

徐兴奎. 中国区域总云量和低云量分布变化[J]. 气象, 2012, 38(1): 90-95.

中国区域总云量和低云量分布变化^{*}

徐兴奎

中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

提 要: 据 1960—2009 年 606 个气象站总云量和低云量观测数据分析显示, 我国总云量总体处于下降趋势, 相对于 20 世纪 60 至 70 年代云覆盖年变化平稳阶段, 1980—2009 年全国平均总云量下降了 0.6%, 但长江以南沿海地区 and 新疆部分地区总云量一直变化比较平稳。低云变化空间不均性差异较大, 以四川盆地为中心区域 50 年间低云持续减少, 从 20 世纪 60 年代开始, 平均每 10 年年平均下降幅度达 4.0%; 长江以南、东北东部和新疆西部至青藏高原北部区域低云却增加了, 平均每 10 年增加 4.8%。

关键词: 总云量, 低云量, 正交分解, 变化趋势

Spatiotemporal Variation of Total Cloud and Low Cloud over China

XU Xingkui

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract: A decrease in average annual total cloud cover was observed from 1960—2009, based on data from 606 meteorological stations in China. Specifically, the cloud cover in 1980—2009 was 0.6% less than that in the period 1960—1970. In coastal areas of China south of the Yangtze River, a stable variation in total cloud cover was observed, however, a significant difference was observed in the spatial variability of low clouds. In the Sichuan Basin during 1960—2009 the low-cloud cover has decreased by approximately 4.0% every decade since 1960. The situation is different in other regions of China. For example, south of the Yangtze River, east of Northeast China, and west of Xinjiang to the northern of Qinghai-Tibetan Plateau, low-cloud cover increases about 4.8% on average every decade since 1960.

Key words: total cloud cover, low-cloud cover, EOF decomposition, change in trend

引 言

云覆盖和云结构是太阳热驱动和地表热力再分配后, 在大气层形成的蕴含巨大潜热的能量体。云体高反照率特征会即时改变太阳能入射在地表的通量和波谱组成, 导致近地层大气温、湿特征改变。云覆盖率的气候性年代际变化, 不仅会使气候系统的区域性差异增加, 还会引发地表生态系统发生适应性调整、植被生长物候发生改变。云覆盖通过云-

辐射相互作用, 也会极大地改变地表和大气热力分布。青藏高原地区数值模拟显示, 当地表低反照率时, 高原地区云量减少使地表加热, 引起高低空气压系统加强; 高反照率时热带辐合带云量减少引发青藏高原地区降温和气压系统减弱^[1]。气候系统的调整又进一步影响到云覆盖和云结构的变化, 比如 ENSO 时间尺度的年际振荡在大部分地区云覆盖年变化中都有所反映^[2]。

云的存在将增加地-气系统的行星反照率, 减少大气和地表对短波辐射的吸收, 降低地-气系统的温

* 中国科学院创新项目(KZCX2-YW-Q03-3)、国家重点基础研究发展规划(973)项目(2006CB403607)和国家自然科学基金项目(40675047)共同资助

2010 年 12 月 26 日收稿; 2011 年 10 月 31 日收修定稿

作者: 徐兴奎, 主要从事遥感反演和气候环境应用研究. Email: xkxu@mail.iap.ac.cn

度;它们又吸收来自云底下部的大气和地表的红外辐射,具有同温室气体相同的增温作用。低层大气是冷却还是增暖取决于上述两个相反作用的总效果,并且与云层的位置和反射能力密切相关^[3-4]。中低云主要由水滴组成,具有很强的反照率,并且由于其位置偏低、云顶温度偏高,其捕获的长波辐射偏少,故通常使云下大气和地表产生明显的冷却作用;高云一般由冰晶粒子组成,具有较小的短波消光系数和单次散射反照率^[5-6],对太阳辐射具有半透明性。由于其位于对流层高层,云顶温度很低,从而能够捕获更多的红外辐射。因此,相对于中低云而言,高云的增暖效应更加明显。因此高云云量的增加、中低云云量的减少将在对流层低层产生一个相当于温室效应的正反馈;而高云云量的减少、中云和低云云量的增加则将在对流层低层产生冷却效应。

我国总云量从 20 世纪 50 年代初到 20 世纪末期间整体呈现下降趋势。总云量平均每 10 年下降 0.88%,天空无云的日子平均每 10 年增加 0.60%,多云的日子则平均每 10 年减少 0.78%^[7]。云量异常变化,预示近年来陆表覆盖和区域气候可能正在发生着相互作用和相互调整过程。因为云量和云结构变化与各种因素引发的陆表覆盖变化、区域性气候调整都有直接关系。地表覆盖特征的变化意味着地表热力作用的改变,导致地-气之间感热、潜热交换的变化,最终影响到区域云体的生成和云量的变化。云量的增减意味着降水的增减^[8],最大连续无云天数也是直接反映旱情的几个重要因子之一^[9],这种气候反馈作用,又会造成陆表覆盖类型和植被生态系统变化更加剧烈变化。卫星反演产品显示,在我国西北干旱和半干旱地区,云量、云结构以及气温异常变化与陆表覆盖特征变化接近于同步,总云量从 20 世纪 90 年代中后期出现异常减少现象,其中高云量增多、中低云量减少;同期也是西北地区气温增加最明显、增幅最高、植被退化最强烈的时期^[10],降水量时空分布也对应出现异常变化^[11]。虽然我国部分年份云量异常波动与 El Nino 有关^[12],但这种关系是在平均值附近的波动,并不是导致云量出现明显年际趋势变化的原因。

以往的云覆盖研究主要针对中国区域整体空间变化强度的分布,没有进一步定量地给出云覆盖区域性变化分布。本文利用中国气象局“气象数据共享网”发布的截止 2005 年的云覆盖资料,筛选出从 1960 年始具有完整记录的 606 个台站资料,并搜集

台站观测资料补充至 2009 年。通过我国 606 个气象观测台站的总云量和低云覆盖量,首先通过正交分解分析了我国总云量和低云量变化趋势和空间分布;其次通过相关性分析,划分出我国云量年变化发展趋势相似区域,并分析各个相似区域云量的时间变化过程。

1 中国区域云量变化趋势及空间分布

对于气象观测资料而言,气候和地表覆盖类型的空间差异造成气象资料的变化非常复杂,主要体现在其中所包含的各种波谱成分众多。数据经自然正交分(EOF)解后,会得到若干个特征值,主控周期所占的权重会最大,而对于短时间序列,变化趋势会替代主控周期成为权重最大的特征值,其他叠加在趋势之上的各种周期波动占有相应的权重,特征值是否显著需进行显著性检验^[13]。

气象台站观测的云覆盖包括总云量和低云量覆盖百分比两个参数。1960—2009 年 606 个气象站点年平均总云量 EOF 分解结果显示,第一特征值占总权重的 63%,是主导总云量变化趋势的特征值。第一特征值对应的第一特征向量场分布显示,整个中国区域特征场都呈现正值分布,即空间变化具有

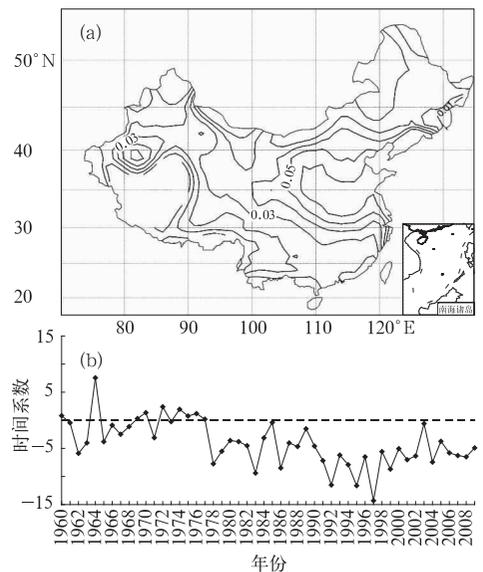


图 1 总云量 EOF 分解第一特征场分布(a)和时间系数变化(b)

Fig. 1 Distributions of the first eigenvector (a) and first temporal coefficient (b) of the annual mean total cloud cover decomposed by EOF

一致性。几个高值中心都分布在长江以北的地区,而长江以南地区向量场相对较低(图 1a)。与第一特征向量场对应的时间系数从 60 年代初开始,总体上处于下降趋势,而自 20 世纪 70 年代末开始下降趋势更加明显(图 1b)。第一特征场分布和时间系数变化说明,1960—2009 年期间,我国总云量覆盖率总体上处于下降趋势,长江以北地区云量下降幅度最大;长江以南地区云量下降趋势相对较弱。

低云是大气中云底高度最低,最易受地表和大气热力影响的云体,同时低云也是产生地表降水的主要云体之一。低云覆盖率间接预示地表降水量的多少和干旱发展状况。EOF 分解结果显示,第一特征值占总权重的 35%,即主导低云覆盖变化的最主要成分。第一特征场分布相对比较复杂,存在正负两种非一致性空间场分布。正值区域主要分布在长江以北大部分地区 and 青藏高原南部地区;负值区域分布在长江以南、东北东部和新疆西部至青藏高原北部区域(图 2a)。而与低云第一特征场对应的时间系数从 1960—2009 年期间整体呈现明显的下降趋势,20 世纪 70 年代中期之后下降趋势尤为明显(图 2b)。根据 EOF 的数理含义,在特征场正值区域,

低云覆盖率持续减少,相反在负值区域,低云覆盖率持续增加。

2 中国区域云量变化相似区域分布

气候和地表特征空间差异决定了云覆盖的空间分布和变化,但气候和地表覆盖特征在空间上具有相似性变化,因而云覆盖也应该具有相似性变化。虽然 EOF 能够绘出云覆盖趋势的变化轮廓,但由于云覆盖包含有其他多种波动,而这些波动又会改变趋势的变化幅度,因而通过 EOF 只能给出宏观变化。

云观测资料包含了所有扰动和影响信息。在时间和空间上分析观测资料的分布变化对于直观地认识我国云覆盖变化分布更加具有意义。EOF 分析结果显示,除第一特征值具有显著的权重外,其他特征值所占权重较低,说明云覆盖变化主要近似呈现线性变化。描述线性变化的方法相对简单,主要是通过线性拟合:

$$y = ax + b \quad (1)$$

式中, y 为年云覆盖率, x 为年, a 和 b 为常数。

根据统计分析原理,当 $a > 0$ 时,表示线性增加趋势; $a < 0$ 时,表示线性减少趋势。但仅仅根据 a 的变化却不能判断变化趋势是否具有显著性。因此需要对 606 个站点云覆盖数据逐一相互计算相关性,在通过 0.05 显著性水平检验,相关系数高于 0.3044 时,认为两个站点相关显著,具有相似的变化趋势,然后再通过式(1)判断增减趋势。

总云量分析结果显示,总云量变化相对比较简单,1960—2009 年期间,中国绝大部分地区总云量覆盖呈现线性减少趋势过程,除极少数个别站点外,大多没有线性增加趋势区域;在长江以南华南沿海地区、新疆西部内蒙古最西部地区云变化相对比较平稳,没有显著的趋势变化(图 3a)。在总云量下降的区域,年平均下降幅度逐年增加,与 20 世纪 60 年代平均水平相比,70 年代下降 0.1%,80 年代下降了 1.9%,90 年代下降了 4.5%,2000—2009 年下降 4.9%(图 3b)。而在总云量变化相对平稳,没有显著趋势的地区,4 个年代相比,平均总云量基本没有变化(图 3c)。

低云时空变化和分布相对比较复杂,除有变化

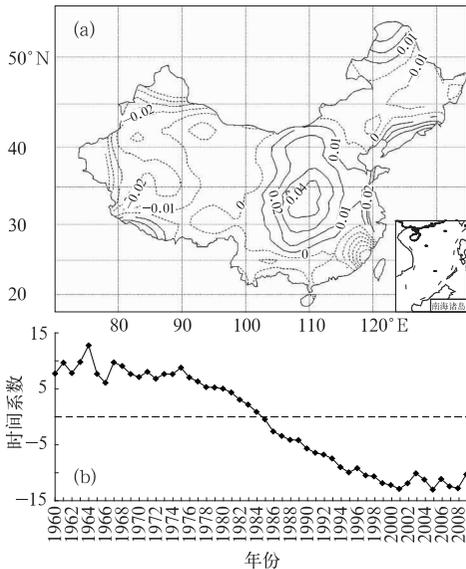


图 2 低云量 EOF 分解第一特征场分布(a)和时间系数变化(b)

Fig. 2 Distributions of the first eigenvector (a) and first temporal coefficient (b) of the annual mean low cloud cover decomposed by EOF

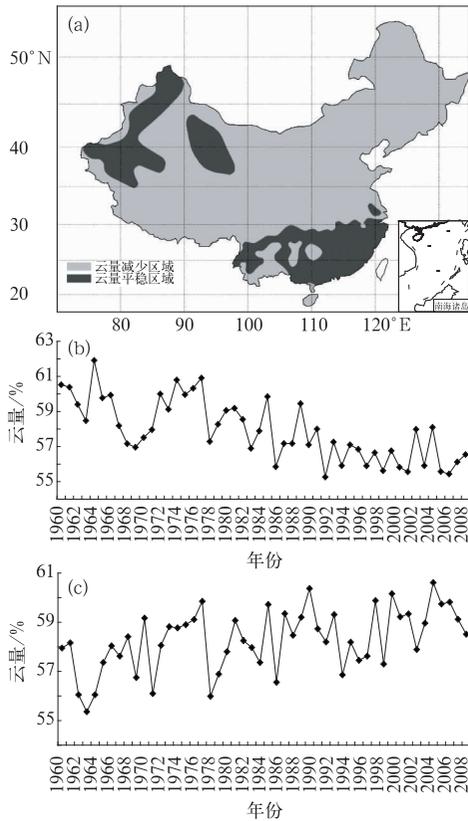


图 3 总云量变化趋势分布(a),
年变化下降趋势(b)和
平稳变化过程(c)

Fig. 3 Distribution of trend in total cloud
cover (a), decreased trend in annual
total cloud cover (b) and stable change
in annual total cloud cover (c)

减少趋势和变化平稳趋势外,还有变化增加趋势分布。低云呈减少趋势的区域主要分布于长江流域以北、东北北部和青藏高原地区,其他地区的分布呈零星状分布;低云增多的地区分布在长江以南、新疆和东北中东部地区;低云变化趋势稳定的地区面积比较小且分布零星(图 4a)。如果以 20 世纪 60 年代低云平均水平作为参考,低云下降幅度要大于总云量下降幅度,与 60 年代对比,70 年代下降 1.9%,80 年代下降了 10%,90 年代下降了 17%,2000—2009 年下降 16%,平均每 10 年下降 4.0%(图 4b);而在总云量变化相对平稳,没有显著趋势的地区,4 个年代相比,平均低云量基本没有变化(图 4c);对于低云量呈增加趋势的区域而言,70 年代增加了 4.5%,80 年代增加了 9.7%,90 年代增加了 11.9%,2000—2009 年增加 19%,平均每 10 年增加 4.8%(图 4d),其中 80 年代和 2000 年后增加幅度最大,90

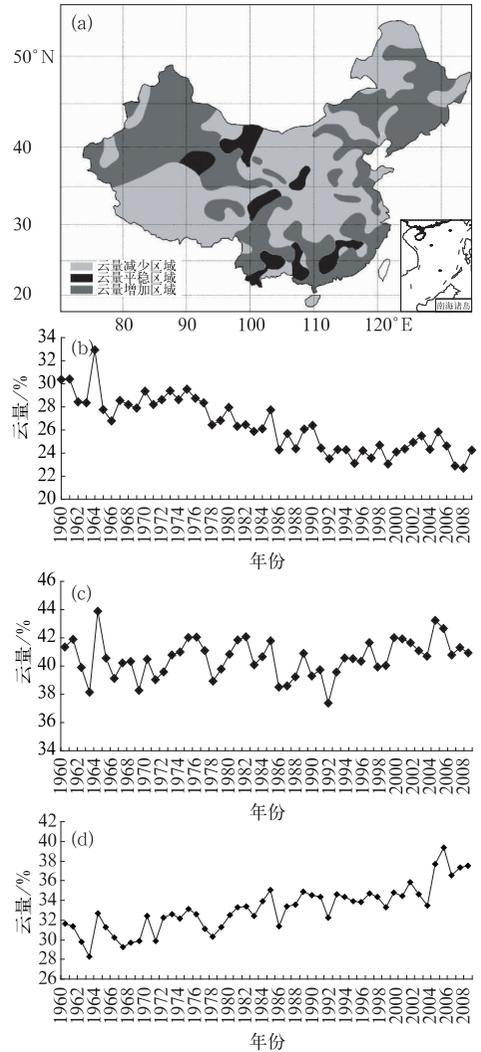


图 4 低云量变化趋势空间分布(a),
年变化下降趋势(b),平稳趋势(c)
过程和年变化上升趋势过程(d)

Fig. 4 Distribution of trend in low-cloud
cover (a), decreased trend in annual
low-cloud cover (b), stable change in
annual low-cloud cover (c), and increased
trend in annual low-cloud cover (d)

年代低云增加幅度相对较小。

3 讨论

云覆盖是气候参数中一个可视化的参数,大气热力变化和地表热力变化都会直接影响到云覆盖的季节和年变化。气温高低变化是衡量大气热力状况的重要指标。研究显示近 54 年和近 100 年期间,中国年平均地面气温升高趋势每 10 年分别达到

0.25℃和0.08℃,增暖最明显的地区包括东北、华北、西北和青藏高原北部,最显著的季节在冬季和春季^[14]。全球温度升高意味着有更多的水从海洋中蒸发,部分变为雨水降落到陆地上,部分水蒸气及雨滴会滞留在大气中。气温升高的原因目前还没有明确的定论,大多数学者认为气候的变暖现象是由于大气层中CO₂等温室气体积累造成的,但温室气体增加的同时,大气气溶胶浓度也在同步增加,气溶胶浓度的增加又会使得大气中云滴半径减少,云滴浓度增加^[15-21]。气溶胶浓度的增加理论上使得云体存在的时间可能更长^[22],但是至今没有可靠的观测资料证实气溶胶浓度与云的生命时间成正比^[23],然而却使得全球变得朦胧,与没有气溶胶时相比,水汽所停留的时间要长大约半天^[24]。从中国1960—2009年总云量和低云覆盖率变化来看,云覆盖变化与气溶胶浓度的增加似乎并不存在关系。我国大气气溶胶含量一直处于增加过程,而大部分地区云量却在减少,减少的速度也是越来越快。一种可能性是随着气候的变暖,大气层整体增温,各种云体凝结高度增加;同时气溶胶的半直接作用,如吸收热量,云量蒸发等也造成云覆盖减少。

云量和云结构变化又是一个反映地-气相互作用强的参数,地表热力分布、热力的强弱通过对流和湍流交换影响区域云的凝结高度和覆盖率;尤其是陆表植被与裸土之间边界的季节波动和年际变化对区域云量和云结构的影响更加突出^[25],云量、云结构对陆表覆盖类型变化的响应十分迅速^[26-27]。其中低云由于云底高度最低,受地表和近地层大气热力变化的影响最强烈。地表覆盖类型和下垫面性质的变化,会直接影响到地表热力作用。但与天气系统相比,在陆表热力异常增加的区域,下垫面性质变化对热力作用的影响强度却很难明显地表现出来。一方面是降水等天气因素对下垫面性质的影响频率和强度更高,比如西太平洋副热带高压的南北进退、脊线的西伸东撤,代表了中国区域大尺度环流场的调整和变化,所波及的区域低云覆盖和降水量发生周期性的和非周期性的年变化,直接影响到地表热力作用^[28]。另一方面由于地-气之间固有的相互反馈机制,掩盖了下垫面性质变化的影响。因此以城市化为代表的人类活动,在区域尺度对地表热力影响并不十分显著。但如果植被覆盖出现大面积的持续增加或退化,其引发的地表热力变化会影响云底高度,最终影响到云成分改变。在我国城市化面积扩

展严重的城市周边地区以及植被退化比较严重、地表热力作用呈增强趋势的区域,低云覆盖率基本在减少;相反在植被增加的区域,低云覆盖在增加。如果没有天气系统的综合作用,这种地表热力分布对低云影响作用的空间对应关系也许会更加明显。至于两者的因果关系,还需要详细观测数据进一步证实。

4 结 论

本文利用中国区域606个气象台站观测数据,分析了1960—2009年总云量和低云量年变化趋势以及变化趋势相似区域分布,分析结果显示:

(1) 1960—2009年期间,我国大部分地区总云量处于下降趋势,20世纪70年代末之后总云量下降趋势最为明显;在长江以南沿海地区和新疆部分地区总云量变化平稳,50年间云量没有显著的趋势。

(2) 低云变化相对比较复杂,以四川盆地为中心的长江以北大部分地区和青藏高原南部地区低云呈持续减少趋势,20世纪70年代中期之后下降最为显著;长江以南、东北东部和新疆西部至青藏高原北部区域低云却在增加。低云变化没有明显的年代际周期震荡,无论增加还是减少,都是呈线性增减。

参考文献

- [1] 钱云,钱永甫. 局地云量变化气候效应的数值模拟[J]. 高原气象,1994,13(2):169-177.
- [2] 曾昭美,严中伟. 近40年中国云量变化的分析[J]. 大气科学,1993,17(6):688-696.
- [3] Goody R M, Yung Y L. Atmospheric Radiation: Theoretical Basis[M]. New York: Oxford University Press, 1989: 519.
- [4] Liou K N. Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere: Theory, Observation and Modeling[M]. New York: Oxford University Press, 1992: 487.
- [5] Chou M D, Suarez M J, Ho C H, et al. Parameterizations for cloud overlapping and shortwave single-scattering properties for use in general circulation and cloud ensemble models [J]. J Climate, 1998, 11(2):202-214.
- [6] Starr D O C. A cirrus cloud experiments: Intensive field observations planned for FIRE [J]. Bul Amer Meteor Soc, 1987, 68(2):119-124.
- [7] Qian Y, Kaiser D P, Leung L R, et al. More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000 [J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(1): L01812, doi: 10.1029/2005GL024586.

- [8] 章名立. 西太平洋云量变化与中国东部的降水[J]. 大气科学, 1993, 17(5): 576-583.
- [9] 刘良明, 胡艳, 鄢俊洁. MODIS 干旱监测模型各参数权值分析[J]. 武汉大学学报信息科学版, 2005, 30(2): 139-142.
- [10] 徐兴奎, 陈红, 张凤. 中国西北地区地表植被覆盖特征的时空变化及影响因子分析[J]. 环境科学, 2007, 28(1): 41-47.
- [11] 何金海, 刘芸芸, 常越. 西北地区夏季降水异常及其水汽输送和环流特征分析[J]. 干旱气象, 2005, 23(1): 10-16.
- [12] 朱炳瑗, 李栋梁. 1845—1988 年期间厄尔尼诺事件与中国西北旱涝[J]. 大气科学, 1992, 16(2): 185-192.
- [13] North G R, Bell T L, Cahalan R F. Sampling errors in the estimation of the empirical orthogonal functions[J]. Monthly Weather Review, 1982, 110(7): 699-706.
- [14] 任国玉, 初子莹, 周雅清, 等. 中国气温变化研究最新进展[J]. 气候与环境研究, 2005, 10(4): 701-716.
- [15] Ferek R J, Hegg D A, Hobbs P V, et al. Measurements of ship induced tracks in clouds off the Washington coast[J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103 (D18): 23199-23206.
- [16] Nakajima T, Higurashi A, Kawamoto K, et al. A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters[J]. Geophysical Research Letters, 2001, 28(7): 1171-1174.
- [17] Han Q, Rossow W B, Laci A A. Near global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data[J]. Journal of Climate, 1994, 7(4): 465-497.
- [18] Kaufman Y J, Fraser R S. The effect of smoke particles on clouds and climate forcing[J]. Science, 1997, 277 (5332): 1636-1639.
- [19] Kaufman Y J, Tanre D. Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: From AVHRR to EOS-MODIS[J]. Remote Sensing of Environment, 1996, 55(1): 65-79.
- [20] O'Dowd C D, Lowe J A, Smith M H. The relative importance of non-sea-salt sulphate and sea-salt aerosol to the marine cloud condensation nuclei population: An improved multi-component aerosol-cloud droplet parametrization[J]. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society Part B, 1999, 125(556): 1295-1313.
- [21] Pwlowaska H, Brenguier J L. Microphysical Properties of stratocumulus clouds during ACE-2[J]. Tellus B, 2000, 52(2): 868-887.
- [22] Wetzell M, Stowe L L. Satellite-observed patterns in the relationship of aerosol optical thickness to stratus cloud microphysics and shortwave radiative forcing[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheric, 1999, 104 (D24): 31287-31299.
- [23] Ramanathan V, Crutten P J, Kirhl J T, et al. Aerosol, climate, and the hydrological cycle[J]. Science, 2001, 294 (5549): 2119-2124.
- [24] Liepert B, Romanou A. Global dimming and brightening and the water cycle[J]. Bull Amer Meteor Soc, 2005, 86: 622-623.
- [25] Esau I N, Lyons T J. Effect of sharp vegetation boundary on the convective atmospheric boundary layer[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 114(1-2): 3-13.
- [26] Pielke SrRA. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall[J]. Reviews of Geophysics, 2001, 39(2): 151-177.
- [27] Lyons T J. Clouds prefer native vegetation[J]. Meteorol Atmos Phys, 2002, 80(1-4): 131-140.
- [28] Xu Xingkui, Jin Xiaoqing, Levy J K. The spatio-temporal distribution of thermodynamic forces at the land-atmosphere interface in China[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2010, 53(1): 42-53.