

Budyko 假设对松花江流域实际蒸散发的模拟研究

张 静¹, 刘国庆², 宋小燕¹, 宋松柏¹, 李九一³, 李丽娟³

(1.西北农林科技大学水利与建筑工程学院, 陕西 杨凌 712100;

2.辽宁省辽阳水文局, 辽宁 辽阳 111000; 3.中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘 要:基于 Budyko 假设, 考虑土壤水蓄变量因子, 改进流域水热耦合平衡方程, 验证了 Budyko 假设在松花江流域的适应性, 分析了松花江流域实际蒸散发(ET_a)的时空变化特征及其驱动机制。主要结论如下: (1)以 1995~2006 年作为模型参数率定期, 2007~2012 年作为模型检验期, 用 $P-\Delta S$ 代表陆面蒸散发的水分供应条件, 结果表明, 增加土壤水蓄变量因子, 提高了模型对实际蒸散发的模拟精度。(2)在 $\alpha=0.1$ 的显著性水平下, 1995~2012 年各汇水区 ET_a 均没有趋势性变化; ET_a 在空间上由西向东逐渐增加, 存在明显的地带性。(3)降水对 ET_a 的贡献量空间变化与潜在蒸散发、降水、土壤水蓄变量对 ET_a 总贡献量空间变化一致, 表明松花江流域的水分条件是影响实际蒸散发的主导因素。

关键词:实际蒸散发; Budyko 假设; 土壤水蓄变量; 气候变化; 松花江流域

中图分类号: TV11

文献标识码: A

文章编号: 1000-0852(2019)02-0022-06

蒸散发是水文循环和能量循环的关键环节, 研究蒸散发对于深入认识水文循环过程与机理, 科学评估和管理水资源具有十分重要的价值^[1]。实际蒸散发是最直接受到下垫面复杂条件和气候变化综合影响的水文要素, 是当今水文学研究的一个难点。研究实际蒸散发, 不仅对探讨气候变化对水文过程的影响具有重要意义, 而且对解决区域尺度水资源短缺问题起指导作用。

目前估算实际蒸散发的方法有三类, 地面观测法、遥感反演方法和水文气象学方法。水热耦合平衡方程是水文气象学方法的一种, 基于系统分析思想, 避开分析水分在流域系统内的转化及其与土壤、植被等要素间的复杂作用过程, 把关注的重点放在系统输入(能量和水分)与输出(蒸散发、径流)的关系上^[2]。Budyko 假设提出后引起学者的广泛关注^[3-5]。孙福宝等^[6-7]、杨大文等^[8]将 Budyko 假设应用于我国, 证实了该方程的适用性。但以上研究主要在多年平均尺度上以降雨-径流为主要水文过程的流域建立^[9], 忽略了土壤水蓄变量, 有研究表明: 在年水量平衡中忽略流域土壤蓄水能

力会过高的估计蒸散量, 尤其在土壤水分亏缺的条件下, 这种结果更明显^[10-11]。特别是位于中高纬度的松花江流域, 土壤水蓄变量受土壤冻融、季节性融雪等因素的作用, 对水量平衡的影响更是不容忽视。

本文基于傅抱璞理论框架, 综合考虑土壤水蓄变量, 率定下垫面参数, 探究该方程在松花江流域的适用性; 通过改进的年尺度水热耦合平衡方程, 估算松花江流域的实际蒸散发并分析其时空变化特征; 利用敏感系数和贡献率方法, 定量研究影响松花江流域实际蒸散发的主导因素及其分异规律。研究结果对中高纬度地区构建水热耦合方程提供理论基础, 有利于更准确的评估和科学管理水资源。

1 研究区概况

松花江流域位于中国东北部($41^{\circ}42' \sim 51^{\circ}38'N$, $119^{\circ}52' \sim 132^{\circ}31'E$), 属于中高纬度地区, 流域面积 $55.68 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。松花江有南北两源, 南源发源于吉林省长白山天池称第二松花江, 北源发源于大兴安岭伊勒呼里山中段南侧称嫩江, 两源于三岔河附近汇合向东

收稿日期: 2018-07-02

基金项目: 国家自然科学基金项目(41501022); 国家科技基础资源调查专项(2017FY100904)

作者简介: 张静(1993-), 女, 河南南阳人, 硕士研究生, 主要从事水文水资源研究。E-mail: 1970781306@qq.com

通讯作者: 宋小燕(1983-), 女, 山西介休人, 博士, 副教授, 主要从事水循环过程研究。E-mail: xiaoyansong@nwsuaf.edu.cn

而流始称松花江(见图1)。该流域多年平均气温在3~5℃之间,气温年较差高达45℃;区域内平均年降水量500 mm左右,降水的空间差异性较大,东南部山区降水可达700~900 mm,而流域西部地区只有400 mm,且流域水量以大气降水补给为主,融雪补给为辅;年均潜在蒸散发为640~1 000 mm,西南部、中部稍大,东部次之,西北部最小。

2 数据处理与研究方法

2.1 数据处理

收集了中国气象数据共享网1995~2012年流域内各气象要素—降水、平均气温、相对湿度、风速、日照时数;土壤水分—农气数据库20 cm土壤相对湿度;水文年鉴的水文要素—流量;土壤属性等各站点基础数据。通过不同分类标准的土壤质地转换^[12],借助SWAT模型中辅助软件SPAW计算田间持水量、土壤容重,利用土壤储水量计算公式将土壤湿度数据转换为土壤蓄水量^[13]。采用泰森多边形法计算研究区气象、土壤要素的面平均值^[14]。

基于Budyko假设研究松花江流域的实际蒸散发,兼顾松花江干支流,选取第二松花江、呼兰河、嫩江、松花江干流中游、松花江干流下游五个汇水区(见图1)。

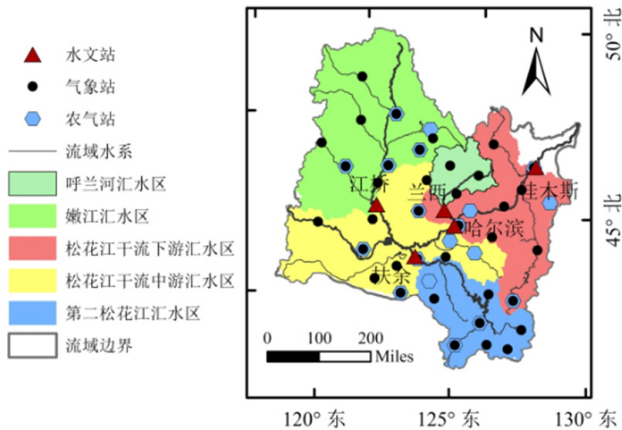


图1 松花江流域示意图

Fig.1 The Songhua River basin

2.2 研究方法

2.2.1 Budyko 假设理论

前苏联著名气候学家Budyko在进行全球水量和能量平衡分析时发现^[15],陆面长期平均蒸散发量主要由大气对陆面的水分供给和蒸发能力之间的平衡决定。基于此,在年或多年尺度上,用降水量代表陆面蒸散发的水分供应条件,用潜在蒸散发代表蒸散发的能量

供应条件,于是对陆面蒸散发(ET_a)限定了边界条件:如在极端干燥条件下,比如沙漠地区,全部降水都将转化为蒸散发量;在极端湿润的条件下,可用于蒸散发的能量都将转化为潜热。边界条件可用下式(1)表示:

$$\text{当 } \frac{ET_0}{P} \rightarrow \infty; \text{ 则 } \frac{ET_a}{P} \rightarrow 1; \text{ 当 } \frac{ET_0}{P} \rightarrow 0; \text{ 则 } \frac{ET_a}{ET_0} \rightarrow 1 \quad (1)$$

式中: ET_a (mm)为实际蒸散发; ET_0 (mm)为潜在蒸散发; P (mm)为降水。

随后提出假设式(2),Budyko认为 f 是一个普适函数,是一个满足如上边界条件并独立于水量平衡和能量平衡的水热耦合平衡方程,这就是Budyko假设。

$$ET_a/P = f(ET_0/P) = f(\varphi) \quad (2)$$

傅抱璞学者根据流域水文气象的物理意义提出了一组Budyko假设的微分形式,通过量纲分析和数学推导,得出了Budyko假设的解析表达式^[4]。综合考虑土壤水蓄变量,改进的流域水热耦合平衡方程如下:

$$\frac{ET_a}{P - \Delta S} = 1 + \frac{ET_0}{P - \Delta S} - \left[1 + \left(\frac{ET_0}{P - \Delta S} \right)^w \right]^{1/w} \quad (3)$$

式中: ΔS (mm)为土壤水蓄变量,月土壤水蓄变量是指各月下旬与上旬土壤蓄水量的差值,年土壤水蓄变量指各月土壤水蓄变量的总和; w 为表征下垫面的参数。

2.2.2 基于水量平衡法的蒸散发计算

用于检验的流域实际蒸散发量利用水量平衡原理由公式(4)计算获得:在闭合流域内,降水量 P 减去径流量 R 和土壤水蓄变化量 ΔS ,得到的蒸散发量 ET_a 作为检验实际蒸散发量的真值。

$$ET_a = P - R - \Delta S \quad (4)$$

2.2.3 潜在蒸散发的计算

潜在蒸散发 ET_0 采用世界粮农组织推荐的Penman-Monteith方程,表达式如下:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{mean} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (5)$$

式中: ET_0 为参考作物蒸散量(mm/d); R_n 为净辐射($\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$); G 为土壤热通量密度($\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$),相对于 R_n 取值很小,尤其在植被覆盖、时间尺度大于或等于1d的情况下,取值忽略为0; T_{mean} 为2m高处日平均温度(℃); u_2 为2m高处风速(m/s); e_s 为饱和水汽压(kpa); e_a 为实际水汽压(kpa); Δ 为水汽压曲线斜率($\text{kpa}/^\circ\text{C}$); γ 为温度计算常量($\text{kpa}/^\circ\text{C}$)。

2.2.4 敏感性分析

对于多变量模型,各变量对蒸散发的敏感系数

$(S_{vi})^{[16-17]}$ 可表示为式(6), vi 表示第 i 个变量:

$$S_{vi} = \lim_{\Delta vi \rightarrow 0} \left(\frac{\Delta ET_a / ET_a}{\Delta vi / vi} \right) = \frac{\partial ET_a}{\partial vi} \frac{vi}{ET_a} \quad (6)$$

基于 Budyko 假设,描述降水、潜在蒸散发及土壤水蓄变量对实际蒸散发的一阶效应,综合敏感性和变化率可以得到三者对实际蒸散发变化的贡献量,公式如下:

$$\begin{aligned} \frac{dET_a}{dt} &= \frac{\partial ET_a}{\partial P} \frac{dP}{dt} + \frac{\partial ET_a}{\partial ET_0} \frac{dET_0}{dt} + \frac{\partial ET_a}{\partial \Delta S} \frac{d\Delta S}{dt} + \delta \\ &= C(P) + C(ET_0) + C(\Delta S) + \delta \end{aligned} \quad (7)$$

式中: $\frac{dP}{dt}$ 、 $\frac{dET_0}{dt}$ 、 $\frac{d\Delta S}{dt}$ 分别为序列 P 、 ET_0 、 ΔS 相对于时间 t 的变化率; $C(P)$ 、 $C(ET_0)$ 、 $C(\Delta S)$ 分别为 P 、 ET_0 、 ΔS 对实际蒸散发 ET_a 变化的贡献率; δ 为系统误差。

2.2.5 模型精度评价指标

水热耦合方程建立后,需要进一步验证该方程是否适用于中高纬度地区。在分析过程中,采用平均相对误差(MB)、方差均方根($RMSE$)、纳西效率系数(NSE)来评价模型的模拟精度。各指标公式如下:

$$MB = \left(\sum_{i=1}^n (ET_{ai}' - ET_{ai}) / ET_{ai} \right) / n \quad (8)$$

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n (ET_{ai}' - ET_{ai})^2 / n} \quad (9)$$

$$NSE = 1 - \sum_{i=1}^n (ET_{ai}' - ET_{ai})^2 / \sum_{i=1}^n (ET_{ai} - \overline{ET_{ai}})^2 \quad (10)$$

式中: $MB(\%)$ 反映模型预测的可信程度, $RMSE(\text{mm})$ 反映模拟值与真实值之间的偏差,越接近 0 则模拟数值越精确。 NSE 表示模型有效性,其值($-\infty \sim 1$)越接近 1,预测精度越高。式中 i 代表时间序列, ET_{ai}' 和 ET_{ai} 分别表示流域蒸散量的模拟值和实测值, $\overline{ET_{ai}}$ 表示实测多年的平均值。

3 结果与分析

3.1 方程适用性分析

本文以水量平衡法计算值作为流域蒸散量的实测值,水热耦合平衡方程计算值作为模拟值。以 MB 、 $RMSE$ 、 NSE 为评价指标对年蒸散量的模拟精度进行评估。模型改进前后误差分析(逐年)对比结果见表 1。

表1 各典型汇水区年实际蒸散发误差分析

Table1 Error analysis of the annual evapotranspiration in the typical catchment areas

汇水区	控制站点	ET_0/P	$MB/\%$ (未考虑/考虑)	$RMSE/\text{mm}$ (未考虑/考虑)	NSE (未考虑/考虑)
第二松花江	扶余	1.21	-30/-30	159.23/157.80	-3.33/-3.25
呼兰河	兰西	1.39	-27/-26	138.37/131.33	-2.99/-2.59
嫩江	江桥	1.59	-17/-17	74.35/73.35	-0.61/-0.57
松花江干流中游	哈尔滨	1.67	-16/-15	73.47/69.46	-0.54/-0.38
松花江干流下游	佳木斯	1.56	-19/-18	86.96/84.66	-1.32/-1.20

由表 1 可以看出:考虑土壤水蓄变量后,各汇水区的模拟精度均有不同程度的提高。各汇水区 MB 为负表示整体上模拟值小于实测值, $RMSE$ 为正均在 50 mm 以上表示模拟值和实测值之间均存在相应偏差, NSE 为负表示实测值的平均值对实测值的相关性高于模拟值对实测值的相关性。通过评价指标的对比得出:呼兰河汇水区的兰西站三个评价指标的变化值最大,说明该区的模拟精度提高最显著,其次是哈尔滨站、佳木斯站、扶余站和江桥站。整体上,干燥度 ET_0/P 相对较大的区域模拟效果相对较好。

3.2 参数率定

傅抱璞公式中的参数 w 是由公式(3)、(4)反推获得。本研究选用 1995~2006 年数据率定结果如下:扶

余(第二松花江)1.594,兰西(呼兰河)1.873,江桥(嫩江)1.883,哈尔滨(松花江中游)1.991,佳木斯(松花江下游)1.899。结合各区地形情况分析:在地形平坦,地面径流小的地区 w 值大,反之 w 值则小。

4 松花江流域实际蒸散发时空分布特征

4.1 实际蒸散发时间变化趋势

采用线性回归分析方法,并对相关系数在 0.1 的显著性水平下进行 T 检验,剖析各个汇水区实际蒸散发变化趋势。扶余站、兰西站、哈尔滨站、佳木斯站上升幅度依次为 4.1、6.3、9.4、5.5 $\text{mm} \cdot 10\text{a}^{-1}$,江桥站下降幅度为 0.5 $\text{mm} \cdot 10\text{a}^{-1}$,且均没有通过显著性检验。结果表明:松花江干流中游的哈尔滨站增加幅度最大,嫩

江汇水区的江桥站实际蒸散发基本处于稳定。

4.2 实际蒸散发空间分布特征

为更直观地描述松花江流域多年平均实际蒸散发在空间上的变化,本文采用克里金(Kriging)插值得该流域实际蒸散发的空间分布(见图2)。结果表明:各典

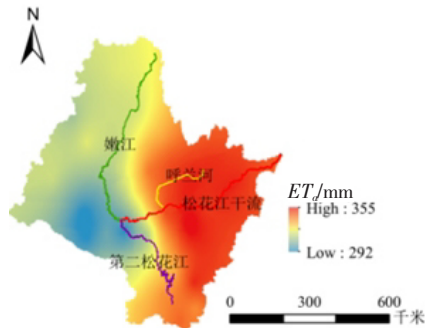


图2 松花江流域实际蒸散发量空间分布
Fig.2 The spatial distribution of the actual evapotranspiration in the Songhua River basin

型站点 1995~2012 年间多年平均实际蒸散量: 兰西 (350 mm)>哈尔滨 (348 mm)>佳木斯 (340 mm)>扶余 (325 mm)>江桥 (317 mm); 松花江流域实际蒸散发量由西向东逐渐增加, 存在明显的地带性。

5 实际蒸散发驱动机制分析

为进一步探究实际蒸散发的驱动机制, 本研究采用敏感系数和贡献率分析方法, 定量剖析潜在蒸散发 (ET_0)、降水 (P)、土壤水蓄变量 (ΔS) 对实际蒸散发的敏感性和贡献量。

5.1 ET_a 敏感性定量研究

敏感系数绝对值大小反映流域 ET_a 变化对该影响因子变化的敏感程度, 贡献量绝对值大小表示流域 ET_a 变化对该影响因子变化的贡献程度。松花江流域实际蒸散发的敏感系数多年平均值及贡献量见表2。

表2 松花江流域各汇水区实际蒸散发敏感系数多年均值及贡献量

Table2 The sensitivity coefficients multi-year average value and contribution of actual evapotranspiration in the typical water collection areas in the Songhua River basin

汇水区	控制站点	ET_a 敏感系数			ET_a 贡献量		
		S_{ET_0}	S_P	$S_{\Delta S}$	C_{ET_0}	C_P	$C_{\Delta S}$
第二松花江	扶余	0.456	0.538	0.006	-0.329	0.969	-0.002
呼兰河	兰西	0.405	0.585	0.010	-0.799	1.520	0.086
嫩江	江桥	0.365	0.633	0.002	0.005	-0.357	0.002
松花江干流中游	哈尔滨	0.337	0.657	0.006	-0.172	1.093	-0.097
松花江干流下游	佳木斯	0.365	0.629	0.006	-0.267	0.888	-0.047

ET_a 变化对各因子的敏感性表现为: $P > ET_0 > \Delta S$, 其中松花江干流中游汇水区 ET_a 变化对 P 最敏感, 第二松花江汇水区 ET_a 变化对 ET_0 最敏感, 呼兰河汇水区 ET_a 变化对 ΔS 最敏感; 年尺度上, P 、 ET_0 、 ΔS 对 ET_a 均有正向驱动作用。

年尺度上研究各汇水区 ET_a 变化对各因子的贡献量: 对各汇水区 ET_a 的贡献量较小 (0.2%~9.7%); 除嫩江汇水区外, 其他汇水区 P 、 ET_0 、 ΔS 总的贡献量为正值, 因此 ET_a 呈增加趋势。由于 P 对 ET_a 负的贡献量大于 ET_0 、 ΔS 对 ET_a 正的总贡献量, 因此在嫩江汇水区的 ET_a 呈现了负向变化。

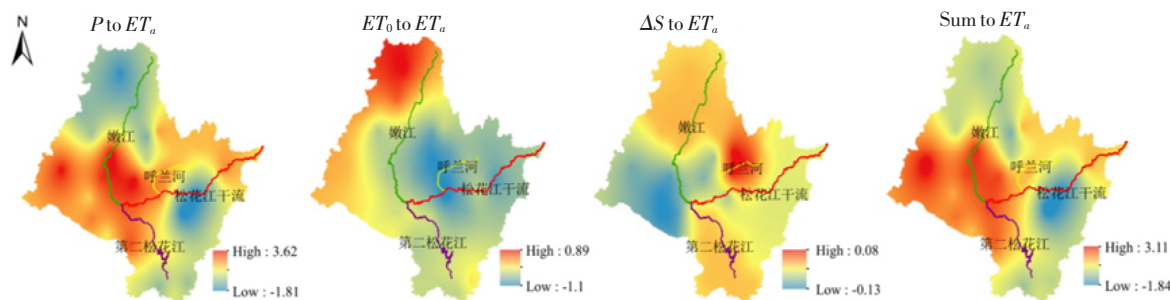
5.2 贡献量空间分布

本文采用 Kriging 插值得到该流域 ET_0 、 P 、 ΔS 对 ET_a 贡献量的空间特征见图3。年尺度上, P 对 ET_a 的

贡献量的空间差异较大, 嫩江中下游、第二松花江 (除长白山区外)、呼兰河流域为主要的水分控制区; ET_0 对 ET_a 的贡献量在空间变化上表现为西北-东南走向逐渐减小, 嫩江上游为主要的能量控制区; ΔS 对 ET_a 的贡献量只在嫩江中游段和呼兰河流域附近出现正向作用, 在绥化站附近形成正贡献量中心。总体上, P 对 ET_a 的贡献量空间变化与各要素对 ET_a 总贡献量空间变化一致, 表明该流域属于水分控制区。

6 讨论

本研究用 P - ΔS 代表陆面蒸散发的水分供应条件, 提高了实际蒸散发的模拟精度, 说明土壤水蓄变量对该区水量平衡有一定影响。通过五个汇水区模拟精度的比较发现, 干燥度 ET_0/P 越大的区域, 方程适用

图3 各要素对 ET_a 年贡献量空间分布图Fig.3 The spatial distribution of annual contribution of each element to ET_a

性越好,李鸿雁等^[18]、Zhang 等^[19]也有类似的发现。

总体上模型精度提高不显著,分析原因如下:流域闭合程度不同。呼兰河(兰西汇水区)是松花江干流的一条支流,控制面积小且没有其他支流汇入,数据资料代表性强,精度提高较显著。土壤水蓄变量的不确定性。以哈尔滨汇水区为例,用交叉验证法对土壤水蓄变量的数据精度进行评估,结果表明:相关系数 R^2 达到 0.68,方差均方根(RMSE)达到 6.67,纳西系数(NSE)达到 0.55。数据精度尚可,可以用来模拟^[20],但存在一定的不确定性:本文仅用 20 cm 深土壤相对湿度模拟整个土壤层的蓄水量变化;不同土壤质地转换以及 SPAW 软件计算土壤属性本身也存在不确定性。数据资料有限。本研究仅选用数据较全的 4~9 月份 20 cm 深土壤相对湿度进行年尺度上土壤水蓄变量研究;若具有更完整的数据资料,建议读者之后可选用全年更深层次的土壤水分数据进行相关的模拟研究。

7 结论

本文基于 Budyko 假设的松花江流域年尺度实际蒸散发研究,主要结论如下:

(1)模型中增加土壤水蓄变量因子,提高了模拟精度;干燥度 ET_0/P 越大的区域,方程适用性越好。

(2)松花江流域 ET_a 时空分布特征:在 $\alpha=0.1$ 的显著性水平下,1995~2012 年各汇水区 ET_a 均没有趋势性变化; ET_a 空间分布由西向东逐渐增加,存在明显的地带性。

(3)从流域 ET_a 贡献量的空间分布特征来看: P 对 ET_a 的贡献量空间变化与 ET_0 、 P 、 ΔS 对 ET_a 总贡献量空间变化一致,表明该流域属于水分控制区;土壤水蓄变量对 ET_a 有影响,但是影响不显著。

参考文献:

[1] 杨汉波,杨大文,雷志栋,等.任意时间尺度上的流域水热耦合平

衡方程的推导及验证[J].水利学报,2008,39(5):102-109.

(YANG Hanbo, YANG Dawen, LEI Zhidong, et al. Derivation and validation of watershed coupled water-energy balance equation at arbitrary time scale [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2008, 39(5): 102-109. (in Chinese))

[2] 杨汉波.流域水热耦合平衡方程推导及其应用[D].北京:清华大学,2008.(YANG Hanbo. The Deducing and Application of Water-Energy Balance Equation in Watershed [D]. Beijing: Tsinghua University, 2008. (in Chinese))

[3] Pike J G. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate[J]. Journal of Hydrology, 1964, 2(2):116-123.

[4] 傅抱璞.论陆面蒸发的计算[J].大气科学,1981,5(01):23-31.(FU Baopu. On the calculation of the evaporation from land surface [J]. Atmospheric Science, 1981,5(01):23-31. (in Chinese))

[5] Zhang L, Hickel K, Dawes W R, et al. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration [J]. Water Resources Research, 2004, 40(2):89-97.

[6] 孙福宝,杨大文,刘志雨,等.基于 Budyko 假设的黄河流域水热耦合平衡规律研究[J].水利学报,2007,38(04):409-416.(SUN Fubao, YANG Dawen, LIU Zhiyu, et al. Study on coupled water-energy balance in Yellow River basin based on Budyko hypothesis [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2007, 38(04): 409-416. (in Chinese))

[7] 孙福宝,杨大文,刘志雨,等.海河及西北内陆河流域的水热平衡研究[J].水文,2007,27(02):7-10.(SUN Fubao, YANG Dawen, LIU Zhiyu, et al. Validation of coupled water-energy balance in the Haihe River basin and inland river basins [J]. Journal of China Hydrology, 2007, 27(02): 7-10. (in Chinese))

[8] Yang Dawen, Sun Fubao, Liu Zhiyu, et al. Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in non-humid regions of China using the Budyko hypothesis [J]. Water Resources Research, 2007, 43(4):436-451.

[9] 韩松俊,熊立华,胡和平,等.基于水热耦合平衡的塔里木盆地绿洲的年蒸散发[J].清华大学学报(自然科学版),2008,48(12):2070-2073.(HAN Songjun, XIONG Lihua, HU Heping, et al. Annual evapotranspiration of the oasis in the Tarim basin based on water-energy balance [J]. Journal of Tsinghua University (Science

- and Technology), 2008, 48(12): 2070–2073. (in Chinese))
- [10] Potter N J, Zhang L, Milly P C D, et al. Effects of rainfall seasonality and soil moisture capacity on mean annual water balance for Australian catchments [J]. Water Resources Research, 2005, 41(6): 697–707.
- [11] Wu C, Hu B X, Huang G, et al. Effects of climate and terrestrial storage on temporal variability of actual evapotranspiration [J]. Journal of Hydrology, 2017, 549: 388–403.
- [12] 魏怀斌, 张占庞, 杨金鹏. SWAT 模型土壤数据库建立方法[J]. 水利水电技术, 2007, 38(06): 15–18. (WEI Huaibin, ZHANG Zhanpang, YANG Jinpeng. The method of establishing SWAT model soil database [J]. Water Resources and Hydropower Engineering, 2007, 38(06): 15–18. (in Chinese))
- [13] 马柱国. 中国东部土壤湿度和区域气候变化的关系及一个土壤湿度反演模式的建立[D]. 北京: 中国科学院, 1999. (MA Zhuguo. Relationship Between Soil Moisture and Regional Climate Change in Eastern China and Establishment of A Soil Moisture Inversion Model [D]. Beijing: Chinese Academy of Sciences, 1999. (in Chinese))
- [14] 宋小燕, 穆兴民, 高鹏, 等. 松花江流域哈尔滨站降雨径流历史演变及其驱动力分析 [J]. 中国水土保持科学, 2010, 8(02): 46–51. (SONG Xiaoyan, MU Xingmin, GAO Peng, et al. Analysis of historical evolution and driving forces of runoff in Harbin station in Songhua River basin [J]. Science of Soil and Water Conservation, 2010, 8(02): 46–51. (in Chinese))
- [15] Budyko M I. Climate and Life [M]. New York and London: Academic Press, 1974, 1–508.
- [16] Beven K. A sensitivity analysis of the Penman – Monteith actual evapotranspiration estimates [J]. Journal of Hydrology, 1979, 44(3): 169–190.
- [17] 刘剑宇, 张强, 陈喜, 等. 气候变化和人类活动对中国地表水文过程影响定量研究 [J]. 地理学报, 2016, 71(11): 1875–1885. (LIU Jianyu, ZHANG Qiang, CHEN Xi, et al. Quantitative evaluations of human- and climate-induced impacts on hydrological processes of China [J]. Acta Geographica Sinica, 2016, 71(11): 1875–1885. (in Chinese))
- [18] 李鸿雁, 薛丽君, 王世界, 等. 基于水热耦合平衡理论的嫩江流域蒸散发估算[J]. 华北水利水电大学学报, 2016, 37(04): 47–53. (LI Hongyan, XUE Lijun, WANG Shijie, et al. Evapotranspiration estimation study based on coupled water-energy balance theory in Nenjiang River basin [J]. Journal of North China University of Water Resources and Electric Power (Science and Technology), 2016, 37(04): 47–53. (in Chinese))
- [19] Wang T, Sun F, Lim W H, et al. The predictability of annual evapotranspiration and runoff in humid and non-humid catchments over China: comparison and quantification [J]. Journal of Hydrometeorology, 2018, 19(03): 533–545.
- [20] Moriasi D N, Arnold J G, Van Liew M W, et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations [J]. Transactions of the ASABE, 2007, 50(03): 885–900.

A Simulation Study of Actual Evapotranspiration in Songhua River Basin Based on Budyko Hypothesis

ZHANG Jing¹, LIU Guoqing², SONG Xiaoyan¹, SONG Songbai¹, LI Jiuyi³, LI Lijuan³

(1. College of Water Resources and Architectural Engineering, Northwest A & F University, Yangling 712100, China;

2. Liaoyang Hydrographic Bureau of Liaoning Province, Liaoyang 111000, China;

3. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: Based on the Budyko hypothesis, this paper improved the water-energy balance equation integrating soil water storage variable factors, and verified the adaptability of Budyko hypothesis in the Songhua River basin, and analyzed the spatio-temporal variability of actual evapotranspiration and its driving mechanism. The main results are as follows: (1) taking 1995–2006 as the model parameter calibration period and 2007–2012 as the model verification period, using $P-\Delta S$ to represent the water supply conditions for land surface evapotranspiration, which indicate that soil water storage variable factors have improved the calculation accuracy of actual evapotranspiration. (2) Under the significance level of $\alpha=0.1$, there is no significant trend in the ET_a of each catchment from 1995 to 2012; the spatial distribution of ET_a gradually increases from the west to the east and has obvious zonality. (3) The spatial variation of the contribution of precipitation to ET_a is consistent with the spatial variation of total contribution of the potential evapotranspiration, precipitation and soil water storage variables to ET_a , which indicate that the water condition of the Songhua River basin is the dominant factor affecting the actual evapotranspiration.

Key words: actual evapotranspiration (ET_a); Budyko hypothesis; soil water storage variables; climate change; Songhua River basin