

付超, 谌芸, 尹丝雨, 等, 2021. 鄱阳湖对降水强度减弱的物理过程的数值模拟研究[J]. 气象, 47(1): 24-35. Fu C, Chen Y, Yin S Y, et al, 2021. Numerical simulation of physical process of precipitation intensity weakening in Poyang Lake[J]. Meteor Mon, 47(1): 24-35(in Chinese).

鄱阳湖对降水强度减弱的物理过程的数值模拟研究*

付 超^{1,2,4} 谌 芸^{3,4} 尹丝雨^{1,2} 曾智琳⁵ 单九生⁶ 朱克云⁴

1 福建省气象台, 福州 350001

2 福建省灾害天气重点实验室, 福州 350001

3 国家气象中心, 北京 100081

4 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

5 中山大学大气科学学院, 珠海 519082

6 江西省气象台, 南昌 330096

提 要: 为量化分析研究湖泊对局地降水强度及性质的影响, 基于 WRF3.8 版本中尺度数值模式及 NCEP/NCAR 提供的 $1^\circ \times 1^\circ$ 时间间隔为 6 h 的 FNL 分析资料, 进行控制性试验、湖泊陆面化的敏感性试验, 对 2011 年 6 月 14—15 日鄱阳湖附近强降水的高值中心开展分析。结果表明: 鄱阳湖水体下垫面白天作为“冷源”, 对其附近 100 km 的水平范围、800 m 的垂直厚度大气的温度有明显的“降温”调节作用。这种热力条件减弱影响了对流层中低层上升运动的强度与持续时间, 造成降水强度减弱、降水时长缩短, 最终减少了湖泊附近 10% 左右的累积雨量; 鄱阳湖水体下垫面仅能提高边界层大气水汽的饱和程度(相对湿度), 但“降低”了水汽的绝对含量(比湿), 是湖泊陆面化后的敏感性试验比控制性试验降水中心强度更大、强降水范围更广的原因之一; 湖泊水体下垫面通过“降低”边界层大气温度与绝对湿度, 从而使大气具有比敏感性试验更弱的对流有效位能, 大气低层(1000~850 hPa)具有更弱的对流不稳定度, 探空反映控制性试验近地层有浅薄逆温结构, 其比湖泊陆面化敏感性试验具有更低的 CAPE, 最终减弱控制性试验降水的对流性质。总体而言, 鄱阳湖水体下垫面通过调节边界层大气的温度与绝对湿度, 从而改变大气低层的环境条件, 并影响初始抬升气块的温湿条件, 延缓并减弱垂直运动的持续时间与强度, 减弱湖泊附近低层的对流, 对大气加热有 45% 的抑制率, 最终减小降水强度与范围。

关键词: 湖泊陆面化, 减弱强降水, 热力与湿度条件, 对流稳定度

中图分类号: P435

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.01.003

Numerical Simulation of Physical Process of Precipitation Intensity Weakening in Poyang Lake

FU Chao^{1,2,4} CHEN Yun^{3,4} YIN Siyu^{1,2} ZENG Zhilin⁵ SHAN Jiusheng⁶ ZHU Keyun⁴

1 Fujian Meteorological Observatory, Fuzhou 350001

2 Fujian Key Laboratory of Severe Weather, Fuzhou 350001

3 National Meteorological Centre, Beijing 100081

4 College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

5 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-Sen University, Zhuhai 519082

6 Jiangxi Meteorological Observatory, Nanchang 330096

Abstract: In order to quantitatively analyze the influence of lake on the intensity and properties of precipitation, this paper designs the control experiment and the sensitivity experiment of lake land-surface,

* 国家自然科学基金项目(41975001, 41175048)和国家重点研发计划(2017YFC1502501)共同资助

2019 年 10 月 13 日收稿; 2020 年 2 月 13 日收修定稿

第一作者: 付超, 主要从事中尺度气象及数值模拟研究. E-mail: 744420681@qq.com

通讯作者: 谌芸, 主要从事中尺度天气研究. E-mail: chenyun@cma.gov.cn

based on the mesoscale numerical model of WRF3.8 version and the NCEP/NCAR FNL $1^\circ \times 1^\circ$ analysis data with time interval of 6 h. The high value center of heavy precipitation near Poyang Lake from 14 to 15 June 2011 is analyzed. The results show that the surface of Poyang Lake is a “cold source” during the day, which has obvious “cooling” regulation effect on the horizontal range of 100 km and the vertical range of 800 m. This weakening of thermal conditions affects the intensity and durability of the vertical upward motion in the middle and lower troposphere, resulting in reduced precipitation intensity and shorter precipitation duration, which ultimately reduces about 10% of accumulated rainfall near the lake. The underlying surface of Poyang Lake can only improve the saturation degree (relative humidity) of atmospheric water vapor in the boundary layer, but “reduce” the absolute content of water vapor (specific humidity), which is one of the reasons why the sensitivity experiment rather than control experiment precipitation center has greater strength and a wider range of heavy precipitation after lake land-surface. The lower surface of the lake water body results from reducing the atmospheric temperature and absolute humidity of the boundary layer so that the atmosphere has a weaker convection effective potential energy than sensitivity experiment, and the lower atmosphere (1000—850 hPa) has a weaker convection instability. Sounding reflects the control experiment near the formation has a shallow inverse temperature structure. It has a lower CAPE than the lake terrestrial sensitivity experiment, and finally weakens the convection properties of the control experiment precipitation. Generally speaking, the underlying surface of Poyang Lake changes the temperature and absolute humidity of the boundary layer, thus changing the environmental conditions of the lower atmosphere, and affecting the temperature and humidity conditions of the initial uplift gas block, delaying and weakening the duration and intensity of vertical motion, weakening the convection in the lower layer near the lake, and having a 45% inhibition rate on atmospheric heating, ultimately reducing the intensity and range of precipitation.

Key words: lake land-surface, reduce heavy precipitation, thermal and humidity conditions, convective stability

引 言

湖泊作为一种特殊的下垫面,与周围的陆面相比有反照率、热容量、地表粗糙度、能量转换等方面的差别,在局地天气变化中有着重要作用(Bonan, 1995; Delire et al, 2004; 唐滢等, 2016)。由于湖陆热容量的差异,导致湖泊在夏季是冷池,秋冬季是暖池(Rouse et al, 2003),这种热差异,会产生湖陆风、强降雪、雷暴等强对流天气(Laird et al, 2009; Notaro et al, 2013b; 许鲁君等, 2014)。湖泊能影响周围的温度、湿度、风场、表面热通量和大气边界层高度等,湖泊附近年平均气温呈现降温趋势,向下短波辐射每 10 年也有减幅,导致地表热通量也呈下降趋势(傅敏宁等, 2013; Zhang et al, 2014; 许鲁君和刘辉志, 2015; 苏东生等, 2018)。当天气系统经过湖泊时,因季节不同会有不同的影响,冬季湖泊能增强(减弱)经过湖面的低压(高压)系统;夏季能增强(减

弱)经过湖面的高压(低压)系统(Angel and Isard, 1997; Notaro et al, 2013a),进而影响湖泊附近的降水。

关于湖泊对气象要素、边界层特征及降水等方面影响的研究,通常利用探空、雷达、卫星、地面等各类观测资料以及数值模式,统计分析等方法,从天气、气候的角度开展研究。杨罡等(2011)通过数值模拟发现鄱阳湖湖陆之间最大温差可达 6°C ,湖面白天(夜间)湿度层厚度低(高)。吕雅琼等(2007)通过有无青海湖的敏感性试验认为:青海湖白天是冷干岛,夜间是暖湿岛;白天能降低湖面的边界层高度,夜间则相反。任侠等(2017)研究指出 8 月太湖对周边 60 km 范围内温度影响明显。此外,湖泊对降水的影响也有季节性特征(Nicholls and Toumi, 2014),有观测指出在暖季湖面降水要少于周围的陆面降水,在冬季却相反(Blust and DeCooke, 1960),特别是在冷季当 850 hPa 温度低于湖温 7°C 以上时,常常能增强湖泊降水强度(Dewey, 1979),甚至

在降雪天气下会影响湖面顺风降雪的范围和强度(Wright, 2016)。

鄱阳湖是中国第一大淡水湖,位于江西省北部,面积为 4125 km²,湖区有 41 个岛屿和 7 个自然保护区。其周边社会经济集中,人口密集。因此,研究大型湖泊对降水过程的影响,有助于了解湖泊效应以及提升湖泊附近降水的预报能力。早期关于湖泊效应方面的研究多偏气候、观测及统计分析,但利用数值模式研究湖泊对降水的影响相对较少,本文以一次强降水过程为例,研究湖泊对此次降水过程的影响。

1 降水过程简介与大尺度环流背景

2011 年 6 月 13—15 日在长江中下游地区出现大范围持续性的强降水过程,湖北东南部、湖南中部局地、江西北部、安徽东南部、浙江北部、广西东北部普降暴雨,局地大暴雨(黄威, 2011)。其中,江西北部的强降水尤为明显,暴雨到大暴雨量级的降水贯穿鄱阳湖,并呈东西带状走向(图 1a),其中鄱阳湖附近的鄱阳县饶河联圩站过程累积降水量为 256 mm,其降水集中时段为 14 日 16 时至 15 日 12 时,其中短时强降水($\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)占过程累计降水量的 61.5%,14 日 23 时至 15 日 02 时出现连续 4 h 的短时强降水(图 1c),对流性质非常明显。整体而言,此次降水过程具有呈带状分布、对流性明显、短时强降水持续时间长、鄱阳湖附近降水强度大等特点。

图 1b 给出了此次过程的大尺度背景环流场,分析发现副热带高压位置偏东偏南,从华北到西南地区为东北—西南走向的高空槽,槽前为较平直的纬向环流。但槽前低层(850 hPa)长江中下游地区有明显的低涡切变线活动,切变线南侧来自南海、孟加拉湾的两支强盛的暖湿气流合并,向长江中下游输送充沛的水汽,850 hPa 水汽通量超过 $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见,此次过程有高空槽提供天气尺度强迫作用,低涡切变线提供了动力条件,西南急流提供了良好的水汽条件。

此次暴雨是一次典型的梅雨期暴雨过程,贵州省至长江中下游有一条西南—东北向的静止锋,鄱阳湖平原处在高空槽前的辐散气流中,对流层低层切变线位于 30°N 附近,切变线以南是 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南超低空急流和 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的边界层偏南急流,与 500 hPa 槽后引导的冷空气形成上冷下暖的不稳

定层结。暴雨期间中尺度对流系统的 TBB 维持在 -70°C 的低亮温,对流发展旺盛,暖云层厚度超过 4000 m,CAPE 为 $1601.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,0~6 km 有较强的垂直风切变,500 hPa 以下假相当位温梯度大,梅雨锋斜压区激发的气旋环流在近地面诱发出 4 个低压中心及 2 条中尺度辐合线,成为鄱阳湖平原强降水发生的重要触发机制(图 1d, 1e)。值得注意的是,鄱阳湖附近存在一个强降水中心,前述分析也表明该中心的短时强降水持续时间长,对流性质明显,鄱阳湖在其中起到什么作用呢?下文将重点针对鄱阳湖附近的降水中心,基于 WRF 高分辨率数值模拟进行控制试验及改变鄱阳湖水体下垫面的敏感性试验,从热力、水汽等角度定性与定量探究鄱阳湖对降水中心形成的作用。

2 资料来源及试验方案设计

文中所用资料包括 NCEP/NCAR 提供的水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 、垂直层数为 26 层、时间间隔为 6 h 的 FNL 分析资料以及国家气象信息中心提供的区域自动站逐小时降水资料。

本文利用 WRF3.8 版本的中尺度数值预报模式,模式起止时间分别为 2011 年 6 月 14 日 02 时、15 日 14 时,共积分 36 h,spin-up 14 h。采用水平分辨率为 27、9、3 km 的三层嵌套(图 2a),中心经纬度为 23.873°N 、 105.305°E ,垂直方向为 28 层,模式顶层气压为 100 hPa,嵌套区域的水平网格格点数分别为 150×150 、 151×151 、 181×181 ,粗、细网格是每 3、1 h 输出一组结果。三层嵌套的参数化方案均为:微物理过程采用 WSM3 方案;长波辐射采用 RRTM 方案;短波辐射采用 Goddard 方案;近地面层采用 MM5(Monin-Obukhov)方案;陆面过程采用 Noah Land-Surface Model 方案;边界层采用 YSU 方案;积云参数化采用 BMJ 方案。

为量化分析鄱阳湖的作用,设计了两组对比试验:第一组为有湖的控制性试验(简称 HL,下同),第二组为去湖的敏感性试验(简称 NL,下同),模式中将鄱阳湖(图 2a 灰色阴影是鄱阳湖所处位置,对应图 2b)所在水体区域(模式中下垫面指数为 21)改为与其周围相同的下垫面——农田(如图 2c, 2d 所示,下垫面指数为 12)。模式使用的是三层嵌套,本文仅对细网格 3 km 的模拟结果进行分析。

文中定义物理量参数增幅率为:

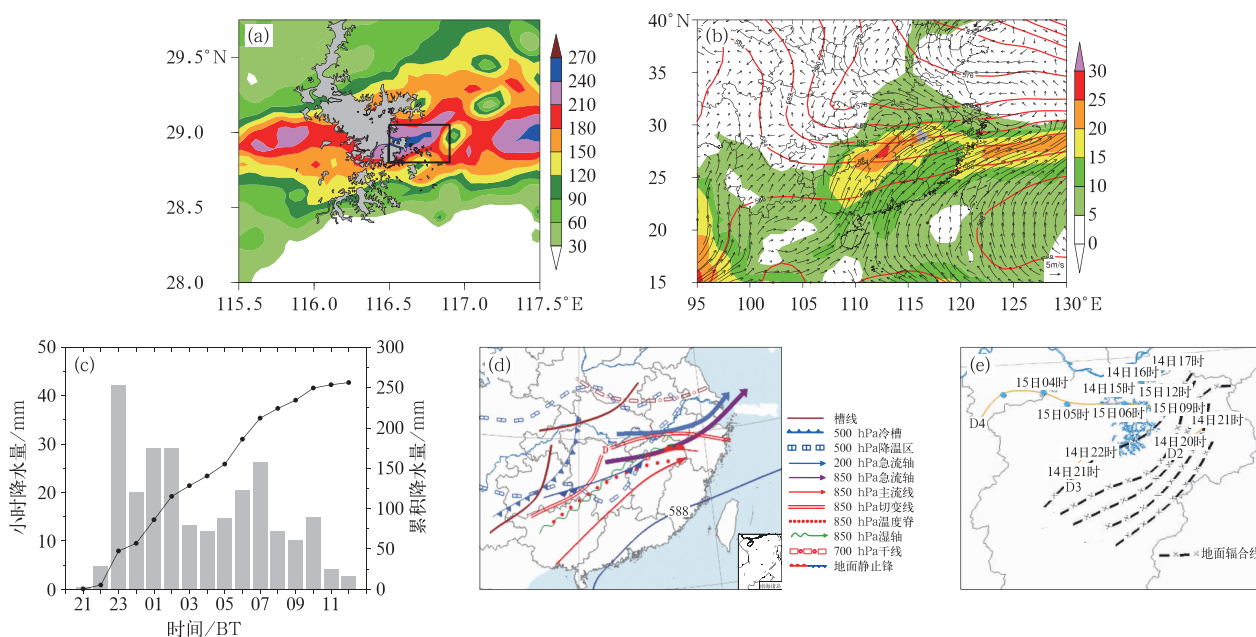


图 1 2011 年 6 月(a)14 日 16 时至 15 日 12 时累积降水量(单位:mm),(b)14 日 14 时 850 hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、水汽通量(填色,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)及 500 hPa 位势高度(红线,单位:dagpm), (c)14 日 21 时至 15 日 12 时鄱阳县饶河联圩站小时降水(柱状图,对应左刻度)及累积降水(折线图,对应右刻度)随时间变化,(d)14 日 20 时中尺度综合分析图(孙素琴等,2015), (e)模拟的 14 日 17 时至 15 日 14 时江西省北部低压及地面辐合线 2 的动态(孙素琴等,2015)

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation from 16:00 BT 14 to 12:00 BT 15 (unit: mm), (b) 850 hPa wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), water vapor flux (colored, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and 500 hPa geopotential height (red line, unit: dagpm) at 14:00 BT 14, (c) hourly precipitation (column chart, corresponding to left scale) and accumulated precipitation evolution (line chart, right scale) at Raohelianyu Station of Poyang County from 21:00 BT 14 to 12:00 BT 15, (d) comprehensive mesoscale analysis at 20:00 BT 14 (Sun et al, 2015), (e) simulated dynamics of low pressure and ground convergence line 2 in northern Jiangxi Province from 17:00 BT 14 to 14:00 BT 15 (Sun et al, 2015) June 2011

$$\Delta P = \frac{P_{\text{HL}} - P_{\text{NL}}}{P_{\text{NL}}} \quad (1)$$

式中: P_{HL} , P_{NL} 分别为有、无湖时的物理量,若 $\Delta P > 0$,则表现出湖泊的增幅作用,反之为减弱作用。

3 模拟结果及成因诊断分析

3.1 模拟结果对比分析

对比图 3a, 3b 可以看出, HL 试验对于江西北部的雨带位置、走向以及整体强度的模拟效果较好,对于雨带上鄱阳湖附近的降水中心(A 区, $28.8^{\circ} \sim 29.1^{\circ}\text{N}$, $116.5^{\circ} \sim 116.9^{\circ}\text{E}$, 图中黑色方框内,下同)的落区及量级也基本吻合,因此可认为控制试验模

拟的结果可信度是比较高的。在此基础上进行的 NL 试验,结果发现当把鄱阳湖下垫面改变为与其周边相同区域后,鄱阳湖附近 A 区内 180 mm 以上的范围明显扩大,降水中心的强度也从 HL 试验的 248 mm 提升至 274 mm,可见鄱阳湖可大约减少其附近区域(A 区)10%的降水。

考虑到 HL 试验 A 区的降水时段是在 14 日 16—22 时,那么降水发生之前鄱阳湖的下垫面是如何影响对流环境条件的呢? 后文将基于 HL 与 NL 试验的模拟结果对比,重点从热力、水汽以及大气稳定度等因素分析 A 区降水发生前 6 h(14 日 10—15 时,下同)的边界层特征与物理参数,以探明在改变与不改变鄱阳湖水体下垫面因素对降水中心的影响。

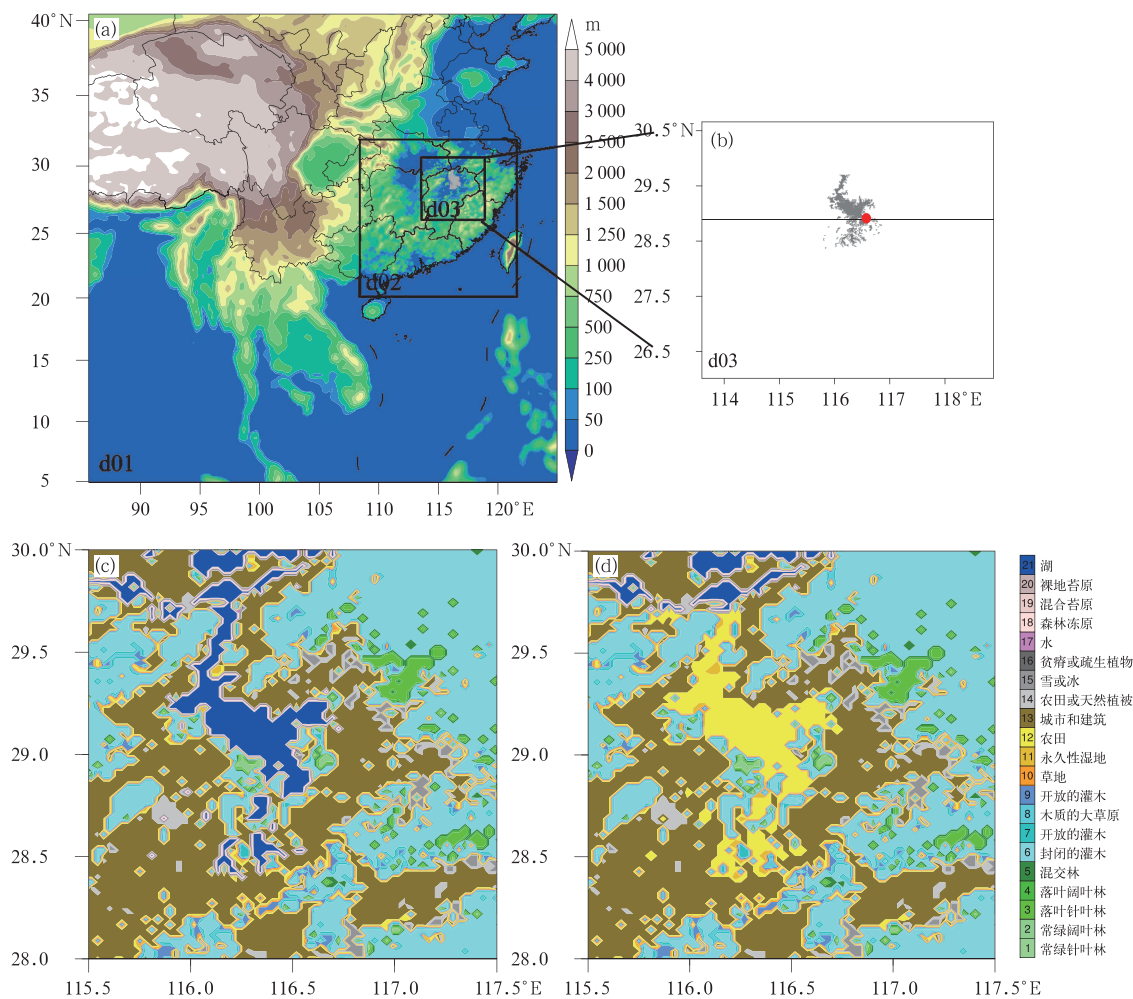


图 2 (a)模式嵌套区域及地形高度,(b)鄱阳湖所处位置(阴影),(c)HL 试验和(d)NL 试验下垫面指数分布

Fig. 2 (a) Model nested area and terrain height, (b) Poyang Lake location (shaded), (c, d) distribution of land use category in (c) HL experiment and (d) NL experiment

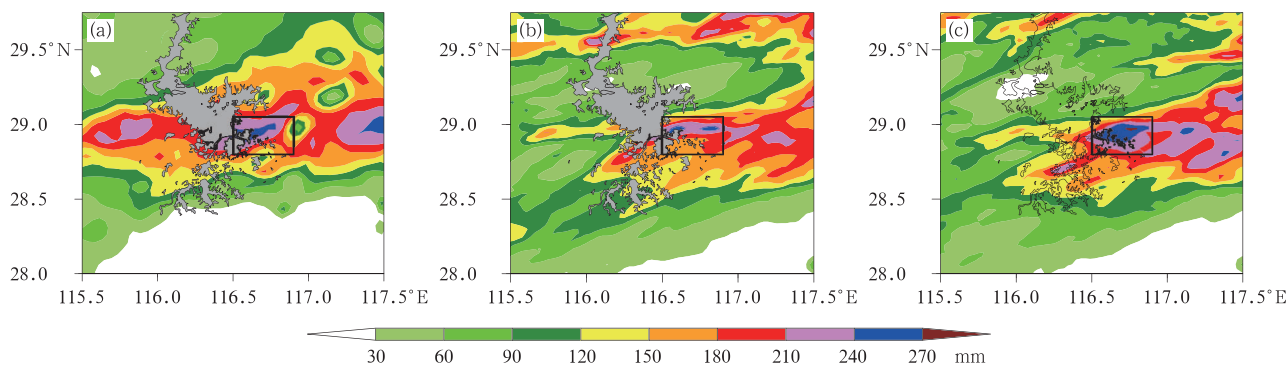


图 3 2011 年 6 月 14 日 16 时至 15 日 12 时(a)实况,(b)HL 试验,(c)NL 试验累积降水量

Fig. 3 Accumulated precipitation from 16:00 BT 14 to 12:00 BT 15 June 2011

(a) observation, (b) HL experiment, (c) NL experiment

3.2 湖泊水体陆面化对边界层热力条件的改善作用

不同的下垫面性质对太阳辐射的吸收量是有显

著差异的,从而形成地表热力强迫的区域差异,不同的热力强迫是造成日变化气候特征差异的主要原因,辐射加热的日变化能调节降水日变化。如果改

变鄱阳湖水体的下垫面性质,必然会对其辐射过程产生影响,进而影响地表热力状态,最终改变降雨形成所需的热力条件。因此有必要分析下垫面性质差异对于接收太阳短波辐射、以及地表长波辐射所带来的热力差异影响。

首先,量化对比分析鄱阳湖水体下垫面以及湖面陆面化后的感热通量(SHF)与潜热通量(LHF),感热通量与潜热通量的表达式分别如式(2)和式(3)所示(Fairall et al, 2003; 周连童和黄荣辉, 2008; 闫俊岳等, 2006):

$$SHF = C_h c_p V_{10} (T_{sk} - T_2) \quad (2)$$

$$LHF = C_e L_e \rho V_{10} (q_s - q_2) \quad (3)$$

式中:SHF 为感热通量(单位: $W \cdot m^{-2}$); C_h 是温度的感热交换系数,取值为 $(3.26 \pm 1.55) \times 10^{-3}$; c_p 是空气的定压比热常数,取值为 $1004.67 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$; ρ 是近地面空气密度,取值为 $1.2928 kg \cdot m^{-3}$; V_{10} 是 10 m 风速(单位: $m \cdot s^{-1}$); T_{sk} 为地表温度(单位: $^{\circ}C$); T_2 是近地面 2 m 气温(单位: $^{\circ}C$)。LHF 为潜热通量(单位: $W \cdot m^{-2}$); C_e 代表湿度的湍流交换系数,取值为 $(1.1 \pm 0.2) \times 10^{-3}$; L_e 代表蒸发的潜热,取值为 $2.46 \times 10^6 J \cdot kg^{-1}$; q_s 、 q_2 为地面饱和比湿和 2 m 比湿(单位: $g \cdot kg^{-1}$)。

为了定量考察鄱阳湖水体下垫面对大气低层热力的影响过程,诊断降水发生前 6 小时的平均感热通量发现(图 4a),在 HL 试验中,湖面感热通量为负值区,湖心为感热通量低中心($-10 W \cdot m^{-2}$),并从湖心向外显著递增。显然,鄱阳湖水体下垫面的热量是向下输送的,即湖泊水体从大气吸取热量,不利于近地面大气的增温。然而,NL 试验(图 4b)湖泊陆面化后,则感热通量转化为正值区,中心超过 $180 W \cdot m^{-2}$,表明热量是向上传输的,即大气从下垫面汲取热量,因为地表的感热过程 C_h 与 c_p 取值为常数,故 T_{sk} 、 T_2 与 V_{10} 共同决定着感热通量值的大小。对比 HL 和 NL 试验,可见在降水发生前 6 小时平均 10 m 风场无明显差异,因此感热通量的差异受 T_{sk} 与 T_2 的影响。基于前文定义分别计算感热通量增幅率(ΔSHF)与潜热通量增幅率(ΔLHF),由表 1 可见, ΔSHF 在强降水集中时段前(19 时前)均为负值,说明湖泊水体下垫面对近地面大气的加热有减幅作用,其在降水发生前最大减幅率为 45%(16 时),降水初始阶段(16—18 时)变得不稳定但仍为负值,强降水集中时段(19—22 时)则转变为热通量向下。

表 1 A 区鄱阳湖水体下垫面的 ΔSHF (感热通量增幅率)与 ΔLHF (潜热通量增幅率)逐小时演变(单位:100%)

Table 1 Hourly evolution of ΔSHF and ΔLHF in the underlying surface of Poyang Lake in area A (unit: 100%)

时间/BT	ΔSHF	ΔLHF
10	-0.33	-0.25
11	-0.34	-0.26
12	-0.33	-0.29
13	-0.33	-0.30
14	-0.34	-0.29
15	-0.19	-0.33
16	-0.45	-0.32
17	-0.37	-0.29
18	-0.40	-0.29
19	—	-0.21
20	—	-0.35
21	—	-0.22
22	—	-0.31

注:“—”表示热通量向下(湖泊从大气吸收热量)。

Attention: “—” means downward heat flux (Lake absorbs heat from the atmosphere).

图 4c、4d 分别是 HL、NL 试验在降水前 6 小时平均 2 m 温度分布。图 4c 可以清楚地反映出湖面(图 4c 黑色等值线)2 m 温度明显低于周围的陆面温度,湖中心附近气温仅为 $22^{\circ}C$,湖中心向外温度是递增的,可见湖泊对近地面的温度有显著的调节作用,这种调节作用在白天可将湖泊视为“冷源”。对比 NL 试验的同区域(图 4d),温度明显高于 HL 试验,湖中心附近两者最大温差达 $6^{\circ}C$ 。基于前面定义的物理量参数增幅率,计算 A 区内的鄱阳湖水体下垫面所形成的 ΔT ,湖泊效应可产生 20% 的降温率。该结果直接表明,改变鄱阳湖水体下垫面后,在白天吸收同等太阳短波辐射的情况下,陆面农田性质的下垫面增温是要快于湖面水体性质下垫面的,结合前述分析的感热通量向上输送结果,从而使降水发生前 6 小时内 A 区近地面具有更高的温度。由此说明鄱阳湖水体下垫面在白天具有太阳短波辐射的条件下,湖面对近地面大气的加热强迫要弱于周边的陆面,可在其周边区域形成一“冷源”,即湖面的存在降低了局地大气温度。

为进一步分析鄱阳湖水体下垫面的热力强迫在垂直方向影响,沿穿过 A 区的 $28.9^{\circ}N$ (图 2b 处黑线)大气边界层进行垂直剖面(图 4e),将 HL 试验的温度减去 NL 试验的温度,结果发现降水发生前的 6 小时,在水平方向上鄱阳湖水体下垫面可影响 100 km 范围内($116^{\circ} \sim 117^{\circ}E$)的温度,并且降低了其垂直方向 800 m 高度内的温度,湖中心的降温高

度可达 1.2 km, 其中对 500 m 高度内的降低最为显著, 其比湖面陆面化试验的平均温度低 1°C 以上。从计算 A 区的 2 m 平均温度日变化也可反映出该特征(图 4f), 湖面陆面化结果在午后到傍晚的热力增幅最为显著, 区域平均温度差在 A 区降水集中时段前(13 时)达到最大, 其差值超过 2°C 。这 2°C 的热力差异是如何对降水起到增幅作用呢? 从 A 区平均的垂直速度逐小时演变来看(图 4g, 4h), HL 与 NL 试验的垂直上升速度的起始时间基本一致, 但在 18—22 时的强降水期间, NL 试验在对流层中低层的垂直上升速度要更大些, 并且其大于 $0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动从 18 时持续到 23 时, 明显较 HL 试验要更长些, 从 A 区平均逐小时降水演变来看(图 4i), 18—23 时内, NL 试验降水量基本大于 HL 试验, 降水差有 26 mm, 累积降水量的变化梯度也集中在这个时段, 降水时间与垂直速度对应较好。所以, 地表热力差异可以改善对流层中低层垂直上升运动的强度及上升运动的持续时间, 一方面起到增强降水强度, 另一方面起到延长降水时间的作用, 最终使得湖泊陆面化后的累积降水量更大。

3.3 湖泊陆面化对边界层大气湿度的影响分析

通常认为湖泊对附近的降水具有增幅效应。然而, 通过 HL 与 NL 试验却发现湖泊下垫面性质对降水大值中心是负贡献。因此, 该部分内容重点分析湖泊是如何影响大气湿度的, 并尝试解释其减弱降水中心强度的成因。

接前述式(3), 潜热通量中的 C_e 、 L_e 、 ρ 均取值为常数, HL 与 NL 试验中 V_{10} 差异较小, 因此 q_s 和 q_2 是影响潜热通量的两个关键物理参数。对比图 5b 和 5c 可发现, HL 与 NL 试验中的潜热通量也存在明显差异, 湖泊陆面化后的潜热通量显然高于湖泊水体下垫面本身, 为何陆面化后潜热通量会更大呢?

对比 HL 与 NL 试验 2 m 相对湿度发现, 在湖泊水体下垫面调节作用下, A 区平均相对湿度在 90% 左右(图 5d), 湖泊陆面化后, 其相对湿度明显降低(图 5e), 计算结果发现湖泊对 2 m 相对湿度有 12% 的增湿作用。鄱阳湖对相对湿度的影响范围要小于温度的影响范围(图 4e 填色), 垂直方向湖泊增湿厚度大致在 800 m, 湖中心增湿厚度接近 1.5 km, 因此鄱阳湖的湿度调节在大气水汽饱和程度上是很明显的。但是, 从沿 28.9°N 剖面分析发现(图 5a), HL 试验中的 q_2 ($17 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 明显低于 NL 试验

($22 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$), 可见鄱阳湖的水体下垫面并没有增加, 反而降低了近地面大气的水汽含量, 其原因如前述分析所示, 湖泊水体下垫面首先降低了近地面大气温度, 从而使其大气饱和水汽压更低, NL 试验由于近地面大气温度更高, 其可承载更多的水汽量, 大气具备更高的绝对湿度。故在 NL 试验在热力条件更好、较强的垂直上升速度条件下, 在 A 区产生比 HL 试验更大的降水。

显然, 湖泊效应对近地层水汽的调节体现在大气水汽的饱和程度上, 而非大气的绝对湿度, 即湖泊水体下垫面在调节温度后, 反而降低其近地层大气水汽的绝对含量, 这很好地解释了湖泊陆面化后 A 区降水中心强度更大、强降水范围更广。

3.4 湖泊水体下垫面降低大气层结不稳定分析

大气层结稳定度是影响降水强度及降水性质的关键条件, 假相当位温的垂直梯度($\partial\theta_{sc}/\partial p$)是表征大气对流稳定度的有效物理参数。为进一步考量鄱阳湖水体下垫面对大气层结稳定度的影响, 对比 HL 与 NL 试验降水发生前 6 小时沿 28.9°N (过 A 区)的平均 θ_{sc} , 湖泊水体下垫面降低了 900 hPa 以下的 θ_{sc} , 表明湖泊对大气温湿耦合量的 θ_{sc} 的调节同样仅限于边界层。结合前述分析, 湖泊陆面化后的 θ_{sc} 更大是边界层具有更高的温度与绝对湿度的结果。

从 $\Delta\theta_{sc}$ 的逐小时演变(表 2)分析, 也可发现在降水发生前, 湖泊陆面化后的 $\Delta\theta_{sc}$ 明显高于 HL 试验, 其在降水发生前一刻差值最大, 达 9.8 K, 说明陆面化后大气边界层具有更强的对流不稳定, 这是 NL 试验 A 区短时强降水持续时间长、对流性更明显的原因之一。

因此, 湖泊对大气层结稳定度的影响集中在边界层内, 其水体调节通过降低边界层温度与绝对湿度, 从而达到降低大气对流不稳定度的结果, 最终使降水性质发生变化。应该指出, 业务预报过程中常用 $\Delta\theta_{sc}$ (850~500 hPa) 诊断对流稳定度并不能反映湖泊水体下垫面的影响, 应当对大气边界层的 $\Delta\theta_{sc}$ 予以重点关注。

研究表明, 对流有效位能(CAPE)对起始抬升气块的温度与湿度状态是敏感的(王秀明等, 2012; 郑永光等, 2017), 其中气块的绝对湿度比温度对 CAPE 的影响更为显著(Crook, 1996; 陶祖钰等, 2016)。由前文分析温度与湿度结果可知, 湖泊水体下垫面对边界层大气温度与绝对湿度有明显的减弱

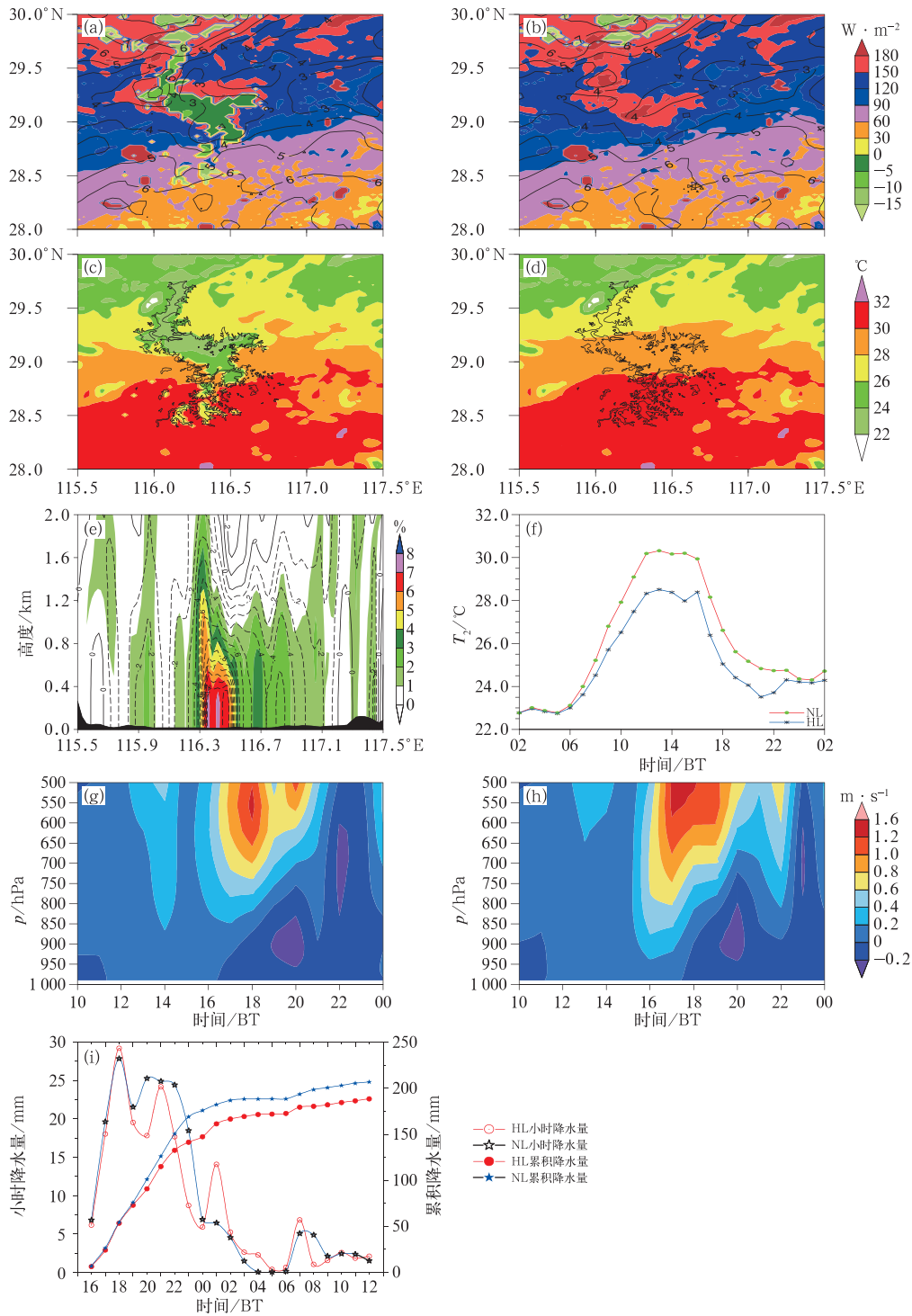


图 4 降水前 6 小时(a,b)平均感热通量(填色),10 m 风速(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (c,d)平均 2 m 温度, (e)HL 与 NL 试验平均温度差(等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$),相对湿度差(填色,HL-NL)沿 28.9°N 的纬向-垂直剖面; A 区 2011 年 6 月(f)14 日 02 时至 15 日 02 时平均 2 m 温度日变化, (g,h)14 日 10 时至 15 日 00 时平均垂直速度随时间变化, (i)14 日 16 时至 15 日 12 时平均小时降水量及过程累积降水量逐小时演变 (a,c,g) HL 试验, (b,d,h) NL 试验

Fig. 4 (a, b) The average sensible heat flux (colored), and average 10 m wind speed (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 6 h before precipitation, (c, d) 2 m temperature 6 h before precipitation, (e) differences between average temperature (contour, unit: $^{\circ}\text{C}$) and humidity (colored) 6 h before precipitation in HL and NL experiments changing with time along 28.9°N vertical profile, (f) average 2 m temperature in area A changing with time from 02:00 BT 14 to 02:00 BT 15, (g, h) average vertical velocity in area A changing with time from 10:00 BT 14 to 00:00 BT 15, (i) average hourly rainfall in area A accumulated rainfall from 16:00 BT 14 to 12:00 BT 15 June 2011 (a, c, g) HL experiment, (b, d, h) NL experiment

作用,为充分探明湖泊水体下垫面对 CAPE 的影响,选取降水发生前 A 区中心点(28.9°N、116.52°E,图 2b 红点处)的探空,对比其在 HL 与 NL 试验下的差异(图 6)。显然,HL 试验受湖泊水体下垫面影响,960 hPa 以下存在浅薄的逆温层,地面的温度露点差虽然较为接近,但露点温度低于 NL 试验,其状

态曲线与层结曲线所围成的 CAPE 为 $1\,654\text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,明显低于 NL 试验湖泊陆面化后的 CAPE ($2\,470\text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)。所以,陆面化后湖泊附近可具备更强的 CAPE,造成 NL 试验湖泊附近产生的降水对流性更为显著。

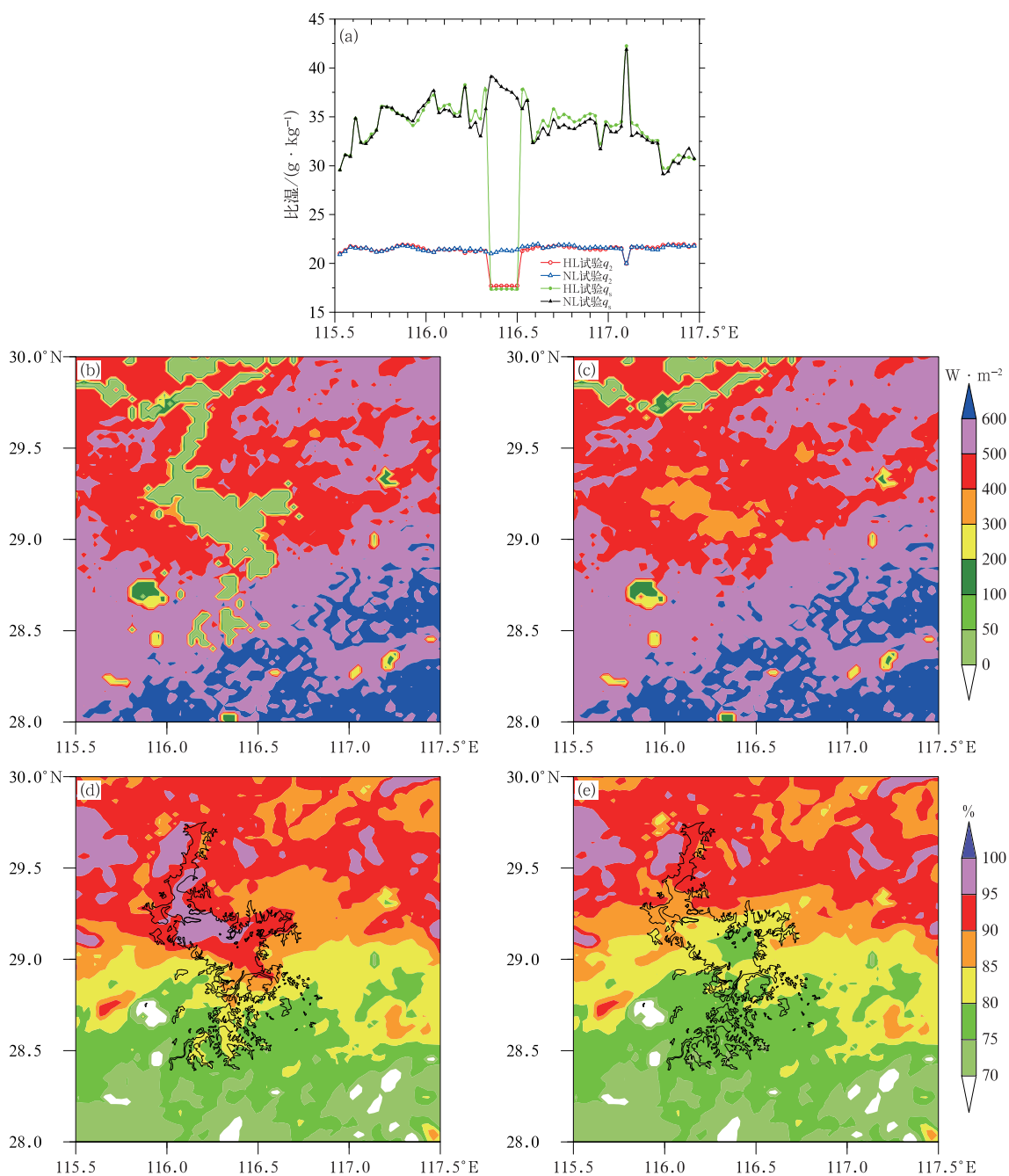


图 5 降水前 6 小时(a)沿 28.9°N 经向平均的 q_s 和 q_2 , (b, c) 平均潜热通量, (d, e) 平均 2 m 相对湿度
(b, d) HL 试验, (c, e) NL 试验

Fig. 5 (a) The average meridional q_s , q_2 along 28.9°N profile and (b, c) latent heat flux, (d, e) 2 m relative humidity for 6 h before precipitation
(b, d) HL experiment, (c, e) NL experiment

表 2 HL 与 NL 试验 A 区区域平均 $\Delta\theta_{se}$ (1000 与 850 hPa 的 θ_{se} 差) 的逐小时演变 (单位: K)

Table 2 The hourly evolution of the average $\Delta\theta_{se}$ (difference between 1000 hPa and 850 hPa) in the area A of the HL experiment and the NL experiment (unit: K)

时间/BT	HL 试验	NL 试验
10	6.6	7.0
11	6.8	7.2
12	7.2	7.5
13	8.8	9.6
14	9.2	9.7
15	9.4	9.8
16	9.1	9.7
17	3.2	7.2
18	4.0	6.1
19	0.2	4.0
20	-2.4	4.9
21	-5.5	0.2
22	-1.2	0.4

4 湖泊冷效应减弱降水的概念模型

根据前面分析结果,认为湖泊对其附近的降水约有 10% 的减弱作用,这与前人研究结果及预报员一般的理解有矛盾,最后给出湖泊冷效应减弱降水的概念模型图(图 7)。

湖泊作为水体热容量大于陆地,在吸收相同太阳短波辐射后,增温要慢于陆地,因此造成湖陆有 6℃ 的温差。另外陆地会加热大气,而湖泊是向大气吸收热量,因此在湖面垂直方向 800 m 及水平 100 km 的范围内其大气温度是低于陆面上方大气的,二者温差接近 1℃。当对流系统经过湖区时,受湖泊降温的影响,这种热力条件减弱影响了对流层中低层垂直上升运动的强度与持续时间,造成降水

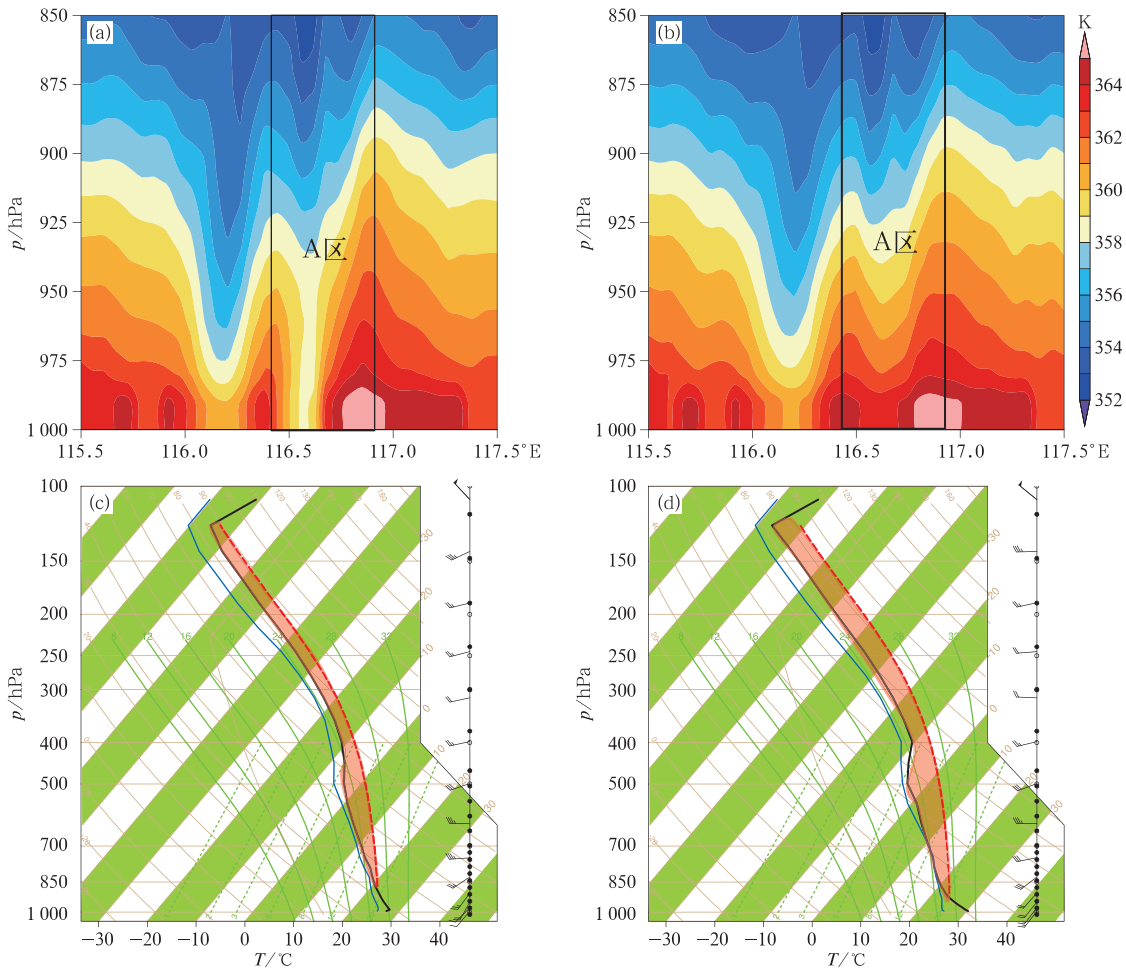


图 6 (a,b)降水前 6 小时平均 θ_{se} 沿 28.9°N 的纬向-垂直剖面, (c,d)2011 年 6 月 14 日 14 时 A 区中心点(28.9°N、116.52°E)的探空图 (a,c)HL 试验, (b,d)NL 试验

(红色阴影是 CAPE, 黑色、蓝色实线分别为温度、露点温度曲线, 红色虚线为状态曲线)

Fig. 6 (a, b) The zonal-vertical profile of the average θ_{se} of 6 h before precipitation along 28.9°N, (c, d) the sounding of the center location of area A (28.9°N, 116.52°E) at 14:00 BT 14 June 2011 (a, c) HL experiment, (b, d) NL experiment

(Red shadows are CAPE; black and blue solid lines are temperature, dew point temperature curves; red dashed line is the state curve)

- 唐滢,黄安宁,田栗嵘,等,2016. 夏季太湖局地气候效应的数值模拟研究[J]. 气象科学, 36(5): 647-654. Tang Y, Huang A N, Tian L R, et al, 2016. Numerical study on summer local climatic effect over Taihu lake[J]. J Meteor Sci, 36(5): 647-654(in Chinese).
- 陶祖钰,范俊红,李开元,等,2016. 谈谈气象要素(压、温、湿、风)的物理意义和预报应用价值[J]. 气象科技进展, 6(5): 59-64. Tao Z Y, Fan J H, Li K Y, et al, 2016. Talk about the physical examples and forecast applications of meteorological elements(pressure, temperature, humidity, wind)[J]. Adv Meteor Sci Technol, 6(5): 59-64(in Chinese).
- 王秀明,俞小鼎,朱禾,2012. NCEP再分析资料在强对流环境分析中的应用[J]. 应用气象学报, 23(2): 139-146. Wang X M, Yu X D, Zhu H, 2012. The applicability of NCEP reanalysis data to severe convection environment analysis[J]. J Appl Meteor Sci, 23(2): 139-146(in Chinese).
- 许鲁君,刘辉志,2015. 云贵高原洱海湖泊效应的数值模拟[J]. 气象学报, 73(4): 789-802. Xu L J, Liu H Z, 2015. Numerical simulation of the lake effect of Erhai in the Yunnan-Guizhou Plateau Area[J]. Acta Meteor Sin, 73(4): 789-802(in Chinese).
- 许鲁君,刘辉志,曹杰,2014. 大理苍山一洱海局地环流的数值模拟[J]. 大气科学, 38(6): 1198-1210. Xu L J, Liu H Z, Cao J, 2014. Numerical simulation of local circulation over the Cangshan Mountain-Erhai Lake Area in Dali, Southwest China[J]. Chin J Atmos Sci, 38(6): 1198-1210(in Chinese).
- 闫俊岳,唐志毅,姚华栋,等,2006. 南海西南季风爆发前后海-气通量交换系数研究[J]. 气象学报, 64(3): 335-344. Yan J Y, Tang Z Y, Yao H D, et al, 2006. A study on the air-sea fluxes exchange coefficients over the South China Sea (SCS) during the onset of southwest monsoon[J]. Acta Meteor Sin, 64(3): 335-344(in Chinese).
- 杨罡,刘树华,朱蓉,等,2011. 鄱阳湖地区大气边界层特征的数值模拟[J]. 地球物理学报, 54(4): 896-908. Yang G, Liu S H, Zhu R, et al, 2011. Numerical simulation of features of boundary-layer over Poyang Lake area[J]. Chin J Geophys, 54(4): 896-908(in Chinese).
- 郑永光,陶祖钰,俞小鼎,2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象, 43(6): 641-652. Zheng Y G, Tao Z Y, Yu X D, 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting[J]. Meteor Mon, 43(6): 641-652(in Chinese).
- 周连童,黄荣辉,2008. 中国西北干旱、半干旱区感热的年代际变化特征及其与中国夏季降水的关系[J]. 大气科学, 32(6): 1276-1288. Zhou L T, Huang R H, 2008. Interdecadal variability of sensible heat in arid and semi-arid regions of Northwest China and its relation to summer precipitation in China[J]. Chin J Atmos Sci, 32(6): 1276-1288(in Chinese).
- Angel J R, Isard S A, 1997. An observational study of the influence of the great lakes on the speed and intensity of passing cyclones[J]. Mon Wea Rev, 125(9): 2228-2237.
- Blust F, DeCooke B G, 1960. Comparison of precipitation on islands of Lake Michigan with precipitation on the perimeter of the lake[J]. J Geophys Res, 65(5): 1565-1572.
- Bonan G B, 1995. Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces[J]. J Climate, 8(11): 2691-2704.
- Crook N A, 1996. Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields[J]. Mon Wea Rev, 124(8): 1767-1785.
- Delire C, Foley J A, Thompson S, 2004. Long-term variability in a coupled atmosphere-biosphere model[J]. J Climate, 17(20): 3947-3959.
- Dewey K F, 1979. An objective forecast method developed for lake Ontario induced snowfall systems[J]. J Appl Meteor, 18(6): 787-793.
- Fairall C W, Bradley E F, Hare J E, et al, 2003. Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm[J]. J Climate, 16(4): 571-591.
- Laird N, Sobash R, Hodas N, 2009. The frequency and characteristics of lake-effect precipitation events associated with the New York State Finger Lakes[J]. J App Meteor Climatol, 48(4): 873-886.
- Nicholls J F, Toumi R, 2014. On the lake effects of the Caspian Sea[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 140(681): 1399-1408.
- Notaro M, Holman K, Zarrin A, et al, 2013a. Influence of the Laurentian Great Lakes on regional climate[J]. J Climate, 26(3): 789-804.
- Notaro M, Zarrin A, Vavrus S, et al, 2013b. Simulation of heavy lake-effect snowstorms across the great lakes basin by RegCM4: synoptic climatology and variability[J]. Mon Wea Rev, 141(6): 1990-2014.
- Rouse W R, Eaton A K, Petrone R M, et al, 2003. Seasonality in the surface energy balance of Tundra in the lower Mackenzie River Basin[J]. J Hydrometeor, 4(4): 673-679.
- Wright D M, 2016. The influence of lake surface temperature on atmospheric circulations in the great lakes region[D]. Michigan: The University of Michigan.
- Zhang G Q, Yao T D, Xie H J, et al, 2014. Estimating surface temperature changes of lakes in the Tibetan Plateau using MODIS LST data[J]. J Geophys Res: Atmos, 119(14): 8552-8567.