

基于 GLEAM 模型的淮河流域地表蒸散量时空变化特征

杨秀芹^{1,2}, 王国杰³, 叶金印⁴, 李雅琴⁵

(1. 南京信息工程大学水文气象学院, 南京 210044; 2. 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 南京 210098;
3. 南京信息工程大学地理与遥感学院, 南京 210044; 4. 淮河流域气象中心, 蚌埠 233040;
5. 河海大学水文水资源学院, 南京 210098)

摘要: 蒸散发是连接地表水循环和能量循环的纽带, 淮河流域地表蒸散量的时空变化分析对深入理解中国气候过渡带水循环对全球变化的响应具有重要价值。该文基于流域水量平衡原理, 利用流域水文数据对淮河流域 GLEAM 产品进行精度验证; 并利用 GLEAM (global land-surface evaporation: the Amsterdam methodology) 产品分析 1980—2011 年淮河流域地表蒸散发年际和年内的时空变化。结果表明: 1) 淮河流域及其水资源二级分区的降水实测值与 GLEAM 产品估算结果比较, 平均相对偏差为 8.0%, 相关系数高达 0.94, GLEAM 产品对于淮河流域的模拟精度较高; 2) 淮河流域 1980—2011 年多年平均年地表蒸散量为 673 mm; 3) 淮河流域多年平均年地表蒸散量空间变化范围为 528~848 mm, 空间差异显著, 呈从西南向东北逐渐减少, 淮河以南地表蒸散量大于淮河以北地表蒸散量, 四个季节地表蒸散发具有类似的空间分布特征; 4) 近 32 a 淮河流域平均的年地表蒸散量变化范围为 588.6~767.8 mm, 且存在显著的上升趋势; 地表蒸散量的季节变化大致呈单峰型分布, 峰值出现在 8 月, 最小值出现在 12 月; 且季节变化较为明显, 夏季 (272.0 mm) > 春季 (191.4 mm) > 秋季 (144.3 mm) > 冬季 (65.0 mm); 5) 基于栅格尺度年地表蒸散量的变化速率主要受春季主导, 依次为夏季、秋季, 冬季的影响最小, 淮河流域大部分区域地表蒸散发量呈增加趋势。该研究可为淮河流域洪涝、干旱等极端水文气象事件的监测与预警提供科学依据, 同时为该流域水资源管理提供参考及决策依据。

关键词: 遥感; 蒸散量; 土壤; 淮河流域; GLEAM; 时空变化

doi: 10.11975/j.issn.1002-6819.2015.09.021

中图分类号: S161.4; P426.2

文献标志码: A

文章编号: 1002-6819(2015)-09-0133-07

杨秀芹, 王国杰, 叶金印, 等. 基于 GLEAM 模型的淮河流域地表蒸散量时空变化特征[J]. 农业工程学报, 2015, 31(9): 133—139.

Yang Xiuqin, Wang Guojie, Ye Jinyin, et al. Spatial and temporal changing analysis of terrestrial evapotranspiration in Huai River basin based on GLEAM data[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering (Transactions of the CSAE), 2015, 31(9): 133—139. (in Chinese with English abstract)

0 引言

陆面蒸散发 (terrestrial evapotranspiration, ET) 主要包括植被蒸腾、土壤蒸发、冠层截留蒸发等组分, 它是地表能量平衡的分量, 同时也是地表水量平衡的分量。水分通过蒸散发从海洋、陆地进入大气, 海洋蒸散发约占全球蒸散发的 85%, 陆面蒸散发仅占 15%, 陆面蒸散发所占份额较小, 但为陆地降水提供了 60%~70% 的水汽来源^[1]。水分蒸散发同时伴随着能量的转换, 陆面蒸散发吸收了约 3/5 的地表净辐射^[2], 陆面蒸散发可以影响降水, 同时消耗的能量具有降温作用, 因此, 蒸散发被称作连接地表水循环和能量循环的纽带^[3]。

淮河流域地表蒸散量占降水量的比重较大, 全球变暖会影响大气中的水汽含量和大气环流, 从而影响降水、蒸散发等过程。因此充分认识地表蒸散量的时空变化对理解区域水

循环对全球变化的响应具有重要意义, 对理解干旱、洪水、热浪等极端水文气象事件的发生机制也非常有价值^[4]。

近几十年来遍布全球的通量网络已积累了较为可靠的蒸散发观测序列, 但站点观测值并不能提供区域蒸散发的空间分布特征, 并且中国通量站点布设非常稀疏。基于水量平衡方程可以获得较准确的年、多年尺度的大尺度蒸散发, 但难得到较高时间分辨率 (日、月尺度) 的蒸散发空间分布^[1]。目前, 遥感技术是估算大尺度蒸散发最为认可的方法^[5-6], 具有较高的时效性, 为大尺度地表蒸散发研究提供了新途径。

遥感估算区域蒸散发的方法, 有些是完全基于经验统计^[3,7], 有些是与基于物理过程的传统估算方法 (Penman-Monteith 公式及 Priestley-Taylor 公式) 相结合^[8-10]。陆面降水很大程度上来自于陆地蒸散发, 而蒸散发的大小又和土壤湿度密切相关。土壤含水率是陆面蒸散发的供给来源, 大多遥感估算蒸散发的方法没有明确考虑土壤湿度, 会影响土壤水分控制区的蒸散发探测能力^[11]。

GLEAM (global land-surface evaporation: the Amsterdam methodology) 蒸散发算法则考虑了土壤湿度的影响, 利用观测的降水、表层土壤湿度及植被含水率控制大气需求^[8], 并且基于具有物理机制的

收稿日期: 2014-12-08 修订日期: 2015-03-10

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41401017, 41375099, 91337108); 淮河流域气象中心开放基金项目 (HRM201204); 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室开放研究基金项目 (2014490911)

作者简介: 杨秀芹, 女, 山东聊城人, 博士, 讲师, 主要从事遥感蒸散发研究。
南京 南京信息工程大学水文气象学院, 210044. Email: young_sd@nuist.edu.cn

Priestley-Taylor 模型作为核心方法反演 1980—2011 年的蒸散发。利用涡动相关仪观测数据对遥感蒸散发 GLEAM 产品在全球范围内进行验证, 结果表明, GLEAM 模型反演的蒸散发产品能较好的描述不同生态系统的蒸散发^[8]。

遥感反演或由水量平衡模型、气候模型反演的蒸散发产品都有不同的时空尺度精度限制, 目前只有 Fisher^[9] 和 Miralles^[8] 把遥感观测的土壤湿度作为约束条件估算蒸散发; 但 Fisher 反演的蒸散发产品序列较短、时间精度粗, 为 1986—1993 年月均地表蒸散发。Mu^[10] 基于 Penman-Monteith 公式估算了 2000—2010 年全球植被覆盖下垫面 1km×1km 的 8d、逐月和逐年 3 种时间尺度的全球蒸散发产品 (MOD16), 该数据集在世界范围内有上百名使用者, 该数据产品虽然空间精度很细, 但相对于 GLEAM 产品时间序列短、时间精度粗。

淮河流域地表蒸散发的研究很少, 并且不是基于地表蒸散发进行的研究^[12], 因而对整个流域地表蒸散量缺乏总体的认识。全球气候变化背景下, 近 32 a 来淮河流域地表蒸散发变化不清楚。本文利用 GLEAM 遥感蒸散发结合流域水文数据, 在流域尺度上评价 GLEAM 产品在淮河流域的应用精度, 全面了解近 32 a 淮河流域蒸散发的时空变化。

1 方法和材料

1.1 研究区概况

淮河流域位于中国东部, 介于长江、黄河流域之间 (111°55′~121°25′E, 30°55′~36°36′N), 流域面积 27 万 km²。以废黄河为界, 分为淮河和沂沭泗河两大水系。流域西、南及东北部为山区、丘陵区, 约占总面积的 1/3; 其余为平原、湖泊和洼地。淮河流域属于北亚热带向暖温带过渡区, 是中国南北气候重要分界线, 降水较为丰富, 多年平均降水量约为 888 mm, 年径流量约为 230 mm。汛期 6—9 月降水占年降水量的 50%~70%, 降水量由南向北递减, 山区多于平原, 沿海多于内陆, 且地区分布不均匀, 年际变率很大。由于淮河流域地势原因 (西高中低东平), 水易汇集但不易宣泄, 再加上气候的过渡性及不稳定性, 致使淮河流域旱涝灾害发生频繁, 加剧了生态环境的脆弱性 (图 1)。

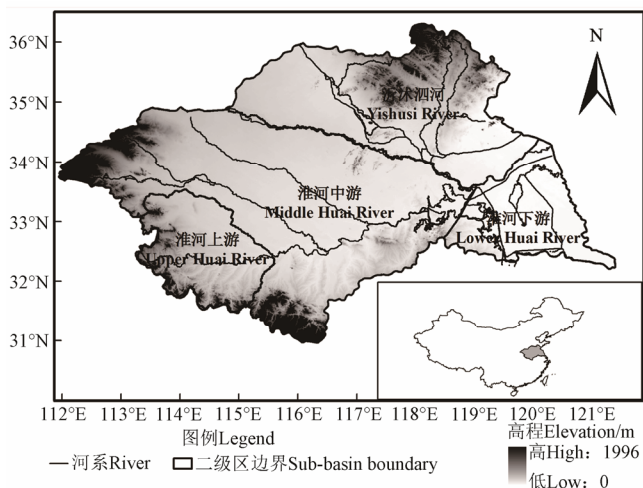


图 1 淮河流域及水资源二级区分布

Fig.1 Map of Huai River basin and its sub-basins

1.2 流域水文数据

为验证模型区域 GLEAM 产品的准确性, 选取淮河流域水资源二级区 2001—2010 年的降水和径流数据。基于水量平衡方程在年尺度上分析流域内降水、径流与地表蒸散发各水文要素之间的数量关系。其中径流数据来源于中华人民共和国水利部公布的“中国水资源公报” (<http://www.mwr.gov.cn/zwzc/hygb/szygb/qgszygb/>)。根据水量平衡方程式 (1) 对流域内的 GLEAM 地表蒸散产品的适用性进行评估和验证。

$$P=ET+R+\Delta S \quad (1)$$

式中: P 为降水, mm; R 为径流, 包含地表径流和地下径流, mm; ΔS 为流域下垫面储水量的动态变化, 在年尺度或多年尺度上可以忽略^[13-14]。

1.3 GLEAM 蒸散算法及产品

GLEAM 产品由英国布里斯托大学地理科学学院水文气象系 Miralles 研究员研发并提供, 该算法计算了蒸散发 (ET) 的所有组分: 植被蒸腾 (E_t)、冠层截留蒸发 (E_i)、裸土蒸发 (E_b)、雪升华蒸发 (E_s)、水面蒸发 (E_w)。GLEAM 蒸散算法^[8,11,15]基于 Priestley-Taylor 公式计算潜在蒸散发 (E_p), Priestley-Taylor 涉及地面净辐射 (R_n) 和地表气温 (T) 观测数据, 相对于 Penman-Monteith 公式较为简单且同样具有物理机制。然后潜在蒸散发 E_p 与蒸发强迫因子 (S) 相乘估算每个栅格的植被蒸腾 (E_t) 和裸土蒸发 (E_b), S 是基于植被光学厚度 (τ , 代表植被含水率) 和根区土壤湿度 (θ) 斜率得出。

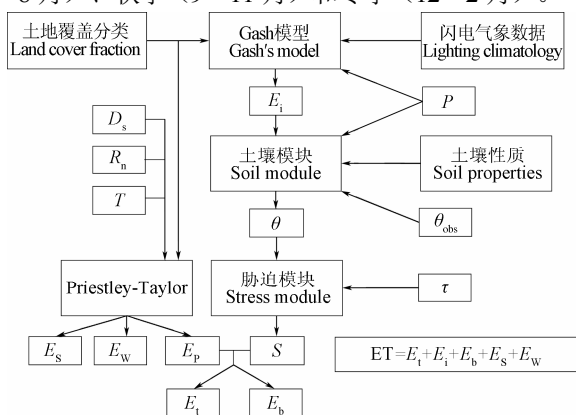
GLEAM 算法将每个 0.25°×0.25° 的栅格分为 3 种下垫面类型: 高植被、低植被、裸土。高植被根区土壤分为 3 层: 0~15 cm (第 1 层)、>15~100 cm (第 2 层)、>100~250 cm (第 3 层)。矮植被根区土壤分为 2 层 (0~15 cm 和 >15~100 cm), 裸土层为 1 层 (0~15 cm)。根据垂直土壤剖面入渗的降水量 P 减去之前步骤计算的蒸散发 ET, 利用水量平衡计算日尺度多层土壤湿度 (θ), 微波获得的地面土壤湿度观测值 (θ_{obs}) 也被同化进土壤剖面。利用 Gash 分析模型估算降雨截留蒸发 E_i , 该模型由降雨 P 驱动, 并考虑了不同的植被特征 (如每个栅格的高植被、冠层储水性能等)。水面蒸发 E_w 、冰雪覆盖区蒸发 E_s 分别基于 Priestley-Taylor 公式计算。GLEAM 蒸散发算法主要的特点有: 1) 考虑了土壤湿度对蒸散发 ET 的影响; 2) 详细参数化计算截留蒸发 E_i ; 3) 广泛应用微波观测数据 (包括阴天条件下的数据集)。GLEAM 蒸散发算法原理图见图 2。本文使用的 GLEAM 模型估算全球陆地蒸散发, 空间分辨率是 0.25°、时间分辨率是 1 d, 时间跨度为 1980—2011 年。

1.4 研究方法

1) 数据处理

基于 ArcGIS 软件及水系特点获取淮河流域及各水资源二级区的掩膜。利用 Matlab 软件编写程序, 根据淮河流域掩膜提取位于淮河流域内的栅格, 获取各栅格 GLEAM 地表蒸散发逐日数据, 月、季、年地表蒸散发量数据由日资料整合得到。用算术平均法求得每个栅格的多年平均地表

蒸散量, 然后利用 ArcGIS 软件制作淮河流域多年平均地表蒸散量空间分布; 淮河流域各季地表蒸散量空间分布计算方法也是如此; 各水资源二级区多年平均地表蒸散发量也依此方法处理; 其中季节的定义为春季 (3—5 月)、夏季 (6—8 月)、秋季 (9—11 月) 和冬季 (12—2 月)。



注: D_s 为雪融量; R_n 为净辐射; T 为气温; θ_{obs} 为地表土壤湿度; τ 为植被光学厚度; P 为降雨; E_t 为植被蒸腾; E_i 为冠层截留蒸发; E_b 为裸土蒸发; E_s 为雪升华蒸发; E_w 为自由水面蒸发; E_b 为土壤蒸发。
Note: D_s is snow water equivalent; R_n is net radiation; T is air temperature; θ_{obs} is surface soil moisture; τ is vegetation optical depth; P is precipitation; E_t is transpiration; E_i is interception loss; E_b is bare-soil evaporation; E_s is sublimation; E_w is open-water evaporation.

图 2 GLEAM 蒸散发算法原理图

Fig.2 Schematic of GLEAM methodology

为便于说明问题,特依据淮河流域地级市分布图(图3)来分析研究。



图3 淮河流域地级市分布

Fig.3 City distribution of Huai River basin

2) 数据精度评价

对遥感蒸散发 GLEAM 产品进行精度评价时, 需要通过一些定量指标来分析遥感估算成果。本文中利用均方差 (root mean square error, RMSE)、平均相对偏差 (mean relative error, MRE)、平均绝对偏差 (mean absolute error, MAE)、相关系数 (Pearson correlation coefficient, r) 等作为精度检验的判据。

3) 地表蒸散量年际变化评估指标

利用最小二乘法, 基于每个栅格计算 1980—2011 年的年及四季地表蒸散量的变化趋势, 计算公式为:

$$K = \frac{\sum_{i=1}^n i \times \text{ET}_i - \left(\sum_{i=1}^n i \right) \left(\sum_{i=1}^n \text{ET}_i \right) / n}{\sum_{i=1}^n i^2 - \left(\sum_{i=1}^n \text{ET}_i \right)^2 / n} \times 10 \quad (2)$$

式中: K 为 10 a 变化速率, mm/10a; n 为研究时段长 1980—2011 年, 取值 32; ET_i 为第 i 年的年(或各季)地表蒸散量。利用每个栅格的 GLEAM 年值序列和时间序列(年份)的相关关系来判断地表蒸散发量的年际变化趋势, K 为负表示地表蒸散量呈减少趋势, 为正表示呈增加趋势。利用 ArcGIS 软件制作淮河流域年及四季变化速率空间分布图。

2 结果与分析

2.1 GLEAM 模型精度评价

利用淮河流域及其水资源二级区 2001—2010 年的降水
和径流统计数据,对流域内的 GLEAM 地表蒸散产品的适
用性进行精度评价。图 4 为 2001—2010 年淮河流域及各水
资源二级区年均降水量实测值与基于 GLEAM 产品估算值
的对比结果。从图中可以看出降水实测值和蒸散与径流之
和(以下称降水估算值)均呈现较好的一致性(图 4a~e)。进
一步对两者误差分析表明,2001—2010 年淮河流域及各
水资源二级区年均降水实测值与 GLEAM 产品估算降雨量
的平均相对偏差 MRE 较低,总体上控制在 10%左右。淮河
下游区及沂沭泗区的均方差 RMSE (183.2、150.6 mm)及
平均绝对偏差 MAE (146.7、120.7 mm) 相对较大,淮河上
游、淮河中游及整个淮河流域的验证结果精度较高,
GLEAM 产品在 these 区域应用较好。总体来说,GLEAM 产
品模拟淮河流域地表蒸散发量偏高,与该流域水热条件丰
富、植被指数高、森林覆盖面积大有一定的关系。经分析
发现,出现较大误差值的年份均为降雨偏小的年份,根据
式(1)的估算会出现一定程度的偏差,而这一偏差的产生,
实际上也并非完全是由遥感反演的地表蒸散量导致的。

分析所有水资源分区的年均降水实测值与降水估算值,发现两者呈现特别显著的正相关性,均方差 RMSE 为 94.0 mm,平均相对偏差 MRE 为 8.0%,平均绝对偏差 MAE 为 78.0 mm,相关系数 r 高达 0.94 (图 4f)。

因此, GLEAM 地表蒸散产品在淮河流域范围内的精度总体上符合要求, 可用于分析和探讨淮河流域地表蒸散量的时空变化研究。

2.2 淮河流域多年平均地表蒸散量空间分布特征

蔡辉艺等^[12]研究发现, 淮河以北区域的平均太阳辐射、日照时数均大于淮河以南, 相对湿度小于淮河以南, 结果造成淮河以北蒸散发能力大于淮河以南。如图 5 所示, 淮河流域多年平均地表蒸散量空间分布正好与蔡辉艺对蒸散发能力的研究^[12]相反, 淮河以北的地表蒸散量小于淮河以南的地表蒸散量。

淮河流域多年平均蒸散发空间变化范围为 528~848 mm, 空间差异显著(图 5a)。其中, 桐柏山(信阳一带)、大别山(六安一带)具有典型的山地气候特征, 气候温和, 雨量充沛。年平均气温为 12.5℃, 多年平均降雨量约为 1 400 mm, 最大的高达 2 700 mm。暴雨强度大, 且相当频繁。水热条件丰富, 位于该区的多年平均地表蒸散量表现为高值区。淮河流域北部, 即豫东平原北部(郑州、开封)、鲁西平原北部(济宁、菏泽)、沂蒙山区(临沂、日照)一带多年平均地表蒸散量较低, 淮河流域东部(苏北平原东部的盐城)多年平均地表蒸散量也表现为高值区(图 3、图 5a)。

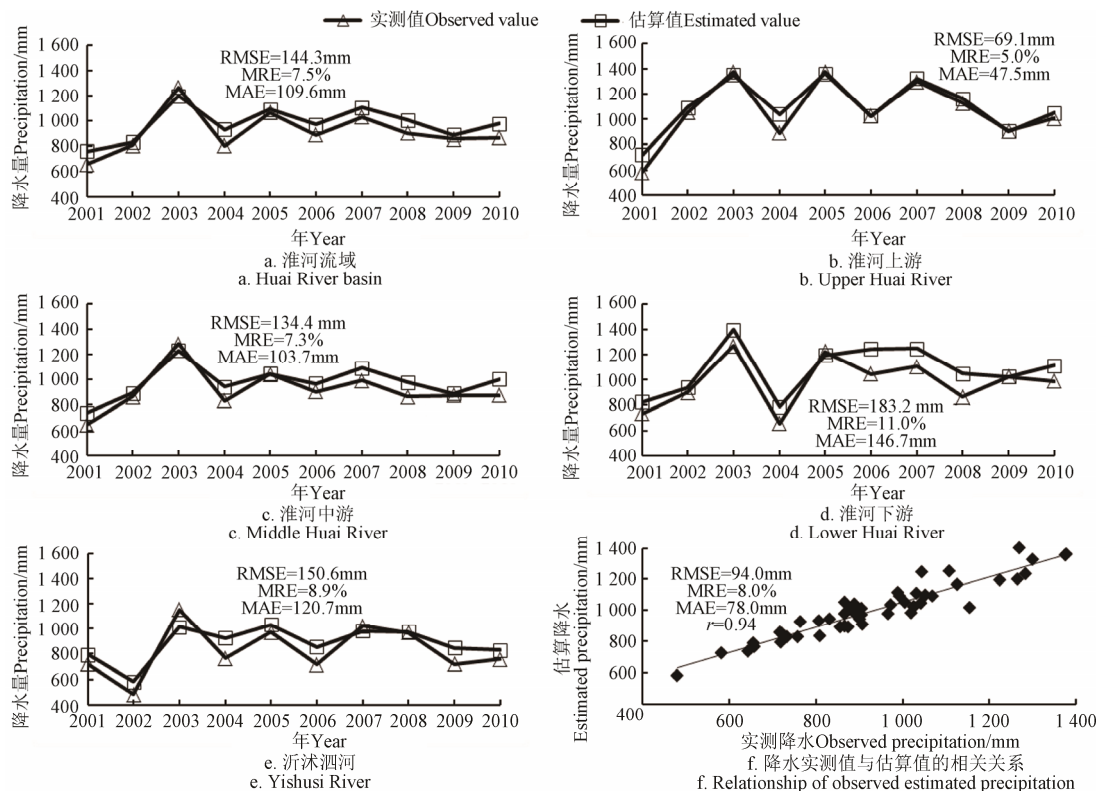


图4 淮河流域及各水资源二级区年均降水实测值与估算值的比较

Fig.4 Comparison of observed and estimated precipitation in Huai River basin and sub-basins

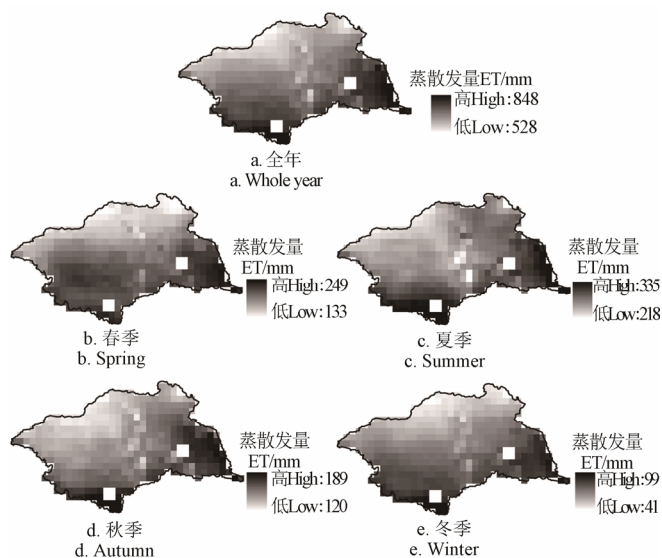


图5 淮河流域多年平均年及四季蒸散发空间分布

Fig.5 Spatial distribution of annual ET and seasonal ET over Huai River basin during 1980–2011

受太阳辐射、地表温度、降水、土壤湿度、风速等环境因子的影响,淮河流域不同季节地表蒸散发空间分布差异显著(图5b~e)。四个季节陆面蒸散发都具有类似的时空分布特征,从西南部向东北部逐渐减小;各个季节淮河以北地表蒸散发均小于淮河以南地表蒸散发。

春季偏南风增多,温度上升,降水逐渐增多,降水量为90~300 mm,占年降水量的13%~30%,在淮南北

部地区较少于秋季,其余地区则次于夏季。春季地表蒸散发量空间变化范围为133~249 mm(图5b),流域西南部的桐柏山区、大别山区地表蒸散发量为高值区。春季冬小麦越冬返青,作物生长需水量较大,由于人工取水灌溉的影响,淮河流域西北、东北及东部区域等农业灌溉区地表蒸散发量也较大,在133~164 mm间。

夏季降水充沛,各地降水量大都在360~670 mm,集中了年降水量的42%~66%。夏季气温较高、太阳辐射较大,为地表蒸散发提供了有利条件,夏季植物处于生长期,植被茂盛,植被蒸腾和土壤蒸发、水面蒸发旺盛,夏季蒸散发量升高,空间变化范围为218~335 mm之间(图5c),其空间分布与年总地表蒸散发的空间分布基本一致。

秋季淮河流域偏北风增强,降水显著减少,天气晴朗,日照丰富,降水量在125~240 mm,占全年降水量的16%~23%。地表蒸散发也随之减少,空间分布范围在120~189 mm之间(图5d)。

冬季受蒙古冷高压的影响,气候干冷,雨雪稀少,降水量在22~110 mm间,占年降水量的3.5%~10%,是年内降水量最少的季节。冬季流域地表蒸散发空间变化范围处于41~99 mm之间,各地值均偏小(图5e)。

综上,淮河流域地表蒸散发年内分配情况为,夏季最高,依次为春季、秋季、冬季,各季多年平均值分别占年蒸散发的40.4%、28.4%、21.4%和9.7%。

2.3 淮河流域多年平均地表蒸散发年内分布特征

由于淮河流域耕地面积较大,年内地表蒸散发分布

不均。1—5 月地表蒸散量呈迅速增长趋势, 可能的原因有: ①春季降水增加、气温升高, 植被返青; ②淮河以北区域的种植模式主要是冬小麦和夏玉米轮作, 在 4 月上中旬和下旬, 冬小麦分别达到拔节期和抽穗期, 5 月为小麦灌浆期, 此时小麦所需水分最多, 地表蒸散量也最多, 因此 5 月地表蒸散量出现第 1 个峰值 78.5 mm。6 月小麦收割, 植被蒸腾减弱, 所以地表蒸散量在 6 月略微降低。6 月初, 收割冬小麦的同时播种夏玉米, 淮河流域夏季有丰富的水热条件, 玉米生长迅速, 6 月底至 7 月间处于玉米的营养期和开花期, 生物量迅速增加, 植被蒸腾增加^[16], 此时淮河流域内草地和森林等植被也大多处于生长旺季, 蒸腾作用旺盛, 使得淮河流域地表蒸散量 6 月到 7 月再次迅速增加, 8 月地表蒸散量达到峰值 101.0 mm。9 月、10 月迅速下降, 12 月地表蒸散量达到最低值 17.9 mm, 11 月一次年 2 月地表蒸散量变化较为平缓, 淮河流域地表蒸散量年内分布与淮河流域归一化植被指数 NDVI (normalized different vegetation index, NDVI) 年内变化趋势基本一致^[17], 许多研究还表明, 地表蒸散量与 NDVI 存在显著相关关系^[18]。四季地表蒸散量分别为: 夏季 (272.0 mm) > 春季 (191.4 mm) > 秋季 (144.3 mm) > 冬季 (65.0 mm) (见图 6a)。图 6b 为淮河流域多年平均的逐日地表蒸散量, 5 月份地表蒸散量在 2.5 mm/d 左右, 7 月份地表蒸散量在 3.3 mm/d 左右, 到了 10 月份, 植被处于非生长期, 同时由于气温逐渐降低、日照时间减少, 蒸散量一直减少; 12 月份, 蒸散量已非常低, 日平均蒸散量只有 0.6 mm/d 左右。

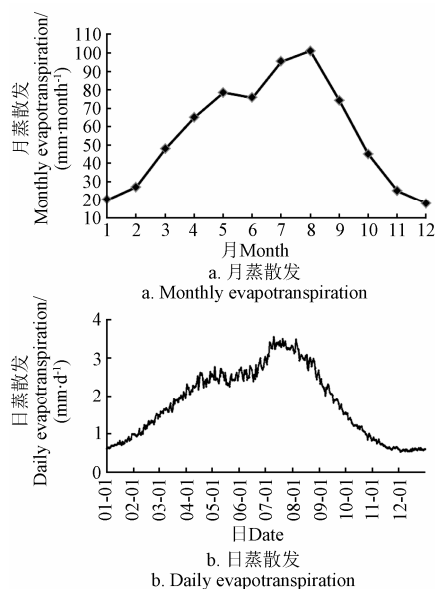


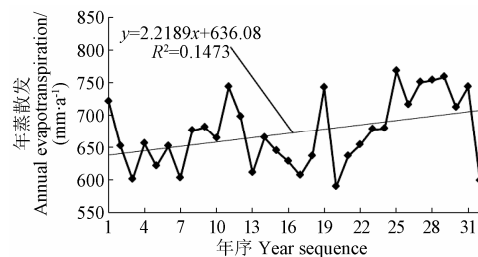
图 6 淮河流域多年平均的逐月及日地表蒸散量

Fig.6 Monthly and daily ET over Huai River basin during 1980–2011

2.4 淮河流域 1980–2011 年地表蒸散量变化特征

图 7 显示了淮河流域地表蒸散量的逐年变化过程, 1980–2011 年淮河流域平均的年地表蒸散量变化范围为 588.6~767.8 mm, 多年平均年地表蒸散量为 673 mm。淮

河流域平均的近 32 a 地表蒸散量变化趋势呈显著的线性上升趋势 (线性拟合曲线 r 值达到了 0.384, 通过了信度 0.05 的显著性检验), 上升速率为 22.2 mm/10a (见图 7)。蔡辉艺等^[12]研究发现 1960–2008 年淮河流域蒸发能力呈下降趋势, 潜在蒸散发与地表蒸散量变化趋势相反。王情等^[17]研究发现淮河流域绝大部分地区 (71.3%) 在 1999–2007 年 NDVI 有显著增加趋势, 表明流域整体植被覆盖明显改善, 本文中研究的淮河流域地表蒸散量的增加趋势与植被整体变化相吻合。



注: R^2 表示确定系数。1980 年为 1。

Note: R^2 represent determination coefficient. Year sequence is considered as 1 for 1980.

图 7 淮河流域平均的年地表蒸散量变化趋势

Fig.7 Changing trend of ET over Huai River basin during 1980–2011

图 8 显示了全年和各个季节地表蒸散量在近 32 a 的线性变化速率 (记为 K , mm/10a), 根据 K 值范围定义明显减少 ($K < -10$)、轻微减少 ($-10 \leq K < -3$)、基本不变 ($-3 \leq K \leq 3$)、轻微增加 ($3 < K < 10$)、明显增加 ($10 \leq K < 30$)、显著增加 ($30 \leq K < 70$)。

从图 8a 显示, 淮河流域各网格年地表蒸散量变化速率为 $-22 \sim 70$ mm/10a, 淮河流域年地表蒸散量减少的区域面积较少, 主要分布在淮河流域东部和苏北平原东部的盐城射阳一带, 该区全年地表蒸散量呈减少趋势, 该区地表蒸散量呈减少趋势的原因可能与近年来工业化和城镇化的发展密切相关, 建筑面积的增加导致耕地和林地草地被建设用地侵占, 植被覆盖度降低, 地表蒸散发也随之减少。其余地区全年地表蒸散量均呈上升趋势, 尤其是在淮河流域南部及淮河流域东北部上升速度较快, 上升速率在 $30 \sim 70$ mm/10a, 主要分布在豫东平原开封、商丘一带及六安、淮南、滁州一带, 该区 NDVI 植被覆盖指数也较高^[17], 该区域地表蒸散量呈增加趋势的可能原因有: 1) 近年来淮河流域迅速发展的平原区农田林网和防护林体系的建设, 退耕还林、还草等大的植被恢复工程发挥作用; 2) 水利工程措施, 如水库运行、河流引水灌溉、傍河取水等人类活动使得地表水停留时间过长, 使得蒸散发增加。

整体上, 春季地表蒸散量变化趋势的空间分布 (图 8b) 与全年地表蒸散量变化较为一致, 地表蒸散量呈明显增加趋势的区域主要分布在淮河流域的西部内陆的豫东平原一带, 可能是近年来淮河流域发展迅速的平原林业和农田林网体系建设的原因^[17]; 淮河流域大部分地区夏季地表蒸散量变化趋势呈增加趋势, 苏东平原的盐城射阳一带减少趋势明显 (图 8c)。秋季地表蒸散量在豫

东平原及鲁西北平原一带变化速率基本不变, 其余大部分地区均呈轻微增加趋势(图 8d)。冬季地表蒸散量变化速率较小, 约 50% 的区域呈基本不变的趋势, 其余呈轻微增加的趋势(图 8e)。由图 8 可以看出, 年地表蒸散量的变化趋势主要受春、夏两季主导, 其次为秋季, 冬季地表蒸散量对年地表蒸散量变化趋势影响微弱。

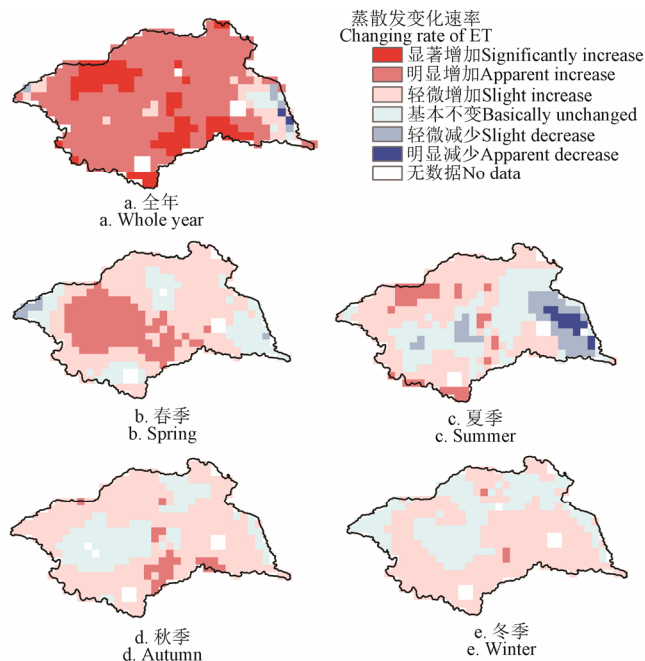


图 8 1980—2011 年淮河流域年及四季地表蒸散量变化速率
Fig.8 Changing rate of annual and seasonal ET over Huai River basin during 1980—2011

3 结 论

陆面蒸散发过程非常复杂, 目前遥感估算区域蒸散发还存在很多限制因子, 存在很大的不确定性。本文利用 GLEAM 模型研究淮河流域地表蒸散量的时空分布特征, 主要有以下几个结论:

1) 流域尺度的精度验证结果表明, GLEAM 产品对于淮河流域的模拟精度较高。

2) 淮河流域 1980—2011 年多年平均的地表蒸散量为 673 mm。

3) 淮河流域多年平均蒸散发的空间分布呈从西南部向东北部逐渐增加的趋势; 从流域四季地表蒸散量空间分布看, 四季地表蒸散量与年地表蒸散量空间分布大体一致。

4) 从淮河流域平均的地表蒸散量年际变化特征来看, 淮河流域平均的地表蒸散量变化范围为 588.6~767.8 mm, 且存在显著的上升趋势; 从年内分布规律来看, 地表蒸散量大致呈单峰型分布, 集中在 5—9 月, 且季节变化较为明显, 夏季(272.0 mm) > 春季(191.4 mm) > 秋季(144.3 mm) > 冬季(65.0 mm)。

5) 基于栅格尺度的年地表蒸散量的变化速率主要是由春季的变化导致的, 依次为夏季、秋季, 冬季的影响最为微弱。

利用卫星遥感技术进行大面积蒸散发的估算有一定的优势。GLEAM 模型具备较高的时空分辨率, 且数据序

列长, 可以通过对其资料进行分析而获得淮河流域的地表蒸散量特征。区域地表蒸散发的变化与驱动因子的关系非常复杂, 本文对淮河流域地表蒸散量变化特征的分析相对较为粗浅, 需相关工作进行验证, 故对影响淮河流域地表蒸散量变化的气象因子(太阳辐射、日照时数、气温等)及植被覆盖度、NDVI 等因子的定量分析有待进一步研究。

[参 考 文 献]

- [1] Wang K, Dickinson R E. A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability[J]. Reviews of Geophysics, 2012, 50(2): 1—54.
- [2] Trenberth K E, Fasullo J T, Kiehl J. Earth's global energy budget[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2009, 90(3): 311—323.
- [3] Jung M, Reichstein M, Ciais P, et al. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply[J]. Nature, 2010, 467(7318): 951—954.
- [4] Mueller B, Hirschi M, Jimenez C, et al. Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-dataset synthesis[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2013, 10(1): 769—805.
- [5] Li Z L, Tang R L, Wan Z M, et al. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data[J]. Sensors, 2009, 9(5): 3801—3853.
- [6] 高彦春, 龙笛. 遥感蒸散发模型研究进展[J]. 遥感学报, 2008, 12(3): 515—528.
Gao Yanchun, Long Di. Progress in models for evapotranspiration estimation using remotely sensed data[J]. Journal of Remote Sensing, 2008, 12(3): 515—528. (in Chinese with English abstract)
- [7] Jiménez C, Prigent C, Aires F. Toward an estimation of global land surface heat fluxes from multisatellite observations[J/OL]. 2009-03-27. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2009, 114(D6). DOI: 10.1029/2008JD011392
- [8] Miralles D G, Holmes T R H, Jeu R A M, et al. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2010, 7(5): 8479—8519.
- [9] Fisher J B, Tu K P, Baldocchi D D. Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites[J]. Remote Sensing of Environment, 2008, 112(3): 901—919.
- [10] Mu Q, Zhao M, Running S W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm[J]. Remote Sensing Environment, 2011, 115(8): 1781—1800.
- [11] Miralles D G, De jeu R A M, Gash J H, et al. El Niño-La Niña cycle and recent trends in continental evaporation[J]. Nature Climate Change, 2014, 4: 122—126.
- [12] 蔡辉艺, 余钟波, 杨传国, 等. 淮河流域参考蒸散发量变化分析[J]. 河海大学学报, 2012, 40(1): 76—82.
Cai Huiyi, Yu Zhongbo, Yang Chuanguo, et al. Analysis of variation of reference evapotranspiration in Huaihe basin[J].

- Journal of Hohai University, 2012, 40(1): 76—82. (in Chinese with English abstract)
- [13] Hobbins M T, Ramirez J A, Brown T C. Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the con-terminous US: Paradoxical or complementary?[J]. Geophysical Research Letters, 2004, 31 (L13503): 1—5.
- [14] Teuling A J, Hirschi M, Ohmura A, et al. A regional perspective on trends in continental evaporation[J]. Geophysical Research Letters, 2009, 36 (L02404): 1—5.
- [15] Miralles D G, De Jeu R A M, Gash J H, et al. Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2011, 15: 967—981.
- [16] 赖纯佳. 淮河流域农业种植制度的气候风险评估[D]. 广州: 广州大学, 2010.
- Lai Chunjia. Climate Risk Evaluation for Agriculture Cropping System in Huaihe River Basin[D]. Guangzhou: Guangzhou University, 2010. (in Chinese with English abstract)
- [17] 王情, 刘雪华, 吕宝磊. 基于 SPOT-VGT 数据的流域植被覆盖动态变化及空间格局特征——以淮河流域为例[J]. 地理科学进展, 2013, 32(2): 270—277.
- Wang Qing, Liu Xuehua, Lü Baolei. Dynamic changes and spatial patterns of vegetation cover in a river basin based on SPOT-VGT data: A case study in the Huaihe river basin[J]. Progress in Geography, 2013, 32(2): 270—277. (in Chinese with English abstract)
- [18] Bastiaanssen W G M, Menenti M, Feddes R A, et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation[J]. Journal of Hydrology, 1998, 212/213(1/2/3/4): 198—212.

Spatial and temporal changing analysis of terrestrial evapotranspiration in Huai River basin based on GLEAM data

Yang Xiuqin^{1,2}, Wang Guojie³, Ye Jinyin⁴, Li yaqin⁵

(1. College of Hydrometeorology, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

2. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;

3. College of Geography and Remote Sensing Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

4. Huaihe River Basin Meteorological Center, Bengbu 233040, China;

5. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: Terrestrial evapotranspiration (ET) connects land water cycle with land energy cycle. Analysis of the spatio-temporal of ET in Huai River basin helps us understand the response of water cycle in Chinese climate transition zone to global climate change and provide some valuable information for prediction of the change of water resource in that region in the future. Based on water balance model in Huai River basin, this study validated the accuracy and applicability of ET data from Global Land-surface Evaporation: the Amsterdam Methodology (GLEAM) using hydrological data. In addition, we also analyzed the interannual spatio-temporal variation of yearly and seasonal ET and the annual cycle of the monthly and daily ET in the Huai River basin during the period from 1980 to 2011 using GLEAM ET data. Results showed that: 1) Compared to the observed precipitation, the precipitation estimated by GLEAM ET data had lower mean relative error (MRE 8.0%) and the high correlation coefficient (0.94); The GLEAM data showed a high capacity of reflecting the magnitudes and spatial pattern of basin-scale ET in Huai River basin; 2) The mean annual ET of Huai River basin was 673 mm during the period of 1980-2011; 3) GLEAM model showed that the spatial variation of mean annual ET value ranged from 528 to 848 mm during the period from January 1, 1980 to December 31, 2011 over Huai River basin, which had a significant difference in spatial patterns; GLEAM model also showed that spatial patterns of mean annual ET decreased from the southwest to the northeast part of Huai River basin and that the mean annual ET in the southern region of Huai River was greater than in the northern region of Huai River; The mean seasonal ET had similar spatial pattern with the mean annual ET using the GLEAM ET data over the Huai River basin; 4) the domain-averaged annual ET in Huai River basin varied from 588.6 to 767.8 mm and showed a prominent increasing tendency for the period of 1980-2011; The GLEAM ET data showed a strong seasonality of ET in Huai River basin with the maxima in August and the minima in December; Among four seasons, the summer ET was the largest with the value of 272.0 mm, followed by the spring(191.4 mm) and autumn (144.3 mm); The smallest value was 65.0 mm in winter; 5) Spatial distribution of annual change rate of ET during 1980 to 2011 in Huai River basin every 10 years based on grid scale for all of Huai River basin was dominated by the change rate of ET in spring, followed by that in summer and autumn. The effect of ET changing rate in winter on annual ET was quite weak. Annual ET in most area over Huai River basin had an increasing tendency. Overall, this study can provide valuable information for monitoring and forecasting extreme hydrometeorological events, such as flood and drought. It also can provide decision-making reference for water resource management in Huai River basin.

Key words: remote sensing; evapotranspiration; soils; Huai River basin; GLEAM data; spatial and temporal variation