

周青,李柏,张勇,等. 基于北京多源资料的云宏观特征判识. 应用气象学报,2023,34(2):206-219.
DOI: 10.11898/1001-7313.20230207

基于北京多源资料的云宏观特征判识

周青 李柏* 张勇 陶法 胡树贞 李瑞义 杨荣康

(中国气象局气象探测中心,北京 100081)

摘要

获取准确的云高及其变化特征,对于揭示天气系统的演变以及改进气候模式具有重要作用。由于不同设备观测云高的不确定性,将锋区要素不连续变化理论引入云高分析中,将云底部、云顶部大气的交界过渡带区域视为锋区,研究探空、毫米波雷达、风廓线雷达等不同类型设备观测要素在锋区及云外环境大气的变化特征。对流云和层状云个例研究表明:在锋区,温湿度及雷达反射率因子随高度的一阶、二阶导数均呈不连续现象(即一阶、二阶导数值在云内外和锋区表现为不相等),风廓线雷达信噪比垂直梯度也出现突变,因此不同设备观测云高具有较好空间一致性,并得到云底和云顶高度的合理范围和相应判据;相对于层状云,对流云内外温度梯度差异以及云体内反射率因子二阶导数的脉动变化幅度均偏大,因此可作为区分二者的参考指标。

关键词: 锋区; 二阶导数; 不连续变化; 判识方法

引言

云高是重要的云宏观物理特征参数,获取高精度的云高信息对揭示云垂直结构及天气系统的演变和变化规律、改进大气环流模式等均具有重要作用^[1-4]。云高(云底高度和云顶高度)的探测手段包括空基^[5-7]、天基^[8]和地基遥感等,每种探测技术有各自的观测原理和特点。近年随着遥感技术不断发展和进步,以毫米波雷达^[9-13]、激光云高仪^[14]、激光雷达^[15]、风廓线雷达^[16]、双偏振雷达^[17]、微波辐射计^[18]等为代表的新型地基遥感设备为自动化云监测提供了可能,同时,综合利用 Ka 波段毫米波雷达、风廓线雷达与 L 波段探空系统等多种遥感手段可对目标云体进行时空同步观测,基于各设备观测原理和属性实现云的观测,使结果可相互对比校验,从而提高综合遥感观测的可靠性。

2016 年中国气象局气象探测中心启动超大城市综合气象观测试验,以新型地基遥感观测为主要技术手段,通过构建京津冀等超大城市规模范围的

地基廓线增强观测网,实现对 5 条垂直廓线(温度、湿度、风场、水凝物(云和降水)和气溶胶)的精细化协同观测,进而提升中国大气廓线地基垂直遥感探测能力和水平^[9,19]。大城市观测获取的 5 条高精度时空同步廓线为综合利用多源信息深入揭示云高信息提供了有利条件。

云高包括云顶高度和云底高度,分别指云上下边界距离地面的垂直距离,云高测量的关键是云边界的识别,而人们普遍认为云边界是一层没有宽度的物质面,测量得到的云高应是一个确定值,然而大量观测结果显示,不同观测设备得到的云高并不完全一致,探空根据湿空气绝热抬升是否达到饱和和从理论上计算得到云底和云顶高度,而毫米波雷达等地基遥感设备需要云粒子浓度和云滴粒径均达到一定数量才能产生回波,因此不同设备观测云高存在差异。如毫米波雷达观测云底高度相对激光雷达偏低^[20-21],一般而言,毫米波雷达反演云顶高度高于卫星^[22],然而降雨时由于受到衰减影响其反演值则低于卫星^[12],探空观测云底(云顶)高度低于(高于)毫米波雷达^[23]。为了解不同观测设备探测的云高差

2022-08-04 收到,2023-01-11 收到再改稿。

资助项目:国家重点研发计划(2017YFC1501802,2017YFC1501701)

* 通信作者,邮箱:libai@cma.gov.cn

异,探讨各设备在探测云边界时可能存在的共性问题,本文将基于天气学的锋面理论,利用超大城市综合气象观测试验多种设备时空协同观测优势,在北京大气探测试验基地开展基于多种设备的云高判识研究。

1 基于锋面理论的云高特征分析

对云的长期观测发现,云与周围环境大气在温度、湿度、风场等要素和物理结构特性方面均存在显著差异,此外,云内各气象要素的垂直结构与环境大气各个气象要素的垂直结构也存在显著差异。这种结构特性与冷暖气团交界面锋的结构十分相似,为此这里借鉴锋面理论分析云高(云底高度、云顶高度)结构特性。

锋是两种热力性质或两种密度气团之间的狭窄过渡带,可视作冷暖气团之间狭窄的过渡带。在空间结构上,锋面呈现出冷空气在下、暖空气在上且向冷区倾斜状态。早期人们认为锋面是一个物质面——密度 ρ 和温度 T 的零级不连续面,即认为在锋面两侧气象要素本身不连续^[24]。后来人们又提出锋面的一级不连续概念,即锋区内存在密度的一级不连续,靠近锋区两侧冷暖气团的气压、密度和温度均连续,根据密度一级不连续条件下的锋面坡度公式,在锋面附近,即锋区内有密度的一级不连续(即密度导数不连续)以及气压的二级不连续(即气压的二阶导数不连续)。

借鉴锋面理论,可将云与环境大气之间视为空间尺度较小的两种不同属性的气团。以往利用不同设备观测云高发现,每种设备得到的云底高度和云顶高度存在差异,实际上云底和云顶与环境大气之间没有真正的物理边界,而是一个过渡带,传统的云高概念有一定局限性。为此,这里借鉴锋面理论将云底和云顶附近区域视作为云锋区,即云锋区是云团大气与其上下界环境大气的过渡区域,由于云团内部大量的水汽凝结、潜热释放,从而在温度、湿度、水凝物分布等方面与其周围的环境大气有较大差异,而这些差异在云锋区表现尤为显著,具有要素变化不连续且垂直梯度变化幅度较大等特征。因此,可以采取类似锋区气象要素(如温度、湿度、水凝物等)连续变化以及导数不连续变化的分析方法,揭示

云高的宏观特性。

云锋区气象要素变化特征与锋区的结构特征类似,但还具有自身独有的结构特征信息,即云中的水凝物垂直分布结构特征信息:①基于云的含水及潜热释放特性,可利用温度、湿度与环境存在的差异进行分析;②基于云的散射特性,分析云中水凝物对遥感设备无线电波所产生的反射率因子、信噪比等变化特征,揭示位于云底和云顶的云锋区的独有特性。

利用北京市观象台大气探测综合试验基地获取的L波段秒级探空资料、Ka波段毫米波雷达资料、风廓线雷达资料开展云锋区特性分析。通过比较云内外温度(T)、相对湿度(R_H)、反射率因子(Z_C)随高度递减率(一阶导数)的差异进行判断,其一阶导数可分别表示为

$$T'(Z) = \frac{\partial T}{\partial Z} = \frac{T_{i+1} - T_i}{Z_{i+1} - Z_i}, \quad (1)$$

$$R'_H(Z) = \frac{\partial R_H}{\partial Z} = \frac{R_{H(i+1)} - R_{H_i}}{Z_{i+1} - Z_i}, \quad (2)$$

$$Z'_C(Z) = \frac{\partial Z_C}{\partial Z} = \frac{Z_{C(i+1)} - Z_{C_i}}{Z_{i+1} - Z_i}. \quad (3)$$

其中, $i=0,1,\dots,N-1$, ($T'(Z)$)为温度的一阶导数, Z_i 和 Z_{i+1} 分别表示第 i 层和第 $(i+1)$ 层($(N-1)$ 表示最大高度层数)的高度, T_i 和 T_{i+1} 则分别表示 Z_i 和 Z_{i+1} 高度的温度,同理($R'_H(Z)$)和($Z'_C(Z)$)分别表示相对湿度和反射率因子的一阶导数。

此外,温度(T)、相对湿度(R_H)、反射率因子(Z_C)的二阶导数可分别表示为

$$T''(Z) = \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} = \frac{\frac{\partial T}{\partial Z}(i+1) - \frac{\partial T}{\partial Z}(i)}{Z_{i+1} - Z_i}, \quad (4)$$

$$R''_H(Z) = \frac{\partial^2 R_H}{\partial Z^2} = \frac{\frac{\partial R_H}{\partial Z}(i+1) - \frac{\partial R_H}{\partial Z}(i)}{Z_{i+1} - Z_i}, \quad (5)$$

$$Z''_C(Z) = \frac{\partial^2 Z_C}{\partial Z^2} = \frac{\frac{\partial Z_C}{\partial Z}(i+1) - \frac{\partial Z_C}{\partial Z}(i)}{Z_{i+1} - Z_i}. \quad (6)$$

其中, $i=0,1,\dots,N$, ($T''(Z)$)为温度的二阶导数, $\frac{\partial T}{\partial Z}(i+1)$ 和 $\frac{\partial T}{\partial Z}(i)$ 则分别表示 Z_{i+1} 和 Z_i 高度上的温度一阶导数值,同理, ($R''_H(Z)$)和($Z''_C(Z)$)分别表示相对湿度和反射率因子的二阶导数。

由于探空、毫米波雷达、风廓线雷达资料平滑处理后的垂直分辨率不同,探空为100 m,毫米波雷达为120 m,风廓线雷达为240 m,因此这里求一阶、

二阶导数时将单位统一为 100 m。

2 资料与方法

2.1 基于探空资料的云锋区识别方法

由锋面理论可知,云锋区两侧的温度、湿度及密度均连续,但锋区内气象要素变化十分剧烈,表现为要素的水平梯度和垂直梯度较大,即要素梯度(要素随空间变化的导数)不连续,存在数学意义上的拐点。利用北京市观象台大气探测综合试验基地的秒级探空资料开展云锋区分析,其中 GTS1 型数字探空仪采样周期为 1.2 s,垂直分辨率约为 8 m。通过 2010 年第 8 届世界气象组织国际探空比对发现,我国 GTS1 型探空仪与芬兰 Vaisala 温湿度观测偏差均在合理范围内^[25],因此国产探空仪性能可靠。

基于探空资料判识云高主要利用云的含水特性。我国业务探空仪由于传感器的时滞效应,使用相对湿度阈值法有时会引起云顶高度偏高^[26],而 Naud 等^[20]、Zhang 等^[27]通过对比探空与其他主动遥感设备观测云结果,发现二阶导数法易将湿度较低的无云层误判为云层,且易将单层云误判为多层云,因此有必要将相对湿度阈值法和二阶导数法进行结合,从而更准确地识别云高,步骤如下:①按照 5 m 间隔将秒级资料进行三次样条插值,再以 100 m 为步长进行滑动平均处理从而建立较低垂直分辨率的标准化探空廓线。②采用蔡森等^[28]提出的相对湿度阈值法判断云高,算法关键在于设定不同高度范围的相对湿度阈值(最大值和最小值),且阈值随高度逐渐减小。③采用温度湿度二阶导数法判识云高。由于云内大气相对湿度比其上下层的环境大气要高,相对湿度在云高附近区域达到极大值,即 $R_H''(Z) \leq 0$;云顶由于向外发出红外辐射使得云顶温度降低而存在逆温层,而云底由于水汽凝结而释放潜热,使云底温度增加,因此云顶、云底附近区域温度二阶导数大于 0 ($T''(Z) \geq 0$)。④相对湿度阈值法和温度湿度二阶导数法结合判断云垂直结构。湿度阈值设置过高则易造成云底偏高或漏判,相反设置偏低会造成云底偏低或误判。二阶导数方法对于温湿度变率较大的非云层也易造成误判。因此综合两种方法,首先利用湿度阈值确定大致的云层分布区域,再利用二阶导数法精准确定入云点。

2.2 基于毫米波雷达资料的云锋区识别方法

毫米波雷达识别云锋区主要利用云的散射特性,即云滴、雨滴以及冰晶等水凝物对入射电磁波产生的后向散射信号的变化情况。理论上湿空气块在抬升凝结高度上达饱和,但此时云滴数浓度较少,云滴粒径也很小,根据毫米波雷达方程,雷达反射率因子与单位体积中所有粒子直径 6 次方之和成正比,此时雷达回波强度非常弱,随着气块逐渐抬升和湿度逐渐增大,云滴数浓度和粒径逐渐增长,同时云滴之间的碰并效应使云滴粒径增长速率进一步增大,引起雷达反射率因子随着云滴粒径的增长呈现 6 次方的指数增长规律,因此利用反射率因子的二阶导数(即反射率因子梯度的增长率)能够捕捉到云滴快速成长的过渡带,反映出水凝物在云锋区的生长纹理特征,即由于水凝物粒径在云锋区的增长率远高于云外并达到极大值而出现密集分布特征。

北京市观象台大气探测综合试验基地的 Ka 波段全固态全相参连续波多普勒雷达,型号为 HT101,由中国气象局气象探测中心和西安华腾微波有限责任公司联合研制,该雷达垂直指向天顶观测,垂直分辨率为 30 m,时间分辨率为 1 min。同样利用云锋区理论进一步研究云高区域反射率因子的变化特征。采用以下步骤识别云高:①基于神经网络算法^[12]消除干扰回波及低空非气象杂波。②云边界识别。提取高于 -40 dBZ 的毫米波雷达反射率因子,将反射率因子廓线按照 120 m 进行滑动平均处理,对反射率因子廓线进行二阶求导,即 $Z_C''(Z)$ 。由于水汽刚达到凝结高度时,云滴粒径较小,此时的水汽和液态水凝物混合层对电磁波产生的散射能量较弱,云滴继续增长直至在云锋区出现增长率极值,即反射率因子增长率达极值,即判识为云高所在区域。时间尺度上对毫米波雷达资料进行 10 min 平均处理。

2.3 基于风廓线雷达资料的云锋区识别方法

风廓线雷达利用大气湍流对电磁波的散射作用进行大气风场等要素探测。大气湍流随机运动使气象要素场(如风、温度、湿度、气压、折射率等)呈脉动(涨落)特征,体现在对风廓线雷达发射电磁波的后向散射信号上。对于给定的雷达系统,其回波信噪比与大气折射指数(C_n^2)成正比。孙康远等^[29]在云南开展了风廓线雷达、探空等设备联合反演大气比

湿廓线研究,表明 C_n^2 对大气比湿的反演精度影响较大。Gage 等^[16]利用风廓线雷达进行大气湍流研究,发现 10 km 以下对流层大气折射指数梯度的垂直结构主要由湿度的垂直梯度决定,且雷达回波功率随高度变化取决于湿度廓线的快速变化。

云底作为空气从未饱和到饱和的交界面,湿度变化率达到极值,而由于风廓线雷达信噪比与比湿梯度显著相关,因此信噪比也相应达到极值,云底附近区域则可表征为信噪比垂直梯度达极大值的区域。梅珏等^[30]利用上海风廓线雷达信噪比资料开展云底高度反演研究并与激光云高仪进行对比验证,结果表明采用风廓线雷达的信噪比资料能有效反演无降水天气的云底高度。由于北京市观象台风廓线雷达不具备无线电声学探测系统,因此考虑利用信噪比资料研究云底高度。

本文利用北京市观象台 L 波段探空、Ka 波段毫米波雷达、风廓线雷达等设备观测资料分别针对对流云和层状云进行个例分析,运用上述理论和方法研究不同设备判识云锋区的条件,给出不同设备判识云底高度、云顶高度的合理范围。

3 个例分析

3.1 层状云个例

图 1a 为 2017 年 8 月 28 日毫米波雷达反射率因子时序图,其中 18:00—21:00(北京时,下同)的反射率因子时序图如图 1b 所示。由图 1b 可知,该时段为较均匀的层状云系,云体所处高度范围约为 6~12 km,反射率因子随高度大致呈先增加后减小

的趋势,反射率因子最大值约为 0 dBZ,位于约 7~9 km 高度处。而北京市观象台自动气象站资料显示总云量为 100,全天空成像仪显示天空布满鳞片状的卷积云和丝缕状的卷层云,云体较为平坦均匀。为了与 20:00 探空资料进行时空同步分析对比,这里取 19:20—19:40 每 10 min 反射率因子廓线分别进行云锋区分析,由于该个例中探空气球入云时间约为 19:40,因此以 19:40 为例(图 1b 红线)绘制反射率因子廓线及其一阶导数和二阶导数廓线(图 2)。

由毫米波雷达反射率因子廓线(图 2)可知,约从 6.60 km 高度处开始反射率因子随高度迅速增大,至 8.16 km 高度处达极大值(-2.5 dBZ),而反射率因子增长速率(即一阶导数)的极大值出现在 7.08 km 高度处,为 $10.4 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ (由 $12.5 \text{ dBZ} \cdot (120 \text{ m})^{-1}$ 换算所得),此处二阶导数也达极大值,为 $8.3 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$,根据前述理论,云滴粒子在该高度通过凝结碰并方式使得粒径大小和数浓度两者的增长速率出现极值,而到约 7.32 km 高度处反射率因子一阶导数又下降至 $2.5 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ (二阶导数达极小值 $-5 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$),说明该处云滴粒径增长速度减缓,从 7.32 km 高度向上无论一阶导数还是二阶导数其变化幅度明显减小,说明水汽通过不断抬升凝结达到较稳定的饱和平衡状况,形成稳定的云体,因此可将 19:40 云底高度确定为 7.08~7.32 km,判断依据为反射率因子一阶导数从极大值($10.4 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$)迅速减小的区域,或者反射率因子二阶导数从极大值($8.3 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$)迅速降为极小值($-5 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$)的区域。

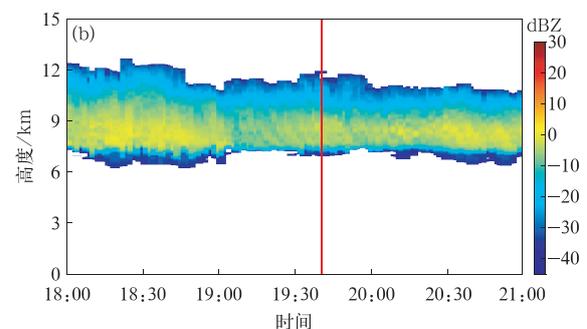
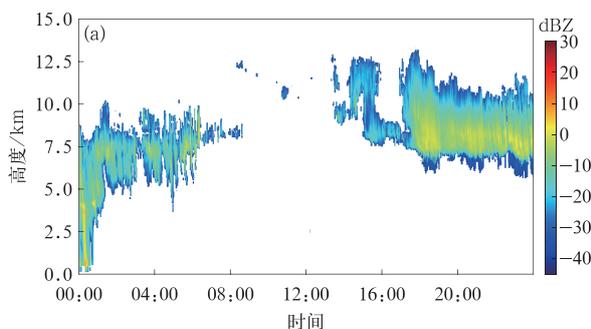


图 1 2017 年 8 月 28 日 00:00—23:59(a)以及 18:00—21:00(b)毫米波雷达反射率因子时序

Fig. 1 MMCR-observed radar reflectivity from 0000 BT to 2359 BT(a) and from 1800 BT to 2100 BT(b) on 28 Aug 2017

反射率因子约从 10.8 km 高度处急剧下降,反射率因子一阶导数极小值出现在 11.28 km 高度处 ($-6.25 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$),而从 11.28~11.4 km 高度处二阶导数由极小值由 $-2.5 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$ 增大为 $6.25 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$,说明该范围云滴逐渐蒸发,数浓度和粒子半径均以较快速率减小,因此可

将 11.28~11.4 km 高度作为云顶高度范围,判断依据为反射率因子一阶导数取极小值 ($-6.25 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$),或者反射率因子二阶导数从极小值 ($-2.5 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$) 迅速变成极大值 ($6.25 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$) 的区域。

图 3 为 8 月 28 日 20:00 北京市观象台探空站

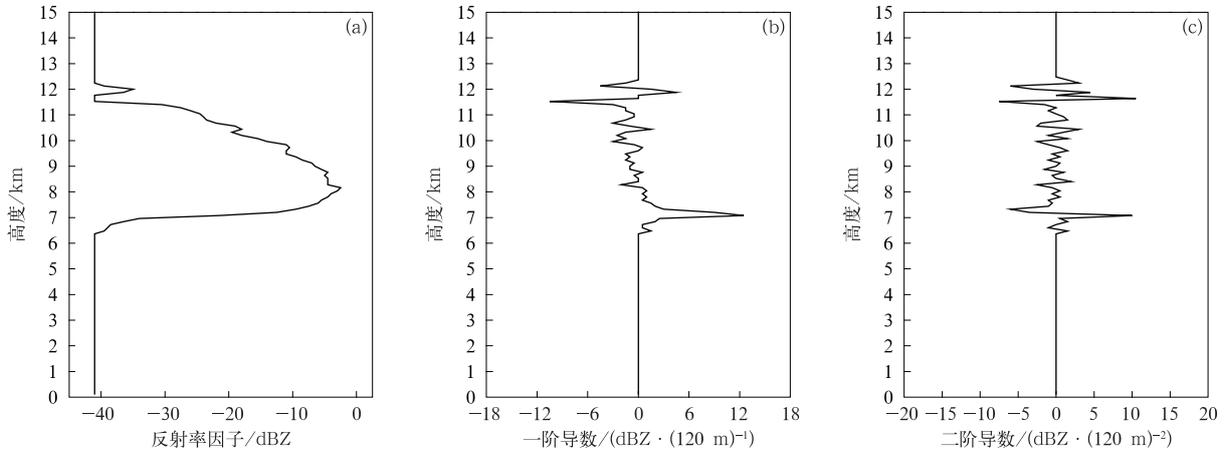


图 2 2017 年 8 月 28 日 19:40 毫米波雷达反射率因子廓线(a)及其一阶导数(b)和二阶导数(c)廓线

Fig. 2 Profiles of MMCR-observed reflectivity(a) and its first-order derivative(b), second-order derivative(c) at 1940 BT 28 Aug 2017

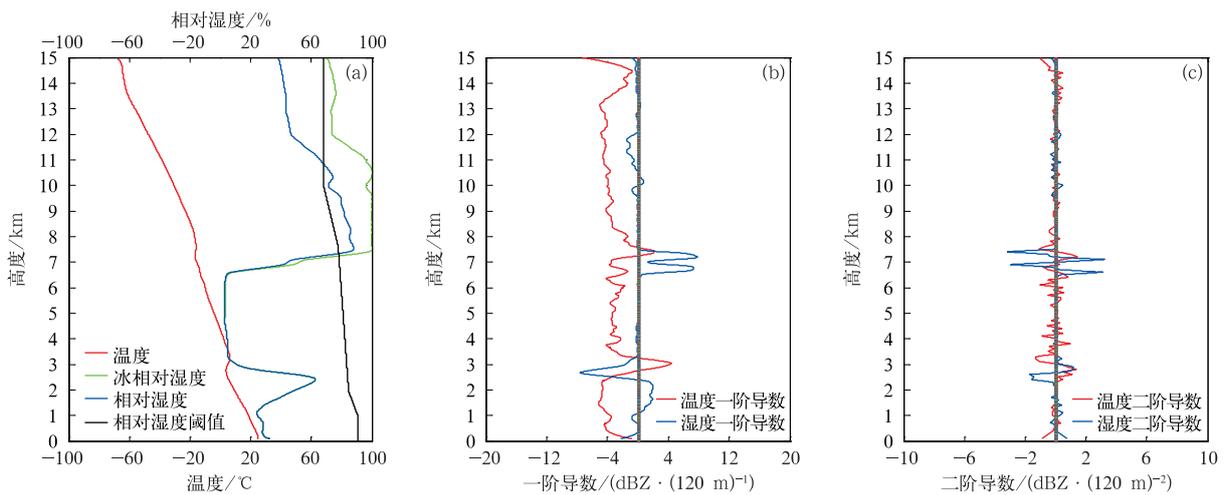


图 3 2017 年 8 月 28 日 20:00 探空观测温度、相对湿度、相对冰面相对湿度廓线、判云的相对湿度阈值廓线(a)以及温度、相对湿度一阶导数(b)和二阶导数(c)廓线

Fig. 3 Profiles of radiosonde-observed temperature,relative humidity,relative humidity below 0℃, judgment entry cloud relative humidity threshold(a) and temperature,relative humidity first-order derivative(b),second-order derivative(c) at 2000 BT 28 Aug 2017

的温度、湿度廓线资料以及温度、湿度的一阶导数、二阶导数廓线,其中图 3a 叠加了判云的相对湿度阈

值廓线,通过湿度廓线是否与其相交判断是否进入云区。由图 3 可知,在 2.5 km 高度处湿度出现极

大值(约 62%),且 3 km 高度处存在一个幅度较小的逆温,但根据相对湿度阈值法此处未满足凝结饱和条件,因此该处仅为较稳定大气层结条件下的低层湿区。从 2.5 km 高度继续向上,在 6.65 km 高度处相对湿度开始呈现快速增长,直到 7.5 km 高度处相对于冰面的相对湿度达极大值 100%,而相对湿度增长速率(一阶导数)约在 7.235 km 高度处出现极大值($21.6 \% \cdot (100 \text{ m})^{-1}$),表示该高度上空气含水量增长速率较高,然而 7.235 km 高度处的相对冰面相对湿度值为 76.7%,根据湿度阈值法,该高度水汽达饱和的相对湿度阈值为 78.2%,未达到凝结成云的程度,因此沿此高度继续向上,7.245 km 高度上的相对湿度(78.8%)满足云边界的阈值条件,而此处的湿度二阶导数值为 $-1.3 \% \cdot (100 \text{ m})^{-2}$;由温度廓线可知,约在 7.2~7.65 km 高度处也存在一个幅度较小的逆温,说明水汽饱和凝结释放潜热导致温度上升,而同时满足二阶导数判云条件(湿度二阶导数不大于 0 且温度二阶导数不小于 0)的区间为 7.235~7.335 km 高度,其中 7.245 km 高度处温度二阶导数为 $4.4 \text{ K} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$,结合相对湿度阈值法,因此可将 7.245~7.335 km 高度确定

为云底高度范围,判断依据为相对湿度一阶导数取极大值($21.6 \% \cdot (100 \text{ m})^{-1}$),相对湿度达饱和的阈值,且相对湿度二阶导数不大于 0 且温度二阶导数不小于 0。

由于云顶向外发出红外辐射使云顶温度降低而存在逆温层,因此云层顶部温度对高度的二阶导数应大于 0,而出云后相对湿度会急剧下降,因此湿度二阶导数应小于 0,由图 3 可知,12.68~12.78 km 高度范围符合云顶处温湿度二阶导数的变化特征;然而 12 km 高度以上的气温低于 -50°C ,由于国产探空仪的湿度传感器在低温环境下存在湿延迟,导致仪器出云后相对湿度下降缓慢,反映到图像上则是基于冰面的相对湿度廓线未与饱和阈值线相交,但可将相对湿度开始急剧减小的高度范围(11.18~12.78 km)作为出云参考点。综上可将 11.18~12.78 km 确定为中高层云顶高度范围,判断依据为相对湿度接近未饱和的阈值,且相对湿度二阶导数不大于 0 且温度二阶导数不小于 0。

图 4 为 8 月 28 日北京市观象台风廓线雷达观测的信噪比及其一阶导数的时序图,通过对比毫米波雷达反射率因子时序图(图 1)发现,信噪比大于

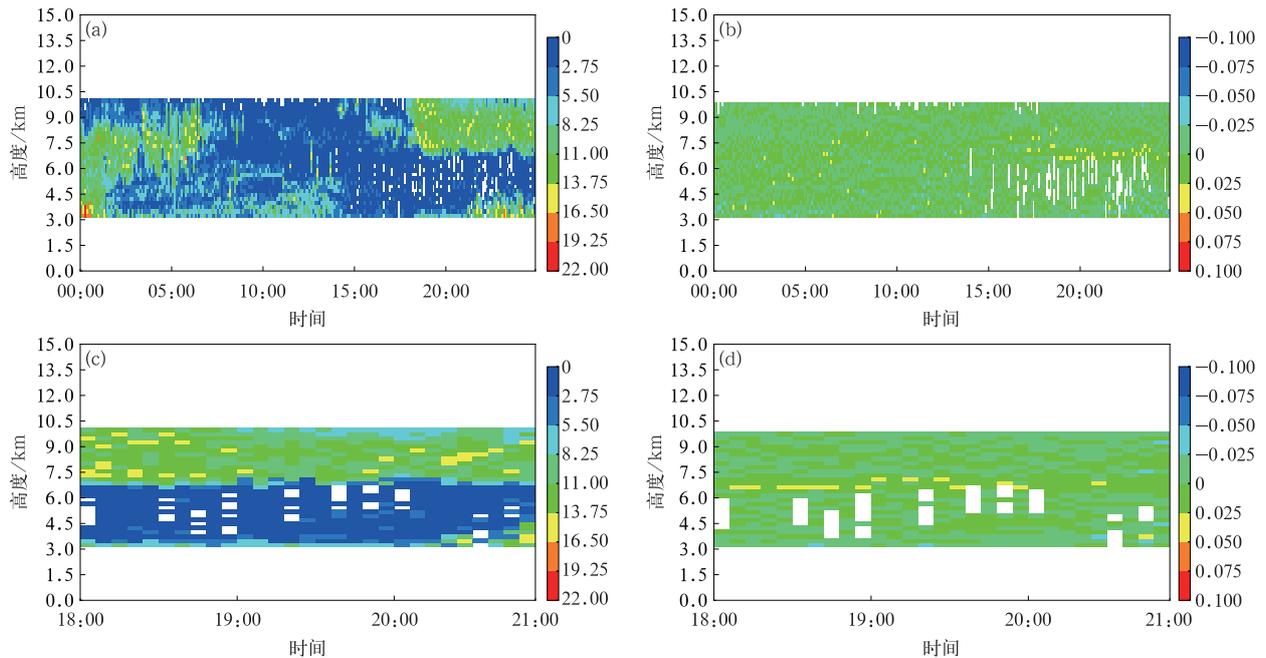


图 4 2017 年 8 月 28 日 00:00—23:59 风廓线雷达信噪比(a)、信噪比一阶导数(b)、18:00—21:00 信噪比(c)以及信噪比一阶导数(d)时序

Fig. 4 SNR(a) and its first-order derivative(b) from 0000 BT to 2359 BT, with SNR(c) and its first-order derivative(d) from 1800 BT to 2100 BT observed by WPR on 28 Aug 2017

8.25 dB的区域与毫米波雷达观测云区对应较好,且18:00—21:00当风廓线信噪比一阶导数取正的极大值(约为 $0.025\sim 0.1\text{ dB}\cdot(240\text{ m})^{-1}$)时,对应高度为6.6~7.2 km,与毫米波雷达云底高度一致性较好。其中19:40信噪比一阶导数极大值出现在7.00~7.47 km高度范围(图5),可确定为云底高度,判断依据为风廓线雷达信噪比一阶导数取正的极大值。

选取另一层状云个例(2017年7月27日19:30)进行分析,约从5.28 km高度处开始毫米波雷达反射率因子随高度迅速增大,而其一阶导数的极大值出现在5.76 km高度处,而到约6.00 km高度处一阶导数又下降到 $2.1\text{ dBZ}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ (此时二阶导数达极小值 $-2.92\text{ dBZ}\cdot(100\text{ m})^{-2}$),如前所述可将19:30的云底高度确定为5.76~6.00 km。反射率因子一阶导数的极小值出现在10.32 km高度处($-11.25\text{ dBZ}\cdot(100\text{ m})^{-1}$),而从9.84~11.16 km高度处二阶导数由极小值 $-1.25\text{ dBZ}\cdot(100\text{ m})^{-2}$ 增大为 $12.08\text{ dBZ}\cdot(100\text{ m})^{-2}$,根据前述理论将10.32~11.16 km作为云顶高度范围。

由7月27日20:00探空温湿廓线可知,从5.62 km高度处相对湿度开始呈现快速增长且其一

阶导数)约在5.78 km高度处出现极大值($18.4\%\cdot(100\text{ m})^{-1}$),同时满足二阶导数判云条件的高度区间为5.78~6.0 km,其中5.795 km高度处温度二阶导数为 $4.345\text{ K}\cdot(100\text{ m})^{-2}$,再结合相对湿度阈值法,因此可将5.795~6.0 km确定为云底高度范围。根据云顶部温度对高度的二阶导数应大于0、湿度二阶导数应小于0的规律,11.05~11.64 km高度范围符合云顶处温湿度二阶导数的变化特征,而基于冰面的相对湿度廓线与饱和阈值线相交的高度位置大约在11.765 km处,因此可考虑作为出云参考点。综上可将11.05~11.765 km确定为云顶高度范围。

结合当日风廓线雷达观测信噪比发现,信噪比大于8.25 dB的区域大体与毫米波雷达观测云区相对应,其中19:30信噪比一阶导数极大值出现在4.83~5.07 km高度范围,可确定为云底高度。该个例中风廓线雷达观测云底高度相对探空和毫米波雷达均偏低。因此,按照云锋区一阶、二阶导数统计分析方法,结合毫米波雷达、探空、风廓线雷达的观测结果,得到上述两个层状云个例(2017年8月28日19:40以及2017年7月27日19:30)中各设备云底高度、云顶高度判识范围及相应判识条件(如表1所示)。

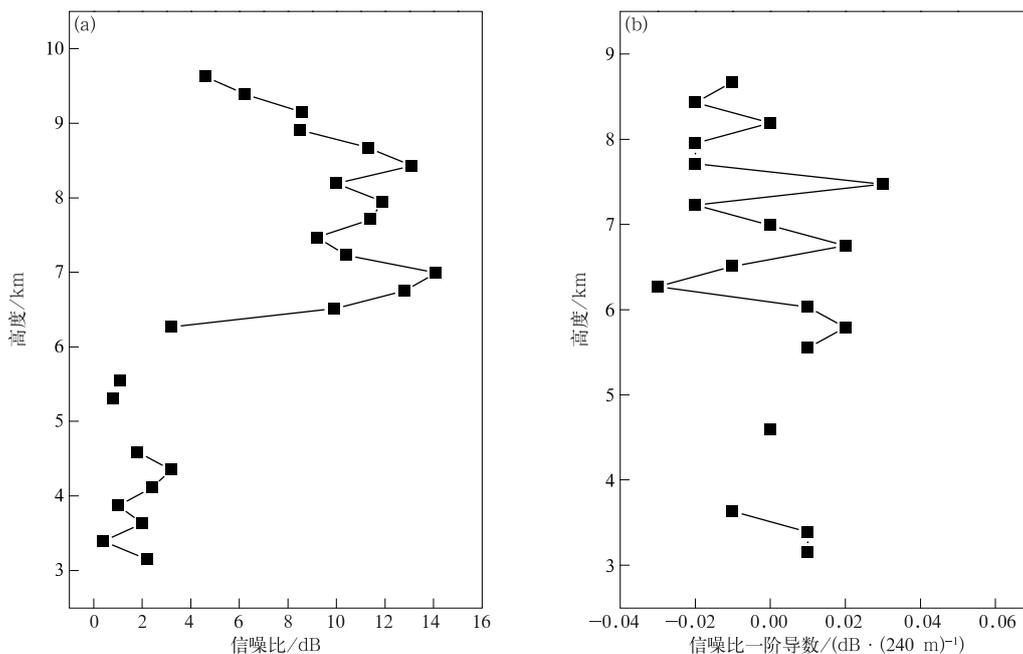


图5 2017年8月28日19:40风廓线雷达信噪比廓线(a)及其一阶导数廓线(b)

Fig. 5 Profiles of WPR-observed SNR(a) and its first-order derivative(b)

at 1940 BT 28 Aug 2017

表 1 2017 年 8 月 28 日(个例 1)与 7 月 27 日(个例 2)层状云云锋区范围及判识条件
 Table 1 Identification criterion for cloud frontal zone on 28 Aug 2017 and 27 Jul 2017

探测设备	云锋区范围	判识条件
毫米波雷达	7.08~7.32 km(个例 1) 5.76~6.00 km(个例 2)	$\frac{\partial Z_C}{\partial Z}$ 取极大值, $\frac{\partial^2 Z_C}{\partial Z^2}$ 从极大值迅速降为极小值的区域
云底高度	探空 7.25~7.34 km(个例 1) 5.80~6.00 km(个例 2)	$\frac{\partial R_H}{\partial Z}$ 取极大值,且 R_H 达饱和阈值, 且 $\frac{\partial^2 R_H}{\partial Z^2} \leq 0, \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \geq 0$
风廓线雷达	7.00~7.47 km(个例 1) 4.83~5.07 km(个例 2)	信噪比的一阶导数取极大值
毫米波雷达	11.28~11.40 km(个例 1) 10.32~11.16 km(个例 2)	$\frac{\partial Z_C}{\partial Z}$ 取极小值, $\frac{\partial^2 Z_C}{\partial Z^2}$ 从极小值迅速增为极大值的区域
云顶高度	探空 11.18~12.78 km(个例 1) 11.05~11.77 km(个例 2)	R_H 接近未饱和阈值,且 $\frac{\partial^2 R_H}{\partial Z^2} \leq 0,$ $\frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \geq 0$

3.2 对流云个例

图 6a 为 2018 年 6 月 30 日的毫米波雷达反射率因子时序图,其中 18:00—21:00 的反射率因子时序图如图 6b 所示。由图 6 可见该时段为较强的对流云系所主导,云顶高度最高达 13 km,反射率因子最大值超过 25 dBZ,且由雷达回波接地情况可知,

17:00—18:00,19:40—20:20 出现降水。全天空成像仪显示天空布满较低的云层,自动气象站天气现象资料显示 20:00 出现小阵雨,小时降水量为 0.3 mm。以 19:30 资料为例(图 6b 中红线)绘制反射率因子廓线及其一阶导数和二阶导数廓线图(如图 7 所示)。

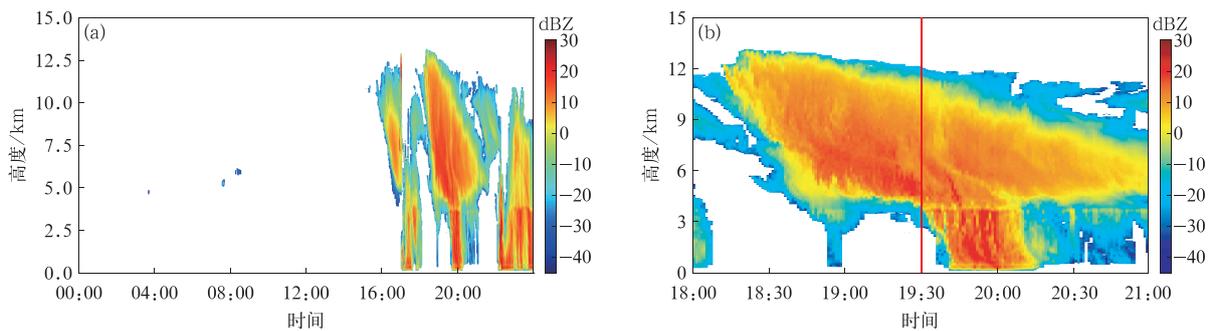


图 6 同图 1,但为 2018 年 6 月 30 日
 Fig. 6 The same as in Fig. 1, but on 30 Jun 2018

毫米波雷达反射率因子在 2.88 km 高度处小幅增加(图 7),而后从 3.48 km 高度处开始增长速率加快,至 4.92~5.4 km 高度处出现较大值(17.5 dBZ),而反射率因子一阶导数的极大值为 $8.75 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$,出现在 4.2 km 高度,从 4.08~4.32 km 高度处二阶导数由极大值 $3.3 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$ 降为 $-6.25 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$,说明此处为云滴从快速增长到逐渐达到稳定平衡的一个高度区间,因此可将 19:30 的云底高度确定为 4.2~4.32 km,判断

依据为反射率因子一阶导数从极大值($8.75 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$)迅速减小的区域,或者反射率因子二阶导数从极大值($3.3 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$)迅速降为极小值($-6.25 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$)的区域。

反射率因子约从 11.04 km 高度处出现急剧下降,反射率因子一阶导数极小值出现在 12.6 km 高度处($-9.58 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$),而从 12.6~12.72 km 高度处二阶导数由极小值 $-3.3 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$ 增至 $9.58 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$,因此根据上

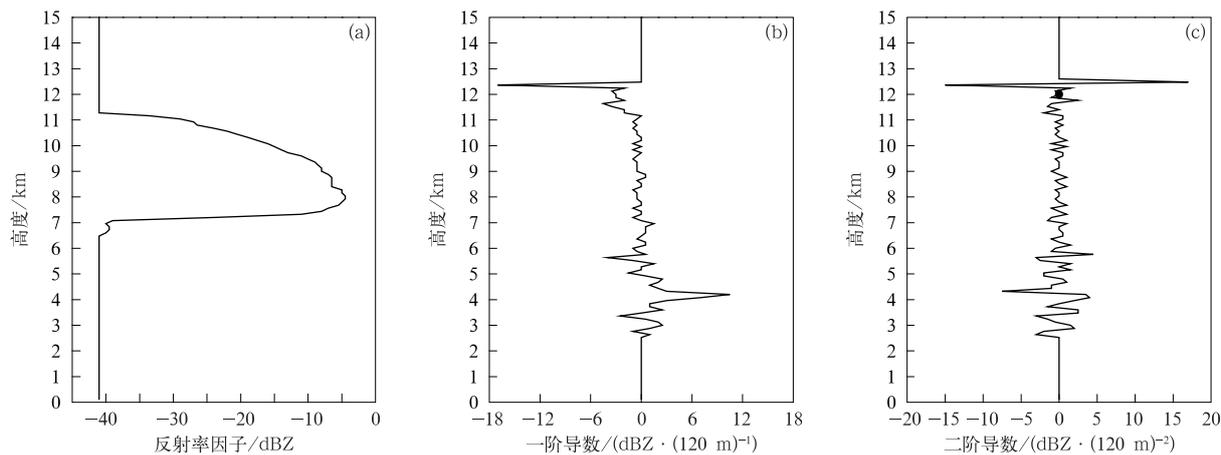


图7 同图2,但为2018年6月30日19:30

Fig. 7 The same as in Fig. 2, but at 1930 BT 30 Jun 2018

述分析可将 12.6~12.72 km 作为云顶高度的范围,判断依据为反射率因子一阶导数取极小值 ($-9.58 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$),或者反射率因子二阶导数从极小值 ($-3.3 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$) 迅速增为极大值 ($9.58 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$) 的区域。

图8为2018年6月30日20:00探空观测温度、湿度廓线。图8显示约在2~3 km高度处低空出现第1层云,探空气球约在19:30进入第2层云。中高层约4.06 km高度处相对湿度出现第2次快

速增长,一阶导数在4.18 km高度附近出现极大值 ($8.71 \% \cdot (100 \text{ m})^{-1}$),但此处相对湿度还不满足饱和条件,而从4.88 km高度开始相对湿度值(大于80.8%)满足云边界阈值条件,而附近同时满足二阶导数判云条件的高度范围为4.28~5.03 km,因此将其确定为中高层云底高度范围,判断依据为相对湿度达饱和阈值,相对湿度二阶导数不大于0且温度二阶导数不小于0。

探空入云后约在6~9 km高度范围内温度二阶

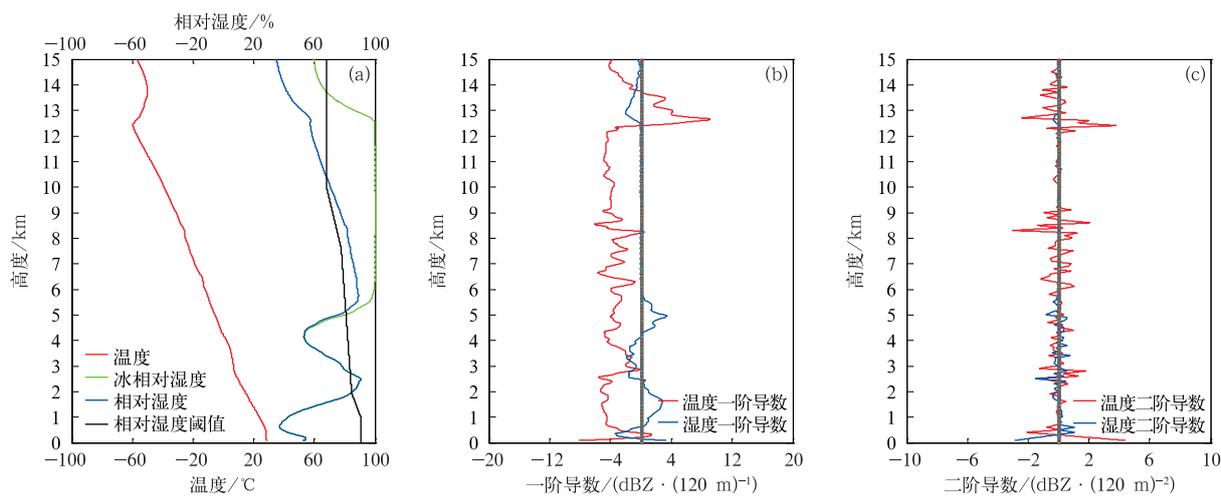


图8 同图3,但为2018年6月30日20:00

Fig. 8 The same as in Fig. 3, but at 2000 BT 30 Jun 2018

导数的脉动明显大于层状云个例,说明对流云由于发展旺盛,上下层水汽和热量充分交换和混合,导致云内温度梯度变化剧烈,9~12 km高度处温度二阶导数的脉动幅度则减小,而12.5~13.5 km高度范围温度和湿度二阶导数又出现较大脉动幅度,这体

现了温湿度在云顶高度处的变化特征,因此将此确定为中高层云顶高度范围,判断依据为相对湿度低于未饱和的阈值,相对湿度二阶导数不大于0且温度二阶导数不小于0。

由2018年6月30日风廓线雷达观测信噪比及

一阶导数的时序图(图 9)可知,降水导致信噪比取极大值的位置基本贴近日地层,影响了对云底位置的判断,这主要是因为风廓线雷达工作频段是 L 波段,对降水粒子也很敏感,因此当发生降水时降水粒

子的回波强度远大于大气湍流,信噪比的梯度变化无法反映水汽变化,从而对判断云底产生较大误差^[26],也间接说明利用风廓线雷达信噪比反演降水天气的云底高度不可行。

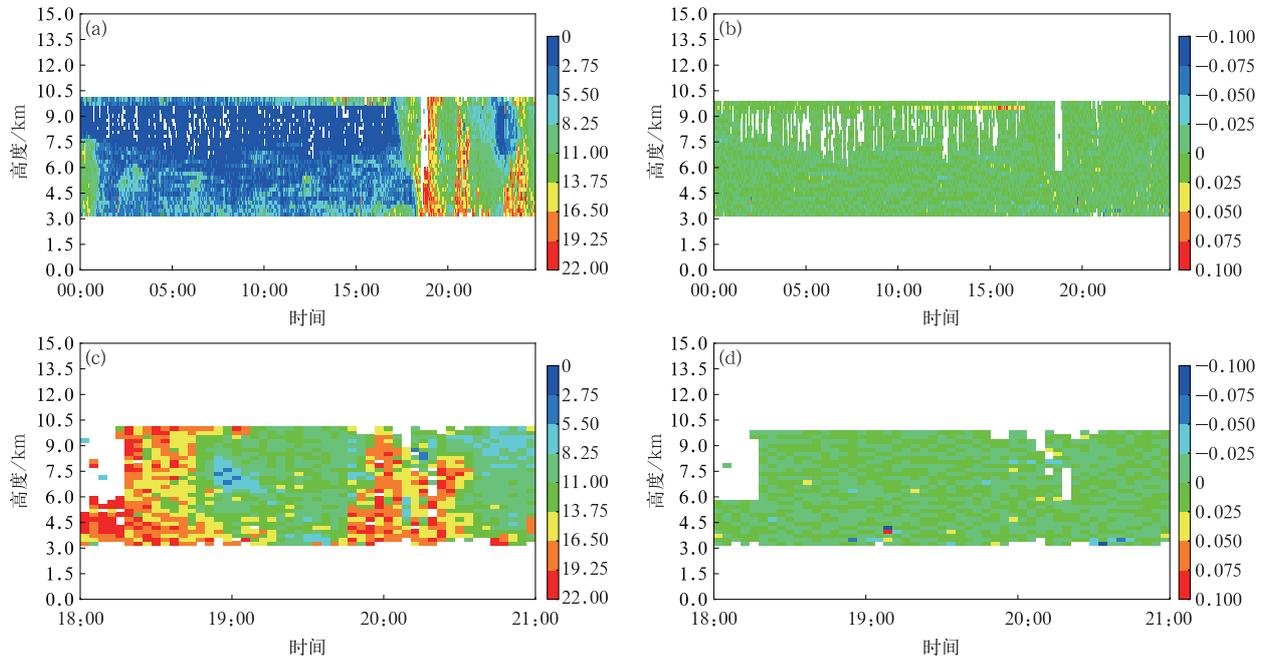


图 9 同图 4,但为 2018 年 6 月 30 日

Fig. 9 The same as in Fig. 4, but on 30 Jun 2018

选取另一个对流云个例(2017 年 8 月 18 日 19:30),按照上述分析方法并结合毫米波雷达、探空观测结果分别判识得到云顶高度、云底高度范围。

综上两个对流云个例(2018 年 6 月 30 日 19:30 以及 2017 年 8 月 18 日 19:30)得到各设备云底高度、云顶高度的判识范围及相应判识条件(表 2)。

表 2 2018 年 6 月 30 日(个例 3)与 2017 年 8 月 18 日(个例 4)对流云云锋区范围及判识条件

Table 2 Identification criterion for cloud frontal zone on 30 Jun 2018 and 18 Aug 2017

探测设备	云锋区范围	判识条件
毫米波雷达	4.20~4.32 km(个例 3)	$\frac{\partial Z_c}{\partial Z}$ 取极大值,或 $\frac{\partial^2 Z_c}{\partial Z^2}$ 从极大值迅速降为极小值的区域
	5.04~5.16 km(个例 4)	
云底高度		
探空	4.28~5.03 km(个例 3)	R_H 达饱和阈值,且 $\frac{\partial^2 R_H}{\partial Z^2} \leq 0$, $\frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \geq 0$
	4.93~5.12 km(个例 4)	
毫米波雷达	12.60~12.72 km(个例 3)	$\frac{\partial Z_c}{\partial Z}$ 取极小值,或 $\frac{\partial^2 Z_c}{\partial Z^2}$ 从极小值迅速增为极大值的区域
	9.12~9.84 km(个例 4)	
云顶高度		
探空	12.50~13.50 km(个例 3)	R_H 低于饱和阈值,且 $\frac{\partial^2 R_H}{\partial Z^2} \leq 0$, $\frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \geq 0$
	9.70~10.21 km(个例 4)	

3.3 对流云与层状云特征差异

通过上述个例可以看到,在对流云中毫米波雷达与探空观测云锋区的高度偏差相比层状云大,这主要是因为对流云发展旺盛,云顶普遍比层状云要高,温度也偏低,因此在低温环境下探空的湿度传感器存在湿延迟现象导致湿度测量的滞后性;此外,对流云体相对层状云均匀性稍差,由于气球水平漂移引起的二者观测偏差不可忽略,因此通过个例分析也说明不同设备时空匹配的误差问题以及仪器存在的缺陷。

前人利用探空资料对云层的动力和热力特征开展了一些分析^[31-32],一般而言,对流云潜热释放较大,云内热量动量充分混合,导致云内温度递减率与云外有较大差异;相对而言层状云潜热释放较少,云内外温度递减率差异较小。此外,由于对流云上升运动较强,使云内各粒子产生强烈的碰并效应,导致云滴谱宽相对层状云要大,反映为毫米波雷达反射率因子的二阶导数存在较大的脉动变化,即可通过毫米波雷达反射率因子二阶导数的标准偏差表示。值得注意的是,对流云可以分为两种情况考虑:一种是浅对流,一种是深对流。浅对流云的云顶尚未达到对流层顶(平流层底),在云锋区上升气流显著发展,产生强烈的水汽和能量输送并释放大量的潜热等,导致相关要素在云顶附近区域内剧烈变化,且其梯度变化率相比云底附近明显偏大,并在云锋区内随高度迅速减小。深对流云发展旺盛,其云顶可抵达对流层顶或平流层底部区域,云顶的温度随高度变化表现为逆温廓线,这可通过探空观测的温度廓线资料判识,同时还可根据毫米波雷达反射率因子垂直梯度明显增大的特征识别云顶高度范围。

综上所述,可利用探空观测的云内外温度一阶导数、毫米波雷达观测的反射率因子二阶导数标准偏差识别不同类型云。基于上述4个个例分别计算对流云和层状云在云内外温度一阶导数差异、反射率因子二阶导数标准偏差两方面的特征值,其中层状云两个个例温度一阶导数差异平均差值分别为 $0.11 \text{ K} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$, $0.06 \text{ K} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$, 对流云两个个例则分别为 $0.26 \text{ K} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$, $0.25 \text{ K} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$;层状云两个个例反射率因子二阶导数标准偏差分别为 $1.49 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$, $1.87 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$, 对流云两个个例则分别为 $2.03 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$, $2.12 \text{ dBZ} \cdot (100 \text{ m})^{-2}$ 。可见,对流云的这两个特征参数均明显高于层状云,初步验证了

用云内外温度一阶导数、反射率因子二阶导数的差异区分对流云和层状云的可行性。

4 小结

本文针对不同观测设备观测云高的差异,引入云锋区概念(即云底部、云顶部大气的交界过渡带区域)并提出了云边界问题的一阶、二阶导数分析方法,通过选取层状云和对流云个例利用L波段探空、Ka波段毫米波雷达、风廓线雷达3种设备开展云底高度和云顶高度判识,给出各设备判识云底高度和云顶高度范围以及相应判据条件,主要结论如下:

1) 层状云和对流云个例分析表明:在云锋区,探空观测到的温湿度及毫米波雷达观测到的反射率因子随高度的一阶导数以及二阶导数均呈不连续、脉动幅度大的特征,风廓线雷达获得的信噪比垂直梯度也出现突变现象,说明不同设备在云锋区呈现相似的变化规律,具有一致性。

2) 环境大气与云体内温度、湿度垂直梯度的差异以及云体内反射率因子的二阶导数的脉动变化幅度特征,在层状云、对流云表现有所不同。对流云潜热释放较大,云内外温湿梯度差异较层状云大;此外,对流云由于垂直运动强烈,形成的云滴粒子谱较宽,且随高度分布不均匀,而层状云的粒子大小和垂直分布较均匀,因此导致对流云反射率因子二阶导数的脉动变化相对较大。

本文借鉴锋面理论基于不同类型设备提出一种基于一阶、二阶导数变化特征判识云高的方法,对于不同设备时空同步观测云高是一次尝试,然而具体判识指标随地域、时间而变化,仍需后期通过大量统计分析个例丰富并验证指标,从而使云锋区判据更加科学、完善。

参考文献

- [1] Cess R D, Potter G L, Zhang M H, et al. Interpretation of snow-climate feedback as produced by 17 general circulation models. *Science*, 1991, 253(5022): 888-892.
- [2] Zhou C, Zelinka M D, Klein S A. Impact of decadal cloud variations on the Earth's energy budget. *Nature Geoscience*, 2016, 9: 871-874.
- [3] Stephens G L. Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *J Climate*, 2005, 18: 237-273.
- [4] Zelinka M D, Klein S A, Taylor K E. Contributions of different cloud types to feedbacks and rapid adjustments in CMIP.

- J Climate*, 2013, 26(14):5007-5027.
- [5] 刘春文, 郭学良, 段玮, 等. 云南省积层混合云微物理特征飞机观测. *应用气象学报*, 2022, 33(2):142-154.
Liu C W, Guo X L, Duan W, et al. Observation and analysis of microphysical characteristics of stratiform clouds with embedded convections in Yunnan. *J Appl Meteor Sci*, 2022, 33(2):142-154.
- [6] Zhou Q, Zhang Y, Jia S, et al. Climatology of cloud vertical structures from long-term high-resolution radiosonde measurements in Beijing. *Atmosphere*, 2020, 11(4):401.
- [7] 郭学良, 付丹红, 郭欣, 等. 我国云降水物理飞机观测研究进展. *应用气象学报*, 2021, 32(6):641-652.
Guo X L, Fu D H, Guo X, et al. Advances in aircraft measurements of clouds and precipitation in China. *J Appl Meteor Sci*, 2021, 32(6):641-652.
- [8] 刘健, 崔鹏, 肖萌. FY-2G 卫星冬夏云量产品偏差分析. *应用气象学报*, 2017, 28(2):177-188.
Liu J, Cui P, Xiao M. The bias analysis of FY-2G cloud fraction in summer and winter. *J Appl Meteor Sci*, 2017, 28(2):177-188.
- [9] Illingworth A J, Hogan R J, O'Connor E J, et al. Cloudnet-Continuous evaluation of cloud profiles in seven operational models using ground-based observations. *Bull Amer Meteor Soc*, 2007, 88:883-898.
- [10] 仲凌志, 刘黎平, 葛润生. 毫米波测云雷达的特点及其研究现状与展望. *地球科学进展*, 2009, 24(4):383-391.
Zhong L Z, Liu L P, Ge R S. Characteristics about the millimeter wavelength radar and its status and prospect in and abroad. *Adv Earth Sci*, 2009, 24(4):383-391.
- [11] Zhang Y, Zhou Q, Lv S, et al. Elucidating cloud vertical structures based on three-year Ka-band cloud radar observations from Beijing, China. *Atmos Res*, 2019, 222:88-99.
- [12] Zhou Q, Zhang Y, Li B, et al. Cloud-base and cloud-top heights determined from a ground-based cloud radar in Beijing, China. *Atmos Environ*, 2019, 201:381-390.
- [13] 陶法, 官莉, 张雪芬, 等. Ka 波段云雷达晴空回波垂直结构及变化特征. *应用气象学报*, 2020, 31(6):719-728.
Tao F, Guan L, Zhang X F, et al. Variation and vertical structure of clear-air echo by Ka-band cloud radar. *J Appl Meteor Sci*, 2020, 31(6):719-728.
- [14] Martucci G, Milroy C, O'Dowd C D. Detection of cloud-base height using Jenoptik CHM15K and Vaisala CL31 ceilometers. *J Atmos Oceanic Technol*, 2010, 27(2):305-318.
- [15] Borg L A, Holz R E, Turner D D. Investigating cloud radar sensitivity to optically thin cirrus using collocated Raman lidar observations. *Geophys Res Lett*, 2011, 38(38):387-404.
- [16] Gage K S, Green J L, Vanzandt T E. Use of Doppler radar for the measurement of atmospheric turbulence parameters from the intensity of clear-air echoes. *Radio Science*, 1980, 15:407-416.
- [17] 管理, 戴建华, 陶岚, 等. QVP 方法在双偏振雷达冬季降水观测中的应用. *应用气象学报*, 2021, 32(1):91-101.
Guan L, Dai J H, Tao L, et al. Application of QVP method to winter precipitation observation based on polarimetric radar. *J Appl Meteor Sci*, 2021, 32(1):91-101.
- [18] 张雪芬, 王志诚, 茆佳佳, 等. 微波辐射计温湿廓线反演方法改进试验. *应用气象学报*, 2020, 31(4):385-396.
Zhang X F, Wang Z C, Mao J J, et al. Experiments on improving temperature and humidity profile retrieval for ground-based microwave radiometer. *J Appl Meteor Sci*, 2020, 31(4):385-396.
- [19] Zhou Q, Zhang Y, Jin J, et al. Comparison of atmospheric boundary layer height retrieved from radiosonde and groundbased microwave radiometer measurements. *IEEE Xplore*, 2020. DOI: 10.1109/ICMO49322.2019.9026100.
- [20] Naud C, Muller J P, Clothiaux E E. Comparison between active sensor and radiosonde cloud boundaries over the ARM Southern Great Plains site. *J Geophys Res Atmos*, 2003, 108(D4):291-302.
- [21] 唐英杰, 马舒庆, 杨玲, 等. 云底高度的地基毫米波云雷达观测及对比. *应用气象学报*, 2015, 26(6):680-687.
Tang Y J, Ma S Q, Yang L, et al. Observation and comparison of cloud-base heights by ground-based millimeter-wave cloud radar. *J Appl Meteor Sci*, 2015, 26(6):680-687.
- [22] 张艳品, 章文星, 吕达仁, 等. 卫星 (IASI 探测仪) 观测云顶高与地基云雷达观测的对比验证. *大气科学*, 2014, 38(5):874-884.
Zhang Y P, Zhang W X, Lv D R, et al. Cloud top heights measured by METOP-AIASI instrument compared with ground-based cloud radar. *Chinese J Atmos Sci*, 2014, 38(5):874-884.
- [23] 王喆, 王振会, 曹晓钟. 毫米波雷达与无线电探空对云垂直结构探测的一致性分析. *气象学报*, 2016, 74(5):815-826.
Wang Z, Wang Z H, Cao X Z. Consistency analysis for cloud vertical structure derived from millimeter cloud radar and radiosonde profiles. *Acta Meteor Sinica*, 2016, 74(5):815-826.
- [24] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. *天气学原理和方法*. 北京: 气象出版社, 2012.
Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al. Principles and Methods of Synoptic Science. Beijing, China Meteorological Press, 2012.
- [25] 李伟, 赵培涛, 郭启云, 等. 国产 GPS 探空仪国际比对试验结果. *应用气象学报*, 2011, 22(4):453-462.
Li W, Zhao P T, Guo Q Y, et al. The international radiosonde intercomparison results for China-made GPS radiosonde. *J Appl Meteor Sci*, 2011, 22(4):453-462.
- [26] 李伟, 邢毅, 马舒庆. 国产 GTS1 探空仪与 VAISALA 公司 RS92 探空仪对比分析. *气象*, 2009, 35(10):97-102.
Li W, Xing Y, Ma S Q. The analysis and comparison between GTS1 radiosonde made in China and RS92 radiosonde of Vaisala company. *Meteor Mon*, 2009, 35(10):97-102.
- [27] Zhang J, Chen H, Bian J, et al. Development of cloud detection methods using CFH, GTS1, and RS80 radiosondes. *Adv Atmos Sci*, 2012, 29(2):236-248.
- [28] 蔡森, 欧建军, 周毓荃, 等. L 波段探空判别云区方法的研究. *大气科学*, 2014, 38(2):213-222.
Cai M, Ou J J, Zhou Y Q, et al. Discriminating cloud area by

- using L-band sounding data. *Chinese J Atmos Sci*, 2014, 38(2):213-222.
- [29] 孙康远, 阮征, 魏鸣, 等. 风廓线雷达反演大气比湿廓线的初步试验. *应用气象学报*, 2013, 24(4):407-415.
Sun K Y, Ruan Z, Wei M. Preliminary estimation of specific humidity profiles with wind profile radar. *J Appl Meteor Sci*, 2013, 24(4):407-415.
- [30] 梅珏, 李新峰, 冯雷. 上海浦东机场风廓线雷达信噪比资料在云底高度判定中的应用研究. *中国民航飞行学院学报*, 2017, 28(6):13-18.
Mei Y, Li X F, Feng L. The application of wind profiler SNR data of Shanghai Pudong Airport in the detection of cloud base. *J Civil Avia Flight Uni China*, 2017, 28(6):13-18.
- [31] 蔡晓冬, 明杰, 王元. 基于下投式探空仪资料的超强台风蔷薇(2008)动力和热力结构特征分析. *地球物理学报*, 2019, 62(3):825-835.
Cai X D, Ming J, Wang Y. Analysis of dynamic and thermodynamic structural characteristic of the super Typhoon Jangmi (2008) using dropsonde data. *Chinese J Geophys*, 2019, 62(3):825-835.
- [32] 陈明轩, 肖现, 高峰. 出流边界对京津冀地区强对流局地新生及快速增强的动力效应. *大气科学*, 2017, 41(5):897-917.
Chen M X, Xiao X, Gao F. Dynamical effect of outflow boundary on localized initiation and rapid enhancement of severe convection over Beijing-Tianjin-Hebei region. *Chinese J Atmos Sci*, 2017, 41(5):897-917.

Identification on Cloud Macroscopic Physical Characteristics Based upon Multi-source Observations in Beijing

Zhou Qing Li Bai Zhang Yong Tao Fa Hu Shuzhen Li Ruiyi Yang Rongkang

(*Meteorological Observation Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081*)

Abstract

The knowledge of accurate cloud heights (including cloud base height and cloud top height) information and its variation is of great importance to elucidating synoptic variation and improving climate model and prediction precision. Utilizing the theory of variation continuity and first-order discontinuity of meteorological element in frontal zone, cloud front zone is defined as transitional zone between the cloud cluster and its adjacent area in vertical direction in order to solve the problem of cloud heights uncertainties observed by different equipments. According to the humidity, scattering and turbulence properties of cloud, using observation from L-band sounding, Ka-band millimeter wave cloud radar (MMCR) and the wind profiler, the variation characteristics of temperature, humidity, radar reflectivity and signal noise ratio (SNR) as well as their differences from the ambient atmosphere are studied. In addition, the differences between convective clouds and stratified clouds are studied in terms of the characteristics of element gradient variation inside and outside clouds. Finally, the identification for cloud front zone is verified by case study and the reasonable scope and identification criterion for cloud base height and cloud top height are concluded. The results show that the first-order and second-order derivative of temperature, humidity, and radar reflectivity are discontinuous in cloud front zone (they are not equal inside and outside the cloud front region), and the vertical gradient of SNR retrieved by wind profiler is also instable, which shows that the cloud boundary range with better spatial consistency can be obtained by different devices, based on the frontal theory. In addition, there are two indicators that can be utilized to distinguish the stratiform clouds from convective clouds. The first is the difference between the vertical gradient of temperature and humidity in clouds and that in ambient atmosphere, which is larger in convective clouds than that in stratiform clouds. The second is the fluctuation amplitude of the second-order derivative of reflectivity in clouds, which is also larger in convective clouds than that in stratiform clouds. The concept of cloud front zone can be used to comprehensively identify the common range of cloud height detected by different devices, indicating that there are consistent variation characteristics in a certain area near the cloud front zone for different devices. The similarity of cloud vertical structures retrieved by multi-source equipment observation are elucidated through the characteristics of cloud front zone, which is worth applying for collaborative observation of different devices.

Key words: cloud front zone; second-order derivative; discontinuous variation; identification method