

1980—1987年华北地区上空 水汽输送特征*

樊增全

刘春蓁

(国家海洋局海洋环境预报中心, 北京, 100081)

(水利部水文水利调度中心)

提 要

本文根据1980—1987年华北及附近地区的每日两次常规探空资料, 计算了华北地区上空的水汽输送特征, 并用陆面水量平衡及大气水份平衡方程讨论了华北地区人类活动在水循环过程中的作用。计算表明, 华北地区的水汽输送方向、季节变化、垂直结构和水汽源地等方面都反映了东亚季风环流的特点。华北地区80年代水汽输送造成水份亏损, 这一亏损靠地表及地下水过量开采的水量来补偿, 这说明在华北水循环过程中人类活动的影响是一个很重要的因子。

关键词: 水汽输送; 水量平衡; 径流; 地下水。

一、引 言

大气水汽输送计算是水文循环要素分析中的一个重要环节, 国内外水文、气象工作者对此进行了大量研究^[1-6]。他们计算了许多区域的水汽输送和水量平衡过程, 也对这些区域的水汽输送季节变化, 垂直结构、平流输送与涡动输送相对重要性等做了较为详细的讨论。

大气水汽输送的长期特征主要由该地区的气候和地理状况决定。华北地区东临渤海, 西部、北部为太行山和燕山, 东部平原呈东北—西南狭长状, 受东亚季风环流影响, 也受到中高纬与中低纬天气系统活动的影响, 降雨的年际与年内变幅都很大。华北地区人口稠密、工农业生产用水量, 而人均水资源量很少, 因此在陆—气系统的水量平衡中人类活动的作用不可忽略。

本文采用1980—1987年华北地区每日两次常规探空资料, 计算了大气水汽输送特征, 结合径流、降水、地下水位变化等, 讨论了华北地区水量平衡机制, 指出人类活动在华北降水过程中的重要地位。

二、资料和计算方法

计算区域是由8个探空站直线连接的不规则闭合多边形(见图1)。取华北及邻近地

1990年10月10日收到, 1991年3月29日收到再改稿。

* 国家自然科学基金资助项目。

区的 28 个常规探空站每日两个时次 (00 和 12 GMT) 资料, 垂直层次和观测要素分别是地面、850、700、500、400、300 hPa 的气压或位势高度、温度、温度露点差、风向和风速, 时间长度取 1980 年 1 月 1 日至 1987 年 12 月 31 日, 共 8 年。

在 $\Delta t (= t_2 - t_1)$ 时间内, 通过单位截面
的大气柱水汽通量矢量 $\vec{Q}$ 由下式决定:

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_T} \int_{t_1}^{t_2} q \vec{V} dt dP, \quad (1)$$

其中 P_s 、 P_T 分别是计算采用的大气柱下界即地面气压和上界 (取成 300 hPa), g 、 $\vec{V}$ 、 q 分别是重力加速度、风矢量和比湿。

时间积分后:

$$\vec{Q} = \frac{\Delta t}{g} \int_{P_s}^{P_T} \overline{q \vec{V}} dP. \quad (2)$$

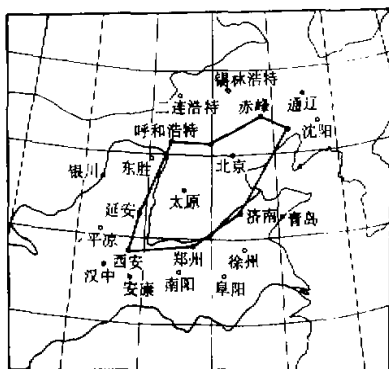


图1 计算区域 (由多边形表示)

引入时间平均算符 “ $\overline{\quad}$ ” 和离差 “ $'$ ”, 得到

$$\overline{q \vec{V}} = \overline{q'} \vec{V}' + \overline{q} \vec{V}, \quad (3)$$

即总环流输送 $\overline{q \vec{V}}$ 可以分解为平均环流输送 $\overline{q} \vec{V}$ 和涡动环流输送 $\overline{q'} \vec{V}'$ 两部分, 把每日两次资料计算的输送值作为总环流输送量, 月平均资料计算的输送值作为平均环流输送量, 以上两个值之差作为涡动输送量。

对一个闭合区域, 水汽总辐合量 Q_F 可写成

$$Q_F = - \oint_A \nabla \cdot \vec{Q} dA, \quad (4)$$

变换成环路积分

$$Q_F = - \oint_C \vec{n} \cdot \vec{Q} dl, \quad (5)$$

其中 A 、 C 、 $\vec{n}$ 分别是区域面积, 边界和外界外法向单位矢量, 利用 (5) 式可计算全区水汽收支量和各边界的水汽出入境量。

三、华北上空水汽输送特征

表 1 历年及多年平均水汽输送量 (单位: mm)

年份	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	年均
出境量	4793.3	5400.0	4111.7	4734.2	4688.5	4917.5	4940.3	4960.2	4818.2
入境量	4600.8	5042.0	3779.1	4545.9	4581.9	4653.1	4684.2	4935.9	4602.9
亏损量	192.5	358.0	332.6	188.3	106.7	264.4	256.2	24.3	215.3

表 2 多年平均各层及整层水汽净输送量的逐月和年总量 (单位: mm)

层次\月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年总量
300—400 hPa	-0.8	-0.2	-1.0	-2.2	-2.3	-4.8	-0.7	2.1	-2.5	-2.0	-1.0	-1.2	-16.6
400—500 hPa	-2.5	-1.5	-4.1	-5.1	-7.7	-14.2	-11.7	-3.7	-10.7	-9.0	-3.2	-4.2	-77.6
500—700 hPa	-11.5	-7.3	-7.8	0.4	0.4	-16.5	-25.8	-28.2	-33.6	-29.4	-17.6	-20.7	-197.5
700—850 hPa	6.5	10.2	15.8	29.2	36.7	38.8	38.1	22.1	21.7	23.5	14.4	1.0	258.1
850 hPa—地面	25.5	23.0	20.1	16.8	9.1	-2.0	-10.0	7.9	43.4	42.4	41.7	31.0	248.9
整层气柱	17.1	24.2	23.0	30.1	36.2	1.3	-10.1	0.2	18.3	25.5	34.3	6.0	215.3

1. 多年平均的水汽输送量

华北地区 1980—1987 年历年及年平均水汽入境量, 出境量和净输送量, 折合成全区面积上的相当水深列于表 1. 华北上空平均每年水汽总入境量为 4602.9 mm, 总出境量为 4818.2 mm, 净亏损水汽 215.3 mm. 其中 1981 和 1982 年水汽亏损较多, 超过 330 mm; 1984 和 1987 年较少, 低于 100 mm/年. 净输送量占出、入境总量的 1/20

左右, 是这两个大量之差. 在 1 月和 7 月整层大气柱平均的水汽通量矢量 (图略) 是从西边界入境, 从东边界出境, 而且出多于入, 造成华北地区的水汽输送亏损. 其中冬季的输送方向基本呈西偏北向, 而夏季为西偏南, 其它季节的输送方向介于冬、夏季之间.

2. 水汽输送的季节变化

整层水汽输送量的季节变化很显著 (图 2a), 水汽出入总量都在冬季小, 3 月份开始逐月增加, 7 月份达到最大约 600 mm, 然后逐月下降. 其中 7 月份出入境总量约为冬季的两倍. 这种月变化趋势是由华北地区季风环流和水汽含量季节变化决定的. 在冬季, 虽然西风比较强, 但由西、北边界入境的空气是来自北方大陆或极区海域的干冷空气, 水汽含量很小, 使水汽的总出、入境量相对较小. 夏季东亚地区季风为东南季风或西南季风, 大量的暖湿气流从中国南部海区或印度洋海域进入华北, 由东、北边界出境. 夏季空气比湿比冬季大

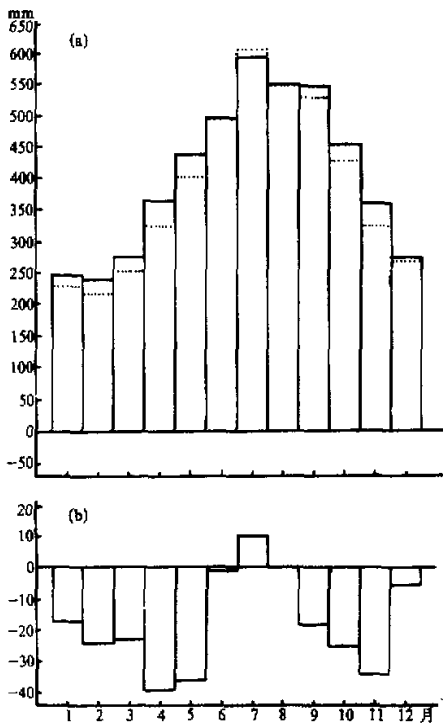


图 2 (a) 多年平均水汽出、入境总量的逐月变化 (单位: mm). 其中实线表示出境总量, 虚线表示入境总量;
图 2 (b) 多年平均水汽净输送量的逐月变化 (单位: mm). 大于 0 代表净输入, 小于 0 代表净输出

了 5~6 倍, 低层南风分量加强, 中层仍然维持较强的西风, 由此造成夏季水汽出、入境总量的急剧增加。

从水汽净输送量的季节变化(图 2b 和表 2)看, 水汽输送在绝大多数月份为净输出, 6 月、8 月净输出最少, 7 月净输入达 10 mm。两个净输出峰值出现在 4—5 月和 11 月, 分别为 39.1 和 34.3 mm。在冬季, 华北地区盛行西风, 北部大部分地区为西偏北风, 南部则为平直西风, 全区水汽净收支量基本上取决于由西边界的水汽入境量和东边界的水汽出境量的差值。由于西边界的水汽输送矢量比东边界小, 所以全区水汽净输出。11 月及 4—5 月, 两个边界矢量差距比冬季大, 形成了净输出峰值。夏季华北南部地区的南风分量迅速加强使南边界的水汽入境量的比重迅速加大, 由南边界入境的水汽基本补偿了, 甚至在 7 月份超过了西风分量产生的水汽亏损。

3. 水汽输送的三维结构

表 2 表示华北地区水汽输送的垂直分布, 在 700 hPa 以上入境量多于出境量, 在

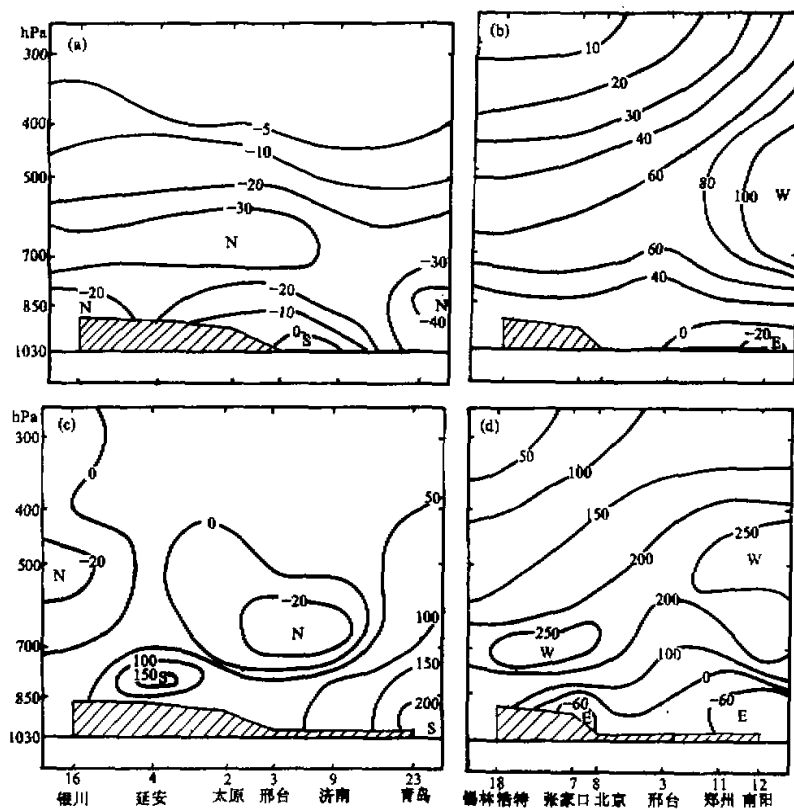


图 3 经圈、纬圈垂直剖面上的纬向、经向输送分布

E 代表东风输送, W 西风输送, N 北风输送, S 南风输送

(a) (b) 分别为 1、7 月纬圈剖面; (c) (d) 分别为 1、7 月经圈剖面。单位: 10^{-4} m/s 。

700 hPa 以下则出多于入,而且低层的水汽净输出多于中、高层的水汽净输入。水汽出入总量和净输送量中、低层所占的比重大于高层,绝大部分集中在地面到 500 hPa 层内。

在华北地区中心附近沿经圈和纬圈的垂直剖面上的纬向和经向输送分布(图3)表明:1月份的经向输送除在邢台—济南之间地面附近有微弱的南风输送外,盛行北风输送,最强北风输送带位于800—600 hPa层内,该输送带的高度在银川—济南地段内为700 hPa,而在济南到青岛地段内降至850 hPa。7月份,在地面—700 hPa层内出现较强南风输送,高低层输送方向相反,强北风输送带高度自西向东降低,由500 hPa降至700 hPa。对于纬向输送,1月份除在华北南界的郑州—南阳之间地面附近有微弱的东风输送外,盛行西风输送,强西风输送位于700—500 hPa内,且由南向北高度下降。7月份纬向输送形势在中、高层与1月份大体相似,但量级明显增大,在地面至850 hPa内出现了较大范围的东风输送,低层和中高层输送方向相反,其最大西风输送带高度及变化趋势也与1月份相似。7月份的经、纬向输送都存在高低层相反的形势,与东亚季风夏季环流特点完全吻合。

4. 平流输送与涡动输送

华北地区平流输送占主导地位,涡动输送仅占总输送的1/10左右,所以平流输送决定了华北水汽输送的基本结构。平流输送每年净输出水汽402.5 mm,涡动输送净输入水汽187.2 mm,两者相抵得到的215.3 mm,即总环流的年均净输出量。可见平流输送是华北水份亏损的主要原因,而涡动输送部分地抵消了平流输送造成的水汽亏损。

从两者的水汽净收支逐月变化(图4)看,平流输送与总环流输送的变化趋势非常相似,但幅度较大,涡动净收支与平流相比在各月份都相反,6—8月涡动输送产生较多的水汽亏损,其它月份使水汽含量增加,补偿平流的水汽净输出。在垂直分布上,涡动

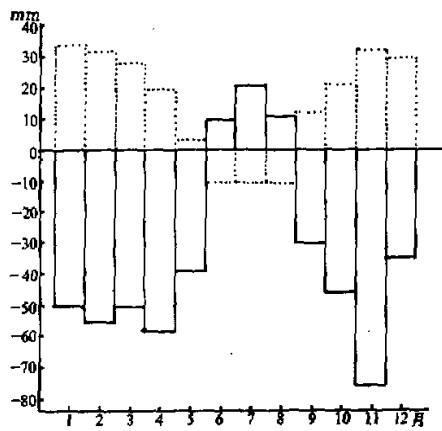


图4 多年平均水汽净输送量的逐月变化
(单位: mm) 大于0代表净输入, 小于0代表净输出。
实线表示平均平流输送, 虚线表示涡动环流输送

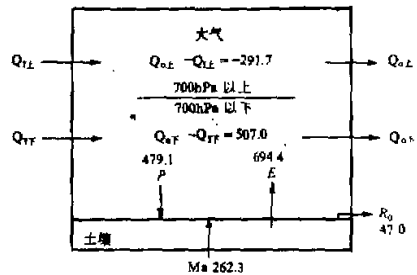


图5 华北陆—气水量平衡关系示意图

输送在 850—700 hPa 层内出境量多于入境量, 其它各层入境量都多于出境量. 平均环流输送的水汽收支量, 垂直结构, 水汽源地都与总环流相似.

平均环流输送以纬向西风为主, 它反映了华北平均环流特征. 华北地处中纬度西风带内, 决定了平流输送为纬向型输送. 涡动输送矢量分布(图略)则表明在冬、夏季及高低层上都以向北输送为主. 涡动输送起因于中纬西风带上的扰动(包括锋面活动). 最强输送与锋区相伴随, 随着季节, 扰动的强度和纬度也不同. 例如在冬季, 冷空气强, (气候平均)锋区偏南, 涡动输送矢量在华北南界较强, 在华北北界较弱, 所以冬季涡动输送水汽净输入. 而夏季, 暖空气较强, 锋区偏北, 华北北界的涡动输送矢量也增强了, 产生了水汽净输出. 这里需要指出的是: 在夏季次网格尺度活动应是华北地区水汽积聚的主要原因, 与本文中夏季涡动输送水汽净输出并不矛盾. 因为本文定义的平均和涡动输送, 是按照一般的取法, 对于区域较小而风的季节性变化又很强的华北地区, 会造成较大部分次网格尺度活动效应包含在平均输送中, 减少了其在涡动输送中的比重. 另外, 微弱的纬向涡动分量主要由中纬西风带在纬向分布的不均匀性引起, 例如, 西风急流核附近的纬向涡动较明显, 但比经向梯度变化小得多, 所以涡动的纬向输送远小于经向输送.

四、人类活动影响在华北陆—气系统水量平衡中的作用

华北地区的陆面可视为一个闭合流域, 其上空视为一个开放的独立水循环系统, 在多年平均的情况下, 大气中水汽含量变化和土壤水份含量变化远低于降水、径流和水汽输送量, 可忽略不计. 在这种假定下大气中水量平衡关系可写为

$$E - P + Q_i - Q_o = 0, \quad (6)$$

土壤及地表水平衡方程可写为

$$P - R_o - E + M_a = 0, \quad (7)$$

其中 Q_i 、 Q_o 代表大气中水汽入境、出境量, E 为土壤水份蒸发, P 为大气降水, R_o 为地表水径流. M_a 为陆面人类活动的作用, (如地表水和地下水的开采后引起地下水埋深的变化). E 由自然蒸发及人类活动引起的额外蒸发两部分组成. (6)式变换得到

$$E = Q_o - Q_i + P. \quad (8)$$

结合(7)式有

$$M_a = R_o + Q_o - Q_i. \quad (9)$$

计算说明 $Q_o - Q_i = 215.3 \text{ mm}$, 1980—1984 年华北平均径流量 $R_o = 47.0 \text{ mm}$, 近似作为 80 年代气候平均值, 故 $M_a = 262.3 \text{ mm}$, 也就是说人类活动引起的地下水埋深年均下降 262.3 mm . 1980—1984 年降水 $P = 479.1 \text{ mm}$, 由(8)式粗估的蒸发量 $E = 694.4 \text{ mm}$, 可见人类活动影响在华北产生的额外蒸发补偿了大气中水汽的流失量, 并维持了该区的陆—气水量平衡关系(图 5).

华北地区陆面蒸发大于降雨这一事实与大气低层水汽输出大于输入是完全一致的. 设想如果大气低层水汽净输入, 则大气低层出现过量的水汽辐合与 80 年代降雨和径流减少的事实相矛盾.

五、对计算结果精确度的讨论

80年代以来,华北地区地下水位逐年下降,主要由于地下水开采远远大于大气降水对地下水的自然补给.仅以北京市区及郊县为例,近10年地下水埋深年均下降达460 mm.虽然本文计算所得的华北地区土壤水及地下水埋深年均降低262.3 mm,尚不能由实际观测值验证,但以华北地区地下水下降的事实,可以在定性上证明水汽输送计算结果的净收支量是合理的.本文在定量上计算误差可能来自3个方面.

(1) 计算方法中的误差:在数值积分中水平和垂直方向的要素离散化时,假定积分要素在积分线元内按线性分布,与真实情况存在差距.计算区域边界是概化的多边形,其边界的选取及站网密度的大小,也是误差的原因之一.

(2) 站网密度和观测次数的局限性造成的误差:华北地区面积约 $42 \times 10^4 \text{ km}^2$,特征尺度长度约650 km,是次天气尺度.而观测站网是按大尺度或天气尺度的密度分布的,相对于次天气尺度站网点比较稀疏;另外次天气尺度的时间变化也无法在一天两次的观测中较好地体现出来;这两方面的局限性将会对涡动输送造成较明显的误差.尤其是夏季,南部地区的天气系统尺度更小,使计算出的低层水汽入境量可能比实际小.

(3) 地形和其它下垫面条件的复杂性产生的误差:华北地区地形高度变化较大,呈南低北高,东低西高的陡坡形,既有山地,又有平原,由此产生的局地效应,是一天两次的大尺度观测网难以捕捉到的,这会给计算结果,特别是下层水汽输送量带来误差.

如何解决这些问题,提高计算精度,这是一个尚待进一步研究的课题.

六、结 论

(1) 80年代华北地区上空水汽输送产生了大气水份亏损,平均每年达215.3 mm,亏损的水汽由过量开采地下水引起的地面(超过自然蒸发的)过量蒸发补给.正是这种人类活动维持了华北地区陆-气水量平衡关系,补偿了地面过量蒸发后的土壤及地表水的亏损.

(2) 80年代华北地区上空水汽净输送量是总入境量(4600 mm),与总出境量(4800 mm)的两个大量之差.出、入境总量都是冬季少,夏季多,7月份最多.夏季水汽净输入,其它季节净输出,净输出的两个峰值分别出现于4—5月和11月.

(3) 输送的垂直分布特点是700 hPa以上水汽净输入,700 hPa以下为净输出,即收支效果高低层相反.输送集中在对流层中下层,输送结构与东亚季风环流结构一致,其季节变化取决于季风环流的季节变化.

(4) 夏季华北地区低层盛行东南气流,高层盛行西南气流,它们携带的亚洲大陆东侧及南侧海区的暖湿空气是华北汛期降水的主要水汽来源.另外,近10年华北干旱期的水汽输入量与降水量的比值 $4600/479 \approx 10$ 倍,也说明境外的水汽输送能为华北降水提供足够的水汽.

(5) 平流输送比涡动输送大得多,在总环流输送中占主导地位,决定了总环流的输送结构.平流输送造成华北水汽亏损,涡动输送部分地抵消了这种亏损.平流输送呈纬向

型,反映了中纬西风带的作用,而涡动输送基本上为经向型,是中纬西风带上扰动和气旋、锋面活动的结果,由中高纬干冷气团与中低纬暖湿气团交绥激发产生。

(6) 计算结果在定性上是合理的,反映了华北地区近10年水汽输送的三维结构特征及陆—气系统水量平衡机制。在定量上尚待进一步由实测地下水年埋深变化量验证,其误差可能来自计算方法,观测站网和时次的局限性,以及下垫面复杂性三个方面。

参 考 文 献

- [1] Rasmussen, E.M. 1977, Hydrological application of atmospheric vapor flux analyses, Operational Hydrology Report, No. 11, WMO, 1—50.
- [2] Peixoto, J.P. 1973, Atmospheric vapor flux computation for hydrological purpose, Reports on WMO/IHD projects, No. 20, WMO, 1—70.
- [3] 徐淑英, 1958, 我国的水汽输送和水份平衡, 气象学报, 29, 第1期, 33—43.
- [4] 陆瀚蓉、高国栋, 1983, 中国大气中的水汽平均输送, 高原气象, 2, 第4期, 34—48.
- [5] 刘国纬、周仪, 1985, 中国大陆上空的水汽输送, 水利学报, 第11期, 1—13.
- [6] 崔玉琴, 1989, 西北区1981年汛期空中水资源平衡状况, 水利学报, 第8期, 30—36.

Analysis on the Processed of Water Vapor Transfer over North China During 1980—1987

Fan Zengquan

(National Research Center for Marine Environment Forecasts, Beijing, 100081)

Liu Chunzhen

(Hydrological Forecasting and Water Control Center)

Abstract

In this paper, the rawinsonde data twice per day from 1980 to 1987 are used to calculate and analyse the water vapor transfer process over North China. The effect of human activity on the water cycle in North China is discussed using the balance equations of the atmospheric water vapor and the terrestrial water. The results show that the vapor transfer characteristics such as the transfer direction, seasonal changes, vertical structure, and water vapor sources are determined by the east Asia monsoon circulation. The vapor transfer over North China in the 1980s has caused a large amount of water loss in the atmosphere and the loss is compensated by the excessive water pumping from the underground. This suggests that the human activity effect is an important element in the water cycle process of North China.

Key words: Water vapor transfer; Water balance; Runoff; Groundwater.