

# 安徽师范大学

## 本科课程教案

课程名称： 地貌学

课程性质： 专业必修课程

学分学时： 2.5 学分、42 学时

开课学期： 第三学期

授课专业： 地理科学（师范+非师范）

授课教师： 胡春生、苗雨青

开课学院： 地理与旅游学院

# 第一章 绪 论

## 一、地貌学的研究对象与性质

地貌学这个名称，在各种语言中虽有不同的拼写方式，如：geomorphology（英语），geomorphologie（法语），地形学（日语），геоморфология（俄语），Geomorphologie（德语），等。但从构词上可看出，它们大都由三个源自希腊语的词根 geo（地球），morphe（外表形状、面貌），Logos（论述）所组成，表明这是一门研究地球表面形状的学科。地球表面（简称“地表”）指的是地壳的外表面，即由岩石或土（松散的岩石）组成的地面。地球表面形状，指的就是地壳表面由岩石构成的起伏形态（如平原、高原、山脉、山峰、丘陵、河谷、盆地、悬崖等），简称为“地形”或“地貌”。地貌学的研究对象是地貌或地形（Landforms），即各种规模的地表起伏的总和。因而，地貌学是研究地表形态特征、成因、演化、结构及分布规律的科学。解放前，这门科学在我国被称为“地形学”。1956年后，我国的一些学者倡议，把“地形学”改称为“地貌学”，自此，地貌学这个名称才逐渐得到普遍使用。

地表形态复杂多样，成因各异。主要是内营力外营力相互作用下形成和发展的。以河流地貌为例，假定某一准平原地区，地壳抬升后趋于稳定状态，气候不变，随着时间的推移，地貌将按下列模式发展。首先，河流在被抬升的地面上下切侵蚀，这时河网还很稀疏，河谷之间有宽广平坦的河间地，河流纵比降较大，河谷横剖面多呈“V”字形，谷坡陡峭，崩塌、滑坡等作用较强烈，谷坡与河间地之间有明显的坡折，处于这种情况，称为地貌发育的初期阶段，或称幼年期。随后河道渐渐增多，地面分割加剧，河谷横剖面加宽，河流纵剖面渐渐趋于平缓，谷坡也变缓加长，河间地形呈浑圆状的山岭，处于这种情况，称为地貌发育的中期阶段，或称壮年期。再进一步发展，河流下切侵蚀逐渐减弱而趋于停止，分水岭缓慢降低，河流的侧蚀作用加强，河谷展宽而蜿蜒，这时就称为地貌发育的晚期阶段，或称老年期。可见，地貌发育不同阶段，地貌特征和地貌组合都是不同的。作为三维空间的地貌体，随着时间的推移而不断变化，形成三维空间和时间组成的四维空间的地貌总体。用四维空间思维研究地貌，不仅可以了解现今地貌所处的发育阶段和重建地貌演化过程，而且可预测地貌发展方向。

地貌学是介于自然地理学和地质学之间的一门边缘科学。由于地貌学的这一特性，世界上各个国家的地貌学分属于不同的学科。如美国的地貌学是被归入地质学的范畴；而在西欧，地貌学则被视为自然地理学的一个分支。实际上，地质学视地貌为地质作用的历史产物，通过地貌去认识地质，故较突出地貌成因的分析与发育历史的重建；而自然地理学，视地貌为一项自然环境要素，注重人类活动受地貌的影响以及对它的利用与改造，故侧重人地关系的研究。在我国，地貌学在地理学界和地质学界都受到一定的重视，也可以说，我国的地貌学是随着地理科学和地质科学的发展成长起来的。

地貌学的研究内容主要包括：地貌形态及分类 morphology；地貌成因及分类 genesis；地貌年代学问题 chronology；地貌分带问题 zone；地貌发展与演化 evolution 等。

## 二、地貌学发展简史

人类一开始由于生存上的需要，即频繁地接触地形，识别地形，利用地形，改造地形，不断积累地貌知识。但是，地貌学作为一门独立学科的出现，则是近代的事。回溯这段历史，将会加深我们对地貌学基本性质的理解，认识各主流理论产生的背景及盛衰的原因。按时间顺序，以主流的地貌发育基本理论为依据，现把地貌学的发展历史分为下列四个时期：

### （一）孕育时期（18 世纪上半叶—19 世纪上半叶）

这个时期也就是现代地质学与现代地理学的创建时期。地理学家对地貌形态及其分布的描述和地质学家对地貌地质作用的认识，为现代地貌学的萌发，提供了壮实的种子和肥沃的土壤。应特别指出的是：俄国罗蒙诺索夫在《论地层》（1763）中提出，地球表面的形态是由于内力与外力的斗争和冲突而形成，必须从发育过程来认识地表形态。赫顿（J.Hutton）于 1788 年发表巨著《地球的学说》，认定地形演变是地质发展的组成部分，明确指出：“今天是过去的钥匙”这个地学研究的经典概念。依据这个概念，莱伊尔（C.Lyell）发展出地质学研究的一个根本原理——“均变论”，又称为“现实主义原理”，首见于《地质学原理》（1830）。在这本地质学的经典巨著中，莱伊尔引用了许多地貌作用与地貌变化的事实，尖锐地批判了灾变论。

地貌学孕育于地质学与自然地理学，它接受两个母体的遗传，吸收两个母体的养分，均变论的假定和现实主义的研究方法，从一开始就在它身上打下了烙印。

### （二）创建时期（19 世纪下半叶—20 世纪初）

地貌学的出现，适逢西欧和北美资本主义经济上升发展时期。正是这种经济发展对矿产、土地、水力和水等资源进行调查与开发的迫切需要，促使了这门介于地质学与地理学之间的新学科产生和发展。例如：阿尔卑斯山区的水利开发，要求对流水和冰川地貌发育作深入、具体的研究。美国在南北战争结束后，致力于西部自然资源的调查、开发与交通建设，地形测量与分析成为了探路先锋。美国西部的地质构造在地貌上有明显的反映，这个天生的条件使美国在地质调查中尤其注重地貌的地质内涵的分析，因此，使地貌学脱颖而出。成为独立学科的奠基性理论——吉尔伯特（G.K.Gilbert）的地貌律，鲍威尔（J.W.Powell）的侵蚀基准面概念，与戴维斯（W.M.Davis）的地貌成因三要素（构造、营力、时间）原理和地貌循环（旋回）学说，首先系统地来自美国，这决非偶然。这些理论依据的主要实例，都是来自在美国进行的开发调查，特别是这些学者的野外考察，显示了地貌的野外调查和实例研究是地貌学的生命线。类似的情况也见于西欧，阿彭克（A.Penck，老彭克）的《地表形态学》（Morphologie der Erdoberfläche, 1895）是最早的地貌学教科书之一，以个人的大量野外成果为依据，其冰川研究尤为突出。英法的殖民地遍布世界各处，其掠夺性的开发涉及不同自然区的地貌。与美国相比，英法的地貌研究显得多样，特别注意气候地貌问题。

创建时期的地貌学有较浓厚的美国色彩，作为这门新学科奠基者的戴维斯，终生执教，在课堂上善于用简图作讲解，又精于逻辑演绎、推理、归纳，为地貌学发展培育了众多英才，自成一体，影响深远，在地貌学界有戴氏学派之专称。这个奠基学派使地貌研究从纯形态描述转为“**解释性描述**”即成因探索，并开创了地貌学的历史研究方向。

### （三）发展时期（20 世纪初—20 世纪 50 年代）

体现莱伊尔均变论与达尔文进化论基本观点的戴氏学派仍占统治地位，地貌随时间呈有顺序的循环演变的观点仍被人们普遍接受，在较迟才发展地貌学的国家尤其如此。

戴氏继承者洛贝克 (A.Lobeck) 的《地貌学——地形研究导论》(1936) 和桑伯瑞 (W.D.Thornbury) 的《地貌学原理》(1954) 被长期地 and 普遍地用作教科书就是一个明证。在此数十年间, 戴氏的地貌循环虽受到不少批评, 其中以瓦彭克 (W.Penck, 小彭克, 《地形分析》1924) 和金氏 (L.C.King, 1953) 较为强烈, 但作为戴氏学说核心的地貌随时间而有固定顺序演变的观点, 并未被触及。两次世界大战及之间的经济大萧条, 严重影响了地貌学的发展。其中一个大例外, 这就是前苏联。在 1924—1941 年经济建设大发展期间, 地貌学在这个新生的大国度里有很大的发展, 如: 舒金 (И.С.Шукин) 的《陆地形态学》综合了前苏联当时大量实地资料, 并对地貌分类提出了新见解。

第二次世界大战结束后, 全球进入经济恢复与发展的时期, 大量的多种多样的工程建设对地貌研究提出了定量评价和短期准确预测的高要求。地貌作用和地貌变化的野外实际测定开始得到重视, 逐渐成为地貌日常工作的重要组成部分。地貌学的“定量革命”使地貌学的一个新学派——动力学派初露头角。1952 年, 斯特拉勒 (A.Strahler) 发表了《地貌学的动力基础》, 提出以力学和流体力学为基础的地貌系统。在前苏联, 地貌学的进展突出表现为马尔科夫 (К.К.Марков) 的地貌水准面概念。新中国成立后, 大规模开展建设的迫切需要, 使地貌学研究在我国得到前所未有的大发展。在研究上注重于实用和在理论和方法上学习前苏联, 可以说是 50 年代中国地貌学研究的两个主要倾向。在法国, 气候地貌学有了显著的进展, 如: 布德尔 (J.Büdl) 的研究。

地貌学在这个时期里出现了分支学科, 主要是按地貌营力的不同作分门别类的集中研究, 从而形成河流地貌学、冰川地貌学、海岸地貌学和构造地貌学。对岩石地貌、风成地貌、岩溶地貌、冻土地貌、黄土地貌和洋底地貌的专门研究亦有明显进展, 开始形成了多学派、多部门和多方向的研究局面。

#### (四) 成熟时期 (20 世纪 60 年代以来)

世界经济的持续发展和环境问题的日益突出, 促使地貌学界要加速应用和动力因果两大方面的研究。遥测、遥感、微测、地理信息系统和测年等新技术的迅猛发展, 有效地提高了地貌学各个方面特别是应用、动力因果和区域对比方面的研究能力。

1962 年, 乔利 (R.J.Chorley) 把系统论的概念引入地貌研究, 并认为地球表面应属开放系统。自此, 动力系统、能量流、物质流、反馈效应、自我调节和动力平衡等热力学概念, 被用于地貌发育原理的探索, 并逐渐发展为地貌学中的一个新学派——动力派。地貌随时间无固定顺序发育和存在稳态地貌的新认识, 使戴维斯的地貌随时间的推移, 分阶段有顺序地演化的学说, 受到了致命冲击。

地学体系各学科的新发现、新进展和新理论的涌现, 特别是海底地形测绘成果、板块学说和行星探测成果给地貌学带来了新思维和新领域。经典性的均变论受到了深刻批判, 只保留下方法上的均变假定, 代之而行的是新灾变论。大地构造地貌学、洋底地貌学、冰缘地貌学、热带地貌学、干旱区地貌学、岩溶地貌学、应用地貌学、灾害地貌学、工程地貌学、人类地貌学、环境地貌学、理论地貌学、古地貌学、历史地貌学和行星地貌学等一大批新分支学科先后建立。

新技术、新方法、新学派和新分科的纷纷出现, 标志着地貌学的壮大与成熟。诚然, 在知识爆炸、新问题不断涌现和学科复杂交叉的今天, 地貌学的发展面临着严峻的挑战。自 20 世纪 80 年代以来, 各国地貌学界已意识到这个挑战, 并积极应战。从 1985 年起, 每四年召开一次国际地貌学会议, 中间插入一次地区性会议。在第二届会议上 (1989 年 9 月, 德国), 宣布了国际地貌学家协会 (IAG) 的成立, 并决定建立促进地貌学持

续发展的特派组。1993年,该组的专题报告列述了地貌学的主要贡献,并提出了促进地貌学发展的建议。其中最值得指出的是,要强调地貌学与地质学和地理学的区别。地貌学要集中研究岩石圈与人类社会圈的接触界面,要积极参与人类作用导致环境变化的研究,要加强应用方面的研究,要加强对地貌学的宣传、普及、教育与交流。对地貌学的今后发展,其他探讨还认为,要发展与其他学科的交叉,要更多使用新技术。在重视定量研究的同时,还要注意对已有的各种地貌发育基本理论的研究与吸取,对定量问题不要绝对化。

对地貌学的未来的预测,在知识和技术的发展如此迅速和层出不穷的今天,自然是很不容易。但从地貌学的漫长历史与活跃的现状来看,它与人类社会的发展息息相关,它与其他地球科学关系十分密切,因此,它将来的发展必定广阔和久远。地貌学与其他学科的交叉会更深入,分支会更多。地貌学采用的现场、定量、连续观测的新技术会更多,应用会更富有成效,理论会有更依据、更加系统和更为合理。

## (五) 地貌学在中国的发展

### 1. 古代地貌知识的积累

从史前人类的一些聚居点的地貌位置(如我国北京的周口店和西安的半坡)可以看出当时人类对一些有利地形的识别与利用(如洞穴和沿河阶地)。自有文字以后,人类的地貌知识得到记载,并不断积累与传授,从浩瀚的历史文献中,可追溯出地貌知识的发展。以我国为例:早在西周(公元前8世纪前)的《诗经·大雅·笃公刘》中,已有岗(丘陵)、塬(平原)、隰(低湿地)等地貌类型名称的记载。北魏(6世纪)酈道元的《水经注》,除对黄河、长江等沿河的地形、气候等特点作了详细记载外,还对地形的形成作了一些正确的解释。如记孟门山时,即指出河流流水侵蚀作用可形成峡谷地形。唐代颜真卿(708—784)在《抚州南城县麻姑仙坛记》中,已有“东海三为桑田”的海水进退的概念。

北宋杰出的自然科学家沈括(1032—1096)所著的《梦溪笔谈》对海陆变迁更作了科学的解释。他根据太行山崖间发现的螺壳化石砾石层,认为大陆“此乃昔之海滨,今东距海已近千里,所谓大陆者,皆浊流所湮耳”。认为海变陆是由于河流堆积的结果;同时又指出由于流水侵蚀(称“冲激”)山地(以雁荡山为例)而造成了山峰与深谷。

明代的地理考察家徐霞客(1586—1641)在《徐霞客游记》中对河流侵蚀作用阐述得更为透彻,认为陡崖地貌是河流侵蚀的结果,如称“水凿成矶(水边突出的岩石或小石滩)”,“江流出山,山削成壁,流回流转,云根迸出”。他还提出“程愈迫则流愈急(流程愈短的,则多险滩。)”的科学见解。此外,他对我国西南地区岩溶地貌作了最详细的调查和研究,为此做出了卓越的贡献。

清代孙兰(约1638—1705)在《柳庭與地隅说》中,提出了“变盈流谦”说,称:“流久则损,损久则变,高者因淘洗而日下,卑者因填塞而日平,故曰变盈而流谦”。其对地形形成作用已具有蚀积平衡的概念,认识到侵蚀和沉积是不可分割的统一过程。他还解释地形形成是三种力量,即“有因时而变,有因人而变,有因变而变”,这也就是今天所说的内、外力作用和人为因素的影响等。例如,他认为“因时而变者,如大雨时行,山川洗涤洪流下注,山石崩从,久久不穷,则高下易位”。这里指出了由于降雨而出现片流和暴流的侵蚀作用,使地形发生变化,即高地削平,低地填高。又如人为作用,亦可改变地形,他说:“因人而变者,如凿山通道,地道顿异。”他提出的“有因变而变者”

是指一种突变力量，包括内力因素，如说：“因变而变者，如土雍山崩，地震川竭，忽然异形，山川改观。”

此外，我国劳动人民在社会和生产实践中，利用有利地形和应用地貌知识，做出了卓越的成绩。都江堰、万里长城和大运河长存至今，就是明证。可惜的是，受封建制度的长期束缚和帝国主义的侵略，现代地貌学的首先出现不是在中国，而是在西欧和北美。地貌学在中国的黄金时代，只有在中华人民共和国成立后才出现。

## 2. 近现代地貌学研究的发展

中国近代地貌学研究开端于上世纪二三十年代，起源于地文期研究。地文期指区域地貌的发展阶段，每个阶段相当一定的地质时期，以地貌发展阶段所代表的时期，称“地文期”，亦指新生代以来区域地貌发展历史的分期。

美国地质学家维里士（B.Willis, 1857-1949），1903年来中国后，推动了中国的地文期研究。瑞典地质学家安特生（J.G.Andersson, 1874-1960），1923年提出马兰黄土的概念，同时主持发掘发现北京人化石，还发现仰韶文化。英国地质学家巴尔博（G.B.Barbour, 1890-1977），研究中国黄土、地文期等。中国地质学家杨钟健（1897-1979），华北地文期研究。

此后，中国地质地貌学家王乃樑、周廷儒、李四光、刘东生、杨怀仁、任美锬、施雅风、沈玉昌、李吉均、崔之久、严钦尚、杨景春、王颖、杨达源等共同推动了中国地貌学各个学科方向的发展。

## 三、地貌的发育因素

地貌在不断变化发展的。地貌的变化发展受构造运动、外营力作用和时间等三个因素的影响。

### （一）内力（构造运动）

内力指地球内部放射能等引起的作用力。内力作用表现为构造运动。内力作用的总趋势是加大地表起伏，形成地球表面的巨大起伏形态。地表一些巨型、大型的地貌形态主要都是内力作用的结果。

地球上巨型、大型的地貌，主要是由内力作用所造成的，例如喜马拉雅山脉等。除火山地震外，一般内力作用不易觉察，只有通过大地水准测量才能发现，例如据测量，世界最高的珠穆朗玛峰现在仍以每年 0.33~1.27 厘米的速度在升高，平均为 1 厘米。

构造运动往往决定了一个区域的岩性和地质构造。其中，地质构造构成了地貌形态的骨架，在地质构造影响下，出现各类构造地貌。而岩性的差异形成不同的抗蚀力，因此，在同一外力作用区，岩性差异也可形成不同的地貌形态。

内力作用的总趋势是加大起伏。

### （二）外力（气候条件）

外力作用是指地球表面以太阳能、重力能、日月引力能为能源，通过大气、流水和生物等外力所起的作用。外力作用收到气候条件的影响。按照外力的性质可分为流水作

用、风力作用以及生物作用、人类活动的作用等；按照外力的作用方式可分为风化作用、剥蚀作用、搬运作用、沉积作用、成岩作用、块体运动等。相对于构造运动，外力作用非常活跃，容易观察。

由于外力作用的能量来源主要是太阳能，因而外力作用具有明显的地带性特征；另外，在某种地貌的形成过程中，常常不是由单一的外营力起作用，而是由多种外营力组成一定的外力组合同时起作用，这属于气候地貌学的研究内容。

外力在地貌形成过程中是不断地把高地上的风化物质搬运到低地，逐渐夷平高地和填平洼地，使地表的起伏平坦化。所以外力作用的总趋势是夷平地表。它能破坏高地形成侵蚀地貌，也可在洼地堆积形成堆积地貌。

外力作用的总趋势是夷平地表。

### （三）作用时间

作用时间是引起地貌差异的重要原因之一。当其他条件相同时，作用时间长短不同则所形成的地貌特征和地貌组合存在区别，显示出地貌发育的阶段性，理想条件下一般呈现幼年期、壮年期和老年期的演化阶段。

### （四）人类活动对地貌的影响

人类活动对地貌发育的影响通常有两种方式：一是通过改变地貌发育条件加速或延缓某种地貌过程；二是直接干预地貌过程，甚至改变地貌发育方向。

因此，地貌的发育受内力、外力、时间三要素的影响。作为三维空间的地貌体，随着时间的推移而不断变化，形成三维空间和时间组成的思维空间的地貌总体。所以，地貌学的研究目的在于了解地貌在这三要素的影响下的发育阶段和重建地貌演化过程，揭示地貌的发生发育规律，预测地貌的发展方向，以便在人类生产生活中合理利用其有利方面，改造其不利方面。

## 四、地貌学的实践意义

### （一）农业生产方面

合理利用土地，进行农业规划，兴建农田水利工程，防止土壤侵蚀和水土保持，防风固沙，找寻地下水等方面。

### （二）工程建设方面

水利工程中有关水库及坝址的选择，开凿河道的地貌条件评估，道路选线、港口确定位置，以及城市、工业和大型建筑位置的评估和选择等方面。

### （三）矿产普查方面

某些矿床与特定的地貌类型有关，如沉积砂矿如金、金刚石等，常见于古、今河床和滨岸特定部位。以及石油、天然气的找寻也需要特定的地貌学知识。

## 第二章 构造地貌

**构造地貌 Tectonic landform** 是主要由岩石圈构造运动造成的地表形态。由于它是地球内部物质运动的产物，所以也称为内营力地貌。，所以也称为内营力地貌。

按构造地貌的规模可分为三级：

全球构造地貌 **Global tectonic landform**——大陆和洋底，即造成地球表面最大一级地貌形态差异的海陆分布，也称为星体地貌。

大地构造地貌 **Geotectonic landform**——如大陆上的褶皱山脉、大型拱起高原，洋底的洋中脊、海岭和深海平原等。是地壳运动、大地构造的表现。它们是由大地构造作用形成和控制的，也称为巨地貌。

地质构造地貌 **Geological tectonic landform**——指由断裂、褶皱和火山等作用形成的地貌。是断裂、褶皱和火山等作用所形成的地貌，有的是地质构造经外力剥蚀出露的产物。某一局部的小型构造地貌形态，如火山，单面山，向斜谷等，它们是由地质构造的较小规模的内力作用控制形成的，往往叠加在巨地貌上。

### 第一节 全球构造地貌

#### 一、地球的形状

地球形状，即地球的外形。现在人们对地球的形状已有了一个明确的认识，即地球并不是一个正球体，而是一个两极稍扁，赤道略鼓的不规则球体。但得到这一正确认识却经过了相当漫长的过程。地球的平均赤道半径约为 6378.38km，极半径为 6356.89km，平均半径 6371 km，最大周长约 40000 km。对地球形状的认识经历了非球到扁球的认识过程。牛顿提出，地球由于绕轴自转，因而不可能是正球体，而只能是一个两极压缩，赤道隆起，像橘子一样的扁球体。所以根据不同的近似程度地球呈现出不同的形状：正球体、旋转椭球体、大地水准体。其中，一级近似：正球体；二级近似：旋转椭球体；三级近似：大地水准体

真实地球的形状为一接近扁率 1: 298 的旋转椭球体（大地水准面的形状）。大地水准面是指包括水圈在内的整个地球在自转和重力作用下呈现的外形，是平均海平面通过大陆延伸勾画出的一个连续的封闭曲面。由大陆水准面形成的封闭球体，即为大地水准体。地球确实不是一个正宗的球体，它的长相有点奇怪。地球之所以长成这样，是由于它不仅要绕着太阳公转，同时还要自转，地球的表面既有陆地，又有水，为了保持内部的引力平衡，各方“争斗”下，就长成了这个怪模样。

#### 二、大陆与洋底

##### （一）海陆分异

整个地壳表面面积为 5.1 亿 km<sup>2</sup>，据统计，陆地面积约占 29.2%，而海洋面积约占 70.8%。从大地构造的角度看，大陆架和陆坡也是大陆的一部分，这样算起来，大陆约



占 45%，海洋占 55%，两者构成地球上的两大基本地貌单元。

1. 洋底——水深一般超过 3000m 的大洋底部。占地球总面积的 55%。洋底地壳厚度薄，是玄武岩质，上覆薄层深海沉积物或缺乏。

2. 大陆——大陆地壳密度小、厚度大、二氧化硅含量大。表层为沉积岩、变质岩和火山岩，其下为花岗岩质的基础，再下面为玄武岩质层。大陆面积占地球总面积的 29%。

3. 大陆边缘——洋底与大陆之间的过渡地带。指陆地周围水深小于 3000m 的海底，占地球总面积的 16%。大陆边缘的地壳具过渡性质，大部分地方接近陆壳。

地表相对高差巨大，但又主要由两个台阶构成。地表最高高度为 8844.43m，最深处的深度为-11034m，最大起伏超过 20km。地球表面的平均高度为-2070m；陆地平均高度 875m，其中-200~1000m 为一台阶；海洋平均深度 3729m，其中-3000~-6000m 为另一台阶。

## （二）海陆分异原因

### 1. 陆壳与洋壳的差异

莫霍面以上的地球外层坚硬的部分称为地壳。据研究地壳主要由两部分组成：一部分称硅铝层（Si 占 73%，Al 占 16%），密度为 2.7g/cm<sup>3</sup> 在地壳圈层中不连续，主要由花岗岩组成，又称花岗岩层。另一部分为硅镁层（Si 占 49%，Mg 和 Fe 占 18%，Al 占 16%），密度为 2.9g/cm<sup>3</sup>，主要由玄武岩构成，又称玄武岩层。其在地壳圈层中是连续的，分布在地壳的下部。

（1）厚度差异。陆壳厚度大，一般为 30—50km，平均为 35 km。最厚可达 70km 左右，在青藏高原和天山地区。洋壳厚度小，一般为 5—15km，平均为 8 km。

（2）密度差异：陆壳一般为 2.7 ~ 2.8g/cm<sup>3</sup>，较轻。而 洋壳一般为 3.0g/cm<sup>3</sup>，较重。

（3）物质差异。洋壳主要由 Si-Mg（玄武岩质）层组成，而陆壳主要由 Si-Al（花岗岩质）层组成

（4）年龄差异：陆壳老(可达 4Ba)。洋壳新（<200Ma）。

（5）变形差异：陆壳强烈变形。洋壳很少变形。

大陆和洋底的形态是和地壳性质及其厚度变化紧密联系的。与洋壳相比，陆壳密度小、二氧化硅含量大、厚度大、质轻。

### 2. 地壳均衡理论

根据阿基米德定律，密度较小的地壳在熔融状态的地幔之上就好似冰山浮在水面上一样，地壳厚的地方，突出地表愈高，插入下部地幔愈深；反之，地壳薄的地方，插入地幔愈浅，地表相对高度愈低。这种在阿基米德定律控制下，地表起伏与地壳厚度和密度相一致的现象称为**地壳均衡 Isostasy** [ai'snstəsi]。

早在十九世纪中叶，人们就认识到了这种地壳均衡，设计了不同模式来解释。总起来有两种观点：

(1) 英国学者普拉特(1854)认为,地壳的密度是不均一的,但地壳下有一**均衡面**,且这个面是一个平面。为了保持均衡,均衡面以上,密度较小的地段,地势就高;而密度较大的地段地势较低。可理解为密度补偿厚度不足。

(2) 英国艾里(1855)则认为:地壳下的均衡面不是一个平面,而是有起伏的。但均衡面上的物质相同,只是均衡面的深度不同。为了平衡,地势高的地段,插入地幔的部分越深,而地势低的地方,插入地幔部分则较浅。可理解为深度补偿密度不足。

而实际情况是,地壳下面的均衡面即是起伏的,同时物质又是不均一的。根据 W.A.Heiskanen 的意见,实际地壳均衡 63%是艾里模式来成,而 37%由普拉特模式进行。这就解释了大洋与大陆显体地貌的成因。

### 三、全球构造地貌的形成

#### (一) 特点

根据新生代的构造运动特点,可将地球表面分为带状分布的构造活动带和位于构造活动带之间的相对稳定区。

##### 1. 构造活动带 Active tectonic belt

全球有三条规模巨大的构造活动地貌带: ①环太平洋大陆边缘带; ②地中海——喜马拉雅山脉带③; 洋脊裂谷带。

共同特点: 地形高差起伏悬殊, 新生代岩层发生显著形变错位, 火山与岩浆活动强烈, 岩层显著变质以及频繁的地震活动等。

##### 2. 相对稳定区 Stable area

在构造活动带之间是相对稳定的区域。这种稳定区内最稳定的是洋底深海平原区和大陆上由古老克拉通(地盾和地台统称)构成的高原和平原区。

共同特点: 地形起伏较缓, 新生代岩层形变错位不强, 很少有新生代火山岩浆活动, 地震活动弱。

#### (二) 成因

##### 1. 大陆漂移说 Continental drift theory

大陆漂移假说是解释地壳运动和海陆分布、演变的学说, 由魏格纳(A.Wegener,1912)提出。大陆彼此之间以及大陆相对于大洋盆地间的大规模水平运动, 称大陆漂移。大陆漂移说认为, 地球上所有大陆在中生代以前曾经是统一的巨大陆块, 称之为泛大陆或联合古陆, 中生代开始分裂并漂移, 逐渐达到现在的位置。大陆漂移的动力机制与地球自转的两种分力有关: 向西漂移的潮汐力和指向赤道的离极力。较轻硅铝质的大陆块漂浮在较重的黏性的硅镁层之上, 由于潮汐力和离极力的作用使泛大陆破裂并与硅镁层分离, 而向西、向赤道作大规模水平漂移, 并且向附近移动的活动。

主要证据: (1) 大陆形态: 大西洋两岸的海岸线相互对应; (1) 岩性构造: 大西洋两岸的地层、岩石、构造上遥相呼应; (1) 古生物群: 相邻大陆, 特别是大西洋两岸古生物群具有亲缘关系; (1) 古冰川作用和成煤作用: 南美洲、非洲中部和南部、

印度、澳大利亚都发生过广泛的冰川作用。

## 2. 海底扩张说 Sea-floor spreading hypothesis

海底扩张说是解释海底地壳生长和运动扩张的一种学说，是对大陆漂移说的进一步发展。它是 20 世纪 60 年代，由加拿大科学家 H.H.赫斯和 R·S·迪茨分别提出的。沿大洋中部穿透岩石圈的裂缝或裂谷向两侧扩展并导致新生洋壳的学说。它认为地幔物质在这种裂缝带下因软流圈内的物质上涌、侵入和喷出而形成新的洋壳，随着这个作用不断进行，新上涌侵入的地幔物质把原已形成的洋壳向裂谷两侧推移扩张，致使洋底不断新生和更新。由于洋壳不断向外推移，及至海沟岛弧一线，便受阻于大陆而俯冲下插于地幔，达到新生和消亡的消长平衡，从而使洋底地壳在 2~3 亿年间更新一次。其要点：根据海底的岩石地磁异常和岩石年龄数据，认为海底会不断新生和扩张，也会逐渐消亡；造成海底扩张的驱动力是地幔对流；大洋中脊是新生洋壳的产生地；距离洋中脊越远的洋壳年龄也越老；目前已知太平洋古老岩石年龄不超过 2 亿年，表明太平洋大概 2 亿年。

## 3. 板块构造说 Plate tectonics theory

板块构造学说是在大陆漂移学说和海底扩张学说的基础上提出的。1968 年，剑桥大学的麦肯齐(D.P.Mckenzin)和派克(R.L.Parker)，普林斯顿大学的摩根(W.J.Morgan)和拉蒙特观测所的勒皮雄(X.Lepichon)等人联合提出的一种新的大陆漂移说--板块构造学说，它是海底扩张学说的具体引伸。根据这一新学说，地球表面覆盖着不变形且坚固的板块(岩石圈)，这些板块确实在以每年 1 厘米到 10 厘米的速度在移动。勒比雄将全球分为六大板块——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。除太平洋板块完全属洋壳构成外，其它五个板块范围兼包陆壳和洋壳部分。板块之间的边界活动带是由上述三大构造活动带组成(①环太平洋大陆边缘带；②地中海——喜马拉雅山脉带③；洋脊裂谷带。)。这些边界地貌反映了两侧板块性质与活动的特点。洋脊裂谷带的生成反映了两侧洋壳板块的分离，环太平洋大陆边缘主要反映了洋壳板块与陆壳板块的汇聚，喜马拉雅山突出反映了两侧陆壳板块的碰撞过程。

板块的分离与汇聚运动是以地球内部物质对流运动为基础的。整个地壳和上地幔组成的岩石圈板块是随地球内部物质对流运动而运动。由于对流运动在大洋中脊轴部上涌，使两侧板块发生平移分离运动，而在对流下沉区则发生板块汇聚和碰撞，以致形成三种板块边界构造活动带不同的构造和地貌特征。

# 第二节 海底构造地貌

## 一、洋底构造地貌

### (一) 大洋中脊(洋脊)

#### 1. 大洋中脊 Mid-ocean ridge

大洋中脊是洋底的重要地形，是地球上最长的海底山脉，全长约 80000 km，宽度可达 1000 km。在大西洋、太平洋、印度洋均有分布，并相互连通。其上水深约 2000~3000m。

洋脊的地形较为复杂，由两列平行脊峰和中间的洋脊裂谷构成，并被一系列横向转换断层切断成不连续的段落。大洋中脊一般位于海面以下，但部分露出水面，形成火山岛，例如冰岛就位于大洋中脊之上。

## 2. 洋脊裂谷 Rift valley 和转换断层 Transform fault

洋脊裂谷是地幔物质上涌地方，是地球上规模最大的新生代玄武岩岩浆喷发溢流活动带，是新洋壳形成地带，伴有频繁的浅源地震。当地幔物质上涌时，洋脊顶部受拉张而形成纵向的洋脊裂谷。同时，岩浆溢出，新洋壳不断地在中脊顶部形成，并不断向两侧扩展，因而离洋脊越远，洋底年龄越老。洋脊上缺乏深海沉积物，保存了熔岩溢流、火山喷发及转换断层 Transform fault 所造成的原始地形。

## （二）大洋盆地 Ocean basin

大洋盆地位于大洋中脊两侧，向外与大陆边缘相接。它是洋壳从洋脊向外迁移过程中形成的。这里构造运动相对平静，岩浆活动微弱，缺少地震活动。其中主要地貌类型有：

### 1. 海岭 Oceanic ridge

海岭是大洋盆地内部大型正地形的总称，不包括大洋中脊。其成因类型有火山海岭（夏威夷海岭）、断裂海岭（东印度洋海岭）和陆壳海台（新西兰海台）等。例如，著名的加拉帕戈斯群岛就是典型的火山海岭。

### 2. 深海平原 Abyssal plain

大洋盆地中被海岭分隔开的低地，又称海盆。平均水深 5000~6000 m，其原始状态为大约 300 米起伏的丘陵地形，主要是化学沉积和生物沉积，速率较慢，约 0.2 cm/ka。

### 3. 海沟 Trench

海沟在构造上是岩石圈板块碰撞俯冲的产物。洋底一侧的洋壳以一定角度向大陆边缘一侧陆壳下面俯冲，在俯冲带位置上形成了海沟。与岛弧伴生，主要分布在太平洋周围，如马里亚纳海沟。

## 二、大陆边缘构造地貌

大陆边缘 continental margin 是陆地与洋底之间的过渡地带。水深在 0~3000 m。包括大陆架和大陆坡两部分。根据新生代板块构造运动与构造地貌特征，大陆边缘可分为稳定型和活动型两大类。

### （一）稳定大陆边缘 Stable continental margin

稳定大陆边缘以大西洋两侧的美洲与欧洲、非洲大陆边缘较为典型，故又称为大西洋型大陆边缘(B) Atlantic-type。在其复杂的断块构造的基底上通常有几千米以上中、新生代陆源碎屑沉积物，形成宽阔的大陆架，大陆架的外侧至大洋盆地为大陆坡。此类大陆边缘基本上无火山活动，也极少有地震活动，反映了新生代构造运动相当平静的特点。

板块构造理论认为，这种稳定大陆边缘过去是大陆裂谷两侧的陆壳。早期它作为

板块边界具有强烈构造活动特征。后期则随洋底扩张逐渐远离，中部形成大洋盆地，其两侧接受来自陆地的大量沉积，成为稳定的大陆边缘。

## （二）活动大陆边缘 Active continental margin

在太平洋周围最为典型，故又称为太平洋型大陆边缘 **Pacific-type**。整个大陆边缘由海沟与岛弧或边缘山地组成，是构造运动最强烈的板块边界，世界上 60~70% 的活火山以及绝大部分深源地震都分布在这个地带，同时还有频繁的中、浅源地震。靠大洋一侧震源深度较浅，靠大陆一侧较深。

板块构造理论认为，这里是大洋板块与大陆板块冲撞挤压的地带，当大洋板块自洋脊向两侧移动时，由于洋壳板块的岩石密度大，位置较低，遇到大陆板块时，便俯冲到大陆板块之下，在俯冲带上形成深海沟以及与其平行的山脉或岛链。根据活动大陆边缘的地形特征，可分为以下二类：

### 1. 安第斯型大陆边缘(C) Andes-type

以太平洋的东岸最为典型。由海沟与边缘山脉组成，大陆架狭窄，火山地震多。例如智利沿海的大陆边缘。

### 2. 东亚型大陆边缘(A) East Asia-type

以东亚的大陆边缘最为典型。自海向陆依次出现海沟、岛弧和弧后盆地，宽度可达 1000 km，构造复杂多样，多火山地震。例如东亚沿海地区的大陆边缘。

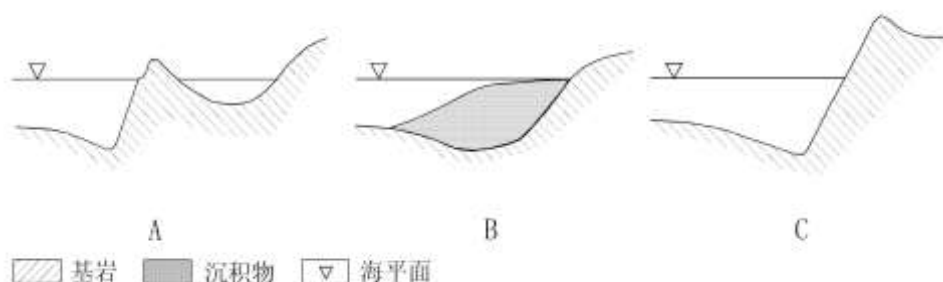


图 1 大陆边缘类型示意图：A 东亚型大陆边缘，B 大西洋型大陆边缘，C 安第斯型大陆边缘

## 第三节 陆地构造地貌

### 一、陆地构造地貌分区

#### （一）板块边界构造活动带的构造地貌

##### 1. 新生代褶皱山带 Cenozoic fold belts

新生代板块的碰撞俯冲作用形成的。这里构造活动强烈，有频繁的地震，某些地段还有近期的火山活动。

喜马拉雅造山带（Himalaya orogenic belt）又称喜马拉雅褶皱带（Himalayan fold belt），是指雅鲁藏布江以南至印度恒河平原北侧西瓦利克山之间的地带，它是世界上

最高和最年轻的山系。甘塞尔（Gansser, 1964 年）认为自雅鲁藏布缝合带向南可划分为：特提斯喜马拉雅（北带）、高喜马拉雅（中带）、小喜马拉雅（南带）以及西瓦利克带（南缘前陆）等几个带。

## 2. 大陆裂谷带 Continental rift belt

陆壳受拉张作用正发展为新的板块边界构造活动带。地震显著，裂谷低地有火山喷发与熔岩溢流活动，它与洋脊裂谷相同，都处在地球内部物质对流上涌的张裂地带上。大陆裂谷的存在预示着新洋壳和新大洋盆地的生长。

东非大裂谷（East African Great Rift Valley）是世界大陆上最大的断裂带，从卫星照片上看去犹如一道巨大的伤疤。东非大裂谷素有“地球伤疤”之称。东非大裂谷的整个形状可画成不规则三角形，该谷宽几十至二百 km、深达 1000 至 2000 m，裂谷的东支南起希雷河河口，经马拉维湖，向北纵贯东非高原中部和埃塞俄比亚高原中部，直达红海北端，全长约 5800 km；西支南起马拉维湖西北端，经坦噶尼喀湖、基伍湖、蒙博托湖等，一直到苏丹境内的白尼罗河谷，全长 1700 km，是世界最长的不连续谷。东非大裂谷俗称为“地球上最大的伤疤”。

### （二）板块内部构造活动带的构造地貌

#### 1. 褶皱块断山脉 Fold block mountain range

陆地上许多巨大的山系通常属于这种构造地貌。例如，天山、昆仑山、秦岭，以及俄罗斯的乌拉尔山、北美的阿巴拉契亚山脉等。学者认为，这些大型山脉曾经是古生代的板块边缘构造活动带。

#### 2. 断块山与断陷谷 Downfaulted valley

在古生代的板块内部稳定区，由于新生代的断块运动，形成有些以断块山为主，有些一断陷谷为主的构造地貌。例如太行山、庐山、吕梁山等，以及汾渭盆地、鄱阳湖盆地等。

### （三）板块内部稳定区的构造地貌。

该区长期以来构造宁静，新生代构造运动大多表现为大面积的拱起和拗陷。

如果大面积的拱起区内缺少构造差异活动，经长期侵蚀形成高原或低山丘陵，形态单一，起伏不大；如果在大面积的拱起区内有一定的构造差异活动。则地形起伏较为复杂。大面积的拗陷区经长期堆积则形成广阔的堆积平原。例如蒙古高原、鄂尔多斯高原、华北平原等。

## 二、构造山系和大陆裂谷

### （一）构造山系 Tectonic mountain system

构造山系是由板块运动形成的规模巨大且按一定方向延伸的一组山脉的综合体。

全球主要分布两大构造山系带。其一是即环太平洋构造山系带，主要有北美至南美的科迪勒拉山系，亚洲和大洋洲的太平洋沿岸及边缘海外围岛屿上的山脉；另一是地中海——喜马拉雅山脉带，主要横跨于欧亚大陆中南部和非洲的北部，包括欧洲的阿尔卑斯山系、北非的阿特拉斯山脉、亚洲的兴都库什山脉、喀喇昆仑山脉和喜马拉雅山脉。

这条山系向东经中南半岛、印度尼西亚至巽他群岛与环太平洋山带相接。

构造山系的形成是板块俯冲和碰撞的结果。因此，构造山系是构造运动活跃和火山、地震活动频繁的地区。

## （二）大陆裂谷 Continental rift

大陆裂谷是由大断层围限的规模巨大的断陷谷地。其宽度大多在 30-75km，少数可达几百公里，长度从几十公里到几千公里不等。例如东非大裂谷、莱茵河谷和贝加尔湖裂谷等。

最著名的大陆裂谷是东非裂谷，其中一段是英国人格里高利在那里研究的，称格里高利裂谷，裂谷这一词也是他用的（英文叫 rift）。它南起莫桑比克海峡，向北分为东、西两支，在坦桑尼亚、扎伊尔、赞比亚等国境内发育最好，里面充填碱性火山岩，地貌上则表现为一系列狭长的断陷湖，北延入红海。大地构造单元上，非洲的主体是一古老地块（常称为克拉通），所以东非裂谷是非洲克拉通上发育的裂谷。别看它今天没多宽，随拉张应力场继续，它就会越来越宽，火山活动由碱性的变为拉斑玄武岩，说明大陆地壳越来越薄了。一旦大陆地壳被拉断了，洋壳出来了，就成了红海。再发展下去，就是海底扩张，东非与西非作相背的运动，逐渐在这中间出现一个宽阔的大洋（像大西洋那样），原来的非洲大陆就变成被大洋分隔的两个大陆了。

大陆裂谷的形成是大陆内地壳拉张的结果。因此，同样大陆裂谷区往往火山、地震活动频繁。

# 三、地质构造地貌

地质构造地貌是指不同地质构造和不同岩层的差别抗蚀力而形成的地貌。

## （一）水平岩层构造地貌 Horizontal tectonic landform

沉积岩在地壳稳定时期的产状是接近水平的，构造上升后，基本上保持近水平状态的岩层所造成的地貌，称为水平岩层构造地貌。其岩层层面(构造面)与地形面一致。

当地面未受切割时，地貌上表现为同一岩性构成的构造高原，例如拉布拉多高原；在受切割的情况下，顶部岩层较硬时，常形成桌状台地、平顶山和方山。例如，山东临沂的岱崮地貌就是典型的方山地貌。

在我国广东、福建、江西、湖南、浙江和安徽等地，在老第三纪红色砂砾岩组成的水平岩层地区，经流水沿垂直节理的侵蚀、重力作用、溶蚀作用等，常形成陡崖、深谷、平顶山地组合的丹霞地貌。

其中崖壁的形成条件：岩层垂直节理发育（构造条件），岩性坚硬（保护崖壁不易被风化侵蚀），岩层抬升幅度大（使地形高差越大），外力作用强烈（流水作用、重力崩塌、冻融风化等）

## （二）断裂构造地貌（断层地貌） Fault tectonic landform

断层（fault）地壳受力发生断裂，沿破裂面两侧岩块发生显著相对位移的构造。断层的规模大小不等，大者沿走向延长可达上 1000 km，向下可切穿地壳，通常由许多断层组成的，称为断裂带。由断层直接形成的或间接形成的地貌，统称为断层构造地

貌。

### 1. 断层崖 Fault scarp/cliff

断层崖是指断层一侧的地盘抬高后，沿着断层线发育的陡崖。①断层崖壁表面的岩石风化侵蚀，使崖壁后退、坡度变缓，最终可使断层崖消失。②在断层崖破坏的早期阶段，由于受横切断层崖的沟谷和河流的侵蚀，完整的断层崖被分割出许多三角形的断层崖，称断层三角面 **Fault triangular facet**。与此同时，这些河流携带大量的物质在下降盘堆积，形成沿断层线分布的一系列洪积扇。这种由一系列断层三角面和洪积扇交错分布的地貌特征，往往是断层存在的地貌特征之一。

### 2. 断层线崖 Fault-line scarp

除活动断层直接形成的断层崖以外，还有一种是沿夷平的古老断层线位置发育的断层崖称为断层线崖。这种断层崖不是断层活动造成的，它们的形成是断层崖夷平之后，由于两盘岩石的抗蚀力不同，一侧被蚀为谷，另一侧残留成山，古老断层被揭露出来，并沿断层线发育成断层崖。

3. 断层谷 **Fault valley**: 断层带是岩层的破碎地带，河流等外力常利用这种软弱地带发育成谷地，称为断层谷。断层谷两侧地层不对应，地形也不对称，谷地在平面上较顺直。

4. 掀斜山 **Tilted mountain**: 掀斜山是指因断层活动，山体不等量抬升，上升盘翘起形成的山体。

5. 断块山 **block mountain** 与断陷盆地 **graben basin**: 断块山与断陷盆地是在地垒和地堑的构造基础上形成的。断块山是指地壳因断块活动隆起而成的山地。受断层控制的山边多表现为断层崖。

## （三）褶皱构造地貌 **Fold tectonic landform**

地壳运动时水平岩层受到挤压而产生的一系列波状弯曲，称为褶皱；其中每个弯曲称为褶曲；在褶皱影响下所成的地貌，称为褶皱构造地貌。

### 1. 背斜和向斜地貌 **Anticline and syncline landform**

年青的褶皱山区，褶曲构造主要形成背斜山和向斜谷，这种构造与地貌现象一致的地貌称为顺地貌。其保存条件一般为：褶皱比较舒缓，起伏不大，硬岩层较厚。背斜山和向斜谷是构造与地形相吻合的称为顺地形。

在构造稳定了相当长的一段时间后，背斜轴部由于挤压强烈，发育较多裂隙，加之外力剥蚀形成谷地，称为背斜谷。向斜中心部分相反，外力剥蚀较弱反而成为山地，称为向斜山。向斜山与背斜谷是构造与地形相反的称为逆地形（或倒置地形）。地貌倒置有时间因素和构造因素形成？

了解背斜和向斜构造对于找矿、找水、工程建设有很大帮助。背斜是良好的储油、储气构造。而向斜是良好的储存地下水的构造，常形成自流盆地。

### 2. 单斜地貌 **Monocline landform**

发育在构造盆地的边缘、穹窿高地的边缘、褶曲两翼等的单向倾斜岩层上的地貌，统称为单斜地貌。地貌形态上表现为单斜山（或猪背山）与单斜谷。



单面山 **Cuesta**: 单斜构造区, 岩层倾角较小, 顺岩层一侧较缓, 另一层较陡, 形成不对称现象的山体。单面山的形态特征: 顺岩层走向延伸, 两坡不对称。猪背山 **Hogback ridge**: 单斜构造区, 岩层倾角较大、山两侧的坡度都较陡得山体。方山 **Mesa**: 又称桌状山, 有褶皱区局部水平岩层构成山体。

### 3. 穹窿构造地貌 **Dome mountain landform**

穹窿构造地貌是指包括地下岩浆和塑性岩盐(如石膏等)向上挤入盖层, 以及其他原因使盖层拱曲而成的穹隆构造与短轴背斜上发育的地貌形态。成因上有二种类型: (1) 侵入岩体上升或拱曲运动, (2) 由塑性盐体、粘土组成核心的穹窿构造。

### (四) 火山与熔岩地貌 **Volcanic and lava landform**

1. 火山地貌 **Volcanic landform**: 火山口、火口湖、火山锥。
2. 熔岩地貌 **Lava landform**: 熔岩丘、熔岩垄岗、熔岩台地和熔岩高原、熔岩隧道、熔岩堰塞湖等。

## 第三章 坡地地貌

**坡地地貌**指坡面上的风化碎屑、不稳定岩体、土体主要在重力和流水作用下，发生崩塌、滑动或蠕动所形成的地貌。坡地上的运动按作用营力和运动过程主要划分为蠕动、崩塌和滑坡。该地貌发育大致可以分为两个阶段：首先，坡地物质风化形成大量的松散物质；然后，这些物质在重力和水的作用下沿坡移动而形成坡地地貌。因此，风化作用是坡地地貌形成发展过程中先决条件。

### 第一节 风化作用

暴露地表的岩石，受太阳辐射、温度变化、水和生物的作用，发生破碎和分解，形成各种岩屑、砂粒和粘土，这种作用称为风化作用。风化作用可以分为物理风化、化学风化和生物风化三类。

#### 一、风化作用的类型

##### （一）物理风化

岩石发生物理疏松崩解等机械破坏过程，一般不引起化学成分的改变，称为**物理风化作用**。它使岩石从比较完整固结的状态变为松散破碎状态，使岩石的孔隙度和表面积增大。这种只引起岩石物理性质变化的风化作用称为物理风化或机械风化。

##### 1. 热力风化

地球表面所接受的太阳辐射有昼夜和季节的变化，因而气温与地表温度均有相应变化。岩石是热的不良导体，所以受阳光影响的岩石昼夜温度变化仅限于很浅的表层；而温度变化引起岩石体膨胀所产生的压应力和收缩产生的张应力也仅限于表层。这两种过程的频繁交替使得岩石表层产生裂隙以至呈片状剥落。在荒漠地区，白昼的地表温度可高达  $60\sim 70^{\circ}\text{C}$ ，而夜晚温度可降低到  $0^{\circ}\text{C}$  以下，因为昼夜温差大，所以岩石表面剥落较为严重，甚至有时听到岩石爆裂的响声；在湿润地区，地面的昼夜温差较小，岩石表面剥落现象不明显。由多种矿物组成的岩石，更容易剥落，特别是结晶岩，多是多种矿物的集合体，矿物的热力性质各不相同，因而在昼夜温度变化下的体积膨胀、收缩差异明显，容易在不同矿物界面产生不同应力，彼此容易分离成为砂粒。

**球状风化**：在具有等粒结构的厚层砂岩或岩浆岩地区，风化过程常由节理先把岩石分割成块撞，而后的物理风化特别集中在节理的棱角部位，因这些部位岩石的温差变化最大且最迅速，所以最易受剥落。棱角的逐渐剥落使石块圆化而形成石蛋地形。而岩浆岩地区由于物理与化学风化综合作用的结果，可以使岩块呈同心圆状薄层脱落，这种现象称之为球状风化。

##### 2. 冻融风化

寒冷地带，岩石的孔隙或裂隙中的水在冻结成冰时，体积膨大（增大 9% 左右），因而它对围限它的岩石裂隙壁产生很大的压力，可达  $960\sim 2000\text{kg/cm}^2$ ，使岩石裂隙加深加宽。当冰融化时，水沿扩大了裂隙更深入地渗入岩石的内部，同时水量也可能增加，并再次冻结成冰。这样冻结、融化频繁进行，使裂隙不断扩大，以至使岩石崩裂成为岩

屑。这种作用又叫冰劈作用。

此外，在干旱区，当岩石裂隙中的水，溶解着大量的盐类矿物时，一旦含水量蒸发，浓度达到饱和，盐类再结晶，使体积增大，对围限它的裂隙产生膨胀压力，使裂隙扩大加深，也可以使岩石崩裂。

## （二）化学风化

岩石在水、空气以及生物等作用下由于溶解、水化、水解、碳酸化以及氧化等作用下发生成分和性质变化的风化作用，称为**化学风化作用**。水、大气和温度是主要影响因素。化学风化的主要方式有以下几种：

### 1. 溶解作用

水是良好的溶剂。由于水分子的非极性，它能同极性型或离子型的分子相互吸引。而矿物绝大部分都是离子型分子所组成的，所以矿物遇水后，就会不同程度地被溶解，形成水溶液随水流失。岩石中易溶解矿物的含量越多，岩石越容易风化。

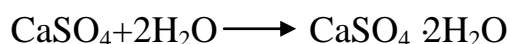
岩石中常见主要造岩矿物的溶解度大小为：食盐>石膏>方解石>橄榄石>辉石>滑石>蛇纹石>绿帘石>正长石>黑云母>白云母>石英。

### 2. 结晶作用

一般矿物的溶解度是随着温度的降低或溶剂的减少而减少。因此，在较高的温度下达到了饱和状态的某一矿物溶液，因为温度的降低，部分多余的矿物就从溶液中结晶，这是一般饱和溶液遇冷的必然结果。另外，在地表条件下由于阳光和风的作用使饱和溶液中的含水量蒸发，同样有部分矿物从溶液中结晶。所以，在温度变化幅度大、湿度小和蒸发强的干旱区，最有利于溶液结晶作用进行。

### 3. 水化作用

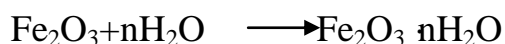
有些不含水的矿物（特别是极易溶解和易溶盐类矿物）和水接触后，其离子与水分子互相吸引结合得很牢固，形成新的含水矿物。如硬石膏经水化作用后形成石膏：



硬石膏

石膏

硬石膏经水化成为石膏后，硬度降低，比重减小，体积增大 60%左右，对围岩产生巨大压力，从而促进了物理风化的进行。另外，赤铁矿水化成为褐铁矿也是如此。



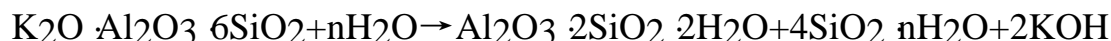
赤铁矿

褐铁矿

### 4. 水解作用

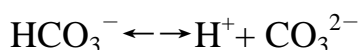
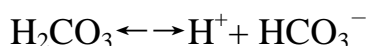
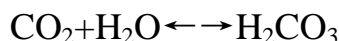
纯净的水虽然是中性的，但仍然具有离解性，即部分能够离解成  $\text{H}^+$  离子和  $\text{OH}^-$  离子，而一些弱酸强碱或强酸弱碱所形成的盐类矿物在水中也能形成阴、阳离子。因此，

某些矿物溶于水后，其离子能和水中的  $H^+$  离子或  $OH^-$  离子结合而形成新的矿物。如正长石水解成为高岭土。

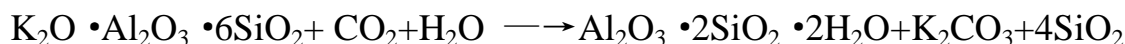


### 5. 碳酸化作用

自然界的水很少是纯水，实际上是一种水溶液。大气和土壤中的  $CO_2$  与水化合可形成碳酸，并在水溶液中部分电离：



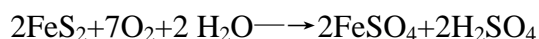
碳酸电离后形成的  $H^+$  离子增加了水的溶解能力，从而使某些矿物更易溶解，并发生化学变化形成新的矿物。如正长石经碳酸化后可形成高岭土：



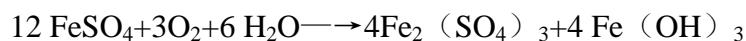
在上述过程中，形成的  $K_2CO_3$  是易溶盐， $SiO_2$  呈胶体状态，在碱性溶液中不能凝聚，故和  $K_2CO_3$  一起随水流失，只有高岭土残留原地形成高岭土矿。

### 6. 氧化过程

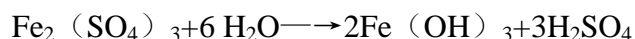
空气和水中都含有一定的氧，氧化作用通常在水的参与下，通过在空气和水中的游离氧而实现的。许多低价元素在地表氧化环境下，形成高价元素的新矿物，如黄铁矿经氧化后成为褐铁矿。



黄铁矿



褐铁矿



### （三）生物风化

生物在其生长和分解过程中，直接或间接地对岩石矿物所起的物理的和化学的风化作用，称为生物风化作用。

生物的物理风化，如生长在岩石裂隙中的植物根系对围岩产生的压力，例如根劈作用。

生物的化学风化,是指生物代谢过程中分泌的各种化合物和微生物对岩石矿物的破坏作用。

由此可见,岩石的风化,实质上只有物理风化和化学风化两种类型,他们彼此互相联系。物理风化作用,加大岩石的空隙度,使岩石获得较好的通透性,这样就更有利于含水量、气体和微生物的侵入。岩石崩解为较小的颗粒,使表面积增加,更有利于化学风化作用的进行。从这个意义上说,物理风化是化学风化的前驱和必要条件。

此外,有必要澄清一下**剥蚀作用与风化作用的区别**。首先关于剥蚀作用的概念,地表的矿物、岩石,由于风化作用可以使其分解、破碎,在运动介质作用下(如流水、风等),就可能被剥离原地。剥蚀作用就是指各种运动的介质在其运动过程中,使地表岩石产生破坏并将其产物剥离原地的作用,其包括**风化作用、块体移动、侵蚀作用以及搬运作用**(被移动的物质成为“搬运物”)这几种类型。剥蚀作用是陆地上的一种常见的、重要的地质作用,它塑造了地表千姿百态的地貌形态,同时又是地表物质迁移的重要动力。因此,可以看出:风化作用使岩石松散或碎裂,破碎物质基本残留在原地;而剥蚀作用使破碎物带离原岩。但它们之间又有着密切联系,风化作用为剥蚀作用提供了容易剥离的岩石表层松散物质;剥蚀作用又为风化作用提供了裸露的新鲜岩石,为进一步风化提供有利条件。

## 二、风化壳

### (一) 风化壳的特征

**残积物 Eluvium** 是指地表岩石经受风化作用发生物理破坏和化学成分改变后,残留在原地的堆积物。具有多层结构的残积物剖面称为**风化壳**。同时,**风化壳 Weathered crust** 是指被风化了了的岩石圈的疏松表层。风化壳上部具有一定肥力和发生结构的疏松土层称为土壤层。可见,残积物是风化壳的一部分,而风化壳则是岩石圈的一部分。

**风化壳具有垂直分带性**,自地表而下分别为:土壤层、风化土层(全风化带)、风化碎石带(强风化带)、风化块石带(弱风化带)、风化裂隙带(微风化带)、未风化岩层(原岩)。

### (二) 风化壳的发育阶段

#### 1. 物理风化为主的阶段

岩屑型风化壳(clastic weathered crust)

2. 化学风化为主的阶段:(1) 富钙阶段:硅铝碳酸盐风化壳(siallite-carbonate weathered crust);(2) 富硅铝阶段:硅铝-粘土型风化壳(siallite-clay weathered crust);(3) 富铝铁阶段:铁铝型风化壳(ferrite-allite weathered crust)。

### (三) 风化壳发育的影响因素

1. 气候条件:降水愈多、植被愈好、温度愈高、愈有利于风化壳的发育;气候分带性决定了风化壳具有明显的地带性特征。

2. 地貌条件:地势平坦的地方利于风化壳发育。

3. 岩性条件:不同岩性产生不同残积型风化壳。

4. 时间条件：决定了风化壳的发育程度。

## 第二节 蠕动

### 一、蠕动的特征

斜坡上的土体、岩体和它们的风化碎屑物质在重力作用下，顺坡向下发生缓慢的移动现象，称为**蠕动**。移动速度缓慢，每年仅几毫米或几十厘米、不易觉察，一般不扰乱岩层层序。这种变形也会给生产和建设带来危害，如电线杆倾倒，围墙扭裂，厂房破坏，地下管道扭裂，水坝变形等。

根据蠕动体的性质，可分为：松散层蠕动和岩体蠕动。

### 二、松散层蠕动

松散层蠕动是指颗粒本身由于**冷热、干湿变化**引起体积膨胀、收缩，同时又在重力作用下产生的，包括**土层蠕动和岩屑蠕动**。

#### （一）土层或岩屑蠕动的地面标志

树根向坡下弯曲，地表出现醉树、电线杆、篱笆、栅栏或建筑物顺坡倾斜，围墙扭裂。坡地上草皮呈鱼鳞状，坡面岩屑层呈阶梯状或微波状。

#### （二）引起土层或岩屑蠕动的因素

1. 粘土含量：在非寒冷地区，土层中粘土含量越多，越容易出现蠕动现象。
2. 冻融交替：在寒冷地区，冻融交替是引起土层或岩屑蠕动的首要因素。
3. 干湿和温差变化：强烈的干湿和温差变化可引起土层颗粒体积发生变化而产生蠕动。
4. 坡度：主要出现在  $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$  的坡地上。因为大于  $30^{\circ}$  的坡地上，粘土和水分不易存在；而小于  $25^{\circ}$  的坡地，重力作用不明显。

土层或岩屑的蠕动速度，一般说来接近地表处最大，随深度增加而迅速减小。在温带地区，一般在 20 厘米深度以下就很小了。

### 三、岩体蠕动

斜坡上的岩体在本身的重力作用下，发生十分缓慢的塑性变形或弹性变形。主要出现在页岩、片岩、千枚岩、粘土岩等柔性岩层组成的坡地上。

#### （一）岩体蠕动的特征

沉积岩和变质岩分布地区，可看到岩层及其风化碎屑蠕动的变形现象。岩层的蠕动**深度差异大**，一般在 3~5 米，最大的可达到 40~50 米，深度大小取决于岩性、产状和坡度三个因素。岩层越软，坡度越大，蠕动深度越大。

#### （二）造成岩体蠕动的原因

在  $35^{\circ}\sim 45^{\circ}$  陡坡上的表层岩体，在岩石本身自重力的长期作用下，应力超过了岩体本身的弹性限度，发生了破裂变形，或由于长期受力的结果，发生了弹塑性变形。对于软弱岩层在自重力作用下首先发生弧形弯曲的弹塑变形，接着出现拉张裂隙，最后形成向下坡的缓慢位移。蠕动现象在湿润湿热地区主要由于干湿和温差变化所引起，在干旱和半干旱地区主要由温差所造成，在寒冷地区主要由冻融作用和温差变化所引起。

## 第三节 崩塌

### 一、崩塌的特征

陡峭山坡上的岩体、土体或碎屑层，主要在重力作用下突然发生急剧的崩落，翻转和滚落，在坡脚形成倒石堆或岩屑堆的现象，称为崩塌。

崩塌具有以下一些特征：（1）运动速度快，有时可达到自由落体的速度（一般为  $5\sim 200\text{m/s}$ ）；（2）块体经过崩塌后已不具备原来岩体或土体的任何结构；（3）规模差异大（小于  $1\text{m}^3\sim 108\text{m}^3$ ）；（4）崩塌下落后，崩塌体各部分相对位置完全打乱，大小混杂，形成较大石块翻滚较远的倒石堆。

### 二、崩塌形成的条件和触发因素

#### （一）形成条件：

1. 地形条件：崩塌只能发生在陡峻的斜坡地段。对于松散物组成的斜坡，坡度需大于碎屑物的休止角  $45^{\circ}$ ，黄土大于  $50^{\circ}$ ，坚硬岩石大于  $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 。

2. 地质条件：在节理发育、构造破碎的坚硬岩层上，特别是具有垂直节理的脆性块状结构的岩层上，容易发生崩塌。片理、劈理、岩层顺向和坡向相一致的变质岩在它们的倾向和坡向一致的情况下容易发生崩塌；垂直节理发育的黄土；构造运动强烈、地层挤压破碎、地震频繁的区域也容易发生崩塌。

3. 气候条件：崩塌是和强烈的物理风化作用密切相关的。在气温日较差和年较差大的干旱、半干旱区域，容易发生崩塌；冻融过程强烈的区域，如东北、西北和青藏高原一些地区，冻融过程非常强烈，崩塌现象十分普遍，主要出现在初冬和早春季节。

4. 地震因素：地震是崩塌的触发因素，易形成规模很大而数量多的崩塌体或巨大石块。

5. 衡遭到破坏而发生崩塌。此外，任意砍伐森林、开垦荒地、人工爆破等都易引发崩塌。

#### （二）崩塌的触发因素

1. 暴雨、强烈的融冰化雪。很多崩塌都发生在暴雨时或暴雨后不久。暴雨增加了岩体和土体的负荷，破坏了岩体和土体的结构，软化了粘土层，使上覆岩体和土体失去支持。

2. 爆破、地震等也是崩塌的触发因素。

3. 人工过分开挖边坡，改变了斜坡外形，产生大规模崩塌。

### 三、崩塌的类型

#### （一）根据坡地物质组成划分

##### 1. 崩积物崩塌

山坡上已有的崩塌岩屑和沙土等物质，由于它们的质地很松散，当有雨水浸湿或受地震震动时，可再一次形成崩塌。

##### 2. 表层风化物崩塌

在地下水沿风化层下部的基岩面流动时，引起风化层沿基岩面崩塌。

##### 3. 沉积物崩塌

有些由厚层的冰积物、冲击物或火山碎屑物组成的陡坡，由于结构松散，形成崩塌。

（4）基岩崩塌：在基岩山坡面上，常沿节理面、地层面或断层面等发生崩塌。

#### （二）根据崩塌体的移动形式和速度划分

1. 散落型崩塌：在节理或断层发育的陡坡，或是软硬岩层相间的陡坡，或是由松散沉积物组成的陡坡，常形成散落型崩塌。

2. 滑动型崩塌：沿某一滑动面发生崩塌，有时崩塌体保持了整体形态，和滑坡很相似，但垂直移动距离往往大于水平移动距离。

3. 流动型崩塌：松散岩屑、砂、粘土，受水浸湿后产生流动崩塌。这种类型的崩塌和泥石流很相似。称为崩塌型泥石流。

### 四、崩塌地貌

#### （一）崩塌侵蚀地貌

坡上部为切入山坡呈围椅状的陡坎地形，称为**崩塌壁**。

#### （二）崩塌堆积地貌

##### 1. 倒石堆

崩塌下落的大量石块、碎屑物或土体堆积在陡崖的坡脚或较开阔的山麓地带，形成**倒石堆**。

##### 2. 特征

由于倒石堆是一种倾卸式的急剧堆积，所以它的结构呈松散、杂乱、多孔隙、大小混杂无层理。其特征表现为：

（1）倒石堆的坡面坡度一般较大，该坡度决定于组成倒石堆碎屑物质的颗粒大小，主要是颗粒的休止角；

（2）倒石堆的组成物质特征：①组成物质的岩性与坡地的岩性有关；②组成物质一般分选性极差，不具明显层序。因重力分选作用，顶部物质较细，底部边缘物质较粗。



## 第四节 滑坡

### 一、滑坡的特征

斜坡上的大量土体、岩体或其他碎屑堆积物，主要在重力和水的作用下，沿一定的滑动面做整体下滑的现象，称为**滑坡**。滑坡是一种具有较强破坏力的常见自然灾害。

滑坡具有以下一些特征：（1）滑坡体基本保持原有结构；（2）存在滑动面。

### 二、滑坡地貌

1. 滑坡体：斜坡上向下滑动的那部分土体或岩体。其上的树木随土体滑动而歪斜，称为**醉树**。

2. 滑动面和滑动带：滑坡体沿斜坡主体滑动的面。呈向上凹的圆弧形。上陡下缓，中部接近水平，前缘出口常成逆向反坡。滑动面有时只有一个，有时有几个。滑动面上有**磨光面**和**擦痕**。有时有滑动面上下明显的扰动和拖曳褶皱现象，构成**滑动带**。

3. 滑坡壁与滑坡阶地：滑坡体与坡上方未动土石体之间，由一半圆形的围椅状陡崖分开，这个陡崖称为**滑坡壁**。滑坡壁是滑动面露出的部分，它的高度代表下滑的距离。滑坡体下滑时，由于滑坡体各个部分移动的速度差异，产生分支滑动面，使滑坡体分裂成为几个**滑坡阶地**。由于滑坡体沿弧形滑动面滑动，因此滑坡阶地原有地面都向内倾斜呈**反坡地形**。

4. 滑坡舌与滑坡鼓丘：滑坡体前缘常呈舌状突出，称为**滑坡舌**。在滑坡体移动过程中，滑坡舌前面由于受到阻力挤压而鼓起，称为**滑坡鼓丘**。

5. 滑坡湖与滑坡洼地：滑坡滑动后，在滑坡壁下部和滑坡台阶的后缘，即滑坡台阶的反坡处，常常形成**滑坡洼地**。有时因地表水或地下水出露而形成**滑坡湖**。

6. 滑坡裂隙：滑坡刚滑动时，地面出现的纵横交错的裂隙。

### 三、滑坡形成的条件和触发因素

#### （一）形成条件

1. 地下水：地下水可使土（岩）体发生复杂的物理化学过程而失去稳定性，并且多数滑坡是沿饱含地下水的岩体软弱面产生的。地下水浸湿斜坡上的物质，显著降低抗剪强度。实践证明，当粘土的含水量增加 35% 时，抗剪强度降低 60% 以上。

2. 地表水：地表水的影响主要表现在：（1）河水侵蚀或波浪冲击河岸、湖岸和海岸的坡脚，使岸坡物质失去支持；（2）降雨或融雪，使部分水分渗透到土壤中，使其浸润而滑动。

3. 倾斜岩石的岩性和结构：滑坡主要出现在松散堆积层中（76%），基岩滑坡相对较少（21%）。松散堆积层中的滑坡主要和粘土有关，滑动面主要发生在粘土夹层中。基岩主要发生在片岩、千枚岩、页岩、泥灰岩中。此外，滑动面常发生在顺坡的层面、

大节理面、不整合接触面、断层面上；二是与上部透水层和下部不透水层的构成特征有关。

4. 气候：90%以上的滑坡与降雨有关，一般具有大雨大滑，小雨小滑，无雨不滑的现象；还与冻融作用有关，在冻融季节较常出现滑坡。

5. 地震：直接破坏岩石的结构，减小粘结力。例如，汶川地震引发的滑坡，以及日本札幌地震引发的滑坡等。

6. 人为因素：人工开挖坡脚形成高陡边坡，以及爆破作业等，破坏了自然斜坡的稳定状态。

## （二）滑坡的触发因素

1. 斜坡形态的改变：河流侧蚀坡脚、人工开挖坡脚、或坡顶负荷加大等。
2. 降水和地下水变化：大雨、暴雨、地下水水位变化等。
3. 震动影响：主要是爆破和地震的影响。

# 三、滑坡类型及阶段

## （一）滑坡类型

1. 按物质组成划分：黄土滑坡、粘土滑坡、碎屑堆积层滑坡、基岩滑坡。
2. 按滑动面与岩体结构关系划分：同类土滑坡、顺层滑坡、切层滑坡。
3. 按年代划分：古滑坡、老滑坡、新滑坡。

## （二）滑坡发展阶段

1. 蠕变变形阶段：在斜坡内部某一部分，因抗剪强度小于剪切力而首先变形，产生微小的滑动。以后变形逐渐发展，直至坡面出现断续的拉张裂缝。随着裂缝的出现，渗水作用加强，使变形进一步发展。后缘拉张裂缝逐渐加宽并渐渐出现不大的垂直断距，两侧剪切裂隙也相继出现。坡脚附近的土层被挤压，而且显得比较潮湿，此时滑动面已基本形成。

2. 剧烈滑动阶段：在此阶段中，岩体已完全破裂，滑动面已形成，滑体与滑床完全分离，只要有很小的剪切力就能使岩体滑动。滑坡开始时，一般每分钟数米或数十米，持续约几十分钟。

3. 渐趋稳定阶段：经剧滑之后，滑坡体重心降低，能量消失于克服前进阻力和土体变形中，位移速度越来越慢，并趋于稳定。

## 第四章 流水地貌

地表流水是最主要的地貌外力之一。它在流动过程中，不仅能侵蚀地面，形成各种形态的侵蚀沟谷，同时又将被侵蚀的物质沿途堆积，形成各种各样的堆积地貌。**这类由地表流水的侵蚀、搬运和堆积作用所塑造的各种地貌，统称为流水地貌。**

地表流水按其流动形式可分为：①**面状水流（坡面径流）**：通常由许多细小股流组成，无固定的流路，时分时合，多呈薄层片流形式，顺坡向下流动。②**线状水流**：是指在沟谷或河槽中流动的水流。按水流的持续性，又可分为暂时性水流和经常性水流两种。前者在干旱和半干旱地区最为发育，后者在湿润气候区分布普遍。此外，根据流水的持续性，短时期出现的流水，称**暂时性流水**；河床中终年保持一定的水量，称**经常性流水**。无论是暂时性流水或经常性流水，他们对坡面或沟谷的塑造是很明显的，只不过作用的方式不同而已。

### 第一节 坡面流水地貌

#### 一、坡面径流的作用

大气降水或冰雪融化时，在倾斜坡面上所形成的薄层状的水流，称为**坡面流水**或**坡面径流 Slope runoff**。

坡面径流是地表水流形成的初期阶段，它具有**水层薄、流路广、作用时间和流程短**等特点。

坡面径流的形成受降水强度、蒸发量、土壤渗透率和地形条件等因素的影响。在其形成初期呈**漫流状态**，之后发展为无数细小股流沿坡度最大方向流动。

坡面径流对坡地的作用主要表现为**冲刷 Scouring、搬运 Transportation 和堆积 Deposition** 三种方式。影响坡面径流作用强度的因素主要有：

##### 1. 气候条件

取决于降雨量和降雨强度。一般降水强度越大，降水越多，作用越强。

##### 2. 地形条件

a. 坡度：坡度愈大，流速加快，冲刷能力增强，但坡度加大却又使坡地单位面积上的受雨量减小，造成冲刷能力的相应减弱。据观测，在坡度小于  $20^{\circ}$  的范围内，坡面径流的冲刷能力，随着坡度的加大而迅速增大；大于  $20^{\circ}$  冲刷能力乃有增加；至  $40^{\circ}$  左右达到最大值；此后，冲刷能力就随着坡度的加大而递减。 b. 坡长：一般坡长愈长，沿程流量不断增加，冲刷能力相应增强，但随着坡长的增加，水流搬运的泥沙量随之增多，水流因耗能而可能使冲刷能力变小，甚至产生泥沙的堆积。

##### 3. 斜坡组成物质

影响到斜坡的抗蚀力和渗透率。一般松散物质组成的斜坡较基岩易冲刷。此外，土壤结构对坡面侵蚀也有很大的影响。土壤团粒结构好，可以吸收一部份雨水，使地表径

流量减少；土层厚，吸水较多，也可减少地表径流量，使侵蚀减弱。

#### 4. 植被覆盖

防止雨滴对坡面的直接冲击；减少坡面径流量；降低径流速度；根系和有机质固结土壤，增大抗蚀力等。

## 二、坡面径流形成的地貌

### （一）不明显冲刷带

该带位于接近分水岭的斜坡顶部，地貌类型以浅凹地为代表。

### （二）冲刷带

该带位于斜坡中部，冲刷作用最强，形成一系列与坡向一致的平行侵蚀纹沟。

### （三）淤积带

该带在坡麓地带，由于坡度变缓，坡面径流流速减小，并有大部分水体渗入地下，水流携带的大量碎屑物质在坡麓发生堆积。堆积下来的物质叫坡积物。坡积物围绕坡麓堆积形成形如裙边的堆积地形，称为**坡积裙 Talus fan**，其堆积物称为**坡积物**。

坡积裙的纵向剖面形态呈中部微凹的倾斜曲线，上部坡度较大，一般  $6^{\circ} \sim 8^{\circ}$ ，向下逐渐变缓。前缘常与河谷底部、山间盆地或山前平原相连接。**坡积裙的特征**：①岩性与所在坡地的物质相同；②以亚粘土、亚砂土、碎屑或砾等细小颗粒为主；③碎屑物磨圆度差；④分选不好。

斜坡在坡面径流的长期作用下，坡地不断后退，高度不断降低，坡麓的堆积逐渐增多，地势日趋和缓。

## 第二节 沟谷流水地貌

**沟谷流水 Valleys runoff** 由面状水流发展而成，属暂时性线状水流。它是在暴雨或冰雪大量融化时形成的瞬时洪流。**流速快，流量变化大，暴涨暴落，含沙量大，泥沙粒径大小不一**。在干旱、半干旱地区的草原或山麓地带分布尤为广泛。

### 一、侵蚀沟谷的发育

侵蚀沟谷是指暂时性线状水流侵蚀形成的深浅不一、长度不等的长条形负向地形。侵蚀沟谷主要是暂时性线状水流不断冲刷、刻切斜坡而形成。根据侵蚀沟谷的纵横剖面形态特征和演变过程，可把沟谷的发育分为以下三个阶段：

#### 1. 切沟

由细沟发展而成。宽深约 1-2 米，横剖面呈 V 字形，沟缘明显，沟底纵剖面与所在坡面大致平行，沟底无稳定的堆积物。

#### 2. 冲沟

由于向源侵蚀作用，沟头后退，沟谷增长，沟头产生陡坎和跌水。由于侧蚀作用，

沟槽加宽，横剖面呈宽展 V 字形。沟底纵剖面与原始斜坡坡面不一致，呈凹弧曲线，沟谷下端有部分堆积物存在。

### 3. 坳沟

沟谷不再下切加深，纵剖面坡度相当平缓，沟底有沉积物覆盖。沟坡平缓，没有明显的沟缘，横剖面是宽浅的 U 字形。这种宽浅的干谷称为坳沟。在冲沟的发育过程中，若沟底下切到潜水面以下，冲沟就发育为具有经常性水流的河谷。

## 二、沟谷流水地貌组合

沟谷流水所形成的地貌具有明显的垂直分带性，自上游到下游可分为以下三部分：

### （一）集水盆

指沟谷上游的小型盆状集水洼地。

### （二）沟谷主干

它是集水盆地水、沙的通路。具有谷深、坡陡、沟床纵向坡降大、跌水发育等特点。

### （三）洪（冲）积扇

**洪（冲）积扇 Alluvial fan**，指沟谷水流自出山口后，坡降减小、沟谷流水搬运物质的堆积大量堆积，形成的以沟口为中心的扇形地貌，其上常有辫状河发育。又称三角洲。多发育于干旱半干旱区，其堆积物属于**洪积物**。（湿润地区小规模扇形地称冲积扇或冲积锥）。

#### 1. 洪积扇的成因

沟谷水流在流出山口后，由于坡度变缓，流速减慢，并形成散流，加之蒸发和下渗，水量减少，搬运能力大大减弱，致使大量物质发生堆积，形成以沟口为顶点的向山前倾斜的扇状堆积地形。山麓地带的洪积扇不断扩大而彼此相互联合，就形成广阔的山前洪积平原（或称山前倾斜平原）。

#### 2. 洪积扇的分布

洪积扇发育典型而广泛的地区是干旱、半干旱地区的山麓地带。这些地区降水变率大，多暴雨，沟谷水流发育；且物理风化作用强烈。

#### 3. 洪积扇的特征：

（1）形态特征：平面上呈扇形，分为扇顶相、扇中相和扇缘相，规模较大；顶部与沟口相连，坡度较大，向边缘坡度逐渐减小；洪积扇表面发育有放射状散流，且不稳定，经常改道。其中：

扇顶相：位于洪积扇顶部，通常表现为舌状叠覆的砾石堆积体，砾石粒径大，堆积层厚度大，分选差，透水性强，其间发育有砂、亚粘土等物质充填废弃河道而形成的充填构造。

扇中相：位于洪积扇的中部，组成物质比扇顶细，主要由砾石、砂和粉砂组成，扁平的砾石呈叠瓦状向上游倾斜，常见交错层理。

扇缘相：位于洪积扇边缘部分。组成物质较细，由亚砂土、亚粘土组成，具有水平层理和波状层理。地下水往往在该地带溢出地面，局部地段产生地表滞水和沼泽化等现象。

(2) 岩性与所在沟谷上游物质相同。

(3) 扇顶以砂、砾为主，扇缘以粉砂及亚粘土为主。

(4) 磨圆度较好，分选较差。

#### 4. 新构造运动与洪积扇的变形

洪积扇在发育过程中，受新构造运动的影响，会发生各种形式的变形，形成不同类型的洪积扇。

(1) 叠置式洪积扇：在洪积扇形成之后，山体断续上升，山前地带相对下沉，在老洪积扇前面可形成新的洪积扇，后者部分地覆盖在前者之上，形成叠置式洪积扇。

(2) 念珠式洪积扇：当洪积扇形成后，山体发生大规模抬升，山前平原迅速相对下降，老洪积扇位置抬高，新、老洪积扇以沟谷相连，无覆盖现象，形成成串的洪积扇。

(3) 不对称叠置式洪积扇：在老洪积扇的两侧，新构造运动不等量升降，暂时性沟谷水流所挟带的物质向上升量小的一侧偏离堆积，成为不对称形，在老洪积扇一侧形成新洪积扇。

气候变化会影响到沟谷水流流量的变化、含沙量的增减以及搬运颗粒大小等的变化，从而影响到洪积扇范围的大小。气候由干变湿，洪积扇面积变大，纵向坡度变缓；气候由湿变干，洪积扇面积变小，纵向坡度变陡。

### 三、泥石流地貌

**泥石流 debris flow** 是山区常见的一种突发性自然灾害现象，是由大量土、砂、石块等固体物质与水组成的一种特殊洪流。特征：固体物质的体积含量一般超过 15%，最多达 80%；发生突然，运动速度极快，历时短暂，破坏力极大。

泥石流一般主要分布于温带和半干旱山区。例如，我国主要分布在川西、滇北高山高原区、西藏东南部、西北地区。

#### (一) 泥石流形成的基本条件

##### 1. 大量松散的固体物质（物质条件）

这些物质来源主要有：a.构造破碎带提供的大量碎屑物，b.岩石风化物，c.高山厚层冰碛物，d.地震活动堆积物以及 e.人工堆积物等。

##### 2. 充足的水源（水分条件）

主要由暴雨、洪水、冰雪大量融化及湖泊、水库溃决时产生。

##### 3. 陡峻的沟谷（地形条件）

沟谷的上游为环形洼地，有利于固体物质和水的聚集，中游为沟坡陡峻、比降较大的沟床，有利于泥石流的快速下泻。

## （二）泥石流类型

### 1. 按泥石流的物质结构和流态特点

（1）粘性泥石流：固体物质含量一般大于 40%，最可达 80%，尤其含有一定量的粘性成分；泥石流做等速运动；具有阵流现象；常形成沟谷阻塞现象；有高而陡的“龙头”。

（2）稀性泥石流：固体物质含量一般 10~40%，粘性成分少；泥石流做不等速运动；不易形成沟谷阻塞现象和阵流现象；也无明显的“龙头”。

### 2. 按泥石流的物质组成

（1）泥流：泥流中所含的固体物质主要是细粒的泥沙，仅有少量碎石、岩屑，粘度大，呈稠泥状，有时出现大量泥球。主要分布在黄土高原地区。

（2）泥石流：由含有大量细粒物质和巨大石块、漂砾组成。由于含有细粒物质较多，有较大的粘滞性，又称粘性泥石流或结构性泥石流。

粘性泥石流中的水不是搬运介质，而是泥石流的物质组成部分。水和泥沙石块以相同的速度作整体运动。

（3）水石流：是水和石块混合在一起的一种泥石流，粉沙粘土含量很少，没有粘滞性。

### 3. 按泥石流的激发因素

（1）冰川泥石流。

（2）暴雨泥石流。

（3）地震泥石流等。

## （三）泥石流地貌

### 1. 泥石流沟谷源头和上游地段

以侵蚀为主。泥石流沟谷的上游为高山环抱的环形洼地，以侵蚀作用为主，沟谷快速被蚀深，横剖面呈宽陡的槽形。

### 2. 泥石流沟谷中游地段

以侵蚀为主，大多表现为峡谷，多跌水。

### 3. 泥石流沟谷下游地段

以堆积作用为主，形成**砾石垄岗或泥石流扇**，其对积物属于**洪积物**。其中，粘性泥石流停积后，形成许多平行于主流方向的砾石垄岗，稀性泥石流的堆积体呈扇状（泥石流扇）。

## （四）泥石流堆积物特征

（1）沉积物粒径自上游而下游逐渐变小。

（2）砾石有一定的磨圆度。

(3) 大小石块混杂，分选差。

## 第三节 河流流水作用

### 一、水流运动形式

#### (一) 层流与紊流

**层流 Laminar flow** 的水质点有一定的轨迹，与邻近的质点作平行运动，彼此互不混乱。这种流动仅在水库及高含沙量的浑水中或坡面薄层缓流中可能存在。而在沟槽中很少发生。由于层流没有垂直于水流方向的向上分力作用，所以一般不能卷起泥沙。

**紊流 Turbulent flow** 的水质点是呈不规则的运动。并且互相干扰，在水层与水层之间夹杂了大小不一的旋涡运动。旋涡的产生，是由于上下各水层流速不同，分界面上形成相对运动，这种分界面极不稳定，很容易造成微弱的波动；这种波动逐渐发展，最后在交界面上形成一系列的旋涡。

层流水是否失去稳定性取决于作用于水体的惯性力与粘滞力的对比关系。一般沟槽、河道中的水流总是属于紊流性质，只有坡面薄层缓流才是层流。

#### (二) 环流与螺旋流

水流的运动受到河槽边界的限制，因此，水流的平均方向，决定于槽线的方向。槽线的曲折和断面形态的改变，会使水流内部形成一种规模较大的旋转运动。在弯曲河道中，从凸岸由水面流向凹岸的表层流和从凹岸由河底流向凸岸的底流构成一个连续的螺旋形向前移动的水流，称为**横向环流 Annular flow**。实际上，不存在绝对意义的环流。水质点在做环状运动的同时，还做纵向运动。那么，环流与纵向水流的结合，便形成**螺旋流 Spiral flow**。

横向环流的形成主要是由弯道离心力和地球偏转力的影响所产生的。

##### 1. 弯道离心力作用。

弯曲河道由于水流本身偏转而产生离心力。离心力  $F=mv^2/r$ ， $m$  为水量， $v$  为流速， $r$  为弯道半径。因水流流速随水深而减小，离心力也随水深加大而减弱。受较强离心力作用的上层水流就会朝向受较弱离心力作用的下层水流方向排挤，因而产生向下水流。另外在同一深度不同部位弯道的横向水流流速也不一致，靠近凹岸处流速大，凸岸处流速小，因而在同一深度各点离心力的强弱也有差异。凹岸水流随着下降水流沿河床底部向凸岸排挤，以维持水流的连续性，靠近河面水流则由凸岸流向凹岸，整个河床内的水流发生连续性的螺旋状前进。

##### 2. 地转偏向力作用

在地球自转的影响下能产生偏转力，在北半球河流向右岸偏，南半球河流向左岸偏。地转偏向力作用的强弱与水流流速和水量成正比。就同一河段来说，表层流速大于底层流速，因而表层水流所受地转偏向力大于底层水流。在弯道上，横向环流方向和片状力方向有的一致，有的不一致。一致时，弯道环流加强；不一致时，弯道环流减弱。

##### 3. 河床水位变化



在顺直河道中，退水时可产生底部汇合型横向环流，对两岸进行侵蚀，河床中部形成心滩。涨水时可形成底部辐散型横向环流，对河床底部进行侵蚀，两岸形成浅滩堆积。

### （三）漩涡流

在天然河道不规则河岸附近及河底起伏的后面，由于水流的离解，液体通常以质点群的形式围绕着公共轴转动，称为漩涡流 Vortex flow。可分为直轴漩涡流和横轴漩涡流。

## 二、侵蚀作用

河流的侵蚀作用有三种形式：冲蚀作用、磨蚀作用、溶蚀作用，总称为河流的侵蚀作用。水流的侵蚀作用主要是通过自身能量对河床及沟壁的冲蚀作用、水流所携带的泥沙石块对河谷的撞击和磨蚀作用、对可溶性岩石组成的河床的溶蚀作用来实现的。

### （一）下蚀作用 Erosion

下蚀作用，又称下切侵蚀、垂直侵蚀、深向侵蚀。流水加深河床与河谷，使河床高度不断降低的作用称为下蚀作用或称下切侵蚀、垂直侵蚀。

下蚀作用的强度主要取决于水流的动能、含沙量、河床坡度以及河床组成物质的抗冲强度。下蚀作用的总趋势是加深河谷。

### （二）侧蚀作用

流水拓宽河床和河谷的作用称侧蚀作用 Lateral erosion（旁蚀、侧方侵蚀）。侧蚀作用的结果是河床发生侧向迁移，河谷拓宽，并导致河曲的发育。

侧蚀作用产生的主要原因是由于河谷的弯曲而产生的横向环流作用，使得凹岸受蚀，凸岸堆积。侧蚀作用的总趋势是拓宽河谷。

### （三）溯源侵蚀作用

溯源侵蚀 Headward erosion，是指河流或沟谷底坡度变陡之处，因水流冲刷作用加剧，受冲刷的部位随着物质的蚀离，而不断向上游方向移动的现象。

溯源侵蚀现象在河流中极为普遍，除上述河口段因基面下降引起的后退侵蚀以外，主支流上游的沟谷源头向河间地的侵蚀、河流上各个跌水的向上游后退侵蚀等均属于溯源侵蚀。

产生溯源侵蚀作用的原因主要有：①河流的流量、流速增大；②河流侵蚀基准面下降。溯源侵蚀作用的总趋势是延长河谷。

三种侵蚀作用方式是同时存在、同时进行的，只是在不同时期、不同河段三者的侵蚀强度不同。最终使河流向纵深方向发展。

## 三、搬运作用 Transportation

河道水流携带泥沙及溶解质，并推移床底沙砾的作用称为河流的搬运作用。河流水流搬运的方式有三种：推移、跃移、悬移。在流水搬运物质过程中，各种方式同时存在；随水动力条件的变化，又可相互转化；河流的搬运量与流速、流量及流经地区的自然环境有关；河流搬运的物质具有良好的磨圆度。

### 1. 推移 Bed-load transportation

泥沙颗粒沿河床底滚动、滑动称为推移。

### 2. 跃移 Saltation transportaion

床底泥沙呈跳跃式向前搬运。泥沙起动以后，在水流上举力作用下，可以跳离床面，与速度较高的水流相遇，被水流携带前进。但泥沙颗粒比重比水大，它又会逐渐回落到床面上，并对床面上泥沙产生一定冲击作用，作用的大小取决于颗粒的跳跃高度和水流流速。如跳跃较低，由于水流临底面处流速较小，泥沙从水流中取得的动量也较小，在落回床面以后就不再继续跳动。如沙粒跳跃较高，从水流中取得的动量较大，则落回后还可以重新跳动。当流速足够大的时候，泥沙颗粒自床面跳起以后不再落回，而是随着水流以相同的速度前进，这样的泥沙称为**悬移质**。

### 3. 悬移 Suspended transportation

水流中携带细小的泥沙以悬浮状态进行搬运，称为悬移。悬浮的泥沙受到三种力的作用：一是前进水流的作用使泥沙向下游移动；二是向上水流的作用使泥沙抬升，三是泥沙受本身重力影响而下沉。当河流中泥沙颗粒是上升流速大于沉速时，泥沙被带到距床底一定高度位置而呈悬浮状态，并由水流携带向下游搬运。

### 4. 溶解质搬运 Solution transportation

河流除以推移及悬移形式搬运泥沙外，还带走溶解于水中的溶解质。在石灰岩等可溶性岩石地区，溶解质的数量相当可观。

## 四、堆积作用 Deposition

当河流能量降低，不再有足够的能量来搬运其原来所搬运的泥沙时，就要发生泥沙的沉积。首先停止运动沉积下来的是推移质中的大颗粒，随着能量进一步减小，推移质将按体积和重量大小依次停积。而悬移质将渐次转化为推移质，继而在河床上停积。引起河流搬运能力降低的因素很多，主要有河床坡度降低，河流流量减少，以及人工筑坝拦水等。

综上所述，河流作用有侵蚀、搬运和堆积三种方式。三者是同时进行的，但在不同时期和不同河段，其作用性质和强度是有差别的。一般情况下，上游以侵蚀作用为主，下游以堆积作用为主；凹岸以侵蚀为主，凸岸以堆积为主。就某一河段而言，主要取决于水流的挟沙力与河流含沙量的对比关系。

## 第四节 河流地貌

### 一、河谷的基本形态

河谷 River valley，指主要由河流作用形成的狭长形槽状凹地。

#### 1. 河谷横断面 Cross section

包括谷坡和谷底二部分。谷坡上常有阶地发育。谷底由河床和河漫滩组成。

## 2. 河谷纵断面 Profile

上游河谷深窄，谷壁陡峭，呈 V 形谷，河床纵剖面坡降较大，谷底多急流、瀑布，两岸山嘴交错分布；中游谷地宽浅，表现为 U 字形，发育有河漫滩和阶地；下游河谷宽广，河床坡度较小，多曲流和分汊河道，有广阔的河漫滩或冲积平原发育。

从河谷的发展历史来看。在其发育初期，河流坡降较大，多为深狭的峡谷地形，谷底常有急流、瀑布和壶穴；之后，河床纵剖面坡度变小，侧蚀作用加强，发育曲流和河漫滩，河谷横剖面呈宽浅的 U 字形；最后，谷坡在长期的侵蚀作用下，在宽广的河漫滩或冲积平原两侧，仅残留缓斜坡地或丘陵。

## 二、河床地貌

河谷中平水期水流所占据的谷底部分称为**河床 Riverbed**。水流不断作用于河床，河床反过来约束着水流。如果水流挟沙量大于挟沙力，河床就发生堆积，相反则发生侵蚀。冲刷会使河床降低，扩大过水断面；而淤积则引起河床抬高，使过水断面缩小。由于过水断面的扩大或缩小，又改变了水力条件。过水断面扩大，水流流速减小，输沙能力降低，冲刷停止；过水断面缩小，水流流速加大，输沙能力增强，不再发生淤积。这就是河流是**自动调节作用**。

山区河流开始发育阶段，河流坡降大，下蚀作用强烈，往往形成深切的峡谷，谷底常见急流、瀑布和壶穴（壶穴是河床上的圆形洞穴。上游湍急的水流带动石砾和卵石在不平坦的河床上如旋涡般钻挖。卵石环回旋转，磨蚀作用在河床挖出洞穴。洞穴愈来愈深和圆的时候，便形成了壶穴），形成 V 形谷。河流进一步作用，河床纵剖面坡度变小，侧蚀作用加强，河床拓宽，曲流和河漫滩发育，谷坡后退，河谷呈 U 形。

### （一）河床纵剖面

河床纵剖面 **Longitudinal profile**，指一条河流从河源到河口，沿河床最低点所作的剖面。一般，在河流上游或山区，河流河床纵剖面坡度较大，多坡折；在下游或平原区，河流河床纵剖面坡度较小，起伏小。宏观上看是一凹形曲线，微观上是有坡折的曲线。

#### 1. 侵蚀基准面

河流下切到接近某一水平面以后，逐渐失去侵蚀能力，不能侵蚀到该面以下，这种水平面称为**河流侵蚀基准面 Base level of erosion**。侵蚀基准面又可分为终极侵蚀基准面和局部（地方）侵蚀基准面。控制河流下切侵蚀的最低基面称为**终极侵蚀基准面**。这个面一般为海平面。但很多河流下游水面到达海平面高度时，仍有一定的侵蚀能力，如长江武汉以东的下游河段，有些地方河床低于海平面几十米甚至近百米。**局部侵蚀基准面**是指河流流经地方坚硬岩坎，湖泊洼地及主支流汇口处等。他们往往控制着上游河段或支流的下切作用。他们在河流的发育过程中起着重要的作用。

当侵蚀基准面上升时（海面上升或河流流经的陆地部分下降），河流水面比降减小，水流搬运泥沙的能力减弱，河流发生堆积；当侵蚀基准面下降时（海面下降或河流流经的陆地部分上升），新出露的河床坡度较大，下切作用加强，产生溯源侵蚀。

#### 2. 均衡剖面

均衡剖面 **Equilibrium profile**，指河流处于平衡条件下的纵剖面。河流平衡是指河床

侵蚀与堆积之间的平衡。但是，平衡是相对的、有条件的，只能在一定时间和空间条件下的相对平衡。河流平衡的另一含义是**自动调整**。河床在特定时间、空间和物质平衡条件下的平衡，如果随着流域因素的变化（构造、气候、水量、含沙量、侵蚀基准面变化），河床形态必然发生相应调整，取得新的平衡。经典的理论认为，处于均衡状态下的河流纵剖面是一条圆滑的凹形曲线。

## （二）河床地貌

河床按侵蚀堆积关系划分，可划分为冲积河床和侵蚀河床。

**冲积河床 Alluvial riverbed**：侵蚀作用弱于堆积作用，以堆积为主，河床一般是由河流自身堆积的细颗粒物组成。常分布于平原区河流或河流中下游段。

**侵蚀河床 Erosion riverbed**：侵蚀作用强于堆积作用，以侵蚀为主，河床大多为坚硬岩石或大颗粒岩石、卵石等组成。常分布于山区河流或河流上游段。

### 1. 浅滩与深槽

在冲积河流的河床上，分布着各种形态的泥沙堆积体，高度在平水位以下，统称**浅滩 Shoal & riffle**。浅滩之间，水深较大的河槽称为**深槽 Deep pool**。浅滩的形成是由于输沙能力小于含沙量，大多是在流速突然变小、环流减弱或消失，洪枯水流流路不一致等情况下产生的。在河流凹岸和河床的狭窄段，因水流冲刷，形成深槽。

石质浅滩和深槽、岩槛和壶穴都是山区侵蚀性河流的河床地貌。**石质滩**是由基岩或粗大的乱石组成，多分布在山区峡谷河段，常形成急流险滩。**石质深槽**与石质浅滩相间分布，深槽每沿地质构造破碎带发育。

浅滩和深槽的成因。①弯道横向环流的作用；②河道宽窄的作用；③主支流汇合（干流顶托或支流泥沙堆积）；④人工建筑物等影响。

由于河水作用，河床上的浅滩和深槽位置通常也是缓慢向下游移动。

### 2. 石质浅滩和深槽、岩槛与壶穴

**岩槛 Rocky threshold**是河床底部坚硬岩石处，与下游河床形成一个不连续的陡坡，常形成瀑布或跌水，并构成上游河段的地方性侵蚀基准面。

**壶穴 Pothole**是基岩河床中被水流冲磨的深穴。壶穴分布在山区石质河床基岩节理充分发育或构造破碎带。山区河床坡降大，水流急，能冲击岩石节理面或破碎带，掏蚀河床，形成深潭里的水流漩涡挟着砾石对河床进行磨蚀。能形成数米或更深的壶穴。

### 3. 裂点

**裂点 Knick point**，指河谷纵剖面上坡降突然增大的地点。多分布于河流上游河段中，常形成瀑布和跌水。

常由地壳上升或侵蚀基准面相对下降，河流产生新的溯源侵蚀，或因构造、岩性原因造成的差别侵蚀所形成。可分为循环裂点、构造裂点、岩性裂点。

## （三）河床的平面形态

根据河床平面形态和河床演变规律，可以将冲积性河流的河床划分为顺直微弯、弯曲、分叉及游荡型等四种河床类型。

### 1. 平直型河床 Straight river channel

形态特征：河道曲折率小于 1.2，河岸顺直或略有弯曲，其内部形态随河水水位变化而发生改变。平水期，两岸边滩犬牙交错，水流弯曲，深槽、浅滩交替出现；洪水期，洪水淹没边滩，河水顺直奔流，深槽、浅滩的位置也不断发生变化。此类河床横断面上边滩与深槽并列，纵向上深槽与浅滩相间分布。

此类河床一般分布在河岸很难冲刷的河谷或狭窄、顺直的河谷中。平水期，深槽、浅滩交替出现，两侧边滩犬牙交错。洪水期，水流淹没交错分布的边滩，河流顺直奔流，并推动交错的边滩缓慢向下游移动。

### 2. 弯曲型河床 Meandering river channel

形态特征：河道弯曲率大于 1.2，河岸弯曲。弯曲型河床的形成与螺旋流作用密切相关。在螺旋流作用下，凹岸受蚀，凸岸堆积，河床变得越来越弯，而形成曲流。在螺旋流的进一步作用下，曲流颈部愈来愈窄，最终可能产生裁弯取直，形成牛轭湖。

弯曲型河床的演变主要表现在横向变形上，特点是凹岸不断后退，凸岸不断淤长，从而产生河曲蠕移。

弯曲型河床多分布于河谷宽广、坡降平缓、河岸较低，并由二元结构组成的谷底，这里曲流摆荡有足够回旋余地。

当弯曲发展到一定阶段，上、下两个反方向河弯按某个固定点，呈 S 形向两侧扩张，河曲颈部越来越窄，形成狭窄的曲流颈，洪水时，水流冲溃河曲颈部后引起自然裁弯取直，河弯裁直后，废弃的旧曲流逐渐淤塞衰亡，形成牛轭湖。新河由于流程缩短，比降增大，往往迅速拓宽，发展成为主槽。

冲积平原的弯曲河流，流床不受河岸约束，可以自由地在宽广的谷底迂回摆动，这种曲流称为自由曲流。山区河流虽然受到河谷基岩河岸的约束，但也常发育刻蚀地面而下的河曲，称为深切曲流。深切曲流通常原来就有弯曲的河道，由于后期地壳上升，导致河流下切而成。若深切河曲在下切过程中同时进行较强的侧蚀，使河的弯曲不断增加，河曲的宽度逐渐变窄，也会发生自然裁弯。被废弃曲流环绕的基岩被孤立在一侧，成为离堆山。

### 3. 分汊型（江心洲型）河床 Branching river channel

形态特征：河床宽窄相间，窄段为单一河床，宽段则由一个或几个江心洲间隔成二股或多股汊道。此类河床主要分布于束窄河段上下方的开阔河段。由于壅水或水流扩散，淤积加强，沉积心滩，继而形成江心洲 river island。

平面上河身呈宽窄相间的莲藕状，窄段为单一河床，宽段则由一个或几个江心洲间隔成二股或多股汊道。各股汊道经常处于交替的发展和消亡之中。此类河床主要分布于束窄河段上下方的开阔河段。

### 4. 散乱型（游荡型）河床 Wandering river channel

形态特征：河段顺直，河身宽浅，槽滩高差不大，沙滩众多、河汊密布，无固定主槽。此类河床是严重淤积型河床。主要分布在沙多水少、洪水暴涨暴落，河岸及河床的抗冲性很小，而河床纵比降较大的河段。如黄河孟津-高村段。

河床演变上，泥沙淤积严重，多发育地上河；主槽变化迅速，经常摆动。

### 三、河漫滩

河流洪水期淹没河床以外的谷底部分，称为**河漫滩 floodplain**。河漫滩在平原河流中较宽广、山地河流中较狭窄。在河流下游地区，极宽广的河漫滩称为泛滥平原或冲积平原。河流中下游的河漫滩宽度往往比河床大十几倍到几十倍，极宽广的河漫滩也称为泛滥平原或冲积平原。

#### （一）河漫滩的发育过程

河谷的发育是从年轻的 V 形谷开始的，谷底几乎全为河床所占据，只有在河弯凸岸形成雏形边滩，称为**滨河床浅滩**。随着侧向侵蚀的发展，河谷不断展宽，凸岸边滩不断展宽、加高、增长，面积也越来越大，于是便形成了**雏形河漫滩**。雏形河漫滩形成以后，洪水时由于河漫滩水深比河床处浅，使河漫滩上流速减小，平水期和枯水期植物在滩面上生长，更加降低了洪水时滩面上的流速，引起悬移质在河漫滩上沉积下来，使河漫滩上覆盖了一层粘性土，即河漫滩相沉积物，其下部为河床相沙砾层，所以**河漫滩物质组成具有二元结构**。

河漫滩的形成必须具备两个条件：**河床侧向移动和洪枯水位变化**。

河床横向移动为河漫滩地貌发育创造了空间条件。决定了河漫滩的规模和类型。山区河流河床的横向移动缓慢，河漫滩狭窄，当洪水漫滩后，滩面上的流速仍然比较大，形成**砾石河漫滩**。在冲积性河床上，河床横向移动快，河漫滩的规模大，洪水漫滩后，不仅在滩面上沉积了河漫滩相冲积层，而且由于滩面上水动力条件和泥沙条件的差异，河漫滩上的流速，离河床越远越小，所以在滩面上沉积的泥沙的平均厚度与粒径离河床越远越小。

#### （二）河漫滩的沉积结构

河漫滩的沉积结构具有明显的二元结构。河漫滩的二元结构是河床侧向移动的结果。河曲自然裁直，形成废弃河道，河漫滩相覆盖层加厚，并出现牛轭湖相沉积物。

##### 1. 上层悬移质

较细的河漫滩相冲积物，通常为粉砂、粘土或亚粘土，它是洪水期的泛滥堆积物。

##### 2. 下层推移质

较粗的河床相冲积物，通常由砾石与粗砂组成，它是河床侧向移动过程中沉积下来的。

#### （三）河漫滩的微地貌类型

##### 1. 滨河床沙坝

滨河床沙坝一般分布于河床凸岸边缘，两坡不对称，向河缓、背河陡。其形成是洪水期河流横向环流作用加强的结果。

##### 2. 迂回扇 Scroll pattern

迂回扇，随河曲的发展、河流凸岸部位形成一系列弧形滨河床沙坝与洼地相间的扇

形地。迂回扇垄岗的排列方向能反映水流的流动方向。一般迂回扇向上游辐散、向下游辐聚。

### 3. 心滩沙堤

心滩沙堤，在平原汉河的心滩边缘，洪水期水流流速低、搬运能力减弱，泥沙沿心滩两侧沉积形成的沙堤。水流漫过洲滩时，受到洲滩的阻力，水深变小，流速降低，水流挟沙能力降低，泥沙在洲滩边缘沉积下来，形成围绕洲滩沿岸的沙堤。迎水坡陡，背水坡缓。

### 4. 天然堤 Natural levee

在河漫滩近岸地区，由于水深和流速突然减小，水流挟沙能力降低，泥沙沉积下来，形成贴近河岸并与河岸平行的沙堤，称为天然堤。天然堤一般分布于平直型河床的边缘，两坡不对称，向河缓、背河陡。天然堤有利于促进河床中泥沙淤积增高，易形成地上河；而又天然堤不稳定，易形成决口扇。

## 四、冲积平原

在构造沉降区，由河流带来大量冲积物堆积而成的平原，称为冲积平原 flood plains。冲积平原一般位于河流中下游地区或山间河谷盆地。

冲击平原根据地貌部位和作用力可分为：山前平原、中部平原和滨海平原。

### 1. 山前平原 piedmont plain

山前平原位于山前地带，由于河流出山入平原，河流比降急剧减小而发生大量堆积，形成洪（冲）积扇，各条河流的洪（冲）积扇相互连接，而形成洪积-冲积倾斜平原。沉积物较粗。例如，黄河出孟津后和其他河流形成的平原。

### 2. 中部平原 middle plain

中部平原是冲积平原的主体，组成中部平原的沉积物主要是冲积物，其中常夹有湖积物、风积物或海相沉积物。沉积物较细。例如，长江中下游平原。

### 3. 滨海平原 coastal plain

滨海平原是河流和海洋共同作用形成的，其沉积物很细，常出现海积层和冲积层相互叠压现象。例如，长江三角洲平原。

## 五、河流阶地

由于河流下切侵蚀，河床不断加深，原先的河漫滩地面超出一般洪水期水面，呈阶梯状分布于河谷两侧的地貌，称为河流阶地 River terrace。

### （一）阶地形态特征及命名

#### 1. 阶地形态特征

一般河谷中常有一级或多级阶地，每一级阶地都是由阶地面和阶地坎所组成。阶地面比较平坦，微向河流倾斜。阶地面以下为阶地坎，坡度较大。**阶地高度**一般指阶地面与河流平水期水面之间的垂直距离。

## 2. 阶地命名方法

阶地的级数由下而上顺序分级。把高于河漫滩的最低一级阶地称为一级阶地，向上依次为二级阶地、三级阶地……等等。因此，在同一河谷剖面上，阶地相对年龄一般是高阶地老，低阶地新。阶地的海拔高度（绝对高度）一般自上游向下游降低。但由于构造运动或其它原因，有同一级阶地的海拔高度，有时下游反而比上游大。此外，阶地还可以以地名进行命名，例如兰州阶地等。

## 3. 阶地位相图

阶地位相图 又称阶地纵剖面图。在一条河流的不同河段上，测出各级阶地的高度，再按一定的水平比例尺和垂直比例尺，绘在河床纵剖面的上方，把自上游到下游同时代的阶地连接起来，即成阶地位相图。

### （二）阶地的成因

形成河流阶地必须具备两个条件：较宽阔的谷底和河流下切侵蚀。宽广的河谷底，大部分为河漫滩所占，而河床只占一部分。由于流域内气候变化、地壳运动或河口海平面（基面）的变化等原因，引起河流下切侵蚀，河床大幅度的降低，谷底河漫滩部分超出一般洪水期水面以上，成为阶地。

由于河流进一步下切侵蚀的原因不同，形成的阶地在形态上和结构上也不一致。阶地的形成条件如下：

#### 1. 构造运动 Tectonic movement

当地壳上升时，原先河床纵剖面的位置相对抬升，而水流侵蚀作用使河床降低，地壳上升的速率与河床下切的速率保持相等，在这种动态平衡的情况下，河床高程基本上保持原先的位置，原先谷底面靠近谷坡的部分则被抬升，形成阶地。在这一过程中，河流好象一把固定在空间上的利锯，而地壳就象一块木料。地壳长期间歇性抬升，河流间歇性下切形成多级阶地。

当流域大面积普遍均匀抬升，在整个流域形成阶地。如在同一时期，某一地区地壳上升幅度大，速度快，而另一地区上升幅度较小，速度慢，则在上升幅度大的地区，阶地高度也大。

#### 2. 气候变化 Climate change

气候变化对阶地形成的影响主要反映在河流中水量和含沙量的变化。气候向寒冷方向发展，引起流域物理风化作用加强，或气候向干旱方向发展，流域植被覆盖度减少，引起水系上游部分沟谷活动加强，坡面冲刷强度加大，结果使流域补给河流的水量减少，流域供给河流的沙量增加，造成河床中上游普遍淤积。据研究，河流淤积层的厚度自河口向上游增加，中游达到最大，向上游又逐渐减小，最后在近河源处尖灭。

气候向湿热方向发展，河流泥沙量减少，径流量增加，引起水流挟沙能力增大，使河床发生下切侵蚀。在整个下切过程中，上游段由于流量较小，下切幅度较小；中游段流量较大，并且水流的能量主要消耗于加深河床，下切幅度最大；下游河段水流大部分



能量用以搬运由上游冲刷而来的泥沙。因此，流量虽然沿河流向下游增加，但下切的幅度却由中游向下游河口方向减小。河流下切结果，河床纵剖面坡度在上游增加，中游减缓，而下游几乎保持不变。与此同时，形成一系列阶地，阶地相对高度自河口向上游增加，至中游达到最大值，再向上游又逐渐减小，然后逐渐向河源尖灭。这类阶地纵剖面相对于下切之后的河床纵剖面，在形态上如弹弓之弦，称为**弦状阶地**。

第四纪以来，冰期与间冰期交替出现。冰期为河床普遍加积的时期，而间冰期为河流下切，形成阶地的时期。由于这类阶地是流域气候变化的产物，常称为**气候阶地**。

### 3. 侵蚀基准面下降 Drop of erosion base lever

侵蚀基准面下降时构造运动和气候变化引起的。侵蚀基准面下降通常会引起河口段河床比降的增加，比降的加大引起水流下切侵蚀。侵蚀作用从河口段开始，然后不断向上游方向发展，即溯源侵蚀。在溯源侵蚀能达到的范围，一般都会形成阶地。阶地的相对高度从下游向上游逐渐减小，在溯源侵蚀所达到的一点——裂点处消失。如果侵蚀基准面多次下降，则能在河床纵剖面上出现数个裂点。每一裂点的上游将比裂点下游少一级阶地。裂点下游的一级阶地与裂点上游的河漫滩相对应，即裂点上游的河漫滩面与裂点下游一级阶地面是同一时期的谷底。以后，裂点不断后退，也把这些河漫滩切割成阶地。

一般认为，第四纪间冰期是海平面普遍上升的时期，也是河流因海侵发生淤积的时期。由于海面变化在晚近地质历史时期交替出现，因此，因侵蚀基准面变化而形成的阶地称为**旋回阶地**。

### （三）阶地的类型

根据河流阶地的物质组成，将河流阶地分为：侵蚀阶地、堆积阶地、基座阶地、埋藏阶地。

#### 1. 侵蚀阶地 Erosional terrace

由基岩构成，其上很少有河流冲积物覆盖。也叫**基岩阶地**。侵蚀阶地多发育在山区河谷中，这里水流速度大，侵蚀作用强，所以沉积物很薄，有时甚至在河床中出露基岩。当后期河流进行强烈下切时，河谷底部抬升形成阶地，因而在侵蚀阶地上很少找到冲积物，即使原先有薄层的冲积物分布，在阶地形成以后的长期侵蚀作用中，也可能被冲刷殆尽。阶地面上往往只有一些坡积物。这类阶地面是河流侵蚀削平的基岩面，故称侵蚀阶地。

#### 2. 基座阶地 Base terrace

阶地面由两种物质组成，上部为河流的冲积物，下部是基岩或其他类型的沉积物。主要是由于地壳抬升、河流下切侵蚀形成的，在形成过程中河流下切侵蚀深度超过了原来冲积物的厚度，切至基岩内部而成。如果基座阶地形成以后，由于气候或构造的原因，在新一轮的河流侵蚀——堆积过程中，河谷中堆积较厚的冲积物，超过阶地基座高度并把基座覆盖起来，称为**覆盖基座阶地**。

#### 3. 堆积阶地 Accumulation terrace

阶地全由河流冲积物组成。在河流中下游最为常见。它的形成过程，首先是河流侧向侵蚀，展宽谷底，同时发生大量堆积，形成宽阔的河漫滩，然后河流强烈下切侵蚀，

形成阶地。一般河流下切侵蚀的深度不超过冲积层的厚度，因此，整个阶地全由松散的冲积物组成。

根据河流下切侵蚀深度与多级堆积阶地之间的接触关系，堆积阶地可分为内迭阶地与上迭阶地二种。**内迭阶地**是指新的阶地套迭在老的阶地之内，后一次的河流冲积物分布的范围和厚度都比前一次的为小。这说明在各级阶地的形成过程中，各次河流的下切作用所达到的深度基本一致，而后期的堆积过程较短或堆积作用比前期减弱。**上迭阶地**是指新阶地的冲积物完全迭置在较老的阶地冲积物之上。河流后期下切侵蚀都未达到基岩，说明后期下切侵蚀与堆积的规模都逐渐减小。

#### 4. 埋藏阶地 Buried terrace

若阶地形成以后，由于地壳下降或侵蚀基准面上升，引起河流大量堆积，使阶地被堆积物所覆盖，埋藏于地下，形成埋藏阶地。埋藏阶地分为两种类型：

(1) 早期地壳上升，或侵蚀基准面下降，形成多级阶地，而后地壳下降或侵蚀基准面上升，发生堆积，把早期形成的阶地全部埋没，形成埋藏阶地。

(2) 地壳长期下降，不同时期的冲积物一层一层迭加起来，形成一种假埋藏阶地。

此外，根据阶地形成时的水动力状况划分为侵蚀状态阶地、均衡状态阶地和加积状态阶地。

## 第五节 河口区地貌

河流入海或湖的地段是河流与海洋或湖泊相互作用的区域，称为**河口区 Estuary**。如果河流带来的泥沙超过海洋或湖泊的搬运能力，则形成向海洋突出的堆积体，平面形态象一个尖顶向陆的三角形，称为**三角洲**。如果河流、海洋或湖泊的侵蚀作用大于河口区的堆积作用，就形成一个喇叭形的河口，称为**三角湾**或**三角港**。

### 一、河口区分段

根据水文、地貌特征的不同，从陆到海，可以把河口分为：近口段、河口段和口外海滨段。

#### 1. 近口段

近口段指从潮区界到潮流界的河段。河水受潮汐的影响，有涨落变化，表现为一定潮差，潮区界处潮差等于零。河床内的水流表现为向着海洋的单一流向，**在地貌上完全是河流形态**。

#### 2. 河口段

河口段在潮流界与口门之间。这里具有双向水流，既有河川径流的下泄，也有潮流的上溯，两者在此相互接触，水流变化比较复杂，河床不稳定。**地貌上表现为河道分叉，河面展宽，出现河口沙岛**。在三角洲型河口，河流在此分叉，形成三角洲；在河口湾型河口，河面展宽，出现河口沙岛、沙洲。

#### 3. 口外海滨段

口外海滨段从口门到三角洲前缘坡为止。以海洋作用为主，除潮流外，还可能有波浪和海流的影响。地貌类型表现为水下三角洲或浅滩。

随着河流洪枯水位和潮流力量的消长，河口区分段界限的位置常发生变化。例如长江，枯水期时，潮区界可达安徽大通，潮流界位于江苏镇江；而洪水期时，潮区界位于安徽芜湖，潮流界位于江阴。

## 二、河口水动力特征与泥沙运动

### （一）河口区的动力特征

水流变化的基本规律：河流进入河口区，河流作用减弱，水流变为惯性流，在受水水体的阻力下流速急剧降低。河口地区是径流、潮流等各种动力作用的消能区，有利于大量泥沙的堆积。

（1）径流和潮流结合形成双向水流，因此既存在河流作用、又存在海洋作用。

（2）咸淡水的混合，影响到河口动力状况和沉积状况的变化。（等密度流、低密度流、高密度流）

（3）波浪作用对河口的地貌发育有很大影响。

### （二）河口区的泥沙运动

河口地区是径流、潮流等各种动力作用的消能区，也是大量泥沙的堆积地区，故河口的演变，主要取决于河口泥沙的冲淤变化。它是随着河口边界条件和水动力特征为转移的，一般在涨、落潮流的动力平衡带附近，有利于泥沙堆积，若涨潮流速大于落潮流速，流域泥沙可输进口门；当落潮流速大于涨潮流速时，则河流泥沙可运出口门。在多汉道的潮汐河口地区，潮波在各汉道的分汉口相遇，产生汇潮点，也有利于泥沙沉积。

## 三、三角洲

河流带来的泥沙超过海洋或湖泊的搬运能力，形成的向海或向湖突出的泥沙堆积体，称为**三角洲 Delta**。三角洲顶端指向上游，底边对着外海。这个名词最初被采用于三角形的尼罗河三角洲，以后逐渐用来作为地貌学上的专门名词。在现代，三角洲的概念中还包括陆上和水下的河口沉积体系，它是河流和海洋相互作用河流沉积占优势的产物。

### （一）三角洲形成条件

#### 1. 丰富的泥沙来源

主要是河流要有较大的输沙量。据统计，世界上多数河流年输沙量与年径流量的比值，大于 0.24 时，可形成三角洲；小于 0.24 时，则往往发育三角港。

#### 2. 海洋的侵蚀搬运能力较小

因为强大的海洋动力可将河口泥沙带走，不利于水下浅滩出露水面。只有当河流作用与海洋动力在口门附近建立平衡时，才能使泥沙沉积下来形成三角洲。

#### 3. 口外海滨区地势平坦，水深较浅

因为广阔的浅水区对波浪有消耗能量作用，有利于三角洲的成长；陡而狭窄的大陆架可使泥沙直接进入深海，造成水下峡谷和洋底扇。

## （二）三角洲发育过程

### 1. 水下三角洲阶段

河流自出口门之后，在宽浅的口外海滨，能量消耗，泥沙堆积，水下沙坝、沙滩的出现，引起水流分叉。与此同时，口门两侧发育了水下边滩。这时，口外海滨仍为连续水体。浅滩、冲刷槽、水下汉道的功能经过多次改造，一部分消亡，另一部分增长，并向水上地貌形态过渡。

### 2. 沙岛及汉道形成阶段

水下心滩、边滩因主流分歧和横向环流的加强而不断增长，逐渐露出水面，转化为沙岛和沙嘴，原来口外海滨的连续水体被沙岛分割成几股汉道，出现了几个入海口门，口门向外推进，各股汉道的口门外面形成新的水下分叉、心滩、边滩等。

某些被沙嘴和沙坝包围的部分海滨水体，形成**潟湖**。长江三角洲南部的太湖和北部的里下河也是这样的古代潟湖。

### 3. 三角洲形成阶段

被沙岛分隔的各股汉道之间的水量分配、输沙特征、侵蚀、沉积的不均匀性，必然使得某些汉道发展成为主河道，而另一些支汉道由于水流不畅，引起淤塞消亡，导致了沙岛的联合与并岸。这样，沙岛、沙嘴、汉道通过淤塞、并汉成为三角洲平原。

泥沙丰富的河口三角洲，由于岸线外伸，纵比降减小，大量泥沙在河口沉积，使河床淤浅。洪水季节河水下泻困难，水位抬高，必然使洪水冲跨天然堤，河口改道。这种过程不断进行，使三角洲地面普遍淤高，三角洲陆地不断向海推进。如果岸外波浪较强，岸线突出部分被改造得较为平滑，发育成扇形三角洲。如果岸外波浪和沿岸流作用较弱时，主河道向外突出，成为鸟足状三角洲。

总的来说，三角洲是河口区动力消耗、泥沙沉积的产物。它的发育总趋势是三角洲平原的扩展伸长，河口区向海移动。

## （三）三角洲类型

根据三角洲的形态特征及其形成过程，分为以下几种类型：

### 1. 扇形三角洲

在河流泥沙丰富、口外海滨水浅的情况下形成的。三角洲上汉河众多，分汉顶点向海呈放射状水系。如尼罗河三角洲、伏尔加河三角洲、黄河三角洲等。

### 2. 鸟足（爪）状三角洲

在弱潮河口，没有强大的沿岸海流，河流作用占绝对优势，挟沙丰富的河流成几股从不同方向入海，各分汉河口泥沙迅速堆积成向海伸出较长的沙嘴，整个外形犹如鸟爪。以美国密西西比河三角洲最为典型。

### 3. 尖头形三角洲

独流入海的河流，没有汉流或虽有汉流但规模不大，泥沙在河口堆积成沙嘴，形成明显向海突出的尖头形三角洲。如意大利的台伯河、西班牙的埃布罗河。

#### 4. 岛屿状三角洲

其形成一般是通过河口心滩——分汊——沙岛发展而成，星罗棋布的沙洲和沙岛和纵横交错狭长的汊河构成三角洲平原的主体。如恒河三角洲、珠江三角洲。

## 第六节 流域地貌

### 一、水系和水系类型

**水系 River system** 或 **drainage** 指一条干流及其所属各级支流共同组成的河流系统。水系的形式就是这种组合的形式，受一定地质构造和自然环境的控制，在平面上表现为有规律的排列。水系格局又反映了一定的地质构造和地壳运动性质。因此，通过水系排列形式的分析，能够推测地质构造和地壳运动。

#### （一）水系的分级

##### 1. 分支法

以干流开始，将直接注入干流的河流成为一级支流，将注入一级支流的河流成为二级支流，以此类推。

##### 2. 分级法

从源头最小河流开始成为一级支流，把两条一级支流汇合后的河段成为二级支流，以此类推。

#### （二）水系的类型

##### 1. 树枝状水系 Dendritic drainage pattern

该水系特征是支流多而不规则，主、支流之间呈锐角相交，排列形式为树枝状。在岩性均一、地形比较平坦的地区最为常见。

##### 2. 格状水系 Trellis drainage pattern

主流与支流呈直角或近似直角的格状。这种水系在很大程度上是受构造控制而发育的，常出现在褶皱构造区域，如主流发育在向斜轴部，则支流来自向斜两翼，一般与主流成直角相交。例如，庐山山顶水系。

##### 3. 平行状水系 Parallel drainage pattern

各条支流平行排列，平行的岭谷往往受较大的构造控制。如在单斜岩层的地区，主流的流向与岩层的走向一致，在主流的一侧形成很多平行的支流。例如，淮河下游左岸支流水系。

##### 4. 放射状和环状水系 Radial drainage and annular drainage pattern

在穹隆构造山区或火山锥上，各河流顺坡向四周呈放射状水系。如果穹隆构造山的

地层软硬相间，河流逐步破坏穹隆山，其支流沿剥蚀出来的软岩层走向发育成圆环形。

#### 5. 辐合状水系 Convergence drainage pattern

在盆地地区，河流由四周山岭向盆地中心集中，构成向心的辐合水系，如塔里木河、四川盆地等。例如，塔里木盆地山系。

#### 6. 网状水系 Network drainage pattern

河口三角洲地区及滨海平原地区，河道纵横交错，在平面上呈网状排列。例如，太湖平原区的水系。

#### 7. 倒钩状水系 Barbed drainage pattern

支流多呈反向流动，以钝角注入主流中，有时称为逆向水系。它常由掀斜构造形成或为河流袭夺的结果。倒钩状水系型虽不常见，但它对于分析新构造运动有很大意义。

## 二、分水岭的迁移

**分水岭**是指河流之间、把相邻流域分隔开来的高地。在自然界，分水岭可以是山地、丘陵、高地等。**所谓分水岭移动 Migration**，指由于分水岭两侧坡地剥蚀速度和侵蚀速度的差异，溯源侵蚀强的河流促使分水岭向另一侧缓慢移动的现象。其原因主要有：

#### 1. 构造条件的控制

在山区，岩层构造常控制着山坡的坡度。尤其是年轻的褶皱山地，后期的剥蚀作用还没有完全改变原始的山地形态，不对称的褶皱两翼必然引起分水岭的不对称现象。某些构造被剥蚀后，基岩岩性和构造性质还决定着分水岭的形态，例如，背斜谷两侧的不对称的分水岭。在单斜构造地区，经过长期剥蚀以后形成的单面山，一坡缓，一坡陡，形成分水岭的不对称。

#### 2. 侵蚀基准面的控制

分水岭两侧的侵蚀基准面的高低和侵蚀基准面与分水岭的距离影响山坡剥蚀后退的速度，从而产生分水岭的不对称现象。

如果分水岭与两侧的侵蚀基准面的距离相等，而侵蚀基准面位置的高度不同，则具有较低侵蚀基准面的山坡坡度大；而分水岭另一侧坡度缓。如果分水岭两侧的侵蚀基准面高度相等，而分水岭到两侧侵蚀基准面的距离不同，则侵蚀基准面距离分水岭近的一侧坡度大，另一侧坡度小。

由于分水岭两侧的不对称，必然影响到两坡河流溯源侵蚀的速度。溯源侵蚀速度快的一坡，其河源源头便较快地向分水岭伸展，使分水岭不断地降低，并不断地向坡度较缓的一坡移动。

## 三、河流袭夺

分水岭迁移的结果，侵蚀能力强的河流夺取了侵蚀能力弱的河流上游河段，这种水系的演变现象称为**河流袭夺 river capture**。河流袭夺的主要标志有袭夺湾 elbow of capture、裂点 knick point、风口 wind gap。

河流袭夺的原因除了分水岭迁移以外，还有新构造运动等。如在流域范围内，当新构造运动发生局部隆起时，河流不能保持原来的流路，于是，隆起地区的上游河段被迫改道、汇流于另外一条河流中。

河流发生袭夺后，抢水的河流叫**袭夺河**，被袭夺的河流上段称为**被夺河**，发生袭夺的地方，河流流向极不自然，往往有明显的转折，称为**袭夺弯**。被夺河在袭夺弯以下的河段，称为**断头河**。在袭夺弯和断头河之间的局部河段，因断绝了水源，成为新的分水高地，但仍保持着原来的河谷形态，称为**风口**。在这里可以找到河流冲积物，它的成分与被夺河的物质成分相同。在风口两侧的谷坡上往往还保存有较老的河流阶地。在袭夺河中，因水量增加，河流下切加速，往往形成新的阶地或谷中谷现象。在阶地向上游尖灭处，常有裂点或瀑布。在断头河上，由于水量减少，与过去水量大时形成的河谷很不适应，河流往往发生堆积，在源头处可形成沼泽或小湖。

## 四、河流地貌的发育

根据戴维斯侵蚀循环理论，如果一个地区经过一段时间迅速抬升后，地壳长期保持稳定，流域地貌的演化可分为幼年期、壮年期和老年期阶段。

### （一）幼年期(Youth)

某流域地壳抬升后的初期，地貌景观如同有轻度河流作用的高原，水系尚未充分发育，只有很稀疏的水文网，河谷不深，谷底狭窄，与坡顶和分水岭地面有一明显的坡折。地面比较完整，河流之间有开阔平坦的分水岭，分水岭顶部保存有大片平坦的原始地面，地面排水不畅，常有沼泽、湖泊。这是地貌发育处于早期阶段的标志。此后随着河流下切侵蚀，河网密度增大，河谷加深，地面被强烈切割，此时河床纵比降最大，河谷横剖面呈“V”形，谷底狭窄，谷坡陡峻（*which incise deep, narrow, steep-sided, V-shaped valleys*），原先开阔高地被切割成起伏很大的山岭。与此相应的是，谷坡的剥蚀速度相对于大河流的下切速度，谷坡不断展宽。由于谷坡不断剥蚀后退，使分水岭两侧的谷坡渐渐接近，终于相交，原来宽平的分水地面终于变成尖锐的岭脊。此时地势起伏最大，地面最为破碎、崎岖，地貌发育到这个时期，标志着幼年期的结束，壮年期的开始。

### （二）壮年期(Maturity)

一个地势起伏很大，地面切割得支离破碎，崎岖不平的山地地貌，在河流的侧蚀、滑坡、蠕动、泥石流、坡面冲刷等长期作用下，谷坡渐渐变得缓平，山脊变得浑圆，整个谷坡逐渐为连续的岩屑、土被所覆盖。此后，谷坡上部主要以土溜与蠕动的搬运风化物，与此相应的在该处呈现为凸形坡段；在谷坡的下部主要以坡面冲刷与沟壑侵蚀使物质得到输送，坡面多呈凹形。

该阶段流域内的河流纵剖面先后达到平衡剖面。首先是干流趋于平衡状态（*the main streams approach an equilibrium condition*），干流垂直侵蚀停止。河流的侧蚀作用较强，经河流侧蚀拓宽，谷底逐渐展宽，开始发育自由曲流和河漫滩（*the streams begin to meander, floodplain are formed*），到了壮年期后期，各条支流也相继趋于平衡。在壮年期，经块体运动与坡面冲刷，山脊高度降低，地形起伏趋于和缓，并广泛出现风化壳。地面由原来的峭峰深谷，演变为低丘宽谷。

### （三）老年期(Old age)

这个时期的河流作用主要为侧蚀和堆积，下切侵蚀作用已经十分微弱，河谷更加宽阔，河流曲流十分发育，形成宽广的谷底平原。分水岭因坡面冲刷和缓慢的风化碎屑物蠕动，变得更加和缓，坡麓堆积与谷底连成一片。最后形成波状起伏、略高于侵蚀基准面的准平原（**Penepplain**）。在准平原上仅有一些抗蚀性能强的坚硬岩石组成的孤立残丘，称为蚀余山（**Monadnock**）。准平原主要为基岩构成的波状起伏地面，上部可以覆盖厚度不大的松散堆积物或风化壳。因此，准平原与地壳长期下沉堆积发育的堆积平原不同。至此，地貌发育完成了一个旋回。



## 第五章 喀斯特地貌

喀斯特 (Karst)，又称岩溶。喀斯特一词来源于克罗地亚伊斯的利亚半岛北部迪纳拉山脉中的喀斯特高原，那里发育着各种碳酸岩地形。19 世纪末，前南斯拉夫学者司威治研究了喀斯特高原的奇特地貌，并把这种地貌叫做喀斯特。以后，喀斯特一词便一直成为世界各国所通用的专有术语。

我国对碳酸盐地区的地貌现象，早在晋代就有文字记载。距今 300 多年前，我国明代的旅行家徐霞客考察了广西、贵州、云南一带的碳酸盐岩地形，探寻了 100 多个地下溶洞，详细记述了碳酸盐岩地区的景观。1966 年在广西桂林召开的我国岩溶学术会议上，决定将喀斯特一词改称岩溶。

岩溶地区的许多特征，不仅在碳酸盐岩地区存在，而且在其他可溶性岩石地区，如白云岩、石膏、岩盐等分布的地区也可见到。

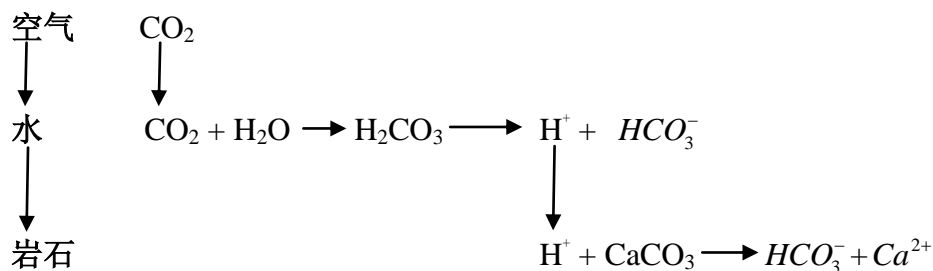
### 第一节 岩溶作用

水（地下水和地表水）对可溶性岩石以化学过程（溶解与沉积）为主、机械过程（流水侵蚀和沉积、重力崩塌和堆积）为辅的破坏和改造作用，称为岩溶作用 **karstification**。这种作用所造成的地表和地下地貌形态，即为岩溶地貌 **karst landform**。

发生在石灰岩、白云岩(一种以白云石  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ )、石膏、岩盐(岩盐，又叫石盐，主要化学成分是氯化钠)等可溶性岩石中的岩溶叫真岩溶。另外，在碎屑岩（砾岩、角砾岩、砂岩等）、冻土和黄土地区，也存在着类似岩溶的现象，称为假岩溶。

#### 一、岩溶作用的化学过程

岩溶作用中  $\text{CO}_2$  的作用至关重要，它溶于水可是水具有酸性，进而溶解可溶性岩石，这是正反应，是岩溶的过程。但是由于受到温度、气压等因素的影响，水中  $\text{CO}_2$  的含量易发生变化，可能会导致钙华的堆积，这是逆反应，是沉积的过程。因此岩溶作用的化学过程是可逆反应。



## 二、岩溶作用的基本条件

### （一）岩石的可溶性

岩石的可溶性主要**取决于岩石成分和岩石结构**。岩石成分指岩石的矿物成分和化学成分。岩石结构是指组成岩石的颗粒大小、形状和排列、岩石的胶结物性质等。

可溶性岩石分为三类：碳酸盐类岩石——石灰岩、白云岩〔 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ 〕、硅质灰岩、泥灰岩；硫酸盐类岩石——石膏( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )、芒硝( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ )；卤盐类岩石——石盐、钾盐。其中，硫酸盐类岩石和卤盐类岩石分布不广，岩体较小，而碳酸盐类岩石分布很广，岩体一般都很大。所以发育在碳酸盐类岩石中的岩溶较之卤盐类和硫酸盐类岩石中的岩溶要普遍得多。

碳酸盐类岩石的主要组成成分是方解石  $\text{CaCO}_3$  或白云石  $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$ ，其次是  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ ，以及粘土物质。石灰岩的成分以方解石为主。白云岩的成分以白云石为主，硅质灰岩是含有燧石结核或条带的石灰岩。泥灰岩则为粘土物质与  $\text{CaCO}_3$  的混合物。一般说来，石灰岩比白云岩易溶蚀，白云岩比硅质灰岩易溶蚀，硅质灰岩则比泥灰岩易溶蚀。

### （二）岩石的透水性

岩石的透水性**取决于岩石的裂隙度和孔隙度**。纯灰岩，刚性大，节理稀疏但裂隙开阔，透水性好，能发育大的溶洞。泥质灰岩，刚性弱，节理密但裂隙紧密，而且泥质灰岩经溶蚀后残留很多粘土，常阻塞裂隙，所以透水性差。石膏和岩盐透水性更差。

通常，厚层可溶岩，其中隔水层较少，岩石的裂隙比较开扩，透水性比较好，薄层可溶性岩石，所夹隔水层较多，裂隙也比较紧闭，透水性较差。

褶皱或断裂，使岩石透水性加强，对岩溶发育有利。

### （三）水的溶蚀力

水的溶蚀力**决定于水中的酸性物质的含量**。包括  $\text{CO}_2$ 、各种有机酸和无机酸。

纯水的溶蚀力很微弱，只有当水中含有  $\text{CO}_2$  时，才有较强的溶蚀作用，将  $\text{CaCO}_3$  溶解，把不能溶解的残余物质留下，或呈悬浮状态被水流带走。

水中  $\text{CO}_2$  含量与压力、温度之间的关系。含量与温度成反相关、与压力成正相关。一般，在大气压相同条件下，温度越高， $\text{CaCO}_3$  在水中的溶解度就越小。在高温地区，虽然气温高， $\text{CO}_2$  和  $\text{CaCO}_3$  在水中的溶解度小，但化学作用快。据检测，气温每增加  $10^\circ\text{C}$ ，化学反应速度约增加一倍，所以高温地区岩溶发育快。

### （四）水的流动性

水的流动性主要**取决于气候条件**。降水沿着碳酸盐岩的裂隙和孔隙向下渗透，在到达潜水面以前，已被  $\text{CaCO}_3$  所饱和，丧失了溶蚀能力。但如果为  $\text{CaCO}_3$  所饱和的水溶液一直处于流动状态，由于水量、水温、气压等条件的变化，或形成混合溶液，就有可能随时变饱和溶液为不饱和溶液，重新获得溶蚀力；或变饱和溶液为过饱和溶液，发生沉淀。

在岩溶化岩体中，水中的  $\text{CaCO}_3$  差不多是饱和的，水还有溶蚀力就是因为水是流

动的。由于水的流动性，不同浓度的水溶液混合以后，饱和溶液变成了不饱和溶液，因而又产生了溶蚀力。这叫做混合溶蚀作用。

可见，岩石的可溶性和水的溶蚀力是岩溶作用的基础条件，决定了该作用的可能性。而岩石的透水性和水的流动性是岩溶作用的发展条件，决定了该作用的深入性。

## 第二节 岩溶水

### 一、岩溶水

通常在岩溶地区，存在于可溶性岩石内的一切地下水体统称为岩溶水。根据所处部位的不同，岩溶水可分为裂隙水、孔隙水、管道水以及溶洞水等。岩溶水的流态有两种形式，而且可以互相转化。岩溶水运动状态以垂直下渗和水平流动为主。

### 二、岩溶水的垂直分带

在岩溶地区，绝大部分的岩溶水是可以互相联系的，其运动状态一般具有垂直分带性。岩溶水的运动状况自地表到地下，可以分为四个带。

#### （一）垂直循环带

垂直循环带，又称垂直渗透带或充气带：位于地表下、丰水期潜水面以上。水流主要是沿着岩层中的垂直裂隙和管道向下渗透。

#### （二）过渡循环带

过渡循环带，又称季节变动带或过渡带：在垂直渗透带和水平流动带之间存在着一个过渡带。在过渡带里，雨季或融雪季节，潜水位上升，地下岩溶水呈水平运动，在干季，潜水面下降，地下岩溶水作垂直运动。

#### （三）水平循环带

水平循环带，又称水平流动带或饱水带：此带的上限是枯水期的潜水面，其下限要比河水面或河床底部低得多。水平流动带往往是成层分布的。在这个带中，岩溶水常年存在。

#### （四）深部循环带

深部循环带，又称深部滞流带：位于水平流动带之下，地下水运动极为缓慢，因此在该带岩溶作用非常微弱。

## 第三节 岩溶地貌

可溶性岩石在岩溶作用下，可形成一系列独特的地貌，它们分为地表岩溶地貌和地下岩溶地貌两种类型。

### 一、地表岩溶地貌

### （一）溶沟与石芽

岩溶地区，地表流水在岩石表面溶蚀和侵蚀形成的石质凹槽，称为**溶沟**（grike）。沟槽间的突起称为**石芽**（clints）。石芽有裸露的，也有埋藏的。裸露石芽是地表水作用的结果，埋藏石芽是地下水渗透过程中溶蚀而形成的。在热带，土壤中的腐殖质分解出大量  $\text{CO}_2$ ，渗透水流的溶蚀力极强，因此发育了埋藏石芽，其上覆盖着薄厚不等的溶蚀残余红土，红土低部夹杂着灰岩碎屑。通常，从山坡上部到下部，石芽呈有规律的分布，全裸露石芽——半裸露石芽——埋藏石芽。

石林是热带石芽的一种特殊形态。形体高大的石芽，石芽之间的溶沟很深，沟坡垂直，坡壁上刻有平行垂直的凹槽。以云南的路南石林最为典型，相对高度一般 20 米左右，大者可达 50 米左右。

### （二）落水洞与竖井

**落水洞** sinkhole，指岩溶地区，地表水流向地下河或溶洞的通道。落水洞是溶蚀作用、流水侵蚀、重力崩塌等共同作用形成。是地表水流入地下的进口，落水洞大小不一，形态各异，有垂直的，有倾斜的，也有弯曲的。落水洞的形态主要有两种：一是**裂隙状落水洞**，形态狭长，作一定倾斜和曲折向地下延伸，这种落水洞分布最广。二是**井状落水洞**，又称**天井**，它的深度和宽度都很大。落水洞的形成主要是侵蚀作用和重力作用。

**竖井** pothole，又称**天坑**，是岩溶地区一种深度较大的垂直洞穴。一般由落水洞进一步向下发育而成。深度数十米至数百米。在平面轮廓上呈方形、长条形或不规则形。长条形是沿一组节理发育的，方形或圆形是沿两组节理发育的。

### （三）漏斗

**漏斗** doline)，又称“斗淋”、“喀斯特漏斗”、“灰岩坑”、“溶斗”、“盘坑”、“盆坑”等，是岩溶地面上的一种口大底小的圆形碗碟状或倒锥状的洼地。直径一般数米至数十米（100 米以内），深数米至数十米。底部常有通道通往地下，因此起着集水和消水的作用。是地表水沿着节理裂隙不断溶蚀并伴有塌陷作用而成。漏斗主要分布在岩溶化的高原面上。漏斗可分为**溶蚀漏斗**、**塌陷漏斗**和**沉陷漏斗**三种类型。溶蚀漏斗是地表径流沿裂隙密集地段溶蚀而成。它的深度不大，斗壁平缓，斗缘不明显，外形多成碟状。当进一步向下加深时，斗壁逐渐陡峻并且有明显的斗缘，成为漏斗状。塌陷漏斗：在喀斯特地区，地下经常出现大小不一的洞穴，覆盖在洞顶上的土层或岩层，由于重力作用，有时崩塌，形成塌陷漏斗。这种漏斗多成井状，底部有崩积物，斗壁陡峭，斗缘明显，深度比宽度大，外形呈筒状。沉陷漏斗是由于水流在下渗的过程中，带走一部分细粒砂或黏土物质，使地面下沉而形成的漏斗。

### （四）溶蚀洼地及溶蚀谷地

**溶蚀洼地** solution depression，是岩溶地区，由四周低山丘陵和峰林所包围的封闭洼地。积水可形成**喀斯特湖**。它的四周多被峰林围绕，其一般认为是由多个漏斗融合而成。

**溶蚀盆地** polje，是岩溶地区，河流作用形成的一种宽阔而平坦的盆地或谷地。又称为**坡立谷**。谷地两侧多被峰林夹峙，谷坡急陡，但谷地平坦，横剖面如槽形。谷地内常有过境河流流出。溶蚀谷地大多是沿断裂带或构造带溶蚀发育而成。如广西都安的溶蚀谷地宽 1 公里，长达 10 公里以上。在许多溶蚀谷地中，还耸立着一些残丘和孤峰，如桂林山水。

### （五）干谷、盲谷和伏流

**干谷** dry valley，是岩溶地区，现在无水或仅洪水期有水的干涸河谷。一般因为地壳上升，侵蚀基准面下降或河流袭夺等原因，地面河转为地下河，在地面留下干涸的河道，谷地较平坦，并有漏斗、落水洞分布，常覆盖有松散堆积物。

**盲谷** blind valley，是岩溶地区一种死胡同式的没有出口的地表河谷。地表的常流河或间歇河，其水流消失在河谷末端的落水洞而转为暗河，多见于封闭的岩溶洼地或岩溶盆地。

**伏流** disappearing river，又叫“暗河”。由于岩溶作用在大量石灰岩地区形成溶洞和地下通道，地面河流往往经地面溶洞，潜入地下形成暗河。

### （六）峰丛、峰林、孤峰和溶蚀平原

**峰丛** peak clusters，指岩溶地区，顶部分散，基部相连的连座山峰。峰与峰之间常形成“U”形的马鞍地，峰顶与马鞍地的高差距离不超过山峰高度的 1/3。当峰林形成后，地壳上升，原来的峰林变成了峰丛顶部的山峰。峰林之下的岩体也就成了基座。峰丛之间，岩溶洼地、漏斗、落水洞很发育，常形成峰丛洼地或峰丛漏斗的组合形态。

**峰林** peak forest，在地壳长期稳定下，石灰岩体遭受破坏并深切至水平流动带所形成的基部分离或微微相连的山峰。成群分布的石灰岩山峰，山峰基部分离或稍微相连。峰林是在地壳长期稳定下石灰岩体遭受强烈破坏并深切至水平流动带后所形成的山群。国外称为“圆锥状喀斯特”、“塔状喀斯特”等，与峰林相随产生的多是大型的溶蚀谷地和深陷的溶蚀洼地。主要发育在热带雨林和亚热带季风气候区。

**孤峰** isolated peak，指散立在溶蚀谷地或溶蚀平原上的低矮山峰。是岩溶平原和溶蚀谷地中常见的地貌形态，相对高度数十米至 100 米左右，一般分为圆柱状、圆锥状、单斜状。是地壳相对稳定，岩溶发育到后期，峰林被分割而成。

**溶蚀平原** karst plain，指在湿润的气候条件下，由于长期经受流水岩溶作用，岩溶盆地面积不断扩大，形成的平缓起伏的平原地形。

通常，峰丛位于山地的中心部分，峰林位于山地的边缘，而孤峰则位于比较大的溶蚀谷地中和岩溶平原上。

## 二、地下岩溶地貌

地下岩溶地貌主要是溶洞和地下河。

### （一）溶洞

#### 1. 溶蚀地貌

**溶洞** karst cave，是地下水沿可溶性岩体的层面、节理或裂隙进行溶蚀扩大而成的空洞。一般有两类：一是水平型溶洞，位于地下水面附近在临近河谷处有出口。二是垂直型溶洞。可以形成干溶洞、高位溶洞、穿洞、天生桥等地貌形态。地下溶洞形成后由于地壳上升，原来的溶洞被抬升到地面，形成穿洞。

**溶蚀边槽** notch，指溶洞两侧边壁向内凹入的槽状地貌。能够反映地下河水位变动的标志。

**石锅**：溶洞顶部某一局部地点受到较强烈的紊流作用，随着水压增大，溶蚀能力增强，从而在洞顶形成的向顶侧凹入的弧形面。

## 2. 堆积地貌

岩溶堆积作用发生的机理，即在一定条件下，二氧化碳从水中逸出，水酸性减弱，水中碳酸钙超沉积的方向进行，形成**钙华**沉积。二氧化碳逸出的效应主要有**薄水效应**（遇到凸起障碍时）和**掺气效应**（遇到激流、险滩或跌水处）等。

**边石坝** rimstone dam，指出露溶洞底部的地下水，以薄层水流形式流经缓倾斜的粗糙地面沉淀而形成的碳酸钙沉积物。常呈梯田状。

**石钟乳** stalactite，是悬垂于洞顶的碳酸钙堆积，呈倒锥状。其形成是由于洞顶渗入的地下水中 CO<sub>2</sub> 含量较高，对石灰岩具有较强的溶蚀力，呈饱和碳酸钙水溶液。当这种溶液渗至洞内顶部出露时，因洞内空气中的 CO<sub>2</sub> 含量比下渗水中的 CO<sub>2</sub> 含量低得多，所以水滴将失去一部分 CO<sub>2</sub> 而处于过饱和状态，于是碳酸钙在水滴表面结晶成为极薄的钙膜，水滴落下时，钙膜破裂，残留下来的碳酸钙便与顶板连结成为钙环。由于下渗水滴不断供应碳酸钙，所以钙环不断向下延伸，形成细长中空的石钟乳，称为**鹅管**，鹅管是钟乳石发育的最初形式。当鹅管内部通道被杂质等堵塞后，碳酸钙就会沉积在鹅管外部，使鹅管加粗加长，就发育成了典型的钟乳石。

**石笋** stalagmite，是由洞底往上增高的碳酸钙堆积体，形态呈锥状、塔状及盘状等。其堆积的方向与石钟乳相反，但位置两者对应。当水滴从石钟乳上跌落至洞底时，变成许多小水珠或流动的水膜，这样就使原来已含过量 CO<sub>2</sub> 的水滴有了更大的表面积，促进了 CO<sub>2</sub> 的散逸。因此在洞底产生碳酸钙堆积。石笋横切面没有中央通道，但具有同心圆结构。

**石柱** stalacto-stalagmite，是石钟乳和石笋相对增长，直至两者连接而成的柱状体。由洞顶下渗的水溶液继续沿石柱表面堆积，使石柱加粗。

**石帘（石幔）** curtain，指含碳酸钙的水溶液在洞壁上漫流时，因 CO<sub>2</sub> 迅速逸散而产生片状和层状的碳酸钙堆积，其表面具有弯曲的流纹，高度可达数十米，十分壮观。

**石旗** flag，指洞顶滴水、片状流水，沿洞壁或倾斜洞顶堆积的片状、带状或褶皱状碳酸钙沉积物。

## （二）地下河

**地下河** underground river，又叫暗河，由于岩溶作用在大量石灰岩地区形成溶洞和地下通道，地面河流往往经地面溶洞，潜入地下形成暗河。

# 第四节 岩溶地貌的发育

在岩溶分布区，如果具备了岩溶作用的基本条件，岩溶作用就会循着一定的方向发育，形成相应的岩溶地貌形态。在相当长的时间里，岩溶发育的方向受到地质构造和气候的控制。其中，地质构造决定着岩溶基准的位置变化，导致岩溶旋回的产生；气候影响岩溶的发育速度和发育程度，使不同气候带具有不同的岩溶形态特征，导致岩溶地带性的产生。

## 一、岩溶地貌发育阶段

根据戴维斯侵蚀循环理论，岩溶地貌演变和流水侵蚀地貌演化一样，具有阶段性，首先由上升的高地开始发育，经过幼年期、青年期、中年期到老年期，完成一个发展序列，即一个岩溶旋回。

岩溶旋回开始时的原始地面，是前一常态侵蚀旋回中把上覆的非可溶性岩层剥蚀以后而出露的可溶性岩层的顶面。这个原始地面可能是一个规则的构造面，或者是一个已经上升的略微起伏的剥蚀面。

### （一）幼年期

可溶性岩石裸露，地表流水开始进行溶蚀作用。地面上出现许多石芽和溶沟以及少数漏斗。

### （二）青年期

河流进一步下切，河流纵剖面逐渐趋于均衡剖面，地表几乎完全转化为地下水。地表漏斗、落水洞、干谷、盲谷、溶蚀洼地广泛发育，地下发育溶洞系统和地下河。

### （三）中年期

地表河流受下部不透水岩层的阻挡，或者地表河下切侵蚀停止，溶洞进一步扩大，溶洞顶板坍塌，许多地下河又转变为地上河，发育大量溶蚀洼地、溶蚀谷地和峰林。

### （四）老年期

当不透水层广泛出露地面时，地表水流又发育起来，出现了溶蚀平原，平原上残留着一些孤峰和残丘，这时岩溶地貌发育进入老年期阶段。

## 二、岩溶地貌的地带性

岩溶的发育受自然地理条件的影响很大，特别是受气候条件的影响，不同的气候类型，发育了不同的岩溶类型和形态。

### （一）热带岩溶

在我国两广石灰岩分布区，地处亚热带，高温多雨，岩溶作用强烈，化学风化和生物风化作用强烈。这里，石灰岩厚度大，更有利于岩溶作用的进行。有规模宏大的溶蚀盆地和溶蚀洼地，峰林、石芽、溶沟发育。在热带地区，地表岩溶和地下岩溶都很发育。

### （二）温带岩溶

温带季风区雨季集中，地表岩溶不很发育，仅有一些小的溶沟，由于地表水渗入地下作用时间长，所以地下溶洞比较发育，如华北地区。温带气候寒冷干燥，干旱区降水稀少，地表岩溶作用极其微弱，几乎看不到现代岩溶地貌。机械风化作用强烈，大部分地面被风化碎屑覆盖。只有在地下水丰富的地区，形成一些规模有限的地下溶洞。

### （三）寒带和高山岩溶

寒带和高山高原地区，气温低，有永久冻土和季节冻土分布，岩溶作用极为缓慢，岩溶地貌不发育。

## 第六章 冰川地貌

在高纬及高海拔地区，气候寒冷，年平均温度在  $0^{\circ}\text{C}$  以下，大气降水主要呈固态形式，形成终年不化的积雪。当积累量大于消融量时的，积雪逐年增厚，在本身的重压和其它一系列物理过程作用下，逐渐变成微兰色透明的冰川冰。冰川冰沿着斜坡或在冰层自身的压力作用下缓慢的流动和滑动，就形成了冰川。

冰川是塑造地表形态的巨大外力之一。冰川进退引起海平面升降和地壳均衡运动。冰川流经地区由于受冰川的侵蚀、搬运和堆积作用，一旦冰川消失或退缩，形成一系列独特的冰川地貌。

### 第一节 冰川与冰川作用

#### 一、雪线

冰川形成在雪线以上，一个地区的高度如果没有超过雪线，就不可能有冰川。

##### （一）雪线

在高纬度和高山地区，地表降雪的年积累量和年消融量相等的界限，即常年积雪区的下界，称为**雪线 snow line** 或 **firn line**。山区积雪随着季节而变化，冬季积雪区扩大，积雪高度也下降，夏季积雪区缩小，积雪高度也上升。在气候变化不大的若干年内，每年最热月积雪区的下限总是上升和回复到大体同一海拔高度，因而在这个高度以上成为多年积雪区，以下为季节积雪区。

发育在降水稀少的大陆性气候地区的冰川，称为大陆性冰川，大陆冰川收入少，支出也少，积累量和消融量都很低，消融的主要方式是蒸发和升华，活动性弱。发育在降水丰沛的海洋性气候地区的冰川成为海洋性冰川，海洋性冰川收入多，支出也多，积累量和消融量都很高，消融的主要方式是融化，活动性强。

雪线附近冰雪积累情况：① 雪线附近，年降雪量等于年消融量；② 雪线以上，年降雪量大于年消融量，常年积雪区；③ 雪线以下，年降雪量小于年消融量，季节积雪区。

##### （二）全球雪线分布规律及影响因素

###### 1. 雪线分布规律

雪线分布高度自赤道向两极降低，但最高点位于副热带地区。影响雪线的主要因素有温度、降水和地形。

###### 2. 影响雪线的因素

###### （1）温度

温度愈高、雪线愈高，温度降低、雪线也降低。如赤道非洲雪线高度（乞力马扎罗山）为  $4570\sim 5425\text{ m}$ ，天山为  $3900\sim 4200\text{ m}$  阿尔卑斯山为  $2400\sim 3200\text{ m}$ ，北极地区只有  $100\sim 300\text{ m}$ 。



## （2）降水量

一般固态降水越多，雪线越低；固态降水越少，雪线越高。例如，珠穆朗玛峰南坡雪线高度为 4400~4600 m，而北坡雪线高度为 5800~5900 m。同时，因而全球高度最高处不在赤道，而在亚热带高压带。例如，南美洲安第斯山脉雪线高度达 6400m，为世界最高雪线。此外，海洋性气候有利于冰雪的积累和冰川的发育。由于南半球气候的海洋性比北半球强，所以雪线高度比北半球相应纬度的低。在青藏高原相同纬度上，海洋性冰川雪线也比大陆性冰川雪线低 1000 米左右。

## （3）地形

地形地貌对雪线高度的影响主要表现在坡度和坡向等方面。陡峻的山地，不利于冰雪的积累与保存，雪线位置相对较高；阴蔽的凹地或平缓的地势，有利于冰雪的积累，雪线位置较低。北半球南坡雪线位置比北坡高，如天山北坡雪线高度 3500~3900 米，而南坡 3900~4200 米。

# 二、成冰作用

在雪线以上的常年积雪经一系列的“变质作用”才能形成冰川冰。这一过程称为成冰作用。积雪变成冰川冰，一般要经历二个过程：① 由新雪变成粒雪，大气中形成的多棱角雪花及其他形式的冰晶落地以后自动圆化，这是由于冰晶体具有使其表面自由能趋于最小的缘故，称为圆化过程。② 粒雪在压力或热力作用下形成冰川冰，即为**冷型成冰作用**和**暖型成冰作用**两类。在冷型成冰过程（压力成冰）中，粒雪成冰只能靠很厚的雪层在自重造成的压力形成重结晶冰。这种冰密度小，气泡多，气泡压力大，成冰过程历时长。在南极中央，由雪变成冰的深度是 200 多米，已经接近千年的历史。暖型成冰过程（热力成冰）的特点是有融水参与，成冰作用进行较快。当融水渗入雪层，排挤空气，重新冻结时，能立即将粒雪胶结成冰。这种冰密度大，含气泡少，透明度高，且气泡的排列有一定的规律。

当冰川冰具有一定厚度，只要地表或冰面具有适当的坡度，在压力和重力的作用下，冰体就能向雪线以下地区缓慢流动，形成冰川。

# 三、冰川类型

按照冰川的形态、规模及其所处的地形条件划分，可划分为山岳冰川和大陆冰川。

## （一）山岳冰川

山岳冰川 **mountain glacier** 主要分布于中低纬度地区，发育于雪线以上的常年积雪区，沿山坡或槽谷呈线状向下游缓慢流动。

### 1. 悬冰川 **hanging glacier**

这是山岳冰川中数量最多的一种，一般面积小于 1 平方公里，依附在山坡上。由于所在山头高出雪线不多，随气候变化易生易灭。

### 2. 冰斗冰川 **cirque glacier**

因其所在地形多为冰斗而得名。冰斗的规模差别大，大的可达数平方公里以上，小的不及 1 平方公里。冰斗冰川都有一个陡峭的后壁，常发生频繁的雪崩和冰崩，这是冰雪补给的一个重要来源。有时，冰斗冰川有个短小的冰舌流出冰斗口。位于谷地源头的冰斗规模一般比较大，周围还可以有次一级冰斗，这种冰川叫围谷冰川。

### 3. 山谷冰川 valley glacier

当雪线下降时，在有利的气候和补给条件下，冰斗冰川迅速扩大，大量冰体从冰斗中溢出，进入山谷形成山谷冰川。山谷冰川以雪线为界，有明显的冰雪积累区（粒雪盆）和消融区（冰舌）。

### 4. 山麓冰川 piedmont glacier

当一条山谷冰川或几条山谷冰川从山地流出，在山麓带扩展或汇合成一片广阔的冰原，叫山麓冰川。如阿拉斯加有许多山麓冰川。

山麓冰川是山岳冰川向大陆冰川转化的中间环节，当雪线下降时山岳冰川先联合成山麓冰川，山麓冰川向平原扩大并逐渐掩盖山地，分水岭不再是冰川的高起部分，于是冰川摆脱地形限制，成为大陆冰盖。

### 5. 平顶冰川（冰帽）ice cap

高原冰川是大陆冰川与山谷冰川的一种过渡类型，冰川下伏的是起伏和缓的高地，向周围伸出许多冰舌。高原冰川也叫冰帽。如斯堪的纳维亚半岛上的冰帽等。

## （二）大陆冰川

大陆冰川 **continental glacier** 主要发育在两极地区，中央为冰雪的积累区，边缘为消融区。冰川运动主要依靠冰川自身的厚度所产生的压力，自中心向四周运动。由于面积广大和冰层巨厚，冰流不受下伏地形限制，由中央向四周作放射状流动。冰流下常掩埋规模宏大的山脉和低于海平面的盆地。如格陵兰和南极大陆冰盖。

此外，按照气候条件和冰川温度状况划分，海洋型冰川称暖冰川和大陆型冰川称冷冰川。

## 四、冰川运动

冰川运动主要通过冰川内部的**塑性变形**和**块体滑动**来实现。规模大的冰川，可分为上部脆性带和下部塑性带，而规模小的冰川，塑性流动不明显，依靠基底滑动。冰川运动速度大小主要受冰川厚度、冰川下伏地形坡度、冰川表面坡度等因素控制。

冰川运动速度在冰川的各个部分是不一样的，较快的是在冰川的中部，即从粒雪盆地出口到冰舌的最上部——雪线附近，因为这里冰川最厚，由此向上游和下游都逐渐变薄。横穿冰舌，运动速度最快的是在冰川的中部，冰川通过陡坡常形成冰瀑布，这里运动速度最快，由于拉伸作用，冰面布满裂纹。冰川运动速度随季节变化，一般夏季快于冬季，白天快于晚上，因为夏天和白天冰川融水多，经裂隙及边缘渗入冰床，使冰川底部润滑，因此运动速度加快。一般夏季冰川运动速度比年平均运动速度快 20%~80%；冬季慢 20%~50%。

在中低纬度地区，由于冰融水活跃，滑动占总运动量的 20%~80%。高纬度地区尽管以可塑带的流动为主，但也有滑动。南极地区虽然温度很低，但底部基本接近或处于压力融点，冰川的滑动是可能的。一条冰川是否以滑动（块状运动）运动为主，可以从冰川横剖面上流速的分布看出。如果以滑动运动为主，冰川两侧运动最慢，中部流速几乎是齐头并进；如果以流动运动为主，则中央流速最快。

冰川运动的速度及末端的进退，往往反映了冰川物质平衡的变化。当冰川的积累量与消融量处于平衡时，冰川稳定。随着气候的变化，若固态降水增多，冰川积累量加大，就会导致冰川流速变快，冰舌末端向前推进；相反，若冰川补给量减少或消融量增加，则冰川流速相应减小，冰川边缘后退。但冰川物质平衡的改变，反映在冰川规模、运动速度和末端位置的变化上，需要落后一段时间。一般小冰川或海洋性冰川对气候变化的反映比较灵敏，只需要数年、数十年；而南极大陆冰川补给区冰雪积累的增减，反映到冰川边缘则推迟时间较长，甚至长达千年以上。这也是为什么在同一地区可以见到不同进退发展趋势的冰川的原因。

## 五、冰川作用

### （一）侵蚀作用

冰川具有巨大的侵蚀力，主要靠冰中所含的岩石碎块，估计冰川的全部侵蚀力超过一般河流 10~20 倍，称为冰蚀作用。冰川运动时，冻结在冰川底部的碎石对冰床的削磨和刻蚀作用，称为刨蚀作用或磨蚀作用，主要造成一些细粒物质。因冰川自身的重量和冰体运动，致使冰床基岩破碎，其突出部分能与冰冻结在一起，冰川向前移动时即把岩块掘出带走，称为冰川的挖蚀作用或拔蚀作用。

### （二）搬运作用

冰川侵蚀产生的大量松散岩屑和由山坡上崩落下来的碎屑，进入冰川体后，随着冰川运动向下游搬运。这些随冰川的运动而位移的大小不等的碎屑物质，称为**冰碛物 moraine**。其中，冰碛物中巨大的石块，称为漂砾 **boulder**。冰川除通过刨蚀和掘蚀从冰床上获得冰碛物外，雪崩、冰崩及山体上的块体运动都会给冰川带来大量碎屑物质。这些碎屑在冰川中被携带而下，出露在冰川表面的叫表碛，夹在冰内的叫内碛，冰川底部的叫底碛，冰川边缘的叫侧碛，两支冰川汇合后，侧碛合并的冰碛物叫中碛。冰川末端冰碛物环绕冰舌形成的高大冰碛堤，叫做终碛（前碛）。

冰碛随冰川可以被搬运到很远的地方，并且大陆冰川的流动受本身坡度的控制，而不受下伏地形的影响，可以逆坡而上，把漂砾从低处搬运到高地上。

### （三）堆积作用

冰川消融以后，冰碛物堆积下来，形成各种冰川堆积地貌。冰川堆积物的粒度悬殊很大，大漂砾的直径可达数十米，粒径很小的粘土只有 0.005mm，这些颗粒大小不一的冰碛物，它们的比例在不同地区和不同时期的冰碛物中是不同的。冰碛物具有以下特征：① 矿物组成上与冰川源头和下伏基岩性质一致；② 物质组成上由砾、砂、粉砂和粘土组成；③ 砾石磨圆度较差，多呈棱角和次棱角状；④ 混杂堆积、分选差，一般缺乏层理构造。

## 第二节 冰川地貌

### 一、冰蚀地貌

#### （一）冰斗

在山岳冰川的源头，由冰蚀作用形成的围椅状的聚冰洼地，称为**冰斗 cirque**。典型的冰斗三面环以高 200~300m 的陡崖，开口处为一高起的岩槛，称“冰槛”，冰斗低部低洼。按分布位置可分为谷源冰斗和谷坡冰斗两种类型。谷源冰斗规模一般大于谷坡冰斗。谷源冰斗往往还有次一级的冰斗分布在周围，因而又叫围谷。

冰斗主要在雪线附近，冰斗底部高度与雪线分布高度基本一致。由于冰斗发育在雪线附近，因此冰斗具有指示雪线的意义，即可以根据古冰斗底部的高度来推断当时的雪线位置。

#### （二）刃脊和角峰

随着冰斗的不断扩大，斗壁后退，相邻冰斗间的岭脊逐渐变成刀刃状山脊，称为**刃脊 arete**。几个冰斗所夹峙的山峰逐渐变成尖锐的金字塔形**角峰 horn**。

#### （三）冰川谷、悬谷与峡湾

由冰川侵蚀形成的谷底宽敞、两坡陡立、横剖面呈 U 的谷地，称为**槽谷或 U 形谷 U-shape valley**。冰川谷在纵剖面上由冰槛与冰盆相间分布，组成阶梯状纵剖面，并形成串珠状湖泊。这种特征与冰床基岩硬度、裂隙发育程度和冰前河谷纵剖面原始起伏有关。如在节理密集或岩石软弱段，以掘蚀为主，形成冰盆；在节理稀疏或岩石坚硬段，以磨蚀作用为主，形成冰槛，冰川在冰槛上为伸张流，流速快而侵蚀量小；在冰盆中为压缩流，沿破裂面向上滑动，发生类似冰斗中的旋转运动，使冰盆受到下蚀而加深。就冰川性质而言，海洋性冰川侵蚀力强，容易形成阶梯状纵剖面；大陆性冰川侵蚀力弱，容易形成平滑纵剖面。

冰川谷具有明显的谷肩和冰蚀三角面，这是不同于普通山区河谷的明显特征。槽谷的形成是冰川的下蚀和展宽的结果。下蚀使冰斗和支谷高悬起来，形成悬谷和槽谷头；展宽则削平交错山嘴，造成特殊的冰蚀三角面，使槽谷平直畅通。在支冰川注入主冰川的汇合处，常在谷肩出现悬谷。这是由于支冰川厚度比主冰川小，侵蚀能力弱的原因。

**峡湾 fjord** 是槽谷的一种特殊形式。冰川槽谷被水淹没所形成的与海相通的狭窄海湾，称为峡湾。大陆冰流或岛屿冰盖入海常形成许多峡湾，它是过去溢出冰川的通道。

#### （四）羊背石

**羊背石 roche moutonnee** 是冰川底部的一种侵蚀地貌，分布于冰川谷地内，由冰蚀作用形成的椭圆形的基岩小丘，其形态向俯伏地面的羊群。迎冰面因磨蚀作用平缓而倾向上游，布满磨光面、擦痕、刻槽等侵蚀微形态，而背冰面因拔蚀作用多为参差不齐的陡坎。羊背石的平面为椭圆形，长轴方向和冰流方向一致。

### 二、冰川堆积地貌（冰碛地貌）

冰川消融以后，原来的冰碛物堆积下来，就形成了冰川堆积地貌或冰碛地貌。

### （一）冰碛丘陵

冰川消融后，原来的表碛、内碛、中碛都沉落到底碛之上。这些冰碛物受冰川谷底部地形起伏的影响或受冰面和冰内冰碛物分布的影响，堆积后形成波状起伏的丘陵，称**冰碛丘陵 moraine hill**。冰碛丘陵如果主要由底碛组成，其形态与分布规律反映古冰川消亡前冰底的形状；如果主要由表碛组成，则可以反映原来冰面形态。底碛因受强有力的冰川挤压，因而多带擦痕，由于搬运路程较远，棱角磨圆现象明显，扁平砾石呈定向排列，长轴平行冰川流向，扁平面倾向上游。表碛因随冰川融化跌落，砾石排列杂乱。

### （二）侧碛堤

侧碛是冰舌两旁表碛不断由冰面滚落到冰川与山坡之间堆积起来的，有一部分侧碛则是山坡上的碎屑滚落到冰川边缘堆积成的。当冰川退缩后，就在原先山谷冰川两侧形成条状高地，即为**侧碛堤 lateral moraine**。侧碛堤是山谷冰川一种很主要的地貌，其向上延伸的末端高度，可近似地表示雪线高度。

### （三）终碛堤（前碛堤）

终碛是冰舌末端较长时间停留在同一位置，又处于平衡状态时逐渐堆积起来的。终碛堤的成因，是冰舌末端大量的底碛和内碛沿着剪切面被推举到冰川表面，冰面强烈消融也使内碛出露为表碛。这些表碛沿着冰舌前沿的斜坡不断滚落堆积起来，终于形成环绕冰舌的高大**终碛堤 terminal moraine**。

### （四）鼓丘

在冰川谷地内，由冰碛物组成的一种高几十米高、长几百米的流线形丘陵，称为**鼓丘 drumlin**。在平面上呈椭圆形，长轴与冰流方向平行。前后坡不对称，迎冰面（前坡）缓，是基岩；背冰面（后坡）陡，是冰碛物。有的鼓丘全部由冰碛物组成，有的则有一个基岩核心。鼓丘分布的位置比较固定，总是成群出现在大陆冰川终碛堤后方不远的地方。鼓丘的成因是冰川在接近末端，低碛在翻越凸起的基岩时，搬运能力减弱形成的。

## 三、冰水堆积地貌

冰川附近的冰融水具有一定的侵蚀搬运能力，能将冰川的冰碛物再经冰融水搬运堆积，形成冰水堆积地貌。有冰水扇、外冲平原、冰水湖、冰砾阜阶地、冰砾阜、锅穴、蛇形丘等。

### （一）冰水扇和外冲平原

冰下河道夹带大量沙砾从冰舌末端排出，在平原上展布，形成**冰水扇 outwash fan**。许多冲积扇联合成**冰水平原 outwash plain**，呈裙状包围着终碛堤。在山谷中形成冰水排泄平原，经后期切割则成冰水阶地，逐渐向下游尖灭。

### （二）季候泥或纹泥

由冰水湖泊所形成的沉积，有明显的季节变化。夏天冰融水增多，携大颗粒碎屑入湖沉积，颜色较淡；秋季冰融水剧减，长久悬浮湖水中的粘土胶粒开始沉淀，颜色较深。这样就形成了季候泥，也叫纹泥。象树轮一样，可以根据纹泥计算沉积物的年代。

### （三）冰砾阶地与冰砾阜

冰川边缘常有边缘水道，冰水沙砾充填其中。当冰川退缩后，边缘水道的沙砾层就在谷坡上形成冰砾阜阶地。

冰砾阜是一些圆形或不规则的丘陵，由有层次的、并且经过分选的物质（粉沙、细砂）所组成，表面一般有一层薄的冰碛层覆盖。**冰砾阜 kame** 原来是冰川表面的负地形，底部为冰水沙砾物质，随着冰川融化消失，负地形成了正地形。

### （四）锅穴

冰水平原上常见到一种圆形的洼地，深数米，直径十余米至数十米，周壁陡直，称为**锅穴 kettle hole**。这是原来埋在沙砾中的死冰融化引起的塌陷。

### （五）蛇形丘

**蛇形丘 esker** 是狭长、曲折如蛇的高地。两坡对称，丘脊狭窄，小的蛇形丘长数十米至数百米，大的可达数公里至数十公里，北美有长达 400 公里的蛇形丘。这是冰下封闭隧道中的水流沉积。组成物质为沙砾，圆卵石很多，偶尔有冰碛透镜体夹杂。从蛇形丘的横剖面看，沙砾层常作背斜状，这是由于两壁冰体塌陷所致。

## 四、冰川地貌组合

山岳冰川受下伏地形控制，再加上冰穿类型较复杂，使其地貌类型组合也较复杂，具有垂直分带性：

### （一）冰蚀地貌带

分布于雪线以上，地貌类型有冰斗、角峰、刃脊等。

### （二）冰蚀—冰碛地貌带

分布在雪线以下、终碛堤以上。既有冰蚀作用，又有冰碛作用。地貌类型有槽谷、悬谷、冰蚀三角面、羊背石、冰碛丘陵、侧碛堤等。

### （三）冰碛地貌带

以终碛堤为代表。地貌类型有终碛堤、冰水湖、冰砾阜、冰砾阜阶地等。

### （四）冰水堆积地貌带

地貌类型有冰水扇或外冲平原等。

大陆冰川不受下伏地形的控制，且大陆冰川本身的形态又较单调。故其地貌组合较简单，表现为水平分带性：以终碛堤为界，堤内以冰碛地貌为主，以冰碛丘陵为地貌代表，堤外以冰水堆积地貌为主，冰水外冲平原为地貌代表。

## 第三节 第四纪冰期

### 一、冰期与间冰期

当气温下降，降雪量增加，冰川大规模增长的时期叫**冰期 glacial**。当气温普遍增高，降雪量减少，冰川大规模消退的时期称**间冰期 interglacial**。

由于气候的冷暖交替，就产生了冰期与间冰期的循环。在地质历史上，现在已发现有三次全球性的冰川作用时期，称为大冰期：**前寒武纪冰期**（开始于 5-6 亿年前）、**石炭二叠纪冰期**（开始于 2 亿 5 千万年前）和**第四纪冰期**（开始于 2 百万年前）。

其中，第四纪冰川作用直接影响了现此地貌的发育。自新第三纪中新世以来，全球气候普遍变冷，但并非直线式下降，而是波动性的周期变化形成冰期与间冰期的循环。多划分为四次冰期、三次间冰期和一次冰后期。

在第四纪冰期时，北半球有三个主要的大陆冰川中心：①**斯堪的纳维亚冰盖**；②**格陵兰与北美冰盖**；③**亚洲北部冰盖**。

李四光把我国境内第四纪冰川作用划分为**鄱阳、大姑、庐山和大理冰期**。与阿尔卑斯山区的**贡兹（群智）、民德、里斯和玉木冰期**相当。

## 二、冰期的划分

从地貌学角度而言，冰期的划分，主要根据冰川地貌和堆积物特征的分析，一般采取下列方法：① 冰碛物的岩性组合和风化程度；② 间冰期沉积；③ 冰川堆积地貌；④ 冰蚀地貌。

通过上述方法划分冰期时，要注意各种方法所得结果的互相验证，重视冰川地貌类型组合或冰川沉积系列的分析。

## 第七章 风沙地貌

风对地表松散堆积物的侵蚀、搬运和堆积过程所形成的地貌，称为**风沙地貌**。地表到处都可有风，但只有当风吹扬起地表松散颗粒，形成风沙流的过程，才能形成各种风沙地貌。

风沙地貌主要分布在干旱气候区。那里日照强、昼夜温差大、物理风化盛行、降雨少（小于 250mm/a）而集中，年蒸发量大，常超过降雨量数倍甚至数百倍，植被稀疏矮小，疏松的沙质地表裸露，特别是风大而频繁，所以风沙作用就成为干旱区塑造地貌的主要营力。当然，风沙作用并不局限于干旱区，在半干旱区和大陆性冰川外缘，甚至在植被稀少的沙质海岸、湖岸和河岸，也有风沙作用，也可形成风沙地貌。

### 第一节 风沙作用

#### 一、风沙流的特征

干旱半干旱地区，由于空气与沙质地表相互作用形成的含沙气流称为**风沙流** Sand flow。一种气固两相流。风经过松散物质所组成的地表，当风速达到使沙粒脱离地表进入气流中移动的临界速度（即起沙风速）时，才能形成风沙流。起沙风速的大小与沙粒粒径和地表性质等自然条件有关。

##### 1. 启动风速

沙粒开始运动的临界风速称为**启动风速**，一切超过启动风速的风称为**起沙风**。启动风速与粒径、沙子含水率、地表性质等有关。根据观察，在粒径 0.1-0.25mm 为主的干燥裸露的沙质地表中，起沙风速一般为 4-5m/s。一般来说，沙粒粒径与起沙风速呈正比，沙粒粒径愈大，起沙风速也愈大。

##### 2. 搬运方式

风沙流的搬运方式主要有蠕移、跃移、悬移，其中跃移是风沙流搬运的主要方式。风沙流中沙粒大小与高度的关系，一般是离地表愈高，细粒愈多，主要是悬移；愈近地表粗粒愈多，主要是跃移和蠕移。

风沙流中高度愈低含沙量愈高。据观测，绝大部分沙粒都在离地表 30cm 以内，特别集中在 10cm 以下。当风速为 m/s 时，测得含沙量 90% 都分布在地表 10cm 之内。

风沙流中含沙量不仅随高度变化，也随风速而变化，当风速显著超过起沙风速后，风沙流中的含沙量急剧增加。风速愈大，在地表 10cm 内含沙量的绝对值也愈大。

##### 3. 输沙率

风沙所搬运的沙量——输沙率。据研究，输沙率与风速超过启动风速部分的三次方成正比。还受风速、粒径、比重、含水率、地表性质等因素的影响。风沙流是一种贴近地面的沙子搬运现象。其搬运的沙量绝大部分是离地面 30cm 的范围之内。

#### 二、风沙作用



## （一）风沙侵蚀作用

风沙对地表物质的吹蚀和磨蚀作用，统称风沙的侵蚀作用，简称**风蚀作用**  
**Aeolian/wind erosion**。

### 1. 吹蚀作用

风吹过地表时，产生紊流，使沙离开地表，从而使地表物质遭受破坏，称为**吹蚀作用**。

风的吹蚀能力，与地表物质粒径的起沙风速大小直接有关。风速超过起沙风速愈大，吹蚀能力愈强，一般组成地表的颗粒愈小，愈松散、干燥，要求的起沙风速较小，受到的吹蚀愈强烈。

### 2. 磨蚀作用

风沙紧贴地面迁移时，沙粒对地表物质的冲击、摩擦的作用，称为磨蚀作用。

迎风面的岩壁、特别是砂岩，由于风沙流钻进孔隙之中，不断旋磨，可能形成口小内大的风蚀穴。由于风沙流中的沙粒集中分布在距离地面 30cm 之内，所以沙漠区的电线杆下部可因磨蚀而折断。

## （二）风沙的搬运作用

地表松散的碎屑物，不断随风力强弱、粒径大小和质量轻重，由源地通过悬移（悬浮）、跃移（跳跃）和蠕移（推移）等方式转移到别处的作用，称为**风沙搬运作用**。

### 1. 悬移

轻细的沙粒，在气流的紊动漩涡上举例力的作用下，使沉速小于上举力的沙粒随气流运移到较远距离。风速愈大，能悬移的粒径就大些，含量也会增多。风速是在变化的，当风速减小后，悬移质中较大的粒径就容易沉降到地表上来，而粒径小于 0.05mm 的粉沙和尘土，因为体积细小，质量轻微，一旦悬浮后就不容易沉降，而随空气运离源地，甚至在 2000km 以外才沉落。

### 2. 跃移

地面沙粒在风力的直接作用下发生滚动、跳跃。当地面是卵石时，沙粒反弹较高；当地面是沙粒时，沙粒插入沙粒之间，形成一个小孔穴，能量消耗，但同时把附近一、二个颗粒冲击跃起；当地面是粉沙时，沙粒就埋进粉沙中，使粉沙粒扰动扬起，产生扬尘作用。

在风速较高的情况下，跃移物质离开地面时的向上初速度大，上升高度大，受风力作用的机会多；对地面冲击的速度也大，因而使另一些颗粒被打散抛入空中的运动也更为强烈。

### 3. 蠕移

蠕移是一些跃移运动的沙粒在将来时对地面不断冲击，使地表较大沙粒受到冲击后产生的缓缓向前移动。

在低风速时，滚动距离只有几毫米，但在风速增加时，滚动的距离就大了，而且有更多的沙粒滚动；高风速时，整个地表一层沙粒都在缓慢向前蠕动。

高速运动的沙粒，通过冲击方式可以推动 6 倍于它的直径或 200 于它的重量的表层沙粒运动，所以蠕移质比跃移质沙粒为大，但蠕移的速度较小，一般不到 2.5cm/s。而跃移质的速度快，一般可达数十到数百厘米每秒。

风对地表松散碎屑物搬运的方式，以跃移为主（其含量约为 70-80%），蠕移次之（约为 20%），悬移很少（一般不超过 10%）。对某一粒径的沙粒来说，随着风速的增大，可以从蠕移转化为跃移，从跃移转化为悬移，反之，也是一样。

### （三）风沙的堆积作用

#### 1. 沉降堆积

在气流中悬浮运行的沙粒，由于风速减弱，当沉速大于紊流漩涡的垂直风速时，就要降落堆积在地表，称为沉降堆积。

沙粒的粒径愈大，其沉速愈大，粒径愈小，沉速愈小。

#### 2. 遇阻堆积

风沙流运行时，遇到障阻，使沙粒堆积起来，称遇阻堆积。风沙流因遇障阻发生减速，而把部分沙粒卸积下来；也可能全部越过（或部分）绕过障碍物继续前进，在障碍物的背风坡形成涡流。

## 第二节 风沙地貌

风对地表松散碎屑物的侵蚀、搬运和堆积作用过程中，相应形成风蚀地貌和风积地貌。

### 一、风蚀地貌

风蚀作用只限于距地表的较低高度内，所以风蚀地貌在接近地面处最为明显。其主要类型有：

#### （一）风棱石与石窝（风蚀壁龛）

戈壁砾石迎风面长期风蚀后被磨光磨平后在瞬时大风中发生滚动，新的迎风面再次磨光磨平，两个或多个迎风面间就形成风棱，即形成**风棱石 Ventifact**。

在干旱区，某些地势较高的基岩或山麓地带，主要由于强劲的风力，地表大量碎屑被吹蚀而去，使基岩裸露或留下具有各种棱面麻坑的风棱石和石块，并且植物稀少，景色荒凉，形成砾漠（戈壁）。

干旱区陡峭的迎风岩壁上，经风蚀作用形成的近似圆形或椭圆形的洞穴和凹坑，称为**石窝 Stone nest**。大的深达 10-25 cm，口径达 20 cm。有的分散，有的群集，使岩壁呈蜂窝状外貌。其成因主要是由于阳光强烈照射，使岩壁增热，岩石内部的矿物体积膨胀；再加上矿物间颗粒间的热力差别风化，经风吹蚀使岩石表面差别风化，经风吹蚀使岩石表面形成许多浅小凹坑；然后风沙就沿凹坑钻磨，使凹坑不断加深扩大，甚至成为较大的洞穴，这种现象在花岗岩和砂岩壁上最发育。

#### （二）风蚀蘑菇和风蚀柱

干旱区发育在水平节理和裂隙上的孤立突起岩石，经风蚀作用形成顶部大、基部小的形似蘑菇的岩石，称**风蚀蘑菇 Wind erosion mushrooms**。特别是下部岩性软于上部的岩石，更容易形成该类地貌。其成因与风蚀作用受高度限制，在近地面最强有关。

垂直裂隙发育的岩石经长期的风蚀，易形成柱状，故称**风蚀柱**。它可单独挺立，也有成群分布，故大小高低不一。

### （三）风蚀洼地

干旱区松散物质组成的地面，经风的长期吹蚀，可形成大小不同的浅凹地，称为**风蚀洼地 deflation hollow**。大型风蚀洼地，其面积可从几平方千米到几百平方千米，又称**风蚀盆地 deflation basin**。它们多呈椭圆形，自地面向下凹进很深。洼地的背风壁较陡，常达  $30^\circ$  以上。当风蚀深度低于潜水面时，地下水出露可积水成湖，形成风蚀湖 **wind erosion lake**。如我国呼伦贝尔沙地中的乌兰湖。

### （四）风蚀谷和风蚀残丘

在干旱地区，偶有暴雨产生洪流冲刷地表，形成冲沟，冲沟再经风蚀作用加深扩大形成的谷地，称为**风蚀谷**。谷地内崎岖蜿蜒，宽窄不一，沿主要风向延伸，长达数十公里。

干旱区基岩地面经长期风蚀作用和暂时流水侵蚀而形成的基岩孤立小丘，称为**风蚀残丘**。

### （五）雅丹

雅丹原是我国维吾尔族语，意为陡峭的土丘。在极干旱区的一些干涸的湖底，常因干缩裂开，风沿着这些裂隙吹蚀，裂隙愈来愈大，使原来平坦的地面发育成许多不规则的背鳍形垄脊和宽浅沟槽，这种支离破碎的地面称为**雅丹**。**风蚀雅丹 Wind-erosion Yardang** 是指在干旱地区，发育在古代河湖相的土状堆积物中，主要由风蚀作用形成的风蚀土墩和风蚀洼地的地貌组合。其排列方向与主导风向一致。塔里木盆地的罗布泊区域，有些雅丹地形的沟深度可达十余米，长度由数十米到数百米不等，走向与主风向一致，沟槽内常有沙子堆积。

### （六）风蚀城堡

在产状近似水平的基岩裸露的地形隆起地面，由于岩性软硬不一，垂直节理不发育，在长期劲风的风蚀作用下，被分隔残留的平顶山丘，远看宛如颓毁的城堡树立在平地上，称为**风蚀城堡或风城**。在我国新疆吐鲁番盆地哈密西南就有典型的风城。

## 二、风积地貌

风沙流运动过程中，当发生风速变弱或遇障碍物等情况时，沙粒发生的下落堆积作用。**风积地貌**是指被风搬运的物质（沙、粉尘和沙土等）在一定条件下沉积成的地貌，主要是指各种沙丘地貌。

### （一）沙波纹

**沙波纹**是沙地和沙丘表面呈波状起伏的微地貌。其排列方向与风向垂直。沙波纹主要是颗粒大小不等的沙面，经风的作用，产生颗粒的分异，某一段被带走的多于带来的

沙粒，这样就形成微小凹凸不平的沙面或小洼地。同时跃移质下降时对沙面的冲击，在洼地的背风面（AB）稀，在迎风面（BC）密，即受冲击力强，这样迎风沙粒外移率大，促进原洼地进一步发展。当C点带来的沙粒多于被带走的而不断加高时，CD就成为背风坡，而迎风坡同样会变为第二个洼地。这样反复进行，就形成有规则的沙波纹。

## （二）沙堆

**沙堆**是风沙流遇到了障碍物（植被或地形变化时），就在背风面产生涡流，消耗气流的能量，引起风速的减小，在背风面沙粒就发生沉积，成为沙堆。相邻两个沙波纹的脊线间距，一般为20-30cm沙堆形成后，自身变成风沙流更大的障碍，使沙粒堆积得更多。在沙源丰富的地区，特别是在强风的作用下，沙堆会不断的扩大，形成盾状沙堆。沙粒沿迎风坡跳跃，滚动前进，比较粗大的在顶部停积，一部分被运移到背风坡。若风沙流的输沙率通过沙堆前大于通过后，沙堆就不断增高变大，发展为新月形沙丘。

当风沙流的沙源不断丰富，水分条件又好，地面生长植物（常常是不连续的草丛和灌丛）时，便堆积成各种不同现状的草丛或灌木沙堆。常见的有红柳沙堆、白茨沙堆等。它们在平面上多呈圆形或椭圆形，大小不等。

## （三）新月形沙丘

新月形沙丘平面形状如新月，故称**新月形沙丘**。它的高度不等，一般为几米到十几米，最高可达30米。新月形沙丘纵剖面的两坡不对称，朝向风向的一坡称迎风坡，坡形微凸而缓，坡度一般在10-20°之间；相反的一坡称背风坡，或叫落沙坡，坡形下凹，坡度较陡，一般在28°-33°左右，有时达36°。背风坡的坡度大小和不同粒径沙粒的休止角有关。在新月形沙丘背风坡两侧形成近似对称的两个尖角，成为新月形沙丘两翼，此两翼顺着风向延伸。在迎风坡与背风坡连接的地方，形成弧形的脊，称为新月形沙丘脊。单个新月形沙丘多分布在荒漠边缘地区，有时沙质海滨地带也有分布。

新月形沙丘的形成：**盾形沙堆阶段**：由于起沙风减弱等因素以及沙的堆积，首先形成一个小的沙堆，即盾形沙堆。**雏形新月形沙丘阶段**：盾形沙堆会阻碍风沙流的运行，气流搬运的沙粒在沙堆背风坡堆积，背风坡的坡度不断加陡，当坡度达到沙粒的最大休止角时，沙堆发育为雏形新月形沙丘。**新月形沙丘阶段**：随着沙堆高度的增大，沙堆两侧的绕流加强，把沙粒搬运到两侧的前方堆积，在沙丘的两侧逐渐形成了两个顺风向向前伸的翼，这样就形成了典型的新月形沙丘。

## （四）抛物线沙丘

形态特征与新月形沙丘相反，即沙丘两翼指向来风风向，迎风坡平缓而凹进，背风坡陡急呈弧形凸出，平面图形好像一条抛物线。

抛物线沙丘的形成植物起了很大作用。如在水分条件较好的地面，沙丘两侧边缘植物一般生长良好，从而阻碍了沙丘的移动，沙丘中没有被植物固定的部分，在风力作用下继续前移，最终形成弧形的抛物线沙丘，高度一般为2-8米。

## （五）横向新月形沙丘链

在沙源供应丰富的情况下，由密集的新月形沙丘相互连接，它们与风向成垂直分布，故称为横向新月形沙丘链，其高度一般10-30m，长达几百米至几千米。

## （六）新月形沙垄和纵向沙垄

在两种风向呈锐角斜交的情况下，新月形沙丘的一翼延伸很长，而另一翼相对退缩成小钩状的新月形沙垄。其形成过程如下：a 最初的新月形沙丘；b 从新的风向（s）吹来的暴风可能造成的后果，迎风 A 翼顺新风向前进，同时因为有大量新沙沉积，所以 A 翼日益增大。如果这样的风延续不断，新月形沙丘就会沿着 s 轴形成一个新的对称的形式，即 B 翼即将日渐萎缩，一个新翼则在 B 点出现；c 风向又转为 g 时，新月形沙丘迎风面恢复原先对称形式。但在背风面上，肥大的 A 翼又会沿 g 的方向伸长，若 A 翼已经延长到超出稳定的极限，则在风力 g 的作用下，受沙丘体掩护作用也比较小，风力作用将使其高度降低，并向下方延伸，形成一条低矮的沙舌；d 经过 g 风和 s 风长期作用后，A 翼逐渐向 s 风向延长，当达到 D 点时，翼尖 D 可以在两种不同的风情下得到沙粒的补给，所以它比后面的连接臂部成长得更快，结果就逐渐形成了一个新的新月形沙丘；e 按照上述过程继续不断地重演，最后形成新月形沙垄。

新月形沙垄进一步发展，往往使尾部的新月形沙丘形态变的不明显，甚至消失，仅遗留下由一翼延伸所成的沙垄。

### （七）复合纵向沙垄

走向与主风向平行，或成小于 30° 的交角。其特征是沙垄表面叠置着许多新月形沙丘链或复合新月形沙丘链，这种沙垄称复合纵向沙垄。

### （八）金字塔沙丘

棱面明显，每一棱面往往代表一种风向。成角锥体状的沙丘。它具有三角形的斜面（坡度一般在 25°-30° 左右）、尖的沙顶和狭窄的棱脊线，丘体高大，一般 50-100 米。有时其形状象海星，故又称为星形沙丘。

金字塔沙丘是在多风向，而且风力相差不大的情况下发育起来，特别是主风向向前流动时，遇到山势阻碍产生折射，引起气流发生干扰时最易产生。

### （九）穹状沙丘

这是一个主风向和多个次风向的风力作用下，形成穹状沙丘，平面上呈圆形或椭圆形。

## 三、沙丘的移动

### 1. 沙丘移动的影响因素

沙丘的移动的主要影响条件：风力、沙丘高度、水分植被状况。

### 2. 沙丘移动的方式

沙丘移动的方向随着起沙风方向的变化而变化。沙丘移动的方式取决于风向及其变律，分为前进式、往复前进式、往复式。

### 3. 沙丘移动的速度

沙丘移动速度主要取决于风速和沙丘高度。沙丘移动的速度和沙丘的高度成反比，与风速成正比。

$$D = Q / Rh$$

其中：D、单位时间沙丘前移的距离；Q、搬运的总沙量；r、沙子的容量；H、沙丘的高度。

### 第三节 荒漠的类型

气候干旱、地面缺乏植物覆盖，组成物质粗瘠的自然带，称为荒漠。干旱荒漠面积约占全球陆地总面积的 1/4 左右，主要分布在两个地区：一是南北纬 15-35 度之间的亚热带，二是温带的内陆地区。根据荒漠地貌特征和地表物质组成，可将荒漠分成岩漠、砾漠、沙漠和泥漠四种类型。

#### 一、岩漠

**岩漠 rocky desert:** 发育于干旱山地区（或丘陵区），地表遍布松散岩屑的一种荒漠。岩漠多形成在荒漠区的山前地带，其特点是地面被切割得破碎不堪，山岭陡峭，石骨嶙峋，基岩突露地表。在干旱的地区，岩石表面上的石子、沙粒和尘土被风和暴雨完全搬走，结果留下了一个裸露的岩石表面，这种地形叫做岩漠。

#### 二、砾漠

**砾漠**是指由砾石组成的荒漠，又称“戈壁”。荒漠中的各种沉积物（洪积、冲积和冰积等）以及基岩风化后的碎屑残积物，在强烈的风力作用下，细粒的沙和粉尘被吹走，留下粗大砾石覆盖着地面，形成砾漠。

砾漠中的岩石在风所挟带的沙粒末世下，便形成风棱石。风棱石的表面有时有薄薄的一层深褐色的铁锰化合物，称为荒漠岩漆，这是由于砾石中所含水分蒸发时将所溶解的矿物沉淀在砾石表面而形成的一层深色薄膜。

#### 三、沙漠

**沙漠**是指地面覆盖着大量流沙的荒漠。这里风力作用很强，形成各种风积地貌。荒漠中沙漠面积最大，中国沙漠面积约 63.7 万平方千米。

沙漠中的沙粒来源于古代或现代的河流、湖泊和洪积扇的沉积物中的细颗粒物质或风化残积物中的细颗粒物质。

#### 四、泥漠

**泥漠**是由粘土物质组成的地面，分布在干旱区的低洼地带，特别是封闭盆地的中心。它是由洪流从山区搬运来的细土物质淤积干涸而成。泥漠地面平坦，常发育龟裂纹、植物稀少，地表裸露。

## 第八章 黄土地貌

**黄土地貌**，主要是黄土在流水作用下形成的各种地貌。主要分布在干旱、半干旱地区。风沙地貌与黄土地貌在分布上、成因上存在密切的联系。风是塑造地貌的重要营力。

## 第一节 黄土的分布和性质

### 一、黄土的分布

从全球看，黄土主要分布在中纬度干旱或半干旱的大陆性气候地区，即现代的温带森林草原、草原及荒漠草原地区。另外，中欧和北美的一些地区也有黄土分布，这些黄土位于冰缘地区。面积约 1300 万 km<sup>2</sup>，占全球陆地面积的 10%。因此，人们把**荒漠黄土称为暖黄土，冰缘黄土称为冷黄土**。

我国黄土主要分布在北方干旱区和半干旱区，位于北纬 34°-45°之间，呈东西向带状分布。黄土区的西面和北面与沙漠相连，从西北向东南依次为戈壁、沙漠、黄土，逐渐过渡，西北部靠近沙漠的，粒度较粗，愈往东南距离沙漠愈远，黄土粒度逐渐变细。

我国黄土总面积约 63.5×10<sup>4</sup>km<sup>2</sup>，其中黄河中下游的陕西北部，甘肃中部和东部、宁夏南部和山西西部，是我国黄土分布最集中的地区，不仅分布面积广，而且厚度达（最大可达 200m）。由于这个地区地势高，形成有名的黄土高原。

### 二、黄土的性质

黄土是第四纪时期形成的一种灰黄色或棕黄色的特殊的土状堆积物。我国分为早更新世的午城黄土、中更新世的离石黄土、晚更新世的马兰黄土，还包括全新世黄土。

#### （一）黄土的成分

黄土的成分包括的粒度成分、矿物成分和化学成分三部分。

黄土的粒度成分的百分比在不同地区的黄土中和不同时代的黄土中都不一样。从水平分布看，它自北向南，自西向东，颗粒由粗变细。从垂直剖面看，从下部老黄土到上部新黄土粒度由细变粗。

黄土中的矿物以石英（占 50%）、长石（20%）和碳酸盐类矿物为主，碳酸钙含量占 10%左右。粘土矿物含量占 10%左右，种类很多，常见的有伊利石、高岭土和蒙脱石。

黄土的化学成分已 SiO<sub>2</sub> 占优势，其次为 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO，再次为 FeO<sub>3</sub>、MgO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、FeO、TiO<sub>2</sub> 和 MnO。由于黄土中易溶的化学成分含量很高，对黄土地貌发育有很重要的影响。

#### （二）黄土的厚度

黄土的厚度各地不一，我国黄土最厚的达 180-200m，分布在陕西省泾河与洛河流域的中下游地区，其他地区从十几米到几十米不等。根据黄土地层看，在几十米到 100-200m 的黄土中，可划分为早更新世的午城黄土，中更新世的离石黄土和晚更新世的马兰黄土。晚更新世黄土的厚度较早、中更新世为薄，位于六盘山以西的渭河上游和祖厉河上游以及六盘山以东的泾河上游，厚度为 30-50m，其他地区只有 10-20m。中更新世黄土和早更新世黄土在陕西泾河和洛河流域厚度可达 175m，到延安、靖边一带，

厚约 100-125m，山西南部也一近百米，其他地区只有数十米。其中中更新世黄土厚度最大，它三构成黄土高原的骨架。

### （三）黄土的物理性质

黄土的物理性质有以下特征：① 呈灰黄色或棕黄色；② 质地均一，以粉沙颗粒（0.05-0.005mm）为主，占总重量的 50% 以上；③ 结构疏松，多孔隙，有肉眼可见到的大孔隙；④ 无沉积层理；富含碳酸钙，达 10% 左右；⑤ 有垂直节理，常形成陡崖；⑥ 遇水浸湿后会发生坍塌，称为湿陷性。

## 第二节 黄土的成因

关于黄土的成因，比较流行的说法有风成说、水成说和风化残积说。

### 一、风成说

#### （一）主要观点

荒漠地区是黄土物质（粉沙和尘土）的源地，这里有强大的反气旋风从荒漠中不吹响外围，把大量的黄土物质吹送到生长灌木的草原地带，逐渐堆积成厚层的黄土，故又称荒漠黄土。我国黄河中游的黄土，就是通过这种方式产生的。对于欧洲和北美的黄土，有人认为是冰期时大陆冰盖区的干冷反气旋吹袭，将冰碛和冰水堆积物中的一些细粒物质吹到冰川外缘地区沉积而成的，故称冰缘黄土。

#### （二）主要证据

目前风成说得到了比较充分的证据，包括：① 黄土分布区以北依次出现沙漠和戈壁，三者逐渐过渡，并呈带状分布；② 黄土区内的西北部分靠近沙漠地区的黄土颗粒较粗，愈往东南距沙漠愈远，其颗粒逐渐变细；③ 黄土披盖在多种地貌类型上，但厚度变化不大；④ 黄土层中发育有随下伏地貌形态变化的多层埋藏古土壤；⑤ 黄土中含有陆生草原动植物化石；⑥ 黄土的矿物成分具有高度的一致性，但与其下伏基岩没多大关系。

### 二、水成说

该学说认为黄土的成土物质主要来源于附近，少部分为风力搬运而来；搬运方式为各种形式的流水作用，有坡积黄土、洪积黄土、冲积黄土等。

但该学说难以解释黄土含陆生动物化石，没有层理，发育古土壤等。

### 三、风化残积说

该学说认为黄土是在干燥气候条件下，当地的基岩经过特殊的风化作用和黄土化作用而形成。认为黄土化作用是大规模的碳酸盐的形成过程，特别是钙质的移动和聚集与黄土的特性有密切的联系。

但此学说难以解释黄土的均质性，含碳酸盐，含古土壤和大型生物化石等特性。



## 第三节 黄土地貌

黄土地貌可分为黄土沟谷地貌、黄土沟（谷）间地貌和黄土潜蚀地貌等类型。

### 一、黄土沟谷地貌

根据黄土沟谷发生的部位、沟谷发育的阶段和形态特征，可将黄土沟谷分为以下几种

#### （一）纹沟

在黄土剖面上，降雨时常形成片状水流。由于受到地面微小起伏、石块和植物根系等的阻挡，水流逐渐分异，汇成许多细小的股流，侵蚀土层，从而形成纵横交错的很细的小沟，即为纹沟。纹沟的重要标志是没有边缘线，经耕犁，可立即消失。

#### （二）细沟

当黄土坡面上片流逐渐增大，可形成较大的集成股流，侵蚀成大致平行的细沟。细沟的宽度不超过 0.5 米，深度约 0.1~0.4 米，长数米到数十米。细沟的谷底纵剖面呈上凸形，下游开始出现跌水，横剖面呈宽浅的“V”字形，沟坡有明显的转折。

#### （三）切沟

细沟进一步发展，下切加深，切过耕作土层，形成切沟。其宽度和深度均可达 1—2 米，长度可超过几十米，河床多陡坎，横剖面有明显的谷缘。

#### （四）冲沟

切沟进一步下切，其纵剖面呈一下凹的曲线，与斜坡凸形纵剖面完全不同，形成冲沟。冲沟长度可达数公里或数十公里，深度达数十米至百米。并出现串珠状陷穴。分为早期、中期和晚期三种情况。早期平面图形大致成等宽的长条形，沟床纵剖面与其所在的剖面大致平行，横剖面呈 V 字形；中期冲沟的平面图形，上游窄而下游宽，上游保持早期冲沟的特点，而下游段沟谷展宽，而河床纵降比要比其所在的坡面缓；晚期由于下蚀和旁蚀引起沟谷陡崖发生滑坡，使沟壁两侧向后后退，横剖面上可以划分出沟坡和平坦的沟床，呈梯形，纵剖面呈凹弧曲线。

### 二、黄土沟（谷）间地貌

黄土沟（谷）间地貌可分为塬、梁、峁三种类型。它们是黄土高原上的黄土堆积的原始地貌经流水切割侵蚀后的残留部分。其成因可能反映先前的下伏地形、也可能是后期沟谷分割塬面的产物。它们的形成和黄土堆积前的地形起伏及黄土堆积后的流水侵蚀都有关。黄土堆积过程中可继承古地貌形态而发育各种黄土地貌。如古地貌是平缓的盆地或微倾斜的平原，在此基础上堆积的黄土就有可能成为黄土塬；在波状起伏的丘陵上堆积的黄土，由于受基底古地形的影响，形成长条形的梁或峁。

#### （一）黄土塬

**黄土塬 loess tableland**，为黄土堆积的高原面，四周为沟谷的沟头向塬侵蚀，从平面上看，呈花瓣状；塬的顶面部分地势极平坦，坡度不到 1°。塬的边缘地带可增至 5°。

有些黄土塬的面积可达 2000-3000km<sup>2</sup>，在泾河支流蒲河和马莲河之间的董志源，长达 80km，宽为 40km。黄土塬如受沟谷长期切割，面积逐渐缩小。

## （二）黄土梁

**黄土梁 loess ridge**，为黄土堆积的呈长条形的黄土高地。根据黄土梁的形态可分为**顶梁**和**斜梁**两种。顶部较平坦，宽度不一，多数为 400~500 米，长可达数公里。

## （三）黄土峁

**黄土峁 loess hill**，为黄土堆积的一种孤立的黄土丘，平面呈椭圆形或圆形，峁顶地形呈圆穹形。峁与峁之间为地势稍凹下的宽浅分水鞍部。若干峁连接起来形成和缓起伏的梁峁，统称**黄土丘陵**。

# 三、黄土潜蚀地貌

地表水沿黄土中的裂隙或孔隙下渗，对黄土进行溶蚀和侵蚀，称为潜蚀。潜蚀后，黄土中形成大的孔隙和空洞引起黄土的陷落而形成的各种地貌，主要有黄土碟、陷穴、黄土桥和黄土柱等。

## （一）黄土碟

**黄土碟 Loess plate** 是黄土地区一种圆形或椭圆形的洼地。深数米，直径 10~20 米。它是由于地表水下渗浸湿黄土后，在重力作用下黄土发生压缩或沉陷使地面陷落而成的。

## （二）陷穴

**黄土陷穴 Loess sinkhole** 是黄土地区地表水沿黄土裂隙进行潜蚀形成的洞穴。。可分为竖井状陷穴和漏斗状陷穴，它们深达 10~20 米，常分布在谷坡上部和梁峁的边缘地带。有些陷穴成串珠状分布，下部有通道相连，它们多分布在坡面长或坡度大的梁峁斜坡上。串珠状陷穴的穴间孔道，孔径增大，可使陷穴最后遭到破坏，使沟床深切而伸长。

黄土碟和黄土陷穴可造成建筑物地基失稳而遭破坏或使道路、桥梁。地下水管线等被毁坏。造成严重的安全隐患和经济损失

## （三）黄土桥

两个陷穴之间或从沟顶陷穴到沟壁之间由于地下水作用使它们沟通，并不断扩大其间的地下孔道，在陷穴间或陷穴到沟床间残留在顶部的土体就形成黄土桥。

## （四）黄土柱

分布在沟边的柱状黄土体。它是由流水沿黄土垂直节理潜蚀作用和崩塌作用残留的黄土部分。黄土柱有时可高达十几米。

# 第九章 海岸地貌

海陆的交线称为**海岸线**。由于潮汐作用海岸线随海面波动而变动，海洋和陆地相互作用的地带称为**海岸带**，海岸带包括陆上和水下两部分。海岸带自海向陆可分为水下岸坡、海滩和滨海陆地。

水下岸坡（潮下带或滨外和临滨），处于低潮面以下至波浪对海底仍能起作用的深度（ $1/2$  波长的水深处）；海滩（潮间带或前滨），位于高低潮面之间的地带，间歇性被海水淹没，为现代海滩区；滨海陆地（潮上带或后滨），为高潮线以上至海蚀崖上缘的狭窄的陆地地带。

全世界的海岸线长约 44 万千米，我国的大陆海岸线长约 1.8 万千米，加上沿海几千个大小岛屿，总岸线长达 3.2 万千米。海岸带具有丰富的资源，世界上约有  $2/3$  的人口分布在沿海地区。因此，海岸带是人类活动频繁和经济极繁荣的地带。

## 第一节 海岸的动力作用

### 一、波浪作用

波浪是塑造海岸地貌最普遍、最重要的动力。波浪运动特别是进入浅水区后其传播过程发生的变化是控制海岸发育与演化的主要因素之一。

#### （一）深水区波浪的特性

**深水区波浪是指水深大于  $1/2$  波长的水深处的波浪。**可视其运动不受海底摩擦的影响。

##### 1. 水质点轨道特征

水质点作近于封闭的圆周运动；波浪在向前传播的同时，也向下部水层传播，水质点轨道直径逐渐变小；超过一个波长的深度时，波浪对海底的作用已很微弱。

##### 2. 水质点方向特征

位于轨道上半部，水质点运动方向同波浪传播方向；位于轨道下半部，水质点运动方向异波浪传播方向。

##### 3. 水质点速度特征

位于波顶和波底水质点水平速度最大，垂直速度为零；位于波顶和波底之间的中点时，垂直速度最大，水平速度最小。

#### （二）浅水区波浪的特性

当波浪传播到浅水区，发生变形后就转变为浅水波；**一般认为  $1/2$  波长的海底深度时波浪变形的临界深度。**

浅水波水质点的运动轨迹变为不对称的上凸而向下逐渐展平的椭圆形轨道。自上而下，轨道变得越来越扁平，到海底轨道的扁度达到极限，水质点仅作平行于底面的直线型振荡运动。

#### （三）波浪破碎

波浪自外海进入浅水区并向海岸推进，当达到某一临界值时，波浪将发生破碎，这时波峰水质点运动的水平分速大于波速。即使在深水区，风浪在风的不断作用下，波陡 $\delta$ （波高 $H$ /波长 $L$ ）会不断增大，波峰愈益陡尖。当波陡达到 $1/7$ 临界值时，峰顶水质点运动的水平分速与波速相等，此时波动表面达到极限；当波陡超过此值时，峰顶波面变得不稳定，从而导致波浪破碎。

### 1. 崩顶破碎

当波浪传播近岸边时，波能已经逐渐消耗掉，波峰不稳定，但尚未达到翻转时，峰顶出现浪花，并逐渐增大，峰顶崩随成瀑布状下落。一般地，崩顶破碎的波浪有较强的回流。

### 2. 卷跃破碎

波浪向岸传播时，在一个较短时间和距离内就可发生显著变形，波峰不断前倾直至卷曲翻转，成卷跃破碎下落。

### 3. 激散破碎

海底陡，波浪发生变形后使得波浪前峰从下部开始出现浪花泡沫，扩大到整个前峰面，在直接冲上陡滩时前峰面在滩面上激散破碎，并形成大量泡沫，最后与波峰一起逐渐在岸滩上散失。

## （四）波浪折射

当波浪进入浅水区，由于前进方向与岸线斜交或海底地形的起伏变化，波峰线发生弯曲，趋向于与岸线平行的现象，称为波浪折射。波浪传播方向的变化主要是因为波速随深度变浅而变小。位于较浅处一端的传播速度相应小于较深一端，进而导致波峰线的偏转。

在水下地形和不规则的岸线导致等深线曲折的情况下，波浪折射可使某些段落波峰线拉长，也可使另一些段落波峰线缩短，波高也相应发生变化，从而使波能出现辐聚和辐散现象，导致海岸的侵蚀与沉积作用发生。例如，在凸出的岬角处波浪出现辐聚，能量集中，海岸受蚀；而在凹入的海湾处波浪出现辐散，波能扩散，产生沉积。

## （五）波浪绕射

当波浪被沙嘴，突出的岬角，特别是受防浪堤等人工建筑物的阻挡，则在阻挡物的后侧产生波影区。由于波能被阻截，波浪发生绕射作用，波能沿波峰线作侧向传递进入波影区的现象，称为波浪绕射。

波浪进入波影区后，因其能量大为减小，故波影区经常为比较平静的水域，常发生泥沙的堆积。

## 二、潮汐与潮流作用

潮汐是海水在月球和太阳引潮力作用下所发生的周期性运动，它包括海面周期性的垂直升降和海水周期性的水平流动，前者称为潮汐，后者称为潮流。

潮汐和潮流在海岸地貌发育中起的作用是很重要的。潮汐引起的海平面周期性变动直接影响到波浪的有效作用，它使波浪作用带和破碎带的位置随时间的推移而不断变

动,从而使波浪作用带范围增宽,但同时也相对减弱了波浪的有效能量。潮流也是影响海岸地貌发育的重要因素之一。海岸轮廓变化和潮差大小是影响潮流流速大小的主要因素。如当潮流自开阔的水域进入狭窄的海峡或喇叭形港湾时,流速明显增大。潮流流速达到一定数值时、可以掀动并搬运泥沙,尤其在沙质、淤泥质海岸,这种作用更明显。在水深较小的海岸带,涨潮流速大于退潮流速。因此,涨潮时带到海岸的泥沙不能被退潮全部带走,使潮间带不断淤宽;另一方面,在径流强的河口海岸,退潮时由于退潮流与径流叠加在一起,流速增大,使河口发生侵蚀。如南美洲亚马逊河口深槽是在退潮流速很高的情况下形成的。

### 三、海流作用

海流的形成受风的作用、气压梯度、密度和温度、江河淡水注入以及潮汐等影响。

#### (一) 近岸流

分布在破浪带与岸线之间,流动方向与局部海岸线平行的一股海流。其成因有两种:

(1) 当波峰线与岸线斜交时,由于波浪折射作用,在波浪带与岸线之间产生一股与岸线平行的沿岸流。

(2) 河流入海,咸淡水混合,在盛行风的作用下形成沿岸流。如长江和钱塘江入海后形成的浙闽沿岸流和黄海沿岸流等。

#### (二) 近岸循环流

近岸循环流由自外海缓慢输送到碎浪带的整体水流、沿岸流和离岸向外的裂流三部分组成。

### 四、海啸作用

海啸是由突发的海底断层错动、海底滑坡、海底火山喷发或滑入海洋的陆上滑坡引起的巨型波浪,例如 2014 年东南亚大海啸。但由于海啸在海岸带并不常见,所以并不是海岸带主要的动力作用。

## 第二节 海岸地貌

### 一、海蚀地貌

#### (一) 海蚀崖、海蚀穴和海蚀洞

在海岸带,由海蚀作用形成的向海呈倾斜或垂直的陡崖,称为**海蚀崖 sea cliff**。海蚀崖的形态受岩性和岩层产状的影响很大,柱状节理发育的海蚀崖呈陡立状,向海倾斜的岩层常形成倾斜海崖,向陆倾斜的岩层也可以形成陡崖并能较好地保存。

在海蚀崖的坡脚处,海蚀作用在海陆接触处形成的向陆凹进的洞穴,一般宽度大于深度者称**海蚀穴 notch**,深度大于宽度者称**海蚀洞 sea cave**。它常沿多节理或抗蚀力较弱的部位沿岸断续分布。

## （二）海蚀拱桥和海蚀柱

在海岸带，突出在海中岬角的两侧，发育相向的海蚀洞，经长期侵蚀最后相互贯通，就形成了**海蚀拱桥 sea arch**。当海蚀崖后退过程中，残留的柱状岩体，或海蚀拱桥进一步受蚀，拱桥顶发生崩塌，残存的桥墩成为残留于海中的柱状岩体，称**海蚀柱 sea stack**。

## （三）海蚀平台和海蚀阶地

海蚀作用形成的向海微倾的平坦台地，称为**海蚀平台 abrasion platform**。海蚀平台后缘贴近高潮面，前缘位于低潮面以下，随海蚀崖后退而变宽。有关海蚀平台的成因有不少解释，约翰逊（John-son, 1919）认为海蚀平台是海蚀崖不断后退的结果。巴特勒姆认为是潮间带频繁交替的干湿风化作用和海浪将风化物质搬走而使海岸后退的结果。帕拉特认为海蚀平台可分为高潮台地、潮间带台地和低潮台地三类。高潮台地主要由干湿风化作用与海浪的搬运作用形成，潮间带台地是波浪磨蚀作用的结果；高潮台地的前缘如不断受波浪磨蚀亦可向潮间带台地演化。低潮台地是灰岩地区的溶蚀作用所致。

海蚀平台形成后，若因陆地上升或海面下降而高出海面，就变成**海蚀阶地 marine erosion terrace**；若陆地下沉或海面上升，则沉入水中成为水下阶地。

# 二、海积地貌

海岸带的泥沙在波浪水流作用下，发生横向和纵向运动，泥沙运动受阻或波浪水流动力减弱时，会产生堆积，形成各种海积地貌。

## （一）泥沙横向运动形成的堆积地貌

在海岸带，当外海波浪作用方向与海岸线直交时，海底泥沙在波浪作用力和重力共同作用下，作垂直于岸线方向的运动，称为泥沙横向运动。事实上，在海岸带存在一个泥沙运动的中立带。在中立带附近，泥沙作等距离往返运动，中立带以上主要作向岸运动，中立带以下主要作向海运动。这样在中立带上下就形成了两个侵蚀带，形成了一些典型的堆积地貌。

### 1. 海滩

**海滩 beach** 是在海岸边缘堆积的砂砾堆积体，包括砾滩、沙滩和泥滩。由于激浪及其冲流和回流的反复作用，使海滩沙成为分选最佳的沉积物。海滩的坡度一般随组成物质的粒径变细而变小，砾石海滩比砂质海滩陡、窄。此外，还与波长和波陡有关，一般来说，海滩坡度与波长成正相关、与波陡成负相关关系。

### 2. 沿岸堤（滩脊）

**沿岸堤 longshore bars** 由海滩发育而成的平行海岸的垄岗状堆积体，属海滩上的次一级地貌，也称滩脊，是在开阔的岸段，激浪流在高潮水位线的堆积。沿岸堤可有数条，平行分布或相互叠置形成波状水上阶地。有宽阔的自由空间，泥沙供应丰富的岸段，沿岸堤发育较高大、较快。

### 3. 水下沙坝、离岸堤和潟湖

在破浪带内的水下沙脊堆积体，其走向与海岸近于平行，这种堆积地貌称**水下沙坝 underwater barrier**。水下沙坝在无潮或潮差小海岸发育最好，其发育与演变和暴风浪

作用有密切关系。当暴风浪向岸传播过程中，在破波点附近常出现向海回流，在破浪处产生向岸向海水体与泥沙的相向运动，泥沙堆积在交汇点，从而形成沙坝。水下沙坝的向岸侧常发育凹槽，是波浪（尤其是卷波）破碎时侵蚀而成的。当水下岸坡坡度为 10‰～30‰时最有利于水下沙坝的发育。当水下沙坝堆积高出海面或海面下降，就形成离岸一定距离而高出海面的沙堤，称为**离岸堤或岛状坝 offshore bars**。由离岸堤或沙嘴将滨海海湾与外海隔离的海域，称为**潟湖 lagoon**。

## （二）泥沙纵向运动形成的堆积地貌

当波浪作用方向与岸线斜交时，海岸泥沙所受波浪作用力和重力沿坡分力不在一条直线上，泥沙沿合力方向沿岸线的运动，称为泥沙纵向运动。

### 1. 湾顶滩

当岸线向海转折形成凹岸时，由于波向线与岸线的交角增大而使泥沙流容量变小，可使泥沙流从原来不饱和或近饱和状态转变为饱和或过饱和，从而发生泥沙在凹岸的堆积，形成海湾顶部的海滩，称湾顶滩。在海岸带建造坝或连岸防波堤，也会在迎泥沙流来向一侧引起类似上述的堆积。

### 2. 沙嘴和拦湾坝

当岸线向陆转折形成凸岸时，由于波向线与岸线的交角变小，泥沙流容量降低，部分泥沙在凸岸处发生堆积，形成向海伸出的沙嘴，其延伸方向与上游岸线走向一致或沿与新岸线等深线平行方向伸展。沙嘴若发生在湾口，则可以发展成为拦湾坝。

### 3. 连岛坝

当岸外存在岛屿时，受岛屿遮蔽的岸段形成波影区，外海波浪遇到岛屿时发生折射或绕射，进入波影区后因波能减弱，泥沙流容量降低，沿岸移动的部分泥沙在岸边堆积下来形成向岛屿伸出去的沙嘴。与此同时，在岛屿的向陆侧也会发育沙嘴，由岛向陆延伸。当两个方向发育的沙嘴相连接时就形成连岛坝。著名的连岛坝有我国山东半岛北岸连接芝罘岛的连岛坝，海南岛三亚市的鹿回头连岛坝和意大利蒙特·阿津姆托里奥连岛坝等。

# 第十章 地貌发育理论

## 一、理论产生的时代背景

### （一）现实背景

#### 1. 西欧地区

欧洲阿尔卑斯地区冰川与河流关系的研究催生了水工学的发展，同时大规模的地形测量，获得了大量的地形图，以及资本主义上升时期对矿产资源的需求，促进了大规模的矿产资源调查，这些实践为西欧地貌学的诞生提供了现实背景。

#### 2. 美国

美国内战结束以后，急需对其西部地区进行矿产资源的开发，并与 1879 年成立地质调查局。由于美国西部地区独特的气候条件和构造条件，地貌调查方法得到了很好的利用，促进了美国地貌学的诞生。期间，地貌学奠基人之一的戴维斯就参与了此次调查，为其侵蚀循环学说的提出奠定了实践基础。

“在那些 40 年前尚未为人所知的山原、高原和平原地方，甚至不愿做地理学者的地质学家也往往不自觉地变成地理学家，因为裸露的地表明显地反映了构造与形态和构造对于形态藉此形成的侵蚀过程关系——戴维斯”

### （二）思想理论背景

（1）莱伊尔《地质学原理》(1831-1833)：系统地提出地质进化思想。

（2）达尔文《物种起源》(1859)：系统地阐述了生物进化论思想。

这两个思想对戴维斯的影响很大，戴维斯受进化思想的影响，创造性地建立了自己的地貌随时间连续变化的理论模式。在戴维斯看来，地貌从演化来看就象有机的组织形式，演化是一种不可避免的、持续不断并且不可逆的变化过程。在这个过程中，地貌的变化能够呈现出一系列有规律的形态，演化的不同阶段可以通过变化的地貌形态来推断。

## 二、侵蚀循环学说

### （一）主要思想

美国地貌学家戴维斯 1899 年创立侵蚀循环学说(Theory of erosion cycle)。该学说认为：湿润地区地貌发育是构造、作用、阶段三者的函数。并且地貌发育随时间遵循一定的方向，依次为幼年期、壮年期、老年期，老年期地貌称为准平原 Peneplain。一个地貌发展旋回，将有一个地势迅速增加的短促的幼年期，一个地势起伏最大和地貌类型最复杂的壮年期，一个地势逐渐变缓的过渡期，和一个地势平缓、变化特别缓慢的老年期。

### （二）流域地貌发育过程

根据戴维斯侵蚀循环理论，假定某一地区原始地貌是一个平原，经地壳运动而抬升，到一定高度后抬升停止。水系不发育，此时排水不畅，湖泊沼泽发育。这个时期时间短暂、地形平坦，表现为高原。

#### 1. 幼年期(Youth)



顺向河沿着原始地面倾斜发育。某流域地壳抬升后的初期，地貌景观如同有轻度河流作用的高原，水系尚未充分发育，只有很稀疏的水文网，河谷不深，谷底狭窄，与坡顶和分水岭地面有一明显的坡折。地面比较完整，河流之间有开阔平坦的分水岭，分水岭顶部保存有大片平坦的原始地面，地面排水不畅，常有沼泽、湖泊。这是地貌发育处于早期阶段的标志。以后，由于地壳迅速上升，河流下切侵蚀剧烈。随着河流下切侵蚀，河网密度增大，河谷加深，地面被强烈切割，此时河床纵比降最大，河谷横剖面呈“V”形，谷底狭窄，谷坡陡峻（which incise deep, narrow, steep-sided, V-shaped valleys），原先河谷的开阔高地被切割成起伏很大的山岭。与此相应的是，谷坡的剥蚀速度相对于大河流的下切速度，谷坡不断展宽。由于谷坡不断剥蚀后退，使分水岭两侧的谷坡渐渐接近，终于相交，原来宽平的分水地面终于变成尖锐的岭脊。此时地势起伏最大，地面最为破碎、崎岖，地貌发育到这个时期，标志着幼年期的结束，壮年期的开始。（时间短暂；河流下蚀增强；地形起伏增大；v型峡谷）

## 2. 壮年期(Maturity)

一个地势起伏很大，地面切割得支离破碎，崎岖不平的山地地貌，在河流的侧蚀、滑坡、蠕动、泥石流、坡面冲刷等长期作用下，谷坡渐渐变得缓平，山脊变得浑圆，整个谷坡逐渐为连续的岩屑、土被所覆盖。此后，谷坡上部主要以土溜与蠕动的搬运风化物，与此相应的在该处呈现为凸形坡段；在谷坡的下部主要以坡面冲刷与沟壑侵蚀使物质得到输送，坡面多呈凹形。

该阶段流域内的河流纵剖面先后达到平衡剖面。首先是干流趋于平衡状态（the main streams approach an equilibrium condition），干流垂直侵蚀停止。河流的侧蚀作用较强，经河流侧蚀拓宽，谷底逐渐展宽，开始发育自由曲流和河漫滩（the streams begin to meander, floodplain are formed），到了壮年期后期，各条支流也相继趋于平衡。在壮年期，经块体运动与坡面冲刷，山脊高度降低，地形起伏趋于和缓，并广泛出现风化壳。地面由原来的峭峰深谷，演变为低丘宽谷。（时间较长；河谷侧蚀增强；地形起伏变化大；宽谷）

## 3. 老年期(Old age)

这个时期的河流作用主要为侧蚀和堆积，下切侵蚀作用已经十分微弱，河谷更加宽阔，河流曲流十分发育，形成宽广的谷底平原。分水岭因坡面冲刷和缓慢的风化碎屑物蠕动，变得更加和缓，坡麓堆积与谷底连成一片。最后形成波状起伏、略高于侵蚀基准面的准平原（peneplain）。在准平原上仅有一些抗蚀性能强的坚硬岩石组成的孤立残丘，称为蚀余山（monadnock）。准平原主要为基岩构成的波状起伏地面，上部可以覆盖厚度不大的松散堆积物或风化壳。因此，准平原与地壳长期下沉堆积发育的堆积平原不同。至此，地貌发育完成了一个轮回。

### （三）进步意义及不足

戴维斯的地貌侵蚀循环模型简明、实用，在说明地貌发育问题时，考虑到了地壳运动和外力主导因素——流水作用，指出地貌发展的幼年期、壮年期、老年期具有地貌发育的相对年代含义，并指出了地貌发育的阶段性。他不仅回答了当时地貌学家所提出的问题，而且也满足了整个科学界对一般地貌学原理的要求。但这一学说运用了极为漫长而又不确定的地质时间尺度和演绎推理方法，因此在分析流域地貌发育时，还必须考虑以下几个问题：

(1) 地壳运动的强度和方向是不断变化的,地壳上升或下降幅度与速度也具有多变性,地壳运动不可能同侵蚀循环周期完全相符。

(2) 在地貌的长期发展总趋势中,短期发展变化可能有偏离长期发展趋势,用简单图示不能反映短期内地貌发育过程的实际。

(3) 在长期的地貌发育过程中,气候、植被等自然环境条件是变化的,因此流水作用的方式和强度尤其是外力组合状况都要发生相应变化,地貌也不一定循着同一方向演化。

(4) 在地壳上升的同时,河流就开始下切等等。

总之,虽然戴维斯地貌侵蚀循环模型在揭示地貌发育规律方面为我们提供了认识论和方法论基础,在自然地理学上有重要影响。但也存在某些缺陷,需要不断完善。其进步意义表现为:① 第一个系统阐述地貌发展的古典理论;② 比较全面地概括了地貌发育的因素;③ 对地貌学的发展曾起着积极的推动作用。其不足之处表现为:① 忽视了地貌发育过程中许多因素的变化;② 把地壳上升和侵蚀作用人为地分开;③ 只注意到河流作用,而忽视了其它形式的外力作用。

### 三、山坡平行后退理论

#### (一) 主要思想

德国地貌学家彭克提出山坡平行后退理论(Theory of parallel slope retreat)。该学说认为,地貌是内动力运动速度与侵蚀强度比率的函数,山坡的基本形态与地质构造有关。山坡在被剥蚀过程中,坡面是平行后退的,其坡度保持不变的理论。由单一岩性组成的直线坡或由不同岩性组成的陡缓交替的复式坡均是如此。陡坡的后退是由于重力的剥蚀和坡面水流的片状冲刷,缓坡的夷平则主要依靠坡面水流的片状冲刷。在构造长期稳定条件下,原来高大的山地会愈益缩小其范围,代之而起的是宽阔的向山外缓斜的山麓平原 Pediment。

#### (二) 凸坡与凹坡的发育

硬岩组成的陡坡,主要靠重力剥蚀后退,则残存山地与山麓平原之间会有一个明显的坡折,形成凹坡。

软岩组成的缓坡,主要靠坡面水流冲刷后退,残留山地与山麓平原之间呈逐渐过渡,形成凸坡。

#### (三) 山麓平原

山麓平原 Pediment, 又称山麓面 /山足面,在干旱半干旱区,坡面洪流不断搬运风化碎屑导致山体大体平行后退,在山麓地带形成的基岩地面。

### 四、两种理论的异同

(1) 戴维斯认为坡地的剥蚀是自上而下进行,彭克认为坡地的剥蚀是平行后退。

(2) 侵蚀循环学说适用于湿润多雨区,主要是流水作用,而山坡平行后退理论适用于干旱和半干旱气候区,主要是重力作用和坡面流水作用。

（3）彭克设想的宽阔的向山外缓斜微有起伏的山麓平原，而戴维斯设想的是准平原，都是地貌演化的终极阶段。