

Study on Water and Reservoir of Soil
within the Qinghai Lake Basin

青海湖流域 土壤水与土壤水库研究

赵景波 曹军骥 著

44



科学出版社

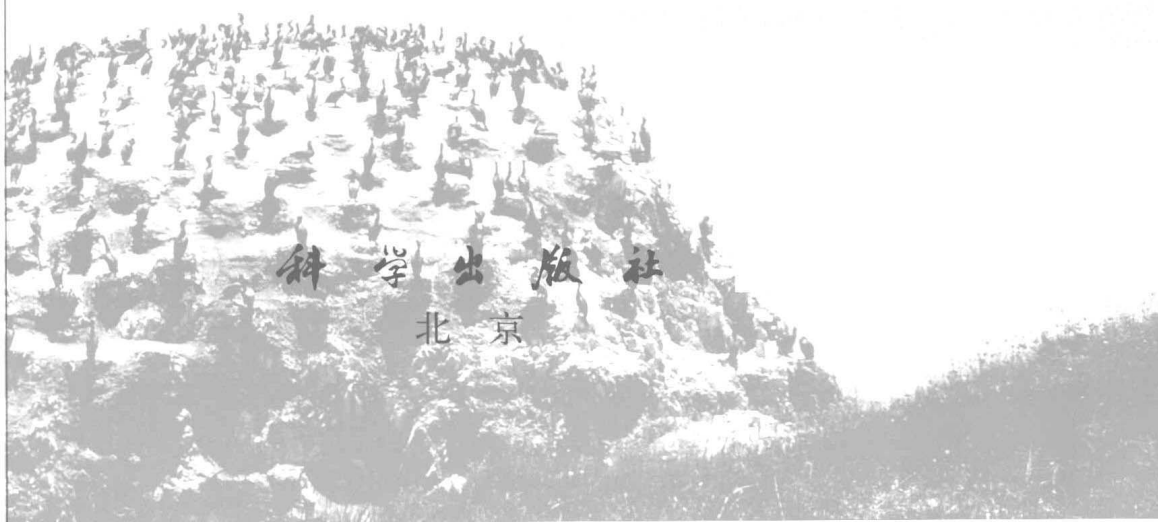
S159.244
Z300

Study on Water and Reservoir of Soil
within the Qinghai Lake Basin

青海湖流域 土壤水与土壤水库研究

赵景波 曹军骥 著

科学出版社
北京



内 容 简 介

本书通过对青海湖流域草原土壤大量钻孔取样和对土壤含水量、土壤入渗率、粒度成分和孔隙度的测定与分析,研究了该区不同降水年土壤水动态变化、土壤水运移、土壤干层、水循环、水分平衡、土壤水库的特点、荒漠化发生原因和适宜发展的植被。揭示了研究区土壤含水量的剖面分布特点和季节变化,认识到了该区土壤水分运移规律、滞留性和土壤水库的蓄水及调控能力,确定了土壤干层发育的等级、分布特点和土壤水循环特点,揭示了土壤干层恢复过程和恢复的降水条件。根据土壤水和土壤水库蓄水量特点,提出了青海湖地区的荒漠化防治和牧业发展的建议。

本书可供地理、生态、水土保持、农牧业与环境科学研究人员 and 大专院校师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

青海湖流域土壤水与土壤水库研究 / 赵景波, 曹军骥著. —北京: 科学出版社, 2012

ISBN 978-7-03-035563-8

I. 青… II. ①赵…②曹… III. 青海湖-流域-土壤水-研究 IV. S159.244

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2012) 第 217043 号

责任编辑: 李 敏 王 倩 / 责任校对: 刘小梅

责任印制: 钱玉芬 / 封面设计: 耕者设计

科 学 出 版 社 出 版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码: 100717

<http://www.sciencep.com>

天 时 彩 色 印 刷 有 限 公 司 印 刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2012 年 9 月第 一 版 开本: 787×1092 1/16

2012 年 9 月第一次印刷 印张: 13 插页: 2

字数: 300 000

定价: 70.00 元

(如有印装质量问题, 我社负责调换)

前 言

青海省的草原是我国六大牧区之一，青海湖地区的草原是青海省的主要牧业基地。该区草原是我国东部生态环境的重要屏障，对其研究和保护具有重要的现实意义。

土壤水是指存在地表包气带中的水或地下水位以上土层中的水（杨培岭，2005），是地表水、地下水以及大气降水相互联系的纽带。土壤水以松束缚水占绝对优势，主要以薄膜的形式存在。土壤水是重要的水资源，把土壤水作为水资源的研究起源于20世纪80年代（Lvovich, 1980; Budagovskii, 1985）。随着农、牧业的发展和生态环境建设的需要，土壤水资源的研究越来越受到人们的重视。土壤水是陆生生态系统最重要的组成部分，是一切陆生植物赖以生存的基础。国际地圈生物圈计划（IGBP）强调界面过程研究，力图把全球物理气候总循环模型（GCMs）与全球水循环模型耦合，土壤水亦是其组成部分。水文学中最重要的组成内容——产汇流理论，亦取决于下垫面的土壤水状况（雷志栋等，1999）。世界上约1/3的地区，包括我国西北和青藏高原的绝大部分和华北部分地区，均处于干旱和半干旱地带，水分的缺乏严重困扰着这些地区的经济发展，这些地区的包括土壤水在内的水资源的研究受到了广泛重视，已成为当今土壤物理学中最为活跃的研究领域（马履一，1997）。

人们对西北黄土地区人工林地土壤含水量进行了许多研究（侯庆春和韩蕊莲，2000；杨文治和邵明安，2002；杨文治和田均良，2004；许喜明等，2006；赵景波等，2005a；2005b；2007a；2007b；2007c；2007d；2008c），对沙漠区沙层水分循环也开展了一定研究（邵天杰等，2011），取得了许多有价值的成果。20世纪60年代，在陕西东部旱塬首次发现了土壤干层（李玉山，1983）。由于土壤干层对农、林业的持续发展和区域水循环带来了不利影响，近年来人们对其开展了大量研究。根据前人研究可知，土壤干层是广大干旱、半干旱地区普遍存在的一种特殊的土壤水文现象（杨文治和邵明安，2002），其实质是在区域大气干旱和水分不足的大环境下，由于土壤蒸发和植物水分利用的双重作用，区域或局部水分持续亏缺而产生的土壤干燥化结果（杨文治等，1984；杨文治和余存祖，1992；杨文治和邵明安，2002；胡良军和杨海军，2008）。季节性土壤干层通常在雨季消失，一般不认为是土壤干层。研究表明，土壤干层并非绝对意义上的土壤干燥层，而是一个含水量低于凋萎湿度的低湿层（杨文治和邵明安，2002）。如何判断土壤干层的初始发生条件和如何科学界定土壤干层含水量范围，是判断土壤干化发生与否及评价其发生程度的重要基础理论问题（胡良军和杨海军，2008）。也有的研究者认为，土壤干层存在一个水分含量的上限和下限，其上限为凋萎湿度或毛管断裂湿度，下限为稳定湿度或死亡湿度（杨文治和邵明安，2002）。王力等（2000）认为，土壤干层的量化指标应从决定土壤水分性质的因素及土壤水分动态变化和利用特征入手，以田间持水量的50%~70%为干层的上限，以稳定凋萎湿度为下限，

并在陕西延安地区确定了土壤干层的量化指标和等级划分,认为该区含水量为9%~12%的土层为轻度干层,含水量为6%~9%的土层为中度干层,含水量小于6%的土层为严重干层。这些指标都是从土壤自身的水分特性来考虑的,没有与植物的生理学反应相联系,因而具有一定的局限性。土壤的干化是相对于土壤环境所生长的植物而言的,因此对土壤干层的识别、指标及类型判定等问题的科学界定,应首先从植物对水分环境的生理生态响应机制分析入手,并且所应用的判定指标应具有严谨、明晰的科学含义和数学界定(胡良军和杨海军,2008)。在黄土高原地区,目前已对土壤干层区域分异、影响因素、恢复条件、减缓措施等进行了许多研究(杨文治和余存祖,1992;王克勤和王斌瑞,1998;侯庆春等,1999;王力等,2001;王志强等,2003;陈洪松等,2005;郭海英等,2007;Liu et al., 2010),并取得了许多成果。西北黄土区处在半干旱和湿润气候条件下,降水量偏少,深部土层中的水分不断消耗,使土壤的干化加重,给人工林的生长构成严重威胁(李洪建等,1996;刘刚等,2004;许喜明等,2006)。

土壤水分是土壤-植物-大气连续体的一个关键因子,它不但直接影响土壤的特性和植物的生长,也间接影响到植物分布和类别。土壤水作为植物吸收水分的源泉之一,也是自然界水分循环的一个重要节点(王月玲等,2005),对其研究有助于揭示水循环规律。张北赢等(2007)对我国土壤定位、半定位的土壤水分动态观测研究进展进行了分析,认为我国土壤水分研究需要在基础理论上进一步完善和发展,要注重理论与实践相结合,要在与其他多学科的联合与交叉中开拓出新的领域。雷志栋等(1988)、康绍忠(1994)、杨邦杰和隋红建(1997)对土壤水的理论和实验方法进行了研究,阐述和完善了土壤水分理论及其研究方法。另有许多学者从黄土沉积环境和黄土形成原因入手,探讨了黄土高原土壤干燥化的地质渊源和土壤干燥化的土壤物理学成因,并通过在黄土分布区的土壤水分测定认识到黄土高原土壤水分的空间分异特征与林草布局有密切的关系(杨文治和邵明安,2002;杨文治和田均良,2004;黄明斌等,2001;赵景波等,2007a; 2007c; 2007d; 王志强等,2008)。

经过多年的研究,现已认识到黄土高原人工林地土壤水分普遍不足,2 m深度以下普遍发育的土壤干层是中龄人工林常出现弯曲和矮小等生长不良的原因(侯庆春和韩蕊莲,2000;杨文治和邵明安,2002;杨文治和田均良,2004;赵景波,2004;Zhao et al., 2007)。近年来研究表明,土壤干层不仅在黄土高原北部普遍存在(侯庆春等,1991;杨文治和邵明安,2002;杨世琦等,2005),而且在中部的洛川地区和关中平原也有发育(黄明斌等,2001;赵景波等,2005a; 2005b; 2007b; 2007d)。干层强弱存在地区差异,改变地表植被能使干层水分得到一定恢复(王志强等,2003)。关于土壤干层产生的原因,通常认为一是与降水量较少有关,二是与在不适宜森林生长地区造林、所选树种不当、造林密度较大(侯庆春等,1991;赵景波和侯甬坚,2003)和土壤侵蚀等多种因素有关。虽然过去对黄土高原土壤水分进行了大量研究,但过去研究的对象一般是正常年和干旱年份土层含水量(李洪建等,2003;刘刚等,2004),对丰水年和丰水年之后土层含水量变化研究很少(赵景波等,2007b; 2011i),缺少对降水差异显著年份的土层含水量的对比研究、干层中水分恢复和恢复水平的研究,更缺少

对水分恢复速度、恢复的动力机制、恢复后的水分消耗和能否维持人工林长期生长的需要等问题的研究（赵景波等，2011i）。

过去对黄土高原的研究还认识到土壤含水量年际变化趋势受控于降水条件的影响，与年降水量呈显著正相关（王栓全等，2009）。土壤水分具有明显的季节变化，可分为缓慢蒸发期、亏缺期、补偿期和相对稳定期（罗小勇等，2004）。黄土高原区天然草被土壤水分在垂直方向上有着相似的分布特征，以距地表 70 cm 深处为界将黄土高原天然草被土壤水分在垂直方向上的分布划分为两个层次，即 0 ~ 70 cm 深度的速变层和 70 cm 深度以下的积累层（黄肖勇和李生宝，2009）。黄土高原土层粒度较细，土层深厚，具有良好的持水能力，具有形成土壤水库的良好条件（张扬等，2009；赵景波等，2009b；2009c；2009d；2009e；2010d；Boix，1997）。根据林地土壤水分利用的程度，可把林地土壤分为 0 ~ 10 cm 的弱利用层、10 ~ 60 cm 的利用层和 60 cm 以下的水分调节层（张学龙和车克钧，1998）。

我国学者对内蒙古等草原土壤水分也进行了许多研究，并为草原退化防治提供了重要科学依据。宋炳煜（1995）通过研究内蒙古锡林郭勒草原土壤水，得出土层 20 cm 以上含水量为 10% ~ 18%，20 cm 以下水分不足，含水量为 5% ~ 10%。李绍良和陈有君（1999）对内蒙古草原锡林河流域的栗钙土及其物理性状与水分动态进行了研究，得出长期低水平的水分循环是栗钙土生产力不高、不稳的主要原因。张玉宝等（2006）研究了兰州皋兰干旱草原和荒漠草原土壤含水量，认识到在植被生长期，整个 2 m 左右深度土壤剖面含水量一般小于 8%。佟乌云等（2000）研究了锡林郭勒草原暗栗钙土含水量，认识到在年降水量 350 mm 条件下，30 cm 深度之下土层水分严重不足，30 cm 以上土壤含水量为 15% ~ 30%。邵新庆等（2008）研究了内蒙古巴林右旗草原土壤含水量，认识到未封育的草原土壤含水量小于 10%，封育 4 年之后含水量增加 10% ~ 15%。侯琼等（2011）研究揭示了内蒙古典型草原区土壤水分时空变化规律，认识到年内土壤水分基本呈双峰曲线变化，垂向水分含量变化主要发生在 60 cm 以上土层中。佟长福等（2010）研究了年降水量 300 mm 条件下呼伦贝尔草原雨季土壤含水量，认识到 40 cm 之下土层的水分不足，含水量低于 10%，40 cm 以上土壤含水量多为 11% ~ 18%。从内蒙古草原土壤水分的研究可知，该区草原土壤含水量较低，各地差异较大，有的地区约 30 cm 以上土壤含水量较高，30 cm 左右以下土层含水量普遍不足。对沙漠地区沙层水分的研究表明，虽然沙漠地区沙层含水量很少，但大气降水能够通过快速入渗，成为地下水的补给来源（赵景波等，2011e；2011f；2011h；2012b）。

土壤是布满大小孔隙的疏松多孔体（赵景波，2004），深厚的土层有显著的存蓄、调节水分的功能，可称为土壤水库。一般认为，地面以下和潜水位以上的土层被定义为土壤水库。土壤作为水库应具备两个条件，一是水源，二是库容。土壤水库的水源主要是大气降水，有的地区有人工灌溉补给水。库容的大小与土壤水分的有效性和调控深度密切相关。一个良好的天然土壤水库，应该具有土层深厚、结构良好，对水分具有一定的渗透性、较好的持水性、移动性和相对稳定性以及吐纳、调节的功能，为农作物生长发育提供较好的生存空间和水资源。土壤水库的研究涉及土壤入渗率、土壤持水性、土壤释水性、土壤孔隙度、土壤凋萎湿度、土壤有效水和无效水含量。

由于土壤水库的研究耗时很多,这是对其研究较少的主要原因(赵景波等,2012b)。然而土壤水库的研究非常重要,它对认识一个地区土壤水资源储量、有效土壤水和无效土壤水含量都是特别重要的,对具体地区的生态环境建设、植被恢复和农、林、牧业生产具有重要应用价值,对一个地区的农、林、牧业的长远发展和战略布局具有重要指导作用,所以开展土壤水库的研究是非常必要的。朱显谟院士曾经提出,黄土高原的农、林、牧业生产和生态环境建设要发挥黄土高原独特的土壤水库的作用(朱显谟,2006)。土壤库容受土壤类型、结构、质地和地下水埋藏深度的影响。根据土壤含水量,可将土壤库容分为死库容、吸持库容、滞留库容和最大库容4个(郭凤台,1996)。死库容是根据低于凋萎湿度值计算的库容量,此时的土壤储水量为无效水储量,不能被植物生长利用。吸持库容是根据田间持水量与凋萎湿度之差计算的库容,为有效水储量,是能够为植物生长所利用的储水量。滞留库容是根据饱和持水量与田间持水量之差计算的库容,为过剩水储量,其存在时间短,且占据空气通道,限制根的呼吸作用,也是植物难以利用的。土壤水库具有蓄水、供水、水文调节和侵蚀控制的功能,各地区的土壤水库差别很大,需要开展多指标的研究,特别是土壤水分特征曲线的研究,才能可靠地评价土壤水库的特点。

土壤水库具有重要的调节功能。土壤通过调节自身含水量,灵活供应毛管水,可将大气降水和灌溉等间歇性供水转变为对作物的连续均匀供水,在不良条件下,也能保证供应作物生长所需水分。土壤充分拦蓄降水,减少地表径流,减少河流的输沙量。充分调用土壤水库也是实现防洪防涝灾害的重要途径之一。因为土壤水库中储存的土壤水是作物直接的水分来源,无论是大气降水、地表水还是地下水,都要通过土壤这个载体,变成储存在土壤中的土壤水,作物才能吸收利用,所以土壤水库的水对农业生产十分重要。对于旱作农业来说,土壤水库不仅能使间歇性的不均匀供水变为对作物的连续均匀供水,而且对满足作物总需水量要求也有重要的调节作用(郭凤台,1996)。

土壤水库对作物供水的调节作用有年内调节和年际调节。年内调节主要表现在随着当年降水的丰、枯变化,土壤水库表现为充水和失水的变化,而且土壤水库一年内可以多次重复作用。年际调节主要表现为丰水年储存在深层土壤中的水分在枯水年供作物吸收利用,减少作物的受害和产量损失。如果雨前土壤水库的蓄水量大,则降雨形成的地表水或地下水就多,相应地蓄存在土壤水库中的水分就减少,降雨有效利用程度降低。如果雨前土壤水库的蓄水量小,则降雨蓄存在土壤中的水分增加,地表水和地下水就相应地减少,降雨有效利用程度提高。土壤水库的库容大小取决于土壤类型和非饱和土壤层的厚度,要求有足够的水源补给,蓄存的水分主要是毛管水,所蓄存的水主要是非重力水。由于蓄存的水通常是非重力水,不能像重力水那样人工抽取利用。水库的调节靠土壤入渗和作物吸水利用来实现。土壤水库的库容一般用单位面积土壤蓄水能力和蓄水量,即折算为水层深度(mm)计量,当然也可以用蓄水体积(m^3)或单位面积的质量(t/km^2)表示。土壤水库的供给源通常是降水和灌溉,消耗于土壤蒸发与植物蒸腾。土壤水库的周期与地面水库一致,约为一年。陆地上除裸岩、沙漠和冰盖等特殊自然地理景观类型外,凡有土壤和一定降水的地方,都有土壤水库

分布,同其他陆地水体相比较,土壤水库分布的广泛性和连续性是最高的。黄土高原土层深厚,土壤水库蓄水量巨大(赵景波等,2009b;2009d;2009e;2010d)。虽然有一些学者对黄土高原地区的土壤水库进行了一定的研究(李玉山,1983;朱显谟,2006),并取得了有重要应用价值的成果,但与土壤含水量的研究相比,对土壤水库的研究还很少。在我国国民经济发展中,水资源不足的矛盾促使人们重新估价旱作农业的增产潜力和考虑灌溉农业中的节水灌溉问题。在这中间,土壤水库及其对作物供水的调节功能正在日益受到人们的高度重视。实际上,土壤水在解决农田供水、提高旱作产量和节约灌溉水方面,有其自身的特殊作用。只有通过土壤水库的调控、保蓄作用,合理利用地上、地下水资源,方可实现农田系统水资源的可持续利用。因此,应当加强对土壤水库的研究。

关于青藏高原的土壤水,已有学者进行了一定研究,并取得了重要成果。过去的研究表明,青海省土壤水的普遍特点是土壤上部含水量较高,1.0 m 深度范围内土壤含水量一般为15%~28%(张国胜等,1999)。我们近年的研究揭示,该区土壤水分含量具有上部高下部低的突出特点(赵景波等,2011b;2011c;2011d;2012a)。过去的研究认为,在牧草返青期,浅层土壤水分明显处于低值期,40~60 cm 土层是土壤水分的高值区,土壤水分不断向浅层输送,可弥补大气降水的不足(张国胜等,1999)。在牧草整个草生长季节,20 cm 深度土层的土壤水分处于低值区,40~60 cm 土层的土壤水分处于高值区,70~100 cm 土壤水分在牧草的整个生长季保持相对稳定(张国胜等,1999)。研究表明,1988~2007 年青海省天然草地土壤水分具有略微减少的趋势,在全省范围内土壤水分的变化规律是从西到东、从南到北,两头略低、中间略高(祁如英等,2009)。在0~50 cm 范围内可分为0~20 cm 的活跃层、20~40 cm 的次活跃层、40~50 cm 的较稳定层(祁如英等,2009)。过去的研究认为,气候变暖是青海省土壤水分减少的直接原因,也是草地退化的主要直接原因之一(祁如英等,2009)。在1999~2007 年的兴海县草地、1988~2008 年的甘德县草地、1989~2007 年的河南县草地、1997~2007 年的海北县草地,0~50 cm 深度范围内含水量普遍较高,含水量几乎都高于14%,从上向下含水量呈逐渐减少的趋势,只有曲麻莱县草地的含水量较低,在50 cm 深度含水量低于10%(祁如英等,2009)。过去对青海湖地区天然草地含水量的研究表明,环青海湖地区天然草地春季解冻时土壤含水量与上年封冻时的土壤含水量之间存在较好的相关性,据此可进行主要土壤层次含水量的长期预报(宋理明和姜海萍,2006)。牧草返青期土壤含水量平均状况除与当年3~4 月降水量有关外,在很大程度上受到上年乃至前年降水量的影响,可据此进行春季平均土壤含水量的长期预报(宋理明和姜海萍,2006)。年度土壤含水量既与当年的降水量有关,也与上年度的降水量相关联,降水对土壤含水量在时间上存在明显的滞后效应,这种滞后效应既表现在年内,也表现在年际间。在环青海湖半湿润气候区,土壤水分不能充分满足天然牧草生长发育的需要,土壤水分的不足阻碍了当地光热资源的充分利用(宋理明和姜海萍,2006)。青藏高原东缘高寒地区土壤水分存在空间异质性(李元寿等,2008;柳领君等,2009),影响土壤水分空间异质性的控制因子主要是微地形。虽然过去对青海湖地区土壤水分进行了一定研究,但总的说来研究较少,特别需要开展深入的研究工作。

国外对现代土壤水研究较多的是土壤水动态变化、土壤水与降水的关系和土壤水对作物生长的影响。国外学者 Nassar (1996) 研究了黏土性土中水分转移, 提出了这种条件下的入渗模式。Atrick (2002) 根据土壤性质和模拟实验, 估算了现代作物根部土壤含水量。Michael 等 (2008) 研究了干旱区土壤水的持续性和稳定性, 认识到除降水因素之外, 土壤性质起到了主要作用。Anne 等 (2009) 通过模拟实验研究了气候变化对土壤水动态影响, 认为到 21 世纪中期气候暖干化将使美国勃兰登堡地区可利用土壤水减少 4% ~ 15%。Tang 和 Thomas (2009) 研究了美国科罗拉多土壤水的时空变化, 揭示了干旱事件发生年土壤含水量很低, 且存在异常变化。Paolo 等 (2009) 研究了意大利土壤水的滞留性, 认为根据粒度成分和有限的水分滞留资料, 可以确定土壤水滞留过程的变化。Patricio 等 (2010) 研究了美国中部大平原作物非生长季节土壤水分恢复, 提出了预测土壤水分的经验模型。Sonia 等 (2010) 研究了气候变化与土壤湿度的相互作用, 认为土壤湿度是反映气候系统变化的钥匙, 土壤水对气候有多方面的影响。

气候变化与土壤水的关系最为密切和最为直接, 对土壤性质和土壤水分的影响最为强烈 (Zhao, 1992; 2003; 2004; 2005a; 2005b; 2005c), 对土层水分垂向分带的影响也很显著 (Zhao et al., 2006; 2008; 2009; 2012a; 2012b)。气候变化的尺度可分为 4 种: 一是冰期-间冰期旋回, 时间尺度为 $10^4 \sim 10^5$ 年; 二是千年尺度气候振荡, 时间尺度为 10^3 年; 三是十年和百年尺度气候振荡, 时间尺度为 $10 \sim 10^2$ 年; 四是年际气候变率。20 世纪 70 年代以前, 气候系统被认为是静态和保持整体稳定的, 气候的平均状况用气候要素的 30 年平均来描述 (张强等, 2005)。在 70 年代, 气候在各个时间尺度上都存在变化的观点被认同。80 年代提出了地球系统的科学思想, 地球的整体性和动态变化性成了人们认识地球的新视角, 并构成全球变化研究的出发点 (张兰生等, 1997)。90 年代以后, 人们开始关注气候的突变性 (符淙斌和王强, 1992; 符淙斌, 1994; 戴洋等, 2010; 吕少宁等, 2010), 并且在气候突变尺度问题上, 已经由千年尺度减少到年代尺度 (Cheng, 2004)。在全球尺度下, 土壤水分与地球气候系统相互作用, 通过蒸发控制着水循环和气候变化 (Porporato et al., 2004), 以土壤水作为切入点对气候变化开展研究已成为当前土壤水研究的热点之一 (Jasper et al., 2006)。在中尺度下, 土壤中原有的水分状况将影响径流的形成, 从而可引发土壤侵蚀和洪灾 (Grayson and Western, 1998)。在较小的尺度下, 当地的土壤水入渗模式和土壤中的优先流可促进杀虫剂、重金属等溶解物的下渗, 导致与土壤水有关的生态环境问题不断出现, 造成土壤与地下水的污染等问题出现 (Ritsema, 1999)。气候变暖是当前气候变化的显著特征, 也是气候变化科学的核心问题。土壤水是气候变化中较为敏感的环境因子 (王建源和杨容光, 2009), 其时空变化对区域水文、水土保持、农业土壤、生态与环境甚至全球的气候都有着很大的影响 (李海滨等, 2001; 沈大军和刘昌明, 1998)。在大、小重要的国际会议中 (刘苏峡和刘昌明, 1997) 以及国际土壤水分计划 (GSWP) 和国际地圈生物圈计划 (IGBP) 的核心项目“水文循环的生物圈方面 (BAHC)”中, 土壤水已被作为专门的议程来进行探讨和研究 (李海滨等, 2001)。当前, 国内外学者已对气候变化影响下的土壤水分变化进行了一定的研究, 得出了较为一致的结论: 近几十年以来, 气候变暖导致蒸发加强, 造成土壤水分呈现减少的趋势。

虽然过去对青海湖地区土壤水进行了一定的研究,但研究的一般是在 0.5 m 深度以上土壤的含水量(张国胜等,1999;宋理明和娄海萍,2006;李元寿等,2008),对 0.5 m 深度以下研究较少,对土壤入渗率、土壤水库的特点、土壤水库调蓄能力、土壤水分平衡、土壤水分运移特点、土壤水的滞留性、土壤干层发育特点、土壤干层的水分恢复和土壤水的存在形式研究不够。本书通过对 2009~2011 年采集的 600 多个人力钻孔剖面土壤样品的含水量测定和部分钻孔剖面的粒度分析、孔隙度测定以及野外现场入渗实验,对青海湖流域的土壤水含量动态变化、高草地与低草地土壤入渗率、土壤水库蓄水量和调蓄功能、土壤水分循环与平衡、土壤水分运移特点和土壤水的滞留性、土壤干层分布和发育等级、土壤干层的水分恢复等进行了系统、全面的研究。根据土壤含水量与土壤水库蓄水量的研究结果,探讨了青海湖流域草原退化原因和荒漠化防治以及植被恢复的措施。

本书由赵景波和曹军骥执笔完成。参加野外采样和实验分析工作的有邵天杰、马延东、邢闪、侯雨乐、郁科科、岳应利、杜娟、罗小庆、魏君平、胡健、古力扎提·哈不肯、张冲、陈颖、马淑苗、祁子云、李黎黎、成爱芳、孟静静、白君丽、温震军、张鹏飞、杨龙、白小娟、周妮、邹馥蔓。安芷生院士、伏洋高工给予了许多支持,谨此致谢!



赵景波，男，汉族，1953年10月出生。1982年于西北大学地质系研究生毕业，获理学硕士学位。1994年破格晋升为教授。1995年9月在中国科学院地质研究所师从刘东生院士攻读博士学位，1998年8月获理学博士学位。现任陕西师范大学自然地理学博士生导师，兼任联合国教科文组织国际岩溶研究中心学术委员会委员、陕西省灾害监测与模拟重点实验室学术委员会副主任委员、国土资源部岩溶动力学重点实验室学术委员、中国第四纪科学学会理事、中国第四纪研究委员会委员、中国地理学会环境变化专业委员会委员、中国地质学会岩溶地质专业委员会委员、中国地质学会第四纪地质专业委员会委员、陕西省环境科学学会理事，任《中国岩溶》、《中国沙漠》、《干旱区资源与环境》、*Sciences in Cold and Arid Regions*和*Geographical Science Research*编委，兼任中国科学院地球环境研究所、国土资源部岩溶地质研究所和宝鸡文理学院客座教授。

主持国家自然科学基金项目、国土资源部项目和陕西省自然科学基金项目等20余项。在《中国科学》、《科学通报》、《地质学报》、《地理学报》、《土壤学报》、《环境科学学报》、*Sciences in China*、*Chinese Science Bulletin*、*Journal of Geographical Science*、*Catena*、*Soil Science*、*Environment Geology*等国内外刊物发表论文300余篇，先后在科学出版社出版《淀积理论与黄土高原环境演变》等专著4部。已获地质矿产部和陕西省科学技术奖二等奖各1项，三等奖2项，获霍英东教育基金会青年教师奖三等奖1项。



曹军骥，男，汉族，1971年11月出生。2001年于中国科学院地球环境研究所师从安芷生院士，获第四纪地质专业博士学位。现为中国科学院地球环境研究所研究员、博士生导师、国家杰出青年科学基金获得者、新世纪百千万人才工程国家级人选。兼任亚洲气溶胶学会（AARA）主席、国际气溶胶学会（IARA）执委、国际空气与废弃物管理学会（AWMA）中国学会主席、中国颗粒学会常务理事兼气溶胶专业委员会副主任、西安交通大学教授兼全球环境变化研究院副院长，SCI期刊*Journal of Air & Waste Management Association*副主编、SCI期刊*Aerosol & Air Quality Research*编辑、SCI期刊*Particuology*编委等。

主持国家科技支撑计划项目2项，主持国家自然科学基金项目和中国科学院方向性项目等10余项。参与编写出版英文专著2部、中文专著2部，发表学术论文200余篇，其中SCI论文130余篇，被SCI引用2200余次。2011年获第十二届中国青年科技奖、2010年获第十届“中国科学院十大杰出青年”称号，2010年获第二届“SCOPUS寻找青年科学之星”环境科学领域成长奖，2009年获第三届亚洲气溶胶研究青年科学家奖，2009年获第二届中国科学院王宽诚西部学者突出贡献奖，2003年获中国环境科学学会第四届青年科学奖，2008年作为主要参加者获得国家自然科学奖二等奖1项，1999年和2006年分别获得陕西省科学技术奖一等奖各1项。

目 录

前言	i
第 1 章 青海湖流域自然地理概况	1
1.1 青海湖概况	1
1.2 青海湖流域的气候	2
1.3 青海湖流域的植被	2
1.4 青海湖流域的土壤	3
1.5 青海湖流域的地貌	4
1.6 青海湖流域的河流与水文	4
1.7 青海湖流域生态环境问题	6
1.8 主要采样区的自然地理概况	8
第 2 章 青海湖流域草地土壤水与水循环	10
2.1 刚察县沙柳河镇地区南部正常年土壤水与土壤干层	10
2.2 刚察县吉尔孟地区正常年土壤水与水循环	18
2.3 共和县江西沟地区正常年土壤水与水分平衡	25
2.4 共和县石乃亥地区正常年土壤水与水分运移	31
2.5 青海湖流域土壤上部水分的滞留性	36
第 3 章 刚察县沙柳河镇地区多雨年土壤水与干层恢复	39
3.1 沙柳河镇地区 2010 年与 2011 年土壤含水量	39
3.2 沙柳河镇地区多雨年土壤干层恢复	48
3.3 沙柳河镇地区多雨年土壤水分平衡	53
第 4 章 吉尔孟与江西沟地区多雨年土壤含水量与干层恢复	55
4.1 吉尔孟地区 2010 年土壤含水量剖面变化	55
4.2 吉尔孟地区 2011 年土壤含水量剖面变化	59
4.3 吉尔孟地区土壤干层与恢复深度	68
4.4 吉尔孟地区土壤干层水分恢复的降水条件	70
4.5 吉尔孟地区土壤水分平衡与适于发展的植被	71
4.6 江西沟地区丰水年土壤含水量变化与干层恢复	72
第 5 章 青海湖流域薄土层含水量与草原退化	80
5.1 沙柳河镇地区薄土层含水量与草原退化	80
5.2 吉尔孟地区薄土层含水量与草原退化	91
5.3 泉吉乡地区薄土层含水量与水分转化	96

5.4	青海湖流域草原荒漠化与发生原因	100
第6章	海晏县地区人工林土壤水与水分平衡	105
6.1	三角城镇地区杨树林与沙柳林土壤含水量	105
6.2	西海镇地区沙柳林土壤含水量	110
6.3	海晏县地区人工林土壤干层与水分运移	113
6.4	海晏县地区水分循环与适于发展的植被	114
第7章	刚察县地区土壤渗透性与适用模型	117
7.1	刚察县吉尔孟地区土壤入渗率与模拟	118
7.2	刚察县泉吉乡地区土壤入渗率与适用模型	126
7.3	刚察县沙柳河镇地区土壤入渗率与模拟	134
第8章	青海湖流域土壤物理性质与土壤水库	140
8.1	青海湖流域土壤粒度组成	141
8.2	刚察县地区土壤孔隙度	159
8.3	沙柳河镇与新源镇地区土壤吸力	161
8.4	青海湖流域土壤水库的特点	162
8.5	沙柳河镇地区南部土壤水分特征曲线	163
8.6	青海湖流域土壤水库与草原产草量	169
第9章	青海湖流域近50年气候变化对土壤水的影响	171
9.1	青海湖流域近50年气温变化	172
9.2	青海湖流域近50年降水量变化	175
9.3	厄尔尼诺与拉尼娜事件对青海湖流域气温的影响	179
9.4	厄尔尼诺与拉尼娜事件对青海湖流域降水量的影响	183
9.5	气候变化对青海湖流域土壤水的影响	183
参考文献		185

第1章 青海湖流域自然地理概况

1.1 青海湖概况

青海湖位于青藏高原东北部,地处北纬 $36^{\circ}21'$ ~ $37^{\circ}12'$ 、东经 $99^{\circ}38'$ ~ $100^{\circ}45'$ 。青海湖流域东靠日月山,南傍青海南山,西临阿木尼尼库山,北依大通山,形成一个四周群山环绕的封闭式内陆盆地,东南低且缓,西北高且陡。流域总面积为 $29\,661\text{ km}^2$,海拔介于 $3194\sim5174\text{ m}$ (刚察县志编纂委员会,1997)。青海湖是我国第一大咸水湖,湖面面积约为 4473 km^2 ,湖水容量约为850亿 m^3 。青海湖流域内有70多条河流,较著名的有布哈河、乌哈阿兰河、哈尔盖河、沙柳河、黑马河等(刚察县志编纂委员会,1997)。青海湖入湖径流分布极不对称,较大河流如沙柳河、哈尔盖河、布哈河和泉吉河等集中位于青海湖北边和西边,占全湖径流量的80%以上,其中布哈河和沙柳河的径流量占总径流量的64%(青海省地方志编纂委员会,1998)。

青海湖湖水微咸带苦,水体的盐度为 14.1 g/L ,属于硫酸钠亚型,几个子湖的水体也都属于硫酸钠亚型,均为典型的大陆内陆水体特征。含盐量为 $12.5\text{‰}\sim15.2\text{‰}$,pH为 $9.0\sim9.25$,总硬度为 $170\sim225$ 度(德度)(DH),比重为 1.011 。湖水生物营养元素中,硝酸盐含量很低,最大值为 0.02 mg/L ,总铁量比较多,一般为 $0.10\sim0.70\text{ mg/L}$,硅酸盐含量较高,一般为 $0.20\sim1.0\text{ mg/L}$,湖中营养元素缺乏,属于贫营养型湖泊(史建全等,2004)。据1985~1989年的资料记载,青海湖湖水的总矿化度为 14.46 mg/L ,主要阳离子浓度变化顺序为 $\text{Na}^++\text{K}^+>\text{Mg}^{2+}>\text{Ca}^{2+}$,阴离子 $\text{Cl}^->\text{SO}_4^{2-}>\text{CO}_3^{2-}+\text{HCO}_3^-$ 。不论在横向或纵向上,湖水的总矿化度、pH及化学组分的浓度变异系数甚小。除 Ca^{2+} 浓度变化较大和变异系数为30.7%外,其他成分如总矿化度、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 CO_3^{2-} 及 HCO_3^- 浓度变化极小,变异系数仅为 $2.69\%\sim4.88\%$ (青海省地方志编纂委员会,1998)。

地质学家很早就对青海湖区地质条件进行了考察,提出青海湖以及它最大支流——布哈河在古代可能经过青海东南一小支流与汗唐河谷(黄河一支流)流入黄河,后来在新构造运动的作用下,才与黄河分离,成为内流闭塞的咸水湖(孙健初,1938;施雅风等,1958)。青海湖的形成主要是构造运动决定的,但湖泊面积大小也受气候的影响。青海湖位于青藏高原的东北边缘,是上升运动相当强烈的区域。黄河两岸阶地与湟水河谷中的阶地表明其在新构造运动时上升。青海湖西、北两侧侵蚀面向青海湖倾斜,表明青海湖处于相对下陷地区。在较早时期,青海湖地区的气候是湿润的,流水很丰富,为形成这样的大湖创造了条件。

一方面,新构造运动加剧且有节奏的上升,同时由于黄河与湟水不断下切,形成

了数级整齐的阶地；另一方面，黄河与青海湖之间、黄河与珠荣河间有高地隆起，加之气候变得干旱，青海湖与珠荣河水量减少，无力突破隆起高地的障碍，因而与黄河分离，自成水系。由于气候干燥，水量收支逆差，青海湖水变咸，湖面收缩，形成如今的青海湖（青海省地方志编纂委员会，1998）。

1.2 青海湖流域的气候

气候决定植被与土壤的类型，气候是决定植被类型和土壤类型的主要因素（赵景波，2005；赵景波等，2008a；2011a）。青海湖流域是西风和东南季风、西南季风的交汇带，属于生态系统典型脆弱地区和全球气候变化的敏感地区，是典型的高原半干旱高寒气候（刚察县志编纂委员会，1997），具有常年多风、少雨、干寒、温差较大、太阳辐射强的特点。青海湖地区属内陆高原半干旱气候，夏、秋季温凉，冬、春季寒冷。年平均气温 $-1.5 \sim +1.5^{\circ}\text{C}$ ，最高月平均气温 $16 \sim 20^{\circ}\text{C}$ ，极端最高气温 26°C ，最低月平均气温 $-23 \sim -18^{\circ}\text{C}$ ，极端最低气温 -35.8°C （史建全等，2004）。青海湖水文与气候互相影响，湖区气温在一年中有五个月在 0°C 以下，影响湖水冬季结冰。初冰一般在10月末，湖面形成固定冰盖在12月上旬，冰盖厚度一般为 $30 \sim 45\text{ cm}$ 。2月中旬冰盖开始破裂，4月中旬完全消失。年日照时数为2800余小时，年总辐射量为 $670\text{ kJ}/\text{cm}^2$ 。年平均降水量为 $300 \sim 400\text{ mm}$ ，5~9月占全年雨量的90%左右，年蒸发量为 1440 mm 左右（青海省地方志编纂委员会，1998）。境内多风，夏季以东南风为主，冬、春季以西北风最强，年平均风速为 $3.2 \sim 4.4\text{ m/s}$ 。湖区海拔接近高空盛行西风，地面风受高空风影响深刻，全年均以西风最多，3~6月风力强，最大瞬时风速可超过 30 m/s ，全年6级以上大风日数在40天左右（施雅风等，1958）。

1.3 青海湖流域的植被

由于青海湖流域为半干旱气候，年降水量不是很少，流域草原植物生长较为茂盛。湖滨常见的草类有芨芨草、蒿属、滨草、紫云英、莎草、委陵菜、香青、鹅冠草、赖草、紫菀、白头翁、龙胆、狼毒等，后两者为有毒植物。7月中旬，地面植被盖度达60%~80%，除芨芨草高达 $0.5 \sim 1.0\text{ m}$ 外，一般矮草高度不足 20 cm 。在山地隆坡与河溪湿地，繁生矮小灌木，山地有锦鸡儿属生长，河边有水柏枝分布。植被的分布规律是水热条件综合作用的结果，而地形地貌特征可导致水热条件组合变化，从而影响植被分布。青海湖地区植被的分布主要表现为以下两个方面的规律（陈桂琛和彭敏，1993）。

植被东西方向显示出一定的水平变化规律。湖盆地区及河谷地带以草原植被为主，植被变化规律大致表现为刚察县的泉吉和南岸的青海湖渔场以东地区以芨芨草原占主导地位。青海湖南岸江西沟以东湖盆及山前洪积扇主要分布以西北针茅和短花针茅占优势的温性草原。青海湖西面和刚察县的泉吉以西的湖滨地带以冰草和高山藁草等为优势种的温性草原为主。流域的西北部和北部山坡比其南部和东部更加接近祁连山，

铁卜加草原站、鸟岛以西的布哈河河谷区和青海湖北部的哈尔盖河谷区以及山前洪积扇分布区有大面积的紫花针茅高寒草原植被分布。在一些相对潮湿地带还发育有以紫花针茅、高山蒿草、矮蒿草等为优势种构成的高寒草甸化草原（陈桂琛和彭敏，1993）。湖盆由东而西植被整体表现为具有更加适应耐寒旱的倾向。四周山地垂直带谱的东西变化分异不大，主要表现为分布海拔上的微小差异。青海湖流域为一完整的内陆盆地。除了湖区西南方向因地形影响，草原植被相对不发育之外，以芨芨草、西北针茅、短花针茅、青海固沙草、冰草、高山藁草等为优势种形成的温性草原在湖盆地区呈环带状分布（陈桂琛和彭敏，1993）。温性草原在湖盆四周形成一条狭窄的环形草原带。西北部及北部地区发育的大面积紫花针茅高寒草原则是真正代表本区气候特征的植被类型（陈桂琛和彭敏，1993）。本区植被水平地带性分异受到青海湖的影响，但其植被组合及特征却表现出与青藏高原植被的明显相似性。

湖泊四周山地植被具有垂直变化特征。随着山地海拔的升高也表现出一定的垂直分布变化。东部南北坡面的变化是，在青海湖南部的山地阴坡依次是温性草原—高寒灌丛—高寒草甸—高寒流石坡植被；青海湖北部植被垂直变化也较清楚，依次是温性草原—高寒草原—高寒灌丛与高寒草甸—高寒流石坡植被。在青海湖西部的垂直变化表现为布哈河南部的山地阴坡垂直带依次是高寒草原—寒温性针叶林—高寒灌丛与高寒草甸—高寒流石坡植被。在布哈河北部的山地阳坡垂直变化依次是高寒草原—高寒灌丛与高寒草甸—高寒流石坡植被。整个地区植被垂直带谱的变化表现为以青海湖为中心，从湖滨地带随海拔升高依次是草原带、高寒灌丛和高寒草甸（陈桂琛和彭敏，1993）。

1.4 青海湖流域的土壤

青海湖流域土壤主要为栗钙土类，A层为暗棕色粉砂黏壤土，团粒结构。B层为棕色粉砂壤土，根系发育而土质松散。30~50 cm以下，为坚密干燥多孔隙的黄土状物质，整个土壤剖面呈碱性反应。

土壤及分布受地质结构和地形地貌的控制影响，湖区主要的土壤母质有砂岩、碳酸岩盐、花岗岩、冲洪积物、湖相沉积物及风积黄土等，在上述各类土壤母质上发育的主要土壤类型有以下7个土类。①高山草甸土：包括原始高山草甸土、碳酸盐高山草甸土、普通高山草甸土、高山灌丛草甸土（郭晓娟和马世震，1999）。②山地草甸土：包括山地草原化草甸土。③黑钙土：包括淋溶黑钙土、碳酸盐黑钙土。④栗钙土：包括暗栗钙土、栗钙土、淡栗钙土、盐化栗钙土（郭晓娟和马世震，1999）。⑤盐土：沼泽盐土。⑥沼泽土：包括泥炭土、泥炭沼泽土、草甸沼泽土（郭晓娟和马世震，1999）。⑦风沙土：包括半固定风沙土、流动风沙土。湖区土壤类型水平分布规律不明显（郭晓娟和马世震，1999）。受气候变化影响，土壤垂直分布明显，其垂直带谱一般随海拔的升高，依次分布有栗钙土、黑钙土、山地草甸土、高原草甸土。盐土、沼泽土和风沙土则属不规则的隐域性土壤，无明显的分布规律（青海省地方志编纂委员会，1998）。