

青藏高原地表 0cm 温度的时空变化特征

李栋梁 吴青柏 汤懋苍

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 兰州 730000)

〔摘要〕 利用青藏高原 86 个气象观测站从建站到 2001 年历年各月地面 0cm 温度资料,在分析高原冬季、夏季和年平均地表温度基本气候特征的基础上,通过主成分分析、主值函数和功率谱分析等方法,对高原地表温度异常变化的空间结构和时间演变趋势作了诊断研究。结果表明:高原地表温度总体表现为海拔高度与纬度的函数,海拔越高温度越低,纬度越高温度越低;高原地表温度第一载荷向量除南部小范围的负值外大部分地方为一致的正值,即第一空间尺度表现为整体的一致性,而第二载荷向量为南正(负)北负(正),即第二空间尺度表现为南北差异;第一主分量在近 30 年的变化中表现为明显的上升趋势,即主要反映了高原主体偏北和东北部地区地表温度有显著升高趋势;而第二主分量的缓慢下降说明高原中部和东南部地表温度呈减小趋势。代表站温度变化表现出 7~9 年的周期震荡。

〔关键词〕 青藏高原 地表温度 气候特征**〔中图分类号〕** P468.0 P463.21**〔文献标识码〕** A**〔文章编号〕** 1000-7857(2005)01-0018-05

THE TIME-SPACE VARIETY CHARACTERISTICS OF THE SURFACE TEMPERATURE OVER THE QINGHAI-TIBET PLATEAU

LI Dong-liang WU Qing-bai TANG Mao-cang

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China)

Abstract: In this paper, the basic climate characteristics of winter, summer and annual mean surface temperatures were analyzed by using 86 stations during period from founding to 2001 over the Tibetan Plateau, and the spatial anomaly structure and time evolution tendency have been analysed systematically through principal component analysis, a periodic function and a random function and power spectral analysis methods. The result shows that the surface temperature is a function of sea level elevation and latitude in the Tibetan Plateau, the higher the elevation and latitudes are, the lower the surface temperature is. The annual highest surface temperature is 14.9 °C of Cayu in the Yaluzangbu river, and the highest value of the surface temperature in summer is 23.0 °C at Germu in the Chaidamu basin. The souther Talmu basin of the plateau outer circle, the temperature is higher in western Sichuan, but the center is not in the plateau. The Lowest value of surface temperature in the center of the plateau is -0.2 of annual mean surface temperature, winter then much lower (average -14.2~-15.8 °C). The lowest value of the surface temperature is 9.8 °C at Qingshuihe in summer, its average in July is 10.7°C. The first loading vector of the surface temperature over the Plateau is overall consistency. The second loading vector has a difference in the north and the south. The variety of the first principal component has an obvious up-trend in the last 30 years, but the second principal component is a slow-moving descent, and there is a quasi periodic oscillation of 7~9 years for the interannual variation.

Key Words: The Qinghai-Tibet Plateau, surface temperature, climatic features**CLC Numbers:** P468.0 P463.21**Document Code:** A**Article ID:** 1000-7857(2005)01-0018-05

1 引言

青藏铁路格尔木至拉萨段,全长 1 118 km,其中多年冻土区长度为 632 km,占全线总长度的 57%;全线海拔 4 000m 以上地段长度约为 965 km,占总长度的 86%。冻土是青藏铁路修筑中的重大难题,其主要问题是路基的冻胀和融沉。因此,青藏铁路成败的关键在路基,路基成败的关键在冻土的冻胀与融沉,融沉的关键问题之一是气候变暖,以及在气

候变暖条件下地温如何变化、冻土又如何变化。青藏铁路是百年大计,必须考虑地温对气候变化的响应。

在青藏高原(以下简称高原)气候变化的研究中,人们的注意力主要集中在气温的变化方面^[1-13],而对地温的分析研究不多见,特别是对整个高原地表温度的空间异常结构和时间演变规律的研究更少。地表是地球和大气能量交换的界面,其温度高低对冻土、对地气热量平衡都非常重要。本文利用高原及其边缘 86 个测站建站到 2001 年历年各月

收稿日期:2004-10-25。

基金项目:中国科学院知识创新工程重大项目(NO.KZCX1-SW-04)。

作者简介:李栋梁,男,1957~,兰州市东岗西路 260 号中科院寒区旱区环境与工程研究所研究员,主要从事气候变化和预测、环境动力学等的研究;E-mail: lidl@ns.lzb.ac.cn。

地面 0cm 温度资料,利用现代统计学方法研究近 40 年来地表温度的气候特征,为青藏铁路建设提供科学依据。

2 地表温度的基本气候特征

冬季(12~2月)是高原地表温度最低的季,在 30 年平均图上(图 1a),除雅鲁藏布江大峡谷附近较温暖外,高原大部分地方都在 0℃以下。3 个冷中心均在青海省,分别位于祁连山的托勒站(98°25'E,38°48'N,3 368.3m)–14.3℃、巴颜喀拉山的清水河站(97°08'E,33°48'N,4 417.5m)–14.2℃和唐古拉山的托托河站(92°26'E,34°13'N,4534.3m)–14.2℃。这 3 站的 1 月平均温度分别为–16.4℃、–16.1℃和–15.8℃。雅鲁藏布江大峡谷的察隅(97°28'E,28°29'N,2 331.2m)冬季平均 6.6℃(1 月平均 5.7℃),这里纬度低,海拔不足 3 000m,是汤懋苍等^[14]指出的地球“热点”。冬季地表温度的标准差最大值在唐古拉山的托托河,达 2.3~3.2℃,表明该地区地表温度的年际变化大,这可能与冬季积雪异常有关。

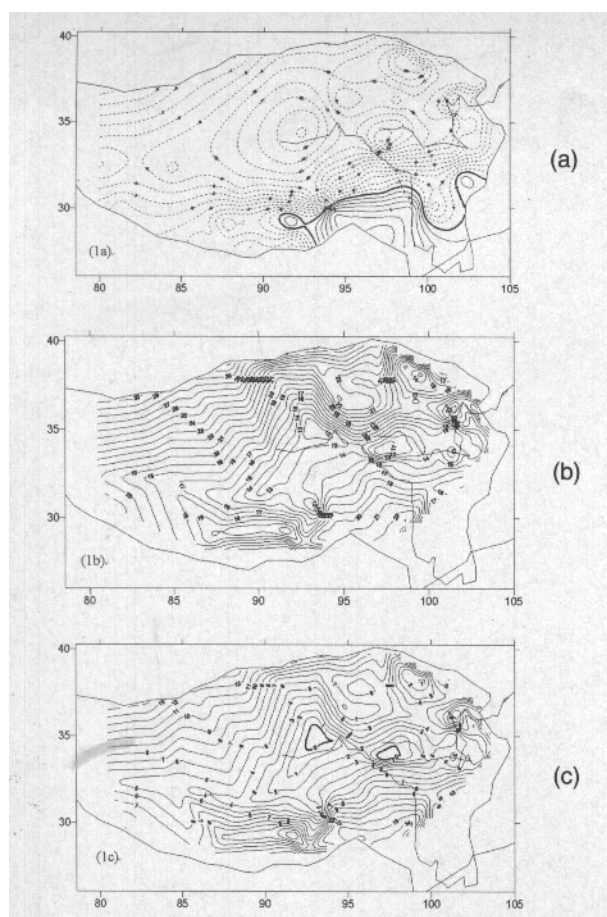


图 1 高原平均地表温度(单位:℃)

(a)冬季;(b)夏季;(c)年

夏季(6~8月)(图 1b)平均地表温度空间分布的基本特点是河谷盆地温度高,一般在 20℃以上;高山、高原温度低,一般在 11~12℃之间。高原最暖处在柴达木盆地的格尔木(94°54'E,36°25'N,2 809.2m),7 月平均地面最高温度在 24℃以上;次暖中心位于雅鲁藏布江河谷的泽当(91°46'E,29°15'N,3 553.2m),在 21℃以上。由于受雨季的影响,夏季高原南部地表温度明显比其北部的柴达木盆地要低。但这种影响与高原季风和孟加拉湾暖湿气流的强弱关系密切,这表

现在雅鲁藏布江河谷夏季地表温度的标准差很大(1.4℃以上)。当高原季风强时,雨量大,地表温度小,反之亦然。

年平均地表温度仅有两处 0℃以下,一是唐古拉山的托托河和五道梁,年平均–0.2~–1.1℃;另一处是清水河为–1.1℃。年平均最暖的地方仍在雅鲁藏布江河谷及其大峡谷,地表温度在 13~15℃(图 1c)。

3 地表温度的空间异常特征

表 1 给出高原冬季、夏季及年平均地表温度经 EOF 分解后的前 6 个特征值及方差贡献率。比较而言,年平均的收敛性最好,第一主分量占总方差贡献的 38.4%,前 3 项可占 56.0%,前 6 项占 71.5%。夏季次之,冬季较差,但前 3 项也都超过了 50%,前 6 项在 70%左右。李生辰等^[6]指出,高原冬季(夏季)平均气温的第一主分量占总方差贡献的 45.9%(61.1%),前 3 项可占 77.6%(78.6%),前 6 项占 87.9%(88.9%)。可以看到,地面温度的收敛性比气温的收敛性差,文献[6]仅用了青海、西藏两省(区)的 53 个站,本文选用的资料站点数比文献[6]多了 62%,这也是收敛较慢的原因。下面分别讨论各季及年平均地表温度载荷向量的变化。

表 1 高原各季代表月地表平均温度的特征值及方差贡献率(%)

项目	季	1	2	3	4	5	6
特征值	冬	29.3	8.4	6.5	5.3	4.1	3.6
	夏	28.8	10.7	8.2	5.2	3.9	3.5
	年	33.0	8.1	7.0	5.3	4.3	3.6
	冬	34.1	9.8	7.5	6.2	4.8	4.2
方差(累积)贡献率	夏	(34.1)	(43.9)	(51.4)	(57.6)	(62.4)	(66.6)
	年	33.5	12.5	9.5	6.0	4.5	4.1
	冬	(33.5)	(46.0)	(55.5)	(61.5)	(66.0)	(70.1)
	年	38.4	9.4	8.2	6.2	5.1	4.2
		38.4	(47.8)	(56.0)	(62.2)	(67.3)	(71.5)

3.1 冬季(12~2月)

图 2 给出高原 12~2 月平均地面温度经 EOF 分析的前两个载荷向量(LV)场,第一载荷向量场 LV1 上(图 2a)只有高原西部很小范围有弱的负值,高原主体为一致的正值,大值区域位于青海中东部和西藏中东部–四川西部,最大中心在青海省的兴海(99°59'E,35°35'N,3 324.3m),其载荷向量值为 0.92。高原东南部的载荷向量最大中心出现在川西高原的德格(98°34'E,31°44'N,3 199.3m),其载荷向量值为 0.75。此外,西藏那曲(92°04'E,31°29'N,4 508.0m)的载荷向量值为 0.70,为第三大值。第一载荷向量场反映了高原地表温度的变化在第一空间尺度上具有很好的一致性,即高原地表温度的变化可能受到比其更大尺度的气候因素,如太阳活动、全球变暖的影响。

冬季平均地表温度的第二载荷向量 LV2(图 2b)呈东西走向的零等值线,将高原分为南北两区,北负南正。北部负值中心位于高原与盆地的交界处,其载荷向量值为–0.62;南部正值中心位于西藏东部雅鲁藏布江大峡谷的波密(95°46'E,29°52'N,2 737.0m),其载荷向量值为 0.63。第二载荷向量反映的是冬季高原北部盛行干冷的西北气流,这种冷空气的年际变化较大。当北方冷空气比较强时,可通过南疆东部进入柴达木盆地南下,与沿高原东北侧南下倒灌进入青海东部的冷空气汇合,形成很强的冷空气南下影响整个高原

北部。高原南侧则受唐古拉山的阻挡,一般冷空气不会到达。孟加拉湾的暖湿气流北上,分两支影响高原:一支沿雅鲁藏布江大峡谷向北折向西,影响到拉萨、日喀则等地;另一支向东北影响藏东昌都(97°10'E,31°09'N,3 307.1m)、青海班玛(100°45'E,32°56'N,3 530.0m)、若尔盖(102°58'E,33°35'N,3 441.1m)、合作(102°54'E,35°00'N,2 910.5m)一带。第二载荷向量场是在第一载荷向量的基础上,进一步突出了冬季高原地表温度异常的敏感区,即藏南谷地、横断山区与高原北部的差异。而前者正好是高原冬季地表温度最高,即热源表现最强的地区。

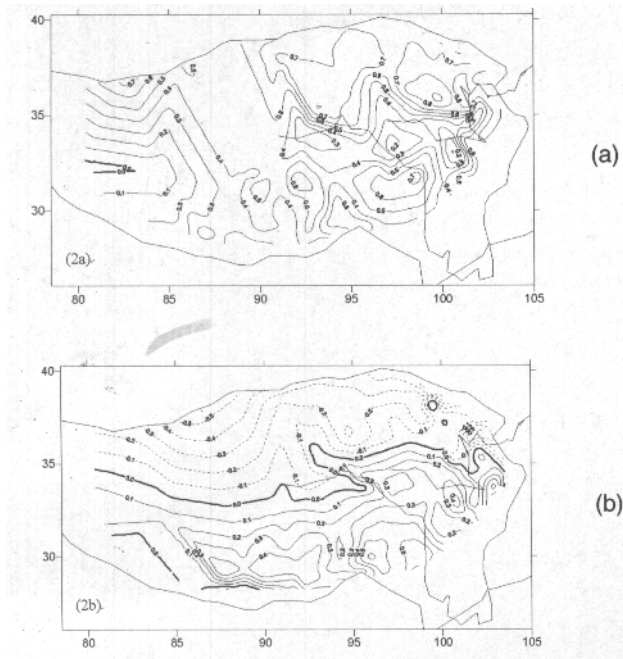


图2 高原冬季地表温度的第一(a)、第二(b)载荷向量

3.2 夏季(6~8月)

图3给出高原夏季地面温度经主成分分析所得的前两个载荷向量。第一载荷向量(图3a)的零值线在雅鲁藏布江沿线,除藏南谷地很小范围为弱的负值外(与文献[6]所揭示的夏季平均气温相似),高原主体为一致的正值,有3个大的正值区,分别位于唐古拉山(中心在托托河0.82)、柴达木盆地(中心在格尔木0.84)和青海东南(中心在兴海0.89)。夏季,随着高原进入雨季,第一载荷向量的负值区是高原夏季风雨最明显的地区。高原中部的唐古拉山地区、柴达木盆地以及黄河上游地区的夏季风雨季不稳定,地表温度受天气的影响较明显,多云雨时温度偏低,干旱时温度偏高。冬夏第一载荷向量的最大值均出现在青海省海南州的兴海站。

第二载荷向量(图3b)进一步反映了夏季高原进入雨季后,其地表温度在干旱区与季风区的差异。夏季干湿控制^[15]的高原西部、柴达木盆地和高原东北部载荷向量为弱的正值。大的负值区出现在藏南谷地,中心点分别位于拉萨(91°08'E,29°40'N,3 650.1m),为-0.84;和昌都-波密(95°46'E,29°52'N,2 737.0m),为-0.64。前面已经指出,这里是高原夏季风雨季最明显的地区,说明影响夏季高原地表温度的因素主要是高原季风,这种影响主要通过第二载荷向量场的空间特征表现出来。高原地表温度异常是通过地面感热通量与季风进退的关系予以表现的,反映在大气环流和区域

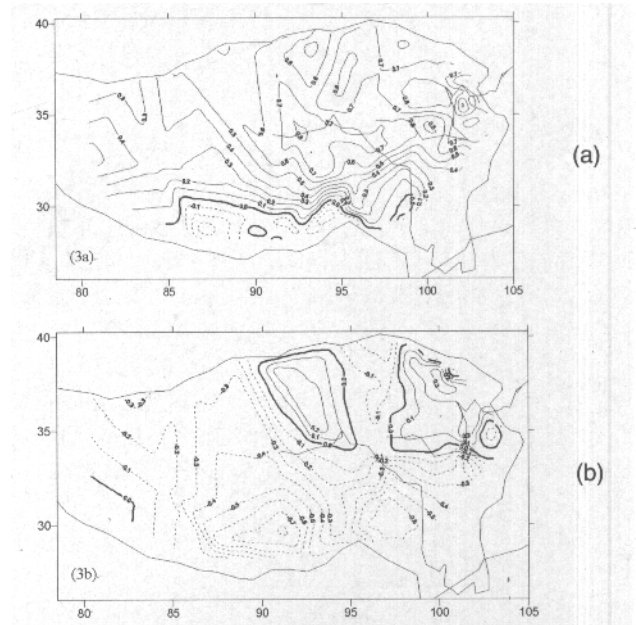


图3 高原夏季地表温度的第一(a)、第二(b)载荷向量

气候异常上。

3.3 年平均(1~12月)

年平均高原地表温度的第一载荷向量(图4a)仅林芝(94°28'E,29°34'N,3 001.0m)一站为-0.43的负值,而高原大部为较大的正值,大值区位于35°N的高原西、中、东部,最大中心在青海湖东南部,大通(101°33'E,37°02'N,2 568.8m)、共和、贵德、兴海的载荷向量值分别为0.94、0.92、0.91和0.90。青藏铁路沿线的载荷向量值也都在0.6以上。第二载荷向量有两条零值线,第一条在35°N,大致呈东西走向,载荷向量北负南正,北部的负值中心主要是海东的民和-0.71;第二条在藏南,南部的负值范围和强度都很小,不足-0.2。因此,高原年平均地表温度第二载荷向量主要反映高原中部与南北的差异,中部正值区呈东西带状分布,有4个中心,即普兰(0.37)、安多(0.44)清水河(0.60)和德格(0.63)。

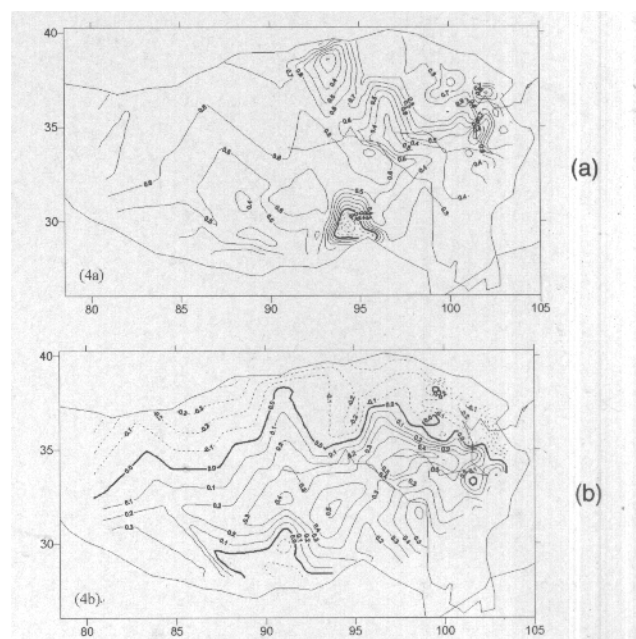


图4 高原年平均地表温度的第一(a)、第二(b)载荷向量

综上所述,高原地表温度经主成分分析的前两个空间载荷向量,第一载荷向量均反映了高原总体变化空间分布较为一致的特征;第二载荷向量在第一载荷向量的基础上进一步反映了异常变化的南北差异。

4 地表温度的年代际变化

前面主要讨论了高原冬夏季及年平均地表温度异常变化的空间分布特征。下面将利用主分量分析高原地表温度随时间的演变特点。图 5a 给出其第一主分量(PC1)逐年演变曲线及其变化趋势,其反映的是冬季、夏季和年平均高原地表温度变化第一空间分布型(图 2a,3a,4a)强弱随时间的变化情况。可以看出,高原地表温度有比较一致的变化趋势,上世纪 70 年代前期(1971~1976 年)均表现为明显的降温趋势,70 年代中期~90 年代高原地表温度总体在波动中

呈明显的上升趋势,冬季和年平均在 1998 年达到最高,夏季以 2000 年为最高。1982~1983 年前后 PC1 有一个异常偏小值,这与该时段高原气候异常有关^[6]。

第二主分量(PC2,图 5b)反映的是高原地表温度南北差异(图 2b,3b,4b)强弱随时间的变化。可以看出,PC2 所反映的周期明显比第一主分量要短,年际变率也明显减小。冬季 PC2 呈弱的上升趋势。由于对应该季 LV2 为南正北负,表明冬季第二空间尺度的地表温度异常,高原南部的藏南谷地升温,高原北部边缘略有降温。夏季和年平均的 PC2 呈明显的下降趋势,对应 LV2 可知,第二空间尺度的地表温度异常,夏季藏南谷地(LV2 为负)仍为升温趋势,柴达木盆地、青海湖附近(LV2 为正)有降温趋势。年平均地表温度异常在第二空间尺度上高原中南部(LV2 为正)为降温趋势,北部边缘(LV2 为负)为升温。

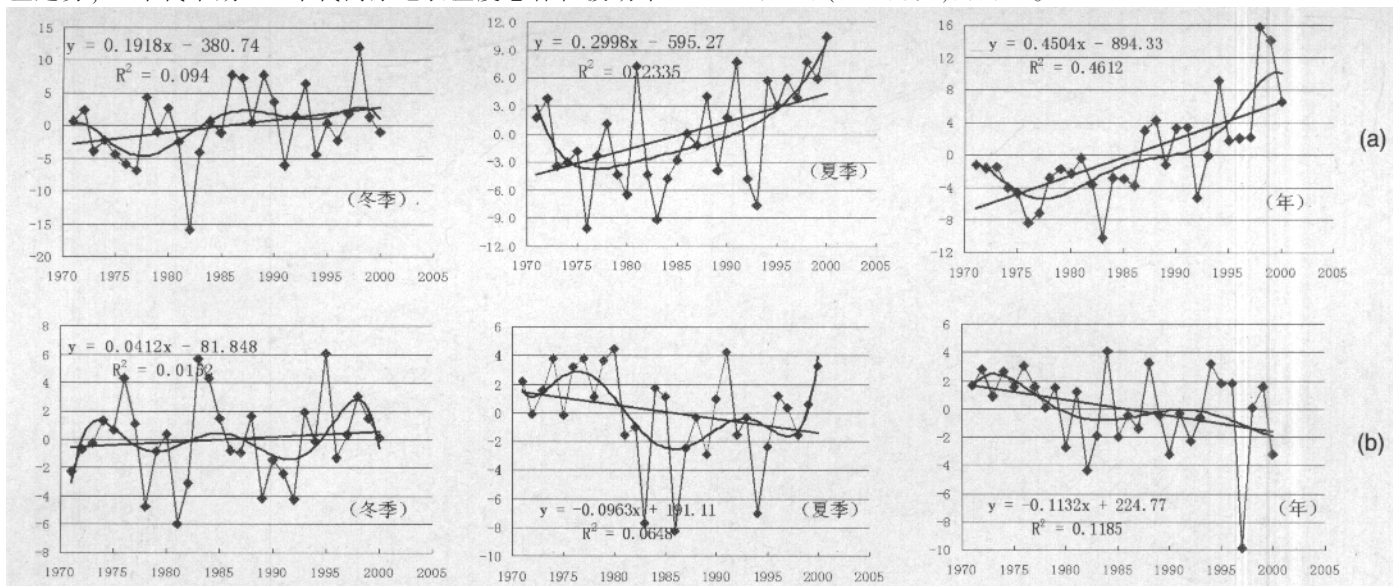


图 5 高原地表温度的第一(a)、第二(b)主分量(细实线)及趋势(粗实线)

表 2 青海兴海代表站 20 世纪地表温度的年代际变化(°C)

	60 年代	70 年代	80 年代	90 年代
冬季	-9.8	-9.0	-8.3	-8.3
夏季	15.4	15.7	15.5	16.5
年平均	3.7	4.0	4.3	4.9

图 6 给出反映大尺度地表温度异常的 LV1 最大值代表站青海兴海站(99°59'E,35°35'N,3 324.3m)1960~2001 年地表温度及其小波变换。可以看出,年地表温度存在显著的准 3 年和准 6 年周期,其显著水平超过 $\alpha 0.05$ 。图 6a 的变化趋势与图 5a 非常一致。这更进一步说明高原地表温度的升高,以及利用 EOF 分析研究高原地表温度变化的可靠性。

PC1 反映了整体变化的趋势,它是一种无量纲量,不能给出其变化的具体量值。为此,表 2 列出兴海不同季节、不同年代温度的平均。可以看出,上世纪 60 年代是近 40 年最冷的 10 年,90 年代最暖;冬季平均增温率最大,90 年代平均比 60 年代升温 1.5°C,但主要集中在 60~80 年代,达到 0.5°C/10a。近 20 年温度总体保持平稳。夏季增温最小,在过去的 40 年中升高了 1.1°C,升温率 0.3°C/10a,在缓慢的升温中还出现了 80 年代的降温过程,这使得 90 年代夏季升温显得比较明显。年平均地表温度的升高表现得较为匀速,基本为 0.3°C/10a。

5 结论与讨论

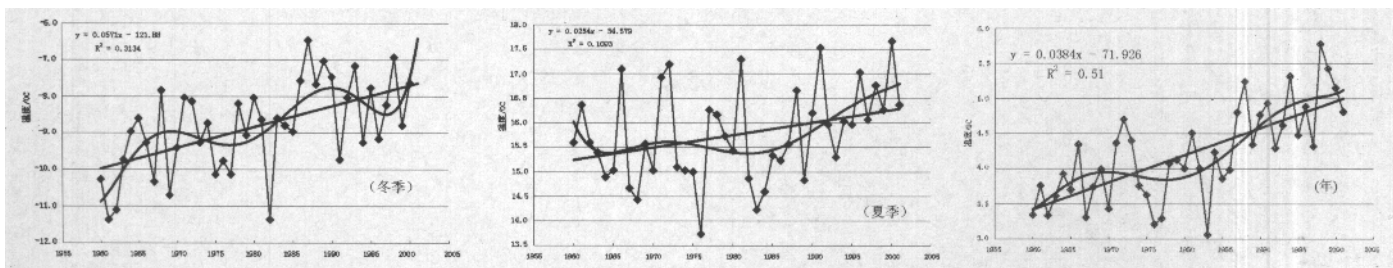


图 6 高原代表站近 42 年 0cm 地温及小波变换

(1)高原地表温度冬季除雅鲁藏布江大峡谷附近较温暖外,高原大部分地方都在 0°C 以下。3个冷中心分别位于托勒 -14.3°C 、清水河 -14.2°C 和托托河 -14.2°C 。夏季河谷盆地温度高,一般在 20°C 以上,高山、高原温度低,一般在 $11\sim 12^{\circ}\text{C}$ 之间。高原最暖处在格尔木,7月平均地面最高温度在 24°C 以上,次暖中心位于泽当 21°C 以上。年平均地表温度仅有两处 0°C 以下,一是托托河和五道梁,年平均 $-0.2\sim -1.1^{\circ}\text{C}$;另一处是清水河,为 -1.1°C 。年平均最暖的地方仍在雅鲁藏布江河谷及其大峡谷,地表温度在 $13\sim 15^{\circ}\text{C}$ 。

(2)高原地表温度第一载荷向量场为一致的正值,大值区域位于青海中东部和西藏中东部-四川西部,最大中心在青海省的兴海,其载荷向量值为 $0.89\sim 0.92$ 。第二载荷向量反映的是高原地表温度的南北差异,即青海北部与藏南谷地的南正(负)北负(正)的距平异常结构。

(3)高原地表温度在第一空间尺度上有比较一致的变化,上世纪70年代前期表现为明显的降温趋势,70年代中期~90年代总体在波动中呈明显的上升趋势。冬季和年平均在1998年达到最高,夏季2000年为最高。在第二空间尺度上,冬季藏南谷地升温,高原北部边缘略有降温;夏季藏南谷地仍为升温趋势,柴达木盆地、青海湖附近有降温趋势;年平均高原中南部为降温趋势,北部边缘为升温。

(4)在近40年的变化中,地表温度明显存在准3年和准6年的周期。冬季平均增温率最大,上世纪80年代平均比60年代升温 1.5°C ,达到 $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。近20年,温度总体保持平稳;夏季增温最小,升温率 $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$;年平均的升温为 $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。

参考文献(References)

- [1] 汤懋苍,李存强,张建. 青藏高原及其四周的近代气候变化[J]. 高原气象,1988,7(1):39~49
[2] 林振耀,赵昕奕.青藏高原气温降水变化的空间特征[J]. 中国

科学(D辑),1996,26(4):354~358

- [3] 张顺利. 西藏30年温度变化的气候特征[J]. 气象,1997,23(2):21~24
[4] 汤懋苍,白重瑗,刘晓东. 高原近代气候变化的事实分析[A]. 见:青藏高原近代气候变化及对环境的影响[C]. 广州:广州科学技术出版社,1998. 121~143
[5] 冯松,汤懋苍. 未来30年和300年气候变化趋势预测[A]. 见:青藏高原近代气候变化及对环境的影响[C]. 广州:广东科技出版社,1998. 209~222
[6] 李生辰,唐红玉,马云仓等. 青藏高原冬、夏季月平均气温及异常分布研究[J]. 高原气象,2000,19(4):520~529
[7] 冯松,姚檀栋,江灏,等. 青藏高原近600年的温度变化[J]. 高原气象,2001,20(1):105~108
[8] 李栋梁,郭慧,王文,魏丽. 青藏铁路沿线平均年气温变化趋势预测[J]. 高原气象,2003,22(5):431~439
[9] 徐影,丁一汇,李栋梁. 青藏地区未来百年气候变化[J]. 高原气象,2003,22(5):451~457
[10] 高学杰,李栋梁,赵宗慈. Filippo Giorgi,温室效应对青藏高原及青藏铁路沿线气候影响的数值模拟[J]. 高原气象,2003,22(5):458~463
[11] 汤懋苍,钟海玲,李栋梁. 青藏铁路沿线的四季划分及其温度变化分析[J]. 高原气象,2003,22(5):440~444
[12] 蔡英,李栋梁,汤懋苍,等. 青藏高原近50年来气温的年代际变化[J]. 高原气象,2003,22(5):464~470
[13] 马晓波,李栋梁. 青藏高原近代气温变化趋势及突变分析[J]. 高原气象,2003,22(5):507~512
[14] 汤懋苍,钟大赉,李文华,等. 雅鲁藏布江“大拐弯”是地球“热点”的证据[J]. 中国科学(D辑),1998,28(5):463~468
[15] 李栋梁,彭素琴. 中国西部降水资源的稳定性研究[J]. 应用气象学报,1992,3(4):451~458
[16] 瞿章,王可丽. 1982年8月~1983年7月青藏高原及其邻近地区的环流和天气[J]. 高原气象,1985,4(4):21~35

(责任编辑 王宏章)

·科技动态·

朱光亚科技思想座谈会暨“朱光亚星”命名仪式在京举行

2004年12月26日,“朱光亚科技思想座谈会暨‘朱光亚星’命名仪式”在北京举行,国务院总理温家宝出席了座谈会和命名仪式。会议由中国科协、中国工程院、中国科学院、总装备部、中国工程物理研究院联合举行,中国科协主席周光召主持。

朱光亚是中国科学院和中国工程院院士、我国著名的核物理学家,1994~2003年曾任我刊主编。作为新中国核事业特别是“两弹”事业的元勋和主要技术负责人之一,他和许多著名科学家一起负责并组织领导了我国原子弹、氢弹的研制工作,为原子弹、氢弹的技术突破及武器化工作做出了重大贡献,为我国建立精干、有效的核自卫力量立下了不可磨灭的功勋。从事科技工作50多年来,他以一位战略科学家的远见卓识和卓越的领导才能,参加了历次国家中长期科技发展规划工作,组织领导了历次国防科技与武器装

备发展战略研究,对推动我国科学技术发展和国防现代化建设做出了杰出贡献,形成了以技术决策、领导艺术、科学作风等为内涵的科技思想。会议高度评价朱光亚院士为我国科技事业和国防现代化建设建立的卓越功勋,充分肯定他在50多年的科技工作实践中所形成的宝贵的科技思想,热情赞颂他对党、对祖国和人民无限忠诚、无私奉献的崇高精神。

为表彰朱光亚对我国科技事业特别是原子能科技事业发展做出的杰出贡献,国际小行星中心和国际小行星命名委员会批准将我国国家天文台发现的、国际编号为10388号小行星正式命名为“朱光亚星”。会议宣读了国际小行星中心和国际小行星命名委员会的决定。中国科学院院长路甬祥向朱光亚颁发了“朱光亚星”命名证书,并赠送了“朱光亚星”图片。

(本刊记者 苏青)