

土 力 学

钱家欢 主编

河海大学出版社

土 力 学

钱家欢 主编

河海大学出版社

土 力 学

钱家欢主编

*

河海大学出版社出版

(江苏省南京市西康路1号)

江苏省新华书店发行

武进县村前印刷厂印刷

*

开本 787×1092毫米 1/16 印张 16.5 字数 412千字

1988年4月第一版 1988年4月第一次印刷

印数 1~10000 册

*

ISBN 7-5630-0001-1/G·2

定价 2.85

前 言

这份教材是土力学教研室全体同志从七十年代中期到目前的十年中经过多次试教改写而编成的，在这期间曾走访国内多所兄弟院校及生产机构，吸收了校内外同行及同学们的意见。这些都有助于我们工作的改进。在这十年过程中，主持编写的同志已数易其人，但是目前的成果，正是历次编写主持人及教研室全体同志长期努力的结果。

本书经教研室集体讨论，编写者分章负责完成的。这次编写，由钱家欢担任主编。负责各章编写的有：钱家欢(绪论、第九章)，方涤华(第一、五章)，周萍(第二、三、八章)，方开泽(第四章)，姜朴(第六章)，郭志平(第七章)，俞仲泉(第十、十一章)。方涤华负责统校，卢廷浩担任绘图工作。

鉴于不少兄弟院校采用本教材，希望今后在使用过程中，各方面同志提出宝贵意见，以便我们继续加以修改、充实和提高。

编 者

目 录

绪 论

第一章 土的物理性质和工程分类	(1)
第一节 土的形成	(1)
第二节 土的组成	(2)
第三节 土的结构	(10)
第四节 土的物理性质指标	(12)
第五节 土的工程分类	(20)
第六节 土的压实性	(23)
习 题	(25)
第二章 土的渗透性	(28)
第一节 概述	(28)
第二节 达赛渗透定律	(28)
第三节* 渗透系数的测定	(30)
第四节* 二向渗流和流网的特征	(33)
第五节 渗透力及渗透稳定性	(35)
第六节 在静水和有渗流情况下的孔隙水应力和有效应力	(42)
习 题	(46)
第三章 地基中的应力计算	(48)
第一节 概述	(48)
第二节 地基中的自重应力	(48)
第三节 基底压力的计算	(50)
第四节 地基中的附加应力	(53)
第五节 简单讨论	(69)
习 题	(70)
第四章 土的压缩性与基础的沉降计算	(72)
第一节 概述	(72)
第二节 土的压缩性	(72)
第三节 无侧向变形条件下的压缩量公式	(75)
第四节 基础的沉降计算	(78)
第五节 基础沉降计算的 e - $\log p$ 曲线法	(83)
第六节 土的单向固结理论	(91)
习 题	(99)
第五章 土的抗剪强度	(102)

第一节	概述	(102)
第二节	强度的基本概念及莫尔-库伦理论	(102)
第三节	土的剪切试验	(107)
第四节	三轴压缩试验中的孔隙应力系数	(112)
第五节	剪切试验中土的性状	(115)
第六节	试样在三轴剪切试验中的应力路径	(123)
第七节*	由固结引起的强度增长	(125)
	习 题	(128)
第六章	土压力	(129)
第一节	概述	(129)
第二节	朗肯土压力理论	(130)
第三节	库伦土压力理论	(137)
第四节	土压力计算的讨论	(150)
第五节	工程中的挡土墙土压力计算	(151)
第六节*	板桩墙上的土压力	(155)
第七节*	涵洞上的土压力	(158)
	习 题	(161)
第七章	土坡稳定分析	(163)
第一节	概述	(163)
第二节	无粘性土土坡稳定分析	(164)
第三节	粘性土土坡的整体圆弧滑动	(165)
第四节	瑞典条分法	(168)
第五节	毕肖普法	(171)
第六节	工程中的土坡稳定计算	(173)
第七节*	孔隙应力的估算	(178)
第八节	复合滑动面土坡稳定分析	(180)
第九节	讨论	(181)
	习 题	(184)
第八章	地基承载力	(187)
第一节	概述	(186)
第二节	按原位试验确定地基的承载力	(187)
第三节	按塑性开展区深度确定地基的容许承载力	(192)
第四节	确定地基极限承载力的理论公式	(195)
第五节	按规范确定地基的容许承载力	(205)
第六节	影响地基承载力的因素	(208)
	习 题	(210)
第九章*	基础沉降与固结理论的进一步分析	(211)
第一节	初始沉降、固结沉降和次固结沉降	(211)
第二节	三维变形状态下求固结沉降	(215)

第三节 应力路径法求基础沉降.....(216)

第四节 二维固结理论——差分解法.....(217)

第五节 三维固结理论.....(219)

第六节 讨论.....(221)

第十章* 桩和桩基的计算.....(223)

第一节 概述.....(223)

第二节 单桩垂直承载力的计算.....(224)

第三节 单桩水平承载力的计算.....(226)

第四节 桩的负摩擦力.....(229)

第五节 群桩的承载力和沉降量.....(231)

第十一章* 松软土地基处理.....(234)

第一节 概述.....(234)

第二节 软粘土地基处理.....(234)

第三节 松砂地基处理.....(243)

第四节 特殊土地基.....(247)

第一章 土的物理性质和工程分类

第一节 土 的 形 成

“土”一词在不同的学科领域有其不同的涵义。就土木工程领域而言，土是指覆盖在地表的没有胶结和弱胶结的颗粒堆积物。土与岩石的区分仅在于颗粒间胶结的强弱，所以，有时也会遇到难以区分的情况。

在自然界，土的形成过程是十分复杂的，但根据它们的来源，可分为两大类：即无机土和有机土。天然土绝大多数是由地表岩石在漫长的地质历史年代经风化作用形成的无机土，所以，通常说土是岩石风化的产物。

这里所说的风化包括物理风化和化学风化。物理风化是指由于温度变化、水的冻胀、波浪冲击、地震等引起的物理力使岩体崩解、碎裂成岩块、岩屑的过程。例如，岩体冷却时引起的变温应力或地表附近日常的气温变化都可导致岩体开裂，若雨水渗入这些裂缝后冻结，冻胀将促使裂缝张开，最后岩体崩解成岩块。通过同样的过程，这些岩块又可进一步碎裂成岩屑。在干旱地区，大风刮起的砂、砾的撞击亦可引起岩体迅速剥落和岩块碎裂。化学风化是指岩体(或岩块、岩屑)与空气、水和各种水溶液相接触，经氧化、碳化和水化作用分解为极细颗粒的过程。生物的活动也可助长风化的进程。

总之，物理风化仅使岩石产生量的变化，而化学风化却使岩石产生质的变化。在自然界，这两种风化作用往往是同时或交替进行的，所以，任何一种天然土通常既有物理风化的产物，又有化学风化的产物。

岩石经风化后仍留在原处的堆积物称为残积土，经受流水、风、冰川等动力搬运离开产地的堆积物称为运积土。残积土的深度和风化程度主要取决于气候条件和暴露时间。气候变化剧烈，残积土深度愈深；愈近地表，风化也愈厉害。残积土的明显特征是颗粒粗细不均，且多为角粒。母岩的种类对残积土的性质有显著影响。母岩质地优良，由物理风化生成的残积土，通常是坚硬和稳定的。然而，如果母岩质地不良，残积土又是化学风化的产物，那么，它们往往比较松软，性质易变。

运积土的特征随搬运动力而异。大多数运积土是由水流冲积的，称为河流冲积土。流水所能带走的颗粒大小取决于流速，因此，大小不同的颗粒随着河流流速的改变可堆积在不同的地方，这就引起一定程度的颗粒分选。一般在河流上游或洪水期间沉积下来的颗粒较粗，下游或洪水过后沉积下来的颗粒较细，所以，在河流上游修建水工建筑物，常要考虑由于地基土的强透水性引起的渗漏和渗透变形问题。而在下游修建水工建筑物，常要考虑由于地基土的高压缩性和低强度引起的基础沉降和稳定问题，有时也得考虑渗透变形问题。尽管河流冲积土的颗粒组成和性质变化很大，但它们的共同特征是粗颗粒浑圆，表面光滑，同时层理分明。

由风力的搬移形成的堆积物称为风积土。这种堆积物常在干旱和半干旱地区遇到，它的

特征是没有层理，颗粒以细砂粒或粉粒为主，十分均匀。黄土被认为是一种风积土。典型黄土具有肉眼可见的竖直根孔，颗粒组成以带角的粉粒为主，常占总土量的60~70%，並含有少量粘粒和盐类胶结物。当它未曾受过水浸泡时，含水量低，一般10%左右，即使很疏松，仍能维持陡壁或承受较大的建筑物荷载。可是，一经遇水，随着胶结强度的迅速降低，会在自重或建筑物荷载下剧烈下沉，黄土的这种性质称为湿陷性。荷载过大，破坏了粒间胶结力，也会引起黄土结构崩解。因此，在黄土地基上修建水工建筑物，应谨慎从事。

由冰川搬运直接沉积下来的堆积物称为冰碛土。它们的主要特征是没有层理，颗粒变化范围很宽，从无塑性的石粉到巨大的漂石。粗颗粒的形状是亚圆的或略带棱角，有时还有磨光面。冰碛土的性质一般是不均一的，可用作土石坝的不透水填料。化学胶结的冰碛土，特别是经过冰荷载作用的冰碛土，具有很高的密实度，常是极好的建筑物地基。由冰川融化水冲积而成的堆积物，具有与河流冲积土类似的特征。

在沼泽地，由植物完全或部分分解的堆积物称为有机土。它具有高压缩性和低强度，应该力求避免作为建筑物地基。

第二节 土的组成

土是一种松散的颗粒堆积物。它由固相、液相和气相三部分组成。固相部分主要是土粒，有时还有粒间胶结物和有机质，它们构成土的骨架；液相部分为水及其溶解物；气相部分为空气和其他气体。

当土骨架的孔隙全部被水占满时，这种土称为饱和土；而当骨架的孔隙仅含空气时，就称为干土；一般情况，在地面以下地下水位以上一定高度范围内的土兼含空气和水，属三相系，称为湿土。

一、土的固相

(一) 成土矿物

上节提到，土是岩石风化的产物。因此，土粒的矿物组成将取决于成土母岩的矿物组成及其后的风化作用。成土矿物可分为两大类：一类为原生矿物。常见的有石英、长石和云母。由岩石经物理风化生成的颗粒，通常是由一种或几种原生矿物所组成，颗粒一般较粗，但也有细到石粉的。多呈浑圆形、块状或板状，吸附水的能力弱，性质比较稳定，无塑性。另一类为次生矿物，它是由原生矿物经化学风化生成的新矿物，它的成分与母岩的完全不同。次生矿物主要是粘土矿物，即高岭石、伊利石和蒙脱石。由次生矿物组成的颗粒极细，且多呈片状，性质活泼，有较强的吸附水能力(尤其是由蒙脱石组成的颗粒)，具塑性。

砂粒一般由石英组成，其次是长石和云母。当砂土中含有大量呈片状的云母颗粒时，将大大增加它的压缩性和弹性。粘粒中通常包含着由次生矿物组成的极细颗粒，因此，随着土中粘粒含量的增加将显著地改变土的性质，如土的透水性减小，可塑性和压缩性增高等。

(二) 粘土矿物的晶体结构

粘土矿物颗粒基本上是由硅片和铝片组成的晶层叠接而成。硅片的基本单元是硅-氧四面体。它是由一个居中的硅原子和四个在角点的氧原子组成，如图1-1(a)所示。四面体底面上的每个氧原子为相邻单元的两个硅原子所共有。正因为有这种共有的原子，才组成了底面具有六边形孔的硅片，如图1-1(b)所示。由于硅原子为正四价，氧原子为负二价，因此，当

四面体单元由一个硅原子，一个氧原子和三个被共有的氧原子组成时，这种单元尚有未平衡电荷负一价。

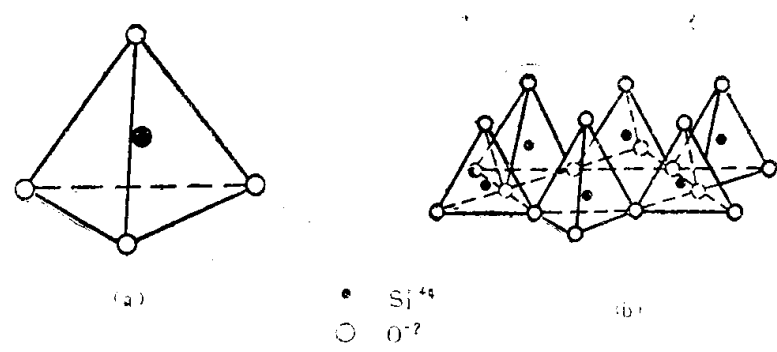


图 1-1 硅片的基本单元和结构

铝片的基本单元是铝-氢氧（或氧）八面体。它是由一个铝原子和六个氢氧离子组成，如图1-2(a)所示。每个氢氧离子为相邻单元的两个铝原子所共有，而组成了铝片，如图1-2(b)所示。由于铝原子为正三价，氢氧离子为负一价，因此，当一个八面体单元由一个铝原子和

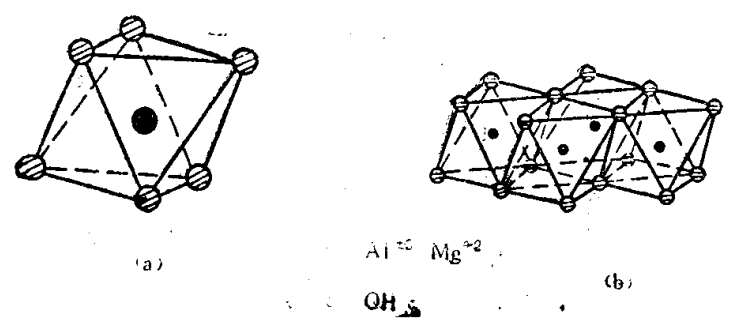


图 1-2 铝片的基本单元和结构

六个被共有的氢氧离子组成时，它的电荷是平衡的。

高岭石是长石风化的产物，它是由一层硅四面体片和一层 铝八面体片组成的晶层(又称 1:1型晶格)叠接而成，如图1-3(a)所示。四面体中未被平衡的电荷通过四面体中的氧原子替代八面体中的氢氧离子来达到每一晶层电量上的平衡。由于每一晶层一面是氧原子，另一面是氢氧离子，因而，晶层与晶层之间可靠氢键连结。氢键虽然是一种较弱的键，但足以阻止水分子进入晶层之间。因此，由高岭石组成的颗粒有时能多达近百个晶层。

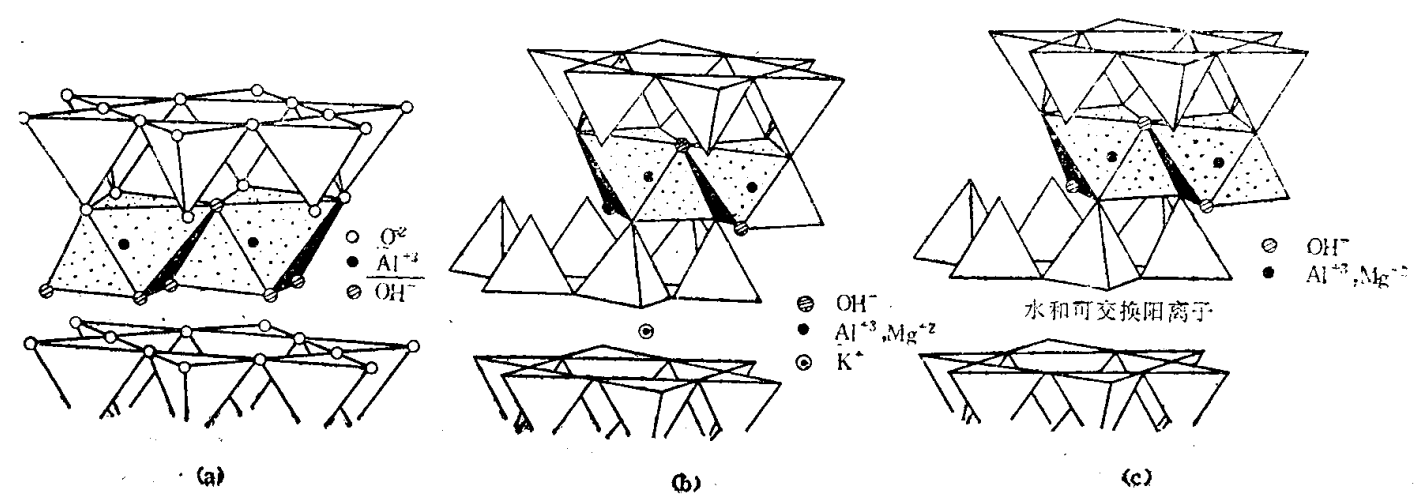


图 1-3 粘土矿物的晶体结构

伊利石主要是云母在碱性介质中风化的产物。它是由两层硅片夹一层铝片组成的晶层(又称 2:1 型晶格)叠接而成,如图 1-3(b) 所示。这样结合的晶层上、下面都是氧原子,晶层之间有钾离子连结。因而,层间间距比较固定,但连结弱于高岭石。由伊利石组成的颗粒较薄而细。

蒙脱石通常是由伊利石进一步风化或火山灰风化的产物。它亦具有 2:1 型晶格,但晶层之间没有钾离子连结,水分子及水化阳离子极易进入而使层间距离扩大,因此,由蒙脱石组成的颗粒可以极薄。当土中含有大量的蒙脱石颗粒时,土中水分的改变将引起土体积的显著胀缩。

应当指出,四面体中的硅原子和八面体中的铝原子可以被其他原子替代,如铁原子和铝原子可替代四面体中的硅原子,铁原子和镁原子可替代八面体中的铝原子,而晶体结构不发生改变,这种替代就称为同型替代。然而,同型替代只能发生在粘土矿物生成期间,而不能随时替代。

(三) 土粒的大小和土的级配

如上所述,土粒的大小与成土矿物之间存在着一定的相互关系,因此,土粒大小在某种程度上也就反映了土粒性质上的差异。土粒的大小通常是以粒径来表示。

天然土是由无数大小不同的土粒所组成,逐个地研究它们的大小是不可能的,通常是把大小相近的土粒合并为一组,称为粒组。不同的粒组赋予土不同的性质。工程上广泛采用的粒组有:砾、砂粒、粉粒、粘粒和胶粒。其中又把大于 0.1mm 的土粒统称为粗粒组,小于 0.1mm 的土粒统称为细粒组。各粒组的进一步细分和粒径范围见表 1-1。

表 1-1 土 的 粒 组

粒 组 名 称			粒 径 范 围 (mm)
粗 粒 组	砾	粗	60~20
		中	20~5
		细	5~2
	砂 粒	粗	2~0.5
中		0.5~0.25	
细		0.25~0.1	
极细		0.1~0.05	
细 粒 组	粉 粒	0.05~0.005	
	粘 粒	<0.005	
	胶 粒	<0.002	

土中某粒组的土粒含量定义为该粒组中土粒质量与干土总量之比,常以百分数表示。而土中各粒组的相对含量就称为土的级配。土的级配好坏将直接影响到土的性质。级配良好的土,压实时能达到较高的密实度,因而,土的透水性小,强度高,压缩性低。反之,级配不良的土,往往压实密度小,强度低,或者渗透稳定性差。

(四) 颗粒分析试验

在试验室内,为了确定土的级配,最常用的试验方法有筛析法和比重计法两种。前者适

用于粒径大于 0.1 mm 的土，后者适用于粒径小于 0.1 mm 的土。当土内兼含大于和小于 0.1mm 的颗粒时，两种分析方法可联合应用。

筛析法是利用一套孔径由大到小的筛子，如图1-4所示，将事先称过质量的干试样放入筛中，经充分振摇后，把留在各级筛上的土粒分别称量，算出小于某粒径的土粒含量，用以确定土中各粒组的相对含量，下面举例说明之。

〔例题 1-1〕 从干砂样中称取质量 1000g 的试样，放入图 1-4 所示 的标准筛中，经充分振摇，称各级筛上留下来的土粒质量，见表 1-2 第二行，试求土中各粒组的土粒含量。

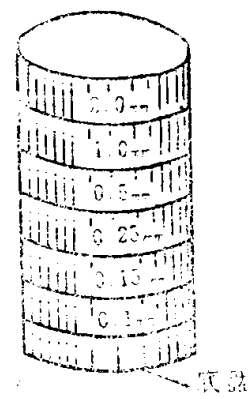


图 1-4 标准筛

筛分析试验结果							
筛 孔 径 (mm)	2.0	1.0	0.5	0.25	0.15	0.1	底盘
各级筛上的土粒质量 (g)	100	100	250	300	100	50	100
小于各级筛孔径的土粒含量 (%)	90	80	55	25	15	10	
各粒组的土粒含量 (%)	10	25	30	10	5		

〔解〕 留在孔径 2mm 筛上的土粒质量为 100g，则小于该孔径的土粒质量为 1000 - 100 = 900g，于是，小于该孔径的土粒含量为 900/1000 = 90%。同样可算得小于其他孔径的土粒含量，见表 1-2 中第三行。

由小于 2mm 和 1mm 孔径的土粒含量 90% 和 80% 可得 2 到 1mm 粒组的土粒含量 0.90 - 0.80 = 10%。同样可算得其他粒组的土粒含量，见表 1-2 中第四行。

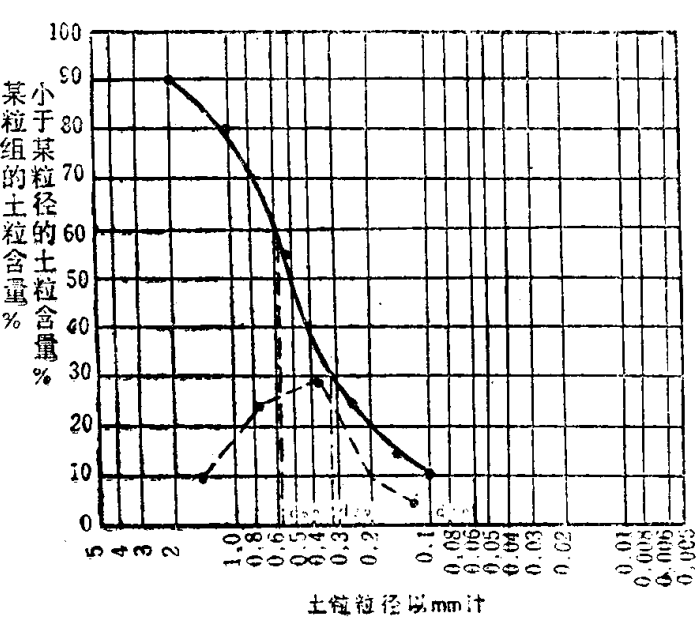
比重计法是 利用不同大小 的土粒在水中的沉降速度不同来确定 小于某粒径的土粒含量的，其原理和操作步骤参阅试验指导书。

不论是用筛析法还是用比重计法，或两者联合应用，都可把试验结果在半对数纸上用下面两种形式的曲线来表示：

- 1. 累积曲线。这是最常用的一种表示颗粒分析试验结果的曲线。它是以粒径为横坐标(对数比例尺)，小于该粒径的土粒含量为纵坐标绘得；
- 2. 分布曲线。它是以各粒组的平均粒径为横坐标(对数比例尺)以各粒组的土粒含量为纵坐标绘得。

图 1-5 为例题 1-1 的筛析试验成果图。图中实线为累积曲线，虚线为分布曲线。

必须指出，实际土粒的形状是各式各样的，很少呈球形，这里所说的土粒粒径是名义粒径。在筛析法中它是以筛孔径代



表的，而在比重计法中是以与实际土粒在水中沉降速度相同的同样物质的球的直径代表的。

(五) 颗粒分析试验曲线的主要用途

按累积曲线可求得：

- 1.土中各粒组的相对含量，用于粗粒土的分类和大致估计土的工程性质；
- 2.某些特征粒径，用于建筑材料的选择和评价土级配的好坏。

根据某些特征粒径，我们又可得到两个有用指标，即不均匀系数 C_u 和曲率系数 C_c ，它们的定义为

$$C_u = d_{60}/d_{10} \tag{1-1}$$

$$C_c = d_{30}^2/d_{10} \times d_{60} \tag{1-2}$$

式中： d_{10} 、 d_{30} 和 d_{60} ——累积曲线上小于某粒径的土粒含量分别为10%、30%和60%时所对应的粒径，如图1-5中所示。通常把 d_{10} 称为有效粒径； d_{60} 称为控制粒径。

[例题 1-2] 按图 1-5 中的颗粒分析试验结果，计算砂样中粗、中、细砂粒组的含量、不均匀系数和曲率系数。

[解] 由图 1-5 中累积曲线可得小于2mm的土粒含量为90%，小于0.5mm的土粒含量为55%，于是，粗砂粒组的含量为 $0.90-0.55=35\%$ 。用同样的方法可算得中、细砂粒组的含量，见表 1-3 中第三行。

表 1-3 各粒组土粒含量计算表

粒 径 (mm)	2	0.5	0.25	0.1
小于该粒径的土粒含量 (%)	90	55	25	10
粗、中、细砂粒组含量 (%)	35	30	15	

又，按累积曲线查得 $d_{10}=0.1\text{mm}$ ， $d_{30}=0.32\text{mm}$ ， $d_{60}=0.58\text{mm}$ ，于是，按式(1-1)得

$$C_u = d_{60}/d_{10} = 0.58/0.10 = 5.8$$

按式(1-2)得

$$C_c = d_{30}^2/d_{10} \times d_{60} = (0.32)^2/0.10 \times 0.58 = 1.77$$

土的粒径范围窄，累积曲线陡(如图 1-6 中曲线 a)，土的不均匀系数就小，表示土粒均匀；反之，土的粒径范围宽，累积曲线平缓(如图 1-6 中曲线 b)，土的不均匀系数就大，表示土粒不均匀。因此，不均匀系数的大小可用来衡量土颗粒的离散程度，也就是可用来衡量土颗粒的均匀程度。一般而言，土的不均匀系数大，土就有足够的细颗粒去充填粗颗粒形成的孔隙，因此，当它压实时就能得到较高的密实度。可是，某些级配不连续的土，例如，缺乏中间粒径的土，累积曲线呈台阶状(如图1-6中曲线 c)，尽管它的不均匀系数也不小，但渗透稳定性差(见 第二章)。所以，土的不均匀系数大，未必表明土中粗细颗粒的搭配一定就好。累积曲线的形状，可用曲率系数反映。若曲率系数过大，表示累积曲线的台阶出现在 d_{10} 与 d_{30} 的范围内。反之，

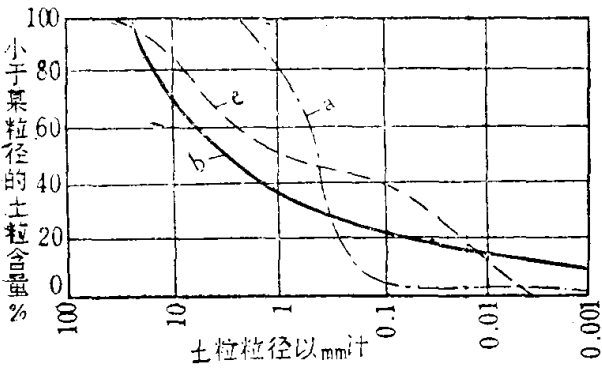


图 1-6 几种土的累积曲线

若曲率系数过小，表示台阶出现在 d_{30} 与 d_{60} 的范围内。

综上所述，土的级配的好坏可由土中土粒的离散程度和累积曲线的形状来决定，而土粒的离散程度和累积曲线的形状又可用不均匀系数和曲率系数来衡量，因此，水电部制定的“土工试验操作规程”（SDS01-79）规定：对于纯净的砾、砂，当 $C_u \geq 5$ ，且 $C_c = 1 \sim 3$ 时，它的级配是良好的；不能同时满足上述条件时，它的级配是不良的。

土的级配的连续性也可用分布曲线来反映。若土的分布曲线呈单峰（如图 1-7 中曲线 a），则土的级配是连续的；若分布曲线呈双峰（如图 1-7 中曲线 b），则土的级配既有可能是连续

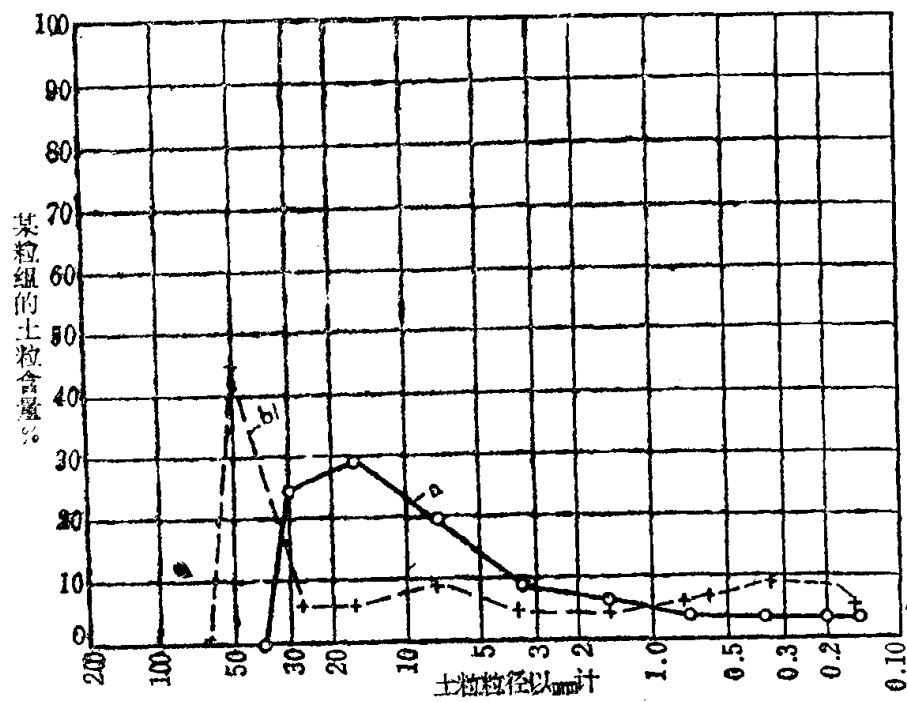


图 1-7 土的分布曲线

的，也有可能是不连续的。连续与否则取决于双峰之间谷点对应粒组的土粒含量，当大于3%时，是连续的，否则，是不连续的。缺乏中间粒径的土是级配不连续土的典型情况，这时，谷点对应粒组的土粒含量为零。

二、土的液相

土有许多特性与其他工程材料不同，如它的性质常随土中水量的不同而改变。可是，土中水通常是在不同的作用力之下而处于不同的状态，所以，它们也就具有相异的性质。在工程上，土中水的分类如表 1-4 所示。

(一) 吸着水

大多数粘粒带有净负电荷。这归因于：

- 1. 低价原子替代了四面体中的硅原子和八面体中的铝原子；
- 2. 颗粒结构连续性的破坏，在颗粒边缘引起断键，通常这些断键产生净负电荷。但在 $PH < 7$ 的酸性介质中，边缘上也常有正电荷的局部集中；
- 3. 在颗粒表面或边缘上暴露的氢氧离子中氢离子被离解。

表 1-4 土中水的类型

水的类型		主要作用力
吸着水		物理化学力
自由水	毛细水	表面张力及重力
	重力水	重力

由于粘粒带有净负电荷，就要在它的周围产生电场。当粘粒在水中沉淀时，在静电引力作用下，水中的阳离子将被群集在土粒周围以中和土粒上的净负电荷；同时，由于水分子是有极性的，即水分子中的氢原子和氧原子的重心是不相重合的，因此，它也将被束缚在土粒和阳离子四周。另一方面，与土粒表面的氧原子紧靠着的水分子，还可直接通过氢键吸附在土粒表面。于是，在土粒周围形成了一层与自由水性质不同的水层，这里的水就称为吸着水。对吸着水中水分子的排列尽管存在着争议，但可以肯定，紧靠土粒表面，水分子的排列愈规则，束缚得愈紧，同时，阳离子的密度也愈大。因而这部分水呈固体那样的性质，只有加热到150~200℃才能开始除去。离土粒表面愈远，水分子的排列愈不规则，束缚得愈弱，阳离子的密度也愈小，水就由粘滞液体性质过渡到自由水的性质，如图 1-8 所示。此外，吸着层中的水分子在平行土粒表面的方向可以较自由地移动，但在垂直于表面的方向，由于静电引力的作用，移动是受到限制的。

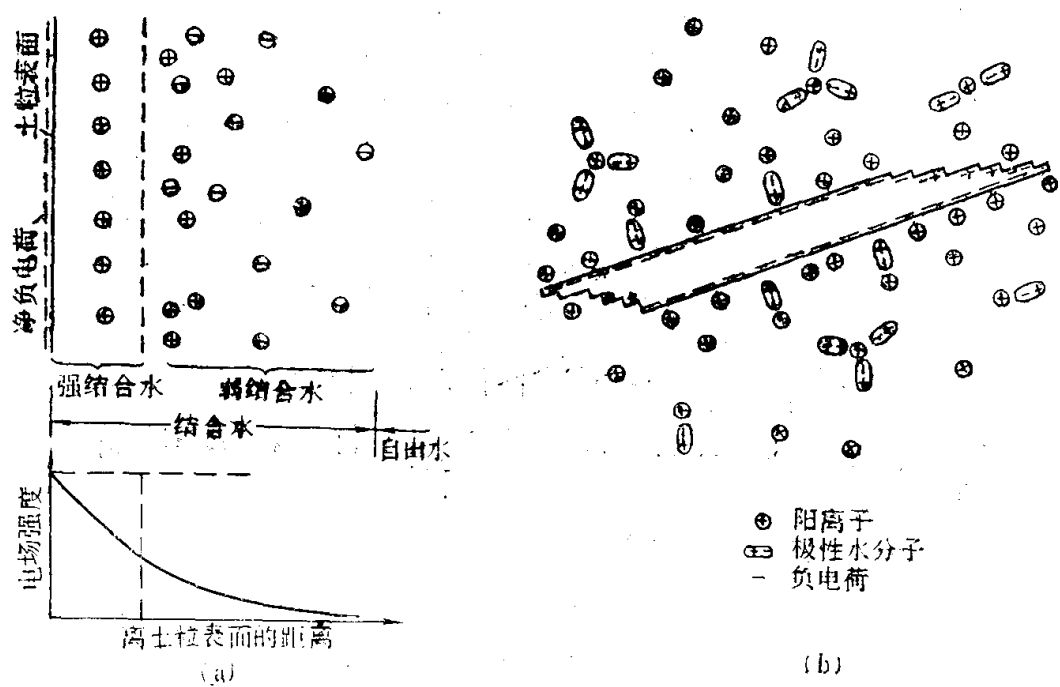


图 1-8 吸着水示意图

吸着层的厚度，首先与成土矿物有关。在三种粘土矿物中，由蒙脱石组成的颗粒，尽管它单位质量的负电荷最多。但它的比表面(颗粒的表面积与其质量或体积之比)比其他矿物颗粒大得多。因而，单位表面积上的负电荷反而少，以致吸着层厚度最薄。高岭石正相反，吸着层最厚。伊利石则介于两者之间。但这并不意味着蒙脱石吸附水的能力最弱。正由于它有很大的比表面，在其他条件都相同的情况下，它的吸着水的体积却是最大的。

其次，吸着层的厚度还取决于水中阳离子的浓度和化学性质。水中阳离子的离子价愈低，为平衡土粒表面负电荷所需的阳离子就愈多(如所需的阳离子 Na^+ 就要比 Ca^{2+} 多两倍)，而且低价阳离子的水化程度一般也较强，因此吸着层的厚度就愈厚。阳离子浓度愈高，则靠近土粒表面的阳离子也愈多，吸着层厚度也愈薄，因为较薄吸着层中的阳离子就足以平衡土粒表面的负电荷。

对于细粒土，当粘粒含量很高，特别是当粘粒由粘土矿物组成时，由于它们多呈片状，比表面很大，吸着水往往占有很大的孔隙体积，故细粒土的性质将受吸着水的重大影响。

对于粗粒土，由于颗粒在三个方向的尺寸属同一数量级，它的比表面较小，因此，在孔隙水的体积中吸着水的体积可忽略不计。故粗粒土的性质主要取决于土粒的形状、级配和排列。

(二) 毛细水

孔隙水中不受土粒静电引力束缚的那部分水称为自由水，它与普通水没有多大差别。自由水又可分为毛细水和重力水。在地下水位以上为毛细水，以下为重力水。毛细水是在重力和表面张力作用下的自由水。

土中存在着许多大小不同的相互连通的弯曲孔道，由于水分子与土粒分子之间的附着力和水、气界面上的表面张力，地下水将沿着这些孔道被吸引上来，而在地下水位以上形成一定高度的毛细水带，这一高度称为毛细水上升高度。它与土中孔隙的大小和形状，土粒矿物组成以及水的性质有关。在毛细水带内，只有靠近地下水位的一部分土才被认为是饱和的，这一部分就称为毛细水饱和带，如图 1-9 所示。

毛细水带内，由于水、气界面上弯液面和表面张力的存在，使水内的压力小于大气压力，即水压力为负值。

在潮湿的粉、细砂中孔隙水仅存在于土粒接触点周围，彼此是不连续的。这时，由于孔隙中的气与大气相连通，因此，孔隙水中的压力亦将小于大气压力。于是，将引起迫使相邻土粒挤紧的压力，这个压力称为毛细压力，如图 1-10 所示。毛细压力的存在，增加了粒间错动的摩擦阻力。这种由毛细压力引起的摩擦阻力犹如给予砂土以某些凝聚力（见第五章），以致在潮湿的砂土中能开挖一定高度的直立坑壁。但一旦砂土被水浸没，则弯液面消失，毛细压力变为零，这种“凝聚力”也就不再存在。因而，把这种“凝聚力”称为假凝聚力。

(三) 重力水

重力水是在重力和水头差作用下能在土中流动的自由水。它是土中其他类型水的来源。重力水具有溶解能力，能传递静水和动水压力，并对土粒起浮力作用。

必须指出，水是土的一个重要组成部分。根据实用观点，一般认为它不能承受剪力，但能承受压力和一定的吸力；同时，水的压缩性很小，在通常所遇到的压力范围内，它的压缩量可忽略不计。

三、土的气相

在非饱和土的孔隙中，除水之外，还存在着气体。土中气体可分为两种基本类型：一种是与大气连通的气体；另一种是与大气不连通的以气泡形式出现的封闭气体。

若土的饱和度低，土中气体就与大气相通，当土受到外力时，气体很快从孔隙中排出，一般对土的工程性质影响不大。但若土的饱和度很高，土中出现封闭气泡时，外力将引起气泡压缩，而一旦外力除去或孔隙水排出，气泡就膨胀。因此，土中封闭气泡的存在将使土的弹性增加。此外，封闭气泡还能阻塞土内渗流通道使土的透水性减小，因而，对土的工程性质影响较大。

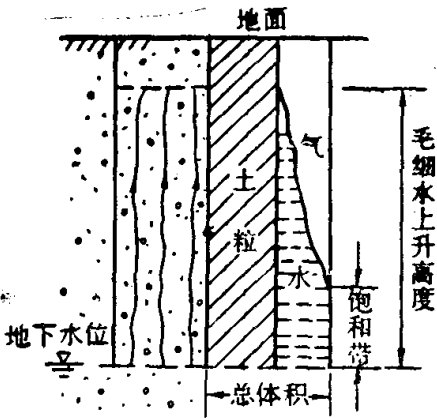


图 1-9 土层内的毛细水带

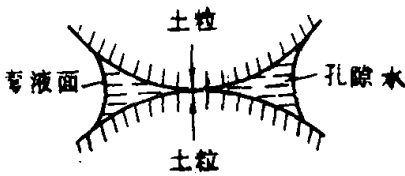


图 1-10 毛细压力示意图

第三节 土 的 结 构

曾经提到,大多数粘粒是呈片状的,它们有非常大的比表面,以致在一定条件下粒间电作用力与其重力相比将占优势,从而影响到细粒土的组构(指颗粒或粒团在空间的几何排列)和性状。同时,由于粘粒在扁平面上带的是负电荷,在边、角因断键可能带局部正电荷,而且,正、负电荷的重心也不相重合,因此,粘粒具有极性颗粒的性状。在这些情况下,粒间电作用力既有引力,又有斥力。

当粘粒在溶液中沉淀时,粒间引力主要是范得华力,有时还有吸着水层中异性电荷引起的静电引力(一个颗粒扁平面上吸引着阳离子,另一个颗粒的边、角吸引着阴离子)。范得华力可以发生在极性颗粒或瞬时极性颗粒之间。这是当任何两个极性颗粒相互接近时,必同极相斥,异极相吸,而促使它们发生转动。转动的结果,使它们异极相对,于是,引起两个颗粒互相吸引,如图 1-11 所示。范得华力是一种短程力,与溶液性质无关。当把颗粒视作平行平板时,它与粒间间距的三次或四次方成反比。

粒间斥力发生在吸着水层中同性电荷之间,其大小取决于溶液的性质(如阳离子的浓度和离子价),并随粒间间距的指数函数递减。

粒间电作用力随粒间间距和阳离子浓度的变化示于图 1-12。由图可得净粒间力随粒间间距的变化曲线,如图 1-13 所示。

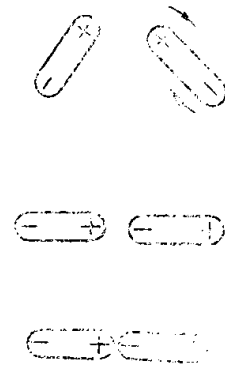


图 1-11 两个极性分子相互作用示意图

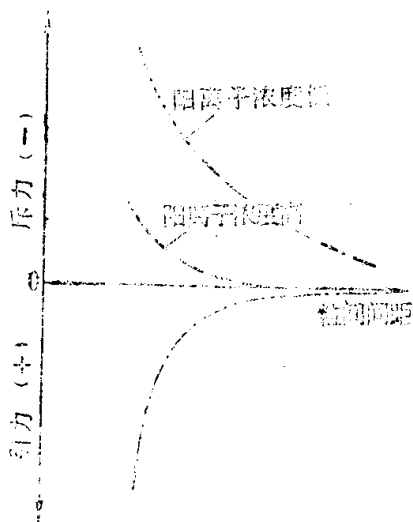


图 1-12 粒间力随粒间间距和阳离子浓度的关系

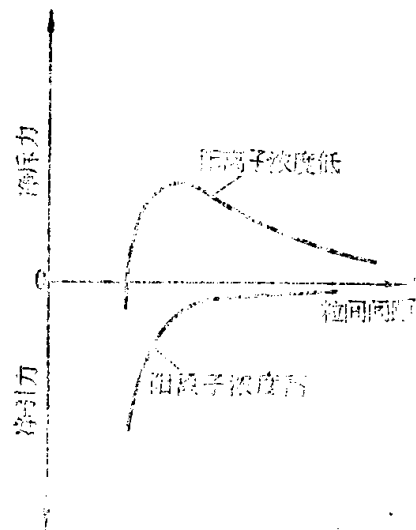


图 1-13 净粒间力与粒间间距的关系

由图可见,当粒间间距较小,不管溶液中离子浓度如何,粒间力总是净引力。随着粒间间距的增加,溶液中阳离子浓度高时(吸着水层薄),粒间力还是净引力;但当阳离子浓度低时(吸着水层厚),粒间力就能成为净斥力。

有了上面一些概念,我们就可以来定性地讨论土的结构。土的结构包括颗粒或粒团在空间的几何排列(即组构),和相邻颗粒或粒团间的电作用力两方面内容。土的结构取决于粒间