

高等学校专修科试用教材

土 力 学

兰州铁道学院 邓荣基 主编
西南交通大学 汤康民 主审

中国铁道出版社

1998年·北京

高等学校专修科试用教材

土 力 学

兰州铁道学院 邓荣基 主编
西南交通大学 汤康民 主审

中 国 铁 道 出 版 社

1998年·北京

(京)新登字063号

内 容 简 介

本书主要介绍土的物理与物理—化学性质、土中应力、土的压缩性、渗透性、地基沉降计算、土的抗剪强度、土坡稳定、土压力、地基承载力及原位测试等内容。本书首先讲述土中应力,然后再讲述土的变形,使之条理清楚。为满足专科学生毕业后的需要,书中实践性教学内容较多,并能结合内容深入浅出地进行叙述。

本书可作为铁道工程、桥梁、隧道专业专科用教材,也可供有关专业技术人员参考使用。

高等学校专修科试用教材

土 力 学

兰州铁道学院 邓荣基 主编

*

中国铁道出版社出版、发行

(北京市东单三条14号)

责任编辑 刘桂华 封面设计 翟 达

各地新华书店经售

北京市朝阳区北苑印刷厂印刷

开本: 787×1092毫米1/16 印张: 9.25 字数: 224 千

1993年9月 第1版 第1次印刷

印数: 1—3000册

ISBN7-113-01456-9/TU·311 定价: 4.70元

目 录

绪 论	1
第一章 土的物理性质	3
第一节 土的组成与土的结构	3
第二节 土的颗粒分析	4
第三节 土的三相指标	6
第四节 土的物理和物理——化学性质	10
第五节 填土压实	15
第六节 土的工程分类	16
第二章 地基应力计算	19
第一节 土的自重应力计算	19
第二节 基底压力的分布与计算	21
第三节 地基附加应力计算	25
第三章 土的压缩性与渗透性	41
第一节 土的压缩性和压缩性指标	41
第二节 土的天然固结状态和前期固结压力	46
第三节 土的侧压力系数、侧膨胀系数、压缩模量和变形模量	48
第四节 土的渗透性	51
第五节 孔隙水压力与有效应力概念	55
第四章 地基沉降计算	57
第一节 概 述	57
第二节 地基沉降量计算	57
第三节 饱和粘性土地基的渗透固结	67
第五章 土的抗剪强度	73
第一节 土的剪切破坏	73
第二节 土的直剪试验与库伦公式	73
第三节 土中一点的应力极限平衡条件	75
第四节 三轴剪切试验	81
第五节 单轴试验	83
第六节 土的应力路径	84

第七节 影响抗剪强度的因素.....	85
第六章 土坡稳定性分析	87
第一节 概 述.....	87
第二节 直线破裂面法.....	88
第三节 圆弧条分法.....	89
第七章 土压力与挡土墙	95
第一节 概 述.....	95
第二节 库伦土压力理论.....	97
第三节 库尔曼图解法求主动土压力.....	104
第四节 朗金土压力理论.....	105
第五节 等值内摩擦角.....	109
第六节 其它情况下的土压力计算.....	110
第七节 桥台土压力.....	112
第八节 重力式挡土墙的检算.....	113
第八章 地基承载力	117
第一节 地基的破坏形态.....	117
第二节 按塑性变形区的深度确定地基容许承载力.....	118
第三节 按极限平衡条件求解浅基础地基极限承载力.....	122
第四节 按规范确定地基承载力.....	126
第九章 原位测试简介	133
第一节 现场荷载试验.....	133
第二节 静力触探试验.....	135
第三节 标准贯入试验.....	137
第四节 十字板剪切试验.....	138
第五节 旁压试验.....	139

绪 论

土力学是一门研究土的物理、力学性质及其受荷载作用后的变形与强度规律的一门学科，它是源于社会生产力的发展，与工程实践有密切的关系。无论将土作为地基、作为一种建筑材料（如铁路、公路路基，工业与民用建筑物的修建场地、堤坝等的填料），或作为结构物的周围环境介质（如地下工程、隧道周围的土体）均与土力学学科所研究的范畴有关。

土是由岩石风化后形成的，是自然界的产物。它与其它材料相比，不是一种连续介质，而是由各种粒径大小的颗粒集合组成的，颗粒间的粘结程度远比颗粒本身强度小得多，土是散粒体介质，具有松散性。颗粒间存在孔隙，孔隙间尚有水与空气的存在。因而将土作为由固相（土颗粒）、液相（水）和气相（空气）所组成的三相体系，它们之间的质量和体积的比例关系，尤以孔隙中水的作用，将对土的物理、物理——化学性质及力学性质有很大影响。同时，土又因沉积年代和地质历史条件不同，使土的工程性质又具有地域的差异。如黄土为干旱、半干旱地区的沉积物，而软土则多为沿海地区海相或湖相沉积物；又如同在黄土地区的黄土，表层是形成历史较短的新近堆积的近期 Q_4 黄土，深层可能为沉积历史较长的更新世 Q_3 、 Q_2 的黄土，它们的物理力学性质则较大的差别。因而对土而言，其工程特性与钢材、混凝土等材料相比，显得更为复杂。亦增加了对土的工程性质研究的困难程度。

土力学成为一门系统的学科，亦只有六七十年的历史，通常土力学主要研究下述几方面的内容：

1. 研究土的物理性质及在压密、渗透和强度方面的力学性质，从理论上和通过试验的途径进行分析与研究；
2. 研究土在外荷载与自重作用下的应力与变形的关系。即研究土体受荷载作用时，土中应力的分布规律，应力状态随时间发生变化的情况，土体的变形总量以及变形随时间发展的过程；
3. 研究土的强度与稳定性问题，即土的极限平衡条件，土压力，土坡稳定性及地基稳定性问题；
4. 土的室内、室外试验方法、试验技术及试验成果的分析应用。

正由于土的物理、力学性质，在不同地区、不同沉积条件下存在着千差万别，因而在一般的土力学理论与计算方法中，将土的性质、加荷载条件和边界条件理想化，对土工问题的解决办法作一定程度的简化。例如由库伦（Coulomb）建立并由摩尔（Mohr）发展了的无粘性土和粘性土的摩尔——库伦强度理论。布辛奈斯克（Boussinesq）等提出的均匀、各向同性的半无限弹性体表面，在竖直荷载作用下的位移和应力分布理论。达西（Darcy）通过室内试验建立了有孔介质中水的渗流理论。大沙基（Terzaghi）建立了饱和土体中有效应力原理，并据此提出了饱和土的一维渗透固结理论。普朗特（Prandtl）研究了刚性物体压入均匀的、各向同性的无重量介质时的剪切破坏及承载力情况，导出了极限承载力公式。此外，对土坡的稳定性分析，对土压力等的理论和计算方法，迄今仍有极为重要的实际意义。

随着科学技术的发展,对土体本质的认识逐渐深化,电子计算机的应用日趋广泛,土力学的理论亦日臻严密与完善。近年来国内外一些学者与工程技术人员提出了各种反映土的应力——应变非线性关系的本构定律,并经工程实践进一步验证、比较与选择,通过数值分析方法进行研究,从而使得解决复杂的土质条件、荷载情况和边界条件下的土工问题成为可能了。同时,近年来在土力学学科中利用概率统计方法去研究土性状的变异性与不确定性的可靠度理论,亦有很大的发展。土力学与振动理论、随机过程理论及振动测试技术的结合,形成了土动力学,它研究土的动力特性,如地震或在动荷载作用下的土的动强度、动弹性模量、动土压力及饱和砂土的振动液化等。可以断言,土力学学科将随着工程建设的规模和复杂程度日益增加,技术要求日益提高而相应地走向更高的发展阶段。

土力学课程是一门技术基础课,它起着承上启下的作用。在学习了高等数学、材料力学、工程地质学等课程后学习本课程,而又为后续的桥梁基础、隧道、铁路和公路路基、房屋建筑地基基础等专业课程打下理论基础。土力学是密切结合专业,结合工程实践的。正确掌握土力学的知识,对今后的专业教学有很大帮助。本着大专课程设置的特点,按照铁道工程、铁路桥梁、隧道专业专科土力学教学大纲的安排,本教材着重于土力学的基本理论的叙述,内容在满足教学要求的前提下删繁就简,使学生的学习过程中能有较多的思考时间去理解基本概念、掌握计算方法,培养初步解决实际问题的能力。此外,土力学具有很强的实践性,在教学安排上应有10学时左右的土力学试验课,以掌握土的基本物理性质及力学指标的试验方法与原理。土力学试验须另有试验指导书予以阐述。

第一章 土的物理性质

第一节 土的组成与土的结构

土是岩石经风化作用后的产物。风化作用一般分为物理风化和化学风化两种。物理风化是因季节或昼夜的气温变化等原因使大块岩石崩解为碎屑，如碎石、砂砾等，它们基本上仍保持原母岩的矿物成分。化学风化是由于水、空气中的氧和二氧化碳等作用，产生化学变化，生成了氧化物、碳酸盐化合物等，使母岩的矿物成份产生新的变化，成为次生矿物，如粘土矿物的形成。在自然界中这两种风化作用往往是同时作用或互相交错进行，但在某一地区的特定自然地理环境下，通常会以某种风化作用占主导地位。

岩石经风化后，其碎屑物在自然界中由于搬运方式及沉积条件的不同，使土粒的形状、粒径大小和分选程度以及土的结构上均有不同。当岩石风化后的碎屑物残留于原处未经搬运，其颗粒分选性差，粒径大小均有，颗粒呈棱角状。若风化后的碎屑物经流水搬运至远处再沉积下来，则其颗粒大小的分选较明显，形状较圆滑而少棱角。

土在沉积过程中由于颗粒本身的大小、形状、矿物成份以及沉积时周围条件等因素的影响，使土粒的排列形式及相互的连结关系，即土的结构有很大的区别。

粗颗粒土的粒径较大，彼此间无连结力或只有很微弱的连结力，它们在沉积时互相堆聚在一起，形成散粒结构。其中如颗粒表面粗糙有棱角且大小均匀时，就形成较疏松的散粒结构；如颗粒表面光滑，粒径大小相差悬殊或经振动后，则可形成紧密的散粒结构，如图 1—1(a)、(b)所示。

细颗粒的土其粒径很小，颗粒间的连接力强。在沉积过程中，土粒碰上已沉积的土粒时，由于它们之间的相互引力大于其重力，土粒就停留在最初的接触位置上不再下沉，形成有很大孔隙的蜂窝状结构，如图 1—1(c)所示。

当土粒的粒径更细小时（小于 0.005mm ），土粒能较长时间在水中悬浮，如细微土粒彼此间吸引结成絮状的团粒后再下沉，并和已沉积的其它絮状团粒接触，构成具有更大孔隙的絮状结构如图 1—1(d)所示。

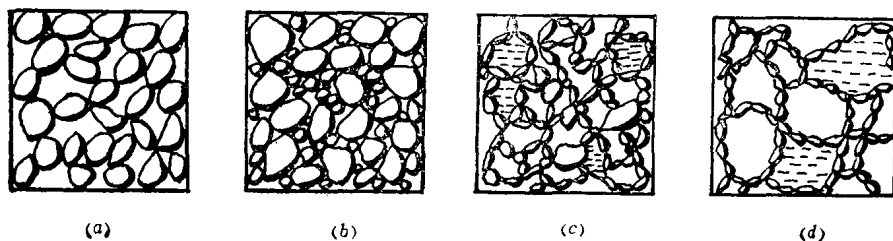


图 1—1

如上所述，土在自然界沉积过程中，固体颗粒将构成土的骨架，颗粒与颗粒间形成孔隙，水和空气充填于孔隙间。因此土是由固相（颗粒构成的骨架），液相（水）及气相（空气）所组成的三相体系。

第二节 土的颗粒分析

一、粒 组

在天然土中，土粒的大小很不均匀，如碎石、卵石的粒径较大，而细微的粘土颗粒，粒经常小于千分之五毫米。随着土颗粒大小的变化，土有完全不同的工程性质，如卵石，砾石，其颗粒间彼此没有什么连接，呈松散或呈紧密状堆积在一起，具有很大的透水性。而细颗粒的粘性土，其颗粒间有较强的连接，有粘聚性，而透水性很小。

为确定各种大小不同粒径的土粒之间的相互关系，需将土粒按粒径大小予以归并和分类，将其分成若干粒组，每一粒组包含一定的土粒粒径的变化范围。粒组的划分应能反映土的工程性质随粒径变化而变化之规律。表 1—1 为我国铁路工程上的粒组划分标准。

粒 组 划 分 标 准 表 1—1

粒 径 mm															
粒 组 划 分 标 准	漂 石 块 石			卵 石 碎 石			圆 砾 角 砾			砂 粒			粉 粒		粘 粒
	大	中	小	大	中	小	大	中	小	粗	中	细	粗	细	

表中粒径由20~200mm范围的粒组称为碎石（有棱角）或卵石（无棱角），主要特征是无粘性、透水性大、毛细上升高度小。粒径由0.05~2mm范围的粒组称为砂粒，其特征为无粘性、易透水、有一定毛细上升高度。粒径在0.005~0.05mm范围时称为粉粒，湿时有微粘性、透水性小、毛细上升高度大、在水中易悬浮。粒径小于0.005mm时为粘粒，它具有粘聚性及可塑性、透水性很差，其工程性质随土中水的含量多少有很大的变化。

二、土 的 级 配

天然土是各种不同粒径土粒的混合物，它包含有多种粒组的土粒。各种粒组于土中的相对含量多少，在很大程度上可以决定土的工程性质，因此常将粒组的相对含量作为土的工程分类的依据。这种相对含量用各粒组的质量占土样总质量的百分数来表示，称为土的级配。它是通过土颗粒大小分析试验来确定的。

颗粒大小分析的试验方法主要有两类，一是机械分析法，如筛分法；二是物理分析法，如比重计法。

筛分法适用于粒径大于0.1(0.074)mm的土粒。试验时用一套孔径分别为10、5、2、

1、0.5、0.25、0.1(0.074)mm的筛子，上有盖，下附有底盘重叠在一起，将已称过质量的干土样放入最上层筛中，然后用摇筛机振摇10至15min使土样过筛。停机后顺次将各筛取下，分别称出各级筛上及底盘上的土粒质量，算出小于某粒径范围的土粒质量占总质量的百分数，如图1—2(a)所示。

对于粒径小于0.1(0.074)mm的细粒土，则用比重计法进行分析。将已称过质量的土粒用水分散开制成悬液，然后用比重计，如图1—2(b)所示，测定不同粒径的土粒在静水中下沉的速度及在不同时间内其悬液的比重，推求出土粒小于或等于某一粒径时的百分含量。

试验时利用比重计测出不同时间比重计下沉的距离，则土粒下沉速度可得，根据司笃克斯(Stokes)研究的计算公式，可导出

$$d=K \cdot \sqrt{\frac{L}{t}}$$

沉降距离为L (1-1)

- 式中
- d ——土粒粒径，mm；

L ——某一时间 t 内的土粒沉降距离，以cm代入计算式；

t ——沉降时间，以s代入计算式；

K ——粒径计算系数，与悬液温度和土粒比重有关，其值见表1—2。

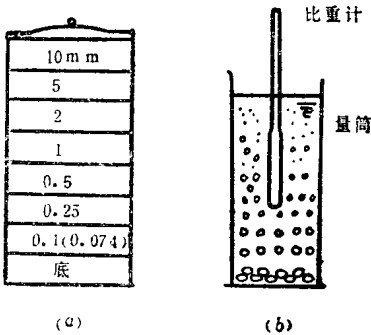


图 1—2

粒径计算系数K值

表 1—2

温 度 (℃)	土 粒 比 重				
	2.55	2.60	2.65	2.70	2.75
5	0.1339	0.1318	0.1298	0.1279	0.1261
10	0.1247	0.1227	0.1208	0.1189	0.1173
15	0.1165	0.1148	0.1130	0.1113	0.1096
20	0.1093	0.1075	0.1059	0.1043	0.1029
25	0.1031	0.1014	0.0999	0.0984	0.0970

同时，比重计的读数又反映了此时悬液的浓度，将它与悬液的初始浓度相比较，即可求得小于粒径 d 的土粒的百分数。

将颗粒分析的结果用一图形表示，图中横坐标为粒径，以对数分划表示；纵坐标以小于该粒径的土粒质量占全部土样质量的百分比表示，所绘的曲线称为土的级配曲线，如图1—3所示。

级配曲线反映了土粒径大小及其含量的变化。若级配曲线较平缓，表示土颗粒大小不匀，粒径变化范围大；若曲线陡直，表示土颗粒较均匀，粒径变化范围小。

为了进一步判断土颗粒级配良好与否，在级配曲线上定出含量相当于10%、30%、60%时所对应的粒径分别为 d_{10} 、 d_{30} 、 d_{60} ，其 d_{10} 称为有效粒径， d_{60} 称为限制粒径，并用系数 C_u 、 C_c 反映土颗粒大小级配情况及级配曲线的形态。

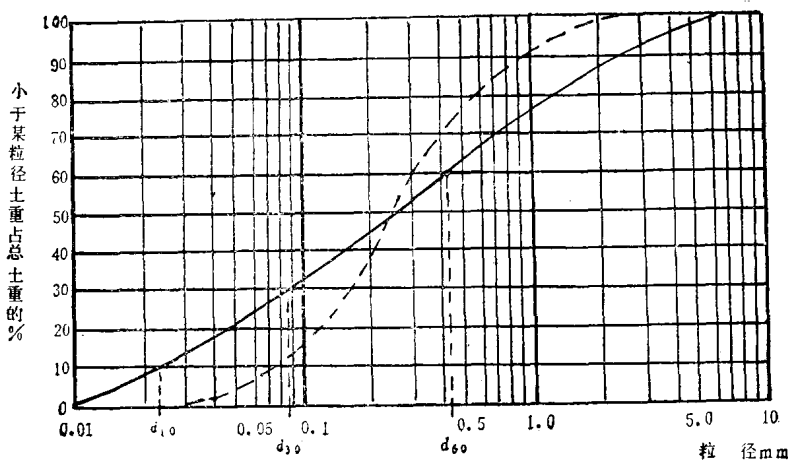


图 1-3

不均匀系数 $C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (1-2a)$

曲率系数 $C_c = \frac{d_{30}^2}{d_{10} \cdot d_{60}} \quad (1-2b)$

当满足 $C_u \geq 5$ 、 $C_c = 1 \sim 3$ 时，此土样称为级配良好。如不能同时满足上述两条件时，则称为级配不良。级配良好的土，颗粒间的孔隙可由小颗粒充填，土较密实，土的工程性质较好。

第三节 土的三相指标

如前所述，土是由固相（土粒），液相（水）及气相（气体）组成的三相体系。而各相的质量、体积之间的相互比例关系，将对土的状态与工程性质有极大影响。土的三相之间比例关系的一些物理量即是土的基本物理性指标。为便于分析，将土粒、水和气体的体积和重量按“相”集中为三部分，构成如图1-4所示的分析模型，称为三相图。

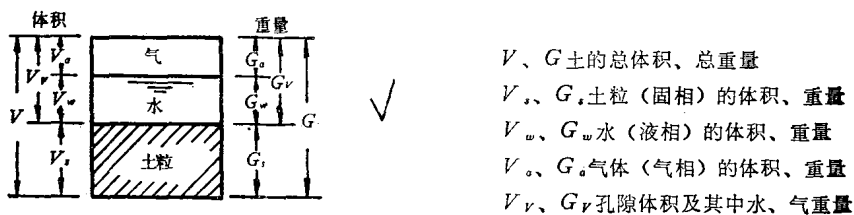


图 1-4

土中各相数量指标，有些需通过土的试验直接测定的称为实测指标；而另一些需依据实测指标计算出来的称为导出指标。

√一、实测指标

1. 土的密度（ ρ ）和容重（ γ ）

土的密度指单位体积土的质量，如土的质量为 M ，则

$$\rho = \frac{M}{V} \quad (\text{g/cm}^3) \quad (1-3a)$$

天然状态下土的密度称天然密度，一般在 $1.6 \sim 2.0 \text{ g/cm}^3$ 之间。土的密度一般用“环刀法”测定。将已测定体积的环刀，刃口向下切取土样，使土样充满环刀容积后，将上下面修整，称得环刀内土样的质量，求其与容积的比值即为密度 ρ 。

土的容重定义为土单位体积的重量，如土的重量为 G ，则

$$\gamma = \frac{G}{V} \quad (\text{kN/m}^3) \quad (1-3b)$$

容重与密度有如下的关系，如重力加速度为 g ，则 $\gamma = \rho \times g$ 。天然土的容重一般为 $16 \sim 20 \text{ kN/m}^3$ 。

2. 土的含水量 (w)

含水量为土中水的质量 M_w 与土颗粒质量 M_s 之比，用百分数表示

$$w = \frac{M_w}{M_s} \times 100\% \quad (1-4)$$

天然状态下土的含水量称天然含水量，其变化范围较大，与土的类别、地下水埋藏条件及所处的自然环境有关。土的含水量一般用“烘干法”测定。取原状土样称其湿土质量，然后在烘箱内维持 $100 \sim 105^\circ\text{C}$ 温度下烘至恒量，再称烘干后土的质量。将湿土与干土的质量差与干土质量之比值，即为该土的含水量。

3. 土粒比重 (Δ_s) 和土颗粒容重 (γ_o)

土粒比重定义为干土粒的质量与同体积 4°C 时纯水质量之比。

$$\Delta_s = \frac{M_s}{M_w} = \frac{G_s}{V_s \cdot \gamma_w} \quad (1-5a)$$

式中 γ_w ——水的容重，在 4°C 时 $\gamma_w = 10 \text{ kN/m}^3$ 。

土颗粒容重 γ_o 为土粒重量 G_s 与土粒体积 V_s 之比。

$$\gamma_o = \frac{G_s}{V_s} \quad (\text{kN/m}^3) \quad (1-5b)$$

土粒比重在试验室中用比重瓶法测定，土粒比重的大小随土粒的矿物成份而异，但变化范围不大。通常，砂土的比重约为 2.65 （土颗粒容重 26.5 kN/m^3 ），粘土的比重为 $2.65 \sim 2.75$ 间（土颗粒容重 $26.5 \sim 27.5 \text{ kN/m}^3$ ）。当土中含有大量有机物时，土粒比重显著减小。

四、导出指标

1. 孔隙比 (e) 与孔隙率 (n)

孔隙比为土中孔隙体积与土颗粒体积之比。

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad (1-6a)$$

孔隙比 e 可根据三个实测指标导出，由图1-5a中，如假定土粒体积 $V_s = 1$ ，则孔隙体积 $V_v = e$ ，土样总体积 $V = 1 + e$ ，则

$$(1+e) \cdot \gamma = \gamma_o \cdot 1 + \gamma_o \cdot w$$

$$e = \frac{\gamma_o(1+w)}{\gamma} - 1 \quad (1-6b)$$

孔隙比 e 是一个重要的物理性指标, 反映土的密实状态, e 值愈大说明土孔隙愈大, 土愈疏松, 孔隙比 e 值可能大于 1。

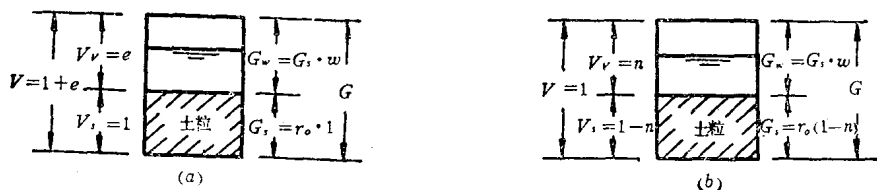


图 1-5

孔隙率 n 表示土中孔隙体积与土样总体积之比, 即

$$n = \frac{V_v}{V} \quad (1-7a)$$

由图 1-5b 所示, 设土样总体积 $V = 1$, 则 $V_v = n$, $V_s = 1 - n$ 。根据三个实测指标可得

$$n = 1 - \frac{\gamma}{\gamma_0(1+w)} \quad (1-7b)$$

孔隙率 n 表示孔隙体积占总体积的百分数, 它总是小于 1 的。当土发生压缩变形时, 孔隙体积 V_v 发生变化, 总体积也随之发生变化, 计算中用 n 甚感不便。而采用孔隙比 e 则较方便, 因在计算中假设土粒是不可压缩的, 土压缩变形时只是孔隙体积减小, 土粒体积不变。

孔隙比 e 与孔隙率 n 两者的换算关系如下:

$$e = \frac{n}{1-n} \quad (1-8a)$$

$$n = \frac{e}{1+e} \quad (1-8b)$$

2. 土的饱和度(S_r)

饱和度是指土中孔隙被水充满的程度, 即孔隙中水所占体积与孔隙总体积之比。

$$S_r = \frac{V_w}{V_v} \times 100\% \quad (1-9a)$$

如已知土粒比重 A_s (或土粒容重 γ_0)、含水量 w 及孔隙比 e , 由图 1-6 可得

$$S_r = \frac{A_s \cdot w}{e} \quad (1-9b)$$

或
$$S_r = \frac{\gamma_0 \cdot w}{e \cdot \gamma_w} \quad (1-9c)$$

当 $S_r = 100\%$ 时, 表示孔隙中充满水, 按《铁路工程技术规范》规定, 碎石类土及砂类土 $S_r > 0.8$ (用小数表示) 为饱和的、 $0.5 < S_r \leq 0.8$ 为潮湿、 $S_r \leq 0.5$ 为稍湿。

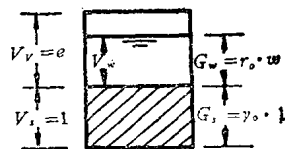


图 1-6

3. 土的干容重(γ_d)

土的干容重表示单位体积土的干土粒重, 从三相图中可得:

$$\gamma_d = \frac{G_s}{V} = \frac{\gamma_0}{1+e} = \frac{\gamma}{1+w} \quad (\text{kN/m}^3) \quad (1-10)$$

对某一种土而言, 其比重一定, 干容重仅取决于土中孔隙的多少。 e 愈小, γ_d 愈大即土愈密实。因此, 工程上常以干容重作为衡量填土压实的指标。

4. 土的饱和容重(γ_s)

土的饱和容重指土孔隙中完全充满水 ($S_r=100\%$) 时的容重, 由三相图可得

$$\gamma_s = \frac{\gamma_o + e \cdot \gamma_w}{1 + e} \quad (\text{kN/m}^3) \quad (1-11)$$

5. 土的浮容重(γ_b)

当土浸没在水中时, 会受到水的浮力作用, 因而土的浮容重为单位体积土中土粒重量与同体积水的重量之差, 或为其饱和容重减去水的容重,

$$\gamma_b = \frac{\gamma_o - \gamma_w}{1 + e} \quad (\text{kN/m}^3) \quad (1-12a)$$

或

$$\gamma_b = \gamma_s - \gamma_w \quad (\text{kN/m}^3)$$

【例题 1-1】有一块原状土样, 体积为 80cm^3 , 重 1.40N , 测得土粒比重为 2.65, 天然含水量为 20%。试求该土样的干容重 γ_d 、孔隙比 e 及饱和度 S_r 。如将此土样浸水饱和 ($S_r=100\%$) 时, 其饱和容重 γ_s 应为多少?

【解】土的天然容重 $\gamma = \frac{G}{V} = \frac{1.40}{80} = 0.0175\text{N/cm}^3$ 即 $\gamma = 17.5\text{kN/m}^3$ 。

$$\text{干容重 } \gamma_d = \frac{\gamma}{1 + w} = \frac{17.5}{1 + 0.20} = 14.6\text{kN/m}^3$$

$$\begin{aligned} \text{土粒比重 } \Delta_s = 2.65, \text{ 其土粒容重 } \gamma_o &= 26.5\text{kN/m}^3 \text{ 则孔隙比 } e = \frac{\gamma_o(1+w)}{\gamma} - 1 \\ &= \frac{26.5(1+0.20)}{17.5} - 1 = 0.817 \end{aligned}$$

$$\text{饱和度 } S_r = \frac{\Delta_s \cdot w}{e} = \frac{2.65(0.20)}{0.817} = 65\%$$

如浸水饱和后 $S_r=100\%$, 孔隙 e 全充满水,

$$\text{则 饱和容重 } \gamma_s = \frac{\gamma_o + e \cdot \gamma_w}{1 + e} = \frac{26.5 + 0.817 \times 10}{1 + 0.817} = 19.1\text{kN/m}^3$$

【例题 1-2】已知某土样的土粒比重为 2.68, 土的容重为 1.9kN/m^3 , 含水量为 29%, 求土的干容重、孔隙比、孔隙率和饱和度。

【解】已知: $\gamma = 19\text{kN/m}^3$, $w = 29\%$, 则土的干容重 $\gamma_d = \frac{\gamma}{1 + w} = \frac{19}{1 + 0.29} = 14.7\text{kN/m}^3$ 。∵ 比重 $\Delta_s = 2.68$, 则土颗粒容重 $\gamma_o = 2.68 \times 10 = 26.8\text{kN/m}^3$, 得孔隙比 e

$$e = \frac{\gamma_o(1+w)}{\gamma} - 1 = \frac{26.8(1+0.29)}{19} - 1 = 0.82$$

$$\text{孔隙率 } n = \frac{e}{1 + e} = \frac{0.82}{1 + 0.82} = 45\%$$

$$\text{饱和度 } S_r = \frac{\Delta_s \cdot w}{e} = \frac{2.68 \times 0.29}{0.82} = 95\%$$

【例题 1-3】试证明: $\gamma_d = \frac{\Delta_s \cdot \gamma_w}{1 + e}$

【解】∵ $e = \frac{\gamma_o(1+w)}{\gamma} - 1$, $\gamma_o = \Delta_s \cdot \gamma_w$

∴

$$1 + e = \frac{\Delta_s \cdot \gamma_w \cdot (1+w)}{\gamma} = \frac{\Delta_s \cdot \gamma_w}{\gamma_d}$$

$$\gamma_d = \frac{\Delta_s \cdot \gamma_w}{1 + e}$$

第四节 土的物理和物理—化学性质

一、土中水分的形态

在自然条件下土中总含有水。土中水的分类是以水分子的活动能力大小为主要依据，它可以分为固态水、液态水和气态水三大类。

当土中温度在冰点以下时，土中一部分水就冻结成固态水——冰，它以粒状冰晶、冰透镜体或冰夹层的形式存在土中，成为冻土。冻土具有一系列的特殊性质与结构，对冻土中水的冻结与融化引起土性质的变化，将由专门研究冻土的专著予以介绍。

土中气态水，对土的性质影响不大。因而对土中的水分主要研究存在于土粒表面以外构成液相的水。

水分子是两个氢原子位于等腰三角形的底角，一个氧原子位于顶角，角度为 $103^{\circ}\sim 106^{\circ}$ 的极性分子，如图 1—7 所示。它的一端显示为正电荷，另一端为负电荷。通常水分子排列很紊乱，而在电场作用下，水分子就会定向排列起来，称为水分子的极化。当水中存在电解质的阳离子时（Ca, Mg, K, Na等），水分子亦会围绕着离子发生定向排列。

土中细小颗粒几乎都是粘土矿物，其颗粒一般呈片状或针状，表面处，尤其角与棱处均带有负电荷。粘土颗粒带负电荷的表面在其电场引力影响范围内使水分子发生定向排列，并保持土粒的近旁。同时又将钙、镁、钾等阳离子吸引在其周围，从而在粘土颗粒表面形成一层水化膜，这种现象称为吸附。在土粒间组成水化膜的这部分水称为结合水。结合水又分为强结合水及弱结合水两部分，如图 1—8 所示。

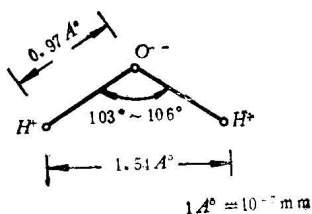


图 1—7

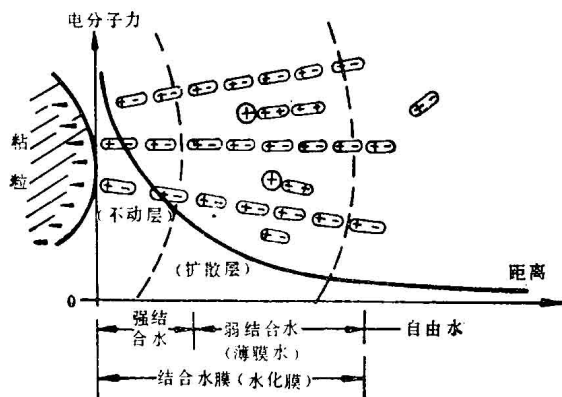


图 1—8

粘土颗粒对其周围的阳离子和极化水分子的电分子力是很大的，但这种电分子力随着与土粒表面距离的增大而迅速减小。在紧靠土粒表面约数百个水分子厚的范围内，由于电分子力很大而形成强结合水。此强结合水是不同于普通水的一种固态水，具有很大的粘滞性、弹性和抗剪强度。强结合水不因重力影响而移动，不传递静水压力，只有在吸热并转化为气态后才能移动。在强结合水膜外面，极性水分子及阳离子仍受到电分子力的影响，但其引力强度已较小，并随着距离的增大而逐渐消失。在此范围内所吸附的水分子排列比较疏松，形成的水膜称为弱结合水或称薄膜水，它是土粒表面结合水的主要部分。在电分子力的影响下，弱结合水仍具有较高的粘滞性和抗剪强度，也不传递静水压力，它的转移不受重力影响，在土中可由水膜厚处向水膜薄处移动。如水膜厚度相同而水中溶盐的浓度不同时，也

可促成弱结合水的移动。强结合水与弱结合水所构成的水化膜的总厚度可达水分子直径的数百倍至数千倍。

结合水膜以外的水，因在土粒表面电分子力影响范围以外，不受电场引力吸附的影响，称为自由水。自由水又分为重力水和毛细水。重力水是存在于土的孔隙中只受重力作用的液态水。它能在重力及水头差的影响下在土的孔隙中移动，能传递静水压力并具有溶解土中可溶盐的能力。由于土中存在着许多细微的不规则的通道，水在弯液面的表面张力作用下，沿细微通道上升到距重力水面一定的高度，这一部分水称为毛细水。毛细水的存在位置、上升高度以及移动条件，是受重力及表面张力控制的。

二、粘性土的物理和物理——化学性质

土中固相与液相之间，由于电分子力会引起十分复杂而活跃的相互作用。由于这些相互作用发生在土粒表面，故称为土的“表面活动性”。其表面活动性的强烈程度与很多因素有关，它取决于固体颗粒的矿物组成、颗粒形状和粒度粗细。在众多的粘土矿物中，基本上可归纳为三组，即高岭石、水云母（伊利石）和微晶高岭石（蒙脱石）。由于它们结晶层的化学组成不同，性质有很大差异。微晶高岭石吸附异性离子的能力和亲水性最强，能分散成十分细微的颗粒，并多呈片状和针状，这就决定了以微晶高岭石为主的粘土具有十分强烈的表面活动性。而以高岭石为主的粘土其表面活动性则较差。土粒表面是发生固相与液相之间相互作用的场所，土粒表面积的大小就直接决定表面活动性的强弱。显然，土粒的粒径越小，其表面积的总和越大。为了反映不同的土在同样体积内土粒表面积的大小，常用“比表面积”表示。即单位体积土粒所具有的表面积的总和。若单位体积内土粒均为圆球或正方体，其直径或边长为 d 时，则比表面积 s

$$s = \frac{6}{d} (\text{cm}^2/\text{cm}^3) \quad (1-13)$$

当粒径为 1mm 时，比表面积为 $60\text{cm}^2/\text{cm}^3$ ，当粒径为 0.01mm 时，比表面积可增大 1000 倍。实际上粘土颗粒多呈薄片状，其比表面积比球状或立方体的更大。这也说明为什么砂粒不具有表面活动性，而粘土颗粒的表面活动性却非常活跃。

土的表面活动性既然是固相与液相间的相互作用，那么它不仅与固体颗粒的因素有关，而且还受到液相成分与性质的影响。土中的孔隙水总存在着多种离子，如钙、镁、钾和氢等阳离子被吸附在土粒周围。扩散层中阳离子的组成对土的表面活动性有着十分显著的影响。例如钠离子较多的水中，土颗粒具有较厚的结合水层。

与粘性土的电性质有关的物理和物理——化学性质有以下几方面：

1. 粘聚性

土在一定的状态下能够承受不大的拉力，并能承受剪力的性质称为粘聚性。

砂性土在干燥和饱和状态下，不具备粘聚性，在含水量不大的情况下，由于毛细力的作用，会有一些微弱的粘聚性。

粘性土的粘聚性十分明显，它是粘性土区别于砂性土的重要特征。粘性土粘聚性产生的原因有下列几方面：

(1) 土颗粒之间分子力的相互作用。当粘土粒间距离十分微小时，其分子引力将相邻颗粒紧紧连接在一起，此连接力称为原始粘聚力。土的密度愈大，颗粒间的平均距离愈小，由

粒间的分子力作用所引起的粘聚性愈强。

(2) 水胶连接。当相邻颗粒间的距离小于两倍结合水膜厚度时, 则在接触处形成共同的水化膜。此时两相邻颗粒扩散层中的水分子偶极体、阳离子和颗粒表面之间产生相互作用形成水胶链, 将相邻颗粒连接起来, 如图 1—9 所示。当土密度愈大即粒间的接触点愈多, 土的表面活动性愈强, 这种水胶粘聚性愈强。

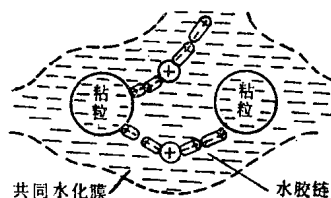


图 1—9

(3) 结晶物质的胶合作用。原状粘性土层在沉积过程中溶于水的物质析出结晶, 将相邻颗粒胶结起来, 称为结晶粘聚性或结构粘聚性。

由上可知, 土的原始粘聚性与水胶粘聚性均随土的密度的提高而增强, 亦随土密度的降低、含水量增大而减弱。在土经受变形乃至破坏后, 这类粘聚性也被破坏。但当土的湿度、密度状态复原后, 它亦可得到恢复。因此这类粘聚性称为可恢复的粘聚性或胶质粘聚性。而结晶粘聚性的强弱不取决于土的密度状态。当土粒间产生相互位移和土体受到破坏时, 这类粘聚性随即消失, 并在短时期内不能恢复。这类粘聚性称为不可恢复的粘聚性或脆性粘聚性。

2. 塑性

塑性是粘性土具有的特性, 只有当粘性土的含水量处于某一范围时, 才会表现出来。土的塑性状态是指土在外力作用下能改变其形状, 但体积不变亦不发生断裂; 当外力除去后, 在一段时间内能保持其变形后的形态。

粘性土具有塑性, 是由于颗粒表面吸附的极性水分子所组成的水化膜起着十分重要的作用。水化膜的厚度相对于矿物颗粒直径的比值越高, 土的塑性愈强。因此, 土的塑性强弱与其比面积有直接关系, 粘性土中细微粒组的粘土矿物含量越高, 其比面积就愈大, 结合水总量也越多, 则其塑性就愈强。可见, 塑性乃是粘土表面活动性的一种反映。

当土的含水量较高, 孔隙中存在大量自由水, 相邻颗粒的水化膜彼此脱离, 土处于流动状态则不具备可塑性。反之, 当土的含水量甚低, 只存在少量的强结合水时, 土处于干硬状态, 也无塑性可言。只有含水量在一定范围时, 土才具有可塑性。

3. 膨胀和收缩

在粘性土中细微颗粒间由共同水化膜彼此连接起来, 当水分变化时, 土粒间水化膜厚度会增加或减少, 引起土体积的吸水膨胀或失水收缩。土的膨胀和收缩, 也是其表面活动性的一种反映, 它与颗粒矿物成分、胶粒含量以及吸附的阳离子种类等因素有直接的关系。

4. 触变

高含水量的粘性土在经受振动或搅拌等外力作用时, 常会液化为溶胶; 而当外力作用消失并静置一段时间后, 土又会凝结。这种现象称为触变。

粘土颗粒均呈片状或针状, 具有较厚的水化膜。当含水量高的粘土受振动作用时, 其扩散层外部的一些极性水分子和水化的阳离子就会脱离水化膜而转变为自由水, 从而使土粒处于悬浮状态, 液化为溶胶状。如经一段时间静置后, 由于土粒表面电分子力的影响, 扩散层的厚度逐渐得到恢复, 一部分自由水又重新转变为结合水, 使土恢复为原来状态。这便是在粘性土中出现触变现象的原因。

触变亦是粘性土表面活动性的一种反映, 它的强弱与颗粒大小、形状, 矿物以及土中水