

黄河流域旱涝年地面热量收支变化特征*

朱超群 高国栋

(南京大学大气科学系, 南京 210008)

提 要

根据北京、郑州3年热量平衡观测资料,建立波文(Bowen)比计算模式,并用此模式及辐射计算式等估计黄河流域8年5—8月地面月辐射收支、蒸发耗热、湍流热交换量和土壤热交换量,并比较分析旱涝年它们的差异以及随旱涝(用降水距平表示)的变化。

关键词: 黄河流域; 夏季旱涝; 地面热收支。

地表面热量平衡是研究天气气候形成与变化的重要基础,同时它被广泛地应用于水文学、农业气象学和气候资源利用等领域的研究。近年来观测事实表明陆-气热交换过程与旱涝有一定联系,但这方面研究还很少^[1]。本文主要分析黄河流域旱涝年地表热量平衡特征及其各分量与旱涝的关系。

1 计算方法和资料

在近地面层垂直方向上感热与潜热通量之比(用 β 表示)

$$\beta = \frac{\Phi_q(\zeta)c_p p \Delta T}{\Phi_h(\zeta)0.622L\Delta e} \quad (1)$$

式中 ΔT 和 Δe 分别为垂直方向上的位温差和水汽压差, $\Phi_q(\zeta)$ 、 $\Phi_h(\zeta)$ 分别表示无因次比湿梯度和位温梯度。其他符号均系常用符号。

根据 Dyer 的研究^[2],在不稳定条件下, $\Phi_q(\zeta) = \Phi_h(\zeta)$; Monin 和 Yaglom 等^[3] 研究结果表明在各种稳定度状况下, $\Phi_q(\zeta) = \Phi_h(\zeta)$ 。因此,式(1)写成

$$\beta = \frac{c_p p \Delta T}{0.622L\Delta e} \quad (2)$$

1992年12月25日收到,1993年4月10日收到修改稿。

* 本文由国家自然科学基金项目“我国长江、黄河流域旱涝规律成因与预测研究”资助。

利用北京、郑州 1958 年 1 月—1960 年 12 月每日 6 次(01、07、10、13、16、19 时)0.5m 和 2.0m 高度上的温度和水汽压观测资料,根据式(2)计算 β 值. 计算过程中当 ΔT 和 Δe 很小(本文采用 $|\Delta T| \leq 0.1\text{K}$, $|\Delta e| \leq 0.1\text{hPa}$) 时,感热通量和潜热通量近似相等,即 $\beta \approx 1$ ^[4]. 此外,由于夜间尤其是冬季缺测资料较多,所以首先计算各时平均 β ,然后确定月的日平均 β .

根据经验^[5],水汽压随高度的变化有如下的关系:

$$e = e_0 \cdot 10^{-\frac{Z}{\alpha}} \quad (\alpha \text{ 为经验常数})$$

上式对 Z 求导数,并用差分代替微分,同时取 Δe 为地面水汽压 e_0 与 2m 高度上水汽压 e 之差,于是有

$$\Delta e = c' \cdot e \quad (c' \text{ 为经验常数})$$

对应于 Δe 的温差记为 ΔT ,因此必定有

$$\beta = f(\Delta T/e)$$

因为没有地表面温度资料,所以用月平均 0cm 土壤温度代替. 根据北京、郑州的实际资料分析表明,暖季(4—10 月)月平均 β 与 $\Delta T/e$ 呈线性关系(图 1),因此得出如下的直线方程式:

$$\text{北京} \quad \beta = -0.057 + 2.862\Delta T/e \quad (r = 0.845) \quad (3a)$$

$$\text{郑州} \quad \beta = -0.125 + 3.959\Delta T/e \quad (r = 0.724) \quad (3b)$$

$$\text{北京、郑州} \quad \beta = -0.002 + 2.883\Delta T/e \quad (r = 0.783) \quad (3c)$$

式中 ΔT 表示 0cm 土壤温度与 2m 高度上气温差. 根据相关系数的显著性检验^[6],北京(样本数 $n = 17$)、郑州($n = 21$)和北京、郑州($n = 38$)的相关系数 r 在 0.01 水平上显著.

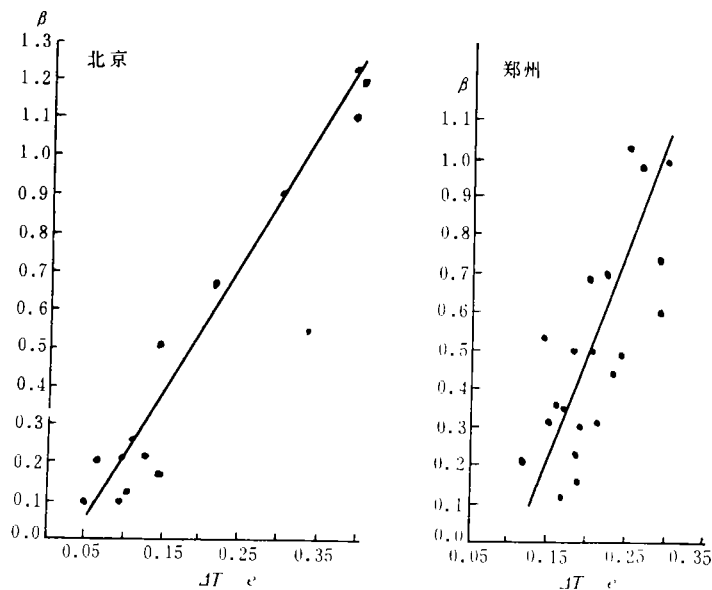


图 1 月平均 β 与 $\Delta T/e$ 的相关图

式(3)的优点是不需要特殊的梯度观测资料,只要用月常规气象资料,就可以确定波文比(取式(3a)和式(3b)的平均或用式(3c)),于是蒸发耗热 LE 和湍流热交换量 H 的计算式分别如下:

$$LE = \frac{(R_n - G)\beta}{1 + \beta} \quad (4)$$

$$H = \frac{R_n - G}{1 + \beta}$$

式中 G 为土壤热交换量,其计算式

$$G = a + b(T_5 - T_{20}) \quad (5)$$

上式中 T_5 和 T_{20} 分别为 5cm 和 20cm 土壤温度,经验常数 a, b 用北京、郑州热量平衡资料确定^[7]. 地表月辐射平衡

$$R_n = Q(1 - \alpha) - F \quad (6)$$

式中 Q 为总辐射月总量, α 为地面反射率, F 为地面有效辐射. Q 和 F 用半经验半理论方法^[8,9] 确定.

本文选择 4 个夏季旱涝年(1972、1975、1986 和 1988 年)* 及 4 个非旱涝年(各旱涝年的前一年)、黄河流域 35°—40°N、105°—120°E 范围内部分气象站、5—8 月的月降水量、平均气温和水汽压、0、5、20cm 土壤温度以及 30 年平均降水量.

在研究区域内,东部和西部降水量差异较大,为便于分析将该区域按经度分成 1、2、3 区,各区选择 6 个代表站. 1 区(115°—120°E)有沧州、惠民、菏泽、潍坊、济南、天津, 2 区(110°—115°E)有郑州、运城、太原、安阳、石家庄、介休, 3 区(105°—110°E)有鄂托克旗、延安、银川、榆林、平凉、盐池.

2 结果分析

2.1 旱涝概况

分析的旱涝年降水距平百分率列于表 1. 由表可见,1988 年 5—8 月,1 区旱涝月相间出现,2 区与 3 区洪涝较严重,且以 3 区更典型. 早年 1972、1975 年属于持续性干旱,尤其 3 区较严重;1986 年属非持续性干旱,但 2 区 6—8 月持续干旱,而且降水距平都小于 -32%. 其它 4 年属一般年(距平未列出).

表 1 5—8 月各区平均降水距平(%)

	1988 年				1972 年				1975 年				1986 年			
	5	6	7	8	5	6	7	8	5	6	7	8	5	6	7	8
1 区	64	-67	26	-32	8	-64	-4	-27	-39	-18	-2	-49	-35	8	-45	-42
2 区	64	-2	57	54	-38	-62	-9	-31	-70	-48	-10	-18	33	-32	-61	-52
3 区	188	53	32	11	-27	-18	-46	-11	-24	-17	-2	-42	-56	132	-40	-37

2.2 辐射收支

表 2 表示黄河流域旱涝年各区 5—8 月平均月辐射收支. 结果表明旱年平均辐射收支为 30.9—39.3kJ·cm⁻²,呈自东向西减少,各区年际变化很小. 涝年为 26.9—34.2kJ·cm⁻²,

* “我国长江、黄河流域旱涝规律成因与预测研究”课题第三分课题指定的旱涝年份.

表 2 旱涝年 5—8 月平均辐射收支 ($\text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$)

	旱 年			涝年
	1972	1975	1986	1988
1 区	39.3	37.6	38.9	39.2
2 区	34.8	33.5	33.5	26.9
3 区	31.6	30.9	31.3	29.3

以 2 区最小,这是由于 2 区 5、7、8 月降水比长年平均多 54% 以上,多云雨,致使太阳辐射减少的结果。该表还表明,旱年与涝年辐射收支差异各区不一致,2 区的差异最大,旱年比涝年多 $7.0 \text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$ 左右;3 区的差异最小,仅相差 $2.0 \text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$,表明 3 区旱涝对辐射收支的影响较其东部小,这是由于 3 区长年降水较少的缘故。

图 2 表示各区月辐射收支距平(8 年平均)随降水距平的变化。显然辐射收支距平随降水距平增加而减小,且在零降水距平附近改变符号。

2.3 湍流热交换量

旱年 5—8 月平均月湍流热交换量(感热)为 $12.8\text{--}15.0 \text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$,各区之间差异较小,3 区比较大;涝年为 $9.0\text{--}12.1 \text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$ (表 3),各区之间差别较显著,最大相差 $3.1 \text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$ 。各区都是旱年大于涝年,尤其 2 区旱年平均比涝年多 $4.3 \text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$,其原因是 2 区涝年洪涝较严重。

表 3 旱涝年 5—8 月平均感热 ($\text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$) 表 4 旱涝年与多年平均感热(5—8 月平均)之差 ($\text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$)

	旱 年			涝年
	1972	1975	1986	1988
1 区	14.3	13.3	13.8	10.7
2 区	14.2	12.8	13.0	9.0
3 区	15.0	14.1	13.8	12.1

	旱 年			涝年
	1972	1975	1986	1988
1 区	2.2	1.1	1.7	-1.5
2 区	1.6	0.2	0.4	-3.6
3 区	0.55	-0.3	-0.7	-2.4

旱涝年感热与 8 年平均之差(表 4)表明,涝年均均为负值,其绝对值各区均在 $1.5 \text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$ 以上;旱年 1、2 区均为正值,但 3 区 1975、1986 年为负值,这是由于 3 区个别月份降水较多(表 1),导致感热偏少(1975 年 7 月偏少 $2.5 \text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$,1986 年 6 月少 $4.2 \text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$),但其绝对值较涝年小得多。

图 3 表明月感热距平随降水距平增加呈线性减小,涝月感热为负距平,旱月为正距平。这种变化特点与辐射收支(图 2)相似,但是感热距平随降水距平的变化率较辐射收支大,说明感热对降水变化比较敏感。

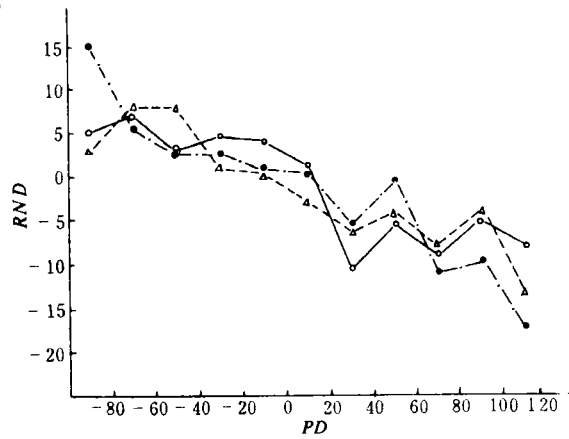


图 2 辐射收支距平(RNP)随降水距平(PD)的变化 (实线:1 区,虚线:2 区,虚点线:3 区)

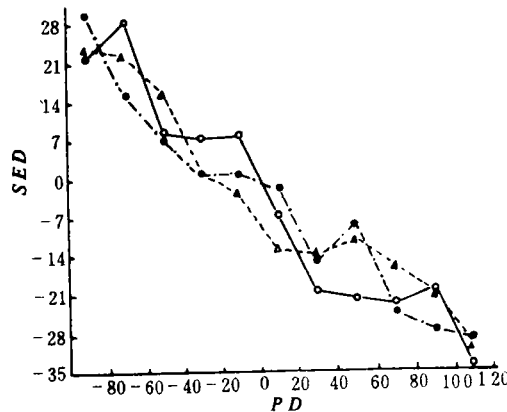


图 3 感热距平(SED)和降水距平(PD)的相关图(说明同图 2)

2.4 蒸发耗热

我们计算了旱涝年5—8月平均月蒸发耗热以及其与8年平均的距平百分率(表略),计算表明5—8月平均月蒸发耗热旱年约为 $15.0\text{--}24.4\text{kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$,涝年为 $15.7\text{--}21.9\text{kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$,旱涝年均呈自东向西递减,与多年平均(表略)状况相似;5—8月平均蒸发耗热1区旱年大于涝年,平均差 $1.5\text{kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$.3区则相反,旱年小于涝年,平均小 $0.5\text{kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$.这种差别主要是由于1区与3区长年平均降水量不同所致;旱年与涝年基本上蒸发都较多年平均减少,这是由于旱年水分不足,涝年热量条件差的结果.但3区1988年5—8月降水均偏多,尤其5、6月降水距平分别为188%和53%,而蒸发耗热比多年平均增加10%和7%,表明3区长年平均降水少,涝年给蒸发以较好的水分条件,使蒸发耗热增加.1986年1区和3区与其它旱年不一致,蒸发为正距平,这与6月份降水偏多有关.

2.5 土壤热交换量

5—8月平均土壤热交换量为 $1.34\text{--}1.74\text{kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$ (表5),2、3区旱年大于涝年,主要因为旱年辐射收支比涝年大.但1区旱涝年几乎没有差别,甚至个别旱年稍偏小.总之土壤热交换量都比较小,约占辐射收支的4%—6%.

表5 旱涝年5—8月平均土壤热交换量($\text{kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$)

	旱 年			涝 年
	1972	1975	1986	1988
1 区	1.67	1.62	1.65	1.67
2 区	1.54	1.70	1.51	1.38
3 区	1.63	1.74	1.53	1.34

3 结 束 语

(1)黄河流域各区5—8月平均月辐射收支和月湍流热交换量,旱年显著大于涝年.其各区的距平随着降水距平增加而减少.但感热对降水距平变化比辐射收支敏感.(2)5—8月平均月蒸发耗热量都是自东向西减少.旱年与涝年相比较,1区旱年大于涝年,但3区涝年大于旱年.旱涝年与多年平均比较,旱年基本上为负距平,涝年1、2区也是负距平,唯3区5—8月各月都是正距平.(3)夏季土壤热交换量基本上是旱年大于涝年,但都比较小,约占辐射收支的4%—6%.

参 考 文 献

- 1 季劲钧. 地气相互作用与旱涝长期预报.《旱涝气候研究进展》.北京:气象出版社,1990.101—110.
- 2 Dyer A. J. The turbulent transport of heat and water vapour in an unstable atmosphere. *Q. J. R. Met. Soc.*, 1967, **93**(398):501—508.
- 3 豪根. 微气象学. 李兴生等译. 北京:科学出版社,1984.28—29.
- 4 Hogstrom U. A field study of the turbulent of heat, water vapour and momentum at a 'typical' agricultural site. *Q. J. R. Met. Soc.*, 1974, **100**(426):624—639.
- 5 邹进上, 刘长盛, 刘文保. 大气物理基础. 北京:气象出版社,1982.
- 6 中国科学院数学研究所数理统计组. 回归分析方法. 北京:科学出版社,1974.19—22.

- 7 朱超群、高国栋. 土壤热交换量的计算及其变化. 气象科学, 1992, 12(1): 100—106.
- 8 翁笃鸣. 试论总辐射的气候学计算方法. 气象学报, 1964, 34(2): 304—315.
- 9 李世奎, 欧阳海, 侯光良等. 中国农业气候资源和农业气候区划. 北京: 农业出版社, 1985. 98.

CHARACTERISTICS OF HEAT BALANCE AT THE GROUND SURFACE DURING SUMMER DROUGHT/FLOOD PERIOD IN YELLOW RIVER VALLEY

Zhu Chaoqun Gao Guodong

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210008)

Abstract

An empirical model, for estimating Bowen ratio through the agency monthly mean air temperature, vapour pressure and ground surface temperature, is proposed on the basis of the heat balance data measured at Beijing and Zhengzhou in period of 1958—1960. The monthly sums of latent and sensible heat are estimated using the energy balance with Bowen ratio method for the months from May to August of eight years in Yellow River valley. The relationships between each component of energy balance and drought/flood are analysed. The main results are as follows:

(1) The monthly amounts of net radiation averaged during the May—August period and monthly mean sensible heat for the same period, which of drought year are obviously greater than flood year. The departures decrease with increasing precipitation amounts, but the sensible heat is more sensitive to the precipitation departure than net radiation.

(2) The averaged monthly totals of latent heat decrease from east to west in Yellow River valley.

(3) The monthly sums of soil heat exchange in summer in the drought years are mostly greater than that of flood years, but are only 4%—6% net radiation.

Key words: Yellow River valley; Drought/flood summer; Heat budget at the ground surface.