

普通高等教育地质矿产类规划教材

地质学基础

第二版



李亚美 陈国勋 等编



地质出版社

再 版 前 言

《地质学基础》自1984年3月出版发行以来，已印刷3次，共发行18686册。全国许多院校将其用作为与地学有关专业的基础地质教材，使用甚广。许多读者在肯定本书的同时也提出一些宝贵意见，编者对此深表感谢。当前教育改革正在深入，地质科学也有许多重大进展，这些都需要在教材中有所反映。为此地质矿产部地质学基础课程教学指导委员会决定由该书主要编者对其进行修编。

这次修编是以地质学基础课程教学指导委员会1988年制订的《地质学基础》（160—200学时）课程教学基本要求为准则，对各篇章进行了修改或重写。着重进行了以下工作：首先，各篇都作了较大幅度的精简，删减了重复和次要内容，使其更加少而精；其次，近年来地质学发展很快，出现了许多新理论、新观点、新方法，本书摘其要点进行了简略介绍，以开发同学思路；第三，部分篇章的体例作了重大修改，如地球的历史一篇以活动论为纲，以事件为线索阐述地史，改变了平铺直叙的传统方法，这在国内尚属首次；第四，对图件作了仔细的遴选与更新，对文字作了慎重推敲，力争图文并茂，便于学习；第五，增编了实习指导书，以利教学。

本书由原主编李亚美、陈国勋、严寿鹤、刘岫峰负责修编，李德伦、速玉萱也参加了部分章节的修编。具体分工如下：第一篇陈国勋；第二篇严寿鹤；第三篇刘岫峰；第四篇除第三章由李德伦修编外，其余部分由陈国勋修编；第五篇李亚美；实习指导书除附录I由速玉萱编写外，其余部分由陈国勋编写。全书最后由李亚美修改定稿。

本书初稿经地质学基础课程教学指导委员会青岛会议（1989）评审通过，并提出修改意见。经编者修改后，由主审中国地质大学（武汉）叶俊林教授细心审阅，认为达到要求，可以交付出版。本书由古荣高同志任责任编辑，在编审出版过程中张荣昌同志曾提出宝贵意见。以上所有同志的辛勤劳动保证了教材的质量，在此一并致谢。

限于编者水平，错误与不足之处在所难免，恳请广大读者批评指正。

编 者

1993年10月

前 言

本书为地球物理勘探、应用地球物理专业地质基础课程的教科书，按二百学时的教学需要选材，也可供学时相近的专业选择使用。本书是在总结1979年出版的高等学校试用教材《矿产地质基础》（长春地质学院编）及自编教材《地质学基础》（成都地质学院1974年编）使用情况的基础上，根据地质学基础教材编审委员会1982年通过的地球物理勘探专业用地质学基础教学大纲的要求，由长春地质学院和成都地质学院合编。参加编写的人员有：第一篇陈国勋、张觉民、郑树果、吴可量、丘国安；第二篇严寿鹤、速玉萱；第三篇王秀梅、刘岫峰；第四篇刘福辉、杨建章、张春仁、王恩林；第五篇李亚美、夏德馨、傅英琪、杨季楷、段丽兰、王仪诚。由长春地质学院李亚美、严寿鹤，成都地质学院陈国勋、刘岫峰担任主编，最后由李亚美负责定稿。由武汉地质学院叶俊林、西安地质学院王德义担任主审，审阅了全部送审稿。地质学基础教材编审委员会于1983年4月18日至4月30日召开了审稿会，对送审稿进行审查，提出修改意见，并责成编者进行了修改。本书编写过程中，得到各兄弟院校的协助，使教材质量得到保证。在此谨向对本书提供帮助和支持的单位和个人表示衷心的感谢。

诚恳希望读者对本书的错误与不足之处予以指正。

编 者
1983年7月

目 录

绪言	1
一、地质学的研究对象和任务	1
二、地质学的研究方法	1
三、《地质学基础》课程的任务	2

第一篇 地质学导论

第一章 地球	3
第一节 地球的表面特征	3
一、地球的形状和大小	3
二、固体地球表面的一般特征	4
三、陆地表面的形态	4
四、海底地面的形态	5
第二节 固体地球的物理性质	7
一、密度和压力	7
二、重力	8
三、地磁	8
四、地电	11
五、放射性	11
六、地热	12
七、弹性	13
第三节 地球的结构	14
一、地球外部圈层及其主要特征	14
二、地球的内部圈层及其主要特征	16
第二章 地壳	20
第一节 地壳的物质组成	20
一、地壳的化学成分	20
二、矿物	20
三、岩石	21
第二节 大陆地壳和大洋地壳	21
一、洋壳	21
二、陆壳	22
第三节 促进地壳演变的地质作用	23
一、外动力地质作用	23
二、内动力地质作用	23
第四节 地质时代的概念	24
第三章 外动力地质作用	27

第一节 风化作用	27
一、机械（物理）风化作用	27
二、化学风化作用	28
三、生物风化作用	30
四、影响风化作用的因素	30
五、风化壳及其研究意义	32
第二节 河流的地质作用	33
一、河流的剥蚀作用	34
二、河流的搬运作用	38
三、河流的沉积作用	39
四、构造运动对河流地质作用的影响	41
第三节 地下水的地质作用	42
一、地下水的运动	42
二、地下水的地质作用	45
第四节 海洋的地质作用	49
一、海水的运动及影响海洋地质作用的因素	49
二、海洋的地质作用	52
第五节 湖泊与沼泽的地质作用	60
一、湖泊与沼泽的形成	60
二、湖泊和沼泽的地质作用	61
第六节 冰川的地质作用	63
一、冰川的形成与运动	63
二、冰川的地质作用	64
第七节 风的地质作用	67
一、风的剥蚀作用	68
二、风的搬运作用和沉积作用	69
第四章 内动力地质作用	73
第一节 构造运动	73
一、构造运动的证据	73
二、构造运动的主要特征	76
三、构造运动的空间分布和发展规律	76
第二节 岩浆作用	78
一、岩浆和岩浆作用的概念	78
二、火山作用	78
三、侵入作用	83
第三节 变质作用	88
一、变质作用的概念	88
二、变质作用的方式	89
三、变质作用的因素	89
四、变质作用类型	90

第二篇 矿 物

第一章 矿物通论	92
第一节 矿物及晶体的概念	92
一、矿物的概念	92
二、晶体的基本概念	93
三、非晶质体的基本概念	95
第二节 矿物的化学成分及结晶结构	95
一、元素的离子类型	96
二、矿物中的化学键与晶格类型	97
三、矿物化学成分的变化	99
四、矿物中的水	100
五、矿物的化学式	101
第三节 矿物的形态特征	101
一、矿物的单体形态	102
二、矿物集合体形态	105
第四节 矿物的物理性质	108
一、矿物的光学性质	108
二、矿物的力学性质	111
三、矿物的磁性	113
四、矿物的电学性质	114
五、矿物的其它物理性质	115
第二章 矿物各论	117
第一节 矿物的分类	117
第二节 自然元素大类	118
一、概述	118
二、分述	118
第三节 硫化物及其类似化合物大类	119
一、概述	119
二、分述	120
第四节 氧化物和氢氧化物大类	126
一、概述	126
二、分述	127
第五节 含氧盐大类	133
一、硅酸盐类	133
二、其它含氧盐	149
第六节 卤化物大类	156

第三篇 岩 石

第一章 岩浆岩	158
----------------------	-----

第一节 岩浆岩的基本特征	159
一、岩浆岩的化学成分	159
二、岩浆岩的矿物成分	160
三、岩浆岩的结构	163
四、岩浆岩的构造	164
五、岩浆岩相的概念	166
第二节 岩浆岩的分类	167
第三节 超基性岩(橄辉岩-苦橄岩)类	169
第四节 基性岩(辉长岩-玄武岩)类	171
第五节 中性岩(闪长岩-安山岩及正长岩-粗面岩)类	175
第六节 酸性岩(花岗岩-流纹岩)类	178
第七节 其它岩类	181
第八节 火山碎屑岩	185
一、火山碎屑物质的一般特征	185
二、火山碎屑岩的常见岩石类型	186
三、火山碎屑岩的分布及其研究意义	188
第九节 岩浆岩的成因	188
一、原始岩浆的种类和起源	188
二、岩浆的演化与各类岩浆岩的形成	189
三、岩浆岩的共生组合概念	192
第二章 沉积岩	194
第一节 沉积岩的一般特征	194
一、沉积岩的化学成分	194
二、沉积岩的矿物成分	194
三、沉积岩的结构	194
四、沉积岩的构造	196
五、沉积岩层理的基本类型	197
第二节 沉积岩的形成过程及其分类	199
一、沉积物的形成及其主要类型	199
二、成岩和后生作用	201
三、沉积岩的分类	203
第三节 碎屑岩类	204
一、碎屑岩的一般特征	204
二、砾岩和角砾岩	207
三、砂岩	207
四、粉砂岩	208
第四节 粘土岩(泥质岩)	208
一、粘土岩的一般特征	208
二、粘土岩的物理性质	209
三、粘土岩的常见岩石类型	210
第五节 硅质岩	211

一、硅质岩的主要岩石类型	211
二、硅质岩的成因、分布及用途	212
第六节 碳酸盐岩	213
一、碳酸盐岩的一般特征	213
二、碳酸盐岩的主要岩石类型	216
三、碳酸盐岩的地质分布及实际意义	217
第三章 变质岩	218
第一节 变质岩的一般特征	219
一、变质岩的化学成分	219
二、变质岩的矿物成分及变质级的概念	220
三、变质岩的结构、构造	221
第二节 区域变质作用与区域变质岩	225
一、区域变质作用的一般特征	225
二、区域变质岩的分类和命名	226
三、区域变质岩的主要岩石类型	226
第三节 混合岩化与混合岩	229
一、混合岩的一般特征	229
二、混合岩类的主要岩石类型	230
三、混合岩中的矿产	233
第四节 接触变质作用与接触变质岩	233
一、热接触变质作用与热接触变质岩	233
二、接触交代变质作用与接触交代变质岩	235
第五节 气-液变质作用与气-液变质岩	236
一、蛇纹石化及蛇纹岩	236
二、青盘岩化及青盘岩	237
三、云英岩化及云英岩	237
四、黄铁长英岩化及黄铁细晶岩	327
五、次生石英岩化及次生石英岩	238
第六节 碎裂(动力)变质作用与碎裂(动力)变质岩	238
一、构造角砾岩	238
二、压碎岩	238
三、糜棱岩	239
四、千糜岩(千枚状糜棱岩)	239
五、碎裂动力变质岩的研究意义	239

第四篇 构造地质

第一章 层状岩石的产状及地层接触关系	240
第一节 岩层的产状	240
一、岩层的概念	240
二、岩层的产状要素及其测定	241
三、水平岩层和倾斜岩层的主要特征	243

第二节 地层的接触关系	249
一、整合和不整合	249
二、不整合的类型	250
三、不整合的观察和分析	251
第二章 褶皱构造	254
第一节 褶皱要素	254
第二节 褶皱的形态分类及其在地质图上的表现	255
一、褶皱的形态分类	255
二、褶皱在地质图上的表现	258
第三节 褶皱的组合	260
一、褶皱的组合类型	260
二、叠加褶皱的基本概念	263
第四节 褶皱构造的成因概述	263
一、影响褶皱形成的主要因素	263
二、形成褶皱的力学方式	264
第五节 褶皱构造的研究	265
一、褶皱构造的研究意义	265
二、褶皱形态的研究	266
三、褶皱形成时代的确定	268
第三章 断裂构造	269
第一节 节理	269
一、节理的分类	269
二、节理与褶皱构造的关系	271
三、节理的组合和分期	271
第二节 断层	272
一、断层的几何要素	272
二、断层分类	274
三、断层的判别	276
四、区域性大断裂	282
五、生长断层(同沉积断层)	283
六、韧性剪切带	284
第四章 面理、线理和构造置换的基本概念	286
第一节 面理和线理	286
一、劈理	286
二、线理	287
第二节 构造置换作用的基本概念	289

第五篇 地球的历史

第一章 古生物	291
第一节 化石	291
第二节 古生物的分类与命名	292

第三节 重要古生物类别简介	293
一、古无脊椎动物	293
二、古脊椎动物	298
三、古植物	300
第二章 地球历史的重塑	306
第一节 地层的划分、对比和地质年代	306
一、地层及其层序的建立	306
二、地层的划分与对比	306
三、地质年代表	310
第二节 古代沉积环境的恢复	310
一、沉积相和相分析	310
二、古代沉积环境的识别	310
三、古地理图	312
第三节 地壳构造发展史的恢复	312
一、概述	312
二、经典地槽和地台学说简介	313
三、板块构造	316
第三章 前寒武纪	323
第一节 太古宙	323
一、太古宙的主要特征与重大事件	323
二、中国太古宙发育概况	325
第二节 元古宙	326
一、元古宙的主要特征与重大事件	327
二、中国元古宙发育概况	328
第四章 早古生代	334
第一节 早古生代的主要特征与重大事件	334
一、冈瓦纳大陆与众多大小陆块的对峙	334
二、原始大西洋闭合与劳俄大陆形成	334
三、大陆边缘的扩展	334
四、浅海广布、气候温暖	334
五、晚奥陶世—志留纪初期冈瓦纳大陆的冰川活动	335
六、稳定型与活动型沉积的鲜明对照	337
七、海生无脊椎动物高度繁盛，原始脊椎动物与陆生植物相继出现	337
第二节 中国的下古生界	337
一、华北地台区（华北—东北南部区）的下古生界	337
二、扬子地台区的下古生界	339
三、东南地槽区的下古生界	341
四、祁连地槽区的下古生界	341
五、其它地区的下古生界	342
第五章 晚古生代	343
第一节 晚古生代的主要特征与重大事件	343

一、联合古陆基本形成, 大陆面积迅速扩展	343
二、陆生生物蓬勃发展	344
三、海生无脊椎动物继续繁盛, 二叠纪末期大规模绝灭	344
四、陆相沉积发育、气候分异明显	346
五、冈瓦纳大陆广泛的冰川活动	346
六、重要的成矿时期	346
第二节 中国的上古生界	347
一、华北—东北南部区的上古生界	347
二、华南区的上古生界	350
三、其它地区的上古生界	351
第六章 中生代	353
第一节 中生代的主要特征与重大事件	353
一、联合古陆解体	353
二、侏罗—白垩纪环太平洋地带强烈的构造变动与岩浆活动	355
三、特提斯洋盆由扩张到消减	355
四、三叠纪的海退与晚白垩世的广泛海侵	355
五、普遍温暖的气候	355
六、油气、煤、盐类和内生多金属矿床的重要成矿期	355
七、裸子植物、爬行动物与菊石的时代, 陆生无脊椎动物空前发展	357
八、白垩纪末期生物的大规模绝灭	358
第二节 中国的中生界	358
一、中国的三叠系	358
二、中国的侏罗系、白垩系	361
三、中国中生代的构造运动	364
第七章 新生代	366
第一节 新生代的主要特征与重大事件	366
一、洋底扩张、大陆漂移与现代海陆轮廓的形成	366
二、阿尔卑斯山系与喜马拉雅山系的崛起	367
三、环太平洋新生代褶皱带形成, 两类活动大陆边缘出现	367
四、早期温暖, 逐渐转冷, 更新世进入冰期	368
五、油气、煤和内生金属矿床的重要成矿期	368
六、生物界面貌接近现代	369
第二节 中国的新生界	370
一、中国东部的新生界	370
二、中国西部的新生界	372
实习指导书	373
实习一 矿物的形态	373
实习二 矿物的光学性质	373
实习三 矿物的力学性质和其它性质	376
实习四 自然元素和硫化物大类矿物	378
实习五 氧化物、氢氧化物和卤化物大类矿物	378

实习六 含氧盐大类硅酸盐亚类矿物 I	379
实习七 含氧盐大类硅酸盐亚类矿物 II	379
实习八 碳酸盐、硫酸盐及其它含氧盐类矿物	379
实习九—十二 岩浆岩	380
实习十三 火山碎屑岩	382
实习十四 碎屑岩	383
实习十五 泥质岩、碳酸盐岩	384
实习十六 区域变质岩	386
实习十七 接触变质岩、动力变质岩、混合岩	387
实习十八 三大岩类总结实习	388
实习十九 认识地质图及读水平岩层地区地质图	388
实习二十 用间接方法确定岩层产状要素	390
实习二十一 读倾斜岩层和不整合地区地质图并作剖面图	392
实习二十二 读褶皱地区地质图	394
实习二十三 编制褶皱地区地质剖面图	396
实习二十四 编制构造等高线图	397
实习二十五 编制和分析节理玫瑰花图	401
实习二十六 读断层地区地质图并求地层断距	403
实习二十七—二十九 构造地质综合作业	406
附录 I 相似矿物对比表	408
附录 II 岩石手标本的描述内容和描述实例	410
附图 1—9	413
主要参考文献	429

绪 言

一、地质学的研究对象和任务

地质学是研究地球的一门自然科学。当前主要是研究固体地球的外层——岩石圈，研究的内容包括：地球内部组成物质的成分及其形成、分布和演化规律；地球内部结构和构造；地表形态的发展过程及其发育规律；勘察地下资源的方法等。

地质学成为一门独立学科近二百年。随着生产的发展，其任务越来越需要分出专门学科分别承担。目前地质学已发展成为一系列互有联系的学科体系的总称。这些学科有以下几方面：

1. 研究岩石圈的物质成分及其形成、分布和变化规律方面有矿物学、岩石学、矿床学、地球化学等。

2. 研究岩石圈的结构、构造和地表形态的变化特征及发展规律方面有构造地质学、大地构造学、地质力学、地貌学、动力地质学等。

3. 研究岩石圈的形成历史、发展规律以及生物界演化特征方面有地史学、古生物学、地层学等。

4. 研究矿产资源的调查及勘探理论与方法方面的学科有地质矿产调查与勘探、地球物理探矿、探矿工程、遥感地质、水文及工程地质等。

5. 研究地球其它方面的学科有海洋地质学、地震地质学、深部地质学、地热地质学、环境地质学等。

地质学与其它很多自然科学都密切相关。当研究固体地球表面的变化和发展时，必然涉及到专门研究水和大气学科，如海洋学、水文学、气象学等；研究地球起源及邻近星体对地球的影响时，则与专门研究天体物质的天体物理学有关；研究地球物质成分和地质工作中的新技术、新方法时，需要物理学、化学、数学等方面的基础知识；研究地球上生物的起源与演化，则需要生物学的知识。可见地质学与其它很多自然科学的关系十分密切。一方面地质学要利用其它学科的基本原理、方法技术和研究成果，促进其发展；另一方面地质学的研究成果，又为其它学科的发展提供物质上和理论上的依据。

二、地质学的研究方法

自然科学的研究方法，几乎都是运用观察、综合分析和实验的方法。因为地质学研究的对象是个庞大而复杂的地球，其历史长达四十六亿年，在这漫长的历史中，它始终处在永恒运动和变化中，我们现今见到的地球，仅是它全部运动和发展过程中的一个阶段；就岩石圈而言，也只代表地球演变的一个侧面。针对地质学研究对象的这些特殊性，其研究方法也与其它自然科学的研究方法有所不同。

研究的第一步，是通过生产实践和到大自然中去观察各种地质现象，详尽地收集第一手资料。与此同时，也要尽量收集前人的研究成果，因为只有在前人成果的基础上进行研究，才能取得新成果，否则将可能只是重复前人已作过的研究而已。

第二步是将收集的资料进行综合分析，先解决一些容易解决的问题；对需要验证的问题作出初步判断，拟定可能的方案或模式进行实验，以便进一步深入观察。由于地质现象

多是规模大、条件复杂和形成时间极其漫长的，一般实验方法在地质学研究中受到限制，故仅能采用模拟实验的方法，如仿照地球深部的高温、高压环境，以推测地球内部物态及其变化；或将规模巨大，历时漫长的地质现象和地质作用过程（如山脉及其形成过程、火山及其爆发过程、地壳变形等）按比例缩小规模、缩短时间，在室内使它们近似地重现以进行推测。这种模拟实验无疑有助于我们对很多地质现象和地质作用过程了解得更深入。由于我们不可能完全模仿大自然复杂而多变的条件，故模拟实验所得结果往往与实际情况不完全一致。因此，需要反复多次进行实验，相互进行验证和补充；有时实验被完全推翻，需要重新拟定模式进行实验。

第三步是在综合分析研究和结合模拟实验结果的基础上，进行推论，然后再经实践检验，不断修正和补充。从有文字记载以来的许多事实和现代观察到的地震、火山、山崩、地滑等自然现象，都证明了地球是在不断运动和变化的。我们把由于自然动力所引起的固体地球的物质组成、内部结构、构造和地表形态等的变化和发展的作用称为地质作用。当前主要研究的是岩石圈中的地质作用。由于岩石圈的物质组成（矿物、岩石）和各种地质现象，大多是几十万年，甚至几十亿年以前地质作用的产物；同时，很多地质作用过程又是极其漫长和无法直接观察的，我们能见到的主要是地质作用的结果。因此，在地质学的研究中，常常采用“将今论古”的推理方法，即以观察研究现代地质作用过程和结果为基础，再将过去地质作用的结果与之相对比，从而推断昔日产生这些结果的地质作用过程。例如，我们知道在现代干旱地区的盐湖中有盐类沉积，在湿热地区的沼泽中有泥炭沉积（它们是植物体沉积形成的）；在温暖清澈的海水中有现代造礁珊瑚存在等。因而我们推测，地层中的盐层、煤层、珊瑚礁等是在地质历史时期的相似自然环境下生成的。如我们发现某地有像现代火山喷出物形成的岩石存在，就可推断该地区过去曾发生过火山喷发。但是，在运用将今论古的推理方法时，不能简单机械地生搬硬套，因为事物运动发展过程不是简单重复和一成不变的。过去的环境不同于现代的环境，过去的生物也不同于现代的生物，有些生物的生活习性也有明显变化，如海百合今天主要生活在半深海，而过去则是生活在浅海。所以，必须从多方面进行综合研究，才能得出正确的结论。

地质学中研究的矿物、岩石和地质构造等，除部分露出地表外，大部分都埋藏在地表以下。因此，仅在地表观察显然不够，还需要利用钻探、坑探、化探和物探等方法对地下地质情况进行了解。特别是物探方法，其探测深度大，既经济又迅速。当前经济建设迅速发展，迫切要求提供更多的矿产资源。因此，我们不仅要加强地表的找矿工作，而且还要找寻地下深处的盲矿体。可见，研究深部地质的物探方法和有关研究深部地质的其他理论、方法的应用和探索，在现代地质研究工作中占有相当重要的地位。

三、《地质学基础》课程的任务

《地质学基础》课程是为与地学有关的专业（如地球物理探矿专业等）设置的。学习本课程目的在于使学生掌握最基本的地质知识和地质工作方法，为学习各自专业课程和将来从事专业工作奠定必要的地质基础。本教材适用于学时为180左右的此类课程。

思考题

1. 什么是地质学？地质学的研究对象和任务是什么？
2. 地质学的研究方法主要有哪些？试举例说明将今论古的推论方法。
3. 《地质学基础》课程的任务是什么？

第一篇 地质学导论

第一章 地 球

第一节 地球的表面特征

一、地球的形状和大小

地球外表被一层大气环绕，大气下面为大部分被海水所覆盖的固体地球表面。地球的形状通常就是指固体地球的几何形状，一般是用大地测量方法测得的。由于固体地球表面崎岖不平，为了便于测算，以平均海面的高度为准，把这个高度延伸到大陆所形成的一个理想封闭曲面，称为大地水准面。地球的形状和大小就是指以大地水准面为准的形状和大小。因为大地水准面是一个等势面，可以引进重力的概念，因而，地球的形状和大小就可用大地测量结合重力方法进行研究。目前，利用人造卫星轨道变化作校正，已经可以相当精确地求得表征地球形状和大小的各种数据。其主要数据如下：

赤道半径 (a)	6378.140 km
两极半径 (c)	6356.755 km
平均半径 $\sqrt[3]{a^2c}$	6371.012 km
扁率 $\left(\frac{a-c}{a}\right)$	$\frac{1}{298.275}$
赤道周长	40075.24 km
子午线周长	40008.08 km
表面积	$5100 \times 10^5 \text{ km}^2$
体积	108310^9 km^3

地球的横向密度如果是均匀的，则其形状应是一个以大地水准面为准的旋转椭球体。但实测结果，地球的形状与上列数据所勾绘的理想椭球体之间稍有出入，其南、北两半球并不对称，北极略向外凸，南极稍稍向内凹入（目前对这一现象尚无圆满的解释）。由于地球的扁率很小，与理想椭球体的概念是一致的，所以地球的形态一般可看成是椭球体，也可认为是球体。尽管如此，因为地球的外部形状是内部状态的反映，所以虽然其偏离很小，却可引伸出地球的某些重要特征。首先，地球成为扁球体（旋转椭球体）显然是地球自转离心力造成的结果，它表明地球具有塑性。其次，地球表面与旋转椭球体表面不一致，从而引起质量的增加或减少，这种质量的增亏所产生的应力^①，显然要求地球内部有

① 当外力作用在物体上时，物体内部便产生抵抗变形的内力，我们把物体内部单位面积上的内力称为应力。

比通常更大的机械强度来支持，这表明地球内部物质有某种不均匀性，或者有大范围的对流存在。

二、固体地球表面的一般特征

固体地球表面形态最明显的特征是高低起伏不平，可划为陆地和海洋两大部分。它们在地表分布不均，65%以上的陆地集中在北半球，陆地平均海拔高度为875m，珠穆朗玛峰最高，为8848.13m，海底平均深度为3729m，最深处为马里亚纳海沟，深达11033m。地面最大起伏约为20km。

三、陆地表面的形态

按照高程和起伏特征，大陆表面可分为山地、丘陵、平原、高原、盆地等地形类型。

（一）山地

海拔高程大于500m，地形起伏较大，相对高程在200m以上的地区称为山地。一般海拔500—1000m者为低山；1000—3500m者为中山；大于3500m者为高山。呈线状分布的山地，称为山脉。例如：南北美洲西缘的海岸山脉、亚洲的喜马拉雅山脉和欧洲的阿尔卑斯山脉等（图1—1—1）。

（二）丘陵

丘陵为陆地表面具有一定起伏的低矮浑圆小山丘地区，一般海拔在500m以下，相对高差多在数十米左右，最大高差一般不超过200m。丘陵地形特征介于山地和平原之间，例如，我国东南丘陵、川中丘陵等。

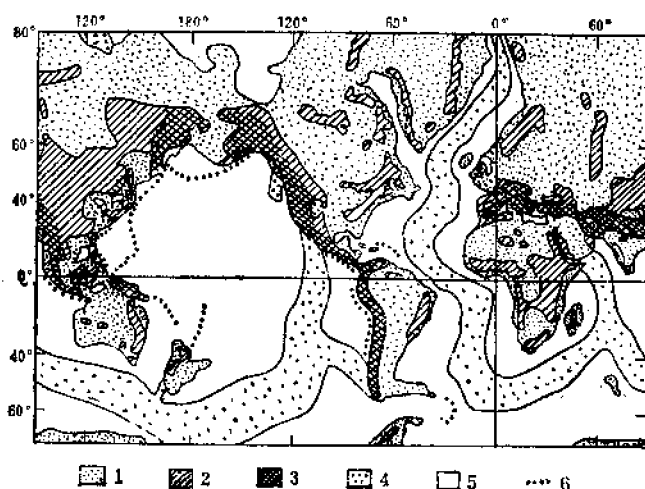


图 1—1—1 地球表面的主要特征

（据P. J. 怀利，1975）

1—高原、平原、丘陵为主；2—山地为主；3—年青的山脉；4—洋脊；5—大洋盆地；6—海沟

（三）平原

平原是面积较大的地势平坦或地形略具起伏的地区，其内部相对高差一般不超过数十米，如我国的华北平原、松辽平原、成都平原等。

（四）高原

高原为海拔在600m以上，表面较为平坦或起伏较小的广阔地区。世界上著名的高原

有青藏高原、蒙古高原、伊朗高原、埃塞俄比亚高原、巴西高原等。

(五) 裂谷

大陆上有一些宏伟的线状低洼谷地，这是地壳上被拉张而裂开的地区。平面上这些谷地呈近九十度或更大角度的“之”字形曲折延伸，并可有分枝、合并的现象。此类谷地称为裂谷或大陆裂谷系统。



图 I—1—2 东非裂谷示意图
(据 A. Holmes 等, 1975 简化)

裂谷一般发生在隆起或高原地区的顶部，谷宽 30—50 km 或更宽，其两壁多为陡峭的断崖。如著名的东非裂谷（图 I—1—2），由一系列峡谷和湖泊组成，其南端始于莫桑比克附近，向北经尼亚萨湖、坦噶尼喀湖、维多利亚湖、阿尔法（红海、亚丁湾拐点两岸）、红海、约旦河、死海至喀巴湾。全长约 6500 km，主要地段位于海拔 2000—3000 m 的埃塞俄比亚、豪德等高原上。

四、海底地面的形态

海底面积约占地表的 70.8%，海底具有比大陆更广阔更平坦的平原，也有更险峻、宏伟的山脉和深陡的峡谷。但因海底不似大陆那样长期经受着各种外动力的破坏，而是以沉积作用为主，故总体来看比大陆表面简单些。根据海底地形的基本特征，

可以把海底分为海岭、海沟、大洋盆地、大陆边缘等地形单元。

(一) 海岭

一般海底的山脉泛称海岭，其中那些位于大洋中间，经常发生地震，正在活动的海岭则称为洋脊或洋中脊。

洋脊为海底线状隆起地带，为一系列平行的鱼鳍状山脉。其中央部位常有一条巨大的裂谷，称为中央裂谷。太平洋洋脊的高差和中央裂谷均不明显，称之为洋隆或洋中隆。洋脊宽可达 1000—2000 km，高出深海底 2000—4000 m。每个大洋底都有洋脊，它们互相连接，主干洋脊从北冰洋经大西洋进入印度洋，然后横跨南太平洋向北进入北美洲西海岸的加利福尼亚湾，全长在 80000 km 以上，是地球表面上最大的地形和地质单元。

洋脊常被一系列横向断裂错开，这些断裂都以陡崖为标志，表现为巨型裂隙和洋脊被错开，累计长可达 4000 km，显示了地球表层的大规模水平运动。

中央裂谷两壁陡峭，宽数十公里，深可达 1000—2000 m。在有些地方和大陆裂谷互相连接构成了全球裂谷系统。如在阿尔法地区，东非裂谷的陆上部分与红海、亚丁海的洋脊呈三叉形交会在一起；在冰岛，大西洋洋脊出露于陆地上成为大陆上的裂谷。

(二) 海沟

一般把海底的长条形洼地称为海沟或深海沟。

海沟是地球表面最低洼的地区，其深度一般大于 6 km，最深的马里亚纳海沟深度超过 11 km，比邻近的深海底还深几千米。海沟很窄，宽度一般小于 100 km，但延伸可达数千公里以上。

海沟多位于大洋盆地的边缘，其两侧边坡中，靠近大洋侧的边坡较缓，而靠近大陆侧

的边坡较陡（图1—1—3）。海沟主要发育在太平洋边缘，从新西兰附近开始，经印度尼西亚和日本，然后向北沿着阿留申群岛的南侧，一直延伸至阿拉斯加；然后再折向南，从中美的太平洋沿岸，经南美西海岸到智利南端。

海沟在其靠大陆一侧有一条平行的隆起地形。若海沟紧靠大陆时，该隆起地形即为海岸山脉；若海沟与大陆间为海所隔时，该隆起地形则是一条与大陆边缘平行的岛屿，呈弧形排列，弧顶朝向大洋一侧，称为岛弧。海沟和岛弧合称为岛弧—海沟系。

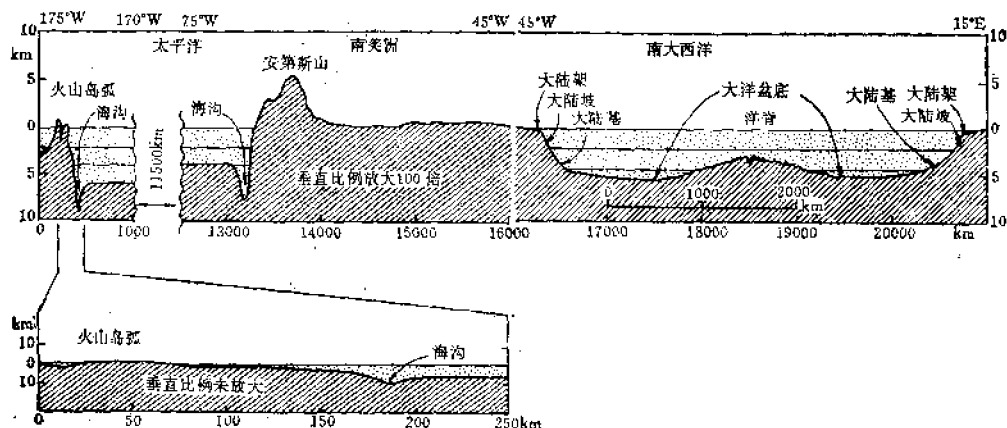


图 1—1—3 地球表面沿南纬20°—25°间的地势剖面图
垂直比例尺放大100倍（据P. J. 怀利《地球是怎样活动的》，1975）

从宏观上看，海沟显然是一种巨型裂缝，大多数海沟的两侧边壁是不平整的，有一系列平行主沟的次一级脊和槽，海沟填充了厚度不大的沉积物（<1000m）。岛弧—海沟系是地球表面地震频繁的地带，而且火山活动亦经常出现。

（三）大洋盆地

大洋盆地是海底地形的主体，约占海底面积的一半，一般水深为4000—5000m，平均为3700m。大洋盆地总的说来比较平坦，虽然有些起伏，但并不显著。大洋盆地可分为深海丘陵和深海平原两部分。

深海丘陵是由一些比较低缓的小山丘组成，这些小山丘底宽1—10 km，高50—1000 m，边坡较陡，顶部平缓，呈圆形或椭圆形的穹形，几乎全由玄武岩组成。一般认为这些小山丘由海底火山形成。深海丘陵多分布在靠近洋脊的地方，在太平洋中最发育。

深海丘陵向大陆方向逐渐转为深海平原。后者表面坡度很小，是固体地球表面最平坦的地区。深海平原在大西洋比较发育。

（四）海山

海山是大洋底上孤立或比较孤立的隆起地形，其高度大于1000m，一般多呈圆锥形，边坡较陡。海山都由玄武岩构成。有些较大的海山，顶部出露于海面之上成为岛屿。绝大部分海山都是由海底火山形成的。有的海山顶部平坦，称为平顶海山。一般认为平顶海山是由原来高度在海平面附近的海山，其顶部被海水冲蚀夷平，后来由于区域性壳下沉，没入水下而形成。大洋中特别是太平洋中，有些海山呈线状分布，当出露于海面则构成岛链。太平洋中著名的夏威夷群岛，就是最长的岛链，全长约6000 km。其中冒纳罗亚火山

出露在海面之上4205m，高出海底在9000m以上。

（五）大陆边缘

大陆边缘是大陆和大洋盆地之间的连接地带，占海底总面积的五分之一左右。大陆边缘包括大陆架、大陆坡和大陆基，但大陆基实际上是大陆坡和大洋盆地的过渡地带。大陆架是大陆边缘的主要地形单元（图 I—1—4）。

1. 大陆架 大陆架是紧靠大陆分布的浅水台地，是大陆在水下自然延伸的部分。其表面多较平坦，一般坡度小于 0.1° 。大陆架外缘有一坡度明显变陡的坡度转折线，坡度转折线之下则属大陆坡。大陆架平均水深为133m，平均宽度为75km。欧亚大陆、北冰洋沿岸的大陆架最发育，宽达500km以上；印度洋沿岸的大陆架最不发育。我国东部海域大陆架宽达500km左右。

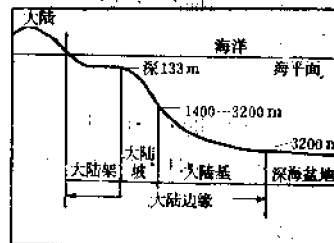


图 I—1—4 大陆边缘地形示意图

（垂直比例夸大）

〔据《地质与矿产研究》1974年1期〕

2. 大陆坡 海底从大陆架外缘坡折线开始，沿较陡的斜坡一直到深海底，这个斜坡地带称为大陆坡。大陆坡的平均坡度为 4.3° ，最大可达 20° ，宽度很窄，只有20—40km，平均为28km。坡脚的深度在1400—3000m左右。大陆坡在许多地方被通向深海底的“V”形峡谷所切割。这些海底峡谷深达数百米，两壁陡峭，坡度可达 45° 以上。有的峡谷可能是被淹没的河谷；但大多数峡谷是由于近岸海底含有大量悬浮碎屑物质，其密度较一般海水大的浊流冲刷而成。

3. 大陆基（大陆麓） 大陆坡的坡脚处坡度逐渐变缓，有一个过渡为大洋盆地的地带，这一过渡地带称为大陆基。大陆基由海洋沉积物组成，其表面常有被浊流冲刷的沟渠。

第二节 固体地球的物理性质

地球的物理性质包括密度、压力、重力、地磁、地电、放射性、地热和弹性等。

一、密度和压力

（一）密度及其变化

根据万有引力公式计算出固体地球的质量为 $5.974 \times 10^{21} \text{ t}$ ，再用体积除其质量即可求出地球的平均密度值为 5.516 g/cm^3 。但是，根据实际测定的固体地球表面岩石的平均密度为 $2.7—2.8 \text{ g/cm}^3$ ，由此推测地球内部物质应具有比地表更大的密度。据地震波速度变化计算结果，也证实如此。地球内部密度变化如图 I—1—5所示。它是随深度逐渐增加而增大，但并不均匀，在约400、650、900、2900、4640km的深度处都有较明显的变化；其中尤以2900km处的变化最大。其余深度处则随深度增加而逐渐增大，直到地心达 12.5 g/cm^3 的最大值。密度变化显著的深度处反映出该处地球内部物质成分和存在状态有明显的变化。

（二）压力及其变化

地球内部的压力主要指静压力，是由地球本身物质重量引起的。地球内部的压力可按

公式 $P_h = h \cdot \rho_h \cdot g_h$ 求得 (h 为深度, ρ_h 是深度为 h 的地球内部物质的平均密度, g_h 是深度为 h 处的平均重力加速度, P_h 是深度为 h 处的压力)。据计算, 在地球内部压力的变化基本上是随深度增大而增大, 大致为一匀滑曲线 (图 I—1—5), 在地表以下 10km 处的压力约为 300MPa, 2900km 处可达 150000 MPa, 地心则高达 350000 MPa。这时的压力大致相当于每平方厘米面积上承受 3000 t 以上的压力, 在这样大的压力下, 物质状态和结构都会发生巨大的变化。

二、重力

地球上某处的重力是指该处所受地心引力和地球自转产生的离心力的合力 (图 I—1—6A)。据万有引力定律, 地表某处物体所受的地心引力 F 可用以下公式求得:

$$F = G \cdot \frac{Mm}{r^2}$$

式中 M 为地球的质量; m 为地表物体的质量; r 为物体与地心的距离; G 为万有引力常数, 等于 $6.67 \times 10^{-13} \text{N} \cdot \text{cm}^2/\text{g}$ 。从公式可知地心引力与物体质量成正比, 与地心的距离成反比, 因此, 地表的地心引力以赤道最小, 两极最大。离心力与地球自转的线速度成正比, 故地表以赤道处离心力最大, 两极为零 (图 I—1—6B)。离心力比地心引力小得多, 以赤道的离心力来看, 也不过只有该处地心引力的 1/289; 因此, 可以把垂直于地表的地心引力近似地当作重力。重力的单位常用重力加速度的单位来表示 (因为重力加速度大小相当于单位质量所受的重力大小, 且方向与重力方向相同)。由于地心引力随纬度而变化, 故地表 (以大地水准面为准) 重力分布以赤道地区最小 (978cm/s^2), 两极最大 (983cm/s^2), 平均为 980cm/s^2 。两极比赤道地区重力增大 0.53%, 也就是说把赤道重 1000 g 的物体拿到两极则重 1005.3 g。若把地球当成一个均质体, 按照从赤道至两极的平均变化率, 则可从理论上计算出以大地水准面为基准的各地重力值来, 称为理论值。实际上各地测定的重力值并不同于理论值, 这种现象称为重力异常。实测值大于理论值, 称正异常; 实测值小于理论值, 称负异常。

引起重力异常的原因很多, 其中最主要的是由地下物质组成不同而引起的。在地下如由密度较大的物质 (如铁、铜、锌、铅等金属矿床和基性岩等) 组成, 地表常显示为正异常; 如由密度较小的物质 (如石油、煤、盐类等) 组成, 则地表常显示为负异常。地球物理探矿中的重力勘探法就利用此原理, 通过了解重力异常的分布来找矿和查明地下的地质构造。这种方法在浮土和森林覆盖地区是一种有效的勘探手段。

重力除沿地表有变化外, 在垂直地表的方向上亦有变化。在地表以上, 重力是随海拔高度增加而减小, 平均每升高 1 km, 重力减小 0.32%。在地表以下, 其变化随深度呈不甚规则的变化 (图 I—1—5)。地表的重力平均为 980cm/s^2 , 向地球深处, 开始略有增加, 到 2000km 处略有降低, 然后又增加, 到 2900km 处达最大值 1000cm/s^2 , 再往深处则急速锐减, 到地心的重力值为零。这种变化反映了地内物质密度变化的情况。

三、地磁

地球类似一个巨大的磁铁, 地磁的磁矩约为 $8.01 \times 10^{22} \text{A} \cdot \text{m}^2$, 所以在它周围空间存在着磁场, 这种磁场称为地磁场。早在 2000 年前, 我国劳动人民就已利用了地球的磁性。但直到十七世纪人们才证实这个地球的磁性是来自地球本身, 并且发现地磁极和地理极是不一致的 (图 I—1—7)。后来人们又发现地磁极的位置还在随时间变化而不断变化, 如

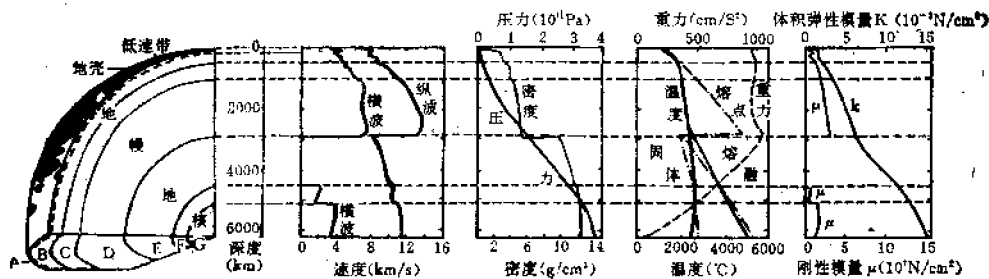


图 I—1—5 固体地球的物理性质随深度变化曲线图

(引自成都地质学院《动力地质学原理》，1978)

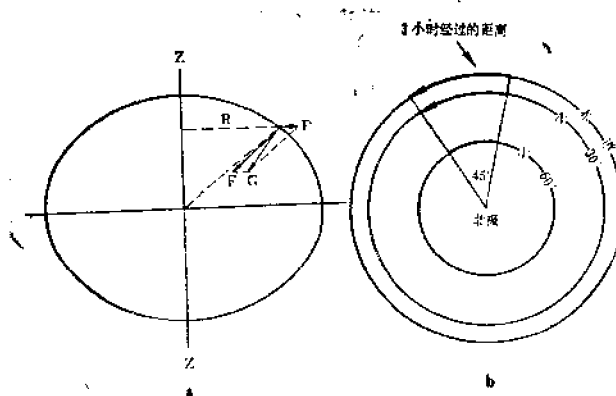


图 I—1—6 重力与地心引力、离心力的关系 (a) 和线速度随纬度变化 (b) 的示意图

1975年磁北极位于 $76^{\circ}06'N$ 和 $100^{\circ}W$ ，磁南极位于 $65^{\circ}48'S$ 和 $139^{\circ}24'E$ ；1980年磁北极位于 $78^{\circ}12'N$ 和 $102^{\circ}54'W$ ，磁南极位于 $65^{\circ}36'S$ 和 $139^{\circ}24'E$ 。

由于地磁极和地理极不一致，因此，地磁子午线（磁南极和磁北极在地表的连线或磁针在地表某处所指南、北方向的延伸线）与地理子午线（地理南、北极在地表的连线）之间有一夹角，这个夹角称为磁偏角。以指北针为准，偏在地理子午线东边者叫东偏角，符号为正；偏在地理子午线西边者叫西偏角，符号为负。此外，还发现磁针只在地磁赤道地区才保持水平，而在磁极地区则处于直立状态，在两磁极与地磁赤道之间的地区磁针与水平面之间有不同的夹角。磁针与水平面间的夹角称为磁倾角，以指北针为准，下倾者为正（北半球），上仰者为负（南半球）。磁针的偏、倾程度实际上反映了地磁场的方向。地磁场的磁感应强度的单位为特斯拉（符号为T）^①。地磁场很弱，在磁赤道上的水平磁感应强度仅为 $31\mu T$ ；在磁北极和磁南极的竖向磁场磁感应强度分别为 $58\mu T$ 和 $68\mu T$ 。不同地点和不同时间的地磁场强度变化更小。

① 地磁场可用磁场强度H，也可用磁感应强度来描述。过去采用高斯制单位，磁场强度为Oe（奥斯特），并常用其分数单位γ（ $1\gamma = 10^{-8}Oe$ ）；磁感应单位为Gs（高斯），并有 $1Oe = 1Gs$ 。现在采用国际单位制，一般用磁感应强度描述地磁场，其单位为T（特斯拉）。因为 $1Oe = 1Gs \triangleq 10^{-4}T$ ，故 $1\gamma = 10^{-8}Oe = 10^{-8}Gs = 10^{-12}T = 1nT = 1000\mu T$ 。

地磁场强度是一个矢量，在任何一点上的总地磁场强度 F ，均可分解为水平分量 H 和竖向分量 Z ；水平分量又可按地理方向分解为北向分量 X 和东向分量 Y ；加上磁偏角 D 和磁倾角 I ，共七个量。无论根据那三个分量（即 X 、 Y 、 Z 或 H 、 D 、 I ），都可确定该点地磁场强度的大小和方向。所以把它们称为地磁要素（图 I—1—8）。在实际工作中通常是测定 H 、 D 、 I 三个分量，然后计算出其余四个量。

地磁场是随时间变化的，其变化有短期变化和长期变化。短期变化主要是由地球外部原因引起的。例如，由太阳辐射、宇宙线、大气电离层等的变化都可引起磁场的短期变化，它包括周期性的年变化与日变化和非周期性的磁扰。变化较大的磁扰称磁暴。长期变化可能是由地球内部物质运动的不一致而引起的，磁场变化最大点正持续向西移动，每年移动速度为 0.18° ，大致相当于沿赤道每年向西迁移20km，这也可能是磁极变化的原因。

我们把地磁场近似地看成是均匀磁化球体产生的磁场，这种磁场称为正常磁场，如果实际观测的地磁场（消除了短期磁场变化）与正常磁场不一致，则称为磁异常。实测磁场大于正常磁场者为正磁异常；实测磁场小于正常磁场者为负磁异常。大陆磁异常是地壳内部构造不均一而引起的，其长宽可达数千公里。例如整个亚洲就是正磁异常区。区域异常和局部异常均由地球表层被磁化的岩体、矿体等地质体引起；其中由分布范围较大的磁性岩层（或岩体）和区域构造等引起的磁异常，称区域磁异常；由分布范围较小的浅处磁性

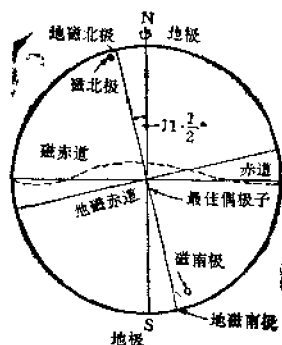


图 I—1—7 现代地理极与地磁极的关系示意图
(据 M. W. Meelhinny, 1973)

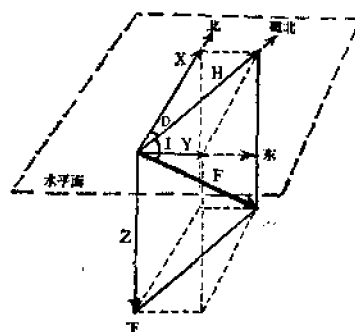


图 I—1—8 地磁要素示意图
(据 B. T. Merril 等, 1986 修改)
 F —总地磁场强度； H —水平分量； Z —竖向分量； X —北向分量； Y —东向分量； D —磁偏角； I —磁倾角

岩体、矿体和构造等因素引起的，称为局部磁异常。据此，我们可以利用地磁异常勘测地下磁性岩体、矿体和地质构造。一般磁铁矿、镍矿、超基性岩体等为强磁性地质体，常显示为比较强的正磁异常；而金、铜、盐、石油、石灰岩等为弱磁性或逆磁性地质体，一般常显示为负磁异常。利用磁异常勘探有用矿物和了解地质构造的方法叫磁法勘探。它是地球物理勘探的重要方法之一。

关于基本地磁场的成因问题，至今尚未解决。最初认为是地核中的铁镍像一块永久磁铁，于是便产生了地磁场。但现代物理实验已证明，当温度超过铁磁体的居理点时，铁磁体便丧失磁性，而地核温度远远超过铁的居理点 770°C 和镍的居理点 358°C ，因而地核中的铁镍不可能具磁性。于是后来又陆续提出了一些其它假说。最新的假说是根据自发电机

理论提出的。该假说认为，地球核心部分像一个自发电机一样，那里是一种不断对流的导电液体，其对流过程不断切割已有的微弱磁力线，而激发出巨大的地磁场来。

地磁场不仅现在存在而且在地质历史时期就已存在。近年来人们通过研究不同时代岩石中的剩余磁性的大小和方向，从而追溯地质历史时期地磁场的特征和变化以及磁极移动的情况。这种剩余磁场是当岩浆冷凝时，或深海沉积物沉积时，其中的铁磁分子，在地磁场的作用下，可顺地磁场方向排列，致使岩浆冷凝形成的岩石或由深海沉积物形成的岩石具有磁性。这些岩石将所获得的磁性保留下来，形成剩余磁场，其磁场方向不再受外界磁场的影响。因此，如果一个地区的岩石在形成后未经高温或剧烈变动，则测量出不同时期岩石中的剩余磁性方向，便可确定出相应地质时期地磁场的方向。目前研究岩石中的剩余磁性已形成一门专门学科，称为古地磁学。它对解决大规模的构造运动历史、古气候以及探索地球起源等问题都有很重要的意义。

四、地电

人们很早就已知道地球具有电性，如发电厂就以大地作为回路。对其它地电现象，人们也很早就给予了注意。如：高层大气电离对地面的感生电场；在大雷雨时的放电（电位差最大可达100V/m）现象；地内岩体的温差电流；大面积的地磁场感应电流等。这些可形成大地电场和自然电场，其电流密度平均约为2 A/km²。

固体地球内部的电性主要视地内物质的电导率和磁导率而定，磁导率一般变化不大而电导率变化较大。因地壳中的电导率与岩石成分、空隙度以及充填在孔隙中的水的矿化度等有关。据实验得知，沉积岩的电导率大于结晶岩，空隙多而充满水的岩石电导率大于空隙少而无充填水的岩石，等等。另外，还与岩层的层理有关，沿层理方向比垂直层理方向的电导率大。温度对电导率的变化影响更大，熔融岩石比未熔融的同类岩石的电导率大几百至几千倍。一般在地热流大的地带电导率也大。电导率并随深度增加而加大，在60—250 km深度和400—1000 km深度各有一次较明显的变化，前者是由于物质熔融，后者则因深部岩石相变而引起。

大地电流的强度和方向均有变化，这是因为大地电流主要是地磁场变化直接感生的，所以地球周围空间都存在着大地电磁场。地电场和地磁场一样，有日变、月变、年变等周期性变化，也有不规则的变化。这些变化的原因和地磁场变化一样，主要是来自地球外部，如太阳辐射、宇宙射线和大气电离层的变化等。地电的干扰也叫电暴，其强度变化大，时间只有几分钟，也有延续几天的，通常和磁暴伴生。

利用大地电磁场的分布及频率的变化，可以研究地球内部高导电层的分布及深度。但因电场经常受到日变和电暴的影响而发生变化，故必须设固定观察站连续观测。在工作中，必须将外加电场消除，方可获得正常电场（即正常的电场强度和电流方向），然后再将附近地区测得的电场值与正常值比较，如有偏差，便是地电异常。局部的地电异常反映出可能有矿体或地质构造存在。例如，硫化物矿体可产生自发电流，矿体下部为正电极，上部为负电极，地面电流流向矿体，在矿体附近电位下降，形成负电位中心，电位差可达700mV。石墨也产生负电位，而无烟煤则产生正电位。据此，则可探明矿体的位置。这种方法称电法勘探，是地球物理勘探方法之一。

五、放射性

地球内部到处都有放射性元素存在，从而使地球显示出放射性来。这些放射性元素有

铀 (^{238}U 、 ^{235}U)、钍 (^{232}Th)、钾 (^{40}K) 等。放射性是放射性元素在不稳定原子的分裂或衰变 (即由不稳定的原子核衰变为稳定的原子核) 过程中, 因能量释放而显示出来的一种现象。在衰变过程中, 不稳定原子核的部分能量, 一般是通过发射 α 或 β 粒子以及 γ 射线而释放出来。所释放的能量相当大。以铀为例, 1g 铀衰变产生的热量相当于燃烧 25 t 煤的热量。镭释放的热量比铀还要大几百倍。因此, 这些元素在地球内部数量虽然很少, 但它们衰变所产生的热能却是相当巨大的, 据估计为 $5 \times 10^{14} \text{ J/s}$ 。因而认为它是地热的主要来源之一。

放射性元素虽在地球各处均有分布, 但其分布很不均匀, 一般集中在固体地球的表层, 而且在酸性岩浆岩中比在基性和超基性岩浆岩中的含量多得多 (表 I—1—1)。在固体地球的 0—20km 深度内的上层岩石中, 放射性元素含量大致与花岗岩中的含量相当, 在 20—60km 深度内, 放射性元素的含量大致和玄武岩中的含量相当。更深处的放射性元素的含量可能与球粒陨石相当。

表 I—1—1 各类岩石放射性元素含量及生热量

岩 类	放射性元素含量 (百万分之一)			平均总生热量		密 度
	U	Th	K	$4.1868 \times 10^{-6} \text{ J}$	$4.1868 \times 10^{-24} \text{ J}$	
				$\text{g} \cdot \text{a}$	$\mu \cdot \text{s}$	
沉 积 岩	3.90	5.0	20,000	373.0	11.8	2.3
花 岗 岩	4.75	18.5	37,900	818.0	25.8	2.7
玄 武 岩	0.60	2.7	8,400	120.5	3.8	3.0
球粒陨石	0.012	0.04	845	3.95	0.125	3.6

(据 K. S. Heier 等, 转引自中国科学院地质研究所地热组《地热研究论文集》, 1973)

放射性元素已成为现代重要能源之一。我们利用其放射性, 用一些专门的测量仪器来寻找地壳中局部放射性强度较高的地段, 即放射性异常区, 进而找寻含放射性元素及与放射性元素有关的矿床, 这种找矿方法就是地球物理勘探方法中的放射性勘探。

由于放射性元素的衰变不受外界环境变化的影响, 所以通过测定岩石或矿物中所含半衰期较长的放射性元素及其衰变产物数量, 便可计算出岩石或矿物的形成年龄。这种方法已形成一专门学科, 称为放射性年代学。目前利用这种方法还获得天体物质, 如陨石、月球等的年龄数据。这些数据大大有助于对地球和太阳系的起源以及天体演化等方面的研究。

六、地热

无论是火山爆发还是温泉的存在, 或深矿井温度的增高等现象, 都说明地球内部具有很高的温度, 也就是说蕴藏着巨大的热能。根据大陆地表以下地温的来源和分布状况, 可把地球内部分为三个温度层。

1. 外热层 (变温层) 这是固体地球大陆表层的一个温度层, 其温度主要来自太阳的辐射热能。它随纬度高低、海陆分布、季节、昼夜、植被等的变化而不同。但总的说来, 其深度不大。

2. 常温层 (恒温层) 在外热层下界地带的温度大致保持为当地年平均温度, 称为常温层。一般中纬度地区的常温层深度大于赤道和两极地区, 内陆地区的深度又大于海滨地区。

3. 内热层（增温层） 常温层以下的温度不受太阳辐射热的影响，其热能是来自地球内部，其中主要是来自放射性元素衰变产生的热能，其次为其它能量（如机械能、化学能、重力能、旋转能等）转化而来的热能。在亚洲大致每增深100m，增高2.5℃（我国大庆每增深100m增高5℃，华北平原一般每增深100m增高1—2℃）。欧洲多数地区为每增深100m增高3—3.5℃，北美地区每增深100m增高2—2.5℃。我们把深度每增加100m所增高的温度，称为地温梯度（或地热增温率），以℃表示；把温度每增高1℃时所增加的深度称为地温级（或地热增温级），以米（m）表示。地热梯度和地温级在数值上是互为倒数的，例如地热梯度为2℃时，地温级则为50m。一般常用地热梯度来计量地球深部的温度增量。

海底表面的温度受水温控制，直接受太阳辐射能的影响比大陆小得多，尤其是深海海底温度几乎不受太阳辐射的影响，终年保持为2℃左右。因而海底特别是深海底以下的三个温度分层并不明显。深海海底就相当于常温层。由此向下即为增温层，其地热梯度平均为5℃。

就整个地球（无论大陆还是洋底以下）内部而言，从地表向下到约70km范围内，地热梯度平均为2.5℃；再往下的地热梯度逐渐变小，约为0.5—1.2℃，100km深处的温度不超过1300℃；再往深处，地热梯度更小，在2900km深处的温度约为2850—4400℃；地心温度一般认为不超过5000℃。

地球内部的热能总是由地内高温处向地表低温处流动，除由温泉、岩浆活动等直接被带至地表外，还可通过传导、辐射和对流等方式不断传至地面。地热的这种由高温处向低温处的热能传递，称为地热流或热流。单位时间内通过单位面积的热量，称为热流值。热流值的单位为W/m²。地表热流值平均为62.53W/m²。至1975年底止，从全球已观测统计的5417个热流数据（其中海洋区为3718个，占68.5%）来看，大陆和洋底的热流值几乎相等。大陆平均为60.86±26.68W/m²；洋底为60.86±32.52W/m²。但在大陆或洋底内部不同地区的热流值并不相同，太平洋洋底的热流值高于大西洋和印度洋洋底，各大洋的洋中脊和大陆边缘的热流值最高，而海沟最低；大陆有些山区热流值高于平原区，年青的山区又高于时代老的山区，火山和温泉地区则最高。

热流较高的地区（如温泉、火山地区等）称为地热异常区。这些地区内常可用地下热气、热水进行地热发电。此外，地下热水在工农业、医疗、生活用水等方面亦得到广泛的应用。把地热作为一项天然能源进行开发和合理利用，愈来愈引起人们的重视。

七、弹性

固体地球能传播地震波（弹性波）说明地球具有弹性。通过地震波在地球内部传播速度的变化就能确定出地球内部物质状态的变化。地震波按传播方式可分为体波和面波。体波在介质体内传播，又可分为横波和纵波两种。横波传播时介质质点振动方向与波的传播方向垂直，简称S波；纵波传播时介质质点振动方向与波的传播方向相同，简称P波。P波速度较快，约为横波的1.73倍，它可以通过固体、液体和气体等介质传播；S波速度较慢，且只能在固体介质中传播。地震波传播速度与介质的密度和弹性有关，其关系如下：

$$V_p = \frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}, \quad V_s = \frac{\mu}{\rho}$$

式中 V_p 、 V_s 分别为纵、横波在介质内传播的速度； ρ 为介质的密度； K 为介质的体变模量，它反映物体在围压下抵抗体积压缩的程度， K 值越大，越难压缩； μ 为介质的切变（刚性）模量，它反映物体在定向压力下抵抗形状改变的强度， μ 值越大，刚性越大，越不易变形。公式表明波速与密度成反比，与弹性模量成正比。在固体中纵、横波均可传播，而在液体内，因切变模量为零，故不能传播横波。由上式还可看出体变和切变模量都与地震波波速（ V^2 ）和密度（ ρ ）的乘积成正比（ $K + \frac{4}{3}\mu = V_p^2 \cdot \rho$ ； $\mu = \rho \cdot V_s^2$ ）。地球内部的密度和

地震波波速都随深度增大而增大（图 I—1—15），从而推知地球内部的弹性模量亦随深度增加而增大，且比密度增大得更多。在2900km处横波突然消失，在4600km深以下才又出现，这是由纵波转化而成的横波，说明在深度为2900—4600km之间的物质呈液态（图 I—1—15）。

当地震波传播中遇到两种弹性不同的物质分界面时，由于波速变化横波和纵波便会发生折射和反射，而且部分还可相互转化为另一种波继续传播。利用此原理可通过测定人工地震产生的地震波在地下传播速度的变化，探测地下不同物质的分界面，从而了解地下深处的地质构造和寻找有用矿产，并用以研究地球内部的结构，这就是地震勘探法。

第三节 地球的结构

地球的结构是指地球组成物质在空间的分布和彼此之间的关系。地球不是均质体，其组成物质的分布呈同心圈层结构。大致以地壳表层为界可分为地球的内部圈层和地球的外部圈层。内、外圈层又可进一步划分成几个不同的圈层。每一圈层都有其自身的物质运动特征和物理、化学性质，因而它们对各种动力地质作用的影响程度也是不同的，有直接影响，也有间接影响。

一、地球外部圈层及其主要特征

地球外部圈层（外圈）是指包围着固体地球表层的地球组成部分，根据其物理性质和状态不同可分为水圈、大气圈和生物圈。外圈中有人们生活的各种环境，也是外动力地质作用的主要场所。外圈对固体地球表层的历史演化进程有极重要的影响。

（一）大气圈

大气圈是由包围在固体地球表面最外部的气体组成，其总质量为 $5.136 \times 10^{21} \text{g}$ ，约为地球总质量的百万分之一。大气圈的厚度大于几万公里。由于地心引力的吸引，大气密度以地表附近最大，随高度增加而迅速减小，最后逐渐过渡为星际气体，因而大气圈没有明显的上界。据气温的垂直变化，由下到上可将大气圈划分成对流层、平流层、中间层、暖层、散逸层（图 I—1—9）。与人类和地质作用关系最为密切的是对流层，其次为平流层。

对流层是大气圈的最低层，其厚度在赤道为17km，两极约为9km，中纬度区为10.5km。由于靠近地面受地心引力吸引，故对流层集中了整个大气圈中大气总质量的3/4。大气（空气）的主要成分是氮和氧（约占98.5%），此外，还有少量的二氧化碳、水汽和尘埃、烟粒等固态杂质。氧是生物生命活动的重要条件，也是促进岩石等氧化分解的重要成分。二氧化碳平均含量为0.03%，多分布在大气圈最底部，主要来自有机物质的氧化（燃

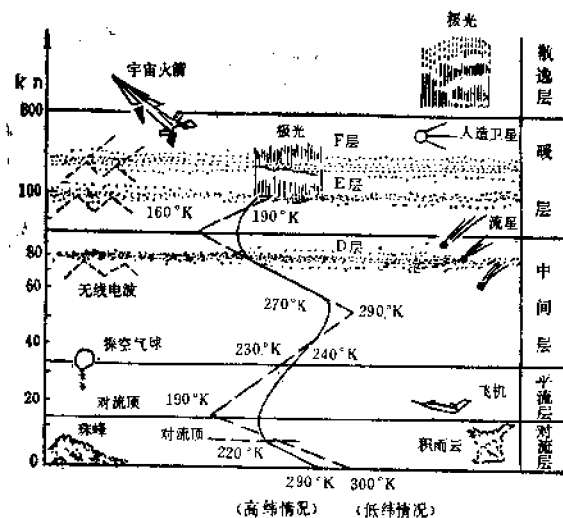


图 I-1-9 大气圈的分层
(引自中山大学等五院校《自然地理学》，1978)

烧)和生物的呼吸。由于二氧化碳强烈吸收地面长波辐射并放出热量,因而对地表起着保温作用,同时二氧化碳亦是促进岩石分解的重要因素之一。水汽的含量变化很大,一般为0—4%,主要来自水圈的蒸发。它润湿空气,保持空气的湿度,并能吸收地面长波辐射的热能。水汽在物态变化过程中要放热或吸热,从而使地面附近昼夜温差减小,保持空气和土壤中的温度。水汽还可以空气中的固态杂质为核心,凝聚成云、雾、雨、雪等,对气候变化起着重要作用;固态杂质水汽还可减弱太阳对地面的辐射强度。对流层中的各种组成都直接或间接地影响着外动力地质作用的进行。

对流层的温度主要来自太阳地面辐射热,故气温随高度而递减,平均每升高100m降低0.6℃。同时,由于地表各处吸收的太阳辐射热不均匀,会导致地面各处大气密度的差异,从而引起气压差。气压差促使气压高处的大气流向气压低处流动,形成大气的对流。大气对流是对流层中最重要的特征,是产生风、雨、雪、雹等各种气象变化的主要原因。对流层直接影响生物的生长和对地球表层的改造,是大气圈中产生地质作用的最重要圈层。

平流层是自对流层顶到50km高空的大气层,它的特点是大气以水平移动为主,其温度不受地面辐射热的影响,随高度增加而升高,可至0℃以上。增温是由于平流层中存在大量臭氧,臭氧吸收太阳的大量紫外辐射能而使大气温度增高。由于臭氧能强烈吸收太阳辐射的紫外线,所以成为生物的天然保护层,使生物免受强烈紫外线的伤害。

(二) 水圈

水圈由地球表层的水体组成。水大部分在海洋里,其余分布在大陆上的河流、湖泊、以及近地表的岩石和土壤的孔隙中,或以固体形式(冰川)分布在两极和高山地区。由这些水体构成一个连续封闭的圈层,称水圈。其总体积为 $1370 \times 10^6 \text{ km}^3$,其中海水占总体积的97.2%,大陆水体占2.8%。在大陆水体中极地和高山地区的冰体约占其总体积的78.6%。

海水中含盐度高,平均为35%,以氯化物(NaCl 、 MgCl_2 等)为主。大陆水体含盐度

低，平均小于1%，以重碳酸盐 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 为主。

水圈中的水受太阳辐射热而大量蒸发，形成水蒸汽进入大气圈的对流层，广大海洋产生的水蒸汽可随空气对流带至大陆上空，在一定条件下凝结成雨、雪等降落到地面。落到地面的大气降水又可在重力作用下沿地表和地下流回海洋，不断进行着水的循环（图 I—1—10）。由于水分的不断循环和地形的影响，便在大陆上形成了河流、湖泊、地下水、沼泽以及冰川等不同特征的水体。这些水体在运动过程中不断改造地表，塑造出各种地表形态。同时水圈也为生物的生存、演化提供了必不可少的条件。

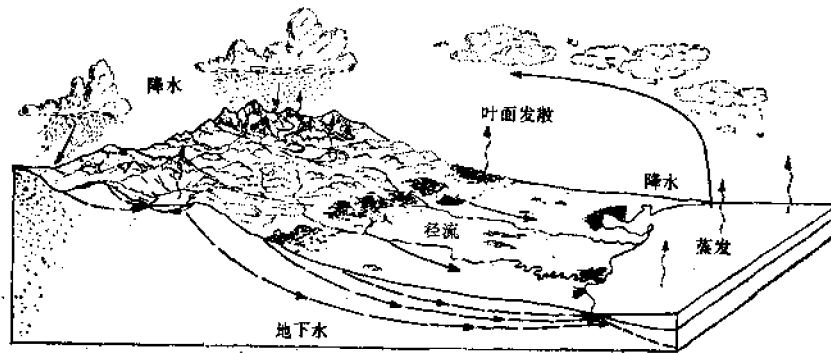


图 I—1—10 自然界水的循环
(据 W. K. 汉布林《地球动力系统》，1975)

（三）生物圈

生物圈是地球表层生物（动、植物和微生物）分布和活动的圈层。从3 km深的地壳深处和深海底至10 km的高空均有生物生存，故生物圈与大气圈、水圈和地壳之间并没有截然的界线。生物在地球上分布虽然很广，但大量生物则集中在地表和水圈中，特别是阳光、空气和水分充足而温度又适宜的地区。这些地区的生物活动能力很强，新陈代谢速度亦快，其对地表的改造也特别显著。生物圈的总质量约为11480 t。

自从地球上出现生物以来，便通过其生命活动不断直接和间接地改造大气圈和水圈，并使碳、氢、氧、氮以及钾、钠、硅、镁等元素产生复杂的化学循环，从而改变地壳表层的物质成分和结构。生物还直接参与风化、成岩等一系列地质作用。因此，生物对外动力地质作用具有十分重要的意义。由于微生物有极强的生命力和繁殖能力，因而是生物圈中最富活力的成分，其地质作用不容忽视。

二、地球的内部圈层及其主要特征

对固体地球内部圈层（内圈）的直接观测资料掌握较少。目前最深的钻孔刚超过12 km，因地壳上升而被剥蚀出露的岩石，其原来的形成深度亦不超过25 km，与地球平均半径6300 km相比微不足道。尽管如此，目前根据已有的直接观察资料，结合大量间接资料，特别是物探资料，可归纳出一个较完善的内部圈层结构模式（表 I—1—2）。

地球内部有两个最明显、最重要的地震波速度变化的界面，即莫霍面和古登堡面。根据这两个界面，可把地球内部分成地壳、地幔和地核三个一级圈层。莫霍面是南斯拉夫地震学家A. 莫霍洛维契奇（Mohorovičić）于1909年发现的，这是地壳与地幔的分界面。它

表 1—1—2 地球内部圈层和物理数据

圈 层			地震波速度 (km/s)		弹 性 (10^{11} N/cm ²)		密度 (g/cm ³)	压力 (10^{11} Pa)	温 度 (℃)	附 注			
名 称	代号	深度 (km)	纵波 V_p	横波 V_s	体变模量	切变模量							
地 壳 (陆壳)	A	A'	0	5.6	3.4	0.44	0.26	2.6	0.000	14	岩石圈		
		10		6.0	3.6	0.51	0.3	2.7	0.003	180—300			
				6.6	3.8	0.68	0.4	2.9					
			A''		7.6	4.2	0.7	0.5				3.0	
— 莫霍面 —			33						0.01	400—1000	软流圈		
地 幔	上 地 幔	B	B'	8.0	4.4	1.17	0.63	3.32	0.019	500—1100			
			60	8.2	4.6	1.2	0.68	3.34		700—1300			
			100	7.8	4.2	1.25	0.67	3.4		0.031		800—1400	
			150	7.7	4.0	1.36	0.64	3.5		0.049		1000—1600	
			250	8.2	4.56	1.46	0.7	3.6		0.068		1200—2000	
	下 地 幔	C	C'	400	9.0	4.98	1.87	0.92	3.85	0.14		1300—2250	
			650	10.2	5.65	2.58	1.32	4.1	0.218			1850—3000	
			C''	1000	11.43	6.35	3.53	1.87	4.6			0.4	2500—3900
			D'	2000	12.8	6.92	5.11	2.48	5.1			0.87	2800—4300
			D''	2752	13.63	7.31	6.5	3.0	5.6			1.34	2850—4400
— 古登堡面 —			2898						1.50	3700—4700	液 态		
地 核	外 核	E		8.1	0.0	6.3	0.0	9.7	1.93	4500—5500			
			3500	8.3	0.0	8.2	0.0	10.4					
	过渡层	F	4640	10.4	2.07	12.2	0.51	12.0	2.98	4700—5700			
			4900	10.4	1.24	12.2	0.2	12.5	3.2	4720—5720			
	内 核	G	5155	11.0	3.6	13.4	2.08	12.7	3.32	4900—5900			
5500			11.2	3.7	14.0	1.7	12.9	3.5	5000—6000				
		6371	11.3	3.7	14.1	1.3	13.0	3.7	5000—6000				

(据李叔达《动力地质学原理》，1983略有修改)

的平均深度在大陆上约为 33km，在大洋底为 6—7km。地震波在穿过莫霍面时，波速突然增大， V_p 由 6—7km/s 左右突增至 8.0km/s。古登堡面由美国地球物理学家 B. 古登堡 (Gutenberg) 于 1914 年提出。该界面位于 2900km 左右的深处，是地幔和地核的分界面。地震波穿过此界面时，波速突然降低， V_p 由 13.23km/s 降至 8.1km/s， V_s 降为零，即不能穿过。这表明古登堡面以下地核部分的物质为液态。

除莫霍面和古登堡面以外，还有一些次一级的地震界面，它们是进一步划分二级或三级圈层的依据。

现将内圈中的三个一级圈层的特征简介如下：

(一) 地壳

其地震波波速一般为 5—7km/s 左右，最高不超过 7.6km/s，由密度一般为 2.6—2.9 g/cm³ 的固态物质组成。大陆地壳厚度平均为 33km，大洋地壳较薄，平均为 6—7 km，平均厚度约为 16km，大致为地球半径的 1/400。

地壳又可分为上、下两层，上部地壳 (A' 层)，平均密度为 2.65 g/cm³， V_p 为 5.6—

6.0km/s左右。该层仅在大陆上才有，而在大洋底基本缺失。根据大陆地表所见岩石的成分、密度、 V_p 都与以硅、铝为主的花岗岩近似，因此一般又将此层称为花岗岩质层或硅铝层。下部地壳（A'层），平均密度为2.9g/cm³左右， V_p 一般为6.8km/s左右。此层地壳直接出露于洋底，根据洋底所见的岩石成分和A'层的密度、波速均与由硅、铁、镁、铝组成的玄武岩相当，因此一般又将此层称为玄武岩质层或硅镁层。上、下地壳之间的界面称为康拉德界面（Conrad）或C界面。近年来发现许多地区并无明显的C界面，原苏联西北部科拉半岛的超深钻（已超过12km）资料表明，过去根据地震资料划为硅镁层的部位，其物质组成与硅铝层并无差异。说明C界面存在与否值得怀疑。但在未获得更多证据之前，按地震波的变化把地壳分为上、下两部分，或保留硅铝层和硅镁层的概念仍是可行的。

（二）地幔

地幔即B、C、D层，它的上界为莫霍面，下界为古登堡面，厚度在2800km以上，其体积约占整个地球的82.3%，按质量则占整个地球的67.8%。因此，它是地球的主体部分，且基本上由固态物质组成。地幔又可分为上、下两层。

上地幔（B和C层）的密度在3.3g/cm³以上，平均为3.5g/cm³左右。顶部 $V_p=8.0$ km/s，与地壳区别明显。根据密度、波速以及地质和陨石等资料，上地幔的物质成分基本上相当于含铁、镁很高的超基性岩[●]，目前一般叫地幔岩。由于上地幔中地震波速度变化比较复杂，表明其物质状态是多变的。特别要指出的是地震波在深度60—400km范围内穿过时波速下降，在100—150km深处降低得最多，在400km以下波速又逐渐上升，恢复“正常”。这种地震波速度降低的低速带，对横波是全球性的，而纵波则在个别地区不太明显，如在一些古老地块下部，就可能没有低速带，或者有但深度大于400km。低速带的边界不象其它圈层那样清晰，而有渐变的特点，同时界面亦不平整，具有一定起伏，其厚度亦随界面起伏而变化。一般认为低速带是由于该带内温度增高至接近岩石的熔点，但尚未熔融的物态引起的。在低速带内有些区域不传播横波，表明该区已热至岩石熔点以上形成了液态区。由于低速带距地表很近，这些液态区很可能是岩浆的来源区。低速带的塑性较大，为上部固态岩石的活动创造了有利的条件。因此，构造地质学中又把低速带称为软流圈，并把其上由固态岩石组成的地壳和上地幔的B'层合称为岩石圈。

下地幔（D层）密度较高，达5.1g/cm³以上，一般认为其物质成分仍然是以铁镁的硅酸盐矿物为主，其化学成分与上地幔无明显差别。但是，下地幔的压力很大，同样化学成分的物质在这里会形成另外一些晶体结构更紧密的高密度矿物。因此，可以认为下地幔是成分相当于超基性岩的超高压相矿物组成的岩石。

（三）地核

地核是古登堡面以下直至地心的部分。占地球总体积的16.3%，总质量的1/3。据地震波速度变化可将地核分为外核（E层）、过渡层（F层）和内核（G层）。外核厚度1742km，平均密度约10.5g/cm³，由于纵波波速急剧降低和横波不能通过，证明外核是液态物质。呈液态的原因是此处温度超过了岩石的熔点。过渡层厚度只有515km，这一层波速变化复杂，且已测到速度不大的横波，可能是由液态开始向固态物质转变的一个圈层。内核

● 参见第三篇的第一章。

半径 1216km, 平均密度 12.9g/cm^3 左右。纵波和横波都能穿过, 从地面接收到的横波是由纵波转化而来, 因此, 肯定了内核是由固态物质组成。

关于地核的成分, 最早认为是由铁镍组成, 因为迄今只有铁陨石的密度才与地核的密度相当。最近利用爆炸产生的冲击波已得到相当于地核压力的瞬时压力 (240000 MPa)。在冲击波实验中可以近似地得到超高压下物质的密度 ρ 与压力 P 的关系, 从而可以计算出压力对密度的偏导数 $\partial P/\partial \rho$, 这个量的平方根就是纵波的速度。图 I—1—11 为冲击波试验的结果, 从图中可见地核的位置与铁族金属十分接近, 而与镁、铝等元素相差甚远, 这就令人信服地证明地核是由铁镍组成的。但是, 如果地核全部是由铁镍组成的, 那么密度和波速还应该再大些。因此, 地核中还可能含有一些比重较小的轻元素。根据陨石中常见的杂质是硅 (构成硅酸盐) 和硫 (构成 FeS), 且 Fe_2Si 合金的曲线与地核实际测出的数据比较吻合, 可以认为地核除铁、镍外, 还含有少量硫、硅等轻元素, 不过究竟是硫还是硅或二者均有, 这涉及到地球的起源和早期演化历史以及地核的形成过程, 尚待进一步研究。

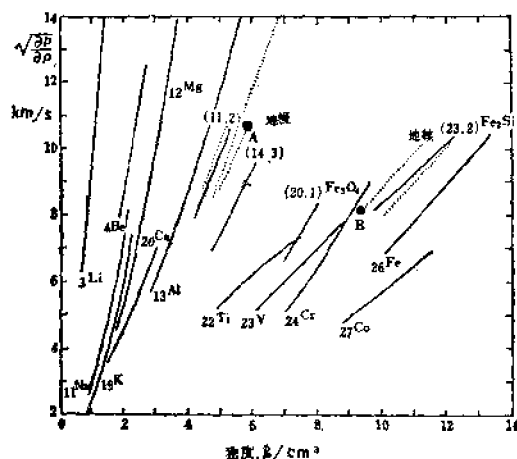


图 I—1—11 某些金属和岩石的密度与纵波波速的关系图

(据 Birch, 1968)

纵坐标为压力 P 对密度 ρ 的偏导数之平方根, 即纵波波速; 曲线所标数字为原子序数或相当于原子序数 (括号中的数字); (11.2) 和 (14.3) 分别为镁橄榄石和铁橄榄石为主组成的橄榄岩; 地幔和地核的区间用两条点线标出

思考题

1. 固体地球表面形态的全球性宏观特点是什么?
2. 海底地形有哪些基本特点?
3. 固体地球有哪些主要物理性质? 研究它们有何实际意义?
4. 什么是重力和重力异常? 重力在地球内部的变化有何规律性?
5. 怎样知道地热的存在? 地热的来源有哪些? 地热梯度与地温级有何区别?
6. 地磁要素有哪些? 什么是地磁异常?
7. 地球内圈划分为几个一级圈层和二级圈层? 划分的主要依据是什么?
8. 地壳可分为哪两层? 各有何特点?
9. 地球外圈有几个圈层? 各圈层与地质作用的关系如何?

第二章 地 壳

第一节 地壳的物质组成

一、地壳的化学成分

地壳的基本组成是各种元素。研究地壳的化学成分及其空间分布和变化规律，是地质学的重要任务之一。对地壳化学成分的系統研究工作始于18世纪末，1889年美国地质调查所的F.W.克拉克（Clark）在各地采集了具代表性的岩石样品约五千多块进行了化学分析，以此为基础计算出地壳上层（16km厚）50余种元素的平均重量百分比，提出了第一张地壳元素分布（亦称丰度）表。其后经过五次修改、补充，并在1924年与H.S.华盛顿（Washington）共同发表了地壳元素分布的资料。后来为纪念克拉克，国际上把各种元素在地壳中的重量百分比，称为克拉克值。地壳中各种主要元素的克拉克值见表I—2—1。从表中可见，各种元素在地壳中的重量百分比是极不均匀的，仅氧、硅、铝、铁、钙、钾、钠、镁等八种元素就占地壳总重量的99%以上，其余几十种元素的重量总和还不足地壳总重量的百分之一。必须指出，元素的克拉克值并不能反映它在地壳内的局部富集情况。例如，铁、铝等的克拉克值大，也易于富集成矿，但并非到处都是铁、铝矿；铅、锌等的克拉克值虽小，但却比较容易富集成矿；有些元素的克拉克值虽较高，但并不易成矿，如铌的克拉克值比铅大12倍，钛的克拉克值比锌大120倍，但它们却较分散，不宜富集成矿。因为元素的相对富集是与元素的化学性质、状态和地质作用密切相关的。

表 I—2—1 地壳主要元素的重量百分比含量

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	0.26%
钙 Ca	3.65%	氢 H	0.14%

（据《Scientific American》，1970年9月号）

二、矿物

矿物是在地质作用下形成的自然元素及其化合物，是岩石的基本组成单元。地壳中的矿物，除少数是由一种元素组成的单质外，绝大多数都是由两种或两种以上的元素按一定比例组成的化合物，并有一定的物理性质和化学性质。在常温、常压下，绝大多数矿物均呈固态，仅有少数呈液态（自然汞、水等）和气态（二氧化碳、甲烷等）。固态矿物中大多数是结品的，具有一定几何外形；但也有少数是未结品的，也无一定几何外形（如蛋白石等）。矿物种类多达3000多种，我们把主要组成岩石并且大量出现的矿物，称为造岩矿

物。造岩矿物以硅酸盐类矿物为主，最常见的造岩矿物仅有十几种。有些矿物常形成有用的矿产，是矿石中的有用组分，称为造矿矿物。这些矿物在地壳内的数量虽不大，但却具有很大的经济价值。

三、岩石

矿物的天然集合体称为岩石，它是构成地壳的主要组分。岩石可以由一种造岩矿物组成，如纯洁的大理岩完全由方解石组成，但大多数岩石是由两种或两种以上的造岩矿物组成。岩石虽然和矿物一样也具有一定的化学成分和物理性质，但它不像矿物那样固定，有一定变化范围。如花岗岩主要由长石和石英组成，其中长石的含量为40—80%；石英的含量为20—60%。地壳中的岩石类型繁多，根据其成因可分为岩浆岩、沉积岩、变质岩三大类型。

岩浆岩是由岩浆（地下以硅酸盐成分为主的高温熔融物质）冷凝固结而成的岩石。沉积岩是地壳表层的松散沉积物经固结而成的岩石。变质岩是由原来的岩石（沉积岩、岩浆岩等）基本上在固态下，经受变质作用而形成的岩石。在地壳表层主要分布着沉积岩，其分布面积约占地表总面积的75%，岩浆岩和变质岩仅占25%；但在地壳下部16—20km范围内，则沉积岩仅占5%（按体积计算），岩浆岩和变质岩却占95%。

三大岩石类型由于成因不同，也就是形成条件不同，因而它们除矿物成分不同外，在岩石的结构和构造上也有明显差异。所谓岩石的结构，系指组成岩石的矿物的结晶程度、颗粒形状和大小，以及颗粒之间的相互关系。岩石的构造，系指岩石中不同矿物组合之间的排列和充填方式反映出来的岩石外貌特征。

第二节 大陆地壳和大洋地壳

大洋底各处几乎具有相同的岩石种类和构造，而构成大陆的岩石在种类、分布和构造形态上都要复杂得多，可见大陆地壳（陆壳）与大洋地壳（洋壳）有明显的差别。

一、洋壳

洋壳的物质成分和构造以大洋盆地为典型。以莫霍面平均深度计算，洋壳厚度约为7km。洋壳由下地壳（A'层）即硅镁层组成，按成分又可分为三层（表I—2—2）：

表 I—2—2

	深度 (km)	厚度 (km)	地磁波波速 V_p (km/s)	密度 ρ (g/cm ³)
海水	4.5±	4.5	1.5	1.03
海洋层1	4.8±	0—2.0	2.0(1.5—2.4)	2.2(1.7—2.7)
海洋层2	6.9±	0.5—2.0	5.1(3.4—6.0)	2.55—2.65
海洋层3	11.6±	4.7±	6.8(6.6—6.9)	2.86—3.0

（引自张宝政、陈琦《地质学原理》，1983）

根据海底取样和深海钻探资料：层1由未固结的沉积物组成，有的地方（洋脊）缺失，厚度为0—2km；层2基本上是玄武岩，夹少量已固结的沉积岩，在靠近大陆的有些地

方有增厚现象，其厚度变化较大，为0.5—2 km，表面起伏不平；层3是洋壳的主体，又称大洋层，厚度较稳定，其成分、地震波波速、密度相当于玄武岩，过去称为玄武岩质层，目前一般认为层3可能是辉长岩或玄武岩，也有人认为是橄榄岩水化后形成的蛇纹岩或蛇纹岩化橄榄岩或者是变质的基性岩如绿片岩、角闪岩等。

总之，洋壳的厚度变化不大，主要由相当于基性岩的岩石组成；根据层1和层2的资料，洋壳岩石的形成时间最老早超过中生代，即200Ma左右；洋壳中未见到强烈挤压形成的大山脉和大面积区域变质现象，洋壳中的高大山脉几乎全由火山作用形成。

二、陆壳

陆壳厚度变化较大，一般为30—40km，山区可达50—70km。被称为世界屋脊的青藏高原是大陆地壳最厚的地方，有的厚达70km以上。大陆裂谷内的地壳最薄，只有20km左右。陆壳包括上地壳（A'层）和下地壳（A''层）两部分。

上部陆壳即上地壳，相当于花岗岩质层。地表所见由沉积岩、岩浆岩和变质岩组成。沉积岩在地表分布面积较大，但厚度较小，一般不超过3 km，此深度以下几乎全由岩浆岩和变质岩组成。按体积计算岩浆岩和变质岩占整个上地壳的95%以上，因此是陆壳上部的主体。

下部陆壳即下地壳，相当于玄武岩质层，从地震波波速和密度推知其成分与玄武岩和辉长岩相似。但据模拟试验，在相当于下部陆壳深度的温度、压力条件下，辉长岩（玄武

表 1—2—3 大陆地壳与大洋地壳对比表

	大 陆 地 壳	大 洋 地 壳
比 例	面积的40% 占地壳 体积的79% 质量的63%	面积的60% 占地壳 体积的21% 质量的37%
平均厚度	33 km	6 km
平均密度	2.7 g/cm ³	3.0 g/cm ³
成 分	沉积岩、岩浆岩、变质岩均有；SiO ₂ 含量>60%；低价铁和镁的氧化物百分含量低，分别为3.8与3.1，但铁的总含量高。	几乎全部由火山岩组成；SiO ₂ 含量<50%；低价铁和镁的氧化物百分含量高，分别为6.2与6.8，但铁的总含量低。
岩石时代	各地质历史时期形成的岩石均有，最老岩石年龄可达3800 Ma。	岩石大部分生成于最近50 Ma中，最老岩石不超过200 Ma。
地质作用和地质构造	岩石受到强烈挤压，形成褶皱、断裂和由它们构成的高大山脉，区域变质作用较普遍。	没有强烈挤压褶皱形成的大山，海底大山主要为火山作用形成的。没有区域变质作用。引张大断裂发育。
重力异常	以负异常为主	以正异常为主
结 构	上部为花岗岩质层（硅铝层），下部为玄武岩质层（硅镁层），最表层有不连续分布的松散沉积物。	底部为玄武岩质层（硅镁层），上部为松散沉积物层，两层之间为玄武岩夹已固结的沉积岩透镜体。

（引自张宝政、陈琦《地质学原理》，1983）

岩) 不稳定, 它们将变成波速和密度较下部陆壳测得的数据高得多的榴辉岩。因此, 目前一般认为下部陆壳成分应偏中性一些。陆壳结构较为复杂, 新老岩石都有, 最老的可达 3800 Ma。陆壳中常见强烈挤压褶皱、断裂形成的高大山脉和大面积的区域变质现象。

必须指出, 陆壳和洋壳的分界线并不在海岸线处, 因为大陆架和大陆坡尽管为海水所淹没, 但就地壳性质来看仍属陆壳, 故两类地壳的分界线是在大陆坡脚处。可见海洋面积虽占地表总面积的 71% 左右, 但洋壳却仅占 60% 左右, 而大陆面积虽只占地表总面积的 29% 左右, 但陆壳却占 40% 左右。陆壳和洋壳的区别见对比表 I—2—3。

第三节 促进地壳演变的地质作用

地壳是地球外部的坚硬外壳, 自形成以来其表面形态、内部结构和物质成分无时无刻不在变化和发展, 这些变化和发展, 有的速度快而强烈, 易为人们察觉, 如地震、火山喷发等; 有的却十分缓慢, 不易被发现, 如山脉的上升等。这种由自然动力促使地壳(或岩石圈)的物质组成、结构和地表形态变化和发展的作用, 称为地质作用。引起地质作用的能量, 有的来自地球内部, 有的来自地球以外, 据此, 可以把地质作用分为内动力地质作用和外动力地质作用两类(表 I—2—4)。

表 I—2—4 地质作用分类表

地质作用	外动力地质作用	风化作用——物理风化作用、化学风化作用
		剥蚀作用——风的吹蚀作用、河流的侵蚀作用、地下水的潜蚀作用、湖泊和海洋的剥蚀作用、冰川的刨蚀作用
		搬运作用——风的搬运作用、河流的搬运作用、地下水的搬运作用、湖泊和海洋的搬运作用、冰川的搬运作用
		沉积作用——风的堆积作用、河流的沉积作用、地下水的沉积作用、湖泊和海洋的沉积作用、冰川的沉积作用
		硬结成岩作用——压实作用、胶结作用、结晶作用
	内动力地质作用	构造运动——水平运动、垂直运动(升降运动)
		岩浆作用——喷出作用(火山作用)、侵入作用
		变质作用——碎裂变质作用、接触变质作用、气-液变质作用、区域变质作用
		地震作用——构造地震、火山地震、陷落地震

一、外动力地质作用

主要由地球以外的太阳辐射能和日月引力能(此外还有地球本身的重力能)所引起, 而且主要作用在地壳表层的地质作用, 称为外动力地质作用。按其作用方式又可分为以下几种类型:

1. 风化作用 在温度、水溶液和生物等因素作用下, 岩石在原地遭受破坏的作用。
2. 剥蚀作用 各种外动力在运动过程中对地壳表层的破坏并剥离原地的作用。
3. 搬运作用 剥蚀下来的物质被各种外动力迁移至它处的作用。
4. 沉积作用 被外动力搬运的物质在适当环境下发生沉积, 形成松散沉积物的作用。
5. 硬结成岩作用 松散沉积物固结成岩石的作用。

二、内动力地质作用

主要由地球内部的能源（以旋转能、重力能、放射性元素衰变产生的热能等为主）引起，而且作用在整个地壳甚至整个岩石圈的地质作用，称内力地质作用。根据其动力和作用方式又可分为四种类型：

1. 构造运动 是指促使岩石圈发生变形、变位的机械作用。
2. 地震 是指主要由内力地质作用引起岩石圈的快速颤动。
3. 岩浆作用 指岩浆的运移直至冷凝固结成岩石的全部作用过程。
4. 变质作用 指原有的岩石基本上在固态下主要是在内动力的作用下而发生变化的过程。

各种动力地质作用（包括内、外动力地质作用）在促进地壳物质运动、变化过程中，都包含着建设和破坏两个方面，一方面不断形成新的矿物、岩石、地质构造和地表形态；另一方面又不断破坏原有的矿物、岩石、地质构造和地表形态。由于地质作用的破坏、建设、再破坏、再建设不断反复，促使地壳不断变化和发展。因此，地质学中研究的问题，无一不是与各种动力地质作用有关，无一不是地质作用的产物。研究和阐明各种地质作用的规律，无疑是地质学中最基本的内容。

第四节 地质时代的概念

地壳演化过程中各种地质事件的发生和岩石、矿产等的形成都是有早有晚，有先有后的。为了研究地壳发展、变化过程中，各种地质事件发生的先后顺序，以及岩石、矿产形成和分布的规律，就必须有时间的概念。

地球自形成到现在大约已有 4600Ma 的历史。原始地球形成后，不断成长、演化的阶段称为地球的天文时期（或宇宙时期）。这段时期内地球逐渐形成了地核、地幔、地壳、大气圈、水圈这几个圈层。直到距今约 3800Ma 时，产生各种外动力地质作用，从而进入地球的地质时期。在地质时期内，由内、外动力地质作用形成的岩石，以及保存在岩石中的各种地质事件的痕迹，统称为“地质记录”。地质学就是根据这些地质记录，研究地壳演化历史，总结地质规律以指导生产实践。没有地质记录的天文时期，目前主要仍属天文学的研究范畴。为了便于整理和研究这些地质记录和总结地质规律，地质学上将地壳演化历史，像人类历史划分为世纪、朝代顺序和年代一样，把它划分成若干时间单位。地质上使用的时间单位有同位素年龄和相对年代两种。

同位素年龄是表示矿物、岩石形成的年龄。它主要是通过测定矿物、岩石中放射性同位素及其衰变产物的含量，再经计算得出来的，以年或百万年为单位。

相对年代是表示地质事件和岩石相对的先后顺序（新老关系）。相对年代主要是根据古生物——地质历史时期的生物确定的。生物的演化总是从低级到高级，由简单到复杂，而且这种演化是不可逆的。因而，不同地质时期的生物种类不同。于是根据生物演化的阶段，便可把地质历史划分成若干级别不同的地质年代单位，由大到小依次分为宙、代、纪、世等。在这些时间单位内形成的地层相应地分别称为宇、界、系、统等年代地层单位。地质年代单位和年代地层单位之间有严格的对应关系。

把地质年代按早晚顺序排列，并引进同位素年龄，就成为地质年代表。通过长期实践、研究，已建立起比较完整的地质年代表（表 I—2—5）。对研究地壳演化历史，总结

表 I-2-5 地质年代表

相 对 年 代			绝对年龄 (Ma)
宙(宇)	代(界)	纪(系)	
显 生 宙 (宇) PH	新生代 (界) K ₂	第四纪 (系) Q	1.6
		第三纪 (系) R	23
		新第三纪 (系) N	65
		老第三纪 (系) B	
	中生代 (界) M ₂	白垩纪 (系) K	135
		侏罗纪 (系) J	205
		三叠纪 (系) T	250
		二叠纪 (系) P	290
	古 生 代 (界) P ₂	晚古生代 (界) P ₂₂	355
		石炭纪 (系) C	410
		泥盆纪 (系) D	438
		志留纪 (系) S	510
		早古生代 (界) P ₂₁	570
		奥陶纪 (系) O	
元 古 宙 (宇) PT	新元古代 (界) Pt ₃	震旦纪 (系) Z	800
			1000
	中元古代 (界) Pt ₂		1800
	古元古代 (界) Pt ₁		2500
太 古 宙 (宇) AR			3800
	地球最初发展阶段		4600

(据本书表 V-2-1 简化)

地质规律, 指导找矿起了十分重要的作用。

思考题

1. 地壳中有哪些主要元素, 它们主要以什么方式存在于地壳内? 何谓克拉克值?
2. 矿物和岩石有何区别?

3. 大陆地壳与大洋地壳有何差别？
4. 什么是地质作用？根据什么划分内、外动力地质作用？它们各包括哪些地质作用？
5. 熟记地质年代表中相对年代中的代和纪的名称和代号。

第三章 外动力地质作用

第一节 风化作用

风化作用是指在大气、水和生物等的作用下，主要通过物理或化学作用促使地壳表层岩石在原地遭受破坏的过程。风化过程破坏原有在较高温度和压力下形成的矿物、岩石，又形成一些在常温常压下稳定的新矿物。风化作用是普遍、持续和极其缓慢的，它形成的产物基本上残留于原地。经风化作用地壳岩石发生变化的地带，称风化带。根据风化作用的性质和因素不同，可分为机械（物理）风化作用、化学风化作用和生物风化作用三种类型。

一、机械（物理）风化作用

机械风化作用主要是指通过气温的变化、释荷等作用使岩石发生机械破坏，而不改变岩石化学成分的过程。其作用方式有以下几种。

（一）寒冻风化作用

岩石孔隙中常贮存有水，当气温降至 0°C 以下便要结冰，水结冰时其体积约膨胀约 $1/11$ 。由于冰的体积膨胀便对周围岩石产生强大压力，其每平方厘米面积上的压力可达 2000kg ，超过破坏花岗岩所需压力的40倍。因此，在这样大的压力作用下，无论什么岩石均会遭到破坏（图 I—3—1）。当气温增高至 0°C 以上时，冰便融化成水，体积减小，同时水又向下渗入到扩大了孔隙内。如此反复融冻，便像楔子一样不断楔入岩石使其劈裂、崩解成大大小小的碎块，这种作用又称冰劈作用。寒冻风化作用在高纬度和中、低纬度的高山区，气温处于 0°C 上、下变化处最为显著。



图 I—3—1 寒冻风化使岩石裂缝不断扩大
(据 W. K. 汉布林《地球动力系统》，1975)

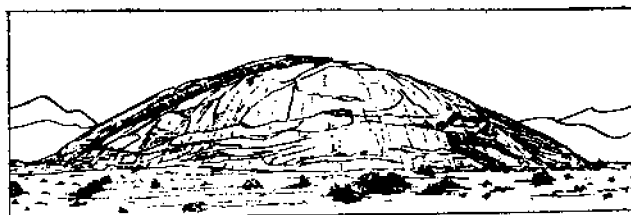


图 I—3—2 花岗岩岩丘由于释荷后风化产生的鳞片剥落
(据 W. K. 汉布林《地球动力系统》，1975)

（二）释荷作用

形成于地壳较深处的岩石，因上覆岩石的重量而受到较高的围限压力。当上覆岩石被剥蚀后，所受压力便减低或消失。这种释荷作用引起岩石体积膨胀，出现平行地面（岩石表面）的膨胀裂隙。在温度变化、水和生物等因素进一步作用下，便形成平行岩石表面的层层脱落现象，称为鳞片剥落（图 I—3—2）。这种现象常出现在不成层的花岗岩类等岩石中。

（三）温度变化引起的机械风化作用

由于温度剧烈变化，使岩石迅速热胀冷缩而引起的破坏，是内陆干旱沙漠区常见的一种风化现象。在昼夜气温剧变的干旱气候区，由于岩石是热的不良导体，白天岩石在阳光

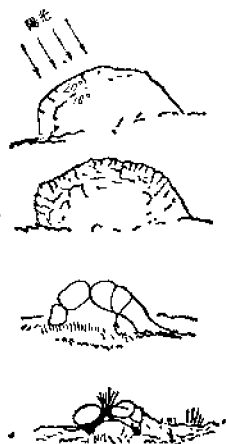


图 I—3—3 岩石在温度变化的影响下破坏的几个阶段

（引自长春地质学院《矿产地质基础》，1979）

曝晒下，表面温度很快升高，体积迅速膨胀，而内部则因热向内传递很慢，受热力影响小，还处于正常状态，因而会产生平行岩石表面的微裂隙；夜间，当岩石表面逐渐冷却收缩时，而内部却因缓慢传递入内的热力影响还处于膨胀状态，因而会产生垂直岩石表面的微裂隙。如此反复不断进行表里不一的胀缩，致使岩石表面形成许多平行表面和纵横交错的裂隙而遭到破坏（图 I—3—3）。这种作用也和释荷作用相似，可形成鳞片剥落。在被阳光曝晒后或森林失火被烘烤后的高温岩石，突遇暴雨，表面迅速收缩时，这种热胀冷缩的破坏过程更为显著。不过有人经过实验认为这种因表面温度剧变使岩石产生的机械破坏的作用与水有关，特别是在水和岩石表层矿物化合时，体积膨胀，形成推挤力，推开岩石外层而形成层层剥落现象。可见鳞片剥落的形成

虽然基本上是机械风化作用的产物，但与化学风化作用也有一定关系。

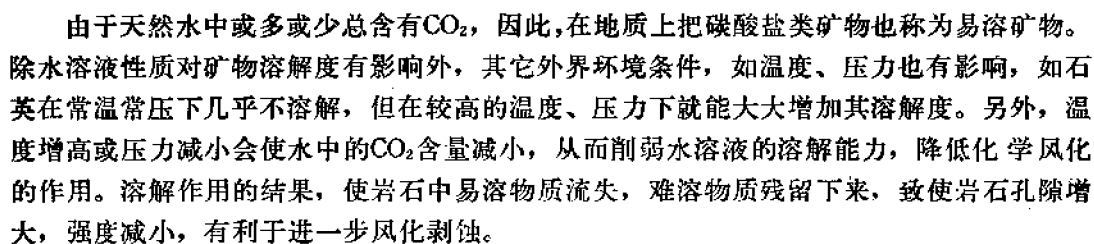
机械风化作用是一种纯物理的破坏作用，它不改变岩石的化学成分，只是使岩石破碎成粗细不等、棱角明显、没有层次而覆盖在原来岩石表面上的松散碎屑物。在陡坡上的机械风化产物，常受重力作用坠落在坡麓，堆积成碎屑向远离山脚方向变粗的锥状地形，称为倒石锥。

二、化学风化作用

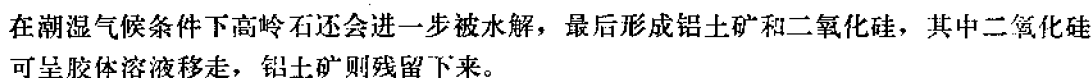
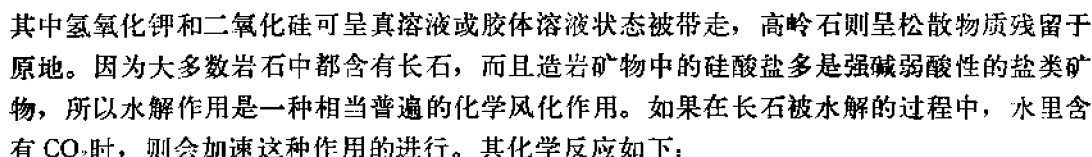
化学风化作用主要是水溶液与地表附近的岩石进行化学反应，使岩石逐渐分解的过程。化学风化不仅使岩石遭到破坏，而且还会使破坏产物的化学成分发生显著的变化，并形成一些新矿物。化学风化有以下几种方式：

（一）溶解作用

组成岩石的所有矿物都能溶解于水中，仅溶解度不同而已。溶解度大的为易溶矿物，如岩盐、石膏等。溶解度小的为难溶矿物，包括大多数造岩矿物（主要是硅酸盐），如长石、云母等。自然界的水并非纯水，常含有碳酸、硝酸、盐酸和硫酸等酸类物质，因而大大提高了某些矿物的溶解度。如碳酸盐类矿物几乎不溶解于纯水，但是，当水中含 CO_2 时，则难溶的碳酸盐就形成易溶的重碳酸盐而被溶解。其化学反应如下：



水解作用系指水和矿物相结合的一种化学反应。这种反应是 H^+ 或 OH^- 离子和矿物中离子之间进行的化学反应。最常见的是长石被水解的作用。长石是强碱弱酸形成的盐类矿物，经水解后形成高岭石、氢氧化钾和二氧化硅，其化学反应如下：



氧化作用是一种非常普遍的现象，它是大气圈中的氧和水汽或溶于水中的氧与组成岩石的元素之间的化学作用。自然界中，有机物、低价氧化物和硫化物都是最易受到氧化的，如常见的黄铁矿（ FeS_2 ）在地表很快就会被氧化成褐铁矿（ $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ）。其化学反应如下：

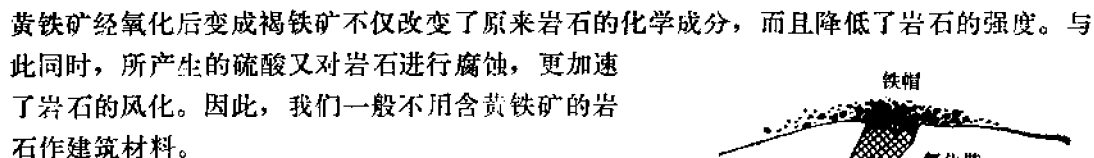
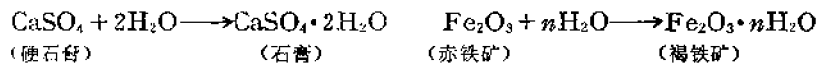


Diagram illustrating the formation of a metal sulfide ore vein. The central feature is a **金属硫化物矿脉** (Metal sulfide ore vein). Above the vein is a **铁帽** (Iron cap). The area immediately surrounding the vein is labeled **氧化带** (Oxidation zone). A dashed line represents the **潜水面** (Water table).

(引自长春地质学院《矿产地质基础》，
1979)

有些矿物与水接触后，吸收一定数量的水到矿物组成中，成为结晶水或结构水，从而形成一种含水的新矿物，这种作用称为水化作用。如硬石膏变成石膏，赤铁矿变成褐铁矿。

等，其化学反应如下：



水化作用改变了原有岩石中的矿物成分，形成一些硬度低的新矿物，从而降低了岩石的强度。同时在水化作用过程中，矿物体积常常要膨胀，如硬石膏变成石膏的过程中，体积要增大30%。因此，在这种化学风化过程中，还会在形成新矿物的同时，由于体积膨胀而对周围岩石产生巨大推挤力，从而引起周围岩石的机械风化。

虽然组成地壳的岩石种类繁多，但经过风化后却只能形成几种风化产物，如残余红土、残余高岭土等粘土矿物组成的残余物，如果其中含Fe、Al、Mn、Ni等元素达到工业开采标准。可以形成残余矿床。如湖南某地的残余锰矿床，便是由含锰页岩经化学风化而形成的残余矿床。

三、生物风化作用

生物风化作用是指生物的生命活动过程和尸体腐烂分解过程对岩石的破坏作用。其作用有机械的和化学的两种方式。由于生物广布于地表，因此生物风化作用极其普遍。

(一) 生物的机械风化作用

生物的机械风化主要表现在生物的生命活动过程对岩石的机械破坏。如在岩石裂缝中生长着植物，随着植物的根由细变粗，从短变长，便会对周围岩石产生强大的压力（可达10—15kg/cm²），迫使裂隙加宽，引起岩石的崩解；又如蚯蚓和穴居动物使松软的岩石破碎，土粒变细；再如有蹄类动物的践踏对地表岩石和土层的破坏等。

(二) 生物的化学风化作用

生物化学风化系指生物新陈代谢及尸体腐烂分解的产物，与岩石发生化学反应，促使岩石分解破坏的作用。植物和细菌等在新陈代谢过程中，不仅可直接吸取岩石中的某些元素（如钾、钠、磷等），而且可分泌出有机酸溶解和分解岩石，从而能够获取所需养分。生物尸体腐烂分解形成的有机酸亦会对岩石进行腐蚀破坏。

生物，特别是微生物的化学风化是十分强烈的。据统计每克土壤中含几百万个微生物，它们不停地制造各种酸类或碱类，从而破坏岩石。有人估计微生物对岩石所产生的分解能力远远超过其它所有动植物具有的总分解力。微生物的参与可大大加速某些矿物的分解，如在实验室内高岭土需在1000℃的高温下，经过处理才能分解，而硅藻却能在常温下完成这种分解过程。利用微生物的化学风化作用可以进行生物选矿，如用细菌使金、银、铜等贫矿中的金属元素富集，使石油脱蜡等。

地壳表层岩石经机械、化学风化后形成的无机松散物，再经生物风化，便会含有生物生长必不可少的有机物——腐植质。这种既具腐植质，又具有矿物质的松散物质，称为土壤。它是各种风化作用的综合产物，其中尤以生物风化最为重要。

物理、化学和生物三种风化作用不是孤立进行的，它们相互联系和相互影响。如物理风化使岩石逐渐破碎，于是给化学风化提供了有利条件，加速风化的进程，扩大风化的范围。反过来，由于岩石的化学分解，一方面使岩石变得松软而易于物理风化；另一方面化学风化过程中某些矿物体积膨胀，产生出很大的压力，从而又促进物理风化的进行。

四、影响风化作用的因素

(一) 气候条件的影响

气温与气温变化、降水量与降水性质、水溶液的性质(水中 CO_2 及各种酸类的含量等)、生物的生长等各种因素对风化作用都有极重要的影响,而这些因素无一不受各地气候条件的制约。因此,气候条件不同的地区,其风化速度和风化作用的主要类型均不相同。

气候严寒或干燥地区生物稀少,降水不是以固态形式为主(寒冷区)就是很少(干旱区)。因此,这些地区是以机械风化作用为主,化学和生物风化作用较弱。岩石破碎成大小不等的碎屑,很少有化学风化形成的粘土矿物,以生物风化为主形成的土壤也很薄。岩石碎屑的风化程度不深,基本上保留着原来岩石的外貌。

气候潮湿炎热的地区,降水量大,生物繁茂,生物的新陈代谢和尸体分解过程产生的大量有机酸,具有较强的腐蚀力。所以潮湿炎热区的化学风化和生物风化都十分强烈,甚至比较稳定的硅酸盐矿物亦分解得比较彻底,形成大量残余粘土,在有利的条件下,可形成残余矿床。此外还可形成较厚的土壤层。

(二) 地形条件的影响

地形一方面影响气候,从而间接影响风化作用;另一方面又可直接影响风化作用的进行。一般在陡坡上,地下水位较低,生物较少,故以机械风化为主。风化产物可不断向陡坡下坠落,使新鲜岩石暴露于大气中继续遭受机械风化。在地形平坦地区或坡脚下的风化产物,经受着长期的、以化学风化为主的破坏,同时受生物风化作用的影响亦大,致使矿物分解得比较彻底,形成大量粘土矿物和土壤。在有利条件下,可形成残余矿床。

(三) 岩性的影响

1. 成分的影响 不同矿物的机械强度和化学成分不同,因而由多种矿物组成的岩石,其风化速度和程度亦显著不同。一般由机械强度大的矿物组成的岩石比由机械强度小的矿物组成的岩石物理风化速度低。

溶解度大的矿物组成的岩石比难溶的硅酸盐矿物组成的岩石易于化学风化。即使都是硅酸盐矿物组成的岩石,风化速度和程度也有差别,其中由含低价铁的矿物和长石等组成的岩石又比其它矿物成分组成的岩石易于遭受化学风化。总的说来,岩浆岩比变质岩、沉积岩易于风化;岩浆岩中的基性岩比酸性岩易于风化;沉积岩中易溶岩石(如石膏、碳酸盐类岩石)比其它沉积岩易于风化。由于组成岩石的矿物不同,在同样的风化作用下,不同矿物成分风化速度不同,因而在岩石表面常形成凸凹不平的现象,称为差异风化现象。在层理不明显的厚层沉积岩出露地区,这种差异风化常使层理显露出来,从而可帮助我们确定岩层的产状^① (图 I—3—5)。

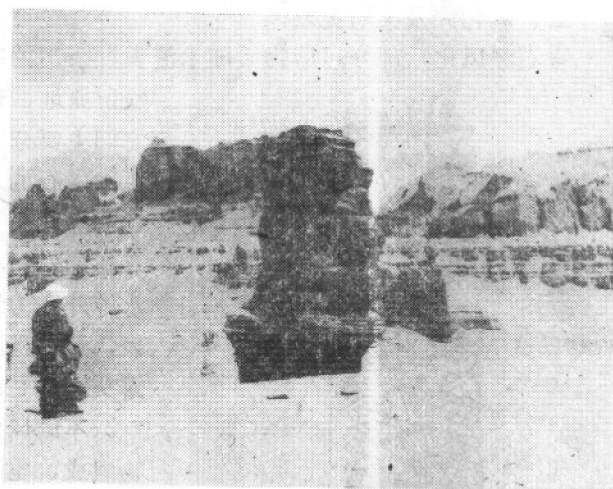


图 I—3—5 岩层中不同岩石抗风化能力不同形成的差异风化现象
(李永昭摄)

象,称为差异风化现象。在层理不明显的厚层沉积岩出露地区,这种差异风化常使层理显露出来,从而可帮助我们确定岩层的产状^① (图 I—3—5)。

^① 岩层的产状是指岩层在地壳中的空间方位,详见第四篇第一章。

2. 岩石的结构构造 岩石的结构包括组成矿物是晶质或非晶质，等粒或不等粒，细粒或粗粒等。这些都对风化速度有明显的影响。一般非晶质、等粒和细粒结构的岩石，比成分、构造相同的晶质、不等粒和粗粒结构的岩石易于化学风化，而又难于物理风化。

岩石的构造对风化的速度、强度影响亦十分明显，特别是节理发育的岩石既易被物理风化作用所破坏，又易受水溶液和生物等的作用，所以化学风化也易于进行，因而在岩石节理发育或比较破碎的地区，地形上往往成为洼地或沟谷。

在节理发育的厚层砂岩或块状岩浆岩中，常见到岩石被风化成球形或椭球形的现象，称为球形风化。它主要由岩石遭受化学风化形成，原因是在被节理切割成立方体的岩块棱角处与外界接触面最大，化学风化最快，致使岩石变成球形（图 I—3—6）。

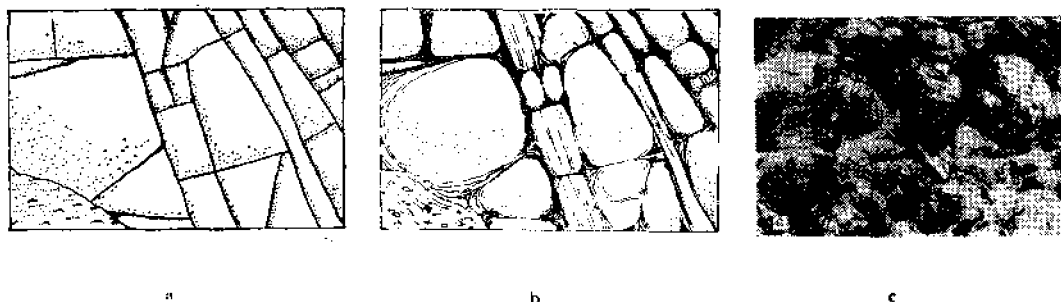


图 I—3—6 球形风化及其形成过程
(据W. K. 汉布林《地球动力系统》，1975 修改)

五、风化壳及其研究意义

岩石经风化后部分可溶物质随水流失，余下的残屑和化学风化中形成的一些新矿物便

残留原地，这些残留在原地的风化产物称残积物。它们主要分布在山坡上。残积物的成分和颜色都与下伏岩石的岩性有关。残积物和土壤形成一层不连续的薄层覆于地表，称为风化壳。风化壳下大面积存在的岩石称为基岩。地表有些地方风化产物被流水等外动力地质作用剥蚀搬走，使基岩出露于地表，这种露出地表的基岩，称为基岩的露头，或简称露头。它是地质人员野外观察和研究的主要对象。

不同风化作用所形成的风化壳可以由一层残积物组成，也可以由几层风化分解程度不同的残积物组成。这种由多层残积物组成的风化壳，层与层之间常逐渐过渡而无明显分界线。一个完整的风化壳剖面从下到上可分为以下几层（图 I—3—7）：风化壳的最底层（图 I—3—7，第 2 层）为半风化岩石碎块组成的半风化层，其成分与下伏基岩相同；其上为物理和化学风化形成的残积层（图 I—3—7，

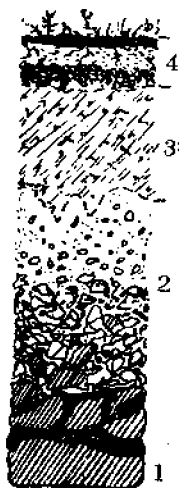


图 I—3—7 风化壳剖面结构
1—基岩；2—半风化层；3—残积层；4—土壤层

(引自长春地质学院《地质学原理》，1983)

第 3 层)，由下向上风化程度由浅变深，碎屑颗粒由大变小，最上部的一层，为经受长期物

理风化、化学风化和生物风化作用形成的土壤。风化壳的结构各地大致相似，但其成分和厚度则因地而异，主要与岩性、气候、地形和风化作用的时间等因素有关。一般在潮湿炎热气候区，三种风化作用都很显著，化学风化和生物风化作用尤为普遍而强烈，因而风化壳厚度大，结构复杂；干旱区则是以机械风化为主形成的风化壳，厚度一般较小，常仅有数十厘米，结构亦较简单。

风化壳若为后来沉积物所覆盖，则称为埋藏风化壳或古风化壳。风化壳中可形成一些具有经济价值的矿产，如锡石、金刚石、锆英石、钨、铂等残积砂矿和铁、锰、铝、镍和粘土矿等残余型矿床。风化壳中元素的丰度和铁帽又是找寻原生矿床的良好标志。另一方面，从风化壳中的风化产物厚度和成分还可推知其形成时的地理和气候条件。因此，对风化壳的研究不仅可以指导我们找寻有关矿产，而且还可以帮助恢复古地理和古气候以及地壳的构造运动历史。此外，因为风化壳是一种地表松散堆积物，它直接影响到水利工程建筑的稳固性和渗漏性，尤其是古风化壳，有时会给工程建设造成很大的危害。所以必须对工程场地的风化壳进行详细的研究，以掌握其发育情况，确定是否需要工程处理。由此，可见无论对现代或古风化壳的研究都是十分重要的。

第二节 河流的地质作用

大陆表面常年具有定向流水的线状水流，称为河流。它由河水和河谷两部分组成。河水主要来自大气降水、融雪水和地下水。河谷是容纳流动河水的长条形洼地，通常呈弯曲形并向一端倾斜。河谷在横剖面上由谷底和谷坡两部分组成。谷底是河谷底部平坦的部分，其中经常为河水占据的部分称河床。谷坡是高出谷底的两侧斜坡部分（图 I—3—8）。河谷一般直接沿岩石软弱带或岩石破碎带发育而成，或者是流水对已有洼地改造而成。河流对地表的改造过程，称河流的地质作用。河流在陆地表面分布很广，除气候极寒冷的永久冻土和冰川占据的地区外，几乎都有分布，所以河流是对陆地表面（特别是温暖潮湿气候区）改造最活跃的外力地质作用。河流的地质作用按其作用性质来说有机械作用和化学作用两种，但以机械作用为主。

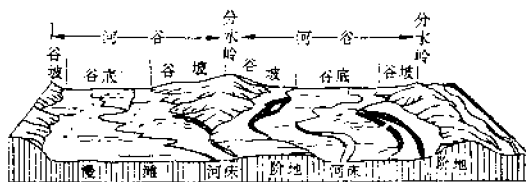


图 I—3—8 河谷及其横剖面形态要素
(据李叔达等, 1983)

河流机械作用的强度主要取决于河流的动能(E)，这是由河水流动产生的，其大小与河水流量(M)及流速(V)有关。其关系如下：
$$E = \frac{1}{2}MV^2$$

从上式可见河流的动能主要与流速有关，其次才与流量(M)有关。流速主要取决于地形及地面状况（植被、地面粗糙程度等），流量主要取决于气候（降雨量、融雪量等）。河流的机械作用除与其动能有关外，还与流经地区岩石的机械性质有关。

河流在流动过程中不断对流经区地表进行破坏，并把破坏下来的物质搬走而消耗其动能，一旦其动能消耗或减弱到低于搬运物质所需的动能时，便将超载的物质堆积下来。因而在河流流动过程中，由于河流动能的变化，其机械作用表现为剥蚀、搬运和沉积三种不

同方式。图 I—3—14 是粒度为 0.001—100mm 的松散碎屑物组成的河床，由于流水流速变化而发生剥蚀、搬运和沉积变化的实验研究结果。它清楚地说明，由于河流流速（也就是

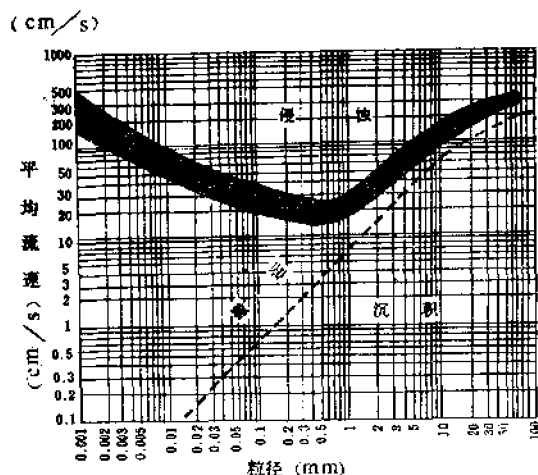


图 I—3—9 河流的剥蚀、搬运、沉积和流速的关系
(据 Hjulstrom)

(一) 河流的下蚀作用

河流侵蚀河床底部使河床高度不断降低的作用，称为河流的下蚀作用。它主要是河水在流动过程中以自身的动力向下冲蚀（亦有溶蚀）和河水携带的沙石对河床撞击、磨擦使河谷不断加深的作用。影响河流机械下蚀作用的速度、强度的因素很多，如河流的动能、河床岩石的软硬或组成河床的松散物的粒度、河流含砂石量等，但影响最大的是流速。

在河流发育的初期或上游地段，河谷纵剖面坡度较陡，流速较大，河流强烈下蚀河床，河谷不断加深，形成两侧谷坡陡峻的“V”形峡谷，如长江上游横穿玉龙雪山和中甸雪山的虎跳峡和中游的三峡都是举世闻名的“V”形峡谷。虎跳峡最窄处的江面仅宽40—60m，谷深达3000m，最陡的谷坡坡度在70°以上。

由于组成河床的岩石软硬程度不同（或抗溶蚀能力不同），河流下蚀速度在各河段也不相同。由硬岩石组成的河段不易被下蚀，河床相对较高；而在软岩石或易溶岩石组成的河段，易被下蚀，比较低洼，于是河床在纵向上常出现坎坷不平的地形。其中高差小的地段形成河水湍急翻滚的急流；高差较大的陡坎则形成瀑布。北美尼亚加拉瀑布的形成（图 I—3—10），是因该处地表为巨厚而较硬的石灰岩所覆盖；其下为较软的页岩组成。当上覆石灰岩一旦被切穿后，则页岩迅速被下蚀而成瀑布。瀑布有多种成因，除由岩性不同产生差异侵蚀造成的以外，还可因熔岩堵塞河谷，造成河床高差悬殊而形成；差异溶蚀、断层、冰川剥蚀等造成的河床纵向上的高差悬殊也可形成。我国最大的贵州黄果树大瀑布，河水从58m高的悬崖上飞泻而下，造成极为壮观的景色。该瀑布即是由石灰岩的差异溶蚀和构造影响而形成的（图 I—3—11）。河床中一旦形成瀑布后，由于瀑布具有较大的水位差，河水从高处跌落到低处时，势能全部转化为巨大的动能，可对河床进行强烈的下蚀。跌落下来的河水和其中的沙石，部分顺着河水的流动方向对河床冲蚀和磨蚀，使其不断加深；另一部分则沿背流方向猛烈冲击瀑布陡坎下部，逐渐将其掏空，致使上部岩石失去支

动能）的变化所引起的机械作用方式的变化。可见，河流机械作用的强度和方式，不仅与河流动能有关，而且与河床的物质组成有关。

河流的化学作用仅在易溶岩石地区才较显著，其作用强度与河流流速关系不大，而主要与河水的化学活动性和流量有关。河流的化学作用与机械作用相比居次要地位。

一、河流的剥蚀作用

河水在流动过程中，对地表的破坏作用一般称为河流的侵蚀作用，也就是河流的剥蚀作用。侵蚀作用以机械方式为主，按其方向可分为下蚀作用 and 侧蚀作用。

撑而崩落下来，于是瀑布便向上游方向不断后退（图 I—3—10）。我国黄河壶口大瀑布落差达 20m，平均每年后退 5cm；北美尼亚加拉大瀑布每年后退 0.5—1.5m。瀑布在不断后退的过程中，水位落差会逐渐减小，河床起伏亦随之变小，最后可使瀑布消失，逐渐变成比较平坦的河床。在河流源头处，由于地形较陡，水流湍急，下蚀作用同样表现出类似瀑布后退的现象，使河谷不断向上（分水岭方向）推进、伸长，这种作用过程称为河流的向源侵蚀。

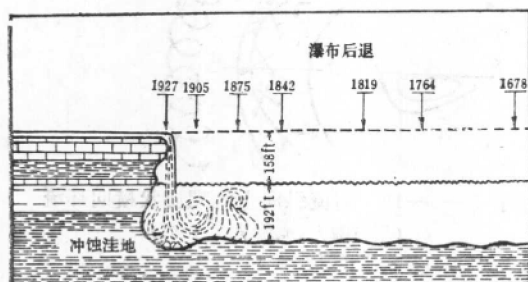


图 I—3—10 北美尼亚加拉瀑布后退
(据Gilbert)



图 I—3—11 贵州安顺县黄果树瀑布
(据《中国岩溶》画册)

河流下蚀作用的总趋势是加深河谷，减小河谷纵剖面的坡度，使河谷塑造造成由上游向下游坡度缓慢下降的圆滑曲线形。由于河床坡度逐渐变缓，动能减小，随之下蚀作用也逐渐减弱。因此，下蚀作用并非永无止境，而是有一极限的。当河流不断下蚀使河床降低到略低于注入水体（海、湖等）的水面高度，河水面接近该水体的水面时，河流的流速便几乎减至零，于是下蚀作用也就停止了。因而，我们把河流注入的水体表面近似地看成河流的下蚀极限，称侵蚀基准面。一般河流最终都要入海，故海平面是大多数河流的侵蚀基准面，又称为最终侵蚀基准面。而支流注入主流时，主流的河水面，或河流注入湖泊时，湖泊的湖水面等，则是局部地方的下蚀极限。由于这些水面是不断变化的，所以它们只是暂时起作用的侵蚀基准面，故称暂时性或地方性侵蚀基准面。影响河流下蚀作用的除侵蚀基准面外，还有许多其它因素，诸如气候、构造运动等。例如气候变暖、变冷或构造运动引起地壳升降，使海面发生变化，改变河流的最终侵蚀基准面，从而影响其下蚀作用。

分水岭两侧相邻河流，由于河床坡度、岩性、构造以及河水量和侵蚀基准面高度等的差异，可以出现不同的下蚀强度。下蚀强度大的河流，其向源侵蚀作用也往往较强烈，河流向分水岭伸长较快，使分水岭不断降低，同时又不断向侵蚀作用弱、速度较慢的河流所在一侧移动。最后，侵蚀速度快的河流可以袭夺侵蚀速度慢的上游河段，使其归入自己的上游河段，这种现象称为河流的袭夺。侵蚀力强的河流称为袭夺河，侵蚀力弱的河流称断头河（图 I—3—12）。

（二）河流的侧蚀作用

河流沿水平方向对河流两侧和谷坡的破坏作用称为河流的侧蚀作用。河流的侧蚀和下蚀作用总是同时进行的，只是在河床坡度变缓（一般为中、下游）地段，下蚀作用不显著

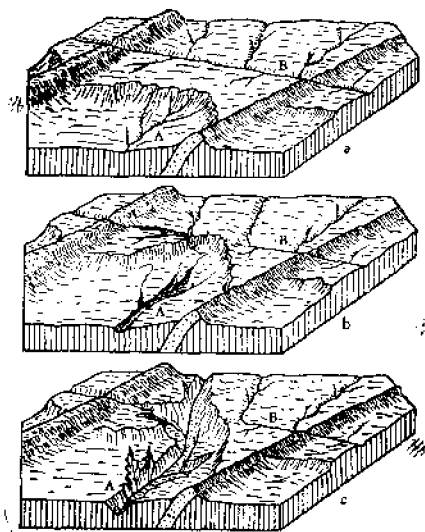


图 I—3—12 河流的袭夺

(据W. M. Davis)

a—河流A向源侵蚀；b—B河被袭夺；c—A河谷加深、延长

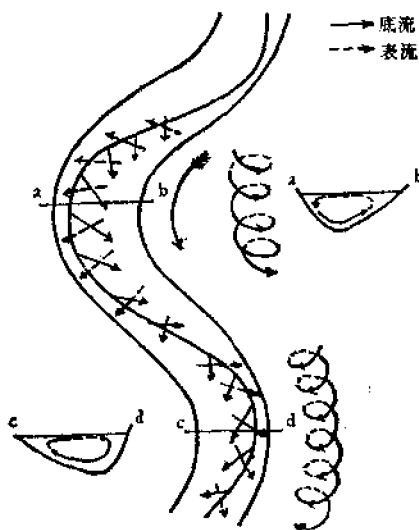


图 I—3—13 河流纵向上的螺旋状横向环流

(引自南大《地貌学》，1961)

时，侧蚀作用才居显著地位。侧蚀产生的主要原因是河谷的弯曲。河谷总不是笔直的，只要一有弯曲出现，便要逼使河水改变流向。但是，由于惯性的作用，河水力图保持原来直线流动的方向，因而在河谷的弯曲外，河水会直接冲向前方的凹岸，使凹岸受到猛烈的冲刷和磨蚀，这就是河流的侧蚀作用（图 I—3—13）。当河水由凸岸流向凹岸时，在离心惯性力作用下，表层河水不断涌向凹岸，使凹岸一侧河水水位不断增高，其下的底层河水承受的压力不断增大；由于凸岸一侧的水面较低，其底层水承受的压力比凹岸处小，从而迫使底层河水由凹岸流向凸岸。因此，从横剖面上来看，河流中表层河水是从凸岸流向凹岸，而底层河水则是由凹岸流向凸岸，从而形成一种环形流动，称为横向环流。横向环流中，底层河水流向凸岸时，仍继续向前流动，所以由凹岸流向凸岸的底层河水，实际是从凹岸斜向前方凸岸流去。这时整个河流中的水流是表层河水由凸岸流向前方的凹岸，底层河水是由凹岸流向前方的凸岸，成为螺旋状向前流动（图 I—3—13）。横向环流使凹岸受到强烈的破坏，掏空谷坡下部，使上部岩石失去支撑而崩塌，于是凹岸谷坡便逐渐向凹岸偏下游方向后退。在凹岸遭受侧蚀的同时，底层水流将凹岸破坏下来的产物不断搬至凸岸，在凸岸的下游侧沉积下来，使凸岸不断向河床偏下游方向扩展。由于凹岸不断后退，凸岸不断前伸展，河谷曲率不断增大，形成弯曲的曲流（图 I—3—14）。

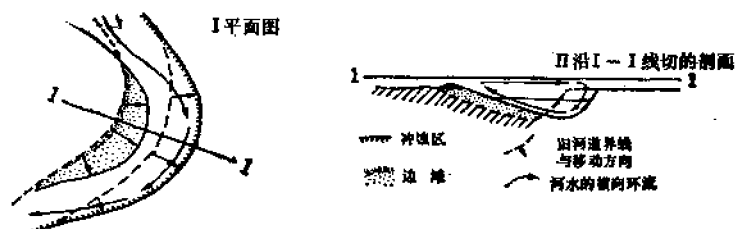


图 I—3—14 曲流的形成

(据E. B. 桑采尔)

河流的侧蚀，不仅使河谷弯曲，同时还不断加宽河谷，使其越来越开阔（图 I—3—15），形成“U”形谷。侧蚀加宽河谷也不是无止境的。随着河谷加宽，河床的弯曲和长度增大，坡度减小，动能降低，一旦河流动能降低到无力对两侧谷坡进行侵蚀时，河流对其谷坡的加宽就停止了。但河流对河床两侧谷底的侧蚀并未停止，此时侵蚀作用仅使河床在谷底形成不断迂回摆动的曲流，称为蛇曲（图 I—3—16）。随着河床弯曲不断增大，两个同侧相邻的河弯日益靠拢，在洪水期靠拢处可被冲开，使河流截弯取直，两河弯间的一段河道则被遗弃。被遗弃的旧河床进出口处逐渐被冲积物淤塞，于是原河床部分和留下的河水便形成弯曲的湖泊，称牛轭湖。我国长江下游段的曲流最为发育，在下荆江段（藕池口—

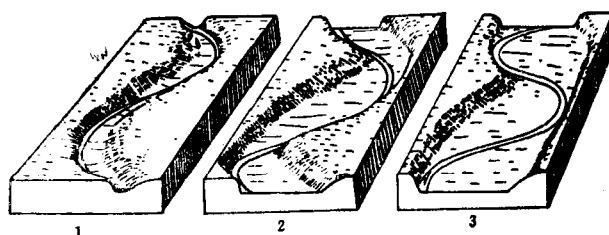


图 I—3—15 侧蚀作用使河谷加宽
（引自C. R. Longwell等）



图 I—3—16 四川雀儿山赠曲谷底的蛇曲
（李永昭摄）

城陵矶）直线距离仅87km，而蜿蜒曲折河道的长度却达240km，素有“九曲回肠”之称。此段河道有史以来曾发生数十起截弯取直，1910年尺八口处截弯取直留下的牛轭湖仍清晰可见（图 I—3—17）。当河床弯曲加大，曲流带（河床弯曲横过的地带）变宽，河道不断加长，河床坡度变小，河流动能减小且全部消耗在搬运泥沙和克服河床阻力上时，河流的侧蚀作用不再显著，曲流带亦不再加宽。

无论是河流下蚀还是侧蚀都是改变地表形态的重要作用。对整个河流而言，一般上游段是以下蚀为主，形成各种深沟峡谷地形；中、下游地段以侧蚀为主，形成开阔而平坦的地势。但由于构造运动引起地壳升降，局部地区也可出现上游以侧蚀为主，曲流发育，或者下游成为以下蚀为主的水急谷深的河段。

沙纹，这些小沙纹不断加大而形成高0.5—3cm，波长为10cm左右的沙纹。沙纹可以进一步加高，形成更大的沙波。它们保留在这些松散物后来形成的岩石中，便是在层面上见到的波痕。沙纹在剖面上是不对称的，它在流水不断作用下，可缓慢地向下游方向移动，于是便形成由沙纹层组成的斜层理（图 I—3—18）。推移物质在搬运过程中还不断地与河床底部或彼此相互碰撞、磨损，使这些碎屑逐渐变细、变圆。这种变细、变圆的过程，分别称为磨细作用和磨圆作用。一般搬运距离和搬运时间越长，碎屑物磨得愈细、愈圆。一条河流，如果在较长距离内无大支流注入，则从上游到下游方向可见到颗粒逐渐变细、变圆，分选越来越好；成分中稳定和耐磨的矿物（如石英）、岩石（如石英岩）碎屑比越来越大（图 III—2—12）的分异现象。



图 I—3—18 沙波纹的移动和斜层理的形成

河流中呈溶解状态搬运的物质中，一般易溶盐类（如钾、钠、钙、镁等的卤化物和硫酸盐等）呈真溶液状态搬运；而难溶的铁、镁、铝、硅等的氧化物和氢氧化物则呈胶体状态搬运。其搬运量取决于河流的流量和河水化学性质以及化学搬运物的来源，与流速关系较小。一般河流中溶解物质数量远低于其饱和时的数量，因此，化学搬运基本上是把搬运物一直带至海、湖内，而在搬运途中几乎不发生沉淀。河流溶运物与机械搬运物相比数量较少，但全世界每年带入海内的溶运物数量仍可达2340Mt，因而亦是不可忽视的。

三、河流的沉积作用

一旦河流的动能减小或化学条件改变降低了河流搬运能力，河流搬运物便会沉积下来，这就是河流的沉积作用。因为河流搬运物中的溶运物质仅在河口处才发生沉淀，所以在河流中的沉积作用是以机械沉积作用为主。河流由于动能降到不能再把全部机械搬运物带走时，则将超过搬运力的那部分物质按颗粒大小或相对密度依次沉积下来。搬运物的这种由重到轻、由大到小依次沉积的作用，称为沉积过程中的分异作用。在同一地点由于河流动能的季节和年度变化，也会出现从下到上沉积物的颗粒按大小和轻重不同而分布的现象，这使得沉积物成为一层层的，显示出较好的层理。河流沉积物除分选较好外，因搬运过程中磨圆作用较强，故颗粒的圆度亦较好。

河流机械沉积主要是动能降低引起的，因此，凡是河流动能明显变小的地区都是其沉积场所，如河谷凸岸，窄河段流入宽河段及支流注入主流处，河流注入海、湖处等。河流的沉积物称冲积物。主要分布在河流的中、下游，特别是下游河段。

（一）河谷内的沉积作用

河流搬运途中的碎屑物当河流流速减小、动能降低时，即在河谷内沉积形成河谷中的沉积物。一般河谷中的沉积物颗粒较粗，以粗砂和砾石为主，常具斜层理。河谷中的沉积物在地形上主要形成心滩、边滩和河漫滩等。

心滩 河水由窄河段流入宽河段或遇河床中的局部隆起等障碍物时，流速减小，沉积物便在河床中心沉积下来形成心滩（图 I—3—19）。其外形呈梭形，大小变化可以很大。

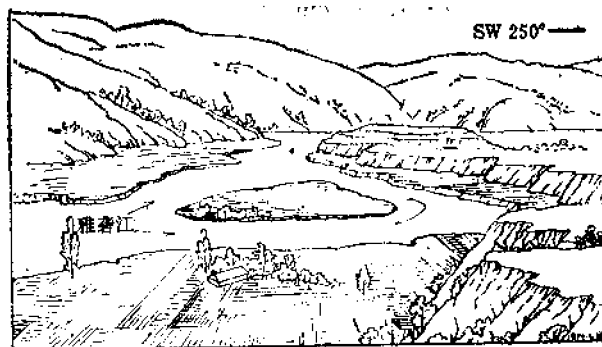


图 I—3—19 雅砻江下游河谷中沉积的心滩素描图
(据李尚宽, 1982)

长数十至数千米, 宽数米至数百米。其表面平坦, 枯水时常露出水面。心滩形成后, 使上游一端不断遭受侵蚀, 下游一端不断接受沉积, 于是心滩便缓缓向下游方向移动。

边滩 边滩也称滨河床浅滩, 它是由于横向环流的作用把凹岸侵蚀的物质带至凸岸边形成的堆积物, 或由支流注入主流时受主流河水的顶托使流速减小, 在支流河口的下游一侧形成的堆积物。其外形常为新月形, 微向下游倾斜, 沿河岸断续分布。

河漫滩 随着谷底加宽, 两侧边滩不断扩大, 枯水时露出水面, 洪水时才被淹没的地区, 称河漫滩。当河水漫出河床时, 河水变浅, 摩擦阻力增大, 流速降低, 动能变小, 于是大量沉积物堆积在原边滩沉积物之上, 形成河漫滩的沉积物。因河水漫出河床后, 动能变小, 携带至河漫滩上的沉积物主要是细沙和粘土等细粒物质。河漫滩沉积中具有不明显的水平层理。因此, 河漫滩沉积物实际上是由下部边滩的粗粒河床沉积物和上部真正的河漫滩细粒沉积物两部分组成。这种特征称为河流冲积层的二元结构。河漫滩和边滩在外形和分布上是一致的, 而且二者的分界线也不严格, 故有人把边滩称为雏形河漫滩。平原区的河漫滩可在谷底形成宽广而平坦的河谷平原, 称为冲积平原, 如黄河下游的华北平原等。

(二) 河口的沉积作用

河口是河流最主要的沉积场所, 不仅有机械沉积而且也有化学沉积作用。当河流注入湖海时, 由于河口段河床坡度变缓, 水域扩大, 河水四散分流, 加上湖、海水的顶托, 流速迅速减小, 使河水搬运的能力迅速减小甚至完全丧失。因此, 除部分细粒物质被湖水或海水继续搬运外, 绝大部分碎屑物均沉积在河口地段。另一方面河水中呈溶运的胶体物质 (主要为粘土及硅、铝、铁、锰等的氧化物和氢氧化物) 与海、湖水中的电解质相遇, 也可凝聚下来与碎屑物质一起沉积于河口。这些沉积物在河口处形成三角形的地形, 称为三角洲。三角洲顶端指向河流方向, 表面比较平坦; 微向湖、海方向倾斜 (图 I—3—20)。此外, 河口处因河流带来大量可供生物食用的有机质, 因而生物十分繁盛; 生物死亡又提供了有机质沉积, 所以沉积物中的有机质极为丰富, 常形成巨大的石油和天然气等有机矿产。随着河口冲积物的沉积, 三角洲面积会不断扩大, 可形成广阔肥沃的三角洲平原, 为兴建城镇和发展工农业提供良好的场所。

在河流沉积过程中某些有用矿物如在一定位置富集, 可形成具经济价值的金、铂、金刚石、锆石、锡石等冲积砂矿床, 如我国金沙江、黑龙江中的砂金矿, 湖南、广西的砂锡

矿等。

四、构造运动对河流地质作用的影响

构造运动对河流地质作用的方式和特点有极大影响。构造运动微弱地区河流的发展大致分三个阶段，各阶段的地质作用方式和特点可分别在一条河流的上、中、下游各河段表现出来。初期阶段一般相当于河流的上游，河床坡度较大，急流瀑布较多，河流以下蚀作用为主，使地面不断被切割破坏，起伏增大。此阶段河谷形态常形成“V”形峡谷。中期阶段一般相当于河流中游段，随着地面起伏和河床坡度减小，下蚀作用逐渐减弱，侧蚀作用渐居主要地位，形成曲流，河谷变成“U”形。河谷内出现心滩、边滩、河漫滩等各种形态的沉积物。晚期阶段一般相当于河流的下游河段，此期地面起伏和河床坡度进一步降低，侧蚀作用不再加宽河谷，仅对河床两侧的谷底堆积物侧蚀，使河床在谷底不断迂迴摆动形成蛇曲和牛轭湖。随着河流的侵蚀作用和其它外动力地质作用对地表的不断破坏，地面高度不断降低；同时，河流和其它外动力又将剥蚀的物质搬运至低洼地区沉积，于是地面起伏逐渐减小，最后变成一片平川。这种使地面逐渐变平的作用，称为夷平作用，所形成的平坦地形称为准平原（图 I—3—21）。

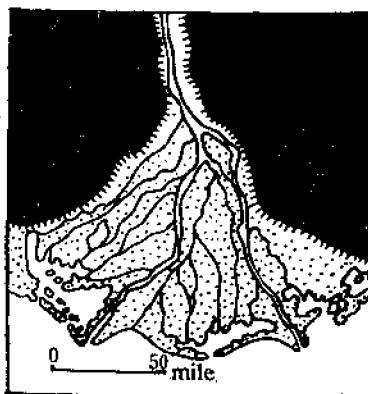


图 I—3—20 三角洲

（据 A. K. LoBeck 和 W. H. Emmons）

上图—尼罗河三角洲平面图；下图—剖面图，a、
b 为顶积层，c 为前积层，d 为底积层

地壳并非长期稳定的，当构造运动使地壳发生升降时，则会改变河流的地质作用。如地壳上升，则原以侧蚀或沉积为主的河段，可变为以下蚀作用为主。例如原来已发展到晚期阶段的河流或以沉积为主的曲流河段，在后来地壳上升，河流变为以下蚀为主时，可形成一种深切于基岩中，既具有“V”形峡谷，又具有曲流形态的不协调的河谷外貌，称为深切河曲（图 I—3—22）。准平原地区也会由于后期地壳上升而再次受到侵蚀，变成山地。这时各残留山顶的高度大致相当古准平原面，称为夷平面。如地壳下降，则原来处于发展初期阶段的河流或以下蚀为主的河段，反而呈现中期或晚期阶段以侧蚀甚至沉积为主的特点。如果地壳间歇上升，则可在河谷两侧谷坡上形成河谷阶地。

河谷阶地是河谷两侧谷坡上不再被一般洪水淹没的台阶状地形，它顺河谷方向延伸，微向下游方向倾斜，可以出现在河谷的一侧，也可分布在其两侧。其形成过程是：在地壳相对稳定时期，河流侧蚀作用增强，谷底变宽，形成河漫滩。以后地壳上升，河流下蚀作用增强，河谷加深，河床下降使原谷底的河漫滩高出河水面，不再为一般洪水所淹没，这便形成了河谷阶地（图 I—3—19）。因为阶地表面为原来的谷底，所以上面有河床沉积物，而且常发育有河漫滩的二元结构。据此，我们很容易识别河谷阶地。如果形成河谷阶地的上述作用过程重复几次，便可形成几级阶地。阶地形成的时代越早，位置越高；时代越晚，

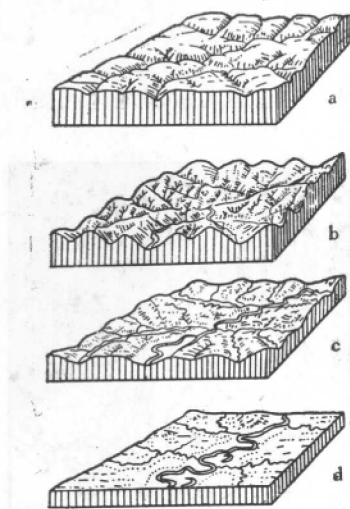


图 I—3—21 准平原的形成过程
(引自地处长春质学院《矿产地质基础》，1979)

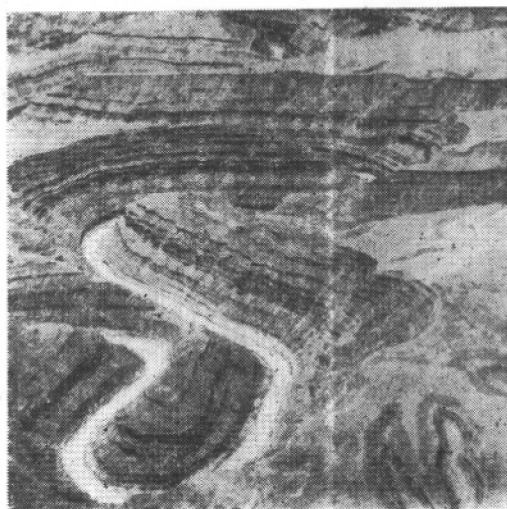


图 I—3—22 深切河曲
(引自W. H. Emmons等《Geology》，1955)
(美国犹他州 San Juan 峡谷)

位置越低。为便于研究，可将阶地由下而上（从新到老）依次命名为一级阶地、二级阶地、……；亦常以阶地上较大城镇来命名，如雅安阶地等。阶地形成除因构造运动对河流地质作用而形成外，全球气候周期性的干湿变化也可以促使形成阶地。阶地表面一般比较平坦。其宽度不等，大河流的一级阶地常可达数十公里，且水源丰富，有的还含有冲积砂矿，因而是建设城镇发展工农业的良好基地。此外，阶地的形成历史亦反映了河流的发展史，所以河谷阶地的研究对恢复河流发展史和研究近代构造运动都具有十分重要的意义。

第三节 地下水的地质作用

地下水系指地表以下存在于松散堆积物和岩石孔隙中的水。它是水圈的重要组成部分，分布极广（不受气候条件限制），总量达 4000000km^3 ，因此是改造地壳表层的重要外力之一。地下水是河水、湖水的重要来源，也是工农业用水和饮用水的重要来源，所以它是一种重要的资源。地下水在其运动过程中对地壳表层的改造过程，称为地下水的地质作用，其分布虽很广泛，但以气候湿热而又具可溶性岩石分布的地区最为显著。

地下水主要由雨水、冰雪融水、地表流水和湖水等地面水渗入地下积聚而成；其次有少量地下水是大气中的水汽直接在岩石孔隙中凝结而成；还有少量是被埋藏的古代海、湖沉积物内残留下来的水和岩浆中析离出来的水。

地下水的地质作用特点与地下水的运动密切有关，因此，下面先介绍地下水的运动。

一、地下水的运动

（一）岩石孔隙及其对地下水运动的影响

地下水赋存于岩石（包括松散堆积物）的孔隙中，并在其中运动。因此，岩石的孔隙度和渗透性，对地下水的储藏数量及运动特点都有极重要的影响。

岩石的孔隙度（ P_r ）是指岩石内孔隙总体积（ V_p ）与岩石（包括孔隙在内）的体积

(V) 之比。孔隙度的大小与组成岩石颗粒的粗细、分选性和颗粒形状、排列以及胶结程度等有关 (图 I—3—23)。孔隙度只表示孔隙的多少, 却不能表示孔隙的大小, 如细砂孔隙度为37%, 而孔隙比细砂小得多的粘土(刚沉积的), 孔隙度却为60%。单个孔隙的大小

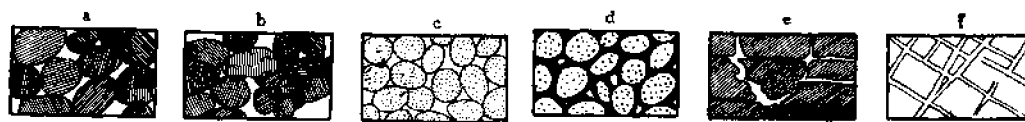


图 I—3—23 岩石中的孔隙

(据A. K. Lobeck, 1939)

a—粗粒均粒的松散堆积物; b—非均粒的松散堆积物; c—松散而均粒的沉积物; d—胶结紧密的岩石;
e—沿裂缝溶蚀而形成洞穴; f—裂缝多的岩石

与颗粒大小直接相关, 一般颗粒粗者比颗粒细者大。孔隙度可表示岩石能容纳水的数量。

岩石的渗透性是岩石能让水通过的性质。渗透性主要取决于孔隙大小和连通情况。孔隙度与渗透性并不总是一致的, 如经压缩后的粘土孔隙度达20%, 但因孔隙太小以致水很难通过。透水性好、能透水的岩层称为透水层, 如砂、砂岩等。透水性很差, 不能透水的岩层称隔水层或不透水层, 如粘土、页岩、裂缝很少的岩浆岩等。透水层和不透水层在自然界中往往是一种相对的概念, 如沙层透水性较好, 多为透水层, 但若上、下都是透水性比它好得多的砾石层, 则它就成了隔水层。被地下水充满的透水层称含水层。

(二) 地下水的运动方式和特点

地下水运动的能源主要为重力和热能。地下水在重力作用下运动是普遍现象, 而热能使地下水运动则主要见于温泉地区和地下深处。根据透水层被地下水饱和与否及埋藏条件可把地下水分为包气带水、潜水和承压水三种类型。

包气带水 地面水渗入地表以下, 在重力作用下, 沿松散堆积物和岩石中的孔隙向下运动。当运动到一定深度被第一个稳定不透水层所阻时, 便在不透水层上的孔隙中逐渐聚积起来, 形成地下水的饱和带。此带之上的岩石孔隙中未被水所充满, 因而含有大量空气, 故称此带为包气带。包气带中的地下水则为包气带水, 其运动方式比较复杂, 有的水呈水分子吸附在碎屑或岩石表面, 只有变为水汽才能移动; 有的呈水膜覆于碎屑或岩石表面, 可沿水膜厚处向较薄处移动; 还有一些水是在细小孔隙中, 受毛细管作用可以向上运移, 以上这些地下水的运动均不受重力的控制, 因此称为非重力水。非重力水在农业上具有重要意义。包气带水除非重力水外, 还有受重力影响沿重力方向运动的重力水。它主要是向下运动, 当运动途中遇局部隔水层或弱透水层时, 可形成包气带中局部饱和的上层滞水。上层滞水可由水面高处向低处运动, 因其距地面较近, 虽易汲取但也易受污染, 而且水量受季节等因素影响, 变化很大, 故不能作为工、农业和饮用水的可靠水源 (图 I—3—24)。

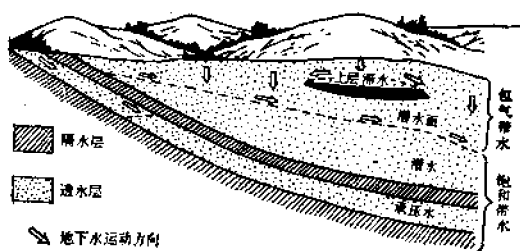


图 I—3—24 包气带水 (包括上层滞水) 与潜水、承压水的运动

潜水 地表以下第一个稳定隔水层之上的饱和带水为潜水。隔水层顶面就是潜水的下界，潜水上界为自由表面，称为潜水面（图 I—3—24）。我们日常所用的井水一般都是潜水。井水面就是潜水面。潜水面并不是水平的，它的起伏和地面起伏基本一致，但比地面起伏小（图 I—3—25）。潜水除与地形有关外，还与雨水直接补给有关，故雨季比旱季潜水面高。潜水受重力影响，由潜水面高处向低处运动，力图使潜水面达到水平状态。因此，潜水面起伏越大，其运动速度也越大。潜水经地下泥沙过滤，一般水质较清洁，而且一般距地面较近便于汲取，因此是生活和工农业用水的重要水源。

承压水 第一个隔水层之下，充满两个隔水层间的含水层的地下水称层间水。层间水主要由含水层出露地表部分得到补给。在补给区，地下水由隔水层高处沿重力方向向低处流动和汇聚。当将两个隔水层之间的透水层充满时，其下部的水便承受了上部水柱的静压力而具上涌的能力，故称为承压水。承压水在一定条件下可穿过上面的隔水层逆重力方向向上运动，当其涌出地表，则形成自流水（图 I—3—26）。承压水的水量、水温变化小，而且上有隔水层顶板，不易受地面污染，水质优良，又能在适当条件下喷出地表，所以是工农业和生活用水的理想水源。不过承压水一旦被污染，净化却相当困难，必须注意。



图 I—3—25 潜水面与地形的关系
(引自北京地质学院《普通地质学》，1958)



图 I—3—26 自流水和承压水
(引自北京地质学院《普通地质学》，1958)
1—自流水；2,4—隔水层；3—承压水

包气带水、潜水和承压水主要都是受重力影响向下或向低处运动，运动是以缓慢渗透方式为主。地下水一般流速很小，一昼夜只能流动几米至几十米，所以动能很小。只有少数在大洞穴中流动的地下水（尤其是地下河），由于洞穴较开阔，地下水水量集中，才具有较大的动能。地下水流动速度取决于岩石孔隙性质和含水层倾斜情况等因素。

地下水一旦流出地表便形成泉。按泉水的补给和溢出特征，可将泉分为两类：一类是下降泉，其泉水一般由不承压的地下水（上层滞水或潜水）补给，水受重力影响由高处向低处慢慢溢出，它多出现在山脚下或沟谷中；另一类是上升泉，其泉水由承压的地下水（承压水）补给，泉水承压向上涌出泉口。一般泉水的温度大致相当于当地年平均气温，而且多由潜水补给。如果泉水温度高于当地年平均气温，则称为温泉。温泉多由承压水补给。若泉水中含有某些有医疗作用的特殊化学成分（如碳酸、硫及放射性元素等），则称为矿泉。

（三）地下水的化学成分和物理性质及其对地下水运动的影响

1. 地下水的化学成分及其对地下水运动的影响 地下水的化学成分较为复杂，包含各种气体、离子和胶态物质。常见的有 O_2 、 CO_2 、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 NO_3^- 、 CO_3^{2-} 等以及少量有机物质。但各地的具体成分和数量则取决于地下水流经地区的岩性和生物活动等因素。此外，还与气候和地下水补给条件有关。地下水中溶解物的化学成分和数量，往往直接影响其物理性质（如相对密度、粘度等），从而影响地下水的运

动。此外，若水中含大量 O_2 、 CO_2 和有机酸等，则在运动过程中可不断扩大其运动通道，改变地下水的运动状态。

2. 地下水的物理性质及其对地下水运动的影响 地下水的物理性质包括相对密度、温度、粘度、透明度、颜色、嗅、味、导电性和放射性等，与地下水运动有关的主要是前三种。

相对密度和粘度 地下水的相对密度和粘度取决于水中溶解盐类物质的数量。影响粘度的因素还有温度，当温度增高时，则粘度减小。相对密度大、粘度大的水在孔隙中的运动速度低于相对密度、粘度都小的水。

温度 由于热能来源不同，地下水温度变化较大。在地表附近受当地气温影响而变化，多年冻土区内局部矿化度高的水温度可低至 $-5^\circ C$ ，而循环于新火山地区的地下水温可高达 $100^\circ C$ 以上。温度对地下水的粘度和水分子的活动能力（包括溶解度）影响很大，一般温度越高，地下水越易运动，甚至部分地下水可转变为蒸汽促使余下的地下热水逆重力方向猛烈冲出地表，如西藏羊八井地热田第二口井，喷出的汽柱高达百余米，水柱高约 50m。

其它物理性质与地下水运动的关系不大，但在地质工作中却常用到。如透明度、颜色、嗅、味等，它对水质的简易评价十分有用；导电性与溶解的电解质数量有关，在物探工作中进行电法勘探时应注意其影响；放射性则与地下水的气态镭射气（氡）和放射性镭盐（数量很少）有关，一般地下水均具微弱放射性，但当地下水流经放射性矿床后，则放射性相应增强，故可用此特点来寻找放射性矿床。

二、地下水的地质作用

大部分地下水均运行于岩石孔隙和裂隙中，其流动缓慢、水量分散、动能很小，因而机械作用十分微弱。但是由于地下水缓缓流动于岩石孔隙和裂隙中，与岩石或矿物颗粒接触时间长、接触面积大，加之水中又常含有酸类物质（如有机酸、 H_2SO_4 、 H_2CO_3 等）和氧气等，使地下水具有较强的化学作用。就整个地下水的地质作用而言，是以化学作用为主，其作用方式包括剥蚀、搬运、沉积。

（一）地下水的潜蚀作用

地下水的剥蚀作用是在地面以下进行的，故称潜蚀作用。它包括机械潜蚀和化学潜蚀（即溶蚀）两种，但以后者为主。

1. 机械潜蚀作用 地下水的机械潜蚀，即冲蚀的能力十分微弱。仅能冲出松散堆积物中的细小的粉砂和粘土，但这种冲蚀加上化学溶蚀亦可使堆积物中的孔隙扩大，结构变疏松。如果这些变疏松的堆积物（也可以是松软的岩层）位于斜坡上，当孔隙被地下水充满后，一方面由于水分增加了堆积物的重量，另一方面水又降低了堆积物内部摩擦力和颗粒间的粘结力，加上水的冲力和粘土的可塑性，在重力的作用下就会大量地从高处往低处运动，形成滑坡。滑坡还可由其它原因（如地震等）引起。发生滑坡不仅可使某些地带的地貌发生变化，而且对工农业建设和交通危害很大，研究滑坡产生的原因和运动规律，以便采取有效的预防措施乃是工程地质人员的重要任务之一。在坚硬岩石分布区，地下水的机械潜蚀作用十分微弱，仅在大裂隙和大洞穴中，由于地下水水量集中，流速、流量较大，才具有较强的机械潜蚀能力，不过它仅有局部意义，其作用过程与河流相似。

2. 溶蚀作用 地下水的温度、压力较高，而且常溶有一定数量的 CO_2 和各种有机酸，因而比常温、常压下的纯水的溶蚀能力大得多。同时由于地下水运行于岩石和松散堆

积物孔隙之中，与组成岩石的矿物颗粒接触面积大、接触时间长，所以地下水对岩石的溶蚀能力较强，特别是它运行于如石灰岩、白云岩、石膏等可溶性岩石中，则溶蚀力更强。所以地下水是改造可溶性岩石分布区强有力的地质动力。

在可溶性的碳酸盐类岩石广泛分布区，地下水沿岩层面和孔隙流动，在流动过程中不断溶解沿途的岩石，扩大其通道，并把溶解后生成的重碳酸盐带走，其化学反应如下：



因此，地下水中溶有的 CO_2 量越多，且又有良好的流泄条件把水中的重碳酸盐不断带走，则对岩石的溶蚀能力越强，溶蚀速度也越快。溶蚀作用使岩石中形成各种形状和大小的洞穴、廊道。不仅如此，这些地区在地表水和地下水溶蚀作用的共同作用下，地表变得怪石林立，洼地遍布。这种由可溶性岩石经水（主要是地下水）溶蚀为主产生的各种（地表和地下）地形形态以及作用的过程，统称为喀斯特或岩溶（图 I—3—27）。

可溶性岩石分布区喀斯特地貌的形成过程如下：地表水顺斜坡或岩石缝隙流动过程中，对岩石溶蚀使其表面形成深几厘米到几米的沟槽称溶沟，溶沟之间的凸起石脊称为石芽（图 I—3—28）。溶沟、石芽相间出现使地表变得坎坷不平。溶沟、石芽继续扩大，可

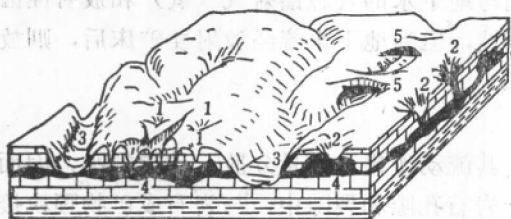


图 I—3—27 喀斯特现象

1,2—塌陷漏斗和落水洞；3—溶蚀谷；4—溶洞；
5—天生桥

（据C. R. Longwell等，1944）

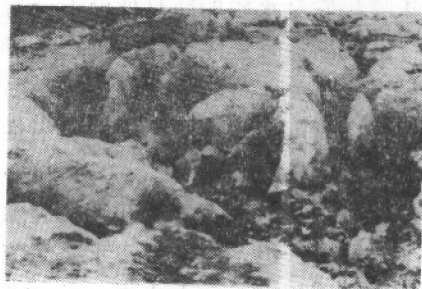


图 I—3—28 溶沟和石芽

（据《中国岩溶》）

形成高大壁立宛如树林的石林（图 I—3—29）。地表水从地面沿可溶性岩石的两组节理交叉处向下渗流、溶蚀，使直达潜水面的裂隙扩大而成直立井状洞穴，称为落水洞。落水洞地面洞口附近常因陷落和溶蚀而成的漏斗状地形，称为溶蚀或陷落漏斗。当地下水向下渗流至潜水面后，即不再垂直向深处运动，而受重力影响从潜水面高处向低处运动，并沿岩石缝隙和层理溶蚀成近水平方向延伸的地下洞穴，称为溶洞（图 I—3—27）、溶洞中若有较大地下水流动则成地下河。局部洞底洼地积水可形成地下湖。溶洞大小不一，主要发育在潜水面附近。如果地壳相对上升，潜水面下降，则可形成高悬于山坡上的干溶洞。利用干溶洞可获得该地区晚近时期构造运动的情况。溶蚀作用不断进行，溶洞逐渐扩大，导致顶板垮落，使溶洞其余部分出露于地表形成的沟谷，称为溶蚀谷。残留于沟谷顶未塌落的部分称为天生桥（图 I—3—27）。溶蚀谷继续扩大，形成不规则的开阔盆地，称为溶蚀盆地。溶蚀盆地内常残留有岩石构成的陡峭山峰，称为峰林（图 I—3—30）。峰林在广西桂林构成绚丽多彩的风景。岩溶发育地区，地表崎岖，土薄干旱，而且可造成水库漏水，并可影响工程建设和采矿等。因此，在岩溶区进行工程建设前，应充分研究岩溶发展的规律，



图 I—3—29 云南路南石林
(引自成都地质学院《普通地质学》，1973)

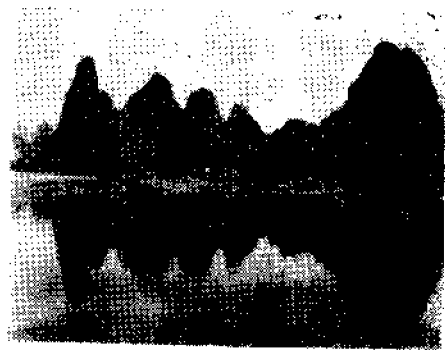


图 I—3—30 广西桂林的峰林
(引自长春地质学院《矿产地质基础》，1979)

以便采取必要的措施。

综上所述，岩溶地形形成的基本条件为：(1)有产状较平缓，节理发育的厚层状可溶性岩石（主要是石灰岩）的分布；(2)有丰富和不断运动的地下水。

3. 影响潜蚀作用的因素

(1) 气候 潜蚀作用与地下水量的多少密切相关，地下水量越大，潜蚀作用越强。气候又直接影响着地下水的补给。一般干旱地区和冰川、冻土地区，地下水量少，故潜蚀作用较微弱；而在温暖，特别是炎热多雨的地区，地下水来源丰富，同时气温高又加速化学反应的进行，故溶蚀作用强烈。

(2) 岩性 不同岩性对潜蚀作用强度影响较大。影响潜蚀作用的岩性主要是岩石的可溶性和结构。由硅酸盐（可溶性差）组成的岩浆岩、变质岩和沉积岩的溶蚀作用都十分微弱，而由易溶矿物组成的碳酸盐类岩石（如大理岩、石灰岩、白云岩、泥灰岩等）、硫酸盐类岩石（如石膏、硬石膏等）与氯化物类岩石（如石盐、钾盐等）的溶蚀作用就特别强。岩石结构与孔隙大小和连通性直接影响岩石渗透性的好坏，从而影响潜蚀作用的强弱。一般组成岩石的颗粒大小均一时，若粒径小，孔隙连通性差，则地下水难于流动不利于潜蚀作用进行；若粒径大，孔隙连通性好，地下水易于流动，则有利于潜蚀作用的进行。当组成岩石的颗粒大小不均时，则会减少岩石中的孔隙，增加地下水流动的阻力，不利于潜蚀作用。松散沉积物和破碎岩石中孔隙大，易于潜蚀；经胶结后孔隙减少，则会削弱潜蚀作用。

(3) 构造运动对潜蚀的影响 构造运动强烈与否对潜蚀作用影响很大，在构造运动微弱地区，有利于地下水的长期作用，潜蚀作用表现强烈，各种喀斯特地形十分发育；相反，在构造运动强烈地区，则潜蚀作用表现较弱，喀斯特地形发育较差。

(二) 地下水的搬运和沉积作用

1. 地下水的搬运作用 地下水的动能较小，因而机械搬运力小，通常只能搬运细小的泥、沙等物质，仅在地下河里才能搬运一些较粗大的砾石和沙，其搬运特点和河流相似。地下水搬运方式以溶运为主，溶运的搬运力主要与地下水的流量和性质有关，而与流速关系不大。全世界河流每年带入海内的溶解物质达 2340 Mt，其中大部分来源于地下水，可

见地下水溶运量之大。地下水的化学搬运物不是呈真溶液，就是呈胶体状态，其成分除与流经地区岩石成分有关外，还与气候有关。在干旱气候区，由于岩石受化学风化作用较弱，只有易溶盐才能析出，故地下水搬运物中以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 K^+ 、 Na^+ 等离子为主。在湿热气候区，化学风化作用较强，地下水中除易溶盐类的离子外，还有呈胶体状态搬运的 SiO_2 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 以及有机酸类等物质。如果地下水流经区内，有某种金属矿床存在，则在地下水中可搬运该金属矿床中的金属离子，如 Fe^{3+} 、 Cu^{2+} 、 Pb^{2+} 、 Zn^{2+} 等，而且搬运的金属离子浓度随距矿床的距离增大而减小。因此，可对地下水进行采样分析，根据其中离子浓度分布特征来追索矿体的赋存地段，以找寻有关矿床。这就是地球化学探矿法中的水化学找矿方法。

地下水的溶运量，除与流经区岩石中组成矿物的溶解度有关外，还与地下水的物理、化学性质有关，特别是与水温及 CO_2 的含量有关。一般情况下，水温增高，地下水的溶蚀能力增强；但应注意，有时因水温增高导致 CO_2 含量减小，反而会降低地下水的搬运力。地下水中的 CO_2 含量取决于温度和压力，温度增高，则 CO_2 溶解量降低。当温度一定时， CO_2 溶解量与压力成正比。在搬运过程中，一旦地下水的围压减小，使 CO_2 溶解量降低，或温度骤降都会引起地下水溶运能力降低，从而出现地下水的沉积。

2. 地下水的沉积作用 地下水的沉积作用以化学沉积为主，机械沉积仅出现在大洞穴中的地下河内，其沉积作用与河流类似。化学沉积主要发生在地下水流出地表或渗入岩石的孔隙时，因压力降低导致水中 CO_2 的逸出或因水温骤降和蒸发等使溶液达到过饱和而发生沉淀。其沉积物有：

(1) 泉口沉积 当地下水流出地表时，由于温度骤降，使 SiO_2 沉淀下来，或由于压力降低， CO_2 逸出，使 CaCO_3 沉淀出来，形成疏松多孔的物质，称为泉华。成分为 SiO_2 者称硅华，成分为 CaCO_3 者称钙华（石灰华）。泉华在温泉附近常大量出现，由于泉华的成分和数量以及所在的地形不同，泉华可形成各种形态，如锥状、台阶状、扇状、幔状等。我国四川康定县城有一半就是建筑在石灰华之上。

(2) 溶洞沉积 当富含 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 的地下水沿岩石缝隙从溶洞顶渗滴下来时，因压力降低， CO_2 逸出和部分水分蒸发，使 CaCO_3 沉淀出来，形成各种各样的溶洞滴石。如果渗滴的地下水把 CaCO_3 沉淀在洞顶滴水处，便形成悬于洞顶不断向下增长的石钟乳；渗滴的地下水滴落到洞底后沉淀出 CaCO_3 ，便形成由洞底不断向上增长的石笋；经过长期沉淀后，石钟乳和石笋分别向下和向上增长（据观察，它们约 30—50 年增长 1 cm），最后接为一体而成柱状，称为石柱（图 I—3—31、32）。

(3) 缝隙沉积 地下水将矿物质带入岩石裂缝后，结晶沉淀出来。在较开阔的裂缝中常形成薄板状沉淀物（剖面上呈脉状）。其成分主要为 CaCO_3 和 SiO_2 ，前者称方解石脉，后者称石英脉。在较紧闭的裂缝中，有时有铁、锰质沉淀出来，形成柏枝状沉淀物，称假化石。

(4) 孔隙沉积 地下水在岩石颗粒之间沉淀下来的物质，常形成松散沉积物中的胶结物，其成分主要有钙质和硅质等。

地下水的化学搬运物除达到饱和后沉淀外，在其未饱和时，亦可与周围物质发生交换而沉淀出来，称为置换作用。如矿物质（ SiO_2 、 CaCO_3 等）与沉积物中生物体内易溶成分发生交换而沉淀出来。交换后生物体内虽然成分发生了改变，但仍完全保留着生物内部原



图 I—3—31 溶洞滴石
(广西柳州都东岩洞, 据《中国岩溶》图册)

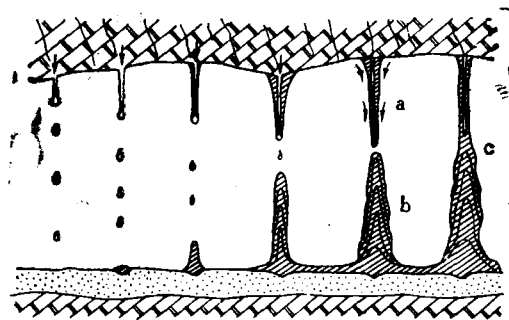


图 I—3—32 溶洞滴石的形成过程示意图
(据R. Ketlner)
a—石钟乳; b—石笋; c—石柱

有的构造, 这就是化石的形成方式之一, 例如硅化木的形成。

地下水及其地质作用密切关系到人类生活, 目前正在大规模地进行社会主义建设, 工农业都迫切需要大量水源和有关水文资料, 所以研究地下水的活动及其作用规律, 为工农业提供水文地质方面的资料以及利用水化学找矿等乃是地质工作者的重要任务。

第四节 海洋的地质作用

海洋是地球上最大的水体。它与大陆构成迥然不同的两大自然地理单元。海洋约占地球表面积的71%, 其中储存的海水是水圈的主体, 约占整个水圈体积的96.5%。因此, 海洋是改造地壳表层的重要动力。不仅海水中蕴藏着极为丰富的海生生物、矿产资源和巨大的能源, 而且在海底还赋存着丰富的石油、煤和锰结核等矿产资源。不仅如此, 过去海洋地质作用的产物, 不但类型多, 而且数量很大, 几乎遍布全球, 现今陆上所见的沉积岩和沉积矿产绝大部分是海洋地质作用的产物。因而研究海洋地质作用, 不论对开发现代海洋资源或古代海洋沉积形成的矿产资源有意义, 对恢复地壳演化历史等也具有重要意义。

一、海水的运动及影响海洋地质作用的因素

海洋地质作用的方式和特点取决于海水的运动, 同时也受海水的物理和化学性质、生物活动以及海岸和海底地形等因素的影响。

(一) 海水的运动

海水, 尤其是表层海水总在不断运动着, 海水的运动正是海洋地质作用的主要动力。它一方面破坏海岸和海底, 另一方面又将海水中的各种物质进行搬运, 并在适当地区沉积下来。海洋地质作用就这样不停地改造着地壳表层的物质成分和外貌。促使海水运动的因素很多, 其中主要为风力、日月引力, 其次为地震、火山喷发和海水物理性质的差异等。在这些因素的不断影响下, 其运动方式主要表现为海浪、潮汐、洋流和浊流四种。

1. 海浪 海水形成的波状起伏运动, 称海浪。它主要是风对海面的磨擦和推挤作用引起的。当风力引起海水表面质点依次在平衡位置沿同一方向作圆周运动时, 就形成了海浪 (图 I—3—33)。除风以外, 地震、火山等亦可形成海浪。海浪的大小主要和风力大小、风的持久性和海面开阔程度有关。一般大洋中的海浪, 波长为数十米, 波高2—5m, 暴风时波长可达数百至数千米, 波高达30m左右。例如在太平洋、印度洋和南大西洋三大

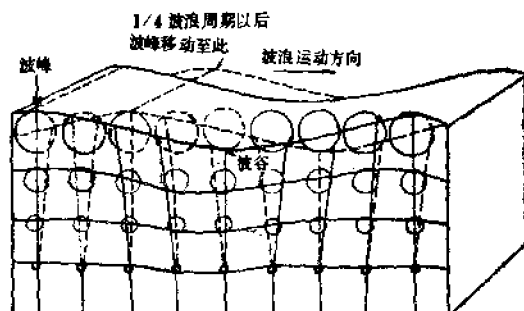


图 I—3—33 海浪的形成
(引自成都地质学院《动力地质学原理》，1978)

洋汇合处，洋面开阔又受季风影响，可形成波长 400m、波高达 13—14m 的巨浪。海浪的动能随深度迅速减弱，大致在水深相当于波长的 1/2 时，水的圆周运动即趋于破坏，故一般影响深度仅达 40—60m，最深不超过 200m。因此，大洋深处的海水相对于表面来说要平静得多。当海浪向海岸传播至水深不超过波长一半的浅水区时，由于波浪底部受海底的摩擦，波速减小，前面的水质点运动比后面的慢，会形成海浪互拥的现象。这时波长迅速缩短，波高增大。又因下层海水所受摩擦阻力大于上层海水，所以上层海水水质点运动的速度大于下层海水水质点，致使波形畸变，波峰向岸倾斜。一旦水深小于波高时，水质点不能及时补充波峰，于是波峰向前倾倒，破碎，并将能量释放出来，形成猛烈拍打海岸的拍岸浪（图 I—3—34）。当拍岸浪的动能消耗完后，涌向岸边的海水在重力作用下又沿海岸斜坡流回海洋形成底流。如果拍岸浪拍打海岸的方向不是垂直的，除了产生底流外，还有部分海水沿海岸方向流动，形成沿岸流（图 I—3—34）。拍岸浪、底流和沿岸流对海岸地形的改造起着特别重要的作用。

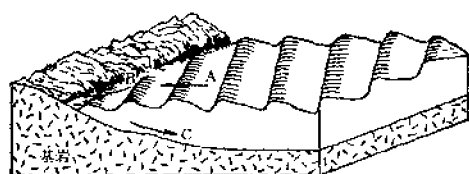


图 I—3—34 拍岸浪(A)、底流(C)、沿岸流(B)示意图
(据成都地质学院《地质学基础》，1975)

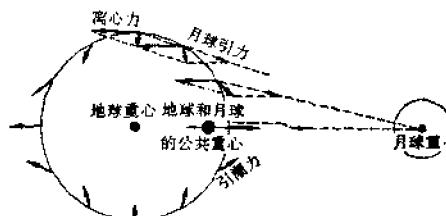


图 I—3—35 潮汐形成示意图
(据同济大学，1981)

2. 潮汐 海水周期性的涨落现象称为潮汐。潮汐主要由月球引力和地月系统转动产生的离心力的合力（即引潮力）引起（图 I—3—35）。太阳对地球的引力也能引起潮汐，但因日地距离远比月地距离大，所以太阳引起的潮汐比月球引起的潮汐小得多。潮汐使海水不断运动，且具有较大的动能。各地潮汐大小不同，在开阔大洋中潮高不过 2.5m，但在海岸带，尤其是海湾和河口地区，则潮高猛涨形成雄伟的景色和巨大的动能，如举世闻名的钱塘江海宁大潮，潮高可达 8—12m，因此，潮汐的地质作用在这些地区特别显著。

3. 洋流 海洋中较大范围内沿一定方向流动的海水，叫做洋流。按其运动特点可分

为表层洋流和深部洋流两种。表层洋流主要由定向风（信风）引起，也可由海水温度和盐度的差异引起。它像海洋中的河流一样，宽数十至数百公里，水层厚度可达数百米，速度2—6km/h，流程达数千公里以上。根据海水温度可将表层洋流分为寒流和暖流，比流经地区水温高的洋流称暖流；凡比流经地区水温低的洋流称寒流。一般由低纬度海区向高纬度海区流动的为暖流；而从高纬度海区向低纬度海区方向流动的洋流为寒流（图 I—3—36）。深部海水与表层海水之间的循环运动称为深海洋流。它是由盐度和温度差异而引起海水的密度差异而产生的。洋流的海水主要在深海区内运动，动力较小，对海底的破坏作用微弱，仅能搬动某些细粒泥沙，但它的搬运距离可以很大，可将极细的碎屑颗粒和呈溶运的物质搬运数千公里以上。

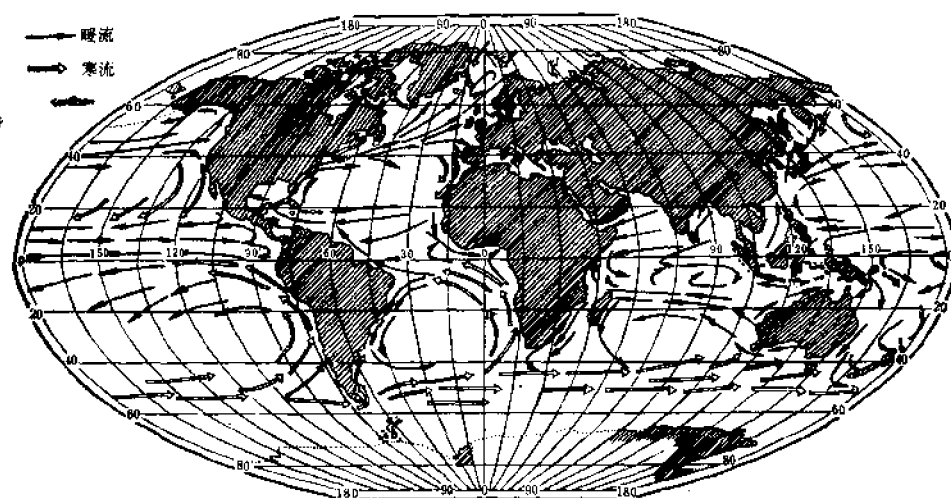


图 I—3—36 世界洋流略图
(据G. T. Trewartha)

4. 浊流 浊流是含大量碎屑物质而十分混浊的一种高密度的水下重力流。它是在清澈海水中运动的一种局部海水流。浊流密度较大（约 $1.5-2 \text{ g/cm}^3$ 以上），在重力作用下沿大陆边缘斜坡向下移动。浊流一般是由暴风浪、潮汐、地震、火山作用等引起海底斜坡上的松散沉积物与海水相混而成。浊流分布比较局限，但剥蚀、搬运能力较强，能把大量浅水的粗碎屑物带至深海底沉积。浊流也可形成于湖泊中。

（二）其它影响海洋地质作用的因素

1. 海水的化学成分 海水含有数十种元素，它们主要是一些呈离子（少数为胶体）状态存在的盐类。由于海水不断运动，使海水中所含盐类分布比较均匀，相对含量比较稳定，平均含盐量为35%。沿海岸地区由于气候等因素的影响，盐度变化较大，在潮湿地区或河口附近盐度较低，而在干旱地区或被干旱地区包围的海区内海水含盐度较高，如红海高达41%。海水所含盐分见表 I—3—1。从表中可看出，海水溶解物的化学成分以氯化物为主，其次为硫酸盐、碳酸盐。有些盐类本身就是重要矿产资源。其含量不仅影响海水的密度，而且还与生物生存以及某些盐类的溶解、搬运和沉淀有关。因而直接或间接影响海洋的地质作用。海水中除含盐分外，还含有气体和微量元素，其中对生物、海水的

表 I—3—1 海水盐分的组成

盐 类	每公斤海水中 的含量(g)	占全部盐类重 量的百分数(%)	盐 类	每公斤海水中 的含量(g)	占全部盐类重 量的百分数(%)
氯化钠 NaCl	23.477	68.085	溴化钾 KBr	0.096	0.278
氯化镁 MgCl	4.981	14.445	硼酸 H_3BO_3	0.026	0.075
硫酸钠 Na_2SO_4	3.917	11.359	氯化锶 $SrCl_2$	0.024	0.070
氯化钙 CaCl	1.102	3.196	氟化钠 NaF	0.003	0.009
氯化钾 KCl	0.664	1.192	总 计	34.482	100.00
碳酸氢钠 $NaHCO_3$	0.192	0.557			

(据 L. S. Allison《Geology》, 1980)

含盐度和物理性质、化学性质(如pH值、Eh值等)影响较大的是氧和二氧化碳,局部地方有硫化氢。海水中气体含量一般是随深度增加而减少,到5000m以下几乎不含气体。

2. 海水的物理性质 海水的物理性质包括海水的颜色、透明度、温度、密度和压力等。海水的温度随水深而变化,表层水温直接受太阳辐射热能的影响,季节性变化明显,并随纬度不同而呈带状分布。赤道附近水温平均为23℃,而两极平均在5℃以下。表层以下的海水温度主要靠表层海水向下传导太阳辐射热和海水对流获得,故随深度而减少,在1500m以下的海水几乎不受表层水温的影响,全年温度变化很小,由此深度直到海底,水温都在2—1℃之间。海水的密度主要随温度和含盐度而变化,含盐度越高,密度越大;温度越高,密度越小。密度变化可引起海水的运动。海水的压力随深度而变化,每深10m约增加100000Pa,因而深海底的压力很大,最深处达100MPa。压力大小对底栖海生生物的生长和分布以及海水中的气体含量均有影响。透明度、颜色是与深度和所含悬浮物有关,它们直接影响着生物的活动。

综上所述,海水的化学性质和物理性质对海生生物、海水溶解度和海水运动等都有明显影响,因此,它们是直接或间接影响海洋地质作用的重要因素。

3. 海生生物及其对海洋地质作用的影响 海洋中生活着极为丰富的海生生物,其中有的生活于海底,有的在海水里自由游泳,有的漂浮于海水中。海生生物在其生命活动过程中,一方面直接破坏海底,如钻孔穴居生物,直接以机械的方式破坏海底和海岸的岩石;另一方面,它们通过光合作用、代谢作用(特别是细菌的)等,以及生物尸体分解过程中的一系列生物化学作用,改变海水的化学性质,如影响海水的pH值、Eh值以及 H_2S 和 CO_2 的含量等,从而影响海洋地质作用。此外,生物遗体又是海洋沉积物的重要来源,因而生物是影响海洋地质作用的重要因素之一。

二、海洋的地质作用

(一) 海蚀作用

1. 海蚀作用的方式及其盛行地区 海水对海岸和海底的破坏作用,称为海蚀作用。按海蚀作用性质可分为机械剥蚀和化学溶蚀两种,它们共同对海岸及海底等地区进行改造。但化学溶蚀作用仅在易溶岩石组成的海岸地区才有较显著的影响,与机械剥蚀作用相比居次要地位。机械剥蚀作用按其方式又可分为以海水运动产生的动力直接冲击海岸的冲蚀作

用和海水中携带的砂、砾对海岸的磨蚀和撞击作用，统称海岸的冲蚀作用。海蚀作用主要发生在海陆交界线的狭长滨岸带。根据海水运动和作用特征以及地形特点，可将滨岸带分为两个带①（图 I—3—37）：

（1）前滨带是平均高潮线与平均低潮线之间的地带，又称潮间带；
（2）后滨带是平均高潮线以上，特大高潮或风暴潮时，能为海水淹没的地带，又称潮上带，它是海蚀作用最强的地区。

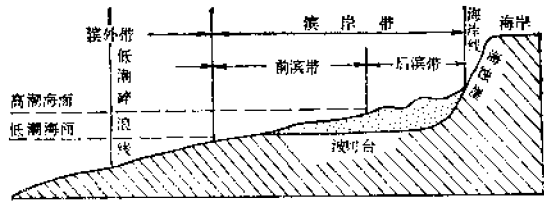


图 I—3—37 滨海带分带示意图

（引自成都地质学院《地质学基础》，1982）

2. 海浪和潮汐对海岸带的剥蚀作用 海浪到达海岸变成拍岸浪后，其能量便转变成海水和携带沙砾的动能，猛烈冲击和研磨滨岸带的海底和海岸岩石。拍岸浪冲击力十分惊人，如大西洋美洲沿岸可达 300 t/m^2 。在这样巨大的力量不断冲击和敲打下，任何坚固的滨岸都将遭到破坏。如果海岸岩石的节理发育，则海水除直接冲击岩石外，还会像楔子样灌入裂缝中，或压缩裂缝中的空气，产生一定的膨胀力，促使裂缝不断扩大。如加上海水携带沙砾的磨蚀和海水的溶蚀以及钻孔生物等的破坏，就更加速了海岸的破坏。

潮汐在开阔的海岸带附近，仅起助长海浪的破坏作用。涨潮时，汹涌的潮水大大助长了拍岸浪的威力；退潮时，又把大量松散物带走，使基岩裸露，有利于海浪的进一步剥蚀。由于涨潮和落潮的变化，又增大了海浪的剥蚀范围和深度。总的说来，潮汐作用在开阔的海岸地区是不显著的，但在海湾和某些河口地区则十分强烈。如杭州湾的潮汐，在高潮时水位迅速升高，速度加快，至可形成 $8-12 \text{ m}$ 的潮峰，猛烈冲击两岸，进行强烈破坏。

由基岩组成的海岸在海浪和潮汐不断破坏下，首先在岸边陡崖下部海浪达到的高度附近形成沿海岸延伸的凹槽，称为海蚀凹槽。海蚀凹槽继续加深、扩大，凹槽上部岩石失去支撑而崩落下来，形成直立峭壁，称海蚀崖。海蚀凹槽和海蚀崖不断形成、破坏，新形成的海蚀崖不断向海岸方向后退，于是在海蚀崖前逐渐形成一个由基岩组成，微向海洋方向倾斜的平台，称为波切台。被剥蚀下来的物质被底流搬到波切台外海水一侧，堆积下来形成波筑台（图 I—3—38, 39）。在海蚀崖不断破坏，后退的过程中，蚀余而残留于波切台上的石柱，称海蚀柱。海水经过波切台到达海蚀崖，其动能部分消耗在克服波切台的摩擦阻

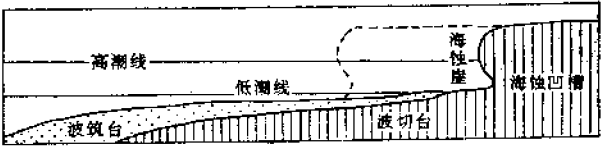


图 I—3—38 海蚀崖、海蚀凹槽、波切台和波筑台

（引自成都地质学院《普通地质学》，1973）

① 广义的滨岸带还包括滨外带，此带系指平均低潮线以下到波浪作用能达到的海底（浪基面）之间的地带，又称潮下带。参见图 I—3—40。

力上，削弱了对海蚀崖的破坏。随着波切台的不断扩大，当海水动能全部耗于对海底的磨擦时，则对海蚀崖的机械剥蚀作用也就停止了，这时海蚀崖便不再后退，波切台也不再扩大。

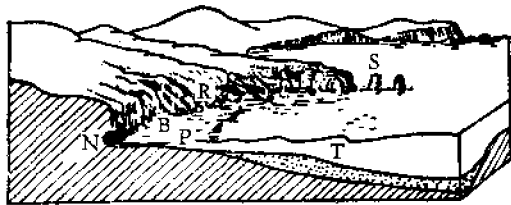


图 I—3—39 海蚀地貌示意图

(据E.锐茨)

、—海蚀凹塘；R—海蚀崖；S—海蚀柱；P—波切台；T—波筑台；B—海滩

此后，如地壳上升使波切台（也包括波筑台）升至海水不能再淹没的高度时，则可形成海蚀阶地。或者地壳下降使波切台下沉至较深的海水之下，改变了海岸地形，于是海洋的机械作用又在新的条件下继续进行。

由沙砾组成的堆积海岸地区，由于地形比较平坦，海水动能主要消耗在克服海底的磨擦阻力上，而且海水在运动过程中，又不断地渗入沙砾内，大大削弱了海水的动能，因而对海岸的剥蚀作用微弱，很难形成上述岩岸地区的海蚀地形。

海岸带海蚀作用的速度与海水运动和海岸特征有关。一般海浪和潮汐越大，也就是海水的动能越大，海蚀速度越快。构成海岸岩石越坚硬、裂缝越少，海蚀速度越慢；反之，则越快。在平缓堆积物组成的海岸或具宽阔波切台的海岸地区，海浪和潮汐的动能主要耗于海底摩擦阻力上，对海岸的破坏不强，海蚀速度较慢。

3. 浊流和洋流的剥蚀作用 饱含岩屑的浊流流速很高，有时每秒可高达20—30m，因而具有很大的动能，不仅能携带几十吨重的巨大石块，而且具有很强的侵蚀能力。在浊流的长期侵蚀下，大陆斜坡上便刻蚀出很多断面呈“V”形的海底大峡谷。洋流的剥蚀作用十分微弱，仅能对海底凸起部分进行微弱的冲蚀。

（二）海洋的搬运作用

海水在运动过程中把携带的物质搬运至它处的作用，称为海洋的搬运作用。海水搬运物质的来源，除海蚀产物外，还有大陆上的河流、地下水、冰川、风等外动力携带入海的物质，以及生物遗体和海底火山喷发物等。按搬运性质可分为机械搬运和化学搬运两种。化学搬运称溶运，它随海水运动而搬运，与海水运动方式关系不大。除浊流中的溶运物相对较少外，其它海水运动方式中的溶运物都比较多，且均与机械搬运物同时搬运。机械搬运随海水运动方式不同，其搬运力、搬运方式和搬运距离均不相同。

1. 海浪的机械搬运作用 海浪特别是拍岸浪具有极强的搬运能力，它可卷起数百甚至数千吨的大石块。当拍岸浪冲向海岸时，可把海底沙、砾带至岸上，海水到达海岸形成底流返回时，又将岸上的沙、砾带入海内。海浪就这样把海岸附近的沙砾来回搬运，但因底流比拍岸浪的动能小，又是顺重力方向搬运，所以海水除把粗大颗粒移向海岸外，其余碎屑物的搬运总是以向海方向占优势。此外，拍岸浪与海岸斜交时形成的沿岸流可将泥沙沿海岸方向搬运。沿岸流亦可受定向风的吹送而形成。海浪的机械搬运按方式又可分为海底滚动与滑动的推移、跃移以及悬移。其搬运量、搬运力和搬运方式均与海浪的动能有关。动能大则搬运力和搬运量大，推移、跃移物质中的颗粒粒径相应增大；动能变小，则搬运量和搬运力均减小，推移、跃移和悬移物质粒径相应减小，原来为悬移的物质可能变为跃移或推移，原来为推移者则可能停积下来。机械搬运过程中，一方面岩石碎块不断对海底和海岸进行磨蚀，其本身也不断破碎、磨圆。另一方面海水动能随深度加深而变小，

在重力作用下，这些机械搬运物质不断进行分选。一般粒径大、相对密度大的颗粒搬运距离小，留在海岸附近，粒径小、相对密度小的可搬至距海岸较远的地方。由于海浪的往返搬运，使搬运物反复经历磨圆和分选，构成海浪搬运作用中的重要特点。

2. 潮汐的机械搬运作用 潮汐搬运能力，随潮高增大而加大，随海水加深而减小。当潮高 2m，水深 200m 时，只能搬运细粒泥砂，但在海岸带，特别是狭窄的海湾和河口处，由于海岸约束，海水运动速度大增，搬运力随之增大，搬运作用特别显著。如钱塘江附近，一次大潮竟把防波堤上高出海面 6—7m，重约 1500 kg 的“镇海铁牛”冲走 20m。潮水将河口处的大量泥砂搬至较深的海内，使河口不能形成三角洲。这种无三角洲的喇叭状河口，称为三角港。钱塘江口是一个典型的三角港。潮汐对碎屑颗粒的机械搬运过程也有明显的往返性，因而分选、磨圆作用也较显著。

3. 洋流和浊流的机械搬运作用 洋流动能较小，其机械搬运物只能是细小的悬浮物，但搬运距离却可达万公里以上。浊流机械搬运力很强，搬运物可包括砾石、岩块以及大量呈悬浮状态的泥沙，搬运距离可达千公里以上，但在时间和空间的分布上却比较局限。

海洋的机械搬运物和部分溶运物的搬运最后都以沉积而告终，另一部分溶运物由于溶解度较大，除在特定环境下才沉淀出来外，通常是一直不停息地被海水搬运着。海洋机械搬运过程中的往返性、分选性和磨圆作用等特点都明显地反映在其机械沉积物中。

(三) 海洋的沉积作用

除海岸附近和表层海水处于比较动荡的环境外，绝大部分海域中的水体均处于相对静止状态，故海洋是一个极其重要的沉积场所。因此，海洋地质作用是以沉积作用为主。当海水在搬运过程中，由于动能减小或由于化学作用、生物作用而引起搬运物沉积的过程，就是海洋的沉积作用。它包括机械沉积、化学沉积和生物沉积三种。由于海洋不同深度地区的海水运动、海水化学性质和生物等均不相同，故其沉积作用亦不相同。按海水深度可把海洋沉积环境分为以下几个带（图 I—3—40）：

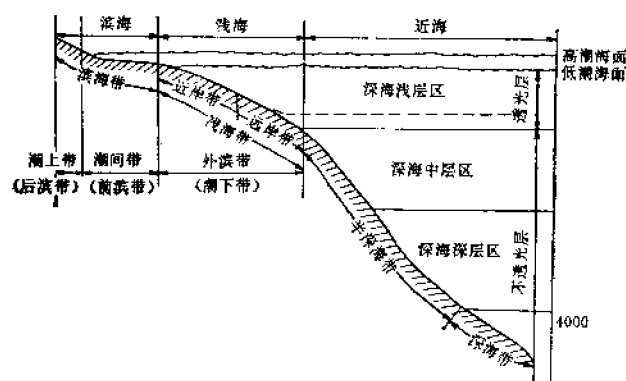


图 I—3—40 海洋沉积环境分带示意图

滨海带 平均低潮线至风暴浪能达到的陆地之间的地带为滨海带。它相当于滨岸带的前滨带和后滨带^①。

① 有的书上滨海带还包括外滨带，这与浅海带不易区别。

浅海带 平均低潮线—200m水深的地带，为浅海带。它相当于大陆架的海域。

半深海带 水深 200—2500m 的地区，为半深海带。它相当于海底的大陆斜坡地带。

深海带 水深 >2500m 的深海地区，为深海带。它相当于海底地形中主要为大洋盆地的海域。

现将各带的沉积作用简述如下：

1. 滨海带的沉积作用 滨海带在海底地形上包括前滨带和后滨带，但后滨带大部分时间均处于陆地环境，因而是以陆地上的某些动力地质作用为主，仅偶有海洋地质作用出现。前滨带虽处于海陆频繁交替变换的环境，但就沉积作用来说，是以海洋地质作用为主。因此，滨海带的沉积作用主要是指前滨带的沉积作用。滨海带海水动荡十分剧烈，除有一些硬壳和钻孔的底栖生物外，其它海生生物不易生存。化学物质除个别特殊环境外，很难沉淀下来。故本带海区以机械沉积为主。一般仅在平缓的海岸地区才形成较多的沉积物，且常以粗砂、细砾为主。在局部生长着丰富的牡蛎等硬壳生物的地带，可形成生物碎屑沉积，它们或者与砂砾混在一起，或单独形成生物堆积。滨海沉积的沉积物部分来自河流和海生生物，而大部分来自海浪和潮汐对海岸剥蚀的产物。



图 I—3—41 滨海带机械沉积物的堆积地貌示意图

1—沙嘴；2—沙坝；3—泻湖；4—三角洲；5—滨海沼泽；6—波筑台；7—泥炭层

（引自成都地质学院《动力地质学原理》，1978）

（1）滨海带的机械沉积作用 滨海带的机械沉积物主要来自海水对海岸带的剥蚀，其次来自河流。随海水搬运能力逐渐减小，在重力作用下，海水中的机械搬运物便按颗粒大小和相对密度大小依次沉积下来，于是形成平行海岸呈带状分布的沉积物。一般越近岸边颗粒越粗。滨海

沉积以粗砂和砾石为主，但在平原河口地带和平缓海岸地带亦可形成细粒泥沙为主的沉积。滨海带沉积物常形成海滩、沙嘴、沙坝等地貌（图 I—3—41）。

海滩 这是海岸带沉积物组成的平坦地形，根据其组成物质颗粒的大小分为：砾滩，沙滩，泥滩。其中以沙滩最为常见。若泥滩上或其它低洼地区生长大量喜湿性植物，便可逐渐发育成滨海沼泽。沙滩中常有比重较大的重矿物富集，如磁铁矿、石榴子石、锆石、独居石、黑钨矿、锡石，甚至还有金刚石、砂金等，如富集到一定数量即可成为砂矿开采。

沙坝：是水下与海岸平行由泥沙堆积成的突起地形，是由海浪破碎、倾翻时的巨大能量挖掘海底泥沙，并使大部分泥沙在海浪破碎处附近堆积形成；或因拍岸浪与底流相遇，动能减小，两者携带的泥沙堆积下来形成的。

沙嘴：是由泥沙堆积成的长条形凸起地形，一端与海岸相连，另一端伸入海中。它是由携带着泥沙的沿岸流到达海岸弯曲处或海湾和河口地段，与相对静止或流向相反的海水相遇，导致搬运力降低，携带的泥沙于是沉积下来而形成的。沙嘴可使海湾与外海半隔绝，或与沙坝相连使部分滨海地区与外海半隔绝而形成泻湖（图 I—3—41）。

滨海地区经常受到海浪和潮汐的猛烈袭击，海水动荡剧烈。涨潮时为海水所淹没，退潮时又露出水面。海水运动方向变化十分频繁，时而朝向海岸，时而朝向海洋。海水的这些运动特征均反映在沉积物中。因此，滨海带沉积物的主要特点为：碎屑分选和磨圆度

好；砾石多呈扁圆体（说明海水往返搬运过程中，磨蚀和分选作用强烈）且常向海洋方向倾斜（图 I—3—42）；具斜层理和不对称波痕（说明海水运动方向不断变化）、泥裂、足迹和雨痕（图 I—3—43）等（说明沉积物曾出露在海水之上）。生物数量少，种类也少，以破碎的硬壳和钻孔生物为主（反映海水动荡剧烈）。

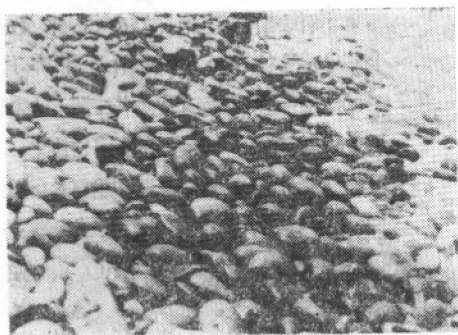


图 I—3—42 滨海带堆积的砾石滩
(据 H. E. Malde)

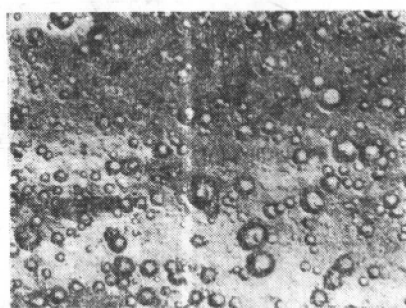


图 I—3—43 雨痕
(据 W. L. Stokes 等《Introduction to Geology》, 1978)

(2) 滨海带的化学沉积和生物沉积 一般滨海带的化学沉积和生物沉积很少，它们只有在特殊环境，主要是泻湖中才能大量沉积。不同气候带的泻湖，由于淡水补给量不同而形成淡化泻湖和咸化泻湖。其沉积作用显著不同。

淡化泻湖 在潮湿气候地区，降水量大于蒸发量，使泻湖中的海水被流入其中的淡水不断冲淡，盐度逐渐降低。淡化作用从上部水层开始，于是上层海水成为低盐度的轻水，底部为盐度较大的重水。因流入的淡水不断补充，泻湖水面增高，最后通过某些出口流入海中。另外，在高潮时仍可有少量海水涌入泻湖，因其盐度高，相对密度大而沉入下层，由于下层水比上层水重，阻止了泻湖水体的上、下对流，导致泻湖底处于闭塞静止状态。泻湖底因氧气缺乏， H_2S 滋生，底栖生物便逐渐绝迹。代之以另一些种类单调的漂浮生物。漂浮生物死亡后沉入泻湖底，有机质在还原环境下分解，部分保存下来并与沉积的细粒黄铁矿一起分散于泥质沉积物中，形成黑色页岩。当漂浮生物大量繁殖时，与内陆湖泊相似，在特殊环境下可形成油页岩和石油等有机矿产。淡化泻湖中虽有生物和细粒泥质沉积，但大部分地区仍是以砂、砾沉积为主。沉积物中常有碳酸钙的夹层，并含有黄铁矿和菱铁矿等有用矿物，水平层理和微细韵律发育。生物多为能适应淡化海水的薄壳或个体很小的生物。淡化泻湖的发育过程示于图 I—3—44 a 中，当淡化泻湖逐渐被沉积物淤塞，便形成湖成三角洲平原，若其上长满喜湿性植物亦可逐渐演变为沼泽。

咸化泻湖 在干旱气候区，由于蒸发量大，流入泻湖的淡水较少，致使其水面低于海平面。当涨潮时，海水便通过某些入口流入泻湖，使其不断得到海水的周期补给。在泻湖形成的初期阶段，因为表层水的蒸发，致使其盐度比下层水大而不断下沉，引起对流。高盐度的水慢慢集中在底层，于是形成湖水按密度大小而分层，使对流速度逐渐减弱（图 I—3—44 b）。随着海水的补充，湖水的蒸发，湖水的盐度便不断增高。盐度增高的结果，一方面使一些生活于正常海水的生物（如珊瑚等）绝灭，代之以适应盐度增高的生物。当盐度增大到 28.5% 时，仅有一些细菌继续生存。另一方面，当某些盐类达到过饱和后，便开始沉淀，其沉积作用和干旱区内陆盐湖相同。这些沉积物可形成很多盐类矿床，

如四川自流井的盐矿，便是三叠纪时的泻湖沉积。

除泻湖中的化学和生物沉积外，在大量生物生长的地区，滨海带可形成一些生物碎屑

组成的海滩，如介壳滩。这些生物碎屑可作为烧石灰用的原料。

滨海带的沉积总的说来数量较少，分布狭窄。虽然由于地壳升降的影响能形成较宽的滨海带沉积，但是，与广阔的浅海带沉积相比，无论在沉积物的数量、类型和分布面积上都是比较小或比较少的。滨海带沉积物中常有金、锡石(SnO_2)、独居石

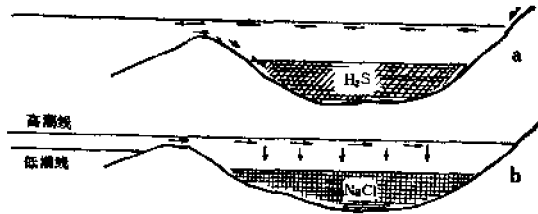


图 1—3—44 泻湖发育示意图

(引自成都地质学院《动力地质学原理》，1978)

a—淡水泻湖；b—咸化泻湖

[(Ce, Le) PO_4]和某些金属矿物，当大量聚积时则可形成滨海砂矿。

2. 浅海带的沉积作用 浅海带水深为0—200m，海底平坦，海水动荡不像滨海带那样剧烈，但仍是处于比较动荡的环境。由于海水的运动，海底含氧量高，加上阳光充足，水温和压力等条件均宜于生物生长，又有从大陆上带来的丰富有机养料，因而浅海带生物极为繁盛。生物的数量大、种类多，既有底栖的也有游游和漂浮的，在水深小于100m的地带生物更为集中。生物生命活动过程中产生一系列生物化学作用，除能促使海水的化学沉积外，其尸体又是浅海生物沉积的来源。浅海沉积物虽可来自生物，但主要仍为海蚀和大陆上各种外动力搬运来的物质。这些物质除部分颗粒粗大的在滨海带沉积外，绝大部分均沉积在本带，仅极细泥质悬运物和溶解度大的溶运物，才继续被搬至海洋深处。因此，浅海是海洋沉积极为重要的处所。其沉积物数量大、类型多、分布广。按沉积作用性质，可分为机械沉积、化学沉积和生物沉积三种类型。

(1) 浅海的机械沉积作用 海水携带大量泥沙等碎屑物到达浅海时，随着水深加大，流速逐渐减小，动能不断降低，其搬运的碎屑物便按颗粒大小、轻重依次沉积下来。这种按碎屑颗粒大小、轻重依次沉积的作用称机械分异作用(参考图Ⅲ—2—12)。由于浅海的机械分异作用，使其机械沉积物的分选性很好，一般由岸向海洋方向，颗粒由粗变细。浅海沉积物主要为砂、粉砂和泥等细粒物质，其颗粒磨圆度较好；具明显的层理，且以水平层理为主；层面上可见到波痕，除靠近滨海带为不对称波痕外，一般均为对称波痕；沉积物中常含大量各种类型、保存完好的生物遗体。

(2) 浅海的化学沉积作用 浅海的化学沉积作用包括无机化学沉积和生物化学沉积两种。实际工作中二者很难截然分开，以往认为是无机化学沉积作用形成的沉积物，经详细研究发现不少都是生物化学作用形成的，或是在生物化学作用参与下形成的。从现在研究成果来看，绝大多数浅海化学沉积物的形成可能都与生物化学作用有关。不过当有些沉积物是以无机化学或生物作用为主时，亦可把它们区分出来。浅海化学沉积比较普遍，沉积物的数量和厚度比较大，可形成许多重要矿产。影响化学沉积的因素主要是化学组分的含量和其溶解度；氧和 CO_2 含量以及pH值变化；电解质对胶体溶液的电荷中和；细粒碎屑和生物碎屑的吸附作用；气候以及生物的作用等。因此，其沉淀方式主要为达到饱和后析出、电性中和、颗粒吸附以及生物化学作用等。

海水中溶解的盐分以氯化钠、氯化镁为最多，这就是海水又苦又咸的原因。海水所含

盐分的溶解度,从小到大的顺序是 $\text{Al}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{MnO}_2 \rightarrow \text{SiO}_2 \rightarrow \text{P}_2\text{O}_5 \rightarrow \text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaSO}_4 \rightarrow \text{NaCl} \rightarrow \text{MgCl}_2$ 。其中铝、铁、锰的氧化物比钠、镁的氯化物的溶解度小数百倍。因此,前者多呈胶体溶液被搬运,而后者则成真溶液被搬运。沉积时亦按上述溶解度由小到大的顺序依次进行,最先是靠近海岸地带沉积铝、铁、锰的氧化物;其次是离岸较远的地带沉积硅酸盐和碳酸盐;最后是离岸更远的地带沉积碳酸盐。而硫酸盐和氯化物则因溶解度大,在正常浅海中不能沉淀出来。这种按沉积物溶解度大小依次沉淀的作用,称为化学沉积分异作用(参见图Ⅲ—2—13)。由于海洋的化学沉积分异作用,致使其化学沉积按其溶解度的大小呈近于平行海岸的带状分布。

浅海的化学沉积,不仅量多,分布广,能形成许多重要矿产,而且对气候反映亦比较明显,例如,铝、铁和锰形成于湿热气候区附近的浅海带内。因此,对浅海化学沉积作用的研究,不仅具有很重要的实际意义,而且可推断沉积物形成时的古气候等。

(3) 浅海带的生物沉积作用 浅海的生物沉积作用主要是指生物遗体直接堆积的作用。浅海是生物极其繁盛的地带,当生物大量死亡后,尸体中稳定部分(骨骼或贝壳等)直接堆积下来,形成生物堆积。生物骨骼成分有钙质、磷质和硅质,但大部分由钙质组成。它们有时被海浪捣碎或完整无缺地分散在其它沉积物中;有时亦可大量堆积,经硬结成岩后,便成为生物碎屑岩或生物岩。在各种生物岩中以珊瑚礁(图 I—3—45)经成岩后形成的礁灰岩较为重要。礁灰岩疏松多孔,是极好的储油岩石。世界上大油田的储油构造很多都与礁灰岩有关。礁灰岩也可由其它造礁生物,如藻类堆积而成。浅海带的低等生物极其繁盛,当它们大量死亡堆积起来,经复杂的物理、化学作用则可形成石油和天然气。现代海洋的大陆架约 5.7% 的面积内已发现有石油分布。目前世界上已知的大油田均是与地质时期的海洋沉积作用有关。我国沿海广阔的大陆架内蕴藏着相当丰富的石油资源。如黄海、东海、南海均已陆续找到了石油。

3. 半深海和深海的沉积作用 此两带属深度大于 200m 的广阔海域。因距大陆较



图 I—3—45 珊瑚礁和礁上的海蚀凹槽
(广西西沙群岛)(据李尚宽)

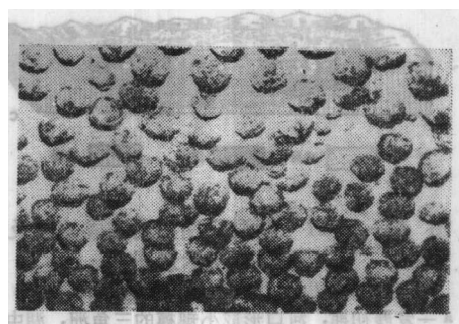


图 I—3—46 锰结核
(据 D. A. Rass《Introduction to Oceanography》, 1977)

远,水深、压力大,海底几乎为黑暗世界。底栖生物很少,主要为一些自游和漂浮生物。除表面海水外基本处于相对静止状态,从大陆上和海岸带来的物质,仅粒径小于 0.005mm 的细粒悬运物和溶运物,才能搬至此两带的海区内。有时由滑坡和浊流可将浅海粗粒沉积物带至这两个海区。但总的说来,由大陆带来的物质数量较少,基本上为细粒物质。半深海和深海沉积物主要是来自生物残骸、海底火山喷发物和少数宇宙物质。因此,沉积物多为以泥质和生物残骸为主的海泥和生物软泥。半深海沉积以泥质为主,常见的沉积物有含硫化铁的蓝泥或灰泥,含氧化铁的红泥和含海绿石的绿泥等海泥。深海中则主要形成各种生物软泥,如抱球虫软泥、硅藻软泥、放射虫软泥等。

在大陆基和深海底常有由浊流形成的浊积物。这些浊积物主要由浊流从浅水处沉积物中携带来的碎屑物组成,其中以小于粉砂粒径的颗粒为主,最粗可达中粒以上。颗粒分选中等到好,一般颗粒越细分选越好。浊积物常逐渐过渡为正常的深海沉积。

深海中除上述沉积外,近年来在许多海底陆续发现软泥层表面沉积有大量外形似马铃薯的锰结核(图 I—3—46)。锰结核除主要含锰和铁外,尚含有三十余种元素。其中锰、镍、钴、铜均可达工业利用的含量,且易于开采。因而,锰结核具有很大的经济价值。它们主要分布于水深为 $4000\text{—}6000\text{m}$ 的深海海底,以太平洋深海底为最多。

第五节 湖泊与沼泽的地质作用

一、湖泊与沼泽的形成

湖泊是大陆上积水的洼地。湖泊包括湖盆和湖水两部分。湖盆可由除风化和变质作用

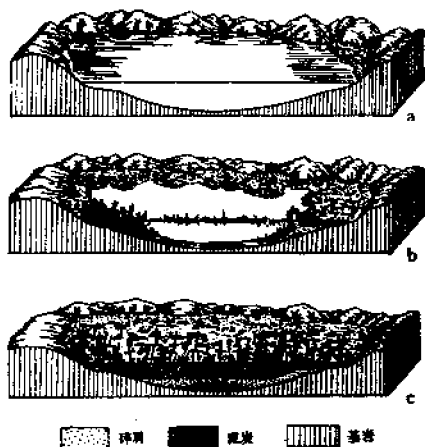


图 I—3—47 潮湿区湖泊发展成沼泽及其生物堆积示意图

(据成都地质学院《动力地质学原理》,1978)

a—发展初期,河口形成小规模三角洲,湖中有生物堆积; b—发展中期,三角洲规模进一步扩大,湖滨逐渐沼泽化,湖中有腐泥形成; c—发展晚期,湖泊完全沼泽化,并形成泥炭

以外的各种动力地质作用形成,但大湖泊的湖盆多与构造运动有关,如我国青海湖、鄱阳湖等大湖湖盆都是构造运动形成的。湖水的来源主要为大气降水、地面流水、地下水,有时亦可来自冰雪融水和海水等。湖水通过蒸发、流泄和渗透等方式不断消耗。通常把地面有出口排泄湖水的湖泊,称为泄湖;无出口排泄湖水的湖泊,称不泄湖。

湖水水量和化学成分的变化与构成湖盆和注入湖泊的水系流经区的岩性及气候密切相关,与气候的关系尤为密切。干旱地区水源较少,湖水很少外泄,多为不泄湖。不泄湖由于蒸发量大,湖水中含盐量不断增加,当含盐量达 $0.1\text{—}2.47\%$ 时,便称为半(微)咸水湖;若湖水含盐量超过 2.47% ,则称为咸水湖;当含盐度达到过饱和而有盐类结晶时,称盐湖。潮湿

地区由于湖水来源丰富,故多为泄湖,湖泊中一方面有大量地表水不断注入,另一方面湖

水又大量外泄，致使湖水中含盐量一般均低于 0.1%，成为淡水湖泊。

沼泽是陆地表面充分湿润，喜湿植物丛生并有有机质堆积的地带。沼泽的形成大致有两种方式：一种是水体及水体边缘和其附近沼泽化而成，如湖泊和海岸附近低洼地区，大量生长喜湿性植物后，便可逐渐演化成沼泽（图 I—3—47）；另一种是陆地直接沼泽化而成，如草原或森林地区由于植物繁茂，使地面排水不良，潜水面抬高，当其上喜湿性植物丛生后便逐渐演变而成沼泽。

二、湖泊和沼泽的地质作用

湖水相对于河水来说是处于平静或相对静止状态，但由于受风和日月引力等的作用，仍然在不断地运动。湖水的运动和运动过程中对湖岸的剥蚀和搬运作用的特点等都与海洋近似，只是规模较小。故此处仅介绍湖泊的主要地质作用——沉积作用。

沼泽与湖泊相比，不仅水浅而少，而且几乎处于停滞积水状态，故沼泽的地质作用差不多只有沉积作用，而且以生物体的堆积作用为主。

湖泊和沼泽的沉积作用明显地受气候控制，沼泽仅发育于潮湿气候区，而湖泊虽在不同气候条件下均可发育，但其沉积作用特点显著不同。因此，湖泊和沼泽的沉积物，特别是化学沉积和生物沉积的沉积物常常是反映气候条件的标志。

（一）潮湿地区湖泊和沼泽的沉积作用

1. 湖泊的沉积作用 潮湿气候区的湖泊多为泄水湖，同时又是淡水湖，其沉积作用包括机械沉积、化学沉积和生物沉积三种。

（1）机械沉积作用 由河流等外动力携带到湖泊中的泥砂等碎屑物和湖岸剥蚀下来的碎屑物，在湖水搬运过程中，随湖水动能降低而按颗粒粗细、相对密度大小依次沉积下来。沉积物以细砂、粉砂和泥质为主；分选好，常具水平层理；层面上可见波痕、虫迹、泥裂、雨痕等构造。同期沉积物在平面上，其碎屑沉积物大致呈同心环带状分布。粗碎屑物一般沉积在近湖岸地带形成与湖岸平行的浅滩，称湖滩。有时也可形成类似滨海带所见的沙坝和沙咀等。细粒物质常呈悬浮状态搬至湖心，形成湖泥。在河口处也可形成三角洲，其特征和河流入海口形成的三角洲相似。在潮湿地区若无其它地质作用的影响和人工疏浚，湖成三角洲将迅速扩大，湖内很快就被沉积物淤塞，最后湖泊消失而形成湖积平原（图 I—3—48）。因此，湖泊在地质历史时期中寿命不长，它的沉积作用也是短暂的。

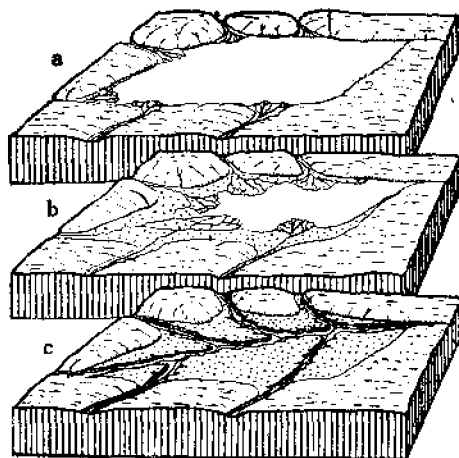


图 I—3—48 潮湿区湖泊发展成湖成三角洲平原过程的示意图

（据 C. R. Longwell）

I—初期，三角洲很小；II—中期，三角洲增大，湖泊范围缩小；III—晚期，湖泊消失，形成湖积平原

（2）化学沉积作用 潮湿地区由于雨量充沛，化学风化和生物风化剧烈。一些较难溶的盐类（如 Fe、Mn、Al 等组成的盐类）也可分解，以溶胶或离子状态搬入湖内。它

们与湖水相混发生各种物理、化学反应，或在生物作用下，沉淀下来形成具有工业价值的矿产。如氢氧化铁在湖沼中沉积形成的褐铁矿 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)，称湖铁矿，就常可达到可采规模。若在富长石的岩石分布地区，湖泊内可形成作陶瓷原料用的高岭石粘土或提炼铝的铝土矿沉积。

(3) 生物沉积作用 温湿和湿热气候区的湖泊中，生长着大量低等生物，当其死亡后便和湖泥一起堆积于湖底。在缺氧条件下，低等生物体内的蛋白质、碳水化合物、脂肪等经厌氧细菌的分解和合成等一系列复杂的生物化学作用，逐渐变成一种胶冻状的沥青质物质，使整个湖泥变成黄褐色或黑褐色的胶冻状粘泥，称为腐泥（图 I—3—47）。腐泥可用作燃料和肥料，经干馏可得到焦炭、焦油等，并可提炼有机酸及维生素等产物。因此，腐泥是一种重要的工业原料。腐泥掩埋后，经成岩作用即可形成腐泥煤。若其中含矿物杂质超过40%，则称为油页岩。在特殊情况下，随着地壳的不断下降，有机质与碎屑物堆积得越来越厚，当有机质深埋达1500—2500m后，在约30 MPa的压力和适当的温度（最佳为50—110℃），以及粘土等天然催化剂的作用下（可能有放射性元素参与）则可形成石油和天然气。

2. 沼泽的生物沉积作用 沼泽地区生长的大量喜湿性植物死亡后不断堆积在沼泽中，形成沼泽的生物堆积，沼泽中堆积的生物体在水和上覆植物遗体以及泥砂等的覆盖下，在氧气不足的环境中经受一系列生物化学作用，可析出 CO_2 及 CH_4 （甲烷）等气体，使有机物中的含碳量相对增高。随着水中氧耗损和腐植酸的增加，细菌无法继续生存，于是便停止分解，形成一种半分解状态、含碳量在50%以上、富含碳氢化合物、质地疏松的棕褐色或黑色物质，称泥炭。沼泽发展演化的过程，也就是泥炭的形成和聚积过程。泥炭可直接作用肥料、化工原料和燃料。现代泥炭平均每年堆积约1 mm，少数可达6—7 mm。如果在泥炭堆积过程中伴随有缓慢的陆地下降则可形成巨厚的泥炭层。厚层泥炭被其它碎屑沉积物掩埋，在上覆物质的压力和地热的影响下继续分解，有机物中的气体和水分进一步逸出，碳的相对含量随之增高，体积逐渐减小而变得比较致密，最后随碳的含量不断增高可依次形成褐煤（含碳60—70%）、烟煤（含碳70—90%）和无烟煤（含碳90—95%）。我国是世界上煤藏量极为丰富的国家之一，而且分布亦广，几乎遍及全国各地。由于煤的形成与气候和植物生长密切相关，因此，并非每个地质时期都能形成规模巨大的煤矿。在我国地质历史上主要成煤时期是从石炭纪开始的，继之为二叠纪、三叠纪、侏罗纪、和第三纪。第四纪亦成煤，但因距今时间很近，故仍属泥炭堆积阶段。煤除作燃料外，是冶金工业中是不可缺少的原料；煤中还可提制二百多种工业产品，可见煤在工业上具有极其重要的意义。

(二) 干旱气候地区湖泊的沉积作用

干旱地区由于注入湖泊的河流数量少，河流水量又小，故携入湖泊的碎屑量也不多，以细粒泥沙为主。由于气候干旱，蒸发量较大，且生物较少，所以干旱气候区湖泊的沉积作用是以化学沉积为主。

干旱气候区的湖泊，一般多为不泄水湖。由于地面流水和地下水不断携带来盐分，加上湖水大量蒸发，致使湖水盐分逐渐增高，即使原来是淡水湖也会逐渐变为咸水湖甚至盐湖。当盐湖中盐度达到饱和后，便陆续沉淀出各种盐类。如果盐湖内所含盐分比较复杂，沉淀则按溶解度的大小，依次按碳酸盐→硫酸盐→氯化物的顺序沉淀（图 I—3—49）。由

于湖泊所处围岩等条件不同，干旱区湖泊的主要沉积也有差异，因而可分别形成苏打 ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$)、天然碱 ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$)、石膏 ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$)、芒硝 ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$)、氯化钠 (NaCl)、氯化钾 (KCl) 等矿床。但因自然界的影响因素较多，即使在含盐成分复杂的湖泊内，也不都是按上述顺序依次沉淀，而有的湖仅有一类或两类物质沉淀出来。在盐类沉积的同时还不断沉积碎屑物质，这些碎屑物有的成为盐类沉积物之间的夹层，有的则混在盐类沉积物中。盐湖中由于湖水强烈蒸发，沉积物不断淤积，湖泊逐渐变浅，最后盐湖完全干涸、消失。这时其它的地质作用（如风化、风等）便代替了湖泊的地质作用，使湖泊沉积的盐层遭到风化剥蚀而被破坏，或被其它沉积物覆盖形成盐类矿床。

值得指出的是，过去一般认为干旱气候区的湖泊中生物沉积极少或不重要，但近年通过对一些盐湖的研究，发现这些盐湖内仍有大量低等生物生长，只不过种类较为单调。这些生物繁殖迅速，数量很大，当聚积于湖底（特别在中等盐度条件下）亦可形成石油。

湖泊和沼泽的沉积物与大陆上其它地质动力形成的沉积物相比，其岩性和厚度变化较小，分布面积较广，易于保存，而且能形成许多重要矿产，如石油、煤、铁、盐等。另外，湖泊和沼泽的沉积物对气候反映十分灵敏。因此，利用这些沉积物可推测它们沉积时的古气候条件。可见对湖泊和沼泽地质作用的研究也是比较重要的课题。

第六节 冰川的地质作用

冰川是指终年存在于大陆上的缓慢流动冰体。它主要分布两极和高山地区，现代冰川约覆盖着陆地面积的 10%（约 $1.49 \times 10^7 \text{km}^2$ ），禁锢了陆地淡水量的 85% 以上（约 $24 \times 10^6 \text{km}^3$ ）。古代冰川面积有时可能还要大得多。因而冰川也是改造地表较为重要的动力之一。对冰川地质作用的研究不仅有助于恢复第四纪以来地表形态的演化历史，而且还能回溯地质时代的古地理和古气候面貌。此外，对于利用冰川解决淡水水源和找寻与冰川地质作用有关的矿产等问题亦有裨益。

一、冰川的形成与运动

（一）冰川的形成

在严寒的两极和高山区，大气降水主要为雪。降雪在一年内不能全部消融，于是逐年积累形成终年积雪区。终年积雪区的下界称为雪线。雪线处年降雪量大致等于年消融量。雪线以下，年消融量一般大于降雪量，故不能积雪。终年积雪区的雪在低洼处年复一年地聚积，下部积雪受上部积雪的压力，加上阳光照射使表层雪融化，融雪水顺孔隙渗透到下

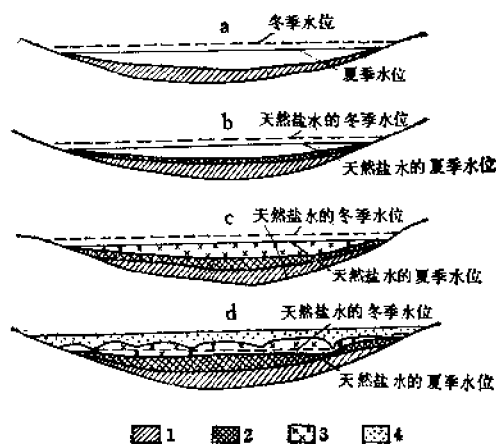


图 I—3—49 干旱区湖泊沉积示意图

（据 M. T. 瓦良什科修改）

1—碳酸盐；2—硫酸盐；3—氯化物；4—沙层；a、b、c、d 表示盐湖的沉积顺序

部再冻结成冰，于是底部的积雪便逐渐变成浅蓝色透明的冰层（相对密度0.9），称为冰川冰。冰川冰积到一定厚度，在上部冰雪的压力和重力作用下顺地面斜坡从高处向低处或由冰层厚处向薄处缓慢流动，就形成冰川。根据现代冰川所在位置、规模大小和形状可分为大陆冰川和山岳冰川两类。大陆冰川是发育在高纬度地区的冰川，它不受地形影响，几乎覆于整个极地区的陆地上，故又称冰盖（图 I—3—50）。大陆冰川占整个冰川的 97% 以上，冰层厚度可达 4000m 以上，如南极大陆冰川平均厚度约 1700m，最厚可达 4267m。山岳冰川发育于中、低纬度的高山区，它的形成、运动和规模大小都受地形的控制，而且存在着明显的冰川补给区、流动区和消融区（图 I—3—51）。

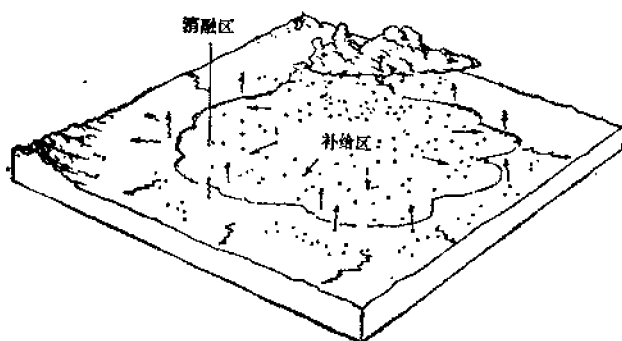


图 I—3—50 大陆冰川示意图
（据 W. K. Hamblin 的图修改）

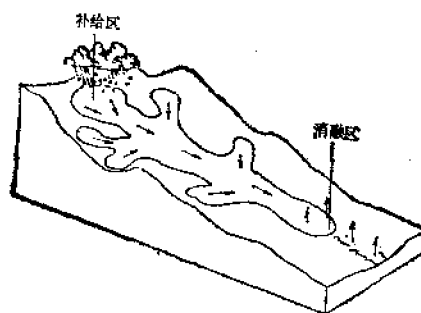


图 I—3—51 山岳冰川示意图
（据 W. K. Hamblin 的图修改）

（一）冰川的运动

冰川冰虽然是一种固体，但由于它是由具有塑性的晶粒组成，在压力下晶粒可改变其空间的相对位置，故能流动。如果冰川冰表面或冰床高度不同，则冰川冰便会在重力或压力驱使下发生流动，形成冰川。大陆冰川主要受其自身压力作用，从冰层厚处（中心部分）流向冰层薄处（边缘部分）。山岳冰川主要受重力作用，从冰床高处向低处流动。

冰川运动极其缓慢，仅有河流的 1/100000，因而短期内很难观察出来。一般冰川流速为每年数十米到 100m 左右。流速的大小主要与冰川规模、冰层厚度有关。山岳冰川流速还受冰床坡度和气温的影响。一般冰川规模大，冰层厚以及冰床坡度大，气温高时，其流速就大；反之，则流速小。冰川运动的前端称为冰前。冰前的位置取决于供冰量和消融量。若供冰量大于消融量，冰前向前推进；若供冰量小于消融量，冰前则向后退；如供冰量与消融量达到平衡，冰前便停顿在某一位置，此时冰川虽无进退，但仍在不断流动。供冰量与气候变化密切相关，气候变冷时供冰量增大，否则减小。

二、冰川的地质作用

（一）冰川的剥蚀作用

1. 剥蚀方式 冰川通常为巨厚的冰体，因而对冰床的压力很大。据计算厚度为 100m 的冰川，施加到冰床上的压强达 90 t/m²。而且冰川中还冻结有大量石块，当冰川流动时便以其为工具破坏冰床。冰川对地面的剥蚀作用称为刨蚀作用。刨蚀作用为纯机械性质的，破坏力量十分巨大。其作用方式有两种：一种方式是像犁头翻土一样，称为挖掘作用。这种作用是由于冰川本身的巨大重量使冰床上脆性岩石和节理发育的岩石被压碎，同时融

化的冰水渗入裂缝中后又和冰川冻结在一起，当冰川运动时，连挖带拔加上推铲，使冰床遭受巨大的破坏。冰川的挖掘作用主要盛行于冰床地形起伏明显和岩石节理发育的地区。第二种方式是像锉子样锉磨冰床的岩石，称磨蚀作用。它主要是由冰川中携带的岩屑对冰床岩石进行的磨蚀，因而在冰川流经的谷底和谷壁基岩上常见到光滑而具平行的细刻痕的磨光面，称为冰溜面。其上的刻痕称冰川擦痕，这种冰川擦痕形似钉子，尖端指向冰川的运动方向。

2. 山岳冰川的刨蚀作用及其产物 雪线以上高山洼地的积雪形成冰川后，由于寒冻风化和冰川的挖掘作用，使洼地不断扩大而形成三面为陡壁包围的圈椅状地形，称为冰斗（图 I—3—52）。冰斗主要形成于雪线附近，因为这里气温变化在 0°C 上、下，冰雪反复融冻，寒冻风化作用强烈，加上冰川的刨蚀便形成这种地形（图 I—3—53）。因此，冰斗底部高度可代表其形成时的雪线位置，利用古冰斗我们就可恢复古代雪线位置。不过古冰

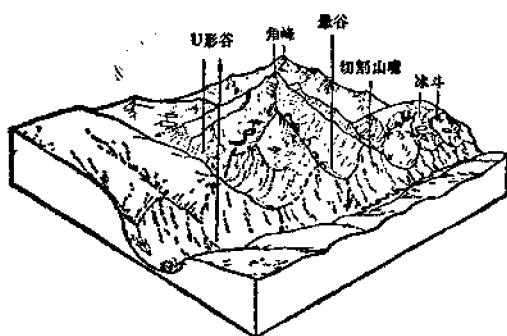


图 I—3—52 山岳冰川刨蚀形成的各种地形
(据 W. K. 汉布林《地球动力系统》，1975)

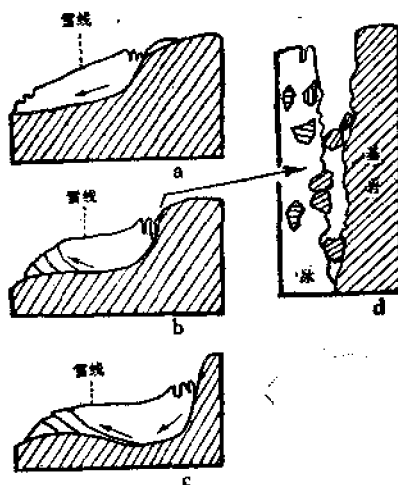


图 I—3—53 冰川的挖掘和寒冻风化作用使原有洼地形成冰斗的示意图
(引自北京大学等《地貌学》，1978)

斗的高度常因后期构造运动影响而改变，故应注意其后期的变化。三个以上的冰斗中间可构成金字塔形的山峰，称角峰（图 I—3—52）。山岳冰川沿已有沟谷流动时，不断刨蚀改造原有的沟谷使之变宽、变直和加深，形成冰蚀谷，其形态与河谷完全不同（图 I—3—54）。冰蚀谷在横剖面上呈“U”形，故又称幽形谷。谷壁上常见三角形陡崖，称为切割山嘴。切割山嘴的形成，是因冰川在沟谷中流动时，不似河水那样能任意弯曲，所以在沟谷的山咀处刨蚀作用最强，结果把弯曲沟谷的山嘴全部切掉，使沟谷变直，于是在原山嘴处便形成了切割山嘴（图 I—3—52、54）。冰蚀谷壁上还常见到磨蚀作用形成的冰溜面和冰擦痕。另外，由于冰川刨蚀作用与冰川厚度有关，冰层厚的冰川比冰层薄的冰川刨蚀作用强，形成的冰蚀谷深。因当冰川消失后，支冰蚀谷口则高悬于主冰蚀谷谷壁之上，这种高悬的冰蚀谷称为悬谷。若冰蚀谷为流水占据后，悬谷处常形成瀑布。如果冰蚀谷底部有坚硬突起的岩石，由于冰川挖掘和磨蚀，可形成椭圆形小丘，其迎流面坡度缓而较光滑，背流面坡度陡而粗糙。这种椭圆形小丘常成群分布，貌似一群伏地休息的羊群，称为羊背

石。据羊背石的坡面可确定冰川运动的方向，即由缓坡向陡坡方向流动（图 I—3—55）。

3. 大陆冰川的剥蚀作用及其产物 大陆冰川几乎覆盖了发育区的整个地面，但由于

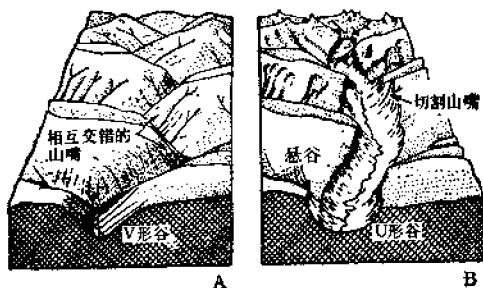


图 I—3—54 河谷 (a) 和冰蚀谷 (b) 的形态对比图
(引自成都地质学院《地质学基础》，1982)

1. 冰川的搬运作用 冰川剥蚀下来的物质立即又被冰川搬走，被冰川搬运的物质称冰运物。冰川搬运的方式有二种。一为推运，即冰川前端以巨大推力像推土机一样将地面物质向前推进；一为载运，是浮载于冰川表面或内部的物质随冰川一起运动，其作用类似工厂的传送带传送物品（图 I—3—56）。冰川是固体流，其搬运力不受流速限制，而主

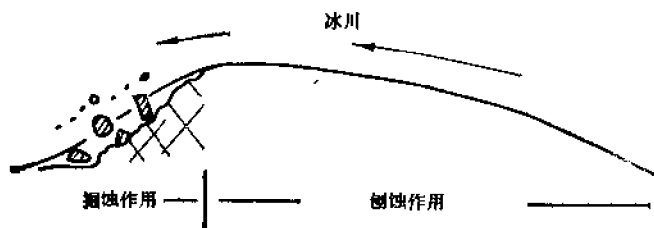


图 I—3—55 羊背石的形成
(引自成都地质学院《地质学基础》，1982)

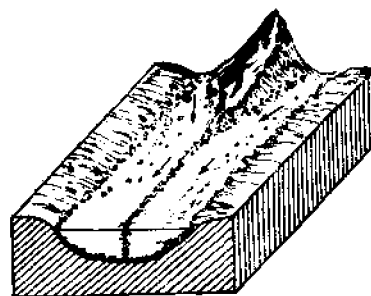


图 I—3—56 山岳冰川中搬运物的分布示意图
(引自张宝政、陈瑜《地质学原理》，1983)

要与冰川厚度、大小有关。冰川大，厚度大者搬运力强，搬运物质的直径和数量亦较大。其搬运的特点为：（1）呈固体搬运，搬运力强，能将巨大的岩块搬至远处，这种巨大的岩块称为冰漂砾；（2）冰运物在搬运途中彼此位置变化不大（推运物的变化稍大），因此磨圆作用十分微弱，在底部或冰蚀谷两侧冰运物和冰床及其相邻的岩石相互磨蚀，使冰运物颗粒逐渐变细，在大碎屑颗粒上可见冰擦痕；（3）没有分选作用，粗细碎屑一起搬运。冰川搬运力随冰川消融而减弱，当冰川全部消融时，搬运也就停止了。

2. 冰川的沉积作用 冰川搬运力随其消融而逐渐减弱时，冰运物便逐渐堆积下来，冰川全部消融后，冰运物可全部堆积下来。冰运物的堆积过程称为冰川的沉积作用。冰川的堆积物称为冰碛，其主要特点为：（1）纯机械沉积；（2）分选极差，粗大的石块和细的泥土混杂在一起，不具层理；（3）磨圆度差，碎屑多具棱角；（4）冰碛石和冰漂砾上可见冰擦痕；（5）冰碛内保存有寒冷地区植物的孢子和花粉。

当气候较稳定时，冰川前端停留在某一地点，大量冰运物被冰川带至其前端堆积下来，形成终碛；终碛常呈垅岗地形，称为终碛垅（图 I—3—57）。如果在气候较稳定时期中，有几次间歇的明显变暖，冰川几次断续后退，则会形成几道大致平行的终碛垅。在大陆冰川靠近前端的冰床上，还常形成棱形的鼓丘堆积，其长轴平行于冰川流向（图 I—3—58）。

当全球气候转暖时，雪线上升，冰前位置不断后退。因此，冰碛散布于整个冰床上，这种堆积物称底碛。由于冰川内冰运物分布不均，因而可形成地形起伏的底碛丘陵。山谷冰川两侧冰运物较多，常堆积为侧碛，并形成侧碛垅（图 I—3—57）。

冰川融水中还可留有冰块，这种冰、水混合物（此时水温为 0℃）的地质作用，既具有流水地质作用，又具有冰川地质作用的某些特征，这种地质作用称为冰水地质作用。它属于冰川和河流地质作用之间的过渡类型。

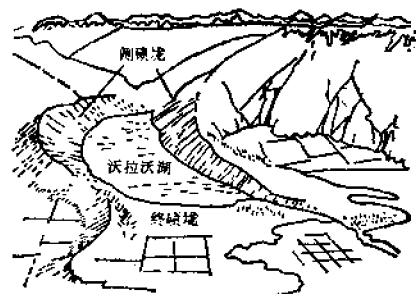


图 I—3—57 终碛垅和侧碛垅
(据 B. F. Mallory 等《Physical Geology》)

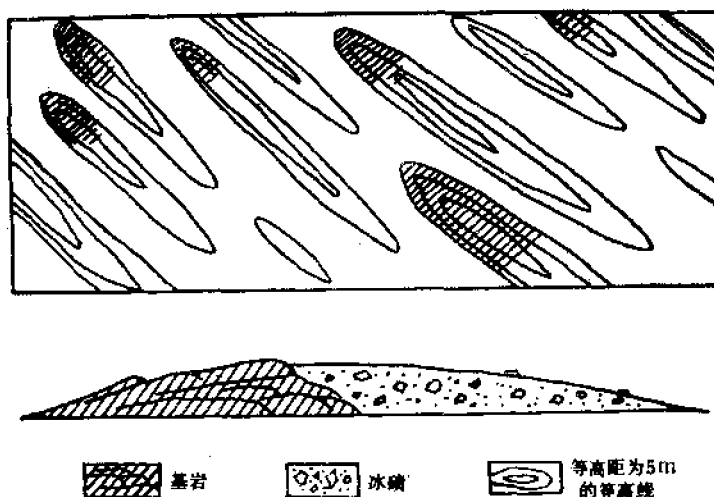


图 I—3—58 鼓丘的平面图（上）和剖面图（下）
(据雅可甫列夫《普通地质学》，1953)

第七节 风的地质作用

风是空气由高压地区向低压地区作水平运动的现象，它具有一定的动力，也能对岩石产生破坏和搬运作用。风的地质作用是一种纯机械的、不产生化学变化的外力地质作用，其作用的强弱主要取决于风速和地面状况。在潮湿区由于降水量大，茂密的植物保护了地面，减弱了风速，同时，地面松散物质又被水分子连结起来，因而风对地面的作用比较微弱。在干旱地区，由于降水量小，植物稀少，地面干燥而松散的物质，易被风力吹动。同时由于干旱地区的气温和气压变化大、变化快，故风多而大，风的地质作用表现得

十分强烈，成为这些地区的一种重要外动力地质作用。此外，在沿海一带如果风大而且又有大量的砂源时，风的地质作用也可成为该地区较重要的动力地质作用之一。可见，尽管到处都有风的地质作用，但只在局部地区风才成为有重要的地质动力。我国约11.4%的国土属于风的地质作用十分强烈的地区，主要分布在西北各省、区。风的地质作用按其作用方式可分为剥蚀、搬运和沉积三种。

一、风的剥蚀作用

(一) 风蚀作用方式

风对地面的破坏作用称风蚀作用，它与其它外动力的剥蚀作用相比是最弱的一种破坏作用。风蚀作用有下述两种方式。

吹蚀（吹扬）作用 这是指风以自身的动力吹起地面松散物的作用。其强度取决于风速和地面状况。

磨蚀作用 该作用是指风挟带的砂粒和石块对地面的碰撞和磨擦作用。磨蚀作用的强度取决于风力大小一般风力愈大，被风扬起的碎屑物质愈多，其磨蚀作用愈强烈；地面性质也对磨蚀作用有很大影响，组成地面的岩石愈松软、破碎，磨蚀作用愈强，通常距地面0.5—1.5m高度范围内，被扬起的砂石数量最多，故内磨蚀作用最强。在沙漠区常见到建筑物或电线杆的基部被风磨成凹槽便是这种磨蚀作用的证据。

(二) 风蚀作用的产物

风蚀作用在干旱气候区的基岩表面到处可见。它表现为岩石表面的一些纹饰。这些纹饰是由于岩石中含有抗磨的薄层、硬卵石、矿物和化石等，当周围较软的物质被磨蚀后，它们便突出出来形成各种纹饰。风蚀作用还可把地面松散物中的石块磨成具光滑面和明显棱角的砾石，称为风棱石。根据其棱的多少而分别称为单棱石、三棱石和多棱石（图 I—3—59）。风棱石是风蚀作用的典型产物，因此可以作为识别古干旱气候或古沙漠环境的重要标志。如广东第三纪红色砂岩中曾发现过风棱石，由此可知广东在第三纪时期曾一度处于干旱的沙漠环境。

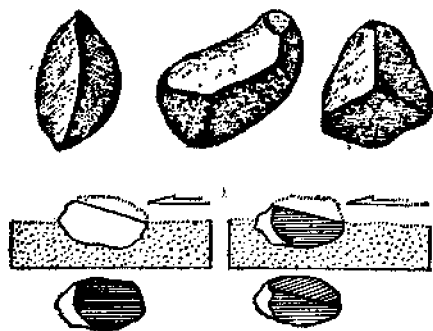


图 I—3—59 风棱石及其形成过程示意图
(据 W. K. 汉布林《地球动力系统》1975)



图 I—3—60 新疆塔克拉玛干沙漠西部麻托塔格的蘑菇石
(据《中国沙漠治理图片集》素描)

在风化和其它外动力的共同作用下，风蚀作用还可形成一些特殊的风蚀地貌。最常见的有以下几种：

石檐和石蘑菇 它们是由孤立突出的基岩经风化和风蚀作用形成的，若基岩为软硬

相间的水平岩层，则可形成似房檐状的上凸下凹的崖壁，称为石檐；若形成上大下小的蘑菇状岩石，称为石蘑菇（图 I—3—60）。

蜂窝石 当出露地表的岩石由软硬不同的矿物组成时，在风蚀和风化作用下，可使岩石表面形成多孔状的蜂窝石（图 I—3—61）。

风蚀谷 经风蚀作用改造后的小沟谷，常为宽窄、深浅、弯曲变化不定的沟谷，称为风蚀谷（图 I—3—62）。



图 I—3—61 蜂窝石
（据 A. K. Lobbeck 照片改绘）

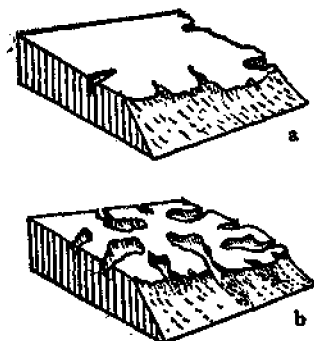


图 I—3—62 风蚀谷
（据雅可甫列夫《普通地质学》，1953）
a—沙漠区边缘高山经暴雨后水流冲蚀成沟谷；
b—经风蚀而成风蚀谷

风蚀洼地 地面由松散物组成的地区，经风蚀作用后形成一种低洼地段，称为风蚀洼地。由于风蚀作用和其它外力共同作用使地面不断降低，如降低到潜水面以下，则可形成风成湖泊，这时其周围地面可出现水草丰富的绿洲。

在山麓地带由山区洪水搬来的沉积物，经风蚀将细小的砂粒和尘土几乎全部移走，余下砾级以上的石块和砾石，这种为砾石和石块大面积覆盖的地区称为戈壁。

二、风的搬运作用和沉积作用

（一）风的搬运作用

风在剥蚀的同时将其剥蚀产物搬至它处的作用，称风的搬运作用。因为气体的密度比水小，故风与相同流速的流水相比，其搬运能力要小得多，通常只能吹动砂粒级以下的颗粒。风的搬运力虽小，但由于它作用的面广，常可波及方圆几万平方公里的范围，故每次大风搬运物质的数量仍比较大。例如，沙漠区一次大风暴可搬运重达几十万吨，甚至几百万吨的物质。风的搬运距离一般不大，且多为断续搬运。风的搬运方式有悬运、跃运和推运三种，但随风速的改变搬运方式会发生变化。如风速增大，原为推运或跃运的颗粒可变为悬运。反之，若风速减小则悬运颗粒可变为跃运或推运（图 I—3—63）。

风搬运作用的强弱与风速和搬运物的颗粒大小、形状及相对密度有关，但搬运距离通常主要是与颗粒直径大小有关。在搬运过程中，搬运物在垂直方向上是距离地面越近，颗粒越粗；在水平方向上是颗粒越粗搬运得越近。这就是风在搬运过程中的分选性和在空间上呈带状分布的分带性。砂粒在搬运过程中不断和地面以及彼此之间相互碰撞和磨损，使

砂、砾不断磨细、磨圆，搬运距离越远，颗粒磨得越细，越圆，常常磨成毛玻璃球形。

(二) 风的沉积作用

尘土和砂石被风搬运一段距离后，由于风速减小，或遇障碍物便堆积下来，形成风成堆积物。其堆积过程称为风的沉积作用。在堆积时，粗粒砂子先堆积成风成砂，细粒的尘土可随风吹送至沙漠区以外，堆积成黄土。

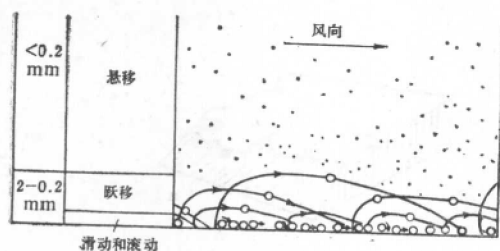


图 I—3—63 风的三种搬运方式
(引自张宝政、陈琦《地质学原理》，1983)



图 I—3—64 风成交错层
(据 W. L. Stokes 等)

1. 风成砂 经风的搬运而沉积形成的砂质堆积物，称风成砂。风成砂成分主要为石英，其次为长石、云母和方解石等，其中含有较多不稳定而易分解的矿物，如角闪石、长石和辉石等。砂粒的圆度和分选极好；颗粒表面有明显的磨蚀痕迹，多呈毛玻璃状。沙层常有明显的风成交错层（图 I—3—64）。在干旱地区风成砂往往大面积覆盖于地面，形成植物极度稀少的不毛之地，称为沙漠。

风成砂所堆积成的各种凸起沙堆，叫沙丘。沙丘表面常有许多沙纹。沙丘最初是由地面上某种障碍物（如树木、草丛等）使风速减小，使风成砂不断堆积下来形成的。沙丘形成后又以自身为阻力使风成砂继续堆积增高。平面上沙丘常呈新月形（图 I—3—65）。由于风的不断吹蚀和搬运可使沙丘沿着风向逐渐向前移动（图 I—3—66）。如果风向不改变，并继续这种作用则形成沙层中的交错层理。沙丘移动速度视风速和沙丘大小而定，一般每年不过数十米。但沙丘移动却常常带来极大的灾害，它可掩埋良田、道路，甚至毁灭整个村镇。如甘肃民勤县原有青松堡、沙山堡和南乐堡共二千多个村庄和两万多亩土地，近三百年来在风沙不断袭击下几乎全部被淹没，现只剩下三个村庄和三千多亩土地。

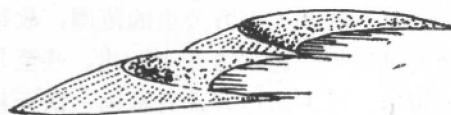


图 I—3—65 新月形沙丘

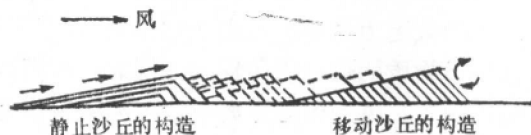


图 I—3—66 沙丘的移动
(据 D. L. Holmes, 1943)

2. 风成黄土 由风将悬浮的细粒尘土搬至干旱盆地的边缘地区堆积下来，便形成风成黄土。风成黄土的堆积不受地形的限制，因此，在高山顶上亦可有成片的风成黄土堆积。风成黄土是一种灰黄色或棕黄色，以粉砂为主，疏松多孔的土状沉积物。它无明显的

层理，但垂直节理发育。主要矿物成分为石英、长石和碳酸盐类矿物，并含许多易受化学风化而分解的矿物，如角闪石、辉石等。黄土中含大量易分解的矿物，说明其主要为机械风化、剥蚀和搬运的产物。黄土中钙质丰富，经地下水淋滤和沉淀，常形成许多钙质结核。黄土中含钾量颇高，并有微量的磷，所以黄土若加入腐植质则会成为相当肥沃的土壤。风成黄土经流水搬运后再沉积形成的黄土，常具明显的层理，称为次生黄土。

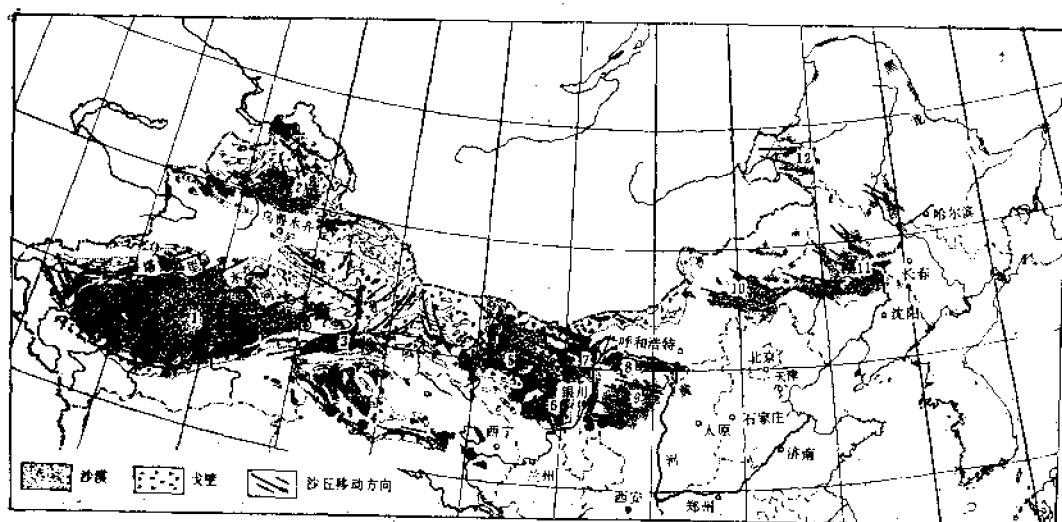


图 I—3—67 中国的沙漠和戈壁分布图

(据中国科学院《中国自然地理》，1984)

我国黄土分布很广，为世界上黄土最发育的地区。主要集中在黄河中游，即太行山以西，贺兰山以东，秦岭以北，大青山以南的陕、甘、宁、晋等省、区（图 I—3—67）。甚至连海拔接近 3000m 的六盘山和吕梁山亦有成片的黄土分布。据估计我国黄土面积近 400000 km²，大部分地区的厚度为 100—200m，最大厚度可达 400m，西北厚，东南薄。据观测，现在黄土每年堆积的厚度约为 1mm，以最大厚度计算，我国黄土应是 0.4Ma 间的产物。

思考题

1. 什么是风化作用？它与风的地质作用有何区别？
2. 风化与剥蚀作用有何区别和关系？
3. 从气候、地形、岩性三方面说明，在什么条件下以化学风化或生物风化、物理风化为为主？
4. 机械风化和化学风化的产物有何不同？土壤是怎样形成的？黄土是否是土壤？
5. 差异风化和球形风化是怎样形成的？差异风化有何实际用途？
6. 河流怎样进行侵蚀？怎样知道河流发生过下蚀和侧蚀作用？
7. 河谷是怎样形成的？怎样向其源头方向延伸？
8. 瀑布是怎样形成的？怎样发展的？
9. 什么是侵蚀基准面？

10. 河床和河谷为什么会弯曲?
11. 河流对其机械搬运物如何进行分选、磨圆和磨细等作用?
12. 河流发生机械沉积的原因是什么? 哪些地方最容易发生沉积? 形成哪些地貌?
13. 河谷阶地是怎样形成的?
14. 何谓地下水? 其来源有哪些?
15. 地下水是怎样运动的? 地下水的运动受哪些因素的影响?
16. 为什么潜水面在空间上随地形而变化? 在时间上因时而异?
17. 潜蚀作用有哪几种方式? 各有何特点? 它们盛行于哪些地区?
18. 喀斯特地貌是怎样形成的? 构造运动对其影响如何?
19. 地下水为何会发生沉积? 其沉积物有哪些? 各在什么地点沉积?
20. 海水的运动方式有哪几种? 除海水运动外, 影响海洋地质作用的其它因素有哪些? 它们怎样影响海洋地质作用?
21. 海蚀作用盛行于什么海区? 以哪种作用方式为主? 主要是哪种海水运动起作用?
22. 按海水深度把海洋分成哪几个带(区)? 各带有何特点?
23. 海滩、沙坝、沙嘴与泻湖是怎样形成的?
24. 泻湖的沉积作用与气候的关系如何? 其沉积物有哪些?
25. 从浅海环境说明浅海沉积的重要性。
26. 对照浅海和滨海环境, 阐述两者机械沉积物的主要区别。
27. 湖泊沉积作用与气候有何关系? 干旱地区与潮湿地区的湖泊沉积有何异同? 各形成哪些沉积物?
28. 沼泽的地质作用有何特征? 煤是怎样形成的?
29. 冰川沉积作用有何特征? 冰川沉积物与河流沉积物有何区别?
30. 沙丘是怎样形成的? 它是如何移动的?

第四章 内动力地质作用

内动力地质作用包括构造运动、地震、岩浆作用和变质作用。地球内部的能量十分巨大，因此，内动力地质作用是促使地球特别是岩石圈不断演化的主导作用。

第一节 构造运动

构造运动（或称地壳运动）是指由内动力所引起的地壳（或岩石圈）岩石发生变形、变位的一种机械作用。地震波传播情况表明，岩石圈下面为塑性的软流圈，因此，构造运动实际上是软流圈以上岩石圈的机械运动。

一、构造运动的证据

岩石圈自形成以来一直处于持续不断的运动中。但运动速度通常十分缓慢，人们的感觉器官很难直接察觉，只有在岩石发生断裂而引起强烈地震时，才容易被人们所察觉。地质测量和大地测量资料证明，构造运动是很普遍的，不仅现在有，而且过去也有。通常把新第三纪以来发生的构造运动称为新构造运动；新第三纪以前的构造运动称古构造运动。由于新、古构造运动距今的年代远近不同，因此，其表现特征和保留的证据亦不相同。

（一）新构造运动的证据

1. 地震 地震是岩石圈的快速颤动。由于构造运动引起岩石圈内某些地区地应力集中而使岩石变形，当应力达到或超过岩石的强度极限时，岩石便产生破裂或位移，同时将其能量突然释放出来，并以地震波的形式向四周传播，因而产生地壳的强烈震动，这就是地震。这种由构造运动引起的地震，称构造地震。除构造地震外，还有由火山活动引起的火山地震，地面陷落和山崩引起的陷落地震以及由水库储水和深井注水引起的地震等，但这些地震的次数较少，仅占地震总数的10%左右，而且影响范围和破坏程度均较小。除大陆上的地震外，还有发生在海底的地震，它可引起水体剧烈振动和涌起狂涛巨浪，形成海啸。无论是大陆和海底的地震，特别是大地震多由构造运动引起，故一般均可将其看成是新构造运动最直接和最易被察觉的表现。地震发生时，地震波在地表传播，可以引起地形和地壳结构发生变化，如产生隆起和拗陷，滑坡和山崩，褶皱和断裂等现象。地震在地质时期也有，只不过地质时期的地震现已很难查知。

岩石圈内发生震动的地方称震源。震源在地面的垂直投影称震中（图 I—4—1），震中可看成是地面的震动中心。震源到震中的距离称震源深度。震源深度一般由几公里到300km不等，最大深度可达700km左右。根据震源的深度，可将地震分为浅源地震（深度为0—70km）、中深源地震（深度为70—300km）、深源地震（深度大于300km）。

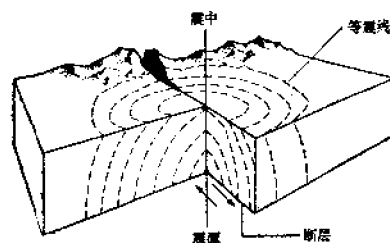


图 I—4—1 震源和震中
（引自张宝政、陈琦《地质学原理》，1983）

表示地震能量大小的量度，称为地震震级。一次地震只有一个震级。震源释放出的能量越大，震级就越大，但震级和释放的能量之间不是简单的比例关系，而是对数关系。震级相差一级，能量约差32倍，两者关系如表 I—4—1。

表 I—4—1 各级地震的能量

M	E (J)	M	E (J)
1	2.0×10^4	6	6.3×10^{11}
2	6.3×10^7	7	2.0×10^{15}
3	2.0×10^8	8	6.3×10^{16}
4	6.3×10^{10}	8.5	3.6×10^{17}
5	2.0×10^{12}	8.9	1.4×10^{18}

(引自《地震问答》，1977)

地震对地面及建筑物的破坏程度，称地震烈度。地震烈度的大小与震级、震源深度、震中距以及地面建筑物的质量和地基稳固性等有关。一般震级越大，震源深度越小，距震中越近，建筑物质量和地基稳固性越差，则烈度越大；反之越小。地震对地面及地面建筑物破坏程度相等各点的连线，称等震线。烈度大小根据人的感觉、家具及物品的震动情况，建筑物被破坏情况，以及地面的破坏现象等因素综合考虑确定，目前我国使用的是12度烈度表（表 I—4—2）。

表 I—4—2 中国地震烈度表

一度	无感。仪器才能记录。
二度	个别非常敏感、完全静止中的人有感。
三度	室内少数完全静止中的人感觉振动，好象载重汽车很快从旁驶过。细心观察者注意到悬挂物有些摇动。
四度	室内大多数人有感，一些人从梦中惊醒。门、窗、纸顶篷作响，悬挂物动摇。器皿中水轻微震荡，紧靠在一起的、不甚稳定的器皿作响。
五度	室内差不多所有的人和室外大多数人都有感觉。大多数人从梦中惊醒。家畜不宁。悬挂物明显摇摆。挂钟停摆。少量液体从装满的器皿中溢出。架上放置不稳的器物翻倒或落下。门、窗、地板、天花板和屋架木棒轻微作响。开着的门窗摇动。尘土落下。抹灰墙上可能有细小裂缝。
六度	很多人从室内逃出，立脚不稳。家畜从厩中向外奔跑。盆中水剧烈动荡，有时溅出。架上书物有时翻倒或掉落。轻家具可能移动。非砖木结构的建筑物有损坏，出现裂缝。疏松土地上可能有小裂缝。
七度	人从室内惊惶逃出。悬挂物强烈摇摆，甚至坠落。架上器皿、书籍坠落。一般砖木结构民房大多数损坏，少数垮塌，坚固的房屋也可能有破坏。民房烟囱顶部损坏，个别牌坊和塔、工厂烟囱轻微损坏。井泉水位有时变化。产生地裂缝，少数可能有喷水冒沙现象。
八度	人很难站立。家具移动。一般砖木结构房屋多数破坏，少数倾倒；坚固的房屋也可能有倾倒的。有些碑石和纪念物损坏、移动和翻倒。山坡的松土和潮湿的河滩上出现宽达10厘米以上的裂缝。地下水位较高的地方常有夹泥沙的水喷出。土石松散的山区常有相当大的山崩、地滑。人畜有伤亡。
九度	一般非砖木结构民房多数倾倒；坚固的砖木结构房屋多数遭受破坏，少数倾倒。牌坊、塔、工厂烟囱破坏或倾倒。地下管道破裂。地裂缝很多。山区出现山崩、地滑。
十度	坚固的砖木结构房屋多数倾倒。地表裂缝成带，断续相连，总长度可达几公里，有时局部穿过坚实的岩石。铁轨弯曲。河湖产生拍岸浪。山区大量山崩、地滑，河谷被堵塞成湖。
十一度	房屋普遍毁坏，山区有大规模的崩滑，地表产生相当大的竖直和水平方向错动（断裂）。地下水位剧烈变化。
十二度	广大地区的地形、地表水系及地下水位剧烈变化。建筑物遭到毁灭性的破坏。

(引自成都地质学院《动力地质学原理》，1978)

因为地震是正在进行的新构造运动最直接、最明显的表现，所以根据地震发生时间、

震源和震中位置、震级和烈度大小等，即可得知新构造运动的发生时间、地点和强度。

2. 地物地貌上的表现 构造运动过程必然引起地表外貌的改变，而新构造运动发生的时间距今不太久，地物和地貌上的证据多保存较好，故可采用地物地貌的方法，半定量的确定这一段时期的构造运动。例如，广州七星岗的海蚀崖，距现今海岸线已有数十公里远；辽宁熊岳望儿山保存的海蚀崖已远离海岸约 10 km，高出海面约 60 m；以及各地的河谷阶地、深切河谷以及干溶洞等都是构造运动使地壳上升的标志。埋藏的河谷阶地及水下森林等的存在则是构造运动使地壳下降的证据。

现在正在进行的新构造运动，由于不能在较短的时间产生明显的地物地貌标志，不易被人们察知，但通过精密测量仪器的观测，便能发现一些地方高程和位置（经纬度）的变化。利用这种方法不仅可定量地确定出构造运动的速度和幅度，还可准确地确定出运动方向。例如，1967 年在冰岛洋脊裂谷两侧设置标杆，用精度很高的激光测距法进行重复测量。几年后再次测定这些标杆位置时，发现标杆间的距离增大了 5—8 cm，表明裂谷两侧正以每年不到 1 cm 的运动速度拉开；美国西部的圣安得列斯大断层，经大地测量结果，发现断层两侧相对错动的速度大约每年为 4 cm，现在该断层错开的距离已逾 1000 km。

（二）古构造运动的证据

由于古构造运动发生的时代距今比较久远，当时的地貌形态几乎都被后期地质作用所破坏，因而上述新构造运动的研究方法不能运用。但古构造运动在岩石中仍留下了许多遗迹，这些遗迹就是保存在岩石中的各种地质构造和一些沉积物。古构造运动的研究就是通过它们来进行的。

岩石在构造运动产生的地应力作用下，发生变形和变位留下的形迹，称为地质构造。它包括褶皱和断裂两种主要类型。

褶皱构造 岩石在构造运动作用下，发生塑性变形，产生弯曲，但仍保持其连续性，这种弯曲的构造称为褶皱构造（参见图 IV—2—1）。

断裂构造 当构造运动所产生的地应力超过一定条件下的岩石强度时，岩石便失去其连续性而发生破裂，形成断裂构造。岩石破裂，如果沿破裂面两侧的岩块未发生明显位移，称为节理；如果沿破裂面两侧的岩块发生了明显的位移，则称为断层（参见图 IV—3—12）。

通过对褶皱和断裂等地质构造的形态、性质、组合关系等进行综合分析、研究，便可定性或半定量地确定出古构造运动的方向、强度以及发生的时间等。例如，某地区褶皱紧密地挤在一起，而且呈线状分布，说明该区经历了比较强烈的构造运动；若某地区的褶皱为孤立、开阔的形态，则说明该区经历的构造运动比较微弱。

沉积岩石的厚度和岩相变化等亦可反映出古构造运动的情况。一般认为浅海的深度不超过 200 m，若发现地质时期浅海沉积物形成的岩石厚度超过 200 m，则说明该区在形成这一岩石时，构造运动曾使地壳下降而保持浅海环境。我们把反映沉积环境的岩性和古生物特征的总和称为岩相；把由沉积环境变化而引起岩性和古生物特征的变化称为相变。沉积环境的变化常与构造运动引起地壳的升降密切相关。因此，利用相变亦可得知构造运动使地壳升降的特点。如在某一地区由下至上见到沉积物由海相（海洋环境沉积的）变为陆相（大陆环境沉积的），说明地壳上升了。反之，由陆相变为海相，则说明地壳下降了。必须指出，对古构造运动的研究是比较复杂的，只有在对各种地质现象进行综合分析、研究

的基础上,才能得出正确结论来。

二、构造运动的主要特征

根据现代和地质历史时期构造运动的研究,得知构造运动大致具以下几个主要特征:

构造运动在方向上有垂直(升降)运动和水平运动两种。垂直运动是指垂直地表,即沿地球半径方向的上升或下降运动,故又称升降运动;水平运动是指平行于地表,即沿地球切线方向的运动。同一时期内有的地区表现为上升运动,另一地区则表现为下降或水平运动。例如,对珠穆朗玛峰地区岩石的研究,发现这些岩石是在古、中生代海洋中形成的,说明此区地壳在古生代和中生代时,主要是缓慢的下降运动;而在新生代则发生了强烈的水平运动,同时使地壳上升达9000m以上。同期在四川盆地的地壳却一直是以升降运动为主。

构造运动的速度有快有慢。在同一时间内不同地区构造运动速度不同,在同一地区不同时间其速度差异亦可很大。构造运动的幅度有大有小。在同一时期内有的地区构造运动幅度大,有的地区运动幅度小;在同一地区,不同时间的幅度差别也可能很大。

构造运动具有一定的周期性。在地质历史时期中,构造运动强烈时期与构造运动相对平静时期总是交替出现,从而具有明显的周期性。在构造运动比较平静时期,运动速度和幅度都相对小得多,而且主要表现为长期缓慢的升降运动,但其间也可夹有短暂的相对比较快的升降运动或水平运动。这种长期缓慢的升降运动为主的构造运动,常常引起大范围的海陆变迁。在构造运动强烈时期,其运动的速度和幅度都比较大,而且主要表现为水平运动,其经历的时间通常比构造运动平静期的时间短,而且常常形成巨大的褶皱山系。如天山、秦岭、喜马拉雅山等大山脉都是构造运动强烈时期形成的。

三、构造运动的空间分布和发展规律

(一) 构造运动的空间分布特征

由于岩石圈的力学性质不均一,各个地区地质条件也有一定差异,所以构造运动在不同地区所表现的活动性是不一样的。一些地区的活动性比另一些地区强。从全球来看大致可划分为比较活动的地区和比较稳定的地区,通常将其分别称为活动带和稳定区(地块)

(图I—4—2)。在两类地区外,也有活动性介于二者之间的过渡带。

1. 地壳活动带 无论在大陆和大洋内,地壳活动地区都呈带状延伸,在地形上多为高差十分悬殊的地带(图I—4—2中的黑色部分)。高耸的大山脉和洋脊,以及深陷的海沟地区都是或曾经是地壳活动带。在活动带内各种地质作用,特别是内力地质作用十分强烈。如构造运动的速度,据现代测定每年可达几厘米以上;岩浆活动、地震和变质作用等均表现得比较强烈。

现在巨型的地壳活动带(也是地震震中集中分布的地带)大致有以下三个带(图I—4—2)。

(1) 环太平洋活动带 此带从南太平洋的新西兰起,向北经新喀里多尼亚、伊里安、菲律宾、台湾、琉球、日本、千岛群岛到阿留申群岛,再沿北美西侧的海岸山脉到南美安第斯山脉,构成一个环太平洋的不完整环带。

(2) 阿尔卑斯-喜马拉雅活动带 此带从地中海周围诸山脉(欧洲的阿尔卑斯山、喀尔巴阡山及非洲的阿特拉斯山等),往东经高加索山脉、兴都库什山脉、喜马拉雅山脉、横断山脉、马来亚半岛、巽他群岛和环太平洋活动带衔接;从地中海向西,经亚速尔群

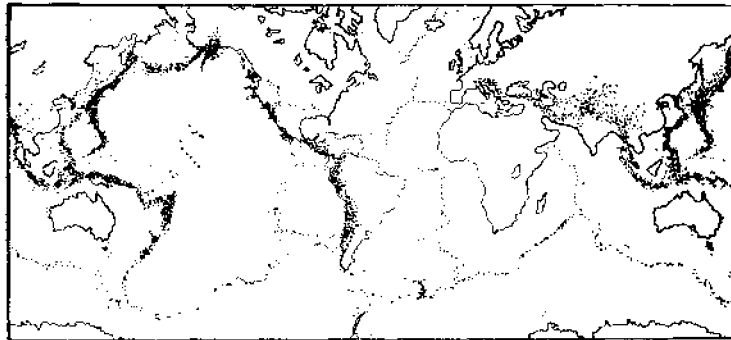


图 1-4-2 地震震中分布图
(引自J. A. 雅各布斯《地球学教程》，1974)

岛、安的斯群岛亦和环太平洋活动带相接。

以上两个活动带都是现代高大山脉和海沟、岛弧所在地，是地质构造十分复杂的褶皱带，反映出受水平挤压十分强烈，以水平运动为主的地带；同时也是岩浆活动、变质作用、地震活动的主要场所。

(3) 洋脊和大陆裂谷活动带 它们主要沿几个大洋的洋脊大致呈带状分布。印度洋洋脊北端进入红海和死海裂谷与阿尔卑斯-喜马拉雅活动带衔接，并自红海分支与东非大裂谷相连。此带为地壳的引张带，常发生浅震，岩浆活动规模也较大，主要为玄武岩从裂谷和洋脊轴部溢出。

2. 地壳稳定区 为古生代以来构造运动相对稳定的地区，其地形上高差不大，常呈广阔的平原、高原或盆地；地壳以缓慢的升降运动为主，现代升降运动的速度为每年仅百分之几厘米，最大也不过十分之几厘米；岩浆作用、变质作用和地震均较微弱。这些地区称为地台或克拉通等，不同学术观点往往有不同的划分和称谓方法。

(二) 构造运动的周期性和阶段性

地壳发展过程中，曾有过多次剧烈活动和相对平静阶段的交替现象，具有明显的周期性。

较平静时期主要表现为缓慢的升降运动。升降运动常引起大面积的海陆变迁，故又称为造陆运动。在缓慢升降运动之间也可夹有次一级较强烈的水平运动或升降运动，但其历时较短。在剧烈活动时期，表现为以水平运动为主，它经历时间短，通常形成巨大的褶皱山系，故又称为造山运动。

由于构造运动可引起海陆变迁、地形变化及自然地理环境改变，并引起地壳成分、结构的变化，因而可使沉积环境和古生物特征，以及岩浆活动、变质作用和成矿等均发生变化。所以说构造运动的周期性控制了地壳发展历史的阶段性，和生物演化的阶段性。因此，构造运动也可作为划分地质时代和地层的依据。

虽然构造运动具有全球规模的周期性，但不同地区又有其较小范围的周期性，不能设想每次构造运动都能同时波及全球。尽管如此，全世界的地质工作者对整个地质历史时期的地质记录研究后，认为地球上曾经发生过几次比较剧烈，影响范围较广的构造运动，每次强烈构造运动时间虽然各地略有差异，但大体上确是相同的。这些剧烈运动时期，称为

构造运动期。据统计研究，自古生代以来，大致每隔 200—250 Ma 左右便发生一次全球性的剧烈构造运动。如早古生代末的加里东运动、晚古生代末的海西运动和第三纪的新阿尔卑斯运动等。

第二节 岩 浆 作 用

一、岩浆和岩浆作用的概念

岩浆是在地下深处形成的高温熔融体。其成分主要为富含挥发分的硅酸盐物质。它来源于地壳深处的局部地段和软流圈内的一种过热潜柔性物质。这种潜柔性物质在地下深处，呈高温（1000℃以上）、高压的过热状态，具有很大的膨胀力（内压力）。通常它和周围环境处于相对平衡的状态，一旦由于潜柔性物质本身的温度增高，膨胀力增大，或者由于构造运动使局部压力降低而破坏了它和周围环境的平衡，便可转变成岩浆，并沿岩石裂缝或薄弱地带向上运移，侵入到岩石圈上部，甚至喷出地表。在向上运移过程中，随着温度、压力的降低，岩浆自身的化学成分和物理状态便会发生一系列的变化。与此同时，岩浆与围岩亦会发生种种化学反应，从而引起岩浆的进一步变化，最后凝固结成为岩浆岩。这种从岩浆的形成、演化、运移，直至凝固成岩浆岩的整个活动过程，称为岩浆作用。由岩浆凝固的岩浆岩是组成岩石圈的主要岩石类型。

岩浆从地下深处向浅处运移，当岩浆穿透上覆岩石，喷出地表时，便形成火山。岩浆喷出地表所引起的全部作用过程，称为岩浆的喷出作用或火山作用。喷发后冷凝形成的岩浆岩叫喷出岩。有的岩浆上侵，但未能穿透上覆岩石，而在地壳内某一深度占据一定空间冷凝成岩。这种在地表以下由岩浆活动所引起的全部作用过程，称为岩浆的侵入作用，冷凝形成的岩浆岩叫侵入岩。

二、火山作用

（一）火山喷发现象

岩浆喷出地表所形成的具有特殊机构和形态的地质体，称为火山。大陆和海底都有火山，只不过后者位于水下难于观察而已。根据陆地上的观察，在火山喷发前往往会发生地震，随着地面出现裂口，首先从中喷出热气和热水，继之有大量的气体和大大小小的熔岩块以及崩碎的岩块从火山口喷出，喷发时，可形成巨大的黑色烟柱。火山爆发的同时，还伴有地下轰鸣，地面震动，并有大量熔岩从火山口涌出。喷出物冷凝后便形成各种喷出岩。

通常，把在人类历史上没有发生过喷发活动的火山叫死火山；现代正在活动的火山称活火山；在人类历史记载上曾经有过喷发活动而近代长期停止活动的火山叫休眠火山。

“死”与“活”是相对的。例如，意大利维苏威火山，原是一座大约一万年形成的死火山，可是在公元79年8月24日突然发生极其猛烈的喷发，火山灰掩埋了附近的庞培、希科拉尼、斯达俾等三座城市。

（二）火山机构

火山通道、火山口和火山喷出物堆积成的火山锥是构成火山的主要机构（图 I—4—3）。

1. 火山通道 火山通道是火山喷发时，岩浆从地下喷出地表的通道。火山喷发后，

通道常为熔岩或火山角砾岩所充填，形成火山颈。当火山被剥蚀时，因火山颈抗风化能力常较周围物质强，故风化后可直接出露或突出地表。

2. 火山锥 火山喷出物常堆积在火山口周围形成锥状地形，称火山锥。在一个火山地区，火山锥常成群出现，形成火山锥群。如山西大同火山群，就是由金山、黑山等12个火山锥构成的火山锥群。

3. 火山口 在火山锥的顶部或侧方，通常有一低洼部分，边缘很陡，它是岩浆喷出的通道和出口，叫火山口。火山口可积水成湖，称火口湖。火山口的直径很少大于1—2km。若由于强烈爆炸使火山口变大，或由于熔岩溢出时将火山锥上部顶

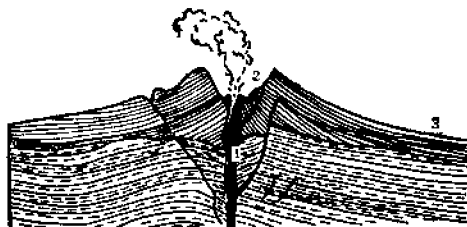


图 I—4—3 火山机构示意图
(引自长春地质学院《矿产地质基础》，1979)
1—火山通道；2—火山口；3—火山锥

起来，喷发后，剩余的岩浆冷却收缩，使其上部的火山锥部分向内塌陷，于是火山口不断扩大呈锅状，直径可达8—12km以上。这种由爆炸或塌陷产生的锅状火山口，叫破火山口。

(三) 火山喷出物

火山喷出物的化学成分比较复杂，但就其物态来说，可分为气态、液态和固态三种物质。

1. 气态喷出物 火山喷出的气态物质主要是岩浆中的挥发分。最多的是水蒸汽，一般占75—90%。此外，还有CO₂、CO、NH₃、NH₄Cl、HCl、Cl₂、S、N₂等。火山喷出的气体在数量和成分上，不仅不同火山是不相同的，即使是同一火山，在不同时期喷出的气体亦有差异。例如，墨西哥帕里库廷火山一天可喷出18000 t水蒸汽；美国阿拉斯加万烟谷每秒可喷出23000m³的水蒸汽，每年可喷出1.25 × 10⁶t HCl和2.5 × 10⁵t HF。在喷发过程中，部分气态喷出物可直接凝固或相互结合而成凝华物，堆积在火山口附近，如S、NH₄Cl、KCl、AsS等。在其大量堆积时，可形成火山喷气矿床。

2. 液态喷出物(熔岩) 岩浆喷出地表时，因压力骤降，所含挥发分大部分逸失，这种喷出地表失去了大部分挥发分的岩浆，称为熔岩^①。熔岩冷却凝固后形成的岩石称喷出岩。

熔岩成分与岩浆成分除在挥发分方面有不同外，是完全一致的，故也可根据二氧化硅含量分为酸性、中性、基性三种熔岩。不同性质的熔岩其成分和特征均不相同。

(1) 酸性熔岩 其SiO₂含量>65%，阳离子以K⁺、Na⁺为主，Fe²⁺、Fe³⁺、Ca²⁺、Mg²⁺较少；相对密度较小，粘度较大，不易流动；它的温度较低，冷凝较快。当其喷出时，由于大量挥发分逸出，吸取熔岩中的热量促使表面迅速冷却，表面凝固成硬壳；当其下的熔岩继续流动时，常使硬壳拉裂，挤碎成杂乱无章的碎块，形成块状熔岩。酸性熔岩冷凝形成的喷出岩，其颜色较浅，多具流纹构造，流纹岩为其典型代表。

(2) 基性熔岩 其SiO₂含量<52%，阳离子以Fe²⁺、Fe³⁺、Mg²⁺、Ca²⁺为主，

① 熔岩包括喷出地表后的岩浆，从熔融状态直到完全冷凝形成的喷出岩。有些书上把喷出地面呈熔融状态的岩浆称为熔浆，冷凝固结成的岩石才称为熔岩。

K^+ 、 Na^+ 较少，相对密度较大，粘度较小，易于流动，温度较高，冷凝较慢。表面常先冷凝成柔软的薄壳，当下面熔岩继续流动时，表面软壳便发生变形，呈波状起伏或扭曲成绳状，前者称波状熔岩，后者称绳状熔岩。基性熔岩冷凝形成的喷出岩颜色较深，以玄武岩为代表。

(3) 中性熔岩 其成分和性质介于酸性和基性熔岩间，冷凝形成的喷出岩以安山岩为代表。

熔岩自火山口溢出地面后，若顺洼地流动形成舌状体，则称为熔岩流，其形状取决于熔岩性质和地形。一般酸性熔岩呈短而厚的熔岩流；基性熔岩则为长而薄的熔岩流。如果溢出熔岩为基性熔岩，且数量较大，地面又较平坦，熔岩可大面积流动，覆盖于广大地面之上，称为熔岩被。

海底火山喷出的熔岩接触水后，迅速冷却、收缩而凝成椭球状或枕状体，它们堆积在一起形成枕状熔岩。枕状体的直径可达1m左右。表层具有玻璃质冷凝边，中心结晶稍好，有放射状和同心圆状分布的气孔。枕状体一般为平底圆顶的馒头形，有时上覆枕状体底部具有向下伏枕状体间的“V”形空隙伸入的“尾”（图 I—4—4）。枕状熔岩成分多为基性，它们是水下火山喷发的一种标志。

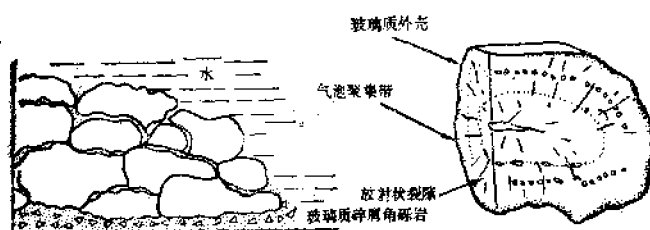


图 I—4—4 枕状熔岩

（据柯姆波顿，1962）

左图团块表示枕状熔岩，右图为枕状体断面图

3. 固态喷出物 火山的固态喷出物即火山碎屑物。其来源有二：一为火山通道中原先冷凝的熔岩和通道四周的围岩，经爆炸成碎块或粉末射入空中；一为喷射到空中的液态熔岩冷凝而成，有的甚至是降落地面时尚未完全冷凝的可塑性块体。这些在空中冷凝的固态喷出物中，块体较大者常状若面包、纺锤等，称为火山弹。火山弹的直径大者可达十余米，常有流纹和裂纹以及旋扭痕迹（图 I—4—5）。

固态喷出物按其颗粒大小和形状命名：颗粒直径 $<0.01mm$ 者称火山灰；直径 $0.01-2mm$ 者称火山砂；直径 $2-50mm$ 者称火山豆及火山砾； $>50mm$ 则称为火山集块。

上述火山碎屑物经胶结、压固等成岩作用，则形成各种火山碎屑岩。

火山碎屑物降落下来，大部分堆积在火山口附近。一般碎屑颗粒愈细者，距火山口愈远，极细的火山灰可在空中停留很久，或随风飘送到远处。例如，1883年印度尼西亚的喀拉喀托火山爆发时，曾将约 $2.5km^3$ 的岩石碎块喷射到27km的高空，而火山灰则落到2500km以外的地区。

(四) 火山喷发方式



图 I—4—5 火山弹

(据李尚宽)

a、b—纺锤状(云南腾冲); c、d—旋扭状
(山西大同)



图 I—4—6 熔透式火山喷发

(据戴利的假说)

按照火山通道的形态可将火山的喷发方式分为熔透式、裂隙式和中心式三种类型。

1. 熔透式喷发 溶透式喷发是以岩浆的热力熔透顶部岩石而大面积地溢出地表(图 I—4—6)。这种火山喷发方式纯属推论,而无现代火山作为代表。在加拿大、瑞典、苏格兰等地的太古宙岩石中,见到喷出岩与深成岩直接过渡的现象,被认为是熔透式喷发的例证。这种纯属推论的喷发方式尚未得到公认。

2. 裂隙式喷发 裂隙式喷发是岩浆沿岩石圈的巨大裂缝溢出地表(图 I—4—7)。当其喷发时,熔岩比较宁静地沿长数十公里左右的裂缝状火山口溢出,溢出的熔岩均属基性熔岩,且呈熔岩被产出。现代洋脊和大陆裂谷的火山喷发即为此类喷发的代表。但从新元古代至第三纪时期,裂隙式喷发却是当时的主要喷发方式。如我国西南地区二叠纪峨眉山玄武岩的喷发即属此例。



图 I—4—7 裂隙式火山喷发方式

(据狄瑞尔)

3. 中心式喷发 中心式喷发的岩浆从近于圆筒形的火山通道喷出地表(图 I—4—8)。现代火山除大陆裂谷和洋脊外,几乎都是中心式喷发。中心式喷发有的比较宁静,有的发生猛烈爆炸。爆炸的猛烈程度,可从喷出的碎屑物数量占全部喷发物数量的百分比反映出来,其比值愈高,表示火山爆炸性愈强。因此,可从火山口周围堆积物中的火山碎屑物数量,来推断该火山喷发的猛烈程度。中心式喷发按其喷发的猛烈程度,又可进一步分成宁静式、猛烈式、中间式三种喷发方式。

(1) 宁静式(夏威夷式) 这种火山喷发时一般无爆炸现象,而是大量熔岩从火山口宁静溢出。溢出的基性熔岩,粘度小、易流动,由岩浆转变为熔岩时逸出的挥发分较少、冷凝较慢,形成火山锥坡度平缓(通常为 3° — 10°)的盾状火山锥(图 I—4—9a)。大洋底的海山多由这种喷发方式的火山形成。太平洋中的夏威夷火山是这种喷发方式的典型代表。

(2) 猛烈式(培雷式) 这种火山喷发时,产生猛烈的爆炸现象,同时喷出大量的火山碎屑物和气态物质。喷出的熔岩多为粘度大、不易流动的酸性熔岩。当由岩浆转变成熔岩时逸出的挥发分多,冷凝快,故常常未流出火山口便凝固在火山通道内,形成堵塞火山通道的“塞子”,阻止火山继续喷发。由于“塞子”下面的酸性岩浆不断逸出大量的挥发性气体,使岩浆压力逐渐增大,当增大至超过上面“塞子”的压力时,便迅猛地冲破“塞子”,形成猛烈的火山喷发。从火山喷出的大量碎屑物在火山口附近堆积成坡度较陡、几乎全由碎屑组成的火山锥,称岩渣锥(I—4—9 b)。有时熔岩亦可流出火山口,但流出不远,就在火山口附近形成陡峻的穹形火山锥,称岩穹锥(图 I—4—9 d)。这种方式喷发的典型火山例子为西印度群岛马丁尼克

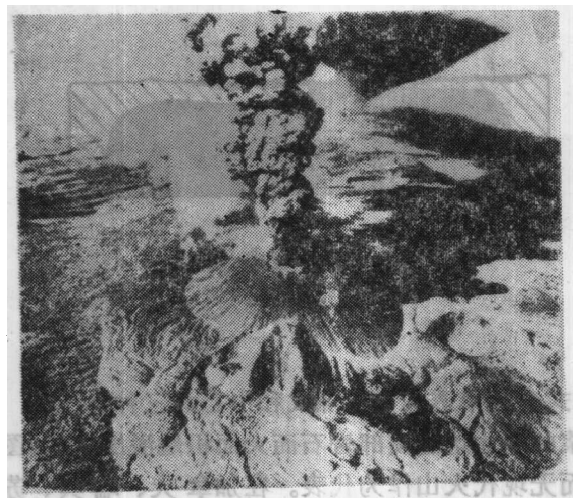


图 I—4—8 中心式火山喷发

岛上的培雷火山。它在 1902 年 5 月 8 日爆发时,喷出了大量的气体和火山碎屑物,形成的烟云高达 4000m。

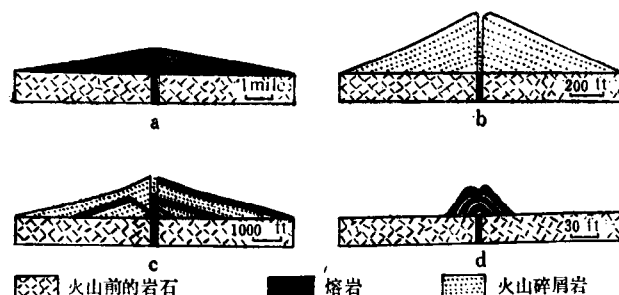


图 I—4—9 火山锥的类型

(据 M. P. Billings)

a—盾形火山锥; b—岩渣锥; c—层状火山锥; d—岩穹锥

(3) 中间式 这类火山喷发方式介于上述二者之间。它有时喷发比较宁静,喷出的物质以熔岩为主;有时喷发又很猛烈,除喷出熔岩外,还喷出较多的气体和碎屑物。喷出的熔岩性质在不同时期也有变化,但以中性熔岩为主。这种喷发方式喷出的火山物质所形成的火山锥,多为较陡的层状火山锥(或称混合锥)(图 I—4—9 c)。在岛弧、地缝合线和大陆板块内部的一些孤立的火山多属此种喷发方式,如维苏威、帕库丁等火山。

(五) 世界活火山的分布

据 F. M. 巴拉德统计(1971),全世界活火山现在共有 516 座。它们比较集中地分布在以下几个带上(图 I—4—10)。

1. 环太平洋火山带 该带分布在太平洋周围,现有活火山 319 座,占全世界活火山总数的 62%。其中 45% 分布在太平洋西岸的岛弧上, 17% 分布在东太平洋的南、北美洲西

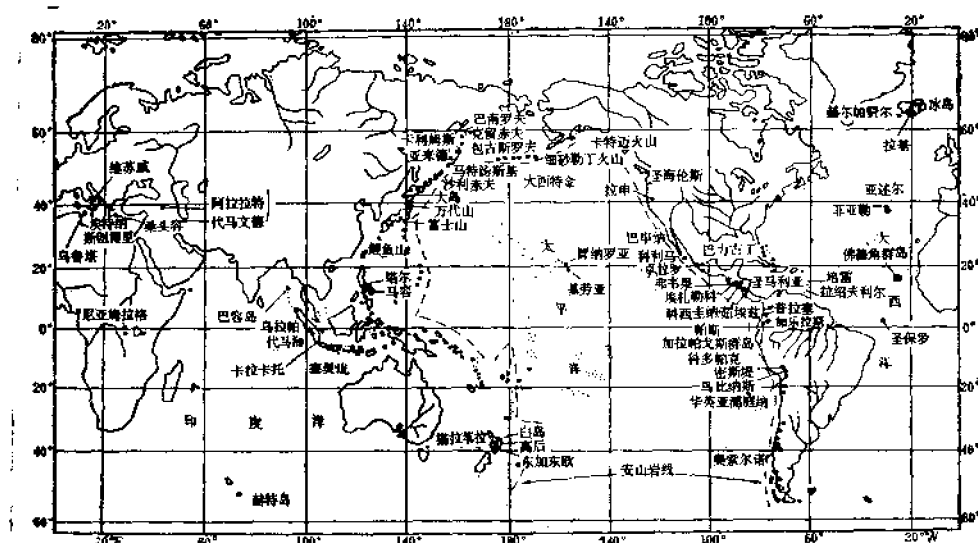


图 1-4-10 世界活火山分布图

(引自张宝政、陈琦《地质学原理》，1983)

岸。此带火山喷出的熔岩均为中性的安山质—酸性的流纹质熔岩，与太平洋内的基性玄武岩喷发明显不同，故有人把这个洋壳玄武岩与环太平洋带安山质—流纹质火山岩之间的界线叫做安山线。

2. 阿尔卑斯-喜马拉雅火山带 现已有94座活火山分布在这个带上, 占全世界活火山总数的18%。

3. 其余的活火山约占活火山总数的20%，其中有42座（占活火山总数的8%）分布在大西洋洋脊，如冰岛、亚速尔、佛德角和圣保罗岛上；有7座分布在东非裂谷附近；其余则散布于非洲大陆、太平洋、印度洋和南极洲。

从上述火山分布来看，火山的分布与地震分布基本一致。

三、侵入作用

岩浆的侵入作用包括岩浆在运移中自身演化——同化、分异和占据空间（侵位）直至完全冷凝成岩浆岩的全部作用过程。

(一) 岩浆的分异作用

岩浆在侵入、冷凝过程中，由原来较均一的岩浆分成不同组分的岩浆从而形成不同岩浆岩的一种作用，称为岩浆的分异作用。按分异的方式不同可分为液态分异（熔离）作用、固态（结晶）分异作用和气态分异作用。

1. 液态分异作用 成分复杂但在高温、高压时仍较均一的岩浆，当温度和压力降低并同时受重力影响时，分为互不混熔或混熔程度有限的两种熔融体的作用，称为液态分异作用（熔离作用）。分离出的岩浆，冷凝后则形成成分不同的岩浆岩。

常见的岩浆熔离作用是金属硫化物和金属氧化物从硅酸盐熔融体中分离出来。由于前者相对密度较大而沉降至岩浆底部，形成与基性岩有关的层状或其它形状的铜、镍、钨、铂等金属矿床，如吉林的铜镍硫化物矿床就是由熔离作用形成的（图Ⅲ—1—16）。

2. 固态分异作用 岩浆冷凝过程中,当温度下降到1100℃后,有些组分便开始结晶形成固态的矿物,从岩浆中分离出来。因为各种组分是按一定顺序依次先后结晶出来的,因而可使岩浆分异成不同成分的岩浆和形成不同的岩浆岩。这种分异作用称为固态分异作用(结晶分异作用)。在结晶分异过程中某些部位可形成暗色矿物集中的团块或部分,称为析离体。

3. 气态分异作用 气态分异作用是岩浆中所含挥发性物质使某些组分迁移、富集,从而使岩浆发生分异的一种作用。在固态分异过程中,大多数挥发组分并未参加结晶。随着结晶分异的不断进行,这些挥发组分的相对含量逐渐增高,气态分异作用更加显著。分异的结果也会形成成分不同的岩浆和岩浆岩。

(二) 岩浆的同化作用

岩浆的同化作用是指岩浆在侵入过程中,直接熔化围岩(岩浆周围的岩石)或与围岩内的某些组分进行化学反应,使围岩的全部或部分组分加入到岩浆中,导致岩浆成分发生变化的一种作用。若岩浆熔化围岩不彻底,不同程度地保留有围岩的痕迹,则称为混染作用。混染作用实质就是不完全的同化作用。因同化和混染往往是在同一作用过程中同时并存的两种作用,即岩浆与围岩相互作用过程中,岩浆同化围岩,而围岩残存部分则污染岩浆。因此,常将其一并统称为同化混染作用。

(三) 岩浆占据空间的(侵位)作用

岩浆上升时,具有极大的热力和膨胀力,其占据空间的方式不是以其热力熔化围岩,就是以其膨胀力挤入围岩内,并在所占据的空间中冷凝成各种岩浆岩体。这些岩体称为侵入岩体。

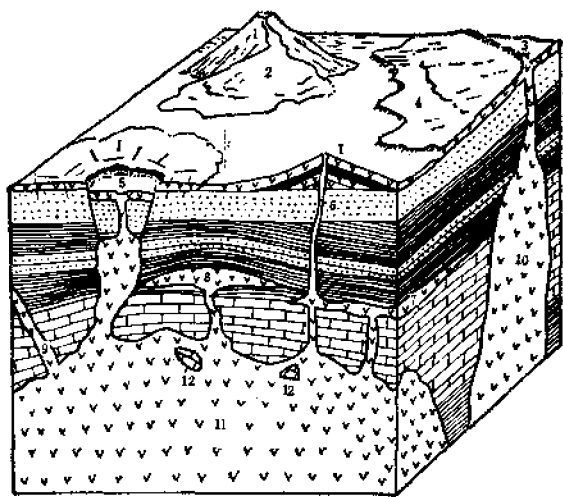


图 I-4-11 岩浆作用形成的各种岩浆岩体

(引自成都地质学院《动力地质学原理》,1978)

1—火山锥; 2—熔岩流; 3—火山颈; 4—熔岩被; 5—破火山口; 6—火山颈和岩墙; 7—岩床; 8—岩盘; 9—岩墙; 10—岩床; 11—岩基; 12—捕虏体

1. 以挤入为主的方式 当岩浆运移至地壳浅处,或岩浆数量较少,其热力不足以熔化大量围岩时,岩浆便主要凭借自身巨大膨胀力推挤围岩,并沿围岩层面和断裂等薄弱地带挤入围岩内,从而占据一定的空间。与此同时,岩浆又将热力传递给围岩,进而冷凝形成各种侵入岩体。这些侵入岩体一般规模不大,且多位于地壳浅处(一般小于3—6km),故称浅成侵入岩体。若岩浆沿围岩层面挤入,形成与围岩层理一致的岩体,称谐和岩浆岩体,如岩盘、岩盆、岩床、岩鞍等;若岩浆沿围岩断裂挤入而占据一定空间,形成的岩浆岩体与围岩层理不一致,则称为不谐和侵入岩体,如岩墙、岩脉等(图I-4-11)。

(1) 岩床 岩床是由流动性较大的岩浆,顺着围岩层面挤入形成的板状谐和岩浆

岩体。它以厚度小、面积大为特征，其规模大小不一，厚度可从几厘米到几百米以上，延伸从几米到几百公里。组成岩床的岩石以基性岩为主（图 I—4—12）。

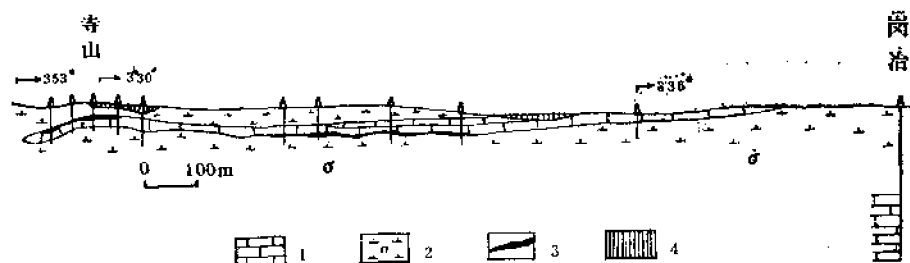


图 I—4—12 河北符山-村集岩床

1—奥陶系灰岩；2—岩浆岩体；3—铁矿体；4—第四系

（2）岩盆 岩盆是由流动性较大的岩浆，顺着已向下弯曲的围岩层面挤入，形成平面上呈圆形或椭圆形，顶、底面均向下凹，形似盆状的侵入岩体。其规模大小不一，大者直径可达十公里，甚至数百公里，组成岩盆的岩石以基性岩最为常见（图 I—4—13）。

（3）岩盘（岩盖） 岩盘是由粘度较大的岩浆，顺围岩层面挤入，将上覆岩层拱起而形成上凸下平的穹形岩体和岩浆岩体。一般规模不大，直径常为3—6km，厚1km左右，多由酸性和中性岩石组成（图 I—4—14）。

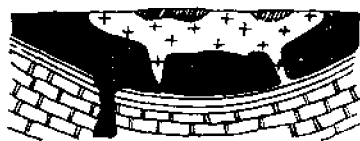


图 I—4—13 岩盆

（引自成都地质学院《动力地质学原理》，1978）



图 I—4—14 岩盖

（据黄春梅）

（4）岩墙和岩脉 岩墙是岩浆沿围岩断裂挤入，形成与围岩层理不谐和的板状岩浆岩体。其规模大小不一，厚度从几厘米至几十米，长几十米至几十公里。组成岩墙的岩石，从基性到酸性均有。岩体更小的分枝称岩脉。

一般来说，岩墙与围岩之间没有成因上的联系，而岩脉则可能与围岩有成因上的联系（图 I—4—15）。

（5）岩鞍 岩浆顺着围岩层面挤入褶皱弯曲部位的岩层虚脱处，所形成的马鞍状岩体称岩鞍，这种岩体一般规模较小，最厚的部位可达几百米，组成岩鞍的岩性以中—基性岩为主。

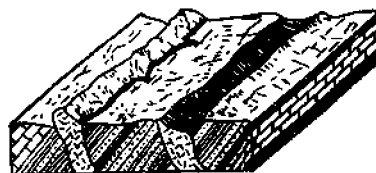


图 I—4—15 岩墙

（引自成都地质学院《动力地质学原理》，1978）

2. 以热力熔化围岩为主的方式 岩浆侵入到地壳深处，热量散失较小，温度极高，可以其热力熔化围岩为主要方式占据空间，然后逐渐冷凝成侵入岩体。这些岩体的规模一般都比较大，均为不谐合岩浆岩体。这种岩体与

围岩的接触面多为不规则的状态，岩体中常包含有许多未被完全熔化的围岩碎块，称为捕虏体。这种岩体多形成于3—6 km以下的地壳深处，故称为深成侵入岩体，如岩基、岩株等（图 I—4—11）。

（1）岩基 这是一种规模巨大的不谐和侵入岩浆岩体。其出露面积大于100 km²，常可达数百、上千甚至上万平方公里。形态上多呈不规则的椭圆形，长轴方向常与褶皱山脉走向一致，与围岩的接触面倾向围岩方向，向下延伸的深度较大。组成岩基的岩石一般为中、酸性岩石，如花岗岩等。

（2）岩株 这是一种规模比岩基小的深成侵入岩体。其出露面积小于100 km²，平面上呈圆形或椭圆形，向下呈柱状或近似柱状延伸。岩株常由中酸性岩石组成，一般认为岩株下面与岩基相连，是岩基的分枝部分。

（四）侵入岩体的原生流动构造

侵入岩体原生流动构造，是岩浆在运移过程中开始冷却时，先结晶的各种矿物晶体以及析离体和捕虏体，沿一定方向排列所形成的构造。包括面状和线状流动构造。

1. 面状流动构造 面状流动构造是由片状和板状矿物、析离体和捕虏体在岩浆活动过程中，平行排列所形成的一种原生构造（图 I—4—16），简称流面。流面构造是由岩浆上升过程中与围岩接触面的摩擦作用或岩浆的差异运动而产生的，所以这种原生构造在侵入体与围岩的接触带或顶部比较发育，而且大致平行于岩体与围岩的接触面。

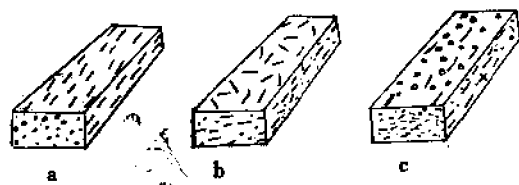


图 I—4—16 侵入岩体中流线与流面分布示意图

（据 M. P. Billings）

a—流线；b—流面；c—流线和流面

2. 线状流动构造 线状流动构造简称流线。这是由针状、柱状矿物以及长条状析离体或捕虏体定向排列而成的一种构造。流线的成因与流面相同，故发育在侵入岩体与围岩的接触面附近，远离接触面向岩体内部逐渐消失。由于流线的方位与岩浆的流动方向一致，所以可根据流线方向确定岩浆的流动状态，但不能确定岩浆的绝对流动方向（图 I—4—16）。

上述两种原生构造，并非在所有的侵入岩体内部都很清楚地表现出来，一般只有在结晶作用开始于岩浆运移过程时，才会明显地表现出来。

（五）侵入岩体与围岩的接触关系和岩相带的划分

1. 侵入岩体与围岩的接触关系 侵入岩体与围岩的接触关系按成因可分为侵入接触、沉积接触和断层接触三种。

（1）侵入接触 侵入接触是炽热的岩浆侵入围岩后，冷凝成岩浆岩体而与围岩形成的一种接触关系。其主要特点是：岩体切穿围岩的层理；在岩体附近常有小岩枝或岩脉伸入围岩内；靠近岩体附近的围岩有烘烤等变质现象；岩体内有捕虏体，边缘常有由细粒矿物组成的冷凝边，原生流动构造常较发育（图 I—4—17）。此种接触关系反映出侵入岩体的形成时代晚于被其侵入的围岩。

（2）沉积接触 沉积接触是岩浆冷凝成岩浆岩体，经地壳上升出露地表并遭受风化剥蚀后，在地壳再次下降时，与其上形成的沉积岩层之间的一种接触关系（图 I—4—18）。其主要特点是：在侵入岩体顶部与其相接触的沉积岩内，无接触变质现象；它们的

接触界面是一个风化剥蚀面，面上常残留有古风化壳或剥蚀痕迹；靠近岩体的上覆沉积围岩中，常含有岩浆岩体被风化剥蚀形成的碎屑颗粒；岩体顶部的岩枝或岩脉被上覆围岩所切割；围岩层理与接触面平行或大致平行。这种接触关系反映出侵入岩体形成时代早于上覆围岩。

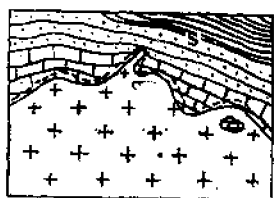


图 I-4-17 侵入接触

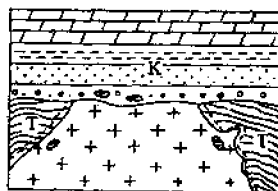


图 I-4-18 沉积接触

(3) 断层接触 断层接触是侵入岩体形成后，由于构造运动引起岩石断裂、位移，从而使岩浆岩体与围岩相接触的一种接触关系。其主要特点是：侵入岩体与围岩的接触面为断层面（或断层带），接触面附近常有破碎和动力变质现象。岩浆岩体与围岩的这种接触关系，很难判断岩体是早于还是晚于围岩形成，但可确定岩浆岩体一定形成于断层发生之前（图 I-4-19）。

不同侵入岩体与围岩的接触关系，可以是不同的，而同一岩体在不同部位与围岩的接触关系也可以是不同的。在图 I-4-20 中，侵入岩体 γ 与围岩 O 呈侵入接触；与围岩 J 则呈沉积接触；与围岩 P、T 呈断层接触。

2. 侵入岩体内岩相带的划分 侵入岩在其形成过程中，岩体各部位的物理化学条件不同，因此岩石的结构、构造甚至成分都有一定的差异。据此，在同一个侵入岩体内一般可分出三个不同的岩相带（图 I-4-20）。

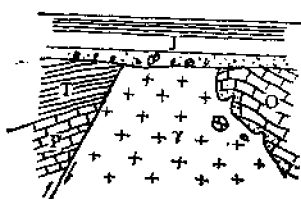


图 I-4-19 侵入岩体与围岩的三种接触关系

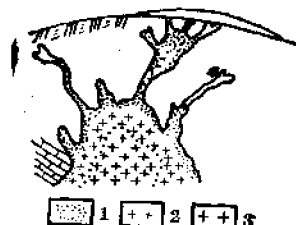


图 I-4-20 侵入岩体的岩相示意图
1—边缘相；2—过渡相；3—内部相

(1) 边缘相 该带分布在岩体边部，岩石多由细粒矿物组成，原生流动构造发育，有较多的捕虏体和析离体。

(2) 内部相 该带位于靠近岩体的中心部位，岩石常由结晶程度较好的粗粒矿物组成，岩性较均一，原生流动构造不发育，捕虏体和析离体很少或无。

(3) 过渡相 该带分布在内部相和边缘相之间，又称中间相。其岩石多由细粒或中—粗粒矿物组成，原生流动构造和捕虏体、析离体等比边缘相少得多。

这三个相带在岩性比较简单的岩体中常可见到，但相带之间的界线往往是渐变的，必

须认真分析研究和对比才能比较确切地划分出来。即使在岩相带比较清楚的岩体中，随着深度的加大，岩性渐趋一致，相带之间的差别也会逐渐减小，甚至很难划分出相带来。

(六) 侵入岩体形成时代的确定

1. 利用岩体和围岩之间的关系来确定 确定侵入岩体形成的相对地质时代，主要是依据岩浆岩体与围岩之间的接触关系来判断。当围岩为沉积岩时，若岩体与围岩呈侵入

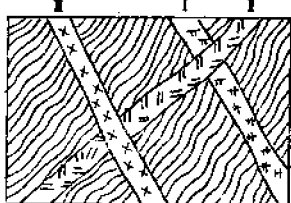


图 I—4—21 侵入岩体之间的形成顺序示意图图上表示的形成先后顺序依次为 I→II→III

接触，则侵入岩体的形成时代晚于围岩，被岩体侵入的围岩中最新地层的时代为岩体形成时代的下限；若岩体与围岩为沉积接触，则侵入岩体的形成时代早于围岩，与其呈沉积接触的上覆围岩中最老地层的时代为岩体形成时代的上限。对于某一侵入岩体来说，若同时见到与围岩呈侵入和沉积两种接触关系时，则岩浆岩体的形成时代应在呈侵入接触围岩的最新地层时代之后，呈沉积接触的最老地层时代之前。若围岩亦为岩浆岩体，则侵入的岩体恒

晚于被侵入（被切割）岩体的形成时代（图 I—4—21）。

2. 根据岩体特征进行对比和用同位素年龄确定 当岩体侵入某些地质时代不明的地层或古老变质岩系中，或者岩体上覆的沉积接触地层被剥蚀殆尽，无法利用与围岩的接触关系来确定岩体形成时代时，则可根据与本区或邻区已知形成时代的岩体进行对比或用同位素测定其同位素年龄等方法来确定岩体的形成时代。当与本区或邻区已知时代的岩体进行对比时，其对比内容包括岩石的结构、构造、矿物成分（主要和次要矿物以及副矿物成分等）、有用矿产、岩石化学成分、微量元素及其组合等。一般同期形成的岩体，共性是主要的，若共同的特征明显，则应是同一时代形成的。

第三节 变质作用

一、变质作用的概念

变质作用是原有岩石基本上在固态下，受内动力地质作用使原有岩石的矿物成分和结构、构造发生变化，而变成一种新岩石的过程。引起变质的主要原因，是岩石所处的物理和化学条件发生了变化。变质作用使一种岩石变成另一种新的岩石，这种岩石叫变质岩。变质作用也可形成一些新矿床，这种矿床叫变质矿床。

沉积岩和岩浆岩经变质作用都可变成变质岩。变质岩亦可再变质形成另一种新的变质岩。变质作用一般使岩石变得更坚硬、更致密（相对密度加大）。

变质作用的能源来自地球内部，作用主要发生在地下深处温度、压力较高的环境，而且基本上是在固态下进行的。如果由于高温、高压使原来的岩石变成熔融状态时，则属岩浆作用范畴。岩石在地表附近接近常温常压的条件引起的变化也不是变质作用而是风化作用。在地下不太深，温度、压力不太高的条件下，使松散沉积物形成固结岩石的过程，也不是变质作用，而是硬结成岩作用。

变质岩与原岩相比，在化学成分、矿物成分和结构、构造上都有较大的变化，但有些变质岩与原岩在成分上并无显著变化，而仅有结构、构造上的差异，如大理岩与石灰岩。

二、变质作用的方式

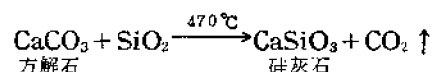
变质作用方式主要有重结晶、重组合和交代作用三种。

(一) 重结晶作用

岩石基本上在固态下发生重新结晶,使小颗粒变为大颗粒,但矿物成分并未改变,这种作用称重结晶作用。如由方解石组成的石灰岩变成由粗粒方解石组成的大理岩。

(二) 重组合作用

在温度、压力增大时,原有的矿物将变得不稳定,而与粒间孔隙溶液发生化学反应,并沿粒间孔隙作短暂运移,从而形成新的稳定矿物。这种作用叫重组合作用或变质反应。如硅质石灰岩在较高温度时,将变成硅灰石大理岩。其化学反应如下:



(三) 交代作用

在变质过程中,当有大量化学活动性流体存在时,原岩组分将与化学活动性流体起积极的化学反应,出现物质成分的迁移。原岩中矿物的某些组分与溶液中的组分发生反应而被溶解进入溶液中,溶液中的某些组分又与矿物的另一些组分组合成新矿物。这种物质成分的带出和带入的化学反应是同时进行的,因此,交代前后的矿物体积基本保持不变。这种作用叫交代作用。经交代作用形成的新矿物可具原矿物的假像。

三、变质作用的因素

变质作用的因素较多,但主要为温度、压力和化学活动性流体。

(一) 温度

温度的改变是引起变质作用的主要因素,多数变质作用都是随温度的升高而产生的。温度的增高可以使矿物通过粒间溶液为媒介发生重结晶作用,也可以使原岩中某些矿物之间发生变质反应,产生重组合作用。

(二) 压力

压力亦是变质作用的主要因素之一。压力可分为静压力和应力两种。

1. 静压力 静压力由上覆岩石的重量产生,它随深度的增加而增大。静压力是各向均等的均压。它使原来岩石中体积较大、密度较小的矿物变成体积较小、密度较大的矿物,使变质岩的密度增大。

2. 地应力 地应力是定向压力。它主要是在地壳较浅处,由构造运动产生的侧压力。一般在接近地表的地区作用强,随着深度增加,静压力增大而减弱。在应力的作用下能使岩石发生变形、破碎,甚至重结晶。根据李容定律,在最大压力方向上物质的熔点将降低而发生溶解,并在最小压力方向上沉淀。因此,岩石在定向压力作用下,其中的矿物便在平行压力方向溶解,而向垂直压力方向迁移并且沉淀出来(图 I—4—22)。矿物在这种定向压力下重新结晶,新生成的柱状、片状矿物的长轴便垂直于压力方向而排列,于是形成了岩石的片理构造(图 I—4—23)。

(三) 化学活动性流体

化学活动性流体以 H_2O 和 CO_2 为主,此外,还含有 F、Cl、B……等挥发性组分。它们部分来自受变质岩石的粒间溶液和矿物中的结构水,部分来自岩浆和地幔。

化学活动性流体在变质作用中,一方面可以作为化学反应的媒介,另一方面能降低岩

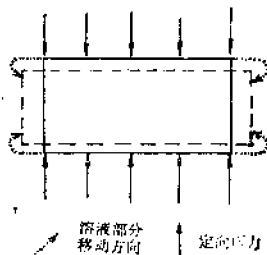


图 I—4—22 表示矿物在定向压力作用下的溶解和沉淀



图 I—4—23 岩石在定向压力作用下形成片理的示意图
a—原岩矿物无定向；b—变质后矿物长轴垂直压力方向排列

石的熔点。因此，在化学活动性流体参与下可大大加快变质作用的进行。

以上各种因素在变质作用过程中并不是孤立的，常是同时存在，相互促进或相互制约。但在一般情况下，温度是最重要的因素，而化学活动性流体仅在个别情况下才能起主要的作用。

四、变质作用类型

根据变质作用发生的地质条件和变质过程中起主导作用的物理化学因素，一般把变质作用划分为区域变质作用、混合岩化作用、接触变质作用、气-液变质作用、碎裂变质作用几个类型。这些作用将在以后各章详细介绍。此外，尚有一些特殊的变质作用，主要有：冲击变质作用，它是陨石撞击地面岩石而发生的一种变质现象，分布于大陨石坑内，主要是高度的碎裂、变形和局部熔化，并可产生高密度矿物，如柯石英、斯石英；洋底变质作用，它出现在大洋中脊附近，它是由于海底扩张和热流升高引起的变质作用，通常是形成变质的基性和超基性岩。

思考题

1. 什么是构造运动？怎样知道某个地区近代和地质历史时期曾发生过构造运动？
2. 地震是怎样形成的？
3. 何谓震源、震中、震源深度、震级和地震烈度？
4. 什么是地质构造？它们有哪两种主要类型？
5. 构造运动有哪些主要特点？
6. 世界上现代地壳活动带在哪些地方？
7. 什么是岩浆？
8. 什么叫岩浆作用？
9. 火山喷出物有哪些？各有什么特点？
10. 熔岩和岩浆有何区别？熔岩可按 SiO_2 含量分成哪几种？它们各有何特点？
11. 火山的喷发方式有哪些？各有什么特点？
12. 世界活火山的分布如何？
13. 绘图说明火山机构？

14. 什么是岩浆的同化作用和分异作用？岩浆的分异作用有哪几种？其作用过程有何特点？

15. 岩浆的侵入作用发生在地下，你怎么知道某地区曾发生过侵入作用？

16. 岩浆侵入时占据空间的方式有哪两种？各形成哪几种侵入岩体？这些侵入岩体各有何特点？

17. 岩浆岩体与围岩之间的接触关系有哪几种？如何识别它们？

18. 如何确定岩浆岩体的形成时代？

19. 何谓变质作用？它与风化作用和岩浆作用有何不同？

20. 举例说明变质作用的方式？

21. 变质作用的因素有哪些？它们是怎样使岩石发生变质的？

22. 变质作用的类型有哪几种？

第二篇 矿 物

第一章 矿物通论

第一节 矿物及晶体的概念

一、矿物的概念

地壳由岩石构成。岩石是多种多样的，有的岩石由比较单一的化合物组成，如石灰岩，差不多由单一的碳酸钙——方解石 $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ 组成；有的岩石则由多种化合物组成，如花岗岩主要由石英 SiO_2 、长石（钾、钠、钙等的铝硅酸盐）和黑云母、角闪石（钙、镁、铁等的硅酸盐）等组成。矿物是岩石的基本组成单元。

随着生产和科学技术的不断发展，人们对矿物本质的认识逐步深化，矿物的概念也不断发展。根据现在的认识，关于矿物的概念必须从如下几方面来理解：

首先，矿物是天然产出的，是各种地质作用的产物。实验室制造的物质，如人造金刚石、人造水晶等，通常叫人造矿物，不属于地质学中矿物的讨论范畴。

其次，矿物具有一定的化学成分，并按一定比例组合，而且绝大多数为化合物，如石英 SiO_2 、钾长石 $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ 、方铅矿 PbS 、岩盐（即食盐） NaCl 等；少数为单质元素，如石墨 C 、金刚石 C 、自然金 Au 等。

第三，矿物绝大多数具有一定的内部结构。凡结晶完全的矿物，其内部质点（包括原子、离子、分子、离子团等）均按一定规律排列（图 II—1—2a）。

第四，矿物具有一定的形状及物理、化学性质。如岩盐颗粒的外形多呈立方体，受外力作用可破碎成小立方体（图 II—1—2b），每个小立方体均有相同的物理、化学性质。

第五，矿物只是在一定的物理化学条件下才是稳定的，当外界条件改变至一定程度时，其成分、结构就要发生变化，同时生成适应新环境的新矿物。如正长石 $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ 和黄铁矿 $\text{Fe}[\text{S}_2]$ 经受化学风化就可分别形成高岭石 $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ 和褐铁矿（铁的氢氧化物）。

综上所述，矿物是天然产出的自然元素的单质和化合物。它具有一定的化学成分，一般具有一定的内部结构，因而可呈现出规则的形态和特定的物理、化学性质。矿物在一定的物理、化学条件范围内相对稳定，各种岩石都有其独特的矿物。

大多数矿物以固态（如石英、长石、岩盐等）产出，但是也可以呈液态（如水、水银等）或气态（如火山蒸气中的 CO_2 和水蒸气等）形式存在。

矿物多为无机物，但也有若干有机物，如甲烷等。本篇着重讨论各种地质作用产出的固态无机矿物。

在地质学中以矿物为研究对象的一个分支学科叫做矿物学。它研究矿物的化学组成、内部结构、外表形态、物理性质、化学性质、成因及产出状态、用途等；并研究矿物在时间和空间上的分布、演变条件等诸方面的现象和规律，以及它们相互之间的内在联系。

二、晶体的基本概念

(一) 晶体的定义

在古代，人们都把水晶，即具有规则几何多面体形态的石英（图 II—1—1a）称为晶体。后来，这一名词的应用范围扩大了，凡是自然产出（非人工琢磨而成）并具有一定几何形态的固体均称为晶体。其中包括水晶及其它许多矿物，如岩盐、磁铁矿、方解石等（图 II—1—1）。

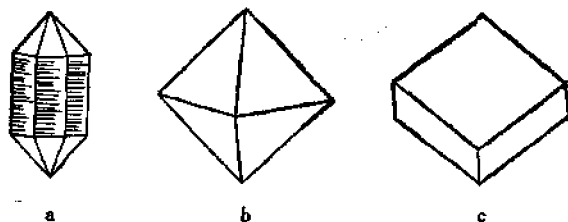


图 II—1—1 石英 (a)、磁铁矿 (b) 及方解石 (c) 的晶形

然而，岩盐既可以呈立方体形状，也可以呈不规则粒状。如果把形状不规则的岩盐颗粒置于 NaCl 过饱和溶液中，则经过一定时间后可以生长成规则的立方体。事实上，具有立方体形状的岩盐和不规则外形的岩盐颗粒，除外部形状不同外，两者的其它性质都是相同的。这种现象经过 X 射线研究查明，不论其外形规则与否，其内部质点都呈规则排列，这些质点 (Na^+ 和 Cl^-) 在三维空间作周期性重复排列而构成格子状结构 (图 II—1—2a)，从而揭示了岩盐的形态与内部结构之间的本质联系。后来，用 X 射线对大量的矿物进行类似的分析研究证明，矿物大部分具有质点呈有规律重复排列的格子状结构。

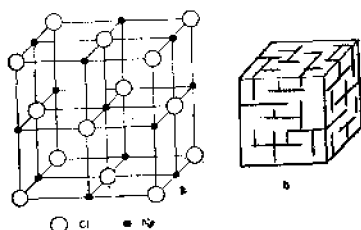


图 II—1—2 岩盐 NaCl 的结晶结构 (a) 及其立方体晶形 (b)

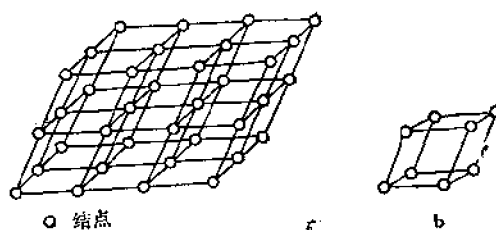

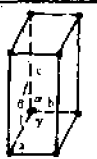

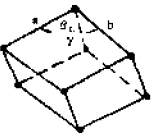
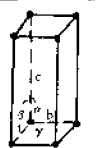




图 II—1—3 空间格子及单位平行六面体

我们把一系列按一定规律在三维空间上呈周期性重复排列的几何点所连成的一种无限的几何图形称空间格子。一个空间格子总是可以被划分为一系列相互平行叠置的最小平行六面体 (图 II—1—3)。所划分出来的最小平行六面体称为单位平行六面体。根据单位平行六面体棱长 (a 、 b 、 c) 和棱之间夹角 (α 、 β 、 γ) 不同 (a 、 b 、 c 和 α 、 β 、 γ 统称为晶体几何常数)，单位平行六面体有七种不同的形状，它们分别归属于三个晶族、七个晶系 (表 II—1—1)。

当然，对于不同的晶体来说，其内部质点的种类一般不相同，它们在空间排列的具体形式和间隔大小也不完全相同。然而，具有这种格子状结构是一切晶体所共有的基本特性。

表 II-1-1 三个晶族、七个晶系的平行六面体形状与晶体几何常数

晶族	晶系	平行六面体形状	晶体几何常数
低级	三斜		$a \neq b \neq c$; $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$
	单斜		$a \neq b \neq c$; $\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$
	斜方		$a \neq b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
中级	三方		$a = b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$
	四方		$a = b \neq c$; $\alpha = \gamma = \beta = \gamma = 90^\circ$
	六方		$a = b \neq c$; $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$
高级	等轴		$a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

结晶质的格子状结构是可以无限重复和延伸的。但晶体在生长过程中，因受物质来源和外界条件的限制，不能无限地生长，所以一切晶体都有它的空间范围。

因而，可以定义为晶体是具有格子状结构的固体。它是结晶质在空间的有限部分。

在实际的晶体结构中，划分出来的最小平行六面体称晶胞（或称单位晶胞）。整个矿物晶体可视为晶胞在三维空间平行地、毫无间隙地重复堆砌而成。因此，当矿物晶体生长到某一瞬间停止时，也就是相当于晶胞堆砌到那一瞬间为止，因而我们所见到的矿物晶体就会呈现出几何结晶多面体外形。

结晶多面体最外面的平面称为晶面，两个晶面的交线称为晶棱，不平行的晶棱汇集成的交点称为角顶。

（二）晶体的基本性质

由于晶体是具有格子状结构的固体，因此，晶体具有由格子状结构所决定的下列基本性质：

1. 最小内能性 晶体的内能是指其内部质点作规则运动的动能和质点之间相对位置所决定的势能之和，即内能=动能+势能。

在晶体内部，质点作规则排列，彼此间的相互作用达到平衡，其动能和势能均相对地达到最低限度，即内能最小。若质点呈不规则排列（非晶质），相互之间未达到平衡，必有较大的动能和势能存在，内能就相对地高。所以，同种成分的物质在相同条件下，相对于非晶质、气态和液态物质而言，晶体的内能最小。

2. 稳定性 化学成分相同的物质，以不同的物理状态存在时，以晶体状态最稳定。这是因为它具有最小内能的必然结果。所以，非晶质体常常有向结晶质转变的趋势。

3. 均一性 由于晶体内部质点呈格子状有规则的排列,因此同一晶体的任一部位上都具有相同的物理、化学特性,如 NaCl 晶体各部位的相对密度、光学性质都相同。

4. 异向性 任何结晶质的质点排列都具有周期性的重复,但在不同方向上的重复特点一般是不相同的,从而反映出结晶物质的性质随方向而不同有一定差异,如蓝晶石在同一晶面上,随方向不同,硬度不同。

5. 对称性 晶体具有异向性,但晶体内部质点在某些特定方向上具有相同的性质。在晶体外形上,也常有相等的晶面、晶棱和角顶重复出现。这种晶体的相同部分(晶面、晶棱、角顶)和性质在不同方向或位置上作有规律地重复的特性就是晶体的对称性。晶体的对称性决定于它的格子状结构,格子状结构本身就是质点重复规律的体现。

根据其对称程度不同可将晶体进行分类。分为三个晶族七个晶系,与其相应的七种平行六面体形状与晶体几何常数如表 II—1—1 所示。

6. 自限性 结晶物质自发地发育成几何多面体形态的趋势,称晶体的自限性。因此,晶体在发育过程中由晶面、晶棱和角顶所包围。如岩盐晶体呈立方体晶形。晶体的多面体形态,是格子状结构在外形上的直接反映。

三、非晶质体的基本概念

非晶质体,通常是指既不是内部质点规则排列,也不形成几何多面体外形的固体,如玻璃质。它不包括液体和气体。然而,固态的非晶质体其内部结构与液体相似,即质点不构成有规则重复排列的格子状结构。

总之,物质的内部质点是否规则地重复排列,即是否具有结晶结构是晶体与非晶质体的根本区别(图 II—1—4)。

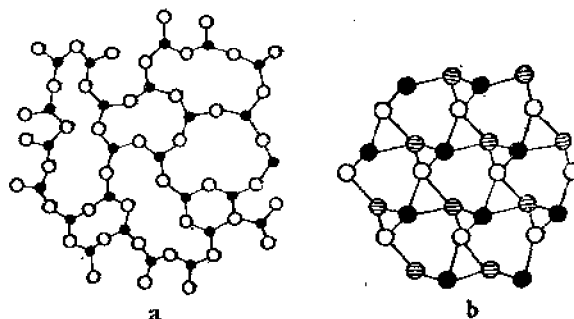


图 II—1—4 SiO_2 的 Si 和 O 在玻璃 (a) 和石英 (b) 中的排列示意图
黑点 Si, 为白点和横线点为 O

第二节 矿物的化学成分及结晶结构

岩盐 NaCl 和方铅矿 PbS 均可发育成立方体晶体,并在外力作用下都可破碎成小立方体,这是因为其结晶结构类型相同,均为立方格子。但它们的颜色、相对密度等性质却截然不同,这是因为二者的化学成分、质点在结构中的结合力不同所致。又如石墨与金刚石,其化学成分均为碳,但其结晶结构和质点间结合力不同,因此形成完全不同的两种矿物。在自然界产出的闪锌矿 ZnS,颜色有深(棕黑色)、有浅(浅黄、褐黄和黄褐色),经成分分析证明,其颜色随含 Fe^{2+} 量增加而变深。闪锌矿中含 Fe^{2+} 量的多少又与形成它的地质条件(如温度、压力、介质浓度等)有关。浅色闪锌矿总是在较低温度条件下产生,深色闪锌矿多在较高温条件下产出。由此得知,矿物的形态和物理性质是矿物的化学成分和结晶结构及其成因(矿物形成的地质条件)的综合反映。因此,研究矿物的化学成分和结晶结构对于鉴定矿物、利用矿物和分析矿物的形成条件等方面是很重要的。下面简要介绍组成矿物的化学元素在矿物中的存在状态以及元素相互间的结合情况。

一、元素的离子类型

元素在矿物中一般呈三种状态存在：多数元素为离子状态；部分为原子状态；少数呈分子状态。其结合方式首先取决于它们的外电子层结构。外电子层结构类似的离子形成的矿物，其性质也相似。

根据离子的外电子层结构，可将离子分为三种基本类型（表Ⅱ—1—2）。

表 Ⅱ—1—2 元素的离子类型

He	Li	Be	B	C											N	O	F
Ne	Na	Mg	Al	Si	3a	3b					4				P	S	Cl
Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I
Xe	Cs	Ba	TR*	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At
Rn	Fr	Ra	Ac*	3a		3b					4				2		

• TR 与 Ac 分别为稀土族及锕族元素

1—惰性气体原子；2—惰性气体型离子；3—过渡型离子；3a—亲氧性强；3b—亲硫性强；4—铜型离子

（一）惰性气体型离子

失去或获得电子后的最外层电子数为 8 或 2 的离子，与惰性气体原子最外电子层结构相同（表Ⅱ—1—2中的 2）。

这类离子的电子层结构很稳定，在自然条件下一般不变价，在地质作用中往往与 O^{2-} 结合形成氧化物（如石英 SiO_2 ）或含氧盐，特别是硅酸盐（如钾长石 $K[AlSi_3O_8]$ ）矿物。形成大部分造岩矿物，因而又称它们为造岩元素（或亲氧元素、亲石元素）。

具这类离子的元素，大多数原子序数和原子量都较小，因此由它们所组成的矿物一般相对密度较小（含钨矿物除外）；因它们不变价，所以极化性弱，所形成的矿物对光波的选择性吸收不明显，一般为无色或呈白色等浅颜色，化学稳定性较强。

（二）铜型离子

最外层电子数为 18 或 $18+2$ 的离子（表Ⅱ—1—2中的 4）。

这类离子电子层结构的稳定性仅次于惰性气体型离子，在自然条件下少数元素可变价，具有相当强的极化性。

在地质作用中主要与 S^{2-} 结合形成硫化物矿物，如黄铜矿 $CuFeS_2$ 、方铅矿 PbS 等。大部分有色金属矿物由它们构成，并且经常聚集成矿床，因而又称它们为造矿元素（或亲硫元素、亲铜元素）。

大多数具这类离子的元素，原子序数和原子量都较大。因此，由它们所组成的矿物相对密度一般较大。由于和 S^{2-} 结合时，有电子云的重叠（亦可有极化现象），对光波有选择性吸收，因而矿物呈现一定的颜色，光泽较强。

（三）过渡型离子

指最外层电子数为 8—18 的离子。其外层电子数介于惰性气体型离子与铜型离子之间（表Ⅱ—1—2中的 3）。凡外层电子数愈近于 8 者（表Ⅱ—1—2中的 3a），如钛、钒等，亲

氧性愈强；愈近于18者（表Ⅱ—1—2中的3b），如钴、镍等，亲硫性愈强，居中的钼、铁、锰，与氧和硫均能结合。此类元素又称亲铁元素。

由于此类元素电子层结构的稳定性差，在自然条件下容易变价，如铁（ Fe^{2+} ， Fe^{3+} ）、锰（ Mn^{2+} ， Mn^{3+} ， Mn^{4+} ）等。因外电子层不满，对光波的选择性吸收明显，故多数为色素离子。所构成的矿物常具有特殊的颜色，化学稳定性介于前二类元素所构成的矿物之间。

除以上三种基本类型外，尚有镧系和锕系元素的离子。它们在自然界很少形成独立矿物，多以类质同像取代或以杂质形式赋存于其它矿物中。

二、矿物中的化学键与晶格类型

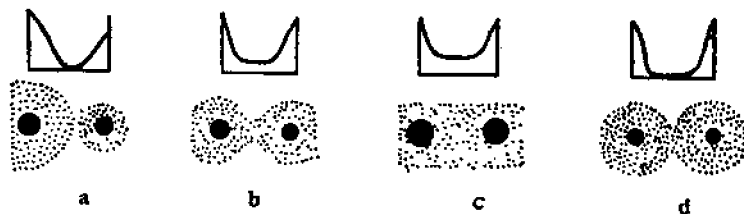
我们已经讨论了质点有规则排列成格子状结构是结晶质矿物的共同特点，还讨论了矿物中元素的离子类型，这些特点在具体矿物的结构中表现在质点之间的作用力上。

矿物中质点（离子、离子团、原子、分子等）之间的作用力（引力和斥力）使质点相互结合、维持平衡，使其处于相对平衡的位置上，从而形成结晶结构。这种作用力就是化学键。根据组成矿物的化学成分及其结合类型的差别，化学键有离子键、共价键（又称原子键）和金属键，此外还有分子键、氢键和氢氧键等。

不同键性相应地形成不同的晶格类型。

（一）离子晶格——离子键

在离子晶格中，质点为阴离子（或络阴离子）和阳离子。它们之间靠静电引力相互维系。这时，阴离子一般保持原来电子层结构；电子云不产生显著变形；离子皆具有球形对称；其质点之间电子密度很小（图Ⅱ—1—5a），因而光波易于通过，矿物为透明或半透明，呈非金属光泽（以玻璃光泽为主），一般不导电（但熔化后可以导电）。在键强、电价、阴阳离子半径比值等因素的限制下，机械稳定性、硬度与熔点变化范围较大。



图Ⅱ—1—5 各种化学键中电子云分布示意图

a—离子键；b—共价键；c—金属键；d—分子键

（二）原子晶格——共价键

在原子晶格中，质点为原子。相互结合的各原子，各自提供若干电子，以电子对的方式达到稳定电子结构，这时原子的电子云发生相互穿插和重叠，形成所谓负电桥。质点之间电子密度略为增大（图Ⅱ—1—5b），而且键力十分强。这种晶格类型的矿物硬度较大；熔点较高；光波虽能通过，但折射率和反射率较大；矿物呈透明至半透明；玻璃至金刚光泽；能传热；不导电（熔体也不导电）。

迄今已发现的典型原子晶格矿物仅有金刚石。

（三）金属晶格——金属键

在金属晶格中，质点为丢去了外层电子的金属离子和一部分中性金属原子。它们之间靠由金属原子中释放出来的无固定位置而活动在金属原子之间的电子云所联结。

金属晶格与离子晶格的不同点，在于从原子中“脱落”下来的电子并不为某一原子所获得以形成阴离子，而是弥漫在阳离子之间，只在一瞬间可以围绕某个阳离子运动而使其呈原子状态。

金属晶格与原子晶格的不同点，在于自由电子一瞬间围绕这一阳离子运动，另一瞬间又围绕另一阳离子运动，变化不已，它们是为所有的阳离子所共用，而不像原子晶格中的价电子那样为固定的原子所占有。

因此，金属晶格就任何一个瞬间来看，是原子、离子和自由电子共存。质点之间电子密度大（图Ⅱ—1—5c）；光波难以通过；矿物的反射率高；不透明；呈金属光泽；导电性好；一般硬度较低。自然金属元素矿物属此类晶格，如自然金、自然铜。

（四）分子晶格——分子键

在分子晶格中，质点为分子。构成分子质点的原子或离子的正负电荷在分子内的分布并不均匀，从而产生分子吸引力，分子质点之间即靠这种分子引力相联结，这种力是相当微弱的（图Ⅱ—1—5d）。

分子晶格的矿物，与其它晶格矿物之根本区别在于晶格中存在真正中性分子。

作为质点的分子，其内部原子之间通常由共价键相结合，分子之间为相当微弱的分子键相维系。显然，分子晶格是多键型晶格。

由于分子键键力相当弱，所以属分子晶格的矿物的硬度低；电学性质和光学性质的变化范围很大；大多数显透明、不导电。如自然硫。

（五）氢键、氢氧键（羟键）

氢原子体积小，静电场强度大，使它在晶格中具有一种特殊的作用力。它可以同时与两个电负性很大而离子半径较小的其它原子（如F、O、N等）相结合，从而产生一种附加的键力，称之为氢键，如 $X-H\cdots Y$ （X，Y为F、O、N等）。其中X-H基本上是共价键，其键长较正常的键长略长，而 $H\cdots Y$ 的距离则要比正常的共价键的键长大得多。作用力可视为一种极强的范德华力。但它与一般范德华力有所不同，是有饱和性和方向性的。在矿物晶格中有 $(OH)^-$ 存在时，O-H-O间距在2.5—2.7nm者为氢键，OH—OH间距在2.7—3.0nm，这时OH视为偶极子，因而称它为氢氧键或羟键。

以上简单地讨论了矿物中的五种主要晶格类型及化学键的特点。然而，必须指出，自然界产出的矿物，在其晶格中所包含的化学键并不都是单一的，可以具有多种化学键——多键型，从而形成多键型晶格。每种矿物的物理性质也并不是某一种键型的反映，而是存在于矿物晶格中的多种键型的综合反映。

例如，石墨是由单质成分碳C所组成的自然元素矿物。它具有层状结晶结构，其碳原子的键型有三种：层与层之间为分子键；层内碳原子之间以原子键为主；同时还有类似金属晶格中自由电子的活动电子。因此，石墨的性质也就兼有这三种键型的相应的晶格特征。硬度低、可剥开成片，反映了分子晶格的特点；金属光泽，电的良导体，反映了金属晶格的特点；熔点高，反映了原子晶格的特点。

对多键型矿物，我们是根据其占主导地位的键型将其划为某一晶格的。如方解石 $Ca(CO_3)$ 的 Ca^{2+} 与 $[CO_3]^{2-}$ 之间为离子键； $[CO_3]^{2-}$ 中 C^{4+} 与 O^{2-} 之间则以共价键相结合。在

$\text{Ca}[\text{CO}_3]$ 中起主导地位的是前者——离子键，故方解石划归于离子晶格。

三、矿物化学成分的变化

矿物虽有一定的化学成分，但其成分并不是严格固定的。在地质作用过程中，由于参与作用的化学元素很多，物理化学条件又十分复杂，因而，矿物的化学成分或多或少在一定范围内发生变化。引起矿物化学成分变化的原因很多，其中最主要的原因数类质同像现象。

现将类质同像的含义解释如下：

前面举过闪锌矿 ZnS 颜色的深浅与含 Fe^{2+} 有关的例子。这些闪锌矿虽然光学性质上有明显差别，但它们的晶体形态和解理等特征却相同，这表明浅至深色闪锌矿的结晶结构和化学键性质是相同或相似的。X射线分析结果也证实它们的结晶结构相同。格子状结构中原子重复的间距仅在 10^{-3}nm 。数量级内发生变化。即 Zn^{2+} 和 Fe^{2+} 两种质点与 S^{2-} 所构成的结构形式与单一 Zn^{2+} 与 S^{2-} 所构成的结构形式一样（图II—1—6）， Fe^{2+} 和 Zn^{2+} 在结构中的作用相同。在闪锌矿结晶时，少量的 Fe^{2+} 和 Zn^{2+} 同时进入结晶格架， Fe^{2+} 占据了部分 Zn^{2+} 的位置。就是说，矿物在一定条件下结晶时，其结晶结构中某一元素的部分位置被其它化学性质类似的元素（原子、离子）所替代，而其结晶结构类型和化学键型不发生根本性的变化。这种现象，称为类质同像。

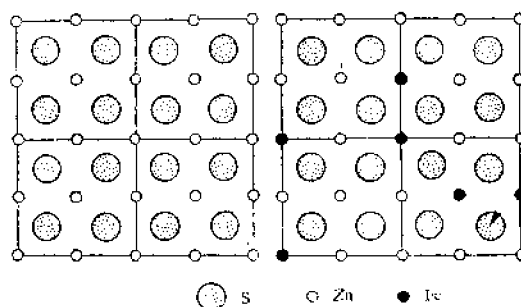


图 II—1—6 闪锌矿中 Zn^{2+} 与 Fe^{2+} 的类质同像示意图

当然，这种替代不是任意质点之间都可以发生的。形成类质同像替代的条件有：原子或离子本身的性质（内因）相似，其中包括原子或离子的电子层结构要相似、电子自旋态要相同、电价要平衡、离子化合物中离子半径要相近等；外界条件（外因），如温度、压力、组分浓度和氧化电位等要适宜。其中内因是主要的，而且必须同时具备上述条件。如 Na^+ 与 Cu^+ ，其离子半径相近（分别为 0.11nm 和 0.104nm ）、电价相同，但它们电子层结构不同，也就是它们的离子类型不同， Na^+ 为惰性气体型离子（亲氧性强）， Cu^+ 为铜型离子（亲硫性强），因此不能以类质同像替代。如果互相替代，就会改变晶体的根本性质。一般在钠、钙等元素组成的硅酸盐矿物中不易发现铜、汞等元素，在铜、汞的硫化物矿物中不易发现钠、钙等元素，就是这个原因。又如闪锌矿中的 Fe^{2+} 和 Zn^{2+} ，不仅其离子半径相近（分别 0.086nm 和 0.083nm ）、电价相同，而且 Fe^{2+} 属过渡型离子，具有d电子，与属于铜型离子的 Zn^{2+} 类似，因此可以形成类质同像。但 Fe^{2+} 与 Zn^{2+} 并不完全相同， Fe^{2+} 进入 ZnS 格架时，引起结晶格架中质点间距（即晶体常数）微小变化，因此 Fe^{2+} 只能以类质同像方式替代一部分 Zn^{2+} （一般不超过26%）。

温度对类质同像替代有明显影响，高温比低温有利于类质同像替代，如钠长石 $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ 和钾长石 $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ 在高温时可以形成类质同像混晶。但温度下降时，两种组分发生分离，分别结晶成钠长石和钾长石，而构成条纹长石。

当矿物形成时，某一组分浓度不足也会促使类似组分来替代，有利于类质同像的产

生。例如，岩浆熔体中 P_2O_5 的浓度相当大，当形成磷灰石时就需要相当大量的钙。但若熔体中钙的浓度过小，而又有锶、钡、钠等元素存在时，这些元素就可进入磷灰石的晶格中，占据钙的位置，成为类质同像混晶。

对于类质同像，从不同的角度，可区分为某些不同类型。

按类质同像替代的组分数量比，分为完全和不完全类质同像。完全类质同像是指两种组分能以任意比例组成混晶，而构成连续系列。镁橄榄石 $Mg[SiO_4]$ -铁橄榄石 $Fe[SiO_4]$ 系列中，此两种组分可按任意比例相互混溶，或者说， Mg^{2+} 与 Fe^{2+} 在晶格中按任意比例相互替代而组成一系列混晶。此系列称为完全类质同像系列；不完全类质同像是指两种组分只能在有限范围内以不同比例组成混晶，而不形成连续系列。如闪锌矿中 Zn^{2+} 与 Fe^{2+} 的替代就属此种类型。

按类质同像替代的原子（或离子）的电价是否相等，分为等价类质同像和异价类质同像。等价类质同像是指晶格中占据相同结构位置而相互替代的原子（或离子），其电价相等。如镁橄榄石-铁橄榄石系列中， $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg^{2+}$ ，均为二价；异价类质同像是指晶格中占据相同结构位置而相互替代的原子（或离子），其电价不等，但相互替代原子（或离子）的总电价必须保持相等。如钠长石 $Na[AlSi_3O_8]$ -钙长石 $Ca[Al_2Si_2O_8]$ 系列中 $Ca^{2+} \rightleftharpoons Na^+$ ， $Al^{3+} \rightleftharpoons Si^{4+}$ 为 $Ca^{2+}Al^{3+} \rightleftharpoons Na^+Si^{4+}$ 的形式替代，其总电价均为正五价，是平衡的。

类质同像现象在矿物中极为常见，它不仅具有理论上的意义，而且也具有重要的实际意义。类质同像替代常可反映矿物的形成条件，故利用类质同像混入物的种类和数量，可推测形成矿物的温度——地质温度计，推测形成压力——地质压力计等。许多克拉克值小而很少或根本不形成独立矿物的元素，多以类质同像存在于一定的矿物晶格中。因此，利用类质同像规律，可合理地综合利用各种矿产资源和寻找某些矿种。

四、矿物中的水

水是很多矿物的一种重要组成部分。水在矿物中起着重要作用，矿物的许多性质与其含水有关。矿物中的水以真正的水分子和以 $(OH)^-$ 或 $(H_3O)^+$ 等形式存在。根据水在矿物结晶结构中的作用，把它分为吸附水、结晶水、结构水、沸石水和层间水。

（一）吸附水

吸附水不占据晶格位置，与矿物的结晶结构无关，它是渗入在矿物集合体中，为矿物颗粒或裂隙表面机械吸附的中性 H_2O 分子。其含量随外界温度和湿度等条件而变。常压下当温度增高达 $110^\circ C$ 时，吸附水会全部逸散。吸附水可呈气、液、固三态。它包括薄膜水、毛细管水和胶体水。

（二）结晶水

结晶水为晶格中有固定配位位置的中性 H_2O 分子。其数量一定，是矿物的结晶结构单位（矿物组成）的一部分，如石膏 $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$ 。不同矿物中，结晶水与晶格联系的牢固程度是不同的，因此其逸出温度也有所不同。一般不超过 $600^\circ C$ ，通常为 $100-200^\circ C$ 。

（三）结构水（又称化合水）

结构水并不是真正的 H_2O 分子，而是以 $(OH)^-$ 、 H^+ 或 $(H_3O)^+$ 形式占据矿物结晶结构位置。它有固定的配位位置和确定的含量比。如水云母 $(K, H_3O)Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ 。结构水与其它质点有较强的键力联系，只有在高温（一般为 $500-900^\circ C$ ）下才能逸出。

（四）沸石水

沸石水是以中性 H_2O 分子形式出现于沸石族矿物结晶结构的大孔洞中，其位置不十分固定，水的含量随温度和湿度而变化。但不引起晶格的破坏，仅在一定范围内（有确定的上限值）物理性质随含水量的变化而作线性变化。

（五）层间水

层间水是存在于某些层状结晶结构硅酸盐矿物的结构层之间的中性 H_2O 分子。水的含量可在相当大的范围内变动，它受交换性阳离子的种类和环境、温度、湿度的控制。常压下加热至 $110^{\circ}C$ 时，层间水大量逸出，结构层间距相应缩小，晶胞轴长 a_0 值减小，矿物的相对密度增高；在湿度增高时又可重新吸水。可见，层间水也具有一定的吸附水性质。

五、矿物的化学式

矿物的化学式是表达矿物化学成分的方式。具体矿物的化学式是根据化学全分析结果计算得出的。化学式对于矿物的分类，区别元素在矿物晶格中的赋存状态，了解成分、结构与形态、物理性质的关系，甚至推断形成条件等，均有一定的意义。

矿物化学式的表示方法有两种：一种是实验式，表示矿物化学成分中元素的种类及其原子数的比值或者表示元素的简单氧化物组分及其比值，如高岭石的实验式为 $H_4Al_4Si_4O_{11}$ ，或 $2Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot 4H_2O$ 。这种化学式不能反映元素在矿物中存在的形式和结合关系以及结晶结构特点。另一种是结构式（晶体化学式），它既能反映矿物中组成元素的种类及其原子数之比，一定程度上又能反映结晶结构中的相互关系。晶体化学式的书写原则及式中符号的含意如下：

（1）在化学式中，阳离子在前，阴离子在后，如方铅矿为 PbS ，石英为 SiO_2 ；

（2）复盐中的阳离子，同种元素，从前至后，按电价由低到高书写，如磁铁矿为 $Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$ ，不同元素，按碱性由强至弱书写，如黄铜矿为 $CuFeS_2$ ；

3. 络阴离子要用方括号〔 〕括起来^①，如正长石为 $K[AlSi_3O_8]$ 、方解石为 $Ca[CO_3]$ ；

4. 附加阴离子一般写在主要阴离子或络阴离子后面，如孔雀石为 $Cu_2[CO_3](OH)_2$ ；

5. 表示含水化合物的水分子时，结晶水以 aH_2O （ a 为定数）、胶体水以 nH_2O （ n 为不定数）或用符号 aq （ $aqua$ 为“含水”的缩写）写在化学式的最后面，并以圆点“ \cdot ”隔开，如石膏为 $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$ 、蛋白石为 $SiO_2 \cdot nH_2O$ 或 $SiO_2 \cdot aq$ ；

6. 互为类质同像替代的离子用圆括号（ ）括起来，它们之间以逗号“ $,$ ”分开，并把含量多的成分写在前面，如铁闪锌矿为 $(Zn, Fe)S$ 、普通辉石为 $Ca(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)[(Si, Al)_2O_6]$ 。

极微量的“杂质”通常不写在化学式中。

第三节 矿物的形态特征

矿物的形态是指矿物的单体及集合体形态而言。在自然界，矿物多数呈集合体出现，但是发育较好，具有几何多面体形状的单晶体也不少见。

矿物晶体的形态特征主要是其结晶结构和化学成分的外在反映。具有一定成分和结晶结构的矿物具有一定的晶体形态特征。因此，在矿物鉴定上具有重要意义。另外，矿物的

① 目前，实际使用中，也有不加方括号者，如正长石 $KAlSi_3O_8$ 。

形态也受生成环境的影响。因此,矿物的形态特征又具有成因上的意义。

一、矿物的单体形态

(一) 矿物晶体的理想形态

当外界条件适宜(有充分的空间,缓慢的结晶时间等)时,晶胞就可以有充分的时间和空间重复“堆砌”、生长,从而可以形成面平、棱直的规则几何多面体外形。发育完整的几何多面体(理想的)形状,可分为两类:一类是由形状相同,大小相等的晶面组成的形体,称为单形(图Ⅱ-1-7a、d);另一类是由几种形状不同、大小不等的晶面组成的形体,称为聚形(图Ⅱ-1-7b、c)。

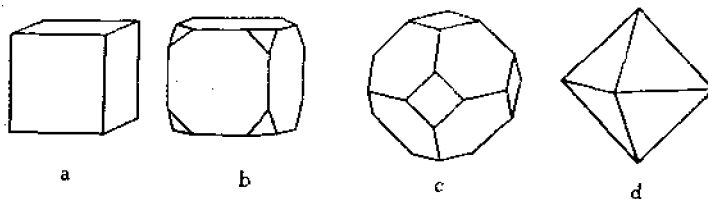


图 Ⅱ-1-7 单形(a、d)和聚形(b、c)

晶体结晶结构中晶胞的形状是有限的(七种)。所以,其外在反映的单形种类也是有限的,就其几何形状而言,共有47种,其中我们必须认识和掌握的常见单形有13种(表Ⅱ-1-3)。

(二) 实际晶体的形态及矿物晶体的结晶习性(晶习)

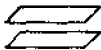
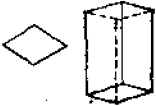
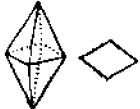

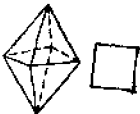
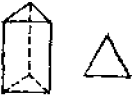

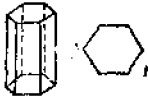

1. 实际晶体的形态 在自然界矿物晶体成长的理想条件是少有的,因此,晶体在生长过程中,在结晶结构和外界环境因素的相互制约下,实际晶体的形状变化很大。如图Ⅱ-1-8所示, α -石英的柱状晶体(六方柱 m 与菱面体 r 、 z 的聚形)其横截面应当是严格的正六边形,六方柱(m)和两个菱面体(r 、 z)的面也应各自为同形等大的晶面。但实际晶体上常常有些歪曲,横截面的边长并不严格相等,柱面和菱面体的面也不规整,且不同形、不等大。这种形态称歪形,呈歪形的晶体称歪晶。但经过观察和测量结果发现,各对应晶面之间的夹角却固定不变。如图Ⅱ-1-9a中的 m_1 与 m_2 之间的夹角和图Ⅱ-1-9b、c中的 m_1 与 m_2 之间夹角总是 120° 。当然,石英的 m 与 r 之间的夹角也表现出这种关系,在各晶体上 m 与 r 之间夹角都是 $141^\circ 47'$ 。根据这种“成分和结晶结构相同的晶体,在同一温度下,其对应晶面间夹角恒等”的规律(面角恒等定律),可利用晶面夹角把实际晶形——歪形恢复成理想形态(模型)进行研究。因此,在观察晶体时,特别要注意对应晶面的夹角及晶面间相互位置关系。

2. 矿物晶体的结晶习性(晶习) 不同矿物的晶体或在不同条件下形成的同种晶体,其晶形及形态特征常有一定的差异,但在相同条件下生成的同种晶粒,总是趋向于形成某种特定的晶形和形态特征,这称为结晶习性,或简称为晶习。如石英晶体呈柱状;云母呈片状、板状;岩盐、黄铁矿呈粒状等。






根据矿物晶体在三维空间发育的程度不同,即相对比例不同,可将晶习大体分为三类:

(1) 一向延伸 晶体沿一个方向特别发育,其余两个方向发育差($a \approx b \ll c$);晶形呈柱状、针状、纤维状等,如 α -石英、角闪石、阳起石(透闪石)及石膏等(图Ⅱ-1-

表 II-1-3 常见单形

单形名称	单形形状 (晶面、横截面形状)	单 形 特 点
平行双面		两个晶面组成。彼此平行，不能由它这样一个单形独自围成一个晶体，必须由多个或与其它单形一起构成聚形
斜方柱		由四个晶面组成。四个晶棱均平行，横截面为菱形
斜方双锥		由八个不等边三角形晶面组成。上下晶面各相交于一点，横截面为菱形
四方柱		由四个晶面组成。四个晶棱相互平行，横截面为正方形
四方双锥		由八个等腰三角形晶面组成。上、下晶面各相交于一点，横截面为正方形
三方柱		由三个晶面组成。三个晶棱相互平行，横截面为正三角形
菱面体		由六个菱形晶面组成。上下晶面各交于一点，并且围绕此二交点的联线上下错开60°，通过菱面体中心的横截面为正六边形
六方柱		由六个晶面组成。六个晶棱相互平行，横截面为正六边形
六方双锥		由十二个等腰三角形晶面组成。上下晶面各交于一点，横截面为正六边形

续表

单形名称	单形形状 (晶面、横截面形状)	单 形 特 点
立方体 (六面体)		由六个正方形晶面组成。三对晶面相互正交，成对平行
八面体		由八个等边三角形晶面组成。每四个晶面相交于一点(角顶)，相邻两晶面的夹角为 $109^{\circ}30'$ 和 $90^{\circ}30'$
菱形十二面体		由十二个菱形晶面组成。成对平行，晶面相互之间既有垂直，也有以 120° 角度斜交的
五角十二面体		由十二个五边形(一般其中的四个边等长)晶面组成。恰似由立方体的每个晶面，各自沿平行于一个棱的平分线突起，变为两个相同的晶面而成
四角三八面体		由24个四边形(相邻的两个边等长)晶面组成

说明：像斜方柱、四方柱、三方柱和六方柱以及平行双面那样，一个单形的晶面不能单独围成一个晶体，这种单形为开形。而那种能单独围成封闭空间的单形为闭形。

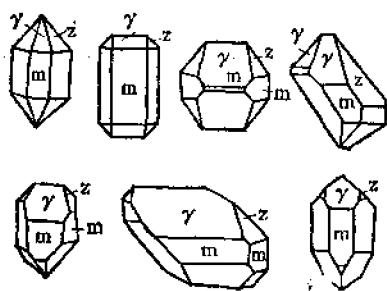


图 11—1—8 石英晶体的理想形与歪形

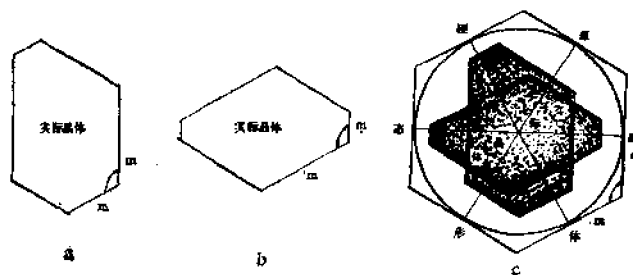


图 11—1—9 石英晶体的横截面，被歪曲的六边形(实际晶体)及正六边形(理想晶体)的晶面 μ 之间夹角不变(120°)

10左)。

(2) 二向延展 晶体沿两个方向特别发育，而第三个方向不发育或发育差($a \cong b \gg c$)。晶形呈片状、板状，如镜铁矿、石墨、重晶石、石膏、黑钨矿等(图 11—1—10中)。

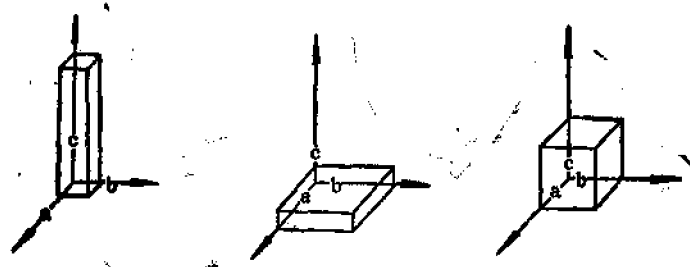


图 II-1-10 结晶习性分类示意图
左——一向延伸 ($a \approx b \ll c$)；中——二向延展 ($a \approx b \gg c$)；右——三向等长 ($a \approx b \approx c$)

(3) 三向等长 (等轴状) 晶体沿三个方向发育大致相等 ($a \approx b \approx c$)。晶形呈粒状，如石榴石、黄铁矿、磁铁矿等 (图 II-1-10 右)。

以上为三种基本类型，而目分类是粗略的和相对的，每一类的伸缩性也大，如一向延伸的柱状体，可分为长柱状和短柱状等；二向延展的板状体，可分为厚板状和薄板状等。另外，类与类之间也并没有严格的界线，而且还可存在一些过渡类型，如蓝晶石晶体为板柱状，是介于一向延伸的柱与二向延展的板之间的过渡类型。总之，自然界中矿物形态多种多样，在描述晶习时要从实际出发恰当分辨。

二、矿物集合体形态

以上我们讨论的无论是以一个单形构成的晶体，还是多个单形构成的聚形晶体，它们都是以单个晶体产出或存在，这称为单晶。但在自然界，呈单晶产出者是比较少见的，多数是以多个晶体成群产出，即成为集合体状态产出。这里所说的集合体是指同种矿物的多个单晶聚集在一起的整体。

集合体可根据矿物结晶粒度大小 (或可辨度) 进行分类。有肉眼可辨认其矿物颗粒的显晶质集合体和用肉眼不能辨认矿物颗粒的隐晶质或非晶质集合体。

(一) 显晶质集合体

根据矿物的排列方式不同，显晶质集合体又可分为规则集合体和不规则集合体。

1. 规则集合体 成群产出的矿物晶体，按照一定规律连生在一起，称规则连生。其中最常见、最重要的规则连生集合体为双晶。

双晶是指两个或两个以上同种晶体的规则连生。从外形上看，呈双晶的晶体中，一个单体 (B) 可以通过一个假想平面 (双晶面) 与相邻晶体 (A) 成镜像反映，或者绕一假想轴 (双晶轴) 旋转 180° ，而与相邻单体 (A) 彼此平行或重合 (图 II-1-11)。

按照双晶个体之间的接合方式将双晶分为下列几种类型：

(1) 接触双晶 呈双晶的两个体之间以简单的平面相接触者，称接触双晶，如石膏的燕尾双晶 (图 II-2-34)。此外，由多个晶体以接触双晶的关系多次重复，接合面相互平行者，称聚片双晶，如斜长石的阿式双晶 (图 II-2-32)。

(2) 穿插双晶 该双晶又称贯穿双晶，构成双晶的两个体之间互相穿插，如正长石的卡式双晶 (图 II-2-31)。单晶体间不具有明显而规则的接合面。

双晶对某些矿物是一种良好的鉴定标志，如卡式双晶就是正长石的鉴定标志。双晶对某些晶体的应用来说，是其经济价值的决定因素，如作光学材料的冰洲石，就不允许有任

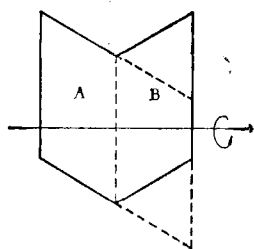


图 II—1—11 双晶现象示意图

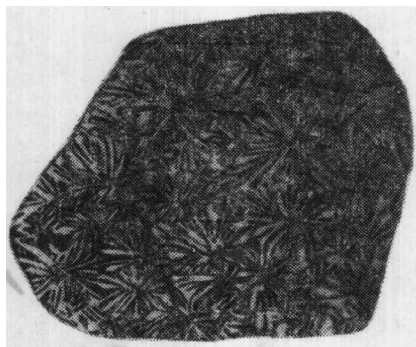


图 II—1—12 柱状放射状集合体
(红柱石)

何双晶现象。因此，双晶的研究，在理论和实际应用上都具有重要意义。

2. 不规则集合体 自然界矿物的大多数集合体属不规则显晶集合体。其集合体形态决定于单体的晶习及集合方式。现将常见的形态类型介绍如下：

(1) 个体晶习呈一向延伸的集合体 其集合体形态有针状、纤维状、柱状等。当它们排列成放射状时，称放射状集合体，如阳起石、红柱石的柱状放射状集合体。(图 II—1—12)。

(2) 个体晶习呈二向延展的集合体 其集合体形态有片状、鳞片状、板状等，如镜铁矿、石墨、重晶石等。

(3) 个体晶习呈三向等长的集合体 其集合体形态有粒状、块状等，如大理岩中的方解石。有些用肉眼或放大镜难以辨认其颗粒界限的集合体，称致密块状集合体，如磁铁矿。

此外，还有晶簇，指在岩石的空洞或裂隙中，以洞壁或裂隙壁作为共同基底而生长的晶体群。因具备良好的生长条件，常形成许多发育较好的晶体(图 II—1—13)。

(二) 隐晶质和胶态集合体

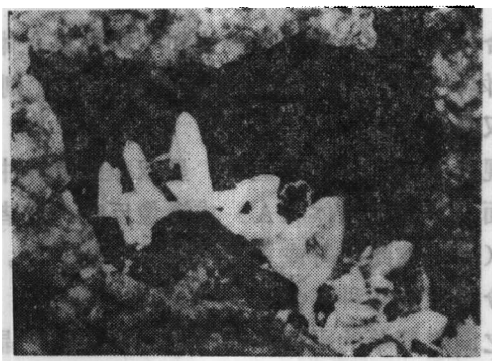


图 II—1—13 晶洞及晶簇

左—晶洞，图中白色晶体为石英晶簇；右—石英晶簇的素描图

这类集合体可以由溶液直接结晶或胶体沉积生成。由于其微细颗粒(胶体)的表面张力，使集合体趋向具有共同的形状，如球状、结核状、鲕状、葡萄状、钟乳状、肾状、笋状等。胶体“老化”后常变成隐晶质或显晶质，因而使球体内部产生放射纤维状构造。此外还可呈致密状、土状等。现将常见者列举如下：

1. 分泌体 这是在形状不规则或球状空洞中, 胶体或晶质矿物由洞壁向中心分泌逐层沉淀填充而成。其平均直径大于1 cm者, 叫晶腺; 平均直径小于1 cm者, 叫杏仁体。在晶腺中常可见到由于胶体或晶质矿物的周期性扩散沉淀所造成的环带, 如带状玛瑙, 其中常留有空腔, 空腔有时长有晶簇 (图 II—1—14)。



图 II—1—14 分泌体
a—分泌体发育程序示意图; b—玛瑙晶腺

2. 结核体^① 结核体是围绕某一中心 (砂粒、有机质碎片或气泡等) 自内向外逐渐生长而成的球状体。其内部呈致密状或同心层状构造, 也有呈放射状构造者 (图 II—1—15)。组成结核体的矿物可以是微细的结晶质或非晶质。常呈结核体产出的矿物有黄铁矿、磷灰石等。具同心层状构造, 直径小于2mm的球状结核体, 称鲕状体; 直径大如豌豆

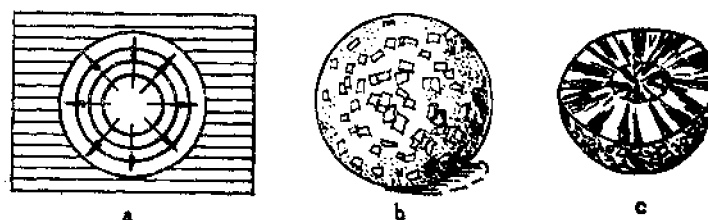


图 II—1—15 结核体
a—结核体发育程序示意图; b—结核体外形; c—结核体的断面

(2—5mm)者称豆状体。常呈鲕状—豆状体产出的矿物有: 赤铁矿、方解石 (石灰岩)、菱铁矿等。

3. 钟乳状集合体 这是由同一基底逐层向外生长而成的, 呈圆锥形或圆柱形等形状的矿物集合体。通常由胶体凝聚或溶液蒸发逐层沉积而成。这种集合体常具有同心层状、放射状、致密状或晶粒状构造。如石灰岩溶洞中的钟乳石和石笋 (均为方解石) 等 (图 II—1—16)。成因、构造和产状特征与钟乳状集合体类同, 但外形上为许多相互连接的半球体, 犹如成串的葡萄, 称为葡萄状集合体, 如硬锰矿 (图 II—1—17); 外形上为半椭圆球体, 犹如动物的肾, 称为肾状集合体, 如赤铁矿 (图 II—1—18)。

此外, 还有其它形态。如一种矿物在另一种矿物、岩石或矿石表面上呈粉末状散布

① 沉积岩中所说的结核体为外加型结核。见本书第三篇。

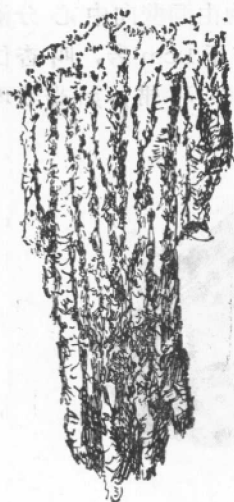


图 II—1—16 钟乳状体

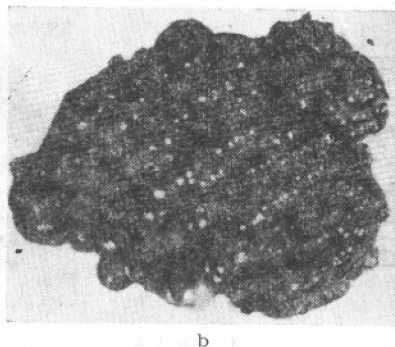
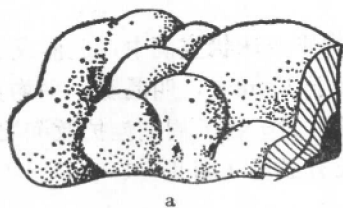


图 II—1—17 葡萄状集合体

(据西北大学《矿物学》，1978)
a—素描图；b—硬锰矿（湖南湘潭）

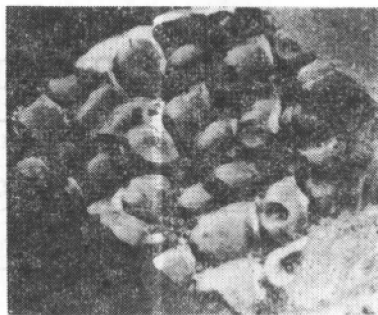


图 II—1—18 肾状集合体

者，称为粉末状集合体，如高岭石；一种矿物覆盖于另一种矿物、岩石或矿石上呈薄层产出者，称为被膜状集合体；呈较厚层壳状产出者，称为皮壳状集合体，如孔雀石。

第四节 矿物的物理性质

矿物的形态可以帮助我们鉴定和研究矿物，但仅仅根据形态来鉴定矿物往往不能满足要求，一方面，大多数矿物不能发育成具有完好形态的晶体；另一方面，不同矿物也可以表现出相同的晶体形态，如岩盐 NaCl 、方铅矿 PbS 及黄铁矿 $\text{Fe[S}_2\text{]}$ 等矿物都可以呈现立方体晶形。但由于晶质矿物都具有一定的化学成分和具体的结晶结构，因此，每种矿物都具有它自己的物理性质。因而我们可以根据矿物的物理性质予以区别。

矿物的物理性质，除了可以作为正确鉴定矿物及研究成因的依据外，有些矿物的特殊物理性质还可以直接应用于工业及科学技术中，如石英晶体的压电性、金刚石的极高硬度、白云母的良好绝缘性、玉类矿物鲜艳美丽的色彩和光泽等。有些物理性质可作为找矿、选矿的重要依据。如矿物的相对密度是重力探矿与重力选矿的依据；矿物的磁性是磁法探矿与磁力选矿的依据；矿物的导电性是电法探矿的依据等等。

矿物的物理性质包括光学性质、力学性质、热学性质、电学性质、磁学性质、放射性等。我们着重讨论肉眼能够观察到的物理性质。

一、矿物的光学性质

矿物的光学性质是指自然光作用于矿物之后所表现出的各种性质，也就是光照射于矿物时，所发生的反射、折射及吸收等一系列光学效应。这些效应的结果，有些可用肉眼观察到，有些则需要专门仪器（如偏光显微镜、光度计等）才能观察和测定。肉眼可以观察到的矿物光学性质包括颜色、条痕色、透明度及光泽。

（一）矿物的颜色

矿物的颜色是矿物对白（日）光吸收的表现。当矿物对白光中各种波长的光波均匀地吸收，则随吸收程度的增加，分别呈现为白色、灰色、黑色；当矿物选择性地吸收其中某些波长的光波时，则矿物呈现剩余波长光波的混合色。

在矿物学的描述中将矿物的颜色按其产生原因，可分为自色、他色和假色。

1. 自色 这是指矿物自身所固有的颜色，主要决定于其化学成分和结晶结构。因此，自色比较固定，可作为鉴定矿物的主要依据。

使矿物呈自色的离子称色素离子。色素离子主要是钛、钒、铬、锰、铁、钴、镍、铜等外层电子不对称的离子，当它们在矿物中以固有组分存在时，如用白光照射矿物，色素离子能吸收其特定波长的光波能量，使矿物呈现被吸收色的补色。但是，一些矿物虽然都含有相同的色素离子，其颜色却可以不相同，如胆矾 $\text{Cu}(\text{SO}_4) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ 和无水硫酸铜 CuSO_4 ，均含 Cu^{2+} ，但前者为蓝色，后者为无色。可见同一色素离子在不同的矿物中呈现的颜色并不完全一样，这是由于色素离子在结晶结构中吸收的能量不同所致。影响同一色素离子吸收能量的因素有色素离子在结晶结构中所处的位置，矿物中含有其它色素离子或非色素离子的影响以及形成时的温度等。这些因素均可影响色素离子在矿物中的吸收能量，致使颜色改变。

产生自色的另一原因是结晶结构，譬如金刚石与石墨，其成分均为碳元素，但它们的颜色截然不同，显然与其结晶结构有密切关系。

2. 他色 它与矿物固有成分、结晶结构无关，而是矿物含有呈机械混入物状态的外来带色杂质所染成，如某些石英之所以具有黑色、绿色等颜色，就是由于含有不同机械混入物的结果。矿物的他色常因混入物组分不同而发生变化。故他色常不固定，一般不能作为鉴定矿物的依据，但某些矿物的他色，有时也与矿物本身的结构或成因有关，其颜色也相应地较固定。这时，他色亦可帮助我们分析矿物形成时的物理化学环境，如电气石，黑色者较彩色者形成温度高。

3. 假色 它与矿物自身性质（成分和结构）无关，与杂质、机械混入物也无关，是由矿物表面的氧化或解理面所引起的光线干涉作用而造成的颜色。如斑铜矿表面的氧化膜呈现的蓝紫色斑状的锈色；方解石、云母等矿物解理面上所能见到的虹彩般的晕色。假色只对特定的极少数矿物具有鉴定意义，如斑铜矿。

矿物颜色繁多，描述时为了便于比较和统一，常以标准色谱红、橙、黄、绿、蓝、靛、紫以及白、灰、黑等色来说明矿物的颜色。当矿物颜色与标准色谱有差异时，可加上适当的形容词，如淡绿、暗红、灰白等色。另外，也可以依最常见的实物颜色来描述矿物的颜色，如砖红、桔黄、草绿等色。具体描述矿物颜色时，下列矿物可作比色矿物：

- | | |
|--------------|------------|
| ① 红色——辰砂（粉末） | ⑫ 铅灰色——方铅矿 |
| ② 橙色——铬铅矿 | ⑬ 钢灰色——镜铁矿 |
| ③ 黄色——雌黄 | ⑭ 铜红色——自然铜 |
| ④ 绿色——孔雀石 | ⑮ 铜黄色——黄铜矿 |
| ⑤ 蓝色——蓝铜矿 | ⑯ 金黄色——自然金 |
| ⑥ 紫色——紫水晶 | ⑰ 靛青色——铜蓝 |
| ⑦ 褐色——“褐铁矿” | ⑱ 桔红色——雄黄 |
| ⑧ 黑色——黑色电气石 | ⑲ 草绿色——绿帘石 |

⑨ 灰色——“铝土矿”

⑳ 砖红色——赤铁矿

⑩ 白色——方解石

㉑ 铁黑色——磁铁矿

㉒ 锡白色——毒砂

此外，有些矿物的颜色介于两种标准色谱之间时，常用二名法来描述，如黄绿色，即矿物以绿色为主稍带黄色。

（二）矿物的条痕色

矿物的条痕色是矿物粉末的颜色，一般是指矿物在白色无釉瓷板上擦划所留下的痕迹的颜色。对于硬度大于瓷板的矿物，需要碾成粉末在白纸上进行观察，若矿物的硬度很低则可直接划于白纸上观察。条痕色去掉了矿物因反射所造成的色差，增加了吸收率，扩大了眼睛对不同颜色的敏感度，即可以取消假色的干扰，减弱他色的影响，保存和突出矿物的自色，所以常比颜色更为固定，因此更具有鉴定意义。

条痕色可能深于、等于或浅于矿物的自色，并且常与光泽、透明度有密切联系。条痕色对不透明的金属、半金属光泽矿物的鉴定很重要，而对透明、玻璃光泽矿物来说，意义不大，因为它们的条痕色都是白色或近于白色。

（三）矿物的透明度

矿物的透明度是指矿物透过可见光波的能力，即光线透过矿物的程度。在自然界并不存在绝对不透明或绝对透明的矿物。透明度受厚度的影响很大，因此，要以某一规定的厚度（一般以0.03mm）作为标准进行对比。在矿物的肉眼鉴定工作中，通常将透明度大体分为透明、半透明和不透明三级：

1. 透明矿物 允许绝大部分光波透过矿物。透过规定厚度（0.03 mm）的薄片，能清晰地辨认出后面物像的轮廓细节，如水晶、萤石等。

2. 半透明矿物 允许部分光波透过矿物。在矿物颗粒的边缘或裂隙处的颜色变浅，透过规定厚度的薄片，仅能模糊地见到其后面物像的轮廓，如辰砂、浅色闪锌矿等。

3. 不透明矿物 基本上不允许光波透过矿物。完全看不到规定厚度薄片后面的物像，如黄铁矿、磁铁矿等。

这种划分很粗略，彼此无严格的界线，是相互过渡的。

（四）矿物的光泽

矿物表面对可见光波的反射能力称为矿物的光泽。也就是可见光照射到矿物新鲜面上之后反射出来的光线强度。因此，矿物的光泽有强弱之分。一般地说，矿物表面反射出来的光线愈多，则透射到矿物内部的光线愈少，矿物就愈不透明，光泽也就愈强。反之，若透射到矿物内部的光线愈多，矿物的透明度愈好，矿物的光泽也就愈弱。矿物的光泽按其强弱可分四级：

1. 金属光泽 反光很强，犹如电镀的金属表面那样光亮耀眼，如自然金、方铅矿等。

2. 半金属光泽 比金属的亮光弱，似未磨光的铁器表面，如磁铁矿、黑钨矿等。

3. 金刚光泽 反光较强，以金刚石晶面的闪光最为典型，比金属与半金属光泽弱，但强于玻璃光泽，如金刚石、锡石等。

4. 玻璃光泽 反光亮，如同玻璃表面的光泽，如石英、长石及方解石等。

有时在进行矿物光泽描述时，只采用二分法，即把金属光泽和半金属光泽统称为金属

(性) 光泽, 把金刚光泽和玻璃光泽统称为非金属(性) 光泽。

以上各级光泽, 是指矿物平坦表面的反射情况, 若反射表面不平坦或成隐晶质或非晶质集合体时, 由于光线产生散射、内反射^①等现象, 致使光泽发生变异。主要变异光泽如表 II—1—4。

表 II—1—4 主要光泽变异

变异光泽 及实例 所属光泽 等级	反射面 特点	断口面或非 晶质块体	极完全 解理面	鳞片状和纤 维状集合体	隐晶质或非晶 质透明矿物	细粒集合体
玻璃光泽		油脂光泽: 石英	珍珠光泽: 白云母、透 石膏	丝绸光泽: 绢 云母、蛇纹石、 石棉、纤维石膏	蜡状光泽: 块 状蛇纹石	土状(暗淡)光 泽: 高岭石
金刚光泽		松脂(树脂) 光泽: 浅色闪锌 矿				土状光泽: 雌黄
半金属光泽		沥青光泽: 磁 铁矿、黑钨矿				土状光泽: 粉末 状褐铁矿、土块状 赤铁矿
金属光泽						土状光泽: 软锰矿

矿物的光泽是鉴定矿物的重要标志之一。

二、矿物的力学性质

矿物的力学性质是指矿物在外力作用(如刻划、敲打等)下所呈现的性质。包括硬度、解理与断口、相对密度等。

(一) 矿物的硬度

矿物抵抗外来机械作用力侵入的能力, 称为硬度。根据机械作用力的性质不同, 可将硬度划分刻划硬度、压入硬度、研磨硬度等类别。本篇只讨论刻划硬度。即矿物对外来刻划的抵抗能力。它是组成矿物的原子间连接力强弱的一种表现。

鉴别矿物的(刻划)硬度时, 可以把欲试矿物的硬度与某些标准矿物的硬度进行比较, 即互相刻划加以确定。通常用的标准矿物, 即莫氏硬度计(Mohs, 1820)就是用这种方法确定的。十种标准矿物的硬度相对大小顺序是:

①滑石; ②石膏; ③方解石; ④萤石; ⑤磷灰石; ⑥正长石; ⑦ α -石英; ⑧黄玉; ⑨刚玉; ⑩金刚石。

然而, 在实际工作中, 经常与莫氏硬度的标准矿物进行比较是很不方便的。故通常采用更简便的方法来试验矿物的相对硬度, 即把硬度分成三级:

- ① 低硬度 小于2.5, 可用指甲刻动;
- ② 中等硬度 2.5—5.5, 手指甲刻不动, 可用小刀或钢针刻动;
- ③ 高硬度 大于5.5, 小刀刻不动。

矿物的硬度是指单个晶体的硬度, 而纤维状、细分散的土状等集合方式对矿物硬度有

^① 内反射: 光线投射到透明、半透明矿物上时, 折射透入到矿物内部的解理、裂隙、空洞或与另一颗粒的界面后, 再反射出来的现象。

影响,难以测定矿物的真实硬度。受风化影响的矿物,其硬度往往偏低。

由于晶体具有异向性,所以矿物的硬度有时在同一晶面的不同方向会有差异。如蓝晶石晶体,在其长柱面上沿其延长方向的硬度为4.5,而垂直于其延长方向的硬度为6—7(图II—1—19)。

矿物的硬度是鉴定矿物的重要物理参数和特征之一。此外,它在工业技术上有着重要意义。

(二) 矿物的解理与断口

矿物遭受超过质点间联结力的外力作用(如敲打)时,往往发生破裂现象。有些矿物破裂后沿一定方向会出现一系列相互平行而且平坦光滑的破裂面,矿物的这种性质称为解理(图II—1—20)。矿物的这种破裂平面,称为解理面。有些矿物则沿任意方向发生不规则的破裂,其破裂面参差不齐,这种破裂面则称断口。解理与断口是互为消长的关系,即

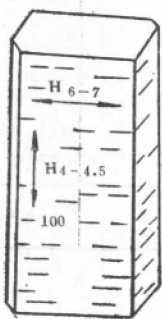


图 II—1—19 蓝晶石晶体在(100)面上硬度的异向性



图 II—1—20 萤石的四组八面体解理

解理发育者,断口不发育;相反,不显解理者,断口发育。

解理是结晶物质所固有的特征之一,是鉴定矿物的一个重要标志。不过,不同的矿物或同种矿物的非对称方向上解理的发育程度是不一样的,解理面的完整性也是不同的。矿物的解理按其解理面的完好程度和光滑程度不同,通常划分为四级:

1. 极完全解理 解理面极完好,平坦而极光滑,矿物晶体可劈成薄片,如云母、辉钼矿等;
2. 完全解理 矿物晶体容易劈成小的规整的碎块或厚板块,解理面完好、平坦、光滑,在平行解理面的破裂面上不易找到断口,如方解石、方铅矿等;
3. 中等解理 解理面不甚光滑,往往不连续,即在单晶的同一个破裂面上可以见到断口和解理面,解理面被断口隔开成阶梯状,如辉石、白钨矿等;
4. 不完全解理 一般难发现解理面,即使偶尔见到解理面,也是小而粗糙,因此在破裂面上常见有不平坦断口,如磷灰石、锡石等。

晶体的破裂面完全为断口者,称无解理或称极不完全解理,如黄铁矿、石榴石等。

断口可按其破裂面的形状描述为贝壳状(如石英及许多非晶质矿物)、参差状(如黄铁矿、磁铁矿等)等。断口在鉴定矿物中,除特殊情况之外,一般意义不大。

应当指出,矿物晶体并非都有解理,而且不同矿物其解理等级也不尽相同,这与结晶结构及化学键有密切关系。由于晶体具有格子状结晶结构,所以若矿物沿某方向具有解

理,就不会只出现一个解理面,而是在该方向上有互相平行的一系列解理面,这一系列解理面称为一组解理。若矿物沿着两个或两个以上不同方向上同时具有解理,称两组或两组以上的解理。并且这些不同方向的解理面之间有一定夹角。所以,性质完全相同的各组解理可用相应的单形表示,如辉石、角闪石的两组性质相同的解理,称斜方柱解理;方铅矿、岩盐的三组相互垂直的解理,称立方体解理(图Ⅱ—1—21a);方解石的三组等角度斜交的解理,称菱面体解理(图Ⅱ—1—21b);重晶石有三组解理,即两组斜交的斜方柱解理和另一组与此两组解理垂直的平行双面解理(图Ⅱ—1—21c);萤石的四组等角度斜交的解理,称八面体解理(图Ⅱ—1—21d和图Ⅱ—1—20)等。

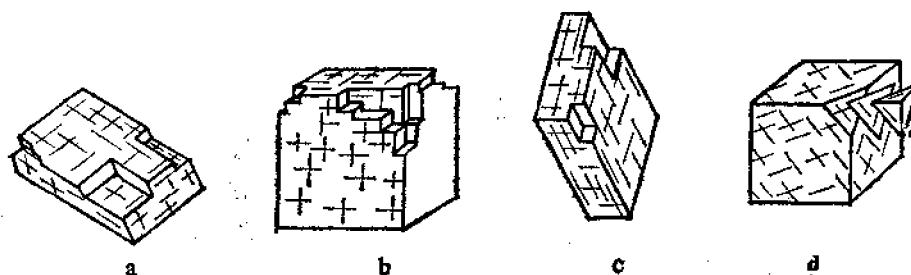


图 Ⅱ—1—21 多组解理与其相应单形示意图

a—三组菱面体解理(方解石); b—三组立方体解理(方铅矿、岩盐); c—三组(两组斜方柱+一组平行双面)解理(重晶石); d—四组八面体解理(萤石)

(三) 矿物的相对密度

矿物的相对密度是指纯净、均匀的单矿物在空气中(10^5Pa)的重量与同体积纯水在 4°C 时重量之比,以G标记。在数值上等于矿物的密度(D或P)——矿物单位体积的质量(g/cm^3)。

每种矿物都有其一定的相对密度值。它是矿物的一项重要物理常数,可做鉴定和对比矿物的依据。相对密度的差异也是选矿和重力探矿的依据。

决定矿物相对密度大小的因素有:矿物组成元素的原子量大小和矿物结晶结构中质点堆积的紧密程度。

不同矿物的相对密度值差别很大,可以从小于1(如冰0.92)到23(如自然铂)。矿物相对密度的精确数值需通过专门测试才能确定。根据野外肉眼鉴别矿物的需要,只是把矿物简单地分成重矿物($d > 4$),如重晶石、方铅矿等;中等相对密度的矿物($2.5 < d < 4$),如石英、方解石等;以及轻矿物($d < 2.5$),如石墨、自然硫等。

绝大多数矿物的相对密度在2.5—4之间,对于一些相对密度特大的矿物如锡石(7.04)、黑钨矿(7.25—7.60)、白钨矿(6.10)、方铅矿(7.58)、重晶石(4.3—4.5)等,其相对密度是一个重要鉴定特征。

三、矿物的磁性

矿物的磁性是指矿物晶体在外磁场中被磁化时所表现出的能被外磁场吸引或排斥或对外界产生磁场的性质。主要是由于矿物成分中含有铁、钴、镍、钛、钒等元素所致。磁性的强度与矿物中含这些元素的多少,特别是含铁的多少有关。

矿物的磁性一般用磁化率(x)来表示:

$$\chi = M/H$$

式中 H 为外界磁场强度； M 为在 H 作用下在矿物晶体中产生的磁矩。

按照磁化率大小及磁学特点，可将矿物分为以下几类：

抗磁性矿物 抗磁性矿物又称逆磁性矿物，它是能被永久磁铁所排斥的矿物。它们在外磁场作用下只能产生极其微弱的磁化，磁化方向与磁场方向相反，因而表现出被排斥的性质。抗磁性矿物的磁化率为负值 ($|\chi| < 10^{-6} \text{CGSM}$)，如岩盐、方解石、黄铁矿等。

顺磁性矿物 不能被永久磁铁所吸引，但可被强电磁铁所吸引的矿物为顺磁性矿物。在顺磁性矿物中含微量的铁、锰等过渡金属元素，它们在结晶结构中含量少且分散，相互作用很弱。但在外磁场作用下，磁化不十分明显，磁化方向与磁场方向相同，因而表现出被吸引的性质。顺磁性矿物的磁化率为正值 ($\chi > 0$)，在一般强度的磁场作用下，是很小的固定值，通常 $H < 1$ 特斯拉时 $\chi < 10^{-6} \text{CGSM}$ 。它们的磁化率随温度升高而减小。这类矿物种数较多，如橄榄石、角闪石、黑钨矿、菱铁矿等。

抗磁性和顺磁性矿物的磁化率，随晶体的方向不同而不同。

铁磁性矿物 其磁化率为正值，而且很大，可达 $10-10^5 \text{CGSM}$ 。真正的铁磁性矿物只有自然铁及铁与铁族元素的互化物，种类十分少见。铁磁性矿物，最主要的是磁铁矿 $\text{Fe}_3\text{Fe}_2\text{O}_8$ ，它是一种分布极广的矿物，几乎所有岩浆岩都含微量的磁铁矿，特别是 Fe_3O_4 与 TiO_2 呈部分类质同像替代，形成一组 $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ 三元系的中间组分矿物种属，如钛铁矿 FeTiO_3 、钛磁铁矿 $\text{Fe}(\text{Fe}, \text{Ti})_2\text{O}_4$ 、钛赤铁矿 $(\text{Fe}, \text{Ti})_2\text{O}_3$ 等。因此，实际上影响岩石磁性强弱的主要因素是磁铁矿及其类质同像替代物的存在。

准确地测定矿物的磁性，可用无定向磁力仪、磁天平等专门设备来进行。在一般矿物鉴定工作中，矿物的磁性概括地分为强磁性、中等磁性、弱磁性及无磁性四类：

1. **强磁性矿物** 用普通马蹄磁铁可以吸引，铁磁性矿物属此类，主要有磁铁矿、钛磁铁矿和磁黄铁矿等；

2. **中等磁性矿物** 用普通马蹄磁铁不能吸引，但可以被较弱的电磁铁所吸引，大部分顺磁性矿物属此类，包括某些具有寄生的（杂质引起的）或原因不明的微弱铁磁性矿物，如赤铁矿、黑钨矿、铬铁矿、暗色角闪石等；

3. **弱磁性矿物** 用强电磁铁才能吸引住，包括其磁化率为正值，但很小或接近于零的部分顺磁性矿物，某些实际上无磁性的矿物可因含有磁性体的杂质而呈现弱磁性，如浅色角闪石、浅色辉石、浅色尖晶石等；

4. **无磁性矿物** 强电磁铁也不能吸引，包括抗磁性矿物，磁化率 $\chi \leq 0$ 。如金刚石、岩盐、方解石等。

有些岩石或矿石，因含磁性矿物而具有磁性。磁法勘探即利用这一磁性特点，直接或间接地进行找矿。

四、矿物的电学性质

(一) 导电性

矿物的导电性是指矿物对电流的传导能力。一般来说，具金属键而在晶体结晶结构中有自由电子的自然金属元素矿物和金属硫化物矿物等金属矿物是电的良导体，其电阻系数为 $10^2-10^{-6} \Omega \cdot \text{cm}$ ，如自然金、黄铁矿、辉钼矿等；具离子键或共价键的非金属氧化物和非金属含氧盐等大部分矿物是电的不良导体，在室温下其电阻系数为 $10^{11}-10^{16} \Omega \cdot \text{cm}$

(或更大),如石英、长石、云母、方解石等。而有些富含铁和锰的硅酸盐及铁、锰元素的氧化物(某些不良导体当温度升高时,便变成半导体)矿物则是半导体。其电阻系数为 $10^5-10^{10}\Omega\cdot\text{cm}$,如铬铁矿、赤铁矿等。

(二) 介电性

矿物的介电性是指不导电矿物或导电性极弱的矿物在电场中产生感应电荷的性质。通常用介电常数(电容率)来表征。在平行极电容器中,加入非导体(或介电体),能使其电容量 C 增加若干倍。

$$C = \epsilon C_0$$

C_0 为真空时的电容量; ϵ 为非导体的介电常数。

当几种矿物同时在一种电介质液体中时,矿物的介电常数比电介质溶液大的就被电极所吸引,因此用一些已知介电常数的溶液做电介质液体时,就可测出此矿物的介电常数。

利用介电性差异可以把一种矿物从许多其它矿物群中分离出来(介电分离法)。

(三) 压电性

某些矿物晶体受压应力或张应力时,因变形效应而在垂直于应力的两边表面上出现电荷的性质,称压电性。两边表面上出现的电荷数量相等而符号相反,且电荷量正比于应力大小。应力方向反转时,两边表面上的电荷易号。在机械作用一压一张地不断相互作用下就可以产生一个交变电场,这种效应称压电效应。反过来,具有压电性的矿物晶体,把它放在一个交变电场中,它就会产生一伸一压的机械振动。这种效应称电致伸缩(又称反压电效应)。具有压电性矿物的典型代表为水晶。

(四) 焦电性

某些矿物当改变其温度时,能使其表面的某些结晶方向上出现荷电的性质。典型代表为电气石。

(五) 电化学活动性

电化学活动性是指矿物晶体在电解、电离方面的活泼程度。导电性良好的矿物往往电化学活动性较强,而硅酸盐矿物及部分其它含氧盐类矿物等劣导电性矿物的电化学活动性则很弱。

由于矿物在导电性及电化学活动性方面的差异,造成了各种岩石和矿石的电性差异,这就使我们有可能使用电法查明有关的矿产和某些地质问题。但自然界的岩石和矿石的电学性质并不单纯受其中有关矿物种类的影响,它还取决于这些矿物和其它矿物在岩石和矿石中的含量比及其结构、构造特点,特别是受地下水的影响较大。

五、矿物的其它物理性质

(一) 矿物的放射性

矿物的放射性是矿物中的放射性元素(铀、钍、镭等)自发地从原子核内部放出粒子或射线,同时释放出能量的现象。这一过程叫做放射性衰变。矿物的放射性为含铀、钍、镭等放射性元素的矿物所特有。利用矿物的放射性可寻找放射性矿产,并且根据放射性元素及其衰变物的测定可以计算矿物及岩石的同位素年龄。

(二) 矿物的发光性

矿物的发光性是指矿物在外来能量的激发下发出可见光的现象。能使矿物发光的激发因素有加热、摩擦、紫外线、阴极射线、X射线等。

矿物在激发期间发光，而激发中止发光也中止的现象称萤光，如白钨矿在紫外线照射时发浅蓝色萤光；当激发因素中止后，矿物尚维持一段发光时间者称磷光，如磷灰石，可发磷光。

矿物的发光性在找矿、选矿和矿物的鉴定以至矿物的应用方面，均具有一定的意义，特别是在白钨矿、金刚石的寻找和选矿上更为有效。

(三) 矿物的延展性、脆性、弹性和挠性

1. 矿物的延展性 矿物受到张力作用时，能延伸成为细丝的性质称为延性；受到锤压或滚轧时，能展成薄片的性质称为展性。许多自然金属元素矿物具有延展性。

2. 矿物的脆性 矿物受到外力打击或碾压时，易于碎裂的性质为脆性。如自然硫、方铅矿等就属脆性。

3. 矿物的弹性 在矿物学中一般专指具有片状解理或呈纤维状的矿物，其薄片或纤维在外力作用下能显著弯曲而不断裂，当外力除去后又能恢复原状的性质。如云母、石棉等矿物具有弹性。

4. 矿物的挠性 在矿物学中专指具有片状解理的矿物，其薄片在外力作用下能显著弯曲而不断裂，但在外力除去后不能恢复原状的性质。如辉钼矿、绿泥石等矿物就具有挠性。

思考题

1. 下列物质，哪些是矿物，哪些不是矿物？哪些是晶体，哪些不是晶体？为什么？
烟水晶、石英砂、石英玻璃、矿脉中的石英、花岗岩中的石英晶粒、火山玻璃、岩盐粉、精盐粒、砂糖、冰糖、金伯利岩中的细粒金刚石、粗粒人造金刚石、陨石铁块、生铁块、钢铁块、薄铁片、云母片。
2. 凡是矿物都是晶体么？为什么？试归纳出矿物及晶体的概念。
3. 矿物中有哪些典型的晶格类型？划分依据是什么？在矿物的性质上有何表现？
4. Cu^+ 和 Na^+ ， Fe^{2+} 和 Mg^{2+} ， Ca^{2+} 和 Mg^{2+} ， Fe^{2+} 和 Zn^{2+} 是否在任何情况下都可以形成完全类质同像？为什么？
5. 你能指出下列化学式中，元素的存在状态吗？
 CuFeS_2 、 $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$ 、 AuAg 、 $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$ 、 $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$ 、 AlOOH 、 $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ 、 $(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ 、 $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ 、 $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ 、 $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ 、 $2\text{CuO} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{SiO}_2 \cdot \text{aq}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot a$ 。
6. 矿物晶体的单体就是单形。聚形是矿物晶体的集合体。对么？为什么？
7. 钠长石与钾长石都是碱性长石，两者之间能否形成双晶？
8. 肉眼观察到的光学性质与矿物的发光性是否一样？
9. 某一铅灰色金属光泽的矿物具无色条痕。无色透明的矿物都呈玻璃光泽。对吗？
10. 室内观察野外采来的标本上的矿物解理时，是否还要打碎？应怎样观察解理？
11. 有些矿物很容易被手指捏碎，这是否表明该矿物硬度低？为什么？
12. 定性地试验磁性，非要用永久性磁铁不可吗？
13. 区分磁铁矿与黑色闪锌矿时为什么不能以有无磁性作为依据？

第二章 矿物各论

第一节 矿物的分类

迄今已知的矿物有近 3000 种（种及亚种）。要系统地、全面地鉴定、研究和掌握矿物的特性以及更好地利用种类繁多的矿物，就必须对矿物进行科学分类。

长期以来，不同科学家从不同的目的出发，对矿物提出过不同的分类体系，其分类原则日趋合理，不断完善。目前在矿物学中各家公认和广为采纳的分类体系，是以化学成分和结晶结构为依据的“晶体化学分类”。即先以化学成分为基础划分出大类和类；再按结晶结构的型式，把同类中具有相同结晶结构的矿物归为一个族；最后，按“具有一定的结晶结构和一定化学成分的独立单位”划分种。

依照上述原则划分的晶体化学分类体系，如表 II—2—1 所示。

表 II—2—1 矿物的晶体化学分类体系

类 别	划 分 依 据	举 例
大 类	化合物类型、化学键	含氧盐大类
类	阴离子或络阴离子种类	硅酸盐类
（亚类）	络阴离子结构	架状硅酸盐亚类
族	结晶结构和阳离子性质	长石族
（亚族）	阳离子种类	正长石亚族
种	一定的结构和一定的成分	正长石
（亚种、异种）	结晶结构相同，成分和物性稍有差异	钠正长石

本书则参照上述分类原则将矿物划分五大类：

第一大类 自然元素；

第二大类 硫化物及其类似化合物；

第三大类 氧化物和氢氧化物；

第四大类 含氧盐；

第五大类 卤化物。

对于大类以下除含氧盐大类划分到亚类之外，其余大类则只在概述中简要说明，而在分述中未作详细划分。

对矿物的分述，主要是以矿物种（个别矿物是以族或亚族）为单位按下列顺序进行的。即矿物的名称和化学式、所属晶系、形态特征、物理性质、成因及产状、鉴定特征（包括类似矿物的对比或区分）及主要用途。

第二节 自然元素大类

一、概述

本大类矿物是指组成元素以中性状态存在的矿物。这类矿物可呈单质形式出现，也可以由两种或两种以上元素按倍比关系呈金属互化物产出。如自然金Au、石墨C、金刚石C、银金矿(Au、Ag)、金银矿(Ag、Au)等。

能形成自然元素矿物的元素为数不多，约20种。已知矿物达90种。这类矿物在自然界产出不多，仅占地壳重量的0.1%；但有的可以富集，以致构成有工业价值的矿床，如金刚石、石墨、自然金等。

本大类矿物中的金、银、铜和铋、铂等元素的金属矿物，金属原子之间以金属键相联结；砷、锑、铋和碲、硒等元素的半金属矿物，原子之间具有一部分金属键和一部分共价键；硫和碳等元素，则形成以共价键、分子键或多键型相联结的非金属矿物。

本大类矿物，由于键型不同表现出不同物理性质。

二、分述

1. 自然金(Au) 俗称黄金。纯金极少有，往往含有银的类质同像混入物。根据其中含银量多少分别称为金银矿($Ag > 15\%$)和银金矿($Ag < 15\%$)。

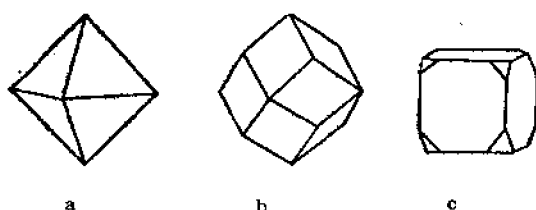


图 II—2—1 自然金的晶形

左—八面体；中—菱形十二面体；右—立方体+八面体

〔形态特征〕 完好晶形为八面体、菱形十二面体、立方体与八面体的聚形(图II—2—1)，属等轴晶系，但极少见；常呈分散粒状或不规则树枝状集合体。

〔物理性质〕 金黄色，含银时颜色变浅。条痕金黄色。金属光泽。不透明。反射力极强。硬度2.5~3.0。无解理。相对密度15.6—18.3，纯金为19.3。富延展

性。导电率仅次于银和铜，导热性良好。化学性质稳定，不溶于酸，只溶于王水。在空气中不氧化。

〔成因及产状〕 常产于与酸性岩浆岩有关的热液石英脉中，以及含金石英脉等风化破坏后沉积的漂砂中。

〔鉴定特征〕 颜色、光泽、相对密度、延展性以及化学性质稳定。

〔主要用途〕 黄金主要用于制造精密仪器、首饰品、货币等。

2. 金刚石(C) 别名钻石。碳的同质多象变体之一。晶体组分一般很纯。

〔形态特征〕 常见晶形为八面体、八面体与菱形十二面体的聚形(近浑圆状八面体)，属等轴晶系，由于天然晶体在由地下深部带到地表的过程中，遭受不同程度的溶蚀，因此，晶棱常弯曲、角顶变钝，呈浑圆状(图II—2—2)。

〔物理性质〕 纯净者为无色透明，因含杂质而可呈黄、褐、紫、蓝、绿、黑等色。金刚光泽。一般透明至半透明。硬度10。八面体解理中等。相对密度3.50—3.52(3.511)。导热性极好。日光下曝晒后，在暗处发淡青蓝色磷光。

〔成因及产状〕 金刚石产于金伯利岩以及由金伯利岩风化破坏后搬运、沉积的漂砂

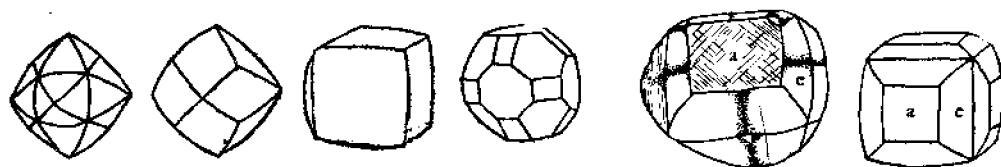


图 2-2-2 金刚石的晶形

中。此外，陨石中也有产出。金刚石是在一定的高温及特高压条件下形成，一般认为在地幔中形成，然后由岩浆带到地壳浅部。

〔鉴定特征〕 浑圆状晶形，硬度，典型的金刚光泽，发光性等。

〔主要用途〕 用于制作精密的和特种的切削工具、金属丝的拉模及钻头，高温半导体或红外光谱器件等的原料。晶体外形完美、无色或色彩鲜艳、透明、无裂隙者，可作宝石。

3. 石墨 (C) 俗称黑铅。纯净者很少，常含有一定数量的各种杂质。

〔形态特征〕 晶形完好者为六方鳞片状，属六方晶系，但少见，常呈粉末状、土状、块状。

〔物理性质〕 铁黑到钢灰色。不透明。金属光泽。条痕为光亮的黑色（灰黑色）。一组解理极完全。硬度1—2。易污手，有滑感。相对密度2.09—2.23。电的良导体。耐高温。不溶于酸。

〔成因及产状〕 在高温还原条件下形成。主要由煤或含沥青质、碳质的沉积岩经区域变质作用形成。

〔鉴定特征〕 颜色、条痕及解理与辉钼矿有区别。

〔主要用途〕 用于制作冶金用坩埚、润滑剂、电极、防腐油漆颜料、铅笔心和原子反应堆中的中子减速剂等。

第三节 硫化物及其类似化合物大类

一、概述

凡是金属阳离子与硫、硒、碲、砷等化合而成的一系列化合物，称硫化物及其类似化合物。其中阴离子为硫者称硫化物；阴离子为硒、碲、砷者分别称硒化物、碲化物、砷化物，统称为硫化物的类似化合物。本大类矿物还有锑化物、铋化物及硫盐矿物。

本大类矿物有350种左右，其中硫化物有200余种。它们的重量占地壳重量的0.15%，铁的硫化物占绝对优势。如黄铁矿 $\text{Fe}(\text{S}_2)$ 、磁黄铁矿 Fe_{1-x}S 、黄铜矿 CuFeS_2 等等。

本大类矿物多数构成能够提炼有色金属和硫的矿石。具有很大的工业价值。

本大类矿物按其阴离子特点，可用两种化学通式表记，一种是简单的 AmXp ，另一种是复杂的 AmBnXp 。简单式中A为一种或多种金属元素（Fe、Co、Ni、Cu、Zn、Mo、Hg、Pb等）和半金属元素（As、Sb、Bi）；X以 S^{2-} 为主，X为成对者如 $(\text{S}_2)^{2-}$ 、 $(\text{As}_2)^{2-}$ 等，称复硫（或复砷）化合物（有人称它为多阴离子型简单硫化物）。复杂式中A为Ag、Cu、Pb；B为As、Sb、Bi；X为S。半金属元素B与S结合成离子团，再与金属阳离子A

结合成的化合物为硫盐。本书仅介绍简单式的化合物。

本大类矿物质点间结合力多为多键性，以共价键为主，可以具有离子键性质的和金属键性质的化学键。

简单硫化物一般对称程度较高，多数为等轴或六方晶系，常呈粒状、片状习性；少数为四方、三方晶系，低级晶族，呈柱状（链状结晶结构）结晶习性。

本大类矿物，按其化学键性质和物理性质可分为两类。

一类趋向于金属键性质硫化物，呈金属光泽、金属颜色、不透明、相对密度大、硬度较低（但阴离子为 $[\text{S}_2]^{2-}$ 、 $[\text{As}_2]^{2-}$ 等的复硫、复砷化合物的硬度则比较高，如黄铁矿、毒砂）、为电的良导体或半导体。但它们与自然金属元素矿物的性质又有所差异，大部分硫化物性脆。有的具有完全解理。相对密度较自然金属元素矿物小（与其它大类矿物相比较是高的）。

另一类趋向于离子键性质的硫化物，具金刚光泽、半透明、彩色、条痕色比颜色浅、非导体、硬度中等偏低、熔点较低。

本大类矿物在各种地质作用中均有产出，在岩浆作用晚期常形成Fe、Ni、Cu的硫化物，如磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿等；在伟晶作用中可以形成少量硫化物，而绝大部分硫化物是热液作用产物。在表生作用下，硫化矿床氧化带中产生次生硫化物，如辉铜矿、斑铜矿等；在沉积作用中产生黄铁矿、白铁矿等。海洋沉积中富集各种金属的硫化物。

本大类矿物的主要阴离子为变价元素S，故化学稳定性较差，在地表（或靠近地表）易被氧化而成为硫酸盐；有时可形成碳酸盐，并可进一步经过水解而形成氢氧化物。

由于本大类大多数矿物，具有较低的电阻率，而且化学性质不稳定，在水、氧和二氧化碳等的作用下，被分解后形成的硫酸盐或碳酸盐类矿物，一般在水中易溶解而电离，使水的电阻率降低，这是寻找本大类矿物资源时，常采用电法探矿方法的重要依据之一。

二、分述

1. 方铅矿（PbS）

〔化学成分〕 含铅可达86.60%，混入物中含银（含银方铅矿）者是银的主要来源之一。

〔形态特征〕 完好晶形常呈立方体，有时呈八面体与立方体、立方体与菱形十二面体的聚形，立方体晶面上常见有斜纹（图II—2—3），属等轴晶系。集合体为粒状或致密块状。

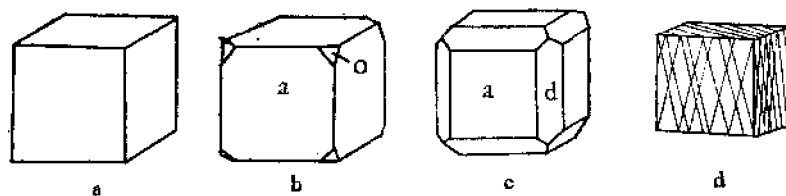


图 II—2—3 方铅矿的晶形及晶面花纹

a—立方体；b—立方体（a）+ 八面体（o）；c—立方体（a）+ 菱形十二面体（d）；d—晶面花纹

〔物理性质〕 铅灰色。金属光泽。条痕灰黑色。不透明。硬度2—3。相对密度7.4—

7.6 (7.58)。三组立方体解理完全。当成分中含铋时，常有八面体裂理^①。弱导电性。检波性良好。无磁性。

〔成因及产状〕 方铅矿主要为中低温热液成因，常与萤石、重晶石、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿及石英共生。

〔鉴定特征〕 根据解理，相对密度，可与辉钼矿、辉锑矿、辉铋矿区分。

〔主要用途〕 提取铅的主要矿物，含银多时可综合提取银。

2. 闪锌矿 (ZnS)

〔化学成分〕 含锌可达 67.10%，铁、锰、镉、铜、镓等常以类质同像替代锌。

〔形态特征〕 属等轴晶系，晶体呈四面体状（图 II—2—4），但极少见。常呈粒状、块状集合体。

〔物理性质〕 光学性质，明显受含 Fe^{2+} 量的影响，随着含 Fe^{2+} 量增高，颜色变深，从无色到浅黄、褐黄、黄褐、棕黑等色；光泽变强，由金刚光泽到半金属光泽；条痕由白至褐色；由透明到半透明。硬度 3.5—4。相对密度 3.9—4.2。六组菱形十二面体解理完全。不导电。无磁性（含铁极高时显示弱磁性）。

〔成因及产状〕 主要为热液成因，常与方铅矿紧密共生。含镉闪锌矿风化后，常生成罕见的硫镉矿 CdS 黄色粉末附着在闪锌矿解理面上。

〔鉴定特征〕 根据浅于其本身色的条痕色及条痕似呈蜡状光泽，多组解理和较小的硬度，可与具有类似色泽的黑钨矿、石榴子石、锡石区别。

〔主要用途〕 提取锌的主要矿物，还可综合利用其中的镉、铟、镓、锗等分散元素。

3. 辰砂 (HgS)

〔化学成分〕 含汞可达 86.21%，有时含少量硒、碲替代硫。

〔形态特征〕 常见有完好晶形，但理想晶形少见，呈细小厚板状或菱面体，常呈矛头状穿插双晶（图 II—2—5），属三方晶系。集合体多为不规则分散粒状和致密块状以及粉末状和皮壳状等。

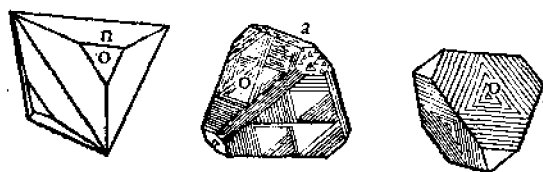


图 II—2—4 闪锌矿的晶形及晶面花纹

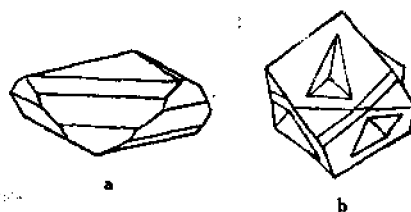


图 II—2—5 辰砂的晶形，单晶 (a) 及双晶 (b)

〔物理性质〕 鲜红色，透明，有时表面由铅灰色调的锈色氧化薄膜所包裹，外观上不透明。条痕鲜红色。金刚光泽。硬度 2—2.5。性脆。三组六方柱解理完全。相对密度 8.0—8.2 (8.05)。不导电（黑辰砂具弱导电性）。

〔成因及产状〕 仅见于低温热液成因类型中。在表生条件下相当稳定，故常在漂沙中出现。

① 裂理：表面现象与解理极相似。但它不是某矿物晶体所固有的特性，而是由非固有的原因所引起的定向破裂。所以，它只有在一定条件下才能出现。如 PbS 含 Bi 时出现此裂理，不含 Bi 时则不出现。

〔鉴定特征〕 根据其颜色和条痕色，相对密度，与雄黄区别；粉末状辰砂与赤铁矿则根据其产状作初步判断，正确鉴定须根据化学分析。

〔主要用途〕 提取汞的唯一矿物。可用作激光调制晶体。

4. 黄铜矿 (CuFeS_2)

〔化学成分〕 含铜可达34.56%，常含银、金以及镍等（大多数为机械混入物）。

〔形态特征〕 四方晶系，完好晶形极少见。常呈致密块状或分散粒状集合体，有时呈脉状产出。

〔物理性质〕 铜黄色，表面有时有蓝、紫、褐等斑杂铜色。条痕绿黑色。金属光泽。不透明。硬度3.5—4。相对密度4.1—4.3。性脆。导电性良好。无磁性。

〔成因及产状〕 分布极广，几乎在各种成因类型矿床中都有产出。热液成因者常与黄铁矿、闪锌矿、斑铜矿、方铅矿、石英及方解石共生；岩浆成因者与镍黄铁矿、磁黄铁矿等共生；矽卡岩成因者与磁铁矿、黄铁矿等共生。

〔鉴定特征〕 根据新鲜面的颜色和硬度与无晶形的黄铁矿区别；具有铜色时，根据新鲜面的颜色与斑铜矿区别。脆性与自然金区别。

〔主要用途〕 提取铜的重要矿物之一。

5. 斑铜矿 (Cu_5FeS_4)

〔化学成分〕 含铜52—65%（一般达63.33%），常含有银的混入物。

〔形态特征〕 等轴晶系，完好晶形极少见。常呈致密块状或不规则粒状。

〔物理性质〕 新鲜面为暗铜红色，表面易被氧化，常呈带有暗紫蓝色鲜艳斑杂状铜色，因而得名斑铜矿。条痕黑色。不透明。金属光泽。硬度3。相对密度4.9—5.3。性脆。无解理。导电性良好。无磁性。

〔成因及产状〕 主要为热液成因，一般与黄铜矿紧密共生。还可在硫化铜矿床的近地表次生富集带中形成，但不甚稳定，常被辉铜矿 Cu_2S 所替代。

〔鉴定特征〕 根据其特有的颜色及铜色，低的硬度区别于其它类似矿物。

〔主要用途〕 提取铜的重要矿物之一。

6. 磁黄铁矿 (Fe_{1-x}S) ($0 \leq x \leq 0.223$)

〔化学成分〕 在磁黄铁矿中，有部分 Fe^{2+} 为 Fe^{3+} 所替代，为了矿物中电价保持平衡，在结晶结构中 Fe^{2+} 位置上发生空位，因此磁黄铁矿中所含铁原子的数量常常略少于硫，并且铁原子数不大固定。

〔形态特征〕 晶形完好的晶体仅见于少数晶洞中，属六方晶系。多数呈粒状、致密块状或呈浸染状集合体产出。

〔物理性质〕 古铜或青铜色，表面有时呈褐色的铜色。条痕绿黑色。不透明。金属光泽。硬度3.5—4.5（一般为4）。性脆。相对密度4.6—4.7。有磁性，磁性的强弱与 Fe^{3+} 的含量呈正相关。导电性良好。

〔成因及产状〕 主要为岩浆及热液成因，一般在成矿溶液中硫离子浓度不太大及氧化电位较低时生成。

〔鉴定特征〕 根据颜色及磁性，与斑铜矿区别。

〔主要用途〕 磁黄铁矿富集时，用来提取硫。若含钴、镍和铜较多时，可考虑综合利用。

7. 镍黄铁矿 ($(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$)

〔化学成分〕 含镍 18—40% (一般达 34.22%) ($\text{Fe}:\text{Ni}=5:1\sim 6:7$, 成分不固定), 常含钴的类质同像混入物。

〔形态特征〕 常呈微粒或细脉状包裹在其它矿物 (磁黄铁矿) 颗粒中, 一般用肉眼不易鉴别。

〔物理性质〕 青铜黄色 (较磁黄铁矿颜色稍淡)。条痕绿黑色。不透明。金属光泽。硬度 3.5—4。相对密度 4.6—5.0。性脆。无磁性。导电性良好。

〔成因及产状〕 产于基性或超基性岩中, 常与磁黄铁矿、黄铜矿共生。

〔鉴定特征〕 在基性岩浆岩中, 当确定了磁黄铁矿与黄铜矿共生时, 再经过显微镜下研究可能发现镍黄铁矿。

〔主要用途〕 提取镍的主要矿物, 并可综合提取钴。

8. 辉锑矿 (Sb_2S_3)

〔化学成分〕 含锑可达 71.38%。含少量砷、铋、铅、铁、铜等, 有时含金、银。其绝大部分是机械混入物。

〔形态特征〕 晶形常呈斜方柱形长柱状、针状, 柱面上具有纵纹 (图 II—2—6), 晶体有时弯曲, 属斜方晶系。集合体一般为束状、柱状、针状、放射状及块状, 少数为柱状晶簇。

〔物理性质〕 铅灰、钢灰至黑色。表面常有带蓝色调的锈色。条痕灰黑色。不透明。金属光泽。硬度 2—2.5。性脆。一组柱面解理完全, 解理面上常有横向聚片双晶纹。相对密度 4.51—4.66。导电性弱。无磁性。

〔成因及产状〕 主要为热液成因。

〔鉴定特征〕 根据晶形、解理及解理面上常有横纹, 遇 KOH 可显浅桔黄色, 随后变为褐红色, 可与辉铋矿、方铅矿、辉钼矿区别。

〔主要用途〕 提取锑的主要矿物。

9. 辉铋矿 (Bi_2S_3)

〔化学成分〕 含铋可达 81.30%。常含铅、铜、锑等类质同像混入物。

〔形态特征〕 晶形和集合体形态与辉锑矿相似, 常呈长柱状、针状或毛发状。柱面上多数有纵纹。

〔物理性质〕 锡白色 (微带铅灰色), 表面有时可具黄色的斑状锈色。条痕铅灰—灰黑色。不透明。金属光泽。硬度 2—2.5。有一组柱面解理。相对密度 6.4—6.8 (个别可达 7.1)。导电性弱。无磁性。

〔成因及产状〕 主要为热液成因。

〔鉴定特征〕 参阅辉锑矿的鉴定特征。

〔主要用途〕 提取铋的主要矿物。

10. 辉钼矿 (MoS_2)

〔化学成分〕 含钼 57—60% (一般达 59.94%)。常含微量铼的类质同像混入物, 高可



图 II—2—6 辉锑矿的晶形及其晶面纵纹

达2%。

〔形态特征〕 晶形为六方片状、板状，有时呈短柱状，集合体为鳞片状或细粒分散状（浸染状）。辉钼矿属三方或六方晶系，是因为其结晶结构特点不同所致，但肉眼不能分辨其所属晶系，只有通过结构分析才能鉴别。

〔物理性质〕 铅灰色。条痕为带微绿的灰黑色（在白纸上），在涂釉的瓷板上为黄绿色。不透明。金属光泽。硬度1—1.5。一组解理极完全。薄片具挠性。有滑感。相对密度4.7—5.0。导电性中等。无磁性。

〔成因及产状〕 主要为热液和矽卡岩成因。

〔鉴定特征〕 根据条痕与石墨区别。根根形态和硬度、解理，与方铅矿、辉锑矿区别。

〔主要用途〕 提取钼的主要矿物之一。亦为提取铼的主要矿物。

11. 雌黄 (As_2S_3)

〔化学成分〕 含砷60.91%，硫39.09%。含锑、硒，有时含微量钒、锆、汞等类质同像混入物。常有辉锑矿 Sb_2S_3 、白铁矿 FeS_2 、石英及泥质的机械混入物。

〔形态特征〕 晶体常呈短柱状或板状、片状。晶面常弯曲，在晶面上显出平行柱面的纵纹，完好晶形少见。属单斜晶系。显晶集合体呈片状、梳状、放射状；隐晶集合体呈肾状、球状、皮壳状或粉末状等。

〔物理性质〕 柠檬黄色（含杂质者微带绿）。条痕鲜黄色。金刚光泽，集合体呈油脂光泽，解理面为珍珠光泽。透明。一组解理极完全。薄片具挠性。硬度1—2。相对密度3.4—3.5。无磁性。电和热的不良导体。

〔成因及产状〕 主要为低温热液成因，亦可见于火山产物和煤层内。

〔鉴定特征〕 根据颜色、条痕色和一组极完全解理，可与自然硫区别。

〔主要用途〕 提取砷和硫的重要矿物。

12. 雄黄 (As_4S_4 或 AsS)

〔化学成分〕 成分比较固定，含砷70.1%，硫29.9%。一般含杂质较少。

〔形态特征〕 完好晶形少见，有时可呈柱状、短柱状、针状等，属单斜晶系。柱面上有细的纵纹。集合体常呈粒状、致密块状，有时呈土状块体、粉末状、皮壳状。

〔物理性质〕 桔红色。条痕浅桔红色。晶面为金刚光泽，断口显树脂光泽。透明一半透明。具有多组解理，其中有一柱面解理完全。硬度1.5—2。相对密度3.4—3.6 (3.56)。无磁性。电和热的不良导体。在阳光久照下颜色变黄，雌黄化。

〔成因及产状〕 主要产状与雌黄相同。

〔鉴定特征〕 根据颜色、条痕色及解理、相对密度，可与辰砂区别。

〔主要用途〕 提取砷及制造各种砷化物的主要矿物原料。应用于农药、颜料、玻璃等工业。

13. 黄铁矿 ($\text{Fe}[\text{S}_2]$)

〔化学成分〕 含硫可达53.45%。常见类质同像混入物，其中替代铁的有钴、镍；替代硫的有砷或硒。此外，常含铜、金、银等细分散机械混入物。

〔形态特征〕 晶体常呈立方体，晶面上具条纹，三组晶面的晶面条纹互相垂直，常见晶形还有五角十二面体以及立方体与五角十二面体、五角十二面体与八面体的聚形（图

Ⅱ—2—7)，属等轴晶系。集合体为粒状、致密块状、浸染状、球状结核体及细分散烟灰状等。

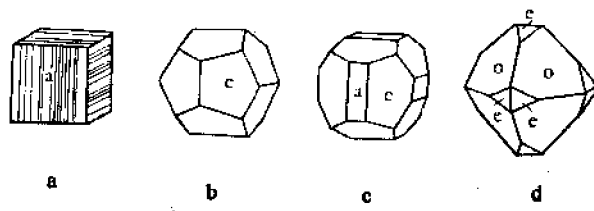


图 Ⅱ—2—7 黄铁矿的晶形及晶面条纹

a—立方体 (a) 晶面上的条纹；b—五角十二面体；c—五角十二面体 (c) + 立方体 (a)；d—八面体 (o) + 五角十二面体 (c)

〔物理性质〕 浅铜黄色，表面常有斑点状黄褐色的锈色，呈烟灰状时显黑色。条痕绿黑或褐黑色。不透明。金属光泽。硬度6—6.5。性脆。无解理。相对密度4.9—5.2（一般为5.0）。导电性良好。无磁性。

〔成因及产状〕 黄铁矿是地壳中分布最广的硫化物矿物，形成于各种不同地质作用下，见于各种岩石和矿石中。但它的形成需要还原的环境。

〔鉴定特征〕 根据晶形和晶面条纹、颜色、硬度，可与黄铜矿区别。

〔主要用途〕 提取硫、制硫酸的主要矿物原料。有时可以提取混入的其它元素。

14. 毒砂（硫砷铁矿）(FeAsS 或 $\text{Fe}_2[\text{As}_2](\text{S}_2)$)

〔化学成分〕 含砷46.01%，硫19.69%。常含替代铁的一类质同像混入物钴。还有金、银、铅等机械混入物，其中金有实际意义。

〔形态特征〕 完好晶形的晶体较常见，呈柱状（斜方柱），柱面上有清晰的纵纹（图Ⅱ—2—8）几乎所有毒砂都属于单斜晶系，但当As:S值不足1时，可呈现三斜晶系。多数为粒状或致密块状集合体。

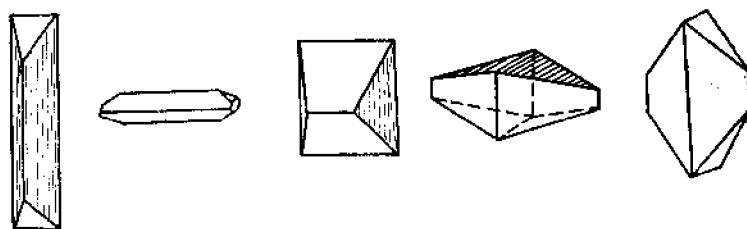


图 Ⅱ—2—8 毒砂的晶形及晶面花纹

〔物理性质〕 锡白色（银白至钢灰色），表面常有灰或浅黄色的锈色。条痕灰黑色。不透明。金属光泽。硬度5.5—6。性脆。相对密度5.9—6.2（一般为6.07）。柱面解理中等—不完全，底面解理不完全。用铁锤击之发出砷的蒜臭味。导电性中等，但电阻率变化大。一般无磁性，当表面覆盖有氧化铁的薄膜时，“毒砂”具有弱磁性。

〔成因及产状〕 主要形成于热液活动早期还原条件下。

〔鉴定特征〕 根据颜色、晶形、硬度、打击后有臭味等特征，与方铅矿、黄铁矿区别。

〔主要用途〕 提取砷的原料。

第四节 氧化物和氢氧化物大类

一、概述

本大类是一系列金属和非金属阳离子和阴离子氧或氢氧根（即羟基）结合而成的化合物，其中包括含水的氧化物矿物。

本大类矿物已发现者约有280种，其中氧化物约180种左右，氢氧化物约100种左右，共占地壳重量的17%。其中硅的氧化物，如石英、蛋白石等分布最广，约占地壳重量的12%。

组成氧化物的元素达41种，组成氢氧化物的元素有29种。其中具有重要经济意义者为铁、锰、钛、铝、锡和铬以及稀土元素（钪、钇、镧系）和铜系元素，如铀、钍等。

本大类矿物是黑色金属的主要工业矿物。因此，不论在实际应用上，还是地质理论的研究上都具有重要意义。

本大类矿物中作为阴离子的氧和氢氧根，其离子半径(O为0.123nm, OH为0.133nm)远远大于其一同组成矿物的阳离子半径，如 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} :0.057nm、……、0.086nm; $\text{Ti}^{(2-4)+}$:0.061nm、0.094nm等。因此，本大类矿物的结晶结构基本上应决定于阴、阳离子的排列方式，阴离子呈（最）紧密排列，其空隙（呈四面体和八面体）中充填阳离子。其键性以离子键为主。但某些高电价元素的原子，如Al、Si等与氧或氢氧根结合时，呈现一种电子云重叠的方式，即具有共价键性质，如刚玉 Al_2O_3 。甚至某些氧化物和氢氧化物矿物明显地具多键性，如方锑矿 Sb_2O_3 就具有离子键、共价键和分子键的多键性。

总之，本大类矿物是成分复杂，以离子键（结晶结构决定于离子半径比值）为主，包括其它化学键的多键性化合物。结晶结构型式有链状、层状和架状等。

本大类矿物的晶体常呈完好的晶形，其形态有柱状、针状、板状、片状以及粒状等。集合体为致密块状，表生条件下生成者，常呈疏松的土状集合体和隐晶质及胶状集合体。

本大类矿物的物理性质与阳离子成分、结晶结构及化学键关系密切。按物理性质大体可分为三种类型：

1. 颜色较深，透明度较差，光泽较强，可达半金属光泽。具有不同程度的磁性。它们是由过渡型离子组成的氧化物。

2. 浅色或无色，半透明至透明，玻璃光泽为主，硬度较高。它们是由惰性气体型离子组成的氧化物。

以上两类氧化物，由于具有离子键与共价键的性质，成键力强，结构紧密，因而阳离子电价高的一些矿物，具有较高的硬度，如石英 SiO_2 为7；刚玉 Al_2O_3 为9。其熔点也比较高，溶解度较低。

3. 一般硬度变化大的氢氧化物。这是因为它们是由分子键或氢键结合的矿物，其键力较弱等原因所致。

本大类矿物广泛形成于内生、外生和变质作用中，但成分不同的矿物形成条件不同。对于变价元素来说，其低价（如 Fe^{2+} 、 Cr^{3+} 、 Mn^{2+} 等）氧化物多在内生作用（热液、岩浆及伟晶作用）中产生；而高价（ Mn^{4+} 、 W^{6+} 、 Sb^{5+} 等）氧化物则多在表生作用（风化

壳)中产生。不变价元素的氧化物往往有多种成因。氢氧化物大多数为表生作用(风化与沉积作用)的产物,少数产于热液或接触交代作用。氢氧化物矿物以铁、锰、铝的氢氧化物最为典型。

总体来说,本大类矿物在氧化环境中物理、化学性质比较稳定。

本大类矿物按其阴离子特点不同可划分氧化物和氢氧化物。氧化物又可按阳离子种数划分为简单氧化物(通式为 A_nO_p ;由一种阳离子A与阴离子 O^{2-} 相结合)和复杂氧化物(通式为 $A_mB_nO_p$;由两种或两种以上的阳离子A、B与阴离子 O^{2-} 相结合)。氢氧化物则按其阳离子种类,划分为铝、铁和锰的氢氧化物。

二、分述

(一) 氧化物

1. 刚玉(Al_2O_3)

〔化学成分〕 含铝52.91%(可达53.20%)。一般都含有铬、钛、铁、锰、钽以及钴、镍等微量杂质,有时还有机械混入物。这些混入物明显地导致刚玉晶体的颜色、透明度等物理性质的变化。

〔形态特征〕 晶形完好的晶体多呈六方桶状、短柱状,少数呈板状、叶片状,属三方晶系。集合体为粒状致密块状。晶面上具有菱形交叉花纹(双晶纹)。在柱面上可出现横纹和斜纹(图II-2-9)。

〔物理性质〕 颜色多种多样,半透明者一般为蓝灰、黄灰或带有不同色调的黄色;透明者除无色、白色外,黄、红、紫、绿、蓝、棕、黑色等都常见。玻璃至金刚光泽,晶面呈珍珠光泽。无解理,有时出现裂开。硬度9。相对密度3.95—4.10。不导电。无磁性。

〔成因及产状〕 主要产于富铝、贫硅的变质岩和岩浆岩中。刚玉在表生作用中稳定性很大,可转入漂沙中。

〔鉴定特征〕 根据晶形、双晶纹及硬度,与红色尖晶石等矿物区别。

〔主要用途〕 可作精密仪器的轴承和研磨材料。色彩绚丽的透明晶体可作宝石。

2. 赤铁矿(Fe_2O_3)

〔化学成分〕 含铁可达69.94%。有时含钛、铝、锰、二价铁、钙、镁等类质同像混入物,隐晶质致密块状体常含有 Al_2O_3 和 SiO_2 的机械混入物。

〔形态特征〕 属三方晶系,晶形完好的晶体呈板状及片状,但少见(图II-2-10)。集合体常呈致密块体;隐晶质、胶状者常呈鲕状、豆状、肾状、粉末状和土状等;片状和鳞片状具金属光泽者称镜铁矿。细鳞片状或贝壳状的镜铁矿集合体称云母赤铁矿。红色粉

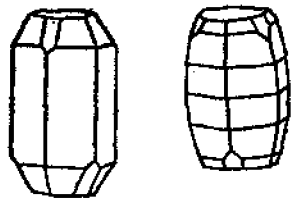


图 II-2-9 刚玉的晶形及晶面花纹

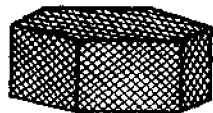


图 II-2-10 赤铁矿的晶形及晶面花纹

末状者称铁赭石或赭色赤铁矿。

〔物理性质〕 具有晶形者为钢灰至铁黑色，常带有浅蓝色的锃色，隐晶质或粉末状者呈红色。条痕樱红或红棕色。不透明。半金属光泽。硬度5.5—6.5，为粉末状隐晶质时硬度降低。性脆。无解理，有时具裂开。相对密度5.0—5.3。一般无磁性，有时具弱—中等磁性。具强磁性的斑点状、云朵状赤铁矿称磁赤铁矿($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$)。大多数赤铁矿为中等导电性。结晶程度愈高，如镜铁矿，其磁性及导电性愈弱。

〔成因及产状〕 赤铁矿在外生沉积作用下常由氢氧化铁脱水而成，内生热液作用中也有产出。主要是在氧化环境下形成。

〔鉴定特征〕 根据野外产状，条痕、无磁性与磁铁矿区别。

〔主要用途〕 炼铁的主要矿物之一。

3. 锡石(SnO_2)

〔化学成分〕 含锡69—78%(可达78.8%)。常含铁、铌、钽和锰、钨、钛、锆、钨以及铟、镓、锗等类质同像混入物。亦有铌铁矿、钽铁矿包裹体。

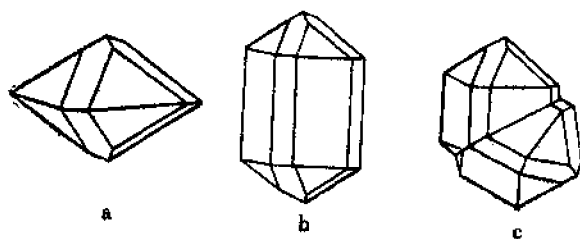


图 11—2—11 锡石的单晶(a、b)与膝状双晶(c)

〔形态特征〕 晶形完好者常呈四方双锥状、四方柱与四方双锥聚形的柱状，属四方晶系，有时呈针状，不规则粒状。结晶质的呈致密块状者少见。常呈膝状接触双晶(图11—2—11)。由胶体形成者呈葡萄状或钟乳状，具同心带状构造。

亦成致密隐晶质块体。

〔物理性质〕 完全无色者极少见。一般因含杂质而颜色呈各种色调的褐和黑色。条痕色随颜色而改变，有白、浅褐色等。透明度也随颜色而异，多为半透明。金刚光泽。断口呈松脂光泽。硬度6—7。柱面解理不完全。断口为不平整或贝壳状。性脆。相对密度6.8—7.1。一般无磁性，有时富含铁时可具弱磁性。导电性中等至弱。

〔成因及产状〕 主要为热液成因。在表生条件下，化学稳定性较强，因而可转入漂沙中。

〔鉴定特征〕 根据晶形(包括双晶)、光泽，可与石榴子石、闪锌矿区别。另外，以具锡的化学反应区别于金红石(TiO_2)、锆石($\text{Zr}(\text{SiO}_4)$)。

〔主要用途〕 提取锡的主要矿物。

4. 软锰矿(MnO_2)

〔化学成分〕 含锰可达63.19%。呈细粒和隐晶质块体时，常含有少量的吸附水和 Fe_2O_3 、 SiO_2 等机械混入物。

〔形态特征〕 属四方晶系，完整晶形的晶体少见，多呈针状、棒状、放射状集合体。常见者还有土状、烟灰状集合体。

〔物理性质〕 黑色，表面常带浅蓝色的锃色。条痕蓝黑至黑色。不透明。半金属光泽。良好的晶体硬度为6—6.5，一般隐晶质块状集合体可降到1—2，能染手。性脆。两组四方柱解理完全。相对密度4.7—5.0。导电性中等。具弱磁性或无磁性。

〔成因及产状〕 主要产于近海岸的沉积型锰矿床和地表氧化带，风化壳型锰矿床中。晶形完好者多产于空洞中。

〔鉴定特征〕 常与硬锰矿共生。一般根据其低的硬度及能染手易于鉴定。晶体可根据其晶形及解理鉴别。隐晶质软锰矿可缓慢地溶于盐酸中，放出氯气并使溶液呈淡绿色，借此可与土状石墨区别。

〔主要用途〕 提取锰的主要矿物之一。还可应用于陶瓷、搪瓷、玻璃工业等。

5. 石英 (SiO_2) 石英是以 SiO_2 为成分的一族矿物的统称。成分简单，类质同像混入物极少。常有机械混入物或包裹体。

石英随着其形成温度不同有 α -石英、 β -石英、鳞石英、方石英、柯石英和斯石英等多种结晶质变体。此外，还有隐晶质的玉髓（又称石髓）、燧石、碧玉和胶态含水的蛋白石等。

这里简要介绍 α -石英、 β -石英和隐晶质、胶态 SiO_2 。

(1) α -石英 (SiO_2)

〔化学成分〕 成分常较纯， SiO_2 的含量近100%。仅含有少量气态、液态和固态的包裹体。异种有紫水晶、烟水晶、黄水晶、草入水晶，蔷薇石英、蓝石英、乳石英等。

〔形态特征〕 晶形完好的晶体很常见，通常呈柱状，由六方柱(m)、菱面体(R、r)等单形组成的聚形，属三方晶系。在柱面上常具横纹（图Ⅱ—2—12）。有晶簇状（图Ⅱ—1—13）、不规则粒状（如花岗岩中的石英）显晶集合体和致密块状脉石英。

〔物理性质〕 颜色多种多样。水晶一般无色透明，脉石英呈白、乳白或灰色，因含杂质或晶格缺陷引起颜色变异。玻璃光泽，断口为油脂光泽。无解理，贝壳状断口。硬度7。相对密度2.65。电的不良导体。无磁性。 α -石英单晶具显著的压电性。

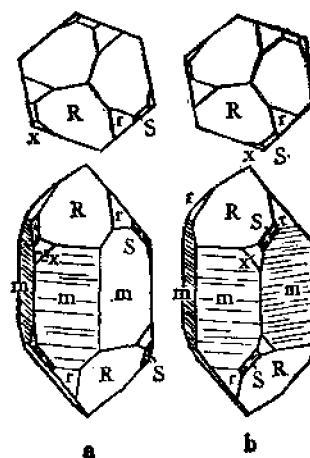
〔成因及产状〕 α -石英在自然界分布极广，是主要的造岩矿物。具压电性的石英和光学材料用水晶主要产于伟晶岩的晶洞中、低温热液脉及漂沙中。 α -石英在表生条件下稳定而产于脉岩和砂岩中。

〔鉴定特征〕 根据形态、硬度、无解理、断口的光泽、不易被风化或蚀变，可与长石、萤石、重晶石和方解石区别。

〔主要用途〕 制作压电石英片（大而纯净的单体）、光学仪器的部件及某些仪表的轴承等零件；还可作宝石、雕刻材料；质纯的石英砂可作玻璃和陶瓷原料。

(2) β -石英 (SiO_2) SiO_2 在常压下，温度在573℃至870℃时，则生成 β -石英。当温度降至573℃以下时，又转变为 α -石英的结晶结构，但其外形仍保留 β -石英的晶形，成为假像。因此， β -石英为高温型， α -石英为低温型。

〔形态特征〕 晶形完好，常呈六方双锥，有时为六方双锥与短六方柱的聚形构成的锥状晶形（图Ⅱ—2—13），属六方晶系。在地表观察到的 β -石英，实际上都是 α -石英的 β -



图Ⅱ—2—12 α -石英的晶形

石英假像。

〔物理性质〕 由于上述原因， β -石英的物理性质与 α -石英相同。

〔成因及产状〕 β -石英主要产于酸性火成岩，特别是喷出岩中。

〔鉴定特征〕 根据 α -石英的物理性质和 β -石英的特有外形及野外产状就可鉴别无误。

〔主要用途〕 当火成岩中见有 β -石英时，则可证明该岩石的形成温度高于573℃。因此， β -石英是一种“地质温度计”。

(3) 玉髓(石髓)(SiO_2) 玉髓是隐晶质二氧化硅纤维状^①异种的统称。具有不同颜色的条带或花纹相间分布的玉髓称玛瑙。将玛瑙按花纹的颜色、形状分为条纹玛瑙、苔纹玛瑙等。

〔形态特征〕 常呈肾状、钟乳状、葡萄状及皮壳状集合体产出。

〔物理性质〕 一般为淡黄、灰蓝、乳白或褐至灰等色，偶有红褐(光玉髓)、苹果绿(绿玉髓)等。有的在绿色中夹红色斑点(血玉髓)。蜡状光泽。半透明。硬度6.5。相对密度2.57—2.64。

〔成因及产状〕 属低温热液的胶体成因，主要产于喷出岩的孔洞中。

〔鉴定特征〕 根据形态、颜色、硬度和产状鉴别。

〔主要用途〕 色泽、花纹鲜艳者作宝石、玉器、首饰、工艺品材料，色泽差的玛瑙和玉髓用于制作研磨器具。

(4) 燧石(SiO_2) 隐晶质二氧化硅的块状异种之一。

〔形态特征〕 极致密的结核状块体。

〔物理性质〕 一般多为灰、烟褐及淡褐黑色等。暗玻璃光泽。具贝壳状断口，裂片尖锐，硬度6—7。用锤击时发火花。

〔成因及产状〕 常呈结核状产于白垩层中，称核燧石；浅颜色的层状沉积者，称层燧石。

〔鉴定特征〕 根据产状、形态、颜色、断口和硬度鉴别。

〔主要用途〕 用于制作玻璃、磨料。

6. 磁铁矿($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$)

〔化学成分〕 含铁可达72.4% (其中 FeO 31.03%， Fe_2O_3 68.97%)。常含镁、锰、钒、钛、铬等元素，其中镁、锰替代 Fe^{2+} ，钒、钛、铬替代 Fe^{3+} 。

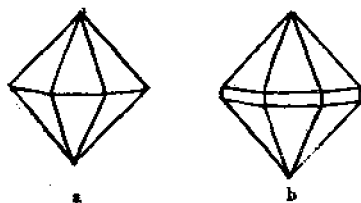


图 II—2—13 β -石英的六方双锥(a)和六方双锥与六方柱聚形晶形(b)

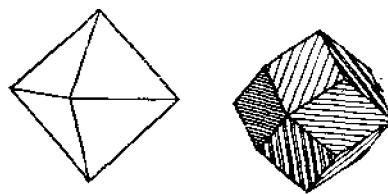


图 II—2—14 磁铁矿的晶形及晶面条纹

① 隐晶质二氧化硅，按其构造分为纤维状和块状两种，但用肉眼难以区别。前者称玉髓玛瑙，后者称碧玉、燧石。

〔形态特征〕 完好晶形常呈八面体及菱形十二面体。呈菱形十二面体时，菱形晶面上呈现平行于该晶面长对角线方向的条纹（图Ⅱ—2—14），属等轴晶系。集合体通常为致密块状，或呈分散粒状及细脉状。

〔物理性质〕 铁黑色。条痕黑色。不透明。半金属至金属光泽。硬度5.5—6。性脆。无解理（钛磁铁矿具八面体裂开）。相对密度4.52—5.20。具强磁性。导电性良好。

〔成因及产状〕 主要生成于还原环境，在岩浆作用、热液作用或变质作用中均可形成。

〔鉴定特征〕 根据晶形、颜色、条痕色及强磁性，与铬铁矿、赤铁矿、黑钨矿区别。

〔主要用途〕 炼铁的主要矿物原料之一。钛磁铁矿、钒钛磁铁矿则可提炼钛和钒。

7. 铬铁矿 (FeCr_2O_4 或 $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$)

〔化学成分〕 含 FeO 32.09%， Cr_2O_3 67.91%，铬、铁类质同像广泛，成分变化很大。

〔形态特征〕 属等轴晶系，完好晶形可呈八面体，但极少见。常呈粒状、致密块状集合体。

〔物理性质〕 暗棕至黑色。条痕棕、褐色。不透明。半金属光泽。无解理。硬度5.5。相对密度4.43（镁铬铁矿）—5.09（铬铁矿）。含铁多时具弱至中等磁性，个别则具有强磁性。导电性中等。

〔成因及产状〕 铬铁矿为岩浆作用产物，并且只见于超基性岩或由其蚀变而来的蛇纹岩中。

〔鉴定特征〕 根据条痕、磁性以及产状，与赤铁矿、磁铁矿、黑钨矿区别。

〔主要用途〕 提炼铬的主要原料矿物。

（二）氢氧化物

1. “铝土矿” 铝土矿又称铝矾土，是铝的氢氧化合物。“铝土矿”一词并不是矿物种名，是包括硬水铝石 $\alpha\text{-AlOOH}$ 、一水软铝石 AlOOH 和三水铝石 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 以及高岭石、赤铁矿、蛋白石等其它矿物的细分散机械混合物共同构成的胶状集合体的统称。铝土矿除含铝和铁、锰、硅等之外，也常含镓、铋、钽、铈、钍等元素。

〔形态特征〕 多呈隐晶质及胶态豆状、鲕状、球粒状、块状、土状集合体和结核体产出。

〔物理性质〕 常为灰、白色，但因含杂质，可呈现紫、紫红至淡黄色。条痕白色。土状光泽。具贝壳状断口。具泥土臭味。粉末略具滑感。

〔成因及产状〕 主要为外生成因，为铝的硅酸盐矿物风化而成。

〔鉴定特征〕 根据颜色、条痕、断口、触觉来鉴别，欲准确鉴别组成矿物就需进行热分析、X射线分析、电子显微镜观察以及化学分析等。

〔主要用途〕 提炼铝的主要原料之一，也是制造人工磨料、耐火材料和高铝水泥的原料。目前，当铝土矿中含 $\text{Al}_2\text{O}_3 > 40\%$ ， $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2 > 2:1$ 时，才能为工业所利用；同时可考虑提取稀有元素等综合利用。

2. “褐铁矿” 褐铁矿是铁的氢氧化合物。“褐铁矿”一词，像“铝土矿”那样，不是矿物种名，而是包括针铁矿 FeOOH 、水针铁矿 $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 、纤铁矿 FeOOH 、水纤铁矿 $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 以及一些杂质的多矿物细分散混合物的统称。这种混合物由于矿物颗

粒很细，不易分开，肉眼难以区别，因此在野外工作和粗略的室内工作中尚采用“褐铁矿”一词。

褐铁矿的化学成分不定，一般含铁 48—62.9%。杂质有硅、铝，有时还可含有铜、铅、镍、钴、金等。

〔形态特征〕 常呈肾状、钟乳状、葡萄状、结核状、鲕状等胶态集合体和似胶态条带状或土状、疏松多孔状等集合体产出。

〔物理性质〕 浅褐至褐黑色，粉末状者显浅黄褐色。肾状、钟乳状者表面常具有一层光亮沥青状薄壳（由氢氧化铁脱水而成）称“玻璃头”。硬度 1—4。相对密度不定（一般约 3.3—4.0）。导电性中等至劣等。具弱磁性。

〔成因及产状〕 主要为表生作用的产物，在风化带岩石中极常见。

〔鉴定特征〕 根据形态、颜色、条痕，可与赤铁矿、磁铁矿、软锰矿区别。

〔主要用途〕 可作炼铁的矿石原料。

“褐铁矿”的组成矿物中较易于识别的矿物为针铁矿。

针铁矿（ $\text{FeO}(\text{OH})$ ）

〔化学成分〕 含铁 62.9%。有时含有锰、铝等混入物。

〔形态特征〕 单体呈针状，属斜方晶系。集合体常呈豆状、肾状、钟乳状或皮壳状产出，集合体的断面上可见放射状或平行纤维状构造。有时还呈块状或土状，也有呈鲕状、结核状。

〔物理性质〕 红褐、暗褐至黑色。条痕褐黄至黄褐色。不透明。金刚至半金属光泽。硬度 5—5.5。有两组解理，一组完全，另一组中等。性脆。相对密度 4.0—4.5。导电性中等。无磁性或具弱磁性。

〔成因及产状〕 主要形成于外生条件下，由含铁矿物经氧化和分解成盐类，再经水解作用形成。常与赤铁矿、锰的氧化物、方解石、粘土矿物等组成“铁帽”。此外，还可在热液作用和变质作用中形成，但极少见。

〔鉴定特征〕 根据形态可由褐铁矿中区分出来。

〔主要用途〕 可作炼铁的矿石原料。

3. “硬锰矿”

〔化学成分〕 通常所称之硬锰矿并不是矿物种名，而是一种 MnO 、 MnO_2 、 $\text{Mn}(\text{OH})_2$ 等细分散多矿物混合体的统称，是锰的氧化物和氢氧化物及其它各种杂质的混合物。狭义的硬锰矿是化学式为 $(\text{Ba}, \text{Mn}^{2+})_3(\text{O}, \text{OH})_5\text{Mn}^{4+}\text{O}_{16}$ 的钡硬锰矿。因此，一般硬锰矿的化学成分不定，主要成分为 MnO_2 和 MnO ，故可表示为 $m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 。此外，常含 K_2O 、 BaO 、 CaO 等混入物。

〔形态特征〕 常呈隐晶质钟乳状、肾状、葡萄状、土状或致密块状集合体。

〔物理性质〕 铁黑色。条痕黑或褐黑色。不透明。半金属光泽，土状集合体呈土状光泽。硬度 4—6（一般为 5.5）。相对密度不定，钡硬锰矿为 4.4—4.7。性脆。呈贝壳状断口，断口光滑。导电性中等。具弱磁性至无磁性。

〔成因及产状〕 典型的表生作用产物，常由其它含锰矿物风化而成。在海成、湖成沉积层中常呈团块或结核状产出。

〔鉴定特征〕 根据形态、颜色和条痕色以及较高的硬度，可与软锰矿、磁铁矿区别。

〔主要用途〕 提取锰的主要矿物之一。

第五节 含氧盐大类

本大类是指由络阴离子团与一系列金属阳离子结合形成的各种盐类矿物。

所谓络阴离子团是由小半径 ($<0.6 \text{ \AA}$)、高电价 (3—6价) 阳离子与氧结合形成的含氧酸根。

本大类矿物, 种类繁多, 约1500余种, 占矿物种总数的一半左右, 是种类最多的一个大类, 是岩浆岩、变质岩和沉积岩的最主要造岩矿物, 也是构成地壳的最主要成分, 占地壳重量的80%以上。

本大类的许多矿物, 可以构成非金属矿床, 是化工、化肥、建材、冶金熔剂、宝、玉石材料的来源; 某些矿物是稀有金属如铍、锆等的主要矿石原料。

本大类矿物, 按其络阴离子团的中心阳离子不同, 划分为类。下面分别介绍各类矿物特征:

一、硅酸盐类

(一) 概述

硅酸盐类矿物是指 (SiO_4) 硅氧四面体或它们彼此共角顶氧 (又称“桥式氧”^①) 连结形成的各种硅氧四面体骨架, 同其它阳离子结合而形成的化合物。

本类矿物在自然界分布很广, 已知矿物约800种, 占已知矿物种总数的25—30%, 占岩石圈重量的85%。大部分硅酸盐类矿物作为岩浆岩、沉积岩和变质岩的造岩矿物产出。也是构成土壤的主要成分。有些硅酸盐矿物是工业上重要的非金属原材料, 如云母、滑石、长石等; 有些有用元素如铍、锂、锆等也提取自硅酸盐类矿物; 还有不少矿物可作宝石, 如绿柱石 (祖母绿、海蓝宝石)、橄榄石 (绿宝石)、电气石 (碧玺) 等。

硅酸盐类矿物是地质工作者的重要研究对象, 故此, 本类矿物在理论研究方面也具有极为重要的意义。

组成硅酸盐类矿物的化学元素种数不多, 最主要元素是氧、硅、铝、铁、钙、镁、钠、钾, 其次是锰、钛、铍、锆、锂、氢、氟及其它一些元素。它们分别呈络阴离子、阳离子、附加阴离子和水的形式赋存于矿物结构中。

本类矿物的结晶结构比较复杂, 其晶格中的每个硅离子皆为四个氧所包围, 而氧分布于四面体的角顶, 称硅氧四面体。硅氧四面体是硅酸盐类矿物的基本结构单位。

在本类矿物中, 硅氧四面体可以孤立地存在, 亦可以相互联结成各种复杂的硅氧骨架, 即阴离子团。其主要类型有: 岛状、环状、链状、层状和架状硅氧四面体骨架。

1. 岛状硅氧四面体骨架 该类包括孤立硅氧四面体阴离子团 $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 和每两个硅氧四面体以共角顶桥式氧相联结成一个络阴离子团 $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ 的硅氧双四面体阴离子团 (图 II—2—15)。

2. 环状硅氧四面体骨架 该类硅氧四面体以角顶桥式氧相联结形成封闭的环状络

① “桥式氧”: 硅酸盐矿物结构中, 每两个硅氧四面体相联结时所共用的氧原子称桥式氧。非共用氧原子称非桥式氧。过去曾因视其电价饱和与否, 分别称为惰性氧和活性氧。

阴离子团 $[\text{Si}_n\text{O}_{3n}]^{2-n-}$ 。其中，现在已知者有：由三个硅氧四面体联结形成的三方环；由四个硅氧四面体联结形成的四方环；由六个硅氧四面体联结成的六方环等(图 II—2—16)。

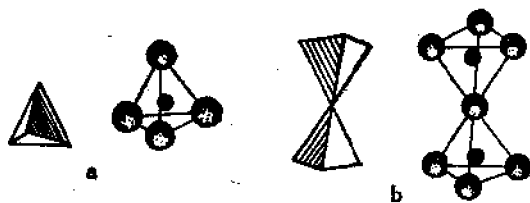


图 II—2—15 岛状硅氧四面体骨架
a—孤立硅氧四面体骨架(也是硅酸盐类骨架的基本单位)；b—硅氧双四面体骨架

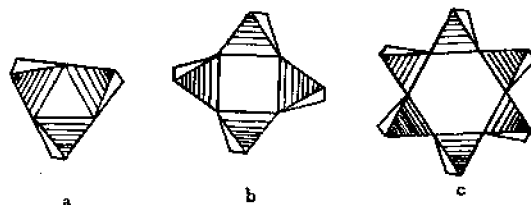


图 II—2—16 环状硅氧四面体骨架
a—三方环；b—四方环；c—六方环

3. 链状硅氧四面体骨架 该类硅氧四面体沿一个方向以桥式氧相联，并无限延伸。根据其联结方式和重复的周期不同，划分各种单链、双链及多重链。

(1) 单链状硅氧四面体骨架的每个硅氧四面体以两个角顶桥式氧与相邻的硅氧四面体相联，余两个角顶氧完全属于硅所有，可供与其它阳离子相结合。因此，这种骨架中络阴离子团表示为 $[\text{SiO}_3]_n^{2-n-}$ (图 II—2—17)。

(2) 双链状硅氧四面体骨架的两个硅氧四面体单链在侧向有共用角顶桥式氧，并沿一个方向无限延伸。角闪石的双链状骨架视为辉石的单链状骨架通过一个镜面反映成双而得。因此这种骨架中络阴离子表示为 $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_n^{4-n-}$ (图 II—2—18)。



图 II—2—17 辉石结构中的单链状硅氧四面体骨架

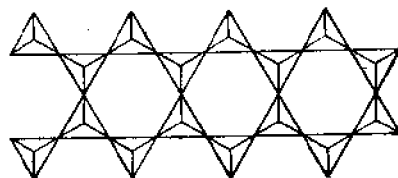


图 II—2—18 角闪石结构中的双链状硅氧四面体骨架

4. 层状硅氧四面体骨架的每个硅氧四面体均以三个角顶桥式氧分别与相邻的三个硅氧四面体相联，组成平面上无限延展的片。一个片的所有桥式氧均在同一平面(或舒缓弯曲的面)上，而非桥式氧可指向同一方向，也可以指向相反方向，因此，层状硅氧四面体骨架有多种形式。但桥式氧却都联结成六角形网片。这种络阴离子层在六角形的范围内的阴离子团可表达为 $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{2-}$ (图 II—2—19)。有时骨架中的部分硅被铝所代替，如 $[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]^{5-}$ 。

5. 架状硅氧四面体骨架的每个硅氧四面体均以其四个角顶与相邻硅氧四面体联结，构成三维空间无限扩展的骨架，即所有的氧均为桥式氧(图 II—2—20)。

石英族的矿物就具有此种结晶结构。在硅酸盐类矿物的结构中亦有此种骨架，不过，这时必须有一部分硅被铝所替代，使氧带有部分剩余电荷得以与其它阳离子结合而成铝硅酸盐。因此，可以说架状硅酸盐矿物都是铝硅酸盐。这种架状硅酸盐的络阴离子团通式写作 $[\text{Si}_{n-x}\text{Al}_x\text{O}_{2n}]^{x-}$ 。

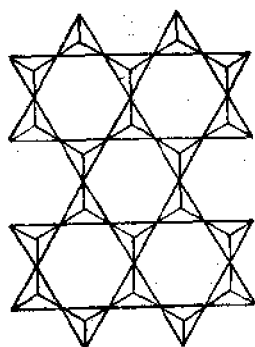


图 II—2—19 滑石结构中的层状硅氧四面体骨架

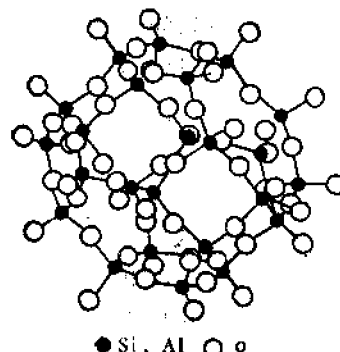


图 II—2—20 架状硅氧四面体骨架

以上列举了硅酸盐类矿物硅氧四面体骨架的主要类型。在大部分硅酸盐类矿物中，某一种矿物只有一种骨架类型。但在部分矿物中也可以有两种不同类型的骨架同时存在，如在绿帘石 $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$ 结构中，同时存在孤立硅氧四面体 $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 和硅氧双四面体 $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ 骨架。

本类矿物，除以上硅氧四面体骨架作主要络阴离子外，还可有附加阴离子。

本类矿物的阳离子，类质同像现象很普遍，附加阳离子也有类质同像替代。所以，此类矿物的化学成分常常不能以简单的分子式表示。

本类矿物的结晶习性与其结晶结构关系十分密切，特别是与骨架类型的关系更为明显。因此，当观察本类矿物的形态特征时，应注意化学式中硅氧四面体骨架类型。即链状骨架者多呈柱状、针状等一向延伸的结晶习性；具层状骨架者多呈板状、片状等二向延展的结晶习性等。

本类矿物中络阴离子与阳离子之间的结合是以离子键性质为主的。因此，多数矿物为透明或半透明，玻璃光泽。颜色决定于阳离子的种类，特别是与铁和铬、钛、锰等元素有关。含铁愈多颜色愈深，单纯以钙、镁、铝等为阳离子的硅酸盐矿物，一般为浅色或无色。

本类矿物的解理与结晶结构中硅氧四面体骨架的类型以及与阳离子的分布有关。如云母的一组极完全解理是顺着层状硅氧四面体骨架片产生。

本类矿物的硬度主要与硅氧四面体骨架相结合的阳离子电荷、离子半径以及阳离子周围直接接触的阴离子数（即配位数）有关。随着阳离子电荷的增高、半径的减小、配位数的增大，硬度逐渐增高。并且在结构中水的存在与否也影响硬度。一般来说，本类矿物的硬度是较高的。具层状硅氧四面体骨架者，因其阳离子半径大、电价低、层间有分子键存在，故硬度低。

阳离子为惰性气体型离子的硅酸盐矿物，一般无磁性，含铁的硅酸盐类矿物，则具有中等至弱磁性。本类矿物几乎都是劣导电性矿物。

本类矿物，按上述骨架类型划分相应的亚类。

（二）分述

1. 岛状硅酸盐亚类 由孤立硅氧四面体 $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 和硅氧双四面体 $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ 单独或两者一起与Si以外的阳离子结合形成的矿物。本亚类矿物的硅氧四面体和阳离子以及附加

阴离子等都具紧密排列的特点，并且阳离子电价高、半径小到中等。因而无附加阴离子者，常呈三向等长的粒状习性。当有附加阴离子存在时，呈一向延伸或一向延伸与二向延展的过渡型。前者为柱状、针状，后者为板柱状习性。该类矿物由于其阳离子不同，呈无色及各种不同彩色，多数为透明，玻璃光泽。除个别具附加阴离子者有解理外，一般无明显的解理。

(1) 橄榄石族 ($A_2[SiO_4]$)

〔化学成分〕 化学式中A为镁、铁、锰及镍、钴等。一般称橄榄石者包括富铁的铁橄榄石 $Fe_2[SiO_4]$ 和富镁的镁橄榄石 $Mg_2[SiO_4]$ 以及成分在二者之间的镁铁橄榄石，即普通橄榄石，简称橄榄石 ($Mg, Fe)_2[SiO_4]$ 。

〔形态特征〕 晶形完好者少见，常呈短柱状、厚板状，一般常呈他形粒状晶体（图 II—2—21），属斜方晶系。

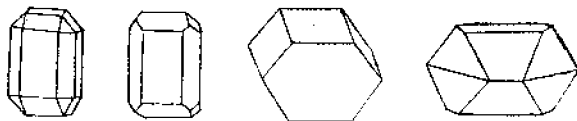


图 II—2—21 橄榄石的晶形

〔物理性质〕 浅黄、黄绿至黑绿色，随着铁含量增加而颜色变深。透明。玻璃光泽，含铁多时近金刚光泽。贝壳状断口，断口为油脂光泽。硬度6.5—7。相对密度3.22（镁橄榄石）—4.39（铁橄榄石）。劣导电性。具弱磁性。

〔成因及产状〕 主要产于基性、超基性岩中。一般不与石英共生（除铁橄榄石外）。

〔鉴定特征〕 根据其粒状外形及特殊的绿色、光泽和断口，并结合产状来识别。精确鉴定可在偏光显微镜下进行。

〔主要用途〕 镁橄榄石用于耐火砖的原料。色彩鲜艳的橄榄石巨晶可作宝石。

(2) 石榴子石族 ($A_3B_2[SiO_4]_3$)

〔化学成分〕 化学式中A为二价的钙、镁、铁及锰等；B为三价的铝、铁、铬、钛等。这些元素在A、B各自范围内可发生相当广泛的类质同像替代。

不同成分的石榴子石如表 II—2—2所示。由表可知，石榴子石族矿物包括三价阳离子为铝的铝系，即铁铝榴石系列 $(Mg, Fe, Mn)_3Al_2[SiO_4]_3$ （表 II—2—2中的1~3）和二价阳离子为钙的钙系，即钙铁榴石系列 $Ca_3(Al, Fe, Cr, Ti, V, Zr)_2[SiO_4]_3$ （表 II—2—2中的4~8）。此外，含钛多的钙铁榴石异种叫做钛榴石。

〔形态特征〕 石榴子石多呈晶形完好的晶体，常见晶形有菱形十二面体、四角三八面体及它们的聚形（图 II—2—22），属等轴晶系。集合体为粒状及致密块状。

〔物理性质〕 最常见的石榴子石颜色多数是黄褐、褐至褐黑色，也有绿黄、红褐色者，其颜色随成分而异（表 II—2—2）。玻璃光泽，有的近于金刚光泽，断口为强油脂光泽。硬度6.5—8.5。无解理，断口不平坦。相对密度3.68—4.32。通常具弱磁性（与含铁量有关）。劣导电性。

〔成因及产状〕 石榴子石主要是以各种变质岩的造岩矿物产出。

表 II—2—2 石榴子石族矿物的成分、主要物理性质及产状

名 称	化学成分	颜 色	相对密度	主 要 产 状
1 镁铝榴石	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	紫红、血红、暗红、橙红、玫瑰红、粉红	3.582	金伯利岩、蛇纹岩、橄榄岩、榴辉岩
2 铁铝榴石	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	褐红、棕红、橙红、粉红、褐、深红、黑	4.318	区域变质岩为主、花岗岩、火山岩
3 锰铝榴石	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$	深红(暗红)、桔红、玫瑰红、褐、黑	4.190	伟晶岩、锰矿床、花岗岩
4 钙铝榴石	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	红褐、黄褐、密黄、黄绿、黄、白、绿、褐	3.594	砂卡岩、热液产物
5 钙铁榴石	$Ca_2Fe_2(SiO_4)_3$	黄绿、黄、褐、红、褐黑、黑	3.859	同上。
6 钙铬榴石	$Ca_2Cr_2(SiO_4)_3$	鲜绿、翠绿、墨绿	3.900	超基性岩、砂卡岩
7 钙钒榴石	$Ca_2V_2(SiO_4)_3$	翠绿、暗绿、棕绿	3.680	碱性岩、角岩
8 钙锆榴石	$Ca_2Zr_2(SiO_4)_3$	暗棕	4.000	碱性岩、伟晶岩

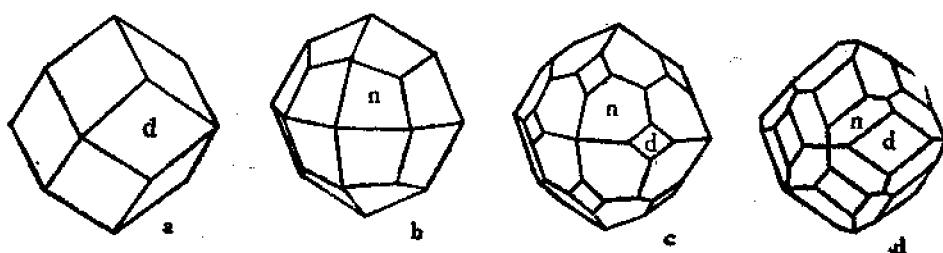


图 II—2—22 石榴子石的晶形

a—菱形十二面体；b—四角三八面体；c、d—菱形十二面体和(d)与四角三八面体(a)的聚。

〔鉴定特征〕 根据晶形、断口的光泽、高硬度、无解理，易与其它相似矿物区别。肉眼很难区别无晶形的石榴子石与其它相似矿物以及本族内不同的石榴子石种。

〔主要用途〕 石榴子石可做研磨材料、轴承，透明而色彩鲜艳者可作宝石。

(3) 红柱石 (Al_2SiO_5)

〔化学成分〕 含 Al_2O_3 63.1%。成分为 Al_2SiO_5 的矿物有多种同质多像变体 红柱石、蓝晶石、夕线石等。在此只介绍前两种，将在链状硅酸盐亚类中叙述夕线石。

〔形态特征〕 常呈横断面近正方形的柱状晶体，属斜方晶系。集合体有时呈放射状，似菊花(图II—1—12)，故称菊花石。有时含特殊的碳质包裹体，称空晶石(图II—2—23)。



图 II—2—23 空晶石的横断面

〔物理性质〕 常为灰、白、黄、褐、玫瑰、肉红或深绿色(含锰的变种)，偶见呈蓝、紫和无色者。玻璃光泽。近正交的两组柱面解理中等。硬度6.5—7.5，风化后硬度降低到4以下。相对密度3.15—3.16。无磁性。劣导电性。

〔成因及产状〕 红柱石为泥质岩石在较低的压力和温度下变质形成的造岩矿物。

〔鉴定特征〕 根据柱状单晶、菊花状集合体形态，空晶石有独特的碳质包裹物，可与其相似矿物区别。

〔主要用途〕 红柱石可做优质耐火、耐酸制品。菊花石可作建筑饰面材；空晶石巨晶质纯无瑕时，可加工成观赏石。

(4) 蓝晶石 $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$

〔化学成分〕 含 Al_2O_3 量及成分与红柱石相同，但蓝晶石可含 Cr^{3+} 。

〔形态特征〕 完好晶形为扁平的长柱状、长板状或刀片状，属三斜晶系。集合体有时呈放射状。

〔物理性质〕 一般呈蓝色，但也有白、灰、绿、黄、粉红、黑色，晶体中心部分往往颜色较深，而边部几乎呈白色。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽。柱面解理有两组，一组完全，一组中等。硬度在各个方向上显著不同：在发育完全解理的面上，平行晶体延长方向小于小刀（4—4.5），而在垂直晶体延长方向大于小刀（6—7），如图Ⅱ—1—19所示，故又称“二硬石”。相对密度3.56—3.68（大于红柱石）。无磁性。劣导电性。

〔成因及产状〕 蓝晶石为高铝岩石在中压、低温条件下经受变质时形成的变质岩造岩矿物。

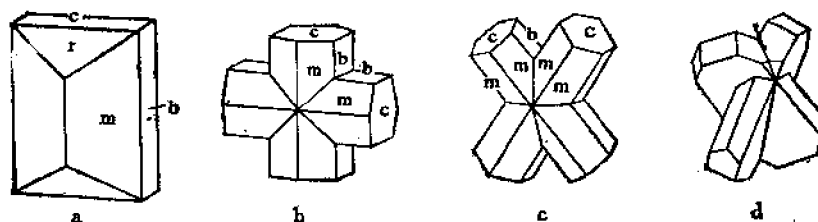
〔鉴定特征〕 根据晶形、颜色、解理以及硬度的异向性较容易识别。

〔主要用途〕 可作耐火材料，可以提取铝。

(5) 十字石 $(\text{FeAl}_4[\text{SiO}_4]_2\text{O}(\text{OH})_2)$

〔化学成分〕 它的化学成分相当于两个蓝晶石(红柱石)加氢氧化铁，即 $2\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O} + \text{Fe}(\text{OH})_2$ 。

〔形态特征〕 晶体呈短柱状，发育有近于正交或斜交的穿插双晶，形似十字，由此得名十字石。有时呈不规则的柱状、粒状单晶（图Ⅱ—2—24），属斜方晶系。



图Ⅱ—2—24 十字石的晶形
a—单晶；b、c、d—十字状双晶

〔物理性质〕 黄褐、红褐、深褐至褐黑色。玻璃光泽，但经风化后变异呈土状光泽。一组底面解理中等。硬度7—7.5。相对密度3.74—3.83（一般为3.77）。

〔成因及产状〕 十字石仅在中等温度和压力下，由富含铁、铝的泥质沉积岩变质形成。由于受原岩成分和形成条件的限制，分布不很广泛。

〔鉴定特征〕 根据在变质岩中以特别的形态和因含大量包裹物而显现粗糙化的断口等特征，易与石榴子石区别。

〔主要用途〕 可作炼铁熔剂。

(6) 绿帘石 $(\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH}))$

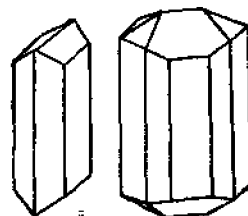
〔化学成分〕 Al 和 Fe^{3+} 呈完全类质同像替代。

〔形态特征〕 晶形完好者呈柱状(图Ⅱ—2—25), 属单斜晶系。晶面上有明显的纵纹, 除在岩石裂隙中呈晶簇外, 常呈致密块状。

〔物理性质〕 灰、黄、黄绿、绿褐色, 或近于黑色, 呈黄绿色者为最常见, 颜色随含 Fe^{3+} 量增加而变深。透明。强玻璃光泽。硬度6—6.5。一组平行于晶体延长方向解理完全。相对密度3.38—3.49 (随含铁量增加而变大)。具弱磁性。劣导电性。

〔成因及产状〕 主要为中、低温热液及变质成因。砂卡岩中早期形成的石榴子石等受热液作用后可转变成绿帘石。

〔鉴定特征〕 根据晶形、颜色、晶面纵纹、解理, 与橄榄石、石榴子石区别。



图Ⅱ—2—25 绿帘石的晶形

〔主要用途〕 色泽鲜艳的透明巨晶可作宝石。

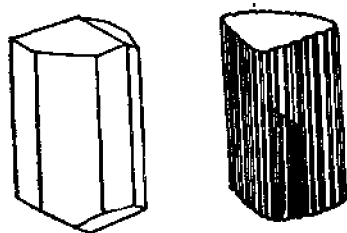
2. 环状硅酸盐亚类 本类是由环状硅氧四面体骨架组成的络阴离子团 $[\text{SiO}_3]_n^{2n-}$ 与阳离子相结合形成的硅酸盐矿物。 n 为3和4的矿物种数不多, 而且不常见, 而属 $n=6$ 的六方环状硅氧四面体骨架的矿物常见, 且重要。

(1) 绿柱石 ($\text{BeAl}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$)

〔化学成分〕 含 BeO 14.1%, Al_2O_3 19.0%。混入物有钠、钾、锂、铷、铯等碱金属和水。

〔形态特征〕 属六方晶系, 完整晶体呈六方柱状, 柱面上常有纵纹。集合体除有时呈晶簇外, 通常为柱状单体以浸染状分布于围岩中, 有时可形成巨晶。

〔物理性质〕 纯的绿柱石为无色透明。常见颜色有带绿的白色, 亦有浅黄、姜黄、黄绿、蓝绿、粉红和深的鲜绿色等。这与所含杂质或晶格缺陷有关。玻璃光泽。性脆。硬度7.5—8。柱面解理和底面解理不完全。断口为参差状或贝壳状。相对密度2.66—2.83。劣导电性。无磁性。



图Ⅱ—2—26 电气石的晶形及晶面条纹(纵纹)

〔成因及产状〕 绿柱石为热液成因, 也产于花岗岩、花岗伟晶岩中。具宝石价值的绿柱石多产于云英岩及石英脉中。

〔鉴定特征〕 根据晶形、硬度, 可与磷灰石、浅色电气石区别。

〔主要用途〕 绿柱石为提取铍的主要矿物。色泽绚丽的绿柱石是十分珍贵的宝石, 祖母绿(碧绿苍翠)、海蓝宝石(绿蓝—深蓝)就是绿柱石。

(2) 电气石 ($\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_4$)

〔化学成分〕 电气石以含硼为特征。类质同像现象普遍, 成分变化较大。

〔形态特征〕 完好晶体呈柱状, 柱面上常有纵纹, 横切面近似球面三角形(图Ⅱ—2—26), 属三方晶系。集合体呈放射状、针状、纤维状、少数为致密块状。

〔物理性质〕 颜色变化很大, 与化学成分有关。富含铁者呈黑色, 称黑电气石; 镁电气石为褐至黑色; 锂电气石为深绿、深蓝、黄、红或无色; 含锂和铯、锰者呈玫瑰色, 称红电气石。透明至半透明。玻璃光泽。硬度7—7.5。无解理。有时可有垂直柱面的裂开。相

对密度3.03—3.25 (随铁、锰含量增加而增大)。具压电性和焦电性,因此得名为电气石。具弱磁性。

〔成因及产状〕 电气石为内生成因或变质成因。生成于富含挥发分B和H₂O的环境,常见于花岗伟晶岩和气成热液矿床中。因其化学性质较稳定,常见于漂沙中。

〔鉴定特征〕 根据晶形、横切面形状、柱面上的纵纹、高硬度和无解理,可与角闪石、辉石、绿帘石、绿柱石区别。

〔主要用途〕 纯净的电气石巨晶可用于无线电、光学仪器工业,色泽美丽者可作宝石,称碧玺。细粉状者可用于研磨材料。

3. 链状硅酸盐亚类 本亚类矿物是指由链状硅氧四面体骨架组成的络阴离子与金属阳离子相结合而成的矿物。其中单链状硅酸盐的辉石族和双链状硅酸盐的角闪石族矿物是自然界分布极广,种类最多的主要造岩矿物。

本亚类矿物中的单链状硅酸盐,都不含附加阴离子(OH)⁻。除少数几种矿物如普通辉石等以外,一般很少或不存在铝替代硅的现象。双链状硅酸盐中,可以出现铝替代硅的现象,并且绝大多数含有附加阴离子(OH)⁻。

辉石和角闪石都可以有单斜和斜方晶系的对称类型。硅氧骨架的特征决定了辉石、角闪石等本亚类矿物在外部形态,表现为一向延伸,呈柱状、针状结晶习性。

本亚类矿物的光学性质与岛状、环状亚类矿物相似,但是力学性质,特别是解理明显地反映链状骨架的特征。辉石和角闪石都具两组解理,但其夹角有差异,辉石为87°(93°),角闪石为124°(56°)。

本亚类矿物,辉石一般比角闪石在地质作用中形成的要早一些,其形成温度与压力也较高,故经常见到辉石转化为角闪石的现象。

(1) 辉石族($R_2[Si_2O_6]$) 化学式中的R有两种情况,一种主要是二价的钙、镁、铁等;另一种主要是一价的钠、锂及三价的铝、铁。每类阳离子之间可彼此形成类质同像替代。

辉石族矿物晶体多呈短柱状,横截面为近正方形的八角形。颜色随阳离子种类和含量而异,含铁多者颜色较深。玻璃光泽。硬度5—7。两组柱面解理中等,其夹角近直交。相对密度3.1—3.6。劣导电性。磁性无至弱。

① 紫苏辉石($(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$)

〔形态特征〕 完好晶形常呈柱状,尤以短柱状者为常见,属斜方晶系。

〔物理性质〕 绿至绿黑、褐黑色,风化后呈紫铜色。条痕灰白色。玻璃光泽。透明。两组斜方柱解理完全,近直交(88°)。硬度5—6。相对密度3.3—3.6。具弱磁性。

〔成因及产状〕 主要见于基性火成岩中,亦在安山岩中成斑晶。见于角闪岩、变粒岩、片麻岩等变质岩中。

〔鉴定特征〕 准确地与其它斜方辉石和单斜辉石区分,须靠偏光显微镜鉴定。

〔主要用途〕 紫苏辉石在珠宝界可加工成观赏石。

② 透辉石($CaMg[Si_2O_6]$) 透辉石是透辉石 $CaMg[Si_2O_6]$ ——钙铁辉石 $CaFe[Si_2O_6]$ 类质同像系列的端员矿物。

〔形态特征〕 完整的晶形少见,晶体常呈柱状(图II—2—27),属单斜晶系。集合体一般呈粒状、致密块状和放射状。

〔物理性质〕 白、浅灰、灰绿、浅浊绿等色。硬度5.5—6.5。相对密度3.22—3.38(钙铁辉石因含铁多比重稍大3.50~3.56)。两组柱面解理中等至完全，夹角 87° (93°)。劣导电性。无磁性。

〔成因及产状〕 主要为变质及岩浆成因。

〔鉴定特征〕 根据晶形、横截面形状、颜色、解理，可与透闪石、硅灰石区别。肉眼鉴定特征不清楚时，借助偏光显微镜加以鉴定。

〔主要用途〕 具有猫眼效应的透辉石可作宝石。

③ 普通辉石 $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})[(\text{Al}, \text{Si})_2\text{O}_6]$ 除阳离子之间类质同像现象普遍之外，络阴离子中出现铝替代硅的现象，铝替代硅数量稍大。

〔形态特征〕 晶体常呈短柱状(图II—2—28)，多为粒状，属单斜晶系。集合体常为致密块状—粒状。

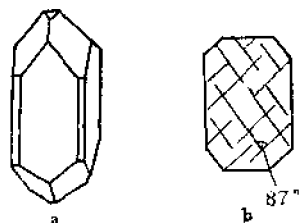


图 II—2—27 透辉石的晶形 (a)
及横截面形状和解理 (b)

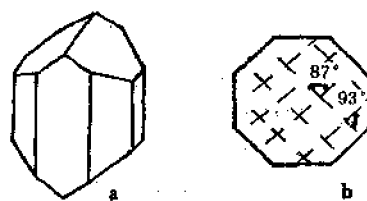


图 II—2—28 普通辉石的晶形 (a)
及横截面形状和解理 (b)

〔物理性质〕 黑绿色，少数为褐、灰褐色。含钛高时呈现紫色色调。解理特征与透辉石相同。硬度5—6。相对密度3.43—3.60。劣导电性。弱磁性。

〔成因及产状〕 主要产于基性岩浆岩，在变质岩中亦有产出，是主要造岩矿物。

〔鉴定特征〕 根据晶形、颜色和解理，与普通角闪石区别。

〔主要用途〕 普通辉石本身无实用价值，仅具地质意义。

④ 霓石 $\text{NaFe}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ 经常有 $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$ 替代 NaFe^{3+} 的类质同像。

〔形态特征〕 晶体常呈针状，晶面上有纵纹，属单斜晶系。集合体为放射状、致密块状。

〔物理性质〕 暗绿至黑绿色。条痕无色至灰白色。透明。玻璃光泽，集合体为丝绢光泽或油脂光泽。两组柱面解理完全。硬度6。相对密度3.55—3.60。具中等至弱磁性。劣导电性。

〔成因及产状〕 是碱性岩浆岩的主要造岩矿物。常与霞石、正长石共生。

〔鉴定特征〕 根据晶形、颜色及共生矿物(成因及产状)以及其较低的硬度和解理，可与电气石等相似矿物区别。

〔主要用途〕 霓石本身无实用价值，可指示岩石的成因类型。

(2) 角闪石族 $\text{R}_3(\text{Si}_4\text{O}_{11})(\text{OH})_2$ 化学式中的R有两种情况，一种是完全由二价的镁、铁组成，彼此间可以类质同像替代；另一种是R分别由一价的钠和二价的钙、镁、铁及三价的铁、铝等组成，并且它们也分别以类质同像替代。

角闪石族矿物晶体多为长柱状，横截面为近菱形的六边形。集合体呈针状、纤维状等。颜色像辉石那样，随阳离子种类和含量，尤其因铁的含量而异。两组柱面解理中等至完全，其夹角为 $56^\circ(124^\circ)$ ，且解理发育程度略高于辉石。

① 透闪石 $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ 可含少量铁，当FeO含量在6—13%时，称阳起石 $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ 。

〔形态特征〕 晶体呈长柱状、针状、毛发状，多数呈放射状，属单斜晶系。呈纤维状集合体者称角闪石石棉（透闪石石棉和阳起石石棉的统称）。有时呈致密隐晶质不同色调的绿色块体，坚韧而具刺状断口者称软玉。软玉实际上为透闪石和阳起石的隐晶致密块体。

〔物理性质〕 透闪石的颜色为白、灰、绿色；阳起石呈浅—深绿色，具不同色调。透明。玻璃光泽。硬度5—6。呈针状和毛发状者性脆。两组柱面解理中等至完全，其夹角为 $124^\circ(56^\circ)$ 。相对密度2.9—3.3（透闪石2.9—3.0，阳起石3.1—3.3）。劣导电性。磁性弱或无。磁性强弱、相对密度大小与含铁量呈正相关关系。

〔成因及产状〕 透闪石主要为接触变质和蚀变矿物。也产于结晶片岩中。

〔鉴定特征〕 根据晶形、横截面形状、解理及其夹角，可与辉石族矿物区别。透闪石不溶于盐酸，与硅灰石 $\text{Ca}[\text{Si}_3\text{O}_9]$ 区别。

〔主要用途〕 角闪石石棉，具耐火、耐酸碱、绝缘等特征，有些角闪石石棉还具有一定的过滤性，因而广泛应用于工业上。软玉是重要的玉石材料。

② 普通角闪石 $(\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$ 成分比较复杂，呈类质同像替代的元素种类较多。

〔形态特征〕 晶体呈长柱状，有时呈纤维状集合体。单体的横截面为菱形或近菱形的六边形（图II—2—29）。

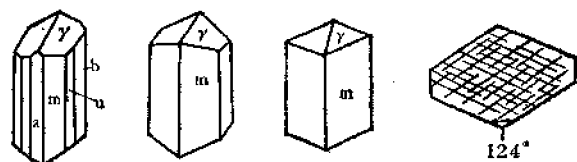


图 II—2—29 普通角闪石的晶形、横截面形状及解理

〔物理性质〕 暗绿—绿黑，有时为褐色。玻璃光泽。透明至半透明。两组斜方柱解理中等至完全，其夹角为 $56^\circ(124^\circ)$ 。硬度5—6。相对密度3.02—3.45。劣导电性。具弱磁性。

〔成因及产状〕 普通角闪石为中、酸性岩浆岩和变质岩的主要造岩矿物。

〔鉴定特征〕 根据晶形、横截面形状、颜色、解理及其夹角，可与普通辉石区别。准确鉴定需借助偏光显微镜。

〔主要用途〕 普通角闪石本身无实用价值，对矿物学、岩石学的理论意义较大。

(3) 夕线石 $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$ 化学成分比较稳定，与红柱石相同。有时少量 Fe^{3+} 以类质同像替代Al。

〔形态特征〕 属斜方晶系。单体常呈长柱状或针状，柱面上可见有纵纹和横向裂纹。集合体常呈放射状、束状、纤维状。亦可在其它矿物如石英、长石中以毛发状包裹体产

出。

〔物理性质〕 白、灰、浅褐、浅绿等色。透明。玻璃光泽。一组柱面解理完全。硬度6.5—7.5（一般为7）。性脆。相对密度3.23—3.27。劣导电性。无磁性。

〔成因及产状〕 夕线石产于富铝泥质岩的高级变质相带中。

〔鉴定特征〕 根据形态、解理及成因产状鉴别之。

〔主要用途〕 用于高级耐火材料。

4. 层状硅酸盐亚类 本亚类矿物是由层状硅氧四面体骨架组成的络阴离子 $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$ 和附加阴离子 $(\text{OH})^-$ 与骨架外的阳离子结合形成的矿物。都是含水的矿物。

本亚类矿物的晶体几乎都呈板状或片状，底面解理完全到极完全，硬度和相对密度一般都较低。

本亚类矿物，粒径较粗大时，可根据形态、物性，与其它矿物区别。但属本亚类的多数矿物粒径极细，故在鉴定、研究时，除采用一般方法外，应采用热分析、红外光谱分析和电子显微镜等仪器分析方法。

本亚类矿物可以在各种地质作用中生成，但在表生作用中形成最为普遍，并具有较大的稳定性。

（1）滑石 $(\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2)$ 化学成分比较稳定，有时部分硅被铝所替代，常含少量铁、镍等杂质。

〔形态特征〕 属单斜晶系，晶体微细，呈六方或菱形板状，但很少见。通常呈致密块状，片状或鳞片状集合体。

〔物理性质〕 纯者为无色透明、白或灰白色，有时微带浅黄、浅褐、浅绿、粉红等色调的白色。颜色变化受杂质影响。玻璃光泽。一组解理极完全。解理面呈现珍珠光泽晕彩。致密块状者呈贝壳状断口。硬度1。富有滑腻感（由此得名）。解理薄片具挠性。相对密度2.58—2.83。劣导电性。无磁性。耐热、耐酸。

〔成因及产状〕 滑石为富镁岩石受热液蚀变作用的产物。区域变质作用中也可形成。

〔鉴定特征〕 根据低硬度、滑腻感、片状滑石具极完全解理，可与叶蜡石、块状蛇纹石区别。

〔主要用途〕 广泛应用于造纸、陶瓷、橡胶、油漆、染料、化妆品、铸造等工业。

（2）叶蜡石 $(\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2)$

〔化学成分〕 化学成分一般相当纯净，且变化不大。

〔形态特征〕 属单斜晶系，单晶体极为罕见。集合体常呈叶片状、鳞片状或致密块状。隐晶质块状体多持有玉石名称，如寿山石、冻石、青田石等。

〔物理性质〕 质纯者为白色，或有浅黄、浅蓝、浅绿或灰色。半透明。块状者呈油脂光泽，解理面显珍珠光泽。一组解理完全。硬度1—2。叶片柔软，有滑感。无弹性。相对密度2.65—2.90。无磁性。劣导电性。

〔成因及产状〕 叶蜡石主要由酸性喷出岩经热液蚀变而成。亦产于某些富铝的变质岩中。

〔鉴定特征〕 形态、硬度、颜色和滑感等，与滑石相似，用硝酸钴法加以区别。

〔主要用途〕 在工业上可代替滑石的一部分用途。色泽鲜艳的块状体是重要的玉石原料。

(3) 白云母 ($K\{Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$)

〔化学成分〕 白云母类质同像替代较广泛，常见混入物有钡、锰、钒、钠、铬等。当 $Si:Al > 3:1$ 时，称多硅白云母；当 K^+ 部分地被 H_2O^+ 置换时，称水白云母。

〔形态特征〕 单体呈扁平的假六方柱（板状），属单斜晶系。一般呈片状、鳞片状集合体，亦有板状集合体，具有丝绸光泽，呈细小鳞片状集合体产出的白云母称绢云母。

〔物理性质〕 一般无色透明。因含不同的杂质，带不同色调。含铬或含铁时带绿色，含锂时带玫瑰色，含少量锰而不含 Fe^{2+} 时呈茶色，含 Fe^{2+} 时显浅黄、褐色，含 Fe^{3+} 同时含 Ti 时呈红色。玻璃光泽，解理面显珍珠光泽。一组解理极完全。薄片具弹性。硬度 2.5—3。相对密度 2.76—3.10。劣导电性。无磁性。

〔成因及产状〕 在自然界分布很广，为花岗岩和花岗伟晶岩等酸性岩浆岩的主要造岩矿物。在变质岩和热液蚀变岩中多以绢云母产出。

〔鉴定特征〕 根据一组极完全解理和薄片具弹性以及较浅的颜色，可与其它矿物区别。

〔主要用途〕 作为绝缘材料广泛应用于电器工业。边角料及细小晶片用于建筑、耐火及橡胶等工业。

(4) 黑云母 ($K\{(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2\}$)

〔化学成分〕 成分不稳定，类质同像替代广泛，尤其 $Mg-Fe$ 之间为完全类质同像。成分中一般为 $Mg:Fe < 2$ 。当 $Mg:Fe > 2$ 时，称金云母，含铁量特别高者为铁黑云母。因此，黑云母是金云母与铁黑云母的中间类型。

〔形态特征〕 与白云母相同。

〔物理性质〕 黑云母一般颜色较深，呈深褐和黑色，有时带有红或绿色调；金云母通常呈现黄棕—褐红色，有时也有无色者。黑云母和金云母均透明。玻璃光泽。硬度 2.5—3。一组解理极完全。薄片具弹性。相对密度 2.7—3.3，随含铁量增高而增大。劣导电性。具中等至弱磁性。

金云母以棕色为常见，浅色（近无色）者相似于白云母，但白云母不溶于硫酸。

〔成因及产状〕 黑云母主要产于岩浆岩和变质岩中，金云母主要产于变质岩中。

〔鉴定特征〕 黑云母根据颜色可与白云母区别。

〔主要用途〕 黑云母细小片被用于建材充填物，如云母沥青毡，金云母质纯色浅者与白云母的用途相同，且其抗热性优于白云母。

(5) 绿泥石 ($(Mg, Al, Fe)_3[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2$)

绿泥石族矿物是一个成分和结晶结构特别复杂的类质同像系列。富含镁的一组绿泥石矿物统称为正绿泥石，富含铁并且大部分成胶体状的绿泥石统称为鳞绿泥石。通常把这些矿物统称为绿泥石。

〔形态特征〕 属单斜或三斜晶系，单晶呈假六方片状或板状，但很少见。集合体常呈鳞片状和隐晶质块体。

〔物理性质〕 绿泥石多呈各种不同深浅的绿色，含铁多者色深。透明。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽，隐晶质集合体呈蜡状光泽或油脂光泽。一组解理极完全。硬度 2—2.5。相对密度 2.68—3.40。磁性无至弱。硬度、相对密度、磁性随含铁量增高而增大。

〔成因及产状〕 主要是含镁或含铁的泥质岩石受低温热液作用或浅变质作用生成。鳞

绿泥石为还原环境下沉积生成。

〔鉴定特征〕 根据形态、颜色及低的硬度，与云母区别。各种绿泥石之间的区别则借助化学分析、X射线分析等方法。

〔主要用途〕 当磷绿泥石大量积聚时可作铁矿石加以利用。

(6) 高岭石 $(\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_2)$
(山名)，因该地所产高岭土质地优良，在国内外久享盛名。

高岭石一名来自我国江西省景德镇的高岭

高岭石为高岭土的主要组成矿物，但在高岭土中选出单纯的高岭石是很困难的。因此，常把高岭石为主要成分的高岭土作为研究对象。

〔形态特征〕 多为隐晶质致密块状和土状集合体。在电子显微镜下可观察到其单体形态，呈六角形板状，书本状集合体(图 II—2—30)。

〔物理性质〕 为白色，有时因含各种杂质而带有浅黄、浅褐、红、绿、蓝等色调。土状光泽。干燥的土状块体易捏碎成粉末。硬度2—3。干燥时有吸水性(粘舌)，潮湿后有可塑性，但不膨胀。相对密度2.61—2.68。

〔成因及产状〕 主要是由富含铝硅酸盐的岩浆岩和变质岩风化而形成的。另外，还可以在低温热液作用下，当含 CO_2 的酸性水溶液作用于不含碱的铝硅酸盐和硅酸时，引起高岭石化而形成。

〔鉴定特征〕 根据致密土状块体、易于以手捏碎成粉末、吸水性、加水具可塑性而不膨胀等特征，区别于其它相似矿物，如蒙脱石。

详细鉴定必须借助电子显微镜、X射线分析等方法。

〔主要用途〕 颜色白、不含砂粒、较纯的高岭土是陶瓷的主要原料(俗称白土、陶土)；在造纸、橡胶工业中作填充原料。

(7) 蛇纹石 $(\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_2)$ 蛇纹石按其晶胞特征可划分叶蛇纹石、利蛇纹石和纤维蛇纹石，但因肉眼不易区分，一般统称为蛇纹石。

〔化学成分〕 化学成分比较稳定，虽有一些类质同像混入物存在，但含量都很少。

〔形态特征〕 蛇纹石的单晶极为罕见。一般呈鳞片状(叶蛇纹石)，并多呈致密块状(利蛇纹石)、纤维状(纤维蛇纹石)集合体。也有呈胶状隐晶质集合体者。有时被揉动而带有滑动痕迹。纤维状变种称蛇纹石石棉(纤维蛇纹石)。

〔物理性质〕 具有绿、黑绿和黄绿色等各种色调，常有蛇皮状的青、绿色斑纹，由此得名为蛇纹石。油脂光泽或蜡状光泽，纤维蛇纹石(石棉)具丝绸光泽。硬度2.5—3.5(集合体的假硬度)。相对密度2.2—2.7。具有耐火、耐碱性能，但易溶于盐酸。

〔成因及产状〕 蛇纹石为富镁岩石如超基性岩、白云岩等经热液蚀变作用而形成。



图 II—2—30 扫描电镜下高岭石的晶形
(据于众等, 1981)
($\times 2200$) 甘肃庆阳, 砂岩粒间间隙中自生长大的高岭石

〔鉴定特征〕 根据颜色、光泽、硬度可与滑石、叶蜡石等相似矿物区别。详细鉴定必须借助热分析、X射线分析等方法。

蛇纹石石棉易溶于盐酸，区别于角闪石石棉。

〔主要用途〕 质纯而纤维长的蛇纹石石棉，可制作防火、隔热的石棉布，短绒状石棉可制作石棉水泥瓦、石棉水泥管等建筑用绝缘材料。色彩绚丽的隐晶质块状蛇纹石可作细工石材、玉器材料。蛇纹岩在冶金工业上用作耐火砖原料，也是制造钙镁磷肥的主要原料。

(8) 蒙脱石 $(\text{Na}_x\text{Al}_2[\text{AlSi}_{4-x}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O})$ 又称微晶高岭石或胶岭石。成分复杂，变化不定。

〔形态特征〕 常呈土状隐晶质块体，有时成细小鳞片状集合体。

〔物理性质〕 白色，有时为浅灰、粉红、浅绿色。含铁高的绿高岭石为黄绿、褐绿色。土状光泽，致密块状者显蜡状光泽。鳞片状者具一组完全解理。硬度2—2.5。相对密度2—3。柔软。有滑感。加水膨胀，体积增加几倍，并变成糊状物。具有很强的吸附力和阳离子交换能力。劣导电性。无磁性。

〔成因及产状〕 蒙脱石是斑脱岩、膨润土和漂白土中最主要的组成矿物，主要是基性的火山凝灰岩和火山灰风化形成。产于低温热液蚀变和变质的粘土质岩石中。形成时要求富镁贫钾，pH值较高。

〔鉴定特征〕 根据加水膨胀，与高岭石区别。准确鉴定需借助X射线分析、热分析和电镜观察等方法。

〔主要用途〕 用于油脂、石油和纺织工业。亦可用于陶瓷、染料、橡胶、肥皂、化妆品和造纸工业。

5. 架状硅酸盐亚类 本亚类矿物是由架状硅氧四面体骨架组成的络阴离子 $[\text{Z}_x\text{Si}_{n-x}\text{O}_{2n}]^{x-}$ 与金属阳离子相结合形成的硅酸盐矿物。通常Z为铝，极个别情况下为 Be^{2+} 、 Fe^{3+} 等。因此，一般情况下架状硅酸盐矿物属铝硅酸盐，络阴离子写成 $[\text{Al}_x\text{Si}_{n-x}\text{O}_{2n}]^{x-}$ 。铝的原子数通常不超过硅的一半。

本亚类矿物包括长石、霞石、白榴石、方钠石、方柱石族以及沸石族等。在这里仅对长石和霞石族的几种主要矿物略加介绍。

(1) 长石族 长石族矿物是地壳中分布很广的造岩矿物之一。在岩浆岩中出现60%，变质岩中出现30%，沉积岩中出现10%。详细鉴别和研究长石对岩石学及对长石的利用方面都是非常重要的。但应该指出，单凭肉眼观察不可能达到详细研究的目的。然而，首先以肉眼把长石与其它矿物区分开，并且鉴别出亚族或种，这是应当作到的。

长石族按其骨架外阳离子可分为：碱性长石（钾—钠长石）、斜长石（钠—钙长石）和钡长石（钾—钡长石）三个亚族。钡长石亚族不常见，本篇不作介绍。

I 碱性长石（简称碱长石）亚族 本亚族是钾长石 $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ 与钠长石 $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ 的类质同像混晶系列。但不是完全类质同像系列，而是受温度的影响明显，在高温时形成混晶，当温度下降时分离，形成钾长石和钠长石构成的连晶，即形成条纹长石。

碱长石包括透长石、正长石、微斜长石以及钠长石等。钠长石又属于斜长石亚族。由于透长石、正长石和微斜长石的成分均为 $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ ，故又称它们为钾长石。

① 透长石 ($\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$)

〔化学成分〕 成分纯者极少见，常含数量不等的钠长石分子，有时还可含少量钡、铷和钙等杂质。

〔形态特征〕 完好晶形呈短柱状、板状，属单斜晶系。一般呈星散状分布在岩石之中。

〔物理性质〕 经常为无色透明（由此得名）。玻璃光泽。两组解理完全，并且相互垂直。硬度6。相对密度2.55—2.58。劣导电性。无磁性。为正长石的高温亚种。

〔成因及产状〕 主要产于酸性或碱性喷出岩中。

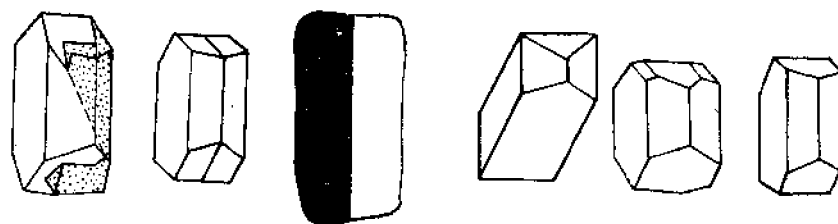
〔鉴定特征〕 根据晶形、解理，可与石英区别。

〔主要用途〕 透长石可作收藏石。

② 正长石 ($K[AlSi_3O_8]$)

〔化学成分〕 理论组分为 $KAlSi_3O_8$ ，但常含有 $NaAlSi_3O_8$ （最高可达一半）。还常含钡、铷、铯等混入物。

〔形态特征〕 外形可具单斜晶系对称的特点，但结晶结构却属三斜晶系。单晶为短柱状或不规则粒状，常具有卡式双晶（图Ⅱ—2—31）。



图Ⅱ—2—31 正长石的晶形—单晶和双晶

〔物理性质〕 常为肉红、粉红、浅黄或褐黄以及白色等。无色透明的低温亚种称冰长石。有时也略呈浅黄或浅绿色调。透明。玻璃光泽。两组解理正交，一组完全，另一组中等。硬度6。相对密度2.56—2.58。劣导电性。无磁性。

〔成因及产状〕 正长石为中、酸性及碱性岩岩浆岩和变质岩的主要造岩矿物之一。沉积岩中也有产出。

〔鉴定特征〕 在一般岩浆岩及变质岩中，首先可根据有无解理，并参考透明度，与石英区分；钾长石与钠长石只在高温时能够形成类质同像混晶，低温时通常钠长石呈细小的弯曲条纹，产于钾长石中，这种条纹在解理面或其它破碎面上清晰可见。具这种条纹者即可定为条纹长石。当颗粒较大时，可根据解理交角（正交）区别于斜长石。应当注意区别条纹长石的条纹与斜长石的聚片双晶纹（平直）。

另外，根据晶形、双晶、颜色、硬度、解理，可与石英、方解石区别。

〔主要用途〕 正长石主要用于陶瓷和玻璃工业。

③ 微斜长石 ($(K, Na)[AlSi_3O_8]$)

〔形态特征〕 晶形与正长石相似，但极少见，常呈致密块状产出。有时具有因类质同像分离而成的条纹构造。微斜长石中双晶普遍发育，而且复杂，如格子双晶（显微镜下可见）。微斜长石在伟晶岩中产出时，常与石英构成富有特征的文象结构（见图Ⅲ—1—5）。

〔物理性质〕 颜色与正长石相同，多呈肉红色。含Rb、Cs时呈绿色（称天河石），但不均一，绿色集中于外面或呈细小脉状、透镜状和不规则斑点分布于内部。玻璃光泽。解理面略具珍珠光泽。硬度6—6.5。两组解理完全，交角近90°(89°40′—87°30′，微微斜交因而得名为微斜长石)。劣导电性。无磁性。

〔成因及产状〕 微斜长石是花岗伟晶岩的主要矿物之一，在酸性、中性岩中比正长石还多。也出现于变质岩和沉积岩中。

〔鉴定特征〕 根据颜色的不均一、条纹构造，与其它碱性长石区别。精确鉴定，可在偏光显微镜下进行。

〔主要用途〕 除与正长石的用途相同之外，当Rb、Cs集中，大量出现天河石时，可提取铷、铯。另外，色彩绚丽的天河石可作玉石材料。

Ⅱ 斜长石亚族 本亚族是钠长石 $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ （以Ab表示）与钙长石 $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_6]$ （以An表示）系列的矿物。它们在成分上为连续固溶体系列，按其化学组分中钙长石（An）分子的含量分为六个矿物种，一般又将此六种斜长石合并为三种斜长石（表Ⅱ—2—3）。各种斜长石的成分和结晶结构虽然不尽相同，但基本上是属于单斜和三斜晶系，而且具有极相似的结晶结构，因而表现相似的形态和类似的物理性质。

表 Ⅱ—2—3 按Ab—An的比例（%）划分的斜长石种属

斜 长 石 分 类 名 称	An含量（%）
酸 性 斜 长 石	钠 长 石
	更长石（奥长石）
中 性 斜 长 石	中 长 石
基 性 斜 长 石	拉 长 石
	培 长 石
	钙 长 石

〔形态特征〕 通常呈板状及板柱状晶体。在岩石中常呈板状或不规则粒状。肉眼也能观察到聚片双晶（图Ⅱ—2—32）。

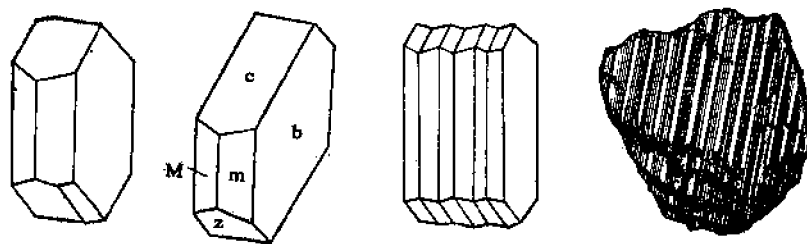


图 Ⅱ—2—32 斜长石的晶形—单晶和双晶

〔物理性质〕 一般为白色，或带灰、浅红、浅绿、浅黄等色调。基性斜长石颜色较暗，其中拉长石在解理面上沿一定方向有时可见美丽的蓝绿、紫红、金黄等色调的晕色。玻璃

光泽。硬度 6—6.5。两组解理完全，交角 $86^{\circ}24'$ — $86^{\circ}50'$ 。相对密度 2.55—2.76，随 An 组分的增加而增大。劣导电性。无磁性。

〔成因及产状〕 斜长石为岩浆岩与变质岩的主要造岩矿物，为岩石分类命名的重要标志。在沉积岩中也有产出。

〔鉴定特征〕 用肉眼区别于钾长石的唯一可靠依据是斜长石具聚片双晶。在无双晶情况下（尽管这种情况较少见），可借助偏光显微镜来鉴定。在岩石中的斜长石，根据双晶、有无解理及透明度，可与石英区分。

〔主要用途〕 斜长石可作为玻璃或陶瓷原料。具有晕彩的拉长石或月长石可作宝石原料。

（2）霞石族 霞石族与白榴石族、方钠石族、方柱石族等矿物统称为似长石（副长石）矿物。它们与长石族矿物相似，但 SiO_2 含量较低，一般不与石英共生。似长石矿物结晶结构松弛，具有较大的空洞，易于容纳半径较大的钾、钠、钙、锂、铯等阳离子，以及氟、氯、羟基、碳酸根等较大的附加阴离子或络阴离子团。它们与长石族矿物比较，相对密度和硬度都较低，但与沸石族矿物相比，又都偏高。

霞石族矿物的一般化学式为 $\text{R}[\text{AlSiO}_4]$ ，其中 R 为 Li、K、Na 等，在高温时 $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ — $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$ 可形成完全类质同像。

① 霞石 ($\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$ 或简化为 $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$)

〔形态特征〕 单晶常呈六方柱状、短柱状或厚板状，属六方晶系。常见者为粒状或致密块状集合体。

〔物理性质〕 纯净的霞石晶体为无色透明。通常为白、灰或微带浅黄、浅绿、浅红、浅褐、浅蓝等色调。晶面呈玻璃光泽，断口显油脂光泽（称脂光石）。条痕无色或白色。解理不完全至极不完全，具贝壳状断口。性脆。硬度 5—6。相对密度 2.55—2.66。无磁性。劣导电性。溶解于盐酸中成胶状体。

〔成因及产状〕 产于富 Na_2O 而贫 SiO_2 的碱性岩中的典型矿物，不与石英共生。

〔鉴定特征〕 根据断口的光泽和无解理，与长石区别；根据硬度、较易风化，易溶于盐酸而成胶状物，与石英区别。

〔主要用途〕 用于玻璃、陶瓷业；制造苏打和蓝色颜料；并可作为炼铝原料。

二、其它含氧盐

除硅酸盐类矿物以外，含氧盐矿物尚有磷酸盐、硫酸盐、碳酸盐和钨酸盐类等。

（一）磷酸盐类

本类矿物是金属阳离子与磷酸根 $[\text{PO}_4]^{3-}$ 络阴离子团结合形成的矿物。

本类矿物按阳离子的半径、电价不同划分若干类型，这里仅介绍 $[\text{PO}_4]^{3-}$ 与大半径二价阳离子 Ca^{2+} 结合形成的矿物——磷灰石。

磷灰石 ($\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$)

〔化学成分〕 含 P_2O_5 可达 41.36%。自然界常见的磷灰石为氟磷灰石 $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ 。此外，还有氯磷灰石 $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$ 和羟磷灰石 $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{OH}$ 等。

〔形态特征〕 晶形完好者呈六方柱状、板状，属六方晶系。集合体为粒状、致密块状，由表生作用形成者呈纤维状、土状和结核状。

〔物理性质〕 纯净者为无色透明，但很少见。一般呈浅的黄、褐、绿、黄褐、褐红、

紫等色。亦有深灰到黑色（沉积型）者。玻璃光泽，断口呈油脂光泽。平行六方柱底面和柱面的解理不完全。硬度 5。相对密度 3.18—3.21。无磁性。劣导电性。加热后常可出现磷光。

〔成因及产状〕 磷灰石产于各种地质作用所形成的岩石中。在沉积岩、变质岩及碱性岩浆岩中均可形成具工业价值的矿床；此外，由生物作用亦可形成磷灰石。

〔鉴定特征〕 磷灰石晶体颗粒大时，根据其晶形、颜色、光泽、不完全解理和硬度以及发光性，可与绿柱石、石英区别；沉积型磷灰石（粒状、块状、结核状胶磷矿）因其颗粒细小，需用化学鉴定法鉴别之。

〔主要用途〕 主要用于制造磷肥，还可作提取纯磷，制磷酸及各种磷酸盐的原料。

（二）硫酸盐类

本类矿物是指金属阳离子与硫酸根 $[\text{SO}_4]^{2-}$ 络阴离子相结合形成的矿物。自然界中发现的硫酸盐类矿物约有 180 种。约占地壳重量的 0.1%。

本类矿物多用作非金属矿物原料，从部分硫酸盐矿物中亦可提取铯、铅等金属。

本类矿物的络阴离子 $[\text{SO}_4]^{2-}$ 半径很大，要求与大半径的二价阳离子相结合，形成稳定的结晶格架，若与小半径的阳离子相结合，往往在阳离子表面围上一层水分子形成含结晶水的硫酸盐。本类矿物大部分是其络阴离子 $[\text{SO}_4]^{2-}$ 呈独立状态与阳离子相结合，因此，本类矿物的形态主要决定于结构中阳离子的排布，如多呈板状、柱状结晶习性。硫酸盐矿物的络阴离子中 S—O 为共价键相结合， $[\text{SO}_4]^{2-}$ 与金属阳离子之间为离子键相结合，所以本类矿物除阳离子中含有铜、铁者带颜色以外，一般呈白、灰白或无色。多数为玻璃光泽，少数为金刚光泽。透明至半透明。一般硬度不大（2—4），含水者硬度更低（1—2）。相对密度和解理则视矿物不同而不同。

众所周知，硫属于变价的多电价元素，硫酸盐中的硫是以最高价态（ S^{6+} ）出现的，所以，本类矿物是在氧浓度很高的条件下形成的。多数为表生成因，亦有热液成因者。

本类矿物因色浅、硬度小、表生成因为主，与碳酸盐类矿物的特征相似，但加 HCl 不起泡。

1. 重晶石（ $\text{Ba}[\text{SO}_4]$ ）

一般都含有不同量的铯、铅，以类质同像替代钡。其中 Ba—Sr 之间为完全类质同像，即重晶石—天青石；含铅在 17—22% 者为北投石（Ba, Pb） $[\text{SO}_4]$ 。北投石首次发现于我国台湾省北投温泉，因此而得名。

〔形态特征〕 完好晶形常呈板状、柱状，少数情况下呈粒状（图 II—2—33），属斜方晶系。集合体为板状，少数呈致密块状，或具同心带状构造的钟乳状体和具放射状构造的球形和椭圆形结核。

〔物理性质〕 纯净的晶体为无色透明，一般呈白、灰色，可因含杂质而被染成黄白、灰白、浅黄、淡红、淡褐等色。条痕白色。玻璃光泽，解理面显珍珠光泽。性脆。三组解理完全，其中两组（斜方柱）解理斜交，另一组与此两组正交。硬度 3—3.5。相对密度 4.3—4.5。无磁性。劣导电性。

〔成因及产状〕 重晶石主要为热液成因，沉积岩中亦有产出。

〔鉴定特征〕 根据晶形、解理、相对密度，遇盐酸不起泡等特征，可与方解石、萤石、石英、长石区别。

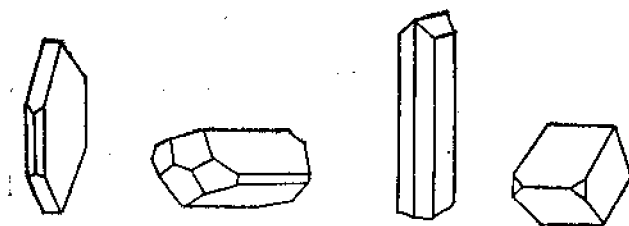


图 II—2—33 重晶石的晶形

〔主要用途〕 重晶石用于提取钡的原料。作为钻井泥浆加重剂、X射线防护剂。还可应用于玻璃、陶瓷、化工、医药等工业。

2. 石膏 ($\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

〔化学成分〕 含 CaO 32.57%， SO_3 46.50%， H_2O 20.93%。常含粘土、细砂等机械混入物。

〔形态特征〕 完好晶体常呈板状、片状，少数呈柱状、针状、粒状，属单斜晶系，常呈“燕尾”状接触双晶(图 II—2—34)。集合体多呈致密状或纤维状。细晶粒状块体称雪花石膏，纤维状集合体称纤维石膏。此外，还有土状、片状集合体。

〔物理性质〕 通常为白及无色，无色透明晶体称为透石膏，由于含不同杂质被染成灰、浅黄、浅褐等色。条痕白色。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽，纤维石膏呈丝绢光泽。硬度 2。具一组极完全解理和两组中等解理。解理片具挠性。相对密度 2.317。无磁性。劣导电性。

〔成因及产状〕 石膏主要为外生成因，产于湖海化学沉积岩中以及硫化矿床氧化带。还有热液成因的石膏，但较少见。

〔鉴定特征〕 根据形态、解理、硬度以及遇盐酸不起泡等特征，可与方解石、重晶石等相似矿物区别。

〔主要用途〕 石膏主要用于制水泥、塑造模型、医药及肥料等。农业上可用石膏粉来改良碱性土壤。极纯巨粒透石膏晶体用于光学仪器上。

(三) 碳酸盐类

本类矿物是指金属阳离子与碳酸根 $[\text{CO}_3]^{2-}$ 络阴离子结合形成的矿物。本类矿物约 80 种，占地壳重量的 1.7%。其中钙和镁的碳酸盐如方解石、白云石等是自然界分布极广的常见造岩矿物，往往构成巨厚的海成沉积岩。许多碳酸盐矿物常常是金属矿床中的重要脉石矿物，或者本身就具有工业价值。

本类矿物的络阴离子团，比一般阴离子大，但比其它络阴离子团小(0.255 nm 左右)，与阳离子相结合可形成无水碳酸盐或含水碳酸盐。本类的某些矿物还可含有附加阴离子。

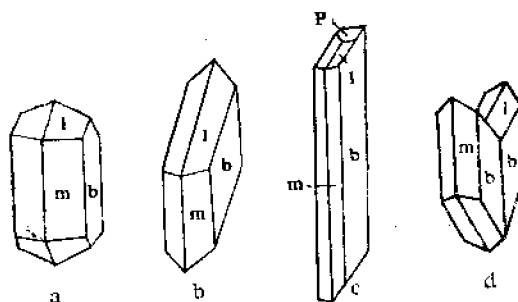


图 II—2—34 石膏的晶形—单晶 (a、b、c) 及双晶 (d)

络阴离子团内C—O之间以共价键联结，络阴离子团与团外阳离子之间则以离子键联结，故总体表现为离子键特性。

本类矿物大多数属单斜晶系和斜方晶系，亦有相当一部分矿物则属于三方、六方晶系。属等轴和四方晶系者极少。晶体形态随结晶结构和生成环境而不同，有柱状、针状、粒状等。集合体呈块状、粒状、放射状及晶簇状，当以胶体沉淀时呈钟乳状等。

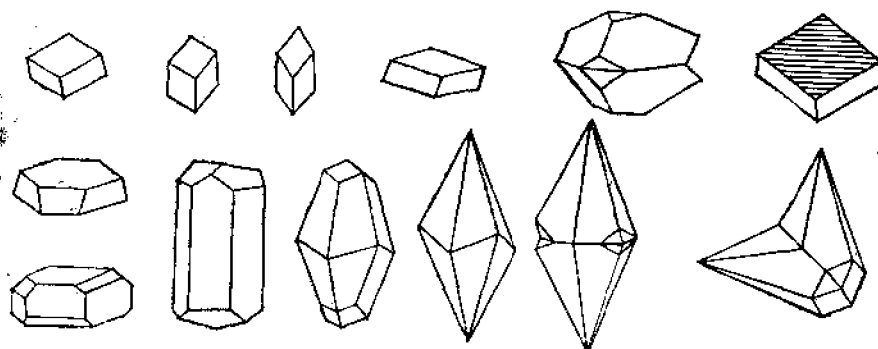
本类矿物多为无色或白色，当含有过渡型离子时，往往呈现出各种透明的彩色。均为非金属光泽，以玻璃光泽为主。硬度不大，一般在3左右，最大不超过4.5。相对密度决定于阳离子的原子量，钡、铅的碳酸盐相对密度大，其余属中等相对密度。遇盐酸、硝酸时，或多或少总要起泡，放出CO₂，但反应的难易程度有差别。

本类矿物大多数为外生成因，主要是化学沉积形成，也有金属硫化物氧化带的产物。内生成因者多数出现于热液作用中。在接触变质带和火山岩中亦有产出。

1. 方解石 (CaCO₃)

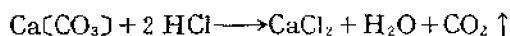
〔化学成分〕 纯净的透明方解石称冰洲石。类质同像混入物有镁、铁、锰、铅、锌和锶、钡及稀土元素（钇、铈）等。因而形成各种不同变种：如镁方解石、铁方解石等。

〔形态特征〕 常呈现晶形完好的晶体。晶形复杂，常见者为各种菱面体和六方柱以不同聚形（600余种）产出，属三方晶系。方解石经常成聚片双晶和接触双晶，聚片双晶的双晶纹平行菱形解理面的长对角线（图Ⅱ—2—35）。常见集合体形态有晶簇状、致密块状、鲕状、结核状、钟乳状、泉华状、多孔状及土状等。



图Ⅱ—2—35 方解石的单体外形及双晶

〔物理性质〕 质纯者无色透明或白色，但因含不同的杂质或晶格缺陷，而呈现各种颜色，有浅黄、浅红、紫、蓝、绿和褐黑色等。玻璃光泽。三组菱面体解理完全。硬度3。相对密度2.6—2.9（纯者为2.715）。劣导电性。无磁性。某些方解石具有热发光性（荧光或磷光）。遇冷稀盐酸剧烈起泡，其反应如下：



〔成因及产状〕 方解石见于各种成因的岩石中，由方解石组成的单矿物岩石有石灰岩（沉积岩）、大理岩（变质岩）等。

〔鉴定特征〕 根据晶形、解理、硬度以及遇盐酸起泡等特征，可与石英、重晶石、萤石、斜长石区别。根据双晶、发光性、与镁试剂不反应等特征，可与白云石、菱镁矿区分。

〔主要用途〕 广泛用于化工、冶金、建筑等工业部门；纯度高的石灰岩是塑料、维尼龙的重要原料；无裂隙和双晶的亚种冰洲石晶体 ($2.5 \times 1.2 \times 1.2 \text{ cm}^3$)，为贵重的光学材料。

2. 白云石 ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$)

〔化学成分〕 含 CaO 30.41%， MgO 21.86%。常含铁和锰。

〔形态特征〕 完好晶形多呈菱面体状，晶面常弯曲成马鞍形，属三方晶系；有时具有聚片双晶，双晶纹平行于解理面的长、短对角线（图 II—2—36）。集合体常呈粒状、致密块状，有时为多孔状、肾状。

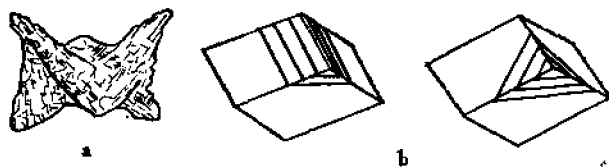


图 II—2—36 白云石的马鞍形弯曲晶面 (a) 和双晶 (b)

〔物理性质〕 纯者为白色，含铁者为灰色，微带浅黄、浅褐、浅绿色调。玻璃光泽。硬度 3.5—4。相对密度 2.85（随成分中铁、锰、锌含量的增多而增大）。三组菱面体解理完全，解理面常弯曲。有些白云石由于双晶而具有与解理斜交的裂开。性脆。劣导电性。无磁性。有些白云石在阴极射线照射下发出鲜艳的桔红色萤光。遇冷盐酸起泡不剧烈，加热则剧烈起泡。

〔成因及产状〕 白云石主要为沉积成因。亦有热液或变质成因者。

〔鉴定特征〕 根据弯曲的马鞍形晶面（解理面）、双晶纹的方向以及与盐酸的反应，可与方解石区别。根据发光性、对镁试剂的反应，可与菱镁矿、菱铁矿区别。

〔主要用途〕 白云石主要作为冶金工业用耐火材料、熔剂，并可作建筑材料和玻璃、陶瓷的配料以及化工原料。

3. 菱镁矿 ($\text{Mg}[\text{CO}_3]$)

〔化学成分〕 含 MgO 可达 47.81%。常含钙、锰和铁。含镍 (NiO 可达 29.6%) 的亚种，称河西石 ($\text{Mg, Ni}[\text{CO}_3]$)，系我国于 1960 年发现。

〔形态特征〕 完好晶形较少见，属三方晶系。集合体常呈粒状、致密块状或隐晶质块体。

〔物理性质〕 白、浅黄白或灰白色，有时呈雪白色。玻璃光泽。三组（菱面体）解理完全。性脆。硬度 3.5—4.5。相对密度 2.98—3.48（含铁者增大）。劣导电性。无磁性。在紫外线照射下发绿—蓝色萤光。粉末加冷盐酸不起泡或作用极慢，加热则剧烈起泡。

〔成因及产状〕 菱镁矿主要为变质及热液成因，少数为风化成因。

〔鉴定特征〕 根据与盐酸的反应以及发光性、与镁试剂的反应，可与方解石、白云石、菱铁矿区别。

〔主要用途〕 用于制碱性耐火砖。还可用于橡胶、造纸、陶瓷、制糖等工业。并可提取金属镁。

4. 菱铁矿 ($\text{Fe}[\text{CO}_3]$)

〔化学成分〕 含 FeO 62.01%。类质同像混入物有镁、锰等。

〔形态特征〕 属三方晶系，在晶洞中呈菱面体状或短柱状晶体，晶面常弯曲，状如马鞍。集合体通常呈粒状，致密块状。隐晶质常呈结核状、鲕状、球粒状、土状集合体。

〔物理性质〕 新鲜面为浅灰白或浅黄白色，有时微带浅褐色；风化后转为褐、棕红、黑色。透明至半透明。晶体呈玻璃光泽，隐晶质为土状光泽。硬度3.5—4.5。三组菱面体解理完全。性脆。相对密度3.7—4.0（随含 Mn 和 Mg 量增高而降低）。导电性中等。无磁性。用火煅烧后具磁性。有些菱铁矿在阴极射线照射下发桔红色萤光。

〔成因及产状〕 菱铁矿只在还原条件下的热液和沉积作用中形成。

〔鉴定特征〕 根据形态、相对密度、发光性及遇盐酸时的反应等特征，可与其它相似矿物区别。

〔主要用途〕 可作为炼铁的原料。

5. 孔雀石 ($\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$)

〔化学成分〕 含 CuO 71.95%（含铜 57.4%）。

〔形态特征〕 属单斜晶系。多面体晶形少见，常为针状、纤维状集合体，或晶簇状、钟乳状、肾状、葡萄状、皮壳状、粉末状、土状、被膜状隐晶质集合体。土状者称铜绿（或称石绿）。

〔物理性质〕 一般为绿色，但色调变化较大，从暗绿到鲜绿（孔雀绿）色。条痕为浅绿色。玻璃光泽到金刚光泽，纤维状者呈丝绸光泽。硬度3.5—4。晶体具有两组完全解理，交角为 90° 。相对密度3.9—4.5。无磁性。劣导电性。遇盐酸起泡。

〔成因及产状〕 主要产于铜矿床（或矿化点）氧化带。

〔鉴定特征〕 根据颜色及形态等特点，可与相似矿物区别。

〔主要用途〕 大量产出时，可提炼铜。质纯、色美的孔雀石可作装饰品及工艺品原料。粉末可作绿色颜料。

6. 蓝铜矿 ($\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$)

〔化学成分〕 含 CuO 69.24%（含铜 55.3%），成分相当稳定。俗称石青。

〔形态特征〕 属单斜晶系。晶体呈厚板状，短柱状、粒状，集合体常呈致密粒状，也有呈晶簇状、放射状、土状或皮壳状、被膜状等。

〔物理性质〕 呈鲜艳的深蓝色，土状块体呈浅蓝色。条痕为浅蓝色。晶体呈玻璃光泽，土状块体呈土状光泽。透明至半透明。硬度3.5—4。晶体具有两组斜交的中等解理。性脆。相对密度3.7—3.9（一般为3.773）。无磁性。劣导电性。遇盐酸起泡。

〔成因及产状〕 蓝铜矿是产于铜矿氧化带的一种次生矿物。

〔鉴定特征〕 根据颜色，常与孔雀石等铜的氧化产物共生，遇盐酸起泡，可与胆矾 $\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ 区别。

〔主要用途〕 与孔雀石相同。

（四）钨酸盐类

所谓钨酸盐矿物实际上应是钨和其它金属阳离子共同与阴离子氧结合形成的复杂氧化物。但，此处暂按习惯列于含氧盐大类之末加以介绍。

1. 白钨矿 (CaWO_4)

〔化学成分〕 含 WO_3 可达 80.6%。作为类质同像替代钨的有钼。

〔形态特征〕 完好晶形呈四方双锥（假八面体状），也有板状（图Ⅱ—2—37），属四方晶系。集合体呈不规则粒状或致密块状。

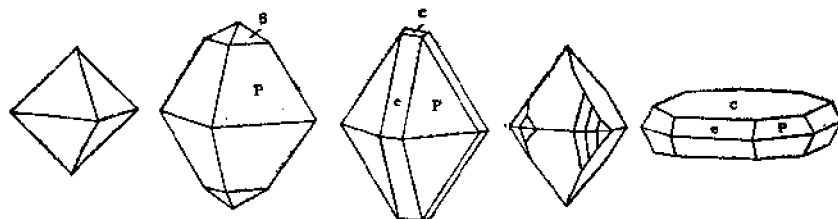


图 Ⅱ—2—37 白钨矿的晶形

〔物理性质〕 一般为灰白色，无色及白色者少见，有时略带浅黄、浅紫、浅褐等色调，也有带绿、桔黄以至带红色者。晶面呈玻璃光泽，解理和断口呈油脂光泽。半透明至透明。硬度 4.5—5。性脆。四组四方双锥解理中等。相对密度 5.8—6.2（随含钼量增多而降低）。无磁性。劣导电性。在 X 射线、紫外线照射下发出浅蓝至黄白色萤光。

〔成因及产状〕 白钨矿主要为接触交代变质成因，也有热液成因者。

〔鉴定特征〕 根据晶形、颜色、解理、发光性和相对密度，可与石英、方解石、重晶石、萤石区别。

〔主要用途〕 白钨矿为提取钨的主要矿物。

2. 黑钨矿（钨锰铁矿） $((\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4)$

〔化学成分〕 黑钨矿是钨铁矿 FeWO_4 和钨锰矿 MnWO_4 的完全类质同像系列的中间成员，其组分介于两端之间。还可含钽、铌和铈的混入物。

〔形态特征〕 黑钨矿晶体呈厚板状或短柱状，有时呈柱状、毛发状等，属单斜晶系，但完整的晶体较少见，晶面上常见纵纹。集合体多为板状。

〔物理性质〕 黑钨矿系列矿物的物理性质如表Ⅱ—2—4所示。

表 Ⅱ—2—4 黑钨矿系列矿物的物理性质

亚 种	颜色	条痕色	光泽	硬度	相对密度	磁性	导电性
钨铁矿	黑	褐	半金属光泽	4.5	7.60	中等	中等
黑钨矿	暗灰—褐黑	—		—	—	—	—
钨锰矿	黄褐—红褐	褐黄		4	7.25	弱	弱

黑钨矿系列矿物都具有一组完全解理，解理面与板状晶体的板面垂直。

〔成因及产状〕 主要为热液成因。黑钨矿在地表漂沙中产出。

〔鉴定特征〕 根据晶形、解理、相对密度、颜色及条痕，可与镜铁矿（赤铁矿）、闪锌矿、磁铁矿、铬铁矿区别。

〔主要用途〕 黑钨矿是提取钨的最主要矿物。

第六节 卤化物大类

本大类为以卤族元素氟、氯、溴、碘为唯一的阴离子或主要阴离子，与金属阳离子结合形成的矿物。在自然界已发现的本大类矿物约有 100 种独立矿物种。其中以氟化物和氯化物为主，溴化物和碘化物则极为少见。

本大类矿物在自然界虽然分布有限，矿物种数也不多，但它在国计民生中所起的作用却很大。特别是氯化物矿物中的岩盐，是人类生活中不可缺少的矿物质，也是化工、纺织、电气工业中应用极为广泛的重要原料。氟化物中的萤石 CaF_2 ，不仅作为冶金工业上的熔剂，也是化工、玻璃及陶瓷工业的原料。另外，萤石在国防工业上亦有重要用途。

阴离子氟、氯与轻金属钾、钠、钙化合时，以离子键为主，因此，阴离子呈紧密或最紧密的堆积，阳离子填充于其空隙之中。这时，尽管由于阴离子的种类及阴阳离子数的比值不同，使其结晶结构有差异，但多数是等轴结构，故在形态上以反映等轴晶系特征的三向等长晶习的形态为主。

1. 萤石（又称氟石）(CaF_2)

〔形态特征〕 属等轴晶系，晶形常呈完好立方体，少数为菱形十二面体及八面体，或由这些单形组成的聚形，常形成穿插双晶（图 II—2—38）。集合体为粒状、致密块状，偶呈土状块体。

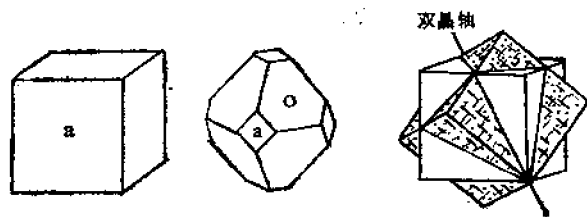


图 II—2—38 萤石的单体外形及双晶

〔物理性质〕 无色者少见，常呈各种颜色：含铈、钇、铈者呈黄色，结晶结构有缺陷者呈绿、蓝、紫色不等，含铀者呈紫黑色，此外还有呈红色等，以浅绿及浅紫色为最常见。加热时可退色。透明。玻璃光泽。硬度 4。性脆。四组八面体解理完全（见图 II—1—2d）。相对密度 3.18。受热时发出淡紫色磷光，太阳曝晒后也发磷光。阴极射线照射下发萤光（暗紫色萤石不具萤光）。无磁性。劣导电性。

〔成因及产状〕 萤石主要为热液成因，在富含挥发分的条件下形成。

〔鉴定特征〕 根据形态、颜色、解理、硬度及发光性，可与方解石、重晶石、石英区别。

〔主要用途〕 一般将萤石用作炼铁熔剂和制取氟化物的原料。无色（或色彩浅）透明、结晶完好的萤石，可磨制光学仪器原件。隐晶质色彩鲜艳者可作工艺品原料。

2. 岩盐（又称石盐或食盐）(NaCl)

〔形态特征〕 常见完好立方体晶形，属等轴晶系。集合体为粒状、块状、球状、盐华状等。

〔物理性质〕 纯净者无色透明（俗称光明盐），但常因含各种杂质而呈灰、黄、红、蓝、褐、黑等色。玻璃光泽，风化后呈油脂光泽。硬度2。性脆。三组立方体解理完全。相对密度2.1—2.2。易溶于水。味咸。固体不导电，微具导热性。溶液可电解导电。具顺磁性。

〔成因及产状〕 形成于现代干涸盐湖及古泻湖沉积层中。

〔鉴定特征〕 根据形态、解理、咸味易于识别。以火烧之则火焰呈黄色，并且炸裂。

〔主要用途〕 食用和作为防腐剂。可提取金属钠，制盐酸和其它多种化工原料。

第三篇 岩 石

岩石是一种或多种晶质及非晶质造岩矿物按一定的规律构成的固结的矿物集合体，它是地壳发展过程中各种地质作用形成的地质体，是地壳的主要组成部分。

按其成因可分为岩浆岩、沉积岩和变质岩三大类。三大类岩石之间既有区别，也相互联系（图Ⅲ—3—18）。

研究岩石的学科，称岩石学，它是地质科学中的一个分支，也是地质学中的一门重要的基础学科。其主要任务就是研究岩石的物质成分（化学成分和矿物成分）、结构、构造、产状、成因、分布规律以及岩石同构造运动、地壳发展、矿产之间的关系。

对岩石所进行的深入、系统的研究工作具有重大的理论和实际意义。

首先，由于岩石是地质作用的产物，广泛分布于地壳中，因而，它是地质作用发展历史的记录；通过对岩石的研究可以为探索 and 了解地壳的发展、变化、运动规律提供重要依据。近年来由于深部地质作用研究的进展，证明地幔也存在着一系列的岩石形成、转化的复杂过程，所以研究岩石也与了解深部地质作用密切相关。

其次，一切矿产均赋存于岩石中，并有一定的赋存规律，它表现为一定的矿产总是同一定的岩石类型有着依赖关系。通过对岩石的研究就能够为探讨、查明矿产分布规律提供资料，从而在矿产预测、寻找和开发工作中显示出岩石研究工作的经济意义或实用价值。

有关岩石的知识对于地球物理探矿工作也是相当重要的，因为岩石同各种金属矿石，石油和煤的物理性质有很大差异，这种差异往往造成地球物理场的局部异常现象，地质工作者根据地球物理探矿工作者圈定的异常能更有效地寻找矿产。同样，由于不同的岩石具有不同的物理性质，所以其地球物理场也有差异，人们根据这种差异对地壳、地幔乃至对地球可以进行更广泛、更深入的研究。

第一章 岩 浆 岩

岩浆岩（又叫火成岩）是由岩浆凝固结而成的岩石。岩浆岩同岩浆的区别有两点：一是物态不同，前者是固态，后者是液态（熔体）；二是化学成分有差别，岩浆富含挥发性物质（F、Cl、CO₂、H₂O等），而岩浆岩中挥发性物质却极少。

岩浆岩按其在地壳中形成的部位分为侵入岩和火山岩两类。

岩浆侵入地壳内部一定部位后凝固结的岩浆岩，叫侵入岩。按其形成深度又可分为深成岩和浅成岩。在地壳深部（一般限定的深度是大于3 km）形成者叫深成岩；在地壳浅部（一般限定深度是1.5至3 km）形成者叫浅成岩。侵入岩固结时的温度约在650℃至1000℃之间，压力数为MPa。

在火山活动中岩浆溢出或喷出地表凝固结的岩石，叫火山岩。按火山喷发时的状态和

构成火山岩的物质成分特征可把火山岩分为喷出岩和火山碎屑岩。岩浆溢出地表的熔岩固结而成的岩石，叫喷出岩；由爆发性火山活动产生的火山碎屑堆积物固结而成的岩石，叫火山碎屑岩。

此外，有一类岩浆岩其特征和火山岩相似，但它形成于地下的近地表处（形成深度约小于1.5 km），并在成因、时间和空间分布上同一定的火山岩有联系。这类岩石叫做次火山岩，并且也把它归入火山岩类。

岩浆岩在地壳中分布十分广泛，按质量计算，约占地壳总质量的65%，在大陆地表出露普遍。世界上的一些著名高原，像印度的德干高原，美国的哥伦比亚高原，均为巨厚的玄武岩所覆盖，整个北美洲上玄武岩约占其总面积的五分之一。在世界各大洲，花岗岩也广泛出露，如北美的巨大岩基等。此外，约占地球表面四分之三的洋底地壳几乎全部由玄武岩构成。在我国的大兴安岭、阴山、祁连山、秦岭、南岭诸山脉及东南沿海和西南诸省均有各种岩浆岩出露。据1980年统计资料，我国花岗岩出露的总面积约86万 km²，约占全国总面积的9%。在南岭地区，花岗岩出露面积占湘、粤、赣三省面积的30%。西南地区的“峨眉山玄武岩”遍布云、贵、川三省，其面积约50万 km²。

岩浆岩中蕴藏着十分丰富的矿产，如铬、镍、钒、钛、铁、钴、铜、钨、锡、铋、钼、铌、钽、铀、金刚石等。在我国许多岩浆岩地区已找到各种有价值的矿产，如山东的金刚石矿、四川的钒钛矿、江西的钨矿、长江中下游的铜、铁矿等。此外，尚有不少岩浆岩地区被圈定为含矿远景区。

第一节 岩浆岩的基本特征

岩浆岩的基本特征包括化学成分、矿物成分、结构、构造、产状、含矿性等。

一、岩浆岩的化学成分

岩浆岩的化学成分是研究岩浆岩的成因、形成的地质环境、含矿性和岩石分类、对比的重要依据，特别是对于结晶程度很低而颗粒细小并含有大量玻璃质的喷出岩更具有特别重要的意义。

据目前研究，地壳中的九十余种天然元素在岩浆岩中均已发现，但各个元素的含量却极不相同，其中最主要的是O、Si、Al、Fe、Ca、Mg、Na、K，其次是Ti、Mn、P、H，这些元素占岩浆岩总重量的99%以上，其余的元素含量很少，其总量不超过1%。

岩浆岩的平均化学成分列于表Ⅲ—1—1中。

从表中可以看出岩浆岩的平均化学成分非常接近于地壳的平均化学成分（参阅第一篇第二章第一节），这是因为岩浆岩约占地壳总重量的三分之二的缘故。岩浆岩中SiO₂的含量最多，约为三分之二，因此，其含量的变化对岩浆岩的特征有重要影响。岩浆岩中的Al₂O₃含量占第二位，约为六分之一，它在岩浆岩中的作用也不容忽视。

各种岩浆岩的化学成分数据（氧化物重量百分数）如图Ⅲ—1—1所示。由图可以清楚地看出岩浆岩中化学成分的变化规律：

1. MgO 和 FeO 的变化趋势一致，二者随 SiO₂含量的增加而急剧减少，特别是 MgO 的变化幅度更大；

2. CaO 和 Al₂O₃ 的变化趋势基本一致，它们在 SiO₂含量为 45—50% 的区段上出现峰

表 III—1—1 岩浆岩平均化学成分

氧 化 物	世界 (5159)* 1924	中国 (611) (1963, 黎彤等)	氧 化 物	世界 (5159) 1924	中国 (611) (1963, 黎彤等)
SiO ₂	59.14	60.78	H ₂ O	1.15	1.05
Al ₂ O ₃	15.34	14.82	TiO ₂	1.05	1.00
Fe ₂ O ₃	3.08	2.63	P ₂ O ₅	0.30	0.35
FeO	3.80	4.11	MnO	0.12	0.14
MgO	3.49	3.70	CO ₂	0.10	0.43
CaO	5.08	4.34	其 他	0.38	
Na ₂ O	3.84	3.49	总 计	100.00	
K ₂ O	3.13	2.98			

* 表中括号内的数字样品数。

值, 当 SiO₂ < 45% 时, 其含量不多, 而在 SiO₂ > 50% 时, CaO 明显下降, 但 Al₂O₃ 仅略有下降, 曲线基本上水平延伸,

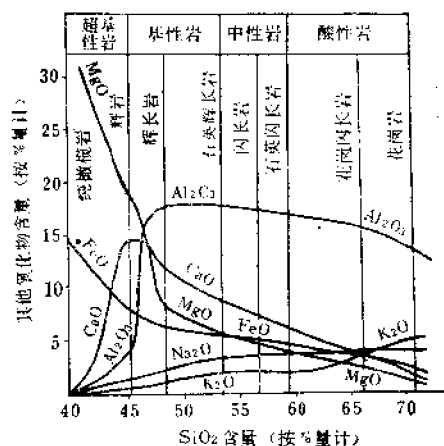


图 III—1—1 岩浆岩中 SiO₂ 含量同其他氧化物含量之间的关系图
(据邱家骥, 1985, 修改)

长石	60.2%
石英	12.4%
橄榄石和辉石、角闪石	16.3%
云母 (黑云母和白云母)	5.2%
磷灰石	0.6%
钛铁矿和磁铁矿等不透明矿物	4.1%
其他	1.2%

(一) 岩浆岩中矿物的分类

1. 按矿物的化学成分或颜色可以把岩浆岩中的矿物分为硅铝矿物和铁镁矿物两类。硅铝矿物包括长石、副长石和石英, 它们在肉眼下观察多呈浅色 (白色、肉红色或灰色等), 故又称浅色矿物; 铁镁矿物包括橄榄石、辉石、角闪石和黑云母等, 在肉眼观察时颜色较

3. Na₂O 和 K₂O 的变化趋势一致, 均随着 SiO₂ 含量的增加而逐步增加。

由于 SiO₂ 是岩浆岩的主导成分, 其他氧化物随其含量的变化而呈有规律的变化, 所以过去根据 SiO₂ 含量可把岩浆岩分为超基性岩 (SiO₂ < 45%)、基性岩 (SiO₂ 45—52%)、中性岩 (SiO₂ 52—65%)、酸性岩 (SiO₂ > 65%) 四个基本类型。

二、岩浆岩的矿物成分

岩浆岩的矿物成分是岩浆岩分类和鉴别的主要依据, 对了解岩石的成因、形成条件、化学成分和物理性质等都有重要意义。岩浆岩中常见的矿物有十余种, 其平均含量如下:

深，多呈黑色、棕色、墨绿色等，故常称之为暗色矿物。岩石中暗色矿物的含量(%)叫色率。色率对于肉眼鉴别岩石十分有用，色率(%)为0—30者叫浅色岩；30—60者叫中色岩；大于60者叫暗色岩。在标本上估计色率后即可大致判别岩石的化学成分、矿物成分和岩石类别，浅色岩多为酸性岩，中色岩主要是中性岩和基性岩，暗色岩主要是基性岩和超基性岩(表Ⅲ—1—2)。对于那些含 Na^+ 的暗色矿物(如霓辉石、蓝闪石等)则特别称为碱性暗色矿物，当它们在岩石中出现时，表明岩石碱质过多而属于碱性岩或偏碱性岩。

2. 根据矿物在岩浆岩中的含量及其在岩石分类中的作用把矿物分为主 要矿物、次要矿物和副矿物。

(1) 主要矿物 在岩石中含最多并决定岩石大类的矿物为主要矿物。其含量一般大于10%^① (各类岩浆岩的主要矿物参见表Ⅲ—1—2)，如橄榄岩类的主要矿物是橄榄石、辉长岩类的主要矿物是基性斜长石、闪长岩类的主要矿物是中性斜长石、花岗岩类的主要矿物是石英和长石等。花岗岩中的石英和长石两种矿物缺一不可，否则就不是花岗岩了。

(2) 次要矿物 次要矿物在岩石中含量较少，它不决定岩石大类归属，但作为确定岩石种属名称的依据。其一般含量小于10%，例如花岗岩中若含有5%的黑云母，黑云母即为次要矿物，可定名为“黑云母花岗岩”。但黑云母的存在与否并不改变“花岗岩”这一基本岩石类别，仅仅变动一下岩石名称而已，如果此时无黑云母而出现角闪石者则称角闪花岗岩。

应当注意，主要矿物和次要矿物的概念是相对于一定的岩石种类而言的，其所指的具体矿物因岩类而异，并不固定。例如石英，它在花岗岩中是主要矿物，但在闪长岩中就成为次要矿物了。

(3) 副矿物 其含量很少，一般小于1%，偶尔可达到5%。常见的副矿物有磷灰石、磁铁矿、锆石、榍石等。在某一种岩石中副矿物可有一种或多种，或者无副矿物。副矿物不作为岩石分类和种属命名的依据。

副矿物对岩石成因、含矿性的研究有重要意义。另外某些副矿物对岩浆岩的物理性质有决定性影响，如磁铁矿的多少决定岩石磁性的强弱；含放射性元素的副矿物(如锆石等)的多少决定岩石放射性的高低；而金属矿物总量的多少影响岩石电阻率的大小等。

3. 按照岩浆岩中矿物的成因可分为原生矿物和次生矿物。

(1) 原生矿物 从岩浆中结晶出来的矿物，称原生矿物。前述的各种浅色矿物、暗色矿物和副矿物均属此类，它是构成岩浆岩的主体矿物。

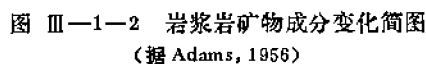
次生矿物 经风化作用和热液蚀变作用(详见本篇第三章)等次生变化形成的矿物，称次生矿物。它由原生矿物变化而来，如橄榄石蚀变成的蛇纹石、钾长石风化而成的高岭石、暗色(铁镁)矿物分解成的褐铁矿等。

(二) 各类岩浆岩中矿物共生组合规律及其与化学成分的关系

各类岩浆岩的主要矿物成分及其含量表示于图Ⅲ—1—2中。该图的纵坐标为岩石中各种矿物的累积百分含量(%)；图的横坐标表示岩石的类别。根据该图可以很容易地查出各类岩浆岩中的共生矿物及其含量，例如从图上方花岗岩的对应点作顶—底线的垂线，按照

① 关于主要矿物尚无一个明确的含量规定，应着重于理解“决定岩石大类的矿物”这一概念。“10%”的界线仅作参考。

纯橄辉岩
 橄辉岩
 (橄辉玄武岩)
 (橄辉辉绿岩)
 橄辉辉长岩
 (玄武岩)
 (辉绿岩)
 辉长岩
 (安山岩)
 闪长岩
 (英安岩)
 石英闪长岩
 (流纹英安岩)
 花岗岩闪长岩
 (流纹岩)
 花岗岩
 (粗面岩)
 正长岩
 (响岩)
 霞石正长岩



1. 橄榄石-辉石组合 相当于超基性岩。其钙、铁、镁多, 而硅少, 且贫碱, 故构成大量含铁镁的暗色矿物 (橄榄石和辉石等), 不出现石英和长石。

3. 中性斜长石-角闪石组合 相当于中性岩。其 Na_2O 和 K_2O 略有增加, Al_2O_3 、 SiO_2 、 CaO 、 FeO 、 MgO 均较充分, 主要形成中性斜长石、角闪石、黑云母, 可能出现少量石英和钾长石。浅色矿物同暗色矿物之比约二比一。

5. 钾长石-黑云母-角闪石组合 该组合按 SiO_2 含量相当于中性岩, Na_2O 和 K_2O 多, FeO 和 MgO 低, 因而大量出现钾长石。

矿物共生组合规律的研究可以帮助人们了解岩浆演化的规律和各类岩浆岩之间的变化关系；可以为岩浆岩的成因分类提供依据；也可岩石的含矿性研究提供含矿标志；在鉴定岩石时可以帮助判断某种矿物的有无。此外，岩石的物理性质如相对密度、磁性、放射性、红外光谱反射率等，也随矿物共生组合的变化而作有规律的变化。

关于岩浆岩中矿物共生组合的研究除了大量的地质工作以外，尚进行过许多系统的人工实验，其中比较著名的是鲍文的玄武岩浆结晶模拟实验，详见本章第九节。

三、岩浆岩的结构

结构是指岩石中矿物的结晶程度、颗粒大小、颗粒形态及其相互结合关系所表现出来的岩石特征。

(一) 岩浆岩的结晶程度

根据岩浆岩中晶质矿物和玻璃质的比例可划分出三种有关结晶程度的结构类型：

1. 全晶质结构 岩石全部由晶质矿物颗粒组成，它是在温度下降缓慢、压力高而岩浆中挥发分多的条件下，晶粒有充分的结晶时间而形成的。这种结构为各种侵入岩所具有。

2. 玻璃质结构 岩石几乎全部由火山玻璃构成，它是岩浆喷出地表后温度、压力骤然降低使岩浆发生过冷却来不及结晶时形成的，为喷出岩特别是由高粘度酸性岩浆形成的酸性喷出岩所具有。在一些浅成侵入体或次火山岩体的边缘，也可形成玻璃质结构的过冷却边。纯玻璃质岩石在自然界少见，总是多少有一些极细小的结晶萌芽（叫雏晶或微晶），但肉眼无法辨认。

3. 半晶质结构 岩石由晶质矿物和玻璃质混合组成，多见于喷出岩，有时在浅成岩边缘和次火山岩体中也可见到。

(二) 矿物颗粒大小（粒度）

1. 颗粒的绝对大小 根据肉眼观察一般把岩石颗粒大小分为显晶质和隐晶质两类，显晶质结构的岩石在肉眼（包括放大镜）观察时，可以分辨出矿物颗粒；隐晶质结构的岩石，肉眼（包括放大镜）不能分辨其颗粒。隐晶质岩石外貌致密，具有瓷状断口，据此可同玻璃质结构（见壳状断口）相区别。

岩石的显晶质结构按结晶颗粒大小分为：

粗粒结构 粒径大于 5 mm；

中粒结构 粒径 2—5 mm；

细粒结构 粒径 0.2—2 mm；

微粒结构 粒径小于 0.2 mm。

特别粗大的颗粒可叫伟晶或巨晶。

应当注意：矿物颗粒都一样大小的岩石是不存在的，应取其平均值或多数颗粒的粒径表示岩石中的颗粒大小。

2. 矿物颗粒的相对大小 按矿物颗粒的相对大小分为：

等粒结构 岩石中矿物颗粒大小基本相等。

不等粒结构 岩石中矿物颗粒从大到小连续变化，其最大粒径和最小粒径相差可以很大。

斑状结构 岩石中的矿物颗粒可以明显地分成大小两群，二者粒径相差甚大（图Ⅲ—1—3），大晶粒称斑晶，细小的部分叫基质。基质部分由隐晶质和玻璃质构成者叫斑状结构。斑状结构主要出现于喷出岩。斑晶多半是岩浆在地下先期结晶而成，故颗粒较大，而其基质是岩浆喷出地表后迅速冷却的产物，故结晶程度很低。由于斑状结构中斑晶同基质的形成时间不同，所以二者的成分也往往有明显差别。

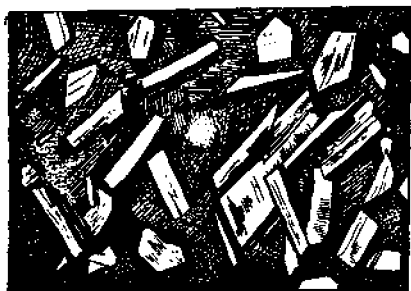


图 III—1—3 斑状结构
辉绿玢岩（四川西昌）标本素描
空白—斑晶；阴影—基质

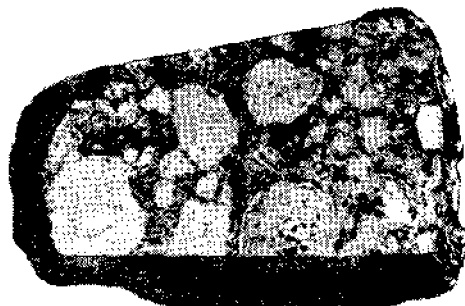


图 III—1—4 似斑状结构
（据邱家骥，1985）
斜长环斑花岗岩（北京密云），（原大为 7.5×6 cm）

似斑状结构 其特征同斑状结构相似，但基质部分由显晶质构成（图 III—1—4）。它主要出现于侵入岩特别是浅成岩中，其斑晶和基质大致同时形成，二者的成分也差别不大。

（三）矿物颗粒的形状

岩浆岩中矿物颗粒的形状可分为三类：

第一类自形颗粒 晶粒具有完整的晶面，矿物颗粒的外形很接近于按其结晶习性发育而成的晶形。由自形晶粒构成的岩石结构叫自形粒状结构。这种结构在自然界少见。

第二类半自形颗粒 颗粒晶面发育不完全，但晶粒形状大致接近于矿物各自的完整晶形或略呈现其轮廓。由半自形颗粒或者由半自形颗粒和自形颗粒混合而构成的岩石结构叫半自形粒状结构，在自然界较为常见。



图 III—1—5 文象结构
（引自翟淳，1979）
文象伟晶岩（内蒙集宁）标本素描
色图案状花纹为石英

第三类是他形颗粒 晶粒外形不规则，其形状由其周围相邻颗粒的堆积间隙控制。由他形颗粒构成的岩石结构叫他形粒状结构。他形粒状结构在自然界常见，如花岗岩的结构。

（四）矿物颗粒之间的穿插、连生关系

这类结构较多，但绝大多数在显微镜下才能观察到。在肉眼能够清晰观察的这种结构的典型代表为文象结构（图 III—1—5）。其中钾长石和石英有规则地相互穿插和连生，石英呈规则的棱角状、楔状图案花纹，貌似古代象形文字，故称文象结构。这种结构是花岗伟晶岩中的典型结构。

四、岩浆岩的构造

岩浆岩的构造主要是岩石中的矿物或矿物集合体在空间排列、配置、充填方式上所反映的岩石特征。

1. 块状构造 岩石中各种矿物颗粒在空间均匀分布，岩石结构（如颗粒大小）也均一。它是岩浆岩中最常见的一种构造。

2. 斑杂构造 岩石中各种不同成分的矿物颗粒或不同的结构（如粒度）在空间上分布不均匀，也无一定规律，外貌呈斑块状（图 III—1—6）。它多半是由同化混染作用（见本章第九节）而成的，在中—酸性侵入岩中常见。

3. 条带构造 这也是一种非均匀构造,但其特点是不同种类的矿物集合体有规律地呈带状分布,各带大致平行,一般是不同的带逐层交替排列(图Ⅲ—1—7)。对其成因说法较多,如岩浆的熔离作用(见本章第九节)等。



图 Ⅲ—1—6 斑杂构造
花岗闪长岩(辽宁复县)标本素描,黑点斑块是角闪石和黑云母集合体



图 Ⅲ—1—7 条带构造
(据邱家骥, 1985)
辉长岩(青海祁连山)标本素描,白色条带为斜长石,黑色条带为辉石

4. 气孔和杏仁构造 岩浆喷出地表后由于压力突然降低,岩浆中的气体呈气泡逸出,岩浆冷凝后即在岩石中保留了气孔的形态(图Ⅲ—1—8)。有的岩石气孔极多,以至岩石呈泡沫状块体,这种岩石有时能在水中漂浮,谓之浮岩。若孔洞被石英、玉髓、方解石、绿泥石等次生矿物充填,则叫杏仁构造(图Ⅲ—1—9)。气孔和杏仁构造是喷出岩中常见的构造。基性喷出岩的气孔和杏仁多呈球形或椭球形,酸性喷出岩中的气孔和杏仁多不规则,这与基性岩浆粘度小、酸性岩浆的粘度大有关。这种构造一般在喷出岩层的顶部较为发育。



图 Ⅲ—1—8 气孔构造
浮岩(浙江新昌)标本素描



图 Ⅲ—1—9 杏仁构造
玄武岩(四川峨边)标本素描

5. 流纹构造 喷出地表的岩浆由于成分不均匀,颜色不相同,在其流动时常呈现出流动条纹;这种条纹也可由其中的气孔被拉长呈定向排列而成。这种在喷出岩中保留的岩浆在地表流动的痕迹(流纹、拉长的气孔)称为流纹构造(图Ⅲ—1—10)。这种构造在酸

性喷出岩（流纹岩）中常见。

6. 枕状构造 由枕状或椭球状喷出岩块体堆积而成（图Ⅲ—1—11）。其成因见第一篇火山作用。它是水底火山喷发后，岩浆在水中或富含水的沉积物中凝固固结而成的一种构造。比较常见（见图Ⅰ—4—5）。



图 Ⅲ—1—10 流纹构造
流纹岩（河北张家口）标本素描

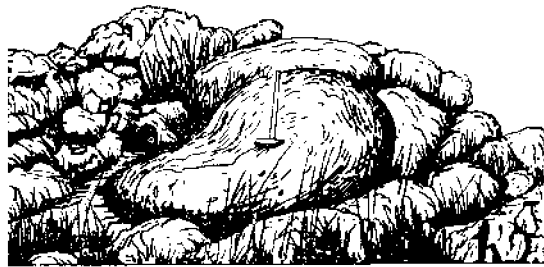


图 Ⅲ—1—11 枕状构造
（据 A. H. 查瓦里茨基）
苏联南乌拉尔 露头素描

7. 冷缩节理 又叫原生节理。它是在岩浆冷凝过程中或刚固结的岩体在冷却降温的过程中，由于冷却收缩作用产生的收缩力使岩体破裂而成的一些规则的裂隙，如玄武岩中的六方柱状节理（图Ⅲ—1—12）、珍珠岩中的珍珠状裂纹（图Ⅲ—1—24）和花岗岩中的厚板状节理等。

五、岩浆岩相的概念

岩浆岩相是能够反映岩浆岩生成环境的岩石特征。例如粗粒全晶质的花岗岩岩株表明它生成于地壳深部，是深成岩相；而具有气孔、流纹的半晶质流纹岩表明是火山作用的产物（喷出岩），则为火山岩相。研究岩相所根据的主要岩石特征是岩浆岩的产状、构造、结构、矿物和化学成分。研究岩相的目的就是根据岩石特征确定岩相，并推断岩浆岩的生成环境。一般把岩浆岩相分为侵入岩相和火山岩相两大类。

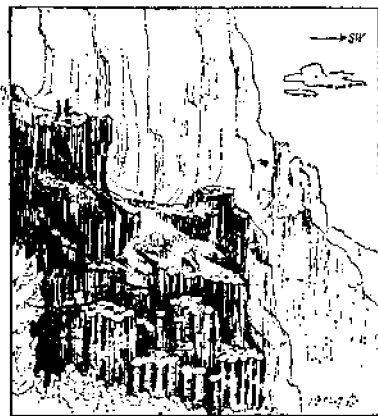


图 Ⅲ—1—12 玄武岩中的六方柱状节理
（据李尚宽）

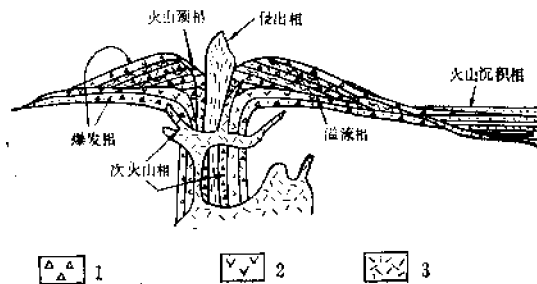


图 Ⅲ—1—13 火山岩相示意图
（据翟亨，1987 修改）

侵入岩相按其形成深度分为深成相 ($> 3 \text{ km}$)^① 和浅成相 ($< 3 \text{ km}$)，其特征见表Ⅲ—1—2；对于一个侵入体可分出内部相带、边缘相带和过渡相带 (图Ⅲ—4—21和Ⅲ—1—21)。

火山岩相则按火山作用产物的分布格局、产出方式等分为溢流相、爆发相、侵出相 (火山活动末期高粘度岩浆挤出而形成的岩钟)、火山颈相、次火山相和火山沉积相 (图Ⅲ—1—13)。

第二节 岩浆岩的分类

岩浆岩一般可根据化学成分、矿物成分和产状进行分类。

首先，根据化学成分划分：

1. 根据 SiO_2 含量 (%) 分为超基性岩、基性岩、中性岩和酸性岩；^②

2. 把 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 的含量特别高 ($> 10\%$) 的岩石单独划分为“碱性岩”，同超基性岩、基性岩石……并列。

第二，根据主要矿物成分在超基性岩、基性岩、中性岩、酸性岩和碱性岩中划分基本岩石类型，并以其侵入岩和喷出岩的常见岩石名字作为各岩类的名称。

依超基性、基性、……碱性岩的顺序按矿物成分划分的六个岩石类型

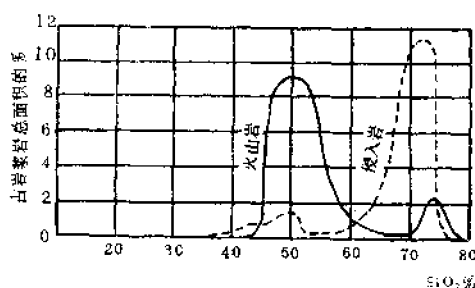
- (1) 橄榄岩-苦橄岩类；
- (2) 辉长岩-玄武岩类；
- (3) 闪长岩-安山岩类；
- (4) 正长岩-粗面岩类；
- (5) 花岗岩-流纹岩类；
- (6) 霞石正长岩-响岩类。

第三，按产状把岩浆岩分为侵入岩和火山岩两大类。在火山岩中再分出喷出岩、火山碎屑岩和次火山岩三个亚类。

侵入岩是岩浆在地壳内部冷凝结晶的产物，一般为显晶质，全晶质粒状结构；多为块状构造，也有条带状构造、斑杂构造和流动构造；呈岩墙、岩床、岩盘、岩株和岩基等产出。酸性侵入岩分布最广，其他侵入岩则较少。大陆上各类侵入岩的分布如图Ⅲ—1—14所示。侵入岩是重要的含矿岩石。

喷出岩是岩浆溢出地表后凝固结的产物，其中无其它非岩浆来源物质。它与侵入岩的基本区别是：岩石结晶程度低或完全未结晶；普遍为隐晶质结构、玻璃质结构和斑状结构；岩石具气孔、杏仁和流纹构造；多呈层状产出。喷出岩的分布刚好和侵入岩相反，在大陆上基性和中性喷出岩分布最广；在大洋壳上则几乎全部分布着基性喷出岩 (玄武岩)。

在化学成分和矿物成分上，每一类喷出岩均可找到与之对应的侵入岩，反之亦然，在



图Ⅲ—1—14 大陆上岩浆岩的相对分布图
(引自 A. H. 查瓦里茨基, 1959)

① 有些文献中又分出中深成相 (3—10 km)，而深成相专指形成深度大于 10 km 者。

② 酸性、中性、基性、超基性等通用的化学术语在国际地科联的岩石分类表中已废止使用，考虑长期使用习惯暂保留。

岩浆岩分类表（表Ⅲ—1—2）中的每一竖栏明显地反映侵入岩及喷出岩的这一对应关系。但这种对应关系仅是人们综合、概括的分类体系，并非有某种侵入岩的地方必然有与之相

表 Ⅲ—1—2 岩浆岩分类简表*

岩石类 型 SiO ₂ (%) 岩石 特征		超基性岩类		基性岩类		中 性 岩 类		酸性岩类		碱性岩类			
		橄榄岩— 苦橄岩类		辉长岩— 玄武岩类		闪长岩— 安山岩类		正长岩— 粗面岩类		花岗岩— 流纹岩类		霞石正长岩—响岩类	
		<45		45—52		52—65		>65		52—65			
硅铝矿物 (浅色矿物)	石 英					0—20%		>20%					
	碱长石					少 量		大量出现碱性斜长石					
	斜长石			基性斜长石		中性斜长石		少 量					
	副长石							<10%				10—50%	
铁镁矿物 (暗色矿物)	碱性暗色矿物											大量出现碱性暗色矿物	
	橄 榄 石	橄 榄 石	辉石为主， 其余次之		无 橄 榄 石				常见黑云母、角闪石				
	辉 石	辉 石			角闪石为主， 其余次之								
	角闪石	角闪石											
	黑云母												
	色率 (%)	>75	75—35		35—20				<20		<35		
侵入岩	深成岩	全晶质 中粗粒 等 粒 似斑状	橄 榄 岩 辉 岩	辉 长 岩	闪 长 岩 石英闪长岩	正 长 岩 石英正长岩	花 岗 岩 花岗闪长岩	霞石正长岩					
	浅成岩	全晶质 细 粒 等 粒		辉 绿 岩	微晶闪长岩	微晶正长岩	微晶花岗岩						
	斑状或 似斑状			辉长玢岩 辉绿玢岩	闪长玢岩	正长斑岩	花岗斑岩						
喷出岩		斑 状 隐晶质 玻璃质	苦 橄 岩 金伯利岩	玄 武 岩 细 碧 岩	安 山 岩	粗 面 岩 角 斑 岩	流 纹 岩 英 安 岩 石英角斑岩	响 岩					

* 未列出玻璃质岩石和脉岩；也不包括次火山岩和火山碎屑岩。

当的喷出岩产出。此外，二者的矿物成分也非完全相同，由于喷出岩的最终凝结温度高于侵入岩，压力近于 10^5Pa ，所以喷出岩中常出现高温型矿物，如 β -石英、透长石等；而岩浆在地下早期形成的暗色矿物喷出于地表后，常被熔蚀（图Ⅲ—1—20）。

第四，尚有两类成分和产状都十分特殊，难于归入上述六类的岩石，因此单独列出：

（7）脉岩类；

（8）碳酸岩类。

根据上述四项基本原则提出的分类方案列于表Ⅲ—1—2中。

第三节 超基性岩（橄榄岩-苦橄岩）类

一、超基性侵入岩类

主要代表有橄榄岩、辉岩等。本类岩石的化学成分特点是 SiO_2 含量很低($<45\%$), 贫 K_2O 和 Na_2O , 而富 FeO 和 MgO , 故称超铁镁质岩。铁镁矿物占绝对优势, 主要是橄榄石和辉石, 其次是角闪石, 黑云母则很少出现, 不含或很少含斜长石(0—10%)。常见副矿物有磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿和尖晶石等。岩石颜色深, 色率大于75%, 密度大, 常呈块状构造。

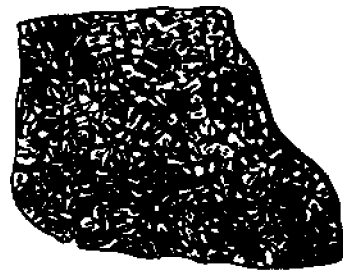
超基性侵入岩在地表出露有限, 按出露面积算约占整个岩浆岩的0.4%。按其矿物含量可分为纯橄榄岩、橄榄岩、辉岩和角闪岩。

(一) 常见岩石类型

1. 纯橄榄岩 岩石几乎全部(90—100%)由橄榄石组成, 间或有少量($<10\%$)的辉石和角闪石。副矿物多为铬铁矿、尖晶石和磁铁矿。岩石一般呈深绿、黄绿、褐绿色, 全自形或他形粒状结构, 块状构造。新鲜的纯橄榄岩少见, 通常遭受不同程度的蛇纹石化, 若部分蛇纹石化, 称蛇纹石化纯橄榄岩; 若全部蛇纹石化, 则叫蛇纹岩。

2. 橄榄岩 橄榄岩是本类岩石中最常见者, 主要由橄榄石(40—90%)和辉石构成, 可含少量角闪石、黑云母或斜长石。副矿物常为铬铁矿、磁铁矿。当这些副矿物含量增高而达到工业开采价值时, 则岩体即可作为矿石开采。

橄榄岩具细粒—粗粒结构, 常呈包含结构和海绵陨铁结构。所谓包含结构就是辉石晶体中包含有许多小的橄榄石颗粒。一般肉眼难于分辨, 只有当辉石颗粒粗大而岩石又很新鲜时, 在辉石闪闪发亮的解理面上可以清楚地见到镶嵌许多小橄榄石颗粒。至于海绵陨铁结构则是在橄榄石或辉石颗粒的间隙中充填着磁铁矿等金属矿物(图Ⅲ—1—15)。



图Ⅲ—1—15 海绵陨铁结构
吉林某地 标本素描(黑色者为金属矿物, 其余为辉石)

如果岩石中角闪石较多, 则可叫角闪橄榄岩。橄榄岩也易遭受次生变化, 其中橄榄石变为蛇纹石, 辉石和角闪石变为绿泥石等。

3. 辉岩 辉岩主要由辉石组成, 可含少量橄榄石、角闪石及磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿等。岩石呈浅褐色、暗黑色或灰绿色, 常见中粒全自形粒状结构, 也可有包含结构或海绵陨铁结构。

4. 角闪岩 角闪岩主要由角闪石构成, 有时含少量辉石、橄榄石和磁铁矿, 黑色或墨绿色, 常呈脉状产出, 穿插于其他超基性岩体中。

(二) 次生变化

超基性岩中的矿物在化学性质上很不稳定, 在热液作用下容易发生变化, 因此难得见到新鲜的超基性岩。常见的次生变化有蛇纹石化、碳酸盐化、绿泥石化等。

1. 蛇纹石化 超基性岩中的橄榄石和辉石被蛇纹石交代的作用叫蛇纹石化作用。蛇

纹石化时,首先沿晶体或岩石裂隙进行,若变化不彻底而尚残留有橄榄石和辉石,则蛇纹石沿花纹状的网形裂隙分布而成蛇纹石化超基性岩;若交代强烈,全部变化,则形成蛇纹岩(详见第三章)。

2. 碳酸盐化 当富含 CO_2 的热液作用于超基性岩时,橄榄石常碳酸盐化变成滑石和菱镁矿,有时也伴生有蛇纹石。

3. 绿泥石化 橄榄石和辉石以及先期形成的蛇纹石均可发生绿泥石化。

(三) 产状、分布及有关矿产

1. 产状 本类岩石的产状明显地受地质构造的控制,其主要类型如下:

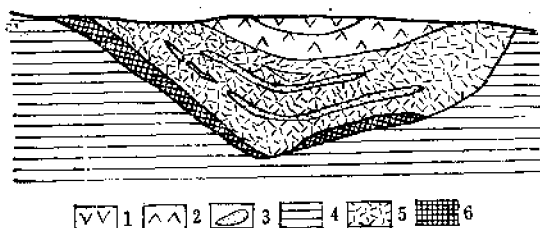


图 III-1-16 超基性—基性层状侵入岩体
(含铜镍硫化物矿床)剖面示意图
(据王述平, 1962)

1—辉长岩; 2—辉岩; 3—上层矿体; 4—片麻岩;
5—橄榄岩; 6—底层矿体

(1) 阿尔卑斯型超基性侵入岩体 岩体产于褶皱带,呈透镜状、似层状产出。许多岩体呈串珠状沿区域性构造线方向分布,延伸数公里乃至数百公里,因在阿尔卑斯山首先研究,故称阿尔卑斯型。

(2) 层状型超基性—基性侵入杂岩体 岩体常产于地台区,多呈岩盆、岩床产出,一般由似层状橄榄岩和辉长岩构成(图III-1-16)。该种岩体常产有镍、铬、钒、钛、铂、铜等矿产。

(3) 玄武岩中的角砾状超基性岩

(橄榄岩)包体 河北张家口、江苏南京、海南岛等地有此类橄榄岩包裹体产出。张家口所产包裹体中的晶体完美、粗大的橄榄石可作宝石材料。

2. 分布及矿产 前已指出,超基性侵入岩属稀少岩类,并且主要是橄榄岩。我国已发现该类岩体的出露面积约一万余平方公里,其中西藏日喀则岩体最大,约一千平方公里。我国地槽区以内蒙超基性岩带延伸最长,延续在1400km以上;地台区以康滇地轴的此类岩体延伸最长,南北长约170km。此外,吉林、宁夏、青海诸省(区)也有产出。

与本类岩石有关的矿产主要是铂矿、铬铁矿、镍钴矿、钒钛矿、磷灰石等。粗大而完美之橄榄石晶体可作宝石材料。铂矿主要产于纯橄榄岩中;铬铁矿绝大多数与超基性侵入岩有关,我国的重要铬铁矿主要产于 $\text{MgO}:\text{FeO}$ 的比值高 (>7) 的岩石中,特别是纯橄榄岩—辉石橄榄岩杂岩体;铜镍硫化物矿床则以橄榄岩、辉岩和辉长岩组成的杂岩体最有利,镁铁比一般小于7;而钒钛矿则多产于层状橄榄岩—辉长岩杂岩体中。

另外,该类岩石蚀变后可形成石棉、滑石、蛇纹石、金云母、菱镁矿等非金属矿产。普通的超基性岩可用作钙镁磷肥的原料。可见超基性岩分布虽少,工业意义却很大,是重点寻找和研究的岩类之一。

该类岩体虽小,但因其磁性较强,相对密度较大,用磁法、重力法寻找它们比较有效。

二、超基性喷出岩类

本类岩石自然界罕见,其中金伯利岩最为重要。

1. 苦橄岩 苦橄岩呈淡绿色至黑色,隐晶质结构、块状构造,有时具气孔或杏仁构造。主要由橄榄石(50—70%)和辉石($<40\%$)组成,可含少量基性斜长石、普通角闪

石。副矿物有钛铁矿、磁铁矿、磷灰石等。若具斑状结构，则称苦橄玢岩。自然界分布较少，常与玄武岩共生，多产于玄武岩底部附近。

2. 玻质纯橄岩 这是一种半晶质的纯橄岩。岩石具玻基斑状结构，斑晶为粗粒橄榄石，基质为黑色玻璃质。其中有钛辉石（含钛的普通辉石）、磁铁矿微晶。基质中有时出现由碳酸盐和蛇纹石组成的小球状杏仁体。该种岩石的典型产地是苏联西伯利亚麦美奇河一带，所以又称麦美奇岩。我国浙江天台有产出。

3. 金伯利岩 其名称来源于南非金伯利城。它以产原生金刚石而受到特别重视。岩石呈黑、暗绿、绿、灰等颜色，其中绿色常见。多具斑状结构和角砾状结构。在斑状结构中斑晶成分主要是橄榄石和金云母，此外尚有镁铝榴石（它是金伯利岩的重要特征矿物），但含量很少。基质是细粒至隐晶质结构，多由细小的橄榄石、金云母、磁铁矿、磷灰石构成，也可有玻璃质基质。在角砾状结构中，角砾成分十分复杂，有早期形成的金伯利岩、橄岩、辉岩破碎而成的岩块（统称同源角砾）；也有来自围岩如片麻岩、花岗岩、石灰岩的碎块（统称异源角砾）；角砾间的胶结物为金伯利岩浆物质（具斑状结构的金伯利岩）。

金伯利岩可具岩球构造。球体呈圆一椭圆形，直径数毫米至数厘米，中心多为橄榄石，常散布于金伯利岩附近的地表，俗称“凤凰蛋”，这种构造是金刚石的找矿标志之一，如图Ⅲ—1—17所示。

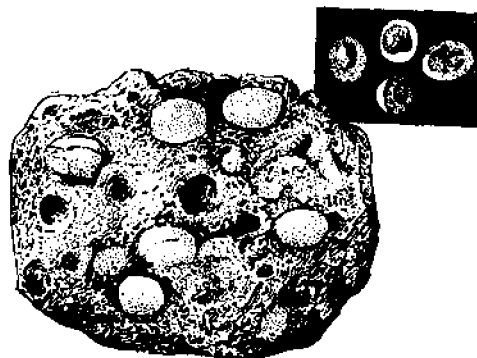


图 Ⅲ—1—17 金伯利岩的岩球构造
（据武汉地质学院，1980）
右上角为岩球的断面，核心是蛇纹石化橄榄石

金伯利岩多呈岩筒、岩脉产出。我国辽宁、山东、湖北和贵州的一些地区有产出，并在山东等处找到了金刚石原生矿。国外的著名产地有南非的金伯利，俄国的雅库特，加拿大的魁北克等。

第四节 基性岩（辉长岩-玄武岩）类

一、基性侵入岩类

主要代表有辉长岩、辉绿岩等。本类岩石的化学成分特点是 SiO_2 含量低至中等（45—52%）， CaO 、 Al_2O_3 、 FeO 、 MgO 含量高（尤其前二者）， Na_2O 和 K_2O 低。岩石主要由辉石和斜长石组成，有时含橄岩。辉石多为普通辉石（单斜晶系）和紫苏辉石（斜方晶系），斜长石则为基性斜长石。岩石呈灰黑色或深灰色，颜色一般较深，相对密度大。

（一）常见岩石类型

1. 辉长岩和苏长岩 该类岩石主要由辉石和基性斜长石组成，二者近于1:1，可含少量橄岩。若辉石为普通辉石就叫辉长岩；若为紫苏辉石就叫苏长岩。但二者肉眼不易鉴别，故可统称为辉长岩。岩石呈灰黑色，多中粒半自形粒状结构，常见块状构造，有时具条带构造，此时可称为条带状辉长岩（图Ⅲ—1—7）。

辉长岩中的基性斜长石有时呈聚片双晶，其双晶纹较宽；有时因次生变化呈灰绿色；辉石多带棕色色调，具近直交的两组解理。含辉石较少而呈浅灰色者叫浅色辉长岩；含辉石较多而岩石呈灰黑色者叫暗色辉长岩；含少量橄榄石者叫橄榄辉长岩。

2. 斜长岩 斜长岩几乎全部由斜长石（基性至中性）组成，其含量占90%以上，暗色矿物很少，含量小于10%。岩石具半自形或他形粒状结构。一般为白色、灰色，有时因次生变化（钠黝帘石化）而颜色稍深些。块状构造。它既可呈独立的岩体产出，也可与辉长岩共生，在层状侵入体中常构成“浅色层”。

3. 辉绿岩 其矿物成分和辉长岩相当，由辉石和斜长石组成，其不同点是呈细粒结构，岩石常因绿泥石化而呈暗绿色。辉绿岩是一种分布很广的基性侵入岩，常呈岩墙、岩脉、岩床或岩盘产出，它既可以单独产出，也可以同辉长岩、基性喷出岩共生。

4. 碱性辉长岩 该类岩石主要由基性斜长石和辉石构成，但含较多的正长石和少量（<10%）副长石（多半是霞石）和碱性暗色矿物（霓辉石、霓石等）。

5. 其它变种 这些变种在矿物成分方面和辉长岩相同，仅以结构区别之，常见者有：

（1）辉绿玢岩 具斑状与似斑状结构，斑晶为斜长石和辉石，基质具细粒或隐晶结构，斑晶和基质成分基本相同（图Ⅲ—1—3）。

（2）辉长伟晶岩 因具巨粒状结构而命名。常呈岩脉产于辉长岩岩体内部或边缘。

（3）辉长细晶岩 或称微晶辉长岩，因具细粒结构而得名，常呈脉状产于基性侵入岩体内部或边缘。

（二）次生变化

辉长岩中的矿物比橄榄岩中的矿物在化学性质方面要稳定些，但在热液影响下，它还是多少要发生一些变化，主要有：辉石的纤闪石化，即辉石被纤维状绿色角闪石（阳起石和透闪石的集合体）所代替；辉石的绿泥石化，此时辉石变成绿泥石和碳酸盐，并析出氧化铁；基性斜长石则发生钠黝帘石化，即它分解成钠长石、黝帘石和绿帘石的细粒集合体，斜长石经此变化后常带绿色色调，肉眼易于识别。

（三）产状、分布与矿产

1. 产状 基性侵入岩的岩体一般都不大，多呈岩盆（图Ⅰ—4—13）、岩床或岩盖（图Ⅰ—4—14）、岩墙和岩株产出。世界上比较大的岩体有：非洲津巴布韦的基性岩大岩墙，长达350 km，厚约8 km；加拿大第路斯岩体的面积约5000 km²，厚度约2000 m；南非布什维尔岩体面积在200000 km²以上，厚7000 m。在我国比较大的基性侵入岩体是陕西西乡岩体，长达百余公里，系国内罕见。

基性岩侵入体既可单独产出，也可同超基性侵入岩共生而构成超基性—基性杂岩体。这种杂岩体以似层状产出为特点，一般称为层状侵入体（图Ⅲ—1—16）。其形成过程如下：岩浆中早期晶出的矿物按相对密度大小或结晶先后发生分异，相对密度大者如铬铁矿、橄榄石、辉石下沉到岩浆体底部，轻者如斜长石则滞留于上部，致使相对密度不同、结晶先后的矿物分层堆积。这种堆积晶粒又被后来冷凝的晶粒间隙中的剩余岩浆所胶结，形成堆积岩。

这种层状岩体常具垂直分带性和层理。即岩体内部不同种类的岩石自下而上分层分

布，一般模式是底部为橄辉岩，中部为辉长岩，顶部为含斜长石较多的辉长岩或闪长岩。有时可夹含矿层。岩体内部的这些带状层往往延伸很远，且厚度均匀，例如著名的南非布什维尔德岩体中厚1 m左右的铬铁矿层，横向可以追索50 km以上。

这里的所谓层理是指基性侵入岩中的带状构造（图Ⅲ—1—7），或称堆积层理，其形象和成因类似于沉积岩的层理。一般由辉石（下层）和斜长石（上层）构成双层层理单元，也有橄榄石-辉石双层单元或铬铁矿-辉石-斜长石三层单元。一个层理单元从几毫米、几厘米乃至数十米。这些层理单元在空间上有规律地重复，构成所谓韵律层理。在韵律层理中也可夹有块状层。韵律层理一般界线明显，用肉眼多半可以识别。

世界上和我国都有一些研究相当充分而又十分典型的层状岩体，见于南非、格陵兰、我国的四川等。层状岩体的研究具有重大理论意义和实用价值，因为它不仅大大丰富了岩浆分异理论（详见第九节），而且由于这类岩体含有丰富的铬、镍、钴、铂、钒、钛等矿产，因此为矿床寻找和评价提供了更充分的地质依据。

2. 分布 辉长岩在自然界的分布比超基性岩稍微多些，二者分布的地区和范围基本一致，除前述的一些著名大岩体外，其它尚有许多小岩体分布于另外一些地区，例如我国吉林、云南、山东诸省均有产出；在苏联乌拉尔北部，大大小小的岩体断续分布，构成了一条长达600 km以上的所谓含铂辉长岩-橄辉岩带。

3. 矿产 含矿辉长岩几乎总是同橄辉岩类构成杂岩体，就目前所见，单一成分的辉长岩体一般无矿。所以，该类岩石的含矿性和超基性岩侵入岩相同，即含铬、镍、铂、铜、钴、钒、钛等。我国四川攀枝花地区的基性-超基性岩体是我国重要的含钒钛岩石，钒钛磁铁矿即含在该岩体中，岩体本身就是采掘对象。

辉长岩是良好的建筑石料，辉绿岩是理想的铸石材料。

二、基性喷出岩类

（一）玄武岩

以玄武岩为代表，其成分与辉长岩相当，多呈黑色、灰黑色、黑绿色，风化后呈暗红色或黑褐色。常为细粒至隐晶结构，也可有玻璃质结构和斑状结构。致密块状，多具气孔和杏仁构造，水下喷发者具枕状构造。柱状节理普遍发育。肉眼观察有时可见到斜长石的细小晶体，辉石则不易鉴别。若出现橄榄石，则多呈较大的斑晶或包裹体。

玄武岩在地壳中广泛分布，在陆地上常形成大面积的巨厚玄武岩层，如印度的德干高原和我国西南地区等。大洋底地壳基本上由玄武岩构成，如太平洋、大西洋等。在岛弧和陆缘边界上也有分布。

由于玄武岩中矿物颗粒细小，成分又较复杂，所以肉眼不易鉴别，常需借助于显微镜和化学分析进行鉴别。现将常见的玄武岩类型介绍如下：

1. 按结构构造划分的类型 在肉眼观察时，按其结构、构造和斑晶成分大致分出下列几种：

（1）粒玄岩 具细粒结构，粒度一般是细粒至中粒，可鉴别出辉石、斜长石和橄榄石。有时出现较大的橄榄石斑晶。

（2）玄武岩 为隐晶质结构，块状构造，偶有橄榄石斑晶，肉眼可凭其颜色识别。

（3）杏仁玄武岩 具杏仁构造之玄武岩，杏仁体多由方解石、蛋白石、绿泥石构成（图Ⅲ—1—9）。

(4) 玻璃玄武岩或玄武玻璃 玻璃质岩石。若具球粒构造, 称球粒玄武岩; 若有多量气孔, 则称浮岩 (图Ⅲ—1—8)。

2. 按化学成分和矿物成分一般把玄武岩分为钙碱性玄武岩和碱性玄武岩。

(1) 钙碱性玄武岩 其特征是 SiO_2 较多, 平均 50%, 碱质少, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 一般 2—4%。在矿物成分上表现为辉石较多, 橄榄石无或仅少量, 长石偏基性。主要类型有:

拉斑玄武岩 具斑状结构, 斑晶主要为拉长石 (基性斜长石的一种) 和辉石, 不含或少含橄榄石。其中含少量 (5—40%) 橄榄石斑晶者叫橄榄拉斑玄武岩; 若橄榄石斑晶较多 (占斑晶的 40% 以上) 则叫苦橄玄武岩或大洋岩。苦橄玄武岩多分布于大洋岛屿, 如夏威夷群岛。拉斑玄武岩广泛分布于大洋岛屿、深海盆地和大陆内部, 如印度德干高原、苏联西伯利亚平原、我国西南山地等。

高铝玄武岩 其特征是 Al_2O_3 含量高, 达 16%。分布于岛弧和活动的陆缘地带, 环太平洋火山带上多产此类岩石, 常与英安岩、流纹岩共生。

玻基玄武岩 斑状结构, 基质是玻璃质。

(2) 碱性玄武岩 其 SiO_2 含量略低于钙碱性玄武岩, 平均 47.81%。碱质含量高, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 平均 6.99%。橄榄石含量较多, 斜长石多偏于中性, 可出现碱性斜长石。其余特征 (结构、产状、分布等) 和拉斑玄武岩基本相同, 只有详细研究才能把二者相互区别开。四川峨眉山、河北张家口、黑龙江德都五大连池以及东南沿海诸省均广泛产出。

(二) 细碧岩

这是一种特殊类型的基性喷出岩, 其特征是富含钠质, Na_2O 一般达 4% 以上; 矿物成分复杂, 含钠长石、绿帘石、绿泥石、方解石等。多为水下火山喷发产物, 故常具枕状构造 (图Ⅲ—1—11)。它常与角斑岩、石英角斑岩共生而构成所谓细碧-角斑岩建造。对其形成过程有两种看法, 一种认为它是海底火山喷出的岩浆直接从海水中吸取钠质以后凝结而成; 另一种看法是海底喷发的岩浆熔化成富钠沉积岩 (岩屑砂岩) 后再凝结为细碧岩。这两种看法的共同点是认为岩浆中的钠质是在海底喷出后从外界吸收的, 而非原始的富钠岩浆。其分歧点只不过是钠质的具体来源不同而已。

细碧-角斑岩建造分布很广, 是地槽发展早期海底火山喷发的产物, 它常与巨大的铜矿有关。我国祁连山、中条山、桐柏山、龙门山等地区均有产出, 甘肃白银厂的铜矿即产于该建造中。

(三) 蛇绿岩套

蛇绿岩套不是一种岩石名称, 而是由超基性-基性侵入岩、喷出岩和硅质岩 (沉积岩) 三位一体构成的一套复杂岩石组合的总称, 又叫奥菲岩套。典型的蛇绿岩套从下至上出现的一套岩石组合是: 由橄榄岩、辉岩及其蚀变后的蛇纹岩构成第一组合; 由各种辉长岩构成第二组合; 由拉斑玄武岩、细碧岩、石英角斑岩、硅质岩构成第三组合。

蛇绿岩套多产于相邻板块的缝合线上或地槽区, 在我国秦岭、雅鲁藏布江沿岸、金沙江地区均有数百公里至一千公里长的蛇绿岩套产出。目前认为该岩套与板块构造有关, 其成因和分布规律正进一步研究中。

第五节 中性岩（闪长岩-安山岩及正长岩-粗面岩）类

一、中性侵入岩（I）

以闪长岩为代表。本类岩石化学成分特点是： SiO_2 含量中等（52—65%）； FeO 、 MgO 、 CaO 较基性岩明显减少； Na_2O 和 K_2O 显著增加； Al_2O_3 15%左右（图Ⅲ—1—1）。主要矿物成分为中性斜长石和角闪石，辉石和黑云母次之。常见副矿物有磁铁矿、磷灰石、榍石、锆石等。颜色较浅，色率约30%。全晶质中—细粒半自形粒状结构，块状构造。自然界分布不多，约占岩浆岩总面积的2%。

典型的闪长岩由中性斜长石（65—75%）和普通角闪石（25—35%）组成，两者比例约2:1，不含碱性长石和石英。中性斜长石除有时可见聚片双晶外，在较大的晶体上有时尚可见到环带状构造（图Ⅲ—1—18）。角闪石多呈墨绿色，常呈细柱状。



图Ⅲ—1—18 斜长石的环带状构造
(标本素描)

一般本类岩石可含少量石英和碱长石，但石英含量不超过20%，碱长石的含量不超过10%，当闪长岩中出现这两种矿物时，表明它已向酸性侵入岩过渡，若超过上述限量就应划归到酸性侵入岩。

（一）常见岩石类型

一般按石英含量和辉石的有无分为下列几个类型：

1. 闪长岩 其石英含量小于5%，暗色矿物20—40%（平均30%）。暗色矿物大于40%者叫暗色闪长岩，暗色矿物小于20%者叫浅色闪长岩。常见的暗色矿物为角闪石、辉石和黑云母，据此可将岩石命名为角闪闪长岩、辉石闪长岩和黑云母闪长岩。

2. 石英闪长岩 其石英含量5—20%，暗色矿物一般15—20%。可按暗色矿物种类命名，其方式和上述闪长岩相同。

3. 辉长闪长岩 这是闪长岩和辉长岩之间的过渡变种，含较多的辉石（可达20%）和基性斜长石，但肉眼不易识别。

4. 其它变种 多为浅成侵入岩，其矿物成分和闪长岩相同，但结构不同。常见岩石有：

（1）闪长玢岩 岩石具斑状结构，斑晶为自形、宽板状斜长石，其上往往可见环带状构造。基质是细粒至隐晶质。它既可以单独呈岩墙或其他小岩体产出，也可成为闪长岩体的一个局部岩相。

（2）闪长细晶岩 具等粒细粒结构。常呈岩墙产出，有时与闪长岩共生。

（二）次生变化

闪长岩中的暗色矿物一般可遭受绿泥石化、绿帘石化，斜长石多遭受钠黝帘石化。此外岩石尚可遭受碳酸盐化和硅化。所谓硅化就是岩石在热液作用下分解成细粒或隐晶质的石英集合体。

（三）产状、分布与矿产

1. 产状 闪长岩呈独立岩体者少见，一般均与辉长岩或花岗岩共生，构成它们的边缘（顶部）相或岩枝。和辉长岩共生的闪长岩，在云南元谋、四川渡口、山东济南均有

产出, 前述超基性—基性层状侵入体中均有“闪长岩层”。一般把它们视为基性岩浆的分异产物(见第九节)。我国长江中、下游的许多闪长岩体则与花岗岩相伴而生, 围岩多为石灰岩, 一般认为它们是花岗岩浆同化钙质围岩的产物(见第三章), 在接触带上出现矽卡岩(见第三章), 沿该类岩体的接触带上多有铁、铜和铅—锌矿产出。

单独产出的岩体多为岩脉、岩床或岩盖, 如江苏南京、安徽马鞍山、山东莱芜、太行山东麓安阳—武安一带均有产出。南美洲安第斯山区也不乏其例。这类小岩体往往产于与其成分相当的喷出岩——安山岩地区, 推测它们可能是同源产物。

2. 分布 自然界产出较少。其地理分布已于上述。

3. 矿产 在闪长岩同石灰岩的接触带上往往形成重要的矽卡岩型铁、铜、铅—锌矿, 也有钨、锡、铍矿。如湖北大冶铁矿、安徽铜官山铜矿、湖南水口山铅—锌矿等均属此类型。

闪长岩也是良好的建筑材料。

二、中性侵入岩类(Ⅱ)

以正长岩为代表。其岩石的 SiO_2 含量同闪长岩近似, 但稍偏高, 平均约60%左右; 与闪长岩的主要区别是 Na_2O 和 K_2O 含量高, 可达10%左右; Al_2O_3 含量亦高, 为15—20%; CaO 含量很低。它在矿物成分上的突出特点是出现大量碱性长石; 斜长石和石英很少; 暗色矿物也不多, 一般小于20%, 有时可出现碱性暗色矿物。

(一) 常见岩石类型

按长石性质、石英的有无划分如下类型:

1. 正长岩 该岩石除碱性长石外, 可出现少量斜长石和石英; 暗色矿物为黑云母、角闪石和辉石。按石英含量分为正长岩(石英含量0—5%)和石英正长岩(石英含量5—20%)两种。根据暗色矿物定名, 如黑云母正长岩、角闪正长岩等。

2. 二长岩 其碱性长石和斜长石含量相近, 石英与暗色矿物的含量和正长岩大致相同, 因而也可分为二长岩和石英二长岩。

3. 碱性正长岩 其长石全部为碱性长石, 不含斜长石, 并出现碱性暗色矿物, 如霓辉石、霓石、碱性角闪石等。

4. 其他变种

(1) 正长斑岩 其矿物成分和正长岩相同, 仅以其具斑状结构区别之。

(2) 微晶正长岩 其矿物成分和正长岩相同, 但以其具细粒结构为特征。

(二) 次生变化

正长岩主要发生钠长石化、高岭石化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化和帘石化等次生变化。

(三) 产状、分布和矿产

本类岩石自然界产出很少, 据统计, 连同与之相当的喷出岩(粗面岩)一起只占整个岩浆岩分布面积的千分之六(0.6%)。在产状上正长岩极少单独产出, 主要与花岗岩或碱性岩共生。同花岗岩共生时, 它作为花岗岩的边缘相存在, 如瑞典的乌普拉萨、美国的弗蒙特、北京西山诸岩体; 同碱性岩共生时, 则它们之间构成复杂的碱性岩杂岩体, 如四川南江、山西临县等地所见(图Ⅲ—1—25)。

与正长岩有关的矿产不多, 目前已知者有矽卡岩型铁矿。稀有、稀土和放射性元素矿

产则多与碱性正长岩有关。新鲜而较纯的正长岩（暗色矿物极少或无）可作为陶瓷原料，富钾者可作为钾肥原料。

三、中性喷出岩类（I）

以安山岩为代表，是与闪长岩相当的喷出岩。其分布很广，分布面积仅次于玄武岩，特别是在环太平洋的岛弧地带和大陆边缘产出最多，构成所谓“安山岩”线（图Ⅲ—1—10和图Ⅲ—1—19）。“安山岩”的名称即源于南美洲的安第斯山。我国东部，北自大小兴安岭，南达鲁、苏、浙、闽、粤诸省广泛分布着中生代形成的安山岩。安山岩可以与玄武岩共生，也可以与流纹岩共生，常为中性喷出岩-次火山杂岩体的喷出岩相部分。

安山岩的颜色比玄武岩浅些，常呈红褐色、褐黄色、浅紫色、灰绿色等；具斑状结构或隐晶质结构；岩石呈致密块状，有时具气孔构造。斑晶为斜长石（中性斜长石）、辉石、角闪石和黑云母。斜长石呈近等轴形的厚板状，有时显环带构造。根据所含暗色矿物种类可分别命名为辉石安山岩、角闪安山岩和黑云母安山岩。

在喷出岩特别是安山岩中，角闪石和黑云母常生成暗化边（图Ⅲ—1—20）。这是由于岩浆喷出地表后压力突然降低，并发生氧化作用，角闪石不稳定而发生熔蚀、分解而形成的，是磁铁矿和辉石的细粒集合体，有时整个晶体可被“暗化”产物所代替，经次生变化后变成棕色氧化铁。经“暗化”后的角闪石、黑云母皆呈棕色，性脆，易从岩石中剥落。

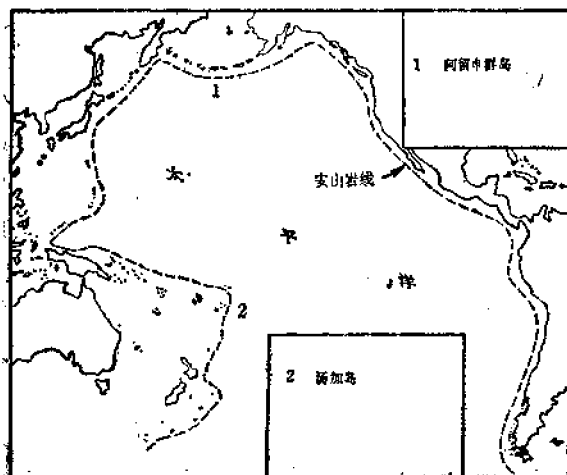


图 Ⅲ—1—19 环太平洋的安山岩线位置图

（据 Hess, 1948）

线的内方（即太平洋一侧）为玄武岩，线的外侧（即大陆一侧）为安山岩



图 Ⅲ—1—20 角闪石的暗化边

（×10）

在斑状结构的安山岩中，其基质颗粒很细，在新鲜的岩石断面上，在强光照射下可以看到反光的针状斜长石晶粒。基质中更致密的部分是隐晶质和玻璃质。

安山岩在热液作用下常蚀变而成青盘岩。此种蚀变产物是绿帘石、绿泥石、钠长石、绢云母、石英和碳酸盐矿物的细粒集合体，它是铅、锌、银矿的重要找矿标志。

安山岩和玄武岩之间往往呈现过渡关系，在产状上也常共生，用肉眼、化学分析或显微镜鉴定方法区分它们均较困难，这时可把这种过渡性岩石定为玄武-安山岩或安山-玄武

岩。

四、中性喷出岩类 (II)

粗面岩是在成分上和正长岩相当的喷出岩,因此,也可分为粗面岩(相当于正长岩)和碱性粗面岩(相当于碱性正长岩)。

1. 粗面岩 多具斑状结构,斑晶中有钾长石也有斜长石,钾长石往往是透长石和正长石;基质是隐晶质(长石等)。岩石均为浅色,一般呈浅绿色、灰色或铁红色。具块状构造。根据其暗色矿物种类可命名为云母粗面岩、角闪粗面岩和辉石粗面岩。

2. 碱性粗面岩 同粗面岩的主要区别是斑晶由碱性长石(钾长石和钠长石)组成,含碱性暗色矿物,如霓辉石、钠闪石等。

3. 角斑岩 为浅绿色、灰色、致密的角质状岩石,斑状结构。斑晶主要是钠长石或酸性斜长石,原生暗色矿物几乎不存在,多已被绿泥石、绿帘石、方解石所交代。有时具杏仁构造。它本质上是一种富钠质的火山岩,与细碧岩、石英角斑岩共同组成细碧-角斑岩建造,是优地槽海底火山的产物。其成因同细碧岩相似。

第六节 酸性岩(花岗岩-流纹岩)类

一、酸性侵入岩类

此类岩石以花岗岩、花岗闪长岩为代表,其化学成分特点是:SiO₂含量高(>65%),一般是65—78%;Na₂O和K₂O的含量高,可达7—8%;钙、铁、镁含量低;Al₂O₃仍在15%左右。与化学成分相应,在矿物成分方面的突出特点是石英大量出现,大于20%;钾长石和酸性斜长石亦多,约占60%左右;暗色矿物很少,一般小于10%。由于本类岩石中石英、长石可达90%以上,故岩石颜色浅,色率低,相对密度小。岩石多具中-粗粒他形粒状结构,也常见似斑状结构。其副矿物较多,有锆石、榍石、独居石、磷灰石、磁铁矿等。

花岗岩是大陆地壳中分布最广的岩浆岩,占大陆地壳岩浆岩的一半以上。近来在大洋壳中已取得花岗岩样品,如太平洋的斐济、大西洋的阿松岛,表明洋壳中也有少量分布。

花岗岩的成因是地质科学中长期争论和探索的基本问题之一,即岩浆论和变成论(混合岩化)之争,所以花岗岩的研究具有重大科学意义。花岗岩类同许多重要矿产有关,如铁、铜、锡、钨、铋、钼、铌、钽、铀等金属及稀有、稀土和放射性元素矿产等。所以研究花岗岩对矿产的寻找、评价也有巨大经济意义。

(一) 常见岩石类型

该类岩石主要按照长石的性质划分,常见者有:

1. 花岗岩 岩石色浅,一般呈灰白色、肉红色。主要矿物成分是石英、钾长石和酸性斜长石;次要矿物为黑云母、角闪石和辉石。石英含量一般大于25%,暗色矿物常小于5%。碱性长石含量(平均约40%)大于斜长石含量(平均25%)。花岗岩可按暗色矿物种类命名,如黑云母花岗岩、二云母花岗岩(含黑云母和白云母)、角闪花岗岩等,其中黑云母花岗岩最常见;若暗色矿物很少(<1%),则称白岗岩。

2. 花岗闪长岩 其颜色较花岗岩深一些,多呈深灰色或灰绿色。同花岗岩相比,石英含量低些,斜长石含量多于钾长石,暗色矿物含量略增高。典型花岗闪长岩的矿物组合

是：石英约15%，酸性或中性斜长石大于40%，碱性长石小于20%；暗色矿物约15%，暗色矿物以角闪石为主。同样可按暗色矿物种类命名，如黑云母花岗闪长岩、角闪花岗闪长岩等。

3. 碱性花岗岩 其主要矿物成分和花岗岩相似，其特征是含有碱性暗色矿物，如霓石、霓辉石、铁锂云母、碱性角闪石等，长石则为碱性长石。

4. 其它变种

(1) 花岗斑岩 其矿物成分和花岗岩相同，但具斑状结构，斑晶是钾长石和石英，基质是隐晶质—细粒结构。

(2) 石英斑岩 其斑晶几乎全部为石英的花岗斑岩变种，基质为隐晶质。

(3) 斑状花岗岩 具有似斑状结构的花岗岩，称斑状花岗岩。

以上三种斑状和似斑状结构的花岗岩均属浅成岩，此外尚有两个特殊种属，即更长环斑花岗岩和紫苏花岗岩。

更长环斑花岗岩 具似斑状结构，其特征是自形、圆形或卵形的钾长石斑晶的外圈生长有酸性斜长石（更长石或钠-更长石）环，故命名之（图Ⅲ—1—4）。它是发育在前寒武纪的一种特殊岩体，常与其它中、酸性岩类共生，成带状分布于断裂带附近，或构成较大的岩基。北京密云的更长环斑花岗岩岩体东西长12 km，宽约2 km，侵入于前震旦纪片麻岩系中，年代为140 Ma。这种岩石的成因尚未解决，一些人认为是交代作用的产物，另外一些人认为是花岗岩浆在深部的结晶作用形成的。

紫苏花岗岩 以含紫苏辉石为特征。它经常与区域变质岩共生，有时与斜长岩、苏长岩也有一定的共生关系。印度、斯里兰卡、乌克兰和我国（内蒙、河北）的一些古老变质岩系中有产出。关于其成因，很多人认为是花岗岩浆同化粘土质沉积岩的结果，也有人认为它不是岩浆岩，是一种深变质条件下产生的混合岩。

（二）次生变化

花岗岩的主要次生变化有云英岩化、硅化、钠长石化、绢云母化、高岭石化等。这些变化同矿产的成因关系十分密切，其中云英岩化和硅化将在第三章（变质岩）中介绍。钠长石化和绢云母化主要发生在长石类矿物中，即长石被钠长石和绢云母所交代。高岭石化则在表生作用下发生，长石分解成高岭石。高岭石化可形成高岭石矿床，如江西景德镇陶土矿。

（三）产状、分布和矿产

1. 产状 花岗岩岩体多呈巨大的岩基、岩株产出。岩体内部岩相带的变化比较明显，许多岩体同中性侵入岩共生而构成中—酸性杂岩体。

花岗岩体内部岩相变化的规律一般是：中心（内部）相岩石结构较粗，岩性均一，多为块状构造，是正常的花岗岩；边缘相岩石结构复杂些，出现细粒、斑状结构，构造不均匀，往往有斑杂构造或流动构造，岩石趋向于中性，甚至完全变成中性岩；在边缘相和中心（内部）相之间是过渡相，呈现各种过渡特征。图Ⅲ—1—21是南岭大东山岩体的岩相变化剖面图，主要表现为粒度的变化。许多花岗岩体岩石类型单一，是一次侵入活动形成的。另外一些岩体则是多期侵入活动或明显分异作用的产物。岩体内部岩石类型虽然多样，或者岩体的不同部位形成的时间也略有差别，但它们均为同一岩浆来源，其岩体一般叫杂岩体。图Ⅲ—1—22是北京西山花塔杂岩体剖面。该岩体由正长岩、石英二长岩和花岗岩

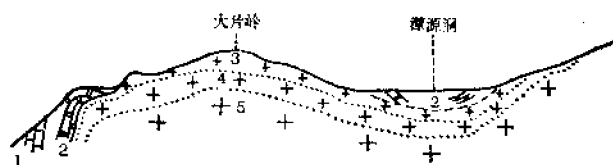


图 III—1—21 大东山花岗岩体岩相剖面示意图

(据南岭区测队, 1959)地形地质素描剖面图简化)

1—石灰岩; 2—大理岩; 3—细粒花岗岩; 4—中粒花岗岩; 5—粗粒花岗岩

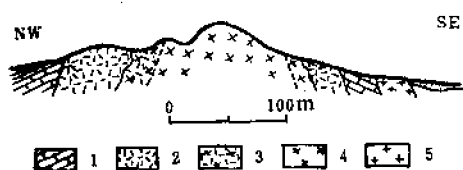


图 III—1—22 北京花塔杂岩体剖面图

(据北京地质学院, 1959)

1—震旦纪石灰岩; 2—正长岩; 3—石英二长岩 (边缘相); 4—石英二长岩 (内部相); 5—花岗岩有石英二长岩侵入于其中

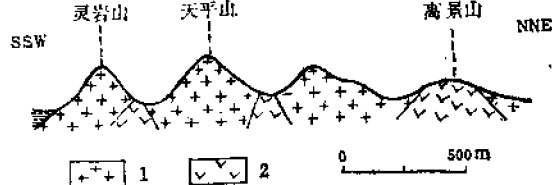


图 III—1—23 江苏苏州灵岩山花岗岩体剖面图

(据南京大学, 1980)

1—第一次侵入花岗岩 (以红色粗粒花岗岩为主); 2—第二次侵入花岗岩 (以灰白色中粒花岗岩为主, 间或有细粒者)

组合而成, 是一个中—酸性杂岩体。图 III—1—23 是江苏苏州灵岩山花岗岩体剖面。其岩体由两期花岗岩组成, 是两期同类型岩石构成的酸性侵入岩杂岩体。

花岗岩的产状特征是其成因研究的一个重要方面, 特别是岩基那样的巨大地质体, 要解决其物质来源、运动和演化问题尚需深入研究。

2. 分布 花岗岩类在自然界分布广泛, 并且主要分布在褶皱带和古老地台的结晶基底上。如高加索山区, 花岗岩占该区岩浆岩面积的95%; 在北美洲西海岸有一千余公里的花岗岩带; 我国一些地区 (如南岭) 也有广泛出露。

3. 矿产 花岗岩类是重要的含矿岩石, 与之有关的矿产有钨、锡、铋、钼、金、银、铜、铁、铅、锌、稀有、稀土和放射性元素等。一些花岗岩是良好乃至名贵的建筑材料。

二、酸性喷出岩类

(一) 流纹岩

流纹岩的成分相当于花岗岩。其颜色为灰、砖红、灰白等颜色。常具流纹构造 (图 III—1—10) 和斑状结构, 斑晶中有透长石、斜长石 (更长石)、石英 (高温石英) 及少量黑云母和角闪石。新鲜岩石中的透长石呈自形晶, 晶体长板状, 无色透明; 石英呈六方双锥或被熔蚀后呈浑圆状; 暗色矿物斑晶常出现暗化现象。基质多为隐晶质和玻璃质。流纹岩的主要鉴别标志是含石英斑晶, 据此可同其它喷出岩区别之。

(二) 英安岩

英安岩是相当于花岗闪长岩的喷出岩。其颜色一般呈土红色、浅紫色或灰色。斑状结构, 斑晶为斜长石、石英和正长石或透长石。斜长石斑晶多于正长石, 可具环带构造。石英多呈高温型双锥体。暗色矿物斑晶较少, 在斑晶中若能鉴别暗色矿物种属时, 亦可按暗

色矿物命名为云母英安岩、角闪英安岩等。

(三) 石英角斑岩

石英角斑岩是流纹岩类的特殊变种，它是酸性岩浆海底喷发的产物。岩石呈灰白色。具斑状结构者，斑晶由钠长石和石英组成。基质为隐晶质结构，岩石也可全部为隐晶质结构。前已述及，该岩石常同细碧岩、角斑岩组成细碧-角斑岩系。其分布和矿产已在细碧岩中介绍。关于石英角斑岩的成因有两种观点，一种认为其中的钠长石系交代成因，实质上是钠长化的流纹岩；另一种认为钠长石是原生的，是从富含钠质的岩浆中结晶出来的。

(四) 酸性玻璃质岩石

此类岩石几乎全由玻璃质构成，晶质矿物很少见，准确鉴定必须依据化学分析资料。

1. 黑曜岩 黑曜岩为灰黑、黑色玻璃质岩石。贝壳状断口。玻璃光泽。有时含少量石英和透长石斑晶。岩石含水量小于1%。以酸性玻璃质黑曜岩最常见；也可有中性玻璃质黑曜岩，但少见。

2. 松脂岩 该岩石以其松脂光泽而得名。呈黑色、红色、褐色、浅黄绿色等。由酸性火山玻璃组成，含水量高，约8%。

3. 珍珠岩 这是具有珍珠状裂隙的玻璃质岩石（图Ⅲ—1—24）。珍珠岩可作为制造膨胀珍珠岩（轻质保温材料）的原料。

玻璃质喷出岩多产于火山口附近或火山颈中，同各种火山岩共生，呈层状或岩墙产出，也可作为喷出岩岩体的表皮相或边缘相产出。因为玻璃质是一种不稳定物质，在热液作用下易发生蚀变，或经过长久的地质年代后发生老化，从而变成不同结晶程度的物质，此即“脱玻化”作用。



0 2cm

图 Ⅲ—1—24 珍珠岩的珍珠状裂隙
辽宁凌源 标本素描

第七节 其它岩类

本节内容包括碱性岩类、碳酸岩类和脉岩类。

一、碱性侵入岩类

该类以霞石正长岩为代表。碱性岩类主要是指 K_2O 和 Na_2O 含量很高，因而含较多的副长石（如霞石）和碱性暗色矿物的岩石，不含石英。按 SiO_2 含量同样可分为：

中性碱性侵入岩 霞石正长岩；

基性碱性侵入岩 霞斜岩；

超基性碱性侵入岩 霓霞岩。

本类岩石岩性复杂，岩体小，多呈碱性杂岩体产出。自然界很少见，属稀少岩类，特别是霞斜岩（由霞石、基性斜长石和碱性暗色矿物组成）、霓霞岩（由霓石和霞石组成，不含长石）极为少见。本书仅介绍霞石正长岩。

霞石正长岩按 SiO_2 含量应属中性岩，我国和世界上该类岩石的 SiO_2 平均含量是 55.17%； FeO 、 CaO 、 MgO 含量低； K_2O 和 Na_2O 含量很高，一般大于 10%，可高达

16%。大量出现副长石（主要是霞石），一般其含量大于10%，可达20%。碱性长石含量可达60%左右。碱性暗色矿物的含量通常是15—20%。副矿物中常出现含稀土元素的铈钽硅酸盐类。

岩石颜色较浅，多呈浅灰色、肉红色。相对密度小。一般是半自形粒状结构，有时矿物呈定向排列而成流状构造。岩体很小，自然界少见，出露面积不及整个岩浆岩出露面积的1%。主要与稀有、稀土和放射性元素的矿产有关。

（一）主要岩石类型及产地

根据结构和暗色矿物划分如下类型：

1. 流霞正长岩 其主要矿物呈定向（流状）排列。是本类岩石中的常见类型。辽宁凤城、云南个旧均有出产。
2. 云霞正长岩 其暗色矿物以黑云母为主。云南永平产之。
3. 霓辉霞石正长岩 其暗色矿物为霓辉石。辽宁凤城、山西临县产之。
4. 霞石正长斑岩 具斑状结构，斑晶为钾长石。基质由霞石、钾长石和碱性暗色矿物构成。山西临县有产。

（二）次生变化

霞石很不稳定，次生变化后多为沸石和钙霞石所代替。它也可变成长石和绢云母的集合体。在岩石中霞石经次生变化后常呈肉红色，使岩石具有一种“红疹状”斑点，或者它被溶蚀后岩石表面呈现一个个小凹洞，颇具特色。

（三）产状、分布和矿产

1. 产状 多呈岩床、岩盆、岩株以及韵律层状侵入体，单独产出者少见，绝大多数构成碱性杂岩体。例如山西临县紫金山碱性岩杂岩体，平面上呈同心环状，出露面积仅20 km²，由八种岩性的岩石构成，其中二长岩约占岩体总面积的三分之二，其余三分之一的面积（约7 km²）上分布着六种小岩体，可见其岩性变化很大（图Ⅱ—1—25）。据研究，该杂岩体系岩浆多次活动形成的。

2. 分布 自然界少见，我国辽宁凤城、云南个旧和永平、山西临县以及大别山、河南原阳、河北阳原有产出。世界上的著名碱性岩产地有苏联的科拉半岛、瑞典的阿尔诺岛（岩体直径约4 km）、挪威的奥斯陆、加拿大的蒙特利尔、南非的谢库库兰（135 km²的岩体）等。

3. 矿产 主要与稀有、稀土及放射性元素的矿产有关；还可能有磷灰石矿床；霞石正长岩中的长石和霞石可直接作为提炼铝的原料。总之，该类岩石分布很少，但与之有关的矿产不少，而且是一些重要矿种，因此它是值得注意研究的岩类。

二、碱性喷出岩类

响岩是本类的代表，与霞石正长岩成分相当，呈灰色、浅灰色或灰绿色，具斑状结构或隐晶质结构。在斑状结构的岩石中斑晶主要由霞石和碱性长石组成，暗色矿物斑晶较少。

三、碳酸岩类

本类岩石极少，因而不单列节介绍，在此一并讲解。

碳酸岩的化学成分以CaO和CO₂为主，CaO平均含量为41.96%，CO₂平均为37.87%，而SiO₂极低，平均3.86%。矿物成分以方解石为主，可有白云石，有少量硅酸盐矿物（霞

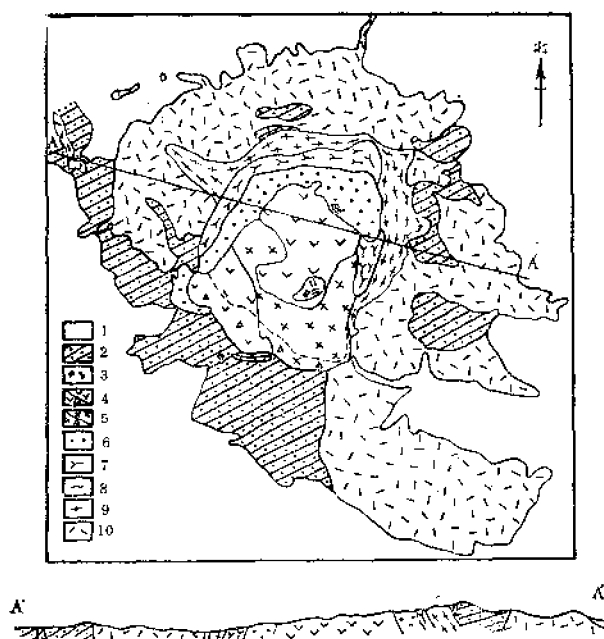


图 III-1-25 山西临县紫金山碱性杂岩体地质图和剖面示意图
(据吴利仁, 1966, 简化)

1—第四纪沉积物；2—二叠系石千峰组砂页岩；3—中粒霓辉正长岩；4—粗面斑岩及火山角砾岩；5—假白榴石响岩及火山角砾岩；6—霞石正长岩；7—暗霞正长岩；8—霞石钛辉岩；9—霓辉正长岩；10—二长岩

石、霓石等)。副矿物有磷灰石、磁铁矿、锆石、独居石及其它稀有、稀土元素矿物。岩石呈粒状结构、块状构造，有时呈条带构造。

该类岩石的侵入岩常呈岩株、岩脉、岩墙产出，多数与碱性岩构成杂岩体。喷出岩则呈火山颈、熔岩流产出。1960年10月，坦桑尼亚东部的一个火山口喷出大量碳酸盐熔体，证明自然界存在碳酸盐岩浆，并可由它生成碳酸盐岩浆岩。

我国湖北竹山、四川南江、山西临县有碳酸岩产出。国外产地亦极有限，目前仅在挪威、瑞典、德国、南非、肯尼亚、俄罗斯（亚库特）、美国（亚利桑那）、巴西（东部的哈库皮兰加）、法国（拉凯尔）等国家的一些地区有少量产出，多与金伯利岩或碱性岩共生。

碳酸岩的含矿性基本上和碱性岩相同。有些碳酸岩岩体（如南非帕拉博纳岩体）富含铜的硫化物，可形成一种独特的铜矿床。碳酸岩经一定处理后是良好的水泥原料。

四、脉岩类

脉岩类是一种浅成侵入岩，主要呈岩脉、岩墙产出，并常具有特殊的矿物成分和结构。因而将它们单独归为一类。脉岩在物质成分上和空间分布上常与一定的侵入岩有关。

根据物质成分和结构特征，脉岩可分为伟晶岩、细晶岩和煌斑岩三类。

（一）伟晶岩类

构成这类岩石的晶体一般都很粗大，个别的甚至以米来衡量或以吨来计算。按矿物成分，前述的辉长岩、闪长岩、花岗岩、正长岩等均有其相应的伟晶岩，如辉长伟晶岩、闪长伟晶岩、花岗伟晶岩、正长伟晶岩等。伟晶岩中最常见、最重要的是与花岗岩相当的花岗伟晶岩，即一般所谓的“伟晶岩”。其余产出均很少，工业价值也不大。

花岗伟晶岩由粗大的钾长石、石英、斜长石构成。常具文象结构（图Ⅲ—1—5）。其附属矿物可达 300 多种。化学成分复杂，特别富含稀有、稀土及放射性元素，如 Li、Be、B、Cs、Nb、Ta、Zr、Hf、TR……等近 50 种，几乎占天然元素的一半。这些元素可富集成重要的矿床。

伟晶岩常与岩基或岩株状侵入体相联系。它既可以产于岩基、岩株内部，也可以分布于邻近的围岩中。伟晶岩脉在空间上往往成群出现（图Ⅲ—1—26），有时成千上万条伟晶岩脉聚集成一个大伟晶岩区。如新疆阿尔太伟晶岩区，已知伟晶岩脉两万条；在秦岭东段伟晶岩区有伟晶岩脉数千条，且多含稀有元素。



图 Ⅲ—1—26 江西某矿区丰山
弧形伟晶岩群
(据武汉地质学院, 1980)

关于伟晶岩的成因争论很多，一种认为是富含挥发组分的岩浆在封闭条件下的结晶产物；一种认为是来自深部的气化-热液或岩浆结晶后的残余热液沿围岩裂隙进行交代的结果，在交代过程中小晶粒长成大晶体，并有稀有元素矿物沉淀。根据目前研究，伟晶岩形成的最小深度是 2 km，温度在 500—

700℃之间。

（二）细晶岩

因岩石具细粒他形结构而得名。其颜色较浅，多不含或很少含暗色矿物。前述各大类岩石中常有与其成分相当的细晶岩，如辉长细晶岩、闪长细晶岩、花岗细晶岩等。其中以花岗细晶岩最常见，主要由细粒石英和长石组成，又称长英岩。

细晶岩含矿的可能性很少，在我国仅在华南某地发现具有工业价值的含钽细晶岩脉。关于细晶岩的成因，多数认为它是岩浆结晶冷凝后所残余的岩浆结晶而成，因含挥发成分很少，故残余岩浆中的组分不易扩散，不利于晶体生长，故呈细粒它形结构。

（三）煌斑岩

富含暗色矿物，且以黑云母和角闪石最常见，多具斑状结构。斑晶为自形的角闪石和黑云母是其最大特点，硅铝矿物（长石）少，且分布于基质中。有的也可为细粒结构。不论基质或斑晶中的暗色矿物均呈完美的自形晶，此为煌斑岩所特有。常见类型如下：

1. 云煌岩 它主要由黑云母、正长石组成。黑色。斑状结构，斑晶为自形的黑云母，新鲜的黑云母斑晶辉煌发亮。正长石分布于基质中。

2. 斜云煌岩 与云煌岩的区别仅在于含斜长石，但二者肉眼不易鉴别开，常统称云母煌斑岩。

3. 斜闪煌斑岩 它主要由角闪石、斜长石组成。具斑状结构，角闪石为斑晶。

煌斑岩呈脉状或岩墙产出，规模不大，长仅数米至数十米。其分布很广，以酸性岩侵入体中分布最多，有时也呈岩脉群分布，多数分布在岩体顶部或边缘，少数在岩体附近的围岩中。我国研究较详细的煌斑岩有河北涞源、青海茶卡、北京八达岭及江苏宁镇山脉等地。

关于煌斑岩的成因，主要有两种观点，一种认为煌斑岩由岩浆物质直接结晶而成，是岩浆分异的产物，甚至认为是地幔岩浆源分异作用形成的，并推测在其中可能找到金刚石

(地幔型煌斑岩)；另外一种观点则认为它是岩浆同化围岩后形成的，例如，基性岩浆同化花岗岩后即可形成煌斑岩。

目前尚未发现煌斑岩同矿产的直接关系。

第八节 火山碎屑岩

火山碎屑岩是火山剧烈爆发中产出的火山碎屑堆积物经压实、固结以后形成的岩石。同一般岩浆岩比较起来，火山碎屑岩的形成过程有以下三个特点：第一，其中的碎屑物质是由火山爆破的机械作用产生的岩石碎块、晶体或玻璃质的碎块构成，并非岩浆冷凝的产物；第二，火山碎屑物质有些是喷射至大气中后经过空气介质而沉落于陆地，有些可能是降落在水中再经一定的搬运作用而在异地沉积的（岩浆岩无这一沉积过程）；第三，火山碎屑岩是由松散的火山碎屑堆积物经过压实、胶结作用后形成的岩石而岩浆岩却是岩浆直接冷凝结晶的产物。由于火山碎屑岩的形成过程（机械破碎、沉积、压实、胶结等）和沉积岩相似，因而，形成了许多和沉积岩相似的特征（如碎屑结构、层理等）。由于火山碎屑岩中的碎屑物质来源是火山活动（属内动力地质作用），但其沉积—成岩过程中却又有外动力地质作用的因素，即它在成因上具内、外动力地质作用的二重性，因而在岩性上也显示岩浆岩和沉积岩的双重特征。据此，有些人也把它归到沉积岩的分类体系中。

火山碎屑岩分布十分广泛，从前寒武纪的古老地层至近代死火山堆积物中均有产出。在许多喷出岩出露的地区，也往往有其相伴而生，共同构成复杂的火山岩系，如我国东南沿海诸省的中生代火山岩系。火山碎屑岩中常富集有一般金属矿产及稀有、放射性元素矿产等，而且规模也比较大。

一、火山碎屑物质的一般特征

火山碎屑物质的主要特征表现在它的物态、形状和大小上。

（一）火山碎屑物质的物态和形状

火山碎屑物质的物态一般是指它降落着地时的物理状态，即是固态、液态，抑或是塑性体。固体碎屑包括岩屑、晶屑和玻屑；塑性碎屑包括浆屑、塑性玻屑。

1. 岩屑 指火山活动中早期先凝结的喷出岩和火山通道的围岩经火山作用爆碎后形成的岩石碎块。岩屑的形状极不规则，呈棱角状，一般大于2 mm。

2. 晶屑 指火山爆碎的各种矿物的晶体碎块，常见者是石英、长石的晶屑，它们多半是岩浆中早期形成的斑晶破碎以后的产物。晶屑棱角尖锐，有时在显微镜下可见到熔化痕迹，一般粒度小于2 mm（图Ⅲ—1—27）。根据晶屑的矿物成分可大致判断火山岩的岩浆成分。

3. 玻屑 指炸碎的多孔性浮岩碎块。玻屑多保留气孔壁，外形极其复杂，可呈弓状、月牙状、鸡骨状等（图Ⅲ—1—28）。一般小于2 mm。在古火山岩中，玻屑虽已脱玻化，但仍保留其外形，是鉴别古火山岩的重要标志。

4. 火山弹 指半固结的岩浆团块抛射到空中时在旋转性运动中边扭曲边凝固而成的岩块。降落地面时已基本固结，常保留其“麻花”状外形（图Ⅰ—4—6）。

5. 浆屑 指溅落地面的未固结的熔岩团块。这些熔岩团在火山爆发过程中经撕裂、震碎，堆积后又经受过压扁、拉长。所以，浆屑的形状极不规则，有些似“火焰”状者称

为火焰体（图Ⅲ—1—27）。

6. 塑性玻屑 火山爆发过程中常有炽热的火山灰流，致使其中裹挟的玻屑处于过热状态而呈塑性，似烧至软化的玻璃，此种玻屑即塑性玻屑。这种炽热的火山灰流和塑性玻屑堆积物不但在上覆火山堆积层的保护下能较长期的保持高温，而且在上覆堆积层的重压下塑性玻屑也被压扁、拉长而变形。因而可呈现出平行排列的趋势，形成假流纹构造。

（二）火山碎屑物质的粒度分级

各种火山碎屑物质的粒度有一定的分布规律（图Ⅲ—1—28）。因此，我们可以把火山碎屑按大小分成几级。每一级给予特定的名称。这些粒级名称是火山碎屑岩分类命名的基本依据。本书所采用的分类标准如下：

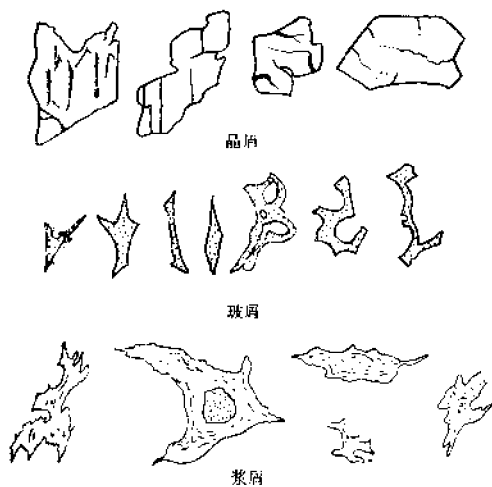


图 Ⅲ—1—27 晶屑、玻屑和浆屑的形状

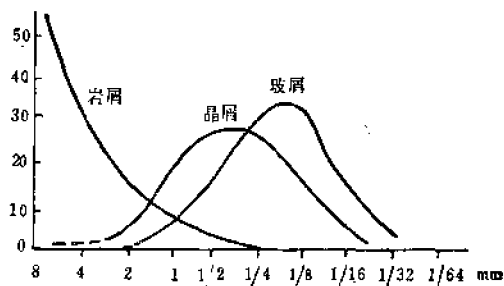


图 Ⅲ—1—28 岩屑、晶屑、和玻屑的
粒度分布图
（据孙善平、王小明，1964）

- 火山岩块 粒度 $> 50 \text{ mm}$;
- 火山角砾 粒度 $2 - 50 \text{ mm}$;
- 火山灰 粒度 $0.01 - 2 \text{ mm}$;
- 火山尘 粒度 $< 0.01 \text{ mm}$ 。

火山碎屑堆积物以其棱角尖锐、大小混杂、分选性差，为其最大特点。

二、火山碎屑岩的常见岩石类型

根据火山碎屑物质的含量和硬结（胶结）方式可将火山碎屑岩划分为若干类型，常见者有普通火山碎屑岩、熔接火山碎屑岩和层状火山碎屑岩。此外，尚有向喷出岩过渡的火山碎屑熔岩和向沉积岩过渡的沉积火山碎屑岩。

（一）普通火山碎屑岩

普通火山碎屑岩一般简称火山碎屑岩。其中火山碎屑占绝对优势，成岩方式以压结为主，常叠加有化学胶结物。这种胶结物往往是火山灰后期次生变化、分解形成的蛋白石、粘土矿物和碳酸盐矿物。该类型岩石按粒度分为集块岩、火山角砾岩和凝灰岩三种：

1. 集块岩 岩石中的火山碎屑粒径大于 50 mm 者占50%以上，常混有火山角砾、

火山灰等。分选性差。集块岩多分布于火山口附近或火山管道中，分布范围较窄。可作为寻找古火山口或古火山颈的一种标志。

2. 火山角砾岩 主要由各种喷出岩的角砾组成，也有其它岩石角砾，角砾棱角明显，也可混入少量晶屑，一般由火山灰胶结，分选性差（图Ⅲ—1—29）。该种岩石除分布在火山口附近外，也可分布于离火山口稍远的地区。比较常见。

3. 凝灰岩 岩石中大多数的火山碎屑粒度小于2mm，并且被更细的火山尘及火山灰的次生化学分解物（蛋白石、粘土、碳酸盐等）所胶结。由于火山灰粒度细小，从火山口喷出后在空中可漂浮数百乃至数千公里，所以一般凝灰岩的分布范围很宽，可距火山口很远。它是火山碎屑岩中分布最广的一种。

从火山碎屑成分来看，酸性凝灰岩中以玻屑、晶屑为主，岩屑较少；而基性及中性喷出岩中晶屑、岩屑较多。因此，按碎屑成分又可分为玻屑凝灰岩、晶屑凝灰岩和岩屑凝灰岩。或按与之相当的喷出岩的成分分为流纹质凝灰岩、安山质凝灰岩。

（二）熔结火山碎屑岩

熔结火山碎屑岩以含有大量浆屑、塑性玻屑为特征。它是通过“熔结”方式成岩的。所谓熔结颇似焊接作用，即这些碎屑在高温下处于塑性状态，在上覆堆积物的重压下可以相互粘结起来而成为整体，冷却之后即成熔结火山碎屑岩。常具假流纹构造。



图 Ⅲ—1—29 火山角砾岩

（据翟淳，1987）

河北大庙 标本素描

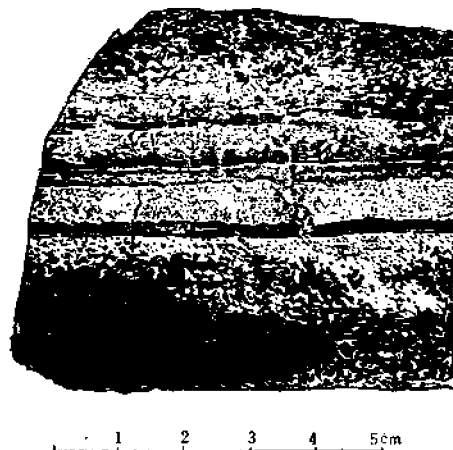


图 Ⅲ—1—30 沉积凝灰岩 河北滦平

（据孙善平、王小明，1984，原图之局部）

（四）其它类型

1. 沉积火山碎屑岩 火山碎屑沉落于水体、或降落于陆地再经流水搬运至水盆地中，沉积时混杂有正常沉积物（砾石、泥沙等）。其成岩过程与一般沉积岩相似，胶结物也主要为水溶液化学沉淀物质（碳酸盐、粘土和氧化铁等）。可具层理构造（图Ⅲ—1—30）。最为普遍的是沉积凝灰岩。它往往同正常沉积岩共生在一起，彼此呈过渡关系。因此，沉积火山碎屑岩是向沉积岩过渡的火山碎屑岩类。

2. 火山碎屑熔岩 若火山碎屑物质降落在喷出地表的岩浆中，碎屑通过岩浆的冷凝作用而胶结成岩。其胶结物为岩浆物质。成岩过程具有岩浆冷却凝固的特点。所以它在

岩石特征上向喷出岩过渡。岩石中火山碎屑的含量变化很大，一般为10—90%。

三、火山碎屑岩的分布及其研究意义

火山碎屑岩在各个地质时代和许多地区广泛分布。以我国而论，前震旦纪变质岩中就有许多变质火山岩。西北地区祁连山古生代地层中，东部及东南沿海地区中生代火山岩系中，东北地区中生代陆成含煤岩系中，西南地区中生代地层中（所谓“绿豆岩”）均夹有不少火山碎屑岩。

通过火山碎屑岩的研究可以了解古火山的地理分布、火山喷发方式、强度和喷发时的环境（水下或陆上）；分析火山在时间和空间上的分布规律，并进而探索构造运动的规律。由于火山灰可以飘逸很远，所以凝灰岩往往在广大地区内以比较稳定的层位产出。因而，可用它作为“标志层”进行地层对比，例如，广泛分布于川、黔、鄂一带的“绿豆岩”（一种玻屑凝灰岩，具有绿豆状泥球结构），厚约1 m，产状稳定，是该地区中三叠统底部地层划分、对比的标志层。又如黑龙江鸡西的一些早白垩世煤层中夹有凝灰岩层，是煤层对比的良好标志。

火山碎屑岩、特别是火山通道附近的火山碎屑岩中常含有许多矿产，而且有时规模很大。常见的矿产有明矾石、叶蜡石、沸石、硫黄、铜、铅、锌、铁、汞、铀等。这些矿床多呈层状产出，矿体与围岩整合，往往构成一定层位的含矿岩系。成矿物质来源于火山，但矿质的富集作用则是在火山物质堆积、固结成岩、次生变化的过程中进行的。火山提供矿质的途径有火山喷气、火山尘的吸附、热液携带等。

第九节 岩浆岩的成因

综上所述，岩浆岩种类繁多，性状各异。现简要介绍形成岩浆岩的岩浆种类及其来源，形成岩浆岩的地质作用和物理化学作用，并据此解释岩浆岩多样性的原因。

一、原始岩浆的种类和起源

根据目前研究，岩浆起源于上地幔和地壳底层，并把来自地幔或地壳底层的岩浆叫原始岩浆。岩浆岩种类虽然繁多，但原始岩浆的种类却极其有限，一般认为仅三、四种而已，即只有超基性（橄榄）岩浆、基性（玄武）岩浆、中性（安山）岩浆和酸性（花岗岩或流纹）岩浆。当然，对这个问题的认识也经过一个长期的发展过程。在十九世纪中叶布恩森（Bonson, 1851）曾提出有玄武岩浆和花岗岩浆两种原始岩浆的主张，但关于花岗岩浆的论点一直未受重视，一些学者却坚持认为只有一种玄武岩浆，而所有的岩浆岩都是由玄武岩浆派生出来的。这就是本世纪初至20年代风行一时的岩浆成因一元论。最早提出一元论者是戴里（Daly）和鲍文。但一元论不能解释这样一个众所周知的地质事实，即花岗岩在大陆地壳中的分布要比玄武岩广得多。据计算，花岗岩的分布面积比玄武岩大五倍，比其他深成岩大二十倍，而且花岗岩几乎不与玄武岩共生。进入本世纪三十年代，列文生-列森格（Левинзон-Лесинг, 1934）和肯尼迪（Kennedy, 1933）根据花岗岩和玄武岩同为地壳中分布最广的岩浆岩（图Ⅲ—1—14）这一事实，又重新倡导花岗岩浆和玄武岩浆两种原始岩浆的论点，即所谓岩浆成因二元论。本世纪中期前后，有人针对环太平洋“安山岩线”和阿尔卑斯型超基性侵入岩这种地质事实，又提出了安山岩浆和橄榄岩浆的论点。于是进入了所谓岩浆成因的多元论阶段。目前认为种类繁多的岩浆岩就是从橄榄岩

浆、玄武岩浆、安山岩浆、花岗岩浆通过复杂的演化作用形成的。这几种原始岩浆是上地幔和地壳底层的固态物质在一定条件下通过局部熔融（重熔）产生的。

近数十年来，根据人工试验和地质观察，人们得出了局部熔融的概念，即在岩石开始熔化至全部熔化的温度区间内，岩石中的易熔组分（酸性组分）先熔化，产生酸性熔体，残留体为较基性的难熔固体物质。随着温度增高，熔体数量增加，其基性成分也逐渐增加；当温度达到或超过岩石全部熔化的温度时，岩石全部熔化，熔体成分和被熔化的原岩成分一致。岩石的局部熔融作用又叫重熔作用或深熔作用。岩石局部熔融基本是按石英—长石—橄榄石的顺序进行。由于地壳深部和上地幔的温度很高，固态地壳物质和上地幔物质同样也会发生局部熔融或重熔作用，一般认为上地幔物质的局部熔融产生橄榄岩浆、玄武岩浆、安山岩浆；而地壳深部（底层）岩石的局部熔融作用产生花岗岩浆。

1. 玄武岩浆 是上地幔物质（地幔岩）局部熔融的产物。目前推断，在上地幔的不同深度上通过局部熔融产生三种岩浆，即：拉斑玄武岩浆——约小于 15 km；高铝玄武岩浆——约 15 至 35 km；碱性玄武岩浆——约 35 至 75 km。也有人主张只有一种玄武岩浆。

从玄武岩浆中可以直接冷凝固成玄武岩和辉长岩。玄武岩浆通过分异作用也可生成少量的中性岩和酸性岩，但自然界少见，仅是一种实验和理论上的可能性。可是通过玄武岩浆的分异作用产生超基性岩，则有充分的实验、理论和地质根据，前面提到的超基性—基性层状侵入杂岩体就是最好的例证。

2. 花岗岩浆 是大陆地壳深部物质重熔的产物。根据理论计算，在不同深度上可能形成性质稍有差异的花岗岩浆。例如在约 10 km 的深度上形成活动性很弱的岩浆，许多巨型花岗岩岩基即由此种岩浆形成；大约在 20 km 深度上可生成活动性很强的岩浆，能够上侵至地壳浅部形成浅成侵入体，以至喷出地表形成流纹岩。花岗岩浆通过同化作用可形成中性岩和碱性岩。但是，并非所有花岗岩均来自花岗岩浆。一些花岗岩是由混合岩化作用（见本篇第三章）形成的。

3. 安山岩浆 提出该岩浆存在的主要论点是环太平洋地区广泛地分布着安山岩（见图Ⅲ—1—19）。板块学说认为此种岩浆的生成模式是：当玄武岩洋壳到达海沟并向俯冲时，玄武岩及其上覆的洋底沉积物发生局部熔融即可形成安山岩浆。其俯冲下插的深度达 95 km 时即可发生这一作用（图 V—2—16）。对于大陆内部的安山岩，有人则认为是地幔或地壳深部局部熔融产生的安山岩浆活动的产物，其深度约为 60 km。

4. 橄榄岩浆 是上地幔物质大约在 80 至 160 km 的深度上局部熔融的产物。此种岩浆形成的侵入岩多沿深大断裂或平行于褶皱带的走向分布，许多独立的超基性岩体呈串珠状分布，构成绵延数百公里的岩带。如我国祁连山、欧洲阿尔卑斯山的超基性岩即属此类。

再次指出，关于原始岩浆及其起源问题极其复杂，许多问题并未得到圆满解决，尚待进一步研究，在这一方面深部地球物理探测是一个很重要的手段。

二、岩浆的演化与各类岩浆岩的形成

岩浆从开始产生直到固结为岩石，始终处在不断的变化过程中。对于岩浆岩成因具有直接意义的是岩浆侵入地壳、特别是侵入地壳浅部以后到凝固为岩石这一期间内岩浆在物质成分上发生的演化。该期间内岩浆演化的基本过程是通过分异作用和同化作用，由少数几种岩浆形成多种多样的岩浆岩，并在适宜条件下形成一定的矿床。岩浆的分异和同化，

是岩浆岩成因方面的基本问题，在理论上和实际上均具有很大意义。

(一) 岩浆分异作用

岩浆可以通过两种方式发生分异，即熔离作用和结晶分异作用。这是岩浆内部发生的一种演化。

1. 液态分异作用 液态分异作用即熔离作用，它是指原来均一的岩浆，随着温度和压力的降低或者由于外来组分的加入，使其分为互不混溶的两种岩浆的作用。日常生活中的油与水关系可以做为这方面的例子。在炼铁炉中熔炼铁矿石时，在 CaCO_3 和 CaF_2 等外加熔剂的作用下，铁水和熔渣（硅酸盐熔体）就分为互不混溶的两个液层。铁水因相对密度大而下沉，熔渣轻而上浮，这是同天然熔离作用很相似的又一例子。此外，也有人把玄武岩熔化后做试验，在玄武岩熔体中加入 CaF_2 ，结果熔体也分为两个液层，上部相当于流纹岩的酸性熔体层，下部相当于橄榄岩的超基性熔体层。

目前认为，在岩浆中硫化物、氧化物和碳酸盐熔体可以发生熔离作用，一些含有铜镍的基性岩浆在高温时铜镍硫化物熔体完全混溶于基性岩浆中，当温度下降到某一限度后，此二种熔体即发生分离，铜镍硫化物的相对密度大而富集于底部形成矿床，硅酸盐熔体在上部固结成岩石。我国西南某地含铂硫化物矿床即由此形成（图Ⅲ—1—16）。至于岩浆中不同的硅酸盐熔体之间能否发生熔离作用，尚有争议。不过一些人仍认为辉长岩中的条带状构造（图Ⅲ—1—7）和某些珍珠岩中的球粒是硅酸盐熔离作用造成的。甚至近来有人提出在上地幔的岩浆源区就能够发生深部熔离作用从而产生安山岩浆和玄武岩浆的论点（尚待研究）。

2. 结晶分异作用 矿物的结晶温度有高有低，因此，矿物从岩浆中结晶析出的次序也有先有后。在岩浆冷凝过程中矿物按其结晶温度的高低先后同岩浆发生分离的现象叫结晶分异作用。结晶分异作用在玄武岩岩浆中研究得最为完备，鲍文和贝莱（Baily）于本世纪 20 年代即完成了实验和地质方面的经典研究，成为岩浆岩的理论支柱之一。

用玄武岩岩浆的结晶分异作用解释各类岩浆岩的成因模式如图Ⅲ—1—31 所示，一般称

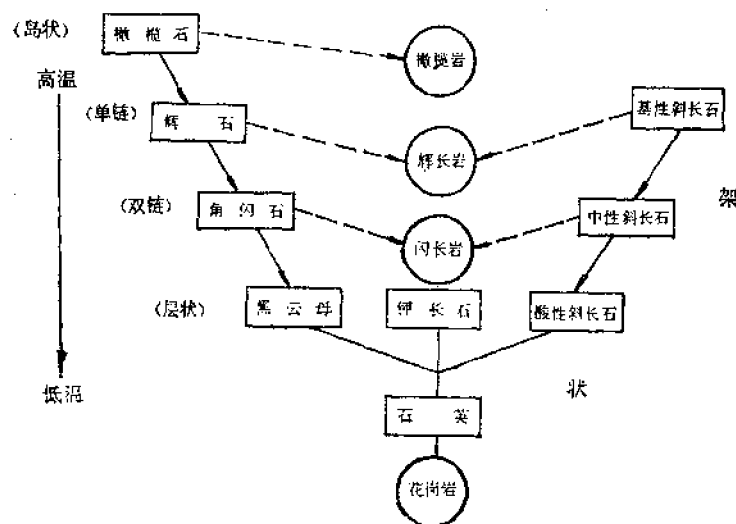


图 Ⅲ—1—31 玄武岩岩浆的结晶分异模式（鲍文反应系列）简图

为鲍文反应原理。即随着岩浆温度的降低,橄榄石首先结晶,因其相对密度大而沉落于岩浆体底部形成橄榄岩;继而辉石、基性斜长石同时结晶并沉落于橄榄岩“层”之上形成辉长岩;角闪石、中性斜长石同时析出构成闪长岩;岩浆中越来越富 SiO_2 、 K_2O 、 Na_2O 及挥发性组分,并慢慢被已晶出的矿物“层”挤到岩浆体的顶部最后结晶出石英-钾长石-酸性斜长石组合,即花岗岩。因为在这一分异过程中矿物晶出后因其相对密度不同受重力作用而分别沉落、堆积,故又称“重力结晶分异作用”。这种理论能够较圆满地解释层状超基性—基性侵入岩杂岩体(图Ⅲ-1-16),并建立了堆积岩(第三节)理论。在有关层状侵入体的矿床研究中,这种理论也得到验证,并起到指导找矿的作用。所以,这种结晶分异观点,经过半个多世纪的实验研究、理论探索和地质观察,对于层状超基性—基性岩的成因解释基本上得到了承认^①。但用玄武岩浆的分异作用解释多数或全部岩浆岩的成因,尚值得进一步研究。

(二) 同化混染作用

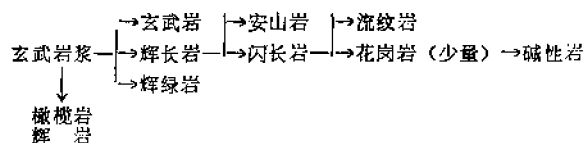
由于岩浆温度很高,并且有很强的化学活动能,因此它可以熔化或溶解与之相接触的围岩或它所捕虏的围岩块,从而改变原来岩浆的成分。若岩浆把围岩彻底熔化或溶解,使之同岩浆完全均一,则称同化作用;若熔化或溶解不彻底,不同程度的保留有围岩的痕迹(如斑杂构造等),则称混染作用。因同化和混染往往并存,故又统称同化混染作用。此外,也有人把岩浆熔化或溶解围岩并使之逐渐消失于岩浆中的过程叫同化作用;把因围岩的熔化或溶解使岩浆成分受到外来物质(围岩)的污染(混染)而改变其原来成分的作用叫混染作用。显然,同化与混染为同一过程,是岩浆与围岩的相互作用,岩浆同化围岩,围岩则污染岩浆,因此,也一并称为同化混染作用。

用同化混染作用也可解释某些岩浆岩的成因。一般同化混染作用中岩浆成分变化的规律是基性岩浆同化酸性(或富含 SiO_2)的围岩时,岩浆向酸性变化(酸度增加);反之,酸性岩浆同化基性(富含Ca、Fe、Mg)围岩时,岩浆则向基性方向变化(酸度降低)。按照鲍文反应原理,基性岩浆可以同化酸性围岩,但酸性岩浆难于同化基性围岩。不过由于酸性岩浆往往富含挥发组分(CO_2 、 H_2O 、F、Cl等),因而有很强的溶解能力,虽然温度低些,但它也能发生强烈的同化作用。其中酸性岩浆同化碳酸盐类岩石(石灰岩、白云岩)的作用具有重大意义,因为它不仅能形成许多小的中性岩侵入体,而且也往往伴有矽卡岩化,形成所谓矽卡岩矿床(见第三章),如铜、铁、钨矿等。在该同化作用中,大量Ca和Mg加入岩浆,使岩浆酸度降低,形成闪长岩或石英闪长岩,而在接触带上形成含石榴石和辉石的矽卡岩(变质岩)。如长江中下游的许多中—酸性侵入岩体广泛发育此种同化作用。

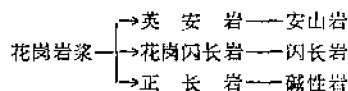
在岩浆演化过程中,分异作用和同化混染作用可能同时进行;也可能以某种作用为主导。在实际工作中要根据具体对象进行分析,从而得出比较合乎实际的结论,以正确阐述岩浆岩的形成和分布规律,指导矿产预测与寻找工作。按照分异作用和同化作用的理想模式,各种岩浆岩的成因关系如下:

I、玄武岩浆的分异作用

① 其中南非布什维尔岩体上部的花岗岩,根据最近所做的同位素测定查明它是来自地壳的硅铝层,与基性岩不同源,故非同一岩浆的分异产物。



II、花岗岩浆的同化混染作用 (Ca、Fe、Mg 加入)



三、岩浆岩的共生组合概念

各种岩浆岩在空间分布上、形成时间上、物质成分上以及其成因上往往相互联系，彼此共生，按一定的规律以一种组合的形式出现，而且这种组合规律明显地受构造运动控制。为了阐述岩浆岩的共生组合规律，目前提出了一些组合概念，主要有岩浆岩杂岩体、岩浆岩建造、岩套和岩浆旋回等，现作简要说明。

(一) 岩浆岩杂岩体

岩浆岩杂岩体是具体的岩体组合，各岩体之间有确定的地质界线，但它们共同占据一个局部空间，彼此邻接，大致同时形成，有同源关系，隶属于同一地质构造单元。主要的杂岩体类型有：超基性-基性侵入岩杂岩体（如图Ⅲ—1—16）；中性-酸性侵入岩杂岩体（图Ⅲ—1—22和图Ⅲ—1—23）；碱性侵入岩杂岩体（图Ⅲ—1—25）；火山岩杂岩体。

(二) 岩浆岩建造

岩浆岩建造是指相同的大地构造环境中一定地质发展阶段上产生的几个相似杂岩体的综合和概括，不能用某种“地质界线”加以圈定。一般分为火山岩建造和侵入岩建造，如地槽发展早期的细碧-角斑岩建造；地槽发展晚期的玄武岩-流纹岩建造；地槽发展中期的花岗闪长岩-花岗岩建造；地台区的拉斑玄武岩-玄武岩建造等。一般说来，火山岩和侵入岩不能共同组成建造，因为它们产生于不同的构造发展阶段。

(三) 岩套和岩浆旋回

岩套可以由几个建造构成，既有侵入岩，也有火山岩，甚至包括沉积岩和变质岩。例如蛇绿岩套既包括细碧-角斑岩建造和辉长岩-橄榄岩建造，也包括硅质岩、蛇纹岩。按造山期（见第五篇）可分为前造山期岩套、造山期岩套和后造山期岩套。蛇绿岩套是前造山期岩套，发育于优地槽中。

岩浆旋回则是从构造发展历史的角度出发，把一定大地构造区域整个发展阶段上全部岩浆作用的总和归并为一个岩浆旋回，例如造山运动可分为三期（阶段）：前造山期或造山运动早期，主要是基性、超基性岩浆作用；中造山期主要是大规模酸性岩浆的侵入作用；后造山期（或造山晚期）主要为火山作用。此三个造山期中的岩浆作用，即构成一个岩浆旋回。一个旋回可跨越几个地质时代。

思考题

1. 何谓岩石？它同矿物有何关系？
2. 什么叫岩浆岩？岩浆和岩浆岩有何区别？
3. 简要归纳岩浆岩的化学成分和矿物成分特征。岩浆岩中常见的矿物共生组合有哪些？

4. 何谓侵入岩和喷出岩？分别简述其产状、构造、结构及矿物成分特征。
5. 岩浆岩相的基本含意是什么？有哪些主要岩浆岩相？
6. 何谓超基性岩、基性岩、中性岩、酸性岩、碱性岩？举出该六类岩石中侵入岩和喷出岩的常见岩石类型并认识其标本。
7. 掌握岩浆岩分类表Ⅲ—1—2。
8. 简述脉岩的基本含意和主要类型。
9. 简单总结火山碎屑岩的基本岩石类型，并认识其标本。
10. 关于原始岩浆种类的观点，你认为哪种观点（一元论、二元论、多元论）比较合理？为什么？
11. 何谓局部熔融或重熔作用？它们在岩浆起源中的作用如何？
12. 何谓岩浆的分异和同化作用？玄武岩浆的基本分异模式如何？你能否用该模式解释层状超基性-基性侵入岩杂岩体（堆积岩）的成因？花岗岩浆的常见同化产物是什么？
13. 下列名词的含意如何理解：岩体、杂岩体、岩套、建造、旋回？

第二章 沉 积 岩

沉积岩是地表及地表以下不太深的地方形成的地质体，它是在常温常压条件下，由风化作用、生物作用和火山作用的产物经过介质的搬运、沉积作用所形成的松散沉积物压实、胶结等作用而成。该定义表明沉积岩主要是外动力地质作用的结果，其物质来源、固结成岩方式、形成的物理化学条件（温度、压力、介质）均与岩浆岩截然不同。

沉积岩仅分布于地壳表层，其覆盖面积约占大陆面积的75%，大洋底部几乎全部由沉积岩或沉积物所覆盖。沉积岩是地壳发展历史的重要记录，一层层的沉积岩层犹如万卷书画向人们展示了地壳的发展历程。沉积岩中含有丰富的矿产，它提供了全部可燃性矿产（石油、天然气、煤）和90%的铁矿，铝、磷、钾、锡、铜、金、金刚石等矿产也主要来自沉积岩，水泥也主要是沉积岩的加工制品，因此，研究沉积岩具有巨大的科学价值和经济意义。

第一节 沉积岩的一般特征

由于沉积岩是在外动力地质作用中形成的，并有生物参加，所以同岩浆岩相比它有一些突出的特征。如含有生物和有机质组分，富含高价氧化物、粘土矿物和 SiO_2 胶体，岩石呈层状产出并且有层理构造等。

一、沉积岩的化学成分

由表Ⅲ—2—1可知，沉积岩和岩浆岩两类岩石的化学成分十分相似，其原因主要在于沉积岩物质来自岩浆岩的风化产物。但由于两者成因迥然不同，所以在化学成分方面也有一些重大差异。这些差异主要表现为：

1. 在 Fe_2O_3 和 FeO 的对比关系上，沉积岩和岩浆岩中铁的总量大致相同，但沉积岩中 Fe_2O_3 的含量高于 FeO ；而岩浆岩中则 FeO 略高于 Fe_2O_3 。这显然是沉积岩形成于地表，是在富含自由氧的条件下使大部分 Fe^{2+} 氧化为 Fe^{3+} 所致。

2. 在 Na_2O 和 K_2O 的对比关系上，沉积岩中 K_2O 的含量多于 Na_2O ；而岩浆岩中则相反。其主要原因是由于岩浆岩风化分解后产生的 Na_2O 常形成易溶盐类（氯化物、硫酸盐类）被带进海水当中。而含钾矿物如白云母在表生条件下较稳定，粘土矿物又易于吸附钾离子，故母岩中的 K_2O 大部分含在白云母碎屑和粘土吸附物中进入沉积岩。

3. 沉积岩中富含 H_2O 和 CO_2 ，这显然是由于沉积岩形成于表生条件下所致。

二、沉积岩的矿物成分

构成沉积岩的主要矿物约20种，如表Ⅲ—2—2所示。由表可知：有机组分是沉积岩的特有组分，粘土矿物、碳酸盐矿物、石膏等在沉积中大量出现；石英、长石、白云母为沉积岩和岩浆岩所共有，但石英、白云母在沉积岩中的含量高于岩浆岩；沉积岩中几乎不含橄榄石、辉石和角闪石。这表明在表生条件下石英要比橄榄石、辉石、角闪石稳定得多。

三、沉积岩的结构

表 III—2—1 沉积岩和岩浆岩平均化学成分
(重量%)

氧 化 物	沉 积 岩	岩 浆 岩
	(按华盛顿和克拉克, 1924)	
SiO ₂	57.95	59.14
TiO ₂	0.57	1.05
Al ₂ O ₃	13.39	15.34
Fe ₂ O ₃	3.47	3.08
FeO	2.08	3.80
MnO	—	0.12
MgO	2.65	3.49
CaO	5.89	5.08
Na ₂ O	1.13	3.84
K ₂ O	2.86	3.13
P ₂ O ₅	0.13	0.30
CO ₂	5.38	0.10
H ₂ O	3.23	1.15
其 他	1.27	0.38
总 计	100.00	100.00

表 III—2—2 沉积岩和岩浆岩的平均矿物成分 (%)

矿 物	沉 积 岩	岩 浆 岩	备 注
粘土矿物	11.51	—	沉积岩的特有矿物
白云石及部分菱镁矿	9.07	—	
方解石	4.25	—	
沉积铁质矿物	4.00	—	
石膏及硬石膏	0.97	—	
磷酸盐矿物	0.15	—	
有机质	0.73	—	
石英	34.80	20.40	沉积岩和岩浆岩共有矿物
白云母	15.11	3.85	
正长石	11.02	14.85	
钠长石	4.55	25.60	
钙长石	—	9.80	
磁铁矿	0.07	3.15	
榍石和钛铁矿	0.02	1.45	
辉石	—	12.10	岩浆岩特有矿物
黑云母	—	3.85	
橄榄石	—	2.55	
角闪石	—	1.66	

沉积岩的主要结构类型有碎屑结构、泥状结构、晶粒结构和生物结构。碎屑结构就是由母岩机械风化产生的碎屑经搬运沉积后被胶结起来所形成岩石的结构, 为砾岩、砂岩所特有。泥状结构是细小的泥粒物质(粒度一般 $<0.005\text{mm}$)构成的岩石所具有的岩石结构。晶粒结构是指由化学作用和生物作用从溶液中沉淀的晶粒或成岩后生作用中重结晶形

成的晶粒所构成的岩石结构，主要见于石灰岩、白云岩和硅质岩中。生物结构则直接由生物遗体构成，在某些生物灰岩、硅质岩中出现。

四、沉积岩的构造

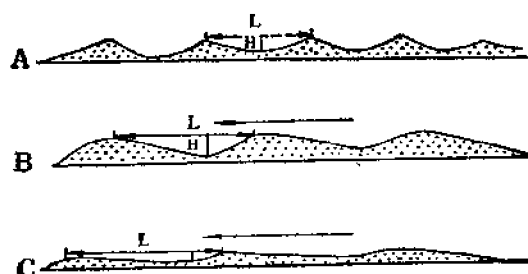
沉积物是从水（或空气）中一层一层地沉积下来的，从而形成了沉积岩的层理构造，它是沉积岩的基本特征之一。此外，在沉积物的表面（岩层的层面）上也可出现波痕、干裂和痕迹化石等层面构造特征；当未固结的沉积物受到重压或震动时，其层理也可能发生变形而产生变形层理构造。

（一）层理构造

层理是沿原始沉积平面的垂直方向上岩石成分、颜色、结构等特征一层一层地发生变化所构成的一种特征（图Ⅲ—2—6）。各种层理类型及其成因意义详见本节第五段。

（二）层面构造

层面构造是沉积物表面上由于流水、风、生物活动、阳光曝晒等作用所留下的痕迹，常见有波痕、干裂、雨痕（图Ⅰ—3—43）、痕迹化石等。



图Ⅲ—2—1 波痕

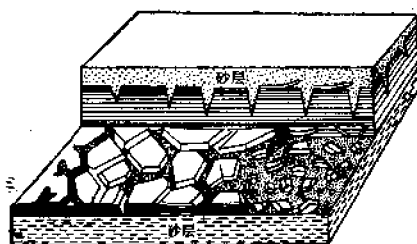
（据翟淳，1987）

A—浪成波痕；B—水流波痕；C—风成波痕；L—波长；H—波高

1. 波痕 波痕是在流水（或风）作用下底沙推移时（图Ⅰ—3—18）所形成的沙纹或沙波（沙纹波高<3cm；沙波波高3—10cm）。流水和风成波痕的横断面形态不对称（图Ⅲ—2—1B、C），浪成波痕则是对称的（图Ⅲ—2—1A）。波痕形态一般用波长（L）和波高（H）来描述。

2. 干裂（泥裂） 露出水面的软泥沉积物受到曝晒后发生干裂是一种常见的自然现象。它是一种不规则多边形网状裂隙，其断面呈“V”字形，尖端指向沉积层底面。它可出现于地层中，裂隙中常被上覆沉积物充填（图Ⅲ—2—2）。

3. 痕迹化石 它是古生物在沉积物表面或表层内停息、爬行、居住、摄食等活动而保留下的痕迹，如爬行痕迹、钻行的管穴、食泥痕迹、栖息痕迹等。图Ⅲ—2—3就是三叶虫的栖息痕迹。



图Ⅲ—2—2 干裂

（据施罗克，1948）



图Ⅲ—2—3 三叶虫的栖息痕迹

（引自傅英祺等，1981）

（三）变形层理构造

未固结的沉积物饱含水分，或呈塑性状态，由于重力或其它偶然性震动(地震、海啸)很容易发生斜坡滑动、沉陷等，使沉积物(层理)变形而产生变形层理构造。常见的变形构造有包卷层理、揉皱构造。它们多出现于粘土岩、粉砂岩、碳酸盐岩中。

1. 包卷层理 层理褶皱很复杂，可多层包卷(图Ⅲ—2—4)。是饱含水分的沉积物受流水推压(揉搓)变形而成。

2. 揉皱构造 层理被揉皱成复杂的皱曲(图Ⅲ—2—5)，是水底滑坡所致。常局限于一定层位，有时分布很广，有时局部产出。常见于湖泊或海底的斜坡地带(如三角洲、生物礁、海底峡谷前缘等)，是海底滑坡的良好标志。

五、沉积岩层理的基本类型

层理不仅是沉积岩的基本构造特征，而且也是研究沉积环境或沉积相(详见第五篇)的良好标志。有关层理的术语和常见类型(图Ⅲ—2—6)解释于后。

(一) 有关层理的术语

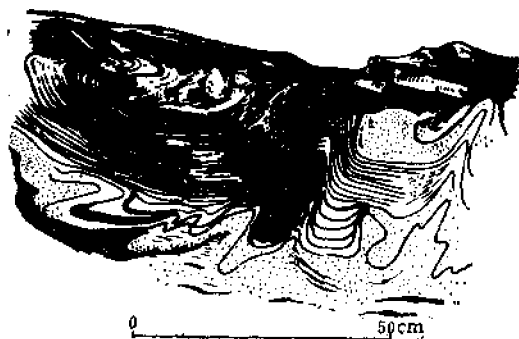


图 Ⅲ—2—4 包卷层理
(据何起祥, 1978)

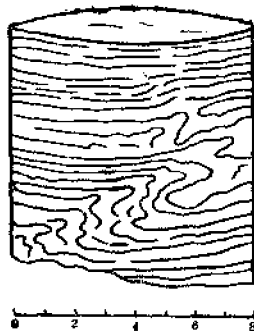


图 Ⅲ—2—5 揉皱构造

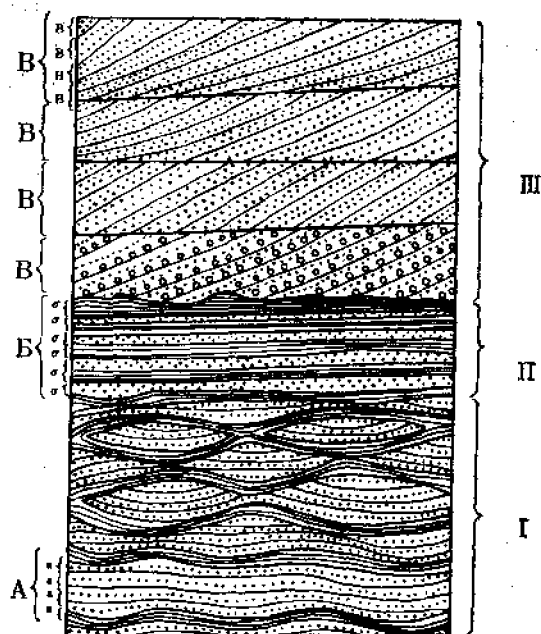


图 Ⅲ—2—6 层理类型示意图

(据波洛文金娜, 1957)

a、b、B—细层；A、B、B—层系；

I、II、III—层系组；I—波状层理；II—水平层理；III—斜层理

(1) 细层 细层是层理的最小单位，厚度很小，一般为数毫米至数厘米，是在某一时刻内同时沉积下来的沉积层(图Ⅲ—2—6中的a、b、B)。细层又叫纹层。其成因大致有两种情况，一种是在水流很缓慢或近于静水的环境中，主要由水中的细粉砂和粘土悬浮物质一层一层均匀地堆积而成的沉积层(图Ⅲ—2—6中的b)；另一种是当水流具有一定的流速时，床沙呈沙纹移动(见图I—3—18)，这些被保存下来的沙纹在剖面上的形态即细层(图Ⅲ—2—6中的B)。这种细层的厚度、倾角、倾向与水的流速、流向有关，是研究古水

流动态所必须测量的数据。

(2) 层系 相邻的许多在成分、结构、厚度、倾向、倾角诸方面相似的细层组成的细层系列(图Ⅲ—2—6中的A、B、B),称层系。它有上、下层面限定,是在一段时间内相对稳定的水流条件下产生的层理特征。例如在第一篇中的图I—3—18中,若流向和流速不变,将形成一个层系。若流向流速变化成另外一种不同的情况,显然将形成细层倾向、倾角、厚度、内部结构完全不同的另外一个层系。图Ⅲ—2—6中的A、B、B即为六个不同的层系。

(3) 层系组 层系组由相邻的一系列相似的层系构成,其各层系间无明显的间断。它是沉积条件和水动力状态基本相同的环境中形成的层理序列(图Ⅲ—2—6中的I、II、III)。例如上图II层系组显示一种水流很缓或近于静水的沉积状态;在II和III之间出现了凸凹不平的冲刷面,显示水的流速增大,并且是单向水流(河流),因而形成第III层系组。

(4) 层(岩层) 它是沉积岩系的基本组成单位,它具有基本均一的成分、颜色、结构和内部层理构造。岩层与岩层之间有层面分开。上述的细层、层系、层系组均是层(岩层)的内部构造。层往往以岩石类型(岩性)命名,如石灰岩层、石英砂岩层等。层是在较大区域内沉积环境基本一致的条件下形成的沉积岩地质体。层(岩层)的厚度代表沉积物的堆积速度或地壳拗陷的程度(详见第五篇第二章)。层(岩层)一般按厚度分为:

块状层	厚度大于1m;
厚层	厚度1—0.5m;
中厚层	厚度0.5—0.1m;
薄层	厚度0.1—0.01m。

(二) 常见的层理类型

一般按形态特点把层理分为下列类型:

1. 水平层理及平行层理 水平层理其细层与层系界面平行(图Ⅲ—2—6中之II层),主要形成于细粉砂和泥质岩石中,多见于水流缓慢或平静的环境中形成的沉积物内,如河漫滩、牛轭湖、泻湖、沼泽、闭塞的海湾沉积物中。此外尚有平行层理,它貌似水平层理,出现在粒度较粗的砂岩中,常伴有冲刷现象,沿层纹(细层)面很容易被剥开,在剥开面上有平行的条纹(剥离线理),它形成于急流、水浅的水流条件下。

2. 波状层理 细层呈波状起伏,但其总方向相互平行,并平行于层系面(图Ⅲ—2—6中之I)。细层的波状形态有对称的和不对称的,连续的和连续的。其成因有两种,一种是往复振荡的波浪造成的,其波层对称,多见于湖泊浅水带、海湾、泻湖环境的沉积物中;另一种是微弱的单向水流造成的,其波层不对称,多见于河漫滩沉积物中。

3. 斜层理 细层与层系界面斜交,而且在层系之间可以重叠、交错。它是水流(或风)中形成的沙纹或沙波被埋藏以后在岩层剖面上所呈现出的构造特征。细层的倾向反映了介质的流向(风向),细层的厚度(相当于沙纹或沙波的高度)反映介质的流速。因此,斜层理常用来作为水流动态(流速、方向、水深等)和沉积环境的重要标志,常见者如下:

(1) 单向斜层理 细层单向倾斜(图Ⅲ—2—6中之III),由单向水流所造成。多见于河床沉积中,其中层系界面上下平行、厚度稳定者特称板状斜层理(又叫板状交错层理)。它的规模较大,是河流沉积物的典型特征(图I—3—18)。风也可形成交错层理(图

I—3—64)。

(2) 槽状交错层理 在层理的横切面上, 层系界面呈凹槽状, 细层的弯度与凹槽一致或以很小的角度与之相交; 在纵剖面上, 层系界面呈缓弧状彼此切割, 细层与之斜交 (图Ⅲ—2—7)。河流沉积物中常见之。

(3) 楔形层理 层系呈楔形 (图Ⅲ—2—8), 多出现于三角洲及湖、海的浅水地带的沉积物中, 有时也出现于河漫滩沉积物中。

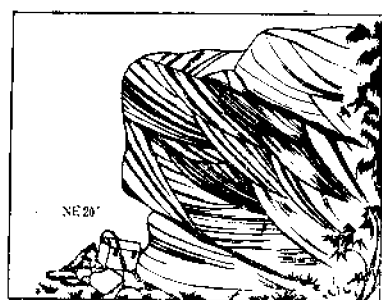


图 Ⅲ—2—7 槽形交错层理
(据李尚宽)
四川广元 白垩系

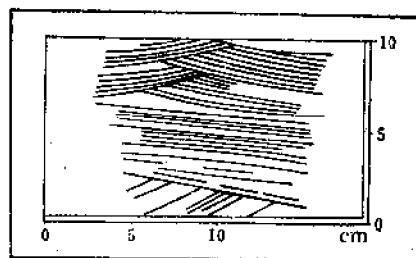


图 Ⅲ—2—8 楔形交错层理
(据金季媛等, 1959)
河北宣龙 中元古界

4. 透镜状层理 这种层理常由砂质小透镜体连续地且较有规律地包裹于泥质层中 (图Ⅲ—2—9) 构成。砂岩透镜体内部又具有斜层理。它在潮汐沉积物中最常见。

5. 粒序层理 该层理又叫递变层理, 它无明显的细层界线, 整个层理主要表现为粒度的变化, 即由下至上粒度由粗到细呈渐变关系 (图Ⅲ—2—10)。它是浊流的沉积特征, 较常见。

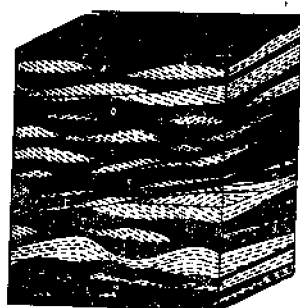


图 Ⅲ—2—9 透镜状层理图
(据Reineck, 1973)

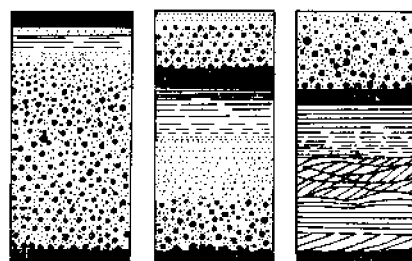


图 Ⅲ—2—10 粒序层理示意图
(据昆奈, 1953)

6. 块状层理 岩层自下底面至上顶面之间岩性均一, 肉眼看不出其它内部层理构造, 一般厚度大于 1 m, 它是沉积物快速堆积的产物, 甚为常见。

第二节 沉积岩的形成过程及其分类

一、沉积物的形成及其主要类型

沉积物主要是从水和空气中沉积出来的固体物质, 按其成分和生成方式可分为陆源碎

屑沉积物、粘土沉积物、化学-生物化学沉积物三类。

(一) 陆源碎屑沉积物

它是母岩遭受机械风化后破碎而成的碎屑物质再经机械搬运作用和沉积作用所产生的沉积物，其中碎屑颗粒的成分、粒度和形状主要决定于矿物在风化作用中的稳定性（抗化学分解能力和抗机械磨蚀能力）和机械分异的程度。

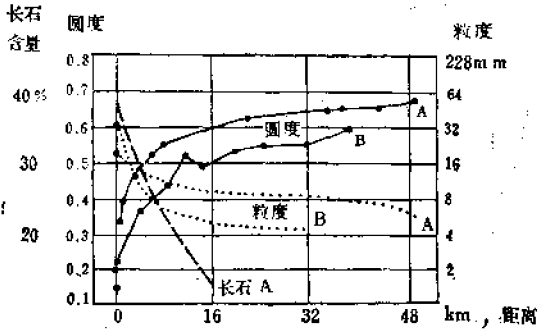


图 Ⅲ—2—11 粒度、圆度、长石含量同河流搬运距离的关系图
(据佩蒂庄, 1981, 简化)
A 和 B 是两条河流

在主要造岩矿物中，石英最为稳定，既难分解，又耐磨蚀，能经受强烈的风化作用和长距离的搬运而不消失，故大量出现于碎屑沉积物中，其平均含量达65%。长石的稳定性差些，易于分解、磨蚀，搬运距离不远（图Ⅲ—2—11），仅少部分保留于沉积物中，平均仅约15%。

碎屑的粒度和磨圆程度（圆度）主要取决于搬运距离（图Ⅲ—2—11），搬运距离

越远，粒度越小，圆度越高。

机械分异作用在碎屑沉积过程中表现比较明显，其理想模式如图Ⅲ—2—12。显然，分异越彻底，碎屑的矿物成分和粒度大小越单一。经分异后，一般按粒度大小分为砾石（>2mm）、沙（2—0.005mm）和粘土软泥（<0.005mm）三类。按相对密度分异则可能形成各种沙矿。

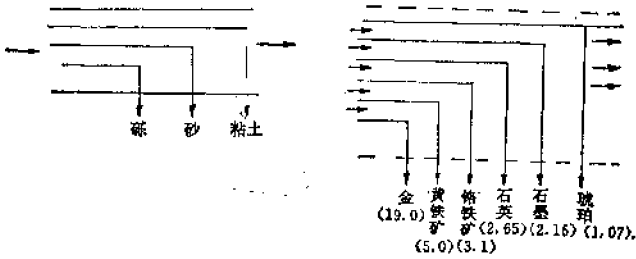


图 Ⅲ—2—12 机械沉积分异模式图
(引自曾允孚, 1986)
左—按粒度分异；右—按相对密度分异

(二) 粘土沉积物

粘土矿物在母岩化学风化中主要由长石分解而成（见第一篇第三章和第二篇）。粘土的颗粒细小，一般小于0.005mm，呈胶体状态或机械悬浮状态搬运至海洋和湖泊中沉淀而成粘土沉积物（软泥）。这类沉积物分布广泛，约占沉积物总量的40%以上，现代大洋盆地中普遍覆盖着粘土软泥。粘土沉积物中通常混有粉沙质石英碎屑（平均粒度<0.03mm），含量小于30%。

(三) 化学及生物化学沉积物

这类沉积物的物质来源是母岩中的铁镁矿物和大部分长石类矿物在化学风化作用中经化学分解后的产物。主要是 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 SiO_2 、 P_2O_5 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 、 MgO 等。它们以胶体或易溶盐类（真溶液）的形式（表 I—3—1）在水中搬运至适当的环境中沉淀下来。在其沉积过程中除了化学作用（如胶体凝聚、化学反应等）外，生物化学作用（生物的生命活动）也起着重要作用。生物的沉积作用主要表现在下列三方面：第一，生物遗体可直接构成沉积物，如贝壳堆积物、珊瑚礁、硅藻软泥、白垩等。第二，海洋生物（藻类等植物）的光合作用能消耗大量 CO_2 ，促使碳酸盐沉积。据研究，在水深 10—15m 的浅海地带，由于水层压力小，又有吸收 CO_2 的藻类生长，因此 CO_2 含量低，有利于 CaCO_3 沉积；在水深 400—500m 的半深海带，水层压力较大，由于透光性差而藻类不易繁殖，光合作用弱，因此 CO_2 含量高，不利于 CaCO_3 沉积。所以，浅海带的 CaCO_3 沉积物要比半深海—深海带多好几倍。第三，生物遗体腐烂后分解出来的 H_2S 、 CH_4 ，能改变溶液的 pH 值和 Eh 值（氧化还原电位），从而影响许多金属元素的搬运和沉积。某些金属化合物如 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 Al_2O_3 、 CaCO_3 等可溶于弱酸性介质中，而河水多因含腐植酸呈弱酸性，海水多呈弱碱性，致使大部的 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 Al_2O_3 以及 CaCO_3 由河流搬运到海洋中而沉积于滨海—浅海地带。

在化学沉积物的形成过程中化学分异作用比较明显，其理想模式如图 III—2—13 所示。

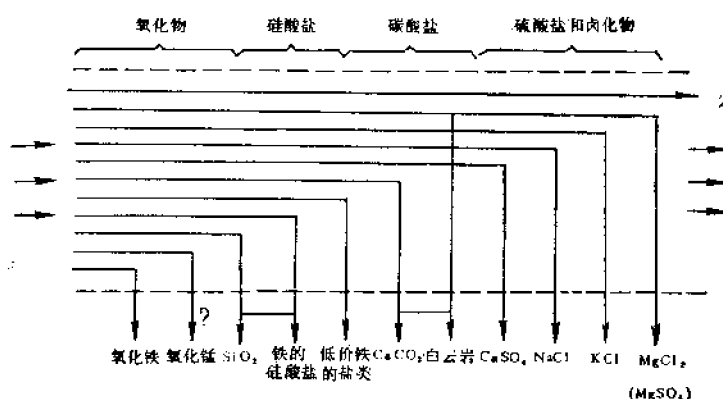


图 III—2—13 化学分异模式图
(成都地质学院沉积岩教研室提供)

按化学成分，本类沉积物类型主要有：碳酸盐沉积物（灰泥、礁等）；硅质沉积物；铁、铝、锰、磷质沉积物；钙、镁、钠、钾的硫酸盐和氯化物沉积物。

二、成岩和后生作用

松散沉积物转变成坚硬的沉积岩的过程叫成岩作用。自沉积岩形成后直到变质作用或风化作用（不包括变质及风化作用）以前沉积岩所产生的一切变化称为后生作用。

（一）成岩作用

主要的成岩作用有压固、胶结、胶体陈化、重结晶、形成结核等。

1. 压固作用 由于上覆沉积物不断加厚而产生重荷压力，在该压力下下伏沉积物逐渐压实，变得越来越紧密，孔隙率（又称孔隙度）减小，密度增大，颗粒相互连结而成为坚硬的岩石的作用，称压固作用。该作用在粘土沉积物的成岩过程中表现最明显（图

Ⅲ—2—14), 在粘土沉积物的表层软泥中含水量可达70%左右, 孔隙率一般50—80%, 密度约 1.4g/cm^3 ; 当埋深1000m时, 含水量约30% (按体积计), 孔隙率约25%, 密度约 1.6g/cm^3 ; 当深度达3000m时, 含水约5%, 孔隙率降至约15%, 密度增至 2g/cm^3 左右。此外, 由于上覆沉积层或岩层的压力, 粘土矿物也表现出定向排列, 从而出现薄片状页理。

2. 胶结作用 所谓胶结作用是指沉积物中的砂粒、砾石之间的空隙被从这种空隙溶液中析出的化学沉淀物充填、连结并硬化成岩的过程。常见的化学胶结物有 CaCO_3 、 Fe_2O_3 。此外, 在沉积过程中与砂粒同时沉积的少量粘土混入物对砂粒也起胶结作用。形象地讲, 胶结作用和人工混凝土 (砂加水泥和硬化剂) 的硬化过程相似, 混凝土的硬化过程就是一种人工胶结作用。砂和砂岩中孔隙率的减小主要是由于胶结作用所致。

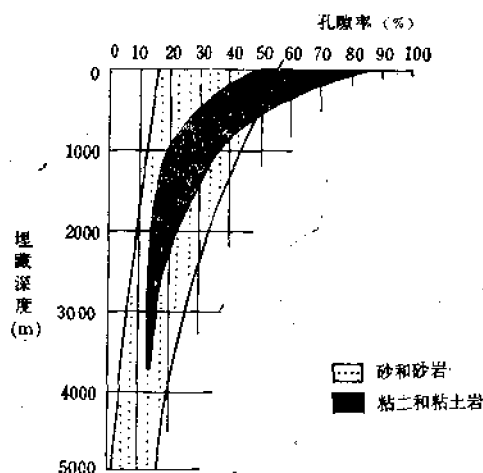


图 Ⅲ—2—14 压固过程中沉积物孔隙率的变化图
(据Selley, 1976)

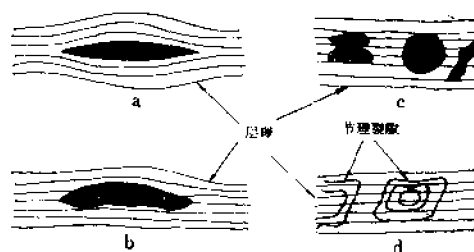


图 Ⅲ—2—15 各种成因的结核
(据JI. B. 鲁欣)
a—同生结核; b—成岩结核; c—后生结核; d—假结核

3. 重结晶作用 该作用是沉积物在保持其化学及矿物成分基本不变的情况下, 由极其细小的质点重新结合成较粗大的晶粒而形成岩石的一种作用。在碳酸盐、粘土、硅质沉积物及其相应的岩石中最常发生这种成岩变化。例如碳酸盐软泥 (灰泥) 中方解石微晶粒直径一般只数微米至数十微米, 但石灰岩中的方解石颗粒可达几百微米乃至一千微米, 增大10至100倍。这种大晶粒就是由微细晶粒通过重结晶作用形成的。

4. 结核作用 结核是沉积岩 (物) 中特殊的卵形、姜状或饼状体, 直径一般为数厘米至二、三十厘米, 其成分、结构、构造等与其周围的岩石截然不同。例如现代海底的锰结核和磷结核; 黄土中的钙质结核; 石灰岩中的燧石结核等。结核可在沉积岩形成过程中的各个阶段形成。在沉积物沉积时形成的结核 (同生结核), 多半是胶凝团块, 如海底的锰、磷结核, 围岩层理呈“流线状”绕结核而过 (图Ⅲ—2—15 a); 在成岩过程中形成的结核 (成岩结核), 多半是由软泥中的某些物质如 SiO_2 、硫化铁经过重新聚积或再分配所致, 层理可延续到结核内部或穿越结核 (图Ⅲ—2—15 b), 石灰岩中的燧石结核多属此类; 后生作用阶段也可产生结核 (后生结核), 这种结核截断层理, 外形多不规则, 显然是沉积岩形成后才出现结核 (图Ⅲ—2—15 c)。后生结核是交代作用的产物, 石灰岩中的一

些不规则结核、黄土中的姜结石属此类。此外，地下水在岩石中渗流、扩散时往往形成一些氧化铁环状沉淀物，呈浸染状，不成团块，叫假结核（图Ⅲ—2—15 d）。

5. 胶体陈化 胶体由于它本身带电荷并含较多的水，是一种不稳定矿物。随着埋藏深度的增加，温度增高，压力加大，胶体将逐渐中和、脱水而陈化，形成稳定矿物。如蛋白石（ $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ）在成岩中逐渐脱水可转变成玉髓；玉髓可进一步重结晶成颗粒状石英。胶体的陈化在硅质岩、铝土矿等岩石、矿床的形成过程中起着很重要的作用。

（二）后生作用

后生作用是成岩作用的继续。成岩后的沉积岩仍在经受变化，这种变化有两个方向：其一是沉积物的埋藏深度、温度、压力逐渐增大，向变质岩的方向变化；其二是沉积岩的埋藏深度变浅，逐渐接近乃至暴露至地表，而遭受风化作用。沉积岩在其形成以后直到变质或再遭受风化以前所经历的变化叫后生作用。

在后生作用中，成岩期的胶体陈化、重结晶等作用将继续进行，但由于地下水的作用使沉积岩同外界有物质交换（带出或加入）是后生作用的特点。后生作用的主要表现为：

- 1. 淋滤作用 在退后生作用中许多岩石受到地下水的淋滤作用而改变其成分和结构，在第一篇第三章中介绍的溶解作用、氧化作用、水化作用等均属此类。
- 2. 压溶作用 出现缝合线和叠锥（图Ⅲ—2—24和图Ⅲ—2—23）。
- 3. 结核作用 形成后生结核（图Ⅲ—2—15 c）。

许多矿产，如煤、石油、沉积型铁矿、铜矿等与成岩及后生作用密切相关。同时它也强烈的影响岩石的物理性质，特别是孔隙度（图Ⅲ—2—14）、导电性。而且通过成岩及后生作用形成的沉积岩层界面就是弹性波的反射界面。因此，对成岩及后生作用的研究具有重大意义。

三、沉积岩的分类

根据物质成分、来源、沉积方式和结构诸因素，可把沉积岩分成如下类别：

- 1. 按物质来源分为陆源沉积岩和内源沉积岩。陆源沉积岩的构成物质是陆源碎屑物质和粘土物质，以机械搬运—沉积作用为主；内源沉积岩的物质则直接来自水盆地内部的

表 Ⅲ—2—3 沉积岩分类表*

陆 源 沉 积 岩		内 源 沉 积 岩		
类 型	粒 度	蒸 发 岩	非蒸发岩	可燃有机岩
砾 岩	$>2\text{mm}$	岩 盐	石灰岩	煤
砂 岩	$2-0.05\text{mm}$	石 膏	白云岩	油页岩等
粉 砂 岩	$0.05-0.005\text{mm}$	硬 石 膏	硅质岩	
粘 土 岩	$<0.005\text{mm}$		磷质岩	
(泥质岩)			铁质岩	
			锰质岩	
			铝质岩	
			铜质岩	
			沸石岩	

• （1）本表未包括火山物源沉积（火山碎屑）岩；
（2）本表陆源沉积岩分类粒度界线在有些文献中也采用 $2、0.0625\text{mm}$ 。

溶解物质，以生物及化学沉积作用为主，但也有机械作用（如内碎屑灰岩）。

2. 在陆源沉积岩中按粒度（结构）分为砾岩、砂岩、粉砂岩、粘土岩；在内源沉积岩中按形成方式分为蒸发岩、非蒸发岩、可燃有机岩。

3. 在各类岩石中均按物质成分划分岩石类型。

4. 火山碎屑岩依其成因的二重性，本书将它归入岩浆岩；在内源岩中本书仅介绍碳酸盐岩和硅质岩，其余均归于矿床学中。

按上述体系所作的分类列于表Ⅲ—2—3中。

第三节 碎屑岩类

碎屑岩是陆源碎屑沉积物经压实、胶结而形成的岩石。其分布甚广，约占沉积岩总量的25%。碎屑岩主要由碎屑和胶结物两部分物质组成，按碎屑粒度分为砾岩、砂岩和粉砂岩。

一、碎屑岩的一般特征

（一）碎屑

碎屑岩中碎屑的含量大于50%，是决定碎屑岩特征的基本组分。碎屑的特征可用粒度、形状、表面特征、成分等来描述。

1. 碎屑粒度及其分级 碎屑粒度是碎屑的基本特征之一。它是矿物稳定性、风化强度、搬运距离的综合反映。碎屑粒度范围很广，大者可达0.5m或更大；小者仅数微米或更小；自然界分布最多的是2—0.005mm之间的碎屑颗粒。碎屑的粒度划分见表Ⅲ—2—4。

在一定碎屑岩中碎屑的粒度并非均一，其大小有一定的范围，用粒度平均值来表示，粒度分布的均匀程度用分选性（统计测量中用标准差 σ ）来表示（图Ⅲ—2—16）。

表 Ⅲ—2—4 碎屑粒度划分

粒 级		粒 径 (mm)
砾	大	>100
	中	100—10
	小	10—2
砂	粗	2—0.5
	中	0.5—0.25
	细	0.25—0.05
粉 砂		0.05—0.005
泥		<0.005

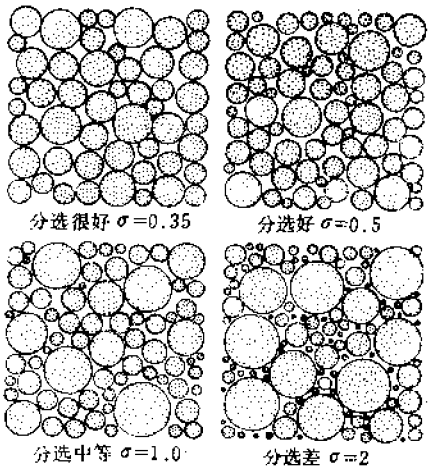


图 Ⅲ—2—16 碎屑分选性模式图
(据Tucker, 1981) σ 表示标准差

2. 碎屑形状 主要用碎屑的圆度和球度来描述。其中以圆度最常用，也容易对比。

(1) 圆度 圆度系指颗粒的棱和角被磨蚀、圆化的程度，一般分为五级（图Ⅲ—2—17）。

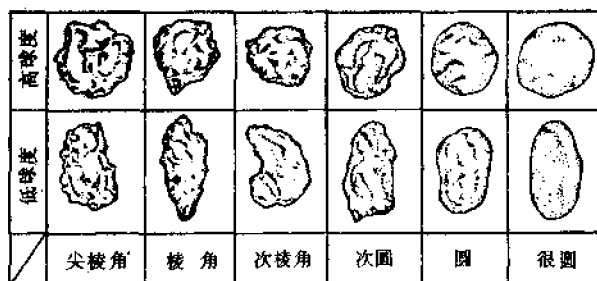


图 Ⅲ—2—17 圆度分级样板图
(据Tucker, 1978)

棱角状 颗粒棱角尖锐，棱线或表面内凹或凸出，不显磨损痕迹；

次棱角状 棱角清晰可见，但其顶缘已稍现磨蚀；

次圆状 棱、角已磨蚀而圆化，但其基本轮廓尚存，只是其棱缘、顶端呈弧形；

圆状 棱角已全部磨蚀而消失，颗粒表面呈弧形，但颗粒原始轮廓仍保存，表面有内凹或外凸的弧面。

极圆状 棱角全部磨蚀，颗粒表面呈平滑的外凸弧面，无内凹外凸现象，只能据其特征大致推断原始的颗粒形状。

利用圆度来研究碎屑沉积物的搬运距离、磨损强度、搬运方向等有一定的地质意义（图Ⅲ—2—11）。

(2) 球度 球度是指颗粒接近于球体的程度。须注意圆度和球度是两个不同的概念，相互之间并不存在依赖关系，即圆度好者，球度不一定高，如圆饼状砾石；球度高者，圆度也可能差，参见图Ⅲ—2—17，如未磨损的石榴子石晶粒。

球度主要取决于原始的颗粒形状。在搬运和沉积过程中颗粒球度的影响很大，球度好，则易于沉积。例如球度很低的云母碎片很难沉积；而球度好的石英砂则很容易沉积。

3. 表面特征 颗粒表面上那些与粒度、圆度、球度无关的细微起伏，被定义为颗粒表面特征，如：磨光面、毛玻璃化、擦痕、撞痕等均属此类。一般砾石的表面结构用肉眼即可观察，而许多砂粒的表面结构则需用显微镜、电子显微镜来研究。由于砾石在搬运过程中的磨损、溶解作用，砾石表面多呈毛玻璃状，有粗糙感，极其光滑者少见（如沙漠中的砾石覆盖一层光滑的釉状“沙漠漆”，可能是硅铁质的敷膜）。另外，有些砾石表面可出现冰川擦痕、风沙撞击痕迹、溶蚀凹坑等，可统称为刻划痕迹。根据颗粒表面特征可以判断地质作用力性质，和分析沉积环境，如冰川、沙漠、河流、海滩等。

4. 碎屑成分 碎屑岩中的碎屑矿物以石英最多，约65%；其次是长石（约15%）、岩屑（岩石碎块）和为数不多的白云母；此外，尚有少量特殊矿物如锆石、磁铁矿、石榴子石等，因其相对密度大于石英，所以一般称为重矿物。碎屑成分取决于母岩矿物的稳定性、粒度、搬运距离、埋藏或堆积速度诸因素。在图Ⅲ—2—18中可以明显地看出，稳定性很差的岩屑集中于粗粒级中。因为它经不起磨损，所以多呈棱角状，搬运不远，堆积

快，常产生于构造运动强烈的地区；石英则很稳定，分布范围很广，大小皆有，从几毫米至几微米，甚至更小，但多数集中于中—细粒级砂粒中，它能经受长期搬运、磨蚀、簸

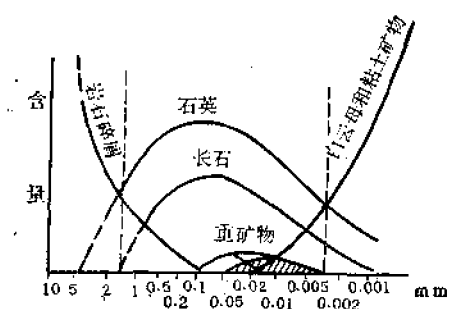


图 Ⅲ—2—18 碎屑成分与粒度的关系
(据Н. М. Страхов, 1954)

选，圆度好，常产生于构造运动比较平静的地区。从粒度看，白云母的颗粒也可破碎到极细 ($<1\mu\text{m}$) 的程度。

(二) 胶结物

胶结物是碎屑颗粒空隙之间的粘土和化学沉淀充填物。其总量小于岩石总量的50%，对碎屑起胶结作用。粘土主要是与碎屑颗粒同时沉积的混入物^①，而化学沉淀物主要是碎屑颗粒沉积以后滞留或环流于颗粒之间的空隙溶液中的溶解物经化学作用沉淀而成，常见者为蛋白石（陈化、

重结晶为玉髓）、氧化铁、方解石、白云石等。胶结物主要影响碎屑岩的孔隙度（图Ⅲ—2—14）。砂岩孔隙度的变化主要受胶结程度所控制。按碎屑岩中胶结物充填空隙的方式可分为基底胶结、孔隙胶结和接触胶结（图Ⅲ—2—19）等胶结类型。

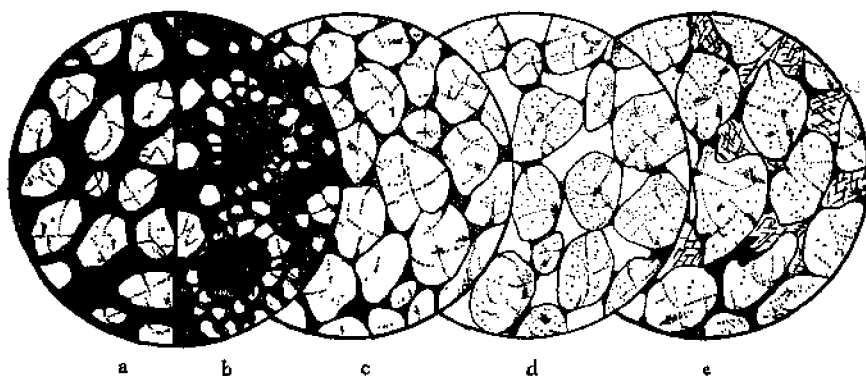


图 Ⅲ—2—19 胶结物类型

(据何起祥, 1978, 缩去3/10)

a—基底胶结；b—凝块胶结；c—孔隙胶结；d、e—接触胶结

1. 基底胶结 碎屑互不接触，比较均匀地分布于胶结基底之上；
2. 凝块胶结 类似于基底胶结，但碎屑分布不均匀，呈凝块状聚集；
3. 孔隙胶结 碎屑相互接触，胶结物充填于颗粒间的空隙中；
4. 接触胶结 碎屑相互接触，胶结物仅粘着于颗粒接触点上。

基底胶结代表碎屑与胶结物同时沉积，是快速堆积的产物；孔隙胶结一般是碎屑在稳定的水流中先沉积成颗粒紧密堆积的堆积体，而颗粒空隙中的胶结物是成岩期空隙溶液的化学沉淀物质；接触胶结则形成于成岩后期及后生阶段，有些是原来的胶结物被淋滤掉的结果；在某些干旱地区的沙层因毛细作用也可只在颗粒接触处沉淀少量胶结物。

① 此处所指的碎屑岩中的粘土混入物有些书上称为杂基。

二、砾岩和角砾岩

碎屑岩中砾石（粒度 $>2\text{mm}$ ）的含量大于50%者叫砾岩。一般把砾石磨圆度较好者叫砾岩，而砾石呈棱角状者叫角砾岩。

（一）角砾岩

角砾岩按成因分为冰川角砾岩、洞穴角砾岩（洞穴垮塌形成）、滨岸角砾岩（海岸垮塌造成）、构造角砾岩（断裂挤压破碎而成）等。

（二）砾岩

1. 按砾石成分分为单成分砾岩（砾石成分单一）和复成分砾岩（砾石成分多种）。单成分砾岩中砾石多由石英岩、脉石英组成。

2. 根据砾岩在地层上的意义可分为底砾岩和层间砾岩。底砾岩分布于侵蚀面上，与下伏岩层呈不整合或假整合（见第四篇）关系，它常位于海进层序的底部，与其下的不整合面代表一定时期内的沉积间断；层间砾岩分布在沉积岩层之间，虽在其底部也出现冲刷面，但并不能代表沉积间断，并非不整合的标志。

砾岩中的矿产以金矿最重要，最大、最富的金矿多产于砾岩中。如南非维特瓦特斯的所谓“兰德”式金矿，加拿大、巴西、苏联也有此类金矿产出。

砾岩中的砾石便于做形态测量，可为古沉积环境研究提供宝贵资料。如测定古流向、估计搬运距离等。

三、砂岩

碎屑岩中的砂粒（粒度为 $2-0.05\text{mm}$ ）含量大于50%者叫砂岩。其中也含有一定数量的胶结物。砂粒成分以石英、长石、岩屑为主，可有少量云母和重矿物（锆石、磁铁矿等），并可混杂有少量粘土和细粉砂，化学胶结物为硅质、铁质或钙质（方解石）等。常见岩石类型有石英砂岩、长石砂岩和岩屑砂岩。

（一）石英砂岩

石英砂岩的石英碎屑及硅质岩屑占95%以上，碎屑粒度均一，分选好，圆度好，常为硅质胶结，有时为钙质、铁质胶结。其颜色多呈灰白色、土黄色，铁质胶结者呈褐色；硅质胶结者岩性坚硬，击之起火星。

石英砂岩的岩层厚度一般不大，比较稳定，砂层展布范围较广，常见波痕及斜层理，一般不含化石。该岩石极为常见，分布广泛，约占砂岩总量的三分之一。主要产于构造条件相对稳定的地区，是在大陆夷平条件下经受长期风化、搬运、分选、磨蚀的产物，多为滨海沉积物。质地纯良的石英砂岩可作为油石和玻璃原料。

（二）长石砂岩

长石砂岩常为红色或粉红色，有时因长石风化而呈灰白色。其主要成分为石英和钾长石碎屑，长石碎屑含量大于25%。粒度较粗，分选中等，圆度较差。胶结物为泥质、钙质，有时有铁质。

长石砂岩的产出状况有两种，一种呈稳定的层覆盖于花岗岩质岩石（花岗岩、片麻岩）之上，称为基底式长石砂岩。它是在海进过程中由花岗岩质岩石的风化产物原地堆积而成，外貌酷似花岗岩，有时与基底岩石呈过渡关系。另外一种产于强烈侵蚀、迅速堆积的山间拗陷或边缘拗陷地带，多为大陆（河流、湖泊）沉积，海成者较少。

（三）岩屑砂岩

岩屑砂岩的碎屑主要由石英、岩屑和长石构成，其中岩屑 $>25\%$ ，长石常 $<10\%$ 。岩屑成分多样，随母岩特征而变化，常见者有喷出岩、凝灰岩、粉砂岩、页岩、千枚岩、片岩等。有时粘土含量较多（达 $15-20\%$ ），化学胶结物多为硅质和碳酸盐。碎屑粒度粗，多呈棱角状，分选性差，以灰色、灰绿色者常见。

岩屑砂岩多产于强烈的构造变动带，堆积在该地带附近的山间盆地或山前拗陷中，是一种强烈剥蚀、近距离搬运和快速堆积的产物。可以是海成的，也可以是陆成的。

在地质文献中还广泛使用“硬砂岩”一词，原指一种暗灰色、粘土质胶结的砂岩，碎屑中含有石英、长石和变质岩、火成岩、沉积岩岩屑，同岩屑砂岩类似。但后来，“硬砂岩”一词使用混乱，因而有人建议废止硬砂岩一词。有人主张仍按原义使用。

四、粉砂岩

碎屑岩中粉砂级碎屑（粒度 $0.05-0.005\text{mm}$ ）占 50% 以上者叫粉砂岩。其碎屑成分比较单一，以石英为主，长石、云母次之，岩屑极少。由于碎屑细小，所以呈棱角状，但分选好，胶结物常为粘土、钙质和铁质。粉砂岩在肉眼观察时难于分辨其成分，一般统称之为粉砂岩。黄土就是一种未固结或弱固结的粉砂质沉积物。

粉砂岩是在水动力条件较弱、沉积速度缓慢、环境较安定的情况下形成的，多产于河漫滩、三角洲、泻湖、沼泽以及海、湖的较深处。

砂岩的研究对于恢复古沉积环境的意义很大，砂岩的层理特征和碎屑特征是沉积相研究的重要标志（详见第五篇），是研究古水流的重要依据。砂岩和粉砂岩一般用于建筑石料；纯石英砂岩可用于玻璃原料。在适宜条件下，砂岩可以形成石油的良好储集层。

第四节 粘土岩（泥质岩）

粘土岩主要是指由粒度 $<0.005\text{mm}$ 的细颗粒组成，是含大量粘土矿物的疏松或固结的岩石，又称为泥质岩。它是沉积岩中分布最广的岩石，约占沉积岩总量的 45% 以上。粘土岩中的粘土矿物绝大部分为风化作用的产物经搬运后沉积而成。粘土岩中常混入一定量的粉砂，因此，它属陆源性质，在原地堆积（形成于水盆地中）的粘土少见。

一、粘土岩的一般特征

（一）结构

1. 泥质结构 其中粘土质质点（即泥质，粒度 $<0.005\text{mm}$ ）占 95% 以上。因其细腻，手触之有滑感，以刀切之呈现平滑切面，断口可呈贝壳状。纯泥质结构少见，往往有粉砂混入物，一般叫泥质-粉砂结构，有粗糙感，刀切面粗糙，断口呈粗瓷状。砂质越多，粗糙感越强。

2. 胶状结构 由凝胶沉积物脱水后形成，常见干缩裂隙，裂隙表面具贝壳状纹线。

3. 豆状结构 由豆粒状粘土集合体构成，豆粒直径大于 2mm ，内部无同心圈结构。

4. 鲕状结构 外形似鲕，直径 $<2\text{mm}$ ，内部具同心圈。同心圈的成分是粘土矿物，也可以由氧化铁、有机质等构成。

（二）构造

层理构造常较发育，如果岩石具有极好的薄层水平层理，沿层理面能剥成一页页的纸片状，则叫页理，它是水云母、绢云母等平行排列所造成的。粘土岩中也常见波痕、泥裂、

结核、晶痕（晶体完整的盐类矿物的印模痕迹）、痕迹化石、变形层理（揉皱构造）等构造。

（三）粘土岩的物质成分

该类岩石的物质成分比较复杂，主要是粘土矿物，如高岭石、蒙脱石、伊利石等。此外可混入一些粉砂、氧化铁、有机质等。粘土矿物尚可吸附一些金属元素，如铬、镍、钴、钒以及放射性元素等。粘土岩的一系列特殊性质（可塑性、吸水性、吸附性等）都是由粘土矿物的层状结构所决定的（详见第二篇）。

碎屑矿物主要为石英、长石和云母，均呈粉砂混入粘土中，它代表着母岩的残留物，由它可判断母岩特征。

其它物质包括赤铁矿、褐铁矿、黄铁矿、方解石、石膏以及有机质、生物遗体等。

（四）粘土岩的颜色

粘土岩的颜色比较多样，主要取决于粘土矿物成分和混入的杂质。它能帮助人们大致判断粘土岩的物质成分和形成环境。白色、灰白色，一般反映粘土岩成分单一，纯的高岭石粘土岩多如此；红色、褐色、土黄色等常表示岩石中含有赤铁矿、褐铁矿，反映岩石形成于氧化条件下；绿色、蓝色是因为含有 Fe^{2+} 的矿物所致（如海绿石、绿泥石），反映岩石形成于还原环境；黑色、灰黑色是因为岩石中含有细分散状黄铁矿或有机质，表明岩石形成于强还原条件。

二、粘土岩的物理性质

粘土岩往往具有一些特殊的物理性质，在工业上有广泛的应用价值，这些性质与粘土岩的粒度和成分有关。

（一）可塑性

把粘土磨碎成粉末，再加入适量的水充分拌和后具可塑性，可把它塑制成任意形状的坯体。这是能制造各种陶器、瓷器和砖、瓦的重要性能。

（二）耐火性

一般粘土的熔点较高，因而具有良好的耐火性。有些粘土耐火度达 1580°C 以上，称耐火粘土。高岭石粘土的耐火度最高，可达 1790°C 。含Ca、Fe、Na、K等杂质可降低耐火度。

（三）烧结性

粘土能在低于其耐火度的温度下局部熔化，使质点相互粘结而成坚硬的陶瓷质物体。粘土的这种性质使之成为烧制砖瓦、陶瓷的得天独厚的原料。

（四）吸水性

某些粘土（如蒙脱石粘土）能大量吸水，吸水后体积膨胀，孔隙被吸附水（不能流动）充填，从而降低了透水能力。这种性质大大增强了粘土岩的隔水性能，因而在水利工程上将粘土做为堤坝堵漏的充填剂。

（五）吸附性

粘土能从周围介质中吸附气态物质、液态物质和有机质等。在工业上可用作净化剂、脱色剂。同时，各种粘土矿物对不同的色素（颜料）有不同的吸附能力，因而可用来鉴别矿物（即染色法）。近年来发现在某些粘土岩中有镍、钼、铀、钒等元素聚集成矿床，也与其吸附作用有关。

三、粘土岩的常见岩石类型

(一) 按粘土岩的成因分为残积粘土岩和沉积粘土岩两类。残积粘土岩又叫风化壳粘土,它是母岩风化分解后形成的粘土原地堆积而成,有时可逐渐向母岩过渡,它往往是古风化壳的识别标志(见第一篇第三章)。沉积粘土岩主要是母岩风化分解后形成的粘土物质搬运至水盆地中沉积而成的成层粘土岩,在湖泊、沼泽及海洋沉积物中均可见到。

(二) 按矿物成分可分为高岭石粘土岩、蒙脱石粘土岩和伊利石粘土岩。

1. 高岭石粘土岩 高岭石含量在90%以上,可有些伊利石及有机质杂质,一般为白色、灰白色、淡黄色,呈块状或土状,性脆,具贝壳状断口,略具可塑性。它是造纸工业、橡胶工业、耐火材料和陶瓷工业的原料。

2. 蒙脱石粘土岩 主要由蒙脱石组成,此外尚有蛋白石、方解石、有机质及伊利石等杂质。岩石一般呈粉红色、淡黄色、淡绿色。呈土状,硬度低,有滑腻感。吸水剧烈膨胀,可塑性高,粘结性强。常用作石油、油脂、糖的脱色剂、漂白剂,铸造、陶瓷工艺中的粘结剂及钻井的泥浆原料等。

3. 伊利石(水云母)粘土岩 主要由伊利石(水云母)组成,常混有其他粘土矿物和石英、长石、绿泥石等物质,也有有机质和铁质混入物,因此,岩石颜色多呈黄灰色、灰绿色,乃至红褐色。由于其成分不纯,仅可作为烧制粗陶器、砖瓦的泥料。

(三) 按后生作用强度(固结和重结晶程度)可分为粘土、泥岩和页岩、泥板岩和页板岩,如表Ⅲ—2—5所示。泥岩和页岩的类型很多,按照其混入物的成分,可分出如下种类:

表 Ⅲ—2—5 按后生作用强度划分的粘土岩类型

固结程度和重结晶程度	层理、页理不显著	具层理、页理
未固结或弱固结的松散沉积物	粘 土	
固结,重结晶弱或未重结晶,粒度<0.01 mm	泥 岩	页 岩
固结,重结晶颗粒占一半以上,粒度<0.05 mm	泥 板 岩	页 板 岩

1. 黑色页岩 含有大量有机质和细分散状黄铁矿,岩石呈黑色但不染手,页理发育。它多形成于缺氧而富含 H_2S 的闭塞海湾、湖泊内水较深的地带。有些有机质丰富的黑色页岩是良好的生油层(如大庆油田);有些黑色页岩中含有许多稀有、稀土和放射性元素以及一般金属和非金属元素,如镍、钼、钒、铂、铀、硒、钴、磷等,可达三十余种,而且可以达到开采要求。如我国南方和西南十余省(区)的下寒武统和志留系的黑色页岩。

2. 碳质页岩 岩石中含大量碳质,呈黑色,能污染手(此点可与黑色页岩相区别)。多形成于湖泊、沼泽地区,常出现于煤系地层中并成为煤的夹层。

3. 油页岩 为黑色或棕黑色。含有较多的沥青(4—20%,最高达30%),燃之显沥青味,因而比其它页岩轻。具有弹性,用小刀刮之可形成刨花状薄片。它主要形成于闭塞的海湾和湖沼环境中。其沥青质是由低等植物和浮游生物死亡后,其遗体在与空气隔绝的还原条件下转化而形成的,常与生油岩系或含煤岩系共生。如我国抚顺之油页岩形成于

湖沼中（第三纪煤系），广东茂名之油页岩产于滨海泻湖沉积中（第三纪）。

4. 钙质页岩 含碳酸钙，但其量不超过25%，否则将过渡为泥灰岩。钙质页岩分布很广，常见于大陆和海陆过渡带的红色岩系，即“红层”中，海洋和泻湖沉积中也可见到。

5. 硅质页岩 页岩中含有较多的游离 SiO_2 ，多以玉髓、蛋白石存在，其中常含硅藻、海绵、放射虫等化石。硅质来源与生物作用和海底火山活动有关。这种岩石致密、性脆，具贝壳状断口。

第五节 硅 质 岩

硅质岩是指由化学作用、生物作用和某些火山作用所形成的富含 SiO_2 的岩石。由机械作用形成的石英砂岩不在此列，切勿混淆。

硅质岩的主要矿物成分是蛋白石、玉髓和石英，常见粘土岩类、碳酸盐岩类及氧化铁等混入物。多为胶状结构、隐晶结构、鲕状结构、生物结构（图Ⅲ—2—20）。岩石颜色多样，随杂质而异，常见灰白色、灰绿色或红色。岩石坚硬而脆。化学性质稳定，不易风化分解。

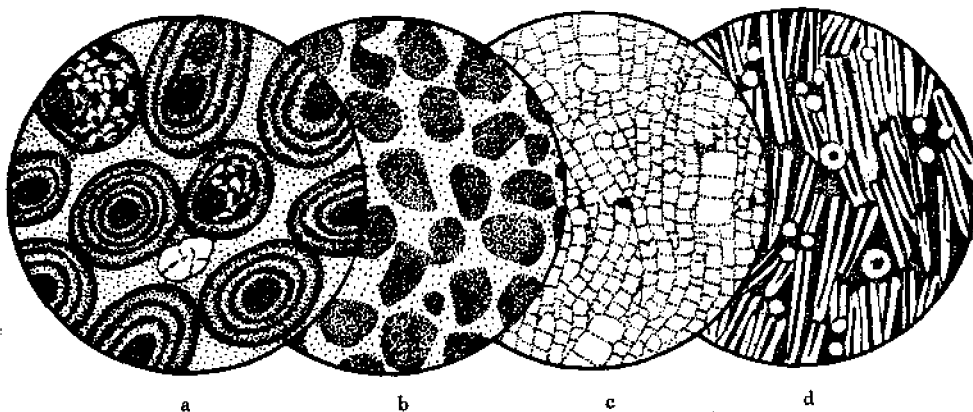


图 Ⅲ—2—20 硅质岩的结构类型

（据何起祥，1978）

a—鲕状结构， $\times 60$ ；b—碎屑结构， $\times 60$ ；c—硅藻结构， $\times 260$ ；d—海绵骨针结构， $\times 90$

一、硅质岩的主要岩石类型

1. 硅藻土 主要由硅藻遗体组成，硅藻个体很小，一般小于 0.05mm ，其特征如图Ⅲ—2—20 c所示。硅藻含量不定，有时多达70—90%。纯硅藻土为白色，若含铁质或有机质混入物则呈浅黄色或暗灰色，甚至黑色。孔隙度大，相对密度小。呈土状，质地疏松，吸水性强，粘舌头。一般层理不明显，有时具很薄的层理。例如山东临朐县所产之硅藻土有薄如纸状的层理；层理翘起后呈美丽的翻卷书页状，素有“万卷书”之雅称。

硅藻土既可以形成于海洋中，也可以形成于大陆淡水湖泊。它经成岩及后生作用后可变成板状硅藻土和蛋白石，甚至可变成碧玉岩。

2. 海绵岩 主要由硅质海绵类生物遗体组成, 其中主要是海绵骨针, 其含量在50%以上。矿物成分多半为蛋白石, 有时为玉髓, 可有少量放射虫和钙质贝壳混入物, 也有粘土、粉砂或海绿石杂质。岩石多为灰绿色、黑色。呈细粒状, 常见为质地致密的坚硬海绵岩, 而质地纯净的疏松海绵岩很少见(图Ⅲ—2—20d)。

3. 放射虫岩 主要由放射虫介壳构成, 其中坚硬的放射虫岩, 放射虫介壳被蛋白石所胶结; 而疏松的放射虫岩则呈土状, 质软而轻。该类岩石少见。常见者是仅含有一些放射虫的蛋白岩或硅质板岩。

4. 板状硅藻土和蛋白土(蛋白岩) 主要由蛋白石组成, 几乎不含硅质生物遗体。具微孔构造, 故粘舌头, 层理不明显。板状硅藻土质地较松软, 指甲可刻划之, 孔隙较大, 相对密度 $0.8-1.4\text{g/cm}^3$, 多为灰色; 蛋白土则较致密坚硬, 指甲不能刻划, 其孔隙少, 相对密度 $1.1-1.8\text{g/cm}^3$ 颜色较深, 多为灰黑色。两种岩石常常共生。一般认为它们是其它硅质岩(硅藻土、海绵岩、放射虫岩)经后生变化而成。它们进一步可变为硅质板岩和碧玉岩。

5. 硅质板岩和碧玉岩 两者均为玉髓和细粒石英组成, 并有方解石、黄铁矿、有机质和粘土等混入物, 并可含放射虫、海绵骨针等生物遗体。颜色多样, 常为红色, 亦有绿色、灰黄色。致密坚硬者具贝壳状断口。常具隐晶质和胶状结构, 颗粒在 0.01mm 左右。

硅质板岩含粘土质较多, 具薄层理或页理; 而碧玉呈块状, 无层理和页理, 此是二者之区别。碧玉主要分布于地槽区, 常与火山岩共生。其厚可达数百米, 称为碧玉岩建造。

硅质板岩可能由板状硅藻土和蛋白土转化而来, 而碧玉则多与海底火山作用有关。当火山喷出的凝灰物质被海水分解后, 其分解之 SiO_2 大量进入海水, 当它达到饱和时, 在适当条件下即沉淀出巨厚硅质沉积物, 继而形成碧玉岩。

6. 燧石岩 这是硅质岩中最常见的一种, 其特点是产状具有局部性, 常呈结核状、透镜状或条带状夹层等, 不构成稳定的硅质岩层。主要成分为蛋白石、玉髓和细粒石英; 年代愈新, 蛋白石愈多, 年代愈老, 石英愈多。此外, 尚可含一些粘土、方解石、有机质及海绵骨针、放射虫等生物遗体。岩石以灰黑色者居多。岩性坚硬, 击之起火星。常与石灰岩共生。呈结核状产出者称为燧石结核。

7. 硅华 这是一种典型的化学成因的硅质岩, 常形成于温泉出口处。岩石呈多孔状, 色浅, 其中 SiO_2 含量不定, 常有氧化铝及其它混入物。

二、硅质岩的成因、分布及用途

硅质岩的物质来源有两个: 一个是大陆母岩风化分解时产生的 SiO_2 呈胶体或真溶液搬运至海洋、湖泊中沉积而成; 另一个是火山特别是海底火山喷出的凝灰物质被海水分解后产生的大量 SiO_2 沉积而成。关于 SiO_2 从水中沉淀的方式可能有三种: 第一, 是火山喷出物被海水分解后产生巨量 SiO_2 , 使之达到过饱和而沉淀, 碧玉岩属此类型; 第二, 是生物能从水中吸收大量 SiO_2 构成其躯体, 死亡后堆积成岩, 如各种具生物结构之硅质岩即属此类。第三, 是 SiO_2 胶体的中和作用, 即河流中所携带的 SiO_2 胶体当其注入海水时发生中和作用而凝聚沉积。

硅质岩在自然界以燧石和碧玉为最多, 主要分布于老地层中。生物成因的硅质岩一般见于白垩纪以后的年青地层中。地台与冒地槽区多产燧石岩, 它呈结核状、透镜状、条带状夹于石灰岩中; 优地槽区则产巨厚层硅质板岩和碧玉岩。

在我国，硅质岩有广泛分布，如鞍山地区的碧玉铁质岩和甘肃白银厂的硅质岩-细碧角斑岩建造等。在各时代的灰岩和白云岩层中所产的燧石结核或燧石条带更是屡见不鲜。在山东临朐、吉林珲春等地产有硅藻土。

硅质岩的主要用途是：硅藻土具有很强的吸附性，可用来作为制糖、炼油的净化剂；质纯而颗粒细者可作为橡胶、油漆、造纸的填料；也可做为良好的绝热、隔音材料；燧石可作磨料；坚硬致密、色泽美丽的碧玉则可作为工艺制品的材料。

第六节 碳酸盐岩

碳酸盐类岩石主要由方解石和白云石组成，主要岩石类型为石灰岩和白云岩。该类岩石在地壳中分布亦广，约占沉积岩总量的五分之一至四分之一。在我国，约占沉积岩总出露面积的55%。它广泛地分布于各个地质时代的地层中，且年代愈老其分布愈多。

碳酸盐岩是重要的矿产资源，它可做为建筑材料、冶炼熔剂、化工原料。碳酸盐岩可构成石油、天然气、地下水的储集岩。因此，研究碳酸盐岩有重大意义。

一、碳酸盐岩的一般特征

其主要矿物成分为方解石、白云石，也有陆源混入物及水盆地化学沉淀混入物。陆源混入物多为石英和长石碎屑、粘土矿物等；化学成因者有蛋白石、黄铁矿、石膏、重晶石、海绿石等。

（一）碳酸盐岩的结构

碳酸盐岩的主要矿物成分比较简单，但其成因却十分复杂，既有机械沉积，也有生物和化学沉积；也有些属于交代作用的产物。不同的岩石成因所产生的岩石结构完全不同，所以其结构也多种多样，成为碳酸盐岩研究的重要内容。本类岩石的结构类型主要有粒屑结构、生物骨架结构和晶粒结构。

1. 粒屑结构 粒屑相当于碎屑岩中的碎屑，不过它不是陆源物质，即非母岩风化破碎、搬运、沉积而成，而是在沉积水盆地内部由化学作用、生物作用和波浪、流水的机械作用形成的“碎屑状”堆积物。粒屑的成分单一，均为碳酸盐类。常见的粒屑有内碎屑、生物碎屑和鲕粒、团粒等。

（1）内碎屑 这是水盆地内已沉积的弱固结碳酸盐沉积物经流水或波浪冲刷、搅动成碎块原地堆积或经近距离搬运、沉积而成的碎屑，如我国华北地区广泛分布的竹叶状灰岩中的“竹叶”体即为典型的内碎屑（图Ⅲ—2—21）。它和碎屑岩相似，内碎屑按粒度分为：

砾屑	粒度 $>2\text{mm}$ ；
砂屑	粒度 $2-0.05\text{mm}$ ；
粉屑	粒度 $0.05-0.005\text{mm}$ ；
泥屑	粒度 $<0.005\text{mm}$ 。

内碎屑可呈磨圆状、棱角状或有其它塑性变形的痕迹。

（2）生物碎屑 包括破碎的生物化石碎块和微体（ $<2\text{mm}$ ）化石，如珊瑚碎块、纺锤虫等，又称骨屑。

（3）鲕粒 外形似鲕，粒度 $<2\text{mm}$ ，内部具同心状或放射状构造。其中粒径 $>$

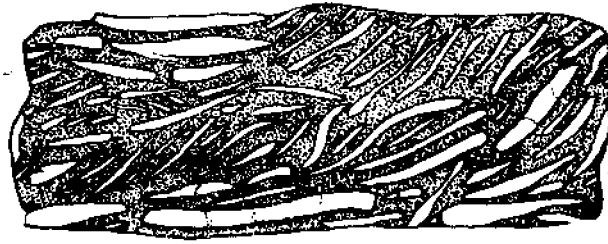


图 III—2—21 竹叶状灰岩
(据何起祥, 1978)
辽宁本溪 寒武系

2mm者叫豆粒。

(4) 团粒 又叫球粒, 这是内部均一的米粒状矿物集合体, 粒径一般0.03—0.2mm, 同砂屑不易区分。团粒的聚合体叫团块。

当粒度较大的砾屑、砂屑、生物碎屑、鲕粒、团粒堆积起来以后, 其空隙之间可被与之同时沉积的泥屑(粒度 $<0.005\text{mm}$)充填、胶结; 也可以在成岩期被由孔隙溶液中沉淀的方解石(此种方解石叫淀晶方解石)所胶结。因此, 这种结构在形式上和碎屑结构相似, 仅碎屑来源不同而已。

2. 生物骨架结构 由原地固着生长生物群体(造礁生物)的硬体部分构成, 如群体珊瑚、海绵、苔藓虫、层孔虫、钙藻等, 其空隙中可充填有泥晶和亮晶。

3. 晶粒结构 这是生物化学作用、化学作用、交代作用和重结晶作用形成的碳酸盐晶粒构成的一种结构, 按晶粒大小分为粗晶($>1\text{mm}$)、中晶($1-0.25\text{mm}$)、细晶($0.25-0.05\text{mm}$)、隐晶 $<0.05\text{mm}$ 。

(二) 碳酸盐岩的构造

碳酸盐岩中常见构造有层理、波痕、结核、缝合线、叠锥等; 此外, 尚有叠层构造、鸟眼构造和示底构造等。

1. 叠层构造 这是蓝绿藻类分泌的粘液, 将细屑碳酸盐物质逐层粘结后硬化而形成的一种构造。因季节的变化, 藻类分泌物的多少也有变化, 因而出现纹层(图III—2—22)。具叠层构造者称叠层石。现代叠层石广泛分布于潮汐浅水带, 是良好的环境标志(详见第五篇第一章)。

2. 叠锥 这是由一系列的圆锥面套叠而成的一种构造。锥体一般垂直于层面, 故在平行层面的切面上呈同心环状分布, 在纵剖面上呈一系列的套叠的“V”字, 锥顶角 $30-60^\circ$, 锥高 $1-10\text{cm}$ 。石灰岩中最为常见, 其成因和缝合线相同(图III—2—23)。

3. 缝合线 常见于石灰岩中, 其特征是在垂直于层面的断面上呈现出类似头盖骨接缝的线状裂隙(图III—2—24), 它平行于层面。其成因一般认为是岩石受到压力后发生不均性(差异性)溶解(压溶作用)所致, 缝合线的缝隙内充填的粘土就是溶解的残余物质。

(三) 碳酸盐岩的分类

目前碳酸盐岩的分类方案有两种, 一种为成分分类, 另一种为结构分类。



图 III—2—22 叠层石构造
(比例尺的每一间隔代表 1 cm)

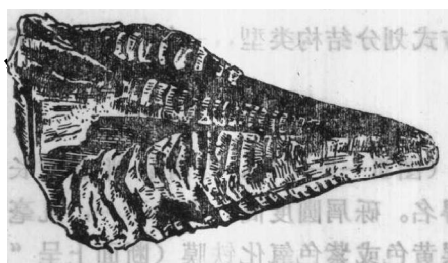


图 III—2—23 叠锥构造
(锥顶向右, 照片改绘) 原长度 7.6cm

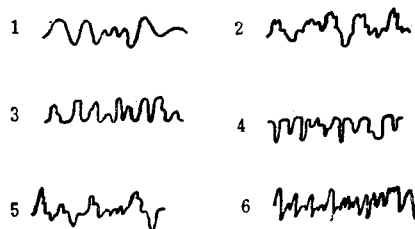


图 III—2—24 缝合线构造素描图
(引自佩蒂庄, 1981)

1. 成分分类 依据矿物成分的百分含量划分类型, 比较简明、准确, 但不便于应用, 因为需对矿物成分进行详细测定或需化学分析。常见的碳酸盐岩成分分类列于表 III—2—6 和表 III—2—7 中。

表 III—2—6 按方解石与白云石的含量分类

岩 类	矿 物 含 量 (%)		岩 石 名 称
	方 解 石	白 云 石	
石灰岩类	100—90	0—10	石灰岩
	90—75	10—25	含白云质灰岩
	75—50	25—50	白云质灰岩
白云岩类	50—25	50—75	灰质白云岩
	25—10	75—90	含灰质白云岩
	10—0	90—100	白云岩

2. 结构分类 该分类的依据是内碎屑、生物碎屑、鲕粒、生物骨架、晶粒及其比例(含量)关系。本书按结构特征把碳酸盐岩的基本类型划分如下:

石灰岩可分为竹叶状(内碎屑)灰岩、生物碎屑灰岩、鲕状灰岩、团块灰岩、生物骨

表 III—2—7 石灰岩、白云岩和泥质岩之间的过渡类岩石

岩 类	岩石名称	矿 物 含 量 (%)			岩石名称	岩 类
		方解石	粘土矿物	白云石		
石灰岩	灰 岩	100—90	0—10	100—90	白 云 岩	白云岩
	含泥灰岩	90—75	10—25	90—75	含泥云岩	
	泥 灰 岩	75—50	25—50	75—50	泥 云 岩	
泥质岩	灰 泥 岩	50—25	50—75	50—25	云 泥 岩	泥质岩
	含灰泥岩	25—10	75—90	25—10	含云泥岩	
	泥 质 岩	10—0	90—100	10—0	泥 质 岩	

架灰岩、隐晶灰岩（石印灰岩）、结晶灰岩等；

白云岩若有特殊结构，也可按石灰岩的分类方式划分结构类型，一般情况下，不再分类，统称“白云岩”。

二、碳酸盐岩的主要岩石类型

1. 竹叶状灰岩 这是一种典型的砾屑灰岩（图III—2—21）。砾屑呈饼状或长椭球形，也有不规则状，因断面呈长条形，似竹叶而得名。砾屑圆度高，大小不一，几毫米至几厘米，其成分多为隐晶灰岩。砾屑表面常有一层黄色或紫色氧化铁膜（断面上呈“圈”状）。砾屑系碳酸盐软泥因海退露出水面，干裂成泥块，再经潮水、河水冲刷、磨蚀而成。砾间填隙物质是隐晶方解石。

2. 生物碎屑灰岩 岩石可含各种生物遗体，可能是完整的，也可能是破碎的。胶结物是泥晶、隐晶或亮晶方解石。该种岩石又叫骨屑灰岩、介屑灰岩。可按所含主要生物命名，如纺锤虫灰岩、海百合灰岩等。

3. 鲕粒灰岩 这种灰岩其鲕状结构，鲕粒占50%以上。鲕粒间的填隙物是亮晶或微晶方解石。该灰岩一般形成于温暖浅水、搅动剧烈、蒸发作用很强的环境中。

4. 藻灰岩 这是一种原地形成的生物化学灰岩。某些钙质藻类如绿藻、红藻体内含有大量针状碳酸钙物质（文石），当这些藻类死亡后即产生钙质（文石）堆积物，并进一步固结成藻灰岩。也有类似成因的藻白云岩。藻灰岩往往是良好的油气储集层。

5. 隐晶灰岩 这是由粉屑（ $<0.025\text{mm}$ 的内碎屑）和隐晶质晶粒（ $<0.03\text{mm}$ 的化学成因晶粒）组成的颗粒很细的石灰岩。因肉眼难下分辨两类不同成因的颗粒，本书一并称之为隐晶灰岩。隐晶灰岩一般为浅灰色，断口光滑且近乎贝壳状，风化面细腻。因其质地致密、细腻，昔日用作石印板，故又称为石印灰岩。多生成于静水环境，故缺乏流水层理。

6. 泥灰岩 石灰岩中含有25—50%的粘土时，称泥灰岩。岩石质地细腻，风化面光滑、在岩石裂缝中常有风化残留的粘土物质。加稀盐酸后除起泡外，尚有泥质沉淀物出现。多具薄层状层理。多产于淡水湖泊中，很纯的泥灰岩是良好的水泥原料。

7. 白垩 这是一种柔软、易碎的隐晶质晶粒组成的石灰岩。其主要成分是方解石和文石（约95%左右）。大部分颗粒小于 $5\mu\text{m}$ ，也可含少量微体化石。白垩形成于一定深

度的海洋环境中，其深度大约为数百米。有人认为属深海沉积物，但证据尚不充分。

8. 白云岩 主要由白云石组成，其含量大于50%，常含方解石、粘土混入物。具隐晶质或细晶结构。在成岩及后生作用中经过较强烈的重结晶或交代作用后，白云岩常具有中—粗粒结构，一般叫砂糖状结构。很少有生物化石，岩石多呈灰白色，野外露头上多呈刀砍状裂隙，颇为特征。一般按晶粒大小命名即可，如隐晶白云岩、细晶白云岩等。

三、碳酸盐岩的地质分布及实际意义

碳酸盐岩在我国分布较广，特别是西南地区。从地质时代看，华北地区主要产于中新元古代、寒武纪、奥陶纪、石炭纪。华南地区则产于由奥陶纪至三叠纪的漫长地质时代的地层中。

碳酸盐岩是重要的矿产资源。石灰岩广泛用于冶金、化工、建筑、水泥诸工业部门，它是良好的冶炼熔剂，又是制碱和合成纤维的基础原料和普遍使用的建筑材料。泥灰岩是优良的水泥原料。同样，白云岩也用作熔剂，并用于耐火材料、玻璃、造纸及陶瓷工业中。

碳酸盐岩中蕴藏着许多金属和非金属矿产，如铅、锌、汞、重晶石、天青石等。此外，它可形成良好的生油层和储集层。据统计，世界上与碳酸盐岩有关的油气田占油气总储量的50%，产量占60%，我国许多油气田都分布于碳酸盐岩中，如华北、四川。

思考题

1. 何谓沉积岩？它与岩浆岩有哪些基本区别（形成条件、化学成分、矿物成分、结构、构造等方面）？
2. 简单总结出沉积物的主要类型。在沉积物的形成过程中分异作用、化学及生物作用的影响如何？试举例说明。
3. 沉积物是如何转变成沉积岩的？
4. 何谓碎屑岩？碎屑岩由哪几部分物质构成？碎屑有哪些主要特征？简述砾岩、砂岩的常见岩石类型及其特征，并认识其标本。
5. 简述粘土岩、硅质岩的基本特征及其主要岩石类型。页岩的极薄层理是如何形成的？粘土岩和硅质岩各有哪些特殊物理性质？
6. 何谓石灰岩和白云岩，其成因有何特点（机械的、化学的、生物的）？举出常见的石灰岩、白云岩岩石类型及特殊结构、构造。
7. 在标本或模型上观察层理特征，理解层理的基本含意。举出常见层理类型及其形成环境。
8. 举出常见的层面和变形层理构造（波痕、泥裂、雨痕、痕迹化石、包卷层理、揉皱层理等）。

第三章 变质岩

通过变质作用形成了各种变质岩。变质岩分布很广。前寒武纪地层中广泛发育着古老变质岩，其分布约占大陆面积的18%。近来在大洋底也发现有变质岩。我国广泛出露着各个时代、各种类型的变质岩（图Ⅲ—3—1），发育在辽、鲁、冀、晋、秦岭、天山等地区。

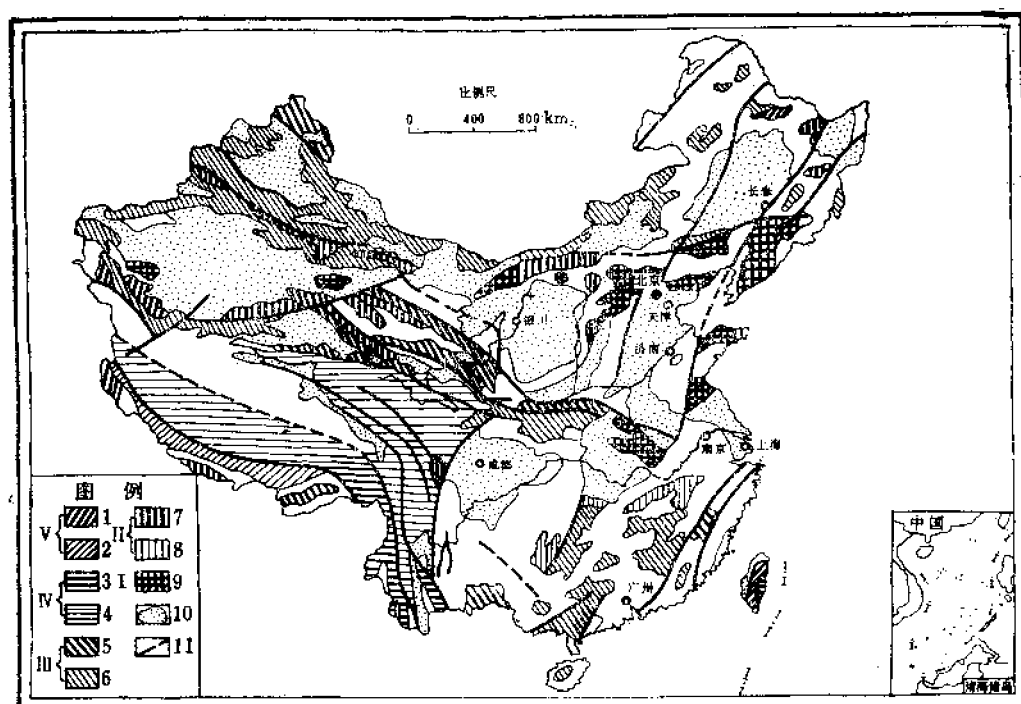


图 Ⅲ—3—1 我国变质岩分布图

（据贺同兴等，1980）

I—太古宙、古元古代形成的变质岩；II—主要在中元古代形成的变质岩；III—主要在前寒武纪形成的变质岩；
IV—主要在中生代形成的变质岩；V—主要在新生代形成的变质岩
10—中生代盆地；11—实测及推测区域性断裂

变质岩中蕴藏着丰富的矿产资源，特别是发展历史长、分布面积广的前寒武纪古老变质岩中矿产尤为丰富。世界上的一些特大矿床，均形成于此期的变质岩中。如苏联库尔斯克铁矿、南非布什维尔德铬矿、加拿大肖特贝里镍矿、澳大利亚南威尔士铅矿、我国鞍山铁矿等。仅前寒武纪变质岩中的铁矿即占世界铁矿总储量的三分之二。其它如金、铜、钴、镍、硼、磷、石墨等，也与变质岩有关。

另外，变质作用与其它地质作用关系紧密，特别是在地壳发展早期的历史阶段上和深部地质作用过程中，变质岩占有特殊地位。因此，研究变质岩对于寻找矿产、探讨地壳的早期历史和深部地质作用等都有重要意义。

根据变质作用发生的地质条件和变质过程中起主导作用的物理化学因素，一般把变质作用划分为以下几个类型，并相应地划分变质岩的类型：

区域变质作用——区域变质岩；

混合岩化作用——混合岩；

接触变质作用——接触变质岩；

气-液变质作用——气-液变质岩；

碎裂变质作用——碎裂岩（动力变质作用——动力变质岩）。

这些作用将在以后各章详细介绍。此外，尚有一些特殊的变质作用，主要有冲击变质作用和洋底变质作用。冲击变质作用是陨石撞击地面岩石而发生的一种变质现象，分布于大陨石坑内，主要是高度的碎裂、变形及局部熔化现象，并可产生高密度矿物，如柯石英、斯石英；洋底变质作用出现在大洋中脊附近，它是由于海底扩张和热流升高而引起的变质作用，通常是形成变质的基性和超基性岩。

最后，尚有所谓埋藏变质作用，它是由于地壳区域性沉降而使岩石深埋于地壳深部，因温度和静压力（无定向压力）的作用导致岩石发生的很低级的变质作用，温度不超过 250°C 。它与造山运动、岩浆活动或热流异常无关，变质后产生一套含沸石的变质岩，岩石不具片理。一般把它归入区域变质作用范畴。典型地区在新西兰南岛的南部塔林加图拉地区，地层厚约 10 km ，是新西兰地槽的一部分，时代为三叠纪，主要由中酸性凝灰岩和火山质硬砂岩组成，其中凝灰岩中的玻璃质已全部变成沸石。地层的现代埋藏深度越大，变质越明显。主要变质作用的温度（ $^{\circ}\text{C}$ ）和压力（ Pa ）示于图Ⅲ—3—2中。

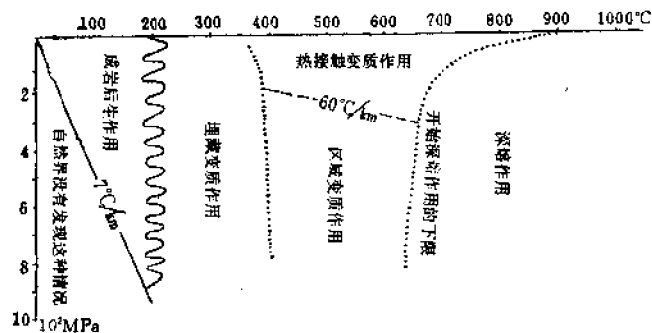


图 Ⅲ—3—2 成岩作用、变质作用和深熔（岩浆）作用的温度压力范围示意图

（据成都地质学院岩石教研室，1979）

第一节 变质岩的一般特征

一、变质岩的化学成分

变质岩的化学成分一方面主要取决于原岩成分，另一方面也受变质过程的影响。在变质过程中若无明显的交代作用，则变质前、后岩石的化学成分变化不大，变质岩的化学成分可以反映原岩的化学成分特征。如粘土岩（富含 Al_2O_3 而贫 CaO ）变质而成的千枚岩、白云母片岩和含夕线石的片麻岩，其化学成分就和粘土岩基本相同。若变质过程中发生明

显的交代作用，则变质岩的化学成分除受原岩成分决定外，尚受交代过程中带人和带出组分控制。例如，矽卡岩是中—酸性岩浆同石灰岩接触时发生交代作用后形成的，岩浆析出的流体提供了大量 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 加入石灰岩，而石灰岩损失大量 CaO 和 CO_2 ，使矽卡岩的化学成分同其原岩（石灰岩、花岗闪长岩）相差甚远。研究变质岩的化学成分主要用于恢复原岩和变质岩分类。

二、变质岩的矿物成分及变质级的概念

（一）一般特征

变质岩中的矿物同原岩相比，一方面具有一定的继承性，另一方面经过变质作用也产生了一系列新矿物。表Ⅲ—3—1中综合列出了变质岩、岩浆岩、沉积岩中的主要矿物成分。

表 Ⅲ—3—1 岩浆岩、变质岩、沉积岩矿物成分对比

岩浆岩、沉积岩、变质岩中共有的矿物	主要在岩浆中出现的矿物	主要在变质岩中出现的矿物	主要在沉积岩中出现的矿物
石英 钾长石 白云母、黑云母 斜长石类 角闪石类 辉石类 橄榄石 磁铁矿 赤铁矿 磷灰石 榍石 锆石 金红石	霞石 白榴石 磷石英 方钠石 蓝方石 黝方石	帘石类 符山石、方柱石 透闪石、阳起石 硅灰石 蓝闪石 硬玉、软玉 绿泥石 红柱石、蓝晶石和夕线石 堇青石、十字石 石榴子石类 蛇纹石、滑石 刚玉 石墨	蛋白石、玉髓 粘土矿物 盐类矿物 海绿石 水铝石 有机质

由表Ⅲ—3—1 可以看出：

1. 变质岩中的主要矿物和岩浆岩相同，如石英、长石、云母、角闪石、辉石等；
2. 主要在变质岩中出现的矿物是硅灰石、红柱石、蓝晶石、夕线石、石榴子石、堇青石、十字石、符山石、绿泥石、蛇纹石、帘石类等，这些矿物都是变质岩中特有的矿物；
3. 变质作用中形成的矿物多为纤维状、鳞片状、柱状，其延长性较大，如岩浆岩中云母的长宽比是 1.5 左右，而它在变质岩中达 7—10。

（二）变质岩矿物成分的控制因素及变质级

原岩成分是变质岩的物质基础，如原岩为硅质灰岩，其主要化学成分是 CaO 、 SiO_2 、 CO_2 ，变质后可能出现石英、方解石和硅灰石；如原岩为粘土岩，其主要化学成分是 Al_2O_3 、 SiO_2 及少量的 FeO 、 MgO 、 K_2O 、 Na_2O 等，变质后可能出现的矿物有石英、红柱石、蓝晶石、夕线石、堇青石、十字石等。但是，对于同一种原岩（或原岩成分一定），在不同的温度、压力下会出现不同的矿物成分或矿物组合。例如上述硅质灰岩变质时，若温度低于 470°C ，压力为 10^5Pa ，则生成石英和方解石，形成石英大理岩；若温度为 650°C ，压力为 $5 \times 10^7\text{Pa}$ ，则出现硅灰石和方解石，形成硅灰石大理岩。粘土岩也有相似特点，如低压时出现红柱石，高压下形成蓝晶石。

对于原岩成分一定的变质岩，其矿物成分主要取决于变质时的温度及压力条件，温度是主导因素。通常根据温度的高低把变质程度分为低级、中级、高级三个等级。低级变质的温度范围约200—500℃，矿物主要是绢云母、绿泥石、蛇纹石等；中级变质温度约500—600℃，矿物有白云母、黑云母、十字石、蓝晶石等；高级变质温度约600—800℃，出现的矿物有夕线石、硅灰石、紫苏辉石、正长石等。在图Ⅲ—3—3中列出了中压区域变质作用中常见变质矿物的稳定范围。

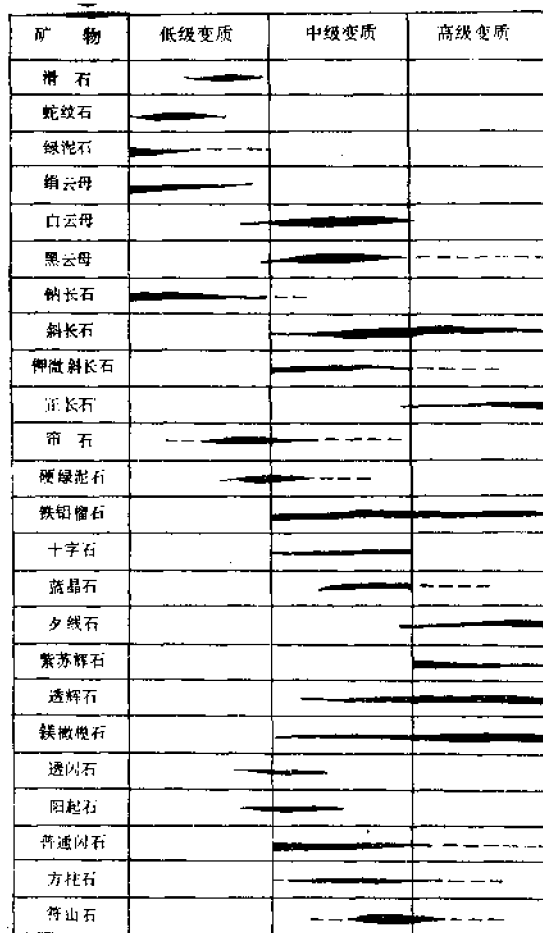
关于把压力和温度同时予以考虑来划分变质作用的类型问题，目前是以不同地质环境中地热梯度的大小作为划分依据并分为三个压力类型：

(1) 中压型变质作用，是在地热梯度16—25℃/km的地质环境中，随深度增加温度、压力相应的升高，使岩石发生的变质作用；(2) 低压型变质作用是在地热梯度25—60℃/km的地质环境中，随深度变化产生的温度、压力变化使岩石发生的变质作用；(3) 高压型变质作用是指在地热梯度7—16℃/km的地质环境中随深度增加而产生的温度、压力变化使岩石发生的变质作用(图Ⅲ—3—4)。低压型以堇青石为标志，中压型以蓝晶石为特征，高压型的典型矿物组合为蓝闪石和硬玉或硬玉和石英组合。

在变质岩研究中把那些能指示变质作用温度、压力条件和原岩成分的变质矿物或矿物组合叫变质特征矿物或特征矿物组合，图Ⅲ—3—3所示即常见的中压区域变质特征矿物。在应用变质特征矿物对变质作用特征、原岩成分等进行分析或鉴别分类时，必须研究变质矿物的共生组合。变质矿物共生组合是指同一变质阶段内同时发育成长的一组矿物。它们能更可靠地反映变质作用的温度、压力条件和原岩成分。例如红柱石+绢云母+石英代表泥质原岩在低温、低压条件下出现的矿物组合；硅灰石+方解石代表硅质灰岩原岩经高温变质后产生的矿物组合；钠长石+绿泥石+绿帘石+石英则代表相当于基性原岩在低温变质阶段形成的矿物组合等等。

三、变质岩的结构、构造

变质岩的结构、构造是变质岩的重要特征之一，它对研究变质作用的过程、强度、原



图Ⅲ—3—3 中压区域变质作用中常见矿物的稳定范围示意图
(据贺兴等, 1980)

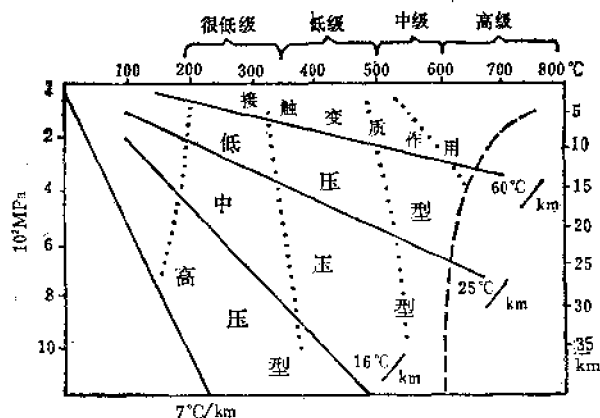


图 III-3-4 变质作用的（温度）分级和压力类型简图

岩类型，以及对变质岩的分类命名等都具有重要意义。

（一）变质岩的结构

变质岩的结构按其成因分为变余结构、变晶结构、交代结构、碎裂结构四类。

1. 变余结构 由于变质作用不彻底而在变质后残留有原岩结构者，叫变余结构。这种结构在低级变质岩中常见。描述时在原岩结构名词之前加“变余”字头即可，如变余砂状结构、变余火山碎屑结构等。

2. 变晶结构 在变质过程中由重结晶或重组合作用新形成的结晶质结构，其中原岩结构已全部消失。该类结构中无玻璃质，矿物多呈定向排列。

变晶结构按矿物结晶粒度大小可分为：

- 粗粒变晶结构 主要矿物颗粒直径 $> 3 \text{ mm}$ ；
- 中粒变晶结构 主要矿物颗粒直径 $3-1 \text{ mm}$ ；
- 细粒变晶结构 主要矿物颗粒直径 $0.1-1 \text{ mm}$ ；
- 显微变晶结构 主要矿物颗粒直径 $< 0.1 \text{ mm}$ 。

变晶结构按矿物形态特点可分为：

（1）等粒状变晶结构 岩石主要由石英、长石或碳酸盐等他形粒状矿物组成。其矿物颗粒粒度大致相等。片理构造不明显或仅呈块状构造。常见于石英岩、大理岩中。

（2）斑状变晶结构 该种结构与岩浆岩的斑状结构相似，但斑晶为变晶颗粒，称变斑晶。它多是自形程度较好、在变质作用中结晶能力较强的矿物，如十字石、石榴子石、蓝晶石、硬绿泥石、透闪石、透辉石、金云母等。若变斑晶中包裹有大量基质矿物，则称包含变晶结构（图 III-3-5）。

（3）鳞片变晶结构 岩石主要由云母、绿泥石、滑石等片状矿物组成，它们多具定向排列，形成片理构造，常见于千枚岩和片岩中。

（4）鳞片粒状变晶结构 岩石由多数粒状矿物（长石、石英）和少量片状矿物（云母等）组成，一般两者相间定向排列构成片麻状构造（图 III-3-11），常见于片麻岩中。

（5）纤状变晶结构 岩石主要由纤状、针状或长条状矿物组成，它们常呈平行或束状排列，多见于角闪片岩、绿色片岩中。

3. 交代结构 它是交代作用形成的结构，一般在显微镜下才能观察到，如交代蚕蚀结构（图Ⅲ—3—6）。



图 Ⅲ—3—5 斑状变晶结构
（据贺同兴，1988）
1—石榴子石变斑晶（包含有基质）；2—黑云母变斑晶；3—基质



图 Ⅲ—3—6 交代蚕蚀结构
1—斜长石；2—微斜长石，微斜长石交代斜长石，两者界线呈犬牙状，微斜长石中有交代残留的斜长石呈孤岛状

4. 碎裂结构 当岩石在低温下（脆性状态）受定向压力后岩石及矿物发生破裂、错动、磨碎现象，从而形成碎裂结构（图Ⅲ—3—7）。

（二）变质岩的构造

变质岩的构造按其成因可分为变余构造、变成构造、碎裂构造三类。

1. 变余构造 原岩变质后仍残留有原岩的部分构造特征者，叫变余构造。它对查明原岩类型有直接的指示意义。与沉积岩有关的变余构造有变余层理构造、变余波痕构造、变余结核构造等；与喷出岩有关的变余构造有变余气孔构造、变余杏仁构造、变余枕状构造、变余流纹构造等；与侵入岩有关者常见变余条带构造等。变余构造是低级变质岩的特征。

2. 变成构造 通过变质作用所形成的新构造叫变成构造，常见者有斑点构造、板状构造、千枚构造、片状构造、片麻状构造、条带构造、块状构造等：

（1）斑点构造 在变质作用初始阶段或低级变质作用中，某些容易重结晶或重组的组分，如碳质、铁质（磁铁矿、氧化铁）、空晶石（红柱石）、堇青石等首先聚集成形状不一、大小不等的“雀斑”状斑点，即斑点构造。这些斑点实质上都是上述矿物的雏晶（刚开始生长的结晶微粒）或微小晶粒的集合体。热接触变质岩中常见这类构造（斑点板岩）。

（2）板状构造 页岩或泥岩受应力作用并达到一定限度后常出现一组平行的破裂



图 Ⅲ—3—7 碎裂结构
（据贺同兴，1980）
长石（1）和石英（2）压碎成眼球状斑晶，细粒部分为石英和绢云母

面，此种破裂的专用术语是劈理，破裂面称劈理面，该面常平整而光滑，使岩石裂开呈板状（图Ⅲ—3—8）。原岩组分基本未重结晶，仅有少量绢云母或绿泥石。常见于低级区域变质岩中，如板岩。

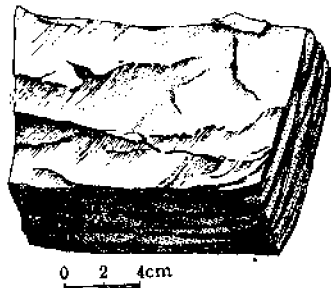


图 Ⅲ—3—8 板状构造
(据李尚宽)
板岩，陕西略阳

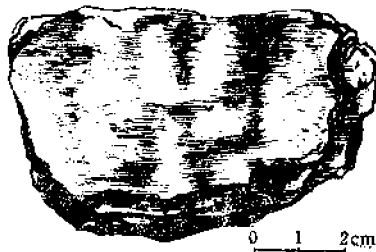


图 Ⅲ—3—9 千枚状构造
(据李尚宽)
千枚岩，北京八宝山

(3) 千枚状构造 岩石中细鳞片状矿物呈定向排列而成。一般岩石重结晶程度较低，近于隐晶质，仅在片理面上呈现丝绢光泽（绢云母、绿泥石小鳞片密集定向排列所致），有时尚可见许多小皱纹（图Ⅲ—3—9）。

(4) 片状构造 岩石主要由片状、柱状矿物（云母、角闪石等）定向排列而成，可含少量粒状矿物。矿物颗粒均呈显晶质（图Ⅲ—3—10）。

(5) 片麻状构造 岩石多数由石英、长石等粒状矿物组成，含一定量的片状（多为云母）矿物，两者相间定向排列并断续分布，矿物均为显晶质（图Ⅲ—3—11）。若片、柱状暗色矿物（云母、角闪石等）和石英、长石分别集中而成连续的条带，则称条带状构造。

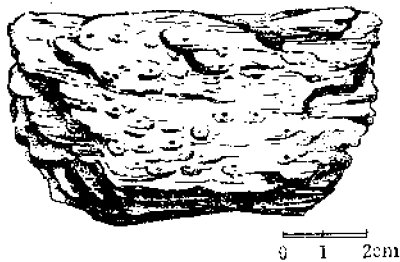


图 Ⅲ—3—10 片状构造
(据李尚宽，标本素描)
石榴石云母片岩，四川丹巴

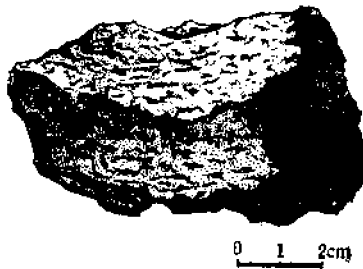


图 Ⅲ—3—11 片麻状构造
(据李尚宽，标本素描)
碱长片麻岩，四川丹巴

千枚状构造、片状构造和片麻状构造都属于定向构造，它们使变质岩具有裂开成不十分规则的薄板或扁豆体的趋势，此种性质统称为片理，它是变质岩特别是区域变质岩的重要特征，也是研究变质岩演化、变质岩区地质构造的基本标志。

(6) 块状构造 岩石中矿物成分和颗粒大小在空间上均匀分布，不具有定向排列时，称块状构造。大理岩、石英岩常具此类构造。

第二节 区域变质作用与区域变质岩

一、区域变质作用的一般特征

区域变质作用是与地壳的发生和发展密切相关的一种地质作用，它是地壳活动带在一定的发展阶段因地热流异常和构造运动所导致的变质作用。地热流异常以其高值(往往大于 $60.86 \pm 26.68 \text{mW/m}^2$) 为特点，是区域变质作用的主要因素。地壳活动带(造山带)是发生区域变质作用的基本地质背景。在活动带内除区域变质作用外，尚可发生大规模的沉降、造山运动和岩浆活动。这些变动在时间上、空间分布上彼此相关并有一定的规律。关于这方面的问题将在第五篇予以介绍。区域变质岩分布很广，多出现于前寒武纪的古老结晶基底及其以后的地壳活动带内。带内的变质岩常呈大面积或带状分布，长达数百乃至数千公里，宽达数十至数百公里。例如中欧的阿尔卑斯造山带，我国的燕辽、晋北、山东、闽浙及滇西等地区均有区域变质岩广泛发育，并常伴有混合岩和岩浆岩。

区域变质作用因素以温度、定向压力(应力)、静压力为主，间或有流体作用；变质作用方式以重结晶、重组为主，但它并不占主导地位；在区域变质作用中原岩的化学成分基本不变。区域变质岩的类型较多，但由于片理广泛发育，所以一般称为结晶片岩。在往日地质文献中尚划分有正变质岩及副变质岩这样两个类型。正变质岩是指由岩浆岩变质而成的岩石，副变质岩是指由沉积岩变质而成的岩石；习惯上还有“正片麻岩”及“副片麻岩”之称。

在区域变质岩地区往往可看到片理和原岩层理基本一致，也可以看到由不同变质等级的矿物组合构成的各种变质岩按变质级(或压力类型)的高低依次呈带状分布。图Ⅲ—3—12中变质岩的原岩是粘土岩，随着变质温度、压力的增高依次出现了几个不同的变质岩带，如绿泥石带、黑云母带、铁铝榴石带、蓝晶石带和夕线石带(西区)。这样在一个地区按变质级(或压力类型)的高低依次出现的区域变质岩带叫变质带。由低级至高级变质依

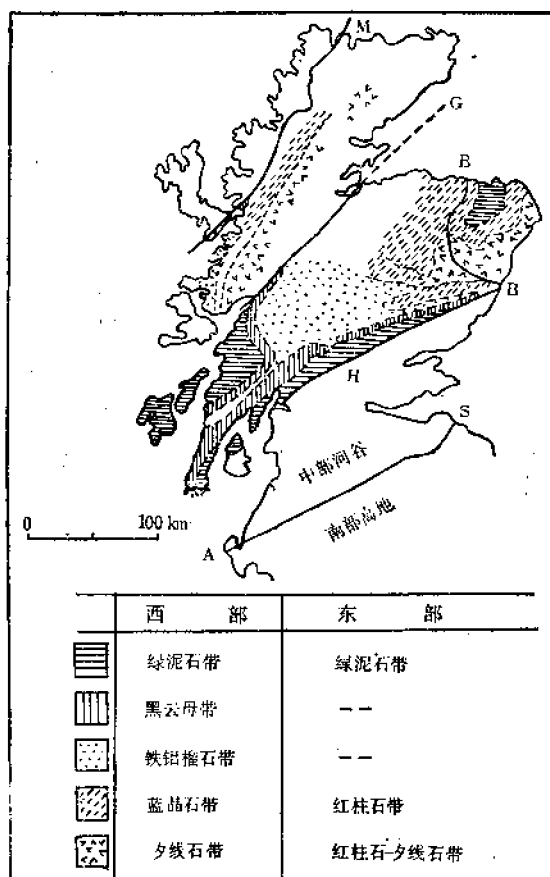


图 Ⅲ—3—12 苏格兰高地变质带

(据 Johnson 等, 1963 简化)

M、G、B、H、S 均为大断层，BB 线以东为东部变质带，BB 线以西为西部变质带

次出现的变质带叫递增变质带（图Ⅲ—3—12）；由低压变质带和高压变质带成对出现而构成的变质带叫双（或对）变质带，如日本四国的领家（低压）-三波川（高压）双变质带、北海道的日高（低压）-神居（高压）双变质带等。双变质带在板块学说中认为是大洋板块在岛弧和大陆边缘俯冲的产物（详见第五篇）。

二、区域变质岩的分类和命名

本书采用的分类原则首先是，按矿物成分并结合原岩成分把区域变质岩分为五类，每类中再按变质级划分岩石类型。

本书所采用的区域变质岩命名原则如下：

1. 根据主要矿物、结构构造确定岩石基本名称，如云母片岩、碱长片麻岩等。特别注意确定板状、千枚状、片状、片麻状构造等构造特征。
2. 变质特征矿物直接冠于基本名称之前，如十字石云母片岩。若有两种以上的特征矿物，则按前少后多的顺序命名，如刚玉夕线石片麻岩（刚玉含量少于夕线石）。
3. 某些特殊结构、构造可参于命名，如斑点板岩、条带状大理岩等。
4. 变质轻微的岩石，可保留原岩名称，在原岩名称之前加“变质”字头，如变质砂岩、变质辉绿岩、变质火山岩（凝灰岩）等。
5. 若岩石经受两次以上不同性质的变质作用，在命名时可把其中主要变质作用形成的岩石作为基本名称，次要者附加于前，如糜棱化黑云母麻粒岩，表示该岩石主要形成于区域变质作用，但它形成后又遭受了碎裂变质作用。

三、区域变质岩的主要岩石类型

（一）板岩类

板岩的岩石较致密，具板状构造（图Ⅲ—3—8），板状破裂面平滑，岩性较脆。以隐晶质为主，大部分粘土矿物未经受明显的重结晶作用，有时出现细小的碳质、铁质粉粒。常具变余泥质结构、变余粉砂结构和变余层理构造。

原岩主要是泥质岩（泥岩、页岩）、粉砂岩及一部分中—酸性凝灰岩，板岩是这些岩石的低级变质作用的产物。

板岩可按其颜色和杂质命名，如红色板岩、钙质板岩、碳质板岩等。我国北方蓟沱群、南方板溪群和昆阳群地层中均有大量板岩分布。

（二）千枚岩类

千枚岩的岩石细密，具细鳞片变晶结构，千枚状构造，这种构造的特点是在很薄的片理面上呈现丝绸光泽和微细皱纹（图Ⅲ—3—9）。原岩矿物全部重结晶，但颗粒很细，肉眼难分辨，仅以丝绸光泽显示其含绢云母。矿物成分以含绢云母、绿泥石、石英和钠长石为特征，有时有少量黑云母、硬绿泥石的细小变斑晶。千枚岩可按颜色和特征矿物命名，如绿色千枚岩、硬绿泥石千枚岩等。板岩和千枚岩之间的过渡类型可叫千枚状板岩或板状千枚岩。

千枚岩的原岩和板岩的原岩类型相同，其变质程度比板岩略高，但仍属低级变质岩。

该类岩石分布普遍，如前述之蓟沱群、板溪群、昆阳群以及东北的辽河群均有巨厚层的千枚岩产出。

（三）片岩类

片岩是分布极为广泛的一类变质岩，岩石具明显的片状构造（图Ⅲ—3—10），呈显晶

质，变晶粒度大于0.1 mm，多为鳞片变晶或斑状变晶结构。主要由片状、柱状矿物及粒状矿物构成，其中片、柱状矿物含量大于30%，长石<25%，粒状矿物以石英为主。因其为显晶质，所以很容易和千枚岩相区别。

其原岩类型比较复杂，可以是超基性岩、基性岩、各种火山凝灰岩、长石砂岩和岩屑砂岩、泥灰岩、粘土岩等，属低、中级变质岩。主要岩石类型如下：

1. 云母片岩 主要由黑云母、白云母、石英和中—酸性斜长石构成，粒状矿物含量较低，且多为石英。常出现的变质特征矿物有铁铝榴石、十字石、堇青石、蓝晶石、红柱石等，它们常呈变斑晶出现（图Ⅱ—3—5）。可按特征矿物命名，如石榴石云母片岩、十字石二云母片岩等。一般是泥质岩和少数中—酸火山岩的中级变质产物。

2. 绿片岩 常具细鳞片变晶结构或纤状变晶结构，片状至千枚状构造，因岩石呈绿色而得名。主要矿物成分是绿泥石、绿帘石、阳起石、钠长石和石英。常见者有绿帘绿泥片岩、钠长绿泥片岩、阳起绿泥片岩，它们主要是基性火山岩、富含铁镁杂质的泥灰岩经低级变质作用而成，当变质程度增高时可形成角闪石片岩。

3. 蛇纹石片岩和滑石片岩 主要由蛇纹石、滑石、绿泥石组成，次要矿物有阳起石、绿帘石，有时有菱镁矿、石英。当达到中级变质时可出现透闪石及其他闪石类矿物。细鳞片变晶结构或纤状变晶结构。常见者有蛇纹石片岩、滑石片岩、绿泥滑石片岩等，它们主要是超基性岩及极富镁的碳酸盐岩经低级变质作用而成。

4. 蓝闪石片岩 该岩石同绿片岩在外貌上和矿物成分上相似，但以出现蓝闪石、硬柱石^①、硬玉为特征，是高压、低温型变质岩。这类岩石分布不广，产出不多，常与绿片岩、榴辉岩共生，或常伴生于蛇绿岩套。目前已发现的蓝闪石片岩主要分布于环太平洋沿岸、地中海北岸、欧洲的阿卑斯山、苏联的乌拉尔。其产出的地质时代以中生代、新生代为主，古生代很少，而前寒武纪岩系地区迄今尚未发现。

关于蓝闪石片岩的成因，目前认为从其分布的地理位置来看，都发育在大陆边缘或岛弧向海一侧的深海沟中，根据这一事实，蓝片岩带的形成同大陆板块和大洋板块相互碰撞运动有关。

（四）片麻岩类

片麻岩是变质岩中重要的岩石类型之一，分布广泛，在前寒武纪古老结晶基底上及以后的造山带中大面积出露。岩石具片麻状、条带状构造，中—粗粒鳞片粒状变晶结构，主要由长石和石英组成，二者总量大于50%，一般长石含量大于石英。通常按变质特征矿物和长石性质（钾长石抑或是斜长石）分为：富铝片麻岩、碱长片麻岩、斜长片麻岩等。

1. 富铝片麻岩 以钾长石、中—酸性斜长石、石英为主要矿物，可含少量云母。以富含夕线石、蓝晶石、堇青石为特征，有时出现刚玉。本类岩石是富铝的泥质岩经中—高级变质作用形成的。它以变质特征矿物命名，如夕线石片麻岩、刚玉夕线石片麻岩、蓝晶石片麻岩等。

2. 碱性长石片麻岩 主要由钾长石、酸性斜长石、石英及少量黑云母、角闪石组成，其它变质矿物少见。其矿物成分和花岗岩十分相似，但具片麻构造。它由酸性火山岩、长石砂岩变质而成。

① 硬柱石， $\text{CaAlSi}_2\text{O}_6(\text{OH})_2$ ，斜方晶系，外形常呈柱状，是高压、低温变质作用（高压型变质作用）的特征矿物。

过去地质文献中常用“花岗片麻岩”一词，并认为它是花岗岩体经区域变质后所成，但根据现有资料来看，这样成因的花岗片麻岩是很少的。实际上，在一些情况下，过去使用的花岗片麻岩一词指的就是碱性长石片麻岩；但在另一些情况下，花岗片麻岩指的又是花岗混合片麻岩，这是一种混合岩，过去所说的前寒武纪古老结晶基底中的花岗片麻岩就有这种情况。

3. 斜长片麻岩 主要由斜长石、石英、角闪石、黑云母组成，有时出现辉石和石榴石等。是岩屑砂岩、部分中—酸性岩浆岩（包括凝灰岩）等经中—高级变质作用而成。

（五）长英质粒岩类

岩石具粒状变晶结构，块状构造，主要由长石和石英等粒状矿物组成，其总量大于70%，片状、柱状矿物的含量小于30%。按长石和石英的比例分为变粒岩和石英岩。

1. 变粒岩 长石和石英总量大于70%，但长石含量大于石英。细粒变晶结构，粒度多小于1mm，无片麻构造或片麻构造不清楚，据此可与片麻岩相区别。常见者有黑云母变粒岩、角闪变粒岩、辉石变粒岩。本类岩石是粉砂岩、中—酸性火山岩的中—高级变质产物。变粒岩中浅色矿物大于90%者叫浅粒岩。

2. 石英岩 粒状变晶结构，块状构造。主要由石英组成，石英含量大于70%^①，长石含量小于10%。若长石含量为10—25%，则称为长石石英岩。可按次要矿物命名，如白云母石英岩、磁铁石英岩等。

（六）角闪质岩类

岩石多呈墨绿色，纤状变晶或纤状鳞片变晶结构，块状或条带状构造。主要矿物是角闪石、辉石，可含少量斜长石、石英，其它尚有绿帘石、碳酸盐等。主要岩石类型有斜长角闪岩、角闪石岩、辉石岩。斜长角闪岩中，角闪石含量大于50%，含部分斜长石及少量石英；角闪石岩中的角闪石含量大于95%，可含少量黑云母、辉石、斜长石。若以辉石为主，则称辉石岩。

角闪质岩类主要由基性火山岩、铁镁质泥灰岩变质而成，相当于中—高级变质岩。

（七）大理岩

由石灰岩和白云岩变质而成，分布很广，其名称源于著名的大理岩产地——云南大理县。岩石多具均粒状变晶结构、斑状变晶结构，块状构造，也有条带构造。主要由方解石和白云石组成，其总量大于50%。其它变质矿物则因原岩中的杂质而异，有透闪石、透辉石、硅灰石、蛇纹石、滑石、石英等。

（八）麻粒岩

麻粒岩主要由斜长石、紫苏辉石、石榴子石组成，可含少量石英，以出现紫苏辉石为特征。麻粒岩是一种典型的高级区域变质岩石，是地壳深部高温、高压环境中的变质产物。它经常与斜长角闪岩、片麻岩、变粒岩、紫苏花岗岩共生。主要产于剥蚀很深的前寒武纪变质岩区。

岩石具粒状变晶结构，粒度从细粒至中粒，块状构造，但略显片麻状特征。一般分为两种：含紫苏辉石30—85%者，称暗色麻粒岩；紫苏辉石含量10—30%者，称浅色麻粒岩。

该类岩石多由基性或中性火山岩、富铁镁钙的沉积岩在地壳深部的高温、高压条件下

① 有人定为80%，见温克勒：《变质岩成因》中译本，第339页。

变质而成。也有人认为它是地壳深部局部熔融的残余物。我国内蒙、河北、黑龙江、辽宁、山东等省皆有出露。“麻粒岩”之本名则源于德国萨克逊地区的麻粒山。

(九) 榴辉岩

岩石主要由绿辉石和石榴子石组成，尚可含少量橄榄石、蓝晶石。粗粒结构，块状构造，密度大 (3.5 g/cm^3)，地表出露很少，但它同深部地质作用有关，因此是一类具有重要地质意义的岩石。榴辉岩的产状十分复杂，它可作为包裹体产于金伯利岩中，也可与深部变质的麻粒岩共生，又可在高压变质带的蓝闪石片岩中出现。

关于榴辉岩的成因目前主要有两种看法，一种把它当作“地幔物质”，认为金伯利岩中的榴辉岩包体就是来自地幔的“岩石标本”；另一种把它当成是地壳深部的高级变质作用的产物，或是高压（但温度低）变质作用的产物，其根据就是与蓝闪石片岩共生。

第三节 混合岩化与混合岩

混合岩化作用是介于狭义的变质作用（无“岩浆”流体参加）和典型的岩浆作用（无固态岩石参加）之间的一种地质作用，其最大的特征是在固态岩石的变质、改造过程中有较广泛的岩浆状流体参加，通过流体和固体岩石的相互混合和交代而形成新的岩石。此种由混合岩化形成的岩石统称混合岩。一般认为混合岩化作用是在区域变质作用的基础上进一步发展演化的结果。

一、混合岩的一般特征

(一) 混合岩的基本构成

混合岩是已变质的原岩（变质原岩）受混合岩化作用改造后的产物。它经常是由残留的变质原岩基体和新生长的长英质脉体两部分物质组成。脉体就是混合岩化过程中产生的“岩浆”状流体的结晶产物。

1. 脉体的成分和来源 脉体主要由长石和石英构成，通常相当于花岗岩、花岗伟晶岩、花岗细晶岩乃至石英脉，一般称做“长英”质。关于其来源有两种看法，一种看法是局部融熔产生的重熔岩浆；另一种看法是深部热液（岩汁）引起的再生岩浆。

关于局部融熔的看法 固态岩石在温度达到其初熔温度后其中的长英质组分首先局部熔化而产生一部分酸性（花岗质）岩浆流体（详见本篇第一章第七节），此种岩浆即脉体的物质来源。对于变质原岩而言，只是发生了局部熔化，并没有物质组分的加入和带出，所以交代作用不占主要地位。这一观点比较系统地阐述了脉体物质的产生过程，模拟实验比较成功，但对于交代作用、水的来源、重熔规模诸问题尚需进一步研究。

关于深部热液作用的再生岩浆问题 深部热液就是由地壳深层乃至上地幔上升的岩汁（Ichor），它是一种特殊的汁状流体。其中富含K、Na、Si等组分，具有高度的化学活动性和高度的渗透能力，性质介于稀薄的岩浆和溶液之间，可能相当于一种含水分较高的溶浆。岩汁同原岩发生交代作用，向原岩加入K、Na、Si并带出Fe、Mg而形成长英质脉体，交代强烈时岩汁可使原岩局部重新溶解产生新的溶浆，此即再生岩浆。其中关于岩汁来源，混合机理等问题尚需进一步研究。

2. 基体的成分和来源 同脉体成分相比较，基体总是比较“基性”的物质，含斜长石，而石英少，暗色矿物多，相当于斜长角闪岩、角闪石岩、云母变粒岩、云母片岩、暗

色麻粒岩等。基体就是局部熔融的残留体或重溶和交代的残留体。

3. 脉体和基体的相互作用及混合岩化强度 脉体和基体之间的相互作用方式主要有“机械”注入和交代两种。以注入式为主形成的混合岩中脉体和基体之间界线清楚，脉体比例少，酸度（ SiO_2 含量）不高，如角砾状混合岩（图Ⅲ—3—13）；以交代为主的混合岩中脉体和基体之间界线模糊，脉体比例增大，酸度增高，整个岩石的矿物成分、结构、构造趋于均一，如阴影混合岩（图Ⅲ—3—17）。但两种方式不能截然分开，特别是交代作用贯彻始终，只是强度不同而已。一般认为混合岩中脉体和基体之间界线越模糊、脉体比例越大、岩性越均一，混合作用越强。混合岩化的总趋势是通过交代作用使脉体和基体均一化，最终形成花岗质岩石。伴随混合岩化过程常有各种热液产物，往往出现蚀变和矿化现象，并可能形成混合岩化矿床，如辽宁的一些富铁矿即同混合岩化有关。

（二）混合岩的地质特征

1. 混合岩的分布基本上与区域变质岩的分布一致，并常同区域变质岩呈过渡关系，二者均受区域构造控制，并同区域构造一致。

2. 在一个混合杂岩地区，不同类型的混合岩彼此之间呈渐变过渡关系，往往可看到从轻微的混合岩化岩石逐渐变化为强烈混合岩化的岩石。

3. 由于混合岩由脉体和基体构成，其数量和个体大小变化很大，所以在露头上显示其岩性极不均一，标本上也不均一，是其显著特征。

4. 混合岩中残留体和残留构造普遍存在，如原岩的片状构造、片麻状构造、残留的变质特征矿物（蓝晶石、夕线石、堇青石）等。有时这些残留体按原片理方向或地质构造方向呈断续的线状分布。

5. 混合岩中普遍发育交代现象，在野外混合岩化强烈地段的露头上经常看到钾长石化现象很发育，大的钾长石变斑晶往往断续定向排列，有的长石切断片理，甚至在大斑晶中保留片理痕迹和原岩矿物。有时这些斑晶是长石和石英的集合体。这些斑晶外形多成为透镜状，具定向排列，称为眼球状构造。

6. 混合岩多分布于前寒武纪的古老结晶基底上和寒武纪以后的地壳活动带内，如加拿大东部、法国的中部、北欧的斯堪的那维亚半岛、乌克兰，以及我国的胶辽古陆、燕山一带、秦岭地区等。

二、混合岩类的主要岩石类型

根据混合岩化的强度和岩石的结构、构造特征一般把混合岩分为注入混合岩、混合片麻岩和混合花岗岩三类。现将各种常见混合岩介绍如下：

（一）注入混合岩

注入混合岩是混合岩化强度较低的岩石类型，基本上以基体岩石为主，新生的长英质脉体仅占次要地位（其含量为15—50%）；脉体与基体之间的界线较明显，以注入式混合为主，兼有局部交代作用。常见的构造有角砾状构造、眼球状构造、分枝脉状构造、条带构造、肠状构造等。其主要岩石有：

1. 角砾状混合岩 这种岩石的注入脉体将变质原岩分割成角砾状基体（图Ⅲ—3—13）。角砾常为片理不明显的块状变质岩，而且富含铁镁矿物，如斜长角闪岩、角闪石岩等，角砾大小不一，在同一露头上变化很大。基体占50%以上^①。其角砾的分布有两种情

① 由于混合岩特别是注入混合岩岩性很不均匀，结构构造规模大，所以脉体和基体之数量比应在露头上测量。

况，一种角砾的形状极不规则，相邻的角砾边缘具有对应性，可相互吻合；角砾一般未发生相对位移（图Ⅲ—3—13）。这表明此种岩石是在构造运动较弱，而且基体岩石处于刚性状态下形成的。另一种的角砾往往拉长、变形而成椭圆状或其它不规则状，并呈现一定程度的定向排列，表明混合岩化时构造运动较强烈，而且基体岩石处于塑性状态。

角砾状混合岩一般在混合岩地区仅局部出现，个别情况下可单独成为一带。

2. 眼球状混合岩 这种混合岩具典型的眼球状构造，基体多为片理发育的变质原岩。眼球体多为钾长石（特别是钾微斜长石），几毫米至数厘米，常大致平行片理排列，有时晶形良好，发育成交代斑晶，一般呈眼球状，如图Ⅲ—3—14所示。眼球体有时是长石和石英的集合体。眼球体的分布可稀可密，有时呈密集的串珠状排列，并可逐渐过渡为条带状混合岩。



图Ⅲ—3—13 角砾状混合岩
(据K. A. 舒尔金)
(基体为角闪质岩石)



图Ⅲ—3—14 眼球状混合岩
(据陆宗斌照片素描)

3. 条带状混合岩 这种混合岩的浅色脉体和暗色基体呈条带状互层（图Ⅲ—3—15）。两种条带的宽窄、数量变化较大，但基体仍占岩石的主体。

基体常为片理良好的片岩或暗色麻粒岩。当混合岩化的同时有构造运动时，脉体因受挤压可形成复杂的褶皱，可形成肠状混合岩（图Ⅲ—3—16）。条带状混合岩分布较广，在野外产地可单独划分出来。



图Ⅲ—3—15 条带状混合岩
(据程裕淇等, 1963)



图Ⅲ—3—16 肠状混合岩
河北迁安 (严寿鹤摄)

(二) 混合片麻岩类

本类岩石的混合岩化程度较高,交代作用强烈。岩石中脉体比例增加,基体在岩石中的比例小于50%,降居次要地位。由于交代作用强烈,脉体和基体界线不清楚,混合比较均匀。岩石呈片麻状构造,有时也有眼球状构造。其中以花岗质混合片麻岩最为常见,该岩石的总成分与花岗岩相近,残留的基体部分仅占极次要的地位,主要是残留一些暗色矿物及其集合体,它们在岩石中呈定向分布。过去地质文献中所称的“花岗片麻岩”,大部分就是这种岩石。混合片麻岩分布很广,常与混合花岗岩呈过渡关系,它们共同构成许多古老的结晶基底。

(三) 混合花岗岩类

该类岩石的混合化程度最高、交代作用最强烈,其岩性与岩浆凝结之花岗岩十分相似,

岩石总成分相当于花岗岩或花岗闪长岩。其岩性较均一,已分不出脉体和基体,仅保留一定数量的暗色矿物局部聚积成的斑块,形成阴影构造。所谓阴影构造就是岩石中的暗色矿物分布稍显不均匀,在暗色矿物略微集中的部分貌似“阴影”或“云朵”,故称之为阴影构造,又称云朵构造(图Ⅲ—3—17)。有时出现因交代作用形成的斑晶。斑晶多为微斜长石、酸性斜长石等。前寒武纪混合岩地区的紫苏辉石混合花岗岩(有人认为是岩浆同化成因并称为紫苏花岗岩,参见本篇第一章第三节)和古生代及其以后的地壳活动带中

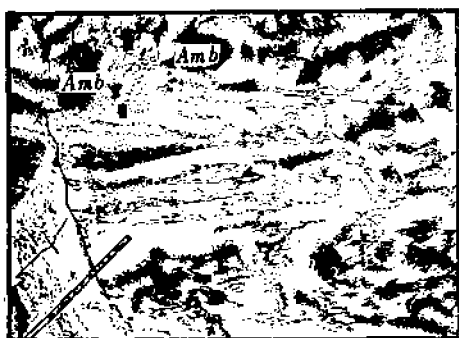


图 Ⅲ—3—17 具阴影构造的混合花岗岩
(据程裕祺等, 1963)
Amb——暗色矿物聚合之“阴影”

的黑云母混合花岗岩均属本类之代表性岩石。

混合花岗岩只有在区域性混合岩中才有广泛分布,它和岩浆成因的花岗岩侵入体的主要区别如下:

- (1) 无一定的岩体形态,常与其他各种类型的混合岩共生;
2. 无侵入接触关系,无接触热变质现象,与周围混合岩呈过渡关系;
3. 多少具有片麻构造和阴影构造,其残留的片理痕迹与周围其它变质岩的片理一致,而且与区域构造线方向一致;
4. 可能出现一些难于混合的变质岩残留体,如大理岩、磁铁石英岩、角闪质岩等;
5. 岩性不均匀,有些部分可能是白岗质岩石,另有些部分可能近于花岗闪长质成分,有些部分颗粒较细,有些部分可呈伟晶状。总之,其成分、结构、构造可均呈现出明显的不均匀性;
6. 交代现象发育,特别是钾长石化作用,有时可出现钾长石含量明显增高的“异常”;
7. 无“岩相带”,不出现流动构造,没有伴生之脉岩或岩脉。

上述特征表明混合花岗岩不是岩浆上升侵入到一定的空间后由液态岩浆凝结而成的,而是由其他岩石经混合岩化作用所致。

由于混合花岗岩的研究,大大改变和丰富了地壳中分布最广的岩石——花岗岩成因的

理论,提出了花岗岩的多成因论。其中除了已介绍的岩浆成因论(地幔和地壳深层的原始岩浆)和混合岩化论(岩汁或局部熔融岩浆的混合岩化)外,尚有固体扩散(花岗岩化)论。所谓固体扩散论就是相互接触的晶体直接通过扩散作用交换元素,完全在固体条件下即可形成花岗状岩石。该理论虽有一定的固体物理学理论基础和实验基础,但近期资料尚不能说明这一学说在花岗岩形成中的意义。

三、混合岩中的矿产

混合岩化过程中有流体活动,这就为有用元素的迁移、富集创造了条件。根据目前研究,混合岩中有工业价值的矿产包括白云母、刚玉、石榴子石、石墨、磷灰石、绿柱石、独居石以及硼、铌、钽、铀、金、铁等矿产。这方面的研究刚刚开始,很有前景。

第四节 接触变质作用与接触变质岩

接触变质作用是伴随着岩浆侵入作用在岩浆体周围的围岩中发生的一种变质作用。其分布不广,规模不大,产于靠近岩浆岩侵入体的围岩中。温度和挥发组分(流体)是主要变质因素;压力不高,产生于地壳浅部的局部(岩浆体附近)高温、低压的地质环境中,温度大约400—800℃之间,压力从几万Pa至300MPa(见图Ⅲ—3—2)。根据变质作用的主导因素,一般把接触变质作用分为热接触变质作用和接触交代变质作用两种类型。

一、热接触变质作用与热接触变质岩

热接触变质作用是受侵入于围岩中的岩浆散发的大量热而导致围岩发生变质的一种变质作用,又称热力变质作用。其主要变质作用方式是重结晶和重组。这种变质作用的产物是热接触(热力)变质岩。该种变质作用常出现于构造运动不太强烈的地区,温度是主导因素,静压力和应力次之,而挥发分仅对矿物的重结晶和重组起促进或催化作用,并无决定意义。

热接触变质作用是一种高温、低压变质作用(见图Ⅲ—3—4)。由于岩浆热能的扩散作用,围岩温度从接触带向外由高到低依次下降,变质作用由强至弱依次递减,因而热力变质岩常以侵入体为中心由内向外按变质级的高、低呈环带状分布(内高外低)。这种环带叫变质圈。变质圈的分布范围一般是在距岩浆岩体边界以外的数百米内,逾千米者少见。变质圈的大小随着侵入岩的种类、岩体大小及围岩成分等因素不同而略有变化,但总的特征是规模有限。

常见岩石类型如下:

(一) 斑点板岩

岩石具板状构造,变质程度较低,新生成的绢云母、绿泥石或粉末状铁质、碳质的星点状集合体散布于部分重结晶的基质中,因其呈斑点分布,故名斑点板岩。它是泥质岩或含杂质的泥质岩经热力变质作用的产物。有时含少量空晶石(红柱石)、堇青石,它们多呈变斑晶。岩石呈块状构造,其基质为隐晶质,具变余泥质结构。

(二) 云母角岩

所谓角岩是一种细粒至隐晶质致密坚硬的热力变质岩,因其细密呈角状而得名。云母角岩是斑点板岩进一步变质的产物,原岩中的粘土矿物经变质后形成云母鳞片和石英颗粒,并可出现红柱石、堇青石、长石、夕线石等矿物。这些矿物的变晶颗粒较大,呈变斑

晶，使岩石具斑状变晶结构。常为块状构造。

（三）长英质角岩

主要由细粒石英、长石组成，有时含少量云母、红柱石、堇青石、石榴子石等，视原岩杂质而异。其原岩是石英砂岩、长石砂岩、酸性火山岩。

（四）大理岩

石灰岩和白云岩经热力变质作用后重结晶而成的岩石也叫大理岩。若原岩中有 SiO_2 、粘土等杂质，则除方解石和白云石外，尚可出现少量镁橄榄石、透辉石、透闪石、硅灰石等变质特征矿物。热力变质大理岩同区域变质大理岩特征相似，要以产状区别之。

（五）钙质角岩

钙质角岩是泥灰岩的接触变质产物，主要由石榴子石、透辉石、硅灰石、绿帘石、斜长石构成。多具细粒变晶结构，块状构造。钙质角岩同矽卡岩（见下）相似。因矽卡岩是重要的含矿岩石，不可误认。一般钙质角岩仅产于接触带的围岩一侧，其岩石致密（细粒至隐晶质），无其它热液蚀变现象，颜色均匀，而矽卡岩则否。

（六）其它角岩

其它岩石，如中—基性喷出岩、火山碎屑岩以及蛇纹岩、硅质白云岩（ SiO_2 含量高）等经热力变质后均可形成角岩。相当于基性岩者有时可见到残留的气孔和杏仁构造，可称为基性角岩，或按其矿物成分叫辉石长石角岩；相当于超基性岩者（由蛇纹岩变来）可称橄榄石角岩等。

（七）接触片岩和接触片麻岩

在热力变质作用中若有较强的定向压力出现，岩石将片理化。这时热力变质的片岩和区域变质的结晶片岩外貌相同。另外，也可能原岩是结晶片岩，经热力变质后又保留了原岩的片理构造。在这种情况下，只有依靠产状方可进行区别。

（八）轻度热力变质岩

在原岩名称之前加“角岩化”即可，如角岩化泥岩、角岩化砂岩。

热接触变质岩在自然界常见，凡有岩浆岩侵入体并且发生侵入接触的情况下，均有不同程度的热力变质作用发生。在喷出岩的底层，同下伏岩层的接触面上，下伏岩层也有热力变质现象，除烘烤退色外，尚可出现少量玻璃状岩石（再熔化的产物），间或有高温型矿物（如鳞石英等）。北京房山花岗闪长岩侵入体周围有发育良好的热接触变质圈。该岩体在平面上为浑圆形，直径约 7500m，侵入于早古生代及石炭—二叠纪地层中。其围岩遭受不同程度的热力变质作用，围绕岩体发育着较典型的变质圈，出现了不同类型的变质岩。据研究，本区经历了两期变质作用，并可由低级至高级划分出五个变质带。

第一期变质作用——区域变质作用 这是本区最早的变质作用，广泛出现以硬绿泥石千枚岩为特征的区域变质岩。它是燕山运动中（见第五篇）出现的低级区域变质作用的产物，原岩是泥质（泥砂质）岩。

第二期变质作用——热接触变质作用 这是伴随着燕山运动、房山花岗闪长岩侵入，在原来低级区域变质作用的基础上叠加的热接触变质作用。此期变质作用以岩体为中心，形成四个变质带：

1. 第一变质带——黑云母带 分布于距花岗闪长岩接触带约 400m 的范围内，本带是变质砂岩、板岩和千枚岩，出现细小鳞片状黑云母。

2. 第二变质带——红柱石带 在第一带（黑云母带）内侧，该带由千枚岩、片岩和角岩组成，出现典型的热接触变质矿物红柱石。由于本带更靠近侵入体，温度和侧压力均较第一带为高，在原来的区域变质原岩的基础上进一步受到改造作用。

3. 第三变质带——铁铝榴石和十字石带 它是在第二带（红柱石带）内侧，距岩体更近，由片岩和角岩组成，石榴子石和十字石或分别单独产出或二者共生。该带宽约50—60m，其变质温度显然高于第三带。

4. 第四变质带——夕线石带 该带紧靠侵入体，是高温变质的典型产物，由含夕线石的片岩和角岩组成，宽约20—30m。

5. 在热接触变质作用的最终阶段，则多以绢云母化的广泛发育而告终。

在该岩体北端和南端的碳酸盐岩变质围岩中，可依次划出白云母带、透闪石带、橄榄石和透辉石带三个变质带，它们由变质灰岩、大理岩组成，分别相当于泥质岩变质带的红柱石带、石榴子石-十字石带和夕线石带。

热接触变质作用由于其变质因素单纯、规模不大，因而便于研究。通过对这类岩石的研究，可为变质作用理论提供系统的地质依据，如变质带、变质级理论等。利用热力变质圈的分布特征（位置、形状、大小）来判断隐伏岩体的位置、形状和大小，这在地质测量和找矿工作中具有很大的实际意义。一些非金属矿产如石墨、刚玉、红柱石等，与热接触变质作用有关，研究这类岩石是成矿作用研究的重要内容。

二、接触交代变质作用与接触交代变质岩

岩浆侵入于围岩中，除由于散发热能使围岩升温而发生热力变质作用外，在适当条件下，岩浆结晶晚期析出的挥发组分，能大量聚集和进入围岩，并通过交代作用改造围岩，从而形成变质岩。这种变质作用叫接触交代作用。该作用产生的变质岩称接触交代变质岩。这类岩石产于接触带上及其附近。在接触带内侧侵入体的边缘部分有时也由于Ca、Mg增加（来自围岩），Si、Al等减少，而出现相应的变质现象。因此可把接触带划分为内、外接触带。在接触带内侧岩浆岩体边沿发生变质作用的这一部分称内接触带；在围岩中发生变质作用这一部分称外接触带。该类岩石以矽卡岩为代表。

（一）矽卡岩的一般特征

矽卡岩主要是由中-酸性侵入体同石灰岩或白云岩接触时，通过接触交代作用形成的一种岩石。在交代过程中石灰岩付出了大量的CaO，中-酸性侵入体损失了多量的SiO₂、Al₂O₃、Na₂O和K₂O，而Fe(Fe₂O₃)可能来自超临界流体的携带物质(矽卡岩中Fe₂O₃达17%)。交代后形成的主要矿物是石榴子石和辉石。矽卡岩(Skarn)是一个古老的瑞典名词，用以代表瑞典的一些矿床中由石榴子石和辉石为主组成的一种岩石。该种岩石产于接触带中。

根据其矿物成分可分为钙质矽卡岩和镁质矽卡岩两种：

（二）钙质矽卡岩

钙质矽卡岩即通称的矽卡岩，主要由石榴石和辉石构成，是中-酸性侵入岩同石灰岩之间发生交代作用的产物。它以富钙铁为特征，石榴子石为钙铝-钙铁系列；辉石为透辉石-钙铁辉石系列。此外，尚有符山石、硅灰石、角闪石、绿帘石、碳酸盐矿物及石英等。岩石外貌特征较复杂，颜色多为暗绿色、深棕色。常成粒状变晶或纤维状变晶结构，粒度变化大，一般粒度较粗，有时出现粗大完美之石榴子石晶体。岩石密度大，多呈块状，少数情况下呈条带状。

矽卡岩可根据其主要变质矿物命名,如石榴石矽卡岩、透辉石矽卡岩等。有时矽卡岩有明显矿化,可叫含矿矽卡岩。

一般认为矽卡岩是在岩浆岩基本固结之后形成的(一般有明显的内接触带可以说明),其形成深度约1—2 km,温度约400—600℃,后期热液阶段可延至200—300℃。

矽卡岩是重要含矿岩石,主要是铁、铜、铅、锌等,如长江中下游之铁矿、铜矿、湖南常宁水口山之铅锌矿等;此外尚有钨、锡、铋、钼、硼、铍等。因而是重点寻找、研究的一种接触变质岩,特别是寻找富铁矿时,更应注意这种矽卡岩的出现。

(三) 镁质矽卡岩

中—酸性侵入岩(包括伟晶岩)同白云岩接触时发生交代作用后即形成镁质矽卡岩。它同钙质矽卡岩的主要区别在于含镁质矿物,如金云母、镁橄榄石、尖晶石等。除透辉石外,此类岩石中无符山石、钙铝及钙铁石榴石等富钙矿物。通常按主要矿物命名,如透辉石岩、金云母透辉石岩、镁橄榄石硅灰石矽卡岩等。

镁质矽卡岩与硼、磷、稀土、金云母等矿产有关,常产于古老的结晶基底中。

第五节 气-液变质作用与气-液变质岩

高热气体及热水溶液对原岩进行侵蚀、交代作用使其发生变质的过程称为气-液(或气化热液)变质作用,它通常沿构造破碎带及矿脉边缘发育,因此又称为近矿蚀变或围岩蚀变。它可做为一种重要找矿标志。

由于气-液是一种化学活动性很强的流体,成分又比较复杂,所以气-液变质作用产生的岩石类型繁多。关于气水热液的来源,目前争论很多,归纳起来有下列几种看法:

1. 岩浆冷凝过程中析出的气水溶液;
2. 变质作用过程中原岩析出的 H_2O 和 CO_2 形成的溶液;
3. 与地下热水有关的气水溶液;
4. 深部来源的岩汁及混合岩化过程中析出的流体物质。

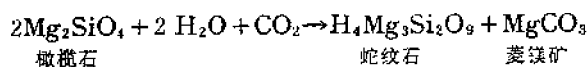
关于气-液变质作用是一个复杂的地质问题,有许多问题尚在探索之中,特别是气-液来源问题。因此,目前尚不能提出系统的分类方案和统一的鉴别标志,本节仅介绍一些常见岩石类型,并且是原岩为岩浆岩的气液蚀变岩石,对其成因和分类不作深入的探讨。

一、蛇纹石化及蛇纹岩

超基性岩石经气液交代作用,其中的橄榄石和辉石转变成蛇纹石的作用,称蛇纹石化。当蚀变较轻或不完全时,形成蛇纹石化岩石;蚀变完全时,形成蛇纹岩。

蛇纹岩常呈暗绿色至黄绿色,有的具斑驳状色纹,风化后颜色变浅,呈灰白或黑白交织的网纹状。致密块状但质地较软,略具滑感,裂隙发育。主要由蛇纹石组成,有时可残留一些橄榄石和辉石,也可有一些碳酸盐矿物、滑石、阳起石及少量磁铁矿、铬铁矿等。蛇纹岩的结构多为隐晶质,除块状外,也有带状、角砾状构造。

蛇纹岩主要是由橄榄石(包括部分辉石)蛇纹石化而形成。橄榄石变成蛇纹石的反应式如下:



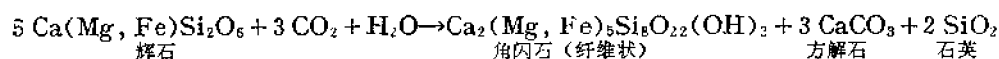
根据实验,在相同的温度、压力条件下,碱性溶液能加速或促进蛇纹石化,中性介质则不利于这一过程。因此,推测自然界中橄榄石的蛇纹石化是在含 SiO_2 的碱性溶液作用下进行的。

蛇纹岩分布极广,我国内蒙、祁连山、秦岭、西藏、云南、四川等均有产出。由于铁、铬、镍、钴、铂等矿产主要产于超基性岩中,而超基性岩浅部多已蛇纹石化,所以蛇纹岩也与这些矿产密切相关。此外,蛇纹石化过程中也可以形成石棉、滑石、菱镁矿等非金属矿产。蛇纹岩本身也可作为化肥原料。所以研究蛇纹岩对于找寻有关的矿产具有重要意义。

二、青盘岩化及青盘岩

中、基性喷出岩及火山碎屑岩,经气液变质作用后其矿物转变成绿帘石、绿泥石、钠长石和黄铁矿等矿物的过程即青盘岩化。青盘岩化所产生的绿色块状岩石就是青盘岩。青盘岩多呈灰绿、黑绿色。具中—细粒变晶结构,有时为纤状变晶结构,常有变余斑状或变余火山碎屑结构等。多呈块状构造,也有斑杂构造或角砾状构造。主要矿物成分是绿帘石、绿泥石、钠长石等。

青盘岩化过程中矿物的一般变化是辉石转变为纤维状角闪石、阳起石、绿泥石;角闪石或黑云母一般变成绿帘石、绿泥石、绢云母,同时析出石英和碳酸盐。在上述过程中有时形成钠长石。辉石转变成角闪石的反应如下:



一般认为青盘岩的成因有两种:一种是在火山作用中产生的硫质喷气及热液的作用下产生的;另一种是火山岩受区域变质热液(即区域变质作用中产生的流体)作用形成的。

青盘岩在火山岩地区可以单独出现,也可以与其它蚀变岩石相伴生。在某些铜、钼、金矿床中它是典型的蚀变岩石,它也与铅锌矿脉相伴生,在金、银矿脉旁边青盘岩最为常见。我国东南部沿海中生代火山岩系中广泛发育这类岩石。

三、云英岩化及云英岩

云英岩是酸性侵入岩或其它成因的长英质岩石受高温气体及热液交代作用的产物。但最常见的云英岩主要是花岗岩遭受气-液蚀变,即云英岩化而形成的。

岩石为浅色(灰白、灰绿、淡粉红色等),块状构造,中—粗粒粒状变晶结构或鳞片粒状变晶结构。矿物成分以石英、云母(白云母、锂云母、铁锂云母)、萤石、黄玉及电气石为主,常含一些金属矿物,如锡石、黑钨矿、白钨矿、辉钼矿、辉铋矿、毒砂、黄铁矿等。云英岩中石英含量一般大于50%,云母<40%,其余矿物(萤石、黄玉等)一般不超过20—30%。

云英岩一般分布于花岗岩侵入体的边缘或其附近的围岩中,尤以岩体的穹窿形顶部或岩枝部裂隙附近常见之。因此云英岩多呈脉状产出,厚度变化很大,自数厘米至数十米不等,延伸距离也长短不一,数米或数十米。岩脉形态、方向明显受裂隙控制,呈脉状、透镜状、网状等。

与云英岩关系密切的有W、Sn、Mo、Be、Nb、Ta等矿产。因此,云英岩化常作为许多矿床的找矿标志。

四、黄铁长英岩化及黄铁细晶岩

所谓黄铁长英岩化就是酸性脉岩(花岗斑岩或细晶花岗岩)受气-液作用转变成绢云母、石英、碳酸盐及黄铁矿的过程,其作用产物即黄铁细晶岩。在此过程中原岩中的长石

完全被绢云母和石英所交代。岩石多为浅色（灰白或淡绿），具细粒变晶结构，块状构造。主要由石英和绢云母构成，常含有个体很大的立方体黄铁矿，也有其它硫化物（黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等）及自然金的矿化现象。

黄铁细晶岩一般产于石英脉两侧，是含金石英脉的主要找矿标志之一，有时也伴生有锡、钼及多金属（Cu、Pb、Zn）矿。

五、次生石英岩化及次生石英岩

根据目前对近代或现代火山的观察，在腐蚀性强烈的硫-氯质溶液（100℃，pH=1）的影响下，长石、辉石和火山玻璃可逐渐分解形成蛋白石，同时出现明矾石、高岭石、黄铁矿等，分解后形成一种硅质岩石。这一类似过程也可发生在古代的岩石中，并把它称为次生石英岩化。其作用结果产生的细粒—隐晶质石英岩状岩石叫次生石英岩。

次生石英岩多呈浅灰、暗灰、灰绿色，具细粒至隐晶结构，有时有变余斑状结构，块状构造。矿物成分主要是石英、绢云母、明矾石、高岭石，其次是刚玉、红柱石。

与次生石英岩有关的矿产因原岩性质不同而有所差异，一般酸性火山岩次生石英岩化之后主要形成红柱石、刚玉、水铝石；中性火山岩经该变化后主要形成铜、金、银、铅、锌、铋、砷、稀有、放射性等矿产。我国东南部沿海中生代火山岩系中广泛发育这类岩石。

第六节 碎裂（动力）变质作用与碎裂（动力）变质岩

碎裂变质作用又称动力变质作用。它是构造断裂活动中断裂带内的原岩在应力作用下，发生破碎、变形和重结晶作用的总称。其作用结果，形成碎裂（或动力）变质岩。碎裂岩常沿断裂带呈带状分布，构成所谓构造破碎带。其规模受断裂带大小的控制，小者仅延伸数十米，大者延伸数十公里，甚至更大。

碎裂岩的特征主要取决于原岩压碎、重结晶的程度。一般按其碎裂程度分为构造角砾岩、压碎岩、糜棱岩、千糜岩。

一、构造角砾岩

具角砾状构造，由被挤压破碎的角砾状原岩碎块（岩石碎块）组成。岩块大小不一，多呈棱角或次棱角状，杂乱无序。碎块之间可被后期铁质、硅质、钙质以及更细的原岩粉粒充填和胶结。常含少量绿泥石、绢云母等矿物。

二、压碎岩

碎裂程度较构造角砾岩为高，基本上不见岩石碎块，主要由破碎的矿物构成，但无重结晶作用。根据压碎岩石仍可判断原岩成分。

（一）碎裂岩

岩石中的矿物多被挤碎，但碎块之间基本上未发生相对位移，其外形相互对应。裂隙中为更细的磨碎物质或后期铁质、硅质、钙质充填。一般按原岩名称加“碎裂”字头命名，如碎裂花岗岩、碎裂片麻岩等。

（二）碎斑岩

原岩中的矿物一部分磨成粉粒状，另外一部分未被碾碎而且粒度较粗。未被碾碎的颗粒分布于粉粒化的细小颗粒中，貌似“斑状”结构。若原岩成分可辨认，则在原岩名称之前缀以“碎斑”字样以命名，若不能辨认原岩，一般称为碎斑岩。

（三）碎粒岩

矿物均被碾碎至粉粒状，粒度多在 0.02—0.1 mm 之间。一般原岩性质难于推断，所以可按其变质产物直接命名，不考虑原岩，如长英质碎粒岩。

三、糜棱岩

原岩受强烈变形，粒度显著减小，形成细粒乃至隐晶的岩石，称糜棱岩，其粒度常在 0.1 至 0.02 mm 之间，有些小于 0.02 mm。具明显的页理（可称糜棱面理），呈条带构造，这是由岩石中的矿物高度变形而呈定向排列所致，显示出一种塑性流动特征。重结晶作用明显。岩石致密坚硬。主要矿物是石英、长石、绢云母、绿泥石、绿帘石、蛇纹石等。因肉眼难于分辨矿物，一般称为糜棱岩即可，其中长英质糜棱岩常见。

四、千糜岩（千枚状糜棱岩）

岩石特征和受力强度与糜棱岩相似，但明显地具有千枚岩的构造特征（千枚状构造），片状和纤状矿物（绢云母、绿泥石、阳起石、绿帘石等）较多，沿新生片理面上可见到强烈的丝绢光泽。常见与新生的（碎裂时产生的）纹理或片理斜交的原岩残留片理。

五、碎裂动力变质岩的研究意义

碎裂变质岩主要指示有构造破碎带存在，这种破碎带有时可作为矿液通道而有利于某些元素的聚集，在适宜条件下形成矿床。另外更重要是破碎带会给采矿、铁路、水库、地下室（库）等工程设施造成很大危害，是工程地质中应注意的问题，因此，地质工作中也须注意研究碎裂变质岩。

思考题

1. 何谓变质作用？它同岩浆作用、成岩和后生作用之间有何联系和区别（地质动力、物理化学条件、物态、产物等）？
2. 主要出现在变质岩中的矿物是哪些？控制变质岩矿物成分或矿物组合的因素是哪些？试举例说明。
3. 简单总结引起变质作用的地质因素和物理化学因素，两者之间的关系如何？
4. 何以说温度的升高是引起变质作用的主导物理化学因素？试举例说明。何谓变质级？列举各变质级的常见特征矿物或矿物组合。
5. 何谓变晶结构？岩浆岩中的晶粒、沉积岩中的晶粒、变质岩中的晶粒（例如均为石英、长石晶粒）其成因有何区别？为什么同一种矿物（如石英、长石）可以构成不同的岩石？根据何种特征区别这些矿物成分相同而种类不同的岩石？
6. 何谓区域变质作用和区域变质岩？举出其常见岩石类型（板岩、千枚岩、片岩、片麻岩）。
7. 简单总结混合岩化的特征及其常见的岩石类型。混合岩化的总趋势如何？
8. 简述热接触变质作用及接触交代作用的地质条件及其常见岩石类型（特别注意矽卡岩）。
9. 举出五种气-液交代变质岩（注意原岩）。
10. 简述动力变质岩产生的地质条件及其常见类型。
11. 了解下列名词：变质带、双（对）变质带、花岗岩化、洋底变质作用。
12. 根据你所学到的知识简单总结三大岩类之间的区别和转化关系。

第四篇 构造地质

构造地质学的研究对象主要是地壳的地质构造。地质构造是岩石变形的产物，主要有褶皱和断裂等构造。它可以在内力作用下形成，也可在外力地质作用下形成，构造地质学主要研究内力地质作用所形成的地质构造。其任务是对各种构造的形态进行观察、描述和分类，并运用力学原理分析其成因、组合和分布规律，以及研究它们的发展过程和形成的时代等，从而了解它们的内在联系，为寻找矿产和为其它国民经济建设部门提供可靠的地质构造依据。

地质调查和生产实践证明，地壳中矿产的分布、地下水的类型和活动、破坏性地震的发生都与地质构造密切相关。因此，进行地质工作必须具备构造地质学的知识。

第一章 层状岩石的产状 及地层接触关系

沉积岩、层状火山岩和副变质岩等呈层状产出的岩石是构成地壳表层地质构造的主要物质基础。这些层状岩石的产状是指其在空间上产出的状态，这是研究地质构造形态的基础。层状岩石的生成顺序和纵向上的相互关系，即层状岩石的接触关系，是确定地质构造形成时期的重要依据。

第一节 岩层的产状

一、岩层的概念

组成地壳（岩石圈）的层状岩石泛称为岩层，而单个岩层则是指两个平行或近于平行界面所限的、岩性基本一致的层状岩石。一个岩层的上、下界面叫层面。其上界面称为上层面或顶面，下界面称为下层面或底面。两个相邻岩层之间的界面是公用的，它既是上覆岩层的底面，又是下伏岩层的顶面。岩层顶面、底面之间的垂直距离为岩层厚度（图 IV—1—1）。由于岩层形成环境和形成方式不同，有的岩层厚度比较稳定，在较大范围内变化不大；有的岩层厚度不稳定，常发生一定的变化，可以在某一方向变薄，以致尖灭，使岩层成为楔形；或向两个方向尖灭，形成透镜状（图 IV—1—1）。

（一）岩层的原始产状

岩层的产状是指岩层在空间产出的方位。岩层的原始产状系指岩层形成时的空间状态。由于岩层形成的地质作用、形成时的环境不同，它们的原始产状也不相同。

在比较广阔而平坦的沉积盆地（如海洋、湖泊）中，由一层层堆积起来的沉积物形成

的沉积岩或大面积覆盖地表的熔岩被等，其原始产状大都是近于水平的。但在沉积盆地边

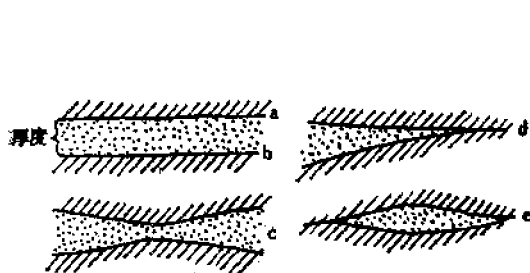


图 IV—1—1 岩层的厚度及其形态

(引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979)

a—顶面；b—底面；c—透镜体；d—楔形体；e—透镜体

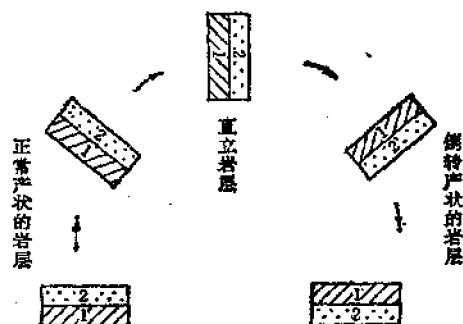


图 IV—1—2 岩层的正常产状与倒转产状示意图

缘、岛屿、水下隆起等局部地带的岩层，或陆相沉积（如残积、坡积、冰川和风的堆积等）的岩层，以及在火山口附近形成的火山锥及其附近的火山岩层等，其层面常常具有一定的倾斜，称为原始倾斜。由于各个地质时代形成的岩层，其原始产状绝大多数都是近于水平的，所谓原始倾斜仅是局部的现象，一般提到的岩层原始产状，如果不特别指出是原始倾斜岩层，均指近于水平的产状。

（二）岩层变动后的产状

岩层形成后受构造运动等的影响，会改变其原始产状。有些仅改变其形成时的位置，却仍保持着原始近于水平的产状；有些则不仅改变其形成时的位置，而且还改变了原始的水平产状，出现倾斜甚至直立的产状。水平和倾斜产状的岩层若其上层位于下层面之上，即地层的层序为下老上新，称为正常产状；若上层位于下层面之下，即地层层序为上老下新时，则称为倒转产状。因此，在测定岩层产状时，应先确定其是正常还是倒转产状。正常和倒转产状的确定，主要是根据化石和岩层的原生沉积构造等。必须指出的是，我们现在所见的岩层产状，基本上都是经过变动后的产状。

综上所述，岩层的产状主要有水平、倾斜（以上两种又称为正常产状）、直立、倒转四种类型，其岩层相应称为水平岩层、倾斜岩层、直立岩层和倒转岩层（图 IV—1—2）。

二、岩层的产状要素及其测定

（一）岩层的产状要素

岩层的产状是以岩层面在三度空间上的延伸方位及其倾斜程度来确定的，即采用岩层面走向、倾向和倾角三个岩层产状要素的数值来表示（图 IV—1—3）。

走向 岩层面与水平面的交线称走向线，走向线两端的延伸方向称岩层的走向。岩层走向有两个方向，彼此相差 180° 。岩层走向表示岩层在空间的水平延伸方向。

倾向 垂直于走向线，沿倾斜岩面向下倾斜方向所引的直线叫岩层的倾斜线，又叫真倾斜线。它的水平投影线所指的方向，就是岩层的倾向，又称真倾向。真倾向只有一个。其它斜交于岩层走向沿倾斜层面向下引出的任意一条倾斜线，叫视倾斜线，它的水平投影线的方向，称视倾向。视倾向有无数个。

倾角 真倾斜线与其水平投影线之间的夹角，称岩层的倾角，又叫真倾角。视倾斜

线与其水平投影线之间的夹角，叫视倾角。一个平整的岩层层面上可引出无数条视倾斜线，故相应地也有无数个视倾角。但是，任何一个视倾角都比该层面的真倾角小。

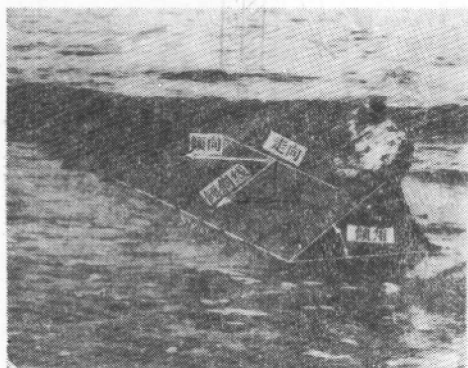


图 IV-1-3 岩层的产状要素

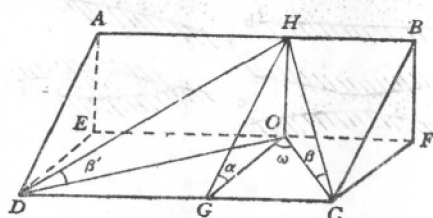


图 IV-1-4 真倾角和视倾角的关系
(引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979)
 $\angle \alpha$ —真倾角； $\angle \beta$ 、 $\angle \beta'$ —视倾角； $\angle \omega$ —真倾向与视倾向之间的夹角

一般岩层产状要素若不特别指出是视倾向和视倾角时，均指的是真倾向和真倾角。

在野外工作中，我们总是力求测得岩层的产状要素（真倾向和真倾角）。但是，也常用到视倾角和视倾向，特别是在绘制地质剖面或作探槽、坑道素描时，因剖面方向或探槽、坑道的方向与岩层或矿层走向不垂直时，这时剖面图和素描图上的岩层、矿层的倾角就要按视倾角来绘制。为此，我们必须了解真、视产状要素的关系。岩层的真倾角和视倾角有一定的几何关系。同一层面上的真、视倾角关系，可用图IV-1-4来说明。

图中直角三角形HOG是垂直岩层走向的剖面， $\angle \alpha$ 为真倾角；直角三角形HOC是不垂直岩层走向的剖面， $\angle \beta$ 为视倾角； $\angle \omega$ 为真倾向与视倾向之间的夹角。

$$\text{在 } \triangle HOG \text{ 中, } \angle HOG = 90^\circ, \tan \alpha = \frac{HO}{OG};$$

$$\text{在 } \triangle HOC \text{ 中, } \angle HOC = 90^\circ, \tan \beta = \frac{HO}{OC};$$

$$\text{在 } \triangle OGC \text{ 中, } \angle OGC = 90^\circ, \cos \omega = \frac{OG}{OC};$$

$$\tan \alpha \cdot \cos \omega = \frac{HO}{OG} \cdot \frac{OG}{OC} = \frac{HO}{OC} = \tan \beta$$

$$\therefore \tan \beta = \tan \alpha \cdot \cos \omega$$

即视倾角的正切等于真倾角的正切乘以真倾向与视倾向夹角的余弦。

由上式可知，如 $\angle \omega = 0^\circ$ 时， $\cos \omega = 1$ ，则 $\angle \beta = \angle \alpha$ ；如 $\angle \omega = 90^\circ$ 时， $\cos \omega = 0$ ，则 $\angle \beta = 0^\circ$ ，即视倾向愈接近真倾向时，其视倾角愈大；反之，视倾角愈小。当视倾向平行岩层走向时，视倾角等于零。

(二) 产状要素的测定和表示方法

产状要素的测定有直接和间接两种方法。直接测定是在野外工作时，用地质罗盘直接

测出岩层的走向、倾向和倾角，以表示岩层的产状。但是，有时由于地形或其它条件限制，不能直接测定时，则可用间接方法来测定（参阅实习指导书）。

岩层产状要素的表示方法有文字和符号两种。文字表示法多用于野外记录和文字报告中。由于地质罗盘上标记方向的刻度有象限角和方位角两种，因此产状的书写方式也有两种：

1. 象限角表示法 象限角是以南、北方向为 0° ，东、西方向为 90° 。用象限角表示产状要素时，一般是记走向、倾斜的象限和倾角。如 $N45^\circ E/27^\circ SE$ ，即走向是北偏东 45° ，倾角 27° ，倾向为南东。

2. 方位角表示法 方位角是以正北为 0° 和 360° ，正东为 90° ，正南为 180° ，正西为 270° 。表示岩层产状要素时，只记录倾向和倾角。如 $NW300^\circ \angle 15^\circ$ （或记为 $300^\circ \angle 15^\circ$ ），前者表示倾向的方位角是北西 300° ，后者表示倾角为 15° 。因此法表示岩层产状较简便，故目前地质上均采用之。

在地质图上的产状要素用符来表示。常用的产状符号有以下几种：

∠ 倾斜产状，长线代表走向，短线（或带有箭头）表示倾向，数字表示倾角；

— 水平产状（倾角为 $0^\circ-5^\circ$ ）；

⊥ 直立产状（箭头指向新地层）；

⊥ 倒转产状（箭头指向新地层）。

岩层产状要素的书写方式和符号，在国内外书刊及地质图上并非完全一致，在读图时须加注意。

三、水平岩层和倾斜岩层的主要特征

尽管岩层及其产状具有四种类型，但倾斜岩层和倒转岩层除地层的层序（新老关系）相反外，其它特征均相似，而直立岩层又可视作为一种特殊的倾斜岩层，故此处仅介绍水平岩层和倾斜岩层的主要特征。

（一）水平岩层及其主要特征

岩层的层面基本上是一个水平面，即同一层面上各点海拔标高基本相同，这样的岩层称为水平岩层。绝对水平的岩层是不存在的，所谓水平岩层的概念是相对的。通常岩层层面与水平面之间的夹角为 $0^\circ-5^\circ$ 者均可称为水平岩层。水平岩层多局限于受构造运动影响比较轻微的地区。

如四川盆地的上侏罗统和白垩系地层，在一定地段就可看成是水平岩层（图IV-1-5）。

现将水平岩层在野外和地质图上的表现特征简要介绍如下：

1. 在野外表现的特征 在正常情况下时代较新的地层一定覆于较老地层之上。地表被强烈切割，地形起伏大时，老地层出露于河谷和冲沟等的低洼处，新地层分布在山顶或分水岭上。即地质时代越老的岩层出露的位置越低，越新的岩层出露的位置越高。

2. 在地质图上表现的特征 地质图是用规定的符号、色谱和花纹将某一地区的各种地质构造、地质现象等按比例概括地投影到地形底图上的一种图件。地质图上所绘的各种

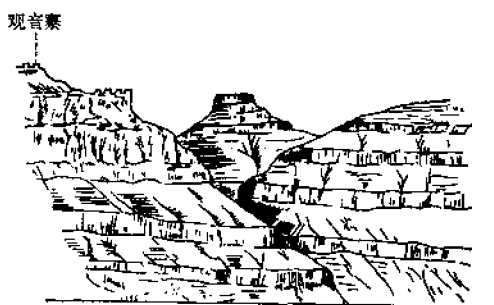


图 IV-1-5 四川苍溪观音寨上侏罗统中的水平岩层素描图
(据李承三)

地质体的界线（包括岩石和地层单位的分界面、岩体与围岩的接触面和断层面、不整合面等在地面的出露线），称为地质界线，地质图是野外地质调查研究中必不可少的重要图件，是地质资料的主要部分，也是地质成果的集中表现。水平岩层的主要特征，如地质界线、岩层厚度及露头宽度等表现如下：

（1）地质界线 水平岩层的地层界线与地形等高线平行或重合（图 IV—1—6），呈不规则的同心圈状或条带状。在河谷、冲沟中，呈锯齿状条带延伸，其转折尖端指向上游。也就是说，水平岩层在地质图上的分布形态完全受地形控制。根据这个特征，只要知道水平岩层某一层面的位置和标高，就可以在地形图上以该岩层层面出露点的高度为准，平行等高线勾绘出该层面的地质界线。

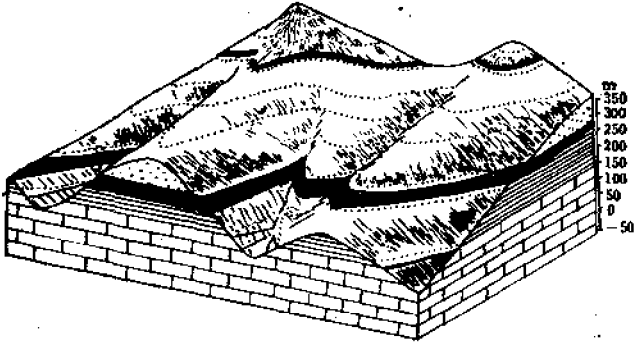


图 IV—1—6 水平岩层的出露和分布特征
（据王素）
上一立体图，下一平面图（地形地质图）

（2）水平岩层的厚度就是该岩层顶、底面之间的高程差。在地形图上，其厚度可根据顶、底面的标高差求得。

（3）水平岩层在地质图上的露头宽度（露头宽度是指岩层顶、底面地质界线之间的水平距离）决定于岩层厚度和地面坡度（图 IV—1—7）。在地面坡度相同的情况下，厚度愈大，露头宽度愈大；厚度愈小，露头宽度越小。当岩层厚度相同时，露头宽度决定于地面坡度。坡度愈缓，露头宽度愈大；坡度愈陡，露头宽度愈小。在坡度直立的陡崖处，岩层顶面和底面的地质界线重合在一起，即露头宽度为零，于是在地质图上表现为尖灭的假像。因此，在分析水平岩层地区的地质图时，应特别注意地形的影响。

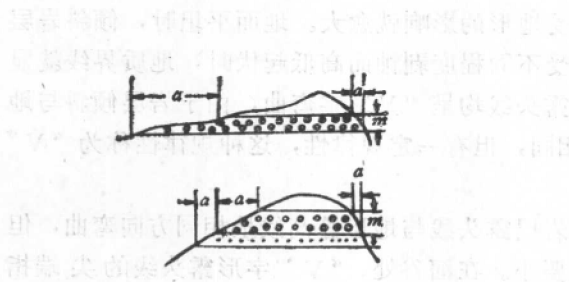


图 IV—1—7 水平岩层露头宽度的变化
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
 a —露头宽度; m —岩层的厚度

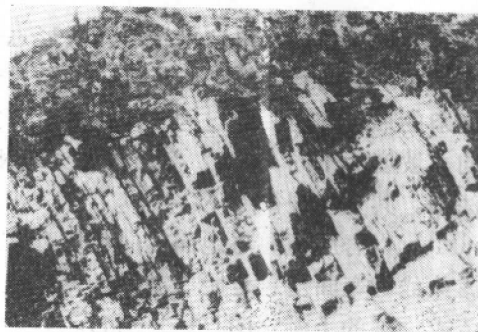


图 IV—1—8 倾斜岩层
(四川马角坝, 滕秉义摄)

(二) 倾斜岩层及其主要特征

倾斜岩层是指层面与水平面有一交角, 或者说具有倾斜产状的岩层。除少数原始倾斜岩层外, 倾斜岩层主要是构造运动造成的。某一地区内由一套倾斜方向和倾角基本一致的岩层组成的构造, 则称为单斜构造 (图 IV—1—8)。

倾斜岩层在自然界是最常见的一种岩层产状。它往往是其它构造形态的一部分, 如褶皱的一翼或断层的一盘 (图 IV—1—9)。所以, 研究倾斜岩层的产状和特征是研究各类地质构造的基础。

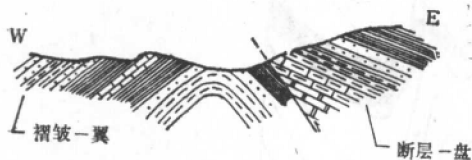


图 IV—1—9 倾斜岩层组成褶皱的一翼或断层的一盘
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

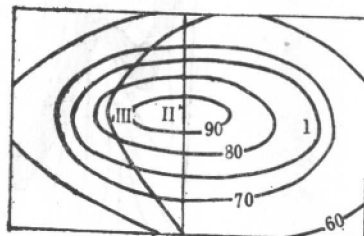
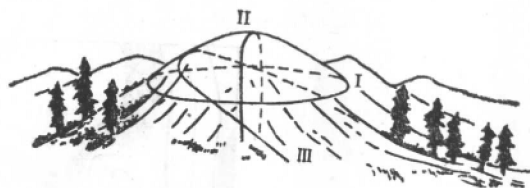


图 IV—1—10 岩层的露头形态
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
(上图为素描图, 下图为平面图)

1. 倾斜岩层的露头形态 岩层的露头形态是指岩层露头在地面上的分布情况, 这可以从地质图上岩层界线的形状反映出来。水平岩层的地质界线在地质图上的特点, 是与地形等高线平行或重合 (图 IV—1—10 I), 其露头形态完全取决于地形。直立岩层地质界线在地质图上是顺着走向延伸的一条直线完全不受地形的影响 (图 IV—1—10 II)。倾斜岩层的地质界线一般是弯曲的, 且与地形等高线相交 (图 IV—1—10 III), 其形态既随产状而改变, 亦受地形的影响。

在倾斜岩层中，倾角愈平缓，露头形态受地形的影响就愈大。地面平坦时，倾斜岩层的界线亦是沿走向延伸的一条直线；地面遭受不同程度剥蚀而高低起伏时，地质界线就显示出复杂的形态，当其穿过沟谷或山脊时，露头线均呈“V”字弯曲，由于岩层倾斜与地面坡向、坡度的不同，“V”字形形态亦不相同，但有一定规律性，这种规律性称为“V”字形法则。其变化规律如下：

（1）当岩层倾向与地面坡向相反时，岩层露头线与地形等高线呈相同方向弯曲，但岩层露头线的弯曲度总是比等高线的弯曲度要小。在河谷处，“V”字形露头线的尖端指向河流或沟谷的上游（图IV—1—11）。岩层倾角愈平缓，则所形成的“V”字形露头线与等高线愈接近平行。岩层倾角愈陡，“V”字形露头线愈开阔。

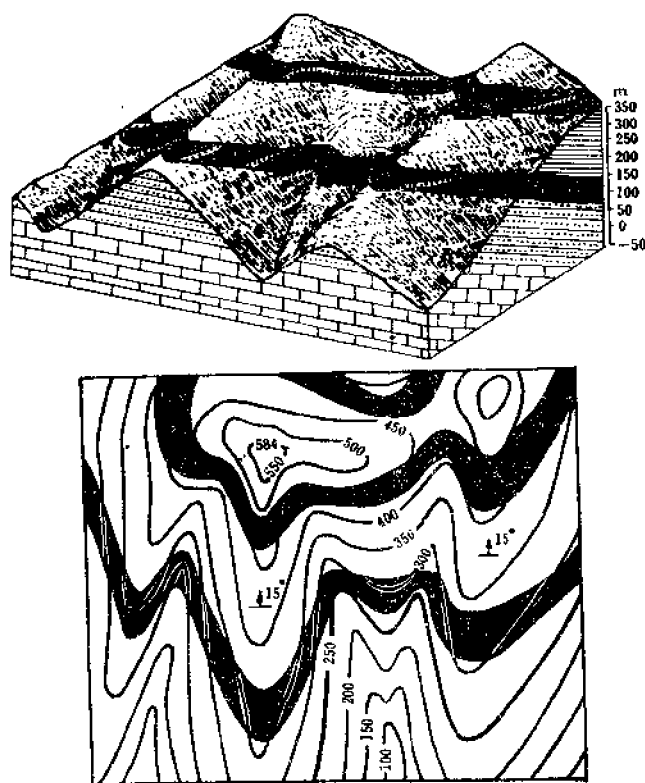


图 IV—1—11 倾斜岩层的露头形态（一）
（据王素）

（2）当岩层倾向与地面坡向相同且岩层倾角大于地面坡度时，岩层露头线与地形等高线成相反方向弯曲。在河谷中，“V”字形露头线尖端指向下游（图IV—1—12）。

（3）当岩层倾向与地面坡向相同，但岩层倾角小于地面坡度时，岩层露头线与地形等高线也是向相同方向弯曲，在河流或沟谷处，“V”字形露头线的尖端指向上游，但其弯曲度明显地大于地形等高线的弯曲度（图IV—1—13）。

由此可见，倾斜岩层地质界线的形状取决于地形及岩层的产状。当倾斜岩层的倾角相

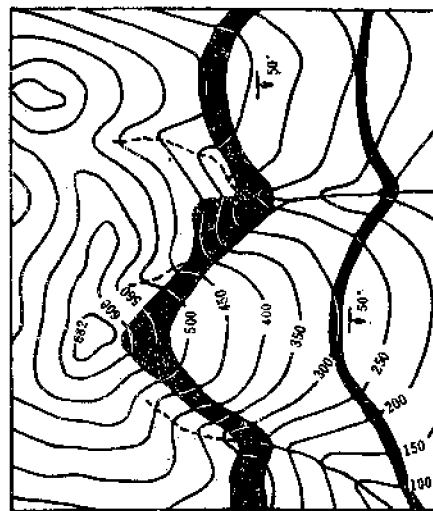
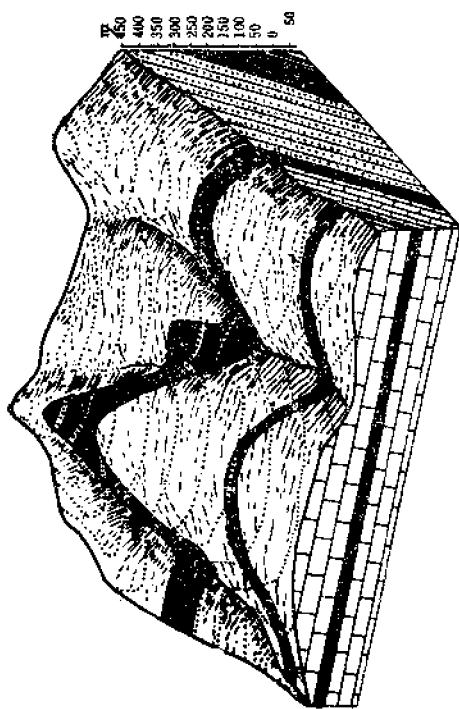


图 IV-1-12 倾斜岩层的露头形态 (二)
(据王素)

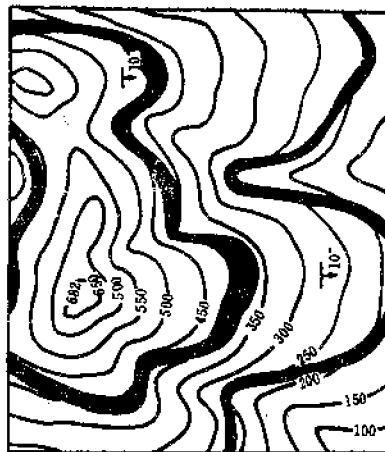
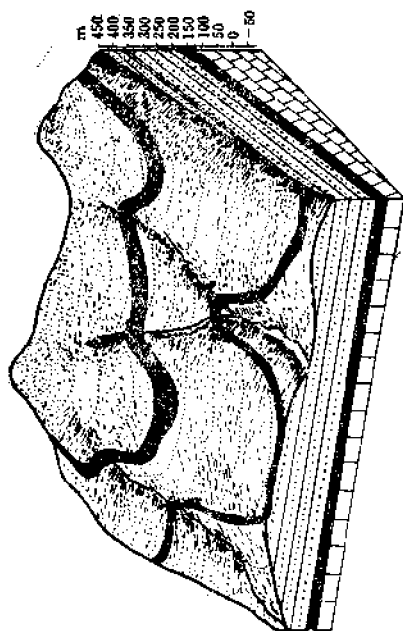


图 IV-1-13 倾斜岩层的露头形态 (三)
(据王素)

同时，则地形切割愈强烈，其地质界线形态愈复杂；若地形切割程度相同，岩层倾角愈平缓，地质界线形态受地形的影响愈大。地质界线形态在地质图上受地形影响的程度与图的比例尺有关，在大比例尺地质图上地质界线受地形的影响表现十分明显；在中、小比例尺地质图上，地质界线受地形的影响反映不明显，倾斜岩层的地质界线基本与其走向一致。

2. 倾斜岩层的厚度 倾斜岩的厚度一般是指真厚度，即岩层顶、底面间的垂直距离。此外，还有铅直厚度，即岩层顶、底面间铅直方向的距离。真厚度和铅直厚度的关系如下（图 IV—1—14）：

真厚度（ h ）= 铅直厚度（ H ） $\times \cos \alpha$ （ α 为岩层真倾角）

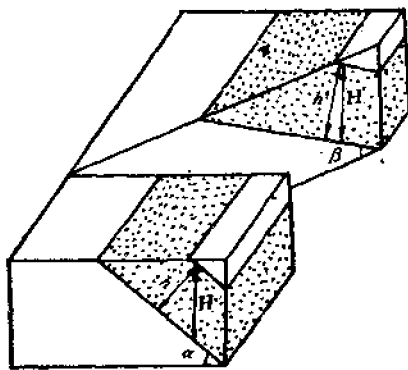


图 IV—1—14 真厚度、铅直厚度和视厚度
（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）
 h —真厚度； H —铅直厚度； h' —视厚度； α —岩层的真倾角； β —岩层的视倾角

当 $\alpha = 0^\circ$ 时， $\cos \alpha = 1$ ，即岩层水平时，铅直厚度等于真厚度。当 $\alpha > 0^\circ$ 时， $\cos \alpha$ 的值总是小于 1，故倾斜岩层的铅直厚度总是大于真厚度。当岩层产状不变时，无论在任何方向的剖面上，其铅直厚度都相等。

在不垂直岩层走向的剖面上，岩层顶、底面界线之间的垂直距离（注意：不是与岩层顶、底面的垂直距离），称为视厚度。视厚度等于铅直厚度乘 $\cos \beta$ （ β 为岩层的视倾角）。因为视倾角总是小于真倾角，故视倾角的余弦值就大于真倾角的余弦值，所以视厚度也一定大于真厚度。

在野外，有时可用皮尺直接测出岩层的厚度，但有时则需通过剖面测量，再根据

据所测的导线距^①（ L ）、地面坡度角（ β ）和岩层倾角（ α ）等数据计算出来。

此外，利用钻孔资料亦可求得岩层的真厚度。铅直钻孔穿过某岩层的顶面和底面的距离，即为岩层的铅直厚度，依据真厚度（ h ）= 铅直厚度（ H ） $\times \cos \alpha$ 的关系，即可求得真厚度。

3. 倾斜岩层的露头宽度 倾斜岩层的露头宽度主要决定于岩层厚度和倾角，同时还受地面坡向、坡角与岩层倾角之间关系的影响。当岩层厚度和倾角不变，且地面坡向与倾向相反时，露头宽度决定于地面坡角。地面坡角愈小，露头宽度愈大；坡角愈大，露头宽度愈窄；在陡峭的山崖上，露头宽度重合成一线，造成岩层在平面上“尖灭”的假像。

（图 IV—1—15）。当坡向与倾向相同时，坡角愈接近岩层倾角，其露头宽度愈大（图 IV—1—16）。

当地面坡度和岩层厚度不变时，露头宽度决定于岩层倾角。倾角愈小，露头宽度愈宽；倾角愈大，露头宽度愈窄（图 IV—1—17，b）。当倾角达 90° （直立岩层）时，则露头宽度最窄，其露头宽度等于岩层的厚度，并且其宽度不受地形的影响（图 IV—1—17，b）。

① 沿所测剖面方向的剖面线称导线，沿导线方向实测的岩层顶、底面间的距离，称导线距。

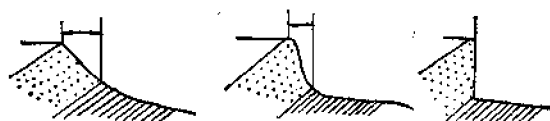


图 IV—1—15 岩层厚度和倾角不变坡向与倾向相反时，露头宽度与坡角的关系
(引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979)

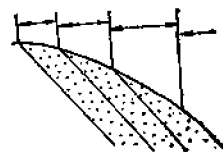


图 IV—1—16 岩层厚度和倾角不变，坡向与倾向相同时，露头宽度与坡角的关系
(引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979)

当地面倾斜，岩层面与倾斜地面直交时，其露头宽度最窄，小于岩层厚度；当岩层面与地面的锐夹角由大变小时，其露头宽度由窄变宽（图 IV—1—18）。

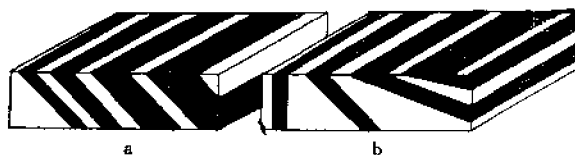


图 IV—1—17 露头宽度与厚度、倾角的关系
(据 D. M. Ragan, 1973)
a—倾角不变，露头宽度随厚度而变化；b—厚度不变，露头宽度随倾角而变化

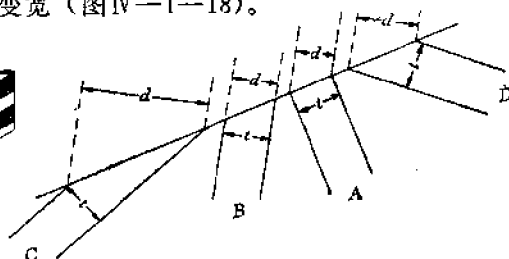


图 IV—1—18 露头宽度 (d) 与岩层倾角和地面坡角之间的关系
(引自徐开礼、朱志澄主编《构造地质学》，1984)

当地面坡度和岩层倾角不变时，露头宽度决定于岩层的厚度。厚度愈大，其露头宽度愈大（图 IV—1—17, a）。

以上分别讨论了三种因素对露头宽度变化的影响。实际上，这些因素的影响往往是综合的。因此在野外填图或阅读地质图时，要根据具体情况，对露头宽度的变化进行具体分析，正确了解其变化原因。

第二节 地层的接触关系

不同时代地层之间在纵向上的相互关系称地层的接触关系。上、下地层之间的接触关系，从一个侧面直接记录了构造运动的演变历史。因此地层的接触关系是研究构造运动和地质构造形成历史的一个重要依据；对寻找某些矿产和解决有关地质问题也具有极其重要的意义。由于构造运动的性质和特点的不同，地层的接触关系也是多种多样的。但是，从成因特征上可以分为整合和不整合两种基本类型。

一 整合和不整合

当沉积地区较长期处于构造运动相对稳定缓慢下降，或虽有短暂上升但未超过沉积的基准面以上，以及与邻近剥蚀区无相对的升降运动，沉积物连续不断地沉积等的条件下，连续沉积形成的一套不同地质时代的地层之间的连续渐变关系，称为整合接触。

如果沉积地区沉积了一套地层后,由于构造运动使该区上升到水面以上,造成沉积中断并遭受风化剥蚀。经过一段时期后,该区再次下降至水面以下接受沉积,于是先后沉积的两套地层之间便缺失了部分时代的地层。这种在沉积上不连续的上、下两套地层之间的接触关系,称为不整合接触。在不整合接触关系的地层中,上下两套新老地层之间的沉积间断面,称为不整合面,其与地面的交线称为不整合线。不整合线在地质图上是重要的地质界线之一。

二、不整合的类型

根据不整合接触上、下两套地层的产状关系及其所反映的构造运动特征,可将不整合划分为两种类型,即平行不整合(假整合)和角度不整合(斜交不整合)。

(一) 平行不整合

平行不整合不整合面上、下两套地层的产状基本相同,但两套地层之间缺失了某些时代的地层,表明在这段时期发生过沉积间断。两套地层之间的界面(即不整合面)代表该时期的风化剥蚀面,其上常保存有风化剥蚀的痕迹,如可保存有古风化壳、古土壤等。有时还具有底砾岩,其砾石往往来自下伏地层的岩石。由于风化剥蚀程度不同,不整合面可以是平整的,也可以是波状起伏的。它反映了上覆地层沉积前的古地貌特征。如华北地区上石炭统地层直接覆于中奥陶统石灰岩之上,其间缺失了上奥陶统到下石炭统的地层,但上、下两套地层的产状基本一致;又如四川盆地内,下二叠统石灰岩直接覆于志留系页岩之上,其间缺失了泥盆系和石炭系地层,上、下两套地层的产状在大区域内基本一致。以上两例都是典型的平行不整合(图IV—1—19)。

平行不整合主要是由地壳的升降运动造成的。由于地壳的平缓上升,老岩层露出水面,发生沉积间断,并遭受风化剥蚀。在上升过程中,岩层未发生明显的褶皱变动,仍保持了原始的水平产状。经过一段时期后,地壳又再次下降接受新的沉积,于是形成上、下两套地层产状基本一致的平行不整合接触关系。其形成过程可概括地表示为:下降接受沉积→平缓上升,沉积间断并遭受风化剥蚀→再下降接受新的沉积。

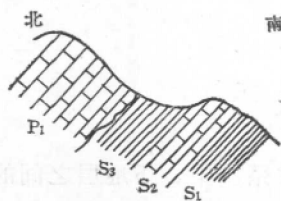


图 IV—1—19 川南某地剖面图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)



图 IV—1—20 角度不整合
(引自成都地质学院《地质学基础》, 1983)

(二) 角度不整合

角度不整合不整合面上、下两套地层之间不仅缺失了部分时代的地层,而且彼此之间的产状也不相同,二者成一定角度相交。不整合面上具有明显的风化剥蚀痕迹,亦可保存

有古风化壳、古土壤等，也常具有底砾岩。不整合面也是上覆地层中最老地层的底面，它与下伏不同时代的老地层的层面成角度相交，而与上覆各时代的地层层面基本平行（图 IV—1—20），但局部地段由于风化剥蚀面不平整，不整合面与上覆地层层面有时也可能成小角度相交。

角度不整合的形成过程可概括为：下降接受沉积→褶皱上升（常伴有断裂、岩浆活动和区域变质等），沉积间断并遭受风化剥蚀→再下降接受新的沉积。因此，角度不整合的形成，反映了该地区在上覆地层沉积之前，经历过较为强烈的构造运动，发生过褶皱等重要构造事件，致使上、下两套地层之间的产状不同。

角度不整合在平面和剖面上都表现为：不整合面上、下两套地层产状不同，其间并有地层缺失。上覆地层中最老地层的底面（不整合面）的地质界线（不整合线）切割下伏不同时代老地层的地质界线（图 IV—1—21）。如四川江油马角坝地区的侏罗系砂页岩层（底部有底砾岩）直接覆盖在三叠系各统地层之上，两者产状截然不同，是个典型的角度不整合（图 IV—1—22）。

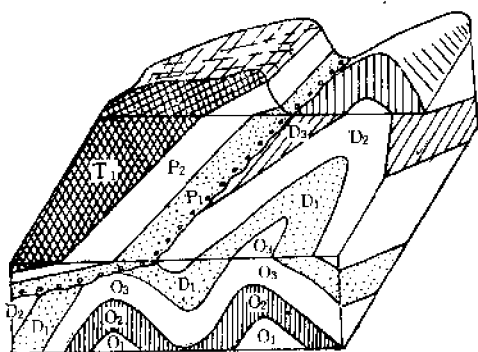


图 IV—1—21 岩层接触关系立体示意图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979)

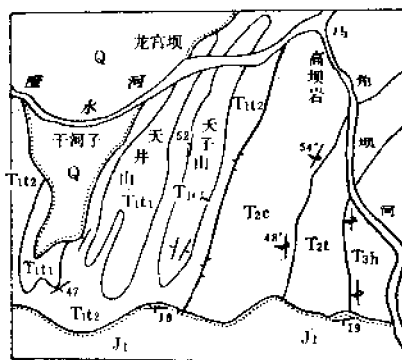


图 IV—1—22 江油马角坝地质图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979)

三、不整合的观察和分析

不整合是一种重要地质现象，是研究地质发展历史和确定构造运动特征及发生时期的重要依据。它是不同时代地层之间的分界面，因而也是地层划分和层序建立的重要依据；不整合面上及其邻近岩层中常形成铁、锰、磷、铝等沉积矿床（图 IV—1—23）；不整合又是构造上的软弱带，常成为岩浆及其他含矿溶液的活动地带，在其中可能形成交代或充填型的内生金属矿床（图 IV—1—24）。不整合面对油气藏和地下水的运移和储集也有重要意义。

由上可知，不整合的研究在理论和实践上都有重大意义，因而在野外必须认真研究观察和收集资料，其研究观察内容如下：

（一）确定不整合的存在

不整合是地壳发展周期性和阶段性的具体表现，在其沉积发展过程中有过一次间断，必然在许多方面也有所反映，即有一些特殊标志。

1. 古生物地层方面的标志 古生物演化的不连续或突变现象，说明有沉积间断，可能有不整合存在。如果根据化石，确定出两套地层间缺失了某些时代的地层，而又不是

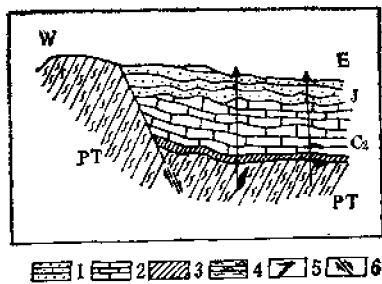


图 IV—1—23 华南某地锰矿床剖面图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
1—砂岩; 2—石灰岩; 3—沉积锰矿; 4—变质岩;
5—铅锌矿; 6—正断层

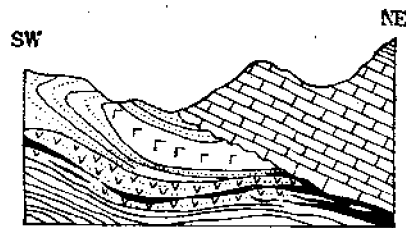


图 IV—1—24 山西某地铜矿床剖面图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
(粗黑线为铜矿层)

断层造成的, 则可作为不整合存在的确切证据。

2. 沉积方面的标志 上、下两套地层相接触处的不整合面为起伏不平的古风化剥蚀面, 保存有古风化壳或其他风化剥蚀痕迹。有时上覆地层底部含有下伏地层的砾石形成的底砾岩。上、下地层岩性也有明显变化。

3. 构造方面的标志 不整合面上、下两套地层的产状、变形强弱程度、构造形态和方向等均有明显差异, 这是确定角度不整合的构造标志。

4. 岩浆活动和变质作用方面的标志 不整合面上、下两套岩层是地壳发展不同构造阶段的产物, 所以常常各自具有不同特点的岩浆活动和变质作用。侵入岩体与时代较老的地层成侵入接触, 而与时代较新的一套地层成沉积接触, 则说明两套地层间有不整合存在。两套地层的区域变质程度相差很大时, 说明其间亦可能有不整合存在。

(二) 不整合特征的研究

不整合特征包括不整合面的形态、不整合面上下地层的岩石成分、结构构造、岩层产状及所含化石等。不整合面的形态, 反映了古代风化剥蚀强度和古地形特征。对不整合面及其上下地层的岩石成分、结构的研究, 可以了解沉积环境的变化, 找寻与之有关的矿产。特别是对底砾岩应详加观察, 因为底砾岩的砾石成分和砾石中所含的化石, 能帮助分析下伏地层的时代, 进而可以确定构造运动的时代; 砾石的磨圆程度、分选程度和排列方向的分析, 可以为恢复古地理提供资料。因此, 在不整合面附近应深入细致地工作, 详细测绘剖面, 沿不整合面适当追索, 特别是发现有矿产苗头时更应如此。

(三) 不整合类型空间变化的研究

不整合的分布有一定范围, 不整合的类型在大区域内也有变化。因为在一次构造运动影响范围内, 不同地区不仅表现有强度的差异, 而且隆起的先后、沉积间断时间的长短也不尽相同。因此, 由同一次构造运动所形成的不整合, 在其分布范围内, 有的地方表现为明显的角度不整合, 有的地方表现为轻微角度不整合, 或者过渡为平行不整合 (图 IV—1—25)。当然, 这需要进行大区域的工作, 或对大区域的资料进行分析之后才能得出结论。

(四) 确定不整合的时代

不整合的形成时代, 主要是根据不整合面上覆地层中最老地层的时代与下伏地层中

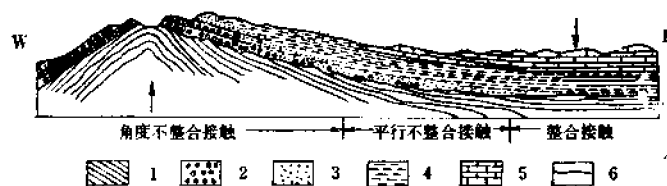


图 IV—1—25 地层接触关系的空间分布及类型变化

(据王日伦修改)

1—老岩层；2—砾岩层；3—砂页岩层；4—页岩层；5—灰岩；6—不整合面

最新地层的时代来确定，两者之间的时代（即其间所缺失那部分地层的时代）即为不整合的形成时代。如果上、下两套地层间缺失的地层不多，则不整合的形成时代可以较为确切地定出；如果地层缺失较多，上、下地层时代相距很远，则只能确定不整合是这段很长时期中形成的，这时就需要对大范围内的上、下地层进行详细研究，才能比较确切地确定其形成时代。由于不整合形成时代往往是构造运动相对剧烈时期，故又常以构造运动期来表示（如加里东期、海西期等）。

思考题

1. 岩层产状的含义是什么？为什么要测量岩层的产状？何谓正常产状和倒转产状？
2. 岩层的真厚度、视厚度、铅直厚度的含义是什么？它们之间关系如何？
3. 什么叫露头形态？有何意义？
4. 什么叫露头宽度？它决定于哪些因素？
5. 地层接触关系有哪些类型？成因如何？怎样识别？有何意义？

第二章 褶皱构造

成层岩层在地应力的作用下,改变了其原始产状,不仅使岩层发生了倾斜,而且大多数形成各式各样的弯曲。岩层的弯曲现象称为褶皱(图IV—2—1)。它是岩层塑性变形的结果,是地壳上广泛发育的地质构造形态之一。

褶皱的形态是多种多样的,但其基本类型只有两种:背斜和向斜。

背斜在外形上是岩层向上拱起的一个弯曲,其核心部位的岩层时代较老,而外侧的岩层时代较新(图IV—2—2)。向斜是岩层向下拗陷的一个弯曲,核心部位的岩层时代较新,而外侧的岩层时代较老(图IV—2—2)。经风化剥蚀后,从中心到两侧,向斜在地面的特征是岩层从新到老呈对称重复出露;而背斜在地面的出露特征恰好相反。若褶皱两侧岩层的新老层序不明,或发生褶皱的不是岩层面而是其它构造面(如片理面等),则将向上拱弯的褶皱称背形,向下拗弯的褶皱称向形。

褶皱构造的规模差别很大,大者其延伸可达几十甚至几百公里,小者则可出现于一块手标本上。

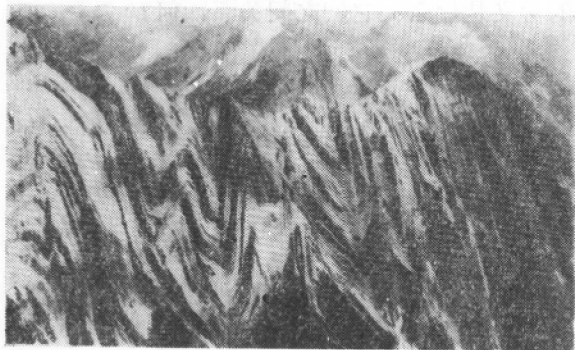


图 IV—2—1 褶皱构造
(据P. W. Bivkeaud)

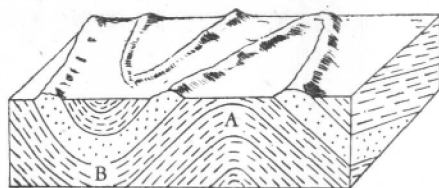


图 IV—2—2 背斜(A)和向斜(B)的特征
(引自李叔达《动力地质学原理》, 1982略加修改)

第一节 褶皱要素

褶皱的各个组成部分和确定其形态的几何要素称为褶皱要素。任何褶皱都具有核、翼、顶和槽、转折端、轴面、轴迹(轴线)、枢纽(图IV—2—3)等褶皱要素。

核 核由褶皱中心部分的地层构成。当褶皱被剥蚀后,出露地表的中心部分地层,即核部地层,背斜为最老地层,向斜为最新地层。它随地面剥蚀的程度不同而变化,剥蚀越深,核部地层越老。

翼 核部两侧对称出露的地层为翼部。两翼地层的倾角称翼角。

顶(脊)和槽 背斜同一层面的各横剖面上的最高点叫顶(脊);向斜同一层面的

各横剖面上的最低点叫槽。它们各自的连线分别称为脊线和槽线。

转折端 转折端是指褶皱的一翼转到另一翼的过渡部分，即两翼的汇合部分。褶皱的转折端在横剖面上，可以是尖棱的，也可以是圆滑曲线，有时甚至是一段较平直线。

轴面 大致平分褶皱两翼的假想对称面，称轴面，它只具有几何意义。轴面可以是平面，也可以是曲面。其产状可以是直立的、倾斜的或是水平的。

轴迹 是轴面和包括地面在内的任何平面的交线。若轴面是平面，则轴线为直线；若轴面是曲面，则轴线为曲线。在地面的轴线代表褶皱的延伸方向。

枢纽 枢纽是指褶皱中同一层面与轴面的交线，也是褶皱中同一层面各最大弯曲点的连线。枢纽可以是直线、曲线或折线，可以是水平的、倾斜的、或呈波状起伏的，它能表明褶皱在延伸方向上的产状变化。褶皱枢纽是一种线状构造要素。枢纽倾斜的褶皱，称倾伏褶皱；其倾斜方向，即倾伏方向。

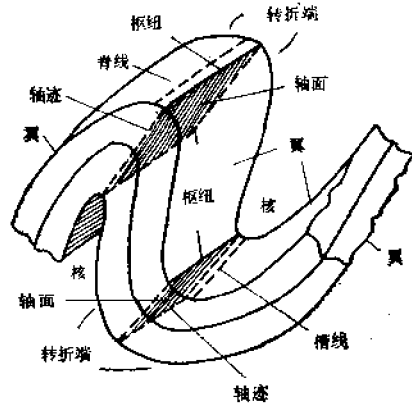


图 IV—2—3 褶皱要素示意图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

第二节 褶皱的形态分类及其在地质图上的表现

一、褶皱的形态分类

褶皱形态是多种多样的，为了更好地描述和研究褶皱，必须将种类繁多的褶皱加以概括和归类。褶皱要素的特征是形态分类的基础，现从三度空间对其形态加以分类。

(一) 根据横剖面的形态和轴面产状分类

1. 根据轴面产状，结合两翼产状特点分为：

- (1) 直立褶皱 两翼岩层倾向相反，倾角大致相等，轴面直立 (图 IV—2—4 a)。
- (2) 斜歪褶皱 两翼岩层倾向相反，倾角不等，轴面倾斜，又称倾斜褶皱 (图 IV—2—4 b)。
- (3) 倒转褶皱 两翼岩层向同一方向倾斜，一翼地层层序正常 (正常翼)，另一翼地层层序倒转 (倒转翼)，轴面倾斜 (图 IV—2—4 c)。
- (4) 平卧褶皱 两翼岩层产状和轴面产状均近于水平，一翼地层层序正常，另一翼地层层序倒转 (图 IV—2—4 d)。

2. 根据褶皱岩层弯曲形态，可将褶皱分为：

- 圆弧褶皱 岩层呈圆弧形弯曲 (图 IV—2—5 a)。
- 尖棱褶皱 两翼岩层平直相交，转折端呈棱角状 (图 IV—2—5 b)。
- 箱形褶皱 两翼岩层近直立，但到转折端则转为水平，整个褶皱呈箱形，往往具有一对共轭轴面 (图 IV—2—5 c)。
- 扇形褶皱 两翼岩层均倒转，以致整个褶皱呈扇形 (图 IV—2—5 d)。

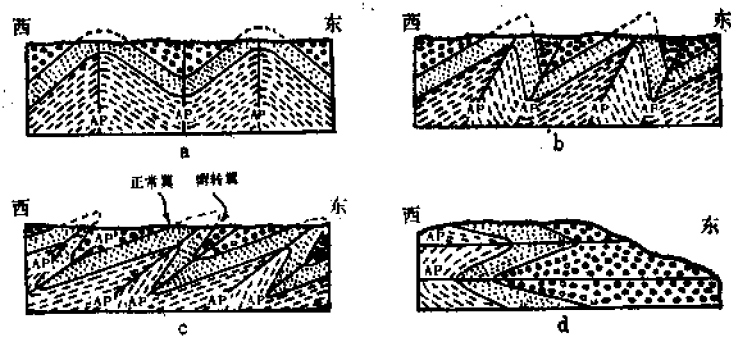


图 IV—2—4 褶皱横剖面形态分类

(据 M. P. Billings)

a—直立褶皱； b—斜歪褶皱； c—倒转褶皱； d—平卧褶皱

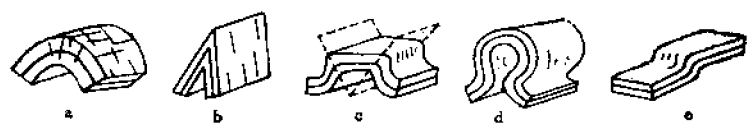


图 IV—2—5 按褶皱岩石的弯曲形态分类

(引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979)

a—圆弧褶皱； b—尖棱褶皱； c—箱形褶皱； d—扇形褶皱； e—挠曲

挠曲 缓倾斜岩层中的一段突然变陡，形成台阶状弯曲（图IV—2—5 e）。

（二）根据纵剖面上枢纽产状分为：

1. 水平褶皱 枢纽近于水平的褶皱（图IV—2—6 a）。
2. 倾伏褶皱 枢纽倾伏的褶皱（图IV—2—6 b）。
3. 倾竖褶皱 枢纽近于直立的褶皱（图IV—2—6 c）。

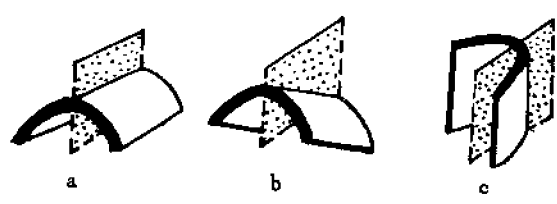


图 IV—2—6 褶皱在纵剖面上的分类

(引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979)

a—水平褶皱； b—倾伏褶皱； c—倾竖褶皱

严格说来，自然界的褶皱都是倾伏的。水平褶皱只是倾伏褶皱的某一有限部分而已。倾竖褶皱较为少见。

上述两种分类分别从横剖面和纵剖面上（即两度空间）反映了褶皱的产状特征，这对于描述褶皱和分析褶皱的延伸情况具有一定意义，并且也在一定程度上反映了褶皱变形的强度。但是，要准确地认识褶皱的完整形态，最好是把轴面产状和枢纽产状结合起来对褶皱进行分类。

根据轴面的倾角和枢纽倾伏角的变化, 可将褶皱分为七种主要类型 (图 IV—2—7)。

1. 直立水平褶皱 (图 IV—2—7 I 区) 轴面近于直立 (倾角 80° — 90°), 而枢纽近于水平 (倾伏角 0° — 10°)。

2. 直立倾伏褶皱 (图 IV—2—7 II 区) 轴面近于直立, 而枢纽倾斜 (倾伏角 10° — 80°)。根据其倾伏角的大小, 还可分为直立缓倾伏褶皱、直立中等倾伏褶皱和直立陡倾伏褶皱。

3. 倾竖褶皱 (图 IV—2—7 III 区) 轴面和枢纽均近于直立 (倾角和倾伏角均为 80° — 90°)。

4. 斜歪水平褶皱 (图 IV—2—7 IV 区) 轴面倾斜 (倾角 10° — 80°), 而枢纽近于水平 (倾伏角为 0° — 10°)。

5. 平卧褶皱 (图 IV—2—7 V 区) 轴面近于水平 (倾角 0° — 10°), 枢纽也近于水平 (倾伏角为 0° — 10°)。

6. 斜歪倾伏褶皱 (图 IV—2—7 VI 区) 轴面倾斜 (倾角 10° — 80°), 枢纽也倾伏 (倾伏角 10° — 80°), 而两者的倾向和倾斜程度却不一致。

7. 斜卧褶皱 (图 IV—2—7 VII 区) 轴面倾斜 (倾角 10° — 80°), 枢纽也倾伏 (10° — 80°), 而且两者倾向基本平行, 倾角也大致相等 (即枢纽在轴面上的侧伏角为 80° — 90°)。

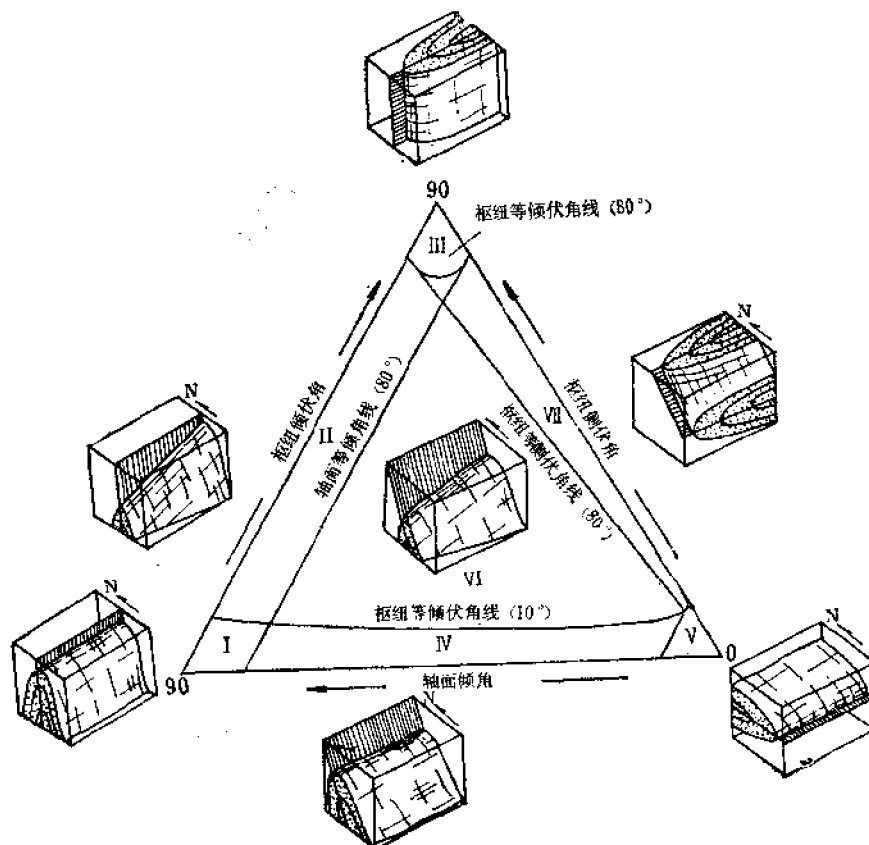


图 IV—2—7 褶皱位态分类简图
(据 M. J. 里卡德)

图 IV—2—7 中，所划分的七个区，分别代表上述七大类型褶皱的位态变化范围。I、IV、V 区代表枢纽近于水平，轴面由直立经倾斜到水平的各类褶皱，相当于前述褶皱横剖面上的分类。I、II、III 区则相当于前述褶皱纵剖面上的分类。至于 VI 区和 VII 区，则是前述两度空间分类所没有的。图上各区范围的大小，也大致反映出其所代表的那类褶皱在自然界出现的机率的大小。例如 VI 区范围最大，表明倾伏斜歪褶皱是野外最普遍的一类褶皱。

（三）根据平面上的形态分类

1. 线形褶皱 褶皱向一定方向延伸很远，其长度大大超过宽度，一般长度超过宽度十倍以上。

2. 长圆形（短轴）褶皱 褶皱两端延伸不远即倾伏，褶皱的长与宽之比在 10:1 到 3:1 之间。如为背斜称短轴背斜；如为向斜称短轴向斜（图 IV—2—8 a、b）。

3. 浑圆形褶皱 褶皱的长与宽相差不远，近于圆形，或长度不超过宽度的三倍。若为背斜称穹窿；若为向斜称构造盆地（图 IV—2—8 c、d）。由盐类岩层为核部，并刺穿上覆岩层而形成的复杂的穹窿状构造称为盐丘。

这种平面形态的分类是相对的，并无绝对的数值来衡量。同时，由于地形剥蚀的不同情况，有时出露形态并不能反映真实情况，在平面上分析褶皱形态时应特别注意。

以上是根据三度空间不同剖面对褶皱进行的形态分类。褶皱是存在于空间的一个整体，所以，同一褶皱在不同剖面上可以分属于不同的形态类型。如在横剖面上是直立褶皱，在纵剖面上可以是倾伏褶皱，平面形态又可以是长圆形褶皱。因此，对褶皱的研究，必须从三度空间进行描述和观察分析。

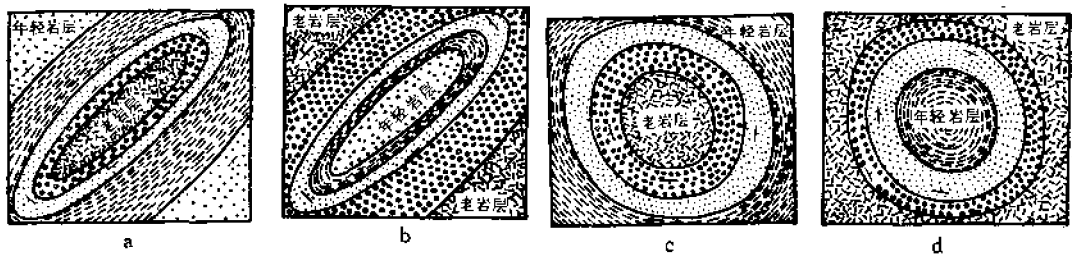


图 IV—2—8 褶皱的平面形态

（据 M. P. Billings）

a—短轴背斜； b—短轴向斜； c—穹窿构造； d—构造盆地

二、褶皱在地质图上的表现

在地质图上，各种不同形态的褶皱有其不同的表现形式，因此，了解褶皱在地质图上所表现的特征，有助于正确识别与分析各种类型的褶皱，并能了解其全貌。

（一）背斜和向斜

背斜 组成褶皱核部的为老地层，两翼对称地出现新地层。

向斜 组成褶皱核部的为新地层，两翼对称地出现老地层。

在地质图上分析背、向斜时，首先应分析组成褶皱两翼和核部各地层的新老关系，其次，分析它们的产状。若岩层倾角平缓或在大比例尺图上，还应特别注意地形的影响。所以，在分析时要把岩层的新老关系、岩层的产状和地形影响三者结合起来，才能得出正确的结论。

（二）轴面的产状

轴面产状是由两翼岩层的产状决定的。在地质图上，如果该区地形起伏不大，或褶皱两翼出露地段的地形无明显差别，而且两翼岩层厚度变化不大，那么，当两翼宽度大致相等时，则可能是轴面直立的直立褶皱（图IV—2—9）。如果两翼宽度不同，则可能是轴面倾斜的斜歪褶皱（图IV—2—10），其轴面倾向与其缓翼一致，但倾角较大。如果褶皱两翼

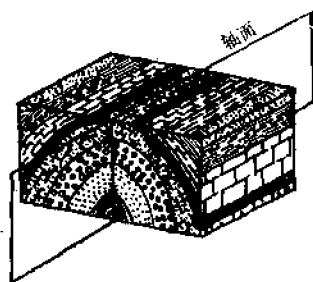


图 IV—2—9 直立褶皱及其平面表现
（据A. 罗伯茨，1958）

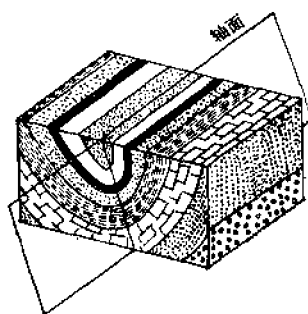


图 IV—2—10 斜歪褶皱及其平面表现
（据A. 罗伯茨，1958）

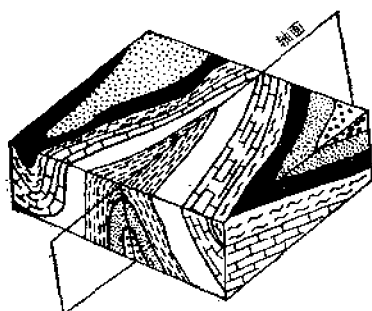


图 IV—2—11 倒转褶皱及其平面表现
（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

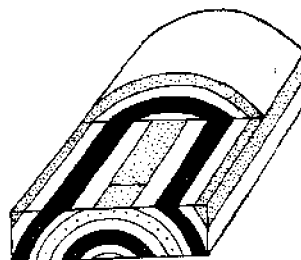


图 IV—2—12 水平褶皱及其平面表现
（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

的倾向相同，则为倒转褶皱（图IV—2—11），其轴面也是倾斜的，倾斜方向与两翼一致。

（三）枢纽的产状

水平褶皱在地质图上表现为两翼走向一致，地质界线平行延伸而不汇合（图IV—2—12）。

倾伏褶皱在地质图上表现为两翼岩层走向不平行，其地质界线向一方汇合成一条曲线。在没有汇合的部位则表现为核部宽窄的变化。对背斜而言，两翼汇合曲线尖端所指的方向或核部变窄的方向是枢纽倾伏方向。向斜正相反，核部变宽的方向是倾伏方向（图IV—2—13）。无论背斜或向斜，沿倾伏方向总是逐渐出露较新岩层，因此，在倾伏褶皱中，对比不同时代岩层在褶皱轴线方向上的分布，可以判断褶皱的倾伏方向。由上可知，倾伏褶皱表现为核部宽窄的变化，如果在小比例尺地质图上，褶皱核部忽宽忽窄，说明褶

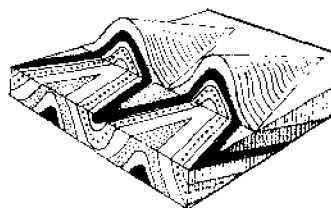


图 IV—2—13 倾伏褶皱及其平面表现
（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

皱的枢纽是波状起伏的。

在分析褶皱的平面表现时，必须强调指出：褶皱核部的宽窄、两翼岩层宽度的大小、两翼岩层是否对称出现和两翼岩层是否汇合，除了主要受构造因素控制外，在大比例尺地质图上，当岩层倾角平缓时，因受地形的影响同样可以形成类似的现象。故分析时必须结合地形特征及岩层的产状，以免得出错误的结论。

第三节 褶皱的组合

一、褶皱的组合类型

在一个地区，褶皱往往不是单个而是成群出现的，并在平面和剖面上具有一定的组合特征。在构造运动较为强烈地区，这种规律表现得更明显。下面分别介绍其组合类型。

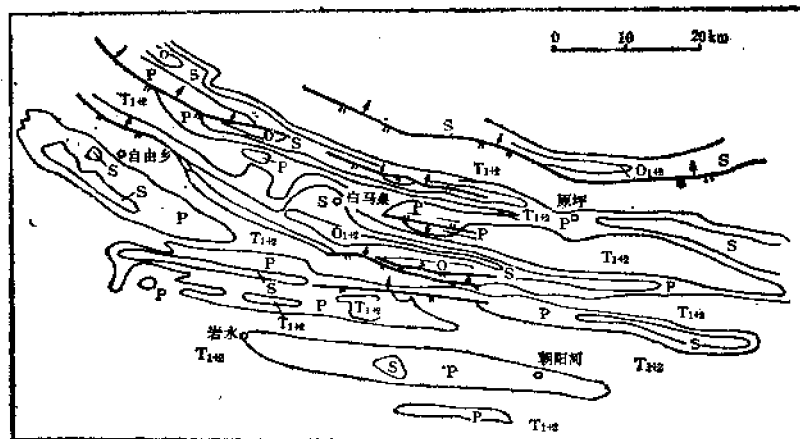


图 IV—2—14 大巴山南麓地质图
(据中国地质图)

(一) 褶皱在平面上的组合类型

在平面地质图上，常见的褶皱组合类型有下列几种：

1. 平行状褶皱 一系列背斜和向斜相间平行排列。它们显示区域性水平挤压的特征，如大巴山南麓的平行状褶皱（图IV—2—14）。

2. 分枝状褶皱 一个褶皱沿延伸方向分为若干个褶皱。如川东华蓂山背斜，向SSW方向分成数个背斜和向斜（图IV—2—15）。

3. 弧形褶皱 单个褶皱呈明显的弧形弯曲，也可以是一系列褶皱呈弧形排列。这是由区域性不均匀的水平运动所引起的（图IV—2—16）。

4. 边幕式褶皱 一系列短轴褶皱，其轴线成斜列分布，亦称雁行式褶皱。它是区域性水平力偶作用形成的。如柴达木盆地红三旱一带，第三系地层组成的一系列短轴背斜，由北西往南东成边幕式排列（图IV—2—17）。

以上各种褶皱的组合类型，特别是平行褶皱，一般出现在构造运动较强烈，褶皱较为发育的地区。它们表现出褶皱发育不间断，背斜和向斜相间排列，以及褶皱成束状，有一定的走向，平行延伸很远等特征。

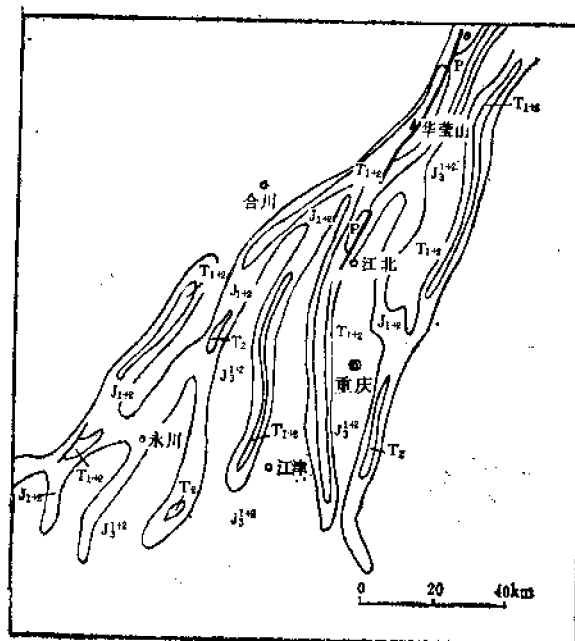


图 IV—2—15 川东重庆地区地质图
(据中国地质图)

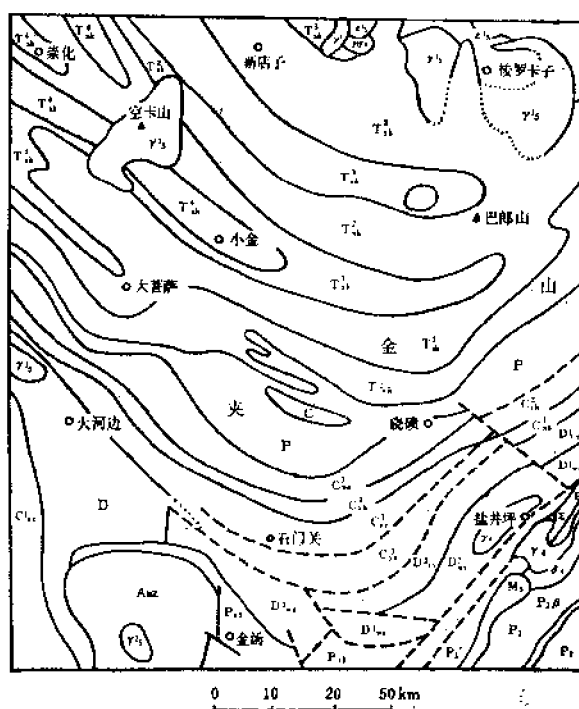


图 IV—2—16 川西金汤地区地质图
(据四川省地质图, 1964)

在地壳的另一些地区，构造运动较轻微，褶皱并不强烈，因而褶皱的平面组合就不一定有上述规律性。它们的褶皱轴线并无方向一致的排列，往往是短轴背斜或穹窿构造较为

明显，向斜则极开阔，或在两个隆起构造之间往往是近于水平产状的岩层。

(二) 褶皱在横剖面上的组合类型

褶皱在横剖面上常见的组合类型有以下两类：

1. 复背斜和复向斜 复背斜是一个巨大的背斜，其两翼被与轴面延伸近一致的次一级褶皱所复杂化；复向斜是一个巨大的向斜，两翼亦被与轴面延伸近一致的次一级褶皱所复杂化。

通常复背斜上的次级褶皱轴面向下收敛，构成扇状（图IV—2—18a）；而复向斜上的次级褶皱轴面向上收敛，构成房盖状（图IV—2—18b）。复背斜和复向斜一般规模巨大，分布具有一定的区域性，常出现在构造运动强烈地区，组成所谓构造带。

2. 阻挡式和隔槽式褶皱 由轴向平行，发育不等的一系列背斜和向斜组成。阻挡

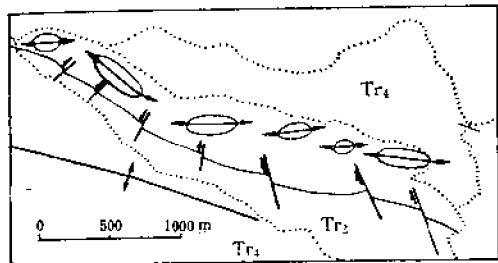


图 IV—2—17 柴达木盆地红三旱一带地质图
(据孙殿卿, 1958)

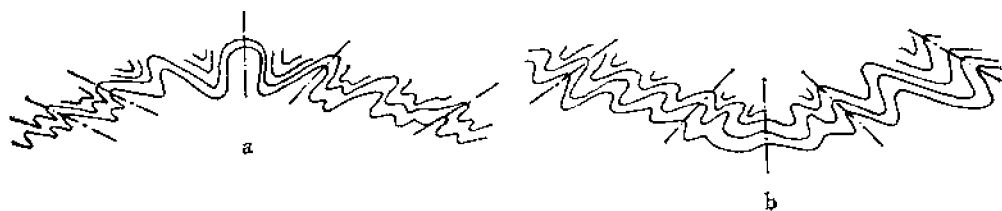


图 IV—2—18 褶皱在横剖面上的形态
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
a—复背斜, b—复向斜

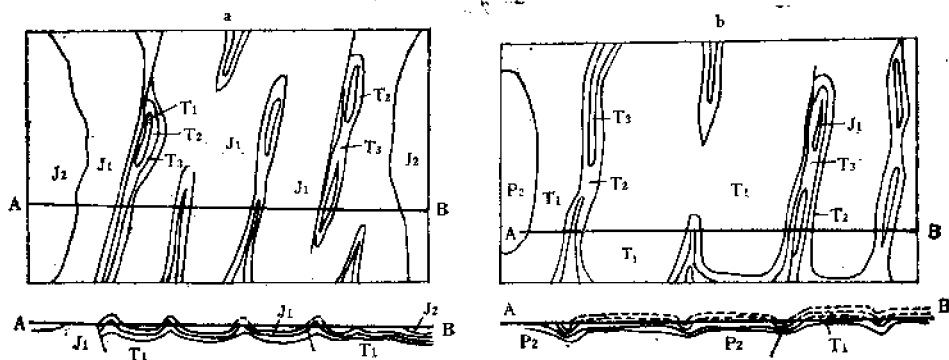


图 IV—2—19 阻挡式 (a) 和隔槽式 (b) 褶皱的平面组合形态
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

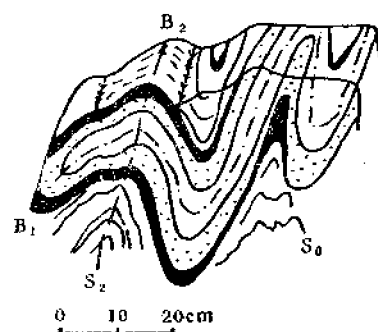
式褶皱为背斜呈紧密褶皱，而相邻的向斜呈平缓开阔的褶皱（图IV—2—19a）；隔槽式褶皱为背斜开阔，而相邻的向斜呈紧闭狭窄的褶皱（图IV—2—19b）。这类构造在我国西南地区较为发育，如四川东部出现的隔挡式褶皱和贵州北部出现的隔槽式褶皱。

二、叠加褶皱的基本概念

叠加褶皱是指已经褶皱的岩层再次发生弯曲变形而形成的褶皱。它可以是两次或两次以上构造运动中的褶皱变形叠加的产物，也可以是同一次构造运动不同阶段的褶皱变形叠加的结果。

褶皱叠加是自然界较为普遍的一种构造现象。但在褶皱叠加过程中，由于不同时期褶皱作用的方式、方位、规模和强度不同，以及褶皱岩石力学性质的差异，致使叠加褶皱的形态十分复杂，类型也极其繁多。因此，正确认识叠加褶皱，对研究一个区域，特别是变质岩区的构造变形演化史，具有十分重要的意义。

如图IV—2—20所示，早期褶皱的轴面经再次褶皱而呈有规律的弯曲，形成具有一定方位的新轴面和枢纽的褶皱。一般认为，同一期褶皱中，大小褶皱之间在形态上，轴面和枢纽方位上具有共同的规律性。



图IV—2—20 河北迁安铁矿，
磁铁石英岩中的叠加褶皱
（据高等学校《构造地质学》试用教材，
1974）（B₁、B₂分别为前后两期的褶皱
枢纽方向）

第四节 褶皱构造的成因概述

一、影响褶皱形成的主要因素

（一）层理在褶皱形成中的作用

根据野外观察和模拟实验的结果，岩层的弯曲是由于层间滑动或层内的物质顺层流动所造成的，或两者兼而有之。可见，层理在褶皱形成过程中起着双重作用。第一，由于层理的存在，把一个岩系分成许多层，在变形过程中各层沿层面发生相对滑动，使岩系易于弯曲，形成褶皱（图IV—2—21）。第二，在层状岩石发生变形过程中，由于层面的限制，



图 IV—2—21 蜡和粘土互层弯曲变形
（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

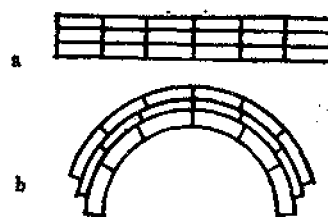


图 IV—2—22 岩层弯曲时的层间滑动
（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

岩石物质沿层面产生塑性流动而呈规则的褶皱（图IV—2—22）。如果没有层理，只能表现为岩石的缩短或延伸（即变厚或变薄），而不具有规则的弯曲形态（图IV—2—23）。

(二) 岩石力学性质在褶皱形成中的作用

对岩石力学性质在褶皱形成中的作用有两种不同的观点。一种认为，一些坚硬致密易



图 IV—2—23 厚层粘土弯曲变形
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

传播应力的岩层，在褶皱形成过程中起主导作用，称之为“能干”岩层。这些“能干”岩层在褶皱时发生弹性弯曲，有力量拱起上覆岩层，因而起骨干作用，而那些“不能干”岩层（即塑性较大的岩层），则是被动地参加到褶皱作用中，所以，褶皱的形态特征完全由所谓“能干”岩层所控制。另一种观点则认为，褶皱乃是由于岩石物质塑性流动而

成，因而，在褶皱形成中起主导作用的是具有较大塑性的软弱岩层。

这两种观点都有一定的道理，可以互为补充。事实上，岩石的力学性质随着褶皱的形成条件而变化，而且组成褶皱的岩层总是不均一的，所以褶皱形态主要决定于剖面中占优势的岩层。当塑性岩层中夹有脆性岩层时，褶皱过程中起主要作用的是塑性岩层中物质的流动，而脆性岩层则被拉断，破裂成块段（图 IV—2—24），有时这些块段棱角不显，类似香肠而称“石香肠”构造。当脆性岩层中夹有塑性岩层时，褶皱过程中，则以脆性岩层为主，形成简单开阔的褶皱，而塑性岩层则受脆性岩层控制，其褶皱紧闭、复杂，形成拖拉褶皱（图 IV—2—25）。

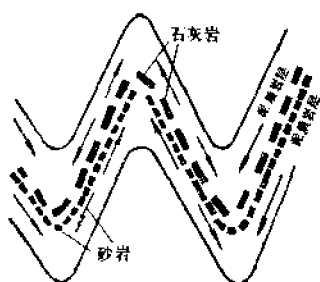


图 IV—2—24 脆性岩层的碎裂
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

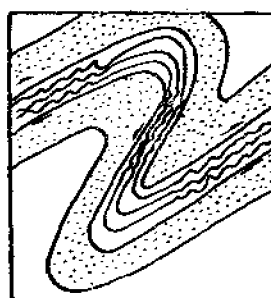


图 IV—2—25 拖拉褶皱
(据 M. P. Billings)

(三) 岩层厚度在褶皱形成中的作用

岩性相同的岩层，在相同力的作用下，一般厚度大的岩层不易弯曲，形成较开阔的褶皱，厚度小的常形成紧闭复杂的褶皱，甚至被折断。

二、形成褶皱的力学方式

褶皱的形成是个复杂的力学过程，尽管影响因素很多，但最主要的影响因素是外力作用方式，外力的作用方式不同，形成不同特征的褶皱。

(一) 水平侧压力作用下岩层的褶皱

施加于层理方向的挤压力使岩层产生的弯曲现象，称纵弯褶皱（图 IV—2—26）。这是地壳上分布最广泛、最常见的褶皱类型。

当岩层受水平侧压力作用而发生弯曲时，会出现一些局部应力，因翼部有剪切作用岩层沿层面产生相互滑动，顶部岩层凸侧有张力作用。当组成褶皱的是岩性较均一的坚硬岩层时，在水平侧压力作用下，岩层中无明显的塑性流动，但层间滑动显著，岩层形成界面

彼此平行的弯曲，称平行褶皱（图 IV—2—27）。这种褶皱的各层厚度稳定不变，褶皱的各岩层都有同一曲率中心，但曲率半径不同。愈近曲率中心的岩层挤压愈强，离曲率中心愈远，岩层愈平缓，在不同深度其弯曲程度不同。

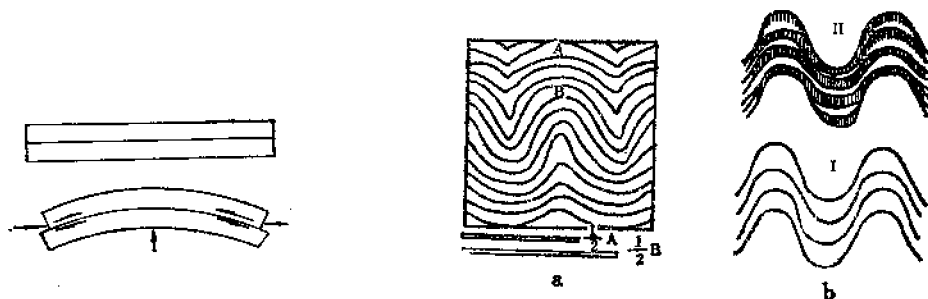


图 IV—2—26 水平力作用下岩层的弯曲
（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

图 IV—2—27 平行褶皱（a）和相似褶皱（b）
（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

当组成褶皱的岩层塑性较大，在水平侧压力作用下，岩层内物质塑性流动显著，形成翼部变薄，顶部变厚的相似褶皱（图 IV—2—27）。这种褶皱的各岩层成相似弯曲，彼此没有共同的曲率中心，但有相同的曲率半径，每层的褶皱形态基本相似。

在区域性的水平侧压力作用下，造成区域性的普遍挤压，因而褶皱构造强烈而发育。它的特点是褶皱发育连续，背斜、向斜相间排列，平行延伸很远，平面上成平行状或分枝状，褶皱轴面多向一定方向倾斜，规律性较为明显。

（二）垂直力作用下岩层的弯曲

当岩层遭受不均衡的与层面垂直的外力作用时，岩层局部隆起形成的弯曲，称横弯褶皱。

当组成褶皱的岩层脆性较大时，其顶部常发生各种张性断裂。当组成褶皱的岩层塑性较大时，常形成顶部变薄，翼部增厚的顶薄褶皱。

第五节 褶皱构造的研究

一、褶皱构造的研究意义

褶皱构造在地壳上广泛发育，对褶皱的研究在理论和实践上都有很大的意义。

许多沉积矿产与沉积岩层同时生成，当发生褶皱时，矿层与顶底板岩层同时弯曲。因此，在褶皱地区寻找和勘探沉积矿产时，首先应研究控制矿层形态和分布的褶皱构造。

在内生金属矿床中，有些矿液常沿层间裂隙充填。在褶皱的顶部（转折端）由于张节理发育或岩性不均一而产生的虚脱部位，最有利于矿液的充填和赋存，可形成鞍状矿体（图 IV—2—28 a，图 IV—2—29）。有些矿体亦可赋存于向斜的转折端（图 IV—2—28 b）。

石油、天然气以及地下水等矿产与褶皱构造的关系更为密切。储油、储气的构造多为具有封闭条件的穹窿或短轴背斜。寻找石油和天然气，首先要寻找储油、储气构造。至于油和气的勘探和开采更需要以构造条件为依据。

褶皱构造是构造运动的反映，详细查明褶皱及其伴生构造的特征，对探讨一个地区的地质发展历史和构造运动性质等具有一定的理论意义。

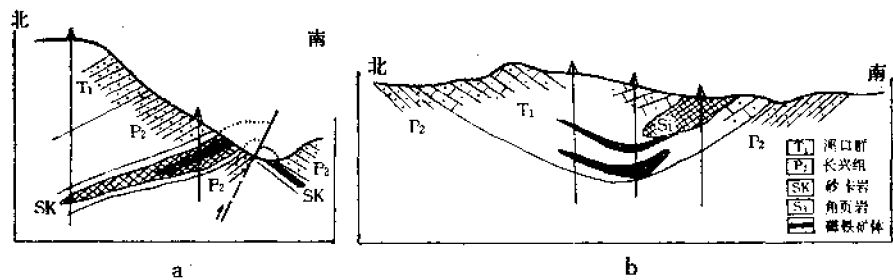


图 IV—2—28 福建某地铁矿床地质剖面图
(据福建地质局×地质队)

二、褶皱形态的研究

对褶皱形态的研究，可通过阅读包括研究区在内的小比例尺地质图和航片、卫星照片等，初步了解总的构造轮廓，再通过野外地质制图对其进行比较详细的研究。

野外制图过程中，首先在褶皱发育区选择横穿区域构造走向的路线进行踏勘，并测制剖面，其目的是查明地层的层序、厚度、接触关系和全区构造基本特征，同时确定制图单位等；然后进行地质图的填绘，并从单个褶皱着手，从三度空间进行分析观察。

(一) 褶皱在地表上的形态特征

通过野外制图过程中收集的褶皱资料，以及测制的地质图，便可对褶皱在地表（平

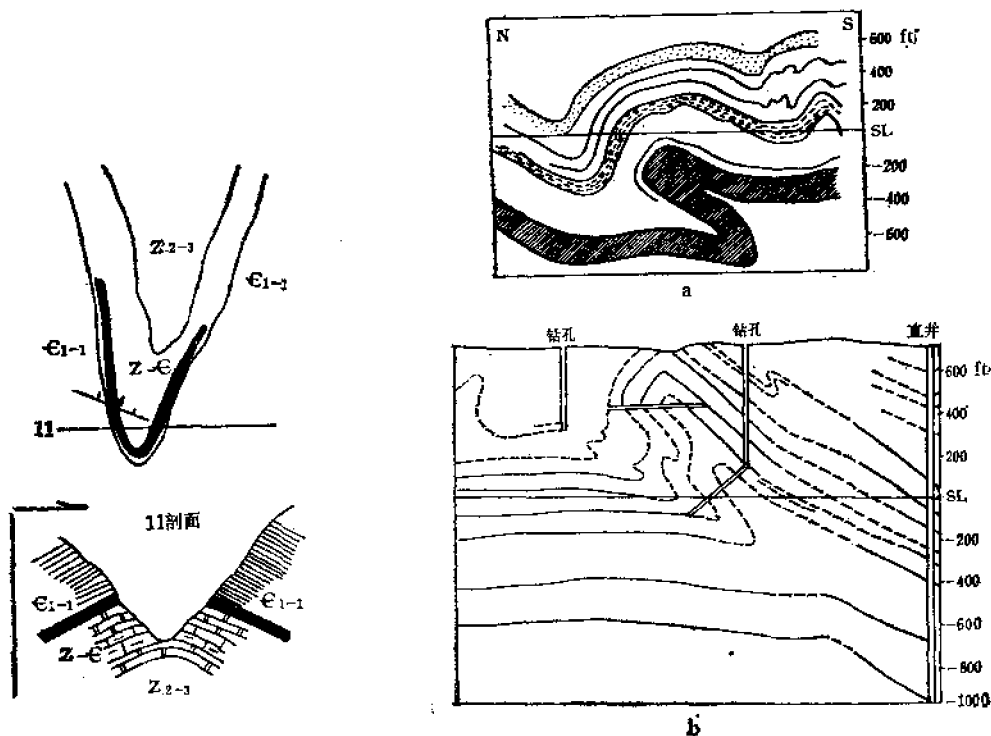


图 IV—2—29 四川某地铅锌矿床示意图
(据四川地质局×地质队)

图 IV—2—30 美国宾夕法尼亚州煤盆地褶皱横剖面图
(据 N. H. Darton) (说明见正文)

面)上的形态进行研究和综合分析。制图时应特别注意收集褶皱各部分的实际资料,如新老地层的分布关系、两翼地层产状及其变化等;同时要考虑地形切割对岩层露头形态的影响。

(二) 褶皱在横剖面上的形态特征

横剖面上褶皱形态随深度而有所变化,这是由于应力性质、岩石的力学性质、厚度及形成环境的差异所致。因此要根据地表的褶皱形态,对深部形态作出推断。一般平行褶皱往深部岩层逐渐变缓;而相似褶皱其形态随深度变化较小。

许多褶皱的地表形态与深部形态是不相同的,弄清褶皱的纵深变化对矿产勘探有重要意义。如图IV—2—30表示了美国宾夕法尼亚州北部无烟煤盆地的两个褶皱形态,在图IV—2—30 a中,上部岩层成正常开阔的背斜和向斜,但到一定深度,则变成倒转尖棱的背斜和向斜。根据钻探资料大约在100ft以下变为倒转背斜,而在负100ft以下,褶皱就消失了(图IV—2—30 b)。又如四川某背斜,在地表是一个不对称的背斜,向下逐渐变缓,经地震细测证明,在地下2000m以下,背斜已变得极其平缓,甚至近于消失了。

由上可知,横剖面上褶皱形态随深度的变化是复杂的、常见的。因此,研究褶皱时,应在不同高度布置路线和测制剖面,并利用钻孔、坑道、物探等资料进行综合分析,从而了解褶皱的深部形态。

背斜顶部特征的研究对勘探石油和天然气等矿产有着特殊意义。背斜顶部随深度迁移的原因很多,但有规律和较常见的有以下几种原因:

1. 由于褶皱轴面的倾斜,顶部随深度向轴面倾斜方向而迁移(图IV—2—31 a)。
2. 由于区域性岩层厚度变化,顶部随深度向岩层变薄方向迁移(图IV—2—31 b)。
3. 由于组成褶皱的岩层的岩性不同、变形应力强度不同,各岩层褶皱形态不一致,从而会引起顶部的迁移(图IV—2—31 c)。



图 IV—2—31 褶皱顶部的迁移

(说明见正文)

(引自成都地质学院《构造地质学及地质制图学》,1973)

4. 由于断层的破坏,也会引起顶部的迁移(图IV—2—31 d)。

(三) 褶皱在纵剖面上的形态特征

褶皱在纵剖面上的形态与枢纽的产状密切相关。对枢纽产状的确定可以了解褶皱在纵剖面上的起伏变化情况。当褶皱倾伏端露头清楚时,可直接用罗盘测量倾伏端岩层的倾向和倾角,即为枢纽的倾伏方向和倾伏角。当无法直接测量时,则可利用填绘的地质图,从图上取两翼岩层的产状,以作图方法求得。

在不同地段褶皱枢纽的产状是不同的,因而在延伸方向的不同地段应分别测量或计算其倾伏方向和倾伏角。

(四) 褶皱形态完整程度的观测

褶皱形成过程中,在统一应力作用下,往往伴随着一些断裂构造的产生,从而破坏了褶皱的完整性。不同力学方式形成的褶皱,与各种断裂构造有不同的组合规律,因此应详细地观测褶皱各部分的伴生节理、劈理、断层等构造,测量其产状,观察其形态,注意其分布及彼此的关系。

三、褶皱形成时代的确定

上面我们对一次构造运动作用下形成的褶皱构造进行了一些分析。事实上，在地壳发展漫长的历史中，地质构造经受着不同次数构造运动的作用，它们彼此间相互作用、干扰、制约。因此必须从历史发展的观点去分析研究褶皱构造的形成和发展，即研究褶皱的形成时代。

褶皱构造的形成是长期的，但它最后完成的时期总是与某一构造运动相联系。因此，褶皱形成时代主要根据区域性角度不整合的时代来确定。不整合面以下的一套地层的褶皱时代通常看成与角度不整合形成的时代一致，即不整合面下伏地层的最新地层形成之后，上覆地层的最老地层形成之前。图 IV—2—32，为云南禄德地区地质剖面图，图中可见到震旦系与前震旦系、上白垩统与三叠系之间均为角度不整合接触，说明该区有过两次以上的褶皱形成时期。前震旦系的一套地层，其褶皱形成的时代是在前震旦纪之后震旦纪之前；震旦系至三叠系这一套地层，其褶皱形成的时代是在三叠纪末期之后晚白垩世之前。必须指出的是，前期形成的褶皱在后期形成褶皱的时期还会进一步被褶皱，使其褶皱形态更加复杂。

在叙述褶皱形成时代时，通常运用两种术语：一是根据组成褶皱的地层时代来命名，如早古生代褶皱、晚古生代褶皱、中生代褶皱等；另一种是把褶皱的形成时代与形成褶皱的构造运动结合起来，如加里东期褶皱（早古生代发生的构造运动称加里东运动，组成褶皱的地层为下古生界）、海西期褶皱（晚古生代发生的构造运动称海西运动，组成褶皱的地层为上古生界）以及印支期褶皱、燕山期褶皱等（详见第五篇）。

同一时期形成的褶皱构造系统，它们的排列组合往往有一定的规律，可以用统一的构造

应力场来解释。不同时期形成的构造由于外力作用方式、方向不同，先后两套构造常有相互干扰和新构造切割老构造的现象。

不同时期形成的构造，组成不同的构造层。所谓构造层，是在一定的地区内，经历了相同的构造运动、具有相同的构造发育历史和相同构造特征

的一套地层。两个构造层之间常有区域性角度不整合存在。如图 IV—2—33，至少可以划分成三个构造层。

综上所述，我们在一个地区对褶皱构造进行研究时，不仅需要从三度空间详细观察其形态特征，而且需分析它们的岩性、厚度、形成环境及应力场特征和褶皱形成时期，必要时还需在室内作模拟实验。只有这样，才能对褶皱构造的空间分布规律和时间发展方面得出完整的概念。

思考题

1. 褶皱由哪几个主要部分组成？
2. 褶皱的形态有哪些类型？分类依据是什么？
3. 褶皱在平面上和剖面上有哪些组合形态？
4. 何谓构造层？它在分析地质构造时有何意义？
5. 如何判定褶皱的形成时代？

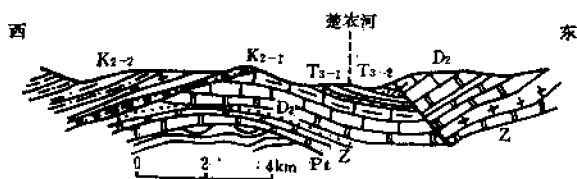


图 IV—2—32 云南禄德地区地质剖面图
(据云南省地质局区测队)

第三章 断裂构造

断裂构造是岩层或岩体受地应力作用发生破裂变形而形成的构造。它在地壳中分布广泛。根据破裂面两侧岩块是否具有相对位移可分为节理和断层两大类型。

第一节 节理

两侧岩块沿破裂面无明显位移的断裂构造称为节理。节理有次生节理和原生节理。次生节理是在岩石形成以后产生的，它可以在内力地质作用下生成，如构造节理；也可以在外力地质作用下生成，如冰川、滑坡和风化作用等作用下形成的节理，这种节理称非构造节理。原生节理是在岩石形成过程中形成的，如岩浆冷凝过程中形成的节理。

节理面常是较平直的，但也有弯曲的。节理的产状也用走向、倾向和倾角表示，在构造地质中，一般只介绍构造节理。

一、节理的分类

节理的分类主要依据节理与所在岩层或与其它构造的关系及形成节理的应力性质划分。

（一）几何分类

1. 根据节理与所在岩层产状之间的关系将节理分为：

走向节理 节理走向与岩层走向平行；

倾向节理 节理走向与岩层走向垂直；

斜向节理 节理走向与岩层走向斜交；

顺层节理 节理面大致平行于岩层层面。

2. 根据节理走向与所在褶皱枢纽间的关系，可以将节理划分为：

纵节理 节理走向与褶皱枢纽平行；

横节理 节理走向与褶皱枢纽垂直；

斜节理 节理走向与褶皱枢纽斜交。

在枢纽没有倾伏的褶皱中，上述两类节理常是吻合的，即走向节理与纵节理吻合，倾向节理与横节理吻合，斜向节理与斜节理吻合（图IV—3—1，IV—3—2）。

（二）成因分类

节理按其形成时的力学性质可分为张节理和剪节理。

1. 张节理 张节理是由拉张应力产生的断裂构造，它有如下特点：

（1）裂面粗糙不平，发育于砾岩或粗砂岩中的张节理，常不切穿砾石或粗砂粒（图IV—3—3）。

（2）节理面产状不稳定，常追踪两组剪节理呈锯齿状延伸（图IV—3—4）。

（3）张节理沿走向延伸不远即消失，它发育在一定构造部位，常成群分布，而且常被岩脉或矿脉充填。

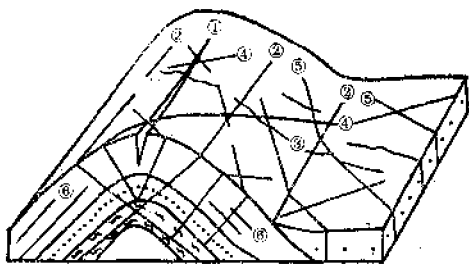


图 IV—3—1 节理形态分类示意图
(据徐开礼、朱志澄主编《构造地质学》，1989)
①、②—走向节理或纵节理；③—倾向节理或横节理；④、⑤—斜向节理或斜节理；⑥—顺层节理

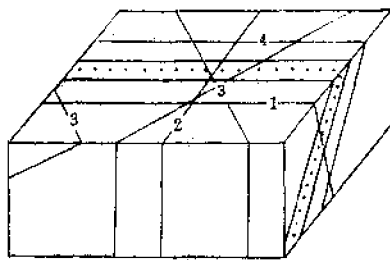


图 IV—3—2 节理分类图
(据徐开礼、朱志澄主编《构造地质学》，1984)
1—走向节理；2—倾向节理；3、4—斜向节理

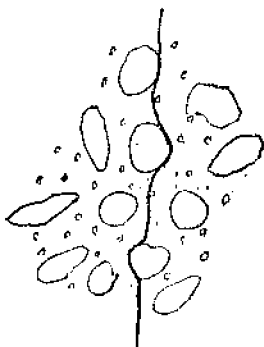


图 IV—3—3 砂砾岩中的张节理

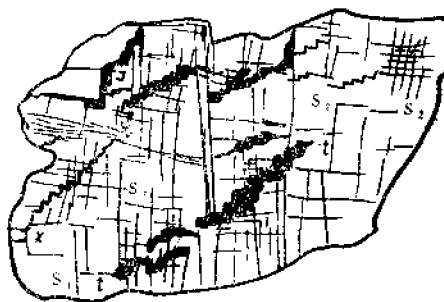


图 IV—3—4 追踪两组剪节理形成的张性节理
(据长春地质学院《构造形迹》，1978)
 S_1S_1 、 S_2S_2 —两组剪节理；tt—追踪张节理

(4) 张节理的两端常出现树枝状分叉和相互聚合现象。

2. 剪节理 剪节理是由剪切应力产生的，它有如下特点：

(1) 节理面平直、光滑，发育于砾岩中的剪节理常穿切砾石(图IV—3—5)。

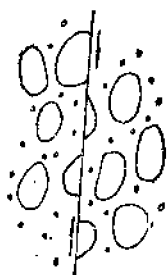


图 IV—3—5 砂砾岩中的剪节理

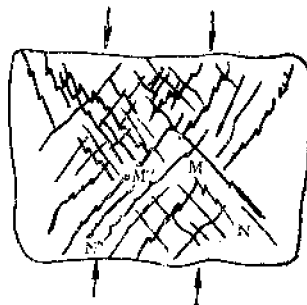


图 IV—3—6 “X”型共轭剪节理
(据马宗晋、邓起东，1985)
 MN 和 $M'N'$ 为一对“X”型剪节理，它们都由羽列状小剪切面组成

(2) 剪节理产状稳定，节理较紧闭，裂隙宽度均匀一致，而且沿走向或倾斜方向均延伸较远。

(3) 同时形成的两组剪节理常交叉呈“X”型，称共轭节理。两组剪节理可把岩石

切成菱形岩块（图IV—3—6）。

（4）剪节理常沿走向呈首尾相叠接重复出现，沿走向叠接出现另一节理的方向，为剪应力方向。

二、节理与褶皱构造的关系

当水平挤压力作用于水平岩层时，首先发育与压应力呈斜交的两组剪节理和与压应力平行并与将要出现的褶皱轴垂直的张节理（图IV—3—7a）。这三组节理一般垂直层面或近于垂直层面。

如果水平压应力继续作用，当岩层发生变形时，应力场会发生变化因而可以出现在横剖面上相交的两组共轭的剪节理（图IV—3—7b），其走向与褶皱轴平行。如果应力继续作

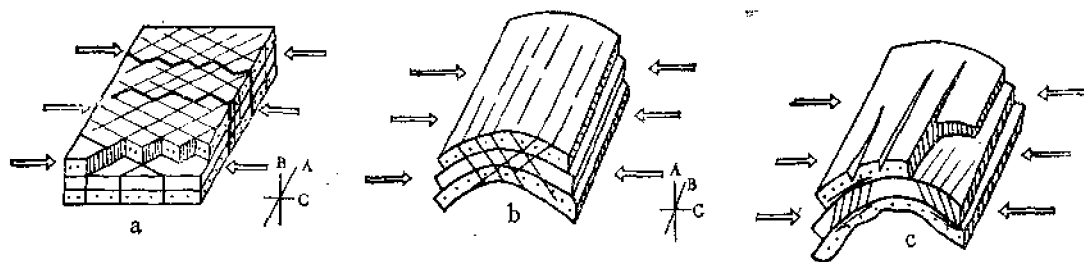


图 IV—3—7 节理与褶皱关系示意图

（据高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

a—褶皱前两组剪节理及横张节理；b—褶皱后剖面上出现的两组剪节理；c—褶皱后在背斜顶部出现的纵张节理及层间剪节理

用，则在褶皱的外侧部位出现与层面垂直的扇形张节理，它的走向与褶皱轴平行（图IV—3—7c）。随着岩层的不断弯曲，这种张节理可以延伸到岩层的另一面，而且形成从层面向层内尖灭的楔形。

三、节理的组合和分期

（一）节理组合

自然界的岩层或岩体在地应力的作用下，可以形成不同方向、不同力学性质的一套节理群，它们在空间分布上有一定的组合规律。如在南北挤压应力作用下，岩石内可出现南北向的张节理和北东、北西向的两组共轭剪节理（图IV—3—8）。当野外出现这一节理组合，并具有区域性特点时，即可直接判别形成这一节理群的区域性主压应力作用的方式和方向。

（二）节理分期

一定区域内的节理，有同构造期形成的，也有不同构造期形成的，在野外工作中进行节理分期是一项重要的工作。划分不同期节理组合可有以下方法：

1. 角度不整合面上、下的岩层具有不同的节理组合。那些只在不整合面之下岩层内

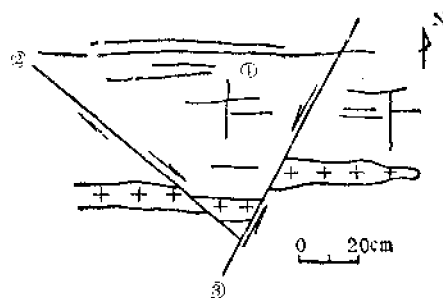


图 IV—3—8 不同力学性质节理组合平面素描图

①—张节理；②、③—剪节理

出现的节理组合（它不进入不整合面之上终止于该面）是先期形成的，不整合面之上岩层内的节理组合或切穿不整合面的节理组合是后期形成的。

2. 后期形成的节理组合切割先期的节理组合，如图IV—3—9，先期的剪节理 S_1^1 、 S_1^2 被后期的剪节理 S_2^1 、 S_2^2 所切割。

3. 一组节理被限制在另一组节理之间或一侧，使被限制者不能穿切通过，则限制者为先期形成的，而被限制者为后期形成的（图IV—3—10）。

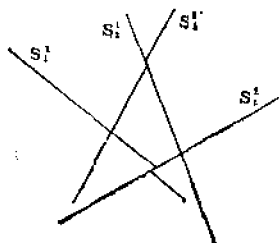


图 IV—3—9 不同期节理的切割关系



图 IV—3—10 早期节理对晚期节理的限制

第二节 断 层

断层是沿断裂面两侧的岩块产生明显位移的断裂构造。在地壳浅部断层一般属于脆性断裂。有一部分断层没有明显的破裂面，但通过一定的窄长地带，岩层可见有明显的相对位移，此类断层称为韧性断层，它是在地壳中深部岩石产生韧性变形的结果，故又称韧性剪切带。

断层在地壳中分布极为广泛，其规模有大有小，切穿的深度有深有浅。断层可以是一次构造运动的结果，也可以受到多次构造运动的影响，形成多期活动的断层，有些断层至今仍有活动。

一些具有区域性的大断裂不仅控制着区域地质构造的发生、发展，而且常常控制着区域性的变质作用、岩浆活动和成矿作用。

一、断层的几何要素

断层的几何要素包括断层的基本组成部分以及与阐明断层空间位置和运动性质有关的形态要素。

（一）断层面和断层带

相邻两部分岩块沿其滑动的破裂面称为断层面（图IV—3—11 F）。断层面可以是平面，也可以是曲面。

断层面产状和岩层层面一样，也用走向、倾向和倾角表示它的空间位置。断层面产状有时可以直接测定。

在进行较大比例尺的地质调查时，也可用“V”字形法则等进行间接测定。

地壳上有许多断层并没有一个单一的断层面，而是具有一定宽度的破裂带，这些破裂带称为断层带。断层带可由一些近于平行的断层面组合而成。断层带的宽度可由几米至数百米，大型断层带的宽度甚至可达数公里。

(二) 断盘

被断层面分开并发生位移的两侧岩块，称为断盘。如果断层面是倾斜的，位于断层面之上的岩块称为上盘（图IV—3—11 HW）；位于断层面之下的断盘称为下盘（图IV—3—11 FW）。若断层面是直立的，则可按相对于断层走向的方位来命名，如东盘、西盘等。断层两盘的位移是相对的，沿断层面相对上升的一盘称为上升盘；沿断层面相对下降的一盘称为下降盘。

(三) 断层线

断层线系指断层面（或带）与地面的交线，也就是断层在地面的出露线（图IV—3—11 FL）。它可以是一条直线，也可以是曲线或波状线。

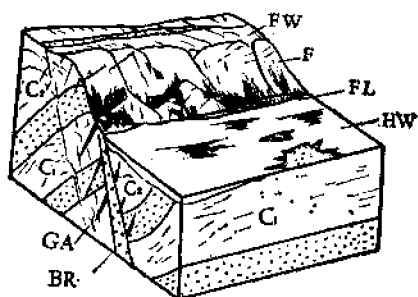


图 IV—3—11 断层

F—断层面；FL—断层线；FW—断层下盘；HW—断层上盘；GA—羽状节理；BR—断层角砾；C₁、C₂—石炭系

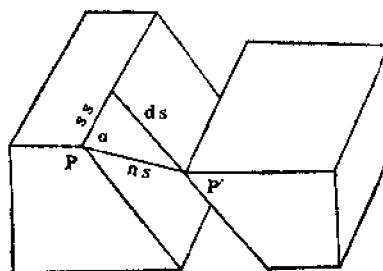


图 IV—3—12 滑距

ns—总滑距；ss—走向滑距；ds—倾斜滑距

(四) 位移

断层位移是断层面两盘相对移动的泛称。在找矿勘探以及采矿工作中，为找寻被断失的矿体，需要查明断层两盘相对移动的方向和移动的距离，测算断层相对位移的方法有相当点和相当层两种。

1. 滑距 滑距是以相当点进行测算的。所谓相当点是指断层两盘错动前的一个点(P)，错动后分成两个对应点P和P'，它们之间的实际距离即总滑距（图IV—3—12）。总滑距在平行于断层面走向线上的分量，称为走向滑距；总滑距在平行于断层面倾斜线上的分量，称为倾斜滑距。

2. 地层断距 地层断距是以相当层进行测算的。在垂直地层走向或垂直断层走向的剖面上，被错断的地层分别出现在两盘上，可以假想，它们是两个连续的层（即相当层），可穿过断层面，两个相当层之间的垂直距离，即地层断距。

(1) 在垂直地层走向的剖面上（图IV—3—13 a）可见有：

地层断距(ho) 在剖面上被断两相当层之间的垂直距离；

水平断距(hf) 断层两侧相当层之间的水平距离；

铅直地层断距(hg) 断层两侧相当层之间的铅直距离。

(2) 在垂直断层走向的剖面上（图IV—3—14 b）因为剖面垂直断层面走向，不一定与地层走向垂直，因此沿剖面的h'o'为视地层断距；h'g'=hg为铅直地层断距；h'f'为视水平断距。

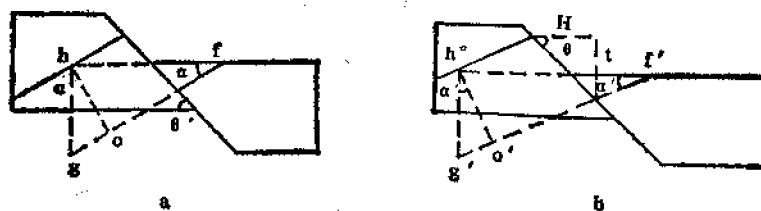


图 IV—3—13 断距

a—垂直于被断地层走向的剖面；b—垂直于断层走向的剖面

二、断层分类

断层分类是一个涉及因素较多的问题，目前尚无统一的分类方案。本节只介绍几种常见的断层分类方法。

(一) 几何分类

1. 根据断层走向与两盘岩层产状的关系可将断层分为（图IV—3—14）：

- (1) 走向断层 断层走向和岩层走向基本平行；
- (2) 倾向断层 断层走向与岩层走向大致垂直；
- (3) 斜交断层 断层走向与岩层走向斜交；
- (4) 顺层断层 断层与岩层层面大致平行。

2. 根据断层走向与褶皱轴向之间的关系可将断层划分为（图IV—3—15）：

- (1) 纵断层 断层走向基本上平行褶皱轴向；
- (2) 横断层 断层走向基本上垂直褶皱轴向；
- (3) 斜断层 断层走向与褶皱轴向斜交。

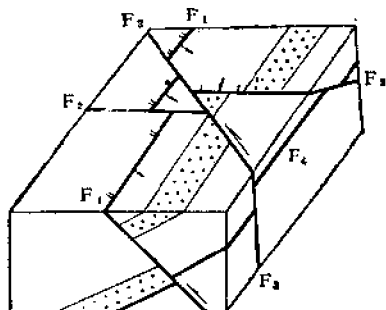


图 IV—3—14 断层走向与岩层产状关系
F₁—走向断层；F₂—倾向断层；F₃—斜交断层；
F₄—顺层断层

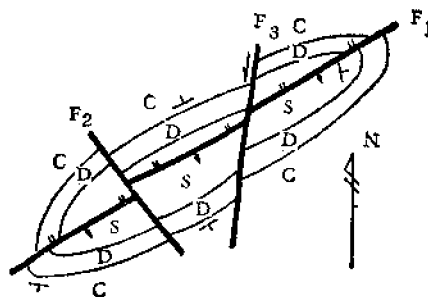


图 IV—3—15 断层走向与褶皱轴向关系
F₁—纵断层；F₂—横断层；F₃—斜断层；S—志留系；
D—泥盆系；C—石炭系

3. 根据断层两盘相对位移的关系可将断层划分为（图IV—3—16）：

- (1) 正断层 上盘相对下降的断层（图IV—3—16 a）；
- (2) 逆断层 上盘相对上升的断层（图IV—3—16 b），习惯上将断层面倾角小于45°的逆断层称为逆掩断层；

(3) 平移断层 断层两盘沿断层走向相对移动的断层（图IV—3—16 c）。

由于断层两盘相对移动有时并非单一的沿断层面作上、下或水平移动，而是沿断层面

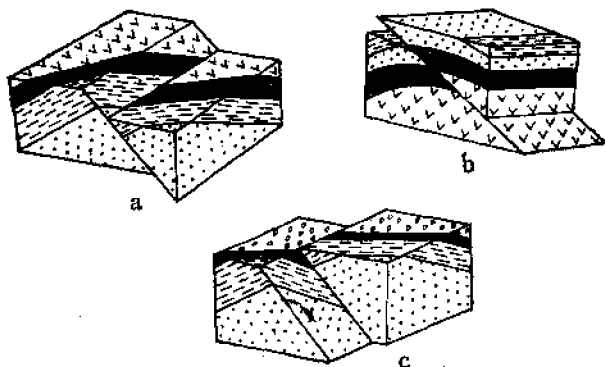


图 IV—3—16 断层两盘相对位移的关系
(据高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
a—正断层; b—逆断层; c—平移断层

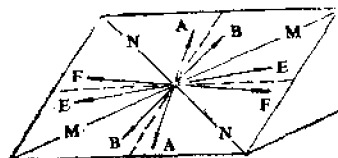


图 IV—3—17 根据断层两盘滑动线的侧伏角的断层命名
(图中矢量表示上盘的滑动方向, 中心点为O)

作斜向移动, 为了比较确切地反映断层移动的性质, 常将正、逆断层和平移断层结合起来命名 (图 IV—3—17)。凡断层的滑动线或擦痕线在断层面上的侧伏角在 80° 以上的断层, 为正 (或逆) 断层, 如图 IV—3—17 中 OA 至 OB 范围内的断层; 凡侧伏角在 10° 以下的断层属于平移断层, 如图 IV—3—17 中的 OE 至 OF 范围内的断层; 凡侧伏角在 45° — 80° 之间的断层可称为平移-正 (或逆) 断层, 如图 IV—3—17 中的 OB 至 OM 或 OA 至 ON 范围内的断层; 凡侧伏角在 10° — 45° 之间的断层可称正 (或逆) 平移断层, 如图 IV—3—17 中的 OE 至 OM 或 OF 至 ON 范围内的断层。

(二) 断层的组合类型

自然界中的断层往往成群出现, 而且具有一定的组合型式, 如地堑、地垒, 以及阶梯状断层、环状和放射状断层、叠瓦状断层等。

1. 地堑、地垒 地堑一般由两条或两条以上走向大致平行、倾向相向的正断层组成, 其中间岩块为共同的下降盘 (图 IV—3—18 a)。地垒一般由两条或两条以上走向大致

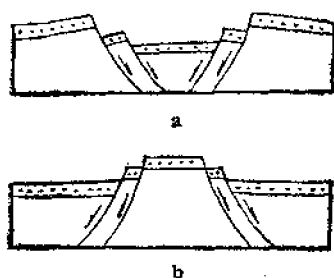


图 IV—3—18 地堑和地垒
a—地堑; b—地垒

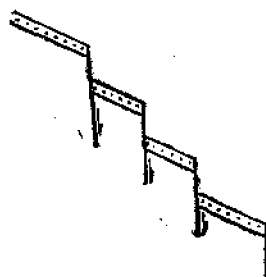


图 IV—3—19 阶梯状断层

平行、倾向相背的正断层组成, 其中间岩块为共同的上升盘 (图 IV—3—18 b)。

2. 阶梯状断层 由数条走向和倾向基本一致的正断层组成, 其上盘依次下降, 形成阶梯状 (图 IV—3—19)。

3. 环状和放射状断层 由数条弧形正断层围绕一个中心呈同心圆状分布的断层组，为环状断层（图 IV—3—20 a）。由数条正断层自一个中心呈辐射状分布，则形成放射状断层（图 IV—3—20 b）。

环状和放射状断层常因地块隆起或岩浆作用等影响，使表层受到拉伸而形成的。

4. 叠瓦状断层 一系列产状相近的逆断层，其上盘依次逆冲，即组成叠瓦状断层（图 IV—3—21）。

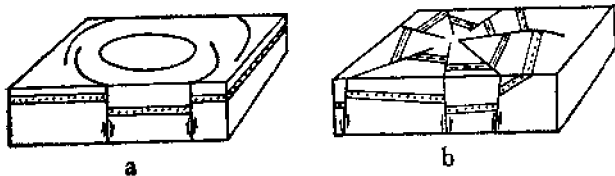


图 IV—3—20 环状断层(a)与放射状断层(b)



图 IV—3—21 叠瓦断层

三、断层的判别

断层的判别包括：断层的野外识别标志、确定断层面的产状及断层两盘相对运动的方式和方向；分析断层的形成条件及力学成因；阐明断层的形成时期及演化历史。

（一）断层的识别标志

由于断层两盘发生和发展，在断层附近会产生一系列构造现象，这些构造现象是我们确定断层存在的标志。

1. 断层面（带）上的构造特征 断层面是确定断层存在的直接标志。断层面上往往有擦痕和阶步等构造现象。

（1）擦痕 擦痕是断层两盘相对错动时在断层面上留下的痕迹，表现为一组比较均匀的平行细纹，有时细纹一端粗而深，一端细而浅。据此可判断断层的存在及断盘相对运动的方向。其细而浅端的方向指示对盘的相对运动方向（图 IV—3—22）。

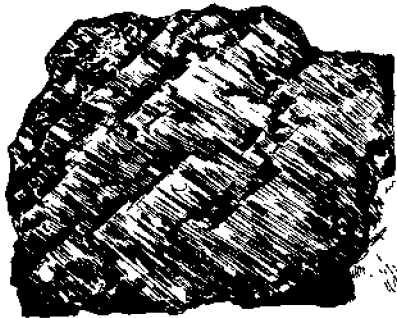


图 IV—3—22 擦痕和阶步

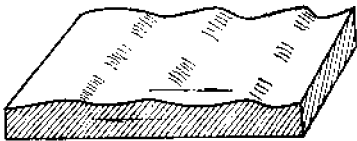


图 IV—3—23 阶步
(箭头表示两盘移动方向)

（2）阶步 在断层面上与擦痕正交的微细陡坎，称为阶步。陡坎大致平行排列，一侧较缓，一侧较陡，在缓的面上发育有擦痕和镜面，陡坎倾斜方向为对盘运动的方向（图 IV—3—23）。但应注意与对盘剥落时出现的反阶步相区别。

2. 构造岩 断层带内，由于断层作用岩石发生破碎、重结晶，以致产生新生矿物，

原来的岩石组构和矿物成分会发生一定改变，这种经历动力变质作用产生的岩石，称为断裂构造岩（动力变质岩）。

（1）断层角砾岩 断层角砾岩由被断岩石的成分组成。其角砾有的为棱角明显，但也有的因受挤压滚磨而呈椭圆状或透镜状。胶结物为较细的岩石碎屑、胶体或溶液结晶物质（图IV—3—24）。

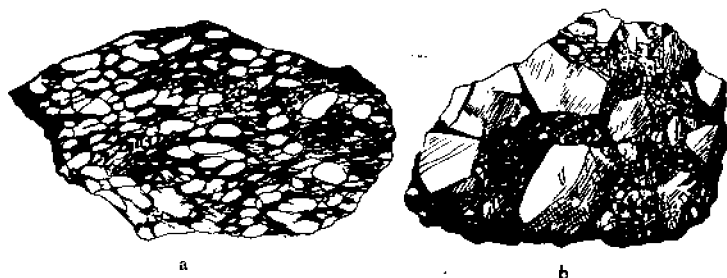


图 IV—3—24 断层角砾岩
a—挤压角砾岩；b—张裂角砾岩

（2）碎裂岩 断层带内研磨得更细的构造岩称为碎裂岩。它与断层角砾岩的区别在于破碎程度较高，碎块细小如砂，称碎粒岩、碎粉岩。碎粒岩中如残留较大的矿物颗粒，则称碎斑岩。若岩石主要由小于 0.02 mm 之碎粉组成，则称断层泥。

（3）糜棱岩 糜棱岩是塑性流变和动力重结晶集中作用而形成的，它以很大的有限应变为特征，是细粒、条带状、粘结的岩石。镜下观察，可见显微细晶的基质和少量残斑。其中长英质矿物具有波状消光，并因压扁拉长，而形成特有的“拔丝”构造、叶理构造，具糜棱结构（图IV—3—25）。如果糜棱岩中的基质含量超过 90%，称为超糜棱岩。

3. 构造线不连续 各种面状或线状构造，如地层、矿层、岩脉、变质岩的相带、不整合面、岩体和围岩的接触界线和褶皱枢纽等在平面上和剖面上突然中断或错开，造成构造线的不连续现象，是断层存在的重要标志（图IV—3—26、图IV—3—27）。

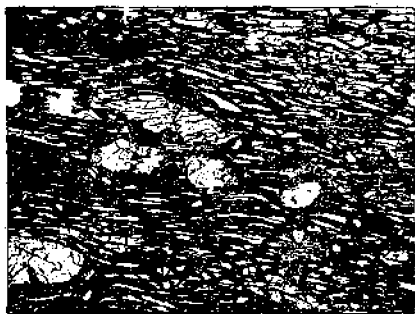


图 IV—3—25 糜棱岩

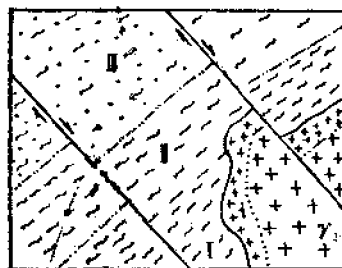


图 IV—3—26 根据变质带的错动可
确定断层的存在

4. 地层的重复与缺失 在层状岩层地区，沿着岩层的倾向地层出现不对称重复现象或突然缺失某些层位的地层可以说明有断层存在。

断层引起的地层的重复或缺失，一般由走向正断层或走向逆断层所造成。图IV—3—

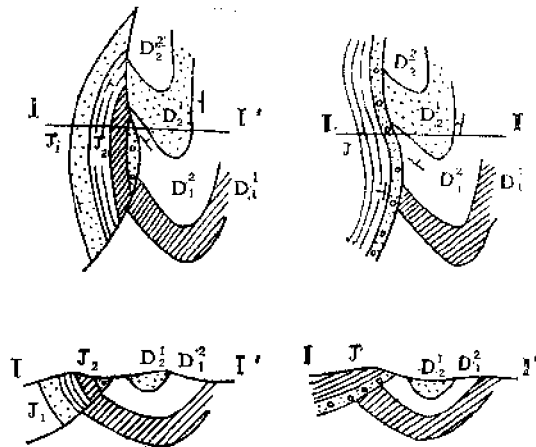


图 IV—3—27 断层接触和角度不整合

左图—断层接触，断层面上盘岩层界线和断层线相交；右图—角度不整合，不整合面上的岩层界线和角度不整合线平行

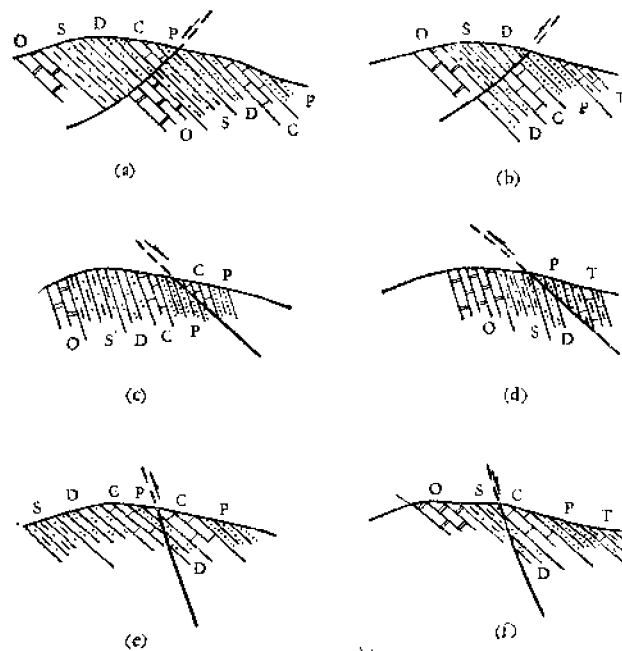


图 IV—3—28 走向正（逆）断层造成的地层重复与缺失的六种剖面

a、c、f—正断层；O、S、D、C、P—地层代号；b、d、e—逆断层

28 表示由于断层倾斜与地层倾斜的不同关系，而出现地层的重复或缺失的六种情况。

5. 断层的派生构造 由于断层的发生和发展，必然在断层的旁侧产生局部应力场，在局部应力场的应力作用下，岩石必然产生褶皱、张节理和剪节理等一系列派生构造。派生构造与断层有固定的几何关系（图IV—3—29）。

（1）拖曳构造和牵引褶皱 拖曳构造是断层旁侧常见的一种构造现象。它是在断层的发生和发展过程中近断层岩层形成的弧形弯曲现象。弧形弯曲的突向指示本盘的相

对运动方向（图 IV—3—30 a）。如果由于这种局部应力场而形成一系列褶皱，称牵引褶皱。牵引褶皱轴面与主断层所夹锐角的指向一般指示对盘的运动方向（图 IV—3—30 b）。

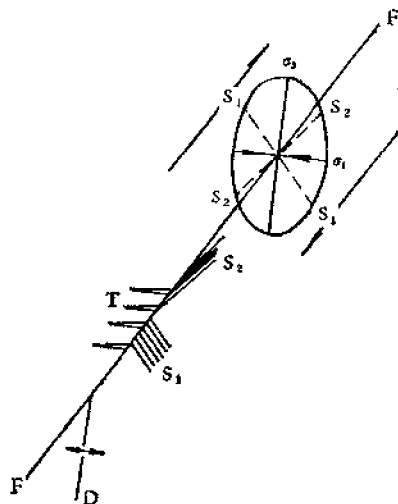


图 IV—3—29 断层旁侧的派生构造
FF—断层； S_1S_1 —与断层交角较大的剪节理； S_2S_2 —与断层交角较小的剪节理；T—张节理；D—褶皱轴面； σ_1 —主压应力轴； σ_3 —主张应力轴

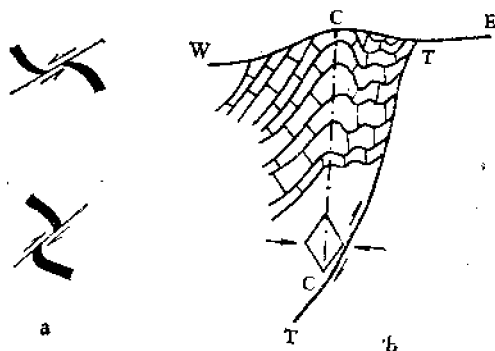


图 IV—3—30 拖曳构造和牵引褶皱
a—拖曳构造；b—牵引褶皱

（2）张节理 在断层的一盘或两盘经常出现羽状张节理，它们与主断层所夹锐角指示节理本盘的运动方向。

（3）剪节理 在断层的一盘或两盘经常出现羽状的剪节理，有时可出现两组：一组与主干断层夹角在 15° 左右，它与主干断层所夹的锐角指示本盘的运动方向；另一组与主干断层的夹角大于 45° ，它与主干断层所夹的锐角指向应视情况而定，有时指向对盘的运动方向，有时指向本盘运动方向。

6. 其它标志 这里指的是地貌、水文、物探等方面的间接标志。

（1）断层崖和断层三角面 较大断层常常由于断层面直接出露或受断层影响而形成陡崖，称断层崖。断层崖形成之后，有些断层近于垂直小山脊或水系，因而可切割小山脊形成沿断层走向分布的一系列三角形的陡崖，即断层三角面（图 IV—3—31）。据此可以判断层的存在。



图 IV—3—31 断层三角面

（2）山脊错断和水系改向 山脊错开往往与断层两盘的相对位移有关。断层的存在常常控制和影响水系的发育，水系突然拐弯或以折线改变方向常与断层有关。

（3）串珠状的湖泊洼地和呈带状分布的泉水 串珠状的湖泊洼地往往是较大断层存在的标志，因为断层发育会降低旁侧岩石强度，因而沿断裂带及其下降盘一侧常形成带状洼地和湖泊。断层的发育给地下水的流动创造了条件，由于断层两盘岩石透水性不一致，因而常使泉水沿断层流溢，而形成泉，因而泉呈带状分布，也是判别断层存在的一种

标志。

(4) 岩体的线状分布和狭长的矿化带及动力变质带 大型断层经常是岩浆和矿液活动的通道及储存的场所。所以,呈线状展布的小岩体,以及岩墙和矿脉的存在,往往是判别断层的标志。

(5) 地球物理异常带 由于断层两盘物性上的差异(如密度、磁化率、电阻率、波速等),必然引起重力、磁力和电的异常。因此,可根据物探方法,确定隐伏在地下的断层(图IV—3—32)。

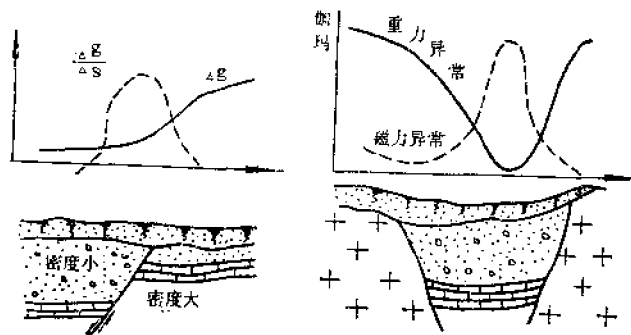


图 IV—3—32 断裂引起的重力异常和磁力异常图

(二) 测量断层产状及判别断层的错动方式

测量断层产状,判定断层错动方式是研究和确定断层性质的一项重要工作。

1. 测量断层面的产状 在野外断层面出露地区可直接用矿山罗盘进行测量,或者利用“V”字型法则判断断层面的产状。在大比例尺地形地质图上和钻探等勘探工作中可以利用走向线法或三点法求得断层面的产状。

2. 判定断层的错动方式

(1) 利用两盘地层新老判别 这是判别断层相对错动方式最经常采用的一种方法。在正常层序的水平或倾斜岩层中,一般老岩层一盘为上升盘,新岩层一盘为下降盘(图IV—3—33)。但当断层倾向与岩层倾向一致,断层倾角小于岩层倾角时,则会出现相反情况,即上升盘的时代相对较老,下降盘的时代相对较新。

(2) 利用褶皱同一岩层在两翼之间的间距判别 当断层横切或斜切两翼层序正常

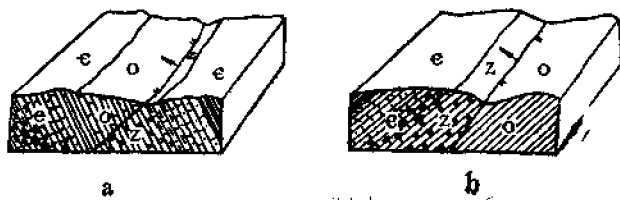


图 IV—3—33 相对较老岩层为上升盘

a—正断层; b—逆断层

的褶皱构造时,背斜两翼同一时代地层之间的距离变宽的一盘为上升盘,变窄的一盘为下降盘,而向斜构造则相反(图IV—3—34)。

被平移断层切过的褶皱构造,断层两侧的岩层和褶皱轴同步被断层错开,在断层两侧

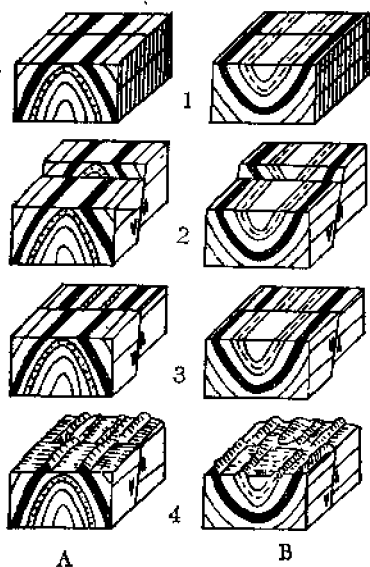


图 IV—3—34

a—背斜同一岩层两翼之间相距宽的一侧是上升盘，反之为下降盘；b—向斜同一岩层两翼之间相距宽的一侧是下降盘，反之为上升盘。由上至下示意表示其演化过程

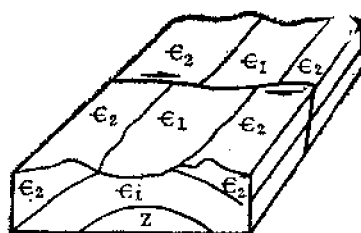


图 IV—3—35 横切褶皱的平移断层

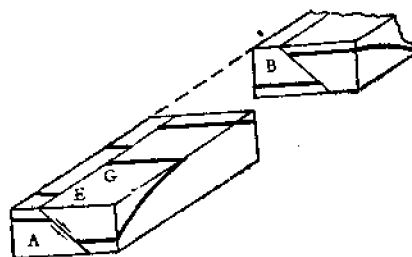


图 IV—3—36 断层块状图

同一时代地层出露的宽窄大致相同（图IV—3—35）。

（3）利用擦痕、阶步、牵引、等小构造现象进行判定（因前面已讲过，这里不再重复）。

（三）断层效应

断层效应是指断层作用引起岩层在某一方向上的视位移。同一断层从不同剖面上进行观察，其断层效应是不一致的。断层效应通过被断地层反应出来，它取决于断层产状、断层真位移、被错断地层产状，以及观测断层的剖面位置等四个因素。

在图IV—3—36中，背斜构造被平移断层错开，在平面上显示的是真位移。在A剖面和B剖面上则显示为正断层和逆断层的性质。因而，在野外工作中，应注意断层效应和断层性质的差异，才能正确认识断层。

（四）断层形成时期的确定

断层可以在一次构造运动中形成，以后也可以受到多次构造运动的影响。断层的形成时期可以用以下几种方法来确定。

1. 利用区域性不整合确定 区域性不整合，特别是角度不整合是区域性构造运动的表现。如果一条断层切割不整合面下的较老一套地层，而又不切穿不整合及其以上地层则断层的形成时期可确定为：

被切割的一套较老地层中最年轻地层形成以后和角度不整合面以上一套时代较新地层中的最老地层形成以前的一段时期（图IV—3—37）。如果这一段时距较长，则可结合区域

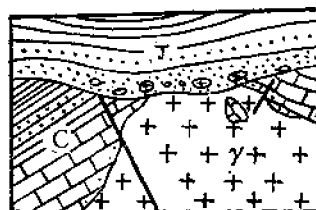


图 IV—3—37 断层发生在石炭系沉积之后，侏罗系沉积之前

构造运动发生的时期，综合考虑断层的形成时期。

2. 利用岩体、岩脉、矿脉与断层的关系 若断层切割岩体、岩脉和矿脉，则断层是在它们形成之后形成的；若岩体、岩脉或矿脉充填于断裂中，说明与它们是同时形成或是断层先形成。当断层与岩体、岩脉或矿脉的关系确定之后，再利用放射性同位素法测定岩体等的年龄，就能较准确地确定断层的形成时期。

3. 根据断层彼此间或与褶皱构造的关系 若一组断层被另一组断层错断，被错断者是先形成的；若两组断层互相切割，可认为它们是同期形成的。

如果根据对断层、褶皱成因上的联系和应力分析，认为它们是统一构造应力场作用的产物，即可根据褶皱的形成时期来确定断层的形成时期。

四、区域性大断裂

区域性大断裂的规模巨大，它往往是区域构造单元的边界，对区域构造的形成和发展起着重要的作用。本节介绍几种主要大断裂的概念及它们的主要特征。

(一) 推覆构造

推覆构造是指断层面倾角平缓（小于 25° ）并呈波状起伏、规模较大（大于 5 km）、作远距离推移的复杂逆掩断层。这种断层往往由数条断层组成，通常表现为较老岩层推覆在较新岩层之上。推覆构造的上盘岩块，由于后来的剥蚀，在中间可以局部露出下盘（原地部分）的岩块，这种被剥蚀而露出的原地岩块（经常为较新地层），称为构造窗或天窗（图 IV—4—38 之 F）。反之，如剥蚀强烈，外来岩块（经常为较老地层）孤立地残留在周围原地岩块之上，并为断层所圈闭，这种构造称飞来峰（图 IV—3—38 之 k）。

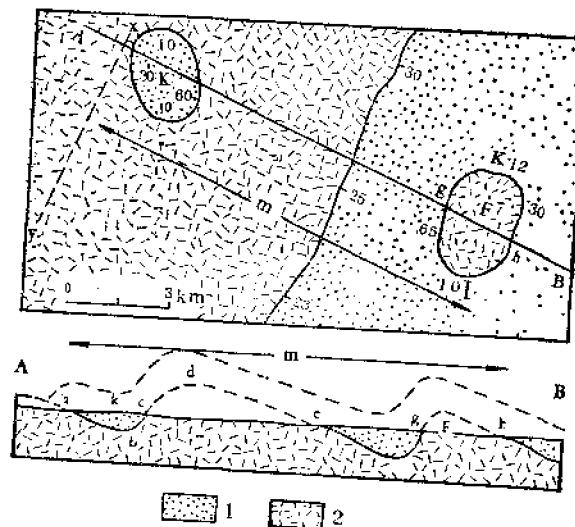


图 IV—3—38 推覆构造平面图（上）及剖面图（下）

（据 M. P. Billings）

1—外来岩块；2—原地岩块；k—飞来峰；F—构造窗；Xy—推覆构造西界；M—最小推覆距离

(二) 深断裂

深断裂是一种巨型断裂。这种断裂的深度很大，其切割深度可达硅镁层，甚至切穿地壳，达到上地幔。其长度可达数百至数千公里。在时间上，这种断层多具有长期发育和多

期活动的特点,对地壳构造格局和发展起着重要的作用。

深断裂有如下特点:

1. 深断裂往往由一系列相互平行的断层组成,形成一个具有一定规模的断裂带。
2. 深断裂两侧地层发育的情况不同,常常一侧长期下降接受沉积,而另一侧则处于长期上升剥蚀状态,或两侧均有沉积,但在沉积相和沉积厚度上具有明显的差异。
3. 深断裂两侧的构造变动往往明显不同,如延伸达 100 km 的安徽石台-葛公镇深断裂其南侧的加里东构造变动以紧闭的褶皱为主,而北侧则以宽缓的穹盆型构造为主。
4. 深断裂往往是岩浆活动带和矿化作用带。由于切割深度不同,岩浆活动类型也不相同,切割较浅的断裂常形成酸性和中酸性岩浆活动带;切割较深达到硅镁层的断裂,则可为基性、超基性岩浆活动带。
5. 可出现重力梯度带、物性界面深度突变带、线状正负相间的磁异常带、地热梯度突变带和温泉、热异常点的线状分布等地球物理标志。
6. 地貌上表现为线状负地形,如河谷,断续分布的湖泊、洼地,以及不同地貌单元的突然变化带等。

深断裂有各种不同的分类方案。划分的主要依据是断裂切割深度、断裂的区域地质背景、断裂类型及产状等。黄汲清按切割深度把深断裂划分为超岩石圈断裂、岩石圈断裂和壳断裂三大类。壳断裂又分为硅铝层断裂和硅镁层断裂。

(三) 滑脱构造

滑脱构造又称拆离构造。这种构造可以在相当大的范围内存在,有一个大型近水平的底部滑脱面。滑脱面上部的岩层受到挤压应力作用(重力作用或重力扩张作用)时,顺着滑脱面发生独立的变形,形成一系列平行排列的不对称褶皱和小型逆断层。这些较小的逆断层的倾角随着深度增大而变缓,形成凹面向上的犁形,向下延伸与底部滑脱面相连接。在滑脱面之下的岩块几乎没有变形。滑脱面往往分布于结晶基底和盖层之间。区域性的滑脱构造,往往在一定区域范围内形成与下伏构造强烈不协调的薄皮构造,如叠瓦式逆断层、褶皱构造和顺层推覆体等。

(四) 裂谷

按照板块构造的概念,裂谷是岩石圈板块间作相互背离水平运动的产物,它发育在地幔隆起部位,在地貌景观上表现为对称或不对称的深拗谷地。裂谷可以发育在大陆上,如东非裂谷;也可以发育在两大陆之间,如红海-亚丁湾裂谷(图 IV-3-39);在大洋底部也有裂谷存在,如大西洋中脊的裂谷。三类裂谷特征虽不尽相同,但皆属于地壳或岩石圈拉伸作用的产物。

五、生长断层(同沉积断层)

生长断层系指断层作用和沉积作用同时发生的一种断层,故又称同沉积断层。它多发育于造山带和山前盆地的接触部位。随着断层活动,盆地不断沉降接受沉积,这类断层的主要特点如下(图 IV-3-40)。

1. 一般为正断层,主要发育于大、中型盆地的边缘,盆地内部也会有次级生长断层发育。
2. 断层上盘(下降盘)地层厚度明显增大,两盘同一地层的厚度比(生长指数)反映断层活动的强度。

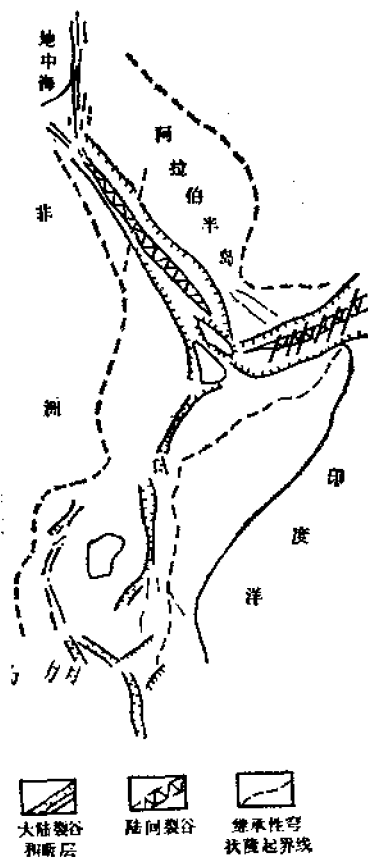


图 IV—3—39 东非红海裂谷带简图
(据 E. E. Миланова 简化)

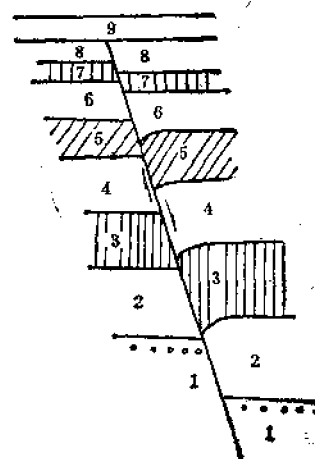


图 IV—3—40 生长断层

3. 生长断层的断距随深度的增大而增大，地层时代愈老、断距愈大。
4. 断层的上盘常可出现逆拖曳构造（为高塑性岩层时），或反向断层（为脆性岩层时）（图IV—3—41）。在油田地区，逆拖曳的背斜可以形成良好的储油构造。

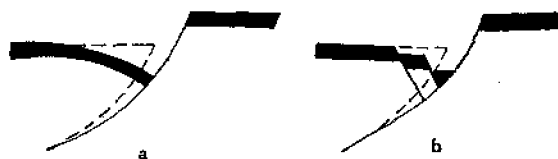


图 IV—3—41 逆拖曳构造 (a) 及反向断层 (b)
(据 W. K. Hamblin)

六、韧性剪切带

（一）韧性剪切带的概念 韧性剪切带是岩石在剪切应力作用下，发生强烈的韧性变形，岩石被扭曲，无明显的破裂面，但剪切带两侧岩石或地层具有明显的相对位移的一种构造现象。

（二）韧性剪切带特征

1. 分布于狭长的线性地带, 其应变强度自剪切带边缘向剪切带的中心递增 (图 IV—3—42)。

2. 带内普遍发育有叶理构造, 即剪切叶理和糜棱叶理, 两组叶理的夹角(θ)随着剪切应变的强度增大而减小。在剪切带的边缘, 两组叶理的夹角可为 45° ; 到剪切带的中心, 两组叶理趋于平行 (图 IV—3—42)。

3. 由剪切带的边缘到剪切带的中心可依次出现糜棱岩化岩石、糜棱岩和超糜棱岩, 其矿物粒度逐渐变细。

4. 剪切带内, 由于物质不均匀的塑性流动, 可出现“a”型褶皱和鞘褶皱, 矿物拉伸线理和褶皱的枢纽相一致。

5. 在形成糜棱岩过程中, 由于岩石普遍发生固态流变与重结晶作用, 原来矿物中的水分大量析出, 可使断层带中岩石发生退变质作用。

6. 韧性剪切带常见于深成侵入岩和变质岩内。

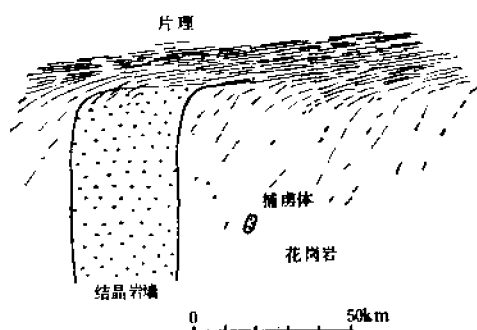


图 IV—3—42 韧性剪切带中细晶岩与捕虏体的拉长变形
(据 Ramsay and Graham, 1970)

思考题

1. 节理和断层有何异同?
2. 张节理与剪节理如何识别?
3. 何谓断层面、断层线和断层破碎带?
4. 何谓断距, 有何实际意义?
5. 正断层、逆断层、平移断层有什么不同特征?
6. 野外如何识别断层? 如何判断断层两盘的运动方式?
7. 为什么断层会造成地层的重复和缺失? 它们各在什么情况下发生?
8. 什么是断层效应? 它对研究断层有何意义?
9. 如何确定断层的形成时代?
10. 何谓推覆构造, 有何特点?
11. 何谓深断裂, 有何特点?
12. 什么是生长断层? 什么是滑脱断层?
13. 何谓裂谷, 它有几种类型?
14. 试述韧性剪切带的主要特征?

第四章 面理、线理和构造置换 的基本概念

第一节 面理和线理

从几何角度看,任何地质构造都可概括为面状和线状构造或以面状和线状构造为代表,如岩层面、断层面、节理面、褶皱轴面、劈理面、片理面、流面等,这些均属面状构造;褶皱枢纽、柱状矿物的定向排列(包括流线)和各种构造面的交线等,都属线状构造。一般把平行排列的面状构造和线状构造,分别称为面理和线理。它们主要发育于变质岩中。本节仅论述面理和线理中较常见的几种。

一、劈理

(一) 劈理的成因类型

劈理是岩石沿一定方向能劈开成平行或大致平行而密集的薄片或薄板的一种面状构造。它发育在强烈变形的岩石里,发育状况往往与岩石中所含片状矿物的数量及其定向程度有关。按成因可将劈理分为以下三种。

1. 流劈理 流劈理(又称板劈理)是指岩石中由片状、板状或扁圆状矿物以及它们的集合体平行排列,使岩石形成脆弱面而易于劈开成薄片(板)的构造。流劈理是在强烈挤压作用下,岩石发生塑性变形,使组成岩石的矿物发生拉长、压扁、转动或重结晶并在垂直主压应力方向平行排列的结果(图IV—4—1)。

2. 破劈理 破劈理是指岩石中密集而平行排列的一系列破裂面。破裂面方向与岩石中的矿物排列无关。其间隔一般为数毫米至数厘米。破劈理的力学性质与剪节理相同,均为剪切作用的产物,两者仅以其密集程度相区别。一般破劈理面间隔不大于数厘米,且主要发育在浅变质岩中。

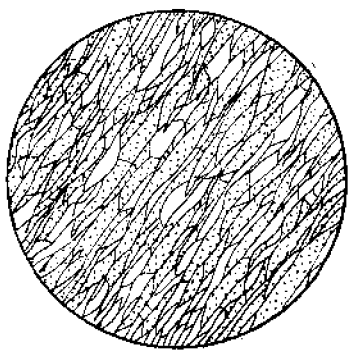


图 IV—4—1 流劈理

(据徐开礼、朱志登主编《构造地质学》,1984)

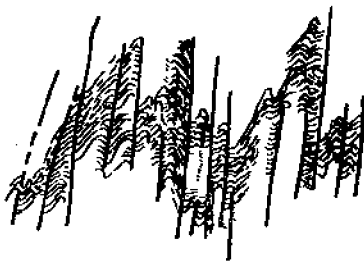


图 IV—4—2 滑劈理

(据张寿常)

3. 滑劈理 滑劈理是指切过早期形成的片理（或流劈理）的差异平行滑动的破裂面。滑动面附近矿物具有定向排列现象。这种定向排列可以是原有片状矿物被转动到与滑动面平行或近于平行的结果，也可以是沿滑动面重结晶产生的新生矿物定向排列而成。滑劈理在沿破裂面滑动时，常使早期面理发生弯曲，形成各种各样的微型揉皱（图 IV—4—2）。

（二）劈理与大构造的关系

劈理作为变形和变质作用而发育的小型构造之一，必然与大构造在成因和几何关系上有密切关系。因此，我们可通过对劈理的研究帮助认识大构造的形态等特征。

在强烈褶皱的岩层中，可形成产状平行或近于平行褶皱轴面的劈理，称轴面劈理。它是在形成褶皱的统一构造力作用下，在褶皱强烈发育阶段形成的。其形成一般不受岩性的影响。在性质上大多属流劈理，但也可以是破劈理和滑劈理。轴面劈理的产状与褶皱轴面的产状近似，故可根据它来确定其所在褶皱的轴面产状（图 IV—4—3）。

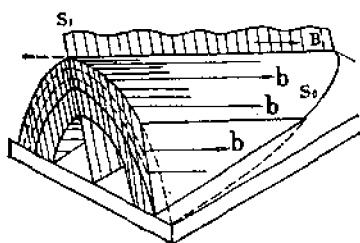


图 IV—4—3

S_1 —层面； S_2 —轴面劈理；b—劈理
与层理的交线；B—褶皱枢纽
（据徐开礼、朱志澄主编《构造地质学》，
1984）

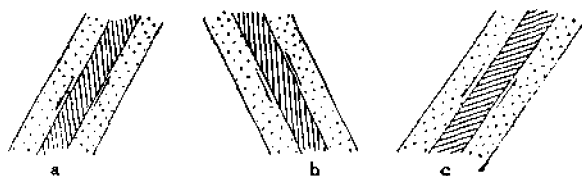


图 IV—4—4 利用劈理确定岩层层序及背斜
和向斜的位置

（引自徐开礼、朱志澄主编《构造地质学》，1984）
a—层序正常，背斜在右；b—层序正常，背斜在左；
c—层序倒转，背斜在左

此外，在褶皱过程中，还常在不同岩层内形成与层面呈斜交的层间劈理。它们受岩层性质和层面控制。在强岩层内形成的层间劈理是因受弯滑作用导致层间剪切，从而形成一组与层面呈大角度斜交的破劈理，其与层面的交线与褶皱枢纽平行。利用这种劈理可确定地层层序和背、向斜的相对位置。若岩层倾向与劈理倾向相反，或者岩层倾角小于劈理倾角（两者倾向相同）则地层层序为正常的；若岩层倾向与劈理倾向相同，而岩层倾角大于劈理倾角时，则地层层序是倒转的（图 IV—4—4）。根据一般劈理与层面相交的锐夹角指示相邻岩层的运动方向，便可推测出褶皱的顶与槽，即背、向斜的位置。其方法是岩层顶面的运动方向指向顶，即背斜的位置，岩层底面的运动方向指向槽，即向斜的位置，如图 IV—4—4 所示。

二、线理

线理包括的内容较为广泛，这里只提几种较大型的线理。

（一）石香肠构造

石香肠构造（又称布丁构造）是不同岩性相间的岩层，受到垂直层面的挤压作用时，塑性岩层发生塑性流动，而脆性岩层经拉伸变细或破裂成断块，从而形成类似香肠的构造。一般根据石香肠构造的形态和形成方式，可以把它们划分成不同的类型，图 IV—4—5 是根据其剖面形态划分的几种类型。

（二）窗棂构造

窗棂构造是一种大型线理。它是由于岩层受水平挤压力作用发生强烈褶皱，从而在较

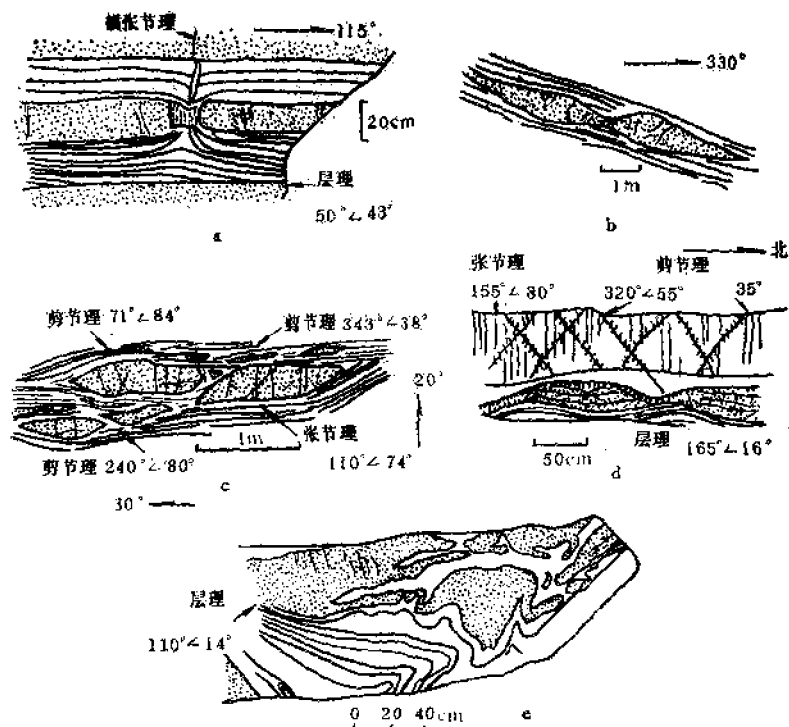


图 IV-4-5 石香肠构造的类型

(据马杏垣)

a—矩形香肠构造；b—藕结形香肠构造；c—菱形香肠构造；d—正梯形香肠构造；
e—不规则形香肠构造

坚硬的岩层中形成一系列平行排列的圆柱状或波状起伏的构造，图IV-4-6介绍了三种类型的窗棂构造。

(三) 杆状构造

杆状构造是岩石受到强烈褶皱，使岩石中的一些变质析离物或原有的岩脉被辗滚而成一种杆状体的构造。杆状体的成分与其所在的岩石成分不同，这正是与窗棂构造不同之处。最典型的是由石英棒组成的杆状构造（图IV-4-7）。

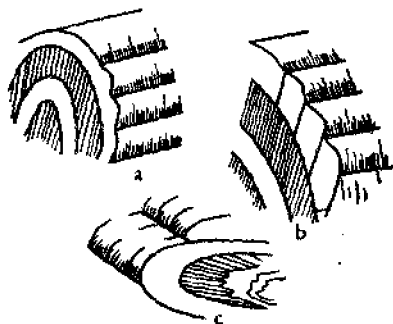


图 IV-4-6 窗棂构造

(据G. Wilson)

a—石香肠式；b—剪理式；c—褶皱式

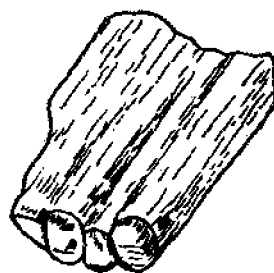


图 IV-4-7 杆状构造

第二节 构造置换作用的基本概念

所谓构造置换，就是岩层受力以后，在逐渐变形的过程中，一种构造现象被另一种构造现象所代替。

最常见的是面状构造的置换，其中，首先是层理的置换。其特征是层理在褶皱过程中被新生的轴面面理（劈理、片理）所代替。图 IV—4—8 表示了层理的置换过程，大致可分为早、中、晚三个阶段。

1. 早期阶段 首先，在纵弯褶皱过程中，岩层（原始层理为 S_0 ）被挤压成紧闭的褶皱，随挤压程度增强，褶皱越来越紧闭，以致成为等斜褶皱，并产生近于平行轴面的面理 S_1 （劈理或片理）。除转折端外，原始层理 S_0 有逐渐平行于 S_1 的趋势，而原始层理 S_0 仍保持其连续性（图 IV—4—8b）。

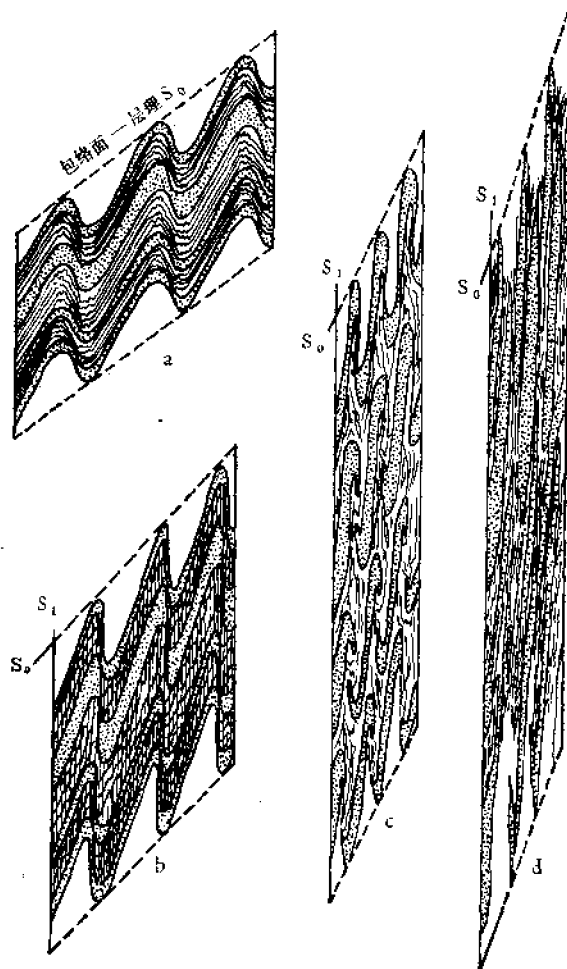


图 IV—4—8 层理 S_0 被新生的面理 S_1 置换过程示意图

（据 P. J. Turner 和 L. E. Weiss, 1963）

说明见正文

2. 中期阶段 随着变形加强,褶皱翼部进一步变薄,转折端变尖,坚硬岩层被拉断变成石香肠或透镜体,破坏了原始层理 S_0 的连续性。原来褶皱面貌已不显著,只残留“无根的”钩状体或片内褶皱,这些都是置换作用的标志(图IV—5—8c)。

3. 晚期阶段 原始层理 S_0 完全被 S_1 所置换,新的岩性单位造成了貌似均一的层理或层带称为岩性似层理,给人以正常沉积层理的假像。在露头上面理 S_1 的产状与岩性变化的界线基本一致,但总的看来 S_1 与 S_0 的方位是不一致的。而 S_0 的产状是由一些“无根”钩状体分布的包络面来确定(图IV—4—8d)。

层理被置换以后,在进一步的变形中不再起运动面的作用,而由新生的面理起着运动面的作用。这种被置换以后形成的岩性似层理,常常使真正的地层层序难以确定,有时甚至得出错误的结论。

思考题

1. 劈理按成因可分为哪几种?它和节理如何区别?
2. 如何利用层间劈理确定地层层序和背、向斜的位置?
3. 常见大型线理有哪些?
4. 何谓构造置换作用?

第五篇 地球的历史

就目前的科技水平而言，研究地球的历史（简称地史）主要涉及岩石圈、水圈、大气圈和生物界的发生、发展的历史。

第一章 古 生 物

生物界的进化历史是整个地球历史必不可少的一部分，而且生物的进化又与岩石圈、水圈、大气圈的发展相互制约。因此，本篇的开始首先介绍有关古生物的一些基本知识。

古生物指的是地史时期的生物。现代生物与古生物在时间上并无严格的界线，但目前一般把全新世（开始于距今约一万年）以前的生物称为古生物。研究古生物的形态、构造、分类、生态、出现时代及进化规律的科学称古生物学，其研究对象是化石。

第一节 化 石

化石是指由于自然作用保存在地层中的古生物的遗体 and 遗迹。由于生物本身条件和外界环境的不利影响，古生物的遗体 and 遗迹只有极少部分能保存为化石。通常，形成化石需要一定的条件：（1）生物体本身具有不易被破坏的硬体部分，如动物的贝壳、骨骼、牙齿和植物的纤维等；（2）生物死后被沉积物迅速掩埋，以免腐烂、毁坏，或被其他动物吞食；（3）在经过较长时间的埋藏以后，随着沉积物的固结成岩（有些未经成岩作用），生物遗体经历了化石化作用，从而形成化石。化石化作用有两种主要类型：一种是生物硬体被各种矿物质填充或置换，变得致密、坚硬如石质。根据填充或置换的矿物质成分，可分为钙化（ CaCO_3 ）、硅化（ SiO_2 ）、黄铁矿化（ FeS_2 ）等。另一种是在埋藏过程中，生物遗体的易挥发成分如氢、氧、氮经升馏作用逸去，只留下炭质的薄膜，保存为化石。这种作用称为炭化。有时，在一些极特殊的条件（如冰冻、密封或极度干燥）下，生物遗体可以全部保存下来。例如，在抚顺老第三系煤层中所产的琥珀（由树脂变来）内，保存有翅肢俱全、栩栩如生的昆虫；在西伯利亚冻土层中发现整体保存的晚更新世猛犸象等。

由生物遗体本身保存而成的化石，统称实体化石。生物遗体留在围岩中的印模和复铸物称为模铸化石。古生物的生活活动在沉积物中留下的痕迹如足迹、移迹、爬痕、潜穴、钻孔、粪化石等称遗迹化石。组成生物体的有机成分经分解后形成各种有机化合物，如各种烃、脂肪酸、氨基酸、糖等。保存在各时代地层中的这类有机化合物是过去存在过生物的佐证，被称为化学化石或分子化石。

研究地层中的化石有重要意义。这是因为：（1）大量化石资料表明，在地质历史中，生物界由低级到高级、由简单到复杂不断进化。其进化过程既是不可逆的，又具有一定的

阶段性。具体表现是，在不同地质时代形成的地层中所含化石群的面貌不同，而面貌基本一致的化石群出现在同时代的地层中。因此，可以利用化石确定地层的新老顺序和相对年代，以及用于划分与对比地层。(2)系统研究从老到新各时代地层中的化石，就有可能探索生命的起源，阐明生物界的进化历史。(3)一定的生物适应于一定的生活环境。作为适应环境的结果，各种生物在其习性行为和身体的形态、构造上都具有某些能反映环境条件的特征。因此，可以利用这些特征反推生物的生活环境。进行这种推断要利用“将今论古”的原则，即通过对现代生物与其生活环境之间相互关系的研究，去推断古生物的生活环境。例如，根据现代造礁珊瑚只生活在水温 $18^{\circ}\text{--}29^{\circ}\text{C}$ 、水深不足50m的清澈浅海这一事实，可以推断含造礁珊瑚化石的地层是在温暖而清澈的浅海中形成的。

第二节 古生物的分类与命名

古生物种类繁多，为便于系统研究，必须对其进行科学的分类。和现代生物一样，古生物的主要分类单位从大到小依次为界、门、纲、目、科、属、种。种是基本分类单位。此外，还有一些辅助性单位，如亚门、亚纲……亚种和超门……超科等。任何一种古生物均可归入上述分类系统，如“北京直立人”(即北京猿人)的分类位置是动物界、脊索动物门、脊椎动物亚门、哺乳纲、灵长目、人科、人属、直立种、北京亚种。

表 11 古生物分类简表

古 植 物			古 动 物			
孢子植物	藻类植物	低等植物	单细胞动物——原生动物门			
	菌类植物		多细胞动物 (后生动物)	多孔(海绵)动物门		
	地衣门			古杯动物门		
	苔藓植物门			腔肠动物门		
蕨类植物门	蠕虫动物					
	裸蕨纲	软体动物门				
	石松纲	节肢动物门				
	楔叶纲	苔藓动物门				
种子植物	真蕨纲	高等植物		腕足动物门		
	裸子植物门			棘皮动物门		
				种子蕨纲	半索动物门(包含笔石纲)	
				苏铁纲	脊索动物门:	
				苛达纲	尾索动物亚门	
	银杏纲			头索动物亚门		
	松柏纲			无颌纲		
	买麻藤纲			鱼 纲		
	被子植物门			两栖纲		
			双子叶纲	爬行纲		
单子叶纲	鸟 纲					
		哺乳纲				

按国际规定，古生物各级分类单位的学名均采用拉丁文或拉丁化文字。属级和属级以上的单位用单名法命名，即学名由一个拉丁词构成，如 *Fusulina* (纺锤簪属)。种的命名采用双名法，即种的名称由该种所在属的属名加种本名两个词组成。属名在前，种本名在后，如 *Fusulina lanceolata* (矛头纺锤簪)。亚种的学名由属名+种本名+亚种本名构成，如 *Homo erectus pekingensis* (北京直立人)。属级和属级以下名称在书写和印刷时，使用斜体字，属级以上名称则使用正体字。属级和属级以上名称的第一个字母大写，种本名和亚种本名的第一个字母小写。

古生物与现代生物的分类一致，一般首先分为古植物界与古动物界。但在生物界中原核细胞生物与真核细胞生物的区分极为重要。原核细胞生物包括细菌和蓝藻类，其细胞内没有为核膜所包围的真正细胞核。真核细胞生物的细胞具有能储存、复制、转录遗传信息的细胞核，并借核膜将其与细胞质分隔开。除原核细胞生物以外的动植物均属这一大类。

古植物与古动物的主要门类可按由简单到复杂、由低级到高级的顺序排列如表 V—1—1 所示。

第三节 重要古生物类别简介

一、古无脊椎动物

(一) 有孔虫类

有孔虫是原生动物(真核单细胞动物)的一个重要类别。具硬壳，为钙质、蛋白有机质、硅质或胶结壳。多数种类壳壁上具细孔。壳形变化很大，由 1 个或多个壳室组成(图 V—1—1)。壳体大小不一，由不足 1 mm 至百余毫米。除少数生活于湖泊外，绝大多数海生，以底栖为主，少数浮游生活。分布于寒武纪至现代，自晚古生代以来一直繁盛。我国有孔虫化石十分丰富，对地层的划分、对比和古地理环境的恢复有重要意义。

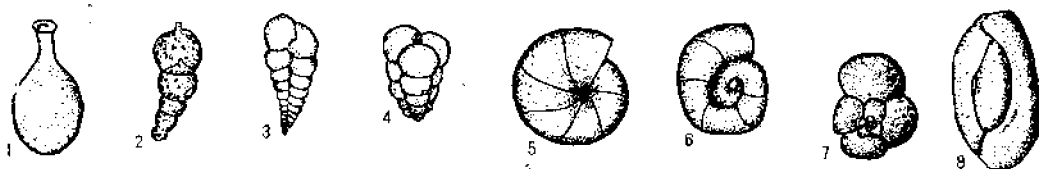


图 V—1—1 有孔虫壳形及壳室排列

1—瓶形；2—单列式；3—双列式；4—三列式；5—包旋壳；6—露旋壳；7—螺旋壳；8—绕旋壳

簪类 簪是一类已绝灭的海生有孔虫，具钙质外壳，壳长从不足 1mm 至 60mm，一般为 3—6mm。壳形多样，有球形、圆柱形、透镜状等，以纺锤形最常见，故曾名为纺锤虫。壳体内部构造较复杂(图 V—1—2)，需通过切片在显微镜下观察。簪壳中心为一初房。初房外有许多壳室绕其平旋并包旋，构成许多壳圈。壳室外壁相连成旋壁，

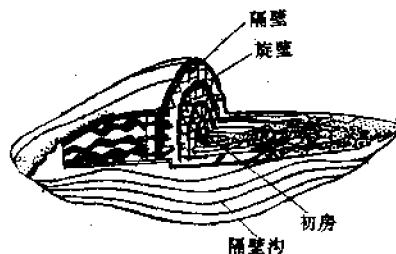


图 V—1—2 簪壳主要构造

壳室之间的隔壁是由旋壁向壳中心弯折而成。旋壁弯折处往往形成可见于壳表面的隔壁沟。

瓣类主要栖居在浅海底部，少数可能营浮游生活。最早出现于早石炭世晚期，二叠纪末期绝灭。在此期间瓣类演化迅速，地理分布广泛，对海相石炭系、二叠系的划分、对比有重要意义。

(二) 珊瑚

珊瑚属腔肠动物。单体或复体，在盐度正常的海域营底栖固着生活。造礁珊瑚的适应范围很窄，只生存于温暖、清澈的浅海环境。珊瑚软体分泌的钙质骨骼，称珊瑚体。珊瑚体可保存为化石，其外形多种多样（图 V—1—3）。

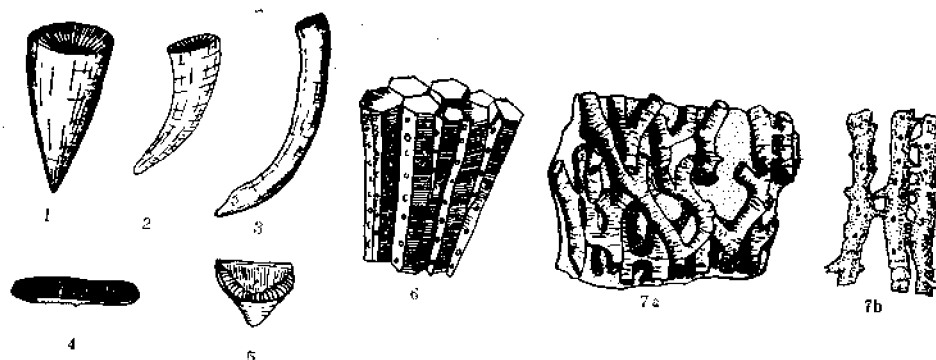


图 V—1—3 单体珊瑚和复体珊瑚外形

1—圆锥状；2—尖锥状；3—圆柱状；4—盘状；5—拖鞋状；6—个体间紧密相接的块状；7—个体间彼此分离的丛状（7a 为树枝状；7b 为笠状）

古生代的皱纹（四射）珊瑚、横板珊瑚和中生代至现代的六射珊瑚具重要地质意义。

皱纹（四射）珊瑚 单体或复体，形态多样。其骨骼构造特征如图 V—1—4 所示。珊瑚体围以外壁；内有纵向辐射状排列的隔壁和横向排列的横板（床板）；分布在隔壁之间靠近外壁内缘的鱼鳞状上凸小板称为鳞板。较高级种类在珊瑚体中央还发育轴部构造。轴部构造为实心钙质柱者，称为中轴；由中板及其他许多小板组成的疏松柱体，称为中柱。

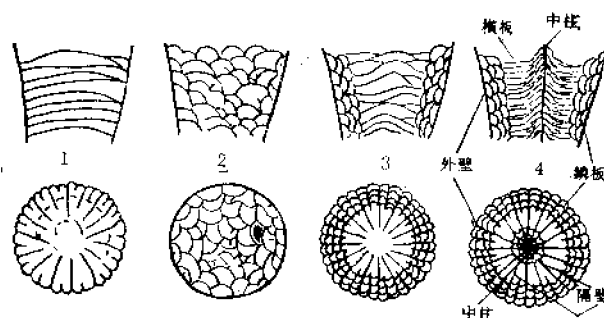


图 V—1—4 皱纹珊瑚骨骼构造及构造类型

1—单带型；2—泡沫型；3—双带型；4—三带型
（上行图为纵切面，下行图为横切面）

除最早生长 6 个隔壁外，以后每轮生长 4 个隔壁，故又称四射珊瑚。皱纹珊瑚根据其骨骼配置特点可分为由简单向复杂逐渐演变的 4 种骨骼构造类型（图 V—1—4）：

单带型	隔壁+横板	奥陶纪—二叠纪
双带型	隔壁+横板+鳞板	晚奥陶世—二叠纪
三带型	隔壁+横板+鳞板+轴部构造	志留纪出现，主要见于石炭纪、二叠纪
泡沫型	具泡沫板，隔壁刺状或无	志留纪—泥盆纪

六射珊瑚 单体或复体。珊瑚体内隔壁发育，最初生长 6 个原生隔壁，以后每次在每 2 个先生成的隔壁间长 1 个新隔壁，故隔壁数为 6 的倍数。可具鳞板、中轴，但横板极不发育。中三叠世出现，延续至今。

横板珊瑚 珊瑚体全为复体，外形有块状、丛状、链状等；个体小，直径一般不超过 4—5mm；横板特别发育（故名横板珊瑚）；隔壁不发育或无，常呈刺状、脊状；少数具鳞板；个体间具联连构造，块状者借联接孔沟通，丛状者以联接管相连。晚寒武世开始出现，志留纪、泥盆纪最盛，二叠纪末绝灭。

（三）双壳类

双壳类属软体动物，亦名瓣鳃类、斧足类。生活于海水、半咸水或淡水中；生活方式多样，有底栖爬行、潜穴、钻孔、固着或游泳生活等。双壳类具钙质外壳，多为近圆形、三角形、卵形、扇形等，左右两个壳瓣通常等大、凸度一致、相互对称，但每一壳瓣前后两侧多不对称（图 V—1—5）。某些营固着生活者，两壳常不等大、也不对称。两壳以铰边之下相间排列的铰齿及齿窝进行铰合。壳面可有粗细不等的放射状、同心状纹饰，以及瘤、刺等。寒武纪出现，奥陶纪以后日趋繁盛，泥盆纪出现淡水类型，新生代为其全盛时期。

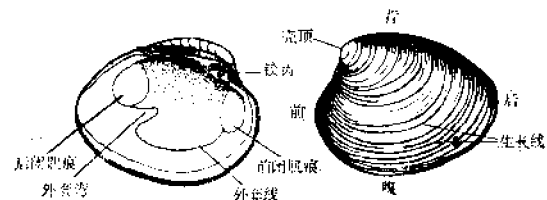


图 V—1—5 双壳类的外壳

（四）头足类

头足类属软体动物。海生，营底栖爬行或游泳生活。具外壳或内壳。其中，化石丰富，有重要意义的是属于外壳类的鹦鹉螺类和菊石类。此外，属于内壳类的箭石类也较重要。

鹦鹉螺类和菊石类均具钙质外壳。其大小不等，形状各异，壳形主要有直锥形、弯锥形和平旋形。外壳的基本构造如图 V—1—6 所示，壳体被许多横列的隔壁分隔为若干壳室，后端最先生成的部分为原壳；最前方的一个壳室为动物软体居住之处，称为体室；其余壳室称为气室。壳体内有一条贯通各壳室的体管，菊石类的体管细、构造简单；鹦鹉螺类的体管粗细不一，多直管状，有的呈串珠状，体管内尚可有复杂的沉积构造。隔壁边缘与壳壁内面相接触的线称缝合线，当外壳表层剥落后可露出。鹦鹉螺类的缝合线简单，平直或微弯曲（图 V—1—7，1）；菊石类的缝合线复杂（图 V—1—7 的 2—4），由较简单的枝菊石式（泥盆纪—三叠纪，以晚古生代为主）演化为较复杂的齿菊石式（早石炭世—三叠纪，以三叠纪为主），最后演化为褶皱强烈的菊石式（早二叠世—白垩纪，主要繁盛于侏罗纪至白垩纪）。

鹦鹉螺类最早出现于晚寒武世，奥陶纪极盛，是奥陶系中一类重要标准化石，志留纪以后衰退，现代仅残存一个属。菊石类最早出现于早泥盆世，中生代极盛，白垩纪末期绝

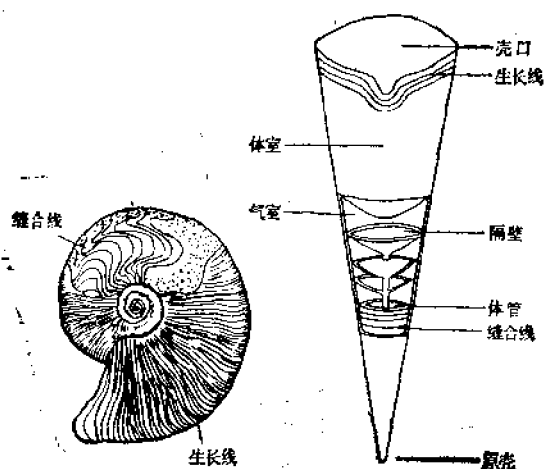


图 V-1-6 鹦鹉螺类和菊石类外壳基本构造

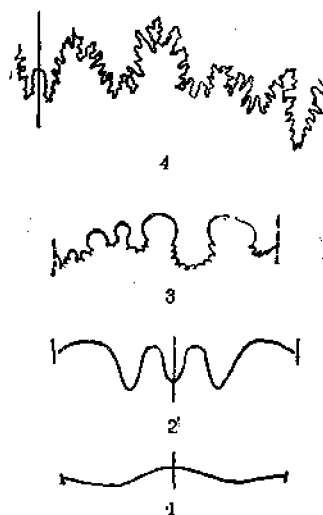


图 V-1-7 鹦鹉螺类与菊石类的缝合线类型

1—鹦鹉螺式；2—棱菊石式；3—齿菊石式；4—菊石式

灭。菊石类演化迅速，地理分布广泛，是中生代海相地层中最重要的标准化石类别。

(五) 三叶虫

三叶虫是一类仅生存于古生代的节肢动物。其身体扁平，分节，背面覆以由矿物质(碳酸钙和磷酸钙为主)组成的坚硬背甲。个体长度自数毫米至70cm不等，一般长数厘米。所见化石多为背甲或其外模(图V-1-8)。背甲一般为椭圆形，被两条背沟纵分为中部的轴叶和侧面的两个肋叶，故名三叶虫。背甲从前到后又可横分为头甲、胸甲和尾甲三部分。头甲多呈半椭圆形，构造较复杂，中央隆起部分称头鞍，头鞍的形态、大小和凸度变化很大。头鞍两侧为颊部，大多数三叶虫的颊部可分为内外两部分，即与头鞍相连的固定颊及其外侧可以脱落的活动颊。头鞍及其两侧的固定颊合称头盖。头盖与活动颊常分别保存为化石。胸甲由数目不等的胸节(2—40节以上)组成，不易完整保存。尾甲中央为尾轴，两侧为尾肋，均分节或不分节，尾缘发滑或具尾刺。

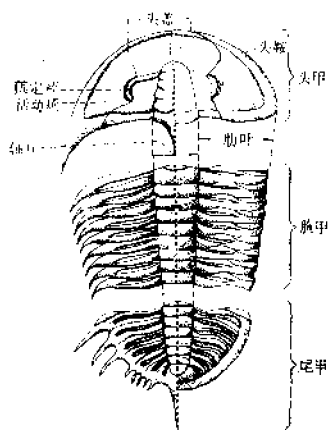


图 V-1-8 三叶虫的背甲
(据卢衍豪等, 1963, 简化)

三叶虫全为海生，多在浅海营底栖游移生活，少数可游泳、漂浮。开始出现于早寒武世，寒武纪及奥陶纪最盛。因演化迅速、分布广泛，成为划分与对比寒武系、奥陶系最重要的化石类别之一，对寒武系的研究尤为重要。志留纪以后三叶虫锐减，二叠纪末期绝灭。

(六) 腕足类

腕足动物的软体被两瓣钙质或几丁质、磷灰质的外壳所包围。两壳的大小、形状和内

部构造均不相同，但每枚壳瓣左右对称。一般大壳称腹壳，小壳称背壳。壳的轮廓有近方形、卵形、椭圆形、近三角形等。因两壳的凹凸情况不同，可有多种侧视外形(图V—1—9)。腕足类两壳后方的尖端部分是最早生成的，称壳喙(图V—1—10)。两壳前方可以启闭，后方以腹壳内的两个铰齿与背壳内相应的两个齿窝相铰合。两壳开启时其后方相连的线称铰合线。铰合线与壳喙之间的壳面称铰合面，其中央有三角孔，可供肉茎(动物体用其固着于海底或其他物上)伸出。某些腕足类沿壳体中线可形成凹陷的中槽(多在腹壳)和凸起的中隆(多在背壳)。壳面光滑或具粗细不等的放射状及同心状纹饰，有时可有壳刺、壳针、瘤等。



图 V—1—9 腕足类壳体侧视

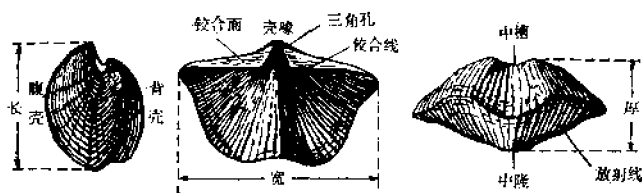


图 V—1—10 腕足类壳体外部构造
(据杨遵仪等, 1957, 简化)

腕足类与双壳类均具有两瓣外壳，但二者壳的对称性、铰合构造与壳内构造均不同。

腕足类生活于盐度正常的海域，多在浅海营固着底栖生活。早寒武世出现，整个古生代都十分繁盛，对地层的划分、对比有重要作用。中生代趋向衰退，现代仅有少数种类。

(七) 笔石

笔石是一类已绝灭的海生群体动物，分类位置迄今尚有争议，现多将其作为一个纲归入半索动物门，或作为一个独立的门。因其化石很像写在岩层层面上的笔迹，故名笔石。笔石群体的骨骼称笔石体，由始端的一个锥形的胎管和一至若干个笔石枝组成。笔石枝纤细，由若干个作为笔石动物个体居室的胞管连续生长相连而成(图V—1—11)。胞管形状变化很大，在笔石枝上呈单行排列。有些笔石体具双列胞管，极少数的可有三、四列胞管。笔石可分为树形笔石类和正笔石类。树形笔石类的笔石体呈树枝状、扇形等，多营固着底

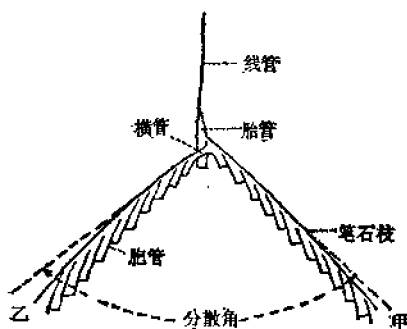


图 V—1—11 笔石体构造



图 V—1—12 腹足类的化石

栖生活。笔石生存于中寒武世至早石炭世，以早奥陶世最盛。正笔石类的笔石体一般笔石枝数较少，排列规则，浮游生活。笔石在早奥陶世至早泥盆世，演化迅速，分布广泛，特征明显，是一类极重要的标准化石。笔石常在黑色页岩中大量保存，这是营漂浮生活的笔石沉积的结果，它反映一种海底缺氧的深水或滞流环境。

(八) 其他古无脊椎动物

1. 腹足类 属软体动物。身体左右不对称，多具螺旋形外壳，称螺壳（图V—1—12）。螺壳或其内核（螺壳空腔的充填物）可保存为化石。腹足类广布各种盐度的水体及陆地，以水生种类为多，营爬行或游泳生活。生存于寒武纪至现代，以新生代最盛。

2. 叶肢介类 属节肢动物。软体外被有对称的两瓣外壳。壳薄，多呈斜卵形、半圆形、椭圆形等，外观颇似淡水双壳类。不同之处在于叶肢介的外壳为几丁质，较小（一般长仅数毫米），无明显的铰合构造，壳面一般有细密的生长线，相邻生长线间的生长带上有网状、线状等各种微细壳饰（图V—1—13）。叶肢介类生存于淡水或半咸水，营浮游生活。始见于泥盆纪，延续至今。主要产出于晚古生代和中生代陆相地层，对这类地层的划分、对比颇有意义。

3. 介形类 属节肢动物。具微小的两瓣外壳（图V—1—14），壳长一般在0.4—2mm，个别属可长达70mm。两壳不等大或等大，壳形多样，常见圆形、椭圆形、卵形、肾形等。壳面光滑或具瘤、槽、刺、网纹、条纹等各种壳饰。介形类水生。最早出现于寒武纪，延续至今。介形类化石对中、新生代含油地层的划分与对比有重要意义。

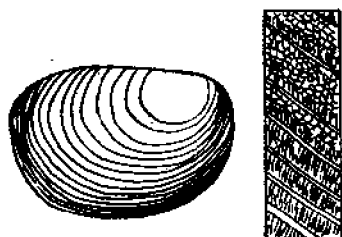


图 V—1—13 叶肢介类的外壳及生长带上的微细壳饰
左—外壳；右—生长带上微细壳饰的放大



图 V—1—14 介形类化石

二、古脊椎动物

(一) 鱼形动物

指所有的原始水生脊椎动物，包括无上、下颌与偶鳍的无颌类和具上、下颌与偶鳍的鱼类（棘鱼类、盾皮鱼类、软骨鱼类、硬骨鱼类）。

无颌类的现生种类很少，但古生代的化石种类很多，主要是体外被覆骨质甲片的骨皮鱼类，它们最早出现于晚寒武世，晚志留世至早泥盆世繁盛，泥盆纪末期绝灭。

在有颌类别中，盾皮鱼类因其头部及躯干前部被覆骨质甲片而与骨皮鱼类外形相似。二者的主要区别在于颌与偶鳍的有无。盾皮鱼类仅出现于中、晚泥盆世，如 *Bothriolepis*（沟鳞鱼）一属广布于世界各地的中、上泥盆统（图V—1—15）。软骨鱼类的软骨质内骨骼很难保存。因此，常见的是软骨鱼类的牙齿与鳍刺。其生存时代为中泥盆世至现代。绝大部分海生。硬骨鱼类的内骨骼部分或全部为硬骨质，体外被覆骨质鳞。早泥盆世出现，



图 V—1—15 *Bothriolepis canadensis* (加拿大
沟鳞鱼)
加拿大，上泥盆统



图 V—1—16 *Rana basaltica*
(玄武蛙)
(据杨钟健, 1936)
山东临朐山旺, 中新统

以后日趋繁盛，生活于各种水域。我国中、新生代地层中产有丰富的硬骨鱼类化石。

泥盆纪因鱼形动物的类型最全、数量多、分布广，可称为鱼类时代。

(二) 两栖类

两栖类是最早、最低等的陆生脊椎动物，但其产卵、受精、孵化仍须在水中进行。其个体发育过程经过变态，即幼体用鳃呼吸，无成对附肢，在水中生活；成体用肺呼吸，长出四肢，适应陆地生活。两栖类是在泥盆纪晚期由扇骨鱼类进化而来，在石炭纪和二叠纪特别繁盛。可以说石炭纪和二叠纪是两栖类的时代。这时的两栖类主要是牙齿的釉质形成繁杂褶皱的迷齿类，因头骨大而厚亦称坚头类。迷齿类绝灭于早侏罗世，现代类型的两栖类如蛙类等在三叠纪即已出现。我国的两栖类化石有著名的玄武蛙（图V—1—16）等。

(三) 爬行类

爬行类与两栖类的最大区别在于爬行类具有羊膜卵，能在陆地产卵并孵化，完全摆脱了对水的依赖，充分适应陆上生活。爬行类起源于两栖类。晚石炭世出现，中生代极度繁盛，不仅占据了大陆，一些类别还逐渐向海洋和空中发展。因此，中生代可称爬行类时代。为适应海洋及空中的生活，一些爬行类的四肢有相应的变化。例如，三叠纪中期出现重新回到海洋的鱼龙类，其前后肢均呈现鳍状外形（图V—1—17的2）；侏罗纪出现营空中生

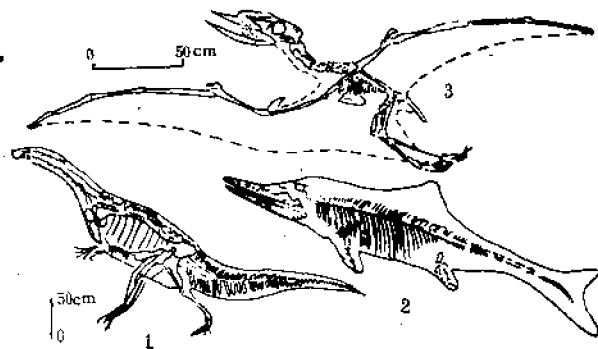


图 V—1—17 中生代的爬行类
1—恐龙类；2—鱼龙类；3—翼龙类

活的翼龙类，其前肢变为翼状（图V—1—17，3）。然而上述类型的基本构造特征仍与陆生爬行类一致。人们熟悉的恐龙类是中生代陆生爬行动物中最重要的一类（图V—1—17的1）。它们两足或四足行走，肉食或草食，大者可长近27m，重逾80t，小者大小如鸡。恐龙化石对陆相地层的划分、对比及古气候的推断有重要意义。中生代末期，盛极一时的各种“龙”类全部绝灭，新生代仅残存爬行类中的鳄、蜥蜴、龟鳖、蛇等类别。

（四）鸟类

鸟类是恒温、适应飞翔生活的高等脊椎动物。体被羽毛，前肢变成翼，骨骼轻而坚固，髓腔大。最早的鸟类化石是见于德国上侏罗统的*Archaeopteryx*（始祖鸟，图V—1—18）。始祖鸟兼有鸟类与爬行类的特征，表明鸟类起源于爬行类。鸟类在新生代非常繁盛，但因其骨壁薄，多为林栖，很难保存为化石。



图 V—1—18 *Archaeopteryx lithographica*
（石印石始祖鸟）
德国巴伐利亚，上侏罗统

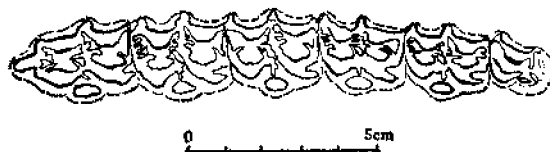


图 V—1—19 *Hipparion richthofeni*
（李氏三趾马）的左上齿列嚼面观
山西，上新统保德组

（五）哺乳类

哺乳类是恒温、有毛、以乳汁哺育幼仔的最高等脊椎动物。其绝大多数为胎生，脑发达，一般为四足。其牙齿最易保存为化石（图V—1—19），牙齿因分工不同而分化为门齿、犬齿、前



图 V—1—20 *Homo erectus*
pekinensis（北京直立人）
北京周口店，更新统

臼齿与臼齿。最早的哺乳类在三叠纪由爬行类演化而来，至新生代达到极盛，种类繁多，占据了陆、海、空各种生活领域。新生代因此被称为哺乳类时代。我国新生代陆相地层含丰富的哺乳类化石，对地层的划分、对比和沉积环境的恢复起重要作用。人类的进化与其文明的发展是第四纪哺乳动物进化史中最重要的内容，第四纪是人类的时代。我国第

四系中多次发现古人类化石，如著名的北京直立人（图V—1—20）、元谋人等。

三、古植物

（一）菌藻植物

菌藻植物是低等植物，包括细菌、真菌、藻类和地衣（菌藻共生体）。藻类目前可划分为蓝藻、绿藻、轮藻、裸藻、金藻、黄藻、甲藻、硅藻、红藻、褐藻等10个门。在上述低等植物中，细菌和蓝藻属于原核细胞生物，出现于太古宙；其余类别均属真核细胞生物，中元古代以后相继出现。

菌类植物化石甚少。藻类化石常见的有蓝藻、红藻、硅藻、轮藻等。轮藻生活于淡水或半咸水。其钙化的雌性生殖器官——藏卵器能保存为化石（图 V—1—21）。化石藏卵器的大小为 0.2—3.5mm，这种微体化石容易从钻井的岩心中采得，因此对中、新生代非海相含油地层的划分、对比很有价值。

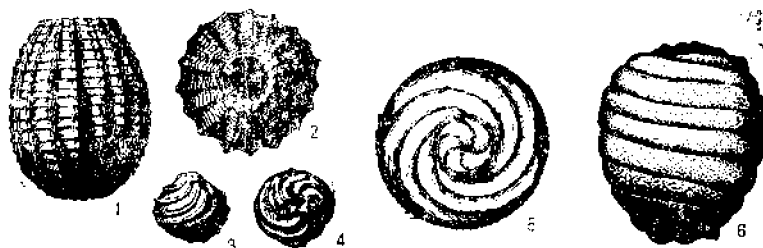


图 V—1—21 轮藻类的化石藏卵器

叠层石 叠层石是由原始藻类和（或）细菌群落生命过程和造岩活动所造成的钙质、白云质或硅质的生物沉积构造。确切地说，它是遗迹化石而不是化石生物体。叠层石形态多样，有层状、穹窿状、球状、柱状等，其大小从几十微米至几十米。叠层石的同心叠层结构由若干基本层相互叠覆或套合而成（图 V—1—22）。这种结构是由藻类（主要是蓝藻）和细菌群落的生活状况及自然条件的周期性变化所造成的。公认的最古老的叠层石见于津巴布韦年龄约 2800Ma 的地层中。中、新元古代叠层石最盛，中奥陶世以后急剧衰退，现代较少见。研究叠层石对恢复古地理环境以及在小范围内进行晚前寒武纪地层的对比有重要意义。

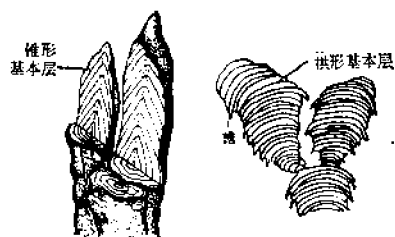


图 V—1—22 叠层石的柱体和基本层

（二）蕨类植物

蕨类指那些以孢子繁殖、具有维管束输导系统的陆生植物。除最原始的裸蕨类外，有根、茎、叶的分化。

1. 裸蕨类 裸蕨类是最原始的陆生维管植物。植物体分化为横卧地下的拟根茎和由拟根茎长出的直立、二歧式分枝的茎轴（无叶）。茎轴裸露，故名裸蕨类或无叶类。植物体矮小，最高不超过 2m，一般为几十厘米。晚志留世出现，早、中泥盆世繁盛，晚泥盆世绝灭。

2. 石松类 有根、茎、叶的分化。茎二歧式分枝、叶小而狭细，单脉，无叶柄，遍布茎及枝上，多作螺旋式排列。叶脱落后在茎、枝表面留下叶基部的痕迹，称叶座（图 V—1—23）。石松类始见于早泥盆世，石炭纪为其全盛期。当时的石松植物主要是鳞木类。鳞木多为高大乔木，其高可达 40m，茎直径达 2m，是一类主要的造煤植物。二叠纪后期石松类开始衰退，现仅存 5 个草本属。

3. 楔叶（节蕨）类 有根、茎的分化。茎具明显的节和节间，枝和叶都出生于节

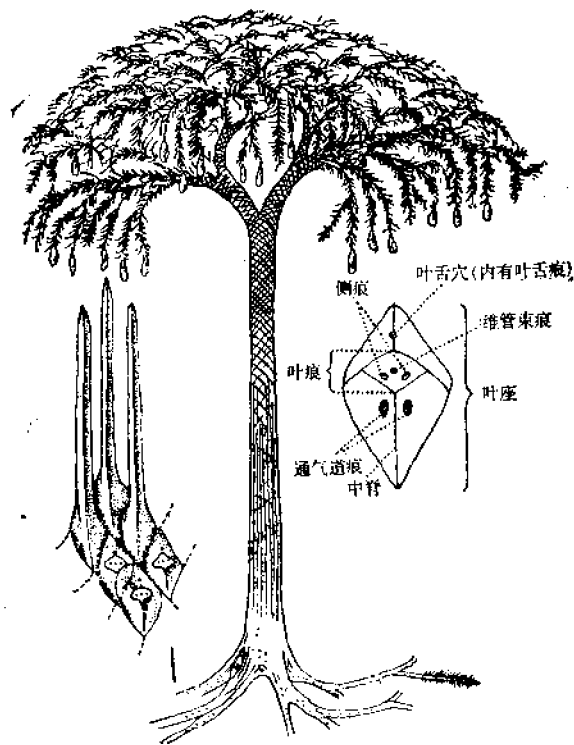


图 V-1-23 *Lepidodendron* (鳞木) 复原图
左图为叶在茎和枝上的着生状态及叶脱落后留下的叶座

上；节间表面可具纵脊、纵沟；茎大多具宽大的髓腔。叶小，呈轮状排列。常见枝叶化石和髓腔被泥砂充填后形成的髓核化石(图 V-1-24)。楔叶类最早见于泥盆纪，盛于石炭一二叠纪，以芦木类(多为高大乔木)为主，中生代主要是草本的木贼类，现仅存 1 属。

4. 真蕨类 多为草本，茎大多不发育。叶一般为大型羽状复叶，即叶片分裂为羽片

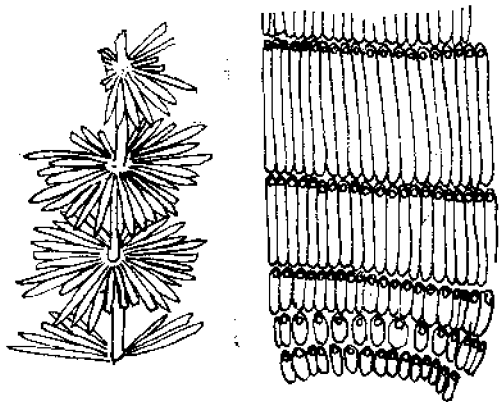


图 V-1-24 楔叶类的化石
左一枝叶化石；右一髓核化石

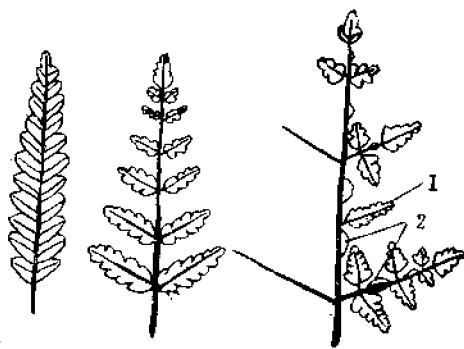


图 V-1-25 羽状复叶示意图
(引自南京大学编《古生物学》，略修改)
左——次羽状复叶；中——二次羽状复叶；右——三次羽状复叶

及小羽片（图V—1—25），也有具单叶者。叶脉呈羽状、扇形等。孢子囊单个或成群着生于小羽片的背面或边缘。真蕨类出现于中泥盆世，石炭纪—中生代繁盛，新生代仍有一些新兴类别。

（三）裸子植物

裸子植物以种子繁殖，因其种子裸露（外面仅有种皮保护，而无果实包被），故名裸子植物。

1. 种子蕨类 种子蕨类兼有蕨类和典型裸子植物的特征。多具有与真蕨类十分相似的羽状复叶。因叶上生有种子（图V—1—26），可与真蕨类相区别。如未在叶上发现孢子囊或种子，这两类的叶化石就较难区分。种子蕨类出现于早石炭世，石炭—二叠纪达到全盛，延续至侏罗纪。

2. 苏铁类 茎粗短，圆柱形、球形或块状，一般不分叉。茎顶端丛生革质的大型羽状复叶（多为一次羽状复叶），少数为单叶。叶多具平行脉（图V—1—27）。苏铁类始见于二叠纪，中生代繁盛，晚白垩世逐渐衰退，现存9个属。



图 V—1—26 种子蕨类长有种子的羽状复叶

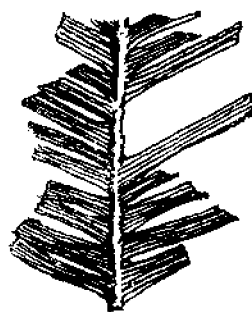


图 V—1—27 苏铁类叶部化石
一次羽状复叶，具平行脉

3. 苛达类 苛达类是较古老的裸子植物。为高大乔木，茎高可达30m，直径一般小于1m。单叶，多呈带状，长可达1m，呈螺旋状排列于枝上（图V—1—28）。常见叶部化石。苛达类最早见于晚泥盆世，晚石炭世至二叠纪最盛，也是重要的造煤植物，三叠纪衰退并绝灭。

4. 银杏类 现生银杏为高大乔木，高可达40m，直径可超过2m。单叶，扇形，具长柄。化石银杏类主要是具长柄的扇形叶，叶片不分裂或分裂为多个裂片，叶脉多次二分叉（图V—1—29，左）。另有一种无柄的线形叶，簇生于枝上（图V—1—29，右）。银杏类最早出现于二叠纪，侏罗纪至早白垩世极盛，白垩纪后期衰退，现仅存1属1种，分布于我国和日本，是一种“活化石”。

5. 松柏类 多为乔木。常见化石为带叶的小枝。叶小，多为针状、披针状、鳞片状、刺状、线形等，常具单脉，极少数种类叶呈长椭圆形，具平行脉，叶在枝上呈螺旋状排列，或为对生、轮生等（图V—1—30）。松柏类最早见于晚石炭世，中生代盛，晚侏罗世至早白垩世达顶峰，以后渐衰退。

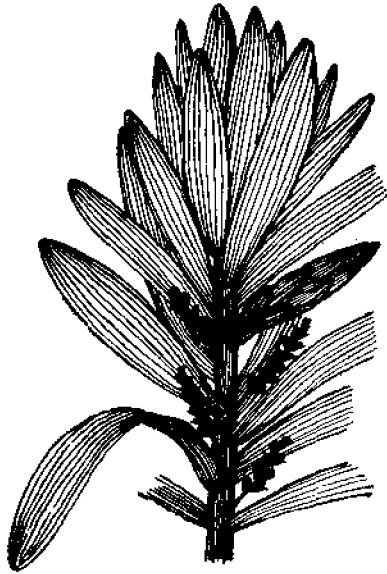


图 V-1-28 苛达类枝的末端

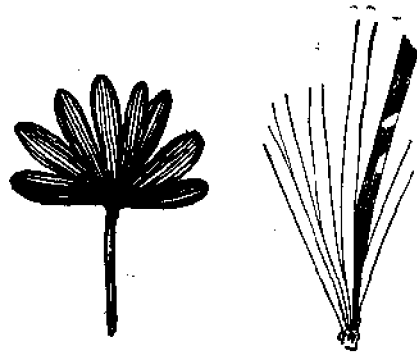


图 V-1-29 银杏类叶部化石
左一扇形叶；右一簇生的无柄线形叶

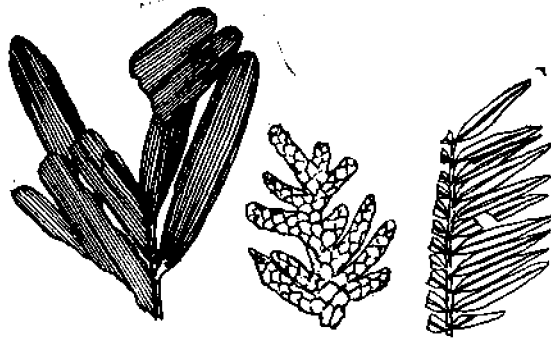


图 V-1-30 松柏类叶部化石
左一长椭圆形叶，具平行脉；中一鳞片状叶；右一簇针状叶

(四) 被子植物

被子植物是植物界中最高等的一类。因其种子被果实包围，故名被子植物，又因有真正的花，而被称为显花植物。被子植物种类繁多，生活环境及生活方式多种多样，植物体形态各异。可再分为单子叶植物和双子叶植物两类。常见化石为后者的叶部，单叶或复叶，叶形和叶脉多样。被子植物最早出现于早白垩世，晚白垩世迅速繁盛，第三纪时被子植物已占绝对优势，因此新生代是被子植物的时代。

思考题

1. 什么是化石？化石有哪几种保存类型？研究化石有什么意义？

2. 绘图表示三叶虫头甲与尾甲的基本构造。
3. 如何区分正笔石类与树形笔石类?
4. 鹦鹉螺类与菊石类的外壳有何主要区别?头足纲外壳类的缝合线有哪几种类型,其演化规律如何?
5. 皱纹珊瑚与横板珊瑚骨骼构造的主要区别是什么?皱纹珊瑚有哪几种骨骼构造类型,其时代分布如何?
6. 如何在手标本上认识瓣化石?
7. 区别下列无脊椎动物的两瓣外壳:(1)腕足类与双壳类;(2)双壳类与叶肢介;(3)双壳类与介形类。
8. 本章中所列各类古无脊椎动物其各自的生活环境如何?
9. 从各类脊椎动物的出现及主要繁盛期,总结脊椎动物的演化规律。
10. 说明前寒武纪、早古生代、晚古生代、中生代、新生代植物界的主要特点,由此总结植物界的演化规律。

第二章 地球历史的重塑

研究地球历史所依据的基本资料是各个地质时期形成的地层。研究的主要内容包括：

(1) 运用古生物学、地层学的原理和方法，研究地层及其中所含化石，确定地层形成的顺序和时代，进而阐述生物界的进化历史；(2) 运用动力地质学、古生物学、沉积岩石学和岩相古地理学的原理和方法，研究分析这些地层形成的环境，进而恢复地质历史时期自然地理环境的变迁情况；(3) 运用构造地质学、大地构造学、岩石学的原理和方法，根据地层的顺序、时代、沉积类型、地层间的接触关系以及地层与岩浆岩的接触关系等，分析地史时期各地区的地壳构造发展史。概括地说，就是根据地层的沉积特点、化石内容及所受到的构造变动等物质记录，重塑地球的发展历史（主要包括沉积演变史、地壳运动史和生物进化史）阐明其演变规律，以指导区域地质调查，矿产的普查勘探等各种生产实践，并推动整个地质科学向前发展。

第一节 地层的划分、对比和地质年代

一、地层及其层序的建立

地层是地质历史发展过程中逐步形成的一切成层岩石的总称，包括沉积岩、火山岩以及由二者变质而成的变质岩。地层的形成有一定顺序。当地层未经强烈的构造变动而发生倒转或位移时，它们保持着正常的顺序，即先形成的地层在下，后形成的地层在上，这就是地层叠覆律。地层中往往含有化石，通过实践人们发现，不同时代的地层含不同的化石，不同地区含相同化石的地层属同一时代，这就是通常所称的化石层序律。确定地层层序通常运用地层叠覆律和化石层序律。

判断地层层序是否正常，还可以利用沉积岩的一些具指向性的原生构造，如交错层理、粒级层、波痕、雨痕、干裂等。一般交错层理的凹面、对称波痕的尖峰、干裂的裂口等均朝向上方（图 V—2—1，中、左），在粒级层的每个单层中，由底到顶粒级由粗变细（图 V—2—1，右）。此外，化石也可用于定向，如双壳类、腕足类的分散壳瓣的凸面一般向上，叠层石的基本层凸面向上，原地理藏的树桩其根尖向下等。

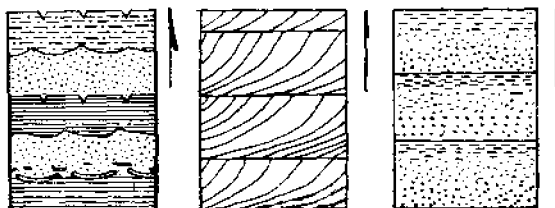


图 V—2—1 根据沉积岩的某些原生构造判断地层层序

二、地层的划分与对比

重建地球历史的基础工作是确定每一个地区的地层层序，进而建立起全球范围从老到

新的地层系统。这需要通过地层的划分与对比来实现。所谓地层划分，是依据地层的某种特征（岩性、化石、地球物理性质、地球化学性质等）或属性（岩石的形成环境、形成时间、形成方式、变化历史等），按照地层的原始顺序，将地层剖面划分为不同类型、不同级别的地层单位。地层对比则是依据地层的特征或属性，对不同地区的地层单位进行比较研究，论证这些地层单位在特征和地层位置上的对应和相当关系。由于划分与对比的依据是多种多样的，因此地层的划分与对比也有多种方法。以下介绍三种主要的地层划分、对比方法。

（一）岩石地层划分与对比

岩石地层划分与对比的依据是地层的岩性特性，包括岩石的颜色、成分、结构、构造、变质程度等。在一个地点进行地层工作，总是首先依据岩石的岩性特征，将那里的地层按其原始顺序划分为能反映出岩性特征及其变化的、不同级别的若干地层单位。在地层划分的基础上，可依据建立上述地层单位所利用的岩性和层序特征，对一定地区范围内不同地点的岩石地层单位进行对比，以确定这些地层单位的岩性特征和地层位置是否相当。

进行岩石地层划分与对比还可以依据岩石组合的特征。在地层剖面上常常见到岩石类型或岩性标志（成分、结构、构造、颜色等）在纵向上有规律地、周期性地变化，这种现象称为沉积旋回或沉积韵律。对于海相地层来说一个完整的沉积旋回由纵向上从浅水沉积到深水沉积的海进序列和从深水沉积到浅水沉积的海退序列组成。它代表一个由海进到海退的海侵过程。海进与海退在沉积物的横向分布上也有相应的表现。海进时，海相沉积物的分布范围不断扩大，每一较高的地层层位都超越较低层位而覆盖在更老的地层之上，这种现象称为地层的超覆（图 V—2—2，左）；海退时则情况相反，海相沉积物的分布范围不断缩小，每一较高层位都向海域后退而不能全部覆盖下伏地层，这种现象称为地层的退

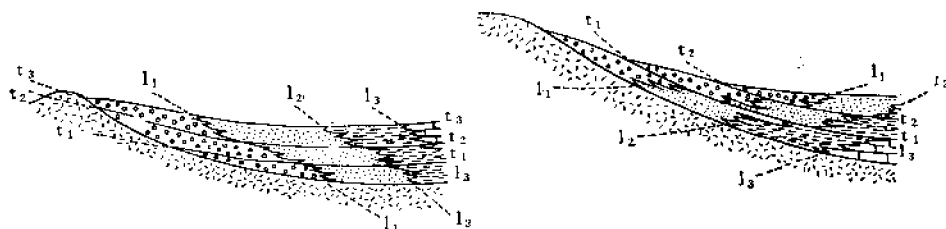


图 V—2—2 地层的海进超覆与海退退覆
左—海进超覆系列；右—海退退覆系列。t₁、t₂、t₃—等时面；l₁、l₂、l₃—岩性界面

覆（图 V—2—2，右）。海进序列是地壳下降阶段的产物，易于保存。海退序列形成于地壳上升阶段，因常遭侵蚀而难于保存，甚至完全缺失。因此在地层剖面中常见只有海进序列的不完整旋回。沉积旋回是地史时期中地壳运动、古地理环境及沉积作用有规律变化的表现，因此，在一定地区范围内可利用沉积旋回特点的一致性来划分、对比地层。

岩性特征能反映岩石形成时期的自然地理环境。一般在同一沉积盆地内形成的沉积岩层才有共同的岩性特征。因此，利用岩性特征划分、对比地层受一定地区范围的限制。

以岩性特征为依据划分的地层单位，称为岩石地层单位。一个岩石地层单位是由岩

性、岩相或变质程度均一的岩石所构成。在建立一个岩石地层单位时，并不考虑其地质年龄，但当其一旦建立之后，就要根据各种标志确定其时代归属。由于划分依据是岩性，所以岩石地层单位一般只适用于一定地区。岩石地层单位没有严格的时限，在其分布范围内的不同地点，其时间范围往往是不等同的，常呈现有规则的穿时现象，即岩石地层单位的岩性界面与等时面斜交。在山麓堆积与盆地边缘沉积中穿时现象尤为明显（图 V—2—2）。岩石地层单位由大到小可分群、组、段、层四个级别，其中组是岩石地层的基本单位。

组的重要含义在于它具有岩性、岩相或变质程度的一致性。组可以由一种岩石、或以一种岩石为主、或由两三种岩石交替、甚至由组分复杂的一套岩石构成。组的厚度一般从几米到几百米。在组的分布范围内其岩性、岩相基本稳定。

段是组内次一级的岩石地层单位。其岩性特征与组内相邻岩层不同。一个组不一定都要划分为段。

层是最小的岩石地层单位。指组内或段内一个明显的特殊单位层，如膨润土层、笔石层、磷矿层等。

群是最大的岩石地层单位。由两个或两个以上经常相伴出现且又具有某些统一的岩石学特点的组联合构成。但组并不一定要合并成群。某些厚度巨大、岩类复杂，又因受构造运动的扰动以致原始顺序无法重建的一大套地层，也可以视为一个特殊的群。

除岩性特征外，地层间的间断面也是划分岩石地层单位的重要依据。

（二）生物地层划分与对比

生物地层划分是依据化石的内容与分布，把地层层序中含化石的部分划分为具有不同化石特征的地层单位。所谓生物地层对比则是依据化石的内容与分布，比较不同地点的含化石层，论证它们的化石特征及生物地层位置是否相当。生物地层划分、对比的基础是生物进化的不可逆性和阶段性。不可逆性表现在生物的一定种、属或类别在地史时期只出现一次，绝不会于绝灭后再度出现。生物的进化速度是不均一的，有相对缓慢的渐变，也有急速的突变。在突变时，生物发生大规模的绝灭及紧随其后的爆发性的生物多样化。渐进与突变的交替使生物的进化表现出明显的阶段性，即同一地质时期生物界的总面貌大体全球一致。这就决定了依据化石确定地层时代的可靠性。

在研究地层时，那些可用以确定地层时代、进行地层的划分和对比的化石，称为标准化石。作为标准化石应当具备生存时间短（便于精确地进行地层的划分、对比）、地理分布广（便于远距离的地层对比）、特征显著（易于辨认）、数量很多（容易发现）等条件。除利用标准化石外，还需研究地层中所有的化石，因为化石群的面貌能大致反映某一时期生物群的面貌，体现生物界一定进化阶段的特征。因此，将标准化石与化石群的研究相结合，就可以避免片面性，作出有关地层时代的比较可靠的结论。

生物地层单位的一般术语是生物带。由于生物地层划分可以依据不同的生物特征，因此生物带有多种类型。对确定地层时代意义最大的是延限带和顶峰带。延限带是代表任一生物分类单位（种、属……）的整个延续范围（纵向与横向）的地层体。例如，*Neoschwagerina*（新希瓦格缇）延限带指的是在任何一个地点该属的标本最早出现和最后消失的两个界面之间的地层体。顶峰带是指某些化石种、属最繁盛的一段地层。

由于生物的迁移需要时间，因此同一种、属的最早出现时间在其发源地要早于其移居

地。此外，同一物种在不同地点的绝灭时间也有差异。以上两点导致不同地点的同一延限带的上、下界面常常不是等时面。由于浮游生物（如笔石、菊石等）的迁移速度很快，与其延续时间相比微不足道，因此许多依据浮游生物建立的延限带的界面可视为等时面。

（三）年代地层划分与对比

在依据岩石的不同特征或属性将岩层层序划分为各类地层单位（如岩石地层单位、生物地层单位等）以后，将这些单位归入与之相对应的地质时间间隔（地质年代单位）内，以构成年代地层单位的工作，称为年代地层划分。由于年代地层单位是在特定的地质时间间隔内形成的岩层体，因此它与地质年代单位是严格对应的。年代地层单位的主要特征是：（1）其顶、底界面均为等时面；（2）因为地质年代是连续的，所以年代地层单位之间也是连续、无间断的。年代地层单位包括宇、界、系、统、阶、时间带等由大到小的6个级别；与之相对应的是宙、代、纪、世、期、时6个由大到小的地质年代单位。

宇是最大的年代地层单位，是在一个宙的时期内形成的地层。整个地质时代包括：太古宙、元古宙、显生宙三个宙，其相应的年代地层单位是太古宇、元古宇和显生宇。界是第二级年代地层单位，是在一个代的时期内形成的地层。按生物进化的重大阶段，显生宇（宙）可划分古生界（代）、中生界（代）和新生界（代）。显生宇（宙）内部的界（代）进一步划分为若干系（纪），系（纪）再划分为若干统（世），统（世）再分为阶（期）。这些不同级别的单位都是根据不同级别的生物进化阶段来划分的。时间带是最小的年代地层单位，代表一个时的时间内形成的地层。狭义的时间带是根据生物的种或属的延限带建立的。

年代地层对比是比较不同地区的地层单位，论证它们在地质年龄和年代地层位置上是相当的。要论证不同地区的地层单位是相当的年代地层单位，必须论证这些地层单位的顶、底界线是等时面。这就需要运用多种对比方法，如化石的研究、同位素年龄测定、古地磁年龄测定、地质事件（地磁极性转向、小星体撞击、大规模的冰川活动和火山活动等）对比以及某些近于等时面的标志层的追索等。

同位素年龄测定 通过地层的划分、对比能够确定地层间的新、老关系，即地层的相对地质年代。而同位素年龄测定则能定量地提供矿物、岩石形成的年龄值或各种地质事件发生的具体时间。研究表明，放射性同位素是不稳定的，它们不停地、自发地放射出射线，衰变为另一种或多种同位素，最终稳定下来。由于衰变的速率不受外界因素干扰保持恒定，因此可以根据矿物、岩石中某种放射性同位素的含量及其衰变产物的含量之比计算矿物、岩石形成的年龄。目前广泛采用的测定方法有：铀-钍-铅法（ $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ ； $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ ； $^{232}\text{U} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ ）、钾氩法（ $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ ）、铷锶法（ $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ ）和碳法（ $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$ ）。碳法目前仅应用于近期（不超过60000—70000a）年龄测定。

古地磁年龄测定 通过研究不同时代岩石的剩余磁性，发现地球磁场的极性经常发生变化，有时与现代地磁场的方向一致，称为正向极性；有时方向相反，称为反（逆）向极性。在地史时期常发生全球性的正向极性与反向极性的相互反转。目前已将古地磁的极性变化按时期排列起来，建立起最近5Ma期间的极性时间表，对这一段地质历史进行了分期。这个期间包括4个极性时（世），每个极性时内又包括几个地磁极性发生倒转的时期，称为极性亚时（事件）。这些极性时和亚时已由同位素年龄测定提供了年龄数据（图V—2—3）。古地磁年龄测定为全球第四纪与第三纪晚期的地层对比提供了重要依据。

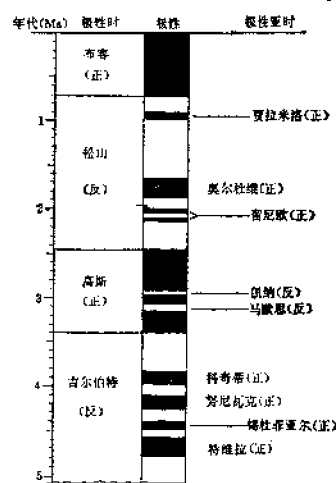


图 V—2—3 近 5Ma 的地磁极性时间表
(据 W. B. Harland, 1982)

三、地质年代表

随着地层研究的进展，在已经建立了各地区的区域地层系统的基础上，通过地区间的地层对比与相互补充（任何一个地区的地层都不是从老到新完整无缺的），已建立起包括地史时期所有地层在内的世界性的标准年代地层表及相应的地质年代表（表 V—2—1）。

第二节 古代沉积环境的恢复

在地层划分、对比的基础上，根据地层的岩性和化石特征推断其沉积环境，这就是地史学研究的主要任务之一，它对认识沉积矿产的形成、分布规律，以及指导找矿等具有重要意义。

一、沉积相和相分析

在现代地表各种不同的自然地理环境中，生活着不同种类的生物，形成不同的沉积物。地史时期的情况也是如此。地质学中常用沉积相（简称相）的概念来表明沉积环境及其产物之间的关系。对相的理解长期以来存在分歧。这里采用的观点是：沉积相是能反映沉积条件的岩性特征与古生物特征的总和，即沉积相是沉积环境的物质表现。每种沉积环境都有其相对应的相，如深水环境的浮游生物黑色页岩相等。由沉积环境变化所引起的地层岩性和化石特征的变化称为相变。相变有横向（空间）变化和纵向（时间）变化之分。

综合分析地层的岩性特征和化石特征，用以推断其沉积环境的方法，称为相分析。进行相分析一般运用将今论古的原则，但要注意古今之间存在一定差异，不能机械地对比。

二、古代沉积环境的识别

恢复古代的沉积环境必须从分析现代沉积环境及其产物入手。现代沉积环境可分为海洋环境、大陆环境及二者之间的过渡环境。这些环境中的各种地质作用及其产物的特征已

在第一篇中述及。古代沉积环境的物质记录是各地质时期形成的沉积岩,其各种特征如颜色、成分、结构、构造、所含化石等都是识别古代沉积环境的标志。

(一) 古海洋与古大陆环境的判别

1. 古生物标志 古生物的种类是区分海、陆和过渡环境的关键。某些古生物类别只生活在盐度正常的海洋中,如三叶虫、笔石、腕足类、头足类、珊瑚、瓣、海生藻类等;另一些类别只能生存在大陆上,如陆生植物、陆生脊椎动物、昆虫、淡水双壳类、陆生腹足类、大部分叶肢介和介形类等。过渡环境古生物的特点是:海生生物和陆生生物混杂;能适应较大范围盐度变化的生物比较丰富;向海的方向典型海生生物逐渐增加等。

2. 矿物标志 某些自生矿物(在沉积岩形成过程中生成的矿物)能反映特定的沉积环境,如海绿石、鲕绿泥石是海洋环境的重要标志,磷灰石也主要在海水中形成。

3. 地球化学标志 一些元素的分散和聚集与水体的含盐度有关,因此它们的含量可作为区分海、陆的标志。例如,可利用测定水体中氯离子的含量;测定沉积磷酸盐中 $\text{Ca}/(\text{Fe} + \text{Ca})$ 的比值;测定碳酸盐岩或钙质化石中 Mg/Ca 的比值;测定粘土矿物中硼的含量等方法计算古水体的盐度。某些稳定同位素的组成特征也可用来确定古盐度,通常采用 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 、 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 和 $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 的比值(分别以 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{34}\text{S}$ 表示)作为测定的标志。

(二) 古水体深度的确定

1. 古生物标志 生物的生活与水体的深度密切相关,因此化石特征是确定古水深的可靠标志。例如,行光合作用的藻类主要分布于水深 0—50m 的透光带;种属繁多的海生底栖生物组合是富氧的开阔浅海的标志;种类贫乏的浮游生物组合则可反映较深水环境或滞流环境。近年来,遗迹化石愈来愈多地应用于古水深的确定。

2. 矿物标志 某些自生矿物能反映古水深。例如,由于海绿石的形成温度一般是 10°C — 15°C , 鲕绿泥石为 20°C 以上,所以在热带海洋中,海绿石形成于水深超过 125m 处,鲕绿泥石在深度不足 60m 处发育;而在温度较低海区,水深 30m 处海绿石即可形成。磷酸盐矿物可在水深 300m 以下形成,但水深 30—50m 的温暖浅海最适于其生成。锰结核主要形成于深海,也有见于浅海者,但其痕量元素(钴、镍、铜、锌、铅等)的含量低于深海锰结核。

3. 地球化学标志 较深海沉积物与浅海沉积物相比,常富含氯、溴、银、镉、铟、铜、钴、钼等痕量元素。在碳酸盐岩中锰的含量和 Ca/Mg 比值均随海水深度的加大而明显增加。

4. 沉积学标志 一些特殊的沉积类型可以指示古水深。如蒸发岩形成于干燥气候,其水体深度不超过几米;鲕粒灰岩形成于水深 10—15m、温暖、搅动的浅水;礁灰岩形成的水深为 10—50m;深海环境常形成各种软泥、硅质沉积和浊流沉积等。又如雨痕、干裂、盐晶痕等层面构造都反映水极浅,沉积物曾露出水面。

(三) 古气候的恢复

1. 古生物标志 对古海洋温度的推断主要依据一些不适应温度大范围变化的生物类别。如生物礁常见于热带海洋;一些小型单体珊瑚和厚壳腕足类、厚壳双壳类的组合多见于高纬度冷水区。随着纬度的降低、温度的升高,生物界的分异度逐渐增高,即生物门类更加多样,每一门类内部的属种数也增加。

对大陆环境而言,古植物是反映古气候的最好标志。如树干巨大、不显年轮、叶片宽阔的古植物反映炎热、潮湿的气候;温带地区的古植物年轮明显;寒冷气候带的古植物种类单调、植物体较小;干燥气候带的植物则常具茎干粗短不分枝、叶数减少、叶窄小或呈刺状等特征。

2. 岩性标志 一些特殊的岩石类型能明显反映古气候特征。例如,大陆冰川所形成的冰碛岩是高纬度寒冷潮湿气候的标志;海相碳酸盐岩反映温暖甚至炎热的气候;蒸发岩(由钾、钠、钙、镁的氯化物、硫酸盐、硼酸盐及钠、钾的硝酸盐等矿物组成的岩石)和风成沉积是干燥气候带的特征;铝土矿、菱铁矿、沉积锰矿和煤层均在温暖潮湿气候下形成;潮湿炎热气候条件下往往形成残积风化壳、红土堆积;某些泥质岩石或泥晶灰岩中的石盐假晶、干裂反映干燥气候,而风棱石、沙漠漆等则是沙漠干燥气候条件的产物。

三、古地理图

在对某地区某一时代的地层进行相分析后,就可以了解该地区当时的古地理面貌,包括海陆分布、地形、气候等。将这些分析结果用各种图例并按一定比例尺表现在现代地理底图上,就成为该地区当时的古地理图。如果在图上还表现了地层的沉积相,就成为岩相古地理图。系统编制各地质时期的岩相古地理图,就能了解古地理的变迁及其与地壳运动的关系,还能对研究沉积矿产的形成、分布规律及指导找矿工作等起重要作用。

第三节 地壳构造发展史的恢复

一、概述

再现地壳(或岩石圈)的构造发展史是地史学研究的主要内容之一。百余年来对地壳是以垂直运动为主还是以水平运动为主一直存在争论。本世纪50年代以前,强调垂直运动的固定论占主导地位。60年代以来,随着板块构造学说的兴起,强调水平运动的活动论已成为一种主流。因此,研究地壳构造的发展,必须首先了解如何识别与研究这两类地壳运动。

垂直运动可以运用沉积相和厚度分析以及分析地层间的接触关系等方法进行研究。地层剖面中沉积相的纵向变化可用以推断地壳的垂直运动。沉积相保持稳定或由陆相变海相、由浅水相到深水相的海进序列,都反映了地壳的下降。相反,由海相变陆相、由深水相到浅水相的海退序列,则有两种可能:一种是地壳并未显著上升,甚至仍在持续下降,但由于沉积物的快速堆积,盆地逐步填满,因而沉积相显示出海退特点,这时形成的沉积物一般为连续沉积,厚度较大;另一种是地壳确有明显上升,这时形成的沉积物一般较薄,发育不全,常被沉积间断面分隔。地层间的接触关系是判断垂直运动的重要标志。整合接触一般表明地壳在持续下降;平行不整合接触表明新地层沉积前该地区发生过地壳上升、剥蚀,有过沉积间断;角度不整合接触则是新地层形成前该地区发生过褶皱与上升运动的表现。

当地壳的某一部分持续下降时,会不断接受沉积。一般说来,下降的幅度越大,沉积物堆积的厚度也越大。因此,地层的厚度是判断地壳下降幅度的标志。但沉积厚度与地壳下降幅度并非任何时候都相符合,因为厚度还与沉积物供应量的多少有关。只有在沉积环境没有明显变化的条件下,沉积厚度才与地壳下降幅度基本一致(图V-2-4,上)。如

果在地层剖面中自下而上由浅水相向深水相变化,说明地壳下降幅度大,沉积物供应量小,没有完全补偿下降幅度,这时沉积厚度小于下降幅度(图 V—2—4,中)。反之,由下而上由深水相向浅水相变化,则表明沉积物供应充足,沉积厚度大于下降幅度(图 V—2—4,下)。因此,用地层厚度推断地壳下降幅度,要注意沉积相的变化。

水平运动的表现与研究将在板块构造部分介绍。

二、经典地槽和地台学说简介

在本世纪60年代板块构造学说出现以前,地槽—地台学说曾在大地构造学领域占主导地位达百年之久,对地质学的各个方面均有深刻影响,在推动地质科学的发展和满足社会对矿产资源的需求上都起了重要作用。因此,有必要对其基本内容作一简要介绍。

(一) 地槽

地槽是地壳上强烈活动的巨大拗陷带。其主要特征是:

1. 多呈狭长带状,长数百至数千公里,宽数十至数百公里,出现在大陆边缘或两个大陆之间。

2. 地槽发展的前期是总体差异性下降阶段(沉积阶段)。随着强烈沉降与海侵的扩大,接受巨厚的海相沉积,并常伴有以基性为主的海底火山喷发。此阶段有特定的沉积组合,其形成顺序为硬砂岩、硅质-火山岩、碳酸盐岩,沉积相和厚度的横向变化剧烈。下降阶段还可有基性-超基性岩浆侵入。

3. 地槽发展的后期是总体差异性上升阶段(造山阶段)。随着上升,逐步海退。在此阶段地槽经受了强烈的构造变动,普遍发育紧闭的线形褶皱,并伴生大型逆冲断层和逆掩推覆构造。岩浆活动强烈,有大规模花岗岩浆侵入,形成巨大岩基。由于温度与压力的升高,岩层普遍遭受区域变质作用。经过上述一系列地质作用以后,地槽结束了活动状态,转变为高出海面相对稳定的褶皱带(褶皱山系)。上升阶段的前期形成以砂、泥为主的海相陆源碎屑沉积,由许多单个厚度几厘米至几十厘米、底板上有特殊象形印模的韵律组成,称复理石沉积。上升阶段的后期形成磨拉石沉积,它发育在褶皱山系的边缘拗陷和山间拗陷中。磨拉石是一种快速堆积,以陆相为主,砾岩和砂岩占优势,分选差,层理不清,岩相和厚度变化大。

4. 地槽区有丰富的矿产。内生金属矿床有:与基性-超基性岩有关的铬、镍、铂、钛及块状硫化物矿床;与中-酸性侵入岩有关的斑岩型铜钼矿床和矽卡岩型铁、铜、钨、钼矿床以及热液多金属矿床等。沉积矿床有铁、锰、铝、磷、煤、盐类等。

5. 地槽有优地槽和冒地槽之分。前者远离稳定地块,岩浆活动强烈,基性熔岩和蛇绿岩发育,深海沉积占重要地位;后者邻近稳定地块,活动性较弱,不含或极少有火山物

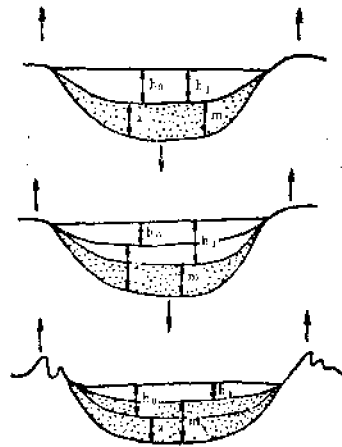


图 V—2—4 基盘下降幅度、水的深度和沉积厚度的关系

(据 Страхов, 1947)

上一水的深度不变;中—深度增大;下一深度减小;
a—下降幅度; m—沉积厚度; h_0 —下降开始时水的深度;
 h_1 —下降结束时水的深度

质，以陆源碎屑和碳酸盐沉积为主。

地槽由下降向上升的转变，称为回返。从地槽开始下降、接受沉积到褶皱回返、形成褶皱的全过程，称为地槽旋回或构造旋回。

（二）地台

地台是地壳上的稳定地区。其基本特征是：

1. 古地台一般呈近似等轴的不规则轮廓，直径可达几千公里，地形相对平坦。

2. 地台具明显的双层结构。下构造层由区域变质明显、构造变动强烈、岩浆侵入繁杂的结晶岩石组成，通常称为地台基底（褶皱基底或结晶基底）。上构造层由沉积岩层组成，一般称为地台盖层（沉积盖层）。地台盖层的岩相稳定、厚度及其横向变化较小；构造变动较微弱，产状平缓；一般未受区域变质作用；岩浆活动微弱，有时可见泛流玄武岩和小型碱性侵入岩。两个构造层被明显的区域性角度不整合面分隔。面貌迥异的两个构造层是该地区经历了两个不同的地壳构造发展阶段的表现。基底的特征表明该地区前期处于活动地槽状态，盖层的特征则说明后期该地区已转变为稳定的地台。基底与盖层间的巨大不整合面则是该地区在经历褶皱运动后，构造性质发生由活动到稳定的质变的标志。

（三）构造阶段与大陆地壳大地构造单元

地壳构造的演化显示了一定的阶段性，即每隔一定时期（约150—200Ma），就有一批地槽转变为褶皱带，它们的造山期相对集中。与此相对应，海陆分布、沉积作用、岩浆活动等也有阶段性的变化。因此，可以根据这些特点将地壳构造的演化过程划分为不同的阶

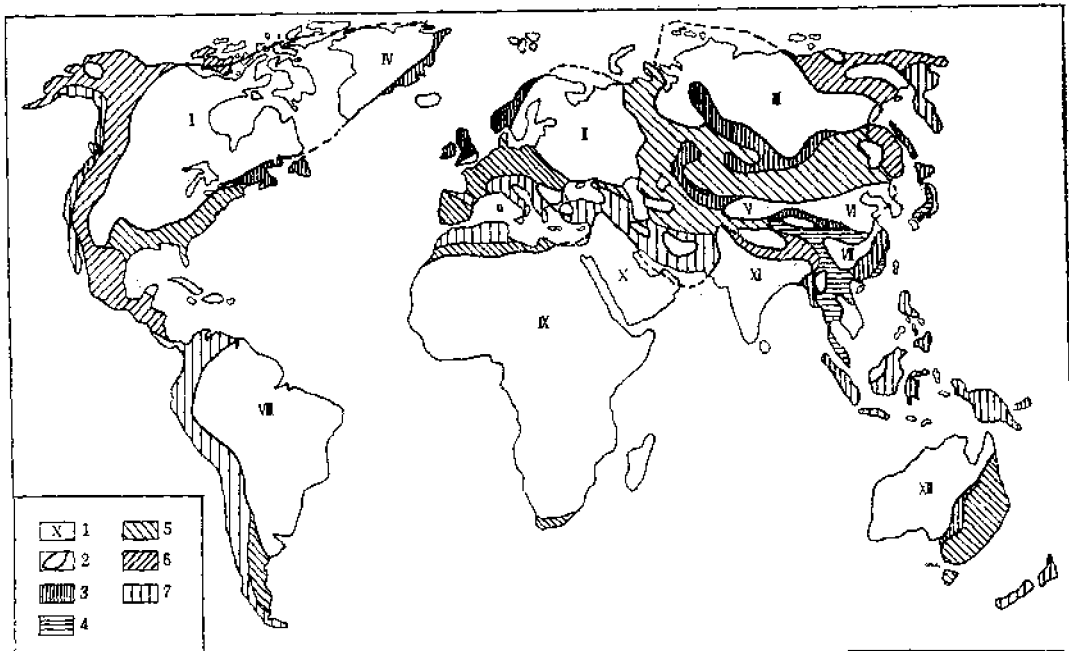


图 V-2-5 世界大地构造分区略图

（据刘本培等，1986）

I—地台区代号；I—北美地台区；II—东欧地台区；III—西伯利亚地台区；IV—格陵兰地台区；V—喜马拉雅地台区；VI—中朝地台区；VII—扬子地块；VIII—南美地台区；IX—非洲地台区；X—阿拉伯地块；XI—印度地台区；XII—澳大利亚地台区；2—地台区边界；3—加里东褶皱带；4—海西及印支褶皱带；5—海西褶皱带；6—老阿尔卑斯（燕山）褶皱带；7—新阿尔卑斯（喜马拉雅）褶皱带

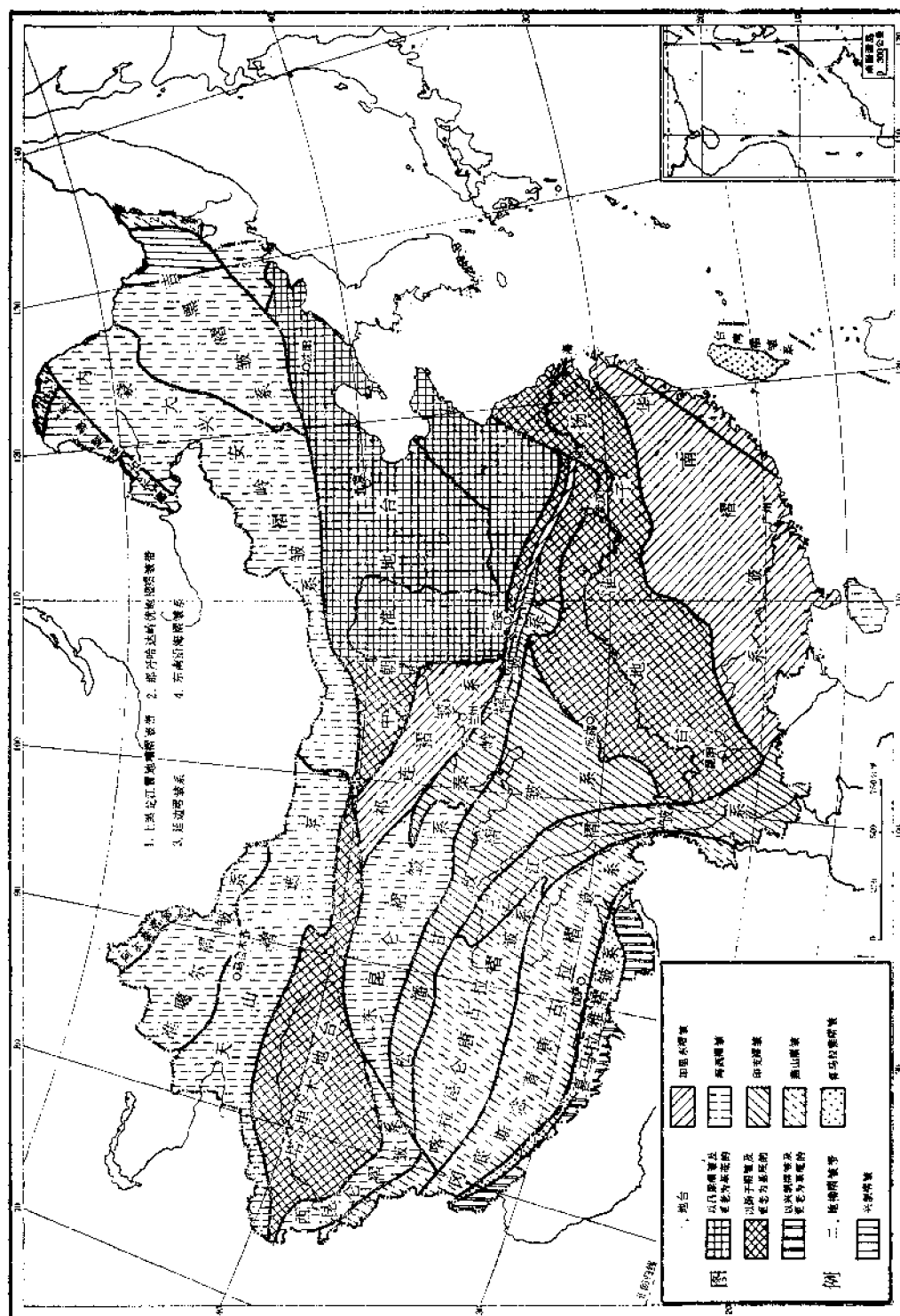


图 V-2-6 中国人地构造分区略图
(据任纪舜等, 1980)

段。这就是构造阶段。自寒武纪起可划分为：（1）加里东构造阶段，大体相当早古生代；（2）海西（华力西）构造阶段，大体相当晚古生代；（3）老阿尔卑斯构造阶段，大体相当中生代，在中国可进一步划分为相当三叠纪的印支构造阶段和相当侏罗-白垩纪的燕山构造阶段；（4）新阿尔卑斯构造阶段（中国称喜马拉雅构造阶段），大体相当新生代。

根据各地区由活动的地槽状态转化为相对稳定的褶皱带（即地台）的时间不同，可将全球大陆地壳划分成不同的大地构造单元，有在寒武纪以前转化为稳定状态的、面积广阔的古地台；以及分别在上述各构造阶段褶皱起起的加里东褶皱带、海西（华力西）褶皱带、老阿尔卑斯褶皱带（包括印支褶皱带和燕山褶皱带）和新阿尔卑斯（喜马拉雅）褶皱带。上述大地构造单元在现代大陆的分布见图V—2—5。与此相应的中国大地构造单元的分布见图V—2—6。

三、板块构造

（一）板块构造学说的由来与要点

50年代以来，随着科学技术的发展，人们对海洋的地质、地貌和地球物理特征，以及对地壳深部和上地幔的物质组成、物理性质等有了更多了解，水平运动逐渐受到重视。60年代初，古地磁等方面的一些重要发现促使人们对A. 魏格纳（Wegener）1912年提出的大陆漂移说重新检验与证实，提出了海底扩张学说。在此基础上，形成了板块构造学说这一新的全球构造理论。大陆漂移-海底扩张-板块构造构成阐述岩石圈发展的完整理论体系。

1. 大陆漂移 通过科技进步获得的新资料使大陆漂移的证据更加充分，这些证据可以归纳为：

（1）大陆轮廓的吻合 南大西洋两岸大陆轮廓的吻合是魏格纳提出大陆漂移说最直观的证据，现代的先进技术证实了这一点。E. C. 布拉德（Bullard）等1965年应用电子计算机进行大西洋两岸各大陆的拼合，发现利用500fa（915m）等深线进行拼合，效果最佳（图V—2—7）。

（2）现代一些大陆在地层、古生物、沉积相、区域构造、古气候等方面的相似、对应性 例如，北美洲东部和欧洲的加里东褶皱带和海西褶皱带相互对应；南方各大陆及印度边缘的古生代及中生代褶皱带也可以对应。南美洲与非洲如果拼合起来，两个大陆上的年龄老于2000Ma的古地台和较年青的活动带可以相互连接（图V—2—8）。古生代和中生代早期，南方各大陆和印度在地层、沉积特征上十分相似。在南美洲、非洲、南极洲、大洋洲、印度和我国西藏南部都普遍发现晚石炭世—二叠纪的陆生植物舌羊齿植物群；在南美洲和非洲均发现生活于浅水湖泊的 *Mesosaurus*（中龙）。众所周知，陆生动植物是不能横越大洋的，只有用上述大陆曾经是连在一起的，才能进行合理解释。另外，南方各大陆和印度普遍发育晚石炭世—早二叠世的大陆冰川。就现代地理位置看，冰川的流向杂乱无章，但如将这些大陆拼合起来（冈瓦纳大陆），就会发现冰川是由一个中心向四周流动的（图V—2—9）。

（3）极移现象 50年代以来，通过对各大陆不同时代岩石剩磁的研究，发现不同地质时期古地磁极的位置是移动的，有时甚至接近现代的赤道。由于公认地理极在地质历史时期是相对固定的，而由古地磁方法和地质方法所推算的古纬度的惊人一致又充分说明地质历史时期地理极和地磁极的位置是接近的，因此这种古地磁极明显偏离地理极的现象

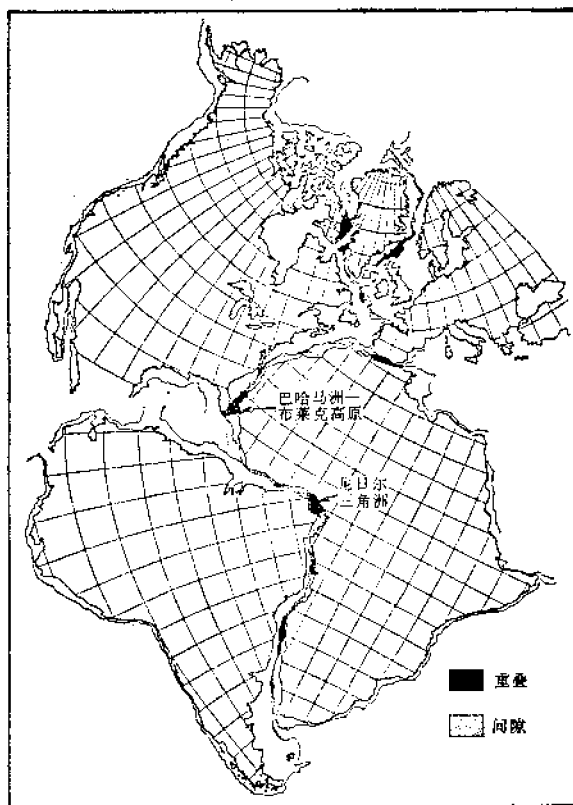


图 V—2—7 大西洋两岸大陆用计算机按500fa (915m) 等深线所作的拼合
(据 Bullard 等, 1965)

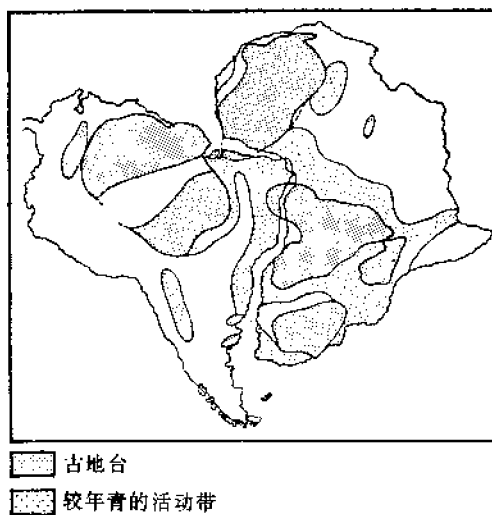


图 V—2—8 越过闭合的南大西洋的克拉通及较年青活动带的相互关系
(引自P. Kearey & F. J. Vine, 1990)



图 V—2—9 冈瓦纳大陆石炭—二叠纪冰川分布图
(据 A. G. Smith, 1971)
黑点表示冰川分布地区；箭头表示冰川运动方向

(称极移), 只能解释为保存古地磁记录的大陆曾相对地理极发生过移动。每个大陆从老到新各地质时期古地磁极位置的连线, 称为该大陆的视极移曲线 (图 V—2—10)。鉴于各

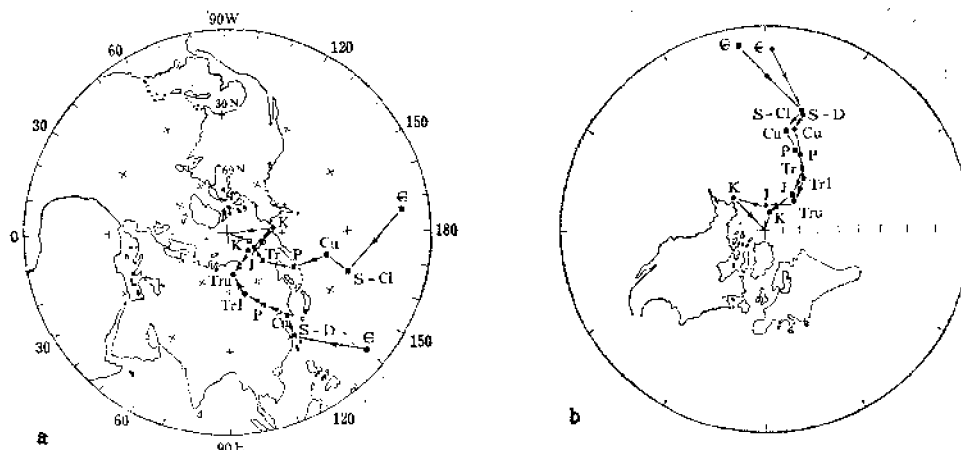


图 V—2—10 北美洲与欧洲的视极移曲线

(引自 B. F. Windley, 1977)

a—两条曲线的对比, 圆点代表北美洲视极移曲线, 方块代表欧洲视极移曲线; b——一条曲线向另一条曲线旋转40°后与之重合, 旋转的距离相当于使北大西洋闭合

大陆的视极移曲线不相符合, 说明它们之间有过相对移动。这种曲线还能推断大陆的漂移方向与距离提供依据, 例如, 图 V—2—10 之 b 显示, 如将北美洲的视极移曲线向东旋转 40°就能与欧洲的曲线基本重合, 旋转距离正好相当于使北大西洋闭合。这说明北美洲曾相对欧洲向西移动了一个相当北大西洋宽度的距离。

2. 海底扩张 海底扩张学说由 H. H. 赫斯 (Hess, 1962) 和 R. S. 迪茨 (Dietz, 1961) 提出。他们认为洋中脊是地幔物质上涌的出口, 地幔物质在此冷凝, 形成新的大洋岩石圈, 并在地幔对流的参与下推挤原先形成的大洋岩石圈, 使之自洋脊向两侧对称移动。当移动到大陆边缘的海沟处, 大洋岩石圈便向下俯冲, 消亡于软流圈中 (图 V—2—11)。

海底扩张最重要的证据是世界三大洋的洋底都有正负地磁异常条带相间排列。这种条带与洋脊平行, 并在其两侧对称分布 (图 V—2—12)。1963 年 F. J. 瓦因 (Vine) 和 D. H. 马修斯 (Matthews) 首次对这种现象提出解释, 认为这是由于在地磁场极性反复转向的同时, 新洋壳在洋脊处不断产生, 组成洋壳的玄武质岩石按当时的地磁场方向磁化后, 又被更新的、磁化方向相反的洋壳向两侧推挤所致。海底磁异常条带实际上是地磁场转向和海底扩张历史的记录。

海底扩张的另一重要证据是自洋脊向外, 深海沉积物的年龄与厚度逐渐增大; 距洋脊越远的火山岩年龄越老 (图 V—2—13)。洋底没有年龄老于侏罗纪的深海沉积物, 表明由于以每年几厘米的速度扩张、消亡, 每隔 200Ma 左右洋底就会完全更新一次。

3. 板块构造的要点 60 年代后期建立了板块构造学说, 这是对半个世纪以来活动论思潮的系统总结与发展。其基本论点是: 地球外部的岩石圈并非完整的一层, 它被各类

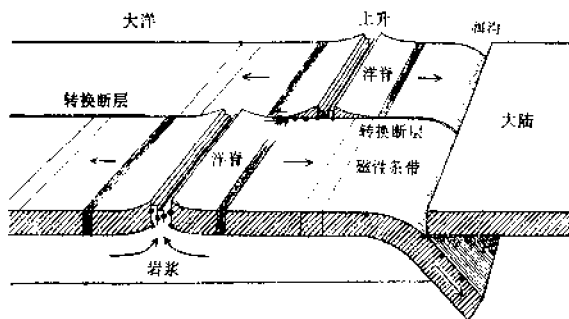


图 V—2—11 海底扩张及转换断层示意图
(据D. L. Anderson, 1975 略有修改)
黑点为地震震源(震中)位置

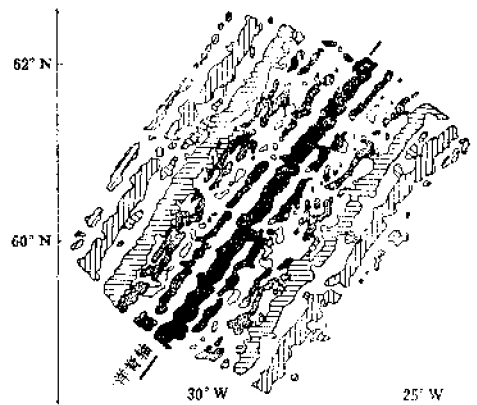


图 V—2—12 冰岛西南大西洋雷克雅
恩洋中脊两侧岩石磁异常条带
(引自H. L. Levin, 1983)

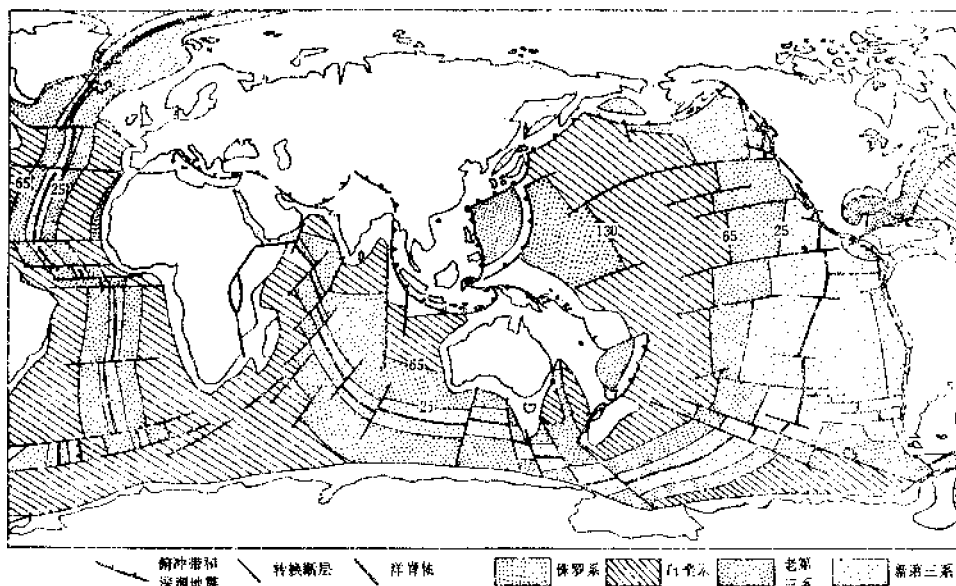


图 V—2—13 根据磁异常及深海钻探获得的洋壳年龄以及
俯冲带、大洋扩张脊和主要转换断层的分布
(引自 R. H. Dott, Jr. R. L. Batien, 1981)
数字代表年龄, 单位为 Ma

活动带如洋中脊、海沟、转换断层、活动褶皱带等分割成许多刚性、薄板状的块体, 称为板块; 岩石圈漂浮在软流圈之上, 不断地生长、移动、消亡; 板块边界是地球表面能量最集中、构造活动性最强的地带, 绝大多数的地震和火山活动发生在这里, 而板块内部则是相对稳定的地区; 板块以水平运动占主导地位, 可以发生超过几千公里的大规模水平移动。板块间不同方式的相对运动是地壳发生不同性质变形的根本原因。

（二）板块的划分与边界类型

勒皮雄 (Le Pichon, 1968) 主要根据地震活动带的分布, 将现代的岩石圈划分为六大板块, 即太平洋板块、欧亚板块、印度洋板块、非洲板块、美洲板块和南极洲板块。随后, 一些学者又作了进一步的划分。全球主要板块及其边界性质见图 V-2-14。

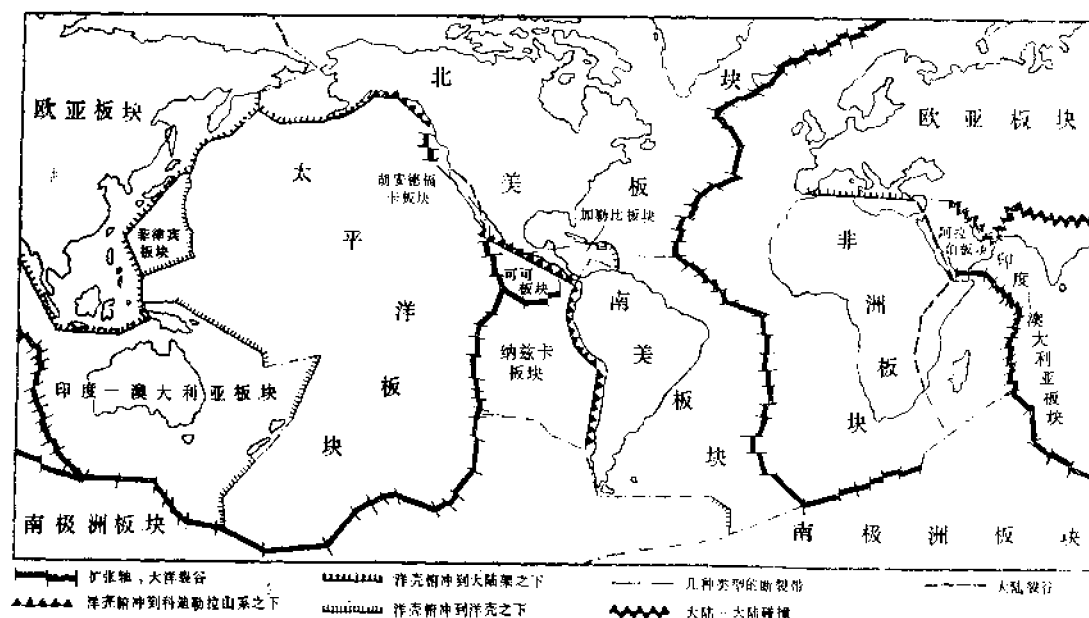


图 V-2-14 全球主要板块及其边界性质
(据 W. L. Stokes, 1982)

根据相邻板块间相对运动的方式, 可将板块边界分为三种基本类型:

1. 背离 (扩张) 型边界 即洋中脊, 这是一种增生边界。新的大洋板块沿洋中脊轴部的张性裂谷生长, 并推挤较老的洋底对称地向两侧作背向运动, 使大洋不断加宽。

2. 聚合 (挤压) 型边界 两侧板块作相向运动。又可分为俯冲型和碰撞型两类边界。俯冲边界即海沟, 沿着海沟, 密度大、位置低的大洋板块向密度小、位置高的大陆板块之下俯冲, 下沉至上地幔的软流圈后即消亡。因此, 海沟是一种消减边界。这类板块边界主要见于环太平洋地带, 在西太平洋边缘表现为海沟-岛弧-弧后盆地 (边缘海) 型, 在东太平洋边缘则表现为海沟-山弧型。碰撞边界出现在因为介于其间的洋盆消失, 两个大陆板块直接会聚处。碰撞带形成高耸的山系或高原, 出现蛇绿岩套和蓝闪石片岩, 如阿尔卑斯-喜马拉雅带。

太平洋东侧的海沟-山弧型大陆边缘和西侧的海沟-岛弧-弧后盆地型大陆边缘都是构造活动性强的地带, 属于活动 (主动) 大陆边缘。与之相对照, 大西洋两岸没有海沟与洋壳的俯冲, 形成巨厚的浅海沉积, 基本没有岩浆活动与变形, 称为被动 (不活动) 大陆边缘。

3. 转换断层^① (剪切型) 边界 两侧板块沿边界作水平错动, 既不增生, 也不消

^① 所谓转换断层是一种主要横切洋中脊的断裂构造, 它是由于两段洋中脊的两侧板块各自相背 (扩张) 运动, 使两段洋脊之间的地带受到水平剪切而错断形成的一种断裂构造 (图 V-2-11)。

亡。

(三) 威尔逊旋回

大洋盆地是不断演化的。J. T. 威尔逊 (Wilson, 1969) 认为大洋盆地的发展经历如下几个阶段：(1) 胚胎期，陆壳发生张裂，形成大陆裂谷，如东非裂谷；(2) 幼年期，陆壳因继续开裂而被拉断，其间出现狭长的幼年洋盆，如红海、亚丁湾；(3) 成年期，洋壳沿洋中脊向两侧不断增生，而洋盆边缘尚未出现俯冲、消减现象，因此洋盆迅速扩大，如大西洋；(4) 衰退期，洋壳继续沿洋中脊增生，但洋盆边缘出现洋壳的强烈俯冲、消减作用，因此洋盆逐渐缩小，如太平洋；(5) 终了期，随着洋盆的收缩，两侧的陆壳相互靠拢，其间仅有残留的陆间海，如地中海；(6) 遗迹 (地缝合线)，洋盆完全消失，两侧大陆直接碰撞，沿碰撞带出露侵位的古洋壳残片，即蛇绿岩套，如阿尔卑斯山和雅鲁藏布江。大洋由产生、发展、衰退到消亡的全过程，有人称之为威尔逊旋回。

(四) 板块构造学说对地槽的解释

从板块构造的观点看，地槽总体上相当于现代的大陆边缘。冒地槽靠近大陆，相当于大陆架和大陆坡，其基底为陆壳。实例是美国东海岸，在这个被动大陆边缘的大陆架上沉积了由白垩纪至现代的巨厚碎屑岩和碳酸盐岩，组成一个浅海沉积楔状体，基底为陆壳。优地槽远离大陆，基底为洋壳，相当于活动大陆边缘的海沟和火山岛弧带，或相当于被动大陆边缘的大陆基。例如在美国东海岸的大陆基上形成了一个由巨厚的深海沉积物 (多为浊积岩) 组成的楔状体，形成大陆隆。楔状体部分位于洋壳基底上。总的说来，地槽的形成 (沉降) 与大陆的张裂、洋盆的打开与扩张密切相关。地槽的封闭 (褶皱上升) 则是岩石圈板块的俯冲和板块间的挤压、碰撞作用所导致。阿尔卑斯陆间型地槽发展的全过程体现了威尔逊旋回。

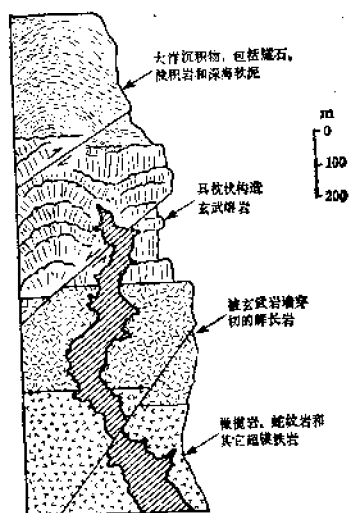


图 V-2-15 蛇绿岩套理想剖面图
(据 H. C. Levin, 1983)

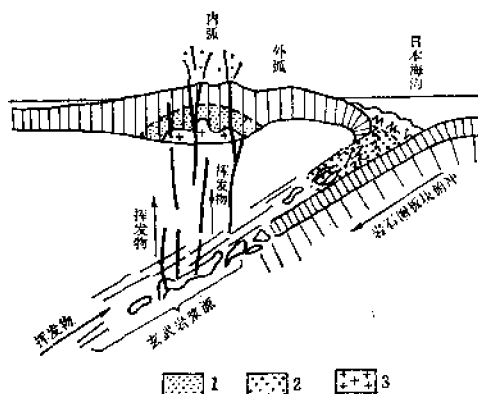


图 V-2-16 日本岛弧俯冲带、火山活动和双变质带示意图
(据 H. H. Reed & J. Watson, 1975)
1—低压、高温变质相带；2—高压、低温变质相带；3—花岗岩类

（五）古板块的研究

与海洋相比，大陆有更长期、复杂的演化历史。按板块构造的观点，现代的大陆是古板块不断碰撞、拼合、分裂的产物。因此，研究大陆地质构造演化的关键是鉴别和研究古板块。其核心问题是确定古板块的边界，特别是古碰撞带的位置。鉴别古碰撞带的主要标志是：

1. 蛇绿岩套 它是由超基性-基性侵入岩、枕状玄武岩和深海沉积物三位一体组成的复杂岩石组合（图V—2—15），被视为板块碰撞时逆冲到大陆边缘的古洋壳残块。
2. 混杂堆积 这是碰撞带颇具特征的堆积物，由来自俯冲板块与仰冲板块的不同成因、不同时代和大小不等的岩块和细粒远洋沉积物混杂堆积而成，普遍遭受剪切作用。
3. 双（对）变质带 在俯冲板块的海沟部位，由于受强烈的挤压，地热值又较低，因此出现以蓝闪石、硬玉为特征矿物的高压低温变质带。在仰冲板块的火山岛弧或山弧部位，以块断构造为主，压力较小，但受岩浆上升的影响，温度很高。因此，出现以红柱石、夕线石为标志的高温低压变质带。以上两种变质带常相伴出现，大体平行，地质时代相似，故名双变质带（图V—2—16）。
4. 古生物地理分区 碰撞带两侧往往分属不同的古生物地理区。
5. 视极移曲线 碰撞两侧的视极移曲线明显不同。

思考题

1. 何谓地层、地层叠覆律及化石层序律？
2. 什么是地层的划分与对比？有哪几类地层划分与对比？其主要区别是什么？
3. 岩石地层单位、生物地层单位与年代地层单位的划分依据、主要单位是什么？
4. 熟记地质年代表。
5. 何谓沉积相与相分析？相分析如何进行？
6. 海洋沉积与大陆沉积的主要区别是什么？
7. 什么是古地理图？为什么要编制古地理图？编图的基础是什么？
8. 如何研究地史时期的地壳运动？地层的沉积厚度、相的纵向变化、地层间的各种接触关系说明了什么？
9. 沉积厚度愈大，说明水的深度也愈大，对吗？为什么？
10. 什么是地槽，其主要特征如何？
11. 什么是地台，其主要特征如何？地槽与地台的关系如何？
12. 大陆漂移的主要证据有哪些？
13. 海底扩张主要表现在哪些方面？
14. 板块构造学说的主要内容是什么？为什么说它是全球大地构造理论？它与大陆漂移、海底扩张学说的关系如何？
15. 板块构造学说如何看待地槽及其发展？

第三章 前寒武纪

前寒武纪不是一个正式的地质年代单位,而是指自地球形成(距今约4600 Ma)至寒武纪开始(距今570 Ma)这一漫长的时期,其延续时间占整个地球历史的7/8。综合考虑各种因素,可将前寒武纪划分为前期的太古宙和后期的元古宙两个阶段,二者的界线置于距今2500 Ma。由于现知地球上最古老岩石(即最早的地质记录)的年龄为3800 Ma,因此一般将距今3800 Ma视为地球历史中地质(地史)时期的开始,在此之前为缺乏物质记录、地球演化历史很难重建的前地质时期或天文时期,或称冥古宙。随着近年来科学技术的发展,人们对月球及类地行星的早期演化有了更多认识,有可能据此间接了解地球的起源及其早期演化的特点,逐步填补地球首卷历史的空白。因此,许多人已将前地质时期归入太古宙。本书采用这一观点。

第一节 太古宙

太古宙的时间范围从距今4600 Ma至2500 Ma,对其进一步如何划分,尚无一致意见。

一、太古宙的主要特征与重大事件

(一) 地核、地幔与地壳的分异

地球形成之初是一个冰冷、均质的固体行星。由放射性元素的衰变、外来星际物质的撞击及地球本身引力势能的转变等因素所产生的热使地球内部不断升温,以致部分熔融。重元素铁、镍开始向地心沉降,其所释放的大量重力能也转变为热能,加速了地球的升温与熔融。已大部熔融的地球在快速旋转中发生高度分异,形成由内向外密度减小的同心圈层——地核、地幔和地壳。通过与月球类似分异过程的对比,一般认为上述分异作用可能完成于地球形成后不久。最初的地壳可能在距今4500—4400 Ma期间形成(K. C. Condie, 1989)。

(二) 富含CO₂的大气圈和水圈

地球的原始大气圈(来自太阳系星云)在其吸积长大的晚期已逸散消失。地球的次生大气圈起源于其内部的排气。从地球升温和部分熔融开始,大量水蒸气和其他气体通过强烈的火山活动释放到地表,形成一个富含水蒸气、CO₂、H₂、CO、H₂S、CH₄、NH₃等成分的火山气圈。在行光合作用的植物出现(距今约3500 Ma)以前,通过大气圈上部水蒸气的光解作用(在紫外线辐射能的激发下,H₂O直接分解为H₂和O₂)产生极少量的自由氧,但新生的自由氧会立即与CH₄、NH₃、CO等气体成分发生反应(产生CO₂和N₂)而耗尽。因此在3800 Ma以前,大气圈中CH₄、NH₃、CO等的含量不断下降,而CO₂和N₂的含量逐渐增加,形成富含CO₂和N₂、缺乏自由氧的大气圈,类似于金星的CO₂气圈。这一特征在行光合作用的植物出现以后仍未能立即改变,而一直保持到太古宙末。

海洋也是地球内部排气的产物。随着地表温度的下降,大气圈中大部分的水蒸气凝结、聚集,形成海洋。最古老的水成沉积岩的年龄为3760 Ma,说明在此之前海洋已形成。

对太古宙时海洋的容积和海水的物理化学性质是否与以后的地质时期明显有别这一点，目前认识不一。多数人认为，由于当时大气圈富含 CO_2 而缺乏自由氧，因此海水中 HCO_3^- 浓度高，利于镁质碳酸盐的形成；海水又是还原性质的，使低价铁得以长距离运移、广泛分布。

（三）陆壳迅速增长

在澳大利亚西部发现了年龄达4200Ma的碎屑锆石，这说明早在4200Ma以前已存在很小的陆块。早期的英云闪长岩和花岗闪长岩质的陆壳可能产生于下降的镁铁质板块的部分熔融。太古宙陆壳连续增长的主要途径有：（1）微陆块的碰撞聚合；（2）岩浆岩的加入，包括板块下的侵入与板块上的火山活动；（3）通过造山作用使沉积岩柱焊接到大陆边缘。各种资料表明，陆壳的迅速增长在距今3000—2700 Ma期间（太古宙晚期）表现最明显。一般估计，到太古宙末期，相当现代大陆地壳50%的陆壳已经形成。

（四）与现代有别的板块构造机制

多数学者目前承认太古宙存在板块构造，对太古宙板块构造机制的看法也日趋接近。一般认为：太古宙的地球热量高（为现代的4—5倍）、地热梯度陡；软流圈的流动性较大，其部位也较浅；地幔对流强而分散；板块薄，板块运动与海底扩张的速度快。显然，太古宙的这些数量多、热而薄、密度小、快速移动的板块不可能产生现代规模的俯冲与碰撞作用。因而迄今未在太古宙中发现蛇绿岩套、蓝片岩、混杂堆积等典型碰撞标志。快速的海底扩张以及大洋板块在大陆边缘的快速消减是太古宙陆壳迅速增长的主要原因之一。

（五）高级变质区与绿岩带并存

太古宙为古地台的基底，一般构成大陆的核心，广泛出露于古地台上长期隆起未形成盖层的地盾区。除极少数例外，太古宙都不同程度地遭受过区域变质作用。太古宙分布区一般可以区分出两种特殊的岩石组合：

1. 高级变质区 其岩石组合为变质程度相当麻粒岩相至高级角闪岩相的英云闪长岩或花岗闪长岩片麻岩及麻粒岩。

2. 绿岩带 这是变质程度较低（绿片岩相至低级角闪岩相）的暗绿色火山-沉积岩系，呈一系列不规则的线形条带（长可达1000 km）嵌入花岗质岩石中。完整的绿岩带层序由三部分组成。其下部主要为超镁铁质—镁铁质火山岩和少量长英质火山岩；中部为镁铁质、中性和长英质火山岩及碎屑沉积岩；上部为沉积岩组合，深水沉积的硬砂岩、泥质岩、浊积岩在下，浅水沉积的砾岩、石英岩、长石砂岩、页岩在上，条带状含铁燧石上下均有。

关于绿岩带和高级变质区的成因和二者的先后关系问题，目前有多种不同看法。

（六）火山岩、硬砂岩和条带状硅铁质岩发育 变质太古宙的原岩成分除各种岩浆岩侵入体外，主要有以基性为主的各种火山岩（未见碱性火山岩）、成熟度低的硬砂岩、条带状硅铁质岩。太古宙中很少出现碳酸盐岩和石英砂岩，红层和蒸发岩也极少或无（图V—3—1）。

（七）重要的成矿时期

太古宙是一个重要的成矿期。大量资料表明，矿床主要赋存在绿岩带中，有铁（条带状磁铁矿石岩，由条带状硅铁质岩变质而成）、金、银、铬、镍、铜、锌、锡、铋、钼、稀有元素及非金属等矿床，其中以铁和金最为重要。高级变质区的含矿性较差，主要有铁、

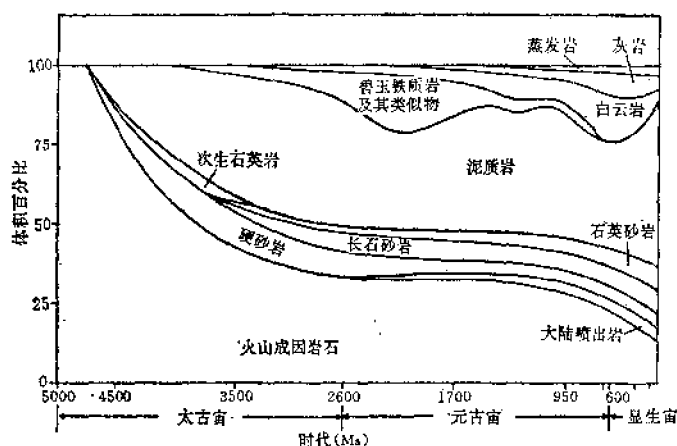


图 V—3—1 陆壳主要岩石类别在地史时期变化示意图
(据A. Б. Роннов, 1972)

非金属及少量铬、镍、铜矿床。此外，太古宙晚期在南非还形成经济价值极高、可能由古冲积砂矿变质而成的含金、铀砾岩。

(七) 原核生物的世界

一般认为，地球上的生命是在太古宙早期地表特殊的物理、化学环境中，由无机物“自然”产生的。生命的起源由化学进程开始，即首先由无机物转化为有机小分子，然后一步步演化到原始生命出现。此后，生物进化过程开始。由已发现的最古老的化石及最古老地层中可能为生物成因的有机化合物、石墨等进行推测，原始生命出现的时间距今可能为4000 Ma。

太古宙中化石发现不多，最古老的化石见于澳大利亚西北年龄为3500 Ma的地层和南部非洲年龄为3500—3100 Ma的地层，是一些丝状细菌、球状体和一些结构简单的叠层石。此外，还在其他地点的太古宙中发现细菌、蓝藻及叠层石。总的说来，太古宙是生物进化的初级阶段，当时只有包括细菌和蓝藻在内的原核生物，行无性生殖，其变异少、进化慢。

二、中国太古宇发育概况

中国的太古宇主要出露于华北地台。在塔里木地台的边缘也有零星出露。近年来还在扬子地台边缘的几个地点获得>2500 Ma的年龄值，说明扬子地台也有太古宇的基底。

华北地台的北界沿阴山山脉北缘向东延至延吉以南，南界沿秦岭北缘经大别山至连云港，西界大致为贺兰山—六盘山—一线。太古宇大面积出露于地台的南、北边缘及中部（图V—3—2）。地台上可靠的太古宙早期地层（年龄>3000 Ma）是冀东的迁西群（3000—3600 Ma）。迁西群的主要岩性为各种麻粒岩和片麻岩、斜长角闪岩，夹多层条带状磁铁石英岩。原岩以基性火山岩为主，夹粘土质岩和硅铁质岩，上部有少量中酸性火山岩。与迁西群在变质岩石组合、岩石地球化学特征和原岩类型等方面十分相似，大体相当的地层还见于地台北缘近东西向地带的一些地区，如内蒙的集宁群、辽东鞍山群的下部等。从原岩的沉积类型与岩石化学特征分析，上述地区在太古宙早期处在火山活动频繁的洋盆—岛弧环境。在距今3000 Ma前后，华北区发生迁西运动，有大规模钠质花岗岩的侵入，麻粒岩

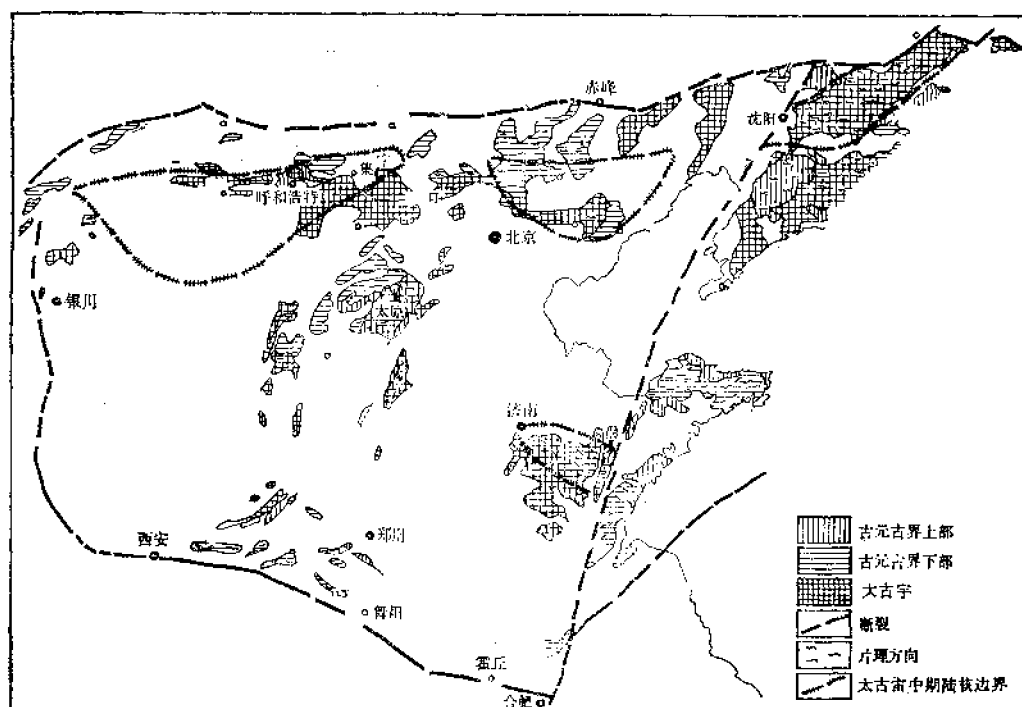


图 V—3—2 华北地台太古宇、古元古界的分布及太古宙中期古陆核位置
(引自李亚美等, 1985)

相—高级角闪岩相的区域变质作用和混合岩化作用, 强烈的褶皱变形。此后, 形成华北区几个具有一定规模的古陆核 (图 V—3—2)。

太古宙晚期地层在华北地区分布较广, 如五台山—太行山地区的阜平群、鲁西的泰山群、冀东的八道河群、河南的登封群、辽东鞍山群的主体等。上述岩群的主要岩性为各种片麻岩、角闪岩、变粒岩, 夹条带状磁铁石英岩、大理岩等。原岩为半粘土质岩、长石砂岩、泥灰岩、中基性火山岩、少量条带状硅铁质岩及碳酸盐岩, 陆源碎屑沉积在其中占很大比重。上述岩群有 2400—2600 Ma 的变质年龄, 代表华北区在太古宙末期所经历的一次重要的构造—热事件, 称阜平运动 (鞍山运动)。该运动的表现是广泛的区域变质与混合岩化作用, 强烈而复杂的褶皱, 大规模的钾质花岗岩和基性、超基性岩的侵入。阜平运动对华北区陆壳的演化起着重要作用, 一方面使陆壳增厚, 另一方面在横向上把几个分散的古陆核联为一体。

华北地区太古宙晚期地层中赋存有重要的沉积变质铁矿床——条带状磁铁石英岩, 如辽宁的“鞍山式铁矿”。

第二节 元 古 宙

元古宙的时间范围是距今 2500—570 Ma, 可划分为古元古代、中元古代和新元古代三个代。国际上目前将这三个代之间的界线分别置于距今 1600 Ma 和 900 Ma, 按我国地质发

展的特点考虑, 则以将界线置于距今1800Ma和1000Ma为宜。

一、元古宙的主要特征与重大事件

(一) 稳定克拉通、裂陷槽的出现与断裂系统的发育

元古宙初期, 地壳已出现稳定区(克拉通或大陆板块)与活动区的明显分异。在克拉通上开始形成盖层性质的沉积, 但还显示有一定的活动性, 如沉积物厚度巨大、变化也大, 岩层可遭受一定程度的区域变质作用, 变形较强, 岩层中常夹火山岩等, 与典型的盖层沉积明显有别。当刚性的大陆板块形成后, 随即普遍受张力的影响, 形成一系列巨大、长期存在的地堑式沉降带——裂陷槽。裂陷槽最早出现于古元古代, 中、新元古代几乎遍及全球所有克拉通。除裂陷槽外, 克拉通上还广泛形成断裂系统。沿断裂有规模巨大、以基性为主的岩浆活动, 形成古、中元古代广泛分布的岩墙群与层状侵入体, 例如南非的布什维尔德层状岩浆岩杂岩体, 其中赋存着世界上规模最大的岩浆矿床。

(二) 元古宙超大陆的存在与分裂

古地磁资料表明, 元古宙期间可能存在一个包括现代所有大陆在内的超大陆(图V—3—3)。这一假设的大陆在距今约750 Ma(或更早)时因裂谷的形成与扩张而解体, 形成



图 V—3—3 新元古代的超大陆

(引自 B. F. Windley, 1977)

古北美, 古南、北欧, 古西伯利亚, 古哈萨克斯坦, 古南、北中国, 冈瓦纳等陆块。

(三) 现代板块构造与威尔逊旋回启动

以大陆的分、合, 岩石圈板块的增生, 大规模水平移动和俯冲消减, 以及弧-陆或陆-陆碰撞等为特征的现代板块构造, 是随着地球的不断冷却、岩石圈的加厚及其刚性的加强而出现的。许多资料表明, 这种构造状况开始于距今约1000 Ma。由于当时大陆岩石圈所具有的刚性已经足以产生比较完全的破裂作用, 因此表现为大陆的分裂、合并或洋盆的张开、闭合的威尔逊旋回得以启动。

（四）含氧大气圈的出现

古元古代早期的大气圈仍然缺乏自由氧，其表现是含金、铀砾岩中出现在氧化条件下很不稳定的沥青铀矿和黄铁矿的碎屑。随着行光合作用植物的进一步繁盛，自由氧逐渐积累。至距今2000Ma前后，地表出现红层（颗粒被赤铁矿着色的碎屑岩），表明古元古代晚期的大气圈已含有一定浓度的自由氧。

（五）沉积类型多样化

元古宙的沉积类型远比太古宙复杂多样，地台型、冒地槽型、优地槽型沉积均已出现，沉积分异作用明显，且成分较单纯、分选较好的沉积物较为常见。此外，元古宙的沉积特点还表现在以下几方面：（1）条带状硅铁质岩（国外文献中称BIF，即Banded Iron Formation，变质后形成条带状磁铁石英岩）在距今2200 Ma前后达到其形成的顶峰，从距今约1600 Ma起，由于大气圈中自由氧含量的增高，破坏其形成所需的平衡，因此这类沉积不再出现，取而代之的是赤铁矿层的发育；（2）含金、铀砾岩广泛出现于加拿大、南部非洲的古元古界；（3）红层、蒸发岩均自古元古代后期出现，后者的出现反映气候曾一度干燥；（4）出现冰川沉积；（5）碳酸盐类岩石的比重比太古宙明显增长，表明大气圈与水圈中CO₂浓度下降，利于碳酸盐的沉淀。（6）白云岩在碳酸盐岩中占优势。以上沉积特点参见图V—3—1。

（六）新元古代全球规模的冰川活动

除南极洲以外的所有大陆都发现过新元古代的混积岩，由砾石所具的擦痕以及混积岩之下具刻痕的磨光基底，一般认为这些混积岩是冰川成因的。这类混积岩大致有三个不同层位，其年龄分别为850—875Ma、700—740Ma和610 Ma。其中冰川成因得到公认且分布最广的是年龄为700—740Ma的冰碛岩。古地磁资料表明，这一期的冰川沉积不仅出现在当时的高、中纬度区，而且广泛分布于低纬度甚至赤道附近。表明当时出现了全球性的寒冷气候。对于气温普遍下降的原因，目前尚无令人满意的解释，有待于从地球本身及天文因素等方面进行探索。

（七）生物进化中的飞跃——真核细胞生物与后生动物的出现

元古宙的生物界以藻类、菌类植物的繁盛为特征，菌藻植物形成三种化石类型（图V—3—4）：（1）微古植物，主要是单细胞藻类和细菌的膜壳；（2）宏观藻类，指目前尚不能归入现代藻类系统的大型（肉眼可见）藻类；（3）叠层石。

在元古宙生物缓慢进化过程中有两个重要事件：（1）肯定的真核细胞生物在距今1500—1400 Ma出现，这是生物进化史中最重要的一次飞跃。由于真核生物行有性生殖，可导致遗传变异，这样生物才有可能向多样化发展。如果真核生物不出现，那么今天的地球可能仍然只有细菌和蓝藻。（2）后生动物在距今700—600 Ma的地层中留下化石记录。发现最早、内容最丰富的是见于澳大利亚南部的埃迪卡拉动物群，以腔肠动物和蠕虫动物为主，还有节肢动物和亲缘关系不明的类别。由于这些动物不具硬壳或骨骼，因此只保存了动物软体的印模和遗迹化石（图V—3—4）。

二、中国元古宇发育概况

（一）华北地台区的元古宇

华北地台区的元古宇可明显地分为两部分，古元古界构成地台的褶皱基底，中、新元古界则是地台上最古老的沉积盖层。

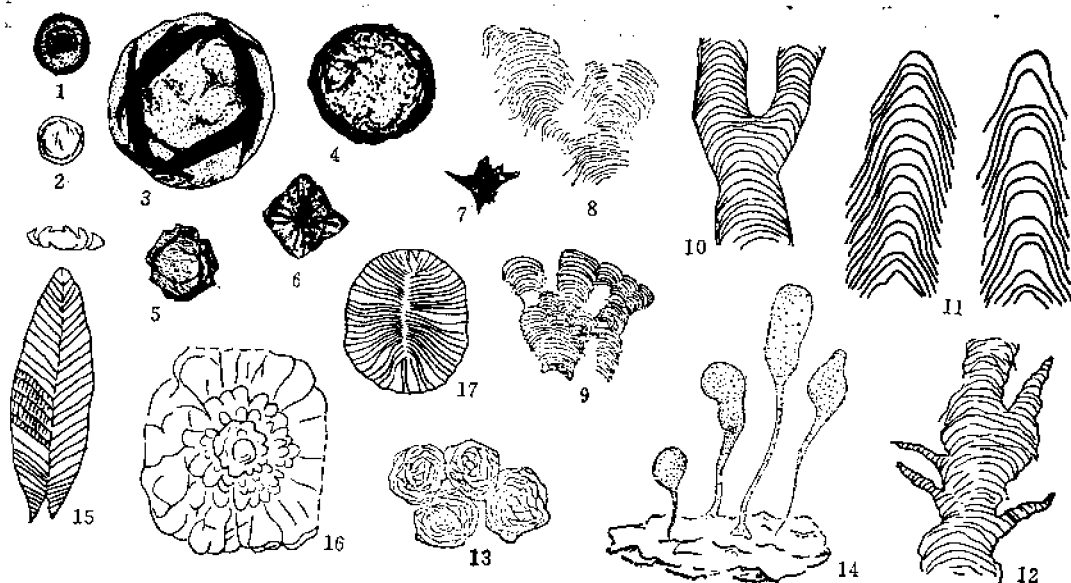


图 V-3-4 发现于元古宇的化石

1—7微古植物：1—*Nucellosphaeridium* (有核球形藻)；2—*Leiminiscula* (光面小球藻)；3—*Trachysphaeridium* (粗面球形藻)；4—*Asperatopsophosphaera* (糙面球形藻)；5—*Polyedryxium* (角藻)；6—*Quadraticomorpha* (方形藻)；7—*Micrhystridium* (微刺藻)；8—12叠层石：8—*Baicalia* (贝加尔叠层石)；9—*Pseudogymnosolen* (假裸枝叠层石)；10—*Minjaria* (米雅尔叠层石)；11—*Conophyton* (锥叠层石)；12—*Linella* (林耐尔叠层石)；13—14宏观藻类：13—*Chuaria* (乔尔藻)；14—*Longfengshania* (龙凤山藻)；15—17—埃迪卡拉动物群分子：15—*Rangia* (属于腔肠动物门海笔类)；16—*Mawsonites* (属于腔肠动物门的钵水母类)；17—*Dickinsonia* (属于环节动物)

1. 古元古界 一般由被不整合面分隔的两套岩系组成。以山西五台为例，古元古界下部称五台群，由各种变粒岩、角闪岩和片岩组成，不整合于太古宇阜平群的片麻岩群之上。五台群的原岩由下而上的变化大体是：陆源碎屑岩和碳酸盐岩→大洋拉斑玄武岩、超基性岩、火山-沉积岩系→基性—中酸性火山岩→砂泥质浊积岩。五台群具有绿岩带的特征，反映出其形成环境的变化是：硅铝质陆壳被断裂拉开，形成以洋壳为基底的裂陷槽（优地槽活动带）→岛弧→两侧陆块碰撞升起。由五台群沉积不整合于年龄为2560 Ma的花岗岩之上，中部的变质石英角闪岩有2520 Ma的年龄值，有人认为五台群应归太古宇。考虑到五台群有较多2200—2300 Ma的变质年龄值（上限年龄）以及习惯的放法，暂将五台群置于古元古界下部。与五台群大体相当的地层还见于山西吕梁山和中条山，内蒙乌拉山、冀东、辽东、吉南、太行山等处。五台地区不整合于五台群之上的溇沱群属古元古界上部，厚近万米，由浅变质的陆源碎屑岩、泥质岩及含叠层石的富镁碳酸盐岩组成。其原岩自下而上构成一个由粗→细→粗的完整旋回，白云岩集中于中部。总的看来，溇沱群代表一种冒地槽型沉积，形成在五台时期的优地槽型裂陷槽闭合后，硅铝质陆壳内部新产生的裂陷槽内。溇沱群的变质年龄为1700—1900 Ma。与溇沱群大体相当的地层分布在太行山、山西的吕梁山和中条山、豫西嵩山、内蒙阴山、辽东、吉南等地区。古元古代末期（距今约1800 Ma），华北地台发生了规模大、影响深的吕梁（中条）运动。它不仅使溇沱群及其相当地层发生褶皱与区域变质，而且其大规模的岩浆活动（花岗岩侵入、伟晶岩脉

贯入等)和热变质作用也影响并改造了更古老的地层。经过吕梁运动,华北地台最终形成,其标志是基底性质的溥沱群之上不整合覆盖着具盖层性质的中元古界未变质且变形较弱的碳酸盐岩。

2. 中、新元古界 (不包括震旦系) 华北地台区的中新元古界基本未变质, 其变形亦不强, 属盖层性质。中、新元古界主要分布在中元古代早期形成的一些裂陷槽 (北部的燕辽裂陷槽、中部的太行裂陷槽、南部的豫陕晋裂陷槽和西部的贺兰裂陷槽) 内 (图 V-3-5)。位于燕辽裂陷槽中心的蓟县, 中新元古界发育良好, 自下而上分为长城群、蓟县群

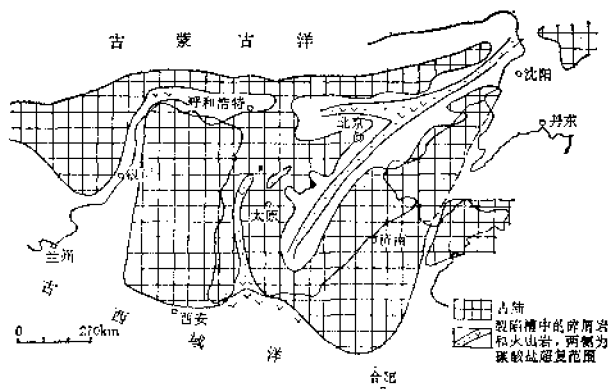


图 V-3-5 华北地台中新元古代裂陷槽分布示意图
(引自马文瑞, 1992)

和青白口群，以滨海—浅海沉积为主，总厚9200m。下部长城群以碎屑岩为主，中部夹火山岩，底部为河流相碎屑岩，不整合覆盖在迁西群片麻岩之上。其时限为距今1700—1400 Ma，相当中元古界下部。中部蓟县群以镁质、硅质碳酸盐岩为主，富含叠层石与微古植物。其时限为距今1400—1000 Ma，相当中元古界上部。上部青白口群，岩性为砂岩、页岩、泥灰岩，时限是距今1000—800 Ma，属新元古界下部。青白口群之上平行不整合覆盖着下寒武统的灰岩，其间缺失相当震旦系的地层。地台南部豫陕晋裂陷槽内中、新元古界也相当发育，其下部与长城群相当的是一套厚达数千米的火山岩（熊耳群或西阳河群）。

3. 震旦系 震旦纪时, 华北地台的主体部分为遭受剥蚀的古陆, 仅在东部边缘 (辽东、胶东、苏北、皖北)、南部边缘 (豫西、陕南) 和西部边缘 (龙首山—贺兰山) 形成沉积 (图 V-3-7)。地台东缘的震旦系为滨海—浅海沉积。其下部以碎屑岩为主, 上部以富含叠层石的碳酸盐岩为主, 厚度 $>3000\text{m}$ 。地台南缘、西缘自豫西至贺兰山一线, 震旦系发育不全, 除豫西有下统的海相沉积外, 一般只见上统上部的冰碛岩及砂、泥岩, 如豫西的罗圈组、贺兰山的天目观组等。据冰碛物呈线状分布等特征分析, 这可能是一种山岳冰川沉积, 反映震旦纪晚期华北地台西、南缘曾一度升高至雪线以上。

(二) 中国南部区的元古宇

中国南部指秦岭—大别山—连云港一线以南，川北龙门山—横断山脉以东的广大地区，包括扬子地台及其东南的华南褶皱系。元古宇（不包括震旦系）在整个中国南部均属基底性质，主要出露于扬子地台边缘（图V—3—6）及浙东、闽西北等地。近年来的研究

表明, 扬子地台的基底由两套岩系构成: 一套是相当古元古界甚至包括一部分太古宇的中、深变质岩系; 另一套是相当中、新元古界(不包括震旦系)的浅变质岩系。后者的分布远较前者广泛。

1. 古元古界 扬子地台的古元古界绝大部分深埋在四川盆地和江汉盆地的年轻地层之下, 仅在四川盆地边缘零星出露, 如鄂西的崆岭群、黄陵杂岩和杨坡群, 川北陕南的汉南杂岩, 滇东的大红山群, 川西的康定群等(图V—3—6)。主要是由各种片麻岩、角闪岩、变粒岩、片岩、磁铁石英岩等组成的中、深变质岩系, 其同位素年龄一般在1700—2300Ma, 极少数的甚至 $>2500\text{ Ma}$ 。

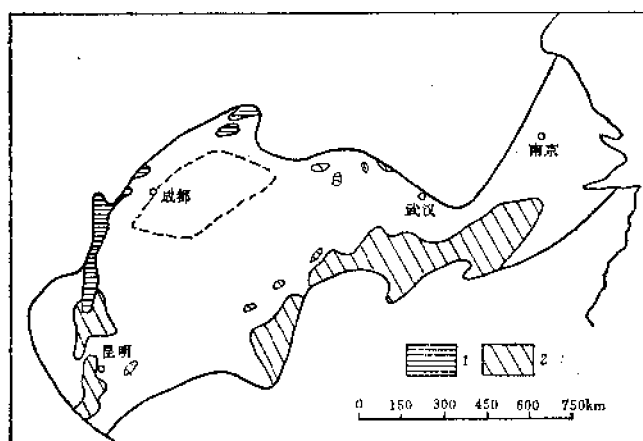


图 V—3—6 扬子地台基底岩系露头分布图

(据任纪舜等, 1990, 简化)

1—太古宙—古元古代基底变质岩系; 2—中、新元古代基底变质岩系

2. 中、新元古界(不包括震旦系) 在扬子地台上, 中、新元古界主要分布在两个地区: 西面的川西、滇东区(即“康滇地轴”)和东南部的桂、黔、湘、鄂交界地带(即“江南古陆”, 图V—3—6)。川滇区的中、新元古界如滇东的昆阳群和川西的会理群均为厚度巨大的浅变质砂、泥岩和白云岩, 夹有少量火山岩、火山碎屑岩, 代表冒地槽型沉积。在会理群分布区西侧与会理群相当的地层为厚度巨大的火山-复理石沉积; 在盐边一带还能见到枕状玄武岩、深海沉积的硅质岩及伴生的超基性、基性侵入岩组成的蛇绿岩套。上述地层表明, 其形成条件应属岛弧环境。桂、黔、湘、赣交界地带的中、新元古界分为下部的四堡群(梵净山群或冷家溪群)和上部的板溪群。桂北的四堡群由各种片岩、千枚岩、变粒岩、变质砂岩和火山岩组成。其原岩为巨厚的砂泥质复理石与多层细碧岩, 及由顺层侵入的层状基性-超基性岩、枕状基性熔岩、硅质岩及其他深海沉积物组成的蛇绿岩套, 表明当时这一带存在岛弧-海沟系。四堡群被年龄1065Ma的花岗岩侵入。板溪群不整合覆盖在四堡群及其相当岩群之上, 为浅变质的砂泥质复理石, 有些地方夹有细碧岩; 其厚度巨大, 是一种冒地槽型沉积。新元古代中期(距今850—800Ma), 扬子地区发生晋宁运动, 使板溪群、昆阳群及相当地层发生褶皱、变质, 并有岩浆侵入。具盖层性质的震旦系覆盖在上述岩群之上。根据地表地质、同位素年龄测定、航磁测量及其他地球物理资料, 可以推断在现今四川盆地之下存在一个由太古宇和古元古界组成的“川中古陆核”。上

述两个中、新元古代的地槽区是这个微大陆东西两侧的岛弧-海沟系，地层中出现的蛇绿岩套代表古板块俯冲带，表明东西两面的大洋板块向川中微大陆之下俯冲。晋宁运动正是这种俯冲、碰撞的反映，其结果是上述两个地槽区褶皱升起，转化为新元古代的褶皱带，与川中古陆核拼合，共同组成一个规模较大的稳定地区——扬子地台。

3. 震旦系 1924年李四光在属于扬子地台的鄂西长江三峡以东地区建立了震旦系的完整剖面。该剖面现在已成为震旦系的典型。峡东地区震旦系的时限为距今800—600 Ma，总厚近千千米，角度不整合覆盖于古元古界变质岩之上。整个剖面自下而上分为莲沱组、南沱组、陡山沱组、灯影组四个组。前两个组属下震旦统，后两个组属上震旦统。莲沱组以紫红色砂岩为主，底部为砾岩，上部含微古植物，是在晋宁运动造成的地势起伏的基底上形成的陆相沉积，向上过渡为滨海相；南沱组为冰碛泥砾岩，是气候变冷，进入一次世界性冰期的产物，在扬子地台上分布较广（图V—3—7）；陡山沱组为白云岩夹黑色页岩，含锰、磷，富含微古植物，并有海绵骨针；灯影组为硅、镁质碳酸盐岩，含微古植物、大型藻类及后生动物化石。陡山沱组与灯影组为滨海—浅海沉积，分布范围超过下

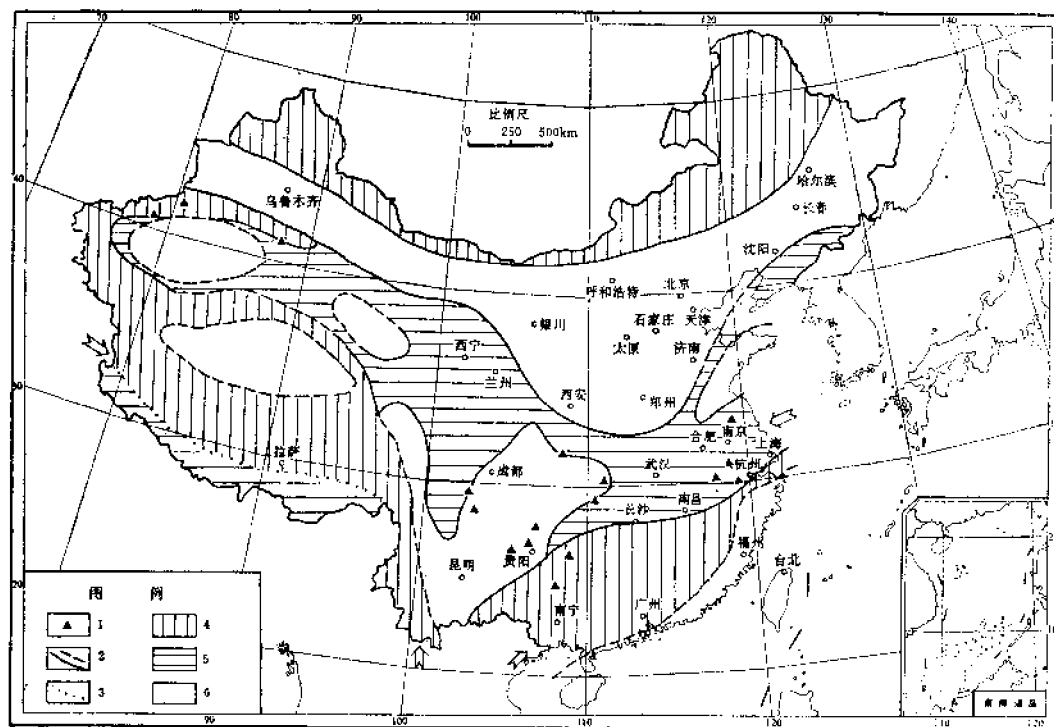


图 V—3—7 中国早震旦世古地理略图

（据关士聪等，1984，简化并修改）

1—冰川沉积；2—海陆界线；3—海区界线；4—活动海区；5—稳定海区；6—古陆剥蚀区

震旦统，代表南沱冰期过后的一次广泛海侵。震旦系在扬子区分布广泛，厚度不大，岩相较稳定，未经变质，是扬子地台上最古老的沉积盖层。

位于扬子地台东南的湘南、粤北、赣南、闽西一带，震旦系为巨厚的复理石沉积夹火山岩，并遭受了区域变质，与扬子区的震旦系面貌迥异，属于地槽型沉积（图V—3—7）。

表明经过晋宁运动以后，华南地槽区继续保持活动状态。

思考题

1. 华北—东北南部区在太古宙—古元古代期间的大地构造状况如何？为什么？吕梁运动发生于何时，对华北区的影响如何？
2. 华北区与扬子区的中、新元古界有何主要区别？这种区别说明了什么？晋宁运动发生于何时，对扬子区的影响如何？
3. 前寒武纪生物界的主要特点是什么？
4. 前寒武纪在地壳构造状况、自然地理环境及沉积作用方面的主要特点是什么？
5. 前寒武纪有哪些重要矿产？

第四章 早 古 生 代

早古生代始于距今 570 Ma, 结束于距今 410 Ma, 延续时间达 160 Ma, 包括寒武纪、奥陶纪和志留纪。寒武纪以海生无脊椎动物的突发性繁荣与化石大量保存明显区别于前寒武纪。这说明地球历史由此进入一个新阶段——显生宙。加里东构造阶段与早古生代大体相当, 这一时期发生的褶皱运动可统称为广义的加里东运动, 一批地槽在此阶段褶皱升起, 转变为加里东褶皱带 (图 V—2—5)。

第一节 早古生代的主要特征与重大事件

一、冈瓦纳大陆与众多大小陆块的对峙

古地磁及其他各种资料表明, 早古生代期间地球上分布着若干大小不等、构造性质相对稳定的陆块, 如冈瓦纳、古北美、古北欧、古南欧、古哈萨克斯坦、古西伯利亚、华北、扬子等陆块, 以及为数更多的小陆块 (图 V—4—1)。其中以位于南半球的冈瓦纳大陆规模最大, 它包括现代南半球的南美洲、非洲、澳大利亚、南极洲以及北半球的印度次大陆和西藏南部。上述陆块被洋盆分隔, 陆块边缘为地槽活动带。早古生代期间所有陆块都在不断运动、变位。据古地磁及古气候资料, 除冈瓦纳大陆在跨越纬度方向有很大位移外, 其余陆块在早古生代主要位于赤道附近的低纬度区 (图 V—4—1)。各陆块上广泛分布的碳酸盐岩和较为常见的蒸发岩是有力的证明。

二、原始大西洋闭合与劳俄大陆形成

新元古代后期超大陆解体的一个重要表现是在古北美、古北欧与古非洲之间因大陆的裂解而产生一个原始大西洋 (或称 Iapetus 亚皮特斯洋)。新元古代晚期至早古生代, 在洋盆边缘发育了活动地槽。原始大西洋的扩张活动在早奥陶世达到顶峰, 当时洋盆的宽度已阻止了背漂生活的笔石顺利迁移, 造成两岸笔石群的明显差异。此后, 洋盆边缘由被动型转为活动型, 出现蛇绿岩套、双变质带等俯冲、碰撞的标志。这些地区的地层强烈变形、变质。经过中、晚奥陶世的太康运动和志留纪晚期的加里东运动 (狭义的), 原始大西洋最终闭合, 两侧的古北美板块与古北欧板块碰撞、拼合 (图 V—4—1, b), 其间的地槽褶皱升起, 形成北美东北缘、格陵兰东缘和由英国—斯堪的纳维亚的加里东褶皱带 (图 V—2—5), 将两侧大陆板块牢固地焊接在一起, 形成一个新的劳俄大陆。大陆板块的碰撞、拼合, 是早古生代岩石圈构造发展的一个重要趋势。

三、大陆边缘的扩展

早古生代期间, 一些大陆因边缘地槽转化为相对稳定的加里东褶皱带而扩大了范围, 如澳大利亚的东缘, 古西伯利亚大陆的南缘等 (图 V—2—5)。华南加里东褶皱带的形成也使扬子板块的东南边缘大为扩展。大陆边缘增生是陆壳增长的主要方式之一。

四、浅海广布、气候温暖

除冈瓦纳大陆和古北欧大陆在早古生代长期上升, 大部分地区隆起、遭受剥蚀 (仅边

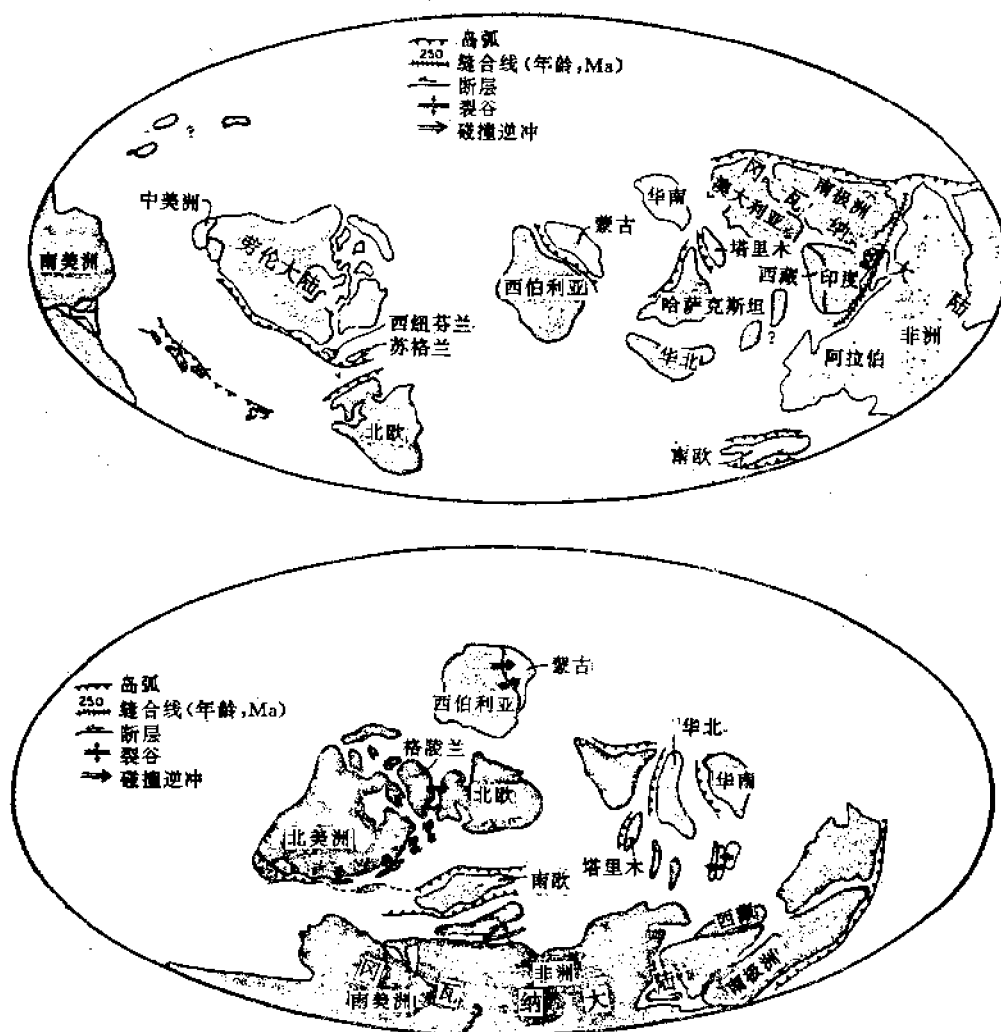


图 V-4-1 早古生代大陆的重建

(引自 K. C. Condic, 1989)

上—晚寒武世, 下—中志留世

缘地区受到海侵)外,其余陆块在此期间都不同程度地下降、拗陷,海水侵入大陆内部,形成广阔的陆表浅海,因而海相的下古生界广泛分布于各陆块上。早古生代的海侵以奥陶纪范围最广,这是地史上最大海侵期之一。

除冈瓦纳大陆有晚奥陶世至志留纪初期的冰川沉积外,其他大陆的下古生界均未见标志寒冷气候的沉积,相反碳酸盐岩广泛发育,有时还夹蒸发岩。这表明早古生代的气候总的说来是比较温暖的,有时甚至是干热的。尽管上述沉积特点与当时这些大陆主要处于低纬度区有关,但这至少反映晚奥陶世—志留纪初期地表未出现全球性的寒冷气候。

五、晚奥陶世—志留纪初期冈瓦纳大陆的冰川活动

在冈瓦纳大陆的北非、南非、欧洲南部(西班牙、法国的诺曼第半岛)和南美(玻利维亚、阿根廷)的一些地点,先后发现晚奥陶世—志留纪初期具大陆冰盖性质的冰川沉

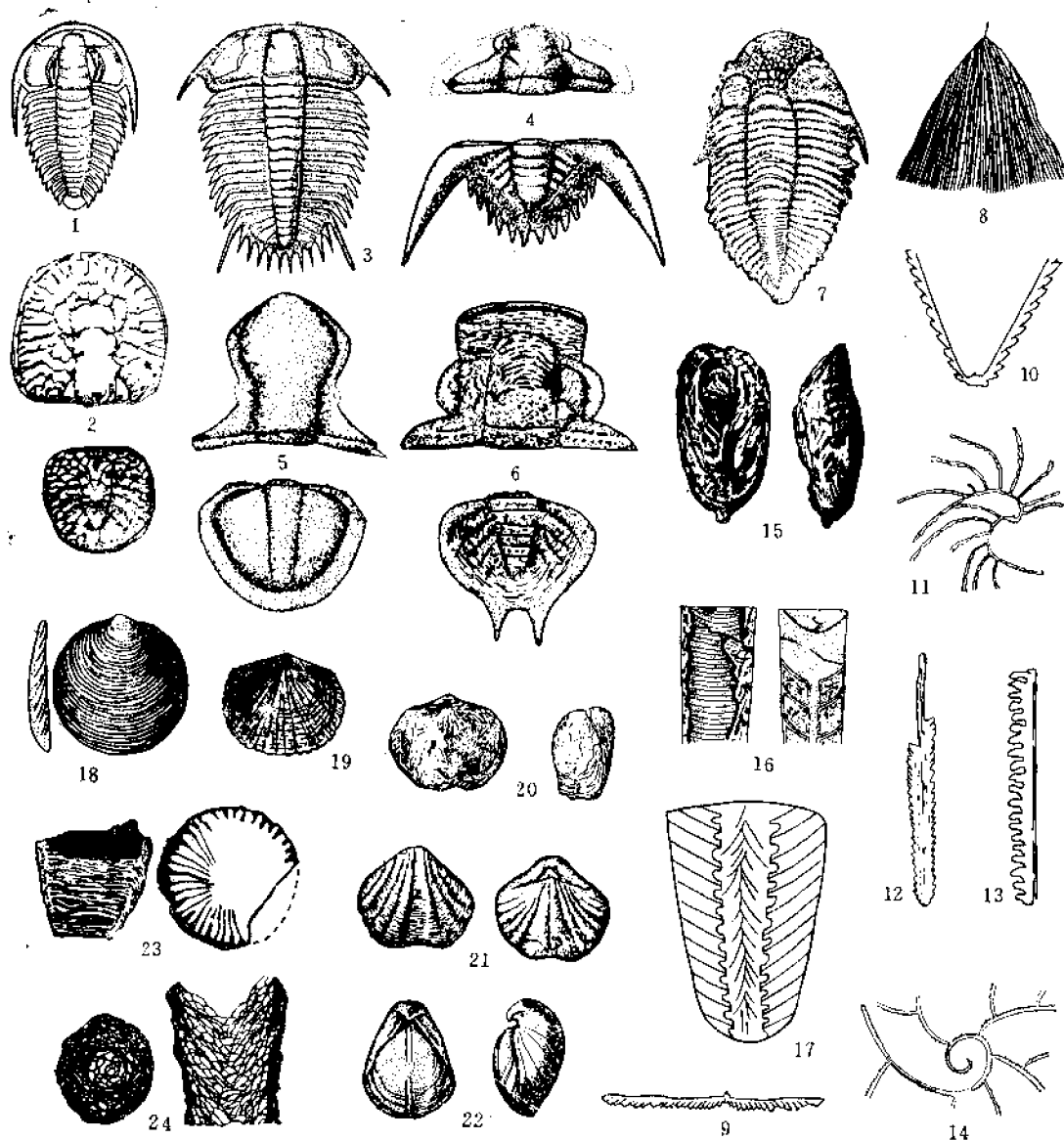


图 V-4-2 见于下古生界的化石

1—7—三叶虫：1—*Kedlichia* (莱得利基虫)；2—*Glyptagnostus* (雌纹球接子)；3—*Danetella* (德氏虫)；4—*Drepanura* (扁蠕虫)；5—*Eoisotelus* (古等称虫)；6—*Dactylocephalus* (指纹头虫)；7—*Coronocephalus* (王冠虫)；8—14—笔石：8—*Dictyonema* (网格笔石)；9—*Didymograptus* (对笔石)；10—*Dicellograptus* (叉笔石)；11—*Nemagraptus* (丝笔石)；12—*Orthograptus* (直笔石)；13—*Monograptus* (单笔石)；14—*Cyrtograptus* (弓笔石)；15—17—鹦鹉螺类：15—*Manchuroceras* (满洲角石)；16—*Sinoceras* (震旦角石)；17—*Ordosoceras* (鄂尔多斯角石)；18—22—腕足类：18—*Obolella* (小圆货贝)；19—*Foorthia* (始正形贝)；20—*Yangtzeella* (扬子贝)；21—*Howellia* (郝韦氏贝)；22—*Pentamerus* (五房贝)；23—24—珊瑚：23—*Amplexoides* (似包珊瑚)；24—*Cystiphyllum* (泡沫珊瑚)

积，反映一种极地寒冷气候。据古地磁资料，当时的南极位于北非。这既说明奥陶纪晚期冈瓦纳大陆已从寒武纪时所处的低纬度（图V-4-1, a）位移到以北非为中心的高纬度区。同时也说明当时有明显的气候分异。冈瓦纳大陆的冰川活动使大量的水以冰的形式集

中到大陆上，因而致导奥陶纪末期全球性的海退和海平面大幅度的下降，进而使海生无脊椎动物的生存与发展受到严重威胁。这可能是奥陶纪末期不少生物类别或种属绝灭的主要原因。

六、稳定型与活动型沉积的鲜明对照

经过较长时期的稳定以后，各个古地台上的下古生界一般都表现出典型沉积盖层的特点：总厚度不大（一般为数百至千余米，最大不超过 3000m）；以碳酸盐沉积为主；岩相与厚度稳定等。这些特点表明当时地台区以速度慢、幅度小的升降运动为主，地势平坦。而在当时的地槽区，下古生界一般都厚度巨大（可超万米），以成熟度较低的粗碎屑沉积为主，常伴有火山岩、火山碎屑岩；以后，这些岩石又经受区域变质与岩浆岩的侵入。两种不同的沉积类型形成鲜明对照。

七、海生无脊椎动物高度繁盛，原始脊椎动物与陆生植物相继出现

早古生代生物界的一个重要特征是，具矿物质硬壳的海生无脊椎动物在早寒武世的突然大量出现，而且无脊椎动物的所有主要门类均有代表。这时动物的身体结构已相当进步、复杂。早古生代最重要的海生无脊椎动物是三叶虫、笔石、鹦鹉螺类、腕足类、珊瑚等（图 V—4—2）。三叶虫在寒武纪和奥陶纪十分繁盛，特别是在寒武系的划分、对比上起着不可取代的作用，志留纪以后逐渐衰退。树形笔石类在中寒武世出现，早奥陶世大量繁盛，有重要地层意义。正笔石类在早奥陶世出现，因演化迅速、分布广泛，故成为划分、对比奥陶系和志留系最重要的化石类别。鹦鹉螺类出现于晚寒武世，奥陶纪迅速发展，对奥陶系的划分、对比起重要作用，志留纪以后大减。腕足类在寒武纪时以不具铰合构造、外壳为几丁一磷灰质的无铰类为主；具钙质外壳与铰合构造的有铰类自奥陶纪开始繁盛，其地层价值日益明显。奥陶纪、志留纪期间，单带型、双带型和泡沫型皱纹珊瑚先后出现并迅速发展，横板珊瑚此时也很繁盛。

晚寒武世出现最原始的脊椎动物无颌类，志留纪出现具上下颌与偶鳍的真正鱼类。

早古生代的植物仍以海生藻类为主，志留纪晚期在滨海沼泽或潮湿区开始出现裸蕨植物。

第二节 中国的下古生界

中国的下古生界分布广泛，发育较全。华北地台、扬子地台、塔里木地台和珠穆朗玛峰地区的下古生界为稳定类型的沉积；活动类型的沉积主要分布在东南部地区，以及祁连山区和天山-兴安区等地槽区（图 V—4—3，V—4—4）。

一、华北地台区（华北—东北南部区）的下古生界

华北地台区的下古生界仅发育由下寒武统中部至中奥陶统这一段地层，下寒武统下部及上奥陶统、志留系均缺失。华北区下古生界的总厚度不大，一般仅 1000—2000m，以滨、浅海碳酸盐岩及泥质岩为主，岩相与厚度的横向变化不大，为典型的稳定类型的沉积。可以山东张夏寒武系剖面与河北开平奥陶系剖面为代表，其层序见表 V—4—1。

山东张夏地区的寒武系富含三叶虫化石，为海相沉积。底部馒头组与下伏太古宙变质岩系呈角度不整合接触。下寒武统馒头组与中寒武统毛庄组、徐庄组均以紫色泥质岩为主，由下而上灰岩逐渐增多，岩层中偶见石盐假晶、波痕、泥裂、雨痕，代表燥热气候下

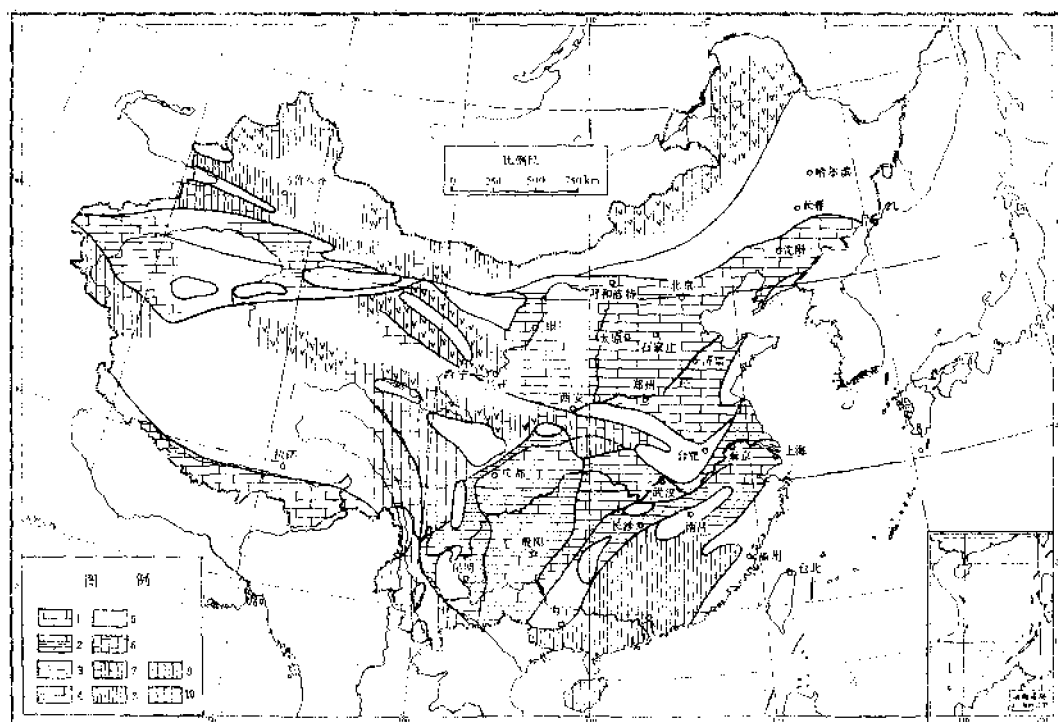


图 V-4-3 中国早奥陶世晚期岩相古地理略图

(据赖才根等, 1982, 略加修改)

稳定类型沉积: 1—碳酸盐沉积; 2—碳酸盐夹碎屑沉积; 3—碎屑沉积; 4—碳酸盐和碎屑沉积; 5—剥蚀区。

活动类型沉积: 6—碳酸盐沉积; 7—碳酸盐和碎屑沉积; 8—硅质粘土和细碎屑沉积; 9—碎屑沉积; 10—火山喷发和碎屑沉积

的浅—滨海沉积。中统上部张夏组以富含三叶虫碎片的鲕状灰岩为特征, 其沉积环境为海水温暖动荡的浅海潮下高能带。由馒头组到张夏组是一个海进序列。上统三个组的主要岩性是薄层灰岩、竹叶状灰岩夹页岩。竹叶状灰岩是一种同生砾屑灰岩。这种岩石被认为是潮间带的典型标志。因此, 整个上统是在滨海(潮间)与浅海(潮下)环境不断交替的条件下形成。由张夏组到上寒武统是一个海退序列。河北开平的奥陶系只见下统, 是含三叶虫、鹦鹉螺类化石的海相沉积。这套地层整合于上寒武统之上, 由下而上分为冶里组、亮甲山组、下马家沟组与上马家沟组等四个组。下奥陶统底部的冶里组由竹叶状灰岩、薄层灰岩夹页岩组成, 岩性与上寒武统类似, 反映了类似的沉积环境。亮甲山组与上下马家沟组均以含鹦鹉螺化石的厚层灰岩为主, 代表稳定正常浅海的沉积。但在亮甲山组的上部和下马家沟组均出现化石稀少的白云岩、白云质灰岩, 表明亮甲山组和下马家沟组沉积过程中出现过强烈蒸发、海水盐度升高的时期。上马家沟组顶部被上石炭统下部本溪组平行不整合覆盖。这说明该区自中奥陶世上升后, 长期遭受风化剥蚀, 直到晚石炭世早期才重新下降, 接受沉积。

上述两个剖面反映了华北地台区寒武系、奥陶系的基本特点, 但有两点值得注意:

(1) 张夏寒武系剖面底部缺失发育在华北区南缘和燕辽一带相当下寒武统中部的海相沉积, 如淮南的猴家山组、豫西的辛集组、燕山地区的昌平组等。这表明张夏剖面所在的华

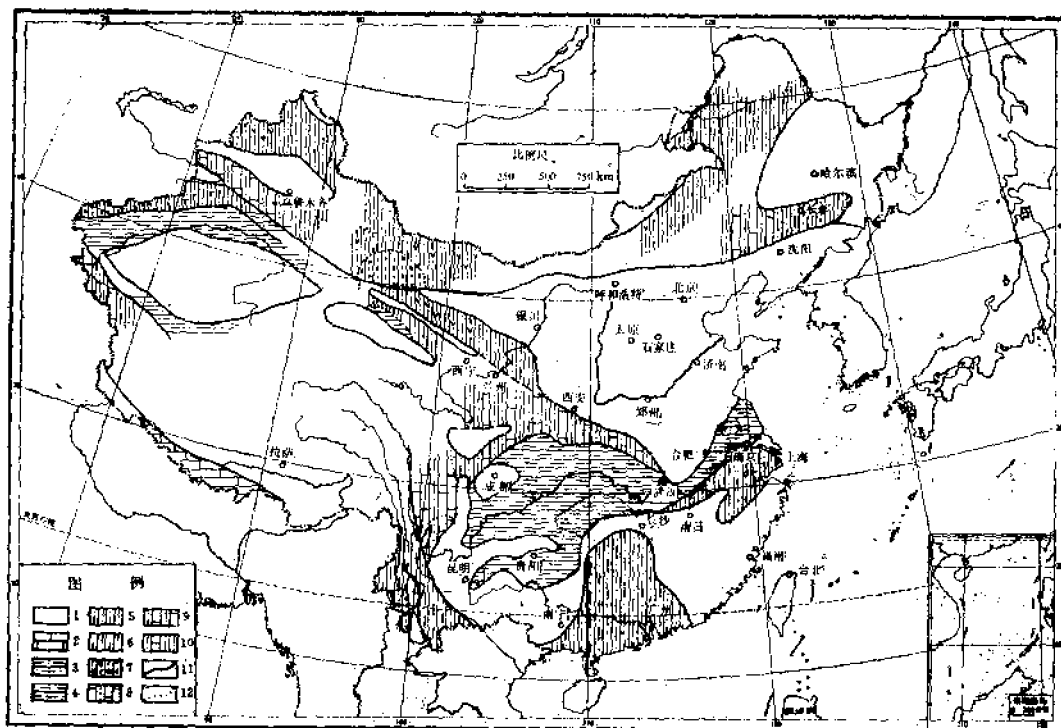


图 V—4—4 中国早、中志留世岩相古地理略图

(引自李亚美等编《地史学》，1985)

稳定类型沉积：1—剥蚀区；2—浅海碳酸盐沉积；3—浅海钙、泥质沉积；4—滨、浅海砂、泥质沉积。活动类型沉积：5—海相砂、泥质复理石沉积；6—海相钙、泥质复理石沉积；7—海相硅质、砂泥质沉积；8—海相钙质夹碎屑沉积；9—海相钙、砂、泥质沉积；10—海相炭质、砂泥质夹钙质沉积；11—沉积区界线；12—沉积岩相界线

北中部在早寒武世的下降、海侵晚于边缘地区（特别是南缘）。(2) 开平奥陶系剖面的顶部缺失在华北不少地区出现的中奥陶统，如晋南和冀南的峰峰组、鲁中的阎庄组（下）和八陡组（上）等。这有两种可能：一是开平地区在中奥陶世经受风化剥蚀，未形成沉积；二是该区的中奥陶统消失在后期的剥蚀中。目前较多人倾向于后者。总的看来，寒武纪时华北除边缘有几个古陆外，普遍遭受海侵。从早寒武世到早奥陶世，海侵逐步扩大，上马家沟组（可能还包括峰峰组）沉积时海侵范围最广（图V—4—3）。中奥陶世末期，除西南边缘外华北地台整体升出海面，遭受风化剥蚀，直到晚石炭世才重新下降，接受沉积。晚奥陶世仅西南缘陕西陇县一带有海相沉积。

二、扬子地台区的下古生界

本区包括龙门山—横断山脉以东，秦岭—大别山以南，怀玉山—九岭山—武陵山—九万大山一线以西和以北的整个长江流域。扬子区的下古生界发育齐全，除顶、底有较多的泥、砂质沉积外，以碳酸盐沉积为主，可以宜昌峡区剖面为典型代表，其层序见表V—4—1。

宜昌峡区的下古生界富含三叶虫、笔石、腕足类、鹦鹉螺类化石，全为海相沉积。下寒武统自下而上分为水井沱组、石牌组、天河板组和石龙洞组。下部为页岩、砂质页岩，上部为灰岩、白云质灰岩。总体以正常浅海沉积为主，但底部的水井沱组为含浮游三叶虫

表 V—4—1 扬子区、华北区下古生界对比简表

地 区	扬 子 区		华 北 区
地 层	滇 东	鄂 西	(综合)
上 覆 地 层	D ₁	D ₂	C ₂
上 志 留 统	玉龙寺组		
	妙 高 组		
	关 底 组		
中 志 留 统	岳家山组	纱 帽 组	
下 志 留 统		石屋子组	
		罗惹坪组	
		龙马溪组	
五 峰 组			
临 湘 组			
宝 塔 组		八 陡 组	
庙 坡 组		阁 庄 组	
牯牛潭组		上马家沟组	
大 湾 组		下马家沟组	
红花园组		亮甲山组	
分 乡 组		冶 里 组	
南津关组			
上 寒 武 统		三游洞组	凤 山 组
		覃家庙组	长 山 组
	岗 山 组		
中 寒 武 统			张 夏 组
		徐 庄 组	
		毛 庄 组	
下 寒 武 统	龙王庙组	石龙洞组	馒 头 组
	沧浪铺组	天河板组 石 牌 组	昌 平 组
	筲竹寺组	水井沱组	辛 集 组
	梅树村组		
	下 伏 地 层	Z ₂	Z ₂

的炭质页岩，反映当时峡区周围是水较深的宁静海盆，水底为还原条件，不利于底栖生物生存。由峡区向西南至滇东一带，下寒武统发育最全，自下而上包括梅树村组、筲竹寺组、沧浪铺组和龙王庙组（见表V—4—1），全为浅海沉积，梅树村组含重要磷矿层。峡

区的寒武统称覃家庙组；上寒武统称三游洞组。二者均为碳酸盐沉积，含较多的白云质灰岩和白云岩，化石稀少，可夹有膏盐层。上述情况表明扬子区在中晚寒武世是一个含盐度较高的静水海盆，不利于底栖生物的生存，这与当时华北区的温暖、动荡的滨、浅海环境明显不同。峡区的奥陶系由分属三个统的 10 个组组成（表 V—4—1）。下奥陶统由下而上包括南津关组、分乡组、红花园组、大湾组、牯牛潭组；中奥陶统下部为庙坡组，上部为宝塔组；上奥陶统由下而上依次为临湘组、五峰组和观音桥组。南津关组为含三叶虫的灰岩，形成于正常浅海。自分乡组向上直到临湘组，表现为灰岩、生物碎屑灰岩、介壳灰岩与黄绿色页岩、暗色页岩等交替出现，以灰岩占优势。灰岩中富含腕足类和鹦鹉螺类化石，笔石主要见于页岩。上述沉积特征表明，由早奥陶世至晚奥陶世早期，三峡周围及至整个扬子区以温暖、开阔的浅海环境为主。晚奥陶世中期（五峰期）至早志留世早期，与全球性的海退同步，扬子区也发生海退，残留海水形成一个闭塞、缺氧的滞流海盆，其中形成只含丰富笔石的黑色泥质沉积，即上奥陶统的五峰组和下志留统底部的龙马溪组。峡区的志留系自下而上包括属于下志留统的龙马溪组、罗惹坪组和石屋子组；属于中志留统的纱帽组（表 V—4—1）。早志留世中期，扬子区又有新的海侵，冲破了早志留世早期的滞流海盆，重新变成开阔温暖的浅海，形成罗惹坪组的生物灰岩、礁灰岩和钙质页岩。从早志留世晚期至中志留世早期，随着地壳上升，海退再次发生，本区主要形成滨海碎屑沉积，即石屋子组和纱帽组。中志留世晚期，扬子地台区发生大规模的上升、海退，因而普遍缺失中志留统上部和上志留统，仅滇东海湾及下扬子地区有中晚志留世的海相沉积。

三、东南地槽区的下古生界

本区包括扬子地台区以东、以南的广大地区（图 V—4—3）。区内的寒武—奥陶系有两种沉积类型，分布于两个沉积区。在紧邻扬子地台的江南区（包括浙西、皖南、赣西北、湘中、湘南、黔南和桂北），寒武系为厚度不大（几百米）的碳酸盐岩与泥质岩，含浮游的三叶虫，底栖生物少见。奥陶系以富含笔石的页岩为主，常含硅、锰。上述寒武—奥陶系均代表陆缘非补偿性深水海盆沉积。包括赣南、湘南、粤北、粤中及桂东在内的珠江区，寒武—奥陶系为巨厚的（数千米）砂泥质复理石、类复理石沉积，粤北奥陶系中尚夹有火山岩及火山角砾岩。上述的寒武—奥陶系显示了半深海—岛弧的沉积特点。奥陶纪末期，华南地槽区上升，海侵范围退缩，因此志留系分布范围较小。以含笔石的砂、页岩为主，常具复理石或类复理石特点。在皖浙区，中上志留统为滨、浅海相至陆相沉积，显示出随着地壳上升，逐步海退的特点。志留纪末，华南地槽区发生强烈而广泛的褶皱运动（广西运动），下古生界及更古老地层褶皱、变质，上升为褶皱山系，并伴随着花岗岩的侵入。至此华南地槽区结束其地槽发展历史，转变为华南加里东褶皱带，并拼接到扬子地台边缘，扩大了扬子大陆板块的范围。

四、祁连地槽区的下古生界

位于秦岭—祁连山—昆仑山褶皱系中段，介于柴达木地块和华北地台的阿拉善地块之间的祁连山区是一个早古生代的地槽，以北祁连山带最典型。北祁连山带的寒武—奥陶系是一套厚度超过万米的碎屑岩、火山岩和碳酸盐岩，其中可分出中、晚寒武世和奥陶纪两期蛇绿岩带。这表明北祁连山带当时为深水洋盆。北祁连山的志留系为厚度超过 5000m 的碎屑岩。这套碎屑岩下部为深水复理石沉积，向上变为滨海沉积。志留纪末期的祁连运动结束了祁连山区的地槽发展阶段，形成了加里东褶皱带。目前一般认为，祁连山加里东地槽

是在陆壳基础上发展起来的，其演化开始于中元古代的裂陷作用。初始洋壳在晚震旦世即已出现（有蛇绿岩套出现），在早、中奥陶世达到最大规模。大洋沉积在奥陶纪末基本结束，志留系表现为残余海槽的碎屑沉积。因柴达木地块与阿拉善地块的拼合、碰撞，古祁连洋在志留纪末闭合，华北地台向西南方向增生。

五、其它地区的下古生界

与扬子地台大致同期形成的塔里木地台在早古生代相对稳定。在塔里木盆地边缘形成地台型下古生界，以滨、浅海相碎屑岩与碳酸盐岩为主。盆地中部可能为古陆区（图V—4—3）。

珠峰地区发育了地台型下古生界，以海相粘土岩及碳酸盐岩为主，厚千余米。根据构造、沉积和古生物特征，喜马拉雅地区早古生代时是冈瓦纳大陆的一个部分，位于印度地台的边缘（图V—4—1, a）。

在塔里木-华北地台区以北的天山-兴蒙褶皱系在早古生代时是一个地槽区，属于分隔西伯利亚板块与中朝（华北）板块的古蒙古洋的一部分，形成地槽型的下古生界。

思考题

1. 早古生代生物界的主要特点是什么？
2. 与前寒武纪相比，早古生代在地壳构造状况、古地理与古气候、沉积作用等方面有何主要区别？加里东褶皱带主要分布在哪些地区（世界范围）？
3. 华北—东北南部区、扬子区、东南区、祁连山区的下古生界有何主要区别（从地层发育、主要岩性特征、化石面貌、总厚度大小、与下伏及上覆地层的的关系等方面考虑）？这些区别说明了什么？
4. 早古生代有哪些重要矿产？

第五章 晚古生代

晚古生代包括泥盆纪、石炭纪和二叠纪，时限为距今410—250Ma，延续160Ma。这一地史阶段的主要特征是：板块运动活跃，大小陆壳板块聚合成统一的联合古陆，大陆面积迅速扩大，陆相沉积广泛发育，陆生生物蓬勃发展，因陆生植物特别繁茂，故石炭—二叠纪成为地质历史上主要的成煤时期。海西（华力西）构造阶段在时间上与晚古生代大体相当，这一时期发生的构造运动称海西（华力西）运动，升起的褶皱带称海西（华力西）褶皱带。

第一节 晚古生代的主要特征与重大事件

一、联合古陆基本形成，大陆面积迅速扩展

晚古生代岩石圈构造发展的主要特征是大小陆壳板块的会聚、碰撞、拼合，最后导致联合古陆的形成。晚古生代初，在北方分布着西伯利亚、哈萨克斯坦、华北、塔里木、华南、东南亚等大小陆块和早古生代末期才由古北美与古北欧拼合而成的劳俄大陆。上述陆块间分布着古乌拉洋、古亚洲洋等洋盆。劳俄大陆与南方广袤的冈瓦纳大陆则隔着古特提斯洋遥遥相对。从早石炭世末至二叠纪末，由于大陆板块间的相向运动与其间洋盆的消失，西伯利亚大陆先后与哈萨克斯坦陆块、劳俄大陆、塔里木陆块、华北陆块等碰撞、拼合，形成劳亚大陆的主体，仅华南陆块、东南亚陆块等尚游离在外。向北漂移的冈瓦纳大陆与古南欧陆块约在早石炭世末与劳俄大陆对接、碰撞（图V—5—1）。因此，由劳亚大

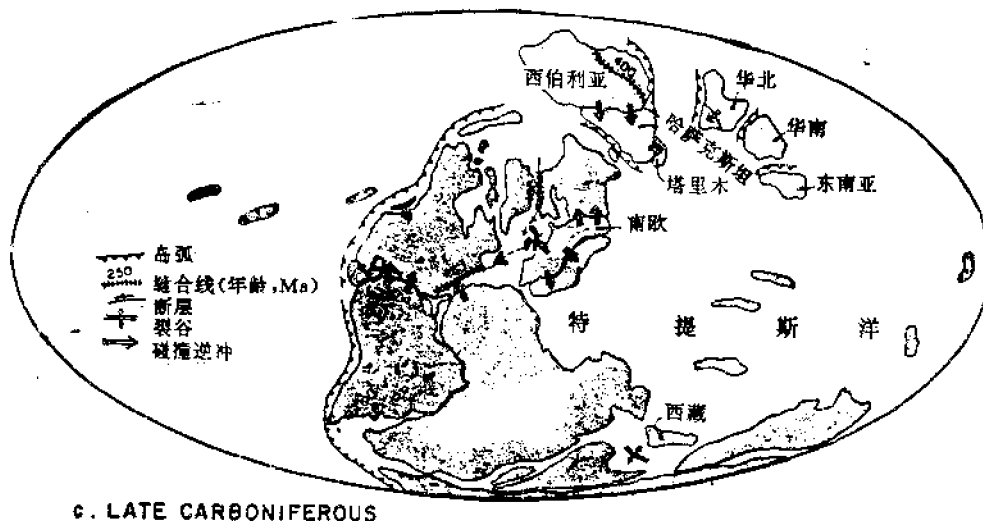


图 V—5—1 晚石炭世大陆的重现
(引自K. C. Coodic, 1989)

陆与冈瓦纳大陆相连而成的联合古陆在二叠纪末已基本形成。洋壳的俯冲和陆壳板块的拼合,使原先大陆边缘的地槽先后封闭,形成广泛分布且规模巨大的海西褶皱带(图V-2-5)。海西褶皱带包括北美东部的阿巴拉契亚海西褶皱带、西欧海西褶皱带、欧亚交界处的乌拉尔海西褶皱带、亚洲中部和北部的哈萨克斯坦、阿尔泰山、天山、昆仑山、蒙古以及我国内蒙及大小兴安岭的海西褶皱带等等。这些褶皱带的形成显著扩大了陆壳的范围,因此可以说晚古生代是一个大陆面积迅速扩展的时期。

二、陆生生物蓬勃发展

晚古生代大陆面积的显著扩展促进了陆生生物的繁荣与迅速进化。

(一) 陆生植物

早、中泥盆世仍以半陆生的裸蕨植物为主,晚泥盆世裸蕨类濒于绝灭。完全陆生的蕨类植物石松类、楔叶类和真蕨类在早泥盆世晚期至中泥盆世相继出现。晚泥盆世一早石炭世又先后出现原始裸子植物中的苛达类和种子蕨类。以上类别在石炭一二叠纪高度繁盛,形成广布的森林,是成煤的主要原料,其主要代表见图V-5-2。二叠纪后期,上述类别衰退(真蕨类除外),代之而起的是更能适应多种环境的裸子植物如银杏类、苏铁类和松柏类,植物的进化由此进入一个新阶段。

(二) 陆生脊椎动物

脊椎动物在晚古生代迅速进化并大举登陆。泥盆纪时,无颌类(骨皮鱼类)和盾皮鱼类极盛,软骨鱼类和硬骨鱼类也已出现。由于鱼类类别最全,泥盆纪被称为“鱼类的时代”。这时除海生鱼类外还出现了淡水鱼类。泥盆纪晚期由硬骨鱼类的一支演化为最早的两栖类。由于湖泊、沼泽广布,生活环境适宜,石炭一二叠纪时迷齿两栖类(坚头类)空前繁盛,被称为“两栖类的时代”。原始两栖类的一支在晚石炭世演化为原始爬行类。爬行类与两栖类必须在水中繁殖并渡过幼体阶段的特点不同,爬行类已在陆上产卵并孵化,完全摆脱了对水的依赖。爬行类的出现标志着脊椎动物登陆的成功。

三、海生无脊椎动物继续繁盛,二叠纪末期大规模绝灭

进入晚古生代,海生无脊椎动物继续繁荣但出现明显的兴衰更替现象。繁盛于早古生代的三叶虫、笔石、鹦鹉螺类等类别大减;腕足类和珊瑚则进一步繁盛;先后出现菊石、筳等重要类别,海生无脊椎动物面貌一新。上述类别演化迅速、分布广泛,对划分、对比地层及恢复古环境均有重要意义。晚古生代的腕足类以石燕贝类和长身贝类最重要。皱纹珊瑚和横板珊瑚在晚古生代均繁盛,其中双带型和泡沫型皱纹珊瑚繁盛于晚古生代早期;三带型皱纹珊瑚则在早石炭世出现并繁盛于石炭一二叠纪。二叠纪末,皱纹珊瑚与横板珊瑚全部绝灭。筳类始见于早石炭世晚期,晚石炭世初开始繁盛,此后经历了迅速而有规律的演化,二叠纪末期绝灭。菊石类出现于早泥盆世,晚古生代的菊石主要是具棱菊石式缝合线的种类,具齿菊石式缝合线的种类在二叠纪也很重要。以上类别的化石代表见图V-5-2。

晚古生代末生物演化中一个最重大的事件是二叠纪末大量生物在短期内突然绝灭。绝灭主要发生在海生无脊椎动物中,绝灭类别包括皱纹珊瑚、横板珊瑚、筳、三叶虫,以及腕足类中的长身贝类及菊石中的许多类别等等。据估计(C. W. Barnes, 1988),二叠纪一三叠纪之间生物的大量绝灭是在10—20Ma的短期内发生的,海生动物近半数的科、约85—95%的种(达200000种)在这一事件中消失。同时,绝灭也不同程度地出现在海生无脊椎

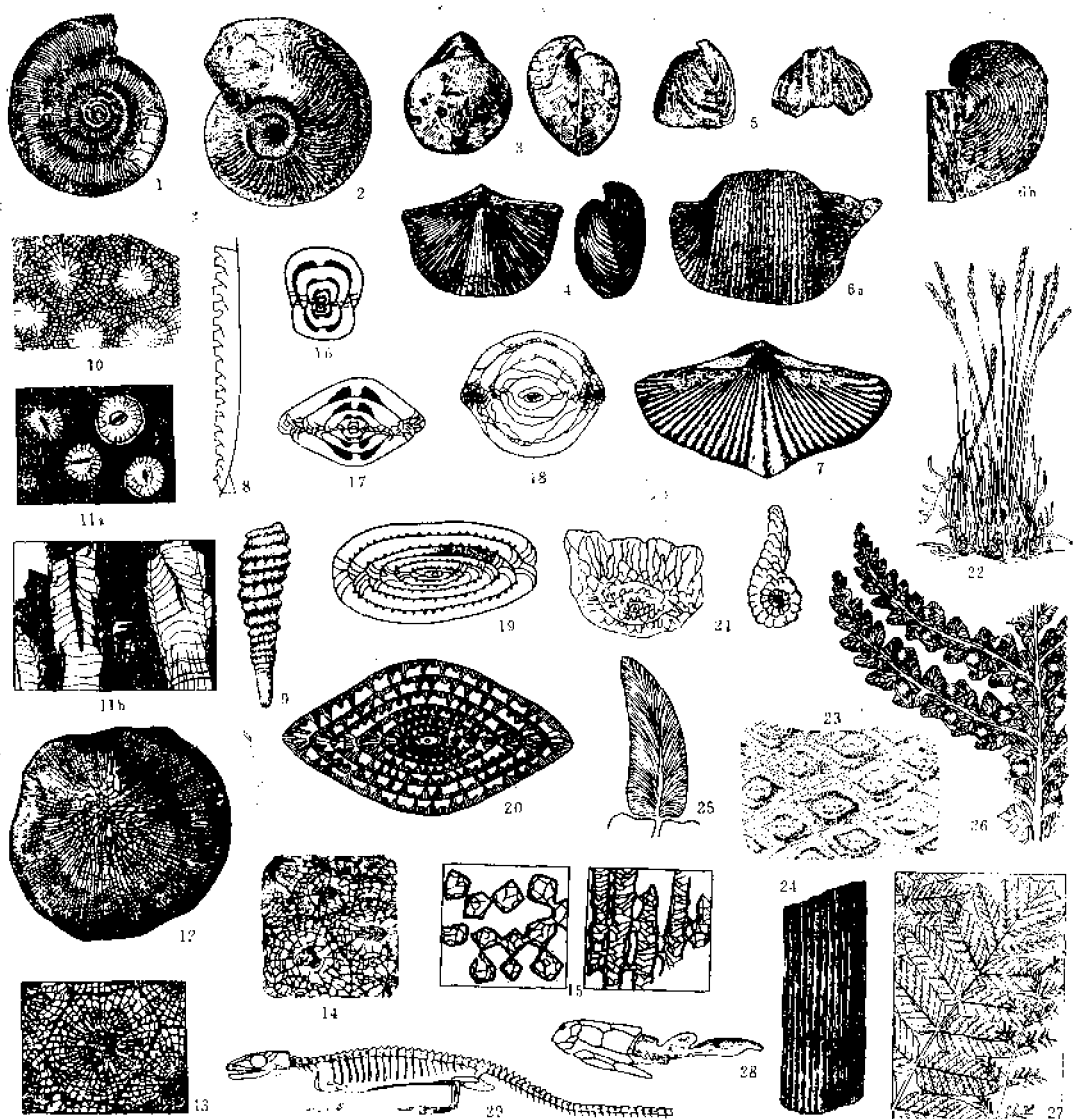


图 V-5-2 晚古生代常见化石

1—2 菊石：1—*Clymenia* (海神石)；2—*Reticuloceras* (网纹菊石)；3—7 腕足类：3—*Stringocephalus* (鸢头贝)；4—*Cyrtospirifer* (弓形燕贝)；5—*Yunnanellina* (准云南贝)；6—*Dictyocestus* (网格长身贝)；7—*Licharewia* (李哈列夫贝)；8—笔石，*Neomonograptus* (新单笔石)；9—竹节石，*Nowakia* (塔节石)；10—15 珊瑚：10—*Hexagonaria* (六方珊瑚)；11—*Thysanophyllum* (泡沫柱珊瑚)；12—*Kuaichouphyllum* (贵州珊瑚)；13—*Weitzelella* (文采尔珊瑚)；14—*Ipeiphyllum* (伊波雪珊瑚)；15—*Hayesakia* (早坂珊瑚)；16—21 苔藓：16—*Pseudostaffella* (假史塔夫藓)；17—*Fusulinella* (小纺锤藓)；18—*Robustoschwagerina* (强壮希瓦格藓)；19—*Neomisellina* (新米斯藓)；20—*Neoschwagerina* (新希瓦格藓)；21—*Godonofusiella* (喇叭藓)；22—27 古植物：22—*Eosterophyllum* (王蕨)；23—*Lepidodendron* (鳞木)；24—*Asterocalamites* (星芦木)；25—*Neuropteris* (脉羊齿)；26—*Emplectopteris* (织羊齿)；27—*Gigantonoctea* (单网羊齿)；28—29 古脊椎动物：28—*Bothrolepis* (沟鳞鱼)；29—*Hylonomus* (林蜥)

动物以外的其它生物类别。虽经长期的探索、研究，导致生物大规模绝灭的原因至今远未查明。可以肯定的是，绝灭不是单一因素所促成，必须从环境的变化（地内与天外因素所导致）与生物本身的适应能力等方面进行综合研究，以求得出合理的解释。

四、陆相沉积发育、气候分异明显

大陆面积扩展的直接后果是陆相沉积广泛发育和大陆内部气候分带现象日益明显。

与下古生界以海相沉积占绝对优势不同，各大陆的上古生界大量出现河流相、湖泊相、沼泽相及风成沉积等各种陆相沉积。冈瓦纳大陆的石炭—二叠系中还发育了大陆冰川沉积。陆相沉积的发育使上古生界的沉积类型更加复杂，相变也更加明显。

沉积物的分布特征及古地磁资料表明，晚古生代的大陆气候分带现象与现代相似，气候带大体平行古纬度分布。在古赤道两侧的热带、亚热带区，生长着高大、木本、不显年轮的蕨类和原始裸子植物，以及暖水型动物群。该时期形成大量的碳酸盐沉积、生物礁、煤，并有反映干燥气候的蒸发岩、红层。在高纬度地带生长着温带型或寒带型的植物群（前者如西伯利亚大陆的安加拉植物群，以草本的真蕨类和种子蕨类为主，木本种类年轮明显；后者如冈瓦纳大陆上的舌羊齿植物群，为种类单调的灌木和草本植物）和冷水型动物群，在冈瓦纳大陆上还广泛发育着晚石炭世至早二叠世的大陆冰川沉积及冰水沉积。

五、冈瓦纳大陆广泛的冰川活动

虽然阿根廷西部曾发现中泥盆世的冰川沉积，非洲南部曾发现早石炭世（或泥盆纪）的冰碛物，但冈瓦纳大陆上最主要的冰川活动时期是晚石炭世晚期至早二叠世早期。这次冰川活动的范围很广，包括南美洲、非洲南部、南极洲、澳大利亚和印度次大陆。由冰川沉积物的大面积分布以及冰川自中心向外放射状流动（图V—2—9），可说明冰川的性质是大陆冰川（极地大陆冰盖）。冰川沉积物的时代表明，晚石炭世冰川活动中心在南美洲和非洲南部，早二叠世冰川活动中心已移到澳大利亚和南极洲。冈瓦纳大陆上发现反映寒冷气候的大面积极地冰盖，可能主要表明这时冈瓦纳大陆的广大地域正在南极附近移动。

六、重要的成矿时期

（一）石炭—二叠纪是地史上的主要成煤期

石炭—二叠纪时，由于合适的大地构造、气候及沉积环境，陆生植物繁茂，森林广布，为成煤提供了物质基础，因而石炭—三叠纪成为地质历史上的主要成煤期。世界上的一些主要煤田有许多分布在石炭—二叠纪地层中，如前苏联的顿巴斯煤田、德国的鲁尔和萨尔煤田、美国的近海煤田、澳大利亚的东部煤田以及我国华北、西北的许多大煤田等。据统计，世界煤的总储量有一半以上蕴藏在石炭系中，而二叠系中也蕴藏着丰富的煤。

（二）沉积矿床多种多样

各地的上古生界含有多种类型的沉积矿床。有形成于潮湿温暖气候下的铁、铝、锰等矿床等，如我国华南上泥盆统所含的“宁乡式铁矿”，华北石炭—二叠系中所含的多层铝土矿等；有形成于干旱气候下的盐类矿床，世界许多地区泥盆系及上二叠统中有盐类矿床。

（三）内生金属矿床分布广泛

在晚古生代的构造活动带（海西褶皱带）常形成与岩浆岩，特别是与广泛分布的海西期花岗岩有关的内生金属矿床，在我国西部就常见。

第二节 中国的上古生界

中国的上古生界分布广泛、发育较全、类型复杂。稳定类型的沉积见于华北—东北南部区、华南区、塔里木区和珠穆朗玛峰区等处。活动类型的沉积见于天山—兴蒙、昆仑—秦岭、滇藏等地槽区（图V—5—3、V—5—4）。

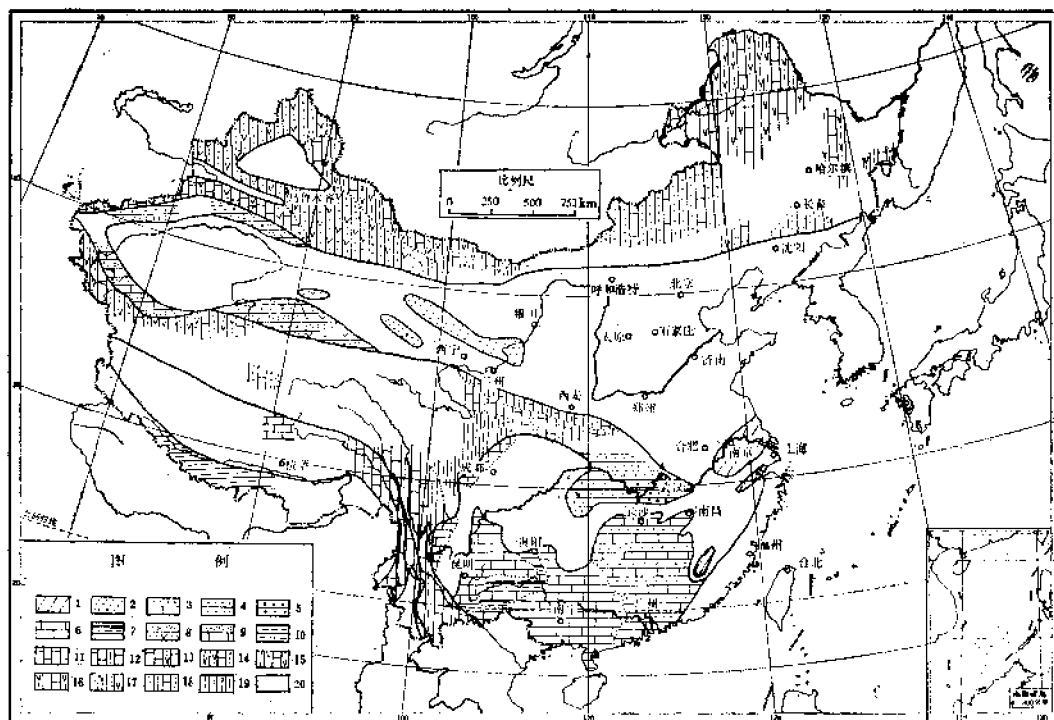


图 V—5—3 中国泥盆纪岩相古地理略图

（引自李亚美等《地史学》，1985）

稳定类型沉积：1—河湖相碎屑沉积；2—山麓—河湖相粗碎屑沉积；3—滨、浅海和海陆交互相碎屑、碳酸盐沉积；4—滨、浅海和陆相碎屑沉积；5—滨海相粗碎屑沉积；6—浅海相碳酸盐沉积；7—浅海、半深海相泥质、硅质和碳酸盐沉积；8—海陆交互相或陆相碎屑和火山喷发沉积；9—海陆交互碎屑夹碳酸盐沉积；10—海相细碎屑沉积。

活动类型沉积：11—浅海相碳酸盐沉积；12—浅海相碳酸盐、下部碎屑沉积；13—浅海相碳酸盐夹碎屑、火山喷发沉积；14—浅海相碎屑夹钙质、火山喷发沉积；15—浅海相碎屑、碳酸盐和火山喷发沉积；16—浅海相火山喷发、碎屑夹钙质沉积；17—浅海相夹陆相碎屑、火山喷发沉积；18—浅海相和海陆交互相碎屑夹钙质沉积；19—浅海—半深海相细碎屑沉积；20—古陆

一、华北—东北南部区的上古生界

本区自中奥陶世后期整体上升以后，经受晚奥陶世至早石炭世的长期风化剥蚀，直至晚石炭世早期才重新下降，接受沉积。因此本区的上古生界仅包括上石炭统及二叠系，总厚度为数百米至一千五百米左右。上石炭统主要为海陆交互相的含煤沉积岩系，二叠系一般为陆相沉积。山西太原西山的石炭—二叠系剖面可作为本区石炭—二叠系的典型剖面，其层序见表V—5—1。

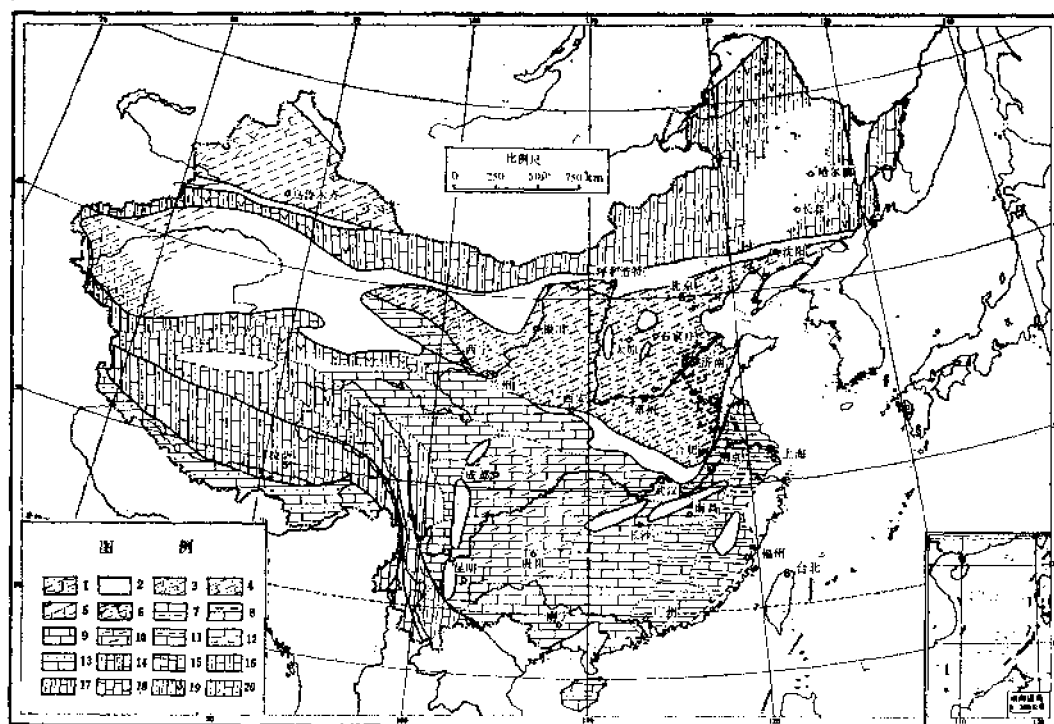


图 V-5-4 中国早二叠世岩相古地理略图

(引自李亚美等《地史学》，1985)

稳定类型沉积：1—陆相含煤碎屑沉积，局部有火山喷发；2—剥蚀区；3—陆相含煤碎屑沉积夹海相层；4—陆相碎屑沉积上部基性喷发；5—河湖沼泽碎屑沉积夹海相层；6—陆相火山喷发、碎屑沉积；7—浅海碳酸盐、硅质沉积；8—早期浅海碳酸盐、晚期海陆交互相含煤沉积；9—浅海碳酸盐沉积；10—浅海碳酸盐、低郁滨海含煤沉积；11—浅海碳酸盐、泥质沉积；12—滨、浅海碎屑夹钙质沉积；13—浅海碳酸盐、碎屑沉积活动类型沉积；14—浅海碎屑、碳酸盐、火山喷发沉积；15—浅海碳酸盐夹基性喷发沉积；16—浅海碳酸盐、碎屑沉积；17—浅海碎屑夹碳酸盐、火山喷发沉积；18—浅海碳酸盐夹碎屑沉积；19—浅海、海陆交互相碎屑夹火山喷发沉积；20—海相、海陆交互相碎屑夹碳酸盐沉积

在上述剖面中，上石炭统下部本溪组平行不整合于中奥陶统峰峰组灰岩的风化面上。本溪组底部为“山西式铁矿”，并见有“G层铝土矿”层。这些矿层代表岩石经受长期风化的特征。是经受长期风化易溶元素被带走，较难溶的铁和铝相对富集的结果。铁铝质沉积以上为砂页岩和煤层，这是滨海沼泽环境的产物。在上述含煤沉积中夹有含海生动物化石䗴和腕足类的灰岩，表明出现过短暂的浅海环境。因此，本溪组为海陆交互相沉积。上石炭统上部太原组分为三个段，一般每段底部为石英砂岩，向上为页岩、煤层和灰岩的夹层。含煤碎屑岩中富含陆生植物化石，而灰岩夹层中则富含䗴、腕足类等海相化石。因此，太原组是韵律明显的海陆交互相沉积。

二叠系山西组的底部为具斜层理并含植物化石碎片的石英砂岩，向上为煤层及富含植物化石的炭质页岩、砂岩等，有时夹有半咸水动物化石层，表明由河流沉积过渡为近海泥炭沼泽沉积。下、上石盒子组是河湖相碎屑沉积，下石盒子组还夹有不可采煤层，表明偶而出现沼泽环境。由下而上沉积物的颜色由灰绿渐变紫红，反映气候由温湿向炎热转变。石千峰组为化石稀少的红色砂页岩，含少量泥灰岩，偶夹石膏层，代表干旱气候下内陆盆地河湖相沉积。整个二叠系反映了沉积环境由近海沼泽变为内陆盆地，气候由潮湿温暖渐

表 V—5—1 华南区、华北区上古生界对比简表

地区	华 南 区	华 北 区
地层	D ₁ 桂中, C ₁ 黔南 P ₁ 黔中、黔西	山 西 太 原
上覆地层	T ₁	T ₂
上二叠统	大 隆 组	石 千 峰 组
	长 兴 组	上 石 盒 子 组
	吴家坪组 龙 潭 组	
下二叠统	茅 口 组	下 石 盒 子 组
	栖霞组	山 西 组
	灰 岩 段 梁 山 段	
上石炭统	马 平 组	太 原 组
	威 宁 组	本 溪 组
下石炭统	上 司 组	
	旧 司 组	
	汤 耙 沟 组	
	革 老 河 组	
上泥盆统	融 县 组	
	榴 江 组	
中泥盆统	东 岗 岭 组	
	应 堂 组	
下泥盆统	四 排 组	
	郁 江 组	
	那 高 岭 组	
	莲 花 山 组	
下伏地层	And	O ₂

• 峨嵋山玄武岩组

变为干旱、炎热。

在华北—东北南部区范围内，石炭—二叠系发育概况与地史经历，大体与上述剖面所反映的情况相似。本溪组在本区东北部厚度大，地层发育全，海相灰岩夹层多，向西、向南则厚度变小，海相夹层逐渐减少，且常缺失下部地层。这说明晚石炭世早期海水自本区东北逐渐向西、向南侵进。太原组的沉积范围有所扩大，在本区的西、南边缘有明显的超覆。当时本区的东南部为一低洼地区，经常为海水所淹没，因此海相地层特别发育。往北、往西地势逐渐变高，海相地层也逐渐减少，至本区北缘则完全变为陆相沼泽沉积，说明晚石炭世晚期海水由东南向西北侵入。太原组为本区主要含煤层位之一。除本区北缘为陆相含煤地层外，其余均为海陆交互相含煤地层。

二叠系底部的山西组亦为本区重要含煤地层。其分布普遍，反映当时本区普遍为沼泽成煤环境。下、上石盒子组分布较广，一般不含可采煤层，但在淮南、豫西一带，下、上石盒子组均含重要煤层，并常见半成石化石夹层，代表邻近华南海的滨海沼泽环境。石千峰组一般为化石稀少的红色河湖相碎屑沉积，说明气候干旱。当时，鄂尔多斯一带为大型内陆盆地，而吕梁山以东则分布着一些小型盆地。

二、华南区的上古生界

华南区指秦岭—大别山以南，龙门山—横断山脉以东的广大地区。由于东南地槽区在志留纪末期受广西运动的影响褶皱升起，形成东南加里东褶皱带。因此，自泥盆纪始扬子区与东南区连成一片稳定地区。与华北区相比，华南区的上古生界发育更齐全，类型亦较为复杂，海相、陆相及海陆交互相沉积均有代表。

广西中部的泥盆系剖面可作为华南区海相泥盆系的典型剖面。如表V—5—1所示，下泥盆统角度不整合覆盖于前泥盆纪浅变质岩系之上，说明该区位于东南加里东褶皱带范围内。下泥盆统底部莲花山组为陆相—滨海相紫红色碎屑岩，含鱼及植物化石，有时与腕足类伴生。向上为含腕足类、珊瑚的浅海沉积。中泥盆统以浅海相灰岩夹泥岩为主。上泥盆统下部主要是灰黑色硅质岩层含尖棱菊石等，反映一种海水较深而宁静的环境；上泥盆统上部的鲕状灰岩与白云岩，含化石很少，反映气候炎热干燥，海水含盐度较高。泥盆纪末，华南区上升、海退，除少数地区外石炭系与泥盆系间有沉积间断。

石炭系可以贵州南部的剖面（表V—5—1）为例。这一带下石炭统最厚处可达2000m以上，与上泥盆统为连续沉积，以富含珊瑚的碳酸盐岩为主，代表浅海及滨海环境的产物。旧司组下部出现海陆交互相含煤沉积，反映早石炭世中期有过海退。上石炭统以富鲕的碳酸盐岩为主，厚度较小，岩性较均一，代表地壳相对稳定，下降幅度较小的正常浅海沉积。石炭纪末，地壳上升，海退。二叠纪初本区重新下降接受沉积。

二叠系可以黔中、黔西综合剖面为代表（表V—5—1）。这一带下二叠统底部梁山段为砂、页岩夹煤层，产植物及珊瑚化石，代表滨海沼泽环境的产物。向上过渡为栖霞组灰岩段和茅口组富含群体珊瑚及鲕的灰岩，表明由于海侵扩大，这一带已转变为温暖开阔的浅海。早二叠世末，这里发生地壳上升与海退。黔西一带有玄武岩喷发（峨眉山玄武岩组）。这个地区的上二叠统下部出现相变，反映不同地点沉积环境不同。龙潭组为海陆交互相含煤沉积，反映海退后形成的滨海沼泽环境；吴家坪组为含鲕的浅海灰岩，形成在海退不明显的地区。这里的上二叠统上部也有相变，长兴组为含鲕灰岩，在浅海中形成；大隆组为含菊石的硅质岩，代表静水海湾沉积。以上两种海相沉积代表一次新的海侵。

受志留纪末期广西运动的影响，华南区泥盆纪的古地理面貌与早古生代相比有很大变化。早古生代强烈下降，长期海侵的东南地槽褶皱上升、形成山系；长期下降的上扬子海盆（川黔及鄂西南）和下扬子海盆（长江下游沿岸地区）也升起为陆。因此，泥盆纪早期华南区大部分为古陆剥蚀区，只是在其西南部的滇东、黔南、桂北、桂中以及川西北龙门山一带发育有厚度不等的山麓堆积及滨、浅海沉积。中、上泥盆统的分布远较下统广，因这一时期华南区的地势为西南低、东北高，海侵又来自西南方向，因此随着海侵的扩大，沉积逐渐由西南向东北方向超覆。古地理环境的差异导致沉积相的分异，当时主要有三种沉积类型，即滇黔桂地区的浅海相沉积、川东鄂西及湘东赣西一带的海陆交互相沉积，以及东南地区的陆相沉积（图V—5—3）。

早石炭世的海侵范围与泥盆纪基本相似，但下扬子地区重新下降，遭受海侵。在当时古陆的边缘地区（如滇东、黔西北、桂北、湘中），早石炭世中、晚期发育了含煤碎屑沉积，这是一种近岸的滨海沼泽沉积。晚石炭世海侵范围更广，在闽西一带有明显超覆现象。上石炭统普遍以浅海碳酸盐沉积为主，厚度一般在200—400m左右，岩相与厚度较稳定，表明当时华南是一片相对稳定的广阔浅海。石炭纪末，华南区大部上升为陆。

华南区二叠系的底部表现为不同的沉积类型。在昆明—贵阳—江南古陆一线以北，二叠系底部有明显的沉积间断，间断面上普遍发育有近海沼泽含煤沉积。而在上述一线以南地区二叠系与石炭系之间则无明显间断。早二叠世栖霞期是华南地史上最大的海侵时期，长期隆起的上扬子古陆重新下沉，赣东、福建等地也形成超覆（图V—5—4）。这一时期的富含珊瑚与鲕的灰岩遍布整个华南区，岩相与厚度相当稳定。早二叠世晚期的沉积仍以浅海灰岩为主，但分布范围较栖霞期小，且有明显的相变。在湘中及下扬子地区这时形成富含浮游的菊石化石的硅质、泥质沉积，极少底栖生物，反映当时这一带海水深而宁静。早二叠世末，受东吴运动影响，华南区普遍发生地壳上升、海退，在川、滇、黔交界处有大规模的玄武岩喷发。晚二叠世初期华南区许多地点形成龙潭组的滨海沼泽相含煤沉积，这是华南区最重要的含煤地层，在海退不明显的地区，这时仍形成浅海灰岩。晚二叠世晚期华南区又受到一次新的海侵，但规模较小，且有浅海和静水海湾两种环境的分异。

三、其它地区的上古生界

塔里木地台边缘地区的上古生界为稳定类型的浅海相、海陆交互相及陆相沉积。

在祁连山加里东褶皱带的山前及山间凹陷中，泥盆系为磨拉石式陆相红色碎屑沉积；下石炭统以浅海相的砂、页岩及碳酸盐岩为主，间夹陆相含煤砂、页岩；上石炭统则以海陆交互相沉积为主，厚度较大。下二叠统以杂色河湖相沉积为主，不含重要煤层。至晚二叠世这里转化为上升剥蚀区。

天山—兴蒙地槽区的西段北天山和准噶尔海槽的泥盆系主要为海底火山岩与沉积岩；石炭系以海相沉积为主，夹有大量熔岩及火山碎屑岩，厚度巨大；二叠系则为山间盆地式的陆相沉积，反映当时这一带已上升为陆。但在北山及北天山的东部仍有二叠纪的海相及海陆交互相沉积，残余海槽一直延续到晚二叠世。在地槽区东段，泥盆系以硬砂质、硅质沉积及细碧岩类火山喷发物为主。在吉林中部，石炭系不整合覆于上志留统之上，以滨—浅海相的灰岩夹细碎屑岩为主，下统中有变质火山岩。早二叠世，内蒙—兴安地区仍持续下降，广泛发育浅海碳酸盐及碎屑沉积，伴有大量中酸性火山喷发。早二叠世末期，北方海槽基本上褶皱升起，与华北及塔里木地块连成一片大陆。晚二叠世本区普遍出现陆相

及残留半咸水沉积,含植物及淡水双壳类化石。进入中生代以后本区转化为上升剥蚀区。

昆仑-秦岭地槽区的泥盆系以南秦岭发育最全,为海相泥质及碳酸盐沉积,厚达3000m,属冒地槽型沉积。秦岭区的石炭一二叠系以海相碎屑岩及碳酸盐岩为主,厚度巨大,岩相变化亦大,为冒地槽型沉积。昆仑山区及柴达木盆地南缘,泥盆系仅见上统,为海陆交互相的碎屑岩夹碳酸盐岩。石炭系沉积类型较复杂,如西昆仑北坡,石炭系为基性至中性火山岩、硅质岩、碎屑岩及碳酸盐岩,厚度巨大,属优地槽型沉积。二叠纪时,昆仑-秦岭地槽曾发生强烈沉降,岩相变化复杂,陆相、海陆交互相及海相碳酸盐沉积均有。

西藏珠穆朗玛峰地区的上古生界属地台型沉积。泥盆系下部为笔石页岩夹灰岩;上部为碎屑岩。石炭系厚达3000m,由页岩、泥灰岩及多层砾岩、砂岩组成,产腕足类、菊石及双壳类,上统下部的杂砾岩被认为是冰海相沉积,称“冈瓦纳相”。二叠系仅发育下统,下部为陆相砂页岩,产冈瓦纳大陆特有的舌羊齿(*Glossopteris*)植物群分子,上部为海相粉砂岩、页岩及生物碎屑灰岩,产珊瑚及腕足类,代表冈瓦纳大陆北缘的稳定浅海沉积。

思考题

1. 晚古生代岩石圈构造发展的主要特征是什么?海西褶皱带主要分布在哪些地区?
2. 与早古生代相比,晚古生代古地理环境及沉积作用的突出特征是什么?
3. 晚古生代生物界的主要特点是什么?
4. 华南区泥盆系有哪几种主要沉积类型?它们的分布受什么因素控制?
5. 华北区与华南区在石炭一二叠纪期间的地质发展有何主要差别(从地层发育、主要岩性、化石面貌、古地理与古气候、地壳运动、矿产形成等方面考虑)?
6. 晚古生代有哪些重要的矿产?

第六章 中生代

中生代（包括三叠纪、侏罗纪和白垩纪）时限为距今250Ma—65Ma，共延续185Ma。

古生代末期，地表上出现了一个联合古陆（泛大陆），其周围为阿尔卑斯-喜马拉雅活动带（特提斯带）和环太平洋活动带所环绕（图V—6—1）。中生代的地史就是这个联合古陆分裂、漂移，新海洋逐步形成以及上述活动带发展演化的历史。由于大面积海西褶皱带的形成，三叠纪时海侵范围缩小，陆相沉积广泛发育，气候也较干燥。侏罗—白垩纪（尤其是晚白垩世）海侵广泛，但未波及亚洲的中、东部。当时大陆上广大地区气候温暖潮湿，植物繁茂，进入又一个重要成煤期。侏罗—白垩纪时地壳运动、岩浆活动十分强烈，在环太平洋带表现尤为明显。中生代的生物界以爬行动物（特别是恐龙）、裸子植物以及菊石的高度繁盛为特征。

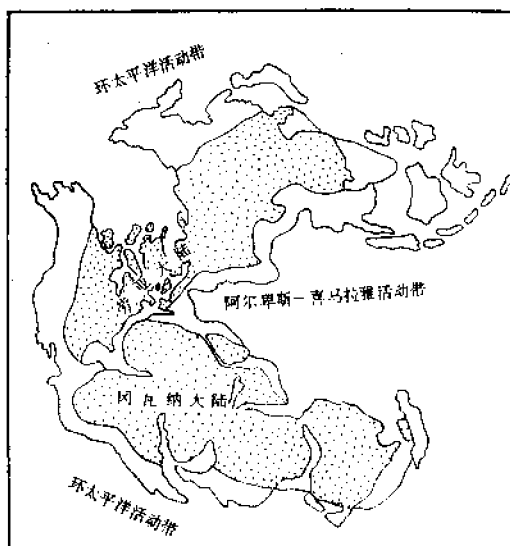


图 V—6—1 中生代初期泛大陆及其周围的活动带

（据H. H. Reed和J. Watson, 1975）

黑点表示稳定区

第一节 中生代的主要特征与重大事件

一、联合古陆解体

中、晚三叠世的印支运动在特提斯带东段表现强烈，华南、印支、羌塘（藏北）等陆块与古亚洲大陆对接、碰撞，其间形成大面积的印支褶皱带（图V—2—5）。上述变动使古亚洲大陆的南缘大为扩展，联合古陆的规模也因此达到顶峰（图V—6—2）。

紧随着联合古陆的最终形成，到晚三叠世这一泛大陆已开始出现分裂的迹象，表现在以下两方面：

1. 北美洲东海岸和非洲西北海岸同步发育了裂陷带，预示着劳亚大陆与冈瓦纳大陆的分裂。

2. 冈瓦纳大陆内部发生大陆裂谷型玄武岩喷发。这一分裂、解体趋势在侏罗纪继续发展，其表现是：（1）非洲与北美洲在侏罗纪初期分裂，其间出现中部大西洋，其开裂与扩张使特提斯洋可向西与太平洋相通，劳亚大陆与冈瓦纳大陆重新分离、对峙。（2）冈瓦纳大陆内部分裂趋势加强，先是早侏罗世初在南美洲东部、非洲中南部均有大陆裂谷型

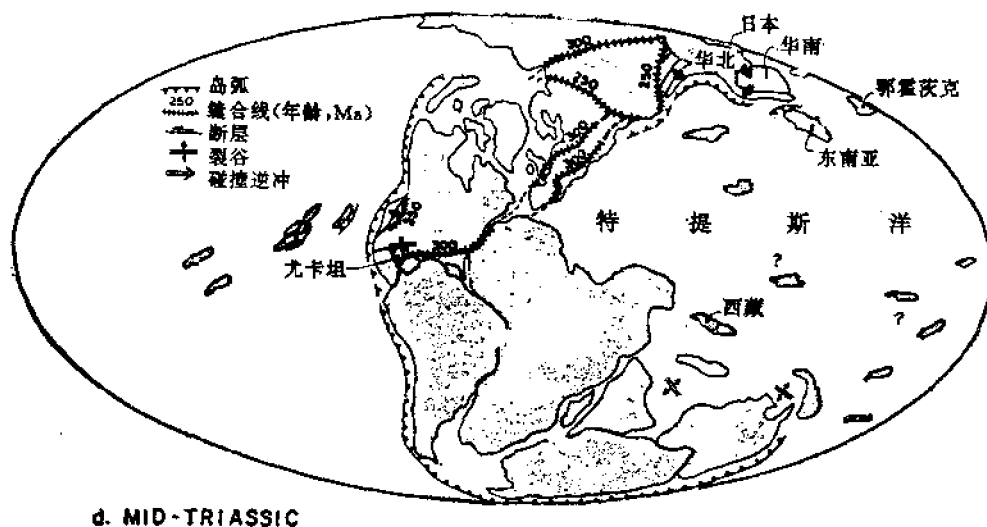


图 V-6-2 中三叠世大陆的重现
(引自K. C. Condie, 1989)

玄武岩喷发；然后是中、晚侏罗世在当时处于冈瓦纳大陆内部——非洲东海岸、马达加斯加岛、印度西北部和澳大利亚西海岸均有海水侵入。

冈瓦纳大陆各部分间真正的分离是在白垩纪期间逐步发生的。从早白垩世中期起，印度次大陆、马达加斯加岛、非洲和南极洲、澳大利亚这些陆块之间开始分离。随着印度洋的逐渐开裂、扩张，印度次大陆向北漂移。这时南大西洋也开始张裂，导致南美洲与非洲的分离。晚白垩世起，原始南大西洋和印度洋均已出现并进一步扩张，从而开始了大规模的大陆漂移。白垩纪末期，冈瓦纳大陆的解体已基本完成（图V-6-3）。

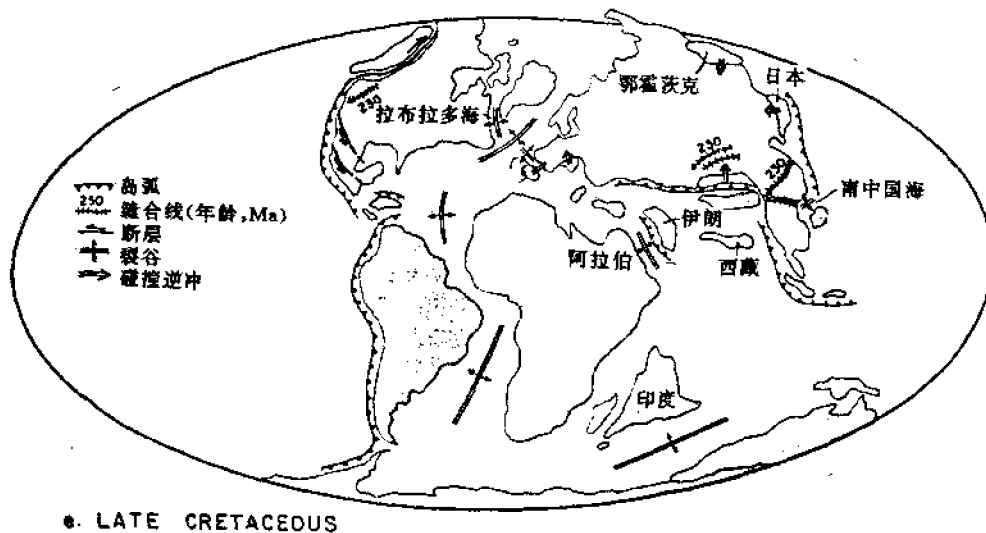


图 V-6-3 晚白垩世大陆的重现
(引自K. C. Condie, 1989)

二、侏罗—白垩纪环太平洋地带强烈的构造变动与岩浆活动

由于古太平洋洋底（不等于现代的太平洋板块）向两侧大陆的俯冲加强，环太平洋地带在侏罗—白垩纪经受了十分强烈的构造变动和岩浆活动。大洋板块与大陆板块会聚、挤压最强烈的时期是中侏罗世后期（中国早期燕山运动、日本的Sakawa运动）、晚侏罗世末期（北美的内华达运动）、早白垩世中期（中白垩事件、中国的中期燕山运动）和白垩纪末期（北美的拉拉米运动、中国的晚期燕山运动）。这些时期都有强烈的褶皱、变质、大规模火山活动与岩浆侵入。部分活动海槽褶皱升起，形成环太平洋褶皱带的内带，即靠近大陆的部分，如北美的落基山脉、西伯利亚的维尔霍扬斯克山脉等（图V—2—5）。强烈的构造变动与岩浆活动也波及到一些已长期稳定的古地台与古生代褶皱带，使之重新活动，如我国东部沿海地带。

三、特提斯洋盆由扩张到消减

西特提斯洋盆——阿尔卑斯地槽区由于近200Ma内板块与微板块间复杂、频繁的碰撞与张开，其历史极为复杂，没有一个可适用于整个地槽区的统一演化进程与时间表。从总体看，地槽区从晚三叠世至白垩纪末的经历是：在泛大陆基底上发生断裂，有多期玄武岩喷发；形成新洋壳，出现多期蛇绿岩套；洋盆扩张，形成远洋深水相放射虫泥与复理石沉积；随着大西洋与印度洋的开裂、扩张，非洲—阿拉伯板块向北移动，洋盆萎缩消减，在白垩纪中、晚期发生最早的挤压变形，形成一些推覆体，在消减带出现蓝片岩。

洋盆东部的喜马拉雅（雅鲁藏布江）地槽区在中生代的经历则是：羌塘陆块、冈底斯陆块等一些由冈瓦纳大陆裂解出来的小陆块自南向北依次拼贴到古亚洲大陆南缘。

四、三叠纪的海退与晚白垩世的广泛海侵

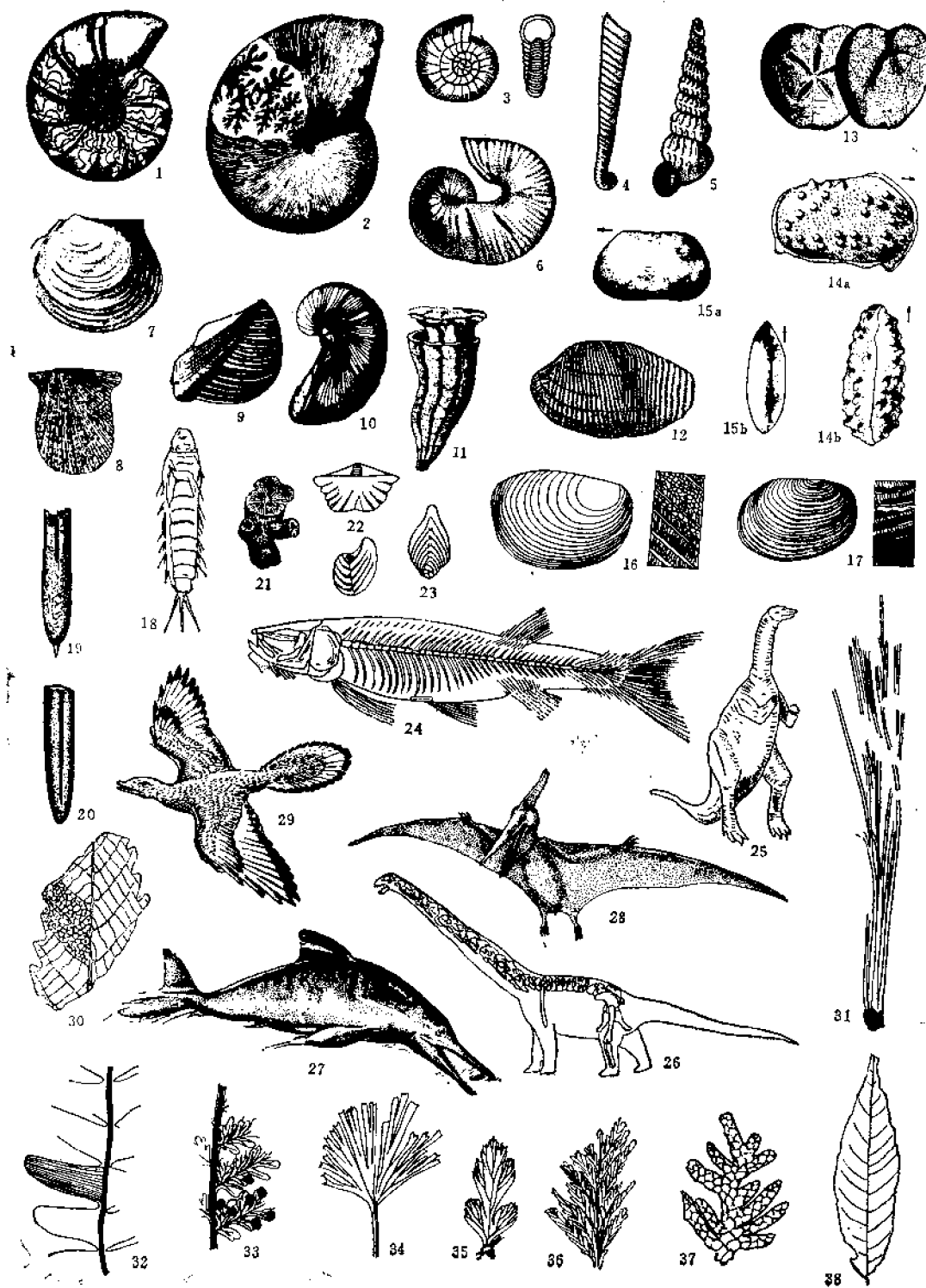
三叠纪，特别在其早期是处在海西褶皱带大面积形成以后的陆壳上升时期，这是显生宙以来的最大海退期。进入晚三叠世以后，海侵范围逐步扩大。至晚白垩世，进入显生宙以来最广泛的海侵期。这在分裂的冈瓦纳大陆上表现尤为明显。在澳大利亚—南极洲、印度次大陆、南美洲、非洲等各陆块的周围均为海水淹没，非洲的海侵范围尤广。这次海侵也波及北半球的广大地区，广布于西欧上白垩统并构成英吉利海峡白色断崖的白垩（一种远海沉积物）就是欧洲曾受广泛海侵的明证。但晚白垩世的广泛海侵对于自侏罗纪起一直高出海面的东亚大陆却无明显影响。这期广泛海侵可能与当时南大西洋和印度洋洋底开始快速扩张，洋脊总体积迅速增大，导致洋盆水面大幅度升高有关。

五、普遍温暖的气候

三叠纪以干燥、温暖的气候占主导，干燥气候带大约占据了赤道南北各40°的范围，晚期温湿气候带有所扩大。侏罗纪全球气候温暖，干燥气候带比三叠纪退缩，我国东部、西伯利亚和加拿大广泛成煤，南欧则有沉积铁矿形成。这说明上述地区是处于温湿气候环境。白垩纪的大部分时期气候十分温暖，据估计，当时热带气候由北纬45°一直扩展到南纬75°；在两极可能不存在冰盖。由氧同位素确定的地表年平均温度比现代高10°—15℃。由于广泛的海侵，除北非、中亚、我国西北、华南、东南亚北部地区以外的大陆以温湿气候为主。因此，白垩纪是北美和西伯利亚的主要成煤期。晚白垩世干燥气候带在北半球有所扩大。

六、油气、煤、盐类和内生多金属矿床的重要成矿期

中生代地层中蕴藏着丰富的油气资源。据统计，全世界石油已探明储量的52.7%蕴藏



于中生代地层中。中生代的大油田集中于中东，大量产于阿拉伯半岛，主要生油层在侏罗—白垩系。我国中生代盆地中也有丰富的油、气资源。中生代的煤大部集中于亚洲和北美。我国中生代的煤田主要分布于侏罗系。在我国东部成煤期有从南向北逐渐推迟的趋势，华南是晚三叠世后期到早侏罗世；华北主要是早中侏罗世；而东北北部则主要是晚侏罗世。白垩纪的煤主要产于北美和西伯利亚。盐类矿床在世界各地多产于三叠系中，而我国中生代各纪均有产出。

与侏罗—白垩纪强烈的岩浆活动有关的内生多金属矿床广泛发育于环太平洋地区，构成著名的环太平洋金属成矿带。我国东部在此期间形成的钨、锡、钼、铋、铁、铜、铅、锌、汞、锑、金等内生多金属矿床也属于这个成矿带的范畴。

七、裸子植物、爬行动物与菊石的时代，陆生无脊椎动物空前发展

（一）裸子植物占统治地位，被子植物在末期崛起

中生代是裸子植物的时代，苏铁类、银杏类和松柏类在植物界占据统治地位。此外，真蕨类仍为重要的植物类别，少量节蕨类也继续发展。被子植物出现于早白垩世晚期，在晚白垩世迅速发展并很快占据主要地位，因而植物界呈现出新生代的面貌。中生代常见的植物化石代表见图V—6—4。

（二）爬行类的时代，哺乳类、鸟类先后出现，硬骨鱼类亦盛

在脊椎动物中爬行类在中生代期间迅速辐射进化，成功地占据了陆、海、空领域，因此中生代可以说是爬行动物的时代。陆上爬行动物中以恐龙类最繁盛，它们的大小、形态和生活方式各异。三叠纪中期以后出现了重新回到海洋的鱼龙类和蛇颈龙类。侏罗纪早期出现了能飞翔的翼龙类。上述类别的化石代表见图V—6—4。中生代末，盛极一时的恐龙类、鱼龙类、蛇颈龙类和翼龙类全部绝灭。爬行动物中只有蜥蜴类、鳄类、蛇类和龟鳖类等延续到新生代。

硬骨鱼类在中生代比较繁盛，保存化石较多（图V—6—4）。三叠纪晚期，由似哺乳类的爬行动物演变为最早的哺乳动物，它们在中生代不占重要地位。侏罗纪晚期出现带有某些爬行类特征的始祖鸟（*Archaeopteryx*，图V—6—4）。

（三）菊石类极盛，双壳类、六射珊瑚、有孔虫等占重要地位

中生代的海生无脊椎动物以菊石类占主导地位，是划分、对比海相中生界的主要依据。三叠纪的菊石多具齿菊石式缝合线，晚期具菊石式缝合线的类别有所发展。侏罗纪是菊石演化的顶峰，具菊石式缝合线，壳饰大多复杂。白垩纪的菊石除了与侏罗纪菊石相似

图 V—6—4 中生代常见化石

1—6菊石：1—*Carutites*（齿菊石）；2—*Phylloceras*（叶菊石）；3—*Perisphinctes*（三叉菊石）；4—*Baculites*（杆菊石）；5—*Turrilites*（螺旋菊石）；6—*Scaphites*（船菊石）；7—12双壳类：7—*Claraia*（克氏蛤）；8—*Eumorphotis*（正海扇）；9—*Trigonia*（三角蛤）；10—*Gryphaea*（卷嘴蛤）；11—*Hippurites*（马尾蛤）；12—*Nippononaiia*（富饰蚌）；13—海胆类 *Micraster*（小鞘枕）；14—15介形类：14—*Cypridea*（女星介）；15—*Limnocypridea*（绘星介）；16—17叶肢介：16—*Eosestheria*（东方叶肢介）；17—*Jilinesstheria*（吉林叶肢介）；18—昆虫 *Ephemeroptera*（拟蜉蝣）；19—20箭石类：19—*Belemnites*（小箭石）；20—*Belemnopsis*（似箭石）；21—六射珊瑚 *Thecosmilia*（剑鞘珊瑚）；22—腕足类 *Spiriferina*（准石燕贝）；23—有孔虫 *Neoflabellina*（新扇虫）；24—29 脊椎动物：24—*Lycoperdon*（狼鳍鱼）；25—*Lufengosaurus*（禄丰龙）；26—*Helopus*（盔龙）；27—*Ichthyosaurus*（鱼龙）；28—*Pteranodon*（无齿翼龙）；29—*Archaeopteryx*（始祖鸟）；30—38 古植物：30—*Clathropteris*（格子蕨）；31—*Czekanowskia*（茨康诺斯基叶）；32—*Pterophyllum*（侧羽叶）；33—*Coniopteris*（锥叶蕨）；34—*Baiera*（拜拉）；35—*Ruffordia*（鲁福德蕨）；36—*Onychiopsis*（拟金粉蕨）；37—*Brachyphyllum*（短叶杉）；38—被子植物 *Salix*（柳）

的类型外，还出现一些壳形不规则或缝合线反趋简单的特化类型。白垩纪末，菊石绝灭。

双壳类在中生代占重要地位，类型多样，白垩纪产生一些形态奇特的属种。六射珊瑚在中生代相当繁盛，常造礁。有孔虫分布广泛，白垩纪以后更为繁盛，对地层的划分、对比及环境分析均有重要意义。海生无脊椎动物的化石代表见图V—6—4。

（四）陆生无脊椎动物空前发展

中生代是陆生无脊椎动物大发展的时期，有重要意义的是淡水双壳类、腹足类、叶肢介、介形类、昆虫等（图V—6—4）。它们常与淡水鱼类等一同产出，构成湖生生物组合。

八、白垩纪末期生物的大规模绝灭

白垩纪末，繁盛于中生代的生物突然大量死亡。绝灭的生物是：占据陆海空的所有“龙”类、全部菊石等，以及双壳、有孔虫、珊瑚、超微生物的许多属、科甚至目。估计有50—75%的种从此消失。值得注意的是，这种绝灭是在短期内发生的，有人估计全部“龙”类的绝灭过程只经历了50万年，最多不超过400万年。对于多门类生物短期内突然绝灭的原因，长期以来众说纷纭。有的强调地球外的突变性事件，如超新星爆炸、小行星撞击、彗星撞击等。有的强调地球环境的急剧变化，如气候的急剧变化、海平面的升降、海水盐度及成分的显著变化、火山活动、地磁极性反转等。还有人强调生物因素，如食物链的破坏、疾病及生存竞争等。以上种种原因归结为一点，即环境剧变导致生物绝灭。然而为什么在相同的环境变化中有的种类绝灭，有的种类却继续存在、繁衍？看来，生物本身对环境变化的适应能力在生物绝灭与否的问题上也起关键作用。总之，这一问题尚待继续探索。

第二节 中国的中生界

古生代末期的地壳运动使昆仑—秦岭—大别—一线以北广大地区上升、海退，三叠纪时处于大陆状态；但这一线以南地区三叠纪时仍有广泛海侵，从而形成我国“南海北陆”的局面。三叠纪后期的印支运动又使横断山脉以东地区发生海退。因此，侏罗—白垩纪时我国北部地区（包括西北、华北和东北）与华南连成一片大陆，海水退缩到西南（青藏地区）一隅。这样，我国东部（指贺兰山—六盘山—龙门山—横断山脉—一线以东地区）长期存在的华南区与华北区南北对立的局面从此结束。侏罗—白垩纪时我国地壳运动强烈，在太行山—雪峰山—一线以东表现尤甚，并伴有火山喷发与岩浆侵入，在我国东部出现了东、西的差异。

根据地壳运动、岩浆活动、古地理和沉积作用等方面的特征，我国中生代地史可分为三叠纪和侏罗—白垩纪这样两个不同的发展阶段。

一、中国的三叠系

三叠纪时，中国北方以陆相沉积为主，南方以海相沉积为主。南方的海相沉积又可以龙门山—横断山脉为界，分为东侧的华南稳定类型浅海沉积和西侧的活动类型海槽沉积。这样，中国的三叠系就可划分为分布于三个大区的三种沉积类型（图V—6—5）。

（一）华南区的三叠系

一般说来，南部区的下、中三叠统普遍为海相地层，分布较广，下统分布更广；上统

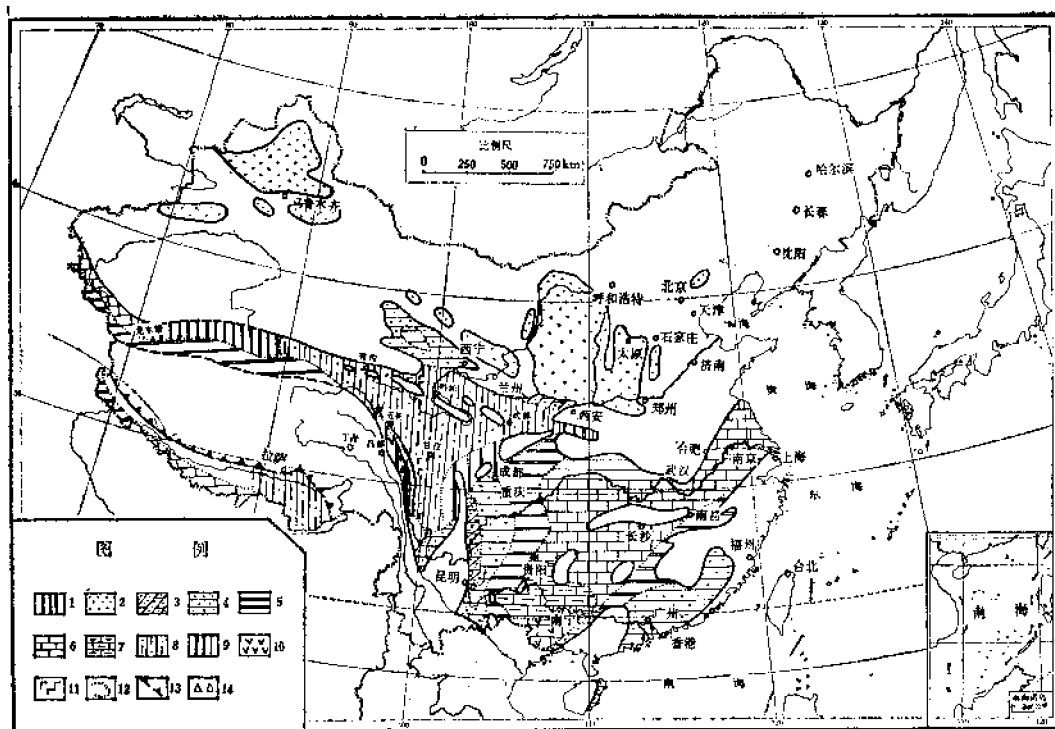


图 V—6—5 中国早三叠世岩相古地理略图

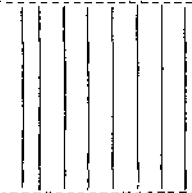
(引自李亚美等,《地史学》,1985)

1—三叠系岩相未分; 2—内陆盆地碎屑岩; 3—滨海碎屑沉积; 4—浅海碎屑沉积为主; 5—浅海碎屑岩与碳酸盐混合沉积; 6—浅海碳酸盐沉积; 7—陆棚海含泥质碳酸盐沉积; 8—深海复理石碎屑沉积; 9—浅海及深海复理石泥质及碳酸盐沉积; 10—中性喷发岩; 11—基性喷发岩; 12—沉积相界线; 13—板块缝合带; 14—混杂堆积; 图中空白部分代表剥蚀区; 垂直线条代表活动类型沉积

为海陆交互相或陆相沉积。区内以贵州、四川、云南及广西的三叠系发育最全。贵州西南的三叠系如表V—6—1所示,其下三叠统下部飞仙关组以滨海及浅海相碎屑岩、泥岩为主;上部永宁镇组以浅海相碳酸盐岩为主夹碎屑岩。永宁镇组上部和中统下部关岭组以白云岩、白云质灰岩为主,化石较少。这说明此时以干旱气候条件下的潮上带环境占优势。关岭组底部存在所谓“绿豆岩”,说明此期有过陆上火山喷发。中统上部的法郎组以浅海碎屑岩为主,含游泳的菊石,说明海水较早期深。上统自下而上由把南组含海生双壳类的滨—浅海相碎屑岩→火把冲组含海生双壳类的海陆交互相泥岩、砂岩夹煤层→二桥组的陆相含煤碎屑岩系,组成一个海退序列。

华南区的三叠系有明显的横向变化。早三叠世早期,在西部滇东、黔西南、川西一带形成滨、浅海相紫红色页岩、粉砂岩,含海生双壳类,称飞仙关组。在东部(四川以东的长江中下游地区)出现含菊石的浅海碳酸盐沉积,在湘、鄂一带称大冶组,苏、皖一带称青龙组(下部)(表V—6—1)。介于东、西部之间的川南、黔北等地,则形成灰岩与页岩的混合相,称夜郎组(表V—6—1)。以上相变特点表明,本区在早三叠世早期地势西高东低,海水西浅东深,碎屑物质来自西侧的康滇古陆。早三叠世晚期,除西部(滇东南、黔西南)的永宁镇组为灰岩及页岩外,其余皆为碳酸盐沉积。四川的嘉陵江组的白云质灰

表 V—6—1 中国东部三叠系对比简表

地区 地层		黔西南	川东、鄂西	苏 皖	陕甘宁
上覆地层		J ₁	J ₁	J ₁	J ₁
三 叠 系	上 统	二 桥 组	沙镇溪组	范家塘组	延 长 组
		火把冲组			
		把 南 组			
	中 统	法 郎 组	黄马青组	铜 川 组	
		关 岭 组	巴 东 组	上青龙组	二马营组
	下 统	永宁镇组	嘉陵江组	下青龙组	和尚沟组
		飞仙关组 夜郎组	大 冶 组		刘家沟组
下伏地层		P ₂	P ₂	P ₂	P ₂

岩夹膏盐层则反映海盆闭塞，海水趋于咸化。东部下扬子地区这时形成浅海相的薄层灰岩夹页岩，属青龙组上部。

中三叠世时本区受印支运动影响，东南地区大部上升为陆，海侵范围明显缩小。上扬子地区成为半隔绝状态、干旱气候条件下的咸化海盆，普遍形成白云岩和白云质灰岩，并夹有石膏层，如四川的雷口坡组、贵州西部的关岭组。鄂西这时主要形成紫红色砂质页岩夹薄层灰岩与含铜砂岩，称巴东组，代表滨—浅海沉积。中三叠世晚期，印支运动继续加剧，川南大部、黔北、鄂西等地区普遍缺失这一时期的沉积，仅在黔西南、川西北仍有正常海的沉积。东部下扬子地区这时形成海陆交互相沉积。

晚三叠世本区普遍上升，海水逐渐退出。因此，上三叠统分布范围缩小，自下而上由海相→海陆交互相→陆相，在海陆交互相和陆相沉积岩中含煤。如火把冲组、沙镇溪组、范家塘组（表V—6—1）。晚三叠世末期，印支运动表现更为强烈，残存海水完全退出本区，此后，本区基本上不再受海侵。

（二）中国北部区的三叠系

三叠纪时，昆仑—秦岭—大别山一线以北广大地区连成一片大陆，其上分布着一些彼此隔绝的内陆盆地，比较重要的有陕甘宁盆地、山西的沁水盆地和宁武盆地、新疆的准噶尔盆地及吐鲁番盆地。除南祁连山和东北的挠力河一带出露的海相三叠系外，全为陆相沉积。陕甘宁盆地三叠系剖面发育最全，其层序见表V—6—1。陕甘宁盆地的下三叠统（下部刘家沟组、上部和尚沟组）为一套紫红色砂、泥质岩系，岩相变化较大，含植物、叶肢介及脊椎动物化石，属干燥气候条件下的河湖相沉积。盆地西南部在早三叠世有过短暂的

海侵，海水来自秦岭海槽，海侵可达铜川一带。中三叠统下部（二马营组）为紫红色泥岩和长石砂岩，含 *Sinokannemeyeria*（中国肯氏兽）等脊椎动物化石，仍为干燥气候的河湖相沉积。中统上部与上统（铜川组和延长组）以灰绿、黄绿色砂岩、页岩为主，下部夹油页岩，上部含煤，表明由静水湖泊沉积过渡为沼泽含煤沉积，气候已转为温暖潮湿。

新疆一带的三叠系与陕甘宁盆地基本相似，下、中三叠统皆为干燥气候下的河湖相红色碎屑系，上三叠统以潮湿气候下的含煤岩系为主。

南祁连山和黑龙江挠力河一带在三叠纪时为中国北部大陆南缘和东北缘的两个海区，南祁连山的下、中三叠统为浅海相砂、页岩及灰岩，晚三叠世海退，形成内陆湖沼含煤岩系。黑龙江挠力河（那丹哈达岭）一带为环太平洋地槽的一部分，晚三叠世也有海侵。

（三）西南海槽区的三叠系

横断山脉以西、昆仑山以南的西南海槽区内海相三叠系发育。本区北部为巴颜喀拉山-大雪山-滇西海槽，这是昆仑山以南、金沙江-哀牢山一线以东，龙门山至康滇古陆以西的一个三角形地带，三叠纪时这里广泛发育着油流型复理石沉积，其厚度巨大，由数千米至两万公里左右，属陆缘浅海至半深海沉积。海槽北部的三叠系缺少火山物质，而南部的三叠系则夹有大量中、基性火山岩，岩相变化大。三叠纪末，由于羌塘-保山复合陆块与古亚洲大陆的拼合，其间的巴颜喀拉海槽发生强烈的褶皱运动，并伴有岩浆侵入与区域变质作用，海槽由此褶皱升起，形成印支褶皱带。雅鲁藏布江海槽包括雅鲁藏布江以南至喜马拉雅山北坡的低分水岭带，这里主要发育了上三叠统，为放射虫硅质岩和砂泥质复理石沉积，夹有中基性及中酸性火山岩，厚度逾万米，是一种优地槽型的较深水沉积。介于两大海槽之间的藏北地区三叠纪时形成稳定类型的浅海碎屑岩及碳酸盐岩。

珠穆朗玛峰地区的三叠系为稳定类型的浅海灰岩与砂、泥岩，代表冈瓦纳古陆北缘的浅海沉积（图V—6—5）。

二、中国的侏罗系、白垩系

三叠纪末期，由于印支运动的影响我国华南区普遍上升、海退，与我国北部地区连成一片大陆。从侏罗纪起，以大兴安岭—太行山—雪峰山一线为界，出现了明显的“东西差异”。在此线以东的沿海地区，发育了小型盆地，有强烈的地壳运动和岩浆活动；此线以西则形成稳定的大型内陆盆地。侏罗—白垩纪时，长期遭受海侵的地区仅限于西藏、青海南部和台湾。此外，局部地区还有过短期的海侵。根据上述特点可将中国的侏罗—白垩系划分为东部沿海火山活动带的火山岩-沉积岩组合、西部大型内陆盆地的陆相沉积和海相沉积三种类型（图V—6—6）。

（一）东部沿海火山活动带的侏罗—白垩系

侏罗—白垩纪时，除局部地区有过短期海侵（黑龙江挠力河地区在早—中侏罗世，湘南粤北在早侏罗世）外，本区为一片古陆。区内发育了一系列北东向或北北东向的小型盆地。不同盆地的侏罗—白垩系岩相变化很大，一般为由火山岩和暗色含煤岩层及红色岩层组成的火山岩-沉积岩组合，可以辽西地区的侏罗—白垩系为代表。剖面中仅含陆生植物、恐龙、淡水鱼类、昆虫、叶肢介等化石，表明辽西的侏罗—白垩系全为陆相沉积。下侏罗统自下而上包括坤头波罗组（砂岩、砾岩夹煤线）、兴隆沟组（安山岩、玄武岩、火山碎屑岩）、北票组（砂岩、页岩夹煤层、砾岩），为河流碎屑沉积和沼泽含煤沉积，夹火山岩。中侏罗统由下而上依次为海房沟组（砾岩为主夹凝灰砂岩、酸性熔岩）、兰旗组（安

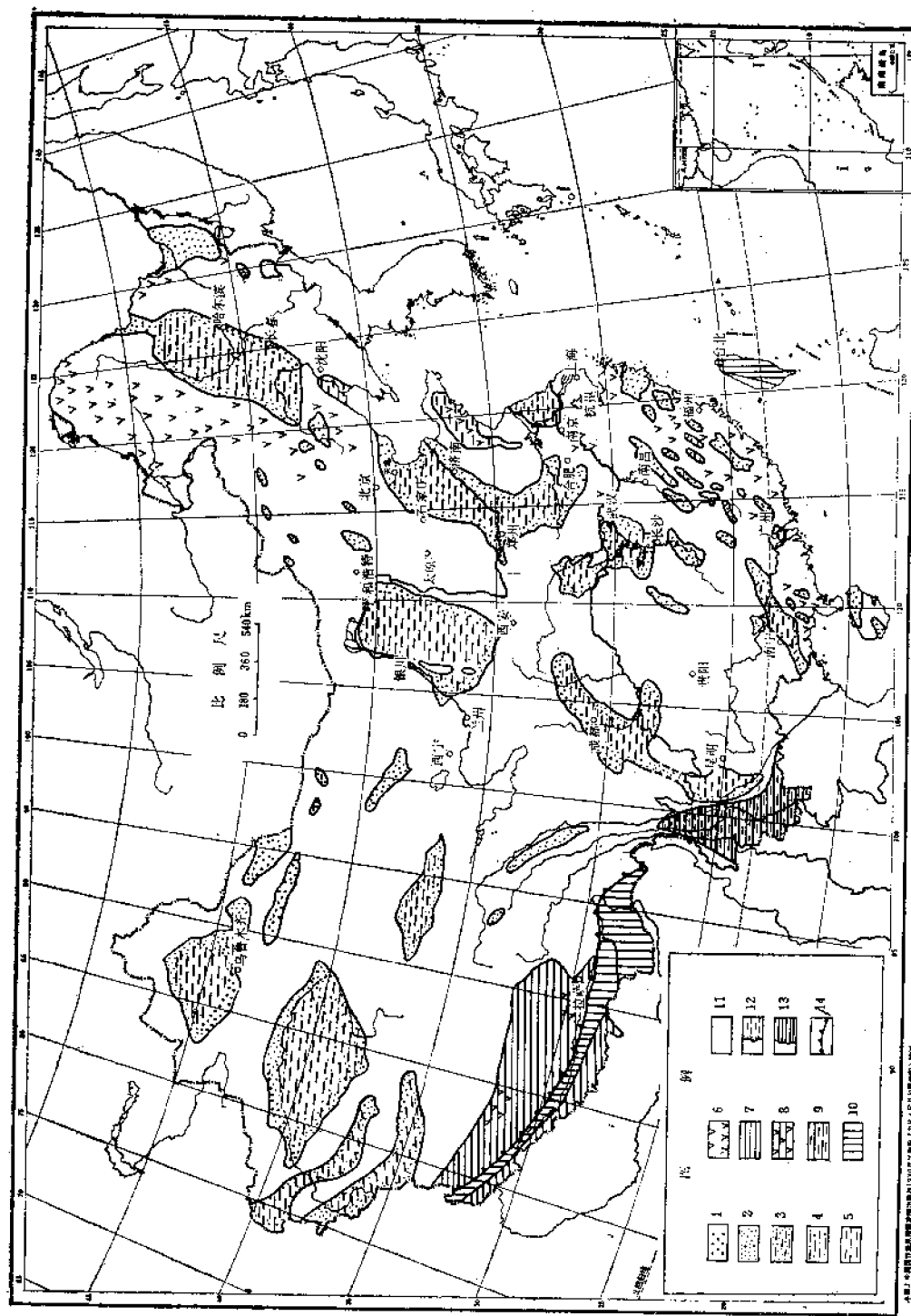


图 V-6-6 中国白垩纪岩相占地理略图

(引自李亚美等《地史学》，1985)

1—山麓相砂砾沉积；2—河流相砂砾沉积；3—河流沼泽相砂、泥质沉积；4—湖沼相砂、粉砂、泥质沉积；5—深湖相泥质沉积；6—大陆火山喷发相堆积；7—稳定型海相沉积；8—活动地槽型海相沉积；9—海陆交互沉积；10—大陆剥蚀区；11—大陆剥蚀区界线；12—海相沉积区界线；13—海相沉积区界线；14—板块缝合线

山岩、安山玄武岩、砂砾岩夹凝灰质粉砂岩)、土城子组(红色及黄色砾岩、砂砾岩夹粉砂岩),上侏罗统自下而上为义县组(安山岩、集块岩、凝灰岩夹凝灰质砂、页岩)、九佛堂组(黄绿色细碎屑岩夹油页岩)。整个中、上侏罗统为火山岩与沉积岩互层,上部并夹有油页岩和煤层,代表火山喷发与河湖、沼泽沉积的交替。这里在整个侏罗纪期间有四次较明显的中基性火山喷发。辽西地区的下白垩统包括下部的阜新组(砂岩、页岩、砾岩夹煤层)和上部的孙家湾组(紫红、灰绿色砾岩夹砂岩、砂质泥岩,偶夹煤层)。表明早白垩世早期辽西地区广泛分布有成煤沼泽,晚期这里因差异性上升,地形起伏变大,气候也转炎热,形成红色粗碎屑沉积。白垩纪晚期,本区普遍上升,遭受风化剥蚀,未见该期沉积岩层。

冀北燕山地区在侏罗—白垩纪时地壳运动十分强烈,有断裂、褶皱和强烈的火山喷发。这个时期的地壳运动称为“燕山运动”,对我国东部地区影响极大。

受燕山运动影响,侏罗纪末至白垩纪初在大兴安岭—太行山—雪峰山一线的东侧又形成四个大型的北北东向的断陷盆地,由北向南依次为松辽盆地、华北盆地、苏北盆地和江汉盆地。这四大盆地的中、新生代地层以含丰富的石油和天然气而著称,驰名中外的大庆油田就位于松辽盆地。松辽盆地的白垩系发育完好,研究亦较详细,是我国白垩系的典型剖面之一。这里的白垩系称松花江群,包括两个大的沉积旋回,总厚度超过5000m,主要由淡水湖泊相的暗色或杂色的细碎屑岩、生物有机岩、泥岩等组成。整套地层有明显的粒度与颜色的韵律,泥岩与砂岩层相间交替,颜色由红→绿→黑灰色呈有规律的多次递变,反映湖水时深时浅,氧化、还原环境多次更替;加之微体生物极为繁盛等,为生油、储油创造了有利条件。因此这里的白垩系是重要的含油层位。

(二) 西部大型盆地的侏罗—白垩系

本区包括大兴安岭—太行山—雪峰山以西除西藏、青海南部与云南西部以外的广大地区。区内除塔里木盆地西南缘有晚白垩世的海相沉积外,侏罗—白垩系全为陆相沉积,不含火山岩(极个别地点有火山岩夹层)。除陕甘宁、四川、准噶尔、塔里木四个大型盆地外,还有一些中小型盆地。四川盆地和陕甘宁盆地的侏罗—白垩系可作为代表。

四川盆地内的侏罗—白垩系厚度很大,岩相变化复杂,全为陆相沉积。川中、川南的下侏罗统称自流井组,为红色泥岩夹黄绿色细砂岩、泥灰岩、页岩,产植物、淡水双壳类、叶肢介等化石,并产石油及天然气,代表比较炎热气候下的湖相沉积;川北的下侏罗统称白田坝组,为含煤沉积,反映沼泽环境。盆地内的中侏罗统包括下部新田沟组与上部沙溪组,为紫红色泥岩、砂质泥岩与长石砂岩的互层,产植物、淡水双壳类、叶肢介及恐龙化石,代表较炎热气候下的湖泊、河流相沉积。上侏罗统包括下部遂宁组与上部蓬莱镇组。其岩性为棕红色泥岩、杂色砂岩夹煤线及含钙砂岩透镜体;含植物、介形类、淡水双壳类及鱼化石,反映以较炎热气候下的湖泊、河流环境为主。川西的白垩系总称城墙岩群,主要为含石膏、岩盐的红色泥岩、砂岩夹砾岩,代表干燥气候下的湖泊、河流相沉积。

陕甘宁盆地的侏罗—白垩系全为陆相沉积。早中侏罗世形成湖沼和河湖相沉积,一般缺少早侏罗世初期的沉积,早侏罗世在有些地点形成含煤、含油沉积。晚侏罗世地壳上升,沉积范围缩小,部分地区出现干燥气候下的红色河流相沉积。下白垩统主要为干燥、半干燥气候条件下的红色或杂色河湖相沉积。本区缺失上白垩统,表明早白垩世末本区普遍上升,未形成沉积。

(三) 海相侏罗—白垩系

海相的侏罗—白垩系在中国分布不广，主要见于青藏区和台湾。此外，海相下侏罗统见于东北那丹哈达岭及湘南、粤北一带，海相上白垩统见于塔里木盆地西南缘。

青藏区包括西藏、青海南部，以及新疆和滇西的一小部分，在侏罗—白垩纪时为东特提斯洋的海水所淹没。侏罗纪时，本区被两条活动地带（北侧的班公错—怒江洋壳消减带和南侧的雅鲁藏布江洋壳海域）分隔出三个相对稳定的海区，即北部的羌塘区、中部的冈底斯山区和南部的珠穆朗玛峰区。羌塘区的侏罗系为浅海碎屑岩和灰岩，其上不整合覆盖着白垩系的陆相红色碎屑岩系。在班公错—怒江一线上的东巧、丁青、类乌齐等地均发现侏罗纪的蛇绿岩套，表明当时班公错—怒江一线出现过洋壳。中侏罗世晚期，冈底斯陆块沿班公错—怒江洋壳消减带与北侧的羌塘—保山复合陆块拼合，成为古亚洲大陆的一部分。冈底斯陆块的侏罗—白垩系下部为滨—浅海相碎屑岩、泥灰岩，向上出现安山—英安—流纹岩组合，沿陆块南缘还发育了由辉长岩、闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩组成的东西向延长近800km的深成杂岩带（侵位时间为距今95—40Ma），与上述火山岩共同构成冈底斯火山—深成弧。冈底斯陆块南侧的雅鲁藏布江海槽，海相侏罗—白垩系发育，主要为含浮游的菊石和有孔虫以及放射虫等化石的细碎屑复理石沉积、黑色页岩、杂砂岩、硅质岩、泥灰岩和中基性火山岩，反映深海环境。沿江一带还发现含白垩纪放射虫（一种海生原生动物）的蛇绿岩套和混杂堆积，表明雅鲁藏布江地带是白垩纪中期以后东特提斯洋壳向古亚洲大陆之下俯冲时的海沟部位。珠穆朗玛峰地区的侏罗—白垩系为稳定类型的浅海相碎屑岩和碳酸盐岩，含菊石及双壳类等化石，代表印度板块北缘被动大陆边缘的沉积。

东北挠力河一带下侏罗统为海相沉积，由硅质岩、凝灰岩等组成，厚达7000m，中、晚侏罗世形成海陆交互相含煤沉积——龙爪沟群。

三、中国中生代的构造运动

中生代的构造运动相对集中于四个时期：第一期是在三叠纪的中、后期至侏罗纪初，在东南亚一带表现尤为突出，故称印支运动（在西欧称老西未利运动）；第二期为侏罗纪中、后期至早白垩世初（在西欧称新西未利运动、在北美称内华达运动）；第三期在早白垩世中期（在西欧称奥地利运动）；第四期为白垩纪末至第三纪初，称拉拉米运动。发生于侏罗—白垩纪之间的构造运动在我国统称为燕山运动。中生代（特别是其后期）是我国以及亚洲东部发生重大构造变革的时期，构造运动的强度与规模是震旦纪以来的各个纪都无法比拟的。在我国，第一期的印支运动使巴颜喀拉—大雪山—滇西地槽全部褶皱升起，形成大雪山印支褶皱带，因此也可称为雪山运动。印支运动还使康滇古陆以东的华南地区上升为陆，从此华南、华北连为一体。此外，在川西、滇西、秦岭和桂、粤、闽等地还有岩浆侵入，形成一些金属矿床。从侏罗纪中、晚期开始的燕山运动为我国现代构造面貌基本轮廓的形成奠定了基础。燕山运动至少有两期，均与太平洋板块向亚洲东部的俯冲有关。一期是侏罗纪中、晚期；另一期是早白垩世中期。运动强度自东部沿海地区向西逐渐减弱，表现的形式以断裂为主，并伴有多次强烈而广泛的火山喷发与岩浆侵入，如我国东部一系列断陷盆地的形成和巨大的火山岩带的出现，以及遍布东部的燕山期侵入岩体。我国许多内生金属矿床的形成均与燕山期的岩浆活动有关。

思考题

1. 中生代生物界的主要特点是什么?
2. 中国北部与中国南部三叠系的主要差别是什么?
3. 印支运动发生于何时, 对我国的影响如何?
4. 东部沿海火山活动带、西部大型内陆盆地地区侏罗—白垩系的特征及其所反映的地质发展特点有何主要差别 (从盆地发育、构造运动、岩浆活动、矿产形成等方面考虑)?
5. 燕山运动的时期及其对我国的影响如何?
6. 中生代期间地壳构造发展的主要特征如何 (着重于环太平洋活动带及其邻近地区、冈瓦纳大陆)?
7. 中生代的古地理、古气候有何特点?
8. 中生代有哪些重要矿产?

第七章 新 生 代

新生代是地质历史的最新阶段，包括第三纪与第四纪，延续时间约 65 Ma，其中第四纪只有最近 1.6Ma 的历史。新生代各纪还可进一步划分，详见表 V—2—1。

新生代期间，岩石圈构造、海陆分布轮廓、地理景观以及生物界面貌均逐步与现代接近。新生代的气候以早期温暖、逐渐降温、更新世进入冰期为特征。

第一节 新生代的主要特征与重大事件

一、洋底扩张、大陆漂移与现代海陆轮廓的形成

(一) 南大西洋、印度洋继续扩张，南方各大陆进一步漂移

中生代中期开始的冈瓦纳大陆的分裂、解体在中生代末期基本完成，但澳大利亚与南极洲仍然相连。随着洋底扩张的发展，古新世末至始新世初（距今约 53 Ma），澳大利亚与南极洲开始分离，其标志是磁异常的分布与澳大利亚南缘宽阔的火山岩带。此后，南极洲向南极移动，澳大利亚则向北运动，逐渐接近现代的位置。随着南大西洋、印度洋的迅速扩张，南方诸大陆在新生代期间越离越远。然而，非洲、印度次大陆与欧亚大陆之间的距离在第三纪期间却因印度洋的扩张和特提斯洋的收缩而日益缩小，以致合并（图 V—7—1）。

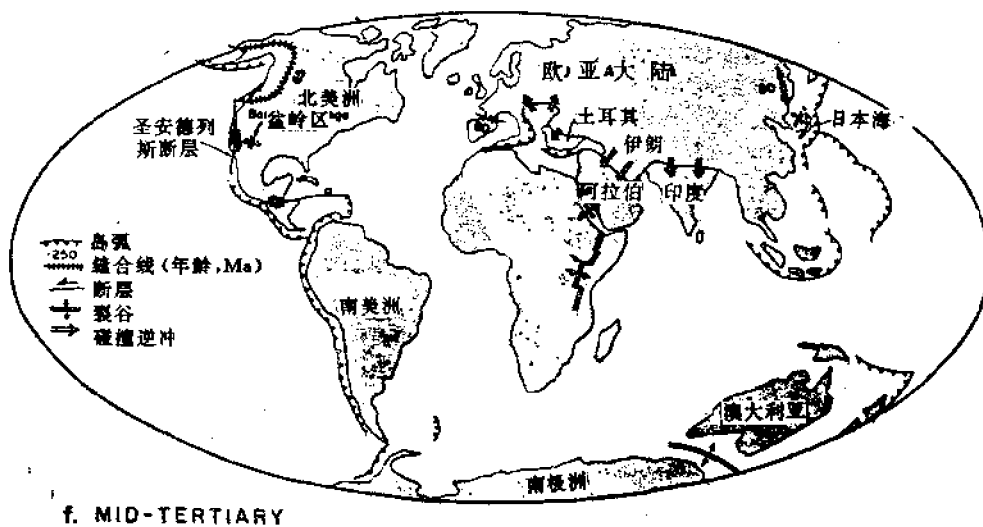


图 V—7—1 第三纪中期大陆的再现

(引自 K. C. Condie, 1979)

(二) 北大西洋扩张，北美洲与欧洲再次隔洋对峙

第三纪初，欧洲与北美洲之间尚通过格陵兰相互连结。然而这仅有的联系很快就被北

大西洋扩张活动的北移所中断。在距今 60Ma 前后（可能更早到距今 80 Ma），格陵兰与挪威之间产生断裂，格陵兰从此与欧洲分离，于是北大西洋的北端张开。北大西洋此后一直快速扩张，逐渐达到今天的宽度。与上述分裂活动同时，拉布拉多海的产生与扩张也使北美洲与格陵兰分离，但这种扩张在距今约 40 Ma 时已停止，因此格陵兰距北美洲较距欧洲近。

（三）新洋盆的生长点

在渐新世或中新世，阿拉伯半岛与非洲分裂，随后红海在其间扩张。中新世晚期或上新世起扩张活动停止，更新世早期又重新扩张，这是一个幼年期的洋盆。非洲东部在新第三纪至第四纪期间产生一系列正断层性质的裂谷，东非裂谷是大洋盆地发育的胚胎期。

二、阿尔卑斯山系与喜马拉雅山系的崛起

由于非洲板块、印度板块北移，在老第三纪中期与欧亚板块相遇，其间的特提斯洋在俯冲中消亡，陆-陆碰撞导致阿尔卑斯山系与喜马拉雅山系崛起。

阿尔卑斯地槽的主要变形期在始新世晚期至渐新世早期，这时非洲板块与欧洲板块直接相遇。据估计，在这个短暂的、仅持续 5—6 Ma 的期间，地壳沿南北方向至少缩短了 300 km。强大的挤压产生大规模的平卧褶皱、逆冲断层与推覆体。挤压在始新世晚期最先由西部开始（北非洲北缘的阿特拉斯山脉与西班牙的比利牛斯山脉褶皱升起），逐渐向东推移。始新世晚期至渐新世早期，在阿尔卑斯山区发生强烈的褶皱运动。至中东地区，主要造山运动发生于中新世，伊朗的扎格罗斯山脉此时褶皱升起。由于非洲板块继续向北推进，阿尔卑斯山区的变形作用一直继续到上新世，形成今日巍峨的山势。

印度板块自晚白垩世以来快速向北漂移。据摩尔纳（Molnar, 1975）的计算，在距今 38Ma 之前印度板块北移速度达 10—18cm/a，在此之后移动速度降至 5 cm/a \pm 。这一速度改变的时间恰好与根据地层古生物等资料推算出的印度板块与欧亚板块开始碰撞的时间一致。这说明大陆的拼合降低了板块间相对运动的速度，但并未使相对运动中止。按 5cm/a 的速度计算，印度与亚洲板块在拼合之后约 40Ma 期间又发生了近 2000km 的相向会聚，这就必然导致大陆岩石圈的广泛变形。大陆板块由于密度较小，很难长距离向下俯冲。因此，上述两个板块会聚后，印度板块楔入亚洲板块达数百万平方公里的巨大面积很难通过俯冲而消化，只能通过在地带大规模逆冲（如喜马拉雅山南坡锡瓦利克山在上新世晚期产生的长逾 2000 km 的巨大逆冲断层带）和褶皱使地壳增厚以及侧向形变作用所容纳。陆内碰撞使地壳持续增厚，于是喜马拉雅山和青藏高原不断上升，形成世界屋脊。不仅如此，亚洲大陆上新世以来的许多事件均与上述陆-陆碰撞有关，如大陆频繁的地震活动，天山、阿尔泰山等海西褶皱带的回春（山系沿断裂再度上升）以及贝加尔和汾渭裂谷的出现等。

横贯东西的阿尔卑斯-喜马拉雅（雅鲁藏布江）带是新生代地壳运动最强烈的地带，至今仍有频繁的地震和火山活动。

三、环太平洋新生代褶皱带形成，两类活动大陆边缘出现

随着大西洋的扩张，南、北美洲加速向西漂移，在与太平洋板块的强烈碰撞中太平洋东岸的新生代地槽褶皱升起。中新世—更新世中期，北美洲的海岸山脉形成。上新世晚期，经过多次褶皱运动与岩浆活动后南美洲的安第斯山脉最终形成。纵贯南北美洲西海岸的科迪勒拉山系由此出现。新生代期间，太平洋东岸主要是安第斯型（海沟-山弧型）活动

大陆边缘。但是沿北美洲西海岸，在距今25—30 Ma的晚渐新世，由于太平洋板块相对于北美洲板块的运动方式由俯冲转变为剪切而产生了圣安德列斯断层。断层南起加利福尼亚湾，向北经内华达山脉西侧至旧金山以北约160km处没入太平洋，这是太平洋板块与北美洲板块间的一段转换断层边界。断层西侧的加利福尼亚半岛及以北的海岸地带，在最近23Ma已沿断层向北西方向移动了近300 km。新第三纪时，北美洲西海岸张性断裂发育，形成一系列地堑和地垒，组成著名的盆岭区。沿断裂有强烈的火山喷发，构成巍峨的喀斯特火山群。上述的破碎作用是由东太平洋洋隆（扩张脊）部分俯冲于北美洲大陆以下所致。

在太平洋西岸，由于太平洋板块向亚洲大陆之下不断俯冲，因而发生多次褶皱，并伴有强烈火山活动。太平洋西岸的新生代褶皱带的形成，构成一系列岛弧。太平洋西缘在新生代期间构造演化上的重大事件是亚洲大陆东部边缘由老第三纪以前的海沟-山弧型活动大陆边缘转变为海沟-岛弧-弧后盆地型活动大陆边缘。这一转变开始于早、中中新世。当时由日本的四万十褶皱带、东海隆褶带与台湾中央山脉组成一个弧形褶皱带。在其靠大陆的一侧形成新的张裂盆地如东海、黄海（鄂霍茨克海、日本海可能已在晚白垩世形成）。上述弧形褶皱带于是与亚洲大陆分离，且间距逐渐加大，开始转变为岛弧-弧后盆地型大陆边缘。新第三纪期间南海强烈沉降，形成新的边缘海盆。更新世早期台湾地槽全部褶皱升起，与琉球群岛共同构成新的岛弧系，并形成新的东海东部弧后盆地。至此，西太平洋的海沟-岛弧-弧后盆地型大陆边缘基本定型。

环太平洋带是新生代又一个地壳运动最强烈的地带，至今仍有频繁的地震与火山活动。

四、早期温暖，逐渐转冷，更新世进入冰期

老第三纪时气候较温暖，当时北半球热带、亚热带范围很宽，喜热的棕榈树一直分布到阿拉斯加。当时分布于由北非经中亚至澳大利亚西部的干燥气候带穿过我国新疆直达东南沿海。新第三纪起，由于许多山系崛起，地势起伏显著，气候分异明显，气温也显著下降。我国亚热带的北界也大致由北纬42°南移到35°左右。总的来说新第三纪的气候较冷且干旱，森林退缩，干草原扩大。但在我国干旱气候带有所缩小，主要限于西北区。上新世晚期少数地点开始有冰川活动。至更新世，冰川活动范围广泛，进入地史上的又一次大冰期。当时欧洲冰盖南缘曾达50°N附近；北美洲冰盖南缘曾达40°N以南；南极洲冰盖的厚度远远大于现代；低纬度地区的一些山岳冰川曾下到较低位置。据估计，更新世期间大陆面积的30%曾被冰所覆盖，远远超过现代大陆冰川与山岳冰川的分布范围（占大陆面积的10%）。然而，在冰期气温也是频繁波动的。不同地区一般有4—6次寒冷的冰期（气温比现代平均气温低8—12℃）与较温暖的间冰期（气温接近现代）交替出现，只是冰期持续的时间相对更长。全新世是气候转暖的冰后期，但仍有冷暖气候的波动。

五、油气、煤和内生金属矿床的重要成矿期

第三系中的石油、天然气具十分重要意义，广泛分布于特提斯海和环太平洋地带。我国一些内陆盆地以及辽阔的陆棚区均有丰富的石油和天然气资源。煤在许多地区的老第三系中十分丰富，如我国东北的一些煤田。除可燃性有机矿产外，新生代的盐类矿床和第四纪的砂矿床（金、锡、金刚石、钨等）也有重要意义。

内生金属矿床仍主要分布在环太平洋地带，与该带新生代强烈的岩浆活动密切相关。

六、生物界面貌接近现代

新生代是生物界发展的一个最新阶段，其面貌已与现代接近。以被子植物的繁荣，哺乳动物、双壳类和腹足类的兴盛，以及第四纪时人类的出现与发展为主要特征。

(一) 被子植物的时代

新生代期间被子植物占据统治地位，适应多种生活环境。老第三纪时木本被子植物繁

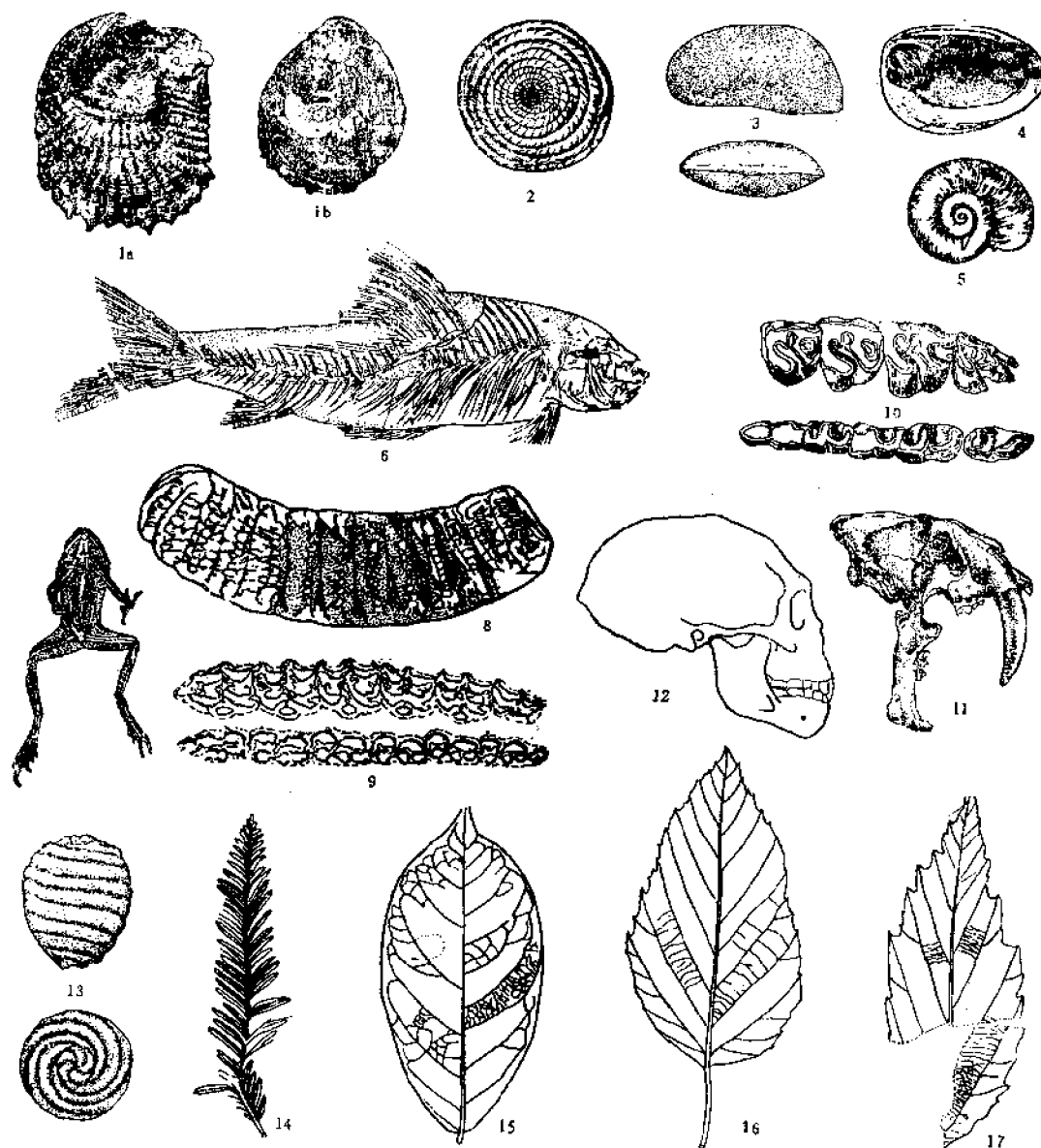


图 V—7—2 新生代常见化石

1—*Ostrea* (牡蛎); 2—有孔虫 *Nummulites* (货币虫); 3—*Candona* (玻璃介); 4—*Lamprotula* (丽蚌); 5—*Planorbis* (扁卷螺); 6—*Barbus* (鲃鱼); 7—*Rana* *bacaltica* (玄武蛙); 8—*Stegodon* (剑齿象); 9—*Hipparion* (三趾马); 10—*Coelodonta antiquitatis* (披毛犀); 11—*Smilodon* (美洲剑齿虎); 12—*Homo erectus* (直立人); 13—*Tectochara* (有盖轮藻); 14—*Meisequoia* (水杉); 15—*Magnolia* (木兰); 16—*Alnus* (桤木); 17—*Betula* (桦); 1,4—双壳类; 3—介形类; 5—腹足类; 8—11—哺乳类; 14—松柏类; 15—17—被子植物

盛，新第三纪以后草本被子植物大为发展。裸子植物在新生代虽已衰退，但松柏类仍较重要。植物的重要化石代表见图V—7—2。

（二）哺乳类的时代，鸟类、真骨鱼类亦盛

新生代的脊椎动物以哺乳类、鸟类、真骨鱼类的繁盛为特征。哺乳类因演化迅速，化石丰富，更具重要的地层意义。早第三纪时主要是一些古老、低级的哺乳类的代表。晚第三纪时一些现代类型的哺乳动物代替了所有古老类型的哺乳动物。第四纪是人类的出现与演化以及哺乳动物完全具备现代面貌的时期。哺乳类的重要化石代表见图V—7—2。

（三）第四纪是人类的时代

大量化石资料证明，人类是由猿进化而来。猿与最早的人类之间的区别在于人能制造工具，特别是制造石器。从猿到人的发展过程可分四个阶段：（1）早期猿人阶段（上新世晚期—早更新世早期），以非洲的南方古猿为代表；（2）直立人（晚期猿人）阶段（早更新世中晚期—中更新世），如北京直立人（简称北京人）、印尼的爪哇人、欧洲的海德堡人；（3）早期智人（古人）阶段（晚更新世），如广东的马坝人、德国的尼安德特人；（4）晚期智人（新人）阶段（晚更新世晚期），如北京周口店的山顶洞人、法国的克鲁马农人。全新世演化为现代的人类。

（四）腹足类和双壳类极盛，有孔虫、六射珊瑚地位重要

新生代的无脊椎动物以腹足类、双壳类、有孔虫、六射珊瑚等占主要地位，介形类也有新的发展，而中生代盛极一时的菊石类则完全绝迹。有孔虫在第三纪的海洋中十分繁盛。六射珊瑚在新生代海洋中常形成大型珊瑚礁。软体动物中的腹足类和双壳类繁盛于新生代的海洋和大陆。无脊椎动物的重要化石代表见图V—7—2。

第二节 中国的新生界

我国新生代地层以陆相为主，海相沉积仅分布于台湾、西藏雅鲁藏布江以南地区、塔里木盆地西南缘及东部、南部沿海一些地点。这些陆相沉积类型复杂，有河湖相沉积、山麓堆积、黄土堆积、洞穴堆积、冰川沉积、火山堆积等。老第三系已固结成岩，新第三系及第四系一般仍为松散堆积。新生代期间，我国以贺兰山—大雪山一线为界的東西两部分在构造格局、盆地类型、沉积特征等方面均有显著差别，现分述如下。

一、中国东部的新生界

我国东部及其邻区自中生代中期至新生代，有三列北北东向的盆地不断发展，构成从东到西的三列沉陷带及相间的三列隆起带，分别为：

- | | |
|--------|--------------------------|
| 第一列隆起带 | 堪察加半岛、日本、菲律宾； |
| 第一列沉陷带 | 鄂霍次克海、日本海、东海、台湾及台湾海峡、南海； |
| 第二列隆起带 | 锡霍特山、张广才岭、武夷山； |
| 第二列沉陷带 | 三江平原、松辽平原、华北平原和江汉平原； |
| 第三列隆起带 | 大兴安岭、太行山及贵州东部的山脉； |
| 第三列沉陷带 | 海拉尔盆地、陕甘宁盆地、四川盆地。 |

除西部的陕甘宁盆地和四川盆地因地壳上升而缺失或大部缺失第三系外，沉陷带中普遍发育第三系，且盛产石油和天然气，如著名的胜利油田（位于华北平原）、台湾油田、

南海油田、东海油田等。此外，在隆起带上的一些中、小型盆地中第三系也很发育。中国东部的第三系以陆相沉积为主，仅第一沉降带的台湾发育海相沉积。区内的第四系类型多样，东北地区以冰缘冻土沼泽沉积及玄武岩为主；华北地区的东边以河湖相冲积物为主，夹少量海相沉积，西边以黄土堆积及戈壁、沙漠为主；东南地区以红土风化壳、洞穴堆积及玄武岩为主；西南地区以高原盆地沉积及洞穴堆积为主，滇西等处有少量玄武岩。

（一）渤海沿岸及其它地区的陆相第三系

渤海沿岸的老第三系主要为灰色、杂色的泥、砂岩及少量碳酸盐岩、油页岩及石膏夹层，是重要的含油层位。这反映以还原条件下的深湖沉积为主，间有氧化条件下的浅湖沉积。气候以温暖潮湿为主，有时也出现标志干燥气候的石膏夹层。这一地区的新第三系主要为棕红色夹灰白色砂、泥岩及少量砾岩。代表氧化条件下的浅湖沉积及部分河流沉积。区内的第三系厚达7000—8000m，表明第三纪时这里一直处于较强的沉降状态。地层中主要含淡水腹足类、介形类、轮藻等，但有些层位也发现海生有孔虫，这说明在沉积过程中曾发生过短暂海侵。

松辽平原、苏北平原的第三系与渤海沿岸第三系的沉积特征基本相似。受构造运动影响，老第三系与下伏白垩系及上覆的新第三系间多呈不整合接触，并有火山活动。江汉平原发育一套湖相含膏盐及含油的沉积，组成多个沉积旋回，表明淡化—咸化及还原条件—氧化条件多次有规律的更替。

隆起带上中小型盆地内第三系全为陆相，由于受构造、地形和气候条件影响，各盆地的岩性、岩相变化较大。老第三系在东北主要为潮湿气候下的湖沼相含煤和油页岩的沉积岩系，可夹多层玄武岩，如辽宁的抚顺组；在华北主要为干燥气候下的红色河湖相沉积，如山西的垣曲组；在华南为炎热干旱气候下的红色河湖相沉积，在一些盆地中脊椎动物化石十分丰富，如广东南雄盆地古新统的上湖组、浓山组，始新统一渐新统的丹霞组。新第三系在华北主要为湖相沉积，如山东中新统的山旺组，上新统的一部分为广泛分布的“三趾马红土”，主要产 *Hipparion*（三趾马）等哺乳类化石，代表燥热气候下的湖相沉积。华南的上第三系沉积类型复杂，湖泊、沼泽、河流相均有出露。

（二）台湾的海相第三系

台湾中央山脉东部出露的变质岩系是台湾最古老的岩石。一般认为其时代为古生代后期至中生代，其上被上白垩统或第三系不整合覆盖，反映中生代后期的一次地壳运动（相当燕山运动）。中央山脉西部分布有老第三系，是一套浅变质巨厚的地槽型海相碎屑岩及泥质岩，夹玄武岩及火山碎屑岩。中新世早中期发生褶皱运动，台湾中央山脉隆起，经受了浅变质与褶皱变形的老第三系与更老的变质岩系共同组成了中央山脉的主体。因此，新第三系与老第三系呈不整合接触，分布于中央山脉的东、西两侧。东部海岸山一带的新第三系由火山岩与海相碎屑岩组成，厚达数千米，属优地槽型沉积。西部丘陵地区的新第三系以砂、页岩为主，为复理石沉积，并为台湾重要的含煤及含油气的层位，厚数千米，属冒地槽型沉积。上述特点表明，台湾的中央山脉升起后，其东西两侧在新第三纪仍保持活动状态，东侧的优地槽活动性更大。第三纪末至第四纪初的地壳运动，使中央山脉两侧的四陷带褶皱上升，形成东部的台东山脉和西部的丘陵区。

（三）第四系

中国东部第四系的特征是：下更新统在华北主要为河湖相的砾石层、砂层及泥灰岩，

含长鼻三趾马-真马动物群（泥河湾动物群），如泥河湾组、三门组；在华南主要为河湖相黄红色粘土、砂及砾石堆积，或为胶结坚硬的黄色砂土，含元谋人-云南马动物群（元谋动物群）或巨猿动物群。中更新统在华北主要为黄土状、红土状堆积和洞穴堆积，含蓝田人、北京人、肿骨大角鹿等，如北京的周口店组；在华南有南京的雨花台砾石层和普遍发育的红土堆积、洞穴堆积，含大熊猫-剑齿象动物群。上更新统在华北主要为河湖相沉积和黄土堆积（马兰黄土或称新黄土），含丁村人、河套大角鹿等（在内蒙古、东北有猛犸象-披毛犀动物群）；在华南则广泛发育“下蜀粘土”及洞穴堆积，含智人（长阳人、资阳人等）及大熊猫-剑齿象动物群化石。华北与华南全新世的冰后期沉积主要为河流冲积相以及湖相的泥砂、砾石等。沿海一带还有海相层及近期玄武岩。

二、中国西部的新生界

我国西部的新生代地层以山间盆地陆相沉积为主，仅雅鲁藏布江以南地区和塔里木盆地西南缘还有老第三纪的海相沉积。

第三纪时，西北地区分布着一些近东西向的大中型山间盆地，包括准噶尔盆地、吐鲁番盆地、塔里木盆地和柴达木盆地等。这些盆地周围被高地和山脉环绕，由于强烈的差异性升降运动（山系强烈上升，山系间的盆地强烈下降），盆地中的第三系发育齐全，沉积厚度大。老第三系多为干燥气候条件下形成的红色碎屑沉积，常含膏盐夹层。新第三系以湖泊-河流相沉积为主，厚度比老第三系大得多，上新统厚度尤其大，表明这些盆地在新第三纪特别是上新世时经历了大幅度的沉降。在塔里木盆地西南缘则是另一种景象，这里的老第三系为紫色、杂色泥岩、碎屑岩夹介壳灰岩及膏盐层，产有孔虫及海生双壳类，代表干燥气候条件下闭塞海湾-咸化泻湖沉积，海水来自南面的特提斯海（东段）。

青藏地区（除雅鲁藏布江以南地区）的整个第三系多属山间盆地的陆相红色碎屑沉积。这些红色沉积一般呈条带状沿断裂断续分布，常夹火山岩，具磨拉石建造特征。雅鲁藏布江以南、喜马拉雅北坡一带在老第三纪早中期是特提斯海东段的残留部分，这里的老第三系以灰岩、页岩为主，含 *Nummulites*（货币虫）等海相化石，为稳定类型的浅海沉积。始新世末期的喜马拉雅运动使这一地区上升，海退，并从此再未遭受海侵。新第三纪这里大部分处于剥蚀状态，新第三系仅在少数地点零星分布。

第四纪以来，新构造运动在我国西部地区表现强烈。其表现是：喜马拉雅山急剧上升；青藏高原大面积抬升；西北地区的山系也不断上升。这种上升开始于新第三纪，在第四纪速度明显加快，逐步形成我国西高东低的地势特点和长江、黄河等滚滚东流的主要水系。青藏高原的第四系以高山、高原冰川沉积和冻土为主，并发育有高原内陆湖泊沉积；西北地区的第四系则以冰川沉积和风成沉积——戈壁的砾石层、沙漠的沙层等为主。

思考题

1. 新生代生物界的主要特点是什么？
2. 我国老第三系、新第三系和第四系各有哪些主要沉积类型？
3. 新生代期间地壳构造发展的特征如何（着重特提斯海活动带、环太平洋活动带及其相邻地区）？对我国的影响如何？
4. 新生代的气候特征是什么？
5. 新生代有哪些重要矿产？

实习指导书

实习一 矿物的形态

一、目的要求

1. 熟悉常见矿物的各种形态特征和其描述方法；
2. 了解形态在矿物鉴定上的意义。

二、实习标本

绿柱石、电气石、辉锑矿、辉钼矿、黑钨矿、镜铁矿、方铅矿、长石、石榴子石、橄榄石、普通角闪石、阳起石、重晶石、石棉、石膏、透闪石。

三、实习内容

(一) 单体形态 根据单个晶体在三度空间相对发育的比例不同, 可将晶体形态特征分为一向延长、二向延长和三向等长等三种。

1. 一向延长晶体

柱状——绿柱石、电气石；针状——辉锑矿、透闪石；纤维状——石膏、石棉。

2. 二向延长晶体

板状——石膏、黑钨矿、重晶石；片状——镜铁矿、云母；鳞片状——绿泥石、石墨。

3. 三向等长晶体 观察以下标本：

粒状——石榴子石、黄铁矿、橄榄石、方铅矿。

(二) 集合体形态 根据肉眼的分辨程度, 分为显晶集合体和隐晶、胶态集合体两类。

1. 显晶集合体和双晶 一般根据矿物单体形态及单体排列形式予以命名。现分别观察以下显晶集合体标本和双晶：

(1) 显晶集合体

柱状集合体——红柱石、普通角闪石、电气石；放射状集合体——阳起石、透闪石；束状集合体——透闪石；纤维状集合体——石膏、石棉；板状集合体——黑钨矿、重晶石、长石；片状集合体——云母、辉钼矿、镜铁矿；鳞片状集合体——绿泥石、石墨；粒状集合体——石榴子石、橄榄石；晶簇状集合体——石英晶簇、方解石晶簇；树枝状集合体——自然铜。

(2) 双晶

接触双晶——石膏燕尾双晶；穿插双晶——十字石“十字”双晶、正长石卡尔斯巴双晶；聚片双晶——斜长石中的钠长石聚片双晶。

2. 隐晶及胶态集合体 这类集合体特别是胶态集合体外表常具浑圆形特征, 晶质化后, 内部多呈放射状构造。此类集合体往往是与其它实物类比而予以命名的。观察以下标本：

结核状——方解石结核（钙质结核）、黄铁矿结核；鲕状——赤铁矿；豆状——赤铁

矿：肾状——赤铁矿；钟乳状——方解石；葡萄状——硬锰矿；晶簇——玛瑙；土状——高岭土；致密块状——黄铜矿；被膜状——孔雀石、蓝铜矿。

（三）晶面花纹 晶面花纹对某些矿物具有一定的鉴定意义。观察以下最常见的晶面花纹。

聚形纹——石英、黄铁矿；聚片双晶纹——方解石、斜长石。

（四）注意事项 矿物在自然界绝大多数呈集合体形态产出，因此，不要把矿物单体和集合体的观察相混淆。在观察矿物集合体时，首先应区分集合体中的矿物单体是显晶、隐晶或胶态。然后，按各自特点进行仔细观察和描述。对显晶集合体应从矿物单体习性着手，并注意观察描述同种矿物的排列特点；对隐晶、胶态集合体则按整体特征进行观察和描述。

四、作业

按下表要求描述黄铁矿、赤铁矿、红柱石、镜铁矿、石榴子石、石英等的矿物形态。

实 习 记 录 表

标本编号	矿物名称	显晶或隐晶 (胶态) 集合体	单体形态特征	集合体形态特征

实习二 矿物的光学性质

一、目的要求

1. 学会观察描述矿物的颜色、条痕、光泽、透明度等光学性质的方法；
2. 了解矿物各种光学性质之间的相互关系。

二、实习标本

蓝铜矿、孔雀石、褐铁矿、方铅矿、镜铁矿、磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿、辰砂、毒砂、雌黄、石英、萤石、石棉、云母、高岭土、方解石。

三、实习内容

（一）颜色 根据颜色产生的机理不同可分为白色、他色、假色，但具有鉴定意义的主要为白色。

1. 描述颜色的方法 通常描述颜色的方法有两种:

(1) 标准色谱法 此种方法是按红、橙、黄、绿、蓝、靛、紫标准色或白、灰、黑等对矿物的颜色进行描述。若矿物为标准色中的某一种,则直接用其描述,如蓝铜矿为蓝色、辰砂为红色;若矿物不具某一种标准色,则以接近标准色中的某一种颜色为主体,用两种颜色进行描述,并把主体颜色放在后面。例如绿帘石为黄绿色,说明此矿物是以绿色为主,黄色为次。

(2) 实物对比法 把矿物的颜色与常见实物颜色相比进行描述。例如,块状石英呈乳白色,正长石为肉红色,黄铜矿为铜黄色等。

2. 观察 辰砂、雌黄、蓝铜矿、孔雀石、褐铁矿、毒砂、方铅矿、镜铁矿、磁铁矿、黄铜矿等矿物的颜色。

3. 注意事项 描述矿物颜色时,应以新鲜干燥矿物为准,如矿物表面遭受风化而使颜色发生了变化时,则需刮去风化表面后再进行观察描述。

4. 注意区别白色、他色和假色。

(二) 条痕

1. 观察描述以上观察矿物的条痕。

2. 注意事项 (1) 条痕的描述方法与颜色相似;

(2) 在未上釉的白色瓷板上擦划条痕,用力要均匀,不可过猛以免压碎矿物而得不到条痕;

(3) 观察测试的矿物应选新鲜者,否则得不到该矿物的真正条痕。

(三) 光泽

1. 根据矿物表面反光的强度,可将矿物的光泽分为金属光泽、半金属光泽、金刚光泽、玻璃光泽等四级(有时采用二分法,即把前两种光泽统称为金属光泽,把后两种光泽统称为非金属光泽)。请对照观察方铅矿、磁铁矿、闪锌矿、萤石的光泽。

2. 因为光泽与条痕有一定的关系,故常可借助条痕来确定光泽的等级。观察对比方铅矿、赤铁矿、闪锌矿、萤石的光泽与条痕,找出二者之间的关系。

3. 除上述四种光泽外,由于矿物表面不平整或在某些集合体表面会产生些特殊的变异光泽。如油脂光泽、丝绸光泽、珍珠光泽、土状光泽等。观察石英、石棉、云母、高岭土等的光泽。

4. 注意事项 观察矿物光泽时,一定要在新鲜面上对着光线观察。除观察晶面和解理面上的光泽外,还应观察矿物断口上的光泽。

(四) 透明度 矿物透明度是指矿物透过光线的程度,一般是以矿物厚度为0.03mm为准。据其透光程度可分为透明、半透明和不透明三级。肉眼观察矿物透明度时,通常是根据矿物碎片边缘的透光程度来确定,亦可借助条痕来判断。

1. 观察 磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿、雌黄、石英、方解石、萤石的透明度,并对照观察其条痕。

2. 注意事项 观察描述矿物光学性质时,一定要注意掌握颜色、条痕、光泽和透明度四者之间的关系。金属光泽的矿物,其颜色一定为金属色,条痕为黑色或金属色,不透明;半金属光泽的矿物,其颜色为金属色或彩色,条痕呈深彩色或黑色,不透明到半透明;非金属光泽的矿物颜色为各种彩色或白色,条痕呈浅彩色到白色,半透明至透明。

描述黄铁矿、蓝晶石、镜铁矿、橄榄石的光学性质及形态特征，并按下表作记录。

实 习 记 录

矿物编号	矿物名称	颜 色	条 痕	光 泽	透明度	形 态

一、目的要求

学会肉眼观测、描述矿物的解理、硬度、断口、相对密度等以及用其鉴定矿物的方法。

二、实习标本

云母、方解石、方铅矿、普通角闪石、磷灰石、石英、萤石、闪锌矿、正长石、普通辉石、纤维石膏、黄铁矿、高岭土、滑石、黄玉、刚玉、自然硫、重晶石、黑钨矿。

三、实习内容

(一) 解理 解理是矿物的重要鉴定特征之一。解理按其发育程度分极完全解理、完全解理、中等解理、不完全解理和极不完全解理五级。掌握其观察和描述方法是十分重要的。观察描述解理应包括解理的等级、组数和解理面间的夹角三个方面。

1. 观察解理的等级 注意观察白云母、黑云母、方解石、普通角闪石、磷灰石、石英的解理发育情况, 并据其解理面的完好和光滑程度以及其大小, 确定其解理等级。

2. 观察解理组数 矿物中相互平行的一系列解理面称为一组解理。若矿物具有两个、三个或多个不同方向的一系列平行解理面, 则分别称为两组、三组或多组解理。注意对比观察云母、正长石、方解石、萤石、闪锌矿的解理组数。

3. 观察解理面间的夹角 两组及两组以上的解理, 其相邻两解理面间的夹角亦是鉴定矿物的标志之一, 常以其夹角 $=90^\circ$ 或 $\geq 90^\circ$ 来表示。注意观察正长石、辉石、萤石的解理夹角。

4. 观察解理时的注意事项

(1) 肉眼观察矿物的解理只能在显晶质矿物中进行, 矿物单个晶体越大, 越易观察, 在隐晶质或胶态矿物中肉眼无法观察解理。

(2) 确定解理组数和解理夹角，必须在一个矿物单体上观察，切不可把不同单体上的解理组数加在一起计算组数或测定其间的夹角。

(二) 断口 根据矿物受力后不规则裂开的形状，可分为贝壳状断口、不平整断口、参差断口、土状断口等不同断口类型。对比石英、黄铁矿、纤维石膏及高岭土的断口，并确定其类型。

(三) 硬度 测定矿物的相对硬度是以莫氏硬度计十种不同硬度的矿物为标准进行比较而确定的。观察对比莫氏硬度计中各矿物的相对硬度。

莫氏硬度计

莫氏硬度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
矿物名称	滑石	石膏	方解石	萤石	磷灰石	正长石	石英	黄玉	刚玉	金刚石

但实际工作中为了方便，常采用指甲（硬度为 2.5±）、小刀（硬度为 5.5±）等作为标准测定相对硬度，并只把硬度划分为 <2.5、2.5—5.5 和 >5.5 三个等级。

观察矿物硬度时应注意：

(1) 刻划矿物时用力要均匀，以刻痕为准。当以硬度低的矿物刻划硬度高的矿物时，前者可被磨成粉末而在后者表面上没有刻痕。注意，在用矿物相互刻划时，应擦掉或吹去矿物表面留下的粉末痕迹，才能观察到真正的刻痕，得出正确结论。

(2) 矿物硬度常受风化影响，在集合体中则常受矿物集合方式的影响。因此，测试硬度时，必须选择矿物的新鲜面，并尽可能选择矿物的单体。

(四) 相对密度 矿物的相对密度一般可划分为轻、中、重三级。观察对比自然硫、方解石、方铅矿、重晶石和黑钨矿的相对密度。

注意自然界中的矿物大多为中等相对密度，因此，只有相对密度大和小的矿物（即重和轻矿物）才有鉴定的意义。凭感觉鉴定矿物相对密度时，通常是用手掂量估计，并尽可能选用单矿物进行测试和对比。

(五) 其它物理性质和某些化学性质

1. 矿物的其它物理性质包括磁性、导电性、发光性、放射性等，在一般鉴定中最常用的是用磁铁鉴定其磁性。其它的一些物理性质往往需要专门设备才能测试。矿物的磁性可根据磁化强度分为强磁性、中磁性、弱磁性和无磁性四类。但在实际鉴定矿物中，常粗略地划分为强磁性、弱（电）磁性和无磁性三级。

(1) 用磁铁鉴别磁铁矿、磁黄铁矿、角闪石、黑钨矿、黄铁矿、石英的磁性。

(2) 参观矿物的导电性、发光性和放射性。

2. 矿物的某些化学性质 这些化学性质是指在肉眼鉴定矿物时，能通过简单化学实验判断矿物的化学成分，从而达到识别矿物的目的。观察以下矿物的某些化学性质：

方解石加稀盐酸剧烈起泡；白云石粉末加稀盐酸剧烈起泡，条痕加镁试剂变蓝；磷灰石加钼酸铵和硝酸出现黄色沉淀（磷钼酸铵）。

四、作业

1. 按下列记录格式观察描述石英、方铅矿、方解石、磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿的形态和物理性质。

实 习 记 录

标本编号	矿物名称	形态	光 学 性 质				力 学 性 质				其它性质
			颜色	条痕	光泽	透明度	解理	断口	硬度	相对密度	

2. 运用矿物鉴定表，鉴定两个未知矿物。

实习四 自然元素和硫化物大类矿物

一、目的要求

1. 掌握肉眼鉴定自然元素和硫化物两大类中最常见矿物的方法和其主要特征。
2. 了解矿物的形态、物理性质以及化学组成与其晶体化学之间的关系。

二、实习用的标本和实习内容

1. 观察描述下列矿物标本 石墨、方铅矿、闪锌矿、辉锑矿、黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿、辰砂、雄黄。
2. 参观下列矿物标本 自然硫、自然金、金刚石、雌黄、毒砂、辉铜矿、蓝铜矿、斑铜矿。

三、作业

1. 描述石墨、方铅矿、黄铁矿、闪锌矿。
2. 对比下列相似矿物并指出其异同点：
 - (1) 方铅矿、辉锑矿、石墨；
 - (2) 黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿。

实习五 氧化物、氢氧化物和卤化物大类矿物

一、目的要求

1. 掌握氧化物、氢氧化物和卤化物两大类矿物的化学组成、形态、物理性质等的主要特点，了解它们与晶体化学之间的联系；
2. 掌握此两大类矿物的肉眼鉴定方法和几种常见矿物的鉴定特征。

二、实习标本和实习内容

(一) 观察描述下列矿物的形态和物理性质 赤铁矿、磁铁矿、铬铁矿、石英、磷石、萤石、锡石、褐铁矿、硬锰矿。

(二) 参观下列矿物并掌握其主要特征 刚玉、玛瑙、碧玉、水晶、镜铁矿、软锰

矿、铝土矿、石盐、钾盐。

三、作业

1. 描述下列矿物的形态和物理性质 赤铁矿、磁铁矿、石英、萤石、褐铁矿。
2. 对比下列矿物并指出其异同点：
(1) 磁铁矿、铬铁矿、镜铁矿；(2) 镜铁矿、方铅矿；(3) 石英、萤石。

实习六 含氧盐大类硅酸盐亚类矿物 I

一、目的要求

1. 了解岛状、环状硅酸盐中硅氧骨干的特点，及其对本类矿物成分、形态和物理性质的影响；
2. 掌握岛状和环状硅酸盐矿物的鉴定方法和几种常见矿物的鉴定特征。

二、实习用的标本和实习内容

1. 观察描述下列矿物的形态特征及物理性质 橄榄石、石榴子石、红柱石、蓝晶石、绿帘石。
2. 参观下列矿物的特征 十字石、绿柱石、电气石、黄玉、符山石。

三、作业

1. 描述橄榄石、蓝晶石、石榴子石的形态和物理性质；
2. 区别相似矿物 橄榄石和绿帘石。

实习七 含氧盐大类硅酸盐亚类矿物 II

一、目的要求

1. 了解链状、层状和架状硅酸盐硅氧骨干的特点，及其对这些亚类矿物的成分、形态、物理性质的影响。
2. 掌握链状、层状和架状硅酸盐矿物的鉴定方法和几种常见矿物的鉴定特征。

二、实习标本和实习内容

1. 观察描述下列矿物的形态和物理性质 普通角闪石、普通辉石、滑石、绿泥石、正长石、斜长石、蛇纹石、云母。
2. 参观下列矿物的特征 微斜长石、高岭石、透长石、叶腊石、霞石、白榴石。

三、作业

1. 描述普通角闪石、普通辉石、正长石、斜长石、绿泥石、蛇纹石。
2. 区别相似矿物并指出其异同点：(1) 普通角闪石和辉石；(2) 正长石和斜长石；(3) 长石、石英、萤石；(4) 滑石和蛇纹石。

实习八 碳酸盐、硫酸盐及其它含氧盐类矿物

一、目的要求

1. 了解碳酸盐、硫酸盐和其它含氧盐类矿物在成分与物理性质上的特点；

2. 掌握这些含氧盐类矿物的鉴定方法和常见矿物的鉴定特征。

二、实习标本和实习内容

1. 观察描述下列矿物的形态和物理性质 方解石、白云石、重晶石、石膏、黑钨矿、磷灰石。

2. 参观下列矿物的特征 菱镁矿、菱铁矿、孔雀石、蓝铜矿、白钨矿。

三、作业

1. 描述方解石、白云石、黑钨矿、磷灰石的形态和物理性质以及其它性质；

2. 对比和区别相似矿物并指出其异同点 重晶石与透明石膏；方解石、白云石、石英、长石、萤石。

实习九—十二 岩 浆 岩

一、目的要求

1. 熟悉岩浆岩的一般特征；

2. 学会肉眼鉴定岩浆岩的方法；

3. 掌握一些常见岩浆岩的肉眼鉴定特征。

二、实习标本

实习九 鉴定描述超基性和基性岩的标本，包括纯橄榄岩、辉长岩、辉岩、辉绿岩、玄武岩。参观标本有角闪岩、橄榄岩、黑曜岩（对比用）。

实习十 鉴定描述中性岩的标本，包括闪长岩、闪长玢岩、安山岩、正长岩、正长斑岩、粗面岩。参观标本有石英闪长岩。

实习十一 鉴定描述酸性岩的标本，包括花岗岩（黑云母花岗岩、二云母花岗岩、角闪花岗岩）、花岗斑岩、流纹岩、斑状花岗岩。参观标本有花岗闪长岩、白岗岩、珍珠岩、黑曜岩。

实习十二 鉴定描述碱性岩和脉岩的标本，包括霞石正长岩、伟晶岩、细晶岩、云煌岩。参观的标本有霞石正长斑岩、响岩。

三、岩浆岩的肉眼鉴定和描述内容及其注意事项

岩浆岩的手标本在肉眼鉴定时的观察描述内容包括岩石的颜色、结构、构造和矿物成分，最后予以定名。其具体内容和注意事项如下：

（一）颜色 岩石的颜色是指组成岩石的矿物颜色之总和，而非某一种或几种矿物的颜色。如灰白色的岩石，可能是由长石、石英和少量暗色矿物（黑云母、角闪石等）等形成的总体色调。因此，观察颜色时，宜先远观其总体色调，然后用适当颜色形容之。岩浆岩的颜色也可根据暗色矿物的百分含量，即“色率”来描述。按色率可将岩浆岩划分为：

暗（深）色岩 色率为 60—100 相当于黑色、灰黑色、绿色等；

中色岩 色率为 30—60 相当于褐灰色、红褐色、灰色等；

浅色岩 色率为 0—30 相当于白色、灰白色、肉红色等。

反过来，我们亦可根据色率大致推断暗色矿物的百分含量，从而推知岩浆岩所属的大类（酸、中、基性）。这种方法对结晶质，尤以隐晶质的岩石特别有用，但对非晶质（玻璃质）岩石则不适用。一般观察描述的颜色均以新鲜色为主，但有时也需观察描述风化色。

(二) 结构构造 岩浆岩按结晶程度分为结晶质结构和非晶质(玻璃质)结构。按颗粒绝对大小又可分为粗、中、细粒结构,以及微晶、隐晶等结构。其中特别应注意微晶、隐晶和玻璃质结构的区别。微晶结构用肉眼(包括放大镜)可看出矿物的颗粒,而隐晶质和玻璃质结构,则用肉眼(包括放大镜)看不出任何颗粒来,但两者可用断口的特点相区别。隐晶质的断口粗糙,呈瓷状断口;玻璃质结构的断口平整,常具贝壳状断口。按岩石组成矿物颗粒的相对大小又可分为等粒、不等粒、斑状和似斑状等结构。因此,观察描述结构时,应注意矿物的结晶程度、颗粒的绝对大小和相对大小等特点。

岩浆岩常见的构造为块状构造,其次为气孔、杏仁和流纹状构造等。仅在少数手标本上可见到其它构造,如斑杂和条带状等构造。

(三) 矿物成分 对于显晶质结构的岩石,应注意观察描述各种矿物,特别是主要矿物的颜色、晶形、解理、光泽、断口、双晶等特征,并目估其含量(注意每种矿物应选择其最特征的性质进行描述)。尤其注意以下几方面:

1. 观察有无长石,若有则应鉴定长石的种类,并分别目估其含量。关于斜长石和碱性长石的肉眼特征区别参见附录 I。

2. 观察有无石英、橄榄石、副长石的出现。若有石英出现,则为酸性岩;若有橄榄石出现,则为超基性和基性岩;若有副长石出现则为碱性岩。必须指出石英和橄榄石、副长石为不共生矿物,但在岩石中它们的形态均为粒状;具不完全或极不完全解理;贝壳状断口,断口为油脂光泽。故易混淆,应注意识别。在肉眼下其区别如下:

矿物 \ 特征	颜色	风化及风化产物	共生的长石类型
石英	白色 无色	不易风化,表面干净	常与碱性和酸性斜长石共生
橄榄石	绿色 黑绿色	易风化成褐色伊丁石	常与基性斜长共生
霞石	常带浅红色	易风化成高岭土,故表面不干净	常与碱性长石共生

3. 鉴定暗色矿物的成分,并目估其含量。特别注意辉石和角闪石,以及它们和黑云母的区别。它们之间的肉眼特征主要区别参见附录 I。

4. 对具斑状结构或似斑状结构的岩石则应分别描述斑晶和基质的成分和特点、含量。基质若为隐晶质则可用色率和斑晶推断其成分;若为玻璃质则只能用斑晶来推其成分。

5. 在喷出岩中,浅色矿物常出现高温变种或高温低压变种,如正长石斑晶多为高温透明的透长石;石英斑晶多为烟灰色高温石英。铁镁暗色矿物则常出现暗化边(但肉眼不易观察到),在鉴定和描述时,应特别注意这些矿物的特点。

(四) 岩石的命名 岩浆岩的命名一般为颜色+结构+(构造)+基本名称,如肉红色粗粒花岗岩。喷出岩有时仅用(颜色)+构造+基本名称,如气孔状玄武岩。对于玻璃质的岩石常按其特征予以命名,如具珍珠裂隙者,称为珍珠岩;具油脂光泽者,称松脂岩;具玻璃光泽和贝壳状断口者,称黑曜岩;对不具任何特征者,则需通过化学分析方能

确定出岩石的名称。

四、作业

实习九 提交纯橄岩、辉长岩、辉绿岩、玄武岩的实习报告。

实习十 提交闪长岩、正长岩、闪长玢岩、安山岩的实习报告。

实习十一 提交花岗岩、花岗斑岩、流纹岩的实习报告。

实习十二 提交霞石正长岩、伟晶岩、细晶岩实习报告。并对比酸、中、基和超基性岩的特点，以及本次实习岩石的异同点。

实习十三 火山碎屑岩

一、目的要求

1. 掌握火山碎屑岩的一般特征；
2. 掌握几种常见的火山碎屑岩的肉眼鉴定特征。

二、实习标本

要求鉴定描述的标本有火山角砾岩、岩屑凝灰岩、晶屑凝灰岩。参观标本有熔结火山碎屑岩、玻屑凝灰岩、火山弹。

三、火山碎屑岩肉眼鉴定描述的内容和注意事项

火山碎屑岩是由火山喷发时形成的各种碎屑物，从空中和水中降落或经过短距离搬运而沉积下来，再经成岩作用而形成的岩石。因此，火山碎屑岩在物质成分上与喷出岩关系较密切，在成岩过程和结构构造上与沉积岩中的碎屑岩相近，其鉴定和描述方法亦与沉积岩相似，故有人将火山碎屑岩归入沉积岩大类中。

火山碎屑岩的手标本鉴定和描述内容，亦包括颜色、结构、构造和组分四方面。

1. 颜色 首先亦应远观其总体色调，但火山碎屑岩有时颜色分布极不均匀，故应描述其均匀程度。

2. 组分 火山碎屑岩的组分包括碎屑和填隙物两部分。因此，鉴定描述时应分别进行，并且估其各自的含量。碎屑成分按其物态主要有岩屑（熔岩或沉积岩岩屑、塑性岩屑）、晶屑（长石、石英、云母等的碎屑）、玻屑等。它们常具有被炸碎的凹面，呈棱角状，据此可与其它成因的碎屑相区别。有时因颗粒较细小，必须仔细观察才能见到。填隙物主要包括杂基和基质两部分，但在火山碎屑岩中，除粒度较粗的火山角砾岩外，肉眼很难区别这两者，故有时将其统称为填隙物或胶结物。填隙物的成分多为细小的火山灰或火山尘。

3. 结构 应描述碎屑颗粒的形状、大小，分选性和胶结的致密程度。

4. 构造 火山碎屑岩的构造除块状构造外，还常见到斑杂构造和层理等。

5. 岩石定名 火山碎屑岩的定名应综合考虑火山碎屑物的含量、大小和物态，以及原始岩浆成分（肉眼主要依据晶屑成分来确定），并结合次生变化等进行。一般常用的命名为颜色+（原始岩浆成分）+（火山碎屑物态）+基本名称，如灰绿色流纹质晶屑凝灰岩。如果手标本上未见晶屑，则可用颜色+基本名称予以定名，如灰绿色凝灰岩。

四、作业

提交火山角砾岩、岩屑（或晶屑）凝灰岩的实习报告。

实习十四 碎 屑 岩

一、目的要求

1. 掌握碎屑岩的一般特征；
2. 掌握砂岩的分类及几种常见碎屑岩的鉴定特征；
3. 掌握碎屑岩的肉眼鉴定和描述方法。

二、实习标本

要求鉴定描述的标本有砾岩、角砾岩、石英砂岩、长石砂岩、粉砂岩。参观认识层面和层理构造。

三、碎屑岩的肉眼鉴定描述内容及其注意事项

(一) 颜色 以新鲜色为准，它在一定程度上反映了岩石的组分和形成环境。如石英砂岩由于成分单一，颜色多为浅色；岩屑砂岩则因成分复杂，颜色多为灰绿、灰黑色等。另外，对次生（风化）色有时亦需描述。

(二) 结构 若为砾状结构的岩石，可用尺子直接测量颗粒的大小、圆度、球度，目估各种粒径砾石的含量，以确定其分选性。对具砂状结构的岩石应尽量目估其颗粒大小，同时估计各粒级的百分含量以确定其分选性。在目估粒度时，可用已知粒级的砂粒管进行对比。用肉眼（包括放大镜）观察并确定碎屑的磨圆程度。对磨圆度的观察描述，一般对中砂和大于中砂粒级的岩石才具有意义。

(三) 构造 碎屑岩的构造主要是在野外进行观察，若手标本上能见到层面和层理构造则应尽量描述，如小型交错层理、平行层理等。若手标本上见不到特殊的构造，则表明该岩石的岩层厚度较大，一般将其称为块状（层）构造即可。

(四) 组分 碎屑是碎屑岩的主要组成部分，它决定了岩石的基本特征，故其含量必须 $>50\%$ 。填隙物是碎屑岩中不可缺少的次要组分，其含量 $<50\%$ 。因此，在观察碎屑岩时，应对这两类组分分别进行描述。

1. 碎屑成分 碎屑岩中的碎屑物质包括矿屑和岩屑二类。常见的矿屑有石英、长石和白云母。岩屑多出现在较粗的碎屑岩中，常见的岩屑为石英岩、砂岩、粉砂岩、燧石和中酸性岩浆岩等。在观察鉴定岩石时，要求首先大致估计各种碎屑在岩石中的含量，然后按含量由多到少的顺序分别描述这些碎屑颗粒的特点和含量。

2. 填隙物 填隙物主要包括杂基和胶结物两部分。杂基是指与碎屑同时沉积起填隙作用的粘土、细粉砂或灰泥等，而胶结物则是指存在于碎屑颗粒孔隙之间并对颗粒起胶结作用的物质。有时杂基和胶结物在肉眼下很难区别，仅在砾岩（角砾岩）内才能将粉砂等杂基区分出来。因此，在其它碎屑岩的肉眼鉴定时，则仅分出胶结物即可。常见的胶结物的成分有钙质、硅质、铁质、泥质等四种。其区别如下表。

胶结物成分	颜 色	岩石固结程度	胶结物的硬度	加稀盐酸
钙 质	灰 白	中 等	$<$ 小刀	剧烈起泡
硅 质	灰 白	致密坚硬	$>$ 小刀	无 反 应

续表

胶结物成分	颜 色	岩石固结程度	胶结物的硬度	加稀盐酸
铁 质	褐 红、褐	致密坚硬	≈小刀	无 反 应
泥 质	灰 白	松 软	<小刀	无 反 应

必须指出，在岩石中的胶结物并不总是只有一种，常常可同时出现二种或二种以上的胶结物成分，只不过以某一种成分为主而已。最后还应目估胶结物的含量。

(五) 碎屑岩的命名 碎屑岩主要是根据粒度确定岩石的基本名称，再根据岩石的颜色和成分予以定名。即颜色 + (结构) + 成分 + 基本名称，如绿色细粒海绿石石英砂岩，黄褐色钙质石英质砾岩等。

四、作业

提交石英砂岩、岩屑砂岩、砾岩的实习报告。

实习十五 泥质岩、碳酸盐岩

一、目的要求

1. 掌握泥质岩、碳酸盐岩类的一般特征；
2. 掌握泥质岩、碳酸盐岩类一些常见岩石的肉眼鉴定特征；
3. 学会泥质岩、碳酸盐岩类手标本的鉴定和描述方法。

二、实习标本

实习标本有泥岩、页岩、白云岩、石灰岩、竹叶状灰岩。参观标本有油页岩、鲕状灰岩、泥灰岩、生物碎屑灰岩、燧石岩（硅质岩类）、磷块岩（磷质岩类）。

三、泥质岩、碳酸盐岩的观察描述内容及注意事项

(一) 泥质岩的肉眼观察描述内容及注意事项 泥质岩由于粒度很小，肉眼常无法鉴定其成分。因此，对泥质岩的鉴定描述，应特别注意其物理特性。

1. 颜色 主要取决于泥质岩的矿物成分及所含杂质。质纯的粘土岩多呈浅色（白、浅绿、浅黄或浅红等），当混入杂质时，则会改变其颜色。如混入有机质或细分散的黄铁矿时，为黑色；混入铁的氧化物或氢氧化物时，为黄色、褐色、褐红色等；含绿泥石、海绿石等矿物时，则呈绿色和蓝色等。因此，可根据颜色大致推测泥质岩的成分。

2. 结构 泥质岩的结构主要为泥质结构，肉眼观察这种结构时，仅能根据其断口等特征来确定。由于粘土颗粒极细，故手触之常有滑感；其断口可呈贝壳状，若断口有粗糙感，呈瓷状断口时，表明有粉砂混入，可称其为粉砂泥质结构。

3. 构造 泥质岩中常见的构造是层理，若沿层理面易于剥开形成薄片时，称页理。具这种构造的泥质岩，称页岩。手标本上常见的另一种构造亦和碎屑岩相似，为块状构造。其它沉积构造，如泥裂、雨痕、虫迹、生物等，若见到时应仔细观察描述。

4. 矿物成分 泥质岩的主要成分为粘土矿物。因其颗粒极为细小，肉眼很难直接鉴别，只能根据粘土矿物的一些特殊物理性质进行推断。如高岭石粘土岩，断口为贝壳

状、润湿后具可塑性，膨胀性不明显；蒙脱石粘土岩，吸水膨胀性特别强，具很强的粘舌性，置于水中立即散开；水云母粘土岩则不具上述特性。泥质岩中还常有一些混入物，其成分可通过其它方法确定。如加稀盐酸起泡者，表明含碳酸钙的混入物；岩石致密坚硬者，则含有硅质混入物等。机械混入的石英、云母等可用肉眼直接观察或用手感来判知。

5. 泥质岩的命名 泥质岩以固结的程度为基本岩石名称，然后再参照颜色、成分、混入物等进行命名。一般常用的是颜色+(矿物成分)+基本名称，如灰白色高岭石粘土，黑色页岩等。

(二) 碳酸盐岩的肉眼观察描述内容及其注意事项 碳酸盐类岩石组分的粒度大多也比较细小，肉眼鉴定亦较困难，但可通过加盐酸等一些简单化学方法来确定。其肉眼观察亦包括以下四方面：

1. 颜色 碳酸盐类岩石一般为浅色，且以灰色、灰白色为主，但因混入物成分和含量不同，可呈现不同的颜色。如混入有机质者为深灰色或黑色；混入氢氧化铁者为紫色、褐红色等；含铁白云石者呈米黄色或褐色。据此，可大致推测其混入物的成分。描述颜色要以其总体色调为准。

2. 结构、构造 碳酸盐类岩石的结构特征与其成因密切相关。因此，在观察手标本时，最好先用稀盐酸或水浸湿后，再看其断口特征以确定其结构类型。

(1) 若断口粗糙，明显看出有颗粒和填隙物两部分时，则岩石具粒屑结构。对这种岩石应进一步根据颗粒特征确定颗粒的类型。

(2) 若断口致密平坦，或呈贝壳状，用放大镜可见晶粒者，为微晶(泥晶)结构。

(3) 由生物骨架或生物遗体组成的岩石，为生物结构。

(4) 断口呈“砂糖状”，晶粒较粗者，为晶粒结构。

碳酸盐类岩石的构造除层理、波痕、泥裂等外，还具有一些特有的构造，如叠层构造、鸟眼构造、缝合线构造及生物扰动构造等。但手标本上最常见的仍是块状构造。

3. 成分 碳酸盐类岩石的主要矿物成分是方解石和白云石。由此而将其划分为石灰岩(方解石 $>50\%$)和白云岩(白云石 $>50\%$)两大类，有时因含有较多的粘土矿物，可形成与泥质岩过渡的泥灰岩。因此，确定碳酸盐岩的矿物成分，对岩石的定名是很重要的。碳酸盐类岩石的矿物成分一般主要是根据与稀盐酸(5%)反应试验，结合镁试剂反应结果确定；并可根据反应情况估计主要成分的含量。

(1) 加稀盐酸剧烈起泡并嘶嘶作响者，主要成分为方解石，应为石灰岩；

(2) 加稀盐酸微弱起泡或不起泡，但粉末剧烈起泡，且条痕加镁试剂变蓝者，主要为白云石组成，应为白云岩；

(3) 加稀盐酸剧烈起泡后，留下泥质物质者，说明其主要成分除方解石外，还含有大量泥质(粘土矿物)成分，应为泥灰岩。

此外，在具粒屑结构的灰岩中，应分别描述粒屑成分和填隙物成分。常见的粒屑有内碎屑、生物碎屑、鲕粒、团粒等。填隙物一般包括亮晶胶结物和泥晶(灰泥)基质两种。亮晶是指充填于粒间孔隙内起胶结作用的干净透明方解石晶体；泥晶基质是指充填于颗粒之间的污浊、暗色的微晶泥状填隙物，也起胶结的作用。在描述时应分别目估其含量。除确定颗粒成分外，还应注意观察描述其大小和分选性等特点。

4. 碳酸盐岩的定名 碳酸盐岩的基本名称以矿物成分确定，然后加上颜色、结构

则为岩石的全称，即颜色+结构+基本名称，如浅灰色微晶灰岩。

四、作业

提交页岩、石灰岩、鲕状（或竹叶状）灰岩的实习报告。

实习十六 区域变质岩

一、目的要求

1. 掌握区域变质岩的一般特征及其分类命名的方法；
2. 掌握几种常见区域变质岩的主要肉眼鉴定特征；
3. 学会区域变质岩的肉眼鉴定和描述方法。

二、实习标本

鉴定描述标本有板岩、千枚岩、片岩（绿泥石片岩、白云母片岩等）、片麻岩、石英岩、大理岩等。认识和参观标本有变粒岩、斜长角闪岩、榴辉岩。

三、区域变质岩肉眼观察描述内容及其注意事项

变质岩肉眼观察描述的内容、方法与沉积岩、岩浆岩大体相似，包括以下内容：

1. 颜色 变质岩的颜色比较复杂，它既与原岩有关又与变质矿物成分有关。因此，颜色虽可帮助鉴定矿物成分，但与其它两大类岩石相比，则重要性较差。变质岩的颜色常不均一，应注意观察其总体色调。

2. 结构构造 区域变质岩的结构主要为变晶结构，仅少数为变余结构。变晶结构在肉眼下很难与结晶质结构相区别。描述变晶结构时同样应注意矿物的结晶程度、颗粒大小、形状等特点。区域变质岩最特征的构造是由矿物具一定方向排列而构成的定向构造，即片理。片理是变质岩特有的一种构造。根据其剥开的难易，剥开面的平整程度和光泽，结合矿物重结晶程度等特征，可将片理中的板状、千枚状、片状和片麻状四种构造区分开。区域变质岩中除定向构造外，还有矿物无定向的块状构造。

3. 矿物成分 描述变质岩的成分时，应注意主要矿物，次要矿物和特征变质矿物。一般按矿物含量从多到少的顺序进行描述。描述矿物成分的内容包括颜色、晶形、解理、光泽、硬度等特征以及大小和含量等。

4. 其它特点的观察描述，如岩石和矿物的次生变化等。

5. 岩石的命名 区域变质岩中具定向构造的岩石，以定向构造为其基本名称。若肉眼可识别出主要矿物或特征变质矿物时，亦应作为定名内容，如具两种或两种以上这类矿物，则按其含量从少到多排列于名称中。一般命名原则可概括为：颜色+（矿物成分）+基本名称。如蓝灰色蓝晶石红柱石片岩。若为块状构造的区域变质岩，其命名原则为：颜色+（结构）+基本名称，基本名称是以成分或其它特征命名的。如灰白色粗粒大理岩。

四、作业

提交板岩、千枚岩、片岩、大理岩的实习报告。

实习十七 接触变质岩、动力变质岩、混合岩

一、目的要求

1. 初步掌握接触变质岩、动力变质岩和混合岩的一般特征；
2. 认识和熟悉几种常见的上述变质岩的肉眼鉴定特征；
3. 初步掌握这些变质岩的肉眼鉴定和描述方法。

二、实习标本

鉴定描述标本有斑点板岩、红柱石或堇青石角岩、矽卡岩、云英岩、蛇纹岩、条带混合岩、碎裂岩等。参观和认识标本有糜棱岩、角砾混合岩、青盘岩。

三、接触变质岩、动力变质岩和混合岩的肉眼观察描述内容和注意事项

(一) 接触变质岩和动力变质岩的肉眼观察描述内容和注意事项

此两类变质岩的肉眼观察描述内容与区域变质岩相类似，但在结构中除变晶结构外，还常见斑状变晶结构和碎裂结构。凡岩石具斑状变晶结构时，应分别描述变斑晶的成分、大小等特点和含量，以及基质的成分和含量。基质为隐晶质者应尽量将其成分推测出来；具碎裂结构者，应描述碎裂和重结晶程度，若为碎斑结构亦应分别描述碎斑和基质的特点和含量。两类变质岩的构造最常见的为块状构造，仅在少数动力变质岩中才见到片理构造。

(二) 混合岩的肉眼观察描述内容和注意事项

混合岩是变质岩经混合岩化作用后形成的。因此，混合岩主要由深色的残留变质岩基体和新生的浅色长英质脉体两部分组成。混合岩的肉眼观察描述内容与其它变质岩类似，但应特别注意观察描述以下几方面的内容：

1. 基体和脉体的数量比，因为二者的数量可反映混合岩化作用的强弱。
2. 变质岩基体的改造程度，及其与脉体之间界限的清晰程度。这是反映交代作用的强度，也是反映混合岩化作用强度的标志，同时又是混合岩分类的标志之一。
3. 脉体的成分，混合岩中常见的脉体组分有花岗质、细晶质、伟晶质和石英脉。一般混合岩化作用强烈地带脉体主要是花岗质成分，而混合岩化的边缘或混合岩化较弱的地带，脉体是以细晶质和石英脉为主。所以脉体是反映混合岩化作用的强弱，也是混合岩分类的标志之一。
4. 混合岩的构造是基体和脉体交生关系的综合表现。构造类型常和混合岩化强度有关。在混合岩化较弱时，常为角砾状、脉状、眼球状、分枝状等构造，而混合岩化作用较强时，则常呈现片麻状、阴影状（雾迷状）等构造。混合岩的构造是其主要标志特征，也是分类的重要标志之一。因此，观察描述时，应仔细区分它们。

(三) 岩石的命名 此种变质岩的命名，特别是基本名称的确定比较复杂，应特别注意。

1. 接触变质岩的命名 大致有以下三种：

- (1) 以成分为基本名称。如石英岩、蛇纹岩、云英岩等；
- (2) 以细密角状特点为基本名称的角岩；
- (3) 其它方式，如用英文音译的矽卡岩，以地名的命名的大理岩等。

一般的命名原则为颜色+(成分)+基本名称。如灰黑色红柱石角岩。

2. 动力变质岩的命名 此类岩石的基本名称是根据变形行为、破碎程度和重结晶程度确定的。一般命名原则为颜色+基本名称,如浅灰色构造角砾岩。

3. 混合岩的命名 混合岩的命名,一般是用颜色+(脉体成分)+(基体成分)+构造+基本名称(即混合岩)。有时则仅用颜色+基本名称。如红色条带状混合岩。

四、作业

提交构造角砾岩、石英岩、红柱石(或堇青石)角岩的实习报告。

实习十八 三大岩类总结实习

一、目的要求

1. 巩固岩石肉眼观察描述方法;
2. 进一步掌握三大类岩石的鉴定特征和区别。

二、实习标本和内容

选定三大岩类中有代表性的一些标本,由学生自己观察、描述,并对比、总结三大岩类的特征。

实习十九 认识地质图及读水平岩层地区地质图

一、目的要求

1. 明确地质图的概念和地质图的图式规格;
2. 了解阅读地质图的步骤和方法;
3. 掌握水平岩层在地质图上表现的特征。

二、内容和作法

(一) 选用一幅正式出版的1:20万地质图作示范,介绍地质图的图式规格,读图步骤,并让学生概略浏览地质图中的各项内容。

1. 地质图的概念及图式规格 地质图是用规定的符号、色谱和花纹将一定范围内的各种地质体和地质现象(如岩层、岩浆岩体、地质构造、矿床等的时代、产状和相互关系等),按一定比例投影到地形图上的一种图件(图1)。一幅正规的地质图具有图名、比例尺、图例、编图单位、编图日期和资料来源等。

(1) 图名常用整齐美观的大字书写于图的上方,图名要表明图幅所在地区和图的类型,如《北京西山地质图》,《四川省大地构造图》等。

(2) 比例尺用以表明图幅内反映实际地质情况的详细程度和地质体的大小。地质图的比例尺与地形图的比例尺一样,有自然比例尺、数字比例尺和线条比例尺三种。比例尺一般置于图框外的正上方、图名之下或图框外的正下方位置。

(3) 图例是一张地质图不可缺少的组成部分,不同类型的地质图有不同的图例。一般地质图图例是用各种规定的颜色和符号来表明岩石的时代和性质。图例通常绘在图框外的右边或下方。也可绘在图框内。当图例置于图框外右侧时,图例一般是按地层、岩石和构造的顺序依次由上向下顺序排列,若图例置于图框外下方时,则应按从左到右的顺序排列。

地层图例的顺序是自下而上由老到新排列。已确定时代的喷出岩、变质岩要按时代列入相应地层图

例位置上。侵入岩图例放在地层图例之下,已确定时代的侵入岩图例,按由新到老顺序由上而下依次排列。时代未确定的岩浆岩则按由酸性到基性的顺序由上至下排列。构造符号的图例置于岩浆岩图例之下,一般由上向下排列的顺序是地质界线、褶皱轴迹(构造图中才有)、断层、节理以及层理、劈理、片理、流线、流面等的产状要素。除断层用红色符号外,其余均用黑色符号。对实测与推测的地层界线和断层图例应分别用不同符号表示。

必须指出:凡图幅内表示的地层、岩石、构造及其它地质现象都应有图例。图内没有的内容不能列在图例中。地形图上的图例一般不列在地质图上。

此外,在图框外的上方左侧要注明编图单位,右侧注明编图日期。下方的左右侧分别注明编图单位负责人、编图人和引用资料名称。也可将上述内容列成“责任表”置于图框外右下边。

(4) 地质剖面图 一幅正式的地质图应附有1—2幅切过全区主要构造的地质剖面图。剖面图也有一定的规格(如图名、比例尺、剖面方位、图例等)。剖面图的垂直和水平比例尺应与地质图比例尺一致。剖面图的放置,一般是将剖面线的南端或南东、北东、东端放在图的右边,北端和南西、北西、西端放在图的左边。剖面图图例亦应与地质图图例一致。

(5) 地层柱状图 在正式地质图或地质报告中常附有工作区的地层综合柱状图。地层柱状图可以附在地质图的左边,也可绘成单独的一幅图。比例尺可根据反映地层的详细程度和地层总厚度而定。图名书于图的上方,一般标为“××地区综合地层柱状图”。

综合地层柱状图是按工作区所有出露地层的新老叠置关系恢复为水平状态,然后切出一个具代表性的柱子。在柱子内表示出各地层单位、层厚、时代及地层系统和接触关系等。一般只绘地层(包括喷出岩),不绘侵入体。亦可将侵入岩体按其时代及与围岩的接触关系绘在柱状图上。用岩石花纹符号表示的地层岩性柱子的宽度,可根据柱状图的长度而定,使之宽窄适当,美观大方,一般以2—4cm为宜。

地层柱状图格式参见太阳山地区地质图(图1)。图内各栏可根据工作区地质情况和工作任务而调整。如“化石”一栏有时可并入“岩性简述”栏内,“水文地质”和“地貌”、“矿产”等可单列成不同栏,也可归入“岩性简述”栏内,甚至有时将其略去。

2. 阅读地质图的一般步骤

阅读地质图,首先浏览一下地质图的图式规格,从图名了解图的地理位置和图的类型;从比例尺可以换算图幅面积,同时了解反映地质情况的详细程度和精度;根据出版单位和时间,可以了解资料的精确度和可靠性,也可帮助我们查阅原始资料。然后,从图例着手,认真阅读图中所反映的地质构造特征及其它地质、矿产特征。通过图例可以清楚图幅内采用的各种符号,出露的地层和岩石类型,以及它们的生成顺序和时代……等等。

图内阅读,首先是全面了解区内地形特征(根据等高线、山头及水系分布等);然后,由老到新地分析地层的展布、接触关系、产状特征;再进一步分析各类地质构造的形态和形成时代……。各种地质构造的具体分析方法,将在各次实习中叙述,以便逐步掌握在地质图上分析构造特征的方法。

(二) 用南涧镇地形地质图读水平岩层地区地质图

水平岩层在地面和地形地质图上的特征是地质界线与地形等高线平行或重合(图2),即在沟谷处界线呈“尖牙”状,其尖端指向上游;在孤立山丘或山顶,界线呈封闭的曲线。在岩层未发生倒转的情况下,老地层出露在地形低洼处,新地层分布在高处;岩石露头宽度取决于岩层厚度和地面坡度,当地面坡度相同时,岩层厚度大的,露头宽度亦大;当地面坡度相同时,坡度陡处,露头宽度小(图3);在陡崖处,露头宽度很小,甚至为零,因而在地质图上出现类似地层“尖灭”的假像。岩层厚度为岩层顶底面之间的标高差。

三、作业

分析南涧镇地形地质图(附图1)。

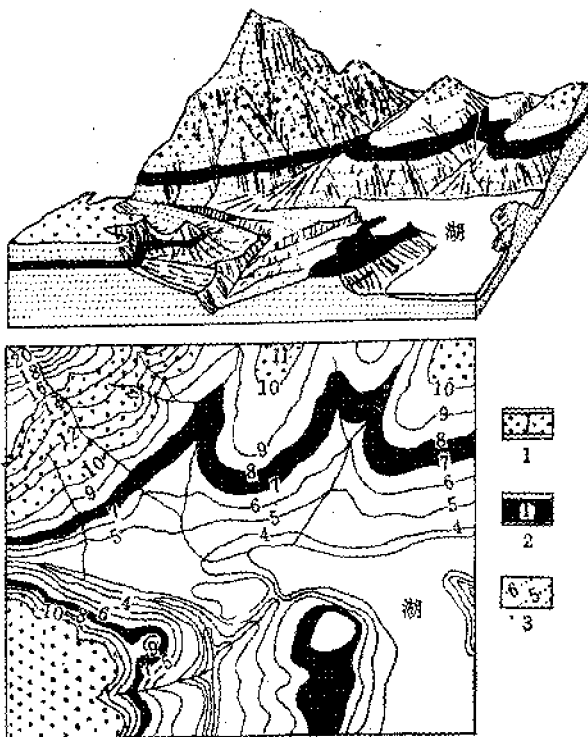


图 2 水平岩层露头分布特征

(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

1—侏罗系页岩及含砾砂岩; 2—三叠系泥岩及煤层;
3—地形等高线; 上图—立体图; 下图—平面图 (地质图)

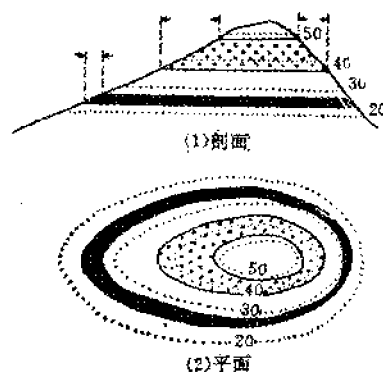


图 3 水平岩层露头宽度与坡度和岩层厚度的关系

(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

实习二十 用间接方法确定岩层产状要素

一、目的要求

1. 巩固和加深岩层产状要素的概念;
2. 学会在地形地质图上和用三点法求岩层产状要素。

二、内容和作法

(一) 在地形地质图上求岩层产状要素的方法 此方法适用于大比例尺地形地质图上, 而且要以岩层产状稳定为先决条件。

1. 求解产状要素的原理 按产状要素的定义, 在图 4 立体透视图, 某砂岩层的上层面与 100m 和 150m 高的两个水平面相交, 分别得出两条相应高度的走向线 I—I 和 II—II。从 II—II 上任一点 C 沿层面向下作走向线 I—I 的垂线 AC, 即为倾向线; 在直角三角形 ABC 中, BC 为两条走向线的高程差; α 即为岩层的倾角; CA 的方向则为倾向。因此, 只要能作出同一岩层层面不同高程的一条走向线, 再根据其高程和平距即可求出岩层在该处的产状要素。

2. 求解步骤与方法

(1) 在地形地质图上, 找出砂岩层同一层面, 如上层面的地质界线与100m和150m两条等高线的交点 I、I 和 II、II, 分别将其相连, 则得出该层面上100m和150m高程的走向线。

(2) 从150m高程的走向线 II—II 上任一点C, 作一垂线并使其与100m高程的走向线 I—I 交于A点, 则 \overrightarrow{CA} 代表倾向, 量出其方位角即得岩层的倾向。

(3) 按地质图的比例尺, 在200m高程的走向线 II—II 上, 取线段BC等于两走向线的高程差150m (图4中为1cm), 找出B点, 连结AB, 则得直角三角形ABC。用量角器量出 $\angle BAC$ 的度数, 即得岩层的倾角。

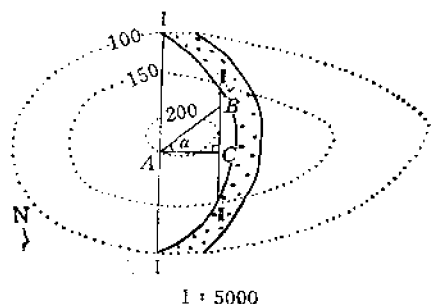


图4 地形地质图上求岩层产状示意图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

(二) 三点法求岩层产状要素

因岩层产状平缓或其它因素影响, 用罗盘不能准确测定其产状但能得到同一岩层层面的三个标高, 或者根据钻探获得地下同一层面上三个不全相等的标高资料时, 则可利用三点法来求岩层产状。

应用三点法求岩层产状的条件是: (1) 三点位于同一层面但不在一条直线上; (2) 三点的位置 (包括相对方位、水平距离、标高或高差) 为已知, 并且三点的距离不太大; (3) 在三点范围内岩层面较平整, 产状无变化。

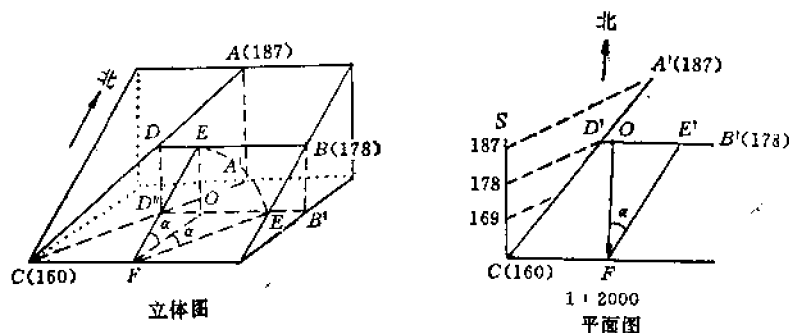


图5 三点法求岩层产状示意图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

1. 求解原理 从图5立体透视图, 可以看出只要在最高点A和最低点C的连线上, 找出与B点等高的一点D, 就可得出走向线BD; 然后过C点或A点作与BD平行的另一高程的走向线。根据两走向线的高程差和水平距离, 按在地形地质图上求岩层产状的方法则可求岩层的倾向和倾角。

2. 求解方法和步骤

(1) 求等高点 从图5(右)的最低点C作任意一条辅助线CS; 根据A、C点间的高程差及B点的高程用等比例线段法将其等分, 于是便可在A'C线上得出与B点等高的D'点。A'、B'为A、B在160m高程水平面 (包含C点) 上的投影, 其位置为已知。

(2) 求倾向 连结 $B'D'$ 即为178m高之走向线;过C点作其平行线,即为160m高之走向线。在 $D'B'$ 线上取任一点O作其垂线,并与160m高的走向线交于F点,则 \overrightarrow{OF} 便代表倾向。若用量角器量出方位角数值(如图所示为 180° 即倾向为S),即得该岩层层面的倾向。

(3) 求倾角 在高的走向线 $D'B'$ 上,按平面图比例尺取线段 OE' 等于B、C点间的高差,找出 E' 点;然后连结 $E'F$,则 $\angle E'FO$ 便代表倾角 α 。用量角器量出其数值,即为岩层的倾角。

三、作业

(一) 在嘉阳坡地形地质图(附图2)上,求C₁顶面或底面的产状。

(二) 在松溪地形地质图(附图3)上,根据已知某赤铁矿层为一倾斜矿层,产状稳定,有三个钻孔各见矿深度为:ZK₂ 60m; ZK₃ 40m; ZK₅ 80m。用三点法求该铁矿层的产状。

实习二十一 读倾斜岩层和不整合地区地质图并作剖面图

一、目的要求

1. 认识倾斜岩层和不整合接触关系在地质图上的特征,学会用“V”字形法则判断倾斜岩层的产状;

2. 学会编制倾斜岩层地质剖面图的方法。

二、内容和作法

(一) 分析倾斜岩层在地质图上的特征 在大比例尺地形地质图上,倾斜岩层的岩层界线与地形等高线表现为不同的交截关系,在山脊和沟谷处,两者均呈有规律的“V”字形弯曲,即所谓“V”字形法则。读图时应用此法则(即岩层产状与地形之间的规律性变化)可以帮助了解岩层的赋存状态及产状要素。

(二) 认识不整合在地质图上的特征 根据地质图上出露的地层时代、层序和两套地层的产状,可确定不整合的存在及其类型。如图区内两个不同时代的地层之间,有地层缺失(即两地层的时代是不连续的),则两地层之间的接触关系为不整合。若两地层的产状一致,表现为地层界线基本平行,则为平行不整合;若两地层产状不一致,且新地层底面界线截过不同时代的老地层界线,则为角度不整合(图6)。

(三) 绘制倾斜岩层地质剖面图 一幅正式地质图应附有1—2幅切过全区主要构造的地质剖面图,以反映图区地下一定深度的构造形态及组合特征。结合地质图便使我们易于从三维空间去认识和恢复地层产状和地质构造形态。因此,应学会地质剖面图的编绘和阅读方法。剖面图有实测和通过地质图切制的两种,本实习是练习用地质图切制剖面图。现将图切剖面图的绘制方法和步骤介绍如下:

1. 选择剖面的位置 在分析图区地形特征、地层的出露、分布和产状变化以及构造特点的基础上进行选择。选择的原则为:剖面应尽量垂直于区内地层走向,并应通过地层出露最全的地方。选定后,将剖面线标注在地质图上,并在两端分别写上剖面的代号,如A—A', I—I', A—B……。

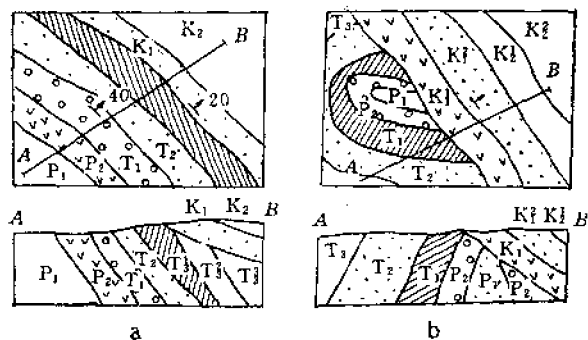


图 6 不整合在平面上和剖面上的表现
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
a—平行不整合; b—角度不整合
(上图为平面图, 下图为沿AB线的剖面图)

2. 绘制地形剖面 在方格纸上画出剖面基线, 其长度与剖面长度一致。基线标高一般取低于剖面线通过的最低等高线一或二个等高距。基线两端分别向上作垂线, 并以基线高程为起点按比例尺 (一般与地质图的比例尺一致) 和等高距分别注上不同位置的标高。然后将地质图上剖面线与地形等高线的交点, 一一投影到相应的高程上 (图 7 中的虚线投影), 参照地质图上所示的地形特征, 用平滑曲线连接相邻各点, 即得地形剖面。

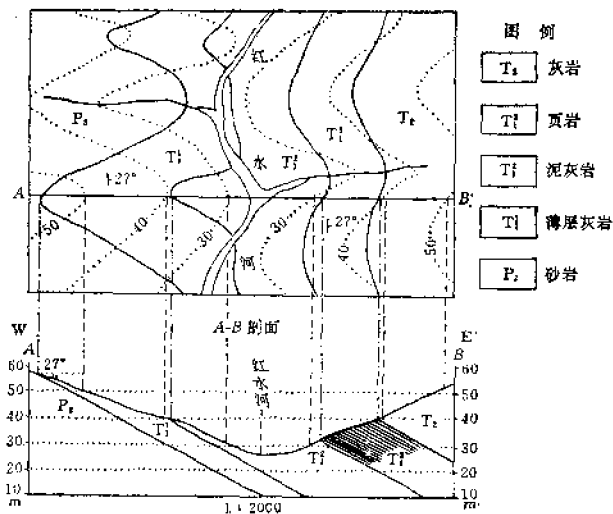


图 7 倾斜岩层剖面图的编制
(据高等学校《构造地质学》试用教材, 1979简化)

3. 绘制地质剖面 将地质图上的剖面线与地质界线的各交点, 分别投影到地形剖面曲线上 (图 7), 按岩层的倾向和倾角 (剖面线不垂直于岩层走向时, 用视倾角) 绘出各地层界线。

4. 各地层单位应按其岩性绘上岩石花纹, 并注明地层代号。
5. 整饰剖面图 按剖面图的规格进行整饰。

三、作业

1. 分析南涧镇地形地质图（附图 1）和嘉阳坡地形地质图（附图 2）；
2. 绘制南涧镇地形地质图中的地质剖面图。

实习二十二 读褶皱地区地质图

一、目的要求

1. 初步学会分析褶皱地区地质图的方法；
2. 学会在地质图上认识褶皱的形态、组合特征和形成时代；
3. 学会对单个褶皱的描述方法。

二、内容和作法

首先从地质图的图例了解出露地层的时代、层序和接触关系；然后概略了解地质图上的地形特征、新老地层分布及总体构造线的延伸情况，分析地形特征和地形对岩层露头形态、宽度的影响。

在地质图上分析褶皱，要先了解地层分布的对称重复性；结合地层产状和新老关系，分辨出褶皱及其基本类型（背斜和向斜）；进而分析褶皱的形态和组合特征。在分析褶皱形态特征时，关键是确定褶皱两翼、轴面和枢纽的产状。

（一）对单个褶皱形态的认识

1. 区分背斜和向斜 根据核翼地层的新老关系区分。

2. 确定两翼的产状 褶皱两翼的产状及其变化，主要是从地质图上标绘的产状符号直接进行分析。在无产状符号的小比例或地形起伏不大的地质图上，则可根据同一地层在褶皱两翼出露宽度差异，定性地分析两翼倾角的大小。对倒转翼的分析则主要是根据同一翼岩层露头宽度变化来确定。因为褶皱倾伏端的地层层序总是正常的（图 8），如果有倒转翼存在，则倒转翼的倾角一定会从翼部向倾伏方向逐渐变陡（图 8 中从 C 到 A），到倾伏端附近则变为直立的 C 如图 8 中的 A 处），故倾伏端附近岩层露头宽度比倾伏端和两翼小。因此，如果沿褶皱翼部向倾伏端追索到倾伏端附近，发现有露头宽度变得特别小的现象，则该翼便可能是倒转翼。此种判断两翼产状的方法的条件是岩层厚度稳定，地形平坦；而且应当是形态和产状均较简单的褶皱。

3. 判断褶皱轴面产状 在地质图上根据两翼产状可大致判断轴面的产状。如两翼倾向相反，倾角大致相等，则轴面应为直立的；两翼倾向相反，倾角不等，或一翼倒转，则轴面为倾斜的，其倾向与倾角小的一翼或正常翼的倾向相同，而轴面的倾角总是比缓翼倾角大，比陡翼倾角小（平卧褶皱除外）。

4. 枢纽产状的确定 地形平坦时，两翼地层界线平行延伸，则褶皱枢纽为水平的；若两翼地层界线不平行或在图内交会在一起，则褶皱枢纽为倾伏的，若沿褶皱延伸方向核部变窄或交会，则此方向便是背斜的枢纽倾伏方向，或向斜的枢纽扬起方向；不论背、向斜枢纽倾伏方向的地层都是由老变新。如果褶皱核部地层出露有宽窄的变化，则表明其枢纽产状是有起伏变化的（图 9）。

上述确定枢纽产状的方法，仅适用于轴面直立或陡倾斜的倾伏褶皱，或受地形影响较小的倾伏褶皱。因此，在阅读褶皱地区地质图时，要多从褶皱两翼产状、褶皱岩层界线的

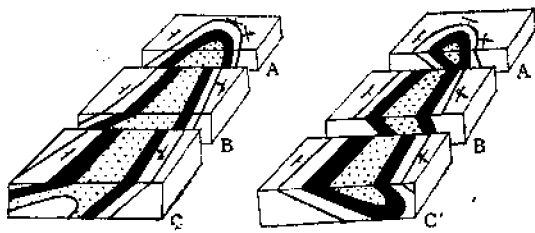


图 8 倒转褶皱
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
左图—倒转背斜; 右图—倒转向斜

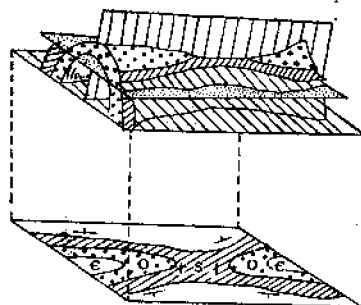


图 9 枢纽起伏的褶皱在平面上的表现
(引自成都地质学院《地质学基础》, 1983)

分布形态与岩层产状和地形关系等方面进行综合分析, 才能正确的认识褶皱。

5. 转折端形态的认识 在地形较平坦或小比例尺地质图上, 轴面直立或陡倾斜倾伏褶皱的倾伏端(或扬起端)的地层界线弯曲形态, 大致可反映出褶皱转折端的形态(图10)。

6. 单个褶皱形态的描述 对单个褶皱形态一般应描述以下内容: 褶皱名称(地名+褶皱类型)、位置(地理位置和所在的区域构造部位)、分布延伸情况、核部位置及组成地层、两翼地层及产状、转折端形态、轴面及枢纽产状、褶皱的完整程度以及次级褶皱分布及其特点等。现举一例描述如下, 以供参考(摘自1/20万南江幅地质图说明书)。

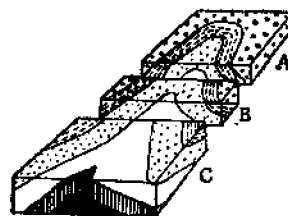


图 10 褶皱转折端形态:
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
A—箱形背斜; B—圆弧形背斜; C—尖棱状背斜

“大两会背斜 该背斜位于汉王山复式向斜南侧, 西起于彭家沟, 往东经大两会, 于王家坪倾伏, 长约49km。背斜轴迹走向为近东西向, 开阔对称, 两翼地层倾角约 50° — 60° , 枢纽波状起伏, 倾伏角变化在 3° — 15° 之间。核部在大两会一带出露为寒武系; 两翼依次为奥陶系至三叠系。在东西两端枢纽起伏处, 次级褶皱发育成指状分支。分支褶皱延伸不远, 一般仅达8—9km, 并随主褶皱一起逐渐倾伏消失。

(二) 褶皱组合形态的分析

1. 根据褶皱的排列情况, 确定褶皱的平面组合形态, 如平行状、分枝状、边幕式等;

2. 确定褶皱在剖面上的组合形态, 如隔挡式、隔槽式或复背斜、复向斜等。

(三) 确定褶皱形成的时代

根据地层间的角度不整合接触关系来确定褶皱的形成时代。不整合面以下的褶皱形成于不整合面以下被褶皱地层中最新地层形成时代之后, 不整合面以上最老地层形成时代之前。

三、作业

- (1) 分析暮云岭地区地质图(附图4)中的褶皱形态和形成时代。
- (2) 在图区内选一褶皱进行文字描述。

实习二十三 编制褶皱地区地质剖面图

一、目的要求

学会在褶皱地区地质图上编制图切地质剖面图

二、内容和作法

褶皱地区的地质剖面图，一般常用的是横切褶皱延伸方向铅直剖面图。它能反映褶皱的主要形态特征。其绘制方法和步骤如下：

1. 首先分析褶皱特征 分析时注意地层界线的弯曲是受岩层产状和地形变化的影响，还是与次级褶皱有关。若与次级褶皱有关，则在剖面上应反映出来。

2. 选定剖面线位置 剖面线应尽可能垂直褶皱枢纽的延伸方向，并通过全区主要褶皱构造。选定后将剖面线标绘在地质图上（图11）。

3. 在剖面线上用铅笔标出背斜（用“ Δ ”）和向斜（用“ ∇ ”）的位置，对于剖面附近的次级褶皱，也应标出其在剖面上的位置。

4. 绘制地形剖面。

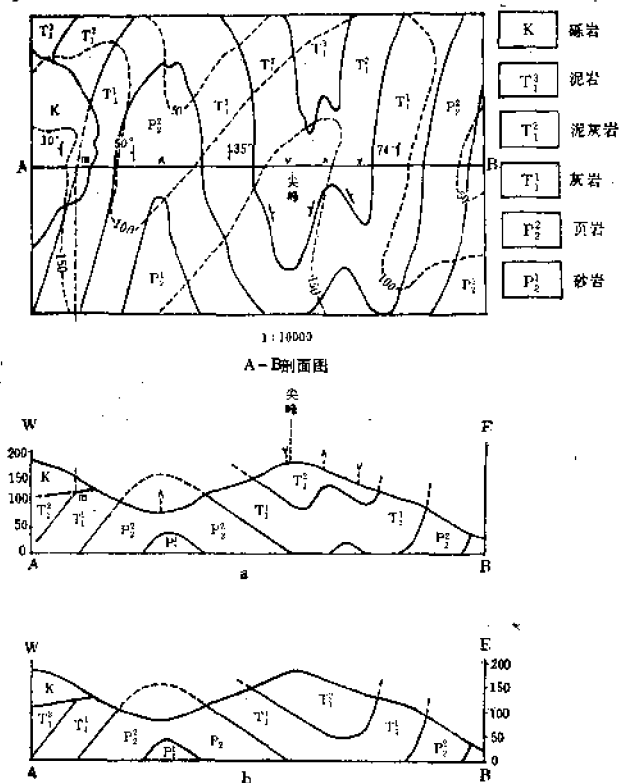


图 11 褶皱地区地质剖面图的编制

（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

a—正确剖面，b—不正确剖面（未表示次级褶皱）

5. 绘制地质剖面 将剖面线与地质界线的交点和褶皱轴迹位置投影到地形剖面上 (图11)。绘制地质剖面时应注意以下几点:

(1) 剖面切过不整合线时, 应先绘不整合面及其以上的地层和构造, 然后再绘不整合面以下的地层和构造;

(2) 作图顺序应从褶皱核部开始, 然后向两翼扩展, 并注意表现两翼的次级褶皱。

(3) 剖面线与岩层走向斜交时, 应将岩层倾角换算成剖面方向的视倾角画在剖面上, 若剖面切过处无岩层产状数值, 可按同一翼最邻近岩层的产状数值来画。

(4) 褶皱同一翼相邻岩层倾角若相差较大, 而上、下岩层又是整合关系时 (则这种现象只能是岩层倾角局部变化造成的), 作图时应采取逐步改变的方法标绘, 使两边产状逐渐协调一致 (图12);

(5) 绘制褶皱转折端时应根据两翼产状, 以圆滑曲线连接起来, 连接时必须与地表情况协调, 如图13所示。

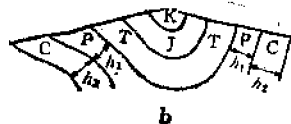
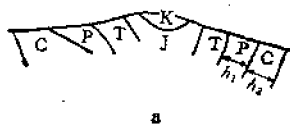


图 12 根据同一岩层厚度不变的原则, 校正同翼岩层产状

(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

a—校正前, b—校正后

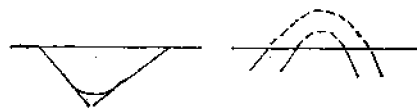


图 13 用两翼产状, 结合转折端的形态估计转折端的位置

三、作业

绘制暮云岭地区地质图 (附图 4) 的 A—B 剖面。

实习二十四 编制构造等高线图

一、目的要求

1. 掌握编制构造等高线图的方法;
2. 判断和解释构造等高线图所反映的地下构造形态。

二、内容和作法

用等高线反映地下某岩层面或矿层面的起伏形态, 并按一定比例投影到平面上, 这种图称构造等高线图或构造等值线图。这种图件能清楚地反映地下构造形态, 对油气田及层状矿体的勘探和开发具有重要的实际意义。

(一) 编制构造等高线图的方法

1. 换算目的层的标高 所谓目的层是指反映地下构造的某个特定的岩层或矿层。为了绘制目的层面的等高线, 首先必须测定或换算出该层面在各处的标高。例如, 已知每个钻孔孔口的地面标高和各孔见到目的层面的深度, 则可由各钻孔孔口的地面标高减去该孔见到目的层面深度, 便可得出各钻孔处目的层面的标高。如图14, 钻孔A的地面标高为350m, 到达目的层面的钻孔深度为375m, 故在A点处目的层面K处的标高为

$350\text{m}-375\text{m}=-25\text{m}$ 。

2. 将换算结果标在地形图上各相应点处 (即钻孔位置)。如图15中, “ $\frac{10}{55}$ ”, “.” 为钻孔位置, “10” 为钻孔号, “55” 为该处目的层层面标高。

3. 分析目的层层面高程变化规律, 找出层面上的最高点或最低点位置, 或者高程突变位置 (可能为断层存在的显示)。分析层面高程变化趋势, 初步推断构造形态类型和枢纽 (脊线或槽线) 的方位。如图16, 以11号孔为中心, 附近各点高程变化是, 朝北西和南东方向变低, 向北东方向则逐渐降低, 9号孔除比11号孔低外, 也是向周围变低, 若将11—9—7等钻孔连接起来, 应大致是褶皱的最高部位, 即背斜的枢纽或脊线位置, 故可推知这是一个向北东方向倾伏的背斜。

4. 连三角网 从估计的脊线 (或槽线) 开始, 并从最高点 (或最低点) 向相邻点连线, 构成许多三角网 (图16)。连线时应尽量垂直岩层的走向 (即距离最短、高差最大的方向), 避免不同翼上的两点相连, 以免歪曲褶皱的形态。如图17中, 6个点分别位于褶皱的两翼上, 若将位于两翼上的点相连, 显然会使褶皱形态受到歪曲。

5. 求等高点 按规定的等高间距, 以内插法求出各辅助线上不同高度的等高点。为求等高点简便, 常用透明方格纸作高程差网格, 按选定的等高距, 在三角网各边线上用内插法求得。高程差网格的用法如图18所示。在2号钻孔处层面标高为65m, 3号孔处层面标高为82m, 二者间的高程为17m。若选定等高距为10m, 则需在两孔之间的连线上求出70m和80m两个高程点的位置。其作法是将高程差网格盖在图上, 使高程低的2号孔正好位于某一直线上, 用大头针固定; 以此直线为基线 (其高程相当于2号孔的高程, 即为65m), 向上找出与3号孔标高 (82m) 相等的一条直线; 然后转动高程差线网 (图18, 使其与3号孔位相重合, 则高程差网上相当于70m和80m高程的直线与孔2和孔3连线的交点, 即为所求高程点的位置。

6. 连等高线 以圆滑曲线连接各等高点, 即得出等高线 (图16)。连线时应先连最高等高线或最低等高线, 然后依次向外连接。连等高线时, 应注意相邻等高线形态的协调, 以及高程的突变, 以免漏掉断层。

(二) 分析构造等高线图 地形图是以地形等高线来反映地表起伏, 构造等高线图则以构造等高线来反映地下某层面的起伏, 二者的原理是一致的。因此, 与利用地形图分析地形特征的方法一样, 用构造等高线图可分析地下构造形态, 包括构造类型、构造的产状特征和构造组合等等。

1. 构造类型 如图19, 从等高线圈闭的形状和高程变化, 可直接定量地得出背斜、向斜和某些褶皱形态变化的细节。若出现等高线的错开或重叠等现象则可能有断层存在 (图20)。

2. 构造形态及其变化 在等高线图上, 等高线延伸方向与变化也就是岩层走向与其变化; 等高线的疏密则反映出岩层倾角的大小。可以通过作图法, 定量地求出层面上任一点的产状。图上的实线和虚线以及二者的重叠表示出岩层产状的正常和倒转 (图21)。从褶皱两翼岩层产状便可分析出褶皱轴面产状等的变化。此外, 沿轴迹方向等高线的疏密及高程变化, 能反映枢纽或脊 (槽) 线的纵向起伏变化。因此, 从构造等高线图上, 我们可分析出褶皱在横剖面和纵剖面上的形态及其变化。

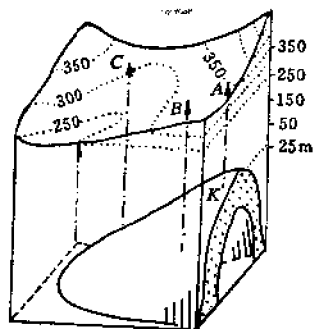


图 14 换算目的层层面标高示意图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

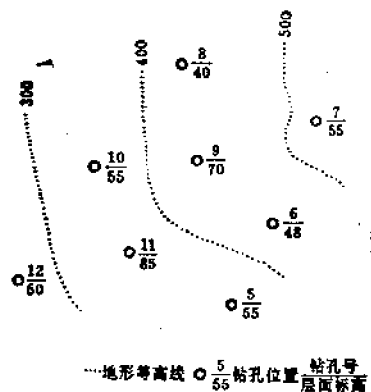


图 15 分析目的层层面高程变化
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

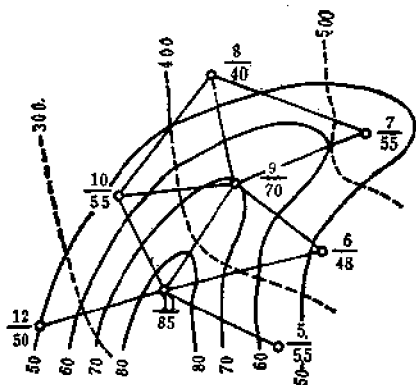


图 16 构造等高线图的编制
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
虚线—地形等高线; 实线—构造等高线

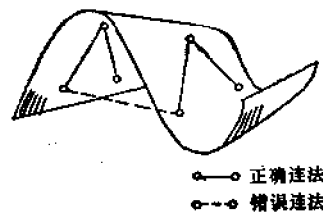


图 17 三角网连法示意图
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

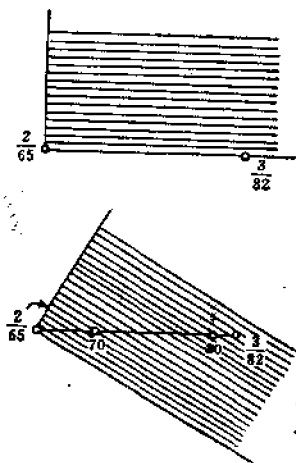


图 18 用等高差线网求等高线点
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

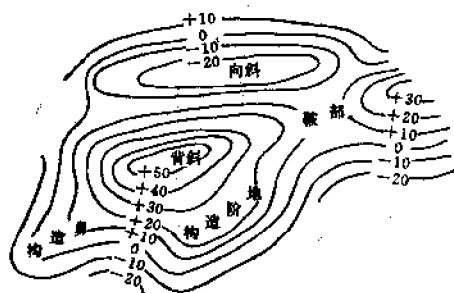


图 19 褶皱形态在构造等高线图上的表现
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

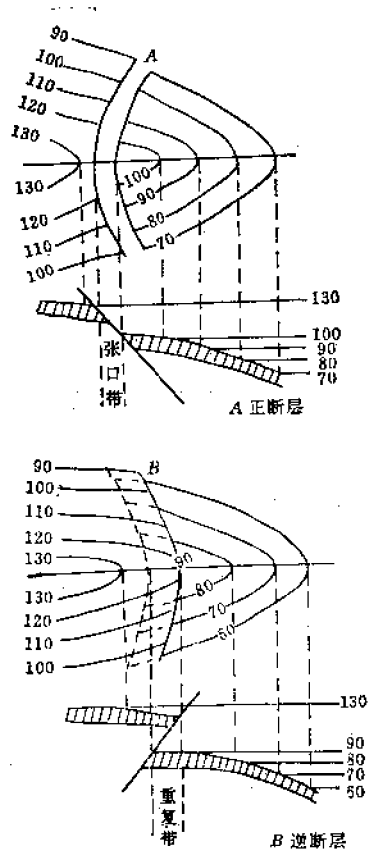


图 20 断层在构造等高线图上的表现
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)
上一正断层; 下一逆断层

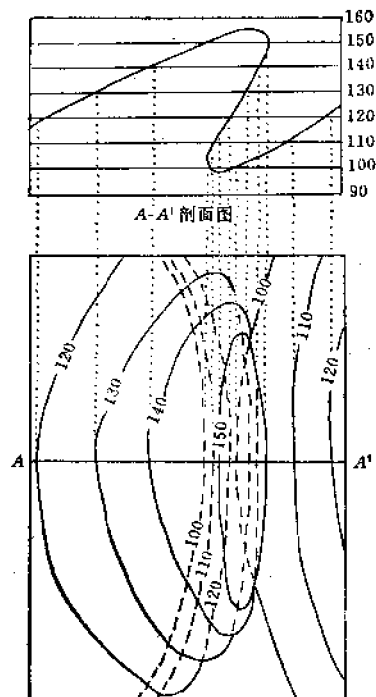


图 21 倒转褶皱在构造等高线图上的表现
(引自高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

3. 构造组合 在较大区域的构造等高线图上, 还可分析出褶皱与褶皱, 褶皱与断层等的组合关系。

三、作业

根据附表中的资料和川江地形图(附图 5)中的钻孔资料, 在该地形图上绘制下侏罗统煤层顶面的构造等高线图。

分析所作构造等高线图反映的构造形态。

附钻孔资料:

表 1 川江地区钻孔深度资料

钻孔号	地形标高(m)	钻孔深度(m)	层面标高	钻孔号	地形标高(m)	钻孔深度(m)	层面标高
1	215	200		7	283	248	
2	268	248		10	264	234	
4	250	220		15	230	200	
5	300	280					

实习二十五 编制和分析节理玫瑰花图

一、目的要求

1. 学会整理节理资料和编制节理玫瑰花图；
2. 分析节理玫瑰花图，并了解其构造意义。

二、内容与作法

(一) 绘制节理玫瑰花图的方法

1. 节理倾向玫瑰花图

(1) 资料的整理 将野外测得的节理倾向，按其方位角的一定间隔分组。分组间隔大小依作图要求及地质情况而定，一般采用 5° 或 10° 为分组间隔，如分成 $0^\circ-9^\circ$ ， $10^\circ-19^\circ$ ……。然后统计每组节理数，并计算每组节理的平均倾向。如 $0^\circ-9^\circ$ 组内，有倾向为 6° 、 5° 、 4° 共三条节理，其平均倾向则为 5° 。把统计和计算的数值填入表2中。

表2 天平山8号观测点节理统计资料

方位间隔	节理数目	平均走向	方位间隔	节理数目	平均走向
$0^\circ-9^\circ$	12	5°	$270^\circ-279^\circ$		
$10^\circ-19^\circ$	5	14.8°	$280^\circ-289^\circ$	3	282.7°
$20^\circ-29^\circ$			$290^\circ-299^\circ$	6	294°
$30^\circ-39^\circ$	13	34.7°	$300^\circ-309^\circ$		
$40^\circ-49^\circ$			$310^\circ-319^\circ$		
$50^\circ-59^\circ$	21	45.8°	$320^\circ-329^\circ$	10	325.6°
$60^\circ-69^\circ$			$330^\circ-339^\circ$		
$70^\circ-79^\circ$			$340^\circ-349^\circ$		
$80^\circ-89^\circ$			$350^\circ-359^\circ$		

(据高等学校《构造地质学》试用教材，1979)

(2) 确定作图比例尺及坐标 根据作图的大小和各组节理数目，选取一定长度的线段代表一定数量的节理作为比例尺。然后，以稍大于或等于按比例表示数目最多的一组节理的线段长度为半径作圆，过圆心作东西线和南北线（即水平线及其垂线），并在圆周上标出方位角（图22）。

(3) 找点连线 从 $0^\circ-9^\circ$ 一组开始，依次按圆周表示各组平均倾向的方位角，半径表示该组节理数，确定出各组节理所代表的点；然后将相邻各点用直线连接起来。如其中某组节理数为零时，其代表的点即为圆心，故相邻点应与圆心相连，然后再从圆心与下一组的点相连（最好边找点、边连线，以免漏掉或连错点）。

(4) 写上图名和比例尺等，按规格（图22）完成图件。

2. 节理倾角玫瑰花图 其作法与节理倾向玫瑰花图相似，首先按节理倾向方位角划分为组，并求出每组的平均倾角；然后按圆周代表平均倾向，半径代表平均倾角找出每组的代表点，连接各点则成倾角玫瑰花图。连点的方法与倾向玫瑰花图相似。

倾向、倾角玫瑰花图，一般是用不同颜色或线条画在一张图上（图22）。

3. 节理走向玫瑰花图（图23）。

与节理倾向玫瑰花图的作法相似。但因走向的北半部和南半部完全相同，故只需作北部半圆即可。因此作图时应先将所有节理走向方位角换算成北东和北西方向，然后再划分成组，求出各组平均走向和节理数；用圆周方位代表平均走向，半径代表节理数进行作图。

(二) 节理玫瑰花图的分析 玫瑰花图是节理统计法之一，其作法简便，图形清晰，能直观地反映出主要节理的产状，有助于对区域构造的分析。

节理玫瑰花图的分析，常与区域地质构造结合起来。因此，常把节理玫瑰花图，按测点位置标绘在地质构造略图上（图24）。这样就能清楚地反映出不同构造部位的节理与构造（如褶皱或断层）的关系。对不同构造部位的节理玫瑰花图的特征进行综合分析，还能了解局部应力状况，甚至可以大致确定出主应力轴的性质和方向。

走向节理玫瑰花图多用于节理产状较陡的情况，而倾向和倾角节理玫瑰花图则多用于节理产状变化较大的情况。由于节理产状大多较陡，故最常用的是节理走向玫瑰花图。

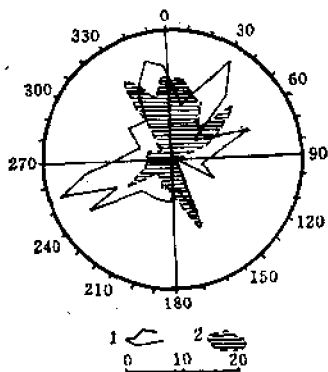


图 22 节理倾向、倾角玫瑰花图

（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

1—倾向玫瑰花图；2—倾角玫瑰花图

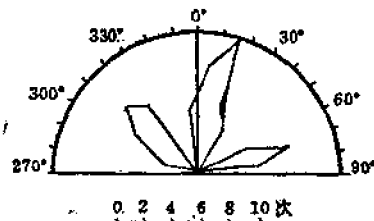


图 23 节理走向玫瑰花图

（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

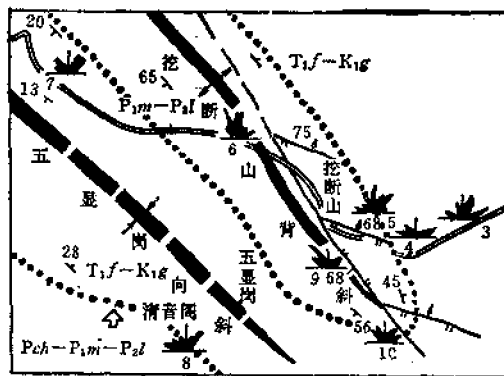


图 24 四川峨眉挖断山地质构造略图

（引自高等学校《构造地质学》试用教材，1979）

三、作业

根据天平山8号观测点的节理测量资料绘制节理走向玫瑰花图。

表3中的资料已按方位间隔统计整理了一部分,并填入表2中,其余未整理的部分由同学统计、计算后填入表2内。然后,根据整理出的表2资料进行作图。

表3 天平山8号观测点节理测量记录

走 向	倾角及倾向	走 向	倾角及倾向	走 向	倾角及倾向	走 向	倾角及倾向
3°	∠75°SE	34°	∠72°SE	47°	∠76°NW	314°	∠79°NE
4°	∠73°SE	35°	∠75°SE	48°	∠78°NW	315°	∠83°NE
5°	∠72°SE	36°	∠72°SE	45°	∠80°NW	315°	∠37°NE
6°	∠71°SE	34°	∠75°NW	46°	∠76°NW	315°	∠80°NE
3°	∠76°NW	34°	∠72°NW	46°	∠74°NW	316°	∠86°NE
5°	∠85°NW	35°	∠72°NW	281°	∠72°NE	319°	∠80°NE
5°	∠87°NW	35°	∠74°NW	282°	∠73°NE	312°	∠73°SW
5°	∠73°NW	35°	∠72°NW	385°	∠75°SW	314°	∠80°SW
5°	∠79°NW	36°	∠74°NW	292°	∠70°NE	314°	∠75°SW
6°	∠78°NW	36°	∠74°SE	293°	∠70°NE	314°	∠78°SW
6°	∠84°NW	44°	∠75°SE	294°	∠79°NE	314°	∠78°SW
7°	∠80°NW	44°	∠84°SE	295°	∠75°NE	316°	∠78°SW
16°	∠71°SE	45°	∠80°SE	294°	∠75°SW	316°	∠79°SW
11°	∠71°NW	45°	∠85°SE	296°	∠72°SW	314°	∠75°SW
14°	∠71°NW	46°	∠85°SE	306°	∠74°NE	321°	∠71°NE
14°	∠75°NW	46°	∠83°SE	307°	∠71°NE	324°	∠71°NE
16°	∠75°NW	46°	∠83°SE	305°	∠75°NE	325°	∠73°NE
21°	∠73°SE	46°	∠86°NE	304°	∠78°SW	325°	∠75°NE
21°	∠74°SE	46°	∠81°SE	305°	∠78°SW	325°	∠75°NE
22°	∠75°SE	46°	∠82°SE	306°	∠80°SW	325°	∠78°NE
23°	∠80°SE	46°	∠78°SE	301°	∠77°SW	326°	∠77°NE
23°	∠78°SE	46°	∠82°SE	302°	∠73°SW	329°	∠74°NE
23°	∠74°SE	47°	∠84°SE	302°	∠70°SW	327°	∠75°SW
33°	∠75°SE	47°	∠80°SE	304°	∠80°SW	329°	∠74°SW
34°	∠74°SE	47°	∠85°SE	313°	∠75°NE		
34°	∠73°SE	48°	∠76°SE	313°	∠74°NE		

(据高等学校《构造地质学》试用教材, 1979)

实习二十六 读断层地区地质图并求断层断距

一、目的要求

- (1) 学习在地质图上分析和描述断层的方法;
- (2) 学习在地形地质图上求断层产状及断距的方法;
- (3) 分析断层与褶皱关系。

二、内容与作法

(一) 断层发育地区地质特征的概略分析 分析该区出露的地层, 建立地层层序, 确定不整合及其形成时代; 研究新老地层的分布和产状, 借以确定区内褶皱的形态及轴

向，以及断层的发育情况等。

(二) 断层性质的分析

1. 断层面产状的确定 断层线是断层面在地面的出露线。因此，可根据“V”字形法则来判断地质图上断层面的产状或用作图法求出断层面的产状。例如，图25中，断层线在河谷中为尖端指向下游的“V”字形。根据“V”字形法则可知断层的倾向应为南西方向，通过作图法求得其产状为 $SW230^{\circ}\angle 40^{\circ}$ 。

2. 两盘相对位移的判定

(1) 走向断层或纵断层 若两盘大致在相等高度的平面上，则一般是地层相对较老的一盘为上升盘，但是当断层倾向与岩层倾向一致且断层倾角小于岩层倾角时，则正好相反，其上升盘为新地层。

(2) 横向或斜向正（或逆）断层切过褶皱时，背斜核部变宽或向斜核部变窄的一盘为上升盘；横向或斜向平移断层，则两盘核部宽窄基本不变，而两盘的褶皱枢纽却被错开。

(3) 若断层线为封闭曲线时，一般为低角度逆断层（逆掩断层或辗掩断层），其形成的飞来峰或构造窗被断层所圈闭。一般被断层线圈闭的地层时代较周围地层时代新，又位于地形低洼处者，为构造窗。反之，则为飞来峰。

确定了断层面的产状和断层两盘相对位移方向，则可确定出断层的性质。如图25中，断层面向SW倾斜，SW盘（上盘）地层相对较新，为下降盘，故此断层为一条上盘下降的正断层。

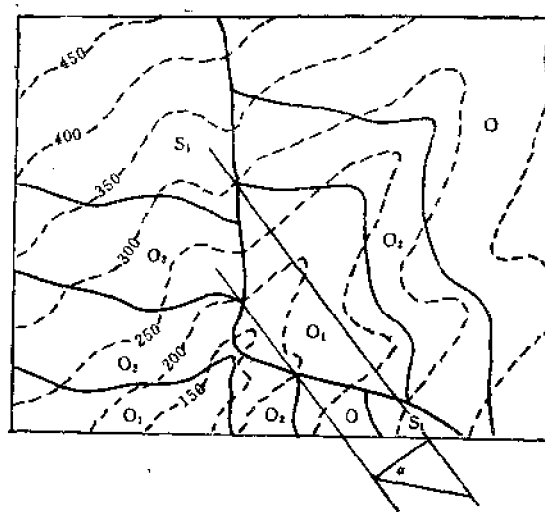


图 25 求断层面产状

(引自徐开礼、朱志澄主编《构造地质学》，1984)

(三) 断距的确定 在大比例尺地形地质图上，一般能求垂直于地层走向方向的各种断距。

1. 求铅直地层断距 在断层任一盘上，作某一层面某一高程的走向线，并使其延长穿过断层线与另一盘的同一层面相交，此交点的标高与走向线之间的标高差，即为该断

盘),为组成奇峰-雨峰背斜的泥盆系和下石炭统,下盘(即下降盘)为中石炭统和下石炭统。泥盆系及下石炭统逆掩于下盘中石炭统和下石炭统地层之上,地层断距约3000m,断层走向与褶皱轴向近于一致,基本上为一纵断层。断层中部为两个较晚期的横断层所错断。断层形成时代与同方向、同性质的桑园-五里河逆掩断层相同,形成于晚二叠世之后,早白垩世之前。两条断层构成叠瓦状构造。

三、作业

1. 分析星岗地质图(附图6):(1)判断断层性质和形成的时代;(2)求断层面产状。
2. 浏览金山镇地质图(附图7),了解图内断层的特征。

实习二十七—二十九 构造地质综合作业

一、目的要求

1. 初步掌握综合分析地质图的方法;
2. 学会编制构造纲要图;
3. 练习编写构造地质概述的文字报告。

二、内容和作法

综合作业是使学生能比较全面地掌握构造地质的基本理论、知识和技能,从而提高学生在地质图上分析和识别地质构造的能力。因此,此作业乃是重要教学环节之一。具体作法是:选定一幅地质图进行全面分析,然后编出构造纲要图及一至二幅地质剖面图,并写出说明地质构造和构造发展史的文字报告。

(一)读图步骤 读图步骤按实习十九中所述进行。在对全区总的地质构造特点有初步了解后,再分别按构造层、构造单元、构造类型、构造方位进行构造细节的分析和描述。

1. 地层方面 分析地层和地层组合的展布和排列。分析并确定地层之间的接触关系,应特别注意角度不整合,因为它是划分构造层和分析构造发展史的主要依据。

所谓构造层是指一定构造单元内,在一定发展阶段中形成的一套地层组合(或建造)及其组成的构造,其中常包含有一定的岩浆岩组合。构造层之间以角度不整合为分界面。每个构造层在地层组合、沉积岩相、构造、岩浆作用等方面具有一定特色而区别于其它构造层。在时间上它代表一定构造旋回和构造幕,在空间上代表该构造幕所影响的范围。

2. 褶皱方面 分析褶皱首先要着眼于全区最发育最有代表性的褶皱。可从小型到大型,即从各单个褶皱概括总体褶皱,也可从大型到小型,即从大褶皱入手逐次分析次级褶皱。无论那种方法均需弄清褶皱的总体面貌和细节,即弄清褶皱在平面上和剖面上的形态特征、组合类型、叠加关系和分布规律;进而分析与相邻或相关构造层中褶皱的关系。

3. 断层方面 一个地区的断层,尤其是大断裂常控制该区构造的格架。所以首先应对全区性大断裂及其对全区构造的控制性进行分析,如分析一些划分构造单元或构造层的大断裂。其次可按断层的规模、方向、性质及其与褶皱的关系进行分组,然后分析它们在空间展布上和成因上的关系。

4. 岩浆岩体方面 一定地区的岩浆岩体及其组合是在一定构造背景下形成的,即受区域构造和构造运动的控制,而且受一些局部构造的影响。而岩体的形成又对周围构造产生不同程度的影响。在分析岩浆岩体发育区地质图时,应注意分析不同时代、不同类型、不同规模岩体的分布、组合规律和与褶皱、断层等构造的空间分布关系以及演化历史。

5. 构造发展史 一个地区的构造是按阶段性和旋回性演化的,具体表现在一个个构造层的相互叠加上。所以在分析构造发展史时,首先应根据地层和角度不整合等划分构造阶段和构造期。在划分构造阶段时,首先应注意区分哪些阶段和构造运动属于主导或奠基性的,哪些属次要、调整性的;其次,从各种构造的形态、方向和变形强烈程度以及相互关系上,分析各期构造运动的作用方式和运动方向。

(二) 编制构造图件 为了表现各种构造,在分析地质图的基础上,应编绘1—2幅地质剖面图和1幅构造纲要图。

构造纲要图的编制是以地质图为基础的。它是用不同线条、符号和颜色表示一个地区的地质构造的一种图件。构造纲要图的内容如下:

1. 构造层 将划分各构造层的角度不整合画在图上,以表示各构造层间的分界面。构造层用地层时代代号表示。构造层没有统一规定的色谱,一般时代越老色调越深,时代越新色调越浅。

2. 断层 各类已知断层一般用红线或粗实线表示,并注明其编号。如果区域范围很大,断层又发育,为了需要,不同时代的断层可用不同色调的符号表示。

3. 褶皱 褶皱用轴线表示,轴线的宽窄反映核部或褶皱的宽度。也可反映褶皱的倾伏情况。

4. 岩浆岩体 绘出岩浆岩体的界线和内部岩相带界面,注明岩石的代号和岩体时代,并标出有代表性的原生构造产状。

5. 标出有代表性的地层和节理的产状。

6. 按构造纲要图的规格进行标注,对图名、比例尺、图例、责任表等都应标绘在规定的部位。

除构造纲要图外,还需编制1—2幅反映全区构造特点的图切地质剖面图。作图方法如前述。

(三) 编写地质构造概述文字报告 文字和图件是反映和表现某一地区构造特征两种主要方式。构造概述是在分析读图和编制图件之后进行的,所以它的编写又是分析读图的深化。编写的文字报告内容应与地质图、地质剖面图、构造纲要图等所表现的内容一致,并相互印证、相互补充。构造概述文字报告应包括以下章节和内容:

第一章 引言 简述综合读图的目的、要求,所读图幅的名称、比例尺、图区地形轮廓以及完成作业情况等。

第二章 构造 简述区内地层分布及其接触关系,然后重点阐述构造。首先,概括区内构造的总体特征,如以何种构造为主(以褶皱或以断层为主),构造的方向性,构造单元或构造层的划分等。总之,言简意赅地勾绘出总的构造轮廓。

本章的写法因构造特点不同而异,可以按不同构造单元、不同构造层、不同构造类型、不同构造组合或不同构造方位等分别进行描述。以上各种描述方式可以相互配合,因为实际上它们也常常是相关的。例如构造单元的划分常与构造层划分相一致;一定构造层

又常以一定构造类型为主，构造方位也往往与一定构造类型密切相关，等等。不论用哪种方式描述，都要对具有代表性或典型构造进行描述，而且要在描述的基础上进行综合分析和概括。关于单个褶皱和断层的描述可参见实习廿二和廿六有关部分。

岩浆岩体可以放在构造一章作为一种构造进行描述，也可单列一章描述。描述内容包括：侵入体的名称（如×××花岗岩体）、产出的构造部位、平面形态和规模、与围岩接触关系、内部岩相带的划分、原生构造、侵入时代等，如有可能可恢复岩体的总轮廓。

第三章 构造发展史 根据构造层可划分出全区各构造发展阶段和构造幕，把全区构造事件列成顺序。简述各构造阶段的构造运动特点，如构造运动的方式、方向和强度以及有关的岩浆活动等。

结束语。小结综合读图及完成作业后的一些心得体会。

附录 I 相似矿物对比表

表 1 石墨和辉钼矿

	石 墨	辉 钼 矿
相 似 处	形态，光学性质以及硬度小，污手，有滑腻感	
区 别	相对密度小 黑色条痕经摩擦后为灰黑色	相对密度大 摩擦后为黄绿色

表 2 方铅矿、辉铋矿、辉钼矿

	方 铅 矿	辉 铋 矿	辉 钼 矿
相 似 处	光学性质，即铅灰色，金属光泽，黑色条痕，不透明		
区 别	粒 状 三组完全解理 相对密度大 条痕无变化	柱状针状 一组完全解理 相对密度中等 条痕加 KOH 变桔黄	板状片状 一组极完全解理 相对密度大 条痕摩擦后变黄绿色

表 3 辰砂和雄黄

	辰 砂	雄 黄
相 似 处	颜色、光泽、脆性、硬度	
区 别	条痕为鲜红色 相对密度大	条痕为桔黄色 相对密度中等

表 4 黄铜矿和黄铁矿

	黄 铜 矿	黄 铁 矿
相 似 处	光学性质, 无解理, 相对密度大	
区 别	常为致密块状, 硬度小于小刀, 具Cu的绿色焰色	常为粒状集合体, 硬度大于小刀, 不具 Cu 的焰色反应

表 5 镜铁矿和磁铁矿

	镜 铁 矿	磁 铁 矿	铬 铁 矿
相 似 处	颜色、光泽、无解理、相对密度		
区 别	片状、鳞片状, 条痕为褐红色 (樱红色), 无磁性	粒状、致密块状, 条痕 黑色, 强磁性	粒状, 条痕褐色, 弱磁性

表 6 (铁) 闪锌矿、锡石、黑钨矿

	(铁) 闪 锌 矿	锡 石	黑 钨 矿
相 似 处	颜色、光泽、条痕		
区 别	粒状, 多组完全解理, 加 HCl 有 H ₂ S 臭味	粒状或柱状, 解理不发育, 加 HCl 无 H ₂ S 臭味, 有锡膜反应	板状, 一组完全解理, 加 HCl 无 H ₂ S 臭味

表 7 普通辉石和普通角闪石

	普 通 辉 石	普 通 角 闪 石
相 似 处	颜色、光泽、条痕、透明度、相对密度、硬度	
区 别	短柱一粒状, 横断面为正方形或八 边形, 两组解理中等, 夹角近90°, 玻璃光泽带不明显	柱状一长柱状, 横断面为菱形或六 边形, 两组解理完全, 夹角为124°, 玻璃光泽明显

表 8 正长石、斜长石、石英

	正 长 石	斜 长 石	石 英
相 似 处	光学性质大体相同, 硬度、比重		
区 别	短柱、厚板状, 以肉红色为主, 具两组完全解理, 常可见卡式双 晶, 易风化, 表面透明感差	薄板状, 以灰白为主, 具两组完全解理, 常可见 钠长石聚片双晶, 易风 化, 表面透明感差	常为致密块状, 无色或 烟灰色, 无解理, 不易风 化, 表面透明感强

表 9 方解石、白云石、菱镁矿

	方 解 石	白 云 石	菱 镁 矿
相 似 处	光学性质、硬度、相对密度、形态、解理		
区 别	加冷稀 HCl 起泡 剧烈，加镁试剂不起作用	加 HCl 起泡微弱，条痕加镁试剂变蓝	加冷 HCl 不起作用，条痕加镁试剂变蓝

表 10 重晶石、萤石、方解石

	重 晶 石	萤 石	方 解 石
相 似 处	颜色、光泽、条痕、透明度、硬度		
区 别	相对密度大，三组完全解理，加 HCl 不起作用，形态为板状	相对密度中等，四组完全解理，加 HCl 不起作用，粒状	相对密度中等，三组菱面体解理，加 HCl 起泡剧烈，粒状

附录 II 岩石手标本的描述内容和描述实例

一、岩石手标本描述的内容和顺序

1. 标本号×××，产地×××。
2. 岩石的颜色（包括新鲜色和风化色）。
3. 岩石的构造。
4. 岩石的结构 包括描述矿物或碎屑颗粒的大小（包括碎屑的均匀程度即分选性）、形状 和其它特征。若为斑状、似斑状或斑状变晶等结构，则应分别描述斑晶（或变斑晶）和基质两部分。碎屑结构则应分别描述碎屑和胶结物的特点。
5. 岩石成分 结晶岩石应分别描述主要矿物的晶形和重要物理性质。碎屑岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩中具粒屑结构的岩石均应分别描述碎屑（或颗粒）和胶结物（或泥晶基质与亮晶胶结物）的成分及主要鉴定特征。同时，应分别目估岩石中各种成分的百分含量。

6. 定出岩石的名称。

二、岩石手标本描述的实例

标本编号：I.10.3 产地：张家口

绿色，块状构造，全晶质中粒等粒结构。主要矿物为橄榄石，黄绿色；多呈粒状，粒径为1—3mm；透明无解理；具贝壳状断口和油脂光泽；含量>90%。次要矿物为辉石，绿黑色；透明度比橄榄石稍差；多呈不规则粒状或短柱状；玻璃光泽；有时可见到解理；含量<10%。

定名：绿色中粒纯橄岩

标本编号：I.13.2 产地：力马河

暗绿色，块状构造，隐晶质斑状结构。斑晶为灰白色斜长石，其形态多为长条形，长约10—15mm；新鲜的解理面具玻璃光泽；有时可见到聚片双晶；含量为15—20%左右。基质为暗绿色隐晶质矿物，成分以铁镁矿物和斜长石为主，含量约为85—80%。岩石因次生变化而呈绿色，次生矿物可能为绿泥石和绿帘石。

定名：暗绿色玄武玢岩

标本编号：I.11.4 产地：广东

肉红色；块状构造；全晶质似斑状结构。斑晶主要为钾长石，肉红色；可见一组完全解理；玻璃光泽；具明显的卡氏双晶；粒径为10—20mm；含量约10—15%。基质为中—粗粒结构，主要矿物为石英、斜长石、黑云母。石英为粒状；无色透明；无解理；具贝壳状断口和油脂光泽；粒径为2—4mm。斜长石为灰白色；板柱状；具一组完全解理；玻璃光泽；粒径为5—6mm。黑云母为黑褐色；片状；硬度小于小刀；具一组完全解理；解理面为珍珠光泽；粒径为2—3mm；基质含量约85—90%。

定名：肉红色似斑状花岗岩

标本编号：I.10.i 产地：?

肉红色；具流纹构造；斑状结构。斑晶由高温石英和透长石组成。高温石英呈烟灰色；粒状；粒径为1—2mm；无解理；油脂光泽。透长石为透明；往往带蓝色色调；且可见到一组完全解理；解理面具玻璃光泽；斑晶含量为15%左右。基质为隐晶质和玻璃质；具明显的流纹状构造；含量约85%。

定名：肉红色流纹岩

标本编号：I.10.1 产地：山西临县

灰褐色；块状构造；全晶质中粒等粒结构。主要矿物为正长石，浅灰色；多呈长条状和宽板状；可见一组完全解理；解理面具玻璃光泽；粒径为1—6mm；常见卡氏双晶；含量约40—45%。其次为肉红色霞石，呈不规则粒状；具不完全解理；断口为油脂光泽；有的风化面风化成白色粉末；含量约20—25%。此外，还有暗绿色的辉石，呈短柱状；具中等解理和玻璃光泽；含量约30—40%。

定名：灰褐色中粒霞石正长岩

标本编号：Sa.3.11 产地：河北

灰绿色，杂有绿色及白色斑块，颜色不均匀；块状构造；凝灰结构。成分较复杂，有岩屑、玻屑、晶屑等。其中岩屑约占10%左右；呈次棱角—棱角状；大小悬殊，分选较差，最大者粒径为10—12mm，最小者仅有0.01—0.2mm；岩屑成分有火山岩岩屑、石灰岩岩屑和燧石岩屑。火山岩岩屑为灰绿色；次棱角状；外形不规则常呈扁长体。石灰岩岩屑为浅灰色；加稀盐酸剧烈起泡；由隐晶质方解石组成；为次棱角状。燧石岩屑为灰黑色；硬度大；多为棱角状。晶屑由石英和长石组成。石英为烟灰色；尖棱状；无解理；具油脂光泽；含量约10%左右。长石为灰白色或无色；透明；棱角状，偶见板状；具解理和玻璃光泽；含量约15%。玻屑肉眼不易分辨，充填物为隐晶质的火山灰和火山尘组成，其与玻屑的含量约为65%。

定名：灰绿色流纹质凝灰岩

标本编号：2134—3 产地：?

肉红色；块状构造；粗—中粒砂状结构。主要碎屑颗粒粒径为2—0.25mm，其中含有约10%的砾屑，最大者可达2—4mm。岩石的分选中等，碎屑为次圆—次棱角状。碎屑颗粒约占80—85%；其成分主要为石英、长石，其次为石英岩和花岗岩岩屑，此外还含少量白云母。石英为无色或灰白色；油脂光泽；无解理；含量约60—65%。长石多为肉红色的钾长石；颗粒较新鲜者可见到解理；解理面具玻璃光泽；含量约35—30%。白云母为白色；片状具珍珠光泽；硬度小于小刀；含量<5%。胶结物为硅质、铁质和泥质，约占15—20%。

定名：肉红色含砾中—粗粒长石杂砂岩

标本编号：Se.3.6 产地：山东蓝山

暗紫色；块状构造；鲕状结构；加稀盐酸剧烈起泡；矿物成分主要为方解石。鲕粒具同心圈层构造；形状为圆形和长圆形等；其大小不一，大者粒径为2—4cm，小者约为0.4mm，一般为1—2mm；其含量约为70%。泥晶基质和亮晶胶结物含量约占30%。泥晶基质的断口呈贝壳状；亮晶胶结物的断口较粗糙，且微透明；胶结类型为接触孔隙式。

定名：暗紫色鲕状灰岩

标本编号: M101.3 产地: 个旧

浅灰色; 块状构造; 中—细粒鳞片状变晶结构。矿物成分主要为石英和白云母。石英为白色; 中—细粒(粒径为1—5mm); 无解理; 具贝壳状断口和油脂光泽; 含量约占70%。白云母为白色; 呈细小鳞片状; 具珍珠光泽; 含量约30%。岩石中还有一些黄褐色(褐铁矿)斑点。

定名: 浅灰色中细粒云英岩

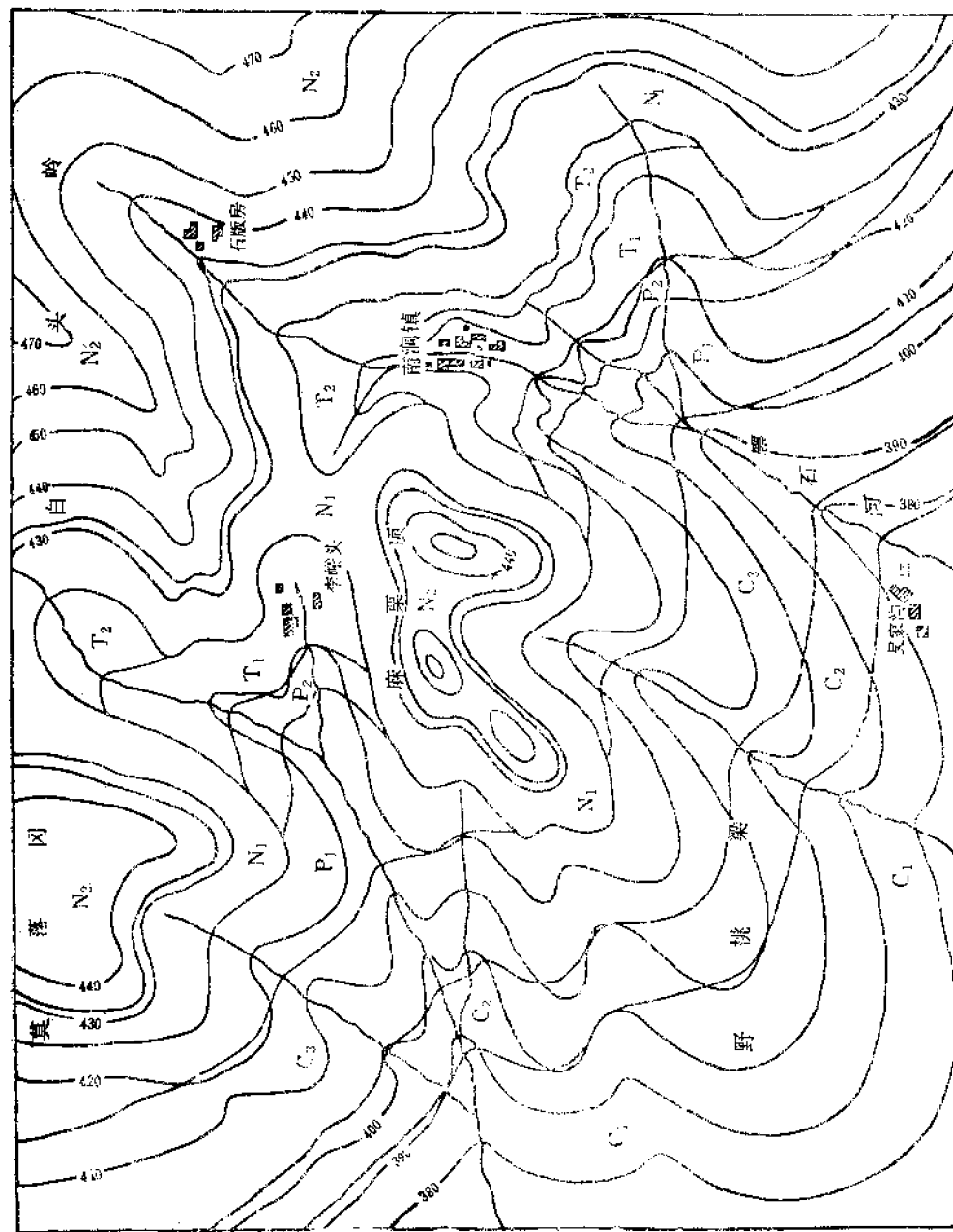
标本编号: M405.1 产地: 繁寺

灰蓝色; 片状构造; 中—细粒鳞片变晶结构。岩石中主要矿物成分为蓝晶石和黑云母。蓝晶石为灰蓝色; 呈柱状; 表面具玻璃光泽; 两组完全解理; 含量约为45%。黑云母为褐黑色; 片状; 一组极完全解理; 具珍珠光泽; 含量约为55%。两种矿物均呈定向排列。

定名: 灰蓝色中—细粒蓝晶石黑云母片岩

附錄

比例尺1:10000



例題

$$N_2$$

品類

$$Z^{\text{red}}$$

石

出砾岩

T₂

泥灰岩

2

油层石灰岩

P₃

時所須焉

p.

燧石石灰岩

3

灰白色石灰岩

2

五、九、五

4	5
---	---

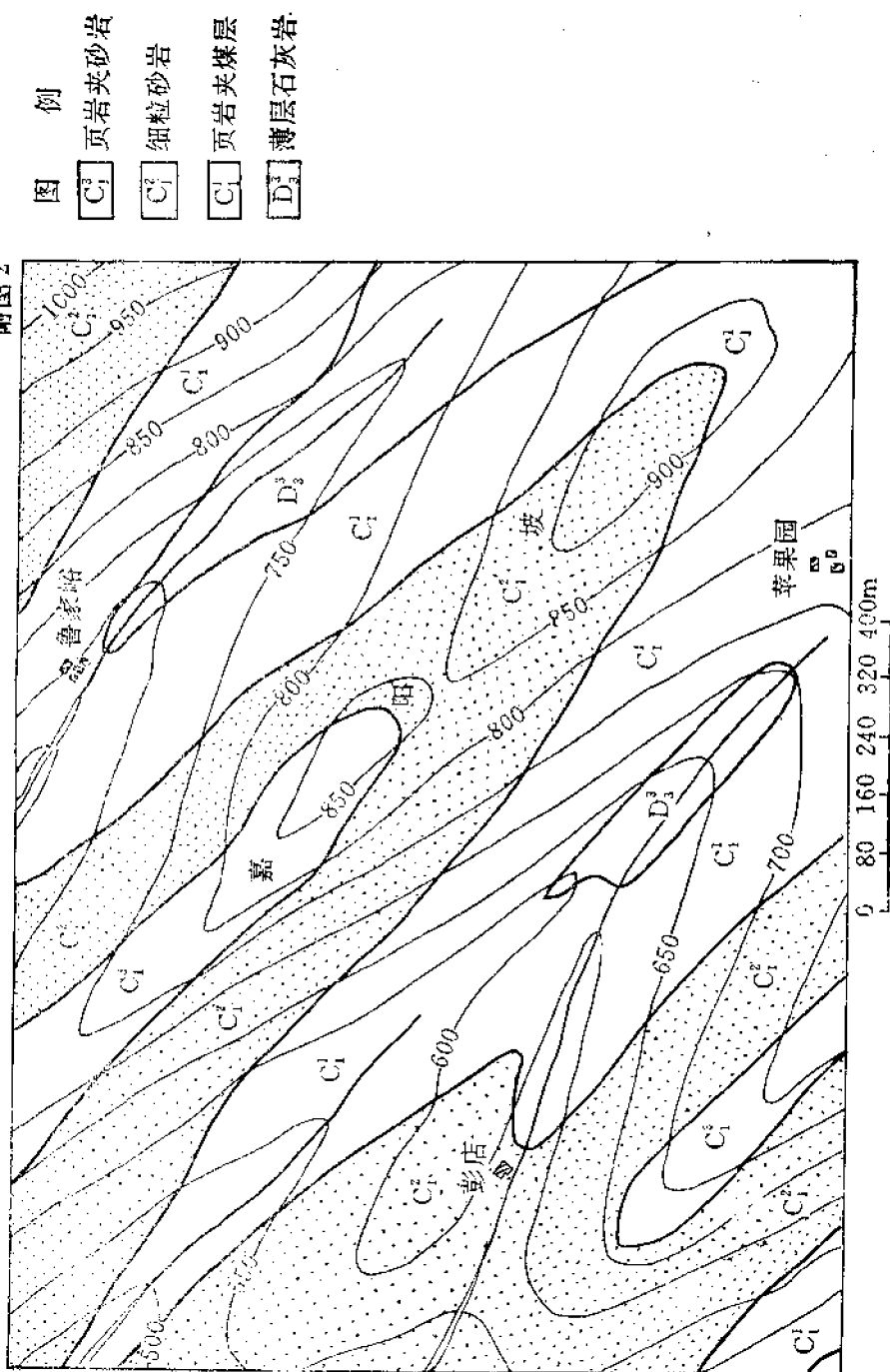
III. Results

5

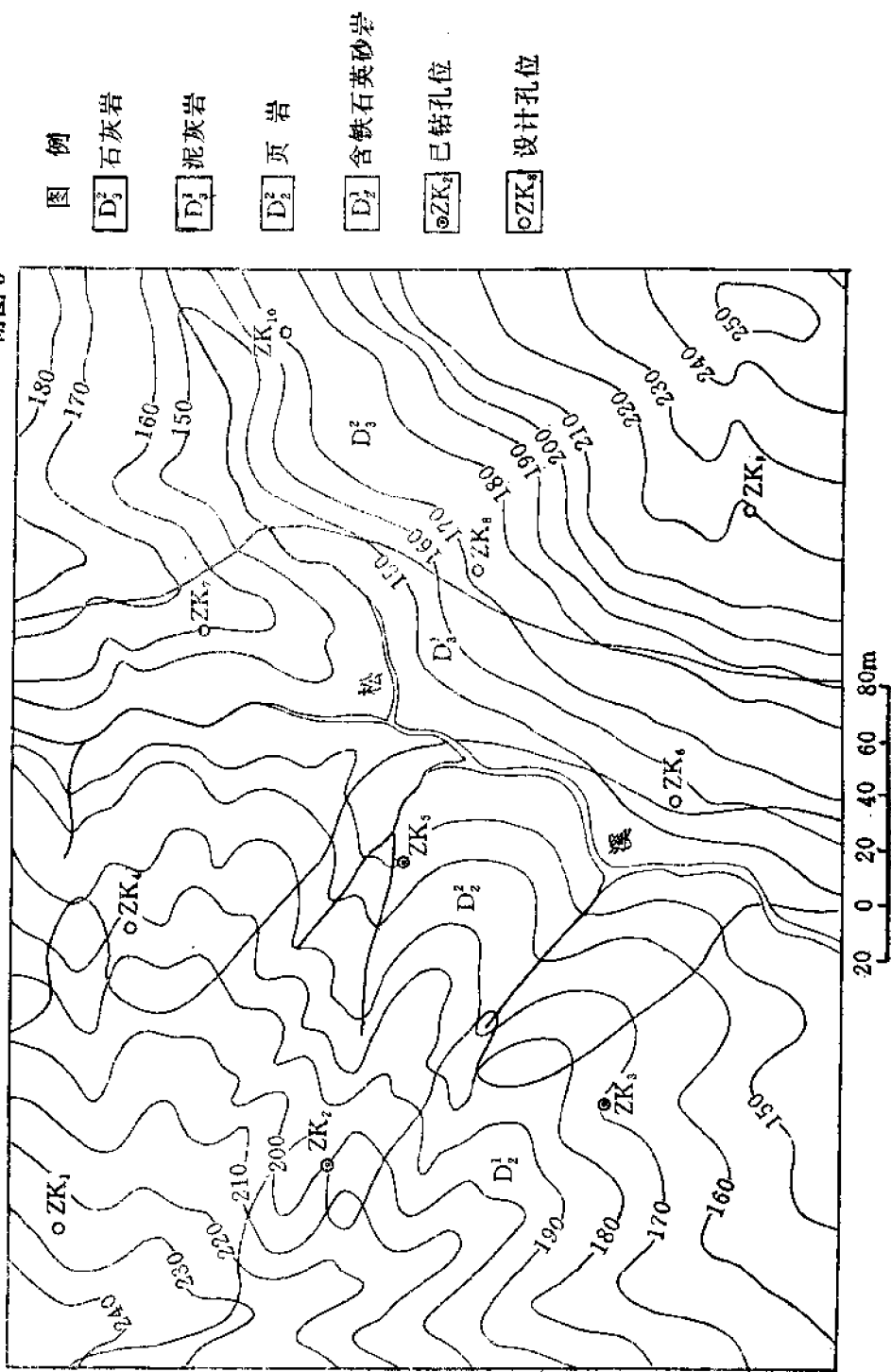
11

嘉 阳 坡 地 质 图

附图 2



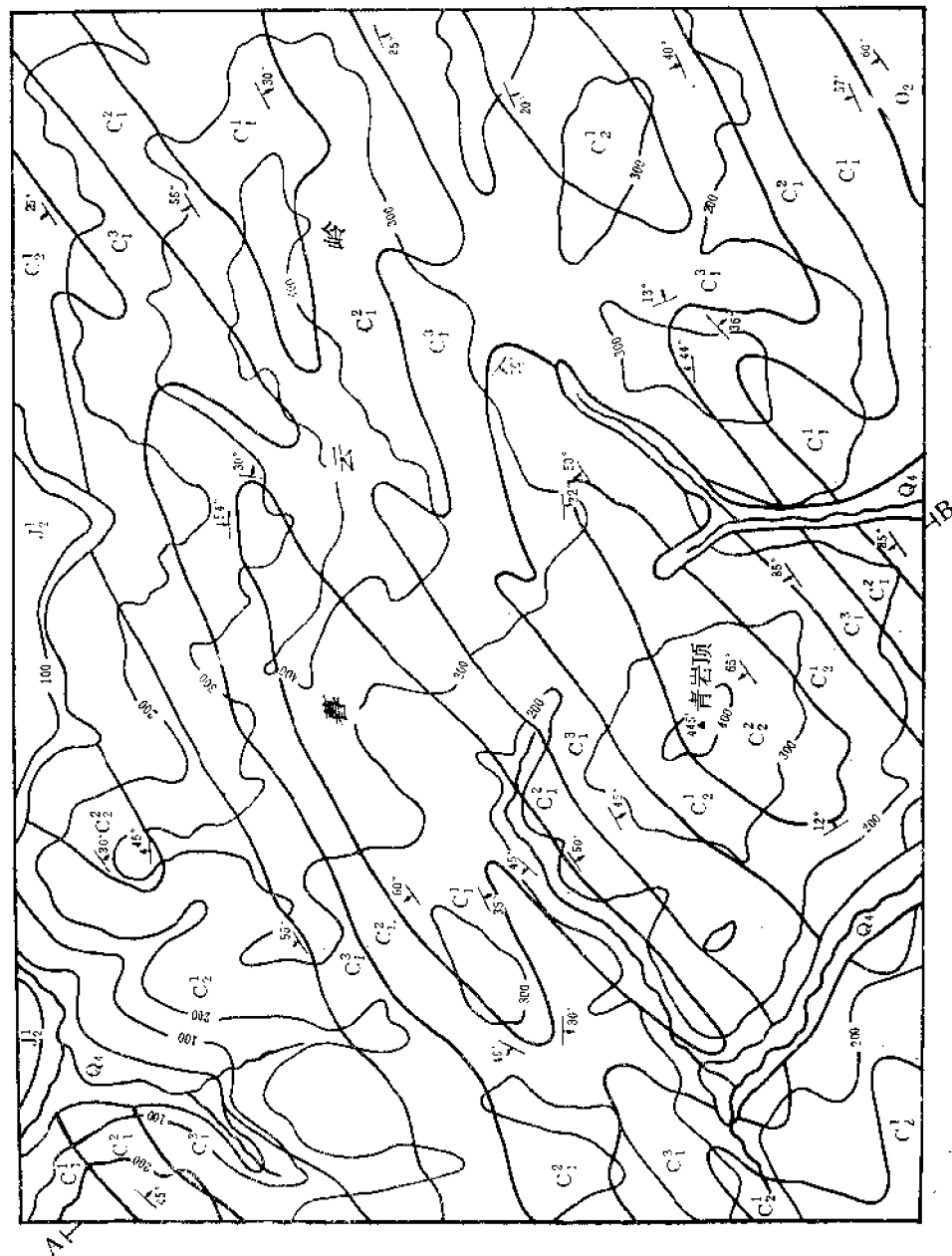
松溪地形图 附图 3



暮云岭地区地形地质图

附图4

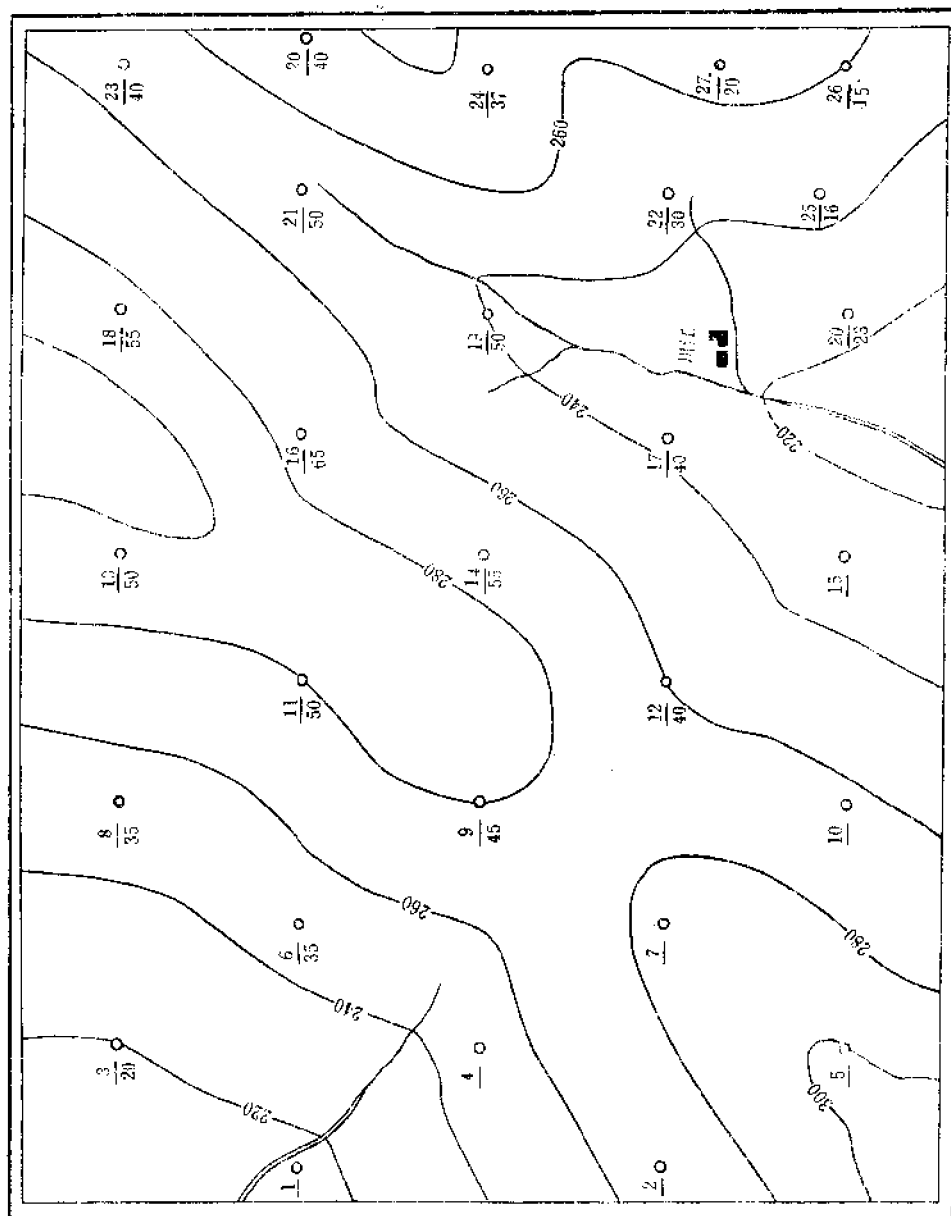
比例尺 1:25000



川江地形图

附图5

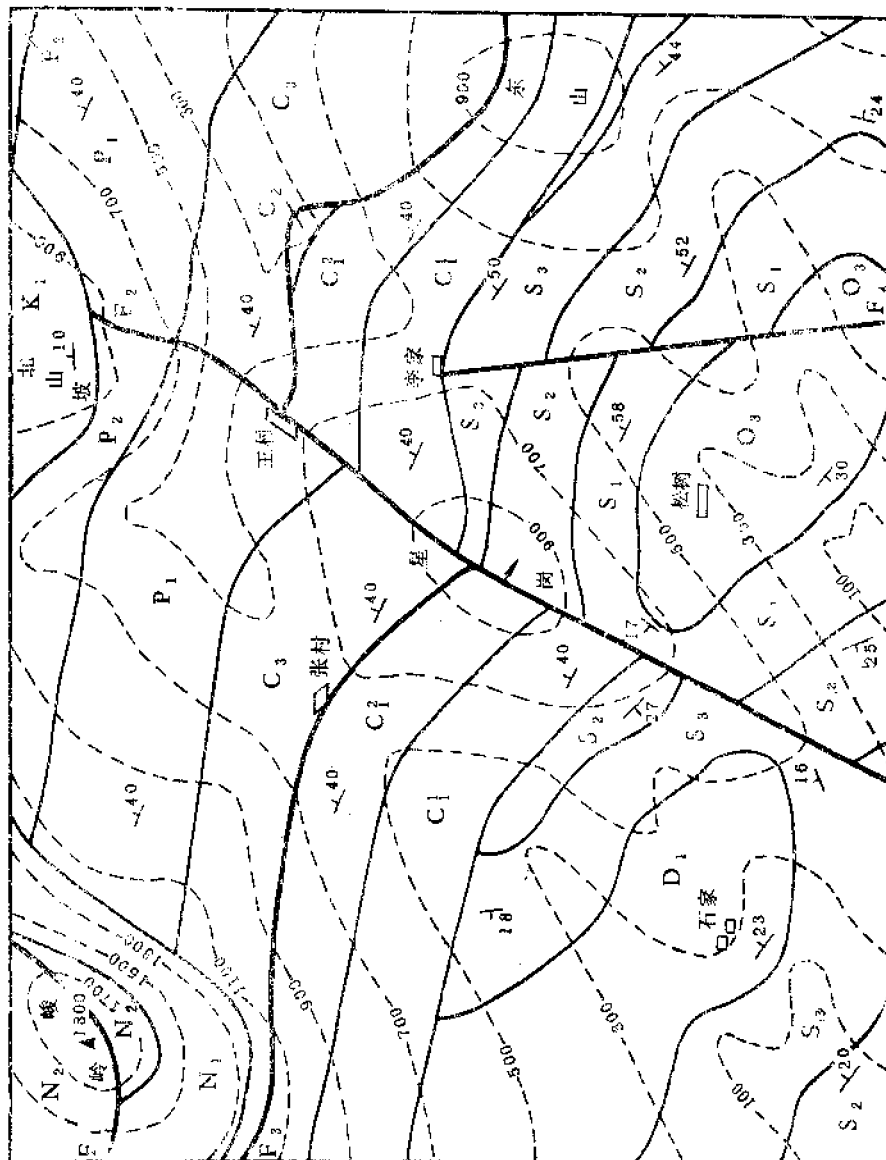
比例尺 1:10000



星岗地区地形地质图

附图 6

比例尺 1:50000



- 图例
- | | |
|----------------|---------|
| N ₂ | 粉砂岩 |
| N ₁ | 粗砂岩、砾岩 |
| K ₁ | 岩屑砂岩 |
| P ₃ | 页岩、细砂岩 |
| P ₂ | 燧石结核灰岩 |
| C ₃ | 石灰岩 |
| C ₂ | 鲕状灰岩 |
| C ₁ | 页岩 |
| Cl | 石英砂岩 |
| D ₁ | 白云岩 |
| S ₃ | 黑色页岩 |
| S ₂ | 泥灰岩 |
| S ₁ | 石灰岩、粉砂岩 |
| O ₃ | 豆状灰岩 |
| F | 断层 |

14

82

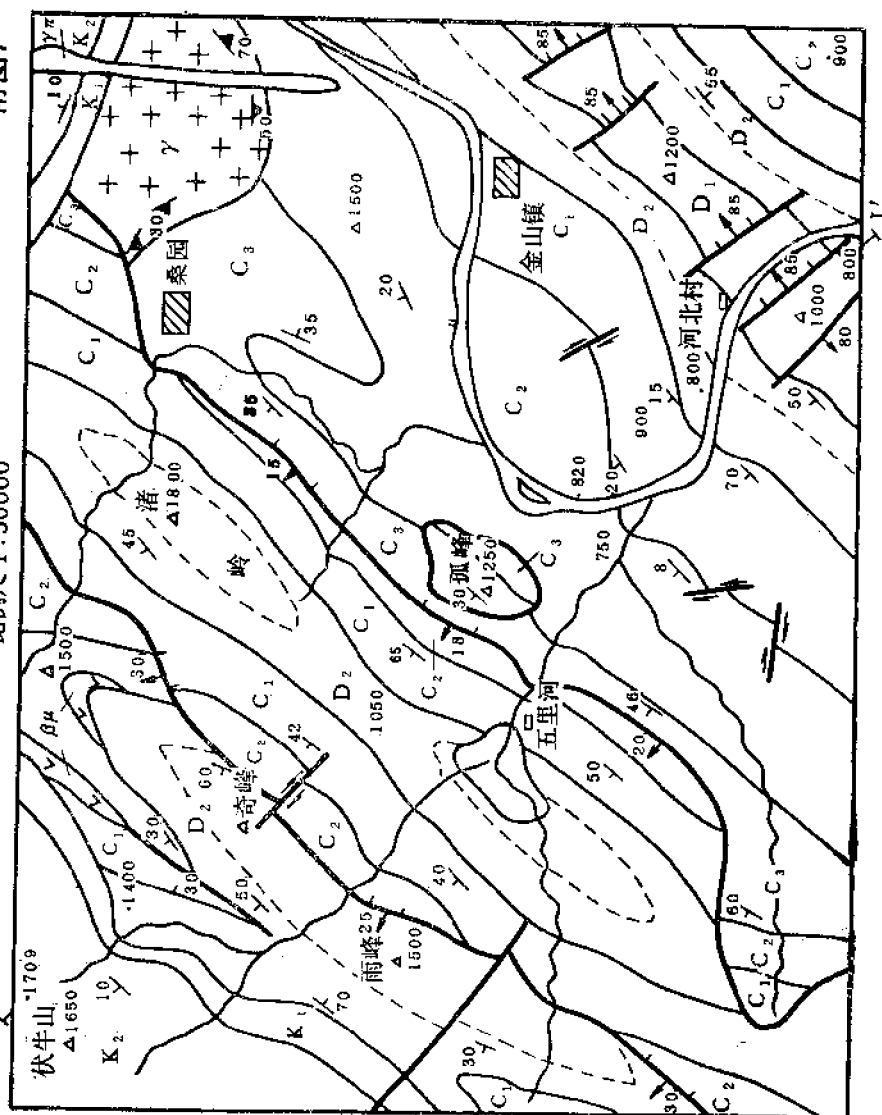
1

合
1
8
里

金山镇地区地质图

比例尺 1:50000

附图7

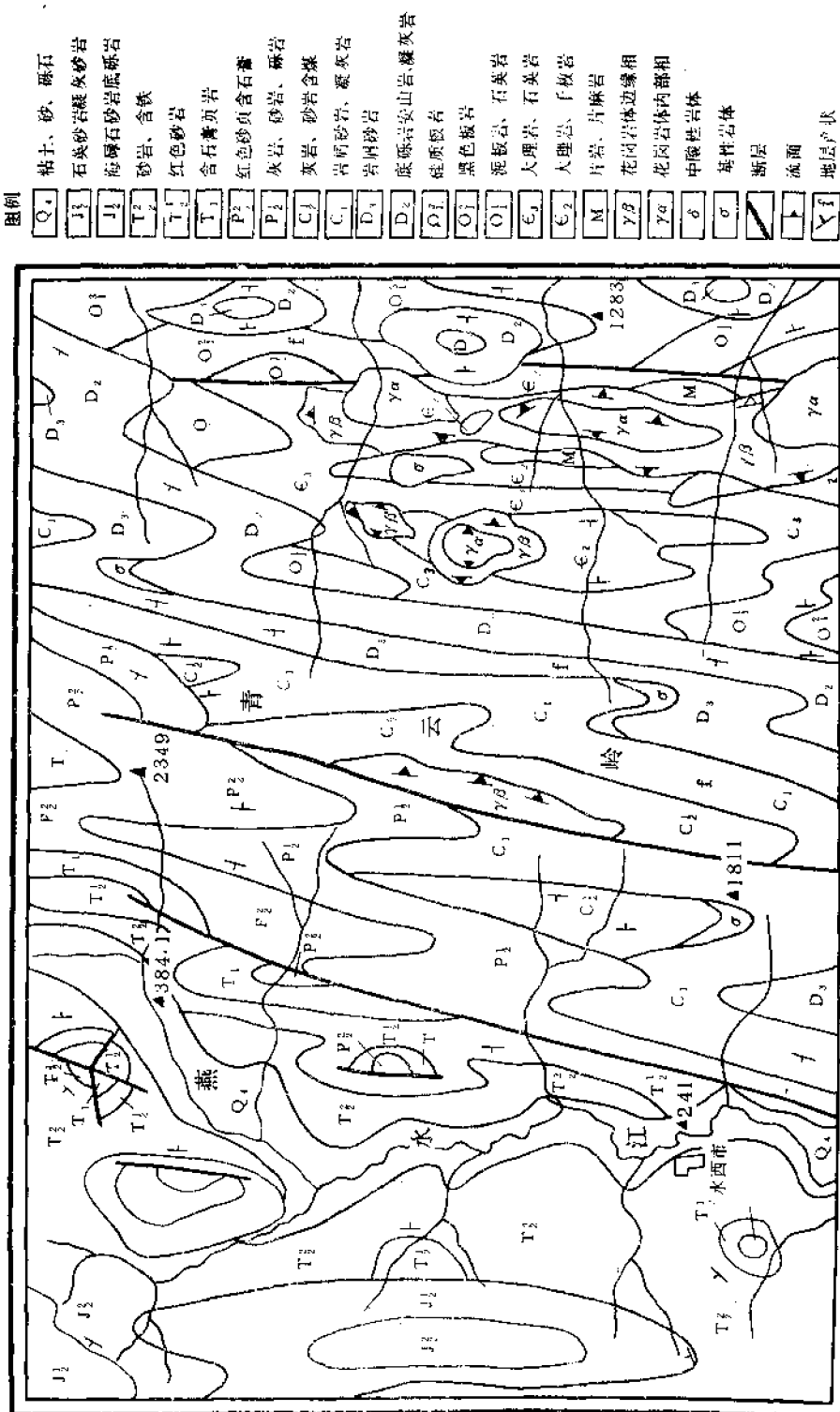


- 图例
- K₂** 砂岩
 - K₁** 砾岩
 - C₃** 石灰岩
 - C₂** 页岩
 - C₁** 细砂岩
 - D₂** 白云质灰岩
 - D₁** 白云岩
 - 花岗岩
 - 辉绿岩
 - 正断层
 - 逆断层
 - 平移断层
 - 标志层界线

青 云 岭 地 质 图

比例尺 1 : 100000

附图 8



主要参考文献

地质学导论部分

- 中山大学等, 1978, 自然地理学。人民教育出版社。
- 北京大学等, 1978, 地貌学。人民教育出版社。
- 汉布林, W. K. (中译本, 1978), 地球动力系统。地质出版社。
- 许至平, 1990, 普通地质学。煤炭工业出版社。
- 宋春青、张振春, 1978, 地质学基础。人民教育出版社。
- 李叔达主编, 1983, 动力地质学原理。地质出版社。
- 张宝政、陈琦主编, 1983, 地质学原理。地质出版社。
- 张家环, 1986, 普通地质学。石油工业出版社。
- 林茂炳等, 1992, 普通地质学。成都科技大学出版社。
- 威利, P. J. (中译本, 1978), 动力地球学。地质出版社。
- 徐成彦等, 1988, 普通地质学。地质出版社。
- 夏邦林等, 1984, 普通地质学。地质出版社。
- 雅各布斯, J. A. (吴佳翼、陈养正等译, 1979), 地球学教程。地震出版社。
- 潘凤英等, 1989, 普通地貌学。地质出版社。
- Plummer, C. C. and McGeary, D., 1988. *Physical Geology*, fourth edition. Wm. C. Brown Publishers, Iowa.
- Press, F. and Siever, R., 1982. *Earth*, third edition. W. H. Freeman and Company, New York.
- Judson, S., Kauffman, M. E. and Leet, L. D., 1987. *Physical Geology*, Seventh edition. Prentice-Hall, Inc. New Jersey.

矿物部分

- 王根元等, 1989, 矿物学。中国地质大学出版社。
- 王镭、潘兆璜、翁玲宝等, 1982, 1984, 1987, 系统矿物学(上、中、下)。地质出版社。
- 长春地质学院矿物教研室, 1983, 结晶学及矿物学教学参考文集。地质出版社。
- 成都地质学院矿物教研室, 1991, 结晶学及矿物学教学参考文集(二)。地质出版社。
- 张克丛, 1987, 近代晶体学基础(上、下)。科学出版社。
- 陈武、季寿元, 1985, 矿物学导论。地质出版社。
- 罗谷凤, 1985, 结晶学导论。地质出版社。
- 金洙镇, 1985, 矿物学原论。祐成文化社。
- 须藤俊男, 1974 (严寿鹤、刘万、贾克实译, 1981), 粘土矿物学。地质出版社。
- 砂川一郎, 1981, 新しい鉱物学——結晶学から地球学へ。講談社。
- T. Zoltai, J. H. Stout, 1984 (施倪承、马喆生等译, 1992), 矿物学原理。地质出版社。
- 森本信男、砂川一郎、都城秋穗, 1975, 鉱物学。岩波書店。
- 潘兆璜等, 1987, 结晶学及矿物学(上、下)。地质出版社。
- Berry, L. G., Mason, R. V. and Dietrich, R. V., 1983. *Mineralogy*. W. H. Freeman and Company, New York. (俄译版: Л. Берри и Др., Пер., 1987, минералогия. Мир, Москва.)
- Klein, C. and Hurlbut, C. S. Jr., 1985. *Manual of Mineralogy*, 20th edition. John Wiley & Sons.

岩石部分

- 方邨森等, 1987, 沉积岩石学。地质出版社。
- 孙鼎等, 1985, 火成岩石学。地质出版社。

邱家骥, 1985, 岩浆岩岩石学。地质出版社。

贺同兴等, 1980, 变质岩岩石学。地质出版社。

游振东等, 1988, 变质岩岩石学教程。中国地质大学出版社。

曾允孚等, 1986, 沉积岩石学。地质出版社。

Middlemost, Eric A. K., 1985. *Magma and Magmatic Rocks*. Longman Group Limited, London.

Fucker, M. E., 1991. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Scientific Publication.

构造地质部分

朱志澄等主编, 1990, 构造地质学。中国地质大学出版社。

武汉地质学院、成都地质学院、南京大学地质系、河北地质学院, 构造地质学。地质出版社。

希尔斯 (R. S. Hills), 1972 (李叔达等译, 1981), 构造地质学原理。地质出版社。

俞鸿年等主编, 1986, 构造地质学原理。地质出版社。

徐开礼、朱志澄主编, 1984, 1989, 构造地质学。地质出版社。

斯宾塞 (E. W. Spencer), 1977 (朱志澄等译, 1981), 地球构造导论。地质出版社。

Buttings, M. P., 1972. *Structure Geology*, third edition. Prentice-Hall, Inc., New Jersey.

地球的历史部分

门凤蛟、赵祥麟主编, 1984, 古生物学导论。地质出版社。

马文璞, 1992, 区域构造解析——方法理论和中国板块构造。地质出版社。

全国地层委员会, 1981, 中国地层指南及中国地层指南说明书。科学出版社。

刘本培主编, 1986, 地史学教程。地质出版社。

任纪舜、姜春发、张振坤、秦德余, 1980, 中国大地构造及其演化。地质出版社。

任纪舜、陈廷愚、牛宝贵、刘志刚、刘凤仁, 1990, 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿。科学出版社。

何心一、徐桂荣等, 1987, 古生物学教程。地质出版社。

李亚美、夏德馨等, 1985, 地史学。地质出版社。

R. W. 费尔布里奇、D. 雅布隆斯基主编, 1979 (秦洪宾、张永裕、赵祥麟、曾学鲁等译, 1989), 古生物学百科全书 (上、下册)。地质出版社。

夏树芳主编, 1991, 历史地质学。地质出版社。

Barnes, C. W., 1988. *Earth, Time, and Life: An Introduction to Physical and Historical Geology*, second edition. John Wiley & Sons.

Condie, K. C., 1982, 1989. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, second edition, third edition. Pergamon Press Inc., New York.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Picton, C. A. G., Smith, H. G. and Walters, R., 1982. *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge.

Kearney, P. & Vine, F. J., 1990. *Global Tectonics*. Blackwell Scientific Publication.

Levin, H. L., 1983. *The Earth Through Time*. Saunders College Publishing.

Reed, H. H. & Watson, J., 1975. *Introduction to Geology*, vol. 2, *Earth History*. Macmillan, London.

Seyfert, C. K. & Sirkin, L. A., 1979. *Earth History and Plate Tectonics, An Introduction to Historical Geology*. Harper and Row, New York.

Stokes, W. L., 1982. *Essentials of Earth History*, fourth edition. Prentice-Hall, Inc., New Jersey.

Windley, B. P., 1977. *The Evolving Continents*. John Wiley & Sons.

实习指导书部分

陈智娜等, 1991, 普通地质学实习指导书及思考题等。地质出版社。

徐开礼、朱志澄主编, 1984, 1989, 构造地质学 (附本)。地质出版社。