

刘辉,寿亦萱,漆成莉. 2014. 高光谱大气红外探测仪(AIRS)反演大气不稳定性指数在强对流天气个例中的应用试验. 气象, 40(6):678-686.

高光谱大气红外探测仪(AIRS)反演  
大气不稳定性指数在强对流天气  
个例中的应用试验<sup>\*</sup>

刘 辉<sup>1,2</sup> 寿亦萱<sup>1,2</sup> 漆成莉<sup>1,2</sup>

1 国家卫星气象中心,北京 100081  
2 中国气象局中国遥感卫星辐射测量和定标重点开放实验室,北京 100081

**提 要:** 使用探空、NCEP-FNL 数据和高光谱分辨率大气垂直探测仪(AIRS)标准反演数据计算大气不稳定性指数,对 2011 年 6 月 23 日北京强对流天气发生前的本地及上游大气中不稳定能量进行分析研究。分析发现:利用 08、14 和 20 时探空数据计算的北京站不稳定性指数显示了在“6·23 暴雨”过程发生前后北京上空不稳定能量变化,上游关键区无探空数据;利用 NCEP 和 AIRS 数据计算的不稳定性指数显示,强对流天气发生前,在北京的上游关键区大气处于极端不稳定状态( $K$  指数大于 40,  $SI$  指数小于 -5),有利于强对流天气发生。文章的研究结果表明,探空数据时空分辨率较低,不利于监测强对流天气的发生;质量控制后 AIRS 数据计算的不稳定性指数可以监测对流天气的发生;空间分辨率较低的 NCEP 数据监测小范围大气不稳定层结能力较低。综上所述,AIRS 反演产品具有弥补探空资料时空分辨率不足的优势,利用 AIRS L2 反演产品计算晴空大气不稳定性指数产品可以监测到“6·23 暴雨”天气发生前上游关键区大气层结稳定度状态,为预报员决策提供有效的辅助信息。

**关键词:** 高光谱, 反演, 不稳定, 强对流  
**中图分类号:** P456      **文献标志码:** A      **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.06.004

Application Experiment of Instability Index Retrieved with Hyper-Spectral  
Atmospheric Infrared Sounding (AIRS) Data in  
Severe Convective Weather Case

LIU Hui<sup>1,2</sup> SHOU Yixuan<sup>1,2</sup> QI Chengli<sup>1,2</sup>

1 National Satellite Meteorological Centre, Beijing 100081  
2 Key Laboratory of Radiometric Calibration and Validation for Environmental Satellites CMA, Beijing 100081

**Abstract:** Using the instability index computed with radiosonde, NCEP-FNL data and hyper-spectral Atmospheric Infrared Sounding (AIRS) standard retrieval data, this paper analyzes the atmospheric instability before occurrence of the severe convective weather in Beijing on June 23, 2011. The findings suggest that the instability index computed with radiosonde shows the change of the unstable energy over Beijing before and after “the 23 June Storm”, and no sounding data in the upstream key region. The instability index computed with AIRS and NCEP shows that upstream key region in Beijing is extremely unstable before the occurrence of the severe convective weather ( $K$  index is greater than 40, and  $SI$  index is equal to or less than -5), being conducive to the occurrence of severe convective weather. The research results of the

<sup>\*</sup> 国家卫星气象中心创新团队项目、国家自然科学基金项目(40905014)和国家高技术研究发展计划(863)(SS2012AA120403)共同资助  
2013 年 8 月 29 日收稿; 2014 年 4 月 14 日收修定稿  
第一作者:刘辉,主要从事卫星数据质量控制、大气温湿度廓线反演与卫星不稳定指数产品研究工作. Email:liuhui@cma.gov.cn

paper show that the radiosonde data cannot monitor the severe convective weather because of its lower spatial and temporal resolution. After quality control the instability index calculated by AIRS data can be used in monitoring the occurrence of convective weather. The NCEP data with lower spatial resolution have weak capability in monitoring small-scale atmospheric unstable stratification. In summary, AIRS retrieval products have the advantage of high spatial and temporal resolution. We can monitor the atmosphere unstable energy accumulation of the upstream key areas before “the 23 June Storm” weather occurs by using the clear atmospheric instability index computed with AIRS L2 products, providing supplementary information for forecasters.

**Key words:** hyper-spectral, retrieval, instability, severe convection

引 言

强对流天气通常包括强雷雨造成的暴雨、冰雹、雷暴大风、龙卷等中小尺度天气现象(雷蕾等, 2011),暴雨、冰雹和雷暴大风是北京夏季出现频率比较高的强对流天气,具有强度大、时间短、破坏力强等特点。传统天气预报中,预报员通常是通过分析高低空大气环流形势图来预知强对流天气发生。由于强对流天气主要是由中小尺度的天气系统引起的,相对于锋面系统等大尺度天气过程而言,其影响范围小,持续时间短,而且强对流云团从初生到强降水出现往往只需要很短的时间,因此大气环流形势只能给出强对流天气发生的大致区域和发生时间,预报时效约为 12~24 h 或更长。随着现代探测手段的发展,近年来国内外气象学者利用气象卫星、天气雷达、闪电定位仪等资料,对强对流天气的发生、发展过程及短时临近天气预报、预警方面开展了大量的研究(郑永光等,2010;2013;杜倩等,2013;石玉恒等,2012;濮江平等,2012;丁一汇,2005;葛润生,1964;何晖等,2006;雷蕾等,2011;李云川等,2006;李云静等,2013;马振骅等,1980;寿亦萱,2011;王令等,2004;曾小团等,2010;张德林等,2010)。目前预报员已经能够借助云图、雷达或闪电定位仪等资料发现强对流云团,但强对流天气的特点导致此时发布的只能是临近预报,有效预警时间较短,不能完全满足防灾减灾需求,因此强对流天气的 3~6 h 短时预报仍然是一项需要攻关的难关。

探空资料可直接反映出大气垂直的热力-动力结构,因而探空分析在预报及研究强对流天气时一直有着十分重要的地位(李耀东等,1998;2004)。探空资料不仅可以提供大气环流形势图,还可以直接计算出大气不稳定性指数(判断不稳定大气层结中

对流发展与否的常用指标),但其观测间隔时间长,无法及时反映强对流发生前大气状态的变化。

气象卫星上搭载的大气垂直探测仪器,尤其是高光谱探测仪器所获得的观测数据具有探空数据无法比拟的时空优势,有可能在强对流天气发生前监测到当地大气不稳定能量堆积情况和边界层结构(Li et al,2012)。

常用气象卫星数据主要是每天两次全球观测的极轨气象卫星数据和固定观测同一区域时间频次可高达 15 min、甚至 5 min 的静止气象卫星数据。针对强对流天气发生时间短的特点,显然静止气象卫星上的大气垂直探测仪器更适用于强对流天气的监测,但受卫星观测高度和科技发展的限制,目前在轨的静止气象卫星上还没有高光谱大气探测仪器。美国、欧洲和我国均计划在未来几年将高光谱大气探测仪器装载在静止气象卫星上,届时将为天气预报、尤其是短时强对流天气预报提供更精确的大气垂直状态分布数据。

大气红外探测仪(the Atmospheric Infrared Sounder, AIRS)可以提供高垂直分辨率和高精度的大气温湿度三维结构(Chahine et al, 2006, Clerbaux et al, 2007, Smith et al, 2009)。本文利用探空、美国气象环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)制作的最终分析(final analysis, FNL)数据和 AIRS 反演数据计算大气不稳定性指数,对北京 2011 年 6 月 23 日强对流天气发生前的大气不稳定能量进行分析研究,希望通过此次的典型个例分析和后续的多个例分析以及发现高光谱大气探测在强对流预报中的优势和不足,为将来合理使用静止气象卫星上的高光谱大气探测资料奠定基础,使其可以成为强对流短时预报的有效辅助工具,为提高强对流预报时效提供有力支撑。

## 1 试验数据

本试验中所使用的数据主要有 AIRS 业务 L2 反演产品,如温湿度廓线、地表气压等,NCEP-FNL 数据、无线电探空数据和 FY-2E 红外云图。

AIRS 是搭载在美国 NASA 地球观测卫星 Aqua 上的大气红外探测仪,是国际上第一个真正意义上的星载高光谱红外大气探测仪器,Aqua 为极轨气象卫星,每天对同一地区观测两次,观测时间最初设计为当地时间为 01:30 和 13:30,目前已飘移为 02:30 和 14:30。自 2002 年 AIRS 上天以来,各国科学家一直致力于它的应用研究,不断地推出新成果,这对之后的高光谱仪器研发和应用贡献颇大(刘辉等,2006)。AIRS 是采用光栅分光的高光谱分辨率大气探测仪器,共 2378 个通道,覆盖  $3.74\sim 15.4\text{ cm}^{-1}$  红外光谱区域,其光谱分辨率 ( $\nu/\Delta\nu$ ) 高于 1200,辐射测量绝对精度优于 0.2 K,使星载大气探测仪器的探测能力达到了当前气象领域中广泛使用的探空资料的精度水平,可为数值天气预报模式提供大范围、高精度的初始场(刘辉等,2008)。

本文所使用 AIRS 业务 L2 反演产品是由美国喷气推进实验室(Jet Propulsion Laboratory, JPL) AIRS 小组发布的。AIRS 业务 L2 反演产品在算法和流程上自 2002 年以来不断更新,数据版本由最初的 1.0 到目前最新的 6.0。本试验所使用产品版本为 5.0.14。在 AIRS 业务反演算法中联合使用 AIRS 红外数据与 AMSU-A 和 HSB 微波数据,产品最终空间水平分辨率约为 45 km。与微波仪器结合虽然使 AIRS 产品在空间分辨率上有所损失,但其使 AIRS 产品能够提供大部分云区大气温湿度廓线。AIRS L2 产品中温度廓线垂直分层为 28 层( $0.1\sim 1100\text{ hPa}$ ),湿度廓线垂直分层为 14 层( $70\sim 1100\text{ hPa}$ ),反演精度温度可达 1 K,相对湿度可达 15%(Tobin et al, 2006)。AIRS L2 产品中湿度为层平均值(layer),试验按照经验公式将其改写为层(level)湿度。

试验在 AIRS L2 产品质量控制标识 PBEST(标识此气压层以上所有气压层上反演值均非常可靠、可用)、PGood(标识此气压层以上所有气压层上反演值均比较可靠、可用)和 QC\_H2O(反演水汽质量控制标识,0 为反演非常可靠可用,1 为比较可靠可用,2 为不可用)的基础上,按照各不稳定度指数

定义利用温度和湿度廓线进行计算,本文所使用的不稳定度指数有 K 指数(K Index, KI),沙氏指数(Showalter Index, SI)和抬升指数(Lifted Index, LI)。

NCEP-FNL 数据空间分辨率为  $1^\circ\times 1^\circ$ ,因此在使用时根据 AIRS L2 产品空间分辨率进行邻近点插值。此外,试验数据还包括探空数据、FY-2E 红外云图以及部分地面观测数据。

## 2 个例概况

### 2.1 天气实况

2011 年 6 月 23 日午后,北京出现了一次区域性暴雨天气过程(以下简称 6·23 暴雨),部分地区还遭受了雷暴、大风以及冰雹等强对流天气。此次降雨,全市平均降水 48 mm,市区平均降水 72 mm,降水量在 100 mm 以上的地区超过 120 km<sup>2</sup>。降水量最大的气象站点位于城南的石景山区模式口村,据统计,至 6 月 24 日 08 时,该地的最大累计降水达到 214 mm,17 时前后 1 h 瞬时降水达到 129 mm,阵风 8~9 级。就其特点而言,“6·23”暴雨具有突发性、局地性和雨强大等强对流天气典型特点。

### 2.2 大尺度环流背景

中尺度系统的发生发展需要有利的大尺度条件和环境场的支持。从环流形势演变看(图略),“6·23”暴雨发生前,高空环流为经向型特征,南北向表现为两高夹一低,即北京以西为一个典型的蒙古冷涡。从 850~500 hPa 等压面上均表现为一个闭合冷涡,在该冷涡南北两侧分别存在两个高压,北侧高压在贝加尔湖上空呈阻塞形势,南侧副热带高压的脊线位于 28°N 附近,以上形势特征符合姜学恭等(2010)总结的蒙贝低涡阻塞型的特点。降水发生前 12 h,蒙古冷涡中心位于(44°N、110°E)附近。此后,该系统向南向东缓慢移动。23 日 08 时,冷涡主体位于内蒙古中部。从 11 时开始,受该系统的影响,北京以西地区开始出现分散性的弱降水。

结合地面观测资料(图略)分析发现,北京南部受弱低压控制,北部为高压带,北京地区处于高压底部偏东气流控制中。地面低压辐合区配合高空东移的横槽,将产生明显上升运动;同时,地面偏东风有利于近地面层水汽的输送,有利于强降水的产生。

此外,“6·23”暴雨过程的中尺度对流系统的发生发展还与地面中尺度切变线有关,在对流产生初期,在蒙古低涡后部有一条近南北走向的中尺度切变线。此后,切变线北端向东南方向移动。14 时,该切变线的北端已经移动到距北京市区约 10 km 的地方。在“6·23”暴雨的中尺度对流系统发生发展过程中地面中尺度切变线附近出现了多个中尺度涡旋,此次暴雨中心模式口地区正位于偏东中尺度涡旋中心附近。

### 3 红外云图特征分析

由于红外图像反映了目标物的温度特性,可定性分析不同高度云的特征。冷的云顶在红外图像上比较白亮,而暖的地表则表现为近黑色,一些高度较低的暖云则为暗灰色。通过不同时次的 FY-2E 红外云图,可以监测本次暴雨过程中强对流云团的发生和发展。图 1 为北京时间 2011 年 6 月 23 日 11—19 时 FY-2E 红外卫星云图。

由图 1a 可知,11 时,北京西北部地区是蒙古低涡的涡旋云系,北京东部是一条东北—西南向宽广的冷锋云带,北京处于涡旋云系东南,冷锋云带西部

的晴空区内。涡旋云系前部边缘有中尺度对流云团构成的积云带(A 区)存在,造成北京“6·23”暴雨的强对流云团之一就是在这个带状对流云团的基础上发展起来的;造成北京“6·23”暴雨的另一组  $\gamma$  中尺度对流云团及初始积云线此时还没有形成,其初生地位于北京西南部地区(B 区)的晴空区。12—15 时(图 1b,15 时),A 区云带中对流云团明显发展、合并,同时云带尾部不断有新的对流云团发生、发展,陆续并入云带中,合并为一个大的对流云团,在高空气流的引导下缓慢向东南方向移动,慢慢接近北京;B 区出现结构松散的云系,逐渐由零散的初生对流单体,慢慢发展为积云云线,同 A 区一样尾部不断有新的对流云团初生、合并,发展为一个大的对流云团,云团在偏西风的影响下向东移动。16 时(图略)在 A 区云带上发展、合并的强对流云团移动到北京上空,在其影响下北京西北部地区开始出现降水;此时 B 区初生云系的东北部与 A 区云团尾部的新生对流云接轨,合并为一个东北—西南向强对流云带。16—17 时(图 1c,17 时),造成北京西北地区强降水的云团主要是 A 区强对流云团;17—19 时(图 1d,19 时),B 区云系强对流云团并入 A 云团,共同影响北京,强降水继续。

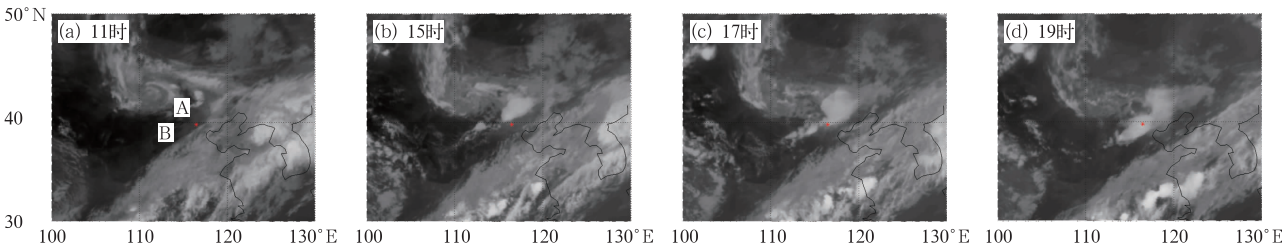


图 1 北京时 2011 年 6 月 23 日 11—19 时 FY-2E 红外云图  
Fig. 1 FY-2E infrared images during 11:00—19:00 BT 23 June 2011

从图 1 的一组红外云图我们可以发现,北京“6·23”暴雨是在涡旋云系的不稳定云区内对流云团与晴空区新生对流云团共同作用下产生的,同时也揭示了在北京“6·23”暴雨天气过程发生前,其上游的两个关键区(A 区和 B 区)大气层结处于不稳定状态。

### 4 不稳定层结分析

中小尺度对流系统的形成、发展和消亡与其环境条件关系密切,大气层结不稳定、丰富的水汽和低

层抬升作用被认为是深对流系统形成和发展的三要素。本文通过计算北京及上游关键区大气不稳定性指数来分析“6·23 暴雨”发生三要素。

预报员通常采用无线电探空仪所探测的温度和湿度廓线以及由它们计算的大气不稳定性指数,作为强对流天气的预报手段。然而,一般探空仪的释放每天只有两次,在突发、持续时间短且多发生于午后或后半夜的中小尺度强对流天气过程中,大气对流层的热、动力性质在这两次探测之间会急速变化,在某些特别地形中,这种情况尤其明显。因此,本文分别利用探空、NCEP-FNL 资料和 AIRS L2 反演

产品计算大气不稳定性指数,讨论暴雨发生前北京及上游地区大气层结稳定度情况。

4.1 沙氏指数(SI)

沙氏指数(SI)是表征 500 hPa 处的大气实际温度与气块从 850 hPa 开始,按干绝热状态上升到抬升凝结高度后,再湿绝热状态上升,到达 500 hPa 处的温度之差的大气不稳定性指数。 $SI < 0^{\circ}\text{C}$ ,表明上升气块温度大于周围大气环境温度,气块将继续上升,大气层结不稳定,负值越大,气层越不稳定。

图 2a 和 2b 是 2011 年 6 月 23 日北京时间 08 和 20 时探空廓线计算不稳定性指数产品 SI 与 FY-2E 红外云图的叠加示意图,图标中 180~300 为红外亮温变化范围,单位为 K。图上数字表示该处 SI

数值,图中红色标识 SI 为负,此处大气层结处于不稳定状态;粉色标识 SI 在  $0\sim 5^{\circ}\text{C}$  之间,此处大气层结介于稳定和不稳定之间;蓝色为  $SI > 5^{\circ}\text{C}$  的站点,此处大气层结非常稳定。从图 2 可知,北京 08 时 SI 值在  $+1^{\circ}\text{C}$  左右、20 时 SI 值约为  $+4^{\circ}\text{C}$ ,表明前一个时刻北京站上空大气层结介于稳定和不确定之间,后一个时刻大气层结非常稳定,通过探空廓线计算 SI 数值来看,无法明确预测北京“6·23”暴雨的发生。对于北京上游关键区(A 区和 B 区),无探空站点,因此不能获知关键区上空大气层结状态,这正是探空数据在时空分辨率方面的不足造成的。

图 3a 和 3b 是 2011 年 6 月 23 日 14 时 30 分 AIRS 反演大气廓线和 14 时 NCEP-FNL 数据计算的不稳定性指数产品 SI(简称 SI\_AIRS 和 SI\_NCEP)

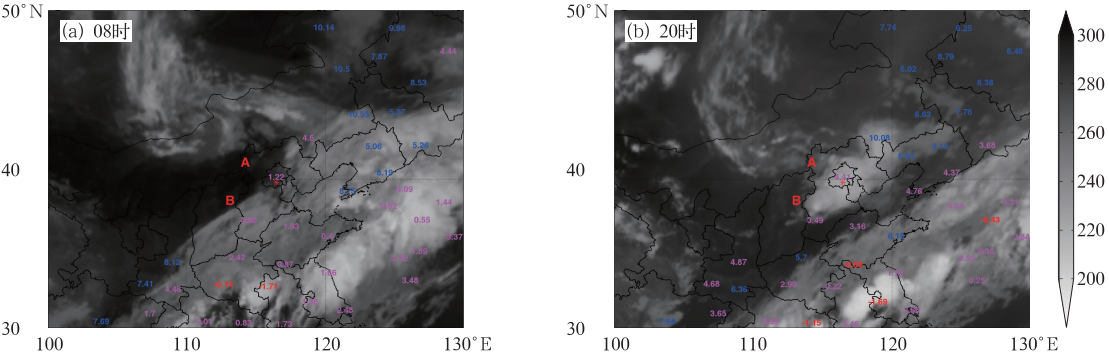


图 2 2011 年 6 月 23 日 08 时(a)和 20 时(b)利用探空大气廓线计算沙氏指数分布示意图和同时刻 FY-2E 红外云图

Fig. 2 SI computed with radiosonde atmospheric profiles and FY-2E infrared images at the same time at 08:00 (a) and 20:00 (b) BT 23 June 2011

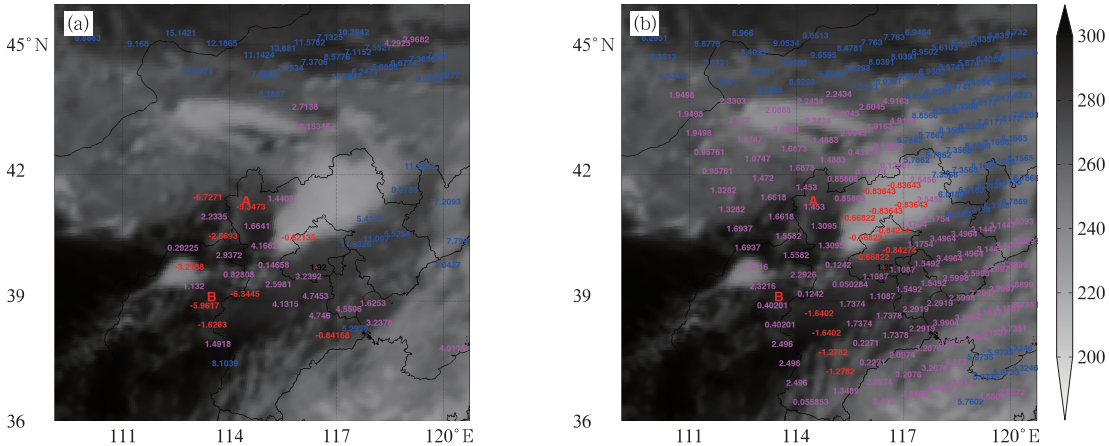


图 3 2011 年 6 月 23 日 14 时 30 分利用 AIRS 反演产品(a)和 14 时(b)NCEP-FNL 数据计算 SI 指数分布与同时刻 FY-2E 红外云图

Fig. 3 SI computed with the AIRS retrieval products at 14:30 BT (a) and the NCEP-FNL data at 14:00 BT (b) 23 June 2011 and their corresponding FY-2E infrared images



与同时刻 FY-2E 红外云图叠加示意图,SI\_AIRS 已经根据质量标识( $PGOOD>850\text{ hPa}$ ,且  $QC\_H2O=1$ )去除了反演结果完全不可信的卫星视场。为了便于比较,利用 NCEP 数据计算的 SI 已经匹配到了 AIRS 的观测视场上。图中云图亮温变化范围和 SI 颜色分类标准同图 2。

结合前文对 FY-2E 云图的演变分析我们可以知道,A、B 两地在之后的时间段里仍有新的对流云产生、发展,说明上述地区对流层的低层中应该还积聚了大量的不稳定能量;A 区下游(即北京西北及北部)被云系覆盖地区受云影响开始降水,并且降水强度将随时间增大,表明此地区上空大气应处于不稳定状态;B 区东南(河北石家庄及周边地区)的晴空区未来有强降水天气发生,此地上空大气层结也应是不稳定的。由此可知,在图 3 显示的北京及周边区域有四处区域大气明显处于不稳定状态。

比较图 3a 和 3b 的 SI 分布,北京站上空 SI\_AIRS 和 SI\_NCEP 均为正,但绝对值较小,说明北京上空此时大气层结还处于弱稳定状态,SI\_NCEP 在数值上更接近探空观测结果。在 A 区对流云团的尾部和 B 区对流云团初生的区域 SI\_NCEP 为正值,认为大气层结基本稳定,这与实际大气状态不符。SI\_NCEP 显示失真的原因,可能是空间分辨率太低,无法捕捉小区域大气的真实状态;SI\_AIRS 则显示为负值,尤其是 B 区,SI\_AIRS 甚至达到

$-5^{\circ}\text{C}$ ,表明这两个地区上空大气处于层结不稳定状态,大气中蕴藏大量不稳定能量;根据上一段落分析,在 A、B 区域 SI\_AIRS 更能反映真实大气状态。A 区下游地区和 B 区东南的晴空区,SI\_NCEP 值均为负,基本反映真实大气状态。SI\_AIRS 在这两个区域因质量标示  $PGOOD<850\text{ hPa}$  设为无效值,说明虽然 AIRS 反演产品中已经结合微波资料,降低了云对反演结果的影响,但在云层厚、覆盖区域大的视场,反演结果仍然会因为云污染而失真。

图 4 为北京上空 AIRS 反演产品,NCEP-FNL 数据和探空数据在  $925\sim500\text{ hPa}$  之间的温、湿度廓线,以及不同时次三种数据计算的不稳定度指数(KI,SI 和 LI)。图 4a 显示,三种数据的温、湿度廓线在  $850\text{ hPa}$  以上基本一致,以下则偏差较明显,其中 AIRS 的结果偏差最大,约  $4\text{ K}$ ,NCEP 约  $1\text{ K}$ 。图 4c,根据北京站不稳定度指数时间变化分析:(1)探空数据计算的 SI、LI 指示了“6·23”暴雨过程发生前后北京上空不稳定能量变化,KI 显示暴雨发生前后北京上空中低层水汽充沛,且上干下湿,大气处于对流性不稳定状态;(2)NCEP 计算产品更接近 14 时探空结果,AIRS 计算产品与探空偏差较大。综合分析图 4,可以发现 AIRS 反演结果在对流层低层精度很低、计算产品偏差大的主要原因是云污染( $PGOOD=839\text{ hPa}$ , $PBEST=200\text{ hPa}$ )。

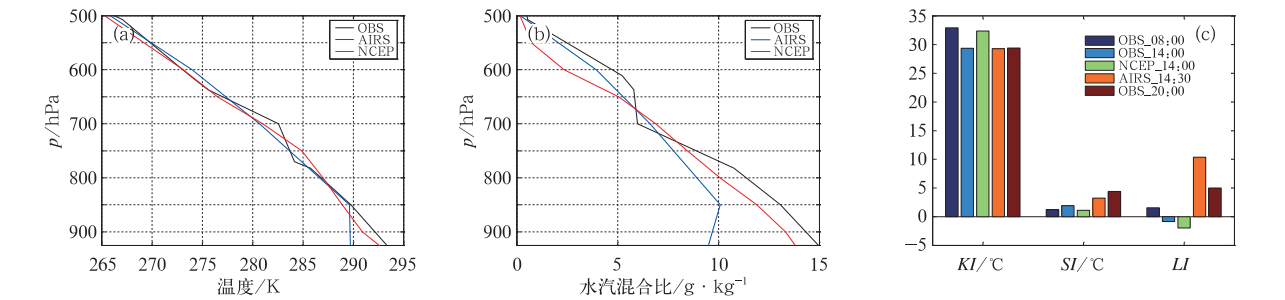


图 4 2011 年 6 月 23 日 08—20 时北京站对流层中下层 AIRS 反演产品、NCEP-FNL 数据(a),探空观测大气温湿度廓线(b)及其计算不稳定度指数计算产品(c)

Fig. 4 AIRS retrieval products, NCEP reanalysis data (a), radiosonde atmospheric temperature and humidity profiles in the middle-lower troposphere of Beijing (b), and instability indices computed with the retrieval atmospheric profiles of AIRS,NCEP and radiosonde (c) during 08:00—20:00 BT 23 June 2011

4.2 K 指数(KI)

K 指数是表征中低层大气热力条件、低层水汽条件和中层饱和程度的不稳定度指数,K 指数越

大,大气中水汽越充沛,层结越不稳定,越有利于产生强对流天气。

图 5 为北京时间 2011 年 6 月 23 日 14 时 30 分 AIRS 反演廓线计算 KI(简称 KI\_AIRS)分布示意

图和 14 时 NCEP-FNL 场数据计算 KI(KI\_NCEP) 分布示意图(质控标识 PGOOD>850 hPa,且 QC\_H2O=1)。图中红色标识 KI 值大于 35℃,表示可能有中尺度雷雨天气发生;粉色标识 KI 值在 25~35℃之间,表示可能有零星或分散的雷雨天气发生;蓝色标识 KI 值小于 25℃,无雷雨天气发生。

图 5a 中 KI\_AIRS 颜色分布与 SI\_AIRS 基本一致,其值除在北京站略低(29.27℃)外,在上文提到的 SI\_AIRS 为负的两个大气不稳定区域均大于 40℃,预示着这些区域低层水汽充沛,上干下湿,热力条件与水汽条件均有利于强对流天气发生,大气

中蕴含对流性不稳定能量。图 5b 中 KI\_NCEP 颜色分布与 SI\_NCEP 略有不同,主要表现在 A 区与 A 区上下游地区均为红色区域(KI\_NCEP 介于 35~38℃之间),蓝色区域分布范围略小于 SI\_NCEP,根据 SI 和 KI 指数计算公式分析,这种变化很可能是对流层低层水汽含量对 K 指数的影响造成的。

4.3 抬升指数(LI)

抬升指数是一种表征自由对流高度以上不稳定能量大小的指数。它表示一个气块从抬升凝结高度出发,沿湿绝热线上升到 500 hPa 处所具有的温度

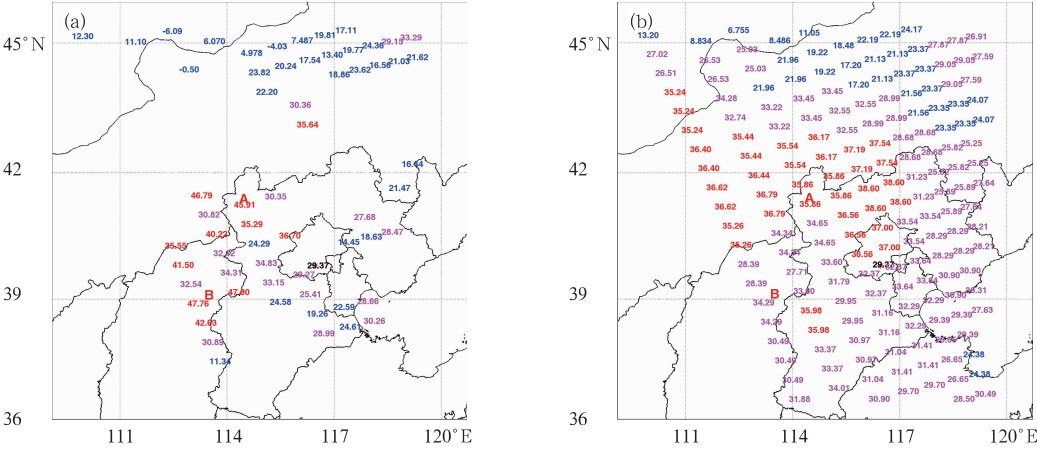


图 5 2011 年 6 月 23 日 14 时 30 分利用 AIRS(a)和 14 时利用 NCEP-FNL 数据(b)计算的 K 指数分布示意图(单位:℃)

Fig. 5 KI computed with AIRS (a) and NCEP-FNL (b) data (unit: ℃)  
(a) 14:30 BT and (b) 14:00 BT 23 June 2011

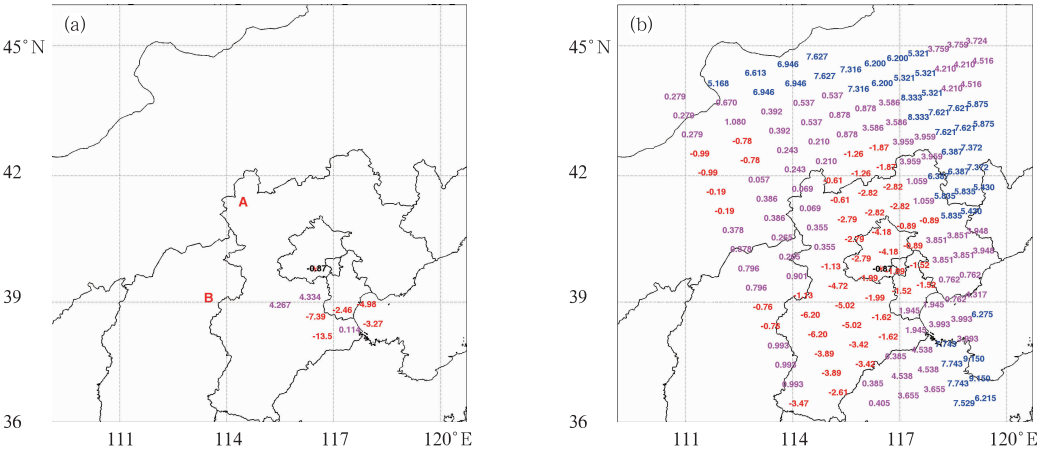


图 6 2011 年 6 月 23 日 14 时 30 分利用 AIRS L2(a)和 14 时利用 NCEP-FNL 数据(b)计算的抬升指数分布示意图

Fig. 6 LI computed with AIRS L2 data (a) and NCEP-FNL data (b)  
(a) 14:30 BT and (b) 14:00 BT 23 June 2011

被该处实际大气温度所减得到的差值。当差值为负数时,表明气块比其环境温度更暖,因此将会继续上升,且负值越大,气块上升的越高,大气层结越不稳定。

图 6 为北京时间 2011 年 6 月 23 日 14 时 30 分 AIRS 反演廓线计算  $LI$ (简称  $LI_{AIRS}$ )分布示意图和 14 时 NCEP-FNL 场数据计算  $LI(LI_{NCEP})$ 分布示意图(质控标识  $PGOOD>950$  hPa,并且  $QC\_H2O=1$ )。图中红色标识  $LI$  为负,此处大气层结处于不稳定状态;粉色标识  $LI$  在  $0\sim5$  之间,此处大气层结介于稳定和不稳定之间;蓝色为  $LI>5$  的站点,此处大气层结非常稳定。

图 6a 中  $LI_{AIRS}$  颜色分布与  $SI_{AIRS}$  基本一致,其值除在北京站异常偏高(10.36)外,在上文提到的  $SI_{AIRS}$  为负的两个大气不稳定区域均为负,表明这些区域抬升作用明显,与大尺度环境特征相符,能够为寻找暴雨发生的触发机制提供依据。图 6b 中  $LI_{NCEP}$  颜色分布与  $SI_{NCEP}$ 、 $KI_{NCEP}$  均有不同,主要表现在 4 个大气处于不稳定层结的区域均为红色(A 区及下游地区  $LI$  绝对值较小,B 区及其东南区域  $LI$  绝对值较大),蓝色区域分布范围和位置与  $KI_{NCEP}$  相同,比较三个指数计算公式和文字定义,分析这种变化很可能是对流层底层和近地面的高温高湿对  $LI$  指数的影响造成的。

## 5 结论与讨论

试验使用高光谱分辨率大气垂直探测仪(AIRS)反演数据、NCEP-FNL 场数据和无线电探空数据计算大气不稳定性指数产品,对 2011 年 6 月 23 日北京强对流天气发生前的大气不稳定性能量进行分析研究。得到以下几个方面的结论:

(1) 利用 AIRS 反演产品计算大气不稳定性指数具有弥补基于探空资料计算的表征大气不稳定产品时空分辨率不足的优势;

(2) 利用 AIRS L2 反演产品计算晴空大气不稳定性指数产品可以监测到“6·23”暴雨天气发生前上游关键区大气层结稳定度状态,为预报员决策提供有效的辅助信息;

(3) AIRS 反演产品的偏差可能在计算不稳定性指数过程中放大。而且偏差在近地面明显大于对流层中低层,也因此计算不稳定性指数  $SI$  精度要优于  $LI$ 。

从理论上来看,利用 AIRS 数据计算不稳定性指数其可用性是不容置疑的,但是通过本试验也暴露出利用卫星数据计算不稳定性指数产品存在的一些问题。首先,极轨卫星每天仅过境两次,且时间基本固定,因此在时间分辨率上仍存在不足;其次,极轨卫星上的垂直探测仪器存在轨道覆盖问题,轨道之间还存在数据缺失问题;第三,卫星反演计算不稳定性指数存在反演偏差被二次放大问题;第四,尽管联合利用红外与微波垂直探测仪器,可以降低云污染,但精度仍有可提升空间。对于前两个问题,可以利用多来源极轨卫星数据,或使用未来将上天的静止卫星数据来解决;对于第三个问题,或许可以通过利用仪器探测数据直接计算不稳定性指数来解决,如果可以直接利用卫星探测数据计算不稳定性指数,不但可以避免利用反演产品的误差偏大问题,还可以大大节约计算时间,目前笔者已经在做这方面的尝试,初步结果表明这个方法可行;最后一个问题一直以来都是国内外卫星遥感专家致力研究的重点,相信在广大科研工作者的共同努力下会不断改进精度,获得理想产品。

此外,要使卫星数据计算的不稳定性指数真正具有可用性,还有一些关键技术问题必须解决。例如,快速使用卫星垂直探测资料精确计算大气不稳定性指数产品、提高有云时卫星探测精度、寻找能更准确地反映大气真实状态的不稳定性指数、确定不稳定性指数阈值等等,这些也是我们下一步的工作内容和科研方向。

**致谢:**感谢国家卫星气象中心首席科学家李俊老师、陆其峰研究员和国家气象中心张芳华首席预报员在本文成文期间的指导和支持。

## 参考文献

丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京:气象出版社,315-336.  
杜倩,覃丹宇,张鹏. 2013. 一次西南低涡造成华南暴雨过程的 FY-2 卫星观测分析. 气象,39(7):821-831.  
葛润生. 1964. 北京地区降雹过程的雷达分析. 气象学报,24(2):213-222.  
何晖,张藩,宛霞. 2006. 北京地区几次冰雹大风天气过程的地闪特征与雷达回波的对比如观测. 中国气象学会 2006 年年会论文集.  
姜学恭,李彰俊,宫春宁,等. 2010. 蒙贝低涡类北京暴雨过程分型研究. 大气科学学报,33(4):412-419.  
雷蕾,孙继松,魏东. 2011. 利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别. 气象,37(2):136-141.  
李云静,张建春,王捷纯,等. 2013. 一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析. 气象,39(2):210-217.



- 李云川,王福侠,裴宇杰,等. 2006. CINRAD/SA 雷达产品识别冰雹、大风和强降水. 气象,32(10):66-71.
- 李耀东,刘健文,高守亭. 2004. 动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究. 气象学报,62(4):401-409.
- 李耀东,刘健文,刘玉玲,等. 1998. 埃玛图微机制作及对流有效位能的计算. 气象,24(5):23-27.
- 刘辉,董超华,张文建. 2006. 国际卫星红外大气探测器发展新特点. 气象科技,34(5):599-605.
- 刘辉,董超华,张文建,等. 2008. AIRS 晴空大气温度廓线反演试验. 气象学报,66(3):90-95.
- 马振骅,刘锦丽,马建骊. 1980. 冰雹云的指状回波结构及其形成机制探讨. 大气科学,4(1):21-29.
- 濮江平,张昊,周晓,等. 2012. 对流性降水雨滴谱特征及其与雷达反射率因子的对比分析. 气象科学,32(3):253-259.
- 石玉恒,张义军,郑栋,等. 2012. 北京地区雷暴的雷达回波特征与闪电活动的相关关系. 气象,38(1):66-71.
- 寿亦萱. 2011. “06.23”北京大暴雨中尺度对流系统研究. 2011 年灾害性天气预报技术论文集. 北京:气象出版社. 244-250.
- 王令,康玉霞,焦热光,等. 2004. 北京地区强对流天气雷达回波特征. 气象,30(7):31-35.
- 曾小团,梁巧倩,农孟松,等. 2010. 交叉相关算法在强对流天气临近预报中的应用. 气象,36(1):31-40.
- 郑永光,张小玲,周庆亮,等. 2010. 强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战. 气象,36(7):33-42.
- 郑永光,林隐静,朱文剑,等. 2013. 强对流天气综合监测业务系统建设. 气象,39(2):234-240.
- 张德林,马雷鸣. 2010. “0730”上海强对流天气个例的中尺度观测及数值模拟. 气象,36(3):62-69.
- Chahine M T, Coauthors. 2006. AIRS: Improving weather forecasting and providing new data on greenhouse gases. Bull Amer Meteor Soc,87:911-926.
- Clerbaux C, Coauthors. 2007. The IASI/MetOp I mission: First observations and highlights of its potential contribution to GMES. COSPAR Inf Bull,19-24.
- Li J, Liu C-Y, Zhang P, et al. 2012. Applications of full spatial resolution space-based advanced infrared soundings in the preconvective environment. Wea Forecasting,27:515-524.
- Retha Matthee, Liesl Dyson, Marianne König. 2009. E UMETSAT Meteorological Satellite Conference. Verification of Global and Regional Instability Indices Across South Africa Against Radiosonde Data.
- Smith, Coauthors. 2009. Evolution, current capabilities, and future advance in satellite nadir viewing ultra-spectral IR sounding of the lower atmosphere. Atmos Chem Phys,9:5563-5574, doi:10.5194/acp-9-5563-2009.
- Tobin D C, Coauthors. 2006. Atmospheric radiation measurement site atmospheric state best estimates for atmospheric infrared sounder temperature and water vapor retrieval validation. J Geophys Res,111:D09S14,doi:10.1029/2005JD006103.