

长江上游地区盛夏季节的水分循环*

王作述

許熙

(中国科学院地球物理研究所) (中国科学技术大学)

提 要

根据1955—1961年的材料,研究了每年盛夏长江上游地区的水分循环,给出了本区四个边界上各年各层的水汽输送量及各年的水分循环各要素值,并与其它几个地区的水分循环情况进行了比较。文中也简略讨论了本区水汽输送与夏季环流形势间的关系。

本区的水分循环,与其它地区相比较,有一些独特之处:水分循环系数 K 及水分循环强度均较大($K=1.094$)。蒸发与降水量之比值较小,水汽输送最大的层次较高(在850—700毫巴间)。造成这些特点的原因主要在于本区的特殊自然地理条件(是羣山环抱,海拔较高的盆地)。可见自然地理条件对水分循环情况有重要影响。

可以推论,在本地区采取增加内部蒸发量的措施,对于降水量之增加,效果似乎应该较在平原地区显著。

一、引 言

水汽输送和水分平衡的研究,在国民经济建设中具有重大的实际意义。有关改造自然的巨大工程规划及水利水电、水土保持等工农业建设,都需要参考这方面的研究成果,而在大气环流机制及气候形成原因的研究中,它也是一项重要课题。

早在1933年,Каминский^[1]曾应用地面天气图研究过内陆上的水分输送问题,以后Кашин及Погосян^[2], Будыко及Дроздов^[3], Benton^[4]等等又利用大量的气象及水文资料,计算个别流域或大陆的水分循环各要素,使人们对水分循环有了一个比较清楚的概念。

解放以来,由于经济建设的需要以及高空资料的逐渐增加,我国学者也在这方面进行了一些工作,徐淑英^[5]研究过我国东部地区的水汽输送,指出在季风影响下我国水汽输送冬夏有显著不同,郑斯中^[6]等分析了长江流域的水分循环,并估计了水利化、绿化等对降水的影响。然而这些工作都只计算了个别年份,而且计算区域主要在平原地区。

本文利用1955—1961年共七年的资料,研究了长江上游地区盛夏季节的水汽输送及水分平衡。由于盛夏是长江流域的主要洪水季节,而长江上游又是一羣山环抱的盆地,具有较特殊的自然地理特点,因此作者选择了这一地区及季节进行研究。

二、水汽输送的计算

由于长江上游地区西部测站稀少,缺乏足够的观测资料,我们的计算区域只取屏山到

* 本文1964年1月29日收到,同年5月收到修改稿。

宜昌間的一段流域。为了計算方便起見，以与实际流域边界接近的直角多边形为計算区域边界(图1)。实际流域面积为 520400 平方公里，而計算区域面积为 500000 平方公里，二者相差約 4%。

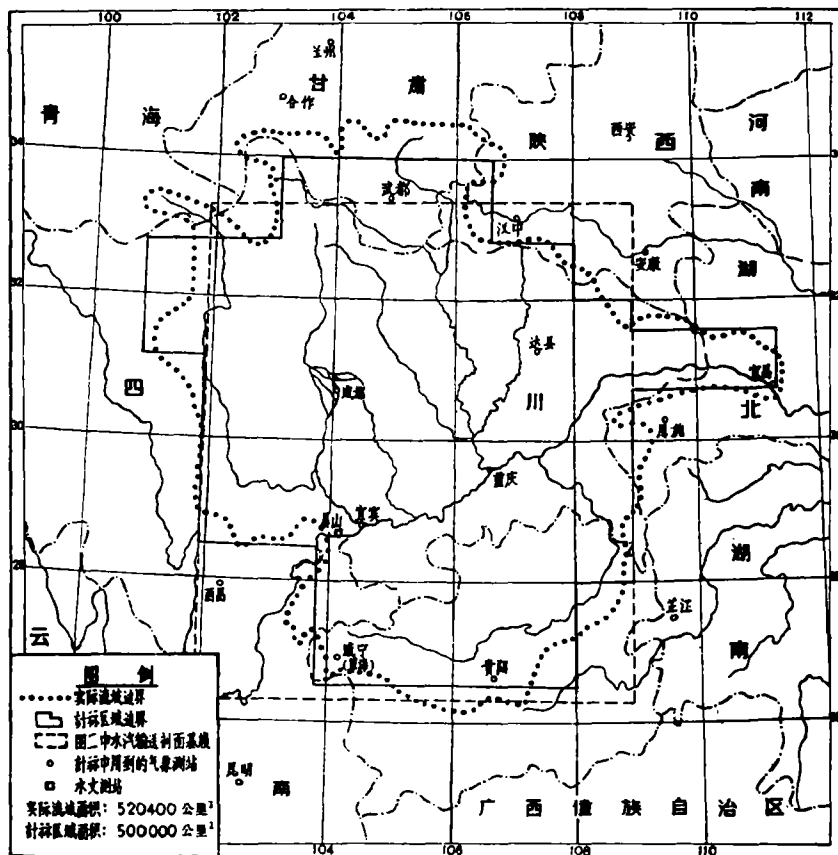


图1 計算区域图

水汽輸送的計算公式为:

$$F_w = \int_l \int_T \int_{P_1}^{P_2} \frac{vq}{g} dp dt dl.$$

F_w 是某一时期(T)内,在等压面 P_1P_2 之間通过边界 l 的水汽輸送量, q 是比湿, v 是垂直于 l 的速度分量。

我們利用計算区域内部,以及虽在外部但与本区相距不远的台站的探空及測风資料,用上述公式計算了 1955—1961 年每年盛夏两个月在各等压面間通过計算区域四边的水汽輸送总量。两个月时期的选取是: 1955, 1957—1961 六年为 7、8 两个月,而 1956 年为 6、7 月,它們都是各該年径流总量(亦即洪水总量)最大的时期。計算层次只到 400 毫巴为止,这是因为 400 毫巴以上,由于水汽含量甚小,其輸送可以忽略。

图1中标有計算中用到的气象台站,共 17 个,但这些台站的資料,并非各年都有,1955 年,只有昆明、西安、兰州、成都、芷江 5 站,1956 年增加了贵阳、西昌、宜昌 3 站,1957—

表1 长江上游地区水汽输送量
(单位: 立方公里[液体水], 以向东向北的输送为正)

年 份	层次 (毫巴) 边 界	地面— 900	900— 850	850— 800	800— 700	700— 600	600— 500	500— 400	輸入量	輸出量	各边輸 送淨量	四边总輸 入淨量	径流量
1955	东	4.6	8.0	4.7	5.9	1.2	-10.6	-6.6	17.2	24.4	7.2		
	南	22.1	40.9	55.6	93.0	50.0	14.2	-2.0	275.8	2.0	273.8		
	西	0	0	-0.2	2.7	1.1	2.8	8.9	15.5	0.2	15.3		
	北	0	10.1	19.8	65.3	45.0	14.8	0.9	0	155.9	155.9	126.0	112.8
	四边总和								308.5	182.5			
1956	东	7.8	19.9	28.5	44.4	16.8	12.1	17.8	0	147.3	147.3		
	南	3.8	34.0	74.7	128.4	54.6	6.7	-14.9	302.2	14.9	287.3		
	西	0	0	0.5	1.7	-0.9	-2.0	8.3	10.5	2.9	7.6		
	北	0	3.4	9.8	21.4	2.3	-4.0	-6.0	10.0	36.9	26.9	120.7	101.9
	四边总和								322.7	202.0			
1957	东	1.8	11.6	34.3	95.2	76.6	54.8	40.6	0	314.9	314.9		
	南	4.0	35.1	47.8	104.3	86.4	48.4	17.9	343.9	0	343.9		
	西	0	0	0	9.0	10.4	21.0	30.9	71.3	0	71.3		
	北	0	1.1	2.0	-0.6	-6.0	-5.3	-5.9	17.8	3.1	14.7	115.0	103.1
	四边总和								433.0	318.0			
1958	东	5.2	12.8	23.6	55.2	41.7	25.0	12.1	0	175.6	175.6		
	南	7.5	34.7	62.4	140.7	88.8	35.0	4.8	373.9	0	373.9		
	西	0	0	1.9	8.2	-2.1	-7.6	14.5	24.6	9.7	14.9		
	北	0	0.4	7.4	34.7	28.2	12.6	-5.0	5.0	83.3	78.3	134.9	120.0
	四边总和								403.5	268.6			
1959	东	2.8	8.2	14.0	37.4	34.1	21.9	10.9	0	129.3	129.3		
	南	10.7	41.2	66.2	125.3	71.8	30.5	7.1	352.8	0	352.8		
	西	0	0	0	3.1	11.9	15.7	10.8	41.5	0	41.5		
	北	0	3.5	14.1	66.2	51.1	21.9	7.2	0	164.0	164.0	101.0	92.6
	四边总和								394.3	293.3			
1960	东	-5.0	-2.7	10.1	44.9	46.7	24.6	2.7	7.7	129.0	121.3		
	南	10.0	34.7	47.8	98.1	55.5	21.0	-6.5	267.1	6.5	260.6		
	西	0	0	0.8	2.4	0.6	7.5	16.5	27.8	0	27.8		
	北	0	1.0	4.7	23.0	15.0	0	-3.6	3.6	43.7	40.1	127.0	107.8
	四边总和								306.2	179.2			
1961	东	5.9	10.9	11.3	22.0	14.4	2.3	-2.3	2.3	66.8	64.5		
	南	8.5	32.6	45.4	101.4	81.4	43.1	15.8	328.2	0	328.2		
	西	0	0	0.4	8.3	14.3	10.6	7.2	40.8	0	40.8		
	北	0	0.5	7.1	54.1	57.7	36.3	9.2	0	164.9	164.9	139.6	121.0
	四边总和								371.3	231.7			
6 年 平均	东	2.6	8.1	16.3	43.4	35.8	19.7	9.6	4.5	140.0	135.5		
	南	10.5	36.5	54.2	110.5	72.3	32.0	6.2	323.6	1.4	322.2		
	西	0	0	0.5	5.6	6.0	8.3	14.8	36.9	1.7	35.2		
	北	0	2.8	9.2	40.4	31.8	13.4	0.5	4.4	102.5	98.1	123.9	109.3
	四边总和								369.5	245.6			

1959 年又增加了重庆, 宜宾二站, 共計 10 站。一直到 1960, 1961 年始有全部 17 站之記錄。

詳細的計算步驟及一些具体問題的处理方法, 此处从略。表 1 就是我們的計算結果。假若我們忽略大气中液态水分的輸送, 以及計算时期前后大气中水汽及液态水含量的差額, 則某一区域大气中的水量平衡方程为:

$$R = F_i - F_0 + E. \quad (1)$$

R 为降水量, E 为蒸发量, F_i 为水汽总輸入, F_0 为水汽总輸出, $F_i - F_0$ 即为水汽輸入淨量。

而地表及地下的綜合水量平衡方程为:

$$R = E + F \pm \Delta S. \quad (2)$$

F 是該区域的径流量, ΔS 是計算时段前后該区域土壤含水量及庫塘拦蓄量等的变化, 其中主要是土壤含水量的变化, 于是

$$F_i - F_0 = F \pm \Delta S. \quad (3)$$

ΔS 也是一較小的量, 所以水汽輸入淨量应近似等于径流量。为了比較, 我們在表 1 中也列入了相应时期的径流量值。由于計算时所需用的台站密度不够, 以及觀測、分析、計算过程中的誤差, 表 1 的結果, 自然含有相当誤差。但从表 1 可以看到, 水汽輸入淨量与相应的径流量确是比較接近, 这說明我們的計算結果还具有一定可靠性, 至少, 它所給出的基本面貌是可信的。各年 $F_i - F_0$ 均較 F 为大, 其原因可能在于夏季是土壤变湿的季节^[1], 而汛期前塘庫多为空庫, 汛期后多拦蓄洪水, 因而 ΔS 为正。

三、水汽輸送及其与环流形势的关系

表 2 是各边輸入或輸出占各該年四边总輸入或总輸出的百分比。

表 2 各边水汽輸入輸出占各年四边总輸入輸出的百分比

項 目	年 份	1955				1956				1957				1958			
		东	南	西	北	东	南	西	北	东	南	西	北	东	南	西	北
輸 入		5.6	89.3	5.1	0.0	0.0	93.6	3.3	3.1	0.0	79.4	16.5	4.1	0.0	77.6	5.1	17.3
輸 出		13.4	1.1	0.1	85.4	72.9	7.4	18.3	1.4	99.0	0.0	0.0	1.0	65.3	0.0	3.6	31.1
項 目	年 份	1959				1960				1961				多年平均(6 年)			
		东	南	西	北	东	南	西	北	东	南	西	北	东	南	西	北
輸 入		0.0	89.4	10.6	0.0	2.5	87.2	9.1	1.2	0.6	88.4	11.0	0.0	1.4	85.2	9.6	3.8
輸 出		44.1	0.0	0.0	55.9	71.9	3.7	0.0	24.4	28.8	0.0	0.0	71.2	53.8	0.8	0.6	44.8

从表 1 及表 2 都可看到, 对于长江上游地区, 南边是主要的水汽輸入边, 其輸入平均占总輸入的 85% 以上 (注意表 1, 表 2 中及以后所提到的各年平均, 为了保持 7, 8 月的統一, 都不包括 1956 年, 而只是 6 年平均)。南方輸入不仅量大, 而且逐年的变化也較小, 其

极值与六年平均值的偏差不超过 18%, 这显然是由于西南季风稳定而潮湿所致。

西边输入平均占 10%, 而东、北两边输入合计平均约占 5%, 某些年份根本没有输入。

输出几乎完全集中在东北两边, 所以二边的输出有明显的反相关。平均而言, 东边输出略大, 占 53.8%, 北边占 44.8%, 但各年之间差异很大。例如 1955 与 1957 年就成为鲜明的对比。前者北界的输出占 85.4%, 东界输出很少, 但后者却几乎全部由东界输出, 其余三边都是输入。

图 2 是大约包围计算区域的四个剖面上的水汽输送通量 uq 或 vq 分布(6 年, 每年两个月的平均, 剖面基线见图 1), 它可以表示水汽输送强度, 即单位时间单位截面积上的输送。

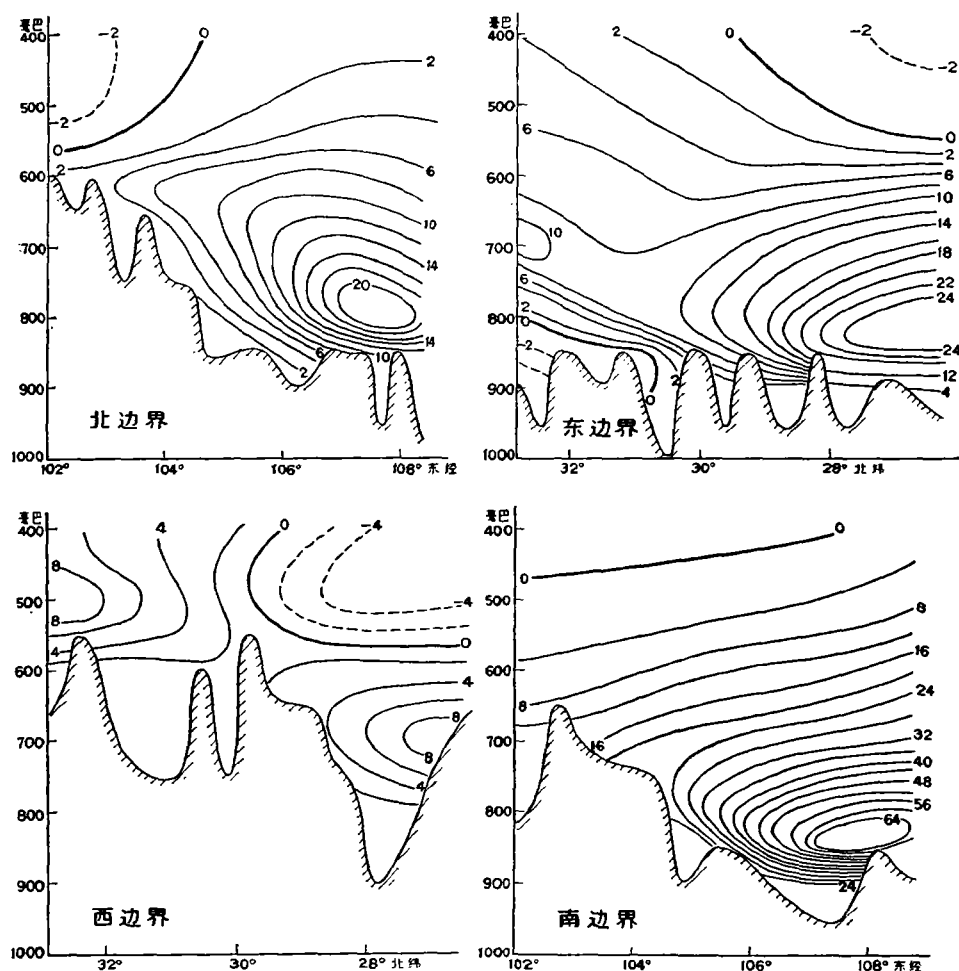


图 2 区域四边铅直剖面上的水汽输送通量 uq 、 vq 分布

图 2 为六年平均, u 、 v 的单位为米/秒, q 的单位为克/千克。以向东向北的通量为正, 剖面基线见图 1。图上显示出, 在南部边界有强大的水汽输入, 其输送强度最大处在贵阳到芷江一带低空 850 到 800 毫巴层间。这一方面由于在那一带低空湿度极大(所谓

西南湿舌),另一方面,从这些站的平均风速铅直廓线看来(图略),在低空 800 毫巴附近均有一极大值,这就是过去常提到的副热带高压西北边缘的一支低空西南风急流^[7],由此可见,这支急流对本区的水汽输入有很大贡献。在南界的西部,高层有微弱的输出,这是康藏高压东边的偏北气流所引起的。

最强的输出在东界,中心在芷江附近的低空,这显然也与上述低空急流有关,但输出强度较之输入要弱得多。在北部安康附近 800 毫巴以下的低空,有一支微弱的输入,这是在夏季经常出现的低空切变线以北的偏东风所造成,而在东界南部的高空,也有小量输入,这是因为副热带高压脊线随高度北倾,在东界的南部高空出现东风,也正因为这样,所以 400 毫巴的输入区域较 500 毫巴为大。

北边是次要的输出边,最大输出中心位置稍高,在汉中、安康附近 750 至 800 毫巴层间,西部高空的输入,来自康藏高压前部的气流。

西界的输送中心位置最高,在西昌附近 700 毫巴处,这也显然与西南湿舌有关,高空并列的输入与输出区,清楚地显示了康藏高压的作用。也说明了康藏高压在高空比较清楚。

海拔较低的平原地区,水汽的最大输送中心一般在 850—900 毫巴间^[6,1],而本区各边输送中心却较高,这显然是由于本区海拔较高之故。

由上述情况可见,本区的夏季环流形势对本区的水汽输送状况有决定性的影响。夏季环流的年际变化,也决定了各边输送情况逐年之间的差异。从这几年环流形势的初步分析可以看出,各年之间副热带高压脊线位置及西伸程度的不同,影响最为重要,其次本区附近槽脊的配置,也很有关系。对于环流形势与水汽输送年际变化之间的关联,本文不拟详加讨论。

由表 1 中的 6 年平均每边每层的水汽输送总量看来,最大水汽输送层次一般在 800—700 毫巴间,西边最为特殊,水汽输送一直向上增加。由于每边各层的输送总量尚与该层面积有关,而在低层由于山脉阻挡,输送水汽的面积也小,所以表 1 中的最大输送层次较图 2 更高。

四、水量平衡及水分循环

前面已经给出了水分平衡的基本方程(1)、(2),而降水量 R ,可以分为由外部输入的水汽所形成的外部降水量 r 及由区域内部蒸发水汽所形成的内部降水量 $R - r$ 。根据 Будыко 及 Дроздов^[3],此两者之比等于外来水汽量与内部水汽量之比,即

$$\frac{r}{R - r} = \frac{F_i}{L}. \quad (4)$$

L 是内部水汽量,为了便于比较,在求 r 时,我们同郑斯中等^[6]一样取 $L = \frac{1}{2} E$ 。根据方程(2)及(4),可求得水量平衡及水分循环各要素的数值如表 3 所示。

表中降水量系根据各年相应月份气象站及水文站的降水量记录绘制雨量图求得,其平均值与多年平均降水等值线图所得的相差不到 5%。径流量由宜昌及屏山流量资料算得,由此再根据(2)式,可以求出 $E + \Delta S$ (因夏天是土壤变湿的季节, ΔS 为正)。至

表 3 长江上游地区盛夏水量平衡及水分循环各要素值

单位：(公里³)

年 份	项 目	R	F	E	ΔS	F_i	F_0	r	$R - r$	$K = R/r$	月 份
1955		180.7	112.8	63.0	4.9	308.5	182.5	164.0	16.7	1.102	7,8
1956		198.0	101.9	89.2	6.9	322.7	202.0	174.0	24.0	1.138	6,7
1957		166.0	103.1	58.4	4.5	433.0	318.0	155.5	10.5	1.068	7,8
1958		203.5	120.0	77.5	6.0	403.5	268.6	185.6	17.9	1.096	7,8
1959		160.0	92.6	62.6	4.8	394.3	293.3	148.2	11.8	1.080	7,8
1960		183.5	107.8	70.3	5.4	306.2	179.2	164.6	18.9	1.115	7,8
1961		204.5	121.0	77.5	6.0	371.3	231.7	185.1	19.4	1.105	7,8
平均 (不包括 1956 年)		183.0	109.6	68.2	5.2	369.5	245.6	167.2	15.8	1.094	7,8

于 ΔS 目前尚无系统的观测资料,从文献[6]的表 4 看来,夏季 ΔS 约为 E 的 7.7%,我们即由此估计出 ΔS , 由于 ΔS 数值较小,这样作对于其它各项不会引起多大误差。 F_i 及 F_0 均来自表 1。

表中的平均蒸发量 68.2 立方公里相当于 136 毫米,较朱岗昆的结果^[9] 约小 1/4。由于蒸发本是一较难确定的量,因此,对于不同的方法,这种差别可能是难免的。

从表中可以看出,输入水汽 F_i 的值逐年变化不大(其极值与平均值之偏差小于 20%),这显然是由于南边输入水汽值较为稳定之故, F_0 固然变化稍大,其极值与平均值之偏差也小于 30%。表中还可看出 F_i 与 F_0 逐年增减趋势一致,这点由图 3 上看得更清楚,这是一个很有意思的现象,它说明,输入水汽多(或少)并不意味着输入净量或径流量也多(或少),亦即洪水或枯水不完全取决于水汽输入的多少,往往水汽输入总量大时,洪水反而较小。

根据表 3,可以作出长江上游地区平均水分循环情况的示意图(图 4)。

图中输出水汽 F_0 , 由内部蒸发水汽的流出 $F_E = E - (R - r)$ 及由外部输入水汽的流出 $F_{i0} = F_i - r$ 两部分组成。为了与其它各项数值平衡起见, F_0 未直接采用表 3 中的数值而作了一点增加。

把表 3 的结果同其它几个地区水分循环的特征^[2,4,6] 进行一下比较是很有意思的。这种比较见表 4,从表中可以看出,长江上游地区的水分循环有如下三个特点:

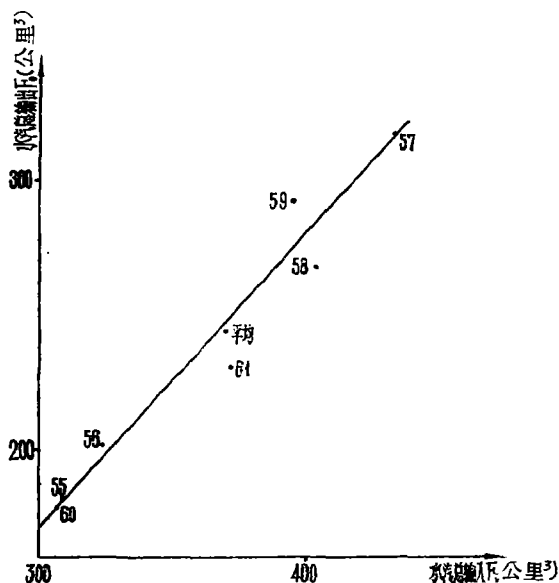


图 3 长江上游地区水汽输入总量与输出总量之相关线

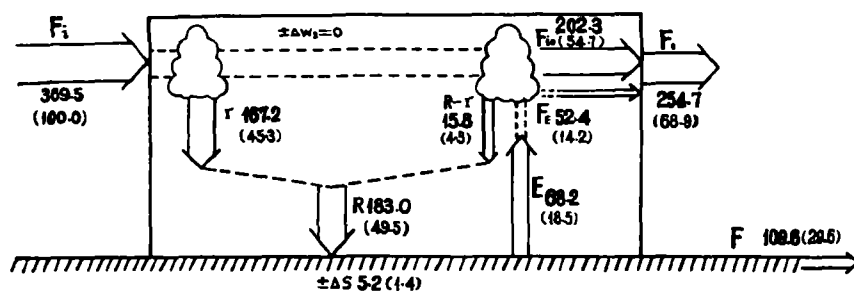


图4 长江上游地区水分循环示意图

(单位: 公里³, 括弧中的数字系以输入水汽总量 F_i 作为 100 所相应的百分比)

表4 几个地区水分循环特征的比较

地 区	地区平均长度	F_i / L	K	$i(\%)$	$E / R (\%)$
奥卡河流域 (全年)	490	25.45	1.040	5.0	75.4
长江上游 (盛夏)	720	10.84	1.094	22.7	37.3
长江流域 (夏季)	1100	13.34	1.075	13.4	52.3
密西西比河流域(全年)	1800	12.66	1.079	9.5	78.0
苏联欧洲部分 (全年)	2550	7.56	1.126	16.2	70.3

1. 水分循环系数 K 较大

$K = \frac{R}{r}$, 它表示一个地区水分内循环作用的大小, 一般说来它应随地区范围减小而减小, 其它几个地区均符合此规律^[6], 但本区的 K 却特别大, 这是一值得注意的事实。

把与 K 值有关的各量仔细加以比较, 发现这主要是由于本区外部水汽输入特别少的缘故, 这表现在本区的 $\frac{F_i}{L}$ 较小。由于长江流域^[6]与本区计算方法及其它条件相近, 因此, 这两者的比较尤其值得注意。郑斯中等^[6]已算得长江流域夏季水汽输入为 2191 立方公里, 由于本区只计算了两个月, 其面积又只为长江流域的 $\frac{5}{12}$, 亦即边界长度近似约为长江流域的 $\sqrt{\frac{5}{12}}$, 若两地区影响水汽输入之各项条件完全一样, 则本区应有之水汽输入为

$$2191 \times \frac{2}{3} \times \sqrt{\frac{5}{12}} = 943 \text{ 立方公里, 而本区实有之水汽输入远小于此。}$$

影响水汽输入的因素主要有: (1) 湿度分布, (2) 环流特点——气流分布, (3) 区域边界上的山脉障碍。但此两地区南部边界上一些站的比湿铅直分布彼此很少差别。进一步分析此两地区的流场及地形条件, 发现气流分布固有相当影响, 但边界上的山脉障碍影响更大一些。由此可以得到结论, 由于本区边界上地形较高, 山脉障碍的结果, 大大削弱了外部水汽的输入, 相对提高了内部蒸发水汽的比重, 从而增大了水分循环系数。由此看来, 水分循环系数 K , 不仅与地区的范围大小有关, 与各地的地形特点, 也有紧密的关联。

2. 水分循环强度较大

本区及长江流域夏季两个月平均降水量分别为 366 及 345 毫米, 两者几乎一样, 本区

降水量,并未因水汽輸入較少而减小。由此,本区所有的内部水汽及外部水汽中,形成降水的部分,比例应較大。采用 Будыко 及 Дроздов^[3] 所定义的水分循环强度 $i = \frac{R}{2F_i + E}$, $2i = \frac{R}{F_i + L} = \frac{r}{F_i} = \frac{R-r}{L}$ 表示各类降水量与参与各类相应的水分循环的水汽量之比。由表 4 可見本区 i 显然較其他各地为大。其原因可能一方面因本区地形高温度低,空气上升达到饱和降水时起始的水汽量較少,另一方面显著的地形抬升加上其他环流特点,使本区易于形成降水。

由上述 1、2 两点似乎可以推論,在长江上游地区进行水利化、綠化等改造自然的工程,以增加内部蒸发量,对于提高降水量而言,其效果应較平原地区为显著。

3. E/R 較小

本区的蒸发量只占降水的 1/3 强,絕大部分降水作为径流流走,这也是与其他地区显著不同的。这可能与地形較高因而气温較低以及流域坡度大,汇流时间短有关。

上述几个特点,都与本区的特殊自然地理条件紧密有关。由此可見,这些特点,对于自然地理条件、环流状况、緯度均相近的地区,可能具有普遍性,而自然地理条件不同的地区,水分循环特点,会有重大差别。

五、結 語

本文的主要結果是:

1. 盛夏两个月,长江上游地区平均水汽輸入为 369.5 立方公里。由于夏季西南季风的影响,它們絕大部分来自南方,其輸入量平均占总輸入量的 85% 以上。西边的輸入約占 10%。而本区的水汽輸出,98% 集中在东、北两边,这两边輸出的年际变化,有明显的反相关。南边的輸入量,逐年变化不大,但东、北两边的輸出,各年之間却有較大的差异。

2. 水汽輸送情况与长江上游地区夏季环流特点有密切联系。水汽輸送与水分循环情况各年之間的差异,看来与环流特点的年变有关。

3. 在各年之間,水汽輸入大(或小)时,往往輸出也大(或小),因而輸入淨量或径流量的大小,不完全取决于水汽輸入的多少。

4. 由于长江上游地区四周的山脉障碍,使外部水汽輸入大为削弱,因而水分循环系数 K 較其他地区为大。

5. 水分循环强度較大,各类水汽中形成降水的部分为 45.4%。

由 4、5 两点可以推論在本区进行水利化、綠化的工程,对于增加降水量而言,其效果似乎应較平原地区为显著。

6. 长江上游地区蒸发量与降水量之比值較小,蒸发只占降水的 37.3%。

我們这一工作,只是对长江上游地区盛夏季节的水分循环特点作了一些說明。对于这些特点形成的原因以及水分循环各要素数值各年之間的变化,本文並沒有充分討論。从本文的結果看来,地形条件及环流特点,对水分循环有重大的影响。因此,要想对水分循环有一个完整的了解,还必须对不同类型的地区,不同季节的情况要作更多的研究。特别是深入討論地理条件、环流特点以及其他气象因子(如輻射状况,湿度大小等)与水分循

环内在联系的工作更为必要。

致谢: 在本文工作过程中, 蒙华东水利学院水文系提供部分资料, 长江水利水电科学研究院时文生、柏心瀚、邹兆倬等同志提供宝贵意见, 作者深表感谢。

参 考 文 献

- [1] Каминский А. А. и Ванеева О. В., Перенос водяного пара на Европейскую территорию СССР в теплый сезон, *Зап. ГГИ*, **8** (1933).
- [2] Кашин, К. И. и Погосян Х. П., О Влагообороте в атмосфере. Сб. "Вопросы гидрометеорологической эффективности ползащитного лесоразведения", Гидрометеониздат. 1950.
- [3] Будыко, М. И. и Дроздов О. А., *ДАН. СССР.*, **90** (1953), 160—170.
- [4] Benton, G. S., Blackburn, R. T. and Snead, V. O., *Trans. Amer. Geophys. Union*, **31** (1950), 61—73.
- [5] 徐淑英, 气象学报, **29**(1958), 33—43.
- [6] 郑斯中、沈建柱, 地理学报, **25** (1959), 346—355.
- [7] 陶诗言等, 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究, 科学出版社, 1963, 59—77.
- [8] Benton, G. S. and Estoque, M. A., *J. Meteor.* **11** (1954), 462—477.
- [9] 朱岗昆, 气象学报, **28**(1957), 27—40.

AN INVESTIGATION ON THE WATER CYCLE IN THE BASIN OF THE UP-YANGTZE RIVER IN SUMMER

WANG ZAO-SHU

(*Institute of Geophysics and Meteorology, Academia Sinica*)

XU XI

(*The University of Science and Technology of China*)

ABSTRACT

From the aerological data of 1955—1961 in West China, the water cycle in the basin of the Up-Yangtze river in summer is investigated for each year, and the mean of six years is obtained.

The water vapour transfer is closely related to the circulation pattern over this area in summer. The inflow of water vapour from the south is on the average over 85 per cent of the total inflow, and the inflow from the west is about 10 per cent. About 98 per cent of the total outflow passes through the eastern and northern boundaries, so that there is a high negative correlation between the outflow through the east and north. The intensity of inflow from the south does not change significantly, while the outflow through the eastern and northern boundary is quite different, from year to year.

When the inflow of water vapour is large (or small), the outflow from this area is also large (or small), hence the net inflow or runoff of the basin are not determined solely by the inflow of water vapour.

In this region the coefficient of water cycle K ($K=1.094$) and the intensity of the water cycle are larger than in other regions of the world. The ratio of evapotranspiration to precipitation is relatively small and the maximum layer of water vapour transfer is situated between 850 and 700 mb. It is found that the orographic condition is an important factor for these characteristics of the water cycle in this region. We conclude that the possibility of the increase of the precipitation by increasing the internal evapotranspiration in this region is larger than in plain areas.