

第一章 绪论

第一节 地貌学的研究内容

一， 地貌及地貌学

1， 概述

固体地球表面是起伏不平的，因此他可被分成多个规模不等，起伏各异，高低有别的形态单元。就地球上最大规模的形态单元而言，是大陆与海洋的分异。在大陆上叠加着山地，平原，丘陵，高原等次一级的形态单元；而在海洋中又有大洋盆地，大洋中脊，海沟和岛弧等，在大陆的山地中，地表起伏又可被分为冲沟，河谷等小级别的形态单元。地球表面上这些各种各样的形态单元就构成了千差万别的地貌。

地貌学是研究地球表面起伏形态及其发生，发展，分布，动态规律的科学。

2，地貌与地形的差异

不同地貌有着不同的成因，如大陆和海洋，它们与整个地球内部物质构成和运动有关，确切的讲，与地壳组成和岩石圈运动相关联；而冲沟和河谷的形成和发展又与气候控制的流水相联系。因此要研究地貌的成因，演化与分布，仅分析地球表面的起伏，高低是不够的，还应注意固体地球较深部位的构成和运动规律，固体地球表面以上的大气圈的运动和气候带展布规律。所以说，地貌不仅是地球表面起伏的形态，而且还包括构成这些起伏的地壳和岩石圈物质以及作用于其上大气和生物过程。仅研究地球表面起伏的是地形学，这就是地貌与地形的差异所在。较科学地说，地貌学是研究地貌及其成因，发展和结构的科学。

二， 地貌学的研究内容

1，地貌的形态特征及物质组成

2，地貌的形成

不同地貌有着不同的成因，但概括地讲，地貌是由两种原因造成的。一是地球的内力作用，二是外力作用。所谓内力作用是指由地球内部的热能，化学能，重力能及地球旋转能引起的作用，它主要包括地壳运动，岩浆作用，变质作用，火山和地震等。外力作用是指地壳表面以太阳能，重力能，日月引力能为能源，通过大气，水，生物等形成一系列地表作用过程。外力作用按外力性质主要分为如下几类：流水作用，地下水作用，波浪作用，冰川作用，风沙作用。这些外力作用在地貌形成上主要表现为风化，侵蚀，搬运和堆积作用。外力作用造成风化，侵蚀，搬运和堆积四个方面相互联系，不可分割。

地貌是内外营力共同作用的结果，内力作用造就地表的起伏，外力作用使地表原有的起伏不断降低变缓，因此地貌形成过程中的内外营力是一对矛盾。地貌的形成不仅取决于内外营力作用类型的差异，而且还取决于内外营力过程的对比。

3，地貌的发展

地球表面所有的地貌都不是一成不变的，它们总是处于发展变化之中。因此地貌学不仅研究的地貌特征，还研究过去的地貌和推测未来的地貌发展趋势。

① 古地貌：形成于地质历史时期，并与现代的构造和气候条件不相符合的地貌。

② 历史地貌：形成于历史时期的地貌

③ 地貌演化的基本特征

继承性 趋向性 不可逆性 变异性 阶段性

各种类型和成因的地貌在地球上的分布不是杂乱无章的，它们具有其内在的规律性，就内力为主形成的地貌来说，地貌的分布与一定的大地构造格局，构造活动相联系。以青藏高原大地构造格局来说，自南而北依次分布有喜马拉雅山脉—印度河雅鲁藏布河谷地—冈底斯山脉—藏北高原—唐古拉山脉—羌塘高原—昆仑山脉—柴达木盆地—祁连山脉。它们的形成与青藏高原自南向北的大地构造格局有关，各山脉都位于不同时期板块碰撞带上，构造相对活动，而主要的高原为具有较老结晶基地的地块，构造相对稳定并具有整体性。

各种外力作用深受气候和自然条件的影响，气候和自然环境的水平地带性和垂直地带性决定了以外力为主形成的地貌也具有水平和垂直地带性分布规律。例如，在热带湿润地区，外力作用主要为流水作用和喀斯特作用，地貌主要为流水地貌，喀斯特地貌和坡地地貌。而在雪线以上的高山和高纬度地区，气候寒冷，终年积雪，形成的地貌主要是冰川地貌。在寒带和雪线与林线之间的亚高山地区，虽不能终年形成冰川，但气温的年较差和日较差较大，地表经常处于冻融状态，形成的地貌主要是冰缘地貌和各种冻土现象。在副热带高压控制地区，降水稀少，气候干旱，地表裸露，风沙作用盛行，形成的地貌主要是荒漠地貌。

综上所述，地貌学的研究内容主要是地球表面的各种形态特征，形成地貌的内外营力作用，地貌的形成机制，演化规律，内部结构和空间分布特点。

第二节 地貌的构成和形态测量

一、地貌的构成

1、要素 地区表面任何一种地貌都是由多次重复，彼此互相交替的各个地貌形态所组成的，而每个形态又都是由地貌要素构成。地貌要素主要包括两个方面，几何形态要素和组成物质要素。

① 几何形态要素

地貌的几何要素主要分为三种：地貌面，地貌线，地貌点

地貌面 根据其产状可以区分为平面（倾角小于2度）和斜坡（倾角大于2度）

地貌线 两地貌相交形成的一条线，有时称为棱。地貌线可以是直线也可以是曲线。

地貌点 三个或三个以上的地貌面相交形成的点

② 组成物质要素

地貌的组成物质要素主要分为两种：基岩物质，沉积物质。

地貌的形成演化信息隐藏在构成地貌的要素中间，分析地貌的要素特征是研究地貌形成演化的基础。

2, 地貌的基本形态与组合形态

① 基本形态 由一个或几个地貌几何形态要素组成的形态比较规则的几何体称为地貌基本形态。一个地貌基本形态是由一个单一的地貌过程形成的。例如，一个洪积扇由扇顶，扇缘和扇面组成，其形成于沟口出山口的堆积。

② 组合形态 在成因上相互联系的多个地貌基本形态有规律的组合在一起构成的地貌形态称为地貌的组合形态。例如，一个河谷形态，他由河床，河漫滩，谷坡及阶地四个地貌基本形态有规律的排列在河流两侧构成。这四个地貌基本形态在成因上相互联系。现代河床和河漫滩由现代河流作用形成，而阶地是由古代河流作用形成，而谷坡是因河流下切造成的坡地过程形成。

地貌组合形态有大有小，根据其规模的大小可将地貌组合形态分为如下几类：

星体地貌 例如，陆地和海洋（占据面积在几十万和几百万 km^2 以上）

巨地貌 例如，山系（占据面积在几万和几十万 km^2 以上）

大地貌 例如，山脉（占据面积在几百和几千 km^2 以上）

中地貌 例如，河谷盆地（占据面积在几十 km^2 ）

小地貌 例如，单个洪积扇

微地貌 例如，沙波纹

二, 地貌形态的描述和测量

地貌学是研究地貌的科学，地貌形态特征的研究是地貌学研究的主要内容之一，也是研究地貌形成，发展的基础。因此地貌形态特征的研究具有极为重要的意义。那么地貌形态特征如何测量，又是用何指标反映它们的呢？下面介绍几种基本的地貌形态的描述和测量方法。

1, 面积

2, 高度和深度 高度和深度指标是描述地貌形态最重要的指标之一。根据地貌的高度和深度，陆地地貌可分为低地貌（0—20m）和高地貌（>200m）；海洋地貌可分为：浅海地貌（0—200m），次深海地貌（200—3000m），深海地貌（3000—6000m），超深海地貌（>6000m）。

3, 垂直切割深度 指一个地貌单元内最高点与最低点之间的高差。根据地貌的垂直切割深度，可将地貌分为：平原（<50m），丘陵（50—200m），山地（>200m）

4, 地面坡度 坡度对研究现代地貌过程和了解地貌发育有很强的重要作用。根据坡度可以对地貌进行分类。苏联学者根据地面的平均坡度将地貌形态分为：平坦平原（<0.5°），波状平原（0.5-1°），平原丘陵（1-4°），丘陵（4-7°），山地（7-24°），高山（>24°）。

5, 水平切割密度 单位面积上侵蚀网的长度。根据地面的水平切割密度也可将地貌进行分类。前苏联学者根据水分线距侵蚀谷地线的远近, 将地貌分成如下几类: 弱切割地貌 ($>1000\text{m}$), 中等切割地貌 ($500-1000\text{m}$), 显著切割地貌 ($100-500\text{m}$), 强切割地貌 ($50-100\text{m}$), 极强切割地貌 ($<50\text{m}$)。

三, 地貌年龄

1, 地貌年龄

所谓地貌年龄是指某一地貌形成的年代。根据地貌学现在的研究水平, 地貌的年龄有三个概念来表示, 即相对年龄, 地质年代和绝对年代。

① 相对年龄 地貌的相对年龄源于美国的地貌学家 W.Davis 的“地貌侵蚀循环理论”。根据 Davis 的观点, 地貌发育是有阶段性的, 不同阶段的地貌有不同的形态特征, 根据地貌发育的阶段性, 他将地貌发育阶段分为“幼年期”, “壮年期”, “老年期”。地貌的相对年龄就是指地貌发育的这种相对阶段。

② 地质年龄 某一地貌形成的地质时期。

③ 地貌的绝对年龄 某一地貌形成的绝对年代, 通常以距今多少年来表示。

2, 确定地貌年龄的方法

① 相关沉积法

② 年界法

③ 残留风化壳法

④ 岩相过渡法

第三节 地貌学的基本研究方法

地貌学的基本研究方法包含两个方面

一, 野外研究方法

1, 形态研究 包括形态的特征, 组合, 分布和测量。

2, 组成物质研究 包括物质的颜色, 形态特征 (例如: 球度, 磨圆度等)

3, 形成条件的研究 包括新构造运动状况, 地质与构造特征, 各种外力特征。

4, 地貌过程的观测

5, 地貌成因分析

二, 室内研究方法

1, 地形图分析

2, 遥感分析

3, 沉积物分析

粒度分析

化学分析

矿物分析

扫描电镜分析

4, 模拟研究

5, 年代分析

C^{14} 测年 自然界中存在 C^{12} , C^{13} , C^{14} 三种碳同位素, 其中 C^{14} 不稳定发生衰变, 假定自然界中 C^{14} 含量不变, 加之 C^{14} 有一定半衰期约 5568 年, 就可以测定一些与自然界不发生碳同位素交换的地质样品的年龄。

K—Ar法 自然界中有 K^{39} , K^{40} , K^{41} 三种钾同位素, 其中 K^{40} 为长寿同位素半衰期为 128, 000Y。 K^{40} 可通过 β 衰变和K层电子俘获变成 Ca^{40} 和 Ar^{40} , 通过测试样品中 Ar^{40} 和剩余的 K^{40} 的含量, 可以确定样品形成年代。

铀系法

热释光

古地磁

第四节 地貌学的发展简史

一, 地貌学在国外的的发展概述

W.Davise 学说

W.Penck 学说

C.L.King 学说

五六十年代部门地貌学的发展

系统地貌理论

板块构造理论对地貌学的影响

二, 我国地貌学的发展

第二章 全球大地构造地貌

引言

一, 地貌是内外力相互作用的结果

地貌形态不仅是外营力作用的产物, 而且在很大程度上受内力作用控制。可以说, 地貌是内外营力综合作用的产物。在研究地貌的发生和演化规律时, 两种营力都不可忽视。

二, 内力作用与构造地貌

反映内力作用的地壳变动, 岩浆活动和地质构造的地貌, 称为构造地貌。简而言之, 主要由内力作用形成的地貌称为构造地貌。改造地貌学就是研究各种内力作用与地貌之间的关系的。它包括两个方面的内容: 一是从内力因素方面解释地貌发生发展; 二是根据地貌形态分析内力作用的性质, 强度, 类型和特征。两个方面相辅相成, 不可分割。

三， 构造地貌的规模

根据构造地貌的规模和其形成的内力性质，可将其分为三类：1，大陆和海洋，即造成地球表面最大一级地貌形态差异的海陆分布，称为星体地貌。它主要由宇宙性的动力作用形成。2，大陆和海洋中的大的地貌形态和地貌单元，如陆地上的山系，高原，平原等，海洋中的打样中脊，洋盆等，它们是由大地构造作用形成和控制的，称为巨地貌或大地构造地貌。3，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，又称地质构造地貌。

四， 研究意义

- 1， 解释地貌的发育和演化规律
- 2， 根据地貌分析地质构造特征，为找矿找水服务
- 3， 根据地貌分析地质构造的活动性质，揭示新构造活动和活动断层的活动规律，预报地震和地震危险区。

第一节 大陆与海洋

一， 大陆和海洋的分布

整个地壳表面面积为 5.1 亿 km^2 ，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 35%，海洋占 65%，两者构成地球上的两大基本地貌单元。

根据不同高度的地貌所占面积的比例，可以画出地表起伏的曲线，由曲线可以看出，大陆和海洋在地表呈两个明显的台阶。第一级台阶分布在 $-3000\sim-6000\text{m}$ ，平均深度为 -3729m 大部分为洋低。第二级台阶分布在 $1000\sim-200\text{m}$ ，平均高度为 875m ，大部分为陆地，一部分为陆架。

海陆分布的另一特点是其分布的不均匀性。大部分陆地分布在北半球，占此半球总面积的 39%。而南半球陆地仅占南半球总面积的 17%左右。

地表最大的起伏为 20km ，最高的山峰为珠穆朗玛海拔 8848m ，最深的海洋为马里亚纳海沟 -11022m ，地表平均高度为 -2450m 。

二， 大陆与海洋分异的原因

1， 陆壳与洋壳

① 组成物质差异 除高度差异外大陆和海洋另一重大差异是其组成物质的差异。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^3 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^3 ，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。

② 厚度差异 陆壳厚度大，一般为 30—50km。最厚可达 70km 左右，在青藏高原和天山地区。组成物质以硅铝层为主，厚度可达 15—40km，其下为硅镁层。洋壳厚度小，一般为 5—15km，组成物质主要为硅镁层，表层有极薄的沉积物，缺少硅铝层。

③ 地球物理差异 在重力方面，大洋和陆地也存在不同。一般来说，大洋深处存在着+200~+450 豪伽的重力正异常。而在大陆高山地区则存在着-1500~-500 豪伽的重力负异常。

另外洋壳与陆壳的差别是：陆壳下的上地幔物质为榴辉岩，莫霍面是包含同一化学组成，不同物理状态（玄武岩与榴辉岩）的物相界面。洋壳下的上地幔物质为橄榄岩，莫霍面是区分基性岩（玄武岩）与超基性岩（橄榄岩）的化学界面。

2， 地壳均衡

由于固体地壳在熔融状态的地幔之上，好似水面上的冰块一样。地壳厚的地方突出地表的越高，插入地幔的越深；反之，地壳薄的地方下部越浅。这就是地壳均衡。

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。

② 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。

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。

3， 大陆漂移与板块构造

地质界对陆地与海洋的成因一直有两种观点：固定论和活动论

活动论学派由来已久，在 20 世纪初德国学者魏格纳首次提出大陆漂移学说，解释海陆分布。但由于种种缺陷一直没有被接受，到 20 世纪中叶，由于深海钻探的发展，大洋研究的深入，发现海底扩张。在海底扩张和大陆漂移的基础上，提出了板块构造学说，并用其解释大陆海洋的成因的问题。

A， 板块的概念 岩石圈具有较高的强度和刚性，在固体地球外层基本上是连续分布的，但它不是一个整体，他被大洋中脊的许多断裂分割，这些被分割的呈块状的岩石圈称为板块。板块内部是一个相对整体，它可以在软流圈上滑动，板块运动就造就了地球上的海陆分布和许多地貌形态。

B， 板块的运动 板块有三种不同的运动方式

- ① 相被运动 例如，洋脊。形成于张应力。
- ② 相向运动 例如，碰撞，俯冲带。形成于压应力。
- ③ 相切运动 例如，圣•安德列斯断层。形成于扭应力。

第二节 大地构造地貌

一，海洋巨地貌

1， 大洋中脊 分布在大洋中心部位，是地球上最大的海底山系。大洋中脊在大西洋，印度洋，太平洋都有分布，并且相互连通，全长约 8 万 km，水深约 3000—4000m，高于两侧的洋盆约 1000m 左右。全世界洋中脊仅在冰岛露出海面出露，大洋中脊宽度不一，最宽可达 1000—1500km 以上。扩张速度 1—2cm/a。大洋中脊由一系列与脊轴平行的岭谷组成，越接近脊轴。岭越高，谷越深。其形成是地幔上涌造成的海底扩张，洋脊是最新的海底。

2， 深海盆地 组成物质主要为玄武岩和其上的沉积岩与松散沉积物。深海中沉积物的沉积速率相当缓慢，仅有几个 mm/a，最小可达几个 mm/ka。深海盆地的一侧与大洋中脊坡麓相接，另一侧与大陆—海岸过渡区地貌相连，是由海底扩展形成，距洋中脊愈远年代愈老。洋盆中的地貌主要有两种：深海平原与海岭。水下火山与大洋岛屿常常分布在深海盆地中。

二，大陆—海洋过渡区巨地貌

1， 岛弧—海沟—边缘海盆地

① 形态和构造

岛弧 呈弧形主要由钙—碱性火山岩和深成岩组成，有较强的地震和火山活动。例如，阿留申群岛。

海沟 位于岛弧外侧，宽 40—70km，一般深度 5000—8000m 其靠陆侧坡陡大于 10° ，靠洋侧坡缓，约 $3-8^\circ$ 。热流值低，重力负异常 $-100 \sim -150$ 豪伽，有浅源地震。

边缘海盆地 位于岛弧与大陆，或岛弧与岛弧之间，其内有不同厚度的主要来源于大陆与岛弧的沉积物。

② 岛弧—海沟—边缘海的成因

大洋板块俯冲的结果。

2， 大陆坡 是陆地向海洋过渡地区，有如下特征：

- ① 呈明显的坡折，上限水深 130m，下限水深 2000m。
- ② 坡度各地不一，一般为 $5-7^\circ$ ，构造活动强烈的地区可达 $15-20^\circ$ ，甚至超过 50° 。
- ③ 宽度不一，与坡度一致，大西洋 20—100km，太平洋 20—40km。
- ④ 总体形态呈阶梯状，由阶梯状断裂形成，也可能由滑坡，浊流过程形成。
- ⑤ 是洋壳向陆壳过渡的地区。

三，大陆巨地貌

按照地壳的活动程度和从活动到稳定的时间,可将大陆分为稳定区和活动区。它们在构造地貌有不同表现。

1, 构造高原与构造盆地

构造比较稳定的地区在大地构造上一般分为两类:一类具有双层结构,称为地台。另一类不具双层结构称为地盾。

稳定巨地貌的构造地貌特点:

① 构造运动主要表现为幅度小,速度小的大范围垂直运动。下沉速率约为 $0.01 \sim 0.1\text{m/ka}$ 。上升速率为 $0.01 \sim 0.03\text{m/ka}$ 。

② 岩浆活动多为基性岩浆,并且多为熔岩流的形式溢出。

③ 形态为不规则的地块:若为圆形则与周围构造单元的关系多为挠折关系。若为块形,则与周围构造单元的关系多为断裂关系。

④ 在地台区地断裂多为隐伏断裂,并以正断层为主,断距不大,仅形成相对高差不大的断块和断陷盆地。

⑤ 地台多为地槽演化而来。

⑥ 地台经较长时间稳定后,又有较强的断裂活动,导致地台活化,形成活化地台。它具有三层结构的特征。

2, 构造山系

活动地区一般在大地构造上称为地槽。

地槽在形态上多呈长条形,其发展过程为:a,地壳强烈下沉,形成凹陷,堆积厚达数千米的沉积层;b,地壳隆起回返,沉积物被褶皱,同时伴随火山和岩浆活动,断裂活动,形成巨大山系。

活动区的构造地貌特征主要有:

① 平面形态呈长条状,形成巨大山系;

② 构造活动,幅度,速率,梯度都很大;

③ 地层被强烈地褶皱,多形成复向斜和复背斜;

④ 断层多为逆掩断层和辗掩断层,地层被推覆;

⑤ 褶皱带中心常为花岗岩岩基分布,岩浆侵入形成地隆起;

⑥ 活动区地貌的发展趋向稳定区转化。

活动区的地貌还可以用板块构造学来解释。

3, 大陆架巨地貌

① 大陆架的形态特征和地貌特征

a, 地形平坦,微向海倾斜,平均坡度 0.07° ,坡度较大也不超过 $1-2^\circ$ 。

b, 水深 $<200\text{m}$ 。宽度不一,平均 70km 。

c, 由于大陆架是大陆的一部分,曾出露呈陆地,其上有许多陆上地貌。

② 大陆架的成因

4, 大陆裂谷

大陆裂谷的地貌特征:

① 由断裂围陷的断陷谷地, 宽 30—75km 少数可达几百 km, 长度几十到几千 km, 长度超过宽度。

② 裂谷的高度一般不超过 3500m。

③ 裂谷两侧的山地和裂谷的基底一般有剥蚀平坦的地形残余。

④ 裂谷主要由正断裂, 常常呈梯状, 在其内形成不同级别的地堑和地垒。

⑤ 堆积大量沉积物, 常夹有火山岩。

⑥ 热流值高, 地壳厚度 20—30km。

第三节 地质构造地貌

地层在构造运动影响下所产生的变形, 变为形式称为地质构造, 即岩层产状的变化。由不同地质构造和不同岩层的差异抗蚀力而表现出来的地貌称为地质构造地貌。

一, 水平岩层的构造地貌

1, 构造高原与构造平原: 地形面与地层面相一致的高原地形称为构造高原, 平原地形则称为构造平原。

2, 方山与桌状台地

3, 塔状地形

4, 构造阶地

二, 单斜岩层的构造地貌

1, 单面山与猪背脊: 单面山一般形成于岩层倾斜不大的单斜地层地区, 一般较缓, 它与岩层的倾斜方向一致, 称为构造坡。另一坡较陡, 与岩层的构造面不一致, 称为剥蚀坡。在单斜地层倾角较大的情况下构造坡与剥蚀坡的坡度与坡长相差不大时, 这种单面山称为猪背脊。

2, 单斜地区的水系形式

三, 褶皱构造地貌

年青的褶皱山区, 褶皱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。

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。这种与地质构造现象不一致, 并且呈相反状态的地貌现象称为倒置地貌。

四, 断层构造地貌

根据断层的现代活动性质可将其分为两类：不活动断层（现代已经停止活动的断层）和活动断层（现代仍在活动的断层。一般形成于第四纪，可以是新生的也可以是老断层复活。

断裂活动不仅造成岩层的垂直错动，也可造成水平移动，下面分两方面介绍断层形成的构造地貌

1，垂直错动形成的地貌

① 断层崖 由断层错动直接形成的陡崖，它不一定就是断层面，断层崖的高度基本代表了断层垂直错动的距离。

② 断层线崖 当断层稳定相当一段时间时，由于断层两盘抗侵蚀能力的差异，造成上盘低，下盘高的倒置地貌，称为断层线崖。它是由剥蚀作用形成的，不是断层直接形成，仅受断层控制。

③ 断层谷 沿断层破碎带发育的河谷，一般谷坡两侧高低不对称。

④ 断块山与断陷盆地 地垒，地堑，盆—山地貌

2，断层水平移动形成的构造地貌

① 河流错动

② 斜列断层的首尾接触地貌

③ 平直水平活动断层两侧的地貌

④ 收敛与散开形成的地貌

五，岩浆活动构造地貌

岩浆活动可分为两类：岩浆侵入与岩浆喷发，据此岩浆活动构造地貌可分为两种类型。

1，岩浆侵入形成的构造地貌

① 岩浆侵入直接形成的构造地貌，主要为正地貌，如，穹形高地。

② 岩浆侵入停止后在外力作用下形成的地貌

穹隆构造地貌，环状水系

由岩脉，岩墙，岩基等侵入形成的构造地貌

2，岩浆喷发形成的构造地貌

岩浆喷发有多种形式，概括起来主要有如下三种：中心喷发，裂隙喷发，区域喷发。不同的喷发形式可以形成不同的地貌现象

① 中心式喷发形成的构造地貌

主要表现为火山，根据喷出物的粘性可将火山分为：低平火山，盾状火山，穹（钟）状火山，锥状火山。

② 区域喷发与裂隙喷发形成的构造地貌

熔岩高原（如：印度德干高原）

熔岩长垣

第三章 风化作用

岩石暴露于地表，在太阳辐射作用下并与水圈、大气圈和生物圈接触，其所处的物理与化学环境发生了变化，岩石为适应新的环境其物理与化学性质常发生变化，造成岩石崩解、分离、破碎。岩石这种物理、化学性质的变化称为风化；引起岩石这种变化的作用称为风化作用。

风化作用的速度虽然比较缓慢，但它对地貌的形成与发展起着重要的作用，是一切其它外营力作用的先导。只有岩石经过了较强的风化作用，流水、冰川、风和波浪等外力作用才能施展其强大的侵蚀能力和搬运功能，造就出丰富多彩的地貌形态。风化作用不仅是其它外力过程作用的基础，而且它本身也能造就地貌形态。因此研究风化作用有着十分重要的意义。

第一节：风化作用的类型

岩石的风化作用可以分为三种基本类型：物理风化、化学风化和生物风化。

一、物理风化（机械风化）

岩石暴露地表或近地表因压力、温度、水的冻融和盐类的结晶等而发生崩解、破碎的过程称物理风化。它仅使岩石物理状态发生变化，孔隙度和表面积增加，而化学成分和性质并没有变化。根据产生机械破碎的原因可将物理风化分为如下几种：

1. 卸荷裂隙（卸荷剥离作用）

大量的证据表明，现在位于地表的岩石以前曾被埋在地下 20km 以下深度。在瑞士的阿尔卑斯山脉，据推算在最近 3000 万年中地表被剥蚀了大约 30km，也就是说现在出露于地表的岩石在 3000 万年前位于地下 30km 的深度。在美国的阿伯拉契山地区，自晚古生代（3.6 亿年）至少有 8km 的岩石被剥蚀。在新西兰的惠灵顿（Wellington）地区，自三叠纪（2.5 亿年）以来地表的剥蚀量约为 16—24km。

岩石自距地表以下很深的深度剥露至地表，其原有的压力环境发生了改变。上述所列距地表深度处的岩石出露于地表后，它要释放出大约 $1.5-8 \times 10^5$ 千帕（Kpa）的压力。典型岩石释压的弹性膨胀系数为 0.1—0.8%。在地表 200m 以内，地温的递减率降低，地温恒定，使减压膨胀率增加。如果岩石的四周荷下部都被固定在岩石中的话，这种减压膨胀将主要发生在向上的方向上。当这种减压膨胀超过岩石的弹性变形强度时，它就会发生破裂形成平行于地表的页理。这种作用称为页理作用。

页理作用时一种近地表现象，它在像厚层板状砂、石英岩等中最为普遍。在美国马萨诸塞州的一个花岗岩采石场中，因页理作用产生的页理层在近地表层为 10cm—1m 厚，而至距地表 20km 处迅速增加为 5m 厚，而至 30—40m 深处厚度变至 10m 以上。页理虽然很小，但它破坏了岩石的整体块状结构，有利于水分和盐类溶液的进行，为进行的物理风化和化学风化创造了条件。

2. 热力风化

岩石因温度变化发生剥落的过程称热力风化。地表所受的太阳辐射不仅有昼夜变化也有季节变化，这造成气温和地温也发生日变化和年变化。岩石是不良导体，所以受阳光影响的岩石温度变化也仅限于表面。当白天岩石受太阳暴晒时，岩石表面受热膨胀，而较内的部分，因其导热较差温度仍较低，膨胀较小，岩石内外这种膨胀的差异，可造成各部分受力不均，导致破碎。当夜晚时，表面因气温的降低而温度迅速下降收缩，而岩石内部的温度仍保持较高，收缩有限，这种各部分收缩上的差异也可导致受力不均，发生破碎。另外，对多数岩石来说，它们并非由单一的矿物组成，各种矿物受热的膨胀系数和冷却的收缩系数都是不一样的，组成岩石的各种矿物膨胀系数和收缩系数的差异也可导致岩石受热和变冷时各部分受力不一，发生崩解，剥落。

热力风化的强度取决于岩石温度变化的幅度和频率。幅度频率越大，热力风化越强。在荒漠地区，地表裸露，白昼的地温可高达 60—70℃，而夜晚可降到 0℃ 以下，地温巨大的日较差使岩石的热力风化较严重，甚至可听到岩石爆裂的声响。但在湿润地区，地表植被覆盖较好，地温的日较差较小，岩石的热风化不明显，表面剥落现象不明显。岩石热力风化的强弱还决定于岩石的组成，一般说来，单矿岩石的热力风化弱于多矿岩石。细晶多矿岩石弱于粗晶多矿岩石。

3. 冻融风化

岩石由于水的周期性冻结和融化造成的机械崩解作用称冻融风化。

岩石孔隙或裂隙中的水在冻结成冰时，体积膨胀大约 9%。因而它对周围的岩石可以施加很大的压力，使岩石裂隙加宽加深。据研究，在封闭条件下，-22℃ 的冰对围岩的压力大约是 2115kg/cm³，而在开放条件下，其压力仅是上值的十分之一。当冰融化时，水沿扩大了裂隙更深的渗入岩石的内部，同时水量也可能增加。当再次冻结成冰时，重新对岩石施加压力，扩大裂隙。这样水的反复冻结融化，就可使岩石的裂隙不断加深加宽，以致最后破裂成碎屑。因为岩石的这种机械风化作用，主要是由冰加大岩石裂隙完成的，所以又称冰劈作用。

冻融风化能否进行，取决于水能否成冰。我们知道在标准状态下，水结成冰的温度是 0℃。但是岩石裂隙和孔隙中的水并非处于标准条件下，它们一般都由于岩石和其它因素处于较大的压力下，。随着压力的增加，水的冰点温度也要降低，在 2000bars 压力条件下，水的冰点是 -20℃。但在 -22℃ 以下，不管压力是否多大，水都能成冰。因为即使是高压环境，水也能形成高密度冰。冻融风化的强度取决于地温在冰点上下波动的频率和幅度。威曼在实验室进行了两种实验研究，他将两块同岩性的岩石中的一块在 -7—6℃ 之间 2 次/1 天，而另一块在 -30—15℃ 之间 1 次/4 天，36 天后的测量结果表明，低幅高频的冻融风化比高幅低频的更强烈。由此看来地温通过冰点的频率对冻融风化更具有意义。威曼将低幅高频的冻融风化称为冰岛型冻融风化；而将高幅低频的冻融风化称为西伯利亚型冻融风化。

4. 盐风化

由于盐类的结晶和体积更大的新盐类的形成对围岩施加压力造成的岩石破坏作用称为盐风化。

在岩石中经常含有诸如 FeS_2 之类的矿物，这类矿物在暴露于富氧的地下水和潮湿的空气中时就会被氧化形成铁的氧化物。这些新生的铁的氧化物一般具有较原来矿物低的密度和大的体积。体积的增加就会对其围岩产生膨胀压力使岩石破碎。

另一类重要的盐风化是盐的结晶。当岩石孔隙和裂隙中的水溶液被蒸发时，盐类会逐渐达到饱和，盐类就会结晶析出，使体积增大。盐类结晶就会对其围岩产生膨胀压力，使裂隙扩大加深，最后使岩石破裂。

由以上可以看出尽管盐风化的结果是使岩石发生机械破碎，但在这个风化过程中有溶解、结晶、新矿物的生成等化学反应和过程发生，所以又有人将盐风化归类于化学风化。

二.化学风化

岩石在水、水溶液和空气中氧、 CO_2 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。化学风化可以通过易溶盐类的溶解使部分元素被水带走，而另一部分元素发生富集，化学风化的主要方式包括以下几种：

1. 溶解作用

水是一种很好的溶剂，因为水分子的偶极性，使它能同极性型或离子型的其它分子产生相互吸引，致使将其它分子溶入其中，所以水是一种好的溶剂。矿物绝大部分都是离子型分子组成的，因此当它们遇水后，就会不同程度地被溶解，形成水溶液并随水流失。矿物在水中溶解度主要决定于两个方面，一是组成矿物地各种元素的电价、离子半径、负电性、离子电位和化合键类型等；另一是水的温度、压力、pH 值和浓度等外界条件。按溶解度的大小，常见的矿物可被分为 5 类：

① 极易溶矿物：主要为 K^+ 、 Na^+ 的各种化合物，包括卤化物、氟化物、硫酸盐、硝酸盐、碳酸盐和硅酸盐等。

② 易溶矿物：主要为 Ca^{++} 、 Mg^{++} 、 Fe^{+++} 、 Mn^{++} 、 Al^{+++} 、 Cu^{++} 的卤化物和硫酸盐等。

③ 微溶矿物：主要为 Ba^{++} 、 Sr^{++} 、 Zn^{++} 和 Ag^+ 等的硫酸盐类。

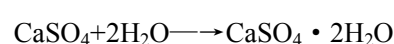
④ 难溶矿物：主要为 Zn^{++} 、 Ca^{++} 、 Mg^{++} 的硅酸盐和 Cu^{++} 、 Pb^{++} 的碳酸盐等。

⑤ 极难溶矿物：主要为 Fe^{+++} 、 Al^{+++} 等的氢氧化物等。

常见的主要造岩矿物的溶解度的大小顺序如下：食盐>石膏>方解石>橄榄石>辉石>角闪石>滑石>蛇纹石>绿帘石>正长石>黑云母>白云母>石英。

2. 水化作用

岩石中的某些矿物与水接触后，其分子可以与水分子结合形成新的含水矿物。如硬石膏水化后可形成石膏：



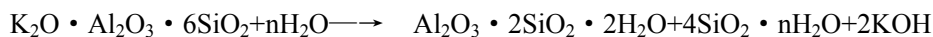
硬石膏经水化形成石膏后，硬度降低，比重减小，可以造成岩石更容易被物理风化和外

营力侵蚀；另一方面，其体积膨胀 60%，对围岩施加巨大的压力，其本身也可造成物理风化作用，加速岩石崩解。

再如赤铁矿水化后可形成褐铁矿也是如此。

3. 水解作用

纯水本身虽呈中性，但它离解后可部分形成 H^+ 和 OH^- 离子，从而使水具有酸性反应或碱性反应能力。当一些强碱弱酸或弱酸强碱形成的盐类矿物溶于水后，其离子能和水中的 H^+ 或 OH^- 离子结合形成新的矿物。如正长石经水解可形成高岭土：

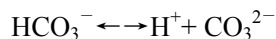
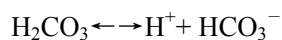
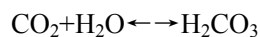


在上述过程中形成的极易溶化合物KOH随水流失；次生矿物高岭土则残留原地； $SiO_2 \cdot nH_2O$ 为胶体，在温带气候条件下，它可能会凝聚形成蛋白石残留下来，而在热带亚热带湿热气候条件下，它在碱性溶液中它不能凝聚，与KOH真溶液一起随水流失。在热带亚热带湿热气候条件下，高岭土还可以进一步水解，将 SiO_2 析出，形成铝土矿：

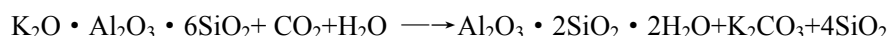


4. 碳酸化作用

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：



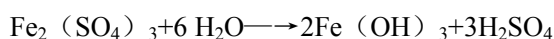
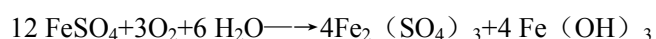
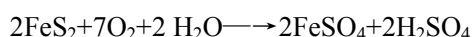
碳酸电离后形成的 H^+ 离子增加了水的溶解能力，从而使某些矿物更易溶解，并发生化学变化形成新的矿物。如正长石经碳酸化后可形成高岭土：



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。

5. 氧化作用

在空气中，水中和地下一定的深度中都有大量的游离氧，因此氧化作用是岩石实现化学风化的一个极重要的形式。许多变价元素在地下缺氧条件下常形成低价元素矿物，当其出露地表以后，在地表氧化环境中，这些低价元素矿物极不稳定，容易被氧化形成新的矿物。如黄铁矿经氧化后可形成褐铁矿：



黄铁矿被氧化后形成褐铁矿，不仅使原来的矿物发生了化学变化，它产生的硫酸为另一种硫酸化作用创造了条件，另一方面褐铁矿密度低，体积大，它还可造成

盐风化这样的物理风化。

以上仅是自然界存在的几类主要的化学风化形式，除它们之外还有硫酸化作用、还原作用、去碳作用、脱水作用、中和作用等。实际上自然界的化学风化是以上多种作用的综合。

三.生物风化

生物在其生长过程中对岩石所起的物理的和化学的风化作用，称生物风化作用。因为生物风化是通过物理风化和化学风化完成的，所以有人将生物物理风化和生物化学风化分别归类于物理风化和化学风化之中，所以自然界的风化作用，实质上只有物理风化和化学风化两种基本类型。

1. 生物物理风化

主要是指植物在其生长过程中，其根系对岩石施加的劈裂、穿凿和动物的挖掘作用。一般的植物根系可以深入地下几十厘米到一米左右，高等植物的根系有时可达十几米。据研究，树根对围岩施加的压力可达 $10-15\text{kg/cm}^2$ 。当植物根在岩石裂隙中生长加粗时，其施加的压力可使裂隙加宽加深，类似于冰生长对岩石的冰劈作用，所以有时又称这种生物物理风化为根劈作用。我们知道大部分啮齿类动物都以洞穴为生，其洞深有时可达距地表数米以下，动物打洞时的挖掘和穿凿活动也会加速岩石的机械崩解。

2. 生物化学风化

生物在新陈代谢过程中，一方面从土壤和岩石中吸取养分，改变岩石的化学风化环境，促进元素的迁移；另一方面，它们又分泌出诸如碳酸、硝酸、各类有机酸之类的化合物，这些化合物溶解和腐蚀岩石，也可以对岩石造成破坏。生物的这种通过吸收养分和分泌化合物对岩石施加的破坏作用称为生物风化作用。各类高等生物，特别是植物对岩石的化学风化时显而易见的，但是各类微生物的作用更是不能忽视。因为它们的个体很小，又能忍耐各种环境，在距地表很深的地下和致密的岩石解理面上都可以发现它们的踪迹，它们对岩石的破坏和崩解具有更大的意义。

以上简要介绍了风化作用的基本类型，岩石风化的这三种基本类型，实质上是两种基本类型，是相互紧密联系的，它们同时进行，相互促进。物理风化作用，加大岩石的孔隙度，增加了岩石的表面积，使岩石获得了较好的渗透性和透气性，这就更越来越水分、气体和微生物等的侵入，促进化学风化作用的进行。从某种意义上说。物理风化使化学风化的前驱和必要准备。化学风化在改变岩石化学成分和性质的同时，也在改变其物理性质。一般说来，物理风化只能使颗粒破碎到一定的粒径，大致 0.02mm 是其破碎粒径的下限。然而化学风化却能使岩石破碎到更小的粒径，直到胶体溶液和真溶液。从某种意义上说，化学风化使物理风化的继续和深入。

第二节：风化阶段

一. 物理风化为主的阶段:

严格地说, 物理风化与化学风化并不是一个在先, 另一个在后, 而是同时进行地, 即使在最寒冷、干旱地地区, 也仍然有化学风化过程存在; 在刚出露的新鲜岩石的表面, 由于和水与空气的接触, 必然也会立即有化学风化的加入。但是在上述两种情况下, 所看到的岩石风化产物主要是粗大的岩石碎屑, 很少有细粒的诸如粘土之类的化学风化产物。这说明化学风化在岩石出露地表之初缺乏足够的发育时间; 在高寒或干旱的地区, 极低的气温和稀少的降水抑制了化学风化的进行, 只有在相当长的时间内化学风化才能形成较多的细粒物质。如果时间长的足够的话, 仍有明显的化学风化产物形成, 在高山地区我们常见到冰碛之上发育有厚达几十厘米甚至更厚的土壤, 这说明即使在高寒地区化学风化依然是旺盛的。岩石在暴露之初, 主要以机械破碎产生粗粒岩屑为主, 我们称这一时期为物理风化为主阶段。如果条件许可, 随着风化的进行, 它会进入以化学风化为主的阶段。如果在坡度较大的坡地上, 碎屑物质的运移迅速, 机械风化的物质不断被搬运而走, 新鲜岩石不断出露, 风化作用也会长期停留于物理风化为主的阶段。

二. 化学风化为主的阶段

化学风化是一个极为复杂的过程, 一般将其分为如下三个阶段。

1. 富钙阶段

风化进入以化学风化为主的阶段后, 在其早期, 岩石中的 K^+ 、 Na^+ 等活性较强的碱土金属阳离子首先被水中的 H^+ 置换, 从矿物中离解出来; 岩石中的氯化物和部分硫酸盐多为易溶矿物, 它们也很快溶于水中。溶于水中的活性阳离子和卤化物、硫酸盐随水逐渐地迁出风化产地。而岩石中诸如 $CaCO_3$ 、 $MgCO_3$ 之类的碳酸盐是难溶盐类, 仅部分碳酸化后形成重碳酸盐, 随水流失。在这一阶段中因大量的氯化物、硫酸盐的流失, 以碳酸盐为主的碳酸盐相对富集起来, 故称为富钙阶段。

在干旱、半干旱气候条件下, 由于降水稀少, 蒸发量大于降水量, 易溶盐类的淋失极其缓慢, 碳酸盐类不仅没有淋失, 还常因水分的蒸发从饱和溶液中大量结晶淀积出来, 风化作用长期停留在富钙阶段。富钙阶段所形成的主要矿物为方解石、菱铁矿、赤铁矿等。风化壳的 $SiO_2/Al_2O_3 > 4$ 。

2. 富硅铝阶段

岩石经过长期的化学风化后, 不但氯化物和硫酸盐类已基本淋失, 碳酸盐类也大量迁移, 甚至部分 SiO_2 在水溶液呈碱性的情况下, 也从矿物中解离出来, 溶于水形成硅酸真溶液或胶体溶液。

硅酸胶粒带负电荷, 当其与水溶液中的负电荷胶体相遇时, 不易凝聚, 随水迁出产地; 当其与带正电荷的胶体相遇时, 发生凝聚, 形成蛋白石, 留在原地。在这一阶段, 岩石中的铝硅酸盐还被风化成各种粘土矿物, 氯化物、硫酸盐和碳酸盐类矿物的大量淋失, 使岩石中

的硅铝物质相对富集起来，故称化学风化的这一阶段为富硅铝阶段。

在温带湿润、半湿润地区，降水较充沛，它大致等于或略高于蒸发量，这种环境可使氯化物、硫酸盐和碳酸盐类矿物基本淋失，但又不能使氧化硅大量淋走，故化学风化长期停留在富硅铝阶段。在上述环境中气温较低，形成的粘土矿物一般为蒙脱石和伊利石。风化层的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 一般在 2—4 之间。

3. 富铝阶段

化学风化经过一个相当长的时期以后，在湿热的热带、亚热带地区，不但氯化物、硫酸盐和碳酸盐类矿物完全淋失，而且铝硅酸盐矿物风化形成的次生高岭土粘土矿物还被水解，使二氧化硅从水中游离出来，形成氢氧化铝胶体和硅酸的真溶液或胶体。硅酸胶体一部分流失，另一部分沉淀下来；氢氧化铝很容易凝聚，形成水铝矿。在这种情况下， SiO_2 的流失，但岩石风化物中的铝相对富集起来，故这一阶段又称富铝阶段。

应当说明， SiO_2 的风化需要较高的温度和较多的降水，富铝阶段的岩石风化一般仅出现在热带、亚热带地区。这一阶段因 SiO_2 的大量流失，风化层的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 一般在 2 以下。

第三节：影响风化作用的因素

岩石的风化受两方面的因素控制，一是风化的条件，二是岩石本身的特征。

一. 气候因素

降水和温度使控制岩石风化条件的两个主要因素。昼夜温差和寒暑变化幅度大的地区，有利于物理风化的进行；干旱地区盐类易于结晶也有利于物理风化。温度较低抑制生物的新陈代谢和化学反应的速度，对化学风化也有重要的意义。在低温地区，生物的新陈代谢缓慢，分泌的有机化合物较少，化学反应的速度也较低，水溶液易于饱和，故化学风化作用相对较弱；在高温地区生物新陈代谢迅速，分泌的有机酸较多，化学反应速度较快，有利于化学风化的进行。降水的多少对化学风化也有重要的作用，雨水多的地区，水溶液不易达到饱和，流动性较强，有利于元素的迁移，故化学风化作用较强。相反，雨水稀少的地区对化学风化作用不利。地球上各气候带的气温和降水特征相互不同，其内岩石风化的特征也不一样。下面简要介绍各气候带的风化特征。

1. 极低和高山地带 温度低，冬夏气温较差大，地面处于冬冻干融状态，冻融风化盛行，化学风化缓慢，故长期处于物理风化为主的阶段。

2. 干旱荒漠地带 日照强，降水稀少，蒸发量大于降水量，昼夜温差大，盐类易于结晶，故以热力和盐风化为主的物理风化旺盛，化学风化较弱，盐类不易淋溶，故也长期处于物理风化为主的阶段。

3. 半干旱草原地带 日照强，降水量在 250—500mm 之间，降水量小于蒸发量，热力风化较差，氯化物和硫酸盐类矿物大部分淋失，钙、镁等碳酸盐矿物相对富集，风化作用

长期处于富钙阶段。

4. 半湿润温带草原地带 降水量 500—700mm，降水量与蒸发量相近，风化作用长期处于富钙与富硅铝之间。

5. 温带湿润地区 降水量 750—1000mm，降水量大于蒸发量，风化作用处于富硅铝阶段。

6. 湿热地区 降水量大于 1000mm，风化作用处于富铝阶段。

二. 地形因素

地形对风化作用的影响是通过地下水位的高低、温度和风化物的搬运等来实现的。

一般来说，在低缓的平原和缓丘地区，地下水位高，水的流动速度慢，盐类在水溶液中容易饱和，不易淋失，其化学风化过程较慢。低缓的地形使风化物不易被冲刷搬运，故风化壳一般较厚。而在高差较大的起伏山丘，地下水位较低，流动性也较强，岩石中的 O_2 、 CO_2 等参与风化的物质较多，水溶液不易达到饱和，盐类易于随水流失，故化学风化较强；但是因为坡度和地形切割较大，风化形成的残留物质容易被搬运，故风化壳一般较薄。

地面的坡向也是影风化的一个重要地形因素。坡向的不同对地方小气候的差异有重要作用。在阳坡，受太阳辐射的时间长，昼夜温差大，有利于物理风化的进行；而阴坡，气温的日较差较小，则不利于物理风化作用。

三. 地质因素

影响风化的地质因素主要是岩石的矿物组成、结构和构造。

不同岩石有着不同的矿物组成和岩石结构，各种不同的矿物和结构对风化作用的反映是不同的。深色矿物易吸热，它比浅色矿物易风化，粗粒岩石比细粒岩石易风化，多矿岩石比单矿岩石易风化，因此不同的岩石抗风化能力是不一样的。如果一个地区的地层是由不同岩石组成的，抗风化强的岩石就会风化较慢，地表相对凸起，而抗风化弱的岩石就会风化较快，地表相对下凹，这种因岩石抗风化能力差异造成的地形起伏，称为差别侵蚀地貌。

地质构造对风化作用也有重要的意义。孔隙是各种风化介质侵入岩石内部的通道。地质构造对风化的影响主要是通过影响孔隙的多少来完成的。一般说来，断裂破碎带的裂隙、节理、层理十分发育，构造破碎，孔隙度大，这十分有利于风化作用的进行，故在断裂带内风化壳一般较厚，地质构造的差异也可形成差异侵蚀地貌。

第四节：残积物、风化壳与古土壤

一. 残积物、风化壳与古土壤的概念

岩石经风化后，部分物质和元素被迁移后残留在原地的松散堆积物称残积物。由残积物组成的风化岩石的表层称为风化壳。

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。土壤在剖面上可简单分为三层：上部植物落叶、根系死亡、腐烂形成的腐殖质层；中部水的淋溶作用形成的淋溶层；和

下部上层物质下移再沉淀形成的淀积层。

残积物、风化壳和土壤，包括着岩风化时的许多气候信息，它们对研究气候地貌和气候变化有重要意义。

二. 残积物的特征和类型

1. 残积物的特征 残积物是岩石风化形成的，它有如下特征：

- a. 岩性特征：岩性决定于下伏基岩
- b. 粒度特征：物质大小混质，分选性极差
- c. 结构特征：分层

2. 残积物的类型 根据岩石的风化程度可分四种类型：

- a. 碎屑残积层
- b. 富钙残积层
- c. 富硅铝残积层
- d. 富铝残积层

三. 古风化壳与古土壤

地质时期形成的风化壳与土壤，称为古风化壳和古土壤。根据它们产出的位置，可将它们分为两类：埋藏风化壳、古土壤与残余风化壳、古土壤。根据古风化壳和古土壤的形成特征可以研究地貌的形成和演化。

据调查在现在海拔 4500m 以上的青藏高原上发育有一个红色的古风化壳，据化学分析其物质组成和化学特征与华北的中新世红层相似。这种红色风化壳在现在高寒的气候下是绝不能形成，华北红层分布的高度一般在 1000m 以下，这说明在中新世青藏高原的高度较低，4000—5000m 的高原是中新世以后抬升起来的。

我国的黄土高原上，黄土地层中夹有许多层古土壤，以兰州黄河北的九州台黄土剖面为例，150 万年形成的 318m 的黄土中夹有 40 余条古土壤，其中距地表约 50m 的一层棕褐色古土壤与华北森林草原环境下形成的褐色古土壤相似，根据年代测定，这层古土壤形成于 140—80ka B. P.，这说明距今 140—80ka 时，兰州时温暖湿润的森林草原景观，环境远较现代温带半干旱草原为好。再如在现在海拔 4200m 以上的青藏高原上发现一种棕色古土壤，据分析该古土壤在特征和成分上与亚热带环境下形成的红壤接近，而许多云贵高原上山地褐红壤分布的上限是 2000m 左右，在华北黄土高原地区的黄土层中也夹有一条红色古土壤条带，它形成于距今 56 万年前后，青藏高原上红色古土壤的特征也与其相似，说明两者的形成时代应是相同的，这样在 56 万年前后青藏高原的高度仅在 2000m 左右，56 万年来青藏高原累计隆起了约 2000m，可谓强烈。

第四章 坡地发育与重力地貌

引 言

长期以来坡地的形成与演化就是地貌研究的焦点。这不仅是因为坡地占据 80% 以上的陆地面积,而且它也是河流系统的一个重要组成部分,担负着为河流提供水量和泥沙的任务,因此无论在研究陆地地貌演化和河流发育中都具有十分重要的意义。处理论上意义重大以外,坡地研究在生产实践中也有重大意义。农业上的水土保持和国土治理需要验机坡地的产水过程和土壤侵蚀机理,各种工程设计需要研究各种边坡的稳定性问题。

第一节 坡地的概念与分类

一 坡地的概念

坡度大于 2 度的地面称为坡地。坡面地貌过程一般都有重力参与,据研究,坡度小于 2 度的斜面上的物质,尽管有重力的坡向分量,但是它如此的小以至于对物质的移动不产生作用,只有在坡度大于 2 度时,重力的坡向分量对物质移动才有较大贡献。

一个坡地的特征可用三个指标来衡量:坡度,坡长和坡形。坡度是坡面与水平面之间的夹角角度。它的大小决定了坡地物质重力坡向分量的大小,对于物质的运动速度和运动方式有重要决定意义。坡长是指坡地自坡顶至坡脚的斜线长度。坡长的大小在一定程度上决定了坡面的大小,它决定着坡面的集水面积,通过集水量的多少影响着坡面水流的性质和物质的侵蚀与堆积。坡形是指坡面的几何形态,坡形包含着发生于坡面上地貌过程的信息,对研究坡地的形成,坡面侵蚀与运动的关系有重要意义。

二 坡地的分类

坡地占据着地球上 80% 以上的面积,所以坡地在生产实践中是经常遇到的处理对象。不同的生产目的和研究目的,决定了坡地有许多分类方法。

1、坡地的形态分类:主要是根据坡地的组成要素(坡度、坡长、坡形)来划分坡地的类型。它包括如下几类划分:

- ①、根据坡度,分为: 极陡坡 $>35^{\circ}$ 35° 是坡地上松散物质的休止角
陡 坡 $15^{\circ} - 35^{\circ}$ 15° 以下的坡地坡面侵蚀减弱
缓 坡 $5^{\circ} - 15^{\circ}$ 5° 以下的坡地坡面侵蚀基本停止或极弱
极缓坡 $2^{\circ} - 5^{\circ}$
- ②、根据坡长,分为: 长 坡 >500 米
中 坡 $50 - 500$ 米
短 坡 <50 米

划分依据是,大于 500 米的长度和小于 50 米的长度均不利于坡面侵蚀

- ③、根据坡形,分为: 直线坡
凸形坡
凹形坡
复合坡

2、坡地成因分类，地球上的任何地貌都是内外营力相互作用的结果，因此根据坡地的成因，将其分为：

①、内力成因坡：坡地主要由地壳的构造运动，岩浆作用和地震活动造成，如断层坡，火山坡，地震坡等。

②、外力成因坡，由外力作用为主形成的坡地。根据作用于坡地上的外力过程类型，可将其再分为：

流水作用的坡

湖水作用的坡

波浪作用的坡

冰川作用的坡

风沙作用的坡

寒冻作用的坡

.....

各种外力在形成坡地上的作用主要有两类作用：侵蚀和堆积，根据坡地形成的方式，可将其分为：

侵蚀坡：由外力侵蚀作用形成

堆积坡：由外力堆积作用形成

3、坡地组成物质分类：根据组成坡地的物质类型可将其分为：

基岩坡

碎屑坡

土 坡

不同的坡地物质有着不同的结构和性质，它们对坡地的稳定性有重要意义。如在干燥的坡地上，粘土的凝聚力较强，在较大的坡度上仍较稳定，而砾石的凝聚力较小，只有在较小的坡地上才稳定。

4、坡地的工程稳定分类,根据坡地的稳定性可分为：

稳定坡

不稳定坡

不同的工程对坡体的稳定性有不同的要求，故确定稳定坡的指标也不一样。一般工程上用稳定系数来衡量坡地的稳定性。稳定系数 $K = \text{抗滑坡度} / \text{下滑力}$ ，理论上 $K > 1$ 坡地稳定， $K < 1$ 坡地不稳定。但为了工程的安全，对一般的工程来说：确定 $K \geq 2-3$ 为稳定坡。

三 坡面上的地貌过程与块体运动的力学分析

坡面上进行的物质和能量转换,使坡地形态不断变化的过程称为坡面过程。前面提到坡度大于 2 度时重力对物质运动的影响占据了较重要的位置,因而重力在作用下的各种块体运动是坡面过程的主要形式之一。此外,坡地还接受大气降水,降水时形成的水流冲刷,土壤水作用等对坡地的演化也有重要意义。

块体运动既然是重要的坡面过程之一，那么在何种情况下会发生块体运动，又在何种

情况下坡地处于稳定状态，使我们关心的问题，下面我们讨论坡地上块体运动的力学机制。

坡地上的块体运动主要有两种形式，一是位于坡面上的松散土粒和岩屑的移动，二是坡地表层一定软弱面上的土体、岩体的移动：

1、坡面上土粒、岩屑的运动

坡面上的岩屑主要受三个力的作用：重力 G ，摩擦力 I_p 和支撑力 F ， G 可分解为垂直于坡地的分力 N 和平行于坡面的下滑力 T 。块体在坡地上能否发生运动取决于与 I_p 的对比关系，若 $T > I_p$ 块体发生位移，反之则稳定。

根据力的分解法则 $T = G \sin \theta$ θ 为坡角

$$N = G \cos \theta$$

在坡地块体处于静止的情况下， T 与 I_p 大小相等，方向相反，作用在同一条直线上。块体与坡地的摩擦力的大小主要与重力的垂向分力有关。

即 $I_p = KN$ K 为摩擦系数

这样有 $T = I_p = KN$

$$G \sin \theta = K G \cos \theta$$

$$K = \tan \theta$$

因此摩擦力 $I_p = N \tan \theta$

但是受块体垂直坡向分力的影响， θ 往往不到 45 度时摩擦力最大，这时坡地上的块体处于极限稳定状态，所以称这时的坡角为临界坡度。临界坡度反映了块体与该坡面间摩擦力的大小和性质，应此可将临界坡角称为块体的那摩擦角，以 φ 表示。若用 I_f 表示松散块体的抗滑强度，则 $I_f = N \tan \varphi = G \cos \theta \tan \varphi$

因此，坡地上土粒、石块等稳定的条件是：

$$T \leq I_f$$

$$G \sin \theta \leq G \cos \theta \tan \varphi$$

$$\tan \theta \leq \tan \varphi$$

$$\theta \leq \varphi$$

以上关系表明：坡地上块体的稳定，需要下滑力小于抗滑强度，而要下滑力小于抗滑强度，需坡角小于坡面物质的内摩擦角。当坡角 θ 等于内摩擦角 φ 时，块体处于极限稳定状态。因此， φ 又代表了块体下滑刚好起动的坡角，代表着物质的休止角。特别对那些没有粘结力的砂层或松散碎屑堆积层来说，内摩擦角与休止角是一致的。

2、坡地表层岩体与土体的运动

这种情况下块体下滑需要克服两种作用力，摩擦阻力和块体的粘结力 C ，这样块体的抗

滑强度可表示为: $if = N \tan \varphi + CA$

C为粘结力 (Kg/cm^2) A为块体与坡面的接触面积 (cm^2)

C与块体的组成物质, 结构及含水量有关

对于这种块体运动, 块体的稳定与否取决于下滑力与抗滑强度的对比关系。可定义一个稳定系数 K

$$K = \frac{N \tan \varphi + CA}{T}$$

理论上 $K=1$ 极限稳定状态

$K > 1$ 稳定

$K < 1$ 滑动不稳定

第二节 崩塌及其地貌

一 崩塌及其类型

(一) 崩塌及其特征

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, 在坡角形成倒堆或岩屑堆的现象, 称为崩塌, 崩塌在特征上有以下几点:

- 1、动速度快 有时可达到自由落体的速度
- 2、体积变化大 小者可小于 1m^3 , 大者可大到几亿立方米 (10^8m^3)
- 3、块体经过崩塌后已不具备后来岩体或土地的任何结构。
- 4、运动块体没有固定的滑动面。

(二) 崩塌的类型

根据崩塌体的移动形式和运动速度可将崩塌划分为如下类型:

- 1、板状崩塌
- 2、岩崩
- 3、岩石剥落
- 4、粒状崩解

二 崩塌的形成条件及触发因素

(一) 形成条件:

- 1、地貌条件: 崩塌一般仅能发生在陡峻切较高的坡地上

坡度 松散物质组成的坡坡度要大于碎屑的休止角, 一般大于 45°

黄土状物质 $> 50^\circ$

岩石坡 $> 50^\circ - 60^\circ$

坡高 松散物质 < 25 米 形成小型崩塌

	25—45 米	中型崩塌
	> 45 米	大型崩塌
坚硬岩石坡	> 50 米	大型崩塌

2、地质条件、节理、断层、地层产状、岩性等都有影响

3、气候条件：一般来说崩塌是与强烈的物理风化紧密相关的，在干燥、日温差及年温差较大的地区易发生崩塌，在融冻过程非常强的季节和地区，崩塌比较严重

（二） 触发因素

暴雨、融冰化雪、爆破、地震、人工开挖等。

三 崩塌坡的稳定性评价

1、板状崩塌的稳定性分析

2、岩崩的稳定性分析

四 崩塌堆积地貌

崩塌的物体在坡角地带形成的堆积体，称为倒石堆。倒石堆有下列特征：

第一、倒石堆的坡面坡度一般较大，改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。

第二、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，不明现层序。但因重力分选作用，堆顶物质较细，底部边缘物质较粗。

第三节 滑坡及其地貌

一 滑坡及其特征

斜坡上的土体、岩体或碎屑物质在重力作用下沿一定的滑动面做整体下滑的现象，称为滑坡。滑坡在形态上有以下特征：

1、滑坡体 斜坡上向下滑动的那部分岩土体称为滑坡体。它以滑动面与下伏未滑动地层分开。

2、滑动面与滑动带

3、滑坡壁

4、滑坡阶地

5、滑坡舌与滑坡鼓丘

6、滑坡洼地与滑坡湖

7、滑坡裂缝：

① 环状拉张裂隙

② 平行剪切裂隙

③ 前部张裂隙与挤压裂隙

④ 前部放射裂隙

二 滑坡的类型发生过程与影响因素

(一) 滑坡的类型

按组成物质分类：黄土滑坡、粘土滑坡、碎屑层滑坡、基岩滑坡

按滑层厚度分类：浅层滑坡（<10 米）、中层滑坡（10—20 米）、深层滑坡（>20 米）

按滑动面与结构之间的关系分类：构造面滑坡、顺层面滑坡、不整合面滑坡

按滑动年代分类：古滑坡、老滑坡、新滑坡

(二) 滑坡的发展阶段

1、蠕动阶段

2、剧烈滑动阶段

3、渐趋稳定阶段

(三) 影响滑坡的因素

1、岩性 主要发生在遇水易软化的软弱地层上

2、构造 软弱构造产状上倾向与坡向一致，如节理面，断层面，不整合面等

3、地貌 主要通过临空面和坡度

4、气候 主要是通过降水和冰的融化

5、地下水

6、地震与人为因素

三 滑坡稳定性分析

1、浅层滑坡的稳定性分析

2、深层滑坡

第四节 蠕动过程及其地貌

一 蠕动及其类型：

（一）斜坡上的土体、岩体和碎屑物质在重力作用下顺坡发生缓慢下移的现象称为蠕动。移动速度有的仅有若干 mm/a 有的可达几十 cm/a。

（二）蠕动物体可分为松散层蠕动和岩体蠕动

A 松散层蠕动 可分两类

1、土溜 斜坡上被水饱和的松散碎屑物质在重力作用下缓慢下溜的现象

2、土爬 斜坡上的碎屑物质由于干湿、温度变化造成体积涨缩压动作用下向下缓慢移动的现象。造成土爬的主要原因有：

① 冻融交替

② 温度变化

③ 干湿变化

B 岩体蠕动

二 蠕动的速率及其剖面分布

一般情况

土壤蠕动实测速度

地区	平均坡度	速度 (cm ³ /cm. g)	资料来源
英格兰：彭宁	26°	1.5	Young, 1958
俄亥俄：尼奥托马峡谷	20°	6	Everettl, 1963
苏格兰西南部	17°	2.1	Kirkby, 1963
英格兰南部	10°	30?	Kirkby, 1963
新墨西哥：克里斯托山区	45°	8	Leopdd et al, 1966
加利福尼亚：伯克利山区	19°	650?	KoJan, 1967
马里兰：巴尔梯莫尔	17°	1.3	Kirkby, 1963
新西兰南部山区	?	3.2	Owens, 1964
卡罗里达西部	10°	8	Schumm, 1964
	20°	18	
	30°	60	

第五节：坡面冲刷

坡面冲刷主要指坡地片状流水对坡地的侵蚀作用。它主要由两个方面的作用在坡地上：

一 雨滴击溅侵蚀

暴雨和雨强很大的雨滴，它们以较大的速度降到地表坡地上对土粒有打击分散作用，引起土粒移动。这种作用称为雨滴击溅侵蚀。据计算一直径 5mm 的雨滴降落到地面的速度为 9.5m/s，其动量为 62g. cm²/s²，如果这个动能的向下坡分量全部传递给 10 度坡面上直径 5mm 的石英砂粒，这个砂粒就可以 0.61m/s 的速度开始移动。

雨滴击溅侵蚀作用的强度在坡地各部分是不一样的。一般来说坡地上部大于下部，这主要是因为上部的地下水位比下部高，土粒之间的凝聚力较小，易被击溅，再者上部击溅下来的物质对下部坡面也有保护作用。

二 坡面的流水侵蚀

在干旱半干旱地区流水侵蚀是十分重要的一种侵蚀作用。流水侵蚀作用在一个斜坡上作用的强度是变化的。根据强度的差异可将坡地的流水侵蚀分成如下几个带：

- A 带：微冲刷带，水量很小，分在分水岭附近，冲刷微弱。
- B 带：弱冲刷带，由于上部水的聚集，网状水流形成，但没有固定流路，冲刷作用较 A 带增加，但仍较弱。
- C 带：强冲刷带，该带除了本身接受的降水外，还有上部大量的降水注入，水流聚集在相对低洼处，形成有固定流路的水流，侵蚀作用增强。
- D 带：堆积带，该带尽管因上部大量降水的汇入，水量增大，但上部各带侵蚀形成的物质也随之进入，到了该带由于坡度降低，水流中负载的含量达到了饱和，大量的物质堆积下来，形成堆积带。

三 坡面流

一般来说，影响流水侵蚀的因素主要有坡长 L，坡度 I，坡面面积 M，植被状况，地下水位高低等。但最重要的还是前三个因素。据野外观测所得的经验公式，坡面流水侵蚀作用的侵蚀量 W 与 L，I，M 有如下关系：

$$W=A \cdot I^{0.75} \cdot L^{0.5} \cdot M^{1.5}$$

A为比例系数

侵蚀面与坡度的关系：一般理解 I 越大 W 越大 最大侵蚀的坡度 40—50°

四 坡积物

坡麓地带由片状水流堆积下来的松散沉积物称坡积物，它构成的地貌叫坡积裙，坡积物有如下几个特征：

- 1、磨圆度与分选性差
- 2、自裙顶至前缘，物质由粗变细
- 3、在垂直方向上由层理
- 4、岩性较单一

第六节 坡地发育

一 坡面过程特征概况

过程	坡度	运动速度	对水分要求	地貌形态		分布地区
				剥蚀	堆积	
崩塌	60—70°	5—200s/m	可以没水,水促进运动	崩塌壁	倒石堆	可发生在各类地区，非地带性过程，在物理风化强地区强
撒落	30—70°	较快	对水无严格要求	撒落坡	小型倒石堆	非地带性过程，在物理风化过程强的地区明显

错落	>35°	快	可以没水	错落壁	错落体	非地带性类型
滑坡	>20°	较快，快时几 到几十 m/s	需要水切 较多	滑坡壁	滑坡体	非地带性，在半干旱及 暴雨集中的地区较多
土溜	>3-5°	几—几十 cm/y	要求适当 的水分	土溜体		地带性，热带水分很多 的地区和寒冷地区
土爬	10—15°	几—几十 mm/y	要求一定 的水	蠕动坡		地带性，一般在寒冷地 区和半干旱地区
岩体 蠕动	>35°	慢	无严格要 求	蠕动岩 体		非地带性过程
坡面 冲刷	>2°，40— 50° 最强	速度在不同带 有变化	要求有水	冲刷坡	坡积裙	非地带性过程，在降水 集中的地区强烈

二 坡地发育模式

1、Davis 的模式

在戴维斯看来，坡地地貌的发育是从一个比较平坦的地面开始的，这个初始的平坦地面称为始准平原。始准平原由于地壳的加速抬升，在极短的时间内被抬升到一个较高的高度，这时原来始准平原上的河流开始强烈下切，形成河流沟谷，沟谷的斜坡与始准平原平面有一个明显的坡折，坡地的发育既是从沟谷的斜坡开始的。在沟谷和河流的斜坡上，由于风化作用等因素的影响，在坡面片状水流的作用下，坡地上部成凸形，坡面下部成凹形，整个坡地剖面是凸凹形坡。如在构造稳定的条件下，这种坡度剖面的演化将主要在风化和片流侵蚀作用下，使坡地上部的凸形坡不断降低，最终形成准平原，在准平原上残留的一些较缓山丘称残丘。因为该理论是以坡地被侵蚀变低为特征的，故又被称为蚀低理论。

2、W.Penck 的模式

W. Penck 的坡地发育模式是以构造活动和外力侵蚀之间关系的对比为出发点的。在他看来构造活动和外力侵蚀的关系可分为三种：

- ① 构造抬升小于外力侵蚀，即构造相对稳定条件下，行成凹形坡
- ② 构造上升与外力侵蚀相等，并且上升是均速的，形成直形坡
- ③ 构造上升大于外力侵蚀速度，并且上升是加速的，形成凸形坡

3、C. L. King 的模式

King 的模式是对 Penck 理论第一种情形的发挥，最后形成山麓剥蚀平原

4、M. A. Carson 等的观点

地球上大部分坡地都可被分为三部分：上部凸形坡，下部凹形坡以及位于两者之间的坡地主体部分称为主坡。主坡的形成可以是简单的也可是由多个单元复合起来的。

凸形坡是由于风化，蠕动和降雨击溅的综合作用下形成的

凹形坡似乎是由坡面冲刷和溶解引起的谷坡后退而产生的

坡地的发育主要不是取决于上两个部分，而是取决于主坡的演化。主坡的发育可能主要通过下述三种方式完成：主坡后退，主坡变缓，主坡变短。

各种气候条件下，风化，片状水流作用和影响坡地变化的因素不同，故各种气候条件下，主坡的变化方式也是不一样的。

① 在干旱半干旱条件下，特别是半干旱条件下，植被稀少，物质疏松，坡面冲刷强烈。主坡以后退为主，缩短和变缓较弱，形成的坡地凹形较明显。

② 在温湿地区，由于植被条件较好，表面冲刷较弱，坡面过程主要是蠕动和雨滴的击溅引起的，它们的作用主要是使主坡缩短和变缓，主坡的后退比较次要，因此坡地较多的以凸形坡的形式发育。

第七节 夷平面

一 夷平面的概念与成因

横切一切时代形成的地层与构造的，由剥蚀夷平作用形成的平坦地形称夷平面

夷平面的形成需要一个基本条件，这就是地壳运动要有一个相当长的相对稳定时期，所谓地壳运动相对稳定，是指一个地区的构造上升速率要小于外力作用的剥蚀速率。相当长的时期有多长？这取决于剥蚀作用对地表的夷平强度，一把来说剥蚀作用强度大的地区需要的时间较短，而剥蚀作用弱的地区所需的时间较长。Schumm, S. A 根据现代地表的平均剥蚀速度计算，在不出现均衡调整的条件下，剥蚀掉 1500m 厚的岩石，大约需要 300 万年到 1 亿 1 千万年的时间。至于各种不同气候条件下地表的剥蚀速率怎样？剥蚀一定的地表需要多长时间，仍需深入研究。

上节讲到，不同气候条件下，坡地发育的模式是不同的，在湿润地区地表坡地的演化是以蚀低为特征的，即最后形成准平原。而在半干旱的温带与亚热带地区，坡地的发育是以蚀退的方式进行的，即后退形成山麓剥蚀面。不管是山麓剥蚀面还是准平原，它们都是夷平面的形成形式。地球上的气候是变化的，根据研究第三纪时的全球平均气温要比现在高出十几到二十度。第三纪时的亚热带一直可以展布到现在的寒带地区。气候带的变化造成一个地区的外力作用方式可以发生变化。因此，无论从夷平面的形成方式上还是从一个夷平面的形成上都说明，夷平面的成形是多成因的。

二 夷平面的形成时代

构造运动是有旋迴性的，即构造相对稳定的时间与构造相对活动时期是交替出现的。构造活动的旋迴性将造成多级夷平面的形成。现在的构造地质学说研究表明，新生代期间发

生的喜马拉雅运动可以划分为以下几个构造活动时期：

喜马拉雅运动第一幕	始新世早中期
喜马拉雅运动第二幕	中新世初
喜马拉雅运动第三幕	第三纪末第四纪初

与此相对应，中国的夷平面可以分为两级夷平面：

形成时代	华北地区	青海高原	长江中下游地区
E ₂ -E ₃	北台期夷平面	山顶面	山系期
N ₁ -N ₂	唐县期夷平面	盆地面	鄂西期

夷平面形成时代的确定方法：

- ① 年界法
- ② 相关沉积法
- ③ 残留风化壳法

三 夷平面的变形

夷平面形成以后，受后期的构造活动的影响，经常发生变形和变位，这为研究夷平面形成以后的构造活动性质，强度提供了依据。夷平面的变形常见的有以下四种类型。

- 1、断裂变形
- 2、拗曲变形与断裂变形
- 3、掀斜上升与断裂变形

第五章 流水地貌

引 言

顾名思义流水地貌是地表流水作用形成的地貌。地表流水作用的类型是互补相同的，它们早就的地貌也存在着差别。地表的流水作用可以根据其特征的差异分为以下几种类型：坡面流水作用和河槽流水作用。

第一节 河流流水作用

一 水流的基本特征

（一）层流与紊流 根据水流的内部结构，可将其分为层流与紊流两类基本流态

所谓层流就是流动的水质点彼此平行的匀速运动，上下层水质点之间保持着恒定的流动方向，相互不发生干扰，即上下层水质点没有交换，不存在垂直于水流方向的作用力，故它很难对地面的泥沙进行侵蚀。

所谓紊流就是流动的水质点做不规则的漩涡运动，上下层水质点存在交换，相互发生交换，相互发生干扰。紊流漩涡的产生是因为上下各层水流流速的不同引起。一般说来表面

水流受到的摩擦阻力较小，流速快。下层特别是地层水流所受的摩擦阻力较大，流速小。根

据伯努定律 $\frac{\rho v_1^2}{2} + P_1 = \frac{\rho v_2^2}{2} + P_2 = K$ ，这样上层水质点的压力 P_1 小于下层水质点的压力 P_2 ，压力差的存在使得下层水质点存在向上运动的趋势，故而产生了漩涡，漩涡的出现使得水流具有垂向上的运动分量，故对水流的侵蚀和搬运作用有重要意义。

层流在一定条件下可以转化为紊流，水流是层流还是紊流取决于水流的惯性力于粘滞力的比例关系。

作用于单位水体的惯性力可以表示为 $\rho v^2 / L$ ρ 为水的密度 v 为水的平均流速

作用于单位水体的粘滞力可以表示为 $\mu v / L^2$ L 为某一代表长度 μ 为粘滞系数

这样预测水流流态的一个无量纲指数，雷诺数 R 可以表示为

$$R = \frac{\rho v^2 / L}{\mu v / L^2} = \frac{\rho}{\mu} VL = \frac{VL}{\nu} \quad \nu = \frac{\rho}{\mu} \text{ 为运动粘滞系数}$$

对沟渠水流来说 $R < 500$ 层流
 $R > 500$ 紊流

天然河道中的水流一般均属紊流，故它们都有较强的对地表的侵蚀与搬运能力。在自然界层流比较少见，只有很厚的坡面水流才呈层流流态。

(二) 河道环流与螺旋流

河道水流除向下游运动外，还存在垂直于主流方向的横向流动，表层的横向水流与底部的横向水流方向相反，这样在过水断面上就形成一个闭合的流动系统，称为横向环流。横向闭合的水流运动与纵向上的水流运动结合在一起，就形成了一种螺旋状前进的水流，称为螺旋流。

横向环流的产生主要是河流弯边上的离心力和地球自传偏转力（科里奥里力）所致河道中的横向环流有几种形式，下面简单介绍几种横向环流：

1、单向环流

①弯边造成的单向环流。在弯曲的河道中，河流沿途分布着许多弯曲的河道，在弯曲部分，由于水的流动呈弧形，那么就会产生一个离心力，其方向指向凹岸。

$$\text{这个离心力 } F = \frac{mv^2}{r} \quad m \text{ 为水的质量 } v \text{ 为流速 } r \text{ 为曲流弯边半径}$$

水流在离心力作用下，主流线靠近凹岸，这样就造成在弯曲边的水流横剖面上水面存在比降，凹岸附近水面高，凸岸附近水面低，比降的存在降造一个超压力，超压力的方向指向凸岸。这个超压力正比于 横比降 J_F

$$P \propto J_F \quad J_F = \frac{\bar{v}^2}{gr} \quad \bar{v} \text{ 平均流速}$$

因为在水流剖面上，水的流速随深度而降低，故弯道处的离心力自表层向底部减小。而横比降与水流的平均流速有关，横比降一经形成，那么它造成的超压力就是恒定的了，并且表层与地层水的超压力是一致的，不发生变化。这样在水流端面上，只有中部的水其离心力与超压力可以平衡。而在表层，离心力 F 大于超压力 P ，其合力指向凹岸，水流向凹岸流，而在地层的超压力 P 大于离心力 F ，其合力指向凸岸，水流向凸岸流动。这样表层向凹的水流与地层向凸岸的水流就组成了一个闭合水流系统，形成单向横向环流。

横向环流与水流向下游的纵向流动结合起来就形成单向螺旋流

②地球自传偏向力造成的单向环流

地面上任何运动着的物体都受的转偏向力的影响。这个力垂直于物体运动的方向，物体的运动在其作用下发生偏转。在北半球向右偏转，在南半球向左偏转。地球上的河道水流也不例外。

地转偏向力 $F_c = ma_c = m2wv \sin \varphi$ 方向指向右岸

在地转偏向力的影响下，河道中的水流将流向右岸，造成过水断面上右岸的水面高于左岸的水面，形成横比降，在横比降的作用下形成超压力，方向指向左岸。超压力正比于横

$$\text{比降 } J_c = \frac{F_c}{G} = \frac{2w\bar{v} \sin \varphi}{g} \quad \bar{v} \text{ 为水流的平均流速}$$

这样在地转偏向力和超压力的作用下，河流中表层的水流将向右岸流动，地层的水向左岸流动，它们构成一个横向环流。这个单向横向环流与水流的向下游的纵向流动结合起来，也可以行成螺旋流。

河流上述情况造成的横向环流，使其不仅具有下切的能力，也具有侧方侵蚀的能力，对认识河流地貌的形成具有重要的意义。

2、双向环流，可以分两种类型：

① 底部辐散型的双向环流，这种环流一般出现在中枯水位时的平直河湾。在中枯水位时这种河湾中的水流一般来说中部流速快，两岸流速慢，形成微下凹的水面，两岸表层水流向河中心汇聚，地层水为了补充两岸流失的水量，向两岸流动，形成底部辐散型的双向环流。

②底部辐聚型的双向环流，这种环流一般出现在平直河道的洪水期。在洪水期河床横剖面上河床中部的水量往往比两岸的水增加的快些。这时的水面略呈上凸形，表层水从河流中心流向两岸，而两岸水为了补充河流中流失的水量，自底部流向中心，构造底部辐聚型的双向环流。

3、复合环流，自然界的河流并不是只有单一的河道，在平原地区常常有许多个支汊，水流分为几股，每股都有其各自的主要流。每个分汊河道在离心力，地转偏向力以及洪枯水位水面不同状态的影响下，可能性成多个环流。这种一个河流中由三个以上环流组成的环流称复合环流。

（三）漩涡流

天然河道两岸经常是不规则的，河床也是起伏不平的，它们在河床中对水流起到一个障碍的作用。当水流绕过障碍物时，水流因离解常围绕一个公共轴转动，形成漩涡流。河岸附近沿垂直轴旋转的直轴漩涡对岸边有强烈的冲蚀作用。而河床底部岩槛和沙坡附近形成的横轴漩涡对河床的塑造有重要作用。

二 河流的侵蚀作用

（一）河流侵蚀作用的强度

河流能否发生侵蚀取决于它能否将碎屑物带走，因而可用泥沙的起动条件判断河流的侵蚀能力。下面我们以一个正方体的碎屑的移动条件为例，看看河流的侵蚀能力。

河流中的碎屑物质受如下几个力的作用

$$\text{重力 } G = r_m \cdot a^3$$

$$\text{浮力 } T = r_w \cdot a^3$$

$$\text{上举力 } P_y = \lambda_y \cdot a^3 \cdot \frac{\rho v^2}{2}$$

$$\text{水流推动力 } P_x = \lambda_x \cdot a^3 \cdot \frac{\rho v^2}{2}$$

$$\text{摩擦力 } F$$

$$\text{摩擦力} F \text{ 与垂直于河床的力有关 } F = f(G - T - P_y)$$

如果碎屑物质要发生移动，必须满足

$$F = P_x \quad \text{即} \quad f(G - T - P_y) = P_x$$

$$f(r_m \cdot a^3 - r_w \cdot a^3 - \lambda_y \cdot a^3 \cdot \frac{\rho v^2}{2}) = \lambda_x \cdot a^3 \cdot \frac{\rho v^2}{2}$$

$$\text{即} \quad v^2 = \frac{2f(r_m - r_w)}{\rho(f\lambda_y + \lambda_x)} \cdot a \quad \text{令} \quad K = \sqrt{\frac{2f(r_m - r_w)}{\rho(f\lambda_y + \lambda_x)}}$$

$$\text{这样起动流速 } v_a = K \cdot \sqrt{a}$$

由此看来，河流搬用碎屑物质的大小与其流速的平方成正比，如果说一个流速为 2m/s 的河流能搬 4cm 砾石的话，那么当其流速增加到 3m/s 时，它就可以移动 9cm 直径的砾石了。山区河流流量不大，但流速高，因此也可移动很大的碎屑。

（三）河流侵蚀的类型

河流能否发生侵蚀不仅决定于它的流速的大小，而且还决定于河流本身所携带泥沙的多少因为其携带泥沙也要消耗它的能量。一条河流其能量是一定的，如果其含的泥沙本来就

多，其能量全部或大部用来搬运原有的物质，那么它就没有或很少有剩余的能量起动新的物质，对河流造成侵蚀。河流是否具有侵蚀的能力常用相对负载来衡量。

那么流水的相对负载怎么确定呢？一般水流中都含有固体物质，单位水体所含固体物质的重量称为含沙量 P_s 。在一定的水流条件下，水流本身能够最大挟运固体物质的重量称为

挟沙量 P_o 。 $\frac{P_s}{P_o}$ 即为相对负载

当 $\frac{P_s}{P_o} < 1$ 时流水才有侵蚀能力

当 $\frac{P_s}{P_o} \geq 1$ 时流水不具有侵蚀能力

流水的侵蚀方式主要有两种：下切侵蚀（下切），侧方侵蚀（侧蚀）

下切侵蚀主要是通过底部辐射型的双向环流来完成的

侧方侵蚀主要是通过单向环流和底部辐聚型的双向环流来完成的

下切侵蚀与侧方侵蚀并不是分离开进行的，它们是同时进行的。例如单向环流本身不仅可以造成侧方侵蚀，也可造成下切侵蚀。

三 流水的搬运作用

流水在流动过程中携带泥沙和移动河床砾石移动的作用，称为流水搬运作用。流水的搬运作用主要有如下几种方式：

（一）推移 流水使河床泥沙或砾石沿地面滚动或滑动的方式移动称为推移，北推动的物质称为推移质。推移质的输沙率与流速 4 次方成正比。

（二）跃移 以跃移方式搬运的物质称为跃移质

（三）悬移 以悬移方式被搬运的物质称为悬移质

（四）溶解（化学）搬运

四 流水的堆积作用

流水的能量 $E = \frac{1}{2}mv^2$ ，当流水的流量，流速发生变化时，其能量减小。如果能量减

小到相对负载 $\frac{P_s}{P_o} > 1$ 时，原来搬运的一部分物质要发生堆积。

第二节 沟谷地貌

一 沟谷侵蚀地貌

按照沟谷横剖面和纵剖面的形态特征，可将沟谷分为如下几类：

1、纹沟：由细小的网状流水侵蚀而成，流路经常变化，没有明显的沟缘，其纵剖面与坡面的坡度一致。

2、细沟：是由坡地上的细股水流侵蚀而成，宽度与深度相等或略大于深度，有固定的位置，纵剖面的坡度与坡地坡度基本一致，没有明显的沟缘。

3、切沟：是由侵蚀能力较强的有一定水量的水流侵蚀而成。深谷的宽度明显大于深度，纵剖面的坡度与坡地的坡度有显著差别，横剖面上有明显的沟沿，呈“V”字型。

4、冲沟：是由下切能很强的水流侵蚀而成的，深度较大，长度多在数千米至数十千米，其纵剖面的坡度与坡地的坡度不一致，多呈下凹形态。深度有时大于宽度，横剖面呈V型。溯源与下切能力很强。

5、坳沟：是冲沟发展到一定程度以后，溯源侵蚀和下切侵蚀能力降低的产物。其纵剖面的坡度比较平缓，沟床上有沉积物覆盖。沟坡也相当平缓，沟沿再次变得不甚明显。

上述沟谷类型在演化上具有方向性

但是由于地质，气候，坡度，植被等条件的影响，有些地段可能总是处于某一类型时期。

二 沟谷堆积地貌（洪积扇）

由暂时性的沟谷水流搬运的大量碎屑物质在沟谷出山口后，由于坡度的变化，水流的挟沙力降低而沉积下来形成的堆积物称为洪积物。形成的地貌多呈扇型，称为冲出堆和洪积扇。冲出堆和洪积扇在成因上没有什么重要差异，仅仅在规模和大小上有差异，小型的沟谷谷口堆积地貌体称为冲出堆，较大的称洪积扇。

1、洪积扇的结构

根据洪积相的物质组成与分布特征，可将其分为三个组成部分：

①扇顶相：砾石组成，含沙透体，有层理，分选性较差，磨圆较差。

②扇中相：主要由沙，粉砂，亚粘土组成，含细砂透镜体，有清楚的层理。

③扇缘相：主要由细的亚粘土，粘土和部分粉砂组成，清晰层理，由于地下水的出露，常为干旱地区的绿洲所在之地。

2、洪积扇的研究意义

①洪积扇反映气候变化

气候变化→水量变化，含沙量变化→洪积扇的发育

冰期→冷干→水量减少，含沙量增加

②洪积扇反映构造运动

三 泥石流

山区发生的一种含有较多泥沙，石块等固体物质的特殊洪流，它爆发短暂，来势凶猛，具有强大的破坏力。固体物质的含量一般大于15%，最高可达80%。

1、形成条件

①有丰富的碎屑物质可供泥石流形成时组成固体物质

②有充分的水分条件：暴雨，冰雪融化，冰湖溃决

③有比较陡的沟谷纵剖面，以利于加速泥石流的流动

泥石流沟的组成：形成区，流动区，堆积区。

泥石流的分布

2、泥石流的基本类型

稀性泥石流，粘性泥石流（结构性泥石流）

	粘性泥石流	稀性泥石流
固体物质含量	体积>40%	体积 15%—40%
	重量>1.5T/m ³	重量<1.5T/m ³
搬运介质	泥浆	水
运动特征	固液相物质移动速度相同 很多的龙头，阵流性的 堆积形成泥石流扇，表面起伏不平	液态物质相对固态物质快 一次性的，无明显的龙头 堆积物处于粘性泥石流堆积与洪积扇之间

3、泥石流堆积物与洪积物的主要差异：

- ① 组成物质特征 粗、细
- ② 砾石的形态特征 磨圆、分选
- ③ 构造特征 层理、分相
- ④ 结构特征

第三节 河床地貌

一 河床的纵剖面

一条河流从源头到河口其河床最低点的连线称为河流纵剖面

侵蚀基准面

侵蚀基准面的分类：终极侵蚀基准面、局部侵蚀基准面

侵蚀基准面是变化的

裂点

河流均衡剖面

二 河床的地貌形态

1、深槽和浅滩

在河流的河床中经常分布着一些不同规模的冲积物堆积体成为浅滩。分布在河流边缘的称为边滩，分布在河中心的称为心滩。浅滩与浅滩之间的水流较深的河型称为深槽。

浅滩和深槽的形成原因主要有：

环流因素： 单向环流

	底部辐散型的双向环流	边滩
	底部辐聚型的双向环流	心滩
洪水期	狭窄河型	浅滩
	宽阔河型	深槽

主支流交汇处：洪水期，主流先涨水，支流水流滞水，堆积形成浅滩

2、沙坡 指河床上起伏不平的由沙组成的波状地形。

沙坡的产生：是河床泥沙颗粒的不均一性与水流的不稳定性综合产生的。

沙坡的向前移动形成斜层理

沙坡形成交错层理

沙坡两坡是不对称的，迎水面较缓，背水面较陡。其脊线与河岸斜交。

沙坡的尺寸与河流的大小无关。若流量与坡度进一步增加时形成沙垄，沙垄的规模随河流的大小而异。

3、壶穴与岩槛

壶穴是指基岩河床中被水流冲磨的深穴，深度可达 6—7 米。

壶穴的形成：在河床基岩比较破碎的河湾

岩槛是指横亘与河床中的由较硬岩石构成的凸起地形，当岩槛的角度大于水深时形成瀑布。

岩槛的形成一般与岩性有关。

三 河床的平面形态

根据河床的形态特征可将河流分为顺直微弯型，弯曲型，分汊型和游荡型四类河床：

1、顺直微弯型河床

顺直河床的曲折率一般小于 1.5，在全球河流中顺直河床段占的比例较少，该类河床中浅滩与深槽交替分布。

2、弯曲型河床（曲流）

（1）曲流的形态要素

（2）曲流的形成原因：

关于曲流的形成原因的假说现在至少有 30 种。这种假说的大多数是从最小能量损耗原理出发的，现在还没有人提出有充分根据的曲流的形成理论。

（3）曲流的类型：

根据地质条件曲流的形态和发展可将曲流分为两个类型：

- （a） 自由曲流，一般出现在宽广的冲积平原地区，河床不受河谷基岸的约束，可以自由的摆动，蜿蜒。自由曲流的发展是由河道的横向环流引起的，自由曲流的发展是有方向性的，一般来说它发展是正弦波形曲流向 Ω 型曲流发展。曲流最后发展的结果是裁弯取直，形成牛轭湖和废弃河道。

(b) 深切曲流，它一般发育在山地地区，河床的弯曲与河谷的弯曲一致。它是在河流深切以前已有了曲流的形态，后来由于某种原因河流下切，原来的曲流形态跌置下来而形成。

深切曲流在下切的同时，由于河道离心力的作用，侧蚀作用也很强。它也可象自由曲流的发展形式一样发展。使弯曲更加发育，最终裁弯取直形成离堆山和废弃河道。

3、分汊型河床

分汊型河床宽窄河段相间分布，窄段为单一河道，宽段则由一个或几个江心洲分隔成几股汊道。

4、游荡型河床

河段顺直河身宽浅，水流散乱，槽滩高差不大，沙滩众多，河汊密布

第四节 河漫滩

河床两侧高出平均水位之上而又常被洪水淹没的平坦谷底部分称为河漫滩。

一 河漫滩的结构

河漫滩具有二元结构，下部一般由粒径较粗大的砾石或砂组成，是河床水流冲积而成的称为河床相物质。上部一般粒径较细，多由粉沙，亚粘土组成，是洪水期流速较慢的水流沉积形成的，称为河漫滩相物质。

河床相与河漫滩相物质共同构成河漫滩的二元结构。

二 河漫滩的形成

河流形成初期，整个谷底都被流水占据，很少有边滩形成，但随着河流的发育，在地球自转偏向力的作用下和受河流流动最小耗能原理的控制。河流侧蚀作用加强，曲流形成，曲流的形成导致横向环流的加强。结果凹岸侵蚀，凸岸堆积，形成边滩，河床宽度增加。但这时浅滩仍不是河漫滩，因为这时边滩的组成物质仍是主要由河床冲刷的物质组成，较粗大，边滩的面积较小，容易被冲刷移动。即使在洪水期边滩上的流水流速仍较大，只有较粗的物质才能停积。但在横向环流的作用下，随着河曲的进一步发展，边滩进一步宽展，当边滩扩大到一定的面积时，她很难被冲刷移动，位置比较固定，这时在洪水期滩地上水的流速大为降低，以至于较细的物质也能堆积下来，这类物质与河床相物质有显著差异。这时这个由较粗的河床相物质和较细的漫滩相物质组成的较大面积的平坦地形称为河漫滩。随着河曲的再发展，河道发生裁弯取直，形成牛轭湖，故在河漫滩组成物质中也常含有牛轭湖相物质。

三 河漫滩上的微地貌形态

1、滨河沙堤

2、心滩沙堤

3、堰堤型河漫滩

第五节 河谷地貌与河流阶地

一 河谷地貌

(一) 河谷的组成要素

(二) 河谷的类型

1、河谷的形态类型

A 隘谷 谷坡陡峭且近于垂直，河谷宽度与谷底宽度近乎一致，谷底几乎全部为河床占据

B 嶂谷 两壁陡峭，但谷底较隘谷宽，谷坡坡度在 $35-65^{\circ}$

C 峡谷 是嶂谷进一步发展的产物，横剖面呈“V”字型，谷坡较陡，常有陡梯状地形，谷底出现岩滩和雏形河漫滩，但极不稳定。

D 宽谷 是峡谷进一步发展的产物，谷坡平缓，分布有较宽的阶梯状河流阶地。

2、河谷的成因类型

A 纵谷 河谷的走向与构造线的走向一致。根据构造线的类型可将河谷进一步分为：①向斜谷 ④地堑谷

②背斜谷 ⑤单斜谷

③断层谷

B 横谷 河谷横切构造线通过，可分为以下两类：

① 先成谷 一条河谷如果某一部分隆起，但它能下切隆起部分，保持原来的流路，这样这条河谷相对于构造来说是先成的，我们称其为先成谷。

② 跌置谷 一条河流原先在松散沉积物上流动，后来由于构造抬升，河谷下切，当其切穿松散沉积物到达基岩时，河流与基岩的地质构造不相符和，仍保持其原来的流路。因它是上伏松散沉积物上跌置下来的，故称“跌置谷”。因跌置谷的发育晚于原先的地质构造，故又称“后成谷”。

一条河谷不一定每段都是同一种类型。

(三) 河谷的不对称性

在相当长的一段距离内河谷两坡一直保持不对称性的现象，称河谷的不对称性，造成河谷不对称性的原因有三类：

①岩性与地质构造因素

②地球自传偏向力

③外力过程的差异

二 河流阶地

河谷中分布于河床两侧谷坡上的，由河流作用形成的高出于一般洪水位之上的阶梯状平坦地形，称为河流阶地。

（一）河流阶地的组成要素

阶地面

阶地斜坡

阶地前缘

阶地后缘

阶地高度

阶地宽度

阶地序列

（二）河流阶地的成因

由河流阶地的形态要素可以看出，它最主要的是由阶地面和阶地斜坡两个地貌面构成，两个地貌面指示出河流阶地的形成必须经历两个阶段。一个是河流拓宽谷底，形成宽阔河漫滩的时期。另一个是河流强烈下切，使原来的河漫滩高出于一般洪水位之上成为阶地的时期。在形成河漫滩时，河流流经地区一般说来构造相对稳定，河流以侧蚀作用，沉积作用为主，河流至少处于和接近处于均衡状态。河流的挟沙力等于或大于河流的含沙量。而河流使河漫滩成为阶地的时期，一般是一个不稳定的时期，河流下切占据了十分重要的地位，河流的挟沙力大于河流的含沙量，以至于河流还有剩余的能量用于对河谷的加深。从以上分析可以看出，上述两个时期河流作用的性质和负载特征有着明显的差异，河流能否形成阶地取决于河流作用的性质和负载特征能否发生变化，特别是负载特征能否发生变化。河流负载特征的变化又取决于河流含沙量，水量和比降的变化。能改变河流含沙量，水量和比降的因素主要是气候变化、构造活动、基面升降、流域环境的变化和河流系统本身的波动。一般来说河流流域环境的重大改变主要受气候变化和构造运动的控制。故能改变河流负载状况和河流作用性质，进而形成阶地的因素主要是构造运动、气候变化、基面升降和河流系统本身的波动。

1、构造运动 构造运动形成阶地主要是通过构造抬升或下降改变河流比降来完成的。在构造相对稳定时期，河流在均衡条件下形成宽阔的河漫滩，在强烈构造抬升时期河流下切形成阶地。地壳运动不是持续进行的，它具有旋迴性，多级构造抬升的结果是形成多级阶地。多级阶地的形成导致河道横剖面呈阶梯状地形。同一时代阶地沿河分布，即河流阶地高度在河流纵剖面上的连线称河流阶地相图。多级阶地在河流纵剖面上表现为一束阶地，称阶地束。

构造运动的性质与强度是有差异的，故河流阶地形态上的表现也有相互不同。下面简要介绍几类构造活动类型形成的阶地在河流纵剖面上的表现：

①整体抬升

②掀斜抬升，可分两类：

A 向河流上游的掀斜抬升

B 向河流下游的掀斜抬升

③拱曲型抬升

④断裂抬升

2、气候变化 由于气候变化造成河流相对负载的变化形成的阶地称气候阶地。气候变化有两种类型：干湿变化和冷暖变化，它们都可以造成河流负载的相对变化。在第四纪研究中 干湿变化表现为：雨期 间雨期

冷暖变化表现为：冰期 间冰期

在我国季风气候条件下，第四纪气候变化表现为冰期与间雨期同时，气候干冷，河流含沙量增加，水量减少，发生堆积；间冰期与雨期同时，气候暖湿，河流水量增多，含沙量减少，河流下切。在这种周期性气候作用下形成阶地。

河流在气候影响下发生堆积，其堆积过程在河流纵剖面上各段的分布是不均匀的，在干冷时期，河流中游地区堆积物的厚度最大。当暖湿时期到来后，河流下切，形成阶地在河流中游一般来说较高，而向河流上游和下游则逐渐尖灭。这个气候阶地在河流纵剖面的表现犹如弹弓之弦，故又称弦状阶地。

气候阶地因为是河流在干冷时期泥沙含量增加和水量减少造成的，是一种加积过程，故该类阶地在阶地类型上多表现为堆积阶地，阶地的河流冲积物一般较厚，磨圆度差，分选也不太好，因小尺度的气候变化，冲积物多含有多个粗细相间的层状结构。冲积物的厚度一般超过了河流冲积物的正常厚度。这是研究气候阶地的重要特征。

对于入海的大的河流来说，河流阶地的成因更复杂一些。在干冷时期，河流的上游一般发生堆积，而下游由于海面的降低则发生侵蚀形成阶地。而在暖湿时期河流上游侵蚀形成阶地，而下游地区由于海面的上升而发生堆积。这样河流阶地在纵剖面上表现为剪状形态，称为阶地剪。

3、基准面的变化 当河流基准面下降，新出露的部分坡度大于河流比降时，河流要发生溯源侵蚀。溯源侵蚀所到达的地区在河流纵剖面上表现为比较突然的增加，这样的点称为裂点。在裂点以下，由于河流的下切，原来的河漫滩出露形成阶地。

4、河流系统的复杂响应 Schumm 根据河流阶地形成过程的室内模型试验研究。认为基面的一次下降可以形成两级阶地。首先当基面下降，河流发生溯源侵蚀，使原来的河漫滩出露成为阶地。随着溯源侵蚀的发展，各支流输送到干流中的泥沙量在增加，使河流系统本身超过了其挟沙能力，它将再次发生堆积，河床展宽，出现分汊，形成较宽的河漫滩。当河流的溯源侵蚀趋于完成后，河流的干支流都建立新的平行剖面后，来沙量又趋于减少，于是在堆积层中再度发生下切，导致第二各阶地的形成。后一个阶地的形成是河流系统本身对基面下降的一个复杂响应，故称河流系统的复杂响应阶地。

Schumm 不仅在试验中模拟到这类阶地的形成，他还宣称在美国新墨西哥州的类阿普洱科河等美国西部的河流上观察到了该类阶地的实例。但是，这类阶地究竟有多大的普遍意义，仍有待于进一步研究。

（三）河流阶地的类型

河流阶地有许多种分类方法，这里简单介绍两类：

A 河流阶地的组成结构分类：

- 1、侵蚀阶地 阶地主要由基岩组成。其上很少或没有河流冲积物覆盖
- 2、基座阶地 阶地由两类物质组成，上部为河流冲积物，包括河床相冲积物和河漫滩相冲积物，下部为基岩。这说明河流的下切强度较大，超过了河流的堆积。一般是由构造运动引起的，是一种构造成因的阶地。
- 3、嵌入阶地 阶地仍是由两部分物质组成，上部为河流相堆积物，下部为基岩。但是，下部的基岩常常由于下一级阶地的冲积物或河漫滩物质所掩盖。
- 4、堆积阶地 阶地仅有河流相冲积物组成。根据河流下切深度的不同又可分为两类：
 - ①内迭阶地 形成阶地的下切与堆积冲积物前的下切基本相同
 - ③ 上跌阶地 形成阶地的下切小于冲积物堆积前的下切深度，没有切穿冲积物堆积阶地的堆积物厚度一般比较厚，超过了河流冲积物的正常厚度，一般由气候变化引起。
- 5、埋藏阶地 埋藏在地下的阶地称为埋藏阶地

B 根据阶地面形成时的水动力状况的分类：

- 1、侵蚀状态阶地 阶地面形成时水动力状况以侵蚀为主，冲积物厚度薄，粒径粗大，以河床相为主，河漫滩相不发育，阶地的纵向坡度大。河流阶地的形成是因为侵蚀更强，河流下切加剧造成的。
- 2、均衡状态阶地 阶地面形成时期，河流处于均衡状态。河床相与河漫滩相均很发育，冲积砾石的磨圆及分选均好，冲积物的厚度在冲积物的正常范围内。阶地的形成是因为均衡被打破，河流下切能力增强的缘故。
- 3、加积状态阶地 阶地面形成时期，河流以堆积为主，冲积物厚度大，特别是河床相冲积物的厚度大，冲积物含有多个粗细韵律层，分选和磨圆较差。阶地的形成是河流由加积状态恢复到均衡状态的产物。

（四）河流阶地的时代确定与研究意义

- 1、阶地年龄 确定河流阶地年龄的方法主要是年界法、沉积物本身的年龄、阶地序列、阶地对比。阶地年龄是指阶地面高出洪水位时的时代。
- 2、阶地的研究意义
 - ①研究河流发育史
 - ②研究构造活动历史
 - ③研究气候变化
 - ④ 研究海平面和基准面的变化

第六节 冲积平原

一 冲积平原的形成条件与形成过程

冲积平原的形成有两个重要的条件：长期的构造下降，丰富的河流泥沙

冲积平原的形成过程主要包括下列几类过程：

- 1、山麓洪积作用
- 2、河流冲积作用
- 3、湖积作用
- 4、洪积作用
- 5、风积作用

这些作用在冲积平原上的分布是有规律的，近山麓地带主要是山麓洪积作用和河流冲积作用。近海地带主要是河流冲积作用和洪积作用。上述两带之间主要是河流冲积作用、湖积作用和风积作用。

二 冲积平原的地貌结构与物质结构

根据冲积平原的地貌特征可以将其分为三个部分：山前洪积—冲积平原、中部冲积平原、滨海平原。与上述地貌结构相对应，冲积平原的物质结构可以分为三个部分：山前洪积—冲积物、中部冲积—湖积物、滨海冲积—海相层

第七节 流域地貌

一 水系的形式

1、水系是指一条干流及其所属各级支流共同组成的河流系统。通常有两种方法表示支干流的相互关系。

Gravelius 的水道级别划分

Horton 的划分

Strahlen 的水道级别划分

尔汤尼春的划分

2、水系的形式 是指各级水道的组合的几何形式，它主要受地质构造与自然环境控制

根据主流支流的几何形态，可将水系的形式分为如下几种：

- ① 树枝状水系
- ② 格状水系
- ③ 平行水系
- ④ 放射状与环状水系
- ⑤ 复合水系
- ⑥ 羽状水系

二 分水岭的迁移与河流袭夺

1、 分水岭的迁移 分割两个相邻水系的高地称为分水岭。分水岭两侧的坡度和坡长往往是不相同的，它可造成两侧河流的溯源侵蚀速度不一致，最后导致分水岭迁移。

造成分水岭两侧不对称的原因主要有两个：

- ① 地质构造因素
- ② 侵蚀基准面因素 基面的高低，分水岭距基面的远近

2、河流的袭夺 由于分水岭迁移造成的一条河流夺取另一条河流某一段或全部的现象。

三 水系的发展

- 1、水系发展的初期阶段
- 2、水系发展的中期阶段
- 3、水系发展的晚期阶段

四 水系发展的几个规律

1、水道分枝比：在任何一个流域内，水系的平均分枝比接近一个常数，一般为 3—5。

它相当于水道数数目对数与水道级别的回归系数的反对数。 $r_b = \log^{-1} b$

2、水道数量 在任何一个流域，不同级别的水道数目。十分接近于一个递减的几何级数，该级数的第一项为水系的平均分枝比（Horton 第一定律）。

$$N_u = r_b^{(s-u)}$$

3、水道平均长度 在任何一个流域内，不同级别的水道长度。接近于一个反对数的几何级数其第一项为第一级水道的平均长度（Horton 第二定律）。

$$\bar{l}_\mu = \bar{l}_1 \cdot r_l^{(\mu-1)}$$

4、水道总长度 在任何一个流域内，各级水道的总长度与级别之间成半对数直线关系。不同级别水道的总长度，接近一个反对数的几何级数，其第一项为最高级水道的总长度。

$$L_\mu = \bar{l}_1 \cdot r_b^{(s-u)} \cdot r_l^{(\mu-1)} \quad (\text{Horton第三定律})$$

$$\sum l_\mu = a \cdot \mu^{-b} \quad b = -1.67$$

5、水道纵比降 在任何一个流域内，各级水道的平均比降，构成按级别递减的几何级数，其中的第一项为第一级水道的平均比降。

$$S_a = S_1 \sqrt{r_p^{\mu-p}} \quad r_p = \frac{S_\mu}{S_{\mu-1}}$$

$$\log \bar{S}_u = a - b\mu \quad a, b \text{ 为常数}$$

6、流域面积 在自然条件一致的流域内，各级河道的流域面积与其级别之间存在着一个半对数的回归关系。

$$\bar{A}_\mu = A_1 \cdot R_a^{\mu-1}$$

$$R_a = \frac{A_\mu}{A_{\mu-1}}$$

第六章 岩溶地貌 (Karst)

引 言

岩溶地貌又称 Karst。Karst 原是南斯拉夫西北部一个石灰岩高原的地名。上个世纪末，前南斯拉夫学者司威茨 (J. Cvijic) 研究那个地区的地貌时，将各种奇异的石灰岩地形称为 Karst。以后 Karst 这一术语被专门用来描述碳酸盐岩地区一系列独特的地貌过程和水文现象。成为了世界各国科学家研究灰岩地形的专门术语。1996 年，我国在桂林召开的岩溶学术会议上，建议将 Karst 改称岩溶地貌。

可溶性岩石地区，在地下水和地表水的化学过程（溶解和沉淀）和物理过程（流水的侵蚀、堆积、重力崩塌和堆积）的共同作用下，对可溶性岩石的破坏和改造作用称为岩溶作用（Karst 作用）。这种作用所形成的地貌（包括地表形态和地下地貌形态）称为岩溶地貌。岩溶作用及所产生的水文现象和地貌现象统称为岩溶（Karst）。

岩溶(Karst)概念的含义越来越广，现在有狭义和广义的两种理解。

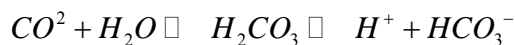
发生在石灰岩、白岩、石膏、岩盐等可溶性岩石中的岩溶现象称真岩溶，是对岩溶的狭义理解。

在由非可溶性岩石组成的地区，由于独特的外力作用也可以形成类似于可溶性岩石地区的地貌现象。这称为假 Karst（岩溶），是对岩溶的广义理解。如：黄土 Karst、热力 Karst。

岩溶地貌在我国主要分布在云南、广西、贵州等西南地区。岩溶问题是石灰岩地区工农业生产中经常碰到的问题，因此有着十分重要的意义。

第一节：岩溶作用

一 岩溶作用的化学过程.

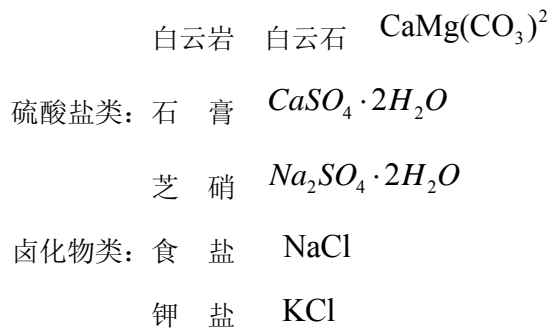


二 岩溶作用的基本条件:

(一) 岩石要形成 Karst 首先必须

1、岩石的可溶性 岩石的可溶性取决于其化学成份、矿物组成和岩石结构。根据岩石的可溶性可将其分为:

碳酸盐类: 石灰岩 方解石 $CaCO_3$



从溶解度来看, 卤性物质和硫酸盐要比碳酸盐类高。但地球上岩溶地貌为什么主要形成于石灰岩地区, 这主要是因为石灰岩分布广, 厚度大。

就碳酸盐类岩石的溶解性看, 它主要取决于 CaO/MgO 。该比值越高, 溶解度越高。

岩石的结构对岩石的可溶性也有重要影响。一般来说晶粒越小, 溶解度越大。对于白云岩来说, 微粒的 ($\text{CaO/MgO}=2.15$) 相对溶解度为 0.82。细粒的 ($\text{CaO/MgO}=2.11$) 为 0.74。中粒的 ($\text{CaO/MgO}=2.02$) 为 0.65。不等粒结构的岩石比等粒结构的岩石相对溶解度要大。

2、岩石的透水性。岩石的透水性决定于其裂隙度和孔隙度。一般的可溶性岩石的孔隙度较低, 如表的石灰岩孔隙度放在 2—7%, 对岩石透水性的影响较小, 影响岩石透水性的因素主要是岩石的裂隙度。

岩石的裂隙度大小与岩石的构造、纯度和厚度有关:

构造 张性断裂带, 背斜的轴部和向斜的深部, 裂隙度大。

纯度 纯度高, 刚性强, 裂隙易扩张深长。

厚度 厚度大, 隔水层少, 裂隙深长较大, 有利于岩石的溶解。

(二) 水的因素

1、水的溶蚀力, 纯水的溶解能力是极其弱微的, 只有当有 CO_2 加入时, 水的溶解能力有很重要的岩溶意义。所以水的溶蚀力的大小取决于水中 CO_2 含量的多少。水中 CO_2 的来源主要有三个方面: 大气中的 CO_2

有机成因的 CO_2

无机成因的 CO_2

水中 CO_2 含量的多少与水温 and 大气 CO_2 的分压力有关。水温高, CO_2 含量少。水温低, CO_2 含量高。大气中 CO_2 的分压力越大, 水中的 CO_2 越高。反之则水中含量就低。

据研究 CO_2 含量:	$\text{P}_{\text{CO}_2}=0.0003$ 大气压	$\text{P}_{\text{CO}_2}=1$ 个大气压
0°C	1.02 mg/kg	3347 mg/kg
10°C	0.7 mg/kg	2319 mg/kg
20°C	0.52 mg/kg	1689 mg/kg
30°C	0.39 mg/kg	1250 mg/kg

温度的影响: 有两种作用, 影响水中 CO_2 的含量, 影响化学反映的速度

压力的影响: 在土壤中 P_{CO_2} 的压力高, CO_2 含量高, 岩溶能力强。

2、水的流动性

水中 CO_2 含量与其能溶解 CaCO_3 能力的关系不是一种直线关系，它是一种下凹的曲线。由于这种曲线关系，两种不同浓度饱和的水溶液相混合时，能使混合水溶液处于饱和状态，而重新获得溶蚀能力。这种因水的混合而产生的溶蚀作用称为混合溶蚀作用。

在自然界不流动的水质很容易达到饱和状态。但是由于流动性使不同浓度的饱和水溶液相混合产生混合溶蚀作用。故自然界的水才具有较强的溶蚀能力。

自然界是复杂的，当水流动时，其水量，水温和气压等条件是不断变化的。当条件合适时可以产生混合溶蚀作用。但是当水由水温低、气压大的地区流动到水温高、气压低的环境中时，也可造成原来不饱和的水达到饱和和过饱和状态，化学反应向着逆反应的方向进行，发生沉淀作用，重新形成碳酸盐沉积。

三. 岩溶水的状态

在岩溶地区，地表水大多通过各种裂隙和孔隙进入地下，形成地下水流，故地表水比较缺乏，相反则地下水比较丰富。因此岩溶作用不仅发生在地表，更主要的是发生在地下。通常把可溶岩石内所含的一切地下水总称为 Karst 水或岩溶水。

岩溶水的运动直接影响着岩溶作用的进行和岩溶地貌的形成，故有十分重要的意义。岩溶水具有多种形式，如孔隙水、裂隙水、溶洞水等。有的有自由水面。而有的呈承压状态。在被大河深切的岩溶地区，岩溶水根据他们的运动方向自地表而下可分为四个带：

1、渗透带：地表以下至丰水期潜水面以上，有利垂直洞穴发育

2、季节变动带：丰水期潜水面至枯水期潜水面，丰水期呈水平流动，枯水期呈垂直流，发育垂直和水平溶洞。

3、水平流动带：枯水期潜水面以下，直到低谷能补给河流的深度。水流呈水平流动补给河流、常年流动、并且有自由水面。十分有利于水平发育大规模的水平溶洞。

4、深部滞留带：位于水平流动带以下，水流动慢、水质交替弱、岩溶作用微弱。

第二节 岩溶地貌

一 .地表岩溶地貌

1、沟、石芽、石林

地表水流沿石灰岩坡上流动，溶蚀和侵蚀出的许多凹槽称为溶沟。溶沟宽十几厘米至数米，深半米至数米，规模不等。

溶沟之间的相对突出部分称为石芽一般的石芽较低，多为 1—2m。

在条件适宜的地区石芽的高度可在 10m 以上，这种比较高的石芽称石林。云南 南石林的高度可达 20—30m。

石芽可以出现在地表，也可以出现在地下，形成埋藏石芽。

2、落水洞 岩溶地区地表水从谷地流向地下河或地下溶洞的通道。它是岩溶垂直流水对

裂隙不断溶蚀并伴随坍塌的结果。其直径一般小于其深度，直径一般 $<10\text{m}$ 。深度在数十米至数百米以下。法国的“牧羊人深渊”落水洞深达 1122m。而比利牛斯山上的“马丁石”落水洞深达 1138m。

3、漏斗（岩溶漏斗） 岩溶地区一种碗碟状的圆形洼地，直径数十米以上，深数米至十几米，底部常有水道把其汇水排走。

4、岩溶洼地 四周由低山丘陵所包围的封闭洼地。其形状与漏斗相似。但规模大得多。其底部比较平坦，直径在 100m 以上，最大可达 1—2km。岩溶洼地是漏斗逐步扩大，彼此相互连结发育而成的，其底部通常有落水洞和漏斗将地表水排入地下。

5、坡立谷（Polje）。指岩溶地区的一些宽广平坦的盆地或谷地。是由 J.Cvijic 首先使用。其原意为“可耕种的平地”，现已演变为专门描述平坦溶蚀盆地或谷地的专业术语。如桂林就处于一个坡立谷中，坡立谷中有漓江流过。

6、干谷与盲谷

7、峰丛、峰林和孤峰（Karst 山峰）

a) 岩溶山峰的特征.

b) 孤峰、峰林、峰丛

二 地下岩溶地貌

地下岩溶地貌主要指溶洞和地下河

（一）溶洞的发育与溶洞的成层性

1、溶洞的发育

溶洞是地下水沿可溶性岩体的各种构造面（层面、节理面或断层面）。特别是沿各种构造面互相交汇的地方，通过溶蚀和侵蚀而形成的地下洞室。

溶洞的大小和规模差异很大，世界上最著名的单个溶洞是美国新墨西哥州的卡斯伯（Carsbad）洞。其内巨室长 400m、宽 230m、高 100m。我国桂林著名的七星岩溶洞最宽处 70m，高约 15m。

溶洞在发育上主要集中在水平流动带，那里不仅常年有地下水活动，并且地下水具有承压性。其溶蚀能力不仅高，具有承压性质的水流也具有极强的侵蚀冲刷能力，有利于洞室的扩大。溶洞发育初期往往是溶蚀占主导地位。但洞穴已经形成，具有承压性质的地下水流的侵蚀作用也不可忽视，它是溶洞迅速扩大合并的重要动力条件。

由于大型得典型溶洞主要形成于地下水的水平流动带，而地下水的水平流动带又表面大河流的水面控制，因此典型溶洞的分布有成层性，并且这个层的高度与大河流的水面有关。如若大河流因构造和其他条件的变化，水面多次下降的话，在石灰岩地区可以形成多层溶洞，并且各层溶洞的高度和时代也可以和大河流的阶地进行对比。据此我们也可以研究溶洞发育的时代和区域构造活动，地貌演化等。

（二）溶洞堆积物及其堆积地貌形态

溶洞是由地下水的溶蚀和侵蚀作用造成的。但是当地下水在流动过程中因条件的变化有时也发生堆积，形成各种堆积地貌形态和堆积物。发生在溶洞中的各种堆积作用统称为溶洞堆积作用。概括起来溶洞中主要有以下几类堆积：

- 1、化学堆积 在可溶性岩石地区，当地下水自洞顶或洞壁裂隙渗出后，由于压力、温度等条件的变化，水中的 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 变得过饱和时， CaCO_3 便沉淀下来形成化学堆积。它可以形成如下形态：
 - ①石钟乳（钟乳石）
 - ②石笋
 - ③石柱
 - ④石幕（石幔）
- 2、重力堆积
- 3、地下河湖相堆积
- 4、生物与文化堆积

第三节 岩溶地貌发育的几个问题

一 岩溶基准面问题

岩溶地貌向地下深处发育的下限称为岩溶基准面。有人认为河谷的河面或海面是岩溶发育的基准面，但大量的资料也表现在地表以下很深的地方也有岩溶过程。西南地区的隧道工程中发现在地表岩溶系统以下 100—550m 深处仍有溶洞。因此有人认为岩溶作用不存在基准面，有的话那也是可溶性岩石的底板。

但是，客观的说，岩溶作用应当主要是发育在地下潜水面附近，这个潜水面是受河流水面控制的。因此我们倾向于认为河流水面是岩溶基准面。

二 岩溶地貌的地带性特征

岩溶作用是发生在可溶性岩石地区的一类地貌过程。但是岩溶作用的强度特征深受自然地理条件特别是气候条件的影响。因气候条件的差异，岩溶作用的特征、强度及形成的地貌表现出极大的差异性。因此岩溶地貌具有一定的地带性。现将几个主要地带的岩溶作用特征和形成地貌的特点简述如下：

1、热带，亚热带季风型岩溶（以溶蚀作用为主）

降水多，高温，繁茂的植被，溶蚀作用十分旺盛，形成十分发育的 Karst 地貌。这不仅表现在地表岩溶上，也表现在地下岩溶上。十分发育的 Karst 地貌具体表现在如下几个方面：

- ① 峰林发育的最好
- ② 漏陷地貌和谷主坡发育
- ③ 石芽和溶沟十分显著，石芽高大
- ④ 地下溶穴发达

2、亚热带地中海型气候岩溶

以南斯拉夫 Karst 高原为代表，该带夏季干热，冬季冷湿，水热条件不如热带。故 Karst 地貌不如热带典型。但地表及地下 Karst 仍是相当发育的。地表多见落水洞，溶蚀洼地，坡立谷，干谷与盲谷等，缺乏发育完美的峰林。

3、温带湿润气候的岩溶

雨量及热量条件均较上述二带差，故岩溶作用不强烈，地貌不明显，地表 Karst 以干谷为主，石芽，溶沟，落水洞及溶蚀谷地不发育。地下 Karst 以溶孔、溶隙和小型溶洞为主。缺乏大型溶洞。

4、寒热及高山型岩溶

气温低，水多以常年冻结和季节冻结的冰的形式存在，因此岩溶作用微弱。因此存在少数圆形洼地和小型漏斗。地下 Karst 主要是蜂窝状溶孔及小型溶洞，但是在高山地区由于融冻风化强烈，崩解作用常沿断裂、节理和层理面进行。也常形成类似于热带的峰林地貌，但规模很小，并主要分布在断层面附近。

5、干燥地带的岩溶

气候干旱少雨

三 古岩溶

青藏高原上的古岩溶问题。

第七章 冰川地貌和冰川堆积物

第一节 冰川的形成和类型

一、冰川的形成

(1) 雪线：多年积雪区的下界称为雪线，雪线是纯物质的平衡线，在雪线上雪的积累量与消耗量相等，所以有人有成雪线为零物质平衡线。只有在雪线以上，雪的积累量大于消耗量，雪才能积累形成冰川，因此雪线是冰川的生命线。

影响雪线的因素主要有三个：①温度；②降雪量；③地形条件。

(2) 成冰作用：刚从空气中降下的雪称为新雪，具棱角状。新雪降到地面以后在自动圆化作用下，由棱角状转变为圆球状，这种圆球状的雪我们称为粒雪。粒雪形成以后，由于雪越积越厚，粒雪所承受的压力越来越大，在巨大的压力作用下，空气被排走，粒雪发生重结晶作用，聚集变大，便形成了重结晶冰型的冰川冰。这种作用一般发生在十分寒冷的两极地区，所以称为冷型成冰作用。在较为暖的中纬地区，当温度很高时，表层雪冰融水活跃，融水沿孔隙下渗，这时雪层内部的低温使下渗水以粒雪为核心冻结成冰，形成渗浸—冻结型冰川的冰。这种作用主要发生在气温较高的中纬度高山地区，故又称暖型成冰作用。

(3) 冰川运动：在压力作用下，冰的晶体之间的相互位置就可以发生变动，从而产生塑

性形变，这是冰川运动的前提条件。导致冰川运动的主要因素是重力和压力。

二、冰川的类型

据冰川的形态、规模和地形条件可把冰川分为以下几种类型：

- (1) 山岳冰川。呈线状，一般分布在中低纬度高山地区。
- (2) 山麓冰川。由山谷冰川超越山地范围，流出山口，在山前平地汇合而成。
- (3) 大陆冰川。规模最大的一类冰川，面积可达数百万平方公里。
- (4) 高原冰川。一般发育在中低纬地区的高原上，是大陆冰川和山地冰川的过渡类型。

三、冰川作用

- (1) 侵蚀作用。主要有压蚀、磨蚀和掘蚀三种侵蚀作用。
- (2) 搬运作用。
- (3) 堆积作用。

第二节 冰川地貌

一、冰斗、刃脊、角峰。

冰斗呈半圆形，三面环以陡峭的岩壁，开口处为一高起的陡坎。冰斗的岩盆的最低高度代表发育冰川时的雪线高度。刃脊和角峰是冰斗演化的结果。

二、冰川槽谷。

一般呈 U 型，故又称 U 型谷，是冰川地貌中最为明显的地貌类型之一。其在平面上一般表现为中上游宽，下游窄，据此与河流谷地相区分。

三、悬谷。

由于干、支冰川的侵蚀能力不同所造成的支冰川谷底高于干冰川谷底的地貌特征，是山地冰川地貌所特有的特征。

四、羊背石（鼻形地形）

在冰川槽谷的底部，常分布着成群由比较坚硬均一的岩石组成的像羊群一样的微微突起的基岩小石，称为羊背石。

第三节 冰渍物与冰川堆积地貌。

一、冰渍物的基本特征：

1. 粒度特征：大小差异很大，含十分粗大的砾石是冰渍物的粒度显著特征。
2. 岩性特征：受冰川作用地区基岩岩性控制。
3. 矿物特征：受冰川作用地区岩石矿物组成的控制。
4. 结构特征：一般冰渍物不具备明显的层理，但有明显的定向排列趋势。
5. 冰渍物的形态特征：大多数的冰渍物为棱角状和次棱角状，其磨圆度较差。具擦痕和新月形裂口。

6. 冰渍物的砂砾特征：在扫描电镜下冰渍石英具有很特殊的表面特征：①冰川环流下的石英砂通常是棱角尖锐的脊；②较大颗粒上具有典型的贝壳状断口；③在海洋性冰川的冰渍物的石英砂上形成很深的圆形深坑和清晰的擦痕。

二、冰渍地貌

- (1) 冰渍丘陵：由冰渍所组成的大大小小的圆包状起伏地形。
- (2) 鼓丘：由滞积组成的椭圆形丘陵。
- (3) 终渍堤：由冰川搬运物在冰川末端堆积成的弧形堤。
- (4) 侧渍堤：当冰川融化后退时，在冰川的两侧由融出渍堆积形成的长堤状地形。

第四节 冰水堆积物及冰水堆积地貌

一、冰前沉积。

1. 冰水扇，冰水冲积平原。

冰水流出冰川末端后，立即分散为没有固定河床的细小溪流，冰水的搬运能力巨减，冰水携带的多余物质便在冰川外围堆积下来。山岳冰川形成平缓的扇状地形称冰水扇；大陆冰川和山麓冰川形成冰水冲积平原。

2. 冰水阶地。

3. 冰湖沉积。

二、冰川接触沉积。

冰砾阜阶地和冰砾阜、锅穴、蛇形丘。

三、冰川地貌组合：冰川的侵蚀地貌、堆积地貌和冰水地貌有规律的分布称为冰川地貌组合。

1. 山地冰川地貌组合。

2. 大陆冰川地貌组合。

第五节 古冰川遗迹的确定。

- (1) 深入研究各种地貌和堆积物的特点以及它们之间的相互关系。
- (2) 妥善区别冰渍物与其他成因的堆积物。
- (3) 注意研究冰川地貌、冰渍物以外的能指示冰期环境的有关证据，如冰缘现象、古植被、古动物群、黄土等。
- (4) 冰期的划分。
 - I. 地貌划分法：a. 冰斗方法；b. 槽谷方法；c. 冰渍、冰水阶地。
 - II. 沉积划分法：a. 终渍堤；b. 冰渍间的相互关系。

第八章 冻土地貌

第一节 冻土的基本要领

一、冻土的基本特征

冻土：温度零度以下，含有冰/无冰，寒土。

二、冰土的厚度和分布

纬度地带性分布、垂直地带性分布。多年冻土带南界、多年冻土带下界；

季节冻土带、多年冻土带

三、影响冻土发育的因素

气候、海陆分布、土质、地形坡向、植被、雪盖

第二节 地下冰

冻土内所含的冰称为地下冰。按其成因及埋藏方式可分为构造冰、洞脉冰和埋藏冰三类。

一、构造冰

当温度降到零度以下时，土层中原有的水分冻结生成的地下冰称为构造冰。它可分为四类：胶结冰、分凝冰、侵入冰和裂隙冰。

二、洞脉冰

地表水渗入到土层中冻结而成的冰称为洞脉冰。它可分为两类：脉冰和洞穴冰。

三、埋藏冰

原来已冻结的冰被堆积物所埋藏而成的地下冰，即为埋藏冰。它可由冰川冰转化而来，也可由河湖水结冻冰转化而来。

第三节 冻土区地下冰

按其与冰冻层的关系可分为三种：冻结层上冰、冻结层间冰和冻结层下冰。

第四节 冻土地貌

由于温度周期性变化引起的冻土反复融化和冻结、从而导致的对土体岩体的破坏、扰动、变形甚至移动，称为融冻作用。它是高寒地区主要的地貌塑造营力，表现为三种形式：冰冻风化、冰冻扰动和融冻泥流。

一、石海、石河

石海：基岩经剧烈的冻融风化破坏产生大量的巨石、角砾，它们就地堆积在平坦的地面上所形成的满布石块的地形。富有节理、硬度较大的块状基岩是形成石海的物质基础。严寒而温差较大是其形成的气候条件。石海形成后，很少移动。有人认为石海是多年冻土的村志。有研究认为石海的分布高度总比雪线低 200~500m。

石河：山坡冻融崩解产生的大量碎屑充塞、滚落到沟谷中，由于厚度加大，在重力作用下沿湿润土层表面发生整体运动，这种运动的石块群体即称为石河。其运动速率较低。

二、构造土（冰冻结构造土）

由松散沉积物组合的地表因冻裂作用和冻融分选作用形成的网格形成的地貌形态。按其

组成成分和作用性质的差异，可分为两类：泥质构造土、石质构造土。

其形成过程：垂直分选作用、水平分选作用，形成地区一般比较水平。由于大小砾石抬升快慢不同，可形成大石环内有小石环的现象。

形成条件：有一定比例的细粒土、充足的水分。

形成时间：大雪山的观测表明，砾土埋下 2cm，一个月即被抬出，侧向移动 2-5cm。

三、融冻泥流阶地

在中等坡度（17-27°）的覆盖含充足水分的细粒土或含碎石细粒组成的缓坡上，夏季溶化，土层水分过饱和，因此具有可塑性，在重力作用下，沿冻结层表面或基岩面向下缓慢滑动，这种过程被称为融冻泥流作用，其土体称为融冻泥流。

四、热力岩溶地形

自然因素（气候转暖）、人为作用（开荒、工程建设等）造成沉陷，这种沉陷作用形成的一系列地貌。如沉陷盆地、热融湖等。

五、冰丘、冰椎

在冻土地区，由于冻结膨胀作用使土层产生局部隆起形成的丘状地形称为冰丘。在寒季流出封冻地表的地下水和流冰面的河水与冻结后形成的丘状隆起冰体，称为冰椎。

六、雪蚀洼地与高夷平阶地

第五节 古冰缘现象研究

一、冰缘沉积物

在冻土地区以融冻作用为主形成堆积物称为融冻堆积物，它含有如下几类：融冻残积物、融冻重力堆积物、融冻坡积物和风积物。

二、冰缘现象

冰楔和冰丘等

第九章 风沙地貌（干旱区地貌）

引言

在干旱地区，日照强烈、昼夜温差大、降水变率大、植被稀疏、地表裸露、风大而频繁。因此，地表径流贫乏、流水作用微弱，代之而来的是物理风化盛行、风沙作用强烈，在风沙作用下形成一系列独特的地貌现象。当然风沙作用并不局限于干旱地区。在半干旱地区，大陆冰川的外缘，甚至在湿润气候带的植被稀少的海岸、湖岸和河岸也都出现。因此研究风沙地貌有着重要的实践意义和理论意义。

第一节 干旱区与风沙作用

一、干旱区

1、干旱区的定义

干旱区一般是指降雨少，年降水量小于年蒸发量，降水不能满足一般作物或植物生长所需的地区。广义的干旱区包括极端干旱、干旱、半干旱三个亚地区或类型。关于干旱区的范围和界限，直至今日仍缺少较一致的认识，不同的学者根据不同的研究目的有着不同的划分标准，在这当中最重要的当属根据气候来划分。

2、干旱区的分布

根据梅格斯的分类，全世界的干旱区面积为 4800 多平方公里，约占陆地面积的 33%，主要分布在广大区域，即：北非、亚洲中部、西南非、北美中部、南美的西南部和澳大利亚。

在我国干旱区是一条弧形条带绵亘于西北、华北北部和东北部、西部地区，总面积达 71 万平方公里。其中干旱的沙质荒漠约占 60 万平方公里，占干旱区面积的 84.5%。主要分布在新疆、甘肃、青海、宁夏和内蒙西部；半干旱地区 11 万平方公里，主要分布于内蒙东部、陕西北部和东三省的西部。

二、风沙作用

1、风蚀作用

(1) 近地面风特征：

近地面风的性质：运动着的气流也有两种形态，层流和紊流（湍流）。湍流是空气质点做不规则运动或旋涡状运动的一种流动方式，空气质点不仅有水平方向上的流动，也有垂直方向的交换，因此，它能把沙粒等固相物质卷到空中去，从而产生侵蚀。

根据观察和试验，在风洞内（直径 $L=30\text{cm}$ ），当风速在 7cm/s 以上时，D.Brunt 算出风速大于 1m/s 空气运动就呈湍流。因此，底层大气的运动始终具有湍流的特点，只要条件合适均能引起沙子起动。

风速沿高程的分布：因为越接近地表，地表的摩擦阻力越大，故风速随高度而增大。实际观测表明，风速与高度的关系呈一定的线性关系。

(2) 沙粒起动的临界风速

临界起动风速：沙粒要运动主要从气流中获取足够的能量以克服起阻力，因此，只有当风速达到一定条件时，它才能运动。使一个沙粒开始脱离静止状态发生运动的风速称为临界起动风速，一切超过起动临界风速的风，谓之起沙风。

影响临界起动风速大小的因素：

- a. 沙粒粒径;
- b. 地表的性质, 植被和水份状态;
- c. 风本身的性质, 主要指风中含沙量的大小。

(3) 风蚀的方式: 吹蚀、磨蚀。

2、风沙的搬运作用

含有沙粒的风称为风沙流。

(1) 沙粒的运动方式

悬移: 沙土颗粒保持一定时间悬浮于空气中, 并以与气流相同的速度向前运移, 此即为悬移运动。小于 0.05mm 的粉沙和粘土物质才能发生悬移运动, 并随风悬移数千里之外。

跃移: 0.1—0.15mm 直径的沙粒最易跃移。

蠕移: 0.5—2.0mm 直径的沙粒一般属于蠕移。

(2) 输沙量 (风沙流及其输沙量)

输沙量: 单位时间内通过单位面积沙的量 (g/cm^2), 决定输沙量的因素是风速和高度。当风速达到或超过沙粒的起动速度以后 (我国的沙漠沙粒径 0.1~0.25mm 对裸露的沙质地表来说, 当距地表 2m 高处风速达到 4m/s 左右, 或者气象台站风标风速大于等于 5m/s 沙子就可起动), 沙粒被起动, 空气中夹杂大量颗粒, 这时的风称为风沙流。

风沙流的结构: 气流中所搬运的沙粒在搬运层内随高度的分布称风沙流的结构。因为风的搬运作用主要是跃移, 因此风沙流的固体物质主要集中在沙粒跃移的高度范围内。拜格诺的研究发现, 在沙粒地区沙的最大跃移高度为 2m; 在沙面上, 最大高度为 9cm。因此风沙流中的固体物质主要集中在近地面层。切皮尔观察发现, 在土壤表面 90% 的固体物质集中在近地面 31cm, 0~5cm 高度内搬运着总搬运质 60%~80% 的物质。

3、风的堆积作用

(1) 沉降堆积作用

气流中悬浮运行的沙粒当风速减弱, 其下降速度大于湍流的垂直分速度时, 发生降落沉积的作用, 此即为沉降堆积。

(2) 遇阻堆积作用

风沙流运行时, 遇到障阻使沙粒堆积的作用称遇阻堆积。

第二节 风沙地貌

一、风蚀地貌

- 1、风棱石
- 2、石窗（风蚀壁龛）
- 3、风蚀蘑菇和风蚀柱
- 4、风蚀垄槽（雅丹地貌）
- 5、风蚀洼地
- 6、风蚀谷地与风蚀城堡

二、风积地貌

风搬运的沙土物质，在一定条件下堆积下来形成的各种地貌称为风积地貌。沙丘是风沙堆积作用形成的基本地貌类型，其形态多种多样。沙丘的形成取决于风（包括盛行风向、风速、风频）、水文、植被、地形等多种因素，但风是最根本的。根据沙丘延展方向与形成沙丘的风向的关系，可将沙丘分为三个主要类型：横向沙丘、纵向沙丘、多风向沙丘。

1、横向沙丘：沙丘长轴方向与风向垂直，包括如下类型：

- (1) 沙堆：沙堆是一种特殊的沙丘形态。它主要是风沙流遇到障碍物（灌丛、地形变化）时，风速减弱，大量沙粒堆积在植物根部形成的。蝌蚪状沙丘是沙堆形成的最初形态。
- (2) 新月形沙丘：该类型沙丘在平面上呈月牙形，交伸向前的两个角成为沙丘的两翼。两翼之间的夹角成为新月形沙丘的开张度，开张度的大小与风速的大小有关，风速越大，开张度越小。新月形沙丘在纵剖面上两坡呈不对称状，迎风坡较缓，坡度一般为 5—20 度，背风坡较陡，坡度在 28—34 度之间，相当于沙粒的休止角。这种沙丘一般不太大，多在 3—8m，很少超过 15m。典型的新月形沙丘多零星分布在沙漠的边缘地区。
- (3) 新月形沙丘链：在沙源比较丰富的地区，可以发育许多新月形沙丘，这些新月形沙丘大小不同，移动速度各异，当移动较快的新月形沙丘赶上移动较慢的新月形沙丘时，他们两翼相互连接就可以形成延伸很长的垂直于形成风向的链状地形，这称为新月形沙丘链。其高度一般为 10—30m，长达几百米至几公里。在风向单一的地区，沙丘链一般比较平直，两坡比较对称。关于沙丘链的形成，有人也提出过另外一种成因，认为这与气流的波状运动有关。
- (4) 复合新月形沙丘和复合沙丘链：这是一种巨型的横向沙丘形态，其走向与盛行风向大致垂直，成 60—90 度的夹角，在其迎风坡上叠置着小的新月形沙丘或沙丘链。其

高度多在 50m 以上，长达几公里甚至几十公里，宽度在 300m 以上，两坡不对称。

关于复合新月形沙丘的形成也有多种解释：一是小的沙丘追上大的沙丘后，在大沙丘的迎风坡移动形成。二是沙丘系统对风能变化的反映。

- (5) 抛物线形沙丘：其形态与新月形沙丘相似，但两翼的方向相反，它是一种固定和半固定的沙丘。其迎风坡平缓而凹进，背风坡陡而凸出，像抛物线。抛物线沙丘的形成植物起了很大的作用。
- (6) 格状沙丘：格状沙丘是由纵横交叉的沙梁组成的，平面上呈网格状。格状沙丘的形成是由两个近乎垂直的优势风向的风作用下形成的。主风向形成较大明显的主梁，次风向形成较低矮的沙埂（副梁）。腾格里沙漠东南部的格状沙丘，主梁呈 NE—SW，高 10—30m，副梁呈 WN—ES，高仅数米。

2、纵向沙丘

- (1) 新月形沙垄和纵向沙垄：新月形沙垄是两个呈锐角相交的盛行风作用下形成的。另一种意见认为，在单向风控制的旋风作用下形成的。
- (2) 复合纵向沙垄：是一种巨大的纵向沙丘形态，其走向与主风向平行，或成小于 30 度的夹角，长度在 10m 以上，最长可达 45km，宽度 0.5—1km，垄高 50—80m，垄间距一般在 500m 以上，有时可达 1—2km。该类沙丘的最明显特点是其上有许多新月形沙丘和新月形沙丘链。
- (3) 多向风形成的沙丘（金字塔沙丘）：其最大的特点是在平面图上类似多角星，故又称星状沙丘。它有一个高尖的峰和多个棱脊线，在其四周是三角形的斜面，坡度 25—30 度。金字塔形沙丘一般都很高大，一般在 50—100m，最高者可达 200—300m。

3、沙丘移动

- (1) 沙丘移动的方向：其总方向与成沙风的年合成风向大致一致。
- (2) 沙丘移动的方式：前进式、往复前进式、往复式。
- (3) 沙丘移动的速度：影响沙丘移动速度的因素主要是风速和沙丘本身的高度，除此之外植被、地表状况、地表水分状况和地形对速度也有很大的影响，植被好移动速度慢。在布古里沙漠东南部，在起伏地形面上高 3.4m，沙丘的移动速度 6.3m/a，而在平坦砾质平原上高 3.5m 的沙丘移动速度达 9.6m/a。

4、风成沙的主要沉积特征

- (1) 机械组成特征和分选特征；

- (2) 风成沙的形态特征和表明结构;
- (3) 物质组成特征;
- (4) 层理特征: 水平层理、斜层理、交错层理。

第三节 荒漠地貌发育

一、荒漠的类型

- 1、盐漠
- 2、砾漠
- 3、沙漠
- 4、泥漠

二、沙漠的成因

- 1、气候干旱
- 2、丰富的河流

三、沙漠化

- 1、沙漠化的概念: 沙漠化分为广义的沙漠化和狭义的沙漠化。

Le.Houerou (1977) 的解释: 沙漠化就是典型的沙漠景观和地貌向不久前还没有产生沙漠景观和地貌的那些地区扩展。这种扩张过程发生在降水量 100—200mm, 最大极限为 50—100mm 的干旱地区。

A.Rapp (1974) 认为: 沙漠化是指干旱和半干旱或年降水量在 600mm 的半湿润地区, 由于人类影响和气候变化, 沙漠条件的扩张过程。

Tolba 则认为: 沙漠化乃是干旱、半干旱及半湿润地区生态退化的过程, 包括土地生产力完全丧失或大幅度下降, 牧场停止适应牧草生长, 旱作农业欠收, 由于盐渍化和其他原因, 使水浇地弃耕。

罗扎诺夫等的定义为: 沙漠化是干旱土地的土壤和植被向着干旱化和生物生产力衰退的方向发生的不可逆变化的自然或认为的过程, 在极端情况下, 这种过程可能导致生产潜力的完全破坏, 并使土地转变为沙漠。

- 2、沙漠化的原因: 气候变化、人类活动。

第十章 黄土地貌

引言

黄土分布在世界上比较干燥的中纬度地带，面积达 1000 万平方公里。我国的黄土主要分布在山西、陕西和甘肃及其邻近省区，形成广阔的黄土高原，面积达 63.5 万平方公里，厚度 100m 以上。在兰州附近黄土厚度最大达 318m。除黄土高原而外，在我国的新疆、东北及长江下游也有零星分布。

由于黄土比较疏松，具有独特的性质，流水对其的侵蚀作用十分显著，造成以黄土高原为代表的黄土地区水土流失极为严重。黄河具有极高的含沙量，据统计，黄土高原每年每平方公里土壤侵蚀量为 200—30000 吨，相当于地表冲刷深度 0.01—2cm/y。每年带入黄河的泥沙量 16—18.8 亿吨，严重影响工农业生产和黄河的稳定性。因此，研究黄土高原的地貌具有重大的现实意义。

第一节 黄土、古土壤与黄土地层

一、黄土

1、黄土的概念：可分为狭义的理解和广义的理解。

- (1) 狭义的黄土：在干旱和半干旱的荒漠草原、草原和稀树森林草原环境中，经风沙搬运沉积的粉尘物质，在生物化学作用下形成的无层理、黄色粉质、富含碳酸盐并具有大孔隙的土状物质称为黄土。其特征为：a. 呈灰黄色或棕黄色；b. 质地均一，以粉沙颗粒为主（0.05—0.005mm），占总重量的 50%以上；c. 结构疏松、多孔隙；d. 无沉积层理；e. 富含CaCO₃达 10%左右；f. 垂直节理发育；g. 湿陷性强。
- (2) 广义的黄土：黄色的粉土状沉积物称为黄土。它包括典型黄土（狭义的黄土）和黄土状土。黄土状土的特征：a. 具有层理；b. 含有砾石等；c. 无明显的碳酸盐富集。

2、黄土的物质成分

- (1) 黄土的粒度成分：粉沙为主，50%以上，且以粗粉沙（0.05—0.01mm）为主；
- (2) 黄土的矿物成分：60 多种矿物，以石英（50%左右），长石（20%左右）和碳酸盐类矿物（10%左右）为主。另外黄土中粘土矿物约占 10%，其中以伊利石最多，占粘土矿物的 50%左右，另有高岭石和蒙脱石。

- (3) 黄土的化学成分：主要为 SiO_2 （50%以上）、 Al_2O_3 （10%以上）、和 CaO （7.5—10.5%）、其他有 Fe_2O_3 （3—6%）、 MgO （1.5—5%）、 K_2O （1.5—2.5%）和 Na_2O （1.2—2.3%）。

3、黄土的性质与结构

- (1) 性质：a. 多孔性，孔隙度 40—50%；b. 透水性；c. 湿陷性。
(2) 结构：a. 粒状结构；b. 聚集体结构。

4、黄土的分类

- (1) 砂黄土：平均粒径 $4.939 \pm 0.203\phi$ ；
(2) 黄土：平均粒径 $5.611 \pm 0.308\phi$ ；
(3) 粘黄土：平均粒径 $6.049 \pm 0.211\phi$ 。

二、古土壤

1、概念：

地质时期和历史时期形成的土壤称古土壤。古土壤根据埋藏状况可分为埋藏古土壤和残余古土壤。根据产状可分为单层古土壤和复合古土壤。

2、古土壤的特征

- (1) 颜色较暗、呈棕、棕红、褐或黑色；
(2) 具有显著的土壤发生层；
(3) 粘土含量高；
(4) 有明显的盐类淋溶与淀积。

3、古土壤的意义

土壤是生物气候化学作用的结果。一般是在较好植被覆盖下形成，不同的植被气候条件形成不同的土壤。根据土壤的类型可恢复其形成时期的气候。

三、黄土的成因与黄土古土壤的形成

黄土的成因有多种假说：水成说、残积说、坡积说、洪积说和风成说。现代研究表明黄土为风力搬运堆积经生物化学作用形成的。

风成说的根据：a. 黄土的带状分布；b. 黄土物质成分的均一性；c. 粒度的变化；d. 黄土中的陆生草原性动物化石和植物化石；e. 土壤的存在；f. 下伏地形的多样与厚度的一致性。

四、黄土地层

第二节 黄土地貌及其作用营力

一、地貌过程

1、黄土堆积作用

- (1) 洛川 240 万年的平均堆积速率 $10 \text{ g/cm}^2.\text{ka}$ ，最大 $17 \text{ g/cm}^2.\text{ka}$ ；
- (2) 兰州 140 万年的平均堆积速率 23 cm/ka ，140ka 以来的堆积速率 33 cm/ka ；
- (3) 靖远 140 万年的平均堆积速率 35 cm/ka 。

2、流水侵蚀

- (1) 方式：面状侵蚀、线状侵蚀；
- (2) 流水侵蚀量估算：暴雨侵蚀量预报、年侵蚀量预报；

二、黄土地貌

1、黄土流水侵蚀地貌

按发生、发展和形态特征可分为：

- (1) 细沟：为坡面沟蚀作用而形成，横断面宽约 $10\text{—}15\text{cm}$ ，深仅数厘米，横断面形态不明显；
- (2) 浅沟：比细沟的冲刷力强，横断面呈三角形，沟约 $0.5\text{—}1\text{m}$ ，也为坡面沟蚀所形成；
- (3) 切沟：为沟蚀和潜蚀作用形成，其横断面呈梯形，纵剖面上游较陡下游较缓，接近均衡剖面，其深达数十米，宽度不等；

- (4) 河沟：为河流作用而形成，有经常性的流水，它一般已切穿整个黄土层，横断面呈梯形，常有河流阶地。

2、黄土沟间地貌

主要为黄土堆积作用形成。由于承袭下伏埋藏古地貌的不同和黄土流水作用，主要有以下几种类型：

- (1) 黄土塬：黄土高原经现代沟谷分割后存留下来的高原面，即塬。塬面平坦，边缘地带平均坡度小于 5 度，水土流失轻微，它是比较平坦的古地形面经风蚀作用而成；
- (2) 黄土梁：长条状的黄土丘陵，长几百米至数十公里，宽度仅几十米到数百米，其脊线起伏较小，横剖面成穹形，坡度为 20 度左右，梁的形成，或是基底控制，或是流水侵蚀；
- (3) 黄土峁：孤立的黄土丘为黄土峁，呈圆穹状，峁坡为凸形坡，坡度 20 度左右，两个峁之间的鞍形地面称塬；
- (4) 黄土墁：黄土覆盖河谷后形成的长条状凹地，即黄土墁；
- (5) 黄土坪：指出现在谷坡两侧梁峁边缘的局部平坦地形。是现代沟谷切割黄土墁形成的。

3、黄土重力地貌：泻溜、崩塌、滑坡。

4、黄土潜蚀地貌：黄土碟、黄土陷穴、黄土桥、黄土柱。

第三节 黄土地貌发育

引言：

黄土地貌发育指现代黄土地貌的演化历史研究。它包括黄土堆积前的古地貌发育，黄土堆积过程中和堆积后地貌的发育。

一、黄土堆积前的古地貌特征

E：E 地层黄土高原普遍缺失，这反映处于剥蚀时期或被以后剥蚀；

N：黄土高原许多地区断陷下沉，沉积厚度不等的河湖相沉积。N₂，三趾马地层呈红色，说明气候热。陇东无石膏说明较湿，陇西石膏说明气候干燥。N₂ 末，喜马拉雅运动使大部分地区结束下沉历史，盆地回返，N 地层遭受切割，水系发育，奠定了黄土高原的现

代水系格局。以后进行黄土堆积，根据目前的研究，黄土高原黄土堆积前的古地貌有如下类型：

- (1) 石质山地：太行山、六盘山等黄土高原的边缘或内部山地，黄土仅以不大的厚度覆盖其上，许多山地或为基岩出露；
- (2) 波状基岩丘陵：主要由晚古生代和中生代的砂岩、页岩组成。其上覆黄土较厚，称为黄土高原地势较高的地区，如子午岭、永寿梁等；
- (3) 盆地或倾斜平原；
- (4) 大河谷地：黄土堆积前黄河、渭河、泾河、洛河、汾河、洮河、大夏河、湟水、祖厉河等都已切入沉积或基岩中，形成河谷。

二、黄土堆积过程中的地貌发育

黄土堆积时期——第四纪时期，其间有间断，形成古土壤。黄土堆积期时的地貌发育就其本质来说就是黄土堆积作用和流水作用相互转化和发展的结果。不同的黄土地貌反映了黄土堆积与流水作用这对矛盾不同作用的结果。下面按不同的黄土地貌介绍它们的发展。

- 1、黄土河谷地貌发育
- 2、黄土丘陵地貌的发育
- 3、黄土塬的发育

第十一章 海岸地貌

引言

海岸带的概念：海岸带是陆地和海洋相互作用的地带。

研究海岸带地貌的意义：a. 海岸带的动力作用及过程，海港和工程建设；b. 海岸地貌的特征，海岸带的合理利用；c. 海平面变迁。

第一节 海岸带的动力作用

一、波浪作用

波浪是海岸带最普遍也是最重要的动力作用。

- 4、波浪及波浪作用的要素黄土的物质成分

- (4) 波浪：风吹过海面时，通过压力和摩擦力作用将能量传递给海水，使海水水质点离开平衡位置做圆周运动，海面随之发生周期性起伏，这就形成了波浪。
- (5) 波浪作用的要素：波浪是水质点的圆周运动产生的，根据水质点的位置和波形，波浪由下列要素组成：

- a. 波峰：水质点位于圆形轨道最高位置时形成的波浪最高部分；
- b. 波谷：水质点位于圆形轨道最低位置时形成的波浪最低部分；
- c. 波峰线：波峰的连线；
- d. 波谷线：波谷的连线；
- e. 波长 (L)：相邻两波峰或波谷的水平距离；
- f. 波高 (H)：波谷与波峰的垂直高差；
- g. 周期 (T)：相邻两波峰或波谷通过同一点所用的时间；
- h. 波速 (C)：单位时间内波形传播的距离， $C=L/T$ ；
- i. 波射线：波浪传播方向上与波峰线垂直的线。

2、深水波的特性

- (1) 深水波的概念：水深比波成大得多的海区的波浪称深水波。这种波浪的特点是水质点的运动不受海底地形的影响；
- (2) 深水波的波形与水质点运动：深水波的波形曲线是中心线以上的波峰部分比较尖锐，波谷部分较缓。波形的传播具有一定相位差的相邻水质点做周期性圆周运动的结果；
- (3) 深水波的传播：波浪不仅具有水平方向的波形传播，在垂直方向上也有波浪的传播。前已提及水质点的圆轨迹半径沿水平方向是相等，而在垂直方向上则不同。由于能量的消耗，下层的水质点运动半径较上层水质点为小，但它们形成的波长不变。波在水面以下并不是无限制的下传到海底，由于能量的耗尽，波传播到某一深度便消失了。据研究，外海传来的波浪进入水深小于 $1/2L$ 的浅水区时，波浪的水质点才较明显的扰动海底，故通常把 $1/2L$ 的深度看作波浪作用的极限深度，即波基面，外海来的深水波在此开始变成浅水波；
- (4) 波浪的能量：波浪对海岸作用力的大小决定于波浪能量的大小，而波浪的能量决定于波浪的大小，特别是波高的大小。

3、浅水波

- (1) 概念：当外海的波浪进入深度小于 $1/2L$ 的浅水区域时，海水的波动触及海底，波浪中的水质点与海底相互作用，波浪性质发生变化，这种性质发生了变化的波浪称浅

水波；

- (2) 水质点的运动与波浪破碎：在 $H > 1/2L$ 的海域，水分子的运动轨迹为圆形。然而当 $H < 1/2L$ 时由于海底的摩擦阻力，使水质点下部的速度小于上部，垂直轴较水平轴变短，而且是垂直轴的下半部较上半部变短更强，水质点的运动轨迹变成上凸下扁的椭圆形，确切的说是呈馒头形。越接近海底轨迹变得越扁平。至水底，垂直轴等于零，水质点做平行于海底的往复运动，运动的方向同水面一样，波峰时向前，波谷时向后。随着波浪越接近海岸，海底摩擦阻力影响越大，水质点的运动轨迹越来越不对称，水质点向前与向后的运动速度的差值越来越大，波浪前坡越来越陡，后坡越来越缓，到一定程度，波浪破碎，水质点不再进行圆周运动，而是随波浪一起运动，形成破浪，或称激浪流。波浪发生破碎的一线等深线称破浪线。其深度在理论上为 $1.25H$ ，这时破浪具有很强的冲击力，对海岸造成侵蚀和破坏。实际上，波浪破碎深度与水下岸坡的坡度密切相关。在坡度很缓的水下岸坡上，波浪变形剧烈。在 $H=1/2L$ 处，波浪即开始局部破碎，损失部分能量，然后以较小的波浪继续向岸传播。传播过程中再发生破碎，最后到达岸边。由于这些岸坡波浪的能量分散的消耗在岸坡上，最后对海岸的破坏力较小。相反的在较陡的岸坡上，波浪在 $H=1/2L$ 处一次破碎，形成强大的激浪流，对海岸破坏力较大；
- (3) 波浪的折射：波峰线在和海岸相交接近时，它有与海岸线相平行的趋向，波峰线在近岸地带发生的这类变化现象称为波浪的折射。由于波浪的折射作用，造成波浪的能量集中和分散，可造成不同地带海岸受侵蚀的差异。

二、潮汐作用

- 1、概念：海水在月球和太阳引潮力作用下所发生的周期性海面垂直涨落和海水的水平流动称为潮汐。海面的垂直涨落称为潮汐，海水的水平运动称为潮流。
- 2、潮汐要素：高潮、低潮、涨潮、落潮、潮差。
- 3、引潮力（起潮力）：是两种力（物体间的引力和离心力）的合力。
- 4、潮流

对海岸起作用的主要是潮流，而不在于潮汐本身。前面已经提到，在引潮力作用下造成的海水的周期性水平运动称为潮流，它是一种波动现象，故又称为潮波。一个潮流的周期约为 12 小时 26 分，一个周期又可分为两个阶段：进潮和退潮。潮流的波长约为地球周长的一半，其波高一般较低，只有在特殊的情况下才能高一些。大洋中的实测潮差与理论上的计算相近，约为 78cm，太平洋中部的潮差仅 50cm。所以潮流是种波长很长、但波高很低、波形

很缓的波。

5、潮汐对海岸带的作用：

主要有以下几个方面：

- (1) 扩大波浪作用的范围；
- (2) 搬运波浪作用造成的泥沙；
- (3) 侵蚀海底和海岸。

三、海流作用

海水有规律的水平流动称为海流。海流有各种不同的成因，根据它们的成因可以分为：
a. 漂流，由行星风系造成的海水流动；b. 密度流，由于海水密度的差异，造成的海水从密度大的地方向密度小的地方流动。海水密度差异可以由于海水温度的差异、海水盐度的差异等造成。

根据海流方向的稳定性可以将其分为：a. 定向流，海流的方向基本常年无大的变化；
b. 暂时流，海流的方向经常发生变化。

根据海流温度的高低对比又可将其分为：a. 暖流；b. 寒流。

第二节 海岸地貌

引言

在波浪、潮汐、海流等海洋动力作用下，海岸带要发生侵蚀，同时也要发生堆积。这样就会塑造出许多地貌形态。这些地貌形态形成后又反过来影响海洋动力作用。下面分别介绍海蚀地貌和海洋堆积地貌。

一、海岸侵蚀地貌

海蚀地貌的基本形态一般都是暴风浪作用的产物，普通的波浪仅起着经常的修饰作用。

1、海蚀作用

海蚀作用主要表现为以下几种作用：

- (1) 冲蚀作用：波浪水体直接对海岸的冲击、拍打，称为冲蚀作用。水深较大的海岸，

外来的波浪可直接到达岸边，其能量主要消耗在对海岸的冲击上。波浪对海岸的冲蚀作用不仅是由于水体本身的巨大压力，而且还由于波浪卷入的空气被压缩造成的强大破坏力。

- (2) 磨蚀作用：波浪冲蚀海岸形成许多碎屑物质，这些碎屑物质加入水体后不仅加强了波浪的冲蚀作用，而且可以造成对海岸的磨损，形成磨蚀作用。
- (3) 溶蚀作用：由于海水内含有多种化学物质，它具有比淡水高的溶解矿物的能力，因此海水对含有易溶矿物的岩石还具有很强的溶蚀能力。

2、海蚀地貌

海岸在海蚀作用下，可以形成下列海蚀地貌：

- (1) 海蚀岸；
- (2) 海蚀台（平台）和海蚀阶地；
- (3) 海蚀穴和海蚀沟；
- (4) 海蚀拱桥；
- (5) 海蚀柱；
- (6) 海蚀平衡剖面。

二、海积地貌

海浪侵蚀形成的碎屑物质，经过海浪的搬运，在其他地方堆积下来就形成了海积地貌。被携带碎屑物质在海岸带内有两种方式：a. 横向移动，即泥沙碎屑物质垂直于海岸的移动；b. 纵向移动，即泥沙碎屑物质沿海岸线方向的移动。不同的泥沙运动方式可以形成不同的海积地貌。下面分两方面讨论海积地貌。

1、泥沙横向移动形成的地貌

- (1) 中立线：泥沙是否能被搬运，主要取决于其起动速度的大小和水质点的运动速度是否达到了其起动速度。泥沙的起动速度取决于泥沙的受力。一般来说，泥沙受两个力的作用——波浪水质点的冲击力和重力。当其向岸运动时，它要克服重力的坡向分力，要求水质点的运动速度大；当向海运动时，搬运力与坡向分力方向一致，要求水质点的运动速度小。在海岸横剖面上，泥沙向岸运动距离与向海运动距离相等的点，称为中立点，中立点沿岸的连线则称中立线。
- (2) 平衡剖面：平衡剖面的形态为一凹形曲线。
- (3) 堆积地貌：
 - a. 水下堆积阶地：分布在岸坡的坡脚，由中立点以下向海移动的泥沙堆积而成；

- b. 海滩与滨岸堤：海蚀物质经过横向向岸移动沉积而成，其形成由海岸的地形控制。没有自由空间则形成海滩，剖面呈下凹型；有自由空间形成滨岸堤，剖面呈上凸型；
- c. 水下沙坝：一种大致与海岸平行呈直线或弧线的水下堤状堆积物，有时为一条，有时为几条。水下沙坝形成于破浪带内，时破浪的产物。其形成后不断加宽、加高和向陆、向海横向移动和纵向移动；
- d. 离岸堤与泻湖：是激浪流的产物。中立线以上向岸运动的泥沙，如果泥沙特别多，在没到达岸边就发生堆积，当堆积到一定程度而高出水面即形成离岸堤。离岸堤与海岸间的水域即称泻湖。离岸堤可向岸移动形成滨岸堤。

2、泥沙纵向移动形成的海岸地貌

当波浪作用力与海岸线不垂直时，泥沙就会发生纵向移动。泥沙纵向移动的参数有：

- a. 泥沙流强度：单位时间内，实际通过某一断面的泥沙量；
- b. 泥沙流容量：单位时间内，波浪所能搬运的最大泥沙量，即波浪的挟沙力；
- c. 饱和度：泥沙流强度与容量之比。饱和度大于 1 则堆积，饱和度小于 1 则侵蚀，饱和度等于 1 即不侵蚀也不堆积。

下面讨论一下纵向移动形成的堆积地貌：

- (1) 镶岸地貌：凹岸充填；
- (2) 接岸地貌：凸岸堆积；
- (3) 封岸地貌：波影区堆积，如波浪遇到岛屿或岬角时。

第三节 河口地貌

一、河口的类型和分段

1、类型：根据河流作用与海洋作用的对比关系可分为：

- (1) 建设型河口（河道型河口），河流作用为主；
- (2) 破坏型河口（河港型河口），海洋作用为主。

2、分段：根据水文、地貌特征的不同可分为三段：

- (1) 近口段；
- (2) 河口段：潮流是直至口门，有下泄的河流径流和上溯的潮流，水流变化复杂，地貌表现为河底分叉不稳定，河流堆积体高出水面；
- (3) 口外海滨段：口门至水下三角洲前缘坡折处，以海洋作用为主。地貌上表现为河流

堆积物在水面以下。

二、河口区的动力特征

- 1、双向水流：河川径流、潮流（涨潮流和落潮流）；
- 2、咸淡水混合：咸淡水的混合可影响到河口的动力状况和沉积状况。半个潮周期内进入河口的淡水量与涨潮阶段所进潮量之比，称为混合指数。

三、河口地貌发育

- 1、河口和三角洲的地貌发育条件：
 - （1）海面变动：上升——破坏型；下降——建设型；
 - （2）泥沙来源：主要取决于年输沙量与河流年径流量的比值；
 - （3）动力因素：河流动力和海洋动力。河流作用强——三角洲型、建设型；海洋作用强——三角港、破坏型；
 - （4）地形条件：口外区原始水深较浅——三角洲型；口外区原始水深较深——三角港型；
- 2、河口地貌发育
表现为河口的分叉和拦门沙的出现。

四、河口三角洲的类型

根据河流径流的强弱和潮流强弱对比可分为：

- （1）河流径流弱、潮流强的三角洲：如钱塘江形成的三角港，很少拦门沙；
- （2）河流径流强、有潮流的三角洲：如恒河三角洲，岛屿式三角洲；
- （3）潮流弱、分成几股入海，含沙量较高：如鸟足状三角洲、密西西比河三角洲；
- （4）潮流弱、不分叉入海的三角洲：如尖头三角洲、意大利台伯河三角洲；
- （5）径流弱、但输沙量大，潮流弱的三角洲：如黄河。

五、三角洲沉积

- 1、结构：
 - a. 底积层：三角洲的外缘海底，处在三角洲的最底部，水平层理，海象性为主；
 - b. 前积层：三角洲的前缘外坡，为陆相沉积被海洋作用改造，比底积层颗粒粗，以斜层理为主，要河流的悬移质，是三角洲的主体，含海相生物为主；

- c. 顶积层：以粉沙物质为主，水平层理，为陆相沉积。

2、三角洲的沉积旋回

第十二章 地貌学基本理论评价

自 19 世纪中叶地貌学问世以来，已经产生了大量的地貌学理论与学说，诸如戴维斯的地理循环，彭克的山前梯地学说，以及马尔科夫的地貌水准面，J. T. Hack 的动力平衡理论，L. L. Sloss 的地球动力模式等等，要阐述这些理论绝非几篇文章的篇幅所能及，况且地貌学已深入并渗透到许多研究领域。所以本文只是想从地貌学思想产生、发展的时代背景和哲学基础的角度对一些主要的理论进行简要的评析。

1、戴维斯地理循环的长盛不衰

其实，地貌学最初是与地质学一起发展的，它作为地质学的一部分，主要研究地表形态的描述和分类。直到美国地貌学家戴维斯 1899 年提出系统的地理循环学说之后，地貌学才最终从普通地质学和自然地理学中分离出来，转而成为一门独立的科学。当然戴维斯的伟大成功还是在于他的“地理循环”理论的成功。时至今日，该学说不仅在地貌学界，而且在地质学的某些领域中的影响仍然根深蒂固。这其中，有着深刻的社会背景和理论自身的哲学基础。

戴维斯生活于 19 世纪下半叶和 20 世纪初期，其时自然科学正飞跃发展，达尔文进化论取得了辉煌的成功，进化思想在整个自然科学界占据着统治地位，而戴维斯的地理循环正是合理地吸取了生物进化论的思想，从而改变过去地理学家一般只是静止地对地球表面形态进行的描述——那似乎山地永远是山地而平原永远是平原。他认为，地形是不断变化着的，山地可以经受河流等外力的长期作用而变成丘陵，并最终成为平原。当然戴维斯还广泛地吸取了他那个时代一些优秀的地质地理学思想，例如鲍威尔的“侵蚀基准面”、吉尔伯特的“均衡河流”等等，进而作出进一步的假设：当一个地块经过短暂快速的上升达到一定的高度以后，河流便开始发育，地面遭受切割，继而经过山高谷深、地势起伏最大的、地貌类型复杂多样的幼年期，谷地宽缓、河床达到均衡状态的壮年期，最后进入地势起伏和缓、变化特别缓慢的老年期，即准平原阶段，这样一个地貌发育过程可以周而复始，故称之为“地理循环”。虽然后来戴维斯以及其他地貌学家对这一理论进行了修正，但其核心思想至今没有多大的改变。

自然界地表形态的复杂性长期以来困惑着地学工作者，而戴维斯通过简单的假定便使问题迎刃而解，并且将地形随时间演化的阶段简单而形象地划分为“幼年期”“壮年期”和“老年期”，遵循这一秩序，该模式既易于讲授和领会，又便于掌握和运用。所以“地理循环”

一经提出，便得到地学界的广泛接受。

当然在一方面得到广泛的承认和极高赞誉的同时，该学说也遭到了不少的反对和激烈的批评，这与“地理循环”理论自身的优点和缺陷有关：优点前已略述；而缺点比如戴维斯关于地壳运动性质的假定便很成问题，他把地壳上升当作是孤立的，似乎与大地构造没有多大的联系，并且人为地把地形的发育划分为两个阶段——地块的上升和随之而来的对隆升部分的剥蚀，造成了内外两种营力的断然分离，这显然是走了极端的。

在众多的反对者中，首当其冲的便是德国地貌学家瓦·彭克(W. Penck)，他对戴维斯的“地理循环”学说进行了颇有建树地挑战(其遗著《形态分析》在他逝世后翌年得以问世)，针对戴维斯地理循环与构造地质学的脱离，他承担起研究内外营力于地表各形态的形成过程中相互作用的任务。在关于阿尔卑斯山峰面的研究中，他把地形发展推断为三种可能：在上升迅速而持久的情况下；在上升迅速而短暂的情况下；以及在上升缓慢而持久的情况下，从而创立了山坡梯地学说。但是彭克的理论基础比戴维斯的狭窄，戴维斯不仅研究了常态循环(即侵蚀循环)，而且还对海蚀循环、荒漠循环、冰川循环等等进行了研究，但彭克仅仅探讨了侵蚀—剥蚀作用；并且彭克的文字艰涩难懂，使人难以通达其意，当然这些都或许与彭克的英年早逝有关，不过言而总之，反对者并没有从根本上动摇戴维斯的理论体系，更谈不上取而代之了。

2、新思维的产生——引进数量方法

20 世纪 50、60 年代，地学界掀起了声势浩大的计量运动，数学被引进来处理地理问题。地貌学也不例外，此时人们不再满足于对地表形态单纯的描述与解释，许多地貌学者便开始探索地貌研究定量化的方法，试图定量地描述地貌演化的过程。例如美国地貌学家斯揣勒(1952)提出了面积—高程分析法(The area-altitude analysis)，试图用定量的方法来确定戴维斯地理循环的阶段。他运用高程积分曲线，将戴维斯的侵蚀旋回阶段定量化：即当高程积分曲线值 $S > 0.6$ 时，为幼年期地形；当 $0.35 \leq S \leq 0.6$ 时，为壮年期；当 $S < 0.35$ 时，为老年期。还有 1963 年 Culling 提出了坡面泥流运动的数学方程式。

Von Neumann 曾经指出：“科学不只是为了解释现象，更不只是为了说明一些事情，科学的主要任务是建立数学模型。”因而所有的科学领域都需要数学。但是 18 世纪思想家康德(L. Kant)把地理学简单地归类于空间科学，他认为：“地理学应研究特定具体事物中的关系，而不是事物抽象的一般特性，并且集中注意于自然的差异性，而不是相似性。”正是康德的这种哲学思想使得相当多的地理学家认为：地理学就是研究分布的学问。所以从某种意义上讲，计量运动便是对地理学区域思潮的反动，但是虽然它也是为了构筑理论模型服务的，不过其运动的核心思想却是在逻辑实证主义指导下的地理学方法论的革命运动：它强调理论标准的明晰性、简单性、普遍性、精确性和可预测性，试图让现代地理学走物理学曾经走过的

道路。这便注定了它的必然失败。

单纯传统的数学方法不可能有效地描述复杂的地理现象，这关键在于地理现象具有非欧几何性质，传统的数学方法对它是无能为力的，并且地理系统是一个开放和复杂的巨系统，不可能被轻易地进行约简和建模。复杂性的本质是非线性，而传统的系统分析却主要是建立在线性分析上的。

故此，这场来势凶猛的计量运动经过了短暂的春天后便在 70 年代中期濒于沉寂。但是由于“文革”的阻碍，使得这场革命运动在国际上失败多年之后才在中国大地上“重演”——重演它的兴起，同时也重演了它的终结。

在计量运动发起的同时，分形理论便开始孕育；而在前者宣告失败之时，分形理论却得以萌发。如前所述，地理学的非欧几何性质即为分形几何性质：地理事物及其现象如山脉、海岸线、城市体系、人口分布等等，无不具有某种意义的分维值性质，并且地理过程的非完全随机性可以借助与分形有关的统计学方法(如 R/S 分析)和混沌数学等进行处理，所以分形理论便在此时应运而生。

20 世纪 60 年代，分形理论的创始人 B. B. Mandelbrot 发表了划时代论文——《英国的海岸线有多长》，这标志着分形思想的萌芽。同时可以看出分形理论自诞生之日起就打上了地貌学的烙印。人们开始运用分形方法与原理来研究地表形态及其发生、发展和分布规律，即分形地貌学的创立。地貌分形的特点在于地貌形态具有自相似性，地貌起伏的轮廓线从不同的距离观察，将会发现在水平和垂直的方向上具有不同的变化；一维随机行走(布朗运动)的时间记录也具有相似的特性，而这种记录与地貌剖面起伏类似。基于自相似性的发现人们开始认识到地貌决不是对某一地表单元的简单复制，而是反映了地貌形态在很宽的尺度范围内具有统计上的相似性。当然，地貌分维是变化的，它不仅随标度变化，而且还与空间有关，所以是多分形的，据此学者们便建立了一系列模型。

但就目前而言，人们大多求助于方法论的引进，而对该理论的构建是不足的。把分形理论运用到地貌学中，绝不应是两者简单的相加，或者后者对前者机械的套用，必须认真地探讨两者之间的联系，从而建立起完善成熟的理论，以避免重蹈计量运动的覆辙。

3、理论上的突破——吸取系统论思想

从 19 世纪开始到 20 世纪初叶，由于自然科学的飞速发展，科学技术的广泛应用，生产规模急剧扩展，生产过程越来越复杂，科学本身也高度分化，这就要求用一种新的思想、理论与方法，把内容广泛、因素复杂的研究对象作为一个整体加以全面、综合、系统地研究，于是“系统论”又应运而生。

随着系统论的提出，人们开始把研究对象看作是整体和系统，全面地研究该体系中各要素之间的相互联系、相互作用以及该体系和周围环境之间物质、能量的交换过程，从而确定

该体系整体运动的规律。地貌学者也开始把地貌单元看作一个系统，综合地考虑所有影响地貌发育的因素，以确定地貌系统中物质和能量的交换过程，从而达到预测其发展趋势的目的。

由于地貌系统演化过程的数学描述与热传导方程相似，里奥普和拜里(1962)把熵的概念引入地貌学中，从而更好地描述戴维斯侵蚀循环的过程和阶段：地貌演化过程中，内力把研究区内的地势抬升，并使底部物质进入此地貌系统中，内力使高度加大，增加热能，使该系统向非平衡方向发展，地貌熵减少，外力作用则使物质侵蚀、搬运，流出该系统，地形便逐渐降低并夷平；若内力作用停止或强度减弱，该系统会趋向平衡熵值达到最大。地貌系统就是内外营力综合作用下不断演化的动态系统。

根据事物的发展总是由量变逐渐积累达到某一界限以后，便会发生质的飞跃。地貌系统也不例外，地貌系统演化过程中，当某一要素量值的变化达到一定限度时，会使得整个系统发生突变，夏姆(1973)把这一限值称之为“地貌阈值”，也可称为地貌临界值。如在河口地区，由于泥沙的不断淤积，使堆积体不断发展，三角洲迅速淤长，河道不断延伸，随着河床的坡降不断递减，河道水流阻力日趋增长，因而河道不稳定性随着这种渐变的积累而不断增加，当达到某一临界之后，便出现分流改道，以寻找阻力最小，最适合于自身畅通的流路，新的河道又开始了它的渐变过程。

虽然这些都具有较多的理论和模式偏向，但并没有发展出具有实际应用价值的研究方法。然而在系统理论的指导下来研究地貌问题，这毕竟是一种理论上的突破。