

2 土的形成

岩土工程中所处理和遇到的地质材料的范围是非常巨大的，从密实、坚固、巨大的岩石到碎石、砂、粉土、黏土、富含有机物质的软土等。它们可以具有变化范围很宽的含水率和密实程度。不同类型的土可以在任何场地中存在，它们之间存在差异巨大的工程性质。土的矿物构成可以在几毫米的范围内发生变化。

为了认识和理解某一沉积土层的性质，应该了解它是由什么材料组成的，它是如何到达目前状态的，经过哪些过程，将来会如何变化。这就要求考虑岩石和土的风化、土的侵蚀和搬运，沉积层的沉积过程和沉积后的变化。本章就讨论这些问题，主要参考臧秀平主编的《工程地质》。

2.1 地壳的构造

地球内部位于莫霍面以上的部分，即地球本身最外一圈，称为地壳，它由岩石组成，其表面凹凸不平。地壳又可分为大陆地壳和海洋地壳两种，大陆地壳覆盖了 29.2% 的地球表面。地壳厚薄不等，大约在 5~70 km 之间变化。大陆地壳的厚度大约为 30~40 km，我国青藏高原地区最厚达 70 km。海洋地壳的厚度相对薄一些，平均厚度为 6 km，最厚处也只有 8 km。土体存在于地壳的表面层，它最深可以达到几百米。

地壳底部的温度为 1 200 °C，地壳表面与其底面间平均每 30 m 存在 1 °C 的温差。在某些特殊区域，例如近期有新的地壳运动（造山运动、断层错动、火山喷发），其温度变化速率为每 100 m 存在 20 °C 的温差。这些特殊区域也是人们关注的区域，因为它们是自然灾害（地震、滑坡、火山喷发）发生的潜在区域，但也是可利用热能的潜在区域。

当具有高温熔融的岩浆从下部向上移动时，冷却的速率对所形成的岩石结晶结构具有重要影响。高温熔岩在冷却时，其原子热能也会降低，原子的运动就慢下来，并在这一过程中会力图取得最小自由能的位置。如果冷却过程是缓慢的，那么产生的矿物结晶体就大，所产生的特殊晶格结构取决于熔岩的元素成分。通常熔岩冷却的速度越快，形成的晶体就越小。这是因为形成最小自由能位置的排列时间被减少。例如，火山喷发时高温熔岩冷却的速度非常迅速，以至于在熔岩凝固前还没来得及形成结晶结构，而此时所形成的火山灰物质基本上是无定形物质。

当高温熔岩达到其结晶温度时，就达到了其结晶体最强的电化学稳定性。而当熔岩温度低于结晶温度时，其形成的物质结构的稳定性就降低。例如，橄榄石是岩浆在极高温下结晶形成的，因此它是最不稳定的火成岩之一。岩浆冷却时，土的矿物质可以形成或保存下来，也可以在低一些的温度下逐渐产生化学作用，并形成其他矿物质。Bowen 在图 2.1 中给出了硅酸盐矿物（温度从底层 1 200 °C 开始降低，直到地表常温层）结晶系列图示。

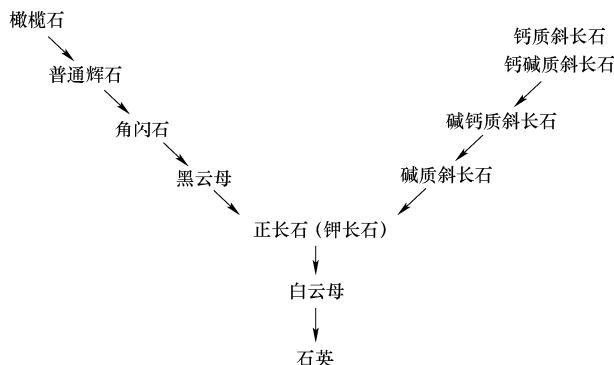


图 2.1 Bowen 的矿物稳定性反应系列 (图中越往下的矿物越稳定)

根据地壳组成物质的差异, 又可将地壳分为两层, 上层叫硅铝层, 下层叫硅镁层 (图 2.2)。

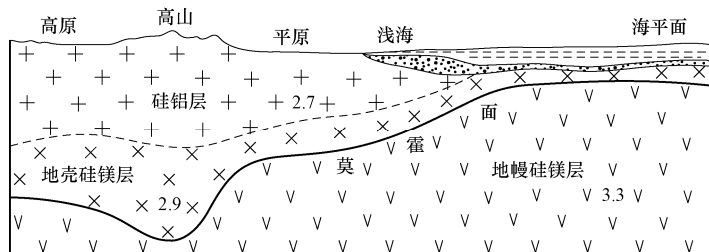


图 2.2 地壳结构示意图 (臧秀平, 2004)

硅铝层又称花岗岩质层, 包括沉积岩层和花岗岩层。前者指分布于地壳表层的未固结或已固结的各种沉积岩。该层是地球外力作用最显著的地带, 物质组成极为多样, 构造形态和地貌形态也非常复杂。花岗岩层是指平均化学组分和花岗岩成分相似的一层, 所以用分布最广的花岗岩为代表。硅铝层在地壳上部不连续分布, 厚 $0 \sim 22 \text{ km}$, 在陆地上较厚, 在海洋底部较薄或缺失, 该层的化学成分以 Si、Al 为主, 密度较小, 平均为 2.7 g/cm^3 , 压力小, 放射性高。

硅镁层又称玄武岩质层, 因为它的平均化学组分和玄武岩相似, 所以用分布最广的玄武岩为代表。硅镁层是硅铝层下面位于地壳下部的成连续分布的一层, 以莫霍面为下界, 厚度在各地不等, 大陆地区厚度可达 30 km , 在海洋底部则仅厚 $5 \sim 8 \text{ km}$ 。该层化学成分 Mg, Fe 相对增多, 密度为 $2.7 \sim 2.9 \text{ g/cm}^3$, 压力可达 9000 MPa , 温度在 $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ 以上。

大陆地壳和海洋地壳有很多不同之处。大陆地壳的厚度较大, 在玄武岩层之上有很厚的沉积岩层 (有些地方缺乏) 和花岗岩层, 即双层结构 (图 2.2); 而海洋地壳的厚度较小, 在玄武岩层之上只有很薄的或者根本没有花岗岩层, 大部分是单层结构。地壳厚度的差异和花岗岩层的不连续分布形成地壳结构的主要特点。由于地壳的物质在水平和垂直方向的不均匀性, 在地球内部的能量作用 (主要有地内热能、重力能、地球旋转能、化学能和结晶能等) 之下, 势必导致地壳经常进行物质的重新分配和调整 (物质移动), 并导致地壳的运动。

2.2 地壳的物质组成

无论是地壳的上层——花岗岩质层，或是地壳的下层——玄武岩质层，都是由多种类型的岩石组成的。岩石是在各种不同地质作用下所产生的、由一种或多种矿物有规律地组合而成的矿物集合体。按照成因，可将构成地壳的岩石归纳起来分为岩浆岩、沉积岩和变质岩三大类。

岩浆岩（或称为火成岩）是火山喷发时，从地壳深部喷出的大量炽热气体和熔融物质，这些熔融物质就是岩浆。岩浆具有很高的温度（800~1 300℃）和很大的压力（大约在几百兆帕以上）。它从地壳深部向上侵入过程中，有的在地下即冷凝固结成岩石，叫侵入岩；有的在喷射或溢出地表后才冷凝成岩石，叫喷出岩。这些由岩浆冷凝、固结而成的岩石通称岩浆岩。

沉积岩是指由地壳上原有的岩石遭风化、剥蚀作用而破坏所形成的各种松散物质和溶解于水的化合物经搬运、沉积和成岩作用而形成的层状岩石。此外，还有一些是由火山喷出的碎屑物质和由生物遗体组成的特殊沉积岩。沉积岩分布很广，占大陆面积的 3/4 左右。沉积岩是在地壳表面常温常压条件下形成的，故在物质成分、结构构造、产状等方面都不同于岩浆岩，它具有自己的特征。

变质岩是已有的岩浆岩或沉积岩在高温、高压及其他因素作用下，矿物成分、结构构造方面发生质变而形成的新岩石，这种变了质的岩石称变质岩。由岩浆岩变质的叫正变质岩，由沉积岩变质的叫副变质岩。变质岩无论岩性或工程地质性质，都与原岩有某些共同点，但又有巨大的差别。

通常在 2 000 m 以内，所见到的岩石 75%为次生岩（沉积岩、变质岩），25%为火成岩。岩石是由许多细小的颗粒组成的，这些细小的颗粒就是矿物。岩石是矿物的集合体，它可由单种矿物组成，也可由多种矿物组成。通过对矿物进行化学分析，便可发现它是由各种自然元素或自然化合物组成的。例如，金刚石是由一种自然元素 C 组成的，石英是由 Si 和 O 两种元素形成的化合物组成的等。由此可见，地壳是由岩石组成的，岩石是由矿物组成的，矿物是由化学元素或自然化合物组成的，因此，化学元素是组成地壳的基本物质。

地壳上层（花岗岩质层）基本的化学元素组成为：O 为 47.3%，Si 为 27.7%，Al 为 7.8%，Fe 为 4.5%，Ca 为 3.5%，Na 为 2.5%，K 为 2.5%，Mg 为 2.2%，Ti 为 0.5%，H 为 0.2%，C 为 0.2%。Si、Al、O 是土中最常见的化学元素。

2.3 地质循环作用

在整个地质期，地壳表面受到 4 种过程的作用：剥蚀过程、沉积过程、成岩过程和地壳的构造运动过程。这些过程在地壳中不断地、无休止地、循环进行着。这些地质循环作用过程可以用图 2.3 表示。

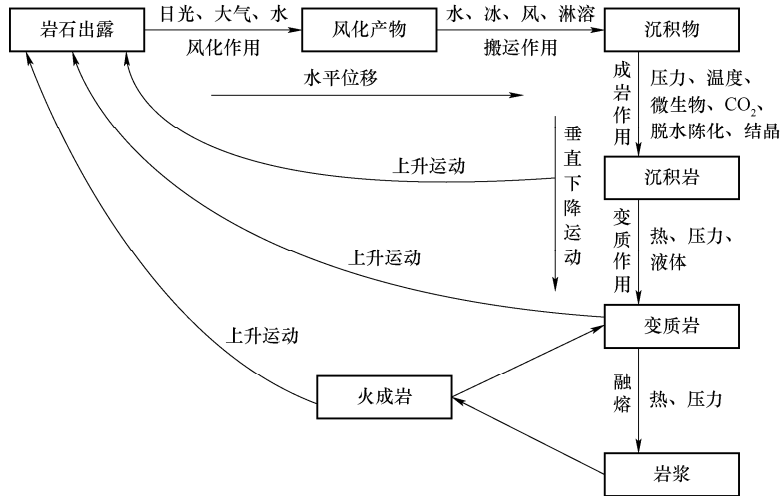


图 2.3 地质循环作用过程示意图（高国瑞，2013）

剥蚀过程包括形成地壳表层土体的所有过程。它们有：冰川作用、山崩、滑坡、地质破碎体的移动、雪崩或崩塌的破碎和运移、风和水流的磨蚀和运移过程及物理、化学、生物风化的过程。其中最重要的是各种风化和运移作用。风化作用使地表岩体发生机械破损和分裂及化学变化，形成岩石破碎物和次生矿物。其中有一部分溶解于水中，赋存于地表或地下水中。除了残留在原处的岩石破碎物和次生矿物外，其余都由各种地质营力从一个地区运移到另一个地区。运移过程中还会发生进一步的风化。风化作用与剥蚀作用的主要区别是：风化作用是使岩石破坏后改变其形状，而剥蚀作用是破坏并转移物体从而改变其面貌。另外，风化会极大地加强剥蚀作用，进而改变地形、地貌。

沉积过程通常定义为沉积物质在地表温度及大气压力下以成层方式进行堆积或形成的过程，包括沉积物埋藏以前（成岩作用开始以前）自风化、搬运以至堆积的全过程。

2.3.1 成岩过程

成岩过程是指，疏松沉积物经过一定的物理、化学、生物化学及其他的变化和改造（如水分挤出、孔隙率减小、密度加大、胶结、重结晶、化学成分变化形成新矿物等），变成沉积岩的作用和过程。成岩作用是沉积岩形成的最后阶段。沉积物的成岩作用是很复杂的，主要包括以下几个方面。

（1）成岩过程的压实作用。由于上覆沉积物逐渐增厚，压力也不断增大，因此，沉积物中的附着水逐渐排出，颗粒间的孔隙减少，体积缩小，颗粒之间的联结力增强，进而使沉积物固结、变硬，这就是压实作用（compaction）。压实作用是黏土沉积物成岩作用的主要方式，如新鲜的黏土沉积物孔隙度可达 80%，压实成页岩后孔隙度可减少至 20% 甚至更小。随着压力的增大，温度也增加。在温度和压力作用之下，沉积物不仅排出颗粒之间的附着水，而且许多含水胶体和含水矿物也会产生失水作用而变为新矿物。例如，蛋白石变为玉髓，褐铁矿变为赤铁矿，石膏变为硬石膏等。矿物失水也可引起沉积物体积收缩现象。

（2）成岩过程的胶结作用。填充在沉积物孔隙中的矿物质将分散的颗粒黏结在一起称为胶结作用（cementation）。最常见的胶结物质成分是硅质、钙质、铁质、黏土质等。这些物质是与沉积物同时形成的，或者是在成岩过程中形成的新矿物，也可以是后来由地下水带来物

沉淀的。胶结作用是碎屑沉积物成岩作用的主要方式，如砾石和砂被胶结后形成砾岩和砂岩。

(3) 成岩过程的重结晶作用。沉积物受温度和压力影响重新结晶，使非结晶物质变成结晶物质，使细粒结晶物质变成粗粒结晶物质，这个过程称为重结晶作用（recrystallization）。一般而言，颗粒细、易溶解的沉积物容易产生重结晶作用。重结晶后，沉积物孔隙减少，密度增大，形成坚硬岩石。重结晶作用是各类化学沉积物和生物化学沉积物成岩作用的主要方式。

另外，当各种风化剥蚀物质被搬运到新环境中沉积时，常常随着环境特点（如气候干湿变化、氧化还原条件等）的改变而发生变化，形成新的矿物或新的矿物组合，如还原环境可以使高价化合物转变为低价化合物等。因此，在成岩作用过程中，不仅沉积物的物理特征会发生变化，而且其化学成分也可通过氧化作用、还原作用、置换作用等发生改变。

沉积岩形成后还将发生一些变化。沉积岩形成以后，到风化作用和变质作用以前，这一漫长阶段发生的变化称为后生作用（epidiagenesis）。后生作用方式主要有胶体陈化、重结晶作用、淋溶和溶解作用、水化作用、压溶作用、结核作用。

成岩作用和后生作用阶段的一些作用可使岩石（或沉积物）中的孔隙率降低，另一些作用使岩石中的孔隙率增加。因此，成岩作用和后生作用对油气储集和油气开发起着重要的作用，是石油地质学及开发地质学研究的重要内容之一。

2.3.2 地壳的构造运动过程

沉积岩大多数是在广阔的海洋和巨大的湖泊中形成的，起初都是水平的。这些水平的岩层都是按老的在下、新的在上，一层覆盖一层地分布于地壳之中。因此，通常越在下面的岩层，其地质年代就越久远。但通常岩层中多数都不是水平的，而是出现了各种各样的变化，有的发生了倾斜，有的变弯曲了，有的形成了断裂，也有的产生了错动。这就是说，沉积岩层的原始形态发生了改变。是什么原因促使产生了这种改变呢？是地壳运动，也称为构造运动。

地壳运动是指由地球内力所引起地壳内部物质缓慢变化的机械运动。它使地球表面海陆发生变化，并使岩层发生变形和变位，形成各种不同形态的岩层。

地壳运动分为水平运动和垂直运动。水平运动是指地壳的物质沿平行于地球表面方向的运动，这种运动使地壳受到挤压、拉伸或平移甚至旋转。垂直运动是指地壳的物质沿垂直于地球表面方向的运动，即地壳上升或下降。它主要引起海洋和陆地的变化及地势高低的改变。

从地壳的某一地区或其演化的某一阶段看，可以是以水平运动为主，也可以是以垂直运动为主，但从全球规模和地壳发展的整个历史看，无论是大陆地壳还是海洋地壳，有越来越多的证据说明，水平或近于水平的运动是主导的，垂直运动是由水平运动派生出来的。

由于地壳运动，岩石原有的空间位置和形态发生改变。岩层由水平变为倾斜或弯曲，连续的岩层被断开或错动，完整的岩体被破碎等，这种原生的形态和位置的改变，称为构造变形，变形的产物称为地质构造。最常见的地质构造为褶皱和断裂。

褶皱：岩层的弯曲称为褶皱，褶皱的基本类型是背斜与向斜。背斜在形态上是向上拱的弯曲，中心部分为老地层，两翼岩层依次渐新。向斜是中部向下弯曲，中心部分为新地层，两翼岩层依次渐老。褶皱中，背斜与向斜常常是并存、相依的。当然，背斜的上凸及向斜的下凹，并不一定与地形的高低一致，背斜可以形成山，也可以是低地；向斜可以是低地，但也可以构成山岭。

断裂：岩石在受力作用后，当应力超过岩石的强度极限时，岩石就要发生破裂，沿破裂面两侧岩体会发生显著相对位移的断裂构造称为断层。断层的规模大小不等，大者沿走向延

伸可达上千千米，向下可切穿地壳，由许多断层组成时，可称为断裂带；小者位移仅几厘米。被错开的两部分岩体沿着滑动的破裂面叫作断层面，断层面可呈水平的、倾斜的或直立的，以倾斜的最多。断层面两侧相对移动的岩块称为断盘。断层面以上的断盘叫上盘，断层面以下的断盘叫下盘。断盘沿断裂面相对错开的距离叫断距。上盘相对下降，下盘相对上升的断层为正断层；上盘相对上升，下盘相对下降的断层为逆断层；两盘沿断层面走向相对水平移动的断层为平移断层。

地壳表面千姿百态的地表形态，都是地壳运动的结果。引起地壳及其表面形态不断发生变化的作用，就是地质作用。地质作用按其能量来源，可分为内力作用和外力作用。

内力作用：内力作用的能量来自地球本身，主要是地球内部的热能，它表现为地壳运动、岩浆活动、变质作用等。

外力作用：外力作用的能量来自地球外部，主要是太阳能。

内力作用形成地表形态的“粗毛坯”，外力作用则不断地把“粗毛坯”进行再塑造，使地表形态更加丰富多彩。外力作用的表现形式有风化、侵蚀、搬运、沉积和固结成岩作用等。地表岩石在风化作用下不断发生崩解、破碎和化学破坏。风化作用的结果是使坚硬的岩石变成松散的碎屑状风化物。风化物残留在地表形成风化壳。在风化作用基础上，流水、风、冰川和生物等外力对地表进行侵蚀破坏作用。风化侵蚀的产物，经过外力搬运作用离开原来的位置，随着流速降低、风力减小或冰川融化等，这些物质又在某一地表处沉积下来。在侵蚀-沉积过程中，形成各种各样的侵蚀、堆积地貌。

流水作用：流水的作用强大而普遍。流水侵蚀使地面变得崎岖。坡面水流冲刷地面，并且下切形成沟谷；水流汇集，使沟谷不断发育，沟谷加宽、加深。瀑布、峡谷就是河流侵蚀作用的强烈表现。我国的黄土高原，由于黄土岩性疏松，再加上地表植被多遭破坏，流水侵蚀严重，造成千沟万壑的地表形态。流水在搬运途中，由于流速降低，所携带的物质便沉积起来。山区河流流出山口，大量碎石和泥沙在山前堆积，形成山麓冲积扇；河流中下游地区，泥沙淤积，则形成宽广的冲积平原和河口三角洲。

风力作用：在干旱地区，风扬起沙石，吹蚀地表，形成风蚀沟谷、风蚀洼地等。地表沙尘和碎屑被风力侵蚀搬走，常形成大片的戈壁和裸岩荒漠。风在搬运途中，当风力减小或气流受阻时，便导致风沙堆积，形成沙丘、沙垄等风积地貌。它们成为沙漠地区基本的地表形态。一些颗粒细小的粉沙尘土，被风挟带到更远的地方才沉落，因而在沙漠的外缘常形成黄土堆积，如我国的黄土高原。

地质作用引起的地壳物质的循环运动，不断改变着地球的表面形态。内力作用使地表隆起或拗陷，形成高山或盆地；外力作用则把高山削低，把盆地填平。在内、外力共同作用下，形成了地球上高低起伏的地表形态，并且由此分别产生了各种不同的自然环境特征。例如，在海陆两大地貌单元的基础上，全球便有了海洋环境和陆地环境的分化；陆地表面从高山、高原、平原、盆地的分布格局，到阴坡、阳坡的差异，又在不同的尺度上引起地理环境进一步分化，从而使陆地环境更加丰富多彩。

地表形态就是在内、外力相互作用下不断地发展、变化着。地质作用，有些进行得很迅速、很激烈，如地震、火山喷发、山崩、泥石流等，它可以在瞬间发生，使地面产生剧变，并往往造成自然灾害；有些则进行得十分缓慢，不易被人们觉察，但年长日久，却会使地表形态发生较为显著的变化。在漫长的地质时期，许多大山被夷平了，许多大海被填平了。今天地球上最雄伟高大的喜马拉雅山脉和“世界屋脊”青藏高原，在几千万年前还是一片汪洋大海。

2.3.3 地层系统和地质年代表

如前所述,越在下面的岩层,其地质年代就越久远。地质年代分为太古代、元古代、古生代、中生代和新生代,每一代还分几个纪,每个纪中又分几个世。地层系统和地质年代相适应,分别称为界、系、统。例如,古生代二叠纪形成的地层称为古生界二叠系。表 2.1 为地层系统和地质年代表。

表 2.1 地层系统和地质年代表(臧秀平, 2004)

界（代）		系（纪）		统（世）	符号	经历时间/ Ma	距今时间/ Ma	地壳运动	主要生物
新生界 （代）Kz		第四系 （纪）Q		全新统	Q ₄	2~3	2~3	喜马拉雅 运动	人类时代
				上更新统	Q ₃				
		第三系 （纪）R	晚第三系 （纪）	中更新统	Q ₂	67~68			
下更新统	Q ₁								
		上新世	N ₂						
		中新世	N ₁						
		渐新世	E ₃						
		始新世	E ₂						
		古新世	E ₁						
中生界 （代）Mz		白垩系 （纪）K		上白垩统（世）	K ₂	55	70	燕山运动	爬行动物 恐龙的时代
				下白垩统（世）	K ₁				
		侏罗系 （纪）J		上侏罗统（世）	J ₃	55			
		中侏罗统（世）	J ₂						
		下侏罗统（世）	J ₁						
		三叠系 （纪）T		上三叠统（世）	T ₃	45	225	海西运动	
				中三叠统（世）	T ₂				
				下三叠统（世）	T ₁				
古生界 （代）Pz	上古生界 （代）	二叠系 （纪）P		上二叠统（世）	P ₂	45			成煤的时代
				下二叠统（世）	P ₁				
		石炭系 （纪）C		上石炭统（世）	C ₃	80			
			中石炭统（世）	C ₂					
			下石炭统（世）	C ₁					
	泥盆系 （纪）D		上泥盆统（世）	D ₃	50				
		中泥盆统（世）	D ₂						
		下泥盆统（世）	D ₁						
	下古生界 （代）	志留系 （纪）S		上志留统（世）	S ₃	40	400	加里东运动	无脊椎动物 的时代
				中志留统（世）	S ₂				
				下志留统（世）	S ₁				
		奥陶系 （纪）O		上奥陶统（世）	O ₃	60			
				中奥陶统（世）	O ₂				
				下奥陶统（世）	O ₁				

续表

界 (代)		系 (纪)	统 (世)	符号	经历时间/ Ma	距今时间/ Ma	地壳运动	主要生物
古 生 界 (代) Pz	下 古 生 界 (代)	寒武系 (纪) ϵ	上寒武统 (世) 中寒武统 (世) 下寒武统 (世)	ϵ_3 ϵ_2 ϵ_1	100	6 000	五台运动	无脊椎动物 的时代
元古界 (代) Pt		震旦系 (纪) Z	上震旦统 (世) 中震旦统 (世) 下震旦统 (世)	Z_3 Z_2 Z_1	400			1 700
太古界 (代) Ar		五台系 (纪) 泰山系 (纪)		Ar	3 500	4 500 (?)		

注：界、系、统是地层单位名称，代、纪、世是相对应的地质年代名称。

表 2.1 所示的是国际性地层单位，即世界上各处的地层，不论其岩性差别如何，只要根据其生物化石特征进行对比，如果可以确定它们是属于同一时代形成的，都可以用同样的界、系、统等作为地层划分的单位。

表 2.1 第四纪中， Q_4 全新世从 1.6 Ma 前到现在，值得特殊关注。因为从地表至地下几十米深处，是一般岩土工程所处的地层，而该地层就是这一期间孕育、发展、形成的。这一期间沉积起到了主要作用，沉积主要是由气候变化引起的。因为在此地层，就其他地质作用来说，这一时间作用太短了。这期间会有多至 20 次的冰川和融解的循环作用，每一次冰川作用面积都会有 3 倍于现在的冰川覆盖面积，由此导致世界范围海水平面的上下起伏与震荡，并和气候环境一起影响土的形成、风化、侵蚀和沉降，以及沉积后土的变化，如土的固结和淋溶的变化，而这些对土的变形、强度和渗流具有重要影响。

2.4 风化作用

在风化的作用下地壳表层岩石或矿物在原地产生裂隙、破碎、侵蚀、分解等，并形成各种尺寸和形状非常不同的破碎物。岩石的风化是破碎和分解的过程，破碎使岩石变成尺寸较小、形状各异、级配差别很大、物质组成很复杂的集聚体；分解使岩石的元素分离或与其他元素重组产生新的矿物质。地表面的岩石和地表以下的岩层具有很大的不同，这主要是由地表以下的岩层所处的物理、化学、环境条件与地表的条件有巨大的不同导致的。高温高压下新初露的岩石进入风化带后，暴露在大气圈中，极大地降低了岩石的温度和压力，产生了体积膨胀，并导致岩石破碎。岩石矿物发生化学分解，并析出热量以补偿其温度的下降，从而改变了矿物的成分和性质。岩石温度和压力的降低与大气圈、生物圈、水圈中各种生物、化学作用交织在一起，产生了岩石的蚀变过程。

岩石风化后直接留在原地形成的残积风化物，或被搬运到低洼处堆积起来，形成堆积风化物。从工程的角度看，风化物强度一般小于原生新鲜岩石，并且风化程度越深，岩石强度越小。

使岩体产生破损的风化过程有：物理、化学和生物的风化作用和过程，这些作用和过程

一般同时或交替进行，并且相互影响。它们的作用只是程度的不同。

2.4.1 物理风化作用

物理风化是指在各种物理作用下地表岩石在原地发生机械破碎，由大石块分裂为小石块或更小颗粒的过程。物理风化不会改变岩石的化学成分，也不会产生新的矿物。以下 6 种物理风化过程很重要。

1. 卸载作用

当岩土体中有效压力（或约束压力）降低时，岩土体因膨胀而产生裂隙和节理，并可以深达地下几千米。另外，卸载作用也可以产生岩石表层的崩裂。卸载作用可能由岩体隆起、侵蚀、流体压力的变化和人工开挖所引起。

2. 温差作用

岩石受温度变化的影响而产生机械破碎的原理有以下 2 个方面。

（1）温度变化的剥蚀作用。岩石是热的不良导体，在阳光和环境的影响下岩石表层存在温差，温差作用会产生热胀、冷缩。但岩石表面和内部的胀缩不能协调一致，会使岩石产生由表层向内层的层层剥落现象，此种现象就是温差剥离作用。

（2）岩石宏观上并不均匀，岩石受温度变化的影响时，由于岩石本身的不均匀，导致温度引起的应变在岩石的不同部位并不一致，并由此产生裂纹或断裂。这种温度的长期反复作用，将会使岩石破裂为各种尺寸的碎石或土颗粒。

温度变化产生的不同胀缩是岩石出现不同应变、发展薄弱的结构面直到最终导致岩石破碎的重要原因。沙漠地区的烈日暴晒和霜冻降温是产生这种情况的典型场合。

3. 结晶胀裂作用

岩石和土的裂隙或孔隙中存在各种可能结晶的溶液水。在干旱或半干旱地区，夜间岩石和土的裂隙或孔隙会吸入大气中的水分而湿解，变成溶液渗入到岩土的内部，在渗入的过程中将所遇到的盐类溶解；而白天在烈日暴晒下，水分蒸发，盐类从溶液中结晶出来。这种反复湿解-蒸发作用使得结晶体体积不断变大，使裂隙或孔隙变大，发生膨胀，并产生很大的膨胀压力。在这种长期反复作用下，岩石和土的裂隙或孔隙不断扩大，进而使岩石和土产生破裂和破碎，这种作用称为结晶胀裂作用。

4. 冻融作用

岩石和土中存在裂隙水或孔隙水，在寒冷季节，这些水会冻结，由此在裂隙或孔隙中产生冻胀，扩大岩石和土中的裂隙或孔隙，造成更深、更密的裂隙或更多、更大的孔隙。如此长期反复作用，使岩土体更加破碎、变小。

5. 岩土体的张拉和剥蚀作用

岩土体的裂隙表面或颗粒的接触面有胶体物质存在，在干燥（湿度减小）或饱和度降低时胶体物质会收缩，这种胶体物质的收缩会在与之接触的岩土体处的周围产生一种张拉应力，这种张拉应力会使岩土体表层开裂、剥离。

6. 碰撞作用

风、水流、波浪的冲击和夹带物对岩土表面的撞击等都会使岩土体遭受破坏和侵蚀。

一般情况下，物理风化是化学风化的先导，它的主要作用是破碎岩石，使其成为较小的颗粒，从而增加化学侵蚀作用的面积。在化学风化过程中通常也伴随着物理风化作用。

2.4.2 化学风化作用

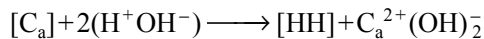
化学风化是指母岩表面和碎散的颗粒受环境因素的作用而改变其矿物的化学成分，形成新的矿物，也称次生矿物。这些次生矿物有的被水溶解，并可以随水流去；有的属于不溶解矿物，它们有部分残留在原地，也有部分被搬运到其他地方。环境因素包括水、空气及溶解在水中的 O_2 和 CO_2 等。化学风化常见的原因如下。

1. 水解作用

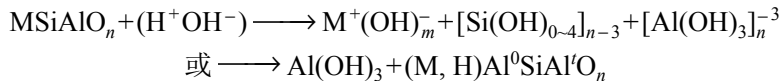
水解作用是指某些矿物与水接触后发生的化学反应，矿物离子与水的 H^+ 或 OH^- 之间发生化学反应，形成带有 OH^- 的新矿物或化合物。它是最重要的化学作用。矿物与水接触后，极小体积的 OH^- 能使自己进入到矿物的晶格里去，置换或取代原矿物存在的阳离子 (Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+})，引起电荷条件的变化，逐渐地破坏原矿物的晶格，并使其缓慢地发生分解。新生矿物的强度往往低于原矿物的强度。例如，正长石 $[KAlSi_3O_8]$ 经过水解作用后，形成高岭石，其化学反应式为



钙长石以 $[C_a]$ 表示为



硅酸盐矿物的水解作用的化学反应式为

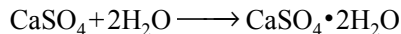


式中： M ——金属阳原子； n ——不固定的原子系数； 0 及 t ——八面体及四面体配位数； $(M, H) Al^0SiAl^tO_n$ ——黏土矿物或硅酸碎屑。

水解作用在静水中不能持续进行，只有在淋溶、络合、吸附和沉淀过程及不断引进离子的情况下，才能不断进行。

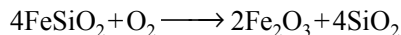
2. 水化作用

水化作用是指某些矿物与水接触后发生的化学反应，水被吸收到矿物的晶体结构中，形成含结晶水新矿物的过程。水化作用改变了原来矿物的化学成分，同时也改变了原来岩石的结构，可以使岩石因体积膨胀而产生破坏，加速风化的过程。例如，土中的硬石膏 ($CaSO_4$) 水化为含水石膏 ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$)，其化学反应式为

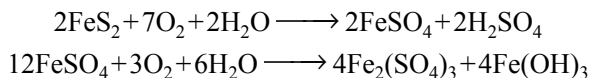


3. 氧化和还原作用

氧化作用是最为活跃的化学风化作用之一，指大气和水中游离氧与土中某些矿物发生作用，形成新矿物的过程。这种作用对氧化铁、硫化物、碳酸盐类矿物表现得较为明显。它可以导致许多含铁的硅酸盐和绝大部分硫化物分解。由于铁的氧化能量很大，它对氧化非常敏感。当硅酸盐晶格中的硅氧四面体所结合的是 Fe^{2+} 时，它与空气或水中的游离氧化合形成铁氧化物，硅酸盐矿物就被分解了，其化学反应式为



通常硫化物最容易发生氧化，例如，黄铁矿 (FeS_2) 与水、氧气作用形成硫酸亚铁 ($FeSO_4$) 和硫酸 (H_2SO_4)。硫酸亚铁 ($FeSO_4$) 与水、氧气作用形成硫酸铁 $[Fe_2(SO_4)_3]$ 和褐铁矿 $[Fe(OH)_3]$ ，其化学反应式为



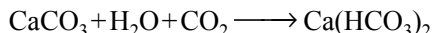
这些反应中形成的硫酸可促进硅酸盐的水解。

还原作用主要发生在缺氧的岩层中，经常与细菌、有机质的存在相关。有机质在分解过程中不仅消耗游离氧，而且还与化学上呈结合状态的氧发生化合反应，从而造成缺氧的环境。某些细菌为了生存，直接从自然界的有机和无机化合物中吸取氧，导致还原条件的产生。

风化带中最广泛出现的是三价铁的氧化物转换为亚铁化合物的还原反应，其结果是铁与含碳酸的溶液接触并形成 $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ 。

4. 溶解作用

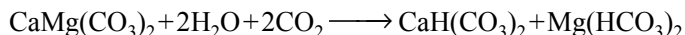
溶解作用是一种常见的化学风化形式，主要指岩石中某些矿物成分被水溶解，并以溶液的形式流失了。当水中含有一定量的 CO_2 或其他化学成分时，或者当温度和压力增大时，水的溶解能力会增强。溶解作用使得岩石的孔隙率增大，裂隙变大、增多，致使岩石产生破损和裂解。例如，石灰岩中的方解石 (CaCO_3) 遇到含有 CO_2 的水时，会生成重碳酸钙 [$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$]，并溶解于水中而流失，使石灰岩形成溶蚀裂隙和孔洞，其化学反应式为



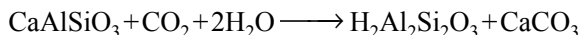
5. 碳酸化作用

碳酸化作用是碳酸离子和重碳酸离子与岩石矿物质的化学反应。大气中的 CO_2 是这些离子成分的来源，而大气中的 CO_2 却又是来自土壤中有机质分解及氧化过程中土壤生物与微生物活动的结果。

在碳酸化作用的影响下，矿物部分或全部发生溶解，使矿物中的金属转变为碳酸盐，同时碳酸可以溶解二价金属 (Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+}) 的盐酸盐，如白云岩的碳酸化学反应为

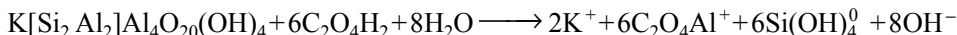


硅酸盐水解时常伴随着碳酸化作用，失去碱金属和碱土金属，生成碳酸盐和黏土矿物：



6. 螯合作用

螯合作用包括配位和除去金属离子，它也有助于驱动水解作用。以白云母为例：



草酸 ($\text{C}_2\text{O}_4\text{H}_2$)、螯合剂和释放的 $\text{C}_2\text{O}_4^{2-}$ 一起形成了含 Al^{3+} 的可溶解的合成物，它可以强化白云母的分解。来自腐殖土的环状结构有机复合物质可以作为螯合剂，它通过环状结构内的共价键把金属离子固定在环内。

通过螯合作用所形成的螯合物的稳定性是不同的，具有 Cu、Zn、Fe、Mn 的合成物较稳定，而具有 Ca、Mg、Na 的合成物不太稳定，容易被其他离子所取代。螯合物容易被淋溶迁移。

7. 阳离子交换作用

阳离子交换是一种重要的化学风化作用。赋存或吸附于矿物中的阳离子可以被交换，尤其是黏土矿物（如蒙脱土）具有很强的阳离子交换性质。离子交换的结果会促使矿物水解。阳离子及其交换至少有 3 种影响土性质的方式。

(1) 在具有氢的胶体或胶粒中，阳离子可以引起胶体氢的替换，促使矿物水解。这会降低携带氢的胶体到达没有风化地表的能力。

(2) Al_2O_3 和 SiO_2 胶体所携带的阳离子会影响所形成黏土矿物的类型。

(3) 土体的物理性质(如渗透性)可能会依赖于吸附于土颗粒表层吸附水中阳离子的浓度和类型。

化学风化可以形成非常细小的土颗粒,其中最主要的是黏土颗粒(粒径小于 0.005 mm)及大量的可溶盐类。由化学风化形成的微细颗粒,其表面积非常大,吸附水的能力很强。

2.4.3 生物风化作用

生物风化作用是指各种动植物及人类活动对岩石的破坏作用,从生物的风化方式看,可分为生物的物理风化和生物的化学风化两种基本形式。生物的物理风化主要是动物和植物产生的机械力造成岩石破碎。例如,植物根系在生长过程中会变长、变粗,使岩石楔裂、破碎;人类从事的爆破工作或动物的活动,对周围岩石产生的破坏等,都属于生物的物理风化。生物的化学风化则主要是由于生物生长、变化过程中所产生的化学成分,它们会引起岩石成分改变,并使岩石发生破坏。例如,植物根分泌的某些有机酸、动植物死亡后遗体腐烂的产物及微生物作用等,可使岩石成分发生变化,并遭到腐蚀破坏。

2.4.4 几种风化同时作用

上述风化作用常常是同时存在、互相促进的,但是在不同区域或地区,自然条件不同,风化作用又有主次之分。例如,在我国西北干旱大陆性地区,水很缺乏,气温变化剧烈,以物理风化作用为主;在东南沿海地区,雨量充沛,潮湿炎热,则以化学风化作用为主。

由于影响风化的各种自然因素在地表最活跃,地表向下随深度增加而迅速减弱,故风化作用也是由地表向下逐渐地减弱的,达到一定深度后,风化作用基本消失。

2.4.5 风化的垂直和水平变化

在风化的过程中,与不同风化阶段相对应,风化的结果在空间上往往表现出明显的垂直和水平方向的分区和分带性。

1. 垂直方向的分区和分带性

通常自地壳表面向深部过渡时,各种物理、化学和生物作用会随着深度的变化而逐渐减小。

物理风化方面:首先,随着深度的增加,岩石的卸载作用会减小,由此产生的膨胀也会减小,并导致其裂解作用降低;其次,随着深度的增加,温差也会减小,岩石受温度变化的影响而产生的机械破碎也会减小;再次,随着深度的增加,结晶胀裂和冻融作用也会减小;最后,岩土体的张拉和剥蚀作用及表层的碰撞等机械作用也会随着深度的增加而减小。物理风化作用主要发生在地表层深几米至几百米范围内。

化学风化方面:随着深度的增加,各层或各带的化学作用的特征也会不尽相同。① 氧化作用层,它位于最上部,接近地表,这层主要存在氧化作用,而水解作用已趋向结束,形成化学分解的产物——铁、铝、锰、钛的氧化物。这层常具有褐色、红色或淡白色构造,且比较疏松。② 水解作用层,该层位于氧化作用层以下,氧化作用刚开始,而淋溶作用已经结束,这时此层主要发展着水解作用。硅酸盐中的碱和碱土金属被淋出,并分解为氢氧化物和硅酸,而低铁氧化为高铁矿物,该层大量集聚着黏土矿物。通常此层为绿色、黄绿色,呈条带或节理构造。③ 淋漓作用层,该层位于水解作用层以下,水化作用结束,主要发展着淋漓作用,开始形成鳞片状外貌的云母族黏土矿物,具有黄色、白色。④ 水化作用,该层位于水解作用

层以下，主要发展着水化作用。硅酸盐通过水化作用形成水云母和绿泥石，并少量带出碱金属。在岩石发生崩解的裂缝和孔洞中有时沉淀菱镁矿。

2. 水平方向的分区性

地壳表面风化层上部直接受到气候条件的影响，原始岩石矿物的成分对风化壳的成分有一定的影响，但当风化作用长期持续进行，并且基本保持在一个水平上时，结果使得在同一气候区域中不同的岩石可以形成基本相同的地球化学特征。因此，风化区域可以按气候地带划分成不同的地球化学类型。

1) 高温潮湿的热带和亚热带

热带和亚热带降雨量很大，高温和降雨使化学风化激烈地进行，有机质被快速分解，所产生的 CO_2 多数向大气逸出，腐殖酸也被雨水稀释。在此环境下，Si、Ca、Mg、K、Na 将被大量淋失，而 Al 和 Fe 氧化物、氢氧化物不断积聚在风化层中，并形成特征矿物：首先为水硬铝石、勃姆石、水赤铁矿、针铁矿等；其次为高岭石、多水高岭石等。这类风化层在铝、铁土化的风化阶段，具有的地球化学类型为红土型，其在第四纪堆积层上，可以表现为各种成因类型的红土，一般具有很好的工程性质。当然，由于淋溶和积聚的条件不同，其工程性质也会有明显的差异。

2) 温暖湿润的温带

温暖湿润的温带因为湿度和温度适中，植被繁茂，有机质分解产生大量的 CO_2 和腐殖酸，土壤溶液呈弱酸性或酸性，由此增强了化学侵蚀作用。在此条件下，Na、K、Ca、Mg 被淋失，Al 和 Fe 被部分迁移，只有 SiO_2 因为在酸性溶液中溶解度小，基本残留在风化层中。因此这类风化层中高岭石替代铝土（铝的硅酸盐替代了铝的氧化物）。其特征矿物为水云母、高岭石、多水高岭石、蒙脱石、少量褐铁矿或针铁矿等，它们具有酸性硅铝化阶段的特征，在第四纪堆积物中形成各种年代的黏性土。

3) 半干旱气候的温带

因为气候干燥，化学反应缓慢，淋溶程度中等， Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 进入土壤中，使孔隙溶液呈碱性和中性， Na^+ 大部分淋失， SiO_2 部分淋失， Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 积聚在风化层中，形成碳酸盐结核和钙积层。这类风化层的特征元素为 Ca，特征矿物是各类碳酸盐、少量伊利石、高岭石和蒙脱石，具有石灰化阶段的地球化学特征，在第四纪堆积层中，常形成具有湿陷性的黄土和黄土状亚黏土。

4) 干旱气候带

干旱气候地区由于气候干燥，并且昼夜温差较大，物理风化作用很大，而化学作用较弱，碱金属和碱土金属基本没有淋失，碎粒矿物基本保持原始矿物成分。沙漠、半沙漠、戈壁滩地区就是这种风化的产物，具有碎屑型地球化学特征。

2.4.6 风化的阶段性

风化作用在时空中明显地表现出阶段性。原生矿物经过风化作用并向最终产物发展的过程中，通常都是经过一些中间阶段而逐渐实现的。火成岩的风化一般经历以下阶段：

1. 破碎阶段

该阶段的特点是力的破坏作用大于化学分解作用，此阶段所形成的碎屑的物质成分还没有变化。

2. 石灰化阶段

这一阶段中 Cl 和 S 被析出, 硅酸盐被水解并带出碱, 使介质溶液变成了碱性反应, 溶液中 Mg^{2+} 和 K^{+} 重新在次生黏土矿物的晶格中被固定, 促使伊利石和蒙脱石这类黏土矿物形成。

3. 酸性硅铝阶段

该阶段继续淋溶碱, 碱性逐渐地被酸性所取代, Mg^{2+} 和 K^{+} 再次被分解出来, 并重新破坏前一阶段形成的伊利石和蒙脱石。酸性反应促进不含碱 (如高岭石) 的黏土矿物的形成。

4. 铝铁土化阶段

这一阶段的特点是几乎所有的硅酸盐矿物都分解成简单的氧化硅、氧化铝和氧化铁的水化物。这一阶段的主要矿物为针铁矿、赤铁矿和水铝矿。

区域的条件不同, 风化作用有时进行得较快, 有时进行得较慢, 有时某一阶段可能完全不出现。通常仅在持久湿热的条件下, 经历长时间的连续风化过程, 才有可能充分经历这些阶段。

各分区或各阶段的特征产物仅标示出了该分区或阶段的特征矿物, 而不是全部矿物成分。

2.4.7 风化产物

风化产物是指岩石经历风化作用而形成的物质。风化作用不同, 所形成的风化产物也会有所不同。物理风化的产物主要是粗细不等、具有棱角的岩石和矿物的碎屑, 它们的成分与原母岩一致。化学风化的产物是: ① 包含 Fe 、 Mn 、 Al 、 Si 等元素, 并且难溶和难迁移的矿物, 它们形成残留在原地的残积物; ② 易溶质, 它们易形成溶液或胶体溶液, 并随着水流而流失, 其化学成分与原母岩有显著差别。生物风化作用的产物主要是富含腐殖质、矿物质、水和空气的土壤。**风化产物主要包括碎屑物质、溶解物质、难溶物质、黏土矿物。**

1. 碎屑物质

碎屑物质主要包括岩石碎屑和矿物碎屑。矿物碎屑中最常见的是化学性质稳定的石英碎屑。在干旱气候条件下, 长石碎屑也是常见的。碎屑成分中也可能包括白云母、石榴子石等。通常碎屑物质主要是物理风化的产物, 但有时也可能是化学风化没有完全分解的产物。

2. 溶解物质

溶解物质主要是化学风化和生物风化的产物。溶解物质包括碳酸盐、氯化物、氢氧化物、磷酸盐等易溶性物质, 并且以溶液的形式随水的流动而流失。另外, 溶解物质还包括由岩石分解出来的 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 等物质, 在一定条件下, 它们以胶体溶液的形式流失。溶解物质可以在一定条件下沉积下来, 并构成沉积岩中主要的化学成分之一。

3. 难溶物质

上述 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 等物质除在特定条件下产生一部分流失外, 大部分相对富集起来, 并形成高岭土、铝土、赤铁矿、褐铁矿等不溶的次生矿物, 它们是构成沉积岩中黏土质岩石及其他岩类的主要成分。

4. 黏土矿物

黏土矿物是次生矿物中含量最多的矿物, 其颗粒一般都很细小, 是黏土质岩石和黏土的主要矿物成分。黏土矿物是一种含 Mg 、 Al 的复合铝-硅酸盐晶体, 它由硅片和铝片构成的晶胞交互成层组叠而成, 呈片状。根据硅片和铝片组叠方式的不同, 黏土矿物可划分为高岭石、伊利石和蒙脱石 3 种矿物。

2.5 运移和沉积

风化的物质（土和岩屑）会由于各种地质营力（水、风、各种动力和冰川）的作用，而连续不断地从原风化区域被运移到远近不同的地方，并且运移过程会使运移的物质发生明显的变化。例如，风化的物质被运移到地表低凹的湖、海盆地，并沉积下来，形成松散的颗粒堆积物。这些颗粒堆积物处于新的物理化学环境中，经过一系列变化，最后又会变成密实、坚硬的沉积岩。这种由碎散的颗粒变成岩石的变化、改造过程称为沉积过程和成岩过程。在沉积过程、成岩过程和地壳运动过程中，各种营力会携带风化碎屑物质对地壳表面产生冲刷、磨蚀、溶蚀作用，它们和地壳运动一起导致地貌特征的不同与变化。运移方式主要有推移（滑动和滚动）、跃移、悬空移和溶移等。土的工程性质与运移和具体的沉积过程关系密切。

运移通常包括：风力搬运、水流运移、海浪运移、冰川运移、地下水运移、生物运移等。在搬运和运移过程中，存在颗粒的分选性。风力搬运的分选性最好，冰川运移的分选性最差。

1. 沉积概述

沉积是指运动的介质所搬运的物质到达适宜的场地后，由于环境条件发生改变而发生沉淀、堆积的过程和作用。沉积可以定义为沉积物质在地表环境中以成层的方式进行堆积的过程，包括成岩作用开始前的风化、运移和沉淀、堆积的全过程。按沉积环境，它可分为大陆沉积与海洋沉积两大类；按沉积作用方式，它又可分为机械沉积、化学沉积和生物沉积三大类。

2. 沉积环境

沉积环境对沉积物的工程性质有重要影响，它对沉积物的沉积厚度和固结过程中所发生的物理、化学和生物化学的条件起决定作用。沉积环境与决定土类性质的地理分类如下。

1) 大陆环境（潮汐带以上地区）

原地残积土（山顶、分水岭、平台、缓坡）；坡积土（斜坡、坡脚、山前区）；洪积土（山前缓坡、戈壁滩、山口洪积扇和裙）；冲积土（山区峡谷、平原河谷、阶地、泛滥平原、浸滩、河网）；湖泊沉积土（湖、泊、三角洲湖网）；沼积土（沼泽积土、苔原）；风积土（沙漠、黄土高原、湖滨和海滨）。

2) 海洋环境（潮汐带以下）

陆架土（从潮汐带以下到 200~250 m 水深处的土，坡度平缓，约为 0.1° ）；陆坡、大陆前沿半深海土（陆坡是陆架前较陡的坡，坡度平均为 4° ；再往深处延伸到较缓的坡，称之为陆前沿）；深海土（水深平均为 5 000 m）。

3) 海陆过渡环境（潮汐涨落之间区域）

海滨土（潮汐沼、潮汐潟湖）；沙滩；三角洲沉积物。

3. 运移过程对沉积物工程性质的影响

运移过程对沉积物工程性质的影响主要表现为对土的分选、磨蚀和集聚的过程。

1) 分选过程

分选过程划分为 2 类，其一是局部分选过程，通过这一分选过程产生具有不同大小颗粒分布的土层或透镜体；其二是纵向分选过程，这一分选过程导致沿水流方向土颗粒粒径逐渐变小。分选过程受流体的流量、速度、土颗粒大小和形状的控制和影响。流体的流量越大，携带的颗粒物质越多，其中细微颗粒量远大于大颗粒量。流体的流速越大，携带的颗粒粒径就越大。在确定的流速下，球形颗粒通常要比非球形颗粒先下沉；但在流体与固体接触的局

部区域,在接触摩擦作用下,非球形颗粒通常要比球形颗粒先沉降。

2) 磨蚀过程

磨蚀会影响砂土颗粒的大小和形状。磨蚀包含风、水流和冰川产生的碾压、碰撞、压裂、冲击等物理作用,也包含化学和物理的联合作用。水能使砂粒变圆,变光滑。风引起的碰撞和冲击能使颗粒变小,并使其表面变粗糙。冰川的碾压和研磨作用能使砂粒变细,并保持一定棱角。化学腐蚀能使化学稳定性差的碎石受到局部侵蚀,而不同矿物碎屑在运移过程中经受腐蚀作用的时间和程度是不同的,辉石、闪石、长石受化学和物理作用发生迅速的破碎和蚀变;而石英主要受到力学作用才发生变化,且其变化速度也较慢。所以,石英砂可以在风的搬运过程中多次沉积,并保存下来,重量损失不超过 2%,磨圆度的增加也不大。

3) 集聚过程

运移过程中土的颗粒将不断地变小,但这种颗粒变小的过程不会无休止地进行下去。颗粒随着粒径的不断变小,其表面积也在不断地增加,表面活性也在增加。当土的粒径减小到某一确定值后,细小颗粒在介质中运动时发生撞击所引起的回弹能量与颗粒之间的吸引能量相等或较小时,分散作用转变为聚合作用,细小颗粒不再变小,反而会聚合在一起并逐渐变大。当颗粒粒径增大到某一确定值时,又会发生磨损、碰撞,并再度变小。对于特定运移的介质,这种分散和聚合过程在一定粒径变化的范围内会达到平衡。

大部分黄土集粒是微粒集成体,探测结果表明它们以钙质胶结为主。也许在风搬运过程中碳酸钙胶粒把其他微小颗粒凝聚胶结在一起形成黄土集粒,也可能在沉积之后形成不规则的集聚体,经再次搬运后,逐渐形成比较规则的、粒径较为均匀的颗粒。黄土的粒径大小可直接反映这种分散和集聚的平衡结果,黄土的粒径大小在 $10\sim 100\text{ }\mu\text{m}$,粒径是以风为营力的多次搬运的平均粒径。

水作为运移的介质会更有利于前述的分散和集合的过程。当然这一过程更为复杂,除了物理作用之外,化学作用有时也更加明显,平衡时其粒径变化的范围会更宽一些,并且随着电解质浓度和温度的变化而变化。

4. 周期性沉积现象

周期性沉积是自然界中经常遇到的普遍现象,其原因为:

- (1) 地球的周期性变化和运动;
- (2) 不同持续时间的季节性气候循环变化,如年周期性变化;
- (3) 周期性火山喷发。

任何周期内形成的沉积层厚度可以从毫米级到几百米级,而持续的周期长度可以从数月数千甚至数万年。周期性沉积类型可以是一种或几种。

2.6 沉积后的成土作用

各种不同粒径和矿物成分的颗粒,经过各种地质营力作用,运移到有利于沉积的地点,堆积起来,并发生一系列物理、化学转变,前面把这一过程称为成岩过程。但从 1.6 Ma 前到现在,即全新世 Q_4 期,这段时间是成岩过程的初期,本节称之为成土过程,成土过程中的各种作用称之为成土作用。

本节主要讨论地表以下 100 m 以内、岩土工程感兴趣的深度范围内的沉积层的成土作用。

2.6.1 压密作用

沉积物在堆积初期是较为松散的，密度也较小。随着沉积物的积累、沉积厚度的不断增加，上覆土自重压力也随之增大，颗粒之间的距离逐渐减小，单位体积内，土的密度、颗粒的联结数目和强度也不断增大和增强，孔隙比减小，土中气体和液体被逐渐排走。这种由土的自重所产生的压密作用，是重要的成土作用。

1. 压密与深度的关系

通常认为沉积过程的压密作用是一种简单的物理作用，压力越大，时间越长，压密作用的影响就越大。所以，可能有人会认为，土的密实程度或孔隙比必定会有规律地随深度而变化。然而，天然沉积土层中土的密实程度往往并不符合这一规律，这是由土颗粒的矿物成分、粒径、孔隙溶液中电解质情况、沉积期的环境和运移条件等因素所导致的。只有在观测较深的沉积土层时，才有可能发现这一规律在发挥作用。这种土的密实程度随深度的增大而增加的规律不是平稳、连续地表现出来的，而可能出现局部跳跃的情况，但总的趋势是不会改变的。因此试图用一个方程式来表示这种复杂的情况几乎是不可能的。

2. 颗粒矿物成分与密实程度的关系

黏性土沉积层的初始密度与土的矿物成分密切相关，刚沉积下来的土颗粒的粒径越小，其沉积密度就越小。根据胶体化学原理，沉积物的初始容积与土颗粒半径的立方成反比。另外，黏性土沉积层所含的置换阳离子成分对初始密度和压密性也有一定的影响。

随着土压力和土密度的增加，土的颗粒成分对其压密性的影响会随之逐渐减小，图 2.4 的结果证实了这一点。图 2.4 给出了含有不同阳离子的膨润土的实验曲线，可以看到初始时，由于阳离子不同，其密实程度（孔隙比）也不同；但随着压力的增加，其密实程度差别也随之减小。当压力到达 252 kPa 时，含 Ca^{2+} 、 K^{+} 的膨润土的两条实验曲线已经重合了。另外，在图 2.4 中，同压力情

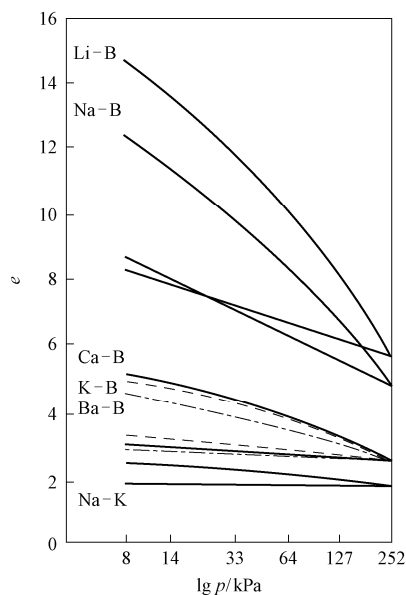


图 2.4 含有不同阳离子的膨润土（用-B表示）和高岭石（用-K表示）的实验曲线（高国瑞，2013）

况下膨润土比高岭石的孔隙比要大。

3. 沉积介质与密实程度的关系

沉积土在水中与在空气中的压密过程是明显不同的。土在空气和水这 2 种不同介质中，单位面积上土的重量相等，但其体积并不相同，水中沉积的土的初始体积通常大于空气中土的初始体积。这是因为小压力情况下，水中土由于扩散双电层起排斥作用，大压力情况下则起润滑作用；而空气中沉积的土颗粒开始就相互直接接触，初始密度较大，之后压力增大使土颗粒重新排列，并变得更为稳定（孔隙比变得更小），由于没有水，其粒间阻力也比水中要大，密度则比水中要低。空气中和水中沉积土的压力与孔隙的关系曲线如图 2.5 所示。

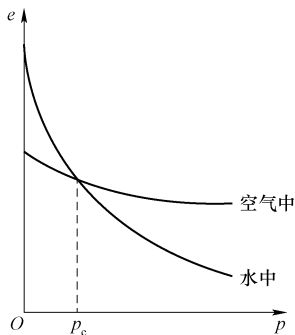


图 2.5 空气中和水中沉积土的压力与孔隙的关系曲线

4. 沉积的时间效应与密实程度的关系

缓慢堆积起来的天然沉积土层的密实程度比快速堆积起来的沉积层的密实程度要小，原因是缓慢堆积起来的沉积土层颗粒之间的凝聚力会随时间的增加而增大。由于沉积土层颗粒之间凝聚力的增大，颗粒之间的滑移减小，而压密作用也会随之减小，所以密度会小一些。反之，快速堆积起来的沉积层时间效应不大，其密实程度要大一些。

土的次固结现象也是一种时间效应对土体压密影响的反映。一般将超静孔压消散后随时间增加而产生的沉降或固结认为是次固结。次固结对土的压密作用具有重要影响。这种影响从图 2.6 中一组经历不同时间的压缩曲线可以清楚地看到，图中右边第一条曲线表示新堆积土的压缩曲线，依次向左表示不同压缩历程的时间影响（0.1、1、10、100、1 000、10 000 年）的具有次固结效应的压缩曲线。从图 2.6 中可以看到相同压力 p_1 作用下，次固结的时间效应使孔隙比减小很大。从回弹曲线可以看到，经过 10 000 年次固结沉降的土，其荷载由 p_1 卸载到 p_0 ，但其孔隙比却变化不大。

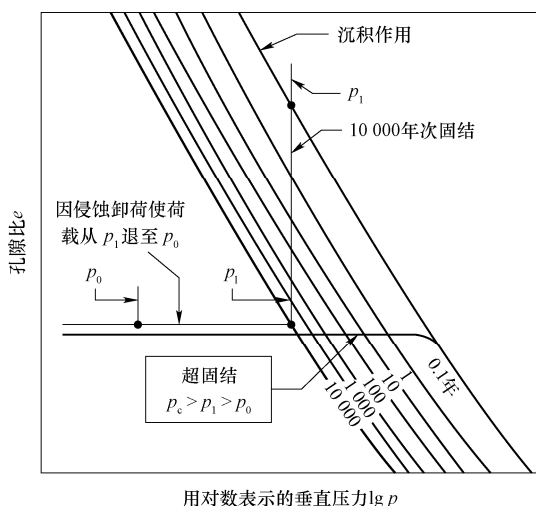


图 2.6 正常固结黏土的地质历史与压密作用

5. 干湿度与密实程度的关系

黏性土含水率减小后会收缩、含水率增加后会膨胀。土在沉积过程中出现干湿交替作用时，由于上覆土压力的不同，可以产生不同的压密效应。这是因为：不同压力、相同干湿循环作用下，土的压密效果是不同的。或压力相同，而干湿循环作用不同，其压密效果也是不同的。实践中人们发现：自然沉积的饱和土的干缩会产生超固结现象（比正常固结土密度大）；自然沉积的非饱和土干燥并产生裂缝时将会导致欠固结现象（比正常固结土密度低）。

2.6.2 土沉积后其颗粒之间的联结

沉积土颗粒之间的胶结作用（除了摩擦作用外）会产生土颗粒之间的附加联结作用和强度。这种胶结作用所产生的附加联结作用可以分成水稳性胶结和非水稳性胶结。

1. 非水稳性胶结

沉积物在风化和沉积过程中，随着水分蒸发，孔隙溶液浓度升高，碱或碱金属首先被淋出。而气候干燥、水分蒸发或其他原因致使孔隙溶液中盐浓度增加，当盐浓度到达某一确定值时会析出微晶体，盐微晶体会使土颗粒胶结起来，起到胶结的联结作用。这种由于孔隙溶液盐分浓度的增加、盐微晶体析出而使土颗粒联结起来的胶结是一种非水稳性胶结，即当水分增加时，这种胶结作用就会减小甚至完全丧失。结晶出来的盐类会随着土中含水率的增加，最容易重新溶解。只有那些比较难溶解的碳酸盐微晶体，其胶结强度和稳定性较好，才能在干湿交替半干旱气候条件下长期地保存下来。但是如果气候条件变潮湿或在水的长期作用下，这种胶结联结也会失去稳定。

2. 水稳性胶结

温暖、湿热气候条件下， Fe^{3+} 、 Al^{3+} 、 Si^{4+} 等离子将大量地从沉积层中淋出，以 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 、 SiO_2 的胶体存在于孔隙液体中。酸性条件下， $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 和 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 胶粒带正电，容

易和带负电的黏粒相互联结，形成胶结作用。这种胶结作用既能增加沉积物的强度，又能覆盖黏粒表面，削弱其表面活性，抑制双电层扩散排斥能。由于这种凝结联结是在孔隙水存在的条件下发生的，所以具有一定的水稳性。胶体氢氧化铁在干燥条件下会脱水，经陈化形成晶态氧化铁（针铁矿、赤铁矿）沉淀在颗粒表面，甚至包裹在颗粒集聚体的外表面，形成很厚的包膜，一般情况下是较为稳定的。

3. 其他形式的联结

沉积过程中土颗粒之间还存在其他形式的联结。

（1）土颗粒之间的接触固化。在高温、高压和长期的持续作用下，同相土颗粒之间会克服颗粒表面的短程斥力，而相互直接接触，并发生一系列物理—化学作用，使之同相固化。

（2）相互凝结形成新的黏土矿物。沉积物在风化过程中所产生的 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 、 SiO_2 的凝胶使土颗粒相互联结，它们是自然界中存在的共生硅酸铝和共生硅铝酸铁的雏形，是形成新的黏土矿物的第一步。只要条件合适，就可以形成新的硅铝盐或在已经生成的矿物颗粒上增生新的晶体，这些硅酸盐雏晶沉淀在 2 个黏土颗粒之间就会产生新的晶质物质，把 2 个颗粒联结起来，形成新矿物。

（3）常温接触固化。黏粒与非黏粒之间或非黏粒与非黏粒之间，当高压接触时，颗粒表面的凸起部位的应力高度集中，接触部位产生塑性变形，并形成局部凝固现象，而把土颗粒联结起来。这就是常温接触固化。

（4）分子热渗固化。在一定压力下，两个接触颗粒之间，当温度增高时，固体分子之间发生的相互扩散和渗透作用会极大地增强，进而产生极高的联结强度。这种现象称为分子热渗固化。

上述沉积之后的所有成土作用有可能并不同时存在或发生。虽然沉积物的成土作用一般情况下会改善土的工程性质，但有些已经固化的、相当密实的土，当重新暴露在大气中，风化、淋溶、干湿交替、冻融更迭等都会使土的强度、刚度和稳定性降低。

2.6.3 土层剖面及其生成和演变

随着土形成过程的演进，成土母质发生层次分异，形成不同的土壤发生层。在同一发生层中，成土过程进行的淋溶、淀积、机械淋洗等作用的方式和强度基本一致，并反映在发生层的形态特征上，如颜色、结构、质地、有机质、紧实度、新生体等，其工程性质也基本一致。因此，各发生层中都具有其特有的形态学特征。如淋溶过程形成淋溶层，机械淋洗过程形成黏化层，潜育化过程形成潜育层等。尽管各种成土过程都发生在土体中的特定层位，但是都与整个土体上下层具有相应的联系，淀积层上部必然有一个物质向下迁移的淋溶层，土壤灰化过程中的铁、铝向下移动，使土层中的二氧化硅相对富积，成为灰白淋溶层——漂白层，其下必然产生一个铁、铝聚积的灰化淀积层。不同土壤发生层的排列形式构成了各种土体的构造，也是各种土壤类型的形态标志。风化过程会使工程场地的土体出现水平分层的现象。土体的剖面指从地面垂直向下的土的纵剖面，也就是完整的垂直发生层序列，是沉积物成土过程中物质发生淋溶、积淀、迁移和转化形成的。不同类型的土，具有不同形态的土体剖面。土的剖面可以表示土的外部特征，包括土的若干发生层次、颜色、质地、结构、新生体等。

土发生层的顺序及变化情况，反映了土的形成过程及土的性质。有时，这些分层区域的两层之间变换较快，而有些层与层之间的划分是较难分辨清楚的，每层厚度为几毫米到几米。

这些不同层之间的土体具有以下任何一项或几项不同：

- (1) 从母岩或源物质材料分离的程度的不同；
- (2) 有机材料的种类、特征和含量的不同；
- (3) 次生矿物的种类和含量的不同；
- (4) pH 的不同；
- (5) 土颗粒的级配的不同。

19 世纪末，俄国土壤学家道库恰耶夫最早把土壤剖面分为 3 个土层，即：腐殖质聚积表层、过渡层和母质层。后来有研究者又提出许多新的命名建议，土层的划分也越来越细。但基本土层命名仍不脱离道库恰耶夫的传统命名法。自从 1967 年国际土壤学会提出把土壤剖面划分为：有机层（O）、腐殖质层（A）、淋溶层（E）、淀积层（B）、母质层（C）和母岩（R）等 6 个主要土层类型以来，经过一个时期应用，我国近年来在土壤调查和研究中也趋向于采用 O、A、E、B、C、R 土层命名法，示例参见表 2.2。主要土层的含义阐述于下。

表 2.2 土壤层的划分示例

O 层	● 枯枝落叶有机物残体		厚度 < 10 cm
A 层	● 较强度风化 ● 颜色深暗		厚度可达 25 cm
B 层	● 中度风化 ● 颜色较浅		厚度大约 30~100 cm
C 层	● 弱度风化		深度在 1 m 以下
R 层	● 基岩，未受风化影响		

O 层：指已分解的或未分解的以有机质为主的土层。它可以位于矿质土壤的表面，也可被埋藏于一定深度处。

A 层：形成于表层或位于 O 层之下的矿质发生层。土层中混有有机物质，或具有因耕作、放牧或类似的扰动作用而形成的土壤性质。它不具有 B、E 层的特征。

E 层：硅酸盐黏粒、铁、铝等单独或一起淋失，石英或其他抗风化石物的砂粒或粉粒相对富集的矿质发生层。E 层一般接近表层，位于 O 层或 A 层之下，B 层之上。有时字母 E 不考虑它在剖面中的位置，而表示剖面中符合上述条件的任一发生层。

B 层：在上述各层的下面，并具有下列性质：

- (1) 硅酸盐黏粒、铁、铝、腐殖质、碳酸盐、石膏或硅的淀积；

(2) 碳酸盐的淋失；

(3) 残余二、三氧化物的富集；

(4) 有大量二、三氧化物胶膜，使土壤亮度较上、下土层为低，彩度较高，色调发红；

(5) 具粒状、块状或棱柱状结构。

C 层：母质层。多数是矿质层，但也将有机的湖积层划为 C 层。

R 层：即坚硬基岩，如花岗岩、玄武岩、石英岩或硬结的石灰岩、砂岩等都属坚硬基岩。

G 层（潜育层）：是长期被水饱和，土壤中的铁、锰被还原并迁移，土体呈灰蓝、灰绿或灰色的矿质发生层。

P 层（犁底层）：由农具镇压、人畜践踏等压实而形成。主要见于水稻土耕作层之下，有时亦见于旱地土壤耕作层的下面。土层紧实、容重较大，既有物质的淋失，也有物质的淀积。

J 层（矿质结壳层）：一般位于矿质土壤的 A 层之上，如盐结壳、铁结壳等。出现于 A 层之下的盐盘、铁盘等不能叫作 J 层。

凡兼有两种主要发生层特性的土层，称过渡层，如 AE、BE、EB、BC、CB、AB、BA、AC、CA 等，第一个字母标示占优势的主要土层。若来自两种土层的物质互相混杂，且可明显区分出来，则以“/”表示，如 E/B、B/C。

经过风化而发展起来的土层，即土壤发生层，按矿物成分和化学构成可以分为 3 种类型：铁铝质土层、钙质土层、铁矾质土层，如图 2.7 所示。图 2.7 (a) 为铁铝质土层，其主要矿物成分和化学构成为由铝、铁的氧化物和硅酸盐构成的石英和黏土矿物，广泛分布于潮湿、多雨的地区。图 2.7 (b) 为钙质土层，其主要矿物成分为硅酸盐，此类土层富有钙元素，这些钙元素来自碳酸钙和其他从母岩分解出来的矿物质。此类土层主要在干旱地区形成，土中部分水分在近地表处被蒸发，并在土孔隙中残留下碳酸钙的颗粒和结节沉淀。图 2.7 (c) 为铁矾质土层，其主要矿物成分为铝和铁的氧化物、富含铁的黏土矿物和氢氧化铝，主要形成于潮湿的热带地区。

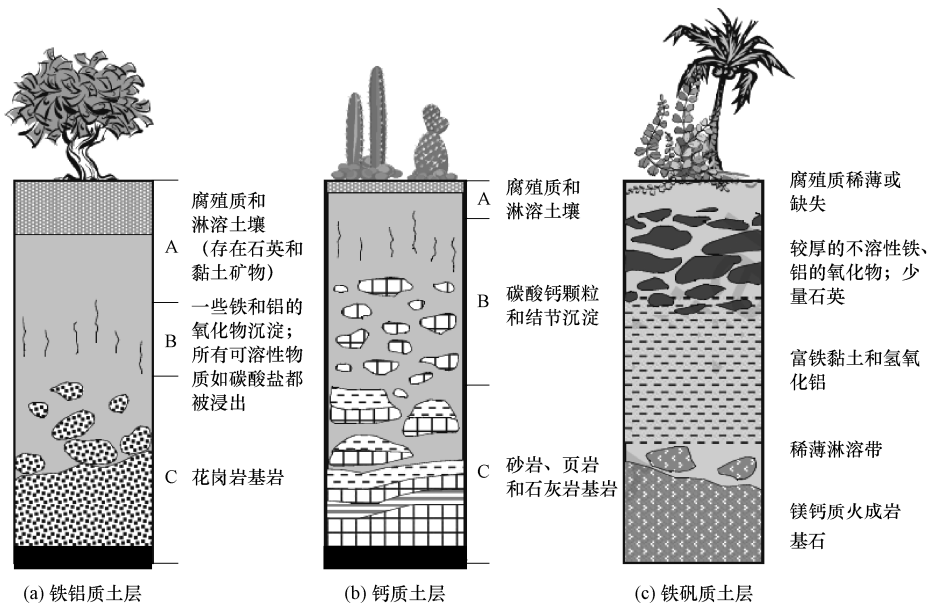


图 2.7 3 种典型土层的类别 (Press et al., 1994)

2.6.4 各种成因的土

母岩的成分、各种风化的不同作用、运移营力、沉积的环境、沉积的厚度、沉积的历史和沉积后各种成土、成岩作用的不同，导致所形成的土层中各种土的物质成分、宏-微观结构和工程性质是非常不同的。下面将讨论各种不同成因所形成的土。

1. 残积土

残积土是指岩石风化后未被搬运而残留在原地的松散岩屑和土形成的堆积物，该风化层称为残积层。残积层向上逐渐过渡为土壤层，向下逐渐过渡为半风化岩石的弱风化层，与母岩之间的界限也不明显。残积土的分布主要受地形控制，分布在地表岩石暴露、风化作用强烈和地表径流速度小的分水岭地带、平缓斜坡地带和剥蚀平原等地区。残积土从地表向深处颗粒由细变粗，一般不具层理，碎块呈棱角状，土质不均匀，孔隙率大、强度低、压缩性高，透水性较强。残积土的厚度与地形、地表径流条件有关。如在夷平面上、分水岭和缓坡低洼处，由于侵蚀与搬运作用较弱，残积层保留较厚；斜坡上厚度较小；经常有水流的沟谷底部，一般无残积层。此外，由于山区原始地形变化较大和岩石风化程度不一，残积土厚度变化很大，工程建设时要特别注意地基土的不均匀性。

工程性质：一般呈棱角状，无层理构造，孔隙度大；存在基岩风化层（带），土的成分和结构呈过渡变化。残积土的工程性质取决于母岩性质、风化类型、风化程度和风化的产物。一般来说，残积土结构比较松散，物质组成与结构不均匀，水平与垂直方向上成分和厚度变化大，组成碎屑物的矿物大部分经风化蚀变，其强度较低。但有的残积土没经过水平移动，土中还保存着母岩的某些微结构的形态，虽然内部某些物质已经被淋溶走了，但残留物之间某些化学键尚未彻底解体，仍然具有一定强度。另外，这些强度也可能是由于淋溶产生的胶体氧化物所导致的，在排水不畅时，这些胶体氧化物可以停留在风化物周围，产生凝聚和胶结作用。例如，残积成因的红土工程地质性质较好。残积土还可用作土石坝的填筑料。

残积土易产生的工程地质问题：

（1）容易产生建筑物地基的不均匀沉降，原因是：土层厚度、组成成分、结构及物理力学性质变化大，均匀性差，孔隙度较大；

（2）容易产生建筑物沿基岩面或某软弱面的滑动等不稳定问题，原因是：原始地形变化大，岩层风化程度不一。

2. 坡积土

形成原因：位于山坡上方的碎屑物质，经雨、雪水洗刷、剥蚀及短距离搬运，另外土粒在重力作用下顺着山坡逐渐移动形成的堆积物，一般分布在坡腰上或坡脚下，上部与残积土相接。

工程性质：具分选现象，下部多为碎石、角砾土，上部多为黏性土；而细小的颗粒随水流方向分布在斜坡稍远的地方。其物质成分与残积土相似。土质（成分、结构）上下不均一，一般层理不明显，结构疏松，压缩性高，土层厚度变化大。新近堆积的坡积物经常具有垂直的孔隙，结构比较疏松，一般具有较高的压缩性。坡积所形成的黄土，其湿陷性一般也比洪积或冲积所形成的黄土要高很多。

易产生的工程地质问题：建筑物不均匀沉降；沿下卧残积层或基岩面滑动等，易于产生不稳定问题。

3. 洪积土

形成原因：由于暴雨或大量融雪骤然集聚而成的暂时性山洪急流带来的碎屑物质在山沟的出口处或山前倾斜平原堆积形成的土体是洪积土。山洪携带的大量碎屑物质流出沟谷口后，因水流流速骤减而呈扇形沉积体，称洪积扇。

工程特征：粒径分布具分选性，距离山口近的地方，颗粒粗大；远处洪积扇边缘地带，土颗粒细小，与山前平原冲积物质交互成层、互相重叠，有明显水平层理；常具不规则的交替层理构造，并具有夹层、尖灭或透镜体等构造；近山前洪积土具有较高的承载力，压缩性低；远山地带，洪积物颗粒较细、成分较均匀、厚度较大。

易产生的工程地质问题：洪积土一般可作为良好的建筑地基，但应注意中间过渡地带可能会地质条件较差，因为粗碎屑土与细粒黏性土的透水性不同而使地下水溢出地表形成沼泽地带，且存在尖灭或透镜体。

4. 冲积土

形成原因：碎屑物质经河流的流水作用搬运到河谷中坡降平缓的地段堆积而形成，发育于河谷内及山区外的冲积平原中。根据河流冲积物的形成条件，可分为河床相、河漫滩相、牛轭湖相及河口三角洲相。

工程特征：冲积平原的土层堆积较厚，具有明显的水平层理，每一层中的土性较为均匀，一般河流上游粒径较粗大，下游逐渐变得细小。河床相土压缩性低，强度较高，而现代河床堆积物的密实度较差，透水性强；河漫滩相冲积物具有双层结构，强度较好，但应注意其中的软弱土层夹层；牛轭湖相冲积土压缩性很高、承载力很低，不宜作为建筑物的天然地基；三角洲沉积物常常是饱和的软黏土，承载力低，压缩性高，但三角洲冲积物的最上层常形成硬壳层，可作低层或多层建筑物的地基。

5. 湖泊沉积物

形成原因：分湖边沉积物和湖心沉积物两类，湖边沉积物由湖浪冲蚀湖岸形成的碎屑物质在湖边沉积而形成，近岸带多为粗颗粒的卵石、圆砾和砂土，远岸带为细颗粒的砂土和黏性土；湖心沉积物由河流和湖流挟带的细小悬浮颗粒到达湖心后沉积形成，主要是黏土和淤泥，常夹有细砂、粉砂薄层。

工程特征：湖边沉积物具有明显的斜层理构造，近岸带土的承载力高，远岸带则差些；湖心沉积物压缩性高，强度很低；若湖泊逐渐淤塞，则可演变为沼泽，形成沼泽土，主要由半腐烂的植物残体和泥炭组成，含水率极高，承载力极低，一般不宜作天然地基。

6. 海洋沉积物

海洋沉积物可分为以下 4 类。

滨海沉积物：主要由卵石、圆砾和砂等组成，具有基本水平或缓倾的层理构造，其承载力较高，但透水性较大。

浅海沉积物：主要由细粒砂土、黏性土、淤泥和生物化学沉积物（硅质和石灰质）组成，有层理构造，较滨海沉积物疏松、含水率高、压缩性大而强度低。

陆坡和深海沉积物：主要包含有机质软泥，成分均一。

海洋沉积物：在海底表层沉积的砂砾层很不稳定，随着海浪不断移动变化，在选择海洋平台等构筑物地基时，应慎重对待。

7. 冰积土和冰水沉积土

冰积土和冰水沉积土分别由冰川和冰川融化的冰下水进行搬运堆积而成，其颗粒由巨大

块石、碎石、砂、粉土及黏性土混合组成。一般其分选性极差，无层理，但冰水沉积土常具斜层理，颗粒呈棱角状，巨大块石上常有冰川擦痕。

8. 风积土

风积土是指在干旱的气候条件下，岩石的风化碎屑物被风吹扬，搬运一段距离后，在有利的条件下堆积起来的一类土。颗粒主要由粉粒或砂粒组成，土质均匀，质纯，孔隙大，结构松散。最常见的是风成砂及风成黄土。

风成砂的现代形态可以砂丘和新月砂丘为代表，它们的特点是移动性。没有生长植物的砂土能够在风吹动下重新移动，所以砂土附近的建筑物有被砂土埋没的危险。为防止这种现象出现，常用植草、造林的方法固定这种砂土。

风成黄土主要特点：一般呈黄或黄褐色，粉粒为主，富含钙，有大孔隙和垂直节理，具有湿陷性。具有上述全部特性的黄土称为典型黄土，而上述部分特性不明显的黄土称为黄土状土，这两者统称黄土。具有湿陷性的黄土称为湿陷性黄土，它的湿陷性对工程建筑的稳定性具有很大影响。

9. 特殊土

特殊土是指具有一定分布区域或工程上具有特殊成分、状态或结构特征的土。我国的特殊土不仅类型多，而且分布广，如各种静水环境沉积的软土，西北、华北等干旱、半干旱气候区的湿陷性黄土，西南亚热带湿热气候区的红黏土，南方和中南地区的膨胀土，高纬度、高海拔地区的多年冻土及盐渍土等。

1) 软土

软土指天然孔隙比大于或等于 1.0，且天然含水率大于液限的细粒土，包括淤泥、淤泥质土、泥炭、泥炭质土等。

软土的分布：软土在我国沿海地区分布广泛，内陆平原和山区亦有分布。我国东海、黄海、渤海、南海等沿海地区，如滨海相沉积的天津塘沽，浙江温州、宁波等地，以及溺谷相沉积的闽江口平原，河滩相沉积的长江中下游、珠江下游、淮河平原、松辽平原等地区。内陆（山区）软土主要位于湖相沉积的洞庭湖、洪泽湖、太湖、鄱阳湖四周和古云梦泽地区边缘地带，以及昆明的滇池地区、贵州六盘水地区的洪积扇等。

工程性质：天然含水率大、孔隙比大、压缩性大、强度低，具有触变性、流变性、低渗透性、各向异性等。各地区的软土虽有共性，但它们的差异还是非常大的。

2) 湿陷性黄土

湿陷性黄土：在上覆土的自重压力作用下，或在上覆土的自重压力与附加压力共同作用下，受水浸湿后土的结构迅速破坏而发生显著附加下沉和变形的黄土。

湿陷性黄土的特征和分布：黄土是第四纪干旱和半干旱气候条件下形成的一种特殊沉积物，颜色多呈黄色、淡灰黄色或褐黄色；颗粒组成以粉土粒为主，粒度大小较均匀，黏粒含量较少；含碳酸盐、硫酸盐及少量易溶盐；含水率小；孔隙比大，且具有肉眼可见的大孔隙；具有垂直节理，常呈现直立的天然边坡。黄土按其成因可分为原生黄土和次生黄土。一般认为不具层理的风成黄土为原生黄土。原生黄土经过流水冲刷、搬运和重新沉积形成次生黄土。次生黄土一般具有层理，并含有砂砾和细砾。

我国黄土分布面积约 64 万 km^2 ，其中具有湿陷性的约 27 万 km^2 ，分布在北纬 $33^\circ \sim 47^\circ$ 。一般湿陷性黄土大多指新黄土，即上更新世马兰黄土和全新世次生黄土，它广泛覆盖在老黄土之上的河岸阶地，颗粒均匀或较为均匀，结构疏松，大孔发育。

(1) 黄土湿陷性的形成原因。

内在因素：黄土的结构特征及其物质组成。

外部条件：水的浸润和压力作用。

(2) 黄土湿陷性的影响因素。

黄土湿陷性强弱与其微结构特征、颗粒组成、化学成分等因素有关，在同一地区，土的湿陷性又与其天然孔隙比和天然含水率有关，并取决于浸水程度和压力大小。

我国湿陷性黄土的固有特征有：① 黄色、褐黄色、灰黄色；② 粒度成分以粉土颗粒（0.05~0.005 mm）为主，约占 60%；③ 孔隙比 e 一般在 1.0 左右，或更大；④ 含有较多的可溶性盐类，如重碳酸盐、硫酸盐、氯化物；⑤ 具垂直节理；⑥ 一般具肉眼可见的大孔。

湿陷性黄土的工程特征：① 塑性较弱；② 含水较少；③ 压实程度很差，孔隙较大；④ 抗水性弱，遇水强烈崩解，膨胀量较小，但失水收缩较明显；⑤ 透水性较强；⑥ 强度较高，压缩性较低，抗剪强度较高，但遇水后（或饱和度增加）其强度变化较大。

3) 红黏土

红黏土指碳酸盐岩系出露区的岩石，经红土化作用而形成的棕红、褐黄等色的高塑性黏土，液限一般大于 50%，上硬下软，具明显的收缩性，裂隙发育。经再搬运后仍保留红黏土基本特征，液限大于 45% 小于 50% 的土称为次生红黏土。

(1) 形成条件。

① 气候特点：气候变化大，年降水量大于蒸发量，潮湿的气候有利于岩石的机械风化和化学风化。

② 岩性：主要为碳酸盐类岩石，当岩层褶皱发育、岩石破碎时，更易形成红黏土。

(2) 红黏土的分布规律。

红黏土主要为残积、坡积类型，也有洪积类型，其分布多在山区或丘陵地带。红黏土是一种受形成条件控制的土，是一种区域性的特殊性土。在我国以贵州、云南、广西分布最为广泛和典型，其次在安徽、川东、粤北、鄂西和湘西也有分布。红黏土一般分布在山坡、山麓、盆地或洼地中，其厚度的变化与原始地形和下伏基岩面的起伏变化密切相关。

(3) 红黏土的成分特点。

红黏土的粒度成分中，小于 0.005 mm 的黏粒含量为 60%~80%，这其中小于 0.002 mm 的胶粒占 40%~70%，使红黏土具有高分散性。红黏土的矿物成分主要为高岭石、伊利石和绿泥石。红黏土的化学成分以 SiO_2 、 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 为主，其次为 CaO 、 MgO 、 K_2O 和 Na_2O 。黏土矿物具有稳定的结晶格架，细粒组结成稳固的团粒结构，土体近于两相系且土中水多为结合水。

(4) 红黏土的物理力学性质。

一是天然含水率、孔隙比、饱和度及塑性界限（液限和塑限）都很高，但却具有较高的力学强度和较低的压缩性。二是各种指标的变化幅度很大。

(5) 红黏土的裂隙性与胀缩性。

① 裂隙性：处于坚硬和硬塑状态的红黏土层，由于胀缩作用形成了大量裂隙，且裂隙的发生和发展速度极快，在干旱气候条件下，新挖坡面数日内便可被收缩裂隙切割得支离破碎，使地面水易侵入，使土的抗剪强度降低，常造成边坡变形和失稳。

② 胀缩性：红黏土的胀缩性能表现为以缩为主。即在天然状态下膨胀量微小，收缩量较

大, 经收缩后的土试样浸水时, 可产生较大的膨胀量。

(6) 红黏土中的地下水特征。

红黏土的透水性微弱, 其中的地下水多为裂隙性潜水和上层滞水, 它的补给来源主要是大气降水、基岩岩溶裂隙水和地表水体, 水量一般均很小。在地势低洼地段的土层裂隙中或软塑、流塑状态土层中可见土中水, 水量不大, 且不具统一水位。红黏土层中的地下水水质属重碳酸钙型水, 对混凝土一般不具腐蚀性。

4) 膨胀土

膨胀土是指含有大量的强亲水性黏土矿物成分, 具有显著的吸水膨胀和失水收缩且胀缩变形往复可逆的高塑性黏土。膨胀土的胀缩性会导致建筑物开裂和损坏, 并且是造成坡地建筑场地崩塌、滑坡、地裂等严重的不稳定因素。

(1) 土体的现场工程地质特征。

① 地形、地貌特征: 膨胀土多分布于Ⅱ级以上的河谷阶地或山前丘陵地区, 个别处于Ⅰ级阶地。

② 土质特征: 颜色呈黄、黄褐、灰白、花斑(杂色)和棕红等色, 多由高分散的黏土颗粒组成, 常有铁锰质及钙质结核等零星包含物; 近地表部位常有不规则的网状裂隙。

(2) 膨胀土的物理、力学及胀缩性指标。

① 黏粒含量多达 35%~85%。

② 天然含水率接近或略小于塑限, 故一般呈坚硬或硬塑状态。

③ 天然孔隙比小, 并且天然孔隙比随土体湿度的增减而变化, 即土体增湿膨胀, 孔隙比变大; 土体失水收缩, 孔隙比变小。

④ 自由膨胀量一般超过 40%, 而各地膨胀土的膨胀率、膨胀力和收缩率等指标的试验结果的差异很大。

⑤ 膨胀土的强度和压缩性。膨胀土在天然条件下一般处于硬塑或坚硬状态, 强度较高, 压缩性较低, 但会因干缩、裂隙发育及不规则网状与条带状结构等原因, 破坏了土体的整体性, 降低承载力, 并可能使土体丧失稳定性。注意: 不能单纯从“平衡膨胀力”的角度或小块试样的强度考虑膨胀土地基的整体强度问题(注意裂隙的影响)。同时, 当膨胀土的含水率剧烈增大或土的原状结构被扰动时, 土体强度会骤然降低, 压缩性增高。

(3) 影响膨胀土胀缩变形的主要因素及其评价。

主要内在因素: 土的黏粒含量和蒙脱石含量、土的天然含水率和密实度及结构强度等。

主要外部因素: 引起地基土含水率剧烈或反复变化的各种因素, 如气候条件、地形地貌及建筑物地基不同部位的日照、通风及局部渗水影响等。

膨胀土建筑场地与地基的评价, 应根据场地的地形地貌条件、膨胀土的分布及其胀缩性能、等级地表水和地下水的分布、集聚和排泄条件, 并按建筑物的特点、级别和荷载情况, 分析计算膨胀土建筑场地和地基的胀缩变形量、强度和稳定性问题, 为地基基础、上部结构及其他工程设施的设计与施工提供依据。

根据各种成因土层的基本特征就可以判断它们的分布、沿走向和沿深度方向的形态和性状, 判断它们的各向异性和将来的变化。土的成因特征从宏观上定性地决定了土的强度和变形的总的变化趋势, 据此可以确定工程勘察的内容、方法和工作量。

2.7 本章结语

地质和土的形成过程的知识有助于了解与预测土的可能构成、土的构造和结构、土的特性和工程行为。通过场地的勘察及地形和地貌数据的收集，人们可以知道地形和地貌形成过程的过去和现在及与之相关的气候和环境条件，这些有助于确定设计土工结构的土质条件 and 设计参数及对其长期行为的预测。例如，这些知识可用于推测和判断黏土矿物的类型，是否需要探测有机矿物和高含量的黏土层的存在，确定构筑物（坝、路基等）填筑料的位置，评估土的不变的母体材料的深度等。土壤的数据可用于推测土的构成和物理性质。

风化和搬运过程中土被磨蚀、分类并形成反映搬运特征的颗粒表面结构，而沉积的条件和环境会影响土颗粒粒径的尺寸、级配和分布。所以，运移和沉积历史的知识可以提供对岩土工程行为的深入理解和把握。简而言之，现在所处理的土及其性能是很久以前其母体材料在侵蚀、风化、搬运等所有作用结合在一起而产生的结果。也就是说，我们对土的形成过程的知识知道得越多，并且对于其形成过程的细节了解和把握得越具体，则处理土的工程能力就越强。

思考题

1. 了解土的形成有何意义？
2. 土是如何生成的？
3. 有哪些风化类型，它们具有什么作用？
4. 土颗粒之间有哪些胶结形式？
5. 何谓水稳性胶结？它是如何产生的，如何对土的力学性质产生影响？
6. 湿陷性黄土有哪些特点？
7. 产生膨胀土的原因有哪些？膨胀土具有哪些工程性质？
8. 时间（历史）对土的行为有何影响？
9. 溶液中可溶盐类是如何对黏土工程性质产生影响的？
10. 非晶质矿物（无定形物质）是如何对黏土工程性质产生影响的？
11. 黏土矿物的来源有哪些？