

## 第五章 地貌

### 第一节 流水地貌

教学目标：

1. 了解坡面径流的概念、坡面径流的形成过程、坡面径流作用形成的地貌
2. 了解沟谷的发育阶段、沟谷水流形成的地貌
3. 掌握洪积扇的概念和洪积扇的纵坡面特征
4. 掌握泥石流的概念及其形成条件
5. 掌握河流的侵蚀方式及相关的概念
6. 掌握河流的3种搬运方式
7. 掌握河流侵蚀、搬运、沉积三者之间的关系
8. 了解河谷形态特征、河床纵剖面特征、河床的主要地貌类型
9. 掌握河漫滩的概念和河漫滩的沉积结构
10. 掌握阶地的概念、类型与成因
11. 了解河口的概念及河口区的分段
12. 掌握三角洲的概念、形成条件、沉积结构与主要类型
13. 掌握河流袭夺的概念及河流袭夺形成的地貌

由地表流水作用（侵蚀、搬运和堆积）塑造的各种地貌（如冲沟、河谷、冲积扇、三角洲等），统称流水地貌。

地表流水可分为坡面流水、沟谷流水和河流三大类。坡面流水是雨水或冰雪融水在地表形成的薄层片流和细流。坡面流水汇集成沟谷流水，属间歇性流水。河流是由地表片状流水、沟谷流水和地下水汇集而成，为经常性流水。

#### 一、流水作用

流水有三种作用，即侵蚀作用、搬运作用和堆积作用。这三种作用主要受流速、流量和含沙量的控制。一定的流速、流量，只能挟运一定数量的泥沙，因此，当流速、流量增加，或含沙量减少时，流水就产生侵蚀作用，并将侵蚀下来的物质运走；反之，就发生堆积。

流水的侵蚀表现为流水对坡面、沟谷和河谷的侵蚀。坡面侵蚀是坡面流水对地表进行面状的、均匀的冲刷。沟谷流水与河流的侵蚀是一种线状侵蚀，表现为下蚀（下切）、旁蚀（侧蚀）与溯源侵蚀（向源侵蚀）三种。下蚀是指流水及其挟带的砂砾等对谷底的侵蚀，其结果使谷底加深。旁蚀是对谷地两侧的侵蚀，其结果使谷坡后退，谷地展宽。溯源侵蚀系指向源头的侵蚀，其结果使谷地伸长。下蚀、旁蚀与溯源侵蚀是相互联系、同时进行的。

流水对泥沙的搬运方式有两种。一种是流水使砂砾沿底面滑动、滚动或跃动，统称为推移。在水底被推动的砂砾粒径总是与起动流速的平方成正比，而砂砾的体积或重量又与其粒径的三次方成正比，因此，颗粒的重量与起动流速的六次方成正比。这就是山区河流、沟谷中能搬运巨大砾块的原因。另一种是细小泥沙在水中呈悬浮状态移运，称为悬移。但是，被流水搬运的同一粒径的物质，随着流水搬运能力的变化，其搬运方式可发生变化。

当水流中的含沙量超过其搬运能力时，即有一定数量的泥沙堆积下来。

## 二、坡面流水地貌

坡面流水是雨水或冰雪融水直接在地表形成的薄层片流和细流，出现的时间很短。雨水在坡地上聚成薄薄的水层，以后由于受地表微小起伏的影响，使水流分离，形成许多细流。细流在流动过程中时分时分合，没有固定流路，因而能比较均匀地冲刷地表松散物质，被冲刷下来的物质，成为江河泥沙的主要来源。

坡面流水的侵蚀强度主要受降水性质、地形、坡面组成物质和植被等的影响。在一定地形条件下，如果地表物质疏松、植被稀疏、降水量多且强度大，坡面流水的侵蚀就强烈。

雨滴对地面的打击不仅可以直接造成表土流失，而且还可以增加地表薄层水流的紊动性，加强水流的侵蚀能力，破坏土壤的结构，使表土分散，给水流冲刷创造条件。因此，坡面侵蚀作用与降雨量和降雨强度密切相关。

地形条件对坡面侵蚀的影响也很大，坡面坡度和坡面水层厚度（反映水量大小）是坡面流水进行冲刷的动力条件。它们决定水层的重力沿坡面的分力，即反映水流动能的大小。

坡面坡度增大，使径流流速加快，流水动能增加，冲刷加强。但坡度增加到一定限度时，却使径流量减小，因为在降雨强度和坡长不变的情况下，随着坡度的加大，实际受雨面积减小。

坡长加大，水量增多，流水动能也增加。但随着坡长的增大，水流挟带的泥沙量也随之增多，消耗的能量也多，这样又会减小水流的侵蚀。因此，坡面流水侵蚀能力并不是随着坡长的增加而成直线加大的。

坡度、坡长的变化与坡面冲刷之间的关系是很复杂的。据研究，在坡面坡度小于  $20^\circ$  时，坡面冲刷强度随着坡度的增加而迅速增大，一直到坡度为  $40^\circ$  时，冲刷强度达到最大值，而在  $40^\circ - 90^\circ$  的范围内则递减。

一个坡面，在顺坡方向降雨及入渗强度、组成物质都较一致的情况下，在分水岭的顶部一般由于地面较平坦，片流较小，冲刷能力微弱，成为微弱侵蚀带；坡面的中段，坡度一般较陡，流量较大，冲刷强度也大；到了坡麓地段，因坡度变缓，流速变小，便出现堆积。

坡面流水冲刷下来的物质，或汇入沟谷与河流，或在缓坡、坡麓与洼地堆积下来，成为坡积物。坡麓堆积围绕着山麓接连地成片分布时，形似衣裙，称为坡积裙（或坡积裾）。坡积物的物质组成和结构，与坡地的岩性和流水作用的性质有密切关系。它一般由亚粘土，夹杂一些砂粒和细小的岩屑组成，颗粒的分选性和磨圆度很差，层理不明显或具顺坡倾斜的粗略层理。

## 三、沟谷流水地貌

### （一）沟谷流水地貌

坡面细流顺坡而下时，流速、流量加大，并转变为线状集流，形成冲刷能力增强的沟谷水流。沟流比较集中，有较固定的流路，其侵蚀能力较坡面流水有显著增强，是形成沟谷地貌的主要营力。

沟谷的发生、发展，也与岩性、气候、植物等因素有密切关系。我国黄土地区，由于植被稀疏，土质松散，降雨强度大，沟谷发展很快；我国南方在植被受到破坏的厚层红土风化壳上，沟谷也很发育。基岩山区沟谷的发育主要受岩性、构造的影响。

沟谷规模短小，纵剖面上陡下缓，多陡坎、壶穴，横剖面多呈V形。但在水平岩层分布的地区，由于产状水平并富有垂直节理，常形成直立或阶梯状的沟坡。规模较大的沟谷，在沟头有汇水盆（集水盆），沟口往往具有冲出锥（冲积锥）。

沟谷发育的初期，谷底不断下蚀加深，沟头不断溯源侵蚀后退，使沟谷伸长。沟谷进一步发展时，在其下段则下蚀减弱，旁蚀加强。由于沟流的不断下蚀和旁蚀，又有沟坡物质的崩塌和滑坡，再加上坡面流水的作用，可使沟谷不断展宽。后来由于流域面积的不断扩大，或因有地下水的补给，沟谷进一步发展为常流水的河谷。

在沟谷发育过程中，间歇性洪流把冲刷下来的物质带到沟口，由于那里坡度骤减，流速降低，水流分散，于是发生大量堆积，形成一种半圆锥形的堆积体，称冲出锥。冲出锥的规模不大，面积一般只有几百平方米，锥顶与沟口相连的地段，坡度较大，锥体逐渐向外倾斜，坡度亦变缓。

冲出锥是由间歇性洪流携带的物质不断地堆积而成的。这种堆积物是洪积物一种。其特点是分选较差，磨圆度不好，有不规则的层理。冲出锥在干旱或半干旱地区分布很广，其他地区也有发育。

## （二）泥石流

泥石流是在山区突然爆发、历时短暂、含有大量泥沙和石块等固体物质并具有强大破坏力的特殊洪流。有些地方称之为“山洪”、“龙扒”等。

1. 泥石流形成的条件 出现泥石流的谷地，从上游到下游一般可分为三个区段供给区——通常位于上游的汇水区。这里崩塌、滑坡、水土流失严重。通过区——位于中游段，多为峡谷。堆积区——一般位于山口，是泥石流固体物质停积的地段，常形成扇形地，可称为泥石流扇。

泥石流主要发生在岩石破碎，暴雨强度大，冰雪融水丰富，地形崎岖的山区。如我国西南、西北等山地。这些地区，一般有大量的松散堆积物和暴雨、径流等水源供给，在合适的地形条件下，当其中的土屑物质的水分过多并达到流塑状态时，即可发生。

2. 泥石流类型 按泥石流的形态特征、运动性质和物质组成，可将泥石流分为粘滞性泥石流和稀释性泥石流两种。粘滞性泥石流（结构型泥石流），其固体物质的体积含量占40—60%，最高可达80%，容重大于1.5吨/米<sup>3</sup>，最高可达2.3吨/米<sup>3</sup>，呈可塑性流动。粘滞性泥石流以粘土、碎屑物质为主，固体物质含量超过水所能饱和的程度。由于粘滞性泥石流的密度和粘滞性大，因而提高了其携带巨大石块的能力。粘滞性泥石流在缓坡上并不发生散流，而是呈比较狭窄的条带作直线状流动，其前锋聚结成突起的“龙头”，而且具有强大动力，所以很容易摧毁流路上所遇到的障碍物。当这种泥石流停止流动时，仍保持其粘滞结构。粘滞性泥石流所形成的泥石流扇，扇面上出现许多向外扩散的条状垄岗和岛状岗丘，

其组成物质大小混杂，不显层次，有时大石块成堆集结，并常出现泥球、泥块、泥包砾或碎屑球等物体。

稀释性泥石流（紊流型泥石流），其固体物质含量较低（占10—40%），容重一般在1.3—1.5吨/米<sup>3</sup>运行能力较大，具有紊流性质，石块的搬运呈滚动或跃移的形式。在缓坡停积区，常有分支散流，形成泥石流扇，扇面较平缓，倾斜度较小，沟槽两侧有高起的堤岸，沉积物有一定的分选性和较明显的层理。这种泥石流扇实际上与洪积扇相类似，其组成物质属洪积物一类。

在一定条件下，上述两种泥石流也可以转化。例如，在泥石流源地的山坡上，供应的固体物质多，重力作用大便发育粘滞性泥石流；当其向下流动过程中，一部分物质停积下来，又有相当水量补充时，便可转为稀释性泥石流。

泥石流具有很大的危害性。它以巨大的破坏力摧毁途中的建筑物，埋没农田、森林，堵塞江河，冲毁路基、桥梁和城镇、村庄。泥石流的防治，最根本的措施是进行水土保持，同时还可根据泥石流的特性和破坏强度，修建有关拦蓄或疏导泥石流的工程等。

#### 四、河流地貌

##### （一）河谷的发育

河谷是由河流作用造成的长度远远超过宽度的狭长形凹地。河流在陆地表面分布很广，特别在湿润地区更为普遍，因此河谷是最常见的地貌形态。河流可分为山地河流和平原河流。通常，较大河流的上游都属山区河流，而下游则多为平原河流。山区河流有明显的河谷形态，有些平原河流河谷形态不明显。河流的上游，谷地窄深，多急流瀑布；中、下游谷地宽展，河漫滩发育；河口段形成三角洲或三角港。

河谷包括谷坡与谷底两部分。谷坡即河谷两侧的斜坡。谷坡上有时发育河流阶地。谷底通常可分为河床和河漫滩两部分。谷坡的塑造除受河流作用以外，还受风化、重力、坡面流水和沟谷流水等作用。而谷底的塑造主要受河流作用的控制。因此，河谷是以河流作用为主，并包括坡面流水和沟谷流水等长期作用的产物。

在河谷发育的初期，其纵剖面的坡度较大，河流以下蚀为主，谷地深切成V形谷或峡谷。在河谷发育过程中，河流下蚀的另一种表现就是溯源侵蚀。它一方面通过源头沟谷向分水岭推进而使河谷伸长，另一方面通过河谷纵剖面上陡坎的后退侵蚀而使河谷加深。但是河流下蚀深度并不是无止境的，它受到一个水平面的控制，这个水平面就是海平面，称为河流侵蚀基面。大多数河流都注入海洋，所以海平面就成为这些河流共同的基面，称为普遍侵蚀基面，简称基面。一些湖盆、河流汇口、河流上的坚硬岩坎和堤坝等，对某些河流或河段起着局部的、暂时的控制下蚀的作用，这些地段称为局部侵蚀基面。

由于河流总有一定的弯曲，因此，在下蚀过程中必然会有旁蚀，在凹岸进行冲刷，凸岸发生堆积，这样就形成连续的河湾和交错的山嘴。由于水流前进的方向是与河岸斜交的，因此，河湾不仅向两侧扩展，而且向下游移动，终于切平交错山嘴，使谷地变宽；与此同时，谷底也发生堆积，形成河漫滩。这时，河谷从峡谷变为宽谷。

在一般相当长的时期内，如果没有地壳运动的干扰或海平面和气候的变化，河流的长期下蚀，可使河谷纵剖面坡度愈来愈小，河流由下蚀转化为以旁蚀为主。河谷发育到最后，河流的侵蚀和堆积作用就达到了相对平衡状态，即达到蚀积平衡。这时，河谷纵剖面便成为一条平缓的凹形曲线，即平衡剖面。这是从宏观方面来看的。实际上，河床上有深槽和浅滩相间分布，纵剖面上的形态总是呈一系列波状起伏状的。形成平衡剖面的因素不只是流速和坡度，还有其他许多自然因素和人为因素。这些因素都有调整河流的侵蚀、搬运和堆积的作用。所以平衡剖面只是在准平衡状态范围内左右摆动着的。

河流平衡剖面的研究不仅有理论意义，而且有实用意义，它有助于人们预测在改造河流过程中将会产生的后果。

## （二）河床与河漫滩

河床与河漫滩都位于河谷的谷底。河床是指河流平水期河水占据的河槽；而河漫滩是指洪水时期为洪水淹没的河床侧旁的谷底部分。广阔的河漫滩平原是一种冲积平原或泛滥平原。

1. 深槽与浅滩 深槽与浅滩是常见的河床地貌。在平原冲积性河床上，由于河床水流能量的集中与分散是沿河更替进行的，因此，水流的侵蚀与堆积作用也是交替进行的。这样，沿河就交替分布着深槽与浅滩。如在弯曲河床上，深槽位于弯段，浅滩位于过渡段。据统计，相邻浅滩的间距为河宽的5—7倍。

山区河流中深槽与浅滩的分布，还受岩性和构造的影响。如岩石软弱或破碎处，可发育深槽，反之，可形成浅滩。

2. 边滩与河漫滩 边滩多位于弯曲河床的凸岸，在枯水期常露出水面。边滩可发育成为河漫滩。

边滩是环流作用的产物。当水流通过弯道时，在惯性离心力的作用下，水流趋向凹岸，使凹岸水位抬高，从而产生横比降及横向力。这种横向力从水面到河底相同，但由于惯性离心力引起的横向力却向河底递减，这样就产生表流向凹岸和底流向凸岸的横向环流。横向环流在河流总流向的影响下前进，构成弯道中的螺旋流。在环流作用下，凹岸及岸下的河床受侵蚀，使岸坡发生崩塌而后退，同时形成深槽。被蚀下的物质，由底流带到凸岸，一部分堆积下来形成小边滩。边滩的出现，又促进环流运动，使边滩进一步发展。随着旁蚀的不断进行，河谷逐渐增宽，边滩也不断扩大，在过去曾是河床的地方，也为边滩所占，出现了一块由冲积物组成的大边滩。但这时河谷仍较窄，洪水时期水位上升快，流速大，在谷底只能形成推移质泥沙的堆积，而悬移质泥沙则仍被水流带往下游。以后谷底进一步加宽，河床内外的人文条件产生了显著的差异，洪水时期，在河床以外的谷底，水层减薄，流速大大降低，水中大量悬移物质就在那里堆积下来。因此在大边滩的粗粒推移质冲积物（又称河床相冲积物）上，就盖上了比较细小的悬移质冲积物（又称河漫滩相冲积物）。这样，边滩就发展成为河漫滩。随着河谷不断加宽，河漫滩也将不断扩大。这种河漫滩可称为曲流型河漫滩。另外，还有一种是由心滩或江心洲演化而成的河漫滩，称心滩型河漫滩。

河漫滩滩面多向河谷的谷坡或阶地方向微微倾斜，沉积物也由粗变细。

河漫滩的内部物质结构可以明显地分为上、下两层：下层为较粗的河床相冲积物，通常为砾石与砂层，是河床侧向移动过程中堆积下来的；上层是较细的河漫滩相冲积物，通常为粉沙、粘土或亚粘土，是洪水期的泛滥堆积物。冲积物的这种结构，称为二元结构或双层结构。

由于河床的平面移动及水量的季节变化，河床相与河漫滩相冲积物的组成也是有变化的。在河床相冲积物中，一般是下部物质较粗大，具有不规则的斜层理和透镜体，砂、砾的分选也较差；上部的物质较细小，层理较规则，多斜层理、交错层理，斜层理倾斜方向多数朝向下游。河漫滩相为洪水泛滥的悬移质沉积物，几乎呈水平地覆盖在河床相冲积物之上，一般表现为有微小起伏的水平层理。

在有松散堆积物的平原或河漫滩上，由于河流在凹岸不断侵蚀，凸岸不断堆积，使河流愈来愈弯曲而形成能自由摆动的河曲（曲流），称自由河曲。如长江的下荆江段，自由河曲就非常典型。

在自由河曲的发展过程中，上下凹岸间的曲流颈逐渐被河流旁蚀而变窄，曲流颈一旦被洪水冲决，就产生自然的裁弯取直，被裁去的河湾与河流隔绝，形成牛轭湖。

原来的河曲由于地壳上升，河流切入基岩，而变为深切河曲。曲流颈除河流的旁蚀使其宽度逐渐变窄外，同时还受两侧沟谷的侵蚀，使其高度不断降低，形成一个明显的垭口。在洪水期间水位上涨，河水漫过垭口，将曲流颈切通，使原来的河曲变为废弃河曲。被废弃河曲所环绕的山嘴，称离堆山。四川嘉陵江发育的深切河曲和离堆山便是典型的例子。

### 3. 心滩与江心洲 心滩位于河心。心滩的进一步发展便成为江心洲。

心滩的形成往往与复式环流作用有关。由于河床横剖面形态多不规则，水流往往被河床地貌分离成两股或数股主流线，因而形成复式环流。在河底受两股相向的底流作用的地段，被流水推移的泥沙就在那里堆积下来，逐渐形成心滩。心滩继续堆积淤高，并高出中水位以上，洪水泛滥时，在顶部可盖上悬移质泥沙，便成为江心洲。江心洲比江心滩规模大，经常出露在水面以上。如长江下游河床中有许多巨大的江心洲。

边滩与心滩在一定条件下是可以互相转化的。边滩被水流切割后可形成心滩；心滩侧移并与河岸相连，则成为边滩。河床中出现心滩或江心洲时，河床水流分汉成两股或多股，即形成分汉河床。若分汉河床消亡，江心洲则与河岸或与河漫滩相连接，成为河漫滩的一部分。

由于河流的不断作用，在河床和河流两岸常发生一系列的变化：岸边的崩塌和堆积，深槽和浅滩的移动，心滩和江心洲的变迁，汉河的衰亡和新生，河曲的发育等等。这些变化常给沿岸的港口、码头、堤防、耕地和城镇，以及航运等带来一定的影响。

### （三）三角洲

#### 1. 河口三角洲 河流注入海洋或湖泊处，常形成平面上呈三角形的堆积体，称三角洲。

入海河流的河口区是指河流与海洋相汇合的河段。这里受河流和海洋两种力量的相互作用，使水流的流向、流速有着复杂的变化。随着涨潮和落潮的变化，在潮流界（涨潮时溯江流所及之处）以下，水流交替改变着流向。在潮流界以上，涨潮时使水位壅高，水面比降减小，流速减慢，发生堆积；落潮时，水位迅速下降，水面比降增大，流速加快，发生冲刷，因而侵蚀与堆积变化较大。通常在潮流影响的范围内，河流因受潮流阻滞，最易形成心滩和江心洲，使河流发生分汊。在河口的口门处，因水流扩散、流速减慢以及咸淡水相遇时引起的絮凝沉积，使泥沙大量沉积，形成沙坝、浅滩等堆积体。这些堆积体称拦门沙。由于各年之间以及年内各季节的来水来沙条件不同，拦门沙的高程和位置也不完全固定。拦门沙的发生和演化，对航运有较大的影响。

河口三角洲是在河流和海洋的共同作用下，以河流挟带的丰富泥沙为主，并在河口地区的陆上和相邻的水下形成的堆积体。快速沉积作用是三角洲沉积的基本特征。因此，三角洲沉积体向海方向延伸，形成三角洲平原。

三角洲沉积从平面上和剖面上都可以分为三个带。从平面上看，由陆向海依次出现三角洲平原带、三角洲前缘带和前三三角洲带。

（1）三角洲平原带：这带为三角洲的陆上沉积部分，由河流沉积物组成。河流到达下游常形成许多分流，呈放射状向海方向伸展。三角洲上河流分汊的原因，主要是由于在河口处有大量砂质沉积物沉积下来，形成河口砂坝，河口两侧形成水下天然堤，因而使河流分流，促使三角洲进一步向海外增长。另外，在河流下游区，天然堤容易发生决口，使河水流出口寻找最短途径入海。这是产生新分流的另一个原因。三角洲平原上的沉积环境和沉积类型多种多样，主要有下面几类：

分流河床沉积——以沙质沉积为主，较中、上游河床沉积要细，发育大量斜层理。

天然堤沉积——比河床沉积要细，以细砂和粉砂为主，近河一侧较厚较粗，远河一侧较薄较细。

决口扇沉积——洪水期间，河水溢出河床，淹没河间低地，形成泛滥平原，沉积泥质沉积物和大片薄层砂层；有时冲裂天然堤，产生决口扇，沉积大片的席状砂层。

沼泽沉积——在三角洲平原上分流河道之间的低地，以及靠海的边缘部分，一些浅的海湾、潟湖和湖泊，初为泥质沉积，不久就长满植物而形成沼泽。

（2）三角洲前缘带：这带呈环状分布。由于这里地处海岸带，河流带来的沉积物经过海洋的作用，形成分选好、成分纯净的砂质沉积物集中带，其中可分为两类：

分流河口砂坝——河流带来的砂质物质在河口处因流速降低堆积而成河口砂坝。砂粒主要集中在砂坝顶部。

三角洲前缘席状砂——分布在三角洲前缘的边缘部分，是河口砂坝受海水作用重新分布的结果。

(3) 前三三角洲带：沉积物为富含有机质的泥质物质，呈暗色，具细纹理，含水量高达80%，是良好的生油层。它是由河流搬运来的粘土悬浮物质和胶体溶液在海底沉积而成，属海相沉积。

在三角洲纵剖面上，各种沉积的分布也很明显。居于最底部的是最细的前三角洲泥，其上覆盖三角洲前缘砂质带，最上面是三角洲平原上的河流沉积、沼泽沉积。

根据三角洲的形态特征，可分为下面几种类型：

(1) 鸟足状三角洲：此类河口均为弱潮河口，河流作用占主导地位。河流分为若干分流入海，各分流河口泥砂迅速堆积，形成较长的向海伸出的堆积体，岸线十分曲折。伸出体之间的凹入海湾，淤泥沼泽分布宽广，成为滥泥湾。整个三角洲形态有如鸟足。砂质体多循分流河口的河床发育，与海岸垂直，称为指状砂坝。沙滩及砂堤则较少。美国的密西西比河三角洲发育最为典型。

(2) 尖头状三角洲：三角洲以一个明显的尖嘴向海凸出，反映河流作用仍居相对优势，但海洋作用也较强。岸线较为平直，沿岸发育有较大的砂嘴（或砂堤）。如西班牙的埃布罗河三角洲就是尖头状三角洲。

长江三角洲亦属这种类型，但形态不很典型。长江入海泥砂受岸流和波浪的作用，在河口南北分别形成了明显的砂嘴。江南的砂嘴，在考古上称为冈身地带，位于上海以西，宽约5—8公里，为古代人民所居住的高地，其上有新石器时代至隋唐时代的许多遗址和墓葬，著名的马桥文化遗址就在这里。

(3) 扇形三角洲：河流与海洋动力强度大致相等。这类三角洲虽有河流堆积所形成的向海凸出的弧状堆积体，但海岸线已受波浪塑造成为圆滑形状，沿海有连续的砂堤或堡岛，海岸基本上为砂堤或堡岛所封闭，如非洲的尼罗河和尼日尔河三角洲。

(4) 多岛型三角洲：在潮汐作用较强的地区，三角洲的形态主要受潮流作用的控制。其特征是一些分流河口多成喇叭状，有落潮流所带出的泥沙在口门外的海底堆积，成为与落潮流大致平行的长条形砂坝，即潮流砂坝。当波浪作用增强时，也可在潮沟之间形成一些海滨堤岛，如湄公河三角洲就属于这一类型。

另外，在强潮海岸，潮汐起侵蚀和破坏作用，其河口一般无三角洲发育，我国浙江和福建沿海，潮差很大，一些河流如钱塘江、闽江等，河口都形成三角港（三角湾）。

2. 洪积扇 洪积扇是指暂时性或季节性洪流在山谷出口处形成的扇形堆积地貌。主要发育于干旱或半干旱地区，往往由多次洪流过程形成。洪流流出谷口后，因比降显著减小，水流分散、下渗和蒸发，于是流量大减，携带的物质大量堆积下来，形成扇形堆积体。

洪积扇近扇顶表面坡度约 $5^{\circ}$ — $10^{\circ}$ ，近边缘部分减小到 $1^{\circ}$ — $2^{\circ}$ 。扇体由洪积物组成。其物质结构取决于山地洪流的水文特性。扇顶部分的物质较粗，主要是砂砾，分选较差，偶夹砂质透镜体。随着水流搬运能力向边缘减弱，堆积物逐渐变细，分选也变好，一般多为砂、粉砂和亚粘土、粘土，常夹有较粗物质的透镜体，出现近于水平的层理。扇体中的砾石，磨



圆度较差，但有向上游倾斜的现象。在扇体的边缘，常形成沼泽，这里出露的泉水，可用以灌溉，成为干旱区的绿洲。

典型的洪积扇多半是干旱区水文变幅较大的山地河流形成的。至于水文变幅较小、规模较大的河流或较湿润区的河流，多半形成冲积扇或冲积-洪积扇，扇体表面较洪积扇平缓，组成物质为冲积物或冲积-洪积物。实际上，洪积扇与冲积扇之间，没有明显的界线。因此有人把上述扇形地均称为冲积扇或冲积-洪积扇。一系列扇形地经不断扩大和相互联结，可形成山前（或山麓）冲积-洪积平原、冲积平原等堆积体。

扇形地形成后，若地壳上升或气候变化而使河流发生下切，扇形地可被切割成为各种扇形地阶地。

我国在很多山麓地带，分布着不同规模的扇形地。在扇形地之间，水源比较丰富，常成为良好的农业生产地区。

上述的大河流中下游广阔的河漫滩平原和湖河平原，河口三角洲平原，以及山前和山间

盆地的冲积-洪积平原等，均可统称为冲积平原。

冲积平原的形态与物质结构主要取决于河流的特性。由于河流不断泛滥，粗粒物质首先在沿河地带堆积，而较细物质被带至较远的地方堆积下来，使沿河两岸往往形成由砂、粉砂质构成的略为高起的天然堤，而河间地带地势相对低下，常有湖沼分布，这里的组成物质多为亚粘土、粘土和湖沼沉积。

若河床不断加积，天然堤逐渐增高，同时由于人类活动，如筑堤防水，这样堤内河床进一步堆积抬高，于是河床显著高出两岸，形成“地上河”，如我国黄河郑州以下河段。一旦洪水冲决人工堤防或天然堤，就形成决口扇，使河流改道，原来的河间低地为河流所占据，形成新的河床和天然堤，并逐渐堆积加高，使废弃河道和老的天然堤相形低下，或逐渐埋没于粘土、亚粘土和湖沼堆积之下，使冲积平原的形态与结构复杂化。平原中往往粗细物质相间成层，其中古河床的砂层或砂砾层为丰富的含水层，河漫滩沉积的粘土层为相对的隔水层。所以冲积平原的形态特征与物质结构的研究，对农业生产和地下水的探测，具有重要意义。

#### （四）河流阶地

原先河谷的谷底，由于河流下切侵蚀而相对抬升到洪水位以上，呈阶梯状顺河谷分布于河谷两侧，即为河流阶地，简称阶地。

阶地由阶地面和阶地坡组成。前者是原先河谷谷底的遗留部分；后者是后期河流下切而成。两者共同反映河流阶地的形成过程。阶地的高度一般指相对高度即阶地面与河流平水期水面之间的垂直距离。河谷中常有多级阶地，其中高于河漫滩的最低一级阶地，称第一级阶地，或可简称为一阶地；向上的另一级阶地称第二级阶地，或二阶地；依次类推。

河流阶地的类型可以根据不同原则来划分，根据阶地的组成物质和结构，可分为三类：侵蚀阶地、堆积阶地和基座阶地。

1. 侵蚀阶地 多由基岩构成，没有或很少有冲积物覆盖，所以又称石质阶地。侵蚀阶地多发育在山区河谷中，由于当时水流流速大，侵蚀力强，所以很少沉积。这种阶地的阶地面是河流长期侵蚀而成的切平构造面。

2. 堆积阶地 阶地全为河流冲积物所组成，在河流中下游最为常见。它的形成过程，首先是河流侵蚀展宽谷地，同时发生大量堆积，然后河流下蚀形成阶地，唯后期的切割深度，一般不超过冲积层的厚度。

3. 基座阶地 阶地上部由冲积物组成，下部为基岩的阶地称为基座阶地。它主要是由于后期河流下蚀深度超过了原冲积层的厚度，切至基岩内部而成的。这种阶地分布相当广泛。

阶地形成的原因主要有构造运动、海面变化和气候变迁等。构造运动是指新构造运动而言。由于地壳上升，原河谷相对抬升，河流比降增大，河流发生强烈下切，原先的谷底被河流切开，并相对抬升而成阶地。地壳上升量大，则阶地高度就大。地壳上升往往是间歇性的，在稳定时期，河流以旁蚀和堆积为主，上升时则以下蚀为主，这样就形成多级阶地。同样，海面下降，引起河流下切溯源侵蚀，也能形成阶地，相反，如果地壳下降或海面上升，则形成堆积平原，并埋藏原先的河谷或阶地。这种河谷和阶地，分别称为埋藏河谷和埋藏阶地。气候变迁主要反映在河流水量与含沙量的变化上，从而影响到河流的侵蚀与堆积过程。在晚近地质时代中，世界不同地区有过干旱与湿润、寒冷与温暖（冰期与间冰期）多次气候更替。当气候变得干旱时，河流水量减少、搬运能力就减弱，同时由于植被减少、物理风化增强，易于冲刷，从而增加了河流的流域来沙量，使河流产生大量堆积。当气候转为湿润时，河流水量增大，同时，流域内植物繁茂，含沙量相对降低，河流下蚀，形成阶地。这种由于气候变迁形成的阶地，称为气候阶地。

#### （五）河谷类型与河流劫夺

1. 河谷类型 根据河谷发育与地质构造的关系，可将河谷分为顺向河（谷）、次成河（谷）、逆向河（谷）、先成河（谷）与叠置河（谷）等类型。

（1）顺向河（谷）顺着原始地面、构造面发育的河谷，称为顺向河或顺坡河，如在海退后出现的海滨倾斜平原或火山锥上发育的河谷；在背斜或向斜两翼顺着岩层倾向发育的河谷（横顺向河谷）；沿着向斜槽发育的河谷（纵顺向河谷）等。

（2）次成河（谷）顺向河谷发育后，地面岩层受到破坏，其支流往往沿着背斜两翼或轴部新出露的软弱岩层，以及构造破碎带发育的河谷，其形成时代往往较顺向河为晚，称为次成河谷。它包括背斜谷、单斜谷和断层谷。

（3）逆向河（谷）次成河进一步下蚀，在逆着岩层倾向的斜坡上，也发育一些河谷，它们多流入次成河谷，其流向与岩层倾斜方向相反，称为逆向河。

（4）先成河（谷）一条河流形成以后，如果在流域内发生局部的地壳上升运动，而河流下蚀速度又大于地壳上升的速度，所以河流仍能切穿上升部分，保持原来的流路。由于该河的发育早于隆起构造，故称先成河。

(5) 叠置河(谷)在一个构造较复杂的基岩面上覆盖有一定厚度的松散堆积物，河流原先在松散堆积物上流动，后因流域内地壳整体上升，河流不断下切，基本上还保持原来的流路切入基岩之中，这种与地质构造不相符合的河流，是继承了发育在松散堆积物上的古河流的位置刻蚀下来的，故称为叠置河。

2. 河流劫夺(袭夺)两条相邻河流或水系之间的分水高地，即为分水岭。有的分水岭是在山脊，有的在高原上，有的在平缓起伏的平原上。分水岭两侧坡度有对称的，但大多数是不对称的。

使分水岭发生移动的原因很多，其中最主要的是侵蚀基面的高低及其所处的位置。分水岭一侧距侵蚀基面较近，且基面的位置较低，则该侧的下蚀速度和溯源侵蚀较快，使分水岭向另一侧移动。此外，分水岭地区的地质、地貌情况也对分水岭的移动有一定的影响。如在年青褶皱山的褶皱两翼不对称；有些次成山岭中顺岩层倾向的山坡与反岩层倾向的山坡的不对称。这些分水岭两坡的不对称，常引起较陡的一坡向另一坡移动。岩性较软弱以及节理、断裂较发育的山坡，被侵蚀破坏快，分水岭易向另一侧移动。

在溯源侵蚀的情况下，河源逐渐向分水岭伸展，并切穿分水岭，导致河流的劫夺。河流劫夺以后，形成劫夺河与被夺河。被夺河的下游，因上游改道，源头截断，称为断头河。在这些河流上，可产生一系列地貌特征。

(1) 劫夺河：在发生劫夺的地方，河道突然转弯处称为劫夺弯。由于劫夺河位置较低，在劫夺点上下段，河床高差较大，常形成裂点、急流。劫夺河因水量增大，下蚀作用加强，多形成阶地或谷中谷。

(2) 被夺河：由于劫夺弯附近产生裂点，裂点逐步上移，使被夺河上亦产生阶地或谷中谷。

被夺河与断头河之间，原为过去被夺河的河谷部分，河流劫夺后，这里就成为分水地带，称为风口，风口以下即为断头河。

我国河流劫夺的实例很多，如四川西部的大渡河，原南流由安宁河注入金沙江，现改向东流，注入岷江，现在大渡河与安宁河之间的分水岭叫菩萨岗，其上有明显的宽广老谷(风口)，老谷内尚有古河流沉积的砾石层。

## 五、流水地貌的发育过程

(一) 戴维斯侵蚀循环理论(Daviesian theory, geographical cycle, cycle of erosion, geomorphic cycle)

美国学者戴维斯在1899年创立了地貌侵蚀循环模型。在这个模型中，戴维斯第一次把流水侵蚀地貌的演变概括为简单的模式。图的横坐标代表侵蚀基准面，1~5代表随时间推进分出的几个阶段。纵坐标代表海拔高度，上部曲线上的BDFHK为各阶段的分水岭高度，下部曲线上的ACEGJ为各阶段的谷地高度。他设想流水侵蚀循环开始阶段，地面从0处被构造运动迅速抬升至B，该时段内虽然河谷下蚀速度也逐渐增强，但河流下蚀速度跟不上地面抬升速度。到抬升运动结束时(图上1处)，分水岭和谷底之间相对起伏逐渐增大(AB线段即代表区域相对起伏程度)。地面抬升运动停止以后不久一段时期内，河流下切仍强烈，而分水岭受蚀速度较弱，结果岭谷起伏程度达到最大(图上2处的CD线段)。此后，谷底

因接近侵蚀基准面，故河流下蚀作用大大减弱，但是由于水系发展，支流增多，促使了地面的剥蚀，分水岭高度降低速度超过了谷底下切速度，整个地面高差起伏向着趋于和缓的方向发展（图中  $CD > EF > GH$ ）。当地貌发育达到阶段 4 以后，残余分水岭的侵蚀和河谷的下蚀都进行得非常缓慢，地势起伏非常和缓，形成一个微微高出海平面的波状起伏平原，戴维斯称之为**准平原**。戴维斯根据流水侵蚀地貌发育过程中的地表形态特征，提出了“幼年期”、“壮年期”、“老年期”地貌发育顺序的概念。幼年期地貌相当于图中的 0~2 阶段，壮年期地貌相当于图中 2~4 阶段。戴维斯认为，当河流泛滥平原上发育了自由曲流就标志河谷达到了壮年期。老年期地貌相当于图中 4 阶段以后的地貌发育期。如果地面再次抬升，将重复上述 1~4 阶段地貌发育过程，所以他把流水侵蚀的演变称为侵蚀循环。各区域从幼年期发展到老年期所需要的实际时间的长短可以有很大差别，这决定于地表被抬升的高度、侵蚀的强度以及基岩的抗蚀强度等。

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。

1. 幼年期(Youth): 顺向河沿着原始地面倾斜发育（图 a）。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（图 b），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（图 c）。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，原来宽平的分水岭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（图 d）。

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形式搬运风化物，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。

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旋回。

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。

在分析上述旋回图式的时候，还应该注意：

第一，图式中的旋回是以地壳上升开始的，在地壳迅速上升的同时，必然伴随有河流的下切和地面剥蚀作用的加强。上升的速率远远大于下切的速率。

第二，由于地壳升降运动在时间上的多变性，不可能与侵蚀旋回的周期相符。因此，地壳运动中会中断旋回的发展，使之发育不完全，只到壮年期，甚至只在幼年期即停止，而进入一个新的旋回。一个新的旋回也不总是从前一个旋回的老年期开始。如果一个地区地壳持续缓慢上升，则会使地貌长期保持在幼年期或壮年期。当地壳下降也会使旋回中断，形成埋藏地貌，例如河谷中的埋藏阶地。只有在地壳迅速上升继以长期相对稳定的情形下，才能完成侵蚀循环的三个阶段。因此在研究一个地区地貌成因类型时，要注意前期旋回留下的痕迹。

第三，在地貌旋回中，既要看到侵蚀发展的一面，同时又要看到由侵蚀而来的物质的堆积作用。侵蚀和堆积是对立统一的，有侵蚀必有堆积。

第四，侵蚀旋回的模式过于简化，不能用来解释地貌在短期内的变化。

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。

## （二）彭克侵蚀模型（Theory of crustal change and slope development）

德国地貌学家彭克（1924）认为，地貌是内动力运动速度与侵蚀强度比率的函数。他认为，坡的基本形态与地质构造有关。如果地壳隆起速度突然加快，其边缘可以出现凸坡；速度突然减慢，可以出现凹坡；速度保持均匀，可以出现直坡。在分析河流侵蚀下切强度和边坡发育关系时，他认为河流的下切侵蚀可以在无数无穷小的地质时段进行。在每个时段都产生具有特定坡度的斜坡单元。坡度大小实际反映侵蚀强度大小，即反映上升运动的强弱，即凸坡表示上升的加速，凹坡表示上升的减弱，直线表示上升速度不变。

斜坡一旦形成，坡面永远向上部后退，后退的速度受坡度大小制约，坡度越陡，后退越快。在其后退过程中，坡度保持不变，即坡面平行后退（slope form maintain a constant angle in a sort of “parallel retreat”）。

但他的假设只适合于悬崖，用于解释其他类型的斜坡就不很合适。

## 第二节喀斯特地貌

教学目标：

1. 了解喀斯特地貌的概念及其在全球及我国的分布
2. 掌握喀斯特作用的化学过程
3. 掌握发生喀斯特作用的基本条件

4. 掌握喀斯特地貌的主要类型
5. 了解喀斯特地貌的发育阶段和喀斯特地貌的地带性

岩溶，原称喀斯特（Karst）。喀斯特原是南斯拉夫西北部一带碳酸岩高原的地名，那里发育着各种碳酸岩地形。19 世纪末，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，就借用喀斯特这个地名来称呼碳酸盐岩地区一系列特殊的地貌过程和水文现象。这样，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（1586～1641）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。

### 一、喀斯特作用

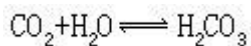
岩溶地貌由岩溶作用所成，岩溶作用主要是指水对可溶岩石的溶蚀、冲蚀、崩塌和堆积的总称。作用有物理的，也有化学的，但以化学溶蚀作用为主，物理作用为次。岩溶作用的空间十分广阔，既在地表也在地下，从而造成了丰富多彩的地表与地下地貌。

#### （一）溶蚀作用

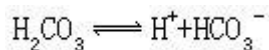
##### 1. 溶蚀作用机理

溶蚀作用是指水通过化学作用对矿物和岩石的破坏作用。化学作用主要有溶解、水解、水合、碳酸化及氧化等。其中水对可溶岩的溶解和水解十分普遍，即使在纯水中，一部分水分子也常离解成  $H^+$  离子和  $OH^-$  离子，使水具有酸性或碱性反应，其化学活动性很强。 $OH^-$  离子很容易夺取盐类矿物中的  $K^+$ ， $Na^+$ ， $Ca^{2+}$  和  $Mg^{2+}$  等阳离子，促使矿物结构破坏，分解为单个离子或分子扩散于水中。实际上自然界中的各种水体如雨水、河、湖或地下水都不是纯水，而是含有酸类如碳酸、硫酸、硝酸等的水溶液，它们都会加速岩石的破坏，特别是碳酸对石灰岩的碳酸化作用

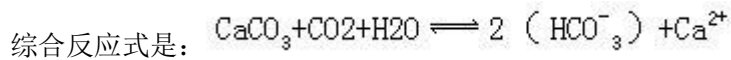
就更为普遍。原因是大气中的  $CO_2$  与水化合后即成为碳酸：



碳酸电离后产生  $H^+$  和  $HCO_3^-$  离子即：

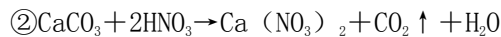
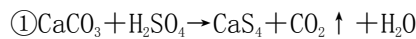


当  $H^+$  与石灰岩（ $CaCO_3$ ）作用时， $H^+$  从  $CaCO_3$  中离解出  $CO_3^{2-}$ ，结合成  $HCO_3^-$ ，从而分解出  $Ca^{2+}$ ， $CaCO_3$  也就溶解于水即：



可溶岩的溶蚀结果：一是所有组分全部溶解，即称为“全溶解”，例如对质纯的石灰岩溶解；二是只有部分组分溶解，称为“不全溶解”，如对含有杂质的石灰岩溶解，包括泥质石灰岩、硅质石灰岩和铁质石灰岩等。不溶或难溶的物质会残留在岩石表面或裂隙中，阻碍溶解作用。

此外，由硫化铁氧化时产生的硫酸，生物活动或死亡后分解而产生的有机酸，闪电时产生的二氧化氮溶入水后形成的硝酸等强酸类，对石灰岩都会产生强烈的溶蚀，如式：



## 2. 影响溶蚀作用的主要因素

溶蚀作用能否进行及其溶蚀速度主要受水的溶蚀力、岩石的可溶性及岩石的透水性等因素影响。

### (1) 水的溶蚀能力。

水的溶蚀力取决于水的化学成分、温度、气压、水的流动性及流量等方面。

①水的化学成分。水含酸类是岩石溶蚀的关键，而酸的含量多少则影响岩石的溶蚀速度，酸的含量越高，溶蚀力也越强。酸的来源除了少部分来自矿物的分解和生物活动而直接产生之外，大多数是由大气中的  $\text{CO}_2$  溶入水中而成，这些  $\text{CO}_2$  有来自火山喷发、有机物的燃烧、动植物呼吸、有机物的分解及微生物的作用方面。其中有机成因的  $\text{CO}_2$  十分重要，它所造成的溶蚀强度也很大（表 5—1），例如土壤中因有机质的氧化和分解而产生的  $\text{CO}_2$  常达 1% 以上，最高可达 6%（表 5—2），比大气中  $\text{CO}_2$  的一般含量（0.03%）高出 33~199 倍。 $\text{CO}_2$  对岩石的溶解起着重要作用。

表 5—1 溶蚀因素与溶蚀强度比较（据 L. Jakucs）

| 溶蚀因素                  | 溶蚀强度 (%) |
|-----------------------|----------|
| 大气 CO <sub>2</sub>    | 4.47     |
| 有机成因的 CO <sub>2</sub> | 49.26    |
| 无机成因的 CO <sub>2</sub> | 4.02     |
| 有机酸                   | 37.11    |
| 无机酸                   | 5.14     |

表 5—2 云南西双版纳不同植被下土壤中 CO<sub>2</sub>的含量(容积%)

| 土层深度(厘米) | 热带雨林 | 竹林  | 草坡   |
|----------|------|-----|------|
| 0        | 0.6  | 1.0 | 0.8  |
| 20       | 0.8  | 2.6 | 1.5  |
| 40       | 1.4  | 2.8 | 1.4  |
| 60       | 1.9  | 1.8 | 2.1  |
| 100      | 2.02 | 3.4 | 1.4  |
| 150      | 3.4  | 4.6 | 3.15 |
| 200      | 4.0  | 6.0 | 2.4  |

据《中国岩溶研究》，转引杨景春《地貌学》。

②水的温度。水中 CO<sub>2</sub>的含量与温度成反比，一般温度越高，CO<sub>2</sub>的含量越少，温度越低，CO<sub>2</sub>的含量越多。温度高的水，CO<sub>2</sub>的含量虽然减少了，但水分子的离解速度加快，水中 H<sup>+</sup>和 OH<sup>-</sup>离子增多，溶蚀力反而得到加强。据测验气温每增加 10℃，水的化学反应速度增加一倍，故高温地区的岩溶速度较快。

③气压的影响。气压会影响水中的 CO<sub>2</sub>的含量，一般大气中 CO<sub>2</sub>的含量占空气体积的 0.03%，因此在自由大气下，空气中 CO<sub>2</sub>的分压力  $P_{CO_2}=0.0003$  大气压。水中 CO<sub>2</sub>的含量与气压成正比，在温度条件不变的情况下，局部分压力越高，水中 CO<sub>2</sub>的含量也越多（表 5—3），CaCO<sub>3</sub>的溶解度也越大。

表 5—3 不同温度和压力下水中 CO<sub>2</sub>的含量（据 Д. С. Сокотников）



| t/℃ | PCO <sub>2</sub> = 0.0003 大气压 | PCO <sub>2</sub> =1 大气压 |
|-----|-------------------------------|-------------------------|
| 0   | 1.02                          | 3347                    |
| 10  | 0.71                          | 2319                    |
| 20  | 0.52                          | 1689                    |
| 30  | 0.39                          | 1250                    |

又如在正常 PCO<sub>2</sub> 作用下,水温 10℃时的 CaCO<sub>3</sub> 的溶解度为 70 毫克/升,而在 PCO<sub>2</sub> 较高的溶洞中, CaCO<sub>3</sub> 的溶解度可增至 90~100 毫克/升。

④水的流动性及流量。经常流动的水体,能较大地提高水的溶蚀力,原因:①流动的水处于开放系统,从降水(补给)—地表水及地下水(流动)—排泄过程中,水经常与空气保持接触,能不断地补充因溶蚀岩石所消耗的 CO<sub>2</sub>,使水体不易达到饱和。例如在 25℃的纯水不含 CO<sub>2</sub>时的 CaCO<sub>3</sub> 溶解度为 14.3 毫克/升;当溶解前与空气接触,溶入 CO<sub>2</sub>,但溶解时与空气隔绝,即处于“封闭系统”时, CaCO<sub>3</sub> 的溶解度则上升至 15.3 毫克/升;当溶解全过程与空气接触,即处于“开放系统”时, CaCO<sub>3</sub> 的溶解度则剧增至 100 毫克/升,比封闭系统时还大 5.5 倍。由于地球上的热带、亚热带地区雨量多,雨期长,水流量大和水的循环快,加上气温高及生物作用强,所以 CaCO<sub>3</sub> 溶蚀量比其他降水量少的

寒、温带与干旱地区大。以我国为例,亚热带广西的碳酸盐岩溶蚀量为 0.12~0.3 毫米/年(表 5-4);而暖温带的河北只有 0.02~0.03 毫米/年,比前者减少了 5~9 倍。所以南方的岩溶地貌比北方发育。②处于流动状态的水,有时虽然达到饱和,但当几种不同浓度的饱和溶液混合后,可变为不饱和而重新获得溶蚀能力,这种混合溶液的溶蚀现象有三种:一是温度相同,但 CaCO<sub>3</sub> 含量不同的两种饱和溶液混合,变成不饱和溶液的溶蚀,称为“浓度混合溶蚀”;二是 CaCO<sub>3</sub> 含量相同,但温度不同的两种饱和溶液,混合变成不饱和溶液的溶蚀,称为“温度混合溶蚀”;三是海岸带的淡水与咸水混合,由于海水渗入,使混合水中的镁离子大增,当它的含量增加到大于 10%时,造成异离子效应,从而提高钙离子的溶解度,使混合水溶蚀石灰岩。如墨西哥的尤卡坦,测得混合水对石灰岩的溶蚀力为 120 毫克/升,我国海南岛岸礁及南海珊瑚礁岛上的“礁塘”地貌,其生成亦与此有关。此外有些 CaCO<sub>3</sub> 饱和溶液,因温度降低,使 CO<sub>2</sub> 含量增加而变为不饱和溶液的溶蚀,称为“冷却溶蚀”。

表 5-4 我国不同气候带的碳酸盐岩溶蚀量

| 地 区   | 气候带     | 年降水量（毫米）    | 年平均气温（℃） | 年溶蚀量（毫米）    |
|-------|---------|-------------|----------|-------------|
| 河北西北部 | 暖温带半干旱区 | 400 ~ 600   | 6 ~ 8    | 0.02 ~ 0.03 |
| 湖北三峡  | 中亚热带湿润区 | 1000 ~ 1200 | 12 ~ 15  | 0.06        |
| 黔北务川  | 中亚热带湿润区 | 1271        | 15.6     | 0.036       |
| 滇东罗平  | 中亚热带湿润区 | 1734        | 15.1     | 0.051       |
| 广西中部  | 南亚热带湿润区 | 1500 ~ 2000 | 20 ~ 22  | 0.12 ~ 0.3  |

据严钦尚等《地貌学》，转引卢耀如及中国科学院地质研究所岩溶研究组资料综合。

(2) 岩石的可溶性。

岩石的可溶性是岩溶地貌发育的最基本的物质条件，可溶性主要取决于岩石的化学成分与岩石结构。可溶岩按化学成分可分为三大类：即卤盐类如钾盐、石盐；硫酸盐类如硬石膏、石膏、芒硝等；碳酸盐类如石灰岩和白云岩等。在三类岩石之中，溶解度最大的是卤盐类，其次是硫酸盐类，最小是碳酸盐类。但地球上卤盐类和硫酸盐类岩石分布不广，厚度小，加上溶解速度快，地貌不易保存，故地貌意义不大。碳酸盐类岩石溶解度虽小，但分布广，岩体大，地貌保存较好，所以最有地貌意义，世界上绝大多数岩溶地貌都发生在该类岩石中，特别以石灰岩为突出。

但碳酸盐岩类中，又因  $\text{CaCO}_3$  含量不同而溶解度也有较大的差别。一般来说， $\text{CaCO}_3$  的含量越高，其他杂质（如  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  等）含量越少的岩石，其溶解度就越大。因此碳酸盐岩石的溶蚀强度顺序为：质纯的石灰岩 > 白云岩 > 硅质石灰岩 > 泥质石灰岩。

岩石的结构与溶解度有密切关系，试验表明，结晶的岩石，晶粒越小，溶解度也越大，如表 5-5 中隐晶质微粒结构的石灰岩相对溶解度为 1.12，而中、粗粒结构为 0.32，比前者少 2.5 倍。此外，不等粒结构的石灰岩比等粒结构石灰岩的相对溶解度大。

表 5-5 广西不同结构的碳酸盐类岩石的相对溶解度

| 石灰岩类型      |                  |       | 白云岩类型      |                  |       |
|------------|------------------|-------|------------|------------------|-------|
| 结构特征       | $\text{CaO/MgO}$ | 相对溶解度 | 结构特征       | $\text{CaO/MgO}$ | 相对溶解度 |
| 隐晶质微粒结构    | 18.99            | 1.12  | 细晶质生物微粒结构  | 2.13             | 1.09  |
| 微粒、细粒及中粒结构 | 21.43            | 0.99  | 中粒及细晶质镶嵌结构 | 1.53             | 0.71  |
| 中粒、粗粒结构    | 14.97            | 0.32  | 中粗粒镶嵌结构具溶孔 | 1.73             | 0.65  |

据金玉璋资料，转引自杨景春《地貌学》，删节。

### （3）岩石的透水性。

岩石的透水性对岩石的溶蚀速度和地下岩溶的发育有着重大影响。透水性不良的岩石，溶蚀作用只限于岩石表面，很难深入岩石内部。透水性好的岩石，地表和地下溶蚀都很强，地貌发育也好。透水性强弱取决于岩石的孔隙和裂隙大小和多少。按孔隙及裂隙的生成先后，可分出原生透水性及次生透水性二种，其透水性能差别较大。

原生透水性指在成岩时生成的孔隙及裂隙与所产生的透水性能。在碳酸盐岩石中，除由生物遗体造成的岩石（如白垩岩、珊瑚礁）孔隙度较大（孔隙度40%~70%）之外，一般结晶的石灰岩孔隙度都很小，只在3%以下，所以透水性都较弱。

次生透水性指岩石生成后，由于构造运动、风化和侵蚀作用而成的裂隙所产生的透水性能。其中由构造运动形成的张裂隙、断层裂隙和减荷裂隙等对透水性影响最大，它们明显地控制着岩石的透水性。此外，溶蚀作用本身也不断地改变着次生透水性，例如由溶蚀所成的管道、洞穴和溶隙等地貌，它们极大地扩大了透水空间，增加了透水性，从而加强了岩石的溶蚀。这是地貌结果对地貌作用的一种正反馈。相反，如果堆积作用加强，透水空间缩小，透水性则受到削弱，造成了一种负反馈。

## （二）冲蚀作用

水在可溶岩表面流动时，如果流速大，特别是夹带着沙砾等固体物与岩面摩擦时，就会发生冲击和磨蚀，统称为冲蚀作用。岩溶区的冲蚀作用特点是：①有溶蚀作用的参与，特别是在水面附近和当水层变薄，流速较低时为显著。②冲蚀作用不仅发生在地表，而且发生在地下，特别是在垂直性落水洞洞壁及洞底、地下河的陡坎下方尤其明显。这种发生在地下的冲蚀又可称为岩溶地下冲蚀作用。显然，地下冲蚀的发生较晚，是在裂隙扩大之后，流速增加及紊流产生时才出现。

## （三）崩塌作用

岩溶区的崩塌作用同样发生在地表和地下，而且与溶蚀作用有关，因为溶蚀首先为崩塌创造了空间条件，由溶蚀而诱发的崩塌，可称为岩溶崩塌作用。其主要类型有：错落、陷落和气爆。

### 1. 错落。

多发生在地表的岩坡上，由于在岩坡下方因溶蚀所成的洞穴、溶隙等纵横展布，使上方岩体失去支撑力，在重力作用下岩块沿近似垂直的破裂面整体下坐位移。

### 2. 陷落。

主要发生在地下溶洞内，即洞顶和两壁。溶洞首先为崩塌提供了广阔的空间，洞顶岩石因地下水强烈溶蚀而遭到严重分割与破裂，固结力减弱，特别是当地下水

位急剧升降而引起水动力突变时，更加速了岩石的陷落。如果洞顶陷落后洞与地面相通而成为“天窗”时，称为塌顶。

### 3. 气爆。

它是一种特殊而少见的崩塌现象，多发生在地下洞顶岩层之上有土层覆盖的地方。如果洞顶埋深浅，密封性好，又不漏气，遇到地下水强烈活动，即水位下降后又急剧上升时，洞内受压缩的强大的空气压力，就会将洞顶爆破。

### （四）堆积作用

岩溶区的堆积比较复杂，它不仅有地表和地下堆积，而且还有化学性的  $\text{CaCO}_3$  堆积（沉淀）与物理性的碎屑物堆积。

物理性的碎屑物堆积以地表为主，如河流、湖泊、沼泽、洼地堆积和坡积及残积等。除坡积与残积外，其余这些堆积物颗粒较细，厚度也较小。因为可溶岩的组分大多数溶解流失，而残留的物质数量不多的缘故。在坡积中常夹有大块崩石，在地下河床堆积中卵石较多，并常夹有水生生物化石。而地下溶洞中，崩石较多、较大。

化学堆积以  $\text{CaCO}_3$  为主，特别是在地下溶洞内非常发达。堆积机制正与石灰岩的溶解作用相反，即当水中  $\text{CO}_2$  逸出时，水中的碳酸氢钙即行分解， $\text{CaCO}_3$  就发生沉淀，反应式：



导致  $\text{CO}_2$  逸出的原因有多种：如水温或气温升高，二氧化碳分压力降低，水流速度加大，出现紊流或有生物（如藻类）吸收  $\text{CO}_2$  等都会造成  $\text{CaCO}_3$  的沉淀。此外，在干旱地区由于强烈的蒸发而引起水溶液的过饱和；高山冰雪融化的地下水，在温度较高的低处出露；海岸潮间带海水的蒸发而使  $\text{CaCO}_3$  结晶，成为海滩岩的胶结物；海岸沙丘中大量的贝壳砂（ $\text{CaCO}_3$ ）被雨水溶解后  $\text{CaCO}_3$  又重新结晶而成为砂丘岩的胶结物；岩溶淡水与海水混合等都会使  $\text{CaCO}_3$  沉淀。另外，热带海洋的珊瑚礁（ $\text{CaCO}_3$ ）堆积也是一种生物化学堆积。

## 二、地表岩溶地貌

### （一）溶沟、石芽与石林

地表水沿可溶性岩石的节理裂隙和层面流动，不断进行溶蚀和侵蚀，使岩石表面形成沟槽形态。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）漏斗(doline)、竖井与落水洞

**漏斗：**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和塌陷漏斗两种类型。**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。

**落水洞：**是指开口于地面而通往地下深处裂隙、地下河或溶洞的洞穴。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，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：**实际上是一种塌陷漏斗。地表水流入地下河的垂直通道。由落水洞进一步向下发育而成。也叫“天坑”、“喀斯特井”、“天然井”等。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）溶蚀洼地及溶蚀谷地

**溶蚀洼地：**是一种面积比较大的圆形或椭圆形的封闭形洼地。它的四周多被峰林围绕，其形成一般认为是由多个漏斗融合而成。

**溶蚀谷地：**是指宽阔而平坦的谷地，也叫溶蚀盆地。在南斯拉夫称为坡立谷（polje）。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。

## （四）干谷、盲谷和地下河

**干谷：**岩溶地区的干涸河谷。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：**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。

**地下河：**又叫“暗河”、“伏流”。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。

## （五）峰林、孤峰和峰丛

**峰林：**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：**是竖立在平原上孤立的灰岩山峰。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，一般分为园柱状、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。

**峰丛：**是一种连座峰林，基部完全相连，顶部分散成一个个山峰。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。

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。

### 三、地下岩溶地貌

地下岩溶地貌主要是溶洞和地下河。

**溶洞**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。

**石钟乳**：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  $\text{CO}_2$  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  $\text{CO}_2$  含量比下渗水中的  $\text{CO}_2$  含量低得多，所以水滴将失去一部分  $\text{CO}_2$  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。

**石笋**：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  $\text{CO}_2$  的水滴有了更大的表面积，促进了  $\text{CO}_2$  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**：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。

**石幔**：含碳酸钙的水溶液在洞壁上漫流时，因  $\text{CO}_2$  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。

**穿洞**：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。

**地下河**：又叫“暗河”、“伏流”。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。

## 第三节 冰川地貌

教学目标：

掌握冰蚀作用、冰积作用及其形成的各种地貌

在高纬及高山地区，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。冰川冰是多晶固体，具有塑性，并沿着斜坡或在冰层自身的压力作用下缓慢的流动和滑动。这种运动的冰体就叫冰川。

世界上现代冰川约占陆地面积的 10%，集中了全球 85% 的淡水资源。全部融化可以使海洋面上升 66 米。

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。

### 一、冰川作用

#### (一) 冰川的侵蚀作用

冰川具有巨大的侵蚀力。估计冰川的全部侵蚀力超过一般河流 10~20 倍。

纯粹的冰川不具备侵蚀能力，因为冰的硬度很低，冰在不同温度下的硬度为： $0^\circ\text{C}$ ，1~2； $-15^\circ\text{C}$ ，2~3； $-40^\circ\text{C}$ ，4； $-50^\circ\text{C}$ ，6。另外，冰在长期受力时，容易发生流变， $0^\circ\text{C}$  冰的抗压强度为  $2\text{kg}/\text{cm}^2$ ，即 22 米深处的冰已经处于可塑状态，遇到基岩突起只能绕过。冰川所

以具有侵蚀力、能侵蚀地表，主要靠冰中所含的岩石碎块（冰碛）。特别是冰川底部的石块突出时，就成为铁犁和锉刀一样的有力工具。冰碛石越大，突出冰外的部分（角、棱）越小，刻蚀力量越大。冰川底部就象砂轮一样，滑动过程中不断锉磨冰床，这种作用叫**刨蚀作用**，主要造成一些细粒物质。另外，冰川还有一种**掘蚀作用**。冰床上如果有因节理而已经松动的岩块，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。在冰斗后背，冰川的侵蚀方式就是如此。一条冰川究竟以刨蚀作用为主还是掘蚀作用为主，主要取决于冰川基岩的岩性。花岗岩节理发育，有利于掘蚀作用的进行。因此，花岗岩地区冰碛物的漂砾特别多而且巨大。

## （二）冰川的搬运作用

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。这些被搬运的碎屑物叫冰碛物。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，如斯堪的纳维亚的漂砾被搬运到 1000 多公里以外的英国东部、波兰和俄罗斯平原。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。在苏格兰，漂砾被抬举的高度达到 500 米，在美国还有被抬举 1500 米的。在我国西藏东南部大型山谷冰川的漂砾被抬举到 200 米的现象。

## （三）冰川的堆积作用

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。

# 二、冰川地貌

冰川地貌分为冰蚀地貌、冰碛地貌和冰水堆积地貌三种类型。

## （一）冰蚀地貌

冰蚀地貌最典型的有冰斗、槽谷（U 形谷）、峡湾、羊背石等。

### 1. 冰斗、刃脊、角峰

冰斗：山地冰川侵蚀而成的围椅状凹地。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。在平缓的山坡上，或在山坡上流水侵蚀的低洼地处，常能积聚多年积雪，叫永久积雪斑，雪斑边缘冻融作用频繁，岩石受到冻融风化作用破坏，崩解的岩屑在重力和融雪水联合作用下被搬运到低处，逐渐在积雪斑的后沿形成一个陡坎，陡坎在冻融风化作用下不断加高，洼地扩大，称“雪蚀洼地”。雪蚀洼地形成后为积雪创造更为有利的堆积条件，积雪不断增厚成为粒雪斑，进而演化成冰川。当冰川形成后，运动的冰川对底床产生磨蚀和拔蚀作用，并因整个冰川的旋转运动而加深底部，在前方造成坡向相反的岩槛。冰斗的后壁因冻融作用和冰川掘蚀作用后退变高，一般 200~300 米。

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。几个冰斗所夹峙的山峰逐渐变成尖锐的金字塔形**角峰**。

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。

## 2. 槽谷与峡湾

**槽谷：**又叫冰川谷，U形谷。由于冰川作用所形成的谷地。因受冰川侵蚀，谷地比较平直，谷坡陡峻，谷底宽平，横向呈U字形。

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：**峡湾是槽谷的一种特殊形式。指因冰川槽谷被水淹没所形成的与海相通的狭窄海湾。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。

## 3. 羊背石与磨光面、冰擦痕

**羊背石（sheepback rock）：**是冰川底部的一种侵蚀地貌。形态上为单个或群集的基岩小丘，状似羊背，故名。迎冰面因刨蚀（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；背冰面因掘蚀（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。

形成这种特征是因为迎冰面冰川冰因压力增长而出现暂时的融化，融水向下方流到背冰面时，因压力降低而重新冻结起来，造成冰下的冻融风化，使岩石沿节理、层面裂开，冰川越过时即把这种松动的碎块掘蚀而去。

冰川作用所形成的磨光面不仅出现在羊背石上，在U形谷的谷壁和漂砾上也可形成磨光面，条件是岩石比较致密，磨蚀物是沙和粉沙一级的碎屑。擦痕的一端粗，一端细，细的一端指向下游。如果磨蚀物的粒径增大则成擦痕和刻槽。擦痕长数厘米至一米，深度一般数毫米。由于冰川低部的冰流方向可以变化，因而磨光面上的擦痕常成几组交叉出现。冰川擦痕细长而较深，擦痕中有横向阶梯叫颤痕。

### （二）冰碛地貌

#### 1. 冰碛丘陵（基碛丘陵）

冰川消融以后，原来的冰碛物堆积下来，形成冰碛地貌。原来的表碛、内碛、中碛都沉落到底碛之上，合称基碛。这些冰碛物受冰川谷底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，称冰碛丘陵或基碛丘陵。基碛是大陆冰川地区分布最广的一种冰碛，多成片分布，在低洼处沉积较厚，高地很薄，形成波状起伏的冰碛丘陵，其间分布着细粒物质构成的洼地，积水成湖。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。

#### 2. 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。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。

### 3. 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。

### 4. 鼓丘

主要由冰碛组成的、几十米高、几百米长的流线形丘陵叫鼓丘。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。

#### 1. 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，形成冰水冲积扇。许多冲积扇联合成外冲平原，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。

#### 2. 季候泥

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。

#### 3. 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。

#### 4. 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，状如黄土陷穴，叫锅穴。这是原来埋在沙砾中的死冰融化引起的塌陷。

#### 5. 蛇形丘

蛇形丘是狭长、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

各种冰川和冰水地貌类型，可按照成因组合分为山地冰川和大陆冰川地貌。

山地冰川地貌组合类型复杂多样，达 20 种之多。大陆冰川地貌类型单调，总共不超过 11~12 种。

山地冰川以冰蚀地貌复杂为特色。山地冰川地貌组合规律明显，从上到下可以分出几个垂直带：雪线以上是以冰斗、刃脊、角峰为主的冰蚀地貌带；雪线以下、终碛堤以上是槽

谷、侧碛堤、冰碛丘陵为主的冰蚀—冰碛地貌带；冰川末端是以终碛堤为代表的冰碛地貌带；终碛堤外缘，为冰水扇和外冲平原的冰水堆积地貌带。

大陆冰川以堆积地貌突出为特色。大陆冰川地貌组合表现为水平分带性，以终碛堤为界，堤内以冰碛地貌为主，以冰碛丘陵为代表；堤外以冰水堆积地貌为主，以冰水外冲平原为代表。

#### 第四节 风沙地貌

教学目标：

1. 了解风成地貌分布区的环境特征
2. 了解风沙流的概念与特征
3. 掌握风蚀、风积地貌的主要类型及相关概念
4. 了解荒漠的主要类型

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，形成风沙流的过程时，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、物力风化盛行、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。

##### 一、风沙作用

###### （一）风沙流的特征

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。

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。粒径与起沙风速的关系见下表

沙粒粒径与起动的风速值（离地 2m 处，新疆莎车）

| 沙粒粒径（mm）  | 0.10-0.25 | 0.25-0.5 | 0.5-1.0 | >1.0 |
|-----------|-----------|----------|---------|------|
| 起沙风速（m/s） | 4.0       | 5.6      | 6.7     | 7.1  |

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。

###### （二）风沙作用

###### 1. 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。

###### （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。

## 2. 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。

## 3. 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。

## 二、风沙地貌

### （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。其主要的类型有：

### 1.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**。

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）。

在陡峭的岩壁上，经风蚀形成大小不等、形状各异的小洞穴和凹坑。大的深达 10-25cm，口径达 20 cm。由的分散，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。

### 2.风蚀蘑菇和风蚀柱

孤立突起的岩石，或水平节理和裂隙发育的岩石，特别是下部岩性软于上部的岩石，受到长期的风蚀，易形成顶部大、基部小的形似蘑菇的岩石，称**风蚀蘑菇**。

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。

### 3.雅丹

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**。雅丹原是我国维吾尔族语，意为陡峭的土丘。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。

经长期风蚀后，风蚀谷不断扩大，原始地面不断缩小，最后留下来的小块原始地面成为风蚀残丘。它的外形各不相同，以桌状平顶较多，亦有成尖峰状的，高度在 10-30m 不等。

### 4.风蚀洼地

松散物质组成的地面，经风吹蚀，形成宽广而轮廓不大明显的风蚀洼地。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° 以上。

### 5.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，冲沟再经过长期风蚀作用改造，加深和扩大成为**风蚀谷**。崎岖蜿蜒，宽窄不一，沿主要风向延伸，长达数十公里。

一个由基岩组成的地面，经风化作用，暂时水流的冲刷，以及长期的风蚀作用后，风蚀谷扩宽，原始地面不断缩小，最后残留成丘，称为**风蚀残丘**。

### 6.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

### 1.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。

## 2.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。

## 3.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：新月形沙丘是从饼状沙堆到盾形沙丘再到锥形新月形沙丘演化而来的。由于沙堆的存在使地面起伏，风沙流经过沙堆时，使近地面风速发生变化，在沙堆顶部风速较大，沙堆的背风坡风速较小。从沙堆顶部和绕过沙堆两侧的气流在沙堆背风坡产生涡流，并将带来的沙粒堆积在沙堆的后两侧，形成马蹄形小洼地，这时就形成盾状沙丘（b）。如果风速和沙量继续增大，沙堆背风坡的小凹地就将进一步扩大，背风坡相对最大高度接近沙丘最高位置，从沙堆顶部和两侧带来的沙粒在涡流的作用下不断堆积在沙堆的后两侧，形成锥形**新月形沙丘**（c）。锥形新月形沙丘再进一步扩大和增高，使气流在通过它的顶峰附近和背风坡坡脚部分时，产生更大的压力差，从而在背风坡形成更大的漩涡，使原有的浅小马蹄形洼地扩大，从迎风坡吹越沙丘顶的沙流，在沙丘顶部附近的背风坡处堆积，当增长到一定程度，沙粒就会在重力作用下沿背风坡下滑，落在洼地内，再被涡流吹向两侧堆积，这时就形成典型的**新月形沙丘**（d）。

## 三、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。

## （二）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或风化残积物中的细颗粒物。

## （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。

# 第五节黄土地貌

教学目标：

1. 了解黄土的概念与特性
2. 掌握黄土的分布与成因
3. 了解我国黄高原形成的环境条件
4. 了解黄土研究的意义与方法
5. 掌握黄土地貌的主要类型及相关概念
6. 掌握黄土高原水土流失的原因与治理措施

## 一、黄土的概念与特性

### （一）黄土（loess）的概念

黄土是一种灰黄色、均质的、疏松多孔的、富含碳酸钙的粉沙质沉积物，是具有特殊的理化性质的第四纪土状堆积物，

### （二）黄土的特性

质地均一，以粉沙（0.05~0.005 毫米）为主，其含量可达 60% 以上；大于 0.1 毫米的细沙极少，小于 0.005 毫米的粘粒含量，一般在 10%~25% 之间。

成分复杂，富含碳酸钙

3. 结构疏松，颗粒间孔隙较多（孔隙度一般在 40~55% 间），多孔性是黄土区别于别的土状堆积物的主要特征之一。

4. 无沉积层理，但是垂直节理发育

## 二、黄土的分布与成因

### （一）黄土的空间分布

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) 黄土堆积的主要环境条件

1. 紧邻荒漠、戈壁；
2. 来自荒漠的稳定风；
3. 地形为山间盆地或山麓，地势低平；
4. 半干旱、草原或森林草原植被。

#### (三) 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。

黄土风成说认为，荒漠地区是黄土物质（粉沙和尘土）的源地，这里有强大的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。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。

目前风成说得到了比较充分的证据，包括①从亚欧大陆内陆向外围区域，戈壁、沙漠和黄土有规则地依次成带状排列。②黄土的矿物成分具有高度的一致性，与所在地方的各种岩石成分极不相似；③距离荒漠愈远，黄土的粒度成分有逐渐变细的规律性；④黄土覆盖在多种成因的、形态起伏显著的各种地貌类型上，并保持相似的厚度；⑤黄土中含有陆生的草原动物、植物化石；⑥黄土中有随下伏地形起伏的多层重迭的埋藏土壤层。

#### (四) 黄土的研究意义

1. 黄土作为一个地质全，可供人类生息繁衍、生产、生活，为了很好地利用这类土地资源，我们应该对它进行研究；
2. 黄土在堆积过程中包含了当时的环境信息，记录了第四纪期间的环境变化情况，应用地貌学和第四纪地质学手段，可以解译黄土所记录的环境信息，使人类更好地了解我们的地球环境，并预测未来。

#### 沉积物测年的技术方法

碳 14 测年法：碳 14 是天然形成的碳同位素中唯一有放射性的，碳 14 有规律地通过衰变而减少，据此可以判断物品的年龄。不过碳 14 测年法不能倒推得很远，在黄土研究中仅能用于不超过 3、4 万年的地层。

“热释光”和“光释光”技术：矿物埋在地下，受到周围环境中的少量放射性物质释放出的  $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $\gamma$  等射线轰击，积累辐射能，在受热或被光照时通过发光的形式释放出来。如果能知道这种辐射能积累的速度，测量矿物释放出的总能量，就能知道它产生的年代。

古地磁测年法：地质学家已经通过火山岩的研究，对地磁倒转的历史有很好的了解，建立了一个标准地磁年表，测量黄土层中古代矿物的剩余磁性，与标准地磁年表对比，也可以知道土层的年龄。古地磁测年法非常有用，可以分析有几千万年历史的东西。

### 三、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

##### 1. 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。

## 2.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。

## 3.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。

## 4.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。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。

#### 1.黄土塬

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，这时就可能有二个沟头向中心伸展而很接近，沟头之间剩

下一条极窄的长脊，称为“yǎoxiàn 峁峁”。

#### 2.黄土梁

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。

#### 3.黄土峁

是一种孤立的黄土丘，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。

### （四）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。

#### 1.黄土碟

平缓的黄土地面上的一种碟形凹地，深数米，直径 10~20 米，成为黄土碟。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。

#### 2.陷穴

在地表水容易汇集的沟间地或谷坡上部，由于地表水下渗进行潜蚀而形成的。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崩斜坡上。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

### 3.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。

### 4.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。

## 第六节 海岸地貌

教学目标：

1. 掌握海蚀作用与海蚀地貌的主要类型
2. 了解堆积海岸与海岸堆积地貌，掌握淤泥质海岸的剖面特征
3. 了解生物作用形成的海岸
4. 了解主要的海岸分类方法

### 一、海岸带的动力作用

海洋与陆地相互作用的地带，称为海岸带。一般将海岸带分为海岸、潮间带与水下岸坡三个部分。海岸是岸线以上狭长的陆上部分。它的上界是激浪作用达到的地方。潮间带是高、低潮海面之间的地带，高潮时淹没，低潮时出露。水下岸坡是低潮线以下直到波浪有效作用的下界。

海岸地貌的形成和发展是海岸带的动力与陆地相互作用的结果。海岸带的动力主要是波浪、潮汐和沿岸流，其中以波浪作用为最普遍、最活跃。

波浪在向深处传播过程中，其作用随着深度的加大而迅速减小，在相当于  $1/2$  波长的深处，作用已非常微弱。因此，通常把  $1/2$  波长的深处作为波浪作用下界。一般海滨所见的大浪，波长在 40—80m 左右，也就是说波浪作用的下界在 20—40m 左右。当深海的波浪进入海岸带浅水区后，同海岸带的水下岸坡发生相互作用，外形发生变化。首先，由于同海底摩擦，水质点的运动轨迹由圆形变成椭圆形，愈向海底，轨迹形状愈扁。到达海底，水质点就只是平行于海底作前后往复运动。前已述及，在同一个波浪周期内，水质点向岸运动的速度比向海运动的速度快。深度愈浅，轨迹变形愈强，水质点向岸运动的速度也就愈大于向海运动的速度。同时，波浪前坡变陡，后坡变缓，形成不对称。

海岸带的海底松散物质，在这种变形波浪的推动下可以发生移动。如果海岸带海底是水平的，则由于水质点向岸运动速度大于向海运动速度，松散物质总是要向岸移动。但是水下岸坡大都向海倾斜，松散物质在波浪作用的同时，还受到重力沿岸坡分力的影响，即向岸移动时，受到重力沿岸坡分力的阻碍作用；向海移动时，受到重力沿岸坡分力的推动作用。

水下岸坡下部深度较大，波浪变形不明显，波浪向岸推动力减去重力沿岸坡分力的阻力后，小于波浪向海推动力加上重力沿岸坡分力的推动力，结果泥沙向海移动，堆积在更深处。相反，在水下岸坡上部，水深变小，波浪变形强烈，向岸推动力超过波浪向海推动力。

结果，泥沙向岸移动，堆积在岸边。海岸带松散物质在波浪作用下形成这种与海岸走向垂直的运动，称为横向移动。

波浪由深海进入向海倾斜的海岸带后，按上述规律相继发生变化。在深度相当于两个波高的地方，波浪局部破碎，变成规模较小的波浪继续向岸推进，并发生上述变形。最后，在深度相当于一个波高的地方完全破碎，波峰倒转散碎，形成一列列水脊，称为拍岸浪（激岸浪）。拍岸浪活动的范围称为拍岸浪带。波浪完全破碎后，拍岸浪成为片状水流向岸腾越（进流），逐渐降低流速后流回海中（退流）。下一个波浪同样又形成进流与退流。而由波浪变形作用力推送到岸边的松散物质，即被这些拍岸浪进一步堆积到海岸上。

波浪从深水区进入海岸带所发生的变化，即波浪变形作用，使海岸带的松散物质在波浪力与重力沿岸坡分力的共同作用下，向岸或向海移动，使海岸具有一定的坡降和形态剖面。由同一粒径沉积物组成的岸坡，在水边线附近，因波浪向岸推动力大，所以坡降较大，而在离岸较远的深水处则坡降较小。

不同粒径沉积物组成的岸坡，粗粒物质岸坡陡，细粒物质岸坡缓。例如，岸线附近的砾石岸坡的坡度为  $20^{\circ} - 30^{\circ}$ ，沙粒岸坡，一般不超过  $10^{\circ}$ 。在水深 5m 处，砾石岸坡约为  $5^{\circ} - 7^{\circ}$ ，沙质岸坡只有  $1^{\circ} - 2^{\circ}$ ，淤泥质岸坡小于  $1^{\circ}$ 。

当波浪前进方向与海岸斜交时，将产生波浪的折射作用。

波浪前进方向与海岸斜交，使波浪作用与重力沿岸坡分力作用的方向不一致，物质沿着波浪作用方向与重力沿岸坡分力的合力方向移动。这样，物质不仅发生向岸和向海的移动，并且沿海岸移动，称为纵向移动。在斜向波浪作用下，物质随进流前进时，本应由 1 移动到 M，但因受重力沿岸坡分力的作用，实际上移动到 2 处，而在随退流回返时，因还受到重力沿岸坡分力的作用，而移动到 3。这样，在一个波浪周期中，泥沙向岸和向海移动的同时也沿着海岸方向移动了一定的距离。在波浪连续作用下，泥沙便沿岸形成纵向移动。一般情况下，当波浪前进方向与海岸交角成  $45^{\circ}$  左右时，泥沙纵向移动的速度最快。

泥沙纵向移动持续时间较长，将造成一股流向明显、规模庞大的泥沙流（沉积物流），使港口回淤。

## 二、海蚀地貌

变形波浪及其形成的拍岸浪对海岸进行撞击、冲刷，波浪挟带的碎屑物质的研磨，以及海水对海岸带基岩的溶蚀，统称为海蚀作用。海蚀作用在海岸带形成各种海蚀地貌。主要海蚀地貌如下：

（一）海蚀穴 在有潮汐的海滨，高潮面与陆地接触处，波浪的冲掏作用形成槽形凹穴，断续沿海岸线分布，称为海蚀穴。

（二）海蚀崖 海蚀穴被拍岸浪冲蚀扩大，顶部基岩崩塌，海岸后退时形成陡壁，称为海蚀崖。

(三)海蚀拱桥与海蚀柱 两个相反方向的海蚀穴被蚀穿而互相贯通，称为海蚀拱桥（或海穹）。海蚀崖后退过程中遗留的柱状岩体，称为海蚀柱。

(四)海蚀台 波浪冲掏崖壁，形成海蚀穴，悬空的崖壁在重力作用下崩塌，崩塌下来的石块遭受侵蚀搬运，海浪又重新冲掏崖壁下部，形成新的海蚀穴。这种过程不断进行，即形成海蚀台，在其宽度增大到波浪的冲蚀作用范围之外时，才停止发展。

### 三、海积地貌

海岸带的松散物质，如波浪侵袭陆地造成的海蚀产物、河流冲积物、海生生物的贝壳、残骸等，在波浪变形作用力推动下移动，并进一步被研磨和分选，便形成海滨沉积物。由于地形、气候等影响而使波浪力减弱，海滨沉积物就会堆积下来，形成各种海积地貌。

(一)横向移动为主的海积地貌 波浪加上重力的作用，使岸坡上半部的物质不断向岸移动，岸坡下半部的物质不断向海移动，形成上下两条侵蚀带。两侵蚀带之间存在一个过渡带。沉积物在每次波浪周期运动中，向岸运动的距离等于向海运动的距离，结果沉积物不发生位移，这一地带就称为中立带。

在波浪作用下，原来剖面上的坡度发生变化。中立带以下的下部侵蚀带，由于物质不断向海搬运，形成了侵蚀凹地，使该处岸坡变陡。从侵蚀凹地下移的物质在岸坡更下部波浪作用微弱的水底堆积下来，形成水下堆积台，使岸坡下部海底变浅、变缓。中立带以上的上部侵蚀带，由于物质不断向岸搬运，也形成侵蚀凹地，使该处岸坡变缓。从侵蚀凹地上移的物质堆积在岸边，形成沿岸海滩。

海岸坡度的变化，也使波浪推动力和重力分力随之发生变化。中立带范围向下和向上不断扩大，最后，使岸坡发育成为一条凹形曲线。该曲线上每一点物质在每次波浪运动中，前进速度与回返速度的差值，正好为重力所抵消，结果只在原地作来回运动。当海岸剖面发育到具有上述曲线时，即称为平衡剖面。

海滩是断续地由水下岸坡沉积物组成的。每当暴风浪作用时，沉积物可以在海滩外缘形成一条条垄岗状堤，称为滨岸堤或沿岸堤。滨岸堤的组成物质一般较粗，可以是沙质或砾质的，也可以是含大量贝壳的贝壳堤。

波浪还可以对沉积物发生分选作用。大小混杂的碎屑物质在波浪分选作用下，粗粒物质上移，细粒物质下移。这是因为在相当深的地方，底流的力量不足以推动砾石离开原地，而波浪只能掀起细沙。被掀起的细沙在重力作用下，向下移动。在水浅的地方，波浪作用比较强烈，沙砾被搅混并向上移动；拍岸浪进流，还挟带着砾石，使之沿斜坡向上运动。沉积物经过分选，形成由粗粒物质构成的滨岸堤和细粒物质构成的水下堆积台。

水下堤和离岸坝是物质横向移动所形成的另一类海积地貌。如前所述，当波浪愈接近岸边时，由于海底变浅，摩擦加强，在相当于两个波高的深处局部破碎，形成破浪。此时，由于损失部分能量，因而沉积一部分物质，造成堤状堆积地貌，称为水下堤（水下沙坝）。水下堤不断升高，露出水面，即成为离岸坝（岸外沙坝）。在离岸坝与海岸之间常常形成潟湖，这类潟湖成长条状，以离岸坝与海隔开，但仍有水道同海沟通。

（二）纵向移动为主的海积地貌 在港湾式海岸可以发生一些分段的泥沙流。波浪进入港湾式海岸浅水区，发生折射，导致自岬角流向海湾内部的沉积物作纵向移动。海岸凹进处，由于波能辐散，在港湾尽头发生海滩沉积，而海岬前方则被冲蚀形成海蚀崖，成为泥沙流的起点。

泥沙流沿岸移动，如海岸方向改变，使波浪作用力减小，则发生堆积，形成多种海积地貌。

在凹形海岸，AB 段海岸与波浪前进方向的夹角大致为  $45^\circ$ ，并且有一股泥沙含量达到饱和的泥沙流从 A 向 B 移动，但当到达 B 点以后，由于海岸方向改变，夹角变为  $>45^\circ$ ，泥沙流搬运能力降低，泥沙在海岸转折处堆积，形成海滩。

在凸形海岸，AB 段有如上同样的情况，但当到达 B 点以后，因海岸与波浪前进方向的夹角  $<45^\circ$ ，泥沙流因搬运能力降低，先在海岸转折处堆积，然后顺原来岸线的方向，逐渐向外伸长，形成一端与陆地连接，另一端伸入海中的沙嘴。

岸外有岛屿或岬角，其后形成波影区。波浪遇岛屿或岬角发生折射，进入屏障后方时已经减弱，搬运能力降低，使物质堆积下来，并逐渐自岸边向岛屿延伸。岛屿向海的一面受到冲蚀，同时在岛屿后方形成一个或两个沙嘴，最后彼此连接成为连岛沙坝，岛屿变为半岛。这样的岛屿称为陆连岛。例如，山东省烟台市的芝罘岛便是一个陆连岛。

分析沿岸纵向移动的泥沙流所形成的各种地貌形态及其物质组成，有助于了解泥沙流的流向、性质及泥沙运动的规律。

例如，滨岸砾石堤，砾径自源地向其移动方向逐渐变小，磨圆度和扁平度逐渐加大。颗粒物在同一斜向波浪作用下，大颗粒移动距离小，细颗粒移动距离大，在这种作用的长期影响下，即发生物质的分选作用。

不仅颗粒的分选反映了泥沙流的方向，而且沿岸沉积物的矿物，（特别是重矿物）分析也有助于泥沙流方向的分析。

以上所述，是基岩沙砾质海岸主要在波浪作用下形成的地貌。在粉沙淤泥物质来源丰富、潮汐作用强盛的地方，则形成粉沙淤泥质海岸地貌。这种海岸由粉沙和淤泥组成，含有大量的水分，地势平缓，宽度很大。

这种海岸带的动力作用，主要是波浪、潮流掀动和携运泥沙，并在一定条件下发生堆积。这类海岸带主要分布在涨潮流速大于落潮流速的海岸。涨潮流由于流速快，水量大，常常使大量悬浮质泥沙随涨潮流向岸推进。由于摩擦作用，流速逐渐减低，泥沙沿途沉积下来。而落潮时，由于流速小，输沙能力低，泥沙不能全部带走，因此在一次全潮后，有一部分泥沙沉积在海岸带。

正是这种潮流作用，使粉沙淤泥质海岸维持极平缓的坡度。潮流携带的粉沙淤泥物质到处分布，并可在任何天然深槽或人工深槽（港口的通海航道、港池等）堆积下来，发生回淤。

粉沙淤泥质海岸可分为上下两部分：下部为涨潮时淹没、落潮时露出的部分，称为泥滩，表面分布有涨落潮冲刷形成的潮沟网。上部位于平均高潮面以上，只有特大高潮才淹没，多生长盐生植物，称为湿地（草滩）。潮水沟道迂回曲折，沟坡平缓，沟道内沉积有厚层淤泥。

海积地貌根据形态表现，可以归纳成四大类：

毗岸地貌：海滩（包括泥滩）等；接岸地貌：各种沙嘴；封岸地貌：拦湾坝、连岛坝等；离岸地貌：离岸坝等。

#### 四、海岸的分类

通常把海岸分为岩岸和沙岸（包括粉沙淤泥质海岸）。

1. 岩岸（山地海岸）岩岸还可以按海岸带地貌排列方式，或其他地貌特征而分为：

（1）海水淹没与海岸直交的谷地，称为里亚式海岸，以西班牙的里亚地区为典型。我国山东半岛的荣成湾一带海岸亦属此类。

（2）海水淹没与海岸平行的谷地，形成达尔马提亚式海岸，以亚得里亚海的达尔马提亚海岸为典型。

（3）海水淹没山地古冰川U形谷，形成峡湾海岸，挪威西岸表现得最典型。上述这三种山地港湾岸由于水深而岸线曲折，常被开辟成优良海港。

（4）断层海岸，这种海岸沿断层分布，岸线平直。台湾东岸属于这类海岸。

（5）海水淹没海岸的岩溶山地，形成岩溶海岸。我国大连市黑石礁一带属于岩溶海岸。

2. 沙岸 沙岸大部分属平原海岸，还可以分为：

（1）三角洲海岸，分布于河流入海三角洲沿岸。

（2）淤泥堆积平原海岸，例如苏北海岸。

（3）潟湖岸，沿岸有潟湖分布。

（4）海水淹没平原河口，形成溺谷海岸，又称江湾海岸。这种溺谷常在河口形成横向沙嘴，甚至封闭河口成为潟湖。秦皇岛两侧即有不少未封闭的溺谷。

（5）溺谷经潮流和波浪的强烈冲刷扩展成喇叭形，便成为三角湾海岸。

此外，低纬度区还有珊瑚礁海岸和红树林泥滩海岸。

我国的海岸类型相当复杂。山地港湾岸有复式排列的特点，这是因为我国沿海的构造地貌排列方式除与海岸线大致平行的北东、北北东走向外，还有北西走向的，两者互相交叉。

北东走向的较宽广深大，北西走向的多深入大陆。我国平原海岸的主要类型是淤泥堆积平原海岸、三角洲海岸和三角湾海岸等。淤泥质堆积平原海岸分布于辽东湾、渤海湾和莱州湾，以及辽阔平直的苏北海岸。长江、黄河和珠江等河口发育着我国最大的三角洲海岸。钱塘江口则是三角湾海岸。