

第 1 章 土的物理性质和工程分类

土的物理性质缘于土的物质特征,它是分析与应用土的力学性质和地基工程性质的重要依据。

人类生存和活动地球土地上,土作为建筑材料、建筑场地和建筑环境,造就了辉煌的建筑文明史。土是人类与之最久远密切相处,也是最为熟悉的自然生成物质,却又是远未被充分认识与掌握的最复杂物质。直到 1925 年太沙基出版了《土工建筑力学》及《基于土的物理性质原理上的土工建筑力学》等专著,才对土的物理性质作出科学的分析,并奠定了土力学学科的理论基础。土显异于其他常用的物质材料,具有三个难以认识、难以探测和难以掌握的基本物质特征,即三个造成土特殊物理力学性质与工程性质的物质特征:第一,土不同于钢铁、混凝土等可控制造的物质材料,而是自然地质演变生成的物质材料,具有自然变异性,即不均匀性、多样性与易变性;第二,土不同于橡胶、塑料、金属等弹性、塑性、弹塑性的连续介质材料,而是碎散土粒聚集体,具有自然碎散性;第三,土不同于单一固相、液相或气相的物质材料,而是固体土颗粒、孔隙水、孔隙气体的三相集合体,具有自然三相集合体特性。不断加深认识土的三个特殊物质特征,这是认识和应用土的物理性质与工程性质,必须牢固建立的重要基本概念,贯穿于创立与发展土力学与基础工程学科的理论与实践。

为深刻认识土特殊的物理性质,本章着重介绍土的生成、土的三相组成与土的结构构造,揭示土的三个基本物质特征的形成机理,并相应阐述土的物理性质及其物理性质指标,而且应用这些物理性质指标评价土的工程性质,进行土的工程分类。

1.1 土的生成

土是由岩石在漫长年代的自然地质、地理演变环境中,相应经历了风化、搬运与沉积作用的演变过程,生成覆盖于地壳表层的不同成分、组成与结构构造的碎散土颗粒和水与气的三相集合体沉积物。

土的成分、组成与结构构造是土呈现出特殊物质特征和物理、性质的三个相关联的要素。因此,首先要探索其机理成因,分别是土的生成历史、岩石的风化和土的搬运与沉积。

1.1.1 土的生成历史

岩石是土的母体,在地壳上有岩浆岩、沉积岩和变质岩。岩石在漫长地质年代里,伴随着自然地质、地理演变,经过风化、搬运和沉积而生成土;土经受漫长、复杂的压密与岩化作用又演化成岩石。这就是循环不止的自然地质演变历史。

土的生成伴随于漫长的自然地质、地理演变历史过程,不同地质年代的地质构造运动,使地壳岩石经历上升、下降、挤压、断裂、崩塌、风化、搬运、沉积等作用,所生成的土覆盖于地壳表层,形成不同的地质和地形地貌;而不同地质年代的自然地理环境的演变,如不同地域的气候、水文、冰川、江河的演变,加剧岩石风化、搬运与沉积过程,而形成各种类别的土,具有自然的、历史的演变特征,表现出不均匀性、多样性与易变性,即称为自然变异性。随土的生成历史所形成的土的自然变异性特征和相应土的物理性质与类别,有四种类型。

(1) 土的自然变异性随时间变化而变化。例如,在上覆土层重量的长期作用下,土发生压密与胶结变化,从而有地质年代长短不同的老土与新土的区分,老土的工程性质一般优于新土。

(2) 土的自然变异性随空间变化而变化。受不同地质年代的不同地理区域的自然环境影响,形成不同区域特征的不同性质、不同种类的土。例如,在我国有东北黑土、南方的红土与云贵的膨胀土、西北的黄土、西部高原的冰川冻土与沙漠戈壁滩、东部江河的冲积土与河口三角洲的淤泥质土,等等。

(3) 土的自然变异性受地质构造运动影响。不同地质年代的地质构造运动影响形成覆盖于地表的各种地质和地形地貌的沉积土,例如,高原、丘陵、山坡、沟壑、平原、湖泊的沉积土。

(4) 土的自然变异性受地理环境变化的影响。不同地理环境的江河冲淤演变,形成有不同冲淤形态的土,例如,阶地、台地、滩地、谷地、沼泽地、洪积扇、冲积平原的沉积土。

土是自然地质、地理演变的历史产物。地质年代是根据古生物演变、地质构造运动和岩(土)形成历史,分为代、纪、世、期四级地质年代。今天覆盖地壳表层的岩土层,都是第四纪地质年代的产物,约有100万年历史(见表1-1)。相对于经100万年演变趋于稳定的是第四纪更新世古老地层,而第四纪全新世中期 Q_2^i 及全新世晚期 Q_3^i 以后形成的土,由于岩石经风化、搬运、沉积作用而生成土的历史还不够长,未经充分压密与胶结硬化,强度相对较低,压缩性大,工程性质差。在第四纪土层中往往还保留有地质、地理演变形态、古生物与人类进化遗留的生成物,恰可成为勘察第四纪沉积土的地质年代要采集考证的样本,可用于鉴别、评价第四纪沉积土地质、地理演变历史和相应的物理性质与工程性质。人类历史的建筑工程大多数建筑在不同年代的第四纪沉积土上。

表 1-1 第四纪土的生成地质年代(节录)

代(界)	纪(系)	世(统)		距今年代 / 万年	地史与地质演变特征
新生代 K_z	第四纪 Q	全新世 Q_i	全新世晚期 Q_3^i	<0.25	喜马拉雅构造运动期;人类出现的活动期;地质、地理演变的现代形态形成期。冰川、河川广泛分布;高原、丘陵、沟壑、台地、洪积、冲积平原等地形地貌,和黄土、沙漠、淤泥等各类沉积土逐渐生成
			全新世中期 Q_2^i	0.25~0.75	
全新世早期 Q_1^i	0.75~1.3				
		更新世 Q_p	晚更新世 Q_3	1.3~12.8	
			中更新世 Q_2	12.8~71	
			早更新世 Q_1	71~100	

1.1.2 岩石的风化作用

岩石经风化作用生成具有自然碎散特征的各种类别的土。风化按机理分为物理风化与化学风化,它们相互加剧地作用于土的生成过程。

岩石的物理风化作用是指岩石在自然环境中受各种自然因素和自然力的物理作用而生成碎散的土颗粒：有因地质演变构造力作用，使岩石挤压、断裂、崩塌或破碎；有因季节与昼夜温度变化，使岩石热胀冷缩而裂解；有因风的吹刮和降水的渗入、冲刷与冰冻，使岩石剥蚀、破裂；有因生物与人类活动，如植物根系发育、动物刨挖、人类施工爆破开采与挖运，使岩石开裂破碎。岩块在重力、风力与水流的搬运和沉积作用下，因滚动、碰撞、摩擦与挤压，逐渐碎散、细化成土颗粒。物理风化仅造成土颗粒大小量的变化，而没有产生岩石矿物成分质的改变，仍保留母岩原生矿物成分，物性稳定，粒状形态、粒径粗，活性低，粒间粘聚力小。

岩石的化学风化作用是指岩石在各种自然环境中，受各种自然化学因素的作用，而化学演化出碎散和次生矿物成分的土颗粒。例如，岩石矿物产生溶解、水解、水化、氧化、碳酸化等的分解化合的碎散作用。岩石原生矿物主要是石英、长石、云母、辉石、角闪石等，其次有赤铁矿、黄铁矿等矿岩，受自然环境中的水、氧气、碳酸气与溶解于水中的化学物质的作用，改变了岩石原生矿物的化学成分，产生新的矿物成分，称为次生矿物。例如，正长石经水解作用成为高岭石，辉石、角闪石水解成为绿泥石，岩石化学水化的水溶液中可析出方解石(CaCO_3)、石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)，黄铁矿(FeS_2)氧化后变成铁矾土(FeSO_4)，等等。同时，岩石受化学风化比受物理风化会形成更微小的片状或针状的颗粒，物理化学作用活性高，粒间有粘聚力。

岩石的风化类别与风化程度，影响生成土粒粒径的粗细与矿物成分的变化，是生土自然碎散性的重要机理。物理风化生成的碎散土粒，粒径较粗(0.005~200 mm)，仍保留母岩原生矿物成分，粒间联结力小，集合组成无粘性土(粗粒土)，主要有碎石、卵石、砾石和砂；化学风化生成的碎散土粒，粒径细微(<0.005 mm)，为次生矿物成分，粒间有一定的粘聚性，集合组成粘性土(细粒土)。

1.1.3 土的搬运、沉积作用

土的搬运作用是指经风化破碎的岩土颗粒，在自然力(主要有重力、风力、水流与冰川作用力)作用下，经历或短或长的搬运路程，在搬运过程中产生滚动、碰撞、摩擦、挤压的碎散物理风化作用，加剧演化生成次生矿物的风化作用及混掺、分选和分布的沉积作用。

土的沉积作用是指经风化、搬运作用的岩土颗粒，在重力作用下，于低凹或平坡地表处，在陆相、湖相或海相的自然环境条件下伴随着物理化学风化作用而沉积下来，产生不同类别的沉积土：因颗粒粗细沉降速度不同产生分层沉积作用，如江河冲积土；因沉积土层冲积更迭的分布、排列、叠放而形成层理构造作用，如洪积土；因沉积土层自重作用，下土层产生固结作用；因沉积岩土颗粒与周围水环境介质的物理风化作用，因溶解水解而细化，及各种化学风化作用而生成次生矿物成分的沉积土，如河相、湖相、海相的沉积土。

勘测分析第四纪沉积土的生成历史、风化、搬运、沉积作用过程，依据土的成分、组成与结构构造的存在形态，可作如下沉积土分类与评估。

(1) 残积土——母岩表层经风化作用裂蚀破碎成为岩块与岩屑，未经搬运而残留在原地的堆积物(见图 1-1)。其特征是颗粒粗、大小差异大，表面粗糙、多棱角，粒间孔隙大，充填岩屑与泥土，其不均匀性

大,压缩性大,强度低,工程性质差。

(2) 运积土——母岩经风化破碎的岩块与岩屑,受自然力作用搬运到远近不同的地点,在不同自然环境条件下沉积下来的堆积物。按其搬运与沉积作用生成运积土的形态与特性,可作以下分类:

① 坡积土——由高处的残积土受雨水、雪水作用而崩塌,沿斜坡滑移到山坡平缓处或坡脚处堆积起来(见图 1-1)。其特点是未经搬运分选顺坡混杂堆积、土层上薄下厚,颗粒粗细差异大、孔隙多,土体均匀性差、压缩性大、强度低、透水性大,稳定性差,受扰动或重力作用易滑移。

② 洪积土——山洪冲刷地表的残积土与坡积土,挟带大量岩块、岩屑与沙土,沿冲沟而下,堆积于山麓或冲出山口扩散堆积形成山前的洪积扇分布。伴随历史洪水大小差异,挟带的岩土颗粒粗细不同,相应地沉积形成粗细颗粒交替的层理构造、有尖灭夹层与“透镜体”产状的洪积土层理构造(见图 1-2)。洪积土随洪流沿程变化,在洪积扇上部,堆积物为岩块、粗卵石,虽然孔隙大、地下水位高,但密实,有较高承载力;在洪积扇中间地带,堆积层土颗粒粗细层组成混杂,地下水位也较高,还常出现沼泽地带,若作为地基,承载力低、压缩性大、工程性质较差;在洪带扇外缘堆积为较细颗粒,厚度较大,密实度好,土层的工程性质较好。

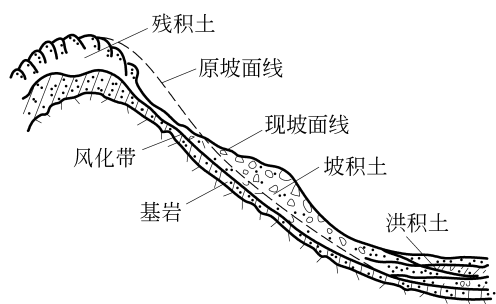


图 1-1 残积土、坡积土、洪积土示意图

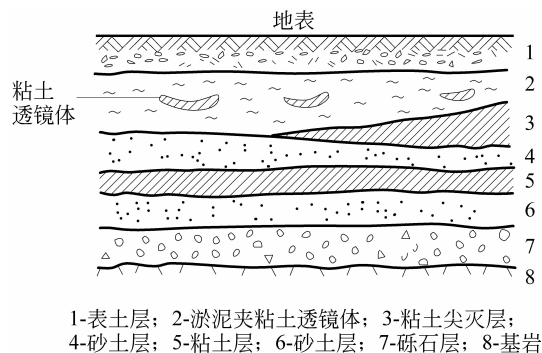


图 1-2 洪积土的层理构造示意图

③ 冲积土——江、河水流冲刷、挟带两岸和落入河谷的石块、泥沙,沿程经历碰撞、滚动、摩擦、破碎与分选分布沉积。依照土粒搬运路程长短和重快轻慢沉积规律,在上游多为漂石、砾石、卵石与粗砂,中游多为中细砂,下游多为粉细砂或泥土。随水流大小变化,会产生粗细颗粒的分选沉积,在平原河道由于河床摆动或大水漫溢,可冲积形成大片的河滩地;若受地壳上升或河床下切活动影响,即形成一级级的台地(阶地)(见图 1-3),带出江河口的大量沙、土,即冲淤成了大片的冲积平原和河口三角洲。冲积土地区具有人类活动的天然地理优势,兴建起大量建筑工程。大多数老冲积土层,土层均匀、层理清楚、性质稳定,适于开发利用;但新冲积的河漫滩、沼泽地与河口三角洲,通常有粉细砂与淤泥,土质较弱、压缩性大、承载能力小,需采取必要的工程措施,以确保建筑安全使用。

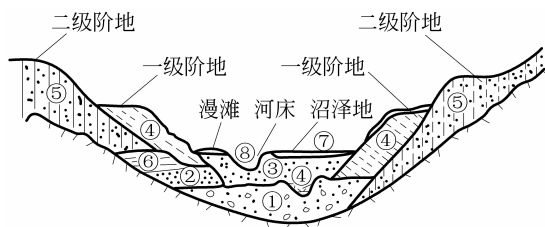
④ 冰碛土——由冰川挟带搬运地表的残积土与坡积土,顺坡崩塌滑裂而下,在较平缓与低凹的地带堆积而成,颗粒粗细差异大,杂乱无规则堆积,土质不均匀,压缩性大、承载能力低、稳定性差。

⑤ 风积土——由风力搬运土粒经过一段路程后沉落堆积而成。其中一类是沙漠、沙丘,它是在干旱

地带沙化的地表,受风力吹刮,砂粒在地面滚动,逐渐堆积而成,砂细均匀干净松散,粒间无粘结力,稳定性差;另一类是黄土,是在干旱地区地表的粉土,受风力挟带,上扬空中搬运较长距离后再沉落堆积而成。黄土的成分多为粉土,颗粒细而均匀,土中含礓石和大孔隙,密度差,在干燥时土粒间有胶结作用,呈较大的强度,但遇水后,会降低或丧失掉粒间的胶结作用,大大降低承载强度,而且还可能产生湿陷,造成较大的变形,这是黄土特殊的工程特性。

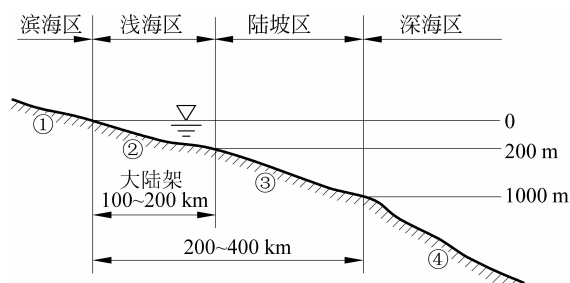
⑥ 湖泊沼泽沉积土——在缓慢水流或静水条件下伴随物理化学风化作用沉积而成的沉积土,近湖岸区段因水浪冲蚀,沉积含较多细沙土,远岸及湖心区,沉积多为细微泥土颗粒,通常还伴有由生物化学作用形成的有机质,成为含有腐殖质的淤泥质土。这类沉积土土质较弱,工程性质差。

⑦ 海相沉积土——由水流挟带入海而形成的沉积土,受海水与海流作用依海底倾斜地形与海水深度而分为滨海带、浅海区、陆坡区和深海区沉积物(见图 1-4),颗粒受物理化学风化作用由粗到细逐渐变化。由于海流与海浪作用,海相沉积土表土层颗粒细而松软、工程性质差。



①-卵石; ②-中粗砂; ③-粉细砂; ④-粉质粘土;
⑤-粉土黄土; ⑥-粉质粘土; ⑦-沼泽淤泥; ⑧-泥沙

图 1-3 平原河道冲积层断面示意图



①-卵石圆砾砂土; ②-细砂泥; ③-淤泥粘土; ④-软质淤泥

图 1-4 海洋沉积分区示意图

1.2 土的三相组成

土的三相组成是土的三相物质组成的简称,土的三相分别指土中的固体矿物颗粒与其他固相物质、土中的水与其他液相物质、土中的空气与其他气相物质。本书所讨论土的三相组成,是专指三相物质主要成分的组成,即以固体矿物颗粒为骨架,与充填于颗粒之间孔隙水与空气的三相物质集合体。若土中三相组成有其他物质,当其含量足够多或其成分有足够大的影响,需专门考虑其含量与物质成分对土的性质影响,例如,含有大量固态水的冻土、含有大量有机质的泥炭土或腐殖质土等,应视为特殊土,需作专门的研究。

一般情况下,在地下水位以下的土,土骨架的孔隙全部被水充满,这种土属二相系,称为饱和土;而在地面以下地下水位以上一定高度范围内的土,骨架的孔隙含有空气和水,属三相系,称为湿土,或非饱和土;在地表层的风干土,骨架的孔隙仅含空气,属二相系,称为干土。

1.2.1 土的固体颗粒

土的固体颗粒(简称土粒)是指土中的固相矿物质,它是土的主要成分,构成土的骨架。土粒三个相

互关联的因素,即土粒粒径粗细与粒径级配、土粒的矿物成分与土粒的形状,是影响土的性质和区分土的类别的三个重要因素。

1. 粒径级配

1) 粒组

自然界的土都是由粒径大小不同的土粒组成。土粒粒径由粗到细逐渐变化,相应土粒的性质也是逐渐变化的。为了区分土粒的类别与性质,需要将土粒由粗到细按适当的粒径范围划分成若干粒组,划分粒组的分界粒径称为界限粒径,粒组的类别特征要明显,粒组的物理形态与性质应各具特色。表 1-2 为常用的土的粒组划分表,将土粒划分为六个粒组:漂石(块石)、卵石(碎石)、圆砾(角砾)、砂粒、粉粒和粘粒。

表 1-2 土的粒组划分

粒组名称		粒径范围/mm	一般特征
漂石或块石		>200	透水性很大,无粘性,无毛细水
卵石或碎石		200~20	
圆砾或角砾	粗	20~10	透水性大,无粘性,毛细水上升高度不超过粒径大小
	中	10~5	
	细	5~2	
砂粒	粗	2~0.5	易透水,当混入云母等杂质时透水性减小,而压缩性增加;无粘性,遇水不膨胀,干燥时松散;毛细水上升高度不大,随粒径变小而增大
	中	0.5~0.25	
	细	0.25~0.1	
	极细	0.1~0.075	
粉粒	粗	0.075~0.01	透水性小;湿时稍有粘性,遇水膨胀小,干时稍有收缩;毛细水上升高度较大、较快,极易出现冻胀现象
	细	0.01~0.005	
粘粒		<0.005	透水性很小;湿时有粘性、可塑性,遇水膨胀大,干时收缩显著;毛细水上升高度大,且速度较慢

注:细小的颗粒粒径也常用微米(μm)和纳米(nm)为单位表示,换算关系为

$$1\ \mu\text{m} = 10^{-6}\ \text{m} = 10^{-4}\ \text{cm} = 10^{-3}\ \text{mm} = 10^3\ \text{nm}, \quad 1\ \text{nm} = 10^{-9}\ \text{m} = 10^{-7}\ \text{cm} = 10^{-6}\ \text{mm} = 10^{-3}\ \mu\text{m}$$

2) 粒径级配

自然界中的土都是由大小不同的颗粒组成。用土中各粒组相对于土总量的含量,表示土中土粒组大小组成状况,称为土的粒组级配。因为通常把土的粒径分布视为连续变化的,故把土的粒组级配,又称为粒径级配。表 1-3 是用表格给出三个土样的各粒组含量的百分数,也就是土样的粒径级配。

土的粒径级配分析方法为筛分法与水分法。

(1) 筛分法(见图 1-5)。适用于分析粒径大于 0.075 mm 的土。它是用一套不同孔径的标准筛(筛孔孔径取与粒组划分界限粒径相同),自上而下按筛孔大小次序叠放。筛分后称留在各筛上的土重,即可计算各粒组占总土重的百分

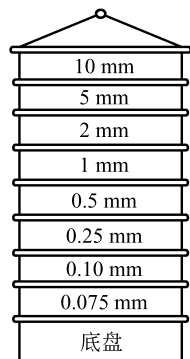


图 1-5 筛分试验示意图

数,以列表格形式表示,可得土样中粒径大于 0.075 mm 的各粒组百分含量表(表 1-3)。另一种表格是以小于某粒径土粒累积百分含量表示,见表 1-4。

表 1-3 土中各粒组百分含量

粒组/mm	土样 A	土样 B	土样 C
>10		14	
10~5	2	19	
5~2	6	17	
2~0.5	19	17	3
0.5~0.25	23	8	5
0.25~0.10	24	7	11
0.10~0.075	7	2	9
0.075~0.01	16	9	38
0.01~0.005	3	3	14
<0.005		4	20
合计	100	100	100

表 1-4 小于某粒径土粒累积百分含量

粒径/mm	土样 A	土样 B	土样 C
20		100	
10	100	86	
5	98	67	
2	92	50	100
0.5	73	33	97
0.25	50	25	92
0.10	26	18	81
0.075	19	16	72
0.010	3	7	34
0.005	0	4	20

(2) 水分法(又称沉降法)。它适用于分析粒径小于 0.075 mm 的细粒土。根据斯托克斯(Stokes)定理:球状的小颗粒在水中的下沉速度与颗粒直径的平方成正比。因此,可将土试样放入实验量筒中注入水,搅拌均匀的细粒土悬液,粗颗粒下沉速度快,细颗粒下沉速度慢,可用比重计量测不同时间间隔悬液的比重变化,则可计算出土试样中小于某粒径颗粒的含量,故称为比重计法(见图 1-6)。具体方法可参阅《土工试验规程》。表 1-3 和表 1-4 中小于 0.075 mm 的粒组级配(粒径级配)就是用水分法作出的。

3) 粒径级配曲线(全称土颗粒粒径级配累积曲线)

由土的各粒组含量分析结果,可得土中各不同粒径粒组占总土重的百分数,则土的粒径级配可用表格法表示,如表 1-3 与表 1-4 所示;也可依据表 1-4 绘制粒径级配累积曲线,如图 1-7 所示。

粒径级配累积曲线的横坐标为土粒粒径,以 mm 表示。由于土中所含的土粒粒径可由大于 20 mm 到小于 0.005 mm,相差万倍,因此采用对数坐标,可大大缩短横坐标长度,同时又放大了细粒组的横坐标,非常有利于较详细地表达细粒土的粒径级配。纵坐标取小于某粒径土粒累积含量占土总重的百分比。将表 1-4 的 A、B、C 三个土样实验分析结果绘在坐标图上,即可相应得 A、B、C 三条粒径级配累积曲线,如图 1-7 所示。

4) 粒径级配累积曲线的应用

因为岩石经风化、搬运、沉积的历史过程,生成不同类别土及其多种物理性质的演变机理与影响因素,均包含表现在土粒粒径的粗细和粒径级配变化上,因此,土的粒径级配累积曲线不仅能直接、全面、简

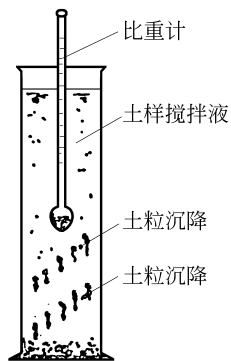


图 1-6 水分法试验示意图

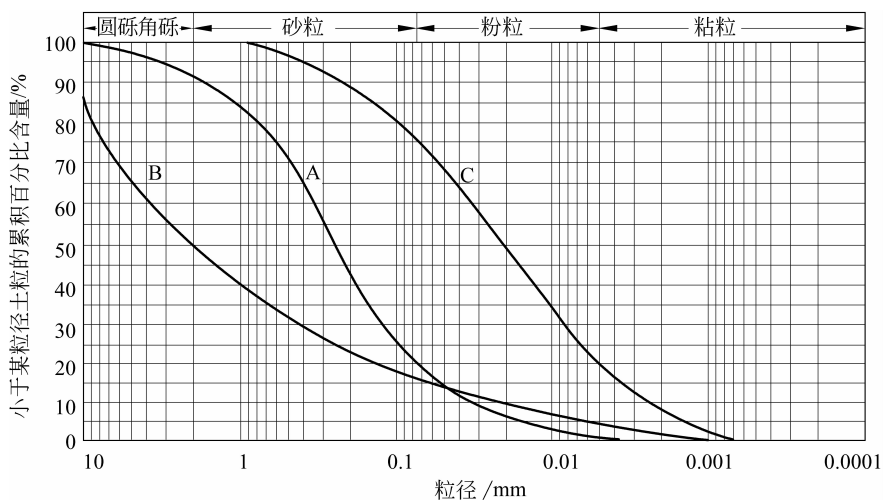


图 1-7 颗粒级配曲线分析比较图

明地表达土的颗粒粒径组成,还可作为分析与鉴别土的类别与多种物理性质的简明曲线图识和作为简捷提取分析度置指标的依据。

(1) 应用土颗粒级配曲线很容易查得土中各粒组含量的百分数,常用于勘查筛选富含或缺失所需粒组的土料和选择料场。

(2) 依据各粒组含量进行土的分类。例如在图 1-7 中,可查出 A、B 两土样中大于 0.075 mm 土粒含量占全重分别为 81% 与 84%,均多于 50%,曲线大部分在砂粒范围,可确定为砂类土,而 C 土样,大于 0.075 mm 的土粒含量仅占全重 28%,少于 50%,而小于 0.005 mm 的粘粒含量占 20%,曲线大部分在粉粒范围,可定为粉土。

(3) 应用颗粒级配曲线的形态与位置判断或比较土的粗细粒径组成,可用于评估的密实性、强度压缩性、渗透性等物理、力学性质。如图 1-7 所示的 A、B、C 三个土样颗粒级配曲线。曲线越偏靠左边,又曲线大部分在粗粒径与高百分数范围,则土样偏粗,三者比较,B 比 A 粗,C 比 A 细。可采用特征粒径 d_{50} 作为参照比较土粒粗细的参考指标。 d_{50} 是小于此粒径的土粒重量占土粒总重量的 50%,称为平均粒径, d_{50} 值越大的土即越粗,如图 1-7 中的三个土样颗粒级配曲线,可查得 $d_{50}^B > d_{50}^A > d_{50}^C$,即 B 土粗于 A 土,A 土粗于 C 土。而且,三者 d_{50} 值的大小还表示了曲线在图上的位置差异程度,反映了土粗细差异程度,也相应反映了土多方面的性质差异。

(4) 应用颗粒级配曲线的特征性粒径指标和形态特征系数表示土粒径分布均匀性和颗粒级配优劣。为便于比较,可采用如下的特征粒径与特征系数作参照标准。

d_{10} ——小于此粒径的土粒重量占土粒总重量的 10%,可从级配曲线上查得这个粒径,称为有效粒径。当 d_{10} 为粉粒、粘粒或胶粒粒径时,表明该类细粒土对土性质的有效影响就明显了。

d_{30} ——小于此粒径的土粒重量占土粒总重的 30%,称为控制粒径。在反映土粗细粒程度的 d_{50} 确定后, d_{30} 控制曲线走向。 d_{30} 与 d_{50} 的差值愈大,即下半曲线愈平缓,表明细粒径级配较优。

d_{60} ——小于此粒径的土粒重占土粒总量的 60%,也称为控制粒径。在反映粗细程度的 d_{50} 确定后,

d_{60} 值也起控制曲线走向的作用。 d_{60} 与 d_{50} 的差值愈小,即上半曲线愈陡降,表明粗粒径级配较劣。

C_u ——称为不均匀系数,它综合土特征粒径所表征的意义,反映土粒粗细分布均匀程度,定义为

$$C_u = d_{60}/d_{10} \quad (1-1)$$

C_u 值愈大表示土中粗土粒和细土粒的粒径差值愈大,土中粒组变化范围愈宽,即土愈不均匀,曲线愈为平缓,粒径级配较优,且将 $C_u > 5$ 的土称为级配好的不均匀土, $C_u < 5$ 的土称为级配差的均匀土。

(5) 由粒径级配曲线斜率形态的突变,可反映土的粒径级配的间断或集中的性状。图 1-8 中有三条不均匀系数 C_u 值相同(d_{60} 、 d_{50} 、 d_{10} 均相同)土样的级配曲线,D 土样曲线形态与一般土样相似,曲线斜率连续顺缓变化,属不均匀土,级配良好;F 土样曲线斜率有突变,出现水平段,表示水平段 0.08~0.2 mm 粒径范围的粒组含量缺失,属有间断级配的土,这种土的粗粒组架构的孔隙没有中间粒组去充填,需要另一级较细粒组去充填,压密性能较差,而且在渗流水力作用下,细的土粒容易从大的孔隙带出,具有较差的渗透稳定性;E 土样曲线斜率也有突变,有陡降段,表示在陡降段 0.1~0.2 mm 粒径范围的粒组含量较多,称为集中级配。这种土的粗细土粒也不能很好搭配,不易压密,渗透稳定性也较差。级配曲线曲率延续变化的形态,可用曲率系数 C_c 表示,定义为

$$C_c = \frac{d_{30}^2}{d_{60}d_{10}} \quad (1-2)$$

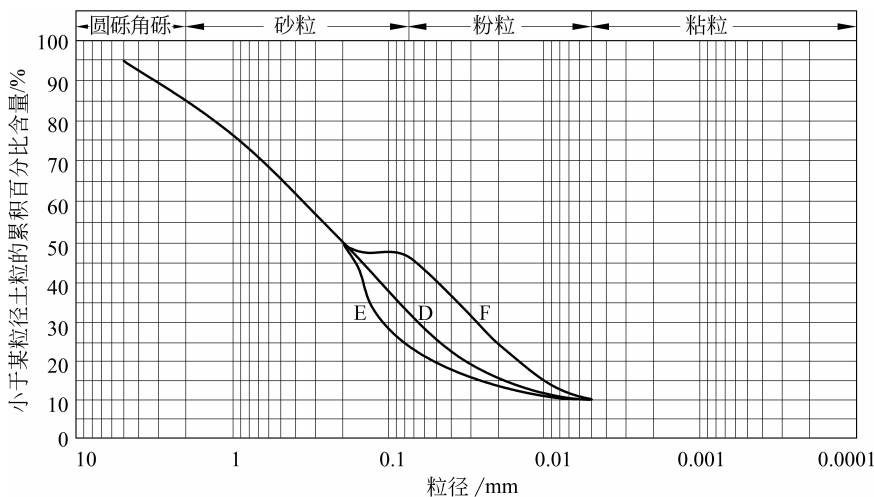


图 1-8 间断级配与集中级配曲线比较

曲率系数 C_c 值的物理意义,可从图 1-8 的三条曲线的比较中得到论证。表 1-5 为三条曲线的特征系数值,因均有相同的 d_{60} 、 d_{10} ,因此三个土样的不均匀系数 C_u 均相同,但三条曲线形态不同,这也说明仅用一个 C_u 指标确定土的级配情况是不够的,因为 C_u 值还不能反映级配曲线是否连续缓变,即不能反映间断级配与集中级配的状况。因而需要加用曲率系数 C_c ,才能更全面地表示曲线的突变形态。D 土样级配曲线连续缓变, $1 < C_c = 2.97 < 3$; F 土样有间断级配,土中所缺少的中间粒径大于连续级配的 d_{30} 时,曲率系数变小, $C_c = 0.76 < 1$; 而 E 土样有集中级配,土中所集中的粒组的粒径大于连续级配曲线的 d_{30} 时,曲率系数变大, $C_c = 8.73 > 3$ 。通过大量实验研究表明:当级配连续缓变时, C_c 的范围约为 1~3;当 $C_c < 1$ 或 $C_c > 3$ 时,均表示级配曲线有突变。因此, C_c 与 C_u 连用,土的级配不均匀($C_u \geq 5$),且级配连续

($C_c=1\sim 3$)的土称为级配良好的土。不能同时满足上述两个要求的土,称为级配不良的土。

表 1-5 D、E、F 土样级配曲线特征系数值表

特征指标 土样	d_{60}/mm	d_{30}/mm	d_{10}/mm	C_u	C_c
D 土样	0.33	0.070	0.005	66	2.97
E 土样	0.33	0.025	0.005	66	0.76
F 土样	0.33	0.012	0.005	66	8.73

2. 土粒的成分

1) 土粒的成分组成

土中固体颗粒(土粒)的成分组成如图 1-9 所示,绝大部分是矿物质,另含有或多或少的有机质。

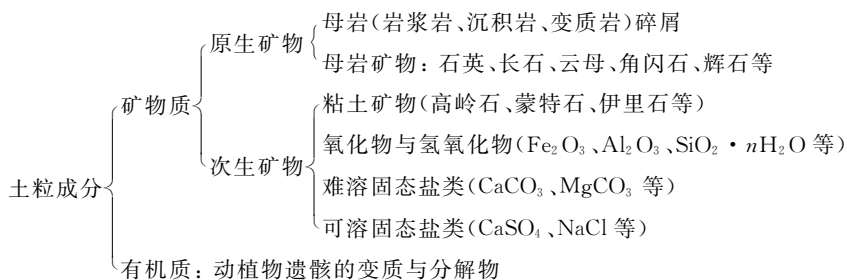


图 1-9 土中固体颗粒(土粒)的成分组成

土粒的矿物成分来自母岩,可分为两类:一类是原生矿物,由母岩(岩浆岩、沉积岩、变质岩)经物理风化生成,仍保留母岩矿物成分,有母岩碎屑和母岩分解的单体矿物,如石英、长石、云母、角闪石、辉石等;另一类是次生矿物,由母岩经化学风化生成,改变了母岩矿物化学成分而生成次生矿物,主要有粘土矿物如高岭石、蒙脱石、伊里石等;另有氧化物与氢氧化合物胶体,如 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 等;还有可溶盐矿物如食盐(NaCl)、芒硝($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$)、天然碱($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3$)、石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)等和难溶盐如方解石(CaCO_3)、白云石(MgCO_3)等。土粒的有机质成分是动植物遗骸变质与分解沉积生成的,如泥炭、淤泥质土。

原生矿物颗粒是母岩岩屑物理风化生成的碎散土粒,粒径较粗,表面粗糙有棱角或浑圆状、质地坚硬、物性稳定、表面活性弱、粒间无粘聚性,因而土的性质更大程度上取决于土粒粒径粗细与形状,即土的密实性取决于颗粒排列的紧密程度,土的强度取决于土粒间的胶合力与摩擦抗剪力,土的渗透性取决于粗土粒间形成连通孔隙的大小,等等。因此,由原生矿物成分组成的土称为粗粒土或无粘性土。

次生矿物颗粒是由母岩经化学风化生成的,颗粒细微,呈针状或片状,有较大的比表面积,呈现显著的表面活性,而土粒的化学成分与晶体结构特性使土粒表面具有带电性、吸附性、凝聚性和离子交换性,可与周围的介质发生复杂的物理化学作用,对土的性质起决定的影响,其主要特征是土粒间具有粘聚力,尤其是对水的吸附作用,从而使土有软硬不同的物理状态,对土的强度、压缩性、透水性、可塑性产生很大的影响。次生矿物成分土粒组成的土,称为细粒土或称粘性土。

富含有机质的泥炭或淤泥质土,其性质软弱,压缩性大,而且很不稳定,通常不宜作为建筑物的天然地基,应作为软弱地基处理。

2) 粘土矿物的晶体结构

粘土矿物颗粒很微小,以 μm 计量,晶体结构为鳞片状或片状。粘土矿物是一种复合的铝硅酸盐晶体,基本上是由两种晶片(原子层)构成的:一种是硅片,其基本单元是硅-氧四面体,由 6 个硅-氧四面体组成一个硅片,如图 1-10 所示;另一种是铝片,其基本单元是铝-氢氧八面体,由 4 个铝-氢氧八面体组成一个铝片,如图 1-11 所示。依硅片和铝片组叠结合情况不同,形成了具有不同性质的各种粘土矿物,主要有高岭石、蒙脱石与伊里石,见图 1-12。

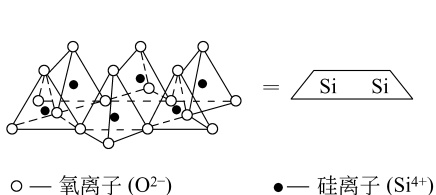


图 1-10 硅片的结构

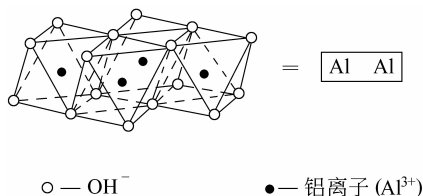


图 1-11 铝片的结构

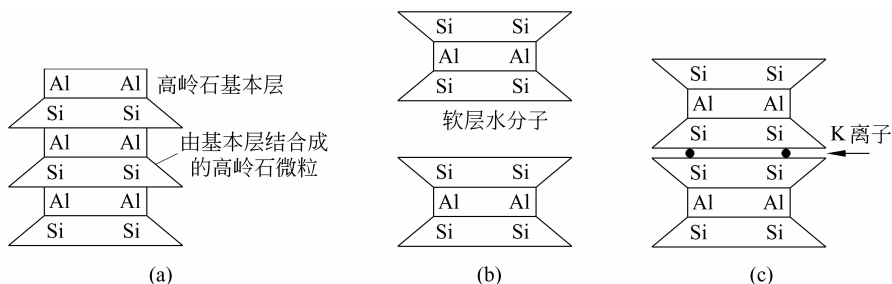


图 1-12 粘土矿物的晶格构造

(a) 高岭石; (b) 蒙脱石; (c) 伊里石

高岭石($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)是由花岗岩、花岗闪长岩等酸性铝硅酸盐的主要成分长石、云母风化而来。其结构单元是由一层硅片和一层铝片组叠而成的晶胞,见图 1-12(a)。这种晶胞一面露出氢氧基 OH^- ,另一面露出氧原子 O^{2-} 。晶胞之间是通过 O^{2-} 与 OH^- 相互联结,称为氢键联结,具有较强的联结力,不易拉开,水分子不易进入晶格之间,却能使很多晶胞组合成较大颗粒,一般长宽 $0.3 \sim 3 \mu\text{m}$,厚 $0.03 \sim 1 \mu\text{m}$,呈片状。其特性是颗粒大、强度大、不易压缩、亲水性差、水稳性好、不易胀缩、渗透性大。

蒙脱石($\text{AlO}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)是由玄武岩、凝灰岩或火山岩在温湿与不良排水条件下风化而成。其结构单元是由两层硅片中间夹一层铝片组叠而成的晶胞,见图 1-12(b)。这种晶胞两面露出的都是氧原子 O^{2-} ,晶胞之间是 O^{2-} 对 O^{2-} 的联结,联结力弱,水分子容易进入晶格之间,甚至可达几十层,从而可改变晶胞间距离,甚至可分散成单晶胞,因此组叠成的颗粒较小,长宽 $0.1 \sim 1.0 \mu\text{m}$,厚 $0.001 \sim 0.01 \mu\text{m}$,呈片状。其特性是颗粒微小、强度低,压缩性、亲水力强,吸水后有高膨胀特性。蒙脱石含量高的粘土称为膨润土。蒙脱石除吸水能力强外,还有较强的吸附有机杂质的能力,这种特性在土建工程、钻井工程中常作为清渣护壁材料,在纺织、印染、油脂、化工工业中常作为吸附与清除杂质的材料,有很高的经济价值。但

在含高蒙脱石的膨胀土地区,却要十分注意处理地基土的膨缩变形,减少与避免对建筑结构安全的危害。

伊里石($K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$)是多种硅酸盐矿物岩石的云母在碱性介质中风化的产物,如水化的白云母或绢云母。其结构单元类似蒙脱石,也是由两层硅片夹一层铝片组叠成的晶胞,所不同的是硅氧四面体中的 Si^{4+} 可以被 Al^{3+} 、 Fe^{3+} 所取代,因而在相邻晶胞之间的水分子被钾离子 K^+ 所替代,以补偿晶胞中正电荷的不足,如图 1-12(c)所示。因此,晶胞间的联结强度弱于高岭土而高于蒙脱石,颗粒长、宽 $0.1 \sim 0.2 \mu m$,厚 $0.01 \sim 0.2 \mu m$,其主要特征,如亲水性、吸水后的膨胀能力、可塑性、渗透性、活性性等,都介于高岭石与蒙脱石之间。

三种粘土矿物的特性比较可参见表 1-6。

表 1-6 三种粘土矿物的特性比较

粘土矿物 特征指标	高岭石 ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$)	蒙脱石 ($Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$)	伊里石 ($K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$)
颗粒形状	片状	片状	片状
长和宽/ μm	$0.3 \sim 3.0$	$0.1 \sim 1.0$	$0.1 \sim 2.0$
厚度/ μm	$0.03 \sim 1$	$0.001 \sim 0.01$	$0.01 \sim 0.2$
比表面积/(m^2/g)	$10 \sim 20$	$800 \sim 1000$	$80 \sim 100$
胀缩性	小	大	中
渗透性	大	小	中
强度	大	小	中
压缩性	小	大	中
亲水性	小	大	中
可塑性	小	大	中
活动性	小	大	中

3) 粘土矿物颗粒的带电性质

粘土矿物的特殊晶体结构使粘土矿物颗粒具有显著的活性。由粘土矿物颗粒聚集成的粘土,能形成许多方面的粘土特性,是缘于粘土矿物颗粒的带电性。1809年俄国莫斯科大学列伊斯(Penc)通过实验证明了粘土矿物颗粒是带电的。实验装置如图 1-13 所示,把粘土膏放在一个玻璃器皿内,将两个无底玻璃筒插入粘土膏中,筒内土表层铺一层细砂滤层,再注入相同深度的清水,并将两个电极分别放入两个筒内的清水中,然后与直流电源连接,通电后可发现放阳极的筒中水面下降,且水逐渐变浑,表明粘土颗粒带有负电荷,在电场作用下,土中的粘土颗粒会泳向阳极,称为电泳;而在放阴极的筒中,水面上升,仍是洁净清水,表明水分子有极性,在电场作用下,水会渗向阴极,称为电渗。这个实验证明了粘土矿物颗粒的带电性,而且电泳与电渗的原理还被应用到地基勘察与地基处理的工程技术中。

粘土矿物颗粒的微观研究进一步揭示了颗粒带电性的机理与作用:①离解作用。完整晶体的内部正负电荷是平衡的,如果颗粒晶体表面的某些矿物在水介质中产生离解,阳离子扩散于水中,阴离子尚在

颗粒表面,会形成表面带有负电荷。②吸附作用。指晶体表面的某些矿物,会有选择地把水介质中一些带电荷的离子吸附到颗粒的表面,也增加颗粒晶体表面带有负电荷。③同晶型替换作用。是指粘土矿物中的八面体晶型保持不变,但晶片中三价的铝被二价的镁或铁所替换,或者是硅氧四面体晶型保持不变,但四价的硅被三价的铝所替换。由于替换者的电价低于被替换者,使得替换后,相当于晶体表面带有负电荷。④边缘晶体破裂作用。指颗粒外部边缘处,由于晶体晶格的连续性受到破坏,从而也造成断裂面上形成不平衡电荷,通常为正电荷。因此,微细片状的粘土颗粒,有较大的比表面积,且颗粒表面带有负电荷,颗粒两侧面断口处带有正电荷,分布如图 1-14 所示。

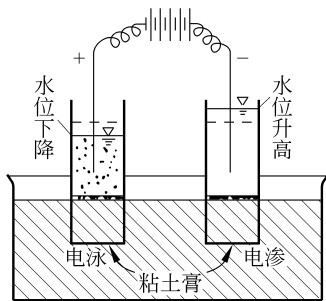


图 1-13 粘土电泳电渗实验示意

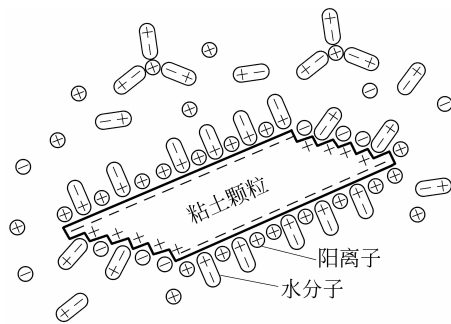


图 1-14 粘土颗粒表面电荷分布示意

由于土颗粒表面带有电荷,它产生的影响作用,使粘土颗粒与粘土形成一些新的物理特性:①在粘土颗粒四周形成一个电场,受电场力作用,具有极性的水分子会被牢固吸附于土粒表层,形成包裹着土粒的一层水膜,它已失去重力水性质而成为受电场力束缚的结合水膜。它存在于土粒之间,在电场力作用下,形成土粒间的凝聚作用,且随水膜增厚而减弱。②结合水膜受外力作用会产生变形而使土具有塑性。而且结合水膜的变化使粘土产生固态、塑态与流态等软硬程度不同的物理状态。③粘土颗粒的带电性,在土粒沉积过程中,使土粒的联结受到同性电荷相斥、异性电荷相吸的影响,对土粒联结的骨架结构及其稳固性有重要的影响。

3. 土粒的形状

土粒的形状是在生成过程中,伴随着土粒矿物成分的风化作用与土粒粒径的细化作用,而演化形成的土粒形态特征。因此,土粒的形状、土粒的粒径粗细和土粒的矿物成分是影响土的种类与性质的三个相互关联的因素。对于不同类别的土,土粒形状的影响作用不同。

粗粒土(无粘性土)大多数是原生矿物成分土粒,物性稳定、颗粒较粗,粒状,表面粗糙,有棱角或浑圆度,颗粒间为接触联结,粒间无粘结力,大小土粒混掺交错排列的紧密程度,影响土的压密性、抗剪强度、渗透性等工程性质。粗粒土的结构如图 1-15 所示。因此,根据颗粒大小与形状判别土的种类与性质,将粗粒土分类为碎石、卵石、砾石、砂等。

细粒土(粘性土)由次生矿物成分的粘土矿物颗粒组成,土粒晶体结构的物理化学特性对土的种类与性质起决定性作用,粘土矿物颗粒,多呈片状或针状,土的颗粒愈细,形状愈扁平,其表面积与质量之比值(称为比表面积)愈大,即土粒的活性愈高。比表面积愈大的土粒表面可带更多的电荷,土粒有更强的吸

附水的能力与离子交换能力,对土粒间的粘聚作用与土的软硬物理状态产生显著又灵敏的影响;土粒表面带电荷,受电荷同性相斥、异性相吸的作用,对土粒的联结与结构也产生较大影响。图 1-16 为细粒土结构示意图,呈凝絮状结构。由此可见,细粒土的形状活跃了粘土矿物成分的物理化学作用,对土粒的亲水力、吸附力、土粒间的粘结力与结构特性产生显著的影响,给粘性土的粘聚性、可塑性、强度、压缩性、渗透性等带来了新特点。

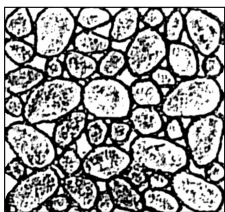


图 1-15 粗粒土结构示意图

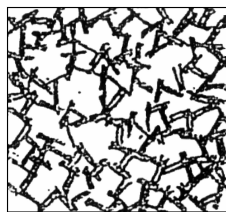


图 1-16 细粒土结构示意图

土的比表面积 A_s 是反映土表面活性的指标,也是反映细微土粒形状特性的指标。土的比表面积 A_s 定义为单位质量土粒所拥有的表面积,单位为 m^2/g ,

$$A_s = \frac{\sum A}{m} \quad (1-3)$$

式中, $\sum A$ ——全部土粒表面积的总和, m^2 ;

m ——土的质量, g 。

单位质量土中,土粒粒径愈小,土表面积愈大,比表面积也愈大。为更形象解释,假设单位质量土粒等同边长 d 为 1 mm 的立方体,其体积 d^3 为 1 mm^3 ,其表面积 $6d^2$ 为 6 mm^2 ,其比表面积为 $\frac{6}{d}$,若将其

边长均匀切割成 $\frac{d}{10}$ 为 0.1 mm 的一组立方体,表面积总和 $10 \times 6d^2$ 为 60 mm^2 ;若再均匀切割成边长为

$\frac{d}{100}$ 的立方体,表面积总和 $100 \times 6d^2$ 为 600 mm^2 。由以上可以推算,立方体不变(也是质量不变),分割

边长缩小的倍数等于总表面积扩大的倍数,也是比表面积增长的倍数,说明单位质量土中粒径愈细,比表面积愈大。高岭土比表面积为 $10 \sim 20 \text{ m}^2/\text{g}$,蒙特土高达 $800 \text{ m}^2/\text{g}$,伊里土居中为 $80 \sim 100 \text{ m}^2/\text{g}$,采用比表面积指标为衡量标准,能很好反映这三种粘土矿物的亲水性、吸附力等土粒表面活力的差别程度。

为表示粘性土比表面积大而具有较强的表面带电性、表面吸附力、表面离子交换能力等表面活性,因与土的可塑状态指标 I_p 相关,故采用活动度 A_c 指标来衡量。土的活动度 A_c 定义为土的塑性指标 I_p 与粘土中粘胶土粒 ($d < 0.002 \text{ mm}$) 含量百分数 m 的比值:

$$A_c = \frac{I_p}{m} \quad (1-4)$$

式中,塑性指数 I_p 是反映细粒土可塑性范围的吸附水能力,可作为粘性土的活动性的综合能力(可参见式(1-29))。根据粘性土的活动度 A_c 可分为:一般活动性粘土 ($A_c = 0.75 \sim 1.25$),低活动性粘土 ($A_c < 0.75$),高活动性粘土 ($A_c > 1.25$),高岭土 ($A_c = 0.5$),蒙特土 ($A_c > 6.0$) 和伊里土 ($A_c = 1.0$)。

1.2.2 土中水

1. 土中水的形态

土中水在自然条件下,受气温、重力和土粒矿物成分的作用,呈不同的形态与特性,对土的性质有不同的影响。土中水存在有以下三类形态。

(1) 固态的水有冰与结晶水。冰是土中孔隙水受气温影响冻结成冰粒。含冰的冻土若作为地基,需防冻胀与融陷的危害;结晶水是土粒矿物晶格内部或参与矿物构造的水,称为矿物内部结合水,它只有在比较高的温度(高于水汽化温度,可达 $600\sim 700^{\circ}\text{C}$)才能汽化为气态水。结晶水可视为矿物固态颗粒的组成部分。

(2) 液态的水是土的三相物质组成的液相成分,依其不同的存在形态与性质,分为结合水与自由水。结合水是土中水受矿物颗粒表面活性作用,牢固吸着形成包裹土粒的结合水膜。其受吸附力约束而失去了普通水的一些常规性质,而形成一些新的特性,如在重力场作用下不能自由移动,具有粘聚性、可塑性、抗剪性等。细粒土有较强吸附结合水膜的能力,对土的物理状态与物理性质有较大的影响;粗粒土吸附结合水膜能力微弱,造成的影响很小;自由水是存在于土粒间的孔隙水,是受吸附力作用的结合水膜影响范围外的自由水,仍保有普通水的常规性质,自由水还分为受毛细作用的毛细水与只受重力影响的重力水。

(3) 气态的水为水蒸气,和存在于土孔隙中的空气一样分占有一定的空间。封闭于孔隙中的气(汽)体,会阻断渗流通道而影响渗流;在外荷载作用下,土中的气体容易压缩变形或自由逸出,增加土的弹塑性与压缩性。

2. 结合水

土的矿物颗粒表面通常分布有负电荷,构成内电层。土粒在水介质中,其周围形成电场,在电场吸引力作用下,极性水分子和水溶液中的阳离子(如土中盐类与氧化物水解形成的 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Al^{3+} 离子)吸附在土粒周围定向排列,形成外电层;内、外电层构成双电层,如图 1-17 所示。

土粒周围的极性水分子与阳离子,一方面受电场吸引力作用,另一方面又受到布朗热运动扩散力作用。在电场吸力影响范围的外电层内的极性水分子,因受电场吸力束缚,形成与土粒相结合的水膜,称为结合水,外电层又可称为结合水层。在外电层以外,极性水分子不受电场吸力束缚作用,可在重力场影响下自由移动,称为自由水。

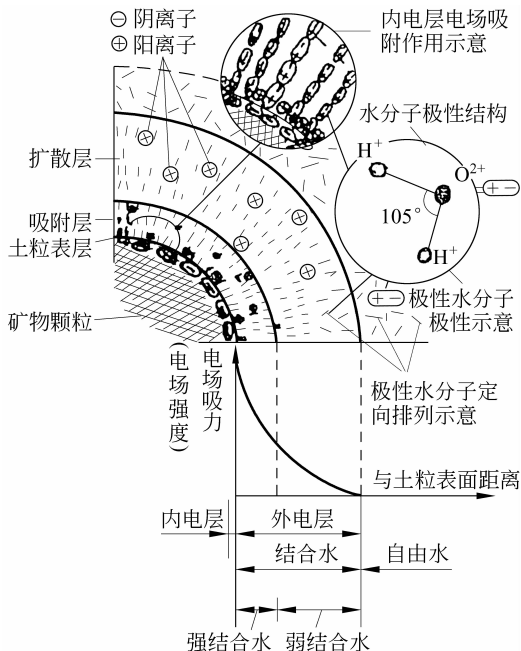


图 1-17 土中结合水层分布示意图

土中结合水的生成主要取决于土粒的矿物颗粒成分、颗粒大小与形状,依据结合水的不同生成状态与性质,又可分为强结合水与弱结合水,可参见图 1-18。

1) 强结合水

强结合水是指紧紧吸附于土粒表面的结合水膜(见图 1-17 与图 1-18(a)),也称为吸附层或固定层,有若干水分子厚(1.0~5.0 nm),其所受电场吸力最大,可达上千个大气压强度,极牢固地结合在土粒表层,失去了普通水的性质,其密度为 $1.2\sim 2.4\text{ g/cm}^3$, 0°C 不结冰,冰点为 -78°C ,受重力作用不能自由流动、不能传递静水压力,也没有溶解的能力,具有很强的粘滞性。它与结晶水的差别在于当温度高于 105°C 才能移动、扩散、蒸发。土只有强结合水时,呈干硬状态。经烘干失去强结合水的干燥土,置于天然湿度的空气中,土会吸着强结合水达到最大吸着度,即土的强结合水含量,粘土可达 $10\%\sim 20\%$,粉土可达 $5\%\sim 7\%$,砂土仅能达到 1% 。

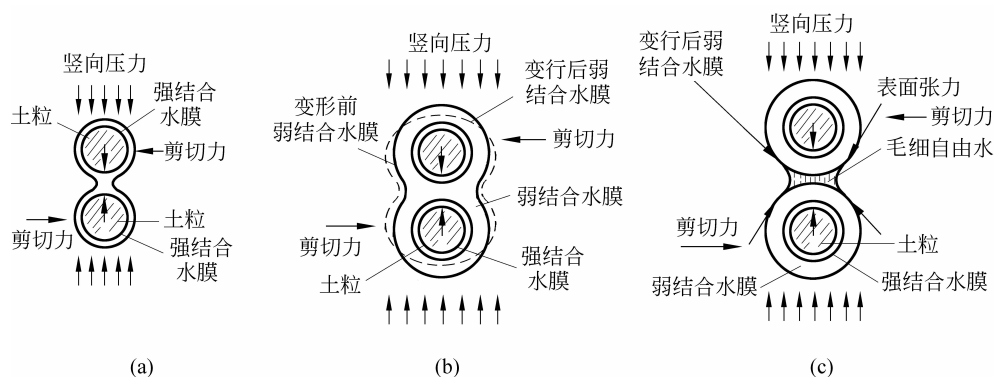


图 1-18 土粒结合水的不同状态示意图

- (a) 土粒有强结合水膜(土干硬、有粘聚性抗剪); (b) 土粒有强、弱结合水膜(土有可塑性、有粘聚性、抗剪);
 (c) 土粒间有毛细自由水(土呈流塑态、无抗剪力)

2) 弱结合水

弱结合水是指强结合水层以外,受电场吸力作用范围以内,水分子仍保持固定定向排列(见图 1-17 与图 1-18(b))。由于这层水受电场吸力作用强度是随离开土粒表面的距离而减弱下来,故称为弱结合水膜。它是一层呈粘滞状态的水膜,比强结合水膜厚得多,为 $10\sim 100\text{ nm}$ 。不同于普通的水,密度 $\rho = 1.1\sim 1.74\text{ g/cm}^3$,重力作用下不能流动,不传递静水压力,呈粘聚性而具有一定的抗剪强度,没有溶解能力,冰点低于 0°C ,只有温度超过 $105\sim 110^\circ\text{C}$ 时,弱结合水分子热运动加剧,产生脱离吸附力束缚而移动与扩散。在外荷载作用下,弱结合水膜会变形而使土粒靠近,土呈现弹性,结合水膜间的润滑作用可减少土粒相互移动的阻力,降低土的抗剪力。当外荷载持续作用,不仅会使弱结合水膜变形,而且厚结合水膜,会转移到电场吸力强的薄结合水膜上,弱结合水膜这种变形与转移,在宏观上表现出土的可塑性与蠕变性。土粒充分吸附水形成的厚弱结合水膜,会向邻近有强电场吸力土粒的薄弱结合水膜转移,表现土的浸润性,扩散性。粘性土的弱结合水膜较厚,会占据土粒间的孔隙,堵塞渗流通道,使得粘性土的孔隙率很高,渗透性很差,可作防渗材料。土中自由水只有在较大渗透压力差作用下,足以挤开弱结合水膜,才能形成渗流通道。弱结合水膜的存在状态,对粘性土的渗透性有较大影响。

土粒吸着弱结合水膜的厚薄,和土粒矿物成分、粒径粗细与形态密切相关,差异性很大,能很好反映土不同的类别与性质。粗粒土为原生矿物成分,亲水性差、颗粒粗、比表面积小、土粒表面活性弱,表面仅有少量负电荷,不足以有足够电场吸力束缚水分子形成弱结合水膜,因而粗粒土不具粘聚性、可塑性、抗渗性;细粒土为粘土矿物成分,亲水性强、颗粒细、片状、表面活性强,不仅有强结合水,而且可形成较厚弱结合水膜,不同的粘土矿物,薄者有 10 nm,厚者可达 500 nm。弱结合水膜的生成与存在状态,对粘性土的物理状态与性质影响很大。

3. 自由水

土中自由水是指受土粒表面吸力作用的结合水膜范围以外的孔隙水,它不受土粒吸力束缚、能在重力场作用下自由流动,故称其为自由水(见图 1-17 与图 1-18(c))。它仍保有与普通水相同的物理性质。依其在孔隙中存在的状态与流动规律分类,只受重力影响的称为重力水,还受毛细作用影响的称为毛细水。

1) 重力水

重力水是存在于土孔隙中,只受重力作用影响的自由水。若重力水存在地下水位以上即分布在封闭的土孔隙中,成为非饱和土中的孔隙水,它们互相不连通、不能传递静水压力、也不能流动,但在外荷载作用下,重力水会从孔隙间挤出,而提高土的密实度;若重力水存在于地下水位以下,即充填满土粒骨架的孔隙,成为饱和土中相互贯通的孔隙水,能传递静水压力,与土粒相互依托、相互作用,致使水下饱和和土体在应力、变形、渗流固结等方面,产生一些新特性。

地下水位以下饱和和土体的重力水,对土的工程性质有多方面的影响作用:①如图 1-19 所示,在地下水位以下的土层中的重力水,会对地下建筑物的侧壁施加三角形分布的静水压力,对底面施加矩形分布向上的浮托力。地下水位以下的土粒骨架,受重力水浮托作用,会减小土骨架的自重应力,从而可减小土层受自重压力的沉降变形。因此当地下水位上升,就会使地面升高;反之,当地下水下降,会因增加土骨架自重应力而使地面下降。②如图 1-20 所示,在基坑作井点排水施工,逼降地下水位以维持基坑干燥作业,会造成基坑周围邻近建筑物因地下水位下降而产生附加沉降或倾斜。③如图 1-21 所示,在重力作用下,土中重力水在挡水土堤中渗透流动,渗流沿程作用于土粒上,若形成渗流夹带细土粒大量涌出流失的渗流通道,称为管涌。若在渗流逸出处,受渗透力作用,会剥蚀冲掏带走泥土,称为流土。管涌与流土是危险的渗透破坏,会造成土堤的塌陷与冲毁。④如图 1-22 所示,当地下水位下的饱和土体承受荷载作用时,重力水在自重作用下产生三角形分布的静水压力,而荷载作用产生矩形分布的附加孔隙水压力,称为超静水压力。那么在由上而下消散的超静水压力作用下,产生自下而上的渗流溢出,随渗流水溢出,超静水压力逐渐消散,土层得到压密,称为渗流固结。

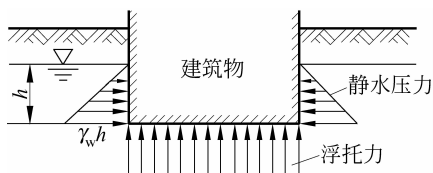


图 1-19 静水压力与浮托力示意图

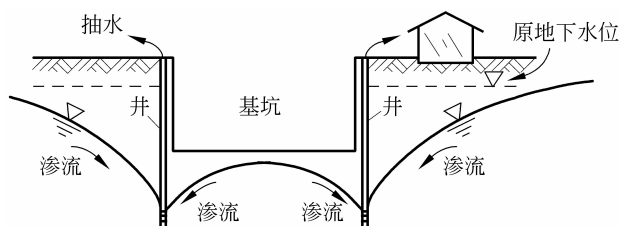


图 1-20 基坑井点排水示意图

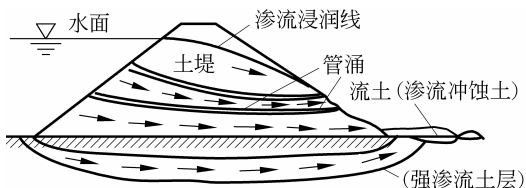


图 1-21 土堤的管涌与流土示意图

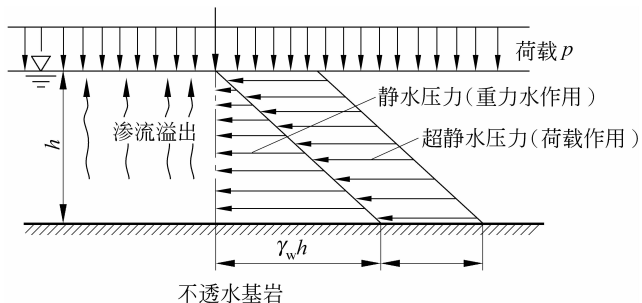


图 1-22 饱和土层的渗流固结示意图

2) 毛细水

毛细水是指位于地下水位以上一定高度范围内的土层孔隙中,受到毛细孔隙水表面张力作用而存在的自由水。与地下水无直接联系的称为悬挂毛细水,和地下水直接联通的称为上升毛细水,如图 1-23 所示。毛细水受土粒电场吸力作用微弱,属自由水,保有与普通水相同的性质。

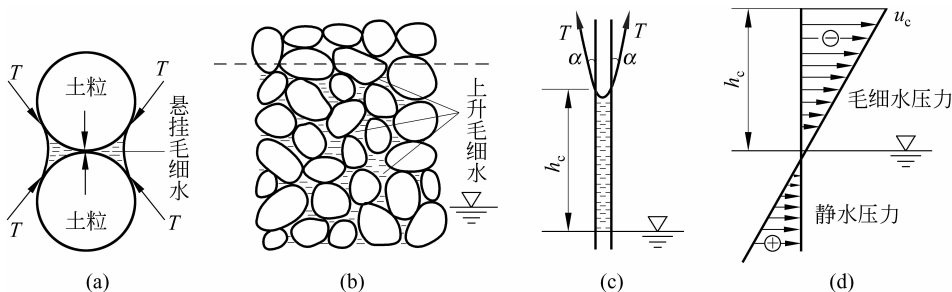


图 1-23 毛细水示意图

(a) 悬挂毛细水形成毛细粘聚力示意图; (b) 土中毛细水分布; (c) 概化毛细管; (d) 毛细压力分布图

存在于地下水位以上土粒孔隙间的悬挂毛细水,如图 1-23(a)所示,土粒孔隙水表面和土粒接触处形成的表面张力 T 反作用于土粒上,使土粒相互接近,如同土粒间有粘聚力,称为毛细粘聚力。它可使湿砂捏成团而不散,使潮湿的砂堆保持竖直陡壁高几十厘米而不倒塌,但这种粘聚力不是土自身持有的粘聚性,而是毛细水作用生成的假粘聚力,会随毛细水作用消失而消失,如砂随风干毛细水消失而松散;在水中的砂堆,毛细水作用消失,陡坡会滑落形成自然休止坡。散落在土中颗粒间的悬挂毛细水,对土的性质影响作用较小。

上升毛细水是形成于地下水位以上一定高度的透水土粒骨架的毛细间隙通道中的自由水。如图 1-23(b)所示,在地下水位以上土层中,分布在土粒之间竖向贯通的孔隙,可视为许多形状曲折、直径细微的管道,也可概化为如图 1-23(c)所示的直立毛细管。毛细水表面与管壁接触形成弯液面受表面张力 T 的作用,作用方向与毛细管壁成夹角 α 。由于表面张力作用,毛细管中的水被提升到地下水位以上高度 h_c 处,那么毛细管中高度为 h_c 的水柱处于静力平衡状态,即有

$$\pi r^2 h_c \gamma_w = 2\pi r T \cos \alpha$$

$$h_c = \frac{2T \cos \alpha}{r \gamma_w} \quad (1-5)$$

式中, h_c ——毛细水上升高度, m;

T ——毛细管中弯液面的表面张力, kN/m;

α ——表面张力与毛细管壁的夹角, ($^\circ$);

r ——毛细管的半径, m;

γ_w ——水的容重, kN/m³。

由式(1-5)可知, 毛细水上升高度与水的表面张力成正比, 与毛细管半径成反比。表面张力与温度有关, 如 20 $^\circ$ C 时, $T=7.42 \times 10^{-5}$ kN/m; 10 $^\circ$ C 时, $T=7.56 \times 10^{-5}$ kN/m。夹角 α 同水与土粒表面相互吸附性质有关, 通常情况可取 $\alpha=0^\circ$ 。毛细管半径 r 与土粒粒径有关, 粒径愈细形成的毛细管愈细, 毛细水上升高度愈高。通常认为毛细管直径不会大于管周土粒粒径, 近似取细粒径为毛细作用计算直径。因为在土中是细粒土对毛细作用影响大, 故简化取土的有效粒径 d_{10} 作为毛细管计算直径。表 1-7 给出了不同类土的计算毛细水升高范围供参考。必须指出, 土的粒径不均匀, 组成复杂, 因此毛细作用计算直径取值很难准确合理, 而且, 毛细水升高还受其他因素影响, 土粒粒径大小对形成毛细管粗细与形状影响大, 通常大于 2 mm 粒径, 难形成毛细条件, 不产生毛细水升高; 而极细的粘粒, 粒间孔隙很细, 却被土粒结合水膜阻塞, 不宜按公式计算毛细水升高; 粒径为 0.002~0.2 mm 的粉细砂, 毛细作用较显著, 容易发生毛细水升高, 准确的毛细水升高值尚需实测。

表 1-7 土中的毛细水升高计算参考值

土名称	颗粒直径 d_{10}/mm	孔隙比	毛细水头/cm		土名称	颗粒直径 d_{10}/mm	孔隙比	毛细水头/cm	
			毛细水升高	饱和毛细水头				毛细水升高	饱和毛细水头
粗砾	0.82	0.27	5.4	6	粗砂	0.11	0.27	82	60
砂砾	0.20	0.45	28.4	20	中砂	0.03	0.36	165.5	112
细砾	0.30	0.29	19.5	20	细砂	0.02	0.48~0.66	239.6	120
粉砾	0.06	0.45	106.0	68	粉土	0.006	0.95~0.93	359.2	180

毛细水升高范围内的毛细水压力分布, 不可视为相当于地下水位升高, 不可当作静水压力分布。如图 1-23(c)与(d)所示, 距离自由水位 h_c 高度的毛细水弯液面处, 设该处毛细水压力为 u_c , 该处水膜处于静力平衡状态, 即作用于该水膜的毛细水压力与表面张力在垂直方向的总和应为零, 即

$$2T\pi r \cos \alpha + u_c \pi r^2 = 0 \quad (1-6)$$

若取 $\alpha=0^\circ$, 又由式(1-5)可知, $T=\frac{1}{2}h_c r \gamma_w$, 代入式(1-6)可得

$$u_c = -\frac{2T}{r} = -\gamma_w h_c \quad (1-7)$$

由式(1-7)可知, 该处毛细水压力为负值, 表示为拉力。毛细水头 h_c 是由地下自由水位算起的毛细上升水头。因此, 毛细区内的毛细水压分布, 是以地下水位为零基准, 随着毛细水头升高而增大的负压力分布, 呈倒三角形分布, 如图 1-23(d)所示。两种水压力的区分: 在地下水位以下为静水压力, 使土骨架受浮托力, 而减少颗粒间的压力, 静水压力按 $\gamma_w h$ 呈正三角形分布; 在地下水位以上为毛细水压力, 呈负压, 即有吸拉力, 它从地下水位处吸拉水达到毛细上升高度 h_c , 它作用于土颗粒, 增加土颗粒间的压力, 称

为毛细压力。毛细水压力按 $-\gamma_w h_c$ 呈倒三角形分布。

土中上升毛细水给地基基础工程带来多方面的影响。上升毛细水会浸湿地基土,使地基变软,降低了强度,增加压缩性,影响地基产生不均匀沉降与稳定性。如果浸湿的是路基,在行人与车辆的往复作用下,会造成路基翻浆而损坏了道路,为防止出现这种危害,需要铺设防水层或排水层,切断毛细水上升通道,以保护地基;对会受到上升毛细水影响的地下建筑物,要铺设垫层,并采取防潮措施;毛细水上升到地面,会造成场地沼泽化;在干旱地区,地下水中的可溶盐随毛细水上升地面后不断蒸发,盐分积聚地表形成盐渍土,破坏地表草木生长,为改善环境,通常需开挖排水沟,降低地下水位,使毛细水上升达不到地面,又可改善地表下墒情,有利作物生长;在寒冷地区,土层受地表负温的影响,首先是土中的水气冻结成冰晶散落于土中,数量有限且分散,不会造成大影响。随着气温再降低,土中自由水与弱结合水开始冻结,当结合水膜变薄,土粒有了剩余的分子吸力,同时,变薄的水膜使水膜中的离子浓度增加,也增加了渗吸引力,这两种力要吸引下层未冻结的自由水与弱结合水向上层转移,得到水的补充,使冻结的冰晶加大。当冻结影响到毛细上升区,下卧地下水层提供了充足的补给水,毛细水不断向冰冻区聚集而冻结成冰块,地基会造成严重的不均匀的冻胀,到了气候转暖,冰块消融时,又会造成地基的陷落。因此,分析地基的冻胀与融陷的破坏作用,不只是考虑气温条件,还要充分考察毛细水形成的条件与影响。

1.2.3 土中气

土中气是指存在于土骨架间未被水充填的孔隙中的气体,主要是空气,还有水气或有机质中释放出的气体,大部分与大气相连通,少量封闭于土粒与水包围的孔隙中。粗粒土中的空气多与大气相通,受荷载作用很容易排出,对土的性质影响较小;粘性土中有较多的封闭气泡,阻隔水的通道,减少土的渗透性。当土体受外力增或减作用,土中封闭气泡易压缩或膨胀,使土体产生压缩或膨胀弹性变形。含有较多的有机质的淤泥与泥炭类土,受微生物作用会产生较多气体,这类土承载力低、压缩性高、渗透性低、灵敏度高,有明显流变特性,易造成工程危害。在干旱地区的风积黄土,孔隙大、孔隙中还常含有礞石等析出灰石胶凝物,干燥状态土质坚硬,有一定的承载力,但遇到水或受到较强震动,即很容易失陷或粉碎,造成工程危害。对于一般性的土,土中气对土的工程性质的影响是较小的。

1.3 土的三相组成比例与土的物理性质指标

土的三相组成体系包含质的组成与量的组成。土的三相物质组成,是从质上决定土的类别与相应的物理状态类别;土的三相量的组成比例关系,决定已确定物理状态类别的土多种物理状态和相应的物理力学性质与工程性质。

土的物理状态主要指粗粒土(无粘性土)的松密状态与细粒土(粘性土)的软硬状态。大量实验研究表明,土的物理、力学性质与工程性质深受土的物理状态影响,而土的物理状态类别虽然是取决于土的三相物质在质上的组成,但物理状态的形态与相应的物理性质更取决于土的三相在量上的组成比例关系,可定义为土的物理状态指标,并作为土的物理性质指标。