第16卷第3期
1993年9月

南京气象学院学报
Journal of Nanjing Institute of Meteorology

Vol. 16 №3
Sep. 1993

# 二氧化碳倍增时华北降水量的一种估计

郭英琼　谭冠日　朱天庆

（中山大学）

**摘要**　取时间期限为30年，把北京降水量与北半球气温的近似关系看成线性关系，再引入辅助变量——全球二氧化碳（$CO_2$）浓度，增加全球变化的信息，排除误差的干扰，求出回归系数的一致性估计值，得到北半球气温每升1℃时北京降水量的变化，继而求出华北、东北及内蒙与北京相关显著处的降水量变化。若根据$CO_2$倍增时全球增温的最佳估计是3℃，则上述地区降水量将增加15%以上，太行山东麓增加30%以上。

**关键词**　$CO_2$倍增，华北降水，气候变化

预测$CO_2$倍增时的气候是一个十分困难的课题。包含了较精密物理联系的多种大气环流模式，一致给出全球将会变暖的结果，而且它们计算的全球增温数值也颇为接近，可信度比较高，但对降水分布的预测很不一致[1]。对华北夏季降水量的预测，5个模式有3个给出减少的结果，有2个给出增加的估计*。

气候形成最实际的模型莫过于地球和大气本身。基于这种观念，人们探讨了从历史气候变化预测未来气候的各种经验途径。其中之一是从历史资料找出温暖时期的气候，作为未来气候的提示。在华北降水预测方面，张家诚得出：温暖对应潮湿，寒冷对应干旱；华北干旱状况将会趋向缓和**。郑斯中则从近五百年旱涝资料求出冷冬和暖冬年代的平均旱涝等级，认为华北平原在气候偏暖时期降水偏少。

本项研究的思路，就总体而言是属于模式输出统计（Model Output Statistics），即以大气环流模式输出的结果——全球变暖输入统计模式，输出北京降水，再由北京降水推论相邻地区降水。本文的中心是建立全球变暖和北京降水的一种统计模式。地球上任何一个地区的气候变化，可以看成与全球变化密切有关的部分和局地变化部分。空间越大、时间越长的变化，与全球变化的关系越密切。根据文献[2]的研究，北半球（除赤道地带外）平均气温的变化，10年周期以下的振动占总方差不到1%，10—20年周期的振动占26%，20—150年则占74%左右。研究全球变化与华北年降水量的关系，时间应以数十年为宜。华北只有北京的降水量资料长达二百年以上，张家诚论证了北京10年平均降水量对华北有很好的代表性。我们的研究以北京为主，又藉北京降水量与华北、东北和内蒙各地的关系对它们作出预测。

收稿日期：1992—11—02

* 郑斯中. 平原未来气候情景及其考虑气候变化与环境问题全国学术讨论会论文之34，中国科学技术协会编，1991年1月

** 张家诚. 二氧化碳的气候效应与华北干旱问题，气象科学研究院，1988. 11

## 1 方　法

设北京年降水量的真值是 $y$，北半球平均温度的真值是 $x$。用一个线性回归方程代表北京降水量与全球气温关系

$$y = \beta + \alpha x \tag{1}$$

$\alpha$ 表示北半球年温每变化1℃时北京年降水量的改变值(mm/℃)，这是本文推求的目标。北半球平均气温 $\xi_i$ 是对各地观测值经处理而得到的，必有误差 $\delta_i$，

$$\xi_i = x_i + \delta_i \tag{2}$$

北京站址历经迁移，降水又有很强的局地性，故北京年降水量观测值 $\eta_i$ 包含误差 $\varepsilon_i$，即

$$\eta_i = y_i + \varepsilon_i \tag{3}$$

略去下标 $i$，则

$$\eta = \beta + \alpha\xi + (\varepsilon - \alpha\delta) \tag{4}$$

这形似回归方程，但实质上是结构关系。$\alpha$ 不能通过观测值 $\eta$、$\xi$ 以正规方程求解，因为 $(\varepsilon-\alpha\delta)$ 不独立于 $\xi$，不能以残差看待。根据文献[3]，作以下常理假设，推求 $(\varepsilon-\alpha\delta)$ 和 $\xi$ 的协方差。

假设：$E(\delta_i)=E(\varepsilon_i)=0$，　$var(\delta_i)=\sigma_1^2$　$var(\varepsilon_i)=\sigma_2^2$，　(所有 $i$)

$$\begin{cases} cov(\delta_i,\delta_j) = cov(\varepsilon_i,\varepsilon_j) = 0 & (i \neq j), \\ cov(\delta_i,\varepsilon_j) = 0 & (\text{所有 } i,j) \\ cov(\delta_i,x_i) = cov(\delta_i,y_i) = cov(\varepsilon_i,x_i) = cov(\varepsilon_i,y_i) = 0 & (\text{所有的 } i) \end{cases} \tag{5}$$

$cov(\xi,\varepsilon-\alpha\delta)=E[\xi(\varepsilon-\alpha\delta)]$　($\xi$ 是中心化变量)展开后，注意到(5)式的条件，得到

$$cov(\xi,\varepsilon - \alpha\delta) = -\alpha\delta^2 \tag{6}$$

显然 $\alpha\neq0$(如果 $\alpha=0$，即全球气候与地方气候毫无关系，不符实际)，$\delta^2\neq0$。因此，$-\alpha\delta^2\neq0$，即 $(\varepsilon-\alpha\delta)$ 与 $\xi$ 不是独立的，不能当残差看待。

为了求取 $\alpha$，必须了解 $\delta$ 和 $\varepsilon$ 更多的情况，或者设法把它们排除掉。为此，引入第3个变量——辅助变量 $\zeta$，它必须与半球平均气温 $x$ 有关，与两种误差 $\delta$ 和 $\varepsilon$ 无关，可以提供 $x$ 的更多信息，而把 $\delta$ 和 $\varepsilon$ 的干扰排除掉。我们取全球 $CO_2$ 浓度作为 $\zeta$，完全满足对辅助变量的要求。下面都是中心化变量，用 $\zeta$ 乘(4)式，求数学期望，得

$$E(\zeta,\eta)=\beta E(\zeta)+\alpha E(\zeta,\xi)+E(\zeta,\varepsilon)-\alpha E(\zeta,\delta)$$

注意到辅助变量与误差 $\delta$ 和 $\varepsilon$ 独立，便有

$$\alpha = \frac{E(\zeta,\eta)}{E(\zeta,\xi)} = \frac{cov(\zeta,\eta)}{cov(\zeta,\xi)} \tag{7}$$

利用样本的有限资料，可以求出估计量

$$\hat{\alpha} = \frac{\sum_{i=1}^{n}\zeta_i\eta_i}{\sum_{i=1}^{n}\zeta_i\xi_i} \tag{8}$$

$\hat{\alpha}$ 是对 $\alpha$ 的一致性估量，可论证[3]如下。

因为　$\xi=x+\delta,\eta=y+\varepsilon=\beta+\alpha x+\varepsilon$　代入(8)式有

$$\hat{\alpha}\sum_{i=1}^{n}\zeta_i(x_i + \delta_i) = \sum_{i=1}^{n}\zeta_i(\beta + \alpha x_i + \varepsilon_i)$$

当样本容量趋于无限大，样本方差、协方差依概率收敛于总体方差、协方差，即有

$$\hat{\alpha}cov(\zeta,x)+\hat{\alpha}cov(\zeta,\delta)=cov(\beta,\zeta)+\alpha cov(\zeta,x)+cov(\zeta,\varepsilon)$$

根据辅助变量 $\zeta$ 的性质，上式变成

$$\hat{a}cov(\zeta,x) \rightarrow acov(\zeta,x) \tag{9}$$

当且仅当 $\lim\limits_{n\to\infty} cov(\zeta,x)\neq 0$，有 $\hat{a}\rightarrow a$ 这证明了 $\hat{a}$ 是 $a$ 的一致性估计量。若各变量均中心化，两变量真值的回归方程为 $y=ax$，回归系数 $a=cov(x,y)/\sigma_x^2$，不过，需通过结构关系求出其估计量 $\hat{a}$。若直接用观测值，建立回归方程 $\eta=a_1\xi$，回归系数 $a_1=cov(\xi,\eta)/\sigma_\xi^2=cov(x,y)/(\sigma_x^2+\sigma_1^2)$ 因 $\sigma_1^2>0$，故 $a>a_1$，这意味着在一般情况下 $y$ 和 $x$ 的相关关系比 $\eta$ 和 $\xi$ 的好，因而 $a$ 比 $a_1$ 好。

北京年降水量取自文献[4]，用近期资料补充到1990年。北半球年平均气温和 $CO_2$ 浓度取自文献[5]。上述3个变量的资料从1854—1990年共计137年。为了研究数十年的气候变化，均求出30年滑动平均值，样本容量为108。

据(8)式计算出 $\hat{a}=152.33$，即北半球年平均气温的30年平均值每上升1℃，北京年降水量的30年平均值将增加152mm，相当于准平均(630mm)的24%。单纯从资料和计算过程看，这个数字没有错。但从气候学的角度分析，它对华北地区缺乏良好的代表性(后文讨论)。

华北各地降水量资料不足百年，不宜直接找出它们与北半球变暖的关系，但可通过它们与北京降水量的相关作间接推算。利用1951—1987年华北、东北、内蒙资料求出各地年降水量与北京降水量的相关系数。样本容 量为37的相关系数，绝对值需大于0.32才达到0.05的显著性水平。达到这个水平的地点有通辽、长春、沈阳、朝阳、营口、丹东、林东、锡林浩特、多伦、赤峰、承德、张家口、呼和浩特、天津、石家庄、德州、安阳等(图1)。求出上列各地年降水量 $Z_j(j=1,2,\cdots,m,\ m$ 为站数)依北京年降水量的回归系数 $b_j$，它表示北京年降水量每变化1mm 时，$j$ 站年降水量的变化量(mm)。令 $a_j=\hat{a}b_j$ 代表北半球年平均气温30年平均值每变化1℃时，$j$ 站年降水量的改变量(mm)，则 $\psi_j=\frac{a_j}{\overline{Z}_j}$ 代表北半球年平均气温每变化1℃时，$j$ 站降水量变化的百分率，其中 $\overline{Z}_j$ 是该站累年平均降水量(见图2)。

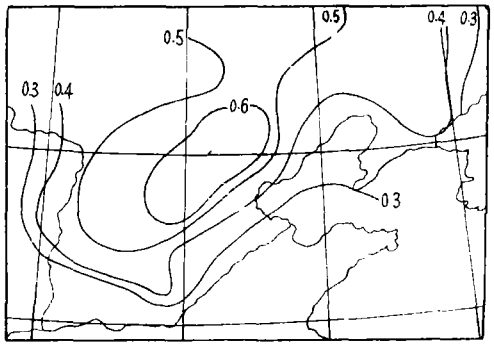


图1 各地与北京年降水量的相关系数

## 2 结 语

计算出北京的 $a$ 值特别大，问题在北京1959年的年降水量达1406mm 的异常值，它不仅在研究的137年内是最大，也是全部记录267年的最大。这个值出现在研究期内，使均方差异常增大为226mm。即使以这个均方差作度量，年雨量仍然超出了平均值3个均方差以上。将267年资料作频率分析，大体上符合皮尔逊Ⅲ型分布。唯有这个点远离频率曲线，估计它的重现期为330年左右。北京该年7、8月降水都在500mm 以上，相当于常年同期的2.7倍，就50年代(在本世纪内的多雨时期)来说，也是突出的(同年邻近地方并无这种现象)。1959年的降水量，承德为838mm、张家口为649mm、天津为576mm、石家

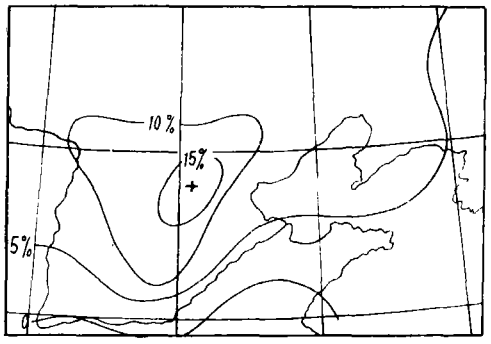


图2 北半球年温升高1℃各地年降量变化百分率

庄为586mm，均远小于北京的值。北京由于这个值的存在，使1951—1990年的变差系数（均方差与平均值之比）达0.36。而同期天津为0.29，张家口为0.23，承德为0.23。显见1959年局地暴雨频繁集中在北京，偶然性很大，对华北其他地方缺乏代表性。所以北京 $\hat{\alpha}=152$ 是偏大的。石家庄的 $\psi=15\%$ 就未发现问题。所以估计高值中心大约是 $\psi=15\%$。华北其余地区 $\psi$ 值在5%左右。

根据多数大气环流模式，$CO_2$ 倍增时全球平均气温约上升3℃。华北、东北南部、内蒙东部年降水量比现代会增加约15%，太行山东麓增加最多，可达30—40%。

张家诚的研究认为气候变暖时华北变湿，这与我们的结果在趋势上一致。不过，他研究的是百年以上的，我们研究的是30年期限，两者不完全是一回事。在长达数百年的湿期中，可能有数十年的干、湿期交替出现。我们的资料、方法以及结论，有其独立的根据和自身的意义。

郑斯中的研究认为，暖冬年代华北偏旱。他研究的是10年，以暖冬为条件，而我们是30年以全球变暖为前提。所以两者也不能简单地作出比较。从百余年来北京降水量与北半球气温及全球 $CO_2$ 浓度的关系，可以推测，$CO_2$ 加倍时北京及其邻近地域降水量比现代的有所增加。若以30年为期限，未来降水量比现代约增加15%—40%。预测华北降水量将增加，并不意味着干旱会减轻。因为气温升高后，蒸发能力增强，而且降水增加又提供了可供蒸发的水份，实际蒸发量将增加。这样，土壤湿度不一定增加，大气干燥度不一定减轻。

## 参 考 文 献


1 IPPC Working Groupi. *WMO, UNEP*, 1990: 150—152

2 Виников К.Я, Гройтман П.Я. *Метороло гия и Гидрология*, 1979; 3: 25—36

3 Kendall MG, Stuart A. *Inference and Relationship*, London: Charles Griffin & Co, 1967; 2: 375—398

4 中央气象局研究所. 北京250年降水, 1975: 1724—1973

5 Thomas AB et al. *Oak Ridge National Laboratory*, 1992


# ESTIMATE PRECIPITATION IN NORTH CHINA WHEN $CO_2$ IN THE ATMOSPHERE DOUBLED


Guo Yingqiong　　Tan Guanri　　Zhu Tianqing

(Zhongshan Universit)



**Abstract**　The coefficient of regression is obtained by taking the time scale of 30-year, considering the approximate relationship between the precipitation of Beijing and the temperature of Northern Hemisphere as the linear relationship with the auxiliary variable (the global $CO_2$ concentration) involved, increasing the gobal variation information, excluding the interference of errors. Then the change in precipitation of Beijing when the temperature of the Northern Hemisphere increases by 1℃ is attained to study the change in precipitation in North China, North-east China and Inner Mongolia. Supposed that the global temperature increases by 3℃ when $CO_2$ is doubled, the precipitation in regions mentioned above will increase by more than 15 percent. And the precipitation in the area east of Mountain Taihang will increase by 30 percent.



**Key words**　$CO_2$ doubly increased, precipitation in North China, climatic variation