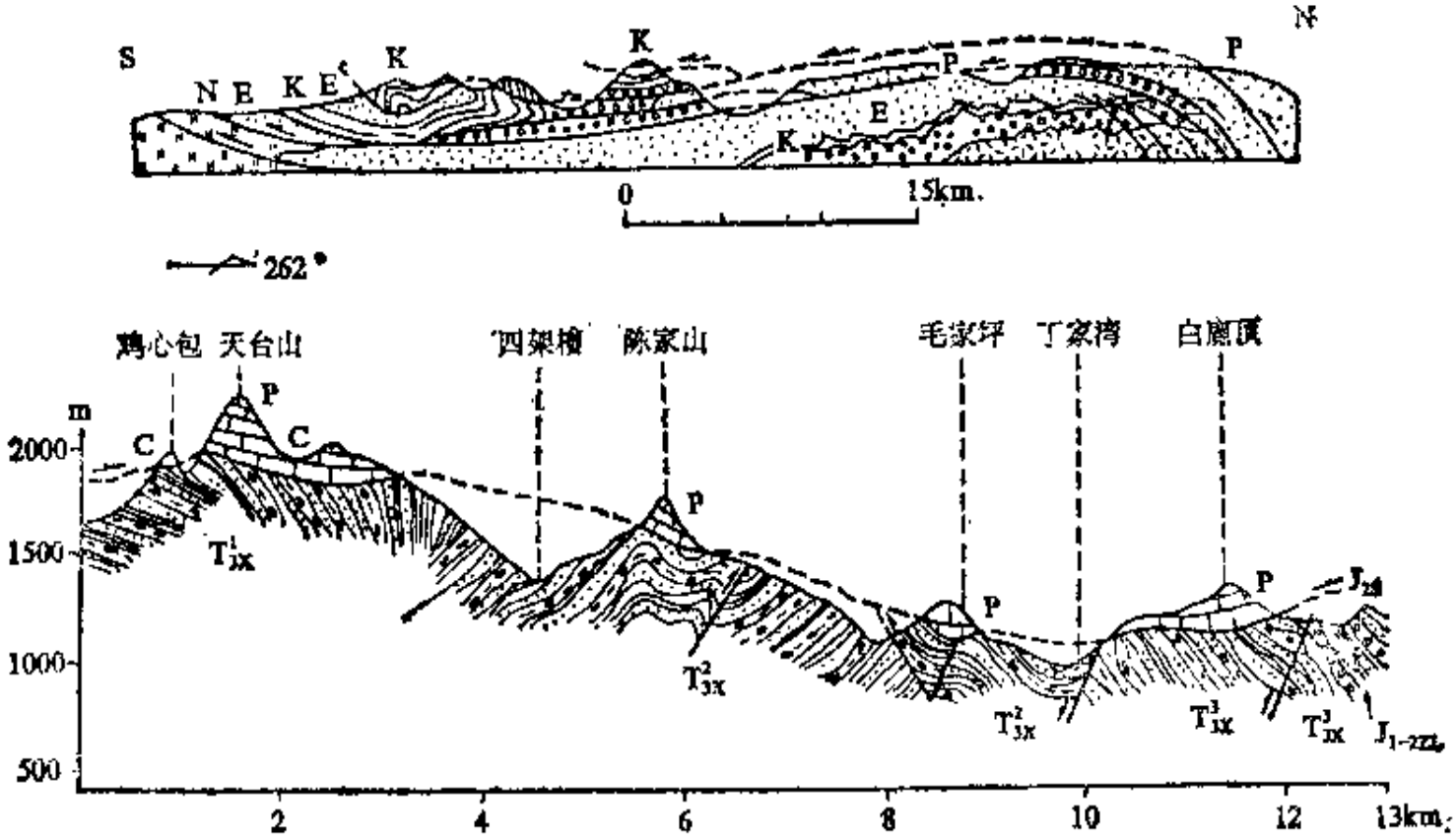


图 4-21 推复构造

上图——阿尔卑斯格拉鲁斯推复构造(据J.Oberholzer)

下图——四川彭县推复构造(据四川区测二队)

注意石炭系和二叠系推复于三叠系和侏罗系之上

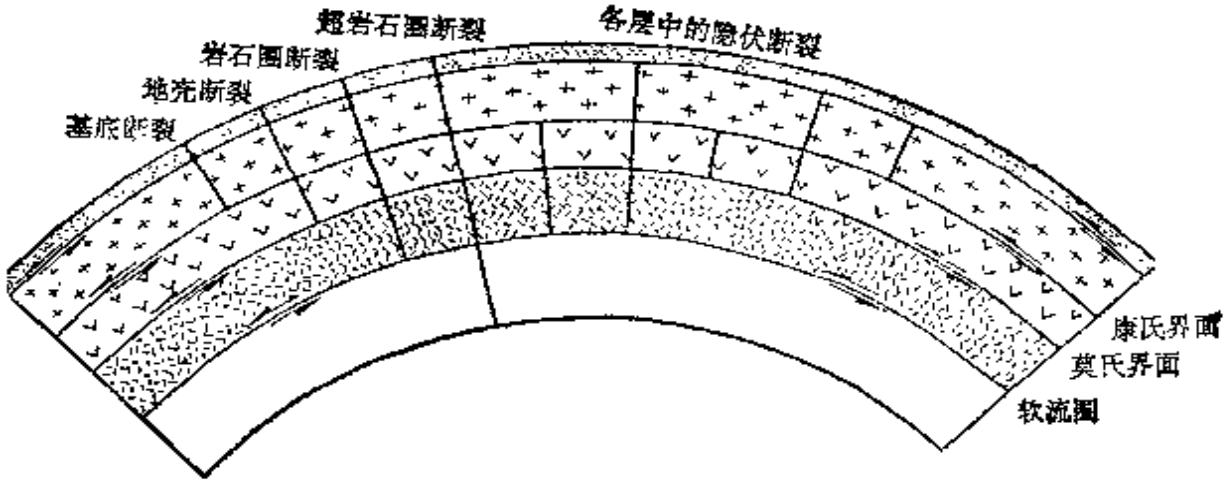


图 4-22 深断裂分类示意图（据张文佑修改，1978）

硅镁层断裂：切穿硅镁层，达到莫霍面的断裂称硅镁层断裂。

硅铝层断裂：切穿硅铝层，达到康氏面的断裂。

上述这些断层一般深度较大，延伸较远，发育时间很长，并且与深部和表层物质的运动关系密切，在构造研究中具有重要意义，常称它们为深大断裂。

（4）根据断层组合关系，可将断层分成如下类型（图4-23）。

阶梯状断层：若干条大致平行的正断层沿同一方向呈阶梯状下滑而形成的断层组合。

地堑与地垒：两条走向基本一致，倾向相向的正断层共同组成的构造称地堑。夹于两条正断层之间是一个共同的下降盘；两条走向基本一致、倾向相背的正断层共同组成的构造称地垒。夹于两个正断层之间的是一个共同的上升盘。

叠瓦状构造：一系列产状相近的逆掩断层的上盘依次向上运动，互相叠加而形成的构造称叠瓦状构造。

正断层及其组合形式表现为地壳被拉断，距离拉长；逆断层及其组合形式表现为地壳的重叠，水平距离缩短。

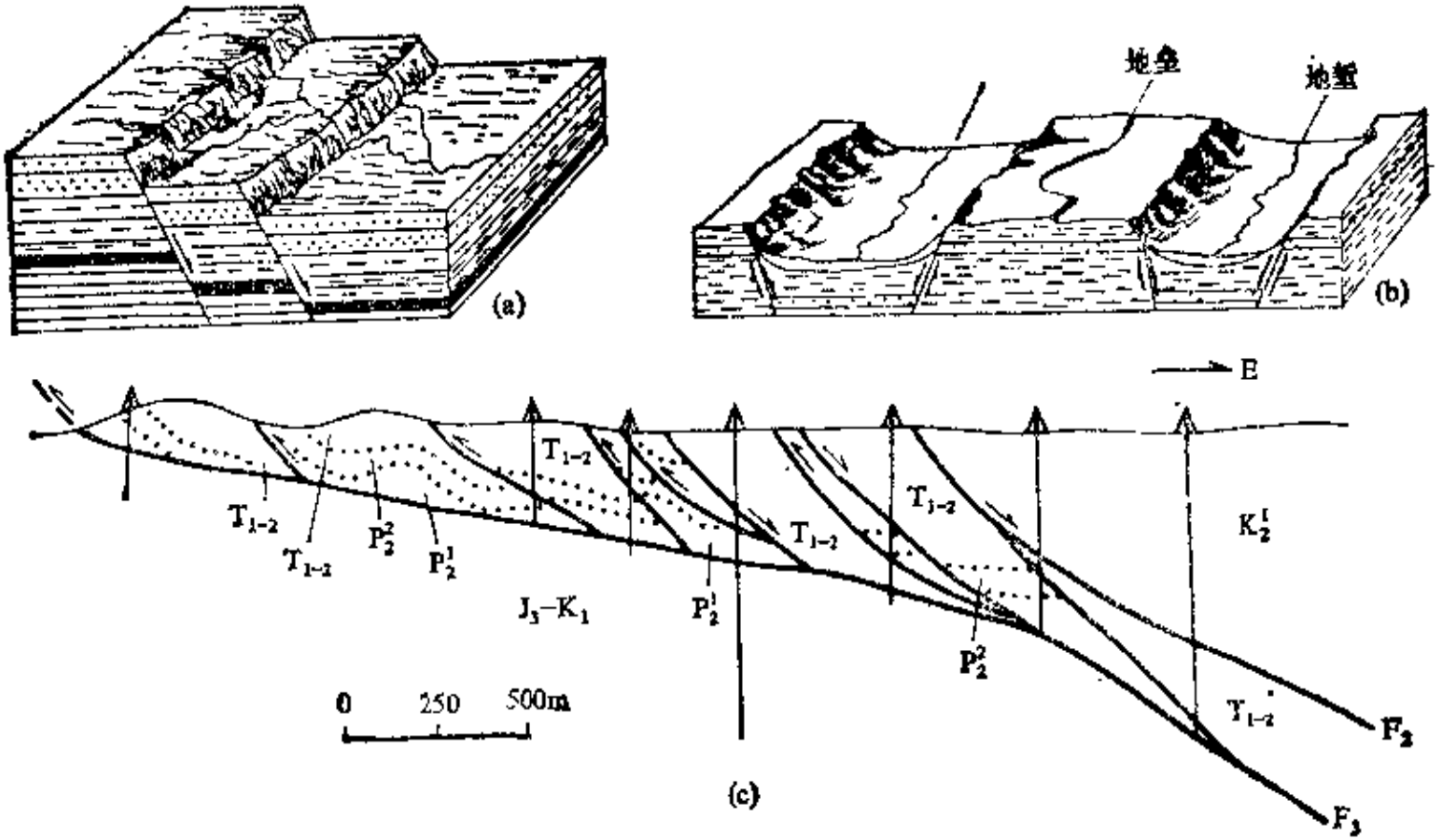


图 4-23 根据组合关系的断层分类

a.阶梯状断层；b.地堑与地垒；c.叠瓦状断层

4.断层的观察与研究

（1）断层的识别　发生过断层的地方常会在地貌上、岩石上、地层上以及构造上留下一定的痕迹，这些痕迹则成了今天识别断层的标志。

①　地貌标志

常见由断层造成的地貌标志有断层崖与断层三角面：由断层造成的陡崖称断层崖。断层崖常为断层的上升盘，如昆明西山龙门。

当断层崖受到与崖面垂直方向的水流侵蚀切割后，被分割成沿断层面走向分布的一系列三角形崖面，称断层三角面，图4-24。

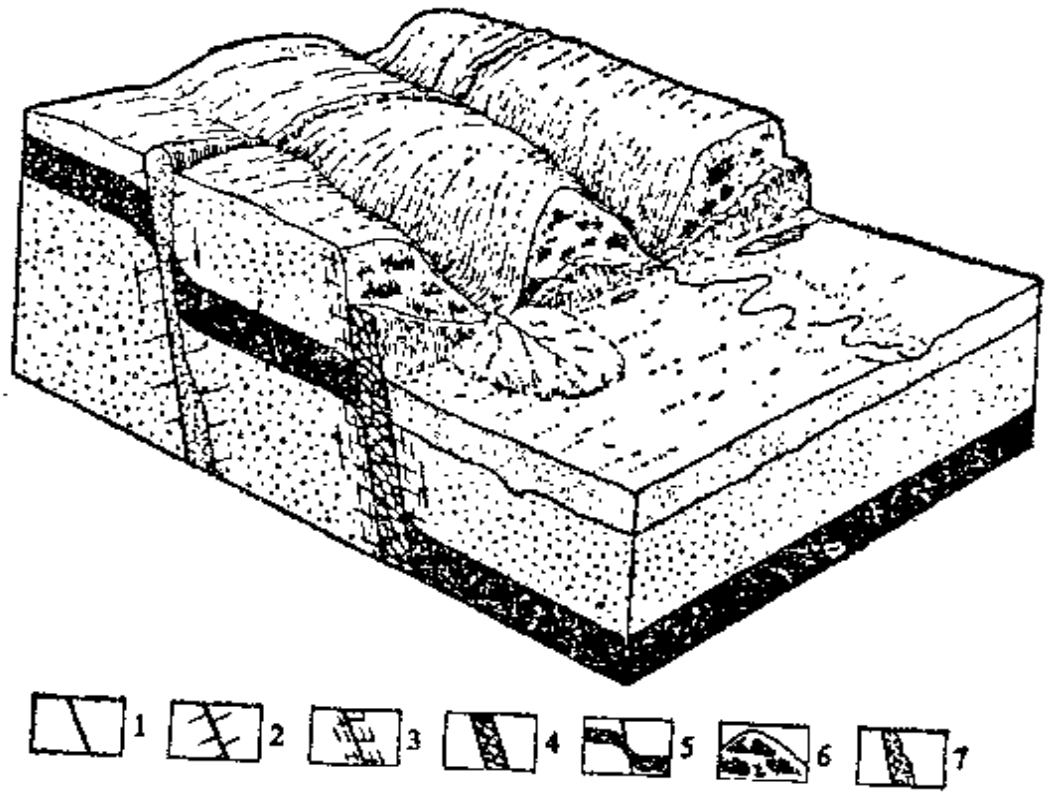


图 4-24　断层识别的标志

1——断层；2——断层附近的张节理；3——断层附近的剪切理；4——断层角砾岩；5——断层附近的牵引现象；6——断层三角面及断层擦痕；7——岩墙

错断山脊：受断层影响在延伸方向上发生错位的山脊，图4-25。



图 4-25　错断山脊

串珠状分布的湖泊、洼地：如东非裂谷。

带状分布的泉水出露点：安徽巢县汗汤有很多傍温泉而建的疗养院，而这些温泉均沿断层出露。

线状分布的火山锥：如黑龙江省德都县五大连池地区沿北东向断层分布的火山群。

水系分布特征：断层错断了河谷，引起河水流向的急剧变化（图4-26）。一系列河流在经过鲜水河断层时都发生了同步变化，与鲜水河断层的左行平移性质相对应。

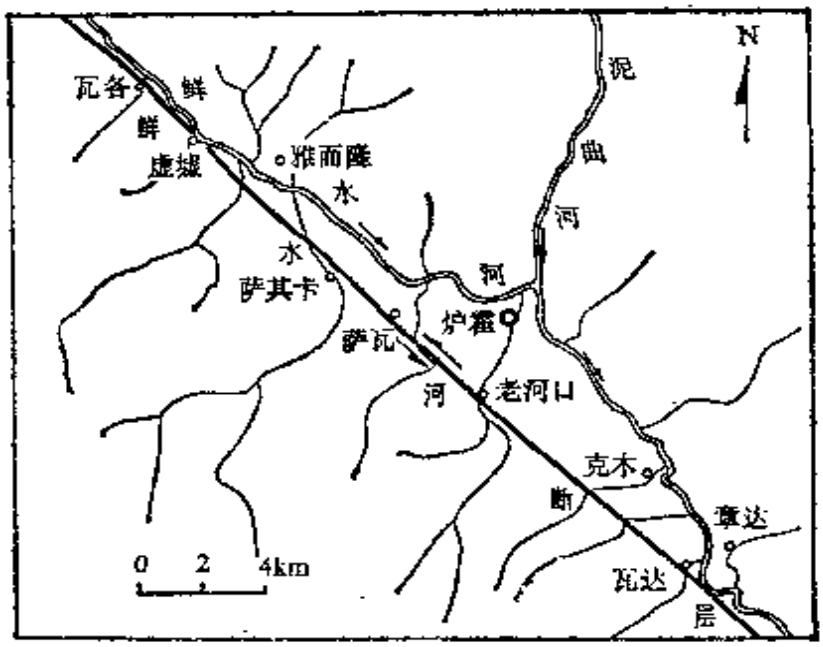


图 4-26　鲜水河活动断层和水系分布图（据国家地震局西南烈度队，1977）

② 岩石标志

断层角砾岩与糜棱岩的存在也是识别断层的重要标志。断层角砾岩与糜棱岩的展布常与地层走向斜交而与断层走向一致。其物质组成常决定于断层经过地带的原岩成分，图4-27。

③ 构造标志

构造强化现象：在断层附近常常出现岩层产状多变、急变，小褶皱增多，岩石挤压、破碎等构造强化现象。

牵引现象：断层活动的拖曳作用使两盘岩层形成弧形弯曲的现象，图4-28。



图 4-27 断层角砾岩



图 4-28 断层带中的牵引褶皱及其指示的两盘滑动方向

擦痕：断层两盘相对活动时在断层面上所造成的相互摩擦的痕迹，图4-29。

地质界线中断现象，各种地质界线（地层分层线、断层线、褶皱轴线、岩体与围岩接触线等）在平面或剖面上突然错开或中断的现象。

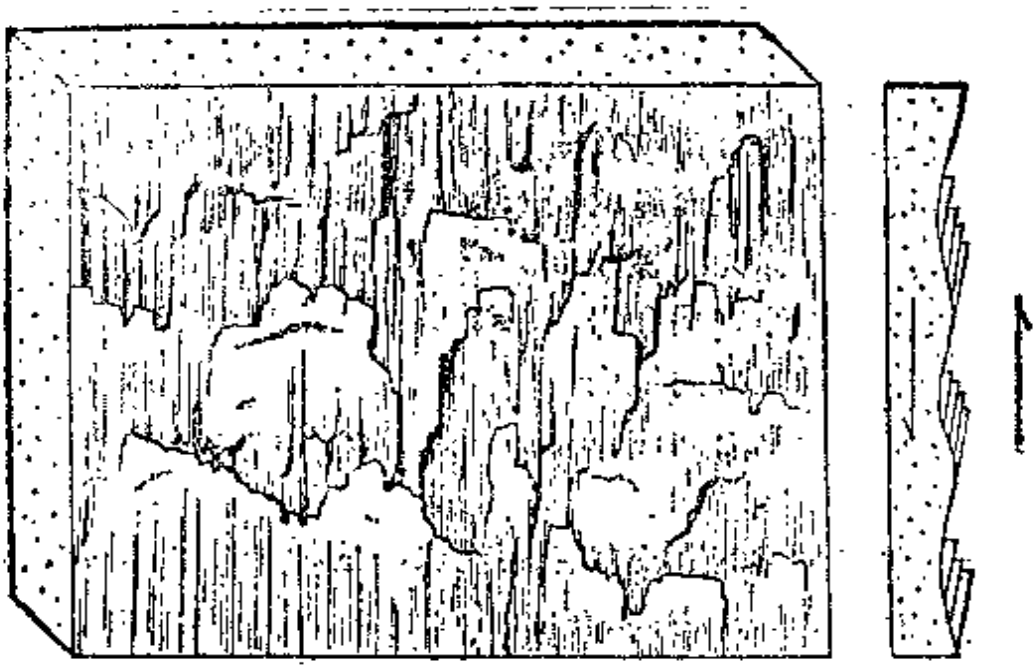


图 4-29　北京西山奥陶系石灰岩断层面上的擦痕和阶步
（李尔旭摄，杨光荣素描）
擦痕和阶步由方解石纤维状晶体构成，陡坎面向对盘滑动方向

褶皱核部的宽窄变化：褶皱被横向断层切割，再经风化剥蚀作用后，其褶皱核部的宽度在两个断盘上将出现宽窄不同的变化。一般地说，如原褶皱为背斜，则上升盘的核部将变宽，下降盘的核部将变窄；向斜反之，图4-30。

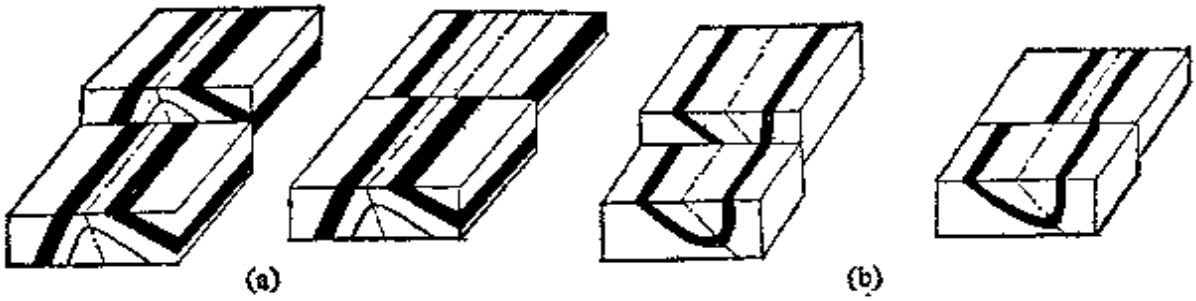


图 4-30　横断层上升盘中背斜核部变宽，向斜核部变窄
a.背斜核部在上升盘变宽；b.向斜核部在下降盘变宽
右图为左图上升盘被夷平后的情况

④ 地层标志

走向断层可以造成地层层序在地表的重复出现或缺失现象。顺着倾向方向具有相同层序的地层依次重复出现的现象称地层重复；顺着倾向方向地层层序中原有的地层因断层作用而缺失（或断失）的现象称地层缺失。根据断层性质、断层产状与地层产状之间的相关关系，可以形成六种不同的地层重复与缺失图象。这六种图象分别被列入表4-2中和图4-31中。

表 4-2 走向断层造成的地层重复与缺失

断层性质	断层倾向与地层倾向的关系		
	二者倾向相反	二者倾向相同	
		断层倾角＞岩层倾角	断层倾角＜岩层倾角
正断层	重复 A	缺失B	重复C
逆断层	缺失 D	重复E	缺失F
断层两盘相对运动方向	下降盘出现新地层	下降盘出现新地层	上升盘出现新地层

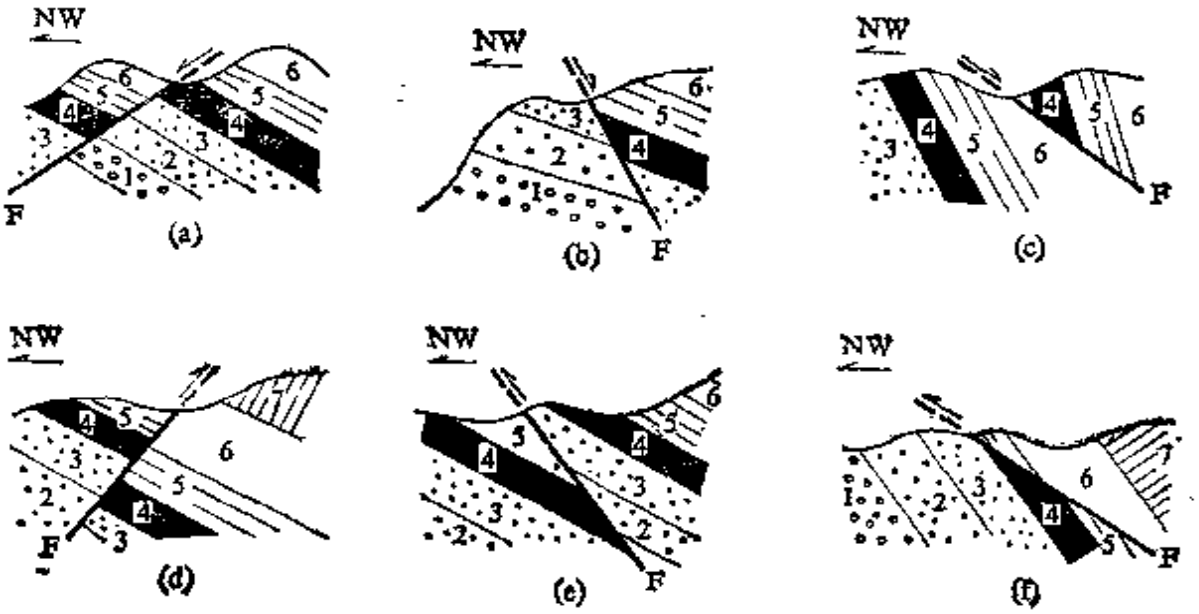


图 4-31 走向断层造成地层重复、缺失示意图

F——为断层；1—7——地层由老到新顺序

（2）断层形成时代的确定　确定断层形成时代的基本原理和方法与确定褶皱形成年代的原理与方法大致相同。断层总是形成于被其切割的一套地层中最新地层形成以后（下限时间），叠覆于该断层之上的最老地层形成之前（上限时间）。切割岩体的断层，形成时代晚于岩体；沿断裂活动的岩浆，说明断裂的形成早于岩体。测定与断层活动伴生的某些矿物的同位素年龄，可求得断层活动的绝对年龄。

第五章　大地构造学基础

地质学中以岩石圈为研究对象，研究岩石圈的物质组成、结构构造和运动动力，并进一步探讨岩石圈演化规律及其原因的分支学科称大地构造学。过去由于探测手段的限制，大地构造学的研究曾只限于大陆地壳的表层部分。近二、三十年来，随着海洋地质、地球物理、地球化学、同位素地质、实验地质和深部地质等地球科学的发展，数、理、化等基础科学与地质学的结合，各种新技术、新方法的广泛使用，以及各分支学科之间的相互渗透与结合，使大地构造学能够把大陆构造和海洋构造、区域构造和全球构造、浅部构造和深部构造、显微构造和宏观构造以及地球构造和行星构造等有机地结合起来，从而为更好地解决重大的全球构造问题创造了条件。

在大地构造学的研究中，至今仍存在着很多持不同观点的学派，如在我国就有槽台学说、断块学说、地洼学说、波浪镶嵌学说、地质力学、板块学说等多种学说。基于槽台学说近百年来，直到现在仍然是解释地壳构造发展的主要大地构造学派之一；又基于板块构造学说所引起的地球科学的重大革命及其在推动地球科学发展方面所起的巨大作用。故本章仅对这两种大地构造学说作一概略介绍。

第一节　地壳和上地幔构造

尽管目前在大地构造学的研究领域内仍然处于学派林立、莫衷一是的局面，但是愈来愈多的人都已逐渐认识到：地壳的各部

分所以会具有不同的活动性、地壳和岩石圈的构造及其演化规律等都与地壳、上地幔顶部固态层、软流圈的物质状态、运动状态、演化规律有关，是由这些部分各自的不均一性所造成的。

一、地壳的不均一性

地壳的不均一性已在第一章中有所介绍。在国外研究中还发现有以下一些特殊情况：在意大利的伊夫雷亚带发现有$V_P=7.4km/s$的物质盖在$V_P=5km/s$的低速层上的现象，这一现象被解释为是地幔盖层冲到地壳上造成的结果；在美国的阿巴拉契亚山下25km处，发现有一巨大的逆掩断层面。花岗质的前寒武系结晶岩被推覆到了较新地层之上，从而造成了地壳的增厚等。

在我国华北平原地区，上、下地壳之间(深度20km左右)有一层$V_P=5.4km/s$的低速层，据分析此层可能部分处于熔蚀状态或易于蠕变，不能积累应力，故而成为华北地区地震震源深度的下限。我国青藏高原地壳厚度大于70km，约为正常地壳的两倍，过去认为如此巨厚的地壳是由两层大陆型地壳叠加而造成的，近来的研究结果又认为是由40km左右的上地壳层和20km左右的下地壳层叠加而成的等等。

二、莫霍面的性质与起伏

长期以来，人们认为莫霍面只是一个明显的波速不连续面。地壳底部和地幔顶部之间由于物质密度不同引起速度的跳跃可达1—1.5km/s。近年来发现，有些地区的莫霍面也是由一组高速和低速的薄层所组成的，每个薄层的厚度约100—200米，而整个莫霍面(层)的厚度可达数公里。此外，地震波在莫霍面(层)内的传播速度变化也有多种不同的类型(图5-1)。

莫霍面的起伏既反映了地壳厚度的变化，也是地幔顶面构造的表象，是地壳和地幔物质相互运动的一种表现。不同类型的构造区莫霍面深度与起伏特征也不相同。

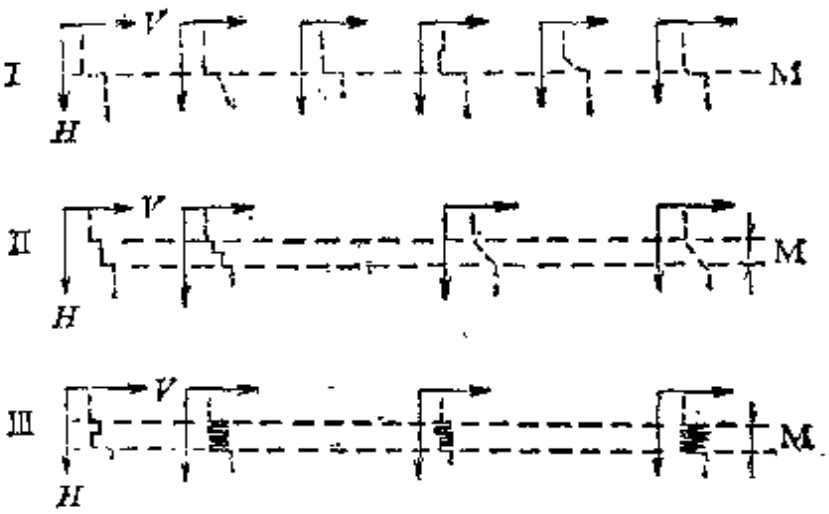


图 5-1 莫霍面性质示意图（曾融生，1982）

类型：Ⅰ——明显的不连续面；Ⅱ——连续或不连续过渡；
Ⅲ——高速、低速交替的叠层过渡

三、上地幔顶部固态层的不均一性

近年来，地震探测的结果说明，上地幔顶部的固态层，在纵向上是由一系列的低速层与高速层交互组成的，图5-2。在横向上则表现为沿地幔顶部传播的P_n波和P_g波传播速度也是有变化的。P_g波不能通过洋脊、岛弧凹侧及某些造山带所在地区；P_n波在这些地区传播时速度也相应降低，常为7.2—7.7km/s，介于下地壳和正常上地幔之间。因此这些地区的莫霍面变得不清晰。这些地区的上地幔也因之被称为异常上地幔。图5-3。

四、上地幔低速层（轮流圈）的分布与特征

上地幔低速层（B″层）的横向也是不均一的。其不均一性表现在波速、顶面深度和厚度等方面。一般地区低速层的最低V_P=7.8km/s。但在罗马尼亚和地中海一带V_P=7.5—7.6km/s；在勘察加地区V_P=7.2km/s；在大陆裂谷带V_P=6.2—6.7km/s。

低速层分布的特点是：大陆区比大洋区顶面埋深大、稳定区比活动区顶面埋深大；大陆区比大洋区厚度小，稳定区比活动

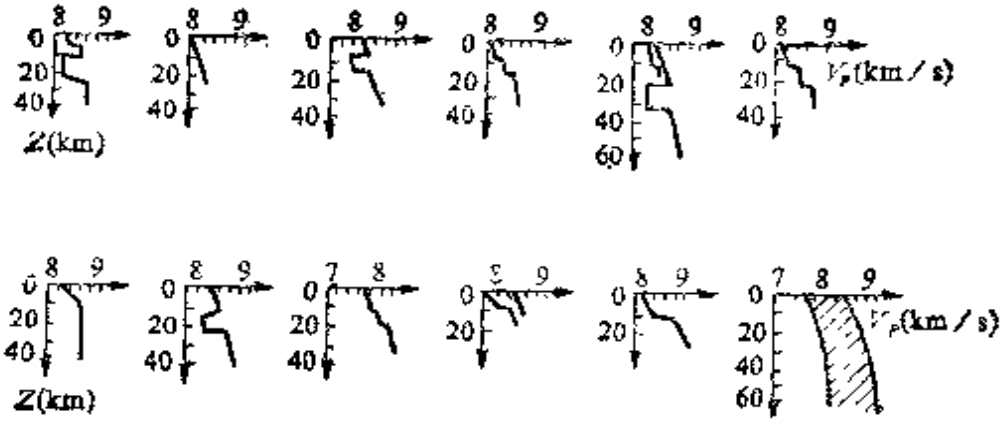


图 5-2 苏联某些地区地幔盖层的速度剖面图
(Davydova, 1972, 引自Mueller, 1983)
Z为自莫霍面向下的深度

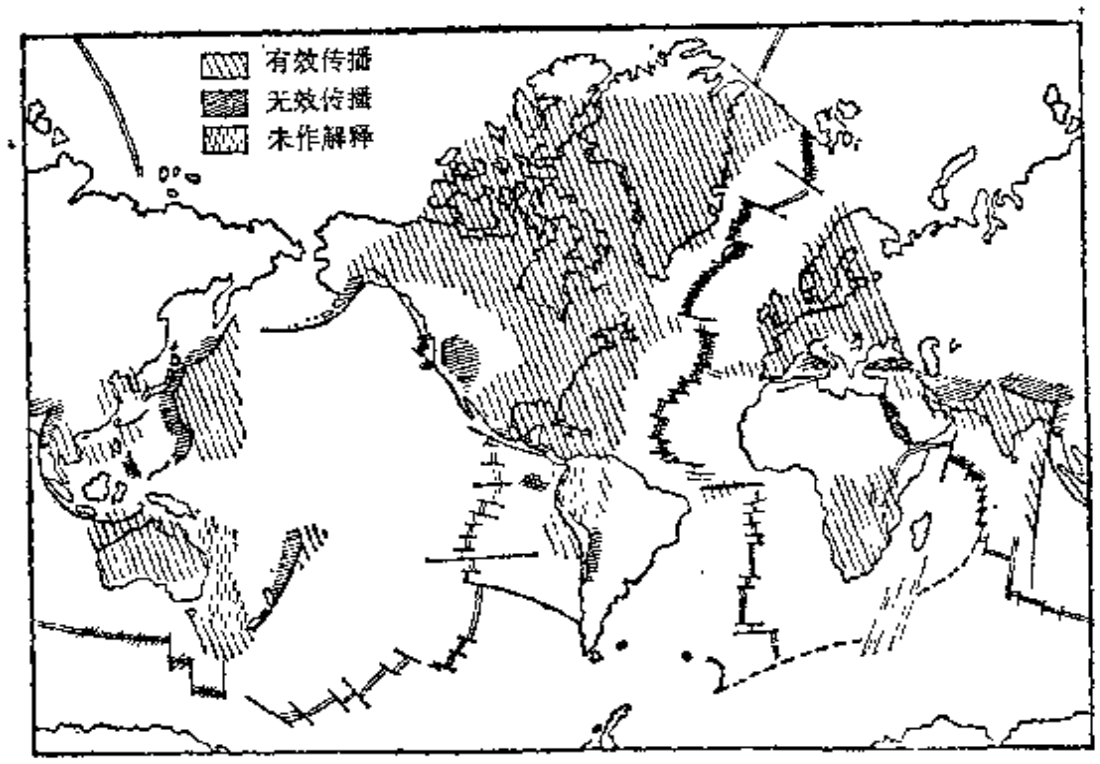


图 5-3 S_n在地幔中有效与无效传播地区的分布
(引自威利, 1978)
粗黑线——岛弧; 双线——洋中脊轴部; 单线——断裂带

区厚度小。大陆区顶面埋深多在150—200km左右，厚约100km；大洋区顶面埋深多在80km左右，厚度可达200km。

五、岩石圈类型与地壳构造单元的划分

地壳、上地幔顶部固态层以及软流圈不均一性研究的成果为岩石圈类型的划分和地壳构造单元的划分提供了充实的依据。

近代的研究结果表明，地壳和上地幔的横向不均一性可下延到670km左右，其中尤以地壳和上地幔顶部固态层构成的岩石圈的不均一性最为明显。为此，通常与地壳类型的划分方法一致，将岩石圈分成了大陆岩石圈和大洋岩石圈；并在两者之中进一步划分出了过渡型岩石圈。

在地壳构造单元划分方面，象传统大地构造学那样仅根据陆壳的资料把地壳分成地槽和地台两种类型的划分方法，显然已不适应要求了。近年来结合深部、海洋的研究成果，对地壳构造单元的划分提出了几种不同方案。表5-1为布鲁内的划分方案。布鲁内把地壳分成了大陆壳和大洋壳两种类型，把地幔分成了稳定地幔和不稳地幔两种类型，这样就把地球表面上的地区鉴别为表中四种类型中的一种。

康迪根据构造活动性、地质及地球物理特征，将大陆地壳和大洋地壳一共分成十二种主要地壳类型。他把地壳类型定义为“显示类似地质和地球物理特征的地壳段”。他所划分的每种地壳类型的地质地球物理特征如表5-2所示。

科瓦列夫从全球构造活动论出发，把地壳的各种构造单元划分成许多类型，并对每一种类型确定出一些最重要的地质特点。他的分类基础是岩石圈板块运动的三种基本形式：分离、相对滑动与聚合。地质构造环境，即地壳的构造单元，相应地被分成三大类：地壳分离带；岩石圈板块过渡区或滑动区；板块聚合、俯冲与碰撞带，表5-3。

中国地质科学院黄汲清、任纪舜等，在深入研究地表地质、地球物理和壳幔深部构造的基础上，从现代地质学观点出发，将

表 5-1 地球表面的构造划分（Brune，1969）

地壳类型		地壳厚度 (km)	V_{Pn} (km/s)	热流 (HFU)	布格异常 ($\times 10^{-5}$m/s^2)	构造特点	地质特征
覆盖在稳定地幔上的大陆地壳	地盾	35	8.3	0.7—0.9	−10到−30	很稳定	很少或没有沉积层，出露前寒武纪基底
	内陆	38	8.2	0.8—1.2	−10到−40	稳定	中等厚度的前寒武纪后的沉积
覆盖在准稳定地幔上的大陆地壳	盆—岭	30	7.8	1.7—2.5	−200到−250	很不稳定	近期正断层，火山作用和侵入作用，平均海拔较高
	阿尔卑斯	55	8.0	变化的，0.7—2.0	−200到−300	很不稳定	近期快速上升，比较近期的侵入。平均海拔较高
	岛弧	30	7.4—7.8	变化的，0.7—4.0	−50到+100	很不稳定	高度火山作用，强烈褶皱和断裂
	高原	未经适当地研究					
覆盖在稳定地幔上的大洋地壳	大洋盆地	11	8.1—8.2	1.3	+250到+350	很稳定	在玄武岩上有很薄的沉积层，线状磁异常，没有厚的古生代沉积
覆盖在准稳定地幔上的大洋地壳	洋脊	10	7.4—7.6	高而变化 1.0—8.0	+200到+250	不稳定	活跃的玄武岩火山作用，很少或无沉积
	海沟	未经适当地研究					

表 5-2 地壳类型的特征（Condie, K.C.1976）

主要地壳类型	丰度百分数		构造	热流	布格异常	地壳总厚度[3]	地壳平均 V_P[4]	V_{Pn}	地壳上层 V_P	地壳上层厚度	地壳下层 V_P
	面积	体积	稳定性[1]	(HFU)	($\times 10^{-5}m/s^2$)	(km)	(km/s)	(km/s)	(km/s)	(km)	(km/s)
1.地盾	6	12	S	1.0	−10到−30	35	6.3	8.1	6.1	16	6.6
2.地台	18	35	S, I	1.5	−10到−50	41	6.5	8.1	6.1	17	6.8
3.古生代造山带[2]	8	14	I, S	1.4	−200	43	6.4	8.1	6.1	16	6.7
4.中-新生代造山带[2]	6	13	U, I	1.6	到	40	6.4	8.2	6.0	17	6.8
5.大陆裂谷系[2,9]	<1	<1	U	2.0	−300	28 [20]	6.4	7.8[7.5]	6.1	17	6.9
6.火山岛[2]	<1	<1	I,U,S	~2.0							
夏威夷群岛					+250	14	6.1	8.2	5.1	6	7.1
冰岛					−30到+45	12	6.1	7.2	5.0	5	6.5
7.岛弧[2]	3	3	U	1.7	−50到+100	22	6.1	8.0	5.5	12	6.6
8.海沟[2]	3	2	U	1.2	−100到−150	8 (14)	6.4	8.0	5.0	3	6.6
9.大洋盆地	41	11	S	1.3	+250到+350	7 (11)	6.4	8.2	5.1	1.5	6.8

主要地壳类型	地壳下层厚度 (km)	简要地质特征[10]
1.地盾	19	极少或无沉积盖层，前寒武纪岩石广泛出露，地势起伏小
2.地台	21	寒武纪至新生代沉积盖层发育(厚1—3km)，地势起伏小
3.古生代造山带[2]	23	宽几百至几千公里，长数千公里，发育各种各样地槽岩类，高度侵蚀的山脉
4.中-新生代造山带[2]	19	长宽和发育的岩类同古生代造山带，但活动性大，地势复杂
5.大陆裂谷系[2,9]	11	宽30—75km，长数百—数千公里的断裂谷，普遍的张性构造
6.火山岛[2]		海底火山峰，出现在洋隆上或其附近
夏威夷群岛	6	
冰岛	7	
7.岛弧[2]	12	年轻的钙碱性火山岩，深成岩组成，强烈的火山活动和地震活动
8.海沟[2]	5	有少量陆源沉积物，强烈地震活动
9.大洋盆地	5	有很薄的深海沉积物，线状磁异常

（续）

主要地壳类型	丰度百分数 面积	丰度百分数 体积	构造稳定性[1]	热流 (HFU)	布格异常 ($\times10^{-5}m/s^2$)	地壳总厚度[2] (km)	地壳平均 V_P[4] (km/s)	V_{Pn} (km/s)	地壳上层 V_P (km/s)	地壳上层厚度 (km)	地壳下层 V_P (km/s)
10.洋隆[2,5]	10	5	U	1.9	+200到+250	5(6)	6.4	7.5	5.0	1	6.5
11.边缘海盆[2]	4	3	U, I	1.8[6](1.3)	+50到+100	9(13)	6.2	7.9	5.0	2	6.6
12.内陆海盆[2]	1	2	I, S	1.3	0到+200	22(25)	6.0	8.0	4.0[3]	12[3]	6.5
大陆平均	41	79		1.5[7]	−100	40	6.4	8.0	6.1	17	6.8
大洋平均	59	21		1.5[7]	+250	7(10)	6.4	8.1	5.1	1.5	6.6

主要地壳类型	地壳下层厚度 (km)	简要地质特征[10]
10.洋隆[2,5]	4	玄武岩火山作用和侵入作用，宽线状隆起带，脊部有裂谷
11.边缘海盆[2]	5	主断裂略平行岛弧的地堑—地垒地形，陆源沉积物厚度变化大
12.内陆海盆[2]	10	沉积物厚度变化大（1—20km）
大陆平均	20	
大洋平均	5	

1. S＝稳定；
   I＝中等稳定性或变化的稳定性；
   U＝不稳定。
2. 特征变化显著。
3. 括号内的数字表示海平面到莫霍面的深度。
4. 除内陆海盆外，不包括沉积层。
5. 不包括冰岛。
6. 1.8＝活动盆地；1.3＝某些不活动边缘海盆。
7. 5°×5°等面积格子平均数。
8. 沉积层。
9. 除括号内的数据外，都是盆—岭区的数据。
10. 编者据康迪的描述归纳简化的。

表 5-3 地壳构造单元基本类型及其特征（A.A.Ковалев, 1978）

地壳构造单元基本类型			大地构造位置	基本地质特征		
类	组	类型		沉积作用和火山作用	构造变动	侵入岩浆作用
地壳分离带（地裂带）		大陆裂谷带	位于上升的地幔流（喷流）之上的岩石圈板块分离带	粗碎屑沉积，基性岩偶尔是碱性岩和酸性岩喷溢，在向大洋中脊过渡阶段为远海和含金属沉积物，蒸发盐	穹状隆起，裂谷形成；大陆上的裂移（扩散）中心、地垒-地堑系；在裂谷未发育成熟的分支中为裂陷槽；在向大洋中脊过渡阶段为海底裂谷	基性和碱性-基性岩浆侵入、喷出（岩床）
		大洋中脊	大板块分离（离散）带	拉斑玄武质喷发岩，复理石，浊积岩，在边部为远海（碳酸盐）沉积物，片状岩石建造（含金属的黑色页岩）	在大洋中隆形成裂谷；中心裂谷裂隙及与其平行的地垒和地堑，近断裂的褶皱	超基性岩浆和拉斑玄武质岩浆侵入和喷出
		边缘海（小的大洋盆地）	岛弧后面的张裂带	与浊积岩相间产出的火山碎屑岩，远海沉积	在初始阶段可能很快形成裂谷；在中期阶段，边部近断裂处的断块-褶皱变形；回返褶皱	基性岩浆侵入

（续）

地壳构造单元基本类型			大地构造位置	基本地质特征		
类	组	类型		沉积作用和火山作用	构造变动	侵入岩浆作用
岩石圈板块过渡区和滑动区（坚稳带）	板块过渡区	大洋盆地	位于大洋中脊和深海沟或陆隆之间的那一部分岩石圈板块	深水远海沉积：碳酸盐（小于4000米），在更深处——硅质软泥、红色粘土、铁-锰结核	在地幔热点区之上洋壳板块裂开、熔化；形成无地震的海岭和火山岛链	无
		大陆被动边缘	板块的后部和中部（由大陆向大洋的过渡带）	在大陆上为不含火山物质的陆源岩系和含煤岩系，在陆架、陆坡和陆隆上为含生油气层的陆源岩系和含煤及含生油气层的碳酸盐类岩系；在陆坡的裂陷槽中沉积物透镜体的厚度最大	沿陡倾断裂的断块错动，陡倾断裂使很厚的沉积岩系产状复杂化；断裂附近的局部褶皱；有时为重力滑皱；底辟和盐丘构造	无
		地台（结晶地盾）	具有厚度为30—40km的陆壳的岩石圈板块的中部	侵蚀作用，在热带和潮湿带是很厚的风化壳，陆源沉积，风化壳的再沉积作用，基地火山作用	当驮着大陆的岩石圈板块通过地幔柱（热点）时，主要是沿地壳下部构造层构造走向的断裂复活	超基性岩、碱性辉长岩类岩石、霞石正长岩、花岗正长岩、碱性花岗岩和碳酸岩环状侵入体；金伯利岩岩筒（当通过地幔柱时）

（续）

地壳构造单元基本类型			大地构造位置	基本地质特征		
类	组	类型		沉积作用和火山作用	构造变动	侵入岩浆作用
岩石圈板块过渡区和滑动区（坚稳带）	滑动带（和转换断层相邻的构造带）	裂谷-裂谷型转换断层	把一段段大洋中脊连接起来的断层	碎石角砾岩，拉斑玄武岩，远海沉积物	角砾岩化、糜棱岩化	超基性岩贯入，蛇纹岩化
		裂谷-俯冲带型转换断层	把岩石圈板块的分离带和俯冲带连接起来的断层	碎石角砾岩，陆源沉积，浊积岩	角砾岩化、糜棱岩化	超基性岩贯入，蛇纹岩化
		俯冲带-俯冲带型转换断层	把岩石圈两个俯冲带连接起来的断层	碎石角砾岩，陆源沉积，浊积岩	角砾岩化、糜棱岩化	超基性岩贯入，蛇纹岩化
岩石圈板块合并、俯冲和碰撞带（造山带）	板块大规模合并和一个板块向另一个板块之下的大规模俯冲带	岛弧	在具洋壳的俯冲板块之上的过渡型地壳形成地区	安山岩建造和细碧角斑岩建造，熔岩和火山碎屑岩	在岛弧上的火山产物形成过程中，和当俯冲带倾向变化后岛弧上冲到边缘海板块之上时，发生褶皱-断块变动	成分变化不定的岩石即由基性到中性，偶尔还有酸性岩的侵入体和小侵入体，基性岩的岩床和岩墙

（续）

地壳构造单元基本类型			大地构造位置	基本地质特征		
类	组	类型		沉积作用和火山作用	构造变动	侵入岩浆作用
岩石圈板块合并、俯冲和碰撞带（造山带）	板块大规模合并和一个板块向另一个板块之下的大规模俯冲带	安第斯型大陆主动边缘	上冲到洋壳板块之上的很厚的（50—70 km）陆壳板块的前缘部分	流纹-英安岩建造，其次是安山-玄武岩建造；陆地火山岩建造；在朝向大洋的斜坡上为凝灰岩、磨拉石、浊积岩；在山前坳陷中为粗砾石砾岩、火山碎屑岩、熔岩、熔结凝灰岩	主要是上部构造层中的断裂变动，近断裂带褶皱	成分变化不定的岩石（常常是酸性岩）的侵入体和小侵入体，流纹岩（霏细岩）、英安岩的喷出岩，中性和基性岩石的脉状侵入体
	板块碰撞和一个板块向另一个板块之下的有限俯冲带	深海沟	俯冲（消亡）洋壳板块向岛弧和大陆之下的俯没带	浊积岩，火山碎屑岩，远海沉积；硅质的，有时为钙质的和含磷块岩的软泥	与海沟内壁相连的海岭的硅质页岩、泥岩、碳酸盐类岩石和碱性玄武岩的回返褶皱和蓝片岩相变质作用，洋壳和地幔楔状体挤出，蛇绿岩混杂岩	无
		科迪勒拉型大陆主动边缘	洋壳板块在过渡型地壳板块之下的发生和消亡带，大陆被动边缘的构造-岩浆活化带	在早期阶段为碎屑沉积物和玄武质岩浆、钙碱性岩浆火山岩，在中期阶段为复理石（浊积岩）、“野复理石”、重力叠覆体；在晚期阶段为磨拉石	洋壳和地幔楔状体朝大洋方向移动，造山隆起扩展；俯冲板块上的重力叠覆体和变质推复体朝大陆方向移动	辉长岩和花岗闪长岩侵入，使造山隆起扩大，并引起强烈接触变质作用

（续）

地壳构造单元基本类型			大地构造位置	基本地质特征		
类	组	类型		沉积作用和火山作用	构造变动	侵入岩浆作用
岩石圈板块合并、俯冲和碰撞带（造山带）	板块碰撞和一个板块向另一个板块之下的有限俯冲带	洋壳板块向岛弧和板块被动边缘之上的上冲带（仰冲带）	大岩石圈板块碰撞时小洋壳板块的挤出带，上冲到过渡壳板块之上的大洋壳板块的局部地段	远海沉积物受侵蚀，在超基性岩片上形成风化壳	上冲岩片底部的糜棱岩化、褶皱和绿岩相变质作用	洋壳的超基性和基性侵入体进入地表
		岛弧与大陆碰撞带	过渡壳板块与陆壳板块合并区	在初始阶段为复理石，在终期阶段为磨拉石	陆隆和陆架岩石变形，复理石推复体、蓝片岩和洋壳叠瓦体上冲	中性岩和次碱性岩侵入体和小侵入体
		大陆与大陆碰撞带（1）喜马拉雅型（2）高加索型	（1）陆壳板块（具科迪勒拉型或安第斯边缘）向大陆被动边缘的上冲区；（2）两个具主动边缘板块在洋壳板块之上的碰撞带	上冲板块进一步抬高，其上部构造层被强烈侵蚀，酸性火山作用——在山间凹地及其斜坡上形成熔结凝灰岩、在俯冲板块上形成很厚的陆源岩系	大陆基底（银掩推复体核部）破裂和上冲，洋壳楔状体（蛇绿岩）挤出和上冲，岩石圈板块破裂，在上冲板块一侧形成线性褶皱和阶状逆断层	次碱性和酸性喷出岩和小侵入体

地壳-上地幔的构造划分为以下几类，表5-4。

以上这些划分方法本质上都以地壳具有活动带与稳定区这一根本区别为依据。稳定区和活动带都是客观实体。稳定区的实质在于地壳和上地幔较均一，壳幔物质相对运动较缓慢，上地幔顶部无异常地段（无异常上地幔），壳幔之间可以清楚地划分，上地幔低速层埋藏相对比较深，厚度较小。活动带的实质在于地壳和上地幔具有较大的不均一性，壳幔物质相对运动比较激烈；壳、幔之间呈过渡关系；莫霍面不明显，地壳和上地幔之间往往

表 5-4　地壳-上地幔构造划分方案（黄汲清、任纪舜）

	大　　陆	大　　洋
稳定区	具陆壳的地台，如俄罗斯地台，北美地台，中朝准地台	具洋壳的地台。一般只是一个地史构造单元。早期的大洋地台可因大洋的关闭而消失
活动带	包括大陆裂谷和大陆边缘活动带，如我国东部就是一个规模巨大的中、新生代大陆边缘活动带	也就是地槽活动带。包括大洋裂谷活动带和大洋边缘活动带（又分为大西洋型与太平洋型）。典型的优地槽带一般发源于大洋裂谷带，并经历了由大洋裂谷活动带向大洋边缘活动带的发展过程

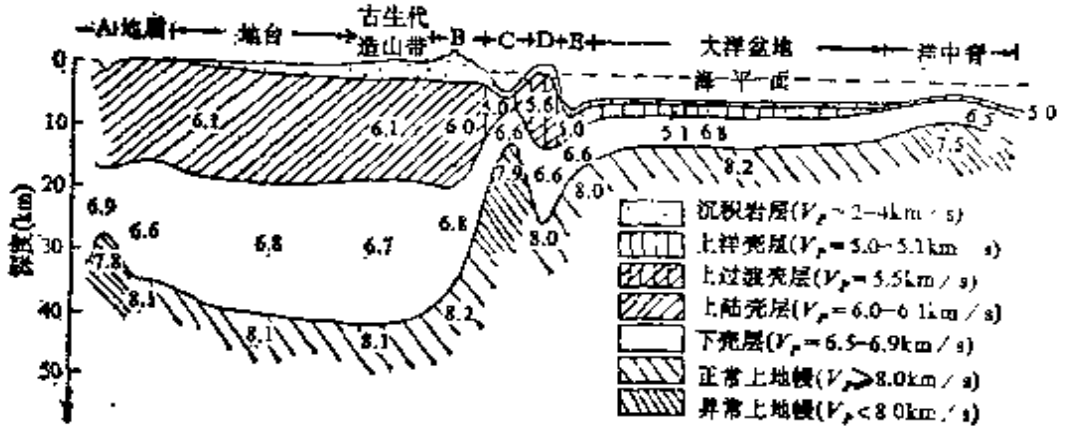


图 5-4　地壳的类型

各单元的水平宽度代表它们占有地壳总面积的百分比
A——大陆裂谷；B——中-新生代造山带；C——边缘海；
D——岛弧；E——海沟

有异常上地幔存在；上地幔低速层埋藏浅，厚度大，图5-4。

大陆岩石圈和大洋岩石圈、稳定区和活动带可以相互转化，大地构造学也研究这种转化。

第二节　槽台学说简介

槽台学说主要是用地质学的方法对大陆地壳进行研究以后建立起来的一种大地构造学说。这一学说，根据大陆地壳的活动性不同，将大陆地壳分成了地槽和地台两种性质不同的一级构造单元。槽台学说研究地槽和地台的特征、发生、发展以及在地壳演化中的相互关系。

一、地槽及其基本特征

1.定义

地槽是地壳上具有强烈活动的地带。这些地带在其发展早期曾是地壳上一种强烈拗陷带。其中有些拗陷带被沉积物所补偿，形成了巨厚的沉积；有些拗陷带则未被沉积物所补偿，仅形成海盆。但后期它们都发生了强烈的上升、褶皱，形成了巨大的山系，故又称褶皱带。对那些曾经经过地槽发展又经过褶皱转变成褶皱带的带状地区，均称为地槽褶皱带。如我国的喜马拉雅地槽褶皱带、祁连地槽褶皱带、昆仑地槽褶皱带、秦岭地槽褶皱带以及苏联的乌拉尔地槽褶皱带等。

2.地槽褶皱带的基本特征

（1）空间分布特征　地槽褶皱带通常位于大陆边缘地带或两个大陆之间。

（2）形态特征　地槽褶皱带一般都具有狭长带状形态特征。其长度可达数百至数千公里，宽度可达数十至数百公里。

（3）地貌特征　地槽在其早期阶段时，地貌特征与近代大陆边缘一致；经褶皱上升后则形成了巨大的褶皱山系，特别是中、新生代时期所形成的褶皱带，从山峻岭的地貌十分明显。现

代地球上分布在环太平洋带和阿尔卑斯-喜马拉雅带的雄伟山脉都是中、新生代的地槽褶皱带。而古生代以至更老时代形成的地槽褶皱带则由于经受了长期的风化剥蚀，地形起伏已趋缓和。

（4）地质特征

① 沉积特征

沉积于地槽内的物质在空间上呈带状分布、沉积物厚度大、岩性复杂多变、分选差，而且各种不同岩性沉积物的形成常与地槽褶皱带发育的不同阶段相关联。

② 构造特征

地槽褶皱带在后期发展阶段中，一般都经历了强烈的地壳运动，形成线状、紧密的复背斜与复向斜等复式褶皱，形成走向逆掩断层。其边界部分常为深大断裂带控制。褶皱、断层与地槽褶皱带总体延伸方向一致，褶皱轴面和逆掩断层面向一个方向倾向。中、新生代造山带还多为地震活动带。

③ 岩浆活动特征

地槽褶皱带中有着广泛而强烈的岩浆活动。不同种类，不同类型与不同产状的喷出岩与侵入岩与地槽褶皱带发展的一定阶段相联系而形成，如早期岩浆活动受深断裂控制呈带状分布，常形成海底基性喷发活动；而在褶皱阶段，则以中、酸性的侵入活动为主，形成大规模的花岗岩岩基，且多分布于褶皱带的核部。

④ 变质作用特征

地槽褶皱带的变质作用主要发生在其褶皱造山阶段。带内广泛发育区域变质作用，并可在不同温、压条件的配合下形成多种变质带与变质岩，深部岩石则常发生混合岩化作用。

（5）地球物理特征　地槽褶皱带的重力异常呈带状分布；磁异常的走向与地槽褶皱带延伸方向一致，横穿走向出现正负异常的交替；地槽褶皱带愈年轻热流值愈高等。

（6）地槽褶皱带的组合特征　大地构造学中把位于两个大陆间的地槽称为准地槽；把位于大陆边缘的地槽称为正地槽。并

把正地槽中靠大洋一侧，基底坐落在洋壳上，常有较强火山活动的那一部分称为优地槽；把正地槽中靠大陆一侧，基底坐落在陆壳上，缺乏火山活动的那一部分称冒地槽。优地槽与冒地槽常成对出现，因而被称为地槽偶（图5-5）。

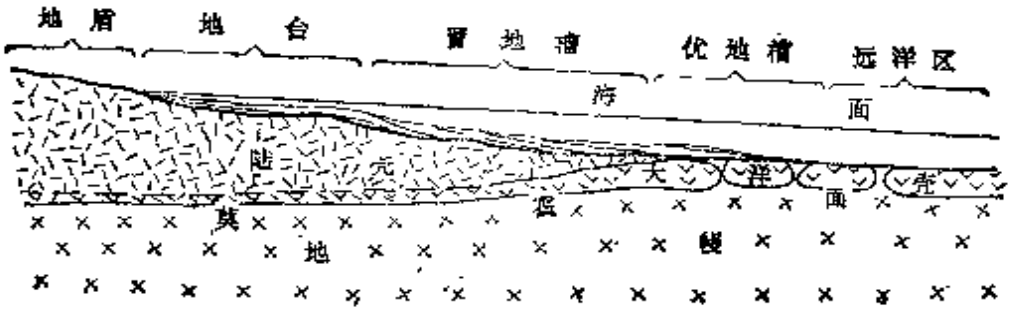


图 5-5 地槽、地台与大陆壳及大洋壳的位置关系示意图
（据李春昱，1979）

（7）地槽褶皱带发展的旋回性 地球曾经出现过不同时代发育的地槽及不同时期上升褶皱形成的褶皱带。通常根据地槽褶皱带最后褶皱造山的时间划分出不同时代的地槽褶皱带。如加里东旋回结束地槽活动所形成的褶皱带，称加里东褶皱带，燕山旋回结束地槽活动所形成的褶皱带称燕山褶皱带。

认为一个地槽仅通过一个旋回就完成转化为褶皱带的观点称为地槽褶皱带发展的单旋回观点。而我国学者黄汲清认为，一个地槽褶皱带是经过多次的相对活动和相对静止阶段的交替发展最后才完成其全部褶皱造山作用的。两个阶段的交替出现表现在岩浆活动上，构造上出现多次的重复。因而在一个大的旋回中就包括了若干个次级旋回，这与前面所述的地壳运动的旋回性是一致的。黄汲清的这种观点被称为地槽被褶皱带发展的多旋回观点。地壳就是通过一个旋回向另一个旋回不断的发展，实现其由活动向稳定转化、由稳定向活动转化的。

地壳在一个旋回过程中，在一定的空间范围内所形成的各种地质综合体，称为一个构造层。它是该旋回发展过程中所有岩石

的总和。两个不同的构造层之间常被一个明显的不整合面所分开，如海西构造层与印支构造层的不整合。

（8）地槽褶皱带发展的空间迁移性　具有多旋回发展特点的地槽褶皱带，其每个次级旋回的发展并不固定在一个位置上，而是朝着一定的方向作有规律的移动（图5-6）。即在一个地槽褶皱带中，当一个地槽在晚期形成褶皱带后，在平行此带的旁侧

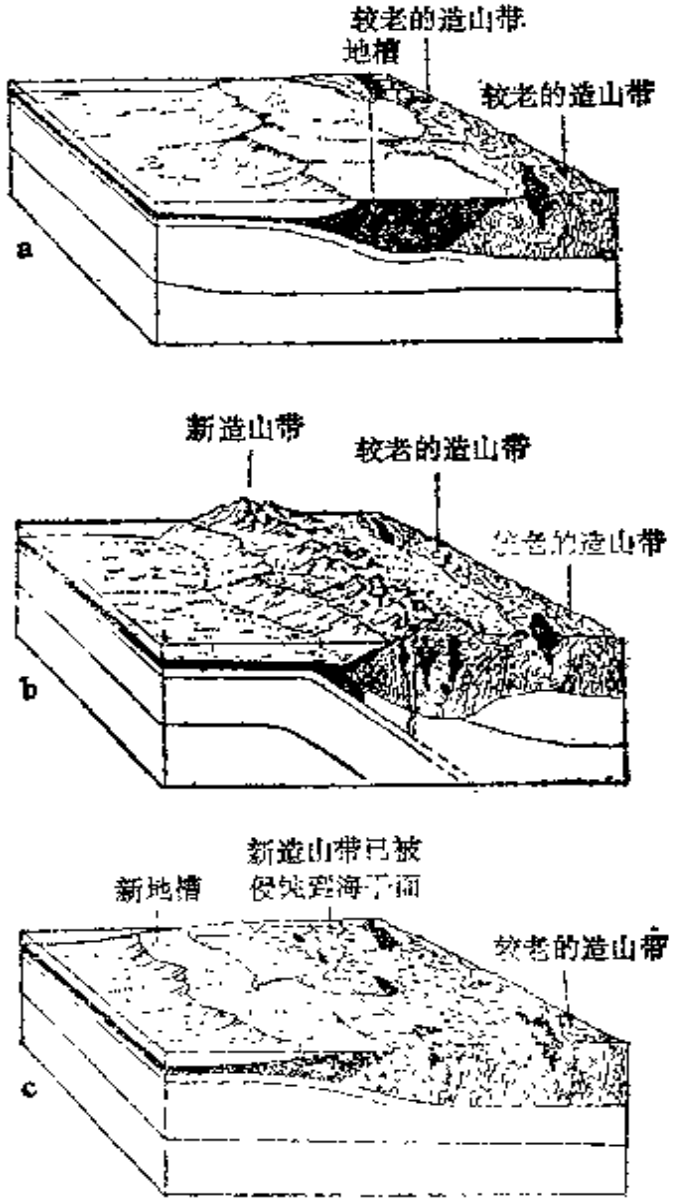


图 5-6　地槽演化示意图（据汉布林，1977）

a.早期下沉；b.前冲褶皱后隆起成山，并伴有岩浆活动和变质作用；
c.示被夷平转变为地台

又出现了一个新的地槽，而当这个地槽转变成褶皱带后，在其旁侧又可以形成一个更新的地槽，依此类推，最后全部褶皱成山，形成了一个广阔的褶皱带。由此可以看出，整个地槽是经过多次旋回而转化成皱褶带的，但对其中每一个次级旋回来说，其发展则是单旋回的。由此还可联想到，地槽褶皱带发展的迁移性，实质上包含了沉积中心、岩浆活动中心、变质作用中心、褶皱幕中心的迁移。

地槽褶皱带的迁移具有两种不同的方向性：一种表现为以地壳上较老的稳定地块为起点，朝向背离地块的方向迁移。在大陆边缘，地槽从大陆向大洋方向迁移；在陆间，地槽从两侧大陆向中间迁移，直至完全形成褶皱带。在陆间地槽褶皱带里还可以因地槽褶皱带由两侧大陆向中心迁移造成相同时期的褶皱带对称重复现象。这种迁移称横向迁移。另一种为地槽走向方向的迁移，称纵向迁移。地槽褶皱带的迁移过程，是一个稳定区逐渐扩大的过程。

二、地台及其基本特征

1.定义

地台是地壳上大面积相对稳定的构造单元。

2.地台的基本特征

（1）形态特征　地台在平面上往往呈卵形、等轴形或不规则形。

（2）地貌特征　地台内地势平坦，常以平原、盆地、高原等地形单位为主组成，仅边缘部分或局部地区有较高的山脉。

（3）结构特征　地台具双层结构特征，图5-7。下层称基底，由巨厚的、强烈褶皱的变质岩和火成岩组成，通常称结晶基底或褶皱基底。上层称盖层，由未变质的、产状平缓、厚度较小的沉积岩组成。盖层与基底之间由不整合面分开，标志着地台的基底与盖层有着完全不同的发展经历，分别代表了不同的地壳大地构造发展阶段。基底形成于地壳处于强烈活动的阶段，盖层形

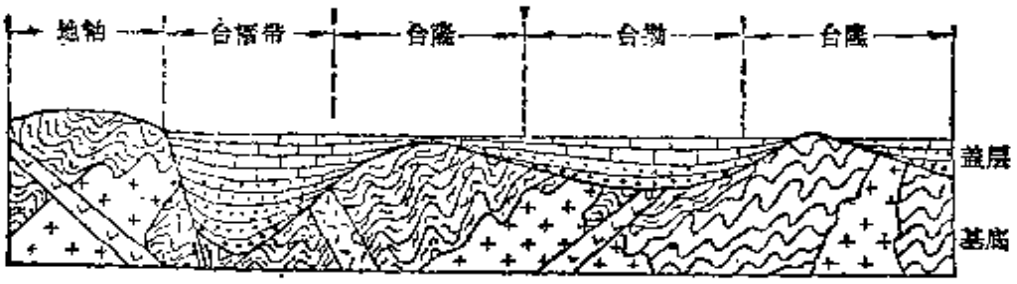


图 5-7　地台结构及内部单元划分示意

成于地壳相对稳定的阶段。也可以说，地台是由强烈活动的地槽褶皱带转化而成的。

如前所述，由于地槽褶皱带形成的时间不同，故地台形成的时间也不同。槽-台学说把基底由前寒武系组成的地台称古地台；基底由古生代以来地层组成的地台称年轻地台。如基底由早古生界组成的称后加里东地台；由晚古生界组成的称后海西地台；由三叠系组成的称后印支地台等。一般说来，古地台的基底固结程度高于年轻地台。另一方面，由于年轻地台的沉积盖层往往不完整，褶皱基底裸露，故仍常称为褶皱带。通常所说的地台均指古地台而言。

（4）地质特征

①　地层特征

盖层沉积常呈面状展布，厚度小而稳定，岩性简单，与地台发展的阶段相吻合也可形成各种相应的沉积岩。

②　构造特征

地台盖层构造简单、岩层产状近水平，褶皱以宽缓的、等轴的为主，断裂主要发育于地台的边缘。

③　岩浆活动特征

岩浆活动微弱，仅局部地区沿断裂有少量基性-超基性小型侵入活动与玄武岩喷发活动。

④　变质作用特征

地台盖层一般无区域变质作用。

（5）地球物理特征

岩石圈下无异常上地幔；低速带埋藏较深；重力布格异常为低负值，异常不规则，变化较平缓；磁异常变化幅度小；热流值低。

三、槽台学说所划分的大陆地壳构造单元

槽台学说不仅根据以上特征将大陆地壳划分成地槽褶皱区和地台区两类一级单元，并且还进一步根据每一级单元中不同部位所显示的经历与特征不同，将它们划分成了若干二级与三级单元。但目前划分方法与所用名词尚不一致，下表中的划分方法仅供参考，表5-5。

表 5-5 大陆地壳构造单元分类表

一级	地槽褶皱区		地台区	
亚一级	地槽褶皱系(造山带)	中间地块	地盾	地台
二级	地向斜褶皱带 优地槽型 冒地槽型 地背斜褶皱带 边缘拗陷(过渡带)	山前拗陷		台向斜(台拗) 台背斜(台隆) 台褶带 地轴
三级	山间拗陷			台凸，台凹

地槽褶皱区：位于两个大陆地台之间或大陆边缘，具强烈活动的地区。它可以进一步分成地槽褶皱系及中间地块两个亚一级单元。

地槽褶皱系：是地槽褶皱区中相对强烈活动的地带，内部差异活动显著，构造、岩浆活动都很强烈，后期褶皱变质，并上升为造山带。

中间地块：地槽褶皱区中面积较大，相对较稳定且固结程度较高的地区。它是地槽褶皱区中保存的古地台碎块或早期固结的褶皱区。

地向斜褶皱带：地槽褶皱系中相对强烈下陷的二级单元，发

育厚度大的地槽型沉积，构造复杂，岩浆活动广泛强烈，一般有区域变质作用。按火山活动强弱和基底地壳性质不同，分为：优地槽型——基底为洋壳，深断裂作用与火山活动强烈显著；冒地槽型——基底为陆壳，缺乏或很少有火山活动。

地背斜褶皱带：地槽褶皱系中处于相对隆起或长期隆起遭受剥蚀的二级单元。沉积缺失或很薄，断裂、岩浆活动比较强烈，尤以边缘地区为甚。

边缘拗陷：地槽褶皱上升后，在褶皱系边缘临近地台的地方所形成的狭长带状拗陷。

山间拗陷：地槽褶皱上升以后，在褶皱山系内部于不同时期形成的大小与形状各异的拗陷或断陷。

山前拗陷：位于地块边缘，在相邻地槽褶皱隆起后形成的狭长带状拗陷。

地台区：地壳上相对稳定的地区称地台区，又称克拉通。

地盾：地台区中最稳定，长期相对上升、结晶基底裸露，地形起伏小，外形呈盾形的单元称地盾。

地台：地台区具双层结构的构造单元称地台。

台拗：地台上相对下降的单元。

台隆：地台上相对上升的单元。

台褶带：地台上相对褶皱较强烈的单元。

地轴：地台上的线状隆起单元。

台凸与凸拗：是二级单元中相对隆起与拗陷的单元。

四、槽台学说对地壳构造演化的认识

槽台学说根据地球上各个大陆往往都以一个或几个稳定的地台为核心，围绕着地台由里向外则依次分布着由老到新的褶皱带这一事实，认为地台是由地槽经过褶皱转变而成的。一个旋回就是沿地台边缘发育地槽经造山运动将其沉积物焊接到地台边缘的过程，由此地台得以增大。下一个旋回在新的地台边缘又重复上一个过程，地台也随之增大。图5-8所示为根据岩石的同位素年

龄资料所作的北美大陆不同时代的基底岩系分布图，由图可以看出北美大陆最初以25亿年的地台为核心，以后随着年龄的变轻地台不断增长的变化。

另一个方面，槽台学说又根据地槽褶皱区中存在有地块这一事实，认为地台也可以破裂，转化为地槽。这种地槽又被称为新生式地槽或再生地槽。

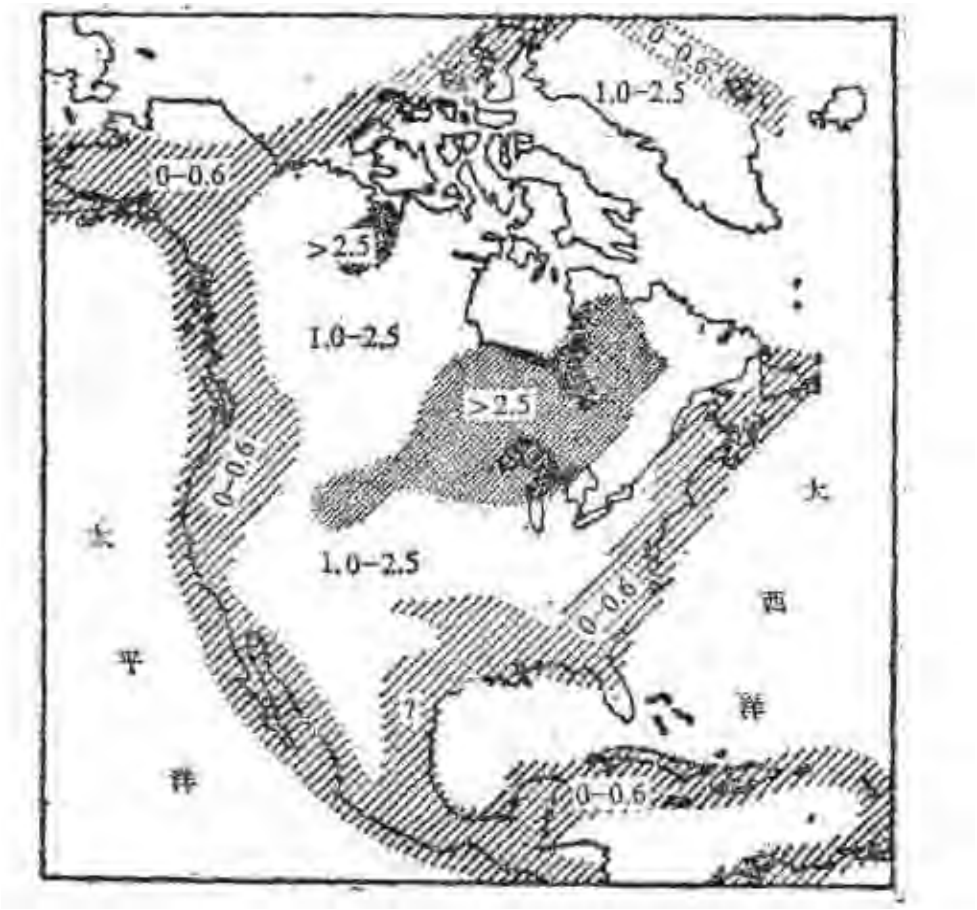


图 5-8 北美岩石年龄分布略图（引自Peters W.Birkeland等，1978；单位为亿年）

在大地构造演化中，两种转变的交替出现在地壳演化中是有普遍意义的。地壳正是在这两种转变的不断交替过程中逐渐发展的。

第三节　板块构造学说简介

板块构造学说是60年代建立起来的一种新兴的大地构造学说。由于这个学说研究范围面向全球，又几乎包括了地球科学各分支学科的研究手段与成果，因而使它有可能把过去地质学研究中所取得的基本规律纳入到了一个统一的模式中，并使一些过去看来毫无关联的地质变化展示出了内在的本质联系。

板块学说的形成经历了三个不同的发展阶段，现将有关内容叙述如下。

一、大陆漂移学说

大陆漂移的思想虽然由来已久，但开始还是零星的，证据也欠充分，因而没有引起人们足够的重视。第一个全面、系统地论述大陆漂移的是德国天文学、地球物理学和气象学家魏格纳。

1.大陆漂移学说的基本内容

魏格纳的大陆漂移学说基本包括以下内容：

（1）组成地壳的较轻的硅铝层曾经覆盖过整个地球的表面，以后由于硅铝层皱缩面积变小而厚度变大，到古生代末期和中生代初期演变成了一个大陆和一个大洋，他称前者为泛大陆或联合大陆，后者为泛大洋。中生代开始，特别是侏罗纪时，联合大陆又裂开、解体，它的各个碎块（即现今的各大陆块）经过了大规模的漂移后逐渐到达了目前所处的位置，形成了今天的各大洲和各大洋。大西洋和印度洋是在大陆解体和漂移过程中的产物，原来的泛大洋则缩小成了今天的太平洋，图5-9。

（2）大陆漂移的方向主要有两种趋势：一是自地球两极向赤道的离极漂移。如两亿多年前聚集在南半球的诸大陆向北四散漂移，并在非洲、印度和欧亚大陆之间形成阿尔卑斯-喜马拉雅褶皱山系；二是自东向西的漂移。如美洲大陆西移时前缘受太平洋底的抵抗而在大陆西缘形成科迪勒拉和安第斯山脉，其后缘

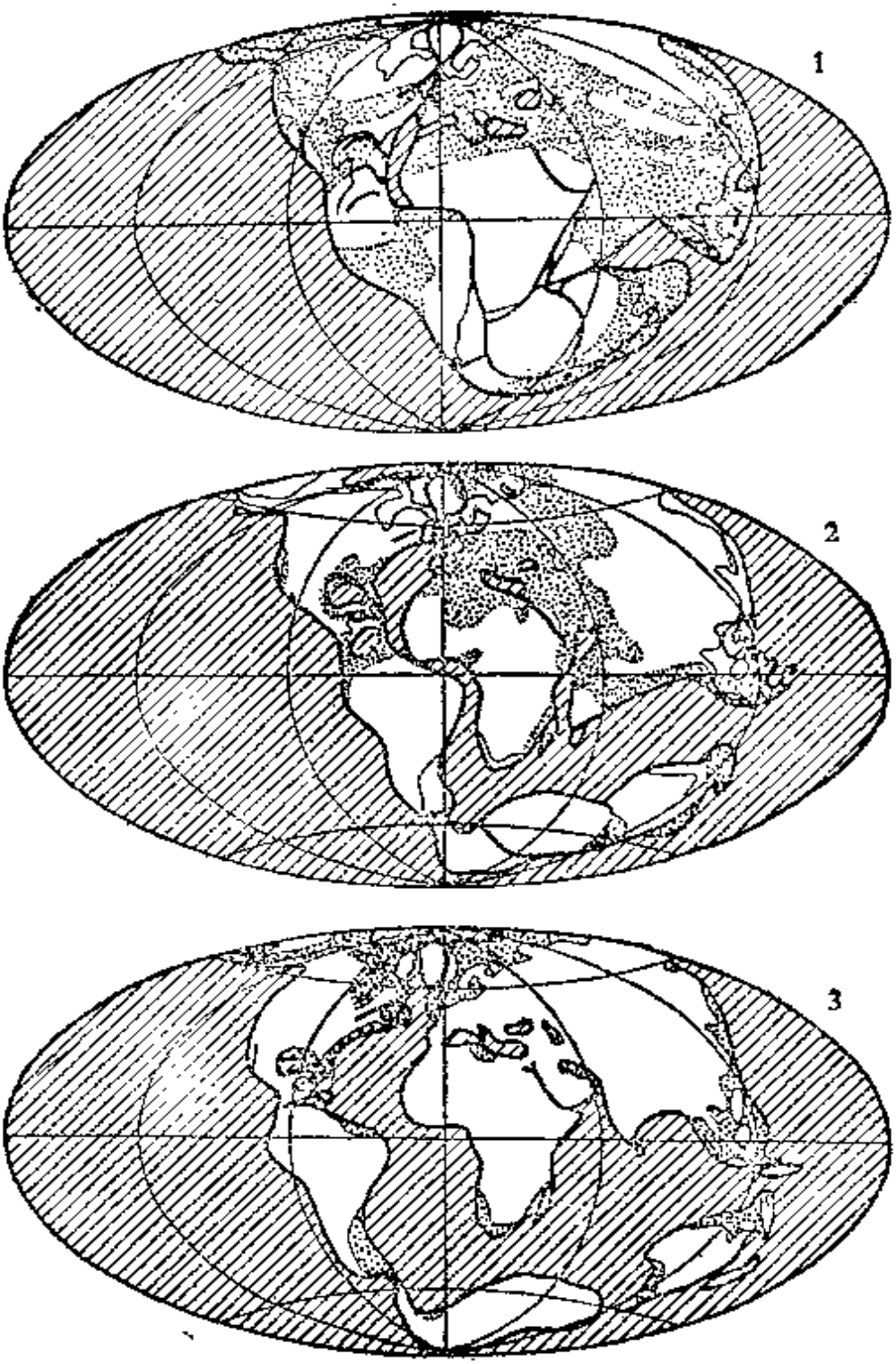


图 5-9　魏格纳的海陆演化图

1——晚石炭世　2——始新世　3——晚第四纪

细点为浅水淹没的陆地，斜线为洋底，假设非洲固定

由于受硅镁层的粘结、拖曳，脱落下一些小陆块形成了岛弧、岛屿和浅滩，并且掉队愈远，岛屿愈小。此外还使格陵兰，南美洲等陆块的尖端向东弯曲。

（3）大陆漂移的驱动力来自与地球自转有关的离极力和地球自转时由日、月引力产生的潮汐摩擦力。

2.大陆漂移学说的证据

魏格纳收集了大量地质、地理、古生物、古气候、地球物理、大地测量等方面的事实来论证他的结论，并讨论了很多有关的地质问题。主要证据如下：

（1）大陆边缘几何形态上的拼合　大西洋两岸几何轮廓的相似性是大陆分裂、漂移的最直观证据。魏格纳最初也是从这里得到启发的（图5-10）。但是海岸线受海浪的冲刷作用和河口地区沉积物的堆积作用是可以变化的，因而直接采取海岸线的拼接方法就会出现一些重叠区和空白区。1965年布拉德选用大西洋两岸大陆坡中点的等深线（深915m处）作为拼接线，并用电子计算机加以处理，从而取得了较圆满的拼接效果。以后又有人对南极洲、澳洲和印度进行了拼接，也取得了很好的拼接效果。由此说明，这些大陆过去都曾经结合过。

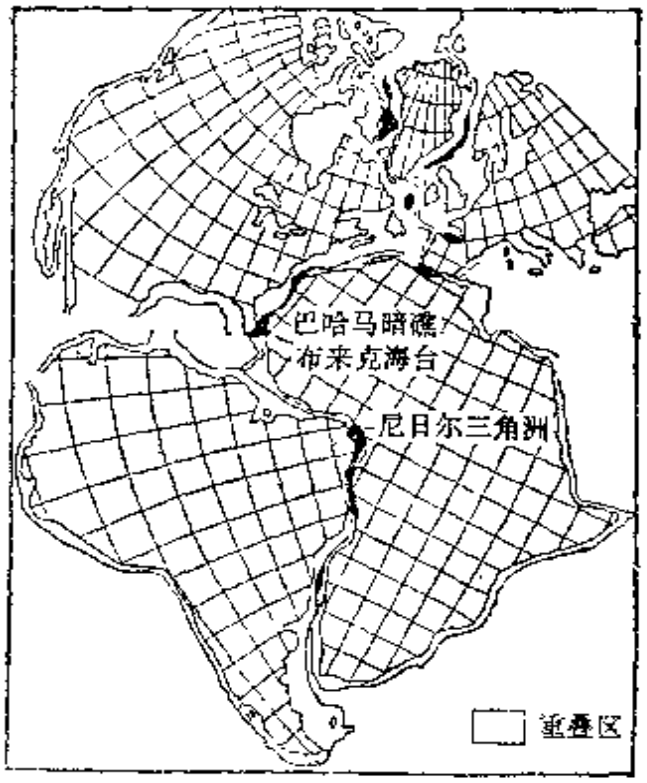


图 5-10　布拉德（Bullard）等（1965）对环大西洋大陆坡915米深度的最小二乘方电子计算机拟合（引自Condie，1976）

（2）地质构造的拼

合　非洲与南美洲地质构造上的拼合见图5-11。南半球各大陆地质构造拼合见图5-12。

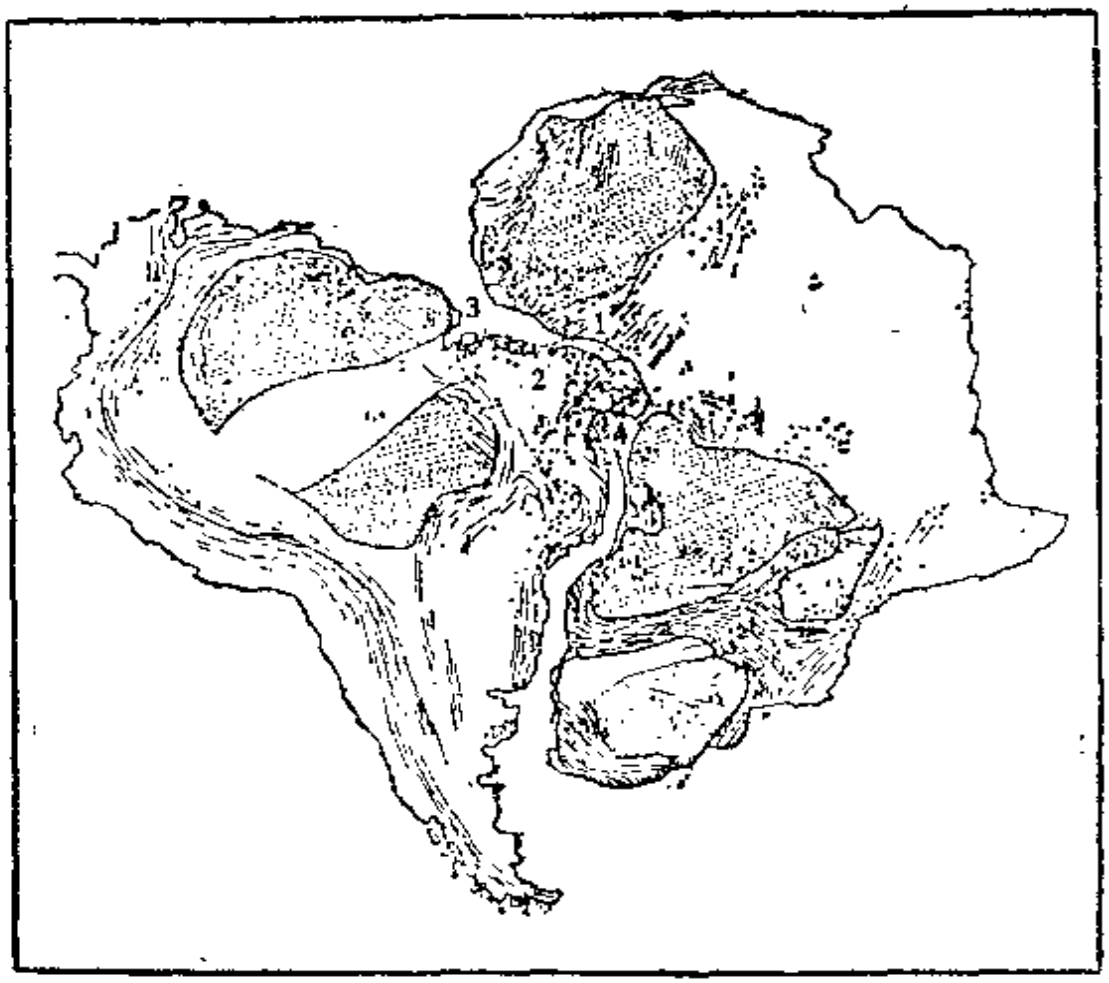


图 5-11　南美洲和非洲在地质构造上的拼接（Hurley，1968；引自汉布林，1980）

图中深灰色区是岩石同位素年龄26亿年左右的地盾区，外围是约4.5亿年到6.5亿年前的较年轻的褶皱带。线条代表构造线走向，圆点表示同位素年龄测定地点。注意，非洲地盾的几块碎块残留于巴西海岸
1——阿克拉；2——圣路易斯；3——贝伦；4——萨尔瓦多

（3）岩石与地层发育证据　根据非洲西南部和巴西东部地质发展历史的资料对比，可见两地在距今5.5—1亿年间，具有相同的地质发展历史；具有由相同的老岩层组成的基底，以后又经受了有同样沉积、剥蚀与岩浆等作用的历史。直至距今1

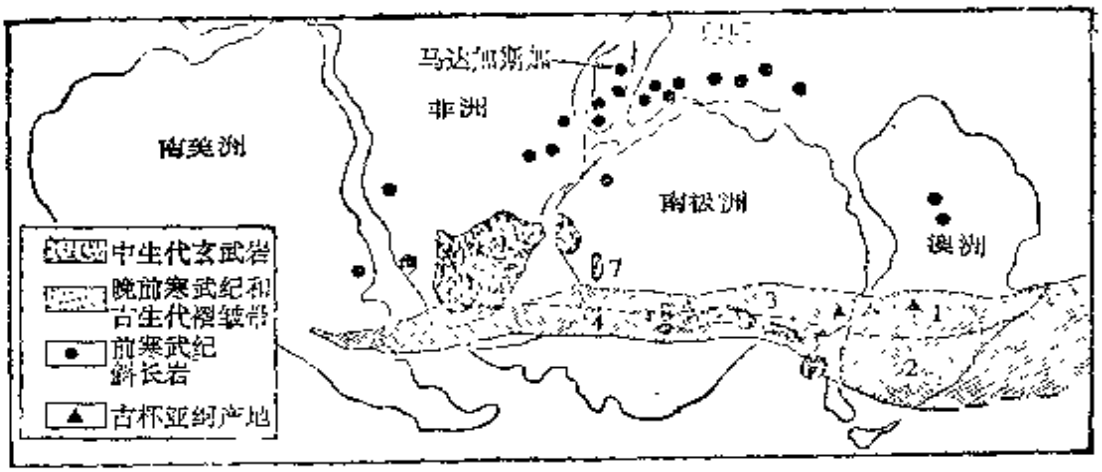


图 5-12　南半球各大陆按500呼的电子计算机拟合（Smith和Hallam，1970；引自Condie，1976，并略加修改补充）

1——阿德莱德地槽，2——塔斯曼地槽；3——南极洲内带；4——南极洲外带；5——开普敦褶皱带

亿年左右原大陆破裂分离，各自漂向现今位置，走上了截然不同的发展道路（图5-13）。

（4）古生物证据　有人认为魏格纳所称的联合大陆可以分成北部的劳亚古陆和南部的冈瓦纳古陆两部分。古生物学者们早已确定这两个古陆的生物群彼此不同，但各个古陆内部各大陆之间的生物群却比较接近。如在南极洲发现的两亿多年前的水龙兽化石，与南非、南美的水龙兽化石完全相同，而水龙兽是陆栖的爬行动物，因此它不可能在各大洋中遨游，只能说明当时这些大陆是互相拼接的。

（5）古气候证据　在南美、非洲、印度、澳大利亚都发现了有石炭、二叠纪的冰川沉积物，但今天这些地区都处于纬度较低的地区，而且据其它证据分析二叠纪时也没有出现过全球性寒冷气候的迹象；另一方面，从冰川活动留下的痕迹看，也无法解释冰川由海中向陆地运动的现象。但如果把这些大陆拼合起来，则当时南极的位置正处在南非和南极洲的结合部，因此它周围的

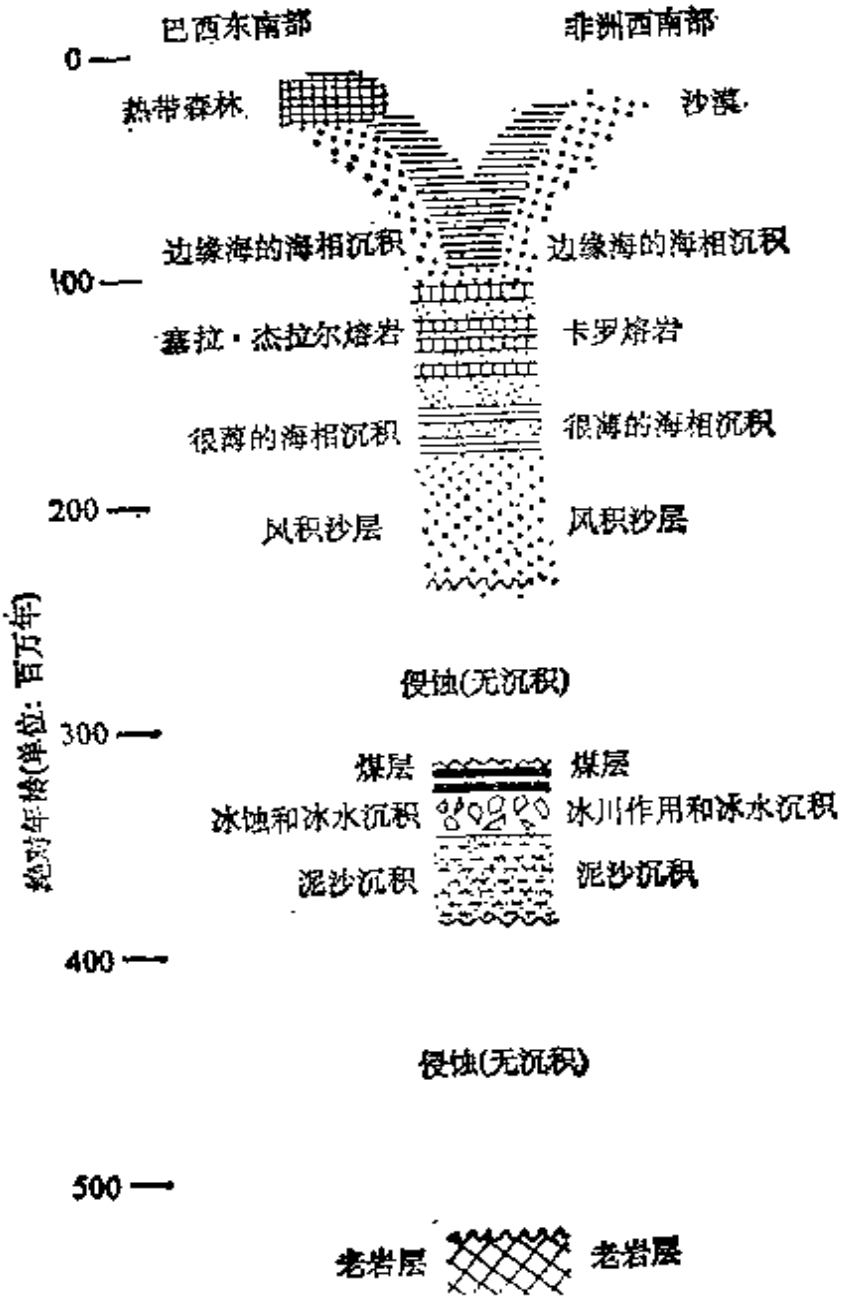


图 5-13　巴西东南部和非洲西南部的地层层序（据唐·塔林和莫·塔林，1978）

南美、印度、澳大利亚出现冰川，以及冰川表现为“从海岸外向着海岸内”的运动方向也就得到了合理的解释，图5-14。

（6）古地磁证据　五十年代以来，古地磁学的研究成果也为大陆漂移学说提供了重要的证据。

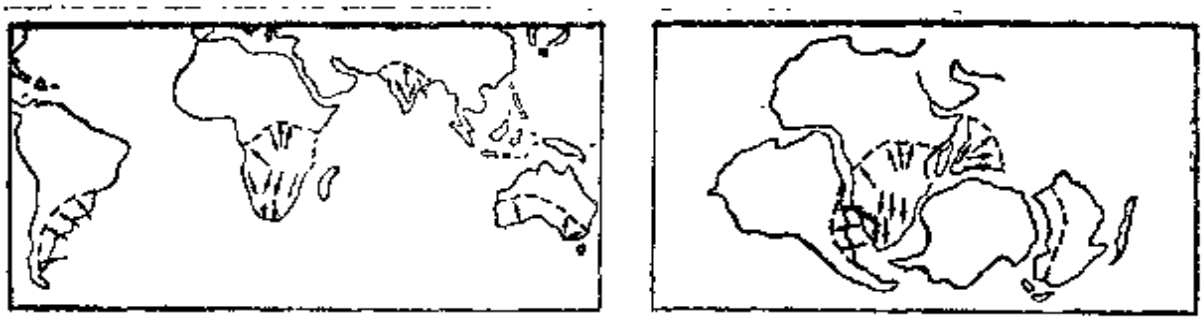


图 5-14　古冰川与大陆漂移

左图示晚古生代冰川的分布，右图是把南方诸大陆拼合后，古冰川的分布。箭头代表古冰川流动方向(引自金性春，1980)

① 岩石的剩余磁性

岩石在形成过程中受外界地磁场的作用可获得磁性，其磁化方向和当时地磁场方向一致。当外界磁场去掉后，岩石已获得的磁性仍保持不变。岩石所获得的这种磁性称为剩余磁性或化石磁性。剩余磁性的最大特点是在常温常压下具有较大的稳定性，即使在经过很长的地质时期后，环境产生了改变，它也不会消失。因此，可以根据剩余磁性，计算古地磁极坐标位置、岩石形成时所处的古纬度以及古地磁场强度。

岩石的剩余磁性，因岩石形成时的物理化学条件不同，其所获得的剩余磁性也不同。

热剩余磁性：当岩浆在冷凝过程中温度降到居里点（岩石消磁的温度点，一般为400—580°C）以下时，岩浆中的铁磁性矿物将按照地磁力线方向排列而使岩石磁化，岩石由此而获得的磁性称热剩余磁性。这种磁性强度大，稳定性好。

沉积剩余磁性：在沉积岩形成过程中，某些磁性矿物颗粒按当时地磁力线方向排列而使岩石磁化，这种磁性称沉积剩余磁性。这种磁性较微弱且不稳定。

化学剩余磁性：在岩石形成过程中，由于一些磁性矿物的生长，从而使岩石获得的磁性称化学剩余磁性。这类磁性其磁化方

向与岩石形成时所处的地磁场不一致，然而符合岩石化学转变时的地磁场，这种磁性强度虽不大，但较稳定。

② 轴向地心偶极场定理

众所周知，地磁极与地理极的位置是既不一致又不断变化的。但实验计算的结果却表明，若取数千年的地磁极位置加以平均。那么它的位置就几乎与地理极相重合。另一方面，根据同一陆块中不同地点的岩石标本测出的古地磁极位置，在同一时期一般是一致的。说明地质时期的古地磁场也象现代的地磁场一样是一个偶极场。由此可以作出如下假定：在任何地质时期，地磁场在几千年内的平均值和一个放在地心，磁轴与地球自转轴平行的偶极产生的磁场是一致的。这个古地磁学假定被称为轴向地心偶极场定理。它是研究古地磁场的一个基本出发点。

③ 地磁极游移与大陆漂移

根据上述定理，如果大陆不发生移动，则大陆上任何地质时代形成的岩石，其古地磁纬度均应与测点目前所处的位置一致，它所指的磁极方向也一致。但是实际测定结果表明，同一大陆上不同时代形成的岩石，它们的古纬度与地极指向均与现今不同。因此这种现象只能用大陆经过漂移来解释了。如果把同一大陆不同地质时期测得的磁极位置连接起来。这样就可以得到一条似是反映古地磁极迁移而实际是反映大陆移动的曲线，这条曲线称为视地磁极游移曲线。每个大陆都可以求得一条这样的曲线，且它们都相交于今日的地理极。如果把各个大陆按各自的游移曲线回退，正好能退到它们分裂前的拼合状态。

图5-15所示是分别根据欧洲大陆和北美大陆测得的两条视地磁极游移曲线。这两条曲线相交于一点，随着时代变老，两线偏离增大。如将北美大陆向东退回30°左右。则两条曲线重合。大西洋消失，恢复了联合大陆的面貌。

3.大陆漂移学说的衰落

魏格纳的大陆漂移学说的指导思想是正确的，论据是可信的，

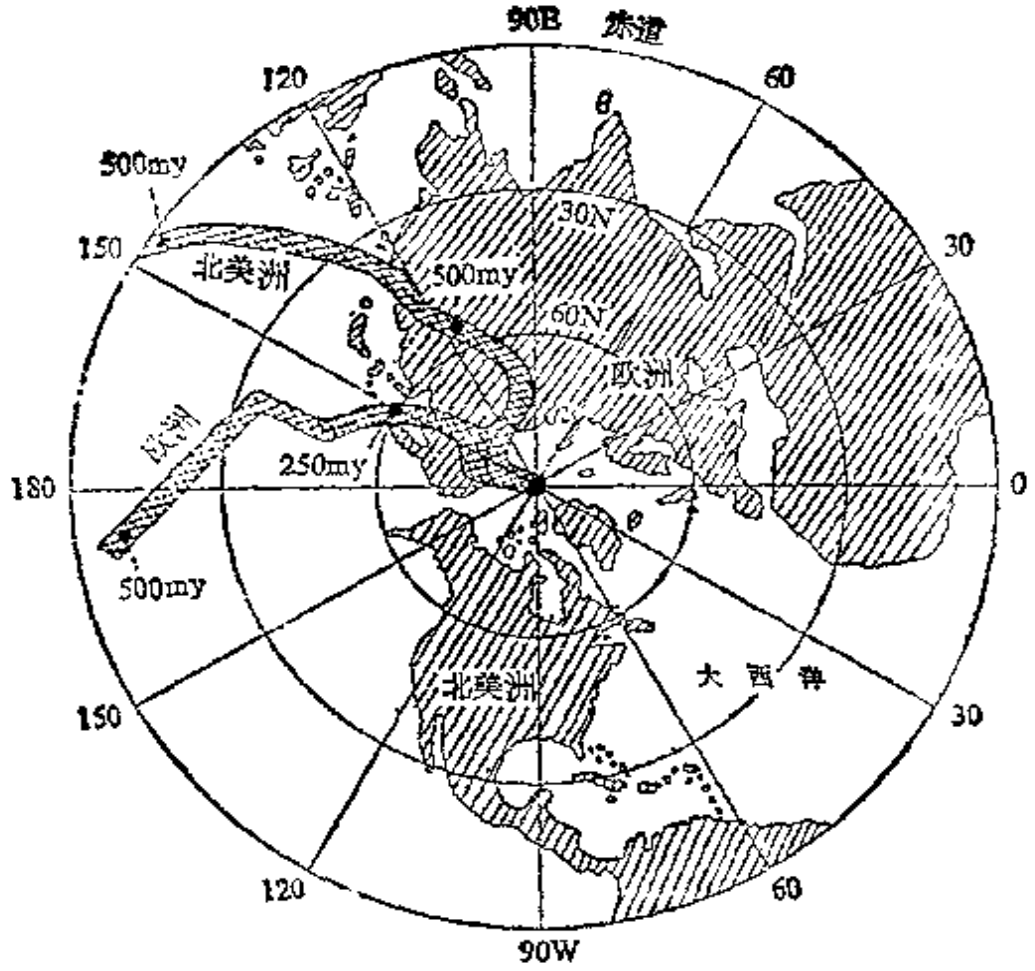


图 5-15 北美大陆和欧洲大陆极移曲线图（引自F.Press和R.Siever, 1978）

但限于当时的认识水平，如魏格纳未能圆满地解决漂移的机制问题，反对派对各种论证的认识不足，加上某些世俗的偏见，结果把漂移学说中合理的内核也抛掉了。当1930年11月魏格纳在格陵兰冰原上考察不幸遇难以后，由他所创立的漂移学说随之也就衰落了。

二、海底扩张学说

大陆漂移学说虽因有某些致命的弱点在当时未能为大多数地学工作者所接受，但由于它毕竟是一件有生命力的事物，因而随着科学技术的发展，终于又获得了新生。六十年代初期海底扩张

学说的提出就是漂移学说的进一步发展。

1.海底扩张学说产生的前奏

（1）海底地形、地质特征的新认识　近代海洋调查的结果大大地丰富了人们的海底地形、地质知识，其中尤其对洋脊与海沟特征的认识，为海底扩张学说的提出提供了有力的根据。

洋脊：洋脊不仅是海底隆起的水下山系，而且在其中轴部分还是一个裂谷带（大洋裂谷）。这个裂谷带由一系列的阶梯状正断层所组成，因而它是大洋中一条巨大的拉张构造带。洋脊具较高的热流值。现代火山与浅震活动频繁，缺少沉积物，岩石年龄最年轻，轴部之下莫霍面向上隆起，岩石圈很薄，具异常上地幔。

海沟：海沟地带构造复杂，热流值低，具负均衡重力异常，地震活动特别强烈，海沟下有一个向大陆方向倾向的震源面，岩石年龄是海底中最老的。海沟是个挤压构造带。

（2）地幔对流假说的提出　英国地质学家霍尔姆斯认为，地球内部放射性元素蜕变生成的热，可使地幔下层的物质受热膨胀变轻上升，而地幔上层的物质则因温度较低密度较大而下降，两者构成了封闭式的对流循环，这就是地幔地流。霍尔姆斯还认为，当上升的地幔流到达原始大陆的中心部分时就被分成了朝相反方向流动的两股，从而将大陆撕破，并使分裂开来的大陆块体随地幔而漂移，其间形成了海洋。上升的地幔流则在此形成了洋壳和岛屿。当向两侧流动的地幔流的前缘遇到对面来的另一地幔流时，就会转而向下流，从而一方面将大陆块体的底部向下牵引，使大陆边缘受到挤压形成褶皱。当对流停止时，褶皱体因均衡上升形成山脉；另一方面向下流的地幔也把大洋壳往下拖，从而形成了海沟（图5-16）。由此可见，霍尔姆斯不仅用地壳沿莫霍面的运动进一步解释了大陆漂移的机制，同时还解释了岛屿、大洋、海沟以及大陆边缘褶皱山系等的形成问题，为海底扩张学说的提出进一步打下了基础。

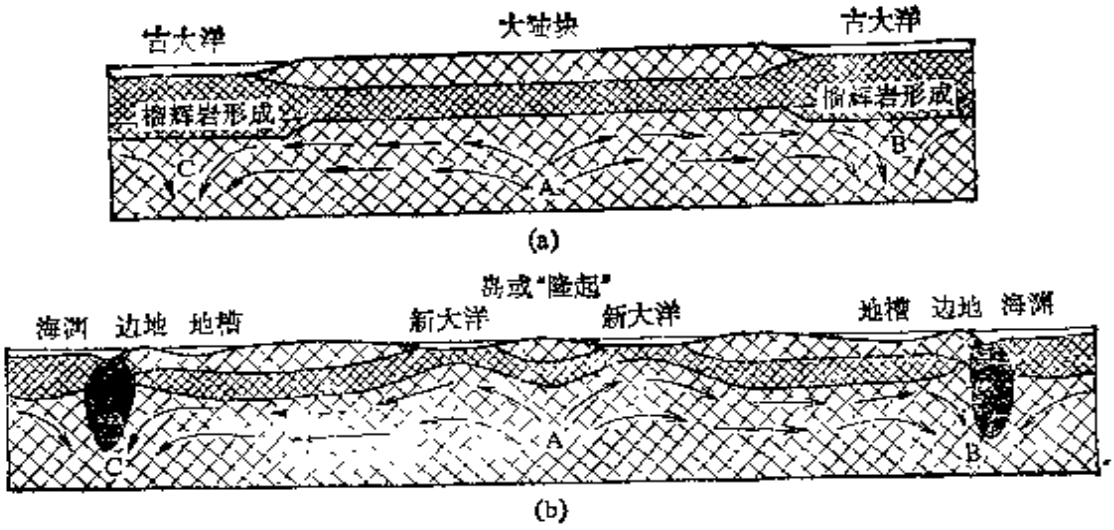


图 5-16 地幔对流引起的大陆漂移

2.海底扩张学说的提出

60年代初，美国地质学家赫斯和迪茨在大量事实的推动下，在地幔对流说的基础上提出：地幔物质在洋脊处随地幔上升流上涌，一面在出口处形成新的大洋岩石圈，一面又推动先期形成的大洋岩石圈逐渐向两侧对称地移动。向两侧移动的大洋岩石圈在海沟处又随着地幔的下降流而俯冲并消亡于地幔中。这一论述就称为海底扩张学说。显然，按这一学说，全球性的洋脊是大洋岩石圈生长的地方，海沟是大洋岩石圈的消亡带。大洋岩石圈一面生长，一面消亡，不断更新（图5-17）。

从图5-17中，我们可以看到，在不同的海域，大洋岩石圈在扩张过程中遇到两种不同的情况：一种是扩张着的洋脊同时把相邻接的大陆岩石圈向两侧推开，大陆岩石圈与大洋岩石圈随着大洋岩石圈的不断生成和向两侧扩张，新生的大洋不断张开，两侧大陆不断远离。大西洋与印度洋的扩张即属此类（图5-17下半部）；另一种情况是，当大洋岩石圈移动至大洋边缘与陆缘相遇时，并不推动相邻大陆岩石圈的移动，而是向下俯冲潜没，重新返回到地幔中，使组成大洋岩石圈的物质得以重熔、更新。俯冲的结果是在地表形成了很深的海沟。太平洋的扩张则属此类

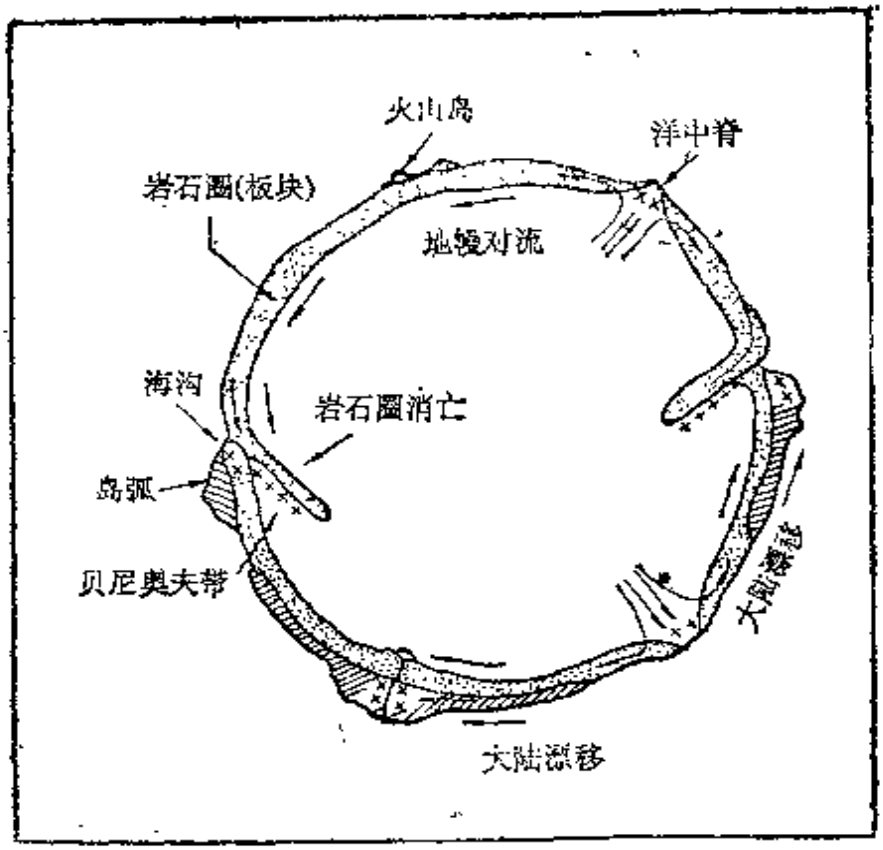


图 5-17　海底扩张说及板块构造模式（据上田诚也等，1983）

×表示地震

（图5-17上半部）。从这里我们也可以得到大西洋、印度洋两岸与太平洋两岸大陆边缘具有不同特点的解释。

3.海底扩张学说的证实

在赫斯和迪茨提出海底扩张学说时，虽然证据尚不充分，但不久这一学说即被多方面的研究成果所证实。其中被称为海底扩张学说的三大支柱是古地磁、海洋钻探与洋底转换断层的研究成果。

（1）古地磁证据

①　地磁场倒转与地磁年表

地磁研究的结果表明，在地质历史时期中，地磁极具有周期性交替变化的特征，即有时地磁极的南北方向与现在一致，有时却相反。这种反向磁化的现象称为地球磁场的倒转。如定义地质

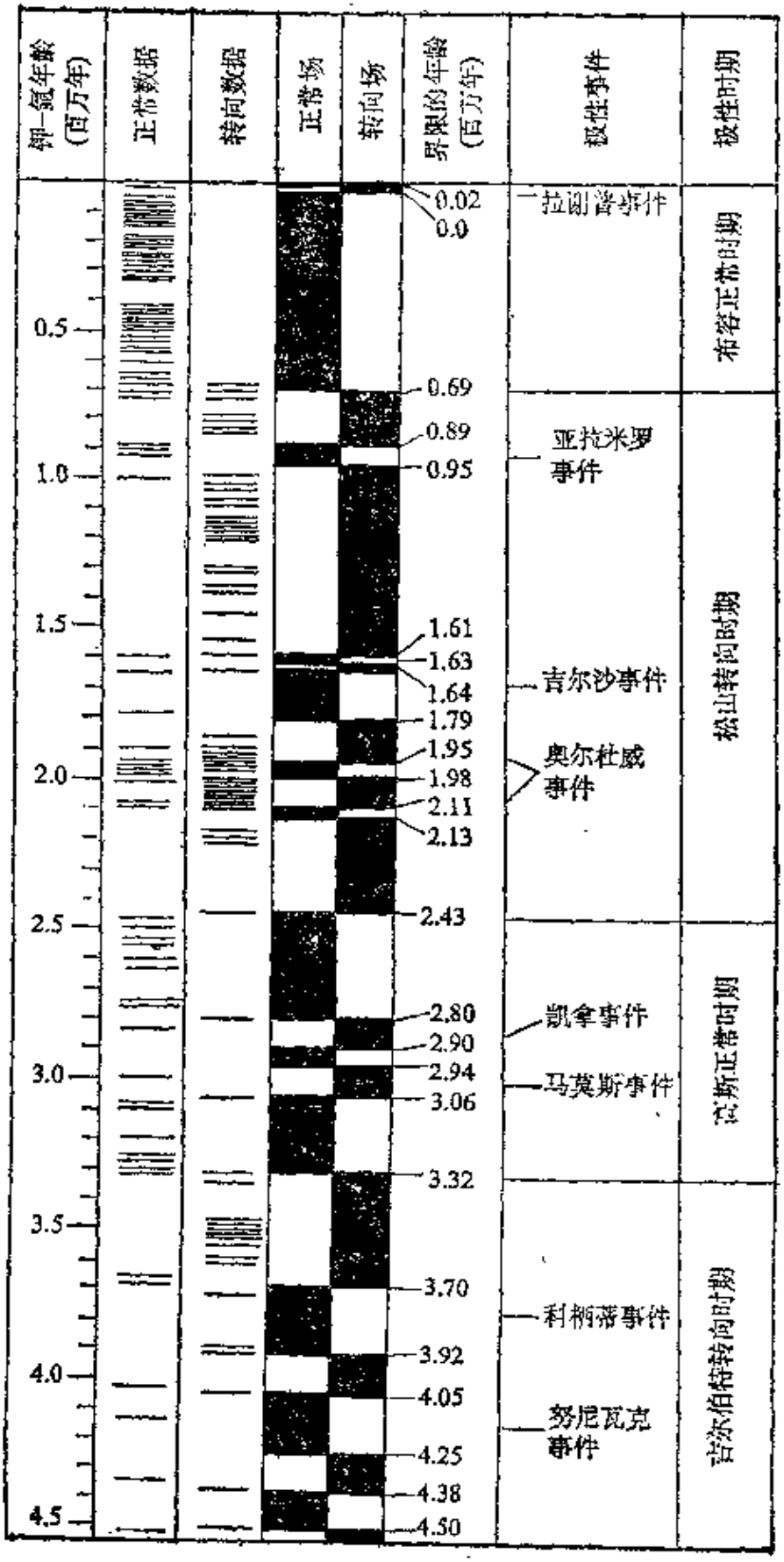
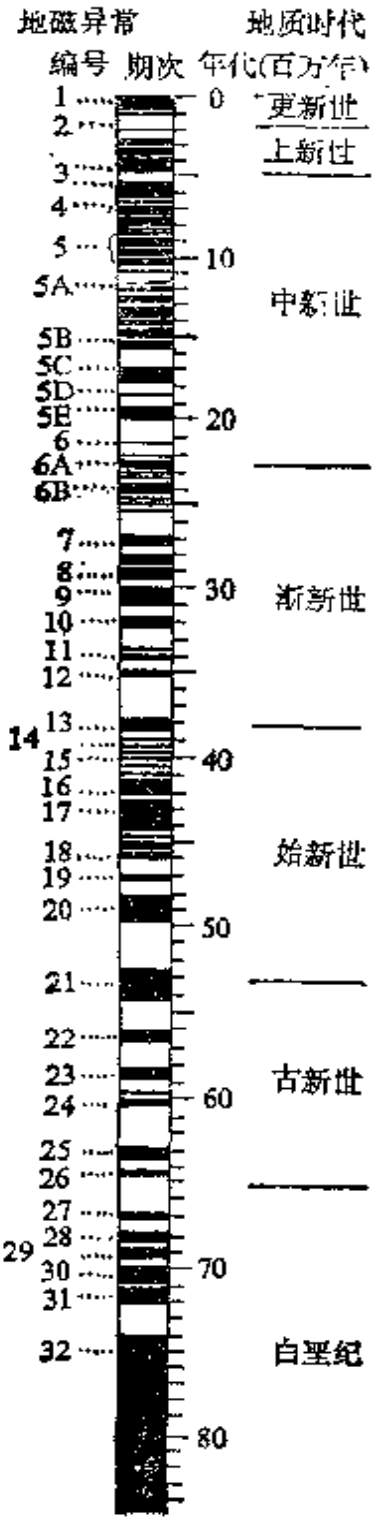


图 5-18
地磁年表
(据 A.
Cox,
1969)

历史中磁极方向与现在相同的时期为地磁正向期，反之则称为反向期。将地磁极正反向变化顺序与岩石同位素年龄测定结果相结合，即可建立地磁年表（图5-18）。在地磁年表中将地磁年代分成了“时期”与“事件”两种不同级别的单位。“时期”的持续时间为10^5—10^6年。各“时期”以最早对古地磁学研究有贡献的学者名字命名，如古尔伯特，高斯、松山、布容等；各“时期”中相对短暂的地磁反向变化称为“事件”，其持续时间10^4—10^5年。各“事件”以最早采得地磁研究岩石样品的地点命名，如莫斯科、奥尔杜威、亚拉米罗等。由图可知，在最近450万年间已发生过三次重要的地磁转向，即距今332万年由古尔伯特反向期转向高斯正向期；距今243万年由高斯正向期转向松山反向期；距今69万年又由松山反向期转为布容正向期。以上地磁年表主要是通过对大陆上的熔岩磁性研究而建立起来的。



← 图 5-19 0.8亿年以来的地磁年表（据Heirtzler等，1968；Blakely等，1974；引自小林和男，1980）

黑色表示正向磁化，空白表示反向磁化

② 海底磁异常特征与海底扩张　海底地磁测量的结果表明，由海底磁异常推算出来的地磁正反向变化不仅在各大洋中对比良好而且和大陆测得的结果吻合得也很好，说明地磁倒转是全球性的。此外，通过海底地磁年龄的测定还把地磁年表向前推到了距今7600万年的白垩纪（图5-19）。

海底磁异常测定的结果还进一步表明：保存在洋底玄武岩中的热剩磁具有平行洋脊，并以洋脊为对称轴呈正反相间的条带状分布规律；保存在沉积岩中的沉积剩磁具有以洋脊为对称轴，平行洋脊呈层状分布的特征（图5-20）。

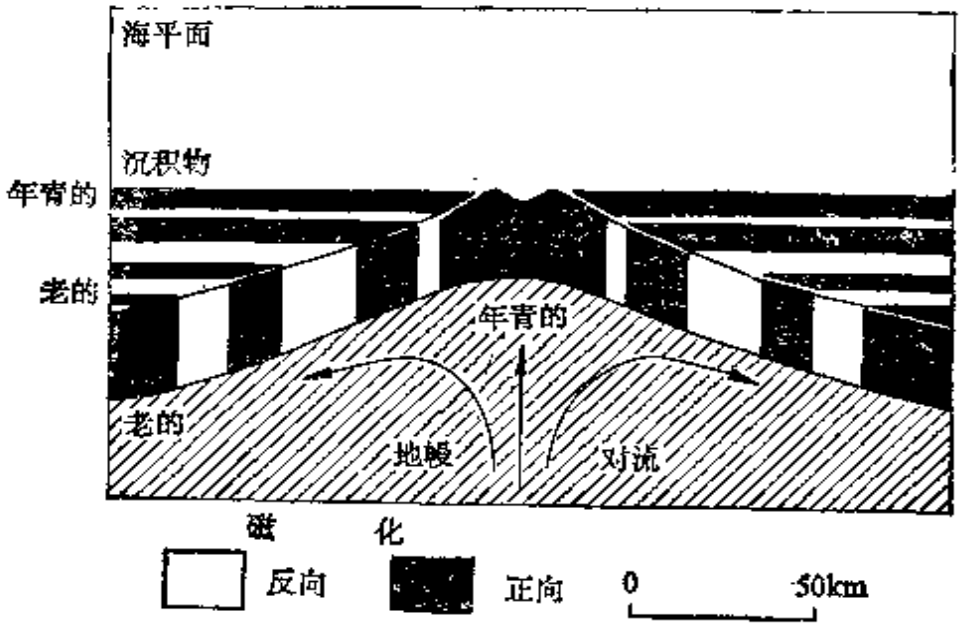


图 5-20　深海磁化沉积物层的分布示意图
（据P.J.怀利，1980）

海底磁异常之所以会形成以上的分布规律，正是对海底扩张的一个极好的证明。正是由于海底不断扩张，使由洋脊部位涌出的地幔物质与洋底沉积物质在不同地磁极方向阶段获得不同的极性。特别有意义的是由大陆熔岩所测得的各地磁性事件所持续的时间与由海底玄武岩的宽度所代表的时间和由洋底沉积物厚度所代表的时间呈完全对应的关系。

（2）深海钻探成果和海底扩张　自1968年8月以来，地质

学家先后在各海域中进行了大量的钻探取样工作，从而在洋底的地壳结构、组成、岩石年龄、演化历史、大洋沉积特征等方而均获得了很多举世瞩目的成果。其中重要的成果之一就是直接揭示了洋底岩石的年龄及洋底沉积层的分布规律，图5-21。由图可知洋底沉积物及火成岩的年龄是以洋脊为轴呈对称分布的；洋脊轴部岩石年龄最轻，愈向外愈老，但最老的又都不超过中生代；洋底的沉积物在洋脊处年代新、时代单一、厚度小，向两侧年代逐渐变老、时代较多、厚度增大。这一切也为海底扩张学说提供了有力的证据。正是由于海底扩张，使先后形成于洋脊附近的玄武岩和沉积岩被推向了两侧，因之随着离洋脊的距离增大岩石年龄变老，沉积岩包含的时代增多、厚度增大；又由于海沟的存在使推移到海沟处的玄武岩和沉积岩潜没、受扩张速率的控制使中生代以前形成的岩石均已消亡。

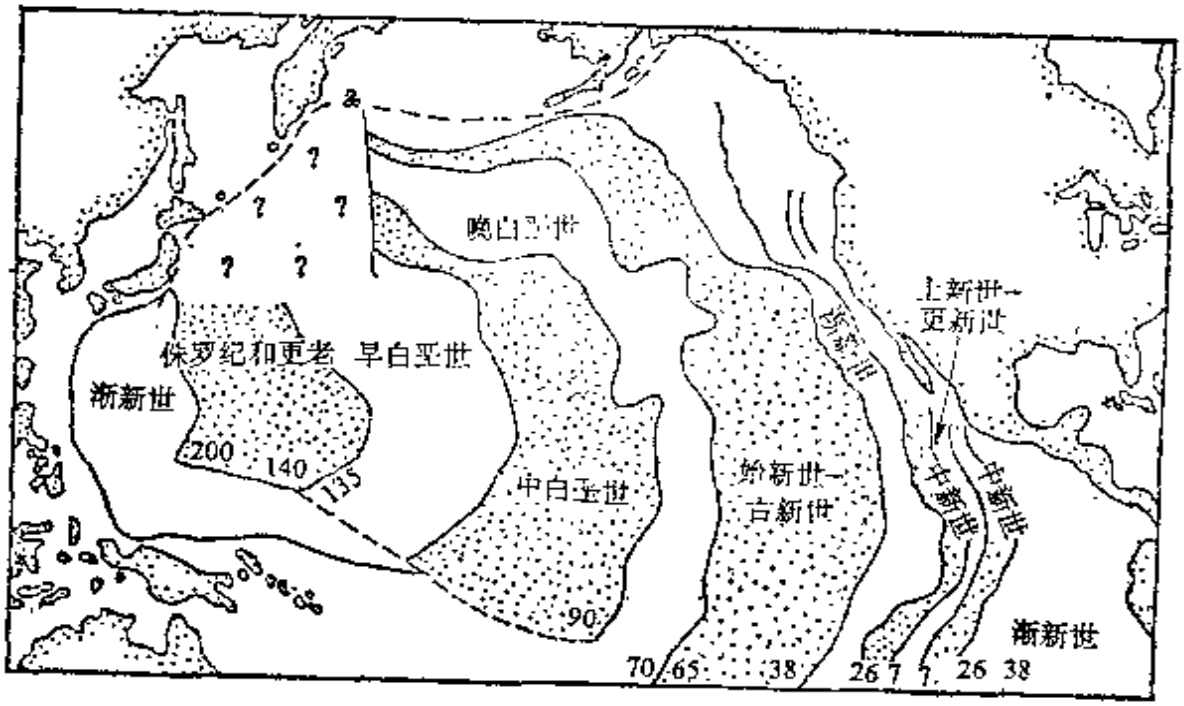


图 5-21 太平洋北部海底年龄图
（据Fischer, A.G.等, 1970）
数字是以Ma为单位的年龄

（3）转换断层与海底扩张　整个洋底褶皱并不发育，却发育了很多横切洋脊、岛弧和海沟的断层（图5-22）。

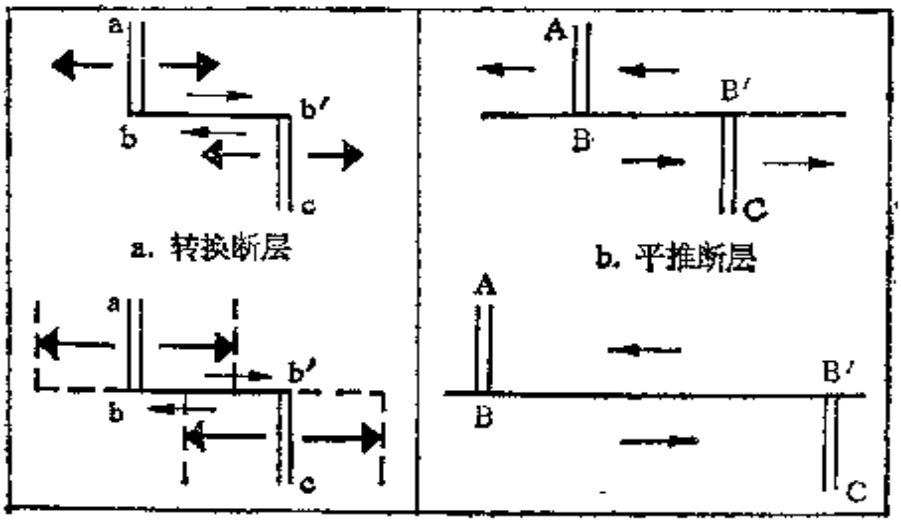


图 5-22　转换断层(a)和平推断层(b)的比较
（据Wilson, J.T., 1965）

这类断层长且平直，其长度可达数百至数千公里，宽数十公里；两侧洋脊和磁异常条带可被水平错开数百公里；断裂呈狭窄的沟槽，两壁陡峻；横切洋脊者大多呈东西向延伸；断层的深度至少切穿洋壳。过去曾将这类断层视同大陆上的平移断层，后因两者有很多不同之处，遂被命名为转换断层，两者不同之处主要有：

①　平移断层两盘所作的是完全相反方向的运动；而对于转换断层来说，每个断盘都有两种相反的运动方向：在洋脊的一侧其断盘运动方向与断层总的断盘运动方向相反，另一侧则相同。转换断层的这种运动方式就是海底扩张的最好证明。

②　平移断层可沿整个断层面发生剪切作用，从而在整个断层带上引起剪切性地震；而转换断层只在断层两侧洋脊之间的地段发生剪切作用，也只在这一地带引起剪切性地震。

③　平移断层的断距向断层两端逐渐减小，以致最后消失；而转换断层因与其它形式的构造，如洋脊、海沟、岛弧等相连

接，因此原来的水平错动在与其它构造连接处发生终止并改变成另一种方向的运动。转换断层的名称也由此而来。

④ 平移断层一般来说所距将随断层活动时间增长而增大；而转换断层则不一定。

⑤ 平移断层只发育在大陆上，而转换断层不仅发育于大洋中，也有的发育于大陆上。如图5-23所示即为位于美国西海岸连接两段洋脊的圣安德烈斯转换断层。它的南端与加利福尼亚湾内东太平洋洋脊的北延部分相接，北端与戈达洋脊，胡安·德·富卡洋脊相接，具右行性质。

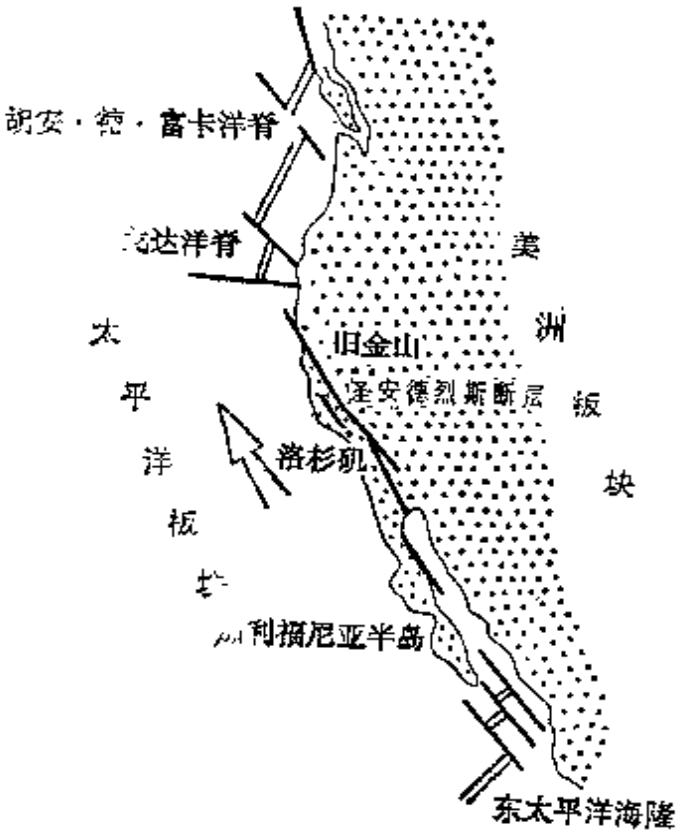


图 5-23 美国西部圣安德烈斯断层

（4）海底扩张学说的基本内容 归纳起来。海底扩张学说的基本内容如下：

第一，全球规模的洋脊是洋壳生长的地方，地幔物质由洋脊轴部裂缝涌出，冷凝成为最新洋壳。后形成的洋壳将先形成的洋壳从洋脊轴部依次向两侧推开，海底洋壳的年龄随着与洋脊轴部距离的增大而变老，因此洋脊又称增生带或发散带。洋脊的不同地段，或同一地段的洋脊在不同时期其扩张的方向与速率并不衡定。东太平洋洋脊一般扩张速度每年8cm，大西洋、印度洋为4cm。整个海底扩张速度是两侧扩张速度之和。

第二，洋壳到达海沟时就俯冲下沉消亡，所以洋壳并不无限地扩张，地球也没有因之发生膨胀。海沟俯冲带又称消亡带，洋

壳生长与消亡并存，每2—3亿年完全更新一次。

第三，海底扩张起因于地幔对流。洋脊是对流体上升带或发散带，海沟是对流体下降带或汇聚带。转换断层则是对流速度快慢不同地区之间剪切作用的产物。

第四，海底扩张学说提出在地幔对流作用下，岩石圈在软流圈上“漂移”的理论，比魏格纳和霍尔姆斯对漂移机制的解释又进了一步。

三、板块构造学说

诞生于六十年代末期的板块构造学说，不仅归纳了大陆漂移和海底扩张学说的基本观点，而且将大陆与大洋地质研究的结果予以了有机的结合，从而在广泛的基础上对地球的演化问题作出了较全面的阐述，引起了地球科学的革命。

1.板块与板块构造的概念

组成固体地球表层的岩石圈，不论将其厚度与其面积相比，还是将其厚度与地球半径相比，都是很小的。所以岩石圈只是覆盖在地球表面上的一层刚性的球面盖板。受地球内部物质运动的影响，这个球面盖板被分成了很多既不连续又互相镶嵌、大小形状各异的球面块体。这些块体被称为岩石圈板块，简称板块。不同板块的衔接部分即板块边界是地球上活动性较大的地带，因此也可以说板块是被活动带所分割而成的岩石圈块体。

地幔对流作用使驮在地幔上的板块不断发生运动，在板块边界上不断发生相互作用，由板块运动或由板块相互作用形成的地质构造称板块构造。

2.板块边界的类型

分割板块的边界有三种类型，如图5-24所示。各种不同板块边界类型及其主要特征如下：

（1）分离型板块边界　分离型板块边界又可称增生型、发展型、建设型或拉张型边界。处于这类边界两侧的相邻板块作垂直边界的相背运动，留下的空间则不断地被从软流圈涌出的物质

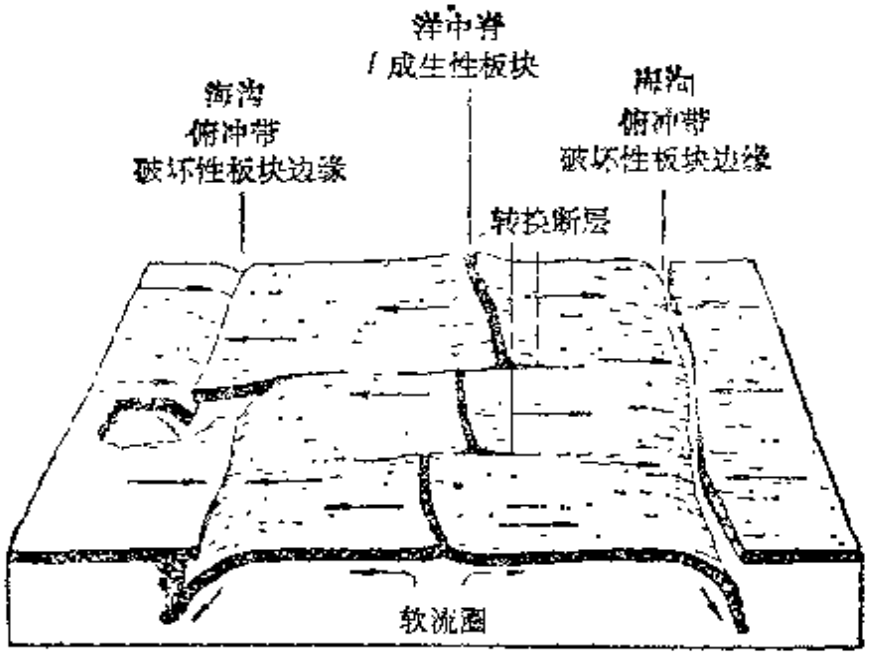


图 5-24 板块边界的类型（据W.K.汉布林，1975）

充填形成新地壳。分离型边界又是巨大的张力构造带，常显示地堑型正断层特征，并引发与这类断层活动有关的浅源地震。分离型边界常有较高的热流值。出现在大洋中的分离边界即洋脊，出现在大陆上的分离型边界即大陆裂谷。

（2）汇聚型板块边界 汇聚型板块边界又称消减型、敛合型、消亡型、破坏型或挤压型边界。处于这类边界两侧的相邻板块作垂直边界的相向运动，表现为两个板块的对冲与碰撞。这种对冲碰撞关系可以发生在两个洋板块、两个陆板块或一个陆板块与一个洋板块之间。当洋板块与陆板块汇聚时，因洋板块比重大、位置低，因而出现了洋板块插入陆板块以下的作用，这种作用即如前所述的俯冲作用。两个板块汇聚的地带称俯冲带，又称贝尼奥夫带。俯冲的洋板块回到地幔后将逐渐消亡；当汇聚边界两侧都是陆板块时，由于两个板块比重、高度相差无几，因而发生了两个板块的碰撞作用，碰撞结合的地带称碰撞带或地缝合线。沿地缝合线地壳厚度大大增加，强烈变形，形成宏伟的褶皱山系，并伴

有广泛的岩浆活动与变质作用。太平洋板块与欧亚板块的汇聚属俯冲性质；非洲，印度与欧亚大陆汇聚属碰撞性质。

（3）转换型板块边界　由转换断层构成的板块边界称转换型边界，或称剪切型边界。处于这类边界两侧的板块平行于边界作走向滑动，岩石圈在此既不增生也不消亡。

由于地震的分布与板块边界所处的位置关系十分密切，所以通常也可以将成带状分布的地震（地震带）作为划分板块的标志。一条明显的地震带常对应于某种板块边界；相反，不存在地震带的地方，那里也不可能存在现代板块的边界。

3.板块的划分

全球各种类型的板块边界一一首尾相连，把岩石圈分成了一个个的板块。法国地球物理学家勒比雄最初在全球确定了六个大板块，图5-25，即美洲板块、非洲板块、欧亚板块、印度板块、太平洋板块与南极洲板块。

美洲板块：基本上位于大西洋中脊以西，东太平洋海隆以东，包括了南北美大陆的全部和大西洋中脊以西的部分大洋。总体向西运动，其东缘为大西洋型大陆边缘，西缘为太平洋型大陆边缘。

非洲板块：包括非洲大陆及周围大洋，板块的西、南、东均以洋脊为界，东北部局部地段以汇聚型边界与欧亚板块相接。

欧亚板块：包括欧亚大陆的大部分及大西洋洋脊以东部分大洋，东缘与西太平洋俯冲带，南与非洲及印度板块以碰撞带相接，部分地区接触界线性质不明。

印度板块：包括印度和澳大利亚大陆及印度洋、南太平洋的部分大洋、西北部以转换断层与非洲、欧亚板块相接，西部和南部以洋脊和非洲、南极洲板块相接，东北部以俯冲带与太平洋板块相接，北部以地缝合线与欧亚板块相接。

太平洋板块：东太平洋海隆和圣安德烈斯转换断层以西，西太平洋海沟以东的广大区域。占据了太平洋的主体。

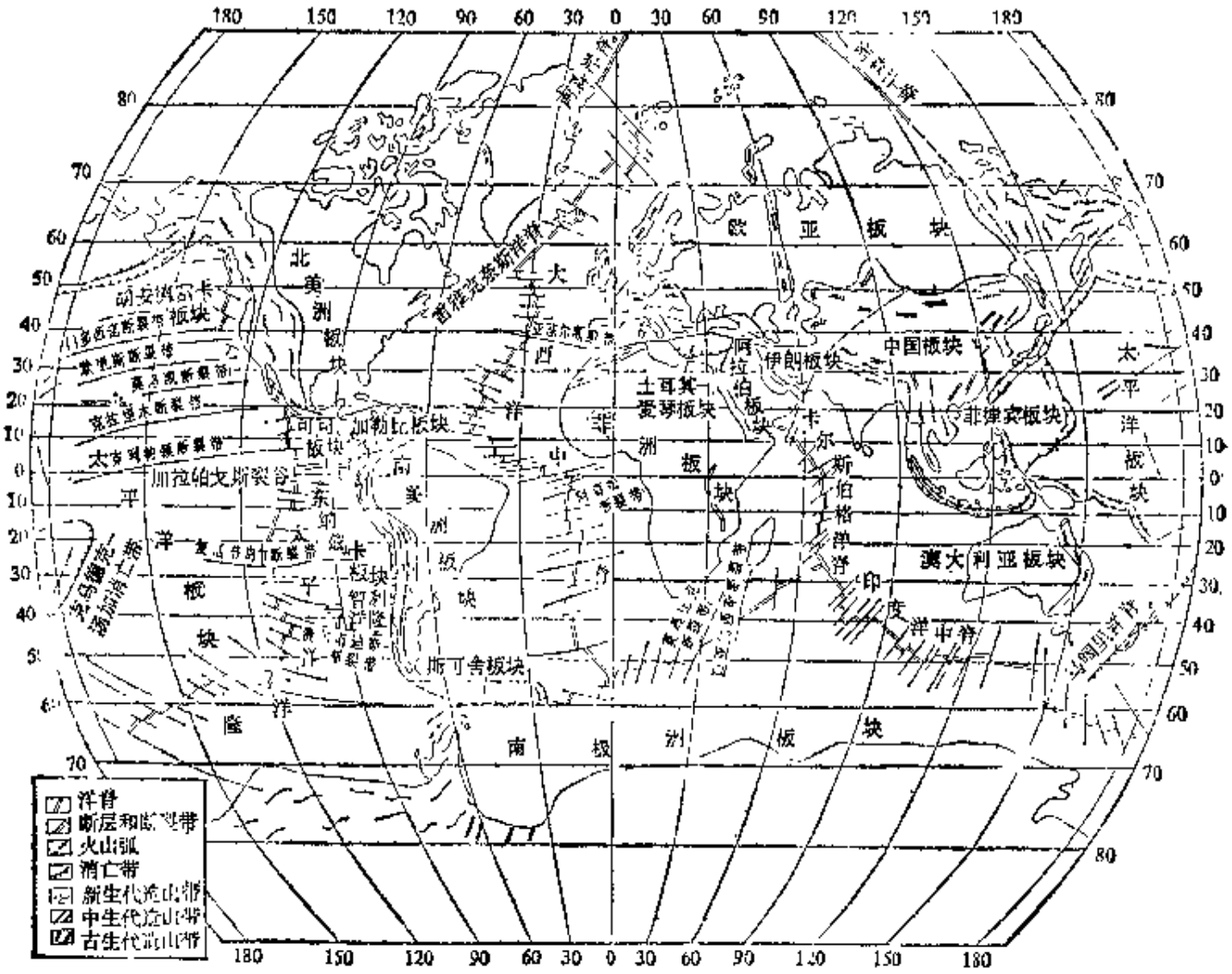


图 5-25 全世界板块划分图(据K.C.Condie《板块构造与地壳的演化》,1976)

南极洲板块：位于南极洲地区，以洋脊和转换断层与周围板块相衔接。

以上这些板块面积都大于 $10^8 km^2$，它们决定了全球板块的基本运动格局。从以上板块划分的情况还可以看出，板块的划分既不以海岸线为界，也不以岩石圈类型为界，而是严格地按照三种不同类型的边界来划分的，所以同一个板块常常可以由大陆岩石圈或大洋岩石圈共同组成。但是，在习惯上有时将组成板块的主体位于大陆部分的称其为陆板块，如非洲板块；主体位于大洋的称其为洋板块，如太平洋板块。

研究工作的深入使板块划分也变得愈来愈细，如图5-25中还划分出了很多二级甚至三级的小板块。

四、板块构造学说对地质作用与地壳演化的认识

1.关于地质作用

板块构造学说认为各种地质作用的发生与发展均受控于板块的运动，各种地质作用均可在板块构造活动图案中获得统一。板块内部是相对稳定的部分，板块边界则是相对较活动的地带。发生于板块边界上的各种地质作用均可以统一于一定板块边界条件所规定的模式之中。现以敛合俯冲型中的海沟-岛弧系边界为例，对此加以简要说明之。

海沟-岛弧系边界的地质作用非常复杂，但都可以用板块俯冲机制统一解释。横穿发育完善的海沟-岛弧系可以分成如下构造单元：海沟外部隆起、海沟、海沟坡折（又称构造弧）、弧前盆地、岩浆弧（火山弧）、活动边缘海盆、残余弧、不活动边缘海盆地等（图5-26）。弧沟虽然紧密伴生，却具有完全不同的特征：

海沟：地形最低，有非常显著的重力负异常，热流值最低，地壳属大洋型。海沟是海底扩张的终点，大洋岩石圈板块在此向地幔俯冲消亡。

岛弧：地形增高，具高热流值，地壳类型复杂。根据岛弧发

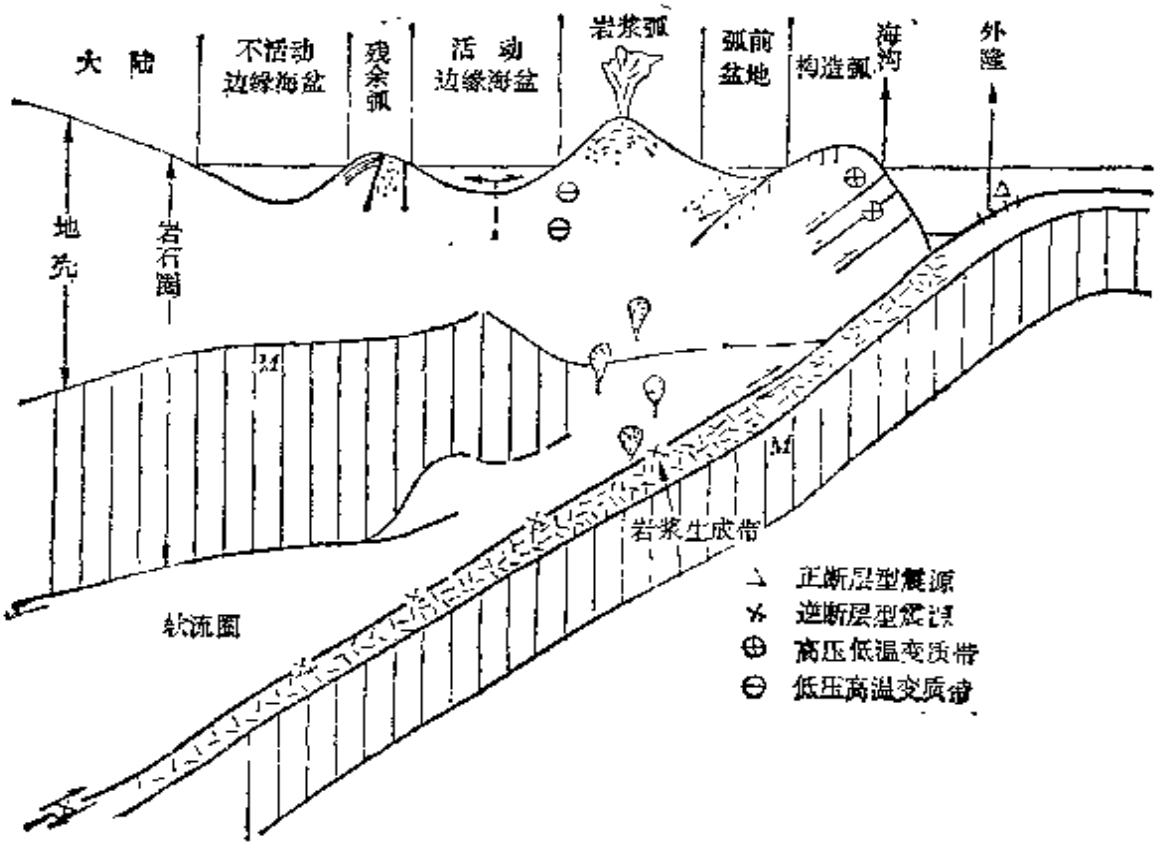


图 5-26 海沟-岛弧系组成与地质作用

育程度不同，可为大陆壳、大洋壳或介于两者之间的过渡型地壳。

海沟和岛弧所具有的这些不同特征，均与板块俯冲时的热效应，构造作用相一致。在这种背景条件下，海沟与岛弧所发生的地质作用既不相同又互相联系。

① 沉积作用

沟、弧地区地形反差大，为沉积作用提供了良好条件，且在不同的沉积单元中沉积特征各具特色。在海沟内，海水深，形成深海类型的沉积，但大部分沉积物质又在俯冲过程中被带走，故沉积厚度不大，从几百米到千米左右；在弧前盆地中，沉积类型复杂，要接受来自构造弧和火山弧上风化剥蚀的产物；边缘活动海盆，即位于岩浆弧与残余弧之间的盆地，被认为是由弧内扩张作用从弧内盆地演变而来，盆地水深约2000—2500m，具极高的热

流值。由于残余弧对来自陆源风化物质的阻挡作用，所以盆地中几乎没有来自陆源的碎屑物质。沉积物主要由来自岩浆弧的火山碎屑物质组成。此外还有盆地内部形成的、生物成因的钙质和硅质软泥；位于残余弧与大陆之间的不活动边缘海盆地，水深可达3000m左右。靠大陆一侧接受来自大陆的碎屑物质，靠残余弧一侧则接受残余弧上风化的火山物质。

② 岩浆活动

沟、弧区岩浆活动十分强烈、复杂。岩浆活动主要由俯冲板块返回地幔，达到一定深度发生熔融所引起。由于基底不同，岩浆因所处的演化阶段不同以及距俯冲带的深度不同，在不同部位，不同区段岩浆活动及其产物均不相同。但这种变化是有一定内在联系、有一定的时空变化规律的。俯冲带的岩浆活动，主要发生在岩浆弧范围内，距海沟轴部150—300km，平行于海沟呈弧形展布。自海沟向陆的方向，喷出岩的体积与侵入岩的规模均有变小的趋势，岩石成分也具有明显的分带性。在喷出作用中又以喷发方式为特征（不同于洋中脊以溢出为主），喷出物质中80%以上为碎屑物质。

③ 变质作用

俯冲板块边界区域变质作用十分发育，且常形成双变质带，即由一个高压低温和一个低压高温平行组成的变质带，其间夹一条完全未变质的岩带。

④ 造山作用

在大洋岩石圈板块向大陆岩石圈板块俯冲的过程中，使相对仰冲板块上的物质，由俯冲板块在俯冲过程中刮落下来的物质以及由俯冲带上升的某些岩浆物质一起受到挤压、褶皱、断裂、变质与隆起，从而造成岛弧和山脉，这属于板块边界造山形式的一种。

⑤ 地震活动

总的来说，板块边界都是现代地震活动十分强烈的地带，也是地震强度最大、频度最高的地带。全球95%以上的地震都发生



图 5-27　日本的三对区域变质带（据都城秋穗，1961，1972）

在板块边界上，这种发生在板块边界的地震称板间地震。

在板间地震中，环太平洋分布的地震带就分布在俯冲带上。世界上80%的浅震、90%的中震和几乎100%的深震都发生在这个带上。此带上的最大震级曾达8.9级，所释放的地震能量约占全球地震释放能量的80%以上。震源深度最大可达720km。其震源机制主要是板块俯冲引起的正断层与逆断层，沿贝尼奥夫带作规律的变化。震源深度由海沟→岛弧→大陆方向，呈浅震—中震—深震的分布规律。

上述地质作用均与俯冲作用有着密切的联系。大洋岩石圈板块的俯冲作用一方面形成了海沟，另一方面使相邻的大陆岩石圈板块的物质以及从俯冲板块上刮落下来的物质受到褶皱、挤压，断裂、抬升造成了俯冲带型的造山作用，同时也使大洋岩石圈本身形成了外隆；俯冲板块达到一定深度后的熔融作用造成了俯冲带的岩浆活动，与熔融的深度相对应，使岩浆弧的位置与海沟距相当的间隔；随俯冲的深度不同使岩浆分异的程度，向上运移时穿越的物质均发生相应变化，因而使岩浆作用及其产物在平面上呈规则的分布；又由于俯冲作用过程中常带入了较多的水分，被加热的水分成了蒸汽，也成了火山喷出时的动力，故而发育了以喷发方式为主的火山活动；火山作用与岩浆活动还逐步加剧了此带的造山作用；俯冲作用，使海沟靠岛弧一侧受到较大的压力，但由于此处离地表较浅，故而形成高压低温变质带，而在岩浆弧分布地带却由于岩浆作用造成的高温又形成了高温低压变质带，从而组成了平行分布的双变质带；板块的俯冲还引起了地震活动，在外隆部位，由于大洋岩石圈板块的俯冲下沉作用，在此可形成一系列的正断层从而引发正断层型的地震，在俯冲带内部则由于俯冲极块与仰冲极块的摩擦作用则形成的是逆断层型的地震，随俯冲带深度由海沟向岛弧、大陆方向的不断加深，震源深度也随之而加深。此外火山活动也可以引起地震，由此也加剧了俯冲带的地震活动；俯冲作用达到一定深度后相应可引起地表发生张裂作用，如张裂作用位于岩浆弧分布的部位，则可使岩浆弧破裂，并随之扩张形成残留弧，相应之下则出现了活动的与不活动的两种边缘盆地，并在不同的盆地中形成与其相应的沉积物质。

2.关于地壳演化

地幔对流说曾指出，位于大陆下面上升的地幔流可以把大陆撕裂，并随着地幔的侧向流动，象传送带一样把撕裂的大陆向两侧运移，其间就形成了海洋。但地球的表面并未因有新海洋的生

成而发生变化。因此当有的大洋扩张时，必然有相应的大洋在缩小，甚至闭合（又称关闭）。如大西洋的扩张就伴随着太平洋的缩小。威尔逊根据大洋发展趋势，把大洋自开启至闭合分成了六个阶段。大洋盆地生命的六个阶段被称为威尔逊旋回，表5-6。表中前3个阶段表征了大洋的形成和张开，后三个阶段，则标志了大洋的收缩和关闭。有人认为，从某种程度上可以说，大洋发展旋回是板块构造学说的一个总纲，它体现了板块理论的精髓。

表 5-6　大洋盆地生命周期的阶段及其特征

（据Wilson, J.T., 1973）

阶　段	实　例	运动	山　脉	沉　积	火成岩	变质程度
1.胚胎期	东非裂谷	上升	断块隆起	很少	拉斑玄武岩溢流，碱性玄武岩中心	轻
2.幼年期	红海、亚丁湾	上升和扩展	断块隆起	狭窄陆棚，蒸发岩	拉斑玄武岩海底，玄武岩岛屿	轻
3.成年期	大西洋	扩展	洋中脊	广阔陆棚，冒地槽型沉积	拉斑玄武岩洋底，碱性玄武岩岛屿	轻
4.衰退期	太平洋	挤压	岛　弧	岛弧，优地槽型沉积	安山质火山岩，花岗闪长岩-片麻岩深成岩	有些
5.终了期	地中海	挤压和上升	年轻山脉	蒸发岩、红层、碎屑岩岩楔	安山质火山岩，花岗闪长岩-片麻岩深成岩	可观的
6.遗痕（地缝合线）	喜马拉雅	挤压和上升	年轻山脉	红层	很少	重大的

板块构造学说揭示了岩石圈被裂解为若干巨大的板块，坚硬的岩石圈板块驮伏在塑性软流圈之上，纵横于地球表面作大规模

的水平运动。板块与板块或相互分离，或相互聚合，或相互平移。在板块分离处，地幔物质上涌，冷凝成新的大洋岩石圈，导致板块增生；在聚合处，大洋板块俯冲至相邻板块之下，返回地幔，导致板块消亡。由此板块学说认为，沧桑之变，或者说大陆的分合与大洋的启闭，实际就是岩石圈板块的生长、漂移、俯冲与碰撞的历史。

第六章　中国区域构造概述

第一节　中国地势特征

现代地势特征是长期内外力地质作用的产物，其中尤以与第三纪以来的新构造运动关系更为密切。研究了解中国现代地势特征，既可了解到有关新构造运动的特征，也可以在一定程度上帮助了解我国的构造轮廓。

我国地势总的显示如下特征：

第一，从世界屋脊青藏高原向太平洋，自西向东逐级降低，基本可分为四级阶梯，图6-1。

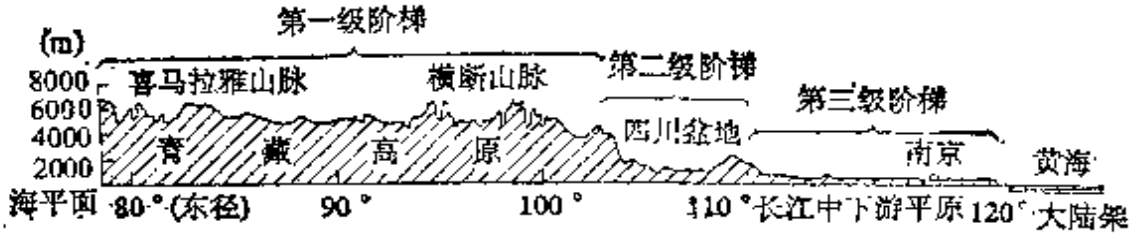


图 6-1　中国地形剖面示意图
（沿北纬32°；引自《中国地理》，1980）

青藏高原是最高一级阶梯。喜马拉雅山脉、喀喇昆仑山脉耸立在高原的西南边缘；昆仑山、阿尔金山、祁连山构成高原北界。此区平均海拔在4500m以上。东亚、南亚各大河流均发源于此。

青藏高原以东、以北，海拔高度降到2000—1000m的地区，构成第二级阶梯。它包括了塔里木盆地、四川盆地、准噶尔盆地等若干大、中型盆地与云贵高原、黄土高原和内蒙古高原。

大兴安岭、太行山、巫山、雪峰山一线以东为第三级阶梯。它以平原和低山丘陵等地形为特征。主要的平原为东北平原、华北平原与长江中下游平原；主要的低山丘陵是长白山地、辽东丘陵与江南丘陵。平原高程在500m以下，低山丘陵均在千米以下。平原与低山丘陵总体呈北北东向展布。东南辽阔的海域，如渤海、黄海、东海，南海的西部与北部均为大陆架，底部平坦，许多地貌、地质特征与大陆密切联系，是陆地在水下的延伸部分，也被划入第三级阶梯。

大陆架以外，海水较深，达2000—3000m的地带，包括日本海、鄂霍茨克海等可视为第四级阶梯。

第二，以近南北向的贺兰山、六盘山、龙门山、横断山为界，可分为具有完全不同景观的东西两部分：

西部由以北西西—东西向延伸的山脉和盆地组成为特征。高山耸立，中间隔以盆地，形成山脉与盆地并列的面貌；东部的山系、丘陵则多为北东—北北东向。平原和低山占主要位置。嵌于山系中的盆地、平原、高原，其轮廓大多为三角形或菱形。

第三，自北向南有三条近东西向延伸的山脉，将全国分成四部分：

北面的阴山山系，为内蒙古高原与华北平原的界山；中部的昆仑山-秦岭-大别山一线是长江流域和黄河流域的分界线，也是南北自然地理的分界线；南部的南岭，既是长江流域和珠江流域的分界线，也是一条重要的自然地理分界线。

第四，地势特征与地质构造关系密切。这表现在山脉的走向与构造线方向一致；地形单元与构造单元关系密切；地势特征与深层构造有明显的对应关系等等。

第二节　中国大地构造位置

任何地区的大地构造发展都与它周围的环境有着密切的联

系，并与周围环境组成一个有机的整体。我国所处大地构造位置背景条件如下，图6-2。

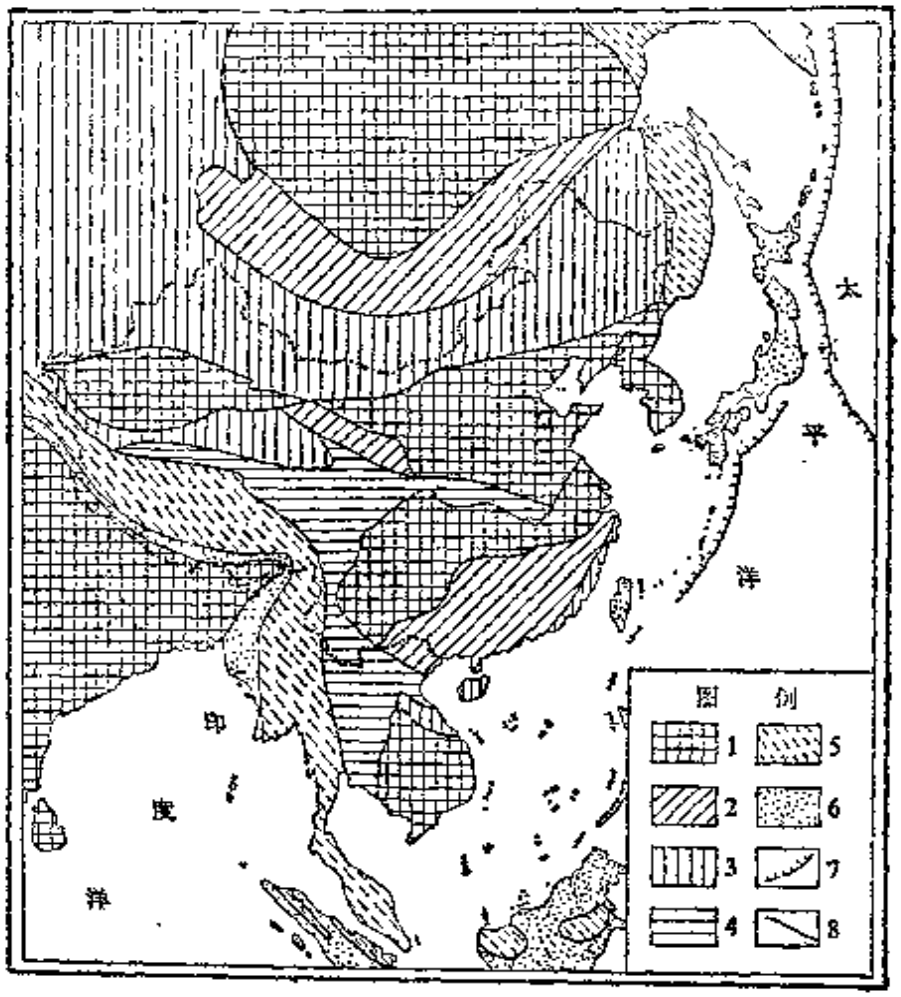


图 6-2 中国大地构造位置示意图

1——地台；2——加里东褶皱系；3——华力西褶皱系；4——印支褶皱系；5——燕山褶皱系；6——喜马拉雅褶皱系；7——海沟；8——构造单元界线

第一，中国的北面是稳定的西伯利亚地台。地台以南是一个广阔的古生代地槽褶皱区。中国的北部主要属于这个褶皱区的南带。

第二，中国的西南面是稳定的印度地台。中国的西南部是一个古生代至新生代连续发展的地槽褶皱区

第三，东临太平洋。中国位于陆壳与太平洋洋壳交接与转化的地带，太平洋洋盆属于大洋中的稳定构造单元。

由此可见，中国是处于西伯利亚地台、印度地台和太平洋洋盆三大稳定单元之间，总体呈东西向延伸的相对活动带。在这个宽阔的活动带中，有相对稳定的近东西向延伸的塔里木-华北地台，它在中国大地构造演化中占有重要地位；呈北北东方向展布的陆壳与太平洋洋壳的交界线，使中国北北东向构造活动特别强烈，并与上述东西向构造呈交叉形式，使得我国大地构造具近东西向和北北东向分区的特征。

按板块构造观点，中国大地构造位置位于印度板块与欧亚板块碰撞带和太平洋板块向欧亚板块俯冲带所夹范围之内，致使中国大地构造的发展与板块的碰撞和俯冲关系至为密切。

中国古生代褶皱主要沿东西方向发育。在中新生代，印度板块在西南地区向北移动与欧亚板块碰撞形成了阿尔卑斯-喜马拉雅地缝合成，夹在两个大陆间的原海域——古地中海或古特提斯海消失。印度地台的继续北移挤压呈向北东方向凸出的弧形；东部受太平洋板块的向西挤压呈北北东向展布，并使呈北北东向展布的构造与东西向构造形成交叉关系。印度板块与太平洋板块对欧亚板块中新生代的挤压作用，使中国地台因此而在中新生代显示了较大的活动性。

第三节　中国大地构造分区及中国槽台的主要特征

一、中国大地构造分区

根据中国区域地壳构造活动性质的差异及由强烈活动向相对稳定转化时期的不同，可将中国大地构造划分为27个主要构造单元（图6-3）。

地槽褶皱系，按转化时间不同可分为：

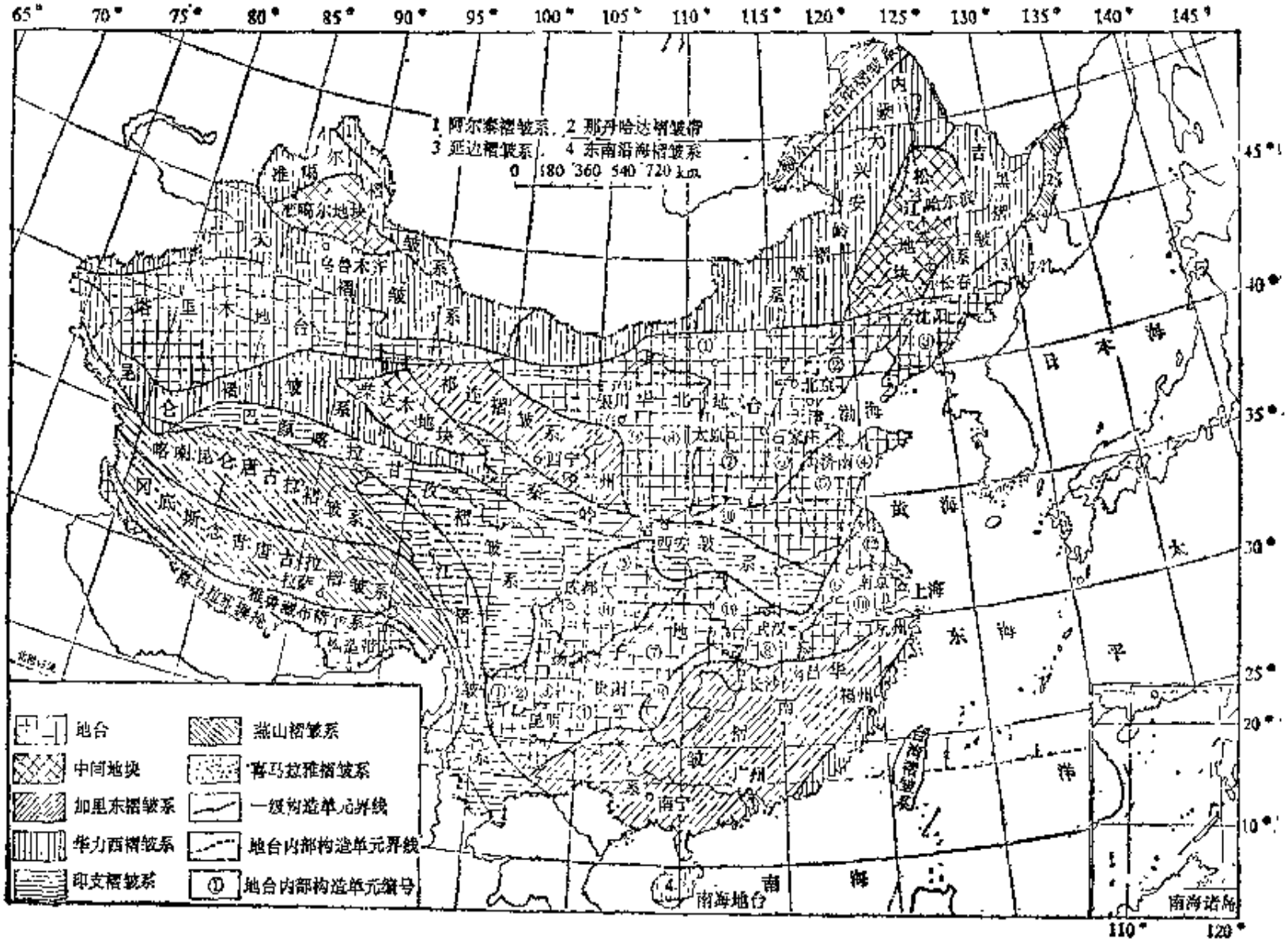


图 6-3　中国大地构造分区略图（地台内部构造单元名称见正文）

加里东褶皱系：额尔古纳褶皱系、祁连褶皱系、华南褶皱系；

海西褶皱系：阿尔泰褶皱系、准噶尔褶皱系、天山褶皱系、内蒙-大兴安岭褶皱系、吉黑褶皱系；昆仑褶皱系、延边褶皱系、东海沿海褶皱系；

印支褶皱系：秦岭褶皱系、巴颜喀拉-甘孜褶皱系、三江褶皱系；

燕山褶皱系：喀喇昆仑-唐古拉褶皱系、冈底斯-念青唐古拉褶皱系、那丹哈达皱褶皱带；

喜马拉雅褶皱系：雅鲁藏布褶皱系、台湾褶皱系；

中间地块：柴达木地块、准噶尔地块、松辽地块；

地台：华北地台（又称华北准地台、中朝准地台）、扬子地台、塔里木地台、南海地台、印度地台北缘（又称喜马拉雅辗掩构造带）。

上述不同类型的构造单元空间展布明显反映出：

第一，以近南北向的贺兰山、六盘山、龙门山及横断山为界，中国东西部的构造格局不同。西部以不同时代的褶皱系为主，间夹中间地块及地台；东部以地台为主干，北侧及东南侧为古生代褶皱区，东缘为滨太平洋中新生代褶皱区所环绕。

第二，以华北地台和塔里木地台为界，南北两侧发展经历不同。北侧为中国北部地槽褶皱区。褶皱系由北向南变新，海西末期结束地槽活动，成为古亚洲的组成部分。南侧又以扬子地台为界，分为东西两部分。西部为中国西南地槽褶皱区，自古生代以来，经历过长期复杂的发展。总的表现为，褶皱系由北向南，由加里东褶皱系—海西褶皱系—印支褶皱系—燕山褶皱系—喜马拉雅褶皱系逐渐变新。显示稳定地区逐渐向西南扩大，最后于新生代初与印度地台连为一体。东南部与东部边缘，由西向东，由加里东褶皱系至现代岛弧活动带，总的表现由西北向东南褶皱系逐渐变新，活动带逐渐向东推移的特点。

二、中国槽台的基本特点

1.中国地槽的基本特点

中国古生代以来可划分出18个褶皱系，1个褶皱带和3个中间地块。按位置可分成三个地槽褶皱区：北部地槽褶皱区，它隶属于位于塔里木—华北地台以北，西伯利亚地台以南的中亚—蒙古地槽褶皱区，为其南缘部分。这是一个自元古代至古生代末长期发育的地槽褶皱区；西南地槽褶皱区，位于扬子地台之西，介于塔里木—华北地台与印度地台之间，从古生代至新生代长期活动。从更大背景看，它属于特提斯—喜马拉雅地槽褶皱带的重要部分；滨（环）太平洋地槽褶皱区，位于中国东南和东北边缘，包括扬子地台以南的华南地区和中国东北的东部边缘以及台湾及其附近岛屿。这是一个发育于亚洲大陆东缘与西太平洋洋盆之间，从古生代至新生代长期活动的地槽区，属亚洲东部滨太平洋地槽区和西太平洋岛弧地槽区的一部分。

中国的地槽褶皱系发育于不同的构造旋回，出现在不同的构造空间，总的具如下特征：

（1）中国地槽的发育方式　中国地槽有着不同的发育方式，其中一部分是从元古代以来继承发展的地槽，如华南地槽褶皱系；另一部分是在古陆壳基础上，由陆壳拉张减薄，断陷裂开形成的地槽，如北祁连地槽褶皱带。

（2）地槽期火山活动的特征　中国地槽褶皱系在地槽期的火山活动特征与强度不同，故而有优地槽与冒地槽之分。

（3）中国地槽褶皱区构造发展特征　中国地槽褶皱区一般都经过多次地壳运动，具有多旋回的发展特点。所形成构造也较复杂；褶皱多由一系列的复背斜和复向斜组成，大多呈紧密的同斜、倒转形态，构造线方向明显受区域性构造控制：北部地槽褶皱区呈向南突出的弧形、西南地槽褶皱区以北西向为主、滨太平洋地槽褶皱区以北东-北北东向为主。地槽褶皱区中深断裂也十分发育。

（4）具明显的构造迁移现象　地槽褶皱区内的迁移现象在我国相当普遍，既有横向迁移也有纵向迁移。横向迁移一般都以地壳上较老的稳定地块作起点，朝背离地块的方向迁移。在陆缘地槽里，从地块向大洋方向迁移；在陆间地槽里则从两侧地块向地槽系内部迁移，直至地槽闭合。在陆间地槽区，如中亚—蒙古地槽区中，由于地槽的迁移；北侧从西伯利亚地台由北往南迁移，南侧由塔里木—华北地台向北迁移。这样，从两侧向中部分别出现晚元古代褶皱带、加里东褶皱带和海西褶皱带，表现出一定的对称性。横向迁移的结果使地台扩大。

纵向迁移则表现在地槽首先从一点或数点开始褶皱，然后沿地槽走向的一定方向先后依次逐步褶皱，图6-4中显示了我国地槽发展过程中这种普遍的纵向迁移现象。

2.中国地台的基本特点

中国地台主要分布在于中、东部。华北地台是一个早元古代末形成的地台。盖层包括中元古界至奥陶系的浅海沉积，石炭、二叠系陆相夹海相沉积，中、新生界的陆相沉积。地台总体呈三角形，主体位于华北地区，它是中国时代最老、面积最大的地台；扬子地台形成于晚元古代早期，震旦系至三叠系广泛分布的海相沉积和中、新生界陆相沉积组成了它的盖层。扬子地台沿长江流域分布，是中国第二个重要的地台；塔里木地台也是晚元古代早期形成的地台，其内部大部分为新生界地层所覆盖，周围为古生界褶皱系包围；南海地台今日大部分已沉入南海海底、部分已转化为洋壳，故已属一个历史构造单元；印度地台北缘，是印度地台的一部分，处于印度板块与欧亚板块碰撞接合线南侧。

中国地台除有一般地台的基本特征外，还有其本身的特殊性，其主要特点如下：

（1）中国地台具有明显的活动性　中国地台的活动性表现在其与标准地台相比，具有较厚的沉积盖层；不完全典型的地台型沉积类型，盖层经受了多次变动，褶皱、断裂十分发育；各种

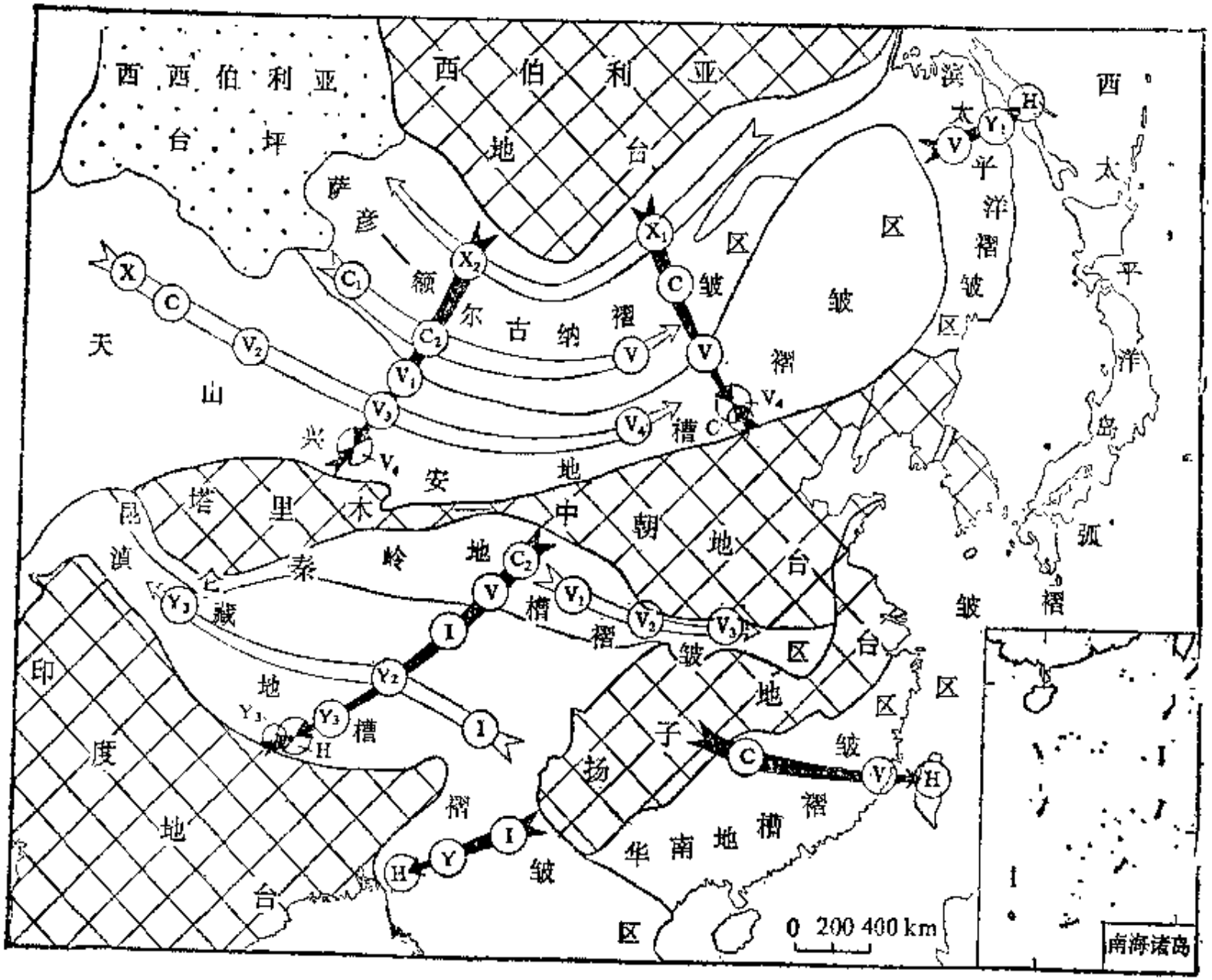

西伯利亚台坪
西伯利亚地台区
萨彦—额尔古纳褶皱区
天山褶皱区
兴安地槽
中朝地台区
滨太平洋褶皱区
西太平洋岛弧褶皱区
昆仑—秦岭地槽
塔里木地台区
印度地台区
扬子地台区
华南地槽褶皱区
0 200 400 km
南海诸岛

图 6-4 中国及其邻近地区地槽迁移示意图
（据任纪舜等，1980）

类型，不同时代的岩浆活动广布；局部有区域变质现象；新构造运动普遍而明显；具较复杂的地貌景观，并有较强烈的地震活动，故又有准地台之称。而这一切都与中国地台面积较小，受周围地槽活动影响较大有关。

（2）中国地台内部具显著的差异性　中国地台内部的差异性表现在，受周围地槽活动影响，地台边缘部分活动性大于内部；受基底差异升降运动影响，造成了大型的隆起与拗陷的分异；受中、新生代时太平洋板块俯冲的影响，显示出东部与西部的差异。

（3）中国地台具有自己的独特发展过程　与世界标准地台发展过程中只有基底与盖层两个阶段相比，中国地台的发展经历了三个不同的发展阶段：

第一阶段：基底形成阶段。

第二阶段：盖层形成阶段。

第三阶段：再度表现出

显著的活动性和差异性段阶。地壳运动以断块升降为主、构造活动与岩浆作用都显著增强、盖层普遍遭受褶皱与断裂。有人因此命名第三阶段为地台活化阶段。

第四节　中国的深断裂

一、概述

通过地质、地球物理资料和卫星照片的综合分析，黄汲清、任纪舜等在1:400万中国大地构造图上共划分出10余条超岩石圈断裂带、80余条岩石圈断裂带和为数更多的壳断裂带。这些不同深度的断裂带形成时代从元古代至新生代各个构造阶段均有。各断裂的空间位置、展布规律及性质特征见图6-5及表6-1，表6-2。

二、中国深断裂构造格局

在上述深断裂图、表上，黄汲清，任纪舜将古生代以来，中国深断裂分成了三个巨型的深断裂体系，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。各体系基本特征如下：

1.古亚洲断裂体系

该体系包括西伯利亚地台之南，塔里木—华北地台之北的中亚—蒙古地槽褶皱区以及塔里木—华北地台之南昆仑—秦岭地槽褶皱系中一系列深断裂。这是一个元古代—古生代的深断裂体系。它们控制了中亚—蒙古地槽和昆仑—秦岭地槽以及相邻地台古生代的大地构造发展。总体呈一系列向南突出的弧形。在这一体系中可细分出如下断裂系：中蒙古深断裂系、南蒙古深断裂系、博罗霍洛—中天山深断裂系、华北地台北侧深断裂系、达拉布特深断裂系、哈里克套—博格达深断裂系、阿尔金—北山深断裂系、狼山深断裂系、西昆仑深断裂系、北淮阳—北祁连深断裂系、柴达木北缘—北淮阳深断裂系、东昆仑—南秦岭深断裂系、

表 6-1 中国深断裂简表之一

（古生代以来；据任纪舜等，1980）

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
古亚洲	中蒙古	1.额尔齐斯	T	c—s	Pz	Σ、γ	
		2.德尔布干	L	c—s	Pz		
	南蒙古	3.阿尔曼太	L	c—s	Pz	OS	
		4.卡拉麦里	L	c—s	Pz	OS	
		5.二连-索伦	L	c—s	Pz	OS	
	博罗霍洛-中天山	6.博罗霍洛北缘	T？L	c—s	Pt？Pz、Kz	OS	新生代属特提斯-喜马拉雅体系
		7.中天山北缘	L	c—s	Pz、Kz	Σ、γ	
		8.中天山南缘	L	c—s	Pz、Kz	Σ	
	中朝地台北侧	9.西拉木伦	T	c—s	Pt？Pz	OS、gs	
		10.内蒙地轴北缘	T？L	c—s	Pt、Pz	Σ、γ	
		11.阿拉善北缘	T？L	c—s	Pt、Pz		
		12.疏勒河	L	c—s	Pz		
	达拉布特	13.达拉布特	L	s	Pz	OS	
		14.孔盖网拉套	L	s	Pz	Σ	
		15.萨吾尔	L	s	Pz	Σ	

（续）

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
古亚洲	哈里克套-博格达	16.哈里克套-博格达	L	c—s	Pz、Kz	gs	新生代属特提斯-喜马拉雅体系
	阿尔金-北山	17.且末河	L	s	Pz、Kz		
		18.若羌-拉竹龙	L	s	Pz、Kz	Σ	
		19.星星峡	L	s	Pz	Σ	
		20.柳园	L	s	Pz	Σ	
		21.阿尔金	L	s	Pz、Kz	Σ	
	狼山	22.狼山	C	s	Pz、Kz	γ	
	西昆仑	23.西昆仑中间隆起北缘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、γ	
	北祁连-北淮阳	24.龙首山	L	c—s	Pz、Kz	Σ、γ	
		25.北祁连北缘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		26.北祁连	T	c—s	Pt？Pz、Mz、Kz	OS、gs	
		27.中祁连北缘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		28.中祁连南缘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	OS	
		29.秦岭地轴北缘	T	c—s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ、γ	
		30.秦岭地轴南缘	L	c—s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ、γ	

（续）

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
古亚洲	柴达木北缘-北淮阳	31.党河南山	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	新生代属特提斯-喜马拉雅体系
		32.柴达木北缘(赛什腾)	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		33.沙柳河	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		34.青海湖-北淮阳	T	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、gs、m、γ	
		35.临潭-山阳	T	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、m	
	北昆仑-南秦岭	36.东昆仑南缘(秀沟-托素湖)	T	c—s	Pz、Mz、Kz	OS、m、γ	
		37.玛沁-略阳	T	c—s	Pz、Mz、Kz	OS、m	
		38.安康	C、L?	c—s	Pz、Kz		
	龙门山-大巴山	39.龙门山	L	c—s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ	
		40.城口-房县	C	c—s	Pz、Mz		
		41.襄樊-广济	L	c—s	Pz、Mz	Σ	
滨太平洋	西太平洋贝尼奥夫带	42.台湾大纵谷	T	s	Mz、Kz	Os、gs、m	
	东南沿海	43.南澳-香港	C	t	Kz	β	图上未划
		44.珠坳北缘	C	t	Kz	β	
		45.西沙海槽北缘	L	t	Kz	β、Σ?	

（续）

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
滨太平洋	东南沿海	46.西沙海槽南缘	L	t	Kz	β、Σ_7	图上未划
		47.宝应-亭堂	C	c—s	Mz		
		48.崇明-景德镇	C	c—s	Pz、Mz		
		49.赣东北	L	c—s	Pt、Pz、Mz	Σ	
		50.郴怀	C	c—s	Pz、Mz		
		51.吴川-肖山	C	c—s	Mz	γ	
		52.邵武	C	c—s	Mz		
		53.思平-龙泉	C	a	Mz		
		54.凭祥-南城	C	c—s	Mz		
		55.中山-温州	C	a	Mz	γ	
		56.丽水-海丰	C	c—s	Mz	γ	
		57.宁海-漳州	C	c—s	Mz	γ	
		58.长乐-厦门	C	c—s	Mz	γ	
		59.莆田-陆丰	C	c—s	Mz	γ	
		60.钦州-福清	C	c—s	Mz	γ	
		61.湛江-惠来	C	c—s	Mz	γ	
		62.济州-大陈	C	c—s	Mz	γ	图上未划

（续）

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
滨太平洋	苏北-黄海	63. 千里岩隆起南缘(嘉山-响水)	L	t—s	Pt? Mz、Kz		图上只划了嘉山-响水深断裂
	郯城-庐江	64. 郯城-庐江	L	s、a	Pt? Mz、Kz	Σ	
		65. 依兰-伊通	L	a	Mz、Kz	β	
		66. 抚顺-密山	L	s	Pz、Mz、Kz	β	
		67. 金县	L	s	Pt? Pz、Mz	Σ	
		68. 青岛-日照	C、L?	c—s	Mz	γ	属临津-青岛断裂系
		69. 广济-黎塘	L	c—s	Mz	Σ	
		70. 宿松-灵山	L	c—s	Mz	Σ	
		71. 赣江	C	c—s	Mz		
		72. 吴川-四会	C	a	Pz、Mz	γ	
		73. 永修-玉林	C	a	Mz		
		74. 麻城-济宁	C	s	Mz	β	
	下辽-华北	75. 涿县-石家庄	C	t—s	Mz、Kz	β	
		76. 邢台-安阳	L	t—s	Mz、Kz	β、Σ	
		77. 沧东	C	t—s	Mz、Kz	β	
		78. 聊城-兰考	C	t—s	Mz—Kz	β	

（续）

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
滨太平洋	大兴安岭-太行山-武陵山	79.长治-嫩江	L	c—s	Mz		
		80.宜昌-都匀	L	c—s	Mz	Σ	
		81.丰都-盘县	C	c—s	Mz		
	汾渭地堑	82.交城	C	t—s	Kz		图上未标号码
		83.太谷	C	t—s	Kz		
		84.罗云山	C	t—s	Kz	β	
		85.霍山	C	t—s	Kz		
		86.中条山	C	t—s	Kz		
		87.华山	C	t—s	Kz		
	华南北西向	88.连山-香港	C	c—s	Mz	γ	
		89.吉安-东山	C	c—s	Mz	γ	
		90.保康-益阳	C	t—s	Mz		
		91.南漳-荆门	C	t—s	Mz		
		92.钟祥-张港	C	t—s	Mz		
特提斯-喜马拉雅	雅鲁藏布江	93.雅鲁藏布江	T	c—s	Mz、Kz	OS、gs、m、γ	
		94.洛扎-错那	L	c—s	Mz、Kz	Σ	

（续）

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
特提斯-喜马拉雅	喜马拉雅褶掩断裂系	95.主边界	C	c—s	Kz	γ	
	怒江-澜沧江	96.班公湖-怒江	T	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、mγ	
		97.切里湖	L	c—s	Mz、Kz	Σ	
		98.噶尔-措勒	L	c—s	Mz、Kz	Σ	
		99.嘉黎-独龙江	L	c—s	Mz、Kz		
		100.澜沧江	L	c—s	Pz、Mz、Kz	γ、Σ、gsγ	
		101.昌宁	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
	金沙江-红河	102.金沙江-红河	T	c—s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ、SO、gs、m、γ	
		103.李仙江	L	c—s	Mz、Kz	Σ	
		104.哀牢山-藤条河	L	c—s	Mz、Kz	OS、gs、m、γ	
		105.贡觉-乔后	L	c—s	Mz、Kz		
		106.稻城	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		107.甘孜-理塘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、γ	
		108.楚雄-蒙自	C	c—s	Mz、Kz		

（续）

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
特提斯-喜马拉雅	道孚-马山	109.道孚-康定	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		110.垭都-马山	L	c—s	Pz、Mz	Σ	
		111.百色	C	c—s	Pz、Mz、Kz	β	
		112.富宁	C	c—s	Pz、Mz	β、Σ?	
		113.文山	C	c—s	Pz、Mz	β	
	西部剪切系	114.狮泉河	L	s	Kz	Σ	
		115.喀什-班公湖	L	s	Mz、Kz		
		116.加仁错	L	s	Mz、Kz	Σ	
	东部剪切系	117.当雄	L	s	Mz、Kz	Σ	
		118.墨脱	C	s	Kz		
		119.*龙门山	L	c—s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ	古生代属古亚洲体系
		120.丽江-安顺场	L	s	Mz、Kz		
		121.芒康-塘塘	C	s	Kz		
		122.南定河	L	s	Mz、Kz		
	南北张裂系	123.温泉-安多	C	t	Kz		
		124.唐古拉攸穆错	C	t	Kz		
		125.达旺	C	t	Kz		

表 6-2　中国深断裂简表之二（前古生代）

（任纪舜等，1980）

断裂名称			深度	性质	时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
中朝准地台	内蒙地轴（中朝地台北缘）	126.*内蒙地轴北缘	T	c—s	Pt	Σ、γ	元古代以来多旋回活动
		127.*阿拉善北缘	L	c—s	Pt		
		128.丰宁-隆化	L	c—s	Pt	Σ	
		129.集宁-承德	L	c—s	Pt	Σ	
	秦岭地轴	130.*秦岭地轴北缘	T	c—s	Pt	Σ、γ	
		131.*秦岭地轴南缘	L	c—s	Pt	Σ、γ	
	神木-阳原	132.神木-阳原					航磁反映地台基底中之断裂
扬子准地台	康滇地轴	133.绿汁江	L	c—s	Pt	Σ、γ	元古代以来多旋回活动
		134.程海	L	c—s	Pt	Σ	
		135.安宁河	L	c—s	Pt	Σ、γ	
		136.小江	L	c—s	Pt		

（续）

断裂名称			深度	性质	时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
扬子准地台	红河	137.*红河	T	c—s	Pt		元古代以来多旋回活动
	龙门山	138.*龙门山	T？L	c—s	Pt	Σ、γ	
	扬子地台南缘	139.江山-绍兴	T	c—s	Pt	Σ	
		140.溆浦-四堡	L	c—s	Pt	Σ	
		141.三江	L	c—s	Pt	Σ	
		142.南盘江	？	c—s	Pt？		
佳木斯地块	牡丹江	143.牡丹江	T	c—s	Pt	Σ、gs、γ	

中国深断裂简表说明：

1.总计84条岩石圈及超岩石圈断裂、50条壳断裂。

2.打“*”者为重复编号。

3.T，超岩石圈断裂；L，岩石圈断裂；C，壳断裂；c—s，压性及压剪性；t—s，张性及张剪性；s，剪性；a，压剪性及张剪性交替；Pt，元古代；Pz，古生代；Mz，中生代；Kz，新生代；Σ，超基性岩；O—S，蛇绿岩套；gs，蓝闪片岩等高压变质带；m，混杂岩；β，玄武岩；γ，花岗岩。

龙门山—大巴山深断裂系。

2.滨太平洋断裂体系

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、复杂的断裂系。它在华北和东北重叠于古亚洲断裂体系之上。它们控制着中国东部滨太平洋地区的构造发展。这一断裂体系包括：西太平洋贝尼奥夫带深断裂系、东南沿海深断裂系、苏北—黄海张裂系、郯城—庐江深断裂系、下辽河—华北张裂系，大兴安岭—太行山—武陵山深断裂系、汾渭地堑张裂系、华南北西向深断裂系。

3.特提斯—喜马拉雅断裂体系

指中国西南部以一系列规模巨大的向北东方向突出的弧形深断裂为主组成的断裂体系。这是一个中、新生代的断裂体系，并在昆仑—秦岭地槽褶皱系与古亚洲断裂体系复合，控制特提斯—喜马拉雅地槽褶皱带的发展，使古亚洲大陆上的一些古断裂重新复活。特提斯—喜马拉雅断裂体系体由下列深断裂系组成：雅鲁藏布江深断裂系、喜马拉雅辗掩断裂系、怒江—澜沧江深断裂系、金沙江—红河深断裂系、道孚—马山深断裂系、青藏高原西段剪切断裂系、青藏高原东段剪切断裂系、青藏高原中段南北向张裂系。

三、中国主要深断裂简介

1.台湾大纵谷深断裂带

此带位于台湾东部花莲、台东之间，是西太平洋新生代岛弧毕乌夫带——亚洲大陆与太平洋之间的缝合线的一部分。

2.雅鲁藏布江深断裂带

此断裂带基本沿雅鲁藏布江延伸，向西循印度河进入印度，巴基斯坦；向东经察隅南下入缅甸，是欧亚板块与印度板块之间的缝合线。

3.班公湖-怒江深断裂带

西起班公湖，经改则、伦坡拉、索县至丁青后，南折沿怒江经滇西龙陵后折向西南沿瑞丽江入缅甸。它可能是晚中生代的板

块俯冲带。

4.金沙江-红河深断裂带

大致沿金沙江、红河呈反S弧形延伸，可能是早中生代的板块俯冲带。

5.东昆仑-南秦岭深断裂带

大致沿祁曼塔格、布尔汗布达山南缘和积石山北缘展布，可能是晚古生代的板块俯冲带。

6.柴达木北缘-北淮阳深断裂系

本断裂系由若干断裂带组成，可能是早中生代的板块俯冲带。

7.额尔齐斯深断裂带

位于阿尔泰和准噶尔褶皱系之间，呈北西向延伸，可能是早古生代至晚古生代早期的板块俯冲带。

8.北祁连-北淮阳深断裂系

沿北祁连和北秦岭褶皱带延伸，是早古生代的板块俯冲带。

9.西拉木伦深断裂带

沿辽宁西部西拉木伦河延伸，向西经二连之南进入蒙古境内，向东穿越松辽平原南端，达长春附近，是西伯利亚地块与塔里木-华北地块的碰撞缝合线。

10.阿尔金-北山深断裂系

这是一组从阿尔金经北山伸向蒙古的宽100—250km，长2000余km的巨大断裂系，表现为一系列北东-北东东方向的左行剪切断裂，可能是一条转换断层。

11.玉龙-龙门深断裂系

从玉龙山至龙门山呈北东方向延展的一组断裂带，是一组以挤压为主的剪切-挤压型断裂系。

12.郯城-庐江断裂系

是我国东部著名的规模巨大、切割很深的一条断裂带。郯城-庐江断裂系南起湖北广济，经安徽庐江，山东郯城、沿山东境

内沂河和沐河河谷，越过渤海至沈阳附近分两支，延入苏联境内。中生代时它发生过较大规模的左行剪切运动，新生代时则显示右行剪切特征。

四、中国深断裂特征

中国深断裂具有以下主要特征：

第一，地质、地球物理和卫星照片等资料反映，中国大陆地壳被众多深断裂所分割，使中国陆地壳呈层块状结构特征。

第二，深断裂大都构成了大地构造单元的边界。在断裂带的两侧，地形、地质、地球物理性质等方面均有很大的不同，有的深断裂还成了生物分区的界线。

第三，在不少深断裂带上出露有蛇绿岩套、混杂堆积，高压低温或低压高温的双变质带现象，可作为古板块边界的识别标志。

第四，深断裂的分布格局与中国大地构造造总格局一致。

第五，重要的断裂带大多是长期多旋回活动的断裂带。

第五节　中国大地构造演化

中国大地构造演化，从时间上看基本可分成以下几个阶段：

一、太古宙至早元古代阶段

太古宙至早元古代阶段，即华地台逐渐形成阶段。

迄今为止，除华北地区，中国其它大部分地区还没有发现有确切的太古界的存在，所以华北被认为是中国境内形成最早的一块较大的稳定区。这一稳定区形成的时间大约距今17亿年。造成这一稳定区形成的地壳运动称中条运动。

二、早元古代末至晚元古代末阶段

早元古代末至晚元古代末是古中国地台的形成阶段。

距今17亿年—7亿年的扬子旋回，不仅形成了至今尚存的扬子地台与塔里木地台，而且根据资料分析，在中国境内，西起天

山、塔里木，向东经柴达木、东昆仑、祁连、秦岭到扬子江中下游，曾经形成过一个辽阔的地台，并且它很可能还与早先形成的华北地台连成一体，构成了一个巨大的古中国地台。

三、晚元古代末至早寒武世末阶段

形成于扬子旋回的古中国地台，经短时期的稳定后，即受早寒武世末兴凯运动的影响，由稳定又走向了解体。一些地区早先形成的大陆地壳破裂解体，形成新的地槽，如天山东段，天山西段、祁连、东昆仑、秦岭等地槽均是这时期形成的地槽。而塔里木地台、华北地台、扬子地台则成了古中国地台解体后的残留部分。由此可见，正是兴凯旋回奠定了古生代以来中国大地构造的基本格架：塔里木—华北地台以北是中亚—蒙古地槽区，之南是昆仑—秦岭地槽区，扬子地台东南是华南地槽区，西南是三江地槽区。而再往西，从藏北经保山直到缅甸、泰国、柬埔寨则是由兴凯运动形成的褶皱带，南海地台实际上是其延伸部分。

四、古生代发展阶段

古生代是古亚洲逐步形成的阶段。

兴凯运动之后，从中寒武世至二叠纪的中国大地构造发展可以归结为是地槽活动带不断缩小，地台稳定区不断扩大的发展阶段。这一过程又可以分为早古生代和晚古生代两个阶段。

早古生代末的加里东运动，使华南地槽褶皱，扩大了中国南部地台范围；祁连地槽褶皱扩大了塔里木—华北地台范围。

晚古生代末期的海西运动，使阿尔泰、准噶尔、天山、内蒙-大兴安岭、吉黑等地槽系全部褶皱，昆仑地槽大部分褶皱，从而使西伯利亚的陆壳与中国境内的陆壳相连，形成了古亚洲。此时，北起黑龙江、南到南沙群岛、西起帕米尔、东到沿海，大部分中国领土都成为了古亚洲的一部分。而在古亚洲大陆西南侧分布着特提斯—喜马拉雅地槽，东部边缘围绕着太平洋地槽带。

五、中、新生代发展阶段

自晚三叠世印支运动以来，中国大地构造又进入了一个新的

发展时期，即滨太平洋构造区和特提斯—喜马拉雅构造区强烈活动的阶段。

1.滨太平洋构造区的发展

亚洲东部的滨太平洋地带，古生代时表现为一种稳定的大西洋式的大陆边缘。但进入印支旋回以后，随着西太平洋贝尼奥夫带的形成和发展，中国大陆边缘随之转化为太平洋型大陆边缘。太平洋与亚洲大陆之间沿西太平洋贝尼奥夫带的强烈挤压，开始了中国东部滨太平构造区的强烈活动，其过程与表现如下：

（1）印支旋回　印支旋回，一方面使锡霍特地区已经褶皱了的海西地槽再生为中生代地槽，另一方面又使华北地台东部、扬子地台东部和华南褶皱系发生“活化”，形成复杂的地台盖层褶皱，花岗岩的侵入以及形成相应的沉积。

（2）燕山旋回　燕山旋回是中国东部滨太平洋构造区最剧烈的活动时期。强烈的褶皱、断裂与岩浆侵入活动均发生在此阶段，东南沿海褶皱系形成。末期，中国东部大陆边缘活动带由挤压为主开始转为以引张为主。

（3）喜马拉雅旋回　进入喜马拉雅旋回以后，引张作用进一步发展，使亚洲东部边缘的中、新生代褶皱山系逐渐分离，并最终形成今日的岛弧-边缘海式大陆边缘。

2.特提斯-喜马拉雅构造区的发展

中国西南部特提斯—喜马拉雅构造区的发展也经历了印支、燕山、喜马拉雅三个阶段的多旋回发展。

（1）印支旋回　晚三叠世的印支运动在这里代表特提斯洋壳与欧亚大陆陆壳之间一次强烈的挤压作用。这时的构造作用主要发生在怒江深断裂及金沙江—红河深断裂以东。结果使秦岭、巴颜喀拉—甘孜、三江等地槽褶皱，在亚洲西南部形成了世界上规模最大的印支地槽褶皱区。而在此褶皱区背后，原来的古亚洲大陆的邻近边缘地区形成四川、鄂尔多斯、柴达木、塔里木等大型盆地。

（2）燕山旋回　燕山旋回则先后使喀喇昆仑—唐古拉地槽、冈底斯—念青唐古拉地槽等先后褶皱。

（3）喜马拉雅旋回　印度大陆与欧亚大陆之间沿雅鲁藏布江发生强烈碰撞缝合，特提斯海消失，印度与欧亚两大陆合并，喜马拉雅地槽褶皱。随后，不断扩张的印度洋推动着刚硬的印度地台向着形成不久的柔性的特提斯—喜马拉雅地槽褶皱带产生强大的挤压力。这一挤压力受到更北部古亚洲大陆南缘几个刚性地台的抵抗，并产生强大的反作用力。这样，构造作用力便在特提斯—喜马拉雅地槽褶皱带及其邻近地区集中，促使地壳、上地幔物质运动强化，使那里地壳加厚，地表大幅度隆起，形成青藏高原和中国西部各大山系。

第六节　中国板块构造概论

自从七十年代初板块构造理论引入中国以后，很多地学工作者都应用它来探讨中国的地质问题、不仅着眼于对今天中国的板块构造格局的研究，也对中国古板块的格局进行了大量的研究，取得了很多新认识。

在中国大地构造演化历史中，板块构造体制在寒武纪以前就已出现。但对古板块的划分尚无一致意见。至中、新生代其地位与作用才越来越重要。

一、中国及邻区中新生代板块构造及其意义

中国位于欧亚、印度与太平洋三个板块交会地带。欧亚板块与印度板块碰撞接触；太平洋板块俯冲于欧亚板块之下，这就是中国所处的构造位置和构造状态。

1.太平洋板块与欧亚板块的相互关系及其对中国大陆的影响

（1）太平洋板块与欧亚板块的相互关系　太平洋板块与欧亚板块之间最基本的关系是太平洋板块向欧亚板块之下的俯冲关系。且目前一般均公认俯冲作用的历史可以追溯到距今1.85百万

年左右。

太平洋板块俯冲至欧亚板块之下，据分析曾经历过一个极为复杂的过程。直到今天，对中生代时两大板块的接触关系尚有不同的认识。经地震、火山、地热、变质带等资料证实，两大板块的接触关系在新生代里具有如下特征：大致沿现代海沟为一俯冲带；台湾为其岛弧，向北与琉球、日本相连，向南与菲律宾相接；日本海为典型的边缘海，冲绳海槽拗陷亦具弧后扩张特征。

（2）欧亚板块与太平洋板块相互作用对中国大陆的影响

尽管目前对太平洋板块向欧亚板块俯冲作用的过程还有不同的认识，但是，对俯冲作用在中国东部所产生的强烈影响的认识却是共同的。这些影响表现在，受控于板块俯冲的位置、方向和历史，在中国东部形成了一系列在成因上相互联系的，有共同规律的地质现象。俯冲作用使中国东部受到了强烈的挤压，形成了中国东部总体呈隆起的构造背景；北西向的挤压作用使中国东部自元古代、古生代以来所形成的南北分异的构造格局，转变为与板块俯冲带基本平行的北北东-北东向构造为主导的格局；早期存在的近东西向构造穿插在北北东-北东向构造之间，形成了相当明显的分割与复合现象。这种新的构造格局具体表现在断裂构造、岩浆活动与盆地构造三个方面。

非常发育的断裂构造：中国东部中、新生代的断裂构造非常发育，且表现出如下特点，第一，北北东-北东方向占绝对优势，常切过不同的古生代构造单元；第二，中、新生代不同阶段产生的断裂或一条断裂在不同阶段其性质也随俯冲作用而发生相应变化；第三，与其它地质构造关系密切，有些断裂控制了盆地的形成与沉积，有些成为岩浆生成、贮存的场所和运移的通道，有些和变质带分布一致，构成断裂变质带。

空前规模的岩浆活动：中国东部中、新生代的岩浆活动达到了空前的规模，出现了一条庞大的北北东延伸的岩浆活动带。它北起黑龙江畔、南达南海海滨和海南省，长3000km，宽300-800

km，其中最集中的有大兴安岭、胶辽和东南沿海三个岩浆活动带，且岩浆活动在时间、物质成分、生成方式等方面都有一定规律。

广泛发育的盆地：中国东部中、新生代盆地星罗棋布、数以百计。根据规模和特征可分成大小两种类型。小型盆地数量多、分布广、与断裂关系密切，与广泛而强烈的岩浆活动关系也十分密切，沉积速度快，显示了它们具较强的活动性；大型盆地内部构造复杂（内部可划分次级构造单位）、沉积条件相对较为稳定，岩浆活动一般不强烈，断裂仍在盆地中占重要地位。我国松辽、华北、江汉、北部湾等盆地均属大型盆地。盆地不论大小整体均呈北北向展布。

2.印度板块与欧亚板块的相互关系及其对中国大陆的影响

（1）印度板块与欧亚板块的相互关系　印度板块与欧亚板块的接触关系属碰撞缝合关系已无多大争议，但对其碰撞的过程和具体位置仍有不同认识。过去中、外学者一向认为雅鲁藏布江断裂带就是两个板块的缝合线，碰撞的时代为白垩纪，但后来的地层、古生物、冰川沉积物等证据表明其碰撞过程非常复杂，目前尚在进一步研究中。

（2）印度板块与欧亚板块相互作用对中国大陆的影响　由两个板块碰撞所造成的影响可分纵横两个不同方面：

纵向上，由于强烈的挤压碰撞而形成了一系列的构造带，即由喜马拉雅山脉及其东西两侧的那加山（印度）、阿拉干山（缅甸）、苏莱曼山（巴基斯坦）、莫克兰海岸山脉、扎格罗斯山脉（伊朗）和比特利斯山脉共同组成的碰撞造山带；由底格里斯河—幼发拉底河拗陷、波斯湾—恒河拗陷共同组成的位于造山带南侧的拗陷，均属中、新生代的拗陷带；由阿拉伯板块西部和印度板块的德干高原组成的古地台区；在碰撞带北侧由塔里木盆地、卡拉库姆盆地、里海盆地组成的拗陷带。碰撞带本身为一高原隆起，即青藏高原，帕米尔高原和波斯高原。

横向上，印度板块与欧亚板块相互碰撞除产生上述的纵向影响外，还有横向的影响。刚硬的印度板块在向北北东方向挤压时，受到刚硬的塔里木地台的抵抗，使夹于这两个刚硬部分之间塑性较高的物质产生了“挤出”移动现象，并伴随形成平移断层（在地震学研究中常称为走滑断层），最北面为左行阿尔金走滑断层，最南面为右行红河走滑断层。两平移断层之间的地区总体向东，更确切地说向东南移动。不仅如此，另外在上述两个平移断层所夹的范围内，由于各部分移动的速度不同还有一系列的平移断层生成，图6-6。这些断层也环绕印度地台作弧形分布。

3.太平洋板块、印度板块对中国中部地区的影响

太平洋板块俯冲作用的影响从东往西变弱，而印度板块碰撞作用的影响从西向东减弱，因而使中国中部地区同时受到来自两个不同方向，但强度都比较弱的作用的影响，所以这里成了相对稳定的地区。

二、中国古板块的研究

1.划分古板块的依据

板块构造学说自提出以后，也逐渐被引用于大陆地壳上的古板块划分工作。一般通过对现存板块活动标志的研究，在大陆地壳中寻找地质时期保存下来的相应物质记录，即用将今论古的方法再造古板块的轮廓。常用的标志如下：

（1）大断裂带　两个板块互相拼合的接触线，无疑是一个深大断裂带，如当今喜马拉雅山南麓的大逆断层、西太平洋的贝尼奥夫带都是深断裂。因此大断裂带的存在可以作为划分古板块的标志之一。

（2）沉积岩的沉积环境和古生物群的截然分界线　在大陆上常见一些地区沿一条山脉两侧的沉积环境和化石群迥然不同，那么这条山脉就可能是古板块的边界。

（3）混杂堆积　混杂堆积被定义为：当两个板块相向运动，且一个板块俯冲于另一个板块之下时，由俯冲板块上被“刮

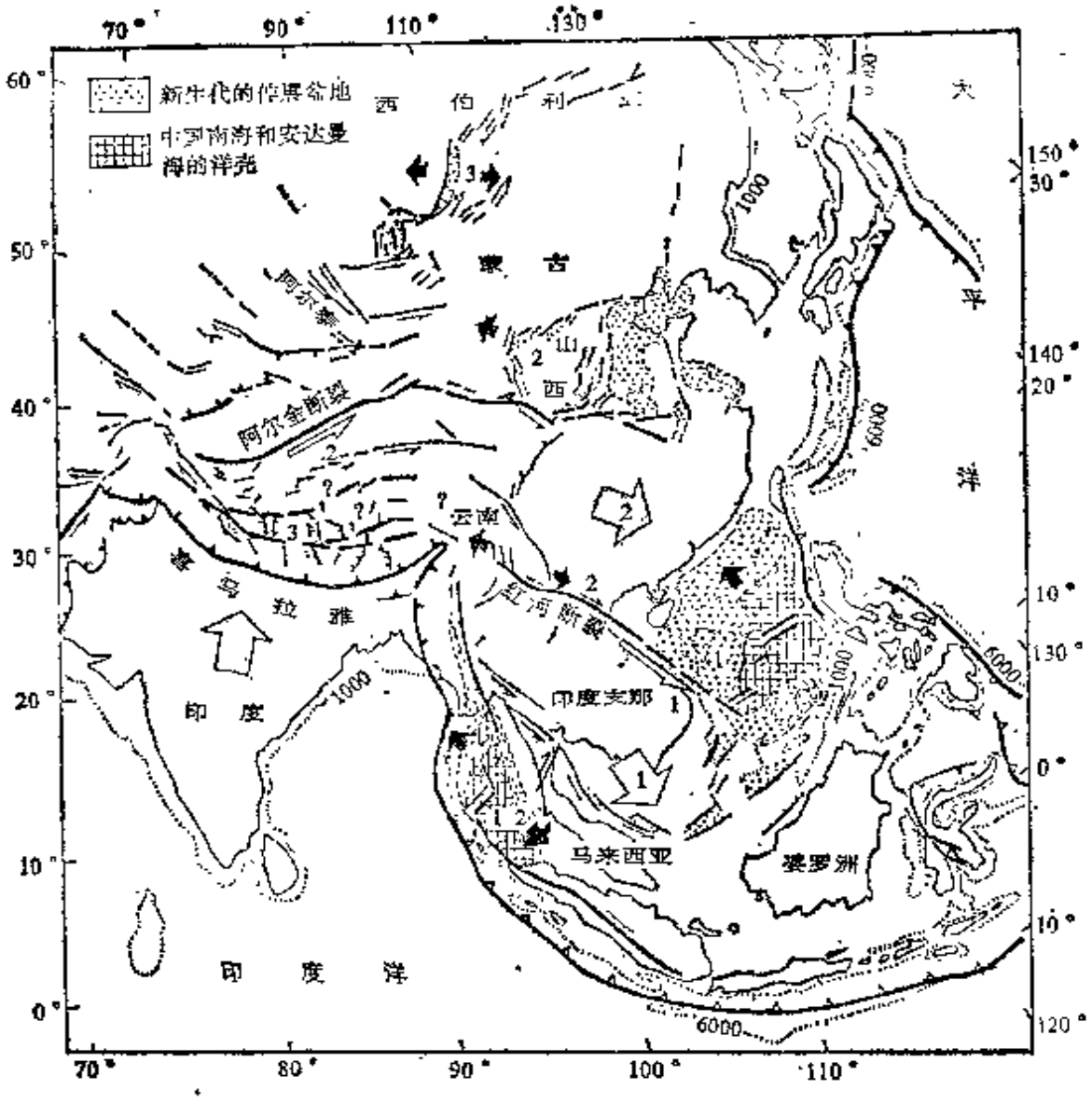


图 6-6　东亚新生代挤出构造和大断层纲要图
（据P.Tapponier等）

粗线表示主要断层或板块边界；空心锯齿表示俯冲带产状；实心锯齿表示大陆内部逆冲断层产状；白箭头表示主要块体相对西伯利亚的运动（定性的，未表示旋转），黑箭头表示与挤出有关的扩展方向；数字系指挤出阶段：1＝距今50—20百万年；2＝距今20—0百万年；3＝最近期的和未来。马来西亚西部，泰国湾和中国海西南断层上的箭头代表挤出最早期的运动方向，与现今的运动方向不一致

落”下来的某些物质与由仰冲板块上“跌落”下来的某些碎块共同组成的多时代、多成分、无分选（小者1—2 mm，大者数十

一数百米的“颗粒”混合在一起）停积于接触线上的混合堆积物。

（4）蛇绿岩套　蛇绿岩套指由含放射虫硅质岩的海洋沉积物、基性岩、超基性岩、枕状玄武岩等组成的一套规则层序的复杂岩石组合。它们原生于洋脊部位，后随海底扩张，在俯冲或碰撞过程中被挤入造山带，因而在造山带中出现了一种洋壳碎片物质。它不是侵入体，具有冷接触、无源、大多数与地层走向平行成带状分布等特征。所以蛇绿岩套的分布地带，也可作为划分古板块边界的重要标志。

（5）双变质带　即在海沟俯冲边界上，以蓝闪石片岩为代表的高压低温变质带和以红柱石片岩为代表的低压高温变质带。

（6）侵入岩与喷出岩的分布规律　当一个板块俯冲进入地幔并达到一定深度时，便局部熔融成为岩浆。岩浆上升侵入地壳或喷出地表生成侵入岩或喷出岩。随俯冲的深度不同，形成的岩浆成分以及由这些岩浆的活动所形成的侵入岩与喷出岩的成分也会发生相应的变化，并呈现出分带现象。因此岩浆活动及其分带现象又可成为识别板块边界的标志。

（7）地震震中分布　近代的地震带都沿边块边界分布。沿俯冲带分布的地震具有沿俯冲带的倾向震源深度逐渐增加的特点。研究古地震的分布、震源深度变化规律以及地震类型均有助于确定古板块边界。

（8）古气候标志　古气候曾作为大陆漂移的重要证据。如果相邻两地区在同一时期里古气候全然不同，则可认为它们过去并不属于一个大陆，其古气候分界线可供作古板块边界的参考线。

（9）古地磁标志　古地磁研究理论及其成果显示同一板块具有相同的极性及视极移规律。如果在现在的大陆上研究一个地区的板块构造，可以从不同极性之间寻找古板块的边界。

（10）地槽褶皱带　板块碰撞地带一般都发生在两个陆块

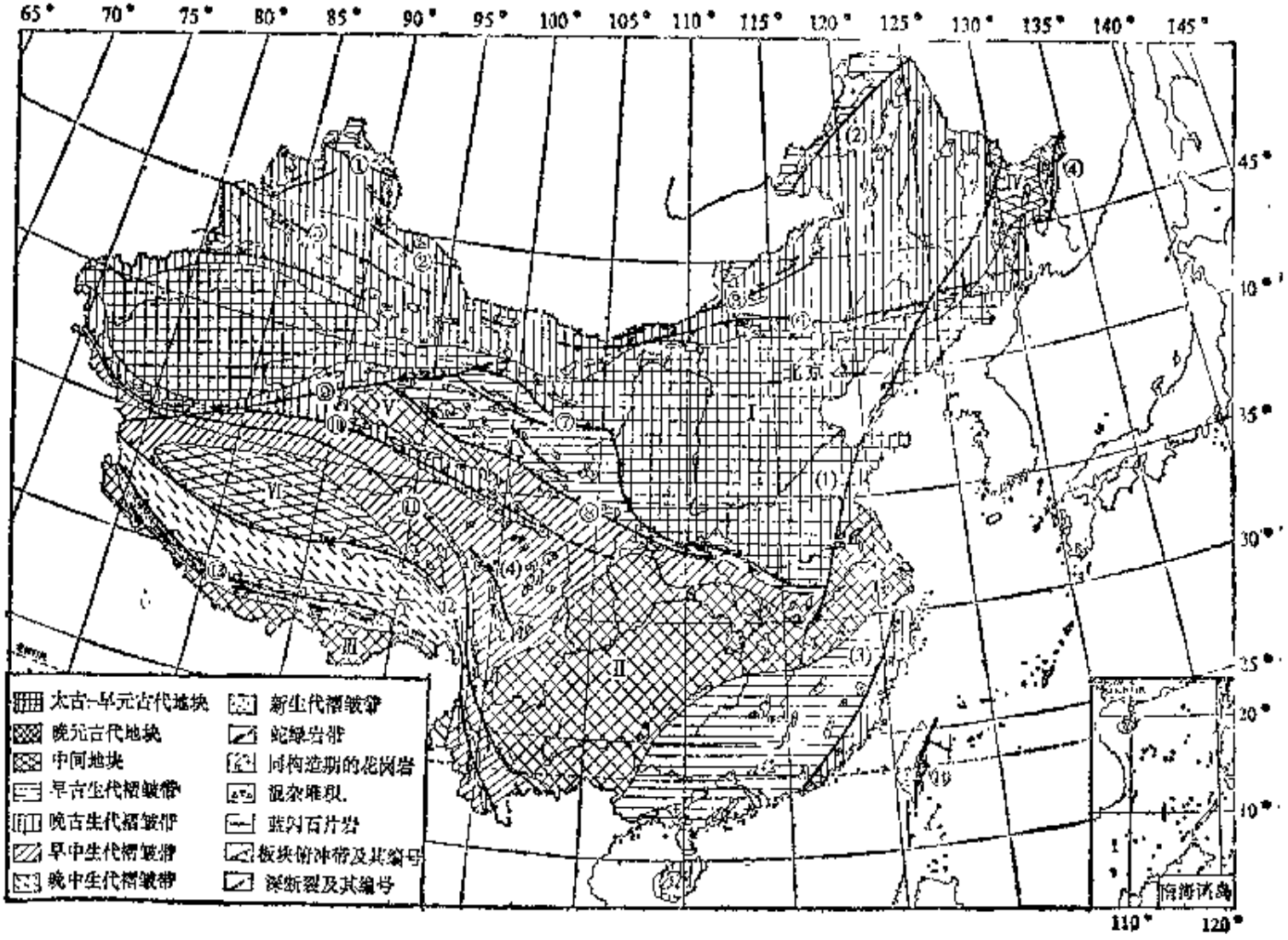

65°
70°
75°
80°
85°
90°
95°
100°
105°
110°
115°
120°
125°
130°
135°
140°
145°
45°
40°
35°
30°
25°
20°
10°
北京
太古-早元古代地块
晚元古代地块
中间地块
早古生代褶皱带
晚古生代褶皱带
早中生代褶皱带
晚中生代褶皱带
新生代褶皱带
蛇绿岩带
同构造期的花岗岩
混杂堆积
蓝闪石片岩
板块俯冲带及其编号
深断裂及其编号
南海诸岛
110°
120°

图 6-7　中国板块构造示意图（据李春昱等，1980）

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；Ⅳ——佳木斯中间地块；Ⅴ——柴达木中间地块；Ⅵ——羌塘中间地块

深断裂与不同地质时期的板块俯冲带和碰撞带：（1）郯城庐江深断裂；（2）得尔布干深断裂；（3）丽水-海丰深断裂；（4）甘孜-理塘深断裂

①阿尔泰早古生代板块俯冲带；②准噶尔晚古生代板块俯冲带；③索伦山-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-图门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）

的大陆边缘之间。古代的陆间地槽往往是由两个大陆边缘对接而成的，每个大陆边缘都有不同时期的褶皱带，并成对称（或偏对称）地出现，其中最晚时期的褶皱带一般是地缝合线或对接的位置。

值得注意的是，许多古板块运动留下的痕迹常被长期的地质作用所破坏，给古板块的重建带来了很多困难，且愈古愈难。另一方面，上述的某些标志常具多解性，因此常需用数种标志相结合，以期取得较好的效果。

2.中国古板块轮廓

今天的中国均属于欧亚板块的一部分，但对其古板块构造格局的研究还仅仅是开始，对其划分尚无一致意见。现将显生宙以来中国板块构造格局的研究成果简介如下：

显生宙以来，中国及其邻区可分为四个古板块：中国板块、西伯利亚板块、印度板块和菲律宾板块。四个板块分别以天山—西拉木伦河、雅鲁藏布江及台湾大纵谷三条地缝合线为其接触界线。中国境内以中国板块为主体，其它三个板块在中国边缘地区有小部分分布(图6-7)。

在中国板块内部，古生代时除塔里木—华北和扬子两个地块可能是两个独立的大陆板块外，其余部分则均可能为海洋环绕。介于西伯利亚与塔里木之间的海洋盆地，据古地磁资料，其宽度约在4000km左右；塔里木—华北地块南缘的海域称为秦（岭）祁（连山）昆（仑山）地槽区，青藏—滇西地区则属于古地中海的一部分。古生代以来，由于各洋壳沿着洋壳与陆壳交界处不断向陆壳之下俯冲，致使陆壳一洋壳附近的沉积物不断褶皱隆起，形成一系列向远离大陆方向迁移的不同时期的俯冲带及其相应的褶皱带，引起中国大陆板块侧向增长与加厚。古生代末，西伯利亚板块和中国板块沿北天山—西拉木伦河一线发生碰撞，使夹于西伯利亚板块以南与中国板块以北的广大地区连成一片。印支旋回至燕山早期旋回，塔里木—华北板块与扬子板块碰撞聚合；西

南地区由北向南先后发生过三次重要的俯冲或碰撞，最后以印度板块与欧亚板块的碰撞而统一。

太平洋板块是由洋壳单独组成的大洋板块，显生宙以来它只有向西向大陆板块之下的俯冲消减，向洋迁移，未曾与中国大陆板块发生碰撞。

由此可见，中国板块在不同时期边界位置不同，总的趋势是向外不断推移、增大。

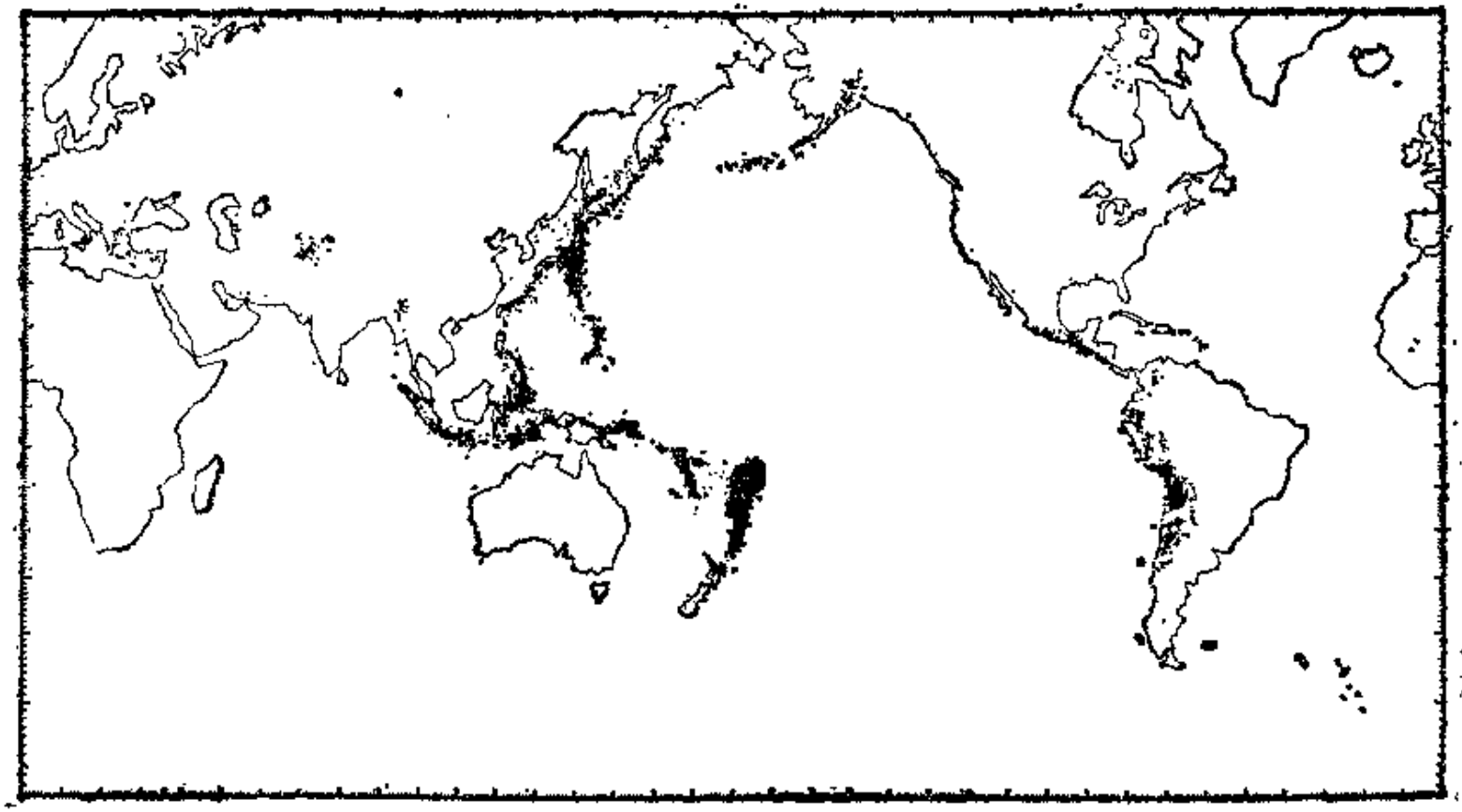


图 7-3　1961—1967年期间震源深度为 100—700km 的地震震中分布图

世界地震震中分布如图7-2和图7-3所示。

第三节　地震的成因类型

地震按其形成原因不同，可分为天然地震与人工地震两大类。

一、天然地震

天然地震是指由各种天然因素的变化所引发的地震。天然地震按其引发的因素不同又可分成构造地震、火山地震、塌陷地震和诱发地震等不同的成因类型。

1.构造地震

构造地震，一般是指由构造断裂（断层）活动所引起的地震。地球上发生的地震绝大多数是构造地震。这类地震占地震总数的90%以上，其中大多数又属浅源构造地震。强烈的浅源构造地震对地面影响范围广、破坏强度高，对人民的生命财产危害极大。对浅源构造地震的研究及其预测、预防是地震地质工作的重点。

发生在我国境内的强震，绝大部分是浅源构造地震。已发生的7级或7级以上的地震，其中80%以上都与大断裂有关，如1931年发生于我国新疆富蕴的8级大震就是由阿尔泰山南麓可可托海-二台断层的活动所引起的；又如1973年发生在我国四川甘孜、炉霍的7.9级地震则是鲜水河断裂最新活动的结果。

世界上一些著名的大地震也都是浅源构造地震。如1960年的美国旧金山8.3级大地震是由圣安德烈斯大断裂的活动引起的；1923年日本关东8.3级大地震是由穿过相模湾的北西-南东向延伸的断裂活动所造成的。

2.火山地震

火山地震是指在火山活动中由于岩浆的运移和喷发等作用而引起的地震。这类地震占全球地震总数的7%。

火山地震的震级一般不大，受地震破坏的地区多局限于火山附近的数十公里范围内。

火山地震的分布与火山带的分布相一致。当今世界的火山地震主要分布在环太平洋火山带、地中海地区（如西西里岛）和大西洋中的一些岛屿上（如冰岛）。

有些火山地震常在火山喷发前几个月就开始发生。以后，随着火山活动的加剧，其地震频度日益增高、震源深度逐渐变浅。如夏威夷岛的基拉韦厄火山在喷发前三个月就引发了一连串的地震，其时震源深度约在50km左右。至喷发前二个月，地震次数非常频繁，震源已移至地下不足 1 km处。至喷发时止，共记录到了22000千余次地震。

火山地震多属震群型地震序列。

3.塌陷地震

塌陷地震是指由大块岩体崩塌陷落时对地面的冲击作用而引发的地震。如在易溶岩石分布区（如石灰岩，含石膏和含盐岩层分布区），由于地下岩石溶解形成溶洞，导致地面塌陷而引发的地震或由大型的山坡崩塌或滑坡所引发的地震等。

塌陷地震的震级较小，影响范围仅局限于塌陷发生地区的周围。如，1935年发生在我国广西百寿县境内的一次陷落地震，地震发生时声闻仅数十里，房屋有震动，震后形成了一个面积为五、六十亩的深潭。

4.诱发地震

诱发地震是指由某些自然因素激发而引起的地震。如，有人认为1990年 2 月10日江苏省常熟市附近发生的5.1级地震，就可能受日月的引力作用有关。因为，当日正值阴历正月十五日，且又发生了月蚀。

二、人工地震

人工地震是指由人类活动，如人工爆破、矿山开采、核爆炸、深井注水及兴建水库等所引起的地震。这类地震也称人工诱

发地震。由于有些人工诱发地震，如深井注水，是可以由人工控制的，因而深入研究这类地震，不仅对于认识人工诱发地震发生的条件和成因具有十分重要的意义，而且，为探索天然地震的成因、地震的预测，进而寻求控制和利用地震的可能性也提供了十分重要的线索。

1.水库诱发地震

由水坝建成后蓄水所诱发的地震，称水库诱发地震。一般说来，水库地震的发生是有条件的，并非所有的大型水库在蓄水后都会引发地震。世界上五个最大的水库，除津巴布韦的卡里巴水库外，其它四个大水库——加拿大的丹尼尔约翰逊水库、加纳的阿科松特水库、苏联的布拉茨克水库和埃及的阿斯旺水库都没有发生过水库地震。这说明修建水库与地震活动之间并不存在必然的因果关系。然而，一旦发生了水库地震，则地震的强度、频度与坝高、库容量之间又都有明显的关系。5级以上的地震大多发生在坝高超过百米、库容量为几亿方以上的大型水库地区；而中、小型水库引发的地震，其震级一般都低于5级。

2.注水诱发地震

向地下深处注水（或注液）而引发的地震，称注水诱发地震。如，美国丹佛军工厂向一口深达3600m的深井中注入废液后，经一个月左右便记录到了地震活动，其中5级以上的地震就有三次。又如，美国兰吉利油田，为提高石油产量，在采用注水加压措施后，也出现了大量的地震活动。

由于注水或抽水可以引发地震，因此有人设想拟采用这些方法来控制地震，把预测要发生的大震分化为小震，从而避免破坏性地震的发生。当然，要实现这种设想，还需要进行大量试验和研究工作。

3.爆破诱发地震

由各种工程建设或核试验进行爆破时所引发的地震，称爆破诱发地震。

一般由核爆炸诱发的地震，其震级都比相应的爆炸震级低1—2级。如，美国1971年“坎尾金”核爆炸为500万吨级TNT的核装置，相当于体波震级6.8级，爆炸深度为1790m，爆炸后由此所诱发的地震最大体波震级是4.9级。

4.其它原因的诱发地震

由其它原因诱发的地震，最常见的是由矿山开采后所诱发的地震，采矿诱发地震可分两种类型，一类为塌陷型，另一类为断裂错动型。其情况尤如天然地震中的塌陷地震。

世界上最大的采矿诱发地震发生在南非阿扎尼亚深达3000m的矿井中，其震级达5级左右。

近年来，我国对采矿诱发地震进行了预报研究工作。实践表明，这类地震是可以预报的。

第八章　全球地震活动带与板块构造

全球地震带的分布及其活动规律，与板块构造之间关系十分密切。全球地震活动性规律的研究成果有力地支持了板块构造学说，成为板块构造学说的重要依据之一；另一方面，板块构造学说的深入发展，又加深了人们对全球地震活动规律的认识。

第一节　板块边界与地震带的分布

板块与板块之间的边界，一般也是地震活动带。全球六大板块之间边界与地震带分布的对应关系如下（参阅图7-1和图7-2）：

东太平洋转换断层、海沟俯冲带地震带对应于太平洋板块与南北美洲板块的边界。

西太平洋岛弧、海沟俯冲带地震带对应于太平洋板块与欧亚板块和印度—澳大利亚（大洋洲）板块的边界。

喜马拉雅地缝合线—巽他岛弧地震带对应于欧亚板块与印度—澳大利亚（大洋洲）板块的边界。

地中海—喜马拉雅地缝合线地震带对应于欧亚板块与非洲板块的边界。

大西洋洋脊、转换断层地震带对应于美洲板块、欧亚板块与非洲板块的边界。

印度洋洋脊、转换断层地震带对应于印度—澳大利亚（大洋洲）板块、非洲板块和南极洲板块之间的边界。

除了以上这些大的板块边界与地震带的分布具密切的对应关系之外，对于二级乃至三级板块的边界来说，也常常和地震带的

分布具有明显的对应关系。如：

东太平洋中隆地震带对应于东太平洋中隆。它是划分纳兹卡板块、可可板块与太平洋板块的边界之一。

小安的列斯弧地震带对应于小安的列斯俯冲带与转换断层。它是划分加勒比板块与美洲板块的边界之一。

马里亚纳岛弧海沟俯冲带地震带和琉球—台湾岛弧俯冲带地震带对应于西太平洋的海沟俯冲带。它是划分菲律宾次级板块的边界。

第二节　不同边界类型地震活动特征

根据板块边界类型与地震活动的对应关系，可将地震活动分为洋脊型、转换断层型、沟-弧系俯冲型与地缝合线碰撞型等不同类型。各类型地震活动的主要特征如下：

一、洋脊型

这种类型的地震活动均沿洋脊分布。洋脊型地震多为浅源地震（震源深度≤70km）。震级较低、b值较大、具震群型地震序列特征；震源机制解多属张性正断层性质；沿地震带热流值较高，地震波波速降低。洋脊型地震活动带的这些特征表明，洋脊型的地震活动与沿洋脊轴部裂谷带的扩张、基性岩浆的侵入与喷发活动有关。

二、转换断层型

这种类型地震的震中集中在被断层错开的洋脊之间的破裂带上，而在破裂带延伸至洋脊（或海沟）处，地震活动突然中止，如8-1。与洋脊型地震相比，其震源更浅（<50km），沿断层没有火山活动，几乎不具震群型地震序列特征，b值较小；震源机制解为走滑断层性质；断裂可切穿陆壳或洋壳，断层位移常达数百公里，有的甚至可达上千公里。转换断层型地震活动特征受转换断层的性质所制约。

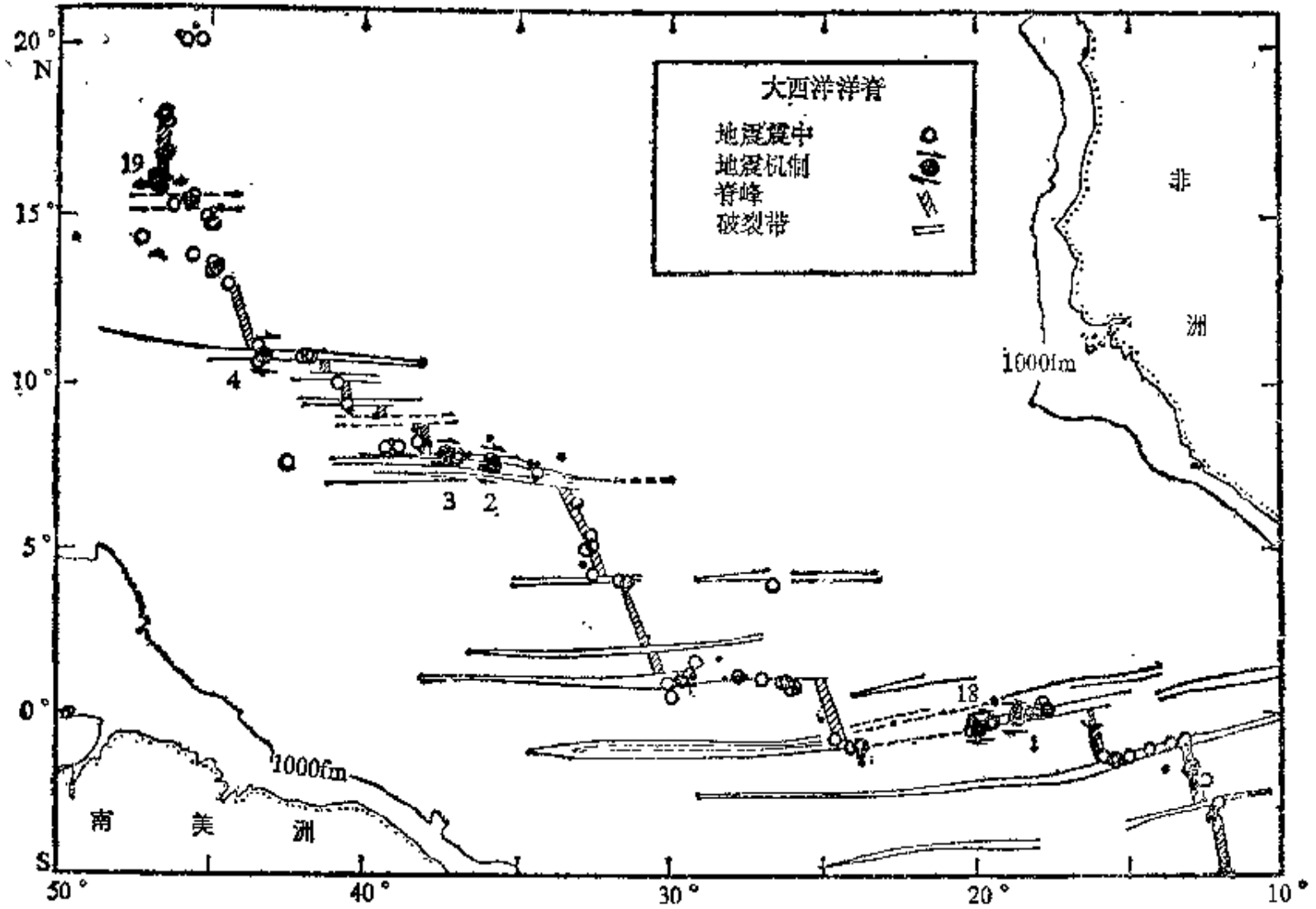


图 8-1 洋脊和转换断层的地震分布和震源机制解（据L.R.Sykes, 1968）

剪切位移的方向和推断断层面的走向由地震机制1、2、3、4和18旁边的一对箭头的方向表示；最大张力轴的水平投影由地震机制19的粗箭头表示；大圆圈表示比较精确的震中位置；小圆圈表示的震中位置精度较差

三、沟-弧系俯冲型

沟-弧系俯冲型地震活动是地球上最强烈的地震活动类型。由这类地震活动所释放的能量占全世界浅震释放总能量的90%以上。全世界的深震几乎都属于这种类型的地震。

沟-弧系俯冲型地震活动在西太平洋板块边缘可进一步分成海沟型、俯冲板舌型和岛弧型三种次级类型，是海沟、岛弧和俯冲带板块构造运动特征的具体表现。各次级类型的主要特征如下：

1.海沟型

海沟型的地震活动震中沿海沟分布，处于洋壳板块开始向陆壳下俯冲的地段。板舌逐渐向下弯曲处于引张状态，板舌的岩层被拉张破裂，并形成一系列的正断层。这种类型的地震活动具有频度高、强度大、地震序例属震群型等特征。常有大于7级的强震连续发生；震源机制解属正断层性质，而且张应力轴与海沟的轴线相平行（图8-2）。有人认为，1933年发生在日本三陆冲的8.9级大地震就属于这类海沟型地震。

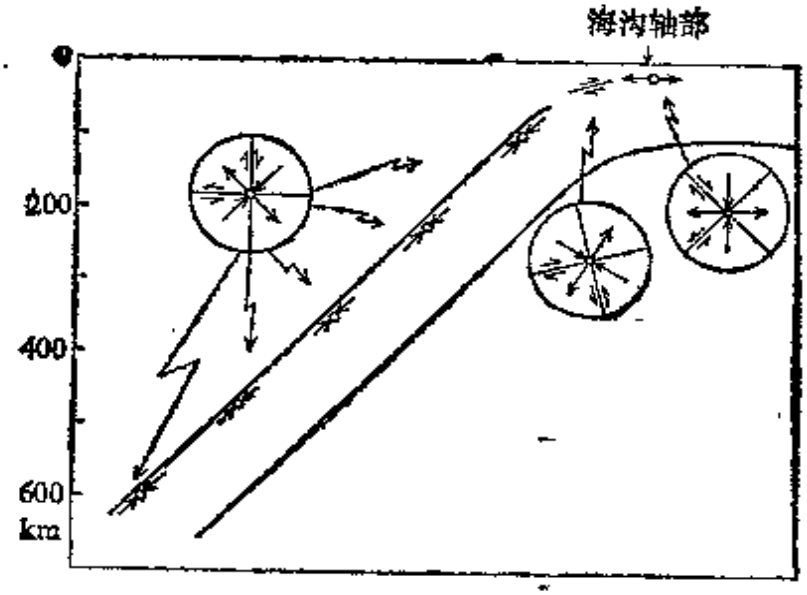


图 8-2　俯冲带横剖面上地震震源机制示意图

2.俯冲板舌型

因俯冲板块的前缘形似舌状，故称为俯冲板舌。俯冲板舌向大陆板块下面所进行的俯冲运动的界面，就是地震震源面、形成这个震源面上的地震具逆断层性。震源面随俯冲板舌向大陆一侧下插的深度逐渐增大，震源深度也相应地逐渐加大（图8-3）。如，日本海沟俯冲板舌地震带，在海沟靠日本岛的一侧，为浅源地震。这里的地震具有频度高、强度大等特征，地震序列多属主震-余震型。世界上的强烈大震主要发生在这个地区。日本十胜近海1952年的8.3级地震和1968年的8级地震，均属于这种类型的地震；板舌俯冲延至日本海盆之下时，为中源地震；当板舌继续俯冲下插到我国吉林延吉至黑龙江鸡西一带之下，为深源地震。震源深度可达430—500km左右，震级5—7.5级。由于震源深度较大，故在该处所发生的地震对地面几乎不造成破坏作用。

从日本海沟靠日本岛一侧的浅震分布带起，至黑龙江鸡西之下的深震分布带止，都属于太平洋板块俯冲板舌向欧亚板块俯冲而形成的地震带。这种类型的地震带又称贝尼奥夫（又译为毕乌夫）地震带

3.岛弧型

这种类型的地震，震中沿岛弧分布。地震的发生主要是由于岛弧地区的岩浆上升及其喷发活动所致。这类地震具有震源浅、频度高和震级低等特点，地震序列以震群型为主。

此外，如将东太平洋板块俯冲情况与西太平洋板块俯冲情况相比较，显然它们又有很多不同之处。西太平洋地区，俯冲板舌一般具有较大的下插角度，40—90°（图8-3,b,c,d,e,f,g），且具有明显的岛弧构造；而东太平洋地区，俯冲板舌一般具有较小的倾角，常在20°左右（图8-3，a,b），且不具岛弧构造。因而，在东太平洋俯冲型的地震系列中，缺乏岛弧型的地震活动。这一地带的火山型地震直接出现在靠近海沟的大陆板块边缘。如南美洲板块西部与海沟相平行的火山岩系分布带为火山地震活动

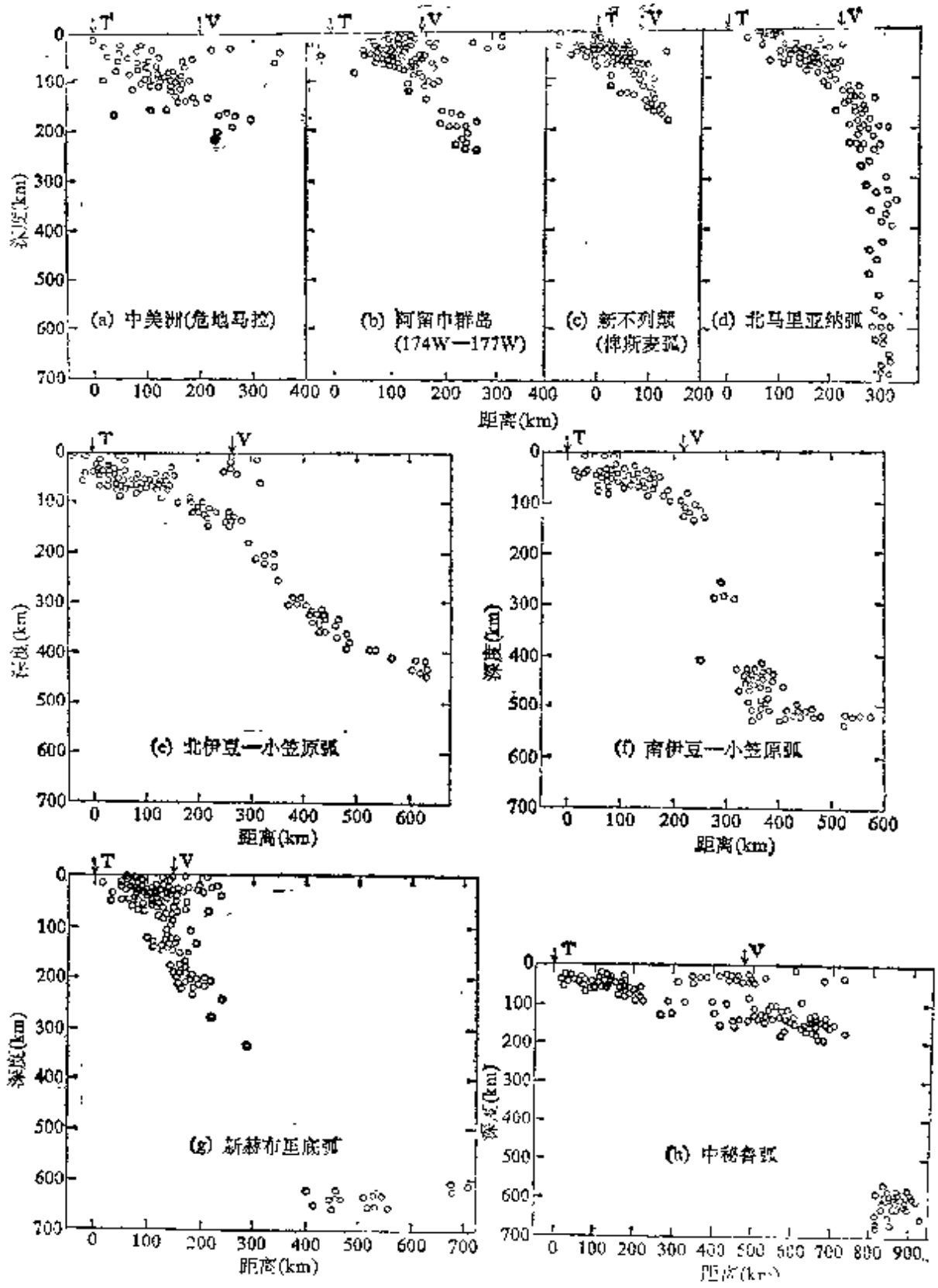


图 8-3 现代弧-沟系的震源分布横剖面(据Cordie, K.C, 1976; 资料取自1954—1969年间的地震)

T：海沟轴 V：现代火山链

带。1960年5月21日智利大震后48小时所引起的普惠火山爆发及火山地震活动就是一个典型的震例。

四、地缝合线碰撞型

在两个板块焊接边界——地缝合线处，因两个板块相互碰撞运动而引发的地震称地缝合线碰撞型地震。如，喜马拉雅山脉南麓地震带，一般认为是印度—澳大利亚（大洋洲）板块不断向北移动与欧亚板块相碰撞而形成的一个地震带。发生在这个带上的地震大多是浅源地震，局部地段可发生中源地震。如帕米尔地区就是一个中源地震相对较集中的地区，其震源机制解大多具挤压性逆断层性质。此外，地中海—喜马拉雅地震带上的兴都库什、喀尔巴阡山等地也有中源地震，它们与帕米尔地区一样也呈孤立的“地震巢”分布。

第九章　中国及其邻区地震构造背景、地震构造活动性

第一节　中国及其邻区的强震活动区

中国及其邻区正处于西太平洋地震活动带与地中海—喜马拉雅地震活动带之间。在这个区域内，地震分布广泛。除在台湾、喜马拉雅南麓局部地段和帕米尔等地区有中源地震、东北黑龙江鸡西和吉林延吉一带有深源地震外，其余都属浅源地震。东部震源深度较浅，一般在15—30km左右；西部震源深度较深，可达30—70km；东南沿海地区，震源都很浅，一般在10km左右。我国及邻区强震（$M \geqslant 7$）分布如图9-1所示。

根据强震分布、震源深度、断层面解，并结合大地构造背景及其活动断裂特征，时振梁等把中国及其邻区分成了十三个强震活动区（图9-2），即：

喜马拉雅南缘地震区，主要强震沿雅鲁藏布江断裂带分布；

青藏高原南部地震区，地震活动主要沿金沙江—红河断裂带分布；

青藏高原中部地震区，强震主要沿小江—安宁河断裂带和东昆仑南缘断裂带分布；

青藏高原北部地震区，地震主要集中在四川龙门山断裂带和北祁连北缘断裂带分布；

天山地震区，地震活动主要沿天山南麓和北麓断裂带分布；

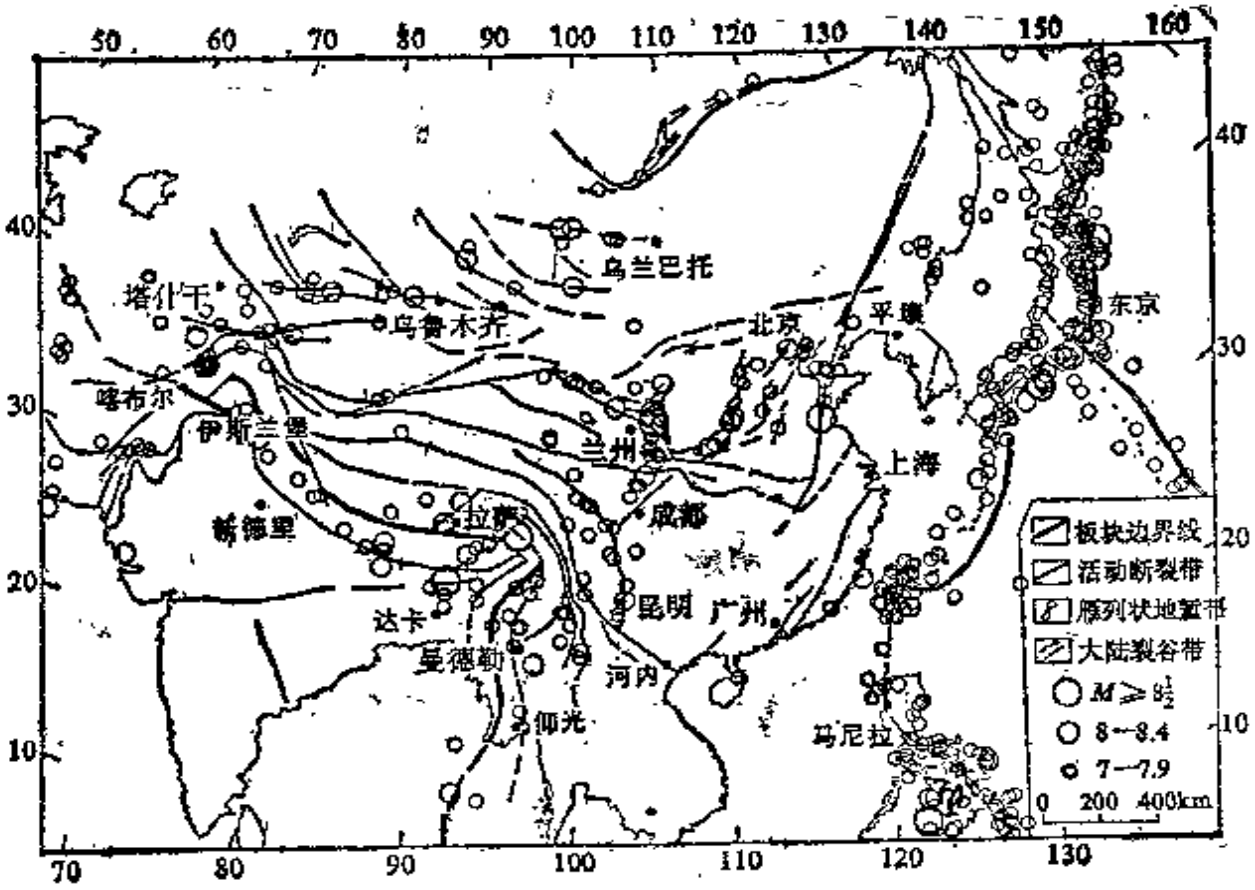


图 9-1 中国及邻区强震（$M \geqslant 7$）震中分布图
（公元前780—1979年）

阿尔泰地震区；

抗爱山地震区；

华北地震区，北以阴山-图门断裂带为界，南以秦岭-大别断裂带为界；

东南沿海地震区；

贝加尔地震区；

兴都库什地震区；

帕米尔—西昆仑地震区；

台湾地震区。

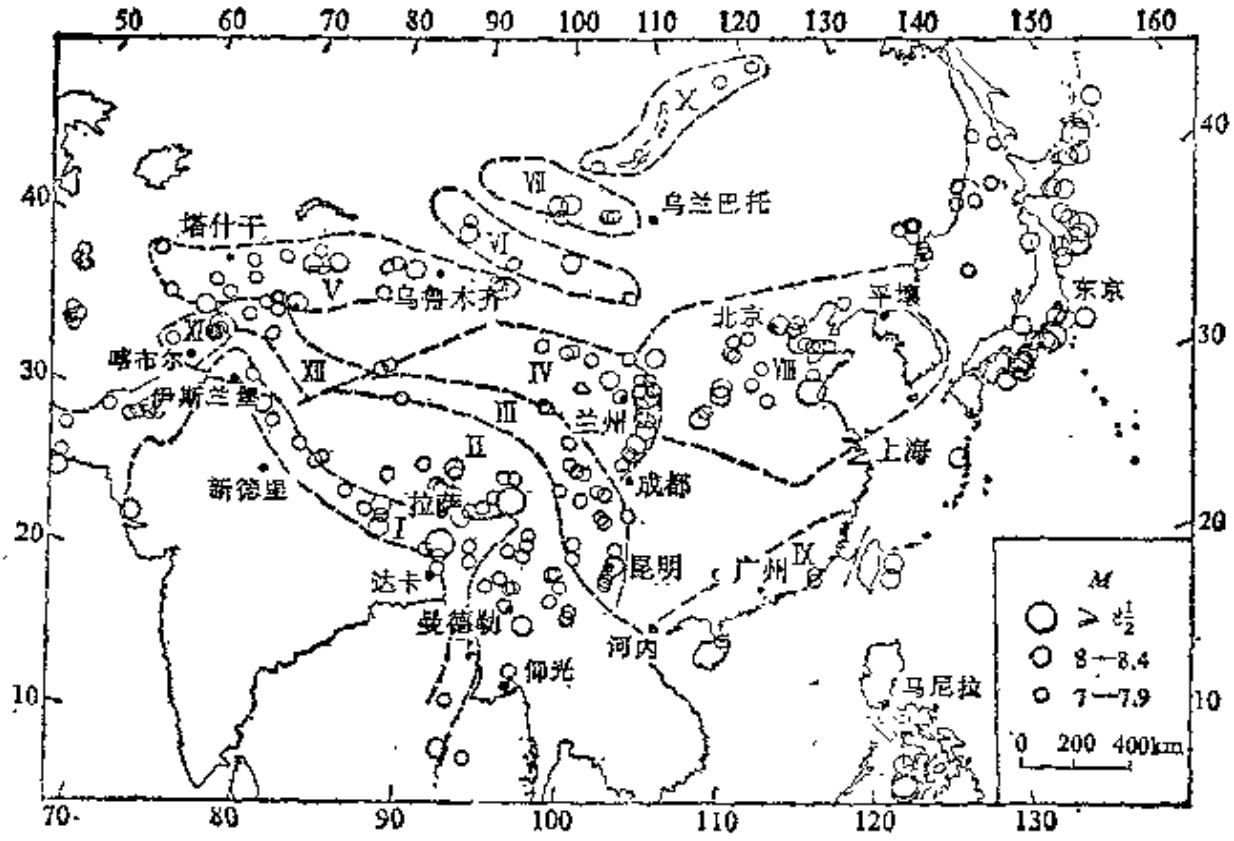


图 9-2 中国及其邻区强震活动分区图

Ⅰ——喜马拉雅南缘地震区；Ⅱ——青藏高原南部地震区；Ⅲ——青藏高原中部地震区；Ⅳ——青藏高原北部地震区；Ⅴ——天山地震区；Ⅵ——阿尔泰地震区；Ⅶ——抗爱山地震区；Ⅷ——华北地震区；Ⅸ——东南沿海地震区；Ⅹ——贝加尔地震区；Ⅺ——兴都库什地震区；Ⅻ——帕米尔-西昆仑地震区；ⅩⅢ——台湾地震区

第二节 喜马拉雅—青藏高原—帕米尔地震区地震活动特征

根据黄汲清和李春昱等的研究，喜马拉雅—青藏高原—帕米尔地震区最主要的大地构造界线，也是古板块边缘的俯冲带。这些界线从南往北分别是：喜马拉雅南缘区和帕米尔区，主要是雅鲁藏布江—印度河新生代板块缝合线；青藏高原南部区，主要是藏北—滇西晚中生代板块俯冲带和可可西里—金沙江早中生代板

块俯冲带；青藏高原北部区，主要是昆仑山晚古生代板块俯冲带。

从强震的强度和频度来看，喜马拉雅南缘区、帕米尔区和青藏高原南部区是地中海—喜马拉雅地震带的一部分，地震的强度和频度都很高。帕米尔和兴都库什区多为中源地震，中强地震频繁，但没有记录到8级和8级以上的地震。青藏高原中部区，中强地震频率高，历史上只有过一次8级地震。青藏高原北部区发生过很强的地震（如1920年海源8 $\frac{1}{2}$一级大震），但其地震频度比上述几个地震区低得多。

从地震断层面解来看，喜马拉雅南缘区、青藏高原南部区和帕米尔区，几乎都是挤压性的逆断层活动，它们明显地反映了板块之间相互挤压碰撞活动。在前两个地区的西侧和东侧，分别具有左行走滑断层活动和右行走滑断层活动。青藏高原中部区，近年来发生的大地震，其断层面解多为左行走滑性质。青藏高原北部区，大地震断层面解以高角度逆冲断层和逆冲兼左行走滑断层为主。上述五个地震区，虽然断层面解随着弧形构造断裂带的弯曲而表现形式不同，但其主压应力场的总特征是在统一的北北东向的挤压应力场控制之下。它明显地反映了印度-澳大利亚板块以北北东方向对欧亚板块的强烈挤压。

从地震活动的重复周期来看，喜马拉雅南缘地震区和青藏高原南部地震区，地震重复周期短，约30—40年（图9-3）。青藏高原中部地震区，地震重复周期增长至约100年左右。青藏高原北部地震区，地震周期延长到了300-350年左右。可见，地震活动周期由雅鲁藏布江板块碰撞缝合线处向大陆内部呈规律性地增长。

从大陆地震活动的b值分布来看，震级-频度关系曲线（$\log N = \alpha - bM$）的b值在喜马拉南缘地震区是0.72；在青藏高原南部地震区是0.91；在青藏高原中部地震区是0.76；到青藏高

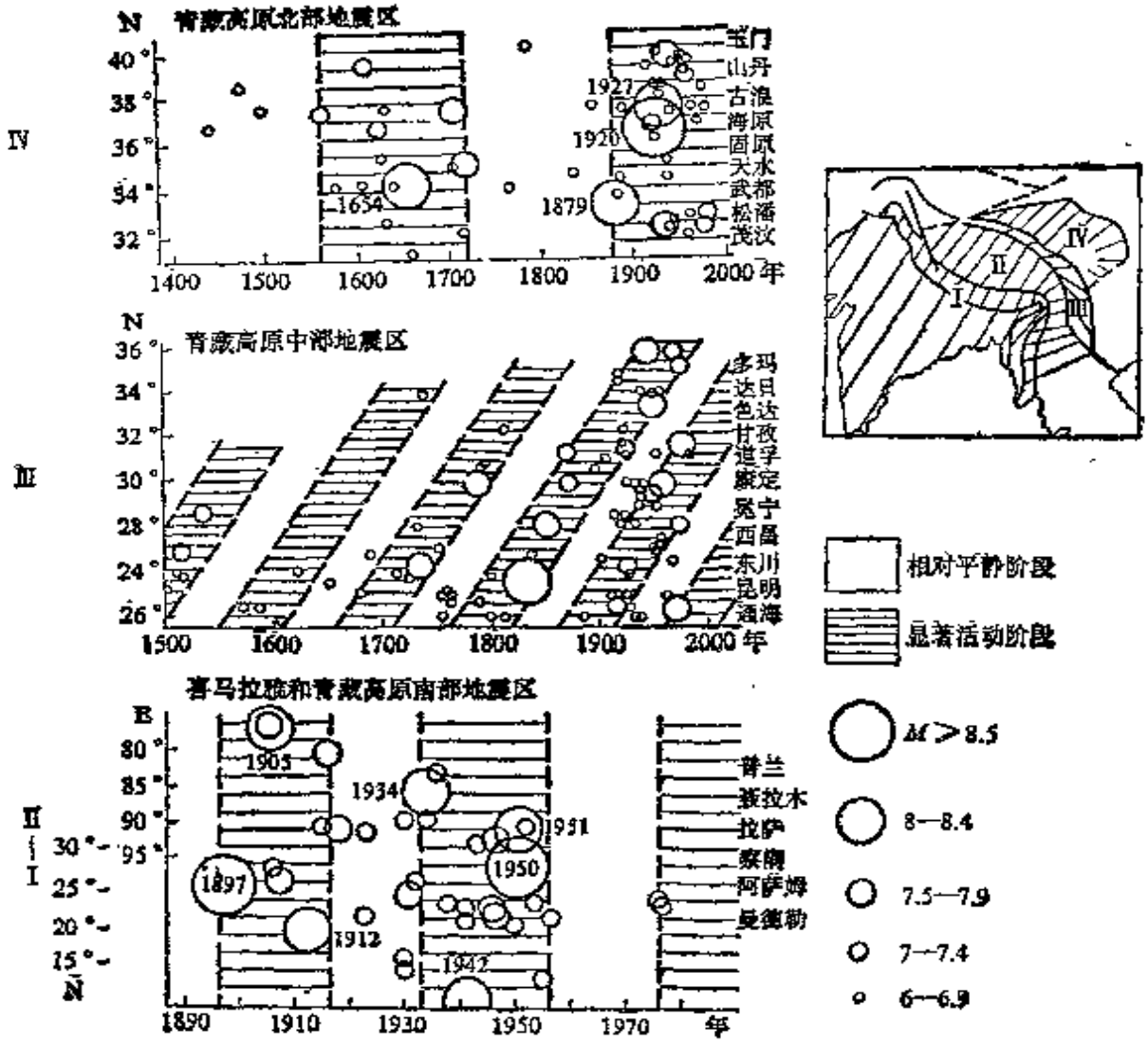


图 9-3　青藏高原各地震区浅源大震时空分布图

原北部地震区减少至0.60（图9-3）。b值所具有的这种从板块边界到大陆内部逐渐减小的特征，可能反映了地壳的应力状态由板块边界向大陆内部逐渐递减的状况。

第三节　天山和阿尔泰地震区地震活动特征

天山山系呈东西向展布。强震活动主要沿天山南缘深断裂带和天山北缘深断裂带分布。地震活动主要受天山晚古生代板块俯

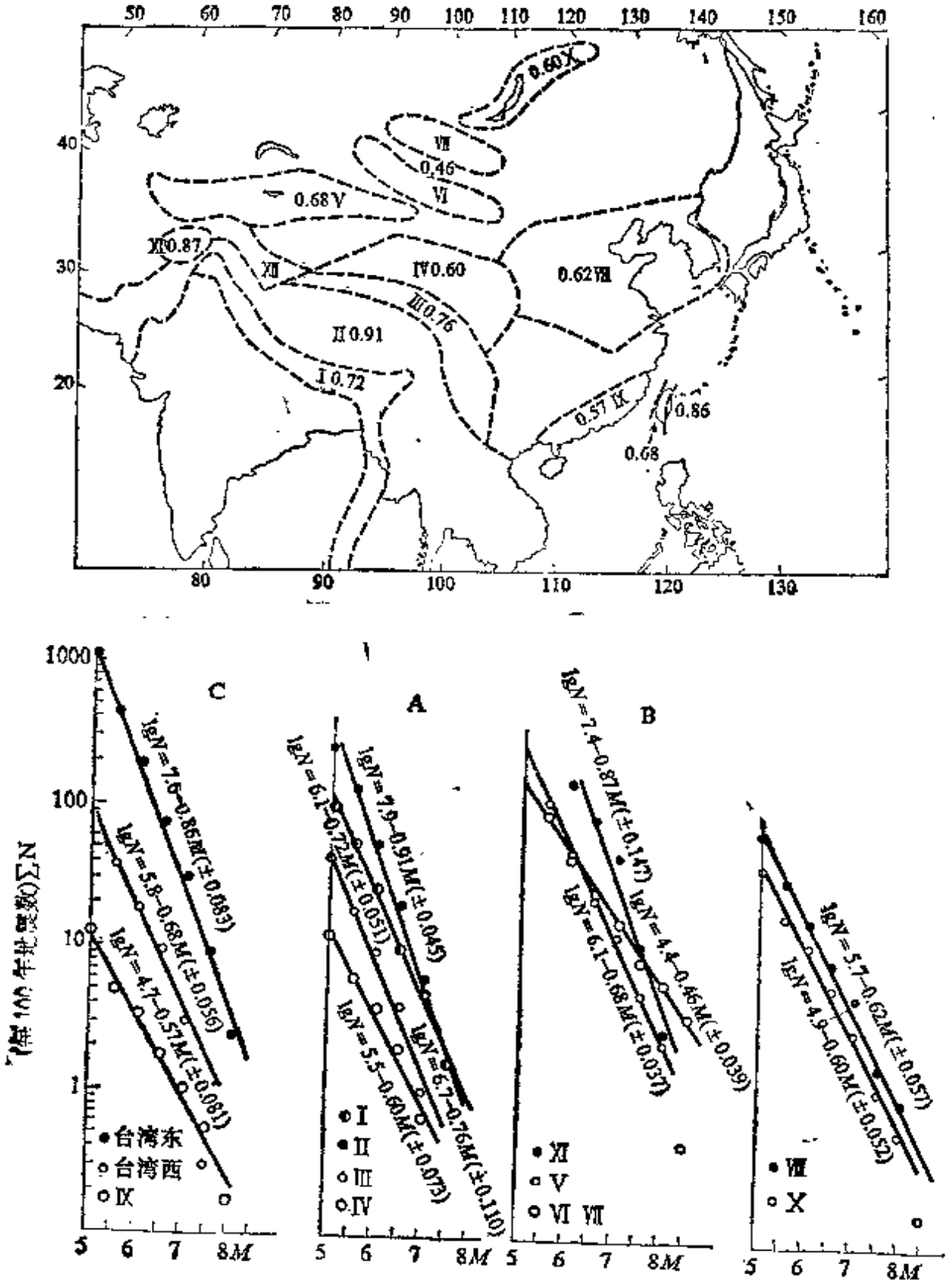


图 9-4　各地震区b值分布图

冲带再度活动的影响。地震的强度和频度仅次于喜马拉雅南缘地震区和青藏高原南部地震区。

阿尔泰地震区的地震分布与阿尔泰早古生代板块俯冲带的新活动有关，其地震活动的强度与频度均低于天山地震区。

天山地震区和阿尔泰地震区的地震断层面解多为近东西向至北西西向的逆冲兼左行走滑断层。从b值变化看，在兴都库什地震区为0.87；在天山地震区减小为0.68；至阿尔泰地震区仅为0.46（图9-4-B）。这反映了从板块边界到大陆内部应力具逐渐递减的规律。这些地区的主压应力场也与青藏高原地震区相似，均受近南北至北北东方向的主压应力场所控制。

第四节　华北地震区地震活动特征

华北地震区自公元十一世纪以来，共记录到6级以上的地震百余次，8—8$\frac{1}{2}$级的大地震6次。此区地震强度较大而频度相对较低，强震主要沿北东—北北东向的走滑断裂和地堑带分布。如营口—郯城—庐江地震带、北京—邢台地震带、汾渭地堑地震带和银川地堑地震带。近年来发生的大地震均一致具有北东—北北东向右行走滑断层面解或为兼正断层分量的右行走滑断层面解。呈现统一的北东东向主压应力场或北北西向的主张应力场。主压应力轴以北65—70°东为主，引张应力轴为北20—25°西。

华北地震区的地震活动，自十五世纪以来，先后经历了1209—1368年、1500—1739年和1830年以来三次大的活动期，显示了大约300—370年的重复周期（图9-5）与日本东北区约35—40年的地震活动周期和日本西南区100年左右的地震活动周期相比，显然要长得多。

1369—1483年为华北地震区相对平静时期，没有6级以上的地震记录。1484年以后，地震频度逐渐增加，强震发生在华北地

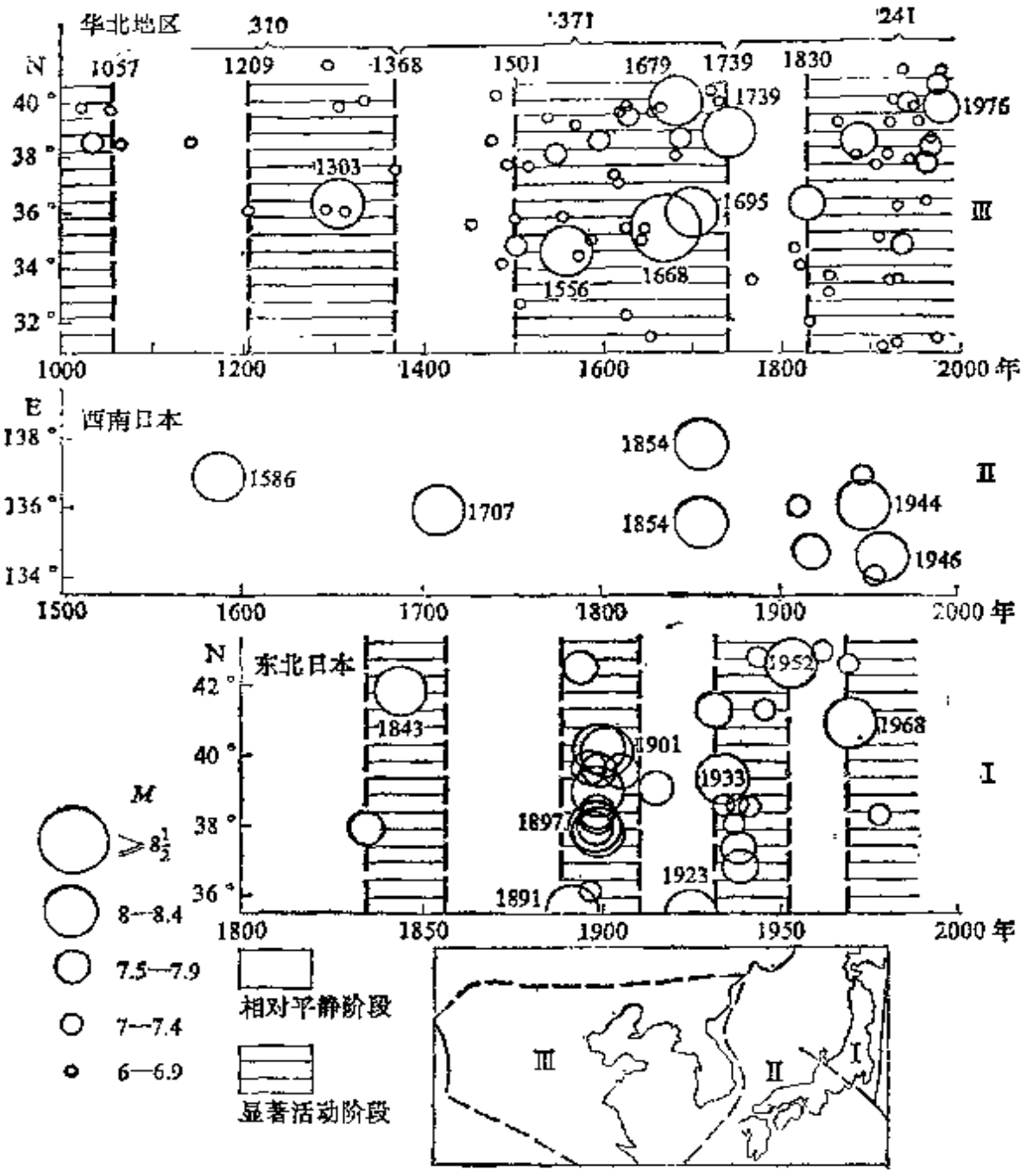


图 9-5 华北、日本西南、日本东北各地震区浅源大震时空分布图

震区的各地震带上。但在山东郯城附近却异常平静，形成了约有40年左右平静时期的围空区。直至1668年，终于在围空区内发生了华北地震区有记载以来的最强烈地震——8 $\frac{1}{2}$级大地震。紧

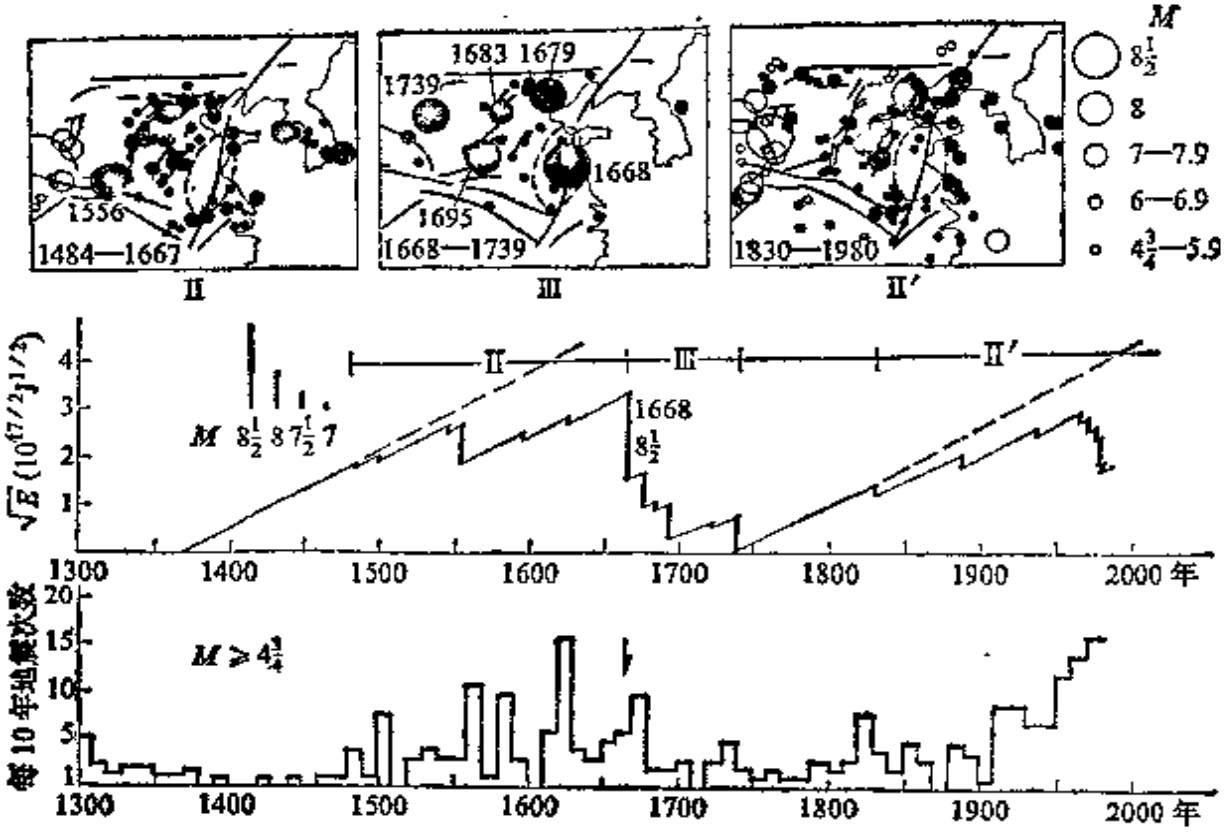


图 9-6　华北地震区地震活动演化过程

接着在华北地震区内又相继发生了1679年的三河-平谷8级地震、1695的山西临汾8级地震和1739年的银川8级地震，并以银川8级地震作为结束1500—1739年活动期的标志（图9-6）。

从郯城8 $\frac{1}{2}$ 级大震活动的过程分析，可见这次地震活动大致经历了以下若干个发展阶段：相对平静阶段→大震前的前震活动阶段及临大震前未来震区的平静阶段→大震活动阶段→余震活动阶段。由此说明，大地震在华北区城内曾经有过长期的孕育与发展过程。

第五节　东南沿海和台湾地震区地震活动特征

台湾地震区属西太平洋沟-弧系地震带的一个组成部分。发

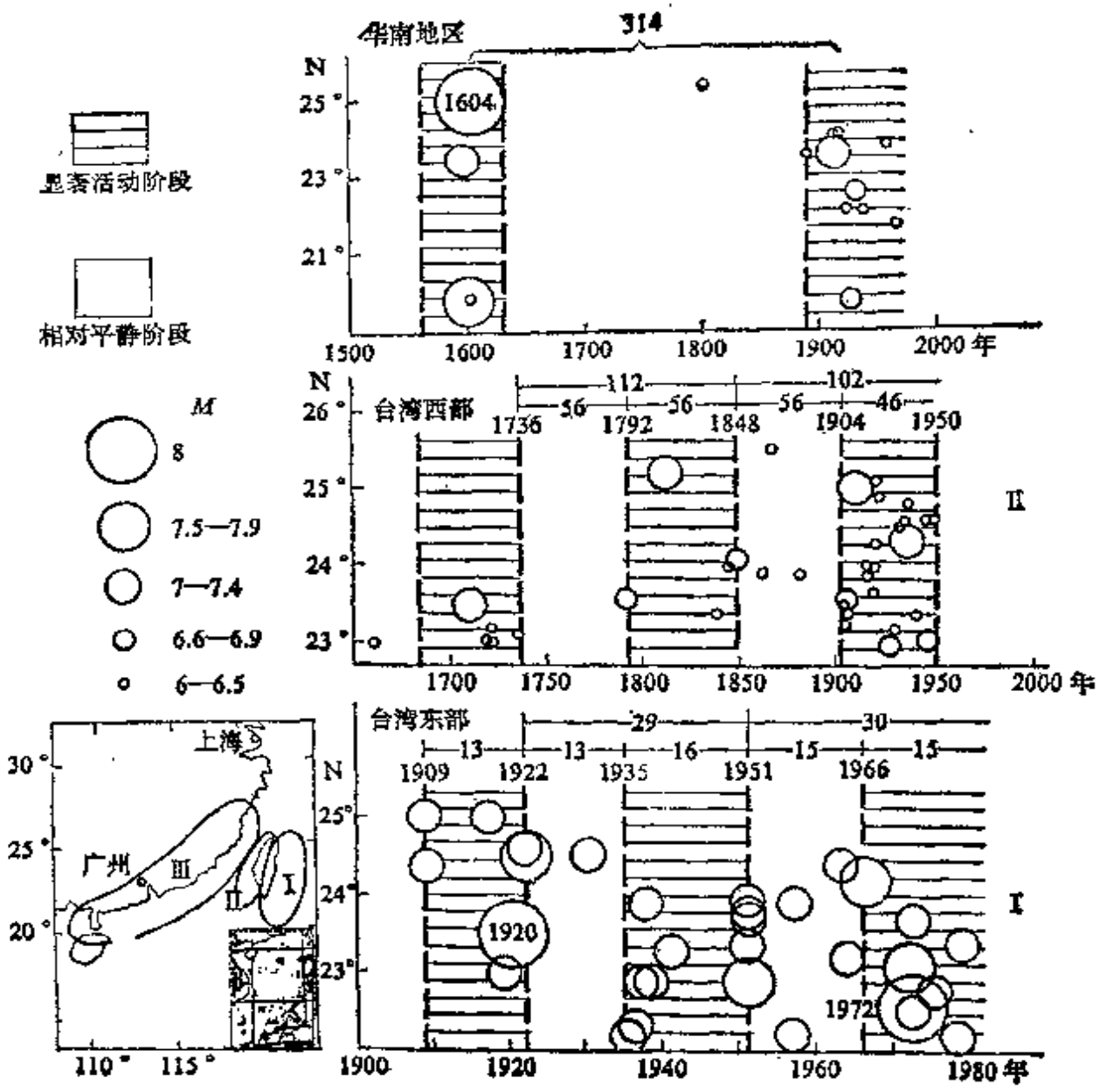


图 9-7　华南各地震区浅源大震时空分布图

生在台湾东南海域中的地震多为中源地震（震源深度为50—200km）。台湾西部和东南沿海地震区为浅源地震。地震的强度和频度均由东向西逐渐变小。台湾东部的纵谷是新生代板块缝合线或转换断层。从台湾东部、台湾西部到东南沿海区，并包括琉球群岛，主压应力轴以北西西向为主。东南沿海地震区断层面解以北东走向具逆冲分量的右行走滑断层为主。从b值分布来看，

台湾东部为0.86；台湾西部为0.68；东南沿海仅有0.59(图9-4-C)。从地震活动重复周期看，台湾东部地区为30—40年；台湾西部地区为100年左右；东南沿海地区为300年左右（图9-7）。这里也显示了从板块边界向大陆内部应力逐渐递减，地震周期逐渐增长的规律。

综上所述，可见我国的地震活动都与周围的板块运动有着密切的联系。从地震强度、频度、b值分布、地震活动重复周期等方面都可以明显地反映出由板块边缘向大陆内部，即从喜马拉雅向青藏高原北部；从兴都库什向阿尔泰；从日本东北部向华北；从台湾东部向华南，都具逐渐减弱的趋势。

第十章　中国地震活动断层分布及其特征

活动断层，简称活断层，主要是指第三纪晚期以来有过活动的断层。如考虑到工程建筑需要，又可将近 12000 年（全新世）以来有过活动的断层称为新活断层。

据今所知，世界上所发生的强震和大震都与活断层的关系十分密切。活断层的长度、密度、位移速率及其活动方式等均与所发生的地震震级、地震重复周期等有着内在的联系。近期活动的大型断层可引起崩塌、滑坡等灾害性的地质作用，并对大型水库工程、核设施工程的地基稳定性带来直接的影响。因此研究活断层、掌握其近期运动的规律，对于预报强震，进行地震区划以及建设各项大型工程等都具有十分重要的理论意义和实践意义。

当今，在活断层的研究方面，已经采用了多种不同的方法，如地貌地质法、地震活动分布及震源断层面解法、形变测量法、地应力测量法以及地球物理和地球化学测量与分析方法等。本章着重于应用地貌地质法对活断层性质、位移及震级预测进行研究。

第一节　地震活动断层的研究方法

一、地震活动断层在航片和卫片上的标志

在航空像片和卫星像片上，活断层与老断层虽然都显示为一种线形构造，表现为线状特征，但是由于活断层是最新地壳运动所留下的痕迹，因此，在地貌形态上它比老断层有着更清晰的反

映。断层活动的时代愈新，在地貌形态上留下的活动证据保存得也愈完整。由于地貌形态易受地表水流的破坏，所以，干旱气候地区又比湿润气候地区容易保存活断层所造成的地貌形态标志。水系的分布格局也常受断层所控制，也是记录断层活动十分敏感的因素。因此，利用航片和卫片判读活断层时，首先应特别注意地貌形态和水系分布特点的研究。

1.活断层的线性标志

活断层在卫片上一般呈浅色调或深色调的线条。在这些线条的两侧色调也往往不同。在隆起区，断层两侧可因上升幅度不同或被水系切割的深度不同而显示出不同的形态与色调的差异；在沉降区，断层两侧因下降幅度不同，造成两侧第四纪堆积物的时代、岩性、成因类型、含水性及埋藏深度的不同，而显示不同的形态特征与色调。

有些活断层，虽然本身的线形影像特征并不很明显，但仍可利用由一系列异常点所形成的线性分布特征加以识别。如，呈线状排列的新生代侵入体、火山口；呈串珠状分布的湖泊；串珠式或叠叠式山麓冲积扇或洪积扇顶部的连线；多条河流同步拐弯时，各拐点的连线（图10-1）；呈线状展布的岛屿、水下沙洲等。这些往往都是活断层的佐证。

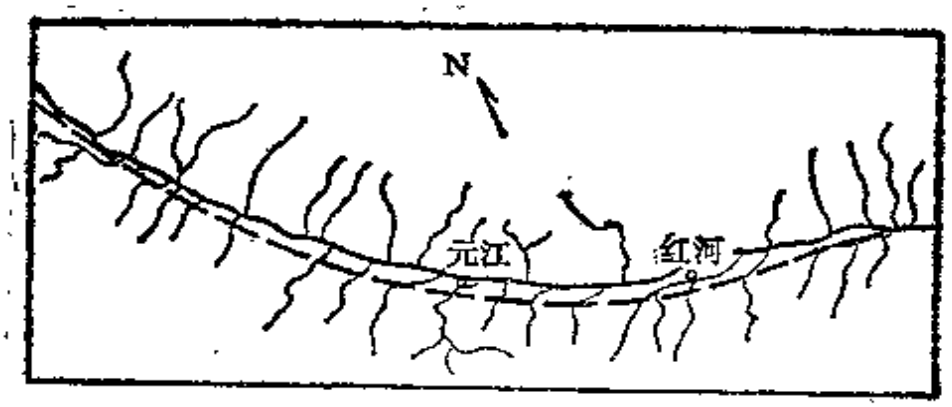


图 10-1　红河断裂带水系牵引示意简图

2.活断层的垂直错动标志

活断层的垂直错动一般表现为断层两侧的相对上升或下降。这时，上升的一侧可能由于遭受流水的侵蚀与切割作用，而显示出较大的地形起伏特征，山脊线明显，谷地深切；沿上升盘常可发育明显的呈线状排列的断层三角面和断层崖（图10-2）。在照片上，陡崖阴影明显、色调阴暗。河流由上升盘流至下降盘时往往突然展宽，在出口处形成扇状水系。在活断层的下降盘上，往往地势较为平坦，表层多为全新世沉积物所覆盖。

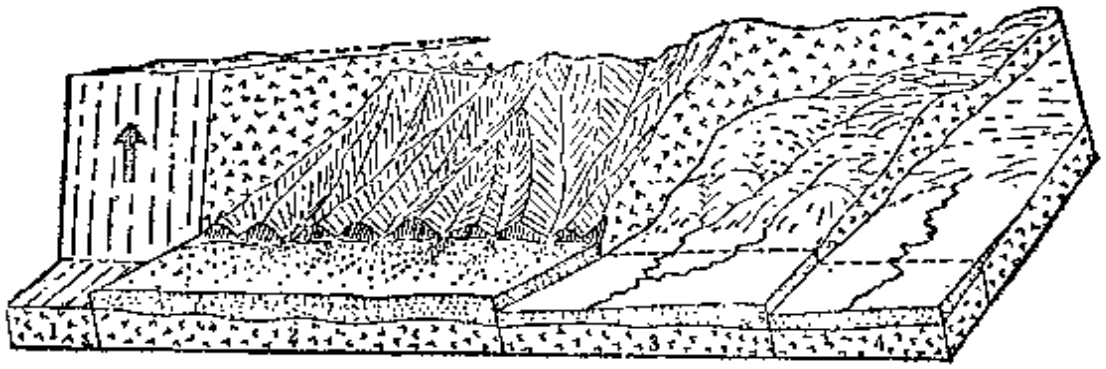


图 10-2 断块山地在剥蚀作用下的演化（据W.戴维斯）

1——幼年期，形成连续成片的断层崖；2——壮年期，出现断层三角面和洪积扇；3——壮年晚期；4——老年期

3.活断层的水平错动标志

活断层的水平错动以剪切性走滑断层的标志最为明显。如，山体的山脊和沟谷所发生的错断、河流所出现的同步拐弯等。而且河流所显示的“S”形拐弯，反映了断层活动具左行平移性质，河流所显示的“Z”形拐弯，反映了断层活动具有右行平移性质。

4.活断层类型标志

具有不同力学性质的活断层，在航片与卫片上均显示出不同的线形特征。压性逆断层，常显示舒缓波状的线性特征、延伸长；剪性走滑断层常显示平直状的线性特征，延伸较远，在航片

上还可看出山脊与沟谷的明显错位；张性断层则常显示呈锯齿状或雁行状的线形特征，且延伸不远。

在航片和卫片上，近期活动的断层，在地貌形态和水系特征上标志尤为明显，特别是在我国西部新构造运动较为强烈且气候又属干旱的地区，保存更为完好，如照片10-1。



照片 10-1　阿尔金山活动断裂带（引自《中国活动构造典型卫星影像集》）

照片内阿尔金山断层沿阿羌、库拉木勒克和库尔臣河分布，断层线呈平直的线状延伸。在阿羌至库拉木勒克一段，断层的南盘上升幅度较大，昆仑山陡峭挺拔；断层的北盘则形成起伏较缓的丘陵（由上新统—下更新统组成）；再向北则为相对下降地区，地面为晚更新世和全新世沉积物所覆盖。跨断层的河流呈“L”形的同步拐弯，显示出断层具有左行走滑的性质。在断层带上的阿羌西段曾发生过2次5级以上的地震。

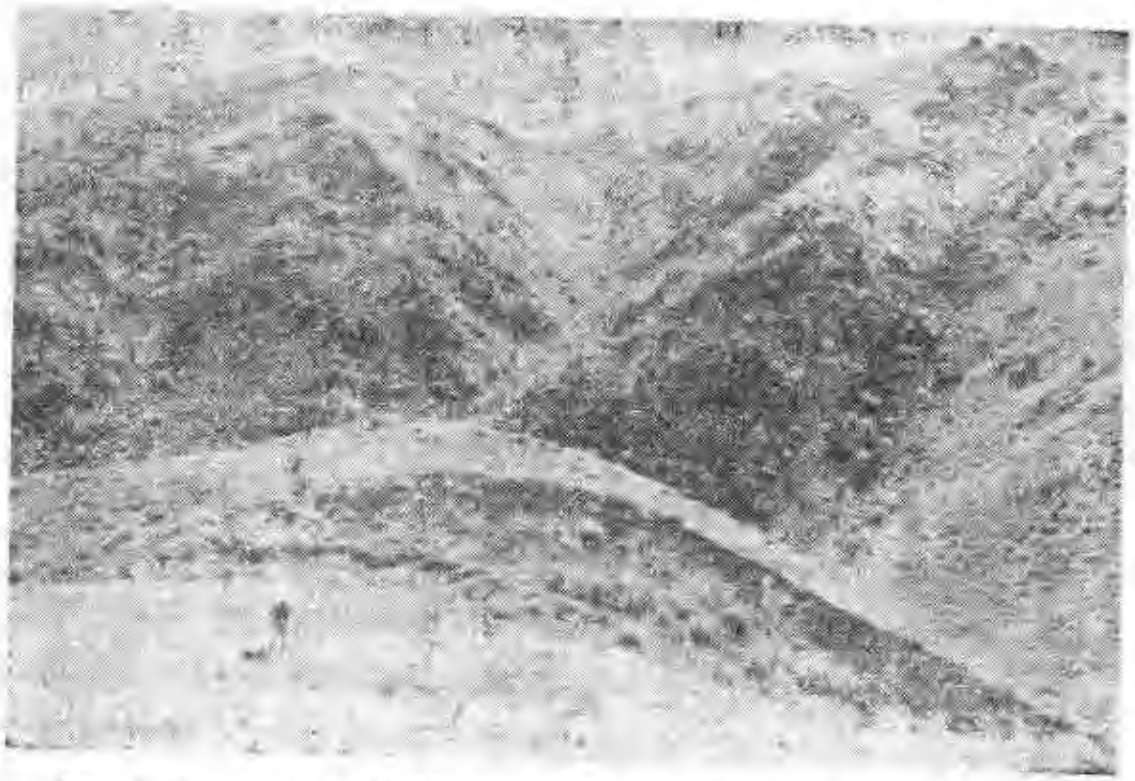
二、活断层在地貌上的标志

一般说来，走滑断层在地貌上所呈现的标志较为明显，正断

层次之，而逆断层则一般不甚明显。因此，利用地貌标志研究走滑断层和正断层效果较好。

1.走滑断层的地貌特征

走滑断层常常可以在地貌上造成以下一些特征，如被切断位移的倒石堆、一系列被切断错位的山脊、沿断层线分布的新月形（镰刀形）断面及眉脊（照片10-2）、沿断层分布的断层崖、断层三角面、崩塌和滑坡等。当现代冲沟被走滑断层错断后，便可形成断头沟，并在错断的冲沟处形成三角形的断塞塘（坑）。1931年发生在我国新疆富蕴的8级大震断裂带，上述现象均十分明显。特别有趣的是，一棵位于断层上的圆柏被断层从中间错断后并形成了右行10米的位移，而这段位移距离与附近倒石堆、山脊切断后的位移距离相近。



照片 10-2 地震断裂造成的“眉脊”（引自《富蕴地震断裂带》）

2.正断层的地貌特征

正断层所形成的地貌特征，最常见的有沿断层带的断层崖、

断层三角面、断层陡坎（照片10-3）、阶梯状断层陡坎等。当两条走向大致平行的正断层共同发育时，还可形成地堑与地垒等构造特征。具有大幅度垂直升降运动的正断层活动，也可引起崩塌与滑坡的发生。



照片 10-3 富蕴地震断裂带新山口正断层地震陡坎
（引自《富蕴地震断裂带》）

3.逆断层的地貌特征

逆断层所形成的地貌特征，常见的有沿逆断层分布的低矮的陡坎（照片10-4）、垄岗、挤压、鼓包等，有时也可在其一侧形成滑坡与崩塌。

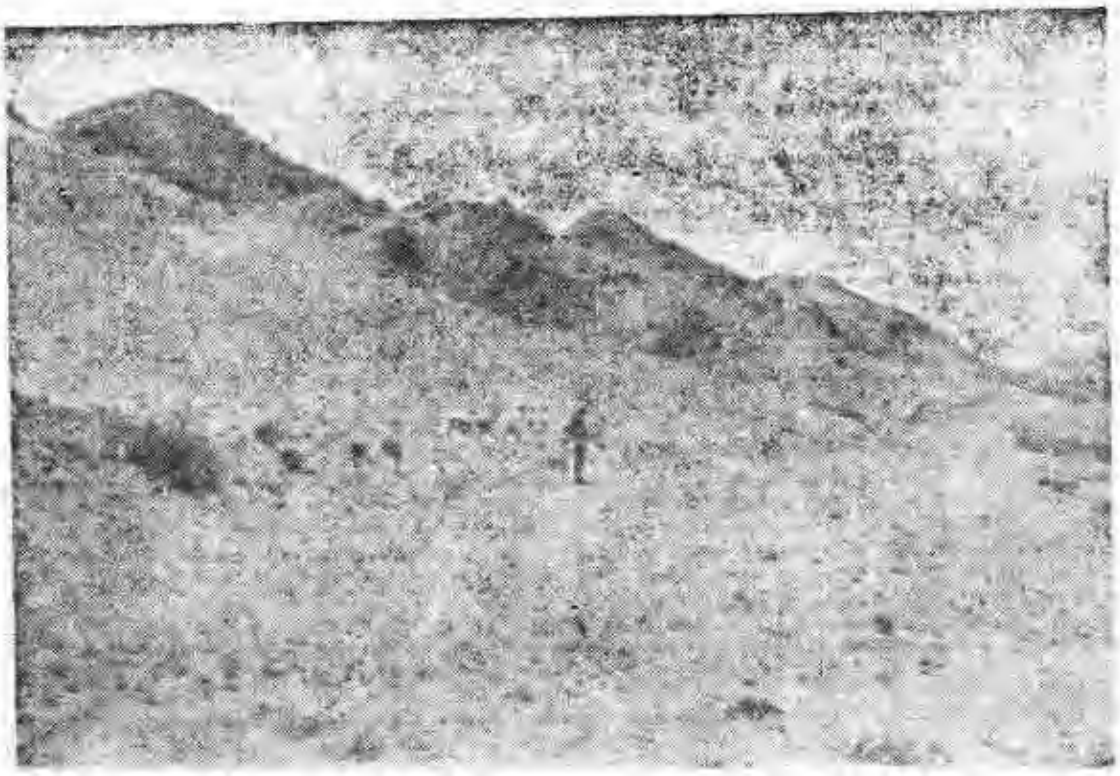
三、地震活动断层带内断层泥的研究

与老断层带内所形成的破碎物质相比，新活动断层带的物质常具有如下特征：破碎物质尚未胶结、断层泥较松软，断层泥常具片状构造，内部擦痕清晰。

近几年来加强了对断层泥中石英颗粒的形变研究，并应用扫描电镜对断层泥内的石英颗粒进行表面溶蚀程度、颗粒微断裂特征的研究。前者可以确定活断层的活动时代，后者可以确定断层活动时的力学性质特征以及为确定断层活动的次数提供信息。

四、断层活动位移量的研究

研究断层活动位移量的最精密方法是进行横跨断层带的地形



照片 10-4　富蕴地震带干沟南逆走滑地震断层陡坎（引自《富蕴地震断裂带》）

变测量。但在实际测量时，往往因受到观察时间、人力、物力及断层带所处的自然条件等因素的影响而带来各种困难。地震地质工作者最常用的方法主要是地貌地质分析法。

1.水平位移量的测量

测定水平位移量的最常用方法是测量各种不同地质体经断层错断后所形成的实际水平距离，如倒石堆、断头（尾）沟、冲（洪）积扇（锥）、山脊等的实际错开距离；也可以通过地面其它物体经断层错位后所形成的位移量测量求得，如测量断层两侧的植被、建筑物的位移距离等。

2.垂直位移量的测量

一般说来，测量垂直位移量较测量水平位移量困难。垂直位移量的测量主要在陡坎或断崖上进行。在测量垂直位移量时，应注意不能简单地把地震陡坎或断崖的高度统统作为垂直位移量，

必须考虑到断层水平位移量对垂直位移量的影响、地震时及地震后所造成的崩塌、堆积等作用对垂直位移量的影响。在测量断层的垂直位移量时，最好先开挖探槽加以揭露。实际资料证明，有些地震断层在地面可出现2m多高的陡坎，但经槽探揭露后，其真正垂直位移量却只有0.2—0.5m。此外，还应注意不要把由地震造成的重力滑塌所形成的陡坎作为地震断层陡坎，测量它的位移量。因为伴随着地震的发生，在河岸边坡与山地陡坡地段常常可以因为重力作用也造成一些滑塌。在一般情况下，可以选择距离（延伸）较长的平坦地段，根据断层活动所造成的陡坎高度作为判别依据。

五、断层活动的年代研究

对于断层活动的年代确定，上面已谈到了可以根据断层破碎带充填物质的胶结程度、断层泥的松软硬化程度、断层泥上擦痕的清晰程度、断层泥中石英颗粒的溶蚀程度、断层陡崖的坡度变化及断层陡崖受侵蚀破坏程度等标志加以推断。但这些标志一般均只能提供断层活动的相对年代。

此外，则可以利用树木年轮法、^{14}C法、热释光法以及电子自旋共振法，以测定断层活动的绝对年龄。

1.植物生长率法

（1）树木年轮法　这种方法主要依据地震破坏了树木的根系，因而减缓了树木的生长速度，导致树干年轮发生了疏密变化。如1931年新疆富蕴地震，使位于阿克萨依的一棵方枝柏遭到了破坏，测量其年轮最密的部位，年轮之间间距仅0.1—0.2mm，正值1932—1934间。

（2）地衣法　地衣是生长在岩石表面的一类低等植物。地衣的颜色、大小、数量与其生长的年代长短有关。据此我们可以确定岩石表面相对出露的时代，同理，也可推知不同时代形成的断层面的新老关系，并可根据地衣的生长率，求得断层形成的绝对年代。如在新疆富蕴1931年地震形成的断层面上生长的地衣，

据1981年时测定，其直径为8—13.5mm，取其平均值为10mm。按当地地衣年生长率0.16—0.27mm，取其平均值0.2mm计算，可求得富蕴地震发生的年代也在1931年左右。这种方法简便易行，其测年范围可达10^2—10^3年，误差约在20%左右。

2.风化剥蚀和溶蚀速率法

（1）断层崖剥蚀速率法　地层断层面陡崖形成后遭到风化剥蚀，从断层崖的脊部开始后退使角度变缓。遭受剥蚀的时间愈长断层崖的坡角愈缓。具体应用实例见第十一章古地震的年代测定。

近几年来，我国地质工作者多在西部地区的地震带上进行了这方面的研究工作。这种方法只有在温度、雨量、断层崖岩性等基本相近及年剥蚀速率相同的情况下才能取得较好的结果。由于测量断层崖和脊部风化的坡角以及年剥蚀率的确定都不够精确，测年范围在10^2—10^3，误差较大，只能得到断层活动的大致年代。

（2）砾石风化圈（晕）法　砾石在风化作用过程中所形成的由表及里的、大致平行于砾石外部表面的、成层状的色带，称为风化圈。砾石表面至最内圈色带之间的距离称风化圈的厚度。据研究，风化圈的厚度大小主要与砾石受风化作用的时间长短有关。因此，风化圈的厚度提供了一个简单的风化作用时间量的测定。如我国广东地区（属亚热带气候区）根据采自20个地点的900余块河流阶地和冲积扇沉积物中的砂岩风化圈样品的分析，并对其中7个样品的风化圈厚度进行了年龄校正（图10-3），试图用风化圈厚度生长曲线计算晚更新世以来冲积地貌的年龄和三条北东向断裂带部分区段的垂直位移速度。

分析结果表明，广东地区砂岩风化圈厚度生长曲线如图10-4所示，相应的风化晕厚度和时间的关系为：

$$T = 1485D^{4.13}$$

式中，T是时间，以年表示；D是沉积物表部50块砾石风化圈厚

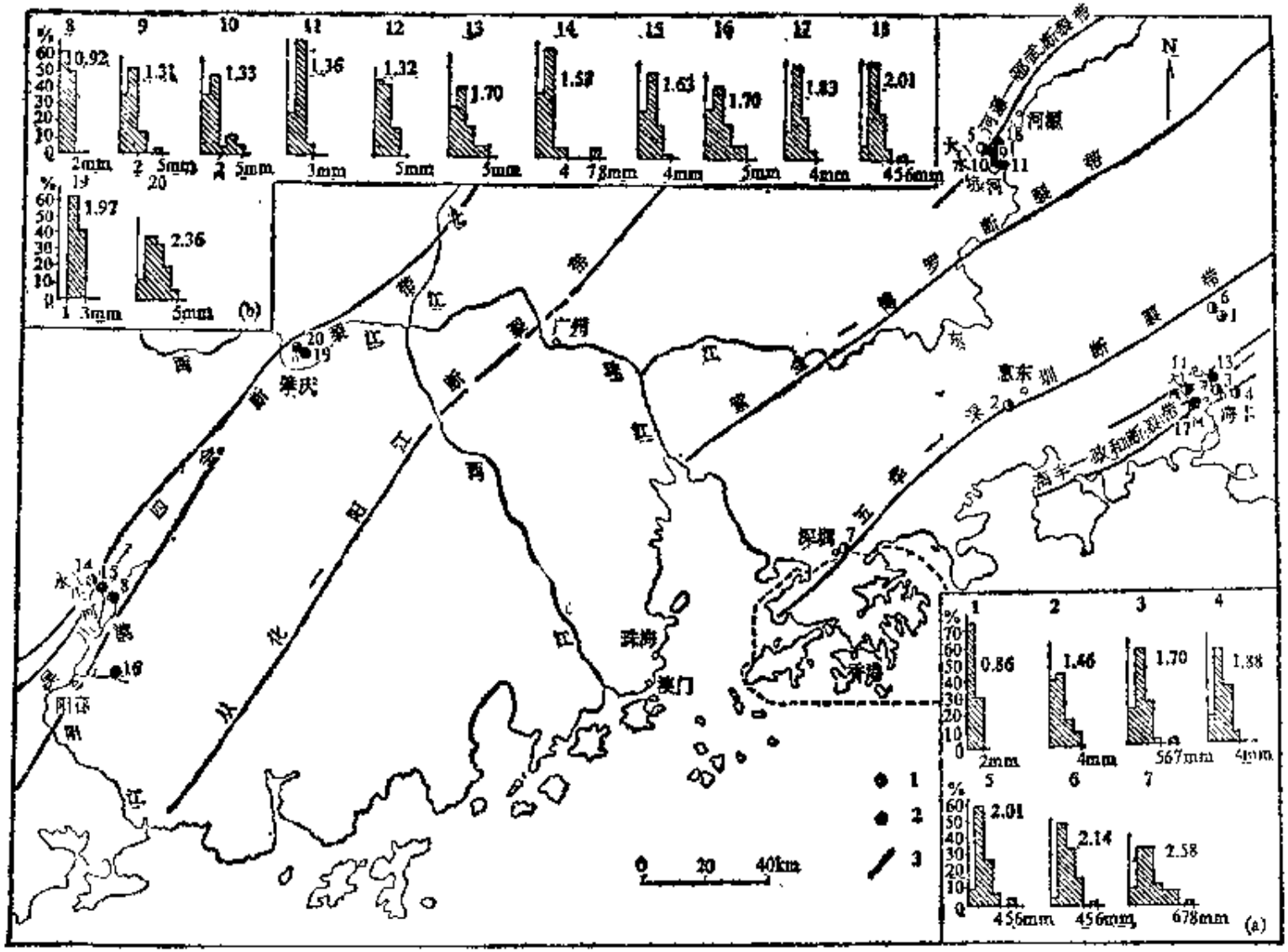


图 10-3　广东地区砂岩风化晕采样地点分布和风化晕厚度值直方图

a——用于构成生长曲线的；b——用于测定地貌年龄的

1——经年龄校正的采样点(1—7)；2——用于地貌面测年的采样点(8—20)；3——主要北东向断裂带

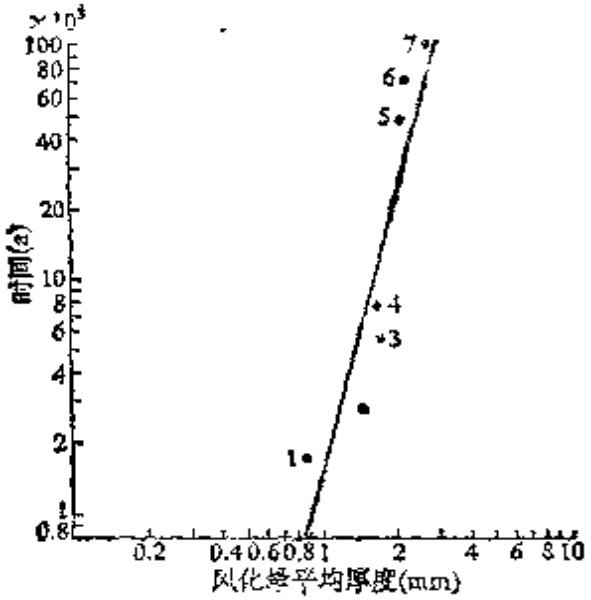


图 10-4　广东地区砂岩风化晕厚度生长曲线

度的加权平均值，以毫米表示。显示了风化圈的增长速度与砾石受风化作用的时间呈指数性的衰减关系。

测定由断层造成的砾石的风化圈厚度，据此，也可估算由新断层作用形成的错断阶地年代及断层活动的大致年代和垂直位移速度。

运用这一方法时，一定要选择同一气候区、同一岩性的砾石、长期稳定的地貌部位和类似的覆盖条件，才能得到风化速率一致的风化圈。测年范围可达十几万年。

（3）裂点溯源速率法　当沟谷被地震断层横切，且其下游一侧成为断层下降盘时，则断层上升盘的断层陡坎与沟谷的交点称为裂点。上升盘作溯源侵蚀时，裂点也逐渐向上游移动。侵蚀时间愈长，裂点向上游移动离断层面也愈远。测量出裂点与断层面的距离及溯源侵蚀的年速率，即可推算出地震断层形成的年代。此外，还可以根据一条沟谷上裂点的多少，确定曾经发生过的地震断层的次数。例如，对穿过贺兰山山前断层的45条冲沟的考察，分别发现有距断层面5m、18m、37m、52m、76m、98m、122m、143m共八组裂点，溯源侵蚀的年速率为2—2.5cm，从而获得了八

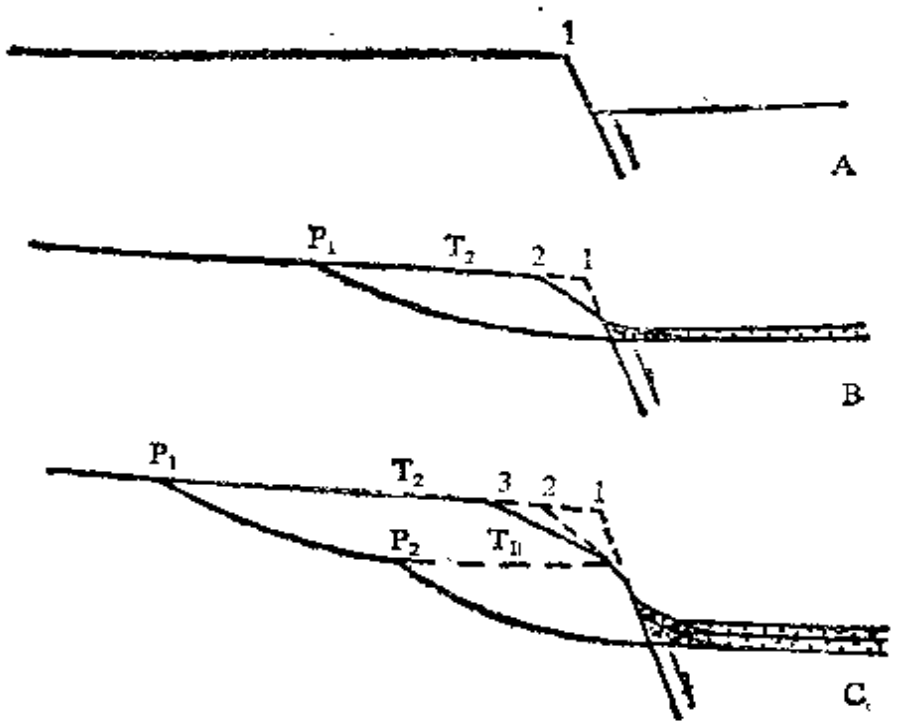


图 10-5 断层活动和地貌发育示意图

A.断层活动形成陡坎；B.断层陡坎在片状流水和重力等外力作用下，陡坎坡度变缓，由1后退到2，陡坎坡麓形成一层崩积物；断层上升盘发育小冲沟并溯源下切侵蚀，形成新沟床和新裂点P_1；C.断层再次活动，断层陡坎由2后退到3，陡坎坡度形成明显的转折，老裂点P_1仍不断溯源侵蚀，在陡坎处又一次溯源下切侵蚀，形成新裂点P_2，并在P_2至陡坎间形成一级新阶地T_1和老的阶地T_2。

次地震断层的活动年代（图10-5）。

这种方法要求选择的沟谷规模大致相同，组成的物质也大致相同；还应考虑沟谷水量变化对侵蚀速率的影响等。测年范围在半干旱地区以万年以内为宜。

（4）石英溶蚀速率法 这种方法是根据断层泥内所含的石英颗粒被溶蚀的程度深浅来确定断层形成的年代。如安宁河断裂断层泥中的石英颗粒，根据其溶蚀程度不同即可确定其年代：表面光滑，呈棱角状颗粒的石英(I_0)，为全新世断层活动产物；溶坑深度小于1μm的石英（I_a），为更新世断层活动产物；溶坑深度在1—2μm，呈次棱角状的石英（I_b）颗粒，为中更新世断

层活动产物；溶坑深达2—3μm，表面呈洞穴状的石英颗粒（I_c）为早更新世断层活动的产物；溶蚀起伏超过3μm，珊瑚状、次圆状石英颗粒Ⅱ为上新世产物。曹古脚坝剖面（图10-5）的试样，在I_b、I_a、I_0有数量分布。主峰在I_0，高达88%。这可能表明：断层在全新世活动最强烈，而极少数具I_a、I_b特征颗粒生成于中—晚更新世。

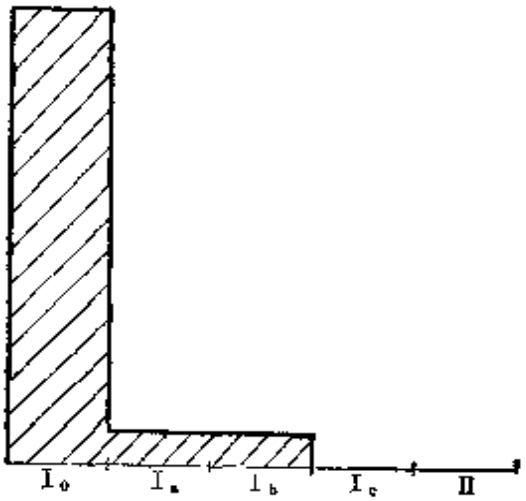


图 10-6 断层泥中石英表面溶蚀程度与年代关系
（曹古脚坝剖面）

I_0——全新世活动；I_a——晚更新世活动；I_b——中更新世活动；I_c——早更新世活动；Ⅱ——晚第三纪活动

在研究石英颗粒的溶蚀现象时，不仅要注意溶蚀程度与时间的关系，而且应考虑气候条件、环境的酸碱度等因素的影响。

3.相关堆积物年代测定法

（1）崩积楔　断层崖上崩落的物质在崖脚下形成的不等边三角形楔状体称崩积楔。若能测定崩积楔的年代，即可推知断层的形成年代；测定多次崩积楔中各崩积楔的年代，则可推知断层活动的次数及各次断层形成的年代。因此，在进行断层崖剥蚀坡角测定的同时，即可进行断层崖脚下的相关崩积楔研究。

图10-7是贺兰山山前断层崖古崩积楔的探槽剖面图。该图显示了剖面所在位置具有三期古崩积物：A_1、B_1与C_1。

图10-8是海源断层（景泰县大沙沟段古地震崖崩积楔剖面素

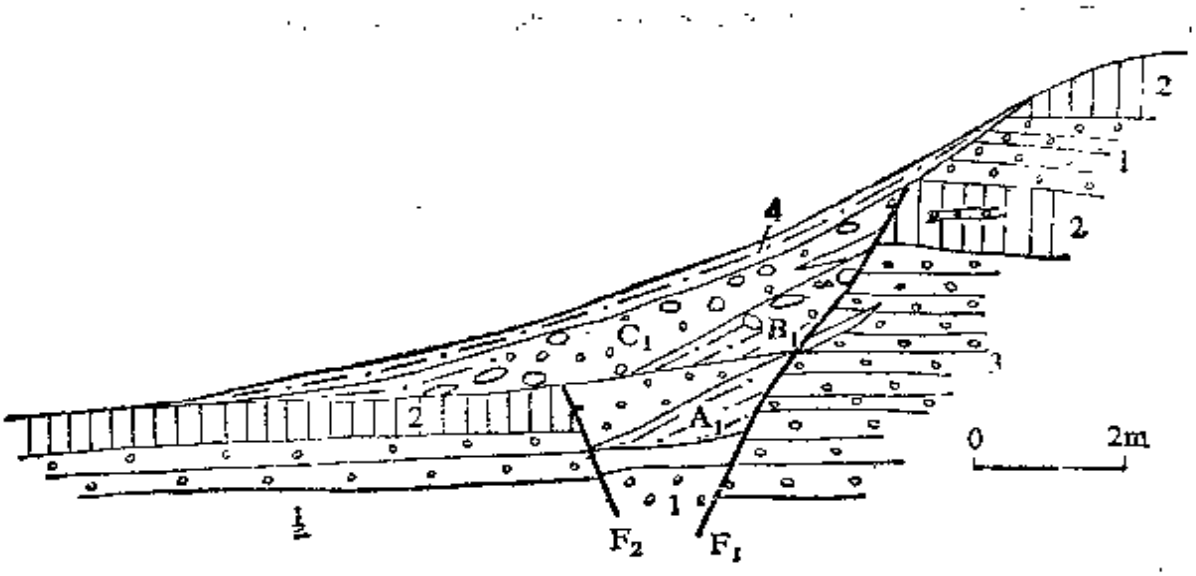


图 10-7　贺兰山山前断层崖探槽剖面图

1——砾石层；2——黄土状土夹砾石；3——砾石层夹黄土状土透镜体；4——近代堆积，黄土状土夹砾石。A_1、B_1、C_1，三期古冲积物

描图。

剖面中，全新统在断层下降盘厚6.4m，在上升盘厚仅2.9m。全新统共可分成17个亚层。由剖面可见，该处曾发生过多次断层活动，因而也形成了多个崩积楔。根据^{14}C测年法，推算有3—4次地震断层活动的时代。

（2）地震沟和裂缝填充堆积一些张性或张性剪切地震断层所形成的裂隙和沟槽中，常可被受重力作用的岩块落入的或受暂时流水作用搬入的碎屑物质所充填。多次地震活动还可以造成新物质充填于老物质中的“楔中楔”现象。根据充填物质的风化程度及有关年代测定，也可推算出地震断层的各次大致活动年代。

（3）断塞塘沉积　沉积在断塞坑(干旱地区)、断塞塘或断塞湖底部的物质，其年代大致相当于地层断层的活动年代。由此，可采取这类沉积物样品作年代测定，从而推断地震断层活动年代。

4.同位素测年法

（1）钾氩法　作钾氩法测年时，一般需提取断层泥中形成

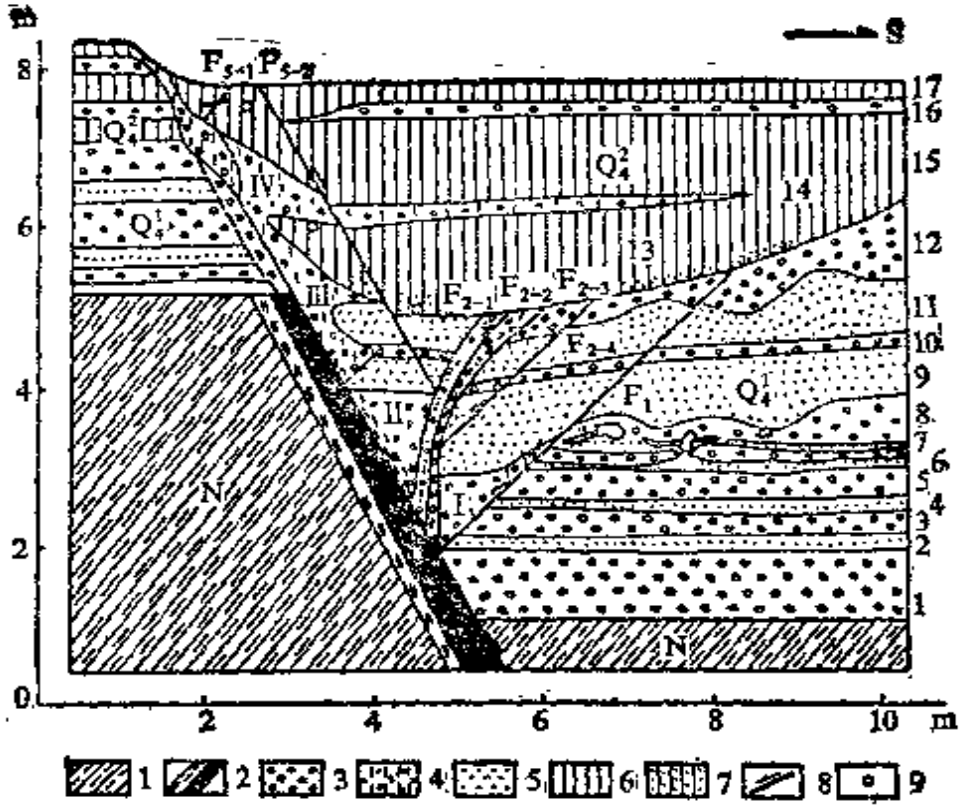


图 10-8 大沙沟剖面素描图

1——新第三系桔红色粘土；2——断泥层；3——中—粗砾冲洪积砾石；
4——断崖坡积、裂缝充填和地震楔；5——细粒砾石；6——断塞塘黄土；
7——含砾黄土；8——次级断层；9——^{14}C样品点；
10——1-17层为全新统

于断层活动时的自生矿物，如1Md伊利石作为样品。这种方法的前提条件是：断层泥中的自生矿物自形成后钾含量没有变化，氩没有丢失。如沂沭断裂带四条主干断裂的钾氩法测年结果为90—160百万年，这个年龄值被认为可以代表沂沭断裂带白垩纪中期断层强烈活动形成断层泥的年代。

由于钾氩法在测年过程中所要求的样品条件常常难以满足要求，故常不易得到理想的效果。

（2）铀系法 铀系法可用于测定断层中的方解石形成年代，由此来推断断层的活动年代。但由于断层裂缝中的方解石并不总是处于理想的封闭体系中，故这种方法还有待于进一步的研究。

（3）^{14}C法　^{14}C法常用来测定与断层活动有关的沉积物中所含碳质的年代，由此推知断层的活动年代。通过测定被错断地层中含碳物质的年代，可推知断层活动的下限年代；测定断层活动中形成的含碳物质的年代（如断塞塘、崩积楔底部含碳物质），可大致认为其相当于断层活动的年代；测定未经变动的上覆层中含碳物质的年代，可推知断层活动的上限年代。^{14}C法的测年范围约4—5万年。目前^{14}C法测年技术已较成熟，成为测定地震断层活动年代的最重要方法。

5.辐射效应测年法

（1）裂变径迹（FT）法　这种方法需要选取断层泥中的磷灰石或榍石作样品。其基本原理是：磷灰石与榍石等矿物可因受断层活动时高温的影响，使其原径迹退火消失。断层停止活动后，温度下降，这些矿物中所含的U^{238}又会产生自发裂变，留下辐射损伤的痕迹重新积累。如不受其它热事件的影响，所测出的裂变径迹年代，即为断层最后一次强烈活动的年代。用这种方法对沂沭断裂的测年结果表明，平均30百万年和56百万年分别是四条断裂中F_1和F_4的最后一次较强烈的活动年代。

这一方法的关键在于：由于取样部位通常接近地表，因此断层活动时的环境温度是否能使矿物的原径迹完全消失，即所谓复零问题，直接影响到计算起始时间的精确性。

（2）热释光（TL）法　这种方法，目前选用断泥中的石层英颗粒和填充的方解石为主要样品。其基本原理是：断层泥中的石英或方解石在周围放射性元素衰变的α、β和γ等射线的辐照下，其晶体陷阱将俘获电子并予以储存，其储存量随时间的增长而增多。测量时，人工加热这些矿物，这些电子便被激发而释放出光子。原储存电子数量（或称接受放射性剂量）愈多，其热释光量也愈强。另一方面，已知断层泥中每年所提供给石英或方解石的放射强度几乎是一个常数，即年剂量为恒定值。因此，只要测出样品的累积总剂量和环境年剂量率，两者相除即可得到方

解石形成的年代或石英的最后一次断层活动距今的年代。如，沂沭断裂带的F_1和F_4断层经此法测定其年龄分别为5.5万年和5.3万年。

与铀系列法相同，本方法在使用过程中也存在着样品是否复零的问题，即强烈的断层活动是否使石英原有的热释光量已完全消失。

（3）电子自旋共振（ESR）法　这种方法其原理同热释光法，而其不同则在于测定的是晶体陷阱中电子的浓度，即样品顺磁中心的ESR信号强度。其信号强度与时间成正相关。现在，大多用石英的各种顺磁中心的信号强度来获得样品的总剂量，然后除以环境年剂量（与热释光同），即可得知最近一次断层活动距今的年代。如安宁河断层巧家附近的石英样品，用Ge中心测量，其年代为7.2万年和24万年。并认为用寿命短的Ge中心比石英E′中心更适合测定年轻断层的年代。电子自旋共振法和热释光法一样，也存在断层活动时能否使石英中原有陷阱中的电子全部释放为零。

上述的热释光法和电子自旋共振法，在测定石英的年代时还涉及以下一些值得进一步探讨的问题，

第一，对于取自活动年代较新的地震断层中的样品，通常可按照封闭和放射性平衡模式来处理；但对于较老的样品，则不一定能满足这个前提条件。

第二，断层活动时近地表的温压条件能否达到复零的状况。围绕这个问题，有关实验结果不完全相同。在压力方面：A.石英颗粒在74μm左右时，压力达到80MPa之前，E′信号强度几乎是直线减少，100MPa之后趋于稳定于一个固定值；B.在300至500MPa的压力下，E′信号强度仍继续下降，达到700MPa时可以复零；C.在压力达到20Pa和位移50cm时，可以复零。在温度方面：经对74μm的石英颗粒退火实验表明，在＜200°C时，E′信号强度稳定；在200—300时，信号强度不仅不减小反而增强；

在320—340°C时，又处于相对稳定阶段；在340—380°C时热衰退作用才表现明显，信号强度迅速地减小；至500°C左右时，信号强度才几乎接近于零。这表明，如果断层活动时近地表的温度仅在200—320°C时，这种情况下测出的年龄将比真正的年代大。

第三，顺磁中心选择问题。在室温或低温条件下，石英ESR谱有五个顺磁中心，选择哪一个顺磁中心适合于测量样品的总剂量，也是一个有待探讨的问题。

目前，通过对大多数断层泥内石英颗粒（$<74\mu m$）的测量，发现在近地表环境下，都或多或少地带有原陷阱贮存的电子，即没有完全复零（方解石样品不存在这个问题）。如何测定这些样品中的贮存剂量进行校正，以便得到较确切的地震断层活动年代，是一个急待解决的问题。

第二节　活动断层与地震活动关系的研究

如前所述，活断层与地震活动之间有着密切的关系。研究活断层有助于确定地震发生区或震源带；有助于确定可能发生的地震最大震级；有助于推测强烈地震的重复发生周期。总之，它对确定地震发生的时、空、强三者都有十分重要的意义。

一、地震发生区或震源带的确定

多年来，在研究地震危险区时都十分注重历史上所发生过的强震与活断层之间的成因关系。在我国，通过对活断层与强震活动关系的研究结果表明：强烈活动的深大断层及受其控制的新断陷盆地分布地带往往是强震的发生带。此外还注意到，强震主要发生在活动断层的交汇部位、拐弯地段、强烈活动地段、闭锁地段以及端部。

二、未来地震最大震级的判别

对于未来地震最大震级的判别，目前常用以下两种方法，即地震法和地质法。但是一般说来，由于地震仪记录的历史较短，

而大地震的重复周期又较长。因此，世界上对于绝大多数地区来说，地质法仍是推断未来地震最大震级最可行的方法。地质法中常用的一些计算公式如下：

第一，利用活断层所造成的地表破裂长度L和地表最大位移D回归关系，D.B.Slemmons（1982）依据世界上活断层资料，求得未来地震最大震级M_s为：

$$M_s = 2.062 + 1.068\lg L \qquad (1)$$

$$M_s = 6.821 + 0.847\lg D \qquad (2)$$

根据北美活断层资料得到：

$$M_s = 1.267 + 1.238\lg L \qquad (3)$$

$$M_s = 6.877 + 0.847\lg D \qquad (4)$$

第二，利用断层总长度L和最大地震震级之间的关系式，郭增建等（1965）求得未来地震最大震级M为：

$$M = 3.3 + 2.1\lg L \qquad (5)$$

第三，估计大地震复发周期

R.E.Walace（1970）依据圣安德烈斯大断层长期平均错动速率S(cm/a)和该断层上某一点的一次历史地震的最大错动量D(cm)来计算该断层上不同震级的地震复发周期R_s为：

$$R_s = \frac{D}{S} \qquad (6)$$

当考虑到断层存在蠕动方式的滑动时，（6）式即为：

$$R_s = \frac{D}{S - C} \qquad (7)$$

式中C(cm/a)为断层蠕动速率。由（7）式可以看出，断裂上某些地段的蠕动速率愈高，则地震复发的周期也就愈长。

断层总长度L_t和某个地震所引起的破裂长度L与地震复发周期R_t的关系式为

$$R_t = \frac{DL}{SL_t} \qquad (8)$$

有人通过对美国西部瓦萨契断层带的研究，发现整个断层带的全长相当于 $6\frac{1}{2}-7\frac{1}{2}$ 级地震破裂长度的6—10倍。设 $6\frac{1}{2}-7\frac{1}{2}$ 震级的地震破裂长度 L、地表最大错动量 D（cm）、该断层平均错断速率 S（cm/a）和 $6\frac{1}{2}-7\frac{1}{2}$ 级地震的断层长度总和 L_m，则该断层带的 $6\frac{1}{2}-7\frac{1}{2}$ 级地震的周期 R_m 为：

$$R_m=\frac{DL}{SL_m} \qquad (9)$$

根据富蕴断裂带全长176km（L_m），1931年8级地震断裂带破裂长度 L 为111km（以中段走滑断层长度），8级大震时地表最大错动量 D 为1400cm，并按全新世时间水平错断速率 S 为2.28cm/a，代入（9）式，计算出富蕴断裂带8级地震的复发周期为387年。

第三节　中国的活断层特征

一、中国活断层的分布概况

在新生代所形成的构造应力场的控制下，我国活断层的分布，可以东经105°为界，分成具有不同特征的东西两部分。

1.西部地区

我国西部以发育北西西—北西走向的走滑和逆冲走滑断层为主。它还可以再进一步分成青藏高原区、西北地区和西南地区三大区域。

青藏高原区：本区周围为一系列第四纪强烈活动的巨大逆冲走滑断层。高原南部发育了一系列北西—近东西向延伸的大型左行走滑断层；高原南侧发育有南北走向的张性断层（图10-9）。

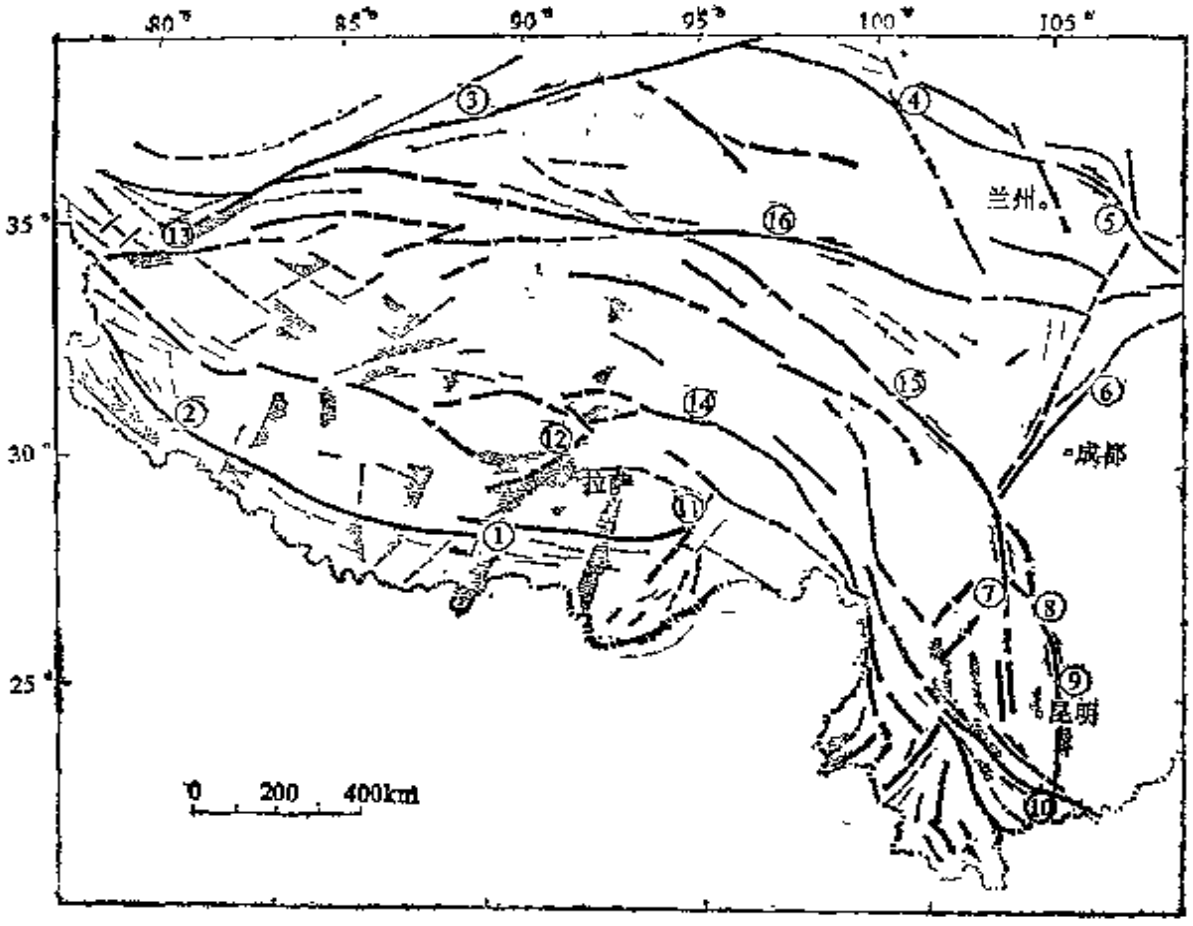


图 10-9 青藏高原活断层分布示意图

①——雅鲁藏布江断裂；②——喀拉昆仑断裂；③——阿尔金断裂；④——祁连山断裂；⑤——南华山断裂；⑥——龙门山断裂；⑦——安宁河断裂；⑧——则木河断裂；⑨——小江断裂；⑩——红河断裂；⑪——米林断裂；⑫——纳木湖断裂；⑬——虎牙断裂；⑭——班公湖—丁青断裂；⑮——鲜水河断裂；⑯——阿尼玛卿断裂

西北地区：活断层主要围绕塔里木、准噶尔、阿拉善等地块分布，以挤压走滑断层为主。

西南地区：由多条近南北走向的断层围成了一个向东南滑移的川滇菱形地块。

2.东部地区

我国东部以发育北北东—北东走向的张性和张性走滑断层为主。它又可以分成华北（包括东北）地区和华南地区两部分。

华北地区（包括东北地区）：华北平原、东北平原和内蒙古

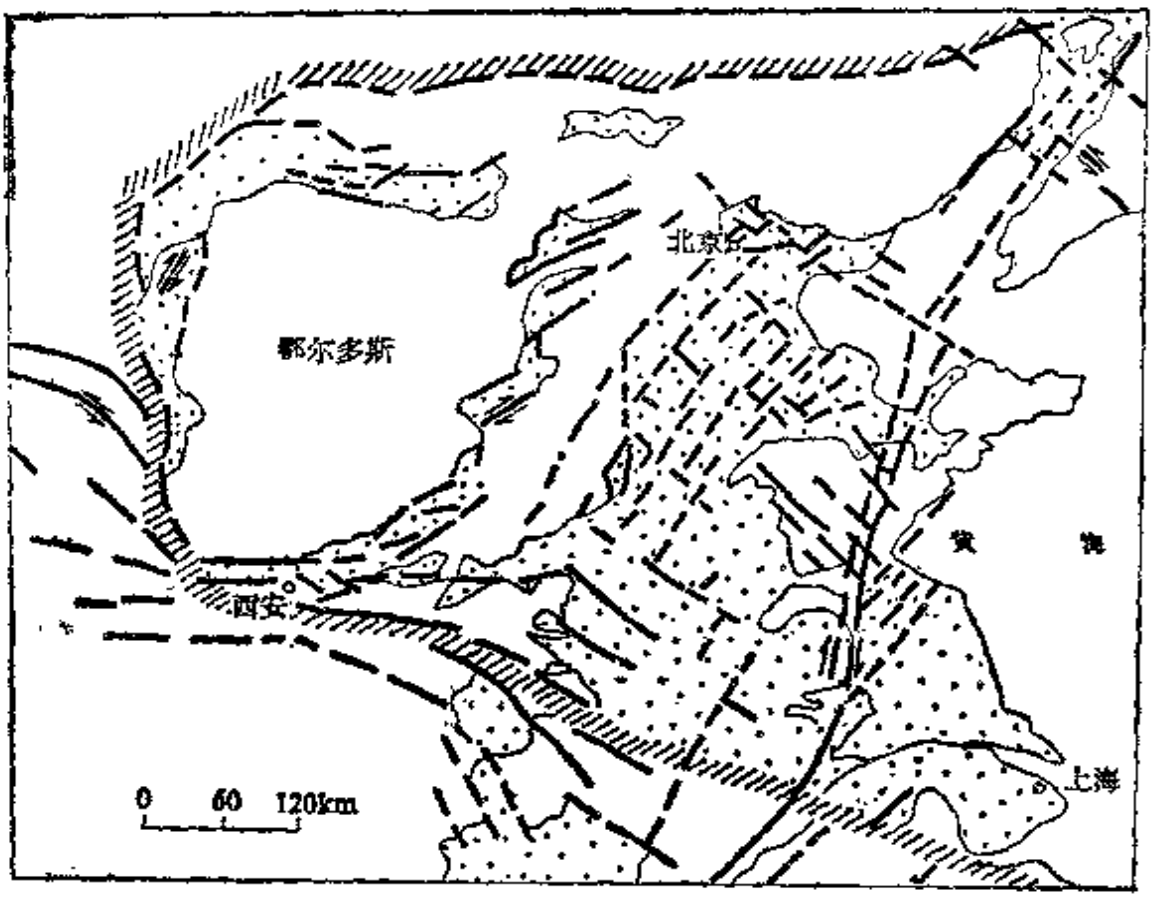


图 10-10 华北地区活断层分布示意图

南部发育的均是北北东—北东向的活断层。例如著名的郯庐断裂，它是我国东部一条巨大的断裂带，自第四纪以来一直有明显的挤压右行走滑活动（图10-10）。

华南地区：在华南地区较大的活断层主要分布在东南沿海一带，且其活动程度具有自沿海向内陆逐渐减弱的趋势(图10-11)。在内陆地区，华中、华南的广大区域内，断层活动性较上述各区为弱。活断层主要见于江汉平原、洞庭湖平原周围一些断陷盆地的边缘。在贵州、广西一带则有一些北西向的活断层分布。

在中国境内，除有上述这些活断层存在外，丁国瑜在总结我国活断层活动特征时曾指出：在我国大陆内部还广泛地发育了一系列与区域主要构造方向相交的横向活断层及共轭式的活断层。

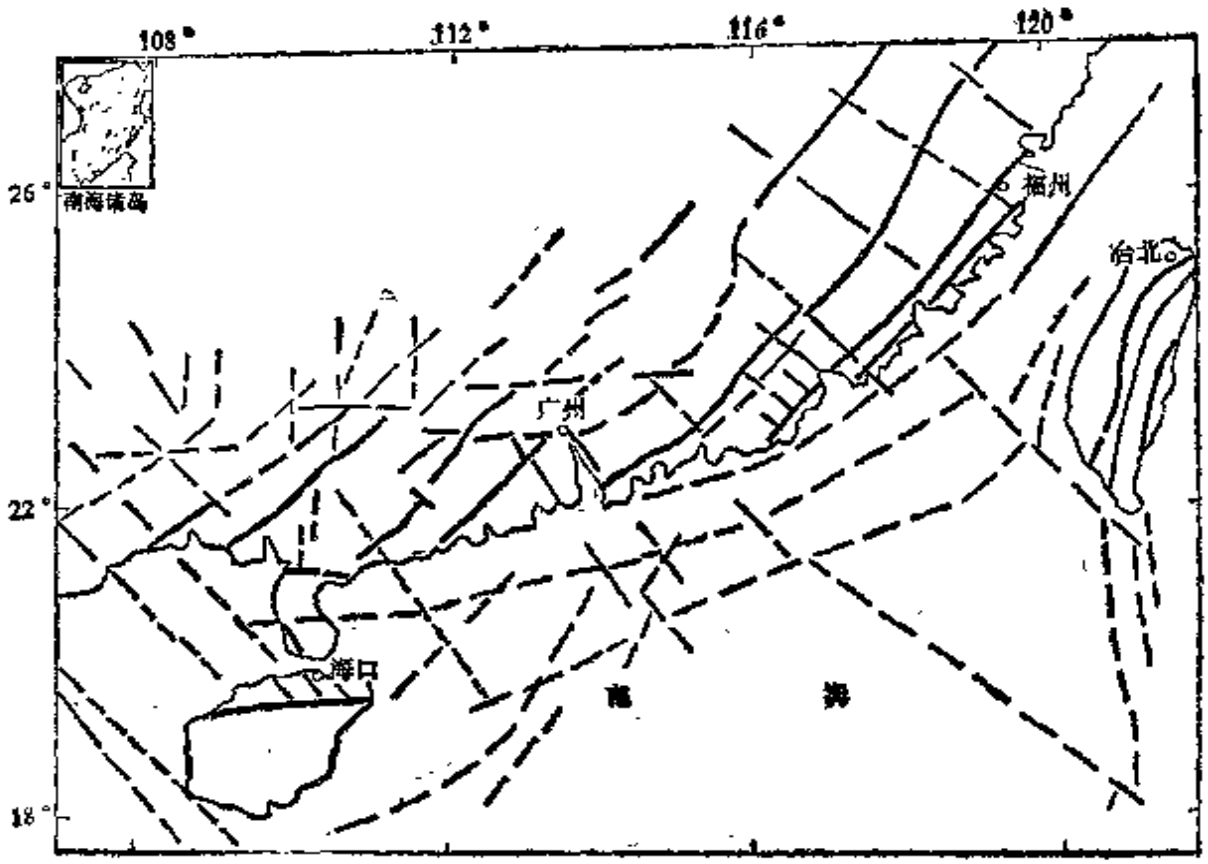


图 10-11　东南沿海活断层分布示意图

这类断层每条长度不大，但分布广泛，主要都是具剪切性的走滑断层，形象平直。这类断层可切穿各种构造，表现了很新很高的活动性。这类断层往往与地震活动有密切的关系，是内陆活断层中一个不可忽略的重要类型。在西部地区，这类断层斜切喜马拉雅山、昆仑山、天山、祁连山、阿尔泰山等巨大褶皱带；在东部地区，它们又斜切一系列北东—北北东向的构造。在东部沿海地区，这类断层尤为发育。据分析，这类断层的形成可能与亚洲大陆东部边缘的剪切带或西太平洋古老的残留转换断层向大陆内部延伸有关。

二、中国活断层的位移总量和滑动速率

这里所说的活断层位移总量是指自上新世晚期、主要是第四纪以来断层错动位移的总量。

1.垂直位移总量与年平均速率

在我国西部地区，自喜马拉雅运动以来，断层活动的垂直位移总量及年平均速率，均显示由南往北呈逐渐减小的趋势。如由喜马拉雅山脉向北，经帕米尔、昆仑山、南天山、北天山、祁连山、至阿尔泰山等地，在各山前拗陷中所堆积的磨拉石建造，其厚度分别为5000m以上、近5000m、4000m、2000m和小于200m；由此可计算其年平均位移速率分别为1.6mm、1mm、0.7mm、0.5mm和0.1mm。祁连山山前断层在第四纪的垂直位移速率大体为1 mm/a，如昌马断层的位移速率为0.8—1 m/a。

在我国东部地区，华北平原各盆地断层的垂直位移总量平均为五、六百米，平均垂直位移速率约为0.2 mm/a；在鄂尔多斯周围，特别是银川盆地、渭河盆地边缘的断层，位移速率均较大，分别可达到2.3mm/a和1.8mm/a；华南地区除在沿海地区位移速率较高可达几毫米外，其余地区都很低。

2.水平位移总量与年平均速率

在我国西部，新疆阿尔泰山边缘的可可托海-二台断层，1931年发生的富蕴8级地震，水平位移达14m，晚更新世的河谷被错断移位700m；青藏高原北侧的阿尔金山断层是我国内陆最大的走滑断层之一，其东北段疏勒河河道被错断平移4 km多，粗略估算其平均位移速率约在6—10mm/a左右；四川、云南一带的鲜水河断层，晚更新世以来，北段炉霍一带错动了约1 km，中段道孚甘孜一带错断了500—700m，南段康定附近水系被左行错移了250—300m。估计其平均位移速率北段为5—10mm/a，南段为3 mm/a（表10-1）。这些数值与用1925年以来6级以上强震资料求得的断层平均位移速率9 mm/a左右是近似的。

在我国东部，断层的水平位移特征不如西部明显。华北地区

表 10-1 中国西部活断层的水平位移

区域	活断层	上溯的活动时间 T^*	累积总位移量 D(m)	平均滑动速率 V(mm/a)	备注
阿尔泰	可可托海—二台断裂	N_2	26000	8	新疆地震局
	二台断裂东南段（干沟一带）	Q_3^2	700	14	新疆地震局
	二台断裂中段（白杨河一带）	Q_3	2000	18	新疆地震局
天山	天山北缘断裂	(1906—1975)	0.65	9.3	向宏发
	天山南缘断裂	(1902—1975)	0.85	11	向宏发
	博洛霍洛断裂	Q_3	1000—2000	9—18	柏美祥
	昔昌断裂	Q_3	2000	18	柏美祥
青藏高原周围	阿尔金断裂带	(1910—1975)	0.11	2	向宏发
	阿尔金断裂西段（阿羌附近）	Q_4	4000	6	喀拉米兰河等河谷被断错
	阿尔金断裂东段	Q_4	5000	7	疏勒河、红柳河等被断错
	北祁连山断裂带	(1609—1954)	1.24	4	刘伯箴
	昌马断裂	H1	15—18	1.3—1.5	高维明
	南华山断裂	Q_3	~2000	~18	海源菜园、大沟门一带
	安宁河断裂	(1536—1952)	0.73	2	刘伯箴

（续）

区　域	活　断　层	上溯的活动时间 T^*	累积总位移量 D(m)	平均滑动速率 V(mm/a)	备　注
青藏高原周围	则木河断裂	Q_3	~1000	9	扯扯街一带
	小江断裂（宜良麦西一带）	1322±85	8	5—6	朱成男
	小江断裂（导甸一带）	2700±180	13	5—6	朱成男
	红河断裂（红河—弥渡一带）	Q_2	5500	8	Allen, Sieh, 韩源, 朱成男
	喜马拉雅主边界断裂	(1833—1971)	1.11	8	向宏发
青藏高原内部	米林北东向断裂	(1900—1975)	0.58	8	向宏发
	雅鲁藏布江断裂	(1911—1966)	0.04	0.5	刘伯筵
	可可西里山前断裂	(1900—1975)	0.06	0.7	向宏发
	西昆仑山断裂	(1900—1975)	0.19	2.5	向宏发
	鲜水河断裂带	(1786—1973)	2	10	刘伯筵
	鲜水河断裂北段	Q_3	1000	9	炉霍一带
	鲜水河断裂中段	Q_2	500—700	5—6	道孚—麻孜一带
	鲜水河断裂南段	Q_3	250—300	3	康定一带
	托索湖—玛曲断裂	Q_3	80—100	~1	高维明

* 断层活动上溯的时间N_2以距今340万年计，Q_1为240万年，Q_2为69万年，Q_3为11万年，H1为12000年。

表 10-2 中国东部活断层的水平位移

区域	活断层	上溯的活动时间 T*	累积总位移量 D (m)	平均滑动速率 V(mm/a)	备注
鄂尔多斯周围	银川盆地断裂带	(1000—1981)	3.8	3.8	卢演俦
	贺兰山东麓断裂	(1506—1981)	1.45	3	宁夏地震局
	汾渭断裂带	(1000—1981)	5.3	5.3	卢演俦
	临汾什林断裂	Q_3	600	5	杨景春
	渭河盆地断裂带	(1000—1981)	4	4	卢演俦
	秦岭北侧断裂	Q_1	3000	1.3	
华北平原	河北平原断裂带	(1314—1967)	0.4	0.6	刘伯漪
	沧东断裂	(1625—1978)	0.18	0.5	向宏发
	郯庐断裂(马陵山附近)	Hl	15—27	1.3—2.3	高维明
	郯庐断裂(麦坡附近)	Hl	23	2	方仲景
	郯庐断裂带	(1548—1975)	0.4	0.6	刘伯漪
	八宝山断裂	(1967—1976)	0.003	0.4	据形变测量资料(马廷著)
	夏垫断裂	(1972—1977)	0.005	1	据形变测量资料(马廷著)
华南	河源断裂	(1964—1972)	0.07—0.19	1—2	据形变测量资料
	福州—南澳断裂带	(1604—1978)	0.32	1	向宏发
	灵山断裂	Q_1	1000	0.4	广西地震局
	右江断裂	N_2—Q_1	4000	1.2	广西地震局
台湾	台湾东部断裂带	(1900—1978)	1	12	向宏发
	台湾西部断裂带	(1900—1978)	0.45	6	向宏发
	台东纵谷断裂	N_1	26000—36000	~8—11	
	台东纵谷断裂	(1942—1971, 1909—1971)	3.47—3.84	60—100	Chen Chia-yuan(1974)

* 说明见表10-1。

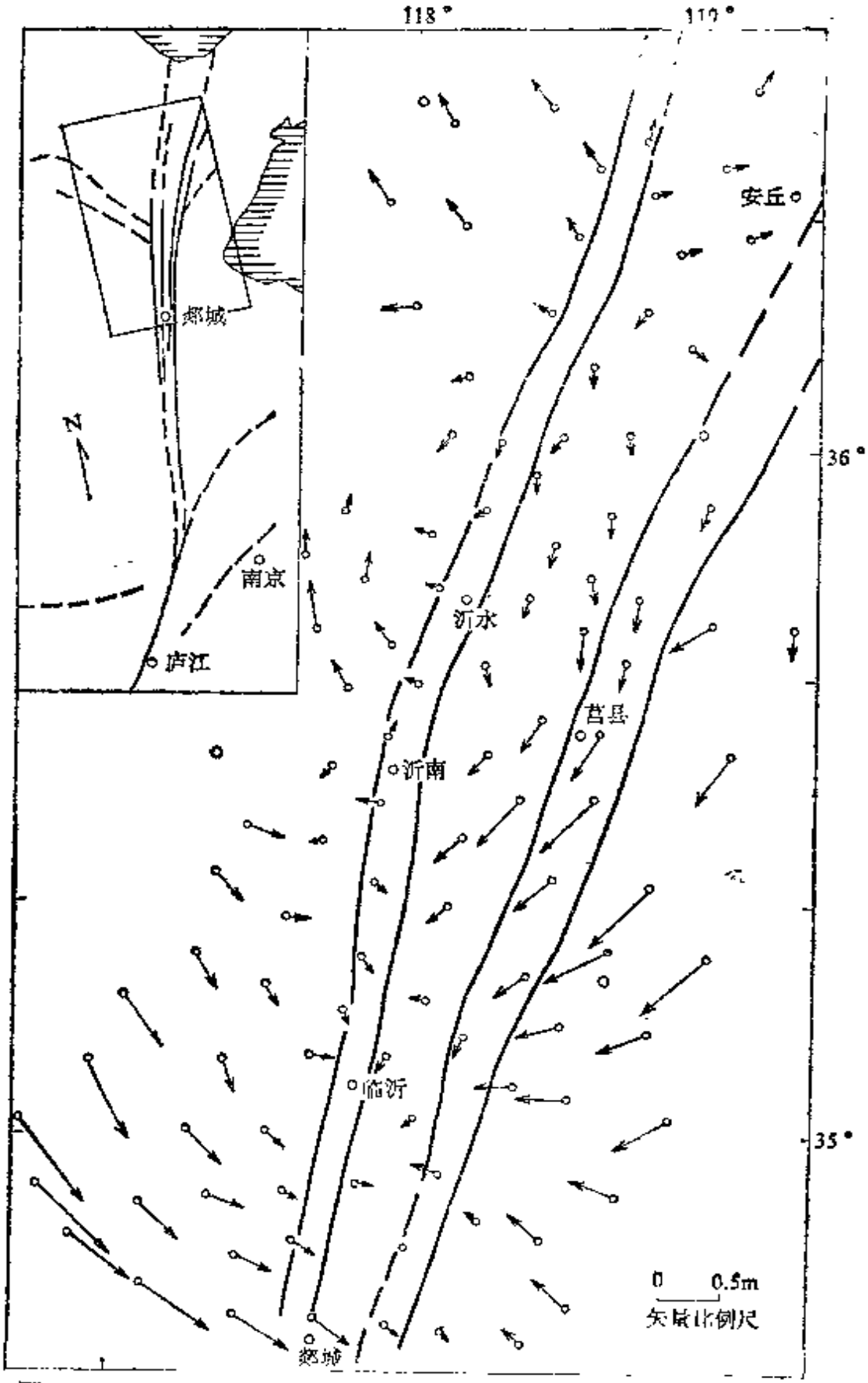


图 10-12 沿郯庐断裂带中段的水平位移矢量图（1973-1954）
（据虞延林，1981）

第四纪以来水平位移与垂直位移的数值大体成2:1的比例，水平位移平均速率为每年十分之几至1—2mm（表10-2）。

3.现代动态

根据近十几年来所进行的跨断层水准测量及短基线的形变测量结果，对某些断层的活动情况取得了一些具体的数据，主要的有：

郯庐断裂带中段　郯庐断裂带中段由四条平行的断层共同组成，断裂带本身相对两侧以隆起为主，东侧两条断层的活动性大于西侧两条。东侧断层平均位移速率为2.5mm/a，西侧断层平均位移速率为1 mm/a（图10-12）。

东南沿海地区　东南沿海的泉州—汕头一带，断层平均位移速率为2.25mm/a；榕江断层的平均位移速率为5 mm/a；台湾东部断裂的平均位移速率为7—9mm/a。

西北地区　西北地区的海原干盐池等地，断层的平均位移速率为0.3—1.5mm/a。

西南地区　西南地区的鲜水河断裂，其北段平均位移速率为7.9mm/a，水平位移与垂直位移量之比为5:1；其南段平均位移速率约2.7mm/a，水平位移与垂直位移量之比为3:1。

总的来看，我国活断层的水平位移总量和年平均位移速率具有东小西大的特点。在西部地区，断层位移的年平均速率又显示由青藏高原向北至天山北部由大变小，再由天山北部至阿尔泰山又由小变大的特点（图10-13）。这种特点的形成被认为是由于我国西部受到来自南部的印度地块和来自北部的西伯利亚地块双重挤压的结果；位于我国中部的南北构造带，则被认为是由于受到东西两部分影响而形成的一个干涉地带。此带的活断层均具有较大的滑动速率；东南沿海地区活断层的强度所呈现的由海向陆逐渐减弱的趋势，反映了来自西太平洋菲律宾板块的影响具有由强到弱的特点。

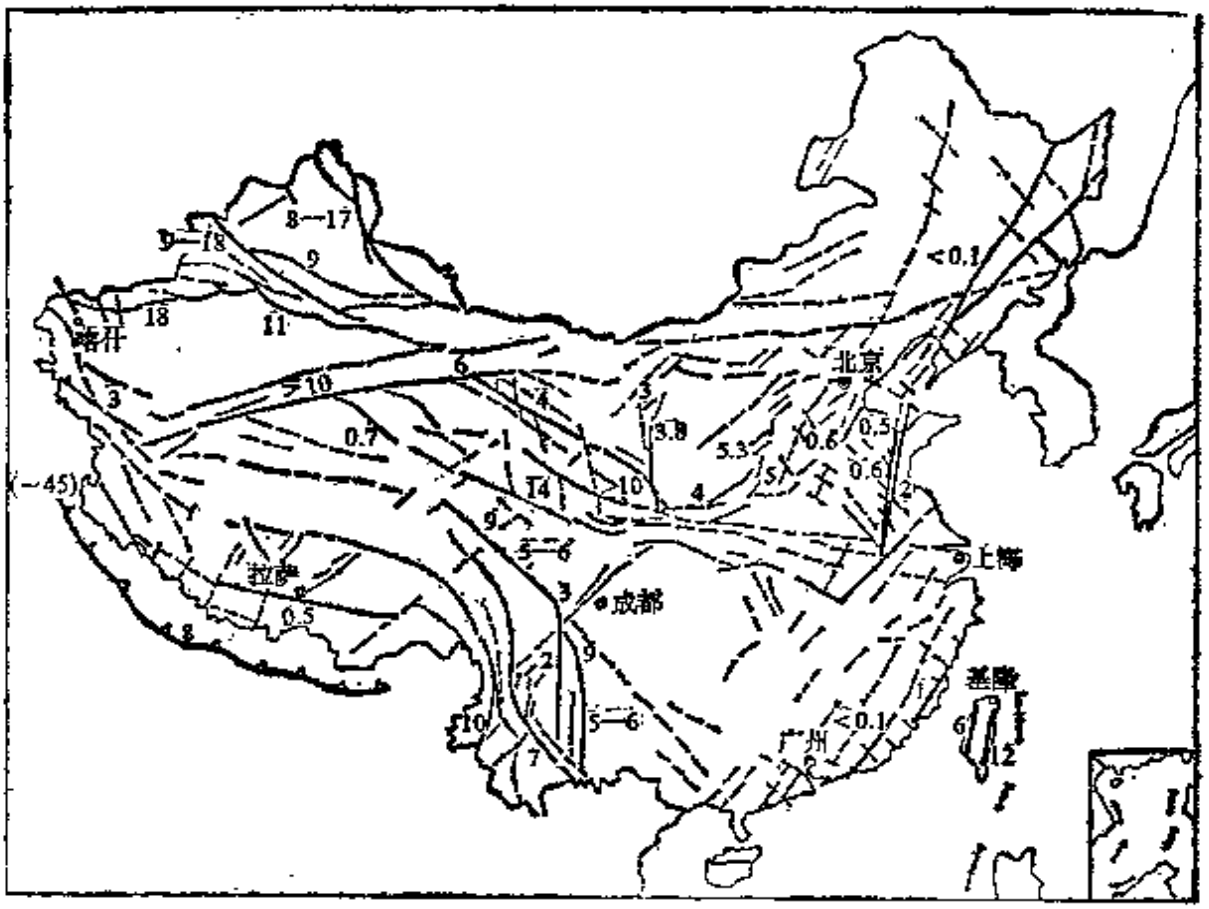


图 10-13　中国活断层及其水平滑动速率（mm/a）分布概图

第十一章　古地震研究

古地震，也有人称其为史前地震。主要是指第四纪以来，特别是全新世以来史前发生的破坏地震。其中最有意义的是研究全新世以来所发生的古地震。

第一节　古地震研究的意义和古地震标志

一、古地震研究的意义

古地震研究的意义至少可以表现在以下几个方面：

第一，通过古地震的研究可以增补地震目录。特别是对地震目录不详、记录时间短暂和没有地震记载的地区，其作用更为显著。例如美国的地震记录只有200年的历史，但通过古地震研究，在加州圣安德烈斯断层的帕列溪地段发现了8次古地震，把地震记录时间追溯到了公元6世纪；在内华达中北部发现中等强度以上的古地震22次，把地震时间追溯到1200年前，证明了美国西部地区在历史上也是高地震活动区。又如苏联的贝加尔地区，地震目录虽只记录了一、二百年间的地震，但通过古地震研究，却查明了7级以上古地震多达32次，把该区最大地震的记录时间追溯到了数千年前，证明该区是高地震活动区。

第二，古地震研究为地震烈度区划提供了可靠的科学依据。例如贝加尔地区东北部的斯塔诺夫高原，过去一直认为是无震裂谷区，但自1956年在该区发现了许多古地震遗迹后，便修改为地震高烈度区。以后10年陆续发生了6次6级左右的地震和30多次4—5级地震，证实了根据古地震所做的预测。

第三，古地震研究对地震小区划也有很大意义。有的原定为震中区、地震危险性高的面积较大，经古地震研究后缩小了面积，节省了大量建筑费用；有的原定为地震低烈度区，但经古地震研究后修改为地震高烈度区，为防震抗震提供了可靠的依据。

第四，对于地震研究和预报，古地震还提供了较可靠的地震重复周期资料。例如，对圣安德烈斯断层帕列溪地段古地震沉积相^{14}C研究，揭示了该区自公元6世纪至19世纪共发生8次古地震、其发震的平均周期为160年左右。又如，苏联对塔拉斯-费尔干纳断裂带上的古地震研究，查明该断层带在5万年前古地震活动达到高峰，1万年前地震最大震级有所降低，现代地震活动是最近5万年来最弱的，从而了解到该地区长期以来的震情变化趋势。

可见，古地震研究是在更长时间、更多地震统计数目的范围内进行的。因此，它在一个地震区所揭示的地震时、空、强及其趋势变化的规律，比现有地震目录所揭示的更切合实际，无论在定性和定量上都补充了地震记录的不足。查明长时间、大区域的古地震活动，还可以为地球动力学研究提供更多的重要线索。总之，开展古地震研究不仅有实践意义，而且有重要的理论意义。

二、古地震的研究方法

古地震的调查研究是一项综合性的工作，所使用的方法主要是地震地质工作方法。但为了能更好地鉴别古地震的遗迹，需要使用类比的方法，即与现代地震造成的剩余形变进行类比。另外，还要使用考古学的方法来确定古地震的时代。古地震的研究一般包括以下四个方面：

根据地质-地球物理（新构造标志、地球物理异常标志）和地震资料（地震台网资料），划分出强震可能出现的地区。

判读这些地区的航空照片，分析断层活动性，分析剩余变形的分布范围及其规律。若有可能，应对形变区进行航空目测，进一步判断古地震的存在及其规律。

对古地震的剩余形变进行实地的调查研究，包括第四纪地层及地震沉积相结构剖面的测制、样品的采集、剩余变形的鉴别及其有关资料的收集、形成年代的确定等，必要时可用开挖探槽的方法，揭露古地震的遗迹。

将调查的材料标在地形图（或地质图）上，进行综合的分析研究。

三、识别古地震的主要标志

古地震造成的各种地质现象（剩余形变），是我们识别古地震的主要标志。古地震遗留下来的地质现象包括地震断层的错动现象；地震引起的沉积层的弯曲、褶皱、水下地滑、地裂缝、古冒沙现象；地震造成的断层角砾、古地形表面的土层滑动、古地震塌方等地震重力滑动现象；断层陡坎、水系错动、地震湖等古地震形成的地貌现象；以及古树木的倾斜、变位等等。在分析和运用这些现象作为判定是否为古地震的遗迹时，必须非常谨慎，因为有许多类似的现象并非是古地震造成的。因此，必须将若干种标志综合起来考虑，才能得到比较可靠的结论。这里仅就几种较常见的标志作简要介绍：

1.古地震断层

与现今发生的地震一样，一次强烈的古地震，也会使地表的岩层发生水平的或垂直的错动。这种错动可以使地层出现不连续，水系发生中断和偏移。并在地貌上形成断层陡坎或断层三角面等等。随着地质历史的不断发展，这些被错断的岩层及断层崖等，往往被后期的沉积物掩埋。这样，我们就可以利用它们之间相互切割和被掩埋的关系，来判断古地震发生的相对年代。

古地震断层的长度L和位移量D与地震震级M有一定的关系，计算关系式详见第二节“古地震的震级确定”。

2.古地震沟

地震发生时，由于受到断层两盘相对升降或水平运动的影响、受到与断层同时发生的重力作用等的影响，在地表所形成的

具有陡坎特征的槽形凹地，这种地形特征就是通常所说的古地震沟。地质构造薄弱带和陡坡地形地段是形成古地震沟的有利部位。古地震沟可以分成两种：一种是基岩古地震沟，一种是覆盖层古地震沟。古地震沟常见于古地震崩塌体的后缘。在无沟谷的坡地地段，常沿等高线延伸。它们是烈度大于Ⅸ—Ⅹ度（震级在6.5—7级）的古地震标志。

在苏联北天山地区，所见到的古地震沟一般深度约3—8m，宽约10m。当其经过分水岭时，宽可达10—15m，深可达15—20m，有时甚至形成下陷的构造楔。这种标志显示古地震烈度可达Ⅹ—Ⅺ度（震级在7—8级的地震）。

3.古地震崩塌

地震时由于断层两盘的相对运动以及重力作用，改变了原来岩体的稳定性，从而造成了崩塌。古地震崩塌大多发生在断裂带上（特别是在区域性的大断裂带上），或地形陡峻的陡坡地带。但在适当的条件下，非地震原因也能产生崩塌。据研究，下列情况可能属于地震成因的崩塌：

花岗岩类或坚硬块状石灰岩，若无粘土类夹层和破碎现象，以及无河流的侧蚀切坡遗迹，在这类地区发生的大规模崩塌，多为地震成因。

崩塌体规模宏大，崩塌圈谷深度很大，常达到300—500m者，多为地震成因。

崩塌体运移很远，如北天山沙姆西河谷地震崩塌体，运移距离达12km。这远非一般的坡地和水库岸边的崩塌规模所能相比及。

地震崩塌的形态在崩塌圈谷后缘有地震沟的出现，其底部普遍呈现为凹地，而崩塌体尾堤部分呈高倾角陡坎，高出附近地面常达50—100m，其剖面呈不规则状，表面覆土呈波状起伏。

崩塌发生在坡度小于30°的坡地上。

据对古地震区的研究，具有这些特征的崩塌体常是烈度大于

Ⅸ度（震级在6.5级以上）的古地震标志。

4.古地震滑坡

一般非地震滑坡常发生在坡度在“临界角”以上（如黄土层坡地临界角为25°）和产生切坡的不稳定地区。因此在无充水、没有切坡、坡度又在临界角以下的边坡稳定地区，如发育有大量滑坡，则可以认为是地震成因的滑坡。它可作为山地丘陵区发生了烈度大于Ⅸ—Ⅹ度（震级在6.5级以上）的古地震标志。

发生在海洋中或近海岸地区的强烈地震，可引起海底滑坡，使堆积在大陆斜坡上尚未固结的粗粒堆积物沿着大陆斜坡下滑，然后在深海底堆积下来，形成沙质层和泥质层互层的韵律沉积。若多次发生海底滑坡，则在柱状剖面上，就会重复出现这种韵律沉积。这种由浊流搬运堆积形成的堆积构造，应视为海相沉积区的古地震标志。

5.山前堆积平原及洪积扇等的特殊变形

经受过地震活动的山前堆积平原地区，常出现阶梯状的倾斜地形；在洪积扇上常形成阶梯状的垅岗，在岗地周围有大量的纵向、横向和斜向的地震裂缝。有的洪积扇或冲积锥的表面呈反向（向山区）的倾斜，而向平原的一面地形陡坎十分明显。这些特征往往是山前发生过烈度大于Ⅸ—Ⅹ（震级大于6.5级）的古地震的标志。

6.古地震的液化变形现象

在地下有较厚砂层沉积的地区，地震时含水砂层发生液化作用，使地表出现砂脉、砂锥等现象；地震也可使地表形成鼓包、沉陷及地滑等变形现象。据朱海之研究，由地震引起的砂层液化与地面变形，随离断层的远近不同，其形态与强度也各不相同。

近断层分布的液化旋卷层：这是一类饱水的粉细砂层和薄粘土层受强烈震动所发生的急剧液化变形。由于土层结构、地下水动态以及震动大小的不同，这类变形在层次结构内部又可分为六种形式（图11-1）。

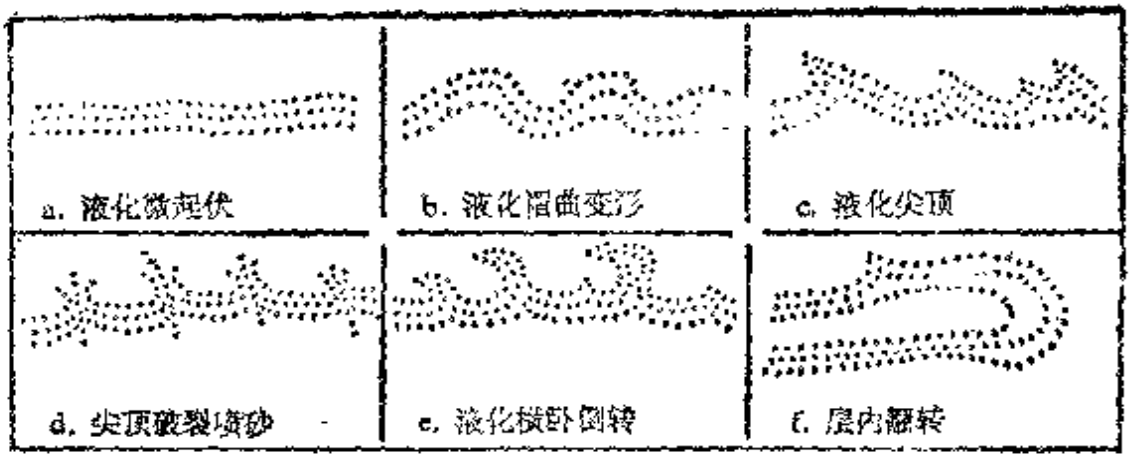


图 11-1 液化饱和层变形形式示意图（朱海之等，1979）

地震造成的急剧变形，与沉积变形或气候变化使沉积物融、冻交替形成的变形是不同的。地震液化变形发生在地震瞬间，时间比较短暂，作用比较急剧，分布在一定的液化区内，变形体本身主要是粉砂，间夹有薄层的亚粘土，且具有特征的喷砂构造。而沉积变形或融、冻变形，形成的时间较长、过程缓慢，分布范围广泛（带有区域性），变形体本身有时是粗细混杂物，粗者可包括粗砂、砾石等。

距断层稍远的多层液化网状冒砂层：这是由于地下多层液化砂层在震动时，砂粒通过裂隙冒到地面而形成的（图11-2）。从图中可见，这种冒砂体被掩埋在Q_{3-1}的卵石层之下，自液化层直至冒砂层构成了一个网状系统，在Q_{2-2}的湖相粘土层中发育了许多上宽（10—23cm）下窄的龟裂状裂隙，裂隙中为砂质充填。其整体结构有以下特点：第一，上层砂层（冒砂层）为粉细砂、未胶结。下层砂层（液化层，供给上层砂体的母质层）为中细砂，未胶结；第二，冒砂层的底部界面凹凸不平而顶面平整，说明其与下部的亚粘土层不是连续沉积的，其界面即为当时的古地形面；第三，液化层与冒砂孔道接触部位的砂层及其周围的粘土层，往往向孔道中心部分翘起，剖面上呈“八”字形，并保留着液化砂子上冲的痕迹；第四，在剖面上，冒砂孔道不同部位的

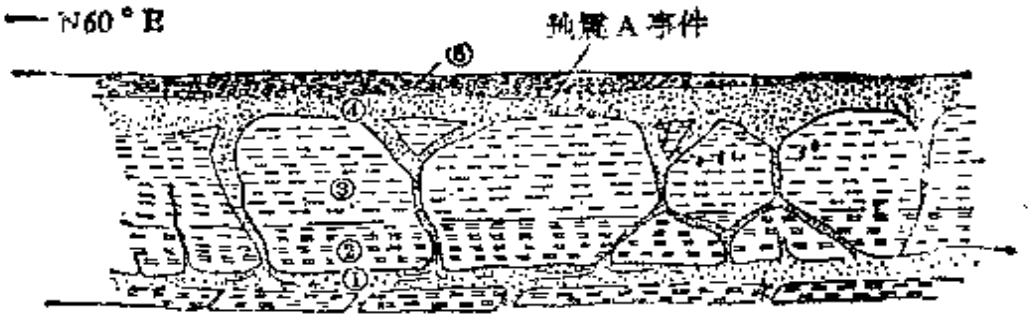


图 11-2 宁夏中宁古地震剖面素描图（朱海之等，1979）

① 灰色、黄色中细砂；② 红褐色重亚粘土(Q_{3-2})；③ 有零星钙结核的灰色亚粘土(Q_{3-2})；④ 冒砂层（古地震时冒到原地面上的灰色粉细砂层）；⑤ 卵石层(Q_{3-1})

砂粒粒径不同，总的看来母质层的砂粒较粗。

上述两种类型的液化层都是Q_2末期地震活动的产物，其上部的冒砂层已被Q_{3-1}的卵石层所覆盖。

此外，古地震还可以形成一些因地而异的特殊标志。如，在死海地区的湖相沉积中夹有多层的白色泥浆状的沉积物质，据分析这些物质的形成均与地震活动有关，并根据白色泥浆状沉积物质的层数，研究出该区在过去2000年中曾发生过50次中等和较大震级的地震。

识别和应用古地震的地震地质标志是一项复杂的课题，只有根据多种标志进行综合分析，才有可能得出较正确的结论。

第二节 古地震震中烈度和震级的确定

根据古地震标志，不仅可以确定古地震的存在，而且还可以根据剩余形变的强烈程度大致确定古地震的震中烈度和震级大小。

一、古地震震中烈度的确定

古地震的剩余形变在不同烈度区有不同的表现形式和强烈程度，这是确定古地震震中烈度最主要的依据。索洛年科在苏联贝

加尔地区，根据古地震标志所定的烈度（表11-1）可供参考。但需要说明，按古地震形变强度确定的烈度，很不准确，很难通用，因为这些形变不仅取决于地震的能量，而且还要受地质、地貌及其它因素的影响。因此，在评定古地震烈度时，必须注意根据当地的地质、地貌条件用多种标志进行综合评定。只根据一、二种标志所得出的结论往往是不可靠的。

表 11-1　贝加尔区地震剩余变形的情况

震中区烈度	震中区剩余变形特征
8度（$M=5^1/_2$—$6^1/_2$）	区域性或带状延伸的形变带不明显，地形和水文亦无明显的变化，局部地区出现地表位错，但规模不大，以地震重力破坏为主。局部地区有喷水冒砂现象
9度（$M=6^1/_2$—7）	地表局部错动现象表现为一系列的地裂缝，若地震断裂为正断层，则地裂缝带可延伸2—3公里；若为平移断层，可延伸10—12公里。地震重力破坏的范围可达数百—数千平方公里。有明显的喷水冒砂现象
10度（$M=7$—$7^3/_4$）	若地震断裂为正断层，地裂缝带宽而短（12—15公里）；若为平移断层，则裂缝带可延伸百余公里，甚至更长，可出现凹陷和山顶裂开的现象。高烈度区出现泥石流及崩塌等现象。喷水冒砂现象强烈
11度（$M=7^3/_4$—$8^1/_4$）	正断层裂缝带延伸的范围较短（20公里以上），最大的地裂缝垂直位移幅度达10—12米，平移断层裂缝带狭而长，可长达350公里，垂直位移幅度小。地震重力破坏的范围可达15万平方公里。出现严重的喷水冒砂现象
12度（$M>8^1/_4$）	反映地壳带状运动的范围可达7千至1万平方公里，大区域可达30万平方公里。地形及水系发生强烈的变形，山顶出现巨大的裂开，形成地震构造楔及糜棱岩等。砂土液化及喷水冒砂现象极为严重

据В.П.Солоненко的资料简化。

二、古地震震级的确定

确定古地震的震级，首先需要掌握大范围的烈度资料。目前虽还没有形成统一的定量标准，但可以根据震中烈度的大小推算震级的大致范围（表10-2）。另外，也可以根据古地震断层的长度和位移量来推算古地震的震级，一般采用下列关系式：

$$\lg L = aM - b;\ \lg D = cM - d$$

表 11-2 古地震断层长度L和位移量D与震级M的关系表

关系式	地区	出处
$\lg L = 1.02M - 5.76$	美国	Tocher, 1958
$\lg L = 1.82M - 7.99$	世界性	Lida, 1965
$\lg L = 1.14M - 6.38$	土耳其	Ambraseys, 1968
$\lg L = 0.68M - 2.9$	日本	松田, 1975
$\lg L_{max} = 0.5M - 1.75$	世界性	Lida, 1975
$\lg L_{max} = 0.35M - 0.26$	美国	Bonilla, 1970
$\lg L_{max} = 0.5M - 1.9$	日本	Yonekura, 1972
$\lg D = 0.55M - 3.71$	世界性	Lida, 1965
$\lg D = 0.96M - 6.69$	世界性(平移断层)	Chinnery, 1969
$\lg D = 0.57M - 3.91$	美国	Bonilla, 1970
$\lg D = 0.6M - 4.0$	日本	松田, 1975
$\lg D_{max} = 0.57M - 3.19$	美国	Bonilla, 1970
$\lg D_{max} = 0.67M - 4.33$	日本	Yonekura, 1972

L_{max}、D_{max}采用数据上限，其它为平均值(松田，1976)。

式中，a、c和b、d分别为比例系数和常数，其数值因地而异；L为地震断层长度（km）；D为地震断层的位移量（m）；M为古地震震级。

索洛年科根据这种关系，将在苏联贝加尔地区的具体应用定为：$\lg L = (1.01 \pm 0.02)M - 6.18$

该式的校正系数，对于正断层为0，平移断层为+0.02，逆断层为-0.02。

60年代发表的文献大多采用平均值；七十年代，美国和日

表 11-3　圣安德烈斯断层帕列特溪地段古地震D—Z发生的年代表

地震编号	上单元 / 下单元	上界年代(公元：年) / 下界年代(公元：年)	解　释　与　讨　论	发震的估计年代(公元：年)	地震平静期间距(年)
Z	93 / 88上部	…	有良好的历史记述	1857年1月9日	112±55（不小于88）
X	88 / 81	1857 / 1725±55	这次地震后至1857年前的沉积粉砂约为250毫米(145±65年)，地震期间的沉积单元81为泥炭，X地震的年龄估计与单元81最上部的沉积年代一样	1745 +24 −55	275±63
V	71 / 68	1465±80 / 1470±50		1470±40	225±60
T	68 / 61	1470±50 / 1225±45	单元65介于68和61泥炭之间，一部分是同震沉积，另一部分是震后沉积，它有许多不影响上覆潜穴和(或)根系的证据。这是T地震先于单元68若干时间的证据。似乎这次地震发生在单元61沉积末期，可估计T地震年龄与单元61最上部的沉积年龄相当	1245±45	(56±9)
R	61 / 55+	1225±45 / ?	通过从T地震年龄减去速率为1.4±18%毫米/年的单元61的50毫米泥炭沉积和速率为1.9±32%毫米/年的单元61下的40毫米粉砂沉积所需的时间，计算出R地震的年龄	1190±45	225±67

（续）

地震编号	上单元 下单元	上界年代(公元，年) 下界年代(公元，年)	解　释　与　讨　论	发震的估计年代(公元，年)	地震平静期间距(年)
N	53 52	1225±45 850±55	利用分界年龄和沉积速率、此地震可得出二个年龄值。利用850±55年的单元49所得到的N地震年龄为公元922±72年	965±50	105±61 (不小于72±20)
I	47 45	850±55和955±60 845±75	单元45、47和49的年龄与沉积速率相结合，可计算出三个单独的I地震年龄，然后将这三个年龄平均，即得到I地震的年龄	860±35	195±87
F	41 38	820±70 600±80	此地震发生在年龄已知的单元38的100毫米粉砂沉积之后，可利用单元38的年龄得出该地震的年龄。此地震发生在泥炭层顶部沉积(610±80年)和沉积粉砂100毫米(另加53±17年)之后	665±80	120±92 (不小于95±19)
D	35 34下部	510±75 565±55	此地震后，沉积单元34下部紧接着沉积单元35，平均放射性碳年龄，得到D地震的估计年龄	545±45	

本大多采用数据上限（L_{max}，D_{max}）。详见表10-2。

确定古地震的震级（或烈度），除可利用上述的直接标志外，有些学者还在一些地震带上（如圣安德烈斯地震带、死海地震带），采用了对比的方法，即根据已知震级的地震所产生的剩余形变，与该区震源力学模型类似的古地震所产生的剩余形变进行综合性对比，从而推测古地震的规模。如，西赫在帕列特溪地段就使用了1857年1月9日发生的Z地震（表10-3）所产生的右行滑动（3—4.5m）及其它剩余形变，与本地区的X至D古地震事件所产生的剩余形变、沉积相进行了综合对比。他认为，古地震X、V、T、N、F和D所产生的断层滑动量、剩余形变与1857年的$8\frac{1}{2}$级地震相类似，而古地震I和R至少也与中等强度的地震所产生的错动及剩余变形相当。

第三节　古地震的年代测定研究和复发周期的推算

测定古地震的发震年代，是古地震研究工作中一个十分重要的组成部分。因为任何一次不知发生年代的古地震事件，在地震研究中是没有多少实际意义的。因此，当前国内外都很注意发展古地震年代的测定技术。另一方面，古地震年代的测定又与地震复发周期的推算是密切相关的。当一个地区多次不同时代的古地震发生年代确定以后，也就为推断该地区地震活动的复发周期提供了依据。

可供作为古地震年代测定的方法，在第十章活断层年代研究中已做了阐述。现将国内外对一些具体地区的古地震年代研究实例介绍如下：

一、^{14}C法的具体应用实例

^{14}C法是较准确地测定古地震发生绝对年代的方法。表11-3、

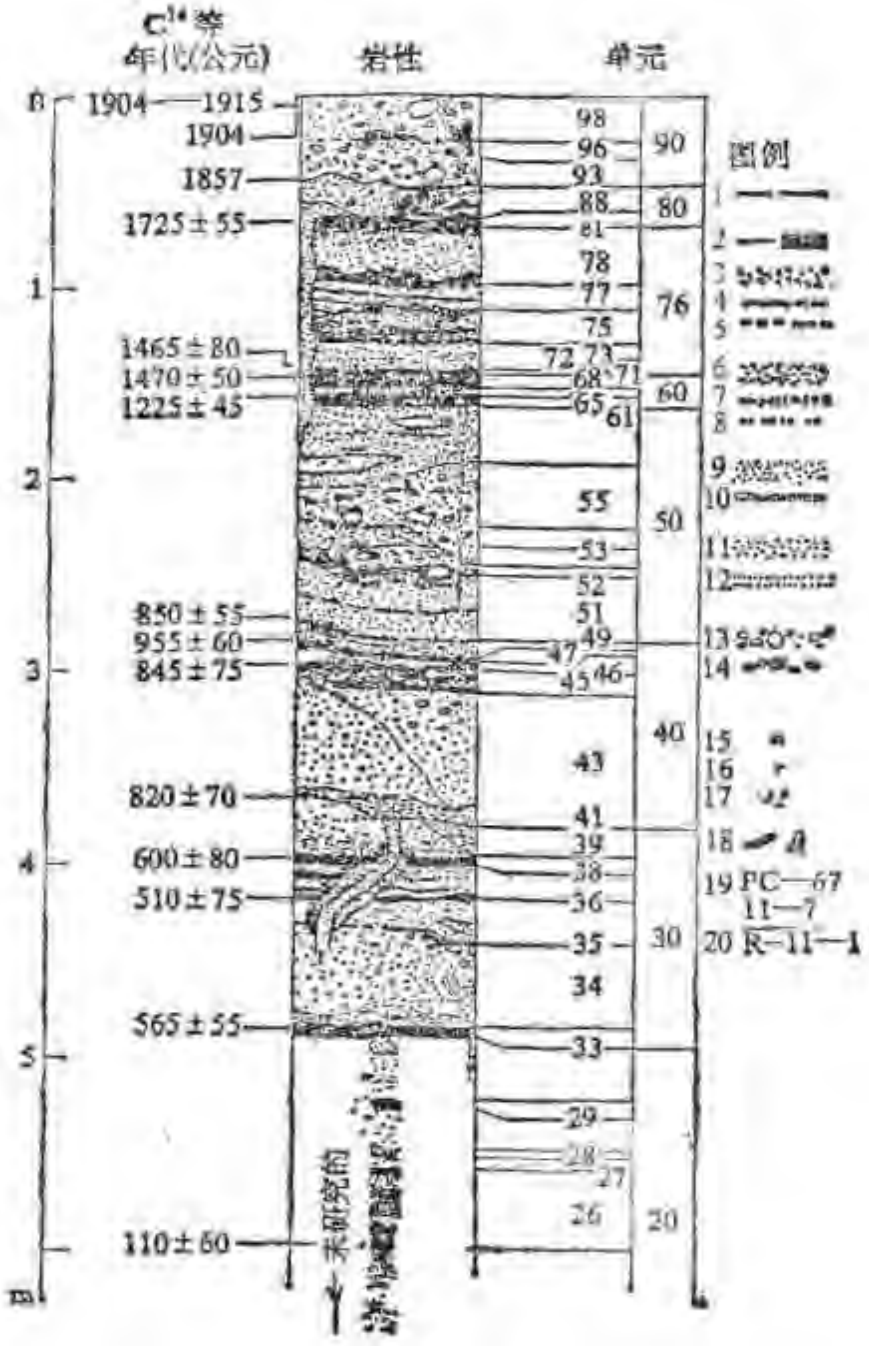


图 11-3 美国圣安德烈斯断层帕列特溪地段含有古地震沉积相构造的地层柱状图（据Sieh, K.E.）

沉积物由沼泽环境中沉积的泥炭、风成的粉砂、河成的砂和砾石组成。^{14}C测定的年代表明沉积速率约为每百年0.3米。

1——接触(长破折线表示逐渐变化的，短破折线表示大致的)；2——泥炭；3——块状粘土；4——层纹状粘土；5——橙色粘土；6——块状粉砂；7——层纹状粉砂；8——橙色粉砂；9——块状细粒砂；10——层纹状细粒砂；11——块状中粗粒砂；12——层纹状中粗粒砂；13——按比例的细砾和中砾；14——含粉砂、砂和有机物的细砾和中砾；15——含有云母；16——有根系扰动；17——木炭碎屑；18——木头碎屑和地面的松鼠洞（明的）；19——^{14}C取样；20——与古地震事件有关的特征

图11-3和图11-4是应用^{14}C法测定圣安德烈斯断层带上帕列特溪地段古地震绝对年龄的实例。根据西赫的研究，确定该地区自公元6世纪至历史记载之前，曾发生过8次大的地震事件。由^{14}C法分别测定的该地区不同单元的年代（表11-3，图11-3）可以看出，这8次地震的平均周期为160年，周期短的约半个世纪、周期长的达3个世纪。

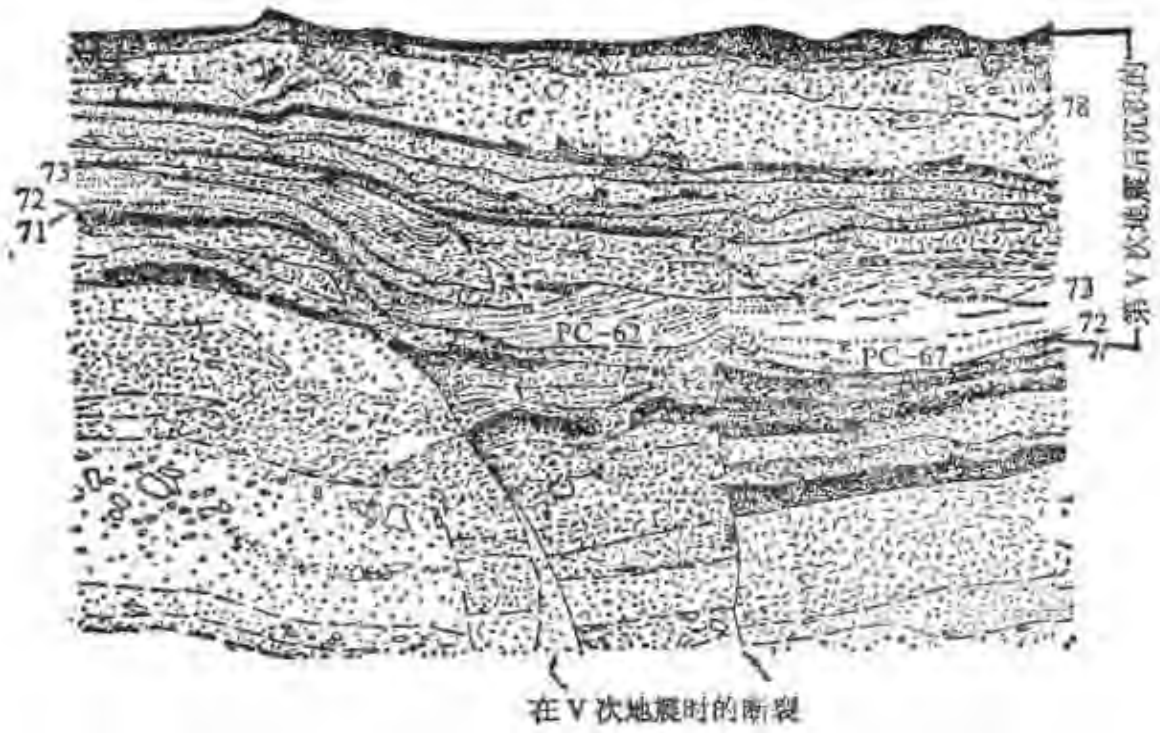


图 11-4　圣安德烈斯断层帕列特溪地段11号探槽露头剖面
剖面中的数字为地层单元，其编号与图11-3和表11-3相同

又如，日本的村井俊根据地震时海底滑坡所形成的复理石型沉积，进行古地震的判别。他对南关东地区上新世末期的沉积物进行了详细的调查，结果在大田代地层（绝对年龄280—350万年）中发现了334个砂层和175个细砂薄层，也就是说，在35万年的时间内该地共有566次海底滑坡的发生，平均1000年中有1.6次。由此他认为，该区在上新世末期，引起海底滑坡的大地震的发生频度约六、七百年一次。

二、利用古地震断层陡坎坡角变化的实例

利用古地震断层陡坎坡角的变化也可计算出古地震发生的年代，并由此推算地震活动的复发周期。

华莱士在内华达中部就曾用地震断层陡坎的倾角、崖顶曲率、自由面与岩屑坡度比率等确定过古地震的年代。其结果表明，陡坎倾角7—20°，古地震的年代定为距今12000年；陡坎倾角为15—35°，古地震年代定为距今12000年至2000年。

张裕明曾试用这种方法研究新疆富蕴地震带上可可托海-二台断层的地震复发周期。1931年富蕴地震造成的走滑断层其陡崖特征如下：基岩陡坎原始坡角一般都大于70°，陡坎高度一般在1—3m，最大高度不超过3m；正断层原始坡角约60°左右，陡坎的最大高度可达50多米，一般均在8—9m左右；逆断层陡坎出露不明显，一般高仅1—2m。在山脊和山坡部位的陡坎比沟谷地带的陡坎易于保存，由基岩构成的陡坎比由松散碎屑物质构成的陡坎（坡角小，一般约25—35°）易于保存。现将其根据陡坎组成物质的不同所进行的计算方法及结果简述如下：

1.由松散碎屑物构成的断层陡坎

经探槽揭露1931年富蕴地震所形成的由松散碎屑物构成的断层陡坎，其原始坡角为37°，经过53年的剥蚀，至1984年计算时止，其坡角已变为27°。利用下式可求得其平均剥蚀速率：

$$V=\frac{O-R}{T}$$

式中，O为断层陡坎的原始坡角；R为测量时（1984年）的陡坎坡角；T为陡坎所经剥蚀作用的年数；V为平均剥蚀速率（度/年）。将上述数据代入此式，即可求得平均剥蚀速率为0.19度/年。

在此还应注意陡坎的原始倾向。陡坎的原始倾向有两种不同类型。一是顺向陡坎，即断层陡坎与原始面倾向相同的称顺向陡坎。对于高度相同的断层陡坎，其与原始面的倾角相差愈小，则

陡坎保存的时间愈短；与原始面的倾角相差愈大，则保存的时间愈长。如，一个断层陡坎的坡度为40°，原始面的坡度为25°，两者相差仅15°，当按其上述0.19°/a的剥蚀速率被剥蚀时，则约经过60—70年，断层陡坎坡度就将接近原始面的坡角而完全破坏了。如果断层陡坎为40°，它的原始面坡度为15°，两者相差为25°，则按上述年平均剥蚀速率，陡坎需经130年左右才会遭到完全破坏。二是逆向陡坎，即断层陡坎面与原始面倾向相反的陡坎。一般说来，这种陡坎保存的时间比顺向陡坎长得多，如一个坡度为40°，高度为1—2m的断层陡坎，按上述年平均剥蚀速率进行剥蚀、则需经200年左右才能将其完全破坏。

由碎屑物构成的断层陡坎，就其保存时间来说，总的都是比较短的。因此，对于大震复发周期较短的地区推测其周期仍有一定的价值；但对大震复发周期较长的地区，则其保存时间尺度则嫌不够了。

2.基岩构成的陡坎

由坚硬基岩构成的陡坎常具有较小的剥蚀速率。其剥蚀作用主要表现在陡坎脊部的圆滑化程度上，其下部则基本上能保持地震发生时所形成的角度。经过可可托海-二台断层沿线1931年前一次地震形成的断层陡坎测量，其结果见表11-4。

表 11-4 可可托海-二台断层1931年前的一次地震形成的断层陡坎坡角变化

地点		干沟	老山口	阿克萨依	鸡冠山	海子口
富蕴大震前形成的陡坎	断层陡坎坡度	75°	85°	65°	70°	65°
	脊部风化坡度	50°	58°	45°	45°	43°
	被剥蚀后的坡度	25°	27°	20°	25°	22°

从此表可以看出，1931年前的一次地震形成的断层陡坎平均剥蚀坡角约为24°。

由于基岩陡坎剥蚀速度慢，坡角变化小，因而难以获得它们的平均年剥蚀速率。在此，还可利用阻塞塘中沉积物的堆积速率求1931年前一次地震所形成的断层陡坎的年龄。据探槽揭露，自1931年地震后至1984年，在阻塞塘内共形成了30—50cm厚的粉砂粘土，其沉积速率约为0.50—0.94cm/a，平均为0.75cm/a。在1931年前一次古地震形成的阻塞塘内，至1931年共沉积了5m厚的物质。按年平均沉积0.75cm速率计算，则该古阻塞塘已形成了667年左右，即1931年前一次地震约发生在公元1264年左右。由此，我们就可以间接求得基岩断层陡坎的年平均剥蚀速率为：

$$V = \frac{24^\circ}{667} = 0.036^\circ/a$$

依据这个速率，还可求得其它时期地震陡坎的形成年代。如在富蕴地震带上的老山口[1]附近，测得更早一次地震形成的断层陡坎坡角为80°，脊部风化坡角为35°，则被剥蚀的坡角为45°。按0.036°/a的剥蚀速率计算，则更早一次古地震的距今年龄应为：

$$T = \frac{45^\circ}{0.036} = 1250a$$

即公元734年左右。由此可以得到三次大震先后发生的年代为公元734年、公元1264年和公元1931年；大震的复发周期约在530—667年左右，平均约为600年。

1)老山口地震断层中段有三个不同时期形成的陡坎：1931年大震陡坎由碎屑物组成，高约3 m，坡角35°，位于剖面下部；1931年前一次大震陡坎由片麻岩组成，陡坎原坡度85°，脊部风化坡角58°，位于剖面上部；更早一次地震陡坎由花岗片麻岩构成，陡坎原坡度80°，脊部风化坡角35°。

第十二章　中国现代构造应力场特征

第一节　现代构造应力场的研究方法

构造应力场是一种地球物理场。对应力场的研究包括地壳内应力的发生、应力的大小、应力作用的方向、应力的空间分布与应力的持续时间等内容。构造应力场按其与相应地质年代的对应关系，可划分为古构造应力场（晚第三纪以前各地质时期存在的构造应力场）、新构造应力场（晚第三纪以来，全新世以前的构造应力场）和现代构造应力场（全新世以来，现在正在活动的构造应力场）。不同时期的构造应力场各具自己的特色。

当地壳中的应力作用集中于地壳中某些特定的部位时，即可导致地震的孕育，发展和发生。因此，地震的孕育、发展和发生是地壳物质组成、结构与地应力相互作用的产物。研究现代构造应力场是地震地质学的一项基本任务。

现代构造应力场反映了当前地壳中正在发生作用的应力状况。对应力场的研究，既要运用静态的地质学观测方法，又要运用动态的测量方法。最常用的方法有地应力测量法、形变测量法、震源机制分析法及模拟实验等方法。

一、地应力测量法

地应力测量是现今构造应力场的最直接测量方法。它又可分为绝对值测量与相对值测量两种。通过绝对值测量可得出测点处的主应力方向和大小，从而反应出目前构造应力场的基本特征；通过相对值测量可以得出观测时间内地应力的动态变化。地应力

绝对值测量与相对值测量是相互补充的。将测量结果和用其它观测方法所得到的结果与地震地质构造背景相结合，就可以为测量地区的现今构造应力活动方式、方向、强度等作出评价。然而，由于地壳本身的复杂性与地应力测量方法本身的不完善，地应力测量法还存在着很多有待解决的问题。就地应力测量本身来说也有待于进一步的改进与提高。

已有的地应力测量结果对地壳应力场特征所取得的主要认识有：

在北美、北欧、南非等地，根据从地表到地下1000m深处所进行的数万次地应力绝对值测量，其结果表明：第一，地壳上部应力状态的最重要特征是存在很大的水平应力，而且在所有深度上水平应力都超过盖层静压力几倍。水平主应力的总和$\sigma_1+\sigma_2$，从地表坚硬岩石中的190kg/cm²开始，随深度呈线性增加。所得到的经验公式为：

$$\sigma_1+\sigma_2=a+H$$

式中，σ_1为最大主应力；σ_2为最小主应力；a为地表$\sigma_1-\sigma_2$的值；H为地下测点的深度；第二，两个水平主压应力σ_1与σ_2在绝大多数情况下是不相等的，说明在地壳的垂直剖面内有水平剪切应力作用，并且$\sigma_1-\sigma_2$不随深度增加。基岩能承受的最大剪应力为$\tau_{max}=\frac{1}{2}(\sigma_1-\sigma_2)$，它也不随深度增加。$\sigma_1$和$\sigma_2$数值在地表至深度150m处多变，因此，在这一深度范围内所测定的地应力值和方向不太稳定；第三，在地壳稳定地区，基岩内的水平应力与上覆岩层荷载之间随深度呈线性增加，处于稳定的动力平衡状态。在地壳活动地区、板块边界地带，则处于动力非稳定状态，存在着剪应力。

冰岛沿海应力测量表明，最大剪应力方向与大西洋中脊的方向一致。

东非裂谷附近地区最大水平剪应力方向与裂谷延伸方向

平行。

近年来，利用水压致裂技术测定石油深井中的地应力，取得较快的进展。这种测量方法是用两个橡胶封隔器，在预定深度上封闭钻孔的某一段，然后泵入压裂液，直至钻孔周围的岩石产生张裂。此时测出封井的压力，再根据公式计算出两个未知的水平主应力、计算测试深度以上的覆盖层重量确定垂直主应力；依据印痕套上的印痕测量破裂方向（即最大主应力方向）和倾角。

地应力测量的结果还表明，某地区的应力方向与其地震震源机制结果相一致。

在我国，地应力测量工作在华北地区开展得较多。其它地区仅有少数观察点。

二、形变测量

形变测量是用各种测量仪器（如水准仪、经纬仪、激光测距仪、微波测距仪和倾斜仪等）测量地壳的相对位移，为研究地壳运动的方向和速度、现今应变场的主应变方向和大小、活动构造的位移方向和大小、震前、震时和震后的地面变化等提供数据资料。

形变测量可分成两种，垂直形变测量和水平形变测量。垂直形变测量是利用精密水准测量仪测定各测点的垂直位移量，并将测量结果绘制成垂直形变图。这些资料可反映现今地壳的隆起或沉降区的空间分布范围、形变的梯度带（单位为 mm/a·km）。据日本新潟1964年 4 月16日7.5级地震震中区所进行的多次水准测量表明，在强震发生前震中区及其附近地壳确有明显的垂直形变反映；水平形变测量是采用三角测量、三边测量和边角同时测量等方法，并将所得数据绘制成水平形变矢量图。从这种矢量图上能够直观地了解该区现今应变场的水平应变方向分布和断层水平运动状况。如，邢台地震前后地面相对水平运动（图12-1），震中区三角点的总体位移以右行水平错动为主，相对运动的最大

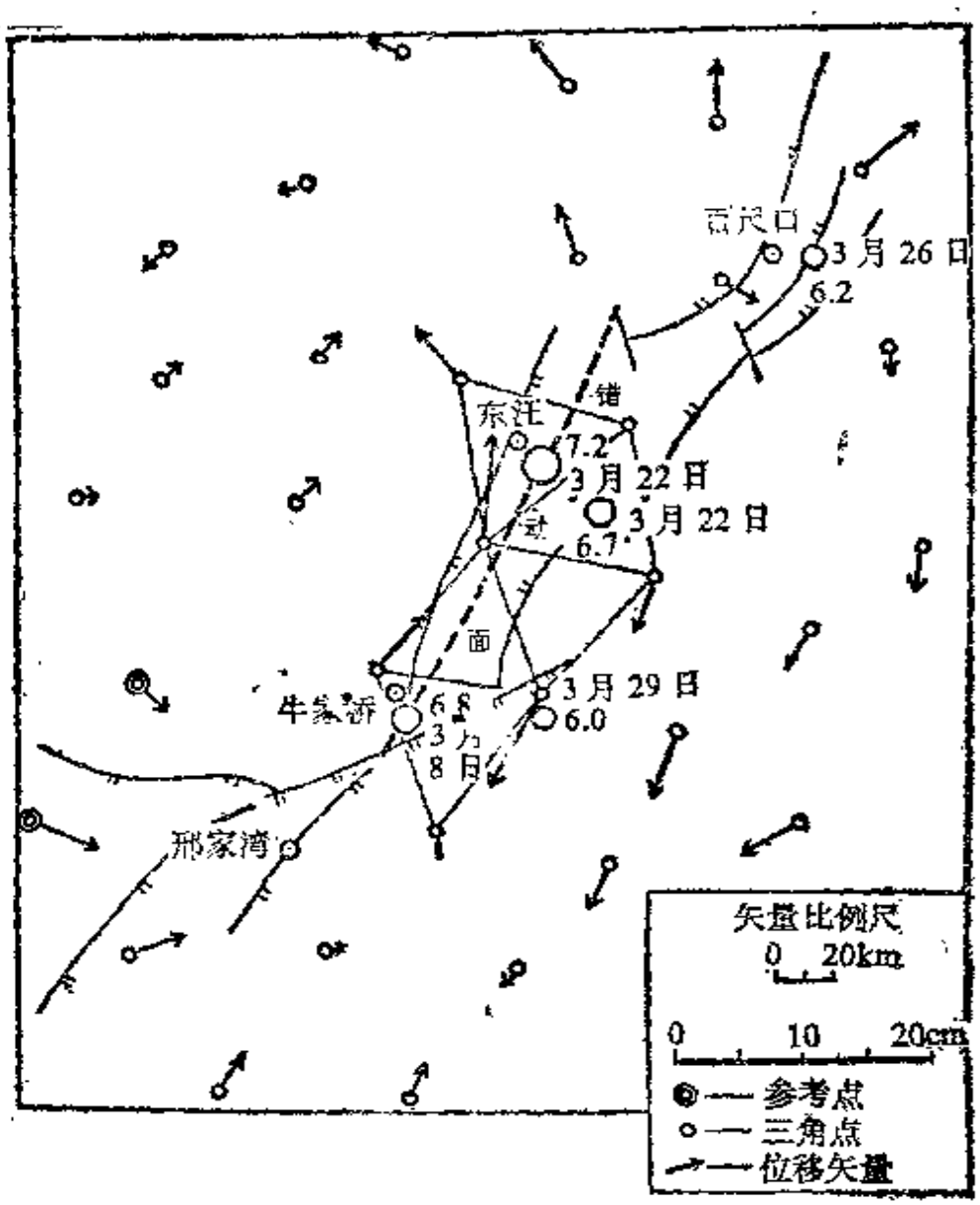


图 12-1 邢台震群地面水平形变图

1966年震后相对1960年三角点坐标之变化

位移量达85cm。除右行水平错动外，还具有一定程度的张性倾向活动。

应用长期的大地形变测量资料可以求得主压应力值及方向，主张应力值及方向。

北京地区有近20年的大地形变测量历史。从垂直形变资料分析，该区有一个北西-南东走向的下降带。此下降带西北起于昌

平，经北京市区，向南延至宝坻一带。其中以沙河至北京市东面孙河附近下降速度最大。前者为3mm/a，后者为5mm/a。下降区的西、北、南三面均为上升区。南面的大兴和北辛店一带上升率为2—3mm/a（图12-2）。根据1966—1976年10年间记录到的水平形变资料分析，解析出最大主压应变方向为北10°东，最大主张应变方向为北77°西。其应变值，张应变量为2.5×10^{-6}，压应变量为0.8×10^{-6}。显然以张应变为主，压应变为辅（图12-3）。

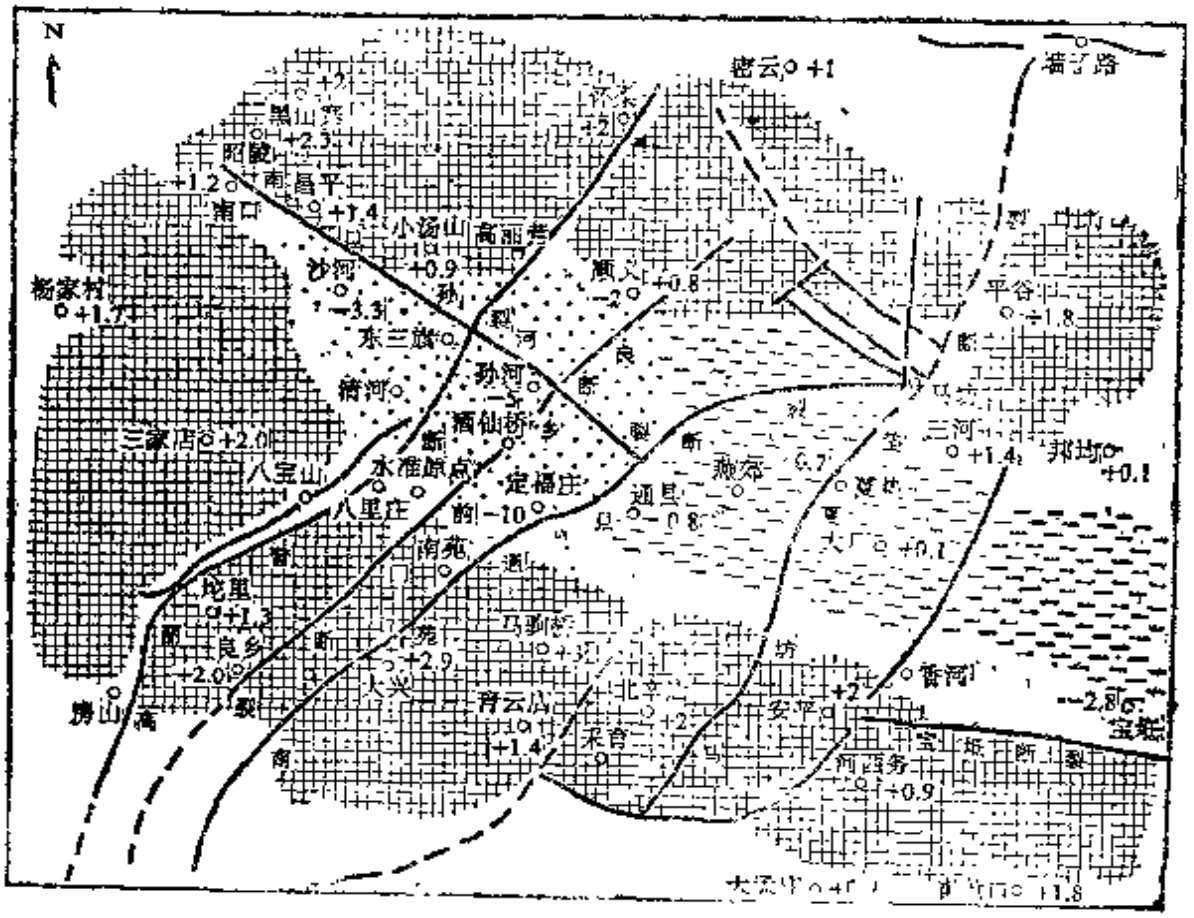
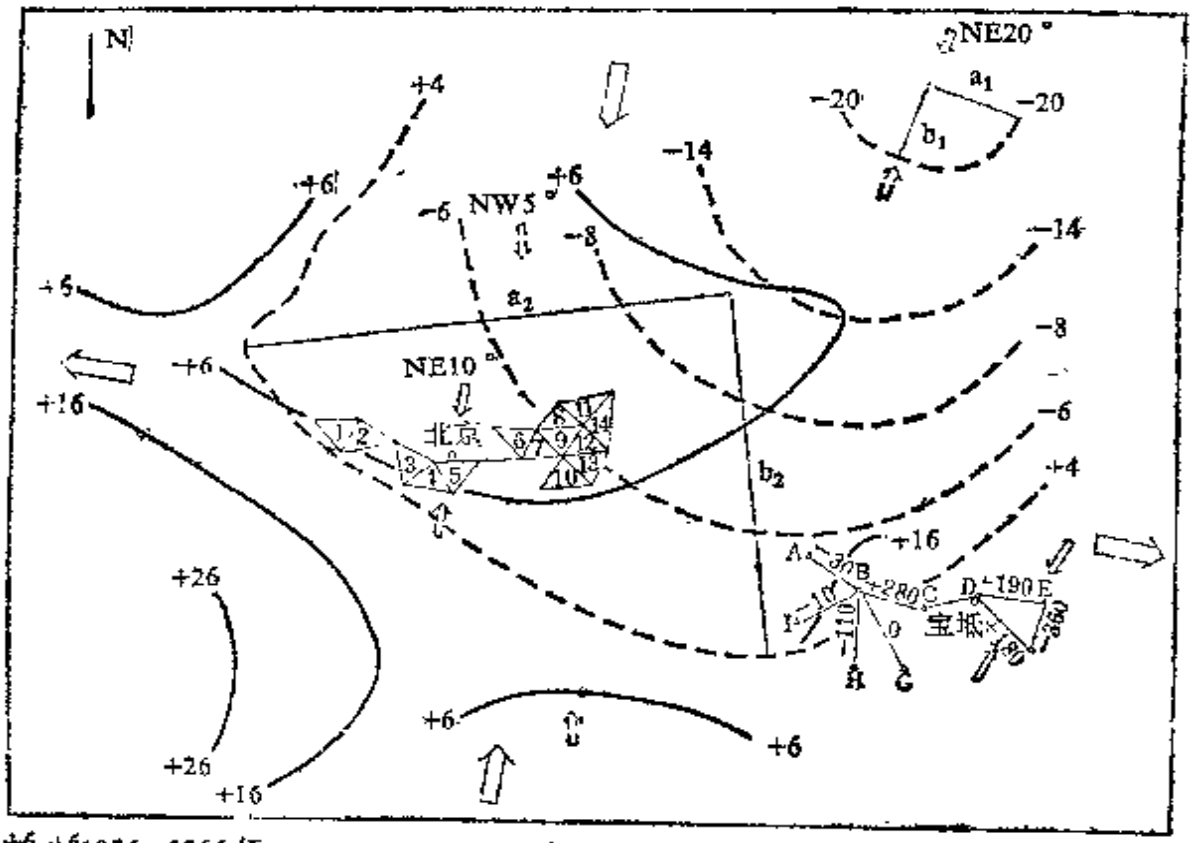


图 12-2 北京平原区现代垂直运动图

三、震源机制分析

通常应用地震台网所记录到的P波初动资料来研究震源处的



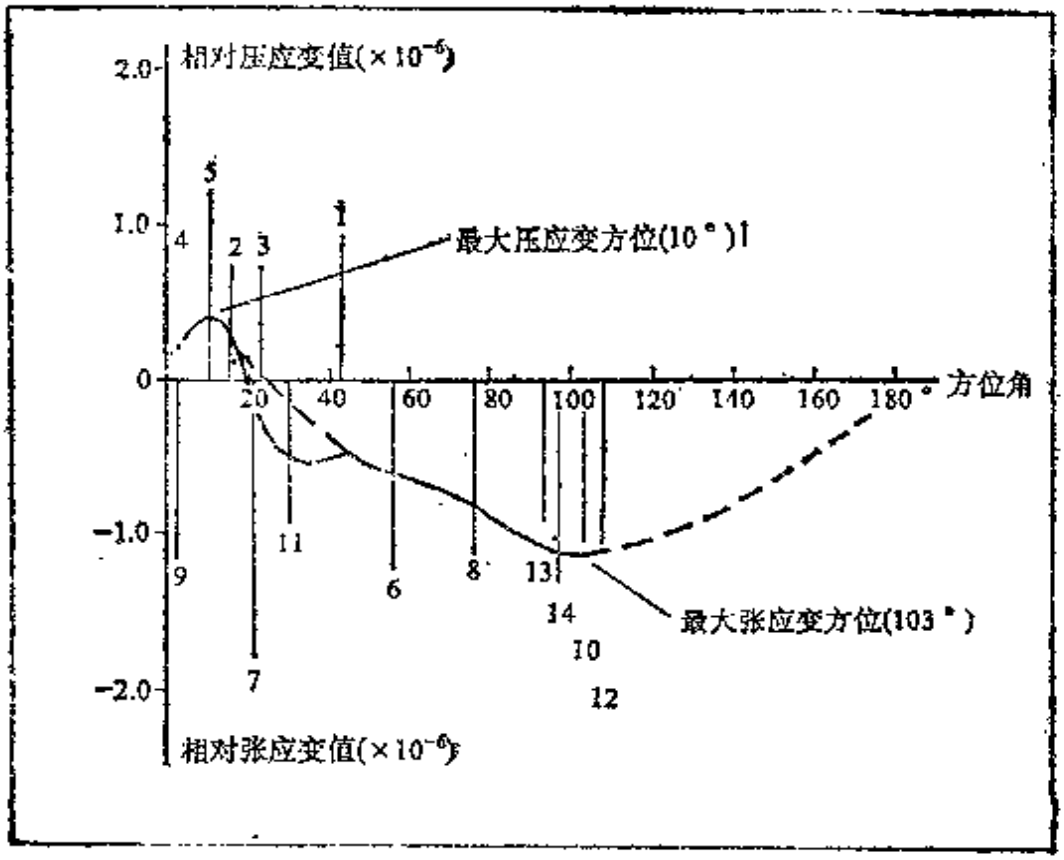


图 12-3 北京平原区现代应变场略图

断层面解。将大范围内多次地震的许多断层面解进行统计，可以得到等效应力场的结果，该结果接近或一定程度上代表了该区域的构造应力场。因此，它是目前研究构造应力场的最主要方法之一。

对于每一次地震来说，都可以在乌尔夫网上或地图上求出其震源处的断层面解。有关利用P波初动符号求震源机制解的具体方法属于测震学的范畴，请参看《地震学教程》中有关章节。

根据震源机制解得到的断层面两侧的相对滑动方向，可分为走向滑动断层和倾向滑动断层。倾向滑动断层还可分为逆倾滑断层和正倾滑断层。下面分别作一些介绍。

1.走向滑动断层

走向滑动断层，又称平移断层。在震源断层面解图上，P波初动符号分布呈典型的四象限对称分布。分隔正号区与负号区的两条节线，其中有一条与震源断层面相当（图12-4-a）。若图上以A节线为断层面，则B节线就是辅助面。A节线的走向、倾向、倾角即代表断层面的走向、倾向、倾角。根据两盘错动方向，显然在图中沿A节面做右行运动，即该断层为右行走滑断层。此外，根据主压应力轴P和主张应力轴T的分布还可以得出，这个地震震源应力场的主压应力轴方向为北71°东，倾角为7°；主张应力轴方向为北20°西，倾角为7°；整个运动以水平应力作用为主。1976年唐山7.8级地震的断层面解即属于这种类型。

2.逆倾滑断层

逆倾滑断层，又称逆断层。典型的逆断层面解如图12-4-b所示。图中A、B两条节线走向同为北5°东，它们中间的P波初动为正号区，两侧的P波初动为负号区，表示震源受到挤压。主张应力轴T与地面垂直，主压应力轴P走向为南85°东，与地面交角为0°。可见，该逆断层是水平压应力所造成的。1976年松潘7.2级地震的断层面解即属于典型的逆断层类型。

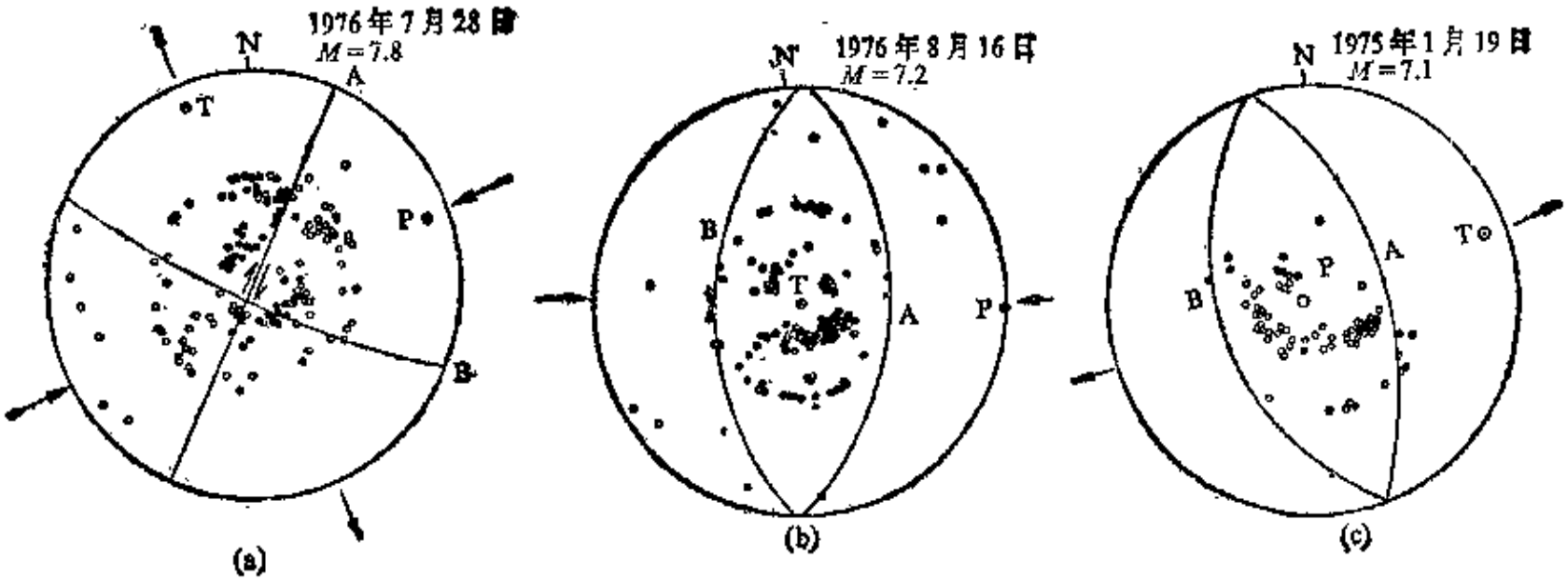


图 12-4　走滑断层和倾滑断层的典型断层面解示意图

a. 走滑断层。A节线为断层面，走向北东25°断层面直立，P轴为主压应力轴，走向北东71°，仰角7°；T轴为主张应力轴，走向北西20°，仰角7°(1976年7月28日河北唐山7.8级地震断层面解)；b. 倾滑断层，逆断层。A节线为断层面，走向北东5°，倾向北西，倾角45°；P轴为主压应力轴，走向南85°，俯角0°(1976年8月16日四川松潘7.2级地震断层面解)；c. 倾滑断层，正断层　A节线为断层面，走向南东10°，倾向南西，倾角53°；T轴为主张应力轴，走向北东75°，仰角8°(1975年1月19日西藏扎达7.1级地震断层面解)

3.正倾滑断层

正倾滑断层，又称正断层。典型的正倾滑断层面解如图12-4-c所示。图中A、B两条节线走向同为南10°东，两节线间震中区P波初动为负号区，表示断层上盘有下滑运动分量；两侧P波初动为正号区，表示震发生膨胀。主压应力轴P与地面近于垂直，交角为82°；主张应力轴T走向北75°东，与地面交角8°。可见，该正断层是由近于水平的张应力所造成的。较典型的实例是西藏扎达7.1级地震的断层面解。

上述方法要求有一定密度和控制能力的台网。对于大量的小地震来说，往往由于区域地震台网的密度不够，因而得不到足够数量的各种方位的地震台站所记录的P波初动符号，求不出断层面解。为了克服这方面的困难，可以采用地震单台记录来确定断层面解的方法，即把单台记录到附近地区许多小震的P波初动符号投影在乌尔夫网上或标在地图上，它同样可以求出断层面解。一般说来，一个区域网内较长时间的若干次地震的P波初动优势方向，可以大致代表该区构造应力方向。

在对京、津、唐、张地区地震应力场的研究中，把上述两种方法结合了起来，即将1960—1977年该地区发生的622个$M_L<5$的地震，在该地区地震台网上记录到的782个P波初动符号求出平均断层面解，从而得到该区构造应力场的主压应力轴方向为北65—75°东，主张应力轴方向为北15—25°西。鄢家全等根据我国及邻区40年来（1937—1977）173次浅源地震的断层面解所绘制了浅源地震断层面解分布图（如图12-5）。从该断层面解分布图中可以明显地看出我国及邻区的现代构造应力场。华北地区以北东东走向的水平压应力和北北西走向的水平张应力为主；华南地区以北北西走向的水平压应力为主；青藏高原的大部分直到蒙古西部均受近南北向至北东走向的水平压应力场控制；西天山区以北西向压应力占优势。

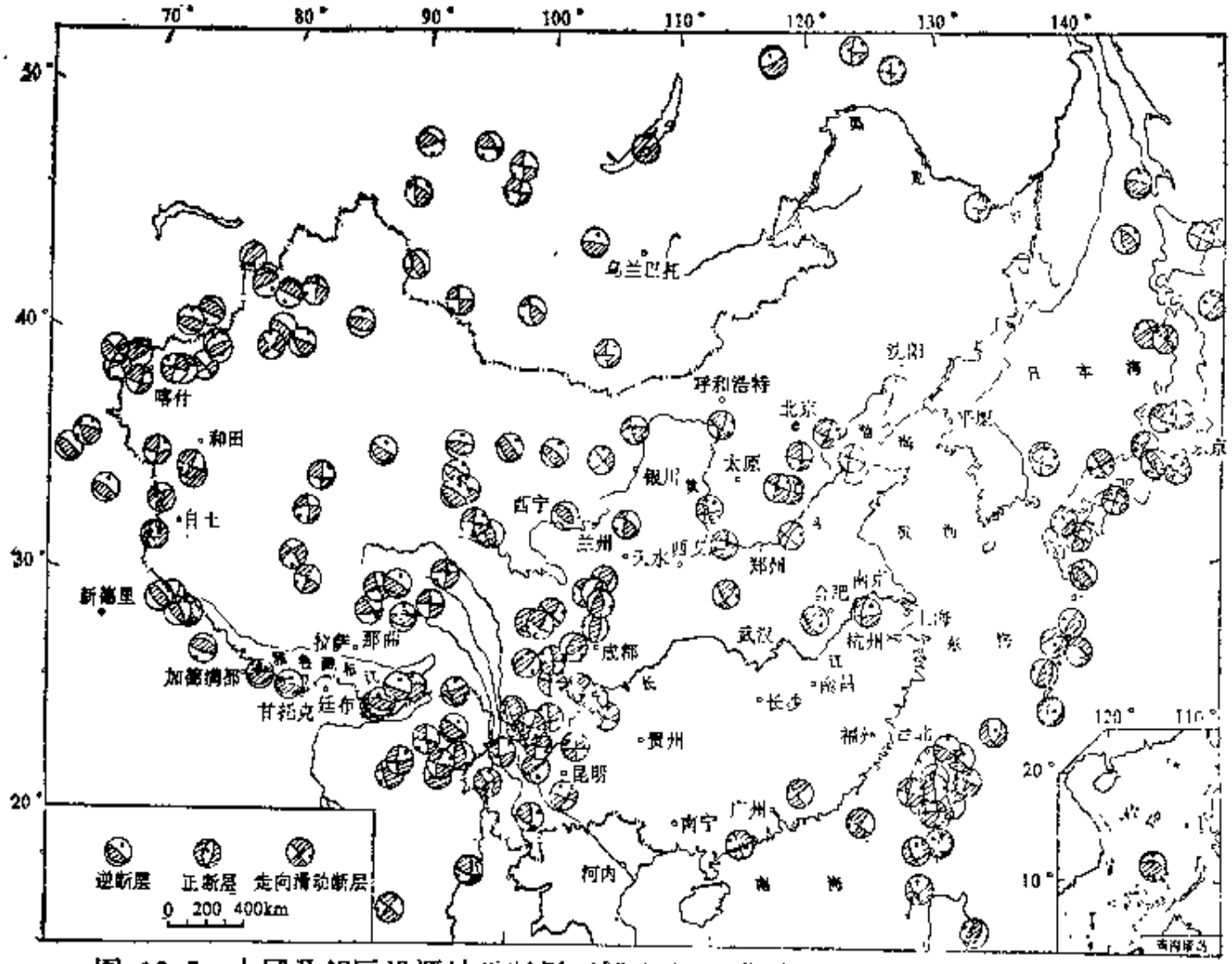


图 12-5 中国及邻区浅源地震断层面解分布图(据邬家全等，1979)

地震断层面解均为上半球投影图；阴影部分表示压缩区；黑点表示 P 轴出地点

四、模拟实验方法

模拟实验是指用人为的方法，按一定比例在实验室条件下来模拟实际地壳结构、构造活动性和现今应力场，研究应力可能集中的部位，为判别地震危险区提供参考。一般采用的方法有物理模拟和数值模拟两种。

1.物理模拟

当前在地震地质研究中，常采用的物理模拟方法主要有：光测弹性模拟法、网格法和泥巴模拟法等。

光测弹性模拟法主要是利用透明的弹性固体材料，将研究地区内所包含的主要断层按其分布特点刻制在实验材料上，加以模拟的实际应力作用，并通过试件受力发生弹性变形在光学性质上的改变，测定其应力分布情况。

网格法是在弹性平板模型上印刷一定形状的网格，然后对模型加载，测出加载后网格的变形，计算出网格的应变，再根据虎克定律换算为应力分布。

泥巴模拟法是用湿粘土制成的泥饼模型进行人工调节加载来再现研究地区的地质构造现象和应变集中部位的方法。

上述方法都必须在尽可能充分地研究了客观地质体边界条件和该地区活动构造分布特征后，才能根据相似原理，按构造现象，制定模型。同时，还应根据研究地区的现今构造应力场特征，利用应力作用方式的相似性，对模型按一定的方向和方式施加一定大小的作用力。最后，还须将研究模型上显示的应力集中部位与实际资料对比，以验证所确定的模型是否与研究地区的实际情况相符。在模拟过程中，以构造现象相似性和应力作用方式相似性两者最为重要，这两个因素与实际情况相似程度愈趋于接近，其模拟结果的参考价值也愈大。

2.数学模拟

从力学角度出发，认为地震发生在应力集中和岩体薄弱的部位，即认为当一个地段的应力超过断层面上的最大摩擦力时，断

层面就开始发生相对滑动位移，产生地震。

近年来，我国地震工作者多采用有限元法把复杂的地质体分成有限的块体，然后按连续介质力学理论求解出各单元体内的应力、应变及各点的位移。王仁等（1980）对华北地区进行了地震危险区数学模拟研究，其步骤具体如下：

第一步，确定地质构造边界条件和受力状况。一般选择研究区内大的地质构造单元分界线（如深断裂、稳定地块、褶皱带）作为受力边界，选取与地震关系密切的及控制研究区内地质构造的断层为最重要的断层。正确选定受力边界和重要断层非常重要，它是运用数学模拟方法能否获得良好结果的一个关键环节。当受力边界选定后，就可按有限元法将研究区划分成许多单元（图12-6），而且在每个单元内，应力均被看作是均匀的。

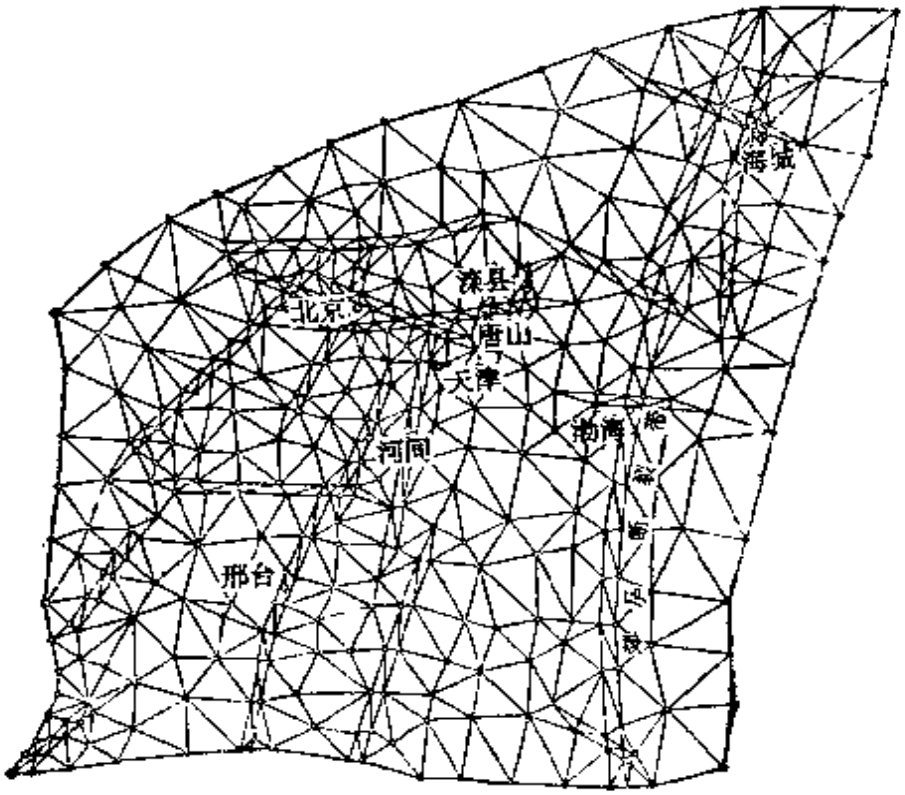


图 12-6 华北地区地震迁移规律数学模拟有限单元的划分（王仁等，1980）
粗线表示断层边界

第二步，选择力学参数。每个单元的力学参数——泊松比（ν）、杨氏模量（E）和摩擦系数（μ），可根据断裂带的具体情况分别取值。如，对已固结的老断层E值取高些，而对正在滑动的断层则相应取低些；对小震较多的断裂带μ值取低些，而对偶尔发生大震的断裂μ值取高些。

第三步，选定在边界上作用的外力。由于目前模拟是在平面上进行的，因此只考虑水平应力的作用，其主应力方向可参考地应力测量和震源机制解的结果。例如，根据1966—1976年大震分析结果，华北地区最大主压应力方向取在北70°±10°东范围内较好。

第四步，恢复研究区内原来存在的应力场。先根据历史上的一个地震序列，参考实测资料，确定研究区的构造单元分界线及主要断层分布，选取力学参数和边界上分布的外力，计算恢复历史时期的应力场。然后经过调整边界外力的大小、方向及力学参数，使得第一个地震的震中地方发生破裂，而其它地方则处于安全状态。各点的力学参数还应使后继的地震震中较接近破裂。最后，通过降低震中处断层的摩擦系数来释放第一个地震震中处的应力，并使释放的应变能与该处的地震震级相当。将释放地震前后的应力场进行比较，即可了解地震前后应力场的变化。这一变化还导致了下一个发震地点破裂危险程度的增加。

数学模拟的结果需要与实测结果进行比较，除上面提到的发震地点和发生地震的先后次序外，进行比较的项目还有释放的应变能与震级，断层错距与实测断层错距，危险区分布与余震分布，各地点的位移与地形变测量资料，各地点的应力与应力解除结果等。如果模拟的结果与实测数据符合不好，则可修改地质构造界线、受力边界、力学参数等再进行计算。这项工作由于应用了电子计算机，可以很方便地进行反复运算，直至取得与实测数据拟合较好的模式为止。然后再进行下一个地震序列应力释放的模拟。依此类推，当一个地震序列的模拟结果与实际资料基本符

合，则可认为该次模拟结果接近所恢复的这个地震序列的最后一次地震发生后的地震区应力场。

在研究大区域的现今构造应力场时，常将地震断层面解同等大地震宏观考察结合起来进行分析。极震区地面破裂带的总体走向、极震区（最高烈度等震线）的长轴方向、余震的长轴方向等大多与区域活动构造走向一致，也常与断层面解中的两条节线之一的走向相一致。一般将与极震区地面破裂带的总体走向相一致或接近的节面定为震源处的主破裂面。此外，地面破裂带的力学性质与断层面解中代表断层面的那组节面的力学性质也相一致。可见，地表的地震断层性质一定程度上反映了该地区现代构造应力场的特征，是研究应力场重要的组成部分。因此，把上述震源机制断层面解、地壳形变测量、地应力测量和大震宏观考察所提供的其它证据等结合起来进行综合研究，是目前研究现今构造应力场所采用的重要途径。

第二节　我国现代构造应力场特征

根据近年来对我国及邻区40年来（1937—1977）地震震源机制的研究、地震现场的宏观考察和形变测量资料等的分析，我国浅源地震主压应力轴与水平面交角（即仰角）小于30°的占80%以上，表明我国大陆地区现代地壳应力场以水平应力作用为主。

从主压应力轴分布方向看，我国的构造应力场，大约以东径105°为界，分为东部与西部两大地区。各大区又可分成若干小区。分区情况及各区特征如下（图12-7）。

一、东部地区

东经105°以东地区为东部地区，该区主压应力轴以近东西向为主。以秦岭、大别山为界，根据主压应力轴分布方向不同又可分为华北和华南两个地区。

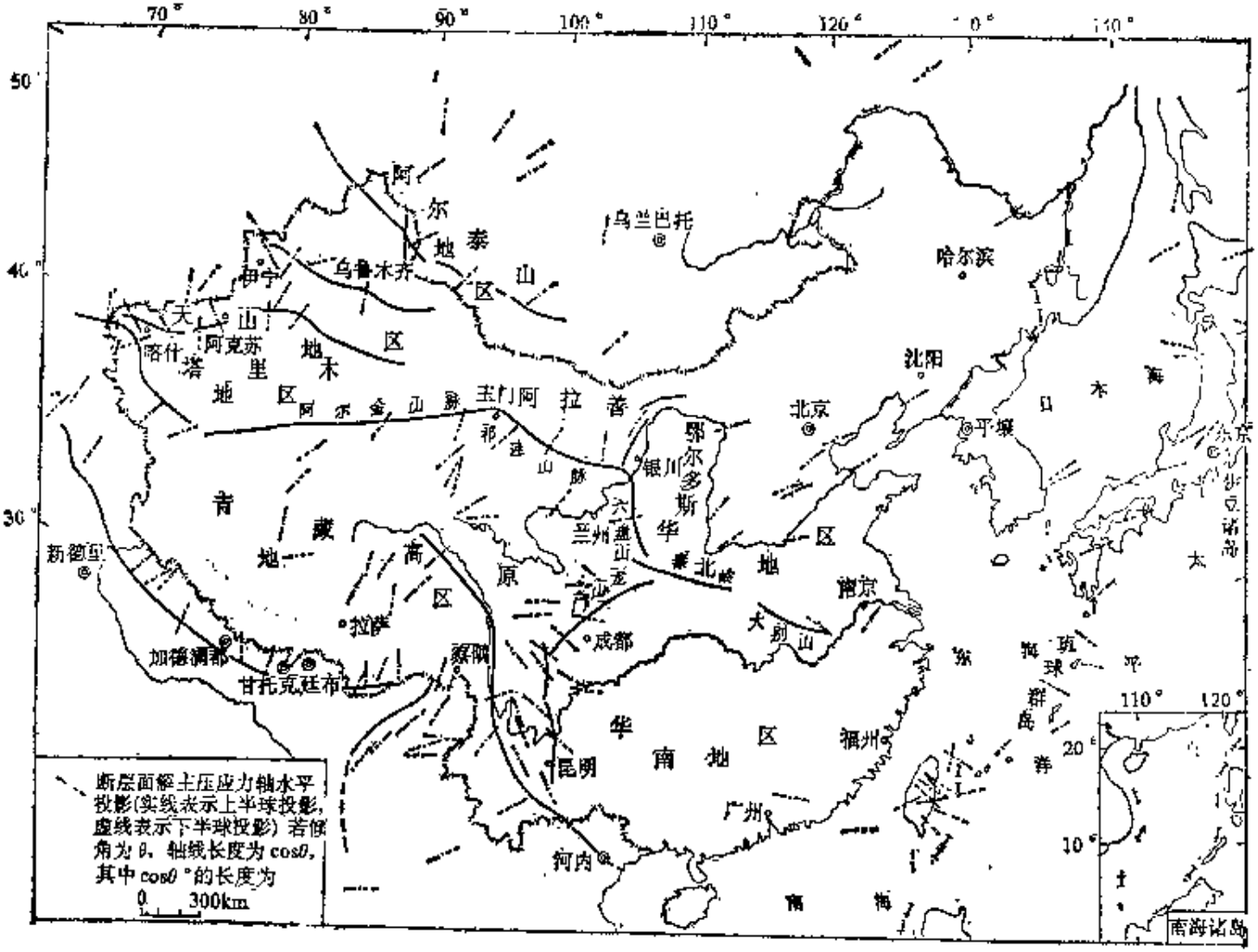


图 12-7 我国及邻区地震断层面解主压应力轴分布图

1.华北地区

秦岭、大别山以北地区为华北地区。华北地区的主压应力轴以北东东向为主。

华北地区自1966年河北邢台发生6.8级和7.2级地震以后，相继又发生了1967年河北河间6.3级地震、1969年渤海湾7.4级地震、1975年辽宁海城7.3级地震、1976年和林格尔6.3级地震和唐山7.8级地震。这些地震震源机制的主压应力轴走向如表12-1所示。

表 12-1 1966—1976年华北地震的主压应力轴走向分布

地区	发震日期	震级	主压应力轴		主张应力轴	
			走向	仰角	走向	仰角
河北隆尧	1966.3.8	6.8	北67°东	4°	北22°西	18°
河北宁晋	1966.3.22	7.2	北64°东	0°	北26°西	0°
河北河间	1967.3.27	6.3	北58°东	17°	北25°西	24°
渤海湾	1969.7.18	7.4	北21°东	3°	北21°西	4°
辽宁海城	1975.2.4	7.3	北66°东	17.5°	北23°西	4°
河北唐山	1976.7.28	7.8	北86.5°东	18°	北13.5°西	10°

从表12-1可知，华北地区地震震源所显示的主压应力轴基本一致，以北65—70°东占优势，倾角小于20°。同时还突出表明，主张应力轴的走向比主压应力轴更为一致，均为北20—25°西。此外，从海城地震主震和余震的震源机制应力轴方向与主震前后形变测量资料互相对比来看，其结果也非常一致（表12-2）。

上述数据表明，华北地区现在正处在北东东向主压应力和北北西向主张应力所构成的水平应力场之中（图12-8）。

2.华南地区

秦岭、大别山以南为华南地区。华南地区的主压应力轴以北西西向占优势。

华南的地震主要分布在东西沿海地区和台湾地区。在台湾地

表 12-2　海城地区主应力轴方向分布

项　　目	应　力　轴　方　向	
	主压应力轴方向	主张应力轴方向
形变测量	北74°东	北16°西
主震P波初动解	北66°东	北23°西
余震P波初动解平均结果	北70°东	北16°西

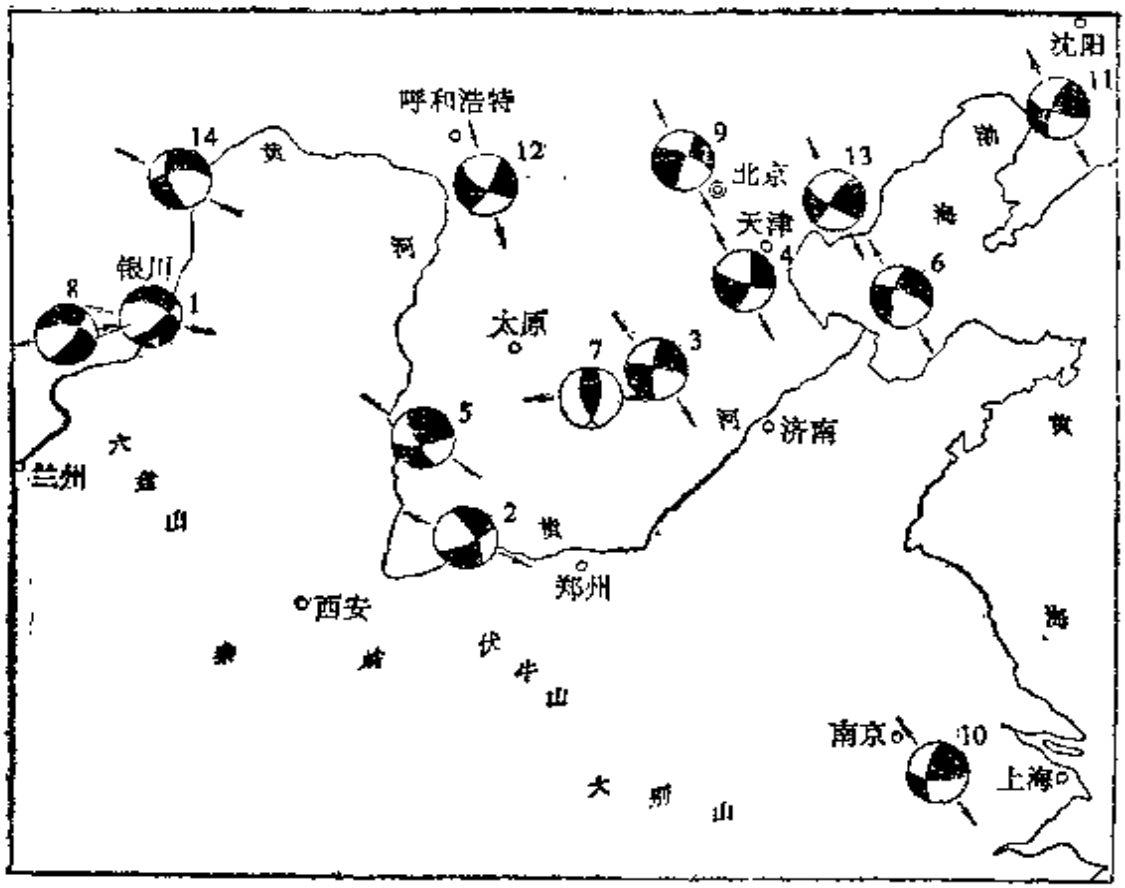


图 12-8　华北地区引张应力轴向图

震源球乌氏网上半球投影。白区为初动压缩区，黑区为初动膨胀区，箭头示主张应力轴向

区的震源机制解中，除1964年台南7级地震的主压应力轴为北东东向外，大多为北西西方向（图12-9）。在东南沿海地区，近年来中强震发生得不多。可作为断层面解的有：1962年广东河源6.2级地震、1969年阳江6.4级地震和1966年广东南面海域中的5.3级地震，其主压应力轴方向主要为北西西向，与台湾地区趋向一致。

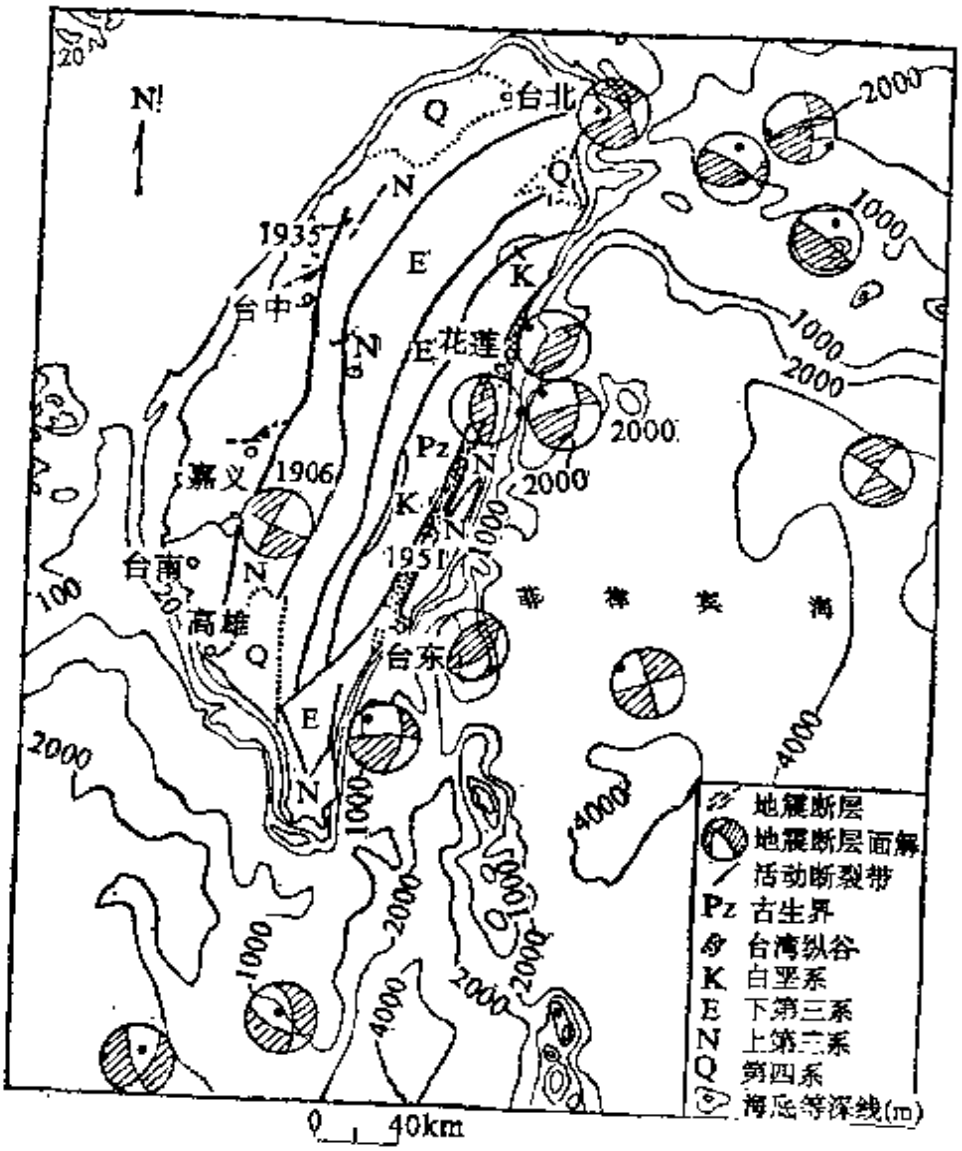


图 12-9　台湾及其邻区地震断层面解及地震断层

秦岭，大别山地区，近年来地震较少。仅从1973年安徽霍山4.5级地震和湖北丹江口4.3级地震的断层面解来看，主压应力轴

方向应为北西西方向，也与广东沿海和台湾地区优势的主压应力轴方向一致。

由此可见，在华南地区以北西西向主压应力作用为主。

二、西部地区

东经105°以西地区为西部地区。该区主压应力轴以北北东至近南北向为主。它可进一步分成西南和西北两个地区。

1.西南地区

西南地区以青藏高原为中心，主压应力轴大多为近南北至北东-南西走向，并围绕高原边缘呈有规律的变化。但其西北部分主压应力轴方向较复杂，以北东向占优势。在青藏高原内部，则以近东西向的主张应力占优势，即以正断层形式为主。

青藏高原的边缘地区包括喜马拉雅山、昆仑山、阿尔金山、祁连山、河西走廊、龙门山、云南东部的滇东断裂带和红河断裂带。在它们所构成的青藏高原、川西山地和云贵高原等广大地区，主压应力轴分布又以兰州—察隅一线为界分为东西两部分。

兰州—察隅一线以西地区，主压应力轴走向为近南北向到北东-南西向，主压应力轴与水平面夹角绝大多数小于40°，而张应力轴走向则不如压应力轴走向一致。这说明从喜马拉雅山至阿尔金山、祁连山的广大区域均处于近南北向至北东-南西向的近于水平压应力场的控制之下。

兰州—察隅一线以东地区，即青藏高原东东部边缘区，主压应力轴走向发生了明显的变化。龙门山北段的1973年南坪6.3级地震和1976年8月松潘-平武两个7.2级地震的震源主压应力轴走向均为东西向。向南，至龙门山南段，1958年茂汶6.2级地震和1970年大邑6.3级地震的震源主压应力轴均为北西西走向。再向南，至安宁河、滇东断裂带，震源的主压应力轴则转为北北西走向。最后，至红河断裂的西南侧，主压应力轴又转变为近南北向和北东向（图12-10）。可见，在青藏高原的东部边缘地区，主压应力轴沿川西、滇东一带由近东西向逐渐转为北西西向，然后

再转为北北西向，最后在南面靠近喜马拉雅山的边缘地区又转为近南北向和北东向，与喜马拉雅地区的主压应力轴走向一致。

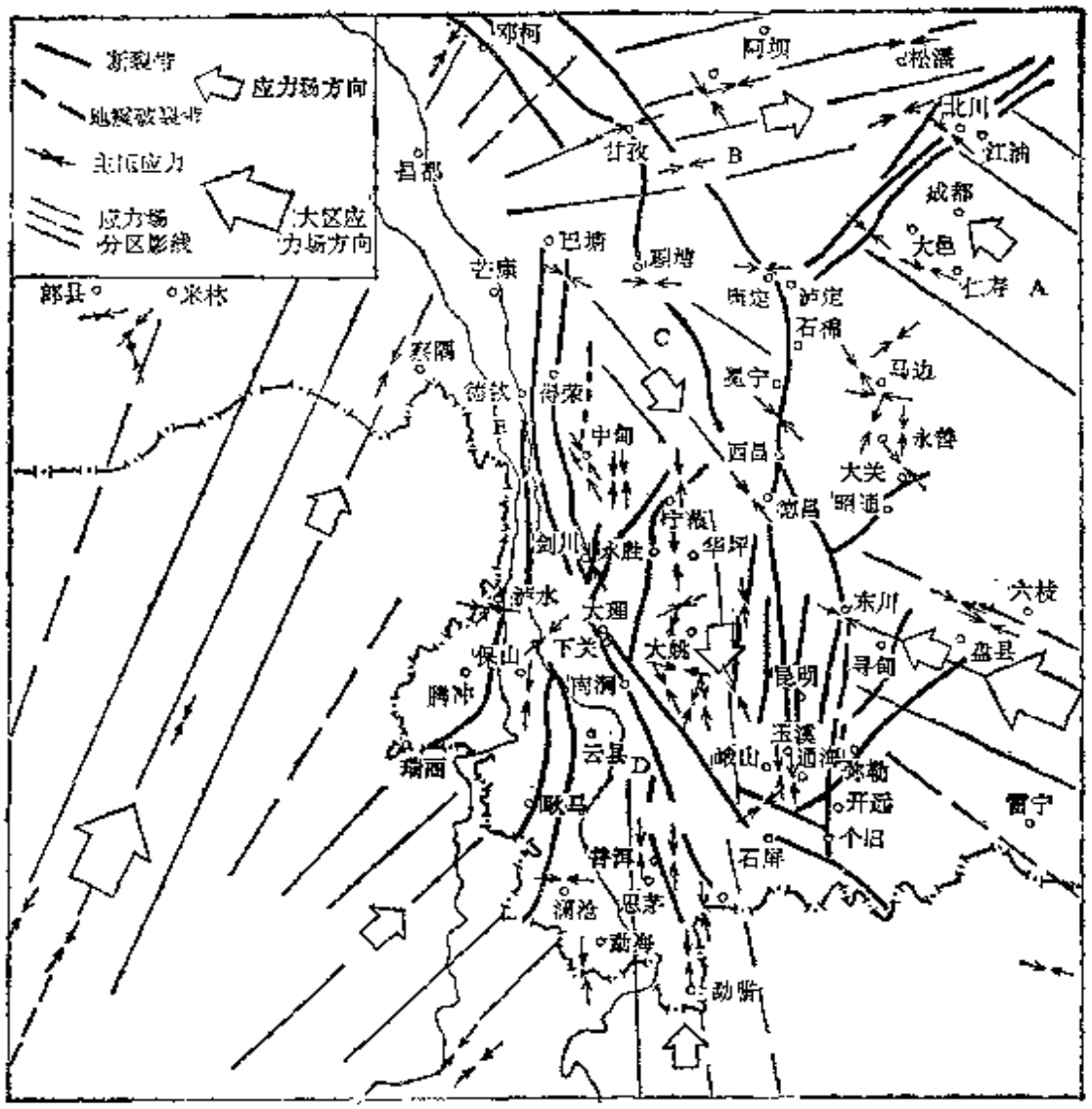


图 12-10　西南地区主压应力轴与应力场分区图

2. 西北地区

在我国新疆西部，特别是东经85°以西的天山地区，震源的主压应力轴走向有两组：一组为北北东向或近南北向；另一组在伊宁北部、喀什和阿克苏附近，主压应力轴为北西向。而在东经85°以东的天山、阿尔泰山地区，仍以近南北向到北东向的水平

主压应力为主。在帕米尔地区，主压应力轴走向也以近南北向占优势。

第三节　我国现代构造运动特征

我国现代构造运动在上述应力场的作用下，也以东经105°为界分成各具特色的东西两部分（图12-11）。

一、东部地区

东经105°以东的地区为东部地区，它又被分成华北地区和华南地区两部分。

1.华北地区

华北地区的应力场以北东东向主压应力和北北西向主张应力为特征。对此，有些研究者强调北东东向的主压应力作用；有些研究者则提出应以北北西向主张应力为主导；有的研究者认为这是由于西太平洋板块或菲律宾板块对我国大陆的挤压作用；有的研究者则强调印度-澳大利亚板块对我国大陆的挤压作用，从而引起东部地区引张应力场的出现；还有的研究者采用上地幔隆起或地幔对流的观点来论证该区的应力场。但是，不管哪一种看法，对于北东东向的压应力和北北西向张应力的存在则是公认的。

在北东东向压应力和北北西向张应力的作用下，导致了该区北北东向剪切应力的加强，从而发生了一系列北北东向的张性走滑断层地震，如邢台地震、唐山地震；同时也导致了北西西向剪切应力的加强，造成了海城北西西向张性走滑断层地震。从新生代地质历史看，在拉张应力作用下产生了张性高倾角的剪切断裂活动，形成了一系列地堑，如汾渭地堑、银川地堑等。至近代，这些断裂仍在继续活动，如历史上一些8级以上大震都与这些张性的走滑断层活动有关。

华北地区的地震地质特征如下：

第一，强震活动与北北东或北西西向的张性剪切断层活动有

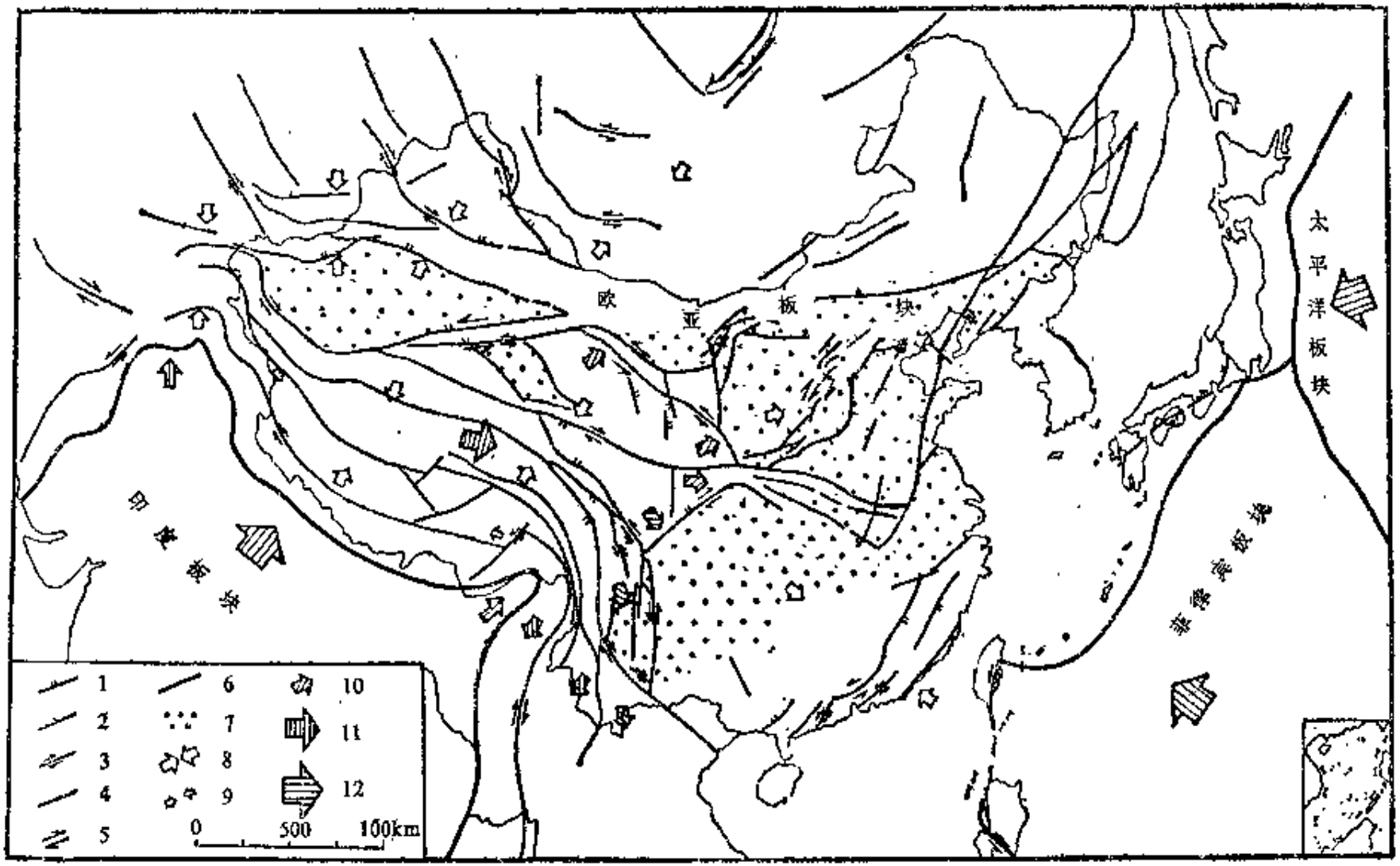


图 12-11 我国区域构造应力场示意图

1——活动性逆断层；2——活动性正断层；3——活动性平移断层；4——活动断层；5——构造带两侧的剪切方向；6——板块间现代活动边界；7——坚硬地块；8——区域性主压应力方位；9——喜马拉雅弧形构造带内侧的次级主压应力方位；10——次级断块的运动方向；11——青藏断块的运动方向；12——板块作用方向

关，如前面提到的邢台地震、渤海地震、海城地震和唐山地震。

第二，强震大多位于地堑构造两侧的断裂带或内部断陷上（表12-3）。并且多位于地堑大断裂下沉的一侧。如，1556年关中大地震就发生在华山北坡大断裂带下沉的一侧。

表 12-3 华北地区主要强震的震中分布

发震年代	震中地区	震级	震中位置
1303	山西洪洞赵县	8.0	临汾地堑
1556	陕西华县	8.0	渭河地堑
1668	山东郯城	8.5	鲁中地堑
1679	河北三河	8.0	大厂地堑
1695	山西临汾	8.0	临汾地堑
1739	宁夏平罗	8.0	银川地堑
1937	山东菏泽	7.0	东明地堑
1966	河北邢台	7.2	束鹿地堑
1969	渤海湾	7.4	渤中地堑
1975	辽宁海城	7.3	下辽河地堑肩部
1976	河北唐山	7.8	昌黎-宁河地堑

第三，强震的震中大多位于两组或两组以上断裂交汇或围空的地方。如海城地震就孕育在北北东向营口-鄯城断裂和北西向断裂交汇的地方。

第四，强震活动与层间滑动有关。华北地区强震的震源深度大多在10—20km，相当于花岗质层与玄武质层的界面附近。有的震源较浅，相当于在基底岩层与花岗质层的交界面附近。这种震源深度似有层状分布的特征，可能与不同岩层界面之间的滑动有关。

第五，强震往往发生在与上地幔隆起带相应的地区。如邢台地震发生于冀中上地幔隆起上；海城地震发生于下辽河上地幔隆起东侧的斜坡上；唐山地震（包括宁河地震）发生在上地幔隆起梯度带附近。

2.华南地区

台湾和东南沿海地区在北西西向主压应力场控制下，除台湾东部纵谷一带为逆断层和带有左行走滑的逆断层外，地震断层大都为北东向右行走滑断层（图12-12）。该区的现代构造活动大都认为是菲律宾板块与我国大陆东南部相互挤压造成的。从震源深度分布看，有从台湾西部经台湾东部向海中加深的趋势，由此推断可能存在一个向东面大洋方向倾斜的震源带。在这个带上，台湾东南海中的地震多为中源地震（深度大多为50—200 km），且频度不高，但在台湾东部海域与琉球地震带西南延伸部位的交接处，则为浅源地震，且频度高，强度大，台湾本世纪以来的几次8级地震，均发生在该段；而向西至台西地带，虽震源深度变浅为浅源地震，但强度却有所减弱（大多为6—7级地震），频度也随之降低；再向西，至中国大陆的东南沿海，地震的强度和频度更为减弱；至大陆内部的江西和湖南南部，基本上已没有强震活动。由此可见，在华南地区应力主要集中在台湾东面的断

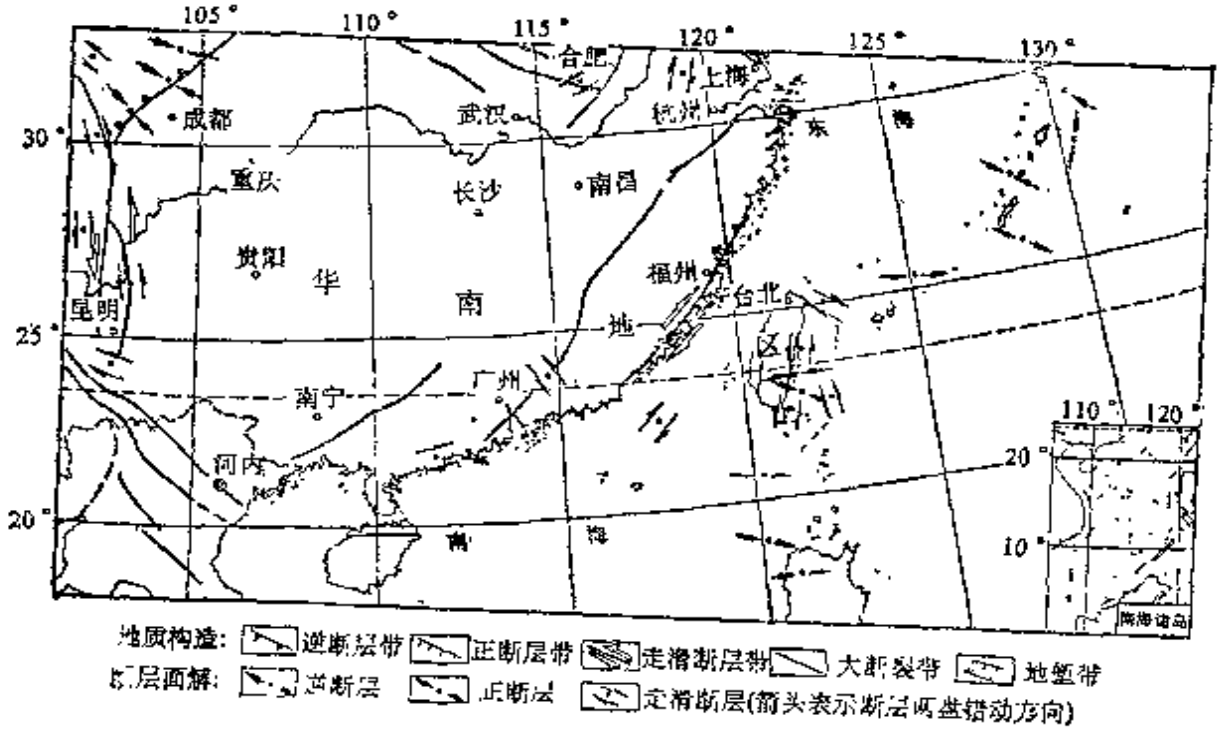


图 12-12　华南地区及邻区的现代构造活动

裂带上。

二、西部地区

东经105°以西的地区为西部地区，它又被分成西北和西南两个地区。

1.西北地区

西北地区强震主要分布在阿尔泰山、天山和帕米尔相邻地区。地震总体分布呈北东向，斜跨天山构造线，属兴都库什-贝加尔地震带的一部分，但具体发震构造又与基本构造的活动有密切关系。阿尔泰山和天山的震源主压应力轴主要呈北北东向（图12-13）。

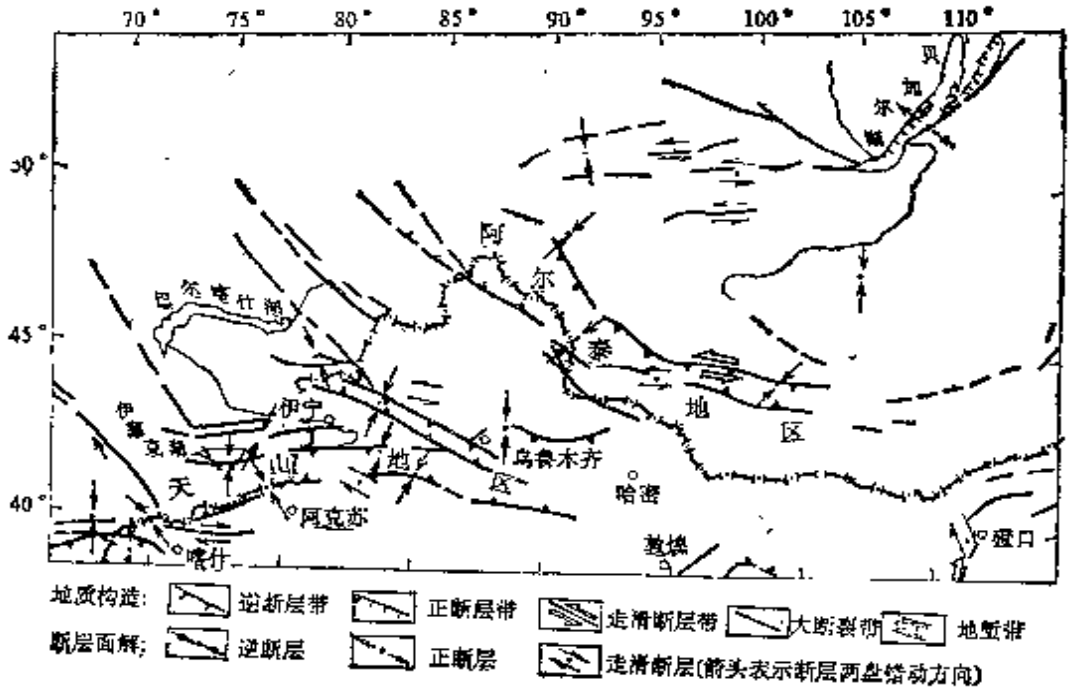


图 12-13　西北地区及邻区的现代构造活动

阿尔泰山在北北东向挤压主应力作用下，可发生北北西向压性剪切破裂，造成大震，如新疆富蕴8级大震。据宏观调查，这次地震所形成的北北西向构造地裂缝长达200km，断层力学性质属右行压性剪切滑动型。

天山在地质时期因受北面准噶尔地块和南面塔里木地块的相

对挤压，褶皱上升，且在其北坡和南坡分别形成压性逆断层。根据震源机制分析，天山地区的现代构造活动继承了近东西向的海西褶皱带的构造活动，在北北东向的挤压作用下，两侧逆断层仍在继续活动，具体表现为沿天山南坡和北坡的逆断层带经常发生强烈地震。

在新疆西部靠近帕米尔的地区，主压应力轴以近南北向为主。该区受到印度-澳大利亚板块向北楔入欧亚板块的影响，发生强烈隆起，出现了深达120km左右的中源地震。

2.西南地区

西南地区包括青藏高原及其边缘地区，以北北东向的主压应力为主。目前大多数研究者认为，它是印度-澳大利亚板块向北北东方向的青藏高原挤压所致（图12-14）。有人估计，在近五千万年间，青藏地区由于受到强烈挤压，在近南北方向上地壳压缩了近2500—3000km，而在垂直方向地壳增厚达70km，从而使该区剧烈隆起，迅速抬升为高原。

在北北东向压应力作用下，该区产生了许多北西西向或近东西向的大规模走向滑动断层，如沿塔里木南缘—阿尔金山—祁连山北侧巨大的压性左行剪切滑动断裂带，长达2000多公里，海源8.5级大地震的发生就与它有关。除此之外，在该区北部，还有一系列与上述断裂带相平行的北西西走向的断裂带，如柴达木盆地南缘的断裂带、阿兰湖-托索湖断裂带等。它们又都是强震分布带。由强震所得到的震源机制断层面解表明，它们均属压性左行走滑断层。

由于印度-澳大利亚板块的挤压，在喜马拉雅山及其南缘形成了一系列平行的逆冲断层。但从喜马拉雅山中段所发生的地震震源深度来看，深度最大的1941年错那6.8级地震也只达到180km。由此推测青藏地区的抬升不可能完全是由于南部板块俯冲的结果，而很可能是由于南部的板块向北与亚洲大陆碰撞挤压，使地壳加厚隆起而成的。

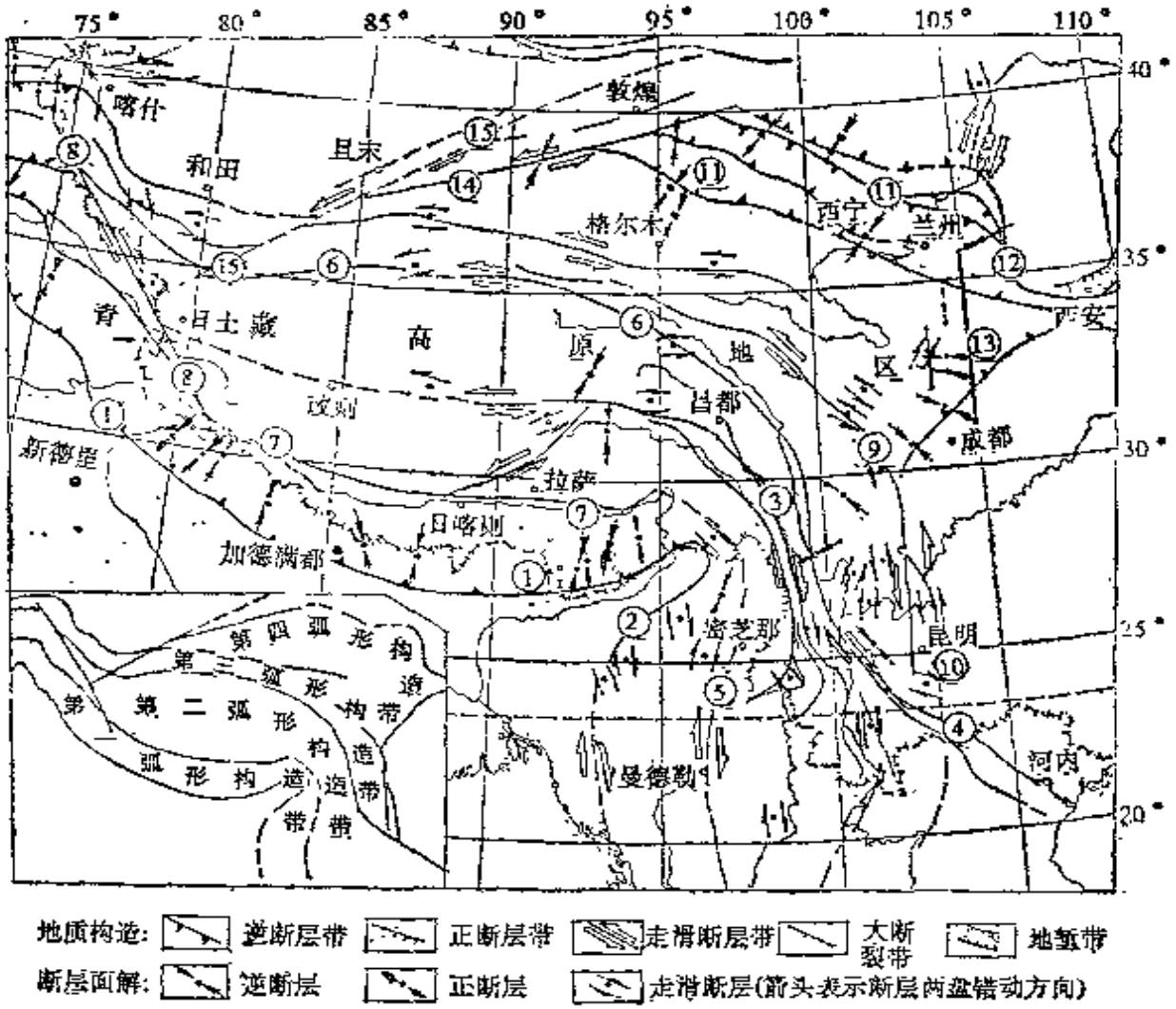


图 12-14 青藏地区及邻区的现代构造活动

①喜玛拉雅山褶皱断裂带；②那加山褶皱断裂带；③三江褶皱断裂带；④红河断裂带；⑤伊洛瓦底江断裂带；⑥可可西里山断裂带；⑦雅鲁藏布江断裂带；⑧喀拉昆仑山断裂带；⑨炉霍—康定断裂带；⑩滇东断裂带；⑪祁连山褶皱断裂带；⑫六盘山褶皱断裂带；⑬龙门山褶皱断裂带；⑭阿尔金山南缘断裂带；⑮阿尔金山北缘断裂带

印度-澳大利亚板块在帕米尔和察隅两个端部向北楔形挤入，使喜马拉雅山东西两端受到的挤压作用更为强烈，进而使喜马拉雅山呈向南凸出的弧形弯曲。在察隅附近，印度-澳大利亚板块向北的楔形插入，导致沿察隅—昌都—玉树一线形成压缩形变转折带。此带以西，构造挤压带均呈北西西走向；此带以东，构造

挤压带均呈北北西走向，形成横断山脉。例如，察隅地区受印度-澳大利亚板块的挤压向北位移，其东侧边缘的滇东地区相对地向南滑移，形成红河右行剪切断裂带。川滇地区的强震活动都与该地区的位移滑动有关。

在北北东向主压应力作用下，该区的现代构造运动以压性和压性剪切断裂构造最为活动。该区强震活动的地质构造特征是：

第一，强震活动与压性逆断裂带和压性剪切断裂带活动有关。新疆地区的阿尔泰山强震带与北北西走向的压性剪切断裂带有关；天山南北两侧强震活动带多与压性逆断层活动有关（图12-13）；青藏地区的强震多沿北西西向压性剪切断裂带分布，如阿尔金山和阿兰湖附近发生的一些强震；在青藏高原边缘的祁连山、河西走廊、龙门山西侧以及喜马拉雅山南麓等地区，强震的发生与带有剪切性的压性逆断层有关（图12-14）。如北祁连山地区的昌马地震、河西走廊的古浪地震和山丹地震，所造成的地震断层都是压性逆冲断层性质；龙门山西侧的松潘-平武地震震源断层面解为受东西向挤压的逆断层，喜马拉雅山南坡的强震震源机制解多为受近南北向挤压的逆断层。

第二，西部地区的强震，特别是8级以上的大震，大多发生在刚性地块与塑性褶皱带的接触边界上，而在刚性地块内部一般没有强震发生，在褶皱带山区内的地震强度也较小。如富蕴8级地震发生在准噶尔地块与阿尔泰褶皱带的交界区；玛纳斯8级地震发生在准噶尔地块与天山褶皱带交界处；在塔里木地块与帕米尔山交界区发生了阿图什8.3级地震；在塔里木地块与阿尔金山交界的民丰附近有两个$7\frac{1}{4}$级地震；在阿拉善地块与祁连山之间发生了古浪8级地震；在印度地块与喜马拉雅山系交界处发生察隅8.5级地震等。

第三，强震活动与强烈的垂直升降差异运动有关。如天山山

脉自东向西高度由2000m—5000m—7000m逐渐增加，地震强度与频度也自东向西增强。又如青藏高原边缘的川西、滇西、喜马拉雅南麓等地区既是垂直运动显著的地区，也是地震强度与频度较高的地区，炉霍7.9段地震、龙陵7.6级地震、察隅8.5级地震等都发生在这些地区。

总的来说，我国现代构造运动所表现的最主要特征是：东部在引张应力作用下，造成了北北东向张性右行剪切断裂及其共轭的北西西向左行剪切断裂活动，这是我国东部地区强震活动的地震地质构造背景；西部地区在近南北向挤压应力作用下，产生了压性逆断层和压性剪切断裂的滑动，这是我国西部地区强震活动的地震地质构造活动背景。但西藏地区比较特殊，因受南北向挤压而强烈隆起上升，造成了近东西向引张应力作用下的正断层型浅源地震活动。

第十三章　地震现场宏观调查

当某个地区一旦发生较强烈的地震以后，总会在地震现场留下多种明显的现象，这些现象称为地震宏观现象。对这些现象所进行的调查工作称为地震现场宏观调查。在地震现场进行地震宏观现象调查时，应采取实地考察与访问灾民相结合的方法，只有这样才能使调查的结果更符合实际，更为准确。

第一节　地震现场宏观调查的内容及意义

一、地震现场宏观调查的内容

地震现场宏观调查通常包括以下几个方面的内容，即地震对建筑物的破坏、地震对地表的破坏、地震对动植物生理的影响以及地震宏观现象等。

二、地震现场宏观调查的意义

地震现场宏观调查的意义在于：

第一，评定居民点的地震烈度，编制等震线图，确定宏观震中。

第二，调查地震所造成的地表破坏现象，如地裂缝、滑坡、崩塌、泥石流、陷坑、喷水冒砂等，这些都是评定烈度的依据。

第三，调查大地震对房屋、建筑物和工程的影响，总结抗震经验，并根据建筑物的破坏特征推测震源力学过程。

第四，调查地震的前兆现象，如地声、地光、地下水变化、电磁波干扰现象、生物异常、气象异常和前震等。

值得指出的是，在地震台网不够密的地区，调查前震具有特殊的意义。例如，昭通地震的发震时刻是1974年5月11日3时25

分，但距震中90km的昭通台当时只记到了10日20时32分的一次前震，但事实上据震中区居民反映还有4次前震，只是可能由于这些地震震源浅、震级小、仅在局部范围内被觉察到而已。又如1967年康定6$\frac{3}{4}$级地震，那时只有一个康定台，一个前震都未记录到，而在宏观调查中当地居民则反映大震前小震有增多的趋势，有的人还反映说大震前有过7—8次前震。后来发现，这些小震密集的地方，也正是后来主震的震中位置。这些前兆资料对于研究地震的机理都是很可贵的。

第二节　地震现场宏观调查的方法

在地震现场进行宏观现象调查时，由于所调查的内容不同，因而所采用的方法也不相同，现择要介绍如下：

一、建筑物破坏程度的调查

地震造成建筑物破坏是最普遍的宏观现象，古今中外有关震灾的记载多偏重于这一方面。如据1556年华县地震记载，“城廓房屋陷于地中，渭南县中街之南北皆陷下一、二丈许，民庐官廨、神宇城池一瞬而倾圮矣”等等。又如对1923年日本关东8.2级地震有过如下记载：地震时几秒钟内房屋即被破坏二十五万余所，且又由于水火交加（海啸与火灾）并发，使建筑物又被烧毁四十余万所，卷入海中八百余所；此外，有关水管破裂、堤岸倾塌、公路桥梁破坏、铁路弯曲的记载也很多。

在宏观考察中发现，建筑物的破坏在很大程度上是由地震波引起地面振动造成的。地震波从震源传播到地面后引起地面运动的情况是很复杂的。通过安放在地面和建筑物上的强震仪可以记录到地震时地面在水平方向和垂直方向的加速度。在大地震时，垂直方向的加速度值一般比水平方向的小，为其1/2—2/3。从微观资料看，地面的实际振动表现为主体振动。然而即使在平面上

振动，其轨迹也是极为复杂的。因此，在宏观调查中应注意区别建筑物是受什么方向的振动破坏的。由地震波引起的地面水平振动，可以使建筑物倾倒、木结构房屋拔榫、柱脚位移和檩条移动等；由地震波引起的地面垂直振动，可以使房盖下落（落架），梭瓦、烟囱、墙体上出现锐角指向地面的交叉裂缝等。还有一些破坏现象则是水平振动和垂直振动联合作用的结果，如烟囱的扭转等。

此外，在极震区进行宏观考察时还应注意构造应力对建筑物的破坏作用，它常叠加在地震波的破坏作用之上。通过对建筑物破坏特征的调查，将有助于鉴定地震时构造应力的作用方向和方式。如1975年2月4日海城7.3级地震发生时，地表并无明显的地震断裂出现，但根据海城三学寺、义县、沈阳、铁岭、北镇等地建筑物的破坏情况（东南部位破坏最甚）与营口楞严寺和兴城等地建筑物的破坏情况（西北部位破坏最甚），可以推知前者在地震时受力的方向自南东向北西，后者在地震时受力的方向自北西至南东。由此推知，在海城、营口间必定有一隐伏的北西向断裂构造，因为断层的两盘存在着相反方向的作用力。再结合震源机制解、极震区延长方向、前震分布的长轴方向、余震震中联线方向等可以确定，北西向断裂构造是这次地震的发震构造。

据宏观调查发现，地震断层或地裂缝带通过的地方建筑物破坏明显加重，远离断层带则破坏明显减轻。在平面上，建筑物的破坏呈线状分布。因此，当地震断层隐伏地下时，可以借助于调查到的建筑物破坏特征判断地震断层的位置及其性质。

当然，建筑物的破坏特征除与震源破裂机制和地震波性质有关外，还与地基土质条件、地形、建筑材料、结构、施工质量和建筑物的振动特征等因素有关，因此，在对建筑物破坏情况调查的过程中，应充分考虑到这些因素的影响。

二、地震断层调查

地震断层是指强烈地震时所形成的、位于基岩中或覆盖层中

规模较大的破裂面。这种断层其走向延伸不受任何地形的控制。当它穿过第四纪覆盖层地段时则以地裂缝的形式表现出来。上下之间所反映的新断层的走向、运动方式和力学性质等均保持一致，共同组成了延伸较长的、反映发震构造特征的地震断层。例如，1970年1月5日通海7.7级地震发生时形成的一条由峨山经通海至曲溪的长达60km的新断层。该断层可分成若干段，各段断层之间以雁行式排列的、较短的地裂缝相联结，断层总体呈舒缓波状，向北西西方向延伸，并不受任何地形控制，断层面平直光滑，倾向北东，倾角48°—85°，沿断层有大量显示水平剪切运动的擦痕，水平错动约0.14—2.2m，上冲0.15—0.47m。新断层面是沿老的曲江断裂面重新活动的产物，断层的力学性质属右行压性剪切性质。

三、地裂缝调查

出现于地表的破裂缝称为地裂缝。地裂缝按其成因可分成构造裂缝与非构造裂缝两类。在进行地震现场地裂缝调查时首先要区别这两类不同性质的地裂缝。

1.非构造裂缝

非构造裂缝是指地震过程中由于重力作用形成的一些张性裂缝或与地震无关的其它因素造成的各种裂缝。非构造裂缝主要分布在河岸边、山坡上、道路和土坝边坡部位以及一些土层不均匀的地段。非构造裂缝在排列上一般没有方向性，且明显地受地形和土质等条件的限制。

2.构造裂缝

由地震断层活动造成的地裂缝称构造裂缝。构造裂缝的力学性质与断层或节理相类似，也可分成张性的、张剪性的、压性的、压剪性的和剪性的五种类型。构造裂缝的组合形式主要取决于应力的的作用方式和介质条件。最常见的组合形式有以下几种：

共轭剪切裂缝——与断层面成一定夹角的两组具共轭关系的

裂缝。其中一组与地震断层夹角较大，一组与地震断层夹角较小。

雁列张性裂缝——裂缝的中点联线或雁列带的总体走向为剪切方向。

挤压鼓包和逆冲土块——挤压鼓包的长轴走向和逆冲土块的裂缝走向是重要的数据。它们的形成反映了与它们长轴走向相垂直的挤压应力方向。

锯齿状裂缝——由两组走向互相垂直的张性裂缝组成。

1973年四川鲜水河断裂带上发生了炉霍7.9级地震，形成的构造裂缝特征如下：炉霍地震的震中烈度为X度，断裂通过震中区沿鲜水河河谷阶地形成了长达90多公里的地裂缝带，裂缝带总体延伸方向为北55°西，最大水平错距达3.3m，最大垂直落差约20—30cm。在极震区，主裂缝带的规模和密度都很大，地裂缝的组合形式也较复杂；在低烈度区，地裂缝带规模和密度也相应变小。地裂缝的主要组合形式有下列四种（图13-1）：在X度极震区和Ⅸ度区内，由近东西向张性剪切裂缝和近南北向的挤压鼓包或冲断层相间组成。近东西向裂缝一般长数米至十余米，宽数十厘米至2.2m，可见深度一般达1.6m，裂缝两侧有大量水平擦痕。在其首尾两端交错部位与近南北向鼓包或冲断面相接，总体反映出左行剪切运动特征；在Ⅸ度区和Ⅷ度区内，主要分布左行雁列状张性剪切裂缝。由互相平行的长数米至十余米的单条裂缝组成。总体方向为北55°西；共轭剪切裂缝，由两组走向为北30°—40°东和北40°—50°西的地裂缝组成。裂缝的面均较平直，并有水平擦痕。北东一组为右行剪切，北西一组为左行剪切；锯齿状地裂缝，在低烈度区大多沿北50°—60°西走向延伸，单条长达20m，个别可长达50m左右，呈小幅度摆动式前进的锯齿状张性剪切裂缝。

根据鲜水河断裂带上地裂缝组合出现部位和力学性质总体图象（图13-1），可以推断地震构造应力场的特征：炉霍地震是在

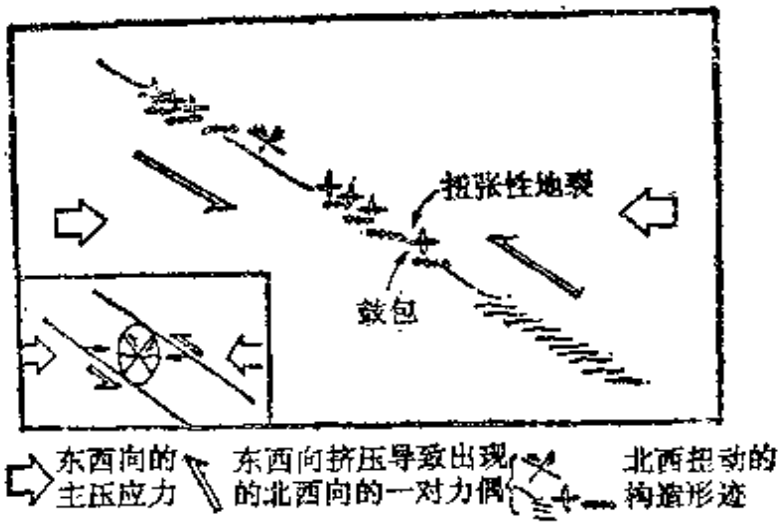


图 13-1 鲜水河断裂最新应力作用方式示意图
（唐荣昌等，1976）

近东西向的区域挤压应力作用下，沿鲜水河断裂带产生了一对北西向的力偶，造成了这一北西向鲜水河断裂带的左行剪切滑动而引起的。在这种地震构造应力场作用下，首先在震区的断裂两侧出现共轭剪切破裂，断面出现近东西向的张性剪切锯齿状裂缝和南北向的挤压鼓包。上述地震裂缝所显示的地震构造应力场都与震源 P 波初动解所确定的主压应力方向、主张应力方向、断层面走向及其左行剪切运动性质等都是一致的。

四、崩塌、滑坡和泥石流等震害调查

处于陡峻边坡上不稳定的巨大岩体、土体、块石或碎屑物质受到振动时，在重力作用下突然发生急剧的崩落、翻转和滚落，在坡脚下形成倒石堆或岩屑锥，这种现象称为崩塌。若斜坡上的大量土体、岩体或碎屑物质在重力作用下沿一定的面作整体下滑，则称为滑坡。滑坡由滑坡壁、滑坡体和滑坡裂缝等组成。而泥石流则是一种由饱水的泥砂夹石块所组成的（含量一般超过15%，最高可达85%）、在山坡和沟谷中突然暴发的固体物质。

泥石流形成时间短，来势凶猛，具有强大的破坏力。

在山区，陡峭山体的风化边坡因受到地震振动的触发，往往会发生崩塌或滑坡，有时再遇上暴雨，还会进发泥石流，造成极大的危害。这些灾害对于建筑物的破坏和人畜伤亡，有时甚至比地震直接造成的后果更为严重。例如，1933年8月25日四川茂汶北迭溪7.5级地震发生时，巨大的崩塌、滑坡致使位于岷江畔的迭溪城一半被掩埋、一半陷入江中，死亡达6800人；岷江地因被崩塌和坠落的土石截流，堰塞成三个地震湖。至10月9日，由于地震时所堆积而成的“水坝溃决，蓄水一倾而下，2小时后下游的茂县也遭水灾，又使2500多人丧生。奔腾直泻的江水直至灌县，出山时水头还有20多米高。又如，1974年5月11日云南昭通地震，在7.1级地震的震中区，地势险要，坡陡谷深，是历史上的老震区，岩层十分破碎，平时有些居民点就遭受过崩塌与滑坡的危害。7月8日凌晨，在老寨堡附近发生了一次2.6级的小余震，就在这次小震以后5分钟左右，南面山崖上先出现小石块的崩落，不久即发生了大规模崩塌。转瞬间，巨大的石块向下倾泻，新的崩塌体摧毁了老的崩塌体，并掩埋了建在老崩塌体之上的村庄，使老崩塌体失去平衡，随同新崩塌体和村庄一起顺坡下滑。整个崩塌体呈一宽约200m，长约1.5km的舌状体。这次崩塌使73人遇难，全村只有一户人家因位于滑坡外而幸免于难。

五、砂土液化造成的震害调查

在平原地区，第四纪沉积物不仅厚度较大，且主要由砂和粉砂等物质组成，分布广泛，地下水水位也较高。饱水的粉砂、细砂层在地震时产生液化现象，从而使地基失效、地面建筑物遭到严重破坏。1975年海城7.3级地震发生时，震中烈度为Ⅸ度。在震区西部田庄台一带，出现大片喷水冒砂现象，地基产生不均匀沉陷和大量的地裂缝，地面建筑物遭到严重破坏。正在施工中的田庄台辽河大桥，也由于地基失效而塌陷。正在建造的营口县水源电灌站的主厂房，也因为砂基液化使原来半地下式建筑产生不

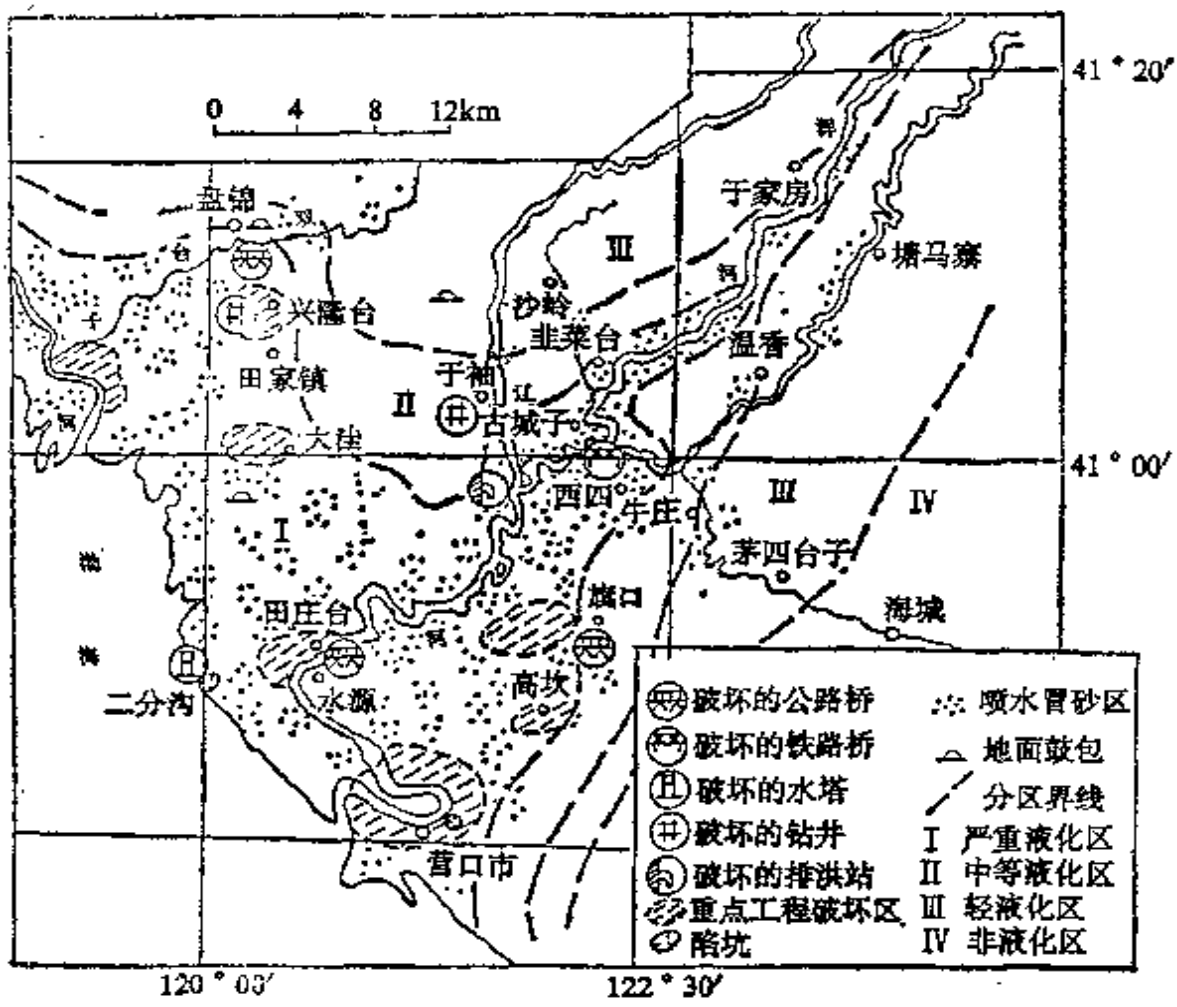


图 13-2 下辽河滨海区砂土液化震害分布图
（据朱海之）

均匀的上浮，造成严重破坏。下辽河滨海区砂土液化造成的震害情况见图13-2。

国外，在滨海及冲积和洪积平原地区，大震后的砂土液化现象及喷水冒砂现象也十分普遍。如，1964年6月16日日本新潟7.5级地震发生时，1—2分钟内建筑物周围即开始冒水，几分钟以后又开始喷水冒砂，从而使这个城市的许多大型钢筋混凝土建筑物发生了斜歪和倒塌。又如，1964年美国阿拉斯加发生的

8.4级地震，砂土液化引起了阿拉斯加海岸的水底滑坡和塌方，使码头建筑物全部毁坏；砂土液化还使河流、冰川和海滨等堆积物分布地区发生了塌方，造成了街道、城市建筑物、公共设施和桥梁的破坏。

综上所述，国内外多次大震由于砂土液化造成的震害归纳起来有以下几种：

第一，砂土液化导致地基失效，引起上部建筑物的不均匀沉陷及结构破坏。

第二，砂土液化和喷水冒砂造成局部地段地下掏空，地基陷落，使上部结构物和地面设施下陷或沉没，使建筑物和地面设施无法使用。

第三，砂土液化引起边坡土体滑移，导致河堤的破坏、结构的歪斜、倾倒以致破坏。

第四，大面积的喷水冒砂可以淹没农田、堵塞水渠，使排灌系统遭到破坏，导致农田盐碱化。

关于砂土液化能造成地基失效的原因，一般认为：地震时，由于强烈的振动。使饱水的粉细砂层颗粒之间的原有状态遭到破坏。砂层由松散变为致密；又由于砂土的颗粒较细，粒径均一，透水性强，因而地震发生一瞬间，孔隙水压剧增，来不及消散，取代了有效压力，使砂土失去了剪切强度，这种现象称为砂土液化。简单地说，砂土液化就是砂土的孔隙水压增大，失去剪切强度的现象。

此外，地震时，在某些建筑物基础下部的饱水砂层还会连同建筑物一起振动，当建筑物的振动频率与地震波频率相同时，便可导致砂土的二次液化，从而加重了震害。二次液化也是一种较普遍的现象。例如，唐山地震时，在丰南、天津、塘沽等地均发现，在有建筑物覆盖的地方喷水冒砂较没有建筑物覆盖的地方更为严重的现象。这可能就是由于建筑物的振动能量通过基础直接传给地基所造成的。

砂土液化现象的形成与一定的地质地貌条件有关，其关系具体表现在：

第一，必须存在可液化的地层，即前面提到的饱和水分的粉细砂层、饱水的低塑性低密度的粉土层等。这类土层在地震波的振动和冲击下，水压剧增，最易失去剪切力，导致液化。

第二，取决于液化层的埋藏深度。根据近几年的大震宏观调查资料表明，当液化层的上部有 3 m以上厚的粘土层或亚粘土层作为覆盖层时，则可大大地减少喷水冒砂。有关的实验资料也证明，如果液化层的上部有 5 m厚的非液化层作为覆盖层时，也会抑制和降低砂土层的液化；如果液化层在地面10m以下，则振动和冲击只能起到压实的作用，不会造成砂土液化。这是因为上面的覆盖层较厚，垂向压力很大，要克服颗粒之间的摩擦力比较困难。据调查，海城地震时喷出的砂子来自埋藏深度 3 — 5 m的砂土层，或稍深一些，但不大于10m。邢台地震时喷出的砂子，最深来自地下 8 m的砂层，一般来自地下 3 — 5 m的砂层。1965年日本新潟 7.5 级地震发生时，以深度 2 — 8 m的砂层液化最为严重。

第三，受地下水埋藏深度的影响。近年来，对平原地区几次强烈地震（邢台、海城及唐山地震）的考察发现，当土质条件相同时，水位越浅，则震害越重。在软硬不同的土层中，地下水对震害的影响也不同。对软弱土层（粉细砂及淤泥等），地下水的影响最大，对硬质粘土层或砾、卵石层的影响最小。一般说，当地下水位的埋藏深度小于 5 m时，其对震害的影响比较明显；而当深度大于 5 m时，其影响就小得多了；当水位埋深大于 10m时，则基本已无影响了。

由此可见，地下水位对震害的影响是随着地下水的埋藏深度及土层的性质而改变的。但是必须指出，地震活动时地下水位在震中区及其附近会发生很大的变化，实际对震害起作用的水位已不是正常的地下水位，而是发生了变化的异常水位。

麦德维捷夫等人在大震考察的基础上提出，当地下水位埋深大于10m时，可以不考虑其对烈度的影响；当地下水位接近地表时，对烈度的影响较大，可使烈度提高一度；当水位埋深4 m时，烈度可能提高半度。他们还提出了地下水位对烈度影响修正值（ΔI）的计算公式

$$\Delta I = ae^{-0.04h^2}$$

式中，h是地下水的埋藏深度；a是土层的影响系数，对于砾石、卵石层，$a=0.5$，对于轻亚粘土、粉细砂层，$a=1$。

此外，日本的许多学者认为，1964年新潟地震时一些建筑物的整体下沉和倾斜是由于地基失效造成的，其中砂土液化是一个重要原因，而地下水又是产生地下液化的先决条件。近年来，我国对砂土液化的研究也充分证明了这一事实。

如何正确处理平原地区砂土液化地基失效问题，已引起了人们的广泛重视。十多年来的经验表明，要解决这个问题，应当从建筑场地的地基选择或地基处理方面着手，而不应单纯地加大上部结构物承受惯性力的能力，因为单纯地这样做往往是达不到抗震的预期效果的。如前面所提到的1964年日本新潟地震，由于砂土液化及地震持续时间较长所导致的地基失效，使一些按抗震规范设计的钢筋混凝土楼房整体倾倒而结构并未破坏，就是一例。与此相反，在1975年海城发生7.3级地震时，辽河化肥厂虽有32处出现了喷水冒砂现象、地面多处出现裂缝，但该厂的一个关键性构筑物——高65.5m，直径20m的造粒塔（地震前施工到60 m），由于施工中采取了抗震措施，在地基中打了139根直的、48根斜的钢筋混凝土桩，所以虽然造粒塔下也出现了多处喷水冒砂，但此塔却没有发生明显的下沉和倾斜，故而在经济上未遭受损失。

由上述的地震区砂土液化带所反映出的特点表明，在调查砂土液化区震害时应注意下列地区：河流两岸的低洼地、冲积平原和三角洲地区；古河道发育及河流改道频繁的地区；地下深处

2—15m左右含有粉砂、细砂层，特别是所谓的流砂层分布区；地下水埋深小于4m、水力坡度小于1%、水流滞缓或局部汇水的地带。

此外，在河曲形成的牛轭湖沉积和沼泽地带，常分布有富含有机质的粘土、亚粘土、淤泥、泥炭等软土层；在城镇附近有人工填土的软弱地基，这些地方都是震害的加重区，烈度较周围地区往往要高1—2度，成为烈度异常区。这也是强震现场地震地质调查中重点地区之一。

第三节　地震烈度的确定

地震烈度与震级相似，也可以作为一种衡量地震强弱的标志。其不同之处在于，震级反映的是地震本身的强度；而烈度反映的是震区受地震破坏的程度。烈度不仅与地震的大小有关，还与震源深度、离震中的远近、地震波通过的介质以及地面建筑物本身的强度等因素有关。

地震烈度的确定（评定）通常以人的感觉、器物的反应、建筑物的破坏程度和地面破坏程度等为依据。烈度标准见表13-1。此表主要根据我国历史地震资料和遗迹编制而成。表中将地震烈度分成了12度，并分别列出了判别各级烈度的有关标准与参考物理指标。表中所划分的12度烈度，与世界上各种12度烈度表相当。表中列出参考物理指标，目的是便于工程应用及作为地区性宏观标志的共同校正标准，为进一步用仪器测定烈度提供依据。

在地震宏观烈度调查后，把各调查点的烈度标注在相应的地图上，即可划出等震线，构成等震线图。等震线是等烈度值的外包线，如在Ⅵ线范围以内，其破坏程度均在六度以上。

表 13-1 中 国 地 震 烈 度 表（1980）

烈度	人的感觉	一般房屋		其他现象	参考物理指标	
		大多数房屋震害程度	平均震害指数		加速度，cm/s²（水平向）	速度，cm/s（水平向）
一	无感					
二	室内个别静止中的人感觉					
三	室内少数静止中的人感觉	门、窗轻微作响		悬挂物微动		
四	室内多数人感觉；室外少数人感觉；少数人梦中惊醒	门、窗作响		悬挂物明显摆动，器皿作响		
五	室内普遍感觉；室外多数人感觉；多数人梦中惊醒	门窗、屋顶、屋架颤动作响，灰土掉落，抹灰出现微细裂缝		不稳定器物翻倒	31（22—44）	3（2—4）
六	惊慌失措，仓惶逃出	损坏——个别砖瓦掉落、墙体微细裂缝	0—0.1	河岸和松软土上出现裂缝；饱和砂层出现喷砂冒水；地面上有的砖烟囱轻度裂缝、掉头	63（45—89）	6（5—9）
七	大多数人仓惶逃出	轻度破坏——局部破坏、开裂、但不妨碍使用	0.11—0.30	河岸出现塌方；饱和砂层常见喷砂冒水；松软土上地裂缝较多；大多数砖烟囱中等破坏	125（90—177）	13（10—18）

（续）

烈度	人的感觉	一般房屋		其他现象	参考物理指标	
		大多数房屋震害程度	平均震害指数		加速度，cm/s²（水平向）	速度，cm/s（水平向）
八	摇晃颠簸，行走困难	中等破坏——结构受损，需要修理	0.31—0.50	干硬土上亦有裂缝；大多数砖烟囱严重破坏	250 (178—353)	25 (19—35)
九	坐立不稳，行动的人可能摔跤	严重破坏——墙体龟裂，局部倒塌，修复困难	0.51—0.70	干硬土上有许多地方出现裂缝，基岩上可能出现裂缝；滑坡、塌方常见，砖烟囱出现倒塌	500 (354—707)	50 (36—71)
十	骑自行车的人会摔倒；处不稳状态的人会摔出几尺远，有抛起感	倒塌——大部倒塌，不堪修复	0.71—0.90	山崩和地震断裂出现；基岩上的拱桥破坏；大多数砖烟囱从根部破坏或倒毁	1000 (708—1414)	100 (72—141)
十一		毁灭	0.91—1.00	地震断裂延续很长；山崩常见，基岩上拱桥毁坏		
十二				地面剧烈变化，山河改观		

注：1.一—五度以地面上人的感觉为主；六—十度以房屋震害为主，人的感觉仅供参考；十一、十二度以地表现象为主。十一、十二度的评定，需要专门研究。

2.一般房屋包括用木构架和土、石、砖墙构造的旧式房屋和单层的或数层的、未经抗震设计的新式砖房。对于质量特别差或特别好的房屋，可根据具体情况，对表列各烈度的震害程度和震害指数予以提高或降低。

3.震害指数以房屋“完好”为0，“毁灭”为1，中间按表列震害程度分级。平均震害指数指所有房屋的震害指数的总平均值而言，可以用普查或抽查方法确定之。

4.使用本表时可根据地区具体情况，作出临时的补充规定。

5.在农村可以自然村为单位，在城镇可以分区进行烈度的评定，但面积以1平方公里左右为宜。

6.烟囱指工业或取暖用的锅炉房烟囱。

7.表中数量词的说明：个别：10%以下；少数：10—50%；多数：50—70%；大多数：70—90%；普遍：90%以上。

附录：国家地震局科技监测司《地震现场工作大纲和震情分析指南（试行）》

地震宏观烈度考察

第 24 条 地震宏观烈度考察（简称烈度考察）是地震现场的主要工作内容之一。主要任务是全面地、客观地反映地震所造成的破坏现象、破坏程度及其在空间上的分布状态。其目的是为防震抗震、震灾统计、重建家园方案的制订提供依据，并为发震构造条件分析、工程地震研究、地震趋势发展等提供科学资料。

第 25 条 发生强震后，在地震现场工作指挥部下设烈度考察组织，专门从事烈度考察工作。发生中强地震后，也可以成立综合性的宏观考察组织，全面承担包括烈度考察在内的地震现场宏观考察工作。

第 26 条 烈度考察的主要技术要求

1.考察范围：震中烈度$I_0 \geqslant$Ⅷ度的地震，应包括Ⅵ度以上地区；$I_0 <$Ⅷ度的地震，一般应考察至Ⅴ度区或Ⅳ度区。并应以通信调查圈定有感范围。

2.评定标准：应以《中国地震烈度表（1980）》（附件 5-1）为准，结合本地实际情况，制订烈度评定标准。

3.调查点的划分及密度：一般以自然村作为调查的基本单位，对大、中城市，若烈度存在较明显的差异（相差一度以上），可以分区，每区面积一般以 1 平方公里左右为宜。点的密度，在震中区及高烈度区（指Ⅷ度以上地区），原则上要求调查到所有的自然村，其余地区可适当放稀，但至少不能漏掉乡、镇以上及重要的居民点。对人烟稀少的地区，则应尽力调查震区的所有居民点，并以部分地面破坏现象调查点弥补不足。

4.一般在考察后期应进行房屋震害指数调查，其调查点，震

中烈度$I_0 \geqslant$Ⅶ度的地震，可在各烈度区内选择一至数个房屋较多、类型较全的城镇，有重点的开展房屋震害指数调查，将调查结果，填入“房屋震害指数调查表”中（附件 5-2）。

第 27 条 烈度考察的工作程序

1.出发前，应根据测定的微观震中及收集到的震害，推测可能的震中区位置，确定行动计划。同时要做好资料及物资准备。

2.到达震区后，在烈度考察组统一组织领导下，通过当地有关部门进一步查明灾情，集中人力开展突击性考察，尽快确定震中位置及极震区烈度，并立即上报。

3.在上述工作之后，将全部考察人员集中在震中区，统一烈度评定标准及标志，即统一震区建筑物分类、地面破坏现象分类、地基土分类以及破坏程度、数量特征划分等，确定烈度标准点。

4.制定考察计划，并分组落实地区及路线。地区可采取分片负责的办法，路线一般应遵循先里后外，先重后轻的原则部署，即从震中向外围呈放射状地布置考察路线。在山区，也应适当考虑地形及交通条件布置路线。

5.在分组考察中，要十分注意联系与配合。小组每天都应向现场考察机构报告结果，现场考察机构要随时协调各组工作，及时组织对疑难点的研究。

6.小组考察结束后，应由现场烈度考察机构组织现场验收，重点是震中区、高烈度区、烈度异常区（点）以及关键烈度点。

7.随后转入现场考察资料整理及编写文字报告阶段。

第 28 条 要求将每个烈度考察点的考察结果填入统一的《地震烈度宏观调查表》中，填写内容及要求见填表说明（附件 5-3）。

第 29 条 对资料整理及文字报告编写的要求

1.原始考察资料的整理必须在现场完成，具体要求如下：

（1）完成《地震烈度宏观调查表》的汇总、编号、装订工作。

（2）完成《房屋震害指数调查表》的汇总、计算、统计工作。

（3）编绘出《地震烈度宏观调查点分布图》及《地震等烈度线图》，比例尺1/50万—1/10万。

（4）对现场考察所获的全部表格、图件、胶卷、照片、录像带及文字报告等资料进行汇总、登记，防止散失。

2.在现场必须完成文字报告初稿。对强震，可单独编写《地震烈度宏观考察报告》；对中强地震，地震烈度考察一般作为综合性的地震考察报告的一个主要章节。

地震宏观异常现象调查

第 30 条 地震宏观异常现象系指人们直接观察或感觉到的以及利用简单仪表观测到的与地震发生有关的各种异常现象。调查的目的，主要是为震区强余震的监测及预报服务，同时也为地震监测预报及其研究积累资料。

第 31 条 地震宏观异常现象可区分为震前、震时、震后三类。调查重点是震前异常，尤其是短临前兆异常。

第 32 条 地震宏观现象包括人感现象、地下水、动植物习性、气候、各种物理化学现象及其他宏观现象。

第 33 条 调查应采用震区与外围相配合。普遍调查与专门调查相结合的形式。普遍调查指凡是到震区工作的科技人员，在进行自身的考察活动中，都应同时注意发现和收集宏观异常现象。专门调查指成立宏观调查组织，开展重点、深入的调查。震区外围地区宏观异常现象的收集与调查核实，应由外围地区地方地震部门完成，并将情况及时通报现场工作指挥部。

第 34 条 调查的要求

除烈度考察组了解的情况可填入《地震烈度宏观调查表》的“宏观现象异常”栏外，其余要求填写《地震宏观异常现象调查表》（附件 6-1）。各类现象的描述内容详见填表说明。同时，

调查人员对了解到的各种异常现象要尽量落实，进行初步分析判断。

第 35 条 调查工作的程序

1.进入地震现场后，必须尽快成立调查队伍。强震时，应在现场指挥部下设专门的调查组织；发生中强地震时，视情况可成立专门调查组织，也可在烈度考察组织中指定专人负责收集宏观异常资料。

2.调查组织成立后，一方面向地方地震部门了解已掌握的异常情况，另一方面要以最快的速度对震区进行一次异常现象普查。

3.在普查的基础上，尽快推荐一批异常突出、干扰较小、信度较高的点，建立临时性的观测点或观察哨。

4.对主震发生后新出现的宏观异常现象应尽快地进行调查落实，并及时将情况通报现场分析预报组织。

第 36 条 对资料整理及文字报告编写的要求

1.必须在地震现场整理好以下资料：

（1）《地震宏观异常调查表册》；

（2）地震宏观异常现象分布图（1/50万—1/10万）；

（3）从当地气象、水文、农科等部门收集的有关数据；

（4）整理好底片、照片、录像、录音带等。

2.在地震现场必须写出宏观异常调查报告初稿。宏观异常现象应作为地震异常现象的一个组成部分编写总结，由异常考察组与分析预报组共同完成。强震或宏观异常现象较丰富的中强地震，应单独写宏观异常调查报告。中强地震或宏观异常现象较少时，可做为综合性地震考察报告的一部分。

地震构造调查

第 37 条 地震构造是指与地震孕育、发生和发展有关的地质构造。它由控震构造与发震构造组成。地震构造调查是地震现

场工作的一个重要组成部分，它对研究地震活动规律，预测未来地震发生的地点有着重要的意义。

第 38 条 强震现场工作中，地震构造调查应由地震地质专业技术人员组成的地震构造调查组承担，属现场工作指挥部领导。在中强地震现场工作中，地震构造调查任务，可由宏观烈度考察组担任。

第 39 条 对控震构造调查的技术要求

控震构造是指控制地震孕育、发生和发展的地质构造。人们把构造与地震的这种成生联系和组合上的条带特征称为地震构造带。对其调查一般局限于震区范围内，在前人资料基础上进行。

1.调查断裂的规模，产状和性质。走滑断层要查明右旋或左旋，是否具有倾滑分量，是正断层分量，还是逆断层分量，分量大小；倾滑断层要查明是正断层还是逆断层，有否走滑分量，旋性，分量大小。

2.调查断裂的活动情况、成生时代、活动期次，尤其是第四纪以来的活动迹象，活动方式与活动速率。

3.查明断裂的组合、排列特征；

（ 1 ）数条断裂平行或被另一组斜切。

（ 2 ）有无羽列或雁列。

（ 3 ）有无横向挤压（隆地、逆断层等）和拉张（拉张盆地、地堑、正断层等）。

（ 4 ）共轭断裂发育情况。

4.查明断裂的闭锁段和应力集中段

（ 1 ）断裂端部特征；

（ 2 ）断裂拐弯情况；

（ 3 ）断裂交汇或汇而不交地段；

（ 4 ）两端有强烈地震活动而中间显得平静地段。

5.查明主断裂两侧及其附近有无中新生代盆地分布，盆地长轴方向，与断裂走向的关系等。

6.查明沿断裂近代火山分布情况。如时代，岩性、类型、活动性等。

7.查明沿断裂温泉分布情况以及温泉的温度，水化学成分、性质等。

第 40 条 对发震构造调查的技术要求

发震构造，是指地震发生时有成生联系的断层。现场工作中，必须对构造地裂缝（地震断层）进行详细地调查、实测、拍照及摄像。实测比例尺不小于1/5万。

1.严格区分构造地裂缝与非构造地裂缝。

2.确定地震断层的产状，实测其长度，宽度和深度。

3.确定地震断层的性质：

（1）羽列或雁列，是左行还是右行。

（2）走滑断层，是左旋还是右旋，并实测其错距。若有倾滑分量，要测定其大小，判定其性质，是正或逆断层。

（3）倾滑断层，是正断层还是逆断层，若有走滑分量，要定出旋性及分量大小。

（4）若出现鼓包、小背斜，要测出其长轴和挤压方向。

（5）若出现张性裂缝、正断层，要确定拉张方向。

4.对构造地裂缝的总体展布情况必须用 1/5000—1/50000 地形图作底图，标明有关构造形态和要素，附实际材料图，必要的剖面图、素描图和照片，条件允许要作现场录像。对某些重点地段应进行实测，测制1/500—1/1000的平面图。

第 41 条 在中强地震现场工作中，地震构造调查任务，可由宏观烈度考察组织担任。依据实际情况，参照强震现场地震构造调查内容及技术要求进行。

第 42 条 地震构造调查完成后，必须在现场编写调查报告初稿，对控震构造与发震构造要作详细阐述。对野外记录及测制的图件进行整理，并编绘必要的报告附图。并需经现场工作指挥部组织现场验收。

地面破坏现象考察

第 43 条 地震所造成的地面破坏现象是多种多样的，其中有关构造地裂缝的考察已在第七章中专门叙述，本章仅指除此以外的考察工作。考察目的，一方面是为评定地震烈度及震灾统计提供依据。另一方面也可为重建家园时，进行建设规划、场地选择和震害预测提供资料。

第 44 条 考察任务，要求查明各种地面破坏现象的规模及平面分布，并统计所造成的损失。

第 45 条 一般情况下，可由烈度考察组织承担此项考察任务，视需要，也可设专门组织单独开展考察工作。

第 46 条 地面破坏与烈度考察关系极其密切，两者工作程序基本相同。

第 47 条 考察内容及要求

1.地面破坏现象可分做两大类：一类是地震时直接造成的破坏现象，如震时海面、湖面的变化；地面沉陷及隆起；地基失效及喷水冒砂；非构造地裂缝；崩塌与滑坡；剥落与滚石；井孔变形及其喷气、喷油、喷水等。另一类是地震引起的次生灾害，如堰塞湖、泥石流、海啸、地震水灾等。

2.烈度调查点及附近的地面破坏现象一般可填入《地震烈度宏观调查表》的“地面破坏现象”栏中，需专门定点作重点调查者，则应填写《地震地面破坏现象调查表》（附件 8-1）。

第 48 条 对提交资料及成果的要求

1.提交《地震地面破坏现象调查表册》

2.提交《地震地面破坏现象分布图》，比例尺1/50万—1/10万，一般与《地震等烈度线图》同比例尺。

3.完成对照片、录像的整理、登记。

4.编写文字报告初稿。

地震社会经济影响的调查

第 49 条 破坏性地震或有重要影响的地震发生后，在地震现场工作中应及时调查其造成的直接经济损失和产生的社会影响。

第 50 条 调查地震时人员伤亡情况、死亡人数及震亡率，重伤人数及重伤率，轻伤人数及轻伤率。并按性别、年龄、职业、社会成份、国别、死亡原因分类统计计算。

第 51 条 调查地震造成的直接经济损失，即固定资产损失、流动资产损失、居民住房修复费，个人财产损失、产值损失、自然资源损失、金融资源损失及救灾费等。以价值进行统计计算。

第 52 条 调查供水、供电、通讯、交通、煤气、热力、医疗、消防等生命线工程设施机能损失的情况。

第 53 条 调查地震后社会组织机能运行情况，地震后社会治安情况，地震对人们心理影响，地震谣传及震后传染病、疫的情况等。

第 54 条 地震对社会经济影响的调查，应有专门的组织在地震现场及时进行，调查要和采取相应对策消除或减轻其影响的工作相结合。

第 55 条 地震社会经济影响调查的情况及结果，在地震现场工作结束时，对各项原始调查资料要进行系统整理，分类统计计算，在此基础上认真分析总结，写出调查报告。

第十四章　中国地震区划研究

第一节　中国地震区划研究概况

地震区划实质上是一个长期地震预报问题的研究。我国曾在1977年编绘过一份“中国地震烈度区域划分图”。在这张图上所表示的烈度系指未来100年内平均土质条件下可能遭遇的最大地震烈度。这张图的特点是综合了地震、浅部和深部构造、新构造和现代地壳形变等各方面的资料，具有时间概念。但是，由于这张区划图只是采用了单一的烈度划分而没有给出未来一定年限内可能发生某级强度地震的概念，以致工程设计部门在使用该图时，在衡量投资效益与所冒风险的决策过程中，没有选择的余地。

为满足我国经济建设和社会发展的需要，我国地震科技人员又进行了新的中国地震区划图的编制工作。为此，不仅考虑了国外近年来进行地震区划研究的资料（用概率分析法，以地震烈度和加速度峰值编制区划图，或以峰值速度编制区划图），于1984年，以海南省琼北地区为试点，确定以50年（图的使用期50年）、10%（风险水平）超越概率为基准，以1:50万的比例尺，编制了“地震烈度区划图”和“基岩加速度峰值图”两种新类型的地震区划图。面且，还根据多震区、少震区、研究程度高的地区与基础工作薄弱的地区等不同情况，积累了一套编制地震区划图的经验。

地震区划图的编制，应尽可能地建立在对所区划地区的地质构造条件和地震活动性规律等已有充分认识的基础上，通过观察与研究，以确定未来可能发生大地震的时间、地点、强度与性质

等，作出地震危险性的评价。

中国地震区划图的使用范围是：（1）为全国区域经济建设规划（国土开发利用、能源开发利用等）提供地震危险程度的依据；（2）为量大、面广的一般中小型工程建设提供抗震防震依据；（3）为制定城乡建设抗震防灾对策提供依据；（4）为中、短期地震预报和台网布局提供参考性资料。当然，全国区划图不能作为重大工程的设计依据，也不能作为城市地震小区划的输入值。

第二节　地震区划图的编制

为编制新的中国地震区划图，应开展以下几方面的研究工作。

一、基础资料的收集和图件的编绘工作

基础资料的收集包括地震地质和地震资料的收集；图件的编绘则包括与上述各资料对应的图件的编制。

1.地震地质资料的收集与图件编绘

收集地震地质资料的目的在于阐明：区划地区的新构造运动特征与强震发生的构造标志；现代构造活动与地震活动的关系。相应编绘的图件应有新构造图和现代构造活动图。

（1）新构造图　用来反映新第三纪以来所形成为各种构造的图件称新构造图。它由以下几方面内容组成：

新构造分区——根据新构造运动特征，由大到小，可将全国分出四种不同等级的区域，各等级的划分标准如下：一级区，一级区的划分标准为新构造运动的类型（如以水平挤压为主的褶皱运动区和以垂直升降差异运动为主的块断区）、差异运动的总特征和强弱程度等；二级区，二级区的划分标准是区域活动构造的总特征（如隆起带、拗陷带）、构造应力场的方向和性质等；三级区，三级区的划分在二级区的基础上进行，进一步划分出隆起区和拗陷区；四级区，四级区的划分又以三级区为基础，具体划分

出凸起和凹陷等新构造单元。

活动断层——活动断层包括两个方面，一是晚第三纪以来有过明显活动的各断层活动的性质（如正断层、逆断层、走滑断层及其混合类型；二是晚第三纪以来有过明显活动的各断层活动时代，可分为晚第三纪活动的断层、第四纪活动的断层及全新世活动的断层。

活动盆地——活动盆地是指晚第三纪以来形成的或继续发育的盆地。对活动盆地的研究包括了盆地形成的时代（第三纪形成的盆地或第四纪形成的盆地）和盆地的性质（是受断裂控制的盆地，还是不受断裂控制的盆地）等内容。其中受断裂控制的盆地，又可分成断块型，地堑型、沿断裂发育型等不同类型。

岩浆活动——对岩浆活动应分出其活动时代及所形成的岩石类别，如喜马拉雅的花岗岩、超基性岩和安山岩、晚第三纪至第四纪的玄武岩、中更新世至全新世的碱性岩、晚第三纪的安山岩及凝灰岩、晚第三纪的玄武岩及凝灰岩等。

活动褶皱——活动褶皱主要指晚第三纪以来所形成的褶皱与穹窿等，并分析各褶皱的基本特征。

夷平面——对夷平面的研究应确定其形成时代及分布范围等如中新世末或上新世初形成的唐县期夷平面。

温泉——对温泉的研究包括泉水的温度、热源类型（温泉热、放射热、地热增温率）等内容。

地震震中——对地震震中的研究只取$M_s \geqslant 4\frac{3}{4}$级的地震。

区域应力场——对区域应力场的研究应分别确定晚第三纪、第四纪和现代的、各不同时期的应力场特征。

在编制新构造图的过程中，不仅应附有新构造图的说明书，还应附带编写活断层及盆地等一览表。

（2）现代构造活动图　用来反映最近几千年来现代构造运动特征的图件称现代构造活动图。它由以下几方面内容组成：

垂直形变特征——垂直上升或下降的幅度及其速率等。

水平形变特征——水平运动的方向、位移量及其位移速率等。

考古资料——如古代墓碑、宝塔等建筑物受现代构造运动所发生的变形和位移等。

地面形变特征——如水系的变迁，滑坡，地裂缝等的有关特征。

地震引起的地面变形现象——如断层陡坎、洼地、断塞塘等。

2.地震资料的收集与图件编绘

收集地震资料的目的在于阐明地震活动的特征及其标志，并与编制相应的图件提供依据。其内容包括震中分布、震源深度、震源机制、Q值、地震频度分布等。相应编绘的图件有：

（1）震中分布图　选取地震目录中（地震目录包括地震时间、震中位置、震级、震中烈度，震源深度等内容）震级$M_s \geqslant 4\frac{3}{4}$的地震编绘工作区的震中分布图。

（2）等震线图　根据强震区的宏观调查资料，特别是震区烈度调查资料，编制等震线图。

3.地球物理资料的收集

收集各种地球物理资料，旨在探求地球物理性质与地震孕育、发展与发生的关系。有关的地球物理图件有：布格重力异常图；延拓计算和均衡重力异常计算结果图；由人工地震、天然地震、重力异常等获得的地壳厚度、地壳结构分层和断裂分布图；航磁异常图；航磁延拓计算和居里面计算结果图；热流值和大地电磁测深图等。

4.地震区或大地震带划分

地震区：地震区是指大范围内地质构造和地震活动具有共同特征的区域。可以依据地质构造特征的整体性、地震活动的相关性和地球物理背景场的一致性等划分地震区。

地震带：地震带指具有带状分布的强震带。可以根据地质构

造、地震活动时空分布相关性等划分地震带。在一个大的地震带内有时还可进一步划分出若干个地震亚带。

地震区或地震带的划分是确定震源及某些地震活动性参数的基础。

二、潜在震源区的划分

潜在震源区是指未来可能发生破坏性地震的区域。对潜在震源区的研究包括六方面的内容：

① 编制以地震地质为依据的潜在震源区划分图。依据强震活动构造的类比，圈定并阐明工作区内可能潜在的震源区或震源段，尤其应注意到那些可能存在的“新区”。

② 编制以地震活动性为依据的潜在震源区划分图。分析工作区域的地震活动图象（如地震空区、块体性、条带性、网络性等），结合有关显示地震活动性的标志，研究这些图象与强震的关系，圈定并阐明工作区内可能潜在的震源区。

③ 编制以地球物理背景场为依据的潜在震源区划分图。依据地壳结构和深部构造特点，分析大地震的深部构造背景，圈定并阐明可能的潜在震源区。

④ 编制以统计识别方法为依据的潜在震源区划分图。采用综合统计方法（如图象识别、贝叶斯方法或加权平均法等）综合评定和筛选、圈定可能的潜在震源区。

⑤ 编制综合判定的潜在震源区划分图。综合上述四个方面的判定结果。并考虑到潜在震源区的边界划分原则，定量描述判定潜在震源区的可靠程度，阐明圈定的潜在震源区的主要依据。

⑥ 编制50年或100年时段内地震危险区预测图。结合地震活动趋势，估计并圈定本区一定时间段内可能的地震危险区。

三、地震活动性参数研究

为了比较确切地反映地震活动时空不均匀性，应注意统计数据的完整性、统计量的稳定性和统计范围的整体性。主要内容有：

① 评估地震活动的时间非均匀分布。主要包括五个方面的工作：

第一，编制各地震区、带的地震时间序列，描述区、带的大震复发周期及其特点，并分析其地震活动趋势。

第二，对区、带内的地震活动作统计分析（如周期图分析、嫡谱分析、极值分析等），评估其地震活动趋势。

第三，查明有古地震的地段、发生的次数及其绝对年龄、估算其复发周期。

第四，研究活断层的时代、错移幅度、滑移速率，结合区内最大地震位移量，计算大地震的复发周期。

第五，综合分析地震带和潜在震源区的大震复发周期，并估计在一定时期内的地震发展趋势，为确定地震活动性参数提供依据，并将结果反映在地震危险性分析中。

② 确定震级-频度关系中的b值。包括四个方面的工作：

第一，按地震区内可信时段的地震目录，统计区内的震级-频度关系。

第二，按平静期、活动期分别统计b值。

第三，统计近十余年来地震台网测定的地震目录（删除震群和前、余震），按可信震级统计区内的震级-频度关系，以此与历史地震b值比较。

第四，依据上述结果，分析其性质和产生偏差的原因，选择适合区内一定时段的b值。

③ 确定地震年平均发生率。可按下列五种不同的情况来估算：

第一，按地震数统计。在记载完整、地震活动性较高的地区，可直接取用该潜在震源区一定时段内实际发生的地震数来统计年平均发生率。

第二，按现代地震发生数，结合区域的b值来外推。

第三，按历史地震资料，结合区域的b值来外推。

第四，对缺少地震资料并被确定为潜在震源区的地区，可根据地质资料类比，或将该地震带上的地震年平均发生率按面积分配。

第五，其它方法估算并确定潜在震源区的年平均发生率。

综合上述结果，考虑到该潜在震源区的地震活动趋势，确定适用于这个地区未来一定时段的地震年平均发生率。

④ 确定潜在震源区的震级上限。可以用下列十种方法进行估计：

第一，对经历了几个地震活动周期的地区，可将历史上的最大地震作为震级上限。

第二，按震级-频度关系图上高震级斜率变化的渐近值或高震级停留在不随时间延长而改变的确定值，可作为该区震级上限。

第三，按应变积累曲线估计。

第四，按极值分布曲线估计，可以考虑低概率水平上，决定其震级上限。

第五，按地震活动图象地震空区域地震块体性、网络性（具有统计意义的图象尺度和震级关系）估算其震级上限。

第六，按照地质构造条件类比来估计。

第七，按现代构造应力场和构造形变场估计。

第八，按活断层参数（长度、宽度、深度、位移幅度、运动速度等）与地震强度的关系来估计。

第九，按古地震现象强烈程度来估计。

第十，据其它成果评估。

在上述基础上，参考地震时、空不均匀性，综合评定各潜在震源区的震级上限。

四、地震动衰减关系

选取地震动衰减关系时可采用椭圆衰减模式或点源衰减模式，并且要考虑到地区性差异，不同参数（地震烈度和地表基岩

水平加速度峰值）之间的相对关系以及所选参数的各种约束条件（如距离的定义及方法、场地条件、震级适用范围等）。为了进行不确定性校正，应给出关系式相应的剩余误差。地震动衰减关系主要从两方面着手：一是利用等震线资料（最好用实际地震烈度调查点资料）沿长轴和短轴方向及等效圆分别统计回归烈度随震级及距离变化的关系；二是利用本区的强震观测记录，统计回归地表基岩水平加速度峰值距离、震级变化的关系。对于缺少强震记录的地区，可借用外地（一般可用美国西部）的地表基岩水平加速度峰值及地震烈度衰减关系，结合本地的地震烈度衰减关系，建立本地区的地表基岩水平加速度峰值衰减关系。

五、地震危险性概率综合评定

地震危险性概率综合评定包括以下内容：

1.地震危险性的概率计算

地震危险性概率计算指：

（1）选定衰减模型　在没有明显的衰减快慢方向地区，可以采用圆（点源）衰减模型。而在某一个或某几个方向上衰减明显的地区，应采用椭圆衰减模型。

（2）判断衰减的长轴方向　在采用椭圆模型时，要分析区域构造卓越方向，震源机制解节面走向的卓越方向，区域应力场方向和等震线长轴方向等的关系，判定潜在震源区的衰减长轴方向。

在有多个长轴方向的潜在震源区，可统计各方面所占的比例，来确定长轴方向

在编图时要选取一定数量的控制点（根据编图比例尺的精度和划分的潜在震源区的尺度），应考虑控制点分布的均匀性，并应包括图内的主要城镇。最后，逐一对控制点计算在使用期内的地震危险性概率。

2.对控制点的地震危险性综合评定

对多个潜在震源区划分和地震活动性参数取值方案应分别进

行地震危险性概率统计。对各方案结果进行比较和论证并对综合方案的可靠性进行研究。将计算结果征求有关方面意见。考虑有关方面意见和建议，结合潜在震源划分的不确定校正，结合评定出各控制点的地震危险性。根据确定的风险水平和各控制点的地震危险性确定该点的设防参数值。少数点可作适当调整，但在图面上应区别表示。烈度分区，只取整数；地表基岩加速度峰值的等值线，间距不宜过细。

新的地震区划主要是面向大量中小型抗震设计需要，现暂定为50年10%超越概率作为基准值，配合其它年限和概率水平以供建设部门在对工程的使用年限、经济效益和所冒的风险方面作出抉择。给出地震烈度和基岩水平峰值加速度作为区划图的基本参量。如有需要，也可编制水平峰值速度区划和反应谱区划。还可编制不同比例尺的不同地区范围的区划图，可与全国区划图工作同时进行。

编制新的中国地震区划图是一项复杂而又难度很大的科研系统工程。地震地质工作者应为努力提高新的地震区划图的水平和应用性，提高社会效益和经济效益，更好地为经济建设服务，为我国“四化”建设作出贡献。