

中国近 80 年来气候变化特征及其形成机制^{*}

陈隆勋 周秀骥 李维亮

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

罗云峰

朱文琴

(中国国家自然科学基金委员会, 北京, 100085)

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

自 20 世纪 20 年代以来, 中国地区 40 和 90 年代出现了 2 个暖期及 50~60 年代相对冷期。最近的 90 年代的最暖年(1998 年)或 5 a 滑动平均气温几乎已达或略高于 40 年代的最暖年(1946 年)或 5 a 滑动平均气温。变暖最明显是北方地区(黑龙江和新疆北部), 而 35°N 以南和 100°E 以东地区自 50 年代以来存在一个以四川盆地为中心的变冷带, 虽然 90 年代有变暖趋势, 但基本达到 40 年代暖期气温。中国降水则以 20 年代为最少(1929 年最少), 50 年代为多水年代, 以后缓慢减少, 70 年代以后变化不大, 但多雨带在 80 年代及以后由华北南移到长江中下游。1951~1990 年, 大部分地区气温和降水呈负相关, 在东北和长江—黄河间存在 2 个负相关中心, 表明北方是变暖变旱, 江淮间是变冷变湿。这些气候变化特征和全球气候变化相比较, 除北方外, 变暖期明显的滞后于全球变暖, 并且出现变冷带等明显差异。

文中还综述了用诊断和数值模拟方法对影响中国变化的气候自然变化和人类活动影响(热岛效应和气溶胶影响)的研究结果。我们认为, 以上提出的 3 种人类活动对中国气候变化有明显影响, 特别是工农业发展造成的气溶胶增加是四川盆地气温变冷的主要原因。

关键词: 中国气候变化, 热岛效应, 温室效应, 气溶胶影响。

1 引 言

自 1980 年以来, 随着全球气候变暖日益明显, 许多科学家提出温室效应以解释这种气候变化, 并实施了 WCRP 和 IGBP 等研究计划, 政府间气候变化专门委员会(IPCC)也组织了各国科学家对全球气候变化现状、变化机制以及对环境生态和可持续发展进行评估, 出版了 3 次 IPCC 评估报告。我们利用近 80 年来中国的气象观测资料对中国全国和各地区气候变化特征作了诊断分析, 并对形成这些气候变化的影响因子(如温室效应、气溶胶影响、热岛效应)作了诊断分析和数值模拟, 对中国气候变化特征及其形成机制有了一定认识, 并提出了一些看法。以下将从中国近 80 a 来气候变化特征、青藏高原气候变化、长江三角洲气候变化、气溶胶对中国气候变化的影响等方面的研究结果对中国气候变化及其影响机制的研究结果加以综合论述。

2 近 80 a 中国气候变化特征

自 1880 年以来, 中国开始有了较为正规的气象站, 开始了器测气象时期。但在中华人民共和国建立(1949 年)前, 测站稀少且不连续。1950 年以后才开始建立了大量正规气象台站, 1991~1993 年在国家科技委员会气候攻关项目中, 首次建立了 1951~1990 年 400 站的气温和降水资料集, 这个资料集已经过初步的均一性检验, 并建立了台站历史沿革资料库^[1~4]。目前已有 700 余站资料集, 还正在进行各种检验。

1982 年, 中国气象学者已认识到中国年平均气温在 20 世纪 40 年代有一次暖期^[5]。1990 年开始, 陈隆勋等^[6], Chen Longxun 等^[7~11], Li Xiaowen 等^[12], Zhou Xiuji 等^[13, 14], Zhu Wenqin 等^[15]和 Niu Tao 等^[16]先后对中国气温和降水变化特征及青藏高原气候变化特征进行了研究。图 1a, b 为 100°E

^{*} 初稿时间: 2004 年 8 月 10 日; 修改稿时间: 2004 年 8 月 31 日。

以东中国大陆 1920~2002 年年平均气温距平 (ΔT_a) 和降水距平 (ΔR) 曲线, 而图 1c, d 为 1955~2002 年全中国 ΔT_a 和 ΔR 曲线。以 100°E 为界制作 2 套曲线, 是因为 1950 以前 100°E 以西中国大陆测站极为稀少, 而后 1951~1955 年为中国气象站加速发展期, 到 1955 年以后才有足够的测站可供研究。1955~2002 年曲线(图 1c, d)是由上述 400 站资料集(1951~1990 年)为基础, 延续到 2002 年, 并在 720 站资料集中再挑选出 250 站资料综合做出的, 而 1920~2002 年曲线(图 1a, b)则由上述资料集加上 Chen Longxun 等^[10]的 1920~1949 年曲线做出的。从图 1a 可见, 中国 100°E 以东地区 ΔT_a 在 40 年代有一次暖期, 1946 年为最暖年, 5 a 滑动平均的峰值距平(对 1961~1990 年)为 0.54°C 。1946 年以后, ΔT_a 开始下降并有 2 次小的波动, 谷年在 1957 和 1967 年, 5 a 滑动年均谷点距平值分别为 -0.40°C 和 -0.45°C 。1967 年以后又一次明显变暖, 在 1978, 1987 和 1998 年出现 3 次暖峰, 一次比一次更暖, 1998 年最暖, 5 a 滑动平均距平达 0.59°C , 略高于 1940 年代峰值距平, 而 1998 年比 1946 年暖峰年距平高约 0.07°C 。因而, 20 世纪 90 年代已和 40 年代 2 个暖峰气温相当。但需指出的是, 40 年代以后中国人类活动逐渐活跃, 城市热岛效应加大, 在图 1a 气温变化序列中, 尚未估计其作用。

图 1b 为 1920~2002 年 100°E 以东中国地区年的降水量距平 (ΔR) 变化曲线, 可见在 1920 年前后、1930~1940 年、1950 年前后(1948~1959 年)、1973 前后、1980 年前期和 1990 年前期有几次多降水期, 其中以 50 年代和 20 年代前后为降水最多期。从 100°E 以东中国地区而言, 50 年代多降水期以后, 中国地区降水减少, 1978 年以后除波动外并没有明显的线性增减。

利用 1955 年以后全中国实测资料, 绘制的 ΔT_a 和 ΔR 曲线比较可信(图 1c, d)。和 100°E 以东的曲线(图 1a, b)相比, 我们看到, 无论是 ΔT_a 还是 ΔR , 二者冷暖期和降水丰欠期都是一致的, ΔT_a 峰谷点的距平值相差不大, 而 ΔR 距平相差很大, 这是因为 100°E 以西地区降水少。从全国来看, 自 50 年代暖期后, 60 年代变冷, 1968 年以后开始缓慢变暖, 1993 年后变暖十分明显, 1998 为全国近 50 a 来最暖年。而降水则自 50 年代多降水期后, 下降到 1978 年, 之

后并无明显增减。

中国气候变化有明显的季节性和地区性。就季节而言, 1980 年以后的变暖以冬季最大, 秋季其次, 春夏最小^[11]。Zhou 等^[14]、Chen 等^[11]把全国划分为东北(NE)、华北(N)、华东(E)、西南(SW)、华南(S)、青藏高原(QZ)、华中(C)和西北(NW)等 8 个地区, 分别作了这些地区 ΔT_a 和 ΔR 曲线, 其结果表明: (1) 就 20 世纪第 2 次变暖而言, 各地开始时间十分不同, QZ 自 1960 年代开始就缓慢升温, NW, NE 和 N 地区在 1969~1970 年开始, 而 E 和 S 地区自 1985 年开始才有明显升温, C 地区几乎没有变化, SW 地区自 50 年代暖期后一直到 1990 年气温连续下降, 1990 年后才略有上升。对比 90 年代与 50 年代气温, QZ, NE, N, NW 西部(新疆)以及 E 区的长江三角洲地区 90 年代气温已接近或略高于 50 年代, C 地区变化不大, 而 SW 和 NW 地区 90 年代仍低于 50 年代。NW 地区可分东(甘肃和宁夏)和西(新疆)2 个地区, 东区 90 年代已接近于 50 年代而西区则 90 年代已高于 50 年代; (2) 对于各地区降水变化, NE 地区 50 年代和 1985~1995 为多雨期, 1965~1984 年为少雨期, N 区 1965 前为多雨而以后为少雨, NW 地区 50 年代为多雨期随后减少, 但 1981 年开始又缓慢增加, 特别是 NW 西部新疆地区北部增加较明显, E 地区 1955 年前、1969~1970 年以及 1980 年以后为多雨期, QZ 和 C 地区 1950 年多雨, 以后变化不大, SW 地区在 1955 年前和 1960~1974 年为多雨期, 因而, 对中国东部地区, 50 年代和 60 年代多雨带位于华北, 而 1980~1990 年代多雨区移到长江流域。

图 2a, b 分别为 1952~1990 年年均气温和年均降水量的线性倾向分布^[14]。由图 2 可见, 1952~1990 年, 在新疆大部、甘肃西部、青藏东部、东北和华北和华南沿海地区线性倾向是变暖的, 而在 $23\sim 35^\circ\text{N}$, $100\sim 112^\circ\text{E}$; 以及浙江和福建存在一个线性变冷区, 变冷中心在四川, 向北伸到陕西南部 and 云南、贵州地区, 中心变冷达到 $-0.2^\circ\text{C}/(10\text{ a})$ 。这个变冷区在 90 年代开始变暖, 但线性变冷中心仍然存在。图 2b 为降水线性倾向分布, 除东北地区北部及西北大部分地区外, 全国大部是负线性倾向, 亦即降水是减少的。在全球变暖情景下, 中国存在变冷地区的机制是值得研究的, Li 等^[12]对此进行了研究。

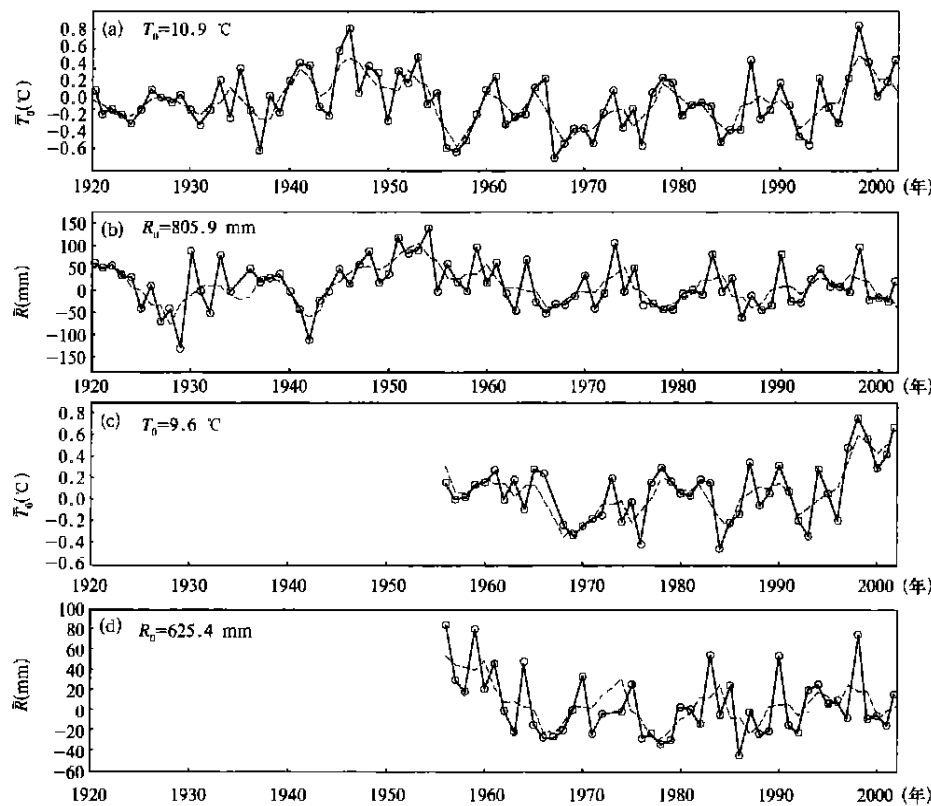


图 1 1921~ 2002 年 100° E 以东中国地区和 1955~ 2002 年中国地区年平均气温和降水的距平曲线
(a, b 分别为 1921~ 2002 年中国 100° E 以东地区气温距平和降水距平曲线, c, d 分别为
1955~ 2002 年中国地区气温距平和距平降水曲线, 图中距平为相对 1961~ 1990 年气候平均值
 T_0 和 R_0 的差值, 实线为逐年真值, 虚线为 5 a 滑动平均值)

Fig. 1 Anomalous curves of yearly air temperature and precipitation in China east of 100° E
during 1921– 2002 and in China during 1955– 2002

(Anomaly air temperature (a) and anomaly precipitation (b) in China east of 100° E during 1921– 2002,
Anomaly air temperature (c) and anomaly precipitation (d) in China during 1955– 2002. The climate value
(T_0 , R_0) is for 1961– 1990; Solid line shows the anomaly value and the break line shows the 5– year running value)

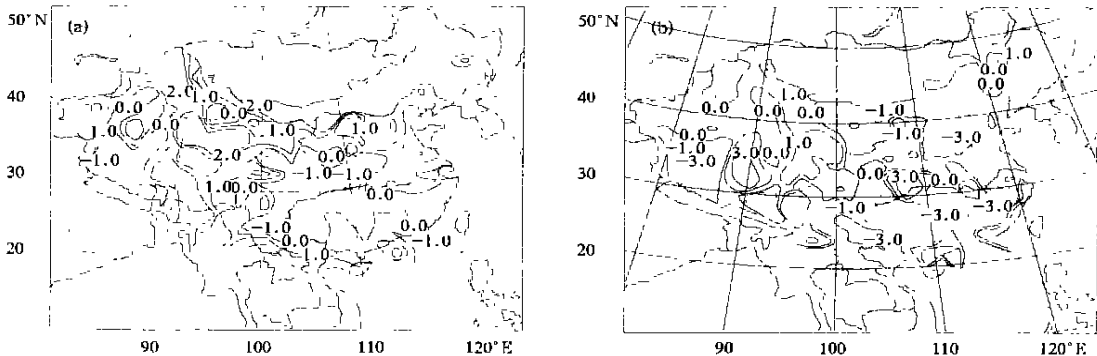


图 2 1952~ 1990 年中国年平均气温 (a) 和年平均降水量线性倾向值分布 (b)
(实线为正值线性倾向, 虚线为负值线性倾向, 单位: $10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C/a}$ 和 10^{-2} mm/a)

Fig. 2 The linear trend distribution of yearly air temperature (a) and yearly precipitation (b) in China during 1952– 1990
(Solid line: positive trend, break line: negative trend; unit: $10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C/year}$, 10^{-2} mm/year)

Chen 等^[10] 利用 1950~ 1990 年中国年均气温和降水资料计算了二者相关系数, 结果表明, 在东北东部、华北到长江中下游以及新疆北部存在 3 个超过 99% 检验的负相关中心, 这表明中国东北地区 (自东北到江南) 及新疆北部, 1951~ 1990 年, 气候变化主要是暖干或冷湿相伴 (图 3)。中国旱涝主要受夏季季风活动异常的影响, Chen 等^[9] 研究了东亚季风的长期变异, 指出南海夏季风减弱是长江中下游地区 80 年代以后降水增加的主要原因, 而夏季风减弱是与东亚大陆和太平洋之间海陆热力差减弱

有关。在 1970 年以来夏季西太平洋表面海温增暖而东亚大陆南部地温变冷造成了该地区夏季海陆热力差减弱。为了进一步说明季风和海陆热力差的关系, Sun X-Y 等^[17] 设计了一个既考虑东亚大陆和西太平洋的纬向热力差又考虑大陆和南海的经向热力差的海气综合热力差指数, 这个指数和中国气象预报台站使用最多的中国夏季雨型分布有显著相关, 该指数和中国夏季降水在长江流域有信度达 99% 的负相关, 已有一些预报台使用获得很好效果。

3 青藏高原气候变化

Zhu 等^[15]、Niu 等^[16] 收集了 1951~ 1998 年青藏高原及邻近地区 217 个地面站的逐月气温、最高最低气温以及降水等要素, 对青藏高原的现代气候变化进行了研究。结果表明: (1) 青藏高原年平均气温在 40 年代是一个暖期, 随后变冷到 60 年代, 60 年代后又开始缓慢变暖, 但 90 年代气温只达到 50 年代水平, 尚未超过 40 年代暖期气温; (2) 60 年代以来青藏高原东侧和东南侧在 3000 m 以下存在一个变冷带, 而 95~ 100°E 以西的线性倾向虽然为正但数值很小, 在 85~ 95°E 为最强变暖区, 自南到北存在 3 个线性倾向变暖中心。因而东西方向上变暖程度十分不连续, 自东向西的增强, 线性倾向梯度集中在高原 3000 m 以下东部及高原中部, 二者间有一个过渡区 (图 4a); (3) 青藏高原自 1960 年起年降水量是轻度减少的, 夏季减少最大, 冬季反而是增加

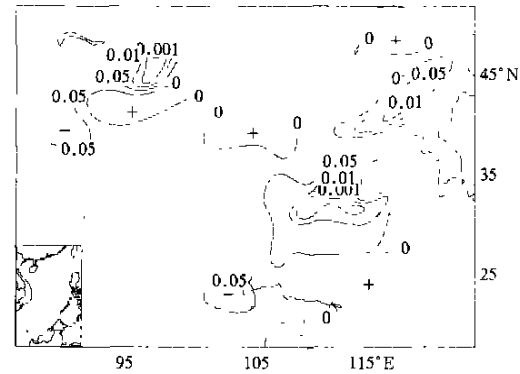


图 3 中国地区 1951~ 1990 年年均气温和年降水量的相关系数分布
(图中曲线为信度检验曲线, 0.01 表示 99%)
Fig. 3 The correlation coefficient distribution of yearly air temperature and precipitation in China during 1951- 1990
(The value is the confidence test level, 0.01 as 99%)

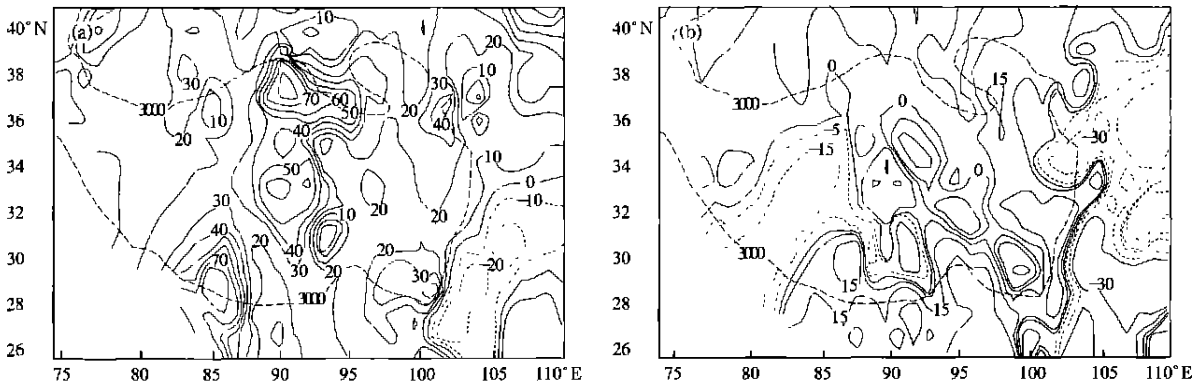


图 4 青藏高原及邻近地区 1961~ 1995 年年平均气温(a)线性倾向 (0.001 °C/a) 和年降水量(b)的线性倾向 (0.1 mm/a) 分布
(图中长虚线是海拔 3000 m 等高线)

Fig. 4 Linear trend distribution of yearly air temperature (a, 0.001 °C/year) and precipitation (b, 0.1 mm/year) in Qinghai- Tibetan plateau and its neighbor area during 1961- 1995
(The Long break line shows the 3000 m height above the sea level)

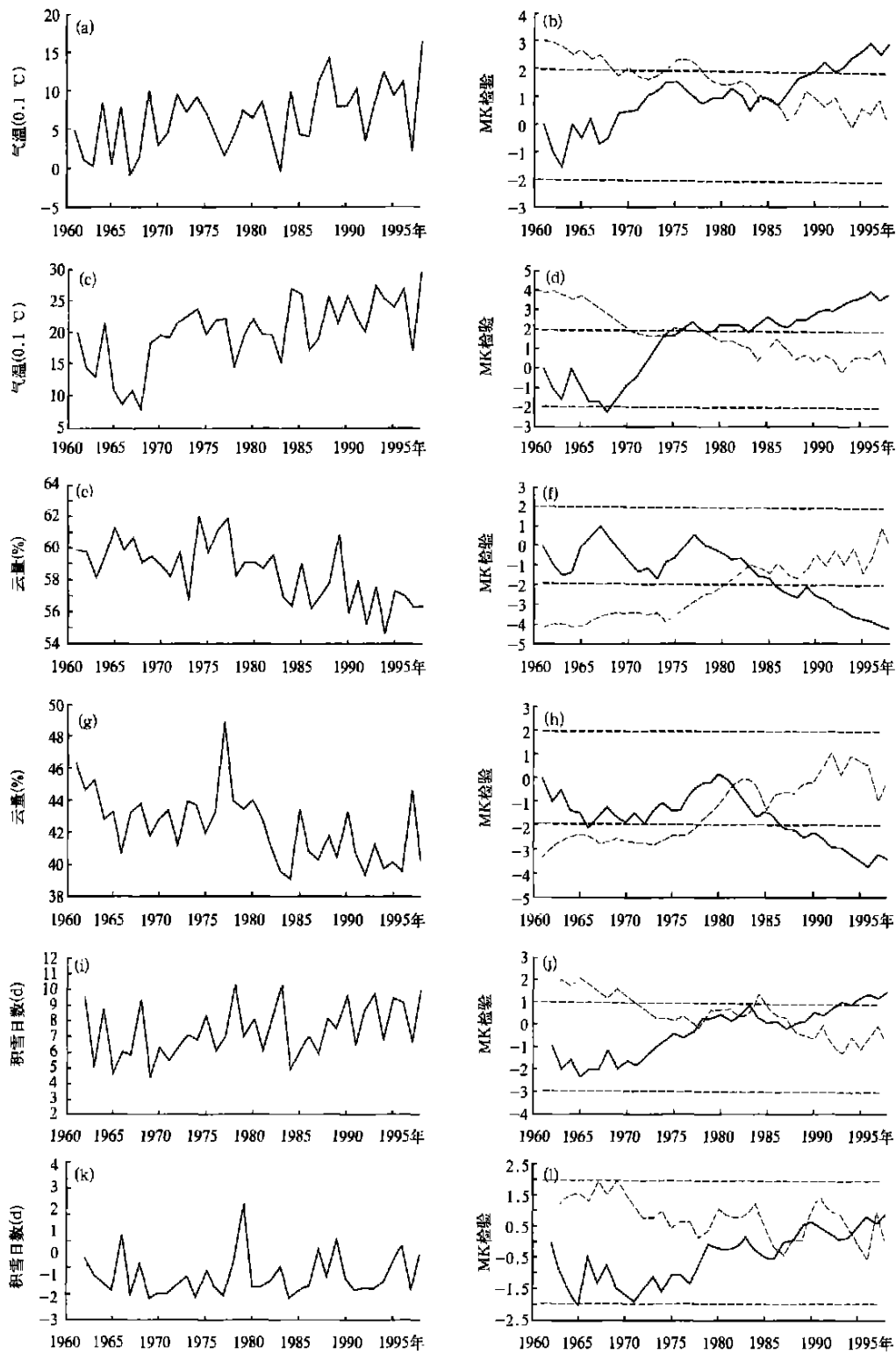


图5 青藏高原东部(26~41°N, 90~103°E)和西南部(26~33°N, 78~95°E)3000 m 以上地区年
平均气温(a, c), 云量(e, g)和积雪累计日数(i, k)年际曲线及其相应的 MK 验(b, d, f, h, j, l)
(在 MK 试验图中虚线为信度达 95% 的临界线)

Fig. 5 The anomalous curves of yearly air temperature (a, c), cloud amount (e, g) and accumulation days of snow cover(j, k) in the east part (26~41°N, 90~103°E) and west part(26~33°N, 78~95°E) of Qinghai Tibetan plateau higher than 3000 m above the sea level during 1961-1998 and its corresponding MK test (b, d, f, h, j, l)

的, 中部的 3 个变暖中心是降水最大增加区, 周围变冷区为降水减少区(图 4b), 因而自 1960 年起气温和降水是正相关; (4) 高原地区最低和最高气温和年气温之间线性倾向值分布一致, 最低气温线性倾向值远大于最高气温倾向, 因而年气温变化主要是最低气温变化引起; (5) 1960~1998 年, 积雪日数逐步增加但总云量逐步减少, 气温和积雪日数及总云量相关系数分别达 0.66 和 -0.76, 而降水和积雪日数、相对湿度相关系数达 0.37 和 0.47, 表明积雪增加和云量增加是高原增暖的主要影响因子(图 5a, b), 这可能与到达高原的太阳辐射增加有关; (6) 对高原要素作了 Mann-Kendall 测验和滑动 T 检验以判断高原气候有否突变。结果表明, 气温、积雪日数和云量通过 MK 测验的 95% 信度检验, 表明高原东部气温和积雪日数在 1983~1984 年有一个突变, 明显的滞后于全球气温突变约 5~6 a, 但与高原以东的气温变化相比较, 高原突变并无明显超前的特征。

4 城市热岛效应和长江三角洲气候变化

自 1949 年以来, 除 1966~1976 年外, 中国经济迅速增加。随着经济活动增加, 人类活动也急剧增加, 影响了气候变化。经济活动增加使城市的能源使用增加, 既加暖了城市大气而形成城市热岛效应, 又增加大气气溶胶从而致使大气变冷。

Chen 等^[10]曾统计过中国一些城市 80 年代的热岛效应。其方法是把一些大城市气象台和邻近的小城市(或小镇)站作比较, 例如上海市中心站与崇明站、苏州太湖边的东山站、东海的舟山站作比较, 其差值可作为城市热岛效应强度, 得到的全国 13 个大城市和周围小站在 80 年代气温差值为: 沈阳> 0.5 °C, 哈尔滨> 0.3 °C, 北京> 0.7 °C, 天津> 0.4 °C, 西安> 0.1 °C, 郑州> 0.4 °C, 上海> 0.4 °C, 武汉> 0.2 °C, 重庆> 0.3 °C, 昆明> 0.3 °C, 兰州> 0.4 °C, 广州> 0.3 °C, 南宁> 0.3 °C。可见, 80 年代, 全国大城市的城市站气温均比邻近站大 0.3~0.7 °C, 已大于全国平均的 1950~1980 年气温增加值。因而, 城市热岛效应已不能忽视。

从图 2a 可见, 长江三角洲南部(江苏南部和浙江北部) 1952~1990 年线性倾向是正值, 而周围地区(安徽南部和浙江中部和南部) 线性倾向是负值, 表示长江三角洲在增暖而周围是一个大范围的气候

变冷带。周秀骥等^[18]、Chen 等^[19]、Zhou 等^[20]、Chen 等^[21]对长江三角洲, 上海市的热岛效应作了研究。图 6a, b 分别是长江三角洲地区 1961~1995 年年平均气温和能见度的线性倾向值分布图, 由图可以发现, 长江三角洲 1961~1995 年气温急剧变暖而其周围地区气温却仍在变冷, 形成一个区域性热岛。这个区域性热岛中包含了多个城市热岛, 例如上海、常州、南京、杭州和宁波等城市热岛。从气象卫星遥感的地面温度图上也明显的表现出由许多大中城市热岛组成的长江三角洲区域性热岛。我们可用图 6a 中变暖区和周围变冷区年均气温之差作为长江三角洲的热岛强度指数, 从图 7a 可以看到热岛强度指数在 1967 年最小(0.09 °C), 1970 年回升, 随后变化不大, 直至 1978 年以后急剧加大, 到 1997 年区域性热岛强度已达 0.68 °C。同时期的最低和最高气温线性倾向(图略), 表明长江三角洲一致为正倾向, 而以最低气温倾向最为明显, 表明长江三角洲气温变暖主要是最低气温变暖造成的。相反, 长江三角洲的邻近地区以最高气温负倾向为主, 这表明邻近地区变冷机制是不同的。长江三角洲的能见度(图 6b)、日照时数和表面土壤温度线性倾向是负的, 云量和降水的线性倾向是正的, 表明随着工农业的发展, 大气污染增加。同一时期, 降水酸度增加(pH 值减小), 也证明了这一论点。因而可以认为, 长江三角洲区域热岛形成机制为人类活动加热和气溶胶增加变冷以及 CO₂ 增加增温的合成。在此基础上, Chen 等^[21]利用区域气候模式, 加入 1995 年长江三角洲地区工农业和生活消耗的总能量作为强迫, 并在模式中设置大气气溶胶光学厚度为 0.3, 进行数值模拟, 得到的长江三角洲气温变化分布和资料分析结果一致, 证实了长江三角洲区域热岛形成机制的设想。长江三角洲中工农业最发达的城市为上海市, 在收集了上海市 13 个测站资料及邻近站资料基础上, Chen 等^[21]分析了上海热岛形成机制, 发现上海热岛强度(市区龙华站和郊区松江站气温差, 见图 7b)也是 1966~1977 年最小, 以后便迅速加强。也表现市区为气温、最低气温、降水和总云量增加中心, 而能见度、日照时数和表面土壤温度为减少中心, 城市热岛的形成机制和长江三角洲区域热岛形成机制是一致的。

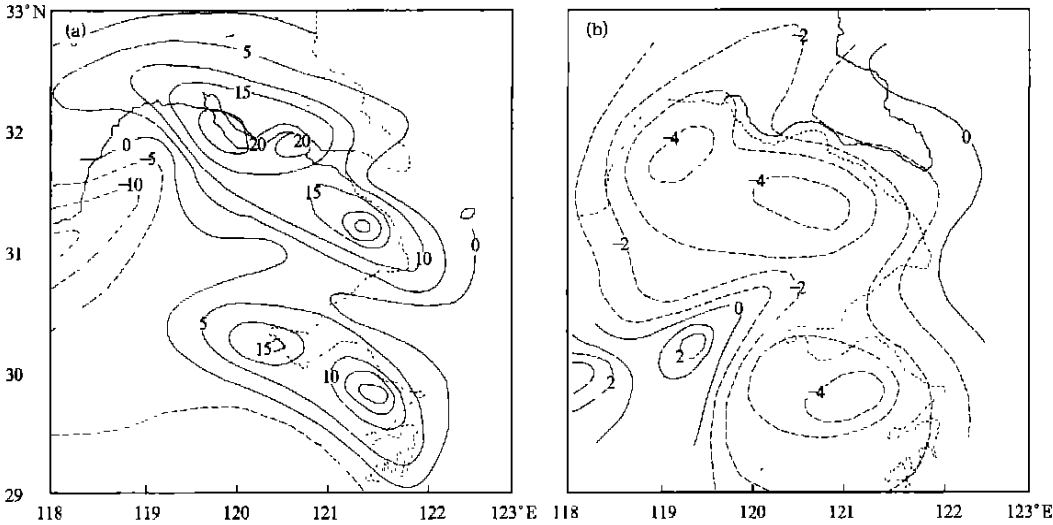


图 6 长江三角洲 1961~1995 年年平均气温(a, 单位: $0.0001^{\circ}\text{C}/\text{a}$) 和能见度(b, 单位: $0.01\text{ km}/\text{a}$) 线性倾向值分布图(实线为正倾向; 虚线为负倾向)

Fig. 6 The linear trend distribution of yearly air temperature (a, $0.001^{\circ}\text{C}/\text{a}$) and visibility (b, $0.01\text{ km}/\text{a}$) in Yangtze River delta during 1961–1995. (Solid line: positive trend; break line: negative trend)

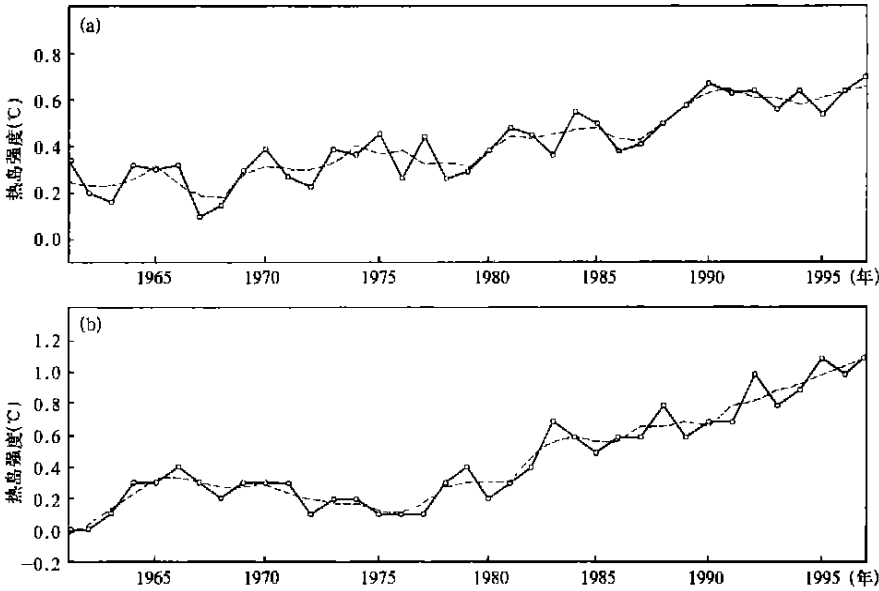


图 7 1961~1997 年长江三角洲(a)和上海市(b)热岛强度的变化曲线($^{\circ}\text{C}$) (实线为实测值, 虚线为 5 年滑动平均)

Fig. 7 Variation of heat island intensity ($^{\circ}\text{C}$) 1961–1997 (Yangtze River delta (a); Shanghai (b), observation (real line), 5–year running value (dashed line))

5 中国地区大气气溶胶光学厚度的计算及与中国气候变化关系

中国一些地区特别是四川盆地, 20 世纪 50~80 年代存在变冷特征。Li 等^[12]研究了四川省变冷中

心的形成机制。结果表明, 该地区到达地面的太阳总辐射、日照时数及能见度明显减少, 他们提出人类活动造成的大气气溶胶对低层大气的反向散射是四川盆地底层大气变冷的主要机制。为了更进一步了解这个因子对中国气候所起的作用, 罗云峰

等^[22~27]、周秀骥等^[14, 28]、Luo 等^[29~32]作了深入研究。首先,在 Qiu 等^[33,34]方法的基础上,提出一个适用于中国的,能利用太阳直接辐射和日照时数等多年常规观测资料,反演月平均 $0.75\ \mu\text{m}$ 大气气溶胶光学厚度(AOD)的参数化计算方案,由此计算了 1961~1990 年中国 46 个辐射观测站逐年、逐月 $0.75\ \mu\text{m}$ 的 AOD 值,以此分析了中国大气 AOD 多

年平均和各月分布特征及年代间的变化趋势。
图 8 为中国大气 AOD 的多年(1961~1990 年)平均分布以及 1, 4, 7 和 10 月平均分布。由图 8a 可见, 100°E 以东地区有 2 个 AOD 大值中心,最大中心在四川盆地,重庆最大为 0.69。此外,长江中游有一个小的 AOD 大值中心。在 100°E 以西,南疆盆地为 AOD 的另一个大值中心,其值小于四川盆地。

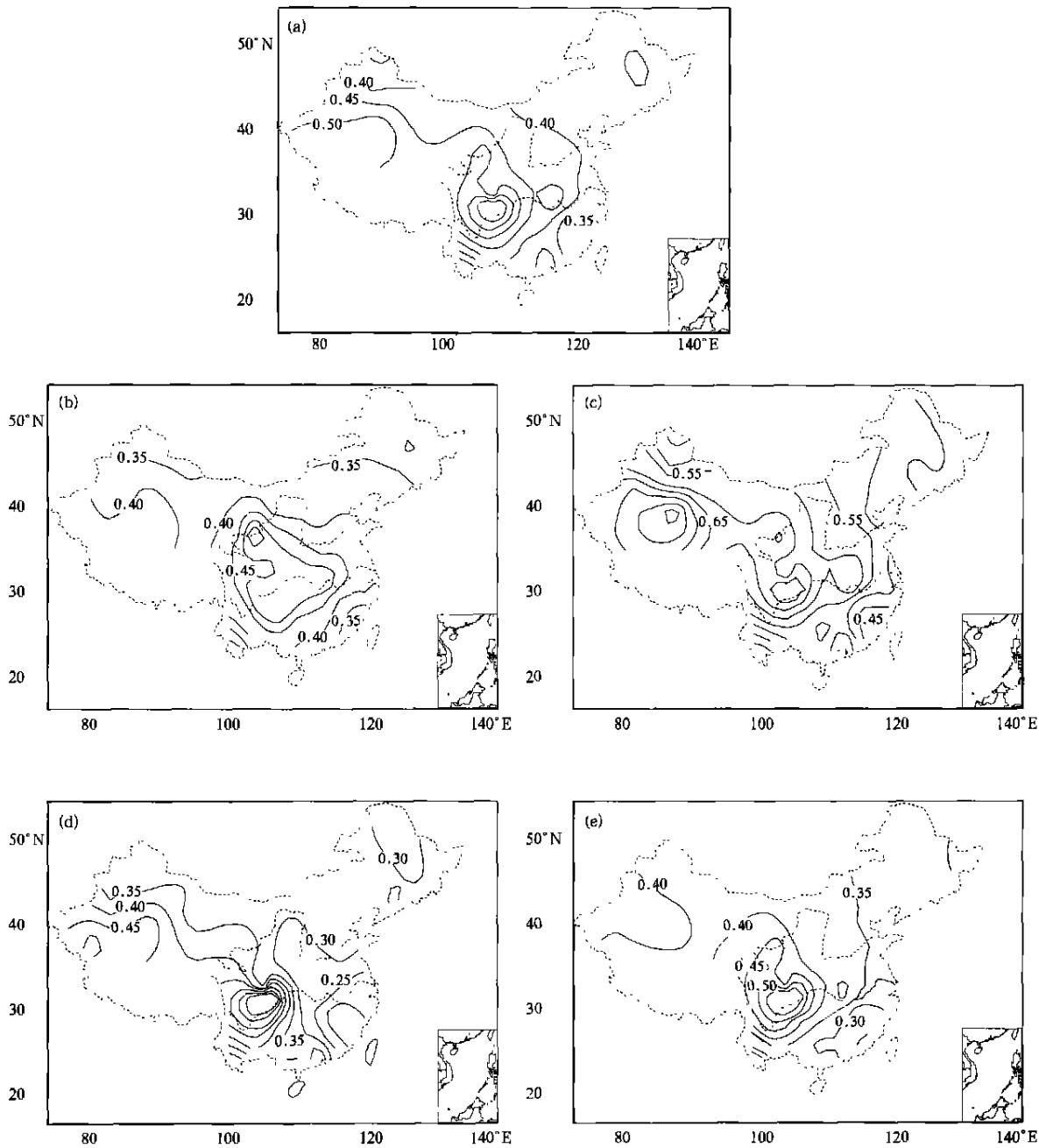


图 8 中国大气气溶胶光学厚度的多年(1961~1990)平均分布(a)及 1, 4, 7 和 10 月平均分布(b, c, d, e)

Fig. 8 Climate distribution of the optical depth of atmospheric aerosol in China during 1961–1990 (a. yearly, b. January, c. April, d. July, e. October)

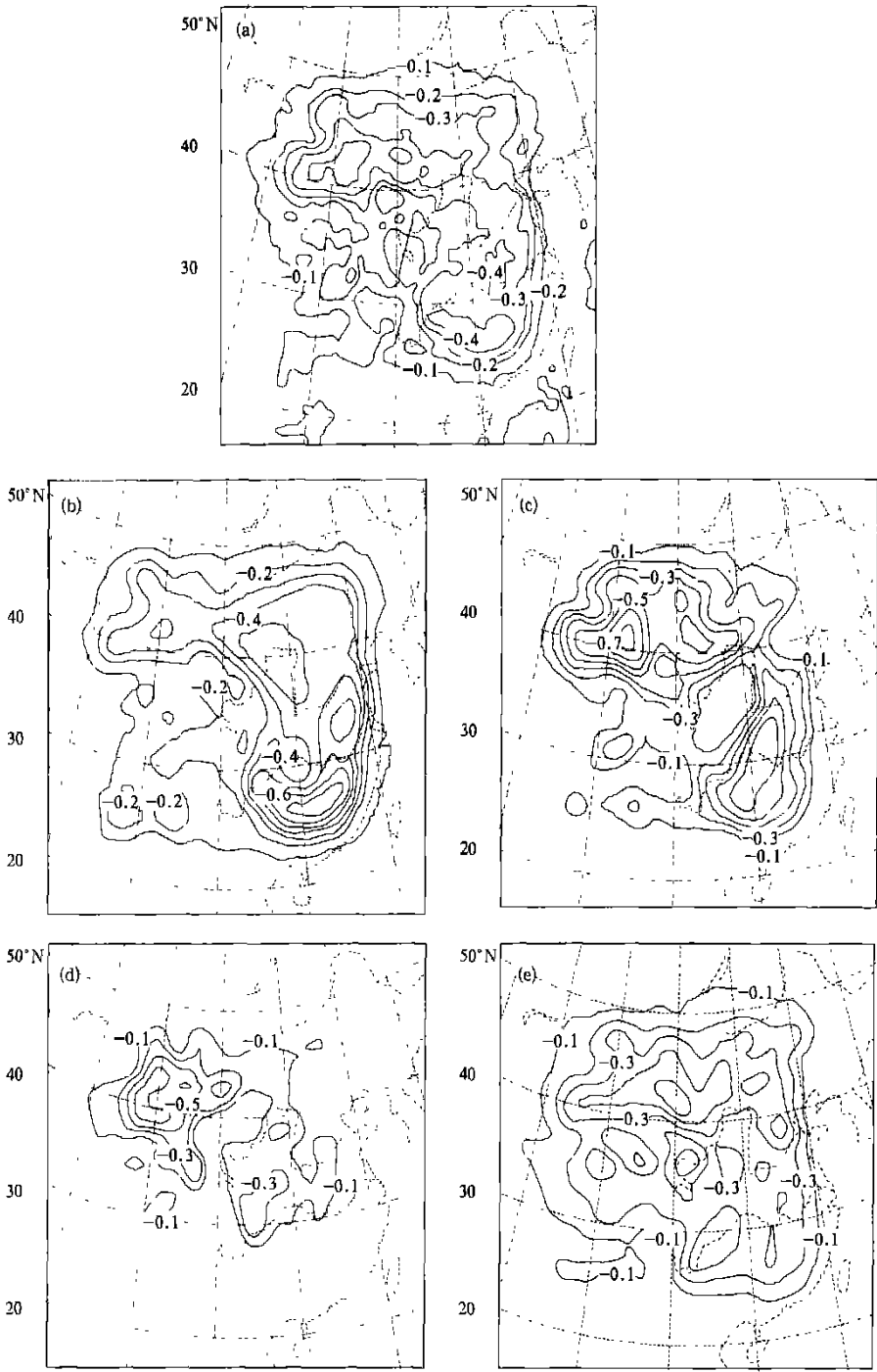


图9 4个月平均地面气温响应(a)以及1,4,7和10月(b,c,d,e)地面气温响应(°C)

Fig. 9 The responds of surface air temperature(°C)

(a. yearly (averaged by four month), b. January, c. April, d. July, e. October)

中国东北大部、西北部分地区、云南和东南沿海AOD值较小。对于不同月份,AOD分布也有许多差异。中国AOD以春季最大,秋季最小。四川盆地和南疆盆地各月均是2个大值中心,其次是长江中游有一个小的AOD中心。东南沿海AOD最小。

1961~1990年,全国平均AOD值在60年代为0.381,70年代为0.47,而1980为0.464,30a平均为0.423。因而在此30a中,60年代最小,以后逐渐加大。罗云峰等^[22]作了线性倾向分布,发现自四川到长江下游存在一个正值带,青藏高原东部存在

另一个正值中心, 全国线性倾向值为 $0.41 \times 10^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。

在罗云峰等计算的中国 AOD 值分布基础上, Luo 等^[29] 利用龚威和李维亮^[2] 设计的中国区域模式 CRCM(水平分辨率 100 km, 垂直 13 层, 区域为 55°N , $70^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$), 加上 $0.75 \mu\text{m}$ AOD 的辐射效应, 作了数值试验。结果表明, AOD 直接辐射强迫为 $-5.3 \sim -13 \text{ W/m}^2$, 其分布和 AOD 分布一致, 四川盆地和长江中游为 2 个大值中心, 青藏高原和河套为 1 个大值区。上述 2 个大值中心的温度变化为 -0.4 和 -0.5°C , 但 AOD 的致冷还与大气环流有关, 因而 AOD 分布和气温变冷并不完全一致。从季节而言, 与 AOD 变化一致, 以春季变冷最大, (图 8), 结果表明, AOD 作用可以大部分解释从 60 年代到 80 年代四川及长江中游气温变冷带的存在。

Menon 等^[35] 利用 GISS 数值模式在 Luo 等^[29~32] 计算出的中国 AOD 分布的强迫下进行数值模拟, 结果表明, 中国地面气温因 AOD 影响可降低 $0.1 \sim 1.0 \text{ K}$, 南方降水增加。

在 Elterman^[36] 和 Qiu 等^[33,34] 的经验公式基础上, Chen 等^[38] 利用中国 505 个站的能见度和水汽压资料计算了 1951~2002 年 100°E 以东逐月 AOD 分布。结果表明, 该地区 AOD 自华北经长江中游到广东, 以及自华北到长江三角洲有 2 个南北向大值带, 在四川盆地有 1 个大值中心。AOD 的年代际变化, 以 60 年代最小, 80 年代以后增加, 可能与中国 1980 年以后工农业发展引起 AOD 增加有关。四川盆地的 AOD 与气温的相关系数为 -0.33 , AOD 与长江中游及长江三角洲降水的相关系数分别为 0.37 和 0.57 , 均已达到 95% 的信度检验。表明这些地区气候变化与 AOD 变化有密切关系。

6 结 论

综上所述, 对中国气候变化及其形成机制做了一些研究, 得到下列主要结果:

(1) 近 80 a 中, 中国经历了 20 世纪 40 年代和 90 年代及以后的 2 个暖期和 50~70 年代的相对冷期。40 年代和 90 年代 2 个暖期气温值相比较, 无论是 2 个暖期中的暖峰年(1946, 1998 年) 气温还是 5 a 滑动平均气温值, 已几乎相当或比 90 年代略暖, 表明 90 年代暖期已达到 40 年代暖期温暖程度, 这和全球气温变化不同, 全球变化 90 年代气温明显地比 40 年代高。在 80 年代前, 中国 100°E 以东和 35°

N 以南地区还出现一个变冷区, 其中心在四川。 35°N 以北地区 80 年代的早期开始变暖, 而 35°N 以南变冷区 80 年代末期才开始变暖, 目前其变冷中心区(四川盆地) 温度仍低于 40 年代气温值。

(2) 中国的降水以 50 年代最多, 20 年代和 60~70 年代为少期。80 年代开始, 西北、东北地区 and 长江中下游地区开始增加。从全国来看, 至今尚未达到 50 年代水平。西北地区西部(特别是北部) 和长江下游地区, 开始出现暖湿变化趋势, 西北东部和华北地区仍为暖干趋势。

(3) 1951~1990 年, 中国地区年平均气温和降水有显著的负相关, 在东北-华北, 黄河-长江中下游及新疆北部有 3 个信度达到 99% 的负相关中心, 表明全国以暖干或湿冷为主。但 90 年代有很大变化, 长江中下游变暖成为主要雨带所在。

(4) 气候自然变化表现 35°N 以南夏季海陆温差变小, 南海夏季风变弱, 可能影响 80 年代后中国多雨带由北方南移到长江流域。

(5) 青藏高原气温也存在 40 年代和 90 年代的 2 个暖期, 到 1998 年止, 后 1 个暖期气温尚未达到 40 年代暖期气温。高原东侧, 60 年代起在 3000 m 海拔高度以下为变冷区, 和四川的变冷区相连。高原东部增暖较弱, 高原中心地区自南向北自 85°E 到 92°E 有一个最大增暖带, 南、中和北部各有一个最大增暖中心。因而 3000 m 以下到高原中部气温变化线性倾向并不是随高度增加而线性增暖的, 高原东部有一个过渡带。此外, 青藏高原地区 1961 年后日照时数增加而云量线性减少, MK 检验表明在 1982~1983 年有突变。

(6) 利用中国辐射测站资料计算了中国的气溶胶光学厚度(AOD) 分布, 发现 AOD 年平均分布以四川盆地为大值中心向四周减少, 长江中游武汉附近和南疆盆地为另 2 个大值中心。AOD 辐射强迫为 $-5.3 \sim -13 \text{ W/m}^2$ 。数值模拟表明, 由于气溶胶的影响, 中国大陆地区地面气温均有所下降, 四川盆地到长江中下游地区以及青藏高原北侧到河套地区降温最为明显, 分别可达 -0.4 和 -0.5°C 。因而, 四川的变冷区主要可由人类活动污染造成的 AOD 增加得以解释。

(7) 自 1970 年以来, 长江三角洲地区存在明显变暖, 而其周围地区则仍为变冷(1990 年代以后轻微增暖)。1967~1997 年, 长江三角洲和邻近地区年平均气温差已由 0.1°C 增大到 0.7°C , 增大了

0.6 °C, 因而长江三角洲成为一个明显的区域性热岛, 这个热岛由上海、无锡、常州、南京、杭州和宁波等中心城市小热岛组成。在这个区域热岛内, 云量和降水增加、土壤温度、日照时数以及能见度减少。分析及数值模拟表明, 造成区域性热岛的主要机制是工农业发展的能量消耗增加形成的增温, 造成和邻近地区温度差增加。但另一方面, 工农业发展使大气 AOD 增加, 会造成负温差, 会抵消一部分长江三角洲区域性热岛强度并使邻近地区变冷。数值模

拟证实了上述结论。

我们认为, 中国地区气候变化和全球气候变化虽然总趋势是一致的, 但存在许多差异。这表现在中国 20 世纪 90 年代以后变暖明显的落后于全球变暖, 并且 50 年代以后中国存在一个以四川盆地为中心的变冷区, 这个变冷中心可以用 AOD 增加来解释。影响中国气候变化的因子是复杂的。在讨论中国气温和降水的气候变化形成机制时, 需要排除城市热岛效应, 否则会造成虚假的增暖。

参考文献

- 1 周尚和, 吴迅英, 成金翠等. 我国温度降水标准气象资料库总体设计技术研究. 见: 陈隆勋主编. 气候变化规律极其数值模拟研究论文(第一集). 北京: 气象出版社, 1996. 127~ 133
- 2 邓振飞, 付桂兰. 我国气温和降水台站历史沿革数据库的建立. 见: 陈隆勋主编. 气候变化规律极其数值模拟研究论文(第一集). 北京: 气象出版社, 1996. 134~ 140
- 3 刘小宁, 孙安健. 年降水量序列非均一性检验方法探讨. 见: 陈隆勋主编. 气候变化规律极其数值模拟研究论文(第一集). 北京: 气象出版社, 1996. 140~ 145
- 4 宋超辉, 刘小宁, 李集明. 气温序列非均一性检验方法探讨. 见: 陈隆勋主编. 气候变化规律极其数值模拟研究论文(第一集). 北京: 气象出版社, 1996. 146~ 153
- 5 张先恭等. 本世纪我国气候变化的某些特征. 气象学报, 1982, 40(4): 198~ 208
- 6 陈隆勋, 邵永宁, 张清芬等. 近四十年来我国气候变化实况的初步分析. 应用气象学报, 1991, 2(2): 164~ 173
- 7 Chen Longxun, Guo Suihua, Zhao Zongci, et al. Change of climate and its influence on the cropping system in China. Acta Meteor Sinica, 1990, 4(3): 464~ 474
- 8 Chen Longxun, Shao Yongning, Dong Ming, et al. Preliminary Analysis of Climatic Variation during the last 39 Years in China. Adv Atmos Sci, 1991, 8(3): 279~ 288
- 9 Chen Longxun, Dong Ming, Shao Yongning. The Characteristics of interannual variation of the East Asian Monsoon. J Meteor Soc Japan, 1992, 70(special issue): 397~ 421
- 10 Chen Longxun, Shao Yongning, Ren Zhenhai. Climate change in China during the past 70 years and its relationship to the monsoon variations. In: Richard G, Zepp John Wiley, Sons edite. Climate- Biosphere Interactions, 1994. 31~ 50
- 11 Chen Longxun, Zhu Wenqin, Wang Wen, et al. Studies on climate change in China in recent 45 year. Acta Meteor Sinica, 1998, 12(1): 1~ 17
- 12 Li Xiaowen, Zhou Xiuj, Li Weiliang, et al. The cooling of Sichuan province in recent 40 years and its probable mechanisms. Acta Meteor Sinica, 1995, 9(1): 57~ 68
- 13 李晓文, 李维亮, 周秀骥. 中国近 30 年来太阳辐射状况研究. 应用气象学报, 1998, 9(1): 24~ 31
- 14 Zhou Xiuj, Chen Longxun, Li Weiliang. Research team of China climate change country study program. In: the Department of Energy of the United State and Science Technology commission of China edited. Climate change impacts on China and adaptive strategies, Chapter 4 of China Climate Change Country Study. Beijing: Tsinghua University Press, 1998. 107~ 124
- 15 Zhu Wenqin, Chen Longxun, Zhou Zijiang. Several characteristics of contemporary climate change in the Tibetan Plateau. Science in China (series D), 2001, 44(Supp): 410~ 420
- 16 Niu Tao, Chen Longxun, Zhou Zijiang. The characteristics of climate change over the Tibetan Plateau in the last 40 years and the detection of climate jumps. Adv Atmos Sci, 2004, 21(2): 193~ 203
- 17 Sun Xiurong, Chen Longxun, He Jinhai. Interannual variation of index of East Asian land- sea thermal difference and its relation to monsoon circulation and rainfall over China. Acta Meteor Sinica, 2001, 15(1): 1~ 85
- 18 周秀骥等. 长江三角洲低层大气与生态系统相互作用的研究. 北京: 气象出版社, 2004. 370pp
- 19 Chen Longxun, Zhu Wenqin, Zhou Xiuj. Characteristics of environmental and climate change in Changjiang Delta and its possible mechanism. Acta Meteor Sinica, 2000, 14(1): 129~ 140
- 20 Chen Longxun, Zhu Wenqin, Zhou Xiuj, et al. Characteristics of the heat island effect in Shanghai and its possible mechanism. Adv Atmos Sci, 2003, 20(6): 991~ 1001
- 21 Chen Longxun, Li Weiliang, Zhu Wenqin, et al. Seasonal trends of climate change in the Yangtze Delta and its adjacent regions and their formation

mechanisms. accepted by Meteorology and Atmospheric Physics. 2004

- 22 罗云峰, 李维亮, 周秀骥. 20 世纪 80 年代中国地区大气气溶胶光学厚度的平均状况分析. 气象学报, 2001, 59(1): 77~ 87
- 23 罗云峰, 周秀骥, 李维亮. 大气气溶胶辐射强迫及气候效应的研究现状. 地球科学进展, 1998, 13(6): 572~ 581
- 24 罗云峰, 吕达人, 何晴等. 华南沿海地区太阳直接辐射、能见度及大气气溶胶变化特征分析. 气候与环境研究, 2000, 5(1): 36~ 44
- 25 罗云峰, 吕达人, 李维亮等. 近 30 年来中国地区大气气溶胶光学厚度的变化特征. 科学通报, 2000, 45(5): 549~ 554
- 26 罗云峰, 李维亮, 周秀骥. 20 世纪 80 年代中国地区大气气溶胶光学厚度的平均状况分析. 气象学报, 2001, 59(1): 78~ 86
- 27 罗云峰, 吕达人, 周秀骥等. 30 年来我国大气气溶胶光学厚度平均分布特征分析. 大气科学, 2002, 26(6): 721~ 730
- 28 周秀骥, 李维亮, 罗云峰. 中国地区大气气溶胶辐射强迫及区域气候效应的数值模拟. 大气科学, 1998, 22(4): 418~ 427
- 29 Luo Yunfeng, Zhou Xiuji, Li Weiliang. A numerical study of the atmospheric aerosol climate forcing in China. Chinese journal of atmospheric Sciences, 1999, 23(1): 1~ 12
- 30 Luo Yunfeng, Li Weiliang, Zhou Xiuji, et al. Analysis of the atmospheric aerosol optical depth over China in 1980s. Acta Meteor Sinica, 2000, 14(4): 490~ 502
- 31 Luo Yunfeng, Lu Daren, He Qing, et al. Characteristics of atmospheric aerosol optical depth variation over China in recent 30 years. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(14): 1328~ 1333
- 32 Luo Yunfeng, Lu Daren, Zhou Xiuji, et al. Characteristics of the spatial distribution and yearly variation of aerosol optical depth over China in last 40 years. Journal of geophysical research, 2001, 106(D13): 14501~ 14513
- 33 Qiu Jinhui. A method to determine atmospheric aerosol optical depth using total direct solar radiation. J Atmos Sci, 1998, 55(4): 744~ 757
- 34 Qiu Jinhui, Lin Y - R. : A parameterization model of aerosol optical depths in China. Acta Meteor Sinica, 2001, 59(3): 368~ 372
- 35 Surabi Menon, James Hansen, Larsa Najarenko, et al. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. Science, 2002: 279: 2250~ 2252
- 36 Elterman L. Relationships between vertical attenuation and surface meteorological range. Appl Opt, 1970, 9: 1804~ 1810
- 37 Chen Longxun, Zhu Wenqin, Zhou Xiuji, et al. Variation of atmospheric aerosol depth in China during recent 52 years. submitted to J Geo Phys Res, 2004

CHARACTERISTICS OF THE CLIMATE CHANGE AND ITS FORMATION MECHANISM IN CHINA IN LAST 80 YEARS

Chen Longxun Zhou Xiuji Li Weiliang

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Luo Yunfeng

(*National Natural Science Foundation of China, Beijing 100085*)

Zhu Wenqin

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

In this paper, some results concerning the study on the characteristics of the climate change and its possible formation mechanism in China for the apparatus-observatory period since 1920s has been synthetically described in detail.

Since 1920s, China experienced two warm periods during 1940s and 1990s respectively and a relative cold period during the period of 1950s–1960s. During 1990s, the yearly mean temperature of the warmest year (1998) or the temperature of the 5-year running mean almost reached to or was warmer than that in 1946 which was the warmest year and that of the 5-year running mean during the previous warm period. The strongest warming areas were located in the northern China such as Heilongjiang province and northern Xinjiang autonomous region, while over the area south of 35°N and east to 100°E , there existed a cooling belt centered over the Sichuan Basin since 1950s. Although the area showed a warming trend during 1990s, it did not reach to the temperature during warm period of 1940s. In terms of the rainfall over China, it reached to the least during 1920s (least in 1929) while the most during 1950s and gradually decreased from then on. After 1970s, the rainfall amount had little change with weak oscillation but the pluvial region moved southward from North China to the middle and lower reaches of Yangtze river since 1980s. During the period of 1951–1990, the temperature and rainfall showed negative correlation over the most areas. There existed two negative correlation areas over the Northeast China and the region between the Yangtze river and Yellow river basin, which indicate that it turns warmer and drier over north area while more cold and wet over area between Huai river and Yangtze river. Comparing these characteristics of the climate change over China with that of the global scale, the warming period over China distinctly lagged behind that of the global warming, and clear difference existed for the cooling belts.

The impact of the natural climate change and human activities such as heat island effect, green house effect and impact of the aerosol on the climate change over China has been investigated as well with the help of diagnostics and numerical simulation. The above mentioned three human activities have evident impact on the climate change over China, especially the increase of aerosol with the economic development is considered to be the main reason resulting the cooling over the Sichuan Basin.

Key words: China climate change, Heat island effect, Green house effect, Aerosol effect.