

青藏高原云—辐射—加热效应和南亚夏季风 ——1985 年与 1987 年对比分析*

王可丽

吴国雄

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州, 730000) (中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

江 灏

刘 平

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州, 730000) (中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

摘 要

文中首先利用 NCEP-NCAR 再分析的风场资料, 分析了南亚夏季风的时空特征, 选取了有代表性的典型强、弱夏季风年, 继而利用 ISCCP-C2、ERBE-S4 卫星观测资料和 NCEP-NCAR 再分析资料, 对比分析了强、弱夏季风前期青藏高原地区的云—辐射—加热状况及其在海、陆差异中的作用。分析结果表明, 南亚夏季风强或弱, 其前期青藏高原地区的云—辐射—加热效应有明显的差异。在强(弱)南亚夏季风的前期, 青藏高原大部分地区为相对少(多)云区, 其云量变化不仅表明了此区的云—辐射—加热效应的不同, 更重要的是与此同时出现的海、陆之间云量分布的“跷跷板”现象, 进一步改变了海、陆之间的热力差异。而且, 在强南亚夏季风年, 这种热力差异不但开始得早, 而且持续时间长、作用范围大, 从而对南亚夏季风的形成和变化产生重要的影响。

关键词: 南亚夏季风, 云—辐射效应, 青藏高原。

1 引 言

了解季风的基本变化和异常变化的规律及成因, 对预测旱涝等灾害性天气有重要意义。因此, 近年来有关季风活动的研究成为气候学研究领域的热点之一。亚洲季风的 活动与中国旱涝等灾害性天气有直接的联系, 因此中国气象学家更为关注亚洲季风的 活动。现有的研究表明, 位于中纬度亚洲地区的青藏高原对亚洲季风的 活动起着至关重要的作用^[1,2], 这种作用不仅仅是高原固有的高大地形的动力强迫作用, 更重要的是高达对流层中部的青藏高原对大气的抬升加热或冷却作用^[3~8]。到目前为止, 就青藏高原地区感热、潜热和积雪、融雪效应影响亚洲季风的研究已取得了一系列重要的研究进展^[9~17], 其研究成果大大增进了人们对青藏高原冷热源在亚洲季风形成、维持和变化过程中所任角色

的认识。

从机理上讲, 季风是太阳辐射与气候系统中各子系统(海、陆、气)之间相互作用在大气环流中的突出表现。那么气候系统外部的辐射强迫与气候系统内部最活跃的成员——云之间的相互作用必然通过气候系统内部的能量转换过程而与季风的 活动密切相关。事实上, 对亚洲季风有重大影响的青藏高原地区的感热、潜热和积雪、融雪效应均与青藏高原上的云—辐射反馈过程相关联。因此青藏高原云—辐射反馈过程是研究亚洲季风活动时需要考虑的重要物理过程。

季风变化具有多时间尺度特征, 这里涉及到的 是与其年际变化有关的问题。文中从青藏高原云—辐射效应入手, 研究青藏高原在南亚夏季风年际变化中的作用, 以期对此增加一些新的认识。利用 NCEP-NCAR 再分析的风场资料, 首先分析了南亚

* 初稿时间: 2000 年 6 月 14 日; 修改稿时间: 2000 年 11 月 16 日。

资助课题: 国家自然科学基金项目(49875017)和国家重点基础研究发展规划项目(G1998040904-1,)及中国科学院创新项目(210035)。

夏季风的时空特征,选取了强夏季风年和弱夏季风年,继而利用 ISCCP-C2, ERBE-S4 卫星观测资料和 NCEP-NCAR 再分析资料,对比分析了强、弱夏季风前期青藏高原地区的云—辐射—加热状况及其在海、陆差异中的作用,给出了初步的分析结果。本文所用资料包括 ISCCP-C2^[18] 和 ERBE-S4^[19] 卫星资料,分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$; NCEP-NCAR T62 的再分析月平均格点资料^[20],其经向格点为 94 个高斯纬度,纬向分辨率为 1.875° 。

2 南亚夏季风的时空特征

分析 1958~1997 年 40 a 平均的 NCEP-NCAR 月平均风场资料,可以清楚地了解南亚季风区风场的季节演变情况(图略)。850 hPa 纬向风场的季节变化具有显著特征,从 3 月到 4 月,沿阿拉伯海—孟加拉湾—菲律宾海区一带东风迅速减弱,5 月份风向发生反向变化,与此同时,200 hPa 东风带由南向北推进,从 6 月份开始在南亚季风区出现对流层纬向风场的强垂直切变,南亚夏季风特征场^[21]形成,

并一直持续到 9 月份。本文依此确定 6~9 月为南亚夏季风特征期,对流层纬向风场迅速变化的 4~5 月份为南亚夏季风前期。值得注意的是,4~5 月份也正是青藏高原地区地面感热迅速增加的时段^[13,22]。

为了解南亚夏季风特征期纬向风垂直切变(850 hPa—200 hPa)空间分布的年际变化,对纬向风垂直切变距平场作自然正交分解。图 1 给出了 1958~1997 年 6~9 月平均的纬向风垂直切变距平场,如图 1 所示,在 $0^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{N}$, $40^{\circ} \sim 130^{\circ} \text{E}$ 这一夏季纬向风强垂直切变的气候区域,约占总方差 42% 的 EOF 第一模在此区域内呈大范围的同号分布,亦即在南亚夏季风区季风增强或减弱的整体性是第一位的,这与 Webster 和 Yang^[23] 季风指数所描述的特征是一致的;约占总方差 20% 的 EOF 第二模,以 90°E 为分界线其东、西部符号大体相反,由此说明印度夏季风与东南亚夏季风强度的反相变化是第二位的。本文取第一模起主要作用的年份:1985 年为强南亚夏季风年,1987 年为弱南亚夏季风年。

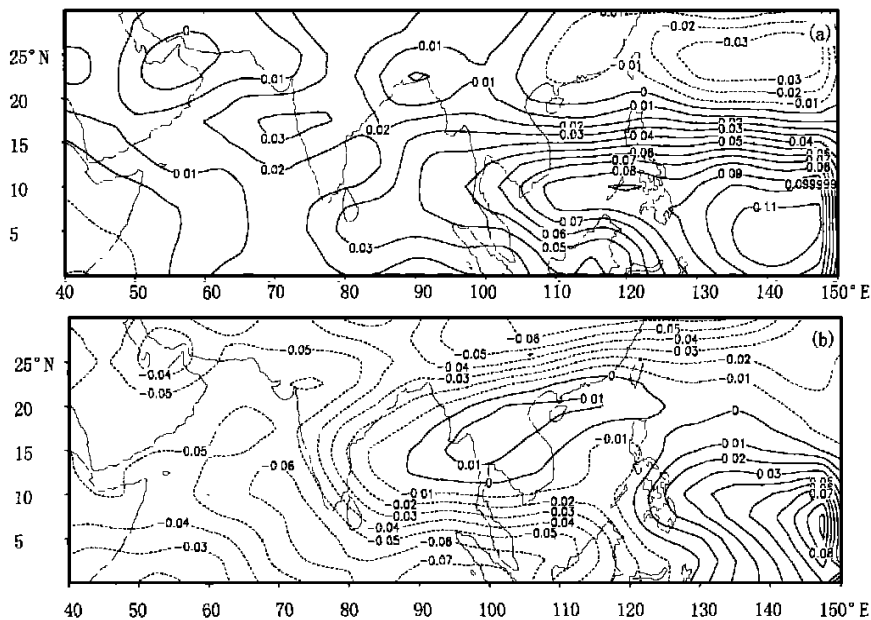


图 1 1958~1997 年 6~9 月平均的纬向风垂直切变距平场(m/s) EOF 分析
(a. EOF 第一模, b. EOF 第二模)

图 2 为 1985 年与 1987 年 6~9 月平均纬向风垂直切变差值的空间分布。由图可见,1985 年与 1987 年南亚夏季风强度的差异是非常明显的,沿阿

拉伯海—孟加拉湾—菲律宾海区一带纬向风垂直切变差值基本上都在 4 m/s 以上。

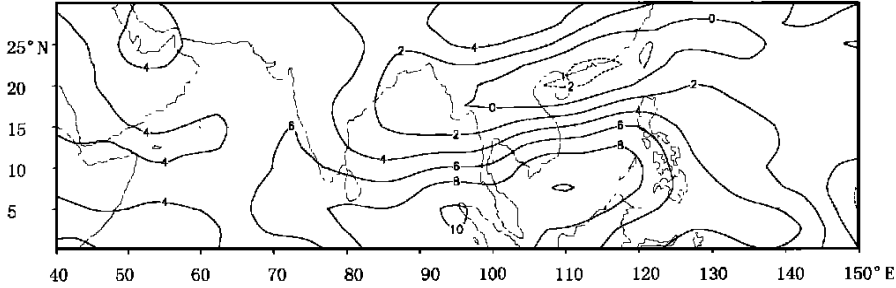


图2 1985 年与 1987 年 6~ 9 月平均纬向风垂直切变差值(m/s)的空间分布

3 青藏高原地区的云—辐射—加热状况

在强、弱南亚夏季风的前期, 青藏高原地区的云状况是有差异的。与 1984~ 1990 年的气候值相比, 在 1985 年南亚夏季风前期的 4 月份, 青藏高原地区为少云区, 而在 1987 年的 4~ 5 月份此区为多云区,

两者的负差异是非常明显的。图 3 为 1985 年与 1987 年 4~ 5 月平均云量差值分布。与青藏高原周边地区相比, 其负差值在高原地区为一相对高值区。在高原北部, 4~ 5 月平均云量最大差值达 - 11%, 超过同期云量的 1/6。

图 4 为沿 35°N 从 75~ 105°E 平均的 1984~

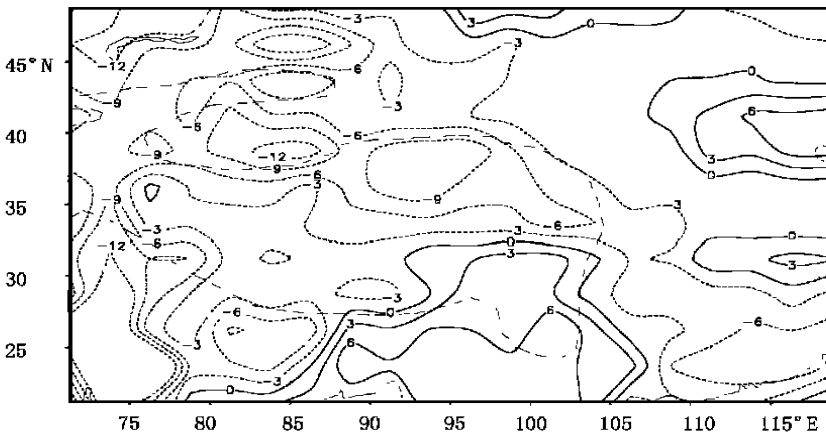


图 3 1985 年与 1987 年 4~ 5 月平均云量差值(%)的空间分布(ISCCP 资料)

1990 年 4~ 5 月平均云量与南亚夏季风指数^[23]的相关分布。图中显示 4~ 5 月云量变化与南亚夏季风指数有很好的负相关性, 达到 0.01 的信度水平。它表明在南亚夏季风前期, 高原云量变化对其后季风的发展有直接对应关系。

大范围持续性的云量偏少或偏多必然会对辐射场产生重要影响。云对辐射的影响由云辐射强迫表征^[24, 25], 定义其为云天值与晴天值之差:

$$R_{CF} = R_C - R_0$$

式中, R 为辐射通量, 下标 CF 表示云强迫值、 C 表示云天值、 0 表示晴天值。由于地气系统短波吸

收辐射在晴天大于云天, 所以其云强迫值为负值, 表明云的存在使地气系统短波吸收辐射减少。比较强、弱南亚夏季风前期青藏高原地区地气系统短波吸收辐射云强迫(图略)可以看出, 在地面对大气加热起主要作用的青藏高原的西部和北部地区, 强南亚夏季风前期的地气系统短波吸收辐射云强迫小于弱南亚夏季风前期的值(绝对值), 图 5 为其差值的分布状况。图 5 显示, 在青藏高原的西部和北部地区有大范围的正差值, 表明在上述地区地气系统短波吸收辐射在强南亚夏季风前期受云的削弱较少, 比之弱南亚夏季风前期可获得较多的短波辐射收

入。图 5 中“0”线在高原北部沿 100°E 向南延伸, 到 35°N 突然拐向西, 在 82°E 附近再次拐向南, 在高原中部多出一块接近 0 值的低绝对值区域。对比 NCEP-NCAR 再分析的云量资料可以发现, 这正是再分析资料秋、冬、春三季在青藏高原中部(30~35°N, 80~100°E) 出现虚有高值中心的区域^[26]。如果去除这一因素, “0”线应该距“-10”线 2~3 个纬距, “10”线距“0”线 3~4 个纬距。这样, 在图 5 中青藏高原大部分地区都应具有正的地气系统短波吸收辐射云强迫差值。

NCEP-NCAR 再分析资料讨论净辐射云强迫分布的原因。青藏高原地区春季为多云时段, 由现有的卫星探测技术测得晴空辐射值有时存在困难, 因此对于单个年份来说, 由卫星测值得到的云辐射强迫值有或多或少的空缺, 但可以由连续几年的资料了解其气候特征。分析 1985~1988 年平均的 ERBE 云辐射强迫资料, 其结果表明, 在青藏高原地区的春季, 地气系统净辐射云强迫值与短波吸收辐射云强迫值具有相同的符号, 且两者均与云量成反向变化关系。因此, 根据图 5 仍能得到合理的物理解释: 偏少(多)的云量使地气系统短波吸收辐射云强迫值较小(大), 即能使地气系统得到较多(少)的净辐射能。

地气系统获得的辐射能通过气候系统内部的能量转换过程而使地气系统温度发生变化, 温度场的变化可以由 OLR 的变化反映出来。图 6 给出了 1985 年与 1987 年南亚夏季风前期青藏高原地区 OLR 的差值分布。由图 6 可以看出, 除在高原东南部很小范围内出现负差值区以外, 在青藏高原主体的其它大部分地区都是正差值。这表明在青藏高原主体的大部分地区, 1985 年南亚夏季风前期地气系统的温度要高于 1987 年。

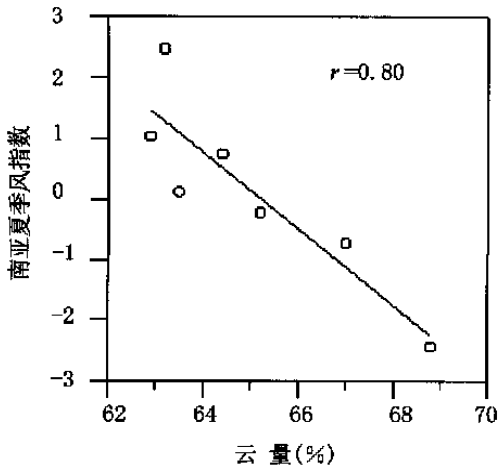


图 4 青藏高原地区的云量与南亚夏季风指数(WYI)的关系

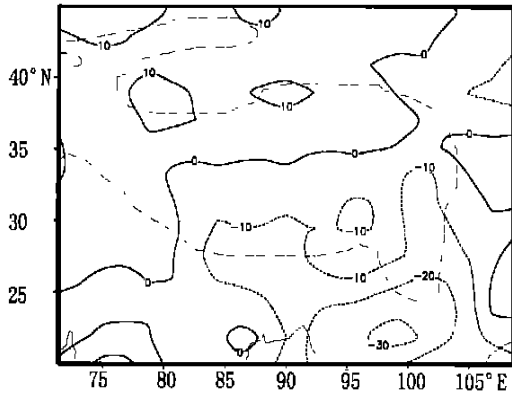


图 5 1985 年与 1987 年 4~5 月平均地气系统短波吸收辐射云强迫差值(W/m^2)的空间分布(NCEP-NCAR 资料)

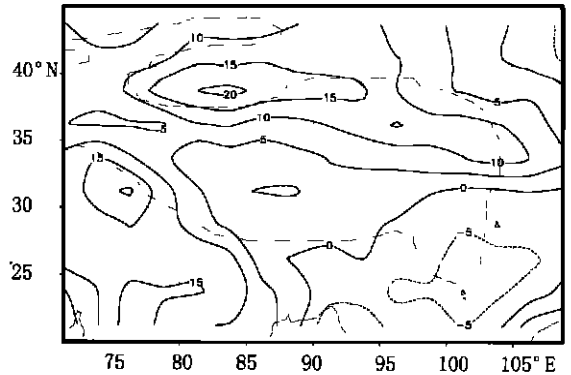


图 6 1985 年与 1987 年 4~5 月平均 OLR 差值(W/m^2)的空间分布(ERBE 资料)

由于云辐射强迫为有云实际大气与晴天大气的辐射通量之差, 而净辐射本身又是短波辐射与长波辐射两个大量的小差, 因此对净辐射云强迫的合理分析有赖于资料的更高精度, 这是本文没有利用

4 青藏高原在海陆差异中的作用

在强、弱南亚夏季风的前期, 青藏高原地区的云量变化不仅表明了此区的云—辐射—加热效应的差异, 更重要的是这种现象蕴含着青藏高原在海、陆差异中的“跷跷板”作用。图 7 给出了 91.25°E 云量距平随纬度的变化。

图 8 给出了 31.25°N 云量距平与 3.75°N 云量

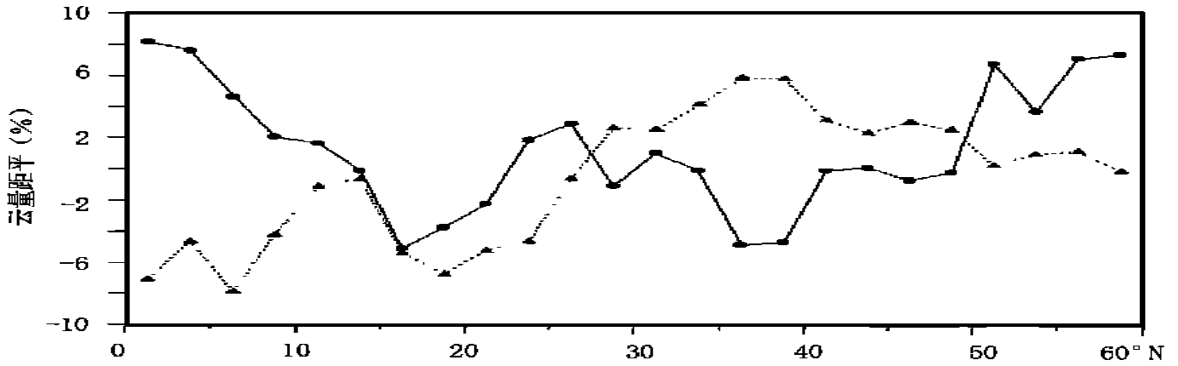


图7 1985年(实线)与1987年(虚线)4~5月云量距平(%)
沿91.25°E的纬度分布

距平差值沿经度分布的季节演变。在强南亚夏季风的前期,沿青藏高原所在的纬度带云量偏少,而热带地区云量偏多,由此使得31.25°N云量距平与3.75°N云量距平的差值为负;反之,在弱南亚夏季风的前期,其云量距平的差值为正。尽管在1985年

(图8a)100°E以东地区的云量距平差值大于高原所在经度地区的云量距平差值,但由于青藏高原海拔高、气柱绝对质量小,高原地区的短波辐射和净辐射要强于其东部的平原地区,故而由云量变化引起的辐射效应在高原地区具有更重要的意义。图9也反

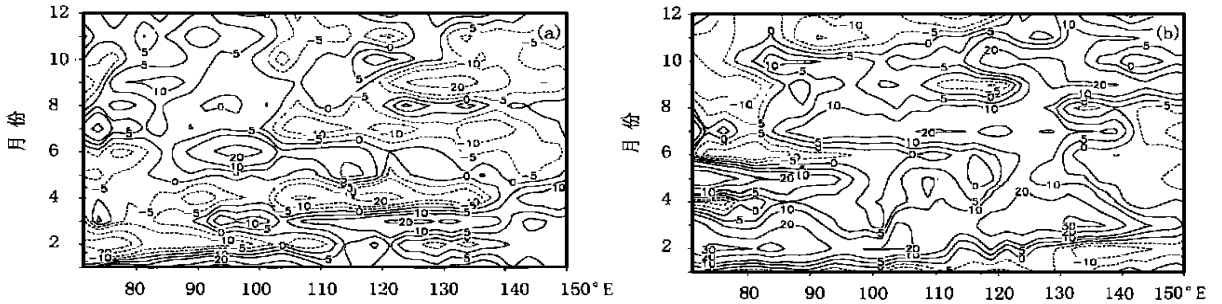


图8 31.25°N云量距平与3.75°N云量距平差值(%)
沿经度分布的季节变化(ISCCP资料)
(a. 1985年, b. 1987年)

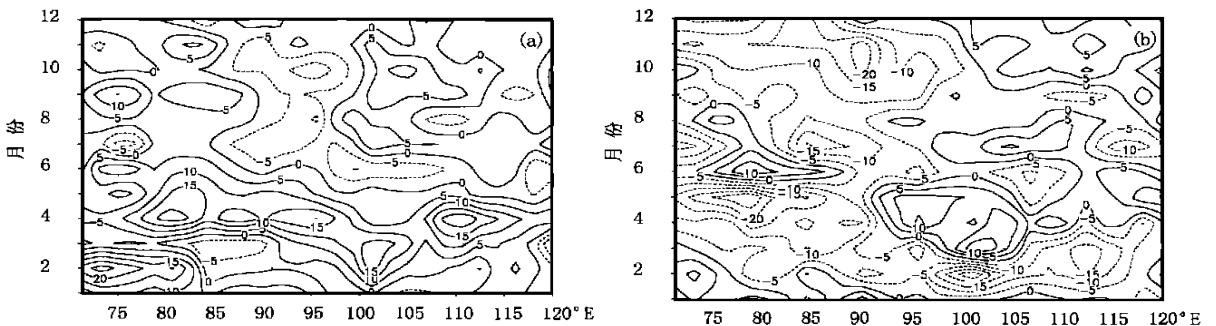


图9 30°N地表净辐射距平与5°N地表净辐射距平差值(W/m^2)
沿经度分布的季节变化(NCEP-NCAR资料)
(a. 1985年, b. 1987年)

映出了这一特点。在强南亚夏季风的前期,由于云量的偏少,使得青藏高原地区的地表净辐射为正距平,而热带地区地表净辐射为负距平,致使 30°N 与 5°N 间地表净辐射距平的差值为正;反之,在弱南亚夏季风的前期,其地表净辐射距平的差值为负。比较图9a与图9b可见,在强、弱南亚夏季风的前期,75~ 90°E 经度范围内差异最为明显,其差额最高可达 40 W/m^2 以上。

由 30°N 与 5°N 温差的经度分布季节变化情况(图略),不仅可以了解在强、弱南亚夏季风的前期,对流层中上部大气热状况的差别,同时还可以清楚

地看到青藏高原在加热场季节变化中的作用。同时,分析得知,盛夏的热中心在高原地区。图10给出其强弱年差值。由图10显示在200 hPa和500 hPa上,盛夏在高原地区有小范围弱负差值,这是因为强、弱南亚夏季风年的热中心并不重合,热差异的主要表现并不在中心强度上。周围的大范围正差值表明,强、弱南亚夏季风年的热差异主要表现在起止时间和作用范围上。热差异的高值中心在4月且位置偏西,表明南亚夏季风前期高原中西部地区的热异常对季风的变化有重要影响。

总之,在强南亚夏季风的前期,青藏高原地区因

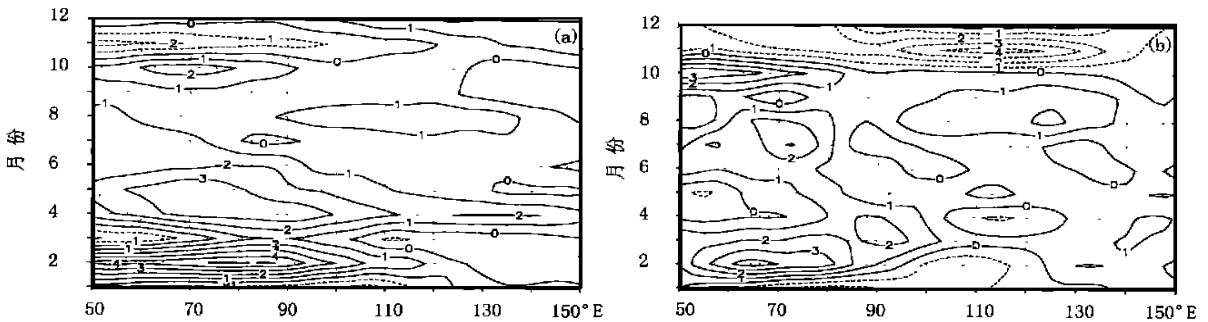


图10 1985年与1987年 30°N 与 5°N 温差的差值(K)沿经度分布的季节变化
(a. 200 hPa, b. 500 hPa)

云量偏少而使地表有较强的辐射加热,从而形成较大的地、气温差,通过地、气之间较强的感热交换和辐射加热直接作用于对流层中层,继由“气泵作用”^[12]使整层大气增温。这种加热在强南亚夏季风年不但开始得早,而且持续时间长、作用范围大,从而加剧了海、陆之间的热力差异。海、陆热力差异是季风形成的根本原因,因此,从这个意义上来讲,青藏高原云—辐射—加热效应在南亚夏季风形成和变化过程中起着不可或缺的作用。

5 结论与讨论

对1958~1997年南亚夏季风特征期纬向风垂直切变距平场的EOF分析表明:在南亚夏季风区季风增强或减弱的整体性是第一位的,这与Webster和Yang^[23]季风指数所描述的特征是一致的;印度夏季风与东南亚夏季风强度的反相变化是第二位的。本文据此选取1985年为强南亚夏季风年,1987年为弱南亚夏季风年。对比分析强、弱南亚夏季风前期青藏高原地区的云—辐射—加热状况,结果表明,南亚夏季风强或弱,其前期青藏高原地区的云—

辐射—加热效应有明显的差异:在强南亚夏季风的前期,青藏高原大部分地区为相对少云区,地气系统短波吸收辐射云强迫值较小,由此会使地气系统有较多的净辐射收入,因较强的地表净辐射加热而形成较大的地、气温差,通过地、气之间较强的感热交换和辐射加热直接作用于对流层中层;在弱南亚夏季风的前期,则有相反的变化。在强、弱南亚夏季风的前期,青藏高原地区的云量变化不仅表明了此区的云—辐射—加热效应的不同,更重要的是与此同时出现的海、陆之间云量分布的“跷跷板”现象,进一步改变了海、陆之间的热力差异。在强南亚夏季风年,这种热差异不但开始得早,而且持续时间长、作用范围大,从而对南亚夏季风的形成和变化产生重要影响。

由于资料所限,本文主要作了1985年与1987年的对比分析,而且只是青藏高原云—辐射—加热效应与南亚夏季风关系时滞谱中的一部分,有更长时间滞关系的云—积雪—辐射—加热效应在本文的分析中未予考虑。例如,从图8a上还可以看到,在2月份前后还存在另外一个云量距平差值负值带,这

也许是1985年4~5月份青藏高原地区的云量在1984~1990年时段内虽不是最少,但该年仍为强南

亚夏季风年的另一原因。因此,更全面的分析还有待于我们进一步的工作。

参考文献

- 1 Hahn D G, Manabe S. The role of mountains in the south Asian monsoon circulation. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 1515~ 1540
- 2 Wu G-X, Zhu Z B, Gao D Y. The impact of the Tibetan Plateau on local and regional climate. In: IAP, CAS eds. *From Atmospheric Circulation to Global Change*. 北京: 气象出版社, 1996. 425~ 440
- 3 Staff Members of the Section of Synoptic and Dynamic Meteorology, Institute of Geophysics and Meteorology, Academia Sinica, On the general circulation over eastern Asia (1). *Tellus*, 1957, 9: 432~ 446
- 4 Flohn H. Large scale aspects of the summer monsoon in south and east Asia. *J Meteor Soc Japan (75th Ann.)*, 1957, 180~ 186
- 5 Flohn H. Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands. *Atmos Sci*, 1969, 130
- 6 叶笃正, 高由禧等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 278pp
- 7 Ye T Z. Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighbourhood. *Bull Amer Meteor Soc*, 1981, 62: 14~ 19
- 8 Luo H, Yanai M. The large scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, Part I: Precipitation and kinematic analyses. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 922~ 944
- 9 Yanai M, Li C, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70: 319~ 351
- 10 Ueda H, Yasunari T. Role of warming over the Tibetan Plateau in early onset of the summer monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea. *J Meteor Soc. Japan*, 1998, 76(1): 1~ 12
- 11 Li C F, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J Climate*, 1996, 9: 358~ 375
- 12 吴国雄, 李伟平, 郭华等. 青藏高原感热气泵和南亚夏季风. 见: 叶笃正主编. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社, 1997. 116~ 126
- 13 Wu G-X, Zhang Y-SH. Tibetan Plateau forcing and monsoon onset over South China Sea and South Asia area. *Mon Wea Rev*, 1998, 126 (4): 913~ 927
- 14 陈受钧. 辐射对夏季风开始的影响——数值模拟. *气象学报*, 1988, 46(1): 20~ 27
- 15 钱云, 钱永甫. 青藏高原隆升影响夏季大气环流的敏感性试验. *气象学报*, 1996, 54(4): 474~ 483
- 16 陈烈庭, 阎志新. 青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析. 见: 青藏高原气象会议论文集编写组编. 青藏高原气象会议论文集. 北京: 科学出版社, 1979. 151~ 161
- 17 吴国雄, 薛纪善, 王在志等. 青藏高原化雪迟早的辐射效应对季节变化的影响. *甘肃气象*, 1995, 13(1): 1~ 7
- 18 Rossow W B, Schiffer R A. ISCCP cloud data products. *Bull Amer Meteor Soc*, 1991, 72: 2~ 20
- 19 Barkstrom B R, Smith G L. The earth radiation budget experiment: Science and implementation. *Rev Geophys*, 1986, 24: 379~ 390
- 20 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437~ 471
- 21 王斌, 樊真. 论南亚夏季风指数的选择. 见: 中国科学院大气物理研究所编. 东亚季风和中国暴雨. 北京: 气象出版社, 1998. 170~ 183
- 22 王可丽, 沈志宝. 河西走廊地-气之间感热交换的年变化与年际变化. *高原气象*, 1990, 9(2): 228~ 234
- 23 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 877~ 926
- 24 Ramanathan V. The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation. *J Geophys Res*, 1987, 92: 4075~ 4095
- 25 王可丽, 钟强. 青藏高原地气系统云辐射强迫的气候学特征. *高原气象*, 1997, 16(1): 16~ 22
- 26 王可丽, 江灏, 陈世强. 青藏高原地区的总云量—地面观测、卫星反演和同化资料的对比分析. *高原气象*, 2001, 20(3): 252~ 2257

CLOUD- RADIATION- HEATING EFFECT OVER THE TIBETAN PLATEAU AND SUMMER MONSOON OF THE SOUTH ASIAN

Wang Keli

(*Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000*)

Wu Guoxiong

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Jiang Hao

(*Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000*)

Liu Ping

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract

In this paper, the years of strong and weak South Asian summer monsoon are chosen by the EOF analysis of the NCEP/NCAR wind data. And then the cloud- radiation- heating state over the Tibetan Plateau in the early days (April- May) of the strong and the weak South Asian summer monsoon is analyzed and its effect on sea- land thermal contrast is discussed by using the ISCCP-C2, ERBE-S4 satellite observation data and the NCEP/NCAR data. Results show that differences between the early days of the strong and the weak South Asian summer monsoon in cloud- radiation- heating state and effect are obvious. In the early days of the strong South Asian summer monsoon, there is relatively less cloud cover over most areas of the Tibetan Plateau, the short wave radiation cloud- forcing is little. Accordingly, the net radiation flux of the earth- atmosphere system is increased and the earth- atmosphere system is heated. During the same time, the difference between temperate latitude and tropical zone is negative for the cloud cover anomalies and that is positive for the net radiation anomalies, the sea- land thermal contrast is intensified. But in the early days of the weak South Asian summer monsoon, the cloud- radiation- heating state and effect are contrary to the strong case. It is evident that the cloud- radiation- heating state over the Tibetan Plateau in the early days of the South Asian summer monsoon plays a very important role in activities of the South Asian summer monsoon.

Key words: South Asian summer monsoon, Cloud- radiation effect, Tibetan Plateau.