

高等学校研究生教材

Advanced Soil Mechanics

薛守义 编著

高等土力学

中国建材工业出版社

Advanced Soil Mechanics

高等土力学

薛守义 编著



中国建材工业出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

高等土力学/薛守义编著. —北京: 中国建材工业出版社, 2007.10

ISBN 978-7-80227-341-2

I. 高… II. 薛… III. 土力学—研究生—教材 IV. TU43

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2007) 第 151682 号

内 容 简 介

本书系统、深入地阐述了土力学的基本概念、基本理论和基本方法, 内容大致分为三个部分: 第一部分介绍土的基本力学性质、强度理论和本构理论; 第二部分论述土力学计算理论与方法, 包括土体渗流计算、土体强度计算和土体变形计算; 第三部分属于特种土力学, 即土体动力分析、土体流变分析、土体可靠性分析及非饱和土体分析。

本书可作为教材, 供岩土工程、地质工程、结构工程、道路与桥隧工程、环境工程等专业研究生使用, 也可作为科研人员和工程师的参考书。

高等土力学

薛守义 编著

出版发行: 中国建材工业出版社

地 址: 北京市西城区车公庄大街 6 号

邮 编: 100044

经 销: 全国各地新华书店

印 刷: 北京鑫正大印刷有限公司

开 本: 787mm × 960mm 1/16

印 张: 21.5

字 数: 414 千字

版 次: 2007 年 10 月第 1 版

印 次: 2007 年 10 月第 1 次

书 号: ISBN 978-7-80227-341-2

定 价: 36.00 元

本社网址: www.jcbs.com.cn

本书如出现印装质量问题, 由我社发行部负责调换。联系电话: (010) 88386906

前 言

在工程活动中，人类一直在同地表土层打交道，土力学就是伴随着工程实践发展起来的一门应用力学分支。但作为独立学科的土力学却是一门新学科，它诞生于 1925 年并从 60 年代起进入现代发展阶段。该学科发展至今，其内容已相当广泛，但仍未形成成熟而完整的理论体系。例如，许多理论问题特别是土的本构关系仍处于探索阶段；土动力学、土流变学、可靠性分析、非饱和土力学等领域的研究不够普遍和深入；解决实际问题的能力也很有限，有时不得不主要凭经验行事。可以这样说，原有的基本问题还没有很好地解决，实践又源源不断地提出新的土力学问题，如高土石坝的裂缝问题；深大基坑的变形与稳定问题；筏基、箱基和桩基的地基承载力问题；重型厂房和超高层建筑的地基变形问题等等。

本书旨在对高等土力学进行系统总结与阐释。所谓高等土力学是相对于初等土力学而言的。初等土力学主要包含经典土力学的基本部分，可用于解决饱和土的一些静力学问题，而且解决问题所采用的理论和方法都比较简单。高等土力学的理论与方法会更加全面、系统和深刻，尤其包括初等土力学所不能容纳的非饱和土力学、土动力学、土流变学以及可靠性分析等复杂内容。很显然，为了保持学科理论体系的完整性和系统性，在《高等土力学》中部分重复初等土力学的内容是必要的。

土力学是为建筑工程、水利工程、交通工程、地下工程、地质灾害防治工程等许多专业领域服务的技术基础学科。众所周知，在不同的领域中，土力学理论的应用可能有明显的差别，而且与土力学有关的专业技术标准很多，我国技术标准的稳定性又较差，将理论与应用兼顾起来是有困难的。《高等土力学》作为教程应具有相对的稳定性和通用性，并反映带有共性的基本原理和方法。本书重点阐述基本概念、理论和方法，同时传递研究与设计中的重要信息；反映国内外最新学术成就，并指出仍需进一步深入研究的问题与方法。编著者的意图在于使本书既可作为岩土工程、地质工程、结构工程、道路与桥隧工程、环境工程等专业的研究生教材，也可作为科研人员和工程师的参考书。

土力学文献汗牛充栋，本书只列出权威性或开创性的文献。笔者对被引用文献的作者或未被引用却给予启发的文献的作者表示诚挚的谢意。

薛守义

2007 年 8 月

目 录

第 1 章 基本概念与原理	(1)
1.1 土体的基本特征	(1)
1.2 土的组成与结构	(3)
1.3 连续介质力学原理	(9)
1.4 有效应力原理	(12)
1.5 土力学的课题	(14)
1.6 本书内容安排	(19)
第 2 章 土的基本力学特性	(20)
2.1 基本试验资料	(20)
2.2 土的变形特性	(24)
2.3 土的强度特性	(28)
2.4 特殊土的性质	(38)
第 3 章 土的强度理论	(41)
3.1 强度条件的形式	(41)
3.2 经典强度理论	(45)
3.3 广义强度理论	(48)
3.4 统一强度理论	(52)
第 4 章 土的本构理论	(57)
4.1 线性弹性理论	(57)
4.2 非线性弹性理论	(61)
4.3 弹塑性理论框架	(68)
4.4 经典弹塑性理论	(75)
4.5 单屈服面广义弹塑性理论	(77)
4.6 多屈服面广义弹塑性理论	(90)
4.7 新型本构理论	(95)
4.8 复杂因素与模型选择	(99)
第 5 章 土体渗流计算	(102)
5.1 土中水的势能	(102)
5.2 土的渗透性	(103)

5.3	渗流基本方程	(112)
5.4	势流与流网法	(116)
5.5	渗流有限元计算	(119)
5.6	渗透力与渗透变形	(121)
第6章	土体强度计算	(126)
6.1	挡墙极限土压力	(126)
6.2	地基极限承载力	(135)
6.3	土坡稳定性分析	(142)
6.4	滑移线场理论	(151)
6.5	极限分析理论	(158)
6.6	有限元强度计算	(166)
6.7	强度问题讨论	(169)
第7章	土体变形计算	(174)
7.1	土体变形分析方法	(174)
7.2	弹性力学公式	(176)
7.3	基础最终沉降计算	(181)
7.4	一维固结计算	(190)
7.5	拟多维固结计算	(193)
7.6	真多维固结计算	(199)
7.7	总应力法变形计算	(207)
第8章	土体动力分析	(211)
8.1	动力问题与动荷载	(211)
8.2	土的动变形特性	(216)
8.3	土的动强度特性	(227)
8.4	拟静力分析	(232)
8.5	总应力动力分析	(234)
8.6	有效应力动力分析	(243)
第9章	土体流变分析	(246)
9.1	土的流变特性	(246)
9.2	线性流变计算	(251)
9.3	非线性流变计算	(264)
9.4	土体流变与强度问题	(269)
第10章	土体可靠性分析	(270)
10.1	土体不确定性与对策	(270)
10.2	变量统计特征与计算	(274)

10.3	可靠性分析的水准	(282)
10.4	全概率与 Monte Carlo 法	(285)
10.5	近似概率法	(289)
10.6	半概率法与分项系数	(294)
10.7	其他有关问题	(296)
第 11 章	非饱和土体分析	(300)
11.1	非饱和土的概念与问题	(300)
11.2	非饱和土的力学特性	(304)
11.3	非饱和土体渗流计算	(312)
11.4	非饱和土体强度计算	(315)
11.5	非饱和土体变形计算	(317)
参考文献	(325)

第 1 章

基本概念与原理

任何学科都有自己独特的概念框架,这框架是由该学科的基本概念、基本假设和基本原理构成的。作为学科的基础,概念框架在很大程度上决定着学科的理论体系。致力于全面把握学科体系、促进学科发展的人,必须高度重视概念框架的合理性。

土力学(soil mechanics)作为力学的一个分支学科,当然要以一般力学原理为基础。但土(soil)作为材料不同于一般的工程材料,土体(soil mass)作为结构也不同于一般的工程结构,所以土力学必有其特殊的基本假设和原理。本章的任务就是阐释土力学的基本概念与框架,以利于从总体上把握学科的轮廓。

1.1 土体的基本特征

所谓**土体**是指建筑、水利、交通、地下、地质灾害防治等工程涉及到的那部分松散的**地质体**(geological body),包括**地基**(foundations)、**边坡**(slopes)、**填土**(fillings)等,它们多与建筑结构相互作用形成**土体-结构系统**。土体与其他结构物相比具有怎样的特殊性呢?

1.1.1 天然地质体

被视为工程结构物的土体可以是天然的,也可以是人工填筑的。填土由人为控制,其组成和结构相当清楚,因而与其他建筑材料和结构没有明显区别。而**天然土体**则是自然形成的,可定义为具有一定物质组成、结构形式和赋存环境的地质体。

土体的力学性能取决于土体的地质特征。如果不把地质特征搞清楚,输入不可靠的地质数据,那么任何高深的力学理论与精确计算都将失去意义。土力学研究者必须根据地质勘察资料分析各地质要素的规律性,找出工程力学上重要的特征并定量地表达它们,以便将其理想化地纳入分析模型。

1.1.2 土体与结构

将土体作为建筑物并合理设计,这与其他建筑物没有什么不同。然而,作为结构物的天然土体同一般建筑结构物相比却具有显著的区别。一般结构物的材料性质、构件类型、几何尺寸及结构形式都是清晰确定的,是人为安排的,因此其力学分析相对说容易得多。而土体就困难得多了:①土体的地质历史过程、物质组成和结构型式都无法彻底搞清楚,具有明显的不确定性;②土体材料一般极不均匀,具有显著的空间变异性,而且不可能用确定别种工程材料性质的同样精度来确定土的性质;③土体赋存在复杂的地质环境中且没有明确的边界,必须人为地加以划定;④通常情况下,土体是多相体系(即由固相、液相和气相组成),承受应力场、温度场和渗流场的共同及耦合作用,问题非常复杂;⑤土的组成(特别是三相比例)和性质均受外界影响而容易发生显著的变化,这就是土的易变性或时间变异性。

由于土性的**不确定性、空间变异性**和**时间易变性**都非常明显,加之现场条件与室内试验条件的差异,要想高质量地把握土的性质相当不容易。因此,土力学问题不可能获得唯一解和精确解,而且将解答应用于实际时必须结合经验做出综合判断。

1.1.3 土体与岩体

从前岩土是不分家的,基本上是把两者都看作是由矿物和有机物颗粒组成的地质材料,至多存在如下区别:岩石中的颗粒是胶结在一起的;而土则被认为是松散的。实际上,土体与岩体有明显的区别。首先,岩体具有不连续性,即存在断层、节理、层面等地质不连续面,因此通常为不连续介质,岩体力学问题应该用不连续介质力学分析,只有少数情况下才能用连续介质力学;而土体一般是被看作连续介质并用连续介质理论进行分析的。其次,岩体与土体中的水力学作用不同。例如,不连续面使岩体的渗透性具有强烈的方向性,而土体中的渗流可以沿任何方向进行;水在岩体内形成定向的节理水压,而在土体内则形成各向同性的孔隙压力。再次,岩体和土体的变形破坏机制一般是不同的,这主要也是由于岩体的不连续性。岩体中的岩块一般沿不连续面滑动,而对内部转动的约束则大得多,即岩块可以承受力矩的作用,因而不能自由转动;而土颗粒在其所处的位置上几乎可以自由转动。

当然,天然的岩体与土体之间并不存在清楚而截然的区别。一方面,有些岩体虽然也存在着不连续面,但它们对岩体力学特性而言并不是最薄弱的环节。例如,在第三纪脆性砂岩中,砂粒间的胶结是那样地微弱以至于通过岩石材料本身的破坏比沿节理或层面发生的滑移破坏容易得多。处于成岩过程中的沉积物

是岩体与土体之间的过渡。被强烈节理化的岩体呈散体结构时,与土体更无本质的不同。另一方面,天然土体常含有节理、层理、裂隙以及软弱夹层等地质界面,土与基岩之间的交界面也可视为土体的结构特征,这些不连续面可能会控制其稳定性。因此土体也不是理想的连续介质,室内试验结果用于土体力学分析时也需格外小心。但一般情况下,岩体与土体的确存在着明显的区别,要求采用不同的方法解决力学问题。

1.1.4 土体与材料

土体是由土组成的并具有宏观的结构特征,其中的节理、层理、裂隙、软弱夹层、透镜体等决定土体的结构性。土作为结构材料或力学介质,其基本特征是**多相性、碎散性和变异性**。土是多相体系(multiphase system),其**骨架**由土颗粒堆积而成,孔隙通常为液体(水或水溶液)和气体(空气等)所充填。如果我们把土体视为结构物,则土就是结构材料。

土的力学性质取决于其**地质成因、物质组成和结构特征**,包括土的成因及历史、各相物质的性质、各相之间的相对比例、颗粒排列及其联结特征等。土的成因类型也在物质组成与结构上留下痕迹,因此组成和结构特征与工程性质之间的关系始终是学者们研究的重要内容。然而由于影响因素众多,且各因素的影响难以分离,至今仍未达到完全定量的水平,而且完全根据组成与结构定量地预测土的力学性质似乎是不现实的。尽管如此,充分了解土的物理特征对掌握土性以及做出正确的工程判断至关重要。

1.2 土的组成与结构

通常土是由固体颗粒、水和空气组成的三相体系,这些物质的性质及相对比例、结构特征决定着土的力学性质。本节重点介绍土颗粒的性质、土颗粒与水相互作用形成的体系以及土的结构特征。

1.2.1 土中的固体颗粒

土的固相是粒状材料或颗粒集合体,通常以矿物颗粒为主,含有少量的动植物腐殖质。矿物颗粒是岩石风化的产物,其成分按生成条件可分为**原生矿物**和**次生矿物**两大类。原生矿物由岩浆冷凝而成,如石英、长石、辉石、云母、角闪石等。次生矿物由原生矿物经化学风化作用而直接生成,如由长石风化而成的高岭石,或在水溶液中析出生成,如水溶液析出的方解石和石膏等。

(1) 非黏土矿物颗粒

土中的原生矿物以石英为主,含有少量的长石、云母。石英是由结合成螺旋式结构的硅氧四面体聚合群组成的。这种螺旋式结构没有节理面,具有很高的稳定性和硬度。长石是一种具有空间框架结构的硅酸盐矿物,含有节理面,其硬度只能达到中等,容易破碎,因此长石在土中较为缺乏。

土中的次生矿物包括黏土矿物、游离氧化物、次生二氧化硅、水溶盐等。游离氧化物为含水倍半氧化物,例如三氧化二铁、三氧化二铝。它们是硅酸盐矿物分解后的残留物,大多呈凝胶状,颗粒极细,粒径一般小于 $0.1\mu\text{m}$,亲水性强,可以不同形式存在,例如呈分散状的颗粒,或包裹土粒表面,或作为颗粒间的胶结物。次生二氧化硅也是由硅酸盐矿物分解析出的,颗粒细小并呈凝胶状,但亲水性较弱。水溶盐有硫酸盐、碳酸盐等。

土中的有机质是动植物分解后的残骸。分解彻底的称为腐殖质,其颗粒极细,粒径小于 $0.1\mu\text{m}$,呈凝胶状,带有电荷,具有极强的吸附性。有机质含量对土性的影响比蒙脱石还大,如土中含有 $1\% \sim 2\%$ 有机质时,对液限和塑限的影响相当于 $10\% \sim 20\%$ 的蒙脱石。

(2) 黏土矿物颗粒

黏土矿物是次生矿物的主要部分,也是黏粒组中的主要矿物成分。这方面的知识可参见格里姆的《黏土矿物学》(1960)。黏土矿物种类繁多,以晶体矿物为主,其中高岭石(kaolinite)、伊利石(illite)和蒙脱石(montmorillonite)在土中最为常见也最为重要。它们是由各种硅酸盐类矿物分解形成的,其基本单元有硅氧四面体和铝氢氧八面体。作为基本单元的硅氧四面体由4个氧原子(O)构成等边四面体,硅原子(Si)位于其间(图1.1a);四面体沿平面展布形成硅氧晶片(图1.1c)。铝氢氧八面体由6个氧或羟基(OH)等距排列成八面体,铝离子居中(图1.1b);八面体沿平面展布,形成铝氢氧晶片(图1.1c)。在基本单元内部,原子间靠共价键和离子键联结。这些化学键称为强键,其联结力很强。此外,基本单元之间交接处的原子为相邻单元公用。因此基本单元本身及单元间联结的强度很高。

硅氧晶片和铝氢氧晶片组合成结构单元或晶胞,而若干结构单元组叠成黏土片状颗粒。结构单元的形式有两种:1:1型,即一个硅氧晶片和一个铝氢氧晶片;2:1型,即两个硅氧晶片中间夹一个铝氢氧晶片。结构单元内晶片之间为O—OH联结。它属于氢键,即永久偶极子(带相反电荷)之间吸引所成的键且偶极的正端为氢,其强度虽不如强键,但也具有较强的联结力。

黏土矿物颗粒由结构单元堆叠而成。例如高岭石(图1.1d)是1:1型的,其结构单位层之间仍由氢键联结。由于氢键强度较大,所以水分子不易进入高岭石的晶胞内。此外,组成高岭石黏土片的晶胞可多达百个以上,所以高岭石黏土颗粒较

大,约为 $0.3 \sim 3\mu\text{m}$,厚约为 $0.03 \sim 0.3\mu\text{m}$,呈较规则的六边形或多边形叠片状。

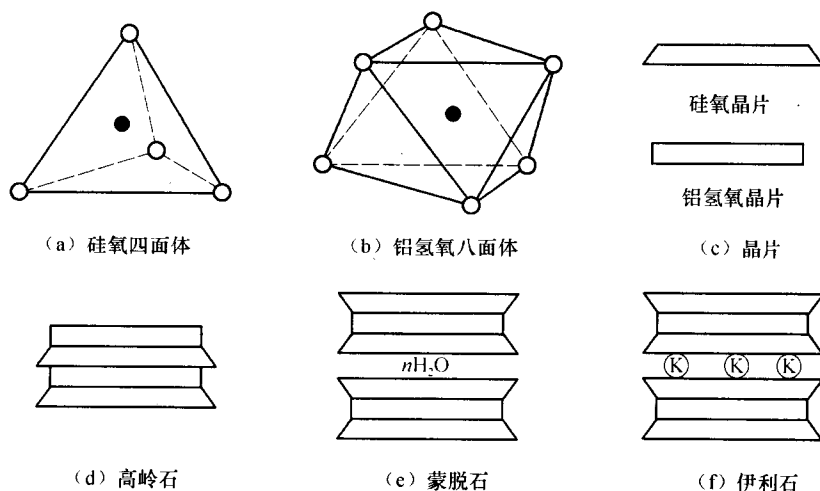


图 1.1 黏土矿物的结构

蒙脱石(图 1.1e)为 2:1 型,结构单元之间为 O—O 联结。这种联结属于范德华键或范德华力,即变动的偶极子吸引所成的分子键,其影响范围大,而键力则比氢键的低 1 个数量级,比其他化学键低 1~2 个数量级。由于键力强度极弱,晶胞间容易为水分子所分开并吸附大量水分子。所以蒙脱石的亲水能力强,吸水显著膨胀、失水显著收缩。此外,蒙脱石黏土片组叠的层数只有几层,颗粒大小约为 $0.1 \sim 1\mu\text{m}$,厚约为 $0.001 \sim 0.01\mu\text{m}$,呈曲片状。由于颗粒极小,不容易获得清晰的扫描电镜图像。

伊利石(图 1.1f)也是由 2:1 型结构单位层堆叠而成的,但其层间除了范德华键外,还有钾离子起联结作用,这使得其层间联结强度介于高岭石和蒙脱石之间。在扫描电镜下,伊利石颗粒呈平直状或稍弯曲状。

黏土矿物颗粒多呈片状,且颗粒表面带负电荷。带负电荷的原因有同晶置换和晶格缺陷等。所谓同晶置换就是四面体中的硅为铝或其他低价离子置换,八面体中的铝为镁或其他低价离子置换,但不改变晶体的结构。被低价阳离子置换以后,原来结构电荷平衡的晶体呈负电性,即晶体表面出现多余的负电荷。为了取得新的平衡,一部分氧离子换成羟基,另外在晶层间或晶体表面出现一些补偿性阳离子。这些离子是不稳定的,可以被其他阳离子取代,所以称为可交换性阳离子。晶格缺陷是指某位置缺少一个硅或铝而引起不平衡电荷。此外,黏土片边缘处总有断开的地方即破键,此处既可以带负电荷,也可以带正电荷。

通常土中黏土矿物含量并不多,但其类型和含量却控制着大多数细粒土的性状。这与黏土矿物晶格特性,以及颗粒极微小、比表面积(specific surface)非常

高有关。所谓比表面积就是单位重量颗粒的表面积之和,与颗粒直径相关。例如当直径为 0.1mm 时,颗粒的比表面积约为 $0.03\text{m}^2/\text{g}$ 。高岭石、伊利石和蒙脱石的比表面积见表 1.1。颗粒的比表面积越高,其亲水性越强。一般蒙脱石含量在 5% 以上,就会有明显的膨胀性。

表 1.1 主要黏土矿物的性质

矿物类型	结构类型	晶胞厚度(Å)	比表面积(m^2/g)
高岭石	1:1 型	7.2	10~20
伊利石	2:1 型	10	80~100
蒙脱石	2:1 型	14	800

1.2.2 土颗粒与孔隙水

黏土矿物颗粒表面带负电荷并形成电场,与极性水分子发生相互作用。在电场影响下,极性水分子将被吸附到颗粒表面附近并定向排列,定向程度随电场强度减小而减弱(图 1.2)。根据与电场相互作用的强弱,土中的水被分为结合水和自由水,其中的结合水又分为强结合水和弱结合水。强结合水是吸附在土粒表面的薄膜水,厚度为几个水分子层,它主要受电场引力作用,性质与固体类似,不能传递静水压力,可视为土颗粒的一部分。黏土中只含有强结合水时,呈固体状态,磨碎后呈粉末状态。弱结合水的黏滞性比自由水高,也不能传递静水压力,它是黏性土的黏聚性和可塑性的物质基础。自由水则主要受重力或毛细力作用,并能在土中自由流动。

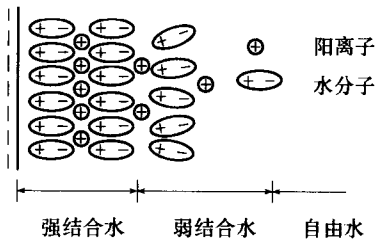


图 1.2 水的类型

除了电场吸引外,水与土粒相互作用的机制还包括氢键和范德华力联结。黏土矿物颗粒表面通常由一层氧或羟基组成,氧吸引水分子的正角,羟基吸引水分子的负角,从而产生氢键联结。范德华力也能够把水分子吸引到颗粒表面,但联结力比氢键小。平行排列的水化黏土片状颗粒之间存在着很大的斥力,去除最后一层水分子所需的压力高达 $4 \times 10^5 \text{kPa}$ 。因此单靠压力并不能将黏土片间的全部水分挤出。

由于黏粒表面通常带负电荷,故在静电引力作用下,水溶液中的阳离子被吸引到土粒表面来,从而形成双电层(diffuse double layer):颗粒表面的负电荷构成内层,而被吸引的阳离子云构成外层。随着离土粒表面距离的增加,静电引力从而阳离子浓度降低,直至浓度正常为止。这个阳离子层称为反离子层。此外,水分子被吸引到阳离子上,从而导致离子水化。在干燥的黏土中,被吸附的阳离子

占据黏土表面的空穴的位置;在湿土中,被水化的阳离子连同其水化膜迁移到黏土颗粒的中间区。由于静电斥力的作用,阴离子浓度随离土粒表面的距离而增大,直至达到正常浓度。

1.2.3 土的微观结构特征

谈到结构总是想到组成部分及其相互联结。组成部分称为**结构单元**,它们是具有**一定轮廓界限的受力单元**;结构就是指结构单元的大小、形状、排列与相互联结特征。土的结构单元可以是**单粒体**,例如粒状颗粒、片状颗粒;也可以是由黏土颗粒、胶粒状物质和极细粒状颗粒聚集而成的**聚集体或凝块**;也可以是由单粒体外包裹黏土颗粒而形成的**复合体颗粒**。聚集体和复合体颗粒可统称为**团粒**。

结构的定量研究(谭罗荣,1983;薛守义,1984;胡瑞林等,1995)已经取得相当进展。采用计算机图像处理技术,可以对扫描电镜图像上的颗粒、孔隙等微结构特征进行统计分析,得到颗粒定向度等信息。采用X射线衍射仪也可以测量颗粒定向度。现在,利用CT技术已能够观察试样受力变形过程中微观结构的变化,为将微观结构特征与力学性质联系起来创造了良好的条件。

土的结构对其力学性质具有重要影响,原状试样与重塑试样具有不同的力学性质可充分说明这一点,因为两者的物质组成和密实程度完全相同,力学性质上的差异显然源于结构上的差异。

(1) 结构形式

粗粒土具有**单粒结构**,呈疏松或紧密状态。由于颗粒较大,粒间作用力比重力小得多,所以粗粒土单个下沉并形成单粒结构,颗粒之间几乎没有结构联结。研究表明,砂土结构具有各向异性,各向异性的程度取决于颗粒的细长比(颗粒的长轴与短轴之比)、细长颗粒含量以及应力历史等。粗粒土密实度增大时颗粒择优定向的程度降低。粉粒在水中沉积时,基本上是以单个颗粒下沉。当碰上已沉积的土粒时,由于粒间引力大于重力,故土粒就停留在最初的接触点上不再下沉,形成具有很大孔隙的**蜂窝结构**。

到目前为止,对黏性土中颗粒间接触的性质并不很清楚。单个黏粒能够长期悬浮在水中,故通常是黏粒凝聚成集体下沉。微观结构研究表明,黏土片通常是若干个堆叠在一起形成黏土畴。畴内黏土片之间的联结力较弱,但一般不易被分离。畴的尺寸也很小,只有用电子显微镜才能清楚地加以观察。黏土畴的表面也带有负电荷,电荷来源于表面几层黏土片。此外,黏土颗粒通常包裹在粗颗粒的表面。根据黏土片之间的关系,可以划分出两种典型的结构,即**絮凝结构**和**分散结构**。絮凝结构也称为片架结构,其特点是黏土片以边-面联结,颗粒呈随机排列。分散结构也称为片堆结构,特点是以面-面联结为主,片状颗粒呈定向排列。

黏粒间的作用力既有吸引力又有排斥力,而且是随粒间距离而变化的。当

总的吸引力大于排斥力时表现为净吸力,反之为净斥力。如果是净吸力,则颗粒相互絮凝为集合体下沉;否则就不会絮凝,而是呈分散状态。通常黏粒表面带负电荷,断口处带正电荷,故容易形成边-面接触。在高含盐量的海水中沉积时,粒间作用为净引力,片状颗粒絮凝成集合体下沉。在淡水中沉积时,由于断口正电荷与表面负电荷的静电吸引,也可能产生絮凝;但黏粒间的排斥力因缺少盐类而得以充分发挥,故颗粒定向或半定向排列;而且由于静电吸引效应,颗粒多以错开的形式面-面联结。一般说来,淡水相黏土的集合体比较小而多孔,且被小孔隙所分隔。海相黏土的集合体较大而致密,且被大孔隙所分隔。

通常集合体是非等维的,它们之间可以定向排列,也可以随机排列。此外,黏性土中也含有一些砂粒和粉粒,其周围常包裹一些黏粒,使粗粒之间不直接接触。

(2) 颗粒级配

土颗粒大多是结晶矿物颗粒,但作为颗粒集合物的土本身不是金属那样的晶体材料,而是松散的粒状材料。天然土的粒径范围可以很大,例如可从漂石到只有借助电子显微镜才能观察的微粒。矿物成分决定土颗粒的大小、形状和表面特征。砾石、砂粒及大部分粉粒都是由非黏土矿物组成的,它们之间的相互作用以及同水的相互作用是物理性质的,表现为惰性体系。虽然并非所有的黏土矿物颗粒都小于 $2\mu\text{m}$,也不是所有的非黏土矿物颗粒都大于 $2\mu\text{m}$,但一般说来,非黏土颗粒可以看作惰性较大的物质。黏粒的矿物成分主要有黏土矿物、氧化物、氢氧化物及各种难溶盐类等。粗粒多呈块状或粒状,而黏粒呈片状或针状。通常将黏粒与黏土矿物颗粒等同起来。一般情况下,土中黏土矿物或黏粒的相对含量较小,但它们对土性的影响却相当显著。

土的颗粒级配就是土中各粒组的相对含量,由不均匀系数 C_u 和曲率系数 C_c 两个指标表示。级配可以在一定程度上反映土的某些性质。例如作为填方工程的土料,级配良好意味着较粗颗粒间的孔隙可被较细的颗粒所填充,因而比较容易获得较大的密实度,从而土的强度和稳定性较好,透水性和压缩性也比较小。此外,对于粗粒土, C_u 和 C_c 是评价渗透稳定性的重要指标。

(3) 孔隙分布

黏性土中的孔隙主要有架空孔隙、粒间孔隙、粒内孔隙等(图 1.3)。采用压汞法可获取土的孔径分布曲线,从而了解土中的孔隙结构。须指出,土的孔隙结构是指不同大小的孔隙所占比例的分布情况,而非孔隙的空间分布特征。以 d 表示孔隙直径,大于 d 的孔隙体积为 $V(d)$,总孔隙体积为 V_z ,大于 d 的孔隙体积百分含量为 $p(d) = (V/V_z) \times 100\%$ 。根据压汞试验资料,可在双对数纸上绘制孔径分布曲线,即 $\lg p - \lg d$ 曲线。

研究表明(孔令伟等,1994), $\lg p - \lg d$ 曲线上存在直线段,表明该直线段范围

内土的孔隙具有分形特征,即具有相同的形态特征和性质。若直线段的斜率为 b ,则其范围内孔隙的分维值为 $D = 3 - b$ 。通常土的孔径分布曲线存在若干直线段,表明不同孔径范围的孔隙具有不同的分形特征(图 1.4)。



图 1.3 各种孔隙示意图

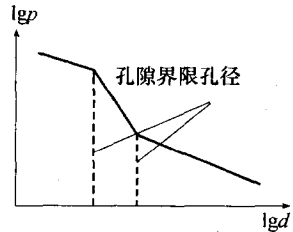


图 1.4 孔径分布曲线

(4) 结构联结

结构联结是指结构单元之间的联结,主要形式有范德华键、水胶联结、胶胶联结、毛细水联结等。土颗粒表面存在不饱和的引力场,这些不平衡力可以通过多种途径消除。例如,与相邻相间分子吸引产生的吸附作用;相同物质表面间的黏聚作用。范德华力既存在于土颗粒内部的分子之间,也存在于土颗粒之间。在细粒土中,范德华键是黏聚力的重要来源。在粗粒土中,相对重力而言,范德华力微不足道。

当两个颗粒靠近时,双电层重叠,反离子层中的阳离子为两个土粒表面的负电荷所共同吸引。这种相互吸引力叫离子-静电力,也称为水胶联结。如果接触应力高,则大颗粒之间将相互接触。如果接触应力很小,则黏土颗粒之间的接触不是矿物接触,而是吸附水膜溶合在一起。这些接触面积与荷载大小成正比。颗粒间极高的接触压力可以挤掉被吸附的水和阳离子,使矿物表面紧靠在一起,这也许提供了“冷焊”的机会。此外,极细的黏土矿物颗粒、有机质、各种盐类、游离氧化物等都可以在较大颗粒或团粒之间起胶结作用,从而形成胶结联结。

1.3 连续介质力学原理

连续介质力学(continuum mechanics)特别是弹塑性力学(elastoplastic mechanics)是土力学的基础理论。本节介绍连续介质力学的基本假设,并列出符合土力学习惯的基本方程。

1.3.1 基本假设

通常情况下,土力学将土体视为连续介质,即引入连续性假设。该假设有两

层含义:①物质点无空隙地分布于物体所占据的整个空间;②物体在变形过程中仍保持连续性,不出现开裂或重叠现象。显然,在连续性假定下,表征物体变形和内力的量可以表示为坐标的连续函数。这样,我们在进行弹塑性力学分析时,就可以应用数学分析这个强有力的工具。

连续性假设显然与介质由不连续的粒子所组成这一事实相矛盾。但是,采用连续性假设不仅是为了避免数学上的困难,更重要的是根据它所做出的力学分析,被广泛的实践证明是正确的。事实上,从统计学的观点来看,只要物体的尺寸足够大,与晶体材料的晶粒或混合材料的颗粒相比数量级悬殊,就可以当作连续介质来处理。

为了便于问题的求解,通常需要引入**辅助性假设**,例如**均匀性假设**、**各向同性假设**、**小变形假设**等。其中均匀性假设认为,物体内各点处的物理力学性质相同,即性质参数不随位置坐标而变化。各向同性假设认为材料的性质与方向无关,即性质参数不随方向而变化。不过,土体的非均质性和各向异性通常是比较明显的,必须加以考虑。小变形假设指物体在外力作用下产生的变形与其本身几何尺寸相比很小,可以不考虑因变形而引起的尺寸变化。这样,就可以用变形以前的几何尺寸来建立各种方程。此外,应变的二阶微量可以忽略不计,从而使几何方程线性化。然而,对于大变形问题,必须考虑几何关系中的高阶非线性项,平衡方程也该在变形后的物体上列出。

鉴于土力学问题的复杂性,在不同场合或针对不同问题,需要对土体做出不同假设,把土抽象为不同类型的介质。例如在渗流分析中,假设土骨架为不变形的刚体;在固结计算中,通常假定土体为多孔弹性介质体;在强度问题或极限平衡分析中,假设土体是理想刚塑性的;在地基应力和沉降计算中,假定土体为线性弹性体或弹塑性体。多种多样的假定使得土力学异常复杂,而且很容易引起混乱。

1.3.2 基本方程

在弹塑性力学中,通过对微元的分析已建立起连续介质力学的基本方程。考虑到土力学问题的实际情况,通常正应力以压为正、拉为负;正应变以线段缩短为正、伸长为负。为此,本书规定不论是正应力还是剪应力,正面上的应力与坐标轴负向相同时为正,反之为负;负面上的应力与坐标轴正向相同时为正,反之为负。所谓正面就是外法线与坐标轴正向相同的面,负面是外法线与坐标轴负向相同的面。此外,体力(body force)、面力(surface force)和位移(displacement)仍以沿坐标轴正向为正、沿坐标轴负向为负。

(1) 平衡方程

平衡微分方程(differential equations of equilibrium)简称平衡方程,它表达的是