

气象译文选

(2)

冷害与旱涝

广东省气象台 编译
南京大学气象系

一九八〇年十一月

目 录

格陵兰与北欧之间冬季温度的振动 第三部分：与低纬的遥相关	(1)
计算有限长度等距时间序列功率谱的方法	(15)
大尺度大气水汽输送年平均场的变化	(29)
1880—1972年南非雨量的长年变化	(46)
太平洋海面温度和夏威夷冬季降水的关系	(61)
1968—1972年印度洋上空赤道波的强度	(66)
十七世纪以来海尔太阳循环与美国西部22年干旱韵律关系的证据	(78)

格陵兰与北欧之间冬季温度的振动

第三部分：与低纬的遥相关

G. A. Meehl H. V. Loon

提 要

通过信风、非洲的降水、海面温度以及用海平面相对高度的变化表示的墨西哥湾暖流的强度，描述了热带与格陵兰和北欧之间冬季平均温度振动的遥相关。在有振动的冬季，而不是在其它冬季，大西洋上东北信风与东南信风的强度之间有统计上的显著相关。由最大雨带所确定的非洲热带辐合带位置的纬度差异，发生在振动的两种状态中，而不发生在其它环流型里。

墨西哥湾流两侧的海平面相对高度，表明在振动的冬季期间，表面海流的地转速度与北大西洋季风强度有不同的位相，这大概表明了比容对该区域海流的效应超过风的作用。振动冬季期间的数值小的气压差异型式，早在秋季就已开始出现，并且在振动冬季之前的夏、秋季及之后的春季，所有的纬度带上都出现与振动有关的海面温度异常。

1. 引 言

本文的第一部分 (Van Loon和Rogers, 1978; 以下简称VLR) 已将格陵兰与欧洲之间的冬季温度振动跟北半球的海面气压 (SLP) 和温度异常联系。划分了四种冬天环流状态: GA (格陵兰温度正距平, 欧洲负距平), GB (格陵兰温度负距平, 欧洲正距平), BA (格陵兰和欧洲温度都是正距平), BB (格陵兰和欧洲温度都是负距平)。

本文的第二部分 (Rogers和Van Loon, 1979, 以下简称RVL) 叙过了各振动状态期间大气—海洋—冰系统的变化, 讨论了长波、高压和低压的频率, 纬向地转风, 降水, 海冰以及中纬度的海面温度。

所以, 前两部分主要是探索中高纬度的现象。在这里, 我们叙述热带与振动的遥相关。所考虑的大气特征, 包括季风强度, 由最大降水区确定的非洲热带辐合带的位置, 以及温度振动的冬季前后的海平面气压 (SLP) 的差异类型。所描述的海洋特征, 包括根据海流两侧相对海平面高度之差推测的墨西哥湾流强度和振动冬季之前、期间和之后的海面温度 (SST) 的距平类型。

2. 资 料

20°N以北地区所用的海平面气压资料, VLR已说明过, 20°N以南的单站资料取自国家大气研究中心(NCAR)的世界每月地面气候资料纸带(Jenne, 1975)。海平温度(SST)资料RVL已说过。月平均海面高度资料来自平均海平面高度的常设机构(1977)。所有现存的海平面资料被搜集成三卷, 包括经校正的国际海洋物理科学协会(IAPSO)出版物, 这里用了第二卷资料: 北美洲、中美洲和南美洲部分。

3. 振动期间热带大气特征

a. 信风

RVL发现北大西洋冰岛附近的地转风纬向分量与28°N和30°N之间的大西洋、太平洋信风的强度呈正相关(RVL, 图4)。要研究20°N以南信风的活动, 须选择成对的测站, 并根据每对测站气压差计算地转风速。在接近赤道的地方计算地转风相当困难, 但是我们所要的是信风强度的一个相对度量, 例如两种振动状态之间总的气压梯度差。

从图1a可以看出按位置和记录的年代长度挑选的成对测站, GB, GA两类冬季值相减, 合成的地转风增大。正百分率表示在GB冬季风较强。除成对测站外, 在大西洋东西两缘, 还从国家大气研究中心(NCAR)海平面气压(SLP)网格挑选出的两对网格点。图1b列出了图1a中用于计算气压差的GB和GA冬季的数目。从图1a可以看到热带大西洋上在GB冬季有较强的信风。这就支持了RVL得出的结果: 大西洋的东北信风带与北大西洋中纬度西风带位相一致, GB(GA)冬季, 较强(较弱)西风带与较强(较弱)的信风联系在一起。

图1a中还值得指出的是南大西洋东南信风强度的变化与东北信风的变化趋于一致。为了进一步探索大西洋东北信风与东南信风之间的关系, 对20°W、20°N—30°N, 30°W和罗安达——圣赫勒那岛的配对点计算了相关。从表1可以看出, 在振动的冬季里, 相关系数是0.64, 显著性水平达99%, 可是在所有其它的冬季, 相关系数只有0.28, 低于95%的显著性水平。

表 1 东北与东南信风的相关 (20°W、20°N—30°W、30°N, 罗安达—圣赫勒那)

	相关系数	自由度	显著性
振动的冬季	0.64	~19	99%
无振动的冬季	0.28	~38	—

GB减去GA, 冬季, 地转风增大的百分率

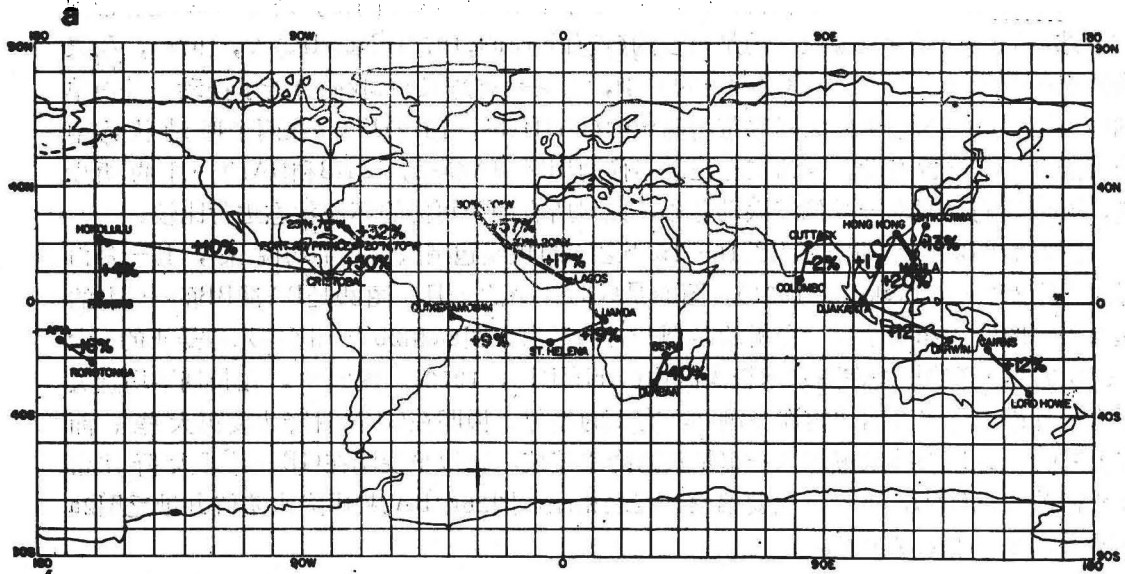


图1a 与冬季GB减GA的对子站轴径垂直的地转风增大的百分率

冬季GB, GA的数目

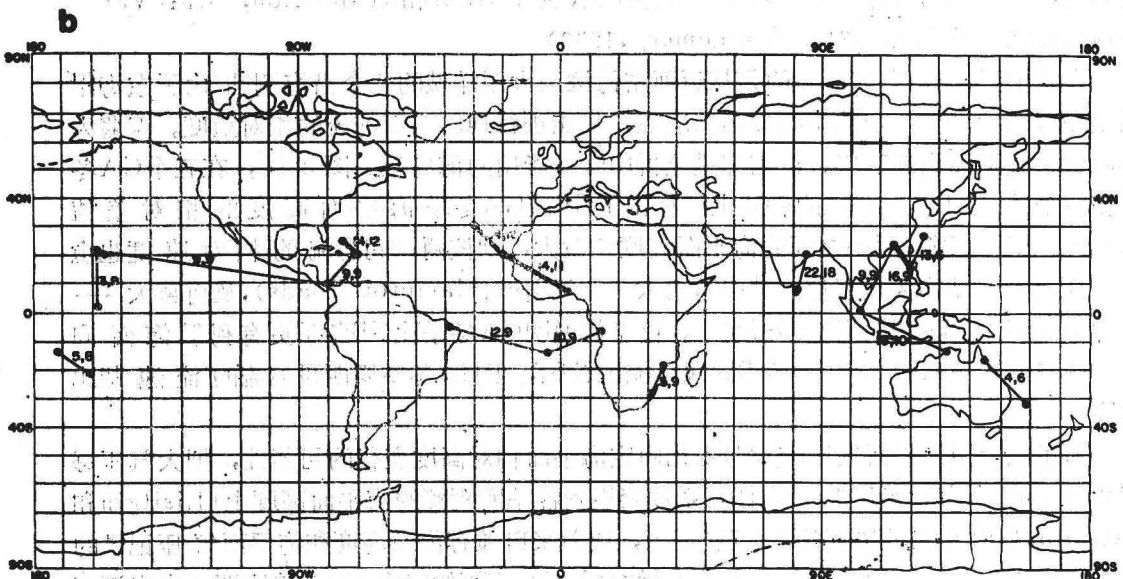


图1b 图1a各对测站用于分析的GB、GA冬季的数目。

b. 非洲降水

两个海洋的信风在热带辐合带(ITCZ)会合,由于ITCZ的位置对冬半球从热带到较高纬度的能量通量来说被认为是重要的(例如Kraus,1977; Newll等人,1974),如果能找出GB和GA冬季之间ITCZ位置的差别,看来是有意义的。我们分析了振动一月份单站降水记录,以考察由最大降水带所确定的(Griffiths, 1972)ITCZ在两个振动状态中是否能看出有位置变动。因为在有记录年代的BB和BA冬季,比BB和BA的一月的更少见,所以我们用振动一月代替振动冬季,以对所有四个可能的环流状态进行比较。

图2a和图2b中非洲南部大约 $10-15^{\circ}\text{S}$ 之间的粗线包围区内,平均说来,其一月份降水大于200mm(Jackson, 1961)。图2a是GB减GA的一月、图2b是BA减BB的一月的降水差。图2c和2d表示用于分析的各型一月的数目。图2a和2b点画区表示差是正的。大约 9°S 以北的测站是处在降水双极大区内(Griffiths, 1972)。图2a中,在长期平均意义下的一月最大降水区南边的许多测站,有正的差值,说明在GB一月降水要更大些;而在上述的一月最大降水带却几乎都是负的降水差值。这似乎说明在GB一月最大降水带以及相关ITCZ比GA一月更要偏南。与之相比,图26中BA减BB降水差值却缺乏图2a中所看到的那种同调关系。

4. 振动期间的海洋特征

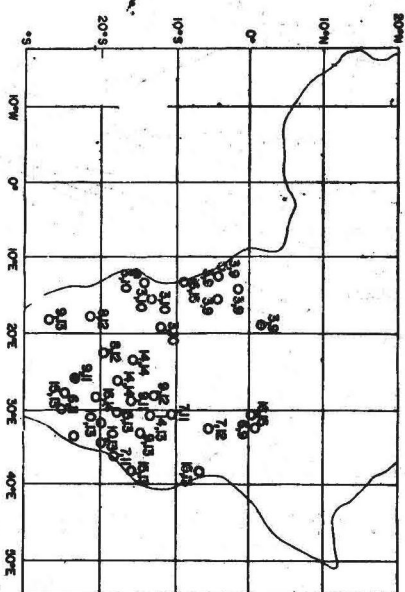
a. 作为墨西哥湾流速度征兆的海平面升降

在这里用成对测站的相对海平面高度的差值以表示墨西哥湾流的地转表面海流强度的变化,此方法已被许多研究者作过各种应用(例如Niiler和Richardson, 1973; Van Loon, 1972; McKee, 1971; Montgomery, 1938)。

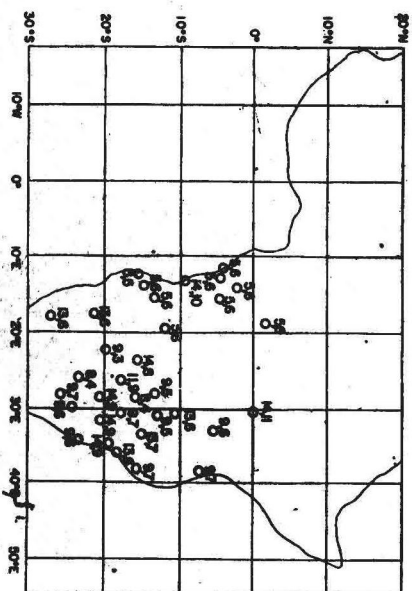
在本文里,与百慕大配对的是从迈阿密海滩至大西洋城的八个沿海测站。由于东海岸测站和百慕大没有一个共用的参考基准点,只能进行地转表面海流的相对量度。百慕大海面记录只追溯到1932年,但它却是分析中唯一能用的海岛站。图3中,在五个GA冬季和四个GB冬季各对测站的轴线上,标出了GB减GA冬季海平面高度的相对差值(mm)。总的来说,两站之间的海平面高度差愈大,则该两站间海流的相对速度也愈大。所有对偶站均为负差值,其中百慕大——汉普顿(Hampton Roads),及百慕大——朴林茅斯两对的显著性高于95%水平。负差值说明GA冬季比GB冬季更有利于海面向海岸倾斜,这意味着尽管GB冬季的风环流比较强,但GA冬季墨西哥湾流的流速却比较快。

为了检验用海平面气压(SLP)变化确定海平面相对高度变化的可能性,把大气压每每变化1 mb,海面变化1 cm的订正系数应用到各站所观测的海平面高度上(Lisitzin和Pattullo, 1961)。所用的海平面气压记录,或者来自兼有海面高度和海平面气压记录各站,或者用邻站的海平面气压记录进行内插。订正后的海面高度差值比图3中未订正过的略小一些,但符号仍然是负的。这个结果似乎证实了Lisitzin和Pattullo的论点:对 $40-45^{\circ}$ 以南纬度的海平面高度来说,大气压力变化不是最重要的控制系统。下一节我们将研究实测海平面高度变化与比容效应的关系。

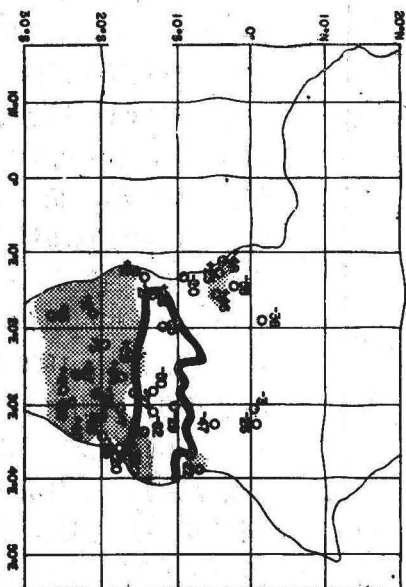
a. GB--GA 一月的非洲降水差值(mm)



b. BA--BB 一月的非洲降水差值(mm)



c. GB, GA实例的数目



d. BA, BB实例的数目

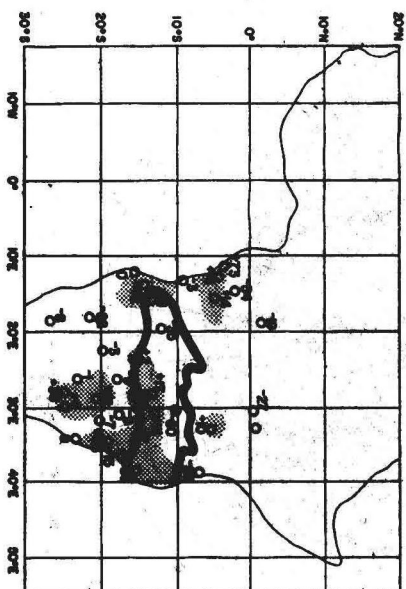


图2. 在以粗线划出的一月最大降水, (200mm等值线范围内) 邻近地区一月非洲降水的分析。(a) 降水差值, GB减GA; 点画区表示正差值范围。(b) 一月BA减BB的降水差值。(c) a中各站用于分析的GB和GA一月的数目。(d) b中各站用于分析的BA和BB一月的数目。

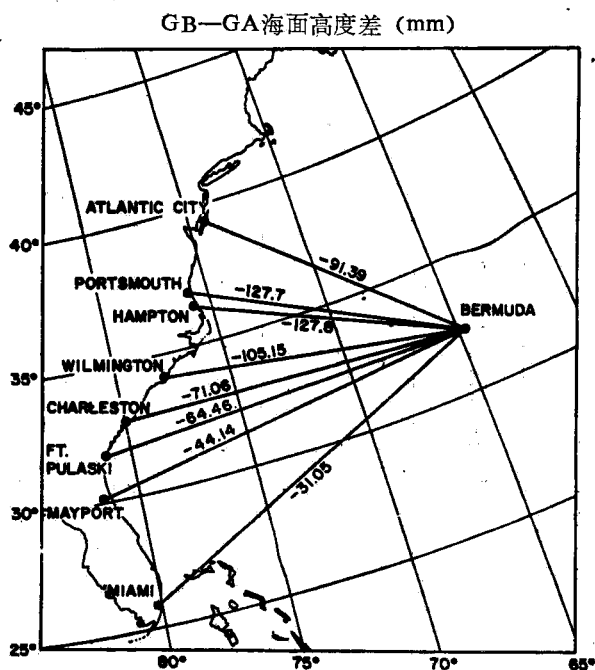


图3. 9个GB-GA冬季, 百慕大与美国测站之间的海面相对高度差(mm)。

b. 振动期间的海面温度变化

振动是由VLR用1899—1972年期间的资料定义的。既然本文及RVL所用的海温(SST)资料都包括1854—1968年的年代, 于是验证有较长记录的各站, 看看该定义在1899年以前是否成立。

图4(VLR文中的图7)表示1899年以后GB减GA海平面气压的距平差, 置于1899年后的类型上的字体大的数字, 是1899年前有记录的一些单站的气压距平值。可以看出, 1899年以前气压距平差的符号和大小与1899年以后的类型配合得很好。所用台站一览表及其用于分析的冬季数目列在表2里。因此, 我们可以认为1899年以前在北大西洋区域也存在振动。

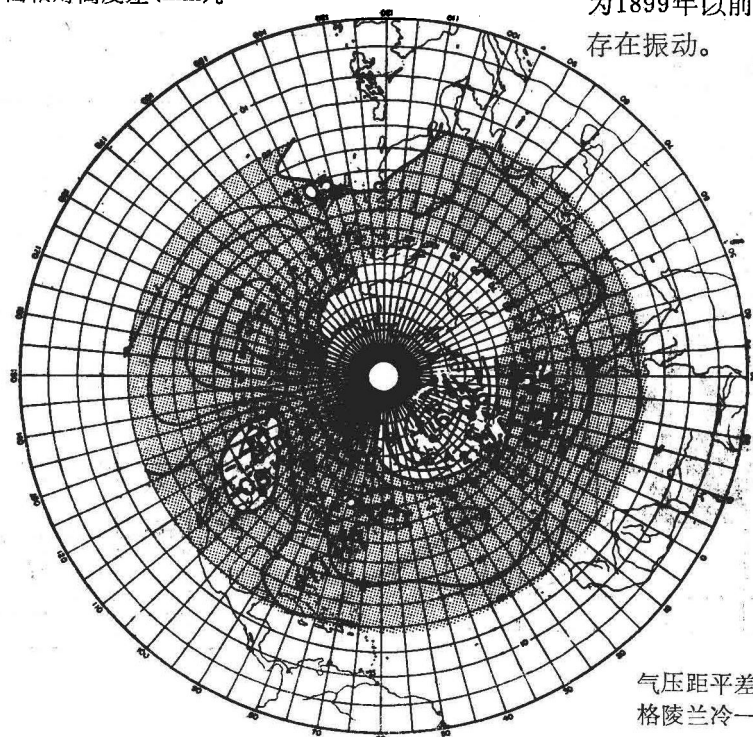


图4. GB减GA冬季(DJF)海平面气压距平差字体大的数表示跟1899年以前有记录站的(SLP)差值。关于这些台站的一览表以及各站有效时段见表2。

表2. A自1840/1841冬季至1897/1898冬季
格陵兰温度偏高(GA)和偏低(GB)(减去1851/
1852至1856/1857冬季)的冬季数目 B.各个站有
气压可用的GA和GB的冬季数目

A. 格陵兰	高于平均	12
格陵兰	低于平均	14
B. 赫尔瓦(43°N, 16°E)	GA	10
Hvar	GB	9
锡比乌(46°N, 24°E)	GA	10
Sibiu	GB	13
爱丁堡(55°N, 3°W)	GA	12
Edinburgh	GB	14
卑尔根(60°N, 5°E)	GA	12
Bergen	GB	14
博德(67°N, 14°E)	GA	8
Bodø	GB	8
施蒂基绍尔穆 Stykkis- holmur(65°N, 23°W)	GA	11
	GB	13
查尔斯顿(33°N, 80°W)	GA	6
Charleston	GB	8
纽约(41°N, 74°W)	GA	6
New York	GB	8
Father Point	GA	6
(49°N, 68°W)	GB	7
波特兰(46°N, 123°W)	GA	6
Portland	GB	8
丹佛(40°N, 150°)	GA	6
Denver	GB	8
东京(36°N, 140°E)	GA	5
Tokyo	GB	7

图5a是1854—1968年期间GB减GA的
冬季海面温度(SST)差,图5b给出用双尾
t检验(two-tailed t-test)确定的这些
差值的显著性。除了图5a的中纬度特征
外,RVL还描述过大约10°与35°N之
间,横跨热带大西洋的统计上显著的负
SST差值(在GB时是冷水,GA时是暖水),
正的SST差值出现在墨西哥湾,在乔治亚
州沿海的小范围及在33—45°W、5~10°N
之间。

在太平洋,除在热带太平洋东部,
120°W附近自赤道至10°N的一块正差值区
是个例外,负差值区几乎一直横跨过25°N
以南的热带地区。从图5b可以看出,下
加利福尼亚、中美洲等地沿海以及夏威
夷,差异的显著性水平高于95%。然而,
太平洋地区仅自二次世界大战以来才具有
足够可供分析的资料,故尽管有大的距平
差,但是只是在不多的地方有统计上显著
的差值。

另一个统计上显著的负差值区在印度
洋。

百慕大—美洲东海岸区海面温度(SST)的类型意味着在上节讲到的海平面高度差可
能是由比容效应(比容1/ρ)造成的。为了研究这种可能性,用GB和GA冬季观测的SST
计算了百慕大和东海岸各站的海平面高度变化。假定混合层是等温的,因而以表面水温
代表整个混合层的温度。据观测,各季的混合层,在百慕大附近是300米,东海岸则取
为200米(Stommel,1965)。应当注意的是,混合层过程随海岸附近全海深的减少而变
化,而这里用200米混合层是为得出海平面高度变化的相对度量。假定百慕大附近的盐
度为36‰,海岸附近为35‰(Stommel,1965)。在百慕大附近地区GB冬季观测到的SST
是19.6°C,GA冬季是20.1°C。使用一种温度—盐度列线图,可以得出GB冬季密度是
1.0257 g cm⁻³,而GA冬季为1.0255 g cm⁻³。假定1 cm²的混合层海水柱的质量为常数
3 × 10⁴g,两水柱之间的高度差为

$$H_1 - H_2 = (3 \times 10^4) \left(\frac{1}{\rho_1} - \frac{1}{\rho_2} \right), \quad (1)$$

式中H是水柱高度(cm),ρ是该水柱的密度。计算GB和GA的H,然后求两量之差(GB
减GA),得出百慕大的ΔH = -5.7cm,负号意味着GA冬季那里的海平面比较高。

接着对百慕大以西、美国东海岸附近的海区以同样的方法计算,GB的SST用18.9°C,

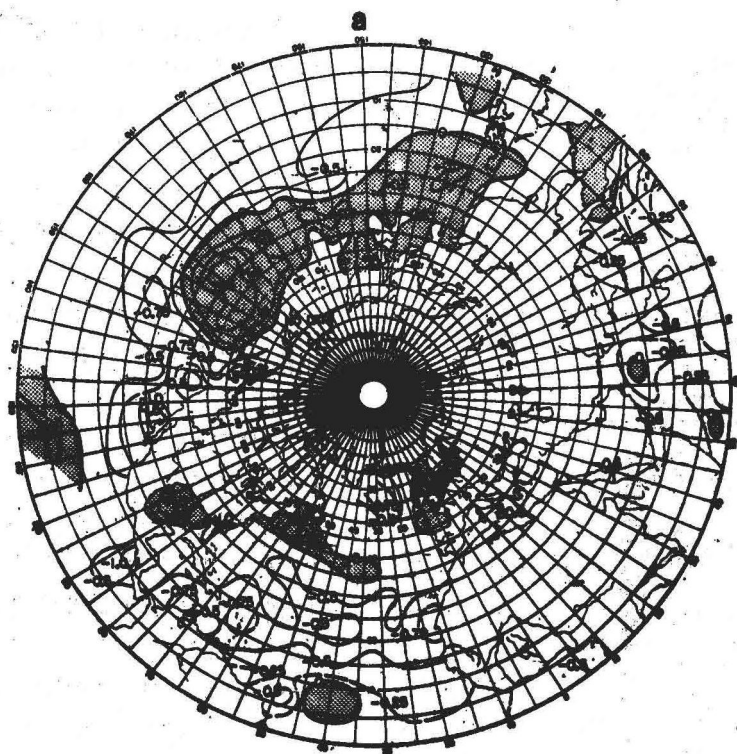


图5a. 1854—1968年GB减GA冬季，海面温度差($^{\circ}\text{C}$)，正差值用点线画出。

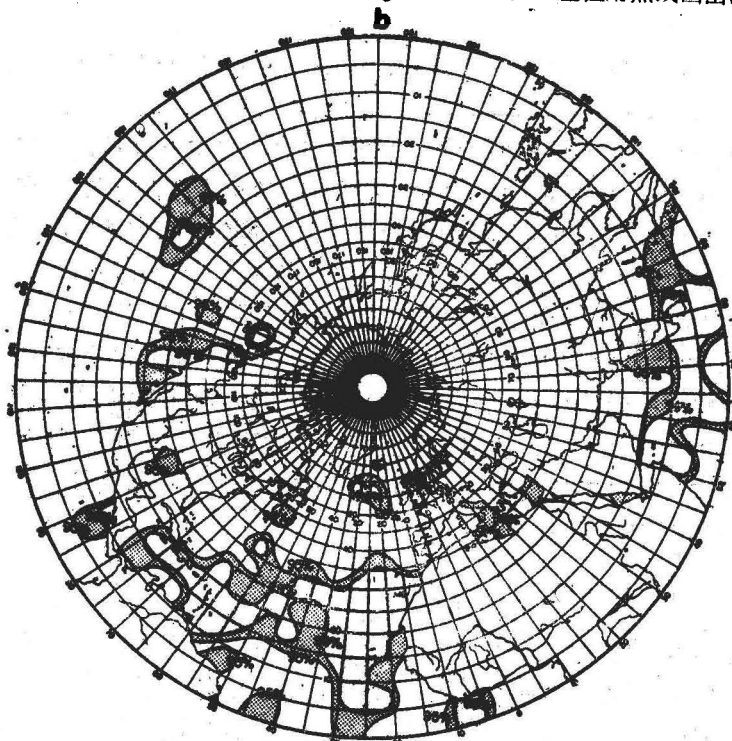


图5b. 图5a中SST差异的双尾t检验，阴影区的显著性水平高于95%。

GA的SST为 17.6°C ,而相同盐度下的密度分别为 1.0251 和 1.0255 g cm^{-3} 。把上述密度代入方程(1),并从GB中减去GA,就得出高度的变化 $\Delta H = +7.6\text{cm}$ 。正号表示GA冬季的海平面高度较低。因此,美国东海岸与百慕大之间GB-GA的海平面高度的净变化,单纯从比容考虑进行计算是 -13.31cm ,这跟图3所看到的最大观测差值很接近;诚然,由于作了海表实测温差在整个混合层内保持不变的假定,而可能估计得稍偏大。用动力高度进行类似的计算,得到数量级相同的结果。因此, Lisitzin和Patullo (1961)关于比容效应对 $40-45^{\circ}\text{S}$ 以南海面变化是最重要的论点,在这种情况下似乎是真确的。

5. 振动冬季前后的热带海一气特征

为补充在RVL中介绍的中纬度的结果,计算了热带地区的振动冬季之前的夏季和秋季以及之后的春季(GB-GA)的SST差值。图6a是振动冬季之前秋季的SST差值图,与之相应的统计显著性水平在图6b中。振动冬季之前的夏季差值图这里没有给出,但它跟图6a的秋季图非常相似。图5a中冬季SST差值图的许多特点也出现在图6a中,最显著的是跨越热带的大西洋、太平洋和印度洋的负差值,在大西洋的信风区以及太平洋的夏威夷附近统计上是显著的。赤道东太平洋的一块正差值区也持续到振动冬季。

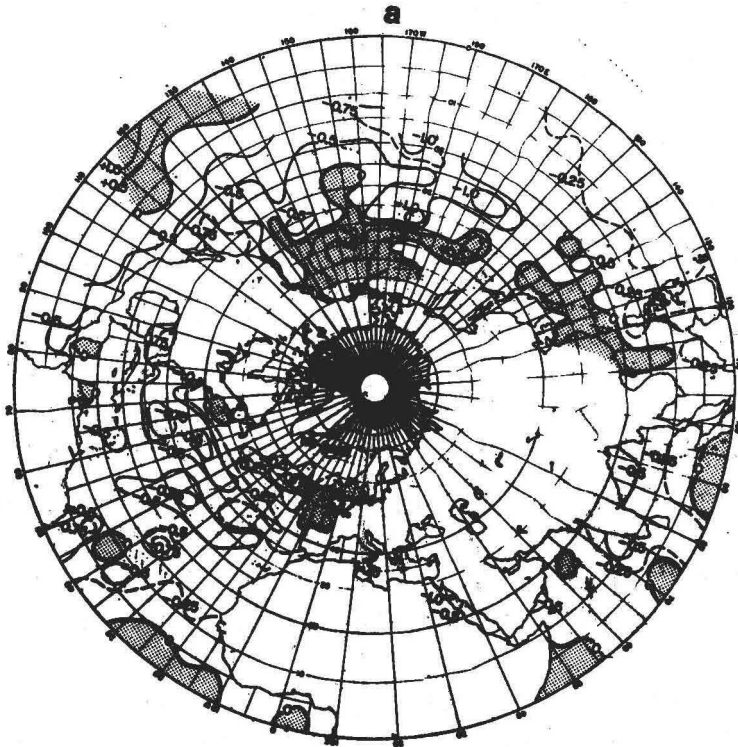


图6a. 振动冬季之前的秋季, 其余说明同图5a。

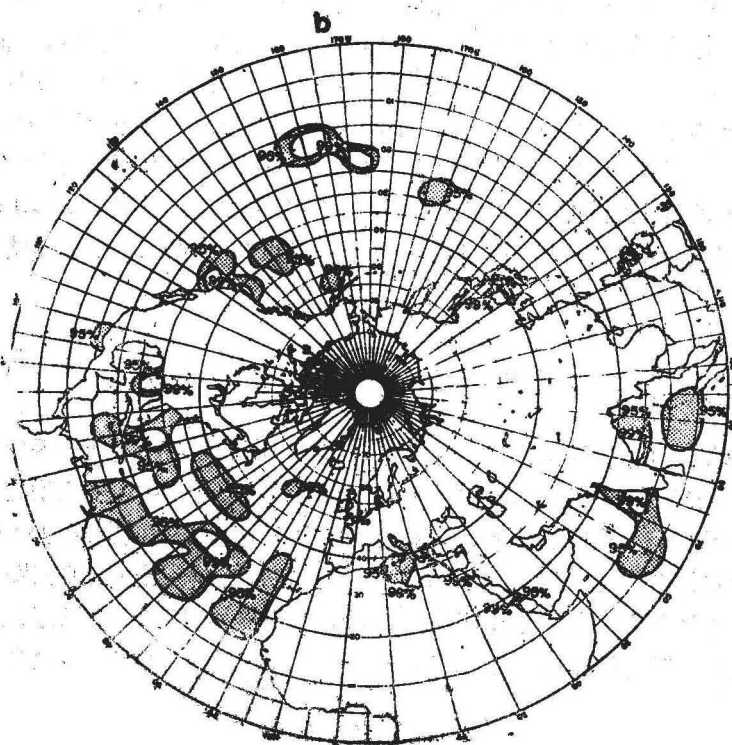


图6b. 振动冬季之前的秋季, 同图5b.

图7a和7b分别给出振动冬季之后的春季的SST差值及统计显著性水平。显然, 在热带的SST异常持续地通过了振动冬季, 因为图5a中的振动冬季SST差值图的大多数特征, 也出现在图7a之中。主要特征又是负差值区跨越大西洋和太平洋, 直到中纬度纬带状正差值区的南部, 这表明在GB和GA期间信风区表层水面的南北温度对比趋向于比较弱。

还计算了振动冬季之前的夏、秋季以及之后的春季的平均海平面气压(SLP)差。夏季SLP差值图(图略)表明没有任何显著的SLP差值, 而且统计上它也不显著。图8a给出了振动冬季之前的秋季的SLP差值图, 图8b是相应的显著性水平。没有分析北非、印度和亚洲地区, 因为那里的资料不可靠(Madden, 1976)。可以看到统计上显著小的气压正差值区, 出现在大西洋和太平洋的付热带地区。值得注意的是, 振动冬季期间所看到的那种气压差值类型, 在振动冬季前的秋季所有纬度上, 也都存在, 只是振幅比较小(参见图4)。

图9a给出振动冬季后的春季SLP差值图, 除了中纬度的特征早已为RVL讨论过之外, 低纬度除了大西洋和太平洋的热带地区有小的正差值以外, 都没有统计上显著的特征(图9b)。

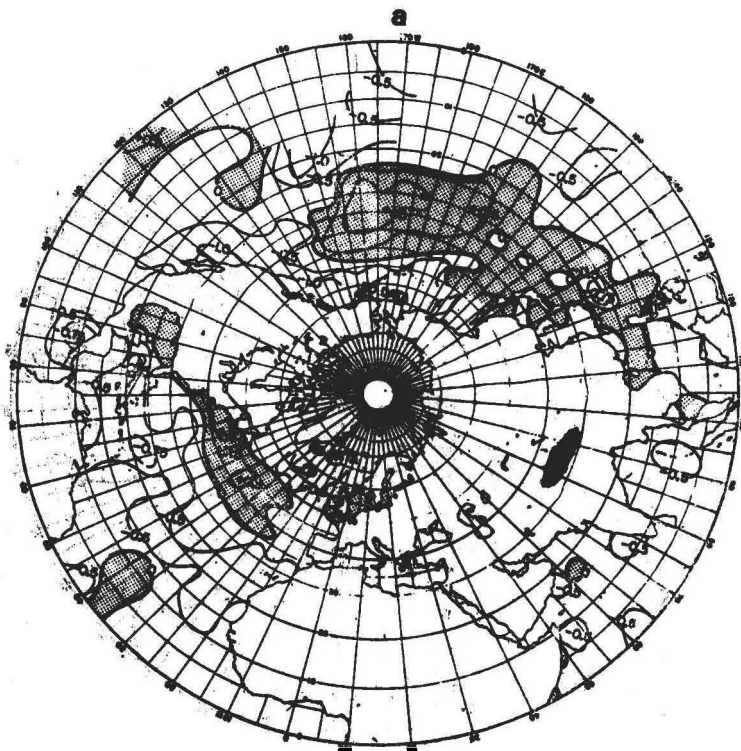


图7a. 振动冬季之后的春季, 其余同图5a.

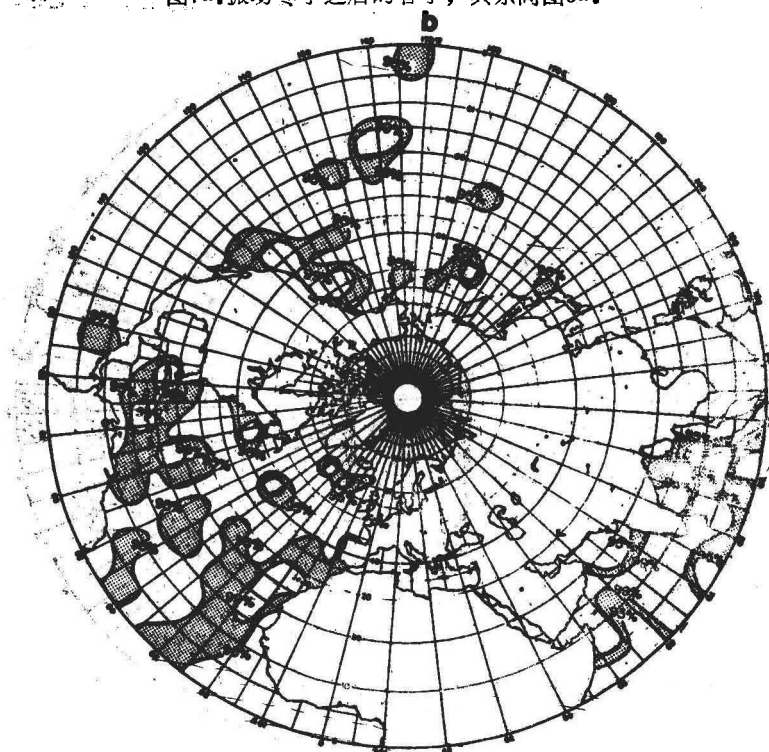


图7b. 振动冬季之后的春季, 其余同图5b.

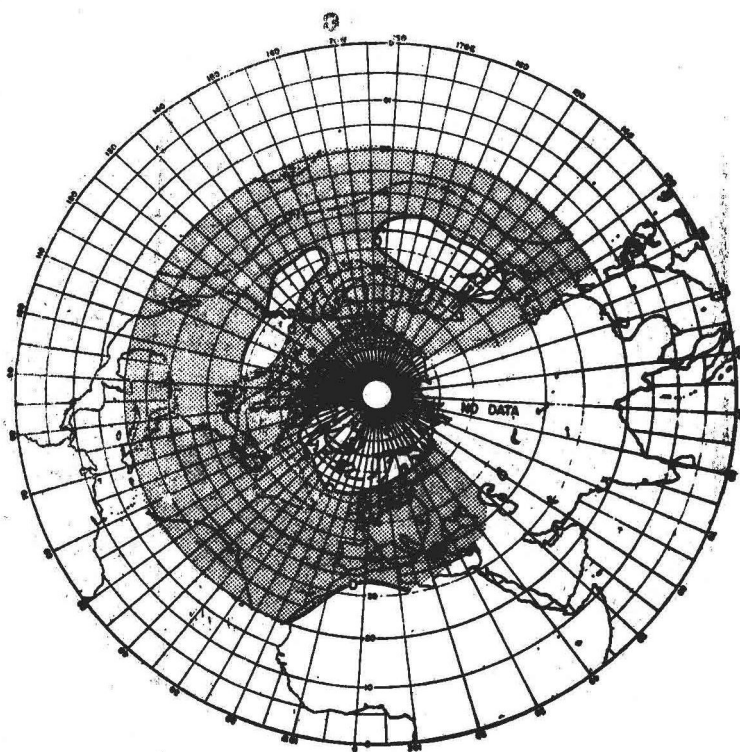


图8a. 振荡冬季之前的秋季海平面气压差(mb), CB减CA。阴影区为正差值。北非, 印度和中亚因资料差未分析。

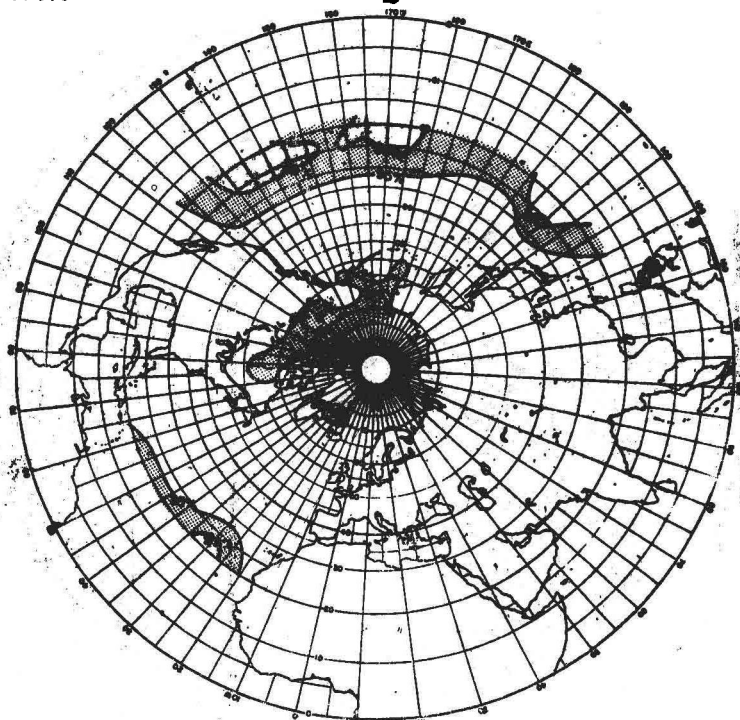


图8b. 图8a中海平面气压差的显著性水平, 阴影区高于置信限95%。

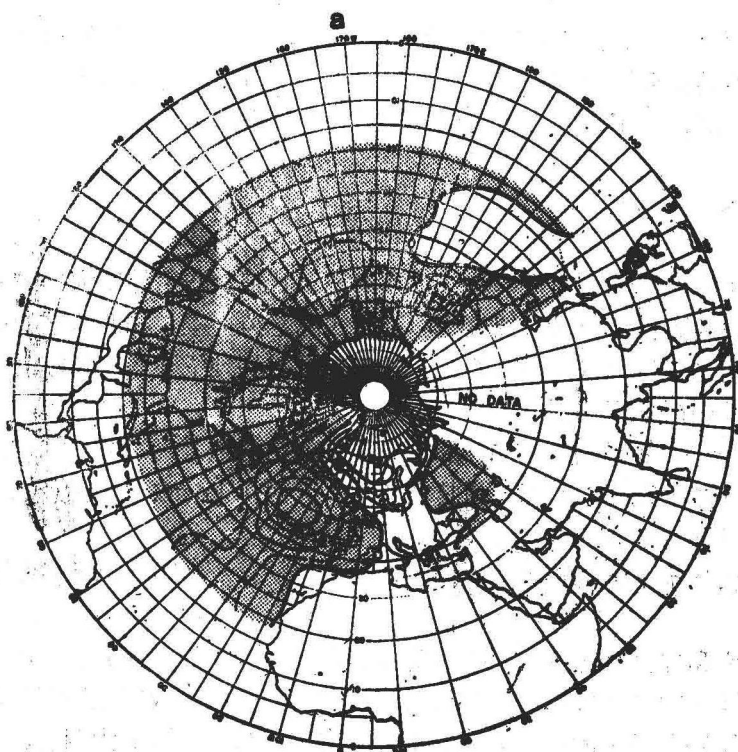


图9a. 振动冬季之后的春季, 说明同8a

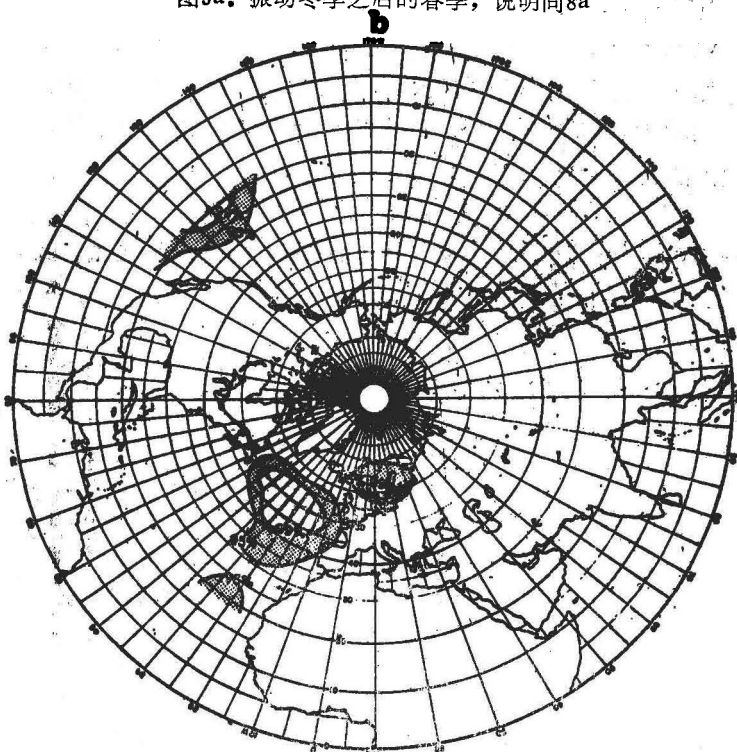


图9b. 振动冬季之后的春季, 说明时8b

因此, 可以认为, 在热带地区振动的SST分布, 早在振动冬季前两个季节就已建立起来, 并且一直持续到下个春季, 而振动的SLP差值类型, 在振动冬季之前一个季节也只能勉强辨认, 而且也不能强有力地持续到随后的春季。

6. 结论

我们说明了较低纬度上的一些气象学和海洋学特征量与中纬度大气环流的主要分量可以联系起来, 为方便计, 我们把这些环流型式称之为格陵兰和北欧之间的冬季温度振动, 并且可以用冬季平均气压型式的第一特征矢量很好地描述(VLR)。所述的这些与较低纬度的联系包括下列几点:

- 1) 在GB(GA)冬季期间大西洋和太平洋上的信风较强(较弱)。
- 2) 在振动冬季期间, 而不是在其它冬季, 大西洋上的东北信风与东南信风的强度之间有统计上显著的相关。
- 3) 用最大降水所确定的非洲热带辐合带(ITCZ), 在GB(GA)冬季期间南移(北移)。
- 4) 百慕大和美国东海岸各站间的海面高度差所表示的墨西哥湾流的表面海流的地转速度, 在GB(GA)冬季较慢(较快), 表明在这个地区比容效应超过了风的效应。
- 5) GB(GA)冬季期间可以看到跨越付热带和热带洋面(北大西洋、北太平洋和印度洋)的SST显著偏低(偏高)。
- 6) GB(GA)冬季之前的夏秋季和之后的春季的SST的研究, 揭露了在大西洋、太平洋和印度洋热带具有SST低值(高值)区, 它们与GB(GA)冬季所见略同。
- 7) 振动冬季SLP的距平类型在振动冬季之前的秋季和之后的春季里表现很微弱, 而在这些冬季之前的夏季则看不到。

译自 Mon. Wea. Rev., 107, 1095—1106 (杨禾法译, 杨亚正、周一德校)

计算有限长度等距时间序列功率谱的方法

国生力石

提 要

从分析方面和数值方面,检验了适合于有限长度等距时间序列的经过自协方差函数,或快速付里叶变换(分别简称后延乘法法和FFT法)的两种传统的计算功率谱方法。发现两种方法彼此等价,它们之间的差别仅在于考虑谱窗,FFT法考虑的谱窗比后延乘法法考虑的谱窗好。在FFT方法中,谱窗不表示任何负值,同时在频域范围内它们的影响成带状。两种方法的谱估计几乎没有差别。在很多情况下,FFT方法在计算时间上经济些;但是对大量数值点和最大后延较小的情况下,后延乘法法是更为经济的。已经证明,在严格的意义下,无论用FFT方法或后延乘法方法,高于奈奎斯频率的功率谱,在低频范围都没有线性折迭。最后讨论了重复地使用原始资料是否与随机现象的分析一致的问题。

1. 引言

在海洋学、气象学领域中以及科学和工程学的很多其他分支中,随机现象的谱分析是一个重要的工具。由Blackman和Tukey(1958)从理论上建立的通过协方差函数(以后简称后延乘法法)来量度功率谱的实用方法已使用了很久。然而,快速付里叶变换的新发现(Cooley和Tukey,1965)提出了另一种方法(以后简称FFT法)。在该方法中,为了得到平滑的谱估计,采用一个加权函数对原始时间序列*的付里叶系数的平方进行平均。Edge和Lin(1970)Taira(1971)等曾对这两种方法之间谱估计作了数值上的比较,从理论观点而言,重要的是从数学上来研究这两种方法之间本质上或实际上的区别。

事实上,自然现象可利用的记录,其长度总是有限的,而且在很多情况下,为了数值计算它们都是取等时间间隔,Blackman和Tukey(1958)借助付里叶积分,首先讨论了无限长度的连续记录的理想情形。然后,使用付里叶级数,着手讨论有限长度的等距记录情形。虽然,他们指出了由于有限长度等距的自协方差函数而产生的局限性,但他们似乎把以无限长度的一个时间序列求得的有限长度的等距自协方差函数和从有限长度等距时间序列求得的有限长度的等距自协方差函数两者搞混淆了,对于前一种自协方差函数可能真正包括非周期和无穷信息,它们的理论研究是十分合理的,然而对于后一种自协方差函数,虽然是实际应用的,但对它们理论上的某些结论,却无法给以证实。

注*: 本文表达的“时间序列”,仅表示原始时间序列,而不是自协方差函数。