

包气带水文地质专论

许兆义 著

地震出版社

包气带水文地质专论

许兆义 著

地震出版社

1993

(京)新登字095号

内 容 提 要

本书主要论述了包气带水文地质理论与研究方面的问题。主要内容包括：包气带水的赋存形式、孔隙介质、孔隙-裂隙双重介质中包气带水的微观渗流机制和宏观渗流特征，包气带水流量研究的基础，包气带介质环境特征和作用，包气带水文地质应用等。

本书资料丰富、详尽可靠。可供水文地质、工程地质、农田水利、环境地质和环境工程等方面的生产和科研工作者，以及有关专业的大专院校师生参考。

包气带水文地质专论

许兆义 著

责任编辑：王淑玲

*

地 震 出 版 社 出版发行

北京民族学院南路9号

康利胶印厂印刷

*

787×1092 1/16 7.3印张 183千字

1993年10月第一版 1993年10月第一次印刷

印数0001—1000

ISBN 7-5028-1007-2/P.621

(1400) 定价：9.80元

序

许兆义博士撰写的这本《包气带水文地质专论》，是他多年从事包气带水文地质研究所获成果的概括和总结。书中给出的包气带水文地质理论体系和应用方法，为包气带水相关问题的深入研究提供了依据。这无疑是水文地质科学发展中的一件大事。作为师长，我对此感到由衷的高兴，向水文地质、工程地质、环境地质和其它相关学术界推荐这部专著，并为这门新兴学科的问世叫好。

地下水与人类生存和发展密切相关。而分布在地面以下，地下水面以上的包气带是地下水圈的一个重要组成部分。包气带既是大气降水向饱水带补给的传输带，也是地下水的赋存和环境保护带。因此，倡导和加强包气带水文地质理论和运用的研究对国民经济迅猛发展具有重要的实际意义。

包气带水直接影响着农作物的生长和其它生态环境。以降水补给为主的地下水资源的形成与恢复都受着包气带的制约，故包气带水在水资源的综合研究中占有重要的地位。人类活动产生的污染物向饱水带地下水的迁移，大多数是通过包气带发生的。在这个过程中，水是唯一的载体，故包气带水流的微观机制、宏观特征以及包气带介质环境作用特征的研究便显得异常重要。

近年来，国内外对包气带水的研究，着重在参数测定方法、水和溶质迁移的数值模拟、由水分分布状态确定入渗过程等方面。而作者从水文地质、工程地质、环境地质、环境工程等不同角度研究了包气带水文地质问题，在微观和宏观两个侧面作了大量的理论和实验研究工作。研究成果的资料丰富、充实可靠，对与包气带水相关的重力释水、给水度的定义、对包气带及其相联系的饱水带流场的介质模型描述、速度分布机制、潜水面的非流面性、渗出面的存在与否、孔隙-裂隙介质包气带水流中的裂隙作用机制、裂隙向孔隙单向流的形成、包气带中的空洞和细粒介质中的粗粒体这两种水流屏蔽结构特征和屏蔽效应等问题的研究上取得了重要的突破。这些都为包气带水文地质理论体系的建立奠定了基础。

现代科学向着既高度分化、又高度综合的方向发展。学科之间的交叉和渗透，往往可以形成新的研究领域、新的理论和研究方法，可以从新的角度去认识和解决过去没有发现或传统理论所无法解决的前沿课题。包气带水文地质学就是这种多学科间交叉和渗透研究的产物。当然这是与作者所具有的广博基础、科学的思维方法，扎实的科研基本功、刻苦钻研的精神、认真的工作态度分不开的。但是，一个新兴学科的成长阶段，其理论、方法、内容都尚待充实和完善，这就更需要人们去关心它、扶持它，使它在各有关的学科领域中发挥更大的潜力和作用。我相信，以这本专著的问世为契机，承前启后，通过作者本人和有关学术界的共同努力，必将在理论、方法体系上日臻完善，在国民经济的发展中发挥更重要的作用。

田开强

1993年7月

前 言

包气带水文地质学是近年来发展起来的一门年轻学科。它是在传统的水文地质学、土壤水科学与其它相关学科之间交叉延拓和发展起来的分支科学。它不仅形成了自己的理论体系,而且将促进现行的地下水资源评价方法、溶质迁移理论、坝体渗流、库区回水、边坡稳定、土壤盐碱化的防制与改良、以及在包气带地层中处置有害废物等问题的研究与发展。

70年代末期,随着国际交流的发展和各个有关学科研究之间的相互交流与渗透,我国的水文地质工作者开始注意包气带水文地质方面的研究问题。

近年来,作者致力于包气带水的研究。结合水文地质、工程地质、环境地质、环境安全评价等领域的工作需要,相继从不同角度研究了松散的孔隙介质、孔隙-裂隙介质包气带水流的微观机制、宏观特征及应用问题。在包气带水文地质的基础理论和应用方法研究方面取得了一些突破性的成果。这些研究成果的集合,初步形成了包气带水文地质理论体系。

迄今为止,在包气带水的研究方面,国内外所见均为分散的专题研究成果资料,尚无系统的论著。为此,在博士后流动站工作其间,作者以博士论文和多年研究的成果为基础,对包气带水的形成机制、赋存规律和特有的迁移特征,以及相关的理论和应用问题进行了系统的总结,完成了《包气带水文地质理论与试验研究》工作报告。并进一步改写成这本《包气带水文地质专论》。其中包括:包气带水的赋存形式与渗流特征、垂向渗流机制、横向渗流机制、孔隙-裂隙介质包气带水流特征、包气带水运动的定量研究基础、介质环境的特征和作用、包气带水文地质应用等七个方面的内容。

在多年的研究工作中曾得到中国地质大学、中国辐射防护研究院和长春地质学院等单位的领导和老师的大力支持和帮助。特别是我的博士后工作专家指导组组长林学钰教授(长春地质学院)、我的博士导师田开铭教授和陈明佑教授(中国地质大学,北京)、我的硕士导师唐大雄教授和刘金山研究员(长春地质学院),还有中国地质大学的沈照理教授、张人权教授、梁定伟教授、陈爱光教授、李慈君教授、钟佐桑教授、陈明教授,中国辐射防护研究院的李书绅研究员、赵英杰研究员、郭择德研究员、王志明研究员、周子荣研究员、倪世伟副研究员、李明香副研究员,长春地质学院的余国光教授、廖资生教授、王先锋教授、张庆云教授、林绍志副教授、李同斌副研究员、邹立芝副教授和王青讲师等曾给予多方面的指导和帮助,在此一并致以衷心的感谢。

由于作者水平有限,本书尚存许多欠缺,不当之处恳请指正。

作者

1993年6月

目 录

绪 言	(1)
第一章 包气带水的赋存形式与渗流特征	(4)
第一节 包气带水的赋存形式	(4)
第二节 毛细作用机制及毛细水的迁移特征	(4)
第三节 包气带的水分分布特征	(9)
第二章 包气带水的垂向渗流机制研究	(15)
第一节 给水度的概念及定义的探讨	(15)
第二节 无蒸发、无入渗条件下砂柱释水实验研究	(16)
第三节 蒸发条件下的砂柱释水实验研究	(27)
第四节 重力释水的影响因素	(36)
第五节 层状土的释水特征	(38)
第三章 包气带水的横向渗流机制研究	(42)
第一节 两河渠间稳定流场中包气带水流特征	(42)
第二节 两河渠间稳定流场潜水面的非流面问题研究	(50)
第三节 “渗出面”问题的研究	(51)
第四节 渗流速度的分布机制研究	(54)
第四章 孔隙-裂隙介质包气带水流特征研究	(58)
第一节 概述	(58)
第二节 黄土包气带水的渗流试验研究	(58)
第三节 黄土包气带水渗流机制分析	(65)
第五章 包气带水运动的定量研究基础	(67)
第一节 包气带水运动的达西定律	(67)
第二节 包气带水运动的基本方程	(68)
第三节 包气带水动力参数的确定方法概要	(72)
第六章 包气带介质环境特征研究	(89)
第一节 介质环境作用概要	(89)
第二节 黄土的物质组成与结构特征研究	(90)
第七章 包气带水文地质应用	(101)
第一节 有渗流坝体应力分布特征	(101)
第二节 放射性废物的包气带地质处置方案	(103)
参考文献	(107)

绪 言

一、包气带水文地质学研究和作用

包气带水文地质学是研究地面以下，潜水面以上地下水的科学。它是传统的水文地质学、土壤水科学与其它相关学科之间交叉延拓和发展的分支科学。它研究包气带水在不同的介质环境和边界环境作用下的迁移和变化规律，并在此基础上研究相关学科如何有效地应用这些规律，以期达到兴利避害的目的，从而建立相应的理论体系和应用方法。

在自然界的水循环过程中，包气带水是大气降水、地表水与地下水连接的纽带。无论对渗流本身，还是作为溶质迁移的载体，包气带水在水资源、农田灌溉、排水、生态平衡、工程地质和环境问题的研究中都占有重要的地位。因此，包气带水渗流的微观机制、宏观规律的研究成为人们关注的重要问题，已在水文地质学、工程地质学、土壤水力学、环境地质学及其它相邻学科中逐渐开展。

对于水文地质学科来说，随着包气带水研究的深入开展，势必推动水文地质学基础、地下水渗流理论等方面的延拓与发展，也将促进现行的地下水资源评价方法、溶质迁移理论的改进与发展。

对工程地质学科来说，由于地下水的研究扩展到包气带水，使得与此相关的土体工程地质中的坝体渗流、库区回水、边坡稳定等问题的研究范围亦相应扩展。

靠近地面表层土壤中的土壤水是包气带水的重要组成部分，是各种陆地植物的生长基础。土壤水量和溶质含量与作物的生长息息相关。土壤盐碱化的形成与防治都与包气带水的赋存形式和运移特征有密切的关系。

近年来世界各国都在考虑或已实施在大厚度包气带地层中或包气带之上的地表有利部位处置中、低水平放射性废物、工业废物或生活废物，在放射性核素和其它有害元素向人类环境迁移过程中包气带水流是其主要载体。因此，研究包气带水流的微观机制和宏观定量方法不仅可以解决包气带水渗流的基础理论问题，而且可以解决各种废物地质处置过程中的一些技术方法问题。

二、包气带水文地质学的研究与发展

包气带水的研究方法包括形态学研究和能态学研究两个方面，前者是基础，后者是深入。二者相辅相成。

最初包气带水的研究是从土壤水研究开始的，非饱和土壤中的水分问题一直是土壤水和土壤物理研究的一个重要方面。18世纪后期，人们开始采用形态学的观点，定性地描述和分析土壤中的水分赋存特征和运动特征。前苏联学者在本世纪40年代、我国学者在50年代至60年代早期都先后用形态学方法深入地研究了土壤水的形成、分布状态和迁移特征，建立了土壤水的学科分支。80年代至90年代初，由于水文地质学科研究向包气带水扩展，我国许多水文地质学者在形态学研究方面取得了深入的进展。在包气带水的均衡实验、数值模拟、水动力参数的测定方法、零通量面的理论与应用研究等方面做了大量的工作，其

中也有人研究了凝结水对沙漠的补给作用、冻结作用对包气带水的迁移和及对道路的危害等问题。

微观形态学的研究方法陆续解决了包气带水的形成、赋存和迁移规律等方面的基本理论问题,也为各相关学科的延拓和交叉发展奠定了基础。但是形态学的方法却不能在宏观上定量地描述包气带水的运动。

在本世纪初,能态学的方法开始被引用到包气带水的研究中。Buckingham (1907) 和 Willard-Gardner (1921) 都先后采用能态学观点研究了包气带水的运动。但是他们对包气带水的定义既不全面,也没有说明他们所建立的流量公式与达西定律之间的联系。

L. A. Richard (1928) 在对包气带水进行研究时,定义了总水势,并把饱和流的达西定律引入到非饱和流中,建立了非饱和流达西定律。引用非饱和流达西定律的非饱和流连续方程被称为Richard方程。经30年代至50年代的发展和逐步完善,特别是60年代至70年代以后,由于计算机的推广应用和各学科研究的交叉渗透,使包气带水的研究从基础理论到应用方法、从定性分析到定量计算、从方程的研究到水动力参数和介质特征的测试技术、测试方法、以及不同条件下相应的数学模型的研制和应用都得到飞速的发展。在80年代,我国各相关学科的学者从不同角度对包气带水(包括溶盐)进行了深入的研究。对非饱和水分特征曲线、水力扩散度、非饱和渗透系数、土体含水量、溶质的弥散系数等参数的测定方法和不同边界条件下的水、溶质和热流的数值模型、模拟方法、包气带水均衡特征及相应的解法等方面都取得了长足的进展。包气带水动力学的研究体系基本形成。雷志栋、杨诗秀、谢森传等先生的《土壤水动力学》一书的问世无疑是这方面研究成果的总结和体现。

与此同时,由于各种废物,特别是放射性核废物处置的需要,欧美学者对坚硬的孔隙-裂隙双重介质中包气带水流特征和数学模型的研究取得了很大的进展。

近年来,作者在研究中取得了以下几方面的新认识:

1. 包气带水的垂向渗流(包括重力释水的作用)机制和横向渗流机制问题。作者认为在包气带中既有单相(水)的渗流过程,也有二相(水、气)的渗流过程。二相渗流的显著特征是水气界面的迁移。从整个包气带看,入渗水分下渗的过程,通常伴随着水气界面的迁移,属于二相渗流过程。可是,一旦下渗水流与支持毛细水柱相接后,又可以形成水的单相渗流过程。支持毛细水的垂向运移,也伴随着水气界面的迁移,是二相渗流过程。不等径葫芦状毛管网络模型直观形象地表现了多孔介质的空隙特征,用于描述包气带水的二相渗流过程是可行的。作者据此分析了重力释水的过程,认为重力释水只与释水后的潜水位以上的原饱水带及其相联系的支持毛细水带有关。作者还重新定义了给水度,并通过实验研究了不同条件下的实测给水度与理论给水度的关系。

2. 包气带水的垂向渗流与横向渗流是密切相关的有机整体,那一种运动形态占主导地位,取决于整个渗流场的动力条件。实验研究的结果证明,支持毛细水能传递静水压力,与饱水带构成统一的渗流场,进行着垂向渗流和横向渗流。在无入渗、无蒸发的两河渠间渗流场中,存在着高速横向渗流带,分布在潜水面以上的毛细饱水带和两河渠底界连线以上的饱水带。在支持毛细水不饱水带中,影响渗流速度大小的主要因素是流管径的大小,其次是流程的长短。支持毛细水的补给和排泄都是通过潜水面进行的,因此潜水面不是流面。用虹吸管束模型可以描述支持毛细水的渗流过程,在毛细饱水带用等径的虹吸管束模型,在毛细不饱水带用不等径的虹吸管束模型。实验和机制研究的结果证明,该条件在排

水河渠边壁的凌空面不存在“渗出面”，所谓的“渗出面”的部位实际上是流面。

3. 为了解决有害废物浅地层处置的安全性评价问题，作者在松散的孔隙-裂隙双重介质(如黄土)包气带水流和溶质的迁移特征方面又进行了深入的研究。作者根据实验和机制研究的结果提出：孔隙-裂隙双重介质中的裂隙对非饱和水流不起导水作用，在包气带水流和溶质迁移的定量研究中，可以将孔隙-裂隙双重介质概化为单一孔隙介质，这就大大地简化了数学模型和计算上的难度。非饱和流状态下的水流屏蔽效应及水流屏蔽介质结构既解决了包气带水流理论问题，又为在包气带地层处置有害废物新技术的提出奠定了基础。在放射性废物、工业废物和城市垃圾的地质处置方面，这种非饱和水流屏蔽技术具有广泛的应用前景，它不仅安全可行，而且可以节省大量的处置费用。陈家军等(1992)用非平衡吸附-解吸模型成功的模拟了放射性核素在包气带中的迁移过程。

今后，包气带水文地质的研究范围将进一步扩大。随着包气带水文地质理论体系的形成和逐渐完善，将在农业地质、水文地质、工程地质、环境地质、环境评价、环境工程等相关问题的研究中得到广泛的应用。

第一章 包气带水的赋存形式与渗流特征

第一节 包气带水的赋存形式

如图1-1所示,地表以下的一定深度上存在着地下水面。地下水面以上,岩石空隙中没有充满水,包含有空气,称为包气带;地下水面以下,岩石空隙全部为水所充满,称为饱水带。在包气带中,水分以支持毛细水、悬挂毛细水、孔角毛细水及结合水的形式存在。结合水吸附在空隙的壁面上。细小的介质孔隙通道构成毛细管。在毛细力的作用下,与潜水面相连的毛细水可以保持一定的高度,称为支持毛细水。所有的支持毛细水一起形成支持毛细水带。在支持毛细水带以上的包气带中,由于毛细管上、下弯液面的毛细力的作用,在较细的毛细管中会保留与地下水面不连接(当然也不与支持毛细水相连接)的毛细水,这种毛细水称为悬挂毛细水;孔角毛细水(也称触点毛细水)悬留在包气带中的颗粒接触点上。

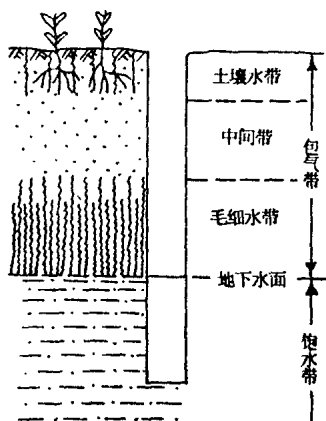


图1-1 包气带和饱水带

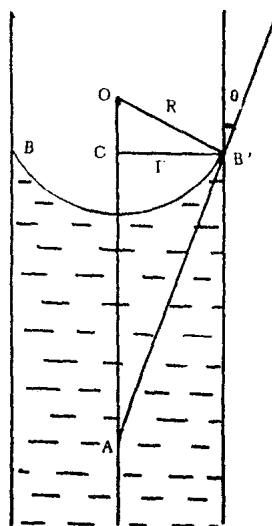


图1-2 圆筒状毛管中的弯液面

第二节 毛细作用机制及毛细水的迁移特征

一、毛细作用

在盛有溶液的容器壁上,液体表面的弯曲是由于湿润现象(具表面能的固体表面与水相互作用的结果)引起的。水对大部分物体皆湿润良好,但湿润角很少达到 0° 。只有十分干净的玻璃、二氧化硅和金属的表面,湿润时的湿润角才能达到 0° 。如果容器的直径

很小，以至能以水液面紧贴容器表面弯曲部分的曲率半径来衡量，则此弯曲部分就融合起来形成凹形弯液面。实际上，能形成弯液面的管径上限大约为几毫米。在圆筒状的毛细管中，弯液面的曲率半径 R 与毛细管的半径 r 之间满足式：

$$r = R \cdot \cos \theta \quad (1-1)$$

在完全湿润的情况下， $\theta = 0$ ，

则 $R = r$ 。式中的 r 、 R 、

θ 如图1-2所示。圆管的直径愈小，弯液面的曲率愈大，也就是曲率半径愈小。液体表面的弯曲会改变表面压力值。如图1-3所示，凹形的弯液面使表面压力 P 值减小，凸形的弯液面使表面压力 P 值增大。这时实际表面压力 P 值与标准大气压力 P_a 的差值为：

$$P_0 = P - P_a \quad (1-2)$$

其中 P_0 称为附加表面压力。根据拉普拉斯公示，有：

$$P_0 = \alpha (1/R_1 + 1/R_2) \quad (1-3)$$

式中， α ——水的表面张力系数，在标准状态下 $\alpha = 0.0074 \text{ N/m}$ ；

P_0 ——任意形状的弯液面所产生的附加表面压力；

R_1 、 R_2 ——液体表面的两个主要曲率半径。

当液面为凸形时，附加表面压力是正值。此时，实际表面压力 $P = P_a - P_0$ 。当液面为凹形时，附加表面压力是负值。故实际表面压力 $P = P_a - P_0$ 。平的液面不产生附加表面压力，故 $P = P_a$ 。

在圆筒状毛细管中， $R_1 = R_2 = R$ ，弯液面产生的附加表面压力为：

$$P_0 = 2\alpha / R \quad (1-4)$$

二、支持毛细水的特征

将圆筒状毛细管插入水中。在附加表面压力的作用下，水会沿毛细管上升，直到毛细水柱压力值与附加表面压力值相等时，才停止上升。由1-1和1-4两式有：

$$P_0 = 2\alpha \cdot \cos \theta / r \quad (1-5)$$

又有，

$$P = h_0 \rho g \quad (1-6)$$

式中， h_0 ——毛细水柱高度；

ρ ——水的密度；

g ——重力加速度， $g = 981 \text{ cm/s}^2$ 。

在克·厘米·秒单位制中，当完全湿润 ($\theta = 0$) 时，由1-5和1-6式，可得茹林公式：

$$\begin{aligned} h_0 &= 2\alpha \cos \theta / r g \\ &\approx 0.15 / r = 0.3 / d \end{aligned} \quad (1-7)$$

式中 d (cm) 为毛细管直径。1-7 式说明毛细管内水的上升高度与毛细管的直径成反比。而毛细管的直径愈小，水的上升速度愈慢。这是因为随着毛细管的直径变小，其摩擦阻力值急剧增大，降低了水的上升速度。直管中毛细水的迁移规律，可作为进一步讨论的基础。

为了便于说明包气带中毛细水的特征，下面研究葫芦状毛细管中（如图 1-4 所示）的水分变动问题。毛细管的直径呈周期性的粗细相间，犹如一个个圆葫芦串连而成的一系列粗细相间的孔隙，每个孔隙的粗径和细径都相同。图 1-4 中的 b、c 为两支普通的圆筒状毛细管。其中粗径毛细管的半径为 r_1 ，它等于葫芦状毛细管中粗径部位的半径；细径毛细管的半径为 r_2 ，它等于葫芦状毛细管中细径部位的半径。如图 1-4 的方式将这三支毛细管的末端置于水中，毛细管 b 和 c 中水的上升高度分别为 h_1 和 h_2 。葫芦状毛细管吸水过程中，毛细水每上升一节葫芦管都要经过一个葫芦管的粗径部位。由 1-7 式可知，如葫芦状毛细管的粗径 r_1 与该节葫芦管的大径部位在自由水面之上的高程值 Z_d 之间的关系满足式：

$$r_1 < 2\alpha \cdot \cos \theta / Z_d \rho g \quad (1-8)$$

则葫芦管中的毛细水高度 H_1 等于或稍高于（不超过一节葫芦管的高度）半径为 r_1 的粗径毛细管 b 中的支持毛细水高度 h_1 。 H_1 称为葫芦状毛细管的毛细上升高度。

将这三支毛细管全部没入水中，充满水后再把它们上升到原来的位置。这时，两支圆筒状的毛细管 b 和 c 中的水位仍在各自原来的位置。但是，在葫芦状毛细管中将是另外一种情况。葫芦状毛细管的排水过程中，毛细水每下降一节葫芦管时，都要经过一节葫芦管间的细径部位。如葫芦状毛细管间的细径 r_2 与该细径部位在自由水面之上的高程 Z_d 之间的关系满足式：

$$r_2 > 2\alpha \cdot \cos \theta / Z_d \rho g \quad (1-9)$$

时，弯液面才能通过该细径部位。所以，葫芦状毛细管 a 排水时，毛细水的最终高度 H_2 保持在等于或稍低于（不超过一节葫芦管的高度）半径为 r_2 的细径毛细管 c 中支持毛细水高度 h_2 。 H_2 称为葫芦状毛细管的毛细保持高度。对比 1-7 和 1-8 两式，显然：

$$H_1 > H_2 \quad (1-10)$$

就是说，葫芦状毛细管中排水时的毛细保持高度要高于吸水时的毛细上升高度。

三、悬挂毛细水的变动特征

为研究方便起见，首先讨论圆筒状毛细管中的悬挂毛细水，然后讨论葫芦状毛细管中的悬挂毛细水。

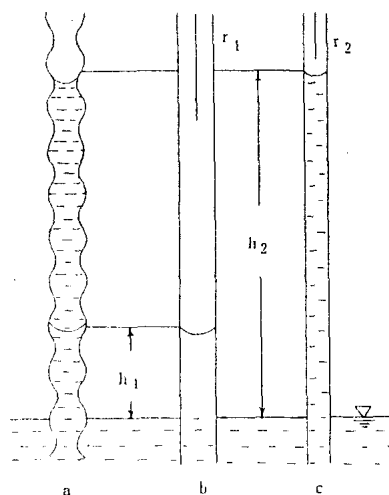


图 1-4 葫芦状毛细管中的水分平衡

取一根圆筒状毛细管，半径为 r ，悬空放置。从上面慢慢地向管中加水，注意不能产生气泡。对图1-5所示的 a、b、c 三种情况进行分析。其中图1-5 a 表示最初一段时间，毛细管内形成不太高的水柱悬挂在毛细管的底部。毛细水柱的上下弯液面都向内凹。毛细水在上下弯液面和重力的共同作用下平衡。其中水柱的重量为：

$$W = \pi r^2 h \rho g \quad (1-11)$$

在单位面积 (1 cm^2) 上由重力产生的压强 q 为：

$$q = W / \pi r^2 = h \rho g \quad (1-12)$$

q 也称为重力压力。上弯液面的附加表面压力为 P_{c_1} ，下弯液面的附加表面压力为 P_{c_2} ，它们均为负值。而且有：

$$P_{c_1} = q + P_{c_2} \quad (1-13)$$

这就是毛细管中悬挂毛细水柱的平衡条件。由3-4式，则有：

$$\begin{aligned} h \rho g &= 2 \alpha / R_1 - 2 \alpha / R_2 \\ &= 2 \alpha (1/R_1 - 1/R_2) \end{aligned} \quad (1-14)$$

式中 R_1 、 R_2 分别表示毛细柱上下端弯液面的曲率半径。因为 $h \rho g$ 恒为正值，因此 $R_1 < R_2$ 。即上端弯液面的曲率半径，应该小于下端弯液面的曲率半径。只有在这种条件下，上端弯液面所形成的附加表面压力才会大于下端液面的附加表面压力。这两个附加表面压力的差值自下而上，与自上而下方向的重力压力相平衡。

如果继续向毛细管中加水，随着水柱高度 h 的增长，1-14式中的 $h \rho g$ 不断增大，就是 $2 \alpha (1/R_1 - 1/R_2)$ 增大。假定其上端弯液面的曲率半径是不变的，并且有 $R_1 = \cos \theta / r$ ，式中 θ 为湿润角。因为 α 值是不变的，则1-14式的右端随 R_2 的增大而增大。就是说，下端弯液面的曲率半径将随着水柱高度的增长而减小。最后达到图1-5 b 的情况，即下端弯液面为平面，则 $1/R_2 = 0$ ，下端弯液面的附加表面压力为0，而有：

$$h \rho g = 2 \alpha / R_1 \quad (1-15)$$

成为与1-4式相同的形式，这时悬挂毛细水柱高度等于支持毛细水柱高度。

当 h 进一步增大时，下端弯液面变成下凸的形状。其附加表面压力为正值，方向由下向上。这时要将1-13式改为：

$$q = P_{c_1} + P_{c_2} \quad (1-16)$$

即：

$$h \rho g = 2 \alpha (1/R_1 - 1/R_2) \quad (1-17)$$

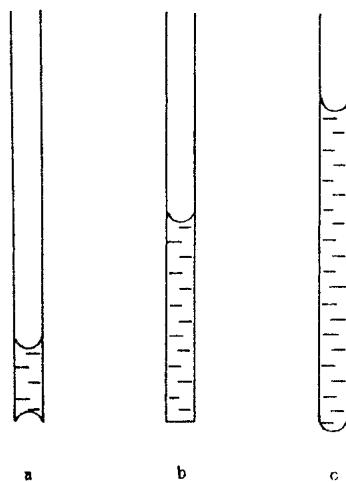


图1-5 圆筒状毛细管中的悬挂毛细水

这种情况如图1-5c所示。随着水柱高度增加,下端弯液面的曲率将一直增大到在毛细管下端弯液面断裂形成水滴自由坠落时为止。这时水柱高度 h 达到最大值。

现在再来讨论悬空放置的葫芦状毛细管中的水位变动问题。与圆筒状毛细管不同,水在葫芦状毛细管不仅能在下端悬持,而且能在上端和中部悬持。

任取一空的葫芦状毛细管,如图1-6所示。从其上端慢慢加水。落入串珠状毛细管上端粗径部位的第一滴水将立刻进入该毛细管最上部的细径部位。这是因为串珠状毛细管细径部位比粗径部位水形成的弯液面曲率大(如图1-6a所示),水滴重力压力与上下弯液面附加表面压力的合力总是把水滴赶入细径部位悬持。显然,这时水滴处于细径中心稍向下一点的位置。只有在这种条件下,上端弯液面才比下端弯液面具有稍大的曲率,它们的附加表面压力差与水滴重力压力相平衡。

再向管内慢慢加水,形成串珠状水柱。在其长度和重力压力逐渐增加的同时,上下两端弯液面曲率差值亦随之增大,使得串珠状水柱保持在毛细管的上端。二曲率差的增加,意味着下端弯液面越来越靠近串珠状毛细管粗径部位(如图1-6b)。重力压与上下弯液面附加表面压力相抗衡,而某一孔径下毛细水弯液面附加表面压力值是有限的。与重力压力相关的毛细水柱高度以最大毛细保持高度为限。当悬挂毛细水柱高度等于最大毛细保持高度时,上弯液面附加表面压力达到最大值;这时下弯液面附加表面压力为0。毛细力会吸引下弯液面使悬挂毛细水的平衡破坏而向下迁移。就是说,毛细水的下边界处于0压或正压状态下一定会向下迁移。

由于种种原因,在毛细管中往往产生空气阻塞。这种情况下,葫芦状毛细管细径部位所形成弯液面的附加表面压力大于其粗径部位弯液面的附加表面压力。水被吸到毛细管的细径部位形成孔角毛细水,气泡就占据了毛细管的粗径部位(如图1-7所示)。无论是悬挂

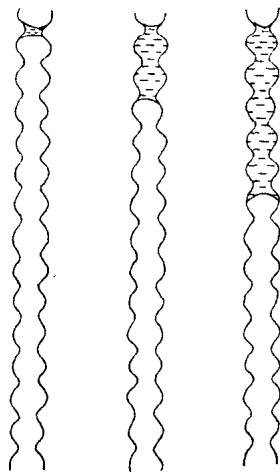


图1-6 葫芦状毛细管中的悬挂毛细水



图1-7 葫芦状毛细管中的孔角毛细水

毛细水还是孔角毛细水都被弯液面的附加表面压力所限制，彼此隔断，不能传递静水压力。

第三节 包气带的水分分布特征

一、包气带水分分布的测定试验

选取纯净的干燥石英砂，经筛析后，选取了粗砂（粒径为0.5~1mm），中砂（粒径为0.3~0.5mm），细砂（粒径为0.1~0.25mm）进行实验，测试吸水和释水情况下的水分分布特征曲线。实验使用可分节的透明有机玻璃圆筒，直径为4.25mm，长度分别有1cm，2cm，4cm三种，按不同砂样的需要进行连接、密封，作为实验砂柱的护壁。

为了克服装样的不均匀性，利用分次薄装、勤捣实的办法进行装样。每次装样厚约1cm左右。记录装样总重量，按砂样体积求得干容重。

首先进行吸水实验。砂柱的底界为透水滤网，放在碳化硅砂片上，如图1-8所示。该砂片透水性好。保持供水水位在砂柱底界的高程，由于毛细力的作用，水即沿着砂柱上升。同时在水中滴入少量红色示踪剂，可以清晰地显示出水锋在孔隙中的跳跃性上升过程。宏观上看，初期水锋上升的很快，后期的水锋上升过程越来越慢。整个吸水过程持续48小时。试验停止后，立刻将砂柱分节取样、称重、烘干，再称得干砂重。按干容重换算出各砂样体积和所含水的重量，求得各节砂样的平均含水量值。各组砂样测试及计算数据见表1-1、表1-2、表1-3。

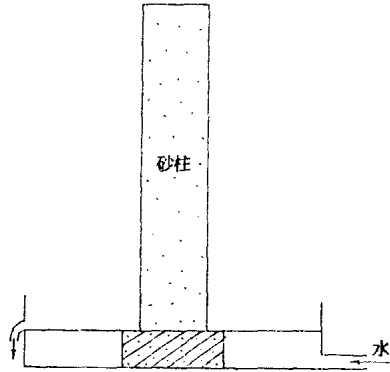


图1-8 吸水试验装置示意图

排水试验重复上述过程装样，将砂样饱水后再释水，释水水位仍保持在砂柱底界水平上，释水过程持续24小时，然后分节测试并计算含水量的有关数据见表1-4、表1-5、表1-6。

表1-1 吸水实验粗砂柱含水量数值计算表

测样号	1	2	3	4	5	6	7	8
水重(g)	0.047	2.32	4.876	6.516	6.650	6.075	5.920	6.347
干砂重(g)	3.778	17.84	21.736	21.486	23.188	21.280	21.160	22.160
干砂体积(cm³)	2.489	11.517	14.032	13.870	14.970	13.738	13.654	14.220
含水量(θ)	0.0201	0.2014	0.3474	0.3977	0.4375	0.4422	0.4336	0.4460

表1-2 吸水实验中砂柱含水量数值计算表

测样号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
水重(g)	0.238	1.464	3.131	3.973	4.657	5.708	11.698	12.540	12.596	13.183	12.995	12.872
干砂重(g)	7.878	17.562	12.890	21.342	20.602	22.480	41.190	42.508	41.820	43.360	42.255	42.665
干砂体积(cm ³)	5.413	12.061	15.042	14.665	14.157	15.447	28.303	29.209	28.736	29.787	29.238	29.248
含水量(%)	0.0522	0.1213	0.2081	0.2709	0.3290	0.3695	0.4133	0.4293	0.4333	0.4436	0.4445	0.4401

表1-3 吸水实验细粗砂柱含水量数值计算表

测样号	1	2	3	4	5	6	7
水重(g)	1.094	6.446	19.837	23.745	24.719	24.070	26.416
干砂重(g)	42.720	41.790	84.564	86.726	89.486	88.015	89.399
干砂体积(cm ³)	28.291	27.675	55.003	57.434	59.262	58.288	59.205
含水量(%)	0.0387	0.2329	0.3542	0.4134	0.4171	0.4129	0.4462

表1-4 释水实验粗砂柱含水量数值计算表

测样号	1	2	3	4	5	6	7	8
水重(g)	1.968	2.333	2.539	2.712	2.617	2.392	2.510	2.634
干砂重(g)	77.245	83.220	83.855	86.343	90.958	82.415	84.270	88.551
干砂体积(cm ³)	51.088	55.040	55.460	57.105	60.167	54.507	55.734	58.552
含水量(%)	0.0385	0.0424	0.0458	0.0475	0.0435	0.0439	0.0450	0.0433

测样号	9	10	11	12	13	14	15
水重(g)	2.398	2.690	4.735	10.177	22.530	26.567	25.015
干砂重(g)	84.232	87.765	87.930	84.608	87.650	91.843	85.755
干砂体积(cm ³)	55.709	58.046	58.155	56.958	57.970	60.743	56.716
含水量(%)	0.0430	0.0463	0.0814	0.1819	0.3886	0.4374	0.4411

表1-5 释水实验中砂柱含水量数值计算表

测样号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
水重(g)	2.930	3.167	3.428	3.319	3.847	3.430	3.883	3.735	4.094	3.972	4.285	4.374
干砂重(g)	84.285	85.060	85.796	84.046	85.886	84.664	84.595	85.668	85.916	85.367	86.520	87.527
干砂体积(cm ³)	55.653	56.182	56.668	55.513	56.728	55.921	55.875	56.584	56.748	56.385	57.147	57.812
含水量(%)	0.0526	0.0564	0.0605	0.0598	0.0678	0.0613	0.0695	0.0660	0.0721	0.0704	0.0760	0.0757

续表1-5

测样号	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
水重(g)	4.682	4.564	5.456	8.143	12.082	15.265	20.462	22.183	26.466	22.996	25.747	28.457
干砂重(g)	89.868	85.576	87.277	89.170	86.650	87.843	86.380	80.035	90.327	81.545	87.290	93.070
干砂体积(cm ³)	59.25	56.528	57.713	58.897	57.166	58.020	57.064	52.863	59.668	53.861	57.655	61.473
含水量(θ)	0.077	0.0807	0.0946	0.1383	0.2113	0.2632	0.3585	0.4196	0.4435	0.4270	0.4466	0.4629

表1-6 释水实验细砂柱含水量数值计算表

测样号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
水重(g)	3.000	3.265	3.682	3.701	4.064	4.213	4.330	1.982	4.473	4.474	4.862
干砂重(g)	86.040	84.105	86.038	87.354	87.140	85.907	84.379	43.681	85.014	85.294	84.365
干砂体积(cm ³)	56.680	55.405	56.679	57.545	57.404	56.692	55.685	28.775	56.004	56.254	55.577
含水量(θ)	0.0629	0.0690	0.0650	0.0643	0.0708	0.0762	0.0779	0.0689	0.0799	0.0844	0.0873

测样号	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
水重(g)	5.143	5.355	5.820	6.379	6.425	9.189	10.485	12.435	15.452	18.793	22.907
干砂重(g)	85.224	83.979	84.750	85.880	85.769	86.145	87.450	84.405	85.353	88.067	87.470
干砂体积(cm ³)	56.155	55.222	56.330	56.574	57.160	56.749	57.609	55.603	56.227	58.015	57.622
含水量(θ)	0.0916	0.0964	0.1042	0.1128	0.1124	0.1619	0.1820	0.2237	0.2926	0.2239	0.3975

测样号	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
水重(g)	24.501	24.501	24.582	24.666	24.812	24.381	25.080	24.666	26.492	25.113	25.686
干砂重(g)	87.799	87.165	88.275	85.838	87.420	85.807	87.061	88.410	89.994	87.341	88.781
干砂体积(cm ³)	57.839	57.421	58.152	56.113	57.596	56.526	57.352	58.241	59.385	57.527	58.486
含水量(θ)	0.4236	0.4367	0.4227	0.4341	0.4308	0.4313	0.4373	0.4235	0.4464	0.4365	0.4563

按表1-1~表1-6的 θ 值与对应的各节砂柱中点至释水或吸水的水位面的高程值分别绘制出粗砂、中砂、细砂三组砂样的纵剖面含水量曲线,即水分分布特征曲线,如图1-9所示。

二、包气带水分分布的机制分析

如果该砂柱是从潜水面以上的包气带中取出的,则砂柱的水分分布特征曲线就是包气带的水分分布特征曲线。一般说来,在无蒸发及入渗的条件下,而且潜水位埋深大于最大毛细保持高度时,可将包气带的水分分布特征曲线概化如图1-10所示。

曲线的纵座标是由潜水面算起的高度,称毛细负压,用 h 表示,横座标用(体积)含水率 θ 表示。这种水分分布机制可用不等径葫芦状毛管网络模型(图1-11)或等径的葫芦状毛管网络模型(图1-12)描述。

从本质上看,这两个模型都反映了大小不等的葫芦状毛管的毛细作用控制着包气带的