

青藏高原云对天气系统 长波射出辐射(OLR)强迫的气候研究

刘 艳, 翁 笃 鸣

(南京气象学院 环境科学系, 江苏 南京 210044)

摘要: 利用地球辐射平衡试验(ERBE)和国际卫星云气候计划(ISCCP)提供的天气系统长波射出辐射(OLR)和云量资料, 计算并讨论了青藏高原天气系统各季和年平均总云量对 OLR 的强迫及其所产生的温室效应, 揭示了高、低云对 OLR 强迫的特点。结果表明: 高原的 OLR 云强迫与总云量、高云量都有较好的相关关系, 且季节变化明显; OLR 云强迫和云温室效应的地理分布与高原总云量的分布较为一致; 云强迫的年变化一般以春季最大, 冬、秋季最小。

关键词: 青藏高原; 天气系统长波射出辐射; 云辐射强迫; 云温室效应

中图分类号: P422

文献标识码: A

云-辐射相互作用是当今大气科学的重要研究课题之一。自 1987 年 Ramanathan^[1] 提出云辐射强迫的概念起, 国外学界对此进行了多方面的研究^[1-4], 热点多集中在云对天气系统太阳短波吸收辐射强迫方面。相比之下, 对天气系统辐射的另一基本参量——OLR 云强迫的讨论不多。本文在研究青藏高原云对天气系统短波吸收辐射强迫^[5] 的基础上, 进一步研究该地区云对 OLR 的强迫作用, 为研究云对净辐射强迫作准备。本文所用资料为地球辐射平衡试验(ERBE)^[6] 1985~1988 年及同期国际卫星云气候计划(ISCCP)^[7] 月平均云量和云天、晴天 OLR 资料。经纬度网格距为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。研究范围为我国青藏高原(75~105 E, 25~40 N)地区。

1 天气系统长波射出辐射(OLR)云强迫与云的关系

1.1 OLR 云强迫与总云量的相关

天气系统 OLR 云强迫可表示为

$$F_L = F_c - F_o \quad (1)$$

式中 F_L 为 OLR 云强迫, F_c 、 F_o 分别为实际云天和晴天的 OLR。考虑到一般情况下, 云天 OLR 小于晴天 OLR, F_L 为一负值, 为行文方便, 可将云对 OLR 的强迫改写为晴天辐射通量密度与实际云天辐射通量密度之差, 相应的天气系统射出长波辐射云强迫表示为

$$F_L = -F_L = F_o - F_c \quad (2)$$

有云条件下, OLR 还可写成^[8]

$$F_c = F_0(1 - A_c) + F_{NAc} \quad (3)$$

或

$$F_c = F_0 + (F_N - F_0)A_c \quad (4)$$

式中, F_0 、 F_N 分别为晴天和全阴天地气系统长波射出辐射, A_c 为云层覆盖率, 取值域为[0, 1]。显然, A_c 应与云量以及云的层次结构特征有关。

如设地气系统等效温度为 T , 比辐射率为 ϵ , 则晴天和全阴天的 OLR 可分别表示为

$$F_0 = \epsilon_0 T_0^4; \quad (5)$$

$$F_N = \epsilon_N T_N^4. \quad (6)$$

式中, σ 为斯蒂芬—波尔兹曼常数。结合(4)式, (2)式可改写成

$$F_L = (\epsilon_0 T_0^4 - \epsilon_N T_N^4)A_c \quad (7)$$

或

$$F_L = F_0 \left[1 - \frac{\epsilon_N}{\epsilon_0} \left(\frac{T_N}{T_0} \right)^4 \right] A_c \quad (8)$$

(7)、(8)两式表明, 影响 OLR 强迫的因子较多, 主要有云的覆盖状况及云、大气和地表的温度等。如果说晴天的 OLR 主要由下垫面和大气层的长波辐射所决定, 有云时由于云的辐射特性以及云顶温度较之同高度自由大气温度偏低, 可导致 OLR 减小。若云的辐射特性一定, 大气和地表状况又比较一致, 则总云量应是影响 OLR 云强迫的主要因素, 两者之间应存在比较好的相关性。

为此, 我们绘制了青藏高原各季总云量(n)与地气系统 OLR 云强迫的散布图(图1)。由图可见, 两者间的相关比较明显。随着总云量的增大, 云辐射强迫单调递增, 且增速随着总云量增多而增大。这与已知的总云量与云对短波吸收辐射强迫的相关性质是相似的。

为进一步揭示地气系统 OLR 云强迫与总云量(n)的关系, 根据图1及(8)式所表示的物理概念和统计经验, 并考虑总云量为0时 OLR 云强迫必须为0的边界条件, 可设计如下关系式

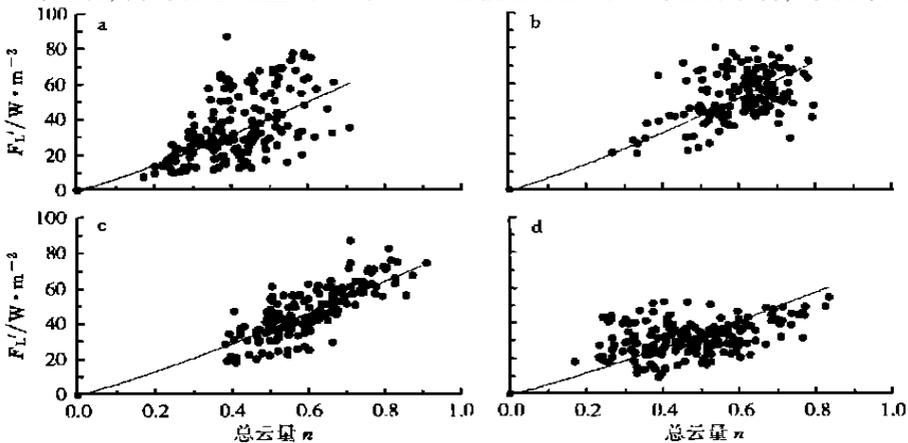


图1 青藏高原地气系统 OLR 云强迫与总云量散点图

a. 冬季; b. 春季; c. 夏季; d. 秋季

Fig. 1 Scatter chart of LWCRF versus total cloudiness over Tibetan Plateau for winter(a), spring(b), summer(c) and autumn(d)

$$F_L = (a + bn)n \quad (9)$$

进行拟合。表 1 即为按(9)式拟合的青藏高原各季 a 、 b 系数、误差及相关比等。可以看出, 青藏高原各季 OLR 云强迫与总云量间存在着不同程度的相关, 以夏季相关最明显, 说明在暖季由于温度分布相对均匀, 云对 OLR 的强迫作用比较突出。

表 1 按(9)式拟合的 OLR 强迫与总云量的统计结果

Table 1 Statistical results of estimated LWCRF and total cloudiness

| | a | b | 绝对误差($W \cdot m^{-2}$) | 相对误差 | 相关比 |
|----|---------|----------|--------------------------|-------|-------|
| 冬季 | 87.223 | - 3.879 | 11.333 | 0.321 | 0.647 |
| 春季 | 129.109 | - 67.851 | 9.058 | 0.172 | 0.776 |
| 夏季 | 60.583 | 28.186 | 6.341 | 0.133 | 0.877 |
| 秋季 | 96.188 | - 59.228 | 6.932 | 0.220 | 0.646 |

1.2 云对 OLR 强迫的不同作用

图 1 和(9)式所揭示的 OLR 云强迫与总云量间的关系, 只是从整体上反映了两者的关系。由于总云量是由高、中、低云所组成, 而不同高度云层的温度相差悬殊, 对长波辐射的吸收和放射也不相同, 所以它们各自对 OLR 的强迫作用是不同的。Ardanuy^[3]曾对热带、副热带海洋以及沙漠地区的云与 OLR 的关系进行了研究, 认为总云量不是决定 OLR 强迫大小的唯一因子, OLR 云强迫还应与云状、云高、云的地理分布、大气和地表的温度等有关。Ramanathan 等^[2]更认为 OLR 云强迫可近似表示为高云强迫的结果。

为揭示不同高度云层对 OLR 强迫的不同作用, 表 2 给出了青藏高原地区 OLR 云强迫分别与总云量、高、中、低云量的简单线性相关系数。由表可见, 高云与 OLR 云强迫的相关系数明显高于中、低云, 显示出高云对地气系统 OLR 强迫的主导作用。中、低云, 尤其是低云, 由于其云顶温度较高, 且其温度与地面温度比较接近的缘故, 所以低云对长波辐射强迫的影响是比较小的。至于表 2 中低云与 OLR 云强迫的相关系数为负, 则是由于低云在总云量中所占的比例因低云量增多而增大所造成的, 是一种表面现象。

表 2 青藏高原地气系统 OLR 云强迫与云量的相关系数

Table 2 Correlation coefficient between LWCRF and cloudiness

| | $r_{\text{总云}}$ | $r_{\text{低云}}$ | $r_{\text{中云}}$ | $r_{\text{高云}}$ |
|----|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| 冬季 | 0.539 | - 0.378 | 0.253 | 0.660 |
| 春季 | 0.429 | - 0.403 | 0.327 | 0.624 |
| 夏季 | 0.785 | - 0.394 | 0.067 | 0.773 |
| 秋季 | 0.417 | - 0.203 | 0.276 | 0.531 |

图 2 给出的青藏高原冬、夏季 OLR 云强迫分别与高、低云量的关系可以说明问题。图中高云量与 OLR 云强迫问题的显著相关可以认定, 并与文献[2, 3]结论一致。低云量与 OLR 云强迫的负相关现象也比较明显。实际上, 它反映出当低云量较小时, 总云量变幅可能较大, 与之相对应的 OLR 云强迫变幅也比较大。随着低云量增大, 总云量变幅逐步减小, 低云量在总云量中所占比例增大, 导致 OLR 云强迫变幅和平均值均有所减少, 于是就出现低云量与 OLR 云强迫间的负相关现象。但从理论上说, 单一的低云量增多也应使 OLR 云强迫有所增大, 只是

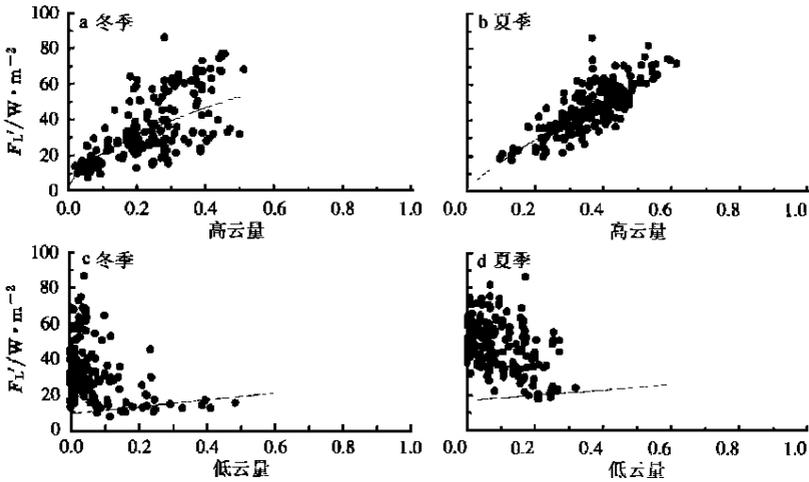


图2 青藏高原冬、夏季 OLR 云强迫与高云、低云量散点图

Fig. 2 Scatter chart of LWCRF versus high cloudiness and low cloudiness respectively in winter and in summer

增幅较之中、高云缓慢。实际上,这在图2中也可分辨出来,图2c、d散布点底部外包线(虚线)便大致可代表在以低云量为主的情况下,OLR云强迫随低云量缓慢递增的倾向。也就是说,在大致相同的总云量下,高云越多,云对OLR强迫作用越大;反之,低云越多,云对OLR的强迫作用自然也越小。

1.3 云的温室效应

云对OLR的强迫作用,减少了地气系统的辐射散失,直接导致整个地球大气系统的增温,这便是云的温室效应。如把整个地球大气系统近似视作绝对黑体,则云的温室效应 T 可由(2)、(5)式推导出来,即

$$T = \frac{F_L}{4 \left(\frac{F_0}{4} \right)^{3/4}} \quad (10)$$

对于有限区域, $\left(\frac{F_0}{4} \right)^{3/4}$ 一般变幅较小,所以地气系统云温室效应的增温值 T 与OLR云强迫大致呈正比关系。即OLR云强迫越大,增温值也越大。根据(10)式计算青藏高原地区云的温室效应可知,云的影响造成的增温值有明显的年变化,3月的增温最大,为17.3 K,12月的最小,为8.0 K,全区年平均增温值为12.1 K。

2 青藏高原地气系统长波射出辐射云强迫的时空分布

青藏高原OLR云强迫的地理分布反映了地理位置、地形和海拔高度以及天气气候背景的决定性作用。图3~5分别给出了根据卫星观测资料绘制的青藏高原1、7月和年平均地气系统OLR云强迫及其温室效应分布。

1月(冬季,图3),OLR云强迫主要呈两高一低型分布。主高值区在高原东部,该区由于受由川黔山地延伸的多云带所控制^[9],最大值在 $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,增温14 K。高原西部边缘为次高值区,它的形成则是地形对西风急流强迫抬升,致使云量增多的结果。高原主体中西部因云量较少,为强迫的低值区,最小值可降至 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (增温4 K)以下。另外,在高原东南边缘及滇西南少云区,OLR云强迫也很小。

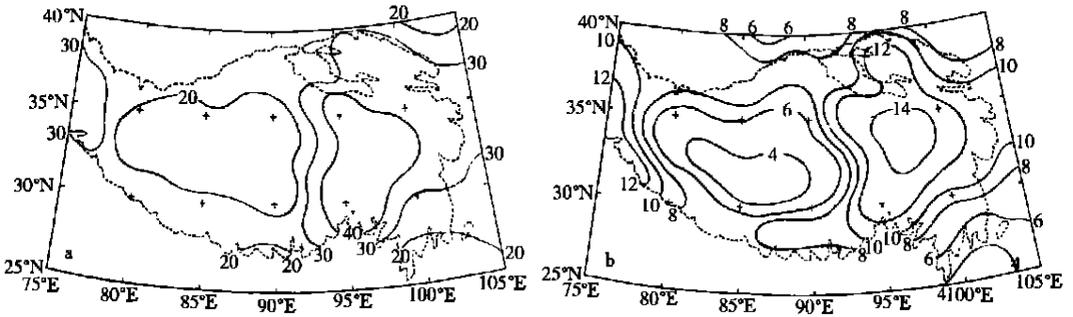


图3 1月青藏高原OLR云强迫(a)及其温室效应(b)分布

Fig. 3 Geographical distributions of LWCRF (a) and CGE (b) over Tibetan Plateau in January

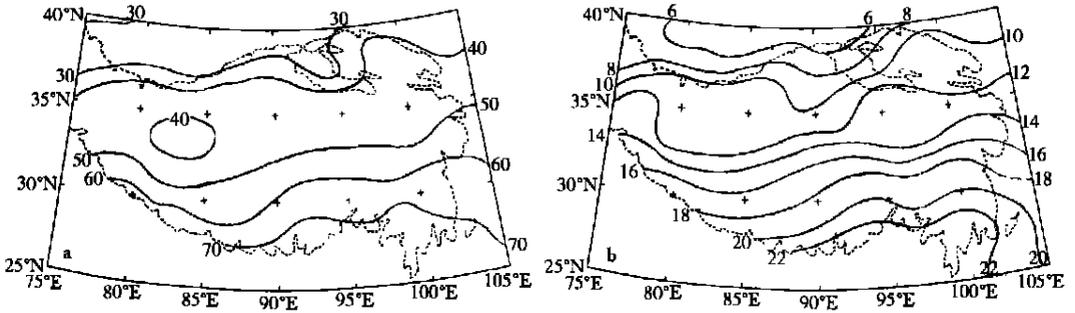


图4 7月青藏高原OLR云强迫(a)及其温室效应(b)分布

Fig. 4 Geographical distributions of LWCRF (a) and CGE (b) over Tibetan Plateau in July

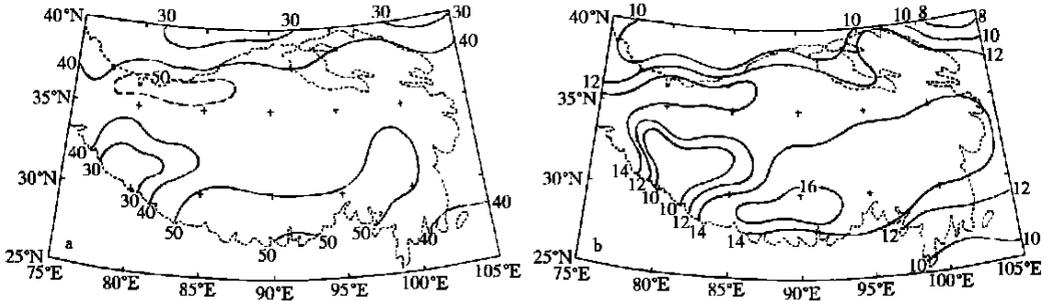


图5 青藏高原年平均OLR云强迫(a)及其温室效应(b)分布

Fig. 5 Distributions of annually averaged LWCRF (a) and CGE (b) over Tibetan Plateau

7月(夏季,图4),OLR云强迫和云温室效应的南北梯度增大,出现了一个由滇西南、藏东南向整个高原扩展并不断递减的分布体系。云强迫值由高原东南及滇西南的 $70 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (增温 22 K)以上减至高原北缘的 $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (增温 8 K)以下。这种分布形势与高原云的分布特点是一致的,是高原强劲的西南季风与高原地形相互作用的结果。

春秋季节OLR强迫和云温室效应分布具有过渡特点,总趋势与冬季较为相似(图略)。

OLR云强迫的年平均分布形势比较简单,从全国范围看,整个高原基本上是高值区,高中心在雅鲁藏布江流域一带,最高值达 $59 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (对应增温 17 K)。另外,在高原北缘的昆仑山区,还可分析出一 $45 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的次高中心。它的形成应与该山区常年多云有关。唯有高原西南部因全年云量较少,年平均OLR云强迫为全区最小(在 $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下)。

图6给出高原东、西部(以90°E为界划分)平均OLR云强迫年变曲线。可以看出,高原OLR云强迫的最大值一般出现在春季,这是由于春季地表升温较快,晴空OLR迅速增长,而此时总云量又较多,尤其是高云量较多,就导致OLR云强迫达到全年最大。OLR云强迫的最小值出现在冬季月份东部地区,而西部地区则提前在高云较少的秋季出现。

3 小 结

(1) 在青藏高原地区,OLR云强迫与总云量和高云量都有较好的相关关系,且季节变化明显。

(2) 影响OLR云强迫的因素较多,除总云量外,云状、云高以及大气和地表的温度都对其施加影响,且不同高度的云层对OLR强迫贡献也不相同,其中高云贡献大,低云贡献小。

(3) 青藏高原地气系统OLR云强迫的地理分布及其温室效应由天文因素、地理位置、地形及大气环流所决定。冬季呈两高一低型,高原东部是云强迫及其增温效应的高值区,西北部的迎风坡位置是次高区,高原主体中西部和滇西南是低值区。夏季的OLR云强迫及云温室效应分布则主要表现为由高原东南及滇西南向整个高原的递减趋势。

(4) 青藏高原各地OLR云强迫的年变化曲线比较相似,最大值在春季出现,最小值在冬、秋季出现。

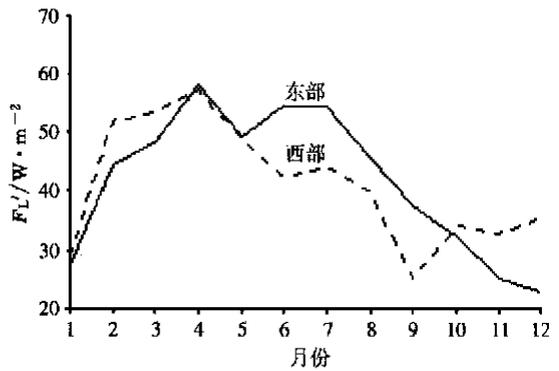


图6 青藏高原东部(—)、西部(---)平均OLR云强迫的年变化

Fig. 6 Annual variations of LWCRF for east (solid) and west (dashed) part of the Plateau separately

参 考 文 献

- [1] Ramanathan V. The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation[J]. J Geo Res, 1987, 92 (D4): 4075 ~ 4095.
- [2] Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, et al. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment[J]. Science, 1989, 243(1): 57 ~ 63.
- [3] Ardanuy P E, Stowe L L, Gruber A, et al. Shortwave, longwave, and net cloud-radiative forcing as determined from Nimbus 7 observations[J]. J Geo Res, 1991, 96(D10): 18537 ~ 18549.
- [4] Harrison E F, Minnis P, Barkstrom B R, et al. Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the earth radiation budget experiment[J]. J Geo Res, 1990, 95(D11): 18687 ~ 18703.
- [5] 刘 艳, 翁笃鸣. 青藏高原云对地气系统短波吸收辐射强迫的气候研究[J]. 南京气象学院学报, 2000, 23(1): 124 ~ 129.
- [6] Barkstrom B R. The earth radiation budget experiment (ERBE) [J]. Bull Amer Meteor Soc, 1984, 65(11): 1170 ~ 1185.
- [7] Schiffer R A, Rossow W B. The international satellite cloud climatology project (ISCCP): The first project of the world climate research program [J]. Bull Amer Meteor Soc, 1983, 64(7): 779 ~ 784.
- [8] 王可丽, 钟 强. 青藏高原地区云对 OLR 的强迫作用 [J]. 高原气象, 1992, 11(3): 259 ~ 265.
- [9] 翁笃鸣, 韩爱梅. 我国卫星总云量与地面总云量分布的对比分析 [J]. 应用气象学报, 1998, 9(1): 32 ~ 37.

Climatology of Earth-Atmosphere System Outgoing Longwave Cloud-Radiative Forcing over Tibetan Plateau

Liu Yan Weng Duming

(Department of Environmental Science, NIM, Nanjing 210044)

Abstract: In terms of data on radiation and cloudiness from ERBE and ISCCP, outgoing longwave cloud-radiative forcing (LWCRF) and cloud greenhouse effect (CGE) are investigated on seasonal and annual bases over the Tibetan Plateau. Results show that a good power-law correlation exists between LWCRF and either total or high cloudiness. The LWCRF changes seasonally and has a geographical distribution similar to that of total cloudiness, its value being higher in spring and lower in winter or autumn.

Key words: Tibetan Plateau, earth-atmosphere system outgoing longwave radiation, cloud radiative forcing, cloud greenhouse effect