

青藏高原最高、最低气温的非对称变化*

杜 军

(拉萨市气象局, 拉萨 850001)

摘 要

利用中国青藏高原 25 个台站 1971 ~ 2000 年月平均最高气温 (T_{\max})、最低气温 (T_{\min}) 及气温日较差 (ΔT), 分析了青藏高原最高、最低气温的非对称变化。结果发现, 青藏高原普遍存在非对称变化现象, 以 T_{\max} 、 T_{\min} 显著上升, 但 T_{\min} 上升幅度大于 T_{\max} 为主要类型。 T_{\max} 上升主要表现在夏季, T_{\min} 增暖以秋季最为明显, ΔT 显著变小主要是由于 T_{\min} 明显增暖引起的。 T_{\min} 的上升幅度随海拔高度的上升而增加, T_{\max} 在 3000 ~ 4000 m 地区增温最大, 而 ΔT 在 4000 m 以上呈显著的减小趋势。

关键词: 最高气温 最低气温 非对称变化 青藏高原

引 言

由于全球“温室效应”的加剧, 近百年全球气温有明显的上升趋势。近年来的研究表明, 全球变暖主要发生在夜间, 即最低气温增加远比最高气温增加得快。对 1951 ~ 1990 年陆地气温研究表明, 北半球大部分陆地日最低气温上升的幅度是日最高气温的 3 倍。现在北半球夜间平均增暖 $0.84\text{ }^{\circ}\text{C}$, 而白天平均增暖仅 $0.28\text{ }^{\circ}\text{C}$, 且在所有陆地和所有季节看都有这种趋势^[1]。

对中国 44 个站的 1951 ~ 1988 年温度资料统计研究表明, 冬季和夏季气温日较差分别下降了 $3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 全年减少了 $2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[1, 2], 这也证明了这种最高和最低气温的非对称变化在中国也是存在的。1999 年马晓波^[3]也发现中国西北地区最高、最低气温普遍存在非对称现象, 气温日较差的变化幅度比华北地区大 1 ~ 4 倍, 也大于北半球的变化幅度。

由于青藏高原的巨大地形和抬高的热源作用, 它对临近地区乃至全球气候变化都有明显的影响, 它的热状况一直是气象界关心的问题。张顺利^[4]用西藏 18 个站 1961 ~ 1990 年月平均气温资料, 分析了西藏 30 年温度变化的气候特征, 发现西藏各地年平均气温 20 世纪 60 年代最低, 80 年代最高。周顺武等^[5]利用 1957 ~ 1998 年西藏自治区雅鲁藏布江中游 4 个测站 6 ~ 8 月的月平均气温, 通过线性趋势估计和多项式函数拟合等方法, 发现在过去 42 年里, 该流域夏季气温有明显的上升趋势, 1980 年突变增暖非常明显。1961 ~ 2000 年西藏大部分地区的年平均气温呈升温趋势, 拉萨市、山南地区大部、那曲地区中西部、阿里地区西部增温最为明显, 升温率每 10 年在 $0.20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上; 青藏高原年平均气温以每 10 年 $0.26\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的增长率上升, 明显高于全国和全球气温的增长率^[6, 7]。

* 2002-03-06 收到, 2002-06-10 收到修改稿。

为了进一步揭示西藏高原气温的变化特征,本文选取西藏 25 个站点 1971 ~ 2000 年 30 年的月平均最高、最低气温资料,运用气候学统计分析方法,以证明在气候变暖的背景下,西藏高原存在最高、最低气温的非对称变化现象。

1 资料和分析方法

西藏高原地势高亢,地形较为复杂,气象观测站点稀少,大部分站点观测年限较短,为了全面分析西藏高原近 30 年最高、最低气温的变化趋势,选择了 25 个站 1971 ~ 2000 年月平均最高气温、最低气温及气温日较差资料,按 12 月至翌年 2 月为冬季,3 ~ 5 月为春季,6 ~ 8 月为夏季,9 ~ 11 月为秋季生成逐季序列。

最高、最低气温和气温日较差的气候变化趋势用下式进行估计:

$$T_i = a_0 + a_1 t_i$$

其中 T_i 为气象要素, t_i 为时间(本文为 1971 ~ 2000 年), a_1 为线性趋势项,把 $a_1 \times 10$ 年作为气候变化趋势,单位为: $^{\circ}\text{C}/10 \text{ a}$ 。

2 分析结果

2.1 近 30 年 T_{\max} 、 T_{\min} 和 ΔT 的气候变化趋势的空间分布

2.1.1 T_{\max} 的气候变化趋势的空间分布

在年平均情况下(图 1a),大部分台站的 T_{\max} 为普遍增暖,在雅鲁藏布江上中游、阿里地区、波密表现为每 10 年 $0.10 \sim 0.36 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的明显增温趋势,以拉萨、泽当、日喀则增温最大,每 10 年在 $0.30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,且达到 0.01 以上的信度水平;安多、帕里呈现为显著的降温趋势,每 10 年分别降温 $0.17 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $0.20 \text{ }^{\circ}\text{C}$,索县、当雄、察隅为弱的降温,其它各地增温幅度不大,为每 10 年 $0.01 \sim 0.10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

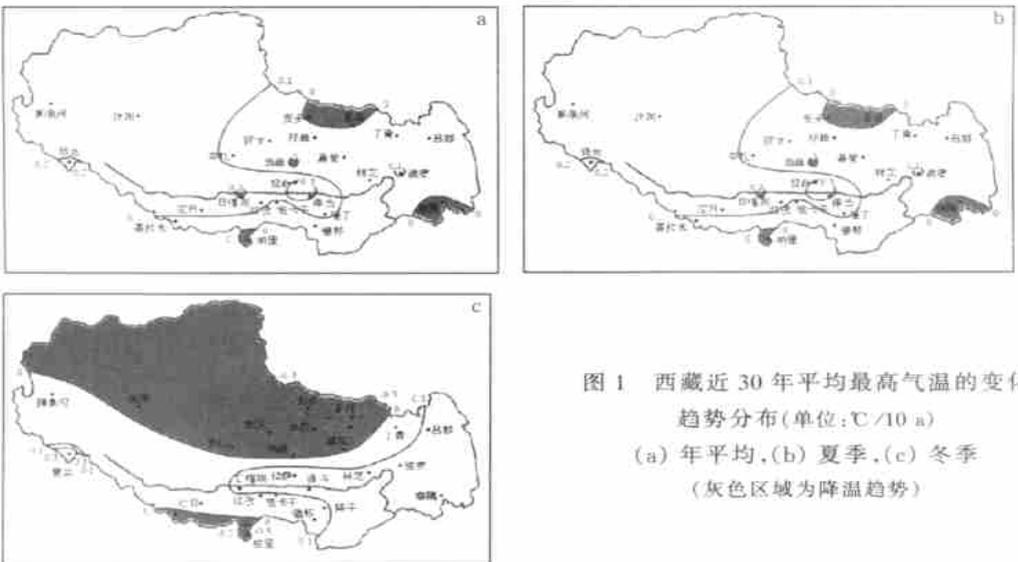


图 1 西藏近 30 年平均最高气温的变化趋势分布(单位: $^{\circ}\text{C}/10 \text{ a}$)
(a) 年平均, (b) 夏季, (c) 冬季
(灰色区域为降温趋势)

从 T_{\max} 变化趋势的季节分布来看, 春季(图略)大部分地区表现为增温趋势, 增幅为每 10 年 $0.10 \sim 0.55 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 尤其在拉萨、日喀则增温最为明显, 达到了 0.001 的极显著水平; 察隅、帕里表现为降温趋势, 平均每 10 年降温 $0.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右。夏季(图 1b)增温区位于雅鲁藏布江中游、那曲地区、阿里地区, 增幅为每 10 年 $0.10 \sim 0.40 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 以拉萨和索县增暖最为显著; 昌都地区北部、林芝地区大部、帕里为降温趋势, 降温幅度每 10 年 $0.05 \sim 0.25 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 以林芝最为明显。秋季(图略)那曲地区西部、昌都地区北部、帕里、察隅表现为降温趋势, 降温幅度为每 10 年 $0.02 \sim 0.20 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 以安多最为明显; 其它各地表现为一致的增温趋势, 增幅为每 10 年 $0.10 \sim 0.36 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 以拉萨、泽当、日喀则增暖最为显著, 增幅每 10 年在 $0.30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上。冬季(图 1c)那曲地区、帕里、聂拉木、当雄、改则为降温趋势, 幅度为每 10 年 $0.05 \sim 0.50 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 以安多、索县、帕里降温最为明显, 降温每 10 年在 $0.40 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上; 其它各地表现为增温趋势, 增幅为每 10 年 $0.03 \sim 0.35 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 其中普兰、日喀则增温较大, 每 10 年在 $0.30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上。

2.1.2 T_{\min} 的气候变化趋势的空间分布

在年平均情况下(图 2a), T_{\min} 在青藏高原绝大部分地区呈增温趋势, 在增温幅度上高原中西部较大, 东部较小。那曲中西部、阿里地区大部、拉萨、泽当表现为每 10 年 $0.45 \sim 0.86 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的极显著增温趋势(达到 0.001 以上的信度水平); 其它各地增温幅度为每 10 年 $0.08 \sim 0.44 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

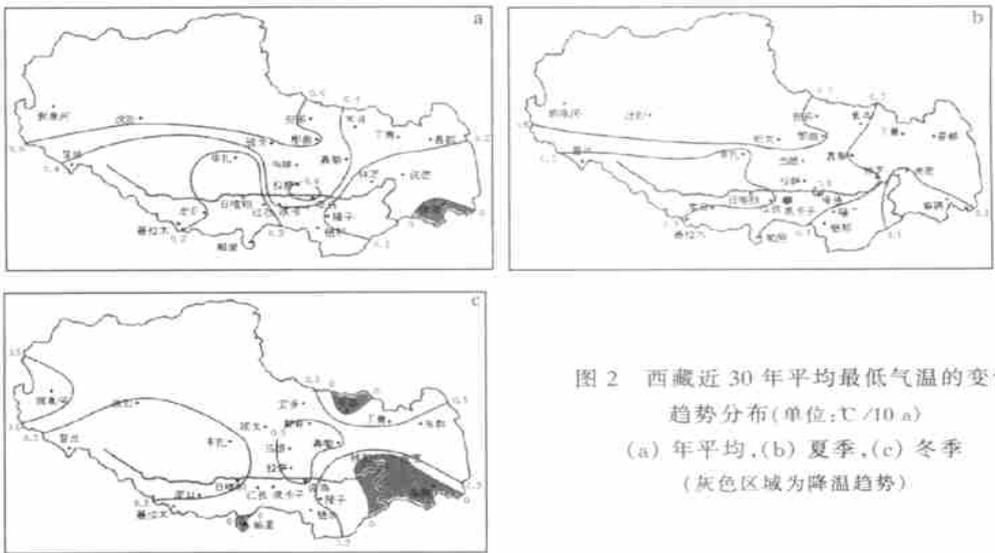


图 2 西藏近 30 年平均最低气温的变化趋势分布(单位: $^{\circ}\text{C}/10 \text{ a}$)
(a) 年平均, (b) 夏季, (c) 冬季
(灰色区域为降温趋势)

从 T_{\min} 变化趋势的季节分布来看, 春季(图略)除察隅为降温(每 10 年为 $-0.09 \text{ }^{\circ}\text{C}$)外, 其它各地均表现为一致的增温趋势, 增温幅度为每 10 年 $0.18 \sim 0.83 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 其中那曲地区、阿里地区、拉萨、泽当最为显著, 增幅在 $0.45 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上。夏季(图 2b)绝大多数地区呈增温趋势, 增幅为每 10 年 $0.12 \sim 0.80 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 其中泽当、狮泉河、那曲、安多增温最大, 每 10 年为 $0.60 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上。秋季(图略)整个青藏高原表现为一致的增温趋势, 增幅为每 10 年 $0.02 \sim 1.61 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 其中狮泉河、改则增温每 10 年在 $1.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上, 那曲、泽当增温每 10 年 0.77

℃。在冬季(图 2c),林芝地区、帕里、索县表现为降温趋势,降温幅度为每 10 年 0.01 ~ 0.18 ℃,以林芝最为明显;其它各地每 10 年以 0.10 ~ 0.80 ℃ 的趋势增暖,其中那曲每 10 年增温 0.90 ℃,拉萨每 10 年以 0.80 ℃ 的速率增暖。

2.1.3 ΔT 的气候变化趋势的空间分布

从图 3a 中可以看出,年平均情况下西藏大部分台站表现为一致的 ΔT 变小的趋势,减幅为每 10 年 0.01 ~ 0.72 ℃,其中那曲中西部、阿里地区大部以每 10 年 0.46 ~ 0.72 ℃ 的趋势显著减小,均达到 0.05 以上信度的水平。林芝地区东南部、隆子、日喀则、江孜、普兰呈增大趋势。

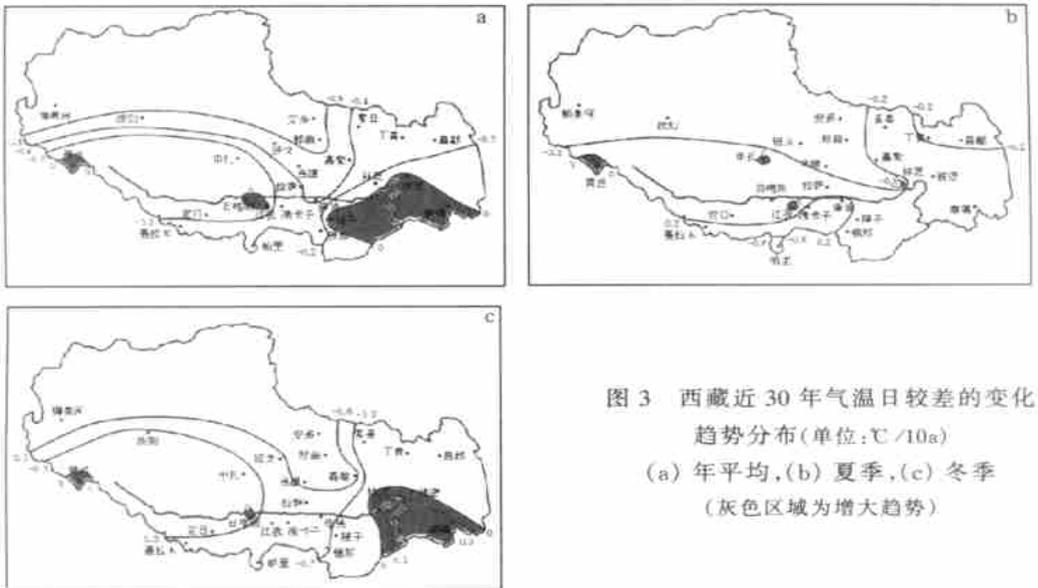


图 3 西藏近 30 年气温日较差的变化趋势分布(单位:℃/10a)
(a) 年平均,(b) 夏季,(c) 冬季
(灰色区域为增大趋势)

从 ΔT 变化趋势的季节分布来看,春季(图略)绝大部分地区的 ΔT 为减小趋势,其中阿里地区大部、那曲地区大部、泽当、浪卡子、帕里的减幅每 10 年为 0.30 ~ 0.75 ℃,以阿里地区最为明显。夏季(图 3b)的 ΔT 在绝大部分地区为减小趋势,以林芝、帕里最为显著,平均每 10 年减少 0.60 ℃,其他各站减幅为 0.07 ~ 0.60 ℃。在秋季(图略),普兰、日喀则、隆子、波密的 ΔT 表现为弱的增大趋势,增幅为每 10 年 0.03 ~ 0.19 ℃,其他各地的 ΔT 呈一致的减小趋势,以阿里地区大部、那曲地区中西部最为显著,减幅为每 10 年 0.50 ~ 1.37 ℃,达到了 0.01 以上信度的检验水平。冬季(图 3c)林芝地区、日喀则、普兰的 ΔT 却呈增大趋势,增幅为每 10 年 0.14 ~ 0.44 ℃,尤其波密、察隅、日喀则最为明显;其他各地表现为一致的减小趋势,减幅为每 10 年 0.12 ~ 1.03 ℃,其中当雄、那曲分别以每 10 年 0.98 ℃ 和 1.03 ℃ 的趋势减小。

对比 T_{\max} 和 T_{\min} 变化趋势的空间分布可发现,大部分地区 ΔT 变小趋势是以 T_{\min} 变暖明显高于 T_{\max} 变暖为特点。

综上所述,在气候变暖的背景下,青藏高原普遍存在非对称变化现象,即 T_{\max} 、 T_{\min} 变化趋势不一致甚至相反,而大部分台站的 ΔT 却呈一致较为显著减小的特点。这表明非对称变化在中国是一个普遍现象,但青藏高原在年平均状况下又有其地域特点:(1)

T_{\max} 显著上升, T_{\min} 也显著上升, 但 T_{\max} 上升幅度小于 T_{\min} , 大部分台站属于这类; (2) T_{\max} 显著上升, T_{\min} 也显著上升, 但 T_{\max} 上升幅度大于 T_{\min} , 以日喀则为代表; (3) T_{\max} 明显下降, T_{\min} 显著上升, 以安多、帕里为代表; (4) T_{\max} 和 T_{\min} 上升幅度均较小, 以波密、江孜为代表; (5) T_{\max} 和 T_{\min} 均表现为降温趋势, 以察隅为代表。

2.2 T_{\max} 、 T_{\min} 和 ΔT 变化趋势与海拔高度的关系

表 1 列出了西藏高原近 30 年海拔高度 4000 m 以上的 15 个站 3000 ~ 4000 m 7 个站和 3000 m 以下 3 个站平均的 T_{\max} 、 T_{\min} 和 ΔT 变化趋势。从表 1 可看出:

表 1 西藏近 30 年来不同海拔高度上的 T_{\max} 、 T_{\min} 和 ΔT 变化趋势 (°C/10 a)

气象要素	海拔高度/m	春季	夏季	秋季	冬季	年
T_{\max}	≤3000	-0.02	-0.06	0.05	0.22	0.00
	3000~4000	0.24	0.11	0.15	0.14	0.17*
	≥4000	0.17	0.15	0.08	-0.13	0.06
T_{\min}	≤3000	0.11	0.20**	0.13	-0.01	0.09
	3000~4000	0.39***	0.34***	0.35***	0.37***	0.36***
	≥4000	0.49***	0.38***	0.52***	0.35*	0.43***
ΔT	≤3000	-0.11	-0.30*	-0.09***	0.31*	-0.05
	3000~4000	-0.15	-0.21	-0.19	-0.22*	-0.20**
	≥4000	-0.31**	-0.23*	-0.43***	-0.47***	-0.36***

* ——通过 0.1 信度, ** ——通过 0.05 信度, *** ——通过 0.01 信度。

(1) 春、秋季海拔 3000 ~ 4000 m 地区 T_{\max} 增温明显比高、低海拔地区强; 夏季 T_{\max} 在 3000 m 以上地区呈增温趋势, 3000 m 以下地区却表现为弱的降温; 冬季 T_{\max} 在 4000 m 以上地区表现为每 10 年 0.13 °C 的降温趋势, 4000 m 以下地区呈较为明显的上升趋势。

(2) T_{\min} 的变化总趋势是随着海拔高度的增加, T_{\min} 的增暖程度也在增加, 以春、秋季最为明显。

(3) ΔT 的变化趋势, 春、秋季随着海拔高度的增加, ΔT 随之减小; 夏季各海拔高度上的 ΔT 均呈减小趋势, 以 3000 m 以下地区减小幅度最大; 冬季 3000 m 以下地区 ΔT 表现为增大的趋势, 而 3000 m 以上地区 ΔT 呈减小的趋势, 其中 4000 m 以上地区最为显著, 每 10 年达到 -0.47 °C。

此外, 通过对 T_{\max} 、 T_{\min} 、 ΔT 的变化趋势与海拔高度的线性回归分析(回归方程式见表 2), 结果表明:

(1) 四季、年 T_{\min} 的变化趋势与海拔高度呈较显著的正相关, 海拔每升高 100 m, T_{\min} 增加 0.013 ~ 0.022 °C, 以春、秋季最为显著。

(2) 夏季 T_{\max} 的变化趋势与海拔高度呈显著的正相关, 海拔每升高 100 m, T_{\max} 增加 0.013 °C; 冬季 T_{\max} 的变化趋势与海拔高度呈极显著的负相关, 海拔每升高 100 m, T_{\max} 降低 0.025 °C。

(3) 春季 ΔT 的变化趋势与海拔高度呈较显著的负相关, 海拔每升高 100 m, ΔT 减小 0.016 °C。秋、冬季和年 ΔT 的变化趋势与海拔高度呈极显著的负相关, 海拔每升高 100 m, ΔT 分别减小 0.026 °C、0.042 °C 和 0.021 °C。

表 2 T_{\max} 、 T_{\min} 、 ΔT 的变化趋势与海拔高度的线性回归分析

气象要素	季节	方程式	相关系数
T_{\max}	春季	$T_{\max} = -0.062 + 0.0058 h$	0.186
	夏季	$T_{\max} = -0.381 + 0.0125 h$	0.448**
	秋季	$T_{\max} = 0.237 - 0.0035 h$	-0.138
	冬季	$T_{\max} = 0.980 - 0.0249 h$	-0.646***
	年	$T_{\max} = 0.190 - 0.0025 h$	-0.109
T_{\min}	春季	$T_{\min} = -0.438 + 0.0214 h$	0.526***
	夏季	$T_{\min} = -0.176 + 0.0131 h$	0.395**
	秋季	$T_{\min} = -0.453 + 0.0220 h$	0.364*
	冬季	$T_{\min} = -0.387 + 0.0172 h$	0.359*
	年	$T_{\min} = -0.367 + 0.0185 h$	0.479**
ΔT	春季	$\Delta T = 0.376 - 0.0157 h$	-0.374*
	夏季	$\Delta T = -0.212 + 0.0046 h$	-0.014
	秋季	$\Delta T = 0.688 - 0.0255 h$	-0.445**
	冬季	$\Delta T = 1.366 - 0.0421 h$	-0.667***
	年	$\Delta T = 0.557 - 0.0210 h$	-0.527***

注: * ——通过 0.1 信度, ** ——通过 0.05 信度, *** ——通过 0.01 信度, h ——海拔高度(100 m)。

2.3 T_{\max} 、 T_{\min} 和 ΔT 变化趋势与纬度的关系

2.3.1 T_{\max} 变化趋势与纬度的关系

通过对 T_{\max} 的变化趋势与纬度的回归分析,发现仅夏季 T_{\max} 的变化趋势和纬度呈较显著的正相关,其关系式为:

$$T_{\max} = -1.185 + 0.043 \varphi \quad (r = 0.364 > r_{0.10} = 0.337) \quad (1)$$

式(1)中 φ 为纬度, r 为单相关系数,随着纬度的增加, T_{\max} 增暖程度在增加,纬度每增加 1° ,夏季 T_{\max} 的增暖幅度增加 0.043°C 。

2.3.2 T_{\min} 变化趋势与纬度的关系

经对 T_{\min} 的变化趋势与纬度的回归分析,春、夏、秋季和年 T_{\min} 的变化趋势与纬度存在着较显著的正相关,其关系式为:

$$\text{春季: } T_{\min} = -2.360 + 0.0922 \varphi \quad (r = 0.533 > r_{0.01} = 0.505) \quad (2)$$

$$\text{夏季: } T_{\min} = -1.380 + 0.0573 \varphi \quad (r = 0.407 > r_{0.05} = 0.396) \quad (3)$$

$$\text{秋季: } T_{\min} = -3.911 + 0.144 \varphi \quad (r = 0.562 > r_{0.01} = 0.505) \quad (4)$$

$$\text{年: } T_{\min} = -2.131 + 0.0832 \varphi \quad (r = 0.507 > r_{0.01} = 0.505) \quad (5)$$

式(2)~(5)中,均达到 0.05 以上的信度水平,从中可看出,随着纬度的增加,春、夏、秋季和年 T_{\min} 的增暖程度也在增加,纬度每增加 1° , T_{\min} 的增暖程度增加 $0.057 \sim 0.14^\circ\text{C}$,以秋季表现的最为明显。

2.3.3 ΔT 变化趋势与纬度的关系

通过对 ΔT 的变化趋势与纬度的回归分析,春、秋季和年 ΔT 的变化趋势与纬度呈显著的负相关,其回归方程为:

$$\text{春季: } \Delta T = 2.487 - 0.0909 \varphi \quad (r = 0.512 > r_{0.01} = 0.505) \quad (6)$$

$$\text{秋季: } \Delta T = 4.512 - 0.161 \varphi \quad (r = 0.661 > r_{0.01} = 0.505) \quad (7)$$

$$\text{年: } \Delta T = 2.366 - 0.0879 \varphi \quad (r = 0.520 > r_{0.01} = 0.505) \quad (8)$$

式(6)~(8)中, r 均通过0.01极显著的信度检验,从中可知,随着纬度的增加,春、秋季和年 ΔT 的变化趋势在减小,纬度每增加 1° , ΔT 的变化趋势减小 $0.087\sim 0.16\text{ }^\circ\text{C}$,秋季最为显著。

3 结 论

(1) 在气候变暖的背景下,青藏高原普遍存在非对称变化现象,① T_{\max} 显著上升, T_{\min} 也显著上升,但 T_{\max} 上升幅度小于 T_{\min} ,大部分台站属于这类;② T_{\max} 显著上升, T_{\min} 也显著上升,但 T_{\max} 上升幅度大于 T_{\min} ,以日喀则为代表;③ T_{\max} 明显下降, T_{\min} 显著上升,以安多、帕里为代表;④ T_{\max} 和 T_{\min} 上升幅度均较小,以波密、江孜为代表;⑤ T_{\max} 和 T_{\min} 均表现为降温趋势,以察隅为代表。

(2) 西藏在过去的30年中, T_{\min} 在春季、秋季、冬季3个季节中明显增加,增加幅度均高于全国,其中以秋季最为显著。 T_{\min} 在夏季和年平均情况下增暖较为显著。绝大部分地区一年四季的 ΔT 都表现为显著的变小趋势,以秋、冬季最为明显。在西藏,年平均日较差的显著变小主要是由于 T_{\min} 的明显增暖引起。

(3) 春、秋季海拔3000~4000 m地区 T_{\max} 增温明显比高、低海拔地区强;冬季 T_{\max} 在4000 m以上地区表现为降温趋势,4000 m以下地区呈较为明显的上升趋势。随着海拔高度的增加, T_{\min} 的增暖程度也在增加,以春、秋季最为明显。 ΔT 在春、秋季随着海拔高度的增加而减小;夏季各海拔高度上的 ΔT 均呈减小趋势,以3000 m以下地区减小幅度最大;在冬季,3000 m以下地区 ΔT 表现为增大的趋势,3000 m以上地区 ΔT 呈减小的趋势。

(4) 随着纬度的增加,夏季 T_{\max} 的上升幅度随之增加;春、夏、秋季和年 T_{\min} 的增暖程度也随之增加;而春、秋季和年 ΔT 的变化趋势却随之减小。

参 考 文 献

- 1 Karl T R, et al. Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin of American Meteorological Society*, 1993, 74(6): 1007~1023.
- 2 IPCC. Climate Change 1992, the supplementary report to IPCC scientific assessment. Cambridge University Press, 1992, 200pp, 142~152.
- 3 马晓波. 中国西北地区最高、最低气温的非对称变化. *气象学报*, 1999, 57(5): 613~620.
- 4 张顺利. 西藏30年温度变化的气候特征. *气象*, 1997, 23(2): 21~24.
- 5 周顺武, 假拉, 杜军. 近42年青藏高原雅鲁藏布江中游夏季气候趋势和突变分析. *高原气象*, 2001, 20(1): 71~75.
- 6 杜军. 西藏高原近40年的气温变化. *地理学报*, 2001, 56(6): 682~690.
- 7 杜军. 西藏近40年气温变化的气候特征分析. *应用气象学报*, 2000, 11(2): 221~227.

ASYMMETRIC CHANGE OF MAXIMUM AND MINIMUM
TEMPERATURE IN TIBETAN PLATEAU
FROM 1971 TO 2000

Du Jun

(Meteorological Bureau of Lhasa , Lhasa 850001)

Abstract

Monthly mean maximum (T_{\max}), minimum temperature (T_{\min}) and daily temperature differences (ΔT) at 25 stations over Tibet from 1971 to 2000 are used to analyze the asymmetric change of maximum and minimum temperature in the Tibetan Plateau. The results show: The asymmetry is detectable in the whole Tibetan Plateau, and the typical pattern of asymmetry is the increase of T_{\max} and T_{\min} (T_{\min} increase is bigger than that of T_{\max}). The increase of T_{\max} occurs mainly in summer and that of T_{\min} in autumn and ΔT decrease because of obviously increasing T_{\min} . In addition, T_{\min} increases with increasing altitude; increase is the strongest in the region of 3000 to 4000 m, and ΔT tends to decrease over 4000 m.

Key words: Maximum and minimum temperature Asymmetry change Tibetan Plateau.