

全国二级流域实际蒸散分布式模型

马婷婷¹, 邱新法¹, 曾燕²

(1. 南京信息工程大学 地理与遥感学院, 江苏 南京 210044; 2. 江苏省气候中心, 江苏 南京 210009)

摘要: [目的] 研究全国二级流域实际蒸散分布式模型, 为估算流域实际蒸散提供可靠的依据。[方法] 基于研究区 1956—1979 年的水文、气象数据, 运用水量平衡方程和蒸散互补相关理论, 提出了改进的流域实际蒸散的通用模型。[结果] (1) 全国二级流域多年平均实际蒸散发量的空间总体分布具有明显的地带性特征; (2) 湿润区和半湿润区的流域实际蒸散与可能蒸散的趋势线有明显的闭合趋势, 干旱区和半干旱区流域的实际蒸散与可能蒸散的趋势线之间距离较大, 但仍呈现闭合趋势; (3) 全国 77 个二级流域实际蒸散通用模型的模拟误差均在 10% 以内。[结论] 不同二级流域实际蒸散与可能蒸散的互补关系明显存在, 改进的通用模型提高了估算流域实际蒸散的精度。

关键词: 二级流域; 蒸散相关关系; 实际蒸散; 可能蒸散

文献标识码: B

文章编号: 1000-288X(2016)02-0191-06

中图分类号: P426.2

文献参数: 马婷婷, 邱新法, 曾燕. 全国二级流域实际蒸散分布式模型[J]. 水土保持通报, 2016, 36(2): 191-196. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2016.02.037

Distributed Model of Actual Evapotranspiration in Nationwide Secondary River Basins

MA Tingting¹, QIU Xinfu¹, ZENG Yan²

(1. School of Geography & Remote Sensing, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, Jiangsu 210044, China; 2. Jiangsu Climate Center, Nanjing, Jiangsu 210009, China)

Abstract: [Objective] Studying the distributed model of actual evapotranspiration in nationwide secondary river basins in order to provide the reliable basis for estimating basin actual evapotranspiration. [Methods] Based on the climatic and hydrological data during 1956 and 1979, the water balance method and the evapotranspiration complementary theory were used to propose the general model for improving the actual evapotranspiration of the river basin. [Results] (1) According to the actual evapotranspiration of many years, the spatial distribution had obvious zonal characteristics. (2) The trend line between the actual evapotranspiration and potential evapotranspiration had nearly overlapped over the humid areas and sub-humid areas basin. The distance between the trend lines of arid and semi-arid basins was relative large, but it still show a tendency to be closed. (3) The error simulated by hydrological and meteorological data of 77 secondary river basins was small than 10%. [Conclusion] Under different climatic conditions, the complementary link between actual and potential evapotranspiration clearly exists. The improved general model could be used to improve the estimating accuracy of actual evapotranspiration in the basin.

Keywords: secondary river basin; complementary relationship; actual evapotranspiration; potential evapotranspiration

蒸散是地表水转化为水蒸汽的过程, 包括冠层蒸发、植被蒸腾、雪的升华以及土壤表面的蒸发^[1]。蒸

散是流域水量平衡中的一个主要支出项, 全球陆面的蒸发量占降水量的 60%~65%^[2]。蒸散量的大小反

收稿日期: 2015-01-21

修回日期: 2015-03-12

资助项目: 国家自然科学基金重点项“中国湿润: 干旱过渡带水循环过程对气候变化的响应机制(41330529); 国家自然科学基金项目(41175077); 江苏省高校优势学科建设工程项目(PAPD)

第一作者: 马婷婷(1990—), 女(汉族), 江苏省泰州市人, 硕士研究生, 研究方向为 GIS 与水文气象。E-mail: 993346395@qq.com。

通信作者: 曾燕(1972—), 女(汉族), 吉林省安图县人, 研究员, 主要从事气象学、地理信息系统方面的研究。E-mail: jlzengyan@sina.com。

映了陆面过程中地-气系统相互作用的强度,准确估算区域地表蒸散量对于科学灌溉、农业旱情的监测、预警等具有重要意义^[3],同时对于水文循环、流域水资源规划管理和农作物需水量研究也具有重要意义。蒸散的观测通常只能属于样地或景观尺度,其方法主要有波文比法、涡度相关法和土壤平衡法;而这些方法对于较大的空间尺度来说,由于陆地表面的非均匀性和水热传输的过程的动态性,很难用于计算区域/大流域尺度的蒸散测量^[4]。水文学方法虽能计算大面积区域蒸散量,但由于其时间尺度较长(一般以年为周期),因此也难以满足要求。20 世纪 70 年代以来涌现出许多估算蒸散的遥感模型,通过遥感技术使得估算区域尺度蒸散成为可能,但遥感蒸散反演存在时空分辨率及尺度效应等问题,所以遥感模型仍需进一步的深入研究才能更好地应用于估算蒸散。近 20 a 发展起来的数值模拟方法能够模拟土壤-植被-大气连续体中水分的连续变化过程,对了解区域蒸散的物理及生物机理意义重大,但由于该类方法需要大量的区域植被、土壤和气象参数,因此离实际应用还有距离^[5]。Bouchet^[6]于 1963 年提出了区域陆面实际蒸散与可能蒸散之间的互补相关原理。区域陆面实际蒸散与可能蒸散之间的互补关系(complementary relationship),是指陆面实际蒸散量增加(或减小)的速率与相应的可能蒸散减小(或增加)的速率相等。Morton 后来进一步发展了这一观点,定义了“湿润环境区域蒸散量”(wet environment areal evapotranspiration, E_w),并给出蒸散互补关系。基于互补相关原理,许多学者发展了相应模型来计算区域蒸散量^[7-14]。比较有代表性的为 Morton^[7]的互补相关陆面蒸发模型(CRAE)模型、Brutsaert^[8]的平流-干旱(AA)模型和 Granger 模型^[15]等。邱新法^[16]等在进一步证实蒸散互补关系的基础上改进了平流-干旱(AA)模型,但由于选择的流域区域有限,蒸散互补关系尚需在更多的区域上进一步验证和发展。本研究利用近 30 a 全国 77 个二级流域的水文、气象资料,通过水量平衡方法验证和讨论流域蒸散互补相关关系;选择 Penman 公式作为“可能蒸散”和 Priestly 和 Taylor 的“无平流可能蒸散”作为“湿润环境蒸散量”并使用流域常规气象、水文资料建立流域实际蒸散量的通用模型。

1 资料与处理方法

由于全国第一次水资源综合评价时段是 1956—1979 年,而且 1980 年后全国各地频繁建造人工水体(水库),极大影响了区域的水量平衡状态,这种情况

下,不利于估算流域实际蒸散^[16]。因此本文采用的是国家气象信息中心提供的全国 756 个基本基准站的 1956—1979 年的日气象资料,包括气温、气压、实际水汽压、风速、相对湿度、日照时数、蒸发皿等气候要素观测资料进行研究。根据 Feng^[17]等采用的方法本文对气象观测要素进行数据质量控制。具体的数据质量控制项目主要包括日气象数据高低异常值的检验、时间异常值的检验、以及缺失值的处理。在全国范围内,基于保持河流水系完整性的原则,根据水利部水利水电规划设计总院发布的 1:25 万中国 1—3 级水资源分区矢量图,全国流域划分为 77 个二级流域。文中采用的二级流域多年平均径流量和多年平均降水量取自《中国资源信息》。水文资料(逐年径流深度、逐年蒸发皿)取自《全国主要河流水文特征统计(1956—1979 年)》。

2 研究方法

2.1 流域实际蒸散量与可能蒸散量的计算方法

流域蒸散量的估算对于理解水文循环规律,指导流域水资源规划和管理等具有重要意义,但是目前还难以在大范围内直接测量,因此通常采用间接的计算方法。水量平衡法一直以来都是计算流域实际平均蒸散量较为常用的方法。在一个闭合流域内,如果不考虑相邻区域的水量调入和调出,其水量平衡方程为:

$$E = P - R \pm \Delta W \quad (1)$$

式中: E ——流域实际蒸散量; P ——流域平均降水量; R ——流域径流量; ΔW ——流域土壤蓄水变量。在多年平均条件下, ΔW 取值为零。

可能蒸散即潜在蒸散量又称潜在蒸发能力,是指供水充足条件下的下垫面的最大蒸发能力。可能蒸散量主要受到温度、风速、空气湿度、太阳净辐射能等气象因子的影响。可能蒸散量可以通过气象因子直接求解,并且其与实际蒸散量之间存在着相关关系。可能蒸散量的估算的方法有多种算法^[16],本研究中采用的是水文站 80 cm 口径套盆蒸发皿观测值(E_{pan})来表示可能蒸散量。

2.2 基于蒸散互补相关理论的流域实际蒸散的通用模型

根据邱新法^[16]等蒸散互补相关关系验证研究结果显示,实际蒸散与可能蒸散趋势线并非完全互补,因此,令 $dE = -\beta dE_p$, 则有:

$$\beta E_p + E = (1 + \beta) E_w \quad (2)$$

式中: E_p ——可能蒸散量; E_w ——湿润环境蒸散量; β ——系数。

采用 Penman 公式计算“可能蒸散”,即:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (3)$$

式中: Δ ——温度—饱和水汽压曲线斜率; γ ——干湿表常数; R_n ——地表净辐射; G ——土壤热通量; E_a ——干燥力。

用 Priestly & Taylor 采公式计算湿润环境蒸散, 即:

$$E_w = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (4)$$

基于(3)式, 则实际蒸散的通用表达式为:

$$E = (1 + \beta) \cdot \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) - \beta \cdot \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \right] \quad (5)$$

$$E = (\alpha + \alpha\beta - \beta) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) - \beta \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (6)$$

$$E = A \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) - B \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (7)$$

式中: $A = \alpha + \alpha\beta - \beta$, $B = \beta$ 为系数。 Δ , γ , R_n , G , E_a 的计算方法详见文献^[18]。

3 结果与分析

3.1 全国流域实际蒸散的空间变化特征分析

3.1.1 多年平均全国流域实际蒸散的空间变化 根据水量平衡方程得到流域多年平均实际蒸散, 通过比较不同气候条件下流域实际蒸散量, 初步认识不同区域实际蒸散的差异性。图 1 给出了全国二级流域多年平均实际蒸散量的空间分布变化。从图 1 可以看出, 华东、华南、华中、西南南部等地区的实际蒸散均为高值区; 西北、东北北部和西南北部的实际蒸散为低值区。各个二级流域多年平均实际蒸散, 以海南岛及南海诸岛最大, 塔里木河最小, 二者相差超过 500 mm; 藏西诸河和河西内陆河的年平均实际蒸散也较小。由南到北, 北方地区流域的年平均实际蒸散小于南方地区流域的年平均实际蒸散; 由东到西, 东部地区的流域年平均实际蒸散大于西部地区的流域年平均实际蒸散。全国二级流域多年平均实际蒸散的空间分布变化规律为: 总体分布具有明显的地带性特征, 由东南向西北呈带状分布, 具有东南高、西北低; 沿海高、内陆低的总体特征。

3.1.2 全国主要流域实际蒸散情况 图 2 为全国十大流域的多年平均实际蒸散及全国平均年实际蒸散量。由图 2 可以看出, 各流域中以东南诸河的多年平均实际蒸散最大, 高达 761.39 mm, 以西北诸河最小, 二者相差超过 500 mm; 松花江流域地处东北省

北部半湿润地区, 平均实际蒸散也相对较小, 低于 400 mm; 辽河、海河、黄河和西南诸河的平均实际蒸散在 400~500 mm 之间, 相差不大; 长江流域的平均实际蒸散为 590.91 mm, 由于长江流域常年降水丰富, 蒸散力也较强, 实际蒸散量也较大; 淮河和珠江流域的实际蒸散均大于 600 mm, 与其他流域相比较也属于实际蒸散量较高的地区。全国实际蒸散分布的不均匀性由于受供水条件和能量因素共同作用。研究表明, 气象因子变化是造成湿润地区实际蒸散发时空波动的主要原因^[19]。根据各个流域多年降雨量分布来看, 东部沿海地区夏季来自海洋吹向大陆的东南季风, 常年雨水充沛, 这是导致珠江流域等东南沿海地区流域实际蒸散较大的主要原因。相对远离海洋的西北部地区, 受大陆性气候影响, 气候相对寒冷干燥, 在缺水条件下, 影响实际蒸散量的主要因素是下垫面的水分条件, 因此西北部地区流域的实际蒸散相对较小。全国十大流域下的二级流域的实际蒸散量有着类似的变化规律, 从东往西递减, 由南到北递减。在所有以及流域中东南诸河的实际蒸散量最大, 其次是珠江流域、淮河流域、长江流域、海河流域、西南诸河、黄河流域、辽河流域、松花江流域和西北诸河(图 2)。

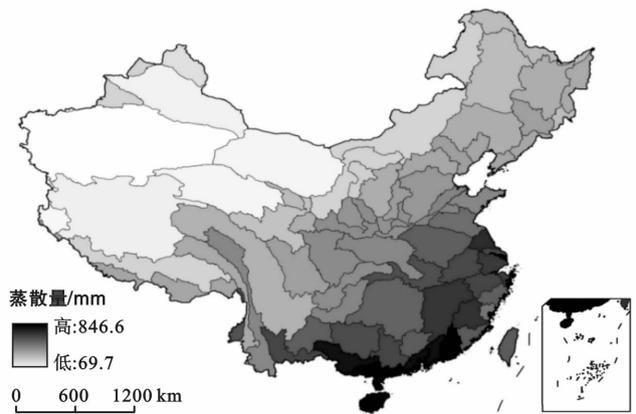


图 1 中国 1956—1979 年多年平均流域实际蒸散量空间分布

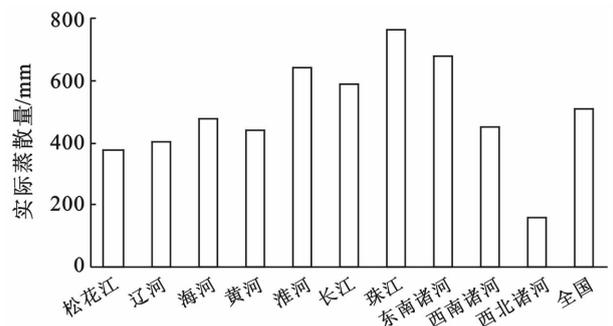


图 2 全国十大流域年实际蒸散多年平均直方图

3.2 蒸散互补相关关系验证

3.2.1 不同气候条件下蒸散互补关系特征及验证

为了进一步在不同气候条件下的更多流域上验证蒸散互补关系,根据中国气候干湿带分布,分别在湿润区、半湿润区、半干旱区和干旱区选择二级流域。尽管蒸发皿观测资料不能完全代表实际水面蒸发量,但与水面蒸发量呈较好的相关关系^[16],采用 80 cm 口径套盆蒸发皿的年蒸发量作为流域年可能蒸散,用流域年降水量与径流深度之差表示流域年实际蒸散量,同时以流域年降水量表示流域历年的湿润状况,从而验证可能蒸散与实际蒸散量的相关关系。选取浙南诸河流域代表湿润区,汉江流域代表半湿润区,兰州至河口镇区间流域代表半干旱区,河西走廊内陆河流域代表干旱区,统计分析各流域实际蒸散和可能蒸散随降水量变化情况。分析结果表明,无论流域干、湿情况如何,实际蒸散与可能蒸散的互补关系均存在,即实际蒸散与降水量呈正相关关系,可能蒸散与降水量呈负相关关系。

对比流域不同干、湿情况可以看出,随着流域由干变湿,实际蒸散趋势线与可能蒸散趋势线的闭合趋势呈现逐渐明显的态势。如果在研究时段内,流域的干湿程度变化幅度足够大,流域能覆盖从极端干燥到充分湿润,则蒸散互补相关关系可以在某一流域内得到完整地表现。

3.2.2 不同气候条件下蒸散互补关系定量特征分析

蒸散互补关系中流域正相关趋势线与负相关趋势线趋于闭合,但是在不同气候条件下,随着流域的水分环境变化,蒸散正相关趋势线与负相关趋势线的闭合程度不同。正负相关趋势线之间的截距和夹角越大,闭合的初始距离较宽,闭合速率较快。可见,利用正负相关趋势线之间的截距和夹角定量的反映降水对蒸散互补相关的影响。

表 1 描述了不同气候条件下流域的蒸散互补关系的正负相关趋势线之间的截距 d 和夹角 θ 。从表 1 可以看出,随着流域从浙南诸河、汉江、兰州至河口镇区间到河西走廊内陆河的变化,流域多年平均降水量 P 越来越少,截距 d 越来越大,夹角 θ 也从 30° 增长至 78° ,可见位于干旱区的河西走廊内陆河相对湿润区的浙南诸河闭合的初始距离大,完全符合蒸散互补相关原理。

通过以上分析充分说明,流域的实际蒸散与可能蒸散的互补相关关系显著存在,这与前人研究一致。虽然各个流域所属的地域不同,湿润程度、太阳辐射等因素特征也不同,可能蒸散与实际蒸散的相关关系

在各个流域的特征也不同,但是实际蒸散和可能蒸散的互补相关关系是清晰可见的。

表 1 二级流域蒸散互补关系的正负相关趋势线之间的截距和夹角

二级流域	浙南诸河	汉江流域	兰州至河口镇区间	河西走廊内陆河
平均雨量/mm	1 717.8	899.5	271.1	122.6
截距	1 545.4	1 760.4	1 844.8	1 909.6
夹角/ $^\circ$	30	46	68	78

3.3 基于蒸散互补关系的流域实际蒸散通用模型

3.3.1 实际蒸散估算模型的建立 利用 1956—1976 年多年平均径流量与降水量之差获得各流域实际蒸散量,结合各流域常规气象资料,拟合得到年实际蒸散量的计算模型为:

$$E = 1.134 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) - 1.481 \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (8)$$

公式(8)相当于 Priestly-Taylor 公式中,取 $\alpha = 1.05$ 。计算结果表明,全国二级流域多年平均实际蒸散的估算误差均在 10% 以内(表 2),表明通用模型在二级流域实际蒸散的估算能力还是比较理想的。

3.3.2 模型的验证及误差分析 为了消除流域土壤蓄水变量的影响,模型建立是基于多年平均资料建立的,为了进一步验证模型效果,选取全国 10 大流域(表 3)利用气象、水文资料对模拟结果进行验证,同样为去除消除蓄水变量的影响,对验证资料进行 10 a 滑动平均处理,选择验证年份为 1977,1978 和 1979 年。

从表 3 可以看出,这 3 a 中,十大流域的平均相对误差和平均相对绝对误差在 1977 年最大,1979 年的相对最小。全国及十大流域对滑动平均的 1977 年的实际蒸散模拟的平均相对误差在 11.5%~14.8% 之间,全国的平均相对误差是 13.3%,其中长江、松花江、淮河流域的平均相对误差相对较小,其次是辽河、海河、东南诸河、西南诸河,珠江、黄河、西北诸河的最大。1978 年模拟的实际蒸散量的平均相对误差在 11.0%~14.1% 之间,全国的平均相对误差是 12.7%,两者均小于 1977 年,平均相对误差最小的是东南诸河,西北诸河最大,其他流域在这之间。各个流域在 1979 年模拟的实际蒸散量的平均相对误差在 9.8%~13.9% 之间,全国的平均相对误差分别是 11.4%,长江流域的平均相对误差最小,其次是海河、珠江、淮河,松花江、辽河、黄河、东南诸河均在 10%~11% 之间,西南诸河和西北诸河最大。误差产生的主要原因是由于土壤本身的蓄水性导致,同时全国流

域气候、地形的复杂多样性以及人类活动的对流域环境的干扰,例如地下水的超度开采,地表水的引用,以及流域地下水与邻近区域的交换不为零等状况,都会

产生相应的误差。由于西北内陆区降水量较少,气候极度干燥,因而降水大多被土壤本身储存,相对其他流域产生较大的偏差。

表 2 全国二级流域多年平均实际蒸散的估算误差

二级流域编号	二级流域名称	绝对误差/ mm	相对 误差/%	二级流域编号	二级流域名称	绝对误差/ mm	相对 误差/%
1	额尔古纳河	28.3	10.5	40	汉江	21.8	4.1
2	嫩江	12.1	3.4	41	鄱阳湖水系	52.6	7.1
3	第二松花江	35.0	7.7	42	长江中游干流区间	17.6	2.5
4	松花江三岔河以下	37.5	9.2	43	太湖水系	70.1	9.5
5	黑龙江干流区间	32.5	9.2	44	长江下游干流区间	13.1	1.9
6	乌苏里江	38.2	9.1	45	南北盘江	0.5	0.1
7	辽河流域	9.1	2.2	46	红水河与柳黔江	22.4	3.2
8	鸭绿江	12.5	2.9	47	左右郁江	74.5	9.4
9	图们江	22.3	6.5	48	西江下游	63.7	8.9
10	辽宁沿海诸河	41.7	9.7	49	北江	50.2	7.6
11	滦河	35.9	7.9	50	东江	67.1	8.5
12	海河北系	3.9	0.9	51	珠江三角洲	69.7	8.8
13	海河南系	32.6	6.8	52	韩江	21.9	2.7
14	徒骇马颊河	49.3	9.1	53	粤东沿海诸河	60.7	7.6
15	湟水	35.6	10.2	54	桂南粤西沿海诸河	52.2	6.5
16	洮河	20.9	5.3	55	海南岛和海南诸岛	59.3	7.0
17	兰州以上干流区间	19.2	5.9	56	钱塘江	6.3	0.9
18	兰州一河口镇区间	5.3	2.0	57	浙东沿海诸河	66.9	9.2
19	河口镇—龙门区间	11.8	2.9	58	浙南诸河	7.5	1.2
20	汾河	2.7	0.6	59	闽江	24.8	3.3
21	泾河	26.8	5.4	60	闽东沿海诸河	52.1	8.8
22	洛河	48.3	9.4	61	闽南诸河	44.7	6.8
23	渭河	0.1	0.0	62	台湾诸河	41.5	6.3
24	龙门—三门峡干流区间	15.5	3.1	63	雅鲁藏布江	11.9	4.6
25	伊洛河	37.2	7.3	64	藏西诸河	6.0	6.4
26	沁河	17.6	3.5	65	藏南诸河	18.9	4.4
27	黄河下游	41.3	8.0	66	怒江	33.9	8.2
28	三门峡—花园口干流区间	52.4	9.6	67	澜沧江	44.6	8.3
29	鄂尔多斯内流区	30.2	10.9	68	元江	32.5	4.6
30	淮河上中游	37.2	5.7	69	滇西诸河	16.0	2.4
31	淮河下游	64.4	8.5	70	内蒙内陆河	2.5	1.0
32	沂沭泗河	24.1	3.9	71	河西内陆河	4.1	3.8
33	山东沿海诸河	35.0	6.6	72	准噶尔内陆河	2.0	1.6
34	金沙江	37.8	9.6	73	中亚细亚内陆河	16.4	6.3
35	岷沱江	40.5	8.9	74	塔里木河	7.0	10.1
36	嘉陵江	3.1	0.6	75	青海内陆河	6.9	6.0
37	乌江	45.4	8.4	76	羌塘内陆河	7.7	5.7
38	长江上游干流区间	44.7	8.7	77	额尔齐斯河	10.6	5.2
39	洞庭湖水系	49.6	7.7				

表 3 全国 10 大流域模型计算相对误差统计

流域名	相对误差/%		
	1977 年	1978 年	1979 年
松花江	12.4	12.3	11.9
辽河	14.1	13.7	11.2
海河	13.2	12.5	10.1
黄河	14.6	12.6	11.5
淮河	12.6	12.2	10.3
长江	11.5	11.6	9.8
东南诸河	13.2	11.0	11.0
珠江	14.5	12.8	10.3
西南诸河	13.7	13.5	12.8
西北诸河	14.8	14.1	13.9
平均	13.3	12.7	11.4

4 结论

(1) 建立流域实际蒸散的通用估算模型。模拟结果得出全国二级流域的平均年实际蒸散量估算误差均在 10% 以内,同时,1977—1979 年验证结果中真实实际蒸散与预测实际蒸散的全国的平均相对误差在 11.4%~13.3% 之间。

(2) 在流域尺度上,实际蒸散与可能蒸散的互补相关关系明显存在。

(3) 不同气候条件下蒸散互补关系的呈现形式存在区域差异,但是实际蒸散与可能蒸散的相关关系符合互补相关关系。

(4) 正确选择“可能蒸散”和“湿润环境蒸散”,可建立估算实际蒸散的通用模式。

(5) 流域实际蒸散是气候系统的大气过程和陆面过程的水文循环中关键的环节,对流域水资源评价等有着重要的意义。由于各个流域所处地理位置不同,气候环境也不相同,实际蒸散估算模型的系数规律可在各个流域进一步展现出来。

[参 考 文 献]

- [1] Li Zaoliang, Tang Ronglin, Wan Zengming, et al. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data[J]. *Sensors*, 2009, 9(5):3801-3853.
- [2] 王艳君,姜彤,许崇育,等. 长江流域 1961—2000 年蒸发量变化趋势研究[J]. *气候变化研究进展*, 2005, 1(3):99-105.
- [3] 张永强,刘昌明,于强. 土壤—植被—大气系统水和热传输机理及区域蒸散模型[J]. *中国科学院大学学报*, 2004, 21(4):562-567.
- [4] 张淑兰,于澎涛,王彦辉,等. 泾河上游流域实际蒸散量及其各组分的估算[J]. *地理学报*, 2011, 66(3):385-395.
- [5] 刘绍民,孙睿,孙中平,等. 基于互补相关原理的区域蒸散量估算模型比较[J]. *地理学报*, 2004, 59(3):331-340.
- [6] Bouehet R J. Evapotranspiration reele et potentielle, signification climatique [C] // *Symposium on Surface Waters*, Wallingford: IAHS Publication Press, 1963.
- [7] Morton F I, Morton F I. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 66(1):1-76.
- [8] Brutsaert W, Stricker H. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration[J]. *Water Resources Research*, 1979, 15(2):443-450.
- [9] Penman H L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass[J]. *Proceedings of the Royal Society A Mathematical Physical & Engineering Sciences*, 1948, 193(1032):120-145.
- [10] Michael T H, Jorge A R, Thomas C B, et al. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: The complementary relationship areal evapotranspiration and advection-aridity models [J]. *Water Resources Research*, 2001, 37(5):1367-1387.
- [11] 张志明. 利用气象资料计算陆面实际蒸发量[J]. *气象学报*, 1988, 46(4):477-480.
- [12] 刘健,张奇,许崇育. 近 50 a 鄱阳湖流域实际蒸发量的变化及影像因素[J]. *长江流域资源与环境*, 2010, 19(2):139-145.
- [13] 胡凤彬,康琰. 加拿大 CRAE 蒸散发模型开发应用[J]. *河海大学学报:自然科学版*, 1994, 22(3):58-65.
- [14] 徐兴奎,隋洪智,田国良. 互补相关理论在卫星遥感领域的应用研究[J]. *遥感学报*, 1999, 3(1):54-59.
- [15] Granger R J. A complementary relationship approach for evaporation from nonsaturated surfaces[J]. *Journal of Hydrology*, 1989, 111(1/4):31-38.
- [16] 邱新法,曾燕,缪启龙,等. 用常规气象资料计算陆面年实际蒸散量[J]. *中国科学(D):地球科学*, 2003, 33(3):281-288.
- [17] Chattopadhyay N, Hulme M. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change[J]. *Agricultural & Forest Meteorology*, 1997, 87(1):55-73.
- [18] 曾燕,邱新法,刘昌明. 黄河流域蒸散量分布式模拟[J]. *水科学进展*, 2014, 25(5):632-640.
- [19] 谢今范,韦小丽,张晨琛,等. 第二松花江流域实际蒸散发的时空变化特征和影响因素[J]. *生态学杂志*, 2013, 32(12):3336-3343.