网络出版时间：2015-08-21 14:02:50
网络出版地址：http://www.cnki.net/kcms/detail/11.2031.Q.20150821.1402.003.html

DOI: 10.5846/stxb201411042174
沈竞, 张弥, 肖薇, 温学发, 刘寿东, 李旭辉.基于改进 SW 模型的千烟洲人工林蒸散组分拆分及其特征.生态学报,2016,36(8): - .
Shen J, Zhang M, Xiao W, Wen X F, Liu S D, Li X H.Modeling Evapotranspiration and Its Components in Qianyanzhou Plantation Based on Modified SW Model.Acta Ecologica Sinica,2016,36(8): - .

基于改进 SW 模型的千烟洲人工林蒸散组分拆分及其特征

沈 竞[1], 张 弥[1,*], 肖 薇[1], 温学发[2], 刘寿东[1], 李旭辉[1]
1 南京信息工程大学大气环境中心, 南京 210044
2 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101

摘要:蒸散组分拆分是准确评估陆地生态系统的生产力以及估算水分利用效率重要基础。本研究利用改进后的 Shuttleworth-Wallace 模型,将蒸散拆分为植被蒸腾、土壤蒸发和冠层截留蒸发,并采用 Monte Carlo 随机参数化方案对模型参数进行优化。将模型与千烟洲亚热带人工针叶林站点的 2011 年涡度相关及小气候观测资料结合,对千烟洲人工林蒸散及其组分进行模拟。研究结果表明:半小时尺度上蒸散量模拟值与实测值的一致性在晴天和雨天都较高。半小时尺度上全年蒸散模拟值与实测值的决定系数、均方根误差和平均偏差为 0.73、1.55 mmol m^{-2} s^{-1}和 0.21 mmol m^{-2} s^{-1}。蒸散是该生态系统水分输出的最主要贡献项,占全年降水的 80%。在蒸散中,植被蒸腾约占总蒸散量的 85%,可推测 2011 年千烟洲人工林生态系统有较高的水分利用效率。该生态系统的蒸腾量季节变化明显,主要受饱和水汽压差和气温两种环境因素以及植被的叶面积指数影响且与三者均呈正相关;土壤蒸发约占总蒸散量的 5%,季节变化平缓;模拟的冠层截留蒸发量约占总蒸散量的 10%,季节变化大,与降水量呈正相关,与暴雨频次呈负相关,说明冠层无法有效截留强降水。鉴于该模型参数较少、时间分辨率高、且可以有效模拟蒸散及其组分特征的特点,是陆地生态系统水分循环过程研究有力的模型工具。

关键词:蒸散拆分;土壤蒸发;植被蒸腾;冠层截留蒸发;Monte Carlo 模拟

Modeling Evapotranspiration and Its Components in Qianyanzhou Plantation Based on Modified SW Model

SHEN Jing[1], ZHANG Mi[1,*], XIAO Wei[1], WEN Xuefa[2], LIU Shoudong[1], LI Xuhui[1]
1 *Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing* 210044, *China*
2 *Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100101, *China*

Abstract: Evapotranspiration (ET) in the terrestrial ecosystem actually includes canopy transpiration (E_c), soil evaporation (E_s), and interception evaporation (E_{int}). Partitioning of ET is an important basis in order to accurately assess biomass production and estimate water use efficiency in terrestrial ecosystem. Actually, E_c is the desired component within the water cycling, which being used to enhance plant productivity. Up to now, it is still difficult to accurately partition ET through observation methods in the long period. Instead, partitioning ET with models is effective method in a long period. However, most of them roughly partition ET into $E_c$and E_s, ignoring E_{int}. This partition way could lead to deviation in E_c and E_s simulation. In this study, a modified Shuttleworth-Wallace model was used to partition ET into E_c, E_s and E_{int} in forest ecosystem. Monte Carlo, an approach of random parameterization, was performed to optimize the key parameters in the functions estimating soil surface resistance and canopy stomatal resistance in the model. Based on the modified model,

基金项目:国家自然科学基金项目(31100359);教育部"长江学者与创新团队发展计划"(PCSIRT);江苏省高校优势学科建设工程项目(PAPD)
收稿日期:2014-11-04; **网络出版日期**:2015- -
* 通讯作者 Corresponding author.E-mail: zhangm.80@ nuist.edu.cn

we simulated the evapotranspiration and its components in the planted coniferous forest ecosystem at the Qianyanzhou site combining the eddy covariance measurement data (including sensible/latent heat flux and CO_2 flux) with routine meteorological data(including air temperature/humidity, CO_2 concentration, wind speed, net radiation, soil temperature/water content/heat flux and precipitation) in 2011. The results showed that the simulation amount of ET agreed well with the measurement data at 30 minutes temporal scale not matter on sunny days or rainy days. At the same temporal scale, the index of agreement, mean error, and root mean square error between simulation value and measurement data in whole year were 0.73, 0.21 mmol m^{-2} s^{-1}, and 1.55 mmol m^{-2} s^{-1}, respectively. The proportion of ET in annual accumulative precipitation was more than 80%, which meant that the amount of ET contributing to the water outputs is the most in this ecosystem. The proportion of canopy transpiration in ET was about 85%, which suggested that water use efficiency in the forest ecosystem might be quite high in 2011. The seasonal variation of the transpiration was obvious. The environmental factors, vapor pressure deficit and air temperature, and leaf area index controlled transpiration. Transpiration correlated positively with the three factors. Soil evaporation was 5% of the ET and changed little with season. Interception evaporation accounted for 10% of the ET and showed seasonal dynamic. This term correlated positively with precipitation and negatively with rainfall storm events. This result indicated that the vegetation canopy couldn't effectively intercept the heavy rainfall. The modified Shuttleworth-Wallace model is a powerful tool for studying the hydrological processes in terrestrial ecosystem with the advantages of a few parameters, high temporal resolution, and a good performance in simulating the characteristics of evapotranspiration and its components.

Key Words: partitioning of evapotranspiration; soil evaporation; canopy transpiration; interception evaporation; Monte Carlo simulation

森林蒸散不仅是森林水热平衡的重要分量[1],而且是反映森林植被水分状况的重要指标[2-3],同时是区域甚至全球气候的重要影响因素[4]。随着研究的深入,我们已认识到森林蒸散主要包括土壤蒸发、植被蒸腾和冠层截留蒸发[5-7]。土壤蒸发反映土壤水含量、土壤温度、风速等环境状况,植被蒸腾反映着植被的生理状况以及固碳能力,冠层截留蒸发则与当地降水量和降水格局密切相关[8]。蒸散及其组分的正确拆分不仅是是森林水分循环过程研究的基础,还有助于准确评估森林生态系统的生产力,从而可为提高森林水分利用效率提供依据[9]。

然而,森林蒸散各组分难以直接、持续的观测,因此利用模型对森林蒸散及其组分进行模拟成为有效的途径。国内外的蒸散模型研究众多,相应的参数化方案复杂程度不同,模拟效果也存在显著的差异。单层大叶模型(Penman-Monteith 模型[10-11]以及 Priestley-Taylor 模型[12-13]等)参数化较为简单,但无法直接获取蒸散组分状况,常与某组分的观测实验结合进行组分拆分。多层大叶模型(Choudhury-Monteith 四层模型[14]以及 Dolman 三层模型[15])以及基于生态机理过程的模型(如 3-PG 模型[16-17]以及 SEBS 模型[18]等)能够较好的模拟蒸散总量,但参数较多且难以获取使蒸散组分信息难以获取。遥感模型(Etwatch 模型[19-20]等)具有较好的区域代表性,参数较少、易于获取,但时间分辨率低,无法进行组分拆分,无法模拟短时间尺度的动态特征。与上述模型相比,原始的 Shuttleworth-Wallace(SW)模型[21]可以分别计算土壤蒸发和植被蒸腾,在此基础上 Iritz 等[6]加入冠层截留蒸发,使得模型可以更细致、有效模拟蒸散组分。改进后的 SW 模型可以在参数较少且易于获取的情况下,实现较高时间分辨率的蒸散及其组分的动态模拟。

我国中亚热带人工林广泛分布于江西、湖南、广东与福建等省 ,面积广阔约 0.288 亿 km^2,所在地区雨量充沛,但季节性旱涝灾害比较严重[22-23]。研究中亚热带人工林生态系统蒸散及其组分状况,对了解当地的水循环状况,调控水分及其利用效率,评估我国人工林生态系统生产潜力具有重要意义[24-25]。针对江西省千烟洲中亚热带人工林,米娜等[26]利用 EALCO 模型,魏焕奇等[27]利用 PT-Fi 模型对蒸散及其组分拆分进行了模拟研究,但前者参数较多且难以获取,后者时间分辨率低。本文利用参数化较为简单的 SW 模型,对千烟洲中

亚热带人工林的蒸散总量及其组分进行模拟并分析其变化特征。

1　材料与方法

1.1　站点概况

本研究试验站点位于江西省泰和县,中国生态系统研究网络的千烟洲红壤丘陵农业综合开发实验站内(26°44′N,115°03′E,110.8 m a.s.l.)。站区面积 2.04 km^2,年平均气温 17.9℃,平均年降水量 855 mm,属于典型的亚热带季风气候[28]。通量塔周围近 1 km^2 范围内森林覆盖度为 90%,近 100 km^2 范围内森林覆盖近 70%,主要树种为 1985 年前后种植的马尾松(*Pinus massoniana*)、湿地松(*Pinus elliottii Engelem*)和杉木(*Cunninghamia lanceolata*),平均树高为 12 m[29]。

1.2　试验观测

1.2.1　观测仪器

千烟洲站涡度相关通量塔建立于 2002 年 8 月,塔上装有开路涡度相关观测系统(Open path eddy covariance, OPEC)对冠层的潜热、显热、CO_2通量进行观测,并装有 7 层常规气象观测系统(安装高度依次为 1.6、7.6、11.6、15.6、23.6、31.6 和 39.6 m)进行常规气象信息的同步观测。利用三维超声风速仪(Model CSAT-3, Campbell Science, USA) 测定风速和温度脉动。利用红外线 CO_2/H_2O 气体分析仪(Model LI-7500, Licor Inc., USA)测定 CO_2/H_2O 密度脉动。仪器安装在大约为 3 倍冠层高度,即 39.6 m。所有 10Hz 的原始数据均通过数据采集器 CR5000(Model CR5000, Campbell Scientific, USA)记录并储存,同时记录并储存的还有 30 分钟的 CO_2通量数据[29]。本文采用的数据是千烟洲站 2011 年全年数据(1 月 1 日至 12 月 31 日),包括涡度通量数据(包括感热通量、潜热通量和 CO_2通量)和常规气象信息数据(包括气温、水汽压、净辐射、土壤水含量、风速等)。其中潜热通量为模型验证数据,其余为模型驱动数据。

1.2.2　数据质控、插补与拆分

为了消除水热传输,需对 CO_2通量数据 NEE(Net ecosystem exchange)、潜热通量 LE(Latent heat flux)和显热通量 H(Sensible heat flux)进行密度效应校正(WPL, Webb Pearman & Leuning 校正)[30],为消除地形影响引起的误差,进行 2 维坐标轴旋转校正[31]。考虑到冠层高度较大,需要计算 CO_2、LE、H 的储存项,因此最终得到的生态系统净 CO_2交换量、潜热及显热通量,即式(1)、式(2)、式(3):

$$NEE = F_c + F_s \tag{1}$$

$$LE = O_E + S_E \tag{2}$$

$$H = O_H + S_H \tag{3}$$

其中,F_c、O_E和 O_H分别为 LE 和 H 的观测值。F_s、S_E、S_H为 CO_2、潜热、感热储热项,表达式分别为:

$$F_s = h\Delta c/\Delta t \tag{4}$$

$$S_E = \rho_a (C_p/\gamma) Z_r \Delta e/\Delta t \tag{5}$$

$$S_H = \rho_a C_p Z_r \Delta T_a/\Delta t \tag{6},$$

其中,Δc 为前后两时刻的 CO_2浓度差,Δt 为前后两时刻的时间间隔,取为 1800 s,h 为通量观测高度,取值 39.6 m,控制 CO_2浓度为 600—850 mg m^{-3}(90%的数据分布范围),控制 F_s为−0.5—0.5 mg m^{-2} s^{-1},F_s数值与王春林等[32]控制 F_s小于 0.3 mg m^{-2} s^{-1}相符。ρ_a空气密度(1.293 kg m^{-3}),C_p为定压比热(1004.67 J kg^{-1} K^{-1}),Z_r为观测高度(12 m),$\Delta T_a/\Delta t$ 为气温时间变化(℃ s^{-1}),γ 为干湿表常数(0.67 hPa K^{-1}),$\Delta e/\Delta t$ 为水汽压的时间变化(hPa s^{-1})

数据处理过程中对数据进行筛选:(1)剔除同期有降水的通量数据;(2)确定 LE 和 H 白天阈值为[−100 R_n] W m^{-2},夜间阈值为[R_n 200] W m^{-2}[33];通过分析通量数据的频率分布直方图,NEE 阈值为±1 mg m^{-2} s^{-1},占原始数据的 85%;(3)以临界摩擦风速为 0.2 m s^{-1}对夜间数据进行筛选[28-29],剔除低于临界摩擦风速的通量数据;(4)将数据进行连续 5 点的 1.96 倍方差筛选[34](正太分布的假设下,数据覆盖达 95%)。数据筛选

后,千烟洲白天的有效数据量为 84.9%,但夜间的有效数据量仅为 14.4%。

缺失数据的插补方法为:对于短时间(小于 3 小时)的缺失数据采用线性内插;较长时间的潜热通量 LE、显热通量 H 和常规气象缺失数据,则采用滑动平均的方法,以 7—10 d 作为滑动窗口。较长时间缺失的碳通量数据插补方法如下:

碳通量数据缺失,白天利用 Michael-Menten 方程进行插补[35],时间窗口为 30 天。

$$NEE = R_d - \frac{\alpha Q_p P_{\max}}{\alpha Q_p + P_{\max}} \quad (7)$$

公式(7)中 α 为生态系统的光合量子效率,$P_{\max}$为最大光合速率(μmol m^{-2} s^{-1}),R_d为系统白天的呼吸速率(mg m^{-2} s^{-1})。

夜间碳通量缺失的数据利用生态系统呼吸随温度变化的指数方程进行插补[28]。

$$R_d = R_{d,ref} e^{E_0\left(\frac{1}{T_{ref}-T_0}-\frac{1}{T_K-T_0}\right)} \quad (8)$$

公式(8)中 $R_{d,ref}$是参考温度(T_{ref})下的生态系统呼吸;E_0在实际应用中取为 309 K;T_0为温度实验常数(K),T_k为气温(K)

模型涉及的输入变量 GPP 利用公式 GPP=R_d-NEE 计算得到。其中白天生态系统呼吸 R_d的计算,假定白天生态系统呼吸与气温遵循夜间两者之间的关系,从而将夜间的生态系统呼吸方程外推至白天对白天的 R_d进行计算。

1.2.3 叶面积指数数据

由于 SW 模型中叶片阻力涉及叶面积指数 LAI,所以 LAI 是极其重要的输入变量。千烟洲通量站没有叶面积指数的直接观测数据,因而利用 MODIS 的地表植被指数(Normalized difference vegetation index, NDVI)数据进行反演。从 MOD13A2 产品中提取通量塔所在的单个像元(1000 m × 1000 m)的 NDVI 数值,并进行平滑处理以消除云雨的干扰。反演公式[36]为

$$LAI = ln(1 - F_{canopy}) / K_{par} \quad (9)$$

其中 K_{par}取值为 0.3[37],F_{canopy}=NDVI+0.05[38]。NDVI 数据为 16 天间隔的,因而先进行 5 点 rlowess 平滑处理,计算得出相应的 LAI,再线性内插到 30 分钟尺度上。

1.3 能量平衡闭合状况

能量平衡闭合状况是反映涡度相关数据可靠性的重要指标,运用能量守恒原理分析辐射能量与潜热、显热通量之间的闭合程度。参照施婷婷等[33]筛选有效数据,对筛选后 30 分钟的能量通量(y=H+LE)与可利用能量($x=R_n-G-S$)进行能量闭合分析,几何平均回归方程为 $y=(0.83\pm0.01)x+(20.99\pm2.73)$ ($R^2=0.79$, $P<0.01$)。即 30 分钟平均值闭合度为 83%,与刘允芬等[39]结果相符,能量闭合度处于国内外同类观测范围(60%—90%)的中上水平[33],说明观测数据可信,可用来进行蒸散模拟与分析。

其中 S 为植被与大气中的热储存量,通过植物和大气的热量传输耗能,在用涡度协方差方法测定中是指土壤表面到测量仪器高度之间的空气与生物量的热量储存,对于植被冠层高于 8 m 的下垫面而言,该项对能量平衡的影响是不能忽略的[40]。根据 Blanken 等[41]的研究,$S=S_B+S_L+S_H+S_E+S_P$,其中 S_B为树干储热项,S_L为叶片储热项,两者参数较多且难以获取,因而忽略不计。S_P为光合作用储热项,表达式为 S_P=C * GPP,其中 C=0.469 J mol^{-1}。S_H和 S_E已在前文计算,故 $S=S_P$。

1.4 模型方法

1.4.1 模型描述

SW 模型是综合考虑植被蒸腾和土壤蒸发过程的生态机理模型[21],之后被广泛应用于农田、草地和森林等生态系统的蒸散研究。

$$\lambda ET = E_c + E_s + E_{int} = C_c PM_c + C_s PM_s + E_{int} \quad (10)$$

公式(10)展示了改进后 SW 模型的框架,即把蒸散拆分为植被蒸腾(E_c)、土壤蒸发(E_s)和冠层截留蒸发

(E_{int})。其中 PM_c 和 PM_s 是类似 Penman-Monteith 方程的分别描述植被蒸腾(式 11)和土壤蒸发(式 12)的贡献项,C_c 和 C_s 为对应的植被阻力系数(式 13)和土壤表层阻力系数(式 14):

$$PM_c = \frac{\Delta R + (\rho C_p D - \Delta r_{ac} R_s)/(r_{aa} + r_{ac})}{\Delta + \gamma[1 + r_{sc}/(r_{aa} + r_{ac})]} \tag{11}$$

$$PM_s = \frac{\Delta R + [\rho C_p D - \Delta r_{as}(R - R_s)]/(r_{aa} + r_{as})}{\Delta + \gamma[1 + r_{ss}/(r_{aa} + r_{as})]} \tag{12}$$

$$C_c = \frac{1}{1 + \rho_a \rho_c/[\rho_s(\rho_a + \rho_c)]} \tag{13}$$

$$C_s = \frac{1}{1 + \rho_a \rho_s/[\rho_c(\rho_a + \rho_s)]} \tag{14}$$

以上公式中,Δ 是饱和水汽压随温度变化的斜率(kPa K^{-1}),ρ 是空气密度(1.293 kg m^{-3}),C_p 是定压比热(1012 J Kg^{-1} K^{-1}),D 是空气中的饱和水汽压差(kPa),γ 是干湿表常数(0.067 kPa K^{-1}),G 是土壤热通量(W m^{-2}),R_n 和 R_{ns} 是入射到林冠层(式 15)和土壤层(式 16、17)的净辐射(W m^{-2}),ρ_a、ρ_c 和 ρ_s 为阻力计算的中间变量(式 18—20)。其中 r_{ss} 是土壤表层阻力,r_{as} 是土壤与冠层气流之间的空气动力学阻力,r_{aa} 是冠层气流与参照高度之间的空气动力学阻力,r_{ac} 是冠层与冠层气流之间的空气动力学阻力,r_{sc} 是冠层表面阻力。

$$R = R_n - G - S \tag{15}$$

$$R_s = R_{ns} - G \tag{16}$$

$$R_{ns} = R_n e^{-K * LAI} \tag{17}$$

$$\rho_a = (\Delta + \gamma) r_{aa} \tag{18}$$

$$\rho_c = (\Delta + \gamma) r_{ac} + \gamma r_{sc} \tag{19}$$

$$\rho_s = (\Delta + \gamma) r_{as} + \gamma r_{ss} \tag{20}$$

考虑到冠层截留蒸发对森林蒸散的贡献,Iritz 等[6]将冠层截留蒸发项加入到 SW 模型。具体公式为:

$$E_{int} = E_{pot}(W_{wet}/W_{wetmax})^{2/3} \tag{21}$$

$$E_{pot} = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p D/(r_{aa} + r_{as})}{\Delta + \gamma[1 + r_{ac}(r_{as} + r_{ss})(r_{aa} + r_{as})/(r_{ss} + r_{as} + r_{ac})]} \tag{22}$$

$$W_{wet}(t) = W_{wet}(t - 1) + P(t) - E_{pot}(t) \tag{23}$$

其中,W_{wet} 是半小时的冠层截留量(mm),W_{wetmax} 是半小时冠层截留的最大量(1.5 mm)[42],P 是半小时降水量(mm),E_{pot} 是半小时潜在蒸发量(mm)。

1.4.2　参数化方案

各项阻力中,所有的空气动力学阻力项(r_{aa}、r_{ac} 和 r_{as})的计算都是参照 Shuttleworth 和 Wallace 文中的计算方法[21]。此外,土壤表层阻力 r_{ss} 计算公式[43]为

$$r_{ss} = b_1 \left(\frac{\theta_s}{\theta}\right) b_2 + b_3 \tag{24}$$

其中 θ 和 θ_s 分别是表层土壤水含量和表层饱和土壤水含量(m^3 m^{-3}),数值参见表 1。b_1、b_2 和 b_3(s m^{-1})为经验常数。

冠层气孔阻力 r_{sc} 的计算公式[44-45]为

$$r_{sc} = \frac{1}{g_0 + a_1 f(\theta) P_n h_s / C_s} \tag{25}$$

$$f(\theta) = \frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} \tag{26}$$

其中 g_0 是冠层气孔导度最小值,取值 0.00025 m s^{-1}[46];θ_f 和 θ_w 分别是表层土壤的田间持水量和凋萎系数(m^3

m^{-3}),参见表 1。P_n是光合速率(μmol m^{-2} s^{-1}),h_s和 C_s分别是叶片表面的相对湿度和 CO_2浓度(ppm)。

上述公式中的系数 b_1、b_2、b_3和 a_1都是通过 Monte Carlo 随机模拟方法获得的。具体流程分为 6 步:(1)确定这四个参数的变化区间,分别是 $b_1 \in [1\ 5]$,$b_2 \in [1\ 5]$,$b_3 \in [1\ 1000]$和 $a_1 \in [1\ 100]$。(2)在给定的区间进行 10000 次 Monte Carlo 随机模拟。(3)每次所得蒸散模拟值与观测值进行线性回归($y = kx$),得到 10000 个斜率(k)和相关系数(R^2)。(4)在斜率(k)的取值范围为[0.93,1.05]时,选出 R^2最大的 200 个参数化方案。(5)在斜率(k)的取值范围为[0.94,1.05]时,选出 R^2最大的 20 个参数化方案。(6)利用选出的 20 个优化方案取平均值作为最优方案,并代入计算,模拟得出各组分的贡献值。

表 1 模型中涉及的重要参数

Table 1 The important parameters used in the SW model

参数 Parameters	饱和含水量 θ_s Saturated soil water content	田间持水量 θ_f Field capacity	枯萎系数 θ_w Wilting coefficient	叶宽 w Leaf width
参数取值 Value	0.42 m^3 m^{-3} [47]	0.25 m^3 m^{-3} [47]	0.12 m^3 m^{-3} [47]	0.001 m [6]

2 结果与讨论

2.1 气象要素与叶面积指数的逐日变化

本文使用的 SW 模型主要需要气温 T_a(Air temperature)、饱和水汽压差 VPD (Vapor pressure deficit)、土壤水含量 θ (Soil water content)、降水 P (Precipitation)以及叶面积指数 LAI (Leaf area index)等输入变量。图 1 给出了千烟洲 2011 年 T_a、VPD、θ、P 和 LAI 的时间变化。可以看出,2011 年 T_a变动范围是-1—34 ℃,最小值出现在 1 月底,最大值出现在 6 月,VPD 变动范围是 0—2.5 kPa,无降水时 VPD 与 T_a具有一致性。θ 变动范

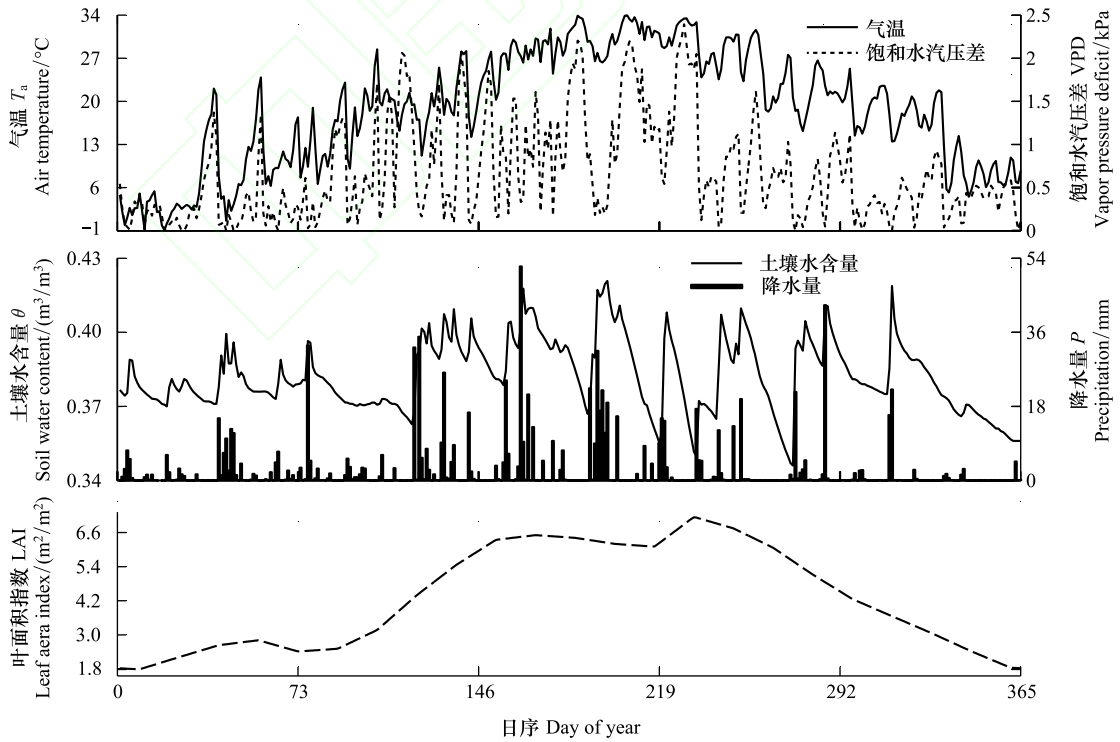

图 1 2011 年千烟洲站点气温 T_a、饱和水汽压差 VPD、土壤水含量 θ、降水量 P 和叶面积指数 LAI 的时间变化

Fig. 1 Time series of T_a (air temperature), VPD (vapor pressure deficit), θ (soil water content), P (precipitation) and LAI (leaf aera index) at QYZ site in 2011

围是 0.34—0.43 $m^3\ m^{-3}$,极大值出现在降水时期。日降水 P 最大达 52 mm,出现在第 163 天(6 月 12 日),年降水量为 937.6 mm。LAI 最小值为 1.8,出现在冬季;最大值为 6.4,出现在夏季;全年呈单峰型。总体来看,2 月上、下旬出现季节性干旱,期间没有降水且气温均值比 2 月中旬高出 9.8 ℃。9 月份季节性干旱,从 9 月 11 日至 9 月 26 日长达 16 天没有降水且气温均值达 24.4 ℃。

2.2　模型模拟结果评价

模型模拟半小时蒸散量与实测值的对比如图 2 所示,图中为有效蒸散观测值对应的数据点,回归方程为 $y=0.94x$, $R^2=0.72$, $p<0.001$。模拟效果高于宋耀明等[48]利用陆面通用模型 CoLM 对同一生态系统 2003 年蒸散总量 69.2%的解释度,可能的原因是最大叶面积指数的低估和千烟洲为针叶林且存在季节性干旱,不适合 CoLM 模型的应用。模拟效果低于魏焕奇等[27]利用 PT-Fi 遥感模型对千烟洲人工林 2003—2008 年蒸散 $R^2=0.83$ 的模拟结果,可能的原因是 PT-Fi 模型是基于 Priestley-Taylor 方程和水分、温度等环境限制因子进行蒸散估算,此外 8 天平均值数据会部分掩盖了天气变化引起的估算误差。本文的模拟效果低于米娜等[26]利用生理生态学过程的 EALCO 模型对千烟洲人工林 2003—2004 年蒸散 $R^2=0.87$ 的模拟结果,可能的原因是 EALCO 模型模拟了冠层蒸腾、根系吸水和植物水储存量的变化,水动力过程考虑更为具体。本文模拟效果处于千烟洲人工林蒸散模拟研究成果的中上水平,考虑到本模型的参数较少,时间分辨率极高,蒸散组分贡献明确等优点,模型具有实用价值。

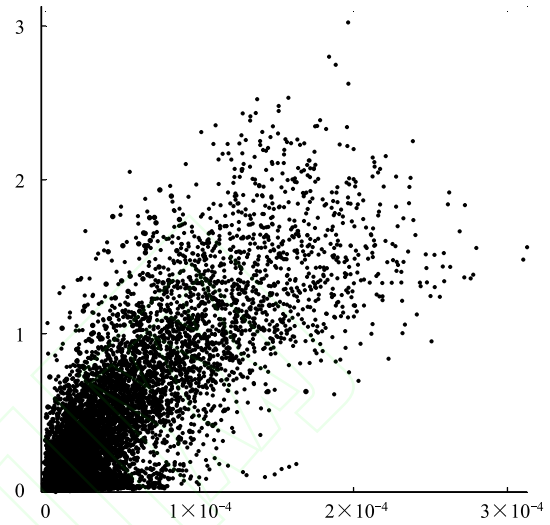

图 2　2011 年千烟洲站点半小时尺度的模拟效果

Fig. 2　ET simulation at QYZ site on 30-min scale in 2011

其中,比较典型晴天和雨天情况下模拟值和观测值的时间序列对模型模拟效果进行进一步验证。如图 3 所示,可以看出两者的时间变化特征一致。引入一致性系数 IA[49]和均方根误差 RMSE 进行模拟效果的定量分析。就 IA 而言,晴天的模拟效果优于雨天,就 ME 而言晴天的模拟偏低而雨天的模拟结果偏高,相关结果详见表 2。但不论是雨天还是晴天,模拟效果都相当好。

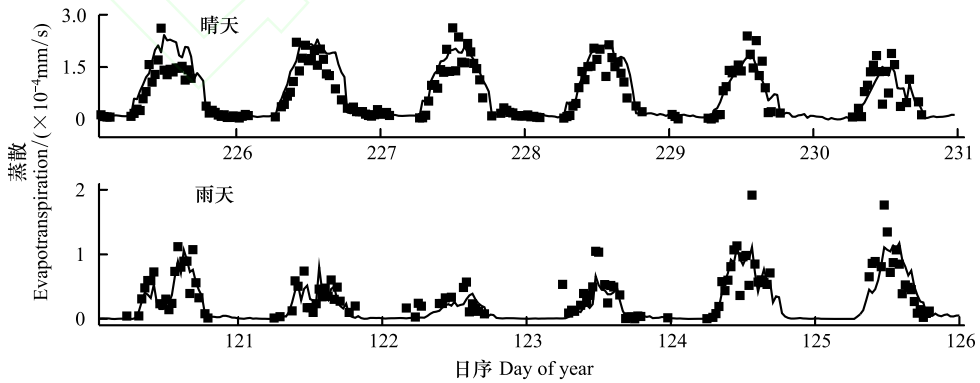

图 3　2011 年典型晴天(a)和雨天(b)千烟洲 30 分钟尺度蒸散观测值(方块)和模拟值(实线)的时间序列图

Fig. 3　Time series of ET measurements(diamand) and simulations(line) during typical sunny(a) and rainy(b) days on 30-min scale in 2011

2.3 蒸散及其组分特征

2.3.1 逐日蒸散量的特征

千烟洲人工林 2011 年蒸散分布特征如图 4。蒸散在夏半年较大,符合夏半年雨热资源丰沛的规律,峰值通常出现在较大降水后的晴天。蒸散模拟最大值达 7.82 mm d^{-1},出现在第 169 天(6 月 18 日),当天日平均气温为 30.2℃,此前 8 天连续降水达 99.3 mm 且连续 8 天日平均气温都高于 27℃;蒸散模拟最小值为 0.05 mm d^{-1},出现在第 334 天,此前连续 10 天没有降水且伴有寒潮天气,气温急剧下降(图 1)。2011 年蒸散模拟总值为 750 mm,约占年降水量 80.0%,显而易见蒸散是生态系统最主要的水分输出项,在魏焕奇等[27]利用 PT-Fi 模型和涡度相关数据计算的 2003—2008 年结果 38%—84%范围内。

表 2 2011 年千烟洲人工林蒸散及其组分模拟的统计分析

Table 2 Statistics of modelled ET and its components at QYZ site in 2011

时段 Stage	变量 Variable					
	IA	RMSE	ME	E_c/ET	E_{int}/ET	E_s/ET
全年 All year around	0.92	1.55	0.21	85%	10%	5.3%
DOY 120—125 (雨天) Rainy	0.90	1.20	0.81	65%	32%	3%
DOY 225—230 (晴天) Sunny	0.94	1.96	−0.14	91%	0%	9%

IA:一致性系数 Index of agreement,无量纲;RMSE:均方根误差 Root mean square error;ME:平均误差 Mean error (mmol/m^2s);E_c/ET、E_{int}/ET 和 E_s/ET 为植被蒸腾、冠层截留蒸发和土壤蒸发的模拟值占蒸散模拟值的百分率。

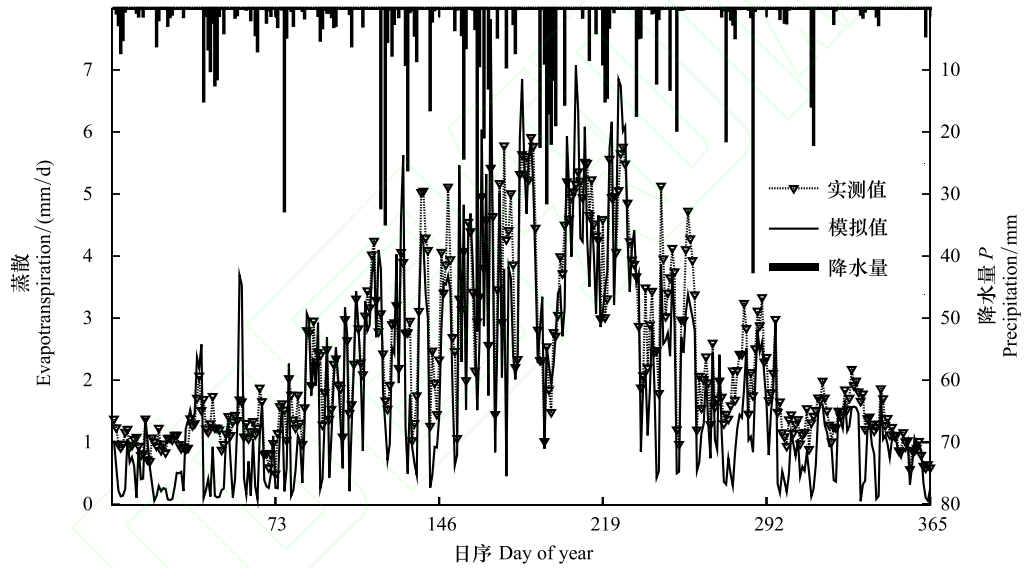

图 4 2011 年千烟洲站点蒸散分布特征。观测值 obs 为倒三角,模拟值 mod 为实线,降水 *P* 为柱状。

Fig. 4 Time series of ET at QYZ site on daily scale in 2011. Obs (observed values) are inverted triangle, mod (modelled) line and *P* (precipitation) bar

2.3.2 蒸散各组分日总量的特征

2011 年千烟洲站点蒸散组分的分布特征见图 5。结果表明,土壤蒸发日最大值为 0.66 mm,出现在第 227 天(8 月 15 日);日最小值为−0.02 mm 出现在第 307 天(11 月 3 日),即在该日出现凝露现象。全年较少且很稳定,年总量约 40 mm,约占总蒸散的 5.3%,土壤蒸发所占比例总体很小可能的原因是千烟洲站点为常绿针叶林,郁闭度高、到达地表的净辐射 R_{ns}常年较低。与米娜等[26]8%(2003 年)与 12%(2004 年)和魏焕奇等[27]结果 11%—13%(2003—2008 年)相比偏低。导致本研究中土壤蒸发所占比例偏小的原因可能是 2011 年降水比往年偏少,土壤含水量偏低,限制土壤蒸发。

冠层截留蒸发日最大值为 1.15 mm,出现在第 194 天(7 月 13 日);年总量达到 75 mm,约占总蒸散的 10%,符合郁闭度较高的生态系统内,冠层截留的降水占总降水的 10%—50%的规律[50]。根据公式 15 和 17,冠层截留蒸发与降水量呈正相关,因而 2011 年降水量的减少会促使冠层截留蒸发所占比例的减小。另外由公式 15 可知,在最大冠层截留量 W_{wetmax}的限制下,暴雨时段冠层截留占降水的比例降低,进而使得冠层截留

蒸发占蒸散比例的减小。本结果与魏焕奇等[27] 2003—2008 年结果 22%—24%相比偏低,出现差异可能因为是年降雨量偏低,暴雨频次偏多,使得冠层截留蒸发减小[51]。

植被蒸腾日最大值为 7.2 mm,出现在第 207 天(7 月 26 日),日最小值为 0.02 mm,出现在第 364 天(12 月 30 日);年总量为 635 mm,主要受 VPD 和 T_a 两种环境因素影响(对应的相关系数依次为 0.84 和 0.56)和植物的自适应(与 LAI 的相关系数为 0.36)影响,季节变化显著。在 2 月上旬和下旬受 T_a 影响出现两处高峰,此后逐渐上升;在 5 月和 6 月,植被蒸腾呈一定的下降趋势,主要是梅雨期间 VPD 偏小且 T_a 相对较低。6 月底 7 月初植被蒸腾受较高的 T_a 和 VPD 影响迅速增加,7—9 月植被蒸腾受 VPD 影响存在波动减小。10 月之后受 LAI 影响,植被蒸腾逐渐减小。

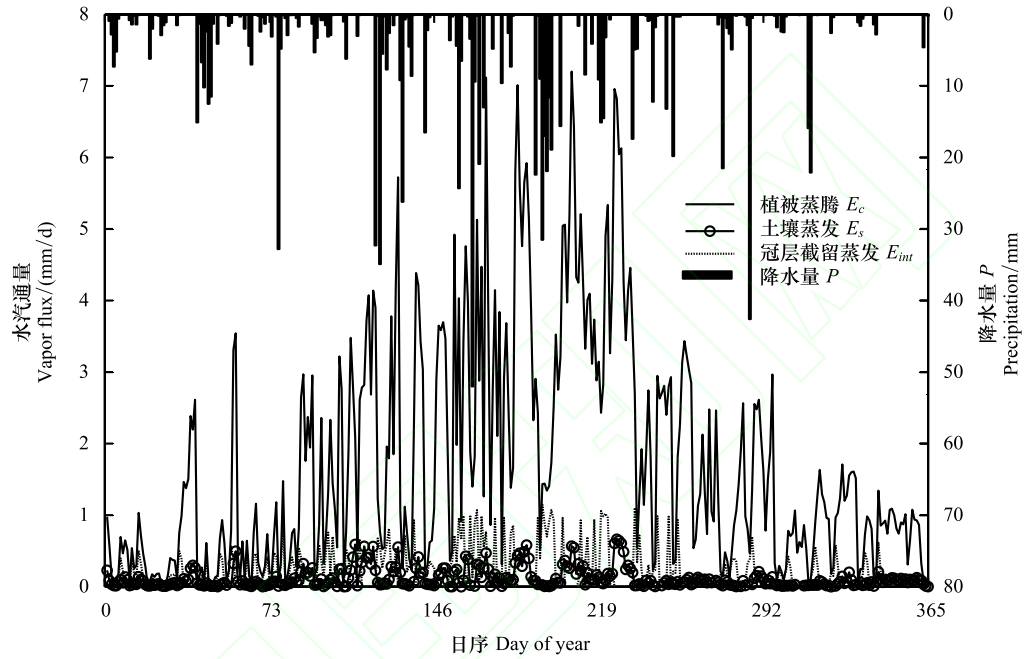

图 5　2011 年千烟洲站点蒸散组分的分布特征。图中植被蒸腾为实线,土壤蒸发为圆圈加实线,冠层截留蒸发为虚线,降水为柱状。

Fig. 5　Time series of modelled ET components at QYZ site in 2011. E_c (canopy transpiration) are solid line, E_s (soil evaporation) circle+line, E_{int} (interception evaporation) dash line and P (precipitation) bar.

2.3.3　植被蒸腾与蒸散比特征

植被蒸腾与蒸散比可以用来反映能量收入在森林生态系统内部不同组分之间的分配,同时可以表征森林生态系统水分利用效率。由表 1 可知,2011 年千烟洲人工林植被蒸腾与蒸散年总量比为 85%,与 Jasechko 等[52] 蒸腾是陆地蒸散的最大贡献项,可达到 80—90%的研究成果一致。分析表明年内变化范围为 27%—104%,最小值出现在第 342 天(12 月 8 日),原因是当天有 7 小时时长的小雨且 VPD、T_a 和 LAI 都很小,使得各组分的数值相似,最大值出现在 307 天(11 月 3 日),原因是当天没有降水且出现凝露现象,使得植被蒸腾大于蒸散。但比魏焕奇等[27] 基于 PT-Fi 遥感模型对同一站点 2003—2008 年的研究结果 63%—68%偏高,可能是受模拟时段内降水总量的偏少以及降水次数偏少的影响[8]。与其他森林蒸散拆分结果相比,与 Williams 等[53] 基于树干茎流测定以及水汽稳定同位素的"Keeling plot"拆分法所得的 69%—100%,Cammalleri 等[54] 基于树干茎流法所得的 57%—90%和 Sun 等[55] 基于稳定同位素法所得的 91%相近,比 Wilson 等[56] 基于树干茎流和水平衡法所得的 42%—46%,Oishi 等[7] 基于树干茎流法所得的 59%—72%以及 Raz-Yaseef 等[8] 基于树干茎流法所得的 49%结果偏高。因而,本研究所得植被蒸腾与蒸散比的结果处于合理范围内,结果可信。

3　结论

本研究利用改进后的 SW 模型对千烟洲人工林蒸散及其组分进行模拟。主要结论为:

(1)模型模拟的蒸散量模拟值与实测值的一致性较高,在半小时尺度上无论是在晴天还是雨天均表现出较好的模拟效果,因此该模型在千烟洲亚热带人工针叶林适用。

(2)该生态系统的蒸散量有明显的季节变化特征,占全年总降水量的 80%,是生态系统水分输出的最主要贡献项。

(3)该生态系统蒸散的各组分表现为,蒸腾约占 85%,与 VPD、LAI 以及 T_a 均呈正相关关系。通过蒸腾蒸散比可以发现,蒸腾为蒸散总量绝大多数的贡献项,由此可知,2011 年千烟洲人工林生态系统水分利用效率很高。受森林高度郁闭、到达地表的净辐射较稳定的影响,土壤蒸发约占总蒸散量的 5%,且无明显的季节变化特征;该模型的主要特征之一是对冠层截留蒸发的模拟,得出冠层截留蒸发约占总蒸散量的 10%,与降水量呈正相关关系、与暴雨频次呈负相关关系。

参考文献(References):

[1] Baldocchi D D, Meyers T P. Trace gas exchange above the floor of a deciduous forest: 1. Evaporation and CO_2 efflux. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012), 1991, 96(D4): 7271-7285.

[2] 申双和, 周英. 国外森林蒸散的测定、计算与模拟. 中国农业气象, 1991, 12(1): 51-55, 43-43.

[3] 闫俊华. 森林水文学研究进展(综述). 热带亚热带植物学报, 1999, 7(4): 347-356.

[4] 王治国, 段喜明, 李文银, 蔡继清. 开发建设项目水土流失预测的若干问题讨论. 中国水土保持, 2000, (4): 35-37.

[5] 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. 林业科学, 1993, 29(3): 199-206.

[6] Iritz Z, Lindroth A, Heikinheimo M, Grelle A, Kellner E. Test of a modified Shuttleworth-Wallace estimate of boreal forest evaporation. Agricultural and Forest Meteorology, 1999, 98-99: 605-619.

[7] Oishi A C, Oren R, Stoy P C. Estimating components of forest evapotranspiration: A footprint approach for scaling sap flux measurements. Agricultural and Forest Meteorology, 2008, 148(11): 1719-1732.

[8] Raz-Yaseef N, Yakir D, Schiller G, Cohen S. Dynamics of evapotranspiration partitioning in a semi-arid forest as affected by temporal rainfall patterns. Agricultural and Forest Meteorology, 2012, 157: 77-85.

[9] Kool D, Agam N, Lazarovitch N, Heitman J L, Sauer T J, Ben-Gal A. A review of approaches for evapotranspiration partitioning. Agricultural and Forest Meteorology, 2014, 184: 56-70.

[10] 李孝广, 毕华兴, 刘胜, 刘利峰, 李笑吟. Penman-Monteith 蒸散模型及其在森林下垫面中参数的确定. 水土保持研究, 2005, 12(6): 257-261.

[11] 芦新建. Penman-Monteith 方程计算林木蒸腾量的方法研究[D]. 北京: 北京林业大学, 2008.

[12] 李菲菲, 饶良懿, 吕琨珑, 李会杰, 宋丹丹. Priestley-Taylor 模型参数修正及在蒸散发估算中的应用. 浙江农林大学学报, 2013, 30(5): 748-754.

[13] 李菲菲, 饶良懿, 鲁绍伟, 耿绍波. 华北平原杨树人工林蒸散发估算研究. 灌溉排水学报, 2013, 32(1): 135-138.

[14] Choudhury B J, Monteith J L. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1988, 114(480): 373-398.

[15] Dolman A J. A multiple-source land surface energy balance model for use in general circulation models. Agricultural and Forest Meteorology, 1993, 65(1/2): 21-45.

[16] Dye P J, Jacobs S, Drew D. Verification of 3-PG growth and water-use predictions in twelve*Eucalyptus* plantation stands in Zululand, South Africa. Forest Ecology and Management, 2004, 193(1/2): 197-218.

[17] 赵梅芳. 基于 3-PG 机理模型的杉木林碳固定及蒸散量模拟研究[D]. 长沙: 中南林业科技大学, 2008.

[18] 张海博. 基于 SEBS 与 SCS 模型的区域水源涵养量估算研究[D]. 北京: 中国环境科学研究院, 2012.

[19] 吴炳方, 熊隽, 闫娜娜, 杨雷东, 杜鑫. 基于遥感的区域蒸散量监测方法——ETWatch. 水科学进展, 2008, 19(5): 671-678.

[20] Wu B F, Yan N N, Xiong J, Bastiaanssen W G M, Zhu W W, Stein A. Validation of ETWatch using field measurements at diverse landscapes: A case study in Hai Basin of China. Journal of Hydrology, 2012, 436-437: 67-80.

[21] Shuttleworth W J, Wallace J S. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1985, 111(469): 839-855.

[22] 黄道友, 王克林, 黄敏, 陈洪松, 吴金水, 张广平, 彭廷柏. 我国中亚热带典型红壤丘陵区季节性干旱. 生态学报, 2004, 24(11): 2516-2523.

[23] 孙晓敏, 温学发, 于贵瑞, 刘允芬, 刘琪璟. 中亚热带季节性干旱对千烟洲人工林生态系统碳吸收的影响. 中国科学 D 辑: 地球科学,

2006, 36(S1):103-110.

[24] 方精云,陈安平.中国森林植被碳库的动态变化及其意义[J]. 植物学报. 2001(09):967-973.

[25] Piao S L, Fang J Y, Ciais P, Peylin P, Huang Y, Sitch S, Wang T. The carbon balance of terrestrial ecosystems in China. Nature, 2009, 458(7241): 1009-1013.

[26] Mi N, Yu G R, Wen W F, Sun X M, Wang S S, Zhang L M, Song X. Use of ecosystem flux data and a simulation model to examine seasonal drought effects on a subtropical coniferous forest. Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 2009, 45(2): 207-220.

[27] 魏焕奇, 何洪林, 刘敏, 张黎, 于贵瑞, 闵程程, 王辉民, 刘影. 基于遥感的千烟洲人工林蒸散及其组分模拟研究. 自然资源学报, 2012, 27(5): 778-789.

[28] 于贵瑞, 温学发, 李庆康, 张雷明, 任传友, 刘允芬, 关德新. 中国亚热带和温带典型森林生态系统呼吸的季节模式及环境响应特征. 中国科学(D 辑: 地球科学), 2004, 34(S2): 84-94.

[29] 刘允芬, 宋霞, 孙晓敏, 温学发, 陈永瑞. 千烟洲人工针叶林 CO_2 通量季节变化及其环境因子的影响. 中国科学(D 辑: 地球科学), 2004, 34(S2): 109-117.

[30] Webb E K, Pearman G I, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1980, 106(447): 85-100.

[31] Wilczak J M, Oncley S P, Stage S A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. Boundary-Layer Meteorology, 2001, 99(1): 127-150.

[32] 王春林, 于贵瑞, 周国逸, 闫俊华, 张雷明, 王旭, 孙晓敏. 鼎湖山常绿针阔叶混交林 CO_2 通量估算. 中国科学(D 辑: 地球科学), 2006, 36(S1): 119-129.

[33] 施婷婷, 关德新, 吴家兵, 张弥, 王安志, 金昌杰, 韩士杰. 用涡动相关技术观测长白山阔叶红松林蒸散特征. 北京林业大学学报, 2006, 28(6): 1-8.

[34] 张雷明, 于贵瑞, 孙晓敏, 温学发, 任传友, 宋霞, 刘允芬, 关德新, 闫俊华, 张一平. 中国东部森林样带典型生态系统碳收支的季节变化. 中国科学(D 辑: 地球科学), 2006, 36(S1): 45-59.

[35] Falge E, Baldocchi D, Olson R, Anthoni P, Aubinet M, Bernhofer C, Burba G, Ceulemans R, Clement R, Dolman H, Granier A, Gross P, Grünwald T, Hollinger D, Jensen N-O, Katul G, Keronen P, Kowalski A, Lai C T, Law B E, Meyers T, Moncrieff J, Moors E, Munger J W, Pilegaard K, Rannik Ü, Rebmann C, Suyker A, Tenhunen J, Tu K, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wofsy S. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 107(1): 43-69.

[36] Beer A. Bestimmung der Absorption des rothen Lichts in farbigen Flüssigkeiten. Annalen der Physik, 1852, 162(5): 78-88.

[37] 李轩然, 刘琪, 蔡哲, 马泽清. 湿地松林叶面积指数测算. 生态学报, 2006, 26(12): 4099-4105.

[38] 魏焕奇. 基于遥感与气象信息的江西省陆地生态系统蒸散及其组分模拟与水源供给研究[D]. 南昌: 江西师范大学, 2011.

[39] 刘允芬, 于贵瑞, 李菊, 宋霞, 陈永瑞. 红壤丘陵区人工林能量平衡闭合研究——以江西省泰和县千烟洲为例. 林业科学, 2006, 42(2): 13-20.

[40] Lindroth A, Mölder M, Lagergren F. Heat storage in forest biomass improves energy balance closure. Biogeosciences, 2010, 7(1): 301-313.

[41] Blanken P D, Black T A, Yang P C, Neumann H H, Nesic Z, Staebler R, Den Hartog G, Novak M D, Lee X. Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest: Partitioning overstory and understory components. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984—2012), 1997, 102(D24): 28915-28927.

[42] Grelle A, Lundberg A, Lindroth A, Morén A S, Cienciala E. Evaporation components of a boreal forest: variations during the growing season. Journal of Hydrology, 1997, 197(1/4): 70-87.

[43] Lin J, Sun S. Moisture and heat flow in soil and theirs effects on bare soil evaporation. Trans. Water Conservancy, 1983, 7: 1-7.

[44] Ball J T, Woodrow I E, Berry J A. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions // Progress in Photosynthesis Research. Netherlands: Springer, 1987: 221-224.

[45] Wang Y P, Leuning R. A two-leaf model for canopy conductance, photosynthesis and partitioning of available energy I: Model description and comparison with a multi-layered model. Agricultural and Forest Meteorology, 1998, 91(1/2): 89-111.

[46] Ronda R J, De Bruin H A R, Holtslag A A M. Representation of the canopy conductance in modeling the surface energy budget for low vegetation. Journal of Applied Meteorology, 2001, 40(8): 1431-1444.

[47] Huang M, Ji J J, Li K R, Liu Y F, Yang F T, Tao B. The ecosystem carbon accumulation after conversion of grasslands to pine plantations in subtropical red soil of South China. Tellus B, 2007, 59(3): 439-448.

[48] 宋耀明, 郭维栋, 张耀存. CoLM 模式在中国温带混交林和亚热带人工针叶林的水热通量模拟性能评估. 高原气象, 2008, 27(5): 967-977.

[49] Willmott C J. On the validation of models. Physical Geographer, 1981, 2(2): 184-194.

[50] 李博, 赵斌, 彭容豪. 陆地生态系统生态学原理. 北京: 高等教育出版社, 2005.

[51] Muzylo A, Llorens P, Valente F, Keizer J J, Domingo F, Gash J H C. A review of rainfall interception modelling. Journal of Hydrology, 2009, 370(1/4): 191-206.

[52] Jasechko S, Sharp Z D, Gibson J J, Birks S J, Yi Y, Fawcett P J. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. Nature, 2013, 496(7445): 347-350.

[53] Williams D G, Cable W, Hultine K, Hoedjes J C B, Yepez E A, Simonneaux V, Er-Raki S, Boulet G, De Bruin H A R, Chehbouni A, Hartogensis O K, Timouk F. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. Agricultural and Forest Meteorology, 2004, 125(3/4): 241-258.

[54] Cammalleri C, Rallo G, Agnese C, Ciraolo G, Minacapilli M, Provenzano G. Combined use of eddy covariance and sap flow techniques for partition of ET fluxes and water stress assessment in an irrigated olive orchard. Agricultural Water Management, 2013, 120: 89-97.

[55] Sun S J, Meng P, Zhang J S, Wan X C, Zheng N, He C X. Partitioning oak woodland evapotranspiration in the rocky mountainous area of North China was disturbed by foreign vapor, as estimated based on non-steady-state ^{18}O isotopic composition. Agricultural and Forest Meteorology, 2014, 184: 36-47.

[56] Wilson K B, Hanson P J, Mulholland P J, Baldocchi D D, Wullschleger S D. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 106(2): 153-168.