

DOI:10.3880/j.issn.1004-6933.2015.03.004

黄河流域 1961—2012 年蒸散发时空变化特征及影响因素分析

童 瑞,杨肖丽,任立良,刘 懿,马明卫

(河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室,江苏 南京 210098)

摘要:基于黄河流域 1500 个 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ 网格,应用可变下渗能力模型 VIC-3L 计算 1961—2012 年黄河流域水文过程,获得日尺度的实际蒸散发量和潜在蒸散发量数据。运用 Mann-Kendall 趋势检验方法和 Budyko 水分能量平衡公式,分析了实际蒸散发量、潜在蒸散发量、蒸散发率和干燥指数的时空变化趋势及蒸散发受水分能量供应条件限制情况。结果表明:总体上实际蒸散发量和潜在蒸散发量呈减小趋势,其中潜在蒸散发量减小趋势显著,但在流域不同区域的增减趋势不同;蒸散发率和干燥指数的变化不明显;黄河流域上游蒸散发主要受能量供应条件限制影响,而中下游受水量供应条件限制影响较大。

关键词:水文过程;蒸散发;干燥指数;可变下渗能力模型;Budyko 水分能量平衡公式;Mann-Kendall 趋势检验法;黄河流域

中图分类号:P339 文献标志码:A 文章编号:1004-6933(2015)03-0016-06

Temporal and spatial characteristics of evapotranspiration in the Yellow River Basin during 1961—2012 and analysis of its influence factors

TONG Rui, YANG Xiaoli, REN Liliang, LIU Yi, MA Mingwei

(State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering,
Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: On the basis of 1500 grids of $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$, the VIC (Variable Infiltration Capacity)-3L model was applied to calculate the hydrologic process in the Yellow River River Basin from 1961 to 2012, getting daily actual evapotranspiration (E) and potential evapotranspiration (E_p). Then the Mann-Kendall trend test method and the Budyko water-energy balance formula were applied in analyzing the variational trends of E , E_p , Evapotranspiration ratio (E/P), dryness index (E/E_p), and the influence of water and energy supply on evapotranspiration. The results show that E and E_p have a tendency of decreasing on the whole, and E_p shows a remarkable trend with spatially variety. The evapotranspiration ratio (E/P) and dryness index (E/E_p) do not show obvious change. Evapotranspiration in the upper reaches of the Yellow River Basin was mainly affected by the limitation of energy supply, while the one in the middle and lower reaches of the Yellow River Basin was affected by the limitation of water supply.

Key words: hydrologic process; evapotranspiration; dryness index; VIC model; Budyko water-energy balance formula; Mann-Kendall trend test method; Yellow River Basin

基金项目:国家“十二五”科技支撑计划(2013BAC10B02);国家自然科学基金(41201031)

作者简介:童瑞(1990—),男,硕士研究生,研究方向为水旱灾害形成机理及防治。E-mail:mrtongrui@gmail.com

通信作者:任立良,教授。E-mail:rl@hhu.edu.cn

蒸散发是陆地表面的液态水转化为水汽的过程,对全球和区域气候、水文循环、能量循环过程具有重要的意义^[1]。全球蒸散发量约占降水量的60%,在干旱区可达90%,内流区蒸散发量等于降水量。蒸散发过程与气象、地形、植被、土壤等有关,准确获取蒸散发量仍然是水文学中的一大难题,目前通过观测和模拟的方法可以较为准确地估算蒸散发量^[2]。

本文运用基于物理机制的大尺度分布式水文模型——可变下渗能力模型 VIC (variable infiltration capacity),计算 1961—2012 年日尺度的蒸散发数据,分析黄河流域 52 年来的实际蒸散发量、潜在蒸散发量、蒸散发率和干燥指数时空分布和变化情况,以及流域各区域蒸散发受水分能量供应条件限制的情况。

1 研究区概况

黄河流域位于 32°N~42°N,95.75°E~119.25°E 之间(图 1),流域面积约 $7.95 \times 10^5 \text{ km}^2$,干流长 5464 km。流域处于大陆性季风气候区,多年平均降水量由东南向西北递减,400 mm 降水量等值线自东北向西南斜穿,流域内绝大部分地区的年平均降水量都在 800 mm 以下。黄河流域横跨青藏高原、黄土高原和华北平原,地形变化复杂,受此影响,黄河流域降水量时空分布极不均匀;全年平均气温差别明显,黄河上游年平均气温低于 0℃,下游年平均气温在 10℃以上;全年平均风速 1~5 m/s;受全球气候变暖影响,降水总量减小幅度的为每 10 年 11.7 mm,气温总体上升幅度为每 10 年 0.307℃^[3],风速下降幅度为每 10 年 0.264 m/s。

2 研究方法

2.1 VIC 模型

VIC 模型是由美国华盛顿大学、加利福尼亚大

学 Berkely 分校以及普林斯顿大学研究者基于 Wood 等的思想共同研制,从最初的两层土壤 VIC-2L 模型发展到目前广泛应用的 3 层土壤 VIC-3L 模型。该模型考虑了大气-植被-土壤之间的物理交换过程,反映了三者之间的水热状态变化和水热传输^[4],在各计算网格内分别考虑裸土及不同的植被覆盖类型。VIC-3L 模型垂直结构分为冠层、第 1 层土壤、第 2 层土壤和第 3 层土壤 4 个部分。模型潜在蒸散发量由 Penman-Monteith 公式计算。实际蒸散发主要发生在冠层和第 1 层土壤,分别是截留蒸发(E_c)、植被散发(E_l)和土壤蒸发(E_s)3 种^[5]。其中每种植被的蒸散发量由该植被覆盖层的蒸散发能力以及空气动力学阻抗、地表蒸发阻抗和叶面气孔阻抗来计算^[6]。实际蒸散发量为各网格内 3 种蒸发(E_c 、 E_l 、 E_s)按所占面积比例求和得到。

运行 VIC 模型的输入数据有大气强迫数据、数字高程模型(digital elevation model,简称 DEM)数据、植被数据和土壤数据,其中大气强迫数据来自中国气象科学数据共享服务网的 109 个气象站日降水、风速、最低气温、最高气温数据库,DEM 数据来自美国国家海洋大气署全球 1 km 基础高程产品,植被数据来自美国马里兰大学研制的全球 1km 土地覆被资料,土壤数据依据联合国粮农组织 FAO 全球土壤数据库。各数据通过插值法将资料插值到 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 网格,得到 1500 个网格的输入数据文件,其中考虑了高程对气温插值的影响,根据海拔每增加 100 m 气温约下降 0.55℃的原则,修正插值对气温的影响。

本研究采用 1961—2012 年黄河流域 10 个水文站(兰州站为 1967—2012 年)日径流资料对模型进行率定和验证,1961—1990 年为率定期(兰州站为 1967—1990 年),1991—2012 年为验证期。率定和验证结果见表 1。

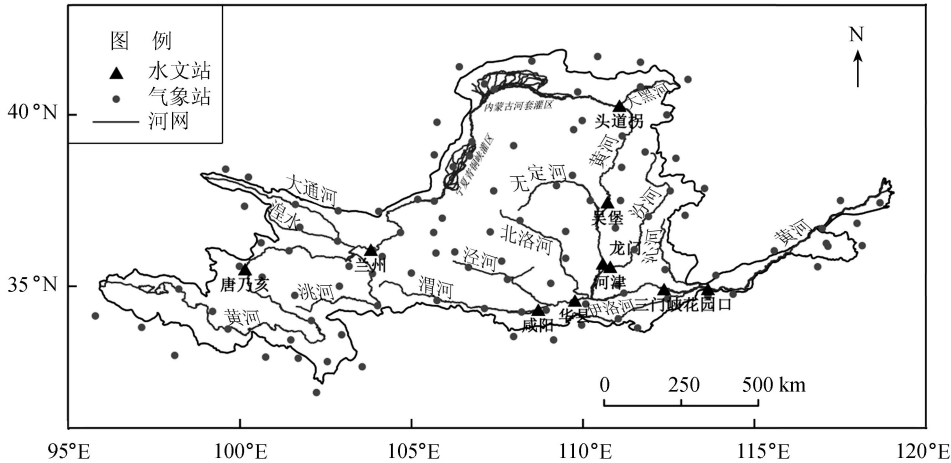


图 1 黄河流域水系及测站分布

表1 各水文站率定期和验证期结果

水文站名	日 NSCE 系数		月 NSCE 系数		误差/%	
	率定期	验证期	率定期	验证期	率定期	验证期
唐乃亥	0.82	0.82	0.85	0.85	-0.3	9.2
兰州	0.76	-0.18	0.85	0.01	-3.6	-0.4
头道拐	0.53	-1.39	0.54	-2.06	33.4	71.8
吴堡	0.91	0.73	0.98	0.94	-0.8	3.8
龙门	0.94	0.86	0.99	0.94	2.9	5.8
三门峡	0.88	0.78	0.95	0.90	2.0	10.8
花园口	0.91	0.31	0.95	0.41	1.1	6.3
河津	0.62	-0.10	0.76	-0.20	-0.1	103.0
咸 阳	0.74	0.55	0.83	0.55	-11.0	-41.0
华 县	0.85	0.65	0.91	0.70	-4.0	4.7

VIC 模型的模拟效果总体良好,个别站点(兰州、头道拐、河津、花园口)在验证期效果较差。输入数据及插值方法引起的误差和人类活动均可影响模型的模拟效果。随着时间的推移,人类活动对径流的影响不断加剧。部分站点验证期和率定期的纳什萨特克利夫效率 NSCE 系数偏低,原因是 1990 年以后人类活动日益剧烈^[7],造成流域下垫面条件及天然河道的改变,以致改变了流域产汇流特性和洪水特性。不过从总体上看,VIC 模型的模拟精度基本满足要求。

2.2 Mann-kendall 趋势检验方法

因为对非正态分布和截尾数据的分析稳定性良好,基于序列的非参数 Mann-Kendall(以下简称 M-K)统计法已广泛用于此类数据的趋势检验^[8]。水文气象数据序列通常分布极不均匀,并包含有误差,所以相比于参数趋势分析法,M-K 非参数趋势检验更加适用^[9]。

通过 M-K 检验数 UF 可以判断序列的变化趋势。

$$UF_k = \frac{S_k - E(S_k)}{\sqrt{Var(S_k)}} \quad (k = 1, 2, \cdots, n) \quad (1)$$

其中

$$S_k = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{i-1} a_{ij}$$
$$a_{ij} = \begin{cases} 1 & x_i > x_j \\ 0 & x_i < x_j \end{cases} \quad (1 \leq j \leq i)$$
$$E(S_k) = \frac{k(k-1)}{4}$$
$$Var(S_k) = \frac{1}{72}k(k-1)(2k+5)$$

式中: n 为时间序列长度; x 为数据值。

UF 值为正,表示增加趋势; UF 值为负,表示减少趋势。 UF 的绝对值在超过显著性水平临界值时,通过显著性检验。本文中 UF 的绝对值在大于等于 1.96 时表示通过了置信度为 95% 的显著性检验。

将 UF 值的计算方法引用到反序列中,并将计

算结果乘以 -1,得到 UB 值。 UF 和 UB 在检验图中的散点连线分别为 C_1 、 C_2 。当曲线 C_1 超过信度线,即表示存在明显的变化趋势,若 C_1 和 C_2 的交点位于信度线之间,则此点为突变点^[10]。

$$\begin{cases} UB_k = -UF'_k \\ k' = n + 1 - k \end{cases} \quad (k = 1, 2, \cdots, n) \quad (2)$$

2.3 Budyko 假说

在年尺度上,控制蒸散发的两个主要因素是能量和水分供应。按照 Budyko 流域水分能量耦合平衡方程假说,湿润区实际蒸散发是受潜在蒸散发控制,非湿润区实际蒸散发受降水控制^[11]。1974 年 Budyko 发表了著名的水分能量耦合模型,也称作 Budyko 曲线,模型方程为

$$E = P \sqrt{\frac{E_p}{P}} \tanh\left(\frac{P}{E_p}\right) [1 - \exp(-\frac{E_p}{P})] \quad (3)$$

式中: E 为实际蒸散发量; P 为降水量; E_p 为潜在蒸散发量。

傅抱璞^[12]在 1981 年基于 Budyko 曲线^[13]提出了一个水分能量耦合的降水分割方法,可以简易有效地计算不同年降水量值的蒸散发率,计算公式为

$$\frac{E}{P} = 1 + \frac{E_p}{P} - [1 + (\frac{E_p}{P})^w]^{\frac{1}{w}} \quad (4)$$

式中, w 为积分常数,范围为 $(1, \infty)$ 。

由 w 值可以得出蒸散发率 (E/P) 与干燥指数 (E_p/P) 的关系,它控制水分能量供应条件并决定了 Budyko 曲线类型,反映出不同流域特征对蒸散发的影响^[14]。在地面径流越强的地区, w 值越低,蒸散发率越低,蒸散发余量 $(E_p - E)$ 很小,蒸散发受能量限制的影响越大;反之,在地面径流越弱的地区, w 值越高,蒸散发率越高,蒸散发余量 $(E_p - E)$ 很大,蒸散发受水分限制的影响越大。

3 结果分析

对黄河流域降水量、气温和风速 52 年年序列的 M-K 检验发现,黄河流域年平均降水量呈非显著减小趋势,其中 1983—1994 年,1999—2003 年通过 95% 显著性检验,减小趋势明显,近 10 年来, UF 值波动回落,减小趋势有所缓解;受全球气候变暖的影响,年平均温度的 UF 值从 1993 年以来通过 95% 显著性检验并无回落迹象,气温呈显著升高趋势;受温度升高的影响,空气中气溶胶含量增大,风速减小趋势亦非常明显,1975 年风速的 UF 值通过 95% 显著性检验,风速减小趋势明显,减小幅度加大。降水量减小,气温增加,风速减小都是导致蒸散发量变化的原因。

3.1 实际蒸散量 E

黄河流域年内降水量和年内实际蒸散发量最大

的月份发生在7月和8月,1月和12月的蒸散发量最小。黄河流域年内降水量和年内实际蒸散发量空间分布见图2(a)。从图2(a)可知,年蒸散发量和年降水量分布情况基本一致,都是从东南向西北递减,全流域多年平均实际蒸散发量为390 mm。

由M-K检验图(图2(a))可知,实际蒸散发量呈非显著减小趋势,其中1984—1994年,2000—2003年实际蒸散发量减小趋势通过95%显著性检验,表明在此期间实际蒸散发量减小趋势明显,但近10年实际蒸散发量的减小趋势有所缓解。从空间分布上看,实际蒸散发量在上游表现为增加趋势,特别是在黄河流域上游源区实际蒸散发量增大趋势显著,而在中下游流域呈减小趋势,特别是在渭河流域、泾河流域、北洛河流域上游、汾河流域中游、沁河流域减小趋势显著。全流域整体统计表明,56.50%的区域蒸散发量呈减小趋势。

52年来平均实际蒸散发量降低0.084%,但是呈减小趋势的网格数只占45.46%。相邻10年全流域平均实际蒸散发量每10年降低4.46 mm。45.07%区域实际蒸散发量下降,每10年平均下降

8.99 mm;54.93%区域的实际蒸散发量增高,每10年平均增高4.40 mm。

3.2 潜在蒸散量 E_p

潜在蒸散发受地理位置、气候条件和下垫面情况等多因素影响,全流域潜在蒸散发分布见图3(c),多年平均潜在蒸散发量从900 mm到1200 mm不等。

从图2(b)可以看出,潜在蒸散发量呈显著减小趋势,相邻10年平均每10年减少23.40 mm,在2002年发生突变,20世纪70年代中期至90年代末期变化趋势不明显,但在2007年通过95%显著性检验后,潜在蒸散发量减小幅度越来越大,趋势更加显著,1997—2012年平均每10年减少138.30 mm。

从空间分布来看,在大通河流域,河套灌区以及上游下段、大黑河流域上游、北洛河流域上游、渭河流域下游、汾河流域上游和下游、黄河干流下游流域呈显著减小趋势,在渭河流域上游、黄河干流中游、沁河流域上游等区域潜在蒸发增大趋势显著。

3.3 蒸散发率 E/P 和干燥指数 E_p/P

蒸散发率 E/P 反映了流域蓄滞降水的能力,一

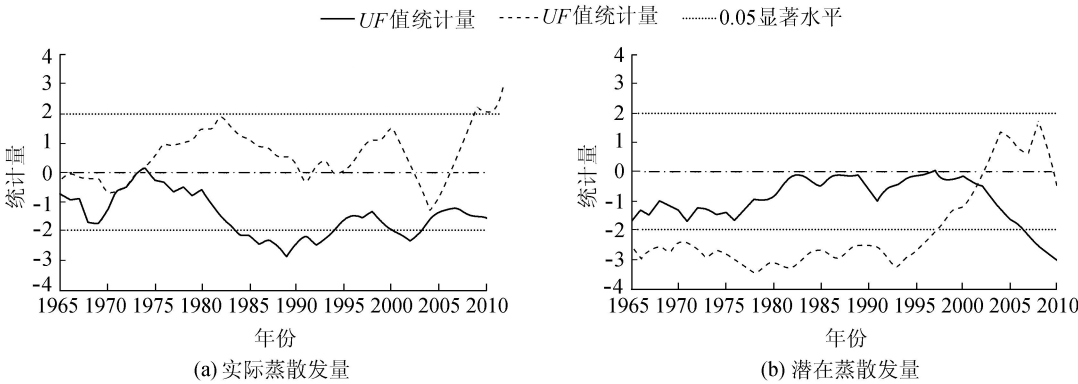


图2 黄河流域年内实际蒸散发量和潜在蒸散发量的M-K检验

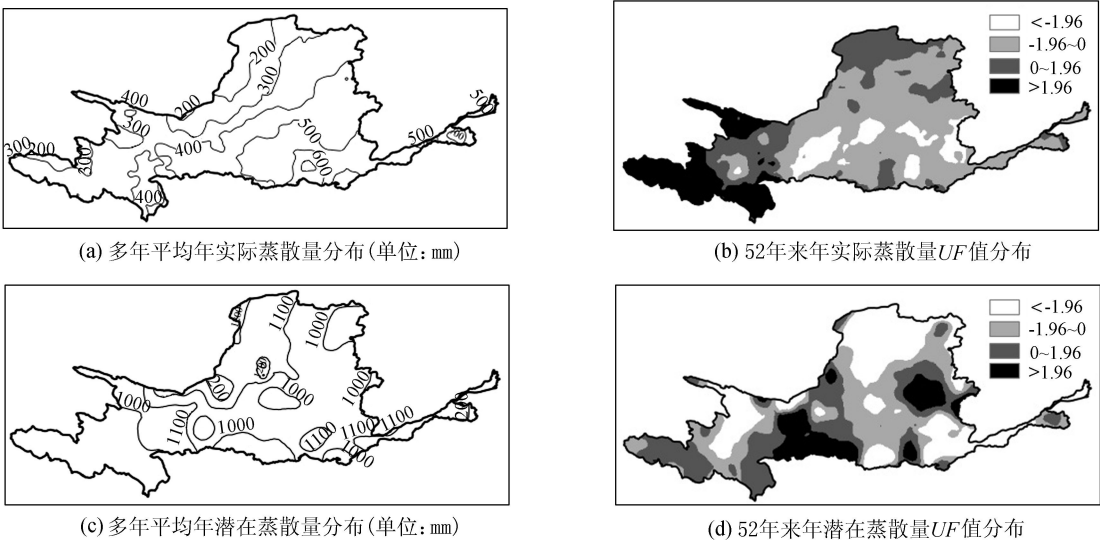


图3 黄河流域1961—2012年实际蒸散发量和潜在蒸散发量的平均值和UF值空间分布

般情况下植被覆盖密度越大、土层包气带越厚、地形坡度越缓,潜在蒸散发量 E_p 越大,蒸散发率越大。黄河流域各网格蒸散发率从 0.44 至 1.00 不等。全流域多年平均蒸散发率为 0.86,52 年来没有明显变化。蒸散发率空间分布见图 4(a)。由图 4(a)可以看出,在黄河流域上游源区蒸散发率偏低,平均在 0.5 左右;在上游下段(兰州—头道拐区间),中游(渭河流域,无定河流域,汾河流域)较高,平均在 0.8 以上。

干燥指数 E_p/P 是降水、气温、水汽压、风速、太阳辐射等气象要素的函数^[15],反映了一个地区长期的气候特征。干燥指数变化幅度较大,从 1.35 至 13.57 不等,52 年来变化趋势不明显。全流域多年平均干燥指数为 2.45,空间上,干燥指数分布特征与降水量分布特征相似,从低纬度地区向高纬度地

区逐渐增大,在高纬度地区从东南向西北逐渐增大,在上游下段达到最高,特别是在宁蒙灌区干燥指数为 10.00 以上。

3.4 蒸散发受水分能量限制的影响

黄河流域 52 年年平均降水量与潜在蒸散发量 (P/E_p) 和实际蒸散发量的关系见图 5。潜在蒸散发量(E/E_p)与 Budyko 水热平衡耦合关系曲线见图 5(a)。 P/E_p 越小,散点与 Budyko 曲线拟合度越高, P/E_p 小于 0.2 时, $P/E_p \approx E/E_p$,蒸散发率 E/P 接近 1。随着 P/E_p 增大,即干燥指数 E_p/P 减小,气候湿润程度上升, E/E_p 的离散程度越大。这是由于不同网格的气候流域特征不同,Budyko 水热平衡耦合关系曲线的类型和水分能量供应条件也不同。傅抱璞方程中的 w 值反映了区域气候、土壤、植被和地理特征的对蒸散发的综合影响。

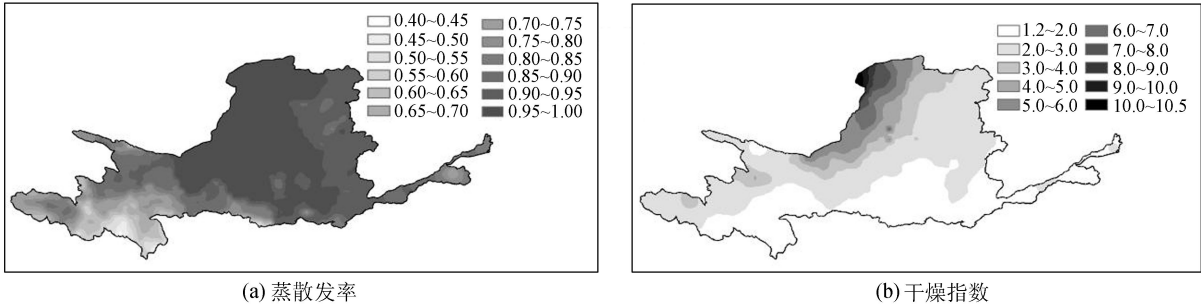


图 4 黄河流域蒸散发率和干燥指数分布

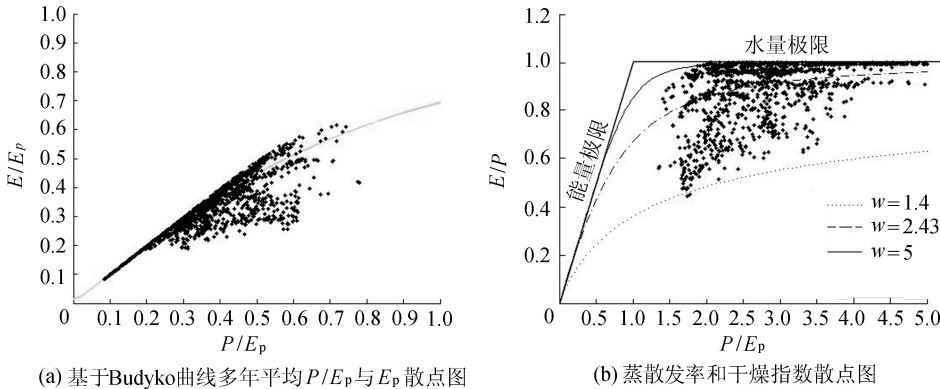


图 5 黄河流域多年平均降水量与实际蒸散发量和潜在蒸散发量关系散点图

图 5(b)为基于傅抱璞方程的黄河流域 1500 个网格 52 年年平均干燥指数与年平均蒸散发率的关系图。多年年平均干燥指数与平均蒸散发率大多接近水量极限,而接近能量极限的网格很少,说明黄河流域蒸散发 52 年整体上受水量限制影响为主。

通过拟合得到的 w 值空间分布见图 6。从图 6 可以看出 w 值从流域中部(泾河流域)的 4.0 以上向四周逐渐降低,黄河上游流域 w 值相对较低,在 3.0 以下,特别是上游青藏高原区域 w 值最低,在 1.5~2.0;中下游流域 w 值相对较高,在 3.5 以上,在渭河下游流域 w 值达到最高,个别地区 w 值达到

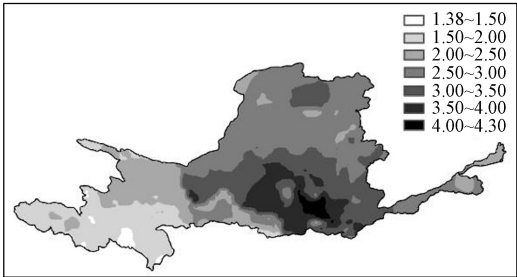


图 6 基于傅抱璞方程的黄河 w 值分布

5.0 以上。全流域平均 w 值为 2.43。由图 5(b)可知,当 $w>5.0$,由于水量平衡限制,

E/P 趋近于 1,即实际蒸散发量趋近于降水量,这些区域的能量供应充分满足蒸散发的需要,但由于降水量偏少,影响蒸散发的主要因素为水量供应限制。 w 值越低,越表明水分满足蒸散发需要,但由于能量供应的缺少,造成了更多的蒸散发余量,这些区域的土壤含水量和径流深一般较高,气候也表现为更加湿润,影响蒸散发的主要因素为能量供应限制。

4 结 论

20 世纪 80 年代以来黄河流域实际蒸散发量呈明显减小趋势,近 10 年来减小趋势有一定放缓,但潜在蒸散发近年来减少趋势明显。实际蒸散发量和潜在蒸散发量在流域不同区域有不同的增减趋势。蒸散发率和干燥指数 52 年来未发生明显变化。蒸散发率从 0.44 至接近于 1.00 不等,平均蒸散发率为 0.86;干燥指数从 1.35 至 13.57 不等,干燥指数空间分布特征与降水分布特征相似。由于流域特征的不同,黄河流域蒸散发各区域受到了不同的水分能量供应条件限制,表现为上游蒸散发主要受能量限制影响,而中下游受水量的影响较大。

基于 0.25° 网格和 VIC 模型的蒸散发模拟具有较高的分辨率和精度,由此得到的蒸散发时空变化趋势和规律可以为黄河流域水资源管理和预报提供参考,特别是对无资料地区的水量平衡预报方面具有一定的应用价值。

参考文献:

[1] 邝龙飞,苏红波,邵全琴,等. 近 30 年来中国陆地蒸散发量和土壤水分变化特征分析[J]. 地球信息科学学报, 2012,14 (1):1-13. (BING Longfei, SU Hongbo, SHAO Quanqin, et al. Changing characteristic of land surface evapotranspiration and soil moisture in China during the past 30 years [J]. Journal of Geo-information Science, 2012,14 (1):1-13. (in Chinese))

[2] 宋璐璐,尹云鹤,吴绍红. 蒸散发测定方法研究进展 [J]. 地理科学进展,2012,31 (9):1186-1195. (SONG Lulu, YIN Yunhe, WU Shaohong. Advancements of the metrics of evapotranspiration[J]. Progress in Geography, 2012,31 (9):1186-1195. (in Chinese))

[3] 刘吉峰,王金花,焦敏辉,等. 全球气候变化背景下中国黄河流域的响应[J]. 干旱区研究,2011,9 (5):860-865. (LIU Jifeng, WANG Jinhua, JIAO Minhui, et al. Response of water resources in the Yellow River Basin to global climate change [J]. Arid Zone Research, 2011,9 (5):860-865. (in Chinese))

[4] 袁飞,谢正辉,任立良,等. 气候变化对海河流域水文特性的影响[J]. 水利学报,2005,36 (3):274-279. (YUAN Fei, XIE Zhenghui, REN Liliang, et al. Hydrological variation in Haihe River Basin due to climate

change[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2005,36 (3):274-279. (in Chinese))

[5] XU Liang, DENNIS P, ERIC F, et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models[J]. Journal of Geophysical Research,1994,99 (D7):14415-14428.

[6] 谢正辉,刘谦,袁飞,等. 基于全国 50km×50km 网格的大尺度陆面水文模型框架[J]. 水利学报,2004(5):76-82. (XIE Zhenghui, LIU Qian, YUAN Fei, et al. Macro-scale land hydrological model based on 50km×50km grids system[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2004(5):76-82. (in Chinese))

[7] 张建业,贺瑞敏,奇晶,等. 关于中国北方水资源问题的再认识[J]. 水科学进展,2013,24 (3):303-310. (ZHANG Jianyun, HE Ruimin, QI Jing, et al. A new perspective on water issues in North China[J]. Advances in Water Science,2013,24 (3):303-310. (in Chinese))

[8] LI Miao, XIA Jun, MENG Dejuan. Long-term trend analysis of seasonal precipitation for Beijing, China[J]. Journal of Resources and Ecology,2012,3 (1):64-72.

[9] KHALED H H. Trend detection in hydrologic data: The Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis[J]. Journal of Hydrology,2008,349:350-363.

[10] 秦年秀,姜彤,许崇育. 长江流域径流趋势变化及突变分析[J]. 长江流域资源与环境,2005,14 (5):589-594. (QIN Nianxiu, JIANG Tong, XU Chongyu. Trends and abruption analysis on the discharge in the Yangtze Basin [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin,2005,14 (5):589-594. (in Chinese))

[11] YANG Dawen, SHAO Weiwei, PAT J Y, et al. Impact of vegetation coverage on regional water balance in the nonhumid regions of China [J]. Water Resources Research, 2009, 45, W00A14, doi: 10.1029/2008WR006948.

[12] 傅抱璞. 论陆面蒸发的计算[J]. 大气科学,1981,5 (1):23-31. (FU Baopu. On the calculation of the evaporation from land surface [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,1981,5 (1):23-31. (in Chinese))

[13] ZHANG L, HICKEL K, DAWES W. R, et al. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration [J]. Water Resources Research,2004,40,W02502,doi:10.1029/2003WR002710.

[14] XU Xianli, LIU Wen, BRIDGET R S, et al. Local and global factors controlling water-energy balances within the Budyko framework [J]. Geophysical Research Letters, 2013,40:6123-6129.

[15] 郑红星,刘静. 东北地区近 40 年干燥指数变化趋势及其气候敏感性[J]. 地理研究,2011,30 (10):1765-1774. (ZHENG Hongxing, LIU Jing. Long-term trends of aridity index and its sensitivity to climate factors in Northeast China [J]. Geographical Research, 2011,30 (10):1765-1774. (in Chinese))

(收稿日期:2014 -05 -19 编辑:彭桃英)