

云贵高原洱海湖泊效应的数值模拟^{* 1}

许鲁君 刘辉志

XU Lujun LIU Huizhi

中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室,北京,100029

State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2014-09-17 收稿,2015-03-06 改回.

许鲁君,刘辉志. 2015. 云贵高原洱海湖泊效应的数值模拟. 气象学报, 73(4):789-802

Xu Lujun, Liu Huizhi. 2015. Numerical simulation of the lake effect of Erhai in the Yunnan-Guizhou Plateau area. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(4):789-802

Abstract The lake effect of Erhai in the complex valley and basin area was simulated using the WRF_CLM model which includes a lake module. The observational stations over cropland and lake were used to verify the model results. We have analyzed the lake effect of Erhai on local circulation and boundary layer structure during monsoon and non-monsoon periods with the model. The experiments with or without Erhai lake during non-monsoon period show that Erhai lake has a great impact on the local circulation and boundary layer structure. Compared with land surface, lake surface transfers less turbulent flux, and the development of turbulence is weaker in the daytime, which leads to lower boundary height. Valley breeze only reaches up to 200 m without the lake breeze. There is no mountain-valley breeze circulation in the nolake experiment. In the evening, the strong synergism of mountain breeze of Cangshan and Yu'an shan makes the circulation height reaches up to 600 m. Affected by precipitation system, local circulation can't develop well during the monsoon period. Divergence flow during the daytime and cyclonic circulation during the nighttime are weaker in monsoon periods than that in non-monsoon periods. In the daytime, there are clouds formed, and the boundary layer height is low. In the evening, the difference of water vapor pressure between lake surface and air is large, which results to the great value of latent heat flux. At the same time, turbulence develops, and boundary layer height even gets higher than that in the daytime.

Key words WRF_CLM model, Lake effect, Lake-land breeze, Mountain-valley breeze, Erhai lake

摘要 采用耦合湖泊模型的 WRF_CLM 模式模拟山谷盆地中洱海的湖泊效应,并利用陆面(农田)和湖面的站点观测资料对模式进行了验证和校验。基于数值模式的模拟结果,分析了季风和非季风期间,洱海存在与否对山谷盆地局地环流及大气边界层结构的影响。发现非季风期湖泊对局地环流及大气边界层影响显著。相对于陆地,湖泊白天湍流通量输送少,湍流发展弱,大气边界层高度低。如果湖泊不存在,白天苍山山谷风只能上升至约 200 m 的高度,没有明显的山谷风环流形成;夜间则山风较强,两侧山风共同作用在山谷,环流高度约 600 m。季风期,受降水天气影响,局地环流发展不充分。白天湖面辐散以及夜间湖泊南部的气旋式环流弱,湖泊作用没有非季风期明显。云的形成导致边界层高度较低。夜间,湖泊增强释放潜热、感热作用明显;此时湍流发展,夜间边界层反而比白天高。

关键词 WRF_CLM 模式, 湖泊效应, 湖陆风, 山谷风, 洱海

中图法分类号 P404

* 资助课题:国家自然科学基金重点项目(41030106)、创新群体项目(41321064)。

作者简介:许鲁君,主要从事大气边界层物理研究。E-mail: xulujun@163.com

1 引言

湖泊是地球表面的重要下垫面之一。与其他地表下垫面相比,湖泊具有独特的物理性质(热容量大、热导率低、粗糙度小、反照率低),导致湖泊与大气湍流交换与其他陆-气相互作用存在明显差异(Adams, et al, 2000; Rouse, 2009)。较典型的湖泊局地天气现象是湖泊效应降水和雪暴(Steiger, et al, 2009; Zhao, et al, 2012)。比如在北美五大湖区域秋末及冬季,湖泊常会使边界层大气升温增湿,导致湖区附近引发降水和雪暴过程(Liu, et al, 2004; Laird, et al, 2009)。同时低纬度不结冰的湖泊使温度日较差减小(Samuelsson, et al, 2001),高纬度的湖泊则会增加感热通量的输送(Lofgren, 1997)。湖泊对区域天气、气候有着重要影响,是湖区气候变化、环境变异的指示器(Long, et al, 2007; Adrian, et al, 2009)。

湖陆热力性质差异形成湖陆风,该局地环流对污染物的扩散有重要影响(Makar, et al, 2010; VanCuren, et al, 2012)。已有研究发现,湖陆风影响的水平距离可达 15—45 km (Ryznar, et al, 1981)。此外,湖泊还是生态系统的重要组成部分,影响着陆地生态系统和大气间的 CO_2 、 CH_4 、有机碳的收支(Sobek, et al, 2003; Karlsson, et al, 2007)。

中国湖泊众多,共有自然湖泊 2693 个,其中, 39.2% 的湖泊分布于青藏高原湖区(马荣华等, 2011)。湖泊的热力和动力作用不仅会影响低层大气的辐射收支和能量传输,还会改变温度、湿度、动量交换,对青藏高原乃至东亚天气、气候产生重要影响(李林等, 2008)。青海湖白天具有降温作用,夜间则有保温效应(吕雅琼等, 2007)。Gerken 等(2013)用 ATHAM 模式模拟了西藏纳木错湖陆风与背景场的相互作用。Biermann 等(2014)用 HM 和 SEWAB 模式再现了纳木错湖的湍流通量特征。吕雅琼等(2008)研究发现,纳木错湖区地方性环流是局地中小尺度天气变化的重要原因。Wen 等(2012)用 WRF_CLM 模式模拟发现鄂陵湖和扎陵湖能增加全年降水,并在夏季至初冬起到加热湖区的作用。许鲁君等(2014)用 WRF_CLM 模式模拟得到湖陆风、山谷风、峡谷风共同作用形成大理下关风。

洱海位于云南省大理市,是中国的七大淡水湖泊之一。湖面南北长 42.6 km,东西最大宽度 9 km,平均宽度 6.3 km,面积约 256.7 km^2 ,最大湖深 20.7 m,平均湖深 10 m,平均海拔 1972 m。洱海属澜沧江水系,主要水源来自降水。湖水终年不结冰,属低纬度高原型季风气候,四季温差小,干湿季分明。洱海地处青藏高原东南边缘地区,云贵高原与横断山脉南端结合部,位于断陷山谷盆地中。盆地内地势西高东低,海拔高度差异悬殊,从西北至东南呈现一个不规则的狭长带,四面环山。洱海东邻玉案山,西及点苍山,处于南北走向的峡谷之中。独特的地理条件使洱海地区形成湖陆风、山谷风、峡谷风叠加的局地环流。

目前,中国对湖泊效应的研究甚少。本研究利用耦合湖泊模型的 WRF3.2_CLM3.5 模式讨论大理洱海的湖泊效应,分析季风期和非季风期洱海存在与否对局地环流及大气边界层高度等的影响。

2 观测资料来源

验证和校验湖泊模式所用的观测资料来源于大理洱海水面上观测站和大理国家观象台的农田下垫面观测站,模式最内层区域地形及观测点位置见图 1,观测资料均采用 Foken 等(2004)的方法进行过质量控制。洱海水面上观测站(以下简称洱海站)位于大理市南潘溪村附近的湖面上($25^{\circ}46'N$, $100^{\circ}09'E$),海拔 1979.2 m,水深约 10 m。观测点离洱海西岸约 100 m,西岸为低矮房屋组成的小村庄,村庄往西为大片的农田,地势平坦。观测点的东侧为开阔的湖泊水域,离洱海东岸约 7 km。用于观测的涡动相关系统建在距离水面 1.5 m 的观测平台上,主要包括超声风速温度仪和开路式的气体分析仪。观测项目主要有 2 m 风向风速、温湿度、辐射 4 分量(向下短波辐射、向上短波辐射、向下长波辐射、向上长波辐射)、水面温度及 8 层水温廓线(水面下 5、20、50 cm 及 1、2、4、6、8 m)(刘辉志等, 2014)。

大理国家观象台(以下简称大理站)($25^{\circ}42'N$, $100^{\circ}11'E$),海拔 1990.5 m,西距苍山山脉 4 km,东距高原湖泊洱海约为 2 km,场地四周为大理农田保护区,所测资料基本代表了低纬度高原陆地边界层特征。该系统主要是常规气象要素的观测,主要包括 4 层(2、4、10、20 m)风向风速及温湿度、土壤温湿度、土壤热通量、红外地表温度、气压及降水等(徐

安伦等,2013)。大理站与洱海站的空间直线距离约为8 km。

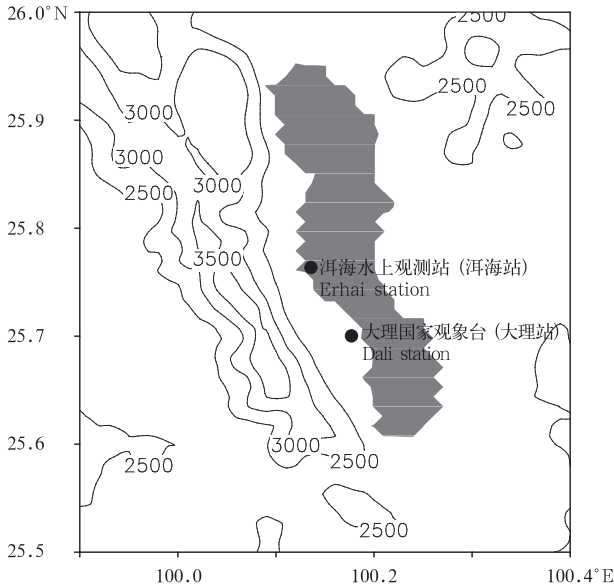


图1 最内层模拟区域的海拔高度(单位:m)以及洱海水上观测站(洱海站)与大理国家观象台(大理站)位置

Fig. 1 Topography (unit: m) and the observation site over the water surface (Erhai Station) and land surface (Dali Station) of the innermost region

3 模式参数设置

采用耦合湖泊模型的 WRF3. 2_CLM3. 5 模式(以下简称 WRF_CLM)3 层嵌套网格进行模拟,从外层向内层的格点数分别为 60×80 、 70×91 、 97×100 ,分辨率依次为 9、3、1 km。湖泊深度设置 10 m。最内层区域覆盖大理洱海盆地。模式垂直分为 33 层,大气顶气压 50 hPa。模式输入资料为 NCEP 的 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,6 h 输入一次,地形资料为 USGS($30''$) 格点资料。模式微物理过程选用 Lin 方案,包括冰、雪、霰等复杂的参数化过程。辐射方案选择 RRTM 长波的辐射方案和 Dudhia 短波辐射方案。采用 Grell-Devenyi 积云对流参数化方法、YSU 大气边界层方案及 CLM 陆面过程方案。

在洱海地区应用耦合湖泊模型的 WRF_CLM 模式,需要对模式参数进行调整。湖表面的动量粗糙度长度 z_0 对于湖表面温度的模拟有很大影响。模式默认动量粗糙度长度 z_0 为 0.01 m,而广阔水面

的动量粗糙度长度 z_0 通常为 $10^{-4} - 10^{-3}$ m,海洋 z_0 值通常为 0.0002 m (Stull, 1988)。水面反射率与水质、混浊度、透明度以及太阳入射角有关。湖泊中的富营养化程度以及悬浮物质的浓度会影响太阳辐射的传输,改变湖泊能量分布和温度变化(费骥慧等, 2011; 杨顺益等, 2012)。模式默认湖水清澈,消光系数 η_0 取值 1.1925,吸收系数为 0.4。而目前洱海水质不断恶化,多次爆发水华,从中度营养向富营养化转变,整体表现为上游污染小,中游一定程度上影响农业,下游严重污染。Huang 等(2009)发现太湖的吸收系数 β 为 0.55—0.8,在对同为低纬度高原湖泊的抚仙湖的研究中,得到吸收系数达 0.8。为此需进行敏感试验。敏感试验中, z_0 分别取值 0.001 和 0.0002 m,吸收系数 β 将分别取 0.4、0.8,并通过增大消光系数 η_0 而将洱海水体富营养化考虑进去, η_0 分别取值 1.1925、 2×1.1925 、 3×1.1925 ,并对模拟湖温与观测进行对比,得到与观测湖温相关最高的参数配置。得到的最佳参数配置为洱海湖水表面的动量粗糙度长度 z_0 取值 0.001 m,吸收系数 β 取值 0.8,并通过增大 3 倍消光系数 η_0 将洱海水体富营养化考虑进去。

4 模式验证

采用 WRF_CLM 模式模拟季风期和非季风期山谷盆地的湖泊效应,并进行模式验证。非季风期模拟时段为 2013 年 1 月 17 日 02 时—28 日 08 时(北京时,下同),模拟时段内大理受到青藏高原南支西风气流控制,天气晴朗少云(非季风期模拟以下简称 CL)。并进行去湖试验(以下简称 NL),将原来的水体区域用与周围植被相同的农田代替,其他模式设置与 CL 试验相同。季风期模拟时段为 2013 年 7 月 10 日 08 时—29 日 00 时,模拟时段内西风带北移,大理主要受夏季季风气流控制,为降雨天气,尤其 7 月 19 和 20 日为中到大雨,其他模式设置与 CL 试验中相同。

4.1 非季风期模拟结果验证

图 2 为非季风期模拟时段内湖面温度的观测资料、去湖试验(NL)有湖试验(CL)的模拟结果对比。由图可见,CL 试验的模拟结果与观测资料一致,证明参数优化后的 WRF_CLM 模式在大理洱海地区模拟效果较好。NL 试验模拟结果白天表面温度可达 24.6°C ,比实际观测的湖表温度高 12.5°C ,夜间

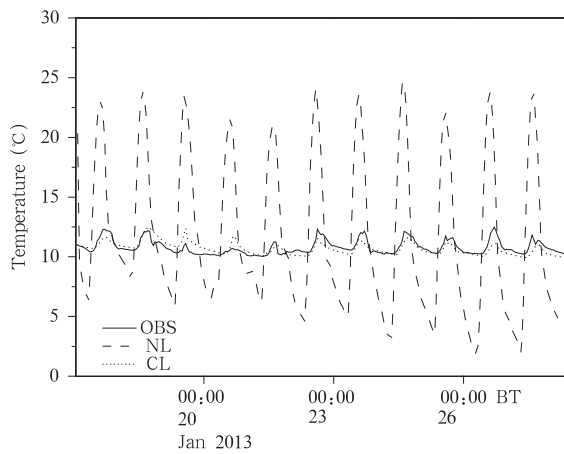


图2 非季风期湖表温度的观测资料、去湖试验(NL)、有湖试验(CL)的模拟结果对比
 Fig. 2 Water surface temperature of observed and simulated by the NL and CL experiments during the non-monsoon period

最低温度 2.3℃,比相应时刻实测低7.9℃。可见洱海白天起冷湖作用,使水域降温,夜间起暖湖作用,使水域增温,这与 Wilson 等(2013)对美国太浩湖的研究结果一致。

4.2 季风期模拟结果验证

为检验季风期 WRF_CLM 模式对气象要素的模拟能力,给出了大理和洱海站的模拟结果与观测结果的对比(图3)并进行统计分析(表1)。大理站2013年7月19日10时以后的观测资料缺测,这里只给出大理站7月10日08时—19日10时的对比结果。洱海站在模拟时段内湍流通量缺测,以下分析中不对洱海站的湍流通量进行对比分析。从气温对比结果可以看出(图3a,b),模拟气温的变化趋势与观测资料一致,温度的日变化范围略小于观测,模拟平均气温低于观测 1.1℃(表1)。洱海站平均气温的模拟值也低于观测值。气温模拟与观测存在一

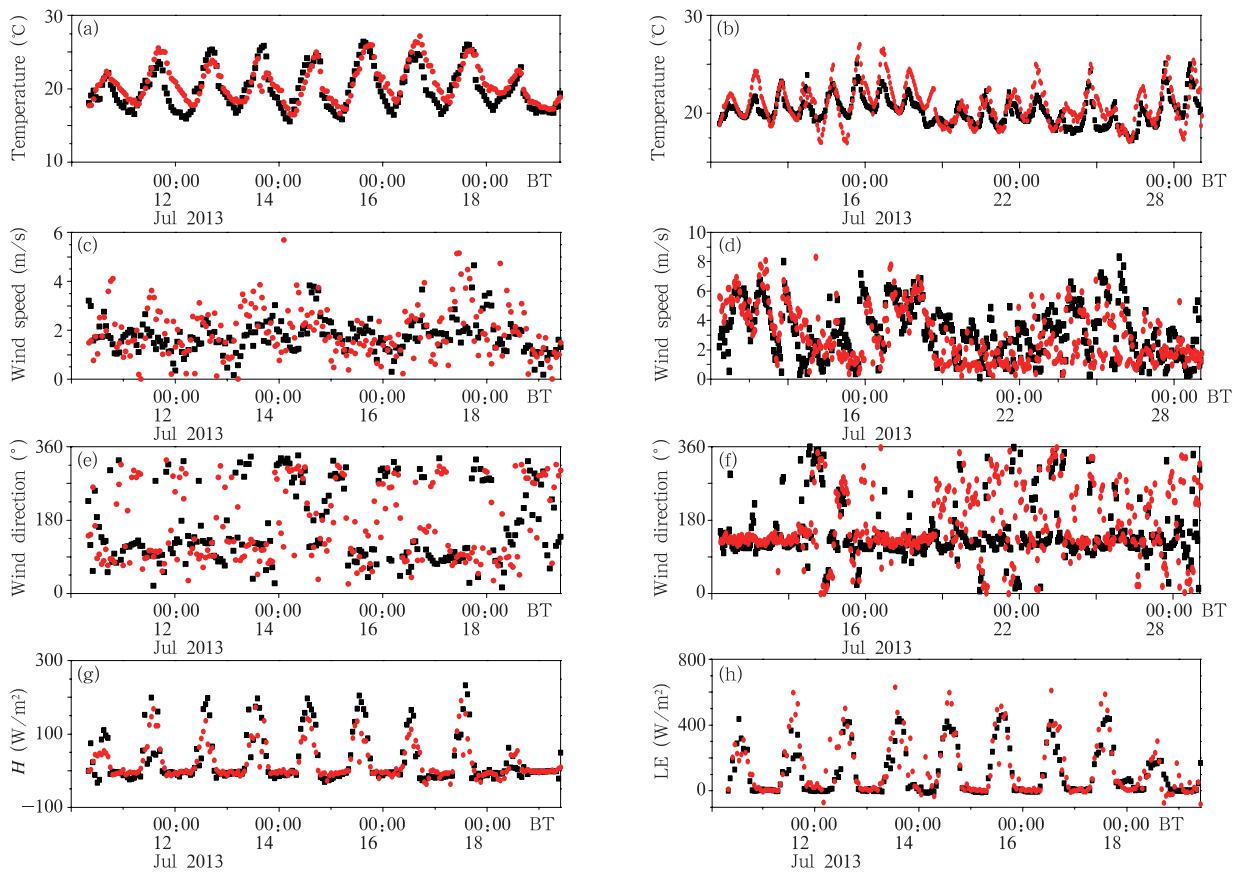


图3 大理和洱海站模拟(黑点)与观测值(红点)对比
 (a. 大理站气温, b. 洱海站气温, c. 大理站风速, d. 洱海站风速, e. 大理站风向, f. 洱海站风向, g. 大理站感热通量, h. 大理站潜热通量)
 Fig. 3 Observed (red) and simulated (black) results of Dali and Erhai Station
 (a, b, air temperature of Dali, Erhai Station; c, d, wind speed of Dali, Erhai Station; e, f, wind direction of Dali, Erhai Station; g, sensible heat flux of Dali Station; h, latent heat flux of Dali Station)

表 1 模式性能分析
Table 1 The model performance analyses

	大理站					洱海站		
	温度(°C)	风速(m/s)	风向(°)	潜热(W/m ²)	感热(W/m ²)	温度(°C)	风速(m/s)	风向(°)
观测平均值	20.66	1.94	167.29	110.92	23.61	20.86	2.92	163.94
模拟平均值	19.56	0.81	164.04	114.62	39.49	20.19	3.11	141.61
平均偏差	1.10	1.13	3.25	3.70	15.88	0.67	0.19	22.33

定偏差,这可能与季风期天气形势变化较快、模式反应滞后有关。不同下垫面效应导致洱海站升温滞后于大理站(Haginoya, et al, 2012)。大理站风速为0—4 m/s,平均风速 1.94 m/s(表 1),白天风速大,夜间风速小(图 3c)。洱海站平均风速 2.92 m/s(表 1),大于大理站,风速日变化范围为 0—8 m/s(图 3d)。7 月 19—22 日受降水天气影响,风速较小。大理站风向分布为白天东南风,夜间西北风。大理站和洱海站平均均为东南风(表 1)。洱海站 7 月 10—14 日及 16—18 日盛行东南风,模拟结果与观测一致。7 月 19 日之后模式对西风的模拟有一定偏差,这可能是由于模式对相应时刻的风速模拟偏大,风向转变较慢,风速越大风向差越小(Jiménez, et al, 2013)。大理站感热通量值为 -30—200 W/m²,模式对峰值的模拟结果偏高。潜热通量值为 -50—600 W/m²,模拟平均值略高于观测。总体来看,不同下垫面效应大于模式误差,模式尚能反映出气象要素变化的基本特征。

5 湖泊效应数值模拟研究

5.1 非季风期局地流场特征

非季风期模拟时段内大理天气晴朗稳定,无高影响天气系统过境,高空为西风气流。从图 4a 可以看出,12 时湖面呈辐散状态,局地风表现为湖风。但在 NL 试验中(图 4b),由于缺少湖泊的热力、动力作用,原来的湖泊区域为明显的西风,尤其是湖泊南部,明显被西南向的峡谷风控制。并且,由于缺少湖风的共同作用,苍山山谷风不明显,没有山谷风环流的形成。夜间(图 4c)湖面被陆风环流控制,在山风、陆风环流的共同作用下,湖泊南部、北部均存在一个明显的气旋式环流。Pan 等(2002)用 SCRUM 模式模拟以色列 Kinneret 海局地环流,指出湖泊在复杂地形、湖风和地中海海风的系统作用下产生一个逆时针及两个顺时针环流。系统风与湖陆风风向

相同时易建立起深厚的环流系统(Gerken, et al, 2013)。NL 试验中(图 4d),夜间山风作用明显,两侧山风同时作用在山谷。从图 4 中 CL 和 NL 试验水平风场的差异可以发现湖泊对大理洱海盆地的局地环流有显著影响。白天,湖风与苍山山谷风叠加,在苍山脚下形成明显的山谷风环流。夜间,陆风和两侧山风的共同作用在湖泊南部形成气旋式环流。若没有湖泊的作用,则白天谷风较弱,没有明显的谷风环流形成,夜间山风较强,两侧山风共同作用在山谷,西岸苍山山风强盛于东岸玉案山山风。不同于地中海区域 Tyrrhenian 海夜间受大尺度环流影响(Petenko, et al, 2011),由于苍山的阻挡作用,洱海的低层环流发展充分,受系统风影响小。

为了进一步分析局地环流特征,沿 25.65°N 做 100.1°—100.4°E 的垂直风矢量及温度场剖面。从垂直风矢量和温度场分布可以发现,12 时湖面上空为下沉气流(图 5a),湖风与苍山山谷风共同作用,在苍山脚下形成明显的谷风环流,环流高度约为 800 m。湖面温度低于陆地温度。吕雅琼等(2008)对西藏纳木错湖的去湖对比试验发现,湖风与谷风叠加的局地环流产生强烈的不稳定运动,造成局地天气变化多端。与吕雅琼等(2008)的研究结果一致,洱海湖风与苍山山谷风叠加的上升对流运动同样导致苍山东坡降水增多。在 NL 试验中(图 5b),没有明显的谷风环流形成,缺少了湖风的作用,苍山山谷风只能上升至约 200 m 的高度。这也与吕雅琼等(2008)的研究结果一致。而在夜间洱海南部被气旋式环流控制(图 5c),湖面温度高于陆地温度。在 NL 试验中(图 5d),两侧山风强盛,在山谷形成明显的山风环流,环流高度约为 600 m。白天 CL 试验的气温低于同高度上 NL 试验的气温,夜间相反。究其原因,白天湖泊吸收热量,使湖泊上空温度降低,而夜间则相反。

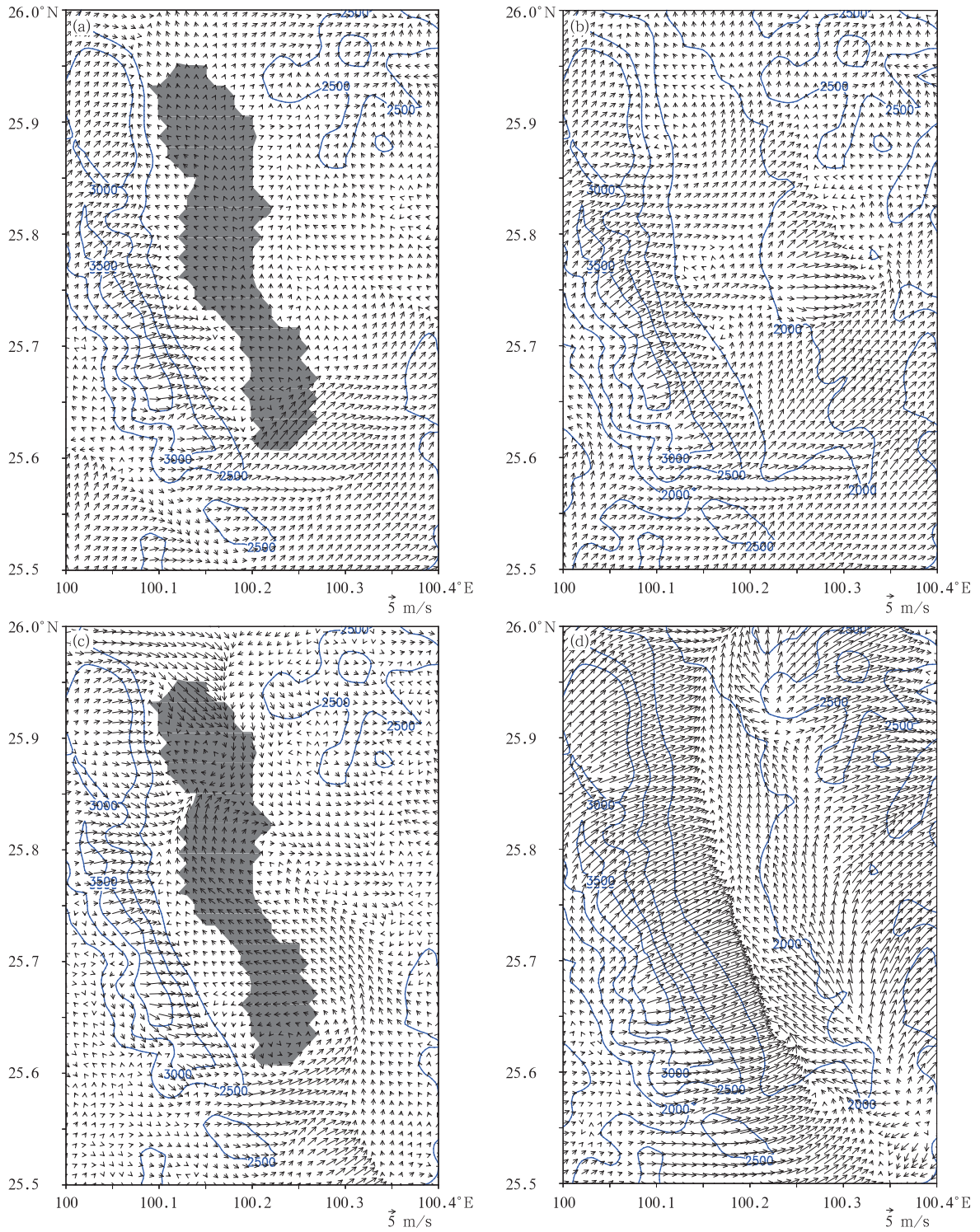


图4 大理洱海盆地 10 m 水平风场

(a. 12 时 CL 试验, b. 12 时 NL 试验, c. 00 时 CL 试验, d. 00 时 NL 试验)

Fig. 4 Simulated 10 m horizontal wind of the Erhai lake basin in Dali

(a. 12:00 BT from CL, b. 12:00 BT from NL, c. 00:00 BT from CL, d. 12:00 BT from NL)

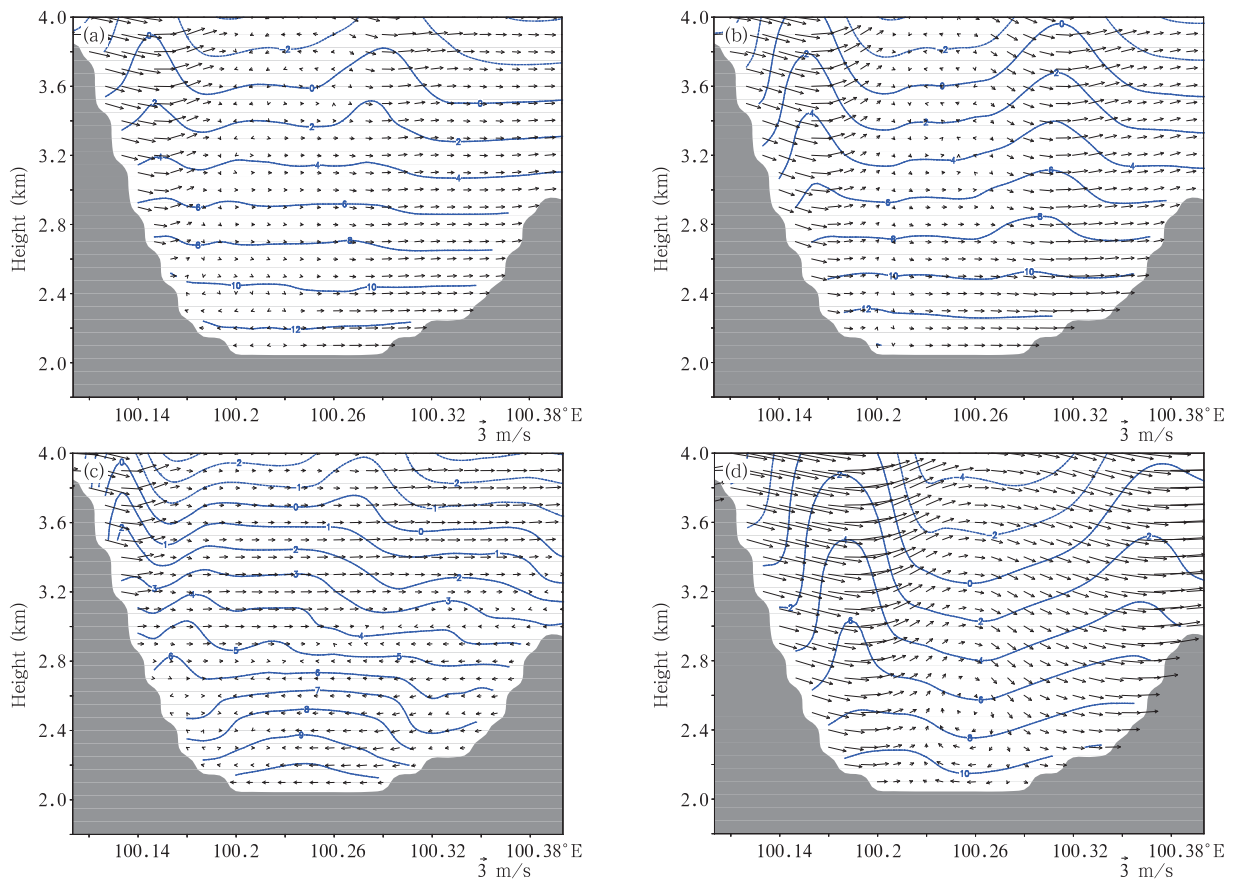


图5 大理洱海盆地垂直风矢量和温度场(等值线, °C)

(a. 12时CL, b. 12时NL, c. 00时CL, d. 00时NL)

Fig. 5 Simulated vertical wind (vector) and temperature (contour, °C) of the Erhai lake basin in Dali

(a. 12:00 BT from CL, b. 12:00 BT from NL, c. 00:00 BT from CL, d. 00:00 BT from NL)

5.2 非季风期大气边界层特征

下面讨论湖泊存在与否对大理局地环流及大气边界层特征的影响。对非季风期 CL 试验与 NL 试验第 3 层的模拟结果做合成分析, 得到 CL 与 NL 试验的差值场。

由于大理洱海盆地四面环山, 地形复杂, 湖泊对大理洱海地区的影响范围仅局限于湖泊水域附近地区。从地表温度的合成分析图(图 6a)上可以发现, 湖泊白天使湖区表面温度约降低 10°C, 夜间使温度约升高 4°C(图 6b)。近地面气温也呈现出相同的分布, 白天湖泊使湖区上空近地层气温约降低 4°C(图 6c), 夜间使气温约升高 3°C(图 6d), 小于鄱阳湖的调控温差(杨罡等, 2011)。可见湖泊可以改变局地的大气温度场。从湍流通量的合成分析结果来看, 湖泊

使湖区潜热通量白天降低 120 W/m²(图 6e), 夜间升高 50 W/m²(图 5f), 使感热通量白天降低 50 W/m²(图 6g), 夜间升高 20 W/m²(图 6h)。湖泊白天吸收热量, 使边界层高度降低约 600 m(图 6i), 夜间释放热量, 使边界层高度上升约 200 m(图 6j)。

由上述合成分析结果可以发现, 湖泊对大理洱海地区边界层结构有显著影响。Babel (2013)对西藏纳木错湖的研究指出, 夜间湖泊蒸发作用明显, 使表面温度升高。洱海同样在夜间向大气输送感热和潜热通量, 导致湖泊上空的近地面气温高于陆地。夜间湖区湍流通量发展较陆地强盛, 边界层高度高于陆地。夜间边界层高度低于白天, 该结果与 Tsujimoto 等 (2013) 的研究结果一致, 即夜间边界层稳定, 边界层高度低于白天混合边界层高度。

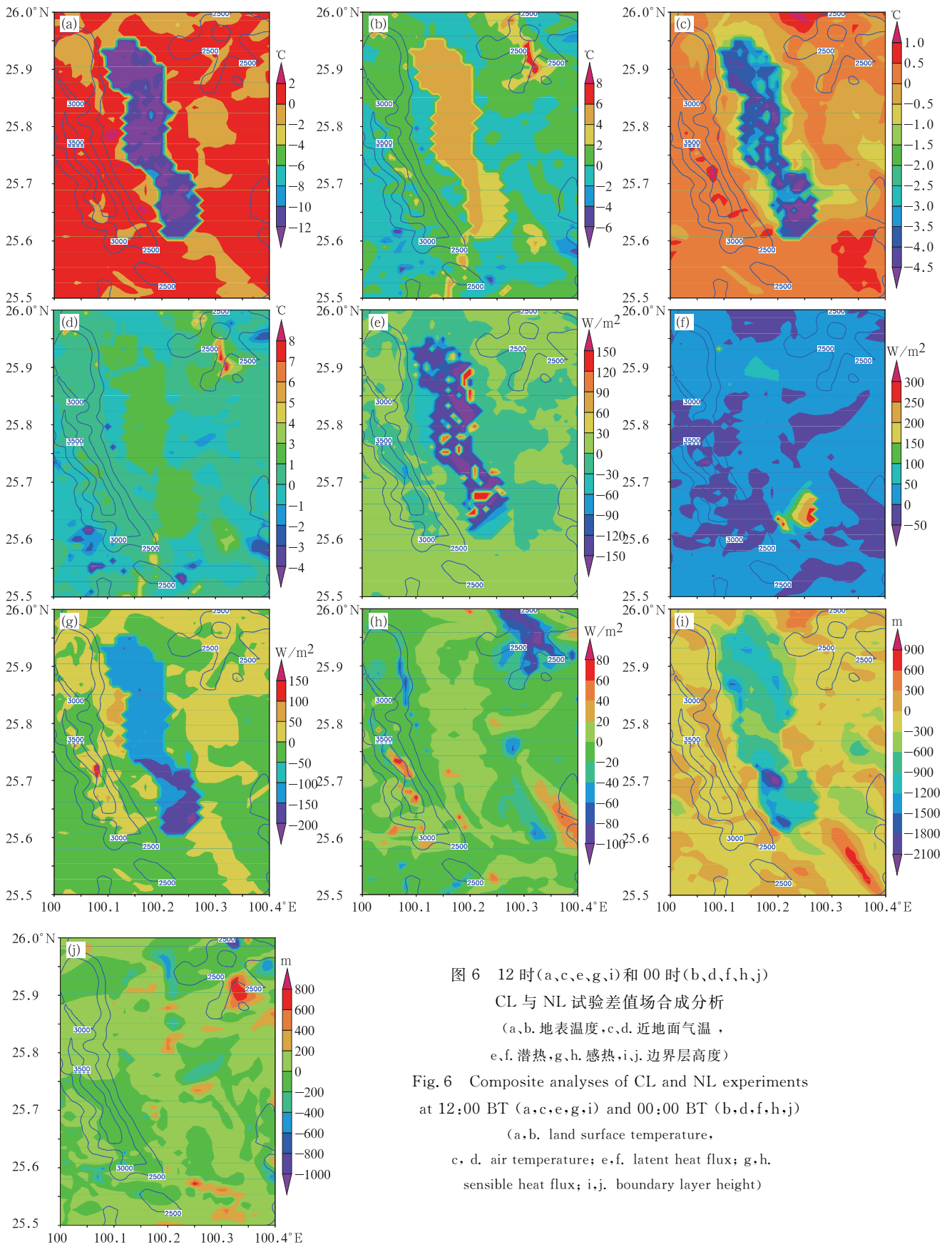


图 6 12 时(a,c,e,g,i)和 00 时(b,d,f,h,j)

CL 与 NL 试验差值场合成分析

(a,b. 地表温度,c,d. 近地面气温,

e,f. 潜热,g,h. 感热,i,j. 边界层高度)

Fig. 6 Composite analyses of CL and NL experiments

at 12:00 BT (a,c,e,g,i) and 00:00 BT (b,d,f,h,j)

(a,b. land surface temperature,

c,d. air temperature; e,f. latent heat flux; g,h.

sensible heat flux; i,j. boundary layer height)

5.3 季风期局地流场特征

季风期模拟时段内大理受夏季风影响,降水充

沛。沿 25.65°N 做 100.1°—100.4°E 的垂直风矢量及温度场剖面(图7)。从水平风场图7a中可以发

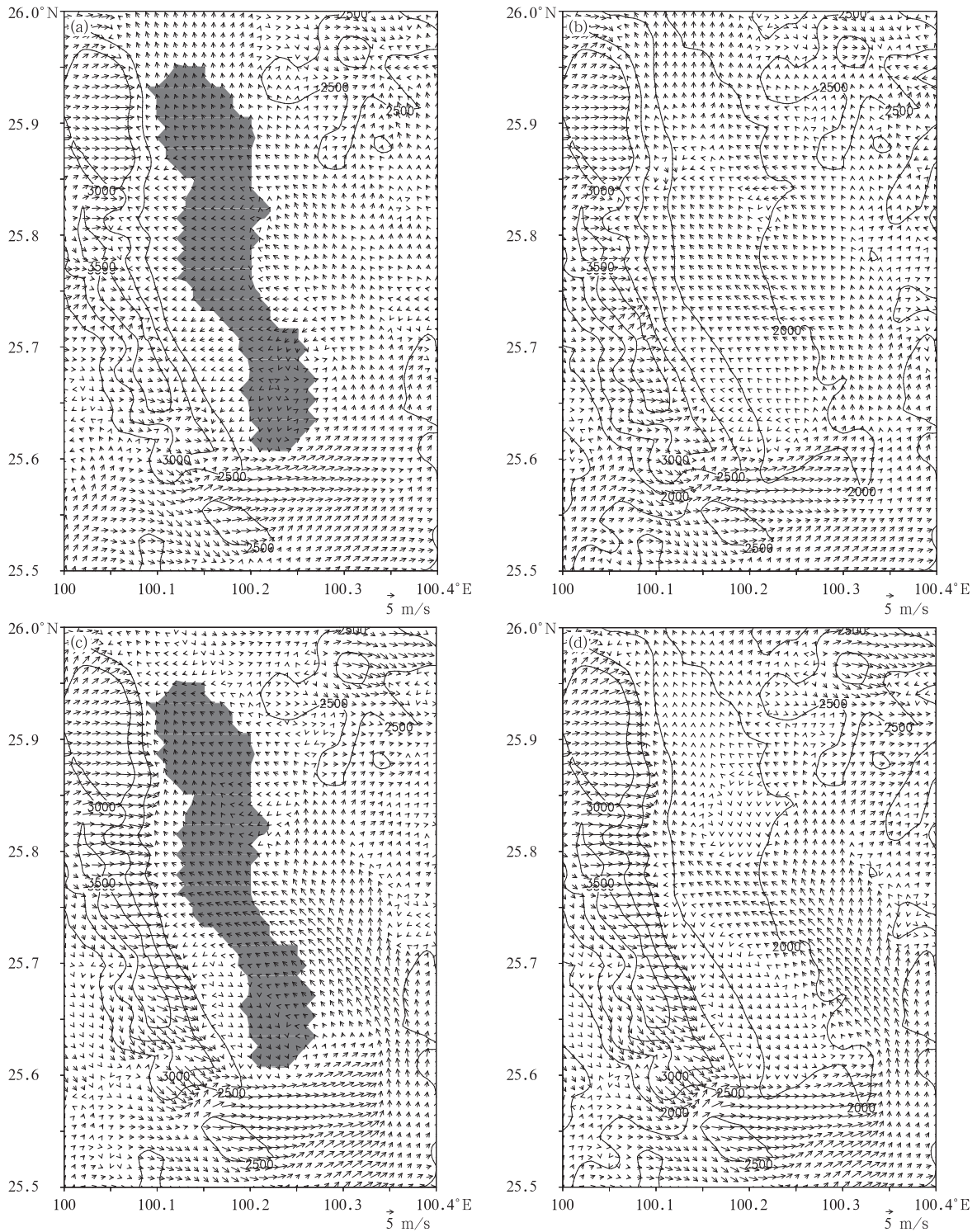


图7 大理洱海盆地 10 m 水平风场

(a. 12 时 CL, b. 12 时 NL, c. 00 时 CL, d. 00 时 NL)

Fig. 7 Simulated 10 m horizontal wind of the Erhai lake basin in Dali

(a. 12:00 BT from CL, b. 12:00 BT from NL, c. 00:00 BT from CL, d. 00:00 BT from VL)

现,白天湖泊南部有一个明显的辐散中心,受降水天气影响,全场风速小于非季风期风速,夜间湖泊南部有气旋式环流形成(图 7c)。与许鲁君等(2014)的研究结果一致,在季风期的降水天气过程中,湖泊南部同样在白天出现辐散中心,夜间出现气旋式环流,这可能是由于苍山对西风气流的阻挡作用使得大理洱海盆地建立起山谷风与湖陆风相互作用的局地环流,并与湖泊西南方常年存在的峡谷风共同作用,形成大理洱海地区局地环流的典型特征。庄智福等(2011)在对洪泽湖的研究中发现,地形对风场影响显著。而 CL 试验中,白天湖泊上空水平风场没有形成辐散中心,谷风较弱。夜间在两岸陆风、西南部峡谷风、玉案山山风共同作用下,湖泊南部形成气旋式环流。CL 和 NL 试验对比可以发现季风期水平风场受降水天气影响大,湖泊作用没有非季风期明显。

从垂直风矢量和温度场中可以发现,白天局地

环流高度约只有 600 m,季风期环流高度低于非季风期高度。季风期湖风与两侧谷风叠加的上升对流运动弱于非季风期。受西风气流影响,温度场分布比较平均。而 NL 试验中,白天无明显环流形成。夜间(图 8c),局地环流高度约 400 m。湖泊西岸陆风环流高度为 200 m,湖泊东岸陆风与玉案山山风叠加,形成强盛的陆风环流。Tsumimoto 等(2013)在对洞里萨湖的研究中发现,山风与陆风在夜间共同作用建立起的环流持续而稳定。在洱海,无论是季风期还是非季风期,夜间均会形成这种稳定的气旋式环流,近地层湖泊上空气温明显高于陆地。这与平原地区的太湖明显不同,太湖周围地形的影响会使夜间湖区陆风表现得不明显(逢勇等,1995),而高原山地的屏蔽作用会使洱海夜间局地环流得以建立。NL 试验中,夜间湖泊上空陆风环流弱。无论是白天还是夜间,季风期局地环流高度均小于非季风期高度。

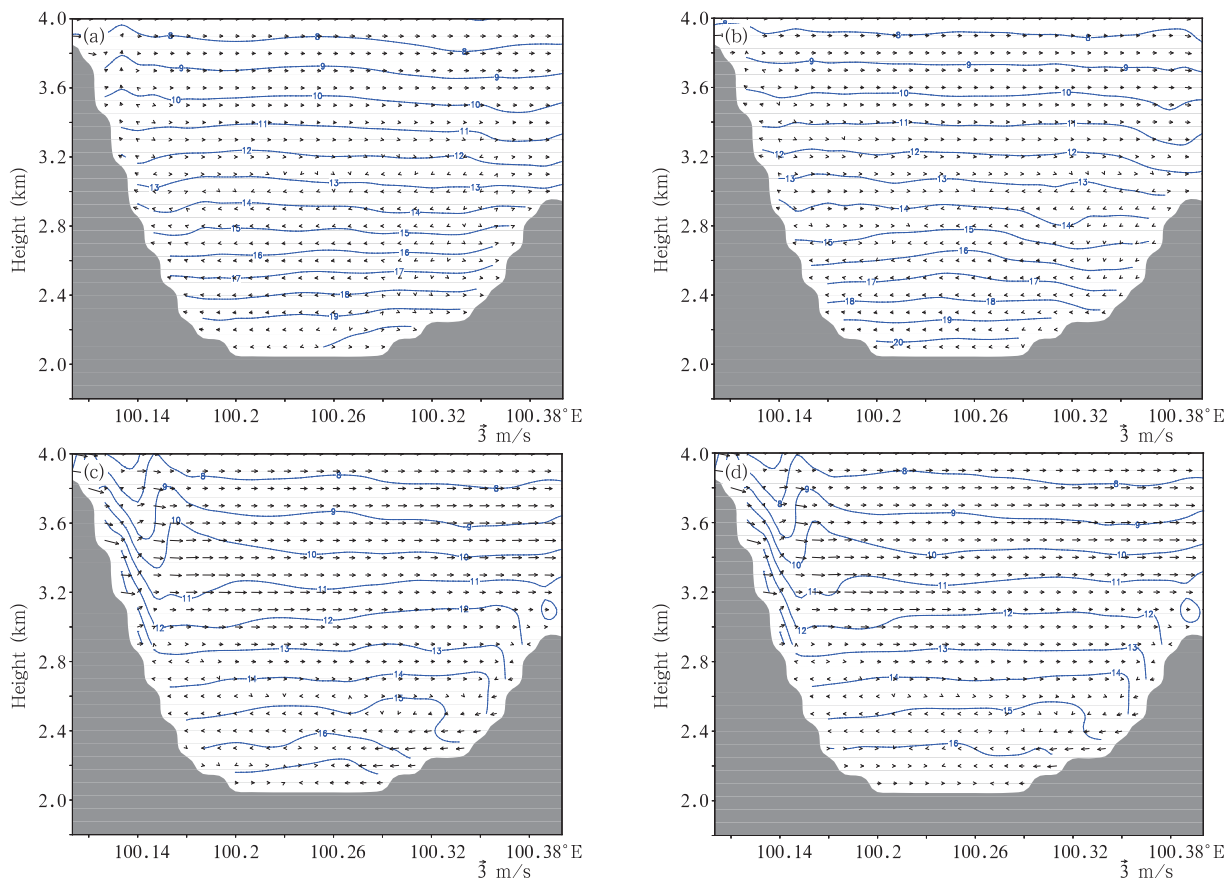


图 8 大理洱海盆地垂直风矢量和温度场(等值线, $^{\circ}\text{C}$)

(a. 12 时 CL, b. 12 时 NL, c. 00 时 CL, d. 00 时 NL)

Fig. 8 Simulated vertical wind (Vector) and temperature (isolines, $^{\circ}\text{C}$) of the Erhai lake basin in Dali

(a. 12:00 BT from CL, b. 12:00 BT from NL, c. 00:00 BT from CL, d. 00:00 BT from VL)

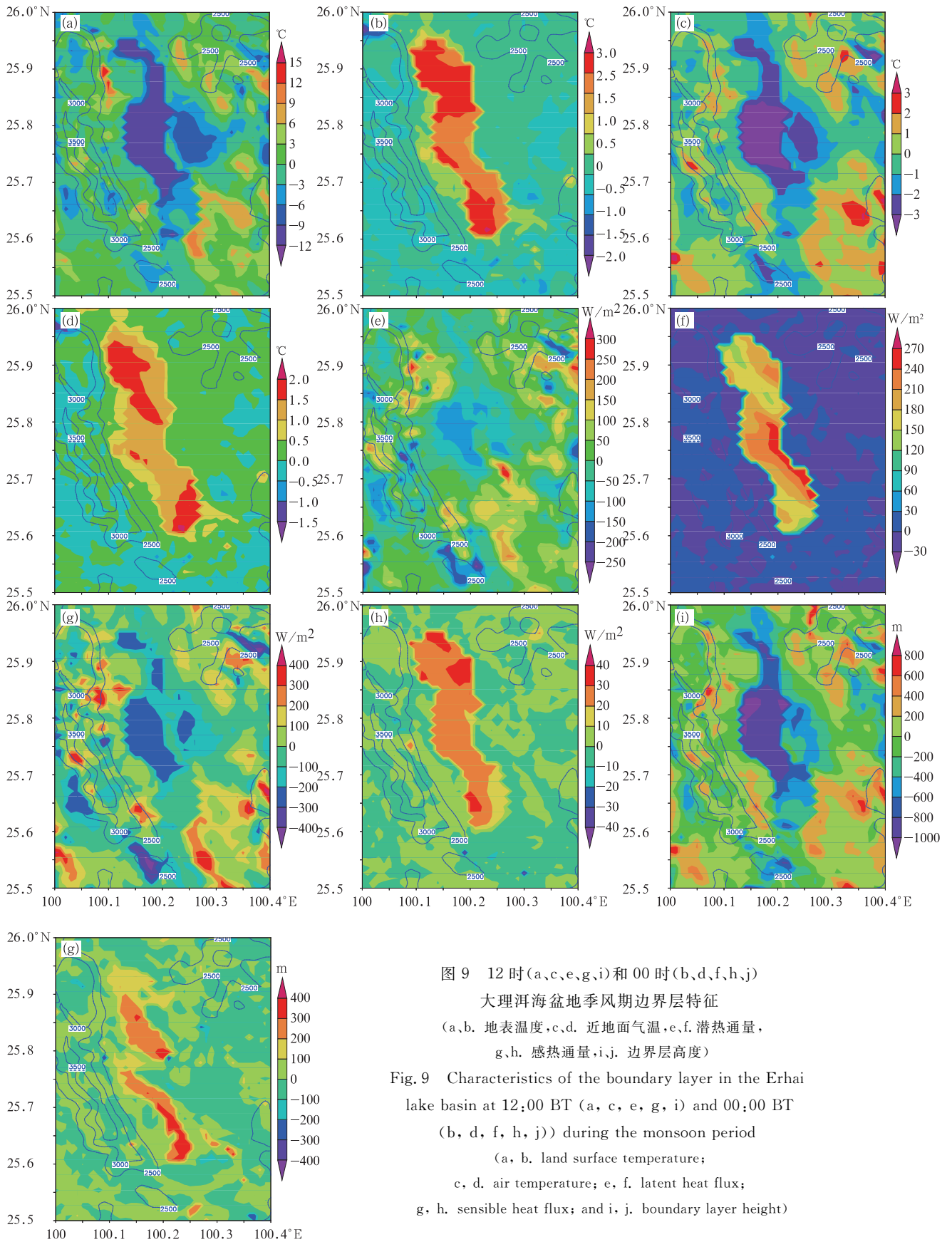


图9 12时(a,c,e,g,i)和00时(b,d,f,h,j)
大理洱海盆地季风期边界层特征

(a,b. 地表温度,c,d. 近地面气温,e,f. 潜热通量,
g,h. 感热通量,i,j. 边界层高度)

Fig. 9 Characteristics of the boundary layer in the Erhai
lake basin at 12:00 BT (a, c, e, g, i) and 00:00 BT

(b, d, f, h, j)) during the monsoon period
(a, b. land surface temperature;
c, d. air temperature; e, f. latent heat flux;
g, h. sensible heat flux; and i, j. boundary layer height)

5.4 季风期大气边界层特征

受降雨天气影响,7月19日温度日较差比晴天时小。白天湖表温度 20°C ,近地层气温 $18\text{--}24^{\circ}\text{C}$,湖泊附近地表温度 22°C ,近地层气温达 30°C (图略)。从CL、NL试验的合成分析结果可以看出,湖泊使湖区表面温度约降低 9°C (图8a),使近地层气温约降低 3°C 。夜间湖表温度 $17\text{--}19^{\circ}\text{C}$,近地层气温约 19°C ,湖泊附近地表温度 $15\text{--}18^{\circ}\text{C}$,近地层气温 $13\text{--}17^{\circ}\text{C}$ (图略)。湖泊夜间使湖表温度约升高 3°C ,使近地层气温升高 $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$ 。降水时温度日变化小与湍流通量的释放有关。

从图9可以看出湖泊的存在导致湖区潜热通量白天降低 100 W/m^2 ,夜间增加 200 W/m^2 。许鲁君等(2014)的观测资料同样显示白天湖面潜热小于陆地,夜间大于陆地。虽然湖面水汽充足,但白天湖面温度低,蒸发并不大,这与吕雅琼等(2007)对青海湖的研究结果一致。夜间湖面潜热通量值较大是因为湖面温度高于近地面气温,且水汽充足,蒸发较大。湖泊导致感热通量白天降低 100 W/m^2 ,夜间增加 30 W/m^2 。白天湖泊感热通量值较小,可能是因为季风期湖泊储存热量使湖水升温。刘辉志等(2014)研究发现洱海在春季之后开始吸收热量使湖水温度逐渐升高,到秋季来临时释放热量导致湖水温度降低。夜间,湖面温度高于近地面气温,湖泊向大气输送感热通量。湖泊对热量输送的影响导致白天边界层高度约降低 100 m ,夜间约升高 200 m 。湖泊部分区域的边界层高度白天低于夜间,这是因为水汽凝结成云,通常将对流云底高度作为大气边界层高度。

总体来看,季风期降水天气过程中,白天由于太阳辐射加热作用,陆地气温上升很快。湖泊吸收太阳辐射升温,湖泊部分区域湖气温差变为负值,感热通量也为负值(图9g),大气向湖面传输热量,这与刘辉志等(2014)观测得到的结果一致。水汽压差大,湖泊潜热释放较多,加热近地层大气。湖气温差小,湖泊大部分区域感热通量值较小。降水期间有云形成,到达地表的太阳辐射变少,地表升温相应地变小。云的形成同样抑制了湍流的向上发展,边界层高度低。在夜间,湖气温差变为正值,感热通量为正值,湖面向大气传输热量。湖面温度高,水汽压差大,湖泊夜间潜热通量值大,湖面向大气输送潜热通量。夜间边界层高度反而比白天高。

6 结 论

利用耦合的WRF-CLM模式模拟了高原湖泊盆地——大理洱海的局地环流特征,讨论了湖泊存在与否对洱海湖滨局地环流及边界层结构特征的影响,发现:

(1)非季风期湖泊对局地环流及边界层状态影响显著。相对于陆地来说,湖泊白天对湍流通量的输送少,湖泊温度低于陆地,湍流发展没有陆地强盛,边界层高度相对陆地低。湖陆风环流与山谷风环流共同作用,在湖泊南部形成辐散中心。湖泊夜间释放感热通量和潜热通量,起暖湖效应,增加边界层高度。夜间形成的陆风与强盛的山风协同作用,在湖泊南部形成明显的气旋式环流。如果没有湖泊的作用,在大理洱海盆地白天谷风较弱,没有明显的谷风环流形成,缺少了湖风的作用,苍山谷风只能上升至约 200 m 的高度,夜间山风较强,两侧山风共同作用在山谷,环流高度约 600 m 。

(2)季风期受降水天气影响,局地环流发展不充分,湖泊效应没有非季风期明显。湖泊白天表现为降温效应,夜间表现为增温效应。相对于陆地,白天湖泊减小水汽压差,降低潜热释放。同时,湖泊减少感热释放。云的形成抑制了湍流的向上发展,同时将云底定义为边界层顶,边界层高度低。夜间,季风期湖泊效应明显强盛于非季风期。湖泊的存在增大了潜热、感热释放。此时,湍流发展,没有了云的作用,夜间边界层反而比白天高。

本研究模拟个例有限,云的作用未充分考虑。下一步将增加对云的描述,增加模拟个例;同时讨论复杂地形局地环流对陆面-大气间的物质和能量输送过程的影响。

参 考 文 献

- 费骥慧,唐涛,邵晓阳. 2011. 洱海渔业资源与渔业发展模式. 湿地科学, 9(3): 277-283. Fei J H, Tang T, Shao X Y. 2011. Fishery resources and developmental patterns of fishery in Erhai Lake. Wetland Sci, 9(3): 277-283 (in Chinese)
- 李林,吴素霞,朱西德等. 2008. 21世纪以来黄河源区高原湖泊群对气候变化的响应. 自然资源学报, 23(2): 245-253. Li L, Wu S X, Zhu X D, et al. 2008. Response of the plateau lakes to changes of climate and frozen earth environment in the headwaters of the Yellow River since the 21st century. J Nat Res, 23(2): 245-253 (in Chinese)
- 刘辉志,冯健武,孙绩华等. 2014. 洱海湖气界面水汽和二氧化碳

- 通量交换特征. 中国科学: 地球科学, 44(11): 2527-2539. Liu H Z, Feng J W, Sun J H, et al. 2014. Eddy covariance measurements of water vapor and CO₂ fluxes above the Erhai Lake. *Sci China Earth Sci*, 44(11): 2527-2539 (in Chinese)
- 吕雅琼, 杨显玉, 马耀明. 2007. 夏季青海湖局地环流及大气边界层特征的数值模拟. 高原气象, 26(4): 686-692. Lü Y Q, Yang X Y, Ma Y M. 2007. Numerical simulation of summer circulation and atmospheric boundary layer characteristics over Qinghai Lake. *Plateau Meteor*, 26(4): 686-692 (in Chinese)
- 吕雅琼, 马耀明, 李茂善等. 2008. 纳木错湖夏季典型大气边界层特征的数值模拟. 高原气象, 27(4): 733-740. Lü Y Q, Ma Y M, Li M S, et al. 2008. Numerical simulation of typical atmospheric boundary layer characteristics over Lake Namco region, Tibetan Plateau in summer. *Plateau Meteor*, 27(4): 733-740 (in Chinese)
- 马荣华, 杨桂山, 段洪涛等. 2011. 中国湖泊的数量、面积与空间分布. 中国科学: 地球科学, 41(3): 394-401. Ma R H, Yang G S, Duan H T, et al. 2011. China's lakes at present: Number, area and spatial distribution. *Sci China Earth Sci*, 41(3): 394-401 (in Chinese)
- 逢勇, 濮泽民. 1995. 太湖区域三维湖陆风场数值模拟. 大气科学, 19(2): 243-251. Pang Y, Pu P M. 1995. A three-dimensional boundary-layer model in the Taihu Lake area. *Chinese J Atmos Sci*, 19(2): 243-251 (in Chinese)
- 徐安伦, 李建, 孙绩华等. 2013. 青藏高原东南缘大理地区近地层微气象特征及能量交换分析. 高原气象, 32(1): 9-22. Xu A L, Li J, Sun J H, et al. 2013. Analyses on micrometeorology characteristic and energy exchange in surface layer in Dali region of the southeastern margin of Tibetan Plateau. *Plateau Meteor*, 32(1): 9-22 (in Chinese)
- 许鲁君, 刘辉志, 曹杰. 2014. 大理苍山-洱海局地环流的数值模拟. 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. *Chinese J Atmos Sci*, 38(6): 1198-1210 (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. 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. *Chinese J Geophys*, 54(4): 896-908 (in Chinese)
- 杨顺益, 唐涛, 蔡庆华等. 2012. 洱海流域水生态分区. 生态学杂志, 31(7): 1798-1806. Yang S Y, Tang T, Cai Q H, et al. 2012. Aquatic eco-regionalization of Erhai Lake basin, Yunnan Province of southwest China. *Chinese J Ecol*, 31(7): 1798-1806 (in Chinese)
- 庄智福, 丁慧, 袁志勇等. 2011. 洪泽湖区风能资源的数值模拟与应用. 气象科学, 31(增刊): 40-45. Zhuang Z F, Ding H, Yuan Z Y, et al. 2011. Numerical study of wind power assessment in Hongze Lake. *J Meteor Sci*, 31(S1): 40-45 (in Chinese)
- Adams J M, Bond N A, Overland J E. 2000. Regional variability of the Arctic heat budget in fall and winter. *J Climate*, 13(19): 3500-3510
- Adrian R, O'Reilly C M, Zagarese H, et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnol Oceanogr*, 54(6): 2283-2297
- Babel W. 2013. Site-specific modelling of turbulent fluxes on the Tibetan Plateau[D]. Bayreuth: Faculty of Biology, Chemistry and Geosciences University of Bayreuth. Dr. Rer. Nat: 170
- Biermann T, Babel W, Ma W Q, et al. 2014. Turbulent flux observations and modelling over a shallow lake and a wet grassland in the Nam Co basin, Tibetan Plateau. *Theor Appl Climatol*, 116(1-2): 301-316
- Foken T, Göockede M, Mauder M, et al. 2004. Post-field data quality control // Lee X, Massman W J, Law B. *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands: Springer, 181-208
- Gerken T, Biermann T, Babel W, et al. 2013. A modelling investigation into lake-breeze development and convection triggering in the Nam Co Lake basin, Tibetan Plateau. *Theor Appl Climatol*, 117(1-2): 149-167
- Haginoya S, Fujii H, Sun J H, et al. 2012. Features of air-lake interaction in heat and water exchanges over Erhai Lake. *J Meteor Soc Japan*, 90C: 55-73
- Huang C C, Li Y M, Le C F, et al. 2009. Seasonal characteristics of the diffuse attenuation coefficient of Meiliang Bay waters and its primary contributors. *Acta Ecol Sinica*, 29(6): 3295-3306
- Jiménez P A, Dudhia J. 2013. On the ability of the WRF model to reproduce the surface wind direction over complex terrain. *J Appl Meteor Climatol*, 52(7): 1610-1617
- Karlsson J, Jansson M, Jonsson A. 2007. Respiration of allochthonous organic carbon in unproductive forest lakes determined by the Keeling plot method. *Limnol Oceanogr*, 52(2): 603-608
- Laird N F, Desrochers J, Payer M. 2009. Climatology of lake-effect precipitation events over Lake Champlain. *J Appl Meteor Climatol*, 48(2): 232-250
- Liu A Q, Moore G W K. 2004. Lake-effect snowstorms over Southern Ontario, Canada, and their associated synoptic-scale environment. *Mon Wea Rev*, 132(11): 2595-2609
- Lofgren B M. 1997. Simulated effects of idealized Laurentian Great Lakes on Regional and large-scale climate. *J Climate*, 10(11): 2847-2858
- Long Z, Perrie W, Gyakum J, et al. 2007. Northern lake impacts on local seasonal climate. *J Hydrometeor*, 8(4): 881-896
- Makar P A, Zhang J, Gong W, et al. 2010. Mass tracking for chemical analysis: The causes of ozone formation in southern Ontario during BAQS-Met 2007. *Atmos Chem Phys*, 10(22): 11151-11173
- Pan H, Avissar R, Haidvogel D B. 2002. Summer circulation and temperature structure of Lake Kinneret. *J Phys Oceanogr*, 32

- (1): 295-313
- Petenko I, Mastrantonio G, Viola A, et al. 2011. Local circulation diurnal patterns and their relationship with large-scale flows in a coastal area of the Tyrrhenian Sea. *Bound Layer Meteor*, 139(2): 353-366
- Rouse W R. 2009. Atmospheric science: High winds over Lake Superior. *Nature Geosci*, 2(12): 827-828
- Ryznar E, Touma J S. 1981. Characteristics of true lake breezes along the eastern shore of Lake Michigan. *Atmos Environ* (1967), 15(7): 1201-1205
- Samuelsson P, Tjernström M. 2001. Mesoscale flow modification induced by land-lake surface temperature and roughness differences. *J Geophys Res: Atmos*, 106(D12): 12419-12435
- Sobek S, Algesten G, Bergstrom A K, et al. 2003. The catchment and climate regulation of pCO₂ in boreal lakes. *Global Change Biol*, 9(4): 630-641
- Steiger S M, Hamilton R, Keeler J, et al. 2009. Lake-effect thunderstorms in the lower great lakes. *Appl Meteor Climatol*, 48(5): 889-902
- Stull R B. 1988. An introduction to boundary layer meteorology [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 402-405
- Tsujimoto K, Koike T. 2013. Land-lake breezes at low latitudes: The case of Tonle Sap Lake in Cambodia. *J Geophys Res: Atmos*, 118(13): 6970-6980
- VanCuren R, Pederson J, Lashgari A, et al. 2012. Aerosol generation and circulation in the shore zone of a Large Alpine lake-2-Aerosol distributions over Lake Tahoe, CA. *Atmos Environ*, 46: 631-644
- Wen L J, Lv S, Li Z. 2012. Modeling and analysis of the impact of lakes on local climate in Yellow River source region in Tibetan Plateau//European Geosciences Union(EGU) 2012 General Assembly, Vienna Austria
- Wilson R C, Hook S J, Schneider P, et al. 2013. Skin and bulk temperature difference at Lake Tahoe: A case study on lake skin effect. *J Geophys Res: Atmos*, 118(18): 10332-10346
- Zhao L, Jin J M, Wang S Y, et al. 2012. Integration of remote-sensing data with WRF to improve lake-effect precipitation simulations over the Great Lakes region. *J Geophys Res: Atmos*, 117(D9): D09102, doi: 10.1029/2011JD016979