

DOI: 10.20103/j.stxb.202302240332

白萌,莫淑红,莫兴国,邢东兴,李晓华,封建民,郭玲霞,许晓婷.退耕还林背景下黄土高原蒸散量时空演变特征及归因.生态学报,2023,43(20):8344-8358.

Bai M, Mo S H, Mo X G, Xing D X, Li X H, Feng J M, Guo L X, Xu X T. Spatio-temporal variation of evapotranspiration and its attribution over the Loess Plateau since the implementation of the Grain for Green Project. Acta Ecologica Sinica, 2023, 43(20): 8344-8358.

退耕还林背景下黄土高原蒸散量时空演变特征及归因

白 萌^{1,*}, 莫淑红², 莫兴国³, 邢东兴¹, 李晓华¹, 封建民¹, 郭玲霞¹, 许晓婷¹

1 咸阳师范学院地理与环境学院, 咸阳 712000

2 西安理工大学水利水电学院, 西安 710048

3 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101

摘要:受气候变化和人类活动影响,近几十年黄土高原地表环境和水碳通量发生显著变化,对区域水资源和生态系统格局产生深刻影响。基于植被界面过程(VIP)遥感蒸散发模型,对退耕还林(草)工程实施以来黄土高原蒸散量(ET)时空变化格局进行模拟研究,揭示了近20年黄土高原水碳通量时空演变特征及其原因。结果表明:(1)2000—2019年黄土高原ET总体呈显著上升趋势($P < 0.05$),倾向率为3.77 mm/a,其中黄河中游黄土丘陵沟壑区ET增长最为显著,而陕西关中平原东部、宁夏银川平原南部等农业区则呈显著下降趋势,倾向率为-5.68 mm/a;(2)气候变量和归一化植被指数(NDVI)对ET显著上升区的区域平均贡献分别为14.7%和78.6%(其中人类活动贡献为70.5%),而对ET显著下降区的区域平均贡献分别为-58.4%和-31.5%(其中人类活动贡献为-31.6%),表明人类活动和气候变化分别主导了ET显著上升区和ET显著下降区的蒸散变化;(3)在气候变化主导区域,气温和降水量分别为能量受限区和水分受限区ET增加的主导气象因子,而气溶胶浓度升高导致的日照时数和地表风速下降对作物碳同化和蒸腾具有显著的抑制作用,成为农业区ET下降的主导气象因子。

关键词:黄土高原;蒸散发;VIP模型;偏最小二乘回归

Spatio-temporal variation of evapotranspiration and its attribution over the Loess Plateau since the implementation of the Grain for Green Project

BAI Meng^{1,*}, MO Shuhong², MO Xingguo³, XING Dongxing¹, LI Xiaohua¹, FENG Jianmin¹, GUO Lingxia¹, XU Xiaoting¹

1 School of Geography and Environment, Xianyang Normal University, Xianyang 712000, China

2 School of Water Resources and Hydropower, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China

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

Abstract: Affected by climate change and human activities, the surface environment and water-carbon fluxes on the Loess Plateau have significantly changed in recent decades, profoundly impacting regional water resources and ecosystems. Understanding the spatio-temporal variations of water-carbon fluxes in relation to climate change and human activities is crucial for the sustainability of water resources and ecosystems, especially in such a region strongly influenced by human activities. In this study, the remote sensing-based Vegetation Interface Processes (VIP) model was employed to reproduce spatio-temporal patterns of evapotranspiration (ET) over the Loess Plateau since the implementation of the Grain for Green Project. Validated with eddy covariance fluxes, GRACE Terrestrial Water Storage Anomaly (TWSA) and stream discharge, the model predictions were proved to be reliable. Results showed that the ET increased significantly ($P < 0.05$) in most parts

基金项目:国家自然科学基金面上项目(52179024);陕西省哲学社会科学研究专项(2022HZ1849);陕西省社会科学基金项目(2019D028)

收稿日期:2023-02-24; **网络出版日期:**2023-09-18

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: baim.17b@igsrr.ac.cn

of the Loess Plateau with a rate of 3.77 mm/a. The spatial pattern of *ET* trend was basically consistent with that of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) trend. The most prominent increase of *ET* was observed in the hilly-gully areas along the middle reaches of the Yellow River, while a pronounced downward tendency was detected in agricultural areas such as the southern Yinchuan Plain of Ningxia Autonomous Region and the eastern Guanzhong Plain of Shaanxi Province, with a rate of -5.68 mm/a. The attribution analysis based on partial least squares regression (PLSR) approach showed that there were significant differences in the contributions of each driving factor to *ET* changes in different areas. The regional average relative contributions (*RC*) of climate drivers and NDVI in areas where *ET* significantly increase were 14.7% and 78.6% (*RC* of human activities was 70.5%), while those in areas where *ET* significantly decline were -58.4% and -31.5% (*RC* of human activities was -31.6%), respectively. It indicated that human activities and climate change dominated *ET* changes in *ET* significantly increase and *ET* significantly decrease areas, respectively. In climate-dominated areas, air temperature and precipitation were the dominant meteorological factors for the increase of the *ET* in energy-limited regions (mainly in middle to high mountain areas) and water-limited regions (mainly in desert grassland areas), respectively. The decline in sunshine duration and wind speed owing to the increase of aerosol concentration notably inhibited crop carbon assimilation and transpiration, accounting for the decrease of *ET* in agricultural areas. This study highlights the divergent responses of *ET* and the varying drivers in different regions of the Loess Plateau.

Key Words: the Loess Plateau; evapotranspiration; remote sensing-based VIP model; partial least squares regression

在气候变化和人类活动共同影响下,全球降水时空分布和下垫面特性正在发生显著变化,并通过影响陆地-大气间水、热通量和碳循环过程而作用于全球水文循环和生态系统过程^[1-2]。蒸散发(*ET*)是水分和能量循环的重要过程,是联系陆地生态系统水、热和碳循环的关键环节^[3]。蒸散发变化对全球和区域水热平衡、陆地生态系统安全和气候反馈有重要影响^[4],这种影响在干旱和半干旱地区尤为突出。黄土高原属典型的半湿润半干旱过渡区,过去几十年,气候变化和“退耕还林(草)”等工程的实施使得区域地表环境和水碳通量发生显著变化,对水资源和生态系统格局产生深刻影响^[5-7]。在气候持续变暖和地表环境变化情景下,厘清黄土高原蒸散发时空变化特征及其原因,对预测该地区未来水资源和生态系统演变、提高社会-生态-水资源耦合系统对气候变化的适应性具有重要意义。

蒸散变化主要受大气蒸发力、水分可利用量和植被动态的影响^[3, 8]。由于气候和下垫面条件的不同,不同区域蒸散变化表现出显著的差异性^[8-9]。Wang 等^[10]利用彭曼-蒙特斯(Penman-Monteith)模型研究了全球蒸散变化及其驱动因素,发现全球湿润区蒸散长期变化主要受太阳辐射控制,干旱区蒸散则与辐射呈负相关;中国年蒸散量空间分异格局主要受降水量支配,但蒸散时间变化的主导因素则存在区域差异,东部湿润区蒸散变化与植被动态密切相关,而西部干旱半干旱区蒸散变化则与降水相对应^[8]。蒸散受热力学因素(气温、辐射)、动力因素(风速)和水分条件(降水)等因素的综合影响,不同地区蒸散主导因素有所差异。黄土高原地表蒸散与动力因素和水分条件以正相关为主,与热力因素以负相关为主^[11];而青藏高原蒸散则主要受气温和太阳辐射等热力因素的驱动^[12],春季变暖引起的植被物候提前和融雪量增加,对青藏高原陆地生态系统蒸散变化有重要影响^[13]。这些研究对于认识全球及中国各区域蒸散变化特征及驱动因素具有重要价值,但现有研究多采用相关性分析等方法对蒸散变化的原因进行定性分析,以相关系数的大小和符号来确定不同因素对蒸散发驱动的方向和强度。针对黄土高原蒸散长期变化及定量归因的研究仍然缺乏,各气象要素和人类活动因素对蒸散变化的贡献及其区域差异、不同生态系统蒸散对环境变化响应的差异尚不完全清楚。此外,近 20 年黄土高原退耕还林主要集中在丘陵沟壑区,这些地区生态系统水碳循环对下垫面变化响应明显^[6, 14-15]。但在人类活动强度较大的河谷平原区,蒸散对环境变化的响应方式和响应机制仍不明确。因此,深入剖析黄土高原蒸散时空变化特征、定量区分气候因素和人类活动对蒸散变化的贡献十分必要。

本文基于植被界面过程(VIP)遥感蒸散发模型,利用近 20 年遥感植被指数信息和气象资料,对退耕还林

(草)工程实施以来黄土高原地区蒸散发时空格局进行模拟。在此基础上,使用趋势分析法识别近 20 年黄土高原蒸散发变化基本特征,利用偏最小二乘回归模型(PLSR)定量评估气候因素和人类活动对蒸散发长期变化的贡献,并对其区域差异进行探讨。研究旨在揭示黄土高原蒸散发对不同驱动变量的响应特征及其主导驱动因素,为深入理解该地区水碳循环对全球变化的响应、预测该地区未来水资源和生态系统演变提供科学依据。

1 研究区概况

黄土高原地处我国黄河中上游地区(33°43′—41°16′N, 100°54′—114°33′E),包括太行山以西、青海省日月山以东,秦岭以北、长城以南的广大地区,海拔 800—3000 m,总面积约 64 万 km²(图 1)。该区域自南向北纵跨暖温带、中温带两个热量带,自东向西横贯半湿润和半干旱两个干湿区,具有典型的大陆性季风气候特征,年平均气温 3.6—14.3 °C,年降水量 150—750 mm。

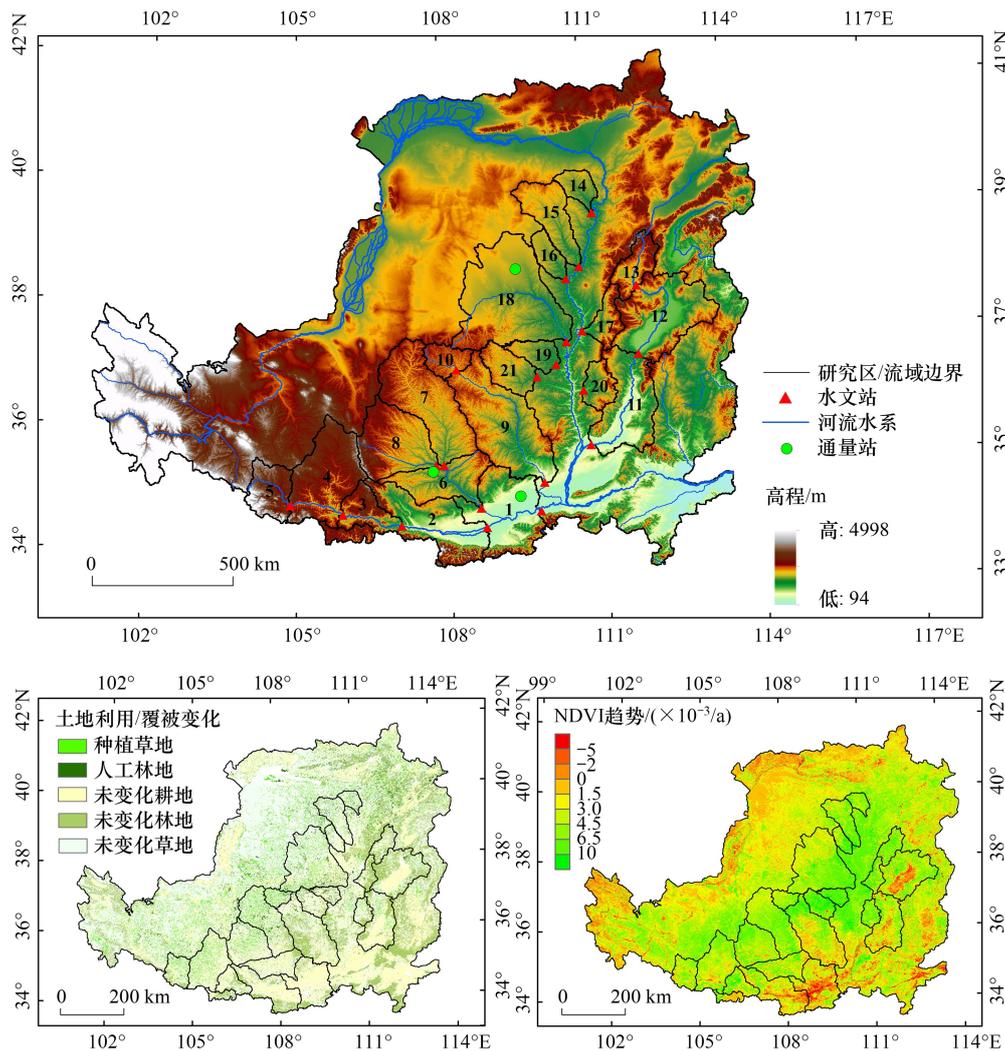


图 1 黄土高原地理位置和 DEM、2000—2020 年土地利用/覆被变化以及 NDVI 变化趋势

Fig.1 Location and DEM with hydrological and flux stations, land use/cover change from 2000 to 2020, and spatial pattern of NDVI trend from 2000 to 2019 of the Loess Plateau

NDVI: 归一化植被指数 Normalized Difference Vegetation Index

黄土高原河流以黄河及其支流为主,其中黄河支流多发源于黄土丘陵沟壑区,含沙量大,是黄河泥沙的主要来源。为防治水土流失、减轻黄河下游泥沙淤积,黄土高原自 1999 年起实施了“退耕还林(草)”工程,主要

工程措施包括坡耕地退耕还林(草)、荒地种树种草和封山育林^[6, 14, 16]。工程实施近 20 余年来,区域土地覆盖发生较大变化。土地利用转移分析表明,2000—2020 年区域约有 1.9%和 6.2%的土地被分别转换为林地和草地。与此同时,区域植被绿度显著提升(2000—2019 年区域平均归一化植被指数(NDVI)倾向率为 $3.6 \times 10^{-3}/a$),其中黄河中游黄土丘陵沟壑区植被变绿最为显著,而人类活动强度较大的河谷平原区 NDVI 则呈下降趋势(图 1)。

2 研究方法

2.1 模型和数据

2.1.1 模型介绍

本文采用融合遥感数据的 VIP 蒸散发模型对黄土高原 2000—2019 年蒸散时空格局进行模拟^[8, 16—17]。该模型采用双源模型结构,地表蒸散由植被蒸腾(E_c)、土壤蒸发(E_s)和冠层截留蒸发(E_i)三部分组成,其中植被蒸腾根据潜在蒸腾(E_{cp})估算,并受水分和温度的限制,以及与植被类型有关的最小气孔阻抗的调节,由下式计算:

$$E_c = E_{cp} f_w f_t \quad (1)$$

式中, E_{cp} 为潜在蒸腾量(mm/d); f_w 和 f_t 分别为大气水分和空气温度胁迫因子。潜在蒸腾量由 Penman-Monteith 公式计算,即:

$$E_{cp} = \frac{1}{\lambda} (\Delta R_{nc} / f_c + \rho c_p D / r_a) / (\Delta + \gamma \eta) \quad (2)$$

式中, R_{nc} 为冠层吸收的净辐射($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); f_c 为植被覆盖度; Δ 为温度-饱和水气压曲线斜率($\text{kPa}/^\circ\text{C}$); γ 为干湿常数($\text{kPa}/^\circ\text{C}$); η 为自然植被功能类型和参考作物的最小气孔阻抗之比; c_p 为空气比热容 [$\text{MJ}/(\text{kg}\Delta^\circ\text{C})$]; ρ 为空气密度(kg/m^3); λ 为水分汽化潜热(MJ/kg); r_a 为冠层与参考高度之间的空气动力学阻抗(s/m); D 为大气饱和水汽压差(kPa)。

气温和大气水分胁迫因子分别由式(3)和式(4)计算^[18—19]:

$$f_w = (D - D_o) / (D_c - D_o) \quad (3)$$

$$f_t = \exp \left\{ - \left[(T_a - T_{opt}) / T_{opt} \right]^2 \right\} \quad (4)$$

式中, D_o 和 D_c 分别为触发气孔收缩和完全关闭时的饱和水汽压差($D_o = 6.5 \text{ hPa}$, $D_c = 38 \text{ hPa}$); T_{opt} 为冠层蒸腾最佳温度($T_{opt} = 22 \text{ }^\circ\text{C}$); T_a 为空气温度($^\circ\text{C}$);

冠层截留蒸发(E_i)用湿润冠层的潜在蒸发率估算。土壤蒸发由地表潜在蒸发(E_{sp})和土壤水分渗出速率(E_{ex})共同限制:

$$E_s = \min (E_{sp}, E_{ex}) \quad (5)$$

$$E_{sp} = \frac{1}{\lambda} [\Delta (R_{ns} - G) / (1 - f_c) + \rho c_p D / r_{as}] / (\Delta + \gamma) \quad (6)$$

式中, E_{sp} 为地表潜在蒸发量(mm/d); R_{ns} 为土壤表面吸收的净辐射($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); G 为土壤热通量($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)。

土壤水分渗出速率(E_{ex})随地表水分消耗而减小,由下式估算^[20]:

$$E_{ex} = S [t^{0.5} - (t - 1)^{0.5}] \quad (7)$$

式中, S 为土壤脱湿力,由土壤纹理和结构决定,通常为 3—5 $\text{mm}/\text{d}^{1.5}$; t 为时间(d),自降水后第二天起算。

植被覆盖度(f_c)由基于遥感植被指数(NDVI)的经验公式反演得到^[21];冠层顶净辐射(R_n)根据 Allen 等提出的经验公式由气象资料估算得到^[22],再根据比尔定律将冠层顶净辐射分配到冠层(R_{nc})和土壤(R_{ns}),即:

$$R_{ns} = R_n e^{-\alpha LAI} \quad (8)$$

$$R_{nc} = R_n(1 - e^{-\alpha LAI}) \quad (9)$$

式中, R_n 为冠层顶净辐射($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); α 为冠层消光系数; LAI 为叶面积指数。

以植被覆盖度 (f_c) 为权重对地表蒸散各分量进行线性加权, 即可得到整个下垫面的蒸散发量 (ET), 即:

$$ET = f_c E_v + (1 - f_c) E_s \quad (10)$$

式中, ET 为下垫面蒸发量(mm/d); E_v 为冠层蒸腾蒸发量(mm/d), 由冠层蒸腾 (E_c) 和截留蒸发 (E_i) 以冠层湿润叶片比例 (W_{fr}) 为权重进行线性加权得到。

模型中, 最小气孔阻抗 ($r_{a,\min}$) 是与植被类型直接相关的关键参数, 其值主要通过文献记录得到^[23–24], 其中参考作物 $r_{a,\min}$ 取 100 s/m ; 冠层消光系数 α 直接影响冠层和土壤接收到的净辐射, 土壤脱湿力 S 控制土壤蒸发速率, 二者均通过手动调参确定。

2.1.2 模型驱动数据

VIP 模型驱动数据主要包括地理信息数据、地表植被状态数据和气象数据。

地理信息数据包括数字高程模型 (DEM)、土地利用和土壤质地数据。DEM 数据采用美国太空总署 (NASA) 和国防部国家测绘局联合测量的 SRTM-DEM 数据; 土地利用采用中国科学院以不同时期 Landsat TM/ETM 遥感影像为基础解译的 2000—2020 年 5 年一期的土地利用数据 (<http://www.resdc.cn/>), 空间分辨率为 1 km ; 土壤质地数据采用南京土壤研究所 1:100 万土壤数据集, 其中根据土壤砂粒、黏粒和粉粒占比, 将表层土壤分为 11 种质地类型。

地表植被状态数据为 16 d 的 MODIS 归一化差值植被指数 (NDVI) 数据 (MOD13Q1) (<https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/>), 空间分辨率为 250 m , 时间跨度为 2000—2019 年。NDVI 数据重采样至 1 km 空间分辨率, 并进行 (S-G) 滤波校正, 以剔除由于云覆盖等原因导致的异常值^[25]。

气象数据来自国家气象科学数据中心 (<http://data.cma.cn/>), 包括研究区及周边地区 119 个气象站 2000—2019 年逐日大气压 (AP)、降水量 (P)、平均气温 (T_a)、风速 (U)、相对湿度 (RH) 和日照时数 (SD) 数据。站点气象数据采用梯度距离平方反比法 (GIDS) 进行插值处理, 将其插值为 1 km 空间分辨率的格点数据。GIDS 法在反距离权重 (IDW) 插值法的基础上, 考虑了气象要素随高程和经、纬向的梯度变化。

2.1.3 模型验证数据

模型验证数据主要包括涡度相关通量数据、水文站径流数据和陆地水储量数据。

涡度相关通量数据为日值数据, 用于黄土高原不同下垫面类型单日蒸散量模拟验证, 包括榆林、长武和富平站潜热通量数据, 其中长武站数据由中国通量观测研究联盟提供 (<http://www.chinaflux.org/>), 其余两站数据来自文献^[26–27]。3 个通量站中, 榆林站位于毛乌素沙地南缘, 植被类型为沙质草地; 长武站和富平站分别位于黄土高原沟壑区和河谷平原区, 植被类型均为农田 (主要种植冬小麦和夏玉米)。各通量站基本情况如表 1 所示。

表 1 通量观测站基本情况

Table 1 Summary of the basic information of the eddy covariance flux sites

观测站 Observation sites	地貌类型 Landform	纬度 Latitude/(°)	经度 Longitude/(°)	植被类型 Vegetation type	时间跨度 Time range
榆林通量站 Yulin flux station	荒漠	38.45	109.47	沙质草地	2013—2014
长武农业生态站 Changwu agro-ecological station	黄土高原沟壑区	35.24	107.68	农田	2004—2007
富平通量站 Fuping flux station	河谷平原区	34.80	109.37	农田	2013—2017

水文站径流资料和陆地水储量数据用于流域平均年蒸散量验证和蒸散空间格局验证。径流资料包括渭河、泾河、北洛河、汾河、无定河、延河等流域共 21 处水文站 2000—2016 年年径流深数据, 各流域及水文站空间分布如图 1 所示。陆地水储量异常 (Terrestrial Water Storage Anomaly, TWSA) 数据采用美国德克萨斯大学

空间研究中心(CSR)发布的重力恢复与气候实验(GRACE) RL05 Mascons 数据,空间分辨率为 0.5° (https://www2.csr.utexas.edu/grace/RL05_mascons.html)。采用 Wan 等^[28]提出的降尺度方法,将 GLDAS-VIC 模式输出结果与 GRACE-TWSA 数据融合,生成空间表达更为精细的 0.25° 降尺度 GRACE-TWSA 数据(图 2),从而更好的与验证流域的边界相匹配。在此基础上,根据流域水量平衡关系式估算得到流域平均年蒸散量(式 11),与模拟值进行对比。

$$ET = P - R - \Delta S \quad (11)$$

式中, P 和 R 分别为年降水量和年径流深(mm), ΔS 为年陆地水储量变化量(mm)。考虑到 GRACE-TWSA 数据在小空间尺度上的不确定性,基于上式的流域平均蒸散量验证仅在 6 个面积较大的流域上进行,其空间分布如图 2 所示。

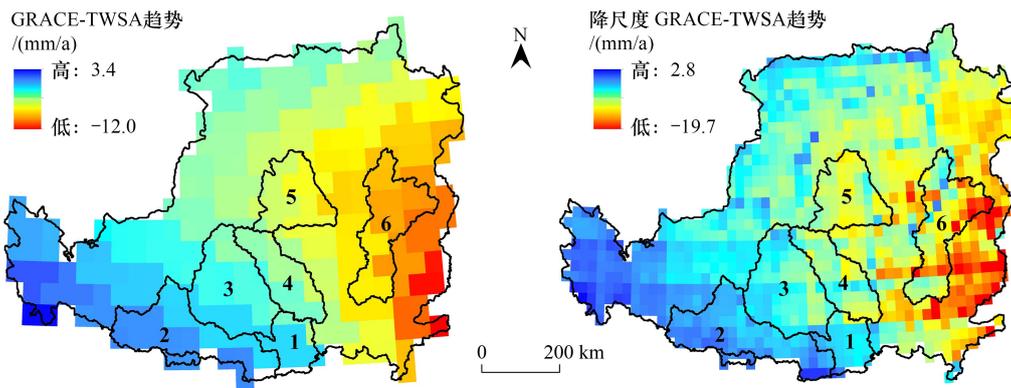


图 2 2002—2014 年 8 月原始 GRACE-TWSA 和降尺度 GRACE-TWSA 数据趋势空间格局

Fig.2 Spatial patterns of inter-annual trends of original- and downscaled GRACE-TWSA in August during the period 2002—2014 over the Loess Plateau

GRACE;重力恢复与气候实验 Gravity recovery and climate experiment;TWSA: 陆地水储量异常 Terrestrial water storage anomaly;图中数字为流域编号

2.2 归因方法

2.2.1 蒸散变化贡献分离

利用偏最小二乘回归(PLSR)分析建立 ET 与其驱动变量之间的线性回归模型,以 PLSR 回归模型为基础估算各驱动变量对 ET 变化的贡献。PLSR 方法集成了多元线性回归和主成分分析的优势,其与普通最小二乘回归分析的主要区别为在回归建模过程中采用了数据降维、信息综合与筛选技术,提取对系统最佳解释能力的新综合成分。相较于多元线性回归分析,PLSR 方法能较好地处理变量间的多重共线性,使建立的模型具有更好的鲁棒性^[29]。

基于 PLSR 方法的蒸散贡献分离方法如下所述。首先逐像元建立 ET 与其驱动变量(P 、 Ta 、 U 、 SD 、 RH 和 $NDVI$)之间的偏最小二乘回归(PLSR)模型,并假定 ET 对各驱动变量趋势性变化和逐年变化的响应是相似的^[30],然后用下式分别计算不同驱动变量对 ET 变化的实际贡献和相对贡献:

$$Q_i = \beta_i x_{i-trend} \quad (12)$$

$$RC_i = \frac{Q_i}{|y_{trend}|} \times 100\% \quad (13)$$

式中, Q_i 和 RC_i 分别为第 i 个驱动变量 x_i 对 ET 变化的实际贡献和相对贡献, β_i 为和 $x_{i-trend}$ 分别为驱动变量 x_i 的回归系数和实际变化趋势, y_{trend} 为响应变量 y (即 ET) 的实际变化趋势。 Q_i 和 RC_i 的符号表明 x_i 对 ET 变化贡献的方向,符号为正表示 x_i 的变化导致 ET 增加,符号为负则表示 x_i 的变化导致 ET 减小。

人类活动主要通过改变下垫面状况对 ET 产生影响。因此,现有研究多以覆被或植被变化(NDVI 或

LAI)代表人类活动,但植被除受人类活动影响外,显然也受到气候年际变异的影响,存在着显著的年际变化,因而以植被变化代表人类活动往往会高估人类活动的影响。鉴于此,本文采用多元回归残差分析法^[31]定量分离气候变化和人类活动对 NDVI 的影响,即首先逐像元建立 NDVI 和气候变量之间的多元线性回归模型,再利用线性回归模型计算得到只受气候变化影响的 NDVI 预测值($NDVI_c$),最后用 NDVI 观测值($NDVI_{obs}$)与 $NDVI_c$ 的差值 $NDVI_r$ 表示人类活动对 NDVI 的影响,即:

$$NDVI_r = NDVI_{obs} - NDVI_c \quad (14)$$

至此,可将植被动态对 ET 的影响分离为间接气候贡献和人类活动贡献两部分,即:

$$RC_{ind-climate} = \frac{\beta_{NDVI} \times NDVI_{c-trend}}{|y_{trend}|} \times 100\% \quad (15)$$

$$RC_{human} = \frac{\beta_{NDVI} \times NDVI_{r-trend}}{|y_{trend}|} \times 100\% \quad (16)$$

式中, $RC_{ind-climate}$ 为间接气候贡献,表示气候变化通过影响植被生长对 ET 变化的贡献, RC_{human} 为人类活动对 ET 变化的贡献, β_{NDVI} 为 PLSR 模型中 NDVI 的回归系数, $NDVI_{c-trend}$ 和 $NDVI_{r-trend}$ 分别为 $NDVI_c$ 和 $NDVI_r$ 的实际变化趋势。相应的,气候变化通过调节大气蒸发力和水分可利用量对 ET 产生的影响称为直接气候贡献 ($RC_{dir-climate}$),其值等于所有气候驱动变量对 ET 变化的相对贡献之和。因此,可将影响 ET 变化的驱动因素分为直接气候、间接气候和人类活动三类。

2.2.2 蒸散变化主导驱动因素识别

通过逐像元比较直接气候、间接气候和人类活动对蒸散变化相对贡献的大小,识别蒸散变化的主导驱动因素。假定 X_i 、 X_j 和 X_k 分别为相对贡献绝对值最高、次高和最低的驱动因素,即 $|RC_{X_i}| \leq |RC_{X_j}| \leq |RC_{X_k}|$,则采用如下规则识别每一像元的主导驱动因素:

(1) 若 $(|RC_{X_i}| - |RC_{X_j}|) > 10\%$, 则 X_i 为该像元 ET 变化的主导驱动因素;

(2) 若 $(|RC_{X_i}| - |RC_{X_j}|) \leq 10\%$ 且 $(|RC_{X_j}| - |RC_{X_k}|) > 10\%$, 则 X_i 和 X_j 均为该像元 ET 变化的主导驱动因素;

(3) 若 $(|RC_{X_i}| - |RC_{X_j}|) \leq 10\%$ 且 $(|RC_{X_j}| - |RC_{X_k}|) \leq 10\%$, 则 X_i 、 X_j 和 X_k 均为该像元 ET 变化的主导驱动因素。

为提高结果的可靠性,归因分析只在蒸散变化趋势显著 ($P < 0.05$) 且 PLSR 回归方程通过显著性检验 ($r > 0, P < 0.05$) 的像元上进行,可认为这些像元 ET 对驱动变量的响应为近似线性关系。

3 结果和分析

3.1 模型验证

涡动相关通量观测站的潜热通量资料用来验证模型对研究区不同生态系统单日蒸散量模拟效果。将 3 个通量站所在格点的 ET 模拟结果与涡动相关法观测的日蒸散量进行对比,结果如图 3 所示。总体上,不同类型下垫面日蒸散量模拟值与实测值吻合较好,3 个站点模拟值与实测值的确定性系数 (R^2) 均大于 0.45,均方根误差 (RMSE) 均小于 0.80 mm/d,这表明模型较好的重现了不同下垫面蒸散的日变化过程。模型模拟的 3 个通量站的日均蒸散量分别为 0.88 mm/d (榆林)、2.25 mm/d (长武) 和 1.63 mm/d (富平),而相应站点的实测值分别为 1.03 mm/d、1.96 mm/d 和 1.63 mm/d,相对误差在 -14.8% (榆林) — 15.2% (长武) 之间,这种误差很可能与站点周边下垫面的不均匀性有关,由于模拟像元内不但包括实测站点所在区域,还包括周边与实测站点植被覆盖度差异较大的道路、村庄、林地等,导致模拟值与站点实测值存在一定偏差。总体来说,模型对研究区不同下垫面日蒸散量的模拟结果具有一定的可信度。

不同形式水量平衡方程估算得到的流域平均年蒸散量与模拟年蒸散量对比如图 4 所示。图 4 左侧子图为模型与水量平衡方程 ($\overline{ET} = \overline{P} - \overline{R}$) 估算得到的 21 个子流域 2000—2016 年多年平均蒸散量对比结果。模

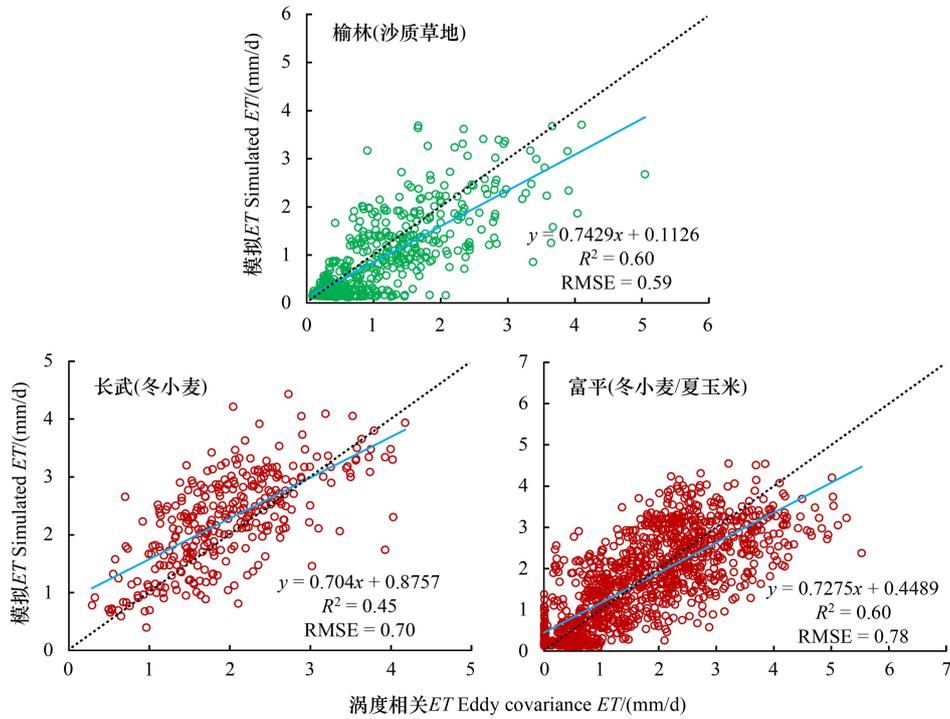


图3 不同下垫面类型模拟日蒸散量与实测日蒸散量对比

Fig.3 Comparisons of the simulated daily ET with eddy covariance measurements in sandy grassland and croplands sites

ET: 蒸散发 Evapotranspiration; RMSE: 均方根误差 Root mean square error

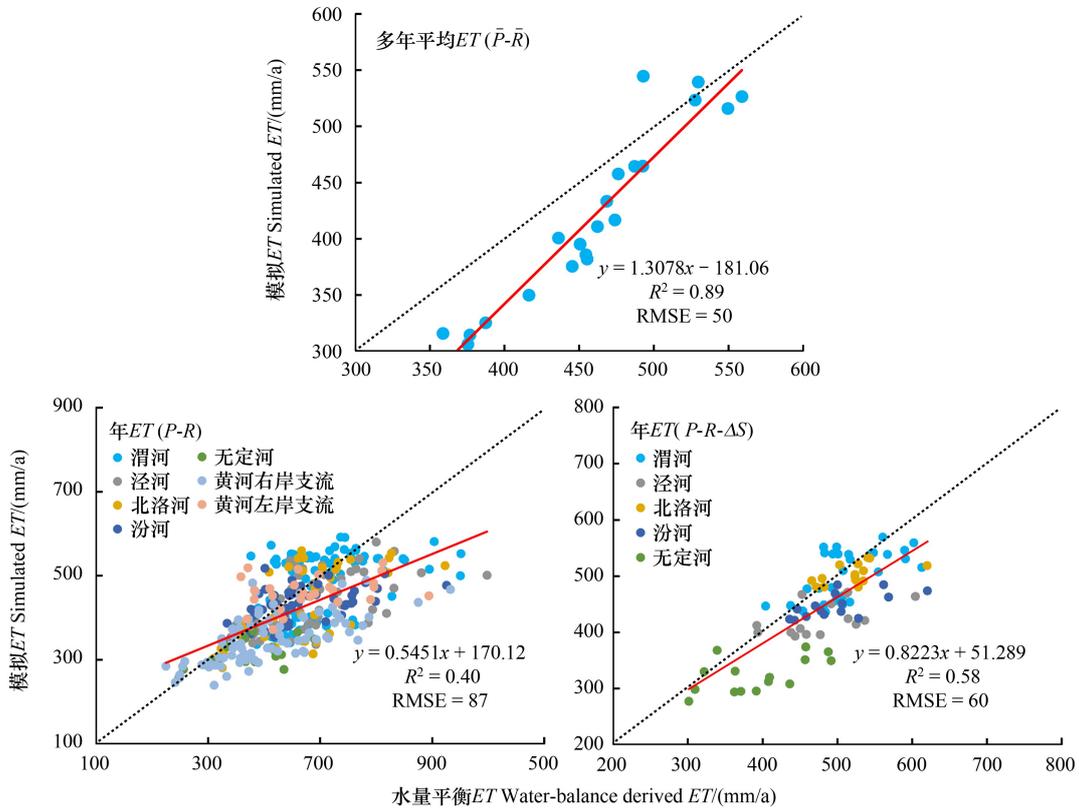


图4 黄土高原各子流域模拟蒸散与水量平衡反演蒸散量对比

Fig.4 Comparisons of simulated- and water balance-based annual ET in sub-basins of the Loess Plateau

P、R 和 ΔS 分别为年降水量、径流量和陆地水储量变化量,上划线表示年平均值

拟蒸散量和水量平衡蒸散量表现出显著相关性 ($R^2 = 0.89$, $RMSE = 50$ mm/a), 各子流域模拟蒸散量在 306.2 mm (皇甫川)—544.8 mm (渭河林家村-咸阳区间) 之间, 与水量平衡估算结果 (358.7—558.9 mm) 基本一致, 表明模型很好的再现了研究区蒸散量的总体空间格局。然而, 模型总体上低估了降水不足地区的年蒸散量, 模拟值比反演值平均低 39.3 mm/a, 这种低估很可能与模型对灌溉的考虑不充分有关。此外, 模型未能充分考虑淤地坝建设对蒸散的影响也是这种偏差产生的重要原因。

图 4 中、右子图分别为简化水量平衡方程 ($ET = P - R$) 和标准水量平衡方程 ($ET = P - R - \Delta S$) 估算流域平均年蒸散量与模拟结果对比, 图中同一流域的点据分布反映蒸散时间变化, 而不同流域的点据则反映蒸散空间分布。简化水量平衡方程估计值与模拟值时空变化基本一致 ($R^2 = 0.40$), 但不同流域/年份的蒸散拟合效果存在较大差异, 导致二者偏差总体较大 ($RMSE = 87$ mm/a)。相较而言, 考虑了陆地水储量变化的标准水量平衡方程估计值与模拟值一致程度更高 ($R^2 = 0.58$, $RMSE = 60$ mm/a), 且不同流域拟合效果不存在显著差异, 这表明基于 GRACE-TWSA 的水量平衡方程能为模型验证提供更准确的蒸散标准值。与图 4 左侧子图验证结果一致, 模拟 ET 总体上仍较 GRACE 水量平衡估计值偏低 (35.1 mm/a), 这反映了灌溉和淤地坝建设等人类活动因素对蒸散的影响。

3.2 蒸散时空变化特征

如图 5 所示, 研究区多年平均蒸散量 (ET) 表现出显著的空间分异性, 呈现出由东南向西北递减的总体格局, 高值区主要分布在南部和东南部的山地区域 (>600 mm/a), 低值区主要位于北部和西北部的荒漠草原区 (<240 mm/a)。研究区蒸散平均值为 383.8 mm/a, 约占年降水量 (436.7 mm/a) 的 88%, 表明绝大部分降水最终以潜热通量的形式返回大气, 蒸散变化对水文循环其他分量有显著影响。蒸散空间格局与年降水量基本一致, 但前者的空间变异性相对更高, 其局部异质性格局与植被格局 (图 1) 相似, 表明蒸散空间分异性主要受水分条件的制约, 并在局地尺度上受植被等下垫面因素的调节。

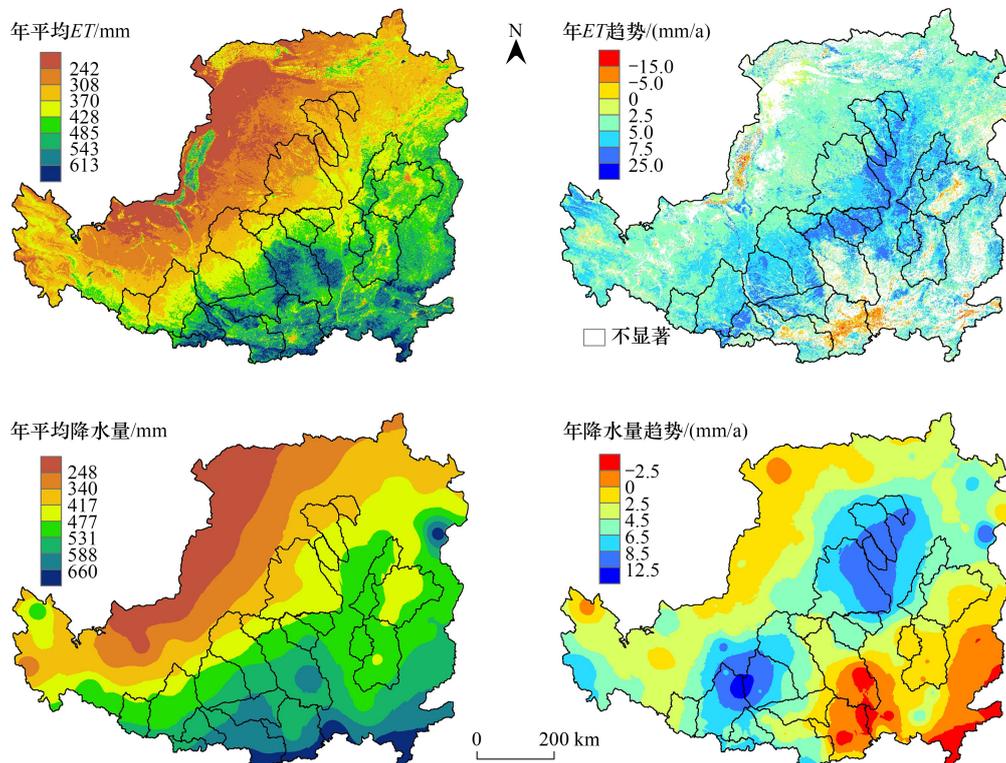


图 5 2000—2019 年黄土高原年蒸散量 (ET)、年降水量多年平均值和年际趋势空间格局

Fig.5 Spatial patterns of multi-year average values, inter-annual trends of annual ET and annual precipitation over the Loess Plateau from 2000 to 2019

线性趋势分析表明(图 5),近 20 年研究区蒸散总体呈显著上升趋势,区域平均倾向率为 3.77 mm/a,其中显著上升区($P < 0.05$)占比达 73.1%,倾向率为 5.03 mm/a,以黄河中游的黄土丘陵沟壑区蒸散上升最为显著,与 NDVI 变化格局相一致(图 1);显著下降区($P < 0.05$)仅占研究区总面积的 2.7%,倾向率为 -5.68 mm/a,主要集中在宁夏银川平原南部、陕西关中平原东部等部分地区,主要下垫面类型为耕地。不同生态系统类型蒸散变化存在较大差异(图 6),其中以未变化耕地倾向率最高(> 5 mm/a),人工林地倾向率最低。

3.3 蒸散变化归因分析

3.3.1 气候变量和 NDVI 对蒸散变化的贡献

如图 7 所示,不同气候变量对蒸散变化的贡献存在显著差异,对于蒸散显著上升区,降水(P)、气温(Ta)和风速(U)对蒸散变化的贡献为正值,日照时数(SD)和相对湿度(RH)的贡献则为负值;而在蒸散显著下降区,除降水外,其余气候变量的相对贡献均为负值。以上结果表明,近 20 年黄土高原总体的暖湿化趋势对 ET 具有正效应,但这种正效应却一定程度上被入射辐射减弱和风速下降带来的负效应所抵消。

相较于气候变量(ET 显著上升区相对贡献之和为 14.7%),NDVI 对 ET 显著上升区蒸散的促进作用极为显著,其相对贡献值达 78.6%,表明植被变绿是 ET 显著上升区蒸散变化的主要原因;NDVI 在 ET 显著下降区以下降为主(即植被褐变),其相对贡献值达 -31.5%,高于单一气候变量的贡献,但低于气候变量相对贡献之和(-58.4%),表明气候变化是 ET 显著下降区蒸散变化的主要原因。

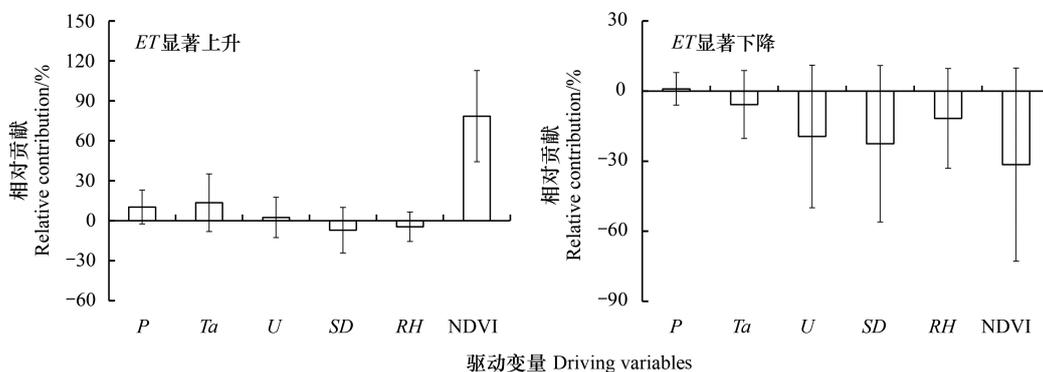


图 7 不同驱动变量对 ET 显著上升区和显著下降区($P < 0.05$)的区域平均贡献

Fig.7 Regional averaged relative contributions of each factor in areas where ET showed uptrend and downtrend ($P < 0.05$)

P : 降水量 Precipitation; Ta : 气温 Air temperature; U : 风速 Wind speed; SD : 日照时数 Sunshine duration; RH : 相对湿度 Relative humidity; 图中误差线为标准差

3.3.2 蒸散变化贡献空间分布

直接气候、间接气候和人类活动对 ET 变化的相对贡献(RC)有较大差异,并表现出显著的空间异质性(图 8)。直接气候贡献的空间差异较大, $RC_{dir-climate}$ 值多集中在 -40%—70% 区间, ET 显著上升区和 ET 显著下降区的区域平均值分别为 14.7% 和 -58.4%。 $RC_{dir-climate}$ 值 $> 50\%$ 的区域主要分布在日月山、秦岭等中高海拔山

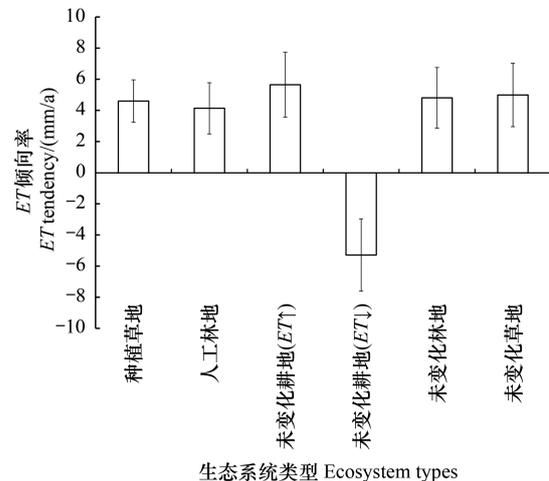


图 6 2000—2019 年黄土高原不同生态系统类型蒸散倾向率

Fig.6 Inter-annual tendency of annual ET over ecosystems within the Loess Plateau from 2000 to 2019

$ET \uparrow$ 和 $ET \downarrow$ 分别表示 ET 显著上升区和显著下降区($P < 0.05$); 误差线为标准差

区,且呈现随海拔升高而增加的态势,日月山大部 $RC_{dir-climate}$ 值大于 80%,研究区西北部的荒漠草原区也是 $RC_{dir-climate}$ 高值区的主要分布区域; $RC_{dir-climate}$ 值小于-50%的区域主要集中在关中平原东部和银川平原南部。

气候变化通过影响植被生长对 ET 的贡献为间接气候贡献($RC_{ind-climate}$)。近 20 年来,黄土高原总体表现为气温升高、降水增加的暖湿化趋势,对植被生长有利,因此间接气候贡献以正值为主,其中 $RC_{ind-climate} > 0$ 的区域占 75%,但其绝对值相对较小($RC_{ind-climate}$ 值多集中在-20%—40%区间), ET 显著上升区和 ET 显著下降区 $RC_{ind-climate}$ 的区域平均值分别为 8.1%和 0.2%。 $RC_{ind-climate}$ 值 > 50%的区域主要集中在六盘山及其周边地区(渭河、泾河、清水河、祖厉河等流域上游地区),其次为河湟谷地部分地区,这些区域近 20 年降水量呈显著上升趋势,对植被生长较为有利。

人类活动贡献(RC_{human})空间格局与 NDVI 变化基本一致(图 1),表明人类活动是研究区植被变化的主要原因,而气候变化的影响相对较弱。人类活动贡献的空间变化也较显著, RC_{human} 值多集中在 0%—120%区间, ET 显著上升区和 ET 显著下降区 RC_{human} 的区域平均值分别为 70.5%和-31.6%。在植被变绿最为显著的黄河中游和泾河流域部分地区, RC_{human} 值大于 100%;日月山、秦岭等中高山地区植被变绿不显著, RC_{human} 值一般小于 30%;关中平原东部、银川平原南部以及太原盆地部分地区,植被褐变趋势明显, RC_{human} 值一般小于-50%,城市周边扩建区(如西安市西咸新区) RC_{human} 值可达-80%以下。

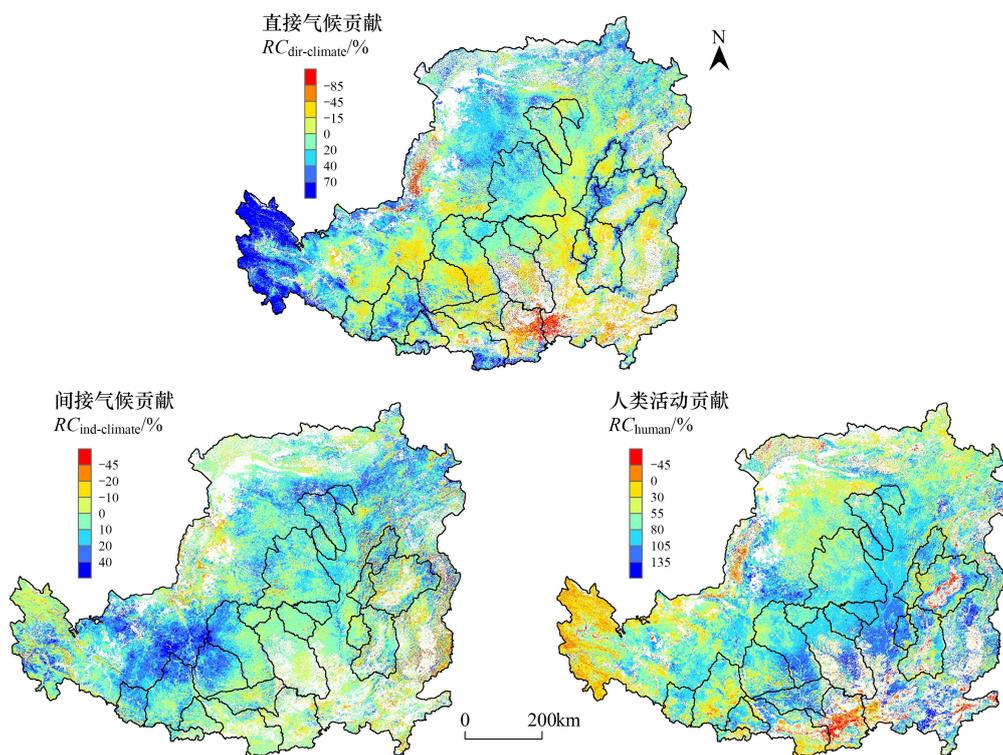


图 8 气候变化和人类活动对蒸散变化相对贡献的空间分布

Fig. 8 Spatial patterns of relative contributions (RC) of climate change and anthropogenic activities to the change in ET

不同生态系统类型中各驱动因素的贡献有较大差别(图 9)。在未变化耕地(ET 显著下降区)中,气候变化贡献(即直接气候和间接气候贡献之和,-61.1%)显著高于人类活动贡献(-29.6%);而在其他所有生态系统类型中,人类活动贡献(57.4%—81.8%)都远高于气候变化贡献(11.7%—29.4%)。

3.3.3 蒸散变化主导驱动因素

蒸散变化主导驱动因素的空间分布表现出显著的空间分异性特征(图 10),气候变化(主要为直接气候因素)主导了日月山、渭河流域上游、六盘山、秦岭等中高山地区和毛乌素沙地、库布齐沙漠等荒漠草原的蒸散

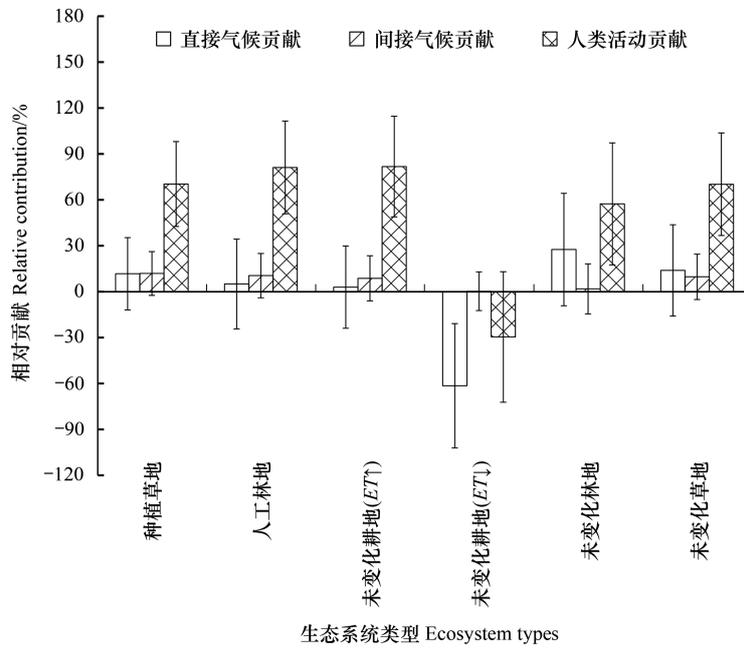


图 9 气候变化和人类活动对不同生态系统类型蒸散变化的贡献

Fig.9 Relative contributions of climate change and anthropogenic activities over ecosystems of the Loess Plateau

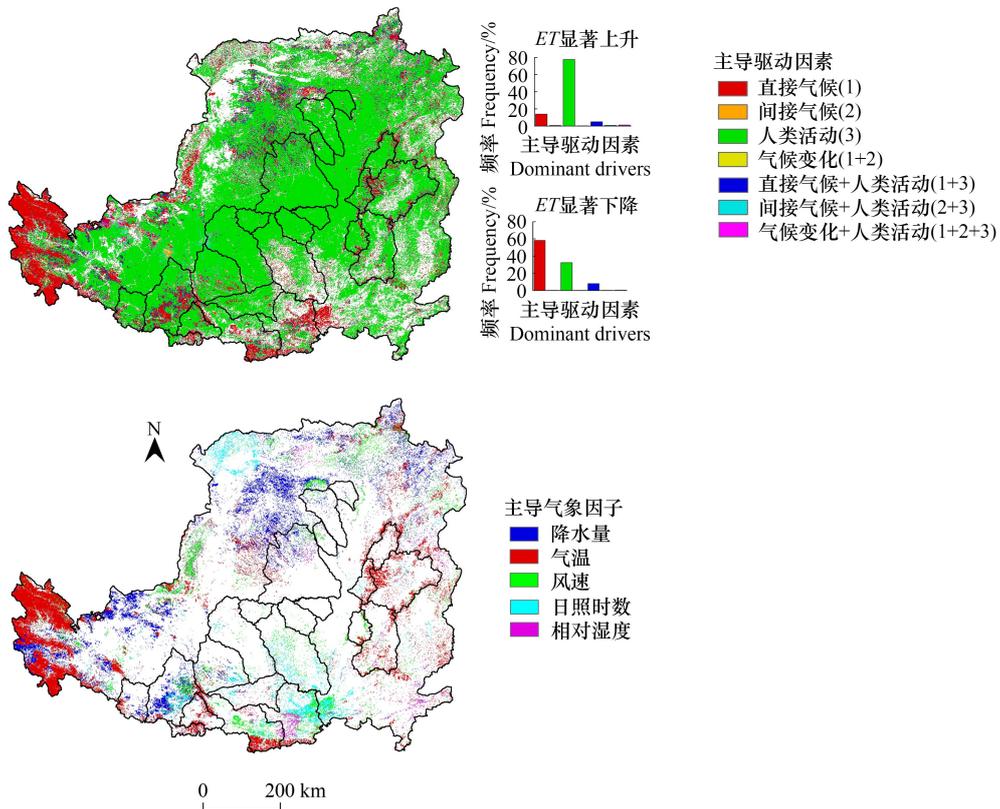


图 10 蒸散变化主导驱动因素及主导气象因子的空间分布

Fig.10 Spatial patterns of dominant drivers and dominant climate variables in the change of ET over the Loess Plateau

上升趋势,以及银川平原南部和关中平原东部的蒸散下降趋势,人类活动引起的植被变绿则是黄土高原大部分地区蒸散上升的主导驱动因素。

直接气候主导地区的主导气象因子(即相对贡献最高的气象因子)空间分布如图 10 所示,在日月山、秦

岭等能量受限的中高海拔山区,气候变暖改善了当地的热力条件,对蒸散增加有利,因此气温成为这些区域蒸散增加的主导气象因子;在毛乌素沙地和库布齐沙漠等水分限制地区,降水量增加不但对植被生长有利,还为裸地蒸发和荒漠植被蒸腾提供更多的可利用水量,成为区域蒸散增加的主导气象因子;而在银川平原南部和关中平原东部等人类活动强度较大的农业地区,日照时数和地表风速下降对蒸散具有显著的抑制作用,成为区域蒸散下降的主导气象因子。

4 讨论

本文研究表明,退耕还林(草)工程实施近 20 年来,黄土高原蒸散发(ET)总体呈显著上升趋势,但空间分异性明显,黄河中游黄土丘陵沟壑区 ET 增长最为显著,而陕西关中平原东部等农业区 ET 则呈显著下降趋势。本文有关黄土高原 ET 总体上升的结论与相关研究基本一致。例如, Sun 等^[32]利用流域水量平衡方程结合 GRACE 数据反演了 2003—2014 年黄土高原典型流域实际蒸散发,显示黄土高原 ET 倾向率为 3.91 mm/a,与本文结果(3.77 mm/a)较为接近;李燕等^[33]基于 MOD16A2 遥感 ET 产品发现,2001—2020 年黄土高原 92.02% 的区域呈显著增加趋势,增速为 2—5 mm/a。

气候变化通过大气热力因素、动力因素和水分条件等因素控制蒸散变化。过去 20 年来,黄土高原降水总体呈显著上升趋势(图 5),一定程度上缓解了旱季植物的水分胁迫,对蒸散具有促进作用;气温总体呈显著上升趋势,但区域差异显著,关中平原东部、内蒙古河套平原等地气温呈下降趋势,这种差异解释了气温在 ET 显著上升区和 ET 显著下降区截然相反的贡献;风速总体变化不明显,但关中平原、银川平原等地呈显著下降趋势,故而风速对 ET 显著下降区蒸散的抑制效应较为明显。值得指出的是,未变化林地中直接气候贡献(27.6%)显著高于其他生态系统类型(3.0%—13.9%),这与中高山区变暖显著使得林地分布区域热力条件明显改善有关,在青藏高原地区也有类似的结论^[13]。

植被动态通过改变冠层叶片面积和生态系统反照率影响地表蒸散发^[34]。随着退耕还林(草)工程的持续开展,除人类活动强度较大地区外,黄土高原大部植被绿度呈显著上升趋势(图 1)。Feng 等^[6]基于 MODIS 遥感数据和模型模拟结果发现,退耕还林(草)工程已经导致过去十余年来黄土高原 ET 显著增加,且 ET 趋势的空间格局与 NDVI 变化一致。本文研究进一步发现,植被变绿对 ET 显著上升区蒸散变化的贡献为 78.6%,其中人类活动对 ET 显著上升区蒸散变化的贡献达到 70.5%,而气候变化通过促进植被生长对 ET 显著下降区蒸散变化的间接贡献为 8.1%。因此,人类活动显然是近 20 年黄土高原蒸散上升的主导驱动因素,而持续的暖湿化则强化了这种上升效应。

值得注意的是,在气候变化总体驱动蒸散增加的大环境下,气候对部分农业区 ET 却表现出显著的负效应,并主导了这些地区的蒸散下降(图 10),这种现象很可能与人类活动影响下气候-植被-水文之间复杂的反馈机制有关。以关中平原东部为例,受人类活动影响,该区近几十年气溶胶光学厚度(AOD)总体呈增加趋势^[35],入射辐射和地表风速则显著下降。入射辐射的减弱可能会降低作物光合有效辐射,并显著减缓了陆地生态系统碳积累和蒸腾速率,从而进一步诱发大气水汽含量降低和降水减少^[36],进而抑制植被生长和蒸腾速率。这种复杂的反馈机制很可能是这些区域近 20 年 ET 显著下降的主要原因,同时也解释了为什么在这些区域人类活动和气候变化对 ET 均为负效应。

大规模植被变化可显著改变蒸散/径流与降水之间的比例,对区域水量平衡产生深刻影响。图 11 为根据黄土高原 13 个主要流域的 NDVI 和径流资料绘制的近 30 年流域平均 NDVI 和径流系数变化曲线,可见,随着 2000 年以来 NDVI 显著上升,平均径流系数呈下降趋势。这种“蓝水”向“绿水”的大规模转换可能会对黄土高原未来水资源和生态系统格局产生深远影响^[14, 37—38],加大自然生态系统和人类社会之间的水资源供需矛盾。

本文主要探讨了 ET 对其驱动因素在年代际尺度上的线性响应,通过将归因研究区域限定在 ET 变化趋势显著且 PLSR 模型通过显著性检验的像元上,保证了研究结果的可靠性。但很多研究表明, ET 与其影响因素之间也存在非线性关系。例如,在 Budyko 曲线上的气候干湿过渡区,流域蒸散系数 ET/P 对干燥指数 $ET_0/$

$P(ET_0)$ 为潜在蒸散)变化存在明显的非线性响应。此外,土壤-植被-大气之间的互馈作用机制使得水碳通量对环境变化的响应更加复杂,如在季节性高温胁迫下,植被可通过降低叶片气孔导度而减缓蒸腾速率,并对局地大气产生反馈作用^[39]。这种非线性响应和反馈效应的存在对准确预测黄土高原未来水资源和生态系统演变带来挑战。因此,今后需加强 ET 对季节—多年尺度气候变化和植被动态的非线性响应和反馈方面的研究。

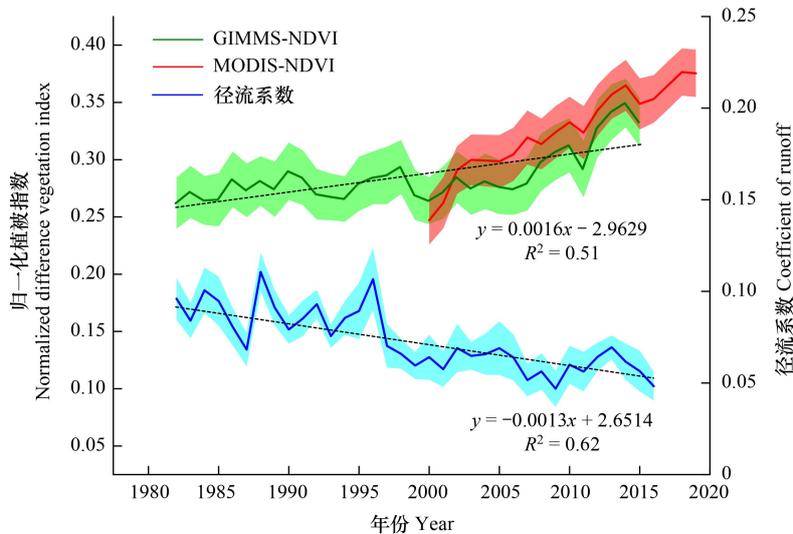


图 11 近 30 年黄土高原主要流域平均 NDVI 和径流系数变化曲线

Fig.11 Time series of runoff coefficients and GIMMS/MODIS NDVI averaged over 13 basins of the Loess Plateau

GIMMS-NDVI 和 MODIS-NDVI 分别为 NOAA-AVHRR 和 Terra/Aqua-MODIS 传感器获取的 NDVI 数据; 阴影区域为标准误差

5 结论

本文基于融合遥感植被指数信息的 VIP 蒸散发模型,对退耕还林(草)工程实施以来黄土高原蒸散发(ET)时空变化格局进行模拟研究,揭示了近 20 年黄土高原水碳通量时空变化特征及其原因。结果表明:

(1) 近 20 年黄土高原 NDVI 和 ET 总体呈显著上升趋势($P < 0.05$),显著下降区主要集中在陕西关中平原东部等少数农业区, ET 趋势的空间异质性格局与 NDVI 变化基本一致。

(2) 各驱动变量对 ET 显著上升区和显著下降区的贡献存在较大差异,人类活动和气候变化分别主导了 ET 显著上升区和 ET 显著下降区的蒸散变化。

(3) 在气候变化主导区域,气温和降水量分别为能量受限区和水分受限区 ET 增加的主导气象因子,而气溶胶浓度升高导致的日照时数和地表风速则下降对作物碳同化和蒸腾具有显著的抑制作用,是部分农业区 ET 下降的主导气象因子。

参考文献(References):

- [1] Held I, Soden B. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 2006, 19(21): 5686-5699.
- [2] Piao S L, Ciais P, Huang Y, Shen Z H, Peng S S, Li J S, Zhou L P, Liu H Y, Ma Y C, Ding Y H, Friedlingstein P, Liu C Z, Tan K, Yu Y Q, Zhang T Y, Fang J Y. The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. *Nature*, 2010, 467(7311): 43-51.
- [3] Zhang K, Kimball J S, Nemani R R, Running S W, Hong Y, Gourley J J, Yu Z B. Vegetation greening and climate change promote multidecadal rises of global land evapotranspiration. *Scientific Reports*, 2015, 5(1): 15956.
- [4] Mo X G, Chen X J, Hu S, Liu S X, Xia J. Attributing regional trends of evapotranspiration and gross primary productivity with remote sensing: a case study in the North China Plain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2017, 21(1): 295-310.
- [5] Feng X M, Fu B J, Lu N, Zeng Y, Wu B F. How ecological restoration alters ecosystem services: an analysis of carbon sequestration in China's Loess Plateau. *Scientific Reports*, 2013, 3(1): 2846.
- [6] Feng X M, Fu B J, Piao S L, Wang S, Ciais P, Zeng Z Z, Lü Y H, Zeng Y, Li Y, Jiang X H, Wu B F. Revegetation in China's Loess Plateau is approaching sustainable water resource limits. *Nature Climate Change*, 2016, 6(11): 1019-1022.

- [7] 段艺芳, 任志远, 孙艺杰. 陕北黄土高原植被生态系统水分利用效率气候时滞效应. 生态学报, 2020, 40(10): 3408-3419.
- [8] Mo X G, Liu S X, Lin Z H, Wang S, Hu S. Trends in land surface evapotranspiration across China with remotely sensed NDVI and climatological data for 1981-2010. *Hydrological Sciences Journal*, 2015, 60(12): 2163-2177.
- [9] 牛忠恩, 胡克梅, 何洪林, 任小丽, 张黎, 葛蓉, 李攀, 郑涵, 朱晓波, 曾纳. 2000—2015 年中国陆地生态系统蒸散时空变化及其影响因素. 生态学报, 2019, 39(13): 4697-4709.
- [10] Wang K C, Dickinson R E, Wild M, Liang S L. Evidence for decadal variation in global terrestrial evapotranspiration between 1982 and 2002: 2. Results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2010, 115(D20): D20113.
- [11] 王鹏涛, 延军平, 蒋冲, 曹永旺. 2000—2012 年陕甘宁黄土高原区地表蒸散时空分布及影响因素. 中国沙漠, 2016, 36(2): 499-507.
- [12] Liu Q, Yang Z F. Quantitative estimation of the impact of climate change on actual evapotranspiration in the Yellow River Basin, China. *Journal of Hydrology*, 2010, 395(3/4): 226-234.
- [13] Shen M G, Tang Y H, Chen J, Zhu X L, Zheng Y H. Influences of temperature and precipitation before the growing season on spring phenology in grasslands of the central and eastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2011, 151(12): 1711-1722.
- [14] Li S, Liang W, Fu B J, Lü Y H, Fu S Y, Wang S, Su H M. Vegetation changes in recent large-scale ecological restoration projects and subsequent impact on water resources in China's Loess Plateau. *Science of the Total Environment*, 2016, 569/570: 1032-1039.
- [15] Gong T T, Lei H M, Yang D W, Jiao Y, Yang H B. Monitoring the variations of evapotranspiration due to land use/cover change in a semiarid shrubland. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2017, 21(2): 863-877.
- [16] Bai M, Mo X G, Liu S X, Hu S. Contributions of climate change and vegetation greening to evapotranspiration trend in a typical hilly-gully basin on the Loess Plateau, China. *Science of the Total Environment*, 2019, 657: 325-339.
- [17] 莫兴国, 刘苏峡, 林忠辉, 邱建秀. 华北平原蒸散和 GPP 格局及其对气候波动的响应. 地理学报, 2011, 66(5): 589-598.
- [18] Mu Q Z, Heinsch F A, Zhao M S, Running S W. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 2007, 111(4): 519-536.
- [19] Zhang K, Kimball J S, Nemani R R, Running S W. A continuous satellite-derived global record of land surface evapotranspiration from 1983 to 2006. *Water Resources Research*, 2010, 46(9): W09522.
- [20] Choudhury B J, DiGirolamo N E. A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data I. Model description and comparison with observations. *Journal of Hydrology*, 1998, 205(3/4): 164-185.
- [21] Li F Q, Kustas W P, Prueger J H, Neale C M U, Jackson T J. Utility of remote sensing - based two-source energy balance model under low- and high-vegetation cover conditions. *Journal of Hydrometeorology*, 2005, 6(6): 878-891.
- [22] Allen R G, Pereira L S, Raes D, Smith M. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Rome: Food and Agriculture Organization, 1998.
- [23] Leuning R, Zhang Y Q, Rajaud A, Cleugh H, Tu K. A simple surface conductance model to estimate regional evaporation using MODIS leaf area index and the Penman-Monteith equation. *Water Resources Research*, 2008, 44(10): W10419.
- [24] Bastiaanssen W G M, Cheema M J M, Immerzeel W W, Miltenburg I J, Pelgrum H. Surface energy balance and actual evapotranspiration of the transboundary Indus Basin estimated from satellite measurements and the ETLook model. *Water Resources Research*, 2012, 48(11): W11512.
- [25] Chen J, Jönsson P, Tamura M, Gu Z H, Matsushita B, Eklundh L. A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series data set based on the Savitzky-Golay filter. *Remote Sensing of Environment*, 2004, 91(3/4): 332-344.
- [26] Pang X X, Lei H M, Cong Z T, Yang H B, Duan L M, Yang D W. Long term variation of evapotranspiration and water balance based on upscaling eddy covariance observations over the temperate semi-arid grassland of China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2021, 308/309: 108566.
- [27] Fang B J, Lei H M, Zhang Y C, Quan Q, Yang D W. Spatio-temporal patterns of evapotranspiration based on upscaling eddy covariance measurements in the dryland of the North China Plain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2020, 281: 107844.
- [28] Wan Z M, Zhang K, Xue X W, Hong Z, Hong Y, Gourley J J. Water balance-based actual evapotranspiration reconstruction from ground and satellite observations over the conterminous United States. *Water Resources Research*, 2015, 51(8): 6485-6499.
- [29] Carrascal L M, Galvín I, Gordo O. Partial least squares regression as an alternative to current regression methods used in ecology. *Oikos*, 2009, 118(5): 681-690.
- [30] Lobell D B, Field C B. Global scale climate-crop yield relationships and the impacts of recent warming. *Environmental Research Letters*, 2007, 2(1): 014002.
- [31] 金凯, 王飞, 韩剑桥, 史尚渝, 丁文斌. 1982—2015 年中国气候变化和人类活动对植被 NDVI 变化的影响. 地理学报, 2020, 75(5): 961-974.
- [32] Sun M A, Dong Q G, Jiao M Y, Zhao X N, Gao X R, Wu P T, Wang A. Estimation of actual evapotranspiration in a semiarid region based on GRACE gravity satellite data: a case study in loess plateau. *Remote Sensing*, 2018, 10(12): 2032.
- [33] 李燕, 张凯瑞. 黄土高原不同植被覆盖/土地利用等对蒸散发量的影响. 人民黄河, 2021, 43(12): 68-73.
- [34] Anderson M C, Kustas W P, Norman J M, Hain C R, Mecikalski J R, Schultz L, González-Dugo M P, Cammalleri C, D'Urso G, Pimstein A, Gao F. Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, 15(1): 223-239.
- [35] 王钊, 彭艳, 车慧正, 白爱娟. 近 10 年关中盆地 MODIS 气溶胶的时空变化特征. 高原气象, 2013, 32(1): 234-242.
- [36] 王钊, 彭艳, 白爱娟, 董妍, 李星敏. 近 60 年西安日照时数变化特征及其影响因子分析. 高原气象, 2012, 31(1): 185-192.
- [37] Gao G Y, Fu B J, Wang S, Liang W, Jiang X H. Determining the hydrological responses to climate variability and land use/cover change in the Loess Plateau with the Budyko framework. *Science of the Total Environment*, 2016, 557/558: 331-342.
- [38] 刘晓燕, 刘昌明, 杨胜天, 金双彦, 高亚军, 高云飞. 基于遥感的黄土高原林草植被变化对河川径流的影响分析. 地理学报, 2014, 69(11): 1595-1603.
- [39] Xu L K, Baldocchi D D. Seasonal trends in photosynthetic parameters and stomatal conductance of blue oak (*Quercus douglasii*) under prolonged summer drought and high temperature. *Tree Physiology*, 2003, 23(13): 865-877.