

滹沱河上游山区近50年蒸散变化及 主要影响因子分析

张瑞钢, 莫兴国, 林忠辉

(中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程院重点实验室, 北京 100101)

摘要: 准确估计流域蒸散, 掌握其变化趋势和主要影响因子, 对科学认识流域水文循环规律以及管理流域水资源具有重要意义。利用傅抱璞年蒸散量公式计算滹沱河上游山区及其子流域 1958~2007 年逐年蒸散量, 并利用 Mann-Kendall-Sneyers 等方法分析了流域蒸散趋势和突变特征, 及其主要影响因子。结果表明在滹沱河流域傅抱璞公式能够较好的拟合蒸散。50 a 来全流域及各子流域年均蒸散呈下降趋势。降水对蒸散起控制作用, 相对湿度在流域部分地区显著影响蒸散 ($\alpha=0.05$)。

关 键 词: 流域蒸散; 影响因子; 趋势分析; 滹沱河

中图分类号: TV213.9 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2012)05-0628-07

蒸散是水文循环中的重要环节, 全球陆面蒸发占降水的 2/3, 是地表径流的两倍^[1]。作为流域中主要的水分消耗项, 蒸散主导着水平衡并且很大程度上影响着其它相关的水文过程, 如土壤湿度动态、地下水补给、地表径流等^[2]。中国已有学者对蒸散相关的长期变化趋势进行了研究, 但多数是对蒸发皿蒸发量和潜在蒸发变化及影响因子的分析^[2-5], 仅在近几年才有少数报道研究了流域实际蒸散量的长期变化规律^[6-9]。由于实际蒸散与潜在蒸散不同情况下存在着正比^[10]或互补^[11]的关系, 特别在非湿润地区, 降水量往往比潜在蒸散对实际蒸散量影响更大, 同时蒸散还受到下垫面特征的影响, 因此为更准确的掌握流域水循环的变化, 仅对潜在蒸散分析还不够, 对实际蒸散进行估算和趋势分析更为重要。

流域年蒸散量估计主要有 2 种方式, 一种是利用建立在微观蒸发机理上的模式来计算小时间(如小时、日)、空间(如 1 km 栅格)尺度的蒸散, 最终累加取得区域尺度的年平均蒸散, 如植被界面过程 VIP 模式^[12], DHSVM 分布式水文模型^[13]; 另一种则直接利用建立在流域水量平衡和能量平衡宏观规律上的经验公式来计算, 如流域水量平衡法、Budyko 及其衍生公式、互补相关模型^[14,15]。过程模

式主要是用来分析预测蒸散发的时空演变规律, 其物理机制明确, 计算精度高, 但是需要的参数和输入变量较多, 有些不易获得, 且计算量大; 而对于流域年尺度蒸散规律研究, 应用“目的派生”的经验和理论关系公式(如傅抱璞公式), 可绕过对复杂蒸发过程的描述而直接估算年际蒸散量^[16]。

实际蒸散的经验计算方法大致分为 2 类, 一种基于 Penman^[10]假定, 认为实际蒸散与潜在蒸散成正比; 另一种基于 Bouchet 的蒸发互补理论^[11], 认为实际蒸散与潜在蒸散成互补关系^[17-19]。

对于流域蒸散, 气象因子的空间分布和下垫面中的稳定因素(土壤属性、地貌等)决定了蒸散的空间格局; 气象因子的时间变化和下垫面因素中的植被动态等影响蒸散的时间变化。降水强度、暴雨频率等也对流域蒸散有显著影响^[16-18,20]。

滹沱河上游山区是海河流域典型的山区子流域, 也是下游平原区的地表、地下水资源的重要补给源区, 对该地区蒸散变化的研究不仅对流域本身, 而且可对下游石家庄等地区的水资源规划管理提供重要参考。已有研究表明, 该区域 1980 年以后水资源减少, 气候变化和人类活动使径流分别以每年 1.01% 和 1.58% 的平均量减少, 气候变化影响中, 降水量减少是主要因素^[21]。根据降水量划分, 该流

收稿日期: 2011-07-01; **修订日期:** 2011-11-11

基金项目: 国家自然科学基金项目(31171451)、973 基础研究项目(2010CB428404)资助。

作者简介: 张瑞钢(1980-), 男, 山西朔州人, 博士, 主要从事水文模拟方面的研究。E-mail: zhangrg.08b@igsrr.ac.cn

通讯作者: 莫兴国, 研究员。E-mail: moxg@igsrr.ac.cn

域地处半湿润地区,流域蒸散量是水资源安全的关键指标,而有关该流域蒸散的变化情况尚未见报道。本文采用傅抱璞公式计算滹沱河流域的过去50 a的蒸散量,并利用 Mann-Kendall-Sneyers 等方法对流域蒸散的变化趋势及其主要影响因子进行分析,为该区域水资源管理提供科学依据。

1 研究区概况及数据

1.1 研究区概况

滹沱河发源于山西省繁峙县东北泰戏山麓的桥儿沟村,属海河流域的子牙河水系。本文研究区为滹沱河岗南水库测站以上部分(位于 $37^{\circ}56' \sim 39^{\circ}50' \text{N}$ 、 $112^{\circ}20' \sim 114^{\circ} \text{E}$)(图1),流域面积约为 $15\,915 \text{ km}^2$ 。流域主要支流有峨河、阳武河、云中河、牧马河、清水河、龙华河和险溢河。研究区地处中纬度大陆性季风气候区,属温带半湿润气候。年平均气温约在 $4.0 \sim 8.8^{\circ}\text{C}$ 之间,多年平均降水量 484 mm ,年内降雨集中于7~8月份,一般是山区雨量大,平川、河谷雨量偏少。受地理环境和气候条件所制约,河流兼具山地型和夏雨型的双重特性。流域内地形地貌复杂,其中有基岩山区,黄土高原丘陵区,山前黄土丘陵区,山前倾斜平原区以及河谷冲积平原区^[21]。

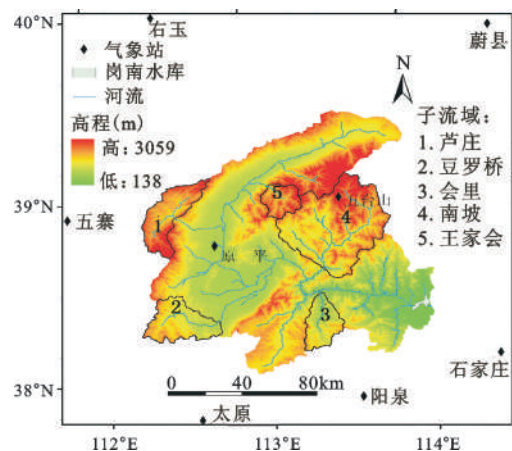


图1 滹沱河上游流域及研究子流域分布

Fig.1 The upstream basin of Hutuo River and the studied sub-basins

1.2 数据及处理方法

数据包括气象、径流和数字高程模型(DEM)数据。其中气象数据来自中国气象局,包括研究区周围21个气象站点的降水(P)、平均气温(T_m)、最高气温(T_{mx})、最低气温(T_{mn})、相对湿度(Rh)、平均风速(U_m)、平均气压(P_s)和日照时数

(Sun)的逐日观测数据,少数缺测数据采用临近站数据插补。径流数据来自水文年鉴,主要有1958~1966、1971~1991、2006年逐日径流数据。DEM数据来自美国联邦地质调查局。

1) 研究区流域提取。利用 ARCGIS9.2 中水文工具模块的流域提取功能提取研究区流域边界、河网。先用 90 m 分辨率的DEM提取,再转换为 1 km 网格。

2) 空间插值。把流域内及周围21个气象站的气象数据内插,得到研究区内 1 km 分辨率栅格的气象数据。在栅格尺度上利用 Penman-Monteith 公式计算逐日潜在蒸散量,并分别累加计算气象因子和潜在蒸散的年均值。其中气温采用高程修正的梯度距离平方反比法,其余要素采用梯度距离平方反比法。

3) 流域实际蒸散计算。流域年蒸散量受降水和潜在蒸散控制,同时受下垫面因素影响^[16]。傅抱璞公式(公式1)是 Budyko 流域水热平衡原理的解析表达式,且考虑下垫面因素的影响。选用该公式计算流域年均蒸散量。

$$E/P = 1 + E_0/P - \left[1 + (E_0/P)^{\omega} \right]^{1/\omega} \quad (1)$$

式中, E 为流域年均实际蒸散量, P 为流域年均降水; E_0 为年均潜在蒸散,采用1998年联合国粮农组织(FAO)修订的 Penman-Monteith(P-M)公式计算。该方法设定相同的下垫面,这样保证 E_0 仅为气象要素的函数,增加地区和年份间的可比性^[22]。P-M公式已经过不断的应用检验,受世界著名专业学术及国际性机构唯一认可,推为潜在蒸散(参考作物蒸散)的计算模型。该方法包含蒸散能量来源的辐射项和动力来源的空气动力学项,而其它计算方法如基于温度估计的 Blaney-Criddle 法和基于辐射能法的 Priestley-Taylor 法等,往往是 P-M 模型的简化或根据具体情况仅考虑部分影响潜在蒸散的因素。下垫面参数 ω 通过试错法率定,范围为 $(1, \infty)$ 。水量平衡法是目前计算流域实际蒸散量较为可靠的方法,一般被用来比较说明其它模型计算结果的好坏^[16,18]。即在不考虑相邻流域水量的调入和调出,忽略土壤蓄水的情况下,用年降水减径流深即为流域蒸散量。本研究利用水量平衡法计算有径流资料年份的实际蒸散,作为观测值来拟合 ω ,并验证傅抱璞公式的模拟结果。

考虑流域年蓄水影响,选择平均偏差 MB

(mean bias, 下式值为 M_{MB}) 作为拟合效果的首要检验标准, 首先使多年 MB 绝对值最小来确定 ω , 同时考查绝对偏差 MAE (mean absolute error, 下式值为 M_{MAE}), 方差均方根 RMSE (square-root of the mean square error, 下式值为 R_{RMSE}), 纳西效率系数 NSE (Nash-Sutcliffe coefficient, 下式值为 N_{NSE}), 若各指标值也达到或接近最佳效果, 则接受 ω , 否则适当调整 ω , 使各指标结果都相对较好。各指标公式如下:

$$M_{MB} = \sum_{i=1}^n (E_{sim,i} - E_{obs,i}) / E_{obs,i} / n$$

$$M_{MAE} = \sum_{i=1}^n |E_{sim,i} - E_{obs,i}| / n$$

$$R_{RMSE} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (E_{sim,i} - E_{obs,i})^2 / n}$$

$$N_{NSE} = 1 - \sum_{i=1}^n (E_{sim,i} - E_{obs,i})^2 / \sum_{i=1}^n (E_{obs,i} - \overline{E_{obs}})^2 \quad (2)$$

式中, i 代表时间序列, n 代表序列长度; $E_{sim,i}$ 和 $E_{obs,i}$ 分别为流域年蒸散量的模拟值和实测值, $\overline{E_{obs}}$ 为实测多年平均值。

4) 流域蒸散变化趋势及主要影响因子分析。采用 Mann-Kendall-Sneyers (M-K-S) 法分析流域年均蒸散和各气象因子的变化趋势、突变点和变化达显著性的时间。M-K-S 方法是 Mann-Kendall (M-K) 秩次检验的连续分析版^[23], 可以对时间序列趋势进行逐点检验, 并检测序列发生突变和达到统计显著性变化的时间, 被广泛应用于气候与水文趋势分析和突变点检测^[23-27]。需要注意的 M-K-S 法检测到的气候变化趋势序列上的各点值为从起始年至该年的平均趋势, 而不是某年相对于其前一年的趋势。气候突变^[25]指气候从一种稳定态或稳定持续的变化趋势跳跃式地转变到另一种稳定态或稳定持续的变化趋势的现象, 它表现为气候在时空上从一个统计特性到另一个统计特性的急剧变化。M-K-S 方法检测到的突变为“均值突变”, 它反映气候基本状况 (特征平均值) 的变化。

采用 Sen 坡度估计法^[28]计算多年平均变化幅度, 用 β 表示, 公式如下

$$\beta = \text{Media} \left(\frac{x_k - x_j}{k - j} \right), \forall_j < k \quad (3)$$

其中, x_k, x_j 为样本值, k, j 为序列中任意 2 个, 且 $j < k$ 。 β 是数据集中所有可能变化幅度的中位数, 代表单位时间内因子变化了 β 个单位值, 正值表示上升, 负值表示下降。

2 结果与讨论

2.1 参数 ω 率定及实际蒸散量计算

用 1971~1980 年的值率定, 其它有径流实测值年分 (20 a 左右) 验证。全流域和 5 个子流域 ω 的率定结果见表 1, ω 分布在 2.05~2.45 间。由验证结果可知 MB 范围 -3.38%~4.92%, MAE 范围 12.60~30.74 mm, RMSE 范围 23.68~38.59 mm。会里和王家会流域的 NSE 较低, 其它均在 0.6 以上。模拟误差可能来自观测误差、插值误差、年际流域蓄水以及人类活动等。图 2 为实测和模拟值的对比图, 各点基本均匀分布在 1:1 线两侧, 整体上看模拟效果比较好, 能够代表流域的实际蒸散, 用于趋势分析。

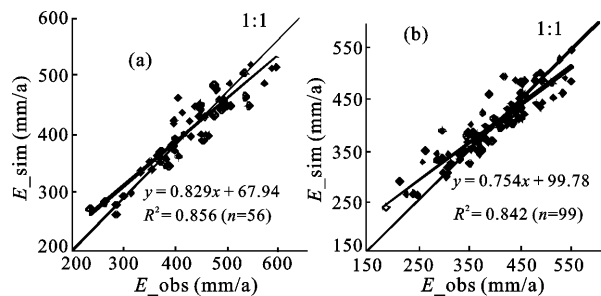
2.2 流域蒸散变化趋势及影响因子分析

1) 流域蒸散、潜在蒸散及气象因子的变化趋势。蒸散及各气象因子的变化趋势与突变时间、变化达显著性时间等见表 2 和图 3 (R_h 与 Prs 未列出)。M-K-S 法检测的突变为均值突变, 其意义在于, 序列可被其上任意一点分割为两个阶段, 突变点的分割使前后两阶段均值之差, 在所有分割中接近或达到最大。滹沱河流域各量中, E_0 于 1979 年最先突变, T_{mn} 于 2001 年最晚突变。突变前后流域多年平均 E_0 减少 70.30 mm, T_m 、 T_{mx} 、 T_{mn} 分别升高 1.09、0.95、1.14℃, U_m 下降 0.53 m/s, Sun 下降 0.52 h/d, E 、 P 未发生突变。丁一汇等^[29]的研究结果表明华北地区 T_m 在 1988~1993 左右发生上升突变, P 在 1976~1978 年左右发生了下降突变。滹沱河流域 T_m 比华北地区整体突变晚 3 a 左右; P 虽然未发生

表 1 ω 率定及验证结果 (率定/验证)

Table 1 Results of calibration and validation of ω (calibration/validation)

流域	面积(km ²)	ω	MB(%)	MAE(mm)	RMSE(mm)	NSE
全流域	15915	2.45	0.32/1.02	20.71/24.28	24.97/28.97	0.86/0.79
芦庄	729	2.1	0.48/4.92	20.13/27.34	23.68/38.59	0.82/0.65
豆罗桥	714	2.35	1.61/-2.04	30.04/27.53	36.54/34.24	0.71/0.74
会里	477	2.45	-0.28/3.85	21.15/22.32	27.4/32.6	0.83/0.56
南坡	2255	2.35	0.59/4.90	12.6/30.74	27.4/36.03	0.93/0.61
王家会	334	2.05	-0.36/-3.38	27.67/30.66	34.65/36.99	0.55/0.53



a.率定和; b.验证结果; E_{sim} 为模拟值; E_{obs} 为实测值

图2 模拟和实测值比较

Fig.2 Comparison between the simulated and observed water balance of annual evapotranspiration

突变,但是在1978年之后的降水序列整体较以前有较明显的下降(图3a、d)。这说明滹沱河流域的 T_m 和 P 突变与华北地区基本一致。

研究区 E 和 P 趋势一致(图3a、b、d),基本是持续下降趋势,在1985~1998年间下降趋势减缓,之后又加剧。 E_0 (图3c)在1979年以前无明显趋势,1979年进入下降趋势且同年发生突变,1988年起显著($\alpha=0.05$)下降,1996年下降趋势达最大,之后

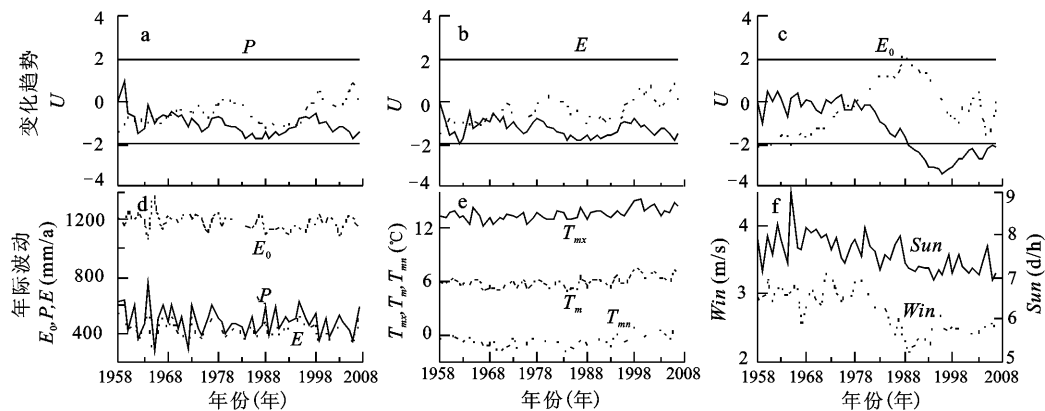
有所减缓,但仍显著。其它各气象因子基本都经历2个不同的趋势阶段, T_m 、 T_{mx} 、 T_{mn} 都先下降后上升; U_m 、 Sun 先上升后下降; Rh 在1974~1991和1997~2007期间为持续下降趋势,其余年份无固定升降趋势; P_{rs} 持续下降。50 a来的平均趋势为 E 、 P 、 E_0 、 U_m 、 Sun 、 Rh 、 P_{rs} 下降, T_m 、 T_{mx} 、 T_{mn} 上升。

与已有研究比较表明:滹沱河流域(1958~2007) E_0 、 P 、 T_m 、 U_m 、 Sun 变化趋势与华北地区(1956~2000年中)的整体趋势一致^[3,4,30,31]。 E_0 变幅 $\beta=-1.16$ (可近似认为 E_0 平均每年减少1.16 mm),与海河流域整体变幅(-1.20 mm/a)接近^[3]。 T_m 、 U_m 、 Sun 变幅分别为0.23℃/10 a, -0.16 m/(s·10 a), -69.4 h/10 a(变幅由 β 换算而得),比黄淮海流域 T_m 、 U_m 、 Sun 平均变幅(分别为0.20℃/10 a, -0.13 m/(s·10 a), -57.1 h/10 a)略大^[4]。结果的差异可能与年份不同、检测方法不同有关。研究区各子流域趋势情况与全流域相近,而同时因受高程、地表覆被差异等影响使趋势大小,变幅等有所区别(表略)。综上,滹沱河流域与华北地区的区域整体趋势、变幅以及突变情况都是相近的。 E_0 变化趋势

表2 各因子趋势和突变点(对趋势转折点前后分别统计阶段趋势和显著点)

Table 2 Trend and abruption of the meteorological factors(phase trends and significant point are recorded respectively across the turning point)

	E	E_0	P	T_m	T_{mx}	T_{mn}	Sun	U_m
突变点年份(年)	无	1979	无	1996	1994	2001	1987	1983
平均变幅(β)	-0.93	-1.16	-1.24	0.0225	0.0271	0.0205	-0.0191	-0.0159
趋势转折点年份	无	1979	1960	1994	1990	1998	1976	1983
阶段趋势	降	无,降	升,降	降,升	降,升	降,升	升,降	升,降
显著点(0.05),年份	1962	无,1989	无	1971,2001	无,2001	1972,2004	无,1989	无,1987



a~c为M-K-S趋势曲线;d~f为实际值历时曲线;实线代表变化趋势;纵坐标 U 大于0表示上升,小于0表示下降;线上任一点超过置信线($U=\pm 1.96$),即表示变化趋势显著;虚线为实线序列的反序列,变化趋势显著时,若两线交点在置信区间内即为突变点;水平线为 $\alpha=0.05$ 置信线($U=\pm 1.96$)

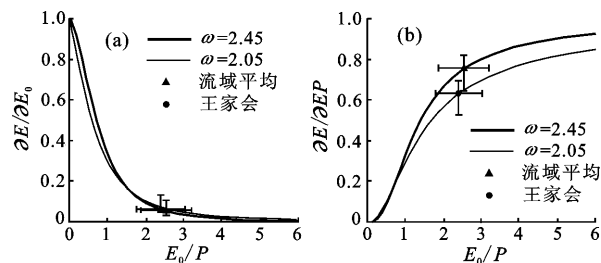
图3 滹沱河流域气候变化趋势

Fig.3 Climatic change trends and abrupt points of Hutuo River Basin

由 T_m 、 T_{mx} 、 T_{mn} 、 U_m 、 Sun 、 Rh 共同影响, 1979 年以前 U_m 、 Sun 增加, T_m 、 T_{mx} 、 T_{mn} 减少, Rh 无固定趋势, 因而对 E_0 增加和减少的影响因素大致平衡, E_0 无明显趋势; 1979 年后, T_m 、 T_{mx} 、 T_{mn} 、 Sun 、 U_m (1983 年开始下降) 均为下降趋势, 虽然此期间 Rh 的减少对 E_0 有增加的影响, 但各因素综合作用使得 E_0 稳定下降; T_m 、 T_{mx} 、 T_{mn} 分别于 1990~1998 年间转为上升趋势, 加上 Rh 下降年份居多, 使得 E_0 的下降趋势在 1996 年达最大后开始减缓, 但到 2007 年止仍为显著下降趋势。

2) 气象因子对流域蒸散的影响。蒸散首先取决于水(降水)、热(潜在蒸散)平衡, 其次受下垫面影响。Yang 和孙福宝根据傅抱璞公式的全微分形式求出 $\partial E/\partial E_0$ 和 $\partial E/\partial P$ 的解析表达式, 并研究发现降水和潜在蒸散的年际变化对实际蒸散控制程度随干旱指数 E_0/P 和下垫面参数 ω 而不同, 随着流域由湿到干, 实际蒸散逐渐由受潜在蒸散控制变为受降水控制^[17], 且随 ω 增加, 上述过程加剧。图 4 是根据其解析结果绘制的曲线图, 图中可定量的看出滹沱河流域年均蒸散受降水和潜在蒸散影响程度的大致范围。研究区参数 ω 最小是王家会 ($\omega=2.05$, $E_0/P=2.40\pm 0.62$), 最大是全流域平均 ($\omega=2.45$, $E_0/P=2.54\pm 0.65$), 计算得 1958~2007 年王家会 $\partial E/\partial E_0$ 在 0.049~0.128 之间, $\partial E/\partial P$ 在 0.524~0.702 之间; 流域平均 $\partial E/\partial E_0$ 在 0.033~0.107 之间, $\partial E/\partial P$ 在 0.645~0.820 之间(图 4), 其它子流域状况与这两种相近。这表明滹沱河流域蒸散受降水影响很大而受潜在蒸散影响很小。

用逐步回归(通过 SPSS13.0 完成)分析除气压外的 7 个基本气象变量对实际蒸散 E 的影响, 通过 F 检验确定单个变量对蒸发的影响是否达到 $\alpha=0.05$ 的统计显著性(表 3)。表中值为标准化后的各气象因子对实际蒸散的偏回归系数(仅列出影响显著因子)。结果表明整个研究区降水都对蒸散起决定作用。相对湿度对蒸散的影响在全流域平均、豆罗桥、会里达统计显著性, 在其它子流域不显著。值得注意的是, 在 Rh 对蒸散影响显著的子流域, 多年平均 Rh 值都较高, 60% 左右, 且偏回归系数绝对值随 Rh 增大而增加; 其它子流域, Rh 值较低, 在 55% 左右。这说明可能 Rh 大于某值后, 对流域实际蒸散产生显著影响, 且影响程度随 Rh 的增大而增加。温度、日照和风速对流域年蒸散影响不显著。



a. $\partial E/\partial E_0$ - E_0/P ; b. $\partial E/\partial P$ - E_0/P (改自文献[17])

图 4 滹沱河流域 $\partial E/\partial E_0$ 、 $\partial E/\partial P$ 与 E_0/P 的关系

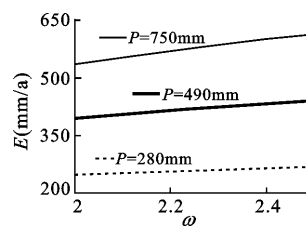
Fig. 4 Relations between $\partial E/\partial E_0$ and E_0/P (a), $\partial E/\partial P$ and E_0/P (b) in Hutuo River Basin

表 3 各气象因子与实际蒸散的偏回归
系数 $\alpha=0.05$, 不显著

Table 3 The partial regression coefficients between the meteorological factors and factual evapotranspiration ($\alpha=0.05$, non-significant)

因子	全流域	豆罗桥	芦庄	会里	南坡	王家会
P	1.02	1.025	0.995	1.033	0.996	0.994
Rh	-0.038	-0.041	-	-0.056	-	-

3) 下垫面因素对蒸散的影响。选取 1958~2007 年间流域最低、最高和多年平均降水量情景 $P=280$ 、490、750 mm, E_0 取多年平均值 1 180 mm, 根据傅抱璞公式计算年均蒸散 E , 并绘制 E 随 ω 的变化曲线(图 5)。



E_0 取 1958~2007 年平均值 1 180 mm; 降水量取最低、平均和最高 3 种情景 $P=280$ 、490、750 mm 下, ω 由 2.05 变到 2.45; E 最大变幅分别为 15.60、36.50、62.20 mm。

图 5 滹沱河流域 E 随 ω 的变化曲线

Fig. 5 Variations of evapotranspiration with ω under different precipitation scenarios in Hutuo River Basin

结果表明 E 随 ω 增加而增大, 且 E 对 ω 的敏感性随降水增加而增大。中间的曲线为滹沱河多年平均水、热状态下, E 随 ω 的变化, ω 变化由 2.05 增加到 2.45 (研究区 ω 范围) 时, 蒸散最大的变化量为 36.50 mm, 比前文拟合偏差 (RMSE=28.97 mm) 稍大, 但小于 50 a 来蒸散序列的标准差 (68.80 mm)。

以 6 个流域为样本, 分析地理因素与蒸散 E 、 ω 的相关关系。所分析的地理因素包括流域面积,

流域平均经度、纬度、高程、坡度, 2000~2006年平均标准化植被叶面指数(NDVI), 1980 s、1995和2000年的平均耕地、林地、草地(高、中覆盖度草地之和)覆盖度, 平均植被覆盖度(本文为耕地、林地和高、中覆盖度草地之和占总流域面积的比例)。结果各要素与 E 的相关性均未通过 $\alpha=0.05$ 统计显著性检验。原因可能有, 蒸散确实与某些因素相关关系不显著, 如流域面积; 各流域相距很近且面积较小, 地理位置带来的差异不明显; 因素对蒸散的作用之间相互抵消, 如NDVI和植被覆盖度较高的流域正好坡度较大, 这样在同一流域内, 促使蒸散增加和减少的作用相互抵消, 从而掩盖了单个因素与蒸散的相关关系。

仅高程与 ω 的相关性通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验, 且成负相关(图6a), NDVI(图6b)等其它因素对 ω 的影响均未达统计显著性。根据傅抱璞曲线, 同一干湿状态(E_0/P)下, ω 与 E/P 正相关。在本研究区, 高程大的地方对应相对较大的雨强和平均坡度, 有增加径流系数而减少 E/P 的作用, 这可能是 ω 与高程显著负相关的主要原因。另外, 由于资料限制本文未将土壤性质等因素考虑进去, 而它们对蒸散及其它因素的作用也可能影响分析结果。

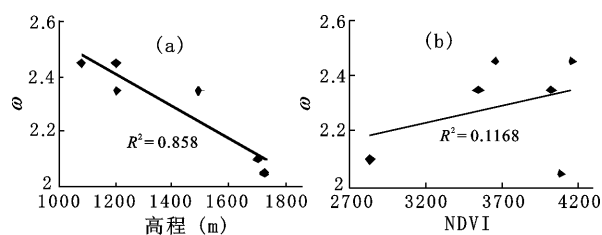


图6 高程、NDVI与 ω 的关系

Fig.6 Relation between ω and elevation (a), ω and NDVI (b)

3 结论

利用傅抱璞公式结合 Penman-Monteith 公式计算滹沱河流域上游山区 1958~2007 年的实际蒸散, 使用 Mann-Kendall-Sneyers 等方法分析了流域蒸散变化趋势及其主要影响因子。结果表明在滹沱河流域, 傅抱璞公式能够较好的拟合实际蒸散。50 a 来蒸散持续下降, 但未达显著性趋势; 蒸散变化由降水控制而受潜在蒸散影响很小, 相对湿度在流域部分地区也显著影响蒸散。各气象因子变化趋势、变幅和突变情况与华北地区整体情

况相近。地理位置、高程、土地覆被、NDVI 等对年均蒸散的影响不显著, 高程与 ω 显著负相关。

参考文献:

- [1] Chahine M T. The Hydrological Cycle and Its Influence on Climate [J]. Nature, 1992, **359**(6394): 373-380.
- [2] Liang Liqiao, Li Lijuan, et al. Temporal variation of reference evapotranspiration during 1961-2005 in the Taoer River basin of Northeast China [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2010, **150**(2): 298-306.
- [3] 高歌, 陈德亮, 任国玉, 等. 1956~2000 年中国潜在蒸散量变化趋势 [J]. 地理研究, 2006, **25**(03): 378-387.
- [4] 郭军, 任国玉. 黄淮海流域蒸发量的变化及其原因分析 [J]. 水科学进展, 2005, **16**(05): 666-672.
- [5] 姚玉璧, 王润元, 杨金虎, 等. 黄土高原陆地表层作物生长季最大可能蒸散量的变化特征 [J]. 地理科学, 2011, **31**(8): 889-995.
- [6] Gao Ge, Chen Deliang, Xu Chongyu. Trend of estimated actual evapotranspiration over China during 1960-2002 [J]. Journal of Geophysical Research, 2007, **112**(D11): p. D11120.
- [7] 王艳君, 姜彤, 刘波. 长江流域实际蒸发量的变化趋势 [J]. 地理学报, 2010, **65**(9): 1079-1088.
- [8] 谢平, 陈晓宏, 王兆礼, 等. 东江流域实际蒸发量与蒸发皿蒸发量的对比分析 [J]. 地理学报, 2009, **64**(3): 270-277.
- [9] 刘健, 张奇, 许崇育, 等. 近 50 年鄱阳湖流域实际蒸发量的变化及影响因素 [J]. 长江流域资源与环境, 2010, **19**(2): 139-145.
- [10] Penman H L. Evaporation: an introductory survey [J]. Netherland Journal Agricultural Science, 1956, (4): 9-29.
- [11] Bouchet R. Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique [J]. IAHS Publication, 1963, **62**: 134-142.
- [12] Mo Xingguo, Liu Suxia. Simulating evapotranspiration and photosynthesis of winter wheat over the growing season [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, **109**(3): 203-222.
- [13] 刘三超, 张万昌, 高懋芳, 等. 分布式水文模型结合遥感研究地表蒸散发 [J]. 地理科学, 2007, **27**(3): 354-358.
- [14] 傅抱璞. 论陆面蒸发的计算 [J]. 大气科学, 1981, **5**(01): 23-30.
- [15] 张小磊, 杨梅学. 基于 GAME-Tibet IOP 的青藏高原蒸散研究 [J]. 地理科学, 2010, **30**(6): 929-935.
- [16] Zhang L, Hickel K, Dawes WR, et al. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration [J]. Water Resources Research, 2004, **40**(2): W02502.
- [17] Yang D W, Sun F B, Liu Z T, et al. Interpreting the complementary relationship in non-humid environments based on the Budyko and Penman hypotheses [J]. Geophysical Research Letters, 2006, **33**: L18402.
- [18] Yang D W, Sun F B, Liu Z Y, et al. Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in nonhumid regions of China using the Budyko hypothesis [J]. Water Resources Research, 2007, **43**(4): W04426.
- [19] 杨汉波, 杨大文, 雷志栋, 等. 蒸发互补关系在不同时间尺度上的变化规律及其机理 [J]. 中国科学(E 辑: 技术科学), 2009, **39**

- (2): 333~340.
- [20] Milly P C D. Climate, Soil-Water Storage, and the Average Annual Water-Balance[J]. *Water Resources Research*, 1994, **30**(7): 2143-2156.
- [21] 崔炳玉. 气候变化和人类活动对滦沱河区水资源变化的影响[D]. 南京, 河海大学, 2004.
- [22] 吴绍洪, 尹云鹤, 郑 度, 等. 近 30 年中国陆地表层干湿状况研究[J]. *中国科学(D辑)*, 2005, **35** (3): 276~283.
- [23] Li-Juan Li, Lu Zhang, Hao Wang et al. Assessing the impact of climate variability and human activities on streamflow from the Wuding River basin in China[J]. *Hydrological processes*, 2007, **21**(25):3485-3494.
- [24] 李子君, 李秀彬. 近 45 年来降水变化和人类活动对潮河流域年径流量的影响[J]. *地理科学*, 2008, **28**(6): 809~813.
- [25] 符淙斌, 王 强. 气候突变的定义和检测方法[J]. *大气科学*, 1992, **16**(04):482~493.
- [26] 姜德娟, 李 志, 王 昆. 1961~2008 年山东省极端降水事件的变化趋势分析[J]. *地理科学*, 2011, **31** (9) :1118~1124.
- [27] 刘贵花, 栾兆擎, 阎百兴, 等. 三江平原挠力河上游径流演变趋势及其驱动因素[J]. *地理科学*, 2011, **31** (8) :952~957.
- [28] Fu G B, Chen S L, Liu C M, et al. Hydro-climatic trends of the Yellow River basin for the last 50 years[J]. *Climatic Change*, 2004, **65**(1): 149-178.
- [29] 丁一汇, 张 莉. 青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较[J]. *大气科学*, 2008, **4**(04): 794~805.
- [30] 曹丽青, 余锦华, 葛朝霞. 华北地区大气水分气候变化及其对水资源的影响[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2004, **32**(05):504~507.
- [31] 任国玉, 郭 军, 徐铭志, 等. 近 50 年中国地面气候变化基本特征[J]. *气象学报*, 2005, **63**(06): 942~956.

The Trend and the Principal Influence Factors of Evapotranspiration in Hutuo River Basin During Last 50 Years

ZHANG Rui-gang, MO Xing-guo, LIN Zhong-hui

(Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Nature Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: It is important for both understanding the hydrological rules and managing the water resources to estimate the evapotranspiration accurately in a basin as well as master the trends of both itself and the principal influence factors. This paper calculated the annual evapotranspiration in the upstream mountain areas of Hutuo River Basin in North China during 1958-2007 by Fu Baopu formula, and analyzed the trend, the abruption and the principal influence factors of the evapotranspiration. The result shows that the Fu Baopu formula can estimate the evapotranspiration satisfactorily. In the past 50 years, the evapotranspiration in Hutuo River basin had a decreasing trend ($\alpha=0.05$). Precipitation influenced the evapotranspiration strongly, while the potential evapotranspiration has little effect on it. In some of the researched area, relatively humidity also had significant influence ($\alpha=0.05$). The averaged trends of the studied factors are: annual potential evapotranspiration, annual-averaged daily wind speed, hours of sunshine, relative humidity, and atmospheric pressure decreased significantly, annual precipitation decreased non-significantly, annual-averaged daily maximal, mean, minimal temperature increased significantly ($\alpha=0.05$). The factors and the difference between their multi-year averaged values before and after significant abruptions are: annual potential evapotranspiration decreased 70.30mm. Daily wind speed and hours of sunshine decreased 0.53 m/s and 0.52 h/d, respectively. Daily maximal, mean, minimal temperature increased 1.09、0.95、1.14℃, respectively. Evapotranspiration and precipitation had no abruptions. The sub-basin averaged geological locations, elevations, land cover, and NDVI do not influence the evapotranspiration significantly within the whole basin.

Key words: evapotranspiration; influence factors; trend analysis; Hutuo River