

雨水管理模型 参考手册

第 I 卷 - 水文学



原著：Lewis Rossman

美国环境保护局研究和开发办公室国家风险管理实验室

俄亥俄州辛辛那提市，45268

翻译：李树平

同济大学环境科学与工程学院

上海市四平路 1239 号，200092

2016 年 6 月

译者声明

本档翻译工作得到同济大学教学改革与研究项目资助。商标名称或者商业产品的引用不构成应用背书或推荐。

为了保证获得的结果正确性，尽管已经做出了很大努力，本手册描述的计算机程序是实验性的。因此译者和同济大学没有责任和义务对这些程序获得的结果及其应用，以及使用这些程序带来的任何损害或纠纷，承诺任何保证。

李树平

2016年6月

原著声明

本文档信息总体或者部分由美国环境保护局（EPA）资助。它已经环保局的同事和管理人员的审查，并许可作为 EPA 文档出版。商标名称或者商业产品的引用不构成应用背书或推荐。

为了保证获得的结果正确性，尽管已经做出了很大努力，本手册描述的计算机程序是实验性的。因此作者和美国环境保护局没有责任和义务对这些程序获得的结果及其应用，以及使用这些程序带来的任何损害或纠纷，承诺任何保证。

摘要

雨水管理模型 SWMMH 是美国环境保护局软件 EPA SWMM 的汉化版本，是一个动态降雨-径流模拟模型，主要用于城市区域的径流水量和水质的单一事件或者长期（连续）模拟。SWMMH 的径流部分在接受降水以及产生径流和污染物负荷的子汇水面积集合中运行。SWMMH 的演算部分通过管道、渠道、蓄水/处理设施、水泵和调节器的系统输送该径流。SWMMH 跟踪包含多个时间步长的模拟时段内，每一子汇水面积内产生的径流水量和水量，每一管渠的流量、水深和水质。本 SWMMH 丛书的参考手册包含三卷。第 I 卷描述 SWMMH 的水文模型，第 II 卷为它的水力模型，第 III 卷为它的水质和低影响开发模型。

原著致谢

本报告由俄亥俄州辛辛那提市美国环境保护局退休环境科学家 Lewis A. Rossman，和俄勒冈州可瓦利斯市俄勒冈州立大学土木和建设工程学院退休教授 Wayne C. Huber 编写。

因为本报告主要是在 SWMM 以前版本基础上编写的，作者感谢以下人员对 SWMM 以前版本作出的贡献：John Aldrich, Douglas Ammon, Cral W. Chen, Brett Cunningham, Robert Dickinson, James Heaney, Wayne Huber, Miguel Medina, Russell Mein, Charles Moore, Stephan Nix, Alan Peltz, Don Polmann, Larry Roesner, Lewis Rossman, Charles Rowney 和 Robert Shubinsky。最后，感谢 Lewis Rossman, Wayne Huber, Thomas Barnwell (US EPA 已退休)，Richard Field (US EPA 已退休)，Harry Torno (US EPA 已退休) 和 William James (Guelph 大学)，感谢他们在过去数十年内对支持和维护该程序作出的连续努力。

本文档的一部分在针对俄勒冈州立大学的 Purchase Order 2C-R095-NAEX 下准备。

目 录

译者声明.....	ii
原著声明.....	iii
摘要.....	iv
原著致谢.....	v
缩略语.....	ix
第 1 章 概览.....	1
1.1 引言.....	1
1.2 SWMMH的对象模型.....	2
1.3 SWMMH过程模型.....	3
1.4 模拟过程概览.....	5
第 2 章 气象学.....	11
2.1 降水.....	11
2.1.1 表示.....	11
2.1.2 单一事件与连续模拟.....	11
2.1.3 降雨时间变化.....	12
2.1.4 降雨空间变化.....	12
2.2 降雨数据源头.....	13
2.2.1 用户提供的数据.....	13
2.2.2 来自政府机构的数据.....	14
2.2.3 降雨接口文件.....	17
2.3 温度数据.....	18
2.4 连续温度记录.....	21
2.5 蒸发数据.....	24
2.6 风速数据.....	25
第 3 章 地表径流.....	26
3.1 引言.....	26
3.2 控制方程组.....	26
3.3 子汇水面积划分.....	28
3.4 计算方法.....	29
3.5 时间步长考虑.....	31
3.6 地表漫流重新演算.....	31
3.7 子汇水面积离散化.....	33
3.8 参数估计.....	34
3.8.1 子汇水面积概化.....	34
3.8.2 子汇水面积.....	35
3.8.3 不透水性.....	35
3.8.4 子汇水面积宽度.....	36
3.8.5 坡度.....	40
3.8.6 曼宁粗糙系数 n	40
3.8.7 洼地蓄水.....	41
3.8.8 参数敏感性.....	43
3.9 数字示例.....	44

3.10 近似其他径流方法.....	45
3.10.1 径流系数方法.....	45
3.10.2 SCS曲线数方法.....	46
3.10.3 单位流量过程线方法.....	47
3.10.4 利用外部生成的径流数据.....	48
第4章 下渗.....	49
4.1 引言.....	49
4.2 Horton方法.....	50
4.2.1 控制方程组.....	50
4.2.2 下渗能力的恢复.....	52
4.2.3 计算方法.....	53
4.2.4 参数估计.....	55
4.3 Horton修正方法.....	58
4.3.1 控制方程组.....	58
4.3.2 下渗能力的恢复.....	59
4.3.3 计算方法.....	60
4.3.4 参数估计.....	60
4.4 Green-Ampt方法.....	61
4.4.1 控制方程组.....	61
4.4.2 下渗能力恢复.....	62
4.4.3 计算方法.....	64
4.4.4 参数估计.....	64
4.5 曲线数方法.....	69
4.5.1 控制方程.....	69
4.5.2 蓄水能力的恢复.....	70
4.5.3 计算方法.....	71
4.5.4 参数估计.....	72
4.6 数值示例.....	74
第5章 地下水.....	76
5.1 引言.....	76
5.2 控制方程组.....	76
5.3 地下水通量项.....	79
5.3.1 地表下渗 (f_i)	79
5.3.2 上层蒸发蒸腾作用 (f_{EU})	79
5.3.3 下层蒸发蒸腾作用 (f_{EL})	80
5.3.4 穿透 (f_U)	80
5.3.5 深度穿透 (f_L)	81
5.3.6 地下水排放量 (f_e)	82
5.3.7 用户定义通量公式.....	83
5.4 计算方法.....	84
5.5 参数估计.....	86
5.5.1 土壤湿度限值.....	86
5.5.2 穿透参数.....	91
5.5.3 ET参数.....	93

5.5.4 地下水排放常数.....	94
5.6 数值示例.....	97
第6章 融雪.....	99
6.1 引言.....	99
6.2 预备知识.....	99
6.2.1 雪深.....	99
6.2.2 气象输入.....	100
6.2.3 子汇水面积划分.....	101
6.2.4 重新分配和除雪.....	102
6.2.5 对下渗的影响.....	102
6.3 控制方程组.....	103
6.3.1 概述.....	103
6.3.2 融化方程.....	105
6.3.3 积雪热交换.....	107
6.4 面积亏损.....	108
6.5 净径流.....	112
6.6 计算方法.....	113
6.7 参数估计.....	117
6.8 数值示例.....	118
第7章 降雨致入渗入流.....	122
7.1 引言.....	122
7.2 控制方程组.....	122
7.3 计算方法.....	126
7.4 参数估计.....	126
7.5 数字示例.....	129
参考文献.....	132
词汇表.....	146

缩略语

AASHTO	美国国有公路和运输管理协会
ADC	面积损耗曲线
ADT	日均交通量
AMC	前期湿度条件
ASCE	美国土木工程协会
AWND	日均风速
BES	环境服务局
BMP	最佳管理实践
BWF	污水基准流量
CDO	气候数据在线
CFS	立方英尺每秒
CMS	立方米每秒
CSO	合流制排水管道溢流
DCIA	直接相连的不渗透面积
EIA	有效不渗透面积
EPA	环境保护局
ET	蒸发蒸腾作用
EVAP	每日皿蒸发量
FTP	文件转换协议
GHCN	全球历史气候网
GIS	地理信息系统
GPM	加仑每分钟
GW	地下水下渗
HELP	填埋场性能的水文评价
HSPF	水文模拟 Fortran 程序
IDF	强度--历时--频率
ILLUDAS	Illinois 城市排水区域模拟器
LID	低影响开发
LPS	升每秒
MGD	百万加仑每日
MLD	百万升每日
NCDC	国家气候数据中心
NOAA	国家海洋和大气管理局
NRCS	自然资源保护局
NWS	国家气象局
PRMS	降水--径流模拟系统
RDII	降雨依赖进流和渗入
SCF	捕雪因子
SCS	土壤保护局
SFWMD	南佛罗里达水管理局

SPAW	土壤-植物-大气-水
STORM	存储、处理、溢流、径流模型
SWMM	雨水管理模型
TMAX	每日最高温
TMIN	每日最低温
TVA	田纳西河流域管理局
UDFCD	城市排水和洪水控制管理局
UH	单位流量过程线
USCS	统一土壤分类系统
USDA	美国农业部
USGS	美国地质调查局
WDMV	24 小时风运动
WE	水量平衡

第 1 章 概览

1.1 引言

城市径流水量和水质构成了历史和现状问题。城市长假假设具有控制雨水积水和处理污水点源（例如城市污水）的责任。自从 1960 年代，通过现场调查和联邦立法，已经认识到城市非点源的潜在严重污染，主要为合流制排水管道溢流和雨水排放。为了分析城市区域和其他地方的水量和水质污染问题，现代计算机的出现带来复杂、先进工具的开发（Singh, 1995）。EPA 雨水管理模型 SWMM，最初在 1969-71 年开发，是第一批这样的模型之一。它受到持续维护和更新，可能是最著名和最广泛应用的城市径流水量/水质模型（Huber and Roesner, 2013）。

雨水管理模型 SWMMH 是美国环境保护局软件 EPA SWMM 的汉化版本，是一个动态降雨径流模拟模型，主要用于城市区域的径流水量和水质的单一事件或者长期（连续）模拟。SWMMH 的径流部分针对接受降水、产生径流和污染物负荷的子汇水面积集合操作。SWMMH 的演算部分通过管道、渠道、蓄水/处理设施、水泵和调节器的系统输送该径流。SWMMH 跟踪包含了多个时间步长的模拟时段中，每一子汇水面积内产生的径流水量和水质，每一管渠内的流量、水深和水质。

表 1-1 SWMM 开发历史

版本	年代	开发单位	备注
SWMM I	1971	Metcalf & Eddy, Inc. Water Resource Engineers University of Florida	SWMM 第一版；焦点为 CSO 模拟；其中的方法目前很少再使用。
SWMM II	1975	University of Florida	SWMM 第一次被广泛发布的版本。
SWMM 3	1981	University of Florida Camp Dresser & McKee	添加了完整动态波流动例程，Green-Ampt 下渗，融雪和连续模拟。
SWMM 3.3	1983	US EPA	SWMM 的第一个 PC 版本。
SWMM 4	1988	Oregon State University Camp Dresser & McKee	添加了地下水，RDII，不规则渠道断面以及其他精炼，在 1990 年代进行了一系列更新。
SWMM 5	2005	US EPA CDM-Smith	SWMM 引擎完全采用 C 重写；添加了图形用户界面；添加了改善的算法和新的特征（例如 LID 模拟）。

表 1-1 总结了 SWMM 的开发历史。当前版本为第 5 版，它是在原来版本基础上完全重新改写的。关于本 SWMMH 参考手册，包含了三卷。第 I 卷描述了 SWMMH 的水文模型，第 II 卷为它的水力模型，第 III 卷为它的水质和低影响开发模型。这些手册是对 SWMM 5 用户手册（US EPA, 2010，它解释了怎样执行程序）和 SWMM 5 使用手册（US EPA, 2009，介绍了大量工作示例）的补充。本参考手册描述的过程是根据原来 SWMM 文档（Metcalf and Eddy et al., 1971a, 1971b, 1971c, 1971d）、中间报告（Huber et al., 1975; Heaney et al., 1975; Huber et al., 1981）中的描述，并加入了新的材料。该信息代替了第 4.0 版文档（Huber and Dickinson,

1988; Roesner et al., 1988), 包含了 1988 年之后一些较新过程的描述。关于当前文档的更多信息, 以及 EPA 雨水管理模型的一般状态, 完整程序及其源代码, 见 EPA SWMM 网址: <http://www2.epa.gov/water-research/storm-water-management-model-swmm>。汉化版 SWMMH 的相关信息, 见网址: <http://sese.tongji.edu.cn>。

1.2 SWMMH的对象模型

图 1-1 描述了包含在典型城市排水系统内的元素。SWMMH 将该系统概化为几个主要环境组件之间的一系列水流和物质流。这些组件包括:

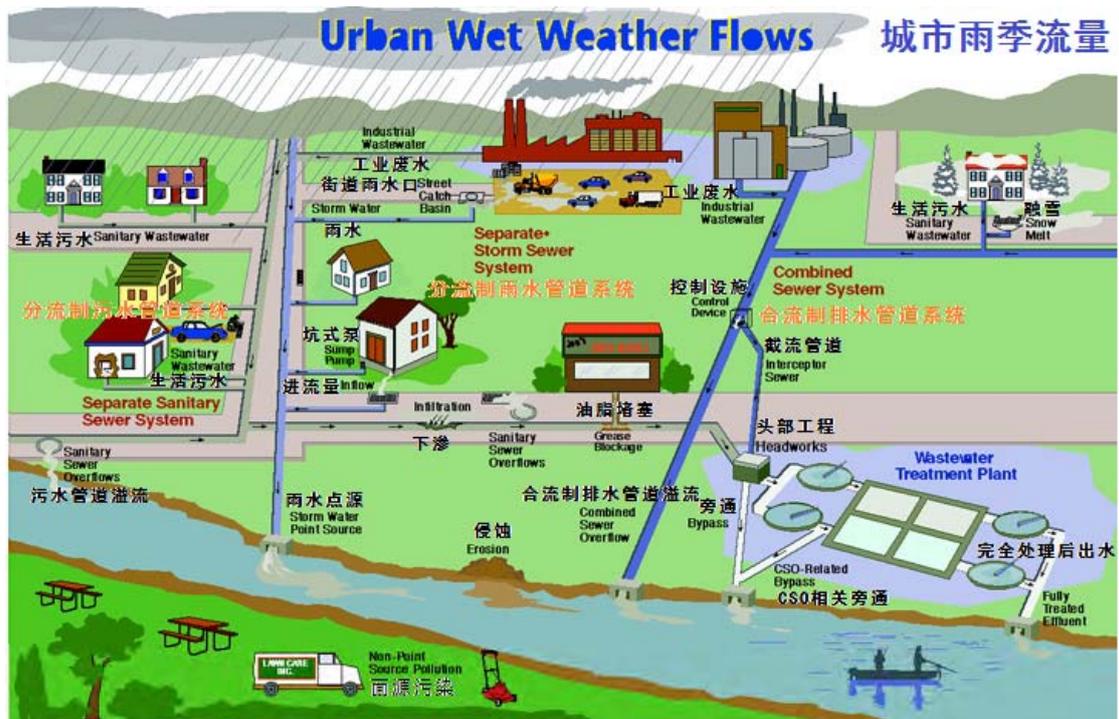


图 1-1 典型城市排水系统元素

- 大气组件, 产生了降水以及到达地表组件的沉降污染物。
- 地表组件, 接受来自大气组件雨或雪形式的降水。它输送出流量, 形式为 1) 蒸发返回到大气组件; 2) 下渗到地下组件; 3) 到达输送组件的地表径流和污染物负荷。
- 地下组件, 接受来自地表组件的下渗, 并将该部分进流量转换到输送组件, 作为地下水土壤中流。
- 输送组件包含了由元素(渠道、管道、水泵和调节器)和蓄水/处理装置组成的网络, 为了输送水到排放口或处理设施。该组件的进流量可以来自地表径流、地下壤中流、旱季污水流量或者用户定义的时间序列。

并非所有组件需要出现在特定 SWMMH 模型中。例如, 一个模型可能仅仅模拟输送组件, 利用事先定义流量过程线和污染过程线作为输入。如图 1-1 所示, SWMMH 可用于模拟雨水收集系统的任意组合, 分流制和合流制排水管道系统, 以及自然汇水面积和河渠系统。

图 1-2 说明了 SWMMH 怎样将图 1-1 中描述的实际系统物理元素概念化, 结合模拟对象的

标准集合。用于模拟降雨/径流过程的主要对象为*雨量计*和*子汇水面积*。融雪利用放置在子汇水面积顶部的*积雪*对象模拟；同时*含水层*对象放置在子汇水面积以下，用于模拟地下水流。排水系统的输送部分利用*节点*和*管段*的网络模拟。节点代表了简单交汇、分流、蓄水装置或者出水口的点。管段利用管渠、水泵或者流量调节器（孔口、堰或出水口）连接相邻节点。*土地利用*和*污染物*对象用于描述水质。最后，包括*曲线*、*时间序列*、*时间模式*和*控制规则*的一组数据对象，用于刻画 SWMMH 模型中各种物理对象的进流和运行特征。表 1-2 提供了 SWMMH 各种对象的总结。它们的属性和功能将在本手册内更详细描述。

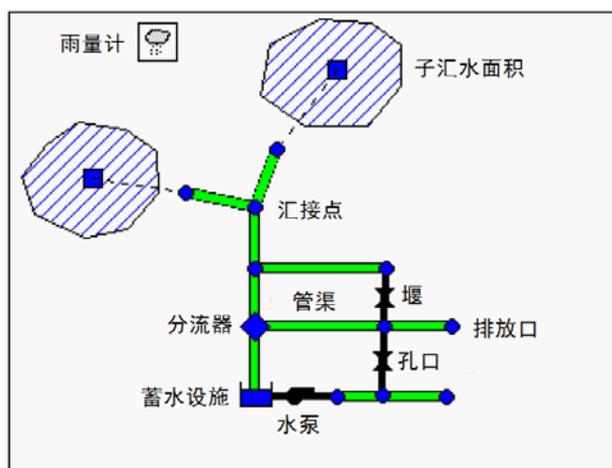


图 1-2 雨水排放系统的 SWMMH 概念模型

1.3 SWMMH过程模型

图 1-3 说明了利用前面描述对象的 SWMMH 模型过程，以及它们怎样相互连接。该图描述的水文过程包括：

- 时变降水；
- 雪量累积和融化；
- 来自洼地蓄水的降雨截留（初始损失）；
- 静止地表水的蒸发；
- 降雨下渗到不饱和土壤层；
- 下渗水量穿透到地下水层；
- 地下水和排水系统之间的壤中流；
- 地表漫流的非线性水库演算；
- 通过低影响开发控制捕获的降雨/径流下渗和蒸发。

SWMMH 输送组件内水力过程包括：

- 地表径流、地下水壤中流、降雨依赖渗入/进流、旱季污水流量和用户定义进流量的外部进流量；

- 通过任何明渠、管道和蓄水设施布局的非恒定非均匀流演算；
- 各种可能流态，例如壅水、超载、逆向流动和地表积水；
- 通过水泵、堰和孔口的流量调节，包括时间和状态依赖的控制规则，控制了它们的操作。

表 1-2 SWMMH 模拟对象

类型	对象类	描述
水文	雨量计	一个或者多个子汇水面积的降水数据源。
	子汇水面积	接受对应于雨量计的降水，并产生流向排水系统节点和另一子汇水面积的地块。
	含水层	接受其上子汇水面积的下渗，并与输送系统节点交换地下水流的地下区域。
	积雪	覆盖了子汇水面积的积雪。
	单位流量过程线	描述单位瞬时降雨随时间产生排水管道进流量/下渗量的响应函数。
水力	汇接点	输送系统中的点（例如检查井、管道配件或河流交汇处），在这里管渠相互连接，忽略蓄水容积。
	排放口	输送系统中的末端点，在这里水排向接纳体（例如接纳河流或处理厂），结合已知的水面标高。
	分流器	输送系统中的点，在这里根据已知关系，进流量分流到两条出流管渠内。
	蓄水设施	提供蓄水功能的池塘、湖泊、围堰或者水池。
	管渠	从一个输送系统节点输水到另一个的渠道或管道。
	水泵	提升水头的装置。
	调节器	在输送系统两个节点之间用于直接和调整流量的堰、孔口或者出水口。
水质	污染物	地表可以累积和冲刷，或者直接引入到输送系统的污染物。
	土地利用	用于描述污染物累积和冲刷函数的分类。
处理	LID 控制	低影响开发控制，例如生物滞留网格、多孔路面或植草沟，通过增强下渗减少地表径流。
	处理函数	用户定义的函数，描述了输送系统节点处污染物浓度怎样降低，作为特定变量的函数，例如浓度、流量、水深等。
数据对象	曲线	定义两个数量之间关系的制表函数（例如水泵的流量和水头，蓄水节点的表面积与深度等）。
	时间序列	描述数量怎样随时间变化的制表函数（例如降雨、排放口水面标高等）。
	时间模式	一定时段内重复的因子集（例如一日内每小时模式，一周内每日模式等）。
	控制规则	IF-THEN-ELSE 语句，确定了何时采取专门的控制行动（例如当给定节点处水深高于或者低于特定数值时，开启或者关闭水泵）。

考虑水质，针对任何数量用户定义的水质成分，可以模拟以下过程：

- 不同土地利用下的旱季污染物累积；
- 暴雨事件中来自特定土地利用的污染物冲刷；
- 降雨沉淀的直接贡献；
- 由于街道清扫，旱季累积中的下降；
- 由于 BMPs 的冲刷负荷下降；
- 排水系统任何点处旱季污水流量和用户指定外部进流量的输入；
- 通过排水系统的水质成分演算；
- 通过蓄水装置处理，或者通过管渠中的自然过程，成分浓度的降低。

在本卷随后章节内详细讨论用于模拟以上水文过程的 SWMMH 数值过程。将在本手册的随后两卷中描述 SWMMH 的水力、水质、处理和低影响开发过程。

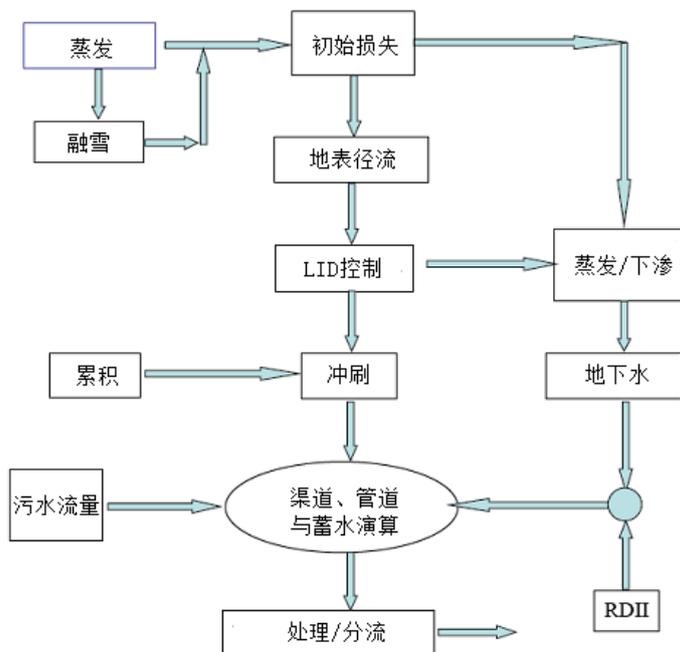


图 1-3 SWMMH 模拟的过程

1.4 模拟过程概览

SWMMH 为一个分布式离散时间模拟模型。它计算了时间序列内状态变量的新数值，其中在每一时间步长，系统受制于新的外部输入集。当更新状态变量时，计算和报告其他感兴趣的输出变量。利用以下一般数学方程组的表示该过程，随着模拟的进行，它在每一时间步长中求解：

$$X_t = f(X_{t-1}, I_t, P) \quad (1-1)$$

$$Y_t = g(X_t, P) \quad (1-2)$$

式中

- X_t ——时刻 t 的状态变量向量；
- Y_t ——时刻 t 的输出变量向量；
- I_t ——时刻 t 的输入向量；
- P ——恒定参数向量；
- f ——向量值的状态转换函数；
- g ——向量值的输出转换函数。

图 1-4 以方框图方式描述了模拟过程。

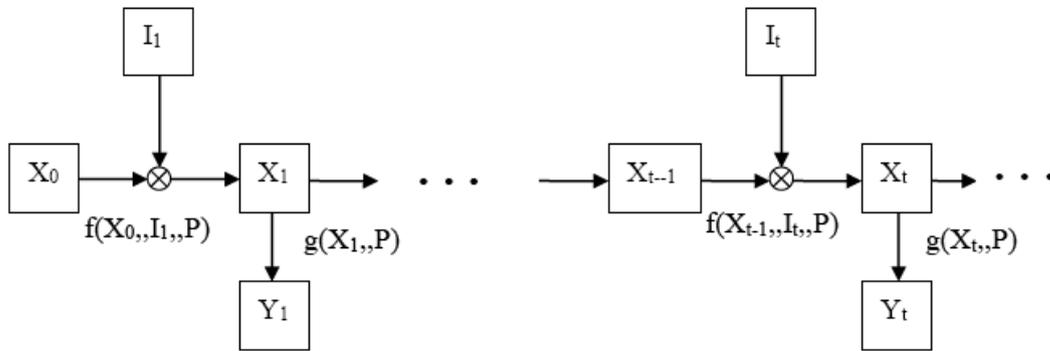


图 1-4 SWMMH 状态转换过程框图

构成状态向量 X_t 的变量见表 1-3。这是 SWMMH 广泛特征中给出的非常小个数。可以根据这些变量、外部输入和固定输入参数计算所有其他量。一些较不明显的状态变量意义，例如用于融雪的那些，在后面章节中讨论。

用户提供的输入变量 I_t 引起这些状态变量变化的例子包括：

- 气象条件，例如降水、气温、潜在蒸发速率和风速；
- 输送系统指定节点处外部施加的进流量过程线和污染过程线；
- 输送系统特定节点的旱季污水进流量；
- 输送系统特定排放口的水面标高；
- 水泵和调节器的控制设置。

根据 SWMMH 计算的状态变量更新的输出向量 Y_t ，包含的可报告量例如：

- 来自每一子汇水面积的径流量和污染物浓度
- 来自每一子汇水面积的雪量深度、下渗速率和蒸发损失
- 每一子汇水面积的地下水位标高和边侧地下水出流量

- 每一输送系统节点的总边侧进流量（来自径流、地下水流、旱季流量等）、水深和污染物浓度
- 每一积水节点处的溢流量和积水容积
- 每一输送系统管段的流量、流速、水深和污染物浓度。

表 1-3 SWMMH 使用的状态变量

过程	变量	描述	初值
径流	d	子汇水面积表面径流深度	0
下渗*	t_p	Horton 曲线中的当量时间	0
	F_e	累计过分下渗容积	0
	F_u	上层含湿量	0
	T	直到下一次降雨事件的时间	0
	P	当前事件的累积降雨量	0
	S	剩余的土壤湿度蓄水能力	用户定义
地下水	θ_u	不饱和层含湿量	用户定义
	d_L	饱和层深度	用户定义
融雪	w_{snow}	积雪深度	用户定义
	f_w	积雪自由水深度	用户定义
	at_i	积雪表面温度	用户定义
	cc	积雪寒冷量	0
流量演算	y	节点处的水深	用户定义
	q	管段中的流量	用户定义
	a	管段中的过流面积	根据 q 推断
	t_{sweep}	子汇水面积最后一次清扫后的时间	用户定义
	m_b	子汇水面积中污染物质量	用户定义
	m_P	子汇水面积污染物堆积量	0
	c_N	节点处污染物浓度	用户定义
	c_L	管段中污染物浓度	用户定义

* 仅仅使用这些变量中的子集，取决于下渗方法的用户选择。

考虑恒定参数向量 P ，SWMMH 在它的过程模型的集合中,包含了超过 150 种不同的用户提供常数和系数。多数为物理尺寸的（例如土地面积、管道直径、内底标高）或者可以从现场观测（例如百分比不透水性覆盖）、实验室测试（例如各种土壤属性）或者以前公布的数据表获得的量（例如管道材料的粗糙度）。少量剩余的可能需要一定程度的模型校核，为了确定它们的合适数值。对于每一项目，并非所有参数是需要的（例如如果不模拟地下水情况，则不需要每一子汇水面积的 14 个地下水参数）。本手册的后续章节细心定义每一参数，并对其数值估计提出建议。

整个模拟过程的流程图见图 1-5。过程通过从输入文件读取每一对象及其参数的描述开始，输入文件的格式在 SWMMH 5 用户手册（US EPA, 2010）中描述。然后初始化所有状态变量的数值，并初始化当前模拟时刻（ T ），运行时间（ T_{roff} ）和报告时间（ T_{rpt} ）。

程序然后进入循环，首先确定当前演算时间步长（ ΔT_{rou} ）末的时刻 $T1$ 。如果当前运行时刻 T_{roff} 小于 $T1$ ，那么重复执行新的径流计算并更新径流时间，直到它等于或超过时间 $T1$ 。每

一径流计算集考虑了可能贡献流量和污染物到输送系统的任何降水、蒸发、融雪、下渗、地下水渗漏、地表漫流和污染物累积和冲刷。

一旦运行时间为当前，在时间区间从 T 到 $T1$ 上，将在整个输送系统内演算时刻 T 发生的所有进流量和污染物负荷。该过程更新了每一管渠中的流量、水深和流速，每一节点处的水面标高，每一水泵的提升速率，以及每一蓄水设施的水位和容积。此外，计算每一节点和每一管渠所有污染物浓度的新数值。下一步执行检查，为了查看当前报告时间 T_{rpt} 是否落在区间 T 到 $T1$ 内。如果是这样，那么时刻 T_{rpt} 新的输出结果集，将根据时刻 T 和 $T1$ 处的结果内插，并保存到输出文件。报告时间也前进一个报告时间步长 ΔT_{rpt} 。模拟时间 T 然后更新到 $T1$ ，过程继续，直到 T 达到期望的总历时。SWMMH 基于 Windows 的用户界面为构建前述输入文件，显示计算结果的图形工具。

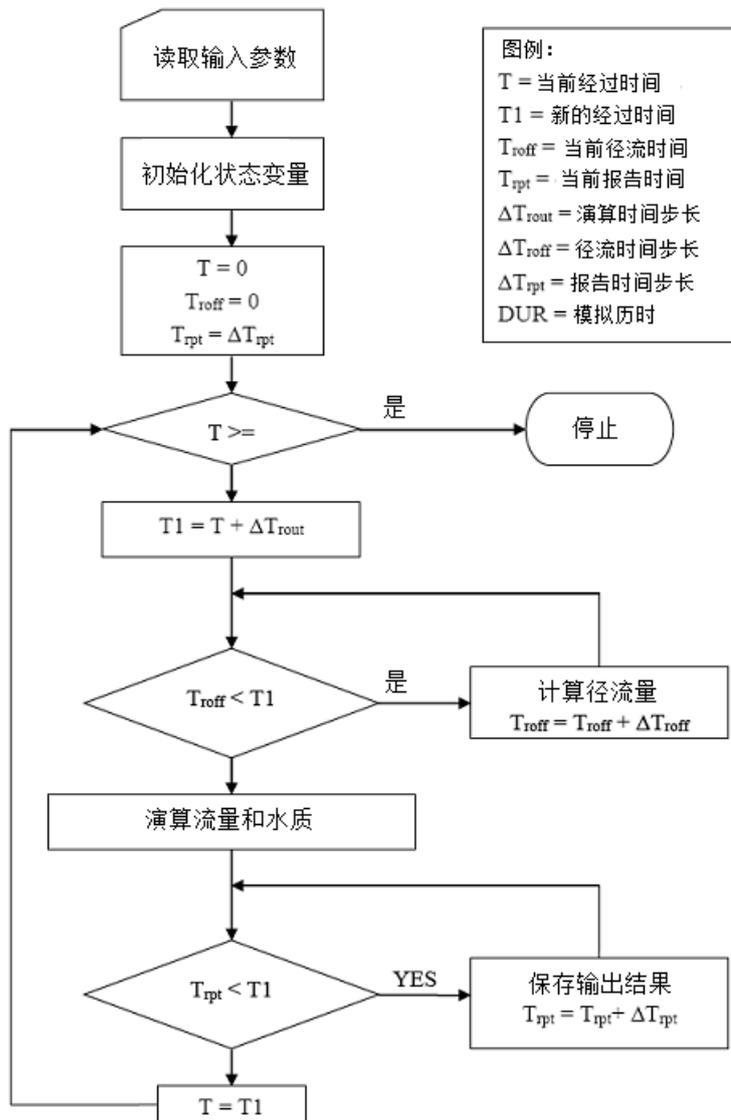


图 1-5 SWMM 模拟过程流程图

1.5 内插和计量单位

SWMMH 将线性内插用于获得落在记录输入时间序列时间和计算的输出结果时间之间时刻

量的数值。概念解释见图 1-6，说明报告的流量数值怎样来自其两侧计算的流量数值，其中报告时间步长大于演算时间步长。该惯例的一个例外是针对降水和下渗速率。它们在径流事件步长内保持常数，没有做出内插，当将这些数值用于 SWMMH 径流算法或者为了报告目的时。换句话说，如果报告时间落在了径流时间步长范围内，报告的降雨强度是对应于径流时间步长开始时的数值。

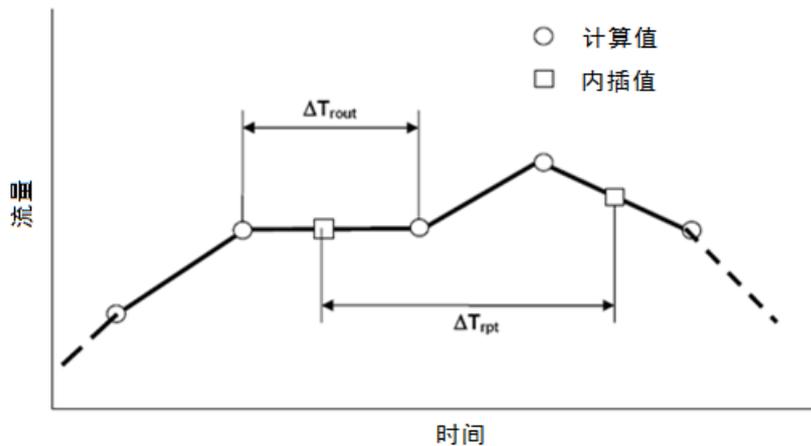


图 1-6 报告数值根据计算数值的内插

用于 SWMMH 输入变量、参数和输出变量的表达式计量单位，取决于用户选择的流量单位。如果将 SI 公制单位用于流量，那么所有其他量采用 SI 公制单位；如果流量表示为美制单位，那么所有其他单位也是如此。表 1-4 列出了与每一 SWMMH 主要变量和参数相对应的公制和美制计量单位。计算机代码内部的所有计算将英尺作为长度单位，秒作为时间单位，然后转换成用户选择的单位系统。

表 1-4 SWMMH 表达的计量单位

参数	公制	美制
面积（子汇水面积）	公顷	英亩
面积（蓄水设施）	平方米	平方英尺
洼地蓄水	毫米	英寸
深度	米	英尺
标高	米	英尺
蒸发	毫米/日	英寸/日
流量	立方米/秒（cms） 升/秒（lps） 10 ⁶ 升/日（mld）	立方英尺/秒（cfs） 加仑/分（gpm） 10 ⁶ 加仑/日（mgd）
导水率	毫米/小时	英寸/小时
水头	米	英尺
下渗速率	毫米/小时	英寸/小时
长度	米	英尺
曼宁n值	秒/米 ^{1/3}	秒/米 ^{1/3}
污染物累积	质量/公顷	质量/英亩

污染物浓度	毫克/升(mg/L) 微克/升 (µg/L) 数量/升	毫克/升(mg/L) 微克/升 (µg/L) 数量/升
降雨强度	毫米/小时	英寸/小时
降雨容积	毫米	英寸
蓄水容积	立方米	立方英尺
温度	摄氏度	华氏度
速度	米/秒	英尺/秒
宽度	米	英尺
风速	千米/小时	英里/小时

第 2 章 气象学

2.1 降水

2.1.1 表示

降水为降雨径流水质模拟的主要驱动力。雨水径流和面源径流水质直接取决于降水时间序列。这些时间序列范围从单一事件的几个时间段，到用于多年模拟的数千个时间段。SWMMH 内，雨量计对象用于表示降水数据源。只要数据许可，为了表示降水模式的空间变化性，可以使用任意数量的雨量计。特定雨量计的降水数据作为用户定义时间序列，或者通过外部数据文件提供。支持几种不同的文件格式，针对美国国家气候数据中心和加拿大环境发布的数据，以及标准用户准备的格式。因为 SWMMH 为一个完整动态模型，考虑了时间尺度在 1 分钟以下量级的物理过程；SWMMH 不会结合日均或者暴雨平均降水数据运行。

注意使用中降水通常等同于降雨，但是降水数据也可能包括降雪。因为这两者简单报告为增量强度或者深度，SWMMH 程序通过用户提供的划分温度区分了降雨和降雪。自然地区中，表面温度 34° 到 35°F (1-2°C) 提供了雨和雪的相等概率划分线 (Eagleson, 1970; Corps of Engineers, 1956)。可是，该划分温度可能在城市区域更低，由于较热的地表温度。

2.1.2 单一事件与连续模拟

模型可用于协助城市排水设计，针对防止特定重现期（例如五年或者十年重现期）下的积水；或者为了防止特定频率下接纳水体的污染（例如每年仅仅一次合流制排水管道溢流）。这些情况下，重现期需要结合很专门的参数。也就是说，对于降雨，可以说成事件之间的时间频率分布，总暴雨深度，总暴雨历时或平均暴雨强度，这些均是有差异的 (Eagleson, 1970, pp. 183-190)。但是对于前述目标，以及事实上针对几乎所有城市水文工作，需要径流频率和水质参数而不是降雨的。于是，可以说是最大流量的频率，总径流容积或者总污染物负荷。这些分布与类似的降雨参数不同，尽管它们可以通过解析方法相关 (Howard 1976; Chan and Bras, 1979; Hydroscience, 1979; Adams and Papa, 2000)。最后，对于污染控制，真正感兴趣的是接纳水体水质违反标准的频率，这带来进一步的复杂性。

SWMMH 能够模拟单一降雨事件和连续降水记录的长期历史（例如数年以上）。事实上，只要关注到 SWMMH，这两者之间的唯一区分，当仅仅模拟单一事件时，为通过用户征询的模拟历时，以及提供有意义初始条件的需求。

连续模拟提供了一种杰出的，如果不是获得感兴趣事件频率的唯一方法，它们相关于水量或者水质。但是它具有较高运行时间和需求连续降雨记录的缺点。这带来在单一事件模拟内“设计暴雨”、“设计降雨”或者“设计事件”的需求。当然，该观点要早于连续模拟，在出现在计算机之前。可是，因为内在的简化，设计事件的选择带来了好多问题。

2.1.3 降雨时间变化

用于描述降雨随时间变化需要的时间间隔，为响应于降雨输入的汇水面积函数。小型、陡峭、光滑、不渗透汇水面积具有快速响应时间，而大型、平坦、渗透性汇水面积具有较缓慢的响应时间。作为普遍性，较短的时间增量数据要优于较长的时间增量数据；但是对于大型（例如 26 km^2 或 10 mi^2 ）的子汇水面积（粗略概化），甚至小时输入通常用于连续模拟，可能是合适的。结合间隔大于 1 小时（例如平均日降雨或者事件平均降雨）的降雨数据，必须适当分隔化（Socolofsky et al., 2001），在它们用于 SWMMH 之前。

雨量计本身通常为有效的因素。可能的是将来自标准 24 小时、称重桶雨量计的 24 小时图表将数据减少，为了获得 7.5 分钟或者 5 分钟间隔的数据；一些 USGS 浮子雨量计不能够产生好于 5 分钟的数值。较短时间增量数据通常可能仅仅从翻斗式雨量计获得。

来自雨量计的降雨记录可能具有混合的质量。可能的是，定义一些暴雨降低到 1 到 5 分钟降雨强度，而另一些时间可能具有很差的质量（因为很差重新生成的图表或者墨水的模糊轨迹），仅仅可以获得 1 小时的增量。

2.1.4 降雨空间变化

甚至对于小型汇水面积，径流和结果模型预测（和原型测试）可能对降雨的空间变化很敏感。例如，雷暴（对流降雨）可能高度局部化，附近雨量计可能具有很大差异的读数。针对模拟准确性（或者甚至专门的，针对 SWMMH 的成功校核），实质性的是，雨量计位于汇水面积之内或者附近。

SWMMH 考虑了降雨的空间变化性，通过允许用于定义任意数量的雨量计对象，结合它们各自的数据源，以及将任何雨量计赋给特定 SWMMH 子汇水面积对象（即地块），从中计算径流。如果多个雨量计可用，这是更好的过程，与利用空间平均（例如 Thiessen 加权）数据相比；因此平均数据趋向于排除了短期时间变化（即降雨脉冲“降低”和“铺开”）。通常，如果降雨空间上均匀，正如来自气旋（例如锋面）系统期望的那样，这些空间考虑是不重要的。这些判断中，必须考虑与总研究面积尺寸相关的暴雨尺寸和速度。

暴雨运动显著影响了汇水面积出水口计算的流量过程线（Yen and Chow, 1968; Surkan, 1974; James and Drake, 1980; James and Shtifter, 1981）。当超过一个雨量计用于模拟时，可能的是模拟运动的暴雨，正如流域一部分的降雨不同于流域内另一部分的降雨。下游方向中暴雨的运动增加了流量过程线的高峰，而向上游运动趋向于减缓流量过程线（Surkan, 1974; James and Drake, 1980; James and Shtifter, 1981）。

为了详细模拟大型城市，雷达降雨数据是有用的。专业提供雷达降雨数值的商业公司，可能将高度空间和时间变化的降雨数据，放入容易输入到 SWMMH 的时间序列格式（例如 Hoblit and Curtis, 2002; Meenaghan et al., 2002, 2003; Vallabhaneni, 2002）。雷达数据为均匀网格 1 km^2 以上的空间平均，因此每一网格覆盖了大量降雨子汇水面积。该情况中，对于叠加到研究面积的每一网格，可以利用单独的雨量计对象，并将最近网格作为降雨数据的子汇水面积源头。更加高级的方法是针对每一子汇水面积定义独立的雨量计，结合权重矩阵 \mathbf{W} ，其中元素 w_{ij} 表示来自包含在网格 j 中子汇水面积 i 的分数。然后在任何时刻 t ，子汇水面积降雨向量 \mathbf{I}_t ，将等于网格降雨数值向量 \mathbf{R}_t 乘以权重矩阵 \mathbf{W} 。每一时间段的这些数据将放置在标准 SWMMH 用户准备的降雨文件中，便于 SWMMH 的直接应用（见以下）。

2.2 降雨数据源头

2.2.1 用户提供的数据

许多 SWMMH 分析将依赖于用户提供的降雨数据，根据离汇水面积最近雨量计的测试，或者根据“真正”（即，来自实际测试的）或者“合成的”（来自假设的历时和时间分布）假设设计暴雨。合成设计暴雨的构建见多本课本和手册，例如 Chow et al. (1988), King County Department of Public Works (1995), Bedient et al. (2013); SWMMH 没有提供自动合成设计暴雨，重点放在使用更合适的测试数据。测试数据可来自国家气象局（NWS）或者加拿大环境网址，正如以下描述的，也可来自当地机构（例如，公用事业），来自特殊的监视程序（例如 USGS 或者大学进行的），或者来自其他源头，甚至来自家庭气象站。自然的，应调查任何数据源的质量。

用户提供降雨数据利用雨量计对象提供给 SWMMH。用户指定降雨数据记录的格式（作为强度、容积或累积容积），结合每一降雨读数的时间间隔（例如 15 分钟，1 小时等）、数据源头（时间序列对象名或者降雨文件名）；以及记录站或者数据源的 ID 名称，如果使用了一个文件。

对于降雨时间序列，序列中仅仅需要包含非零降水时段。将时间序列对象用于用户提供的降雨数据，使得针对单一事件或者短历时模拟时段是有意的，其中具有有限数量的雨量计对象。事实上可能的是，对于 SWMMH 项目中给定雨量计，创建几种不同的时间序列，其中每一个包含了需要分析的不同降雨事件。然后针对感兴趣情景选择合适的时间序列。

如果降雨文件用于用户提供的降雨数据，那么必须遵从 SWMMH 的标准用户准备格式。文件的每一行包含站点 ID，年，月，日，时，分和非零降水读数，每一个通过一个或者多个空格分隔。不需要包含零读数的时段。一个样本用户准备的降雨数据文件的清单如下（即，站点 STA01 记录了在 2004 年 6 月 12 日的半夜和凌晨一点之间的 0.12 英寸降雨）：

STA01	2004	6	12	00	00	0.12
STA01	2004	6	12	01	00	0.04
STA01	2004	6	22	16	00	0.07

当做出长期连续模拟时，或者项目中具有多个雨量计时，将降雨文件用于提供降水数据更为方便。注意针对单一用户准备降雨文件可能的是，包含超过一个记录站点或者外部数据源头的的数据，正如前面讨论的雷达数据例子。

SWMMH 的降雨时间序列和用户准备的降雨文件，将数据处理为“间隔开始”的数值，意味着每一降雨强度或深度假设发生在相应日期/时间数值的起点，并持续等于雨量计记录间隔的时段。多数降雨记录装置将它们的读数报告为“间隔终端”数值，意味着时间戳对应于记录间隔末端的降雨数值。如果这些数据放置到 SWMMH 降雨时间序列或者用户准备的降雨文件，那么它们的日期/时间数值应返回一个记录间隔，为了表示“间隔开始”的数值（例如对于小时降雨，时间戳为 10:00 am 的读数应作为 9:00 am 数值输入到时间序列或者文件中）。

2.2.2 来自政府机构的数据

SWMMH 也可以使用直接由美国和加拿大政府机构提供的降雨数据。国家气象局 (NWS) 具有可用的历史小时降水数值 (包括降雪深度当量水量), 对于美国大约 5,500 个观测站, 记录时段通常从 1940 年代后期开始。超过 2,400 个站点具有十五分钟可用数据, 记录通常从 1970 年代初开始。美国气象局数据库为国家海洋和大气管理局 (NOAA) 国家气候数据中心 (NCDC) 的, 位于北卡罗利娜州的 Asheville。关键访问信息提供如下:

国家气候数据中心
气候服务分部
151 Patton Avenue
Asheville, NC 28801
电话: 828-271-4800
网址: <http://www.ncdc.noaa.gov/>

存储了降水数据的 NCDC 数值数据库指定为 DSI-3240, 对应于小时降水; 和 DSI-3260, 对应于 15 分钟降水。在 <http://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web> 的 NOAA 气候数据在线 (CDO) 服务, 提供了这些文档的免费访问, 除了站点历史信息。它提供了有助于定位最靠近感兴趣场地的记录站交互地图应用, 允许针对操作记录时段征询降水数据。通过 CDO 做出数据征询之后, 用户接收到一封结合网页链接的 email, 其中数据可以利用网络浏览器显示。该网页于是可以保存到文件, 为了将来结合 SWMMH 应用。

当来自 CDO 的征询数据保证指定了 TEXT 格式选项, 不是 CSV 选项; SWMMH 可以自动识别文件格式, 并分隔它的内容。此外, 选择 QPCP 降水选项, 而不是 QGAG 选项, 针对 15 分钟降水, 保证包含了数据标志。

表 2.1 说明了来自德克萨斯州 Austin 的站点 410427, 下载的 15 分钟降水数据。列标题表示:

站点: 配合记录站点标识符。
日期: 十五分钟记录时段末的日期和时间。
QPCP: 降水量, 百分之一英寸 (其中 9999 或者 99999 说明为丢失数值)。
计量标志: 如果存在, 标志说明了累积时段、删除时段或者丢失时段的开始或者结束。
质量标志: 如果存在, 标志说明了数据数值是否有错。
计量单位: 标志说明记录数值的精度, 其中 HI 针对百分之一英寸, HT 针对十分之一英寸。

小时降水具有类似格式, 除了将标签 “HPCP” (针对小时降水) 代替了 “QPCP”, 且没有计量单位列, 因为数据精度总是 HT。这些数据集仅仅包括了非零降水时段, 利用了标志记录时段末的时间戳, 且时刻 “00:00” 是指前一天的半夜。当它读取降水数据文件时, SWMMH 可识别这些惯例以及丢失的数值代码。

NOAA-NCDC 网址也允许通过 FTP 服务器, 访问特定站点的小时和 15 分钟降水数据的完整集合 (见 <http://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/datasets>)。对于每一站点, 具有一个包含了从 1948 年 (15 分钟数据是从 1971 年) 到 1998 年数据的文件, 此后每一年为单独的一个文件。这

些文件的第一行包含了一日内有价值的降水数据，利用表 2.2 所示的格式。注意第三行和第四行为“换行”，作为长的第二行的继续。这些同样为表 1.2 所列德克萨斯州 Austin 的，结合额外一个小时“2500”，在每一行的输入包含了一日总量。这些文件也将小时“2400”用于表示半夜，不像气候数在线格式中使用的小时“00:00”。

表 2-1 来自 NCDC 在线气候数据的 15 分钟降水数据

STATION	DATE	QPCP	Measurement	Flag	Quality	Flag	Units
COOP:410427	19970729	07:45	10				HT
COOP:410427	19970730	16:15	70				HT
COOP:410427	19970730	16:30	20				HT
COOP:410427	19970730	16:45	30				HT
COOP:410427	19970730	17:00	50				HT
COOP:410427	19970730	17:15	30				HT
COOP:410427	19970730	17:30	10				HT
COOP:410427	19970730	18:00	20				HT
COOP:410427	19970730	18:15	20				HT
COOP:410427	19970730	18:45	10				HT
COOP:410427	19970730	19:30	10				HT
COOP:410427	19970731	08:30	10				HT

表 2-2 NCDC FTP 文件格式中的 15 分钟降水数据

15M41042707QPCPHT19970700290020745	00010	2500	00010				
15M41042707QPCPHT19970700300111615	00070	1630	00020	1645	00030	1700	
00050	1715	00030	1730	00010	1800	00020	1815 00020 1845 00010 1930
00010	2500	00270					
15M41042707QPCPHT19970700310020830	00010	2500	00010				

NCDC 使用的早期在线数据格式也可以通过 SWMMH 识别。这些格式的例子，针对 15 分钟 Austin, Texas 的数据，见表 2.3 到 2.5。小时数据的格式是一致的，除了 HPCP 代替了 QPCP，以及时间戳总是针对小时的。

长的降水记录受制于计量表的故障和丢失数据（各种原因下）。NWS 具有特殊的代码，针对它的 DSI-3240 和 DSI-3260 格式，说明了这些状况。对于每一类型，它们在 NCDC 文档中解释。SWMM 将注意到结合丢失数据的记录时段数，通常结合降雨列中的 9999。通过子汇水面积对象使用的降雨时间序列，仅仅包含了良好的非零降水数据。

SWMMH 也可自动识别和读取加拿大降水数据，它们存储在来自加拿大环境可用气候文件中的：<http://www.climate.weather.gc.ca>。SWMMH 接受来自 HLY03 和 HLY21 文件中的小时数据，以及来自 FIF21 文件中的 15 分钟数据：http://climate.weather.gc.ca/prods_servs/documentation_index_e.html。表 2-6 和 2-7 分别说明了这些文件中数据记录的布局。“ELEM”域针对降雨包含代码 123，“S”域对应于数值符号，“VALUE”域具有计量单位 0.1 mm，以及“F”和“FLG”域对应于数据质量标志。当处理加拿大降水文件时，SWMMH 执行合适的调整，从“间隔末端”到“间隔开始”。正如该书写方式，这些文件仅仅可以通过客户向加拿大环境付费征询才可用。

表 2-3 逗号分隔格式中的 15 分钟降水数据

COOPID	CD	ELEM	UN	YEAR	MO	DA	TIME	VALUE	F	F
410427	07	QPCP	HT	1997	07	29	0745	00010	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	29	2500	00010	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1615	00070	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1630	00020	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1645	00030	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1700	00050	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1715	00030	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1730	00010	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1800	00020	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1815	00020	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1845	00010	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1930	00010	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	2500	00270	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	31	0830	00010	,	,
410427	07	QPCP	HT	1997	07	31	2500	00010	,	,

表 2-4 空格分隔格式的 15 分钟降水数据

COOPID	CD	ELEM	UN	YEAR	MO	DA	TIME	VALUE	F	F
410427	07	QPCP	HT	1997	07	29	0745	00010		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	29	2500	00010		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1615	00070		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1630	00020		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1645	00030		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1700	00050		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1715	00030		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1730	00010		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1800	00020		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1815	00020		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1845	00010		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	1930	00010		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	30	2500	00270		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	31	0830	00010		
410427	07	QPCP	HT	1997	07	31	2500	00010		

当 SWMMH 雨量计对象利用了任何标准 NCDC 或者加拿大格式文件，来自用户需要的唯一信息是包含了数据和站点 ID 的文件名。后者不需要与文件中参考的站点 ID 相同。其他用户可编辑雨量计属性，例如数据格式、间隔和计量单位，通过与特定数据文件相对应的数值重载。SWMMH 也将文件中使用的深度单位转换为用户选择的计量单位系统。例如，如果采用 SI 公制单位的 SWMM 项目中，使用了 NCDC 十五分钟降雨文件，那么 SWMMH 知道，在用于任何径流计算之前，文件数据必须首先从每十五分钟十分之一英寸转换为 mm/hr。

这里使用的日期/时间表示了从 1899 年 12 月 31 日半夜开始的小数日期(即从 1900 年开始), 表达为双精度浮点数。SWMM 内部用于所有日期/时间数值, 采用相同的表达方式。

2.3 温度数据

当模拟雪水融化, 或者当将 Hargreaves 方法用于计算潜在蒸发蒸腾作用时, SWMMH 需要代表性气温数据。在整个研究面积内使用单一时间依赖温度集合。这些数据可以来自用户生成的时间序列, 或者来自气候文件。如果使用了时间序列, 那么对于落在时间序列记录之间的时刻, 将线性内插用于获得温度数值。序列中第一个记录的温度用于序列开始日期之前的日期, 而最后记录的温度用于超过序列末尾的日期。利用公制单位构建的 SWMMH 项目, 温度采用度 C; 美制单位构建的项目, 应为度 F。

SWMMH 气候文件包含了最低和最高日均气温的数值, (以及可选的蒸发和风速)。提供了三种气候文件格式:

- * 当前 NCDC GHCN--*每日气候数据在线格式*
- * 老的 NCDC DS3200 (aka TD-3200) 格式,
- * 加拿大环境 DLY 每日气象文件格式,
- * 标准用户准备的格式。

国家气象数据中心的全球历史气象网络--每日的 (GHCN-每日) 数据集收集了将近 30 个不同数据源的每日气候观测, 对应于全球大约 30,000 个站点。正如降水数据, NOAA 的气候数据在线 (CDO) 服务局 (<http://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web>) 提供对这些文档的免费访问。当执行结合 SWMMH 使用的数据在线征询时, 用户应完成以下:

- * 选择“每日总结”数据集
- * 选择需要检索数据的日期范围
- * 将交互式搜索特征用于确定感兴趣的记录站
- * 选择“定制/GHCN-每日文本”输出格式
- * 不需要选择任何站点细节和数据标志选项
- * 选择最高 (TMAX) 和最低 (TMIN) 气温数据类型
- * 如果可用且如果期望, 选择日均风速 (AWND) 和皿蒸发速率 (EVAP) 数据类型。

一些站点将提供 24 小时的风运动 (WDMV) 而不是日均风速, 这也可以选择。

表 2-8 说明了针对 Austin, Texas 检索的数据格式, 利用以上所列步骤。注意皿蒸发的计量单位为十分之一毫米, 温度为十分之一摄氏度, 以及 24 小时风运动为公里。(日均风速 (AWND) 可用时, 将利用每秒十分之一米的计量单位)。结合所有 9 的数据域, 表示了丢失的数值。当读取该类气候文件时, SWMMH 自动作出必要的单位转换,。

DS3200 (aka TD-3200) 数据集为 GHCN 的前身, 在 2011 年中断。SWMMH 能够读取该类老的格式中数据文件, 例子见表 2-9, 针对 1997 年 6 月 Austin, Texas 的。文件每一行以“DLY”开始, 包含特定变量整个月内的每日数据; 因此表中的行数按照自动换行方式显示。表 2-10 描述了每一记录 ID 部分的格式, 表 2-11 同样是针对记录数据部分的。

加拿大 DLY 每日气候文件的记录布局见表 2-12。“ELEM”域包含的 001, 对应于每日最高温度; 002 对应于每日最低温度; “S”域对应于数值符号; “VALUE”域具有单位 0.1 度 C, 以及“F”域对应于数据质量标志。注意仅仅唯一包含了记录使用的温度文件, 是针对每日最高和每日最低温度的。关于怎样从加拿大环境获得这些文件的更多信息, 见

<http://www.climate.weather.gc.ca>。

表 2-8 NCDC GHCN-每日气候文件的内容

STATION	DATE	EVAP	TMAX	TMIN	WDMV
GHCND:USC00410427	19970706	13	350	228	0.7
GHCND:USC00410427	19970707	15	356	233	0.8
GHCND:USC00410427	19970708	10	344	239	1.0
GHCND:USC00410427	19970709	18	356	217	2.5
GHCND:USC00410427	19970710	61	361	222	1.9
GHCND:USC00410427	19970711	30	356	222	1.0
GHCND:USC00410427	19970712	41	356	222	0.8

表 2-9 NCDC DS3200 气候文件的内容

```

DLY41042707EVAPHI19970699990060319 00004 00419 00043 00519 00000
00619 00036 01919 00075 03019 00018 0
DLY41042707TMAX F19970699990300119 00086 00219 00091 00319 00091
00419 00091 00519 00089 00619 00088 00719 00083 00819 00087 00919
00088 01019 00087 01119 00090 01219 00091 01319 00092 01419 00093
01519 00094 01619 00092 01719 00093 01819 00094)N1919 00095 02019
00092 02119 00089 02219 00085 02319 00090 02419 00090 02519 00093
02619 00092 02719 00092 02819 00094 02919 00093 03019 00096 0
DLY41042707TMIN F19970699990330119 00067 00219 00055 00319 00062
00419 00063 00519 00069 00619 00068 00719 00063 00819 00067 00919
00066 01019 00068 01119 00069 01219 00072 01319 00079 01419 00077
01519 00076 01619 00074 01719 00075 01819 00070)N1919 00074 02019
00073 02119 00069 02219 00067 02319 00085 22319 00077)S2419 00082
22419 00073 S2519 00089 22519 00069)N2619 00067 02719 00072 02819
00073 02919 00080 03019 00077 0
DLY41042707WDMV M19970699990300119 00027 00219 00025 00319 00017
00419 00016 00519 00022 00619 00022 00719 00018 00819 00016 00919
00020 01019 00050 01119 00022 01219 00018 01319 00053 01419 00039
01519 00037 01619 00005 01719 00051 01819 00079 01919 99999SS2019
00065A02119 00045 02219 00036 02319 00072 02419 00027 02519 00013
02619 00025 02719 00022 02819 00045 02919 00015 03019 00037 0

```

表 2-10 NCDC DS3200 气候文件记录的 ID 部分布局

数据域	宽度
记录类型 (总是 = DLY)	3
站点 ID	8
元素类型。SWMMH 可能使用的类型有: TMAX——每日最高温, deg. F TMIN——每日最低温, deg. F EVAP——每日蒸发量, in 或 1/100 in WDMV——每日风运动, 英里	4
元素计量单位代码	2

表 2-13 用户准备气候文件示例

410427	1997	07	06	95.0	73.0	0.051	0.7
410427	1997	07	07	96.1	73.9	0.059	0.8
410427	1997	07	08	93.9	75.0	0.039	1.0
410427	1997	07	09	96.1	71.1	0.071	2.5
410427	1997	07	10	97.0	72.0	0.240	1.9
410427	1997	07	11	96.1	72.0	0.118	1.0
410427	1997	07	12	96.1	72.0	0.161	0.8

2.4 连续温度记录

当温度数据来自气候文件时，为了将每日最大读数转换到一日内任何时间点的瞬时数值，需要一种机制。为此，最低温度假设出现在一天内的太阳升起时，最大值假设出现在太阳下落前的三小时。该方案显然没有考虑许多将创建另一种温度--时间分布的气象现象；但显然是在环境中合适的一个。假设最高--最低温度及其假设出现的小时，这些之间的任何其他时刻的温度，利用正弦内插求得，示意图见图 2-2。采用三个不同阶段内插：1) 前一日最大值和当前日最小值之间；2) 当前日最小和最大值之间；3) 当前日最大值和后一日最小值之间。

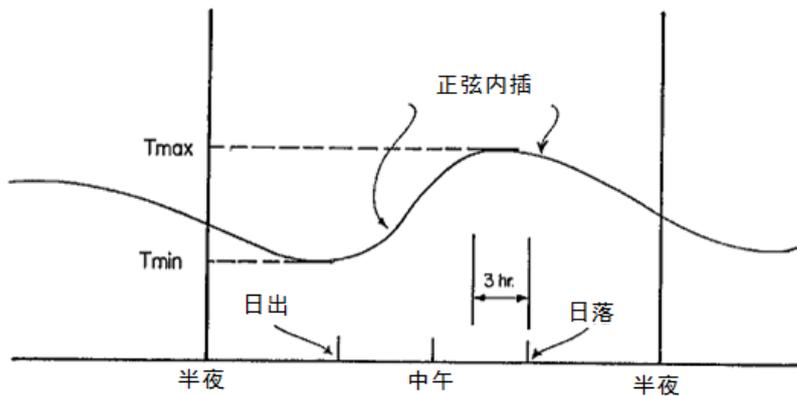


图 2-1 小时温度的正弦内插

容易得到一日内日出和日落的时刻，作为汇水面积的纬度和经度，以及日期的函数。例如这些计算技术可通过 List (1966) 和 TVA (1972) 解释。用于 SWMMH 的近似（但是充分精确的）的公式在后面的参考文献中给出。（利用温度的融雪计算，通常对 SWMMH 中的这些效应不敏感。）它们的使用在以下简要解释。

太阳的小时角度 h 为太阳瞬时子午线（即通过地球中心到太阳的直线子午线）和观测者子午（即汇水面积子午线）之间的角度距离。它可以计量为度或弧度或者容易转换为小时，因为 24 小时相当于 360 度或 2π 弧度。小时角度为纬度、地球倾斜度和一日内时间的函数；中午、真正太阳时间为零，在下午为正值。可是，在日出和日落处，太阳的阳光纬度（从地球表面测试的太阳竖直角）为零，小时角度仅仅作为纬度和倾斜度计算。

$$\cosh = -\tan \delta \cdot \tan \phi \quad (2-1)$$

式中

h ——日出或者日落时的小时角度，弧度；
 δ ——地球斜度，季节（日期）的函数，弧度；
 ϕ ——观测者的纬度，弧度。

表中提供了地球的斜度（例如 List, 1966），但是为了编程目的，使用近似公式（TVA, 1972）：

$$\delta = \left(\frac{23.45\pi}{180} \right) \cos \left[\frac{2\pi}{365} (172 - D) \right] \quad (2-2)$$

式中 D ——一年内天数（保证没有闰年校正）；

δ ——弧度。

将纬度作为输入参数，小时角度于是计算以小时计，日出为正值，日落为负值，为

$$h = (12 / \pi) \cos^{-1}(-\tan \delta \cdot \tan \phi) \quad (2-3)$$

对于北极圈和南极圈之间，任何纬度计算均是合理的，对于水平障碍不需要纠正。

日出和日落的小时关于正午，即真正太阳时是对称的。当太阳处于一日内最高标高处时，出现真正太阳正午。它不同于标准时区时间，即钟表时间，因为经度效应，以及因为“时间公式”。后者为天文原点，引起一种纠正，在近似±15分钟之间季节性变化；这里忽略了它。经度纠正考虑了由于观测者的子午线与标准时区子午线划分的时间差。这些列在表 2-14 中。注意时区边界很不规则，通常具有很大偏差，可能期望根据当地经度，例如多数阿拉斯加在阿拉斯加标准子午线时间 135°W 的更往西。经度纠正容易计算为

$$\Delta T_{LONG} = 4 \frac{\text{分钟}}{\text{度}} (\theta - SM) \quad (2-4)$$

式中 ΔT_{LONG} ——纵向纠正，分钟；

θ ——观测者的经度，度；

SM——时区的标准子午线，度，见表 2-14。

注意 ΔT_{LONG} 可以为正值或者负值，并应保留符号。例如，近似为 71°W 的波士顿，具有 $\Delta T_{LONG} = -16$ 分钟，意味着太阳正午在 EST 正午之前 16 分钟。（平均正午时间不同于真正太阳时间，通过忽略“时间公式”。）

日出时间于是为

$$H_{SR} = 12 - h + \Delta T_{LONG} / 60 \quad (2-5)$$

日落时间为

$$H_{SR} = 12 + h + \Delta T_{LONG} / 60 \quad (2-6)$$

根据这些时间，最低 (T_{min}) 和最高 (T_{max}) 温度出现的小时分别为 $H_{min} = H_{SR}$ 和 $H_{max} = H_{SS}$ - 3。

一天内任何小时 H 的温度 T 现在计算如下：

1. 如果 $H < H_{\min}$ ，那么

$$T = T_{\min} + \frac{\Delta T_1}{2} \sin\left(\frac{\pi(H_{\min} - H)}{H_{\min} + 24 - H_{\max}}\right) \quad (2-7)$$

式中 ΔT_1 ——前一日最高温度与当日最低温度之差。

表 2-14 时区和标准子午线（西经度数）

时区	示例城市	标准子午线
Newfoundland 标准时	St. John's, Newfoundland	52.5 ^a
Atlantic 标准时	Halifax, Nova Scotia San Juan, Puerto Rico	60
Eastern 标准时	New York, New York Toronto, Ontario	75
Central 标准时	Chicago, Illinois Winnipeg, Manitoba Saskatoon, Saskatchewan ^b	90
Mountain 标准时	Denver, Colorado Edmonton, Alberta	105
Pacific 标准时	San Francisco, California Vancouver, British Columbia Whitehorse, Yukon	120
Alaska 标准时	Anchorage, Alaska	135
Aleutian 标准时	Atka, Alaska	150
Hawaiian 标准时	Honolulu, Hawaii	

^a Newfoundland 岛的时区偏离该时区半小时。
^b Saskatchewan 夏令时为 Mountain，冬令时为 Central。

2. 如果 $H_{\min} \leq H \leq H_{\max}$ ，那么

$$T = T_{\text{avg}} + \frac{\Delta T}{2} \sin\left(\frac{\pi(H_{\text{avg}} - H)}{H_{\min} - H_{\max}}\right) \quad (2-8)$$

式中 T_{avg} —— T_{\min} 和 T_{\max} 的平均值；

ΔT —— T_{\max} 和 T_{\min} 之差；

H_{avg} —— H_{\min} 和 H_{\max} 的平均值。

3. 如果 $H > H_{\max}$ ，那么

$$T = T_{\max} - \frac{\Delta T}{2} \sin\left(\frac{\pi(H - H_{\max})}{H_{\min} + 24 - H_{\max}}\right) \quad (2-9)$$

2.5 蒸发数据

子汇水面积表面的滞水，地下含水层中的地下水，明渠中的水流，蓄水装置保留的水，以及低影响开发控制（例如绿色屋顶、雨水花园等）中保留的水，在 SWMMH 中会出现蒸发。单一事件模拟通常对蒸发速率不敏感；但是在连续模拟中，蒸发可以形成水量平衡中的显著部分。SWMM 允许蒸发速率表达为：

- 单一恒定数值；
- 每月平均值集合；
- 每日数值的用户定义时间序列；
- 从外部气候文件读取的每日数值；
- 根据外部气候文件中每日温度计算的每日数值。

蒸发的每月和每季度均值见 NOAA（1974）和 Farnsworth and Thompson（1982）。美国的蒸发和蒸发蒸腾作用数据另一来源，为美国开垦局的 AgriMet 程序：
(<http://www.usbr.gov/pn/agrimet/proginfo.html>)。

可是，AgriMet 主要是为了农业应用，例如包含了关于谷物用水需求的信息。通常，难以获得当地蒸发数据。幸运的是，总量可能表示了更大的空间区域，与蒸发相比。当搜索气象数据时，州气候机构通常是有用的。例如，*Oregon 气候局* (<http://www.ocs.orst.edu>) 在它的气候文档中包括了每日皿蒸发数据；并提供了任何当地和全国的气象机构的链接。

蒸发数据的气候文件源头与第 2.3 部分描述的每日 max-min 温度使用了相同的气候文件。对于 NCDC GHCN-每日文件，将征询包含在该文件中的元素 EVAP 记录；对于加拿大 DLY 文件，将针对每日皿蒸发完成相同的事情（元素代码 151）。对于用户提供的气候文件，在每一记录的每日最大温度之后简单添加蒸发速率。如果文件仅用于提供蒸发而没有温度，仍旧在 max 和 min 温度域内输入星号（*），以便正确阅读文件。

注意 NCDC 和加拿大 DLY 文件报告了皿蒸发，而 SWMMH 期望实际的蒸发。SWMMH 将接受一组每月皿系数，通常量级为 0.7，用于将皿蒸发转换到实际蒸发（Chow et al., 1988; Bedient et al., 2013）。SWMMH 也将自动转换这些文件中的蒸发单位为 SWMMH 内部使用的 ft/sec 单位。对于所有其他数据源，蒸发速率数值必须是与项目中剩余数据相同的计量单位系统。对于公制单位，它为 mm/日；而对于美国标准单位，它为英尺/日。

SWMMH 也将 Hargreaves 方法（Hargreaves and Samani, 1985）用于计算蒸发速率，根据气候文件包含的每日 max-min 温度和研究面积的纬度。控制方程为：

$$E = 0.0023(R_d / \lambda) T_r^{1/2} (T_a + 17.8) \quad (2-10)$$

式中：

- E ——蒸发速率（mm/日）；
- R_a ——外部传入辐射当量的水量（MJm⁻²d⁻¹）；
- T_r ——数日内日均温度范围（deg C）；
- T_a ——数日内日均温度（deg C）；

λ ——气化潜热 (MJkg^{-1}), $= 2.50 - 0.00236T_a$ 。

正如 Hargreaves and Merkle (1998) 说明的, 对于提供满意结果的公式, T_r 和 T_a 必须在 5 天以上时段内平均。SWMMH 因此利用这些变量的 7 日运行平均, 根据每日 max-min 温度记录推导。外部传入辐射 R_a 计算为:

$$R_a = 37.6d_r(w_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin w_s) \quad (2-11)$$

式中:

$$d_r \text{——相对地球--太阳距离, } = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi J}{365}\right);$$

J ——Julian 日期 (1 到 365);

w_s ——太阳小时角度 (弧度), $= \cos^{-1}(-\tan\phi \tan\delta)$;

ϕ ——纬度 (弧度);

$$\delta \text{——太阳斜角 (弧度), } = 0.4093 \sin\left(\frac{2\pi(284 + J)}{365}\right)。$$

2.6 风速数据

SWMMH 将风速用于精炼融化速率的计算, 对于降雨形式下降水时段的累积雪量(见第 6.3.2 部分)。将风速数据提供给 SWMMH, 具有两个选项:

- 作为一年内每月 (1 月--12 月) 的平均数值;
- 来自提供每日 max-min 温度和蒸发的相同气候文件。

对于第一个选项, 无论模拟的是哪一年, 具有相同的每月平均。风速单位为 km/小时, 对于公制单位; 或者英里/小时, 对于美制单位。缺省每月数值均为 0。NCDC 已经编辑了平均每月风速, 对于美国的各个位置, 见 <http://www.ncdc.noaa.gov/sites/default/files/attachments/wind1996.pdf>。

对于 NCDC GHCN-每日气候文件, 可以征询平均日风速数据元素 AWND 的记录, 或者 24 小时风运动数据元素 WDMV; 无论哪个可用, 均应包含在文件中。对于用户提供的文件, 在每日记录中的蒸发域之后添加风速 (记住在蒸发域中放置*, 如果蒸发数据有一些其他源头提供)。SWMMH 自动转换 NCDC 文件使用的计量单位; 但是对于用户提供的文件, 它们必须为 km/小时, 对于公制数据集; 或者英里/小时, 对于美制单位系统数据集。加拿大 DLY 文件不能够报告每日风速。

第3章 地表径流

3.1 引言

本章描述 SWMMH 怎样将过量降水（降雨和/或降雪减掉下渗，蒸发和初始损失）转换为地表径流（地表漫流）。因为 SWMMH 为一个分布式模型，它允许研究面积划分为任何数量不规则形状的子汇水面积，为了最好捕获地形、排水路径、土地覆盖和土壤特征中空间变化性对径流产生的效应。因此在逐个子汇水面积基础上计算产生的径流。

SWMMH 将非线性水库模型用于估计通过降雨在子汇水面积中产生的地表径流。模型首先通过 Chen and Shubinski (1971) 发布，包含在 SWMM 的最初版本中 (Metcalf and Eddy et al., 1971a)。服务为径流模型的组件，例如下渗和融雪的附属过程，在本手册的其他部分讨论。

3.2 控制方程组

SWMMH 将子汇水面积概念化为矩形地表，它具有一致的坡度 S 和宽度 W ，排向单一出水口渠道，见图 3-1。地表漫流通过将子汇水面积模拟为一个非线性水库，示意图见图 3-2。

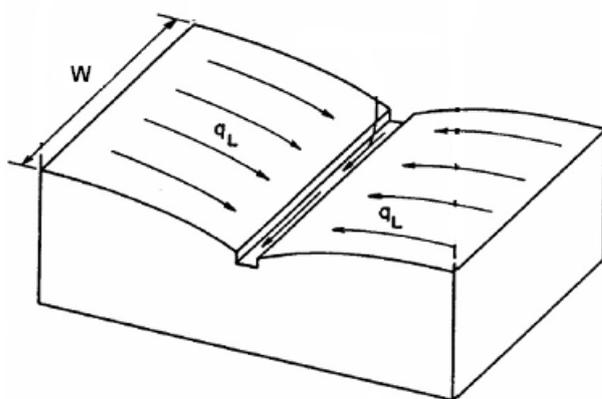


图 3-1 子汇水面积的理想化表示

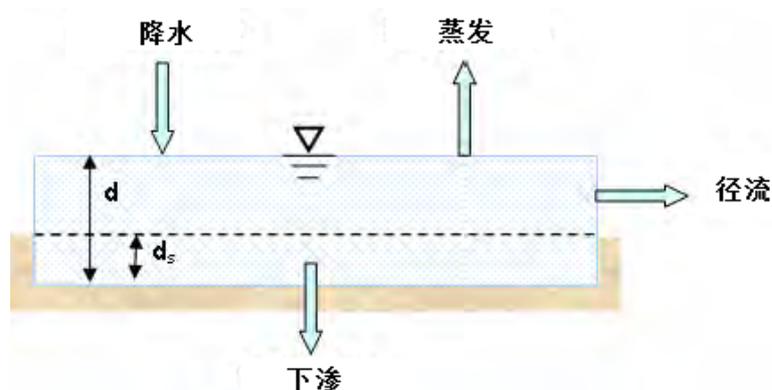


图 3-2 子汇水面积的非线性水库模型

该表达中，子汇水面积经历了来自降水（降雨和融雪）的进流量，以及来自蒸发和下渗的损失。子汇水面积之上的净积水，达到深度 d 。洼地蓄水深度之上的积水 d_s ，可以转换为径流出流量 q 。洼地蓄水考虑了初始降雨损失，例如地表积水，平屋顶和植被截留，以及地表湿润。

根据质量守恒，单位时间 t 内深度 d 的净变化，简单为子汇水面积的进流量和出流量之差：

$$\frac{\partial d}{\partial t} = i - e - f - q \quad (3-1)$$

式中：

i ——降雨 + 融雪速率 (ft/s)；

e ——表面蒸发速率 (ft/s)；

f ——下渗速率 (ft/s)；

q ——径流量 (ft/s)。

注意通量 i, e, f 和 q 表达为单位面积的流量 (cfs/ft² = ft/s)。

假设通过子汇水面积表面的流量表达为它在宽度 W (ft)，高度 $d - d_s$ 和坡度 S 矩形渠道内的均匀流，曼宁公式可用于将径流容积流量 Q (cfs) 表达为：

$$Q = \frac{1.49}{n} S^{1/2} R_x^{2/3} A_x \quad (3-2)$$

式中 n ——表面粗糙系数；

S ——子汇水面积的表观或者平均坡度 (ft/ft)；

A_x ——子汇水面积宽度下通过径流的面积 (ft²)；

R_x ——与该面积对应的水力半径 (ft)。

参考图 3-1 和 3-2， A_x 为结合宽度 W 和高度 $d - d_s$ 的矩形面积。因为 W 将总是大于 d ，遵从 $A_x = W(d - d_s)$ 且 $R_x = d - d_s$ 。将这些表达式代入到公式 3-2，得：

$$Q = \frac{1.49}{n} W S^{1/2} (d - d_s)^{5/3} \quad (3-3)$$

公式 3-3 除以子汇水面积的表面积 A (不应与径流所通过的过流断面积 A_x 混淆)，得出单位表面积的径流量 q ：

$$q = \frac{1.49 W S^{1/2}}{A n} (d - d_s)^{5/3} \quad (3-4)$$

将该公式代入最初平衡关系式 3-1，得：

$$\frac{\partial d}{\partial t} = i - e - f - \alpha (d - d_s)^{5/3} \quad (3-5)$$

式中 α 定义为：

$$\alpha = \frac{1.49 W S^{1/2}}{A n} \quad (3-6)$$

公式 3-5 为一个非线性常微分方程。对于 i, e, f, d_s 和 α 的已知值，可以在每一时间步长数值求解，对应于积水深度 d 。一旦已知 d ，可从公式 3-4 求得径流量 q 数值。注意公式 3-5 仅用于 d 大于 d_s 时。当 $d \leq d_s$ 时，径流 q 为零，取决于 d 的质量守恒，简化为：

$$\frac{\partial d}{\partial t} = i - e - f \quad (3-7)$$

3.3 子汇水面积划分

用于产生地表径流的公式结合了均匀特性的理想化矩形子汇水面积。城市面积通常包含了土地表面类型的混合，它可以划分为两种基本类型：渗透地表（例如草坪、田地和森林面积），允许降雨下渗到土壤；以及不渗透性地表（例如屋顶、道路和停车场），其上不会发生下渗。因此 SWMMH 允许每一子汇水面积具有渗透和不渗透子面积，然后求解公式 3-5。用户提供的不渗透性百分比参数，确定了总子汇水面积有多少致力于每一类型的表面。

此外，对于不渗透面积常见的是，几乎立即在降雨事件出现之后，洼地蓄水深度注满之前开始产生径流。为了模拟该特征，SWMM 允许子汇水面积的不渗透面积进一步划分为两个子面积：一个具有洼地蓄水，一个没有。输入参数%零不渗透性确定了子汇水面积不渗透面积的多少分数没有洼地蓄水。于是总体上，子汇水面积可以包含三种类型子面积，见图 3-3。注意这些定义中，所有不渗透面积直接连接到子汇水面积的出水口点（通常为排水管渠）。怎样间接模拟连接的面积，例如排向渗透性草坪的屋顶落水管，在以下第 3.6 部分讨论。

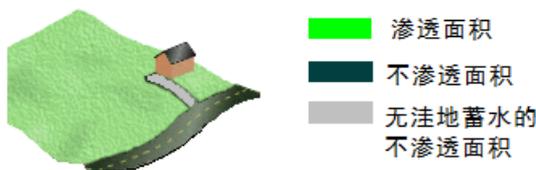


图 3-3 子汇水面积的子面积类型

概念上，这三类子面积包含在理想的子汇水面积，见图 3-4。当然实际面积不会按照该模式布置，也不会密集和连接。这里使用的布局仅仅为了模拟方便。符号 A1, A2 和 A3 分别称作渗透子面积和两类不渗透子面积（有否洼地蓄水），它们相互独立，将径流排放到相同的出水口位置。

结合该精炼定义，子汇水面积径流的控制微分方程 3-5 对于每一子面积单独求解。于是独立考虑每一子面积的积水深度 d 。在每一时间步长末，来自每一子面积的径流量综合到一起，确定整个子汇水面积的总径流量。当单独求解每一子面积的径流方程时，应用以下惯例：

- 每一子面积采用相同的降水和蒸发速率。
- 子面积中的融雪贡献是变化的。细节见第 6 章。
- 对于两种不渗透子面积，下渗速率 f 总是为零。
- 可以将不同数值的洼地蓄水 d_s 赋给渗透性（A1）和不渗透面积（A2）；没有洼地蓄水的面积（A3）， d_s 定义为零。
- 渗透性（A1）和不渗透面积（A2 和 A3）可采用不同的曼宁粗糙系数 n 值。

- 所有子面积采用相同的 W 和 S 数值。

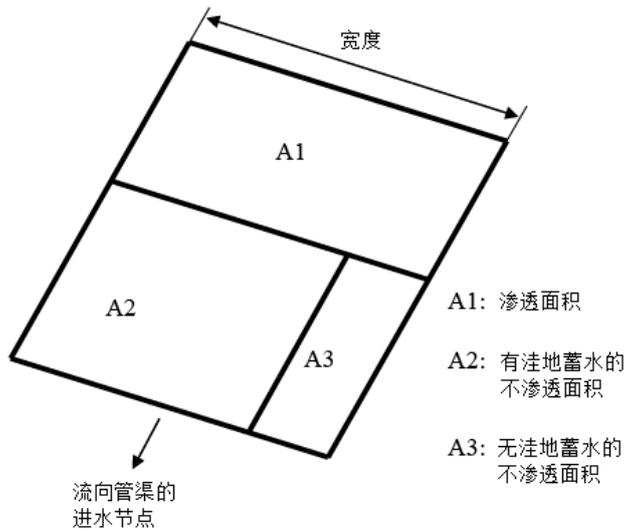


图 3-4 地表漫流的理想化子汇水面积划分

对于每一子面积，将 α 项用于公式 3-5:

$$\text{对于渗透子面积 A1} \quad \alpha_p = \frac{1.49WS^{1/2}}{A_1 n_p} \quad (3-8)$$

$$\text{对于不渗透子面积 A2 和 A3} \quad \alpha_l = \frac{1.49WS^{1/2}}{(A_2 + A_3)n_l} \quad (3-9)$$

式中 n_p ——渗透面积的粗糙度;

n_l ——两种不渗透面积的粗糙度;

A_i ——与子面积 i 相关的子面积 (ft^2)。

相同的 α 用于两种不透水子面积，即使它们的面积不同，是根据理想化布局 W/A 项的评价，见图 3-4。对于面积 A2, $W_2 = A_2W/(A_2 + A_3)$ ，以便 $W_2/A_2 = W/(A_2 + A_3)$ 。对于 A3, $W_3 = A_3W/(A_2 + A_3)$ ，得出 $W_3/A_3 = W/(A_2 + A_3)$ 。两类不渗透面积均利用了相同因子 $W/(A_2 + A_3)$ 。

3.4 计算方法

计算模拟单一时间步长内，研究面积每一子汇水面积径流的详细计算方法，见以下文本框。

径流的计算方法

1. 如果目前没有降水，没有融雪，且没有径流出现在整个研究面积内；那么设置当前时间步长 Δt 等于用户指定的干旱时间步长。否则将它设置为用户指定的湿润时间步长。如果必要，将时间步长减少到下一降雨或者蒸发变化处的时间。关于时间步长的选择，见第 3.5 部分。

2. 对于每一子汇水面积，从第 2 章描述的数据源中检索它的当前降水速率 i 和蒸发速率 e 。
3. 对于每一子汇水面积内每一子面积：

a. 如果模拟了融雪，将第 6 章描述的过程用于调整降水速率 i ，为了反映任何雪量累积（结合下降的 i ）或者雪量融化（这增加了 i ）。

b. 设置可用湿度容积 d_a 为 $i\Delta t + d$ ，式中 d 为当前积水深度，限制蒸发速率 e 不大于 $d/\Delta t$ 。

c. 如果子面积为渗透性的，那么利用第 4 章描述的方法确定下渗速率 f ；如果模拟了地下水，由于完全饱和条件（见第 5 章），考虑 f 中可能的减少。否则设置 $f=0$ 。

d. 如果损失超过了可用湿度容积（即 $(e+f)\Delta t \geq d_a$ ），那么 $d=0$ 且径流量 q 为 0。否则，计算过剩降雨 i_x 为： $i_x = i - e - f$ 。

e. 如果过剩降雨是不充分的，为了填充时间步长内的洼地蓄水深度 d_s （即， $d + i_x \Delta t \leq d_s$ ），那么将 d 更新为 $d + i_x \Delta t$ ，并设 $q=0$ 。否则更新 d 和 q ，通过求解公式 3-5，见以下描述。

4. 计算时间步长末来自子汇水面积的总径流 Q ：

$$Q = \sum_{j=1}^3 q_j A_j$$

式中 q_j 为步骤 3 求得的子汇水面积 i 的单位面积径流量； A_j 为子面积 j 的面积。

该过程的步骤 3.e 处公式 3-5 的求解如下：

1. 如果积水深度目前低于洼地蓄水深度（ $d < d_s$ ），且过剩降雨为正值，那么确定时间步长 Δt_x ，其中深度将超过 d_s ： $\Delta t_x = \Delta t - (d_s - d)/i_x$ ，并令 $d = d_s$ 。否则令 $\Delta t_x = \Delta t$ 。

2. 将结合了适应性步长尺寸控制的标准五阶龙格--库特积分演算（Press et al., 1992），用于求解公式 3-5 的等价值，

$$\partial d / \partial t = i_x - \alpha d_x^{5/3}$$

对应于时间步长 Δt_x 内的 d 。这里 $d_x = d - d_s$ ，针对 $d > d_s$ ；否则为 0；同时如果子面积为渗透性， α 为 α_p （公式 3-8）；如果子面积为不渗透性，为 α_l （公式 3-9）。

3. 计算时间步长末的单位面积径流量 q ： $q = \alpha d_x^{5/3}$ ，式中 α 和 d_s 定义同前。

重新回顾对于子面积 A_1 （渗透性）和 A_2 （不渗透性），洼地蓄水 d_s 可以具有不同的用户指定数值，根据子面积 A_3 的定义，它将为零。也注意到最初在时刻零，每一子汇水面积的子面积的积水深度 d 为零。

3.5 时间步长考虑

当评价模拟过程中的地表径流时，SWMMH 允许用户指定使用两个不同时间步长：“湿润”步长和“干燥”步长。当在研究面积内任何子汇水面积中具有降水或者地表漫流时，使用湿润时间步长。当没有降水输入，且所有洼地蓄水没有注水时，应用较长的干燥时间步长。

通常湿润时间步长将为降雨间隔的整分数。例如五分钟降雨可能具有湿润时间步长 1, 2.5 或 5.0 min。如果湿润时间步长不是整分数或者长于降雨间隔，SWMMH 将自动减小时间步长，以便降雨强度在调整后的时间步长内保持常数。当子汇水面积很小，且集水时间为降雨间隔的分数时，较小的湿润时间步长将是期望的。当采用 1 小时降雨时，可能通过模型使用湿润时间步长 10 min, 15 min 以上的数值；除非子汇水面积很小。关键的概念是，湿润步长应小于等于子汇水面积的响应时间。集水时间 t_c 为一种响应时间的计量 (Eagleson, 1970; Bedient et al., 2013); 因此湿润步长应不大于 t_c 。对于几英亩的子汇水面积，1 到 5 min 以上的湿润步长应是充分的。但是例如，对于很小的雨水花园或者来自单个屋顶径流到草坪的模拟，小于 1 min 的数值应是必要的。当模拟低影响开发 (LID) 选项时，可能遇到后者状况。

干燥时间步长通常为数小时甚至数日。它用于更新产生地下水流的下渗参数，当在研究面积内任何地方没有降雨或者滞水时，为管渠进流量提供流量过程连续性（即，针对下游流量对象）。在湿润气候中干燥时间步长可能为小时到一天，在很干燥气候为一天以上。

实质性可以达到时间节约，对于较长模拟结合湿润和干燥时间步长的明智应用。作为例子，考虑采用湿润步长 15 min 和干燥步长为 1 日的执行时间节约，可以与利用单一时间步长 1 hr，对应于一年相比。利用佛罗里达降雨作为输入（平均年降雨处于 50 和 60 in. [1250 到 1500 mm]），给出了每年 300 个湿润小时，每年近似 60 天的流量，以及每年 205 个完全干燥天。假设仅仅当降雨时出现地表漫流（湿润时间步长的低估），这表示为 $300 \times 4 = 1200$ 湿润时间步长，加上至少 60 次转换（湿润）时间步长，加上 205 次干燥时间步长，总数为 1465。一年的恒定小时时间步长需要 8760 时间步长。计算时间上这是大于 500% 的节约，结合流量过程线的更好表示，由于 15 min 的湿润时间步长。

SWMMH 水力流量演算一般使用独立的、更小的时间步长。通常，与地表漫流相比，管渠的流量演算需要更短的时间步长；当利用动态波演算时，需要短至数秒。为了获得流量演算中需要的较短时间步长进流量，SWMMH 将线性内插较长时间步长中计算的地表径流量过程线。

3.6 地表漫流重新演算

Huber (2001) 扩展了 SWMM 的传统地表径流模型，允许按照三种不同方式重新演算地表漫流：

1. 来自子汇水面积不渗透面积 A2 和 A3 径流的特定分数，可以演算进它的渗透面积 A1；
2. 来自渗透面积 A1 的径流特定分数，可以演算进入具有洼地蓄水的不渗透面积 A2；
3. 来自子汇水面积的总径流可以演算进入另一子汇水面积。

其中第 1 种方式如图 3-5 所示。

对于给定子汇水面积，方法 1 和 2 为互斥的；方法 3 可以结合 1 或者 2，如果期望这样。对于内部重新演算，演算分数为用户指定的输入参数。当以这种方式重新演算流量时，与降雨相同的方式，重新演算流量均匀分配到下游子面积或者子汇水面积。与没有额外演算的相比，流量也至少延缓一个时间步长。

修改的地表漫流算法允许从不渗透子面积来的流量，演算到子汇水面积的渗透子面积，或者相反也是如此。第一种情况中，来自屋顶的径流可能流过草坪。第二种情况中，来自草坪的径流可能流过人行道。该选项对于模拟“低影响开发”（LID）实践是特别有用的（Wright and Heaney, 2001; Wright et al., 2000; Lee, 2003）。

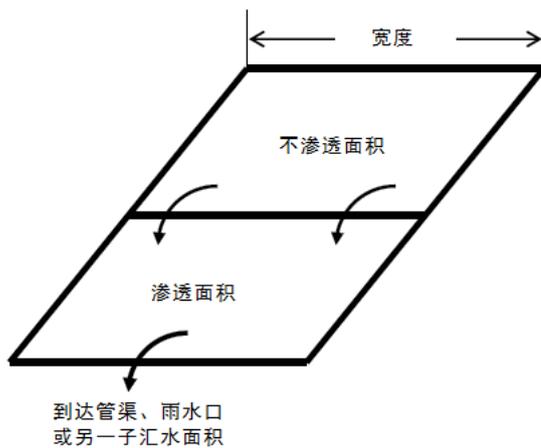


图 3-5 地表漫流的重新演算（Huber, 2001）

通过从一个子汇水面积向另一子汇水面积的流量演算，可以模拟缓冲带或者滨水地带。下游子汇水面积的进流量与降雨相同的方式，在下游子汇水面积上均匀分布。这可以完成，因为非线性水库流量演算方法没有通过子汇水面积的空间变化。可是，它也意味着从一个子汇水面积来的出流量，不能够直接到包含了渗透和不渗透子面积的下游子汇水面积的渗透面积，。

如果期望这样的演算，下游子汇水面积应分为两个：渗透子汇水面积和不渗透子汇水面积。关于可以集成的地表漫流“链”的长度没有限制。来自多数下游子汇水面积的出流量将流入管渠进口（节点），或者直接到排放口节点。

为了容纳这些选项，第 3.4 部分描述的计算方法修改如下：

1. 从一个或者多个其他子汇水面积接受径流的每一子汇水面积，将 Q_r/A 加入到每一子面积的降水速率 i 。其中 Q_r 为从贡献子汇水面积演算到它的总径流量（cfs），正如渗透性时间步长末处的计算； A 为接受子汇水面积的总表面积。
2. 对于内部演算到渗透面积的不渗透径流分数 f 的子汇水面积，添加 $f(q_2A_2 + q_3A_3)/A_1$ 到渗透面积的降水速率 i 。其中 q_j 为来自前一时间步长末处子面积 j 的单位面积径流量（ft/sec）， A_j 对应于子面积 j 。
3. 对于内部演算到具有洼地蓄水的不渗透面积渗透径流的分数 f 子汇水面积，将 q_1A_1/A_2 添加到后一子面积的降水速率 i 。

计算来自每一子面积的径流后，子汇水面积报告的总径流量为实际存在于子汇水面积的流量。例如，如果不渗透径流的 100% 直接进入渗透面积，那么子汇水面积报告的径流量将仅仅包括来自渗透面积的计算净流量。

3.7 子汇水面积离散化

多数研究面积将需要一定水平离散化为多个子汇水面积，为了适当刻画地表排水路径、地表属性和排水管渠连接的空间变化。离散化结合利用地形图确定的排水边界（排水分界线）；利用排水管道系统地图定位主要排水管道进口，以及选择模型中需要模拟“下游”的管渠。城市区域中，严格根据地形的排水分界线可能不适用，因为地下排水管网可能按照与地面坡度相反方向输水。因此，排水边界必须结合地形图和排水管道平面图确定。

例如，考虑 Portland, Oregon 的 Fisk B 汇水面积，见图 3-6（Portland BES, 1996）。离散化取决于地表等高线和收集排水管道的逆向坡度。子汇水面积 8412 和 9412 的额外细节（在图 3-6 中突出的）见图 3-7。子汇水面积 9412 中的地表排水是向南方，而连接汇接点 412 和 712 排水管道的管道是向北方！如果仅仅地表等高线考虑为响应于结果降雨很不同的汇水面积，与实际存在的相比。



图 3-6 Fisk B 汇水面积, Portland, Oregon (Portland BES, 1996)。

结合 SWMMH 可能的是，提供向下到地块（单独地块）水平的细节，以及为了模拟实际每一排水管渠（例如 Huber and Cannon, 2002）。实际需要的细节数量取决于模拟的目的。对于结合连续模拟的筛查目的，结合很少或者仅仅一个子汇水面积的粗略离散化将通常是充分的，结合一条或者没有管渠。另一方面，如果在汇水面积内研究水力条件，必须提供排水系统和输入它的子汇水面积的充分细节。显然这是一条必须模拟的管道，为了研究它，以及每一管渠必须在上游端具有进流源头（子汇水面积或管渠）。一系列管渠的最上游端必须具有一个子汇水面积排放它，或者它在模拟中保持干燥（以及是无用的）。如果主要兴趣在于汇水面积出口处的流量，通常可接受的是提供最少细节（例如几个或者一个子汇水面积，以及一条或者没有管渠）。可是集总汇水面积属性概化越粗糙，越需要更大的决策。

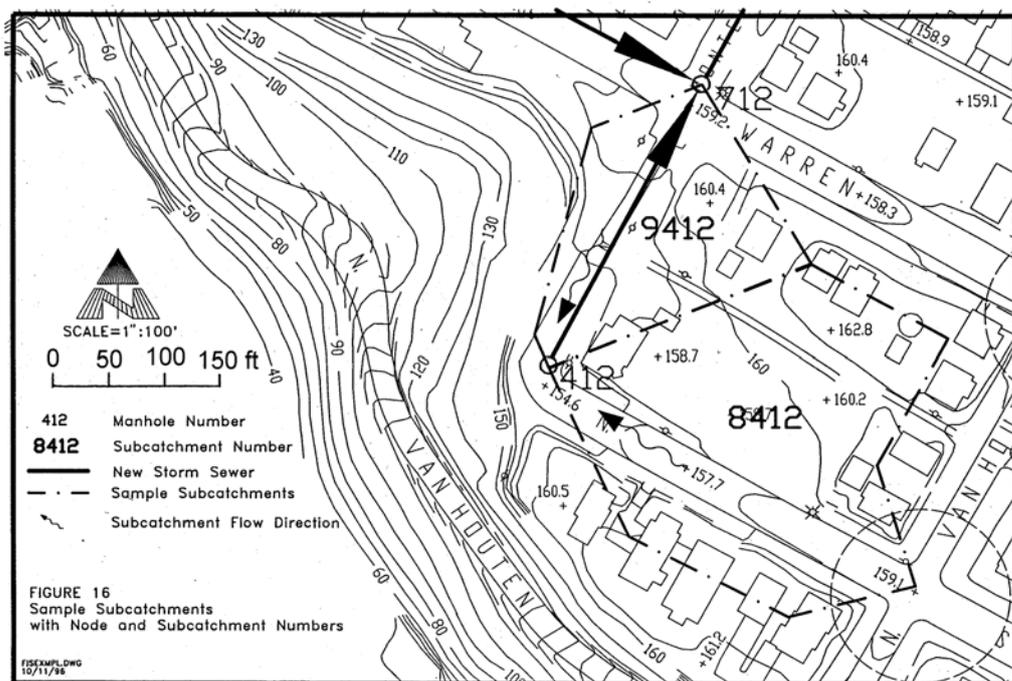


图 3-7 两个 Fisk B 子汇水面积的详细视图 (Portland BES, 1996)

对于单一事件和连续模拟，细节量应与汇水面积信息内需求最小的相一致。显然，难以获得上游超载信息，如果上游管渠没有模拟且子汇水面积没有提供输入到它们。此外，为了提供允许在系统控制选项内，对于不同面积和土地利用的尝试，充分的细节是需要的。可是如果主要目标是为了简单生成出水口的流量过程线和污染过程线，利用单一雨量计，那么一个子汇水面积将通常（但是不总是）是可以的。

3.8 参数估计

3.8.1 子汇水面积概化

每一子汇水面积的概化见图 3-4，其中三个子面积 A1，A2 和 A3 用于表示不同的渗透和不渗透表面。理想化子汇水面积的坡度处于垂直于水流宽度的方向。正常选项是针对每一子面积的出流量，直接移向排水管渠的进口节点，没有通过任何其他子面积。也就是说，不渗透面积假设为直接连接不渗透面积 (DCIA) 或者水力有效不渗透面积。排向邻近渗透面积的屋顶或者其他表面没有直接连接，如果用户希望这样，来自这些非 DCIA 表面的径流，可能导向子汇水面积的渗透面积，以及相反也是如此。所有子面积假设具有垂直于地表漫流路径的相同宽度。如果期望这样，任何子汇水面积可能包含了一个（或者多个）类型三种子面积类型的总体。

实际子汇水面积很好表达为如图 3-4 所示的均匀矩形几何尺寸。根据径流的生成，所有几何特性仅仅为参数（解释见下），可以在非线性水库技术中假设没有固有的“形状”。参数选择结合了图 3-2 和公式 3-5，其中子汇水面积“水库”说明它与进流量和出流量（或损失）相关。子汇水面积出流量为系数 $\alpha = \frac{1.49WS^{1/2}}{An}$ 和洼地蓄水以上过量积水深度的函数。注意相对面积 A ，宽度 W ，坡度 S 和粗糙系数 n ，组合为单一参数 α 。计算径流中的当量变化可通过

这些参数的适当变化引起。也应注意对于渗透和不渗透子面积，宽度和坡度是相同的。为了刻画渗透和不渗透面积对出水口流量过程线的相对贡献，曼宁粗糙系数和相对面积对于模拟人员是唯一可用的参数。

以下章节讨论子汇水面积、不渗透性、宽度、坡度、粗糙度和洼地蓄水可以赋给怎样的数值，以及它们体现的意义。

3.8.2 子汇水面积

原则上，汇水面积和子汇水面积可以通过在地形图中构建排水分界线定义，实际，这可能或者不可能是容易的，因为缺乏详细的等高线信息，存在未知的进流量和出流量。这可能为最显著引起模拟人员注意的，当测试径流容积超过测试降雨容积时，如果后者是正确的。实际暴雨将很少在所有子汇水面积内精确测试。

根据模拟观点，子汇水面积没有上限或者下限。子汇水面积的通常选择，是为了结合排水分界线，匹配不同的土地应用；以及为了便于参数估计，即单一坡度、土壤等。

3.8.3 不渗透性

子汇水面积的不渗透百分比是另一个参数，原则上可以根据航空照片和土地利用地图精确测试。实际上，除非不渗透层包含在流域的 GIS 表示中，这样的工作将很繁琐，通常需要细心测试，仅仅针对一些代表性面积，并外延到其他的。径流容积和流量对于不渗透性的估计很敏感；因此，应注意不渗透性的估计。

估计结合多种土地利用大型面积的不渗透面积方法，是将不渗透百分比相关于每一类型的土地利用。通过知道子汇水面积内每一土地利用的百分比，可以计算它的百分比不渗透面积。表 3-1 列出了不同土地利用的不渗透面积百分比，来自 EPA 的 Rough River Project (Kluitenberg 1994)，并包含在 MS4 雨水许可分区 I 的 EPA 技术指南中 (US EPA, 2014)。

表 3-1 不渗透面积作为土地利用的百分比

土地利用	不渗透面积百分比
商业	56
工业	76
高密度住宅	51
中密度住宅	38
低密度住宅	19
事业	34
农业	2
森林	1.9
开放城市土地	11

如前所述，SWMM 中不渗透面积为水力（直接）连接到排水系统的--称作直接连接不渗透面积 (DCIA)。例如，如果屋顶排水管进入临近渗透性草坪面积，它们不应处理为水力有效不渗透面积。这些面积为非有效不渗透面积 (Doyle and Miller, 1980)。另一方面，如果车行道排水管通过街道，然后进入雨水口，车行道将认为是水力连接的。结合直接连接到排水管道具有落水管的屋顶，显然为水力连接的。关于不渗透性细心测试和统计的例子见 Field et al.

(2000), Lee (2003)和 Roy and Shuster (2007)。Lee and Heaney (2003)提供了不渗透性计算的详细比较, 及其模拟含义。

屋顶应处理为“渗透性的”, 实际环境渗透性面积受制于更多的进入水量, 与仅仅降雨相比; 与如果仅仅考虑降雨相比, 于是可能更快速产生径流。在该效应很重要的可能事件中(根据下渗参数判断), 可以利用前面第 3.7 部分讨论的地表漫流重新演算选项模拟。例如, 如果不连接屋顶包含了子汇水面积总不渗透性面积的 25% (与总 DCIA 不同), 那么可以告诉 SWMMH, 该不渗透面积百分比应内部演算到子汇水面积渗透子面积。

估计给定测试数据有效不渗透面积的另一种方法, 对于小型暴雨, 是绘制径流 (mm 或 in.) 与降雨 (mm 或 in.) 关系线。回归曲线的坡度为有效不渗透面积的良好估计 (Doyle and Miller, 1980)。

Southerland (2000)建议了一系列回归方程, 根据 USGS 在 Oregon 所收集超过 40 个子流域的数据, 将有效不渗透面积(EIA)相关于总不渗透面积(TIA)。每一公式具有形式 $EIA = aTIA^b$, 式中系数 a 和 b 见表 3-2。关于直接连接(或者“水力有效”)不渗透面积概念的更多信息, 包含在 Shuster et al. (2005)的回顾文章中。

表 3-2 Southerland 的 EIA 公式系数

a	b	条件
0.1	1.5	通过雨水管道和住宅屋顶服务的平均流域没有直接连接到排水管道。
0.4	1.2	结合住宅屋顶直接连接到雨水管道的高度连接流域。
1.0	1.0	完全通过排水管道服务的总连接流域, 其中直接连接了所有不渗透地表。
0.04	1.7	部分连接的流域, 其中超过 50%的面积通过植草沟或者路边沟渠服务, 而不是雨水管道和住宅屋顶, 不是直接连接到排水管道。
0.01	2.0	高度不连接流域, 其中仅仅很小百分比面积通过雨水管道服务, 或者 70%以上排向下渗区域。

3.8.4 子汇水面积宽度

如果地表漫流可视化为向下坡度的理想矩形汇水面积, 那么子汇水面积的宽度为地表漫流的物理宽度。可以看到, 对于理想化汇水面积, 再次见图 3-8, 其中计算的单位宽度边侧流动 q_L 乘以宽度, 获得渠道的总进流量。(如前所述, SWMMH 管渠仅仅可以在进水节点处接受集中进流量, 不能够沿着管道长度接受进流量。)在图 3-8 中也注意到, 对于该理想化情况, 如果子汇水面积的两侧对称, 则总长度为双倍的排水渠道长度。

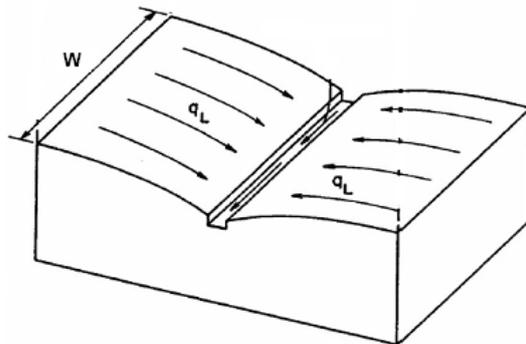


图 3-8 子汇水面积的理想化表示

因为真正子汇水面积不是对称均匀性的矩形，为了获得更常见情况的宽度，必要的是采用其他过程。如果坡度和粗糙度固定（见公式 3-4），宽度可用于改变流量过程线形状，这样做尤为为重要。

例如，考虑图 3-9 所示的五种不同子汇水面积形状。子汇水面积水力属性和演算参数见表 3-3。连续降雨以及历时 20 min 的降雨出流量过程线，见图 3-10。这些利用非线性水库公式（第 3.1 部分），时间步长 5 min 计算。显然，当子汇水面积较狭窄时（即出水口收缩），到达平衡出流量的时间将增加。于是，对于情况 A 和 B，很快速达到平衡；而对于情况 C, D 和 E 则较慢。

可观察到两种演算效应。尤其当针对 20 分钟历时比较流量过程线 A 和 E 时，蓄水效应很显著。于是子汇水面积以类似水库方式为特征。对于情况 E，出流量受到限制（变窄）；因此，对于相同的进流量（降雨），存储了更多的水量，较少被释放。另一方面，对于情况 A，水被快速释放，存储很少。于是情况 A 具有最快速的流量过程线上升和回退段。

形状效应也很明显。理论上，所有流量过程线的高峰同时到达（在降雨回退处）。可是，大宽度（例如情况 A）将引起快速达到平衡出流量，产生了缓慢顶部流量过程线，对应于（恒定）降雨的剩余。于是，对于具有几个子汇水面积并受制于变化降雨而概化的汇水面积，宽度增加，将引起高峰流量更快速出现。可是通常，及时转换流量过程线高峰，难以通过调整子汇水面积流量演算参数达到。直到目前，径流的时间分布对降雨的时间分布最为敏感。

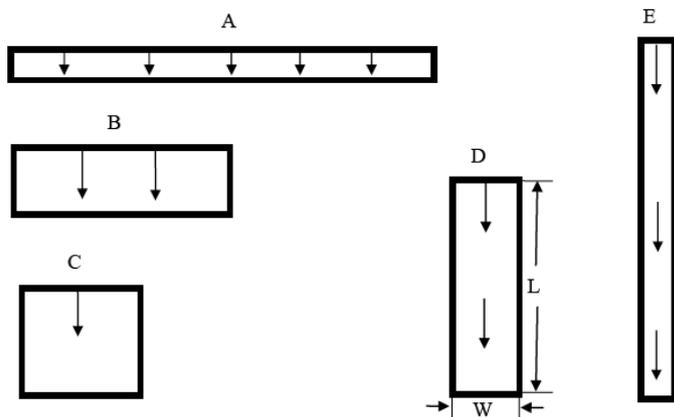


图 3-9 说明了形状和宽度效应的矩形子汇水面积

表 3-3 子汇水面积宽度影响示例数据

形状	A (ft ²)	W (ft)	L (ft)
A	40,000	800	50
B	40,000	400	100
C	40,000	200	200
D	40,000	100	400
E	40,000	50	800

坡度 = 1%
 不渗透性 = 100%
 洼地蓄水 = 0
 n = 0.02
 等价出流量 = $i \cdot A = 0.926 \text{ cfs}$
 $\Delta t = 5 \text{ min} = 300 \text{ sec}$
 $I^* = \text{过量降雨} = 1.0 \text{ in/hr} = 0.000023148 \text{ ft/sec}$

因此汇水面积宽度的最好估计是什么呢？如果子汇水面积具有图 3-8 的外观，那么宽度近似为两倍通过汇水面积的主排水渠道长度。可是，如果排水渠道在汇水面积的一侧，见图 3-9，宽度刚好为渠道的长度。通过确定地表漫流的平均最大长度，并将面积除以该长度，可以获得宽度的良好估计。

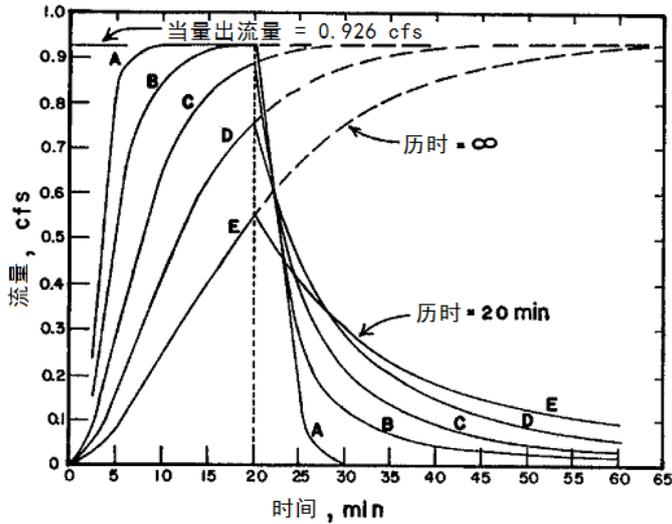


图 3-10 图 3-9 中不同形状子汇水面积的流量过程线

例如，考虑图 3-7 中所示的 Fisk B 汇水面积的子汇水面积 8412。子汇水面积 8412 的面积近似为 $72,820 \text{ ft}^2$ (1.67 ac)。从街道到排水分界线平均距离的粗略估计，对应于地表漫流，通过十倍的测试地图的长度得出（表 3-4）。子汇水面积较低部分的街道划分为六个相等段，长度近似为 57 ft。从街道中心线到边界（排水分界线）的距离，然后从沿着街道五个内部位置的每一个，正常计量到等高线。

宽度于是估计为 $W \approx 72,820/119 = 612 \text{ ft}$ 。显然，可以结合图中几种额外测试改善平均长度估计。但实际上，这甚至可能“通过眼睛”完成，因为宽度有时用作校核参数。在街道每一侧测量距离，假设沿着街道的输送时间小于地块的。如果屋顶排水管直接连接到街道（对于本例是未知的），将不是这种情况。

表 3-4 Portland 示例的宽度计算

街道北侧到边界, ft	街道南侧到边界, ft
247	31
247	74
232	74
103	74
74	60
总和: 1,186 ft; 平均: 119 ft	

当赋以地表漫流路径长度，尤其对于具有自然地面覆盖的场地时，必须认识到，其上最大距离是以层状流为主。超过这个，径流聚集为小溪流，具有更快的输送时间，较少机会下渗。关于什么样的距离应用作最大地表漫流路径长度，没有一般性一致意见。国家资源保护局建议最大长度为 100 ft (NRCS, 2010)，而丹佛城市排水和洪水控制局利用最大值 500 ft。 (UDFCD, 2007)。

宽度的另一种估计为排水主渠道长度的二倍，该情况的例子为街道。子汇水面积 8412 的街道近似长度为 360 ft，宽度将估计为 720 ft。可是，该估计假设在排水渠道两侧具有近似相等的面积，而多数真正子汇水面积将是不规则的，排水渠道不在中心线上，见图 3-11。对于农村或未开发汇水面积尤为如此。处理该情况的简单方式见 DiGiano et al. (1977)。可以计算偏斜因子，

$$Z = A_m / A \quad (3-10)$$

式中：

Z ——偏斜因子， $0.5 \leq Z \leq 1$ ；

A_m ——渠道两侧面积中的较大值；

A ——总面积。

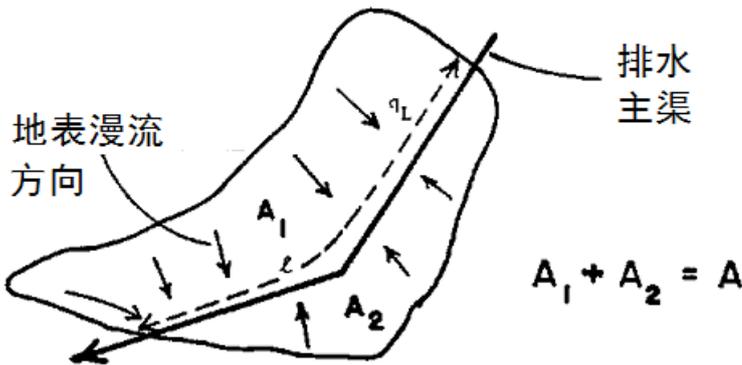


图 3-11 不规则子汇水面积的宽度计算 (DiGiano et al., 1977, p.165)

如果 L 为排水主渠的长度，那么宽度 W 简单为两个限值 L 和 $2L$ 之间的加权和：

$$W = L + 2L(1 - Z) \quad (3-11)$$

将该观点用于图 3-7 的子汇水面积 8412，街道中心线北面的区域近似为 1.19 ac，街道和南面的面积近似为 0.48 ac。因此，

$$Z = 1.19 / 1.67 = 0.71$$

宽度估计为，

$$W = 360 + 2 \cdot 360 \cdot (1 - 0.71) = 567 \text{ ft}$$

通过将面积除以平均最大水流长度，获得的估计距离与 610 ft 差距不大。

估计子汇水面积宽度和坡度的更加基本方法，最近通过 Guo and Urbonas (2007) 开发。观点是将图 3-11 中所示的自然流域，利用“形状因子”转换为图 3-8 的理想化地表漫流平面。形状因子为一个指数，反映了地表漫流怎样在流域内收集。实际流域的形状因子 X 定义为 A/L^2 ，式中 A 为流域面积， L 为流域排水主渠长度（不必为地表漫流长度）。理想化流域的形状因子 Y 为 W/L 。需要实际和理想化流域的面积相同，潜在能量根据沿着排水主渠的竖向跌落而保留，Guo and Urbonas (2007) 推导了以下理想化流域形状因子 Y 的表达式：

$$Y = 2X(1.5 - Z)(2K - X) / (2K - 1) \quad (3-12)$$

式中 K ——流域形状因子的上限。

Guo and Urbonas (2007)建议, K 处于 4 和 6 之间, 注意数值 4 由丹佛城市排水和洪水控制局使用。一旦确定了 Y 值, 可将理想化流域的当量宽度 W 计算为 YL 。

将该方法用于子汇水面积 8412 (采用 $K = 4$), 产生如下结果:

$$X = (1.67 \text{ 英亩} \cdot 43,560 \text{ ft}^2/\text{英亩}) / (360^2) = 0.56$$

$$Z = 1.19 / 1.67 = 0.71$$

$$Y = (2 \cdot 0.56) \cdot (1.5 - 0.71) \cdot (0.56 - 2.4) / (1 - 2 \cdot 4) = 0.94$$

$$W = 360 \cdot 0.94 = 338 \text{ ft}$$

该宽度值相当大地低于最长水流路径长度或者排水渠道长度直接估计推导的。因此对于径流量过程线, 它最可能在较长时间生成到达高峰的流量。

为了重新迭代, 子汇水面积宽度的变化, 改变了公式 3-5 的演算参数 α 。于是, 以上讨论的一致性效应可通过粗糙系数和/或坡度的合适变化创建。

3.8.5 坡度

子汇水面积坡度应反映地表漫流路径达到雨水口位置的平均坡度。对于简单几何形状 (例如图 3-8 和 3-9), 简单计算为标高差除以水流长度。对于更复杂的几何形状, 可以划分几条地表漫流路径, 确定它们的坡度, 并利用路径长度加权平均, 计算加权坡度。DiGiano et al. (1977, pp.101-102)描述了该计算过程。

可选的, 可能充分的是, 假设用户考虑为水文主坡度出现的地表漫流, 对应于模拟的条件。于是可以选择合适的地表漫流长度、坡度和粗糙度, 对应于该等价平面。前面章节讨论的 Guo and Urbona (2007)形状因子方法将该等价平面的坡度, 计算为 $S_0L/(A/YL + YL)$, 式中 S_0 为排水渠道的坡度, 其他变量定义见第 3.8.4 部分。

最后, 如果子汇水面积明显需要考虑了两个不同的坡度, 可能划分为两个子汇水面积, 且将地表漫流重新演算选项用于从上游子汇水面积到下游子汇水面积的流量演算。

3.8.6 曼宁粗糙系数 n

因为相当大的景观特征变化性、层流和紊流之间的转化、很小的水深等, 地表漫流的曼宁粗糙系数 n 值与渠道流相比, 没有被很好地理解。多数研究说明, 给定地表覆盖 n 的变化与深度、流量或雷诺数成反比。这样的研究参见指南 (例如 Petryk and Bosmajian, 1975; Chen, 1976; Christensen, 1976; Graff and Chun, 1976; Turner et al., 1978; Emmett, 1978), 或者使用一般性数值 (例如 Chow, 1959; Crawford and Linsley, 1966; Huggins and Burney, 1982; French, 1985; Engman, 1986; Yen, 2001)。

用于 Stanford Watershed Model 的粗糙度值 (Crawford and Linsley, 1966)见表 3-5, 结合了来自 Engman (1986)和 Yen (2001)的数值。Engman 也提供了其他农业土地利用的数值和良好的文献回顾。表中这三个数据源不存在一致性, 反映了这些估计的不确定性。可是, 回顾第 3.8.1 部分公式 3-5 的讨论。对于 SWMMH, 常见的是坡度和曼宁 n 固定估计, 并利用子汇水面积宽度校核。

3.8.7 洼地蓄水

洼地（滞留）蓄水（图 3-2 中的深度 d_s ）为一个在渗透和不渗透面积中出现径流之前，必须填充的容积（Viessman and Lewis, 2003）。它表示了现象例如地表积水、地表湿润、截留和蒸发引起的雨量损失或者“初始损失”。SWMMH 降雨--径流算法中（第 3.1 部分），作为渗透面积上洼地蓄水的存水量受到下渗（和蒸发）制约，以便可用蓄水能力是连续的且可快速补充。不渗透面积中洼地蓄水存水量仅仅通过蒸发下降，因此为了恢复这样的蓄水到它的完全能力，将需要更长时间。

洼地蓄水可用于模拟截留，植被上的降雨存储。可能与直觉不同，例如截留降雨的一棵树，可以模拟为不渗透表面；结合洼地蓄水（截流），其径流进入临近或者地下渗透表面。以这种方式，截留能力仅仅通过蒸发重新产生。

表 3-5 地表漫流的曼宁粗糙系数估计

文献源	地表覆盖	n	范围
Crawford and Linsley (1996) ^a	光滑沥青	0.01	
	混凝土铺砌沥青	0.014	
	砌筑粘土	0.03	
	轻草皮	0.20	
	密草皮	0.35	
	密集灌木和森林掉落物	0.4	
Engman (1986) ^b	混凝土或沥青	0.011	0.010-0.013
	裸露砂子	0.010	0.01-0.016
	砂砾表面	0.02	0.012-0.03
	裸露黏质壤土（受冲刷的）	0.02	0.012-0.033
	牧场（自然的）	0.13	0.01-0.32
	蓝草草皮	0.45	0.39-0.63
	矮草草原	0.15	0.10-0.20
	狗压根草	0.41	0.30-0.48
Yen (2001) ^c	光滑沥青路面	0.012	0.010-0.015
	光滑不渗透表面	0.013	0.011-0.015
	焦油砂路面	0.014	0.012-0.016
	混凝土路面	0.017	0.014-0.020
	粗糙不渗透表面	0.019	0.015-0.023
	光滑裸露砌筑土壤	0.021	0.017-0.025
	中等裸露砌筑土壤	0.030	0.025-0.035
	粗糙裸露砌筑土壤	0.038	0.032-0.045
	砂砾土壤	0.032	0.025-0.045
	不良除草	0.038	0.030-0.045
	平均草地，经修剪的草皮	0.050	0.040-0.060
	牧场	0.055	0.040-0.070
	林地	0.090	0.060-0.120
	密集草地	0.090	0.060-0.120
灌木丛	0.120	0.080-0.180	

	商用土地	0.022	0.014-0.035
	半商用土地	0.035	0.022-0.050
	工业用地	0.035	0.020-0.050
	密集住宅用地	0.040	0.025-0.060
	郊区住宅用地	0.055	0.030-0.080
	公园和草坪	0.075	0.040-0.120
^a 由 Stanford Watershed Model 校核获得。 ^b 由 Engman (1986)通过测试降雨径流数据的运动波和蓄水分析计算。 ^c 根据运动波分析计算。			

如前所述，不渗透面积的“零不渗透百分比”赋以零洼地蓄水量，为了达到立即出现径流。达到不渗透面积的零洼地蓄水另一选项（于是立即径流）是令零不渗透型百分比为零；以及每一子汇水面积不渗透面积的洼地蓄水，按照期望输入零数值。

洼地蓄水可能来自不渗透面积的降雨--径流数据，对于几场暴雨，径流容积 V （深度）为纵坐标，降雨容积 P 为横坐标。零径流处的降雨截留为洼地蓄水深度 d_s ，即回归形式

$$V = C(P - d_s) \quad (3-13)$$

式中 C ——系数。

与单个暴雨事件相比，对于较长的平均时段，该类分析趋向于工作更好；但是暴雨事件下将工作较好，对于小的、更多不渗透性的汇水面积，与较大混合子汇水面积相比。原因是小降雨量的平均不渗透性表面(DCIA)，将产生一些径流(针对零不渗透参数百分比的一个原因)。因此与流量过程线的模拟相比，对于较长期水量平衡，作为截留求得的洼地蓄水数值可能是充分的。

以这种方式，从 18 个欧洲城市汇水面积获得的数据 (Falk and Niemczynowicz, 1978; Kidd, 1978a; Van den Berg, 1978)说明，洼地蓄水范围在 0.005 和 0.059 英寸之间，取决于坡度；平均值为 0.023 英寸。Kidd (1978b)提出这些数据的如下回归：

$$d_s = 0.303S^{0.49} \quad (3-14)$$

式中 d_s ——洼地蓄水量（英寸）；

S ——汇水面积坡度（百分比）。

Viessman and Lewis (2003, p.140)根据靠近 Baltimore, MD 的四个小型不渗透面积，提出洼地蓄水和坡度之间的线性关系：

$$d_s = 0.136 - 0.032S \quad (3-15)$$

式中 d_s 的观测数值范围从 0.06 到 0.11 英寸。

洼地蓄水的独立数值可用于子汇水面积内的渗透和不渗透子面积。后者的代表性数值可以从刚才讨论的欧洲数据中获得。渗透面积测试是缺乏的；多数报告的数值来自测试径流量过程线的成功模拟。尽管渗透面积数值期望超过不渗透面积的那些，必须记住包含在较简单模型中的下渗损失，通常作为在 SWMMH 中明确计算的初始损失。因此，渗透面积洼地蓄水可

能根据地表植被的类型,最好表示为截留损失。许多截留估计可用于自然和农业面积(Linsley et al., 1949; Maidment, 1993; Viessman and Lewis, 2003)。对于城市草地表面,数值为 0.10 英寸 (2.5 mm) 可能是合适的。

如前所述,为了达到成功的模拟结果,几项研究确定了洼地蓄水数值。例如, Hicks (1944) 在洛杉矶利用了数值 0.20, 0.15 和 0.10 英寸 (5.1, 3.8, 2.5 mm), 分别对应于城市地区的砂土、壤土和粘土。Tholin and Keifer (1960)将数值 0.25 和 0.0625 英寸 (6.4 和 1.6 mm)分别用于渗透性和不渗透性面积,针对他们的芝加哥流量过程线方法。Brater (1968)发现数值 0.2 英寸 (5.1 mm)对应于 Detroit 都市地区的三个流域。对于四个复合城市汇水面积, Miller and Viessman (1972)给出了初始损失(洼地蓄水)在 0.10 和 0.15 英寸 (2.5 和 3.8 mm) 之间。美国土木工程师协会(1992)建议不渗透面积洼地蓄水为 1/16 英寸;渗透面积的为 1/4 英寸。丹佛城市排水和洪水控制局(UDFCD, 2007)建议大型铺砌面积和平屋顶的洼地蓄水损失为 0.1 英寸;坡屋顶的为 0.05 英寸,草坪的为 0.35 英寸;开阔地的为 0.4 英寸。

SWMMH 中,洼地蓄水可处理为一个校核参数,尤其为了调整径流容积。如果这样,为了获得精确优先数值的扩大性准备工作,可能是不必要的;因为该数值将在校核中改变。洼地蓄水对于小型暴雨最为敏感;随着深度增加,相对于水量平衡的其他组分,它变得越来越小。

3.8.8 参数敏感性

地表径流容积和高峰流量估计对关键地表径流参数的敏感性,见表 3-6。表中没有表示暴雨深度的影响。

表 3-6 径流容积和高峰流量对地表径流参数的敏感性

参数	对流量过程线的一般影响	数值增加对径流容积的影响	数值增加对径流高峰的影响	备注
面积	显著	增加	增加	对高度多孔汇水面积影响较小。
不渗透性	显著	增加	增加	当渗透面积具有很低的下渗能力时,影响较小。
宽度	影响形状	减小	增加	对于强度变化的降雨,宽度增加趋向于产生较高和较早的流量过程线高峰,一般为较快的响应。仅仅影响一定程度的容积,减小渗透面积的宽度,提供了下渗的更多时间。
坡度	影响形状	减小	增加	正如宽度那样,但是较不敏感,因为流量正比于坡度的平方根。
粗糙度	影响形状	增加	减小	与宽度的影响相反。
洼地蓄水	中等	减小	减小	仅仅对于低深度暴雨具有显著影响。

随着暴雨深度增加,损失(ET,洼地蓄水,下渗)变得较不重要。也就是说,对于积水,土地表面越来越表现为不渗透表面,与常见事件相比,这是为什么城市化对高重现期事件具有较小影响的一个原因。如果地面饱和为一个重要考虑,那么可能激发地下水演算(第 5 章),允许地下水位上升到表面,或者采用最大下渗容积选项(第 4 章)。当针对更常见(较

小深度)事件校核时,洼地蓄水更加重要,尤其当暴雨深度降至刚好为数十分之一英寸时。因为洼地蓄水难以估计,且取决于初始条件,小型暴雨的校核通常很困难。

3.9 数字示例

前面第 3.8.4 部分介绍的数字例子,说明了宽度参数对恒定降雨强度下,完全不渗透子汇水面积径流量过程线的影响。本部分介绍更加实际的例子,突出了不渗透和渗透子汇水面积之间径流响应的差异,均根据相同的设计暴雨雨量图。表 3-7 列出了用于每一子汇水面积的参数。注意通常单一子汇水面积可包含这两种子面积,但是在这里它们表示为独立的子汇水面积,以便可以更容易比较各自的径流。

这两个子汇水面积假设具有已知的面积、坡度、宽度和洼地蓄水量。渗透性子汇水面积的粗糙度为十倍的不渗透粗糙系数,如表 3-7 所反映的。渗透面积的下渗参数为良好排水砂质壤土的代表。下一章描述 SWMMH 的 Horton 下渗方法。设计暴雨为 6 小时、2 英寸事件,结合三角形雨量图。

表 3-7 用于说明径流例子的参数

事项	参数	不渗透子汇水面积	渗透子汇水面积
子汇水面积	面积(英亩)	5	5
	百分比不渗透性	100	0
	百分比坡度	0.5	0.5
	宽度(ft)	140	140
	粗糙系数	0.01	0.1
	洼地蓄水(in)	0.05	0.05
	无坑洼存水的百分比	25	0
	蒸发(in/hr)	0	0
Horton 下渗	初始能力(in/hr)	N/A	1.2
	最终能力(in/hr)	N/A	0.1
	衰减系数(hr ⁻¹)	N/A	2.0
设计暴雨	历时(hr)	6.0	6.0
	总深度(in)	2.0	2.0
	到达高峰时间/历时	0.375	0.375

图 3-12 说明了示例设计事件得出的径流量过程线。流量表示为单位面积,因此它们可以结合降雨强度比较。对于不渗透面积,来自没有洼地蓄水 25%面积的径流立即开始,而来自剩余面积的径流被延缓,通过暴雨开始处可用的洼地蓄水。该蓄水量被注满之后,不渗透径流量过程线伴随着暴雨雨量图。大约降落到不渗透面积 97%的降雨变成径流,高峰径流量具有略微降低。对于渗透面积,前 2 小时暴雨总体上没有径流;因为洼地蓄水和可用的下渗能力是充分的,为了捕获该时段所有降雨容积。此后,剩余下渗能力引起仅仅 30%的总暴雨容积变为径流。高峰径流量仅仅为高峰降雨量的三分之一。当放在一起时,总流量过程(等于两个子面积流量过程线之和的一半,因为流量表示为单位面积),降低高峰暴雨强度 50%,总暴雨容积的 64%。

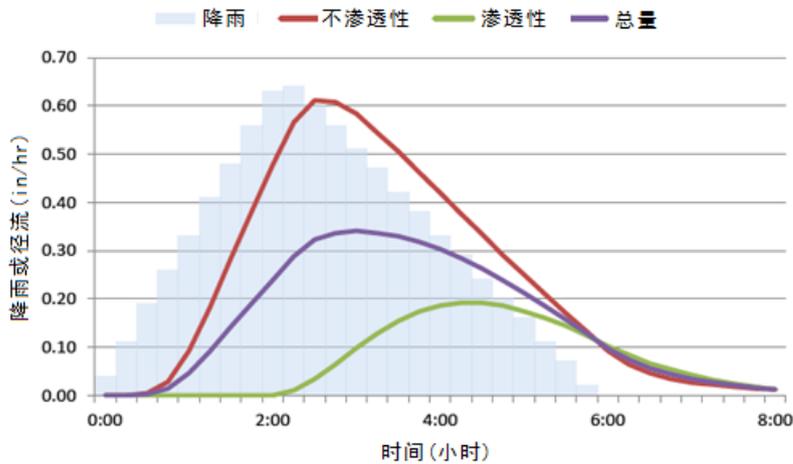


图 3-12 示例径流结果

3.10 近似其他径流方法

对于变化程度可能的是，SWMMH 径流计算结果近似根据其他方法获得的结果。以下章节描述怎样结合径流系数方法、SCS 曲线数方法和单位流量过程线方法。

3.10.1 径流系数方法

该方法有时用于初步筛选水平模型，为了产生长期降雨记录的径流量，或者结合需要的最小特定现场数据的降雨概率分布（见 STORM (Corps of Engineers, 1977)；NetSTORM (Heineman, 2004)；Adams and Papa, 2000)。它计算所有洼地蓄水注满之后的径流量 Q (cfs) 为：

$$Q = CiA \quad (3-16)$$

式中 C ——径流系数；

i ——降雨速率 (ft/s)；

A ——子汇水面积 (ft²)。

如果考虑了渗透面积的下渗，那么

$$Q = [Ci + (1 - C) \max(0, i - f)]A \quad (3-17)$$

式中 f ——恒定下渗速率 (ft/s)；

C ——可解释为不渗透面积分数。

C 值可以针对各种类型土地利用制成表格（见 ASCE, 1992 或 UDFCD, 2007）。

为了在 SWMM 中执行该方法，可以按照以下步骤：

1. 子汇水面积百分比不渗透性设置为 $100C$ ，它的无洼地蓄水不渗透百分比设置为 0。

2. 将相同的洼地蓄水深度赋给渗透和不渗透面积。
3. 坡度和宽度利用任何数值，渗透和不渗透曼宁 n 采用 0。
4. 利用 Horton 下渗选项(在第 4 章讨论)，令它的最大和最小下渗速率相同(如果使用 3-16, 为很大的数值；使用 3-17, 为 f)。

以这种方式设置模型，将产生相同的结果，正如如果直接执行了公式 3-16 或 3-17。当曼宁粗糙度 n 为 0 时，SWMMH 越过公式 3-1，简单将每一时间步长的所有过剩降雨转换为瞬时径流量。

注意该方法完全忽略了地表漫流的任何蓄水或者滞后，针对径流过程线的形状，以及随时间出现下渗的下降速率。可是它允许执行分析的初步过滤类型，结合需要的最小场地数据较为迅速。

3.10.2 SCS曲线数方法

SCS（土壤保护局，现在称作自然资源保护局）曲线数方法，是根据单一事件设计暴雨计算径流广泛使用的过程。正如在 NRCS 的 TR-55 手册中执行的（NRCS, 1986），它包含了三个独立的径流相关计算：一个计算了任意给定降雨事件的总径流容积，另外两个估计了高峰流量和径流量过程线，对于结合了给定重现期的合成 24 小时设计暴雨。后面两种计算利用了地表漫流的运动波方法，和一个标准 24 小时设计暴雨时间分配，因此为了产生径流量过程线，与 SWMMH 方法是不兼容的。可是 SWMMH 可以近似来自子汇水面积曲线数方法的总径流容积估计，通过以下步骤：

1. 将子汇水面积的百分比不渗透面积设置为零。
2. 对于计算下渗选择的曲线数方法（见第 4 章），利用与 SCS 方法中使用的相同曲线数。
3. 设置渗透面积洼地蓄水量等于结合 SCS 方法使用的初始损失深度。
4. 设置渗透面积粗糙系数为 0，防止径流量的任何滞后。

作为一个例子，考虑具有曲线数为 80 的住宅区，结合 4 小时内均匀暴雨为 4 英寸。计算径流容积的 SCS 方法（采用美制单位）为：

$$R = \frac{(P - Ia)^2}{P - Ia + S} \quad (3-18)$$

式中

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (3-19)$$

R ——累积径流容积（英寸）；

P ——累积降雨量（英寸）；

Ia ——初始损失（英寸）；

S ——土壤湿度蓄存能力（英寸）；

CN——曲线数。

利用 SCS 建议的初始损失 $0.2S = 0.5$ 英寸，结果 SCS 径流容积为 2.04 英寸。按照以上描述方式，针对单一子汇水面积执行 SWMMH，产生总径流容积为 1.98 英寸。当粗糙系数 0.1（结合宽度 100 ft，坡度 0.5%），用于允许 SWMMH 产生更为实际的径流量过程线，总径流容积减少到 1.67 英寸，由于增加的时间用于积水，为了下渗，当它流过地表时。

3.10.3 单位流量过程线方法

单位流量过程线（UH）为一种线性转换函数，用于将过程降雨的时间序列转换为径流量过程线。单位流量过程线可以来自观测的降雨--径流记录，在经过多年建立的特定汇水面积内或者从大量合成单位流量过程线中选择。综合流量过程线的形状已经参数化，响应于特定地理和土地覆盖变量。例子包括 Snyder UH, Clark UH, Espey-Altman UH, SCS (NRCS) 无量纲 UH, SCS (NCS) 三角形 UH, Santa Barbara 城市流量过程线和科罗拉多城市流量过程线（更多细节见 Nicklow et al, 2006）。作为例子，SCS (NRCS) 三角形 UH 见图 3-13。参数 Q_p 和 t_p 为汇水面积集水时间及其面积的函数。

SWMMH 通常将单位流量过程线方法用于经验模拟过程，降雨通过它引起了进入渗漏排水管道的地下进流量，否则称作降雨依赖进流/渗入（RDII）。细节见第 7 章。排水系统内任何位置可以具有一组 RDII UH 赋给它。每一组 UH 可以包括达到三个单独的三角形 UH（正像图 3-13 所示的）。因此可将 RDII 类型分析用于替换 SWMMH 正常降雨--径流计算方法，通过完成以下步骤：

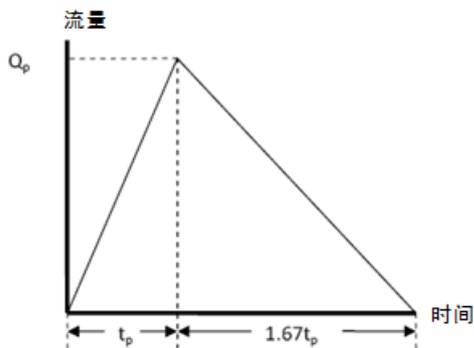


图 3-13 SCS (NRCS) 三角形单位流量过程线 (NRCS, 2007)

1. 对于每一子汇水面积，定义表示子汇水面积径流对降雨响应的三角形单位流量过程线（与通常情况下进入渗漏排水管道的进流/渗入不同）。将相同雨量计赋给单位流量过程线，否则用于子汇水面积。多个子汇水面积可使用相同的单位流量过程线对象。
2. 将合适的洼地蓄水（即初始损失）作为每一子汇水面积单位流量过程线的一部分。
3. 如果 SWMMH 数据集已经具有划分的子汇水面积，删除它或者创建一个没有降雨与它对应的虚拟雨量计，将该雨量计赋给所有子汇水面积。
4. 对于作为子汇水面积出流量节点的每一排水系统节点，对它指定一个外部 RDII 进流量，利用子汇水面积的单位流量过程线和它的全面积作为贡献节点处 RDII 的流域面积。

结合这些修改运行 SWMM 后，每一子汇水面积的径流量过程线等价于在每一子汇水面积出水口节点产生的边侧进流量结果。

应记住考虑该方法时具有一些局限性。首先，SWMMH 仅利用三角形单位流量过程线。如果希望利用标准合成单位流量过程线之一，其形状不是三角形的，这需要一些近似。其次，当构建单位流量过程线时，必须考虑来自下渗损失。SWMMH 的 RDII 过程没有考虑土壤下渗的细节，以 SWMMH 正常径流模拟的方式那样。最后，在略过 SWMMH 正常径流过程中，也损失了模拟其它子汇水面积相关现象的能力，例如第 3.7 部分描述的地表漫流重新演算，或者污染物累积和冲刷。

3.10.4 利用外部生成的径流数据

最后应指出的是，为了驱动 SWMMH 流量和污染物演算例程，可能采用任何外部产生的径流数据集合。通过在特殊格式演算接口文件中放置径流时间序列数据，可以完成。这是一个文本文件，其格式描述见 SWMMH 5.0 用户手册 (EPA, 2013)。来自这样一个文件的摘录，提供径流量过程线到排水管网内两个节点，见表 3-8。演算接口文件可用于替代研究面积内对任何子汇水面积和降雨数据的定义。或者它用作由 SWMMH 生成的径流替代，针对研究面积已经定义的子汇水面积和降雨数据。这种情况中，SWMMH 忽略必须被激发的降雨/径流选项，为了防止程序添加任何内部计算的径流到通过接口文件提供的。

表 3-8 典型演算接口文件的内容

文件输入	备注
SWMMH5	需要的标识符
示例文件	输入文件描述 (可为空)
300	所有数据的时间步长 (秒)
1	文件提供的变量个数
FLOW CFS	每一变量的名称和单位 (每一个为一行)
2	具有进流数据的节点个数
N1	每一节点的名称 (每一个为一行)
N2	
Node Year Mon Day Hr Min Sec Flow	数据的列标题 (可为空)
N1 2002 04 01 00 20 00 0.000000	节点, 年, 月, 日, 时, 分, 秒以及每一时间步长的数值
N2 2002 04 01 00 20 00 0.002549	
N1 2002 04 01 00 25 00 0.000000	
N2 2002 04 01 00 25 00 0.002549	
等	

第4章 下渗

4.1 引言

下渗是一个过程，降雨通过它渗透到地面下，填充地下土壤的空隙（Akan and Houghtalen, 2003）。通常考虑为渗透面积上降雨损失的最大部分。理论上下渗受到 Richards 公式控制（Richards, 1931），即土壤渗透性和孔隙水强度之间的关系，作为已知土壤含湿量的函数。求解高度非线性偏微分方程的难度，使它不适合一般目的的模型应用，例如 SWMMH，尤其针长期连续模拟。工程师已经开发了几种较简单的代数下渗模型，捕获了土壤特征中下渗能力的一般依赖性，以及暴雨事件过程中前期下渗容积。因为哪种模型为最好，没有一致性协议，SWMMH 允许用户从四种最常用方法中选择：Horton 方法，修正 Horton 方法，Green-Ampt 方法和曲线数方法。

无论是用哪一种下渗方法，定义该方法的参数高度依赖于下渗土壤的类型和条件。NRCS（自然资源保护局，前身为土壤保护局 SCS），将多数土壤分类为水文土壤类型 A, B, C 和 D，根据它们有限的下渗能力。良好排水砂土为“A”；不良排水粘土为“D”，见表 4-1。美国每种土壤为 A-D 类之一，有时为双重类型，例如 B/D，意味着排水（人工）和非排水（自然）条件。

赋给特定类型土壤和位置的分类，可以咨询：

- 自然资源保护局（NRCS）现场办公技术指南；
- NRCS 土壤数据访问网址：<http://sdmdataaccess.nrcs.usda.gov/>；
- 网络土壤调查网址：<http://websoilsurvey.nrcs.usda.gov/>。

额外土壤特征（物理和化学）数据见前述网址。

表 4-1 水文土壤分类意义（NRCS, 2009, 第 7 章）

类型	意义
A	低径流潜力。即使当整个湿润时，土壤仍具有高下渗速率；主要包含了深层良好，到过分排水的砂砾。
B	当整个湿润时，土壤具有中等下渗速率；主要包含了中等深度到深度，中等良好到良好排水的土壤，具有中等粒度到中等粗糙组织。例如浅层黄土、砂质壤土。
C	当彻底湿润时具有缓慢下渗速率；主要包含具有一层向下游移动水的土壤，或者具有中等粒度到细粒度组织的土壤。例如粘质壤土、浅层砂质壤土。
D	高径流潜力。当彻底湿润时具有很慢下渗速率的土壤；主要包含了具有高膨胀潜力的粘土，具有永久性高水位的土壤，具有 clay-pan 或者靠近地表粘土层的土壤，以及接近不渗透材料的浅层土壤。

关于特定土壤类型信息的最好源头为土壤调查解释，来自每一个县的美国土壤数据中的当地 NRCS 办公室；通常在线土壤调查文档中总结；后者通常在当地土壤和水保护局可用。因为这些文档的打印版本的获得难度在逐渐增加，在线访问是更可能的（<http://soils.usda.gov/survey/>）。当然感兴趣的是“物理属性”报告，包含了感兴趣考虑下渗

参数的。该报告可以下载，针对任何土壤，见图 4-1。例如这些数据包括饱和性导水率。其他潜在有用的报告包括：

- 水特征，包括信息例如水文土壤类型（对于 Woodburn Silt Loam 为 B），地下水位深度，以及积水频率。
- RUSLE2 相关属性，结合一致性土壤损失公式应用的数据。
- 工程属性，包括土壤水平深度、土壤分类（USDA, Unified, AASHTO）、筛网分析、液体限制和塑性指数。

简言之，NRCS 提供了无价的土壤和土壤排水信息资源。当它们逐渐增加驻留在网络在线时，该机构的数据甚至更有价值。

Physical Soil Properties														
Benton County, Oregon														
[Entries under "Erosion Factors--T" apply to the entire profile. Entries under "Wind Erodibility Group" and "Wind Erodibility Index" apply only to the surface layer. Absence of an entry indicates that data were not estimated]														
Map symbol and soil name	Depth	Sand	Silt	Clay	Moist bulk density	Saturated hydraulic conductivity	Available water capacity	Linear extensibility	Organic matter	Erosion factors			Wind erodibility group	Wind erodibility index
										Kw	Kf	T		
	in	Pct	Pct	Pct	g/cc	micro m/sec	In/in	Pct	Pct					
177: Woodburn	0-9	3-25	60-80	15-25	1.25-1.45	4.00-14.00	0.19-0.24	0.5-2.9	2.5-6.5	.32	.32	5	5	48
	9-17	3-25	60-80	15-25	1.25-1.45	4.00-14.00	0.19-0.23	0.5-2.9	1.5-4.5	.37	.37			
	17-25	2-20	60-75	20-35	1.30-1.55	1.40-14.00	0.19-0.21	1.0-6.9	0.3-1.0	.49	.49			
	25-32	2-20	60-75	20-35	1.30-1.55	1.40-14.00	0.19-0.21	1.0-6.9	0.2-0.6	.55	.55			
	32-39	2-25	60-75	20-35	1.25-1.45	1.40-14.00	0.19-0.21	1.5-6.9	0.2-0.4	.55	.55			
	39-54	2-25	60-75	20-35	1.25-1.45	1.40-14.00	0.19-0.21	1.5-6.9	0.1-0.3	.55	.55			
	54-68	5-25	50-75	15-30	1.25-1.45	4.00-14.00	0.19-0.21	1.5-6.9	0.1-0.2	.55	.55			
	68-80	30-60	25-60	10-20	1.25-1.55	4.00-42.00	0.13-0.21	0.0-2.9	0.0-0.1	.49	.49			
	80-92	30-60	25-60	10-20	1.25-1.55	4.00-42.00	0.13-0.21	0.0-2.9	0.0-0.1	.49	.49			

图 4-1 Woodburn silt loam, Benton County, Oregon 的物理属性

4.2 Horton方法

Horton 方法属性上为经验性的，可能为最著名的下渗公式。对于它的三个参数最好数值，许多水文学家具有一种“感觉”，尽管事实上具有很少公布的可用信息。它的一般形式中，可能仅仅针对降雨强度总是超过下渗能力的事件；可是，用于 SWMMH 的修改形式克服了该局局限性。自从第一版程序开始，Horton 方法就成为了 SWMM 的一部分。(Metcalf and Eddy et al., 1971a)。

4.2.1 控制方程组

Horton (1933, 1940)提出了以下指数方程，为了根据现场测试的观测，预测下渗能力随着时间的下降：

$$f_p = f_\infty + (f_0 - f_\infty)e^{-k_d t} \quad (4-1)$$

式中：

f_p ——土壤的下渗能力 (ft/sec)；

f_∞ —— f_p 的最小或者平衡值 (在 $t = \infty$ 时) (ft/sec)；

f_0 —— f_p 的最大或者初始值（在 $t = 0$ 时）（ft/sec）；

t ——暴雨开始后的时间（sec）；

k_d ——衰减系数（ sec^{-1} ）。

公式 4-1 的示意图 4-2，可以在合适的假设下，根据 Richards 公式理论推导 (Eagleson, 1970)。注意实际下渗量将为实际降雨和下渗能力中较小值：

$$f(t) = \min[f_p(t), i(t)] \quad (4-2)$$

式中：

f ——土壤的实际下渗量（ft/sec）；

i ——降雨强度（ft/sec）。

于是对于图 4-2 所示的情况，径流将为间歇性的。

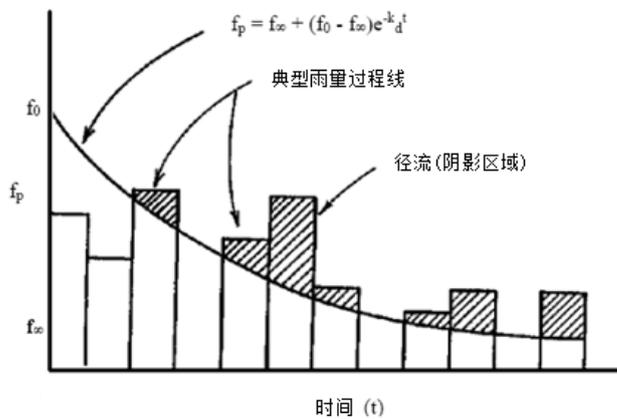


图 4-2 Horton 下渗曲线

参数 f_0 和 f_∞ 的典型数值通常大于典型降雨强度。于是，当利用公式 4-1 时，以便 f_p 仅仅为时间的函数，指数项将引起 f_p 降低，甚至如果降雨强度很小，如图 4-2 所示。忽略水进入土壤的实际量，这导致下渗能力的降低。

为了纠正该问题，SWMMH 使用了 Horton 公式 4-1 的积分形式：

$$F(t_p) = \int_0^{t_p} f_p dt = f_\infty t_p + \frac{(f_0 - f_\infty)}{k_d} (1 - e^{-k_d t_p}) \quad (4-3)$$

式中 F ——时刻 t_p 的累积下渗能力，ft。

该函数的图形见图 4-3，其中假设所有时刻 t 的实际下渗已经等于 f_p 。如前所述，实际上将具有下渗量 f 小于 f_p 的时刻，以便真正累积下渗量将为：

$$F(t) = \int_0^t \min[f_p, i] d\tau \quad (4-4)$$

于是公式 4-3 和 4-4 用于定义沿着 Horton 曲线的时间 t_p ，可以求得下一数值 f_p 。也就是说， F 结合实际下渗量 f 在当前时间步长更新，然后将 t_p 作为唯一未知量，求解以下公式，：

$$F = f_{\infty} t_p + \frac{(f_0 - f_{\infty})}{k_d} (1 - e^{-k_d t_p}) \quad (4-5)$$

一旦已知数值 t_p ，可以根据公式 4-1 求得下一时间步长的下渗能力 f_p 。

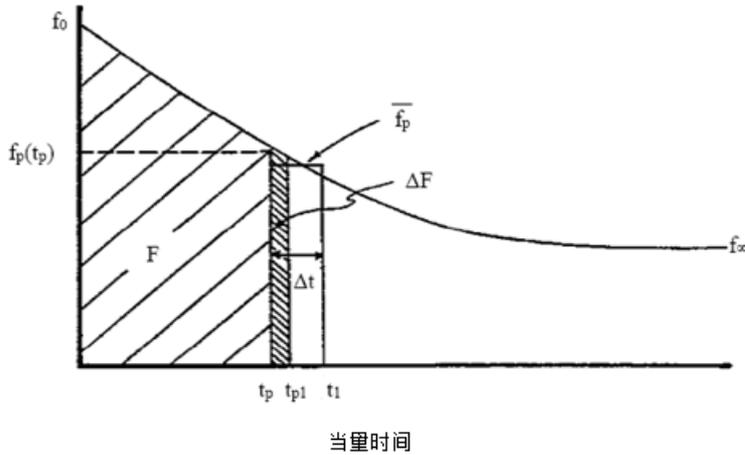


图 4-3 累积下渗量 F 作为 Horton 曲线下的面积

可以指定额外选项参数 F_{\max} ，为了限制可以下渗到土壤的总水容积。当累积下渗量超过该数值时，出现饱和状态，没有更多的下渗发生；土地表面表现为不渗透性。于是公式 4-4 中的 $F(t)$ 不允许超过 F_{\max} 。

4.2.2 下渗能力的恢复

对于在一定时段内包含多次暴雨事件的模拟，下渗能力将在旱季时段重新生成（重新恢复）。结合 Horton 方法，SWMMH 执行了该功能，无论何时子汇水面积变得干燥--意味着它不接受降水，以及没有蓄积的地表水--根据图 4-4 所示的假想干燥曲线：

$$f_p = f_0 - (f_0 - f_{\infty}) e^{-k_r (t - t_w)} \quad (4-6)$$

式中：

k_r ——恢复曲线的衰减系数 (sec^{-1})；

t_w ——恢复曲线中 $f_p = f_{\infty}$ 时的假想预测时间 (sec)。

于是随着恢复继续，产生 t_p 的新值，见图 4-4。例如，结合 f_r 作为相应的下渗能力，令 t_{pr} 为恢复开始时的数值 t_p 。根据恢复曲线，

$$f_r = f_0 - (f_0 - f_{\infty}) e^{-k_r (t_{pr} - t_w)} \quad (4-7)$$

t_w 可以计算为：

$$t_w = t_{pr} - \frac{1}{k_r} \ln \left(\frac{f_0 - f_{\infty}}{f_0 - f_r} \right) \quad (4-8)$$

于是在达到 $t_{w1} = t_{pr} + \Delta t$ 的恢复时间后，求得新的下渗能力 f_1 ，根据：

$$f_1 = f_0 - (f_0 - f_\infty)e^{-k_r(t_{w1}-t_w)} \quad (4-9)$$

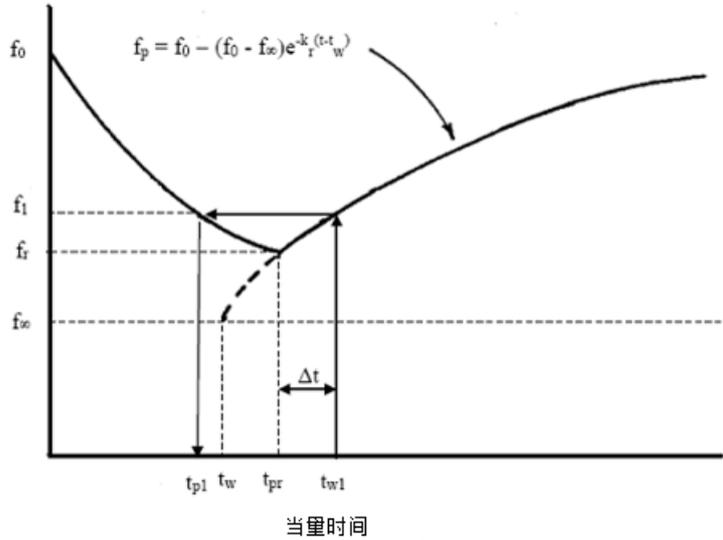


图 4-4 干旱时间步长中下渗能力的重新生成（恢复）

最后，下渗曲线中最新当量时间 t_{p1} ，在雨季条件下下渗过程将重新开始，为：

$$t_{p1} = \frac{1}{k_d} \ln \left(\frac{f_0 - f_\infty}{f_1 - f_\infty} \right) \quad (4-10)$$

这些步骤可以合并成以下公式：

$$t_{p1} = \frac{1}{k_d} \ln \left[1 - e^{-k_r \Delta t} \left(1 - e^{-k_d t_{pr}} \right) \right] \quad (4-11)$$

连续时间步长内， t_{p1} 可以替代 t_{pr} ， t_{p2} 替代 t_{p1} ，等，注意当 $t_p = 0$ 时， f_p 已经达到它的最大值 f_0 。

尽管该恢复方法给出了合理的结果，有时是不满意的，当下渗恢复不是取决于蒸发蒸腾作用（ET）时。土壤通过 ET 和深度下渗干燥，应会影响下渗能力的恢复，但是这些机制在 SWMMH 中，通过刚才讨论的更加经验型方法替代。

4.2.3 计算方法

计算研究面积内每一子汇水面积在单一模拟时间步长内，Horton 下渗量的详细计算见以下文本框。

Horton 下渗量的计算方法

对于每一汇水面积的渗透子面积，以下变量假设在每一时间步长 Δt (sec) 的开始是已知的：

- i ——降雨量 (ft/sec)；
- d ——表面积水深度 (ft)；
- t_p ——Horton 曲线的当量时间 (sec)。

结合以下常数：

- f_0 ——最大（或者初始）下渗能力 (ft/sec)；
- f_∞ ——最小（或最终）下渗能力 (ft/sec)；
- k_d ——下渗能力衰减系数 (sec^{-1})；
- k_r ——下渗能力恢复系数 (sec^{-1})；
- F_{\max} ——最大可能下渗容积 (ft)。

最初在时刻 0, $t_p = 0$ 。

计算单一模拟时间步长内给定子汇水面积 Horton 下渗速率 f 的计算步骤如下：

1. 计算可用降雨速率： $i_a = i + d / \Delta t$ 。
2. 如果 $i_a = 0$ ，意味着地表是干燥的，然后更新 Horton 下渗曲线中的当前时间 t_p 为：

$$t_p \leftarrow \frac{1}{k_d} \ln \left[1 - e^{-k_r \Delta t} (1 - e^{-k_d t_p}) \right]$$

并设置下渗速率 f 为 0。

3. 否则根据时刻 t_p 和 $t_1 = t_p + \Delta t$ 的 Horton 曲线积分形式，计算累积下渗容积（分别为 F_p 和 F_1 ），如下：

- a. 如果 $t_p \geq 16/k_d$ ，那么 t_p 处于 Horton 曲线的平坦段，因此

$$F_p = f_\infty t_p + \frac{f_0 - f_\infty}{k_d} \text{ 和 } F_1 = F_p + f_0 \Delta t。$$

- b. 否则，

$$F_p = f_\infty t_p + \frac{f_0 - f_\infty}{k_d} (1 - e^{-k_d t_p}) \text{ 和 } F_1 = f_\infty t_1 + \frac{(f_0 - f_\infty)}{k_d} (1 - e^{-k_d t_1})。$$

将 F_p 和 F_1 限制到不超过 F_{\max} ，如果提供了后者数值。

4. 计算时间步长内的平均下渗速率 f_p ： $f_p = (F_1 - F_p) / \Delta t$ 。

5. 如果 $t_1 > 16/k_d$ 或者 $f_p < i_a$ ，那么更新 t_p 为 $t_p + \Delta t$ 。

6. 否则求解非线性方程

$$F_p + f\Delta t = f_\infty t_p + \frac{f_0 - f_\infty}{k_d} (1 - e^{-k_d t_p})$$

针对更新的 t_p 值，采用牛顿--拉夫森算法 (Press et al., 1992)。

7. 计算实际下渗速率 f 为 f_p 和可用降雨速率的较小值: $f = \min[f_p, i_a]$

用于求解步骤 6 的非线性方程的牛顿--拉夫森算法，作为一个可调用子例程包含在 SWMMH 计算机代码中。

4.2.4 参数估计

针对用户必须用于每一子汇水面积的 Horton 下渗方法参数有:

- f_0 ——最大或者初始下渗能力 (mm/hr 或 in/hr);
- f_∞ ——最小或者平衡下渗能力 (mm/hr 或 in/hr);
- k_d ——衰减系数 (hr^{-1});
- k_r ——再生系数 (日^{-1});
- F_{\max} ——最大下渗容积 (mm 或 in)。

这些参数的用户指定计量单位 (例如 mm, in 或 hr) 与内部使用的那些 (ft 和 sec) 之间的转换, 通过程序自动处理。

尽管 Horton 公式可能为几个可用下渗公式中最著名的, 针对特定应用, 用户选择的参数 f_0 和 k_d 的数值, 具有很少的帮助。(幸运的是, 一些指南是针对 f_∞ 数值的)。因为 f_0 和 k_d (以及通常的 f_∞) 的实际数值取决于土壤、植被和初始含湿量, 理想下这些参数应利用现场渗测试的结果估计, 对应于大量流域场地和大量前期湿润条件。Georgia 土壤的 Horton 参数例子见表 4-2 (Rawls et al., 1976)。Horton (1940) 的估计见表 4-3。Skaggs and Khaleel (1982) 根据理论估计, 提供了 Horton 类型的衰减曲线。

表 4-2 选择 Georgia 土壤的 Horton 参数 (Rawls et al., 1976)

土壤类型	f_∞ (in/hr)	f_0 (in/hr)	k_d (hr^{-1})
Alpha 壤质砂土	1.40	19.0	38.29
Carnegie 砂质壤土	1.77	14.77	19.64
Cowarts 壤质砂土	1.95	15.28	10.65
Dothan 壤质砂土	2.63	3.47	1.40
Fuquay 卵石壤质砂土	2.42	6.24	4.70
Leefield 壤质砂土	1.73	11.34	7.70
Robertsdale 壤质砂土	1.18	12.41	21.75
Stilson 壤质砂土	1.55	8.11	6.55
Tooup 砂土	1.80	23.01	32.71

如果难以将现场数据用于估计每一子汇水面积的 f_0 , f_∞ 和 k_d , 以下指南是有帮助的。通常, 可以直接应用 NRCS 数据。例如, 针对 Woodburn 粉质壤土的两个上层 (土壤层) (图 4-1), 列出的饱和导水率为 4-14 微米每秒, 或者 14-50 mm/hr (0.6-2.0 in/hr)。不幸的是, 通常在土壤调查数据中遇到这种大范围的数值。幸运的是, 范围也作为提醒, 下渗速率在空间和时

间上是显著变化的，不应认为总是“合适的”。注意针对参数 K_s ，饱和导水率是更合适的词语，较老土壤调查解释表格中也称作“渗透性”。

表 4-3 Horton 提供的 Horton 参数 (1940)

土壤和覆盖	f_{∞} (in/hr)	f_0 (in/hr)	k_d (hr ⁻¹)
标准农业 (裸露)	0.24-8.9	11.4	96
标准农业 (草皮)	8.2-11.8	36.7	48
泥炭	0.82-11.8	13.3	108
细砂粘土 (裸露)	0.82-1.0	8.6	120
细砂粘土 (草皮)	4.1-1.2	27.4	84

最小下渗能力 (f_{∞})

Horton 参数 f_{∞} 实质上等于标准导水率 K_s ，即 $f_{\infty} \approx K_s$ 。当地表积水时，在很低的深度处， f_{∞} 数值也是极限下渗速率。结合本章后面的 Green-Ampt 下渗方法，将讨论 K_s 的一般化估计；以及缺乏特定现场数据时，这是 f_{∞} 数值的最好来源。

可选的，可根据 Musgrave (1955) 的 f_{∞} 数值，见表 4-4。为了协助选择每一土壤类型给出范围内的数值，用户应考虑剖面中最小导水率层的结构。取决于土壤为砂土、壤土还是粘土， f_{∞} 数值应分别靠近范围的大、中和小数值。例如，Woodburn 粉质壤土的数据表正如水文土壤类型 B 的那样，它将估计 f_{∞} 在范围 3.8-7.6 mm/hr (0.15-0.30 in/hr)，低于以上讨论的 K_s 值。土壤剖面中层的组织估计说明，它们特性上为粉质的，建议 f_{∞} 值的估计应处于范围的下端，即 3.8-5.1 mm/hr (0.15-0.20 in/hr)。 f_{∞} 值的敏感性测试将说明该参数对于整个结果的重要性；实际上， f_{∞} 通常是三个 Horton 曲线参数最为敏感的一个。

表 4-4 水文土壤类型的 f_{∞} 数值 (Musgrave, 1955)

水文土壤类型	f_{∞} (in/hr)
A	0.45-0.30
B	0.30-0.15
C	0.15-0.05
D	0.05-0

将表 4-4 内的数值用于砂质土壤 (类型 A) 时应注意，因为报告的 K_s 值通常更高。例如，佛罗里达州砂质土壤的 K_s 范围从 7 到 18 in/hr (180-450 mm/hr) (Carlisle et al., 1981)。除非地下水位上升到地表，最小下渗能力将很高，且降雨速率几乎总是低于 f_{∞} ，导致这些土壤很少或者没有地表漫流。

衰减系数 (k_d)

对于任何现场下渗测试，下渗能力初始下降 (或者“衰减”) 速率，取决于初始含湿量。于是相同土壤确定的 k_d 数值将在各次测试中变化。可以推断的是，如果总是指定 f_0 ，它与特定土壤湿度条件 (例如干燥) 相关；对于不是这样的含湿量，相应改变时间尺度 (即，时刻“零”调整到与常数 f_0 对应)，那么针对独立与初始含湿量的土壤， k_d 可认为是一个常数。另外一种方式中，这意味着可以绘制出相同土壤在不同前期条件下的下渗曲线，如果它们沿着时间轴移动。Butler (1957) 进行了类似的假设。

文献中获得的 k_d 值 (Overton and Meadows, 1976; Wanielista, 1978; Maidment, 1993; ASCE, 1996)，范围从 0.67 到 120 hr⁻¹。多数数值范围为 3-6 hr⁻¹。是否在土壤组织和 k_d 值之间具有

任何相关性，证据不很明显，尽管几条公布的曲线看上去说明了砂质土壤的较低数值。如果没有现场数据可用，可以采用 4 hr^{-1} 的估计。这样的估计意味着，在积水条件下，下渗能力将落在前一小时趋向于最小数值的 98%，这是常见的观察。几个 k_d 值的下渗衰减速率见表 4-5。

表 4-5 不同 k_d 数值的下渗能力衰减速率

k_d (hr^{-1})	1 小时后趋向限值 f_∞ 的下渗能力下降百分比
2	76
3	95
4	98
5	99

初始下渗能力 (f_0)

初始下渗能力 f_0 主要取决于土壤类型、初始含湿量和地表植被条件。例如，Linsley et al. (1982) 介绍了由于湿润初始条件，说明对于砂质壤土， f_0 值减少 60 到 70 的数据。他们也说明，较低的 f_0 值用于壤土而不是砂质壤土。正如植被的效应，Jens and McPherson (1964, pp.20.20-20.38) 列出了说明密集草植被接近两倍下渗能力的数值，与裸露土壤地表测试的相比。

假设衰减系数 k_d 独立于初始含湿量，对于干燥土壤条件必须指定 f_0 。对于长期连续模拟，SWMMH 自动调整有效 f_0 值，作为下渗能力再生例程的一部分。可是对于单一事件模拟，对于有问题的暴雨，用户必须指定 f_0 值，它可能是低于干燥土壤条件的数值。

公布的 f_0 值的变化，取决于特殊测试的土壤、湿度和植被条件。表 4-6 中所列 f_0 数值可用作粗略指南。可能需要数值之间的内插。

表 4-6 f_0 的代表性数值

A. 干燥土壤（很少或者没有植被）：

砂壤： 5 in/hr
粉壤： 3 in/hr
粘壤： 1 in/hr

B. 干燥土壤（具有密集植被）：

将 A 给出的数值乘以 2（after Jens and McPherson, 1964）。

C. 潮湿土壤（仅仅针对单一事件模拟，根据干的 f_0 值变化）：

排水后但是不是干燥的土壤（即产水能力）：A 和 B 的数值除以 3。

接近饱和的土壤：选择接近 f_∞ 的数值。

部分干燥的土壤：A 和 B 的数值除以 1.5-2.5。

再生系数 (k_r)

对于连续模拟，下渗能力将根据公式 4-6 在旱季再生（恢复）。除了要求用户提供一个 k_r 值，SWMMH 还会要求一个干旱时间 T_{dry} （天数）估计。这是它针对从饱和土壤完全恢复到干燥状态需要的时间。干燥时段通常长于湿润时段，意味着 $k_r < k_d$ 。排水良好的多孔土壤（例如中砂到粗砂）中，下渗能力的恢复很快，在几日内就可完成。对于较重的土壤，恢复速率可能缓慢，在 7 到 14 天。数值的选择也与严重暴雨和植被凋谢之间的间隔相关。

Green-Ampt 方法（以下第 4.4 部分讨论）的恢复时间仅仅取决于土壤饱和导水率 K_s 。采用

该方法产生了以下 T_{dry} (天数) 的估计:

$$T_{dry} = \frac{3.125}{\sqrt{K_s}} \quad (4-12)$$

式中 K_s 的单位为 in/hr。

于是该公式结合 $K_s = 2.0$ in/hr 的砂质土壤, 预测干燥时间为 2 天; K_2 为 0.1 in/hr 的黏质土壤为 10 天。

因为数学上, 公式 4-6 中的指数项需要无限时间量, 为了允许下渗能力返回到它的初始值 f_0 , SWMMH 认为“完全恢复”, 当初始和最小能力之间差异达到 98% 时出现。于是由公式 4-6 (内部 k_r 以日⁻¹计),

$$0.02(f_0 - f_\infty) = (f_0 - f_\infty)e^{-k_r T_{dry}} \quad (4-13)$$

得出以下 k_r 估计表达式, 日⁻¹:

$$k_r = \frac{-\ln(0.02)}{T_{dry}} = \frac{3.912}{T_{dry}} \quad (4-14)$$

根据用户提供的 T_{dry} 计算 k_r , 随后通过 SWMMH 内部完成将日⁻¹转换为 sec⁻¹。

4.3 Horton修正方法

A.O. Alam 建立了 Horton 下渗方法的修订版 (Akan, 1992; Akan and Houghtalen, 2003), 已经作为单独下渗选项添加在 SWMMH 5 中。该方法利用与原 Horton 方法相同的参数, 但是跟踪了 Horton 衰减曲线的时间, 它利用超过最小下渗速率的累积下渗容积, 作为它的状态变量。它假设部分下渗水量将更深穿透到最小下渗速率的土壤 (常看作土壤饱和和导水率)。因此, 实际和刚好在地面以下累积的最小下渗速率之间具有差异, 引起下渗能力随着时间降低。当出现低降雨强度时, 该方法受到支持, 给出了更精确的下渗估计。

4.3.1 控制方程组

修订方法结合与原 Horton 方法相同的指数衰减公式开始:

$$f_p = f_\infty + (f_0 - f_\infty)e^{-k_d t} \quad (4-15)$$

式中所有符号定义同前。

正如原 Horton 方法, 实际下渗速率 f 为 f_p 和降雨速率 i 中较小值。从时刻 0 到时刻 t 积分公式 4-15, 得到以下时刻 t 的累积下渗公式:

$$F = f_\infty t + \frac{(f_0 - f_\infty)}{k_d} (1 - e^{-k_d t}) \quad (4-16)$$

由 (4-15) 求解 $e^{-k_d t}$, 代入 (4-16), 得:

$$F = f_{\infty} t + \frac{f_0 - f_p}{k_d} \quad (4-17)$$

求解 f_p , 得:

$$f_p = f_0 - k_d (F - f_{\infty} t) \quad (4-18)$$

括号中的最后项相当于 $\int_0^t (f - f_{\infty}) dt$ 。因此可以近似公式 (4-18), 通过

$$f_p = f_0 - k_d F_e \quad (4-19)$$

式中 $F_e = \sum_i (f_i - f_{\infty}) \Delta t_i$, f_i 为前一时间间隔 Δt_i 内的实际下渗量。

4.3.2 下渗能力的恢复

考虑干旱时段内下渗能力的恢复, 假设瞬时恢复速率正比于当前能力与最大能力之差:

$$df_r / dt = k_r (f_0 - f_r) \quad (4-20)$$

式中 f_r ——恢复过程中的下渗能力;

k_r ——与常规 Horton 方法使用的相同再生系数 (1/sec)。

从下渗能力为 f_{r0} 时刻开始, 积分该公式, 产生恢复时间 t 后的以下结果:

$$f_r = f_0 - (f_0 - f_{r0}) e^{-k_r t} \quad (4-21)$$

由公式 4-19, 对应于该下渗能力的累积过剩下渗容积 F_{er} , 将为:

$$F_{er} = (f_0 - f_r) / k_d \quad (4-22)$$

代入 4-21 中的 f_r , 给出:

$$F_{er} = \frac{(f_0 - f_{r0})}{k_d} e^{-k_r t} \quad (4-23)$$

再次由 4-19,

$$(f_0 - f_r) / k_d = F_e \quad (4-24)$$

因此恢复之后新的累积容积简化为：

$$F_{er} = F_e e^{-k_r t} \quad (4-25)$$

4.3.3 计算方法

针对研究面积内每一子汇水面积，模拟单一时间步长内修正 Horton 下渗速率的详细计算，见文本框修正 Horton 下渗的计算方法。

4.3.4 参数估计

因为修正 Horton 方法利用与原 Horton 方法相同的参数，第 4.2.4 部分关于怎样估计它们数值的描述也适用于修正方法。

修正 Horton 下渗的计算方法

以下变量假设在每一时间步长 Δt (sec) 的开始是已知的，对应于每一 SWMMH 子汇水面积的渗透子面积：

- i ——降雨速率 (ft/sec)；
- d ——地表积水深度 (ft)；
- F_e ——过量下渗容积 (ft)。

结合以下常数：

- f_0 ——最大 (或初始) 下渗能力 (ft/sec)；
- f_∞ ——最小 (或最终) 下渗能力 (ft/sec)；
- k_d ——下渗能力衰减系数 (sec^{-1})；
- k_r ——下渗能力恢复系数 (sec^{-1})；
- F_{\max} ——最大可能下渗能力 (可选的) (ft)。

最初时刻 0, $F_e = 0$ 。

以下步骤用于计算单一模拟时间步长中的修正 Horton 下渗速率 f ：

1. 计算可用降雨速率： $i_a = i + d / \Delta t$ 。
2. 如果 $i_a = 0$ ，意味着地表是干燥的，那么更新当前过量下渗容积如下：

$$F_{er} = F_e e^{-k_r t}$$

并令下渗速率 f 为 0。

3. 否则如果 $F_e \geq F_{\max}$ ，令 f_p 为 0。否则根据 $f_p = \max(f_0 - k_d F_e, f_\infty)$ ，计算潜在下渗速率 f_p 。
4. 计算实际下渗速率 f ，为 f_p 与可用降雨速率中的较小值： $f = \min(f_p, i_a)$
5. 如果 $f > f_\infty$ ，那么更新累积过量下渗容积：

$$F_e \leftarrow \min(F_e + (f - f_\infty) \Delta t, F_{\max})$$

4.4 Green-Ampt方法

Green-Ampt 公式 (Green and Ampt, 1911) 在近年受到相当大的关注。原公式是针对所有时间内地表过量水量的下渗。Mein and Larson (1973)说明, 它怎样可以适合于恒定降雨输入, 提出了确定毛细吸水参数的一种方式。Chu (1978)采用现场汇水面积的数据, 说明了该公式针对非恒定降雨状况的适用性。Green-Ampt 方法在 1981 年由 R.G. Mein 和 W. Huber (Huber et al., 1981)加入到 SWMM III。

4.4.1 控制方程组

下渗过程的 Green-Ampt 概念化, 其中下渗水量从地表开始, 在饱和区内垂直向下移动 (图 4-5)。湿润区中含湿量 θ 处于饱和 θ_s , 而非湿润区的含湿量处于已知初始水平 θ_i 。

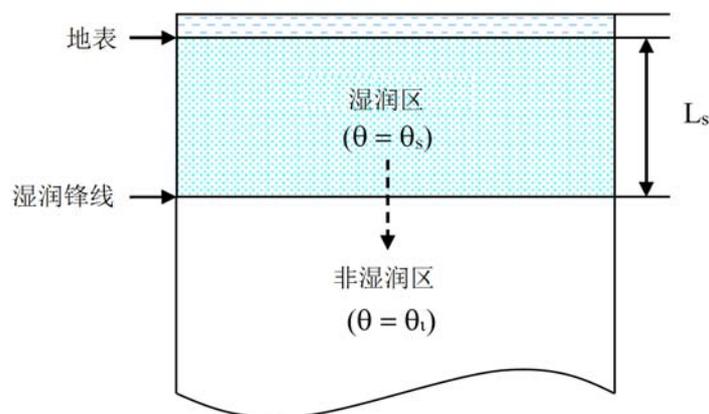


图 4-5 Green-Ampt 下渗模型的双层表示 (Nicklow et al., 2006)

湿润区内水的流速通过 Darcy 法则给出, 为饱和导水率 K_s , 沿着湿润锋的毛细吸水头 ψ_s , 地表积水深度 d 和地下饱和层深度 L_s 的函数:

$$f_p = K_s \left[\frac{(d + L_s + \psi_s)}{L_s} \right] \quad (4-26)$$

饱和层 L_s 的深度可以根据累积下渗量 F 和湿润锋下填充的初始湿度亏损 $\theta_d = \theta_s - \theta_i$, 表示为 $L_s = F/\theta_d$ 。将它代入公式 4-26; 且与假设其他深度相比, d 很小, 给出饱和条件下的 Green-Ampt 方程:

$$f_p = K_s \left(1 + \frac{\psi_s \theta_d}{F} \right) \quad (4-27)$$

公式 4-27 仅仅在地表出现饱和层之后应用。该点之前的时间内, 下渗能力将等于降雨强度:

$$f_p = i \quad (4-28)$$

随着时间增加, 可以测试是否达到饱和, 通过求解 4-27 中的 F (表示为 F_s), 并令 f_p 它等于

i , 检查该数值是否大于等于实际累积下渗量 F :

$$F_s = \frac{K_s \psi_s \theta_d}{i - K_s} \quad (4-29)$$

注意当 $i \leq K_s$ 时, 不用计算 F_s ; 尽管这样时段内 F 仍旧得到更新。最后, 这种方法中实际下渗率 f 与潜在数值 f_p 相等:

$$f = f_p \quad (4-30)$$

这两个公式的说明见图 4-6, 针对状况 $K_s = 0.25$ in/hr, $\psi_s = 6.5$ in, 以及 $\theta_d = 0.20$ 。曲线的初始平缓部分对应于 $f = i$, 直到 $F = F_s$ 点 (公式 4-29)。曲线剩余部分对应于由公式 4-27 计算的潜在速率。注意下渗速率将渐近 K_s (0.25 in/hr)。

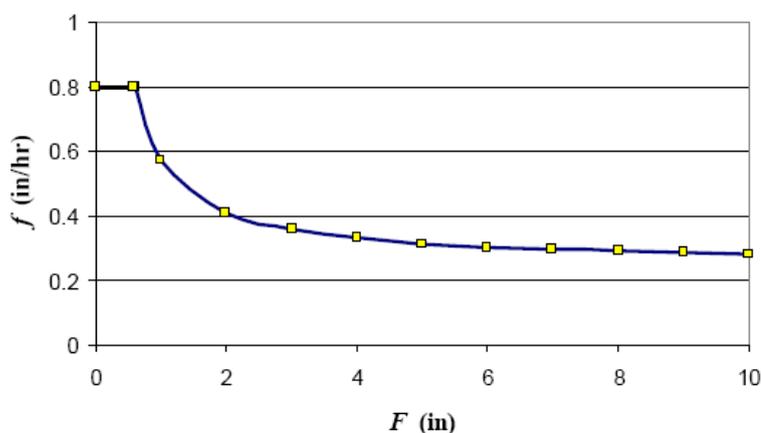


图 4-6 Green-Ampt 方法中下渗能力作为累积下渗量函数的说明

公式 4-27 说明地面饱和之后的下渗能力取决于下渗容积; 下渗容积反过来取决于前一时间步长中的下渗速率。为了避免长时间步长内的数值误差, Green-Ampt 公式的积分形式更合适。即, f_p 替换为 dF/dt , 积分得到:

$$F = K_s t + \psi_s \theta_d \ln \left(1 + \frac{F}{\psi_s \theta_d} \right) \quad (4-31)$$

如果 F_1 为时间步长开始时的已知累积下渗量, F_2 为时间步长末的未知累积下渗量, 可以写出:

$$F_2 = C + \psi_s \theta_d \ln(F_2 + \psi_s \theta_d) \quad (4-32)$$

式中 $C = K_s \Delta t + F_1 - \psi_s \theta_d \ln(F_1 + \psi_s \theta_d)$ 是一个已知常数。公式 4-32 可以对 F_2 数值求解。

于是时间步长内的平均下渗能力 f_p 计算为 $(F_2 - F_1)/\Delta t$ 。

4.4.2 下渗能力恢复

降雨事件之间的蒸发、地下排水和湿度重新分配, 降低了上层土内的土壤含湿量, 增加了土

壤的下渗能力。涉及的过程很复杂，取决于许多因素。SWMMH 中，使用了以下概述的简单经验例程 (Huber et al., 1981)；公式中给出的常用单位，使描述更容易理解。注意该过程同样缺乏与 ET 的关系，正如前面讨论的 Horton 恢复那样。

下渗通常受到最上层土壤的控制。该层的厚度取决于土壤类型：对于砂质土壤，可能为数英寸；对于重质粘土将较小。确定层厚 L_u 的公式为：

$$L_u = 4\sqrt{K_s} \quad (4-33)$$

式中 L_u 的单位以英寸计， K_s 以 in/hr 计。于是对于高的 K_s 数值 12.7 mm/hr (0.5 in/hr)，通过公式 4-33 计算的厚度为 71.8 mm (2.83 英寸)。对于具有低导水率的土壤，即 $K_s = 2.5$ mm/hr (0.1 in/hr)，计算的厚度为 32.1 mm (1.26 英寸)。该常数厚度与图 4-5 中所示的饱和区厚度 L_s 不同，它随着下渗时间增加。

Green-Ampt 模型中，降雨事件开始处初始土壤湿度亏损确定了事件内有多少可用下渗能力。重新回顾湿度亏损 θ_d 为饱和含湿量 θ_s 与初始含湿量 θ_i 之差。在旱季，上层土壤的湿度亏损 θ_{du} 被再生，即它的数值增加。于是 SWMMH 保持了连续跟踪该数量。模拟开始时， θ_{du} 设置等于用户提供的初始数值 θ_{dmax} 。在雨季，当时间步长 Δt 内出现下渗速率 f 时， θ_{du} 的下降根据：

$$\theta_{du} \leftarrow \theta_{du} - \frac{f\Delta t}{L_u} \quad (4-34)$$

降低到可能极限数值 0。旱季时段，它的增加如下：

$$\theta_{du} \leftarrow \theta_{du} + k_r \theta_{dmax} \Delta t \quad (4-35)$$

达到最大可能数值 θ_{dmax} ，其中 k_r 为恢复常数 (hr^{-1})。

可以假设恢复常数也取决于 K_s ，以便结合低 K_s 的紧密、粘土，恢复需要更长时间，与具有高 K_s 的疏松、砂质土壤相比。以下关系式用于求解 k_r ：

$$k_r = \frac{\sqrt{K_s}}{75} \quad (4-36)$$

式中常数 75 单位为 $(\text{in-hr})^{1/2}$ 。注意将完全饱和土壤恢复到最大值需要的时间简化为：

$$\frac{1}{k_r} = \frac{75}{\sqrt{K_s}} \text{ 小时 (或 } 3.125 / \sqrt{K_s} \text{ 日)}。$$

为了完成恢复过程，必要的是在任何进一步降雨之前，定义土壤必须保持恢复需要的最小时间量，考虑为单独事件。该时间 T_r (hr) 计算为：

$$T_r = \frac{0.06}{k_r} = \frac{4.5}{\sqrt{K_s}} \quad (4-37)$$

于是当至少在恢复间隔 T_r 小时后出现新的降雨时段时，两阶段 Green-Ampt 下渗过程结合 $\theta_d = \theta_{du}$ 和 $F = 0$ 重新开始。图 4-7 总结了关于饱和导水率 K_s 三个内部计算的恢复参数 L_u 、 k_r 和 T_r 的函数依赖性。

4.4.3 计算方法

计算单一模拟时间步长研究面积内，每一子汇水面积 Green-Ampt 下渗速率的详细计算方法，见以下文本框。

4.4.4 参数估计

将 Green-Ampt 下渗方法用于每一子汇水面积的土壤参数有：

- K_s ——饱和导水率 (mm/hr 或 in/hr)；
- ψ_s ——湿润锋的吸上水头 (mm 或 in)；
- θ_{dmax} ——可用最大湿润亏损 (单位容积土壤的干空气容积)。

这些参数的用户提供计量单位 (mm (或 in)) 和内部计量单位 (ft 和 sec) 之间的转换，自动通过程序处理。

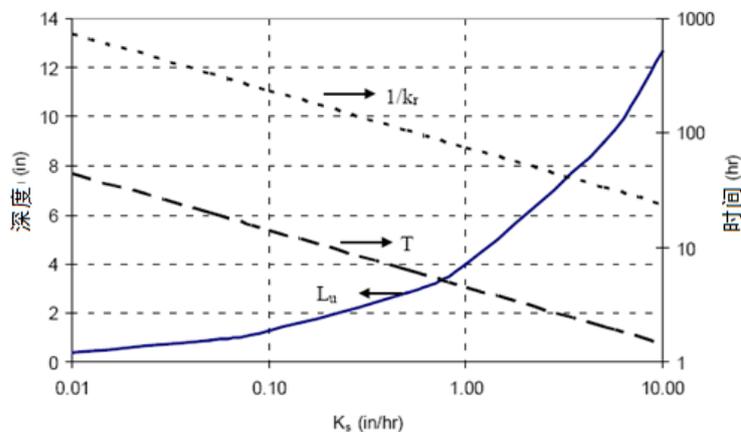


图 4-7 Green-Ampt 恢复参数作为导水率的函数

Green-Ampt 下渗计算方法

注：为了表达方便，以下利用长度单位英寸和时间单位小时描述，而不是 SWMMH 内部使用的英尺和秒。

以下变量假设在每一时间步长 Δt 的开始是已知的，对于每一子汇水面积的渗透子面积：

- i ——降雨速率 (in/hr)；
- d ——地表积水深度 (in)；
- θ_d ——当前降雨事件开始时的土壤湿度亏损；
- θ_{du} ——上层土壤恢复区的土壤湿度亏损；
- F ——累积下渗容积 (in)；
- T ——下一事件开始之前剩余的恢复时间 (hr)。

结合以下常量：

K_s ——饱和导水率 (in/hr)；

ψ_s ——湿润锋处的吸上水头 (in)；

θ_{dmax} ——最大土壤湿度亏损；

L_u ——上部土壤恢复层的深度 (in)；

k_r ——湿度亏损恢复常数 (hr^{-1})；

T_r ——新降雨事件出现之前的最小恢复时间 (hr)。

后三个常数来自前面描述的 K_s 。最初在时刻 0, $\theta_d = \theta_{du} = \theta_{dmax}$, $F = 0, T = 0$, 且表面处于不饱和状态。

评估每一时间步长内 Green-Ampt 下渗速率 f 的计算方法, 遵从两个独立的路径, 取决于表层是否处于饱和状态。非饱和状态的方法如下：

1. 计算可用降雨速率: $i_a = i + d/\Delta t$ 。

2. 减少下一暴雨时间之前剩余的恢复时间: $T \leftarrow T - \Delta t$ 。

3. 如果可用降雨速率为零 ($i_a = 0$), 于是：

a. 令 $f = 0$ 。

b. 恢复上层湿度亏损 θ_{du} 和累积下渗量 F ：

$$\Delta\theta = k_r \theta_{dmax} \Delta t$$

$$\theta_{du} \leftarrow \theta_{du} + \Delta\theta$$

$$F \leftarrow F - \Delta\theta L_u$$

c. 如果超过了最小恢复时间 ($T \leq 0$), 那么令 $\theta_d = \theta_{du}$ 且 $F = 0$, 标志新降雨事件的开始。

4. 如果可用降雨速率没有超过饱和导水率 ($i_a \leq K_s$), 那么：

a. 令 $f = i_a$ 。

b. 更新累积下渗量：

$$\Delta F = i_a \Delta t$$

$$F \leftarrow F + \Delta F$$

$$\theta_{du} \leftarrow \theta_{du} - \Delta F / L_u$$

5. 如果可用降雨速率 i_a 超过了 K_s , 那么：

a. 令 $T = T_r$ 。

b. 由公式 4-29, 计算需要饱和地表的容积 F_s ：

$$F_s = \frac{K_s \psi_s \theta_d}{i_a - K_s}$$

- c. 如果地表层目前饱和 ($F \geq F_s$), 那么将以下描述饱和条件的过程, 用于计算 f 。
- d. 如果 $F + i_a \Delta t < F_s$ (即, 地表保持不饱和), 那么令 $f = i_a$, 更新 F 和 θ_{du} , 正如以上步骤 4b。
- e. 否则地表在时间步长内变得饱和。求解公式 4-32 中的 F_2 , 利用对应于 F_1 的 F_s , 以及对应于 Δt 的 $\Delta t - (F_s - F)/i_a$ (即, 最初时间步长存在饱和条件的一部分)。于是令:

$$\Delta F = F_2 - F$$

$$F = F_2$$

$$\theta_{du} \leftarrow \theta_{du} - \Delta F / L_u$$

$$f = \Delta F / \Delta t$$

用于饱和条件的计算步骤如下:

1. 计算可用降雨速率: $i_a = i + d/\Delta t$ 。
2. 重置 $T = T_r$ 。
3. 结合 $F_1 = F$, 求解公式 4-32 中的 F_2 。
4. 令 $\Delta F = F_2 - F$ 。
5. 如果 $\Delta F > i_a \Delta t$, 那么令 $\Delta F = i_a \Delta t$, 将当前地表层条件改为不饱和。
6. 更新以下:

$$F \leftarrow F + \Delta F$$

$$\theta_{du} \leftarrow \theta_{du} - \Delta F / L_u$$

$$f = \Delta F / \Delta t$$

注意这两条路径中, θ_{du} 不允许低于 0, 也不可以超过 θ_{dmax} 。此外, 牛顿--拉夫森过程 (Press et al., 1992) 用于求解 Green-Ampt 公式 4-32 的积分形式, 在不饱和过程的步骤 5e 和饱和过程的步骤 3。

饱和导水率 (K_s)

大范围土壤的饱和导水率 (K_s) 和吸水头 (ψ_s) 估计的可能最好单一源头--以及 Green-Ampt 方法较有吸引力的一个原因--是利用了 Rawl et al. (1983) 的数据, 见表 4-7。这些数据来自大约全美国的 5000 份土壤测试, 它们将从不是真正现场指定的, 它们确实是一致和合理的。尽管参数估计具有很大差异, 可以利用表格做出初步的良好近似。导水率的数值也可用于估

计 Horton 参数 f_{oc} 。但是针对孔隙率和吸水头的数值范围（这些学者没有提供 K_s 的范围），应作为关于这些一般性估计中放置太多信任的警报。

针对导水率的 NRCS 土壤调查物理数据（见图 4-1）数值，也可用作初步估计。 K_s 数值的更好指南，是作为 Horton 公式的参数 f_{oc} 给出；对于同样的土壤，理论上这些参数（即 f_{oc} 和 K_s ）应是相等的。注意通常遇到的 K_s 值范围将为每小时十分之一英寸的量级。

导水率估计的另一源头为 Saxton and Rawls (2006)建立的回归公式，它是根据土壤的砂子、粘土和有机物含量预测 K_s 。更多细节见地下水一章的第 5.5.2 小节。

城市土壤通常受高度干扰 (Pitt et al., 1999, 2001; Pitt and Voorhees, 2000)。建设通常出现在或者靠近问题位置，以及土壤可以压密，不同于它们的自然状态。此外为了园艺应用，有时输入外来土壤。这些外来土壤（例如草坪）可能具有较高的下渗速率。前面讨论的参数估计是根据未受干扰土壤的数据，即利用了自然资源保护局（NRCS）的数据。自然、未受干扰土壤的参数可能过高估计了城市土壤的下渗特征。模拟人员应记住，仅仅特定现场的下渗计和/或土壤物理特性测试，才可以确定当地下渗属性；高空间变化性是种规则，而不是例外。

吸水头 (ψ_s)

吸水头 ψ_s （也称作毛细张力）可能是最难测试的参数。它可以来自土壤湿度--导水率数据 (Mein and Larsen, 1973)，见第 5 章地下水图 5-5 中的类型。不幸的是，这么详细的数据对于多数土壤是很少见的。幸运的是，Green-Ampt 下渗获得的结果对 ψ_s 的估计高度不敏感。

表 4-7 不同土壤类型的 Green-Ampt 参数 (Rawls et al., 1983)

(括号中的数字为所示参数值的土标准差)

土壤类型	孔隙率, ϕ	有效孔隙率, ϕ_e^*	湿润锋吸水头, ψ_s (in)	饱和导水率, K_s (in/hr)
砂土	0.437 (0.374-0.500)	0.417 (0.354-0.480)	1.95 (0.38-9.98)	4.74
壤质砂土	0.437 (0.363-0.506)	0.401 (0.329-0.473)	2.41 (0.53-11.00)	1.18
砂质壤土	0.453 (0.351-0.555)	0.412 (0.283-0.541)	4.33 (1.05-17.90)	0.43
壤土	0.463 (0.375-0.551)	0.434 (0.334-0.534)	3.50 (0.52-23.38)	0.13
粉质壤土	0.501 (0.420-0.582)	0.486 (0.394-0.578)	6.57 (1.15-37.56)	0.26
砂质粘壤土	0.398 (0.332-0.464)	0.330 (0.235-0.425)	8.60 (1.74-42.52)	0.06
粘质壤土	0.464 (0.409-0.519)	0.309 (0.279-0.501)	8.22 (1.89-35.87)	0.04
粉质粘壤土	0.471 (0.418-0.524)	0.432 (0.347-0.517)	10.75 (2.23-51.77)	0.04
砂质粘土	0.430 (0.370-0.490)	0.321 (0.207-0.435)	9.41 (1.61-55.20)	0.02
粉质粘土	0.479 (0.425-0.533)	0.423 (0.334-0.512)	11.50 (2.41-54.88)	0.02

粘土	0.475 (0.427-0.523)	0.385 (0.269-0.501)	12.45 (2.52-61.61)	0.01
----	------------------------	------------------------	-----------------------	------

* 有效孔隙率为孔隙率 ϕ 与饱和土壤允许彻底放干后剩余含湿量 ϕ_r 之差。

一个好的当地数据源通常可在州立大学的土壤科学系找到。在州内发现的各种土壤中执行测试,包括土壤湿度与土壤张力数据,从中可以推导 ψ_s 。例如, Carlisle et al. (1981)提供了 Florida 土壤的这些数据,包括 K_s , 主体密度和其他物理和化学属性信息。

近似数值也可见来自几位学者: Mein and Larsen (1973), Brakeensiek and Onstad (1977), Clapp and Hornberger (1978), Chu (1978), Rawls et al. (1983)。公布的数值变化相当大且有重叠性;可是, 50 到 380 mm (2 到 15 英寸) 的范围实质上覆盖了所有土壤组织。但是正如 K_s , 可能估计毛细吸头 (ψ_s) 的最好源头, 是根据 Rawls et al. (1983)的数据, 见表 4-7。Brakensiek et al. (1981)注意到所有土壤类型的 ψ_s 与导水率高度相关。对于表 4-7 中所列这两个变量的平均值, 利用非线性回归产生了以下关系式, 其中 K_s 以 in/hr 计, ψ_s 以英寸计:

$$\psi_s = 3.237K_s^{-0.328} \quad (R^2 = 0.9) \quad (4-38)$$

最大湿度亏损 (θ_{dmax})

最大湿度亏损 θ_{dmax} 定义为饱和时和模拟开始时的含湿量之差。因为该参数为渗透面积径流的三个参数估计中最敏感的 (Brakensiek and Onstad, 1977), 应注意确定采用最佳 θ_{dmax} 数值。饱和含湿量近似等于土壤空隙率 ϕ (即, 空隙分数), 假设忽略了饱和处典型存在的 5-10% 的捕获空气。饱和土壤允许彻底排水后, 剩余的含湿量为 ϕ_r 。有效空隙率 ϕ_e 定义为 $\phi - \phi_r$, 可表示干旱前期条件的 θ_{dmax} 。 ϕ_e 的典型数值见表 4-7 所列的 Rawls et al. (1983)数据集。

与粘土相比, 砂质土壤具有较低的空隙率;但是在暴雨之间可以排放到较低的含湿量, 因为土壤空隙中水没有保持的太强烈。结果砂质土壤与粘土相比, 干旱前期条件的 θ_{dmax} 数值更高。表 4-8 来自 Clapp and Hornberger (1973), 为 θ_{dmax} 数值针对各种土壤类型的另一来源。

表 4-8 各种土壤类型的典型 θ_{dmax} 数值

土壤组织	土壤枯萎点的典型 θ_{dmax}
砂子	0.34
砂质壤土	0.33
粉质壤土	0.32
壤土	0.31
砂质粘壤土	0.26
粘质壤土	0.24
粘土	0.21

这些 θ_{dmax} 数值将适合于长期连续模拟的输入;选择的土壤类型应对应于特定子汇水面积的地表层。对于单一事件模拟, 表 4-8 的数值仅仅用于很干燥的前期条件。对于潮湿或者湿润前期条件, 应采用较低的 θ_{dmax} 数值。估计特定数值时, 应记住砂质土壤与粘土相比, 排干更迅速, 即对于前一事件开始后的相同时间, 砂质土壤与粘土相比, θ_{dmax} 数值将更接近表 4-8 中的数值。

θ_{dmax} 的另一种估计是根据 NRCS 土壤调查物理数据, 作为土壤的“可用湿度能力”, in/in (无量纲分数), 定义为产水量和枯萎点之差。于是, 它是对 θ_d 最大数值的过低估计。此外, 所

列可用湿度能力数值可能说明了与前面讨论的导水率估计的类似变化性(或者因此而缺乏),但是这些数值至少对于问题土壤是指定的。例如,图 4-1 中说明的 Woolburn 粉砂壤土, θ_{dmax} 可能处于地表层范围 0.19-0.24 的高端(远低于表 4-8 中的粉砂壤土一般值 0.32;或者表 4-7 中给出的范围 0.394 到 0.578)。

最后,初始湿度亏损可能与土壤的另一很常见计量相关:它的蓄水能力 S ,可以表示为:

$$S = d_{wt} \theta_{dmax} \quad (4-39)$$

式中 d_{wt} ——地下水位深度。

土壤蓄水能力 S 的估计可采用以下讨论的曲线数。即, S 为曲线数的函数(第 4.5.4 部分),有大量文献可用。如果已知地下水位的深度,或者针对土壤调查解释数据中的土壤给出了典型深度,那么可以求解 4-39 中的 θ_{dmax} 。

4.5 曲线数方法

曲线数下渗方法是 SWMMH 5 内新加的。它根据广泛使用的 SCS(土壤保护局,现在为 NRCS—国家资源保护局)曲线数方法,为了估计过量降雨。该方法首次开发于 1954 年,嵌入广泛使用的 TR-20 和 TR-55 计算机模型中(NRCS, 1986)以及在多数水文手册和课本中(例如 Bedient et al., 2013)。将它添加到 SWMMH,为了利用多数实践工程师对它的熟悉性,以及大范围土地利用和土壤分类指标曲线数的可用性。最初曲线数方法为一个综合损失方法,集总了截留、洼地蓄水和下渗的损失,为了预测降雨事件下的总过量降雨。SWMMH 采用该方法的修改递增形式,仅仅考虑了下渗损失,其他损失被单独模拟。曲线数方法的其他增量应用见 Chen (1975), Aron et al. (1977)和 Akan and Houghtalen (2003)。

4.5.1 控制方程

在它的经典形式中,曲线数模型利用以下公式将总事件径流 $Q(in)$ 相关于总事件降水 $P(in)$ (Haan et al., 1994; McCuen, 1998; Bedient et al., 2013; NRCS, 2004b):

$$Q = \frac{P^2}{P + S_{max}} \quad (4-40)$$

式中 S_{max} ——土壤最大湿度存储能力(in)。

S_{max} 也可认为是完全饱和土壤与完全排干土壤中所含水容积中的差。这种意义上,它类似于 Green-Ampt 模型中使用的最大湿度亏损参数 θ_{dmax} ,除了它表示为容积而不是分数(见公式 4-39)。 S_{max} 的推导来自随土壤类型和前期条件变化的表格“曲线数”CN:

$$S_{max} = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (4-41)$$

应注重的是,公式 4-40 和随后的公式利用了计量单位英寸。各种土壤类型和覆盖的曲线数在 NRCS 的国家工程手册(NRCS, 2004a)中和许多课本中被制表。

正规 SCS 方法中，在公式 4-40 的写法基础上将 P 替换为 $P - I_a$ ，式中 I_a 为初始损失 (in)，考虑了植被截留、洼地蓄水填充，以及初始土壤湿润捕获的降雨容积。因为 SWMMH 已经通过它的洼地蓄水参数 d_p 考虑了这些现象，这里没有包括该精炼方式。

假设所有没有形成径流的降雨，损失为下渗（即 $P - Q = F$ ），可以扩展公式 4-40，为了预测总（累积）下渗量 F (in)：

$$F = P - \frac{P^2}{P + S_{\max}} \quad (4-42)$$

对于类似 SWMMH 的连续模拟，公式 4-42 可按照递增方式，用于计算每一时间步长处下渗速率 f 。令 P_1 和 F_1 分别为时间步长开始处的累积降水及下渗量。时间步长末处：

$$P_2 = P_1 + i\Delta t \quad (4-43)$$

和

$$F_2 = F_1 + \frac{P_2^2 - P_1^2}{P_2 + S_e} \quad (4-44)$$

式中 P_2 和 F_2 ——分别为时间步长 Δt (hr) 末处的累积降水量和下渗量数值；

i ——时间步长内的降雨速率，in/hr；

S_e ——时间步长所属降雨事件开始处的湿度存储能力。

对于单一时间模拟， S_e 等于 S_{\max} ；但是当湿度存储能力下降，以及较长模拟时段出现的恢复时可能较低，正如在下一章节讨论的。

于是下渗速率 f (ft/sec) 计算为：

$$f = (F_2 - F_1) / \Delta t \quad (4-45)$$

累积数值更新为 $P_1 = P_2$ 和 $F_1 = F_2$ ，为下一时间步长做准备。注意随着它的建立，当在事件内没有降雨时段时，该模型不允许任何积水的下渗。为了克服该局限性，假设这些时段内的下渗速率保持与前一时段的相同。此外，当进行地表漫流的重新演算时（见第 3.6 部分），公式 4-43 中的降雨速率 i 没有包括额外的重新演算流量。

4.5.2 蓄水能力的恢复

正如讨论的其他下渗方法，土壤湿度存储能力在雨季下降，在旱季重新更新。为了结合曲线数方法模拟该特征，引入变量 S ，为了跟踪随时间的剩余存储能力（即湿度亏损）。它类似于 Green-Ampt 方法中的状态变量 θ_{du} 。最初， $S = S_{\max}$ 。无论何时时间步长 Δt 内出现速率为 f 的下渗， S 将减少 $f\Delta t$ 。在没有下渗时段， S 假设以正比于 S_{\max} 的速率更新：

$$S \rightarrow S + k_r S_{\max} \Delta t \quad (4-46)$$

式中 k_r ——蓄水能力恢复常数 (hr^{-1})。

该恢复表达式具有与 Green-Ampt 模型相同的形式，系数 k_r 在两种模型中具有类似的意义。

因为曲线数方法意味着，用于简单、离散的降雨事件；为了定义何时出现独立的事件，需要一种机制。在新事件开始处，累积变量 P 和 F 重置为零，令 S_e 等于当前剩余蓄水能力 S 。再次借用 Green-Ampt 方法，在下次降雨时段注定成为新的事件之前，必须出现没有降雨的 T_r 小时时段。通过公式 4-25， T_r 假设相关于恢复常数 k_r ，这里重写为：

$$T_r = \frac{0.06}{k_r} \quad (4-47)$$

4.5.3 计算方法

计算单一模拟时间步长研究面积内，每一子汇水面积的曲线数下渗的详细计算方法，见以下文本框。

曲线数下渗计算方法

注：为便于表达，以下描述利用长度单位英寸和时间单位小时，而不是 SWMMH 内部使用的英尺和秒。

以下变量在每一子汇水面积渗透子面积的每一时间步长 Δt (hr) 开始处是已知的：

- i ——当前时间步长处降雨速率 (in/hr)；
- d ——地表积水深度 (in)；
- P_1 ——当前降雨事件的累积降雨量 (in)；
- S_e ——当前降雨事件开始处的土壤湿度存储能力 (in)；
- S ——剩余土壤湿度存储能力 (in)；
- F_1 ——累积下渗容积 (in)；
- T ——结合降雨的最后时段开始的时间 (hr)。

结合以下常数：

- S_{\max} ——由曲线数计算的最大湿度存储能力 (in)；
- k_r ——蓄水能力恢复常数 (hr^{-1})；
- T_r ——新的降雨事件出现之前的最小恢复时间 (hr)

最初在时刻 0， $P_1 = 0$ ， $S_e = S = S_{\max}$ ， $F_1 = 0$ 和 $T = T_r$ 。

计算模拟过程单一时间步长处，给定子汇水面积中曲线数下渗速率 f 的计算步骤如下：

1. 如果具有降雨 ($i > 0$) 那么：

- a. 如果新的事件开始 ($T \geq T_r$)，那么重置以下变量： $P_1 = 0$ ， $F_1 = 0$ 和 $S_e = S$ 。
- b. 重置最后一次降雨后的时间： $T = 0$ 。
- c. 计算时间步长末的累积降雨 (P_2) 和下渗量 (F_2)：

$$P_2 = P_1 + i\Delta t$$

$$F_2 = P_2 - \frac{P_2^2}{P_2 + S_e}$$

d. 计算潜在下渗速率:

$$f_p = (F_2 - F_1) / \Delta t$$

e. 更新累积降雨和下渗量:

$$P_1 = P_2$$

$$F_1 = F_2。$$

2. 如果没有降雨, 那么增加事件之间的时间 ($T \leftarrow T + \Delta t$), 令潜在下渗速率为来自前一时段来的速率 ($f_p = f$)。

3. 如果具有一些潜在下渗 ($f_p > 0$), 那么:

a. 将实际下渗速率限值到最大可用速率:

$$f = \min[f_p, i + d/\Delta t]$$

b. 减少土壤湿度存储能力:

$$S \leftarrow \max[S - f\Delta t, 0]$$

4. 否则重新生成土壤湿度存储能力:

$$S \leftarrow \min[S + k_r S_{\max} \Delta t, S_{\max}]$$

4.5.4 参数估计

每一子汇水面积采用曲线数下渗方法时, 仅需要两个参数:

- 曲线数
- 干燥时间 (即, 完全饱和土壤恢复到干燥状态需要的时间)。

公式 4-41 中利用曲线数计算最大土壤湿度存储能力 (S_{\max})。干燥时间 T_{dry} , 日, 用于计算再生常数 k_r , 小时⁻¹, 为:

$$k_r = \frac{1}{24T_{\text{dry}}} \quad (4-48)$$

于是采用公式 4-47, 根据 k_r 计算最小事件隔间恢复时间 T_r 。

估计曲线数的高度结构化方法, 通过 NRCS (NRCS, 2004a; McCuen, 1998, Bedient et al., 2013 和实质上每一水文课本) 提供估计的曲线数。这些估计通过表 4-9 体现在工程实践中, 其中给定的曲线数值作为土地利用和土壤的水文土壤类型 (A 到 D) 的函数。水文土壤分类根据第 4.1 部分讨论的 NRCS 土壤调查局数据提供。例如, 图 4-1 的 Woodburn 粉砂壤土属于水

文土壤分类B。

当利用表 4-9 的曲线数时，需要记住几项事情。首先，这些曲线数仅仅用于常规前期湿度条件（AMC II）。对于 AMC I（低湿度）或 AMC III（高湿度），可对表格中的数值作以下调整（NRCS, 2004a）：

$$CN_I = \frac{4.2CN_{II}}{10 - 0.058CN_{II}} \quad (4-49)$$

$$CN_{III} = \frac{23CN_{II}}{10 + 0.13CN_{II}} \quad (4-50)$$

式中 CN_i 是指前期湿度条件 i 的曲线数。对于长期模拟，AMC I 曲线数允许在扩大旱季时段土壤达到它的最大可能湿度滞留能力。

其次，表 4-9 中包含的城市土地利用描述，集总了曲线数所赋值的子汇水面积渗透和不渗透部分。这意味着问题子汇水面积必须模拟为完全渗透的，结合没有划分为独立的渗透和不渗透面积，正如 SWMMH 通常做的那样（参考第 3.3 部分）。否则将产生太多的径流。如果希望继续将子汇水面积划分为渗透和不渗透面积，必须调整来自表 4-9 的曲线数，为了去除不渗透性的影响；或者寻找曲线数的另一源头，例如来自现场测试的校准（见 Shuster and Pappas, 2011）。

表 4-9 所选土地利用的径流曲线数（NRCS, 2004a）
（针对前期湿度条件 II）

用地性质描述	水文土壤类型			
	A	B	C	D
耕种土地 ¹				
没有保护性处理	72	81	88	91
具有保护性处理	62	71	78	81
牧场或放牧土地				
不良条件	68	79	86	89
良好条件	39	61	74	80
草地				
良好条件	30	58	71	78
树木或者林地				
细砂，不良覆盖，没有护根	45	66	77	83
良好覆盖 ²	25	55	70	77
开阔地、草坪、公园、高尔夫球场、陵园等				
良好条件：草地覆盖超过 75% 的区域	39	61	74	80
较差条件：草地覆盖在 50-75% 的区域	49	69	79	84
商业和经济区（85% 不渗透区域）	89	92	94	95
工业区（72% 不渗透性）	81	88	91	93
居民区 ³				
平均地块尺寸	不渗透性百分比 ⁴			
低于 1/8 ac	65	77	85	90

1/4 ac	38	61	75	83	87
1/3 ac	30	57	72	81	86
1/2 ac	25	54	70	80	84
1 ac	20	51	68	79	98
铺砌式停车场、屋顶、车行道等 ⁵		98	98	98	98
街区和道路					
具有边石和雨水管道的铺砌路面 ⁵		98	98	98	98
砾石		76	85	89	91
土路		72	82	87	89

表中脚注：

1. 农业土地利用曲线数的详细描述，见NRCS(2004a)国家工程手册第9章“水文土壤--覆盖复合体”。
2. 良好覆盖为保护免于啃咬和垃圾，以及灌木覆盖土壤。
3. 曲线数的计算，假设房屋和车行道的径流直接进入街道，屋顶水最小的导向可能额外下渗的草坪。
4. 对于这些曲线数，剩余的渗透面积（草坪）认为处于良好牧场条件。
5. 一些较炎热气候，可以使用曲线数95。

前面已经结合第 2.2 部分的 Horton 再生常数和第 4.3.2 部分的 Green-Ampt 恢复过程，讨论了土壤干燥时间的估计。建议的是，干燥天数 T_{dry} (日) 可相关于土壤饱和和导水率 K_s (in/hr)，为：

$$T_{dry} = \frac{3.125}{\sqrt{K_s}} \quad (4-51)$$

式中 K_s 根据表 4-7 的土壤类型估计。

4.6 数值示例

因为本章讨论的四种下渗方法具有不同的公式，感兴趣的是比较特定模拟条件集下产生的结果。每一种方法均用于模拟较平坦、完全渗透子汇水面积的下渗，其中包含了良好排水的 B 类土壤。每一种方法的子汇水面积属性、降雨事件和下渗参数见表 4-10。每一种方法选择的下渗参数，对于设计暴雨，产生大约相同量的径流，处于本章前面部分讨论的正常范围。

表 4-10 用于下渗方法示例比较的参数

项	参数	数值
子汇水面积	不渗透百分比	0
	坡度百分比	0.5
	宽度 (ft)	140
	粗糙度	0.1
	洼地蓄水量 (in)	0.05
降雨事件	历时 (hr)	6.0
	总深度 (in)	2.0
	到达高峰时间/总历时	0.375

	蒸发量 (in/hr)	0
Horton 下渗	初始能力 (in/hr)	1.2
	最终能力 (in/hr)	0.1
	衰减系数 (hr ⁻¹)	2.0
	干旱时间 (日)	7.0
Green-Ampt 下渗	饱和导水率 (in/hr)	0.1
	吸水头 (in)	2.0
	初始湿度亏损	0.2
曲线数	曲线数	80
	干旱时间 (日)	7.0

图 4-8 说明了这些条件下每种下渗方法获得的下渗速率。图例中的数字为每种方法中降雨变为径流的分数。即使产生了类似的径流量，这些方法说明了随时间明显不同的下渗模式。这些模式不仅受到每种方法所选参数的影响，也受到事件中出现的降雨强度的时间模式影响。

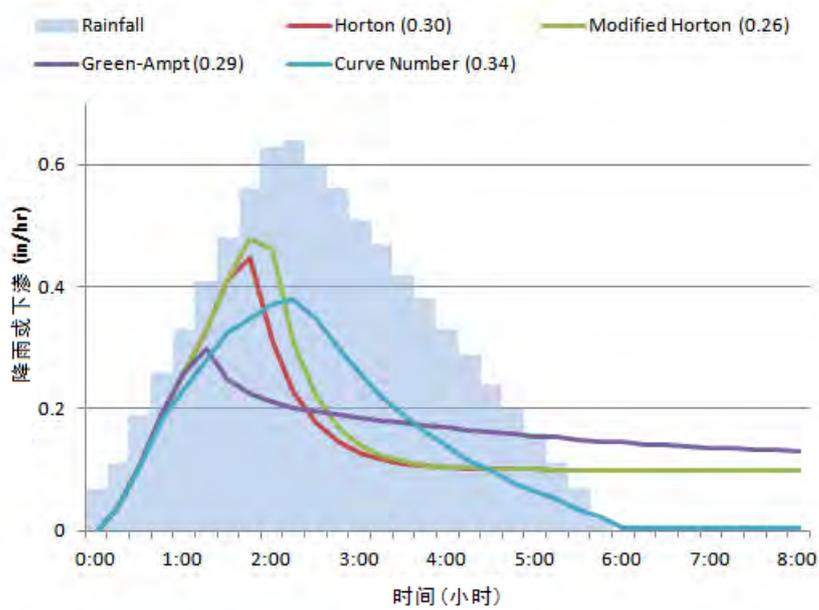


图 4-8 2 英寸降雨事件中，不同方法产生的下渗速率（括号中的数字为成为径流的降雨分数）

第5章 地下水

5.1 引言

因为 SWMM 开发初期是为了模拟城市汇水面积中的合流制排水管道溢流，没有显著考虑下渗水量情况。可是自从开发后，SWMM 已经用于领域，范围从高度城市化到农村地区。许多未开发的，甚至一些开发地区，尤其在例如南佛罗里达地区，是很平坦的，具有高的地下水位，它们的主要排水路径是通过浅层地下水含水层和其上的不饱和区域，而不是通过地表漫流。这些区域内，在渗透亚土壤和动态地下水以下，暴雨将引起地下水位的上升，随后地下水缓慢释放，返回到受纳水体 (Capece et al., 1984)。对于这种情况，下渗水量将是当地水循环中的显著部分。通过假设下渗从系统中损失，不能合适描述地下水流系统的显著部分 (Gagliardo, 1986)。为了计算无衬渠道和自然河流中的基流量，需要维护接近表层土壤中完整的水量平衡。饱和区域出流量为模型的关键组件，例如 HSPF (Bicknell et al. 1997)，对应于地表漫流很少地区的河流模拟；除了很粘性的区域，这是多数非城市土壤的特征。

地下水排放考虑了多数非城市流域内主要的时间滞后回退曲线 (Fetter, 1980)。可是该过程不能仅通过地表径流方法满意模拟。为了考虑地下蓄水，通过修改下渗参数，已经尝试克服，SWMMH 假设下渗从系统中损失 (Downs et al., 1986)。尽管模拟和测试高峰流量很匹配，容积匹配不好，且下渗参数值是不现实的。土壤蓄水能力特性的一些研究，已经在南佛罗里达完成 (SFWMD, 1984)。可是，它被引导到确定暴雨开始的初始蓄水能力。

另一项需求是为了将地下水排放量过程线与地表径流量过程线结合，确定何时地下水位将上升到地面。此外，需要临界饱和水区域蓄水量 (对应于河渠底部)，在其下不存在饱和区域出流量。需要的是模拟干燥流域条件。最后也期望模拟两岸蓄水，当河水水位高于附近地下水位时，从河渠到饱和和地下水区域的水运动。

为了关注这些需求，根据 Gagliardo(1986)年的硕士学位论文，由 W. Huber and B. Cunningham 在 1987 年 SWMM 的第 4 版中包含了简单、两个分区的地下水例程。目的是为了建立基于物理的模型，其参数根据容易使用的土壤属性。SWMMH 的当前版本重新形成公式，简化了原来模型的控制方程组和求解过程。本部分描述这些方法的理论和局限性。

5.2 控制方程组

SWMMH 独立分析了每一子汇水面积的地下水流。它将子汇水面积下的地下区域表示为包不饱和上层区和下面的饱和区，见图 5-1。地下水位的高度 (即，两个分区之间的交界面) 随时间而变，取决于饱和和下层的进流和流出速率。这种变化容积的双区布局类似于 Dawdy and O'Donnell (1965)使用的，服务为按照缓解和延缓方式，通过子汇水面积和输送系统一点之间下渗降雨量的备选路径。

从不饱和上层到饱和下层的流动，受穿透公式的控制；对于它，可以估计和校验参数，取决于必要土壤数据的可用性。上层接受来自下渗降雨的竖向进流量，如第 4 章描述；也可以通过蒸发蒸腾作用引起湿度损失。对于地下水位上升到地表的时间步长 (不饱和区域容积降至零)，下渗停止，通过饱和和过分量产生径流。

下层来的损失和出流量包括深层穿透、饱和区域蒸发蒸腾作用和边侧地下水流。后者为地下阶梯式水位，以及输送系统的受纳节点中水深的用户指定幂函数。如果节点处的水面标高高于饱和区地下水位，出现回流（河岸蓄水），进入到饱和区域。

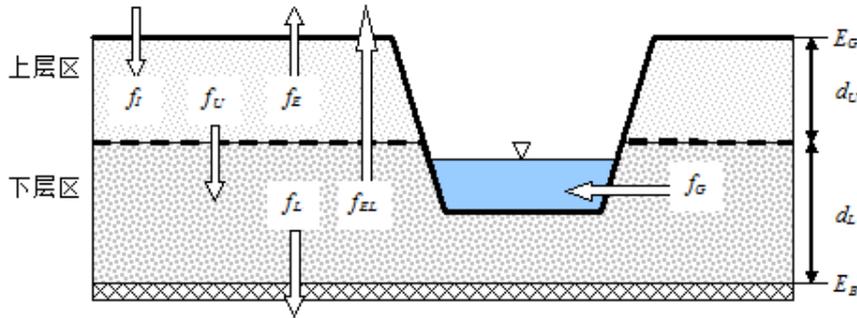


图 5-1 双层地下水模型的定义示意图

地表水径流--地下水相互作用的这种双层表示，模拟如下（参考图 5-1）。地表具有已知标高（相对于固定参考面） $E_G(\text{ft})$ ，饱和层底部具有已知标高 $E_B(\text{ft})$ 。不饱和上层具有变化的含湿量，表示为 θ 。下层完全饱和，因此它的含湿量在土壤空隙率 ϕ 处固定。除了 θ ，另一重要未知量为饱和层的深度（即地下水位深度） d_L 。因为从地表到下层底部的深度是固定的，不饱和区的深度 d_U 简单表示为 $E_G - E_B - d_L$ 。

两层的深度和上层的含水量，受到图 5-1 所示的容积通量控制。这些通量，表达为单位时间单位水平面的容积（或者为 SWMMH 内部的 ft/sec），包含如下：

- f_I ——来自子汇水面积表面的下渗，它是第 4 章计算的数值乘以渗透面积分数 F_{perv} 。
- f_{EU} ——来自上层区的蒸发蒸腾作用，它是无用地表蒸发的固定分数， $e \times F_{\text{perv}}$ 。
- f_U ——从上层到下层的穿透，取决于上层含湿量 θ 和上层深度 d_U 。
- f_{EL} ——来自下层的蒸发蒸腾作用，它是上层深度 d_U 的函数。
- f_L ——从下层到深度地下水的穿透，取决于下层深度 d_L 。
- f_G ——输送网络的边侧地下水渗透，取决于下层深度 d_L 和受纳节点处的水面标高。

随后讨论将这些通量的计算，但是应记住，它们为外部供应或者取决于未知变量 θ , d_U 和 d_L 。

上层的质量守恒方程可写为：

$$\frac{\partial V_U}{\partial t} = f_{UZ} \quad (5-1)$$

式中 V_U ——上层中单位面积的水容积（ft）；

f_{UZ} ——上层的净通量（ft/sec），它等于：

$$f_{UZ} = f_I - f_{EU} - f_U \quad (5-2)$$

下层的质量守恒为：

$$\frac{\partial V_L}{\partial t} = f_{LZ} \quad (5-3)$$

式中 V_L ——下层中的单位面积水容积（ft）；

f_{LZ} ——下层净通量，给出为：

$$f_{LZ} = f_U - f_{EL} - f_L - f_G \quad (5-4)$$

需要第三个公式，表示了下层深度的变化，它作为下层容积变化的函数：

$$(\phi - \theta) \frac{\partial d_L}{\partial t} = \frac{\partial V_L}{\partial t} \quad (5-5)$$

该公式考虑了事实，下层收缩或者膨胀，它被消耗或者空出上层具有含湿量 θ 的一部分。例如，如果下层膨胀，它吸收包含在上层中湿度 θ 的量。因为下层总是具有固定含湿量 ϕ ，它的膨胀必须伴随着容积的增加 $\phi - \theta$ ，为了弥补差异。将公式 5-5 代入到 5-3，得出以下针对下层深度变化速率的表达式：

$$\frac{\partial d_L}{\partial t} = \frac{f_{LZ}}{(\phi - \theta)} \quad (5-6)$$

因为 $V_U = \theta d_U$ ，公式 5-1 可展开为：

$$\frac{\partial V_U}{\partial t} = \frac{\partial(\theta d_U)}{\partial t} = d_U \frac{\partial \theta}{\partial t} + \theta \frac{\partial d_U}{\partial t} = f_{UZ} \quad (5-7)$$

由关系式 $d_U = E_G - E_B - d_L$ 和公式 5-6，可以写出

$$\frac{\partial d_U}{\partial t} = -\frac{\partial d_L}{\partial t} = -\frac{f_{LZ}}{(\phi - \theta)} \quad (5-8)$$

将它代入 5-7，求解 $\partial \theta / \partial t$ ，给出：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\theta f_{LZ} + (\phi - \theta) f_{UZ}}{(\phi - \theta)(E_G - E_B - d_L)} \quad (5-9)$$

公式 5-6 和 5-9 形成了求解 θ 和 d_L 的常微分方程组系统，可利用标准五阶龙格--库特积分例程求解，结合适应性步长尺寸控制 (Press et al., 1992)。每一径流时间步长使用积分，计算当地表径流展开 (见第 3.4 部分)。零时刻的初始条件为 $d_L = d_{L0}$ 和 $\theta = \theta_0$ ，其中 d_{L0} 为饱和区的初始深度， θ_0 为不饱和区的初始含湿量。每一时间步长 Δt 内需要的额外条件为：

- 时间步长内进入下层的下渗容积，不能够超过可用空隙容积，即， $f_i \Delta t \leq d_U (\phi - \theta) + f_U \Delta t$ 。任何过分量以降低的下渗速率形式被减去并转向地表。
- 上层含湿量不能够小于土壤枯萎点含湿量，也不能够大于它的空隙率；即， $\theta_{WP} \leq \theta \leq \phi$ ，式中 θ_{WP} 为土壤下枯萎点含湿量。
- 下层深度不能够超过从地面到饱和区底部的距离，即 $d_L \leq E_G - E_B$ 。

该简化双层地下水模型具有一些局限性，读者应认识到：

- 因为不饱和层的含湿量认为是整个层的平均值，湿度剖面的形状总体上不是很明显。因此，下渗水量不能够更为实际模拟，作为饱和土壤通过不饱和层向下移动的扩展容积（这是 Green-Ampt 概念化的）。此外，来自饱和层毛细边缘的水量不能够向上移动，通过扩散或者毛细吸头进入不饱和层。
- 通过不饱和“水箱”和饱和“水箱”的地下蓄水简化表示，限制了用户匹配非均匀土柱的能力。
- 假设下渗水量在整个汇水面积均匀扩散，不仅仅在渗透区域；意味着不能够模拟渗透区域下的堆积。
- 地下水不能够从一个子汇水面积下的饱和层演算到另一子汇水面积的，即，不能够模拟几块子汇水面积下含水层系统内的边侧地下水流。
- 没有尝试模拟进入地下水系统的任何水质成分。渗入到地下层水量中的所有污染物浓度设置为零。但是可以将恒定浓度赋给饱和层的出流量 f_G 。如果需要通过地下区域的真正水质演算，可以考虑模型如 HSPF (Bicknell et al., 1997)。

5.3 地下水通量项

为了在时间步长序列中积分地下水质量守恒方程，必须计算输送水进出两个地下层的各种通量项。本部分讨论怎样模拟这些项。

5.3.1 地表下渗 (f_I)

正如第 4 章描述的，令地表下渗通量 f_I 等于计算的径流下渗速率 f 与渗透性子汇水面积分数 F_{perv} 的乘积。（地下水层扩展到整个子汇水面积，而地表下渗仅仅针对该区域的渗透部分计算。） f_I 认为在当前径流时间步长 Δt 内是常量。可是，它不允许超过时间步长末，填充不饱和和上层可用空隙速率。该速率 $f_{I\text{max}}$ 可计算为：

$$f_{I\text{max}} = \frac{d_U(\phi - \theta)}{\Delta t} + f_U \quad (5-10)$$

式中 f_U ——时段开始处上层和下层之间穿透通量的估计，利用以下第 5.3.2 部分给出的公式计算。

于是如果从地表径流计算的下渗量 f_I 大于 $f_{I\text{max}}$ ，那么令 f_I 等于 $f_{I\text{max}}$ ，且用于地表径流计算的下渗速率降低到 f_I/F_{perv} 。

5.3.2 上层蒸发蒸腾作用 (f_{EU})

上层的蒸发蒸腾作用 (ET) f_{EU} ，表示了通过覆盖植被和来自子汇水面积渗透面积直接蒸发损失的土壤湿度。该 ET 为总体蒸发潜力的一部分，对于外部提供给程序的研究面积，利用第 2.5 部分描述的数据源。该总体速率分配到各种 ET 损失类型的次序如下：1) 土地表面蒸发；2) 上层蒸发蒸腾作用；3) 下层蒸腾作用。上层 ET 计算为：

$$f_{EU} = \min(e_{\max} - e_s, UEF \times e_{\max}) \quad (5-11)$$

式中 UEF——分配到上层的可用蒸发分数；

$$e_{\max} = eF_{\text{perv}}$$

式中 e ——当前时段外部提供的可用最大潜在蒸发速率 (ft/s)；

F_{perv} ——渗透的子汇水面积分数；

e_s ——渗透子汇水面积表面通过任何降雨和积水看到的蒸发损失 (ft/s)，计算为：

$$e_s = \min(e, d_a / \Delta t) F_{\text{perv}} \quad (5-12)$$

式中 d_a ——子汇水面积渗透面积可用湿度的深度 (ft)。

后一量在计算地表径流过程的步骤 3b 处估计 (见第 3.4 部分)。此外，令 f_{EU} 为 0，无论何时上层土壤湿度降落低于枯萎点，或者当下渗透率 $f_i > 0$ (因为假设结果蒸发压力将充分高，为了防止任何蒸发蒸腾作用来自不饱和层)。注意需要通过 F_{perv} 调整地表蒸发速率，因为尽管来自地下水层的蒸发超过了子汇水面积的整个地下面积，仅仅释放可以通过子汇水面积的渗透部分。

5.3.3 下层蒸发蒸腾作用 (f_{EL})

下层蒸发蒸腾作用 f_{EL} 表示了 ET 或者更合适的仅仅是呼吸作用，来自饱和和下层的损失。假设变化直接正比于地下水位在特定参考面以上的距离；低于它时，不会出现 ET。公式形式为：

$$f_{EL} = (1 - UEF) e_{\max} \frac{DEL - d_U}{DEL} \quad (5-13)$$

式中 DEL——从地表算起的深度；在它之下不可能有下层 ET，(ft)。

根据 (5-12) 计算的 f_{EL} 值局限于非负值，且不得大于 $e_{\max} - e_s - f_{EU}$ 。

5.3.4 穿透 (f_U)

穿透 f_U 表示了从不饱和层到饱和层的流动，以及从可能河岸蓄水分离，是饱和区的唯一进流量。穿透公式来自不饱和流动的 Darcy 法则，其中导水率 K 为含湿量 θ 的函数。对于一维竖向流动，Darcy 法则可写作

$$v = K(\theta) \frac{dh}{dz} \quad (5-14)$$

式中：

v ——速度 (比流量)， z 向下方向为正值 (ft/s)；

z ——针对地面的竖向坐标 (ft)；

$K(\theta)$ ——导水率 (ft/s)；

θ ——含湿量（无量纲）；
 h ——水力势能或者水头（ft）。

水力势能为标高（重力）和压力水头之和。

$$h = z + \psi \quad (5-15)$$

式中 ψ ——不饱和区的土壤水张力（负压水头）。

注意用于 Green-Ampt 公式中的湿润锋吸头 ψ_s ，简单为下渗过程中沿着湿润锋 ψ 的平均值。将竖向速度与穿透相等，微分水力势能 h ，得到：

$$f_U = K(\theta)(1 + d\psi / dz) \quad (5-16)$$

通常在张力 ψ 和含湿量 θ 之间做出选择，作为不饱和层水流公式中的参数。因为不饱和层中水量通过前面公式中的 θ 确定，这里选择了它。如果已知不饱和土壤的特性，参数 ψ 可与 θ 相关。于是，为了用于公式 5-16，导数为：

$$\frac{d\psi}{dz} = \frac{d\psi}{d\theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (5-17)$$

可是，因为假设 θ 在整个上层为常数， $d\theta/dz = 0$ ，以及穿透通量变得简单：

$$f_U = K(\theta) \quad (5-18)$$

作为含湿量 θ 函数的导水率 K ，在感兴趣湿度范围内，近似为：

$$K(\theta) = K_s e^{-(\phi-\theta)HCO} \quad (5-19)$$

式中 K_s ——饱和导水率（ft/s）；

HCO ——校核参数。

HCO 的估计来自土壤测试数据，在下面第 5.4 部分给出一些例子。将 5-19 代入 5-16，得到穿透速率表达式的最终形式：

$$f_U = K_s e^{-(\theta-\phi)HCO} \quad (5-20)$$

如果含湿量 θ 小于等于产水能力 θ_{FC} ，那么穿透速率变为零。该限制对应于产水能力的概念，因为可排放土壤水不可能仅仅通过重力移除（Hillel, 1982, p.243）。一旦 θ 低于产水能力，它仅仅进一步通过上层蒸发蒸腾作用降低（达到枯萎点湿度含量的下限）。

5.3.5 深度穿透 (f_L)

深度穿透 f_L 表示来自饱和层非量化损失的集总汇项。两种基本损失假设通过承压层穿透和边侧出流量到一些不是输送系统的地方。深度穿透选择的公式为：

$$f_L = DP \frac{d_L}{E_G - E_B} \quad (5-21)$$

式中 DP ——从事件之间地下水位回退曲线来的回退系数。

f_L 依赖于 d_L ，允许它作为承压层以上静压力水头的函数。

5.3.6 地下水排放量 (f_G)

地下水排放量 f_G (地下水区域单位水平面积的边侧流量, cfs/ft²) 表示了从饱和层到输送系统元素的边侧流。后者采取临近河渠形式, 或者地下水区域中的暗渠, 结合认识到 SWMMH 中地下水排放实际上达到 (或者来自) 节点, 不是直接到管渠。(如果需要, 参考第 1.2 部分, 关于 SWMMH 怎样将输送系统表示为管段和节点的网络。) 如果渠道接收地下水, 那么使用它的上游节点。地下水排放的通量方程采用以下一般式:

$$f_G = A1(d_L - h^*)^{B1} - A2(h_{SW} - h^*)^{B2} + A3d_L h_{SW} \quad (5-21)$$

式中:

- f_G ——地下水流量 (cfs/ft²);
- h_{SW} ——地下水底部以上地表水的高度 (ft);
- h^* ——地下水底部以上参考高度 (ft);
- $A1, B1$ ——地下水流量系数和指数;
- $A2, B2$ ——地表水流量系数和指数;
- $A3$ ——地下水--地表水交互系数。

图 5-2 说明了用于本表达式的各种水深含义。参考高度 h^* 通常选作为输送系统节点底部的高度, 但是其他选择也是可能的。系数 $A1, A2$ 和 $A3$ 是计量单位依赖的。这是所示的 $A1$ 的计量单位为 ft^(1-B1)/s; $A2$ 计量单位为 ft^(1-B2)/s, $A3$ 为 in(ft-s)⁻¹。实际 SWMMH 输入数据集中, 用户利用产生流量的系数, 公制单位 cms/ha 或者美制单位计量 cfs/ac。SWMMH 自动转换这些输入系数, 以便在内部利用 cfs/ft² 评估公式 5-22。

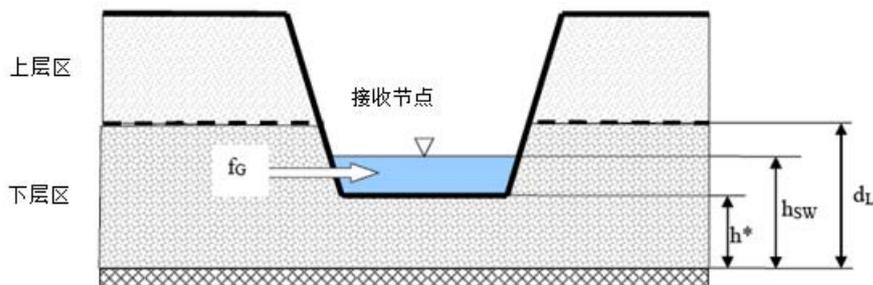


图 5-2 用于计算边侧地下水流量的高度

为了近似各种水平流条件, 选择公式 5-22 的特殊函数形式, 正如随后说明的。参考高度 h^* 设置为最小标高, 在这里地下水流是可能的 (即, 当 d_L 或 h_{SW} 低于 h^* 时, f_G 变为 0)。如果 h^* 没有通过用户显式设置, 它缺省为受纳节点内底的高度, 见图 5-2。也应注意, 接受地下水流的输送系统节点, 不需要是接受来自高于地下水层的子汇水面积径流的相同节点。

渠道水量对地下水的影响，可按两种方式处理。第一个选项体现了将 h_{sw} （受纳节点中的水面高度）为大于等于 h^* 的常数值， A_2, B_2 和/或 A_3 为大于零的值。如果选择了该方法，那么用户正在指定每一时间步长内运行的平均尾水影响。

第二种选择利用了受纳节点处的水面标高，正如在输送系统流量演算计算中确定的（在本手册的第 II 卷讨论流量演算）。该情况中， h_{sw} 随时间变化，用于公式 5-22 中的数值为当前时间步长开始处的流量演算结果。

注意当条件保证时，地下水通量 f_G 可以为负值，以河岸蓄水形式模拟从渠道进入含水层的流量。当 $A_3 \neq 0$ 出现异常时，因为地表水-地下水交互项通常来自地下水流模型，假设单向流动（以下提供例子）。否则，为了保证不会出现负的 f_G 值，可以使 A_1 大于等于 A_2 ， B_1 大于等于 B_2 ，以及 A_3 等于零。调整流量系数和指数的更多例子，为了重新生成第 5.5 部分提供关于参数估计的特定物理条件。

5.3.7 用户定义流量公式

SWMMH 也能够利用用户定义公式，针对边侧地下水排放通量 (f_G) 和深度穿透通量 (f_L)。这些可以为任何良好形成的数学表达式，将 f_G (cms/ha 或 cfs/acre) 或 f_L (mm/hr 或 in/hr) 相关于几个预定义变量。更多细节见 SWMMH 5 用户手册 (US EPA 原著，同济大学翻译，2010)。

例如，边侧地下水出流量的两阶段线性水库模型可表示为：

$$f_G = 0.01 * H_{gw} + 0.05 * (H_{gw} - 5) * STEP((H_{gw} - 5))$$

式中 H_{gw} ——用于地下水位高度的预定义变量名（这里为 d_L ）；

STEP——特殊截断函数。如果 $x < 0$ ，预定义为 $STEP(x) = 0$ ；否则为 1。

表达式说明，具有一些小的背景流量离开含水层，它正比于饱和层高度加上第二个较大出流源头，仅仅当饱和层高度超过 5 时出现。不可能仅利用标准排放公式 5-21 表达该类特征。

深度穿透通量的一个例子为

$$f_L = 2.5 * H_{gw} - 0.1$$

相当于通过 Darcy 法则的 f_L 表示为：

$$f_L = K_c(d_L - H_c)/d_c$$

式中 K_c ——浅含水层下承压层的导水率；

d_c ——该层的厚度；

H_c ——该层以下的水力水头。

用户定义表达式中的数值 2.5 和 0.1，来自已知的特定 K_c, d_c 和 H_c 数值。

5.4 计算方法

地下水作为 SWMMH 径流计算一部分执行的子过程。它们在每一径流时间步长，针对具有地下水组件的每一子汇水面积，并在子汇水面积渗透面积下渗计算之后。这是在第 3.4 部分描述的径流过程步骤 3c。涉及的详细步骤见以下文本框。

地下水计算方法

以下变量假设在每一时间步长长度 Δt (sec) 开始处已知，对应于结合了所定义地下水组件的每一子汇水面积：

来自地下水径流计算的变量：

f ——从子汇水面积渗透表面来的下渗速率 (ft/sec)；

e ——地表处最大潜在蒸发蒸腾作用速率 (ft/sec)；

d_a ——子汇水面积渗透面积的可用湿度深度 (ft)；

F_{perv} ——渗透性子汇水面积分数。

来自输送系统流量演算计算的变量：

V_N ——接受地下水流节点处的进流量+蓄水量 (ft³)；

h_{sw} ——接受地下水流节点处的水面标高 (ft)。

地下水状态变量：

θ ——上层不饱和地下水的含湿量 (比值)；

d_L ——下层饱和地下水的深度 (ft)。

此外，对于每一子汇水面积，假设以下常量是已知的。

土壤属性：

ϕ ——空隙率 (比值)；

θ_{FC} ——产水能力含湿量 (比值)；

θ_{WP} ——枯萎点含湿量 (比值)；

K_S ——饱和导水率 (ft/sec)；

HCO ——用于导水率与土壤湿度曲线的系数；

UEF ——与上层成比例的可用 ET 分数；

DEL ——地下 ET 可能出现的最大深度 (ft)；

DP ——穿透到深度地下水的回退系数。

标高：

E_G ——地面标高 (ft)；

E_B ——下层地下水底部标高 (ft)；

h^* ——地下水流出现的最小地下水位高度 (ft)。

地下水流常数：

$A1, B1, A2, B2$ 和 $A3$ 描述见第 5.3.5 部分。

注意在时刻 0，状态变量 θ 和 d_L 结合用户提供数值初始化。

结合以上信息，以下步骤用于更新每一子汇水面积的地下水系统：

1. 确定上层穿透速率的最大限值 f_{Umax} ，为：

$$f_{\text{Umax}} = d_U(\theta - \theta_{\text{FC}})/\Delta t$$

式中 $d_U = E_G - E_B - d_L$ 。

2. 计算通过地表积水消耗的蒸发部分 e_s ：

$$e_s = \min(e, d_a/\Delta t)F_{\text{perv}}$$

3. 利用公式 5-19 执行上层穿透速率 f_U 的初步估计，并限制 f_U 不大于 $f_{U\max}$ 。

4. 确定下渗速率 f_I 的最上限为：

$$f_{I\max} = \frac{d_U(\phi - \theta)}{\Delta t} - f_U$$

并令 f_I 为 $f \times F_{\text{perv}}$ （通过下渗例程计算的）和 $f_{I\max}$ 的较小值。如果 $f_I = f_{I\max}$ ，那么将 f 降低到 f_I/F_{perv} ，为了用于在它从地下水计算返回之后的径流例程。

5. 估计边侧地下水流 f_G 的上限和下限如下：

$$f_{G\max} = d_L\phi / \Delta t \quad (\text{不能够释放超过所存储的量})$$

$$f_{G\min1} = -d_U(\phi - \theta) / \Delta t \quad (\text{不能够接受超过可以存储的量})$$

$$f_{G\min2} = (V_N / \Delta t) / A \quad (\text{不能够接受超过节点可以释放的})$$

$$f_{G\min} = \max[f_{G\min1}, f_{G\min2}] \quad (\text{使用较大值，因为 } f_{G\min} \text{ 为负值})$$

式中 A ——子汇水面积总面积。

6. 利用标准五阶龙格--库特积分例程 (RK5)，结合适应性步长尺寸控制 (Press et al., 1992)，同时求解以下方程：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\theta f_{LZ} + \phi f_{UZ}}{\phi(E_G - E_B - d_L)}$$

$$\frac{\partial d_L}{\partial t} = \frac{f_{LZ}}{\phi}$$

式中 $f_{UZ} = f_I - f_{EU} - f_U$ 和 $f_{LZ} = f_U - f_{EL} - f_L - f_G$ 。结果将时刻 t 的 θ 和 d_L 值更新到时刻 $t + \Delta t$ 。RK5 例程需要这些方法右侧估计 θ 和 d_L 的中间值。用于估计包含了 f_{UZ} 和 f_{LZ} 的通量项公式总结如下：

项	公式	约束条件
f_I	以上步骤 4	
f_{EU}	5-11	当 $\theta \leq \theta_{WP}$ 或 $f_I > 0$ 时为 0
f_{EL}	5-13	介于 0 和 $e_{\max} - e_s - f_{EU}$ 之间
f_U	5-20	当 $\theta \leq \theta_{FC}$ 时为 0；否则介于 0 和 $f_{U\max}$ 之间
f_L	5-21 或用户提供	介于 0 和 DP 之间（对于公式 5-21）
f_G	5-22 或用户提供	介于 $f_{G\min}$ 和 $f_{G\max}$ 之间

7. 为了避免数值事项（例如被零除），调整新的 θ 值，以便它不低于 θ_{WP} 且不高于 $\varphi - XTOL$ ，其中 $XTOL$ 为精度因子 0.001。类似的调整 d_L ，以便它不会低于 0，且不会超过 $E_G - E_B - XTOL$ 。
8. 重新评价 d_L 更新值下的地下水流项 f_G ，并保存 $f_G A$ ，式中 A 为子汇水面积，当求得下一输送系统流量演算结果时，用作受纳节点的边侧进流量。

5.5 参数估计

为了执行双层地下水模型，需要估计以下常数：

- * 土壤湿度限制 (φ , θ_{FC} 和 θ_{WP})
- * 穿透参数 (K_s , HCO 和 DP)
- * ET 系数 (UEF 和 DEL)
- * 地下水排放常数 ($A1$, $B1$, $A2$, $B2$ 和 $A3$)。

SWMMH 将含水层对象用于绑定常见土壤湿度限制集、ET 系数，以及可以通过任何数量子汇水面积共享的性能参数。这有助于减少提供给程序的输入数值量。为了容纳研究面积内地下条件中的变化，可以定义多个含水层对象。另一方面，对于经历地下水流的每一子汇水面积，必须提供一组明确的地下水排放常数。

5.5.1 土壤湿度限值

空隙率 (φ) 定义为土壤孔隙空间饱和时的容积水含量（单位总容积中的水容积）。没有区分实际空隙率和表观空隙率；表观空隙率包括携带的空气，因为不存在调整后者的机制，且差异通常很小（5-10%）。空隙率为一个关键参数，因为它在确定湿度存储中的作用。产水能力 (θ_{FC}) 通常认为是在自由水排干之后良好排水土壤保持的水量，或者可以通过重力保留的最大量 (Linsley et al., 1982; SCS, 1991)。它出现在从 0.1 到 0.7 个大气压力的土壤湿度张力，取决于土壤组织。通常使用张力为 1/3 大气压力的含湿量。枯萎点（或者永久枯萎点） (θ_{WP}) 为植物不再获得充分湿度的土壤含湿量，为了满足呼吸需求；它们枯萎并死亡，除非有水加入到土壤。张力为 15 个大气压的含湿量可接受为枯萎点的良好估计 (Linsley et al., 1982; Jensen et al., 1990; SCS, 1991)。产水能力必须大于枯萎点，并小于空隙率。土壤湿度参数之间的一般关系式见图 5-3。

针对土壤湿度限制的数据见 NRCS，农业扩展办公室和大学土壤科学系。空隙率、产水能力和枯萎点的一般数值见几个出版源。表 5-1 和 5-2 包含了产水能力和枯萎点的代表性数值，分别来自 Linsley et al. (1982) 和美国工程师兵团 (1956)。表 5-3 为 Rawls et al. (1983) 介绍的不同土壤类型平均参数值总结。这些数据的公布，是为了提供对原来列在表 4-7 中的 Green-Ampt 下渗参数的估计，但是也包括产水能力和枯萎点的数值。

Schroeder et al. (1994) 建立了土壤湿度限制的更广泛表格，可为 U. S. EPA HELP (填埋性能的水文估计) 模型提供缺省参数值。它们的推导来自 Rawls et al. (1982) 报告的大型土壤测试数据库。表 5-4 包含了 HELP 表格版本，针对非压密、低密度土壤；表 5-5 针对压密、中等密度土壤。这些表格中的土壤的参考，通过它们的 USDA 和联合土壤分类系统 (USCS)

组织。表 5-6 解释了用于这些分类的缩略语。

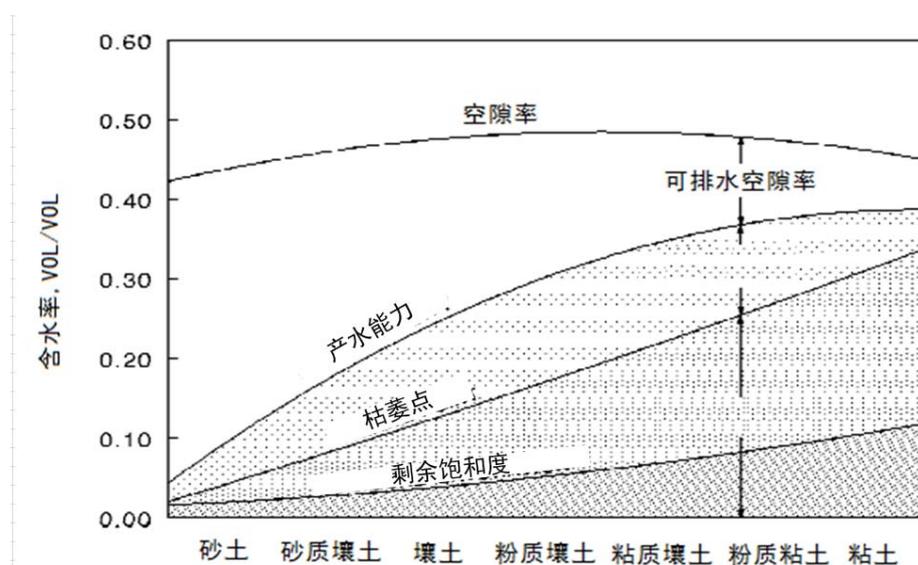


图 5-3 土壤湿度限制和土壤组织分类之间的关系 (Schroeder et al., 1994)

表 5-1 产水能力和枯萎点的容积含湿量 (来自 Linsley et al., 1982, 表 6-1)

土壤类型	产水能力 (ft ³ /ft ³)	枯萎点 (ft ³ /ft ³)
砂土	0.08	0.03
砂质壤土	0.17	0.07
壤土	0.26	0.14
粉质壤土	0.28	0.17
粘质壤土	0.31	0.19
粘土	0.36	0.26
泥炭	0.56	0.30

*含湿量分数 = 干重分数 × 干密度 / 水的密度

表 5-2 产水能力和枯萎点的容积含湿量 (美国工程师兵团, 1956)

土壤类型	产水能力 (ft ³ /ft ³)	枯萎点 (ft ³ /ft ³)
砂土	0.10	0.03
细砂土	0.12	0.03
砂质壤土	0.16	0.05
细砂质壤土	0.22	0.07
粉质壤土	0.28	0.12
轻粘质壤土	0.30	0.13
粘质壤土	0.32	0.15
重粘质壤土	0.33	0.18
粘土	0.33	0.21

更加专门的土壤参数估计见 *NRCS 土壤调查报告*, 可用于美国每一县。这些已在第 4.1 部分讨论。这样报告 *物理属性* 部分的摘录见图 4-1。利用这些报告中提供的主体密度 ρ_b 数值, 可以推导空隙率的估计值:

$$\phi = 1 - \rho_b / \rho_s \quad (5-22)$$

式中：

ϕ ——空隙率；

ρ_b ——主体密度（干燥土壤质量相对于土壤和空隙的总容积）， g/cm^3 ；

ρ_s ——土壤颗粒密度，对于石英颗粒，通常范围为 $2.6-2.7 g/cm^3$ 。

表 5-3 不同土壤类型的平均湿度限制和饱和导水率 (Rawls et al., 1983)

土壤类型	孔隙率 (ft^3/ft^3)	产水能力 (ft^3/ft^3)	枯萎点 (ft^3/ft^3)	饱和导水率 (in/hr)
砂土	0.437	0.062	0.024	4.74
壤质砂土	0.437	0.105	0.047	1.18
砂质壤土	0.453	0.190	0.085	0.43
壤土	0.463	0.232	0.116	0.13
粉质壤土	0.501	0.284	0.135	0.26
砂质粘壤土	0.398	0.244	0.136	0.06
粘质壤土	0.464	0.310	0.187	0.04
粉质粘壤土	0.471	0.342	0.210	0.04
砂质粘土	0.430	0.321	0.221	0.02
粉质粘土	0.479	0.371	0.251	0.02
粘土	0.475	0.378	0.265	0.01

表 5-4 用于 EPA HELP 模型的低密度土壤缺省属性 (from Rawls et al. (1982) as reported in Shroeder et al. (1994))

土壤组织类型		孔隙率 (ft^3/ft^3)	产水能力 (ft^3/ft^3)	枯萎点 (ft^3/ft^3)	饱和导水率 (in/hr)
USDA	USCS				
CoS	SP	0.417	0.045	0.018	14.173
S	SW	0.437	0.062	0.024	8.220
FS	SW	0.457	0.083	0.033	4.394
LS	SM	0.437	0.105	0.047	2.409
LFS	SM	0.457	0.131	0.058	1.417
SL	SM	0.453	0.190	0.085	1.020
FSL	SM	0.473	0.222	0.104	0.737
L	ML	0.463	0.232	0.116	0.524
SiL	ML	0.501	0.284	0.135	0.269
SCL	SC	0.398	0.244	0.136	0.170
CL	CL	0.464	0.310	0.187	0.091
SiCL	CL	0.471	0.342	0.210	0.060
SC	SC	0.430	0.321	0.221	0.047
SiC	CH	0.479	0.371	0.251	0.035
C	CH	0.475	0.378	0.251	0.035

表 5-5 用于 EPA HELP 模型的中等密度土壤缺省属性 (Shroeder et al. (1994))

土壤组织类型		孔隙率 (ft ³ /ft ³)	产水能力 (ft ³ /ft ³)	枯萎点 (ft ³ /ft ³)	饱和导水率 (in/hr)
USDA	USCS				
L	ML	0.419	0.307	0.180	0.027
SiL	ML	0.461	0.360	0.203	0.013
SCL	SC	0.365	0.305	0.202	0.004
CL	CL	0.437	0.373	0.266	0.005
SiCL	CL	0.445	0.393	0.277	0.003
SC	SC	0.400	0.366	0.288	0.001
SiC	CH	0.452	0.411	0.311	0.002
C	CH	0.451	0.419	0.332	0.001

作为例子，图 4-1 所列的 Woodburn 砂质壤土的主体密度为 1.35 g/cm³，利用公式 5-24 中的 $\rho_s = 2.65 \text{ g/cm}^3$ ，得出 $\phi = 0.49$ 。这很好地对应于表 5-4 和 5-5 中给出的砂质壤土一般数值 0.501。进一步执行该例子，当针对 Woodburn 砂质壤土 (Benton County, Oregon) 从 NRCS 网址获得主要特征数据时，表层在 1500 kPa (15 atm) 处的含湿量为 13.7%，是对该土壤枯萎点的良好估计 (Jensen et al., 1990)。类似的，产水能力 33 kPa (0.33 atm) 处所列的含湿量，大约为 28%。

估计土壤湿度限制的另一种方法为通过 Saxton and Rawls (2006) 建立的经验公式，它来自超过 2,000 个土壤样本的数据库。这些利用了百分比砂子、淤泥和粘土，结合有机物含量的标准土壤颗粒尺寸分类，为了估计土壤空隙率，产水能力和枯萎点。砂土和粘土百分比应利用颗粒尺寸分布图确定；颗粒尺寸通过美国农业部的组织土壤分类系统定义。根据该系统，砂子颗粒尺寸范围从 0.05 mm 到 2.0 mm，淤泥颗粒从 0.002 mm 到 0.05 mm，粘土颗粒小于 0.002 mm。相关公式见表 5-7。

表 5-6 土壤组织缩略语

USDA 土壤组织		一致性土壤分类系统	
符号	含义	符号	含义
S	砂土	S	砂土
Si	粉土	M	粉土
C	粘土	C	粘土
L	壤土 (砂土、粉土、粘土和腐殖质的混合物)	P	不良级配
Co	粗大	W	良好级配
F	细小	H	高塑性或可压缩性
		L	低塑性或可压缩性

SPAW 计算机模型 (<http://hydrolab.arsusda.gov/SPAW>) 用于分析农田水文学，包含了单独的计算器，在图形用户界面下执行这些公式；对于含盐量、含砂砾量和密实程度也作出调整 (见图 5-4)。表 5-8 说明了该计算器的结果，对于前面表 5-3 中所列的相同土壤类型。对于前面讨论的 Woodburn 粉质壤土，程序产生了湿度限制 13.7, 32.1 和 48.2%，分别对应于枯萎点、产水能力和空隙率。

表 5-7 土壤湿度限制的回归方程 (Saxton and Rawls, 2006)

土壤湿度限制 ¹	公式 ²
枯萎点 (θ_{WP})	$\theta_{WP} = \theta_{1500t} + (0.14\theta_{1500t} - 0.02) \quad \text{式中}$ $\theta_{1500t} = -0.024S + 0.487C + 0.006OM + 0.005(S \times OM) - 0.013(C \times OM) + 0.068(S \times C) + 0.031$
产水能力 (θ_{FC})	$\theta_{FC} = \theta_{33t} + (1.283\theta_{33t}^2 - 0.374\theta_{33t} - 0.015) \quad \text{式中}$ $\theta_{33t} = -0.251S + 0.195C + 0.011OM + 0.006(S \times OM) - 0.027(C \times OM) + 0.452(S \times C) + 0.299$
孔隙率 (ϕ)	$\phi = \theta_{FC} + \theta_{(S-33)} - 0.097S + 0.043 \quad \text{式中}$ $\theta_{(S-33)} = \theta_{(S-33)t} + 0.636\theta_{(S-33)t} - 0.107$ $\theta_{1500t} = 0.278S + 0.034C + 0.022OM - 0.018(S \times OM) - 0.027(C \times OM) - 0.584(S \times C) + 0.078$

¹ 湿度限制为容积分数。

² S——砂土重量分数；C——粘土重量分数；OM——有机物百分比。

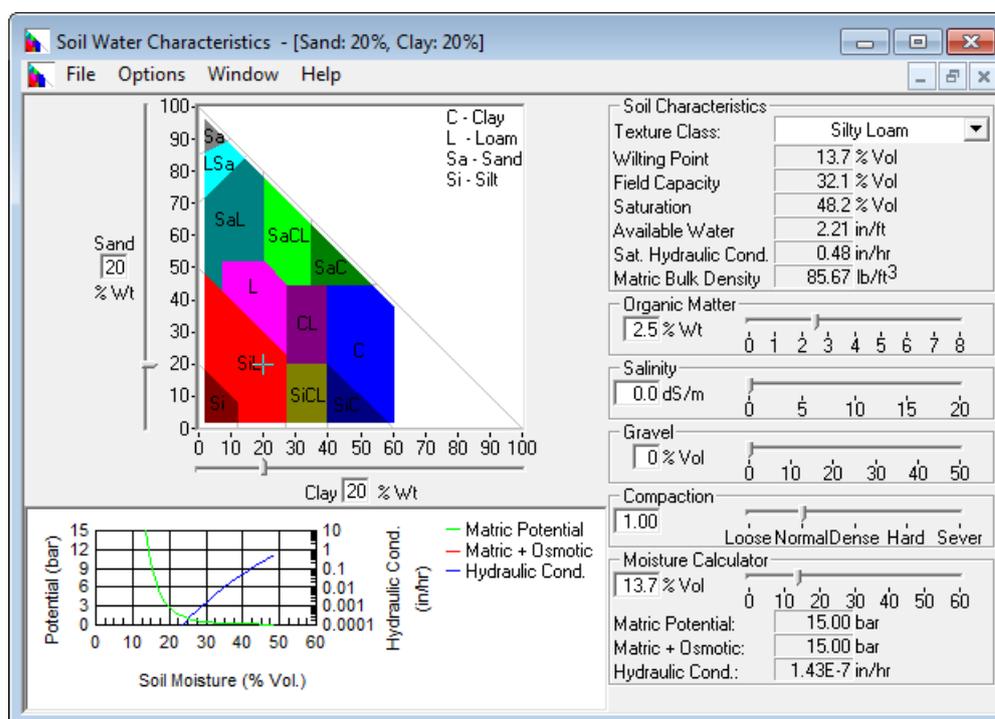


图 5-4 SPAW 土壤水特性计算器

表 5-8 根据 SPAW 计算器的土壤湿度限制回归估计

土壤类型	孔隙率 (ft ³ /ft ³)	产水能力 (ft ³ /ft ³)	枯萎点 (ft ³ /ft ³)	饱和导水率 (in/hr)
砂土	0.463	0.094	0.050	4.49
壤质砂土	0.457	0.121	0.057	3.59
砂质壤土	0.450	0.179	0.081	1.98
壤土	0.458	0.267	0.126	0.73
粉质壤土	0.482	0.321	0.137	0.48
砂质粘壤土	0.432	0.283	0.183	0.31
粘质壤土	0.472	0.350	0.213	0.18
粉质粘壤土	0.510	0.379	0.210	0.23
砂质粘土	0.440	0.371	0.260	0.03
粉质粘土	0.532	0.416	0.278	0.15
粘土	0.488	0.420	0.299	0.03

*针对重量中 2.5%的有机物含量

5.5.2 穿透参数

控制地下水上层和下层之间穿透速率的两个参数,为土壤饱和导水率 K_s 和刻画导水率随着下降含湿量呈指数降低的系数 HCO 。估计这些参数的最准确方式是实验室测试,将导水率 K 测试为土壤含湿量 θ 的函数,对于特定土壤。三种特殊土壤--砂子、砂质壤土和粉质壤土--的数据见图 5-5。它们来自不饱和(排水)条件下受干扰的土壤样本(见 Brooks and Corey (1964) 和 Laliberte et al. (1966))。一些情况中(例如砂土), $K(\theta)$ 可能范围达到几个量级。该类土壤数据更容易获得;例如,大学中的土壤科学系通常公布了这样的信息(例如, Carlisle et al., 1981)。

当这样的土壤数据可用时,通过拟合公式 5-20 到数据,可以估计 K_s 和 HCO ,即,将直线拟合于 K 对数与 θ 图。在整个数据范围内拟合不是最优的;因为拟合仅对于高含湿量区域的产水能力和空隙率之间执行,。

当实验室数据不可用时,根据土壤组织分类 K_s 的一般估计,可以从表 5-3, 5-4 和 5-5 获得。另一种方式是通过 Saxton and Rawls (2006)推导的回归方程,根据表 5-7 所列湿度限制公式的相同土壤数据库。 K_s (in/hr) 的公式为:

$$K_s = 76(\phi - \theta_{FC})^{(3-\lambda)} \quad (5-24)$$

式中 $\lambda = 0.262 \ln \left(\frac{\theta_{FC}}{\theta_{WP}} \right)$

ϕ ——土壤空隙率;

θ_{FC} ——产水能力;

θ_{WP} ——枯萎点。

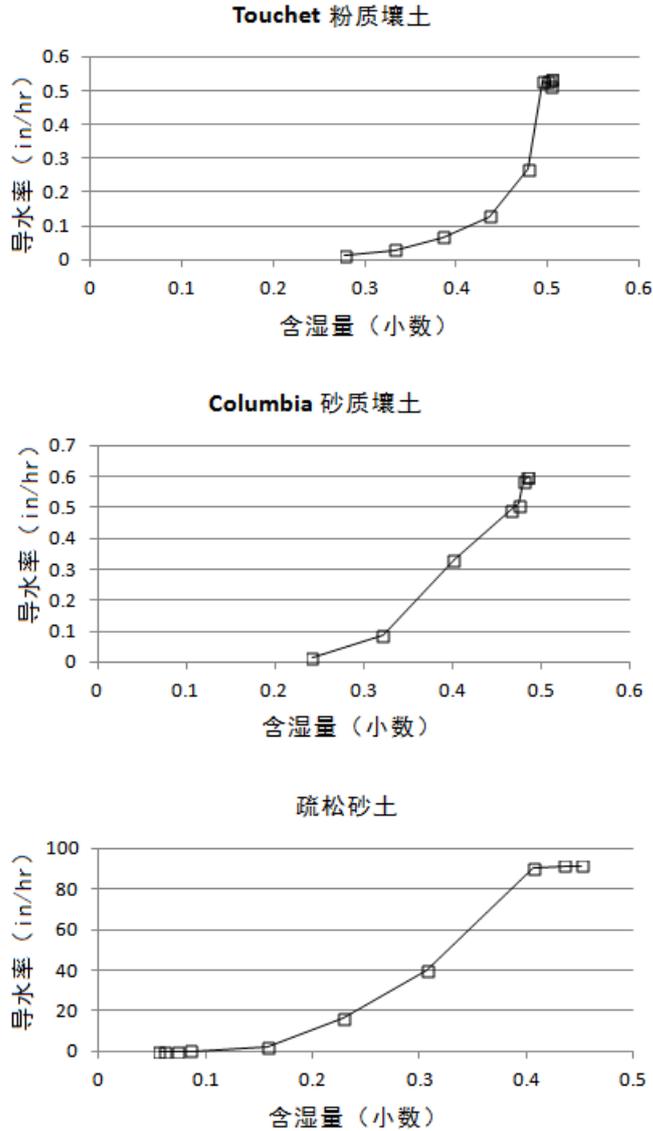


图 5-5 三类土壤测试的导水率

该公式也包含在前面描述的 SPAW 土壤水特性计算器中，见图 5-4。不同的土壤类型 K_s 的估计，见表 5-8。对于第 5.5.1 部分的 Woodburn 粉质壤土，饱和导水率估计为 0.48 in/hr（见图 5-4）。该数值落在图 4-1 物理属性报告中的 0.2-2.0 in/hr（1.4-14 $\mu\text{m}/\text{sec}$ ）范围中。

HCO 可以利用 Campbell 的理论幂法则关系（Campbell, 1974）估计，正如在 Saxton and Rawls (2006)中描述的：

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\phi} \right)^{3+2/\lambda} \quad (5-25)$$

于是可以估计 HCO 的数值，给出公式 5-18 和公式 5-24 之间的最好拟合，当 θ 位于 ϕ 和 θ_{FC} 之间的范围时。图 5-6 说明了这样一种拟合，对于与前面讨论的 Woodburn 粉质壤土相应的土壤限制（ $\phi = 0.482$ ， $\theta_{FC} = 0.321$ ，和 $\theta_{WP} = 0.137$ ）。评估公式 5-24 的数据点，对应于一系列不同的湿度水平 θ 。最佳拟合直线通过了原点，坡度 28.864，将为该土壤的 HCO 估计。

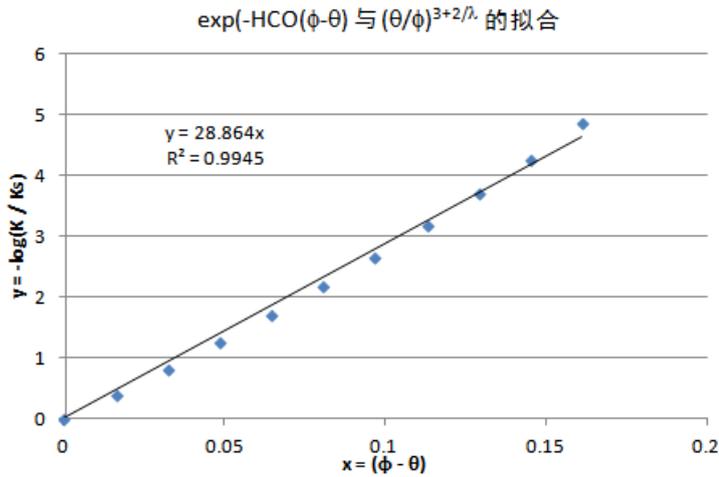


图 5-6 将 SWMMH 导水率公式拟合到幂法则公式

对于各种标准土壤分类的砂子和粘土含量，在各种有机含量下，利用 SPAW 计算器估计相应的湿度限制，重复该拟合过程，产生了以下 HCO 的回归估计：

$$HCO = 0.48(\%sand) + 0.85(\%Clay) \quad R^2 = 0.99 \quad (5-25)$$

不同土壤类型的结果 HCO 数值见表 5-9。

第三个穿透参数 DP ，控制了饱和和下层损失水的速率，为通过承压层进入更深地下水含水层的渗透。 DP 实质上表示了该承压底层的饱和导水率，因此通常具有很低的数值，类似于压密粘土的那些。如果地下水位测试可用， DP 也可根据地下水位标高随延长旱季时段的降落速率估计。

表 5-9 不同土壤类型估计的 HCO

土壤类型	砂土百分比	粘土百分比	HCO
砂土	92	5	48
壤质砂土	82	6	44
砂质壤土	65	10	40
壤土	42	18	35
粉质壤土	20	20	27
砂质粘壤土	60	28	53
粘质壤土	33	34	45
粉质粘壤土	10	34	34
砂质粘土	52	42	61
粉质粘土	7	47	43
粘土	30	50	57

5.5.3 ET 参数

地下水例程使用的两个蒸发蒸腾作用参数为： CET ，它正比于不饱和上层的可用蒸发量分数；和 DET ，从地面算起的深度，低于它时，没有下层 ET 是可能的 (ft)。地下蒸发的总可用速

率为针对当前月或日供给程序的外部蒸发速率（见第 2.5 部分），减去用于地表蒸发的速率（公式 5-12）。*CET* 参数确定了多少剩余蒸发分数用于地下的上层。通常，较高 *CET* 数值将与疏松土壤、较低地下水位标高和结合浅根区域的地表植被相对应。

用于饱和下层的 ET 量为总地下可用 ET 的 $1 - CET$ 。实际使用的该分数量，正比于地下水位上升高于从地表计量 *DET* 深度的高度。*DET* 为水可以通过蒸发蒸腾作用去除的最大深度。因为下层是饱和的，ET 损失反映了主要的植被呼吸。存在地表植被的地方，*DET* 应至少等于树根穿透的期望平均深度。植物根部的影响通常延伸到树根穿透深度以下，因为到根部的毛细吸头。没有植被地表的毛细深度，对于砂子，可能为 4 到 8 英寸；在淤泥中大约 8 到 18 英寸，以及粘土中大约为 12 到 60 英寸。树根深度取决于许多因素--品种、可用湿度、成熟性、土壤类型和植被密度。潮湿地区，湿度靠近地表可用，草类具有根部深度为 6 到 24 英寸。在较干旱地区，根部深度对植被种类很敏感，达到湿度存储的深度范围可能从 6 到 48 英寸。蒸发性区域的深度将显著高于根部深度。当地农业扩大服务局可以提供特定地区植被的特征根部深度信息。表 5-10 介绍了不同土壤类型和地面覆盖的 *DET* 数值，根据不饱和和--饱和流动模拟推导（Shah et al., 2007）。

表 5-10 不同土壤类型和土地覆盖的 *DET*（英寸）（Shah et al., 2007）

土壤类型	裸土	草地	树林
砂土	2	5	8
壤质砂土	2	6	9
砂质壤土	4	8	11
砂质粘壤土	7	10	13
砂质粘土	7	10	13
壤土	9	12	15
粉质壤土	11	14	17
粘质壤土	13	17	20
粉质壤土	14	17	20
粉土	14	17	21
粉质粘壤土	15	18	21
粘质壤土	20	23	27

5.5.4 地下水排放常数

公式 5-22 中的地下水排放常数 A_1 , B_1 , A_2 , B_2 和 A_3 ，结合输送系统的特定节点，确定了地下水交换的速率。为方便参考，再次写出公式：

$$f_G = A_1(d_L - h^*)^{B_1} - A_2(h_{SW} - h^*)^{B_2} + A_3d_L h_{SW} \quad (5-27)$$

式中高度 d_L , h_{SW} 和 h^* 的定义见图 5-2。

因为它的一般特性，该公式可假设为函数形式的变化。现在讨论几种特定例子。

线性水库

饱和地下水层可认为是一个蓄水库，其边侧出流量线性正比于地下水位深度 d_L 。两种情况是可能的--有无地表水的作用。如果没有地表水作用，地下水流量简单为：

$$f_G = A1(d_L - h^*) \quad (5-29)$$

根据公式 5-27, 它意味着 $A1 > 0$, $B1 = 1$, 且 $A2 = A3 = 0$ 。注意用户提供的 $A1$ 数值将表达为, 公制单位 cms/ha-m ; 以及美制单位的 cfs/ac-ft 。结合地表水作用, 地下水流量正比于地下水位高度和地表水高度之差:

$$f_G = A1(d_L - h_{SW}) \quad (5-29)$$

它结合了 $A1 = A2 > 0$, $B1 = B2 = 1$, 且 $A3 = 0$ 。 $A1$ 与前面具有相同的单位 (cms/ha-m 或 cfs/ac-ft)。因为这两种情况是经验性简化, $A1$ 必须通过模型校准确定, 结合观测的地下水位和输送系统水头测试。

Dupuit-Forcheimer 边侧渗漏

通过 Dupuit-Forcheimer 近似的均匀下渗和水平流假设下, 地下水位标高和地下水流量之间的关系式, 针对图 5-7 所示的布局, 为 (Bouwer, 1978, p.51):

$$f_G = \frac{K_S}{2L^2}(h_1^2 - h_2^2) \quad (5-30)$$

式中 K_S ——饱和导水率。

其他参数定义见图 5-7。

h_2 与地表水高度 h_{SW} 相等的时候, h_1 为最大地下水位高度。SWMMH 计算的高度 d_L 仅为整个汇水面积的平均值。可是, 可以假设该平均值等于 h_1 和 h_2 的平均, 即:

$$d_L = \frac{h_1 + h_2}{2} \quad (5-32)$$

以便 $h_1 = 2d_L - h_2$ 。将它和 $h_2 = h_{SW}$ 代入公式 5-30, 简化项, 得:

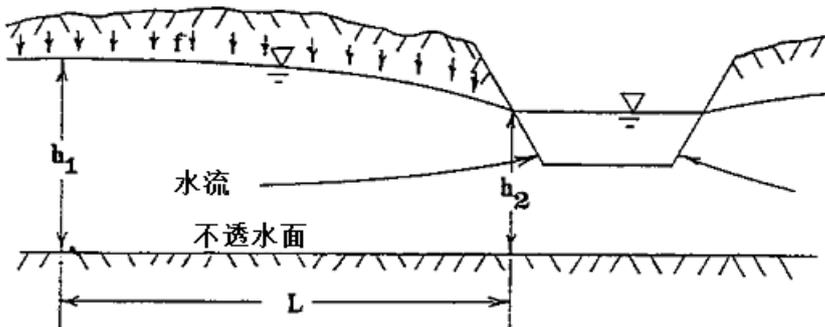


图 5-7 Dupuit-Forcheimer 渗漏到邻近渠道的示意图

$$f_G = \left(\frac{2K_S}{L^2}\right)d_L^2 - \left(\frac{2K_S}{L^2}\right)d_L h_{SW} \quad (5-32)$$

比较公式 5-32 和公式 5-27, 说明如果 $A1 = -A3 = 2K_S/L^2$, $A2 = 0$, $B1 = 2$, 以及 $h^* = 0$, 这两

个将是相等的。注意公式 5-30 仅针对单向流到接纳节点是合理的，但是因为 $A_3 \neq 0$ ，SWMMH 将令 f_G 为 0， d_L 应低于 h_{sw} 。

叠加排水的 Hooghoudt 公式

叠加排水的几何特征见图 5-8。在说明的参数中，Hooghoudt 关系式 (Bouwer, 1978, p.295) 为

$$f_G = (2D_e + m)4K_s m / L^2 \quad (5-33)$$

式中 D_e ——排水中心以下不渗透层的有效深度。

其他参数定义见图 5-8。 D_e 小于等于图 5-8 中的 b_0 ，且它为排水管直径 b_0 和排水管间距 L 的函数；复杂的关系式由 Bear (1972, p.412) 给出，通过 Bouwer (1978, p.296) 图形化。

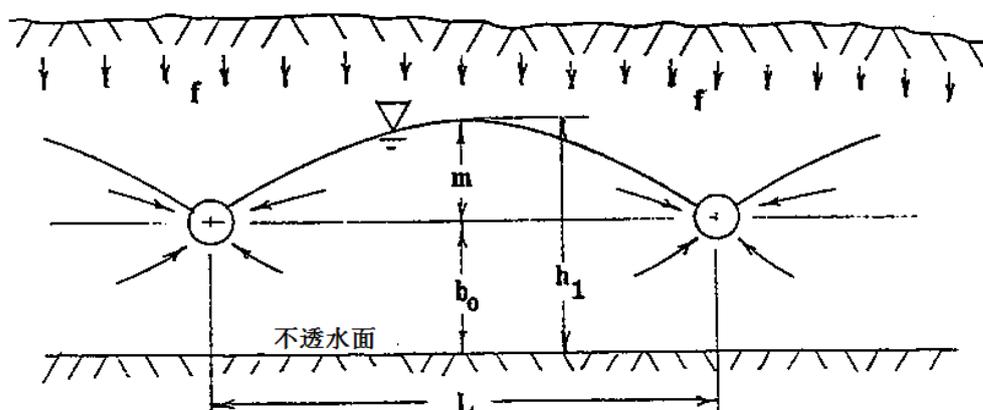


图 5-8 到达圆形管渠流量的 Hooghoudt 方法概念图

由图 5-8，地下水位的最大上升 m 为：

$$m = h_1 - b_0 \quad (5-34)$$

再次近似不渗透层之上平均地下水位深度，由：

$$d_L = \frac{h_1 + b_0}{2} \quad (5-35)$$

得到：

$$m = 2(d_L - b_0) \quad (5-36)$$

将 5-36 代入 5-33，给出：

$$f_G = \left(\frac{16K_s}{L^2} \right) [(d_L - b_0)^2 - D_e b_0 + D_e d_L] \quad (5-37)$$

它可以写作与一般地下水排放公式 5-21 兼容的形式，如下：

$$f_G = A1(d_L - h^*)^2 - A2 + A3d_L h_{sw} \quad (5-38)$$

式中

$$A1 = 16K_S/L^2;$$

$$B1 = 2;$$

$$A2 = A1D_e b_0;$$

$$B2 = 0;$$

$$A3 = A1(D_e/b_0);$$

令 h^* 等于 b_0 , h_{sw} 的恒定数值仅略高于使用的 b_0 。

$A1$ 和 $A3$ 的内部单位均为 $(ft-s)^{-1}$, $A2$ 的计量单位为 ft/s 。根据程序输入, 其中 f_G 表示为流量每公顷 (或每英亩), $A1$ 和 $A3$ 的单位将为 $m/s/ha$ (或 $ft/s/ac$), $A2$ 将为 $m^3/s/ha$ (或 $ft^3/s/ac$)。因为 $A3 \neq 0$, 不允许地下水层返回流量, d_L 应小于 b_0 。排放到沟槽或者圆形管渠的数学很复杂; van Schilfgaard (1974) 描述了几种表达形式。

5.6 数值示例

简单数值示例有助于说明地下水对来自子汇水面积产生的径流影响。它是用在第 3.10 部分中径流例子的修改, 包含了简单较平坦、完全渗透子汇水面积, 结合良好排放的类型 B 土壤, 2 英寸、6 小时降雨事件。子汇水面积以下的地下层延伸到深度 6 英尺, 初始地下水位高度为 3.5 英尺。因为输送节点需要完成地下水模拟, 包括这样的单一节点, 它接受来自子汇水面积的地表径流和地下水流。它的内地标高为高于地下水位 0.5 英尺。利用地下水排放公式的水库形式, 没有与地表水的交互作用。表 5-11 总结了该例子的相关参数。不饱和层的初始含湿量为 0.4, 处于完全饱和和完全放干之间的中间位置。

表 5-11 用于地下水示例的参数

项目	参数	数值
子汇水面积	不渗透百分比	0
	坡度百分比	0.5
	宽度 (ft)	140
	粗糙度	0.1
	洼地蓄水 (in)	0.05
降雨事件	历时 (hr)	6.0
	总深度 (in)	2.0
	到达高峰时间/总历时	0.375
	蒸发速率 (in/hr)	0.0
Horton 下渗	初始能力 (in/hr)	1.2
	最终能力 (in/hr)	0.1
	衰减系数 (hr^{-1})	2.0
地下水	孔隙率	0.5
	产水能力	0.3

	枯萎点	0.15
	饱和导水率 (in/hr)	0.1
	传导曲线参数 (HCO)	12.0
	深层穿透常数 (DP)	0.002
	参考深度 (h^*) (ft)	4.0
	GW 流量系数 (A1) (cfs/ac-ft)	0.5
	GW 流量指数 (B1)	1.0
	A2, A3 和 B2	0.0

24 小时模拟时段出水口节点看到的地表径流和地下水流，见图 5-9。地表径流不受所含地下层的影响，因为上层没有完全饱和。它的流量过程线看上去与第 3.10 部分的例子相同（见图 3-12 中的渗透曲线）。可是，当下渗水穿透过土壤上层时，饱和下层的深度上升，开始产生到达受纳节点的地下水出流量。在地表径流终止之后，该出流量持续很长时间，创建了总出流量过程线延长的回退段。

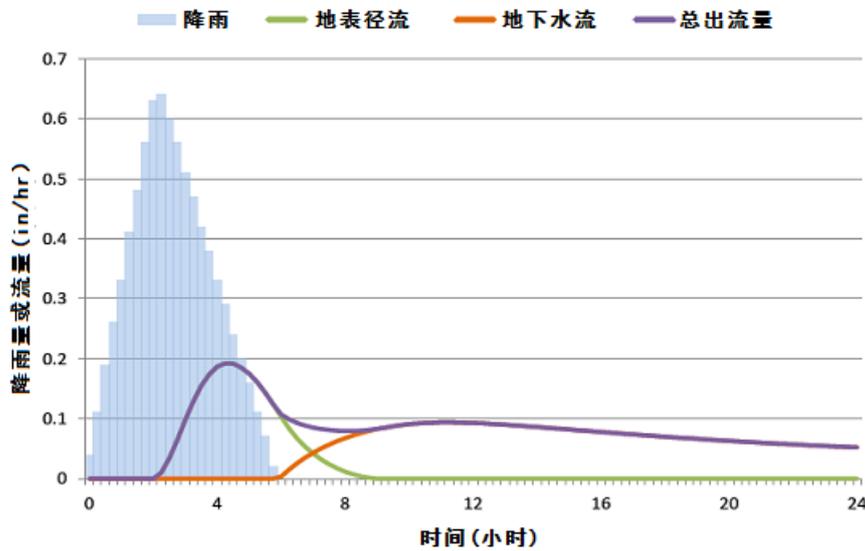


图 5-9 解释性地下水示例中的地表径流和地下水流量

第6章 融雪

6.1 引言

融雪为产生城市径流的附加机制。尽管流量通常很小，它们可以持续数日，去除冬季沉积的显著量污染物。降雨事件叠加到融雪基流，可能产生了较高的径流高峰和容积，并可提高降雪融化速率。长期连续模拟中，在融雪是否模拟情况下，径流和污染物负荷在时间上的分布具有很大差异。寒冷气候中冬季出现的水量和污染物存储，如果不包括融雪，是不可能模拟的。

作为测试和适用于加拿大条件的程序一部分，SWMMH 中包含了融雪例程，针对 Proctor and Redfern, Ltd.和 James F. MacLaren, Ltd.，简写为 PR-JFM (1976a, 1976b, 1977)，在 1974-1976 年期间的单一事件模拟。基本融化计算是根据美国国家气象局 NWS (Anderson, 1973)建立的例程。当前 SWMMH 的执行利用加拿大 SWMMH 融雪例程作为起始点，并扩展了它们的能力，为了模拟长期连续情况。此外增加了使融雪过程适应于城市条件的特征；因为用于其它流域径流模型的融雪例程，目的主要为大型河流流域春季融化的模拟。主要利用了国家气象局的工作 (Anderson, 1973, 2006)，反映在它们的 SNOW-17 模型中，尤其针对连续模拟扩展，并包含了冷含量、可变融化系数和面积亏损的结果。

几个水文模型包含了融雪计算，例如 Standford 流域模型 (Crawford and Linsley, 1966), HSPF (Bicknell et al., 1997), NWS (Anderson, 1973, 1976), STORM (Corps of Engineers, 1977; Roesner et al., 1974), SSARR (Corps of Engineers, 1971)，以及 PRMS (Leavesley et al., 1983)。融雪模拟技术的总结见一些课本，例如 Eagleson (1970), Gray (1970), Fleming (1975), Linsley et al. (1975), Bedient et al. (2013)和 Viessman and Lewis (2003)。所有这些来自 Corps of Engineers (1956)的降雪水文学的经典工作。

城市排水模型融雪组件的回顾见 Semádeni-Davies (2000)。在一些细节中回顾了三种模型：SWMM (第 4 版)，MouseNAM (Danish Hydraulic Institute, 1994)和 HBV (Bergström, 1976; Lindström et al., 1997)。Semádeni-Davies (2000)指出，城市融雪例程（包含在 SWMMH 中的那些）直接来自针对农村状态的模型，因此不可能很好地表示城市条件。温度-日方法用于她所回顾的所有这三种模型，仅仅有限信息考虑了城市地区中的系数。城市区域中降雪的翻耕，以及它的反照率和密度特性变化，也是重要的考虑事项，为此 SWMMH 包含了它们的表示选项。总之，与回顾的其他两个模型相比，SWMMH 表现的不是更好--也不是更差。以下 SWMMH 融雪算法的描述，没有反映对 Semádeni-Davies (2000)建议的一般性改进。

6.2 预备知识

6.2.1 雪深

SWMMH 将所有雪深处理为“当量水深”，为了避免积雪容重的性能规格，它是随时间高度

变化的。新雪容重量级在 0.09；11:1 或者 10:1 的雪堆深度与当量水深之比，通常作为经验值。随着时间，积雪将压缩，直到容重相当显著，达到 0.5 以上。城市地区中，与接近 1.0 的容重雪量相比，挥之不去的积雪可能类似于结冰。尽管积雪热传导和蓄热取决于容重，如果不涉及容重，可以获得充分精度。充分的是，维护利用当量水深的连续性。多数输入参数的计量单位为 mm 或者英寸当量水量 (mm w.e.或 in w.e.)。对于所有内部计算，常规为英尺当量水量。

6.2.2 气象输入

降雪速率直接由降水输入确定，通过分割温度 *SNOWTMP*。如果当前气温处于或者低于 *SNOWTMP*，降水作为降雪。否则它作为降雨。自然面积中，地表温度 1-2°C (34°-35°F) 提供了降雨和降雪的概率分界线 (Eagleson, 1970; Corps of Engineers, 1956)。可是，城市地区该分割温度可能更低，由于较温和的地表温度。

降水计量仪常产生不准确的降雪测试，因为雪片降落到计量仪的复杂空气动力学。因此通常过低估计了总降雪量，通过一个变化相当大的因子，取决于计量仪的暴露、风速和计量仪是否具有防风罩。程序包含了一个乘子叫捕雪因子 (*SCF*)，对应于每一雨量计对象，可针对这些影响调整。*SCF* 仅用于当降水作为降雪时。

尽管它随着降雪变化相当大，*SCF* 作为模型中一个季节的平均纠正因子。Anderson (1973) 提供了 *SCF* 作为风速函数的典型数值；见图 6-1，可能有助于建立初始估计。*SCF* 的数值也可用于考虑其他因素，例如由于没有在模型中考虑截留和升华引起的雪量损失。Anderson (1973)说明，与计量仪捕获缺陷相比，这两种损失通常很小。

正如第 2.3 部分讨论的，将来自用户产生的时间序列或者来自气候文件的气温数据提供给 SWMMH 数据集。如果使用了时间序列，输入表示给定点处的瞬时温度读数。线性内插用于获得时间序列中记录的这些之间时间的温度数值。如果使用了气候文件，那么提供了最高和最低每日气温的连续记录。第 2.4 部分描述的正弦内插方法，根据当日的 max-min 数值，可用于获得任何点一日内任何时刻的瞬时数值。(记录中任何丢失日期可根据前一日的 max-min 数值补充)。

模拟过程中，在每一时间步长利用旱季温度-日类型公式和降雨时段热量平衡公式，产生融化。后一公式执行了风速的调整 (较高风速具有较高融化速率)。第 2.4 部分讨论了程序中风速数据的输入。具有两个选项：1) 作为一年内每月的平均数值；2) 作为用于每日 max-min 温度相同气候文件的每日数值。如果风速数据不可用，忽略融化公式的调整。

用于温度--日融化公式中的系数呈正弦变化，从 6 月 21 日的最大值变化到 12 月 21 日的最小值。此外，维护降雪的冷含量记录。于是，发生融化之前，积雪必须被“蒸熟”，即加热到特定基准温度。每一子汇水面积的特定恒定面积，可指定为覆盖着积雪，或者根据自然流域中融化计算的实践，“面积亏损曲线”可用于描述雪覆盖，作为积雪融化的空间延伸。例如，阴影面积与暴露面积相比，将希望保持更长的雪覆盖。于是，模拟中每一子汇水面积的雪覆盖面积，随着时间变化。融化在通过剩余积雪演算之后，结合降水，形成了空间加权“有效降雨”，对应于地表漫流演算。

Snow-17 模型 降水区域亏损

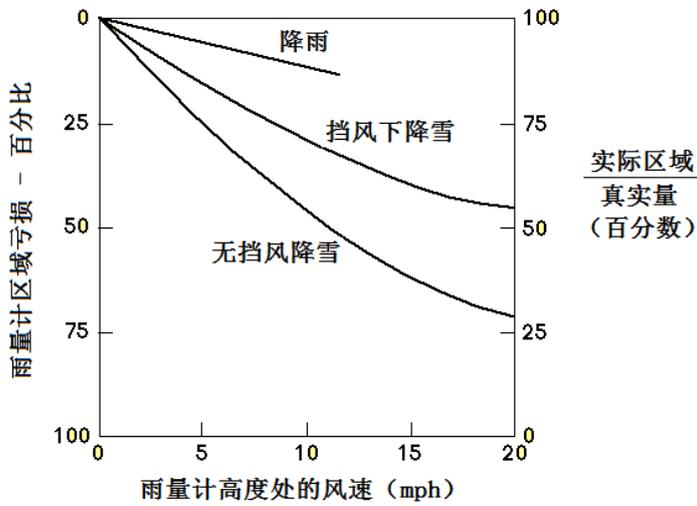


图 6-1 典型计量仪捕获亏损纠正 (Anderson, 2006, p. 8)

6.2.3 子汇水面积划分

正如将子汇水面积划分为计算径流的三个明确面积(渗透面积和有无洼地蓄水的不渗透面积--见第 3.2 部分), 对于融雪也可以同样处理。划分是为了模拟除雪操作和面积亏损现象。它利用与径流相同的渗透和总不渗透面积的相同分数, 除了将不渗透面积划分为有无洼地蓄水情况, 它这样做是根据除雪能力。也就是说, 不渗透面积分数可能要除雪, 但没有面积亏损; 反过来同样是真实的, 对应于剩余分数。街道、人行道和停车场将落在第一种类型, 几乎认为是一般性降雪裸露。屋顶将更好地拟合为第二种。图 6-2 说明了用于融雪的子汇水面积划分, 并将它与径流使用的进行了比较。

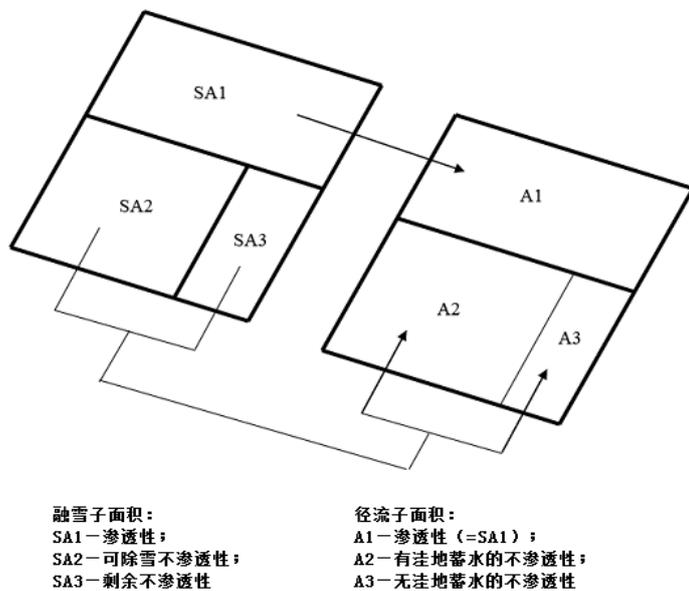


图 6-2 用于融雪和径流的子汇水面积分隔

对于来自这些分数的每一个（渗透的、可除雪不渗透性和剩余不渗透）的雪量累积和融化，保持独立考虑。在每一时间步长开始进行融雪计算之后，可除雪和剩余不渗透面积之上净降水求和，为了计算径流，在有洼地蓄水的不渗透面积分数之间重新分配。因为针对径流和融雪的渗透面积是相同的，该子面积的融雪结果直接用于计算渗透面积径流。

6.2.4 重新分配和除雪

除雪实践形成了城市和农村地区雪量水文学之间的主要差异。多数雪覆盖可能从严重城市化地区完全去除或者堆积，结合显著不同于未受干扰降雪融化特征。根据位置、气候、地形和暴雨本身，城市的管理实践是不同的，它们总结见表 6.1。在模拟模型中处理它们的全部是不可能的。可是，提供了其中一些实践的近似模拟。

6.2.5 对下渗的影响

雪堆趋向于隔绝其下的地表。如果地表在降雪之前冰冻，它将趋向于保持这样，甚至在开始融雪时。相反，解冻的地面通常不会通过随后降雪冰冻。冰冻与非冰冻地面的下渗特征没有被良好理解，取决于冰冻时刻的含湿量。对于这些原因以及其他原因，SWMMH 假设降雪对下渗或者其他参数没有影响，例如地表粗糙度或者滞留蓄水（尽管后者一定意义上会变化，通过降雪的自由水保持能力）。此外，当水成为“净径流”时，所有热交换计算中止。于是，当温度降低时，地表漫流演算过程中临时地表存储的水将不会重新冰冻，并受制于雪堆下的蒸发。

假设所有降雪受到“重新分配”（例如除雪活动），贮留在用户指定的总不渗透面积分数（图 6-2 中的面积 SA2），可能包括街道、人行道、停车场等。（可能获得定义的期望程度，通过利用几个子汇水面积，尽管粗略示意化，例如一个或者两个子汇水面积，可能对应于一些连续模拟是充分的。）以下五个参，随子汇水面积变化，控制了降雪怎样去除或者从该子面积的重新分配：

- F_{imp}*: 转换为剩余不渗透子面积（SA3）的当前降雪分数；
- F_{perv}*: 转换为渗透面积（SA1）的当前降雪分数；
- F_{sub}*: 转换为另一指定子汇水面积渗透面积的当前降雪分数。
- F_{out}*: 转换出流域的当前降雪分数；
- F_{melt}*: 转换到立即融化的当前降雪分数。

当后者超过用户提供参数 *WEFLOW* 时，当前降雪深度开始瞬间重新分配。

如果降雪通常堆积在临近不渗透或者渗透面积，使用 *F_{imp}* 或 *F_{perv}*。如果它用卡车拉到另一子汇水面积的渗透面积，分数 *F_{sub}* 将这样说明；或者如果降雪整个从模拟流域去除，可以使用 *F_{out}*。后一情况中，这样的去除被制表，包含在最终连续性检查中。最后，过量降雪可能立即“融化”（即处理为降雨），采用 *F_{melt}*。五个分数可以总和，它应小于 1.0，这种情况中一些剩余降雪将保留在地表。降雪和冰冻控制的典型服务水平指南见表 6-1（Richardsen et al., 1974）。降雪重新分配过程没有考虑利用化学剂的降雪管理实践，例如路面撒盐。正如随后描述的，采用了融化方程处理。

没有污染物结合降雪转化。以上所列转化，假设对污染物冲刷和再生没有影响。此外，在整个模拟过程中，所有重新分配的参数保持恒定，仅表示了降雪季节的平均值。

表 6-1 降雪和冰冻控制中的服务水平指南 (Richardson et al., 1974)

道路分类	服务水平	开始除雪时的雪深 (英寸)	路面最大雪深 (英寸)	降雨之后路面完全除雪 (小时)	降雨之后路面完全除冰 (小时)
低速多车道城市高速路	风暴期间道路例行巡逻 所有车行道利用药剂处理 所有车道 (包括隔离车道) 在所有时间以渐慢速度运行 良好砂子积雪的偶尔补丁 道路重复性通过犁清洁, 最小化妨碍交通 尽可能清除路面	0.5 到 1	1	1	12
高速 4 车道高速公路; 州际系统; ADT 高于 10,000 ^a	风暴期间道路例行巡逻 驱动并通过利用药剂处理的车道 驱动车道可运行, 在所有时间以下降的速度 通过车道运行, 取决于设备可用性 尽可能清除路面	1	2	1.5	12
主要公路; 2 和 2 车道; ADT 500-5000 ^a	风暴期间道路例行巡逻 风暴中之后几乎总是清洁路面 危害区域接受药剂或者耐磨处理 当冰冻发生时, 除去剩余的冰雪	1	2.5	2	24
次要道路 ADT 小于 500 ^a	风暴过程中道路巡逻至少一次 利用间歇雪覆盖的裸露左轮跟踪 危害区域利用药剂或耐磨处理和去除, 作为工作的第一阶段 道路全宽在设备可用时被清理	2	3	3	48

^aADT——日均交通量

6.3 控制方程组

6.3.1 概述

融雪和累积过程的描述, 在几种课本和模拟模型报告中是可用的, 以及通过工程师兵团著名

的 1956 年降雪水文学报告。这里简要介绍重要的热量平衡和融化组件；对于详细解释，可以咨询任何以上源头。在以下介绍 SWMMH 中融雪计算采用技术的简要合理性。

积雪热量平衡

热能可以从积雪加入或去除，通过以下过程：

- 吸收太阳辐射（增加）。
- 与周围环境的净长波辐射交换（增加或者减少）。
- 敏感性热量进/出大气的对流（扩散）转化（增加或减少）。
- 通过冷凝的气化潜热释放（增加）或者相反，通过升华去除（气化潜热加上融化潜热去除）。
- 通过降雨的热对流（增加）加上融化热的增加，如果降雨冰冻。
- 来自地下的热传导（减少或增加）。

这些项结合合适的符号，需要求和，并等于积雪中蓄热变化，为了形成热量方程的守恒。以上所有过程的相对重要性是变化的，结合地形、季节、气候、当地气象条件等，但是项 1-4 为最重要的。项 5 在季节基础上较不重要，以及项 6 通常可忽略。当任何热外热能产生液体径流时，积雪称作“成熟的”。降雨（项 5）将迅速融化雪堆，当它在冰冻雪下结冰时，通过释放它的融化潜热，然后通过快速填充降雪的自由水保持能力。

融化预测技术

融化预测来自雪堆的蓄热预测。能量平衡技术为最合适的方式，因为它们独立估计了每一热平衡项，需要作为气象输入量，例如太阳辐射、气温、露点或者相对湿度，风速和降水。关于雪堆的密度、地表粗糙度和蓄热和蓄水（质量守恒），以及相关的地形和植被参数，必须做出假设。在处理热传导和地下粗糙度中，以及它是否是穿透时更为复杂。

几种模型单独处理了这些影响的一些或者所有的，例如，Anderson (1976)建立的 NWS 河流预测系统。有趣的是，在许多条件下，他发现利用他的能量守恒模型获得的结果，不是显著优于他早前模型（Anderson, 1973)较简单（例如度--日或者温度--指数）技术获得的那些。条件越为开放和变化，能量守恒技术越好。他的两个模型之间的最紧密一致性，是针对严重森林化的流域。

利用能量守恒模型需要的最小数据，为输入太阳辐射的良好估计，加上气温、蒸气压（或者露点或相对湿度）和风速的计量。所有这些数据，除了可能的太阳辐射，至少可用于一个位置（例如机场），对于几乎所有合理规模的城市。甚至太阳辐射测试在多数州可来自多个位置。针对太阳辐射和其他参数，根据可用的测试，预测技术也是可用的（TVA, 1972; Franz, 1974）。

预测方法的选择

两个主要因素建议，例如温度指数，较简单的技术应用于模拟城市地区的融雪和累积。首先，即使能量守恒模型需要的气象数据，可能是可用的；这些参数的程度在当地具有大的变化，由于城市化本身。例如，辐射融化将主要受到建筑物阴影，和城市污染物降低反射（反射系数）的影响。在城市区域积雪本身的许多未知属性方面，可能叠加了信息，尝试总体预测融

化!但是至少,较简单的技术可能均要保证。它们具有相当减少了已经扩展的模型输入数据,添加了优点,例如 SWMMH。

其次,应检验模拟的目标。尽管它可能贡献,融雪很少引起积水或者城市地区本身的水文极端。因此,流量程度的正确预测没有假设接近模型中的重要性,即, NWS, 其中大型山脉流域的河流洪水预测至关重要。为了城市地区规划目的,正确的水量(或者质量)预测不是任何事件的目标,而且,这些工作产生了复杂系统的统计估计,有助于确定更详细分析的关键时段。

对于这些以及其他原因, SWMMH 中包含了简单融化预测技术。Anderson 的 NWS (1973) 温度--指数方法也被良好归档和测试,用于 SWMMH 中。正如随后描述的,融雪模拟在一些地区根据 Anderson 的工作;不仅仅在融化方程中。可能注意到, STORM 模型 (Corps of Engineers, 1977; Roesner et al., 1974)也将温度--指数方法用于融雪预测,与 SWMMH 中的编程相比,以相当小的复杂方式。

6.3.2 融化方程

Anderson 的 NWS 模型 (1973) 处理了两种不同的融化状态;有无降雨。具有降雨时(在 NWS 模型中高于 0.1 in/hr 或 2.5 mm/hr, SWMM 中高于 0.02 in/hr 或者 0.51 mm/hr),做出几个能量平衡项的准确假设。这些是:零太阳辐射,输入长波辐射等于环境气温处的黑体辐射;雪表面温度为 0°C (32°F),以及露点和雨水温度等于环境气温。Anderson 将每一热量平衡组件的合适项组合为针对融化速率 SMELT 的方程:

$$SMELT = (0.001167 + 7.5\gamma U_A + 0.007i)(T_a - 32) + 8.5U_A(e_a - 0.18) \quad (6-1)$$

式中

- $SMELT$ ——融化速率 (in/hr);
- T_a ——气温 (°F);
- γ ——湿度常数 (Hg/°F);
- U_A ——风速调整因子 (in/in Hg-hr);
- i ——降雨强度 (in/hr);
- e_a ——气温处的饱和蒸气压 (Hg)。

公式 6-1 中发现的数字常数原点,通过 Anderson (1973)给出,以及反映了单位转换,和对应于物理属性的美制单位。湿度常数 γ 计算为:

$$\gamma = 0.000359P_a \quad (6-2)$$

式中 P_a ——大气压 (Hg)。

后者反过来计算为标高 z 的函数:

$$P_a = 29.9 - 1.02(z/1000) + 0.0032(z/1000)^{2.4} \quad (6-3)$$

式中 z ——平均汇水面积标高 (ft)。

风速调整因子 U_A 考虑了可感知热量和水蒸气的紊流传输。Anderson (1973) 给出:

$$U_A = 0.006U \quad (6-4)$$

式中 U ——高于雪面 0.5 m (1.64 ft) 的平均风速, (mi/hr)。

实际上, 使用可用风量数据, 很少针对风速仪的实际标高纠正。第 6.2.2 部分 (以及第 2.6 部分) 讨论了风量数据怎样用于 SWMMH。如果在特定日期没有可用的这样数据, 那么令 U_A 等于 0。最后, 饱和蒸气压 e_a 通过常规指数近似准确给出:

$$e_a = 8.1175 \times 10^6 \exp\left(\frac{-7701.544}{T_a + 405.0265}\right) \quad (6-5)$$

在无雨时段, 利用度-日或温度--指数类型公式, 融化计算为气温 T_a 和基准温度 T_{base} 之差的线性函数:

$$SMELT = DHM(T_a - T_{base}) \quad (6-6)$$

式中:

$SMELT$ ——融化速率 (in/hr);

T_a ——气温 (°F);

T_{base} ——基准融化温度 (°F);

DHM ——融化系数 (in/hr-°F)。

T_{base} 和 DHM 的差值可用于子汇水面积内三类雪面的每一个。例如, 这些参数可用于考虑街道撒盐, 它降低了基准融化温度。如果期望, 屋顶可以利用较低的 T_{base} 值模拟, 为了反映通过屋顶的竖向热转换。在以下参数估计部分 (6.7) 内提供 T_{base} 和 DHM 的建议数值。

模拟过程中, T_{base} 保持恒定, 但是 DHM 允许季节性变化, 如图 6-3 所示。根据 Anderson (1973), 最小融化系数假设出现在 12 月 21 日, 最大值在 6 月 21 日。参数 $DHMIN$ 和 $DHMAX$ 作为每一子汇水面积三种积雪面积的输入, 正弦内插用于产生 DHM 的数值, 它在一年内每天是常数:

$$DHM = \left(\frac{DHMAX + DHMIN}{2}\right) + \left(\frac{DHMAX - DHMIN}{2}\right) \sin\left(\frac{\pi}{182}(day - 81)\right) \quad (6-7)$$

式中

$DHMIN$ ——最小融化系数，出现在 12 月 21 日 (in/hr-°F)；

$DHMAX$ ——最大融化系数，出现在 6 月 21 日 (in/hr-°F)；

day——一年的日期数。

对于闰年不需要特殊补充。可是，需要维护纠正日期（以及日期数）。

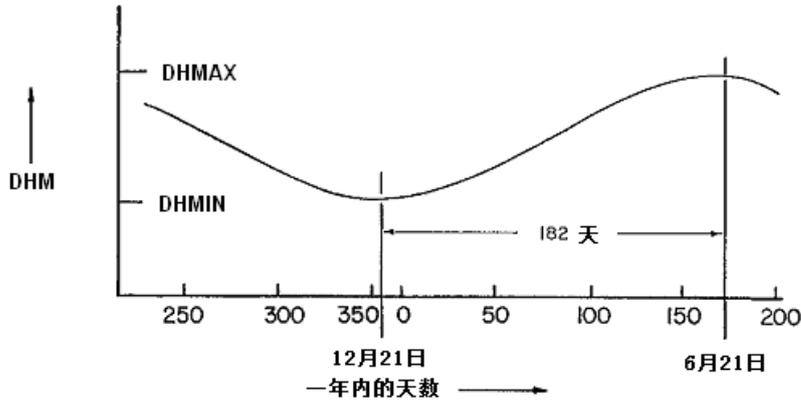


图 6-3 融化系数的季节性变化

6.3.3 积雪热交换

在冰冻下气候，积雪不会融化，与大气的热交换可能会加热或者降温积雪。冰冻下积雪的热含量与（较高）基准融化温度之差认为是正值，称作积雪的“冷含量”。直到冷含量降低到零，不会出现融化。它的维护，以英寸（或英尺）的当量水。即，2.5 mm (0.1 in.)的冷含量等价于融化 2.5 mm (0.1 in.)的降雪需要的热量。根据 Anderson (1973)，改变每 6 小时内冷含量的热交换，正比于气温 T_a 和前期温度指数 ATI 之差， ATI 为积雪表层温度的指示。在每一时间步长开始处更新 ATI 数值如下：

$$ATI \leftarrow ATI + TIPM_t(T_a - ATI) \quad (6-8)$$

式中 $TIPM_t$ 给出为 (Anderson, 2006)：

$$TIPM_t = 1 - (1 - TIPM)^{\Delta t/6} \quad (6-9)$$

针对时间步长 Δt 。

$TIPM$ ——6 小时权重因子，数值在 0 和 1.0 之间。

ATI 的数值不允许超过 $Tbase$ ；当出现降雪时， ATI 采用当前气温。

权重因子 $TIPM$ 为在整个流域使用用户提供的常数。它是雪“表面”层的厚度指示。对于过去一周以上的温度，小于 0.1 的数值给出显著权重；于是，与数值大于的，即，0.5 的相比说

明较深的层；这实质上仅仅给出了在过去一日内的温度权重。换句话说，积雪将缓慢加热和降温，结合 *TIPM* 的低值。Anderson 指出， $TIPM = 0.5$ 给出了自然流域的合理结果，尽管具有一些证据说明较低数值可能更加合适。在城市流域没有尝试做出校准。

计算出前期温度指数后，冷含量 *COLDC* 变化量为

$$\Delta CC = RNM \times DHM \times (ATI - T_a) \times \Delta t \quad (6-10)$$

式中

ΔCC ——冷含量中的变化（英寸当量水）；

RNM——负融化系数与融化系数的比值；

DHM——融化系数（in/hr-°F）；

ATI——前期温度指数（°F）；

Δt ——时间步长（hr）。

注意当气温低于（冷于）前期温度指数时，冷含量增加（ ΔCC 为正）。因为非融化时段的热转化低于融化时段的，Anderson 在热交换计算中采用了“负融化系数”。SWMMH 将该简化计算为融化系数 *DHM* 的分数 *RNM*。因此，负的融化系数，即乘积 $RNM \times DHM$ 也呈季节性变化。正如随着 *TIPM*，在整个研究面积内使用 *RNM* 的单一用户提供数值。典型数值为 0.6。

融化时段，积雪的冷含量下降量为：

$$\Delta CC = -SMELT \times RNM \times \Delta t \quad (6-11)$$

结合在 *SMELT* 中做出的同等减少。于是没有出现融化的液体，直到积雪冷含量降低至 0。即使这样，没有出现径流，直到填充了积雪的“自由水保持能力”。这在随后讨论。*COLDC* 值单位为在有问题面积上的英寸当量水。冷含量“容积”当量，对应于卡路里或者 BTUs，通过乘以面积获得。最后，对公式 6-10 和 6-11 的调整，取决于雪覆盖的面积程度。这在以下讨论。

6.4 面积亏损

汇水面积中的积雪很少在整个面积内均匀融化。而是由于阴影、漂移、地形等，特定部分的汇水面积将早于其它部分，变得裸露；以及仅仅分数 *ASC* 将为冰雪覆盖。必须已知该分数，为了计算可用的冰雪覆盖面积，针对热交换和融化，以及知道多少降雨落在裸露地表。因为地形、植被、漂移模式等的逐年相似性，分数 *ASC* 主要是给定时刻子汇水面积中冰雪量的函数；该函数称作“面积亏损曲线”，在以下讨论。这些函数用作一个选项，为了描述积雪的季节性增长和回退。对于短的、单一事件模拟，冰雪覆盖面积分数可能是固定的，对于每一子汇水面积的渗透和不渗透面积。

正如用在多数融雪模型中的，假设具有一个深度 *SI*，高于它时，将总是为 100%覆盖。一些模型中，*SI* 的数值在模拟内调整；SWMMH 中它保持为常数。任何时刻存在的冰雪量，通

过状态变量 $WSNOW$ 说明，它是每一子汇水面积三种可能雪覆盖面积的每一个深度（当量水量）（见图 6-2）。该深度作为无量纲的，通过将它除以 SI ，用于计算 ASC 。于是，面积亏损曲线（ADC）为 $WSNOW/SI$ 与 ASC 的绘图；自然汇水面积的典型 ADC 见图 6-4。当比值 $AWESI = WSNOW/SI$ 大于 1.0 时， $ASC = 1.0$ ，即面积为 100% 冰雪覆盖。

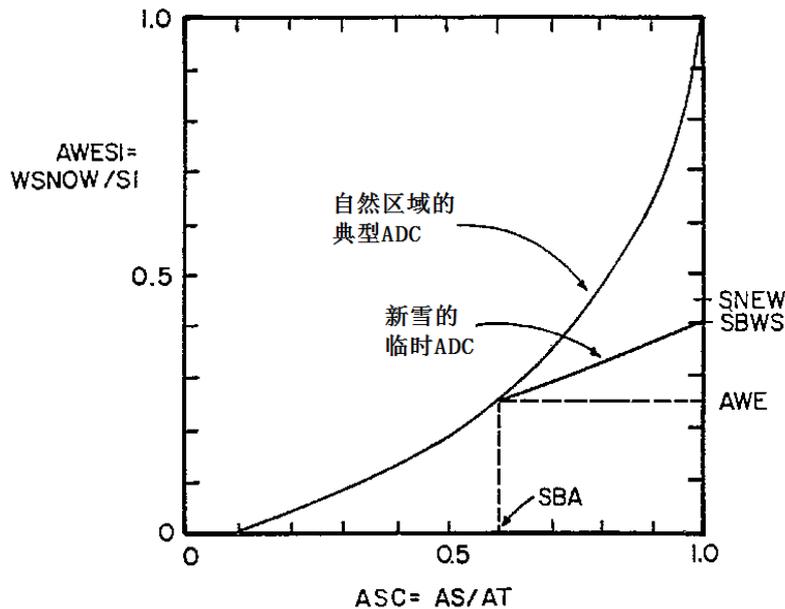


图 6-4 自然面积 (Anderson, 1973, p. 3-15) 的典型面积亏损曲线，和新降雪的临时曲线

一些 ADC 的不同函数形式意义见图 6-5。因为程序维护了雪量 $WSNOW$ 作为总面积 A_T 的深度，实际雪深 WS 和覆盖的实际面积 AS ，通过连续性相关：

$$WSNOW \times A_T = WS \times AS \quad (6-12)$$

式中：

$WSNOW$ ——总面积上的雪深（英寸当量水量）；

A_T ——总面积 (ft^2)；

WS ——实际雪深度（英寸当量水量）；

AS ——冰雪覆盖面积 (ft^2)。

根据 ADC 所示的参数，该方程重新布置，读为：

$$AWESI = WSNOW / SI = (WS / SI)(AS / A_T) = (WS / SI)ASC \quad (6-13)$$

该公式可用于计算实际降雪深度 WS ，根据已知的 ADC 参数，如果期望这样。不必要的是在程序中完成它，但是有帮助的是确定图 6-5 的曲线。于是：

$$WS = (AWESI / ASC)SI \quad (6-14)$$

考虑图 6-5 的三条 ADC 曲线 B, C 和 D。对于曲线 B, $AWESI$ 总是低于 ASC ; 因此 WS 总是小于 SI , 见图 6-5d 所示。对于曲线 C, $AWESI = ASC$, 因此 $WS = SI$, 见图 6-5e。最后对于曲线 D, $AWESI$ 总是大于 ASC ; 因此, WS 总是大于 SI , 见图 6-5f。处于 100%覆盖和 40%覆盖的 ASC 恒定数值, 分别见图 6-5c 中的曲线 A 和图 6-5g 中的曲线 E。给定时刻 (例如图 6-5 中的 t_1), 每一雪深面积与面积曲线是相同的, 等于 $AWESI \times SI$, (例如 $0.8SI$ 对应于时刻 t_1)。

图 6-5a 中的曲线 B 为自然中 ADC 的最常见类型, 见图 6-4。凸曲线 D 需要一些机制, 为了提升雪水平高于原来深度 SI 。自然中, 漂移提供了这样一种机制; 城市区域中, 除雪和堆积可能引起类似的效应。可以产生复杂曲线, 为了代表城市中特定除雪实践。可是, 程序仅仅利用了一条 ADC 曲线, 对于所有不渗透面积 (例如图 6-2 的面积 SA3, 针对所有子汇水面积), 以及仅仅一种 ADC 曲线对应于所有渗透面积 (例如图 6-2 的面积 SA1, 针对所有子汇水面积)。该局限性不应阻碍充分的模拟, 因为单个位置中变化的影响在多数连续模拟的整个城市范围内被平均。

程序不需要 ADC 曲线通过原点, $AWESI = ASC = 0$; 它们可能交叉到横坐标, 在数值 $ASC > 0$, 为了维持一些冰雪覆盖面积, 直到所有冰雪消除时 (见图 6-4)。可是, 曲线不可能与纵坐标相交, $AWESI > 0$, 当 $ASC = 0$ 时。

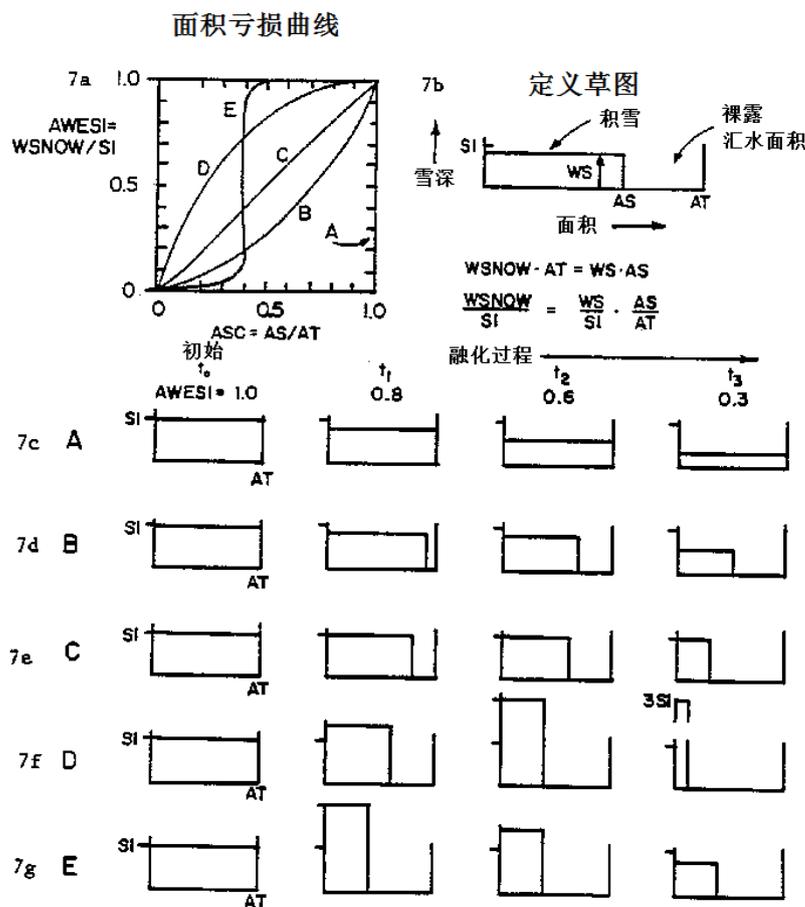


图 6-5 面积亏损曲线中冰雪覆盖的影响

前面段落集中于状况，其中冰雪深度大于等于 SI ，具有降落和融化。（没有使用 ADC 曲线，直到 $WSNOW$ 低于 SI 。）需要讨论新雪时的状况，从零和非零初始覆盖开始。SWMM 过程再次根据 Anderson 的 NWS 方法（1973）。

当具有新雪，且 $WSNOW$ 已经大于等于 SI 时， ASC 保持在 1.0 不变。可是，当在裸露处或部分裸露地表具有新雪时，假设该时段总面积为 100% 覆盖；以及“临时”ADC 的建立见图 6-4。随着冰雪融化，该临时曲线返回到 ADC 的相同点。令新雪深度为 SNO ，计量为英寸当量水。然后 $AWESI$ 将从 AWE 的初值变化为 $SNEW$ 的新值，由：

$$SNEW = AWE + SNO / SI \quad (6-15)$$

假设面积雪覆盖保持为 100%，直到 25% 的新雪融化。这定义了图 6-4 的 $SBWS$ 值为：

$$SBWS = AWE + 0.75(SNO / SI) \quad (6-16)$$

Anderson (1973) 报告了模拟结果对任意 25% 假设的低敏感性。当融化产生了 $SBWS$ 和 AWE 之间的 $AWESI$ 值时，时间曲线的内插用于求 ASC ，直到再次达到实际 ADC 曲线。当新雪降落时，程序于是维持了 AWE , SBA 和 $SBWA$ 的数值（图 6-4）。

冰雪覆盖的融化和分数的交互特性，没有针对每一时间步长考虑。充分的是，利用每一时间步长开始处的 ASC 数值，尤其结合模拟的短（例如一小时）时间步长。

冰雪覆盖的面积分数 ASC ，用于调整 1) 出现融化的容积，2) 冷含量变化的“容积”，因为假设热转换仅仅出现在冰雪覆盖面积。融化速率根据 $SMELT$ 的两个公式之一计算。雪深于是减少一个 $\Delta WSNOW$ 的量，它等于：

$$\Delta WSNOW = SMELT \times ASC \times \Delta t \quad (6-17)$$

并包括合适的连续性检查，为了避免比这个更多的冰雪融化。

冷含量变化也通过 ASC 数值调整。于是利用公式 6-10，冷含量 $COLDC$ 变化一个量 ΔCC ，给出为：

$$\Delta CC = RNM \times DHM \times (ATI - T_a) \times \Delta t \times ASC \quad (6-18)$$

其中变量定义同前。

再次具有对 $COLDC$ 负值的程序检查。

6.5 净径流

融化的结果并不意味着将在给定时间步长具有液体径流，因为积雪作为结合“空隙率”的多孔介质，在给定瞬时具有特定“自由水保持能力”。Conway and Benedict (1994)描述了融化下渗到雪堆中各种过程的物理特性。根据 PR-JFM (1976a, 1976b)，该能力认为是每一时间步长一个变化雪深 $WSNOW$ 的恒定分数 $FWFRAC$ 。该容积（深度）必须填充，在积雪形成径流之前。程序维护了自由水深度 FW （英寸水量），用于这些计算。当 $FW = FWFRAC \times WSNOW$ ，积雪是完全成熟的。该过程示意图见图 6-6。

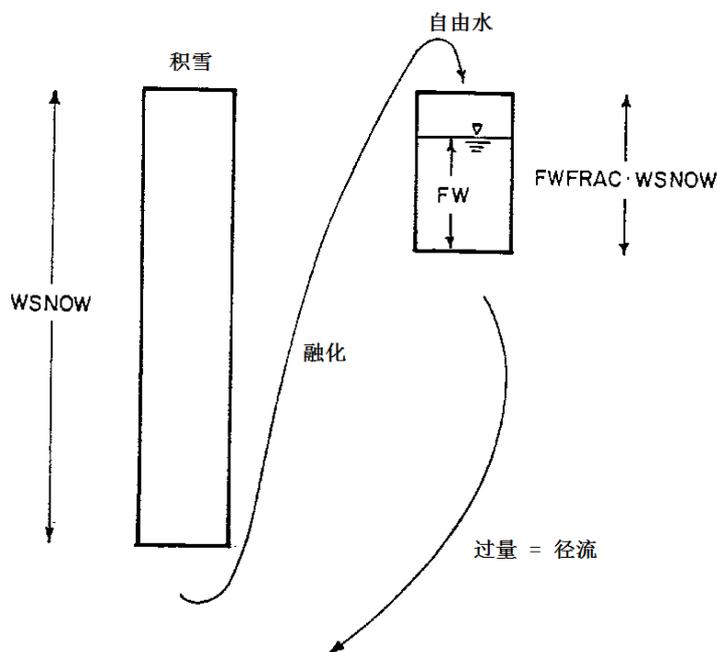


图 6-6 通过积雪的液体水演算示意图

通过这种简单水库类型演算包含了自由水保持能力的滞后，并衰减了液体径流的外观。当出现降雨时，它添加到作为自由水进入存储的融化速率。当不发生融化时，没有释放自由水；但是保持在存储中，当积雪再次成熟时，可用于释放。该重新冰冻自由水没有包含在随后的冷含量或者融化计算中。

来自冰雪覆盖面积的融化和裸露表面的降雨，为面积加权的，通过综合，产生地表的净径流，如下：

$$RI = ASC \times SMELT + (1.0 - ASC) \times i \quad (6-19)$$

式中 RI ——子汇水面积地表的净当量降水输入 (in/hr)；

i ——液体降雨强度 (in/h)。

在随后地表漫流和下渗计算中的， RI 用于替换额外供应的降雨数值。

如果利用雪量重新分布分数 F_{imelt} 产生了立即融化，它添加到最后公式中。此外，当雪深水当量小于 0.001 in. (0.025 mm) 时，所有融化计算结束，以及任何剩余的冰雪和自由水转换为立即融化，并添加到公式 6-19。

6.6 计算方法

融雪作为 SWMM 径流计算一部分执行的子过程。它们在每一径流时间步长进行，针对具有积雪参数赋给它的每一子汇水面积，立即在确定了大气降水之后。这是第 3.4 部分描述的径流过程步骤 3a。融雪例程返回调整的降水速率 (in/h)，包括子汇水面积的每一径流子面积上的液态降雨和/或融雪。这些速率服务为实际降水输入，用于地表径流计算的剩余中。用于计算雪量累积和融雪的步骤列在以下文本框中。

融雪计算方法

对于每一子汇水面积，以下变量假设在长度 Δt (h) 的时间步长开始是已知的：

外部提供的时间序列变量：

T_a ——气温 (°F)；

U ——风速 (mi/h)；

i ——降水速率 (in/h)。

每一雪面中积雪的状态变量：

$WSNOW$ ——雪堆深度 (英寸当量水量)；

$COLDC$ ——冷含量深度 (英寸当量水量)；

FW ——自由水深 (英寸当量水量)；

ATI ——前期温度指数 (°F)。

此外，用户应提供以下常数参数：

赋给每一积雪对象的每一子汇水面积定义常量：

SNN ——可以除雪的不渗透面积分数 (即 SA2)；

T_{base} ——冰雪开始融化的温度 (°F)；

$DHMIN$ ——12月21日的融化系数 (in/hr-°F)；

$DHMAX$ ——6月21日的融化系数 (in/hr-°F)；

SI ——地表保持 100% 冰雪覆盖的深度 (英寸)；

$FWFRAC$ ——从积雪产生液态径流的自由水分数。

结合可除雪子面积 SA2 的每一子汇水面积冰雪重新分配常数：

$SEPLow$ ——启动冰雪重新分配的深度 (英寸)。

重新分配分数 F_{imp} , F_{perv} , F_{sub} , F_{out} 和 F_{imelt} ，定义见第 6.2.5 部分。

对于整个研究面积定义的常数：

$SNOTMP$ ——降雪和降雨之间划分的温度 (°F)；

SCF ——雨量计冰雪捕获因子 (比值)；

$TIPM$ ——ATI 权重因子 (分数)；

RNM ——负的融化比值 (分数)。

面积亏损曲线 (ASC 作为 AWE 的函数) 对应于渗透和不渗透面积。

最初（时刻 0） $COLDC = AWE = 0$, $ATI = Tbase$, 以及 $WSNOW$ 和 FW 均为用户提供的。融雪计算包含了以下 11 个步骤:

1. 对于一年内的当前日, 利用公式 6-7, 计算每一积雪表面 ($SA1$, $SA2$ 和 $SA3$) 的融化系数 DHM ; 令每一表面的立即融化 $IMELT$ 为 0。

2. 如果 $T_a \leq SNOTMP$, 那么降水为降雪形式, 更新每一雪面处的积雪深度:

$$WSNOW \leftarrow WSNOW + i \times SCF \times \Delta t$$

3. 对于可除雪不渗透雪面 ($SA2$), 如果 $WSNOW > WEFLOW$, 那么 $WSNOW$ 降低, 为了反映通过分数 $Fimp$, $Fperv$, $Fsub$, $Fout$ 和 $Fimelt$ 产生的重新分配。如果 $Fimelt > 0$, 那么表面 $SA2$ 的立即融化设置为:

$$IMELT = Fimelt \times WSNOW / \Delta t$$

4. 如果雪面上的积雪深度小于 0.001 英寸, 那么将表面的整个积雪转换为立即融化:

$$IMELT \leftarrow IMELT + (WSNOW + FW) / \Delta t$$

并重置积雪状态变量为 0。

5. 将为渗透 ($SA1$) 和非除雪不渗透 ($SA3$) 雪面提供的 *面积亏损曲线*, 用于计算这些表面新的面积雪量覆盖比 ASC (可耕作不渗透表面的 ASC 总是为 1.0)。细节见以下。

6. 计算每一表面中积雪的融雪速率 $SMELT$:

a. 如果雨水降落 ($T_a > SNOTMP$ 且 $i > 0.02$ in/h), 利用热平衡方程公式 6-1, 6 小时转换为 1 小时时间基础。

b. 否则如果 $T_a \geq Tbase$, 利用度-日公式 (公式 6-6)。

c. 否则令 $SMELT$ 为 0。

d. 各自表面 ASC 值乘以 $SMELT$, 考虑任何面积亏损。

7. 对于每一积雪表面, 如果 $SMELT$ 为 0, 那么更新积雪冷含量如下:

a. 如果雪水降落 ($T_a \leq SNOTMP$ 且 $i > 0$), 令 ATI 为 T_a 。否则令 ATI 为 $Tbase$ 和公式 6-8 结果的较小值。

b. 结合更新 ATI 数值的公式 6-10, 用于计算 ΔCC , 将 $\Delta CC \times ASC$ 添加到 $COLDC$ 。

c. 限制 $COLDC$ 不超过 $0.007WSNOW(T_{base}-ATI)$, 假设雪的比热为 0.007 英寸当量水每 °F。

8. 对于融化条件下的每一雪堆表面 ($SMELT > 0$), 减去每一雪面的冷含量 $COLDC$ 和融化速率 $SMELT$, 如下:

$$\Delta CC = SMELT \times RNM \times \Delta t$$

$$COLDC \leftarrow COLDC - \Delta CC$$

$$SMELT \leftarrow SMELT - \Delta CC$$

限制 $COLDC$ 和 $SMELT$ 均为 ≥ 0 。

9. 更新每一雪面上雪深和积雪的自由水含量:

$$WSNOW \leftarrow WSNOW - SMELT \times \Delta t$$

$$FW \leftarrow FW + (SMELT + RAINFALL)\Delta t$$

10. 检查每一雪面, 查看自由水含量是否充分高, 为了产生液态径流; 即, 如果 $FW \geq FWFRAC \times WSNOW$, 那么令:

$$\Delta FF = FW - FWFRAC \times WSNOW$$

$$FW \leftarrow FW - \Delta FF$$

$$SMELT = \Delta FF$$

否则令 $SMELT = 0$ 。

11. 计算每一雪面的总体当量降水输入 RI (in/h), 为:

$$RI = SMELT + IMELT + i_{RAIN} \times (1 - ASC)$$

将这些数值用于返回调整后的降水速率 i (in/h) 到每一子面积, 用于计算径流:

$$i = RI[SA1] \quad \text{针对渗透面积 } A1;$$

$$i = \frac{RI[SA2]A_{S2} + RI[SA3]A_{S3}}{A_{imperv}} \quad \text{针对不渗透面积 } A2 \text{ 和 } A3,$$

式中 $RI[SAj]$ ——雪面 SAj 的 RI 值;

A_{sj} ——雪面 j 的面积;

A_{imperv} ——总不渗透面积。

融雪过程的步骤 5 将面积亏损曲线用于计算雪覆盖面积的分数 (ASC)，针对渗透 ($SA1$) 和不渗透 ($SA3$) 面积，受制于面积亏损。注意在计算的该阶段，任何已经在时间步长内降雪的雪量，已经添加到累计雪深 $WSNOW$ 。用于更新雪覆盖面积分数的方法，见以下文本框描述。

冰雪覆盖面积的计算方法

当计算特定时间步长处融雪计算内的冰雪覆盖面积分数 ASC 时，存在四种不同情况，：

1. 没有雪量累积 ($WSNOW = 0$)。令 $ASC = 0.0$ 并重置 AWE 为 0。
2. 更新的雪量累积 $WSNOW$ 大于 SI 。该情况中，令 ASC 和 AWE 均为 1.0。
3. 时间步长内具有降雪 ($Ta \leq SNOTMP$ 且 $i > 0$)。令 ASC 为 1.0，且时间线性 ADC 的参数计算如下：

- a. 求时间步长开始处累积深度的 AWE 值：

$$AWE = WSNOW1/SI$$

式中 $WSNOW1$ 为新降雪添加前的累积深度。

- b. 利用 ADC 查看该前 AWE 数值的面积覆盖 SBA 。

- c. 计算保持了 75%新雪 (即，已经融化 25%) 的相对深度 $SBWS$ ：

$$SBWS = AWE + 0.75(WSNOW - WSNOW1)/SI$$

保存 AWE , SBA 和 $SBWS$ ，为了结合以下描述的第四种情况使用。

4. 累积雪深 $WSNOW$ 低于 SI 且没有降雪。将 $AWESI$ 定义为当前 $WSNOW$ 与 SI 的比值。三种条件是可能的：

- a. 如果 $AWESI < AWE$ ，原来 ADC 用于设置 ASC 为曲线数值，针对 $AWESI$ ，并令 SWE 为 1.0。

- b. 如果 $AWESI \geq SBWS$ ，已经达到新降雪的临时 ADC 的限制，因此令 ASC 为 1.0。

- c. 否则根据临时 ADC 计算 ASC ，如下：

$$ASC = SBA + (1-SBA)(AWESI - AWE)/(SBWS - AWE)$$

6.7 参数估计

表 6-2 总结了通过融雪例程使用的参数及其典型数值范围。前四个输入 (*SNOTMP*, *SCF*, *TIPM* 和 *RNM*) 为整个系统的参数, 用于整个研究面积。剩余参数的数值对应于可能出现融雪的每一子汇水面积每一雪面。*SWMMH* 将积雪对象用于绑定这些常见参数集, 可用于整个子汇水面积类。这有助于减少用户必须提供的输入量。

表 6-2 融雪参数的总结 (美制单位)

参数	意义	典型范围
<i>SNOTMP</i>	降雪和降雨之间的区分温度 (°F)	32 到 36
<i>SCF</i>	雨量计降雪捕获因子 (比值)	1 到 2
<i>TIPM</i>	ATI 权重因子 (小数)	0.5
<i>RNM</i>	负的融化比 (小数)	0.6
<i>WEFLOW</i>	雪量重新分布开始时的深度 (英寸)	0.5 到 2
<i>Tbase</i>	降雪开始融化的温度 (°F)	25 到 32
<i>DHMIN</i>	12 月 21 日的融化系数 (in/hr-°F)	0.001 到 0.003
<i>DHMAX</i>	6 月 21 日的融化系数 (in/hr-°F)	0.006 到 0.007
<i>SI</i>	地表保持 100% 冰雪覆盖的深度 (英寸)	1 到 4
<i>FWFRAC</i>	从积雪产生液态径流的自由水小数	0.002 到 0.10

融雪结果将对用于度-日融化系数 *DHM* 的数值很敏感。农村地区中, 融化系数范围从 1.5-6.9 mm/day-°C (0.03-0.15 in/day-°F), 或者从 0.057 - 0.29 mm/h-°C (0.001 - 0.006 in/h-°F)。Gray and Prowse (1993) 提供了这些公式的有用总结。城市地区中, 数值可能趋向于范围的较高部分, 由于积雪通过车辆、人行道等的压缩, 以及由于来自邻近建筑物雪上辐射的反射 (Semadeni-Davies (2000)。Bengtsson (1981) 和 Westerström (1981) 描述了瑞典城市融雪研究的结果, 包括度-日系数范围从 3 到 8 mm/°C-日 (0.07 - 0.17 in/°F-day)。关于沥青表面融雪的额外数据 (Weterström, 1984) 给出了度-日系数为 1.7 - 6.5 mm/°C-日 (0.04 - 0.14 in/°F-day)。Tbase 的数值可能范围处于 -4 和 0°C (25 和 32°F)。不幸的是, 存在很少的城市地区数据, 为了定义充分合适的修改数值, 针对 Tbase 和 DHM, 且它们可能认为是校准参数。

FWFRAC 数值将低于 1.0, 对于深的积雪 (*WSNOW* > 254 mm 或者 10 英寸当量水), 通常处于 0.02-0.05。可是, Anderson (1973) 报告, 对于可能形成雪泥层的浅积雪, 0.25 的数值是合理的。

没有列在表 6-2 中的额外参数集, 是那些用于刻画面积亏损曲线的 (ADCs)。ADC 在 *SWMMH* 中通过为雪深比 (深度与 100% 面积覆盖之比) 的 ASC 数值 (结合雪覆盖的面积分数) 刻画, 范围从 0.0 到 0.9, 为 0.1 的增量。(对于雪深比 1.0, 定义 ASC 为 1.0)。表 6.3 列出了前图 6-4 中说明自然地区典型的 ADC 点。两条 ADC 曲线, 一条针对渗透面积, 一条针对不渗透面积, 假设均在整个流域使用。曲线不需要通过原点, $AWE = ASC = 0$; 它们可能在 $ASC > 0$ 的数值与横坐标相交, 为了维持一些冰雪覆盖面积, 直到所有冰雪消失瞬时 (见图 6-4)。可是, 曲线可能没有与纵坐标相交, 当 $ASC = 0$ 时, AWE 必须大于 0。 ASC 值均为 1.0 的曲线, 引起可忽略的面积亏损现象。

表 6-3 自然区域的典型面积亏损曲线

深度比	ASC
0.0	0.10
0.1	0.35
0.2	0.53
0.3	0.66
0.4	0.75
0.5	0.82
0.6	0.87
0.7	0.92
0.8	0.95
0.9	0.98

6.8 数值示例

以下数值示例说明，积雪、融雪和随后径流的动态特性。模拟 18 天时段的一英亩完全不渗透子汇水面积，其间温度在 0 到 50°F 之间波动。模拟结合子汇水面积上 1 英寸的积雪开始。表 6-4 列出了相关子汇水面积和积雪参数，表 6-5 和 6-4 分别列出了用于模拟的每日温度和每小时降水。气象条件作为记录数据，对应于 Raleigh, NC。没有考虑除雪或者面积亏损。

表 6-4 说明融雪例子的子汇水面积和积雪参数

参数	数值
面积 (英亩)	1
宽度 (ft)	140
坡度 (%)	0.5
不渗透百分比	100
粗糙系数	0.01
洼地蓄水 (in)	0.25
最小融化系数 (in/h/°F)	0.001
最大融化系数 (in/h/°F)	0.006
基准温度 (T_{base}) (°F)	30
自由水分数 ($FWFRAC$)	0.05
初始雪深 (in)	1.0
初始自由水 (in)	0.2
划分温度 ($SNOTMP$) (°F)	34
ATI 权重因子 ($TIPM$)	0.5
负的融化比 (RNM)	0.6
纬度 (°)	42

图 6-7 到图 6-10 分别说明了 SWMM 针对本例产生的结果温度、降水、雪深和径流量。最初一英寸雪量需要大约四日完全融化。该时段内的径流为零星的，因为温度围绕基准融化温度的扰动。第一场暴雨事件刚好在第 2 日未到达，主要为降雪。这在 3 个小时颠簸了雪覆盖，见图 6-9。结合第二场暴雨的到达，在第 5 日的早晨，雪水平再次上升，这时温度低于冰冻

温度。直到第 6 日，温度再次上升，在一天内的部分时间高于基准融化温度（30°F）；来自第二场暴雨的降雪完全融化，达到第 7 日的开始。下一场暴雨在第 8 日的中午到达，并持续 7 小时。图 6-10 中看到在该事件第一小时出现的径流为 0.15 in/hr，这时温度仍旧高于冰冻温度。剩余暴雨作为降雪，开始再次作为积雪累积。下两场暴雨添加到积雪，直到第 10 日，没有出现融化，这时温度再次上升，在一天内的部分时间高于基准融化值。来自融化积雪的径流被延缓，直到超过它的自由水分数。积雪需要另外 6 日融化，该时段内径流为零星的，当温度在基准融化水平上下扰动时。

表 6-5 说明融雪例子的每日温度

月/日	最高温度 (°F)	最低温度 (°F)
1/24	49	30
1/25	50	32
1/26	46	28
1/27	50	27
1/28	45	24
1/29	36	14
1/30	46	21
1/31	51	22
2/1	46	26
2/2	27	-5
2/3	29	-7
2/4	42	27
2/5	46	18
2/6	54	19
2/7	45	28
2/8	41	20
2/9	51	20
2/10	45	25

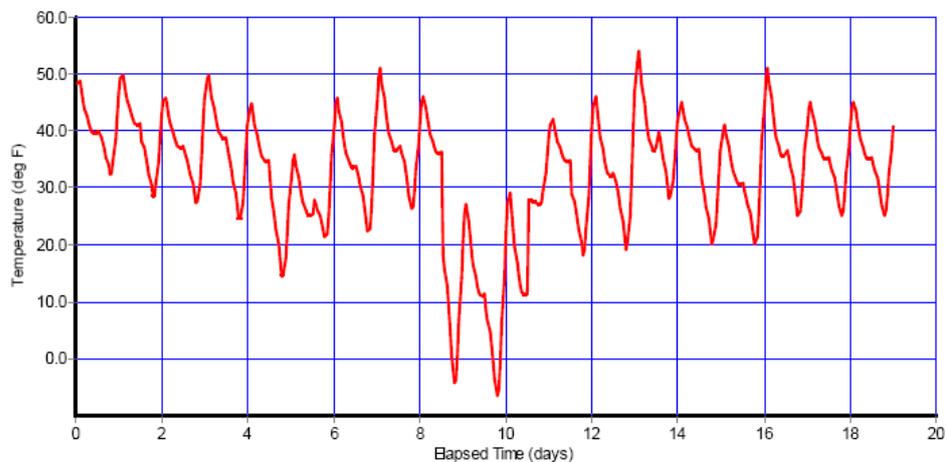


图 6-7 说明融雪示例的连续气温

表 6-6 说明融雪例子的降水时段

日期	时间	降水 (in)
01/26	04:00:00	0.26
01/29	18:00:00	0.11
01/29	19:00:00	0.01
01/29	20:00:00	0.08
02/01	23:00:00	0.02
02/02	00:00:00	0.06
02/02	01:00:00	0.08
02/02	02:00:00	0.14
02/02	03:00:00	0.19
02/02	04:00:00	0.09
02/02	05:00:00	0.01
02/02	22:00:00	0.02
02/02	23:00:00	0.06
02/03	00:00:00	0.12
02/03	01:00:00	0.22
02/03	02:00:00	0.17
02/03	03:00:00	0.05
02/03	12:00:00	0.02
02/03	13:00:00	0.00
02/03	14:00:00	0.02
02/09	00:00:00	0.01
02/09	01:00:00	0.02
02/09	02:00:00	0.00
02/09	03:00:00	0.00
02/09	04:00:00	0.00
02/09	05:00:00	0.06

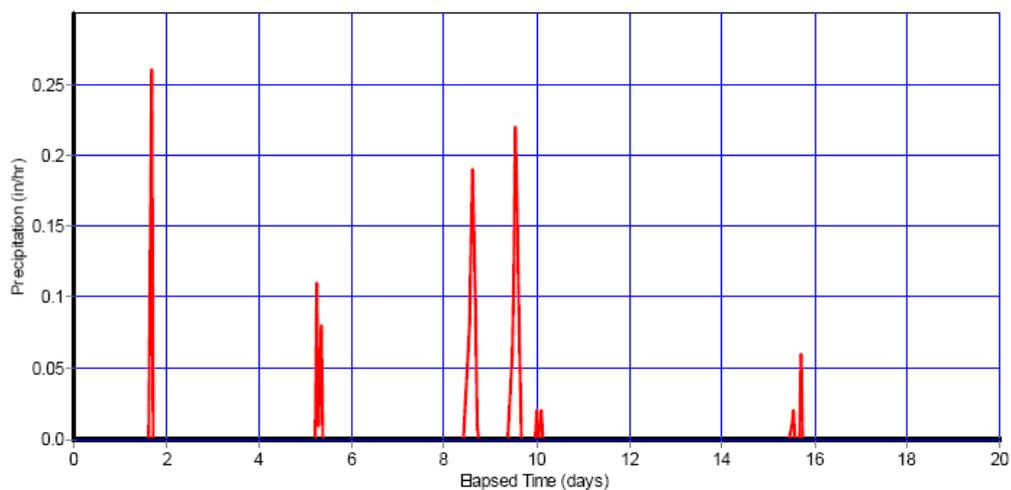


图 6-8 说明融雪示例的降水量

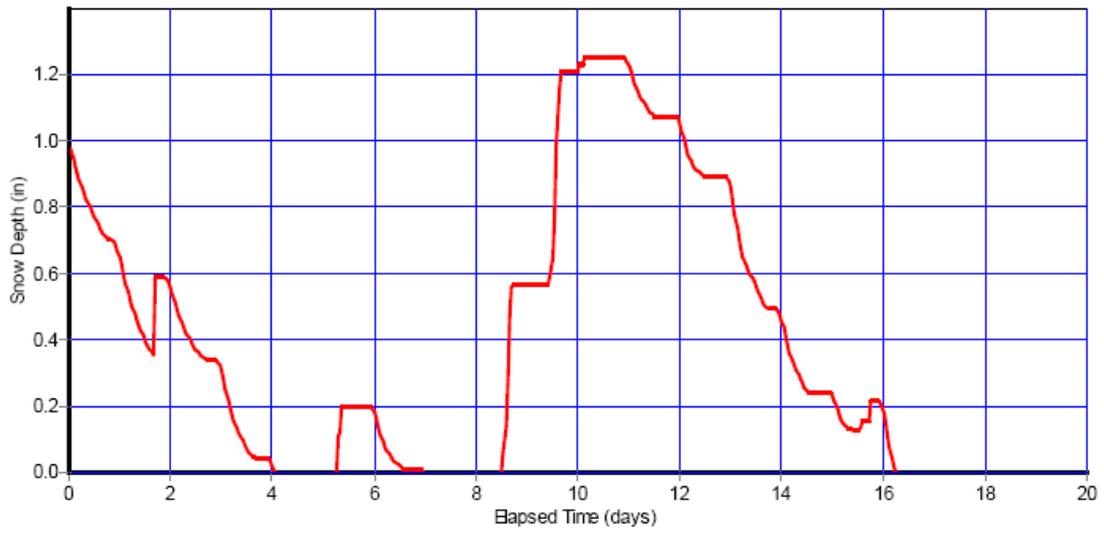


图 6-9 说明融雪例子的积雪深度

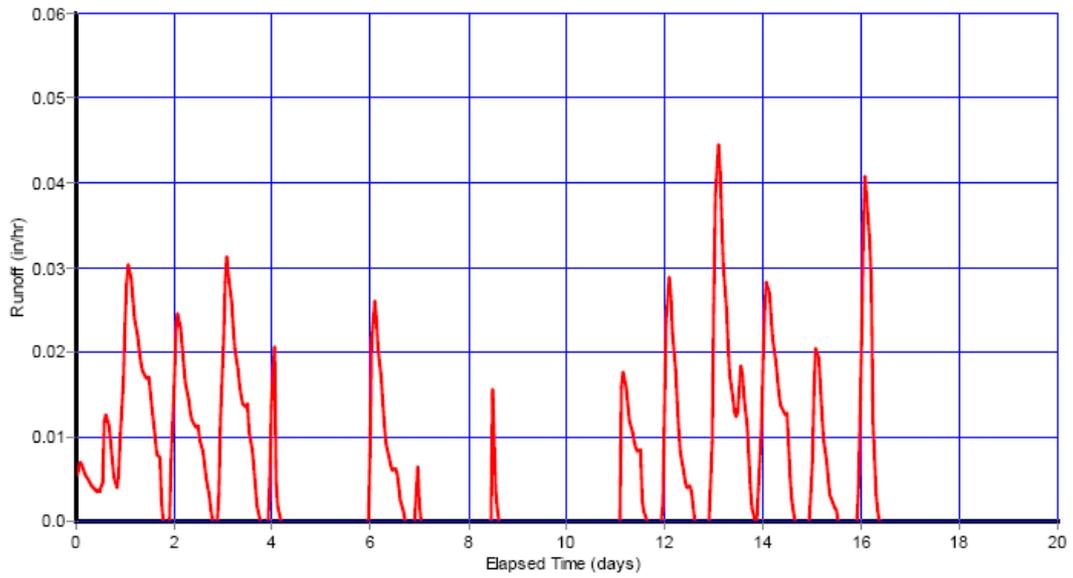


图 6-10 说明融雪例子的径流时间序列

第 7 章 降雨致入渗入流

7.1 引言

降雨致入渗入流（RDII）为进入污水或者合流管道内的雨水，由于来自落水管、液下泵、基础排水管等直接连接的“进流”，以及地下水通过破裂管道、渗漏接口、不良检查井连接等的“渗入”。RDII 为污水管道中未处理污水溢流（SSO）进入地下室、街道和其他资产，以及接纳河流的显著原因。它可能引起污水处理厂的流量显著增加，导致水力超负荷和处理厂工艺的破坏。

SWMMH 将 RDII 处理为一类独立的外部进流量，在用户指定节点进入输送系统。它的计算独立于本手册前面章节描述的地表径流、下渗、融雪和地下水过程。RDII 流量在模拟的每一时间步长内，添加到其他进流类型（例如旱季污水流量、地表径流和壤中流）。RDII 的计算，在 SWMM 的第 4 版由 CDM 的 C. Moore 于 1993 年加入。本章描述了这些 RDII 流量怎样根据 SWMMH 数据集的降水记录计算。

7.2 控制方程组

图 7-1 说明了污水管道系统内雨季污水的三种主要组件（Vallabhaneni et al., 2007）。这些为基准污水流量（BSF）、地下水渗入量（GWI）和 RDII。BSF 为由家庭、商业、事业和工业用水户正常一天排向污水管道的流量。它体现了典型的日变化模式，结合早晨和傍晚的较高流量，以及夜间的较低流量。平均日 BSF 在一周内保持较恒定，但是可能随着月份和季节变化。

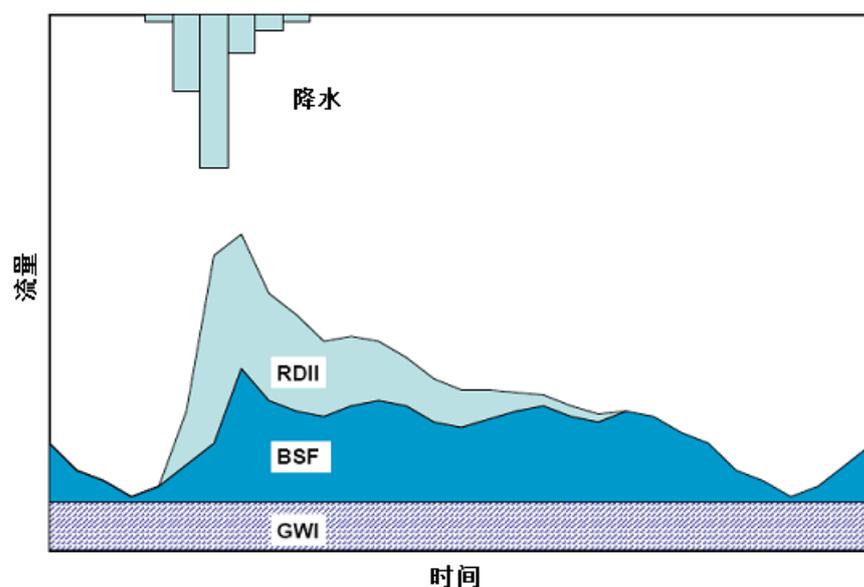


图 7-1 雨季污水流量的构成

在地下水位很高的长时间内，甚至在没有任何降雨中，GWI 包含了通过破裂管道、管道接口和检查井壁进入收集系统的地下水。它与 RDII 不同，因为它不是作为降雨事件的直接响应。GWI 在一年内变化，结合冬季末和春季的最高速率，因为地下水位的上升；以及夏季末或者长时间干旱时段之后的最低速率（或者就没有 GWI）。

RDII 为可以直接归因于降雨事件的流量。事件开始之前该流量为零，在事件中增加，并在事件过去之后下降返回到零。RDII 响应的开始可能被延后，需要的时间对应于地表对初始降雨部分的捕获，并对应于变得饱和的土壤。如果事件充分小，可能不会产生 RDII。不会产生任何 RDII 响应的最大降雨容积称作“初始损失”（Vallabhaneni et al., 2007）。

RDII 的定量估计几乎总是来自实际污水流量记录，与尝试模拟响应于 RDII 的小尺度物理过程的分配集不同。模拟 RDII 方法的回顾，见 Bennet et al. (1999)和 Lai (2008)。SWMMH 利用 RTK 单位流量过程线方法，它是最灵活和广泛应用的 RDII 方法之一（Vallabhaneni et al., 2007）。（最初 RTK 需要三个参数，刻画该方法使用的单位流量过程线。）

RTK 单位流量过程线方法首次由 CDM-Smith 咨询师开发，在针对 the East Bay Municipal Utility District in Oakland, CA 的 RDII 研究中（Giguere and Riek, 1983）。它代表了流域对降雨事件的响应，通过一系列达到三个三角形单位流量过程线。这些单位流量过程线可用于任何特定暴雨事件，为了产生 RDII 流量的结果时间历史。

图 7-2 说明了假设的单一三角形单位流量过程线，表示了通过单位时间内一个单位降雨致 RDII 流量。该单位流量过程线通过以下参数刻画：

R ——进入排水管道系统的降雨容积分数，等于流量过程线下的容积；

T ——从降雨开始到单位流量过程线高峰的时间；

K ——单位流量过程线回退时间与到达高峰时间的比值；

Q_{peak} ——单位流量过程线中（单位面积的）高峰流量。

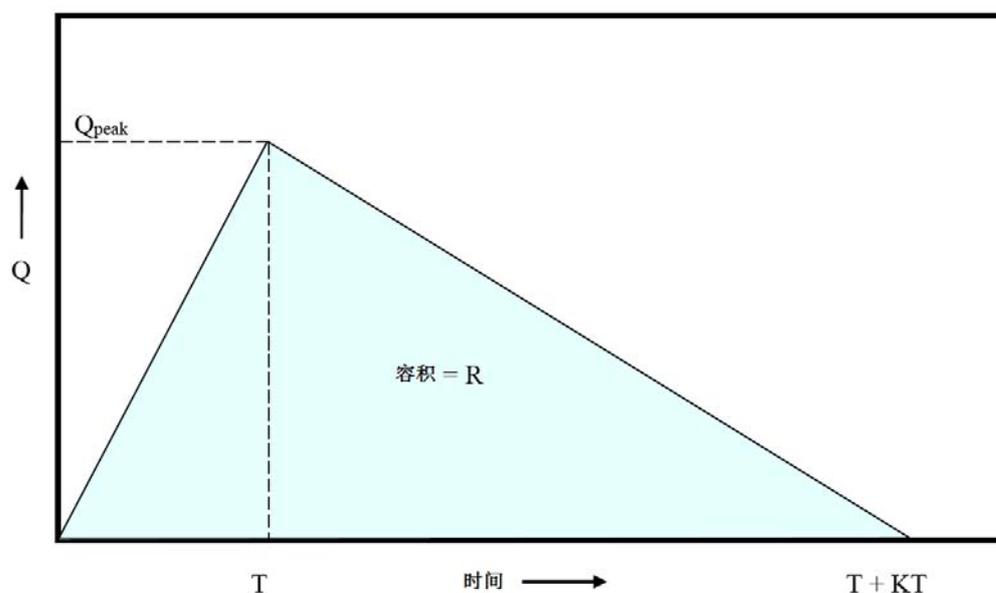


图 7-2 RDII 三角形单位流量过程线示例

图 7-3 说明了该单一单位流量过程线怎样用于包含了变化降雨容积三个时段的暴雨。最初单位流量过程线针对每一降雨时段进行复制，结合时段内它的最初偏移；它的纵坐标乘以该时段的降雨容积。暴雨的整个响应通过求和每一时间点处容积调整后的流量过程线纵坐标，获得流量过程线。进入输送系统的容积 RDII 进流量为复合流量过程线纵坐标乘以受影响流域的服务面积。总体添加降雨调整、时间转换流量过程线的过程称作卷积 (Chow et al., 1988)，数学上表示为：

$$Q_t = \sum_{j=1}^I U_{t-j+1} P_j \quad (7-1)$$

式中：

- Q_t ——时段 t 内单位面积的 RDII 流量；
- U_t ——时段 t 内单位流量过程线的纵坐标；
- P_j ——时段 j 内的降雨深度。

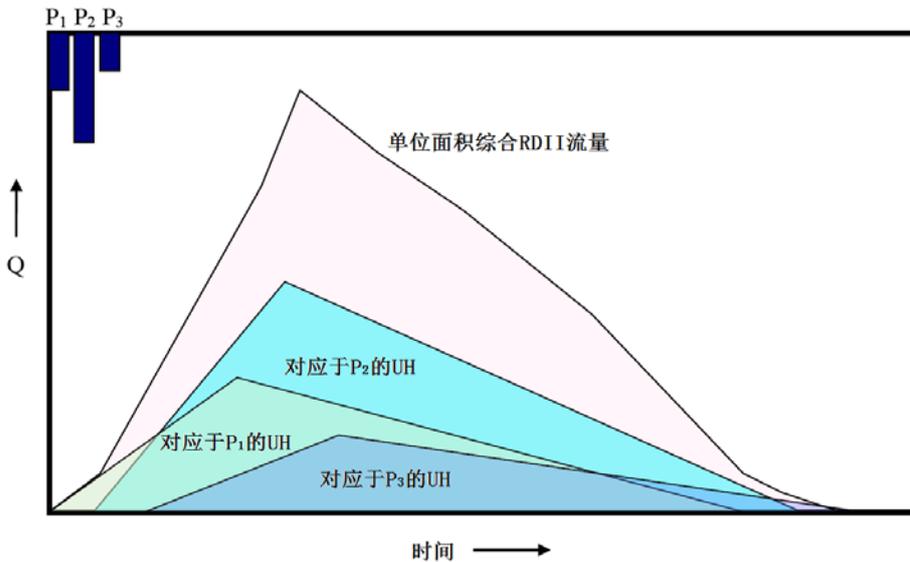


图 7-3 用于暴雨事件的单位流量过程线

时段 j 的纵坐标值 U_j ，根据单位流量过程线的形状参数 R , T 和 K 确定如下。可以写作：

$$U_j = f_j Q_{peak} \quad (7-2)$$

式中 f_j ——对应于时段 j 的上升段（或者下降段）的分数。

因为单位流量过程线下的面积为 R ， Q_{peak} 的数值为：

$$Q_{peak} = \frac{2R}{T + KT} \quad (7-3)$$

于是 U_j 可表示为:

$$U_j = \frac{2Rf_j}{T + KT} \quad (7-4)$$

根据惯例, 对应于时段 j 的单位流量过程线基准时间 τ_j 认为是时间间隔两端之间的中点:

$$\tau_j = (j - 0.5)\Delta\tau \quad (7-5)$$

式中 $\Delta\tau$ ——记录降水的时间间隔。

分数 f_j 于是确定为:

$$f_j = \frac{\tau_j}{T} \quad \text{对应于 } \tau_j \leq T \quad (7-6)$$

$$f_j = 1 - \frac{\tau_j - T}{KT} \quad \text{对应于 } T < \tau_j \leq T + KT \quad (7-7)$$

$$f_j = 0 \quad \text{对应于 } \tau_j > T + KT \quad (7-8)$$

因为实际 RDII 流量过程线具有复杂的形状, 增加历时的三种不同流量过程线, 通常用于表示整个 RDII 单位响应 (Vallabhaneni et al., 2007)。第一个流量过程线模拟了最快速响应进流组件, 通常由直接进流源头引起, 在一到三小时到达高峰时间 T 。第二个包含了降雨引导进流量和渗入, 具有较长的 T 值。第三个表示了可能在暴雨事件结束后长时间持续的下渗, 具有最长的 T 值。图 7-4 说明了这三种单位流量过程线怎样求和, 为了产生响应于单位时间单位降雨的总 RDII 流量过程线。公式 7-1 仍旧用于计算任何给定暴雨事件的总体 RDII 流量过程线, 结合三种单位流量过程线中单独计算 Q_t 值。于是这些叠加, 产生了时段 t 的单位面积总流量。

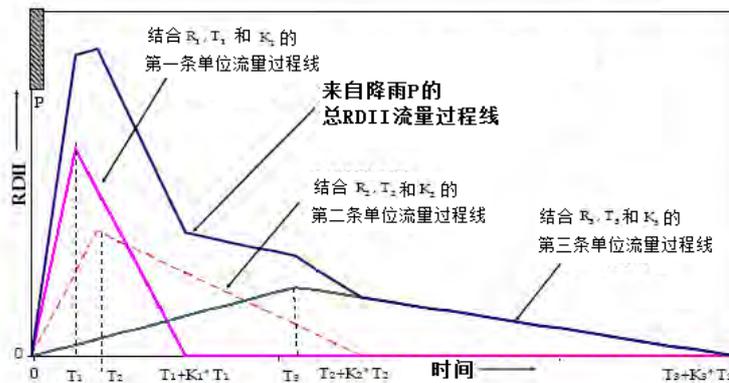


图 7-4 用于表示 RDII 的三种单位流量过程线 (Vallabhaneni et al., 2007)

并非所有暴雨将导致可计量的进流/渗入。正如常规径流，特定降雨初始容积将通过地表积水，平坦屋顶和植被截留，以及地表湿润捕获；将不会贡献到 RDII。该现象在 SWMMH 中通过伴随着每一 RDII 单位流量过程线的三种用户提供的“初始损失” (IA) 参数表示。 IA_{max} (mm 或 in) 为流域可用初始损失能力的最大深度。 IA_0 (mm 或 in) 为模拟开始已经耗尽的能力。 IA_r (mm/day 或 in/day) 为无降雨时段再次可用的能力速率。暴雨事件中，用于单位流量过程线卷积公式 (公式 7-1) 的降雨容积，减去一个剩余初始损失能力。干旱时段，根据用户提供的恢复速率再生该能力。

7.3 计算方法

SWMMH 产生了排水管道系统特定节点的 RDII 进流量。回顾第 1.2 部分，SWMMH 将管段和节点的网络用于表示排水区域的输送部分。对于 RDII 应用，该网络将为排水管道系统 (污水或合流)，管段为排水管道，节点为管道相互连接点 (例如检查井或管配件)。

应再次注意，RDII 从包含在 SWMMH 模型中产生的任何地表径流或者地下水单独计算。没有在 SWMM 中明确表示针对特定排水管道系统节点产生 RDII 流量的流域，不需要对应于研究面积定义的任何径流子汇水面积。事实上这是完全可接受的 (以及对于污水管道系统很常见的)，为了执行 RDII 分析，不需要在模型中包括任何子汇水面积。该情况中，模型包含了一组雨量计对象 (及其数据源)，构成排水管网的节点和管段对象，以及描述了地下水 (GWI) 和污水 (BSF) 流量的用户提供时间序列集。

SWMMH 在模拟开始前计算所有 RDII 进流时间序列，并将这些进流量数值保存到接口文件。文件的每一行，按照时间顺序，包含了节点 ID 名、日期、一日内的时间，以及该节点的 RDII 进流量。不记录没有 RDII 进流量的日期。为了计算该文件的入口，以下量假设对于接受 RDII 进流量输送系统节点的每一节点是已知的：

- 将 RDII 贡献到节点的排水流域面积 (A)；
- 三种 RDII 单位流量过程线中每一种的 R-T-K 参数；
- 每一 RDII 单位流量过程线对应的初始损失参数 (IA_{max} , IA_0 和 IA_r)；
- 降落在排水流域内雨水容积的时间序列，以及通过 SWMMH 雨量计对象提供的记录间隔 $\Delta\tau$ (sec)。

用于处理降水记录并结合一组单位流量过程线的步骤，为了生成特定输送节点的 RDII 进流量记录，在以下文本框中描述。

7.4 参数估计

为了使用 SWMMH 的 RDII 选项，用户必须提供三个参数 (R, T 和 K) 的估计，它定义了三种单位流量过程线的每一种，对应于 RDII 输入排水管道系统的每一节点。每一单位流量过

程线也可具有一组初始损失参数 (I_{a0} , $I_{a_{max}}$ 和 I_{a_r})。SWMMH 也允许指定不同的单位流量过程线集合和初始损失参数, 针对一年内的不用月份。此外, 也必须指定贡献排水流域的 RDII 面积。

RDII 计算方法

首先定义以下变量:

T_{tot} ——总经过时间 (sec);

T_{gage} ——降雨记录经过的总时间 (sec);

T_{base} ——单位流量过程线的时间基准, $= T + KT$ (sec);

T_{dry} ——最后一场降雨开始后的时间 (sec);

Δt_{WET} ——用于径流计算的湿润时间步长 (sec) (见第 3.6 部分);

P ——过去降雨容积向量 (ft)。

然后对于指定接收 RDII 流量的每一输送系统节点, 完成以下:

1. 初始化以下量:

$$T_{tot} = 0$$

$$T_{gage} = 0$$

$$T_{day} = T_{base} + 1$$

$$IA = IA_{max} - IA_0$$

$$P = 0$$

2. 重复以上子步骤, 直到 $T_{gage} > T_{tot}$:

a. 检索时刻 T_{gage} 处雨量计记录间隔的降雨容积 v ;

b. 如果具有降雨, 将它减去可用初始损失; 否则恢复时间步长 $\Delta\tau$ 的初始损失;

c. 如果仍旧具有过剩降雨, 且 $T_{day} > T_{base}$, 那么开始新的 RDII 事件, 通过设置 P 中所有入口为 0, 并令 $T_{dry} = 0$; 否则将 $\Delta\tau$ 添加到 T_{dry} ;

d. 将降雨容积保存到 P 中下一可用入口;

e. 将 $\Delta\tau$ 添加到 T_{gage} 。

3. 如果 $T_{dry} < T_{base}$, 那么将卷积用于过去降雨容积向量, 将单位流量过程线纵坐标用于计算单位排水流域面积的 RDII 流量。

4. 如果 RDII 流量非零, 将它乘以节点的排水流域面积, 保存 T_{tot} 处的当前日期和 RDII 流量数值到接口文件。

5. 将 Δt_{WET} 添加到 T_{tot} , 如果 T_{tot} 小于总历时, 返回步骤 2。

注意针对每一径流湿润时间步长而不是降水记录计算 RDII 流量; 且 RDII 卷积在雨量计记

录间隔时间步长处处理。

该过程的步骤 2b 处初始损失的应用过程如下：

1. 如果 $v > 0$ ，那么：
 - a. 如果 $IA > v$ ，那么 $IA = IA - v$ 且 $v = 0$ ；
 - b. 否则如果 $IA > 0$ ，那么 $v = v - IA$ ，且 $IA = 0$ 。
2. 如果 $v = 0$ ，那么 $IA = \min(IA_{\max}, IA + IA_r \Delta\tau)$

步骤 3 处的 RDII 流量计算，通过增加每一单位流量过程线的乘积 $U_j P_i$ 执行，当流量过程线指数 j 从 1 增加到流量过程线间隔数时（等于 $T_{\text{base}}/\Delta\tau$ ），同时降雨指数 i 从当前时段下降返回时间间隔的同等个数。公式 7-2 到 7-7，用于计算这三种单位流量过程线每一种的 U_j 。

R-T-K 参数来自特定现场流量监视数据。当缺乏实际现场数据时，没有一般数值可以使用。所有这些参数需要在排水管道系统的策略点连续执行流量监视程序。正如 Vallabhaneni et al., 2007 描述的，排水流域 RDII 单位流量过程线参数的估计涉及以下活动：

1. 确定作为流量监视分支的排水流域面积（见图 7-5）。
2. 提取雨季事件中监视站点处记录流量的 RDII 部分（见图 7-6）。
3. 估计三种单位流量过程线的每一种的 R-T-K 数值，其结果流量过程线最好匹配于来自流量记录提取的 RDII 流量（见图 7-7）。

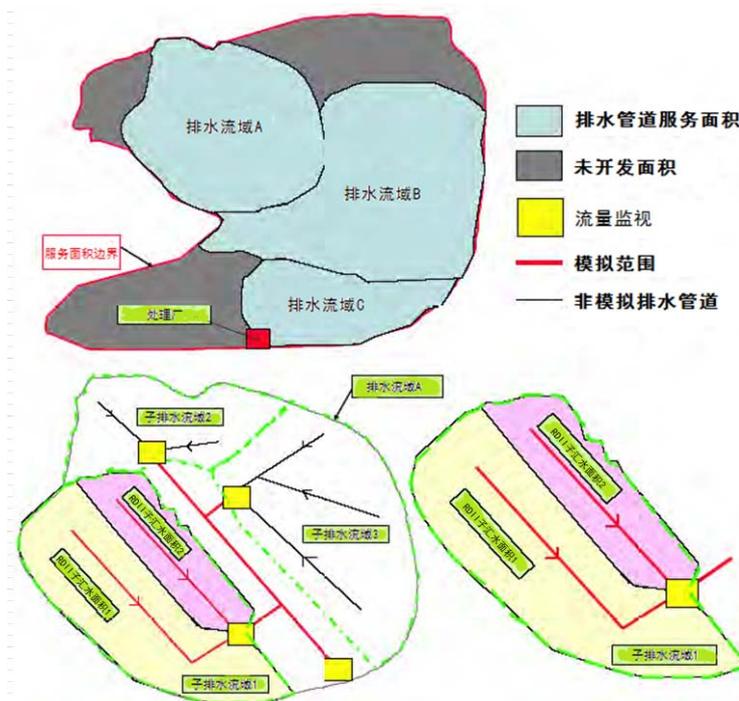


图 7-5 排水流域划分 (Vallabhaneni et al., 2007)

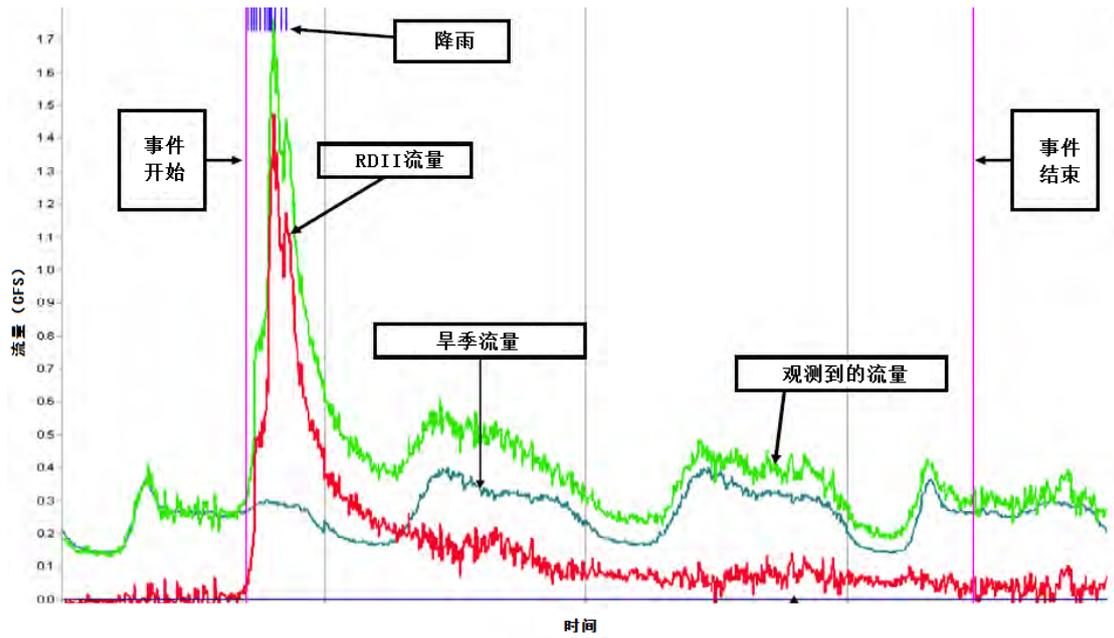


图 7-6 从连续流量监视提取的 RDII 流量 (Vallabhaneniet al., 2007)

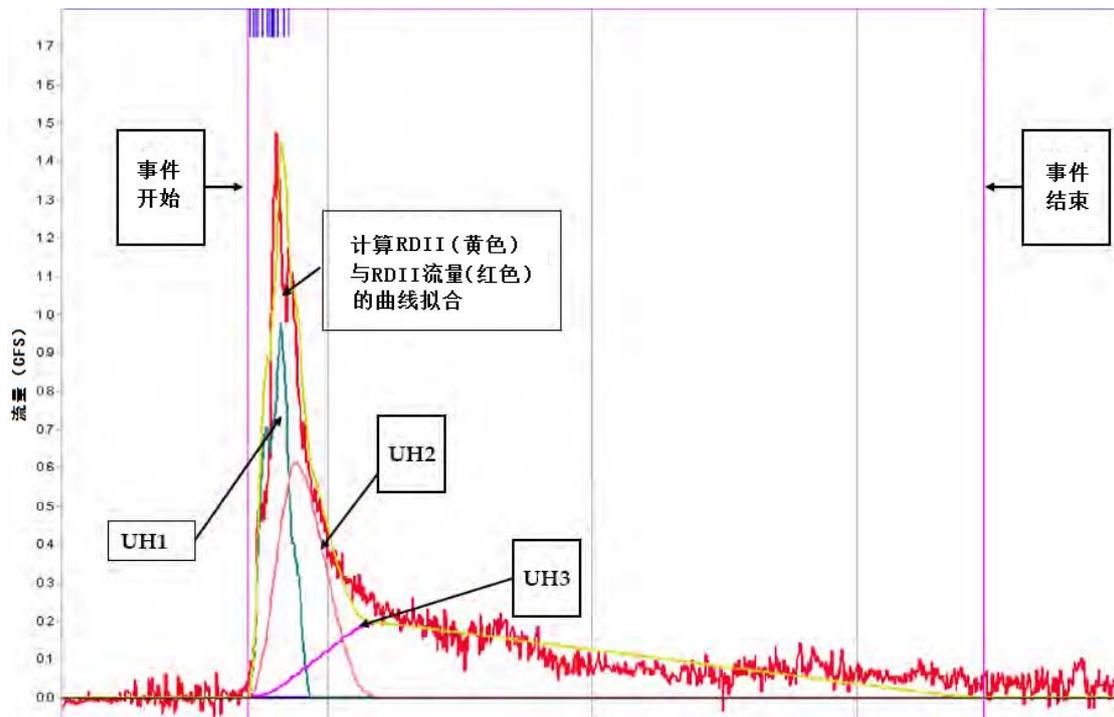


图 7-7 单位流量过程线与 RDII 流量记录的拟合 (Vallabhaneni et al., 2007)

7.5 数字示例

一个简单例子说明了 SWMM 怎样构建用于水力模拟内的 RDII 接口文件。假设具有单一雨量计，其降雨时间序列见表 7-1。注意记录间隔为 1 小时，具有通过 22 小时划分的两次事件。SWMM 将利用该雨量计的数据，构建 RDII 流量的时间序列，针对服务于 10 英亩面积

输送系统中名称为 N1 的节点。具有一组 3 种单位流量过程线，根据雨量计数据推导 RDII。单位流量过程线 (UH1, UH2 和 UH3) 的形状和参数见图 7-8。注意该组单位流量过程线的 R 数值之和为 0.36，意味着总降雨容积的 36% 作为 RDII。为了使事情简单，本例中没有考虑初始损失。

表 7-1 说明 RDII 示例的降雨时间序列

小时	降雨 (英寸)
0:00	0.0
1:00	0.25
2:00	0.5
3:00	0.8
4:00	0.4
5:00	0.1
6:00	0.0
27:00	0.0
28:00	0.4
29:00	0.2
30:00	0.0

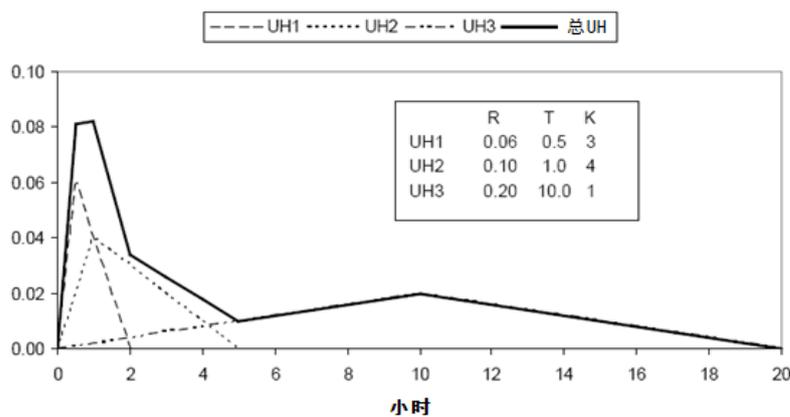


图 7-8 用于说明 RDII 示例的单位流量过程线

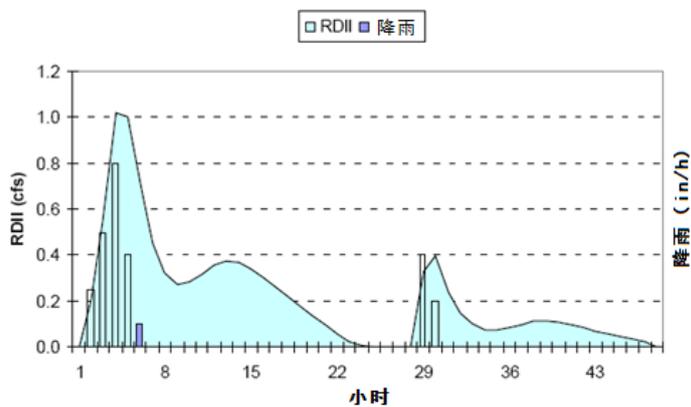


图 7-9 说明 RDII 示例的 RDII 流量时间序列

结果 RDII 流量的说明见图 7-9。SWMM 将这些流量放置在 RDII 接口文件中，其中一部分见图 7-10。该文件在 SWMM 执行的流量演算部分访问，为了在演算过程的每一时间步长处，将 RDII 进流量数据添加到节点 N1。

```

SWMM5 Interface File

900 - reporting time step in sec
1 - number of constituents as listed below:
FLOW CFS
1 - number of nodes as listed below:
N1
Node      Year Mon Day Hr   Min Sec FLOW
N1        2002 02  02  01  15  00  0.204195
N1        2002 02  02  01  30  00  0.204195
N1        2002 02  02  01  45  00  0.204195
N1        2002 02  02  02  00  00  0.204195
N1        2002 02  02  02  15  00  0.554604
N1        2002 02  02  02  30  00  0.554604
N1        2002 02  02  02  45  00  0.554604
N1        2002 02  02  03  00  00  0.554604
N1        2002 02  02  03  15  00  1.021479
N1        2002 02  02  03  30  00  1.021479
N1        2002 02  02  03  45  00  1.021479
N1        2002 02  02  04  00  00  1.021479
N1        2002 02  02  04  15  00  1.001312
N1        2002 02  02  04  30  00  1.001312
N1        2002 02  02  04  45  00  1.001312
N1        2002 02  02  05  00  00  1.001312
N1        2002 02  02  05  15  00  0.703842
N1        2002 02  02  05  30  00  0.703842
N1        2002 02  02  05  45  00  0.703842
N1        2002 02  02  06  00  00  0.703842

```

图 7-10 说明 RDII 示例的 RDII 接口文件摘录

参考文献

Adams, B.J. and F. Papa, *Urban Stormwater Management Planning, with Analytical Probabilistic Models*, John Wiley and Sons, New York, 2000.

Akan, A.O., “Horton Infiltration Formula Revisited”, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, 118:828-830, 1992.

Akan, A.O. and R.J. Houghtalen, *Urban Hydrology, Hydraulics, and Stormwater Quality*, John Wiley & Sons, Inc., 2003.

American Society of Civil Engineers (ASCE), *Design and Construction of Urban Stormwater Management Systems*, American Society of Civil Engineers, New York, NY, 1992.

American Society of Civil Engineers, *Hydrology Handbook*, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 28, Reston, VA, Second Edition, 1996.

Anderson, E.A., “National Weather Service River Forecast System – Snow Accumulation and Ablation Model”, NOAA Tech. Memo NWS HYDRO-17, U.S. Department of Commerce, Washington, DC, 1973.

Anderson, E.A., “A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover”, NOAA Tech. Report NWS 19, U.S. Department of Commerce, Washington, DC, 1976.

Anderson, E., “Snow Accumulation and Ablation Model – SNOW-17”, NWSRFS User Manual Documentation, Chapter II.2: Snow Models, National Weather Service, NOAA, Washington, DC January, 2006. (http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/nwsrfs/users_manual/hm/xrfsdocpdf.php).

Aron, G.M., A.C. Miller and D.F. Lakatos, “Infiltration formula based on SCS curve number”, *Journal of Irrigation and Drainage Division*, ASCE, 103(4), pp. 419-427, 1977. Bear, J., *Dynamics of Fluids in Porous Media*, Elsevier, New York, 1972.

Bedient, P.B., W.C. Huber and B.E. Vieux, *Hydrology and Floodplain Analysis*, Prentice-Hall, Inc., Upper Saddle River, NJ, Fifth Edition, 2013.

Bengtsson, L., “Snowmelt-Generated Runoff in Urban Areas” in *Urban Stormwater Hydraulics and Hydrology*, B.C. Yen, ed., Proc. Second International Conference on Urban Storm Drainage, Urbana, IL, Water Resources Publications, Littleton, CO, June, 1981, Vol. I, pp. 444-451.

Bennett, D., Rowe, R., Strum, M., Wood, D., *Using Flow Prediction Technologies to Control Sanitary Sewer Overflows*, Water Environment Research Foundation (WERF), Project 97-CTS-8,

1999.

Bergström, S., "Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments," *Hydrologi och Oceanografi*, No. RHO 7, SMI, Norrköping, Sweden, 1976.

Betsun, R.P., "What Is Watershed Runoff?", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 69, 1964, pp. 1541-1522.

Bicknell, B.R., Imhoff, J.C., Kittle, J.L., Jr., Donigian, A.S., Jr. and R.C. Johanson, *Hydrologic Simulation Program – Fortran: User's Manual for Release 11*, U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Athens, GA, 1997.

Bouwer, H. *Groundwater Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 1978.

Brakensiek, D.L. and C.A. Onstad, "Parameter Estimation of the Green-Ampt Equations", *Water Resources Research*, Vol. 13, No. 6, December, 1977, pp. 1009-1012.

Brakensiek, D. L., Engleman, R. L., and Rawls, W. J. "Variation within Texture Classes of Soil Water Parameters." *Transactions of the ASAE*, Vol. 24, No. 2, 1981, pp. 335-39.

Brater, E.F., "Steps Toward a Better Understanding of Urban Runoff Processes", *Water Resources Research*, Vol. 4, No. 2, April, 1968, pp. 335-347.

Brooks, R.H., and A.T. Corey, "Hydraulic properties of porous media", Hydrology Paper No. 3, Colorado State Univ., Ft. Collins, CO, 1964.

Butler, S.S., *Engineering Hydrology*, Prentice-Hall, New York, 1957.

Campbell, G.S., "A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data", *Soil Sci.*, Vol. 117, 1974, pp. 311-314.

Capece, J.C., J.C. Cambell and L.B. Baldwin, "Estimating Peak Rates and Volumes from Flat, High-water-table Watersheds", paper No. 84-2020, American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, MI, June 1984.

Carlisle, V.W., C.T. Hallmark, F. Sodek III, R.E. Caldwell, L.C. Hammond, and V.E. Berkheiser, "Characterization Data for Selected Florida Soils", Soil Science Research Report No. 81-1, Soil Science Department, University of Florida, Gainesville, June 1981.

Chan, S. and R.L. Bras, "Urban Storm Water Management: Distribution of Flood Volumes", *Water Resources Research*, Vol. 15, No. 2, April 1979, pp. 371-382.

Chen, C.N., "Design of Sediment Retention Basins," Proceedings National Symposium on Urban

Hydrology and Sediment Control, Publication UKY BU109, University of Kentucky, Lexington, July 1975, pp. 285-298.

Chen, C., "Flow Resistance in Broad Shallow Grassed Channels", Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol. 102, No. HY3, March 1976, pp. 307-322.

Chen, C.W. and Shubinski, R.P., "Computer Simulation of Urban Storm Water Runoff", *J. Hydraul. Div., Proc. ASCE*, 97(HY2):289-301, 1971.

Chow, V.T., *Open-Channel Hydraulics*, McGraw-Hill, New York, 1959.

Chow, V.T., Maidment, D.R. and L.W. Mays, *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 1988.

Christensen, B.A., "Hydraulics of Sheet Flow in Wetlands", Symposium on Inland Waterways for Navigation, Flood Control and Water Diversions, Colorado State University, ASCE, New York, August 1976, pp. 746-759.

Chu, S.T., "Infiltration During an Unsteady Rain", *Water Resources Research*, Vol. 14, No. 3, June 1978, pp. 461-466.

Clapp, R.B. and G.M. Hornberger, "Empirical Equations for Some Soil Properties", *Water Resources Research*, Vol. 14, No. 4, August 1978, pp. 601-604.

Conway, H. and R. Benedict, "Infiltration of Water into Snow," *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 3, March 1994, pp. 641-649.

Corps of Engineers, "Snow Hydrology", NTIS PB-151660, North Pacific Division, U.S. Army Corps of Engineers, Portland, OR, 1956.

Corps of Engineers, "Runoff Evaluation and Streamflow Simulation by Computer", Tech. Report, North Pacific Division, U.S. Army Corps of Engineers, Portland, OR, 1971.

Corps of Engineers, "Storage, Treatment, Overflow, Runoff Model, STORM," User's Manual, Generalized Computer Program 723-S8-L7520, Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA, August 1977.

Crawford, N.H. and R.K. Linsley, "Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV", Tech Report No. 39, Civil Engineering Department, Stanford University, Palo Alto, CA, July 1966.

Danish Hydraulic Institute, *MouseNAM Reference Manual 1.0*, Hørsholm, Denmark, 1994.

Dawdy, D.R. and T. O'Donnell, "Mathematical Models of Catchment Behavior", *Journal of the Hydraulics Division, Proc. ASCE*, Vol. 91, No. HY4, July 1965, 123-137.

Urban Drainage and Flood Control District (UDFCD) (2007). "Drainage Criteria Manual, Chapter 5 – Runoff", Urban Drainage and Flood Control District, Denver, CO.
(http://www.udfcd.org/downloads/down_critmanual_voll.htm).

DiGiano, F.A., D.D. Adrian, and P.A. Mangarella, Eds., "Short Course Proceedings – Applications of Stormwater Management Models, 1976", EPA-600/2-77-065 (NTIS PB-265321), U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH, March 1977.

Dingman, S. L., *Physical Hydrology*, Prentice-Hall, Inc., Upper Saddle River, NJ, Second Edition, 2002.

Downs, W.C., J.P. Dobson, and R.E. Wiles, "The Use of SWMM to Predict Runoff from Natural Watersheds in Florida", Proceedings of Stormwater and Water Quality Model Users Group, Meeting, Orlando, Florida, EPA-600/9-86/023 (NTIS PB87-117438/AS), U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, March 1986.

Doyle, H.W. and J.E. Miller, "Calibration of a Distributed Routing-Runoff Model at Four Urban Sites Near Miami, Florida", Water Resources Investigations 80-1, U.S. Geological Survey, NSTL Station, MS, February 1980.

Eagleson, P.S., *Dynamic Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 1970

Emmett, W.W., "Overland Flow", M.J. Kirby ed., *Hillslope Hydrology*, John Wiley and Sons, New York, 1978.

Engman, E.T., "Roughness Coefficients for Routing Surface Runoff", *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, Vol. 112, No. 1, February 1986, pp. 39-53.

Falk, J. and J. Niemczynowicz, "Characteristics of the Above-Ground Runoff in Sewered catchments", *Urban Storm Drainage*, Proceedings International Conference on Urban Storm Drainage, University of Southampton, April 1978, P.R. Helliwell, ed., Pentech Press, London, 1978.

Farnsworth, R.K. and Thompson, E.S., "Mean Monthly, Seasonal, and Annual Pan Evaporation for the United States," NOAA Technical Report NWS 34, Office of Hydrology, National Weather Service, Washington, DC, December 1982.

Fetter, C.W. Jr., *Applied Hydrogeology*, Charles E. Merrill, Columbus, OH, 1980.

- Field, R.I., Heaney, J.P. and R. Pitt, *Innovative Urban Wet-Weather Flow Management Systems*, Technomic Publishing Co., Lancaster, PA, 2000.
- Fleming, G., *Computer Simulation Techniques in Hydrology*, American Elsevier Publishing Co., New York, 1975.
- Franz, D.D., "Prediction for Dew Point Temperature, Solar Radiation and Wind Movement Data for Simulation and Operations Research Models", Report for Office of Water Resources Research, Hydrocomp, Inc., Palo Alto, CA, April 1974.
- French, R.H., *Open-Channel Hydraulics*, McGraw-Hill, New York, 1985.
- Gagliardo, V., "A Subsurface Drainage Model for Florida Conditions", M.E. Project Report (unpublished), Dept. of Environmental Engineering Sciences, University of Florida, Gainesville, FL, 1986.
- Giguere, P.R. and Riek, G.C., "Infiltration/Inflow Modeling for the East Bay (Oakland-Berkeley Area) I/I Study." Proceedings of the 1983 International Symposium on Urban Hydrology, Hydraulics and Sediment Control. University of Kentucky, July 25-28, 1983, Lexington, KY, 1983. Gironás, J., L.A. Roesner, and J. Davis, "Storm Water Management Model Applications Manual", EPA/600/R-09/077, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH, July, 2009.
- Graf, W.H. and V.H. Chun, "Mannings Roughness for Artificial Grasses", *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, ASCE, Vol. 102, No. IR4, December 1976, pp. 413-423.
- Gray, D.M., ed., *Handbook on the Principles of Hydrology*, Water Information Center, Port Washington, NY, 1970.
- Gray, D.M. and T.D. Prowse, "Snow and Floating Ice," Chapter 7 in *Handbook of Hydrology*, D.R. Maidment, ed., McGraw-Hill, New York, 1993.
- Green, W.H. and G.A. Ampt, "Studies on Soil Physics, 1. The Flow of Air and Water Through Soils", *Journal of Agricultural Sciences*, Vol. 4, 1911, pp. 11-24.
- Guo, J.C.Y. and Urbonas, B., "Conversion of Natural Watershed to Kinematic Wave Cascading Plane", *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 14, No. 8, pp. 839-846, July/August 2009.
- Haan, C.T., Barfield, B.J. and J.C. Hayes, *Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments*, Academic Press, New York, 1994.
- Hargreaves, G.H. and Z.A. Samani, "Reference Crop Evapotranspiration from Temperature", *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2):96-99, 1985.

Hargreaves, G.H and G.P. Merkle, *Irrigation Fundamentals*, Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, CO, 1998.

Heaney, J.P., W.C. Huber, H. Sheikv, M.A. Medina, J.R. Doyle, W.A. Peltz, and J.E. Darling, "Urban Stormwater Management Modeling and Decision Making", EPA-670/2-75-022 (NTIS PB242290), U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH, 1975.

Heineman, M.C., "NetSTORM -A Computer Program for Rainfall-Runoff Simulation and Precipitation Analysis", *Critical Transitions in Water and Environmental Resources Management*, G. Sehlke, D. F. Hayes, and D.K. Stevens, eds., Proceedings of the 2004 World Water and Environmental Resources Congress, American Society of Civil Engineers, Reston, VA, 2004.

Hicks, W.I., "A Method of Computing Urban Runoff", *Transactions ASCE*, Vol. 109, 1944, pp. 1217-1253.

Hillel, D., *Introduction to Soil Physics*, Academic Press, Orlando, FL, 1982.

Hoblitt, B.C. and D.C. Curtis, "Integration of Radar Rainfall into Hydrologic Models" In *Global Solutions for Urban Drainage*, Proc. Ninth International Conference on Urban Drainage, E.W. Strecker and W.C. Huber, eds., Portland, OR, American Society of Civil Engineers, Reston, VA, CD-ROM, September (2002).

Horton, R.E., "The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle", *Transactions American Geophysical Union*, Vol. 14, 1933, pp. 446-460.

Horton, R.E., "An Approach Toward a Physical Interpretation of Infiltration Capacity", *Proceeding Soil Science of America*, Vol. 5, 1940, pp. 399-417.

Howard, C.D.D., "Theory of Storage and Treatment-Plant Overflows", *Journal of the Environmental Engineering Division*, ASCE, Vol. 102, No. EE4, August 1976, pp. 709-722.

Huber, W.C., J.P. Heaney, M.A. Medina, W.A. Peltz, H. Sheikh, and G.F. Smith, "Storm Water Management Model User's Manual - Version II," EPA-670/2-75-01 (NTIS PB-257809), U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH, March 1975.

Huber, W.C., J.P. Heaney, S.J. Nix, R.E. Dickinson, and D.J. Polmann, "Storm Water Management Model User's Manual, Version III," EPA-600/2-84-109a (NTIS PB84-198423), U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH, November 1981.

Huber, W.C., and R.E. Dickinson, *Storm Water Management Model, Version 4, User's Manual*, EPA/600/3-88/001a (NTIS PB88-236641/AS), U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, 1988.

Huber, W.C., "New Options for Overland Flow Routing in SWMM," *Urban Drainage Modeling*, R.W. Brashear and C. Maksimovic, eds., Proc. of the Specialty Symposium of the World Water and Environmental Resources Conference, ASCE, Environmental and Water Resources Institute, Orlando, FL, May 2001, pp. 22-29.

Huber, W.C. and L. Cannon, "Modeling Non-Directly Connected Impervious Areas in Dense Neighborhoods," In *Global Solutions for Urban Drainage*, Proc. Ninth International Conference on Urban Drainage, E.W. Strecker and W.C. Huber, eds., Portland, OR. American Society of Civil Engineers, Reston, VA, CD-ROM, September 2002.

Huber, W.C. and L. Roesner, "The History and Evolution of the EPA SWMM" in *Fifty Years of Watershed Modeling -Past, Present And Future*, A.S. Donigian and R. Field, eds., ECI Symposium Series, Volume P20, 2013. <http://dc.engconfintl.org/watershed/29>

Huggins, L.F. and J.R. Burney, "Surface Runoff, Storage and Routing," *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*, C.T. Haan, H.P. Johnson and D.L. Brakensiek, eds., American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, MI, 1982, Chapter 5, pp. 169-225.

Hydroscience, Inc., "A Statistical Method for the Assessment of Urban Stormwater," EPA-440/379-023, Environmental Protection Agency, Washington, DC, May 1979.

James, W. and J.J. Drake, "Kinematic Design Storms Incorporating Spatial and Time Averaging," Proceedings Storm Water Management Model User's Group Meeting, June 1980, EPA-600/9-80064 (PB81-173858), U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, December 1980, pp. 133-149.

James, W. and Shtifter, Z., "Implications of Storm Dynamics on Design Storm Inputs," Proceedings, Stormwater and Water Quality Management Modeling and SWMM Users Group Meeting, September 28-29, 1981, USEPA and Ontario Ministry of the Environment, Dept. of Civil Engineering, McMaster University, Hamilton, Ontario, September 1981, pp. 55-78.

Jens, S.W. and McPherson, M.B., "Hydrology of Urban Areas," in *Handbook of Applied Hydrology*, V.T. Chow, ed., McGraw-Hill, New York, 1964.

Jensen, M.E., Burman, R.D. and R.G. Allen, eds., *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70, American Society of Civil Engineers, Reston, VA, 1990.

Kidd, C.H.R., "A Calibrated Model for the Simulation of the Inlet Hydrograph for Fully Sewered Catchments," in *Urban Storm Drainage*, Proceedings International Conference on Urban Storm Drainage, University of Southampton, April 1978, Helliwell, P.R., ed., Pentech Press, London, 1978a, pp. 172-186.

Kidd, C.H.R., "Rainfall-Runoff Processes Over Urban Surfaces," Proceedings International Workshop held at the Institute of Hydrology, Wallingford, Oxon, England, April 1978b.

King County Department of Public Works. 1995. King County Public Rules Department of Department and Environmental Services.

http://your.kingcounty.gov/ddes/pub_rule/acrobat/1604basics.pdf

Kluitenberg, E., "Determination of Impervious Area and Directly Connected Impervious Area", Supplemental Report, Rouge River National Wet Weather Demonstration Project, August 1994 (<http://www.rougeriver.com/pdfs/modeling/RPO-MOD-SR35.pdf>).

Lai, F-h., "Review of Sewer Design Criteria and RDII Prediction Methods", EPA/600/R-08/010, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH, January, 2008.

Laliberte, G.E., Corey, A.T. and Brooks, R.H., "Properties of Unsaturated Porous Media," Hydrology Paper No. 17, Colorado State University, Fort Collins, CO, November 1966.

Leavesley, G.H., Lichty, R.W., Troutman, B.M., and Saindon, L.G., *Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual*, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 83-4238, 1983.

Lee, J.G., *Process Analysis and Optimization of Distributed Urban Stormwater Management Strategies*, Ph.D. Thesis, Department of Civil, Environmental and Architectural Engineering, University of Colorado, Boulder, 2003.

Lee, J.G. and J.P. Heaney, "Estimation of Urban Imperviousness and its Impacts on Storm Water Systems," *Journal of Water Resources Planning and Management*, Vol. 129, No. 5, 2003, pp. 419-426.

Linsley, R.K., Jr., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H., *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 1949.

Linsley, R.K., M.A. Kohler and J.L.H Paulus, *Hydrology for Engineers*, McGraw-Hill, New York, Second Edition, 1975.

Linsley, R.K., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H., *Hydrology for Engineers*, McGraw-Hill, New York, Third Edition, 1982.

Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M. and S. Bergström, "Development and Test of the Distributed HBV-96 Hydrological Model," *Journal of Hydrology*, Vol. 201, 1997, pp. 272-288.

List, R.J., ed., *Smithsonian Meteorological Tables*, Smithsonian Institution, Washington, DC,

Sixth Revised Edition, 1966.

Maidment, D.R., ed., *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 1993.

Marsalek, J., "Synthesized and Historical Storms for Urban Drainage Design," in *Urban Storm Drainage*, Proceedings International Conference on Urban Storm Drainage, University of Southampton, April 1978, Helliwell, P.R., ed., Pentech Press, London, 1978a, pp. 87-99.

McCuen, R.H., *Hydrologic Analysis and Design*, Prentice-Hall, Inc., Upper Saddle River, NJ, Second Edition, 1998.

Meenaghan, T.J., Loehlein, M.D., Dickinson, R.E., Myers, R.D. and T. Prevost, "Impacts of Rainfall Data on Model Refinement in the Greater Pittsburgh Area," In *Global Solutions for Urban Drainage*, Proc. Ninth International Conference on Urban Drainage, E.W. Strecker and W.C. Huber, eds., Portland, OR, American Society of Civil Engineers, Reston, VA, CD-ROM, September 2002.

Meenaghan, T.J., Loehlein, M.D., Dickinson, R.E., and T. Prevost, "Model Calibration of a Large Urban Sewer System Using Radar Precipitation Information," Chapter 11 in James, W., ed., *Practical Modeling of Urban Water Systems*, Monograph 11, Proceedings of Conference on Urban Water Systems Modeling, Toronto, 2002, Computational Hydraulics International, Guelph, ON, 2003, pp. 199-216.

Mein, R.G. and Larson, C.L., "Modeling Infiltration During a Steady Rain," *Water Resources Research*, Vol. 9, No. 2, April 1973, pp. 384-394.

Metcalf and Eddy, Inc., University of Florida, and Water Resources Engineers, Inc., "Storm Water Management Model, Volume I - Final Report," EPA Report 11024 DOC 07/71 (NTIS PB203289), U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC, July 1971a.

Metcalf and Eddy, Inc., University of Florida, and Water Resources Engineers, Inc., "Storm Water Management Model, Volume II - Verification and Testing," EPA Report 11024 DOC 08/71 (NTIS PB-203290), U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC, August 1971b.

Metcalf and Eddy, Inc., University of Florida, and Water Resources Engineers, Inc., "Storm Water Management Model, Volume III - User's Manual," EPA-11024 DOC 09/71 (NTIS PB-203291), U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC, September 1971c.

Metcalf and Eddy, Inc., University of Florida, and Water Resources Engineers, Inc., "Storm Water Management Model, Volume IV - Program Listing," EPA Report 11024 DOC 10/71 (NTIS PB203292), U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC, October 1971d.

Miller, C.R. and W. Viessman, Jr., "Runoff Volumes from Small Urban Watersheds," *Water*

Resources Research, Vol. 8, No. 2, April 1972, pp. 429-434.

Musgrave, G.W., "How Much Water Enters the Soils," *U.S.D.A. Yearbook*, U.S. Department of Agriculture, Washington, DC, 1955, pp. 151-159.

Nicklow, J.W., Boulos, P.F., and Muleta, M.K., *Comprehensive Urban Hydrologic Modeling Handbook for Engineers and Planners*, MWH Soft, Inc., Pasadena, CA, 2006.

National Oceanic and Atmospheric Administration, *Climates of the States*, Volumes I and II, Water Information Center, Inc., Port Washington, NY, 1974.

Natural Resource Conservation Service (NRCS), *Urban Hydrology for Small Watersheds*, Technical Release 55, Second Ed., U.S. Department of Agriculture, Washington, DC, June, 1986.

Natural Resource Conservation Service (NRCS), "Hydrologic Soil-Cover Complexes", *National Engineering Handbook*, Part 630, Chapter 9, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, DC, July, 2004a.

Natural Resource Conservation Service (NRCS), "Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall", *National Engineering Handbook*, Part 630, Chapter 10, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, DC, July, 2004b.

Natural Resource Conservation Service (NRCS), "Hydrographs", *National Engineering Handbook*, Part 630, Chapter 7, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, DC, March, 2007.

Natural Resource Conservation Service (NRCS), "Hydrologic Soil Groups", *National Engineering Handbook*, Part 630, Chapter 7, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, DC, January, 2009.

Natural Resource Conservation Service (NRCS), "Time of Concentration", *National Engineering Handbook*, Part 630, Chapter 15, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, DC, May, 2010.

Overton, D.E. and Meadows, M.E., *Stormwater Modeling*, Academic Press, New York, 1976.

Petryk, S. and Bosmajian, G. "Analysis of Flow Through Vegetation," *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 101, No. HY7, July 1975, pp. 871-884.

Pitt, R.E. and J. Voorhees, *The Source Loading and Management Model (SLAMM), A Water Quality Management Planning Model for Urban Stormwater Runoff*, University of Alabama, Department of Civil and Environmental Engineering, Tuscaloosa, AL, 2000.

Pitt, R., Lantrip, J., Harrison, R., Henry, C.L., and D. Xue, *Infiltration Through Disturbed Urban Soils and Compost-Amended Soil Effects on Runoff Quality and Quantity*, EPA/600/R-00/016, Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH, December 1999.

Pitt, R., Chen, S-E., Ong, C.K., and S. Clark, "Measurements of Infiltration Rates in Compacted Urban Soils," in *Linking Stormwater BMP Designs and Performance to Receiving Water Impact Mitigation*, B.R. Urbonas, ed., Proceedings of Engineering Foundation Conference, Snowmass, CO, American Society of Civil Engineers, Reston, VA, 2001, pp. 534-538.

Portland Bureau of Environmental Services, *SWMM Modeling Training Manual*, BES Design Staff Edition, City of Portland, Bureau of Environmental Services, Portland, OR, 1996.

Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. and B.P. Flannery, *Numerical Recipes in C, The art of Scientific Computing*, Cambridge University Press, New York, Second Edition, 1992.

Proctor and Redfern, Ltd. and James F. MacLaren, Ltd., "Stormwater Management Model Study - Vol. I, Final Report," Research Report No. 47, Canada-Ontario Research Program, Environmental Protection Service, Environment Canada, Ottawa, Ontario, September 1976a.

Proctor and Redfern, Ltd. and James F. MacLaren, Ltd., "Storm Water Management Model Study - Volume II, Technical Background," Research Report No. 48, Canada-Ontario Research Program, Environmental Protection Service, Environment Canada, Ottawa, Ontario, September 1976b.

Proctor and Redfern, Ltd. and James F. MacLaren, Ltd., "Storm Water Management Model Study - Volume III, User's Manual," Research Report No. 62, Canada-Ontario Research Program, Environmental Protection Service, Environment Canada, Ottawa, Ontario, 1977.

Rawls, W.J., P. Yates and L. Asmussen, *Calibration of Selected Infiltration Equations for the Georgia Coastal Plain*, Report ARS-S-113, U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Washington, DC, 1976.

Rawls, W.J., and D.L. Brakensiek, "Estimating Soil Water Retention from Soil Properties.", *Journal of Irrigation and Drainage* ASCE, vol.108, no 2:166-71, 1982. Rawls, W.J., D.L. Brakensiek, and N. Miller, "Green-Ampt Infiltration Parameters from Soils Data", *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 109, no 1:62-70, 1983.

Richards, L.A., "Capillary conduction of liquids through porous mediums". *Physics* 1 (5): 318–333, 1931.

Richardson, D.L., Terry, R.C., Metzger, J.B., Carroll, R.J. and Little, A.D., "Manual for Deicing Chemicals: Application Practices," EPA-670/2-74-045 (NTIS PB-236152), U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH, December 1974.

Roesner, L.A., Nichandros, H.M., Shubinski, R.P., Feldman, A.D., Abbott, J.W. and Friedland, A.O., "A Model for Evaluating Runoff-Quality in Metropolitan Master Planning," ASCE Urban Water Resources Research Program Tech. Memo No. 23 (NTIS PB-234312), ASCE, New York, NY, April 1974.

Roesner, L.A., Aldrich, J.A. and R.E. Dickinson, *Storm Water Management Model, Version 4, User's Manual: Extran Addendum*, EPA/600/3-88/001b (NTIS PB88-236658/AS), Environmental Protection Agency, Athens, GA, 1988.

Roy, A.H. and Shuster, W.D., "Assessing Impervious Surface Connectivity and Applications for Watershed Management", *Journal of the American Water Resources Association*, Vol. 45, No. 1, February 2007, pp. 198–209.

Saxton, K.E. and W.J. Rawls, "Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions", *Soil Science American Journal*. 70:1569-1578. 2006.

Schroeder, P. R., Aziz, N. M., Lloyd, C. M. and Zappi, P. A., "The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model: User's Guide for Version 3," EPA/600/R-94/168a, U.S. Environmental Protection, Washington, DC, September 1994.

Shah, N., Nachabe, M. and Ross, M., "Extinction Depth and Evapotranspiration from Ground Water under Selected Land Covers", *Groundwater*, Vol. 45, No. 3, May-June 2007, pp. 329-338.

Shuster, W.D., Bonta, J., Thurston, H., Warnemuende, E., and Smith, D.R., "Impacts of impervious surface on watershed hydrology: A review", *Urban Water Journal*, Vol. 2, No. 4, 2005, pp. 263-275.

Shuster, W. and Pappas, E., "Laboratory Simulation of Urban Runoff and Estimation of Runoff Hydrographs with Experimental Curve Numbers Implemented in USEPA SWMM." *J. Irrig. Drain Eng.*, Vol. 137, No.6, 2011, pp. 343–351.

Soil Conservation Service (SCS), "Soil-Plant-Water Relationships", *National Engineering Handbook*, Section 15, Chapter 1, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, DC, December, 1991.

Semádeni-Davies, S., "Representation of Snow in Urban Drainage Models," *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 5, No. 4, October 2000, pp. 363-370.

Singh, V.P., ed., *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 1995.

Skaggs, R.W. and R. Khaleel, "Infiltration," Chapter 4 in , "Infiltration," Chapter 4 in *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*, ASAE Monograph No. 5, American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, MI, 1982.

Socolofsky, S., Adams, E., and Entekhabi, D., "Disaggregation of Daily Rainfall for Continuous Watershed Modeling." *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(4), 300–309, 2001.

South Florida Water Management District (SFWMD), "Permit Information Manual, Volume IV,

Management and Storage of Surface Waters,” South Florida Water Management District, West Palm Beach, FL, January 1984.

Southerland, R.C., “Methods for Estimating Effective Impervious Cover” Article 32 in *The Practice of Watershed Protection*, Center for Watershed Protection, Ellicott City, MD, 2000.

Surkan, A.J., “Simulation of Storm Velocity Effects of Flow from Distributed Channel Networks,” *Water Resources Research*, Vol. 10, No. 6, December 1974, pp. 1149-1160.

Tholin, A.L. and Keifer, C.J., “Hydrology of Urban Runoff,” with discussions, *Transactions ASCE*, Paper No. 3061, Vol. 125, 1960, pp. 1308-1355.

Turner, A.K., Langford, K.J., Win, M. and Clift, T.R., “Discharge-Depth Equation for Shallow Flow,” *Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE*, Vol. 104, No. IR1, March 1978, pp. 95-110.

Tennessee Valley Authority (TVA), “Heat and Mass Transfer Between a Water Surface and the Atmosphere,” Water Resources Research Lab, Report No. 14, Engineering Laboratory, Norris, TN, April 1972.

U.S. Environmental Protection Agency, “SWMM 5 Applications Manual”, EPA/600/R-09/000, National Risk Management Research Laboratory, Office of Research and Development, Cincinnati, OH, 2009.

U.S. Environmental Protection Agency(著), 同济大学(译) “SWMMH 5用户手册”, 上海: 同济大学环境科学与工程学院, 2010.

U.S. Environmental Protection Agency, “Estimating Change in Impervious Area (IA) and Directly Connected Impervious Areas (DCIA) for New Hampshire Small MS4 Permit”, Small MS4 Permit Technical Support Document, U.S. Environmental Protection Agency Region I, Boston, MA, 2014 (<http://www.epa.gov/region1/npdes/stormwater/nh/NHDCIA.pdf>).

Vallabhaneni, S., Vieux, S.B.E., Donovan, S. and S. Moisiso, “Interpretation of Radar and Rain Gauge Measurements for Sewer System Modeling,” In *Global Solutions for Urban Drainage*, Proc. Ninth International Conference on Urban Drainage, E.W. Strecker and W.C. Huber, eds., Portland, OR, American Society of Civil Engineers, Reston, VA, CD-ROM, September 2002.

Vallabhaneni, S., Chan, C.C, and Burgess, E.H., “Computer Tools for Sanitary Sewer System Capacity Analysis and Planning”, EPA/600/R-07/111, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH, October, 2007.

Van den Berg, J.A., “Quick and Slow Response to Rainfall by an Urban Area,” in *Urban Storm Drainage*, Proceedings International Conference on Urban Storm Drainage, University of

Southampton, April 1978, Helliwell, P.R., ed., Pentech Press, London, 1978, pp. 705-712.

van Schilfgaarde, J., ed., *Drainage for Agriculture*, Agronomy Series No. 17, American Society of Agronomy, Madison, WI, 1974.

Viessman, W., Jr. and G.L. Lewis, *Introduction to Hydrology*, Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ, Fifth Edition, 2003.

Wanielista, M.P., *Stormwater Management -Quantity and Quality*, Ann Arbor Science Publishers, Ann Arbor, MI, 1978.

Westerström, G., "Snowmelt Runoff from Urban Plot," in *Urban Stormwater Hydraulics and Hydrology*, B.C. Yen, ed., Proc. Second International Conference on Urban Storm Drainage, Urbana, IL, Water Resources Publications, Littleton, CO, June 1981, pp. 452-459.

Westerström, G., 1984. "Snowmelt runoff from Porsön residential area. Luleå, Sweden." 3rd International Conference on Urban Storm Drainage, Gothenburg, Sweden, pp. 315–323.

Wright, L.T., Heaney, J.P., and N. Weinstein, "Modeling of Low Impact Development Stormwater Practices," *Proc. ASCE Conf. on Water Resources Engineering and Water Resources Planning and Management (CD-ROM)*, Minneapolis, MN. ASCE, Reston, VA, 2000, 10 pp.

Wright, L.T. and J.P. Heaney, "Design of Distributed Stormwater Control and Reuse Systems," Chapter 11 in Mays, L. (ed.) *Stormwater Collection Systems Design Handbook*, McGraw-Hill, New York, 2001.

Yen, B.C., "Hydraulics of Sewer Systems," Chapter 6 in *Stormwater Collection Systems Design Handbook*, L.M. Mays, ed., McGraw-Hill, New York, 2001.

Yen, B.C. and Chow, V.T., "A Study of Surface Runoff Due to Moving Rainstorms," Hydraulic Engineering Series Report No. 17, Dept. of Civil Engineering, University of Illinois, Urbana, June 1968.

词汇表

B

不透透表面 (Impervious Surface) ——不允许雨水下渗的表面，例如屋顶、路面或停车场。

C

产水能力 (Field Capacity) ——自由水放干后，良好排水土壤保持的水量；或者重力下保持的最大土壤湿度。通常定义为 1/3 大气的张力处的含湿量。

初始损失 (Initial Abstraction) ——植被覆盖或地表洼地捕获的降水，它不可成为径流且通过下渗或者蒸发去除。

D

Darcy 法则 (Darcy's Law) ——说明通过多孔介质的水的流速，等于介质的导水率乘以经受的水头梯度。

单位流量过程线 (Unit Hydrograph) ——表示流域对单位降雨输入的单位响应（根据径流容积和时间）。单位流量过程线对于特定汇水面积是特有的，通常为三角形或者钟形曲线形状。

导水率 (Hydraulic Conductivity) ——单位水力坡度下水通过土壤的速率。它的数值随着增加的土壤湿度而增加，对于完全饱和土壤达到最大值（称作饱和导水率或 K_{sat} ）。

地表漫流路径 (Overland Flow Path) ——汇水面积内径流流过的路径，直到它达到收集渠道或者雨水管道。

F

非线性水库模型 (Nonlinear Reservoir Model) ——简单的蓄水库概念模型，容积相对时间的变化等于已知进流量和出流量之差，其中出流量是当前蓄水容积的非线性函数。

G

Green-Ampt 方法 (Green-Ampt Method) ——计算进入土壤的降水下渗的一种方法，它是根据 Darcy 法则，假设具有尖锐湿润锋，从地表向下运动，分离了其上的饱和土壤和其下的较干燥土壤。

管段 (Link) ——SWMMH 输送网络中两个节点之间的输水连线。渠道、管道、水泵和调节器（堰和孔口）均在 SWMMH 模型中表示为管段。

H

Hargreaves 方法 (Hargreaved Method) ——估计取决于气温和太阳辐射的每日蒸发量的经验公式。

Horton 曲线 (Horton Curve) ——描述了降雨事件中下渗速率随时间呈指数下降的经验曲线。

Horton 方法 (Horton Method) ——计算进入土壤的降雨下渗的一种方法，它将 *Horton 曲线* 用于将下渗速率与时间相关；结合考虑降雨速率小于曲线下渗速率时刻的修改。

含水层 (Aquifer) ——正如在 SWMMH 中定义的，它是地表以下的地下水承压层，包含了上层不饱和区域和下层饱和区域。

雨量图 (Hyetograph) ——说明降雨量怎样随时间变化的图线。

I

IDF 曲线 (IDF Curve) ——确定出现在特定年频率 (F)，给定暴雨历时 (D) 的平均降雨强度 (I) 的一系列曲线，例如每 10 年出现一次的 6 小时暴雨的强度。

J

降雨接口文件 (Rainfall Interface File) ——针对项目中所有雨量计，包含用于模拟的降雨时间序列，由 SwMMH 生成的二进制文件。该文件可用于随后模拟执行中的输入降雨。

降雨文件 (Rainfal File) ——在 SWMMH 可以识别的几种不同格式之一中，包含单一雨量计的降雨数据的外部文本文件。

积雪 (Snow Pack) ——铺在一个区域上的累积雪量。积雪深度随着新雪降落增加，随着融雪减小。

节点 (Node) ——径流输送系统中的点，它接收径流和其他进流量，连接输送管段，或者将水排向系统以外。节点可以是简单的汇接点、分流器、蓄水装置或排放口。每一输送系统管段具有上游和下游两个节点。

径流系数 (Runoff Coefficient) ——研究面积内总径流量与总降雨量的比值。

K

孔隙率 (Porosity) ——土壤容积中孔隙空间所占比例。

枯萎点 (Wilting Point) ——植物不再获取水分，为了满足它们的呼吸需求时的土壤含湿量。通常定义为张力为 15 个大气压的含湿量。

L

LID 控制 (LID Control) ——低影响开发实践，提供了滞留蓄水，增加了当地环境面积径流的下渗和蒸发蒸腾作用。例子包括雨水花园、雨水桶、绿色屋顶、植草沟和生物停留网格。

冷含量 (Cold Content) ——冰冻积雪与其基准融化温度的热含量之间的差异。

连续模拟 (Continuous Simulation) ——是指超过单一降雨事件的模拟运行。

流量过程线 (Hydrograph) ——净流量怎样随时间变化的图线。

龙格-库特方法 (Runge-Kutta Method) ——求解顺序时间步长内常微分方程系统的数值方法。

M

曼宁公式 (Manning Equation) ——明渠重力流中，将流量与水力坡度线的坡度相关的公式。

曼宁粗糙系数 (Manning Roughness) ——曼宁流量公式中考虑摩擦损失的系数。

毛细吸水头 (Capillary Suction Head) ——完全饱和和部分饱和土壤之间界面处的土壤水张力。

面积亏损 (Areal Depletion) ——由于融化，随着总雪容积下降，冰雪覆盖的土地面积也下降的过程。

N

牛顿-拉夫森方法 (Newton-Raphson Method) ——求解非线性方程组的常用迭代数值方法，它利用了公式关于未知变量的导数。

Q

气候数据在线 (Climate Data Online) ——通过 NOAA 的国家气象数据中心操作的，基于交互网站数据检索服务，为了检索历史降雨和气候数据。

曲线数 (Curve Number) ——取决于土地覆盖，用于计算土壤最大湿度存储能力的一个因子。

曲线数方法 (Curve Number Method) ——根据曲线数推导土壤最大湿度存储能力的一种方法，为了确定降雨事件中累积下渗量怎样随累积降雨量变化。不要与 TR-55 种的 NRCS (以前为 CSC) 曲线数径流方法相混淆。

全球历史气象网络 (Global Historical Climatology Network) ——NOAA 的国家气象数据中心管理的一个数据库，它归档了来自大约全球 30,000 个站点近似 30 个不同源头的每日

气候观测。

R

RDII——降雨依赖进流和渗入，为进入污水或合流制排水管道的雨水流量，由于来自落水管、液下泵、基础排水管等直接相连的“进流”，以及通过破裂管道、渗漏接口、不良检查井连接等的地下水“渗入”。

Richards 方程 (Richards Equation) ——描述不饱和土壤中水流的物理特性，作为含湿量和湿度张力的函数的非线性偏微分方程。

RTK 单位流量过程线 (RTK Unit Hydrograph) ——表示作为 RDII 进入排水管道系统的降雨时间模式的三角形单位流量过程线。R 为进入系统的总降雨小数（即流量过程线下的面积）；T 为流量过程线高峰处的时间；K 为流量过程线回退段长度与高达高峰时间的比值。

S

设计暴雨 (Design Storm) ——特定历时的降雨雨量图，其总深度对应于特定重现期，通常根据 IDF 曲线选择。

渗透表面 (Pervious Surface) ——允许水下渗到其下土壤的表面，例如自然未开发区域，草坪或砂砾路面。

湿度亏损 (Moisture Deficit) ——土壤当前含湿量与其饱和时的含湿量之间的差值。

双层地下水模型 (Two-Zone Groundwater Model) ——表示子水面积以下区域的概念模型，包含了下层饱和区与其上的不饱和区。每一区的程度和上层的含湿量可以改变，响应于地表下渗、蒸发蒸腾作用和地下水出流量的变化。

水文土壤类型 (Hydrologic Soil Group) ——说明土壤下渗水能力的一种分类方式。

W

洼地蓄水 (Depression Storage) ——在径流出现以前地表必须充水的容积。它表示了初始损失例如地表积水、平屋顶和植被的截留，以及地表湿润。

温度分界线 (Dividing Temperature) ——低于该温度时，降水以降雪形式降落。

污染过程线 (Pollutograph) ——径流中污染物浓度随时间变化的图线。

X

下渗 (Infiltration) ——降雨穿透地表并填充土壤下空隙的过程。

下渗计 (Infiltrometer) ——测试水进入土壤或其他多孔介质的下渗速率的装置。

形状因子 (Shape Factor) ——流域面积与其主排水渠道长度平方的比值。它用于估计汇水面积的径流宽度。

修正 Horton 方法 (Modified Horton Method) ——Horton 下渗方法的一种修正形式，它跟踪了雷击下渗容积，而不是沿着 Horton 曲线的时间，为了确定降雨事件中下渗速率怎样随时间变化。

雪捕获因子 (Snow Catch Factor) ——用于纠正不准确降雪计量的乘子，由于风吹雪离开了雨量计。

Y

演算接口文件 (Routing Interface File) ——包含 SWMMH 模型输送网络不同位置的外部流量和水质进流量的历史的文本文件。它可以从原先 SWMMH 运行中生成，或者作为 SWMMH 径流计算的替代品。

雨量计 (Rain Gage) ——提供了降水数据的 SWMMH 对象，作为内部时间序列或者通过外部数据文件，对应于 SWMMH 模型中的一个或者多个子汇水面积。

Z

直接连接不渗透面积 (Directly Connected Impervious Area) ——其中径流直接进入收集系统的不渗透面积，没有机会在渗透面积（例如草坪）上流动。

子汇水面积 (Subcatchment) ——较大汇水面积的子面积，其径流流进单一排水管渠（或者进入另一子汇水面积）。

子汇水面积离散化 (Subcatchment Discretization) ——将研究面积划分为子汇水面积的过程，为了适当刻画地表排水路径、地表属性和到排水管渠连接的空间变化性。