

青藏高原冬季冷暖与亚澳季风之异常

白虎志 朱乾根

(南京气象学院气象学系, 南京 210044)

摘要 利用日本 GMS 所观测的 T_{BB} 资料研究了青藏高原冬季冷暖与亚澳冬夏季风的联系。指出, 高原西南部冬季异常暖时, 副热带夏季风雨带偏北, 江南、华南对流受到抑制, 海洋大陆、西北和西南低纬太平洋等地对流活跃, 表明热带西太平洋夏季风和印尼-北澳冬季风活跃, 赤道西太平洋下沉运动发展, 这些特征从冬到夏具有很强的持续性。还用 1985 年个例分析进一步证实了上述结论。研究还表明: 高原西南部和东北部冬季热状况的年际变化呈反相关。因此, 利用高原整个全区冬季平均热状况进行研究是不合适的。

关键词 高原冬季冷暖, 亚澳季风, 异常, T_{BB}

分类号 P434.4

早在 1884 年 Blanford^[1]就研究了喜马拉雅山冬季雪盖与夏季风雨量的关系, 认为冬季高原积雪多, 夏季印度和缅甸季风弱、降水少, 反之亦然。此后一百多年来许多作者从多种角度研究了青藏高原冬季热力状况与亚洲夏季风及其降水的联系, 取得了一系列的成果。章基嘉等^[2]研究了青藏高原的热力异常对夏季江淮流域持续暴雨的影响。汤懋苍^[3,4]的研究表明, 高原地温与天气存在着时间滞后的相关联系。但是由于高原观测站点稀少, 特别是高原中西部常规资料很少, 影响了对高原地面热力状况的正确描述, 从而影响了研究结果的可靠程度。此外, 多数研究仅限于北半球中低纬, 对赤道地区和南半球很少涉及。本文利用日本 GMS 所观测的 T_{BB} (黑体温度) 资料进行研究。由于高原干湿季分明、冬季云量很少, 因此 T_{BB} 可近似表示冬季高原地面的热状况。夏季积云对流活跃, T_{BB} 则可表示夏季高原对流发展的程度。同时, T_{BB} 资料覆盖大部分亚澳地区, 经纬网格为 $1^\circ \times 1^\circ$, 从而可以在广大的范围内细微地研究高原冬季地面热力状况与亚澳季风的联系, 以期获得更有意义的结果。

1 冬季青藏高原 T_{BB} 的分布特征与北半球冬季亚澳季风的联系

高原 13 年(1980~1992 年)全区平均的 T_{BB} 季节变化曲线显示(图 1a), 2~3 月和 7 月分别为两个低谷, 前者反映了高原冬季地温的高低, 后者反映了高原盛夏对流云的强度。这个事实说明高原冬季最冷出现的时间要比平原略为滞后, 而夏季最强的降水则发生在 7 月。5 月和 10 月为两个高峰, 前者反映了高原雨季前地面的回暖, 后者反映了雨季结束后地面热力状况, 后者远高于前者。如果以两峰值表示高原雨季(或湿季)与干季的分界, 则对整个高原平均来

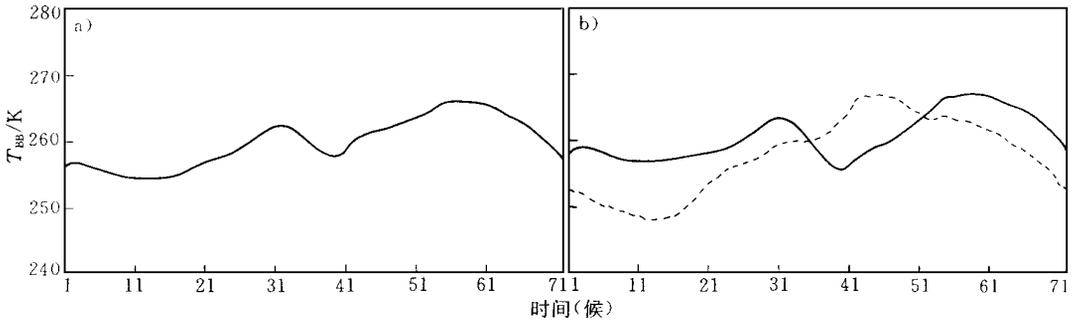


图1 高原全区(a)和高原南、北部(b)5候滑动平均的 T_{BB} 季节变化曲线
(图b中虚线为高原北部,实线为高原西南部,南北部分界线为 $34^{\circ}N$)

Fig. 1 Seasonal variation of 5-pentad moving mean T_{BB} for the whole plateau (a), and the north (dashed line) and south (solid) delimited by $34^{\circ}N$ (b)

说,雨季大约在5月中旬至10月上旬,干季大约在10月中旬至次年5月上旬。但是从图1b可以看到,这种分布主要代表了高原南部的季节变化特征,与高原北部相差很大,在高原北部7月份的低谷已不存在,仅仅6月份 T_{BB} 曲线的上升比较平缓,说明高原北部夏季对流很弱,此外,高原北部的 T_{BB} 除夏季外皆低于南部,且最低温度发生的时间更为滞后,但最高温度出现的时间则较南部超前,发生在7月,总之,高原北部降水少,干湿季的区分不明显,从这个意义上讲,高原北部季风现象不如南部明显。

由于最冷月主要出现在3月,为此我们选取3月作为冬季低温的代表月。以高原南部($30^{\circ}N, 90^{\circ}E$)为基点,制作它与亚澳地区 T_{BB} 同期相关图(图2),由图可以非常清楚地发现,高原西南部与东北部为反相关,负相关中心的相关系数达-0.60以下,大于0.99的置信度,充分显示了高原东北部与西南部冬季热力状况有显著的差异,这种差异可能与这两部分地区冬季是受两种不同的大气环流系统制约有关,我们将在另文中进一步探讨。这个事实提醒我们,用整个高原 T_{BB} 的平均值来表示高原冬季地面的热力状况是不合适的。为此,以下将以高原西南部冬季的 T_{BB} 资料来表示高原冬季的地面的热力状况进行讨论。

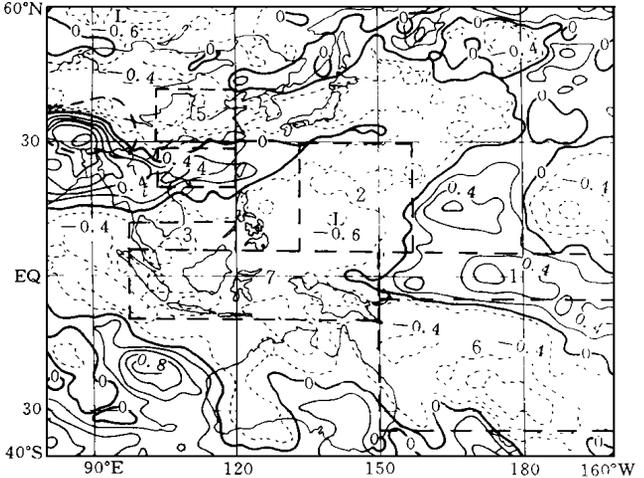


图2 青藏高原3月 T_{BB} 与亚澳地区 T_{BB} 的同期相关图
(相关基点 $30^{\circ}N, 90^{\circ}E$,图中方框为七个关键区的大致位置:

- 1. 赤道西太平洋; 2. 西北太平洋低纬; 3. 南海南部; 4. 江南地区;
- 5. 华北; 6. 西南太平洋低纬; 7. 海洋大陆)

Fig. 2 March T_{BB} correlation between the plateau and Asia-Australia with the base point at $30^{\circ}N, 90^{\circ}E$. Boxes represent the following key regions.

- 1. equatorial western Pacific; 2. low-latitude NW Pacific;
- 3. southern South-China Sea; 4. South China; 5. North China;
- 6. low-latitude SW Pacific; 7. maritime continent

从图2中还可以发现,在 $90^{\circ} \sim 150^{\circ}E, 10^{\circ} \sim 60^{\circ}N$ 区间内,从北到南相间排列着5条东西向

的正负相关带,除 40~50°N 正相关带的相关系数数值较小外,其余几个相关带相关中心的绝对值达到 0.60 以上。其中华北至日本中南部的负相关带与高原东北部的负相关带相连接,孟加拉湾至江南,华南及其东部海面的正相关带与高原西南部的正相关带相连接,而 10°N~10°S 包含海洋大陆的正相关带范围广阔,最大中心位于海洋大陆及其附近。这种相关分布表明,高原西南部冬季地面热力状况异常暖时,东亚冬季风强,冷空气向南强烈爆发,可以一直侵入南半球,造成海洋大陆一带强烈的对流发展,同时,在高原东北部至华北日本中南部,由于冷空气在此停滞,亦有冷锋云系频繁产生,而江南,华南云系较少,这种云系分布与文献 [5] 所述东亚强冷空气爆发的云系分布是一致的。反之,当高原西南部冬季地面热力状况异常冷时,上述云系分布正好相反。此外,我们还注意到在赤道西太平洋为一强的正相关区并向东北和东南方向伸出两条正相关带,而在西北和西南太平洋中低纬则分别为一条负相关带。这意味着高原西南部地面热力状况异常暖时,赤道西太平洋为下沉运动所控制,西北和西南太平洋中低纬有对流云带强烈发展。反之亦然。

2 冬季高原冷暖与北半球夏季亚澳季风的联系

由图 3 可见,高原南部,云贵高原及孟加拉湾北部地区为负相关区。这意味着冬季高原西南部增暖有利于这个地区夏季对流的强烈发展,从而有利于孟加拉湾和南亚东北部夏季风降水增多。但在高原东北部为强的正相关区,这里的夏季对流受抑制。东亚地区的相关系数分布呈南高北低,华南沿海及其以东的海面上为强的正相关带,负相关中心位于华北。这种分布表明高原西南部增温对应于东亚副热带夏季风向北伸展,强降水带位于东亚北部。考虑到冬季高原西南部 T_{BB} 与同期高原东北及同期海洋大陆 T_{BB} 为负相关,这就意味着东亚冬季风愈强,副热带夏季风雨带愈偏北,这与纪立人等(个人通信)的结果是一致的。由图还可以看到,赤道西太平洋为强的正相关带,海洋大陆及西北、西南太平洋低纬主要是负相关区,这种分布形势表明,冬季高原西南部增温,不仅对应于冬季而且对应于夏季赤道西太平洋下沉运动和西北及西南太平洋的对流发展。我们注意到西北太平洋对流发展时,东亚夏季雨带也北移至华北,长江以南地区对流减弱,这与黄荣辉^[6]的结果是一致的。

比较图 2 和图 3 可以发现,3 月份同期相关与 7 月份滞后相关的分布形式除高原及其附近地区外基本上是类似的,只是在强度和范围上有些小的变化,特别是在赤道西太平洋、西北太平洋、西南太平洋、海洋大陆、南海南部、华北和江南地区相关系数非常一致,而且这些地区都是一些关键性的地区,它们决定了整个亚澳地区 T_{BB} 的分布型,图 4 揭示了从冬到夏上述地区平均相关系数的演变,由图可见,从冬到夏所有这些地区平均相关系数的符号都没有改变,

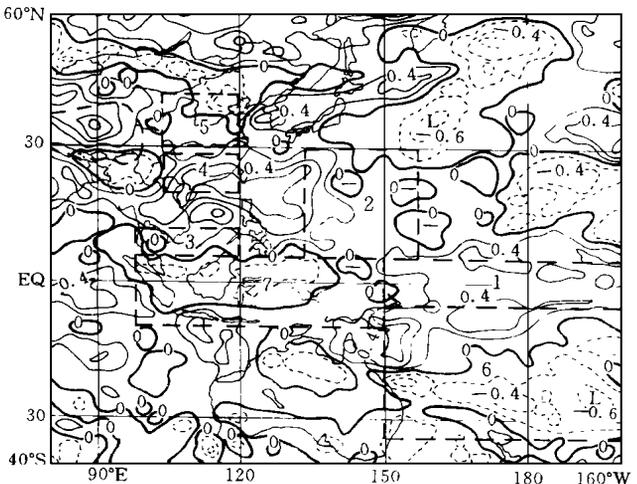


图 3 青藏高原 3 月与亚澳地区 7 月 T_{BB} 的相关图

(图的说明同图 2)

Fig. 3 Lagged correlation of T_{BB} between the plateau (March) and the Asian-Australian region (July)

Base point is at 30°N, 90°E

而且绝对值达到 0.2 以上,其中赤道西太平洋的正相关系数平均较高,在 0.3~0.4 之间。西北和西南太平洋地区负相关系数也具有较高的数值。海洋大陆、南海南部和华北负相关系数在-0.2 附近振动,振幅较小,稳定性较差的是江南地区,在 3 月相关系数仅为 0.03,4 月突然增加接近 0.4,5 月后又维持在 0.2 左右。总之,除江南地区外,相关系数具有较高的数值和符号持续稳定性,尤其在 5 月份以后,稳定性更好。

3 1985 年个例

现以 1985 年(代表高原冬季暖年)为例来探讨高原冬季热力状况对夏季亚澳季风异常相关的发展过程。由 1985 年 3~7 月的 T_{BB} 逐月距平(相对于 13 年)可见,3 月(图 5a),

高原西南部为正距平, T_{BB} 偏高,东北部为负距平, T_{BB} 偏低。与 T_{BB} 距平负值相对应,东亚冷锋云带(T_{BB} 低值带)维持在华北-日本中南部一带。南海南部和海洋大陆为强的负距平区,对流发展强烈,华南沿海为弱的正距平区,以上分布型式表明,该年东亚冬季风偏强,从南海地区进入南半球并引起印尼-澳大利亚夏季风对流增强,只是西北太平洋的负距平很弱,说明该处冷空气弱,强冷空气主要从南海南下。赤道西太平洋的强正距平区略偏东,其南北两侧为强的负距平,对流旺盛,印度洋南部亦为正距平区。总的来看,以上距平分布与图 2 相似。4 月距平分布(图略)除西北太平洋负距平增强(对流发展)外,与 3 月相似。5 月(图 5b)距平分布型式表明,高原东南部和孟加拉湾一带对流发展(负距平),赤道西太平洋的正距平区向西伸展并强烈发展,其余几个典型地区的负距平带也更趋明显。与图 4 相比可见,7 月(图 5c)整个亚澳夏季风异常的距平分布型式已经完全形成,东亚季风雨带异常偏北(负距平)海洋大陆对流强烈发展(负距平)赤道西太平洋下沉运动增强(正距平),西北和西南太平洋对流发展(负距平),南海北部对流减弱(正距平)所有这些都与图 3 非常相似,只是在华南沿海出现一条很弱的负距平带。

4 讨论与结论

上述表明,3 月高原西南部与东北部 T_{BB} 年际变化呈反相关,为什么会这样?大量研究已指出,青藏高原的存在对周围地区的大气环流与天气、气候有重大影响,反之,周围地区的大气环流与天气、气候对青藏高原地区的环流和热力状况也会有重大影响。事实上,高原位于南亚、东亚和中亚、西亚的过渡地区,受两种完全不同的环流和气候的影响,造成高原东西两部分的热力状况有显著不同是完全可以理解的。当东亚强冬季风爆发时,必然首先会影响高原东北部,使这里的温度与东亚其它地区一样会明显降低,但愈向南冷空气厚度愈薄,不可能爬上高原,因而高原西南部的温度不一定下降。此外,由于冷高压的南下,高原西南部将受冷高压西南侧暖湿的 SE 气流的影响,温度反而升高。因而,高原西南部与东北部呈现相反的温度变化。

另一个问题是高原冬季热力作用为什么能对广大的亚澳地区环流施加如此巨大的影响

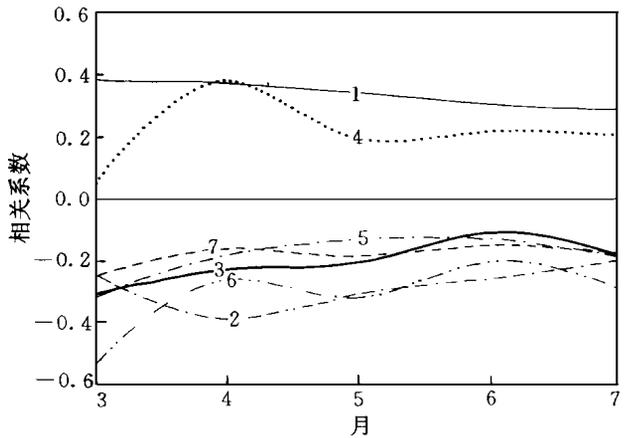


图 4 7 个关键区 3 月与 3~7 月 T_{BB} 相关系数的演变曲线

Fig. 4 Curves of lagged correlation coefficients between March and March-July T_{BB} for key regions, with the same reference point as in Fig. 1

呢?作用机制是什么?由于高原冬季冷暖也受周围大气环流的影响,因而高原冷暖不仅反映了高原冬季下垫面的热力状况,也反映了亚洲冬季大气环流的型式。如上所述,当东亚冬季风强盛,冷空气向南爆发时,高原东北部将会降温,而西南部可能升温,因而高原冷暖分布也是东亚冬季风强弱的标志,对整个亚澳地区施加影响的不仅是高原的热力作用,更重要的是东亚冬季风以及其它物理过程的作用。但青藏高原作为一个抬升的热源,高原冬季积雪多少也必将影响其后的大气环流和季风活动。至于高原冬季热力状况究竟起了什么样的作用,起了多大作用,这是一个有待进一步研究的问题,本文只给出了它与季风活动的相关性。

综合以上研究可以得到如下几点结论。

(1) 对 T_{BB} 资料分析表明,高原南北部的季节变化有明显的不同,从对流降水的角度来看,高原南部有明显的季风现象,而高原北部则不明显,高原西南部与东北部冬季热状况的年际变化呈反相相关,东北部冷时,西南部暖,反之亦然。高原东北部冬季冷暖与东亚冬季风强弱呈正相关,说明高原东北部易于受东亚冷空气的侵袭,而西南部则不易。

(2) 高原冬季热力状况与整个夏季亚澳地区季风异常有密切的关系,当冬季高原西南部异常暖时,夏季孟加拉湾北部对流强、东亚大陆对流雨带偏北,即东亚副热带夏季风偏北,江南、华南对流受到抑制,海洋大陆、西北和西南低纬太平洋等地对流活跃,西太平洋夏季风和印尼-澳大利亚北部冬季风活跃,而南海夏季风对流的弱,更为显著的是赤道西太平洋下沉运动发展,反之亦是,这种相关从冬到夏具有很强的持续性。

(3) 1985 年个例进一步证实上述结论。上述各种密切的相关性可能是通过东亚季风的的活动以及其它强迫因子实现的。高原热力状况所具有的作用以及高原与冬、夏季风之间的相互作用的物理过程有待进一步研究。

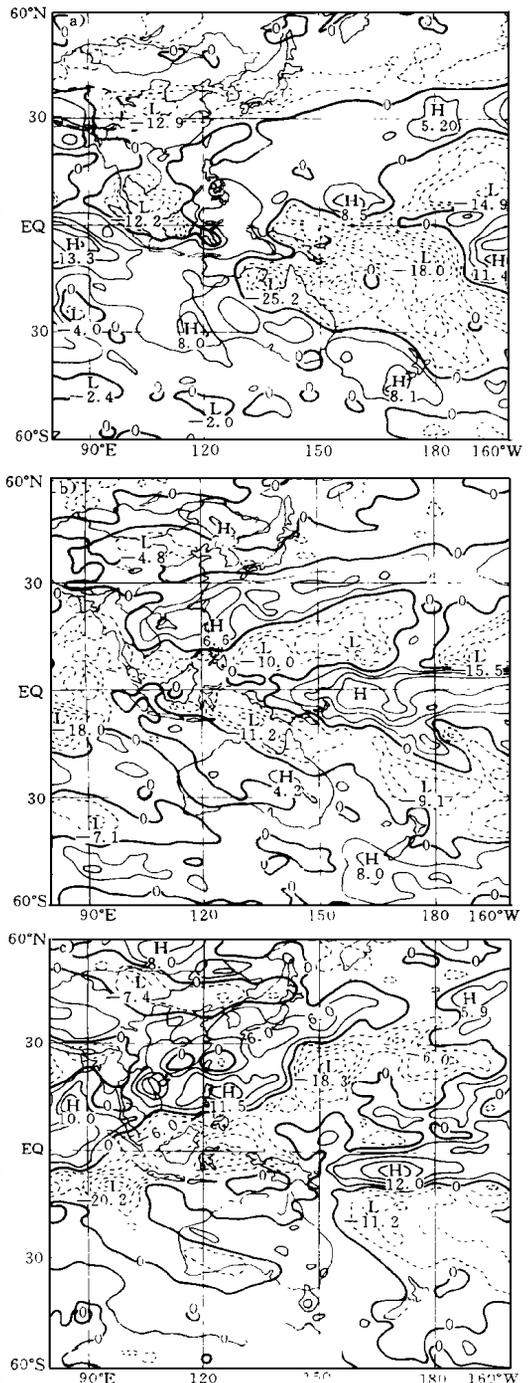


图 5 1985 年 3 月(a)、5 月(b)、7 月(c)距平场(相对于 13 年)

Fig. 5 1985 T_{BB} monthly departures (compared to a 13-year mean)
a. March; b. May; c. July

参 考 文 献

- 1 Blanford H F. On the connection of Himalayar snow fall and seasons of drought in India. Proc Roy Soc, 1884, 37: 22 ~ 33
- 2 章基嘉, 徐祥德. 青藏高原地面热力异常对夏季江淮流域持续暴雨形成的作用. 大气科学, 1995, 19(3): 270 ~ 276
- 3 汤懋苍, 王敬香, 张 建. 利用冬季 0.8 米地温距平预报降水场的初步方法. 高原气象, 1987, 6(3): 244 ~ 255
- 4 汤懋苍, 尹建华, 蔡洁萍. 冬季地温分布与春、夏季降水相关的统计分析. 高原气象, 1986, 5(1): 40 ~ 52
- 5 朱乾根, 余 斌. 东亚冷涌期间低纬环流和降水形成的数值试验. 气象学报, 1994, 52(2): 172 ~ 179
- 6 黄荣辉. 引起我国夏季旱涝的东亚大气环流异常遥相关及其物理机制的研究. 大气科学, 1990, 14(1): 108 ~ 117

TIBETAN WINTER THERMAL REGIME RELATED TO ASIAN AND AUSTRALIAN MONSOON ANOMALIES

Bai Huzhi Zhu Qiangen

(Department of Meteorology, NIM, Nanjing 210044)

Abstract Relation is investigated of Tibetan winter thermal regime to Asian summer and Australian winter monsoons in the context of Japan GMS-observed T_{BB} series. Evidence suggests that with winter warm anomaly in the SW Plateau, the subtropical summer monsoon rainbelt is northward of mean, and convection is suppressed in the south of the Yangtze river and South China and active convection emerges over the maritime continent, NW and SW Pacific at low latitudes, suggestive of active summer (winter) monsoon in the tropical western Pacific (Indonesia/northern Australia, and developing subsidence in the equatorial western Pacific. These features are maintained from winter to summer, as exemplified by the 1985 case. Also, anticorrelation in the winter thermal conditions is disclosed between the SW and NE parts of the study region on an interannual basis. As a consequence, it is inappropriate to use the regionally-averaged thermal condition for research purposes.

Keywords Tibetan winter thermal regime, Asian/Australian monsoons, Anomaly, T_{BB}