

周鑫,周顺武,覃丹宇,等,2019. 利用 FY-2F 快速扫描资料分析对流初生阶段的云顶物理量特征[J]. 气象,45(2):216-227.
Zhou X,Zhou S W,Qin D Y,et al,2019. Analysis of cloud top features during convective initiation using FY-2F satellite scan data[J]. Meteor Mon,45(2):216-227(in Chinese).

利用 FY-2F 快速扫描资料分析对流初生阶段的云顶物理量特征*

周 鑫¹ 周顺武¹ 覃丹宇² 孙 阳¹

¹ 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/
气候与环境变化国际合作联合实验室,南京 210044

² 国家卫星气象中心,北京 100081

提 要: 基于 FY-2F 静止气象卫星提供的 2015 年 5—9 月的高分辨率数据,通过温度阈值法识别出深、浅对流后,分析和比较了深、浅对流的对流初生(convective initiation, CI)至发展阶段中云顶高度、云顶快速降温率(cloud top cooling rate, CTC)以及多通道差值等云顶物理量特征的变化异同。结果表明:深、浅对流在 CI 阶段的云顶物理量特征具有相似变化特征,即云顶高度均在短时间内快速上升,CTC 值均先减小后增大;深、浅对流差异表现为深(浅)对流云顶上升高度能(不能)超越水汽层高度;深对流 CTC 最低值较浅对流 CTC 最低值更低。基于 CI 阶段深、浅对流的 CTC 最低值的差异,通过个例验证,表明利用深、浅对流 CTC 最低值的差异,可以在识别出 CI 的基础,判断出 CI 是否发展成为深对流,从而能提前做出预警。

关键词: 对流初生, FY-2F 卫星资料, 云顶物理量参数, 云顶快速降温率, 深对流, 浅对流

中图分类号: P456

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.02.007

Analysis of Cloud Top Features During Convective Initiation Using FY-2F Satellite Scan Data

ZHOU Xin¹ ZHOU Shunwu¹ QIN Danyu² SUN Yang¹

¹ Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change, Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

² National Satellite Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: Based on the high-resolution data provided by FY-2F geostationary meteorological satellite from May to September in 2015, the cloud-top physical characteristics, including the height of cloud top, cloud top cooling rate (CTC), multi-channels differences, etc, were analyzed and compared from the stage of convective initiation (CI) to the development phase in deep and shallow convections which were identified by the temperature threshold method. The results indicate that the cloud-top physical characteristics in the stage of CI in deep and shallow convections have the similar trend that the height of cloud top ascends rapidly in a short time and CTC values decrease first and increase subsequently. The differences between deep and shallow convections are as follows. The ascending height of deep convection cloud top can exceed that of vapor layer, and vice versa. The CTC values of deep convection show even lower compared with

* 国家重点研发计划(2016YFA0602003)和国家自然科学基金项目(41275095)共同资助

2017 年 11 月 28 日收稿; 2018 年 3 月 7 日收修定稿

第一作者:周鑫,主要从事天气预报研究. Email:736347862@qq.com

通信作者:周顺武,主要从事季风动力学研究. Email:zhou@nuist.edu.cn

that of shallow convection. Based on the differences of minimum CTC in the stage of CI in deep and shallow convections, the verified case demonstrates that using the differences of minimum CTC is capable of judging whether CI could develop into deep convection on the basis of identified CI, and then early warning could be worked out.

Key words: convective initiation, FY-2F satellite data, cloud top physical parameter, cloud top cooling rate, deep convection, shallow convection

引言

众所周知,强对流天气系统是暴雨(雪)、冰雹、大风和龙卷风等灾害性天气的直接制造者,对人类的生产生活造成重要的影响(覃丹宇和方宗义,2014;徐双柱等,2015;吴涛等,2017;张琪等,2017)。对流初生(convective initiation, CI)是指强对流发生早期的特定状态,其被定义为多普勒天气雷达第一次监测到由对流云产生的反射率因子 ≥ 35 dBz时的对流云团判识(Roberts and Rutledge, 2003)。CI的出现是强对流活动开始的标志,理论上可以比雷达更早检测到潜在的强对流活动,因为雷达回波主要探测较大云雨粒子的后向散射,捕捉到强对流时强降水等天气现象已经出现。静止气象卫星具有高时空分辨率、连续时间长、观测范围大等优点(蒋建莹和汪悦国,2014),能够为CI研究提供新的应用途径,进一步提升预报预警时效(李俊和方宗义,2012)。

目前,国外学者提出了一些较为成熟的CI检测算法,主要有美国阿拉巴马大学提出的卫星对流分析和追踪(SATellite Convection AnalySis and Tracking, SATCAST)方法(Mecikalski and Bedka, 2006),法国气象局开发的快速发展雷暴(Rapid Development Thunderstorm, RDT)算法(Morel et al, 2002),以及美国威斯康星大学提出的对流初生临近预报(University Wisconsin Convective Initiation, UWCI)方法(Sieglaff et al, 2011)等。在中国,许锐(2009)和刘京华等(2012)先后引入SATCAST方法,使用日本MTSAT卫星数据对CI个例进行了有效的预警试验。徐慧(2012)、刘健和蒋建莹(2013)及宋珍妮(2014)则基于FY-2C数据资料,对CI个例进行预警分析,结果证明静止卫星高时空分辨率观测能很好地捕捉到强对流云团发展的演变特性。FY-2F静止气象卫星较其他卫星拥有更高的

时空分辨率,可以更精确捕捉到对流云在CI阶段的云顶物理量变化的特征,汪柏阳等(2015)在UWCI方法基础上,使用FY-2F资料对CI进行检测。覃丹宇和方宗义(2014)、马鹏辉等(2014)对利用静止气象卫星开展CI研究给予了简要综述。

以上研究表明,利用静止气象卫星数据已能够有效识别出CI,并达到预警的效果,但同时这些方法都或多或少存在对CI的高估问题,原因主要是缺乏对深、浅对流在CI阶段云顶物理量特征演变差异的认识。本文基于FY-2F卫星提供的6 min快速扫描数据,在识别出CI的基础上,对CI阶段对流云表现出的一些云顶物理量特征进行分析,并根据这些特征判断哪些CI最终能发展成为强对流?首先采用阈值法识别出对流个例,依据云顶亮温的最低值将对流个例分成深、浅对流两类对流,接着比较在CI阶段深、浅对流云顶物理量的异同,再依据差异明显的物理量参数作为判断条件,最后通过个例验证,提前判断CI是否发展为强对流。

1 资料与识别方法

1.1 资料简介

本文使用了国家卫星气象中心FY-2F静止气象卫星提供的2015年5—9月区域扫描资料,与全盘扫描数据相比,FY-2F卫星区域扫描数据保留了全部的探测通道信息(汪柏阳,2015),包含FY-2F扫描辐射计共5个通道:可见光通道(VIS, $0.5 \sim 0.9 \mu\text{m}$)、红外1通道(IR1, $10.3 \sim 11.3 \mu\text{m}$)、红外2通道(IR2, $11.5 \sim 12.5 \mu\text{m}$)、水汽探测通道(IR3, $6.3 \sim 7.6 \mu\text{m}$)及中波红外通道(IR4, $3.5 \sim 4.0 \mu\text{m}$),扫描中心区域跨度为 $8^\circ \sim 30^\circ\text{N}$,同时区域扫描数据的时空分辨率大大提高,其中VIS通道具有1和5 km两种空间分辨率数据,红外通道的空间分辨率为5 km,时间分辨率为6 min。

本文同时使用了 CMORPH (Climate Prediction Center Morphing) 卫星数据, 该数据是美国气候预测中心在多种微波降水数据和红外数据的基础上研制的全球降水数据, 其空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 时间分辨率为 0.5 h, 覆盖范围为 $60^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$ (许时光等, 2014)。

1.2 对流个例的选取

对流云的卫星识别方法, 主要采用温度阈值法, 由于温度阈值简单适用而成为主要监测方法之一。自 Maddox (1980) 最早提出采用云顶红外亮温 $<241\text{ K}$ 作为对流的识别阈值以后, 国外学者 (Machado et al, 1998; Vila et al, 2008; Laing et al, 2011) 针对不同季节和不同地区提出了不同的阈值标准, 国内学者 (郑永光等, 2008; 郑永光和陈炯, 2011; 祁秀香和郑永光, 2009; 束宇和潘益农, 2010)

则分别采用红外亮温 $<241\text{ K}$ 和 $<221\text{ K}$ 作为识别对流和强对流的标准。

本文采用温度阈值法, 对 2015 年的卫星资料以云顶最低亮温值 (IR1 值) $<241\text{ K}$ 作为标准, 来识别卫星云中浅对流以作为个个例选取的前提, 并以 IR1 值 $<221\text{ K}$ 作为该对流是否持续发展成为深对流的标准。采用上述方法, 选取出独立生成且能发展为对流的对流单体, 取各个例中对流出现前 30~60 min 至对流发展成熟稳定阶段。各对流个例如表 1 所示, 其中个例 1 为大范围连续时间内对流生消情况; 个例 2~5 为云区发展过程中最低亮温 $<221\text{ K}$ 的深对流个例, 用来分析深对流在 CI 阶段云顶物理量的特征; 个例 6~7 为云区发展过程中最低亮温 $<241\text{ K}$ 但 $>221\text{ K}$ 的浅对流个例, 用来分析浅对流在 CI 阶段云顶物理量的特征; 个例 8 具有完整观测数据, 且对流发展旺盛, 面积与强度均较大。

表 1 对流个例出现的时间及区域

Table 1 The times and areas of convection case

个例	时间/BT	区域
1	2015 年 8 月 7 日 16:30—18:30	$25^\circ \sim 35^\circ\text{N}, 100^\circ \sim 125^\circ\text{E}$
2	2015 年 5 月 14 日 07:00—09:00	$28^\circ \sim 30^\circ\text{N}, 109^\circ \sim 112^\circ\text{E}$
3	2015 年 5 月 16 日 12:06—14:36	$25^\circ \sim 27^\circ\text{N}, 117^\circ \sim 121^\circ\text{E}$
4	2015 年 7 月 6 日 14:30—17:00	$23^\circ \sim 26^\circ\text{N}, 119^\circ \sim 123^\circ\text{E}$
5	2015 年 5 月 14 日 13:00—16:00	$21^\circ \sim 23^\circ\text{N}, 108^\circ \sim 110^\circ\text{E}$
6	2015 年 5 月 14 日 00:30—02:30	$28^\circ \sim 30^\circ\text{N}, 104^\circ \sim 107^\circ\text{E}$
7	2015 年 8 月 7 日 16:00—19:00	$27^\circ \sim 29^\circ\text{N}, 109^\circ \sim 111^\circ\text{E}$
8	2015 年 9 月 6 日 19:00—21:30	$23^\circ \sim 25^\circ\text{N}, 108^\circ \sim 110^\circ\text{E}$

1.3 对流初生的初识别

Mecikalski and Bedka (2006) 提出的 SAT-CAST 方法是一种计分统计方法, 根据对流云团在生成过程中, 云顶温度快速下降、云顶高度快速上升、云顶快速降温率 (cloud top cooling, CTC) 等特征, 通过处理多个通道数据, 提取出 8 个与 CI 相关

的计分指标, 再利用相关试验对目标云团区域进行判断, 满足 1 个指标则计 1 分, 当目标云团区域计分总数 ≥ 7 时, 则该目标区域被判定为 CI。结合国内学者 (刘京华等, 2012; 宋珍妮, 2014) 提出的修改原则, 并考虑到 FY-2F 卫星时间分辨率为 6 min 及扫描地区的差异, 修改并提出了以下 CI 指标和相关阈值 (具体标准见表 2)。

表 2 修改后 CI 指标及阈值

Table 2 Modified CI indicators and thresholds

指标	对流初生判别指标	阈值/ $\text{K} \cdot (6\text{ min})^{-1}$
1	10.7 μm 亮温值	<0
2	10.7 μm 亮温随时间变化趋势	<-3
3	10.7 与 6.5 μm 亮温差	$-35 \sim 10$
4	12.0 与 10.7 μm 亮温差	$-3 \sim 0$
5	10.7 与 6.5 μm 亮温随时间变化趋势	<-3
6	12.0 与 10.7 μm 亮温随时间变化趋势	>0

2 对流初生阶段云顶物理量特征分析

2.1 个例结果及分析

根据以上方法识别出的 CI 区域通常会包含两类:一是由云的垂直上升但并未达到成熟阶段所产生,二是由于云的水平移动所产生。第二类并非新生成的 CI,因此在 CI 识别过程中需要剔除。使用剔除方式主要将云像素滤波后再与原云像素点比较(汪柏阳等,2015),即先将某一像元 5×5 范围内所有像元亮温按最冷至最暖进行排列,取最冷的 25% 像元的亮温平均后作为该像元的亮温代表值,然后与该像元处理前的原值进行比较,若原亮温值小于亮温代表值则保留,反之则剔除。由此排除第二类非新生成的 CI,以减少识别误差。

图 1a 为 2015 年 8 月 7 日 17 时卫星云图,可以

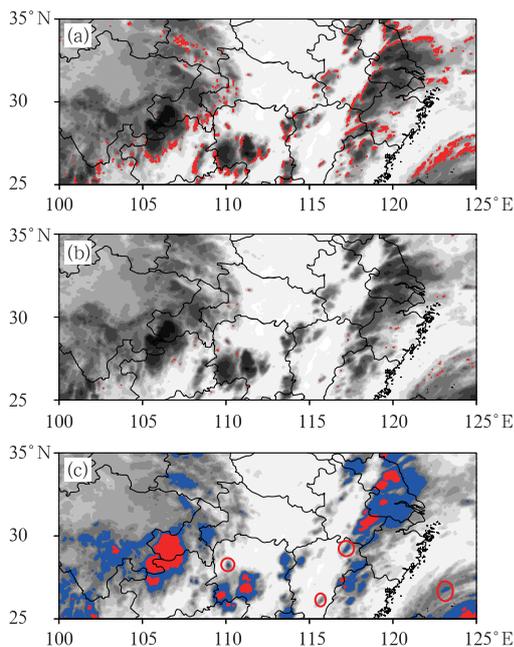


图 1 2015 年 8 月 7 日个例 1(a)17 时卫星图像及 SATCAST 识别出的 CI 区域(红色像元), (b)17 时云像素滤波后 CI 区域(红色像元)和 (c)18 时浅(蓝色像元)、深(红色像元)对流区域的卫星图像

Fig. 1 Satellite images of Case 1 at various moments
(a) satellite image at 17:00 BT and CI areas identified by SATCAST (red);
(b) cloud pixel filtered CI region (red) at 17:00 BT;
(c) convection areas of light (blue), deep (red) at 18:00 BT 7 August 2015

看出,此时主要有三片云区,分别位于江浙皖、湘西和川渝黔等地区,通过改良后的 SATCAST 方法识别出的 CI(图 1a 中红色像元区)大多分布在上述三片云区周围。图 1b 为该时刻对 CI 进一步判识后,剔除了由于云的水平移动而引起的识别误差后的结果。与图 1a 相比,图 1b 中剔除了大部分云区周围由于云的水平移动而引起的 CI 误判区域,保留了由于云的垂直上升运动而产生的 CI。采用以 IR1 值 < 241 K (< 221 K) 作为浅(深)对流的识别标准,图 1c 为 1 h 后卫星云图,可见深对流区域(红色)分别在苏北和皖南、湘西南及渝黔交界处等地。对比图 1b 和图 1c 可见,1 h 后有四个新生对流区(图 1c 中红色圈所圈的区域)与图 1b 中识别出的可能出现 CI 的区域(图 1b 中红色像元区)相对应。由此可见,在 SATCAST 方法的基础上,进行云像素滤波,可以滤去大部分虚假的 CI 预警。

2.2 深对流初生阶段云顶物理量特征分析

深对流是对流性天气的主体,探究在 CI 阶段深、浅对流是否具有不同的云顶物理量特征? 如能在 CI 阶段就区分出 CI 的未来发展趋势,剔除不太重要的局地 CI 判识结果,对于提高对流性天气预警非常关键。

由于 2015 年 5 月 16 日的个例 3 对流生成过程数据完整,且周围无其他对流影响。选择以该个例为代表的深对流,图 2 给出了个例 3 深对流发展过程各时刻的卫星图像。由图 2 可见,对流云生成的过程非常迅速,对流出现(图 2a)1 h 后发展十分旺盛(图 2c),在随后 30 min(图 2d)该深对流继续发展,面积逐渐增大。由此可以发现,深对流自出现到发展旺盛仅需 30~60 min,因此下文选取各深对流个例自 CI 阶段至发展旺盛共 2 h 的数据,对 CI 阶段深对流的各云顶物理量参数进行研究分析。

降水是对流性天气的主要表现形式之一,但存在对流时未必会发生降水,而存在强降水时通常有对流。为说明存在降水时是否存在对流,分析个例 3 的深对流在 5 月 16 日 12:30—14:00 时逐渐生成(图 2a~2d)。对比分析有无对流出现期间累计降水分布(图 3),在无对流存在期间(08:00—12:30),大部分地区没有明显的降水(图 3a);在 12:30—14:30 有对流期间,该时段出现大量降水(图 3b),且降水区域集中在图 2 对流所在的区域。由此可以说明,存在强降水时通常存在对流。

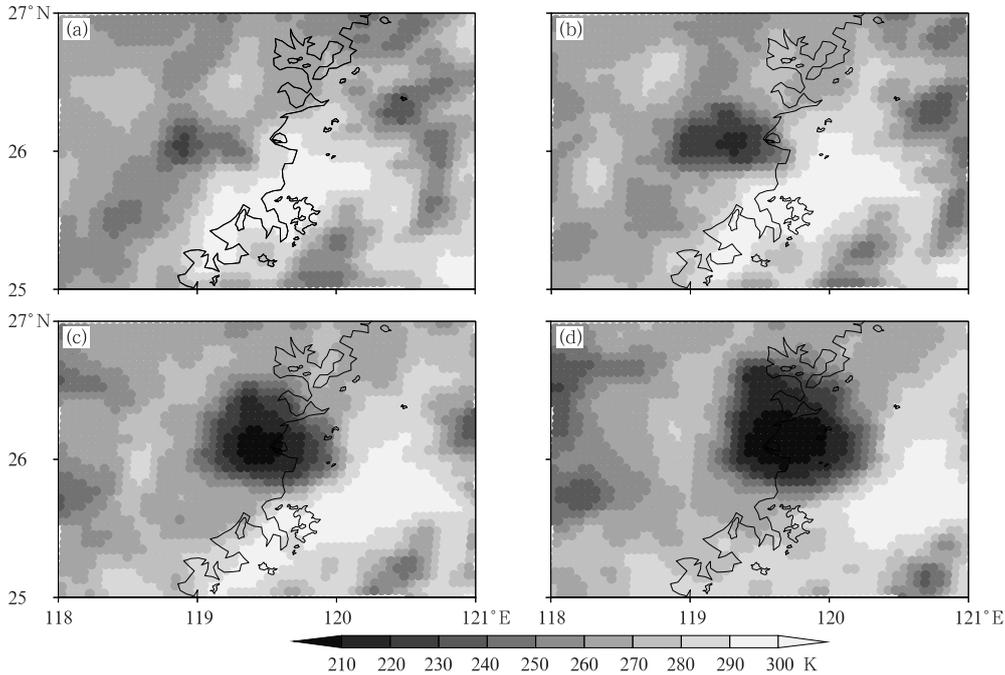


图 2 2015 年 5 月 16 日以个例 3 为代表的深对流发展过程各时刻卫星图像
(a)12:30, (b)13:00, (c)13:30, (d)14:00

Fig. 2 The satellite images during the development of deep convection represented by Case 3 at (a) 12:30 BT, (b) 13:00 BT, (c) 13:30 BT and (d) 14:00 BT 16 May 2015

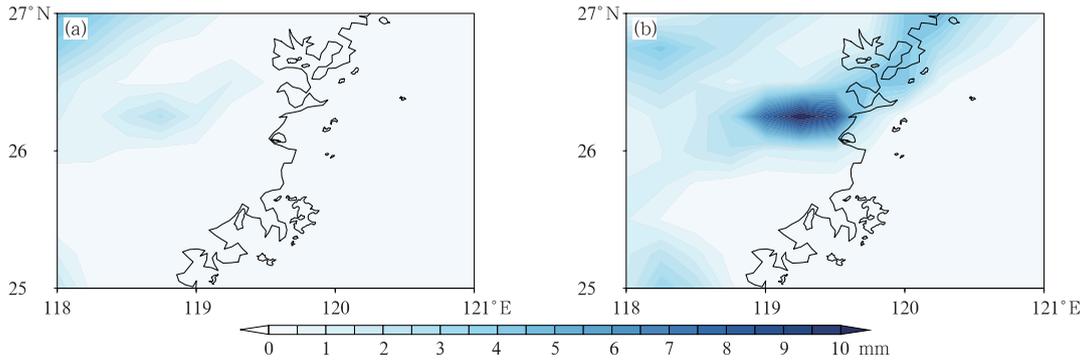


图 3 2015 年 5 月 16 日 (a)08:00—12:30 和 (b)12:30—14:30 累计降水分布
Fig. 3 Observed precipitation distribution at (a) 08:00—12:30 BT, and
(b) 12:30—14:30 BT 16 May 2015

分析在 CI 阶段深对流的云顶各物理量参数是否具有共性。选择表 1 中的 4 个深对流个例进行分析, IR1 值可代表该对流云团顶所能到达的最高高度;而当大气中水汽达到一定含量时,其微波辐射才能被卫星的遥感器所接收到,因此,水汽通道亮温值 (IR3 值) 代表的是已具有一定含量的水汽所能达到的最高高度,本文将此高度视为大气中水汽层的高度。图 4 给出了 4 个个例在出生到发展稳定阶段 (2 h) 的 IR1 和 IR3 值随时间的变化曲线。由图 4

可见,与对流云发展过程中云顶快速升高相对应,在 CI 阶段的 IR1 值 (实线) 下降十分迅速,并且在 90~120 min 时间内下降至最低温度并逐渐稳定,其值 < 220 K, 甚至最低 < 200 K (如图 4c, 个例 4), 其原因是由于对流在生成过程中,先在垂直方向上发展延伸,因此其云顶不断上升, IR1 呈下降趋势;各深对流区域 IR3 值 (虚线) 的变化与其 IR1 值的变化相似, IR3 值快速降低,表明在对流云顶向上延伸的带动下,使水汽层高度也快速抬升,因此使 IR3

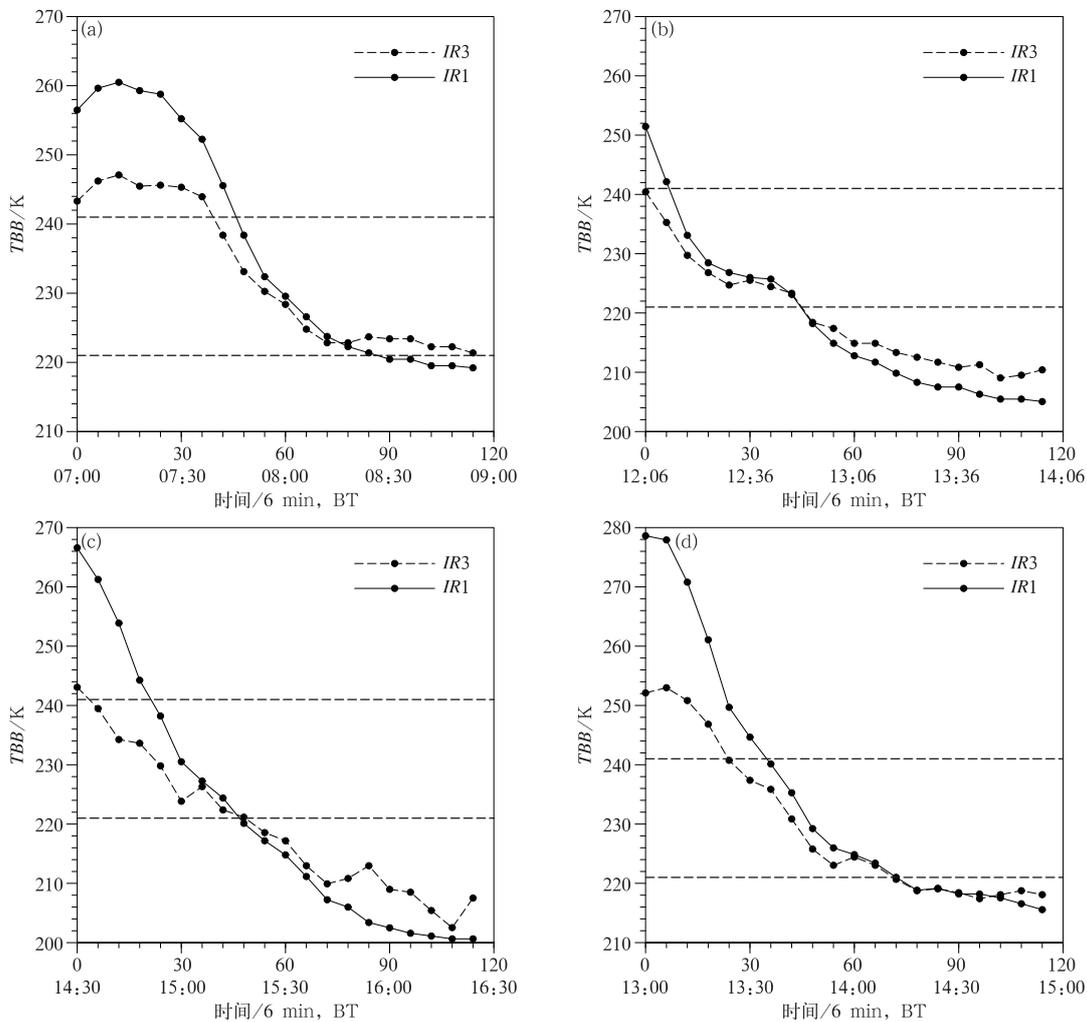


图 4 2015 年 4 个深对流个例 IR1 值、IR3 值随时间的变化

(a)5 月 14 日 07:00—09:00 个例 2, (b)5 月 16 日 12:06—14:36 个例 3,
(c)7 月 6 日 14:30—17:00 个例 4, (d)5 月 14 日 13:00—16:00 个例 5

(图中上/下虚线为浅/深对流的判别标准)

Fig. 4 IR1 and IR3 changing with time in four deep convection cases in 2015
(a) 07:00—09:00 BT 14 May, Case 2; (b) 12:06—14:36 BT 16 May, Case 3;
(c) 14:30—17:00 BT 6 July, Case 4; (d) 13:00—16:00 BT 14 May, Case 5
(upper/under dotted line: criterion of shallow/deep convection)

值快速降低。另外,尽管深对流的 IR1 值在 CI 起始阶段(30 min 左右)明显大于 IR3 值,但在 CI 阶段 IR1 值比 IR3 值下降更明显,意味着深对流的云顶高度的上升速度比水汽层高度的上升速度更快。而普遍在 60 min 后,IR1 值小于 IR3 值,即表明最终深对流的云顶高度基本都高于水汽层高度。

图 4 给出了 IR1 和 IR3 值随时间的变化,基于比较 IR1-IR3 值(即对流云层高度和水汽层高度之差),汪柏阳等(2015)提出满足下列条件之一作为寻找 CI 的一个判断条件:(1) 对于亮温较高区域 (IR1 值 > 225 K),满足 0 K < IR1 - IR3 值 < 35 K,

同时满足 IR1 - IR3 值随时间变化率 < -1 K · (6 min)⁻¹; (2) 对应亮温较低区域 (IR1 值 < 225 K),满足 IR1 - IR3 值 < 0 K。另外,CTC 定义为由 t+1 时刻的 IR 值减去 t 时刻的 IR 值。当 CTC < (>) 0 K · (6 min)⁻¹ 时,云顶温度下降(上升),对流(不)发展。

图 5 给出了以上 4 个深对流个例的 CTC(实线)以及 IR1 - IR3 值(虚线)随时间变化的曲线。由于 CTC 值是由后一时刻减去前一时刻 IR1 值所得,因此在 0 min 时刻没有 CTC 值。由图 5 可见,CTC 的值从 0 K · (6 min)⁻¹ 开始先快速减小,在

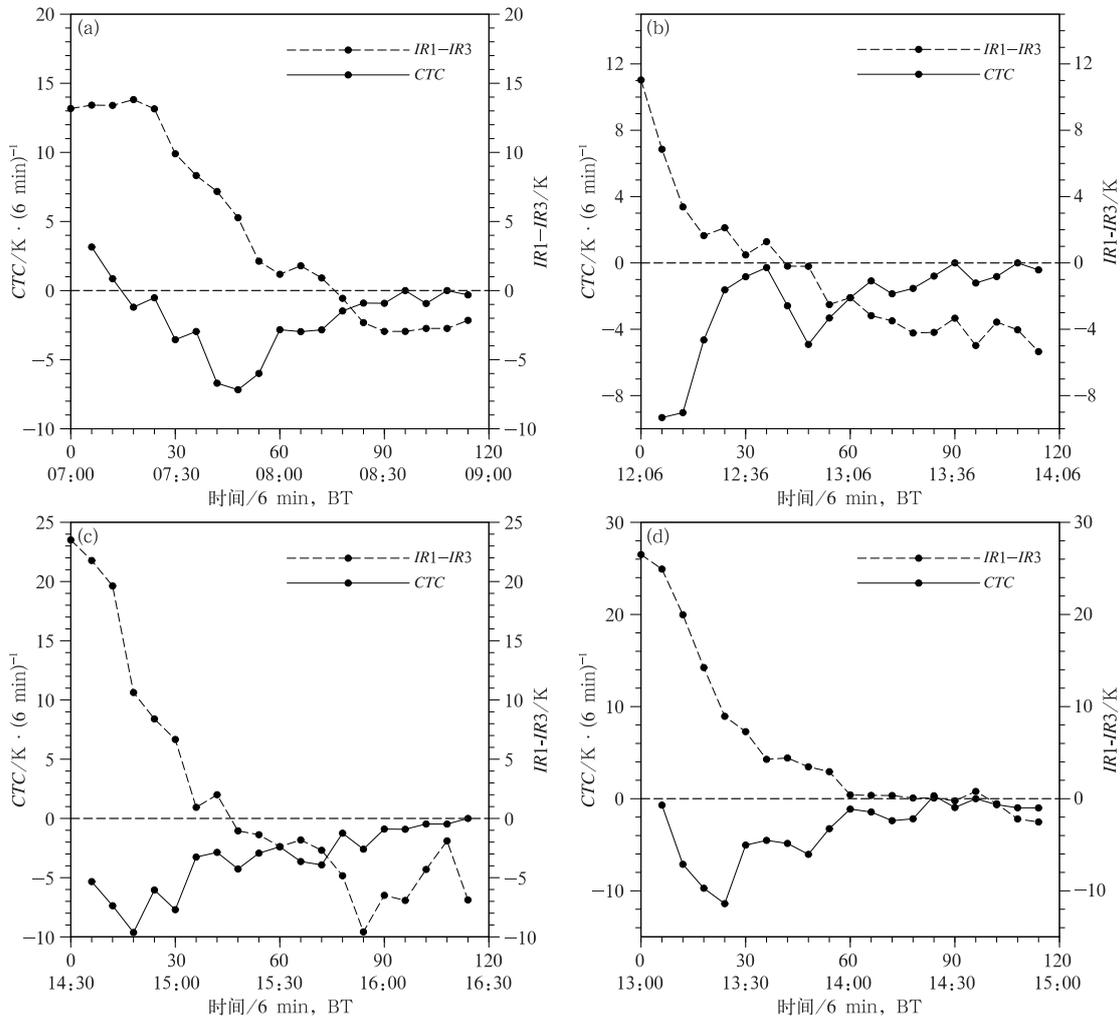


图 5 同图 4, 但为 CTC、IR1-IR3 值随时间的变化

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for CTC and IR1-IR3 changing with time

0~60 min 内出现最低值[达到 $-15 \sim -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 甚至更低], 达到最低值后即刻上升渐渐趋于 $0 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 。相比从 $0 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 减小到最低值的时间(前半段)与从谷值增大重新回到 $0 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 并稳定的时间(后半段), 后半段要比前半段持续的时间更长。图 5 还可以看出, IR1-IR3 值随时间也快速降低, 其最低值可达到 -5 K 甚至 -8 K 左右, 随后也趋于稳定。

综合图 4 和图 5 中的分析结果, 可以看出发展成深对流的对流云顶温度变化较快, 在较短的几十分钟至几小时内即可降低至最低温度并维持, 水汽层高度在较短时间内也上升, 在对流发展前期阶段的 1~2 h 内对流云顶高度超过水汽层高度。以上的深对流个例中 CTC 在对流云初生阶段的短时间内具有明显的变化, 最低值出现也较早, 在 CI 阶段

的 30~60 min 内就会出现。

2.3 浅对流初生阶段云顶物理量特征分析

浅对流个例 6 在对流生成过程数据完整, 且周围相对无其他对流的影响, 以下选取以个例 6 为代表的浅对流, 给出发展过程各时刻的卫星图像(图 6)。从图 6 可见, 与深对流发展过程相似, 浅对流出现(图 6a) 1 h 后基本发展成云(图 6c), 随后 30 min (图 6d) 该浅对流继续发展, 面积逐渐增大。因此, 与深对流数据选择方式相同, 浅对流个例同样选取自 CI 阶段起共 2 h 数据, 对 CI 阶段浅对流的云顶各物理量参数进行分析。

为说明存在对流时未必会发生降水, 浅对流的个例 6 在 5 月 14 日 00:30—02:00 逐渐生成(图 6)。对比分析有无对流出现期间累计降水分布

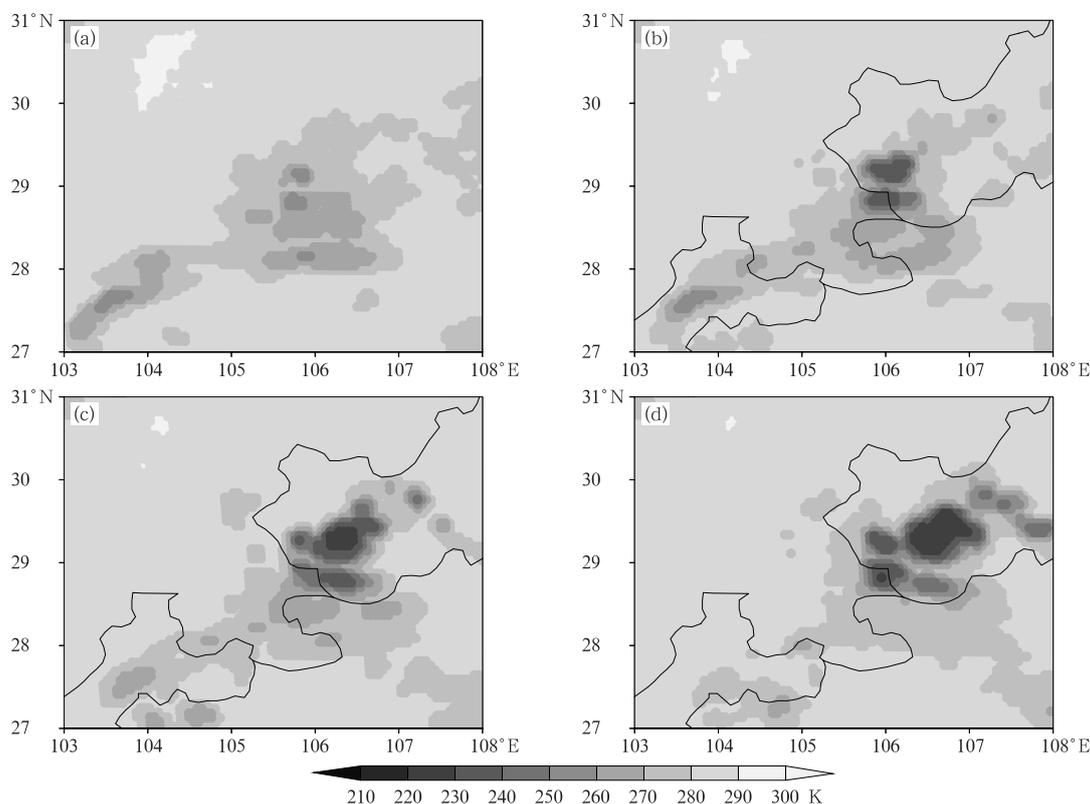


图 6 同图 2, 但为 2015 年 5 月 14 日个例 6

(a)00:30, (b)01:00, (c)01:30, (d)02:00

Fig. 6 Same as Fig. 2, but for Case 6 at

(a) 00:30 BT, (b) 01:00 BT, (c) 01:30 BT and (d) 02:00 BT 14 May 2015

图(图略),在无对流存在期间(13日 20:00 至 14 日 00:30),大部分地区没有明显的降水;在 00:30—02:30 有对流期间,虽然这段时期与浅对流对应的区域存在降水,但 2 h 内降水量仅不到 3 mm,可见未发生明显降水。由此表明,即使存在对流,但未必会发生显著降水。

图 7 给出了浅对流(个例 6 和个例 7)的 IR1 和 IR3 值随时间的变化曲线。从图 7 可见,与深对流的 IR1 和 IR3 值的变化(图 4)相比,浅对流的 IR1 和 IR3 值变化时间也较短,且 IR1 和 IR3 值均快速下降,在 60~90 min 内达到稳定。但与深对流云顶物理量参数不同,在浅对流云随对流层顶高度(前者)和水汽层顶高度(后者)一同上升的过程中,前者能不断接近后者的高度,但无法超过后者。

类似图 5 分析的是深对流个例的 CTC 以及 IR1—IR3 值时间变化特征,图 8 则为 2 个浅对流(个例 6 和个例 7)的 CTC 以及 IR1—IR3 值随时间的变化。在图 8 中发展成为浅对流的 CI,其 CTC 变化也是先减小后增大,最低值出现在 30~60 min

内,但最低值约在 $-8 \sim -5 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$,该最低值明显低于深对流 CTC 的最低值。浅对流的 IR1—IR3 值亦随时间不断减小,但始终不能小于 $0 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 。

综合图 7 和图 8 中个例的分析结果,虽然浅对流的对流云顶温度变化时间也较短,其变化趋势也与深对流的 CI 阶段变化相似,但浅对流的变化幅度普遍较小,云顶高度也升高但无法超过水汽层顶。此外,深、浅对流的 CTC 最低值都在 30~60 min 内出现,但浅对流 CTC 的变幅明显小于深对流。

以上对深、浅对流个例的共性分析,可以发现能发展成为对流的 CI 其云顶物理量变化趋势大致相似,均表现为 IR1 和 IR3 值快速下降,同时 IR1—IR3 值亦下降,即对流层顶的快速上升追赶水汽层顶。但其中明显可以看出深对流的云顶高度可以超越水汽层顶高度,而浅对流的云顶高度仅能接近水汽层顶高度而无法超越。深、浅对流 CTC 变化趋势亦相同,均下降达到最低值后就开始上升,CTC 最低值出现的时间也相近,但通过 6 min 间隔的卫星

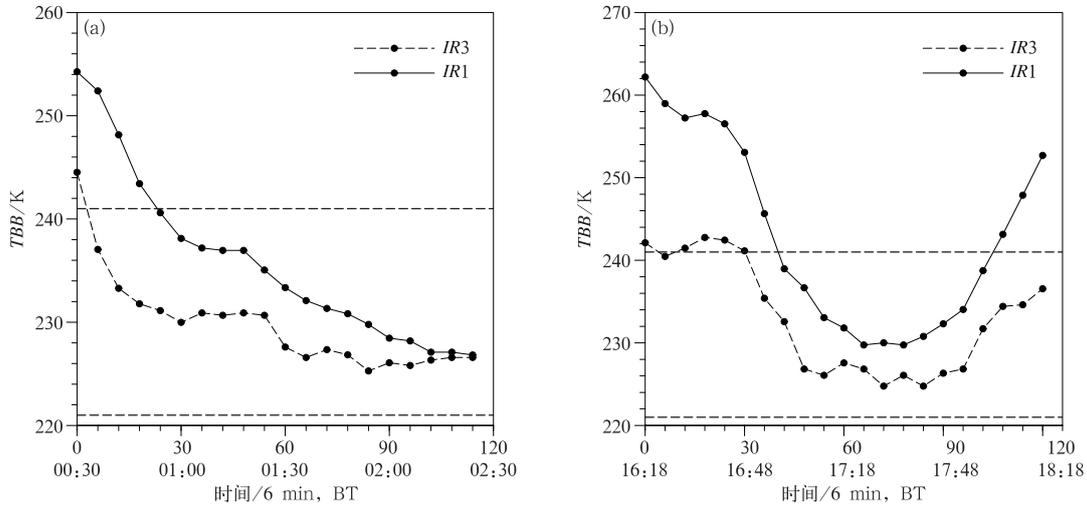


图 7 同图 4, 但为 2015 年 2 个浅对流个例

(a) 5 月 14 日个例 6, (b) 8 月 7 日个例 7

Fig. 7 Same as Fig. 4, but for the two shallow convection cases in 2015

(a) 14 May, Case 6, (b) 7 August, Case 7

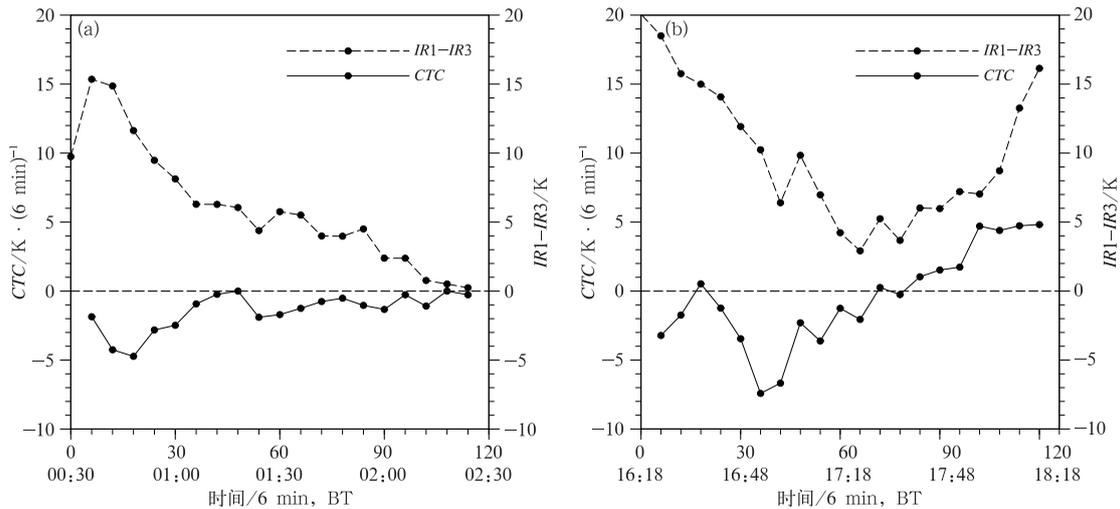


图 8 同图 7, 但为 CTC、IR1-IR3 值随时间的变化

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for CTC and IR1-IR3

资料, 可以比较出深、浅对流在 CI 阶段内 CTC 最低值存在差异, 深对流的 CTC 最低值可以达到 $-20 \sim -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$, 而浅对流的 CTC 最低值仅在 $-8 \sim -5 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 。在过去使用的卫星资料中, 由于卫星资料的时间分辨率较小 (通常在 15 min 或更长), 往往是无法观察到 CTC 最低值出现的时刻以及深、浅对流 CTC 最低值数值上的差异。

3 CI 阶段潜在深、浅对流区分方法及试验结果

由上文对 CI 的云顶物理量特征分析可知, 既可

以通过对流云顶高度是否超越水汽层高度来判断 CI 能否发展成为深对流 (简称高度判别法); 同时也可以比较深、浅对流 CTC 最低值来判断 (简称 CTC 阈值法)。比较以上两个判别方法, 由 CTC 阈值法可在 30~60 min 确定 CI 是否发展为深对流, 而由高度判别法则需要 1~2 h。

鉴于本文使用高分辨率的卫星资料, 以上采用 CTC 阈值法对个例 8 的对流云发展过程进行试验, 以验证 CTC 阈值法判定 CI 的发展结果是否有效? 阈值的选择: 在修改后的 SATCAST 方法上关注 CTC 变化, 以此对 CI 进行识别并判断其发展。将发展过程中 $\text{CTC} = -5 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 作为 CI 识别

的阈值,而以 $CTC = -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 作为 CI 生成深、浅对流的判断阈值,若 $CTC > -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$,则 CI 最终能发展成浅对流,若 $CTC \leq -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$,则 CI 最终将发展成深对流。

图9为个例8发展过程各时刻的卫星图像,在19:00—19:24卫星图像(图9a~9c)中,均未出现对流,但在19:06在广西柳州市附近出现了 $CTC \leq -5 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 的像元区域(图9b中绿色),代表该像元区域可能会生成对流,而在随后几个时刻该像元区均维持 $CTC \leq -5 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ (图略),而在19:24在同一像元区域出现了 $CTC \leq -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ (图9c中绿色),这进一步确认了该像元区域可能发展将生成深对流。图9b和9c中绿色区域在位置上并无差异,原因是在对流单体的生成过程中,先在垂直方向发展延伸的,图9b中对流单体在绿色

区域生成并被判定为浅对流,但该对流仍在继续向上发展延伸并且位置未发生变化,因此在图9c中该对流仍在原绿色区域位置并进一步被判断为深对流。在后续几个时刻的卫星图像中,采用温度阈值识别该对流区是否能够发展为深对流。在19:30图中蓝色区域为首次识别到 $IR1$ 值 $< 241 \text{ K}$ 的浅对流区域(图9d),表明对流出现。在19:48图中红色区域为首次在原对流区识别到 $IR1$ 值 $< 221 \text{ K}$ 区域(图9e),这距初次判断可能成为深对流的时刻(图9c)为24 min,这表明该对流经过大约30 min发展成为深对流。图9f为20:30(距首次监测到对流云1 h后)的卫星图像,由图可见,在原对流区及其周边地区识别到大范围的 $IR1$ 值 $< 221 \text{ K}$ 区域,这表明该对流经过1 h的发展,已经发展成为一个面积较大、强度较大的深对流。

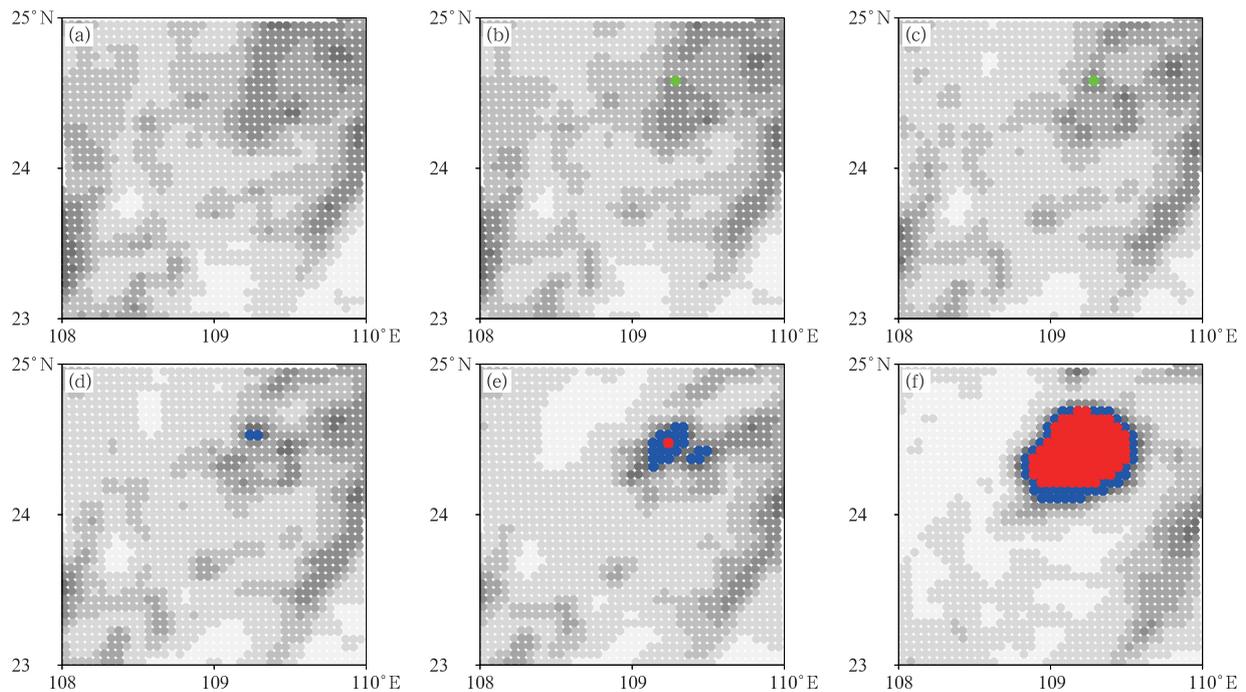


图9 2015年9月6日个例8的各时次卫星图像

(a)19:00 卫星图像, (b)19:06 卫星图像及 $CTC \leq -5 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 区域(绿色像元),
(c)19:24 卫星图像及 $CTC \leq -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 区域(绿色像元), (d)19:30 卫星图像及浅对流区域(蓝色像元),
(e)19:48 卫星图像及浅(蓝色像元)、深(红色像元)对流区域, (f)20:30 卫星图像
及浅(蓝色像元)、深(红色像元)对流区域

Fig. 9 (a) Satellite image of Case 8 at 19:00 BT, (b) satellite image and area of $CTC \leq -5 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ (green) at 19:06 BT, (c) satellite image and area of $CTC \leq -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ (green) at 19:24 BT, (d) satellite image and area of shallow convection (blue) at 19:30 BT, (e) satellite image and area of shallow convection (blue) and deep convection (red) at 19:48 BT, (f) satellite image and area of shallow convection (blue) and deep convection (red) at 20:30 BT 6 September 2015

从该试验中可以看出,使用 $CTC \leq -5 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 的阈值标准可有效地对对流做出提前预警,使用 $CTC \leq -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 可有效在识别出 CI 的基础上进一步判断出该 CI 能否发展成为深对流。相比于其他 CI 识别法监测对流,CTC 阈值法能进一步识别出深、浅对流。同时这两个阈值的预警时效可在 30 min 左右,相比于高度判别法,预警时效得到提高。

4 结论与讨论

基于中国 FY-2F 气象卫星提供的高分辨率多通道快速扫描数据,在识别出对流的基础上,通过分析和比较了深、浅对流在 CI 阶段云顶物理量参数的异同,并根据深、浅对流云顶高度相对水汽层高度的高度差以及 CTC 最低值的差异,提出了在 CI 阶段设计判识条件,最后通过对个例进行验证,得出以下主要结论:

(1) 深、浅对流的云顶物理量特征都主要表现为云顶亮温和 CTC 两方面。在 CI 阶段对流云快速上升导致云顶温度急剧下降直至稳定到一个较低值;CTC 均先减小后增大直至稳定在 $0 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 附近,云顶高度和水汽层高度不断接近。

(2) 深、浅对流的云顶物理量特征的主要差异是 CTC 最低值和 IR1-IR3 值。在 CI 发展过程中,深、浅对流的 CTC 值上相差较大,深对流 CTC 最低值可达到 $-10 \sim -8 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$,而浅对流仅在 $-8 \sim -5 \text{ K} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 左右;深对流云顶高度可上升超越水汽层高度,而浅对流云顶高度无法超过水汽层。

(3) 基于深、浅对流云顶物理量的主要差异,采用 CTC 阈值法,通过对个例进行识别和验证结果表明该阈值法可以在识别 CI 的基础上,进一步判断出该 CI 是否能发展成为深对流,并能提前 30 min 左右对深对流做出预警。

本研究的主要目的是区分深、浅对流在 CI 阶段的差异问题,而用 FY-2F 6 min 的高频次数据资料,能够揭示出更加精细的时间变化特征;文中采用的阈值法等方法虽是沿用了前人的方法,但可以看出,在 CI 阶段使用该技术方法可以区分出深、浅对流的发展演变特征。由于静止卫星扫描区域受限,同时资料缺测较多,在本文使用的 2015 年 5—9 月的资料,能够选择出的深、浅对流个例有限,而有些对流

个例发展过程数据并不完整,因此部分结论还有待今后寻找更多个例来进一步试验。本文所使用的云顶物理量参数有限,如深、浅对流云的形状、面积等这些云顶参数是否存在明显的差异,这还有待进一步研究。此外,本文的研究重点在深、浅对流的 CI 阶段的云顶物理量特征,对于深、浅对流所处的环境条件是否也具有差异?将是下一步的研究内容。

参考文献

- 蒋建莹,汪悦国,2014. 卫星水汽图像上两次暴雨过程的干、湿特征对比分析[J]. 气象,40(6):706-714. Jiang J Y, Wang Y G, 2014. Comparative analysis of two severe rainfall events with different dry-moist characteristics on satellite water vapor imagery[J]. Meteor Mon,40(6):706-714(in Chinese).
- 李俊,方宗义,2012. 卫星气象的发展——机遇与挑战[J]. 气象,38(2):129-146. Li J, Fang Z Y, 2012. The development of satellite meteorology—challenges and opportunities[J]. Meteor Mon,38(2):129-146(in Chinese).
- 刘健,蒋建莹,2013. FY-2C 高时间分辨率扫描数据在强对流云团监测中的应用研究[J]. 大气科学,37(4):873-880. Liu J, Jiang J Y, 2013. Using FY-2C high temporal resolution regional scan data to monitor strong convective cloud[J]. Chinese J Atmos Sci,37(4):873-880(in Chinese).
- 刘京华,王彬,韩雷,等,2012. 京津地区一次强对流天气的初生预警技术研究[J]. 北京大学学报(自然科学版),48(1):42-46. Liu J H, Wang B, Han L, et al, 2012. Forecasting convective initiation of a convective weather event in Beijing-Tianjin Region[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 48(1):42-46(in Chinese).
- 马鹏辉,杨燕军,张剑,2014. 基于卫星云图的对流初生预测技术综述[J]. 气象与减灾研究,37(1):1-5. Ma P H, Yang Y J, Zhang J, 2014. Research summary of convective initiation prediction based on meteorological satellite images[J]. Meteor Disaster Reduction Res,37(1):1-5(in Chinese).
- 祁秀香,郑永光,2009. 2007 年夏季我国深对流活动时空分布特征[J]. 应用气象学报,20(3):286-294. Qi X X, Zheng Y G, 2009. Distribution and spatiotemporal variations of deep convection over China and its vicinity during the summer of 2007[J]. J Appl Meteor Sci,20(3):286-294(in Chinese).
- 覃丹宇,方宗义,2014. 利用静止气象卫星监测初生对流的研究进展[J]. 气象,40(1):7-17. Qin D Y, Fang Z Y, 2014. Research progress of geostationary satellite-based convective initiation[J]. Meteor Mon,40(1):7-17(in Chinese).
- 东宇,潘益农,2010. 红外云图上中尺度对流系统的自动识别[J]. 南京大学学报(自然科学版),46(3):337-348. Shu Y, Pan Y N, 2010. Self-identification of mesoscale convective system from satellite infrared imagery[J]. J Nanjing Univ(Nat Sci),46(3):337-348(in Chinese).
- 宋珍妮,2014. 基于网格的 FY2C 卫星对流初生预警[J]. 科技信息,

- (5):76-77. Song Z N, 2014. Early warning of convection initial based on grids of FY2C Satellite[J]. *Sci Technol Inform*, (5): 76-77(in Chinese).
- 汪柏阳, 2015. 基于多通道卫星云图的对流启动监测[D]. 南京: 南京理工大学. Wang B Y, 2015. Convective initial monitoring based on multi-channel satellite cloud map[D]. Nanjing: Nanjing University of Science and Technology(in Chinese).
- 汪柏阳, 覃丹宇, 刘传才, 2015. 利用 FY-2F 数据检测快速发展对流[J]. *遥感学报*, 19(5):836-843. Wang B Y, Qin D Y, Liu C C, 2015. Detection of rapidly developing convection using FY-2F satellite data[J]. *J Remote Sens*, 19(5):836-843(in Chinese).
- 吴涛, 张家国, 牛奔, 2017. 一次强降水过程涡旋状 MCS 结构特征及成因初步分析[J]. *气象*, 43(5):540-551. Wu T, Zhang J G, Niu B, 2017. Preliminary analysis of structure characteristics and causes for heavy-rain-producing vortex-shaped MCS[J]. *Meteor Mon*, 43(5):540-551(in Chinese).
- 徐慧, 2012. 基于 FY2C 数据的平均 box 方法预报对流初生[J]. *电子设计工程*, 20(21):40-42. Xu H, 2012. Nowcasting convective storm initiation using the data of FY2C box-averaging method[J]. *Electronic Design Eng*, 20(21):40-42(in Chinese).
- 徐双柱, 吴涛, 张萍萍, 等, 2015. 风云静止与极轨卫星产品在湖北暴雨监测和预报方法中的应用研究[J]. *气象*, 41(9):1159-1165. Xu S Z, Wu T, Zhang P P, et al, 2015. Research on Fengyun stationary and polar-orbiting satellite data in monitoring and forecasting method of torrential rain in Hubei[J]. *Meteor Mon*, 41(9):1159-1165(in Chinese).
- 许锐, 2009. 基于卫星数据的对流初生自动识别研究[D]. 青岛: 中国海洋大学. Xu R, 2009. Automatic recognition of convective initiation based on satellite imagery[D]. Qingdao: Ocean University of China(in Chinese).
- 许时光, 牛铮, 沈艳, 等, 2014. CMORPH 卫星降水数据在中国区域的误差特征研究[J]. *遥感技术与应用*, 29(2):189-194. Xu S G, Niu Z, Shen Y, et al, 2014. A research into the characters of CMORPH remote sensing precipitation error in China[J]. *Remote Sens Technol Appl*, 29(2):189-194(in Chinese).
- 张琪, 任景轩, 肖递祥, 等, 2017. “5·6”四川盆地对流云团特征及触发机制[J]. *气象*, 43(12):1487-1495. Zhang Q, Ren J X, Xiao D X, et al, 2017. Characteristic analysis and trigger mechanism of convective cluster over Sichuan Basin on 6 May 2016[J]. *Meteor Mon*, 43(12):1487-1495(in Chinese).
- 郑永光, 陈炯, 2011. 华南及邻近海域夏季深对流活动气候特征[J]. *热带气象学报*, 27(4):495-508. Zheng Y G, Chen J, 2011. A climatology of deep convection over South China and adjacent seas during summer[J]. *J Trop Meteor*, 27(4):495-508(in Chinese).
- 郑永光, 陈炯, 朱佩君, 2008. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征[J]. *科学通报*, 53(4):471-481. Zheng Y G, Chen J, Zhu P J, 2008. Distribution and diurnal variation of mesoscale convective systems in summer in China and its surrounding areas[J]. *Chinese Sci Bull*, 53(4):471-481(in Chinese).
- Laing A G, Carbone R E, Lerizzani V, 2011. Cycles and propagation of deep convection over equatorial Africa[J]. *Mon Wea Rev*, 139(9):2832-2853.
- Machado L A T, Rossow W B, Guedes R L, et al, 1998. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas[J]. *Mon Wea Rev*, 126(6):1630-1654.
- Maddox R A, 1980. Mesoscale convective complexes[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 61(11):1374-1387.
- Mecikalski J R, Bedka K M, 2006. Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving cumulus in daytime GOES imagery[J]. *Mon Wea Rev*, 134(1):49-78.
- Morel C, S en esi S, Autones F, 2002. Building upon SAF-NWC products: use of the rapid developing thunderstorms (RDT) product in meteo-France nowcasting tools[C]// *Meteorological Satellite Data Users Conference*. Dublin: Eumetsat and Met Eirean: 248-255.
- Roberts R D, Rutledge S, 2003. Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data[J]. *Wea Forecasting*, 18(4):562-584.
- Sieglaff J M, Cronic L M, Feltz W F, et al, 2011. Nowcasting convective storm initiation using satellite based box-averaged cloud-top cooling and cloud-type trends[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 50(1):110-126.
- Vila D A, Machado L A T, Laurent H, et al, 2008. Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (Fortracc) using satellite infrared imagery: methodology and validation[J]. *Wea Forecasting*, 23(2):233-245.