

气候变化对华北水资源影响模式的探讨

曲建和

(国家气象中心)

提 要

本文从区域水量平衡公式($P = R + E + U_g \pm \Delta V$)和Palmer干旱模式出发,经过简化和修正,得到了华北地区宏观水资源评价模式及水资源动态评价模式,并使用实际资料进行验证,为对该区的水资源量进行宏观评价及水资源的合理开发利用提供了依据。

华北地区是我国的主要工农业基地,属于季风气候区。该区年内降水分布不均匀,主要集中在5—9月,降水量年际变化也较大,水资源量很不稳定,干旱是该区主要的气候灾害之一。特别是70年代以来,曾出现了持续少雨干旱,严重地影响了水资源的供应。由于工农业生产的迅猛发展,尤其是城市工业的迅速发展及城市人口的剧增,更加剧了水资源的紧缺。华北地区几个大城市都出现过缺水现象,有的已影响了工农业的发展和人民的正常生活,引起了政府和有关专家的关注。本文从区域水量平衡和修正的干旱模式出发,经过简化和修正,建立了华

北地区宏观水资源评价模式和水资源动态评价模式,并用部分站点的气象和水文资料进行检验,分析了水资源量的分布演变特征,为合理开发和利用水资源奠定了基础。

一、宏观水资源模式的建立

所谓区域水资源总量是指由当地降水形成的地表和地下的产水量。在一个区域内,如果把地表水和地下水、土壤水作为一个整体,则区域内水分循环如图1所示。大气降水是水分的收入项,地下潜流、河川径流和总蒸发是水分支出项,一段时间内的区域水分平衡公式为:

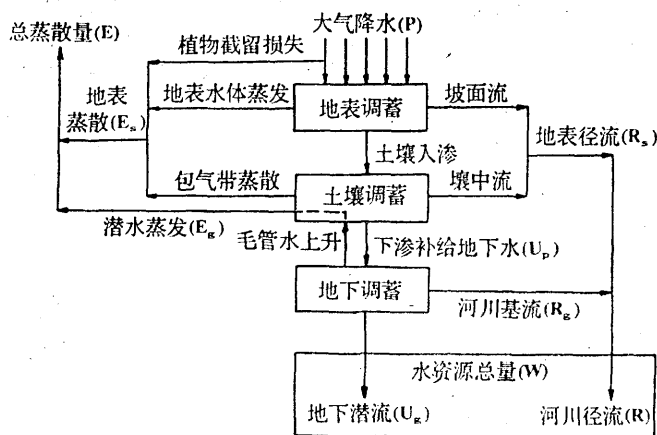


图1 区域水循环概念模型⁽¹⁾

$$P = R + E + U_g \pm \Delta V$$

(1)

蒸发量, U_g 为地下潜流量, ΔV 为地表、土壤、地下的蓄水变化量。在多年均衡情况下,

式中 P 为降水量, R 为河川径流量, E 为总

$\Delta V = 0$, 则有

$$P = R + E + U, \quad (2)$$

水文部门常用的计算平原地区水资源总量的公式为:

$$W = R_p + Q_p - (Q_s + Q_k + R_{g,p}) \quad (3)$$

式中 R_p 为平原河川径流量, Q_p 为平原地区地下水资源量, Q_s 为地表水体渗漏补给量, Q_k 为侧渗流入补给量, $R_{g,p}$ 为平原区降水形成河川基流量。由于一些径流因子计算起来相当复杂, 我们从水资源的定义出发, 得出华北平原的水资源总量计算公式为

$$W = P - E, \quad (4)$$

式中, P 为降水量, E 为地表可能蒸散量, W 为单站的水资源总量(mm)。如果考虑到面积因子, 则有:

$$W_d = W \cdot D \cdot K \quad (5)$$

式中, W_d 为以 m^3 为单位的水资源总量, D 为该站所代表的面积(单位 km^2), K 为系数。一般而言, $1km^2$ 的面积上, $1mm$ 水深的水资源量相当 $1千m^3$ 水。水资源盈亏系数为 C , 其计算公式为:

$$C = W/P = (P - E)/P = 1 - E/P \quad (6)$$

式中 E 为可能蒸散量, P 为降水量。若 $C > 1$, 表示水资源有盈余, 若 $C = 0$, 表示降水量和蒸散量相等; $C < 0$ 则表示水资源亏缺。

蒸散量是水分平衡中的一个重要指标, 对于水资源评价和旱涝研究有重要的意义, 由于蒸发量受下垫面的影响很大, 用仪器测定非常困难。因此我们选用了联合国粮农组织推荐的计算蒸散量的彭曼综合法^[2]。

二、水资源动态评价模式

宏观水资源评价模式仅能定量评定出某一时段水资源的盈亏程度, 但对前期影响水资源的因子未加分析。鉴于Palmer气象干旱度模式^[3]不仅考虑到同一时段影响干旱的因子, 也分析到前期的土壤湿度对后期所造

成的潜在影响, 在分析干旱的动态演变特征方面是非常成功的^[4], 并且安顺清等同志根据华北地区的资料对该模式进行了修正^[5], 我们对此模式进行了适当的处理, 用于水资源的动态评价。

Palmer干旱模式也是建立在区域水量平衡的基础上, 首先引进了一个气候适宜降水量的概念, Palmer认为干旱一般为数月或几年内供水量持续地少于气候适宜降水量所产生的^[3]。气候适宜降水量 $\hat{P}$ 的计算式为:

$$\hat{P} = \hat{ET} + \hat{R} + \hat{RO} - \hat{L} \quad (7)$$

式中, $\hat{ET}$ 是气候适宜蒸散量, $\hat{ET} = \alpha PE$; $\hat{R}$ 是气候适宜土壤补水量, $\hat{R} = \beta PR$; $\hat{RO}$ 为气候适宜径流量, $\hat{RO} = \delta PR$; $\hat{L}$ 为气候适宜土壤失水量, $\hat{L} = \gamma PL$ 。 α 、 β 、 δ 、 γ 分别为蒸散系数、土壤补水系数、径流系数和土壤失水系数。 $\alpha = \overline{ET}/\overline{PE}$, $\beta = \overline{R}/\overline{PR}$, $\gamma = \overline{RO}/\overline{PRO}$, $\delta = \overline{L}/\overline{PL}$, ET 、 PE 、 R 、 PR 、 RO 、 PRO 、 L 、 PL 分别为实际蒸散量、最大可能蒸散量、实际土壤补水量、土壤可能补水量、实际径流量、可能径流量、实际土壤失水量和土壤可能失水量。 $\overline{ET}$ 表示历年各月实际蒸散量的多年平均值, 其它类同。这些资料是由水量平衡方法计算出来的。

$$PR = AWC - S' \quad (8)$$

AWC 是土壤有效含水量, S' 是月初土壤两层的有效水量。

$$PL = PL_s + PL_u \quad (9)$$

PL_s 是表层土壤失水量, PL_u 是底层土壤潜在失水量: $PL = PE$ 或 S' 。 (10)

S' 是本时段初上层土壤有效水量。

$$L_u = (PE - P - L_s) S' / AWC \quad L_u \leq S' \quad (11)$$

L_u 是计算出的表层土壤水分失去量, 其他分量的近似处理和计算见文献^[3]。

然后用区域平均的降水量(P)与气候适宜降水量($\hat{P}$)之差乘以一个系数 k , 得到水分异常指数 z , 即

$$z = kd = k(P - \hat{P})$$

k 为气候特征系数 K 的第一近似值,

$$k = (\overline{PE} + \overline{R}) / (\overline{P} + \overline{L}) \quad (12)$$

关于 K 值,我们使用了安顺清等人根据中国14个站资料得出的华北地区 K 值:

$$K = [548.08 / \sum_{j=1}^{12} (DK') K'] \quad (13)$$

K' 为 K 值的第二近似值,

$$K' = 4.0 \log \{ (\overline{PE} + \overline{R} + \overline{R}_0) / (\overline{P} + \overline{L}) \times \overline{D} \} \times 25.0 + 1.0 \} + 0.5 \quad (14)$$

式中 $\overline{D}$ 为 d 绝对值的平均值。

水分异常指数(Moisture anomaly index) Z 按下式计算: $Z = Kd$ (15)

水资源的盈亏受较长时段内降水的多寡影响较大,所以用 Z 值确定水资源的多寡时用两个月或更长时段的平均值。

$$WZ = \sum_{i=1}^n Z_i / n \quad (n \geq 2) \quad (16)$$

根据实际资料确定出的水资源盈亏标准如表1所示。

表1 水资源盈亏标准

水资源盈亏	WZ值域
枯水	≤ -2.0
偏枯	$-2.0 < WZ < -1.0$
正常	$-1.0 \leq WZ \leq 1.0$
偏丰	$1.0 < WZ < 2.0$
丰水	≥ 2.0

三、华北平原水资源量初步分析

我们使用宏观水资源评价模式计算了华北平原(京、冀、津、鲁、豫等5省市)的旬、月、年的水资源总量。从54个站的资料统计来看:华北平原大部一般在雨季(特别是在夏季) W 为正值,而冬季(12—2月) W 值一般为负,并且 W 值正负交替变化,这正是降水量在时间分布上不连续所造成的。华北平原西部和河北平原大部水资源紧缺现象较重, W 值的波动性也较大,也正说明了上述地区的有效水资源量较少。

从北京6月份水资源盈亏系数演变(见

图2)来看,该时段内水资源量有盈有亏,总的来看,盈多亏少,但1963、1968、1972、1982和1985年的水资源短缺严重。

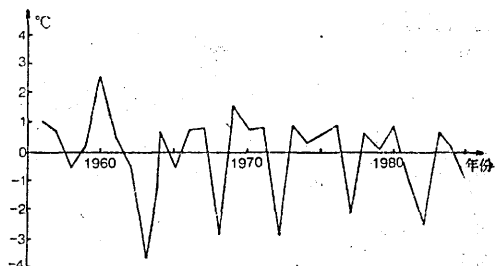


图2 北京6月份水资源盈亏系数演变曲线

我们使用北京1951—1980年的气象资料,通过水资源动态评价模式,计算了 WZ 值, AWC 取值为200.0。在计算可能蒸散量时,也使用了修正的彭曼公式。

使用水资源盈亏标准确定出的枯水起始

表2 1951—1980年北京枯水统计表

偏 枯 期		
起 始 时 间	持续月数	WZ值
1952.12—1953.4	5	-1.90
1958.2—1958.6	5	-1.64
1960.8—1961.2	7	-1.69
1962.5—1962.7	3	-1.42
1963.9—1963.12	4	-1.69
1966.10—1966.12	3	-1.29
1970.8—1971.2	7	-1.30
1972.7—1972.9	3	-1.65
1979.9—1979.11	3	-1.70

枯 水 期

起 始 时 间	持续月数	WZ值
1951.9—1952.1	5	-2.23
1952.8—1952.11	4	-2.83
1961.5—1961.6	2	-3.86
1962.8—1963.4	9	-3.81
1965.9—1965.12	4	-3.64
1966.1—1966.2	2	-2.55
1968.5—1968.8	4	-3.47
1972.5—1972.9	5	-5.61
1972.11—1972.12	2	-2.41
1974.9—1974.11	3	-2.26
1975.4—1975.6	3	-3.76
1975.8—1976.1	6	-4.42
1980.9—1980.12	4	-2.54

时间、持续月数和 WZ 值如表2所示。从表2中可以看出,枯水最长时段为1962年8月—1963年4月,持续9个月, WZ 值为 -3.81 。枯水最严重的是1972年,持续4个月, WZ 值达 -5.61 。这和1972年华北地区大旱相吻合,说明了该模式的可靠性。

四、讨 论

1. 宏观水资源评价模式和水资源动态评价模式均可以用于水资源定量评价,但该项工作还是初步的,由于该模式中涉及的因子和参数较多,这些参数还需要用大量的实际观测资料来订正和修改。在评价大范围的水资源量时,使用前者比较合理,在评价局地(特别是单站)的水资源量时,后者则理论基础比较完善。由于Palmer干旱模式用于半干旱半湿润地区效果较好。尽管也可以推广应用于湿润地区和干旱地区,但有些参数需要修正。

2. 在可能蒸散量的计算方面,我们使用了修正的彭曼公式,计算结果也比较接近实际。但由于该方法需要的资料多,计算起来也比较繁琐。对于较长时段而言,也可以用桑斯威特方法来计算。由于该方法计算简单,在美国和加拿大等得到广泛应用。

3. 在计算径流量时,水资源动态评价模式中假定的土壤达到田间持水量时才产生径流,而实际情况相当复杂,它和土壤性质、植被类型、地形和降水强度等均有关系,还需要根据实际情况进一步修正。

4. 这两个模式具有比较严密的理论基础,计算结果也较符合实际,尽管计算起来比较复杂,但将该模式建立一套通用软件,并在气候影响资料库的基础上进行推广应用是可行的。

参 考 文 献

- [1] 水利电力部水文局,中国水资源评价,水利电力出版社,1987。
- [2] 联合国粮食及农业组织(FAO),农业气象监测与作物收成预报,罗马,1979。
- [3] Wayne C. Palmer, Meteorological drought, Weather Bureau Research, Paper, No. 45, U.S. Department of Commerce, 1965。
- [4] Thomas R. Karl, The sensitivity of the Palmer Drought Severity and Palmer's Z-Index to their calibration including evaporation, Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol. 25, 1986。
- [5] 安顺清、邢久星,帕默尔干旱模式的修正,气象科学院院刊,第1卷,第1期, P75—82, 1986。

A primary study of assessing models of water resource impacted by climate in the plain of North China

Qu Jianhe

(Natural Meteorological Centre)

Abstract

In this paper, based on balance formula of region water resource ($P=R+E+U, \pm \Delta V$) and Palmer Drought Model, the assessment models of macrocosmic and dynamic water resource impacted by climate are established. Some tests are made by observational data.