

撒哈拉次大陆干旱研究综述

宋英杰

(中央气象台)

江剑民

(北京气象学院)

1 引言

自七十年代以来,北非撒哈拉次大陆,出现了本世纪以来最严重的多年持续性干旱,曾引起全世界的极大关注,并在国际气象学界逐渐形成了一个重要的研究课题。严中伟等^[1]指出,夏季五十年代湿润多雨和七十年代至八十年代持续性干旱的气候跃变现象,自北非向东北伸展,波及印度、中国中部直至日本一带。其它研究表明,我国北方的气候变化趋势与撒哈拉次大陆基本相似^[2],只是近二十年来的干旱程度不及撒哈拉次大陆,也不是本世纪最严重的干旱时期^[3]。可见,撒哈拉次大陆的干旱化与全球气候跃变的背景有着密切的联系。因此,综合回顾撒哈拉次大陆干旱问题的研究进展,对于探讨我国大陆气候变化及早涝趋势的长期预测,都具有较高的参考价值。

2 气候背景

2.1 降水的时空分布

撒哈拉次大陆大致在 $20-10^{\circ}\text{N}$,西起大西洋,东至埃塞俄比亚的北非地区。自北向南一般划分为 Sahel-Shahara (平均年雨量 $50-100\text{mm}$), Sahel(平均年雨量 $100-400\text{mm}$), Soudan(平均年雨量 $400-1200\text{mm}$), Soudan-Guinea(平均年雨量 $1200-1600\text{mm}$)四部分。其中 Sahel 地处夏季季风降水区的北缘,最能表征次撒哈拉地区降水异常的气候变化特点,一般都把对这一地区降水异常的研究作为重点。

干燥的次撒哈拉地区一年可分为两个明显的气候时段:温带冬季时段(一般为 $10-5$ 月)和热带夏季时段(一般为 $6-9$ 月)。降水主要集中在 $5-10$ 月。夏季 $7-9$ 月是 Sahel 的雨季,平均降水量占全年的 84.5% (其中 8 月份雨量占全年总降水量的 33%)。

自1968年以来,Sahel 地区降水一直处于负距平状态,其中1972、1973、1977和1982—1987年都是典型的干旱年,尤以1984年最为严重,旷日持久的干旱使22个非洲国家的大约25,000万人深受其害。

Nicholson^[4]利用北非1901—1973年的观测资料,对其中41年降水量距平的地理分布归纳为6个型。其中有20年整个Sahel为负距平(图1a、d),14年整个地区降水丰沛(图1b),7年是Sahel正常偏湿而苏丹、乍得为轻度干旱(图1c)。这种大范围降水异常的

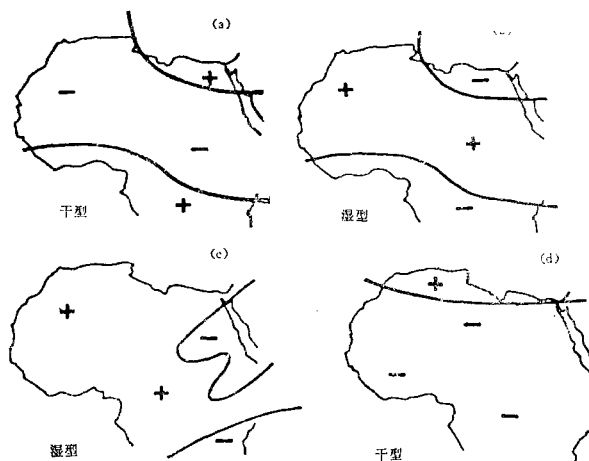


图1 北非年降水距平最常见的地理分布类型

一致性说明大尺度环流异常可能是其主要的背景。

2.2 主要降水系统

Sahel 温带冬季时段的降水系统是地中海和其它一些地区进入北非的中纬度低值系统；而热带夏季降水系统主要与热带东风波的扰动中低值系统及飑线有关。在过渡季节里出现的扰动一般是由于温带系统和热带系统的相互作用而产生的，如撒哈拉低压，Soudano-Sahara 低压。这些低压常常在 5 月和 10 月，甚至在 11 月和 1 月，在 10—15°N 之间产生降水，Flohn^[5] 指出，这些系统是由于热带东风带波状扰动与亚热带西风带的高空槽相叠置而形成的(图 2)。

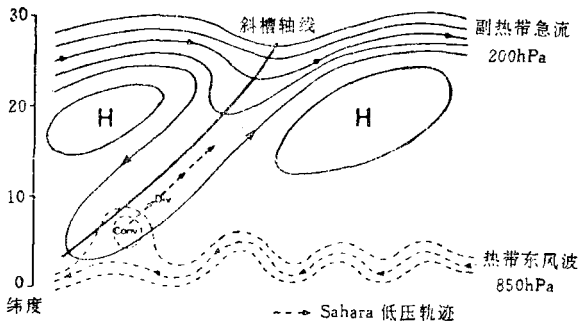


图 2 Soudano-Sahara 低压的系统配置示意

撒哈拉南部的年降水量和雨季长度主要依赖ITCZ的移动，其最大降水量一般出现在 10°N 附近，即 ITCZ 地面位置的南缘。

许多学者认为，ITCZ 的微小变化都能对

撒哈拉降水产生显著的影响。

3 Sahel 干旱与环流异常

许多人研究了几个特定干旱年的大气环流特征，但对于制约 Sahel 降水长期趋势的环流异常并未得到充分的研究。对于一个特定年来说，大尺度环流异常对 Sahel 的降水起着重要的作用。

Nicholson^[6] 指出，由于热带降水主要是由热带东风带扰动及飑线等造成的，从气候上来说，ITCZ 的南北偏移，北半球副热带反气旋的位置变化以及 Hadley 环流强度的变化都可能是影响西非降水变化的重要因素。

次撒哈拉地区南北同时段雨量变化表明：该地区持续干旱时，赤道地区雨带收缩。撒哈拉干旱与 Hadley 环流上升支的收缩、Hadley 环流加强及其下沉支扩大有关。也就是说，撒哈拉地区低层辐合、高层东风以及湿度平流场的减弱，预兆着干旱年的发生。

3.1 ITCZ

关于 ITCZ 的强弱变化及南北偏移对 Sahel 降水的影响似乎仍无定论。

Winstanley 及 Bryson 等最初提出 Sahel 和非洲的干旱是由于气候带向南偏移的结果。Philander^[7] 用热带大西洋 OLR 资料，研究了 ITCZ 1982—1985 年季节及年际变化轨迹，发现 1984—1985 年春季 ITCZ 比 1982—1983 年同期明显偏南(图 3)。所以

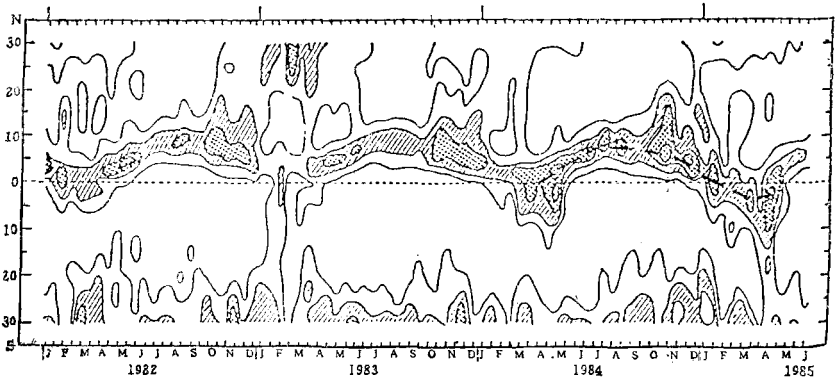


图 3 1982—1985 年 20—35°W OLR 最低值的时间-纬度图

他认为,1984年的持续干旱是由于ITCZ异常地向南移动造成的。

然而事实上,在1984年雨季(6—9月)的高峰时期,表征ITCZ的OLR最低值的向北移动位置也与1982—1983年一样。

Nicholson^[8]认为ITCZ的向南偏移,并非决定Sahel降水异常的主要因素。因为降水量最显著的年际差异主要表现在降水强度的差别,而不是雨季的开始日期或雨季的长短。同时他还指出,ITCZ偏移的理论与非洲降水距平的空间特征不相吻合,因而认为,Sahel干旱,主要是由于7—8月环流系统活动的异常,而非ITCZ向北移动迟缓决定的。

3.2 副热带高压

研究Sahel干旱,了解非洲Hadley环流减弱、热带东风急流和青藏高原高压明显偏弱之间的关系十分重要。

筱田雅人^[9]指出,Sahel降水减弱表现在热带地区8月700hPa高度和温度场逐步升高的趋势。1959—1984年,Sahel地区高度场增高的速率为每十年14.7 gpm,温度场每十年升高0.62°C,700 hPa高度和温度的明显升高可能是由于北半球副高强度加强所引起

的下沉运动增强造成的,而不是由于副高脊线位置的变化。

他认为,干湿年的主要差异在于副热带高压强度的差异。

另外,还有许多学者认为,1972—1984年Sahel干旱的可能原因是北半球副高的增强,首先是副高脊线南侧强度的增强,抑制了Sahel地区ITCZ中的对流运动。60年代初到80年代中期北半球特别是Sahel地区副热带高压的持续性增强,对削弱Hadley环流起着关键作用,使得北半球夏季雨带总降水量持续偏少。

3.3 TEJ, AEJ 及风场

一般来说,200hPa热带东风急流(TEJ)北缘提供了扰动所必需的高层辐散条件,而扰动在近地面辐合带是沿对流层中层非洲东风急流(AEJ)南缘形成的^[10]。

1982和1983年Sahel大范围严重干旱期间,热带环流减弱,对流层高层TEJ向东偏移,热带大西洋东风带减弱,这样便削弱了Sahel上层空气的辐散,使得垂直运动减弱,进而降低了致雨跑线的数目和强度。

Kidson^[11]以1958—1962和1970—1973年分别作为次撒哈拉地区的湿期和干期,统

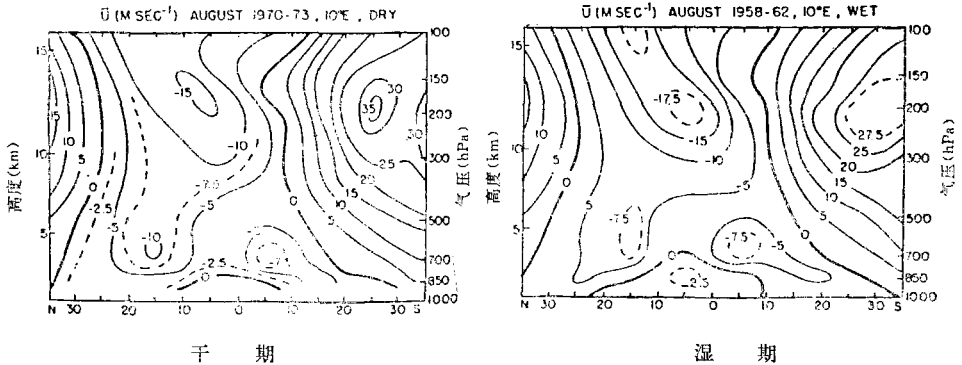


图4 干湿期10°E平均纬向风的对比

计分析了干湿期风场的变化(图4)。

结果表明,干湿期风场强度差异在于,旱年:(1)南半球中纬西风在25°S,850hPa以上各层均偏强。(2)赤道北侧上空200hPa附近热带东风带(TEJ)减弱。(3)赤道南部的

700hPa东风急流变化不大,但15°N附近的东风急流(AEJ)在干旱年偏强2—4 m/s。(4)700hPa以下的跨赤道西风气流减弱。

但Newell等^[12]认为,Sahel干旱与8月700hPa较强的AEJ相联系。这是由于少云状

态和地表强烈加热产生的强热成风是使对流层中层东风带加强的原因而不是干旱的成因。

然而, Burpee^[13]及Norquist等^[14]却指出, 雨季开始阶段, 偏强的AEJ有利于与Sahel强降水有关的扰动的形成。

Kanamitsu等^[15]认为, 西非干旱应归因于200hPa弱的平均纬向偏东气流。西非致雨扰动是通过正压一斜压综合不稳定机制来维持的。所以, 西非局地平均纬向气流的水平切变和垂直切变对于这些扰动是重要的。当高层东风带较弱时, 风的垂直切变明显减小, 而对西非扰动向西的引导气流也减小, 是撒哈拉地区西非致雨扰动数目减少的重要原因。

他们以1967年(正常)和1972年(干旱)为例, 对撒哈拉正常、干旱年份热带风场的环流及能量过程进行了对比。

环流形势差异在于: (1) u场: 1967年热带东风带范围较大, 而1972年副热带西风带较强。(2) 辐散环流: 1972年辐散中心偏向赤道, Hadley环流较强; 而1967年东西向环流较强。1972年源于喀麦隆的辐散中心异常强大, 该地区为上升运动, 而撒哈拉地区为补偿下沉区, 1972年西非降水匮乏的区域与辐散环流分布的几何形状是一致的。(3) 总水平运动场: 1972年存在较多较小尺度的特征, 沿热带东风急流范围较广的东风带内缺乏大尺度系统。10°N附近的长波, 1967年比1972年明显。

Bhatt^[16]对1948—1983年非洲—南亚季风带气候异常的空间差异及相应的环流机制进行了正交分析, 他指出, 西Sahel充足降水与大西洋较弱的东风信风、印度洋西部气压较低、海平面温度异常偏低有关。

3.4 遥相关场

由于撒哈拉地区靠近气候赤道(Climatic Equator), 其气候变化必然会受到北半球及其它地区大气环流的深刻影响。

Sahel降水和北半球大气环流之间存在

着密切的遥相关, 而关键区在北美和东亚, 主要的相关系统为北美大槽、春夏季的西藏低压以及蒙古高压。

最典型的表现是Sahel干旱时北美大槽从前一年十月到当年九月持续偏深, 而前一年冬季蒙古高压的东南缘异常强大, 春夏季的西藏低压始终偏弱。

江剑民等^[17]在分析撒哈拉干旱与多雨期大西洋、欧洲上空大气环流变化的统计特征后指出: (1) 在Sahel干旱的夏季, 西欧上空的亚速尔副高东部脊线的平均位置, 比Sahel多雨的夏季偏北5个纬度左右, 脊线附近的气压偏高, 而南部中低纬度的气压偏低, 因而Sahel北侧的东北信风偏强。(2) Sahel干旱的夏季, 北大西洋的风暴轴位置, 在西部约比Sahel多雨期间偏北5个纬度左右。

因而, Sahel干旱不仅直接受热带环流的控制, 而且与中高纬环流异常有密切的联系。

Bhatt^[16]谈到, 塞内加尔到Sahel和尼罗河流域甚至到印度, 降水和水文状况有着良好的相关。同时, 西Sahel降水与热带大西洋环流距平有特别好的相关, 而次撒哈拉东部和印度的降水与印度洋环流联系密切。

3.5 温度场

Kidson^[11]谈到, 在干旱年, 次撒哈拉地区8月的经向温度梯度达到极值, 沙漠增热通过对流过程转移到850 hPa上去, 使得热带非洲850 hPa温度普遍升高。

严中伟等^[1]指出, 北半球温度的分布从60年代中期开始中高纬度温度普遍下降, 较低纬则有部分增温区, 从而形成南北温差突增。这说明北非Sahel地区自60年代后期的显著干旱与温度场大尺度变化也密切相关。

Newell^[12]对撒哈拉干湿年份温度梯度和风场的变化提出如下关系: 降水减少→蒸发减少→感热引起的地表能量亏损加大→地面和边界层空气增暖→热成风和纬向风切变加大。

4 持续干旱与 SST 异常

WMO[1986, pp5]指出,非洲降水异常与海气异常的大尺度形势有关,而降水年际变化可能受到全球性海气变化的影响。

Folland 等^[18]取 1901—1985 年中 Sahel 五个强干旱年与五个最强多雨年间全球海温场的差值作为下边界条件,进行数值试验的结果表明:全球性 SST 变化通过热带大气环流的变化影响 Sahel 夏季的降水。

其主要途径是通过:(1)水汽通量辐合的减少。(2)西 Sahel 地区 ITCZ 的向南偏移。

大西洋对撒哈拉地区降水变化的影响最大,而太平洋的异常通过穿越热带非洲的高层东风来影响撒哈拉降水,印度洋则对苏丹和埃塞俄比亚的降水造成影响。

然而 Palmer^[19]用相同的资料 and 模式,检验了大西洋、太平洋和印度洋各自 SST 距平场的作用,结果却不理想。这说明三大洋综合作用的重要性。

Sahel 降水对 SST 的惊人的敏感可能是雨季土壤湿度的局地正反馈的结果,即:高水汽通量辐合→土壤湿度增加→蒸发量增加→局地降水增多。

Druyan^[20]的模拟也表明:暖 SST 与 Sahel 降水减少的遥相关,主要是夏季南大西洋东南部 SST 持续偏暖造成海平面气压降低、南风减弱来建立的。

此外, Sahel 降水负距平常与南方涛动指数 $SOI < 0$ 同时出现。某些次撒哈拉严重干旱与厄尔尼诺热带东太平洋水温异常增暖有关,例如,1982—1983 年出现了明显的厄尔尼诺事件和 Sahel 干旱, Jones^[21]提出应考察这两种气候事件之间的内在联系。

Wright^[22]提出一个表征几内亚湾附近大西洋 SST 距平的指数,他发现这种 SST 距平指数与表征热带东太平洋 SST 距平的指数有显著的相关,而后者当厄尔尼诺年时为明显正值,他把伴随环流异常的厄尔尼诺/EN-

SO 事件与同大西洋 SST 相关的北非降水事件联系了起来。

5 与其它物理因子的关系

5.1 水汽通量

Lamb^[23]对 Sahel 雨季西南季风层厚度和湿度进行了深入的研究后指出, Sahel 的降水变化可以用几内亚湾的季风层特征来反映。西非上空季风层水汽通量的垂直范围和季风层是对应的。极度干旱的 1972 年, Sahel 雨季对应十分弱的跨几内亚湾西南气流。

Cadet 等^[24]研究了 1979 年与非洲夏季季风有关的水汽通量。结果表明:向北水汽通量极值出现在东南大西洋近地面,这无疑是 Sahel 夏季降水的来源。这支水汽输送到几内亚湾并在 10°W — 10°E 之间进入非洲。

另外, Druyan^[25]以 GISS 气候模式研究了次撒哈拉降水来源。结果表明,北非的水汽辐合辐散形势,和邻近海洋蒸发量或者海-陆的水汽平流相比,对次撒哈拉模式降水起着更重要的作用。也就是说,局地的陆地水汽蒸发对 Sahel 模式降水提供大量的水汽来源。

5.2 下垫面

许多学者提出,局地地表特征的变化等局地因素可能影响 Sahel 地气间能量、水汽及动量的交换,从而改变其夏季降水。

这些因素大致包括:(1)反照率(Charney 等, 1975), (2)地表土壤水汽湿度(Cunnington 等, 1986), (3)地表摩擦(Sud 和 Smith, 1985), 而所有这些因素的变化都和次撒哈拉地区过度放牧及对其南部植被乱砍滥伐有关。

Charney 等^[26]最早解释撒哈拉干旱形成原因,提出所谓的沙漠自生效应的生物-地球物理机制(图 5)。

它是一个由于过度放牧导致植被减少,从而引起次撒哈拉地区旱情不断加重的正反馈机制,即降水匮乏将进一步加剧。

Charney 等^[27]对北非夏季降水进行了

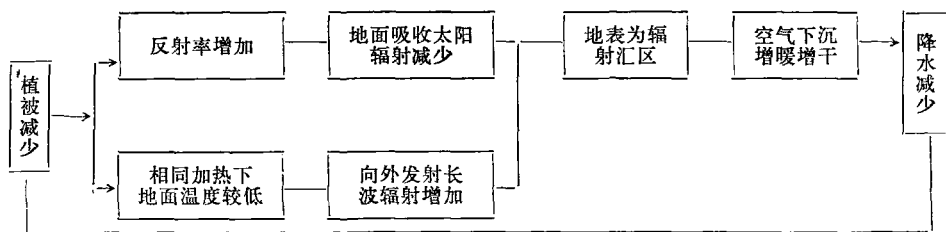


图 5 沙漠自生效应的生物-地球物理机制

数值模拟。在模拟中反照率分别取为 0.14 和 0.35, 以考察由于植被减少而引起的反照率增加对降水的影响。

结果表明: (1) 当反照率增加时, 平均降水率减少了一半。(2) 反照率增加时, 最大降水区南移, 表明撒哈拉沙漠气候向南蔓延。

Nicholson^[6]进一步指出, 非洲地区的飊线、雷暴云和东风波都是强烈依赖地面边界条件的热带系统, 其形成和发展的能量来自依赖地面加热的潜热释放和正斜压不稳定机制。例如 Kalahari 站各个季节的净辐射值都是正值, 所以, 即使 Kalahari 站和 Sahel 出现相同的扰动, 由于地面边界条件不同, Kalahari 出现干旱现象的持续率要比 Sahel 低。

虽然增加地表反照率可能是 Sahel 干旱的成因之一, 但地表反照率从 0.14 升到 0.35 远远超过了观测到的反照率变化, 从而可能夸大了其对降水的影响。观测中反照率的最大变化可能是 0.30 变为 0.37, 变化很小, 不足以对实际的降水负距平产生较大的影响^[28,29]。

许多人将地-气相互作用的影响当作研究造成 Sahel 地区 70 年代和 80 年代持续异常干旱的大尺度环流异常的辅助机制。

一些学者在数值试验中发现, 无论赋予撒哈拉地区对应的地面初值是干的还是湿的, 它都会在至少几周内保持这个初始状态, 也就是说, 地表干燥是干旱化的重要因素。

Cunnington 等^[30]在对 Sahel 地区大气、土壤湿度、辐射和地表反照率等初始条件的重要性作了系统的实验论证后指出, Sahel

干旱的原因, 从下垫面的作用来看, 是水汽含量、辐射、反照率等综合作用的结果。

另外, Sud 等^[31]在 GCM 试验中发现, 降低西非地区的地表摩擦会引起模式降水量减少。这说明地表摩擦力的变化可能对降水产生相当的影响。

总之, 地表因素对干旱持续可能起着关键性的作用, 但目前仍缺乏充分的观测事实。

6 小结

1) 次撒哈拉地区的干燥化趋势是较为显著的。有人^[32]考察 Sahel 降水的变化特征后认为, 80 年代以来的干旱是非周期性的。

2) 从大多数的个例和次撒哈拉降水分型结果来看, 天气或行星尺度环流异常对降水的影响是肯定的, 但我们仍只了解了影响 Sahel 降水机制中的有限部分。

3) 一般认为, 北半球夏季非洲地区 ITCZ 位置偏南通过两种方式致旱: (1) 阻止季风水汽进入 Sahel。(2) 使致雨飊线比湿年形成于偏南位置。但这并非决定干旱的唯一因素。非洲上空副热带高压所反映的 Hadley 环流下沉支强度偏强也是导致 Sahel 干旱的直接原因。

4) 南北半球 SST 的差异和 Sahel 平均降水的统计相关对 50% 左右的 Sahel 降水变化是显著的, 其首要作用是抑制水汽供应, 其次是从动力上使扰动生成数目减少。

5) 尽管个例较少, 但观测事实和理论研究都强调充足降水需要 Sahel 的 200hPa 强 TEJ 的观点, 但低层 AEJ 加强到底更有利于 Sahel 的干或湿, 至今仍无定论。

强大的 TEJ 一般被认为向 Sahel 夏季致雨扰动波的发展提供上层必要的辐散条件。由于 TEJ 的强度和风速最大轴对对流层中温度水平梯度十分敏感, SST 的南北梯度能够影响非洲西北部的 TEJ, 因此某些 SST 形势能够抑制北非气旋的发生和发展。

7 参考文献

- 1 严中伟等, 60 年代北半球夏季气候跃变, 中国科学 B 辑, 1991 年第 1.8 期。
- 2 张庆云等, 近三十年来中国气候的干湿变化, 大气科学, 1991 年第 5 期。
- 3 王绍武, 当前气候变化及其演变趋势, 旱涝气候研究进展, 1990。
- 4 Nicholson, The spatial coherence of African rainfall anomalies: interhemispheric teleconnections, J. Clim. Appl. Met., V. 25, pp1365—1380。
- 5 Flohn, Tropische Zirkulations-Formen in Lichte der Satellitenaufnahmen, Bonner meteor. Abhandlungen V. 21, 1965, pp82。
- 6 Nicholson, Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in west Africa, Mon. Wea. Rev., V. 109, 1981, pp2191—2208。
- 7 Philander, Unusual contions in the tropical Atlantic ocean in 1984, Nature, V. 322, 1986, pp 236—238。
- 8 Nicholson, Sub-Saharan rainfall 1981—84, J. Clim. Appl. Met., V. 24, 1986, pp 1388—1391。
- 9 Masato Shinoda, Long-term Sahelian drought from the late 1960's to the mid-1980's and its relation to the atmospheric circulation, J. Met. Soc. Japan, V. 68, 1990, No. 5。
- 10 Reed, etc., The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, Mon. Wea. Rev., V. 105, 1977, pp 317—333。
- 11 Kidson, African rainfall and its relation to the upper air circulation, Q. J. R. Met. Soc., V. 103, 1977, pp441—456。
- 12 Newell, et al. African mean wind changes between Sahelian wet and dry periods, J. Climatol., V. 4, 1984, pp 27—33。
- 13 Burpee, The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of north Africa, J. Atmo. Sci., V. 29, 1972, pp 77—90。
- 14 Norquist, et al. The energetics of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, Mon. Wea. Rev., V. 105, 1977, pp 334—342。
- 15 Kanamitsu, et al. Northern summer tropical circulations during drought and normal rainfall months, Mon. Wea. Rev., V. 106, 1978, pp 331—347。
- 16 Bhatt, Circulation regimes of rainfall anomalies in the African-south Asian monsoon belt, V. 2, 1989, pp 1133—1144。
- 17 江剑民等, 撒哈拉干旱与大西洋欧洲上空的环流异常, 长期天气预报论文集, 1990。
- 18 Folland, et al. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures 1901—85, Nature, V. 320, pp 602—607。
- 19 Parmer, Influence of the Atlantic, Pacific and Indian oceans on Sahel rainfall, Nature, V. 322, 1986, pp 251—253。
- 20 Druyan, SST/Sahel drought teleconnections in GCM simulations Recent Climatic Change—a regional approach, 1988, pp 154—165。
- 21 Jones, A Summary of climatic events during the period September—November 1984, Clim. Monitor, V. 13, 1984, pp 101—102。
- 22 Wright, Variations in tropical Atlantic SST and their global relationships. Max-Planck-Institute fur Meteorologie. Hambure. Report No. 12, pp 52。
- 23 Lamb, West African water vapor variations between recent contrasting Subsaharan rainy seasons, Tellus, V. 35a, 1983, pp 198—212。
- 24 Cadet, et al. Water vapor transport over Africa and the Atlantic ocean during summer 1979, Q. J. R. Met. Soc., V. 113, 1987, pp 581—602。
- 25 Druyan, Sources of Sahel precipitation for simulated drought and rainy seasons, J. Climate, V. 2, 1989, pp 1438—1446。
- 26 Charney, etc., Drought in the Sahara: a biogeophysical feedback mechnism, Science, V. 187, 1975, pp 434—435。
- 27 Charney, et al. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions, J. Atmos. Sci., V. 34, 1977 pp 1366—1385。
- 28 Courel, et al. Surface albedo and the Sahel drought, Nature, V. 307, 1984, pp 528—531。
- 29 Gornitz, Survey of anthropogenic vegetation changes in West Africa. during the last century-climatic implications, Clim. changes, V. 7, 1985, pp 285—326。
- 30 Cunningham, et al. Simulation of the Saharan atmosphere—depends on moisture and albedo, Q. J. R. Met. Soc., V. 112, 1986, pp 971—999。
- 31 Sud, etc., The influence of surface roughness of deserts on the July circulation (a numerical study), Boundary-Layer Met., V. 33, 1985, pp 15—49。
- 32 Kane, et al. Are droughts predictable? Clim. Change, V. 8, 1986, pp 209—223。