

气溶胶和降雨正相关的卫星观测研究

范崇星、范雅琪、吴培培、丁励奇、汪名怀

摘要：气溶胶—云—降雨的相互作用对全球气候有着重要影响，对这一问题的理解关系到气候变化预估的不确定性。传统的气溶胶间接效应认为当气溶胶数目增加时会起抑制降水的作用，但是近期通过卫星观测资料研究发现气溶胶与降雨成正相关关系，这与传统观点相违背。本研究试图使用 A-Train 卫星产品验证气溶胶与降雨相关性的结论，再进一步通过云的三维结构揭示卫星观测中气溶胶与降雨正相关的可能物理机理。研究发现降水强度与气溶胶光学厚度呈现出正相关关系，而云滴数浓度和降水强度的关系与液水路径相关；并且当气溶胶数目增加时，雷达反射率频谱增宽，降水增多，而云滴数浓度则呈现出相反的现象。由此可推断气溶胶与降雨正相关的可能原因在于 CDNC 与 AOD 之间的负相关关系。

关键词：气溶胶、云、降雨、气候。

一、引言

气溶胶是指由固体或液体小质点分散并悬浮在气体介质中形成的胶体分散体系，又称气体分散体系。其分散相为固体或液体小质点，其大小为 $0.001 \sim 100$ 微米，分散介质为气体。气溶胶—云—降雨的相互作用是气溶胶变化领域的前沿问题，对气候有着重要的影响。近年来，随着人为气溶胶排放的增加和大气污染状况的加剧，对于气溶胶—云—降雨的相互作用的研究变得越发重要。然而当前对这一问题的理解还有很多不确定性，这部分导致了我们在气候变化预估上的不确定性（IPCC, 2013）。

气溶胶可以通过直接效应和间接效应等途径影响天气。气溶胶的直接效应是指气溶胶通过吸收和散射太阳辐射，直接影响地气系统的辐射平衡；而气溶胶的间接效应则指气溶胶作为云凝结核（CCN）或冰核（IN）影响云含水量、云光学特性、云量和云寿命等。间接效应又可分为两类：第一类间接效应，也称 Twomey 效应，指气溶胶数浓度增加引起云粒子数浓度增加和云粒子半径减小，从而使云体反照率增加，影响全球辐射平衡（Twomey, 1977）；第二类间接效应，也称为云生命期效应或 Albrecht 效应，指气溶胶浓度的增加会改变云的微物理特性，云滴有效半径的减小会抑制降水，使云生命期延长，对全球辐射收支造成影响（Albrecht, 1989）。最近的研究又提出了一种气溶胶对云的半直接效应，即如黑碳或烟尘等一类气溶胶，由于具有较强的吸收太阳辐射，并重新向外释放热辐射的能力，从而加热大气和云团，使得云滴蒸发，云量减少，云生命期缩短，云体平均反照率减小（IPCC, 2007）。

传统的云生命期效应认为云滴粒径的减低会减缓降雨的形成。其中，含有吸湿性物质的气溶胶粒子有利于水汽在其表面的凝结，这种粒子称为凝结核。不涉及冰相粒子和冷云降水过程的降水称为暖雨过程，气溶胶作为 CCN（云凝结核）影响云滴浓度进而对暖雨过程带来巨大的影响。在降水形成的过程中，云滴仅仅通过凝结过程长大而成为雨滴（半径大于 100 微米）是非常困难的，凝结核的存在使得水汽很容易在其表面凝结，形成一些直径为几个微米到几十微米的水滴。

在暖雨的形成过程中，碰并过程起着非常重要的作用。而 CCN 浓度增加，云滴数浓度会随之增大，而云滴半径则变小，云滴下落速度和碰并效率降低，减弱了碰并过程，最终影响降水。CCN 浓度增加对暖雨过程的另一个影响是使得云滴谱变窄。随着气溶胶浓度的增加，小云滴数浓度增加，致使云滴粒子尺度谱变窄。云滴大小的差异（下降速度）影响碰并过程，窄的云滴谱会导致云滴碰并效率降低，而碰并过程的削弱又使得云滴谱变得更窄，最终抑制暖雨过程。从以上理论上推断，随着气溶胶浓度的增加，降水量会降低。

近年来，随着卫星遥感技术的发展，通过卫星来对云、降水 and 气溶胶之间的相互作用进行研究逐渐成为可能，卫星大范围的持续观测可以提供全球范围内的云、降水和气溶胶的信息。通过这些数据研究分析，实际验证了降雨会随气溶胶的增加而减少。黄梦宇等（2005）利用机载粒子探测系统（PMS）探讨了气溶胶对云的影响，结果表明云下气溶胶数浓度与云滴数浓度之间存在正相关关系。马月和薛惠文（2012）利用 CloudSat 和 MODIS（moderate-resolution imaging spectroradiometer）数据研究了气溶胶对层积云的影响，在云中液水路径一定的情况下，气溶胶增加可以使得云滴尺度减小。Zhao et al.（2006）利用 MODIS 数据和台站降水资料，分析指出气溶胶增多是导致中国东部降水减少的原因。

但近期的卫星观测研究数据发现，在一定的天气条件下，气溶胶和降雨呈现出正相关的关系。Wang et al.（2012）提出了采用降水频率（POP）随气溶胶的变化情况来表征这一影响，并采用埃氏系数（AI）来表征气溶胶的浓度，具体定义为：

$$S_{POP} = -\frac{d \ln POP}{d \ln AI}$$

前期的工作主要是通过美国 NASA 的 MODIS 卫星云的观测及 TRMM 卫星的降雨观测来显示气溶胶和降雨等的关系（Koren et al., 2014）。使用这一定义，根据卫星收集的数据计算所得出的 SPOP 接近于 0，甚至存在负值，这表明气溶胶浓度增加对于降水影响不明显，甚至反而起促进作用，即气溶胶和降雨呈现出了正相关关系，这显然与经典理论相违背。

前人的研究基于长期观察资料也提出了相关的结论。Menon, et al.（2012）用气候模式研究了黑炭气溶胶对中国南部降水的影响，发现黑炭气溶胶对低层大气的加热作用使大气的不稳定性增加，进而使降水增加。Li et al.（2011）利用美国南部大平原的长期观察资料，研究了气溶胶对云的垂直运动和降水的影响，提出了在液水路径较高的情况下，气溶胶数浓度的升高增加了降水，在液水路径低的情况下则抑制降水。另有研究指出，气溶胶对云、降水的影响受到了水汽条件、云顶温度和云中垂直速度等气象条件的影响，三者之间相互关系较为复杂（段婧和毛节泰，2008；郭学良等，2013）。

前人的分析都是基于实际观测，缺乏对云的物理结构的分析，特别是三维结构的细致分析，使得在对气溶胶和降雨正相关这一科学现象的物理解释上有很大不足。而在 NASA 的 A-Train 系列卫星同时能够提供云和降雨结构，特别是三维结构的精细的观测，这为进一步理解这一重要的科学现象提供了观测数据支持。我们的研究计划利用卫星观测的云和降雨的三维结构，来进一步探讨气溶胶和降雨正相关这一科学现象，期望从三维结构的分析提供机理解释。第二节介绍了本研究使用的卫星资料和处理方法，第三节展示了处理结果和分析结论，第四节总结了研究结论并

指出进一步的研究方案。

二、 研究方法

本次研究所获取的资料来源于美国国家航空航天局 (NASA) 地球观测系统计划 (EOS) 的 A-Train 卫星。A-Train 卫星编队中包括 Aqua 卫星、CloudSat 卫星、CALIPSO 卫星、PARASOL 卫星和 Aura 卫星, 每颗卫星上都有各自的使命, 同时相互经过仔细编队, 可进行一致性观测, 获得更高质量和精度的测量结果, 其中用于云使命研究的传感器主要有 Aqua 卫星上的中分辨率成像辐射光谱仪 (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS)、CloudSat 上的云廓线雷达 (Cloud Profiling Radar, CPR)、CALIPSO 卫星上的云—气溶胶垂直偏振激光雷达 (Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) 和 PARASOL 上的地球反射率的极化和方向性 (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances) (严卫等, 2008)。

在验证气溶胶与降雨相关关系问题, 和分析云的三维结构时, 我们使用 CALIPSO 的 CAL_PM_L2 产品, 得到全球云上的气溶胶信息, 包括气溶胶光学厚度 (AOD) 和埃氏指数 (AE), 由这两个量可以推得气溶胶指数 AI, 即:

$$AI = AOD * AE$$

另外我们使用 MODIS 卫星上的 MYD06_L2 和 MYD08_D3 资料, 利用 MYD06_L2 资料通过其中的云光学厚度 (τ) 和云滴有效半径 (r_{eff}) 反演出每个格点上的云水路径 (LWP) 和云滴有效数浓度 (CDNC, 单位个/ m^3), 即:

$$LWP = \frac{2}{3} \rho_w \tau r_{eff}$$
$$CDNC = \alpha \tau^{0.5} r_{eff}^{-2.5}$$

其中, $\alpha = 1.37 \times 10^{-5} m^{-1/2}$, ρ_w 为液态水的密度 (Brennguier et al., 2000; Quaas et al., 2006; Bennartz et al., 2007; Kubar et al., 2009; Suzuki et al., 2015)。而对于 MYD08_D3 资料则提取得到全球的气溶胶分布信息, 物理量与计算方法与 CALIPSO 卫星相同。

最后我们从 CloudSat 卫星上分析 2B-GEOPROF 产品和 ECMWF-AUX 产品, 2B-GEOPROF 产品提供了全球范围云的雷达反射率信息。我们找到了每一条廓线中最大雷达反射率的值, 并将该值作为云底雷达反射率, 利用 Comstock et al. (2004) 的 Z-R 关系反演降水强度 R:

$$R = 2.01 * Z^{0.77}$$

而降水有无的指标 POP 则定义为当发生降水时最大雷达反射率大于 -15 dBz, $POP = 1$, 而不发生降水时最大雷达反射率小于 -15 dBz, $POP = 0$ (Terai et al., 2012; Mann et al., 2014; Terai et al., 2015); 使用 2B-GEOPROF 产品中的云遮罩值 (CPR_Cloud_Mask) 可以筛选出有云的区域, 以便于做质量控制, 当 CPR_Cloud_Mask 值大于 20 时即判断有云, 且值越大可信度越大, 故本研究中剔除了 CPR_Cloud_Mask 值小于 20 的区域。研究中只考虑暖云的作用, 所以要将卫星数据中的暖云筛选出来。ECMWF-AUX 产品提供了不同高度上的温度数据, 利用此就可以将云顶温度大于 273.15 K 的暖云筛选出来。

三、 结果与分析

1. 气溶胶和降雨正相关关系的验证

我们研究的主要目的是通过运用卫星观测资料研究在气溶胶和降雨呈现正相关的情况下，云和降雨的三维垂直结构及其对气溶胶的依赖，将这一结果和在气溶胶和降雨呈负相关的情景作对比，用以揭示这种现象的可能内在机理，推进对气溶胶与降雨相互作用的理解。

为了能够研究气溶胶与降雨呈现正相关的情况下云的三维垂直结构的变化，首先需要验证气溶胶和降雨的正相关关系。Koren et al. (2014) 选取三个 $9^\circ \times 9^\circ$ 的区域，其经纬度坐标为：

太平洋： $13^\circ \text{S} \sim 22^\circ \text{S}$, $121^\circ \text{W} \sim 130^\circ \text{W}$

大西洋： $17^\circ \text{S} \sim 26^\circ \text{S}$, $19^\circ \text{W} \sim 28^\circ \text{W}$

印度洋： $19^\circ \text{S} \sim 28^\circ \text{S}$, $53^\circ \text{E} \sim 62^\circ \text{E}$

通过分析 2007 年 6 月至 8 月的 TRMM 卫星观测数据，绘制出降水强度与气溶胶光学厚度的散点图（图 1，AOD 指气溶胶光学厚度，气溶胶粒子数越多，消光作用越强，AOD 越大；rain rate 指降水强度，单位毫米/小时）。从图中可看出随着 AOD 增加，降水强度也在增加，由此他们得出气溶胶与降水正相关的结论。

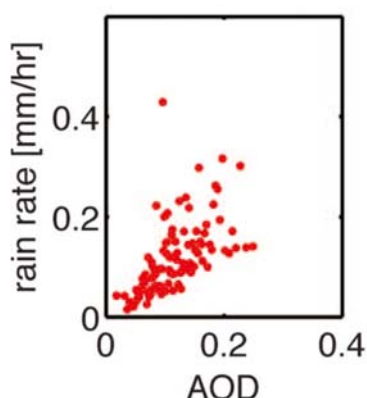


图 1 降水强度与气溶胶光学厚度散点图(Koren et al., 2014)

为了验证这一结论，我们使用 2006 年至 2011 年的观测资料，通过多年的综合平均对这三个区域进行分析。为了能够更好地说明问题，我们引入了其它表征气溶胶、云滴和降水强度的参量。如图 2 所示。左侧的图是降水强度 I （与原文献中 Rain Rate 的物理含义一致，单位有所不同：原文献中为 mm/h ，而本文中为 mm/24h ）与气溶胶光学厚度 AOD 的散点图关系。由图可知随着 AOD 增加，降水强度 I 也是增加的趋势，这与 Koren et al. (2014) 中的趋势相同。注意到图中点的最小值为 1.5，而原文献图中最小值接近于 0，对此的解释是 TRMM 卫星对于中到大雨较为敏感，而 CloudSat 卫星对小雨较为敏感，所以在数值大小和截距上有差别。

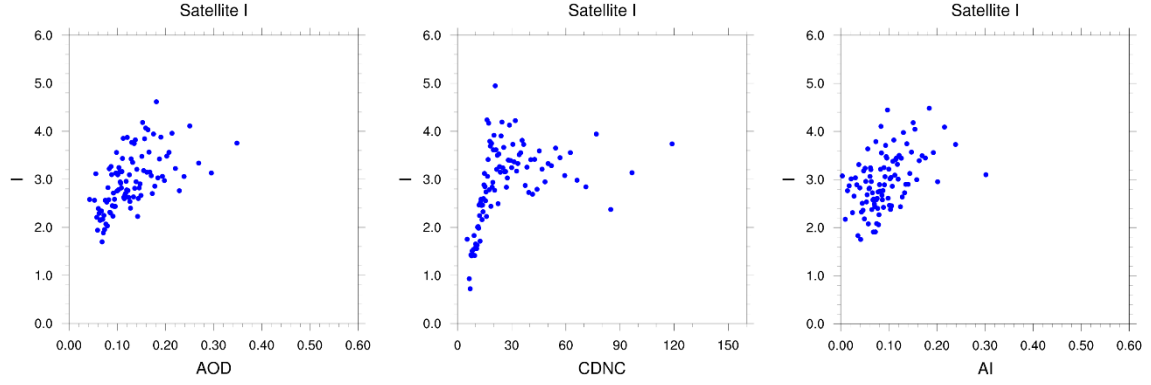


图 2 降水强度 I 与 AOD/CDNC/AI 的散点图

图 2 中间表示的是降水强度 I 与云滴数浓度 CDNC 的关系，右图表示降水强度 I 与埃氏系数 AI（同样是表征气溶胶多少的量，相比较 AOD 来说，AI 对气溶胶数浓度的描述更加精确）的关系。从这两幅图同样看出降水强度与气溶胶呈正相关关系。

为了更好的进行对比和理解这个问题，我们需要控制气象条件。这里我们使用 LWP（Liquid Water Path，液水路径，定义为单位面积气柱内液态水的质量）进行控制。将数据点按 LWP 大小分成 5 组，把每一组数据均分成 10 份，计算每一份的平均降水强度和平均 AOD/CDNC/AI。结果如图 3 所示。

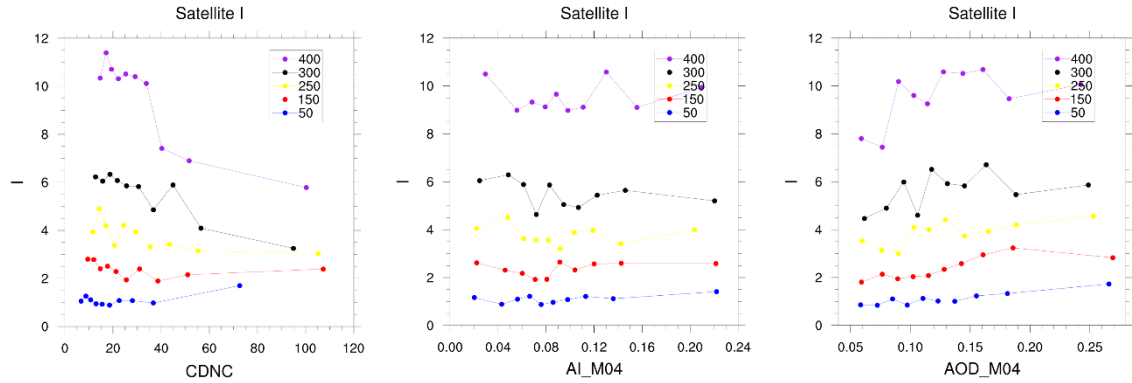


图 3 LWP 分组的 I 与 CDNC/AI/AOD 折线图

其中，每一张图中的每一根曲线代表着 5 组中的一组数据中 I 与 CDNC/AI/AOD 之间的关系。图例中标识的数字标识的是该组 LWP 的代表值。从图中可以看出很有趣的现象：在左图 I 与 CDNC 的关系中，LWP 大值区 I 随着 CDNC 的增加而减少，而 LWP 小值区 I 随着 CDNC 的增加而略有增加。这与图 2 中所示的趋势有所差别。其原因是图 2 对所有数据点进行平均，没有对 LWP 进行区分。而且在图中看出 LWP 越大，负相关的趋势越明显。图 3 中间的图表明 I 与 AI 的曲线几乎平行于 X 轴，而右图说明在全 LWP 范围内 I 与 AOD 呈正相关关系。这与图 2 中的趋势是一致的。

图 3 中的折线图直观反映了问题，但是对于其关系是正相关和负相关，我们还可以通过定量分析来研究。这里引入降水敏感度的概念(Terai et al. 2015)。本研究采用的降水敏感度定义为：

$$S_x = -\frac{\partial \ln x}{\partial \ln CDNC}$$

其中 x 可以用 I 、 POP （降水频率， $POP=1$ 表示下雨， $POP=0$ 表示不下雨）和 R （降水强度，定义为 $R = POP \cdot I$ ）代替。分母的 $CDNC$ 亦可用 AOD 和 AI 代替。降水敏感度为正时，降雨和气溶胶呈负相关；降水敏感度为负时，降雨和气溶胶呈正相关。

根据上述定义我们画出了这三个区域的降水敏感度图。

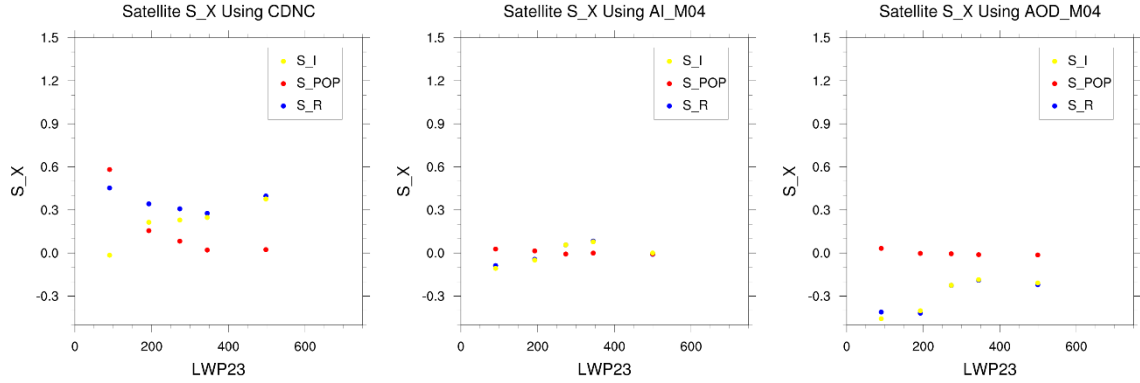


图 4 用不同分母计算的降水敏感度散点图

图例中 S_I 、 S_{POP} 、 S_R 即代表替换了下标的 S_I 、 S_{POP} 和 S_R 。由 $R = POP \cdot I$ 关系可以推导出 $S_R = S_{POP} + S_I$ 。可以看出上图中的数据点与公式相符。从 $CDNC$ 的降水敏感图中可知，除了 S_I 的第一个点接近 0 值外，其余点都表示正值。这反映了 R 、 POP 和 I 都随着 $CDNC$ 的增加而降低，反映出云滴数浓度的增加会抑制降水。这与传统的理论是相符的。而从 AI 的降水敏感度图中可看出大多的点都在 0 值附近，并且负值点较多。结合图 3 可以发现 R 、 POP 、 I 与 AI 关系不明显，有略微正相关的关系。而 AOD 降水敏感度图中 I 和 R 出现了大量的负值，且负值量较大。这说明了降水随着 AOD 的增加而明显增加。这与图 2、图 3 是一致的。

我们从多个角度验证了 Koren et al. (2014) 中关于降水与气溶胶呈正相关关系的现象，但是有一些问题仍需解答。如何解释使用 $CDNC$ 、 AI 和 AOD 作自变量而产生的降水敏感度的差异？我们可以建立如下关系式：

$$-\frac{\partial \ln x}{\partial \ln AOD} = -\frac{\partial \ln x}{\partial \ln CDNC} \cdot \frac{\partial \ln CDNC}{\partial \ln AOD}$$

等号左边即为以 AOD 作分母的降水敏感度，等号右边第一项为以 $CDNC$ 作分母的降水敏感度。这两者的差异取决于等号右边的第二项，即 $CDNC$ 与 AOD 之间的关系。由传统经验可知，气溶胶能够作为云的凝结核，促使云的形成。所以 AOD 的增加会导致 $CDNC$ 的增加。并且我们验证了这一理论是否符合我们的卫星数据，如图 5 所示：

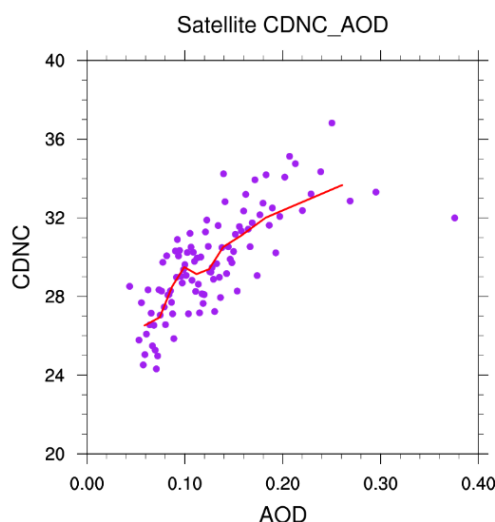


图 5 CDNC 与 AOD 散点图

图中的散点和拟合曲线都说明 CDNC 与 AOD 呈正相关关系。由图 4 我们知道 AOD 作分母的降水敏感度为负，CDNC 作分母的降水敏感度为正，这就要求 CDNC 与 AOD 呈负相关，显然这是矛盾的。同样可以按照云水路径划分，画出不同云水路径下 CDNC 与 AOD 的关系折线图，如图 6 所示。

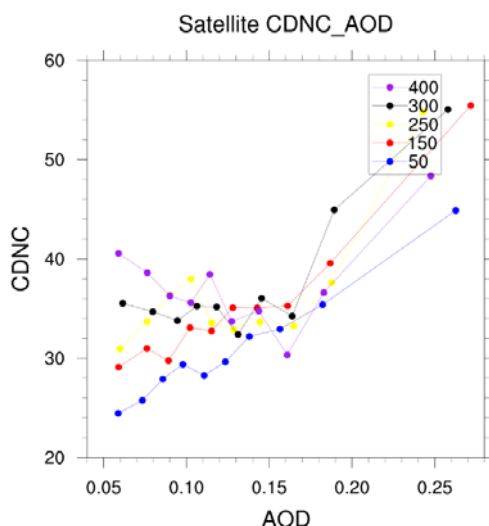


图 6 CDNC 与 AOD 在不同 LWP 下的折线图

从图 6 我们可以看到，当云水路径（LWP）较小时（蓝色、红色、黄色曲线），CDNC 是随着 AOD 的增加而增加的。而当云水路径（LWP）较大时（黑色、紫色曲线），除了 AOD 较大时的两个点外，前面的趋势是 CDNC 与 AOD 呈负相关关系。这与图 3 所示的折线图又是相吻合的。

通过以上不同的方法验证，我们可以得到如下结论：①当云水路径 LWP 为小值时，降水强度 I 随着 CDNC 有缓慢的上升；当云水路径 LWP 为大值时，降水强度 I 与 CDNC 呈明显的负相关关系。②在全 LWP 范围内 I 与 AOD 呈正相关关系。③使用 AOD 和使用 CDNC 出现不同的原因可能是因为 CDNC 和 AOD 在 LWP 高值区的负相关关系。基于以上结论可以验证气溶胶与降雨的正相关性，这与 Koren et al. (2014) 的结论是一致的，而与传统气溶胶间接效应理论是矛盾的。

2. 云的三维结构分析

为了探究上述现象产生的物理机理,我们试图对这三个 $9^{\circ} \times 9^{\circ}$ 的区域进行云三维结构的分析。我们使用 CloudSat 卫星的 2B-GEOPROF 产品和 ECMWF-AUX 产品进行处理。2B-GEOPROF 产品能够提供全球不同高度上的雷达反照率和 CPR 云遮盖指标(判断有无云的参数),而 ECMWF-AUX 产品能够提供全球不同高度上的温度信息。通过温度信息和 CPR 云遮盖指标可以筛选出云顶温度大于 273.15 K 的暖云,再利用雷达反照率和高度信息绘制出频率分布直方图,把 -40 dBz 至 10 dBz 和 500 m 至 4000 m 的范围分成 50×50 的网格,并对结果进行行平均,即每一个高度层上所有的频率值之和为 1。图 7 是在不同 LWP 和 AOD 范围内的频率分布直方图,其中左侧的(a)(c)(e)(g)是 AOD 在 0.00 到 0.10 范围内,右侧的(b)(d)(f)(h)是 AOD 在 0.15 到 0.60 范围内;第一行(a)(b)是 LWP 在 50 到 150 范围内,第二行(c)(d)在 150 到 250 范围内,第三行(e)(f)在 250 到 400 范围内,第四行(g)(h)在 400 到 700 范围内。图 8 是在不同 LWP 和 CDNC 范围内的频率分布直方图,其中 LWP 的分组与图 7 一致,左侧的(a)(c)(e)(g)是 CDNC 在 0.0 到 20.0 范围内,右侧的(b)(d)(f)(h)是 CDNC 在 30 到 200 范围内。

从图 7 中,对比(a)(b)可以发现,(a)的雷达反射率在 -30 dBz 至 -25 dBz 范围内的颜色要比(b)的要深,这说明在 AOD 较小时,雷达反射率出现在上述范围的频率较大,并且(b)的频谱宽度较宽,反映在雷达反射率大值区的颜色较亮,即出现频率更高。这说明了 AOD 较小时,主要是以生成小液滴的云为主,并没有形成实质性的降水,而 AOD 增加时,频谱右移,降水增多(Suzuki et al., 2015)。这与第一部分的结论②是相一致的。对比不同 LWP 的左右两幅图也能得出类似的结论,只不过随着 LWP 的增大,由于数据点数目的减少,频率分布图的特征不如(a)(b)那么明显。

图 8 和图 7 则出现了截然相反的情况,对比(a)(b)可以发现,(b)在反射率小值区的颜色要比(a)的更加的深,这说明在 CDNC 较大的时候,雷达反射率出现在上述范围的频率较大,频谱收窄,也就是说当 CDNC 增大的时候,主要生成小液滴云,产生降水少。这与传统的物理机制解释是相符的,因为当云水路径 LWP 一定时,液态水含量一定,那么云滴数浓度 CDNC 增大的时候,每一个云滴的水含量少,液滴半径也会减小。但是这与第一部分的结论①和③是矛盾的,因为图 8 中的(a)和(b)都是 LWP 小值区情况,这解释不了图 3 中当 LWP 较小时, I 与 CDNC 的关系平缓甚至于正相关的现象,也解释不了图 6 中 LWP 小值区 CDNC 与 AOD 呈正相关关系的现象。由于 CDNC 和 AOD 难以反演,其精确性受多种因素的影响,故出现这一奇怪现象的原因可能来源于 CDNC 和 AOD 的反演误差,这告诉我们在研究气溶胶和降雨关系的时候,使用气溶胶光学厚度 AOD 和云滴数浓度 CDNC 时应当谨慎,可以采用其它气溶胶参数进行综合分析。另外由于 LWP、CDNC 和 AOD 出现大值的情况比较少,多年综合也难以获得足够多的观测资料,存在一定的误差。

总的来说,从云的三维结构图我们可以分析出:当气溶胶光学厚度 AOD 增加时,反射率频谱加宽,产生降雨的云增多,导致了前面验证的降水强度 I 随 AOD 呈正相关关系的现象;而当云滴数浓度 CDNC 增加时,反射率频谱收窄,小液滴云增多,降水减少,与传统理论相符合;这两者产生差别的原因可能是 CDNC 与 AOD 的反演不能够精确反映云滴数浓度和气溶胶浓度,其关联因素复杂,仍有待后续研究探讨。

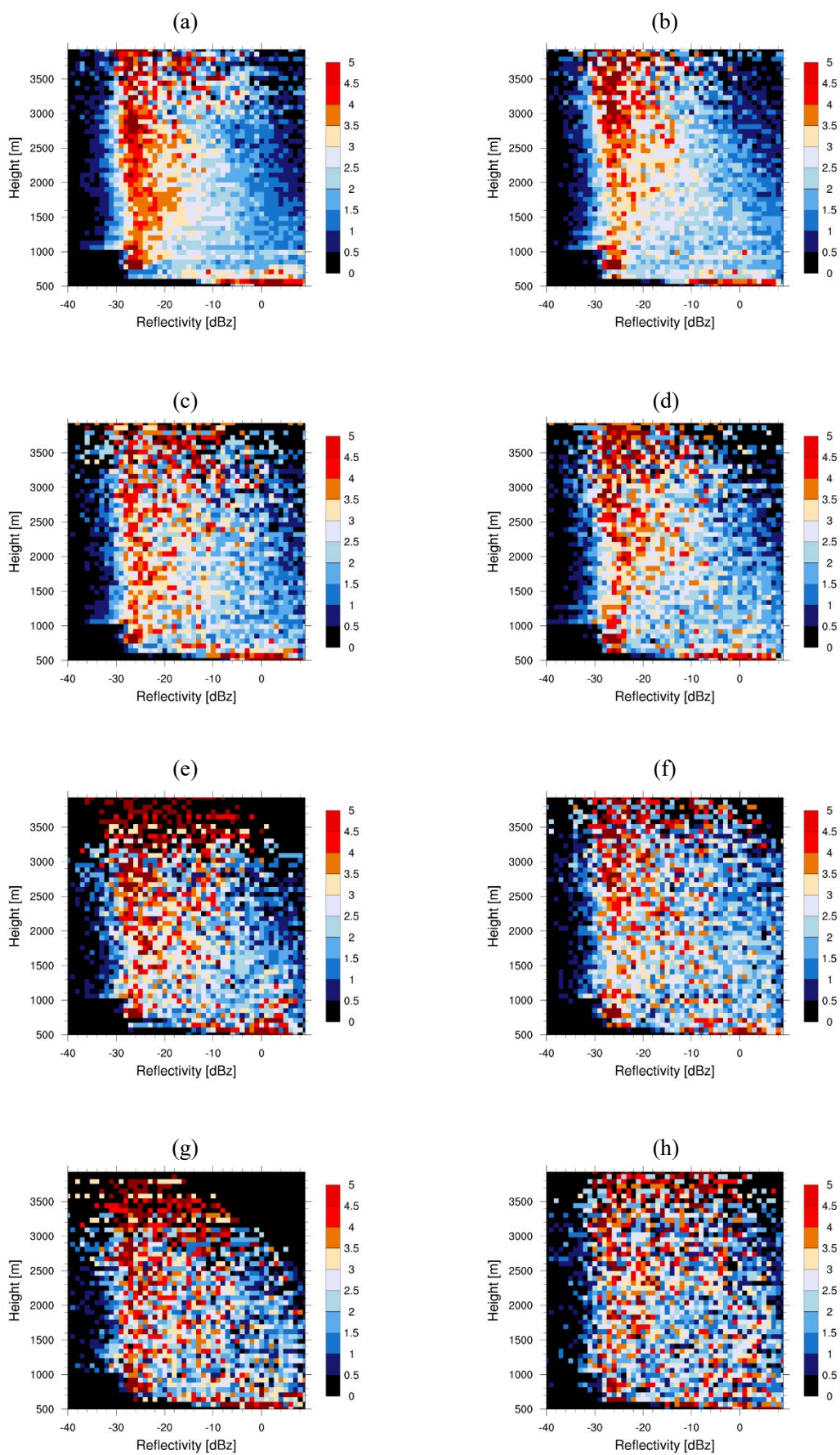


图 7 不同 LWP 和 AOD 情况下的高度—雷达反射率频率分布图

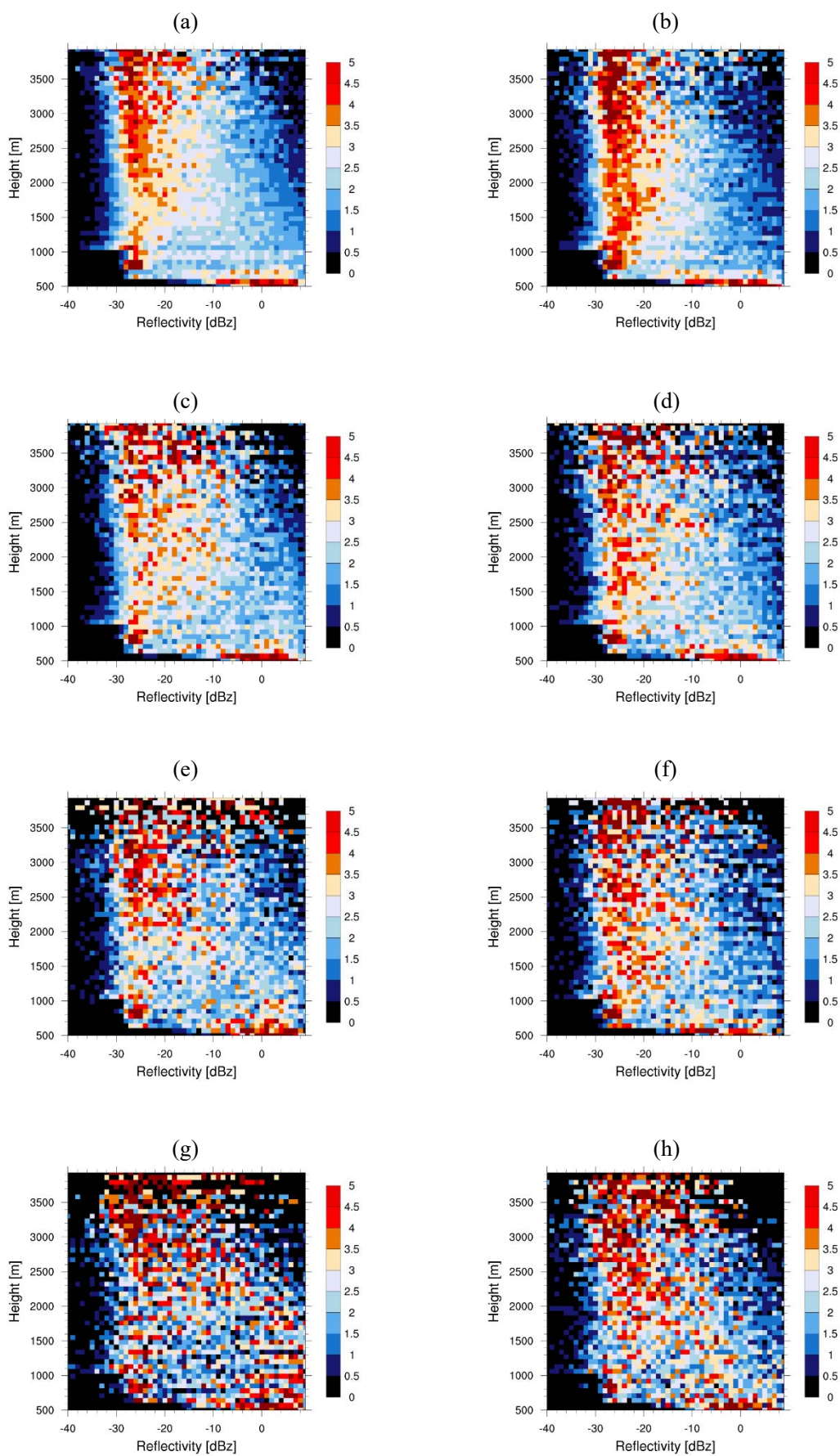


图 8 不同 LWP 和 CDNC 情况下的高度—雷达反射率频率分布图

四、 总结

我们使用 A-Train 系列卫星的各产品对气溶胶和降雨的正相关性进行了验证,通过选取 3 个不同大洋上相同大小的矩形区域分析降水强度 I 与气溶胶光学厚度 AOD 和云滴数浓度 CDNC 的关系。为了能更好的说明问题,我们对云水路径 LWP 进行了控制,对不同 LWP 情况下的相关性进行了分析。上述分析验证了气溶胶和降雨强度的正相关关系,同时发现了 I 与 CDNC 以及 AOD 与 CDNC 的异常关系。后面我们通过三维结构的分析来研究垂直方向上雷达反照率的频率分布直方图,从图中发现了当气溶胶数目增加时频谱增宽,降水增多,而当 CDNC 增加时则会出现相反的结论。基于以上的结论我们推断在通过卫星数据反演 CDNC 和 AOD 物理量的过程中存在着反演误差,并提出在使用 CDNC 和 AOD 来研究时应当谨慎,可以使用其它气溶胶参量(如 AI)和云参量进行综合分析,以弥补存在的反演误差。

这一研究相较于前人的研究,使用了云的三维结构对气溶胶和降雨强度呈正相关关系的原因进行了探究,并且不同于使用一年的 TRMM 卫星数据,本研究使用了 2006 年至 2011 年多年的 A-Train 系列卫星资料,在数据质量和精度,以及统计意义上都有显著的提升。但由于 LWP、AOD 和 CDNC 出现大值的情况较为稀少,即使使用了多年综合资料,相比于小值的区域来说图像特征也变得不明显,这些可以通过后续研究,将卫星观测资料与数值模拟的结合来解决这一问题。

参考文献:

- [1] 郭学良, 付丹红, 胡朝霞. 2013. 云降水物理与人工影响天气研究进展(2008~2012 年) [J]. 大气科学, 37(02): 351-363.
- [2] 马月, 薛惠文. 2012. 利用 CloudSat 和 MODIS 数据研究气溶胶对层积云的影响 [J]. 北京大学学报(自然科学版), 48(02): 239-245.
- [3] 段婧, 毛节泰. 2008. 气溶胶与云相互作用的研究进展 [J]. 地球科学进展, 3: 252-261.
- [4] 黄梦宇, 赵春生, 周广强, 段英, 石立新, 吴志会. 2005. 华北地区层状云微物理特性及气溶胶对云的影响 [J]. 南京气象学院学报, 3: 360-368.
- [5] 严卫, 杨汉乐, 周兴旺. 2008. A-train 卫星编队及其在云研究领域中的应用 [J]. 遥感信息, 2: 93-96.
- [6] IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis [M]. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G. -K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535pp.
- [7] IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis [M]. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge,

United Kingdom and New York, NY, USA, 996pp.

- [8] Menon S, Hansen J, Nazarenko L, et al. 2002. Climate effects of black carbon aerosols in China and India [J]. *Science*, 297(5590): 2250–2253.
- [9] Twomey, S. 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(7): 1149–1152.
- [10] Albrecht, B. A. 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness [J]. *Science*, 245(4923): 1227–1230.
- [11] Zhao, C., Tie, X., Lin, Y. 2006. A possible positive feedback of reduction of precipitation and increase in aerosols over eastern central China [J]. *Geophysical Research Letters*, 33: 229–239.
- [12] Li Z., Niu, F., Fan J. 2011. Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation [J]. *Nature Geoscience*, 4(12): 888–894.
- [13] Koren, I., Dagan, G., Altaratz, O. 2014. From aerosol-limited to invigoration of warm convective clouds [J]. *Science*, 344: 1143–1146.
- [14] Suzuki, K., Stephens, G., Bodassalcedo, A., Wang, M., Golaz, J., Yokohata, T., Koshiro, T. 2015. Evaluation of the warm rain formation process in global models with satellite observations [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72: 3996–4014.
- [15] Bennartz, R., Harshvardhan. 2007. Global assessment of marine boundary layer cloud droplet number concentration from satellite [J]. *Journal of Geophysical Research*, 112(112): D16302.
- [16] Brenguier, J. L., Pawlowska, H., Schüller, L., Preusker, R., Fischer, J., Fouquart, Y. 2000. Radiative properties of boundary layer clouds: droplet effective radius versus number concentration [J]. *J. atmos. sci*, 57(6): 803–821.
- [17] Kubar, T. L., Hartmann, D. L., Wood, R. 2009. Understanding the importance of microphysics and macrophysics for warm rain in marine low clouds. part i: satellite observations [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(10): 2953–2972.
- [18] Quaas, J., Boucher, O., Lohmann, U. 2010. Constraining the total aerosol indirect effect in the lmdz and echam4 gcms using modis satellite data [J]. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 6(4): 947–955.
- [19] Comstock, K. K., Wood, R., Yuter, S. E., Bretherton, C. S. 2004. Reflectivity and rain rate in and below drizzling stratocumulus [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(130): 2891–2918.
- [20] Mann, J. A. L., Christine, C. J., Hogan, R. J., O’Connor, E. J., L’Ecuyer, T. S., Stein, T. H. M., et al. 2014. Aerosol impacts on drizzle properties in warm clouds from arm mobile facility maritime and continental deployments [J]. *Journal of*

Geophysical Research, 119(119): 4136–4148.

- [21]Terai, C. R., Wood, R., Leon, D. C., Zuidema, P. 2012. Does precipitation susceptibility vary with increasing cloud thickness in marine stratocumulus? [J]. Atmospheric Chemistry & Physics, 12(10): 4567–4583.
- [22]Terai, C. R., Wood, R., Kubar, T. L. 2015. Satellite estimates of precipitation susceptibility in low-level marine stratiform clouds [J]. Journal of Geophysical Research, 120: 8878–8889.