2011 届研究生博士学位论文　　学校代码：10269
学　　号：52070802008

華東師範大學

天童常绿阔叶林不同演替阶段生态水文特征研究

学　　院：资源与环境学院
系　　别：环 境 科 学 系
专　　业：生　　态　　学
研 究 方 向：水 域 生 态 学
指 导 教 师：由 文 辉 教 授
博士 研究生：沈　会　涛

2011 年 10 月

A Dissertation in Ecology
To Be Submitted for The Degree of Ph. D.

University Code: 10269
Student ID: 52070802008

The Eco-hydrological Characteristics of The Successional Stages of Evergreen Broad-leaved Forests in Tiantong

By Shen Hui-Tao

Supervised by

Professor You Wen-Hui

East China Normal University

Shanghai, China

October, 2011

华东师范大学学位论文原创性声明

郑重声明：本人呈交的学位论文《天童常绿阔叶林不同演替阶段生态水文特征研究》，是在华东师范大学攻读硕士/博士（请勾选）学位期间，在导师的指导下进行的研究工作及取得的研究成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含其他个人已经发表或撰写过的研究成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中作了明确说明并表示谢意。

作者签名：_____ **日期：** 年 月 日

华东师范大学学位论文著作权使用声明

《天童常绿阔叶林不同演替阶段生态水文特征研究》系本人在华东师范大学攻读学位期间在导师指导下完成的硕士/博士（请勾选）学位论文，本论文的研究成果归华东师范大学所有。本人同意华东师范大学根据相关规定保留和使用此学位论文，并向主管部门和相关机构如国家图书馆、中信所和“知网”送交学位论文的印刷版和电子版；允许学位论文进入华东师范大学图书馆及数据库被查阅、借阅；同意学校将学位论文加入全国博士、硕士学位论文共建单位数据库进行检索，将学位论文的标题和摘要汇编出版，采用影印、缩印或者其它方式合理复制学位论文。

本学位论文属于（请勾选）

（ ）1.经华东师范大学相关部门审查核定的“内部”或“涉密”学位论文*，于 年 月 日解密，解密后适用上述授权。

（ ）2.不保密，适用上述授权。

导师签名_____ 本人签名_____

年 月 日

* “涉密”学位论文应是已经华东师范大学学位评定委员会办公室或保密委员会审定过的学位论文（需附获批的《华东师范大学研究生申请学位论文“涉密”审批表》方为有效），未经上述部门审定的学位论文均为公开学位论文。此声明栏不填写的，默认为公开学位论文，均适用上述授权）。

沈会涛博士学位论文答辩委员会成员名单

姓名	职称	单位	备注
宋永昌	教授 博导	华东师范大学	主席
车生泉	教授 博导	上海交通大学	委员
胡永红	教授 博导	辰山植物园	委员
李德志	教授 博导	华东师范大学	委员
王希华	教授 博导	华东师范大学	委员

本研究得到以下课题资助

天童国家生态站开放课题（200702）
教育部博士点基金（20090076110021）
华东师范大学 2008 年优秀博士研究生培养基金（2009068）

摘要

森林与水的关系一直是森林生态研究的中心议题，森林生态系统对水分的时空分配、传输转换以及水文循环机制的影响是其核心。常绿阔叶林是亚热带地区的地带性植被，在人类干扰下导致这类森林逐渐减少，形成了处于不同退化程度的次生林、灌丛和人工林等。在人类活动频繁的浙东丘陵，既分布着处于不同退化程度的次生林和灌丛，同时也保存着较完好的地带性常绿阔叶林。本研究从常绿阔叶林不同演替阶段生态系统的林冠层、枯落物层和土壤层三个主要层次的水文特征出发，力图系统地探讨不同演替阶段森林类型中水分的时空分布及其蓄持、运移、转换机制，同时对各降雨分量的水化学性质进行研究，旨在揭示亚热带常绿阔叶林生态系统水文变化特征和动态规律，不仅对中国亚热带东部地区的森林生态恢复以及可持续经营具有重要科学意义，也可以为全球的常绿阔叶林研究提供重要的参考价值。

本研究结果主要有：

（1）穿透雨空间变异性特征

常绿阔叶林不同演替阶段穿透雨的空间变异系数随降雨量的增加而降低。对穿透雨承接数量估算的结果表明：1）采用 Kimmins 方程计算，取显著水平 α 为 0.1，可接受误差为 10%时，灌丛、木荷林和栲树林穿透雨采样装置数量分别为 16、5 和 4 个就能满足穿透雨采样；2）采用 Monte Carlo 模拟时，取置信区间为 95%，当灌丛、木荷林和栲树林穿透雨采样数量分别超过 16、10 和 10 个时，不超过 5%的误差。

（2）冠层降雨分配特征

灌丛、木荷林和栲树林的穿透雨率分别为 66%，55%和 77%，不同演替阶段林内穿透雨率随林外降雨量的增加而增大。穿透雨量和林外降雨量呈较好的线性关系（$P < 0.01$），关系式为：$TF = a + b \cdot P_G$。

灌丛、木荷林和栲树林的树干茎流量分别占林外降雨量的 9%，14%和 6%。各林分类型的树干茎流量与林外降雨量之间呈较好的线性关系（$P < 0.01$）。在实测结果中，当林外降雨量大于 3.3 mm 时，灌丛林内产生树干茎流；当降雨量为 4.1 mm 时，木荷林和栲树林开始产生树干茎流。

林冠截留率的排列顺序为：木荷林（31%）＞ 灌丛（25%）＞ 栲树林（17%），林冠截留率与大气降水量呈幂函数关系（$P < 0.01$）。利用林冠截留数据进行经验

模型拟合，来描述林冠截留量 I（mm）与降雨量 P_G（mm）的关系，结果表明采用幂函数方程（$I = a \cdot P_G^{b}$）的模拟效果较好。

（3）枯落物层水文特征

枯落物层现存量的排列顺序为：木荷林（6.45 $t \cdot hm^{-2}$）> 灌丛（6.42 $t \cdot hm^{-2}$）> 栲树林（5.71 $t \cdot hm^{-2}$）。灌丛、木荷林和栲树林枯落物层的最大持水量分别为 13.38、11.93 和 9.39 $t \cdot hm^{-2}$。3 种林型枯落物层的有效拦蓄量分别为 8.09 $t \cdot hm^{-2}$、6.64 $t \cdot hm^{-2}$ 和 5.03 $t \cdot hm^{-2}$，随演替进程，有效拦蓄量降低。不同演替阶段枯落物层在前 2 个小时内持水量和吸水速率增加较快，之后增加趋势明显变缓；持水量和吸水速率与浸泡时间之间的关系式分别为 $W = a \cdot \ln t + b$ 和 $V = k \cdot t^{n}$。

（4）土壤层水文特征

灌丛的平均土壤容重（0 - 30 cm）最大，为 1.17 $g \cdot cm^{-3}$；木荷林和栲树林的土壤容重均为 0.99 $g \cdot cm^{-3}$。不同林型土壤容重随着土层加深而增大，总孔隙度和非毛管孔隙度均随土层加深呈减小趋势。各林型土壤层（0 - 30 cm）最大贮水能力在 131.66 - 145.02 mm 之间，栲树林土壤贮水能力最强，木荷林最弱。有效贮水能力排序为：灌丛（16.43 mm）>栲树林（12.61 mm）>木荷林（12.59 mm）。

土壤水分的季节变化可分为土壤水分积累期（2008 年 11 月 - 2009 年 4 月）和土壤水分消耗期（2009 年 5 月-10 月），大气降水是土壤含水量变化的主要控制因子。

不同演替阶段土壤入渗特征较为一致，入渗速率随着时间推移而减小，最后达到稳定；表层土壤入渗率较大，随土壤深度的增加，入渗率减小。采用 Kostiakov 模型和 Horton 模型这两种经验模型可以模拟不同演替阶段常绿阔叶林土壤层的水分入渗过程。

（5）降雨分量化学特征

大气降雨通过森林冠层后，穿透雨和树干茎流中的化学性质发生变化，这种变化与不同演替阶段森林冠层和树皮表面的特征有关。穿透雨和树干茎流中 pH 值随演替进程逐渐降低，且均低于大气降雨，表现出明显的酸化现象。穿透雨和树干茎流中电导率随演替进程呈增加趋势。在浓度特征方面，各离子浓度随演替的进程均呈现增加趋势。不同演替阶段穿透雨和树干茎流中 Ca^{2+}、SO_4^{2-}浓度与林外雨相比较低，这可能是由于森林冠层和树皮表面对两种离子的吸附作用；进入林内 SO_4^{2-}含量的减少，能有效防止土壤酸化。而 K^{+}、Mg^{2+}、Na^{+}浓度均高于林外降雨，表现出养分的富集现象。在年输入量方面，Ca、Na 和 S 元素在不同

演替阶段常绿阔叶林中的净输入量为负值；而 K 和 Mg 元素净输入量为正值。此外，树干茎流中各养分的输入量明显低于穿透雨，主要是由于茎流量较少，仅占穿透雨量的 8 - 25%。

关键词：常绿阔叶林；演替；天童；水文特征

Abstract

The water cycle is a key ecosystem function that links other processes in forest ecosystems. Meanwhile, hydrological processes are difficult to study because they are influenced by a myriad of biophysical factors. Forest hydrology, an important science addressing the relationship between forest ecosystems and hydrology, has received significant attention globally.

Evergreen broad-leaved forest (EBLF), covering a lot of area in China, is the zonal vegetation type in subtropical region. However, under long-term human disturbances, this forest is shifting to include much more degraded area dominated by secondary forests, shrubs and human plantation. Although succession could be expected to influence forest hydrology, there are a few reported studies. An important need for such studies is the influence of global warming, in that the vegetation climax may change, thus affecting the hydrology of large regions. The utilization of a chronosequence of forest is a common practice for study ecosystem dynamics. A major advantage of this technique in forestry is that it provides data on long term changes in the structure and function of the ecosystem within a reasonable time.

To understand the impacts of the succession of EBLF on the hydrology, we chose mature EBLF as the reference climax forest, secondary forest, and shrubs to represent three different successional stages of EBLFs. The experiments studied the eco-hydrological features of canopy, litter and soil in the three types of forests by the method of the positioning observation in the field. Also, the research studied the chemistry characteristics of different components of rainfall partitioning. The results of the present study could provide theoretical proofs for natural forests protection at Tiantong as well as technological supports for local forest management.

Main research results were following:

(1) Coefficient variations (*CV*s) of throughfall decreased along the increasing amount of rainfall under different successional stages. The number of gauges required to estimate throughfall are calculated using two methods. 1) Based on the Kimmins equation, a sample size of 16 at shrub, 5 at secondary forest, and 4 at climax forest

would be enough for throughfall estimates at an accepted error of 10% of 0.1 significance level, respectively. 2) Monte Carlo resampling approach was used to find mean values and confidence intervals of 90 and 95% of a variable number of collectors ranging from 2 to 24. For the whole data set, with 9 collectors at shrub, 5 at secondary forest, and 5 at climax forest, the error in the mean individually throughfall is around 10%, respectively. This error is reduced to 5% when using 16, 10 and 10 collectors at shrub, secondary and climax forests, respectively. Therefore, we concluded that the 25 of collectors used in present study were sufficient to estimate the throughfall value at an accepted error of 10 % at 90 and 95% confidence levels, even for those small rainfalls in eastern China.

(2) Throughfall inside forest accounted for 55 - 77% of rainfall among three successional stages of EBLFs. There was an obvious correlation between throughfall and rainfall with equation of $TF = a + b \cdot P_G$ ($P < 0.01$).

Stemflow was 9, 14 and 6% of gross precipitation in shrub, secondary and climax forests, respectively. Results showed that stemflow had significant linear relationships with gross precipitation at each successional stage of EBLFs ($P < 0.01$).

The orders of canopy interception rates were: Secondary forest (31%) > shrub (25) > climax forest (17%). The results proved that canopy interception (mm) was found to be best represented as a power function of incident precipitation (mm) in each forest type.

(3) The storage of litter layer was 6.42, 6.45, and 5.71 $t \cdot hm^{-2}$ at shrub, secondary forest, and climax forest, respectively. The water holding capacity of shrub, secondary forest and climax forest were 13.38, 11.93, and 9.39 $t \cdot hm^{-2}$, and the corresponding effective water holding capacity of litter layer in these three types were 8.09, 6.64 and 5.03 $t \cdot hm^{-2}$, respectively. During the process of water holding of litter layer, the water holding capacity and absoption speed of the first 2 h were superior to the rest of time. The equations of water holding capacity and water absorption speed with immersed time are $Q = a \cdot \ln t + b$ and $V = k \cdot t^n$.

(4) The average soil bulk density was 1.17 $g \cdot cm^{-3}$ at shrub, which was greater than that of secondary forst (0.99 $g \cdot cm^{-3}$) and climax forest (0.99 $g \cdot cm^{-3}$). The soil bulk density increased along the deeper of the soil layer, but soil porosity and soil

non-capillary porosity were both decreased. The water holding capacity of soil (0 - 30 cm) was at the range of 131.66 to 145.02 mm, which was highest at climax forest and lowest at secondary forest, respectively. The sum of the water storage capacity of the soil were: shrub (16.43 mm) > climax forest (12.61 mm) > secondary forest (12.59 mm).

The seasonal variation of soil moisture can be divided into moisture accumulation (November 2008 - April 2009) and moisture consumption (May - October 2009) period. Atmospheric precipitation is the main control of soil moisture content.

The soil infiltration characteristics of the three successional chronosequence of EBLFs appeared consistent regularity, which showed that the infiltration rate decreased along with the increase depth of soil. The experienced formula of Kostiakov and Horton were used to simulate the water infiltration processes of soil well.

(5) Water chemistry of throughfall and stemflow were changed after the rainfall passage through the canopy. pHs of throughfall and stemflow, which had lower pHs than gross precipitation, varied significantly along with seral chronosequence on a rain-event basis. EC and ion concentrations of throughfall and stemflow both increased along successional stages. The solute inputs in stemflow were lower than that of throughfall, because the volume of stemflow only accounted for 8% - 25% of throughfall. The fluxes of K and Mg in net precipitation (throughfall + stemflow) were consistently higher than that in rainfall. The other three nutrients fluxes (Ca, Na, S) in gross precipitation were absorbed by canopy surface and stem after passage through the forest. The nutrient fluxes of stemflow were lower than that of throughfall, due to the amount of stemflow only accounted for 8 - 25% of throughfall.

Keywords: Evergreen broad-leaved forest; Hydrology; Succession; Tiantong

目　录

中文 摘要 i
英文摘要 iv
中文目录 I
英文目录 III
第一章 前言 1
1.1 研究目的和意义 1
1.2 研究概述 2
1.2.1 林冠层水文过程研究 2
1.2.2 枯落物持水 6
1.2.3 土壤水文功能 8
1.2.4 森林对水质的影响 11
1.2.5 天童常绿阔叶林降雨再分配特征研究 12
1.3 本项研究所要解决的问题 12
1.4 研究地概况 13
1.5 样地设置 14
1.6 研究内容 15
1.6.1 冠层水文特征 15
1.6.2 枯落物层水文功能 15
1.6.3 土壤层水文功能 15
1.6.4 降雨再分配中营养元素的变化 15
1.7 研究路线 17
1.8 实验方法 17
第二章 林冠层的降雨特征研究 18
2.1 材料和方法 18
2.1.1 样地设置 18
2.1.2 林外降雨、穿透雨和树干茎流的测定 19
2.2 结果与讨论 21
2.2.1 穿透雨空间特征 21
2.2.2 降雨再分配研究 29
2.2.3 应用经验模型模拟林冠截留量 38
2.3 小结 40
第三章 枯落物层水文特征研究 41
3.1 材料和方法 41
3.1.1 样地设置 41
3.1.2 枯落物蓄积量与持水能力测定 41

3.2 结果与讨论.....43
3.2.1 枯落物层现存量和自然持水率.....43
3.2.2 枯落物层持水能力.....45
3.2.3 枯落物层截留降雨能力.....48
3.3 小结.....49
第四章 土壤层水文特征研究.....51
4.1 材料和方法.....51
4.1.1 样地设置.....51
4.1.2 土壤水文特征.....51
4.2 结果与讨论.....53
4.2.1 土壤层物理性质.....53
4.2.2 土壤水分动态变化.....55
4.2.3 土壤水分入渗.....58
4.3 小结.....61
第五章 常绿阔叶林水化学特征研究.....64
5.1 材料和方法.....64
5.1.1 样地设置.....64
5.1.2 采样方法和样品保存.....65
5.1.3 水质参数分析方法.....65
5.1.4 数据分析.....65
5.2 结果与讨论.....66
5.2.1 大气降雨化学特征研究.....66
5.2.2 穿透雨和树干茎流的淋溶效应.....69
5.3 小结.....74
第六章 结论.....75
6.1 主要结论.....75
6.1.1 林冠层对降水的再分配特征.....76
6.1.2 枯落物层水文特征.....76
6.1.3 土壤层水文功能.....77
6.1.4 降雨分量化学特征.....77
6.2 本研究的独特之处.....78
6.3 研究不足和展望.....78
附录 论文成果和参加的课题研究.....81
参考文献.....83
后 记.....103

Contents

Abstract in Chinese ..... **i**
Abstract in English ..... **iv**
Contents in Chinese ..... **I**
Contents in English ..... **III**
Chapter 1 Preface **1**
1.1 Research objects 1
1.2 Literature Review 2
1.2.1 Precipitation partitioning of forest canopy 2
1.2.2 Water transport of forest litter 6
1.2.3 Water movemetn of soil layer 8
1.2.4 Effects of forest on water chemistry 11
1.2.5 Research on precipitation partitioning of Tiantong forest 12
1.3 Solved problem of present study 12
1.4 Study area 13
1.5 Plot delimitation 14
1.6 Research contents 15
1.6.1 Interception of canopy 15
1.6.2 Hydrological function of litter layer 15
1.6.3 Hydrological function of soil layer 15
1.6.4 Nutrient fluxes of precititation partitioning 15
1.7 Research routines 17
1.8 Experimental methods 17
Chapter 2 Interception process of forest canopy **18**
2.1 Materials and methods 18
2.1.1 Plot delimitation 18
2.1.2 Measurements of gross precipitation, throughfall and stemflow 19
2.2 Results and discussions 21
2.2.1 Spatial variations of throughfall 21
2.2.2 Research of precipitation partitioning 29
2.2.3 Models of forest interception 38
2.3 Conclusions 40
Chapter 3 Hydrological effects of litter layer **41**
3.1 Materials and methods 41
3.1.1 Plot delimitation 41

3.1.2 Storage and water-absorption of litter 41
3.2 Results and discussions 43
3.2.1 Storage and natural water-holding rate of litter 43
3.2.2 Water holding capacity of litter 45
3.2.3 Interception of litter 48
3.3 Conclusions 49
Chapter 4 Distribution and movement of soil water 51
4.1. Materials and methods 51
4.1.1 Plot delimitation 51
4.1.2 Hydrological function of soil layer 51
4.2 Results and discussions 53
4.2.1 Physical characteristics of soil 53
4.2.2 Distribution and dynamics of soil water 55
4.2.3 Soil water infiltration 58
4.3 Conclusions 61
Chapter 5 Nutrient fluxes of precipitation partitioning 64
5.1 Materials and methods 64
5.1.1 Plot delimitation 64
5.1.2 Water collection and samples conservation 65
5.1.3 Analysis of rainfall water 65
5.1.4 Data analysis 65
5.2 Results and discussions 66
5.2.1 Characteristics of rainfall chemistry 66
5.2.2 Nutrient fluxes of throughfall and stemflow 69
5.3 Conclusions 74
Chapter 6 Conclusions and discussions 75
6.1 Conclusions 75
6.1.1 Precipitation partitioning of forest canopy 76
6.1.2 Hydrological function of litter 76
6.1.3 Hydrological function of soil 77
6.1.4 Water chemistry of rainfall partitioning 77
6.2 Specials of present study 78
6.3 Research prospects of forest hydrological process 78
Appendix 81
References 83
Acknowledgement 103

第一章 前言

1.1 研究目的和意义

森林水文学是研究森林与水文学之间相互关系的重要科学（Wei *et al*., 2005），植被对降雨的分配在水量平衡以及水资源管理中都具有重要的作用（黄礼隆等, 1994; Llorens and Domingo, 2007），同时森林水文循环对生态系统的水分及养分循环具有重要的意义（Dezzeo and Chacon, 2006; Schrumpf *et al*., 2006），因此关于森林生态系统降雨再分配的研究一直是生态学和生态水文学的研究热点（刘世荣等, 2001; Xiao *et al*., 2000; 李振新等, 2006）。森林水文学的主要研究内容有：林冠截留降水（Andre *et al*., 2008; Fleischbein *et al*., 2005; Hashino *et al*., 2002）；林下滴落量和树干茎流量（Carlyle-Moses *et al*., 2004; Keim *et al*., 2005; Lewis, 2003）；枯落物层水文功能（Sato *et al*., 2004）；土壤水分渗透和土壤含水量变化（Buttafuoco and Castrignanò, 2005; Oliveira *et al*., 2005; 张雷燕等, 2007）；营养物质循环（Dezzeo and Chacón, 2006; Fan *et al*., 1999; Wang *et al*., 2004; Zhang *et al*., 2006）；流域水文模型的研究（Wattenbach *et al*., 2005）等。

常绿阔叶林是生长在暖湿润的亚热带（或称暖温带）气候条件下的最为主要的地带性植被，是在该地域综合环境影响下，通过自然演替形成的达到相对稳定的顶极群落类型（谌小勇等, 1995; 唐松青, 2003; 俞似军等, 1994），具有最丰富的植物种类和最稳定的群落结构，以中生性和阴生性的高大乔木树种为主构成的上层林冠，林分郁闭度高（吕仕洪等, 2002）。我国常绿阔叶林分布最广、面积最大，类型最为复杂多样，是全球常绿阔叶林的主体（宋永昌等, 2005），在提供林产品、保护区域生态环境、维持全球碳循环的平衡和人类的持续发展等方面都具有极其重要的作用。但是在不同人类干扰方式和干扰强度的影响下，常绿阔叶林遭到巨大的破坏，退化为演替的早期阶段，甚至灌丛或裸地（宋永昌和王祥荣, 1995）。

浙江宁波天童国家森林公园的常绿阔叶林是浙江东部丘陵地区地带性植被类型的代表性地段，也是我国东部植被的典型类型之一，这里既分布有处于不同退化程度的次生林、灌丛、旱生草地和人工林等，还在寺庙周围保存着较完好的地带性常绿阔叶林（阎恩荣等, 2007）。在理想状态下，灌丛或次生植被不断变化并达到成熟顶极群落（Iida *et al*., 2005）。利用演替序列对生态系统动态特征进行

研究具有重要的意义（Barlow *et al*., 2007; Dezzeo and Chacón, 2006; Saynes *et al*., 2005），能够在合理时间内得到关于森林生态系统结构和功能长期变化的数据（Marques and Ranger, 1997）。

研究天童地区常绿阔叶林不同演替阶段的水文过程和机理，认识其变化规律，对探讨天童地区森林生态系统的发展动态、演替过程的机理以及森林经营和管理有重要的意义。通过开展常绿阔叶林水文学研究，能够深入了解该生态系统的水文生态功能特征，揭示水分在常绿阔叶林中不同层面的运动和贮存规律，探讨该森林生态系统与水分之间的相互关系，为定量评价常绿阔叶林的生态效益和亚热带地域的环境变化，提供重要的科学依据。

1.2 研究概述

1.2.1 林冠层水文过程研究

1.2.1.1 林冠截留

在次降雨过程中，雨水穿过林冠层直接降落到森林地表层，或者被林冠层截留（Huber and Iroumé, 2001; Muoghalu and Johnson, 2000; Xiao *et al*., 2000）。被截留的部分雨水随树干流下形成树干茎流，被冠层截留的部分称为林冠截留（Wang *et al*., 2007）。林冠截留损失率或可称为湿润冠层蒸发量可以通过总降雨量和林内降雨量（包括穿透雨和树干茎流）计算得到（McJannet *et al*.,2007; Park and Cameron, 2008）。在森林与降水关系中，林冠截持降水是森林对降水第一次阻截，也是对降水的第一次分配（王德连等, 2004）。

林冠截留以及截留雨量的蒸发在森林植被生态系统的水文循环和水量平衡中具有重要的作用（David *et al*., 2006; Díaz *et al*., 2007; Hörmann *et al*., 1996; Keim *et al*., 2006; Whelan and Anderson, 1996; 马雪华等, 1993）。第一，林冠使雨水在向林地下落过程中，在数量上、空间上重新进行分配，一部分雨水被冠层吸附，并通过蒸发返回到大气中；第二，林冠在这个过程中使雨水下落时所具有的动能发生重新分配，改变和调节了降雨动能（周国逸, 1997; 周晓峰等, 2001; de Moraes Frasson and Krajewski, 2011），从而对林地起着各方面的作用；第三，这个分配过程增加了雨水下落时所需的时间，使得有很大一部分降水变成了水蒸气，增加了林内的大气湿度，而这将引起一系列的生态效应（鲍文等, 2004b）。

林冠截留有着区域性的差异。Asdak *et al*.（1998a）对印度尼西亚地区热带雨林的原始林和砍伐林冠层截留量的研究结果表明，原始林冠层截留量占降雨量的

11%，而砍伐林冠层截留量占 6%。Schellekens *et al.*（1999）对热带雨林的研究结果表明，冠层截留量占总降雨量的 50%。林冠截留量受植被类型的特征如叶表面积和枝叶夹角等影响，Schroth *et al.*（1999）对巴西亚马逊流域不同植物种类降雨截留特征的研究结果表明，冠层截留率在 0.5% - 13.9%之间变动。高人和周广柱（2002 a）对辽东山区 5 种主要森林植被类型生长季节冠层的降雨再分配特点进行研究，表明生长季时期降雨林冠再分配特点因林型而异，林冠截留率在 23.1% - 29.3%之间。

林冠截留率随郁闭度的增加而增加，有研究表明，油松人工林郁闭度从 75%增加到 85%，截留量和截留率增加显著，分别增加 5.6 mm 和 7.7%（鲍文等, 2004a）。在多数研究中，林冠截留量与降雨量间具有强相关性，即随着降雨量的增加，林冠截留量增加，而林冠截留率明显减少，但是随着降雨时间的增加，林冠截留逐渐达到最大值，即饱和点（曹云等, 2006）。林冠截留量与季节有较大关系，实质上反映了不同季节降雨形态和性质对截留的影响，所以林冠截留量难以在不同林型间进行比较，相比之下，林冠截留率能较好地表现森林的截留效能，与森林的结构和乔木层优势树种的构型关系密切（石培礼和李文华, 2001; Oyarzún *et al*., 2011）。林冠截留率与降雨量呈紧密的负相关，在多数情况下表现为负幂函数关系。

林冠截留也受气象条件的影响。温远光和刘世荣（1995）分析了我国主要森林生态类型的林冠截留，认为雨量强度越小，林冠截留率越高，而大雨时截留率变小，同时各地的降水量和降水强度也有很大的时空变化。李振新等（2006）对针叶林和灌丛降雨截留的研究结果表明，针叶林冠层主要受降雨量、持续时间和间隔时间的影响，而灌丛的冠层主要受降雨量、降雨当日的气温与持续时间的影响，与降雨的间隔及雨强无线性相关。陈引珍等（2005）对缙云山区影响林冠截留量因素进行了灰色关联度分析，认为对降雨截留的主要因素为降雨量、降雨强度、气温、风速和空气湿度等，对针阔混交林、阔叶林和毛竹林不同的影响因素其影响大小也有差别。

不同的森林类型具有不同的截留功能，刘世荣等基于中国不同区域生态站的观测资料，对我国主要森林生态系统的水文生态功能进行了比较研究，各生态系统林冠年截留量在 134 - 626 mm 间变动，林冠截留率为 11% - 37%（刘世荣等, 2003）。统计表明，在相似茂密的森林覆盖度下，林冠截留率的一般规律是：针叶林 > 阔叶林，落叶林 > 常绿林，复层异龄林 > 单层林。森林砍伐引起的森

林覆盖度下降会导致林冠截留率降低（石培礼和李文华, 2001）。

除以上分析的因素对林冠层截留降水有比较大的影响外，林冠截留还与林冠层的生物学特性、前次降水时间、枝叶湿润度等有关：前次降水时间越早，经历长时间的蒸发后，雨前林冠越干燥，截留降水的潜在能力也就越大；相反，距前次降水越短，林冠越湿润，截留降水的能力就越小（Khan, 1999）。林冠结构越稠密，截留量越大；同样数量的枝叶体，排列与分布规律不同，也可能影响到截留量（率）。

综上所述，林冠截留受多种因素的影响，具有时间和空间的异质性，如何建立描述林冠截留的理论和经验模型，并将其整合到流域水文模型中是林冠截留研究的目标（Asdak *et al*., 1998b; 谭芳林, 2002; 王礼先和张志强, 1998）。林冠截留模型是估算和预测林冠截留的有效工具，目前国内外学者根据影响林冠截留的各种因子和林冠截留量的关系推导出许多经验、半经验理论模型和理论模型（Hashino *et al*., 2002; Liu, 2001）。目前已有的林冠截留模型中，Rutter 模型和 Gash 解析模型是较为完善和应用广泛的两个林冠截留模型（Bryant *et al*., 2005; Carlyle-Moses and Price, 1999; Dykes, 1997; Limousin *et al*., 2008; Valente *et al*., 1997; 张志强等, 2003）。

从目前大量的关于林冠截留的研究来看，研究成果涉及世界几乎全部主要的森林植被类型，但由于森林植被类型的时空变异性较大，同时对截留过程本质缺乏统一的认识，建立的模型各有侧重点，研究结果也存在较大差异，导致可比性较差（张光灿等, 2000）。截持模型发展方向是建立能充分反映降水截持过程，体现各种因素对截持过程影响的具有物理机制的模型（郭明春等, 2005）。现有林冠截留模型中主要包括降雨期间气象条件相关的参数和林冠覆盖特征参数，而没有考虑植被冠层生长过程中的动态变化，因此，完善林冠截留模型参数是今后值得研究的方面。

1.2.1.2 穿透雨研究

林内穿透雨由直接通过林冠间隙到达林地的降雨和林冠表面滴落的雨水两部分组成（Price and Carlyle-Moses, 2003; Thimonier, 1998），在已有研究中，穿透雨量占大气降雨量的 72 - 97%（Rodrigo and Àvila, 2001; Chuyong *et al*., 2004; Holwerda *et al*., 2006; Vernimmen *et al*., 2007）。穿透雨量的估算对了解森林水文循环极其重要，同时对研究森林生物地球化学循环过程也极为重要（Carlyle-Moses *et al*., 2004; Rodrigo and Àvila, 2001）。

由于冠层形状、树木形态各异（Sato *et al*., 2011）、植株密度以及树种枝叶的不同（范世香等，2003），造成森林冠层表现出较大的空间异质性，这造成了穿透雨量空间分配的变异性（Herwitz and Slye, 1995; Staelens *et al*., 2006; Whelan and Anderson, 1996）。穿透雨的空间异质性变化能够影响森林枯落物层及土壤层的水文学过程、生物地球化学过程和生态学过程（Staelens *et al*., 2006）。对于林内穿透雨的空间变异性国内外已有许多报道（Holwerda *et al*., 2006; Iroumé and Huber, 2002; Shachnovich *et al*., 2008; 巩合德等, 2004; 战伟庆等, 2006）。在雨量较大的次降雨过程中，林内穿透雨空间变异性较为一致，而在较小的次降雨中，林内穿透雨空间变异较大（Carlyle-Moses *et al*., 2004; Gómez *et al*., 2002）。

决定穿透雨空间异质性变化的冠层因素主要是树干的形状、大小，冠层的粗糙程度和厚度，树枝形状，叶角度，叶面积指数等（Pypker *et al*., 2005; Rodrigo and Àvila, 2001; Wullaert *et al*., 2009）。Holwerda *et al*.（2006）采用 3 种不同承接装置排列方法对低海拔山区雨林的穿透雨进行了研究，表明 3 种排列方式对林内穿透雨率的测定结果无显著差异，但使用 30 个移动雨量筒的变异系数为 23%，使用 60 个和 30 个固定雨量筒的变异系数分别为 49%和 48%。Zimmermann *et al*.（2007）对热带山区雨林穿透雨的研究结果表明，穿透雨的空间变异系数是 53%，复杂的冠层结构是引起林内穿透雨空间异质性的主要原因。在实际工作中, 穿透雨的测定结果必须能代表样地或者地区的特征，所以必须使用足够数量的降雨承接装置或者采用集水槽增加穿透雨承接面积的方法，来减少冠层空间异质性对测定结果的影响（Draaijers *et al*., 1996）。

1.2.1.3 树干茎流研究

在水量平衡中，树干茎流在大气总降雨中所占比例较少，可忽略不计（Gomez-Peralta *et al*., 2008; Taniguchi *et al*., 1996），但其树干茎流作为水分和营养物质的集中输入（Levia and Frost, 2003; 魏晓华和周晓峰, 1989），能够影响土壤湿度，土壤化学性质，地下水补给，河流流量和林下植被的空间分布，在研究大气降水化学输入、可溶性物质淋溶及森林对水质的影响中有重要意义（Levia, 2004; Li *et al*., 2008; 李凌浩等, 1994; 于志民和王礼先, 1999）。树干茎流量主要受植被的结构特征（树高、胸径、树冠大小、叶表面积、形状、偏向、以及树枝倾角、树皮特征等）和次降雨的特征（降雨强度、雨滴夹角）决定，同时气候因子也能影响茎流量（Aboal *et al*., 1999; Carlyle-Moses and Price, 2006; Crockford and Richardson, 2000; Draaijers *et al*., 1996; Johnson and Lehmann, 2006; 范世香等,

1992; 王本楠和裴铁璠, 1991）。

茎流随着降雨量增加而增加，随着降水强度的增大而减小（Crockford and Richardson, 2000; 曹云等, 2006）。高人（2002b）对辽东山区 5 种主要森林植被类型降雨再分配特点的研究表明，各林型的茎流率都很低，茎流量再降雨超过一定量时发生，在低雨量级时增加缓慢，以后随雨量级增大而呈直线上升，茎流率不超过 1%，茎流量不超过 0.2 mm。陈永瑞等（2004）对江西千烟洲人工林树干茎流的研究结果表明，6 种森林类型茎流量的月际变化都是随着降水量增加而增加，但是各森林类型的茎流率则大致相同，有时降水量增大茎流率反而减少。鲍文等（2004a）利用我国不同区域已有的观测资料对 61 组月降水数据进行统计分析发现，平均树干茎流率为 5.6%，茎流量与林外降水量之间有着紧密线性相关关系，一般产生树干茎流的最小林外降水量为 4.6 mm。

树干茎流对森林生态系统养分、矿质元素的输入影响很大，是降雨量和溶质在植物树干上的空间输入点，影响树干周围的土壤水分、养分含量及微生物的活动（Gómez *et al*., 2001；Levia *et al*., 2003）。树干茎流可以数倍于林外的降水量进入林木根系富集的树根周围，补偿林木蒸腾耗散所需水分（莫江明等, 2002）。树干茎流能补充树根周围水分，引起林下水分的分布不均，因此，对林木生长发育也有着重要的意义。

1.2.2 枯落物持水

森林枯落物层吸持水量动态变化在森林水文循环中的意义在于其对林冠下大气和土壤之间水分和能量传输的影响。林下枯落物层作为森林生态系统中重要的结构层次，直接覆盖地表（Putuhena and Cordery, 1996; 王云琦等, 2004; 吴钦孝等, 1998），能防止土壤水分的蒸发（Sato *et al*., 2004），而且其疏松的结构，具有良好持水能力，能够削弱雨滴对土壤的直接击溅（Geddes and Dunkerley, 1999; Miyata *et al*., 2009; 郝占庆和王力华, 1998），并吸持部分降水，减少入渗到土壤中的水量（Janeau *et al*., 1999），从而减少地表径流的产生，起到保持水土和涵养水源的作用（Marin *et al*., 2000; 余新晓等, 2002; 高人和周广柱, 2002）。

国内外许多学者在不同区域对多种森林类型下的枯落物特性作了研究，在枯落物的凋落量、凋落动态、分解速率、对土壤结构的改变、对养分元素循环的影响、截持降水、抑制土壤水分蒸发、增强土壤入渗、影响地表径流和土壤侵蚀机理等方面都取得了一定的成果（Barlow *et al*., 2007; Crockford *et al*., 1998;

Descheemaeker *et al*., 2006; Levia *et al*., 2005; Putuhena and Cordery, 2000; 郭剑芬等, 2006; 龚伟等, 2006; 刘旻霞和车克钧, 2004; 罗辑等, 2003; 魏文俊等, 2006; 张德成等, 2006; 张洪江等, 2003; 朱金兆等, 2002）。

森林生态系统中的枯落物层能够为林下植被的生长提供水分（Schaap *et al*., 1997）。枯落物层的动态变化状况主要是由于季节，降雨强度和风速等因素影响（Crockford and Richardson, 1998）。枯枝落叶层具有比土壤更多更大的空隙，因而水分易蒸发（张志强, 2002）。Schaap 和 Bouten（1997）采用蒸渗仪测定了枯落物层的水分蒸发，并采用 Penman-Monteith 方程模拟了枯落物层水分蒸发速率和枯落物表面到一米高大气温度的差异，取得了较好的效果。

枯枝落叶层一般吸持水量可达自身干重的 2 - 4 倍，各种森林枯落物最大持水率平均为 309.54%（刘世荣等, 1996）。由于枯落物的分解程度和组成种类不同，即使是同一树种的枯落物，其持水率也会有所差异。另外，随林分郁闭度的增加，枯落物累积量及其总持水量也会增加，但也会因为自然含水量的增加和蒸发的减弱而导致有效持水率的降低（闫文德等, 1997）。对森林枯落物层水分传输和水量转化的现场观测是较难的，其含水量的时空异质性更增加了研究的难度（程根伟等, 2004）。

枯落物层的持水能力受枯落物组成、林分类型、林龄、枯落物分解状况、累积状况、前期水分状况、降雨特点等因素的影响，不同植被类型差异很大（刘世荣, 1996; 马雪华, 1993）。张雷燕等（2007）对六盘山香水河小流域的辽东栎—少脉椴、华北落叶松林的研究表明: 两种林分枯落物的有效拦蓄量分别为 0.56 和 1.63 mm。魏文俊等（2006）通过对宁夏六盘山不同森林类型的凋落动态与林下枯落物层的厚度、贮量及其持水特性的研究表明，除华北落叶松林林地枯落物在浸泡 6 小时达到最大持水量外，其余 3 种落叶阔叶林林地的枯落物各层次均在浸泡 3 小时就达到最大持水量；枯落物未分解层的最大持水率在 2.81 - 4.47 之间, 半分解层的最大持水率在 3.80 - 4.32 之间。孙艳红等（2006）的研究结果表明：枯落物持水率表现为针阔混交林 > 灌木林 > 常绿阔叶林 > 楠竹林，持水量为灌木林 > 针阔混交林 > 常绿阔叶林 > 楠竹林。

森林凋落物最大持水量是一个理论值，实际持水量还与降雨量和森林的盖度有很大关系。Sato *et al*.（2004）对不同降雨条件下，阔叶林和针叶林两种类型枯落物层的最大持水量进行了研究。结果表明，降雨强度小于 50 mm/h 时，枯落物层的截留量随降雨强度的增加而增大；阔叶林的枯落物层对雨水的截留能力高于

针叶林的枯落物层。

枯枝落叶层有蓄水、保水，起抑制地表水分蒸发，增加土壤水分入渗，减少地表径流等作用。由于枯落物的存在，有效地减小了林地土壤表层的蒸发（曹云等, 2006; 杨立文和石清峰, 1997）。杨立文和石清峰（1997）对太行山主要植被类型的枯落物研究表明，有枯落物的林地地表蒸发量每年比物枯落物覆盖的地表蒸发量减少 222.0%。枯落物层持水量动态变化也影响到林冠下大气和土壤之间水分和能量的传输（Sato *et al*., 2004; Schaap *et al*., 1997; 马雪华,1993）。林地枯落物层的分解，增加了土壤有机质含量（Tripathi *et al*., 2006; Zheng *et al*., 2006），改善了土壤结构和理化性质，提高了孔隙率，增强了土壤入渗性能，从而可以明显消减地表径流和冲刷量（朱金兆等, 2002），林地去除枯落物层后的径流量和冲刷量均比原林分增加。另一方面，由于枯落物层具有比土壤更大的孔隙，其水分也就更容易蒸发。一般认为，不同类型枯落物层吸持水分蒸发占林地总蒸发散的 3% - 21%（王金叶等，2008）。

1.2.3 土壤水文功能

土壤水分平衡是评价森林生态系统的重要标准之一（Jost *et al*., 2005），系统中的水文过程大多是通过土壤作为介质而进行的（程根伟等, 2004）。林地土壤的水分状况与气候、植被、土壤性质等自然因素有关，它对森林的生长起着重要的调节和制约作用，而森林也会对周围环境的气候条件和林地土壤水分也会产生影响（Buttle *et al*., 2000; Zou *et al*., 2008; 石培礼等, 2004; 温远光和刘世荣, 1995）。

森林的根部系统能够适应当地的土壤水分条件，能利用根部有效地吸收土壤水分，同时，深层的根系能够在气候干旱时期通过蒸腾作用从深层土壤中吸收足够的水分（Wattenbach *et al*., 2005）。森林土壤水分对理解和预测一系列包含径流、土壤侵蚀、水分传输与运移、土壤—大气界面间的物质和能量交换等水文过程都具有重要的意义（Chen and Hu, 2004; Pellenq *et al*., 2003; Qiu *et al*., 2001），对于森林土壤水分的分布、运动规律的研究一直是水文学家密切关注的重大课题。

1.2.3.1 土壤物理性质研究

了解土壤的物理性质是研究水分在土壤中传输的基础和前提。容重和孔隙度作为土壤的基本物理性质，直接影响着土壤蓄水和通气性，并影响其它土壤肥力因素和植物生长状况（何常清, 2009）。土壤孔隙是土壤中养分、水分、空气和微生物等迁移的通道、贮存的库和活动的场地，也是植物根系生长的场所，而它的

组成则直接影响土壤通气透水性和根系穿插的难易程度，是表征土壤结构的重要指标之一（田大伦和陈书军, 2005）。土壤中大小孔隙同时存在，总孔隙度在 50%左右，其中非毛管孔隙占 1/5～2/5 时，土壤的通气性、透水性和持水能力比较协调。林分土壤的毛管孔隙度、非毛管孔隙度和总孔隙度均为上层大于下层，而土壤容重为上层小于下层（薛立等, 2008）。

1.2.3.2 土壤水分测定技术的发展

在土壤学和土壤水文学研究中，确定和预测土壤含水量的时间和空间分配是近年来研究的热点（Buttafuoco and Castrignanò, 2005; Canton *et al*., 2004; Lin, 2006; Schume *et al*., 2003; Wendroth *et al*., 1999）。许多研究表明控制土壤含水量时间和空间变化的主要因素有：①土壤特性（Fitzjohn *et al*., 1998）；② 地形特征（Crave and Gascuel-Odoux, 1997; Gómez -Plaza *et al*., 2001; Western *et al*., 1999）；③ 植被（Seghieri *et al*., 1997）。

土壤水分测定是研究土壤水分运动规律和对植物生长影响的基础和关键，现有的测定土壤水分的方法局限于对点的测定，直接测定土壤水分的经典方法是取土烘干法，但是需要花费大量的时间，很难用于估计空间变化。近年来土壤水分测定技术有了较大的进展，越来越依赖于测试手段的科技含量，拓展了土壤水分的动态研究，土壤水分研究的尺度及取样频率也得到了提高，从而更加快捷可靠的测定土壤含水量。中子法的应用最为普遍，但必须用称重法来校准（Wilson *et al*., 2003），也难以做到多点测量自动化，且具有中子辐射危害的可能性。另一种可靠的和方便的测定土壤含水量的方法是 TDR（Time-domain reflectometry）。许多研究表明 TDR 法是一种非破坏性的，准确收集土壤含水量的方法（Bárdossy and Lehmann, 1998; Walker *et al*., 2001），但是它仍然是一种针对点测定的方法。土壤含水量空间分布特征的测定是通过 TDR 测定一个区域内不同样点而获得，但只能抽样调查相关的小区域范围（Western and Grayson, 1998）。

1.2.3.3 土壤水分入渗研究

土壤水分入渗是降水、地表水、土壤水和地下水相互转化过程中的一个重要环节（华孟和王坚, 1993），对林地的蒸发和径流的产生都有着重要的影响（Buttle *et al*., 2005; 王金锡等, 2006）。降雨入渗开始时, 土壤的入渗率较高，尤其是初始干燥的土壤，但随后逐渐降低，并最终趋于一个稳定值（仇才楼等, 1997）。当降雨强度大于土壤入渗率时，地表开始积水，然后形成地表径流（Sauer *et al*., 2005）。

土壤入渗能力主要取决于土壤机械组成、水稳性团粒含量、土壤容重等，降

水性质、地面坡度、地表覆盖物、地表结皮、土壤孔隙结构、土壤含水量等对其也有一定的影响（Burgess, 2006; Martínez-Fernández and Ceballos, 2005; 秦耀东, 2003; 赵西宁和吴发启, 2004）。潘紫文等（2002）的研究结果表明：林地土壤的水分入渗能力明显大于非林地，林地入渗率平均值是荒地的 3 - 4 倍；土壤初始含水量大，达到稳渗的时间短，但稳渗率与初始含水量大无关；各林分土壤的水分入渗速率均随郁闭度和林分密度的增加而增加；阔叶林土壤入渗率有随枯枝落叶层厚度增加而增大的趋势，但针叶人工林土壤入渗率并无增减规律。

森林土壤具有较大的孔隙度，特别是非毛管孔隙度大，渗透率比其他土地利用类型高，各种森林土壤的平均初渗率为 14.41 mm/min，平均稳渗率为 9.20 mm/min（刘世荣等, 1996）。在垂直空间与水平空间上，土壤入渗速率都具有较大的空间异质性（袁建平等, 2001）。Shachnovich *et al*.（2008）的研究结果表明，降雨 48 小时后各样点土壤水的空间分布与穿透雨分配不相关，但土壤含水量与平均穿透雨量呈正相关，表明了一定程度上的水分垂直运动。降落到林地地面上的雨水，大部分直接从土壤孔隙渗入到土层中，由于森林植被可以通过庞大的根系来改善土壤结构、增加重力水分入渗和土壤水向根系运动，增加和保持了降水土壤的渗透性能，使得森林土壤比其他土地利用类型具有更高的土壤水分入渗率（Sauer *et al*., 2005; Williams *et al*., 2003; 程根伟等, 2004）。张保华等（2002）的研究结果表明：成熟阶段的混交林地土壤结构性最好，具有较强的水文生态功能；采伐迹地最差；其他林地类型介于其间。在大雨、暴雨时，土壤的水文性能是以滞留储存水分为体现，这种特性延长了水分渗透到下层的时间，起到了调蓄径流的作用（鲁绍伟等, 2005; 王金锡等, 2006）。

多年来，世界各国学者对土壤水分运动机制和过程等进行了大量研究（Angulo-Jaramillo *et al*., 2000; Buttle and Mcdonald, 2000; 潘紫文等, 2002），通过确定某些参数与土壤特征之间的关系，来建立土壤入渗模型。从 20 世纪初至今，相继产生了许多理论的、半经验半理论的和经验的下渗模型，用以描述一定条件下的土壤入渗过程（杨弘和裴铁璠, 2005）。目前比较著名的理论模型有：Green-Ampt 的干土积水入渗模型、Philip 的二项式入渗模型等；半经验半理论模型有：Horton 入渗模型、Smith 和 Parlange 的降雨入渗模型等；经验模型主要有：Kostiakov 提出的入渗模型和 Holtan 入渗模型；还有我国学者提出的方正三公式和蒋定生公式（杨弘和裴铁璠, 2005）。这些公式仅能描述入渗速率随时间的变化规律，且多属单点入渗，不能很好地定量分析土壤水分入渗的时空变异规律（赵

西宁和吴发启, 2004）。因此，将来对降雨入渗的研究将转向具有水平和垂直空间变异性的非均质土壤入渗问题的研究、降雨过程中入渗的动态模拟以及如何把单点入渗模型扩展到较大区域上应用的研究等方面（吕刚和吴祥云, 2008）。

1.2.4 森林对水质的影响

森林植被改善水质的功能一直受到人们的广泛关注，森林生态系统养分外部的收支主要是由降水输入和径流输出来完成的（余新晓和甘敬, 2007）。大气降雨经过森林生态系统的不同层面，理化性质发生了改变（Avila and Rodrigo, 2004; Germer *et al*., 2007; Wilcke *et al*., 2001; 徐小牛等, 2006），不但是森林生态系统营养物质的重要来源之一（Aikawa *et al*., 2006; Navar *et al*., 2009），也是森林生态系统养分循环和养分平衡的基础。

大气降雨对森林冠层的淋溶程度随雨水酸度的增加而增大，尤其是 pH < 3.3 时。这种淋溶对二价阳离子尤为重要，如 Mg^{2+}和 Ca^{2+}，能够造成枝叶中营养物质的损失（Lovett *et al*., 1996; Sayre and Fahey, 1999），有研究认为枝叶中缺镁现象是由于酸雨作用的结果（Armbruster *et al*., 2002）。叶片细胞膜中钙的淋溶被认为是森林衰退的原因之一，其原因是钙的缺乏增加了森林对霜冻的敏感性（DeHayes *et al*., 1999）。影响林冠淋溶的因子多而复杂，其中包括降雨（雨强、降雨量、林外降雨酸度、降雨历时、降雨间隔等）、林分（树木种类、郁闭度、叶片特征、林木自身生理活动等）、大气污染、人为活动等（Navar *et al*., 2009; Potter *et al*., 1991; Schreiber, 1996）。

穿透雨被认为是营养物质进入森林地表的重要途径（Zimmermann *et al*., 2007），营养物质含量较大，是植物和森林地表微生物直接来源，也是土壤表面生物地球化学过程的主要驱动力。穿透雨化学随次降雨经过森林冠层后发生变化主要是因为两个主要过程：（1）降雨对吸附在冠层表面物质的冲刷；（2）离子交换（Chiwa *et al*., 2004; Deviaeminck *et al*., 2005; Potter *et al*., 2001; Shibata and Sakuma, 1996）。Hansen（1996）对云杉林冠层穿透雨中离子量的研究结果表明，距树干越近，穿透雨中的离子含量越高，而距树干远的穿透雨中离子含量较少；冠层顶部的离子含量偏低，在通过冠层中离子含量逐渐增加。

通过树干茎流进入森林地表的营养物质与穿透雨中的营养物质相比较少，但由于茎流集中进入土壤，对改变树干周围土壤的理化性质具有重要的作用（Johnson and Lehmann, 2006; Takenaka and Sasama, 2000）。不同树干茎流中的营

养物质具有较大的差异性，主要是由于树皮形态学和树枝结构的种间差异，这些特征影响了树干持水性和对降雨的滞留时间（Crockford *et al*., 1996; Levia and Herwitz, 2005）。莫江明等（2002）对鼎湖山马尾松林降水再分配中养分的动态进行了研究，结果表明，养分元素浓度在各过程中均以茎流最高，降水最低；并且该生态系统养分元素呈积累状态，即各养分的输入量大于其输出量。

1.2.5 天童常绿阔叶林降雨再分配特征研究

在天童国家森林公园内，既分布有各种类型的处于不同退化程度的次生林、灌丛和人工林等，还在寺庙周围保存着较完好的地带性常绿阔叶林（王希华等, 2005）。对该地区常绿阔叶林降雨再分配的研究，已开展的初步工作有：

1.2.5.1 林冠截留能力

栲树林的穿透雨量和穿透雨率均高于木荷林；栲树林和木荷林的树干茎流量分别占总降雨量的 1.5%和 1.2%；木荷林的冠层截留量高于栲树林（王静, 2008）。与马尾松林相比，栲树林冠层对降雨的截留作用高于马尾松林（石珺, 2009）。

1.2.5.2 对酸雨的缓冲能力

研究结果表明，栲树林和木荷林对于酸雨的缓冲能力基本相似，两种林型内穿透雨和树干茎流的 pH 值季节变化趋势与大气降雨 pH 值的变化趋势基本相同（王静, 2008）。

1.2.5.3 对硝态氮的淋溶作用

栲树林和木荷林穿透雨中的硝态氮浓度差异不显著，而栲树林树干茎流的硝态氮浓度高于木荷林；栲树林对硝态氮的淋溶作用明显强于木荷林（王静, 2008）。

综上所述，天童地区的常绿阔叶林水文特征研究已取得不少成绩，但也存在一些问题，总结如下：

①对该地区常绿阔叶林的降雨再分配特征有一定认识，但缺少深入研究，关于常绿阔叶林不同演替阶段的水文特征有待深入研究；

②在常绿阔叶林穿透雨测定中，对林内穿透雨承接数量的研究鲜有报道，缺少系统研究；

③对天童地区常绿阔叶林不同演替阶段的养分循环过程也亟待进一步研究。

1.3 本研究所要解决的问题

本文借助空间代替时间法，分别从常绿阔叶林不同演替阶段的冠层水文特

征、枯落物层水文特征、土壤层水文特征和林内水循环中营养元素特征四个方面进行研究，旨在揭示天童常绿阔叶林不同演替阶段对水文水资源的影响，阐明不同演替过程中常绿阔叶林森林水文规律及营养元素的循环过程。

针对已有研究现状和存在问题，本研究尝试回答以下问题：1）随演替的进行，林内穿透雨和树干茎流的变化规律如何，常绿阔叶林的顶极阶段冠层是否能截留最大的降雨量？2）林内穿透雨承接装置的最小数量随演替进行如何变化？3）在常绿阔叶林的演替过程中，枯落物层的水文特征如何变化？4）常绿落叶林不同演替阶段的土壤层水文特征怎样变化？5）在常绿阔叶林的演替过程中，林内穿透雨和树干茎流中的营养元素的循环有何特征？

1.4 研究地概况

研究区天童国家森林公园位于浙江省宁波市鄞州区东南部，距宁波市 28 km，地处北纬 29°48′，东经 121°47′，面积 349 ha（图 1 - 1）。公园内森林植被保存良好，是浙江省东部丘陵地区地带性植被类型的代表性地段（宋永昌和王祥荣, 1995）。本区在地质构造上属于华夏陆台范围，位于闽浙地盾北部，为四明山、天台山的余脉，处于浙东丘陵与滨海平原的交错地带。一般山高海拔 300 m 左右，最高峰太白山海拔 655 m。坡度多在 10 - 30°之间，很少有 45°以上山坡。

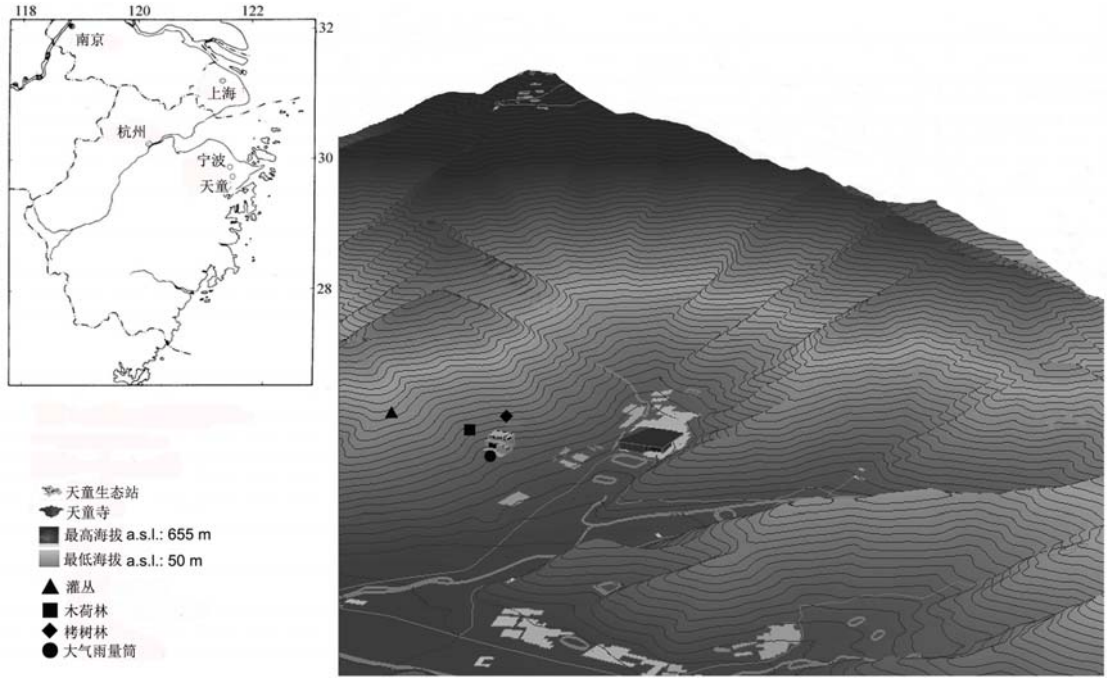

图 1 - 1 天童国家森林公园研究样点示意图

Fig. 1 - 1 The location of the study sites in Tiantong National Forest Park, Eastern China

该地气候全年温暖潮湿，属典型的亚热带季风气候，年均气温 16.2℃，年平均降雨量 1374.7 mm，多集中在夏季（6 - 9 月），占全年降水量的 33 - 61%，冬季（12 - 2 月）冷而干燥，雨量仅占全年的 6% - 26%，春季雨量一般大于秋季。因受梅雨峰系和台风影响，年内降水有两个高峰，各在 5、6 月和 7、8 月。年平均相对湿度达 82%，变率不大，各季之间最大变率在 5%以下（宋永昌和王祥荣, 1995）。

土壤主要为山地红黄壤，成土母质主要是中生代的沉积岩和部分酸性火成岩及石英砂岩和以及石英砂岩和花岗岩残积风化物。土层厚薄不一，一般在 1 m 左右，质地以中壤至重壤为主，pH 值为 4.01 - 4.79，偏酸性，有机质含量丰富（丁圣彦等, 2005; 宋永昌和王祥荣, 1995; 易兰等, 2006）。

1.5 样地设置

由于不同历史阶段干扰强度的差异和受保护年限的不同，因而，自公园外围至玲珑岩一带发育着处于不同演替阶段的次生常绿阔叶林，形成了以铁芒萁（*Dicranopteris pedata*）-五节芒（*Miscanthus floridulus*）灌草丛为初始阶段的次生演替系列，其它主要阶段包括：演替前期的檵木（*Loropetalum chinense*）-石栎（*Lithocarpus glaber*）灌丛，演替中期的针叶林马尾松（*Pinus massoniana*）群落和针阔混交林木荷（*Schima superba*）-马尾松群落，演替中后期的木荷群落和演替顶极的栲树（*Castanopsis fargesii*）群落（阎恩荣等, 2008）。本研究利用空间代替时间法，选取栲树林、木荷林、灌丛分别代表演替的顶极、中后期和初期三个阶段，在不同植被类型样地内分别设置 25 m × 25 m 固定样地，各演替阶段样地概况见表 1 - 1。

Ⅰ 栲树群落

为该地区相对稳定的顶极群落，是常绿阔叶林的代表。群落分层结构明显，乔木层一般高 10 - 20 m，以栲树占优势，乔木层还杂有木荷、枫香、青栲；灌木层一般高 2 - 3 m，组成的种类除见之余乔木层种外，主要由连蕊茶和柃木为主，杂有老鼠矢、笔罗子等；草本层以里白和狗脊为主，有大量的栲树幼苗和少量的蕨类植物和淡竹叶。

Ⅱ 木荷群落

群落分层结构也较明显，乔木层以木荷为主，马尾松零星散布其间，并兼有

苦楮和石栎；灌木层以窄基红褐柃、山矾、连蕊茶、长叶木姜子、马银花为主，间杂有老鼠矢、黑山山矾、米楮、苦楮等；草本层以芒箕、狗脊为主，杂有木荷、栲树、苦楮的幼苗。

III 灌丛群落

本类型主要分布在海拔 590 - 640 m 的山脊，多沿防火道成带状延伸，是屡遭砍伐而形成的次生植被，与裸地相邻。群落分层不明显，主要组成种类均具有极强的萌生能力，生长茂密。高灌层主要为马尾松、木荷、石栎、杨梅，低灌层主要是檵木、石栎、苦楮、山矾、窄基红褐柃、杨梅、杉木、赤楠、米饭、木荷等；草本层主要为芒箕、芒等，零星地分布于群落中。林内植物根系较浅。

1.6 研究内容

1.6.1 冠层水文特征

研究实验区降雨的时空分布规律和特征，定位研究不同演替阶段常绿阔叶林植被类型穿透雨、树干茎流动态变化规律，研究林冠层生态水文功能，分析林冠截留特征，建立林冠截留模型。

1.6.2 枯落物层水文功能

研究不同演替阶段植被类型中地表枯落物层的现存量、最大持水量、对降雨的截持量以及枯落物层的含水率动态变化特征。

1.6.3 土壤层水文功能

对不同演替阶段常绿阔叶林的土壤物理性质及其水文特征（土壤含水量、入渗率等）进行调查分析，研究不同植被类型下土壤物理特征、土壤入渗和含水量等特征及其关系，并应用现有土壤入渗模型对土壤入渗过程进行模拟。

1.6.4 降雨再分配中营养元素的变化

从降雨中营养元素的循环过程出发，系统分析天童地区不同演替阶段植被类型降水养分输入、养分在系统内的循环、水化学特性和变化规律，探讨造成这种差异的原因。

表 1 - 1 常绿阔叶林不同演替阶段群落样地特征 [a]

Table 1 - 1 Plot characteristics of different successional stages of EBLFs

演替阶段	群落类型	年龄 (yr)	海拔 (m)	坡度	坡向	树干密度 (ha^{-1}) [b]	高度 (m)	平均胸径 (cm)	胸径断面积 ($m^2 ha^{-1}$)[b]	叶面积指数 (LAI)	主要优势种	干扰历史
初期	灌丛	-17	164	25°	SE 20°	2016	5	8.9	17.1	3.4	石栎，木荷，马尾松	薪炭林
中后期	木荷	-90	163	20°	SE 70°	1376	19	16.8	32.4	3.6	木荷	废弃前有皆乏历史，废弃后自然更新
顶极	栲树	-150	196	26°	SE 45°	752	25	21.9	31.9	2.8	栲树	受保护

[a] 引自阎恩荣等（2008）;

[b] 仅包含胸径（DBH）≥ 5 cm 的树干.

1.7 研究路线

为了揭示常绿阔叶林不同演替阶段的水文特征变化规律，本研究的研究路线为：首先，分析不同演替阶段对大气降雨再分配的差异性；其次，比较不同演替阶段对枯落物层和土壤层水文特征的影响；最后，测定各演替阶段林内降雨的养分特征。利用对这三个层次的研究，能比较全面地了解演替过程中水文特征的变化规律，有利于常绿阔叶林的恢复和重建。具体研究路线如图 1 - 2 所示，各环节的详细研究方法见本文后续的具体章节。

1.8 实验方法

实验步骤和方法详见各章节。

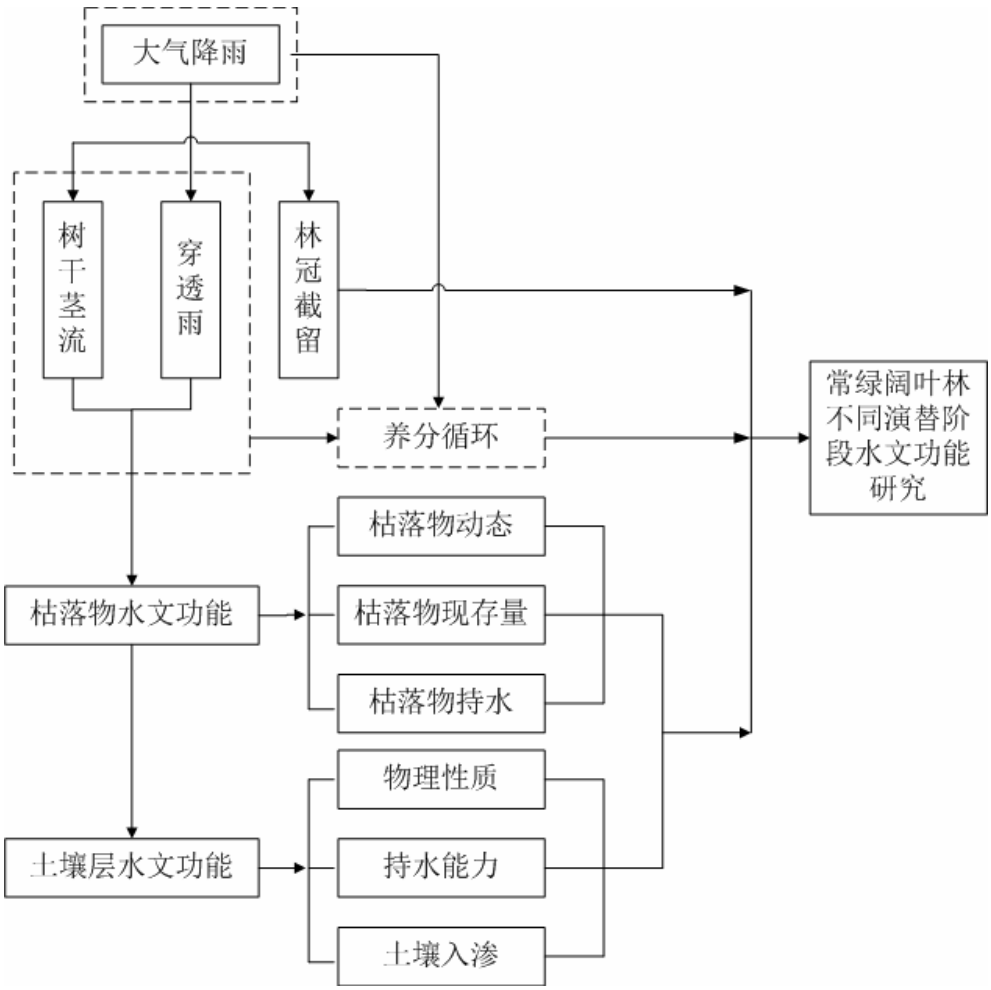

图 1 - 2 研究技术路线

Fig. 1 - 2 Technological route of research

第二章 林冠层的降雨特征研究

大气降雨进入森林生态系统时，首先与林冠层发生作用，导致大气降雨的重新分配（徐小牛等, 2006），林冠能够截留大气降雨相当大的一部分，对一次较小的降雨，甚至可以全部被截留（杨澄和刘建军, 1997），林冠对大气降雨的分配直接影响水分在森林生态系统中的整个循环过程（万师强和陈灵芝, 2000; 肖以华等, 2002）。大气降雨被拦截或暂时保留在叶片表面、树枝和树干，随后通过“湿润冠层蒸发”或“阻截耗损”过程蒸发（Park and Cameron, 2008; Staelens *et al*., 2008）。林冠截留损失是大气降雨被林冠蒸发掉，净损失的部分（尹光彩等, 2004）；还有一些研究者认为半干旱区截留的降雨蒸发后又参加到区域的水循环中，因此不能看作是水分损失（Gómez *et al*., 2001）。

林冠对降雨的再分配是森林水文学的重要组成部分（Iida *et al*., 2005; 王安志等, 2006; 吴旭东等, 2006）。由于林冠的阻截作用，不仅能够减少进入林内的水分，同时冠层截留降低了降雨速度，削弱了雨水对地面的溅蚀能力，从而起到了消弱洪峰流量、防止土壤侵蚀和涵养水源的生态功效（Ziegler *et al*., 2009; 徐振等, 2007; 周光益等, 1995; 周光益, 1997）。植被冠层对降雨的截留作用是一个复杂的过程，受降雨特征（如降雨强度、持续时间、方向、角度、雨滴大小）以及植被特征和结构等多种因素的影响和制约（Dietz *et al*., 2006; Guevara-Escobar *et al*., 2007; Šraj *et al*., 2008; 王礼先和张志强, 1998; 王彦辉等, 1998），这增加了林冠截留方面研究的难度。

常绿阔叶林是亚热带海洋性气候条件下的地带性植被，在世界上同纬度的其他地区，因为副热带高压的存在，大都为极端干旱的荒漠地带，而在东亚地区，由于季风环流和青藏高原的影响，发育了世界上最为典型的常绿阔叶林。本章节分析了天童常绿阔叶林不同演替阶段的穿透雨空间异质性特征、林冠截留作用及其与降雨量之间的关系，为评价该区域内不同演替阶段森林类型冠层水文生态特征提供依据。

2.1 材料和方法

2.1.1 样地设置

见第一章。

2.1.2 林外降雨、穿透雨和树干茎流的测定

2.1.2.1 林外降雨的测定

在天童国家生态站开阔地设有一台气象站记录湿度、温度、风速、风向和降雨量等气象因子。另在林外空地上放置两个承接器，并连接到储水桶，收集大气降水。

2.1.2.2 穿透雨量测定

由于穿透雨的空间分布受林冠结构的影响，为了研究穿透雨的空间异质性特征，采用林内网格状机械布置采样点能准确测定穿透雨量（战伟庆等, 2006）。各样地内按每 5 m × 5 m 间距机械布设 25 个自制雨量筒来测定穿透雨量（图 2 - 1）。

自制雨量筒上部为直径 23 cm 的漏斗，下面接塑料桶，漏斗表面距地面高度 30 cm。为防止凋落物和昆虫进入塑料桶内影响测定结果，漏斗口底部加装尼龙网（Laclau *et al*., 2003; Zimmermann *et al*., 2008）。次降雨后，测量塑料桶内的雨水体积（mL），然后换算成雨量深（mm）（曹云等, 2006; 何常清等, 2008）。穿透雨率根据以下公式计算：

$$TR = TF / P_G \times 100\%$$

式中，TR 为穿透雨率（%），TF 为穿透雨量（mm），P_G 为林外降雨量（mm）。

2.1.2.3 树干茎流量

在不同演替阶段样地内按植株胸径的径级分布，分别选择代表性植株 8 株，在树干基部 100 - 130 cm 处，采用缠绕式（DBH ≥ 15 cm）或漏斗式（DBH < 15 cm）方法收集树干茎流（Draaijers *et al*., 1996），最终换算成降雨量统一单位（mm）。树干茎流量（SF，mm）的计算公式（曹云等, 2007; Shi *et al*., 2010）如下：

$$SF = \sum_{i=1}^{N} \frac{C_i \times M_i}{S \times 1000}$$

式中，SF 为样地树干茎流量（mm），N 为树干径级数；C_i 为径级 i 的树干茎流体积（mL）；M_i 为径级 i 的树木株数；S 为样地面积（m^2）。

树干茎流率的计算公式如下：

$$SR = SF / P_G \times 100\%$$

式中，SR 为树干茎流率（%）。

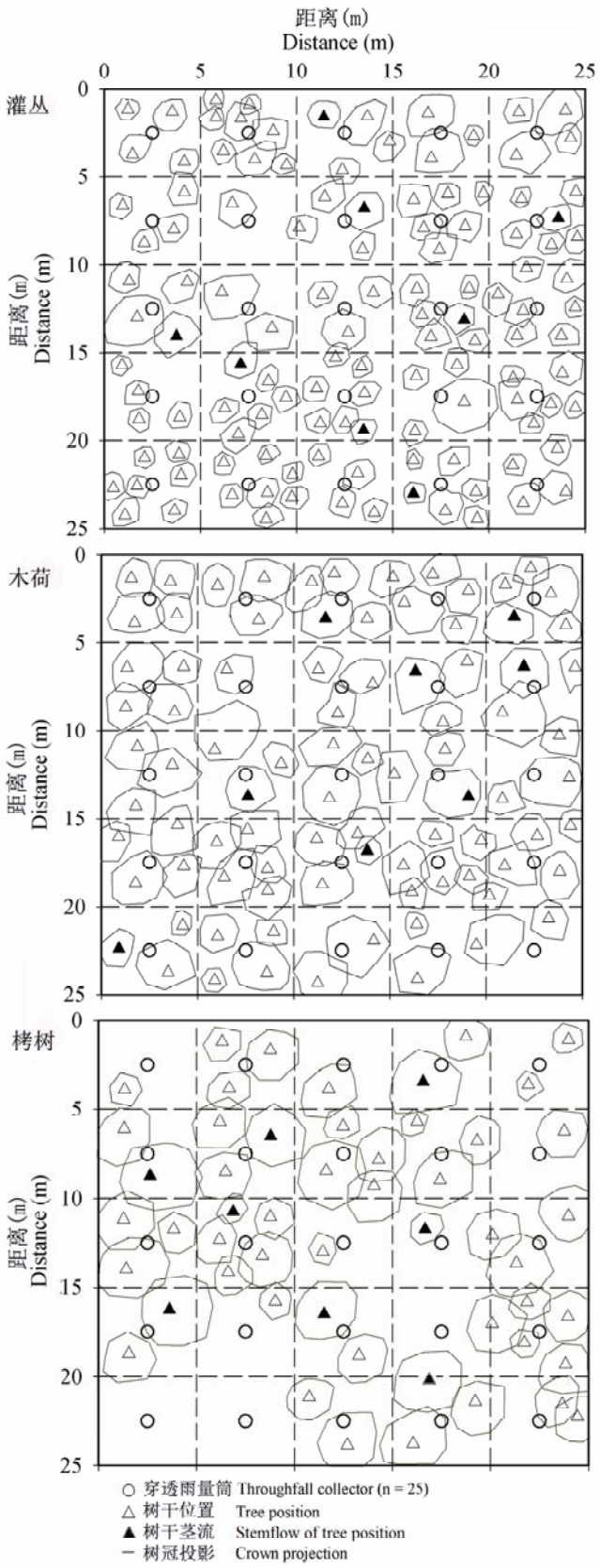

图 2 - 1 各样地中穿透雨和树干茎流装置位置图

Fig. 2 - 1 Positions of throughfall collectors within each plot

2.1.2.3 林冠截留量的计算

林冠截留包括树叶、树枝以及树干截留的降雨（Iida *et al*., 2005），其计算公式如下：

$$I = P_G - (TF + SF)$$

式中，I 为林冠截留量（mm）。

林冠截留率的计算公式如下：

$$IR = I / P_G \times 100\%$$

式中，IR 为林冠截留率（%）。

2.2 结果与讨论

2.2.1 穿透雨空间特征

森林冠层常常表现出较大的空间异质性，这造成了穿透雨量空间分配的变异性（Rodrigo and Àvila, 2001）。决定这些变化的冠层结构因素是树干的形状、大小，冠层的粗糙程度和厚度，树枝形状，叶角度，叶面积指数等（Gómez *et al*., 2002; Keim *et al*., 2005）。为了在这些空间变异性较大的森林中对穿透雨量进行正确的估算，需要安装大量的穿透雨收集装置（Carlyle-Moses *et al*., 2004）。有关热带森林（Holwerda *et al*., 2006）、干旱区松林（Shachnovich *et al*., 2008）等的穿透雨空间异质性特征已有报道，而有关亚热带常绿阔叶林的空间异质性特征研究较少，本章节分析了天童不同演替阶段常绿阔叶林森林类型穿透雨空间异质性特征。

2.2.1.1 穿透雨空间异质性分析

对穿透雨空间异质性特征的测定在 2009 年 3 月 - 10 月。在降雨量水平上，穿透雨的空间变异系数（*CV*）的变化趋势是随降雨量的增加而降低（图 2 - 2a、图 2 - 3a、图 2 - 4a）。

不同演替阶段常绿阔叶林植被类型穿透雨变异系数和穿透雨率的关系见图 2 - 2b、图 2 - 3b、图 2 - 4b，从图可以看出，两者呈现明显的负相关关系，得到变异系数和穿透雨率的幂关系为：

$$CV_{TF}(\%) = 10^{a}\,[TF(\%)]^{b}$$

式中，CV_{TF}(%)为穿透雨变异系数；TF(%)为穿透雨率；a，b 为方程系数。

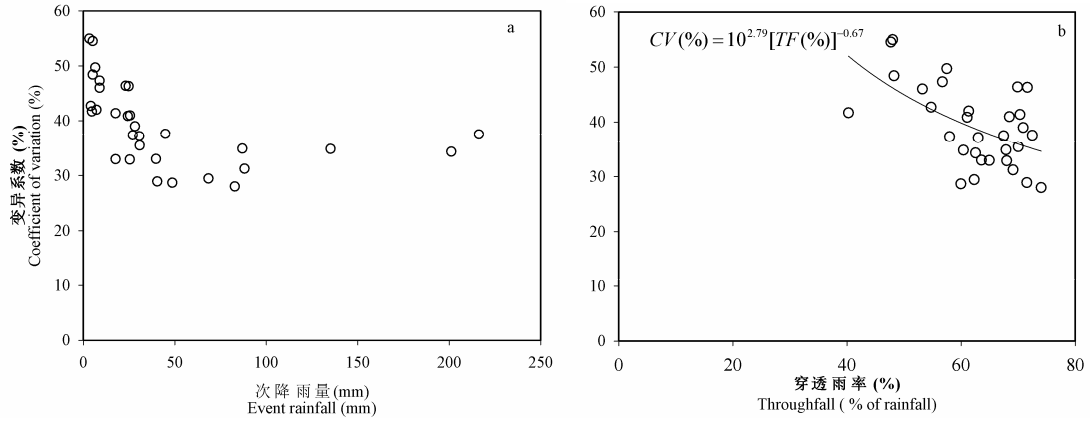

图 2 - 2 灌丛穿透雨变异系数与次降雨量（a）和穿透雨率（b）的关系

Fig. 2 - 2 Decline of the spatial coefficient of variation (%) of throughfall with (a) increasing rainfall amount (mm) and (b) increasing relative throughfall (% of rainfall) in EBLF shrubs

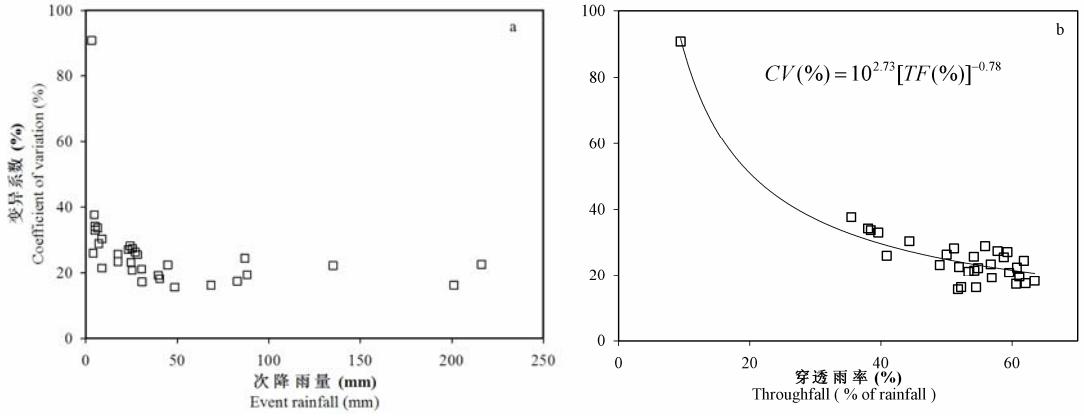

图 2 - 3 木荷穿透雨变异系数与次降雨量（a）和穿透雨率（b）的关系

Fig. 2 - 3 Decline of the spatial coefficient of variation (%) of throughfall with (a) increasing rainfall amount (mm) and (b) increasing relative throughfall (% of rainfall) in secondary EBLF

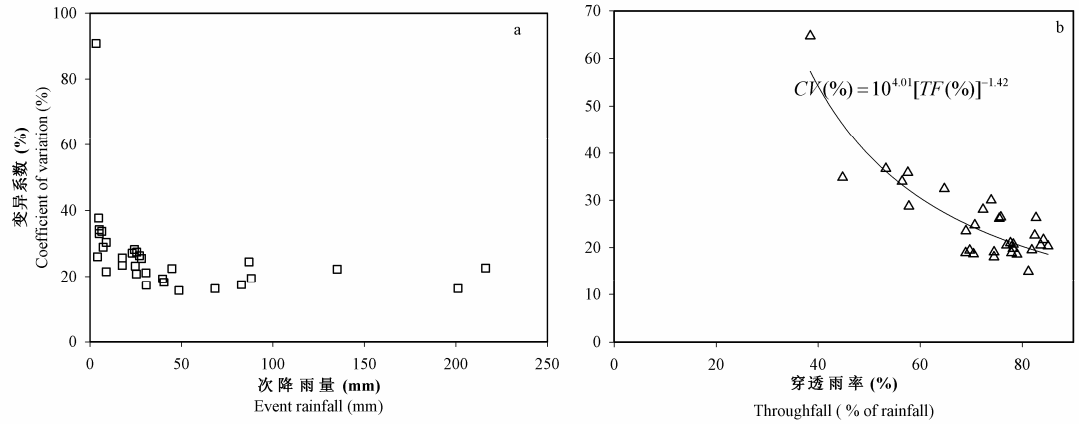

图 2 - 4 栲树穿透雨变异系数与次降雨量（a）和穿透雨率（b）的关系

Fig. 2 - 4 Decline of the spatial coefficient of variation (%) of throughfall with (a) increasing rainfall amount (mm) and (b) increasing relative throughfall (% of rainfall) in climax EBLF

不同演替阶段植被类型穿透雨变异系数和穿透雨率的关系式如下：

灌丛： $CV_{TF}(\%) = 10^{2.79}[TF(\%)]^{-0.67}$ (n =31, R = 0.557, P < 0.001)

木荷： $CV_{TF}(\%) = 10^{2.73}[TF(\%)]^{-0.78}$ (n =31, R = 0.954, P < 0.001)

栲树： $CV_{TF}(\%) = 10^{4.01}[TF(\%)]^{-1.42}$ (n =31, R = 0.883, P < 0.001)

研究期内，在降雨量为最低的 3.3 mm 时，灌丛群落的穿透雨变异系数（55.0%）低于木荷群落（90.8%）和栲树群落（64.7%），这主要是由于降雨量较小时，木荷林和栲树林冠层对大气降雨的截留量较多，两种植被类型中部分降雨承接装置的承接量为 0，而灌丛冠层对降雨的吸附能力低于木荷群落和栲树群落，所以变异系数较低。而随着降雨量的增加，灌丛的穿透雨变异系数高于木荷群落和栲树群落，其原因是灌丛群落中植被种类较多，造成冠层结构的异质性较高，而木荷群落和栲树群落中优势种明显，同时有亚冠层对大气降雨进行二次截留，所以两种植被类型的变异系数均低于灌丛群落。研究表明不同演替阶段的冠层结构改变了到达林地内的穿透雨空间分布，这与 Staelens *et al.*（2006）的研究结果相一致。当降雨量少于 50 mm 时，不同演替阶段的穿透雨变异系数（*CV*）受降雨量大小的影响较大；而降雨量超过 50 mm 后，变异系数趋于稳定。这与 Shinohara *et al.*（2010）的研究结果相似：穿透雨变异系数在降雨量超过 10 mm 之后趋于稳定。

不同林分类型穿透雨变异系数比较见表 2 - 1。从表可以看出，本研究中常绿阔叶林灌丛穿透雨变异系数与热带地区的低地雨林（Loescher *et al.*, 2002; Vernimmen *et al.*, 2007; Zimmermann *et al.*, 2008）、热带低山区雨林（Clark *et al.*, 1998; Holwerda *et al.*, 2006; Zimmermann *et al.*, 2006）、混交林（Keim *et al.*, 2005）等差别较小，这主要是由于这类植被类型中林内植物种类较多，群落冠层组成差异较大。而本研究中木荷林、栲树林和亚热带森林（Lin *et al.*, 1997）、红橡木（Carlyle-Moses *et al.*, 2004）、圣栎林（Rodrigo and Ávila, 2001）、山毛榉（Staelens *et al.*, 2006）、黄杉（Raat *et al.*, 2002）、云杉（Whelan *et al.*, 1998）的变异系数较小，这主要是由于研究的植被类型群落组成优势种明显，物种组成也较为简单。对穿透雨穿透系数的比较可以将影响穿透雨变化的因素归为以下两种：

（1）生物因素通过改变冠层的复杂性来影响穿透雨的变化（Crockford and Richardson, 2000; Loescher *et al.*, 2002）。这种复杂性主要由冠层植物的林冠类型、森林的郁闭度和年龄结构、枝叶的水平和垂直分布、树种的组成以及树木的排列方式决定（Pypker *et al.*, 2005）。具有较高树木密度的森林类型的穿透雨系数较小

（Raat *et al*., 2002），但是 Zimmermann *et al*.（2007）认为穿透雨的空间异质性与附生真菌吸收大量降雨也有关系。

（2）非生物因素对穿透雨的空间异质性影响也较大。研究结果表明，降雨量是决定林内穿透雨空间变化的主要因素，当大气降雨量较小时，林内的穿透雨空间变化较大（Keim *et al*., 2005; Rodrigo and Àvila, 2001 ; Staelens *et al*., 2006）。

表 2 - 1 本研究与其它研究中穿透雨变异系数比较（变异系数, %）

Table 2 - 1 Spatial patterns of throughfall amount in this and other studies expressed as the coefficient of variation (*CV*, in %)

森林类型	雨量筒		变异系数（%）	参考文献
	数量	面积		
低地雨林	20	980	29	Zimmermann *et al*. (2008)
低地雨林	36	95	24	Loescher *et al*. (2002)
低地雨林	18	100	36	Vernimmen *et al*. (2007)
低地雨林，较高的石南林	20	100	27	Vernimmen *et al*. (2007)
低地雨林，矮小的石南林	20	100	31	Vernimmen *et al*. (2007)
低山区雨林	20	20	29	Clark *et al*. (1998)
低山区雨林	30	100	48	Holwerda *et al*. (2006)
低山区雨林	25	122	53	Zimmermann *et al*. (2006)
亚热带森林	18	942	13	Lin *et al*. (1997)
红橡木	38	661	17	Carlyle - Moses *et al*. (2004)
阔叶混交林	94	9	30-38	Keim *et al*. (2005)
针叶混交林	94	9	39-65	Keim *et al*. (2005)
圣栎林	36	79	21	Rodrigo and Àvila (2001)
山毛榉	12	460	18	Staelens *et al*. (2006)
黄杉	24	320	21	Raat *et al*. (2002)
云杉	39	177	7-16	Whelan *et al*. (1998)
常绿阔叶林灌丛	25	415	30.2	本研究
木荷林	25	415	16.7	本研究
栲树林	25	415	16.9	本研究

穿透雨的空间变化随着降雨量的增加而减小（Bellot and Escarre, 1998; Whelan and Anderson, 1996;曹云等, 2007），在降雨量较小时，植被冠层的差异性造成穿透雨空间变异系数较大（Lin *et al*., 1997）；而随着降雨量的增大，穿透雨的空间变异性主要受冠层雨滴点的空间分布变异和冠层贮水量的影响，穿透雨的空间分布也就是雨滴点的空间分布（战伟庆等, 2006）。不考虑植被的叶片特征，不同演替阶段植被类型的穿透雨变异系数与穿透雨率间呈现幂相关（$P < 0.001$，图 3 - 3b、图 3 - 4b、图 3 - 5b），这与 Price and Carlyle-Moses（2003）对加拿大落叶混交林生长季节内得到的穿透雨变异系数与穿透雨率之间的幂函数关系相似（系数 $10^{3.27}$ 和 -1.11，$r = 0.922$，$n = 28$）。此外，一些研究认为变异系数随

着穿透雨承接装置数量的增加而减小（Holwerda *et al*., 2006）；当采用移动装置承接降雨时，变异系数随着移动装置位置改变次数的增加而减小（Vernimmen *et al*., 2007）。

2.2.1.2 穿透雨量取样数量的确定

对穿透雨量取样数量的研究在森林的生长季（2009 年 3 月 - 10 月）进行。

（1）Kimmins 方程

由于林内穿透雨量空间分布具有明显的变异性，为了正确的估算较高异质性林内的平均穿透雨量，需要进行大样本采样（战伟庆等, 2006）。考虑到采样过程中的经济性和代表性原则，有必要确定在一定置信区间下的最小样本数（Price and Carlyle-Moses, 2003; Rodrigo and Àvila, 2001）。本文以 Kimmins（1973）采用的方程来确定满足一定置信水平的观测穿透雨量所需的样本数：

$$m = \frac{t^2_{(\alpha, n-1)} CV^2}{E^2}$$

式中：m 为需要的样本数；n 为观测样本数；E 为可接受误差水平；$t_{(\alpha, n-1)}$ 为在显著水平 α、自由度 n - 1 时的 t 值；CV 为变异系数。在采用该方程计算样本数时，必须满足样本服从正态分布这一条件（Rodrigo and Àvila, 2001; Wullaert *et al*., 2009）。

表 2 - 2 为不同演替阶段常绿阔叶林在显著水平为 5%和 10%上穿透雨最少承接装置数量，变异系数（CV）采用不同林内 25 个雨量筒各次穿透雨平均值计算得到的变异系数。从表可以看出，在相同显著水平和可接受误差条件下，随着演替的进程，所需穿透雨的承接装置数量呈减少趋势。取显著水平 α 为 0.05，可接受误差水平为 5%时，不同演替阶段林内 25 个承接装置不能满足各雨量级下的穿透雨观测。取显著水平 α 为 0.1，可接受误差水平为 10%时，灌丛、木荷林和栲树林穿透雨采样装置数量分别为 16、5 和 4 个时就能满足穿透雨采样（表 2 - 2）。

表 2 - 2 常绿阔叶林不同演替阶段穿透雨装置最少承接数量

Table 2 - 2 Number of gauges necessary to estimate mean event throughfall at the three successional chronosequence of EBLFs

可接受误差 / 显著水平	灌丛		木荷林		栲树林	
	5%	10%	5%	10%	5%	10%
0.05	107	27	32	8	31	8
0.10	62	16	19	5	18	4

（2）Monte Carlo 模拟

采用研究期（2009 年 3 月 - 10 月）内各样地 25 个穿透雨量的平均值作为

Monte Carlo 模拟的初始值。经 Shapiro-Wilk 检验，各样地的 25 个穿透雨量平均值均符合正态分布（*P* 值：灌丛， 0.722；木荷，0.275；栲树，0.117）。为了模拟 *n*（*n* = 2 - 24）个承接装置的穿透雨量空间分布特征，采用重抽样原则来进行 Monte Carlo 随机模拟。模拟过程如下：①使用 Monte Carlo 随机模拟的方法来对雨量筒进行多次重抽样（with replacement），重抽样过程重复 10000 次来获得足够的随机样本（Ritter and Regalado, 2010），计算不同组的 *n* 个雨量筒的穿透雨平均值。经 Kolmogorov-Smirnov 检验表明经重抽样之后产生的平均值符合正态分布规律（$P > 0.05$），这一过程可以保证从固定的 25 个雨量筒中随机模拟可能出现的 2 – 24 个雨量筒的平均值。②对不同数量（*n* = 2 - 24）的雨量筒，可以获得平均穿透雨量平均值的分布特征。重抽样过程不仅产生了平均值的范围，同时还产生了平均值的置信区间（Rodrigo and Àvila, 2001）。这样，就可以用图形来表示随着雨量筒数量的增加，穿透雨平均值和置信区间的变化趋势。上述统计分析在 R 2.11.1，SPSS 18.0 和 Sigmaplot 11.0 软件实现。

图 2 - 5 为通过 Monte Carlo 模拟得到的不同演替阶段穿透雨平均值和置信区间（90%和 95%）随雨量筒（*n* = 2 - 24）变化的关系。从图可以看出，随着穿透雨采样数量的减少，穿透雨平均值的置信区间向外逐渐扩张，当只有 2 个雨量筒时，灌丛穿透雨的差量范围达到 11 mm。对平均穿透雨量来说，灌丛特定误差幅度下穿透雨的采样数量高于其余两种林型。取置信区间为 95%时，灌丛、木荷林和栲树林穿透雨采样数量分别大于 9、5 和 5 个时，不超过 10%的误差水平；当三种林型内采样数量分别超过 16、10 和 10 个时，不超过 5%的误差水平。

从图 2 - 5 不同演替阶段穿透雨平均值的分布范围（上限和下限）随采样数量的变化曲线，可得到以下关系：

（1）分布下限 $y = a + b \ln(x)$

（2）分布上限 $y' = a' + b' \ln(x')$

式中，y 和 y' 分别为平均穿透雨分布范围的下限和上限，x 和 x' 为穿透雨采样数量。从两者之间的函数关系，就可以计算在不同采样数量条件下，与其对应的穿透雨平均值的分布范围。参数 a，b，a'和 b'见表 2 - 3。

Monte Carlo 随机模拟得到的穿透雨变异系数随采样数量的变化如图 2 - 6 所示。不考虑降雨量的大小，当穿透雨采样数量小于 16 个，变异系数随采样数量的增加而减少；当采样数量大于 16 个时，变异系数趋于稳定。这表明在采样数量小于 16 个的时候，增加采样数量能显著提高穿透雨估算的准确性。灌丛穿透

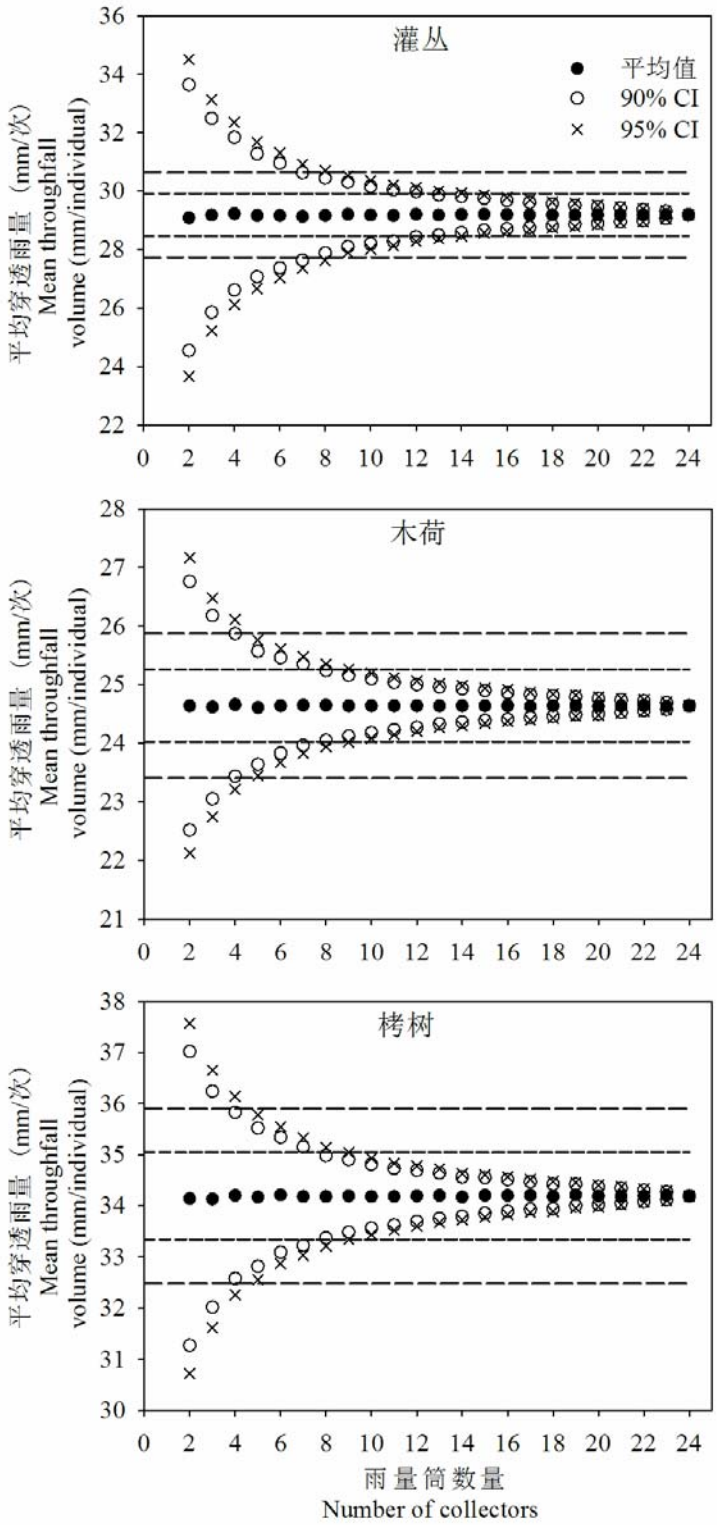

图 2 - 5 Monte Carlo 模拟的穿透雨平均值和置信区间随雨量筒变化的关系（CI: 置信区间）.

Fig. 2 - 5 Average and confidence intervals of 90 and 95% of the distribution of the mean individually throughfall obtained by Monte Carlo resampling in relation to the number of collectors (CI: confidence intervals).

表 2 - 3 不同演替阶段穿透雨平均值的分布范围（上限和下限）与采样数量的函数关系

Table 2 - 3 Logarithmic functions (ln) between the distribution of mean throughfall volume at the upper and lower limits of confidence (90 and 95 %) and the number of collectors

植被类型	置信区间（%）	上限	R^2	下限	R^2
灌丛	90	$y' = 34.0 - 1.58 \ln(x)$	0.955	$y = 24.2 + 1.62 \ln(x)$	0.950
	95	$y' = 35.0 - 1.89 \ln(x)$	0.954	$y = 23.3 + 1.93 \ln(x)$	0.950
木荷林	90	$y' = 26.9 - 0.75 \ln(x)$	0.951	$y = 22.4 + 0.75 \ln(x)$	0.949
	95	$y' = 27.4 - 0.89 \ln(x)$	0.951	$y = 21.9 + 0.89 \ln(x)$	0.950
栲树林	90	$y' = 37.3 - 0.99 \ln(x)$	0.955	$y = 31.0 + 1.03 \ln(x)$	0.951
	95	$y' = 37.8 - 1.19 \ln(x)$	0.955	$y = 30.4 + 1.22 \ln(x)$	0.951

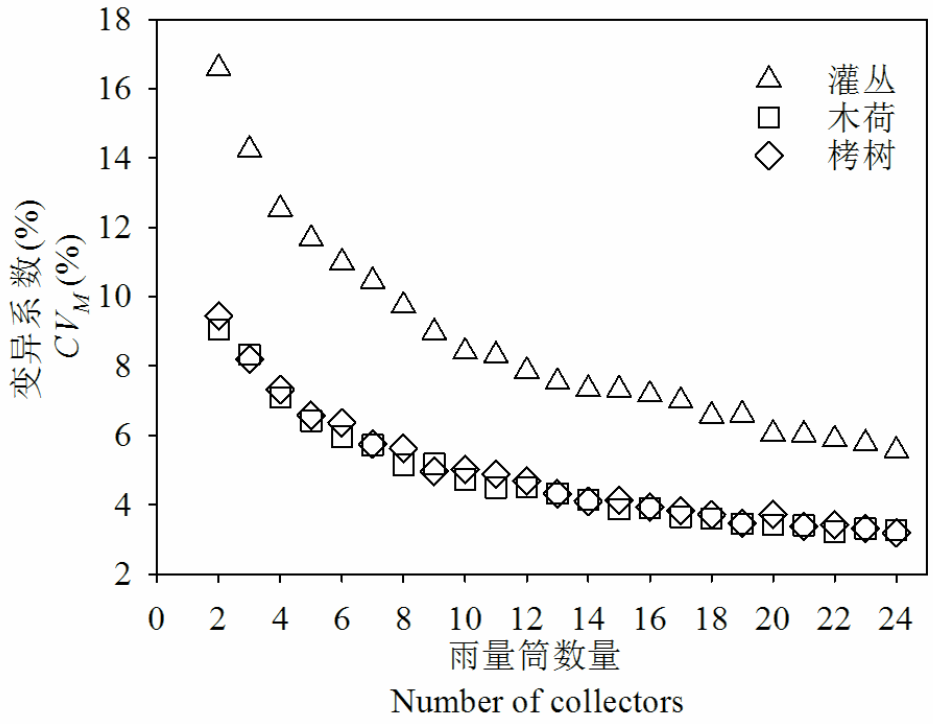

图 2 - 6 不同演替阶段穿透雨平均值的变异系数随穿透雨采样数量的变化

Fig. 2 - 6 Coefficients of variation (CV_M) for mean individually throughfall values generated by Monte Carlo test against the number of collectors in three forest stands.

雨的变异系数高于其它两种演替类型（图 2 - 6）；此外，独立样本检验表明木荷林和栲树林的穿透雨变异系数之间无显著差异（$P = 0.920$, $n = 23$）。

总之，实验设计因素如时间范围、穿透雨装置数量和采样方法等都对穿透雨正确估算影响较大（Thimonier, 1998; Price and Carlyle-Moses, 2003）。另外，理论预测和经验结果表明使用面积较大的穿透雨承接装置能收集到更具代表性的样品（Holwerda *et al*., 2006; McJannet *et al*., 2007; Zimmermann *et al*., 2010）。

2.2.2 降雨再分配研究

2.2.2.1 林外降雨特征

常绿阔叶林降雨再分配特征的研究于 2009 年 3 - 10 月和 2010 年 11 - 12 月两个时期进行。研究期内，林外总降雨量为 1536 mm，共记录 35 次降雨，平均次降雨量为 44 mm。此外，还有 3 次大气降雨量均< 2 mm，而未对其进行研究。

2.2.2.2 穿透雨特征

到达林地的降雨分为直接降落到林地的降雨和林冠饱和后滴落到林地的降雨两部分，但在实际研究中很难区分开这两部分。因此，将二者一起视为穿透雨（Link *et al*., 2004; Muzylo *et al*., 2009）。穿透雨量和林外降雨量存在着较为密切的关系，降雨量越大，林内穿透雨量越大（Gómez *et al*., 2002; 巩合德等, 2004）。

研究期内，林外总降雨量为 1536 mm，其中到达常绿阔叶林灌丛样地内的穿透雨量为 1014 mm，占林外总降雨量的 66%；到达木荷样地的穿透雨量为 852 mm，占林外总降雨量的 55%；到达栲树样地的穿透雨量为 1185 mm，占林外总降雨量的 77%。从穿透雨量来看，三种林分的大小顺序是：栲树林 >灌丛 > 木荷林。这可能是由于栲树林树干密度低（表 1 - 1），冠层郁闭度小，对降雨的截留能力较弱，所以降落到林地的穿透雨较多。

不同演替阶段穿透雨量与降雨量的关系分析见图 2 - 7。从图可以看出，研究区内常绿阔叶林不同演替阶段林内穿透雨量随林外降雨量的增加而增加，呈现明显的直线相关，得到穿透雨量与降雨量的关系为：

$TF = a + b \cdot P_G$。

式中，TF 为穿透雨量（mm）；P_G 为林外降雨量（mm）；a、b 为方程系数。

不同演替阶段群落林内穿透雨量与林外降雨量的关系式如下：

灌丛：$TF = 0.1852 + 0.6561 \cdot P_G$ (n =35, $R = 0.997$, $P < 0.01$)

木荷：$TF = 0.6899 + 0.5387 \cdot P_G$ (n =35, $R = 0.996$, $P < 0.01$)

栲树：$TF = -0.4148 + 0.7810 \cdot P_G$ (n =35, $R = 0.998$, $P < 0.01$)

林内穿透雨率随林外降雨量的增加而增大，如图 2 - 8 所示，但两者相互关系不明显。

在林内降雨中，直接穿透的降雨是与林外降雨同时发生，但被林冠阻挡的雨水会在林冠截留达到一定程度后才产生降水穿透（王金叶等, 2008）。同样，在

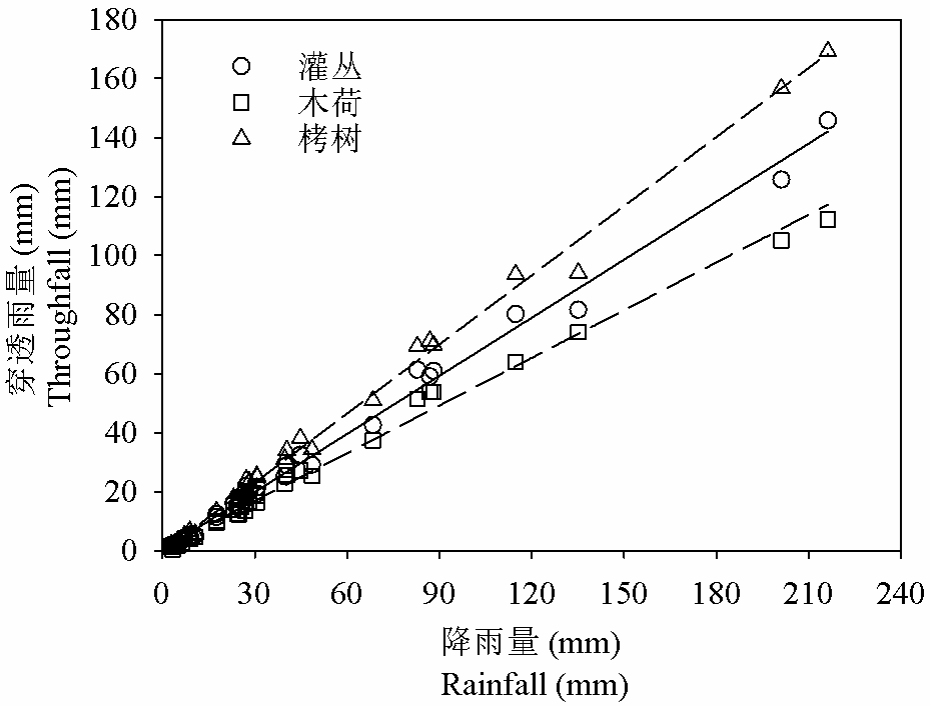

图 2 - 7 不同演替阶段林内穿透雨量（mm）与林外降雨量（mm）的关系

Fig. 2 - 7 Correlations between throughfall (mm) and rainfall (mm) under different successional stages of EBLFs

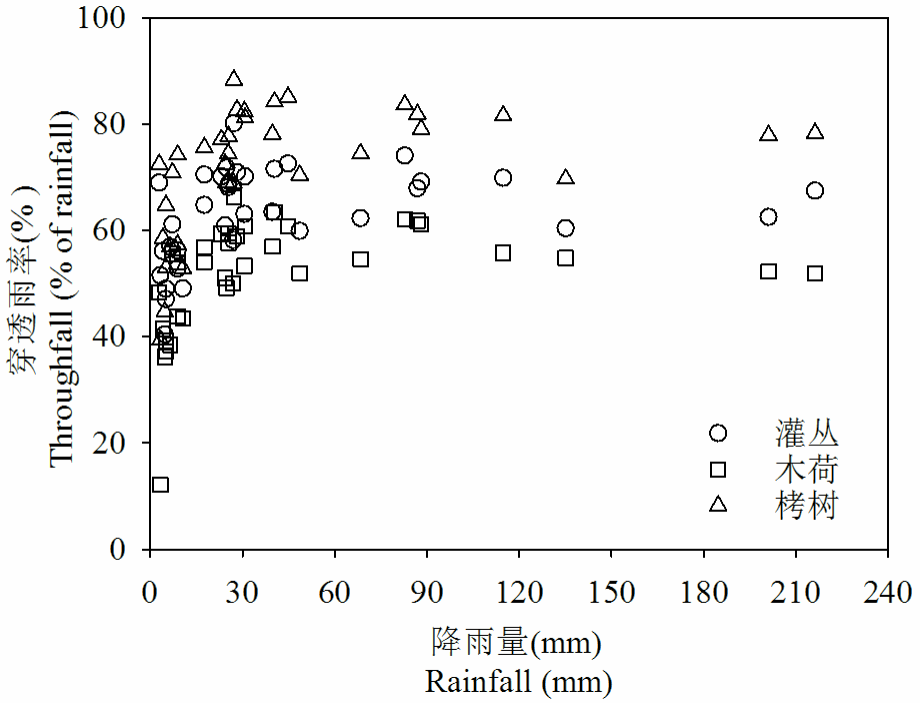

图 2 - 8 不同演替阶段林内穿透雨率（%）与林外降雨量（mm）的关系

Fig. 2 - 8 Correlations between throughfall rate (%) and rainfall (mm) under different successional stages of EBLFs

降雨过后，林内降雨仍会持续一段时间，这是由于风和重力的作用使林冠上保留的雨水滴落。因此，林内降雨的时间较林外降雨历时要长，它的平均强度也会减少（周梅和余新晓, 2003），林冠层对降雨的阻滞作用就体现在此。本研究中，林内穿透雨承接装置为自制雨量筒，只进行了穿透雨量的测定，而未对林内降雨的滞后性进行分析研究。

2.2.2.3 树干茎流特征

树干茎流是林冠或树干截留的降水在满足了冠层枝叶或树皮吸湿和填洼后的过剩降水，在重力作用下沿着树干向地面流动的降水（Koichiro *et al*., 2001; 王金叶等, 2008）。树干茎流量的产生除与次降水量，持续降水时间和降雨强度等有关外，也与树木本身形态特征如树木胸径大小、树干粗糙度、林冠枝条的疏密度及其主侧枝夹角的大小等有关（Levia and Herwitz, 2005）。胸径粗的树木，其树干表面积大、吸水能力强，故降水中产生的茎流量就小；反之，则产生的茎流量大。在以树皮光滑的树种为主的森林，茎流量要大于由树皮粗糙树种组成的森林（李凌浩等, 1997）。

树干茎流作为水分和营养物质的集中输入，在森林生态系统中具有重要的水文生态学意义，能够影响土壤湿度，土壤化学性质，地下水补给，河流流量和林下植被的空间分布（Levia and Frost, 2003; Levia, 2004; Lewis, 2003; Taniguchi *et al*., 1996）。在降雨少的地区，树干茎流对个体树木的生长起到尤为重要的作用（Huber and Iroumé, 2001）。

（1）树干茎流量及分配比

研究期内，大气降雨量为 3.3 mm 的次降雨，灌丛内产生树干茎流，而木荷林和栲树林两种植被类型中未产生树干茎流。一般降雨量小的时候不发生茎流，周光益等（1995）在海南岛尖峰岭热带山地雨林的研究发现，5 mm 以下的降雨量几乎不产生茎流。只有当树体表面充分湿润并有持续降雨时才产生茎流，即存在一个产生树干茎流的降雨临界值（万师强和陈灵芝, 2000）。

当降雨量较大时，产生的树干茎流超过收集桶的容积而溢出。而树干茎流未超过收集桶容积时，不同径级的树干茎流量（L）和降雨量（mm）间呈极显著的线性关系（$P < 0.01$）：

$$Y = a + b \cdot x$$

式中，Y—树干茎流量（L）；x—降雨量（mm）；a，b—方程系数。

应用上述方程对降雨量大时不同径级的单株树干茎流量（L）进行估算，以

此来推算不同演替阶段常绿阔叶林植被类型的树干茎流量（L）。

观测期间，灌丛内共有 35 次降雨产生了树干茎流，树干茎流总量为 142 mm，占总降雨量的 9%。木荷林内和栲树林内均有 34 次降雨产生了树干茎流，其中木荷林内树干茎流总量为 210 mm，占总降雨量的 14%；栲树林内树干茎流总量为 94 mm，占总降雨量的 6%。从树干茎流量来看，三种林分的大小顺序是：木荷林 > 灌丛 > 栲树林。造成木荷林树干茎流量最大的原因主要是由于木荷林内树干密度较高，树木胸径较大，同时其冠层结构较复杂（表 1 - 1）；栲树林作为常绿阔叶林的顶极阶段，产生的树干茎流量最少，可能由于其林内树木密度较低，叶面积指数也较小（表 1 - 1）。树干密度、树干高度、冠层结构等是影响树干茎流的主要因素（Dietz *et al*., 2006）。

表 2 - 4 为其它植被类型与本研究不同演替阶段常绿阔叶林树干茎流率的比较，落叶混交林的树干茎流率明显低于本研究中常绿阔叶林的树干茎流率，这可能是由于组成落叶混交林的树木树皮较为粗糙，同时树叶吸附的雨水较小，而产生的树干茎流量偏低；李凌浩等（1997）、黄忠良等（2000）和陈永瑞等（2003）对同处亚热带地区的常绿阔叶林树干茎流率研究也低于本研究结果，这是由于前者研究时间周期长，在降雨量小的冬季，降水次数少，多以小雨为主，树冠干燥度大，因而林冠容量经常处于非饱和状态，使森林冠层截留降水能力在冬季充分体现出来，而形成的树干茎流较小，而本研究的观测时间在 3 月-12 月，期间降雨量大，所以测得的树干茎流率也较高。不同地区之间的降雨量的差别及其时空分布、森林树种和林分结构的差异也是树干茎流率差别较大的主要原因。

表 2 - 4 其它植被类型与本研究树干茎流率比较

Table 2 - 4 Comparison of stemflow (% of rainfall) in this and other studies

植被类型	树干茎流率（%）	地点	参考文献
落叶混交林	4	Ontario, Canada	Price & Carlyle-Moses (2003)
落叶混交林	2	Berkshire, U.K.	Herbst *et al*. (2008)
常绿阔叶林	1.8-3.1	广东鼎湖山	黄忠良等, (2000)
甜槠林	4	福建武夷山	李凌浩等, (1997)
木荷林	2	江西泰和县	陈永瑞等, (2003)
常绿阔叶林	5	江西大岗山	崔向慧等, (2004)
常绿阔叶林灌丛	9	天童	本研究, (2009)
木荷林	14	天童	本研究, (2009)
栲树林	6	天童	本研究, (2009)

（2）树干茎流和大气降雨量的关系

对树干茎流量和降雨量进行分析，结果表明，不同演替阶段常绿阔叶林植被类型树干茎流量和降雨量呈极显著的线性关系（图 2 - 9）。不同演替阶段群落树

干茎流量与林外降雨量的关系式如下：

灌丛：$SF = -0.1766 + 0.0966 \cdot P_G$ (n =35, R = 0.999, P < 0.001)

木荷：$SF = -0.2972 + 0.1438 \cdot P_G$ (n =34, R = 0.998, P < 0.001)

栲树：$SF = -0.1986 + 0.0656 \cdot P_G$ (n =34, R = 0.993, P < 0.001)

式中，SF—树干茎流量（mm）；P_G—林外降雨量（mm）。

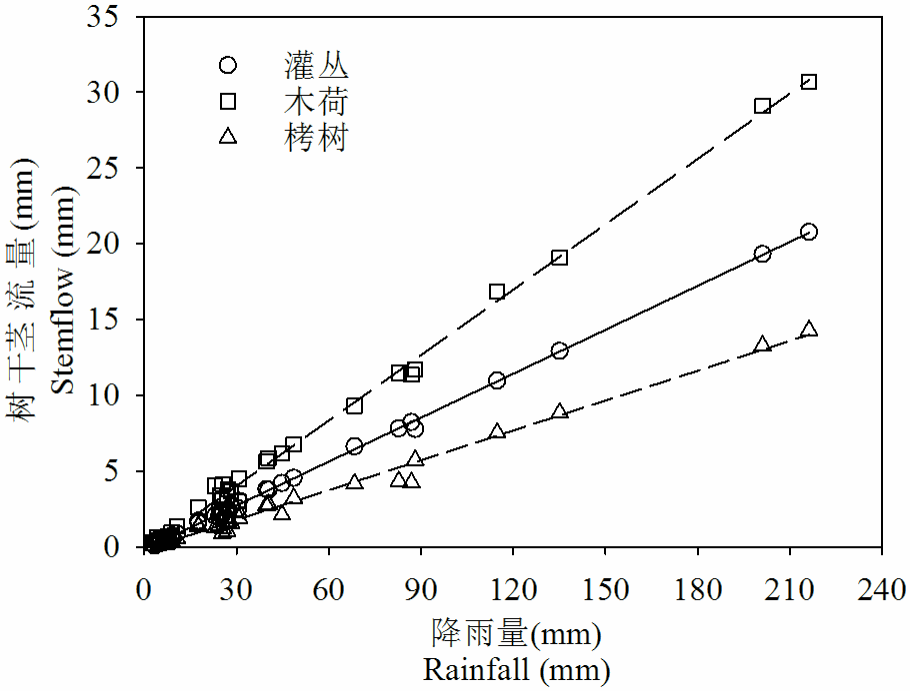

图 2 - 9 不同演替阶段树干茎流量（mm）与降雨量（mm）的关系

Fig. 2 - 9 Correlations between stemflow (mm) and rainfall (mm) under different successional stages of EBLFs

树干茎流量与降雨量的关系式在 X 轴上的截距表示产生树干茎流的降雨量临界值（Toba and Ohta, 2005）。根据不同演替阶段群落树干茎流量与林外降雨量的关系式，灌丛内产生树干茎流的临界降雨量值是 1.8 mm，木荷林为 2.1 mm，栲树林为 3.0 mm。而在实测结果中，降雨量为 2.4 mm，三种植被类型均未产生树干茎流，这主要是由于出现此次降雨是在 8 月份，气温较高，林内冠层干燥度大，并且该次降雨强度较小，降雨持续时间长，所以未产生树干茎流；当降雨量为 3.3 mm 时，木荷林和栲树林也未产生树干茎流，这可能是由于两种植被类型树干较高，产生的树干茎流再向下汇流的过程中，被树干全部吸收。Iroumé and Huber（2002）对智利山区常绿阔叶林研究结果是产生树干茎流时的降雨量值为 7 mm。崔向慧（2005）等对江西大岗山常绿阔叶林降雨再分配的观测结果发现，5 mm 以下的降水几乎不发生树干茎流现象。

林外降雨量小于 60 mm 时，树干茎流率随林外降雨量的增加而急剧增大；当降雨量大于 60 mm 时，树干茎流率的变化趋于稳定，如图 2 - 10 所示。在许多有关林冠水分动态规律的研究中，往往把树干茎流忽略不计，而仅考虑林冠截留和降水穿透的变化规律及与之相关的因子（Wullaert *et al*., 2009; Ziegler *et al*., 2009）。而本研究中不同演替阶段的树干茎流占降雨量的 6 - 14%。虽然树干茎流量在总降雨量中所占比例较小，但在森林生态系统中的作用却不可忽视。首先，茎流沿树干进入林地，有利于降雨下渗和根系吸收水分，不易产生侵蚀；其次，树干茎流携带了浓度很高的养分元素并通过树干流向林地，供林木吸收利用，促进林木生长（Aboal *et al*., 1999）。

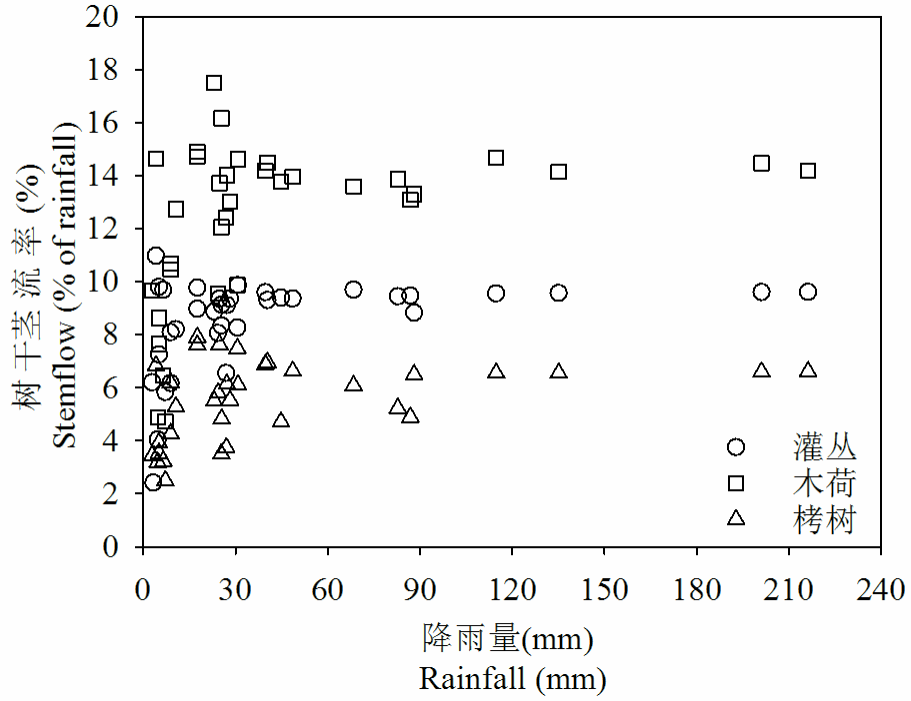

图 2 - 10 不同演替阶段树干茎流率（%）与降雨量（mm）的关系

Fig. 2 - 10 Correlations between stemflow rate (%) and rainfall (mm) under different successional stages of EBLFs

2.2.2.4 林冠截留特征分析

降雨截留是大气降雨进入植被冠层而进行再分配的过程，是森林水量平衡效应的重要组成部分（David *et al*., 2006; Gómez *et al*., 2001; Link *et al*., 2004;康文星等, 2006），在水资源管理和气候变化中具有重要的作用（Muzylo *et al*., 2009）。降水截留过程和截留量大小具有区域特征，林冠截留随树种、林冠密度、降水形式和强度、气象因子的变化而变化，特别是风的作用增大了研究林冠截留规律的难度（王金叶等, 2008）。林冠截留作用的一般规律为随着降雨量的增加林冠截留

量也增大，截留率随着降水量的增大而减少，但对不同降水强度、不同降水形式、不同降水量其表现有一定差异。由于林冠对降雨的截留，使得降雨到达林内地面的数量有所减少，时间有所延迟，从而减少和延缓了地表径流（Cattan *et al*., 2009; 尹光彩等, 2004）。

（1） 降水量对林冠截留的影响

降水量的大小对截留量、截留率等指标具有直接的作用和影响。观测期间，灌丛冠层截留量为 380 mm，占总降雨量的 25%；木荷林冠层截留量为 474 mm，占总降雨量的 31%；栲树林冠层截留量为 257 mm，占总降雨量的 17%。表 3 - 6 为其它植被类型与本研究林冠截留率比较，可以看出，天童地区常绿阔叶林冠层截留率在其它研究的冠层截留率范围（14% - 52%）之内。国内外的研究说明森林的林冠截留量受多种因素的影响，主要包括林冠结构、降雨特征、树木种类、树高、树干密度、林冠郁闭度等诸多方面（Crockford *et al*., 2000; Dietz *et al*., 2006; Dunkerley, 2008; Hall, 2003; Hawke *et al*., 2006; Muoghalu and Johnson, 2000; Murakami, 2007; Owens *et al*., 2006; 战伟庆等, 2006），但相对于某一特定林分来讲，林冠截留量主要决定于降雨量大小。

表 2 - 5 本研究林冠截留率与其它研究比较

Table 2 - 5 Comparison of interception loss (% of rainfall) in this and other studies

植被类型	树种	截留率（%）	地点	参考文献
常绿阔叶林	甜槠	18.5	武夷山	李凌浩等, 1997
常绿阔叶林	锥栗、华润楠、木荷等	31.8	鼎湖山	闫俊华等, 2003
常绿阔叶林	丝栗栲、山矾、木荷、苦槠栲等	17.8	大岗山	崔向慧等, 2006
次生常绿阔叶林	木荷、冬青、薯豆等	15.2	日本冲绳岛	徐小牛等, 2006
常绿阔叶林	腾冲栲、木果柯	15.8	哀牢山	巩合德等, 2008
阔叶林	花旗松	14	智利	Iroumé & Huber, 2002
常绿阔叶林	橡树	28	葡萄牙	David *et al*., 2006
常绿山地森林	樟科	25-52	厄瓜多尔	Fleischbein *et al*., 2004
灌丛	石栎、檵木等	25	天童	本研究
常绿阔叶林	木荷	31	天童	本研究
常绿阔叶林	栲树	17	天童	本研究

在一定的降雨强度下，林冠截留量 I 与林外总降雨量 P_G 呈对数（ $I = a + b \cdot \ln P_G$）、幂函数（ $I = a \cdot P_G^{b}$）（卢俊峰等, 2005）或直线（ $I = a \cdot P_G + b$）（Hashino *et al*., 2002; Huber and Iroumé, 2001; Staelens *et al*., 2008）关系。从本研究结果看，

当林外降雨量小于 3 mm 时几乎全部被截留；当林外降雨量大于 3 mm 后，林冠截留量随着林外降雨量的增加而增加，并且呈线性相关。不同演替阶段常绿阔叶林冠层截留量与林外降雨量的关系如图如图 2 - 11 所示，林冠截留量与林外降雨量的关系可用以下关系式：

灌丛：$I = -0.0086 + 0.2473 \cdot P_G$ (n =35, R = 0.978, P < 0.001)

木荷：$I = -0.3843 + 0.3174 \cdot P_G$ (n =35, R = 0.989, P < 0.001)

栲树：$I = 0.6142 + 0.1533 \cdot P_G$ (n =35, R = 0.950, P < 0.001)

林冠截留率与林外降雨量的关系如图 2 - 12 所示。在低雨量时，林冠截留率随降雨量的增加而急剧减少；而在高雨量时，截留率减少缓慢。不同演替阶段植被类型林冠截留率和降雨量的函数关系式如下：

灌丛：$I(\%) = 50.53 \cdot P_G^{-0.1904}$ (n =35, R = 0.626, P < 0.001)

木荷：$I(\%) = 75.01 \cdot P_G^{-0.2451}$ (n =35, R = 0.728, P < 0.001)

栲树：$I(\%) = 67.00 \cdot P_G^{-0.3724}$ (n =35, R = 0.752, P < 0.001)

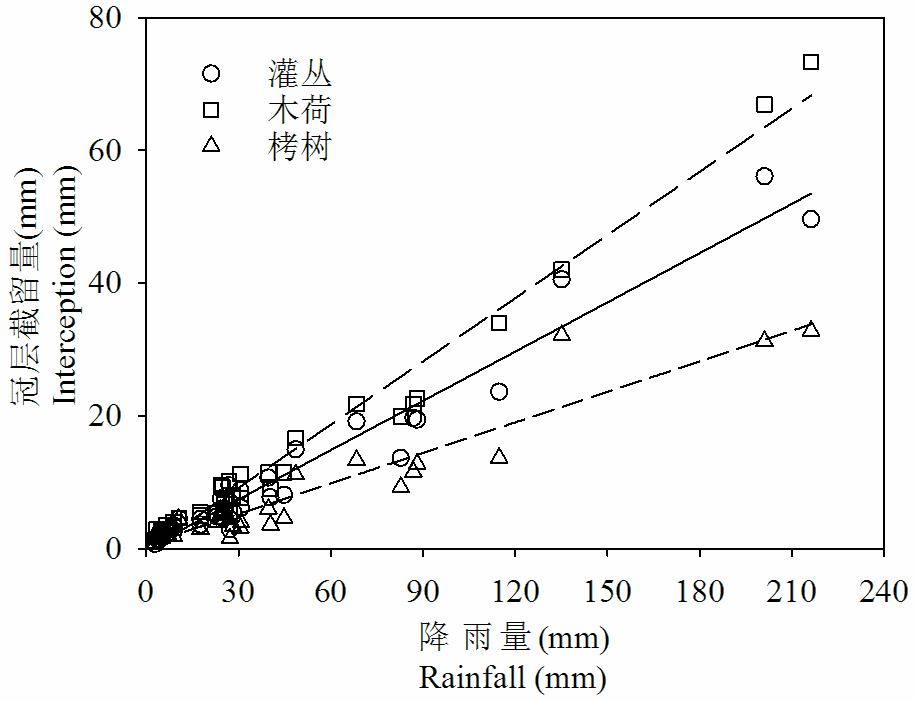

图 2 - 11 不同演替阶段林冠截留量（mm）和降雨量（mm）的关系

Fig. 2 - 11 Correlations between canopy interception (mm) and rainfall (mm) under different successional stages of EBLFs

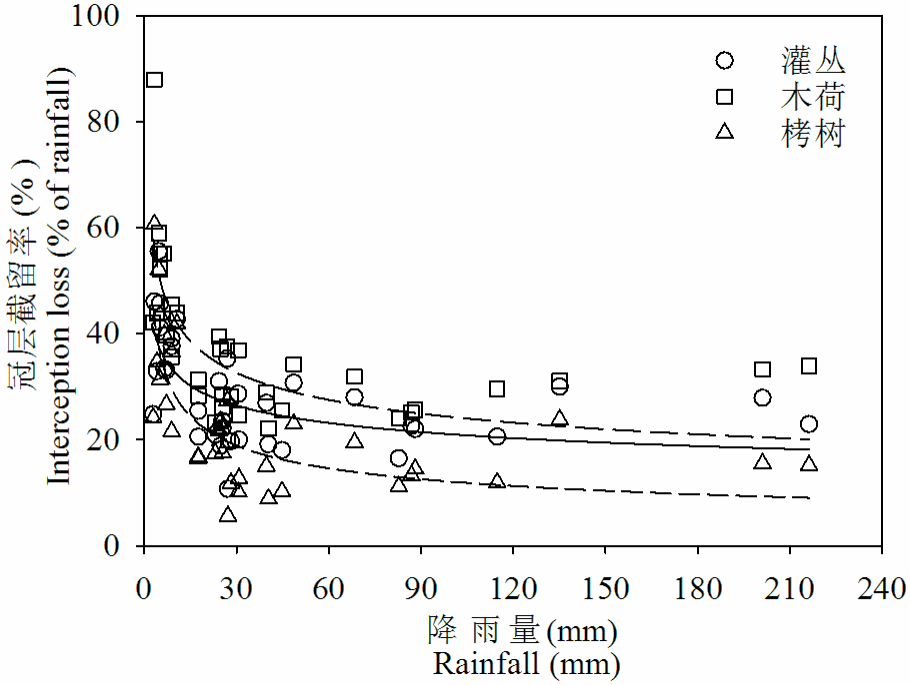

图 2 - 12 不同演替阶段林冠截留率（%）和降雨量（mm）的关系

Fig. 2 - 12 Correlations between canopy interception loss (% of rainfall) and rainfall (mm) under different successional stages of EBLFs

（2）雨量级对冠层截留的影响

以 10 mm 为雨阶，统计不同雨量级下林冠截留率见表 2 - 6。可以看出，不同雨量级条件下，各森林类型冠层截留率差别较大，木荷林冠层截留率最大，其次是灌丛，栲树林最小。正常情况下，林冠截留量随着降水量级的增加而增加，截留率随着降水量级增大而减小（程根伟等, 2004; 吴旭东等, 2006）。本研究中，当雨量级为 0 - 10 mm 时，不同演替阶段林冠截留率均最大；随着雨量级的增加，林冠截留率呈降低趋势。林冠截留相对降水强度有很多不确定性，强度大的阵性降雨、暴雨等，一方面由于雨滴的冲击力较大，而不能被枝叶表面吸附，容易下滴形成穿透雨，削弱了林冠截留的功能；而另一方面，降雨历时较短，林冠截留

表 2 - 6 不同降雨量级的林冠截留率

Table 2 - 6 The interception loss of precipitation under various precipitation levels

雨量级	次数	灌丛截留率(%)	木荷截留率(%)	栲树截留率(%)
0 - 10	10	38.8	49.1	35.4
10 - 20	3	27.6	33.1	22.5
20 - 30	8	22.7	29.9	18.2
30 - 40	3	25.3	30.0	12.9
40 - 50	3	23.0	27.7	14.5
> 50	8	24.3	30.4	15.8

作用的表现时间也较短，截留的雨量相对较少。徐小牛等（2006）的结果表明，当降雨量在 10 mm 以下时，大部分降雨附着在树体表面，使林冠层能充分发挥截留作用，截留量大，而且差异显著。此外，降雨强度、风等气象条件以及树体表面湿润程度对林冠截留也有很大影响（范世香等, 2007）。

（3）不同演替阶段对冠层截留的影响

方差分析表明，天童常绿阔叶林不同演替阶段冠层对降雨的截留量差异不显著（$P > 0.05$）。在各次降雨中，木荷林冠层截留量（率）最高，灌丛次之，栲树最低。尽管演替被认为影响截留量，但有关研究较少（Iida *et al*., 2005）。由于全球变暖的影响，而导致植被顶极阶段发生变化，进而影响大区域的水文作用，所以关于演替阶段降雨再分配的研究十分重要。

Iida *et al*.（2005）对日本赤松林演替到赤松—橡树混交林的降雨再分配进行研究表明，演替初期阶段（赤松林）的林冠截留率为 17.2%，而演替中期阶段（混交林）的截留率为 9.2%。这与本研究中演替初期阶段（灌丛）和演替中后期阶段（木荷林）冠层截留率的结果截然相反，这主要是由于树种间生物学特性的差异，特别是树种的分枝角度、树种密度等对截留影响较大。因此，在研究林冠截留时，有必要对研究对象所处的生长阶段有清楚的了解，叶面积指数对林冠截留的影响使研究截留的不确定性得到加强，单一因子的研究往往不能说明林冠对降水的截留规律。

2.2.3 应用经验模型模拟林冠截留量

林冠截留过程和截留量受降雨量、降雨强度、降雨历时、前期环境状况以及树种、林龄、林分密度等多种因素的影响和制约，对其研究需通过长期定位观测来获取大量数据，并在大量数据基础上建立林冠截留模型，能够解决区域林冠截留降水量估算问题。但由于影响林冠截留的因素很多，给模型的建立带来了极大的不便。在实际工作中，如何推导出一个既含较少的相关参数，又能客观地模拟林冠降水截留效应的数学模型，一直是该项研究所关注的问题（程根伟等, 2004）。

国内外研究的模型归纳起来主要有经验模型和半经验模型、概念性模型以及理论性模型三类。这里根据天童不同演替阶段常绿阔叶林林冠截留数据进行经验模型探索，来描述林冠截留量 I（mm）与降雨量 P_G（mm）的关系。利用本研究中不同演替阶段常绿阔叶林单场降雨数据，用 5 种模型拟合的结果见表 2 - 7、表 2 - 8 和表 2 - 9。

表 2 - 7 灌丛冠截留经验模型及拟合结果 （I 为林冠截留量，mm；P_G 为降雨量，mm）

Table 2 - 7 Experiential models and result of canopy interception in EBLF shrubs

编号	模型表现形式	拟合结果	R^2	P	
				a	b
Ⅰ	$I = a + b \cdot P_G$	$I = -0.0086 + 0.2473 \cdot P_G$	0.957	0.9890	< 0.01
Ⅱ	$I = a \cdot P_G^{\ b}$	$I = 0.1983 \cdot P_G^{\ 1.0449}$	0.958	< 0.01	< 0.01
Ⅲ	$I = a + b \cdot \ln P_G$	$I = -17.5435 + 8.9863 \cdot \ln P_G$	0.637	< 0.01	< 0.01
Ⅳ	$I = P_G / (a + b \cdot P_G)$	$I = P_G / (4.3285 - 0.0018 \cdot P_G)$	0.958	< 0.01	0.3261
Ⅴ	$I = a \cdot e^{b/PG}$	$I = 75.6643 \cdot e^{-96.6657/PG}$	0.886	< 0.01	< 0.01

表 2 - 8 木荷林冠截留经验模型及拟合结果 （I 为林冠截留量，mm；P_G 为降雨量，mm）

Table 2 - 8 Experiential models and result of canopy interception in secondary EBLF

编号	模型表现形式	拟合结果	R^2	P	
				a	b
Ⅰ	$I = a + b \cdot P_G$	$I = -0.3843 + 0.3174 \cdot P_G$	0.978	0.4951	< 0.01
Ⅱ	$I = a \cdot P_G^{\ b}$	$I = 0.1806 \cdot P_G^{\ 1.1121}$	0.984	< 0.01	< 0.01
Ⅲ	$I = a + b \cdot \ln P_G$	$I = -22.1302 + 11.2936 \cdot \ln P_G$	0.624	< 0.01	< 0.01
Ⅳ	$I = P_G / (a + b \cdot P_G)$	$I = P_G / (3.8424 - 0.0041 \cdot P_G)$	0.988	< 0.01	< 0.01
Ⅴ	$I = a \cdot e^{b/PG}$	$I = 110.4089 \cdot e^{-115.5191/PG}$	0.894	< 0.01	< 0.01

表 2 - 9 栲树林冠截留经验模型及拟合结果 （I 为林冠截留量，mm；P_G 为降雨量，mm）

Table 2 - 9 Experiential models and result of canopy interception in climax EBLF

编号	模型表现形式	拟合结果	R^2	P	
				a	b
Ⅰ	$I = a + b \cdot P_G$	$I = 0.6142 + 0.1533 \cdot P_G$	0.903	0.3095	< 0.01
Ⅱ	$I = a \cdot P_G^{\ b}$	$I = 0.1782 \cdot P_G^{\ 0.9770}$	0.899	< 0.01	< 0.01
Ⅲ	$I = a + b \cdot \ln P_G$	$I = -10.2011 + 5.5535 \cdot \ln P_G$	0.597	< 0.01	< 0.01
Ⅳ	$I = P_G / (a + b \cdot P_G)$	$I = P_G / (6.1472 + 0.0009 \cdot P_G)$	0.899	< 0.01	0.8326
Ⅴ	$I = a \cdot e^{b/PG}$	$I = 45.6766 \cdot e^{-88.8121/PG}$	0.826	< 0.01	< 0.01

从表中可以看出，各经验模型形式简单，不需要复杂的数学推导过程，模型 1 和模型 2 中 I 与 P_G 的关系最好，而其余模型同时应用在不同演替阶段常绿阔叶林植被类型中时，R 值偏低，所以可以用模型Ⅰ和模型Ⅱ对所研究的 3 种林分类型在天然降雨条件下的林冠截留量进行模拟和预测。由于林冠层存在一个最大截留量，当林冠在最大截留量以内，随着降雨量的增加，截留率逐渐增大；而当截留量达到最大截留量以后，此后随着降雨的增加，林冠截留量基本维持在一定范围内；林冠截留率则于林冠截留量不同，随降雨量的增加而减少（常学向等, 2002; 苏开君等, 2007）。林冠截留量不可能随着降雨量的增加呈线性无限增加，一般研究者都用幂函数方程式来模拟截留量与降雨量之间的关系，取得了较好的结果（李振新等, 2006; 苏开君等, 2007; 肖洋等, 2007）。综上所述，可以采用模型Ⅱ的幂函数方程对天童不同演替阶段常绿阔叶林的冠层截留进行模拟。

经验模型具有应用方便的特点，但其不能反映林冠特征对截留的影响以及截留机制，在截留量预测时可能产生较大误差，同时在使用过程中由于研究地区的不同而具有相异的结论。

2.3 小结

降雨再分配受降雨特征，气象条件，植被结构等共同影响（Iida *et al*., 2005; Staelens *et al*., 2008; Zimmermann *et al*., 2007）。通过对不同演替阶段常绿阔叶林植被类型降雨再分配的研究，得出以下主要结论：

（1）常绿阔叶林不同演替阶段穿透雨的空间变异系数随降雨量的增加而降低。为了正确估算不同演替阶段林内的平均穿透雨量，分别采用 Kimmins 方程和 Monte Carlo 模拟对穿透雨承接装置的数量进行了计算。结果表明：采用 Kimmins 方程，取显著水平 $\alpha = 0.1$，可接受误差为 10%时，灌丛、木荷林和栲树林穿透雨采样装置数量分别为 16、5 和 4 个时就能满足穿透雨采样；采用 Monte Carlo 模拟时，取置信区间为 95%，灌丛、木荷林和栲树林穿透雨采样数量分别超过 16、10 和 10 个时，不超过 5%的误差水平。

（2）常绿阔叶林灌丛穿透雨率为 66%，木荷林穿透雨率为 55%，栲树林穿透雨率为 77%。不同演替阶段常绿阔叶林林内穿透雨率随林外降雨量的增加而增大；穿透雨量和林外降雨量呈较好的线性关系（$P < 0.01$），关系式为：$TF = a + b \cdot P_G$。

（3）常绿阔叶林灌丛、木荷林和栲树林的树干茎流量分别占林外总降雨量的 9%、14%和 6%；不同演替阶段常绿阔叶林树干茎流量与林外降雨量呈极显著的线性关系（$P < 0.01$）。在实测结果中，当林外降雨量大于 3.3 mm 时，灌丛内产生树干茎流；当降雨量为 4.1 mm 时，木荷林和栲树林开始产生树干茎流。

（4）研究期内，常绿阔叶林灌丛冠层截留率占总降雨量的 25%，木荷林为 31%，栲树林为 17%；在低雨量时，各林冠截留率随降雨量的增加而急剧减少；而在高雨量时，截留率减少缓慢。方差分析表明不同演替阶段常绿阔叶林林冠截留量差异不显著（$P > 0.05$）。应用经验模型模拟不同演替阶段林冠截留量，结果表明采用幂函数方程（$I = a \cdot {P_G}^b$）的模拟效果较好。

第三章 枯落物层水文特征研究

枯落物层作为森林土壤的覆盖层，影响林地土壤的发育、水热通气状况、营养元素的循环及林地生物种群的类型及数量，是森林生态系统重要组成部分，枯落物层的主要水文生态意义在于它阻滞了降水到达地面后的水平移动，可以增加土壤下渗量，减缓了地表径流的发生，以及降低了雨水溅击地面的冲击力，从而减少水土流失（黄忠良等, 2000; 郭立群等, 1999; 孔亮和陈祥伟, 2005; 吴钦孝等, 1998; 闫文德等, 1997; 杨立文和石清峰, 1997; 朱金兆等, 2002）。

枯枝落叶层是森林水文效应仅次于林冠层的重要层次，其蓄水量的多少，受降水条件、其本身结构和水文特性及前期水分状况等因素的影响（闫文德等, 1997; 杨澄和刘建军, 1997; 张志永等, 2005）。常绿阔叶林多为复层林，林内枯枝落叶多，腐殖质层深厚，在提高土壤肥力、截留吸收降水，涵养水源和保持水土等方面有巨大的生态效应（郭剑芬等, 2006），林下枯落物层不仅有利于土壤改良、保持水土，还能促进降水就地入渗，提高林分的水文生态功能。

因此，掌握森林生态系统内枯枝落叶层的特点及其水文生态效应，对实现森林生态系统的持续经营，具有重要的意义。本章节在实验研究的基础上，探讨天童地区不同演替阶段常绿阔叶林植被类型枯落物层的水文生态功能，为该地区常绿阔叶林的科学经营与保护提供科学依据。

3.1 材料和方法

3.1.1 样地设置

见第一章。

3.1.2 枯落物蓄积量与持水能力测定

3.1.2.1 枯落物现存量

于2009年3 - 10月对枯落物进行采样测定，在3种不同演替类型内，分别设置20 m × 20 m的样地，按上、中、下坡面布设3个小样方，每个样方各取样2次，取样面积为31.6 cm × 31.6 cm，测量其枯落物厚度，样品带回实验室后称重，在烘箱中85 °C烘干至恒重后，计算枯落物储量及自然含水率（孔亮和陈祥伟, 2005; 刘少冲等, 2005）。

3.1.2.2 枯落物持水特性测定和计算

将烘干的枯落物装入尼龙袋后称重，再浸入水中，分别测定其在第0.5 h、1 h、2 h、4 h、7 h、10 h、15 h、20 h、24 h时的质量，计算持水量（$g \cdot kg^{-1}$）、持水率（%）及变化过程（龚伟等, 2006; 沈会涛等, 2010），每隔一定时间从浸泡容器中取出称重所得的枯落物湿重与其烘干重差值，即为枯落物浸泡不同时间的持水量，枯落物持水量计算公式：

$$\Delta W_{ij} = W_{ij} - W_i$$

式中，$\triangle W_{ij}$—第 i 种枯落物在 j 浸泡时间段内的持水量（g）；W_{ij}—第 i 种枯落物 j 时段的湿重（g）；W_i—第 i 种枯落物的干重（g）。

$\triangle W_{ij}$与浸泡时间$\triangle T_{ij}$的比值为枯落物的吸水速率$\triangle V_{ij}$（龚伟等, 2006），其计算公式为：

$$\Delta V_i = \frac{\Delta W_{ij}}{\Delta T_{ij}}$$

式中，$\triangle V_{ij}$—第 i 种枯落物在 j 时间段内的持水速率（$g \cdot h^{-1}$）；$\triangle T_{ij}$—浸泡时间（h）。

将浸水24 h后的枯落物含水率视为最大持水率（龚伟等, 2006; 张雷燕等, 2007）。由于半分解层很薄，而未进行未分解层与半分解层的分层取样。

通常采用有效拦蓄量来估算枯落物对降雨的实际拦蓄量（张振明等, 2005），其计算公式为：

$$W = (0.85 \times R_m - R_0) \times M$$

式中，W 为有效拦蓄量（$t \cdot hm^{-2}$）；0.85 为系数；R_m 为最大持水率（%）；R_0 为平均自然含水率（%），自然含水率（%）=（枯落物湿重－枯落物干重）×100% / 枯落物干重；M 为枯落物现存量（$t \cdot hm^{-2}$）。

最大拦蓄率（%）= 最大持水率（%）— 自然持水率（%）；

最大拦蓄量（ $t \cdot hm^{-2}$）= 最大拦蓄率（%）× 累积量（$t \cdot hm^{-2}$）；

有效拦蓄率（%）= 0.85 × 最大持水率（%）— 自然持水率（%）。

3.1.2.3 枯落物截留降雨能力测定

在不同演替阶段样地中分别采集与漏斗面积（415 cm^2）同等大小的原状枯落物，尽量保持原状，带回天童站内，将其置于自制雨量筒顶部，测定不同林分类型的枯落物对大气降雨的截留量。

3.2 结果与讨论

3.2.1 枯落物层现存量和自然持水率

森林枯落物层水文生态功能的发挥，首先取决于它的数量和质量（朱金兆等, 2002），因而不同林分类型枯落物的现存量在评价森林水文功能时具有重要的地位（杨洪学等, 2005）。森林的树种组成、枯落物的输入量、分解速度和累计年限以及林分所处的水热条件等都对枯落物现存量有较大影响（高人和周广柱, 2002b）。本实验针对常绿阔叶林灌丛、木荷林和栲树林三种不同森林类型的林下枯落物进行调查，枯落物层的现存量和持水率月份变化如表 3 - 1。

3 种植被类型中木荷林枯落物层平均现存量最大为 6.45 $t \cdot hm^{-2}$，灌丛枯落物层现存量仅次于木荷林，栲树林最小为 5.71 $t \cdot hm^{-2}$。枯落物分解主要受气候、枯落物性质、微生物和土壤动物的影响（Alhamd *et al*., 2004; Barlowa *et al*., 2007; Braga-Neto *et al*., 2008; Salamanca *et al*., 2003; Zheng *et al*., 2006）。易兰等（2005）对天童不同演替阶段枯落物层中土壤动物的研究结果表明，栲树林中土壤动物数量高于常绿阔叶林灌丛和木荷林，土壤动物对枯落物层的分解作用可能是栲树林内枯落物层现存量偏低的主要原因。此外，3 种演替阶段林分类型的海拔较为接近，林内温度差别较小，但栲树林受日照时间较灌丛短，其林内枯落物层较灌丛湿润，枯落物层易腐烂，这可能是栲树林枯落物层分解较快的原因。以上原因综合引起了栲树林枯落物层现存量低于木荷林和灌丛。

表 3 - 1　研究期内天童常绿阔叶林不同演替阶段枯落物层现存量和自然含水率特征

Table 3 - 1 Storage and water content of litter floors under different successional stages of EBLFs in Tiantong during the study period

	灌丛		木荷		栲树	
	枯落物量（$t \cdot hm^{-2}$）	自然含水率（%）	枯落物量（$t \cdot hm^{-2}$）	自然含水率（%）	枯落物量（$t \cdot hm^{-2}$）	自然含水率（%）
3 月	5.54	54.0	7.33	72.2	6.29	86.8
4 月	6.66	68.0	6.10	66.6	6.43	64.4
5 月	8.04	19.9	6.63	22.1	6.69	15.4
6 月	7.34	85.8	6.21	89.7	5.44	64.0
7 月	7.18	39.1	6.59	40.9	5.41	37.6
8 月	6.25	65.8	6.03	68.7	4.70	72.7
9 月	5.72	42.8	5.97	34.3	5.61	37.2
10 月	4.66	34.0	6.75	39.5	5.14	36.1
平均值	6.42	51.2	6.45	54.3	5.71	51.8

枯落物层含水率的变化取决于降雨量、本身蓄积量和持水能力以及天气条件（王金叶等, 2008）。从图 3 - 1 可以看出，枯落物层自然含水率的月份动态与降雨量的月份动态相似，降雨量多的月份枯落物含水率高于降雨量少的月份。枯落物层含水率在研究期内有两个峰值，第一个峰值发生在 6 月，另一个峰值出现在 8 月，这两个月的降水量较高；此外，10 月降雨量也较大，但由于该月降雨大部分集中在该月月初，而枯落物含水率测定在月中进行，枯落物层中的水分有足够长时间进行蒸发，所以该月含水率低。

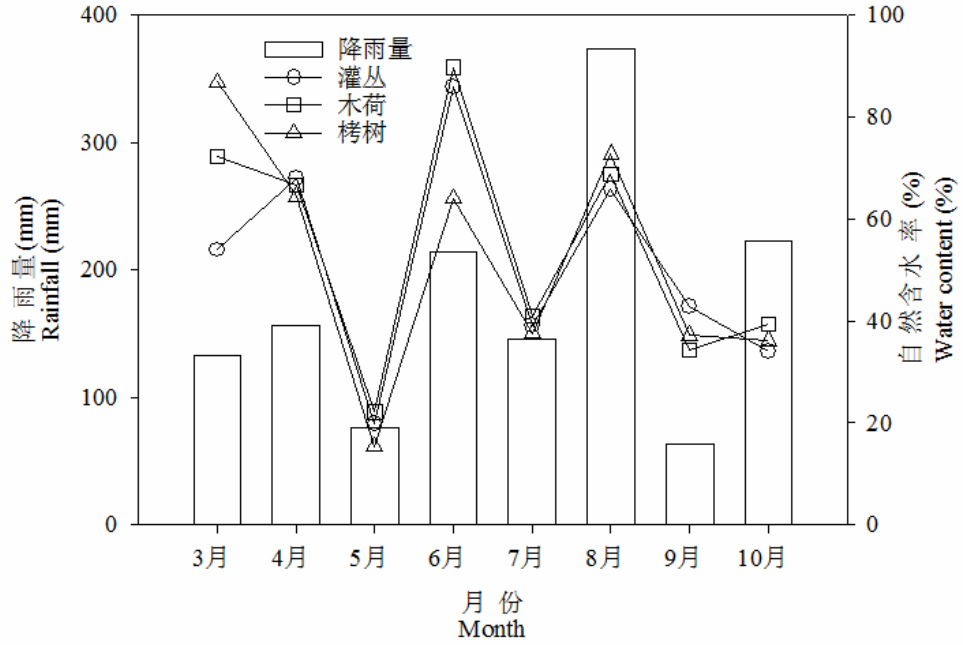

图 3 - 1 天童常绿阔叶林枯落物层自然含水率和持水量月份变化

Fig. 3 - 1The monthly dynamics of water content of litter floors under different successional stages of EBLFs in Tiantong

表 3 - 2 不同地区常绿阔叶林枯落物层现存量和自然持水率比较

Table 3 - 2 The storage and water holding capacity of EBLFs for different study areas

地点	林分类型	主要树种	现存量	自然含水率	文献来源
湖南会同	常绿阔叶林	黄杞、木荷	9.5	99.1	谌小勇等, (1995)
四川沐川	天然常绿阔叶林	—	25.68	136.78	龚伟等, (2006)
重庆缙云山	常绿阔叶林	四川大头茶、白毛新姜子等	17.84	—	孙艳红等, (2006)
日本冲绳岛	次生常绿阔叶林	木荷、柃木、薯豆等	9.49	197	徐小牛等, (2006)
浙江天童	木荷林	木荷	10.18	—	张庆费, (1996)
	栲树林	栲树	10.15	—	
浙江天童	次生灌丛	石栎、檵木等	6.42	51.2	本研究, (2009)
	木荷林	木荷	6.45	39.5	本研究, (2009)
	栲树林	栲树	5.14	36.1	本研究, (2009)

表 3 - 2 为不同地区常绿阔叶林枯落物层现存量和自然持水率比较，可以看出，不同地区之间差异较为明显，其余地区常绿阔叶林枯落物现存量均较本研究中高，这种差异性主要受降雨量、气温、林地海拔、林分密度等因素影响；而本研究中木荷林和栲树林枯落物现存量低于张庆费（1996）测定的该地区的两种林型的枯落物现存量，可能是由于采样月份的不同，张庆费对枯落物现存量的测定时间是 1 月份，这可能是由于植被进入冬季后，群落的凋落量高于生长季节（3 - 10 月）的凋落量，从而使其结果高于本研究。在自然含水率方面，其余地区枯落物层含水率显著高于本研究结果，这是由于其余地区年平均降雨量均高于天童地区，林内枯落物层常年湿润。

3.2.2 枯落物层持水能力

在自然降水过程中，达到森林生态系统的降水经过林冠截留和下木层、活地被物层的截留后，枯落物层作为森林生态系统中第二水分作用层面，也发挥着对穿透降水的截留和储蓄作用（朱金兆等, 2002）。枯落物层持水指标一般包括持水量、持水率、拦蓄量、拦蓄率、吸水速率等（高人和周光柱, 2002b; 张振明等, 2005）。

3.2.2.1 枯落物层持水过程

枯落物层持水能力是整个森林生态系统水分循环中重要一环，是反映枯落物层水文作用的重要指标（龚伟等, 2006）。由图 3 - 2 可以看出，常绿阔叶林次生灌丛枯落物层浸泡 24 h 持水量与木荷林、栲树林相比，灌丛枯落物层持水量最大，为 2085 $g \cdot kg^{-1}$，是其烘干重的 208.5%；栲树林次之，为 1645 $g \cdot kg^{-1}$，是其烘干重的 164.5%；木荷群落最小，为 1605 $g \cdot kg^{-1}$，是其烘干重的 160.5%。方差分析表明，灌丛枯落物层的持水量变化与其余两种类型的枯落物层的持水量变化差异显著（$P < 0.05, n = 9$），而木荷林和栲树林枯落物层的持水量变化之间无显著差异。

从枯落物层持水量与浸泡时间之间的关系来看（图 3 - 2），三种植被类型的枯落物层持水量随浸水时间延长而增大。在前 2 h 吸水过程中，不同演替阶段枯落物层持水量增加较快；当浸水时间超过 2 h 后，三种林分类型枯落物层的持水量增加趋势变缓，浸水 6 - 8 h 后各枯落物层持水量基本达到最大值，表明枯落物层持水接近饱和状态。这与龚伟等（2006）的研究结果相似。其原因是由于开始浸水时枯落物处于比较干燥的状态，在浸入水中时枝叶表面水势很低导致吸水速

率较高，以后随着水势差的降低而吸水速率逐渐变缓（赵玉涛等，2002b; 张振明等, 2005）。灌丛、木荷林和栲树林 3 种林型内枯落物层浸泡 2 h 持水量占其 24 h 持水量的百分率分别为 79.6%、82.5%和 76.7%。枯落物持水量与枯落物的干燥程度、枯落物量和枯落物结构有关。

对不同演替阶段常绿阔叶林枯落物层持水量与浸水时间进行拟合，发现枯落物层持水量 W（g/kg）与浸水时间 t（h）呈较好的对数函数关系，如表 3 - 3 所示。不同林分类型枯落物层的持水量与浸水时间均呈极显著相关（$P < 0.01$）。

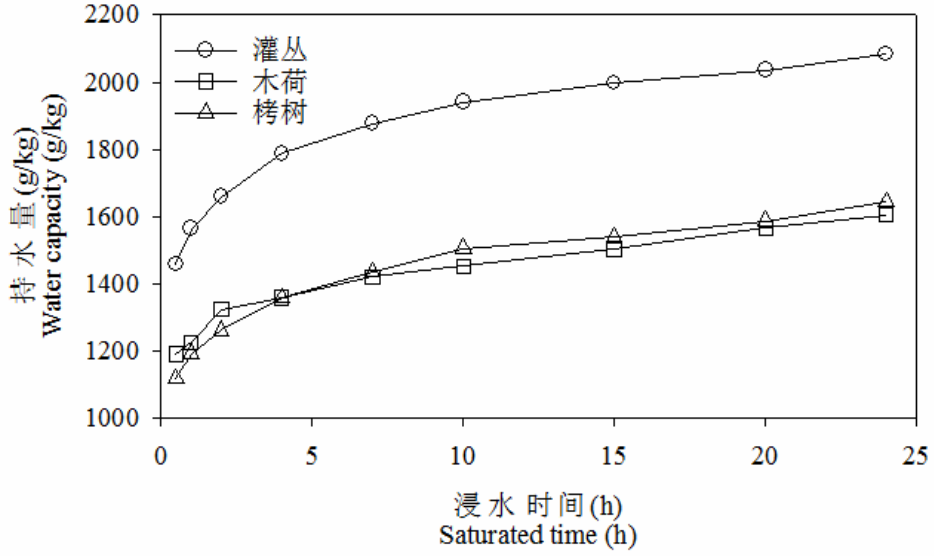

图 3 - 2 枯落物层持水量与浸水时间关系

Fig. 3 - 2 Correlation between water capacity of litter floors and saturated time

表 3 - 3 枯落物层持水量和吸水速率与时间的关系

Table 3 - 3 Equations of water holding capacity and absorption speed with immersed time

林分类型	持水量 W (g/kg)与时间 t(h)关系		吸水速率 V (g·kg^{-1}·h^{-1})与时间 t (h)关系	
灌丛	$W = 161.18 \cdot \ln t + 1562.9$	$R^2 = 0.9987$	$V=1190.6 \cdot t^{-0.9021}$	$R^2=1.0000$
木荷林	$W = 103.35 \cdot \ln t + 1238.8$	$R^2 = 0.9728$	$V=1239.8 \cdot t^{-0.9251}$	$R^2=0.9999$
栲树林	$W = 133.46 \cdot \ln t + 1190.0$	$R^2 = 0.9905$	$V=1562.2 \cdot t^{-0.9085}$	$R^2=1.0000$

不同演替阶段枯落物层吸水速率与浸水时间的关系如图 3 - 3 所示。从图可以看出，次生灌丛枯落物层各浸泡时间吸水速率均高于其余 2 种林分类型，最大吸水速率为 2912 g·kg^{-1}·h^{-1}，木荷林次之为 2383 g·kg^{-1}·h^{-1}，栲树林最小为 2239 g·kg^{-1}·h^{-1}。不同林分下枯落物层初始吸水速率相差较大，但随浸泡时间的延长，各林分枯落物层吸水速率趋向一致。在整个吸水过程中，0 - 2 h 各林分枯落物层吸水速率几乎呈直线下降，2 h 后吸水速率的变化逐渐趋于平稳。从图可以看出，林下枯落物浸入水中刚开始时其吸水速率相差较大，但随浸泡时间延长，3 种林

分类型林下枯落物吸水速率趋向一致。这主要是因为随着浸泡时间增加，不同种类枯落物接近其最大持水量，也就是说枯落物趋于饱和，其吸水速率随之减缓所致。

对不同演替阶段枯落物层吸水速率与浸水时间之间关系进行回归分析，得到吸水速率与浸水时间的关系为：$V=k\cdot t^{n}$。

式中： V—枯落物层吸水速率（$g\cdot kg^{-1}\cdot h^{-1}$）；k—方程系数；n—为指数。

枯落物层吸水速率与浸水时间之间的关系式见表 3 - 3。枯落物层的吸水动态有下列特点：开始浸入水中时，吸水量和吸水率都较大，是由于枯落物层从风干状态浸水后，枯落物层的枝叶表面，水势差较大，吸水的速率高。枯落物层在开始迅速吸水的过程对于短历时、大暴雨的降水产生径流、滞后径流有显著的影响作用，这正是枯落物层保持水土、调节水文作用的巨大功能所在（宋庆丰等, 2009）。

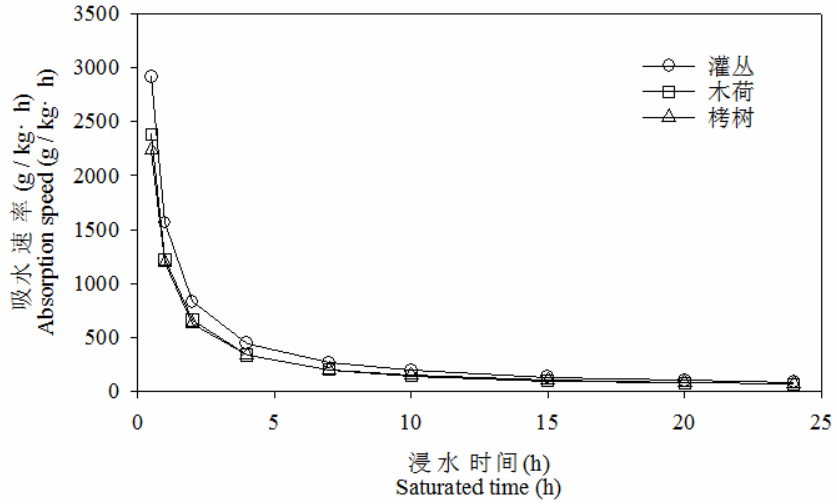

图 3 - 3 枯落物层吸水速率与浸水时间关系

Fig. 3 - 3 Correlation between water absorption speed rate of litter floors and immersed time

3.2.2.2 枯落物层持水量

最大持水量是反映枯落物层持水性能的一个重要指标，一般将枯落物浸水 24 h 后的持水率视为最大持水率（张雷燕等, 2007）。枯落物层的最大持水率一般只能反映枯落物层本身持水能力的大小，但不能反映对实际穿透水的拦截程度。由表 3 - 4 可以看出，所研究的 3 种林分中，枯落物最大持水率变化为自身的 1 - 2 倍，最大持水率变化幅度为 164.53% - 208.46%，有效持水率变化幅度在 88.05% - 125.99%间。灌丛枯落物层最大持水率和最大持水量最高，木荷林次之，而栲树

林最小。不同森林类型枯落物层最大持水率呈现不同的规律，是由于最大持水率受枯落物组成、林分类型、枯落物本身的生物量、结构和分解程度以及前期水分状况等多种因素影响（张志永等, 2005; 朱金兆等, 2002）。

有效拦蓄量是反映枯落物层对一次降水拦蓄能力的指标（杨澄等, 1996），灌丛的有效拦蓄量为 8.09 $t \cdot hm^{-2}$，而木荷林和栲树林两种林型的有效拦蓄量分别为 6.64 $t \cdot hm^{-2}$ 和 5.03 $t \cdot hm^{-2}$。可见，在枯落物层的有效拦蓄方面次生灌丛并不落后于乔木林的木荷林和栲树林，出现这一现象的主要原因是由于次生灌丛内物种丰富，林内植物归还林地的枯落物量较高，枯落物层最大持水率较大，所以有效持水量也较高；而木荷林和栲树林内主要优势种为常绿树种，枯落物层中叶片的种类较灌丛少，造成其枯落物层最大持水率低于灌丛枯落物层，从而导致 2 种林型枯落物层有效持水量偏低。

次生灌丛枯落物层的水文功能并不落后于木荷林和栲树林两种类型，但是灌丛在人类长期的干扰下，会进一步退化为草地甚至裸地，使群落结构趋于简单，涵养水源和储藏养分的能力降低，容易造成水土流失（沈会涛等, 2010）。因此，应适时有效地控制常绿阔叶林退化过程，提高林分的稳定性，以有利于提高森林生态系统涵养水源功能。

表 3 - 4 天童常绿阔叶林不同演替阶段枯落物层的持水能力

Table 3 - 4 Water holding capacity of litter floors under different successional stages of EBLFs in Tiantong

林分类型	平均现存量（$t \cdot hm^{-2}$）	平均自然含水率（%）	最大持水率（量）		有效持水率（量）	
			（%）	（$t \cdot hm^{-2}$）	%	（$t \cdot hm^{-2}$）
灌丛	6.42	51.2	208.46	13.38	125.99	8.09
木荷林	6.45	54.3	185.04	11.93	102.98	6.64
栲树林	5.71	51.8	164.53	9.39	88.05	5.03

3.2.3 枯落物层截留降雨能力

森林枯落物层具有较大的水分截持能力，影响到林内穿透雨对土壤水分的补充和植物的水分供应。对天童不同演替阶段常绿阔叶林枯落物层截留降雨能力的研究于 2009 年 4 月 1 日到 6 月 15 日间进行。观测期间，总降雨量为 288 mm，其中灌丛枯落物层的截留量为 31 mm，占总降雨量的 11%；木荷林枯落物层截留量为 25 mm，占总降雨量的 9%；栲树林枯落物层的截留量为 38 mm，占总降雨量的 13%。栲树林枯落物层截留量最多，主要是由于处于半分解状态的叶片较多，

增大了枯落物层与降水的接触面积，所吸附的雨水较多；灌丛次之，其林内树木种类较为丰富，枯落物层现存量较木荷群落高，所以枯落物层截留降雨量高于木荷林；木荷林枯落物层截留量最少，这主要是由于其叶片较为完整，同时叶片表面较为光滑，降低了对降雨的截留能力。方差分析表明，3 种林分类型枯落物层对次降雨的截留量没有显著差异。

图 3 - 5 显示了不同降雨条件下不同演替阶段林分类型枯落物层截留量变化趋势。结果表明，随着降雨量的增大，枯落物层截留量在波动中呈增加态势，截留量与降雨量的变化趋势基本趋向一致。研究期内，就单次降雨过程而言，灌丛枯落物层对降雨的最大截留量为 6.3 mm，木荷林为 3.6 mm，栲树林为 9.1 mm。

当不同林分类型林内穿透雨量少于其枯落物层最大截留量时，林内穿透雨全部被枯落物层截留而不能进入林内土壤层；而当林内穿透雨量达到最大截留量之后，雨水缓缓渗入土壤，枯落物层作为水分过滤器，减缓了地表径流。此外，枯落物层具有比土壤层更多更大的孔隙，水分更易蒸发。

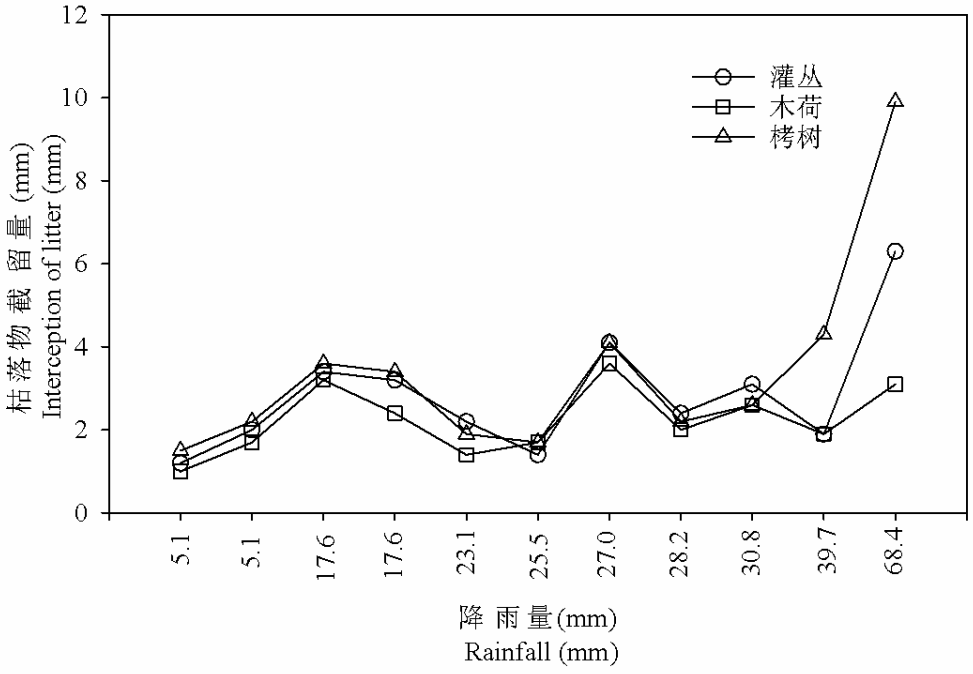

图 3 - 5 枯落物层截留量随降雨量变化曲线

Fig. 3 - 5 Correlation between litter interception and rainfall depth

3.3 小结

森林水文生态效应主要受林地枯落物的现存量、分解状况以及自身的含水

量、天气状况等多种因素的影响（王云琦等, 2004）。通过研究天童常绿阔叶林不同演替阶段枯落物层的现存量、持水特性和对降雨截留量，主要结论如下：

（1）枯落物层现存量的排列顺序为：木荷林（6.45 $t \cdot hm^{-2}$） > 灌丛（6.42 $t \cdot hm^{-2}$）> 栲树林（5.71 $t \cdot hm^{-2}$）；木荷林枯落物层平均含水率最大为 54.8%，灌丛和栲树林 2 种林分类型枯落物层的平均含水率差别不大。灌丛枯落物层最大持水率和最大持水量最高，木荷林次之，而栲树林最小。灌丛、木荷林和栲树林枯落物层的有效拦蓄量分别为 8.09 $t \cdot hm^{-2}$、6.64 $t \cdot hm^{-2}$ 和 5.03 $t \cdot hm^{-2}$。3 种林分类型枯落物层对次降雨的截留量没有显著差异。以上结果表明次生灌丛枯落物层在水文功能方面并不落后于处于演替中后期阶段的两种植被类型。

（2）常绿阔叶林不同演替阶段枯落物持水量随时间变化过程均是在前 2 个小时内持水量和吸水速率增加较快，之后增加趋势明显变缓。王云琦等（2004）和程金花等（2003）的研究结果都表明，不同林分林下枯落物层的持水作用主要表现在降雨前期的 2 h 内。经分析拟合，得到 3 种林分类型枯落物层持水量和吸水速率与浸水时间之间关系式分别为 $W=a \cdot \ln t + b$ 和 $V=k\,t^{n}$，这与龚伟等（2006）和张洪江等（2003）的研究结果相同，而与王云琦等（2004）对枯落物层吸水速率与浸泡时间的关系式：$V=k/t + c$ 有一定的差异。

第四章 土壤层水文特征研究

在生态系统不同界面间的水分传输中，土壤层通过入渗、蓄纳等作用，对降水资源分配格局产生的影响最为明显，成为森林生态系统水分的主要储蓄库（刘世荣等, 1996）。降落到林地地面上的雨水，大部分直接从裂开的土壤孔隙渗入到土层中，由于森林的存在，增加和保持了土壤的孔隙，从而增加和保持了降水土壤的渗透性能（鲁绍伟等, 2005）。

森林土壤层水文生态功能研究，需要揭示不同森林植被类型下土壤类型的组成、结构等物理特性，土壤层水分的时空变化规律以及土壤层中水分传输过程与规律性。研究天童地区不同演替阶段常绿阔叶林土壤的理化性质、水分性质、渗透性能极其对水资源的涵养状况，可为该区域的常绿阔叶林的保护和恢复提供理论依据。

4.1 材料和方法

4.1.1 样地设置

见第一章。

4.1.2 土壤水文特征

4.1.2.1 土壤物理性质

在各标准地周围选择代表性地点挖掘土壤剖面，由于研究地的自然情况所限，本研究所挖剖面深度均为 30 cm，用 100 cm^3 的环刀按照土层深度 0 - 10 cm，10 - 20 cm，20 - 30 cm 分层次取土，重复 3 次，测定土壤容重、毛管孔隙度、非毛管孔隙度、最大持水量等土壤指标（林业部科技司, 1994）。本文各土壤物理性质数据均系 3 个重复取样的平均值。

土壤容重的计算公式：

$$D = \frac{(M_2 - M_1)}{V}$$

式中，D—土壤容重（$g \cdot cm^{-3}$）；M_1—环刀重（g）；M_2—环刀和干土的质量（g）；V—环刀容积（cm^3）。

土壤含水率的计算公式：

$$P=\frac{(M_3-M_2)}{M}\times 100\%$$

式中，P—土壤含水率（%）；M_3—环刀和湿土重（g）；M—干土重（g）。

最大持水量（%）=（浸泡 12h 后环刀内湿土重（g）—环刀内干土重（g））/环刀内干土重（g）

最大持水量（mm）= 0.1 × 土层厚度（cm）× 土壤容重（g·cm^{-3}）× 最大持水量（%）

毛管持水量（%）=（在干沙上放置 2h 后环刀内湿土质量（g）—环刀内干土质量（g）/环刀内干土重（g）

毛管持水量（mm）= 0.1 × 土层厚度（cm）× 土壤容重（g·cm^{-3}）× 毛管持水量（%）

最小持水量（%）=（在干沙上放置 6h 后环刀内湿土质量（g）—环刀内干土质量（g）/环刀内干土重（g）

最小持水量（mm）= 0.1 × 土层厚度（cm）× 土壤容重（g·cm^{-3}）× 最小持水量（%）

非毛管孔隙度（%）= （最大持水量（%）—毛管持水量（%））× 土壤容重（g·cm^{-3}）

毛管孔隙度（%）= 毛管持水量（%）× 土壤容重（g·cm^{-3}）

总孔隙度（%）= 非毛管孔隙度（%）+ 毛管孔隙度（%）

土壤有效贮水量（mm）= 10000 × 非毛管孔隙度（%）× 土层厚度（m）

4.2.2.2 土壤蓄水量变化

2008 年 10 月 - 2009 年 10 月在样地内采用环刀法测定土壤含水量，每月 10 号 - 20 号之间取样，为了尽量减少降雨对土壤自然含水量的影响，保证气象条件相似性，选择至少连续一周左右不下雨的天气状况下，进行采样测定（沈会涛等, 2010）。按照 0 - 10 cm、10 - 20 cm、20 - 30 cm 分层取土，每层 3 个重复，称量湿重后在 105 ℃条件下烘干，称量其干重，计算土壤含水率、体积含水量、土壤蓄水量（黄志刚等, 2007）。土壤蓄水量的计算公式为：土壤蓄水量（mm）= 体积含水量（%）× 土层厚度（mm）。

4.2.2.3 土壤渗透速度

用室内环刀法，采用室内模拟野外天然降水情况，保持土壤原始状态，人工供水，定量观测水量入渗速率（中华人民共和国林业行业标准, LY/T 1218-1999），研究渗透速度与土壤容重、土壤孔隙度等关系。

渗透速率计算公式：

$$V = \frac{10 \cdot Q_i}{ST_i}$$

式中，V—渗透速率（$mm \cdot min^{-1}$）；S—环刀横断面积（cm^2）；Q—在时刻 t 中渗出的水量（cm^3）。

4.2 结果与讨论

4.2.1 土壤层物理性质

土壤是植物赖以生长发育的基础（Rodríguez-Iturbe and Porporato, 2004; 张庆费, 1996），在森林水分循环中起着重要的作用（谌小勇等, 1995）。土壤的物理性质决定着森林土壤层的水的运动和保持，从而影响着土壤层的水文生态效应。因此，分析常绿阔叶林不同演替阶段物理性质的变动，有助于揭示演替的变化规律。

4.2.1.1 土壤容重及孔隙度

土壤容重和孔隙度是反映土壤物理性质的重要指标。土壤孔隙组成是土壤养分、水分和空气以及微生物、植物根系等的通道或贮存库，它可以直接反映整个土体构造状况，是衡量土壤肥力的重要指标之一（吴建平等, 2004）。土壤毛管孔隙度越大，土壤持蓄水能力越强；土壤非毛管孔隙是土壤重力水移动的主要通道，与土壤蓄渗水能力更为密切（王燕等, 2008）。

本研究对天童常绿阔叶林不同演替阶段的土壤物理性质进行了测定，结果见表 4 - 1。从表可以看出，处于常绿阔叶林演替初级阶段的灌丛平均土壤容重大于处于演替中后期和顶极阶段的两种类型；3 种林分类型的表层土（0 - 10 cm）的容重均小于土层（10 - 20 cm、20 - 30 cm）的容重，这是由于森林枯落物层长期积累并腐烂形成了表层土，使该层容重小于深层土容重。这种变化格局与土壤的疏松程度及土壤中有机质和腐殖质含量有关（谌小勇等, 1995）。从演替阶段来看，土壤容重随着演替进程而呈减小趋势。

毛管孔隙数量和大小是决定土壤通气状况的主要内在因素之一，也是土壤吸收降雨能力的主要影响因子，是影响森林减少地表径流和土壤侵蚀的重要因素，因此，非毛管孔隙度是反映土壤孔隙状况的重要指标。从表 4 - 1 可以看出，土壤表层非毛管孔隙度的大小顺序是：灌丛（6.75%） > 栲树林（5.21% ）> 木荷林（4.71%）。

木荷林土壤的总孔隙度和毛管孔隙度在 3 种林分类型中最小，分别为 43.89

和 39.69，栲树林土壤总孔隙度和毛管孔隙度最大。这说明处于顶极演替阶段的栲树林对土壤的改良作用好，孔隙大，质地疏松，有利于水分的传输和储存；而总孔隙度小的土壤中水、气总容量较少，土壤的通气性能、储水性能以及入渗性能较差，降水后易形成地表径流。

林地土壤的发育直接受森林植被的影响，森林类型不同，林地表层的枯落物构成及地下根系的生长发育也各异，造成了土壤物理性质的差异性（郝占庆和王力华, 1998）。此外，在常绿阔叶林退化过程中，由于人类干扰强度的增大，使得土壤紧实度增加，导致植物根系的伸展能力下降，土壤持水能力减弱，从而进一步导致了土壤物理性质的退化（宋永昌和陈小勇等, 2007）。

表 4 - 1 天童常绿阔叶林不同演替阶段土壤物理性质

Table 4 - 1 Physical characters of soil under different successional stages of EBLFs in Tiantong

林分类型	土层/(cm)	容重(g·cm^{-3})	毛管孔隙度(%)	非毛管孔隙度(%)	总孔隙度(%)
灌丛	0-10	0.94	41.04	6.75	47.79
	10-20	1.42	43.11	4.90	48.01
	20-30	1.16	39.65	4.78	44.43
	平均值	1.17	41.27	5.48	46.75
木荷林	0-10	0.97	38.75	4.71	43.46
	10-20	1.01	40.00	4.27	44.27
	20-30	0.99	40.32	3.61	43.93
	平均值	0.99	39.69	4.20	43.89
栲树林	0-10	0.83	44.68	5.21	49.89
	10-20	0.97	43.28	5.06	48.34
	20-30	1.16	44.45	2.34	46.79
	平均值	0.99	44.14	4.20	48.34

4.2.1.2 土壤持水能力分析

林地土壤层持水能力是评价土壤涵养水源及调节水分循环的一个重要指标，反映了土壤调蓄水分的能力，能较好的评价土壤层水文功能（何常清, 2009）。根据吸持和调节水分能力的不同，可分为最大贮水能力和有效贮水能力。最大贮水力是根据土壤的总孔隙度计算；而有效贮水力是根据土壤的非毛管孔隙度计算。

本研究结果表明，栲树林土壤层总最大贮水深值最高，为 145 mm；其次为灌丛；木荷林最小，结果如表 4 - 2。对比所研究的 3 种林分类型的贮水能力，表明栲树林土壤层的贮水能力较好，其原因是由于栲树林林内为高大乔木，其强大的根系对土壤层的改造能力较强，所以，应加强对常绿阔叶林顶极阶段的保护，发挥其在水土保持中的重要作用。非毛管持水量对应的是土壤的有效贮水能力，反映了土壤的调蓄能力，灌丛的总有效贮水能力（16.5 mm）高于木荷林和栲树

林两种林型，由此可知，次生灌丛在持水性能方面也发挥着较大的作用。

表 4 - 2 天童常绿阔叶林不同演替阶段土壤持水特性

Table 4 - 2 Water-holding capacity of soil under different successional stages of EBLFs in Tiantong

林分类型	土层/(cm)	最大贮水深(mm)	总最大贮水深(mm)	非毛管贮水深(mm)	总有效贮水力(mm)
灌丛	0-10	47.8	140.2	6.8	16.5
	10-20	48.0		4.9	
	20-30	44.4		4.8	
木荷林	0-10	43.5	131.7	4.7	12.6
	10-20	44.3		4.3	
	20-30	43.9		3.6	
栲树林	0-10	49.9	145.0	5.2	12.6
	10-20	48.3		5.1	
	20-30	46.8		2.3	

4.2.2 土壤水分动态变化

土壤水分动态指以各种形式所表现的土壤含水量随时间的变化规律（于志民和王礼先, 1999）。土壤水分不仅是保证森林生长的主要因素，也是自然界水循环中的一个重要环节（秦耀东, 2003）。土壤水分动态是气候条件、土壤水文学特征和植被类型共同作用的结果（Williams *et al*., 2003; Zou *et al*., 2008; 王金叶等, 2008）。

4.2.2.1 土壤蓄水量变化

森林土壤水分是评价森林生态系统的重要指标（Jost *et al*., 2005），土壤含水量与植物吸水和土壤水分运动有密切关系。土壤水分是土壤 – 植物 – 大气连续体的一个关键因子，是土壤系统养分循环和流动的载体（黄志刚等, 2007），主要受降雨和蒸发等气象因子影响（张庆费, 1996），但植被状况对土壤持水和保水能力也有很大影响（Hupet and Vanclooster, 2002; Jost *et al*., 2005），树种的根系特征（根系数量、深度、广度和枯死等）影响土壤的孔隙发育，因而影响土壤的蓄水功能。

研究期内不同演替阶段群落的土壤蓄水量变化趋势见图4 - 1。依据2008年11月 – 2009年10月之间土壤水分的动态变化特点，将研究期划分为2个时期：

土壤水分积累期——2008 年 11 月 – 翌年 4 月。由于该时期内降雨减少，太阳辐射减弱，气温和土温降低，空气湿度增大，林地蒸散降低；同时，由于根系从深层土壤中吸收水分来维持树木的生长，这也是土壤水分积累的一个原因。

3 种林分类型中，灌丛土壤蓄水量最少，这可能是因为其根系最短，从深层土壤中吸收水分的能力低于木荷林和栲树林，所以在降雨量较少的时期，灌丛土壤蓄水量最少。

土壤水分消耗期——2009 年 5 月 – 10 月。由于梅雨季节的来临，充沛的大气降雨使得土壤水分得到了补充和蓄存，但由于植物旺盛的新陈代谢和蒸腾作用消耗掉大量土壤水分，造成土壤蓄水量较低；7 月 – 10 月间，台风带来大量降水，而该时期内，乔木层和林下灌木草本植物生长茂密，消耗土壤水分，造成土壤蓄水量月份之间波动较大。

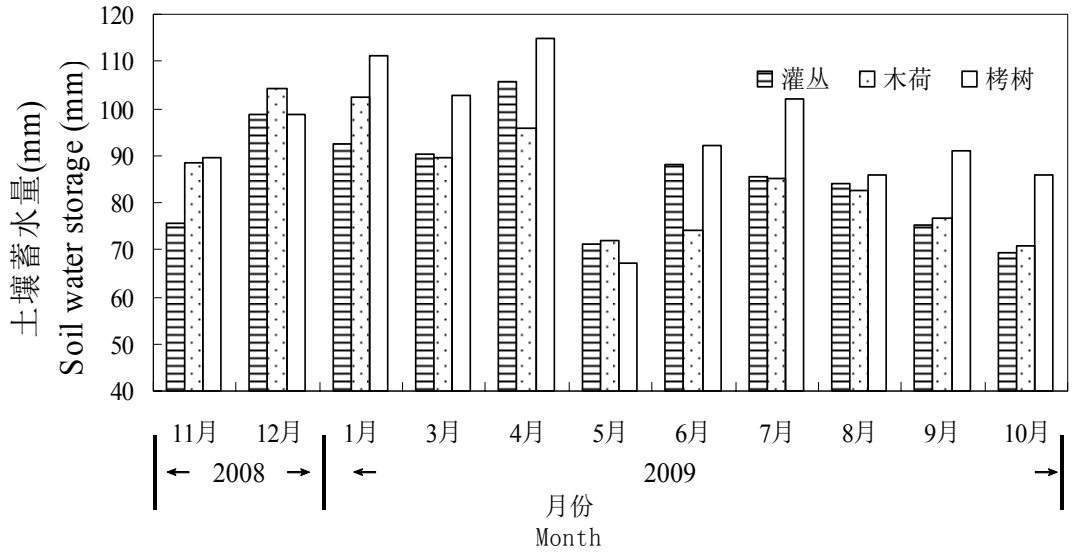

图 4 - 1 天童常绿阔叶林不同演替阶段土壤蓄水量（mm）变化

Fig. 4 - 1 Monthly variation of soil water storage (mm) under different successional stages of EBLFs in Tiantong

4.2.2.2 土壤水分的垂直变化

常绿阔叶林不同演替阶段土壤水分的动态变化具有明显的差异，但从总体来看，它们都存在基本一致的变化规律，即不论何种林分及层次，其含水率的变化与大气降雨密切相关。图 4 - 2 为不同演替阶段常绿阔叶林林内土壤含水率变化曲线。从图可以看出，灌丛和木荷林两种林型内的土壤水分含量变化趋势大体为：表层土壤（0 - 10 cm）的含水率最高，中层土壤（10 - 20 cm）的含水率次之，而下层土壤（20 - 30 cm）的含水率最低。而栲树林林内土壤水分含量变化趋势为：表层土壤的含水率最低，下层土壤的含水率最高。这可能是由于栲树林林内土壤孔隙大，质地疏松，有利于水分的下渗，所以下层土壤含水率高于表层土壤。

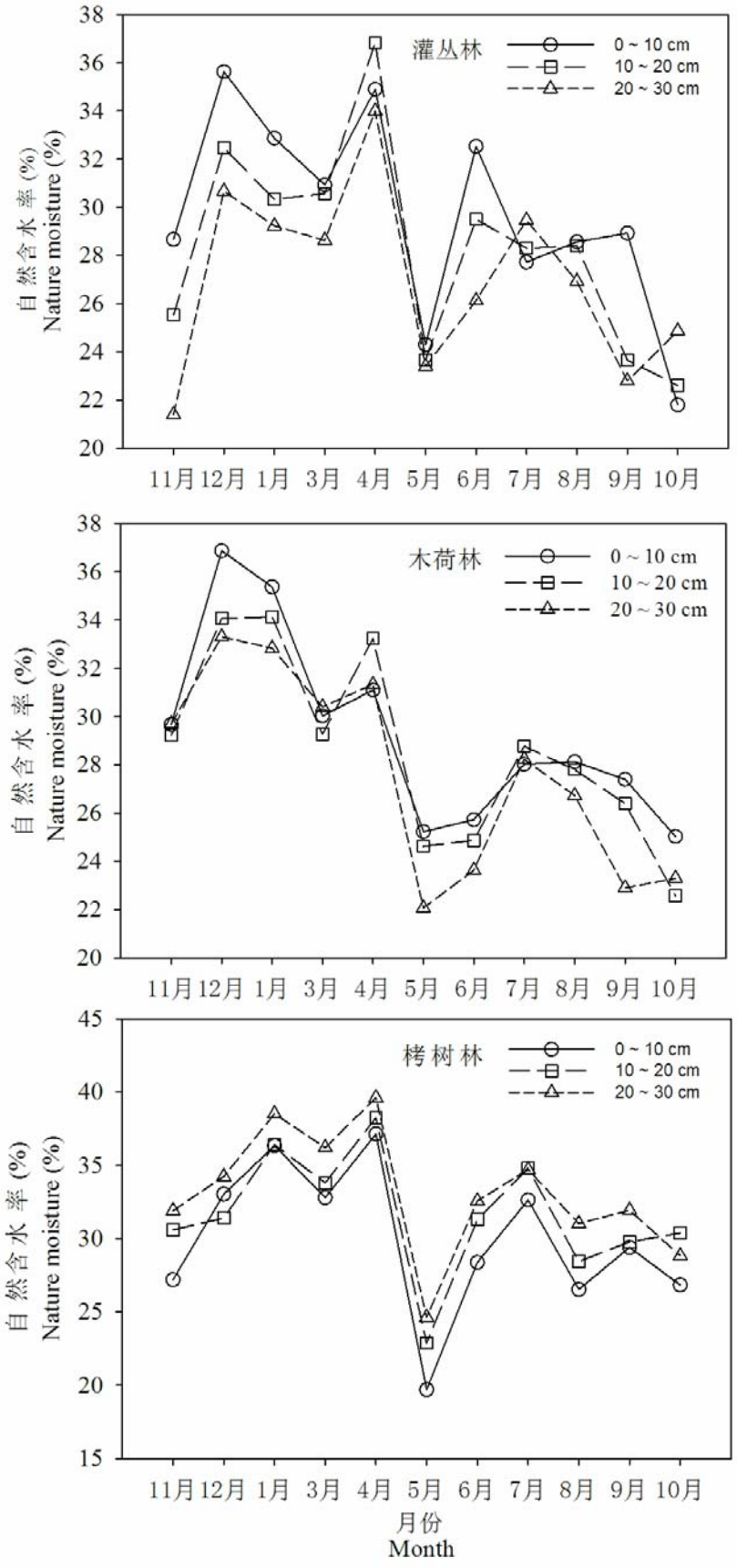

图 4 - 2 常绿阔叶林不同演替阶段林内土壤含水率变化曲线

Fig. 4 - 2 Dynamics of soil moisture (%) under different successional stages of EBLFs

4.2.3 土壤水分入渗

森林土壤水分入渗过程是一个复杂的水文过程，是评价植被层水分调节能力的重要内容（Wendroth *et al*., 1999; 韩冰等, 2004; 孔亮和陈祥伟, 2005）。渗透性能良好的土壤，在一定的降雨强度条件下，水分可以充分地进入土壤贮存起来或转变为地下径流，不易形成地表径流，使林地水土流失得到有效控制，从而起到保持水土的作用（李德生等, 2004; 刘道平等, 2007）。研究不同植被覆盖下的土壤贮水量及水分入渗规律是探讨森林流域产流机制的基础和前提，对于研究不同植被类型水文过程的调节机制具有重要的意义（漆良华等, 2007; 张志强等, 2003）。

4.2.3.1 不同演替阶段植被林型土壤入渗特征

土壤渗透特性是土壤极为重要的物理特征参数，土壤渗透性能的好坏，直接影响到地表径流量的大小，对土壤侵蚀的影响很大（包昱峰等, 2007; 吕刚和吴祥云, 2008）。土壤入渗性能与植被类型和土壤质地、结构、地面坡度、土壤剖面含水量、土壤大孔隙特征等有关（Castro *et al*., 2006; 孙艳红等, 2006），并随入渗时间的推移逐渐降低，最终趋于一个常数，即稳定入渗率（杨永辉等, 2008）。

不同演替阶段常绿阔叶林土壤各层入渗性质见表 4 - 3。根据实测结果，不同演替阶段表层土壤（0 - 10 cm）和中层土壤（10 - 20 cm）的初渗率排列顺序是栲树林 > 木荷林 > 灌丛；而下层土壤（20 - 30 cm）的初始入渗率则是灌丛最大，木荷林最小。3 种林分表层土壤的稳渗率排列顺序是栲树林（3.77 mm/min）> 灌丛（2.97 mm/min）> 木荷林（2.87 mm/min）；中层土壤的稳渗率则随着进展演替过程呈增大趋势；灌丛下层土壤的稳渗率最大为 5.95 mm/min，木荷林最小。

表 4 - 3 常绿阔叶林不同演替阶段土壤各层入渗性质

Table 4 - 3 Characteristics of soil water infiltration rate in each soil genetic horizons under different successional stages of EBLFs

林分类型	土层/(cm)	初渗率(mm/min)	稳渗率(mm/min)	初渗时含水量(%)
灌丛	0 - 10	5.33	2.97	34.9
	10 - 20	2.92	1.35	36.83
	20 - 30	9.88	5.95	34
木荷林	0 - 10	5.95	2.87	31.1
	10 - 20	3.50	2.23	33.23
	20 - 30	3.13	1.93	31.33
栲树林	0 - 10	6.30	3.77	37.13
	10 - 20	4.70	2.65	38.23
	20 - 30	3.38	2.20	39.6

结果表明，处于演替中后期阶段的表层土壤入渗性明显优于灌丛，这是由于处于演替中后期阶段的木荷林和栲树林根系发育好，根量多，能提供丰富的枯枝落叶，同时，在老龄林的土壤层可以形成很多的大小孔道，孔隙度的增加不仅有利于土壤中纵向的水分渗透，而且也加速了横向的水分渗透，缩短了渗透时间，能够对土壤水分渗透创造疏透的条件，这也说明演替对土壤渗透性能的影响比较明显。地表的实际入渗率除了取决于土壤特性以外，还受土壤含水量的制约，因为土壤的初始含水量决定着土壤的水势。

不同演替阶段常绿阔叶林各层土壤入渗率变化见图 4 - 3。3 种林分类型土壤入渗率在渗透初期剧烈变化，且急剧下降，随着时间的推移逐渐趋于平稳，最后达到稳定状态。根据土壤入渗过程曲线将入渗过程划分为 3 个阶段：

（1）初渗阶段（0 - 20 min）： 3 种林分类型在渗透初期，土壤入渗速率很大，变化率大，此阶段土壤水分主要受土壤表面分子力作用，入渗量的变化与初始含水量关系密切。3 个演替阶段常绿阔叶林植被类型土壤不同层次之间的初始渗透率具有明显区别。

（2）过渡阶段（20 - 40 min）：在过渡阶段，土壤渗透速率逐渐变小，但速率变化不明显，变化率小于初渗阶段，入渗主要受毛管力的作用。

（3）稳渗阶段（40 min -）：主要发生在 40 min 以后，此时土壤水分已经全部充满孔隙，水分主要在重力的作用下做渗透运动，最后达到稳定状态。

研究结果表明，栲树林和木荷林两种林分类型的表层土壤入渗率大于下层土壤，这有利于将地表径流迅速转化为壤中流，特别是对于短历时较高强度暴雨作用明显。灌丛下层土壤（20 - 30 cm）的初始入渗率较大，这可能是由于该演替阶段土壤层中含有石砾，增加了土壤的孔隙，导致在实测过程中土壤入渗率大于演替中后期两种林分类型的土壤入渗速率。

4.2.3.2 不同演替阶段植被林型土壤入渗过程模拟

受土壤各方面性质及供水过程的影响，土壤水分入渗是一个复杂的过程，是流域水分循环的一个重要环节，不但决定着降雨进入土壤的速率和数量，而且还最终决定着流域产流量的大小（程根伟等, 2004）。所以，阐明不同演替阶段常绿阔叶林土壤的入渗特征，对于探讨流域水分循环机制，进而构建流域水分模型是十分重要的。

多年来，许多学者对土壤水分运动机制和过程等进行了大量研究，并试图通过确定某些参数与土壤特征之间的关系，建立土壤水分入渗的数学模型，包括理

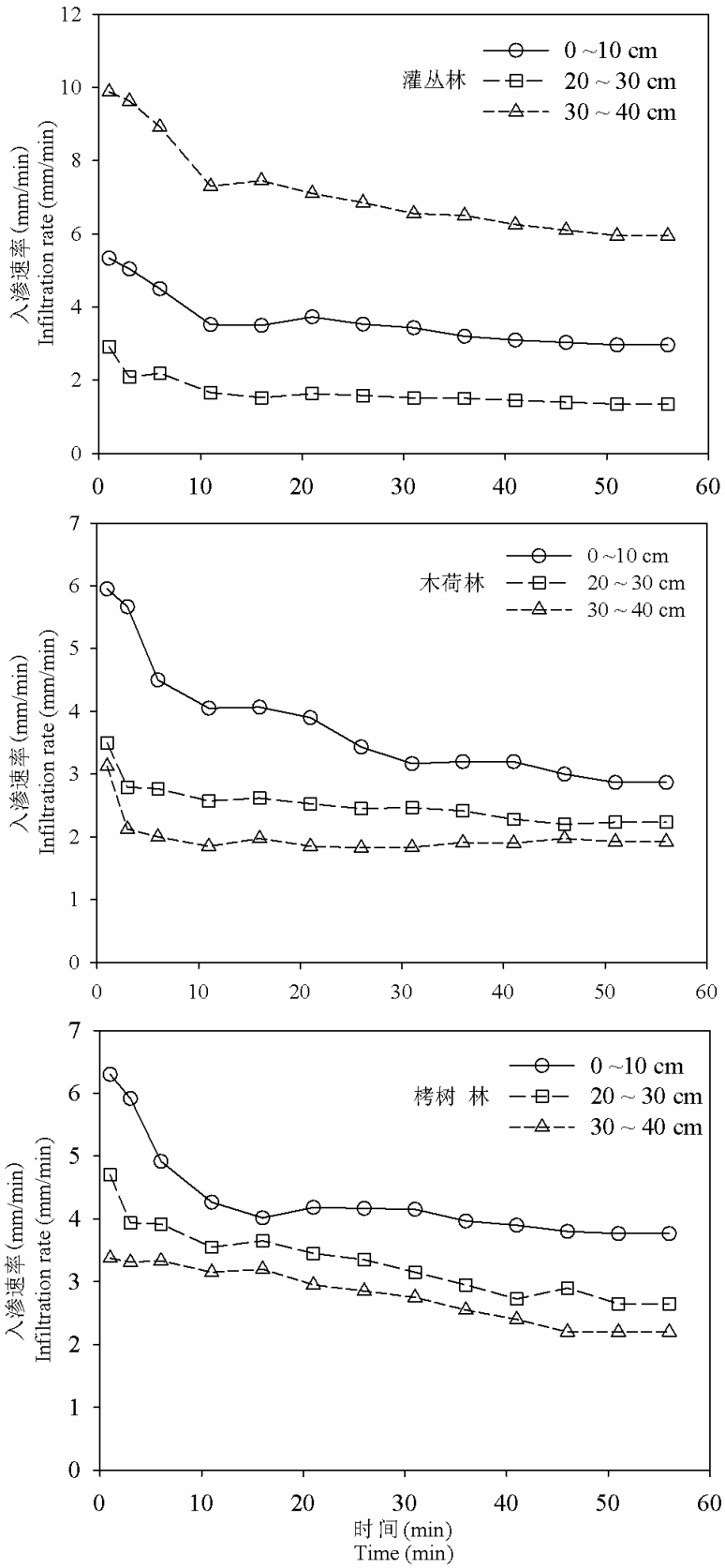

图 4 - 3 常绿阔叶林不同演替阶段土壤各层入渗速率变化曲线

Fig. 4 - 3 Dynamics of soil infiltration rate under different successional stages of EBLFs

论模型、经验模型以及半理论半经验模型，其实用各异，常用的模型有 Kostiakov 经验公式、Horton 公式和蒋定生公式等（赵西宁和吴发启, 2004）。

（1）Kostiakov 公式

$$i = a \cdot t^{-b}$$

式中，i 为入渗速率；t 为入渗时间；a、b 为根据试验资料拟合的经验参数。当 $t \to \infty$时，$i \to 0$，当 $t \to 0$ 时，$i \to \infty$，而当 $t \to \infty$时，只有在水平吸渗情况下才出现，垂直入渗条件下不符合实际。但在实际情况下，只要能确定出 t 的期限，该公式还是比较简便而且较为准确。

（2）Horton 公式

$$i = i_c + (i_0 - i_c) \cdot e^{-\beta t}$$

式中，i_0 为 $t = 0$ 时刻的初渗速率；i_c 为稳渗速率；β 为特征参数，决定着 i 从 i_0 减小到 i_c 的速度。该公式为经验公式，虽然缺乏物理基础，但由于其应用方便，至今在许多试验研究仍然沿用。

（3）蒋定生公式

$$i = i_c + (i_1 - i_c) / t^a$$

式中，i_1 为第 1 min 末的入渗速率。该式是蒋定生在分析 Kostiakov 和 Horton 入渗公式的基础上，提出的描述在积水条件下的入渗公式。

利用以上公式对本研究中不同演替阶段常绿阔叶林各土壤层入渗过程进行模拟的结果见表。从表 4 - 4 中的拟合结果可以看出，采用 Kostiakov 公式模拟不同林分内表层土壤（0 -10 cm）和中层土壤（10 - 20 cm）入渗过程较好，采用 Horton 公式模拟 3 种林分内下层土壤（20 - 30 cm）入渗过程较好。采用蒋定生公式模拟土壤入渗过程得到的 R 值虽然也较大，但该公式是基于黄土高原地区的基础上提出，应用于本研究区域的山地土壤渗透过程中具有一定的局限性。

4.3 小结

土壤水分入渗和水分贮存作为森林植被的主要水文过程和功能，是反映森林植被保持水土和涵养水源作用的重要水文参数（孙艳红等, 2006）。由于森林植被对土壤层长时间的改造作用，尤其是枯落物和根系对土壤层的作用，不同的森林类型土壤水文功能表现出不同的特征。

表 4 - 4 常绿阔叶林不同演替阶段土壤层入渗模型参数

Table 4 - 4 The parameters of soil water infiltration models under different successional stages of EBLFs

森林植被类型	土壤层次/(cm)	Kostiakov 公式 $i=a\cdot t^{-b}$			Horton 公式 $i=i_c+(i_0-i_c)\cdot e^{-\beta t}$				蒋定生公式 $i=i_c+(i_1-i_c)/t^a$			
		a	b	R^2	i_0	i_c	β	R^2	i_1	i_c	a	R^2
灌丛	0 - 10	5.5667	0.1515	0.935	5.33	2.97	0.0741	0.930	5.33	2.97	0.4857	0.826
	10 - 20	2.8136	0.1857	0.941	2.92	1.35	0.1244	0.884	2.92	1.35	0.6311	0.927
	20 - 30	10.4903	0.1341	0.935	9.88	5.95	0.0621	0.965	9.88	5.95	0.4384	0.788
木荷林	0 - 10	6.305	0.1837	0.946	5.95	2.87	0.0674	0.957	5.95	2.87	0.4662	0.832
	10 - 20	3.3628	0.1012	0.928	3.5	2.23	0.1032	0.793	3.5	2.23	0.5882	0.919
	20 - 30	2.7266	0.1096	0.659	3.13	1.93	0.3709	0.844	3.13	1.93	1.7844	0.969
栲树林	0 - 10	6.3816	0.1364	0.941	6.3	3.77	0.1074	0.936	6.3	3.77	0.5808	0.872
	10 - 20	4.7621	0.1278	0.907	4.7	2.65	0.0551	0.895	4.7	2.65	0.423	0.818
	20 - 30	3.7026	0.1002	0.692	3.38	2.2	0.0317	0.855	3.38	2.2	0.2641	0.528

（1）常绿阔叶林不同演替阶段土壤容重随着土层加深而逐渐增大，总孔隙度、毛管孔隙度、非毛管孔隙度均随土层加深呈逐渐减小的趋势。土壤容重随着演替过程而呈减小趋势，灌丛 0 - 30 cm 土壤层的平均容重值最大，为 1.17 $g \cdot cm^{-3}$；木荷林和栲树林的土壤容重值较为接近。栲树林的土壤总孔隙度最大，为 48.34，灌丛次之，木荷林最小。

（2）各林型土壤最大贮水能力在 131.66 mm - 145.02 mm 之间，栲树林土壤贮水能力最强，木荷林土壤贮水能力最弱；有效贮水能力大小变化在 12.6 mm - 16.5 mm 之间，灌丛有效贮水能力最大。不同林型随着土壤的加深，其有效贮水能力逐渐减小。在土层厚度一定时，最大贮水量与总孔隙度有关，土壤有效贮水量与非毛管孔隙度有关。土层越深，土壤容重越大，非毛管孔隙度越少，有效贮水量相对较弱。

土壤水分的季节变化可分为土壤水分积累期（2008 年 11 月 – 2009 年 4 月）、土壤水分消耗期（2009 年 5 月 – 10 月），大气降水是土壤含水量变化的主要控制因子，土壤含水量随大气降雨的分布而变化的趋势十分明显。

（3）3 种森林类型土壤各层土壤入渗表现出一定的规律性，0 - 20 min 为土壤入渗的初始阶段，渗透速率的过渡阶段出现在 20 - 40 min 内，40 min 后为入渗平稳阶段。灌丛土壤层的最大初始入渗率出现在下层土壤（20 - 30 cm），为 9.88 mm/min；木荷林和栲树林的最大初始入渗率均出现在上层土壤（0 -10 cm），分别为 5.95 mm/min 和 6.30 mm/min。一般而言，土壤容重越大，稳渗率就越小，木荷林和栲树林下层土壤稳渗率较两种林分类型的表层土壤和中层土壤小，而灌丛则与之相反。相比之下，Kostiakov 公式和 Horton 公式这两种经验模型应用于本地区森林类型土壤入渗研究中具有较好的适用性。

第五章 常绿阔叶林水化学特征研究

森林生态系统是一个内部结构和功能错综复杂的系统，系统中水分和养分循环是维持系统中有机物生产的基本功能过程，而且在水文过程中营养元素的变化是系统研究中的一个重要分支（陈步峰等, 1994）。深刻了解一个系统由外界环境中各种化学物质随降雨的输入、内部迁移及转化和输出的生物地球化学过程的定性、定量变化规律，对于生态系统生产力的持续发展是非常必要的（Staelens *et al*., 2005; 王青春等, 2000）。

穿透雨和树干茎流是森林生态系统中营养物质循环的重要途径（Ahmad-Shah and Rieley, 1989; Chuyong *et al*., 2004; Germer *et al*., 2007; Raat *et al*., 2002; Wanek *et al*., 2007; Zimmermann *et al*., 2007）。由降雨输入系统的雨含物，经过林冠后，随穿透水和树干茎流进入土壤（Aikawa *et al*., 2006; Ahmad-Shah and Rieley, 1989; Bellot and Escarre, 1998; Herrmann *et al*., 2006; Johnson and Lehmann, 2006; Khan, 1999; Levia, 2003），穿透雨和茎流中各种营养物质的含量发生变化（Schroth *et al*., 1999; Wilcke *et al*., 2001）。树干茎流量较穿透雨量低很多（Aboal *et al*., 1999; Carlyle-Moses and Price, 2006），但由于茎流直接流入植物的根区，并沿着根的生长方向进入土壤，促使土壤的部分养分重新分配，使得茎流养分输入对森林生态系统的养分循环起着重要的作用（Chang and Matzner, 2000; 于小军等, 2003）。

定量研究森林水文过程中穿透雨和树干茎流中化学物质含量变化，不仅能为森林生态系统提供重要的营养物质循环的信息（Marques and Ranger, 1997; Thimonier, 1998; Tobón *et al*., 2004），同时在计算一个系统的物质输入、评价系统的养分循环及生态建模时都是必不可少的（Potter *et al*., 1991）。本章的主要目的是探讨天童地区大气降雨化学与不同演替阶段常绿阔叶林穿透雨化学和树干茎流化学特征之间的关系，对亚热带森林生态系统养分循环的深入研究具有重要意义。

5.1 材料和方法

5.1.1 样地设置

见第一章。

5.1.2 采样方法和样品保存

森林水质测定是建立在森林水文测定基础上的。本研究中按次降雨分别采集大气降雨、穿透水、树干茎流样品，采样在 2009 年 4 月 - 10 月和 2010 年 11 月 - 12 月两个阶段进行。各林内按单条对角线采集 5 个穿透雨的样品，再采集 8 个树干茎流样品，分别装入 250 ml 聚氯乙烯塑料瓶，带回实验站内，同时采集大气降雨样品，放入 4 °C 冰箱冷藏保存待测。

5.1.3 水质参数分析方法

测定的水质参数包括 pH、电导率、SO_4^{2-} 、K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}。其中，pH、电导率和 SO_4^{2-}在天童国家生态监测站实验室进行，K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}的离子浓度在华东师范大学化学系实验室测定。大气降雨、穿透雨和树干茎流样品在采集 24 h 内，不过滤直接测定 pH（PHS - 3D 型酸度计）和电导率（5022 型电导率仪）。上述测定完成后，用 0.45 μm 微孔滤膜过滤剩余水样品，在 4 °C 冰箱冷藏直至样品测定。用硫酸钡浊度法测定 SO_4^{2-}，用电感耦合等离子原子发射光谱仪（型号：IRIS Intrepid II XSP）测定 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}离子浓度（Erisman *et al*., 2003; Tobón *et al*., 2004）。

5.1.4 数据分析

大气降雨、穿透雨和树干茎流 pH 的平均值均取算数平均值。

大气降雨、穿透雨和树干茎流的电导率和离子浓度均值（Volume-weighted means, *VWM*）计算均采用离子浓度雨量加权法（Germer *et al*., 2007; Zimmermann *et al*., 2008; 魏虹等, 2008）：

$$VWM = \frac{\sum_{n=1}^{i} C_i V_i}{\sum_{n=1}^{i} V_i}$$

式中：*VWM* 为离子浓度均值；C_i 为第 *i* 次降水中离子浓度；V_i 为第 *i* 次降水的降水量；*N* 为降水总次数。通过 2009 年 4 月 - 10 月和 2010 年 11 月 - 12 月测定的大气降雨、穿透雨和树干茎流总量来计算各降雨分量的 *VWM* 值。使用 2009 年 4 月 1 日 - 2010 年 3 月 31 日的大气降雨量（2060 mm）代表研究期内完整的年降雨量结果。

年沉降量（Filoso *et al*., 1999）的计算公式为：

$D = (C) \times (V)$

式中，D 为沉降量，C 为离子浓度均值（*VWM*），V 为完整水文年内的大气降雨量、穿透雨量和树干茎流量。通过研究期内所测定的穿透雨率（灌丛：66%；木荷：55%；栲树：77%）和树干茎流率（灌丛：9%；木荷：14%；栲树：6%）与完整水文年降雨量的乘积来估算不同演替阶段年穿透雨量和年树干茎流量。

对于给定养分元素，进入到林地地面的降水化学输入（Total input）是指林内雨（穿透雨 + 茎流雨）中含有的化学物质的总输入；从穿透雨和茎流中扣除降水输入后剩余的部分称作净输入量（Rainfall loading）（Chuyong *et al*., 2004; 李凌浩等, 1994），即：

总输入量 = 穿透雨 + 树干茎流

净输入量 =（穿透雨 + 树干茎流）– 大气降雨

采用 SPSS 18.0 软件进行 Pearson 相关性分析和主成分分析。

5.2 结果与讨论

5.2.1 大气降雨化学特征研究

大气中所含的化学物质，既能以干的尘埃状态进入森林生态系统，也能作为雨滴中的悬浮物从大气中被淋洗下来（Balestrini and Tagliaferri, 2001; 李凌浩等, 1994）。大气降水中的营养物质输入是森林生态系统外部养分输入的主要途径，对于贫瘠和岩石风化速度缓慢的土壤，降水养分的供应具有极其重大的意义（李凌浩等, 1994）。降水成分的变化与排放源位置、地形条件、地区主导风向等因素有关，大气降雨化学组分的变化在一定程度上反映出大气颗粒物污染的特征（Grodzińska-Jurczak, 1995; 胡敏等, 2005）。

5.2.1.1 大气降雨化学性质

研究期内大气降雨 pH 值及养分浓度月份变化见表 5 - 1。

从表可以看出，天童地区大气降雨 pH 值在 4.6 - 6.8 之间波动，属于酸性降雨。大气降雨的 pH 值受大气中 CO_2、SO_2 和其它污染性气体以及悬浮颗粒的影响，与空气中酸性物质的含量密切相关。2009 年 6 月无雨日天数较多，干沉降物质直接影响降雨的 pH 值，pH 值在观测各月内最低。

降水电导率高反映出大气污染显著。研究期内，大气降雨电导率在 7 - 138 μS/cm 之间，平均值为 22 μS/cm，低于魏虹等（2005）对缙云山大气降雨的电导

率研究结果（33.90 μS/cm）。电导率的月份变化格局明显受降水量的支配（樊后保, 2000），降水量越小，电导率越高。2009 年 9 月和 2010 年 11 月电导率平均值最高，均为 45 μS/cm，主要是由于这两月内空气中的悬浮颗粒较多，而降雨量也较低。

表 5 - 1 林外降雨 pH 和养分含量月份变化（单位：mg L^{-1}）

Table 5 - 1 Monthly variations of nutrient concentrations of rainfall (Unit: mg L^{-1})

	2009 年 (雨季)							2010 年 (干季)	
	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
pH	5.7	5.2	4.6	5.3	5.4	5.1	5.1	6.3	6.8
EC[a]	23	28	30	20	17	45	11	45	29
Ca^{2+}	12.05	19.65	6.99	6.88	5.43	11.00	3.11	20.15	7.84
K^{+}	0.34	1.01	0.61	0.38	0.57	0.92	0.48	3.22	2.09
Mg^{2+}	0.18	0.23	0.17	0.15	0.26	0.61	0.16	1.46	0.83
Na^{+}	0.41	0.57	0.35	0.13	1.47	1.82	0.38	5.53	3.83
SO_4^{2-}	6.84	14.98	16.12	7.33	7.66	9.93	5.04	7.67	2.65

[a] 电导率单位为 μS/cm。

天童地区大气降水中 Ca^{2+}和 SO_4^{2-}的浓度明显高于其他元素，这与 Balestrini 和 Tagliaferri（2001）对意大利北部山区大气降水的研究结果相一致。其中，2010 年 11 月 Ca^{2+}浓度最高为 20.15 mg·L^{-1}，月际变幅在 3.11 - 20.15 mg·L^{-1} 之间。从单次降雨的结果来看，大气降雨所含 Ca^{2+}最多时达 45.93 mg·L^{-1}，出现在 2009 年 10 月份，所对应的次降雨量最低，且此次降雨之前连续无雨日的天数最多，达 13 天。

大气中的硫氧化物是形成酸雨的主要酸性物质（Grodzińska-Jurczak, 1995），而硫沉降是森林生态系统退化的主要原因之一（Balestrini and Tagliaferri, 2001），大气硫沉降的显著增加对森林生态系统的结构和功能构成了严重威胁，包括抑制林木根系从土壤中对基础阳离子的吸收，有毒铝的释放和土壤 pH 值降低等，这些都将导致林木养分失衡，也削弱了树木对环境胁迫的抗性（Balestrini and Tagliaferri, 2001）。天童地区大气降水中 SO_4^{2-}浓度较大，其月际变幅在 2.65 - 16.12 mg·L^{-1} 之间，最低值出现在 2010 年 12 月，而最高值为 2009 年 6 月。

与 Ca^{2+}和 SO_4^{2-}的浓度相比，K^{+}、Mg^{2+}和 Na^{+}离子浓度较低。3 种离子浓度在 2010 年干季（11 月和 12 月）较高，在 2009 年雨季偏低。这可能是由于干季中无雨天数较多，空气中所包含的离子含量逐渐积累，引起干季降雨中离子浓度偏高。

测定时段大气降水中 pH 值和元素含量变化幅度较大，主要是因为：（1）降

雨条件如降水的强度、季节、降雨量、持续时间以及次降雨之间的时间间隔等对降水中化学性质的影响，表现在不同月份降水中的化学元素含量不同（表 6 - 1）。（2）环境条件和气象条件对降水中化学性质的影响，大气污染状况，台风时期降雨携带的各种化学物质成分随气象因素变化较大（李凌浩等, 1994; 刘世海等, 2001）。（3）人类活动对环境的影响亦会引起局部地区大气降水中的化学元素含量的变化，特别是随着人类向环境中释放污染物质量的增加（Tamm and Cowling, 1977; 陈书军等, 2006）。

5.2.1.2 大气降雨化学组份相关分析

表 5 - 2 是大气降雨化学组份的相关系数表。pH 值与电导率和其它离子之间无显著相关性，这主要是由于降水的 pH 值高低并不与降水的离子组成浓度直接相关，而是取决于降水中酸性因子和碱性阳离子中和后的总效应，即单纯的降水酸度并不能完全反应降水污染的程度（魏虹等, 2005）。但是，酸雨的出现，将会加速森林冠层养分离子的冲刷，也容易导致森林土壤养分流失量较大（刘菊秀等, 2003）。电导率与 Ca^{2+}、Mg^{2+}、Na^{+}和 SO_4^{2-}离子之间显著相关，是降水中所含总离子综合性指标的反应（王登芝等, 2005）。大气降水中 4 种阳离子两两之间（除 Ca^{2+}和 K^{+}之间）均显著相关，表明它们可能共同来源于土壤尘粒；Ca^{2+}和 SO_4^{2-}离子之间显著相关，可能是它们在降水中相互以盐的形式存在。

表 5 - 2 天童大气降雨化学组份 Pearson 相关系数表

Table 5 - 2 Pearson correlation coefficients of the chemistry composition of the bulk precipitation in Tiantong

	pH	EC	Ca^{2+}	K^{+}	Mg^{2+}	Na^{+}	SO_4^{2-}
pH	1.000	0.364	0.369	0.317	0.350	0.378	−0.037
EC		1.000	0.858**	0.350	0.700**	0.508**	0.690**
Ca^{2+}			1.000	0.359	0.639**	0.460*	0.625**
K^{+}				1.000	0.726**	0.775**	0.133
Mg^{2+}					1.000	0.930**	0.292
Na^{+}						1.000	0.050
SO_4^{2-}							1.000

** $P < 0.01$； * $P < 0.05$

5.2.1.3 大气降雨化学组份主成分分析

主成分分析可以对多种变量的数据进行最佳综合简化和相关类型分析并且找出它们之间的主次结构关系。采用主成分分析方法对大气降水化学数据进行分析，依据其特征值大小进行提取主成分因子（表 5 - 3 和图 5 - 1）。计算后得到两

个主成分，它们占到总数据方差的 78.22%。第一个主成分有 Mg^{2+}、Na^{+}、K^{+}和部分 EC 的影响，占到总方差的 56.69%，反映了漂浮在大气中土壤颗粒物的成分；第二个主成分主要由 SO_4^{2-}、EC 和 Ca^{2+}组成，占到总方差的 21.53%，它主要反映了酸性气体（SO_2）对大气降水的影响。

表 5 - 3 天童大气降雨化学组份主成分分析结果

Table 5 - 3 Results of Principal Component Analysis on rainwater compostion in Tiantong

离子成份	主成分 1 – 因子载荷	主成分 2 – 因子载荷
pH	0.49	-0.28
EC	0.86	0.41
Ca^{2+}	0.83	0.40
K^{+}	0.72	-0.47
Mg^{2+}	0.92	-0.23
Na^{+}	0.82	-0.48
SO_4^{2-}	0.51	0.77
累积方差(%)	56.69	78.22

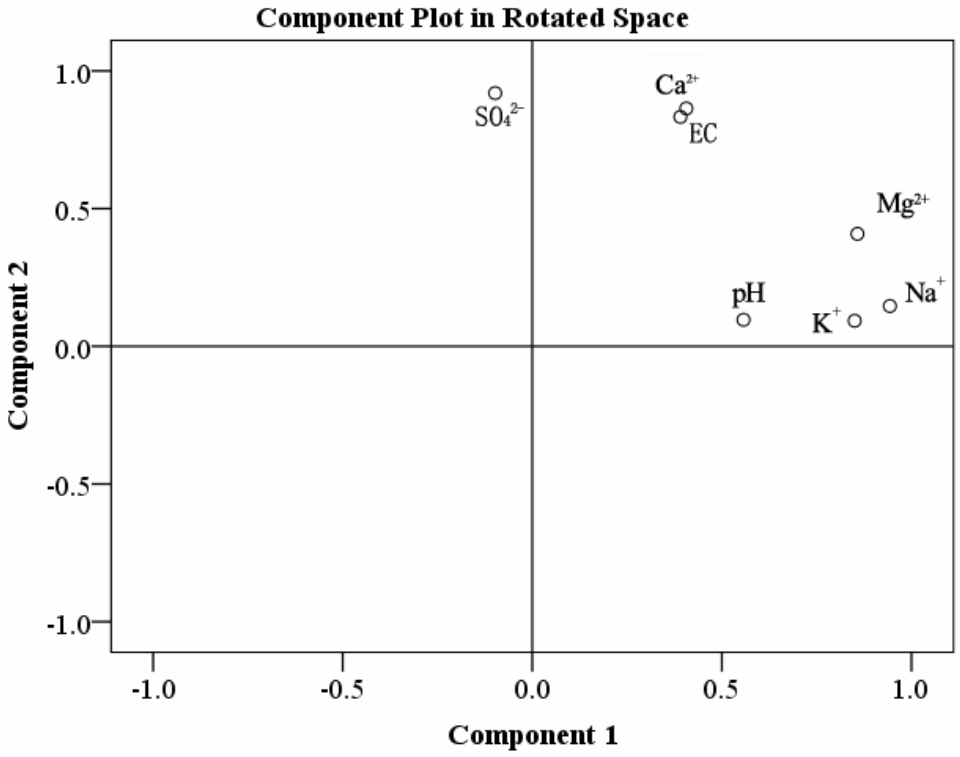

图 5 - 1 天童大气降水组份旋转空间的成分分布图

Fig. 5 - 1 Spatial distribution of rainwater compostion in Tiantong

5.2.2 穿透雨和树干茎流的淋溶效应

森林生态系统养分输入的一个重要途径是大气降水过程中的营养物质的输入（Potter *et al*., 1991; Levia, 2003; 甘健民等, 1997; 刘世海等, 2001）。由于降雨

对森林冠层和树干淋溶出的养分大多为可溶性物质，随穿透雨和树干茎流直接进入森林表层，能直接被植物吸收利用，提高了养分利用率（Dezzeo and Chacón, 2006; Eaton *et al*., 1973）。因此，大气降雨对森林冠层和树干表面的淋洗、淋溶、吸收和吸附的过程，具有促进植物生长、加速养分循环的作用。

5.2.2.1 浓度特征

研究期内林外降雨和不同演替阶段穿透雨和树干茎流组份平均值见表 5 - 4。不同演替阶段常绿阔叶林林内穿透雨和树干茎流的 pH 值均较大气降雨低，这表明森林冠层和树干对降水具有一定的酸化作用，与其他研究中的结果一致（Fan *et al*. 1999; Silva and Rodríguez, 2001;樊后保, 2000）；而也有研究结果表明，降雨经过冠层后形成的穿透雨 pH 值增加（Chang and Matzner, 2000; 刘菊秀等, 2003; 莫江明等, 2002; 宋文龙等, 2010）。灌丛、木荷林和栲树林的穿透雨 pH 值分别为 5.2、5.0 和 4.8，可见，随着演替进程，穿透雨中的 pH 值逐渐降低。这是由于处于演替后期的木荷林和栲树林树木冠幅较灌丛大，叶片附着的酸性物质也较多，形成的穿透雨酸性较强，pH 值低。不同演替阶段树干茎流的 pH 值均较其林内穿透雨 pH 值低，这表明从树干淋溶下来的酸性物质比森林冠层多。穿透雨和树干茎流的 pH 值小于大气降雨的原因主要是森林冠层和树干易吸附 H^+离子，森林冠层容易酸化，冠层积聚 H^+将导致更多的营养元素离子的析出（Nicholson *et al*., 1980）。如果冠层拦截的矿质元素离子不断被淋洗，进入林内土壤后又随地表径流流失，长期下去冠层吸收不到足够的营养，将导致森林退化。

表 5 - 4 大气降雨、穿透雨和树干茎流的化学组份的均值（单位：mg L^{-1}）

Table 5 - 4 Volume-weighted mean concentration of sampled rain, throughfall, and stemflow events during the entire study period (Unit: mg L^{-1})

降雨组份	大气	灌丛		木荷		栲树	
		穿透雨	茎流	穿透雨	茎流	穿透雨	茎流
降雨次数	25	25	25	25	25	25	25
雨量(mm)	1399	926	130	780	192	1087	85
pH	5.5	5.2	4.1	5.0	4.4	4.8	4.2
EC [a]	22	30	38	29	50	36	64
Ca^{2+}	7.82	7.12	6.79	7.14	7.25	7.25	7.09
K^+	0.75	2.38	3.91	2.54	6.05	3.42	8.63
Mg^{2+}	0.30	0.50	0.45	0.53	0.46	0.77	0.73
Na^+	1.13	1.43	1.70	1.46	1.77	1.84	2.21
SO_4^{2-}	8.22	8.66	8.93	7.53	8.22	9.03	11.20

[a] 电导率单位为 μS/cm。

降水通过林木的冠层和树干之后，其电导率发生了变化（表 5 - 4）。穿透雨平均 *EC* 值比大气降雨增加了 0.4 倍（灌丛）、0.3 倍（木荷林）和 0.6 倍（栲树林），而树干茎流 *EC* 值则相应地增加了 0.7 倍、1.3 倍和 1.9 倍。电导率的高低是离子浓度的反映，因为电解质溶液的导电过程是通过溶液中所有离子的迁移运动来进行的（樊后保, 2000）。大多学者认为：（1）大气降水被林冠截留、蒸发后，导致离子浓度增大；（2）降水淋洗枝、叶、树干表面的尘埃物质及其分泌物，使离子成分发生改变（Nicholson *et al*., 1980; 李凌浩等, 1994; 刘世海等, 2001）。本研究中随着演替进程，穿透雨和树干茎流中的 EC 值均呈增加趋势，表明大气降雨经过演替阶段后期的植被类型后其离子浓度增加较大，所以 EC 值较高。

不同演替阶段林内穿透雨和树干茎流中的 Ca^{2+}浓度均小于大气降雨的 Ca^{2+}浓度，这可能与植物体叶片组织和树干表面对 Ca^{2+}具有吸附作用有关，从而造成 Ca^{2+}浓度降低。盛后财等（2008）对小兴安岭原始红松林穿透雨和树干茎流中的 Ca^{2+}浓度研究结果分别为 16.665 $mg\cdot L^{-1}$ 和 26.633 $mg\cdot L^{-1}$，比当地大气降雨中 Ca^{2+}浓度（10.807 $mg\cdot L^{-1}$）分别增加了 0.5 倍和 1.5 倍。造成这种结果之间的差异性是由于不同植被类型对 Ca^{2+}元素的吸收和吸附或淋溶能力不同而导致，同时降雨量、降雨强度和降雨频度也是影响原因。当降雨量小，降雨强度低，树木林冠层的吸收和吸附能力较强，元素所受吸附力大于冲刷力，则表现为浓度值负增长。

相对于大气降水，不同演替阶段常绿阔叶林穿透雨和树干茎流的 K^+浓度随着演替进程逐渐增加；降雨中 K^+的输入量并不大，但经过树冠和树干的淋溶后，林内穿透雨和树干茎流中 K^+浓度大幅度增加，是因为 K^+是植物体叶片和树干中最活跃的元素。Silva and Rodríguez（2001）、李文影等（2009）和刘菊秀等（2000）的研究结果也表明，穿透雨和树干茎流中的 K^+浓度较大气降水也表现出较大的富集作用。天童地区常绿阔叶林穿透雨和树干茎流中 K^+的富集作用可能是由于叶片组织中较高 K^+的含量有关，还需进一步研究。

Mg^{2+}浓度在穿透雨和树干茎流中随着群落的演替而逐渐增加，同时 3 个演替阶段林内穿透雨和树干茎流中 Mg^{2+}浓度都较大气降水高。而对同一植被类型来说，树干茎流中 Mg^{2+}浓度比穿透雨低，这与陈书军等（2006）、盛后财等（2008）的研究结果相反。这可能是由于不同年际间、不同研究区域内大气降雨养分元素的浓度差异较大，并且不同的林木对穿透雨和树干茎流的影响也有较大差异，进而导致结果不同。

降水经过不同演替阶段的林冠后，穿透雨和树干茎流中 Na^+浓度变化趋势与

K^+和 Mg^{2+}相一致。随着演替进程，3 种演替阶段林内穿透雨和树干茎流中 Na^+浓度相对于大气降雨分别增加了 0.3 – 0.6 倍和 0.5 – 1 倍，增幅较小。

穿透雨和树干茎流中 SO_4^{2-}浓度变化规律随演替过程呈“U”形状变化，处于演替中期的木荷林林冠和树干对 SO_4^{2-}的吸附较大，这可能与木荷林内较高的树木密度和较密的冠层结构有关。

5.2.2.2 输入量特征

天童地区大气降水中不同化学元素的输入量差别较大（表 5 - 5），化学元素含量的大小顺序依次为：Ca > S > Na > K > Mg。大气降水输入量最多的元素是 Ca 和 S，降水中 Ca 的输入量为 161 $kg·ha^{-1}·yr^{-1}$，远高于鼎湖山地区 Ca 的年输入量（46.3 $kg·ha^{-1}·a^{-1}$）（莫江明等, 2002）。SO_4^{2-}是雨水中占优势的成分，也是土壤硫素的重要来源，通常由降水输入的硫在 4 - 45 $kg·ha^{-1}·yr^{-1}$ 之间，基本可满足树木对硫的需要（李凌浩等, 1994）。本研究中 S 的输入量为 56.45 $kg·ha^{-1}·yr^{-1}$，远高于其它地区的研究结果（巩合德等, 2005）。K、Mg 和 Na 三种元素在天童大气降水中所占比例较 Ca 和 S 元素低。

表 5 - 5 天童常绿阔叶林不同演替阶段养分输入量特征

Table 5 - 5 Nutrient fluxes in incident rainfall, throughfall and stemflow under different successional stages of EBLFs in Tiantong

降雨分量	植被类型	养分输入量 ($kg·ha^{-1}·yr^{-1}$)				
		Ca	K	Mg	Na	S
大气降雨		161.00	15.38	6.21	23.37	56.45
穿透雨	灌丛	96.89	32.42	6.85	19.49	39.24
	木荷林	80.92	28.83	6.03	16.57	28.44
	栲树林	115.01	54.29	12.22	29.23	47.76
树干茎流	灌丛	12.57	7.23	0.83	3.14	5.51
	木荷林	20.89	17.42	1.33	5.11	7.90
	栲树林	8.80	10.70	0.90	2.74	4.63
总输入量	灌丛	109.46	39.65	7.68	22.63	44.75
	木荷林	101.81	46.25	7.36	21.68	36.34
	栲树林	123.81	64.99	13.12	31.97	52.39
净输入量	灌丛	-51.54	24.27	1.47	-0.74	-11.70
	木荷林	-59.19	30.87	1.15	-1.69	-20.11
	栲树林	-37.19	49.61	6.91	8.60	-4.06

穿透雨中各养分输入量随着演替进程呈“U”形状变化，而茎流中的养分输入量则呈倒“U”形状。这可能是由不同演替阶段常绿阔叶林林内树木密度、叶表面积大小等群落差异性造成。树干茎流中的养分输入量明显低于穿透雨，是由于茎流量相对较少，仅占穿透雨量的 8% - 25%。对各元素的总输入量来说，随着演

替进程，呈增加趋势，处于演替顶极阶段的栲树林林内总输入量最大。

不同演替阶段常绿阔叶林林内穿透雨和树干茎流中 Ca、Na 和 S 的净输入量大多出现负值，可能原因是：（1）降雨量较小，而蒸发量很大时，这些元素留在林冠表面；（2）在降雨经过林冠和树干时，其植物体表面有吸附性的尘埃等物质将这些元素吸附，使其不能被冲刷下来，残留在枝叶和树干表面，可能被直接吸收利用；（3）当降雨持续时间长而降雨量小，一些移动性差的元素（如 Ca）形成难溶物质被吸附在植物体表面，很难被冲刷下来；（4）还有一些元素形成大颗粒的不溶物质，在水样过滤时没有通过微孔滤膜，而造成测定结果偏低。K 和 Mg 净输入量在三种演替阶段植被类型中均为正值，这与 Silva 和 Rodríguez（2001）的研究结果一致。其原因可能是由于：（1）植物组织中的 K 元素较为活跃（刘菊秀等, 2003），被雨水淋溶后造成其总输入量大于大气降水中 K 元素含量；（2）冠层中 K、Mg 等离子的淋溶作用随降水酸性的增加而增强（Chiwa *et al*., 2004; 刘菊秀等, 2000），若森林长期处在酸性降雨的环境下，这些离子的流失量将加剧，从而造成森林营养亏损，直接影响森林生长。

在水分循环过程中，大气降雨对林冠及树干枝叶淋溶的过程，既是降水对枝叶分泌物冲洗和淋溶的过程，又是枝叶对降水营养物质吸收吸附的过程（盛后财等, 2008）。冯宗炜等（1985）认为，林内穿透雨和树干茎流中营养元素浓度的增加，是降水时它们被氢离子（H^+）所交换出来（冯宗炜等, 1985）。李凌浩等（1994）则认为外部雨水与叶片及其组织的的离子交换是物质淋溶的主要机制。因此，这个动态过程，一方面取决于降雨强度、酸度、降水中营养物质的浓度；另一方面还取决于枝叶分泌物，枝叶对降雨养分元素和大气尘埃的吸附或吸收以及植物的蒸散过程。这些因素相互联系决定了穿透雨和树干茎流的养分浓度和养分输入量，从而影响森林生态系统淋溶量的大小。

树干茎流量通常较少，在大气降水量中所占的比例较低，从而出现溶解的营养物质的浓缩现象（Price *et al*., 1997; 樊后保, 2000; 刘菊秀等, 2000）。此外，树干茎流的化学性质不仅是雨水与枝叶之间进行了淋溶与吸附等一系列物理与化学作用，而且树干亦进行了同样的作用，这种双重作用的结果使树干茎流中的化学元素含量更高（刘世海等, 2001; 于小军等, 2003）。本研究中除 Mg^{2+}和 Ca^{2+}外，不同演替阶段树干茎流的化学元素浓度均比穿透雨较高，表现出树干茎流中离子的富集作用。但由于茎流量较少，其养分输入量低于穿透雨养分输入量。

在森林生态系统养分循环中，枯落物归还和雨水对植物的淋溶是养分归还的

两个主要途径。尽管穿透雨和树干茎流中的营养物质较枯落物层少（Tobón *et al*., 2004），但与枯落物层分解率相比，降水对植物淋溶出来的大量养分是可溶性的无机物，易被树木直接吸收利用（Dezzeo and Chacón; 2006; Eaton *et al*., 1973），从而提高了养分利用率，加速了养分循环速度，对林木的生长有益（Chuyong *et al*., 2004）。

5.3 小结

森林植被对降水水化学的影响较为明显，主要是雨水通过乔木层、灌草层和枯落物层来实现的，但不同层次对雨水的影响存在差异（陶豫萍等, 2007），本章节对常绿阔叶林不同演替阶段水化学的研究主要是针对乔木层进行。穿透雨和树干茎流中离子浓度和输入量的变化反映了森林树冠和树干对离子的吸附能力以及大气降水对冠层和树干表面吸附物质的淋溶、淋洗作用等。

（1）观测期内大气降水 pH 值的变化范围在 4.1 - 6.8 之间，平均值为 5.5。电导率变化范围在 7 - 138 μS/cm 之间，加权平均值为 22 μS/cm。大气降水中各元素的年输入量排序为：Ca > S > Na > K > Mg，所对应的值分别为 161.00、56.45、23.37、15.38 和 6.21 $kg \cdot ha^{-1} \cdot yr^{-1}$。

（2）穿透雨 pH 值随演替进程逐渐降低，酸化程度增加，并且不同演替阶段穿透雨 pH 值均低于大气降雨；EC 和各离子浓度随演替进程呈增加趋势。这种变化与不同演替阶段森林冠层的表面特征有关，木荷林和栲树林冠层能吸附较多的尘埃等物质，经大气降水淋洗、淋溶和冲刷等过程后，形成的穿透雨所含的营养物质较灌丛多。

（3）树干茎流中 pH 值酸化作用较大，pH 值较低。不同演替阶段树干茎流养分浓度特征同穿透雨相似；树干茎流中的养分输入量明显低于穿透雨，主要由于茎流量较少，仅占穿透雨量的 8% - 25%。不同树干茎流中的营养物质具有较大的差异性，主要是由于树皮形态学和树枝结构的种间差异，这些特征影响了树干持水性和对降雨的滞留时间。

（4）在浓度特征方面，不同演替阶段穿透雨和树干茎流中 Ca^{2+}、SO_4^{2-}浓度与林外雨相比较低，这可能是由于森林冠层和树皮表面对两种离子的吸附作用；进入林内 SO_4^{2-}含量的减少，能有效防止土壤酸化。而 K、Mg、Na 浓度均高于林外降雨，表现出养分的富集现象。在年输入量方面，Ca、Na 和 S 元素在不同演替阶段常绿阔叶林中的净输入量为负值； K 和 Mg 元素净输入量为正值。

第六章 结论

森林对水分的调节作用是森林生态系统功能的重要方面（Aboal *et al*., 2000; 曹云等, 2006）。森林生态系统的水文功能不仅是其服务功能的重要组成部分，而且对系统生产力、养分循环等其它功能产生影响（刘世荣等, 2007）。本研究以天童地区不同演替阶段常绿阔叶林生态系统作为研究对象，根据森林生态系统中水分的传输过程以及养分循环过程，通过野外及室内实验，探讨了不同演替阶段植被类型的水文功能以及对养分循环的影响，以期为天童地区及类似地区常绿阔叶林生态系统的恢复和保护提供理论基础与技术支持。

6.1 主要结论

由于不同演替阶段的树种生物学以及林地结构特征差异（表 1 - 1），引起林地有关水文过程（冠层降雨再分配、枯落物层和土壤层贮水过程、降雨分量化学特征）变化，导致不同演替阶段水文过程存在明显差异（图 6 - 1）。

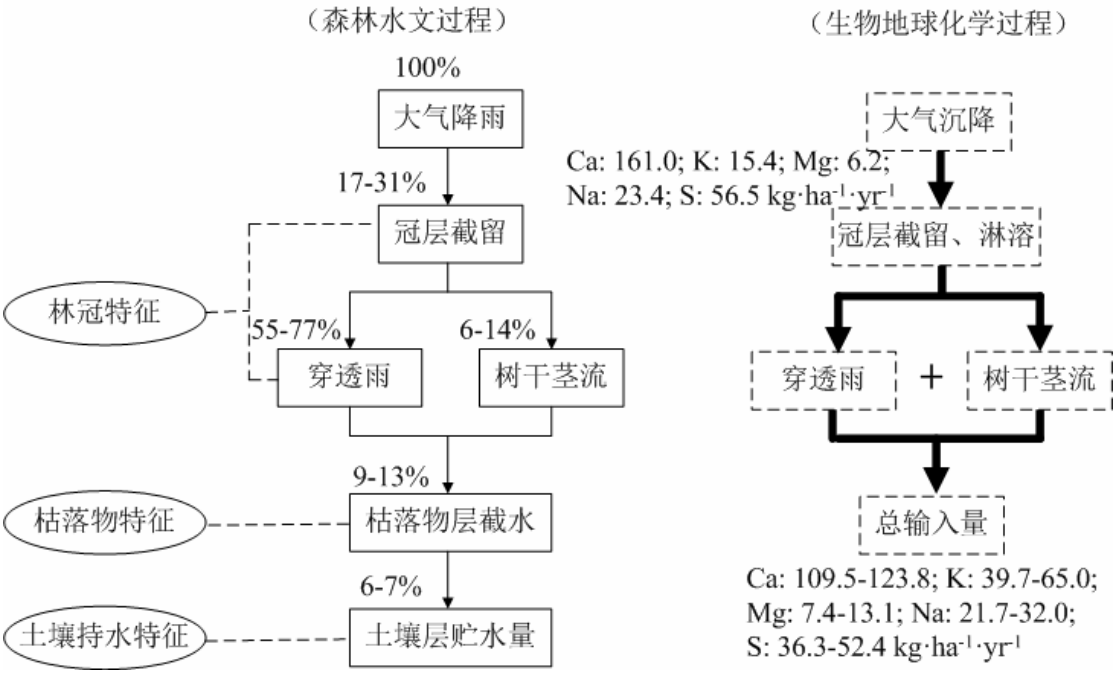

图 6 - 1 天童常绿阔叶林不同演替阶段水文特征

Fig. 6 - 1 Characteristics of hydrological function under different successional stages of EBLFs in Tiantong

本研究的具体结论如下：

6.1.1 林冠层对降水的再分配特征

6.1.1.1 穿透雨

常绿阔叶林不同演替阶段穿透雨的空间变异系数随降雨量的增加而降低。对穿透雨承接装置数量的估算结果表明：（1）采用 Kimmins 方程计算得到不同样地中 25 个承接装置均能满足林内穿透雨量的观测（显著水平 $\alpha = 0.1$）；（2）采用 Monte Carlo 模拟时，取置信区间为 95%，灌丛、木荷林和栲树林穿透雨采样数量分别大于 9、5 和 5 个，误差不超过 10%。

常绿阔叶林灌丛穿透雨率为 66%，木荷林穿透雨率为 55%，栲树林穿透雨率为 77%。不同演替阶段常绿阔叶林穿透雨量和林外降雨量呈较好的线性关系（$P < 0.01$），关系式为：$TF = a + b \cdot P_G$；林内穿透雨率随林外降雨量的增加而增大。

6.1.1.2 树干茎流

常绿阔叶林灌丛、木荷林和栲树林的树干茎流量分别占林外总降雨量的 9%、14%和 6%；不同演替阶段常绿阔叶林树干茎流量与林外降雨量呈极显著的线性关系（$P < 0.01$）。树干茎流的产生存在一个临界降雨量，受前 24 h 降雨量和树种等的影响。在实测结果中，当林外降雨量大于 3.3 mm 时，常绿阔叶林灌丛内产生树干茎流；当降雨量为 4.1 mm 时，木荷林和栲树林开始产生树干茎流。不同演替阶段常绿阔叶林的树干茎流量差异较大，这主要是由林内树木密度以及冠层结构决定的。

6.1.1.3 冠层截留

各林分林冠截留率的顺序为：木荷林（31%）> 灌丛（25%）> 栲树林（17%），林冠厚度、盖度和冠幅是影响截留能力的主要因素。不同演替阶段植被类型的冠层截留量随着林外降雨量的增加而呈线性增加，而截留率随林外降雨量的增加呈幂函数关系减小。通过实测数据建立了林冠截留量与林外降雨量之间的 5 种经验模型，结果表明采用幂函数方程（$I = a \cdot {P_G}^b$）的模拟效果较好。

6.1.2 枯落物层水文特征

枯落物现存量在 5.71 - 6.45 $t \cdot hm^{-2}$ 之间，表现为木荷林 > 灌丛 > 栲树林。不同植被类型枯落物层的最大持水率一般在 164.53 - 208.46%之间，灌丛枯落物层最大持水率最高，木荷林次之，栲树林最低。灌丛、木荷林和栲树林枯落物层

的有效拦蓄量分别为 8.09 $t \cdot hm^{-2}$、6.64 $t \cdot hm^{-2}$ 和 5.03 $t \cdot hm^{-2}$。

不同演替阶段枯落物持水量随时间变化过程均是在前 2 个小时内持水量和吸水速率增加较快，之后增加趋势明显变缓。经分析拟合，得到 3 种林分类型枯落物层持水量和吸水速率与浸水时间之间关系式分别为 $W=a \cdot \ln t + b$ 和 $V=k\ t^n$。

6.1.3 土壤层水文功能

不同演替阶段常绿阔叶林土壤容重随着土层加深而逐渐增大，总孔隙度、毛管孔隙度、非毛管孔隙度均随土层加深呈逐渐减小的趋势。对 0 - 30 cm 土壤层的贮水能力研究表明，3 种林型土壤最大贮水能力在 131.66 mm - 145.02 mm 之间；而有效贮水能力大小变化在 12.59 mm - 16.43 mm 之间。

土壤各层土壤入渗表现出一定的规律性，0 - 20 min 为土壤入渗的初始阶段，渗透速率的过渡阶段出现在 20 - 40 min 内，40 min 后为入渗平稳阶段。不同演替阶段表层土壤（0 - 10 cm）的初渗速率在 5.33 - 6.30 mm/min 之间，稳渗率在 2.87 - 3.77 mm/min 之间。Kostiakov 模型和 Horton 模型在该地区森林类型土壤入渗研究中具有较好的适用性。

6.1.4 降雨分量化学特征

不同演替阶段穿透雨 pH 值均低于大气降雨，随演替进程逐渐降低，酸化程度增加；EC 和各离子浓度随演替进程呈增加趋势。这种变化与不同演替阶段森林冠层的表面特征有关，木荷林和栲树林冠层能吸附较多的尘埃等物质，经大气降水淋洗、淋溶和冲刷等过程后，形成的穿透雨所含的营养物质较灌丛多。

树干茎流中 pH 值酸化作用较大，pH 值较低。不同演替阶段树干茎流养分浓度特征同穿透雨相似；不同演替阶段茎流中的营养物质具有较大的差异性，主要是由于树皮形态学和树枝结构的种间差异，这些特征影响了树干持水性和对降雨的滞留时间。

在浓度特征方面，不同演替阶段穿透雨和树干茎流中 Ca^{2+}、SO_4^{2-}浓度与林外雨相比较低，这可能是由于森林冠层和树皮表面对两种离子的吸附作用；进入林内 SO_4^{2-}含量的减少，能有效防止土壤酸化。而 K、Mg、Na 浓度均高于林外降雨，表现出养分的富集现象。在输入量方面，Ca、Na 和 S 元素在不同演替阶段常绿阔叶林中的净输入量为负值；K 和 Mg 元素净输入量为正值。树干茎流中的养分输入量明显低于穿透雨，主要由于茎流量较少，仅占穿透雨量的 8% - 25%。

6.2 本研究的独特之处

（1）对常绿阔叶林不同演替阶段林内穿透雨的空间异质性进行了研究，确定了不同降雨量级水平下，显著水平为 0.05 和 0.1 时，林内所需最少穿透雨承接装置的数量。

（2）将土壤入渗模型引入到土壤水文特征研究中，更好的反映了不同土层中水分入渗特征。

（3）应用电感耦合等离子原子发射光谱仪对天童大气降雨及不同林型内穿透雨和树干茎流中金属离子含量进行测定，描述了该地区养分循环特征。

6.3 研究不足和展望

森林水文生态是一个复杂的问题，受很多因素影响，本文以森林生态系统的结构为主，从森林冠层、枯落物层和土壤层出发，讨论了天童地区不同演替阶段常绿阔叶林植被类型的水文生态功能，研究结果可在条件类似的地区加以推广，为该区域的植被保护提供了参考。但由于研究时间短，仍然会使一些评价带有一定的局限性，评价指标也不够完整。在研究过程中也发现了一些有待于今后深入研究和解决的问题，现讨论如下：

（1）应扩大研究的范围和内容，增加森林对径流的影响，使森林的生态功能研究更加完整。将坡面水文研究与流域的研究进行结合，以增强研究结果的可试用性，并能完全代表该研究区的实际情况；

（2）冠层覆盖度、叶面积以及具有争议的树皮结构被认为是冠层蓄水能力的主要因素（Dietz *et al*., 2006），能够影响降雨截留。本文分析了降水量、降水强度以及演替阶段对冠层截留的影响，在今后的研究中，应根据实际情况选取更多影响森林水文功能的指标，如叶片面积、枝叶夹角、树皮粗糙度等因素，同时增加研究中不同植被类型的样地数量，使研究更有代表性和科学性；

（3）在土壤层的水文生态功能中，应进行土壤水分的动态监测，增加土壤水分日变化、月变化，实现数据的连续性和完整性，使数据更加丰富和加充实。此外，本研究未考虑土壤中石砾的影响，而石砾含量是山区森林土壤的重要特征，在一定程度上影响到土壤的物理性质、大孔隙等土壤特征，进而影响水分在土壤中的转移和贮存。所以，应进一步研究石砾对坡面大孔隙特征和优先流形成的影响，有利于加深认识山地坡面的径流形成机制。

（4）蒸腾是植被和大气之间能量交换过程的重要组成部分，是水分和能量离开森林生态系统的主要途径。应用树干液流测定系统可以直接测定整树蒸腾，进而推广到估算大尺度森林生态系统的蒸腾量。在今后研究中，应增加对天童代表性树种树干液流的测定，进一步研究树木蒸腾对降雨的响应类型，降雨格局改变对林分蒸腾的影响，推进树木水分利用对环境变化的响应。

附录 论文成果和参加的课题研究

已发表论文：

1. **Huitao Shen**, Xiaoxue Wang, Yue Jiang, Wenhui You. Spatial variations of throughfall through secondary succession of evergreen broad-leaved forests in eastern China. *Hydrological processes*, 2011. DOI: 10.1002/hyp.8251

2. **沈会涛**, 由文辉, 蒋跃. 天童常绿阔叶林不同演替阶段枯落物和土壤水文特征. 华东师范大学学报(自然科学版), 2010, (6): 35 – 44

3. **沈会涛**, 由文辉. 浙江天童常绿阔叶林灌丛降雨再分配研究. 中国科技论文在线, 2010, 3(18): 1919 - 1928

4. 彭舜磊, 由文辉, **沈会涛**. 植被群落演替对土壤饱和导水率的影响. 农业工程学报, 2010, 26(11): 78 – 84

5. **沈会涛**, 刘存歧. 白洋淀浮游植物群落及其与环境因子的典范对应分析. 湖泊科学, 2008, 20(6): 773 - 779

已投稿论文：

1. Precipitation partitioning in diverse and monospecific forests in East China (***Turkish Journal of Agriculture and Forestry***, under review)

参加科研项目：

1. 浙江天童国家森林公园常绿阔叶林水文特征研究. 高等学校博士学科点专项科研基金(20090076110021); 天童国家生态监测站开放课题(200702); 华东师范大学优秀博士研究生培养基金资助(2009068). 2008-2009, 主要完成.
2. 太湖入长江河道拓浚工程生态影响研究. 上海勘测设计研究院合作项目. 2008, 野外调查和报告撰写, 已完成

参考文献

Aboal J R, Jiménez M S, Morales D, *et al*. Effects of thinning on throughfall in Canary Islands pine forest - the role of fog [J]. *Journal of Hydrology*. 2000, 238(3-4): 218-230.

Aboal J R, Jiménez M S, Morales D, *et al*. Net below canopy fluxes in Canarian laurel forest canopies [J]. *Journal of Hydrology*. 2002, 264(1-4): 201-212.

Aboal J R, Morales D, Hernández M, *et al*. The measurement and modelling of the variation of stemflow in a laurel forest in Tenerife, Canary Islands [J]. *Journal of Hydrology*. 1999, 221(3-4): 161-175.

Ahmad-Shah A, Rieley J O. Influence of tree canopies on the quantity of water and amount of chemical elements reaching the peat surface of a basin mire in the midlands of england [J]. *Journal of Ecology*. 1989, 77(2): 357-370.

Aikawa M H T T M. Comparative field study on precipitation, throughfall, stemflow, fog water, and atmospheric aerosol and gases at urban and rural sites in Japan [J]. *Science of the Total Environment*. 2006, 366: 275-285.

Alhamd L, Arakaki S, Hagihara A. Decomposition of leaf litter of four tree species in a subtropical evergreen broad-leaved forest, Okinawa Island, Japan [J]. *Forest Ecology and Management*. 2004, 202: 1-11.

André F, Jonard M, Ponette Q. Precipitation water storage capacity in a temperate mixed oak-beech canopy [J]. *Hydrological Processes*. 2008, 22(20): 4130-4141.

Angulo-Jaramillo R, Vandervaere J P, Roulier S, *et al*. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers - A review and recent developments [J]. *Soil & Tillage Research*. 2000, 55(1-2): 1-29.

Armbruster M, Macdonald J, Dise N B, *et al*. Throughfall and output fluxes of Mg in European forest ecosystems: a regional assessment [J]. *Forest Ecology and Management*. 2002, 164(1-3): 137-147.

Asdak C, Jarvis P G, van Gardingen P, *et al*. Rainfall interception loss in unlogged and logged forest areas of Central Kalimantan, Indonesia [J]. *Journal of Hydrology*. 1998a, 206(3-4): 237-244.

Asdak C, Jarvis P G, Gardingen P V. Evaporation of intercepted precipitation based on an energy balance in unlogged and logged forest areas of central Kalimantan, Indonesia [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 1998b, 92(3): 173-180.

Àvila A, Rodrigo A. Trace metal fluxes in bulk deposition, throughfall and stemflow at two evergreen oak stands in NE Spain subject to different exposure to the industrial environment [J]. *Atmospheric Environment*. 2004, 38(2): 171-180.

Balestrini R, Tagliaferri A. Atmospheric deposition and canopy exchange processes in alpine forest ecosystems (northern Italy) [J]. *Atmospheric Environment*. 2001, 35(36): 6421-6433.

Bárdossy A, Lehmann W. Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis [J]. *Journal of Hydrology*. 1998, 206: 1-15.

Barlow J, Gardner T A, Ferreira L V, *et al*. Litter fall and decomposition in primary, secondary and plantation forests in the Brazilian Amazon [J]. *Forest Ecology and Management*. 2007, 247(1-3): 91-97.

Bellot J, Escarre A. Stemflow and throughfall determination in a resprouted Mediterranean holm-oak forest [J]. *Annales Des Sciences Forestieres*. 1998, 55: 847-865.

Braga-Neto R, Luizão R C C, Magnusson W E, *et al*. Leaf litter fungi in a Central Amazonian forest the influence of rainfall, soil and topography on the distribution of fruiting bodies [J]. *Biodiversity Conservation*. 2008, 17: 2701-2712.

Bryant M L, Bhat S, Jacobs J M. Measurements and modeling of throughfall variability for five forest communities in the southeastern US [J]. *Journal of Hydrology*. 2005, 312(1-4): 95-108.

Burgess S S O. Measuring transpiration responses to summer precipitation in a Mediterranean climate: a simple screening tool for identifying plant water-use strategies [J]. *Physiologia Plantarum*. 2006, 127(3): 404-412.

Buttafuoco G, Castrignano A. Study of the spatio-temporal variation of soil moisture under forest using intrinsic random functions of order k [J]. *Geoderma*. 2005, 128(3-4): 208-220.

Buttle J M, Creed I F, Moore R D. Advances in Canadian forest hydrology, 1999-2003 [J]. *Hydrological Processes*. 2005, 19(1): 169-200.

Buttle J M, Mcdonald D J. Soil macroporosity and infiltration characteristics of a forest podzol [J]. *Hydrological Processes*. 2000, 14(5): 831-848.

Canton Y, Solé-Benet A, Domingo F. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain [J]. *Journal of Hydrology*. 2004, 285(1-4): 199-214.

Carlyle-Moses D E, Laureano J, Price A G. Throughfall and throughfall spatial variability in Madrean oak forest communities of northeastern Mexico [J]. *Journal of Hydrology*. 2004, 297: 124-135.

Carlyle-Moses D E, Price A G. An evaluation of the Gash interception model in a northern hardwood stand [J]. *Journal of Hydrology*. 1999, 214(1-4): 103-110.

Carlyle-Moses D E, Price A G. Growing-season stemflow production within a deciduous forest of southern Ontario [J]. *Hydrological Processes*. 2006, 20(17): 3651-3663.

Castro G, Romero P, Gómez J A, *et al*. Rainfall redistribution beneath an olive orchard [J]. *Agricultural Water Management*. 2006, 86(3): 249-258.

Cattan P, Ruy S M, Cabidoche Y M, *et al*. Effect on runoff of rainfall redistribution by the impluvium-shaped canopy of banana cultivated on an Andosol with a high infiltration rate [J]. *Journal of Hydrology*. 2009, 368(1-4): 251-261.

Chang S C, Matzner E. The effect of beech stemflow on spatial patterns of soil solution chemistry and seepage fluxes in a mixed beech/oak stand [J]. *Hydrological Processes*. 2000, 14(1): 135-144.

Chen X, Hu Q. Groundwater influences on soil moisture and surface evaporation [J]. *Journal of Hydrology*. 2004, 297(1-4): 285-300.

Chiwa M, Crossley A, Sheppard L J, *et al*. Throughfall chemistry and canopy interactions in a Sitka spruce plantation sprayed with six different simulated polluted mist treatments [J]. *Environmental Pollution*. 2004, 127(1): 57-64.

Chuyong G B, Newbery D M, Songwe N C. Rainfall input, throughfall and stemflow of nutrients in a central African rain forest dominated by ectomycorrhizal trees [J]. *Biogeochemistry*. 2004, 67(1): 73-91.

Clark K L, Nadkarni N M, Schaefer D, *et al*. Atmospheric deposition and net retention of ions by the canopy in a tropical montane forest [J]. *Journal of Tropical Ecology*. 1998, 14: 27-45.

Crave E, Gascuel-Odoux C. The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content [J]. *Hydrological Processes*. 1997, 11: 203-210.

Crockford R H, Richardson D P. Litterfall, litter and associated chemistry in a dry sclerophyll eucalypt forest and a pine plantation in south-eastern Australia: 1. Litterfall and litter [J]. *Hydrological Processes*. 1998, 12(3): 365-384.

Crockford R H, Richardson D P. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate [J]. *Hydrological Processes*. 2000, 14: 2903-2920.

Crockford R H, Richardson D P, Sageman R. Chemistry of rainfall, throughfall and stemflow in a eucalypt forest and a pine plantation in southeastern Australia. 3. Stemflow and total inputs [J]. *Hydrological Processes*. 1996, 10: 25-42.

David T S, Gash J, Valente F, *et al*. Rainfall interception by an isolated evergreen oak tree in a Mediterranean savannah [J]. *Hydrological Processes*. 2006, 20(13): 2713-2726.

de Moraes Frasson R P, Krajewski W F. Characterization of the drop-size distribution and velocity–diameter relation of the throughfall under the maize canopy. *Agricultural And Forest Meteorology*. 2011, 151: 1244-1251.

Dehayes D, Schaberg P G, Hawley G J, *et al*. Acid rain impacts on calcium nutrition and forest health [J]. *BioScience*. 1999, 49: 789-800.

Descheemaeker K, Muys B, Nyssen J, *et al*. Litter production and organic matter accumulation in exclosures of the Tigray highlands, Ethiopia [J]. *Forest Ecology and Management*. 2006, 233(1): 21-35.

Deviaeminck R, De Schrijver A, Hermy M. Variation in throughfall deposition across a deciduous beech (*Fagus sylvatica* L.) forest edge in Flanders [J]. *Science of the Total Environment*. 2005, 337(1-3): 241-252.

Dezzeo N, Chacón N. Nutrient fluxes in incident rainfall, throughfall, and stemflow in adjacent primary and secondary forests of the Gran Sabana, southern Venezuela [J]. *Forest Ecology and Management*. 2006, 234(1-3): 218-226.

Díaz M F, Bigelow S, Armesto J J. Alteration of the hydrologic cycle due to forest clearing and its

consequences for rainforest succession [J]. *Forest Ecology and Management*. 2007, 244(1-3): 32-40.

Dietz J, Hölscher D, Leuschner C, *et al*. Rainfall partitioning in relation to forest structure in differently managed montane forest stands in Central Sulawesi, Indonesia [J]. *Forest Ecology and Management*. 2006, 237: 170-178.

Draaijers G P J, Erisman J W, Sprangert I, *et al*. The application of throughfall measurements for atmospheric deposition monitoring [J]. *Atmospheric Environment*. 1996, 30: 3349-3361.

Dunkerley D. Rain event properties in nature and in rainfall simulation experiments: a comparative review with recommendations for increasingly systematic study and reporting [J]. *Hydrological Processes*. 2008, 22(22): 4415-4435.

Dykes A P. Rainfall interception from a lowland tropical rainforest in Brunei [J]. *Journal of Hydrology*. 1997, 200(1-4): 260-279.

Eaton J S, Likens G E, Bormann F H. Throughfall and stemflow chemistry in a northern hardwood forest [J]. *The Journal of Ecology*. 1973, 61: 495-508.

Erisman J W, Mols H, Fonteijn P, *et al*. Field intercomparison of precipitation measurements performed within the framework of the Pan European Intensive Monitoring Program of EU/ICP forest [J]. *Environmental Pollution*. 2003, 125(2): 139-155.

Fan H B, Hong W, Ma Z, *et al*. Acidity and chemistry of bulk precipitation, throughfall and stemflow in a Chinese fir plantation in Fujian, China [J]. *Forest Ecology and Management*. 1999, 122(3): 243-248.

Filoso S, Williams M R, Melack J M. Composition and deposition of throughfall in a flooded forest archipelago (Negro River, Brazil) [J]. *Biogeochemistry*. 1999, 45(2): 169-195.

Fitzjohn C, Ternan J L, Williams A G. Soil moisture variability in a semi-arid gully catchment: implications for runoff and erosion control [J]. *Catena*. 1998, 32: 55-70.

Fleischbein K, Wilcke W, Goller R, *et al*. Rainfall interception in a lower montane forest in Ecuador: effects of canopy properties [J]. *Hydrological Processes*. 2005, 19(7): 1355-1371.

Gash J H C. An analytical model of rainfall interception by forests [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1979, 105(43-55).

Geddes N, Dunkerley D. The influence of organic litter on the erosive effects of raindrops and gravity drops released from desert shrubs [J]. *Catena*. 1999, 36: 303-313.

Germer S, Neill C, Krusche A V, *et al*. Seasonal and within-event dynamics of rainfall and throughfall chemistry in an open tropical rainforest in Rondonia, Brazil [J]. *Biogeochemistry*. 2007, 86(2): 155-174.

Gómez J A, Giráldez J V, Fereres E. Rainfall interception by olive trees in relation to leaf area [J]. *Agricultural Water Management*. 2001, 49(1): 65-76.

Gómez J A, Vanderlinden K, Giráldez J V, *et al*. Rainfall concentration under olive trees [J]. *Agricultural Water Management*. 2002, 55: 53-70.

Gomez-Peralta D, Oberbauer S F, Mcclain M E, *et al*. Rainfall and cloud-water interception in

tropical montane forests in the eastern Andes of Central Peru [J]. *Forest Ecology and Management*. 2008, 255(3-4): 1315-1325.

Gómez-Plaza A, Martínez-Mena M, Albaladejo J, *et al*. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments [J]. *Journal of Hydrology*. 2001, 253(1-4): 211-226.

Grodzińska-Jurczak M. Acidity of atmospheric precipitation in Polish Tatra Mountains [J]. *Water, Air and Soil Pollution*. 1995, 85: 773-778.

Guevara-Escobar A, González-Sosa E, Véliz-Chávez C, *et al*. Rainfall interception and distribution patterns of gross precipitation around an isolated *Ficus benjamina* tree in an urban area [J]. *Journal of Hydrology*. 2007, 333(2-4): 532-541.

Hall R L. Interception loss as a function of rainfall and forest types: stochastic modelling for tropical canopies revisited [J]. *Journal of Hydrology*. 2003, 280(1-4): 1-12.

Hansen K. In-canopy throughfall measurements of ion fluxes in Norway spruce [J]. *Atmospheric Environment*. 1996, 30(23): 4065-4076.

Hashino M, Yao H X, Yoshida H. Studies and evaluations on interception processes during rainfall based on a tank model [J]. *Journal of Hydrology*. 2002, 255(1-4): 1-11.

Hawke R M, Price A G, Bryan R B. The effect of initial soil water content and rainfall intensity on near-surface soil hydrologic conductivity: a laboratory investigation [J]. *Catena*. 2006, 65: 237-246.

Herbst M, Rosier P, Mcneil D D, *et al*. Seasonal variability of interception evaporation from the canopy of a mixed deciduous forest [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2008, 148(11): 1655-1667.

Herrmann M, Pust J, Pott R. The chemical composition of throughfall beneath oak, birch and pine canopies in Northwest Germany [J]. *Plant Ecology*. 2006, 184(2): 273-285.

Herwitz S R, Slye R E. Three-dimensional modeling of canopy tree interception of wind-driven rainfall [J]. *Journal of Hydrology*. 1995, 168: 205-226.

Holwerda F, S*catena* F N, Bruijnzeel L A. Throughfall in a Puerto Rican lower montane rain forest: A comparison of sampling strategies [J]. *Journal of Hydrology*. 2006, 327: 592-602.

Hörmann G, Branding A, Clemen T, *et al*. Calculation and simulation of wind controlled canopy interception of a beech forest in northern Germany [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 1996, 79: 131-148.

Huber A, Iroumé A. Variability of annual rainfall partitioning for different sites and forest covers in Chile [J]. *Journal of Hydrology*. 2001, 248(1-4): 78-92.

Hupet F, Vanclooster M. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field [J]. *Journal of Hydrology*. 2002, 261: 86-101.

Iida S, Tanaka T, Sugita M. Change of interception process due to the succession from Japanese red pine to evergreen oak [J]. *Journal of Hydrology*. 2005, 315: 154-166.

Iroumé A, Huber A. Comparison of interception losses in a broadleaved native forest and a

Pseudotsuga menziesii (Douglas fir) plantation in the Andes Mountains of southern Chile [J]. *Hydrological Processes*. 2002, 16: 2347-2361.

Janeau J L, Mauchamp A, Tarin G. The soil surface characteristics of vegetation stripes in Northern Mexico and their influence on the system hydrodynamics—an experimental approach [J]. *Catena*. 1999, 37: 165-173.

Johnson M S, Lehmann J. Double-funneling of trees: Stemflow and root-induced preferential flow [J]. *Ecoscience*. 2006, 13(3): 324-333.

Jost G, Heuvelink G, Papritz A. Analysing the space-time distribution of soil water storage of a forest ecosystem using spatio-temporal kriging [J]. *Geoderma*. 2005, 128(3-4): 258-273.

Keim R F, Skaugset A E, Weiler M. Storage of water on vegetation under simulated rainfall of varying intensity [J]. *Advances in Water Resources*. 2006, 29(7): 974-986.

Keim R F, Skaugset A E, Weiler M. Temporal persistence of spatial patterns in throughfall [J]. *Journal of Hydrology*. 2005, 314: 263-274.

Khan M A. Water balance and hydrochemistry of precipitation components in forested ecosystems in the arid zone of Rajasthan, India [J]. *Hydrological Sciences Journal*. 1999, 44(2): 149-161.

Kimmins J P. Some statistical aspects of sampling throughfall precipitation in nutrient cycling studies in British Columbian Coastal Forests [J]. *Ecology*. 1973, 54(5): 1008-1019.

Koichiro K, Yuri T, Nobuaki T, *et al*. Generation of stemflow volume and chemistry in a mature Japanese cypress forest [J]. *Hydrological Processes*. 2001, 15(10): 1967-1978.

Laclau J P, Ranger J, Bouillet J P, *et al*. Nutrient cycling in a clonal stand of Eucalyptus and an adjacent savanna ecosystem in Congo - 1. Chemical composition of rainfall, throughfall and stemflow solutions [J]. *Forest Ecology and Management*. 2003, 176(1-3): 105-119.

Levia D F. Differential winter stemflow generation under contrasting storm conditions in a southern New England broad-leaved deciduous forest [J]. *Hydrological Processes*. 2004, 18(6): 1105-1112.

Levia D F. Winter stemflow leaching of nutrient-ions from deciduous canopy trees in relation to meteorological conditions [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2003, 117(1-2): 39-51.

Levia D F, Bollinger W C, Hrabik R A. Evaporation of intercepted precipitation from fruit litter of *Liquidambar styraciflua* L. (sweetgum) in a clearing as a function of meteorological conditions [J]. *International Journal of Biometeorology*. 2005, 49(5): 325-331.

Levia D F, Frost E E. A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems [J]. *Journal of Hydrology*. 2003, 274(1-4): 1-29.

Levia D F, Herwitz S R. Interspecific variation of bark water storage capacity of three deciduous tree species in relation to stemflow yield and solute flux to forest soils [J]. *Catena*. 2005, 64(1): 117-137.

Lewis J. Stemflow estimation in a redwood forest using model-based stratified random sampling [J]. *Environmetrics*. 2003, 14(6): 559-571.

Li X Y, Liu L Y, Gao S Y, *et al*. Stemflow in three shrubs and its effect on soil water enhancement in semiarid loess region of China [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2008, 148(10): 1501-1507.

Limousin J M, Rambal S, Ourcival J M, *et al*. Modelling rainfall interception in a Mediterranean *Quercus ilex* ecosystem: Lesson from a throughfall exclusion experiment [J]. *Journal of Hydrology*. 2008, 357(1-2): 57-66.

Lin H. Temporal stability of soil moisture spatial pattern and subsurface preferential flow pathways in the shale hills catchment [J]. *Vadose Zone Journal*. 2006, 5(1): 317-340.

Lin T C, Hamburg S P, King H B, *et al*. Spatial variability of throughfall in a subtropical rain forest in Taiwan [J]. *Journal of Environmental Quality*. 1997, 26: 172-180.

Link T E, Unsworth M, Marks D. The dynamics of rainfall interception by a seasonal temperate rainforest [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2004, 124(3-4): 171-191.

Liu S G. Evaluation of the Liu model for predicting rainfall interception in forests world wide [J]. *Hydrological Processes*. 2001, 15(12): 2341-2360.

Llorens P, Domingo F. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe [J]. *Journal of Hydrology*. 2007, 335(1-2): 37-54.

Loescher H W, Powers J S, Oberbauer S F. Spatial variation of throughfall volume in an old-growth tropical wet forest, Costa Rica [J]. *Journal of Tropical Ecology*. 2002, 18: 397-407.

Lovett G M, Nolan S S, Driscoll C T, *et al*. Factors regulating throughfall flux in a New Hampshire forested landscape [J]. *Canadian Journal of Forest Research*. 1996, 26: 2134-2144.

Marin C T, Bouten I W, Dekker S. Forest floor water dynamics and root water uptake in four forest ecosystems in northwest Amazonia [J]. *Journal of Hydrology*. 2000, 237(3-4): 169-183.

Marques R, Ranger J. Nutrient dynamics in a chronosequence of Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco) stands on the Beaujolais Mounts (France). 1 Qualitative approach [J]. *Forest Ecology and Management*. 1997, 91: 255-277.

Martínez-Fernández J, Ceballos A. Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis [J]. *Journal of Hydrology*. 2005, 312(1-4): 28-38.

Mcjannet D, Wallace J, Reddell P. Precipitation interception in Australian tropical rainforests: I. Measurement of stemflow, throughfall and cloud interception [J]. *Hydrological Processes*. 2007, 21(13): 1692-1702.

Miyata S, Kosugi K, Gomi T, *et al*. Effects of forest floor coverage on overland flow and soil erosion on hillslopes in Japanese cypress plantation forests [J]. *Water Resources Research*. 2009, 45: 1-17.

Muoghalu J I, Johnson S O. Interception, pH and solid content of rainfall in a Nigerian lowland rain forest [J]. African Journal of *Ecology*. 2000, 38(1): 38-46.

Murakami S. Application of three canopy interception models to a young stand of Japanese cypress and interpretation in terms of interception mechanism [J]. *Journal of Hydrology*. 2007, 342(3-4): 305-319.

Muzylo A, Llorens P, Valente F, *et al*. A review of rainfall interception modeling [J]. *Journal of Hydrology*. 2009, 370(1-4): 191-206.

Návar J, González J M, Gonzalez H. Gross precipitation and throughfall chemistry in legume species planted in Northeastern Mexico [J]. *Plant and Soil*. 2009, 318(1-2): 15-26.

Nicholson I A, Paterson I S, Last F T. Methods for Studying Acid Precipitation in Forest Ecosystems [M]. Cambridge: Institute of Terrestrial Ecology, 1980.

Oliveira R S, Bezerra L, Davidson E A, *et al*. Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central Brazil [J]. *Functional Ecology*. 2005, 19(4): 574-581.

Owens M K, Lyons R K, Alejandro C L. Rainfall partitioning within semiarid juniper communities: effects of event size and canopy cover [J]. *Hydrological Processes*. 2006, 20(15): 3179-3189.

Oyarzún C E, Godoy R, Staelens J, Donoso P J, Verhoest N E C. Seasonal and nanual throughfall and stemflow in Andean temperate rainforests. Hydrologcial Processes. 2011, 25: 623-633.

Park A, Cameron J L. The influence of canopy traits on throughfall and stemflow in five tropical trees growing in a Panamanian plantation [J]. *Forest Ecology and Management*. 2008, 255(5-6): 1915-1925.

Pellenq J, Kalma J, Boulet G, *et al*. A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth [J]. *Journal of Hydrology*. 2003, 276(1-4): 112-127.

Potter C S, Ragsdale H L, Swank W T. Atmospheric deposition and foliar leaching in a regenerating southern appalachian forest canopy [J]. *Journal of Ecology*. 1991, 79: 97-115.

Price A G, Carlyle-Moses D E. Measurement and modelling of growing-season canopy water fluxes in a mature mixed deciduous forest stand, southern Ontario, Canada [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2003, 119: 69-85.

Price A G, Dunham K, Carleton T, *et al*. Variability of water fluxes through the black spruce (*Picea mariana*) canopy and feather moss (*Pleurozium schreberi*) carpet in the boreal forest of Northern Manitoba [J]. *Journal of Hydrology*. 1997, 196: 310-323.

Putuhena W M C I. Estimation of interception capacity of forest floor [J]. *Journal of Hydrology*. 1996, 180: 283-299.

Putuhena W M, Cordery I. Some hydrological effects of changing forest cover from eucalypts to *Pinus radiate* [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2000, 100(1): 59-72.

Pypker T G, Bond B J, Link T E, *et al*. The importance of canopy structure in controlling the interception loss of rainfall: Examples from a young and an old-growth Douglas-fir forest [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2005, 130: 113-129.

Qiu Y, Fu B J, Wang J, *et al*. Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China [J]. *Journal of Hydrology*. 2001, 240(3-4): 243-263.

Raat K J, Draaijers G, Schaap M G, *et al*. Spatial variability of throughfall water and chemistry and forest floor water content in a Douglas fir forest stand [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2002, 6(3): 363-374.

Ritter A, Regalado C M. Investigating the random relocation of gauges below the canopy by means of numerical experiments [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2010, 150(7-8): 1102- 1114.

Rodrigo A, Àvila A. Influence of sampling size in the estimation of mean throughfall in two Mediterranean holm oak forests [J]. *Journal of Hydrology*. 2001, 243: 216-227.

Rodríguez-Iturbe I, Porporato A. Ecohydrology of Water-Controlled Ecosystems: Soil Moisture and Plant Dynamics [M]. New York: Cambridge University Press, 2004.

Salamanca E F, Kaneko N, Katagiri S. Rainfall manipulation effects on litter decomposition and the microbial biomass of the forest floor [J]. *Applied Soil Ecology*. 2003, 22(3): 271-281.

Sato Y, Kumagai T, Kume A, *et al*. Experimental analysis of moisture dynamics of litter layers - the effects of rainfall conditions and leaf shapes [J]. *Hydrological Processes*. 2004, 18(16): 3007-3018.

Sato A M, de Souza Avelar A, Netto A L C. Spatial variability and temporal stability of throughfall in a eucalyptus plantation in the hilly lowlands of southeastern Brazil. *Hydrological Processes*. 2011, 25: 1910-1923.

Sauer T J, Logsdon S D, Van Brahana J, *et al*. Variation in infiltration with landscape position: Implications for forest productivity and surface water quality [J]. *Forest Ecology and Management*. 2005, 220(1-3): 118-127.

Saynes V, Hidalgo C, Etchevers J D, *et al*. Soil C and N dynamics in primary and secondary seasonally dry tropical forests in Mexico [J]. *Applied Soil Ecology*. 2005, 29: 282-289.

Sayre R G, Fahey T J. Effects of rainfall acidity and ozone on foliar leaching in red spruce (*Picea rubens*) [J]. *Canadian Journal of Forest Research.* 1999, 29(4): 487-496.

Schaap M G, Bouten W. Forest floor evaporation in a dense Douglas fir stand [J]. *Journal of Hydrology*. 1997, 193: 97-113.

Schaap M G, Bouten W, Verstraten J M. Forest floor water content dynamics in a Douglas fir stand [J]. *Journal of Hydrology*. 1997, 201(1-4): 367-383.

Schellekens J, S*catena* F N, Bruijnzeel L A, *et al*. Modelling rainfall interception by a lowland tropical rain forest in northeastern Puerto Rico [J]. *Journal of Hydrology*. 1999, 225(3-4): 168-184.

Schreiber L. Wetting of the upper needle surface of Abies grandis influence of pH, wax chemistry and epiphyllic microflora on contact angles [J]. *Plant, Cell and Environment*. 1996, 19: 455-463.

Schroth G, Da Silva L F, Wolf M A, *et al*. Distribution of throughfall and stemflow in multi-strata agroforestry, perennial monoculture, fallow and primary forest in central Amazonia, Brazil [J]. *Hydrological Processes*. 1999, 13(10): 1423-1436.

Schrumpf M, Zech W, Lehmann J, *et al*. TOC, TON, TOS and TOP in rainfall, throughfall, litter percolate and soil solution of a montane rainforest succession at Mt. Kilimanjaro, Tanzania [J]. *Biogeochemistry*. 2006, 78(3): 361-387.

Schume H, Jost G, Katzensteiner K. Spatio-temporal analysis of the soil water content in a mixed Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) - European beech (*Fagus sylvatica* L.) stand [J]. *Geoderma*. 2003, 112(3-4): 273-287.

Seghieri J, Galle S, Rajot J L, *et al*. Relations between soil moisture and growth of herbaceous plants in a natural vegetation mosaic in Niger [J]. Journal of Arid Environments. 1997, 36: 87-102.

Shachnovich Y, Berliner P R, Bar P. Rainfall interception and spatial distribution of throughfall in a pine forest planted in an arid zone [J]. *Journal of Hydrology*. 2008, 349(1-2): 168-177.

Shi Z J, Wang Y H, Xu L H, *et al*. Fraction of incident rainfall within the canopy of a pure stand of *Pinus armandii* with revised Gash model in the Liupan Mountains of China [J]. *Journal of Hydrology*. 2010, 385(1-4): 44-50.

Shibata H, Sakuma T. Canopy modification of precipitation chemistry in deciduous and coniferous forests affected by acidic deposition [J]. *Soil Science and Plant Nutrition*. 1996, 42(1): 1-10.

Shinohara Y, Onozawa Y, Chiwa M, *et al*. Spatial variations in throughfall in a Moso bamboo forest: sampling design for the estimates of stand-scale throughfall [J]. *Hydrological Processes*. 2010, 24(3): 253-259.

Silva I C, Rodriguez H G. Interception loss, throughfall and stemflow chemistry in pine and oak forests in northeastern Mexico [J]. *Tree Physiology*. 2001, 21(12-13): 1009-1013.

Šraj M, Brilly M, Mikoš M. Rainfall interception by two deciduous Mediterranean forests of contrasting stature in Slovenia [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2008, 148: 121-134.

Staelens J, De Schrijver A, Van Avermaet P, *et al*. A comparison of bulk and wet-only deposition at two adjacent sites in Melle (Belgium) [J]. *Atmospheric Environment*. 2005, 39(1): 7-15.

Staelens J, De Schrijver A, Verheyen K, *et al*. Spatial variability and temporal stability of throughfall water under a dominant beech (*Fagus sylvatica* L.) tree in relationship to canopy cover [J]. *Journal of Hydrology*. 2006, 330: 651-662.

Staelens J, De Schrijver A, Verheyen K, *et al*. Rainfall partitioning into throughfall, stemflow, and interception within a single beech (*Fagus sylvatica* L.) canopy: influence of foliation, rain event characteristics, and meteorology [J]. *Hydrological Processes*. 2008, 22(1): 33-45.

Takenaka C, Sasama T. Ion exchange reactions on the stem surface of *Chamaecyparis obtusa* Sieb. et Zucc. [J]. *Tree*. 2000, 14(7): 354-360.

Tamm C O, Cowling E B. Acidic precipitation and forest vegetation [J]. *Water, Air and Soil Pollution*. 1977, 7: 503-511.

Taniguchi M, Tsujimura M, Tanaka T. Significance of stemflow in groundwater recharge [J]. *Hydrological processes*. 1996, 10: 71-80.

Thimonier A. Measurement of atmospheric deposition under forest canopies: some

recommendations for equipment and sampling design [J]. *Environmental Monitoring and Assessment*. 1998, 52(3): 353-387.

Toba T, Ohta T. An observational study of the factors that influence interception loss in boreal and temperate forests [J]. *Journal of Hydrology*. 2005, 313: 208-220.

Tobón C, Sevink J, Verstraten J M. Solute fluxes in throughfall and stemflow in four forest ecosystems in northwest Amazonia [J]. *Biogeochemistry*. 2004, 70(1): 1-25.

Tripathi S K, Sumida A, Shibata H, *et al*. Leaf litterfall and decomposition of different above- and belowground parts of birch (*Betula ermanii*) trees and dwarf bamboo (*Sasa kurilensis*) shrubs in a young secondary forest in Northern Japan [J]. *Biology and Fertility of Soils*. 2006, 43(2): 237-246.

Valente F, David J S, Gash J H C. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models [J]. *Journal of Hydrology*. 1997, 190: 141-162.

Vernimmen R, Bruijnzeel L A, Romdoni A, *et al*. Rainfall interception in three contrasting lowland rain forest types in Central Kalimantan, Indonesia [J]. *Journal of Hydrology*. 2007, 340: 217-232.

Walker J P, Willgoose G R, Kalma J D. One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of nearsurface measurements: A simplified soil moisture model and field application [J]. *Journal of Hydrometeorology*. 2001, 2(4): 356-373.

Wanek W, Hofmann J, Feller I C. Canopy interactions of rainfall in an off-shore mangrove ecosystem dominated by *Rhizophora mangle* (Belize) [J]. *Journal of Hydrology*. 2007, 345(1-2): 70-79.

Wang A, Diao Y, Pei T, *et al*. A semi-theoretical model of canopy rainfall interception for a broad-leaved tree [J]. *Hydrological Processes*. 2007, 21(18): 2458-2463.

Wang M C, Liu C P, Sheu B H. Characterization of organic matter in rainfall, throughfall, stemflow, and streamwater from three subtropical forest ecosystems [J]. *Journal of Hydrology*. 2004, 289(1-4): 275-285.

Wattenbach M, Hattermann F, Weng R, *et al*. A simplified approach to implement forest eco-hydrological properties in regional hydrological modeling [J]. *Ecological Modelling*. 2005, 187(1): 40-59.

Wei X, Liu S, Zhou G, *et al*. *Hydrological processes* in major types of Chinese forest [J]. *Hydrological Processes*. 2005, 19(1): 63-75.

Wendroth O, Pohl W, Koszinski S, *et al*. Spatio-temporal patterns and covariance structures of soil water status in two northeast German field sites [J]. *Journal of Hydrology*. 1999, 215(1-4): 38-58.

Western A W, Grayson R B. The Tarrawarra data set: Soil moisture patterns, soil characteristics and hydrological flux measurements [J]. *Water Resources Research*. 1998, 34(10): 2765-2768.

Western A W, Grayson R B, Blöschl G, *et al*. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices [J]. Water Resources Research. 1999, 35: 797-810.

Whelan M J, Anderson J M. Modelling spatial patterns of throughfall and interception loss in a Norway spruce (*Picea abies*) plantation at the plot scale [J]. *Journal of Hydrology*. 1996, 186: 335-354.

Whelan M J, Sanger L J, Baker M, *et al*. Spatial patterns of throughfall and mineral ion deposition in a lowland Norway spruce (*Picea abies*) plantation at the plot scale [J]. *Atmospheric Environment*. 1998, 32: 3493-3501.

Wilcke W, Yasin S, Valarezo C, *et al*. Change in water quality during the passage through a tropical montane rain forest in Ecuador [J]. *Biogeochemistry*. 2001, 55(1): 45-72.

Williams A G, Ternan J L, Fitzjohn C, *et al*. Soil moisture variability and land use in a seasonally arid environment [J]. *Hydrological Processes*. 2003, 17(2): 225-235.

Wilson D J, Western A W, Grayson R B, *et al*. Spatial distribution of soil moisture over 6 and 30 cm depth, Mahurangi river catchment, New Zealand [J]. *Journal of Hydrology*. 2003, 276(1-4): 254-274.

Wullaert H, Pohlert T, Boy J, *et al*. Spatial throughfall heterogeneity in a montane rain forest in Ecuador: Extent, temporal stability and drivers [J]. *Journal of Hydrology*. 2009, 377(1-2): 71-79.

Xiao Q F, Mcpherson E G, Ustin S L, *et al*. Winter rainfall interception by two mature open-grown trees in Davis, California [J]. *Hydrological Processes*. 2000, 14(4): 763-784.

Zhang G, Zeng G M, Jiang Y M, *et al*. Exchange of proton and major elements in two-layer canopies under acid rain in a subtropical evergreen forest in central-south China [J]. *Journal of Integrative Plant Biology*. 2006, 48(10): 1154-1162.

Zheng Z, Shanmughavel P, Sha L Q, *et al*. Litter decomposition and nutrient release in a tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, Southwest China[J]. *Biotropica*. 2006, 38(3): 342-347.

Ziegler A D, Giambelluca T W, Nullet M A, *et al*. Throughfall in an evergreen-dominated forest stand in northern Thailand: Comparison of mobile and stationary methods [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2009, 149(2): 373-384.

Zimmermann A, Germer S, Neill C, *et al*. Spatio-temporal patterns of throughfall and solute deposition in an open tropical rain forest [J]. *Journal of Hydrology*. 2008, 360: 87-102.

Zimmermann A, Wilcke W, Elsenbeer H. Spatial and temporal patterns of throughfall quantity and quality in a tropical montane forest in Ecuador [J]. *Journal of Hydrology*. 2007, 343(1-2): 80-96.

Zimmermann B, Zimmermann A, Lark R M, *et al*. Sampling procedures for throughfall monitoring: A simulation study [J]. *Water Resources Research*. 2010, 46: 1-15.

Zou C B, Breshears D D, Newman B D, *et al*. Soil water dynamics under low- versus high-ponderosa pine tree density: ecohydrological functioning and restoration implications

[J]. *Ecohydrology*. 2008, 1(4): 309-315.

包昱峰, 高甲荣, 高阳. 密云水库北京集水区典型植被土壤入渗特征研究[J]. 水土保持研究. 2007, 14(04): 176-179.

鲍文, 包维楷, 何丙辉, 等. 森林生态系统对降水的分配与拦截效应[J]. 山地学报. 2004a, 22(4): 483-491.

鲍文, 何丙辉, 包维楷, 等. 森林植被对降水的截留效应研究[J]. 水土保持研究. 2004b, 11(1): 193-197.

曹云, 欧阳志云, 郑华, 等. 森林生态系统的水文调节功能及生态学机制研究进展[J]. 生态环境. 2006, 15(06): 1360-1365.

曹云, 欧阳志云, 黄志刚, 等. 中亚热带杜仲人工林对降雨资源再分配的水文特征[J]. 资源科学. 2007, 29(2): 52-59.

常学向, 赵爱芬, 王金叶, 等. 祁连山林区大气降水特征与森林对降水的截留作用[J]. 高原气象. 2002, 21(3): 274-280.

陈步峰, 周光益, 曾庆波, 等. 热带山地次生雨林生态系统的水文学过程及养分动态[J]. 林业科学研究. 1994, 7(5): 525-530.

陈书军, 田大伦, 闫文德, 等. 樟树人工林生态系统的水分生态效应[J]. 水土保持学报. 2006, 20(1): 10-14.

谌小勇, 彭元英, 张昌建, 等. 亚热带常绿阔叶林涵养水源效能的研究[J]. 中南林学院学报. 1995, 15(2): 128-135.

陈引珍, 何凡, 张洪江, 等. 缙云山区影响林冠截留量因素的初步分析[J]. 中国水土保持科学. 2005, 3(3): 69-72.

陈永瑞, 刘允芬, 林耀明, 等. 江西千烟洲试区木荷阔叶林的水文过程及养分动态研究[J]. 林业科学. 2003, 39(4): 145-150.

陈永瑞, 刘允芬, 林耀明, 等. 江西千烟洲试验区大气降雨及人工林树干茎流特征[J]. 江西农业大学学报. 2004, 26(4): 522-526.

程根伟, 余新晓, 赵玉涛, 等. 山地森林生态系统水文循环与数学模拟[M]. 北京: 科学出版社, 2004.

程金花, 张洪江, 史玉虎, 等. 三峡库区三种林下地被物储水特性[J]. 应用生态学报. 2003, 14(11): 1825-1828.

仇才楼, 梁珍海, 康立新, 等. 苏北沿海防护林对土壤渗透性的影响[J]. 生态学杂志. 1997, 16(2): 13-16.

崔向慧, 李海静, 王兵. 江西大岗山常绿阔叶林生态系统水量平衡的研究[J]. 林业科学. 2006, 42(02): 8-12.

丁圣彦, 卢训令, 李昊民. 天童国家森林公园常绿阔叶林不同演替阶段群落光环境特征比较[J]. 生态学报. 2005, 25(11): 2862-2867.

樊后保. 森林降水酸度及电导率的时空变化[J]. 植物生态学报. 2000, 24(4): 463-467.

范世香, 高雁, 程银才, 等. 林冠对降雨截留能力的研究[J]. 地理科学. 2007, 27(2): 200-204.

范世香, 蒋德明, 阿拉木萨, 等. 林内穿透雨量模型研究[J]. 生态学报. 2003, 23(07):

1403-1407.
范世香, 裴铁凡, 迟振文. 树干径流及林冠截留规律分析[J]. 辽宁林业科技. 1992(01): 54-57.
冯宗炜, 陈楚莹, 王开平, 等. 亚热带杉木纯林生态系统中营养元素的积累、分配和循环的研究[J]. 植物生态学报与地植物学丛刊. 1985, 9(4): 245-256.
甘建民, 薛敬意, 谢寿昌. 云南哀牢山中山湿性常绿阔叶林的降水化学[J]. 东北林业大学学报. 1997, 25(1): 9-11.
高人, 周广柱. 辽宁东部山区几种主要森林植被类型林冠层对降雨的再分配作用[J]. 辽宁农业科学. 2002a, (01): 5-9.
高人. 辽宁东部山区几种主要森林植被类型水量平衡研究[J]. 水土保持通报. 2002b, 22(02): 5-8.
高人, 周广柱. 辽宁东部山区几种主要森林植被类型枯落物层持水性能研究[J]. 沈阳农业大学学报. 2002, 33(02): 115-118.
高人, 周广柱. 辽东山区不同森林植被类型枯落物层截留降雨行为的研究[J]. 辽宁林业科技. 2002b, 33(2): 115-118.
龚伟, 胡庭兴, 王景燕, 等. 川南天然常绿阔叶林人工更新后枯落物层持水特性研究[J]. 水土保持学报. 2006, 20(3): 51-55.
巩合德, 王开运, 杨万勤, 等. 川西亚高山白桦林穿透雨和茎流特征观测研究[J]. 生态学杂志. 2004, 23(04): 17-20.
巩合德, 王开运, 杨万勤. 川西亚高山 3 种森林群落穿透雨和茎流养分特征研究[J]. 林业科学. 2005, 41(5): 14-20.
巩合德, 张一平, 刘玉洪, 等. 哀牢山常绿阔叶林林冠的截留特征[J]. 浙江林学院学报. 2008, 25(04): 469-474.
郭剑芬, 杨玉盛, 林鹏. 木荷与杉木人工林枯枝落叶层水文生态功能[J]. 东北林业大学学报. 2006, 34(4): 49-52.
郭立群, 王庆华, 周洪昌, 等. 滇中高原区主要森林类型枯枝落叶层对降雨的截留功能[J]. 云南林业科技. 1999, 1: 22-25.
郭明春, 王彦辉, 于澎涛. 森林水文学研究述评[J]. 世界林业研究. 2005, 18(03): 6-11.
韩冰, 吴钦孝, 李秧秧, 等. 黄土丘陵区人工油松林地土壤人渗特征的研究[J]. 防护林科技. 2004(5): 1-4.
郝占庆, 王力华. 辽东山区主要森林类型林地土壤涵蓄水性能的研究[J]. 应用生态学报. 1998, 9(03): 237-241.
何常清. 岷江上游两种典型森林群落生态水文特征研究[D]. 南京: 南京林业大学, 2009.
何常清, 薛建辉, 吴永波, 等. 岷江上游亚高山川滇高山栎林的降雨再分配[J]. 应用生态学报. 2008, 19(09): 1871-1876.
胡敏, 张静, 吴志军. 北京降水化学组成特征及其对大气颗粒物的去除作用[J]. 2005, 35(2): 169-176.
华孟, 王坚. 土壤物理学[M]. 北京: 北京农业大学出版社, 1993.
黄礼隆, 陈祖铭, 任守贤. 森林水文研究方法[J]. 四川林业科技. 1994, 15(1): 14-46.

黄志刚, 曹云, 欧阳志云, 等. 南方红壤丘陵区油桐人工林土壤水分动态[J]. 应用生态学报. 2007, 18(2): 241-246.

黄忠良, 孔国辉, 余清发, 等. 南亚热带季风常绿阔叶林水文功能及其养分动态的研究[J]. 植物生态学报. 2000, 24(02): 157-161.

康文星, 邓湘雯, 赵仲辉. 林冠截留对杉木人工林生态系统物质循环的影响[J]. 林业科学. 2006, 42(12): 1-5.

孔亮, 陈祥伟. 黑龙江省东部山地灌木林地的静态持水能力[J]. 山地学报. 2005, 23(5): 626-630.

李德生, 张萍, 张水龙, 等. 黄前库区森林土壤蓄水能力研究[J]. 南京林业大学学报(自然科学版). 2004, 28(1): 25-28.

李凌浩, 林鹏, 何建源, 等. 森林降水化学研究综述[J]. 水土保持学报. 1994, 8(1): 84-96.

李凌浩, 林鹏, 王其兵, 等. 武夷山甜槠林水文学效应的研究[J]. 植物生态学报. 1997, 21(5): 393-402.

李文影, 满秀玲, 张阳武. 不同林龄白桦次生林降雨水化学特征研究[J]. 水土保持学报. 2009, 23(5): 123-127.

李振新, 欧阳志云, 郑华, 等. 岷江上游两种生态系统降雨分配的比较[J]. 植物生态学报. 2006, 30(05): 723-731.

林业部科技司. 森林生态系统定位研究方法[M]. 北京: 中国科学技术出版社, 1994.

刘道平, 陈三雄, 张金池, 等. 浙江安吉主要林地类型土壤渗透性[J]. 应用生态学报. 2007, 18(3): 493-498.

刘菊秀, 温达志, 周国逸. 广东鹤山酸雨地区针叶林与阔叶林降水化学特征[J]. 中国环境科学. 2000, 20(3): 198-202.

刘菊秀, 张德强, 周国逸, 等. 鼎湖山酸沉降背景下主要森林类型水化学特征初步研究[J]. 应用生态学报. 2003, 14(8): 1223-1228.

刘旻霞, 车克钧. 祁连山青海云杉林枯落物层水文效应分析[J]. 甘肃农业大学学报. 2004(04): 434-438.

刘少冲, 段文标, 赵雨森. 莲花湖库区几种主要林型枯落物层的持水性能[J]. 中国水土保持科学. 2005, 3(2): 81-86.

刘世海, 余新晓, 于志民. 北京密云水库集水区板栗林水化学元素性质研究[J]. 北京林业大学学报. 2001, 23(2): 12-15.

刘世荣, 常建国, 孙鹏森. 森林水文学:全球变化背景下的森林与水的关系[J]. 植物生态学报. 2007, 31(05): 753-756.

刘世荣, 孙鹏森, 王金锡, 等. 长江上游森林植被水文功能研究[J]. 自然资源学报. 2001, 16(5): 451-456.

刘世荣, 孙鹏森, 温远光. 中国主要森林生态系统水文功能的比较研究(英文)[J]. 植物生态学报. 2003, 27(01): 16-22.

刘世荣, 温远光, 王兵, 等. 中国森林生态系统水文生态功能规律[M]. 北京:中国林业出版社, 1996.

卢俊峰, 马钦彦, 刘世海, 等. 北京密云油松人工林林冠降水截留特征研究[J]. 北京林业大学学报. 2005, 27(S): 129-132.

鲁绍伟, 毛富玲, 靳芳, 等. 中国森林生态系统水源涵养功能[J]. 水土保持研究. 2005, 12(04): 223-226.

罗辑, 程根伟, 宋孟强, 等. 贡嘎山峨眉冷杉林凋落物的特征[J]. 植物生态学报. 2003, 27(1): 59-65.

吕刚, 吴祥云. 土壤入渗特性影响因素研究综述[J]. 中国农学通报. 2008, 24(07): 494-499.

吕仕洪, 向悟生, 李先琨, 等. 漓江上游植被类型的水文特征与功能评价[J]. 水土保持通报. 2002, 22(5): 24-28.

马雪华. 森林水文学[M]. 北京: 中国林业出版社, 1993.

马雪华, 杨茂瑞, 胡星弼. 亚热带杉木、马尾松人工林水文功能的研究[J]. 林业科学. 1993, 29(03): 199-206.

莫江明, 方运霆, 张德强, 等. 鼎湖山马尾松林降水再分配对养分动态影响[J]. 广西植物. 2002, 22(06): 529-533.

潘紫文, 刘强, 佟得海. 黑龙江省东部山区主要森林类型土壤水分的入渗速率[J]. 东北林业大学学报. 2002, 30(05): 24-26.

漆良华, 张旭东, 周金星, 等. 湘西北小流域典型植被恢复群落土壤贮水量与人渗特性[J]. 林业科学. 2007, 43(4): 1-8.

秦耀东. 土壤物理学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2003.

沈会涛, 由文辉, 蒋跃. 天童常绿阔叶林不同演替阶段枯落物和土壤水文特征[J]. 华东师范大学学报(自然科学版). 2010, 6: 35-44

盛后财, 蔡体久, 朱道光, 等. 原始红松林穿透雨和树干茎流养分特征研究[J]. 水土保持学报. 2008, 22(5): 47-51.

石珺. 天童地区不同林型的降水再分配特征以及酸沉降现状[D]. 上海: 华东师范大学, 2009.

石培礼, 李文华. 森林植被变化对水文过程和径流的影响效应[J]. 自然资源学报. 2001, 16(5): 481-487.

石培礼, 吴波, 程根伟, 等. 长江上游地区主要森林植被类型蓄水能力的初步研究[J]. 自然资源学报. 2004, 19(3): 351-360.

宋庆丰, 杨新兵, 张金柱, 等. 雾灵山典型林分枯落物和土壤水文效应[J]. 生态环境学报. 2009, 18(6): 2316-2320

宋文龙, 杨胜天, 温志群, 等. 贵州典型森林群落植被冠层的酸雨淋溶特征及缓冲作用[J]. 环境科学学报. 2010, 30(1): 15-23.

宋永昌, 陈小勇, 等. 中国东部常绿阔叶林生态系统退化机制与生态恢复[M]. 北京: 科学出版社, 2007.

宋永昌, 陈小勇, 王希华. 中国常绿阔叶林研究的回顾与展望[J]. 华东师范大学学报(自然科学版). 2005(1): 1-8.

宋永昌, 王祥荣. 浙江天童国家森林公园的植被和区系[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1995.

苏开君, 王光, 马红岩, 等. 流溪河小流域针阔混交林林冠降雨截留模型研究[J]. 中南林业科技大学学报(自然科学版). 2007, 27(1): 60-63, 75.

孙艳红, 张洪江, 程金花, 等. 重庆缙云山林地枯落物及土壤水文效应研究[J]. 中国水土保持科学. 2006, 4(03): 31-35.

谭芳林. 森林水文学的研究进展与展望[J]. 福建林业科技. 2002, 29(04): 47-51.

唐松青. 闽江上游木荷与杉木人工林的持水能力和入渗特征比较[J]. 中国水土保持科学. 2003, 1(2): 61-65.

陶豫萍, 吴宁, 罗鹏, 等. 森林植被截留对大气污染物湿沉降的影响[J]. 中国生态农业学报. 2007, 15(4): 9-12.

田大伦, 陈书军. 樟树人工林土壤水文—物理性质特征分析[J]. 中南林学院学报. 2005, 25(4): 1-6.

万师强, 陈灵芝. 东灵山地区大气降水特征及森林树干茎流[J]. 生态学报. 2000, 20(01): 61-67.

王安志, 裴铁璠, 金昌杰, 等. 长白山阔叶红松林降雨截留量的估算[J]. 应用生态学报. 2006, 17(8): 1403-1407.

王本楠, 裴铁璠. 树干径流过程的计算机模拟[J]. 应用生态学报. 1991, 2(1): 14-22.

王德连, 雷瑞德, 韩创举. 国内外森林水文研究现状和进展[J]. 西北林学院学报. 2004, 19(02): 156-160.

王登芝, 聂立水, 李吉跃. 森林对鹫峰国家森林公园降水化学及树干茎流悬浮物的影响[J]. 北京林业大学学报. 2005, 27(1): 88-91.

王金锡, 慕长龙, 彭培好, 等. 长江中上游防护林体系生态效益监测与评价[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 2006.

王金叶, 于澎涛, 王彦辉, 等. 森林生态水文过程研究[M]. 北京: 科学出版社, 2008.

王静. 天童常绿阔叶林大气降雨再分配及降雨分量的化学特征[D]. 上海: 华东师范大学, 2008.

王礼先, 张志强. 森林植被变化的水文生态效应研究进展[J]. 世界林业研究. 1998(06): 14-23.

王青春, 邓红兵, 王庆礼, 等. 三峡库区柏木林降雨的再分配及养分循环研究[J]. 长江流域资源与环境. 2000, 9(4): 451-457.

王希华, 闫恩荣, 严晓, 等. 中国东部常绿阔叶林退化群落分析及恢复重建研究的一些问题[J]. 生态学报. 2005, 25(7): 1796-1803.

王馨, 张一平, 刘文杰. Gash 模型在热带季节雨林林冠截留研究中的应用[J]. 生态学报. 2006, 26(3): 722-729.

王彦辉, 于澎涛, 徐德应, 等. 林冠截留降雨模型转化和参数规律的初步研究[J]. 北京林业大学学报. 1998, 20(6): 25-30.

王燕, 王兵, 赵广东, 等. 江西大岗山 3 种林型土壤水分物理性质研究[J]. 水土保持学报. 2008, 22(1): 151-153.

王云琦, 王玉杰, 张洪江, 等. 重庆缙云山几种典型植被枯落物水文特性研究[J]. 水土保持学报. 2004, 18(03): 41-44.

魏虹, 王建力, 李建龙. 重庆缙云山降水 pH 值和化学组成特征分析[J]. 农业环境科学学报. 2005, 24(2): 344-348.

魏文俊, 王兵, 冷泠. 宁夏六盘山落叶森林凋落与枯落物分布及持水特性的研究[J]. 内蒙古农业大学学报(自然科学版). 2006, 27(3): 19-23.

魏晓华, 周晓峰. 三种阔叶次生林的茎流研究[J]. 生态学报. 1989, 9(04): 325-329.

温远光, 刘世荣. 我国主要森林生态系统类型降水截留规律的数量分析[J]. 林业科学. 1995, 31(04): 289-298.

吴建平, 袁正科, 袁通志. 湘西南沟谷森林土壤水文—物理特性与涵养水源功能研究[J]. 水土保持研究. 2004, 11(1): 74-77, 81.

吴钦孝, 赵鸿雁, 刘向东, 等. 森林枯枝落叶层涵养水源保持水土的作用评价[J]. 水土保持学报. 1998, 4(02): 23-28.

吴旭东, 周梅, 张慧东. 兴安落叶松林冠截留与降雨量及降雨强度的关系[J]. 内蒙古农业大学学报(自然科学版). 2006, 27(4): 83-86.

肖洋, 陈丽华, 余新晓, 等. 北京密云水库油松人工林对降水分配的影响[J]. 水土保持学报. 2007, 21(3): 154-457.

肖以华, 代力民, 牛德奎, 等. 长白山北坡阔叶红松林林冠对降雨及其养分的影响(英文)[J]. Journal of Forestry Research. 2002, 13(3): 201-204.

徐小牛, 王勤, 平田永二. 亚热带常绿阔叶林的水文生态特征[J]. 应用生态学报. 2006, 17(09): 1570-1574.

徐振, 安树青, 王中生, 等. 川滇高山栎灌丛冠层穿透水及其稳定同位素组成变化特征[J]. 资源科学. 2007, 29(05): 129-136.

薛立, 李燕, 屈明, 等. 火力楠、荷木和黎蒴林的土壤特性及涵养水源的研究[J]. 应用生态学报. 2005, 16(09): 1623-1627.

阎恩荣, 王希华, 陈小勇. 浙江天童地区常绿阔叶林退化对土壤养分库和碳库的影响[J]. 生态学报. 2007, 27(04): 1646-1655.

阎恩荣, 王希华, 周武. 天童常绿阔叶林演替系列植物群落的 N:P 化学计量特征[J]. 植物生态学报. 2008, 32(1): 13-22.

闫俊华, 周国逸, 张德强, 等. 鼎湖山顶级森林生态系统水文要素时空规律[J]. 生态学报. 2003, 23(11): 2359-2366.

闫文德, 张学龙, 王金叶, 等. 祁连山森林枯落物水文作用的研究[J]. 西北林学院学报. 1997, 12(02): 7-14.

杨澄, 刘建军. 桥山油松天然林水文效应的研究[J]. 西北林学院学报. 1997, 12(1): 29-33.

杨澄, 刘建军, 张万庆. 桥山主要森林类型枯落物持水性能及养分含量测定初报[J]. 西北林学院学报. 1996, 11(04): 7-11.

杨弘, 裴铁璠. 森林流域非饱和土壤水与饱和土壤水转化研究进展[J]. 应用生态学报. 2005, 16(09): 1773-1779.

杨洪学, 蒙宽宏, 孟祥楠, 等. 阿什河流域不同林分类型枯落物持水能力研究[J]. 防护林科技. 2005(5): 14-17.

杨立文, 石清峰. 太行山主要植被枯枝落叶层的水文作用[J]. 林业科学研究. 1997, 10(3): 283-288.
杨永辉, 赵世伟, 雷廷武, 等. 宁南黄土丘陵区不同植被下土壤入渗性能[J]. 应用生态学报. 2008, 19(5): 1040-1045.
易兰, 由文辉, 宋永昌. 天童常绿阔叶林五个演替阶段凋落物中的土壤动物群落[J]. 生态学报. 2005, 25(03): 466-473.
尹光彩, 周国逸, 刘景时, 等. 鼎湖山针阔叶混交林生态系统水文效应研究[J]. 热带亚热带植物学报. 2004, 12(03): 195-201.
俞似军, 许利群, 杭韵亚. 常绿阔叶林生态系统水文效应研究[J]. 浙江林业科技. 1994, 14(03): 32-35.
于小军, 汪思龙, 邓仕坚, 等. 亚热带常绿阔叶林和杉木人工林茎流与穿透雨的养分特征[J]. 生态学杂志. 2003, 22(06): 7-11.
余新晓, 甘敬. 水源涵养林研究与示范[M]. 北京: 中国林业出版社, 2007.
余新晓, 赵玉涛, 程根伟. 贡嘎山东坡峨眉冷杉林地被物分布及其水文效应初步研究[J]. 北京林业大学学报. 2002, 24(5/6): 14-18.
于志民, 王礼先. 水源涵养林效益研究[M]. 北京: 中国林业出版社, 1999.
袁建平, 雷延武, 郭索彦, 等. 黄土丘陵区小流域土壤入渗速率空间变异性[J]. 水利学报. 2001, 10: 88-92.
战伟庆, 张志强, 武军, 等. 华北油松人工林冠层穿透雨空间变异性研究[J]. 中国水土保持科学. 2006, 4(03): 26-30.
张德成, 殷鸣放, 陈宏伟, 等. 主要森林植被土壤及枯落物水分蒸发量动态研究[J]. 安徽农业科学. 2006, 34(10): 2210-2212.
张光灿, 刘霞, 赵玫. 树冠截留降雨模型研究进展及其述评[J]. 南京林业大学学报. 2000, 24(01): 63-68.
张洪江, 程金花, 史玉虎, 等. 三峡库区3种林下枯落物储量及其持水特性[J]. 水土保持学报. 2003, 17(03): 55-58.
张雷燕, 刘常富, 王彦辉, 等. 宁夏六盘山南侧森林枯落物及土壤的水文生态功能研究[J]. 林业科学研究. 2007, 20(01): 15-20.
张庆费. 浙江天童常绿阔叶林主要演替阶段凋落物与土壤肥力研究[D]. 上海: 华东师范大学, 1996.
张振明, 余新晓, 牛健植, 等. 不同林分枯落物层的水文生态功能[J]. 水土保持学报. 2005, 19(3): 139-143.
张志强, 余新晓, 赵玉涛, 等. 森林对水文过程影响研究进展[J]. 应用生态学报. 2003, 14(01): 113-116.
张志永, 张卓文, 陈玉生, 等. 5种主要森林类型涵养水源能力比较研究[J]. 福建林学院学报. 2005, 25(02): 171-175.
赵西宁, 吴发启. 土壤水分入渗的研究进展和评述[J]. 西北林学院学报. 2004, 19(01): 42-45.
赵玉涛, 余新晓, 程根伟, 等. 粗木质残体 (CWD)的水文生态功能—当前森林水文研究中被

忽视的重要环节[J]. 山地学报. 2002, 20(1): 12-18.
赵玉涛, 余新晓, 张志强, 等. 长江上游亚高山峨嵋冷杉林枯落物层界面水分传输规律研究[J]. 水土保持学报. 2002, 16(3): 118-121.
周光益. 中国热带森林水文生态功能[J]. 生态学杂志. 1997, 16(05): 47-50.
周光益, 曾庆波, 黄全, 等. 热带山地雨林林冠对降雨的影响分析[J]. 植物生态学报. 1995, 19(03): 201-207.
周国逸. 几种常用造林树种冠层对降水动能分配及其生态效应分析[J]. 植物生态学报. 1997, 21(3): 250-259.
周梅, 余新晓. 兴安落叶松原始林区降水化学输入的特征研究[J]. 中国农业大学学报. 2003, 11(2): 119-121.
周晓峰, 赵惠勋, 孙慧珍. 正确评价森林水文效应[J]. 自然资源学报. 2001, 16(5): 420-426.
朱金兆, 刘建军, 朱清科, 等. 森林凋落物层水文生态功能研究[J]. 北京林业大学学报. 2002, 24(5/6): 30-34.

后　记

在将这篇学位论文完成之际，心中仍觉忐忑，生怕愧对那些关心我的师长、学友和亲人，同时也勾起我对他们由衷地感谢之情。

恩师由文辉教授，四年来一直关心我的成长，不仅教我为学、为师、为人之道，还为我在学术上打开了一扇门，让我更加清楚自己的学术道路。经师易遇，人师难求。我深感此生有幸，得遇恩师。老师渊博的知识、严谨的治学态度，朴实无华、平易近人的人格魅力不仅深深影响了我，也将永远激励着我。回顾论文的整个完成过程，从选题到实验设计，从撰写初稿到完成定稿，都离不开恩师的悉心指导，如果没有老师的支持和鼓励，拙文也不可能顺利完成。在此我想真心地对老师说一声：谢谢您！

感谢环境科学系的宋永昌先生、达良俊教授、陈小勇教授等老师在读博期间为我传道、授业、解惑。感谢王希华教授和阎恩荣副教授在实验设计和实验过程中的帮助和指导；感谢化学系张贵荣副教授在实验过程中提供的便利及帮助。

感谢天童生态站王波一家在我实验期间，对我生活上的照顾。感谢一起野外工作的王静、彭舜磊、高强、蒋跃、杨庆松、赵亮、石珺、冯丽丽、王向阳、靳亚丽，正是有了大家的帮助和支持，我才能顺利完成实验。

感谢好友郭军、刘霞、张忠华、张翔，是他们让我感觉到学习的乐趣与生活的快乐。

感谢我的兄弟姐妹王伟伟、张宏伟、夏体渊、张凯旋、商侃侃、田志慧；同门吴健、赵杭美、顾笑迎、罗扬、熊斯顿、陈小鸟、薄芳芳、方芳芳、左倬、沈蓓蕾、王强、马明睿……，是他们让我在异乡求学期间深深感受到人间温情。

感谢“生态学文章查找群”鲜俊仁老师、何常清博士、朱明勇博士、俞筱押老师、韩鹏硕士、王琼硕士和“生态学学术讨论群”熊李虎博士、徐峰博士、李宁博士等挚友对我的帮助。特别感谢中科院生态环境研究中心王晓学博士和北京师范大学王化儒博士在数据处理过程中提供的帮助。

感谢家人多年来一直默默地支持着我，没有他们无私的爱，我也无法完成学业！

此外，本论文在撰写伊始便得到了华东师范大学优秀博士生基金（2009068）的资助，在此感谢华东师范大学研究生院的慷慨相助。

沈会涛

2011 年 10 月于丽娃河畔