

景观植被生态系统水平衡模拟与分析

张娜¹ 于贵瑞²

1 中国科学院研究生院资源与环境学院, 北京 100049

2 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101

摘要 景观或区域的水平衡状况是全球变化的重要指标。本研究建立了一个空间显式景观过程模型, 模拟了长白山自然保护区的水循环过程, 并对水分收入、支出和平衡的总体状况、季节动态和空间分布格局进行了分析。整个保护区单位面积上水分盈余 $0.225 \pm 0.255 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 总计盈余 $4.379 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 但空间变异相当大。阔叶红松林的水分有略微亏缺, 其他类型植被生态系统每年均有不同程度的水分盈余。从总面积上看, 云冷杉林每年的水分盈余最多 (可达 $1.696 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$), 占整个保护区的 40.56%。整个保护区 6 月水分亏缺最严重, 7~8 月水分盈余最多, 3~4 月盈余较多。阔叶红松林除 3 月外, 其他各月的水分亏缺均最多或次多, 其中 7~8 月的水分盈余最少。降水量对水分收入、水分支出和水平衡季节动态的影响均最大。总的来说, 年水分盈余的空间分布随海拔升高呈明显增加的趋势。气象因子均对水平衡的空间分布有极显著影响, 气温和总辐射较高的地带, 水分盈余较少, 甚至出现水分亏缺; 而降水量、相对湿度和风速较高的地带, 水分盈余也较多。水分收入与叶面积指数 (LAI) 呈极显著负相关关系; 而水分支出与 LAI 呈极显著正相关关系, 主要受蒸腾量的影响。

关键词 水分收入 水分支出 水平衡 水循环 空间显式景观过程模型

文章编号 1006-9585 (2006) 03-0425-16 **中图分类号** P463 **文献标识码** A

Simulation and Analysis of Water Balance for Vegetation Ecosystems on Landscape Scale

ZHANG Na¹ and YU Gui-Rui²

1 College of Resources and Environment, Graduate University of the Chinese Academy of Sciences,
Beijing 100049

2 Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences,
Beijing 100101

Abstract Water balance on landscape or region scale is the important indication of global change. Using a developed process-based spatial explicit landscape model, we simulated water cycling processes in Changbai Mountain Nature Reserve, and analyzed total statuses, seasonal variations and spatial patterns of water input, output and balance. The simulated average water surplus per unit area was $0.225 \pm 0.255 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, i. e. , $4.379 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ over the entire reserve with great spatial heterogeneity. In the whole, mixed broad-leaved and Korean pine forests lacked the little number of water, whereas the other vegetation ecosystems had more or less water surplus. Considered in total areas, spruce-fir forests have the most

收稿日期 2006-02-22 收到, 2006-04-20 收到修定稿

资助项目 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX3-SW-218, 国家杰出青年科学基金项目 30225012, 国家自然科学基金项目 30500076 和中国科学院研究生院院长基金 YZJJ200205

作者简介 张娜, 女, 1973 年出生, 博士, 副教授。主要从事景观生态学、全球变化、尺度转换等研究工作。

E-mail: zhangna@gucas. ac. cn

annual water surplus (about $1.696 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$) accounting for 40.56% of those for all the ecosystems. In June, the entire reserve had the most serious lack in water; on the contrary, in July and August, it had the most plenty of water, secondly more in March and April. Except in March, mixed broad-leaved and Korean pine forests had the most serious lack in water or the least water surplus (July and August). The seasonal dynamics of precipitation had the most significant effects on those of water input, output and balance. The spatial pattern of annual water balance (surplus) values obviously increased with the increasing elevation gradient. Climatic factors had extremely significant influences on the spatial pattern of water balance; at the locations with higher air temperature and total solar radiation water surpluses were less, even water lacked; while at the locations with higher precipitation, relative moisture and wind speed water surpluses were more. Water input was highly negatively correlated with LAI mainly due to precipitation, while water output was highly positively correlated with LAI mainly due to transpiration.

Key words water input, water output, water balance, water cycle, process-based spatial explicit landscape model

1 引言

长白山天池可蓄水 30 多亿立方米,它不仅是天然的特大水库,而且是东北三江——松花江、鸭绿江和图们江的发源地。长白山森林不仅通过冠层截留降水和枯枝落叶蓄水保持水土、涵养水源,而且还有调节水量的作用,从而使三江河床稳定,源远流长^[1]。可见,研究长白山生态系统的水平衡具有十分的必要性和重要性。景观或区域的水平衡也是全球变化的重要指标,因此成为当今生态学的热点问题之一,越来越多地受到研究者的重视。

最近几年,结合生态系统生态学和景观生态学的理论和方法,综合地面观测、地理信息系统(GIS)和遥感技术,我们已经初步建立了一个基于过程的空间显式景观模型 PLPM [Forest Landscape Productivity Model (原名为 EPPML)],首次模拟了长白山自然保护区整个景观及其各类植被生态系统水循环变量的时空格局,并对模拟结果进行了初步验证^[2~4],本文将据此评价景观的水平衡状况。基于 GIS 和遥感技术的空间显式景观过程模型是研究景观空间格局与生态过程之间相互作用的重要途径,也是目前区域水循环和水平衡研究的重点和热点之一^[5]。

景观植被生态系统的水循环功能主要体现在植被对降水的调蓄、消耗与转化上,包括冠层截留、蒸散、雪融解、水分入渗和径流等几个方面。其中,蒸散过程是联系土壤—植物—大气连续体 (SPAC) 中不同功能作用层水分上行运动的重要纽带,是整个系统中水分输出最重要的过程。

FLPM 中的水循环子模型以水在 SPAC 中运动的基本原理为基础,模拟气候、土壤、植物的结构和生理特性是如何相互作用来影响水循环和水平衡的。水循环模型以 5 个气候变量(太阳辐射、温度、水汽压差、降水量和风速)来驱动;土壤和雪是两个主要的临时储水源;冠层和表层凋落物层是水分蒸腾或蒸发的主要表面;植被叶面积指数(LAI)和导度的季节变化是影响水分在生态冠层系统中运动的重要植被因素。

2 材料与方法

2.1 研究区概况

长白山自然保护区成立于 1960 年,位于吉林省的东南部,自然地理位置为 ($41^{\circ}41'49''\text{N} \sim 42^{\circ}25'18''\text{N}$, $127^{\circ}42'55''\text{E} \sim 128^{\circ}16'48''\text{E}$),包括长白山天池北、西、西南三面原始森林的心脏地区。它是原始面貌保存较好的,以整个自然环境和森林生态系统为保护对象的综合性自然保护区。1981 年调整后的总面积为 $1\,905.82 \text{ km}^2$ ^[1]。

长白山自然保护区内森林茂密,树种繁多,生物资源丰富,地带性植被是温带针阔混交林。随着海拔下降,雨量减少,气温升高,形成明显的植被和各种自然景观的垂直分布带,从下到上大致可分为:针阔混交林带(500~1 100 m)(以阔叶红松(*Pinus koraiensis*)林为主)、山地暗针叶林带(1 100~1 800 m)(以鱼鳞云杉(*Picea jezoensis*)和红皮云杉(*Picea koraiensis*)—冷杉(*Abies nephrolepis*)林为主)、亚高山岳桦(*Betula ermanii*)矮曲林带(1 800~2 100 m)、高山苔原带(2 100 m 以上,包括常绿矮石楠灌丛

和流砾滩)。此外尚有夹杂在各带范围内,处于从属地位的隐域性植被,例如在沼泽地上生长着非地带性的长白落叶松 (*Larix olgensis*) 林;在红松受到破坏的地方生长着次生的山杨 (*Populus davidiana*) 和白桦 (*Betula platyphylla*) 林;在林间沟谷分布有草甸^[1]。长白山 4 个垂直带谱以针叶林和阔叶红松混交林占优势 (图 1)。

2.2 模型结构

FLPM 是一个在 BEPS (Boreal Ecosystem Productivity Simulator)^[6,7]、Forest-BGC^[8] 和 BIOM-BGC^[9] 等模型基础上建立的生物地球化学循环模型,模拟 SPAC 系统中的碳循环和水循环的机理过程。本研究仅考虑水循环过程,包括冠层截留降水、穿透降水、林下降水、融雪、雪的升华、土壤蒸发、冠层蒸腾、冠层蒸发、下木和凋落物层截留蒸发、地表径流及土壤水分的变化等 (图 2)。

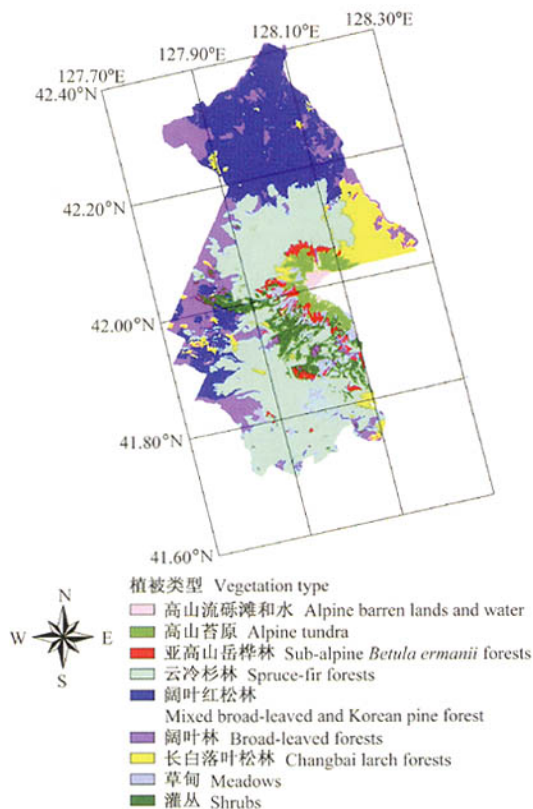


图 1 长白山自然保护区植被类型

Fig.1 Vegetation map of the Changbai Mountain Nature Reserve

FLPM 以天为尺度来模拟水循环过程,空间粒度为 30 m,共包括 2742 (行)×1490 (列)个栅格。FLPM 需要输入地面观测站的每日气象数据 (包括平均气温、最高气温、最低气温、降水量、风速和大气压),及植被类型、土壤类型、海拔高度、坡度、坡向、生物量、叶面积指数 (LAI) 和土壤含水量初始值的空间异质信息。模型在每个栅格上运行,并做时间上的累加,可以获取各个水循环变量的空间分布格局,包括从一天到一年的不同时间阶段的平均值或总量值。总之,FLPM 结合景观过程模型、遥感技术、GIS 手段以及地面实测数据,构造了一个时空耦合的框架,包括不同时间景观空间数据的输入、景观空间单元上的模型参数估计以及模型的运行和输出,从而实现由斑块尺度到景观尺度上水循环过程的时空推绎,进一步实现整个景观水平衡状况的评价。

2.3 基础数据获取

本研究的数据源包括来源于文献的样地实测数据,森林资源清查 (1989~1993 年) 样地数据,长白山森林生态系统定位站 1995 年的地面观测气象数据,长白山自然保护区地理位置、植被类型、土壤类型和高程的数字化图件,以及陆地卫星 (LandSat 7) TM 遥感图像。通过适当的数据处理和质量控制,初步建立了长白山自然保护区植被生态系统水循环和水平衡研究的基础数据库。这是一个包含经纬度、地形 (海拔、坡度和坡向)、植被类型和土壤类型的多层 GIS 栅格数据库,其空间分辨率均为 30 m,投影方式均为 Albers。关于数据源、数据处理方法和模型参数化方法的详细论述可参考文献 [10]。

2.4 叶面积指数的模拟

遥感图像是目前获取 LAI 空间格局的唯一途径。首先,从遥感图像提取整个景观的归一化植被指数 (NDVI) 图,并根据森林清查样地的胸径数据建立 LAI 与 NDVI 之间的统计关系,从而获取全年最大 LAI 的空间格局;然后,根据森林清查样地的胸径数据建立 LAI 与叶、枝、干和根生物量的统计关系,从而获取全年最大叶、枝、干和根生物量的空间格局;最后,根据文献实测数据、不同植物生长的物候期和最大叶生物量的空间格局获取不同时期叶生物量的空间格局,再由

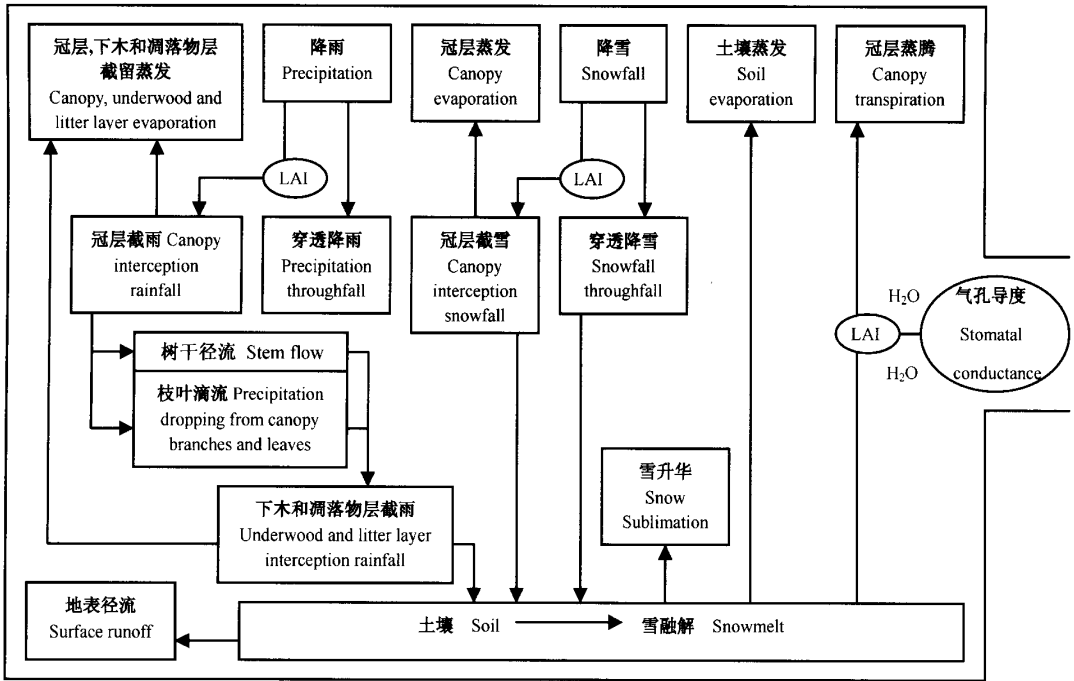


图 2 FLPM 模拟的水循环过程 (根据文献[8]绘制)

Fig. 2 Water cycling processes simulated by FLPM (according to Running and Coughlan^[8])

比叶面积获取相应时期 LAI 的空间格局^[11]。

2.5 环境因子的模拟

本研究将气象因子分为两类：第一类呈现出明显的气候垂直带性分布，即气象因子随海拔高度的变化发生明显的变化，如平均气温、最高气温、最低气温、降水量、平均风速和平均大气压。这类气象因子在每个栅格中均用与海拔有关的相应公式，由长白山森林生态系统地面观测站的数据推算获得。第二类根据一系列气候学原理和规则，将气象数据非线性外推到地形复杂的山地，如土壤温度、白天平均气温、夜晚平均气温、水汽压（差）、相对湿度、昼长、太阳总辐射、直接辐射、正午时太阳天顶角和平均太阳天顶角等，并用坡度、坡向、海拔和纬度对昼长、太阳总辐射、直接辐射和散射辐射作进一步的修正^[10]。

土壤含水量是整个水循环模拟过程的一个重要输出结果，是土壤水分收入与支出的差值。在整个模型运行之前，需要输入土壤含水量的初始值以驱动模型。本研究取上年 12 月的土壤含水量作为其初始值。

2.6 水循环变量的模拟

长白山植被生态系统获得的水分主要来源于大气降水（包括降雨和降雪），雨水到达土壤后即成为土壤水的一部分，而固态的雪并不全部成为土壤水，需在融解之后方能成为土壤水的一部分，其余的雪以升华形式向外散失，故系统水分的来源实际上是降雨和融解雪（扣除雪升华量）。系统水分的自然损失途径主要有蒸发（包括冠层截留蒸发、土壤蒸发、下木和凋落物层截留蒸发）、冠层蒸腾、地表径流、地下径流和壤中流。本研究不考虑地下径流和壤中流以及人为活动引起的水分损失。系统水分的变化决定于水分的收入与支出：

$$\Delta W = P_1 - P_2, \quad (1)$$

式中， ΔW 为植被生态系统水分的日变化； P_1 为系统水分的收入量； P_2 为系统水分的支出量。单位均为 $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

$$P_1 = P + s_{\text{melt}}, \quad (2)$$

式中， P 为降水量； s_{melt} 为融雪量。单位均为 $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

在模拟雪融解速率时,表面温度和雪的反照率是两个重要的特性,决定雪是否被直接转变成水汽(升华)或者融解^[12]。地形通过影响辐射和气温也可影响融雪过程。植被类型对融雪过程也有很大的影响,表现在融雪温度系数的差异上。根据 BEPS 模型,FLPM 假设:

1) 若白天平均气温 $T > 0.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 则雪发生融解。总的融雪量 (s_{melt}) 分为受温度影响的融雪量 (t_{melt}) 和受辐射影响的融雪量 (r_{melt}) 两部分。

$$t_{\text{melt}} = \max(T\gamma, 0.0), \quad (3)$$

式中, γ 为融雪温度系数 (单位: $\text{m} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$)。

$$r_{\text{melt}} = 0.001 r_n / \epsilon, \quad (4)$$

式中, ϵ 为雪的融解潜热 ($335.0\text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$); r_n 为雪所吸收的太阳辐射 (单位: $\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)。

$$r_n = 0.001 s_n r_h (r_{\text{avg}} - c_{\text{rad}}), \quad (5)$$

公式中, r_{avg} 为冠层上平均太阳辐射 (单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); c_{rad} 为冠层所吸收的光合有效辐射 (单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); s_n 为雪吸收辐射的比率 (0.6); r_h 为日照时数 (单位: s)。

$$s_{\text{melt}} = t_{\text{melt}} + r_{\text{melt}}. \quad (6)$$

最后需校正负值融雪量: 若 $s_{\text{melt}} > \text{雪块量}$, 则设 $s_{\text{melt}} = \text{雪块量}$ 。

2) 若白天平均气温 $T \leq 0.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 则雪可能发生升华。

$$r_{\text{sub}} = 0.001 r_n / \eta, \quad (7)$$

式中, r_{sub} 为雪升华量 (单位: $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$); η 为雪的升华潜热 (单位: $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$)。

最后需校正负值雪升华量: 若 $r_{\text{sub}} > \text{雪块量}$, 则设 $r_{\text{sub}} = \text{雪块量}$ 。

$$P_2 = c_{\text{evap}} + s_{\text{evap}} + t_r + r_t + U + L, \quad (8)$$

式中, c_{evap} 为冠层截留降水蒸发量; s_{evap} 为土壤蒸发量; t_r 为冠层蒸腾量; r_t 为地表径流量; U 为下层植物截留量; L 为凋落物层截留量。单位均为 $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。对蒸腾量、蒸发量和地表径流量的模拟已在以前的文章中有论述, 分别参考文献[2~4]。

下层植物对土壤水分也起一定的调节作用, 经过冠层和下层植物的雨水又受到凋落物的进一步拦蓄。由于林内的蒸发受到限制, 实际上凋落物层的截留量并不多, 一般只有 1~3 mm, 但从

长时间来看, 凋落物层的截留量也是可观的。在整个生长季内可占降雨量的 9%, 这部分水分被逐渐蒸发到空气中^[13]。FLPM 假设下层植物截留量和凋落物层截留量的总和为同期降水量的 9%, 即

$$U + L = 0.09P. \quad (9)$$

土壤含水量的日变化 ΔW_s 与植被生态系统水分的日变化 ΔW 在数值上相同, 但土壤与整个生态系统在水分收入 (P_{s1}) 与支出 (P_{s2}) 的组成上有差异:

$$\Delta W_s = P_{s1} - P_{s2}, \quad (10)$$

$$P_{s1} = P - c_{\text{evap}} - U - L + s_{\text{melt}}, \quad (11)$$

$$P_{s2} = s_{\text{evap}} + t_r + r_t. \quad (12)$$

第 i 天的土壤含水量 W_{si} 用第 $(i-1)$ 天的土壤含水量 $W_{s(i-1)}$ 和 ΔW_s 来表示:

$$W_{si} = W_{s(i-1)} + \Delta W_s, \quad (13)$$

若 $W_{si} > W_{sc}$, 则设 $W_{si} = W_{sc}$ 。其中, W_{sc} 为土壤田间持水量。

3 结果与分析

3.1 水平衡的总体状况

对模拟结果的综合分析显示, 长白山自然保护区每年单位面积上收入的水分约 $1.371 \pm 0.173\text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 总计收入 $26.673 \times 10^8\text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ (变化于 $23.306 \times 10^8 \sim 30.040 \times 10^8\text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$), 包括 85.70% 的降雨和 14.30% 的融解雪; 在不考虑地下径流和壤中流的情况下, 每年单位面积上支出的水分约 $1.145 \pm 0.171\text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 总计支出 $22.292 \times 10^8\text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ (变化于 $18.965 \times 10^8 \sim 25.620 \times 10^8\text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$), 其中蒸腾、蒸发和地表径流支出分别占总支出量的 55.72%、26.55% 和 17.73%。因此, 模拟的整个保护区每年单位面积上水分盈余 $0.225 \pm 0.255\text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 总计蓄水 $4.379 \times 10^8\text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 但空间变异相当大, 在水分盈余 $9.341 \times 10^8\text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 和水分亏缺 $0.584 \times 10^8\text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 之间变化 (图 3 和表 1)。据测定, 长白山自然保护区可蓄水 $3.892 \times 10^8\text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ ^[1], 单位面积上水分盈余 $0.200\text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。虽然实测值在模拟值的误差变化范围内, 但低于模拟平均值, 差异可能来源于对地下径流和壤中流的估算, 因为对单位面积上各水循环变量模拟的结果与实测

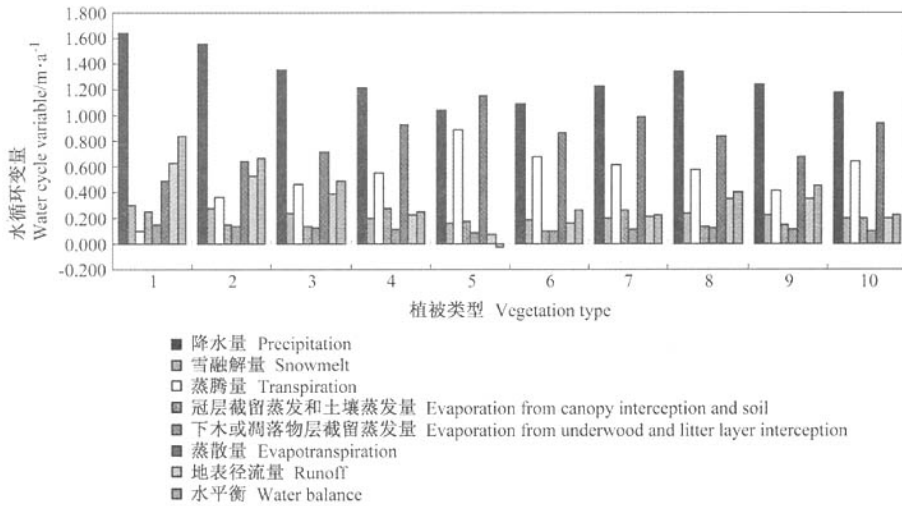


图3 长白山自然保护区不同类型植被生态系统水平衡的总体状况 (植被类型: 1. 高山流砾滩, 2. 高山苔原, 3. 亚高山岳桦林, 4. 云冷杉林, 5. 阔叶红松林, 6. 阔叶林, 7. 长白落叶松林, 8. 草甸, 9. 灌丛, 10. 整个保护区的平均。柱状图的排列顺序与图例中的排列顺序一致)

Fig. 3 Water balance for different vegetation ecosystems in Changbai Mountain Nature Reserve (Vegetation type: 1. alpine barren lands, 2. alpine tundra, 3. sub-alpine *Betula ermanii* forests, 4. spruce-fir forests, 5. mixed broad-leaved and Korean pine forests, 6. broad-leaved forests, 7. Changbai larch forests, 8. meadows, 9. shrubs, 10. mean over the whole reserve. The sorting of histograms is the same as that in the legend)

值较为吻合。

从不同类型植被生态系统单位面积的水平衡来看, 阔叶红松林的水分略微亏缺, 平均亏缺 $0.0269 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 在亏缺 $0.163 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 和盈余 $0.109 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间变化, 因其由降水和融解雪获取的水分收入均最少, 而由蒸腾和蒸散消耗的水分却最多, 总的来说水分收入不抵支出。其他类型植被生态系统每年水分均有不同程度的盈余, 其中高山流砾滩盈余最大, 可达 $0.914 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; 其次为高山苔原, 约盈余 $0.566 \sim 0.752 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; 亚高山岳桦林、灌丛和草甸平均盈余约 $0.40 \sim 0.50 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; 阔叶林的盈余约 $0.169 \sim 0.347 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; 云冷杉林和长白落叶松林水分盈余量的变化范围最大, 最小仅 $0.070 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 而最大可达 $0.40 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ (表1)。

从不同类型植被生态系统总面积的水平衡来看, 云冷杉林的总蓄水量最大, 可达 $1.696 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ (变化范围为 $0.431 \times 10^8 \sim 2.962 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$), 占整个保护区的 40.56%, 主要与云冷杉林的面积最大有关。然而, 阔叶红松林的面

积虽然也较大, 仅次于云冷杉林, 但水分总体亏缺约 $0.134 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 。阔叶林的总蓄水量也很高, 可达 $0.766 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ (变化于 $0.502 \times 10^8 \sim 1.030 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$), 占整个保护区的 18.31%。阔叶林的面积仅为阔叶红松林的 60%, 但由于水分收入较高, 而水分支出却远低于后者, 总蓄水量高于后者 $0.900 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 。各类植被生态系统年总蓄水量的大小顺序依次为: 云冷杉林、阔叶林、灌丛、高山苔原、长白落叶松林、草甸、岳桦林、高山流砾滩和阔叶红松林 (表1)。

3.2 水平衡状况的季节动态

3.2.1 不同植被生态系统水平衡状况的季节动态

整个长白山自然保护区在1月和6月出现 $8 \sim 14 \text{ mm}$ 的水分亏缺, 2、9和12月水分基本达到平衡, 其他月份分别有 $10 \sim 100 \text{ mm}$ 的水分盈余 (图4a)。1月的水分支出较低, 仅高于12月, 但降水收入更少, 在全年最低。6月是整个保护区水分亏缺最严重的季节, 因为在整个生长季 (5~8月), 6月的降水量最低 (比7月低 200 mm 以上), 而蒸腾消耗却很大。6月除高山流砾滩和高

表 1 长白山自然保护区不同类型植被生态系统的水平衡
Table 1 Water balance for different vegetation ecosystems in Changbai Mountain Nature Reserve

植被类型 Vegetation type	栅格数 (占总栅格数的比例) Number of grids (percentage of total number of grids)	蒸腾量 Transpiration/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	下木或凋落物层 截留蒸发量 Evaporation from underwood and litter layer/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	冠层截留蒸发和 土壤蒸发量 Evaporation from canopy interception and soil/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	蒸散量 Evapotranspiration/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$
1	4728 (0.219%)	0.094±0.031	0.148±0.00832	0.247±0.007	0.489±0.0295
2	62628 (2.896%)	0.358±0.063	0.140±0.00841	0.146±0.012	0.643±0.0616
3	47699 (2.206%)	0.460±0.109	0.122±0.00726	0.132±0.031	0.715±0.108
4	760040 (35.149%)	0.546±0.247	0.109±0.00743	0.276±0.081	0.931±0.270
5	555079 (25.670%)	0.885±0.198	0.0935±0.00353	0.172±0.052	1.151±0.173
6	329815 (15.253%)	0.675±0.108	0.0982±0.00671	0.094±0.030	0.867±0.0933
7	171142 (7.915%)	0.610±0.204	0.111±0.0100	0.266±0.075	0.987±0.200
8	92703 (4.287%)	0.580±0.068	0.120±0.00851	0.136±0.017	0.836±0.0646
9	138531 (6.406%)	0.411±0.031	0.112±0.00867	0.151±0.007	0.674±0.0279
平均 Mean	2162365 (100%)	0.638±0.256	0.106±0.0129	0.198±0.093	0.942±0.252

植被类型 Vegetation type	地表径流量 Surface runoff/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	降水量 Precipitation/ $\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$	雪融解量 Snowmelt/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	水分收入 Water input/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	水分支出 Water output/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	水平衡 Water balance/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$
1	0.619±0.051	1.642±0.0925	0.300±0.018	1.942±0.108	1.108±0.0393	0.834±0.0802
2	0.529±0.065	1.550±0.0934	0.281±0.018	1.831±0.109	1.172±0.0524	0.659±0.0927
3	0.391±0.073	1.354±0.0807	0.241±0.017	1.595±0.0968	1.105±0.0948	0.490±0.0870
4	0.227±0.117	1.213±0.0826	0.194±0.014	1.406±0.0961	1.158±0.175	0.248±0.185
5	0.081±0.056	1.039±0.0393	0.166±0.013	1.205±0.0515	1.232±0.121	-0.0269±0.136
6	0.158±0.055	1.091±0.0745	0.192±0.016	1.283±0.0901	1.025±0.0599	0.258±0.0889
7	0.218±0.102	1.228±0.111	0.204±0.020	1.432±0.131	1.205±0.146	0.227±0.153
8	0.350±0.067	1.339±0.0946	0.243±0.021	1.581±0.115	1.186±0.0751	0.395±0.0838
9	0.344±0.070	1.241±0.0963	0.225±0.020	1.466±0.116	1.018±0.0577	0.448±0.0625
平均 Mean	0.203±0.136	1.175±0.143	0.196±0.031	1.371±0.173	1.145±0.171	0.225±0.255

植被类型 Vegetation type	总水分收入 Total water input/ $10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$	总水分支出 Total water output/ $10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$	总水平衡 Total water balance/ $10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$
1	0.0826 (0.0780~0.0872)	0.0471 (0.0455~0.0488)	0.0355 (0.0321~0.0389)
2	1.032 (0.971~1.094)	0.661 (0.631~0.690)	0.371 (0.319~0.424)
3	0.685 (0.643~0.726)	0.474 (0.434~0.515)	0.210 (0.173~0.248)
4	9.618 (8.960~10.275)	7.924 (6.727~9.121)	1.696 (0.431~2.962)
5	6.021 (5.763~6.278)	6.155 (5.551~6.760)	-0.134 (-0.814~0.545)
6	3.809 (3.542~4.077)	3.043 (2.865~3.221)	0.766 (0.502~1.030)
7	2.206 (2.004~2.407)	1.856 (1.631~2.081)	0.350 (0.114~0.585)
8	1.319 (1.223~1.415)	0.990 (0.927~1.052)	0.330 (0.260~0.399)
9	1.828 (1.683~1.972)	1.269 (1.197~1.341)	0.559 (0.481~0.636)
平均 Mean	26.673 (23.306~30.040)	22.292 (18.965~25.620)	4.379 (-0.584~9.341)

注：植被类型同图 3。Note: Vegetation type as in Fig. 3.

山苔原有水分盈余、云冷杉林水分保持平衡外，其他植被生态系统均有不同程度的亏缺。7~8 月是蒸腾和蒸发消耗最大的季节，但由于降水量更大，整个保护区出现 42~92 mm 的水分盈余，其中 7 月水分盈余最多。受大量融解雪的影响，3~4 月也有较多的水分盈余，除云冷杉林、阔叶红松林和长白落叶松林外，其他植被 3~4 月的水分盈余均超过了 7~8 月。

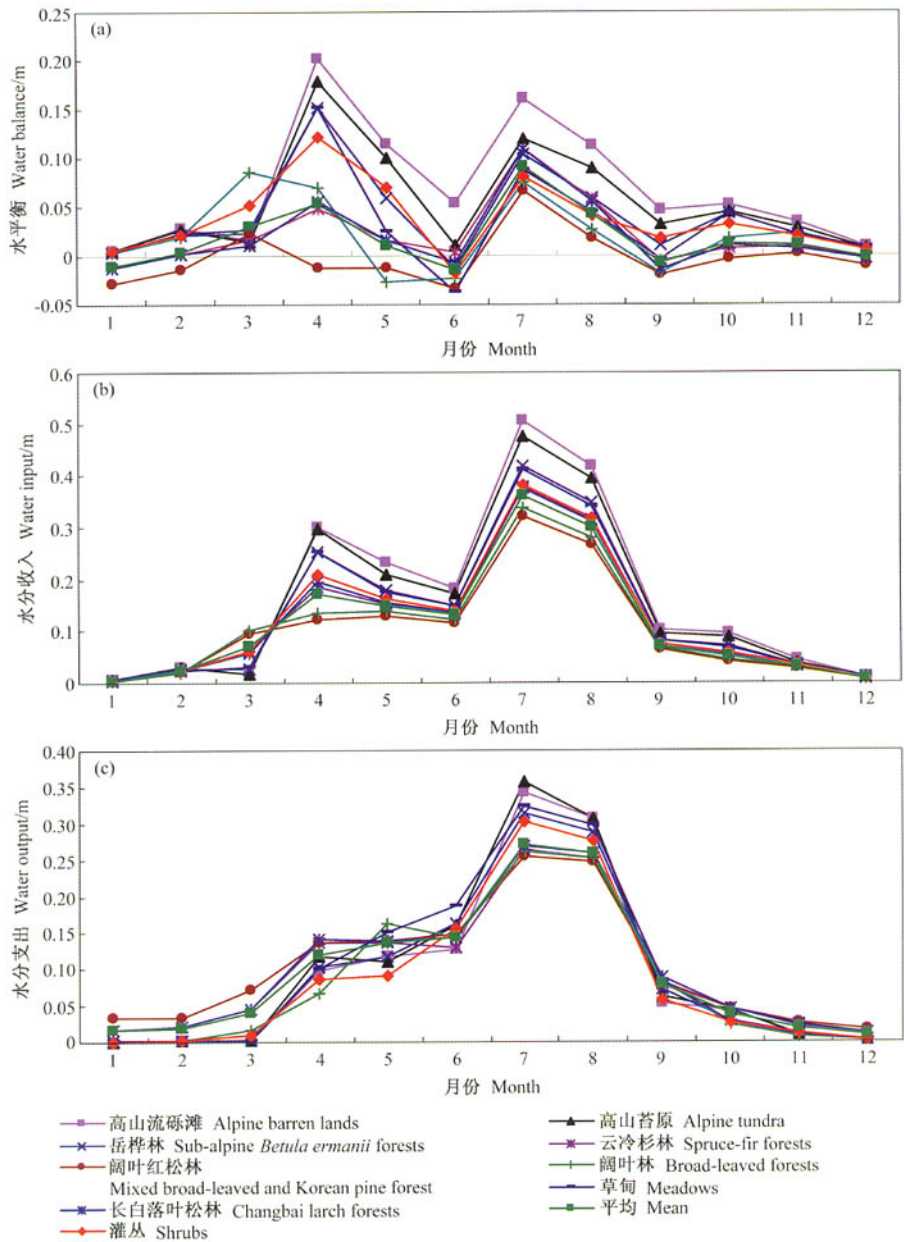


图 4 长白山自然保护区不同类型植被 (a) 水平衡、(b) 水分收入和 (c) 水分支出的季节动态
Fig. 4 Seasonal variations of (a) water balance, (b) water input, and (c) water output for different vegetation ecosystems in Changbai Mountain Nature Reserve

阔叶红松林在 3、7 和 8 月水分出现盈余, 10 和 11 月水分基本平衡, 而在其他月份水分平均亏缺 10~34 mm (图 4a)。由于所处海拔较低, 春季雪融解较早, 虽然 3 月阔叶红松林所处地带的降

水量最低, 但融雪量却较高, 致使这时的水分收入较多, 仅次于融雪量最高的阔叶林; 但由于植物生长尚刚刚开始, 蒸腾很弱, 水分支出有限, 因此出现水分盈余 (约 22.9 mm)。在生长季中,

7~8月出现17~66 mm的水分盈余;6月水分亏缺最严重(约33.6 mm)。

阔叶红松林除3月外,其他各月的水分亏缺均最多或次多,7~8月的水分盈余也最少。云冷杉林和长白落叶松林在冬春季(10月至翌年4月)水分盈余仅高于阔叶红松林,而低于其他植被生态系统;而在7~8月水分盈余很多,达55~110 mm,仅低于高山流砾滩和苔原,与岳桦林近似。阔叶林与阔叶红松林的海拔最接近,气温和降水量等气象条件也最接近,蒸散量在生长季(5~9月)非常接近,但在非生长季(10月至翌年4月)后者甚至比前者高一个数量级,因为相对于阔叶树,红松在非生长季也有蒸腾消耗。因此,在生长季两类植被生态系统的水分亏缺或盈余状况很近似,但在非生长季阔叶红松林的水分状况要远差于阔叶林,阔叶林多出现水分盈余或平衡,而阔叶红松林多出现水分亏缺。

受春季融雪的影响,阔叶林在3月的水分盈余在所有植被中最多,达85 mm以上;3月也是该类植被水分盈余最多的季节。除3月外,其他月份水分盈余最多的均是位于高海拔、水分收入最多的高山流砾滩和高山苔原(图4a)。高山植被生态系统4月的水分盈余甚至可达179~202 mm,远高于所占面积最大的云冷杉林(约49 mm),与水分亏缺的阔叶红松林形成明显对照。在生长季因其地表径流显著增大,水分支出并不低,甚至7~8月的水分支出最多,但由于降水量更大,水分盈余在所有植被中仍然是最多的,且在全年仅低于4月。

岳桦林、草甸和灌丛水平衡状况的季节变化均较为接近:水分在12月至翌年1月基本达到平衡;仅6月有亏缺(约12~38 mm),尤其是草甸,6~7月蒸散消耗在所有植被中均最大,致使6月水分亏缺最多(达37.7 mm);其他月份均有盈余,同高山植被,4月有最大盈余(约121~152 mm),其次为7月(约80~104 mm)(图4a)。

3.2.2 水分收入和支出的季节动态

水平衡决定于水分的收入与支出,而水分的收入与支出又决定于构成收入与支出的水循环各个变量的值,因此,水平衡状况的季节变化是这些变量本身季节变化的综合结果。

水分收入在全年出现两个峰值,3月积雪开

始融化,水分收入迅速增加,致使在大量融雪的4月出现较低峰值;较高峰值出现在降雨最多的7~8月,8~9月水分收入的降低速率最大(图4b)。雪融解主要发生在3~4月;12月至翌年1月虽有降雪,但不发生雪融解;而6~8月无降雪发生。7月降水量最高,1月最低;7月之前基本呈增加趋势,但有波动,2月降水量比3月高约10 mm,5月降水量略高于6月,基本持平;7月之后持续降低;全年6~7月降水量增长最快,8~9月降低最快。

水分支出的季节变化趋势基本上呈单峰型,峰值出现在生长最旺盛的7~8月,7月之前呈增加趋势,8月之后持续较均匀降低(图4c),与蒸散速率的季节变化趋势十分近似,说明蒸散消耗对水分支出季节变化的影响超过地表径流输出的影响。7~8月是全年气温最高,降水最多的月份,植物生长最旺盛,蒸腾和蒸散消耗均达到最大;同时土壤水分除满足植物的生长需要之外,尚有许多富余,地表径流输出较多,8月输出最多^[4]。

3月之前水分支出仍很缓慢,但3~4月迅速增加。春季来临之后,气温逐渐升高,降水趋于增加,光照逐渐增强,植物代谢加快,LAI和冠层导度迅速增加,蒸腾和蒸发均较前大大加强;但由于3~4月气温仍较低,植物还未生长或刚开始长叶,蒸腾和蒸发消耗水分都很少,积雪大量融化产生的多余水分往往通过地表径流排出土壤,径流输出在4月出现第一个峰值^[4],水分支出也达到一个较大值。

然而,4~7月水分支出并非持续均匀增加,而是出现波动,4~6月保持基本持平,甚至有时出现较小幅度的下降,这是蒸散消耗与地表径流输出共同作用的结果。一方面,春夏之交是全年的旱季,温度较前期升高,但降水和大气湿度却较前期有所下降,这时正值植物开始生长时期,土壤中的水分除供植物利用,以蒸腾形式损耗之外,可供蒸发的水分不多,因此,几类主要植被的蒸散消耗均基本持平,云冷杉林和阔叶林的蒸散速率还略微降低。另一方面,4~6月土壤含水量降低很快,土壤中可用于地表径流的水分逐渐减少^[4]。

8月之后植物生长速率迅速下降,蒸腾和蒸发也随之减弱,但7、8月植物的旺盛生长已消耗了

大量的水分，这对 9 月的土壤水分产生了很强的时滞效应，使得 9 月的土壤水分含量很低，加之一年一度形成的凋落物覆盖地表，截留了一部分降水，从而减小了地表径流的可能。对所有植被来说，9 月均是自 4 月展叶以来地表径流输出最少的时期^[4]。因此，8~9 月全年水分支出降低最快。

阔叶植被在 10 月落叶后到次年展叶前的一段时期，水分只能通过茎干皮孔和木栓化不完全的嫩梢表皮向外蒸腾，蒸腾消耗接近于零；针叶林和阔叶红松林冬季虽仍有大量叶子，但因冬季的低温和叶子含水量的降低，气孔大多处于关闭状态^[14]，蒸腾消耗比夏季低一个数量级，因此土壤水分的消耗很少，相对于 9 月形成了一个小的径流峰。冬季降雪不融化，不能成为土壤水分的一部分，而土壤水分仍然有少量以蒸散形式损耗，因此，11 月之后土壤水分含量逐渐降低，地表径流无法进行，12 月至翌年 2 月所有植被的地表径流量均为零^[4]。因此，水分支出在整个冬季（11 月至翌年 2 月）均较低（每月支出约 10~20 mm），在 12 月降到最低值。

水分支出的季节变化主要受环境因子和植被因子季节变化的共同调控，其中降水量季节变化

的影响最大，其他依次为：冠层导度、气孔导度、相对湿度、气温、LAI、土壤含水量、总辐射和风速；除与风速呈显著负相关关系、与总辐射呈显著正相关关系外，与其他因子均呈极显著正相关关系。降水量、相对湿度和冠层导度这些直接与水分有关的因子对水平衡季节变化的影响最大（表 2）。

3.3 水平衡状况的空间格局

整个长白山自然保护区年水平衡状况的空间分布格局是不同尺度上过程和控制条件综合作用的结果，即景观尺度上的非生物物理过程和因素（地形、气候和土壤）以及斑块尺度上的生物过程和因素。在分析空间格局的形成因素时，按照每行每列每间隔 20 个网格取一个点的规则机械布点，所取样点均匀分布于整个保护区，共 5 457 个点。各点都有其一对应的水循环变量值及环境因子和植被因子值，依此可以分析水分收入、支出和平衡与它们之间的关系。

3.3.1 地形因素

整个景观尺度上影响水平衡空间格局的首先是地形因素（主要是海拔）。总的来说，年水平衡值（盈余值）的空间分布随海拔升高呈明显增加的趋势（图 5a）。从水分收入上看，年降水量随海

表 2 水循环变量季节变化与环境因子和植被因子季节变化的相关关系
Table 2 Correlations between season variations of water cycle variables and those of environmental and vegetation factors

水循环变量 Water cycle variable	月平均气温 Monthly mean air temperature	月降水量 Monthly precipitation	月总辐射 Monthly total solar radiation	月平均相 对湿度 Monthly mean relative moisture	月平均 风速 Monthly mean wind speed	月平均 LAI Monthly mean LAI	月平均 气孔导度 Monthly mean stomatal conductance	月平均 冠层导度 Monthly mean canopy conductance
月蒸腾量 Monthly transpiration	0.885**	0.944**	0.729**	0.847**	-0.726**	0.903**	0.882**	0.897**
月蒸发量 Monthly evaporation	0.846**	0.890**	0.779**	0.853**	-0.456	0.725**	0.795**	0.814**
月蒸散量 Monthly evapotranspiration	0.893**	0.949**	0.759**	0.868**	-0.664*	0.871**	0.876**	0.893**
月地表径流 Monthly surface runoff	0.677*	0.901**	0.440	0.912**	-0.515	0.618*	0.910**	0.911**
月水分收入 Monthly water input	0.809**	0.962**	0.660*	0.901**	-0.559	0.738**	0.887**	0.915**
月水分支出 Monthly water output	0.859**	0.972**	0.687*	0.913**	-0.643*	0.828**	0.920**	0.933**
月水平衡 Monthly water balance	0.463	0.698*	0.418	0.648*	-0.174	0.293	0.574	0.639*

注：表中为 Pearson 相关系数；* 表示 0.05 水平上的显著；** 表示 0.01 水平上的极显著。下表相同。
Note: all are Pearson correlation coefficients; * means correlation is significant at 5%; and ** means correlation is significant at 1%, which are the same in the later tables

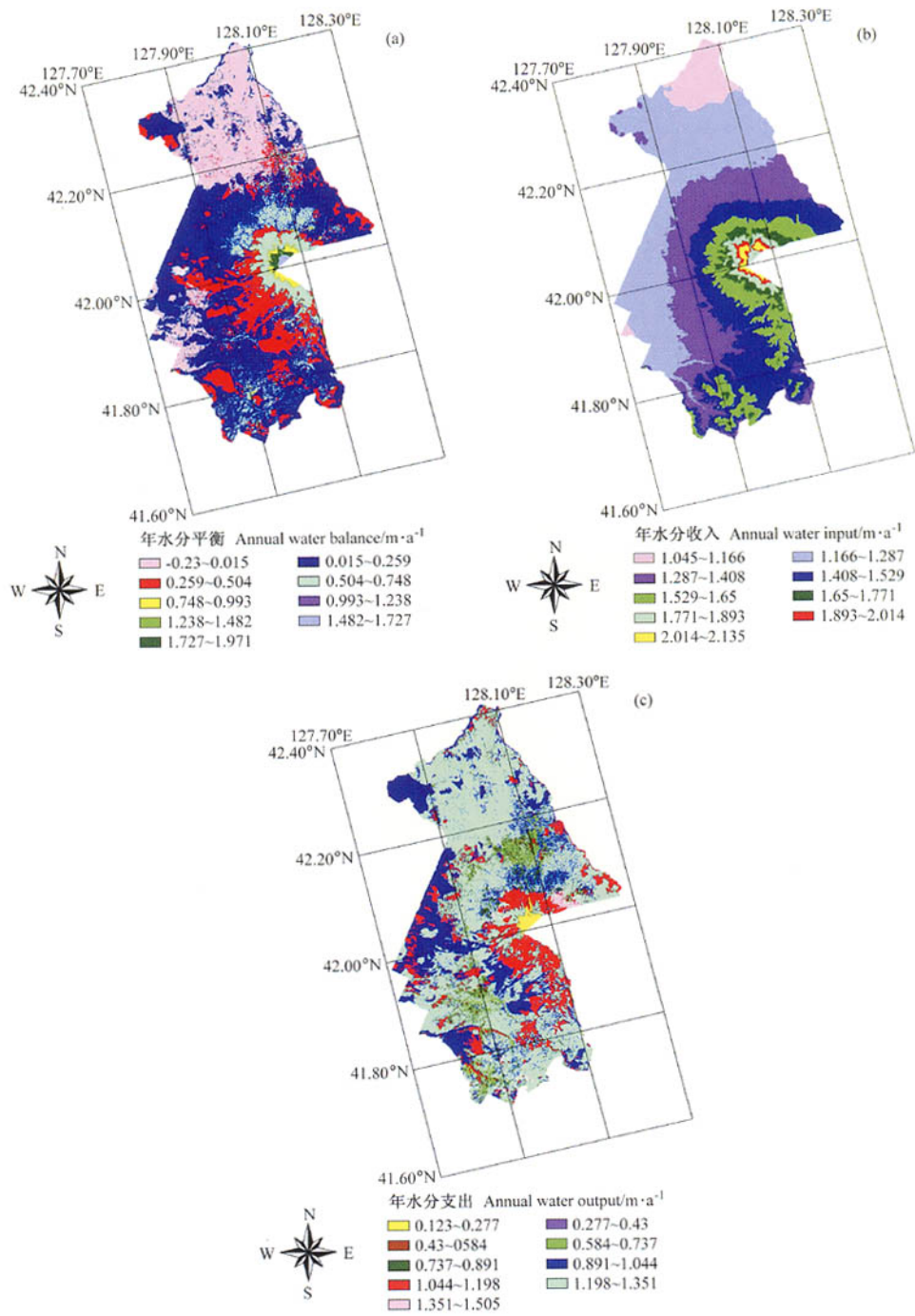


图 5 长白山自然保护区 (a) 年水平衡、(b) 年水分收入、(c) 年水分支出的空间分布
Fig. 5 Spatial pattern of (a) annual water balance, (b) annual water input, and (c) annual water output in Changbai Mountain Nature Reserve

拔的升高依次增加。年雪融解量也随海拔的升高呈明显增加的趋势,空间格局主要决定于各垂直植被带的雪量:高海拔高山流砾滩的雪量最高,其次为海拔较高的高山苔原带,低海拔阔叶红松林带的雪量最低。因此,总的来说,年水分收入的空间格局也随海拔的升高呈明显增加的趋势,尤其与年降水量的空间格局更为接近(图 5b)。从水分支出上看,年蒸腾量与年蒸散量均随海拔的升高呈现明显降低的趋势,与植被的垂直地带性分布规律一致。因此,在所有植被中,阔叶红松林的年蒸腾量和年蒸散量均最高,而高山流砾滩均最低^[2]。但年蒸发量的空间格局与年蒸腾量完全不同,与海拔的关系不显著,低海拔阔叶林的年蒸发量最低(不到 $0.20 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$),高山流砾滩和云冷杉林的年蒸发量最大(约为 $0.40 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$)^[3]。与年蒸腾量与年蒸散量相反,年地表径流量随海拔升高呈现明显增加的趋势,总趋势是,草灌>针叶林>阔叶林>针阔混交林^[4]。总的来说,年水分支出的空间分布格局与年蒸散量更为接近(图 5c)。

3.3.2 环境因素

景观尺度上海拔高度对植被生态系统水平衡的影响是间接的,实际上直接起作用的是环境条件,尤其是气温、降水量、太阳辐射、相对湿度和风速等气象条件。长白山山体高大,海拔高差大,呈现出明显的气候垂直带性分布:气温和总辐射随海拔高度的增加依次降低,而降水量、相对湿度和风速基本随海拔高度的增加依次增加。

所研究的气象因子均对水平衡状况的空间格局有极大影响,其中气温的影响最大,其次是风速、降水量、相对湿度和总辐射(表 3)。气温和总辐射越高的地带,水分盈余越少,甚至出现水分亏缺;而降水量、相对湿度和风速越高的地带,水分盈余也越多。与水平衡相同,这些气候因子对水分收入的影响均是海拔高度的间接作用。

气象因子对蒸腾量空间格局的影响显著,但受蒸发量和地表径流量的相反作用,气象因子对总水分支出空间分布格局的影响被大大地减弱(表 3),尽管在总趋势上同气象因子与蒸腾量之间的关系。蒸腾量与气温和总辐射这些与热量有关的气象因子呈正相关关系,而与相对湿度和降水量这些与水分有关的气象因子以及风速呈负相关

关系^[2];与蒸腾量正好相反,蒸发量与相对湿度、降水量和风速呈正相关关系,而与总辐射和气温呈负相关关系^[3](表 3)。尽管表面上的气候影响完全相反,但得出的结论却是相同的:与气象条件相适应的植物叶量对蒸腾和蒸发的影响比气象条件的影响更大,因为低海拔地带的叶量更高(见后面生物因素部分的解释),低海拔地带总辐射和气温对蒸发的正效应被高叶量对蒸发的负效应抵消,而高海拔地带相对湿度、降水量和风速对蒸腾的正效应被低叶量对蒸腾的负效应抵消。

与蒸发量相同,地表径流量与降水量、风速和相对湿度呈正相关关系,而与气温和总辐射呈负相关关系^[4](表 3)。地表径流量除与所处地带的气象条件有关外,还与土壤特性分不开。与其他植被相比,阔叶红松林内温度较高,阔叶凋落物易于分解,土壤腐殖质含量较高,团粒结构多,土质疏松,容重低,孔隙度大,通气性能好。这种良好的土壤结构可增加土壤涵养水分的能力,表现在保水性能和渗水性能较强,而地表径流较弱上^[15]。高山流砾滩山坡陡峭,土层浅薄(仅 10 cm),富含石块,有机质来源少,加之永冻层的存在,保水性和渗透性很弱,地表径流量很大^[4]。

3.3.3 生物因素

在地形、气候和土壤这些大的非生物物理模板的作用下,形成了相应的植被垂直地带性分布。在 SPAC 的水循环中,植被是个重要的中转站,是决定系统水分支出(以至于水平衡)的关键。水分是植物生长的基础,同时植物生长也影响水分的循环。较大尺度上反映植物生长状况的重要指标之一是 LAI,水平衡与 LAI 的关系可以很好地反映植物生长对水平衡状况时空格局的影响。

水分收入与 LAI 呈极显著负相关关系。LAI 实际上是通过海拔高度与水分收入作用的,低海拔的阔叶红松林 LAI 最大,但降水量和雪融解量均最低;而高海拔的高山流砾滩 LAI 最小,但降水量和雪融解量均最高。相反,水分支出与 LAI 呈极显著正相关关系,主要受蒸腾量的影响。在所研究的环境因子和植被因子中,年平均 LAI 对年蒸腾量的影响最大,两者呈极显著正相关关系(Pearson 相关系数 R 达 0.781)(表 3)。由于蒸腾消耗占水分支出消耗的绝大部分(55.72%),蒸腾量与 LAI 的关系在一定程度上解释了水分支

表 3 年水循环变量与各因子之间的相关关系
Table 3 Correlations between annual water cycle variables and some factors

水循环变量 Water cycle variable	年平均气温 Annual mean air temperature	年总降水量 Annual total precipitation	年总辐射 Annual total solar radiation	年平均相对湿度 Annual mean relative moisture	年平均风速 Annual mean wind speed	年平均 LAI Annual mean LAI
年总蒸腾量 Annual transpiration	0.581**	-0.560**	0.513**	-0.588**	-0.549**	0.781**
年总蒸发量 Annual evaporation	-0.296**	0.261**	-0.298**	0.386**	0.236**	-0.338**
年总蒸散量 Annual evapotranspiration	0.475**	-0.468**	0.406**	-0.449**	-0.466**	0.662**
年总地表径流量 Annual surface runoff	-0.741**	0.749**	-0.611**	0.732**	0.738**	-0.614**
年总雪融解量 Annual snowmelt	-0.923**	0.931**	-0.643**	0.844**	0.930**	-0.502**
年总水分收入 Annual water input	-0.989**	0.998**	-0.713**	0.919**	0.996**	-0.499**
年总水分支出 Annual water output	0.113**	-0.095**	0.114**	-0.082**	-0.102**	0.490**
年总水平衡 Annual water balance	-0.739**	0.733**	-0.555**	0.671**	0.736**	-0.664**

注：样本数为 5 457。Note: the number of samples is 5 457.

出的空间格局：阔叶红松林的年平均 LAI 最大 (约 $5.606\text{ m}^2\cdot\text{m}^{-2}$)，其年水分支出也最多。但蒸腾量和水分支出与 LAI 之间并不是简单的线性关系，而是呈对数关系 (表 4)。当 LAI 很大时，冠层内外枝叶相互遮阴很强，内部枝叶所接受的辐射将变得很小，造成蒸腾量在达到一定 LAI 时出现饱和^[2]。

由于年蒸发量与年平均 LAI 呈极显著负相关对数关系 (表 4)，LAI 对年蒸散量的正效应被减弱 ($R=0.662$) (表 3)。在所研究的环境因子和植被因子中，LAI 对蒸发量的影响仅次于相对湿度。阔叶红松林、草甸和阔叶林的年平均 LAI 较大 (均在 $3.4\text{ m}^2\cdot\text{m}^{-2}$ 以上)，其年蒸发量较小；而高山流砾滩的年平均 LAI 最小 (仅为 $0.102\text{ m}^2\cdot\text{m}^{-2}$)，其年蒸发量最大。云冷杉林的 LAI 在 7 月生长最旺盛季节也仅达到 $4.691\text{ m}^2\cdot\text{m}^{-2}$ ，在森林植被中仅高于长白落叶松林，其年蒸发量却较大，仅次于高山流砾滩。在蒸发量随 LAI 变化的对数曲线中，蒸发量趋于平稳时的 LAI 是个重要的临界值 (设为 LAI^*)，当 $\text{LAI}<\text{LAI}^*$ 时，土壤蒸发对总蒸发的贡献较大，这时蒸发量随 LAI 增加而减小主要是由土壤蒸发减弱造成的；而当 $\text{LAI}>\text{LAI}^*$ 时，土壤蒸发的减弱与冠层截留蒸发的增强对总蒸发的效应近乎相互抵消，这时蒸发

量随 LAI 增加的变化很小^[3]。

由于年地表径流量与年平均 LAI 呈极显著负相关指数关系 (表 4)，LAI 对年水分支出的正效应被再次减弱 ($R=0.490$) (表 3)。阔叶红松林的 LAI 最大，枯枝落叶蓄积量最高，极大地缓冲了雨水对地表的侵蚀，地表径流量最小。与之相反，高山流砾滩的植被稀疏，裸地较多，LAI 和枯枝落叶蓄积量最低，因此对降水的截留率和枯枝落叶的蓄水能力都最低，地表径流量最大^[4]。

除较大尺度的生物因素——LAI 外，较小尺度的生物因素也对水分支出 (尤其是蒸腾消耗) 产生重要影响。在长白山自然保护区，针阔混交林的年蒸腾量最大，阔叶林其次，针叶林低于阔叶林 (表 1)，与针叶树和阔叶树的细胞结构等微观生物因素也有关。裸子植物的输导系统由管胞组成，而不是由导管组成，管胞由根部运输水分不如导管迅速，因此，相对于阔叶植被，针叶树种更适宜生长在空气湿度大，光照中等，气温不太高的环境中。在这种环境中生长的植物因蒸腾而消耗的水分较少，此适应性在气温高、光照强的盛夏表现得最突出。针叶林中，长白落叶松的蒸腾量较大，与其叶的结构有关，在落叶松针叶的上下表皮之间，除了输导组织和树脂道以外，都是由薄壁细胞组成的叶肉，机械组织较少，这

表 4 年水循环变量与年平均叶面积指数 (LAI, I_{LA}) 之间的回归关系

Table 4 Regression relations between annual water cycle variables and annual mean leaf area index (I_{LA})

水循环变量 Water cycle variable	年水循环变量与年平均 I_{LA} 的回归关系式 Regression relations between annual water cycle variables and annual mean LAI	R^2	F	P
年总蒸腾量 Annual transpiration (Y_{transp})	$Y_{transp} = 0.185 \ln I_{LA} + 0.516$	0.885	18733.85	0.000**
年总蒸发量 Annual evaporation (Y_{evap})	$Y_{evap} = -0.0417 \ln I_{LA} + 0.343$	0.452	1329.737	0.000**
年总蒸散量 Annual evapotranspiration (Y_{evaptr})	$Y_{evaptr} = 0.830 I_{LA} 0.167$	0.769	7493.894	0.000**
年总地表径流量 Annual surface runoff (Y_{runoff})	$Y_{runoff} = 0.286e^{-0.178 I_{LA}}$	0.659	3973.233	0.000**
年总雪融解量 Annual snowmelt ($Y_{snowmelt}$)	$Y_{snowmelt} = 0.216e^{-0.0341 I_{LA}}$	0.537	2100.442	0.000**
年总水分收入 Annual water input (Y_{win})	$Y_{win} = 1.479e^{-0.0260 I_{LA}}$	0.517	1891.346	0.000**
年总水分支出 Annual water output (Y_{wout})	$Y_{wout} = 0.0696 \ln I_{LA} + 1.111$	0.565	2429.637	0.000**
年总水平衡 Annual water balance (Y_{wb})	$Y_{wb} = -0.142 \ln I_{LA} + 0.315$	0.716	5434.320	0.000**

注：样本数为 5 177 (除去零值)。R 表示相关系数；F 指统计上的 F 检验，为回归方差与剩余方差之比；P 表示显著性水平。
Note: the number of samples is 5 177 (zero values are excluded). R means correlation coefficient; F means statistically F test, that is, the ratio of regression variance to residual variance; P means significant level.

种结构有利于蒸腾^[16]。

4 讨论

FLPM 能够比较准确地反映生态系统的水平衡状况，这为解决当前景观和区域尺度上水循环中的一些重要问题提供了有力的研究途径。以目前的计算技术，在景观尺度上运行高空间分辨率 (15~250 m) 和时间分辨率 (天) 的空间显式模型是可行的。这种具有相对较高时空分辨率的景观模型有助于我们获得可靠而清晰的过程变量的空间分布格局。FLPM 通过正确而合理地揭示某些生态学变量对水循环过程的影响，可以比较准确地模拟景观尺度上主要植被生态系统的水循环过程。这有力地说明了空间显式过程模型在模拟中大尺度水循环过程上的可行性。

本文选取长白山自然保护区作为研究区，空间幅度较大。然而，生态学中对影响水循环过程的研究 (如蒸腾和蒸发) 大多是在小空间和短时间内完成的。这些小尺度上的研究结果很难说明在大的时间尺度 (几十年或更长) 和空间尺度 (如区域及更高水平) 上发生的生态学格局和过

程。因此，尺度推绎非常重要。这也是现代生态学研究的一个核心问题和难点^[17~19]。FLPM 模拟系统以多层数据集为基础，以等级理论为框架，并借助 GIS 和 RS 技术，采用直接外推法将小尺度上的水循环过程研究结果向中尺度推绎。这种基于栅格的研究途径和尺度推绎方法简单易行，但实际上是假设空间栅格之间相互独立，所有的栅格简单地融合在一起，从而忽略了栅格间的物流和能流联系。因此，这种方法适用于以垂直发生为主的过程 (如蒸腾和蒸发过程)，但不适用于以水平发生为主的过程 (如地表径流)，在今后的研究中需进一步改进对后者的研究途径和尺度转换方法，如考虑基于斑块的研究途径，力求将整个景观看成是由相互作用的不同斑块组成的有机整体，而不是由离散的个体组成的。

参数和输入变量的估算是限制空间显式景观过程模型运用的一个主要因素。用于分析计算的一些必要的参数常常是未知的，并且很难测定，因此参数没有全部实测，有些是估计值。估算的情况也比较理想化，有些环境因素 (如土壤养分状况) 没有被考虑；有些是用林分中优势树种的参数值来代替整个林分的参数值。LAI 估算的准

确性强烈地影响着水循环过程中几乎所有环节的模拟精度, 包括冠层接受的太阳辐射、冠层气孔导度、蒸腾、冠层截留降水、土壤蒸发和土壤水分平衡等。从遥感图像推算的 LAI 是否可靠是运用 FLPM 的一个重要前提。植被类型信息也是非常重要的, 因为不同植被的生理特性和功能有很大差异, 生物参数也不同。一个地区植被类型的变化会影响其水平衡的评价结果。气象数据和环境变量被作为驱动变量输入模型中。由于这些变量具有很大的时空变异性, 模型能够反映大面积上水循环的季节变化和年际变化, 并有助于研究气候变化对景观的影响。

模拟结果的验证是限制空间显式景观过程模型运用的另一个主要因素。尽管 FLPM 模拟的年水循环变量不仅在整个景观不同植被带和气候带的相对比较中是符合常规的, 而且在与相当分散的实测数据的绝对比较中也是比较准确的^[2~4]。但由于缺乏较长时间尺度下的实测数据, 目前对模拟结果的验证仍是初步的。

FLPM 对水循环过程的模拟精度主要取决于模型是否能够正确反映控制 SPAC 系统的生物和物理过程。尽管目前尚没有充足的数据来验证 FLPM 中每个子模块的每个部分, 但有一点是可以确定的, 即 FLPM 已经抓住了主要的水循环过程。然而, FLPM 在揭示水循环过程上仍存在着一些缺陷, 主要表现在: 水循环中某些关键过程尚需进一步确定和模拟, 如水在土壤中的渗透、壤中流和地下径流; 需考虑相邻斑块之间的地表径流和能流联系。随着将来相关知识日益丰富, 数据的获取和质量更有保障, 相信 FLPM 一定能够得到很好的改进。

参考文献 (References)

- [1] 邢劭朋. 吉林森林. 长春: 吉林科学技术出版社; 北京: 中国林业出版社, 1988. 354, 350~351, 76
Xing Shaopeng. *Jilin Forests* (in Chinese). Changchun: Jilin Science and Technology Press; Beijing: China Forestry Press, 1988. 354, 350~351, 76
- [2] 张娜, 于振良, 赵士洞. 长白山植被蒸腾量空间变化特征的模拟. 资源科学, 2001, **23** (6): 91~96
Zhang Na, Yu Zhenliang, Zhao Shidong. Simulation of spatial distribution of vegetation transpiration in Changbai Mountain. *Resources Science* (in Chinese), 2001, **23** (6): 91~96
- [3] 张娜, 于贵瑞, 于振良. 异质景观年蒸发量空间格局的模拟. 生态学报, 2004, **24** (11): 175~186
Zhang Na, Yu Guirui, Yu Zhenliang. Modeling spatial pattern of annual evaporation in a heterogeneous landscape. *Acta Ecologica Sinica* (in Chinese), 2004, **24** (11): 175~186
- [4] 张娜, 于贵瑞, 于振良, 等. 基于景观尺度过程模型的长白山地表径流量时空变化特征的模拟. 应用生态学报, 2003, **14** (5): 653~658
Zhang Na, Yu Guirui, Yu Zhenliang, et al. Simulation of spatio-temporal variation characteristics of surface runoff in Changbai Mountain based on process model at landscape scale. *Chinese Journal of Applied Ecology* (in Chinese), 2003, **14** (5): 653~658
- [5] 张志强. 森林水文过程与机制. 北京: 中国环境科学出版社, 2002. 140
Zhang Zhiqiang. *Hydrological Processes and Mechanisms of Forests* (in Chinese). Beijing: Chinese Environmental Sciences Press, 2002. 140
- [6] Liu J, Chen J M, Cihlar J, et al. A process-based boreal ecosystem productivity simulator using remote sensing Inputs. *Remote Sens. Environ.*, 1997, **62**: 158~175
- [7] Liu J, Chen J M, Cihlar J, et al. Net primary productivity distribution in the BOREAS region from a process model using satellite and surface data. *J. Geophys. Res.*, 1999, **104**: 27735~27754
- [8] Running S W, Coughlan J C. General model of forest ecosystem processes for regional applications I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecological Modeling*, 1988, **42**: 125~154
- [9] Running S W, Hunt E R. Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes, BIOME-BGC, and an application for global-scale models. In: *Scaling Ecological Processes: Leaf to Globe*, Ehleringer J R, Field C B, Ed. San Diego: Academic Press, 1993. 141~158
- [10] 张娜, 于贵瑞, 赵士洞, 等. 基于遥感与地面数据的景观尺度生态系统生产力的模拟. 应用生态学报, 2003, **14** (5): 643~652
Zhang Na, Yu Guirui, Zhao Shidong, et al. Landscape-scale ecosystem productivity modeling using remote sensing and land surface data. *Chinese Journal of Applied Ecology* (in Chinese), 2003, **14** (5): 643~652
- [11] Zhang Na, Yu Guirui, Yu Zhenliang, et al. Simulation of leaf area index and biomass at landscape scale. *Journal of Geography Science*, 2003, **13** (2): 139~152
- [12] Waring R H, Running S W. *Forest Ecosystems Analysis at Multiple Scales*. New York: Academic Press, 1998. 49
- [13] 蔡体久, 刘强, 王录, 等. 落叶松人工林土壤水分平衡的研

- 究. 东北林业大学学报, 1996, **24** (1): 62
- Cai Tiju, Liu Qiang, Wang Lu, et al. Study on soil water balance of artificial *Larix gmelinii* trees. *Journal of Northeast Forestry University* (in Chinese), 1996, **24** (1): 62
- [14] 王沙生, 高荣孚, 吴贯明. 植物生理学. 北京: 中国林业出版社, 1991. 205
- Wang Shasheng, Gao Rongfu, Wu Guanming. *Plant Physiology* (in Chinese). Beijing: Chinese Forestry Press, 1991. 205
- [15] 王庆成, 王春丽, 张国珍. 落叶松纯林与水曲柳落叶松混交林土壤理化性质分析. 东北林业大学学报, 1994, **22** (6): 24~29
- Wang Qingcheng, Wang Chunli, Zhang Guozhen. Analysis of physical and chemical characteristics for *Larix gmelinii* trees and mixed *Fraxinus mandshurica* and *Larix gmelinii* trees. *Journal of Northeast Forestry University* (in Chinese), 1994, **22** (6): 24~29
- [16] 姚瑗. 长白落叶松生态生理特性研究. 见: 长白山森林生态系统定位站编著, 森林生态系统研究 III. 北京: 中国林业出版社, 1983. 267~269
- Yao Yuan. Study on ecology and physiology characteristics of Changbai larch. In: *Forest Ecosystem Study III* (in Chinese), Forest ecosystem station in Changbai Mountain, Ed. Beijing: Chinese Forestry Press, 1983. 267~269
- [17] 邬建国. 景观生态学——格局、过程、尺度与等级. 北京: 高等教育出版社, 2000. 181
- Wu Jianguo. *Landscape Ecology—Pattern, Process, Scale and Hierarchy* (in Chinese). Beijing: Higher Education Press, 2000. 181
- [18] Levin S A. The problem of pattern and scale in ecology. *Ecology*, 1992, **73**: 1943~1967
- [19] Wu Jingle. Hierarchy and scaling: Extrapolating information along a scaling ladder. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 1999, **25**: 367~380