#### DOI: 10.20103/j.stxb.202409022097

玉苏普喀迪尔·孜米尼,张添佑,杨梦,刘燕丹,王志鹏,温仲明.1982—2021年中国四大气候区蒸散发及组分时空演变特征及驱动因素.生态学报, 2025,45(16): - .

Yusupukadier Zimini, Zhang T Y, Yang M, Liu Y D, Wang Z P, Wen Z M. Characteristics and drivers of spatial and temporal evolution of evapotranspiration and components in four major climate zones in China, 1982–2021. Acta Ecologica Sinica, 2025, 45(16): - .

# 1982—2021年中国四大气候区蒸散发及组分时空演变特征及驱动因素

玉苏普喀迪尔·孜米尼,张添佑,杨 梦,刘燕丹,王志鹏,温仲明\*

西北农林科技大学草业与草原学院,杨凌 712100

**摘要:**本研究聚焦于 1982—2021 年间中国四大气候区(温带大陆性、温带季风、高寒青藏高原及亚热带-热带季风气候区)的蒸散(Evapotranspiration, *ET*)、蒸腾(Transpiration, *T*)及蒸腾蒸散比(*T/ET*)的时空演变特征及驱动机制。基于中国陆地生态系统蒸腾蒸散比数据集,采用趋势分析、变异系数、R/S分析及地理探测器等方法揭示 *ET*、*T*及*T/ET*的动态变化及主要驱动因素。结果表明:(1)中国区域*ET*显著下降(Slope = -1.09 mm/a, *P*<0.05),而*T*和*T/ET*显著上升(Slope *T*=0.34 mm/a, Slope *T/ET*=0.0019/a, *P*<0.05)。高寒青藏高原气候区 *ET*显著增加(*P*<0.05),而其他气候区呈现下降趋势;*T*在温带季风气候区显著下降(-0.61 mm/a,*P*<0.05),在其他气候区显著上升(*P*<0.05);*T/ET*在所有气候区均显著上升(*P*<0.05)。(2)全国 *ET*、*T*和*T/ET*的空间分布呈现由东南沿海向西北内陆递减的梯度特征,高寒青藏高原气候区的*ET*(813.49 mm)、*T*(515.23 mm)和*T/ET*(0.62)均为最高。(3)降水、植被指数和气温是全国 *ET*、*T*和*T/ET*变化的主要驱动因子,植被指数与气温、降水、饱和水汽压差和辐射的交互作用对*T*和*T/ET*最明显。研究结果为气候变化背景下的水资源管理与生态保护提供了重要依据。 关键词:蒸散;蒸腾;蒸腾蒸散比;气候区;驱动因素

# Characteristics and drivers of spatial and temporal evolution of evapotranspiration and components in four major climate zones in China, 1982–2021

Yusupukadier Zimini, ZHANG Tianyou, YANG Meng, LIU Yandan, WANG Zhipeng, WEN Zhongming\* College of Grassland Agriculture, North West Agriculture and Forest University, Yangling 712100, China

Abstract: This study focuses on the temporal and spatial evolution of Evapotranspiration (ET), Transpiration (T), and Transpiration-Evapotranspiration ratio (T/ET) in four major climatic zones (temperate continental, temperate monsoon, alpine Tibetan Plateau, and subtropical-tropical monsoon climatic zones) in China during 1982—2021 and the driving mechanisms. ET, T and T/ET, and their driving mechanisms. Based on the dataset of transpiration and evapotranspiration (T/ET) ratios of Chinese terrestrial ecosystems, trend analysis, coefficient of variation (CV), R/S analysis, and geodetector was used to reveal the dynamic changes of ET, T, and T/ET, as well as the main driving factors. The results showed that (1) ET decreased significantly (Slope = -1.09 mm/a, P < 0.05), while T and T/ET increased significantly in the alpine Tibetan Plateau climate zone (P < 0.05), while other climate zones showed a decreasing trend; T decreased significantly in the temperate monsoon zone (-0.61 mm/a, P < 0.05), but increased significantly in the other climate zones (P < 0.05). T/ET increased significantly in all zones (P < 0.05). (2) The spatial distribution of ET, T and T/ET showed a gradient from

基金项目:国家自然科学基金青年项目(32201344);中国博士后科学基金面上资助(2023M742858)

收稿日期:2024-09-02; 网络出版日期:2025-00-00

<sup>\*</sup> 通讯作者 Corresponding author.E-mail: zmwen@ms.iswc.ac.cn

the southeast coast to the northwest inland, with the alpine Tibetan Plateau climatic region having the highest ET (813.49 mm), T (515.23 mm) and T/ET (0.62). (3) Precipitation, vegetation index and temperature were the main drivers of the changes in ET, T and T/ET across the country, and the interaction of vegetation index with temperature, precipitation, saturated water vapor pressure difference and radiation was most pronounced for T and T/ET. The results provide an important basis for water resource management and ecological protection in the context of climate change.

#### Key Words: evapotranspiration; transpiration; transpiration-evapotranspiration ratio; climate zones; drivers

蒸散(Evapotranspiration, *ET*)作为水循环的核心环节,不仅在区域气候调节与水资源平衡中发挥着重要作用,更是生态系统功能持续维持的关键因素<sup>[1]</sup>。蒸腾(Transpiration, *T*)是 *ET*的关键组分,不仅在碳循环中扮演着关键角色,也是植物生理功能维持的基础<sup>[2]</sup>。蒸腾蒸散比(*T/ET*)则是衡量水分利用效率和植被健康状况的关键指标。在水资源有限的环境下,较高的 *T/ET* 值通常意味着植物蒸腾在区域水循环中的更大贡献,表明水分利用效率较高,生态系统健康状况更佳<sup>[3]</sup>。

在全球气候变化和人类活动的双重影响下,ET、T和T/ET的时空动态特征及其驱动机制已成为生态学和水文气象学研究的核心议题<sup>[4]</sup>。全球变暖通过加速蒸发、改变降水分布及植被覆盖,显著影响全球水循环<sup>[5]</sup>。中国不同气候区的蒸散过程具有显著的时空异质性,其主要驱动因素包括气温、降水、辐射、风速、土壤湿度及植被覆盖等<sup>[6]</sup>。Zhang等<sup>[7]</sup>和Hong等<sup>[8]</sup>的研究发现,温带季风气候区和高寒青藏高原气候区的ET 具有明显的季节性和年际波动特征。吕妍等<sup>[9]</sup>研究表明,在干旱和半干旱地区,气候变暖加剧了水分蒸发,导致水资源压力增加;Andereg<sup>[10]</sup>等发现,在高寒地区,升温促进冰川融水增加,从而影响区域水循环平衡。 蒸腾过程的变化同样复杂多样,主要受植物类型、气孔导度、土壤湿度和大气水汽压差等因素的控制<sup>[10-11]</sup>。 郭焱培等<sup>[12]</sup>发现,在中国的亚热带-热带季风气候区,蒸腾在雨季和旱季之间的变化显著,主要受到降水季节 性和土壤水分变化的驱动。T/ET 作为衡量植被蒸腾在总蒸散中占比的关键指标,反映了植被在水分利用效 率和生态系统碳水耦合过程中的作用<sup>[13]</sup>。在干旱地区,T/ET 通常较高,因为植物通过深根系统吸收水分进 行蒸腾;而在湿润地区,蒸发过程占主导地位,导致较低的 T/ET<sup>[14]</sup>。Niu 等<sup>[15]</sup>的研究进一步证实了这一观 点,他们指出 T/ET 在中国陆地生态系统中呈现出显著的上升趋势,但该趋势在不同气候区域之间存在明显 差异。。因此,了解不同气候区 T/ET 的时空动态变化尤为重要<sup>[16]</sup>。

中国地域辽阔、地形复杂、气候多样,蒸散发过程具有显著的空间异质性。在气候变化背景下,中国不同 气候区面临水资源管理和生态保护的双重挑战。然而,目前针对中国四大气候区(温带大陆性气候区、温带 季风气候区、高寒青藏高原气候区以及亚热带-热带季风气候区)蒸散发及其组分的系统研究尚显不足,尤其 是对 *ET*、*T*及 *T*/*ET* 动态特征及其驱动机制的综合分析。为此,本研究基于长时间序列的蒸散与蒸腾数据集, 采用多种统计分析和空间分析方法,系统分析了中国四大气候区 *ET*、*T*及 *T*/*ET* 的时空演变特征,并深入探讨 了植被和气候因子对 *ET*、*T*及 *T*/*ET* 的影响作用,旨在为科学制定水资源管理、生态保护以及应对气候变化 的相关策略提供依据。

## 1 数据与方法

#### 1.1 研究区概况

中国地形复杂、气候多样,本研究选取温带大陆性气候区、温带季风气候区、高寒青藏高原气候区和亚热带-热带季风气候区作为研究区域,涵盖从青藏高原到东部平原与南部丘陵的多样地貌特征。研究区气候范围广泛,从干旱寒冷到温暖湿润,植被类型包括常绿阔叶林(EBF)、落叶阔叶林(DBF)、常绿针叶林(ENF)、落叶针叶林(DNF)、混交林(MF)、灌丛(SHR)、草地(GRA)、耕地(CRO)、稀树草原(SAV)和无植被区(NOV)(图1)。



图 1 中国高程、气候区划分及植被类型示意图 Fig.1 Schematic diagram of China's elevation, climate zones, and vegetation types 气候区划分为温带大陆性气候区(I)、温带季风气候区(Ⅱ)、高寒青藏高原气候区(Ⅲ)和亚热带-热带季风气候区(Ⅳ);土地覆盖类型包括

常绿阔叶林(EBF)、落叶阔叶林(DBF)、常绿针叶林(ENF)、落叶针叶林(DNF)、混交林(MF)、灌丛(SHR)、草地(GRA)、耕地(CRO)、稀树 草原(SAV),以及无植被区(NOV)

### 1.2 数据来源

16 期

本研究基于中国陆地生态系统蒸腾蒸散比(*T/ET*)、蒸腾(*T*)及蒸散(*ET*)数据集,该数据集通过 PT-JPL 模型整合多源观测数据生成。PT-JPL 模型基于辐射能量平衡与蒸散机制,用于估算蒸散发量及其组分。通过 ChinaFLUX 站点的观测验证,该数据集的 *T/ET* 决定系数(*R*<sup>2</sup>)达到 0.73,均方根误差(RMSE)为 0.07,误差 率为 12.41%,相较于 GLEAM V3.3、FLDAS V1、GLDAS V1、GLDAS V2.1、MsTMIP V1 等现有产品,在空间异质 性表现和趋势一致性方面更为优越<sup>[17]</sup>。

本研究还包括了 ASTER GDEM 90 m 产品提供的数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)数据、基于 MODIS 全球土地覆盖产品(MCD12C1)的土地覆盖数据、PKU GIMMS 产品提供的归一化植被指数(Normalized Difference Vegetation Index, NDVI)数据,以及国家青藏高原数据中心提供的气温(Temperature, TMP)和降水 (Precipitation, PRE)数据,风速(Wind Speed, VS)、饱和水汽压差(Vapor Pressure Deficit, VPD)和土壤湿度 (Soil Moisture, SOIL)数据来源于 TerraClimate 产品。不同数据产品的详细参数见表 1。

Table 1   Data information								
数据名称	空间分辨率	时间跨度	来源					
Date name	Spatial	Time	Source					
蒸散发 ET	0.05°	1981—2021 年	http://www.nesdc.org.cn					
蒸腾 T								
蒸腾蒸散比 T/ET								
高程 DEM	90 m	2000年	https://www.gscloud.cn					
土地覆被 LUCC	$0.05^{\circ}$	2001—2023	https://lpdaac.usgs.gov/products/mcd12c1v061/					
归一化植被指数 NDVI	8 km	1982—2022 年	https://zenodo.org/records/8253971					
气温 TMP	1 km	1901—2023 年	https://data.tpdc.ac.cn					
降水 PRE								
风速 VS								
饱和水汽压差 VPD	4638.3 m	1958—2023 年	https://www.climatologylab.org/terraclimate.html					
土壤湿度 SOIL								
辐射 SRAD								

表1 数据信息

ET:蒸散发 Evapotranspiration; T:蒸腾 Transpiration; T/ET:蒸腾蒸散比 Transpiration to evapotranspiration ratio; DEM:高程 Digital elevation model; NDVI:归一化植被指数 Normalized difference vegetation index; PRE:降水 Precipitation; TMP:气温 Temperature; VS:风速 Wind speed; VPD: 饱和水汽压差 Vapor pressure deficit; SOIL:土壤湿度 Soil moisture; SRAD:辐射 Solar radiation

为确保数据一致性,本研究对所有空间数据进行了时间序列统一处理,时间范围为 1982—2021 年,空间 分辨率重采样至 0.05°。

1.3 研究方法

1.3.1 线性回归分析

采用一元线性回归方法<sup>[18]</sup>对 *ET*、*T*和 *T*/*ET*的时间序列进行趋势分析,探究 1982—2021 年中国四大气候区陆地生态系统 *ET*、*T*和 *T*/*ET*时间变化特征。斜率(Slope)越大表示变化趋势越明显;*R*<sup>2</sup>为决定系数,值越大表示自变量和因变量的拟合优度越好,自变量对因变量的解释程度越高。

#### 1.3.2 Sen+MK 趋势分析

Theil-Sen 斜率作为一种稳健的非参数统计技术,优势在于其对时间序列中的缺失值与异常值具有较好的容忍度,使其对时间序列中的异常值和噪声具有较好的稳健性,在分析气候数据时,有时比传统的线性回归方法更适用(公式详见文献<sup>[19]</sup>)。Mann-Kendall 检验则用于评估趋势的统计显著性,其对于测量误差及异常值的鲁棒性,令其在时间序列分析中得到广泛应用(计算公式详见文献<sup>[20]</sup>)。本研究结合 Theil-Sen 斜率估计和 Mann-Kendall(*MK*)检验<sup>[21]</sup>,在 0.05 显著性水平下,将中国四大气候区的 *ET*、*T*及 *T/ET* 变化趋势分为五类:显著增加(Significant increase, *SI*)、轻微增加(Increase, *I*)、无显著变化(Stable, *S*)、轻微减少(Decrease, *D*)和显著减少(Significant Decrease, *SD*)。

# 1.3.3 变异系数

变异系数(Coefficient of Variation, CV)是一种衡量数据波动性的统计指标,它反映了观测数据在时间序列中的变异程度,用以评估数据的稳定性。变异系数较高意味着 ET、T及 T/ET 的分布更为离散,显示出较大的波动;相反,较低的变异系数则表示数据值较为集中,波动较小。计算变异系数的公式为:

$$CV = \frac{\sigma}{\mu}$$

其中 $\sigma$ 表示标准差, $\mu$ 为ET、T及T/ET的多年平均值。

采用自然断点分级法,将所研究变量的稳定性按 CV 值分为五个等级:极低波动(CV < 0.05)、低波动 ( $0.05 \leq CV < 0.10$ )、中等波动( $0.10 \leq CV < 0.15$ )、高波动( $0.15 \leq CV < 0.20$ )及极高波动(CV > 0.20)<sup>[22]</sup>。

1.3.4 赫斯特指数

赫斯特指数(Hurst Index, *H*)是一种定量描述时间序列自相似性和长期趋势的方法,可以反映时间序列的内在特性。根据 Hurst 指数变化,可将其划分为反持续性( $0 \le H \le 0.5$ )和持续性( $0.5 \le H \le 1$ )这 2 个等级<sup>[23]</sup>。为了更清晰的分析中国未来 *ET*、*T*和 *T/ET*的变化趋势,本文进一步将 Hurst 指数结果与 Sen 趋势分析结果进行叠加并划分等级<sup>[24]</sup>,划分结果如表 2 所示,分别为反持续性下降(Sen<0, $0 \le H \le 0.5$ )、反持续性上升(Sen>0, $0.5 \le H \le 1$ )这 4 个等级。

表 2	中国未来 ET、	_T和 T/ET	的变化趋势等级划分
-----	----------	----------	-----------

Table 2Hierarchy of future trends in ET, T and $T/ET$ in China								
赫斯特指数	Sen 趋势	等级划分	含义					
Hurst index	Sen trend	Hierarchy classification	Meaning					
0≤ <i>H</i> <0.5	Sen<0	反持续性下降	未来发展趋势与过去持续性下降的趋势相反					
	Sen>0	反持续性上升	未来发展趋势与过去持续性上升的趋势相反					
0.5< <i>H</i> ≤1	Sen<0	持续性下降	未来发展趋势为持续性下降趋势					
	Sen>0	持续性上升	未来发展趋势为持续性上升趋势					

H 为 Hurst 指数

# 1.3.5 地理探测器

地理探测器作为一种先进的统计学方法,专注于探测地理现象的空间分异特征,并深入挖掘其背后的驱动力机制。本文主要运用了地理探测器的2个功能:因子探测<sup>[25]</sup>和交互作用探测<sup>[25]</sup>,识别 NDVI、PRE、TMP、

SRAD、SOIL、VPD 及 VS 对 ET、T 和 T/ET 的影响。其中,自变量(气候和植被因素)对因变量(ET、T 和 T/ET) 的影响称为空间分异解释力(q),其范围在 0—1 之间,q 值越大,表面因子的解释力越强<sup>[26]</sup>。

### 2 结果与分析

2.1 ET、T和 T/ET 的时间变化特征

如图 2 所示,1982—2021 年间,全国范围内的 ET 显著下降(P<0.05),年均变化率为-1.09 mm/a;T 和 T/ET 则显著上升(P<0.05),年均变化率分别为 0.34 mm/a 和 0.0019/a。在不同气候区内,ET、T 和 T/ET 的变化趋势存在显著差异。温带大陆性气候区、温带季风气候区和亚热带-热带季风气候区的 ET 均显著下降(P<0.05),年均变化率分别为-0.97 mm/a、-2.05 mm/a 和-1.60 mm/a;相反,高寒青藏高原气候区的 ET 则显著 增加(P<0.05),年均变化率为 0.59 mm/a。与此同时,温带大陆性气候区、高寒青藏高原气候区和亚热带-热带季风气候区的 T 显著上升(P<0.05),年均变化率分别为 0.26 mm/a、0.49 mm/a 和 1.07 mm/a;而温带季风 气候区的 T 显著下降(P<0.05),年均变化率为-0.61 mm/a。T/ET 在四大气候区均表现为显著上升(P<



图 2 1982—2021 年中国四大气候区 ET、T 和 T/ET 的年际变化特征

Fig.2 Characteristics of interannual variations of ET, T and T/ET in four major climate zones of China, 1982-2021

http://www.ecologica.cn

0.05),其中温带大陆性气候区的年均变化率最高,为 0.0028/a,其次为亚热带-热带季风气候区(0.0025/a)、 温带季风气候区(0.0014/a)和高寒青藏高原气候区(0.0011/a)。

2.2 ET、T和 T/ET 的空间变化特征

1982—2021年间,*ET*、*T*和*T/ET*的空间分布呈现由东南沿海向西北内陆递减的梯度特征。全国范围内, *ET*、*T*和*T/ET*的多年均值分别为506.12 mm、285.80 mm 和0.50。在不同气候区中,高寒青藏高原气候区的 *ET*(813.49 mm)、*T*(515.23 mm)和*T/ET*(0.62)均为最高,而温带季风气候区的*ET*(297.33 mm)、*T*(98.32 mm)和*T/ET*(0.28)则为最低;温带大陆性气候区的*ET*、*T*和*T/ET*分别为295.57 mm、143.96 mm 和0.45,亚 热带-热带季风气候区分别为468.06 mm、274.57 mm 和0.58。

*ET*整体呈下降趋势,显著减少(*P*<0.05)和轻微减少的区域分别占42.09%和12.75%,集中于温带大陆性 气候区的东部、温带季风气候区和亚热带-热带季风气候区,而显著增加(*P*<0.05)和轻微增加的区域分别占 11.83%和8.06%,主要分布在高寒青藏高原气候区及亚热带-热带季风气候区的东部。*T*显著增加(*P*<0.05) 和轻微增加的区域面积分别占26.97%和17.50%,主要位于温带大陆性气候区的东部、高寒青藏高原气候区 和亚热带-热带季风气候区,显著减少(*P*<0.05)和轻微减少的区域面积分别为16.68%和13.50%,主要分布在 温带季风气候区的北部及亚热带-热带季风气候区的西南部。*T/ET*显著增加(*P*<0.05)和轻微增加的区域分 别占26.86%和16.04%,集中在温带大陆性气候区的东部、高寒青藏高原气候区和亚热带-热带季风气候区,显 著减少(*P*<0.05)和轻微减少的区域则分别为23.76%和18.23%,分布在温带季风气候区的东北部及高寒青藏 高原气候区的中部和东南部。

中国 ET 以低波动为主,极低波动和低波动区域分别占 11.59%和 59.06%,高波动和极高波动区域分别为 2.53%和 4.79%,主要集中于温带大陆性气候区的北部及高寒青藏高原气候区的西南部。T 的波动性更为显 著,极高波动和高波动区域分别占 29.58%和 16.52%,集中在温带大陆性气候区的东部、温带季风气候区的北部及高寒青藏高原气候区的西南部,低波动区域占 24.56%,集中于温带季风气候区的东部及亚热带-热带季 风气候区的南部,中等波动区域为 29.22%,分布于温带季风气候区的西部和亚热带-热带季风气候区的中部。 T/ET 的波动性表现出类似特征,极高波动和高波动区域面积分别为 29.58%和 16.52%,集中于温带大陆性气候区的西北部和东南部、温带季风气候区的西南部及高寒青藏高原气候区的西南部,低波动区域占 24.56%, 主要分布于温带季风气候区和亚热带-热带季风气候区(图 3)。

2.3 ET、T和 T/ET 的可持续性分析

如图 4 所示,全国 *ET* 的 Hurst 指数均值为 0.39,空间分布较为分散,低值区域较广。高值区域集中于温带大陆性气候区西北部与东北部、温带季风气候区北部与东部、高寒青藏高原气候区西南部,以及亚热带-热带季风气候区西南部。*T* 与 *T/ET* 的 Hurst 指数呈相似分布,均值分别为 0.37 和 0.38,高值区集中在温带季风气候区东北部及亚热带-热带季风气候区西南部和东南部,低值区则主要位于亚热带-热带季风气候区北部。

中国 ET 以反持续性下降为主,占总面积的 68.07%,主要分布在温带大陆性气候区、温带季风气候区和亚 热带-热带季风气候区;反持续性上升占 23.25%,集中于高寒青藏高原气候区。持续性下降占 5.31%,主要位 于高寒青藏高原气候区南部及亚热带-热带季风气候区西南部;持续性上升占 3.37%,分布于高寒青藏高原气 候区西部和台湾岛区域。T 的变化趋势以反持续性上升为主,占 56.67%,主要分布在温带季风气候区南部、 高寒青藏高原气候区中部和亚热带-热带季风气候区;反持续性下降占 38.64%,集中于温带大陆性气候区和 温带季风气候区东北部。持续性下降占 1.78%,主要位于亚热带-热带季风气候区西南部;持续性上升占 2. 90%,分布于该气候区西部。T/ET 的变化趋势与T 相似,反持续性上升占 72.43%,广泛分布于各气候区,尤 其在亚热带-热带季风气候区和温带季风气候区南部更为显著;反持续性下降占 21.81%,集中于温带季风气 候区东北部。持续性下降占 0.89%,主要分布于温带大陆性气候区的部分区域;持续性上升占 4.87%,分布于 亚热带-热带季风气候区西部和东南部。

2.4 ET、T与 T/ET 驱动因素分析

利用地理探测器单因子分析,计算了1982年、1992年、2002年和2021年各环境因子对全国尺度ET、T及



图 3 1982—2021 年中国四大气候区 ET、T 和 T/ET 的均值空间分布、变化趋势和变异程度

Fig.3 Spatial distribution, trends and degree of *CV* variability of the mean values of *ET*, *T* and *T/ET* in different climatic zones of China, 1982–2021

I:温带大陆性气候区;Ⅱ:温带季风气候区;Ⅲ:高寒青藏高原气候区;Ⅳ:亚热带-热带季风气候区。显著增加(SI)、轻微增加、无显著变化(S)、轻微减少(D)和显著减少(SD)

T/ET的空间分异解释力(q值)(图5)。结果显示,PRE 对 ET 的q值最高(0.74—0.79),TMP(0.71—0.75)和 NDVI(0.70—0.73)位列第二和第三,SRAD、VPD 和 VS 的q值较低,影响较为有限。在T的变化中,NDVI的q 值最高(0.7—0.8),TMP(q=0.64)和 PRE(q = 0.58)分列其后,SRAD、VPD 和 VS 的影响较弱。在T/ET的驱 动中,NDVI的q值最高(0.68),TMP(q=0.60)和 VPD(q= 0.54)次之,SOIL、SRAD 和 VS 的q值普遍较低。

在不同气候区内, ET、T及T/ET的驱动因子存在显著差异。温带大陆性气候区中, NDVI是ET和T的主导因子(q值分别为0.51和0.58), T/ET亦主要受NDVI控制(0.51), SRAD(0.28)和VPD(0.21)也具有一定

8







图 5 1982 年、1992 年、2002 年和 2021 年影响因子对 *ET*、*T* 和 *T*/*ET* 解释力 *q* 值 Fig.5 *q*-values of explanatory power of environmental factors for *ET*, *T* and *T*/*ET* in 1982, 1992, 2002 and 2021

影响。温带季风气候区中,*T*的变化主要由 NDVI 驱动(0.51),*ET*则以 TMP 为主(0.42),*T/ET*方面,SOIL (0.33)和 SRAD(0.30)是主要因子,NDVI 也具有一定解释力(0.42)。高寒青藏高原气候区中,NDVI 对 *ET*和 *T*的解释力最高(分别为 0.66 和 0.77), PRE 和 SRAD 对 *T*和 *T/ET*的影响也较为显著,*T/ET*的最大解释因子为 NDVI,*q* 值高达 0.81。亚热带-热带季风气候区中,*ET*和 *T*主要由 PRE(0.48 和 0.33)和 TMP(0.43 和 0.23) 驱动,NDVI 的作用相对较弱(*ET*为 0.23,*T*为 0.35),*T/ET*中 NDVI 的 q 值为 0.34,其余因子解释力普遍较低 (表 3)。

如图 6 所示,中国 *ET*的变化主要受 PRE 与 TMP、NDVI 与 TMP、以及 SOIL 与 TMP 交互作用的影响;*T*的 变化则主要受 NDVI 与 TMP、SRAD 与 NDVI 交互作用的主导;*T/ET*的变化主要由 NDVI 与 TMP、VPD 与 NDVI 交互作用驱动。上述结果表明,TMP 与 PRE 是影响 *ET* 变化的关键因子,而 NDVI 与其他因子的交互作用显著影响 *T*和 *T/ET*。

在不同气候区,影响因子的交互作用对 ET、T 和 T/ET 的影响表现出显著的区域差异。在温带大陆性气候区,ET 的变化显著受 TMP 与 NDVI、VS 与 NDVI 交互作用的影响;T 的变化主要由 VPD 与 NDVI、SRAD 与

NDVI 交互作用驱动; *T/ET* 的变化则主要受 VPD 与 NDVI 交互作用的影响。在温带季风气候区, *ET* 变化主 要受 TMP 与 NDVI 和 TMP 与 PRE 交互作用的影响; *T* 的变化以 TMP 与 NDVI 交互作用为主导; *T/ET* 的变化 则显著受 TMP 与 NDVI 和 SRAD 与 NDVI 交互作用驱动。在高寒青藏高原气候区, *ET* 变化主要受 TMP 与 PRE 交互作用的影响; *T* 的变化显著受 TMP 与 NDVI 交互作用影响; *T/ET* 的变化则主要由 TMP 与 NDVI 和 VS 与 NDVI 交互作用驱动。在亚热带-热带季风气候区, *ET* 变化主要受 SRAD 与 PRE 和 TMP 与 SRAD 交互 作用的影响; *T* 的变化主要由 SRAD 与 NDVI 和 VPD 与 NDVI 交互作用驱动; *T/ET* 的变化则主要由 PRE 与 NDVI 和 VS 与 NDVI 交互作用影响。

9

Table 3	Mean annual q-	values of the expla	anatory power	r of each factor f	or <i>ET</i> , <i>T</i> , and	I T/ET in diffe	rent climatic zon	es of China
	气候区 Climatic zone	归一化 植被指数 NDVI	降水 PRE	土壤湿度 SOIL	辐射 SRAD	气温 TMP	饱和水 汽压差 VPD	风速 VS
蒸散发	I	0.51 *	0.28 *	0.10 *	0.17 *	0.07 *	0.14 *	0.11 *
ET	II	0.20 *	0.31 *	0.15 *	0.24 *	0.42 *	0.16 *	0.04
	III	0.66 *	0.55 *	0.39 *	0.36 *	0.36 *	0.05 *	0.36 *
	IV	0.23 *	0.48 *	0.33 *	0.38 *	0.43 *	0.25 *	0.04
蒸腾	Ι	0.58 *	0.18 *	0.12 *	0.25 *	0.07 *	0.16 *	0.09 *
Т	II	0.51 *	0.19*	0.20 *	0.06 *	0.04 *	0.03	0.02
	III	0.77 *	0.49 *	0.34 *	0.49 *	0.42 *	0.04 *	0.39 *
	IV	0.35 *	0.33 *	0.35 *	0.27 *	0.23 *	0.19*	0.05 *
蒸腾蒸散比	Ι	0.51 *	0.14 *	0.09 *	0.28 *	0.11 *	0.21 *	0.08 *
T/ET	II	0.42 *	0.10 *	0.33 *	0.30*	0.29 *	0.24 *	0.07 *
	III	0.81 *	0.59 *	0.42 *	0.55 *	0.38 *	0.02	0.46 *
	IV	0.34 *	0.14 *	0.19 *	0.06	0.03	0.05	0.12 *

表 3 中国四大气候区各因素对 ET、T、T/ET 的解释力年均 q 值

\* P<0.05; I:温带大陆性气候区;II:温带季风气候区;III:高寒青藏高原气候区;IV:亚热带-热带季风气候区

#### 3 讨论

### 3.1 不同气候区 ET、T 和 T/ET 的分布特征及其变化

全国范围内,*ET*呈显著下降趋势,且在温带大陆性气候区、温带季风气候区以及亚热带-热带季风气候区 尤为明显,这一变化可能与气温上升和降水减少共同导致的干旱加剧密切相关<sup>[27-28]</sup>。这一趋势与李春华 等<sup>[29]</sup>的研究结果一致,他们指出中国北方存在一个面积广大的气候变干带,湿润度指数存在轻微变小的趋势。杨扬等<sup>[30]</sup>在黄河流域的研究也观察到了类似现象,黄河流域年蒸散呈现明显减少趋势。高寒青藏高原 气候区 *ET* 的增加与李红阳等<sup>[31]</sup>在昆仑山北坡的发现一致,即该区域潜在蒸散总体呈波动上升趋势。*T/ET* 在所有气候区均呈增长趋势,而T 仅在温带季风气候区外的其他气候区呈显著上升趋势,与宋硕等<sup>[32]</sup>在银川 的研究结果相吻合。*ET* 的空间分布特征呈从东南沿海向西北内陆递减的显著梯度特征,这可能与降水量的 地理分布和植被覆盖的密度密切相关有关<sup>[33]</sup>。具体来说,温带季风气候区和亚热带-热带季风气候区由于较 高的降水量和植被覆盖度,表现出较高的 *ET* 值。相反,温带大陆性气候区和高寒青藏高原气候区由于干旱 和寒冷的条件限制,*ET* 值较低,这与白鹏等<sup>[34]</sup>的研究结果相一致。

除大尺度地形及气候变化影响外,T和T/ET的空间变化也与下垫面特征密切相关,且可能与下垫面形成 长期稳定的响应关系。宋硕等<sup>[32]</sup>的研究表明,蒸散量在不同土地利用类型间存在显著差异。根据缪贝儿 等<sup>[35]</sup>的研究表明,全球83个典型流域的蒸散耗水率对气候干燥指数和流域特征参数的响应关系在长时间尺 度上表现出较强的时间稳定性。这为我们理解中国四大气候区ET、T和T/ET的空间趋势提供了重要参考, 这些水循环组分的变化会受到气候和下垫面特征参数的长期稳定影响。该研究结果表明,ET在全国范围内 的下降趋势,特别是在温带大陆性气候区和温带季风气候区,可能与气温升高和降水减少有关。而高寒青藏

蒸散发 ET 蒸腾 T 蒸腾蒸散比 T/ET VS 0.4152 0.423 0.3498 ---\_\_\_ ------VPD 0.2435 0.6032 0.2152 0.5842 0.1636 0.4828 TMF 0.7514 0.8723 0.781 0.6114 0.7352 0.6573 0.3107 0.4304 0.4702 Ŧ SRAD 0.1192 0.8612 0.3643 0.5043 0.1716 0.7802 0.3826 0.529 0.3359 0.634 0.5383 0.5573 SOIL 0.5369 0.6437 9014 0.8334 0.7167 0.6362 0.8135 0.7849 0.7181 0.5261 0.3121 0.5028 0.5643 0.5359 0.5193 PRE 0.8732 0.8835 0.8917 0.8694 0.7762 0.7927 0.789 0.7879 0.780 0.435 0.4925 0.5973 0.5563 0.5665 0.5443 NDVI 0.7506 0.8763 0.7988 0.8276 0.9042 0.8533 0.779 0.8289 0.852 0.654 0.717 0.6899 0.7198 0.7375 0.7308 0.7042 0.7946 0.8474 0.8642 0.8602 0.8183 VS 0.1053 ---0.0885 0.08118 VPD 0.1357 0.382 0.1599 0.3803 0.2067 0.4218 温带大陆性气候区 -------TMF 0.07152 0.3888 0.2154 0.06975 0.3026 0.2479 0.1086 0.2974 0.2799 SRAD 0.1667 0.2653 0.2631 0.3274 0.2533 0.3263 0.3386 0.3664 0.2837 0.3559 0.4027 0.3819 SOIL 0.1222 0.3478 0.09213 0.3452 0.09506 0.2738 0.1868 0.2643 0.2129 0.1818 0.2046 0.2652 0.208 0.2 0.2774 PRE 0.2776 0.2939 0.3545 0.2249 0.3519 0.25 0.29 0.1372 0.1728 0.3421 0.2349 0.3859 0.1827 0.2126 0.2078 0.2481 NDVI 0.5141 0.5315 0.5273 0.5579 0 5846 0.514 0.5417 0.5296 0.6026 0.5935 0.576 0.5883 0.5998 0.6027 0.6535 0.6171 0.6536 0.649 0.5523 0.6091 0.5685 1.00 VS 0.0441 0.0188 0.0657 ---0.90 0.80 VPD 0.1636 0.2640 0.02563 0.1584 0.2439 0.3401 ---0.70 温带季风气候区 TMP 0.4177 0.5217 0.4622 0.03631 0.1117 0.1342 0.2866 0.3254 0.3839 0.60 0.50 0 SRAD 0.05945 0.1271 0.1165 0.1433 0.2395 0.4759 0.2951 0.3555 0.3264 0.3482 0.3379 0.364 0.40 SOIL 0.1522 0.457 0.3019 0.3128 0.2635 0.3272 0.6018 0.3828 0.2553 0.2018 0.2856 0.4241 0.449 0.3926 0.396 0.30 PRE 0.3084 0.3812 0.5541 0.6226 0.261 0.3173 0.2492 0.4654 0.334 0.2649 0.2987 0.224 0.3489 0.4088 0.4263 0.20 0.10 NDVI 0.6125 0.5628 0.5718 0.5975 0.5226 0.1979 0.3667 0.398 0.6023 0.6826 0.5309 0.2833 0.5138 0.5278 0.5451 0.6113 0.4188 0.4776 0.5229 0.6328 0.6819 0 VS 0.3601 0.3883 0.4615 高寒青藏高原气候区 VPD 0.04781 0.4926 0.04261 0.4708 .02272 0.5354 ---TMP 0.3594 0.5704 0.4936 0.4214 0.5698 0.542 0.3756 0.5112 0.5492 SRAD 0.3576 0.5835 0.4724 0.5614 0.4895 0.749 0.5938 0.6703 0.5514 0.7353 0.6054 0.725 SOIL 0.5637 0.7196 0.3944 0.546 0.6971 0.5398 0.6456 0.3435 0.5926 0.7396 0.5554 0.6469 0.4213 0.6574 0.7157 ---PRE 0.5461 0.5831 0.5986 0.7384 0.6158 0.6664 0.4856 0.5251 0.587 0.7472 0.5899 0.6348 0.5929 0.6209 0.6865 0.7558 0.654 0.7074 NDVI 0.6561 0.7219 0.714 0.7244 0.6943 0.7183 0.8369 0.8014 0.8092 0.8451 0.8521 0.8321 0.8482 0.6987 ).7684 0.7811 0.8057 0.8097 0.8337 0.8369 VS 0.1168 0.0380 0.054 亚热带-热带季风气候区 VPD 0.0479 0.2607 0.2501 0.384 0.1859 0.301 TMP 0.4349 0.5324 0.4953 0.2344 0.328 0.281 0.02566 0.0952 0.151 SRAD 0.3805 0.673 0.5325 0.2748 0.4725 0.3772 0.4691 0.491 0.0585 0.1682 0.1631 0.3606 SOIL 0.3328 0.6278 0.6543 0.5958 0.4459 0.3527 0.549 0.5361 0.54 0.4662 0.1857 0.3047 0.2586 0.2632 0.3803 PRE ---0.4808 0.6144 0.6851 0.6304 0.6321 0.5326 0.3307 0.5045 0.5041 0.4128 0.4594 0.4158 0.138 0.3255 0.2689 0.1798 0.2354 0.2815 NDVI 0.2261 0.5495 0.4489 0.5671 0.5357 0.3458 0.5962 0.3352 0.4924 0.4104 0.4415 0.4861 0.616 0.286 0.5253 0.513 0.56 0.5944 0.429 0.466 0.3861 SRAD MP PD SN **IDVI** SRAD TMP VPD S IVUN RAD TMP VPD ٧S PRE PRE INDV PRE SOIL DIC lios

图 6 1982—2021 年中国四大气候区影响因子对 ET、T 和 T/ET 的交互作用解释力年均 q 值

Fig.6 Average annual q-values of the explanatory power of the interaction of environmental factors on ET, T and T/ET in different climatic zones of China, 1982-2021

高原气候区 ET 的增加趋势可能与冰川融化和季风强度增加有关<sup>[36]</sup>。周璐等<sup>[37]</sup>的研究表明,ET 在空间变化 和趋势上处于相对稳定状态,此研究也表明,不同气候区 ET、T 和 T/ET 的波动性存在稳定差异,其中温带大 陆性气候区和温带季风气候区的 ET 波动性较小。梁红闪<sup>[38]</sup>的研究表明,伊犁河流域的未来 ET 的以持续减 少为主。该研究表明,高寒青藏高原气候区 ET、T 和 T/ET 变化具有较强的持续性,而温带季风气候区和亚热 带-热带季风气候区显示出较高的波动性和反持续性,可能反映了这些区域气候变化的复杂性和不确定性。

10

# 3.2 不同气候区 ET、T 和 T/ET 的驱动因素

降水和温度是影响蒸散发的主要因素<sup>[39]</sup>。该研究表明, PRE 和 TMP 对 *ET* 的解释力最高。此外, Fu 等<sup>[40]</sup>也发现气温升高会增加蒸散速率,尤其在气候变暖的地区,但在不同气候区,降水与 *ET* 的关系也有所不 同,这可能与各区域的气候特征和降水模式有关。NDVI 作为衡量植被覆盖和健康状况的指标,对 *T* 和 *T/ET* 的影响显著。该研究结果显示,NDVI 对 *ET*、*T* 和 *T/ET* 的解释力普遍较强,这与宋硕等<sup>[32]</sup>的研究结果相吻 合。Akihiko<sup>[36]</sup>的研究指出,植被通过调节气孔导度直接影响蒸腾,植被覆盖度的增加能显著提升蒸散发量, 特别是在植被密集的区域<sup>[41-42]</sup>。在 *T* 的驱动因素分析中,NDVI 在所有年份中的 *q* 值均最高,表明植被状况 是影响蒸腾过程的主要因素。PRE 和 TMP 对 *T* 的影响也较为显著,这与 Cui 等<sup>[43]</sup>的研究结果相符,研究表 明,在青藏高原地区,降水和气温的变化直接影响植被生长,从而改变蒸腾过程。相比之下,SOIL、VPD 和 *VS* 的 *q* 值普遍较低,表明这些因子对蒸腾的影响较为有限。Hatfield<sup>[44]</sup>的研究也指出,土壤湿度和风速等因子在 水分相对充足的区域对蒸腾的影响较小。对于 *T/ET* 的变化,NDVI 的 *q* 值显示出较高的解释力,这表明植被 在调节蒸腾与蒸散比例中起着重要作用,这与宋硕<sup>[32]</sup>等在银川的研究结果相吻合,他们发现 NDVI 是影响年 均蒸散量上升的主要驱动因素。PRE 对 *T/ET* 的 *q* 值在不同年份间波动较大,这可能是由于降水的不稳定性 导致 *T/ET* 的变化也存在波动性<sup>[45]</sup>。其他因子如 SOIL、TMP、VPD 和 *VS* 的 *q* 值相对较低,表明这些因子对 *T/ ET* 的调节作用有限。

在不同气候区,高寒青藏高原气候区中 NDVI 对 ET 的影响最大,q 值为 0.77,其次是 PRE 和 TMP。这与 Yao<sup>[46]</sup>的研究一致。在亚热带-热带季风气候区,SOIL、PRE 和 NDVI 的 q 值大致相当,表明在这些湿润地区, 土壤湿度、降水和植被对 ET 的影响均较为显著。这也在 Zhang 等<sup>[7]</sup>的研究中得到了验证,他们的研究表明, 土壤湿度在热带季风气候区对蒸散过程的影响尤为突出。双因子交互作用分析进一步揭示了各因子间的复 杂关系。PRE 与 TMP、NDVI 与 TMP、SOIL 与 TMP 的交互作用对 ET 的变化有显著影响,表明降水和气温的 交互作用显著影响蒸散过程<sup>[44]</sup>。对于 T 和 T/ET 的变化,NDVI 与 TMP 的交互作用具有更高的解释力,反映 了植被生长状况和气温共同调控蒸腾在总蒸散中的比例<sup>[43]</sup>。综上述,NDVI、PRE 和 TMP 对驱动 ET、T 和 T/ ET 变化具有关键作用,其他因子如 SOIL、VPD、VS 和 SRAD 的作用则相对较弱。

#### 4 结论

本文基于 1982—2021 年全国 *ET*、*T* 和 *T*/*ET* 数据集,分析中国四大气候区(温带大陆性气候区、温带季风 气候区、高寒青藏高原气候区及亚热带-热带季风气候区)的 *ET*、*T* 和 *T*/*ET* 的时空演变特征及其驱动因素,得 出以下结论:

(1)1982—2021 年全国 ET 显著下降(Slope = -1.09 mm/a, P<0.05), 而 T 和 T/ET 显著上升(Slope r = 0.34 mm/a, Slope<sub>T/ET</sub> = 0.0019/a, P<0.05)。ET 在高寒青藏高原气候区显著上升,其余气候区下降;T 在温带季风气候区显著下降(-0.61 mm/a),其余气候区上升;T/ET 在各气候区均显著上升(P<0.05)。</li>

(2)1982—2021 年全国 ET、T 和 *T/ET* 的空间分布呈现由东南沿海向西北内陆递减的梯度特征,高寒青 藏高原气候区的 ET(813.49 mm)、T(515.23 mm)和 *T/ET*(0.62)均为最高。

(3)降水、植被指数和气温是全国 ET、T 和 *T/ET* 变化的主要驱动因子,植被指数与气温、降水、饱和水汽 压差和辐射的交互作用对 T 和 *T/ET* 最明显。

#### 参考文献(References):

- [1] Oki T, Kanae S. Global hydrological cycles and world water resources. Science, 2006, 313(5790): 1068-1072.
- [2] Bonan G B. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. Science, 2008, 320(5882): 1444-1449.
- [3] 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.

[4] 李峰平,章光新,董李勤. 气候变化对水循环与水资源的影响研究综述. 地理科学, 2013, 33(4): 457-464.

[5]	陈亚宁	李玉朋	李稚	刘永昌	<b>帯</b> ( 本 静	刘而团	冯梅吉	全球气候变化对于星区影响分析	地球科学讲展	2022	37(2).	111_119
1 3 1	125 11. 1		一子作出。		- 巴 乂 田 .		1910日日.	主场(庆文化内)于色影响力切。	JULAAT AUT NO.	2022.	3/(2):	111-119.

- [6] Chen Z, Wang W, Cescatti A, Forzieri G. Climate-driven vegetation greening further reduces water availability in drylands. Global Change Biology, 2023, 29(6): 1628-1647.
- [7] Zhang F, Geng M, Wu Q, Liang Y. Study on the spatial-temporal variation in evapotranspiration in China from 1948 to 2018. Scientific Reports, 2020, 10(1): 17139.
- [8] Zhang H, Dou R. Interannual and seasonal variability in evapotranspiration of alpine meadow in the Qinghai-Tibetan Plateau. Arabian Journal of Geosciences, 2020, 13(18): 968.
- [9] 吕妍,王让会,蔡子颖.我国干旱半干旱地区气候变化及其影响.干旱区资源与环境,2009,23(11):65-71.
- [10] Anderegg W R, Flint A, Huang C-y, Flint L, Berry J A, Davis F W, Sperry J S, Field C B. Tree mortality predicted from drought-induced vascular damage. Nature Geoscience, 2015, 8(5): 367-371.
- [11] Sperry J S, Love D M. What plant hydraulics can tell us about responses to climate-change droughts. New Phytologist, 2015, 207(1): 14-27.
- [12] 郭焱培, 艾尤尔·亥热提, 刘同彦, 张艺伟, 康慕谊, 安尼瓦尔·买买提, 刘鸿雁, 马文红, 王仁卿, 于顺利, 岳明, 张峰, 唐志尧. 中国 北方典型灌丛的分布特征及气候限制. 中国科学; 生命科学, 2021, 51(3): 346-361.
- [13] 常晓格,王志慧,肖培青,魏峰远,张攀,马力.黄土高原生态系统水分利用效率演变及驱动因素空间分异规律.水土保持研究,2022, 29(5):244-252.
- [14] Hu Z, Yu G, Fu Y, Sun X, Li Y, Shi P, Wang Y, Zheng Z. Effects of vegetation control on ecosystem water use efficiency within and among four grassland ecosystems in China. Global Change Biology, 2008, 14(7): 1609-1619.
- [15] Niu Z, He H, Zhao Y, Wang B, Feng L, Lv Y, Zhang M, Fan J, Li Z. Decadal variations in the driving factors of increasing water-use efficiency in China's terrestrial ecosystems from 2000 to 2022. Ecological Informatics, 2024, 84: 102895.
- [16] 王根绪,夏军,李小雁,杨达,胡兆永,孙守琴,孙向阳.陆地植被生态水文过程前沿进展:从植物叶片到流域.科学通报,2021,66 (Z2):3667-3683.
- [17] Niu Z, He H, Zhu G, Ren X, Zhang L, Zhang K. A spatial-temporal continuous dataset of the transpiration to evapotranspiration ratio in China from 1981—2015. Scientific Data, 2020, 7(1): 369.
- [18] Wei Y, Sun S, Liang D, Jia Z. Spatial-temporal variations of NDVI and its response to climate in China from 2001 to 2020. International Journal of Digital Earth, 2022, 15(1): 1463-1484.
- [19] Ali R, Kuriqi A, Abubaker S, Kisi O. Long-term trends and seasonality detection of the observed flow in Yangtze River using Mann-Kendall and Sen's innovative trend method. Water, 2019, 11(9): 1855.
- [20] Sen P K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. Journal of the American statistical association, 2012, 63 (324): 1379-1389.
- [21] 田智慧,任祖光,魏海涛. 2000~2020 年黄河流域植被时空演化驱动机制.环境科学, 2022, 43(2): 743-751.
- [22] Liu C, Zhang X, Wang T, Chen G, Zhu K, Wang Q, Wang J. Detection of vegetation coverage changes in the Yellow River Basin from 2003 to 2020. Ecological Indicators, 2022, 138: 108818.
- [23] Hurst H E. Methods of using long-term storage in reservoirs. Proceedings of the institution of civil engineers, 1956, 5(5): 519-543.
- [24] Tum M, Zeidler J, Günther K P, Esch T. Global NPP and straw bioenergy trends for 2000-2014. Biomass and Bioenergy, 2016, 90: 230-236.
- [25] 吴楠,陈凝,程鹏,宋婷.安徽省各生态分区的 NDVI 年际变化特征及归因分析.长江流域资源与环境,2023,32(6):1200-1207.
- [26] 雷茜, 胡忠文, 王敬哲, 张英慧, 邬国锋. 1985—2015 年中国不同生态系统 NDVI 时空变化及其对气候因子的响应. 生态学报, 2023, 43 (15): 6378-6391.
- [27] Li G, Zhang F, Jing Y, Liu Y, Sun G. Response of evapotranspiration to changes in land use and land cover and climate in China during 2001— 2013. Science of The Total Environment, 2017, 596; 256-265.
- [28] 刘文辉,张宝忠,魏征,韩松俊,韩聪颖,王雅琦,韩信.不同气候区潜在蒸散量变化趋势及归因分析.中国农业气象,2023,44(7): 545-559.
- [29] 李春华,朱飙,杨金虎,刘晨汐,段欣妤,黄鹏程.中国区域气候干湿与土壤湿度变化特征及其差异性分析.干旱区地理,2024,47 (10):1674-1687.
- [30] 杨扬, 王丽娟, 黄小燕, 齐月, 谢蕊. 基于 ERA5-Land 产品的黄河流域蒸散时空变化特征. 干旱气象, 2023, 41(3): 390-402.
- [31] 李红阳, 陈天宇, 王圣杰, 张明军. 1979—2021 年新疆昆仑山北坡潜在蒸散时空变化研究. 干旱区地理, 2024, 47(9): 1443-1450.
- [32] 宋硕,赵婉凝,李少然,王亚飞,岳天泽,贾黎明,刘虎.基于 MOD16 的银川地表蒸散量时空特征及影响因素分析.北京林业大学学报, 2024,46(7):18-26.
- [33] Wang X, Huang X. Increasing evapotranspiration in peatlands from the monsoon regions of East China with the rapid warming during the early Holocene. Journal of Hydrology, 2024, 644: 132051.

- [34] 白鹏, 蔡常鑫. 1982—2019 年中国陆地蒸散发变化的归因分析. 地理学报, 2023, 78(11): 2750-2762.
- [35] 缪贝儿,刘智勇,陈兴荣,陈晓宏,林凯荣,涂新军.流域蒸散耗水率对气候和下垫面变异响应关系的稳定性研究.湖泊科学,2023,35 (4):1470-1482.
- [36] Ito A, Inatomi M. Water-use efficiency of the terrestrial biosphere: a model analysis focusing on interactions between the global carbon and water cycles. Journal of Hydrometeorology, 2012, 13(2): 681-694.
- [37] 周璐,汤弟伟,刘恒,宋鄂平,刘小芳.武陵山区地表蒸散量时空变化特征及其对气候变化的响应.水土保持研究,2022,29(6): 206-213.
- [38] 梁红闪, 王丹, 郑江华. 伊犁河流域地表蒸散量时空特征分析. 灌溉排水学报, 2020, 39(7): 100-110.
- [39] Chen Y, Zhang X, Fang G, Li Z, Wang F, Qin J, Sun F. Potential risks and challenges of climate change in the arid region of northwestern China. Regional Sustainability, 2020, 1(1): 20-30.
- [40] Fu J, Gong Y, Zheng W, Zou J, Zhang M, Zhang Z, Qin J, Liu J, Quan B. Spatial-temporal variations of terrestrial evapotranspiration across China from 2000 to 2019. Science of The Total Environment, 2022, 825: 153951.
- [41] 胡晓萌, 张鑫, 雒舒琪, 张晓鹏, 闫彩, 孙媛. 甘肃省不同气候区 1961-2020 年蒸散发时空变化及其影响因子. 节水灌溉, 2022, (11): 73-78.
- [42] Ma L, Yu G, Chen Z, Yang M, Hao T, Zhu X, Zhang W, Lin Q, Liu Z, Han L. Cascade effects of climate and vegetation influencing the spatial variation of evapotranspiration in China. Agricultural and Forest Meteorology, 2024, 344: 109826.
- [43] Mingyue C, Junbang W, Shaoqiang W, Hao Y, Yingnian L. Temporal and spatial distribution of evapotranspiration and its influencing factors on Qinghai-Tibet Plateau from 1982 to 2014. Journal of Resources and Ecology, 2019, 10(2): 213-224.
- [44] Hatfield J L, Dold C. Water-use efficiency: advances and challenges in a changing climate. Frontiers in Plant Science, 2019, 10: 103.
- [45] Liu C, Zhang D, Liu X, Zhao C. Spatial and temporal change in the potential evapotranspiration sensitivity to meteorological factors in China (1960-2007). Journal of Geographical Sciences, 2012, 22: 3-14.
- [46] Yao T, Thompson L, Yang W, Yu W, Gao Y, Guo X, Yang X, Duan K, Zhao H, Xu B. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. Nature Climate Change, 2012, 2(9): 663-667.