

# 我国月降水量气候噪声的估计\*

柳艳菊

(国家气候中心, 北京 100081)

马开玉 林振山

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

## 提 要

利用我国大陆均匀分布的 70 个测站 1961~1991 年逐日降水量资料, 讨论了月降水量的气候噪声的 3 种估计方法, 并分别用改进后的方法估计了 1、4、7、10 月四个有代表性月份降水量的气候噪声。结果表明: 我国月降水量的气候噪声随着降水量增加, 具有明显的季节变化, 一般夏季月份的噪声显著大于冬季月份, 秋季月份稍高于春季月份。从空间分布看, 春、夏、秋、冬全国绝大部分地区的气候噪声由南向北、由沿海向内陆明显减小。

关键词: 月降水量 气候噪声 方差

## 引 言

气候噪声是由气候系统内部因素相互作用影响造成的。由于每日天气波动非常激烈, 通常会在时间平均和总量值中产生相当的统计误差, 显示虚假的气候变化, 因此正确估计气候噪声, 检测由于外部和边界条件引起的气候变化信号是气候诊断、模拟和预测成功与否的关键问题。迄今为止, 仍无一种可靠的估计方法, 其统计处理常遇到许多困难, 如样本资料的独立性、稳定性以及样本容量大小限制等。许多国内外气象学家们的研究也都处于一种探讨阶段。Leith<sup>[1]</sup>指出: 许多气象变量可以用马尔柯夫过程近似, 噪声的大小与大气的持续性有关。Madden<sup>[2]</sup>在马尔柯夫过程的假定下估计了北半球月平均海平面气压的气候噪声。Trenberth<sup>[3][4]</sup>讨论月平均值的气候噪声估计时, 考虑了样本的独立性。他假定噪声引起的方差等于月内方差除以一个月的有效独立样本数, 并用多年气候资料序列方差平均代替月内方差。Yamamoto<sup>[5]</sup>在研究日本 Hokkaido 地区 19 个测站月平均温度的气候噪声时, 用历年最小月平均温度异常的方差估计月平均温度的气候噪声, 但在用样本值估计月内方差时没有考虑样本的不独立性。根据 Yamamoto 等的思想, 马开玉和董谢琼<sup>[6]</sup>估计了我国年降水量的气候噪声。吴洪宝<sup>[7]</sup>讨论了气候信号与气候噪声的关系, 并估计了青

\* 本文由“我国短期气候预测系统研究”(96-908-01-01-2)项目资助。

1999-01-21 收到, 1999-03-17 收到修改稿。

海省月平均温度的气候噪声. 目前, 国内还没有人对月降水量气候噪声的估计进行过分析和研究. 由于降水量的变化比温度、气压等复杂, 这给降水量气候噪声的估计带来较大的困难. 本文在前人工作的基础上, 探讨和估计了月降水量气候噪声的估计方法, 试图为我国月降水量的可预报性研究提供一个比较客观科学的估计气候噪声的方法.

## 1 估计方法

### 1.1 Madden 法(简称 M 法)

Madden<sup>[8]</sup>(1982)利用马尔柯夫链估计降水量的气候噪声, 其理论基础为一特殊的概率模式, 即把逐日降水过程看成是两状态的马尔柯夫链. 用 $\{(J_t, X_t): t=1, 2, \dots, n\}$ 表示. 其中 $J_t$ 为降水发生过程, 湿日有降水出现时,  $J_t=1$ ; 干日无降水出现时,  $J_t=0$ ,  $X_t$ 为降水量,  $n$ 为过程日数, 又设湿日总数为 $N(0 \leq N \leq n)$ . 由于 $J_t$ 代表逐日天气, 是随机变量, 则有 $N = \sum_{t=1}^n J_t(0 \leq N \leq n)$ , 也是一随机变量. 此外假定 $P = P_t[J_t=1]$ ,  $P_{i,j} = P_t[J_{t+1}=j/J_t=i]$  ( $i, j=0, 1$ ), 这里“/”表示条件概率符号(同下面公式(2), (3)),  $P$ 为湿日出现的无条件概率,  $P_{i,j}$ 为转换概率. 令 $Y_k(k=1, 2, \dots, N)$ 表示发生在第 $k$ 天的降水量. 假定 $Y_k$ 是独立同分布的随机变量, 其总体平均为 $\mu = E(Y_k)$ , 方差为 $\sigma^2 = \text{var}(Y_k)$ .  $n$ 天总降水量可以表示为:

$$S_n = \sum_{t=1}^n X_t = \sum_{k=1}^N Y_k \quad (1)$$

式(1)的数学期望及方差的表达式为:

$$E(S_n) = E[E(S_n/N)] \quad (2)$$

$$\text{var}(S_n) = E[\text{var}(S_n/N)] + \text{var}[E(S_n/N)] \quad (3)$$

以上公式可作进一步的简化, 即

$$E(S_n) = E(N)\mu \quad (4)$$

$$\text{var}(S_n) = E(N)\sigma^2 + \text{var}(N)\mu^2 \quad (5)$$

而

$$E(N) = E\left(\sum_{t=1}^n J_t\right) = \sum_{t=1}^n E(J_t) \quad (6)$$

由于 $J_t$ 只取两个值1和0, 且其取1的概率为 $P$ , 取0的概率为 $1-P$ , 因此:

$$E(N) = nP \quad (7)$$

假定湿日没有持续性,  $\text{var}(N) = nP(1-P)$ , 为考虑湿日存在的持续性, 引进一参数 $d$ , 因此:

$$\text{var}(N) \approx nP(1-P)(1+d)/(1-d) \quad (8)$$

这里 $d = P_{11} - P_{01}$ 代表马尔柯夫链的持续性参数, 如果 $d=0$ , 表示两状态转移的可能性均等, 即无持续性. 根据式(7)、(8)则,

$$E(S_n) = nP\mu \quad (9)$$

$$\text{var}(S_n) \approx n[P\sigma^2 + P(1-P)(1+d)\mu^2/(1-d)] \quad (10)$$

Madden(1982)在估计月平均降水量的气候噪声时,使用的公式为:

$$\text{var}(\bar{X}) = [P\sigma^2 + P(1-P)(1+d)\mu^2/(1-d)]/n \quad (11)$$

这里  $n = 30$ ,  $\bar{X} = S_n/n$  为平均降水量值. 需要说明的是国内有些学者将式(11)中  $\mu^2$  理解为有雨日的降水量方差, 将  $\sigma^2$  理解为包括没有降水的逐日降水量方差<sup>[9,10]</sup>.

## 1.2 Trenberth 法(简称 T 法)

Trenberth(1984)指出: 由于样本资料缺少独立性、样本容量有限以及季节和其他不规则循环的影响、信号与噪声的不可分、资料的不稳定性, 给噪声的研究带来很大的困难, 为此必然要作些假定来处理这些问题.

令  $X_{i,j}$  ( $i = 1, \dots, n; j = 1, \dots, L$ ) 表示气候要素第  $j$  年第  $i$  日的观测值. 考虑样本资料的独立性, 则长度为  $n$  的时段内平均值的方差为

$$\hat{\sigma}_n^2 = \sigma^2/N_{eff} = T_0\sigma^2/n \quad (12)$$

这里  $T_0 = \int_{-T}^T [1 - |\tau|/T]R(\tau) d\tau$  即为有效独立样本观测值之间的特征时间, 其中  $R(\tau)$  为后延间隔是  $\tau$  的自相关系数,  $N_{eff}$  表示有效独立样本数,  $\sigma^2$  为总体方差, 其无偏估计为:

$$\hat{\sigma}^2 = nS_j^2/(n - T_0) \quad (13)$$

实际计算时有多年平均的方差  $S^2 = (\sum_{j=1}^L S_j^2)/L$  代替  $S_j^2$ , 即

$$\hat{\sigma}_n^2 = T_0/n \cdot nS^2/(n - T_0) = T_0S^2/(n - T_0) \quad (14)$$

Trenberth 把式(14)右边的平方根称为  $n$  时段内平均值的气候噪声. 这一方法主要用于平均气压场、高度场和温度场气候噪声的研究, 用于月降水量噪声研究时, 需要进行适当的改造, 即

$$\hat{\sigma}_n^2 = \sigma^2 \cdot N_{eff} = n \cdot \sigma^2/T_0\hat{\sigma}_n^2 = T_0/n \cdot nS^2/(n - T_0) \quad (15)$$

## 1.3 Yamamoto 法(简称 Y 法)

Yamamoto(1985)在研究日本 Hokkaido 地区 19 个测站平均温度的气候噪声时, 提出了 3 点假设: ①逐日天气异常可以表示为由于内部动力学与边界条件引起的异常之和; ②月内方差等于在确定的边界条件和(或)外部强迫下气候内部动力学引起的方差与由于外部和(或)边界条件引起的方差之和; ③当时间序列超过 30 年, 且月内方差最小时, 信号对噪声的影响可以忽略; 同时根据资料分析, 信号对自相关系数没有明显的影响.

假定某一气象要素时间序列第  $j$  年第  $i$  日的观测值为:

$$X_{i,j} = a_i + S_{i,j} + n_{i,j} + e_{i,j} \quad (i = 1, \dots, n; j = 1, \dots, L) \quad (16)$$

其中  $a_i$  表示与年际变化无关的气候值,  $S_{i,j}$  是由于外部和(或)边界条件变化引起与气候信号有关的气候值,  $n_{i,j}$  表示在确定的外部和(或)边界条件下气候系统内部动力学引起的变化, 虽然它是月、年的函数, 但它的统计学特征可以假定是与年无关的,  $e_{i,j}$  是观测误差和局地不规则变化, 具有总体均值:

$$E(e_i) = E(e_j) = E(e_{i,j}) = 0 \quad (17)$$

其中  $E()$  表示期望值.

在实际资料处理中, 信号和噪声的分离是比较困难的, 由于观测资料中存在年变化, 故先对资料进行处理. 因此:

$$X_{i,j}^* = n_{i,j}^* + S_{i,j}^* \quad (18)$$

其中,  $X_{i,j}^*$  可以认为是资料消除了年变化的第  $j$  年第  $i$  日观测值对多年平均的离差, 即异常, 且  $X_{i,j}^*$ 、 $n_{i,j}^*$ 、 $S_{i,j}^*$  都可以假定是平稳时间序列, 因此  $n$  时段内平均值异常记为:

$$X_{ii,j}^* = n_{ii,j}^* + S_{ii,j}^* \quad j = 1, \dots, L \quad (19)$$

如果  $X_{i,j}^*$  是相互独立的, 则  $X_{ii,j}^*$  的方差为:

$$\text{var}(X_{ii,j}^*) = \sigma_{X_{ii,j}^*}^2 T_0/n = T_0(\sigma_{S_{ii,j}^*}^2 + \sigma_{n_{ii,j}^*}^2)/n \quad (20)$$

上式中  $\sigma_{X_{ii,j}^*}^2$ 、 $\sigma_{S_{ii,j}^*}^2$ 、 $\sigma_{n_{ii,j}^*}^2$  分别为  $X_{i,j}^*$ 、 $S_{i,j}^*$ 、 $n_{i,j}^*$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ ) 的总体方差, 且假定  $S_{i,j}^*$  和  $n_{i,j}^*$  是独立无关的, 这里  $n$  表示样本容量,  $T_0$  是有效独立样本值之间的特征时间, 同 Trenberth 法. 等式右边  $T_0\sigma_{n_{ii,j}^*}^2/n$  的平方根称为平均值的气候噪声, 由于  $\sigma_{n_{ii,j}^*}^2$  应不随  $j$  而变化(或变化很小)因此, 可令:

$$\sigma_n^2 = \sigma_{n_{ii,j}^*}^2 \quad (21)$$

式(20)变为

$$\text{var}(X_{ii,j}^*) = \sigma_{X_{ii,j}^*}^2 T_0/n = T_0(\sigma_{S_{ii,j}^*}^2 + \sigma_n^2)/n \quad (22)$$

可见, 各年  $\sigma_{X_{ii,j}^*}^2$  的不同仅由  $\sigma_{S_{ii,j}^*}^2$  的变化产生, 若  $\sigma_{S_{ii,j}^*}^2 = 0$ , 则第  $j$  年的  $\sigma_{X_{ii,j}^*}^2$  应当最小, 因此如果样本资料年代足够长(一般大于 30), 就可以用最小  $\sigma_{X_{ii,j}^*}^2$  作为  $\sigma_n^2$  的估计值, 即:

$$\hat{\sigma}_n^2 = \min\{\sigma_{X_{ii,j}^*}^2\} \quad 1 \leq j \leq L \quad (23)$$

Yamamoto 等在设计这一方法时, 认为主要用于研究日本 Hokkaido 地区 19 个测站月平均温度的气候噪声, 也可以用于降水, 因此我们对它进行类似的改造. 则月降水量异常  $X_j^*$  应有:

$$\text{var}(X_j^*) = n/T_0 \cdot \sigma_{X_{ii,j}^*}^2 = n(\sigma_{S_{ii,j}^*}^2 + \sigma_n^2)/T_0 \quad (24)$$

因此

$$\hat{\sigma}_n^2 = n \cdot \min\{\sigma_{X_{ii,j}^*}^2\}/T_0 \quad (25)$$

结合式(15), 由于  $\min\{\sigma_{X_{ii,j}^*}^2\} < S^2$  和  $n/(n - T_0) > 1$ , 因此

$$n \cdot \min\{\sigma_{X_{ii,j}^*}^2\}/T_0 < S^2 n^2/[T_0(n - T_0)]$$

所以用改进的 Yamamoto 法估计的气候噪声比改进的 Trenberth 法得到的估计值小.

## 2 结果与分析

### 2.1 不同方法的结果比较

表 1 是根据 1961~1991 年降水资料用上述 3 种方法估计的北京等 15 个测站 1 月和 7 月的降水量气候噪声. 从表中可以看出, M 法计算的噪声值最大, 一般是 Y 法估计的气候噪声的 95%~98%, 是 T 法的 85%~65%. T 法和 Y 法计算的结果很接近, 这主要是

因为降水的持续性较小, 计算的  $T_0$  值一般在 1.0~1.5 天之间, 因而两种方法估计的气候噪声差别不大。

表 1 1 月和 7 月降水量噪声估计值(mm)

地名	1 月			7 月		
	M 法	T 法	Y 法	M 法	T 法	Y 法
北京	4.31	3.84	3.77	76.55	68.71	66.30
长春	2.71	2.47	2.38	82.86	76.62	74.97
沈阳	6.10	4.85	4.65	73.60	64.88	62.98
西安	5.81	3.19	3.05	53.03	47.00	45.81
成都	4.71	3.59	3.45	94.40	87.56	83.69
郑州	9.25	5.92	5.63	81.59	73.79	71.58
济南	7.43	5.44	5.28	108.39	99.83	96.55
武汉	22.00	17.82	17.12	107.90	72.92	69.69
长沙	31.59	20.47	19.73	78.54	63.98	61.96
南京	18.80	13.39	12.92	110.56	85.74	83.50
上海	22.37	16.51	15.91	77.79	57.25	55.44
南昌	30.60	20.57	20.03	79.39	57.25	52.66
昆明	9.55	7.47	7.12	67.44	59.03	57.19
福州	30.35	20.36	19.68	56.35	38.15	37.11
广州	29.76	20.07	19.45	107.88	84.41	81.63

## 2.2 我国月降水量的气候噪声

图 1 为 M 法、T 法和 Y 法估计的 1 月份降水量气候噪声分布图, 可以看到 3 种方法

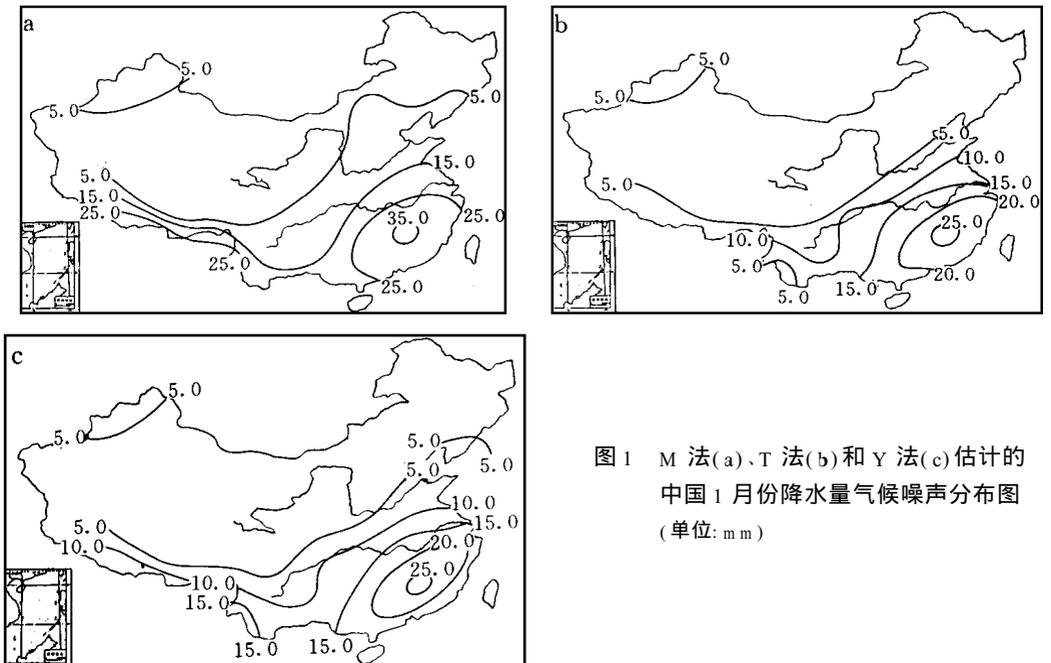


图 1 M 法(a)、T 法(b)和 Y 法(c)估计的中国 1 月份降水量气候噪声分布图  
(单位: mm)

估计的噪声分布形势基本一致,即:东南沿海地区气候噪声值相对较大,西北内陆地区噪声值较小,等值线大致呈西南—东北走向,沈阳—赤峰—北京—太原—汉中—昌都一线的西北侧,噪声值最小,不足 $5.0\text{ mm}$ ,其东南侧噪声随着纬度减小而增加,长江以南、南岭以北有一个大值中心,M法中心最大值为 $35.0\text{ mm}$ ,Y法较小为 $25.0\text{ mm}$ ,且大值中心位置偏向东南沿海地区;天山以北地区噪声值在 $5.0\text{ mm}$ 以上.冬季,全国都受西北大陆气团控制,气候寒冷干燥,无论东部和西部1月降水量都比较小,且东西差异不大.由于降水量普遍少,全国大部分地区1月降水量的日际变化都较小,因而噪声值也不大.造成我国江南冬季噪声较大的原因,主要与江南冬季多雨、且降水量的日际变化较大有关.

我国4月份降水量的气候噪声(图略)分布与1月份基本相似,但全国大部分地区的气候噪声值较1月份大,东南沿海地区等值线较为密集.由于4月份全国绝大部分地区降水量普遍增加,降水量日际变化较1月份大,因而噪声值也较1月份大,最大值Y法达 $75.0\text{ mm}$ ,M法达 $85.0\text{ mm}$ .两个大值中心分别在鄱阳湖和湘、黔、桂交界地区.东北、华北大部分地区噪声值Y法在 $15.0\text{ mm}$ 以上,M法在 $25.0\text{ mm}$ 以上.江南许多地区噪声值在 $55.0\text{ mm}$ 以上,这主要是因为东南季风推进时首先到达长江中下游及其以南地区、春季气旋活动频繁、降水日际变化大所致.天山地区4月份噪声值与1月份比较增加不很明显,噪声值为 $5.0\sim 15.0\text{ mm}$ .图2是M法、T法和Y法估计的我国7月份降水量的气候噪声分布图.7

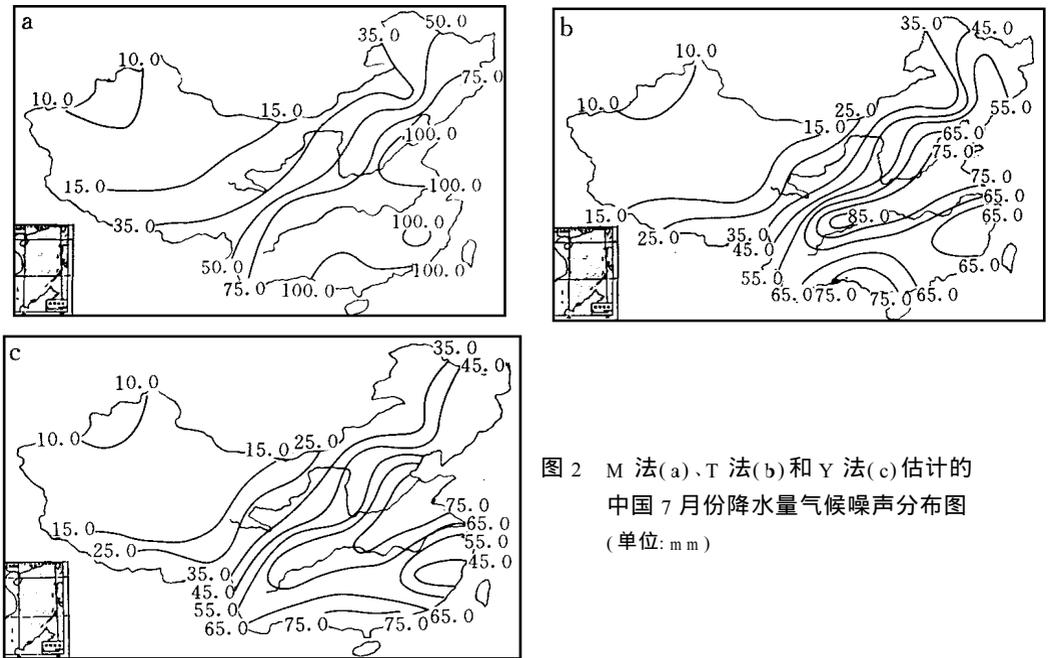


图2 M法(a)、T法(b)和Y法(c)估计的中国7月份降水量气候噪声分布图  
(单位: mm)

月份,夏季风鼎盛,西南季风和东南季风把大量水汽带入我国,使夏季成为我国降水量最多的季节,全国大部分地区气候噪声值较1月份显著增强,且分布形势较1月份发生了明显变化.M法估计的降水量气候噪声大值中心出现在福建武夷山、广西南部以及黄海沿

岸地区, 其值可达 100.0 mm 以上, 而长江流域地区噪声值相对较小, 这与该地区阴雨较多、降水相对稳定的事实相符. 东南沿海、黄海沿岸及北方大部分地区噪声值增大. T 法不同于 M 法, 在长江以北有一个西南—东北走向的高值区, 最大值为 85.0 mm, 鄱阳湖东南的广大地区, 噪声值在 65.0 mm 以下. Y 法估计的噪声值较 T 法偏小, 西南—东北走向的高值区大致在长江流域, 最大值为 75.0 mm, 东南沿海地区为一低值区, 噪声值小于 45.0 mm. 此外, 3 种方法估计的噪声值在天山地区相差不大, 都在 10.0 mm 以上. 10 月份, 夏季风已经南撤, 冬季风开始盛行, 全国大部分地区处在极地大陆气团的控制下(四川和西南地区除外), 各地降水量普遍减少. 从 M 法、T 法、Y 法估计的我国 10 月份降水量气候噪声分布(图略)看: 各地噪声相应较小. 天山以北地区, 噪声值在 5.0 mm 以上, 大兴安岭西南地区有一低值区, 噪声最小为 5.0 mm. 华南沿海地区, 噪声值最大 55.0 mm(M 法), 45.0 mm(T 法), 45.0 mm(Y 法), 这主要是由于 10 月份这一地区天气系统的不稳定造成的. 秋季, 极地大陆南下的冷空气与衰减的热带海洋气团对我国的影响逐步退到东南沿海, 使这一地区降水量的日际变化较大, 因而表现为噪声值也较大.

### 3 小结与讨论

(1) 降水量和降水量变化大的地区, 气候噪声也大. 我国月降水量的气候噪声具有明显的季节变化, 一般夏季月份的噪声显著大于冬季月份, 秋季月份稍高于春季月份; 从空间分布看, 不论春、夏、秋、冬全国绝大部分地区的气候噪声由南向北、由沿海向内陆明显减小.

(2) 根据上面的讨论与分析可以看出, 改进的 Trenberth 和 Yamamoto 法估计月降水量的气候噪声比较接近, Yamamoto 法得到的估计值比 Trenberth 法估计值略小, Madden 法得到的估计值比 Trenberth 和 Yamamoto 等人的估计值大 10%~35%.

(3) 本文在估计气候噪声时, 对 Y 法作了 3 个假设: ①观测误差的方差  $\hat{\epsilon}_j^2$  同噪声的方差相比可以忽略不计; ②  $S_{i,j}$  的总体均值  $E(S_{i,j})$  可能很小, 可以假定为 0; ③信号与噪声相互独立. 假设①和②是可以接受的, 假设③就值得研究. 我们知道外因通过内因起作用, 因此信号和噪声的分离相当困难, 用独立假定使其分离可能产生一定的误差; 另一方面, 如果信号和噪声不独立, 由于信号引起了噪声的变化, 这依然应归结于信号的变化. 因此, 两种方法都有一定的局限性, 但 Y 法用最小月方差来估计气候噪声, 可以使气候信号对噪声的影响减小到最低程度. M 法有两点假设: ①理论认为降水发生过程是一阶马尔可夫链; ②日降水量在连续湿日是相关的. Chin(1977) 认为假设①的过程实际上更适合高阶马尔可夫链.

### 参 考 文 献

- 1 Leith C E. The Design of Statistical-dynamically Climate Model and Statistical Constraints on the Predictability of Climate. The Physical Basis of Climate and Climate Modeling, GARP. Ser. No. 16, WMO-ICSU, 1975. 137~141.
- 2 Madden R A. Estimates of the natural variability of time-averaged sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 1976, 104:

- 942~ 952.
- 3 Trenberth K E. Some effects of finite sample size and persistence on meteorological statistics: Part I autocorrelation. *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**: 2359~ 2368.
  - 4 Trenberth K E. Some effects of finite sample size and persistence on meteorological statistics: Part II potential predictability. *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**: 2359~ 2368.
  - 5 Yamamoto, et al. An estimate of climate noise. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1985, **63**(6): 1147~ 1156.
  - 6 马开玉, 董谢琼. 我国的降水资源及其稳定性与潜在可预报性: (II) 潜在可预报性. *气象科学*, 1995, **15**(1): 72~ 79.
  - 7 吴洪宝. 青海省月平均温度潜在长期可预报性的估计. *南京气象学院学报*, 1995, **18**: 282~ 287.
  - 8 Madden R A and Shea D J. Potential Long-Range Predictability of Precipitation over North America. Proceedings of the Seventh Annual Climate Diagnostics Workshop, NCAR, U. S. Department of Commerce, 1982. 423~ 426.
  - 9 王绍武. 气候论断与研究进展. 北京: 气象出版社, 1993. 92~ 93.
  - 10 黄嘉佑. 气象统计与预报方法. 北京: 气象出版社, 1992. 347~ 348.

## THE ESTIMATION ON CLIMATE NOISE OF MONTHLY PRECIPITATION IN CHINA

Liu Yanju

(National Climate Center, Beijing 100081)

Ma Kaiyu Lin Zhenshan

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

### Abstract

Based on the daily precipitation data of 70 stations selected evenly over China from 1961 to 1991, three estimating methods on climate noise of monthly precipitation are discussed. The climate noises of monthly precipitation in January, April, July and October are estimated by using the improved methods. The results show that with the precipitation increasing, the climate noise of monthly precipitation would increase and has obvious seasonal change. Generally, the value of climate noise is greater in summer than in winter. In spatial distribution, the climate noise in the most areas of China decreases prominently from south to north, and from coastal areas to inland all the year round.

**Key words:** Monthly precipitation Climate noise Variance