赵玉春，徐明，王叶红，等. 2010 年汛期长江中游对流降水日变化特征分析[J]. 气象，2012，38(10)：1196-1206.

2010 年汛期长江中游对流降水日变化特征分析*

赵玉春 徐 明 王叶红 徐桂荣 崔春光

中国气象局武汉暴雨研究所，武汉 430074

提 要：利用 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日每 3 h 一次的探空资料、逐小时地面加密观测和卫星云图黑体辐射亮温(TBB)等资料，对长江中游的对流降水及大气物理量的日变化特征进行了分析。结果发现：对流降水具有明显的日变化特征，降水在 15 时(01 时)左右具有峰(谷)值。地面气象要素和大气探空物理量也具有明显的日变化特征。地面温度的日变化特征最为明显，平均日变化幅度约 9℃，露点温度的日变化幅度不到 1℃，相对湿度的日变化主要由温度日变化造成。地面温度日变化的空间分布受到地形的影响，白天(夜间)高地形区升温(降温)幅度较平原地区大。地形差异造成的温度梯度日变化可驱动地形性热力流，白天山峰(平原)地区为地形性辐合(辐散)热力流，夜间恰好相反。白天低层大气稳定度降低和对流有效位能增大，有利于热对流的发展；夜间抬升凝结高度降低、相对湿度升高和大气可降水量增大有利于清晨长生命史对流系统的发展。

关键词：降水，对流，日变化，地形

A Characteristic Analysis on Diurnal Variations of Convective Rainfall Along the Yangtze River Middle Valleys in 2010 Flooding Season

ZHAO Yuchun XU Ming WANG Yehong XU Guirong CUI Chunguang

Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074

Abstract: With hourly intensive surface observations, satellite remote-sensed temperature of black body (TBB) and 3-hourly radio-soundings, an analysis is carried out to investigate the diurnal changes of convective rainfall and atmospheric physical variables along the middle valleys of Yangtze River. The results are as follows: the convective rainfall is of obvious diurnal changes, with a rainfall maximum (minimum) at 1500 BT (0100 BT). The surface and sounding physical variables are also of clear diurnal changes. The diurnal variation of surface temperature is the most obvious, with a mean diurnal range of 9℃, while the diurnal range of dew point temperature is only about 1℃. The diurnal change of relative humidity is mainly caused by the temperature diurnal variation. The spatial distribution of surface temperature diurnal changes is influenced by the topography. The temperature rising (dropping) in the mountainous areas is larger than in the plain areas in the daytime (nighttime). The diurnal change of temperature gradient due to the topographic difference can drive topographically near-surface thermal flow. The convergence (divergence) flows occur in the mountainous areas (plain areas) in the daytime, vice versa in the nighttime. The stability decrease in the lower atmosphere and the CAPE increase are beneficial to the afternoon thermal convection initiation in the daytime. The lowering of lifting condensation level (LCL), the increase of relative hu-

* 国家自然科学基金项目(41075038 和 40975025)、科技部公益性行业科研专项(GYHY200906010、GYHY201106003 和 GYHY201206003)和中国气象局武汉暴雨研究所科研业务专项(1001 和 1101)共同资助

2011 年 5 月 5 日收稿； 2011 年 7 月 11 日收修定稿

第一作者：赵玉春，主要从事暴雨形成机理与预测方法及中尺度动力学和中尺度数值模拟研究. Email：zhaoych@cma.gov.cn

midity and the increase of air-column precipitable water vapor (PW) are favorable for the development of long-life early-morning convective systems in the nighttime.

Key words: rainfall, convection, diurnal variation, topography

引　言

降水日变化是地球大气最主要的振荡现象之一[1],它的形成往往与大气中的各种日变化现象相联系。研究发现,大气温度[2]、相对湿度[3]、可降水量[4]、行星边界层[5-6]、低空急流(LLJ)[7-8]、层积云[9]和近地面流场[10]等存在着明显的日变化。对流降水也存在明显的日变化[11-12]。长江中下游流域是对流暴雨灾害频发的地区之一,尤其是当东亚夏季风爆发后向北推进到这一地区的时候,极为频繁的对流活动往往造成强烈的降水,给这一地区造成严重的洪涝灾害[13-14]。国内外中尺度数值预报模式对该流域对流强降水的模拟和预报水平还很低[15-16],这在很大程度上归咎于对流降水尤其是大气日变化造成的对流降水启动的时间和地点在模式中不能得到很好的模拟和预报。以往的研究揭示了这一地区降水存在日变化的事实,并指出了地面辐射加热差异造成的午后至傍晚的对流爆发可以解释该时段降水极大值的形成[17],而清晨降水极大值的形成与夜间低空急流(LLJ)的增强有关[18],也有研究认为 LLJ 的增强是对流降水释放大量凝结潜热反馈的结果,而不是夜间降水极大值的原因[19],也可能由其他原因造成[20]。最近,Yu 等[21]研究发现中国中东部在午后具有降水峰值,而青藏高原及其东侧邻近地区的降水峰值在午夜。Zhou 等[22]的观测研究揭示了长江中下游地区降水日变化的两个峰值分别发生在午后和清晨,它不同于青藏高原东侧的午夜降水峰值[23],郑永光等[24]、祁秀香等[25]、陈国春等[26]、雷蕾等[27]和苏永玲等[28]对我国中尺度对流系统的统计研究得到了类似的结果。Yu 等[27]研究发现,这一地区午后降水峰值往往由生命期较短(小于 3 h)的对流活动造成,而夜间至清晨降水峰值与生命史长(大于 6 h)的对流系统活动有关。Chen 等[28]指出长江流域夜间降水峰值可能是大尺度强迫与青藏高原地形共同作用的结果。这些研究成果丰富了长江流域降水日变化及其形成机理的认识。然而,长江流域汛期大气日变化究竟具有什么特征,它在对流降水的启动、发展和维持中究竟起到何种作用,数值模式对该流域对流降水日变化模拟不尽完美的关键原因是什么等科学问题还不十分清楚。2010 年汛期长江中游及其周边地区中尺度对流系统异常活跃,发生了多次长时间持续的暴雨天气过程,中国气象局武汉暴雨研究所于 6 月 16 日至 7 月 31 日在武汉、宜昌、恩施和咸宁组织开展了大气探空外场加密观测试验。本文利用此次外场试验获取的每 3 h 一次的加密探空资料、逐小时地面加密观测资料以及卫星云图黑体辐射亮温(TBB)资料,对该时段长江中游对流降水的日变化特征、地面和探空大气物理量要素的日变化特征等进行初步剖析,为深入开展对流降水日变化研究打下一定的基础。

1　天气概况

2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日平均天气形势图上(图 1a),500 hPa 中高纬地区呈两槽一脊型,即新疆北部和东北地区各为一低压槽,贝加尔湖地区为一高压脊;西太平洋副热带高压平均脊线位于 22°～23°N 左右,西脊点伸至 112°E 附近;长江中游地区环流平直,四川盆地为一低压槽。700 hPa 西南低空急流从华南沿海一直伸至长江中游地区,切变线恰好位于长江中游一带;西南低空急流由两股气流汇合而成,一支气流来自于南海,另一支来自于孟加拉湾,分别将南海和孟加拉湾的水汽输送到长江中游地区。100 hPa 南亚高压平均脊线位于 30°N 附近,东脊点伸至 125°E 以东地区,长江中游及其周边地区正好位于南亚高压辐散区。可见,尽管贝加尔湖地区为高压脊,冷空气活动略偏东,但西太平洋副热带高压稳定维持在 22°～23°N 附近,西南低空急流伸至长江中游地区,高原低值系统活跃,南亚高压脊线恰好位于长江中游上空,即低层切变辐合带和高层辐散带的有利配置和稳定维持,导致暴雨天气持续维持在这一地区。

在上述天气背景下，长江中游及其周边地区中尺度对流系统异常活跃，暴雨过程频繁发生，出现了多次长时间持续的暴雨天气过程：6 月 16—25 日，暴雨主要发生在江南至华南北部一带；7 月 3—6 日暴雨带北跳至汉水至长江中下游一带；7 月 8—16 日，暴雨带准静止地维持在长江中游及其周边地区；7 月 17—18 日，暴雨带北推至汉水流域上游地区；7 月 19—20 日，暴雨带又南压至长江中下游地区；7 月 22—24 日，暴雨带再次北推至汉水流域上游地区。在 6 月 16 日至 7 月 31 日的 24 h 累积降水量分布图上(图 1b)，存在着 3 个降水大值中心，分别位于浙赣闽交接地带及其周边地区、湘鄂赣交接地带及其周边地区以及陕豫南部交接地带，最大累积降水量达到 1000 mm 以上。

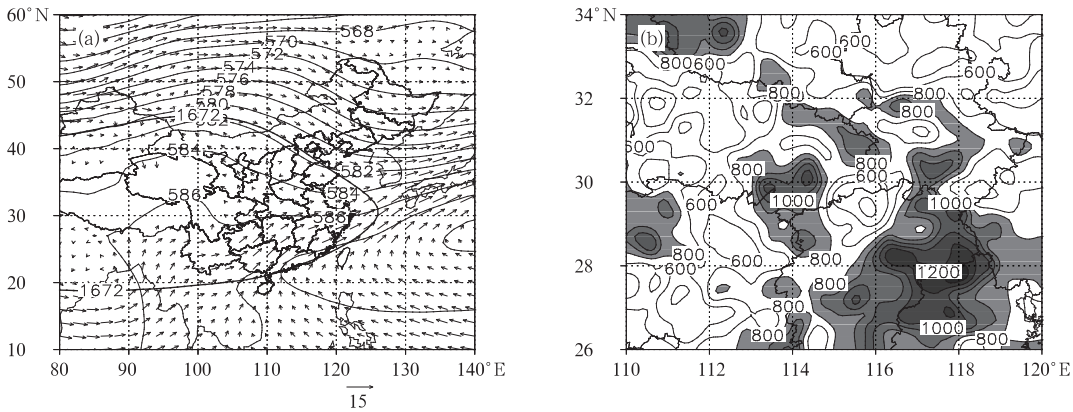


图 1 (a)2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日 500 hPa 平均位势高度(单位：dagpm)、700 hPa 平均风场(单位：m·s^{-1})以及 100 hPa 上 1672 dagpm 特征等高线和(b)24 h 累积降水量(单位：mm)

Fig. 1 The mean geopotential height (unit: dagpm) at 500 hPa, the mean wind field (unit: m·s^{-1}) at 700 hPa and the 1672 dagpm characteristic contour at 100 hPa (a), and the 24 h accumulated rainfall (unit: mm) (b) during the period from 16 June to 31 July 2010

2 降水日变化特征分析

2.1 降水日变化

利用 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日地面逐小时降水资料，计算了 24 小时逐时平均降水量发现，在多次长时间持续的暴雨过程期间，降水的发生发展具有明显的日变化特征。图 2 给出了每 3 小时一次的 1 h 降水平均分布。由图可见，02 时(北京时，下同)降水的范围小、强度弱，降水分布零散(图 2a)。05 时降水范围逐渐增大，浙赣闽交接地区降水强度开始加强(图 2b)。08 时降水范围进一步增大，湘北、鄂东至皖南的降水明显加强(图 2c)。11 时降水范围开始接近峰值(图 2d)，14—15 时左右降水范围和强度达到峰值(图 2e)。17 时降水范围逐渐减小，强度逐渐减弱(图 2f)。20 时鄂东至皖南的降水明显减弱，湘北至赣南一带维持弱的降水(图 2g)。23 时，湘北至赣南一带为零散的降水，降水强度进一步减弱(图 2h)。由此可见，降水的日变化特征非常明显，05—08 时为降水发展阶段，11—14 时降水逐渐达到鼎盛阶段，17—20 时为降水减弱阶段，23—02 时为零散弱降水维持阶段。从逐时降水的日变化特征可以推断，降水在清晨开始启动，并逐渐发展、维持和加强，之后由于受到太阳短波辐射加热的影响，热对流系统开始启动和发展，进一步加强了清晨启动后维持的对流降水系统，导致对流降水强度和范围均在午后达到峰值，入夜后随着大气热力效应的减弱，热对流降水减弱，而清晨启动且长时间维持的降水系统也逐渐减弱消失，降水在这一时段出现谷值。

图 3 给出了 6 月 16 日至 7 月 31 日区域平均(26°～34°N、110°～120°E)的逐 1 h 降水量变化，可以更清楚地看出降水的日变化特征：(1)降水最小值出现在 01 时附近，降水最大值出现在 15 时附近。(2)01—10时降水逐渐增加，15—24时降水逐渐减

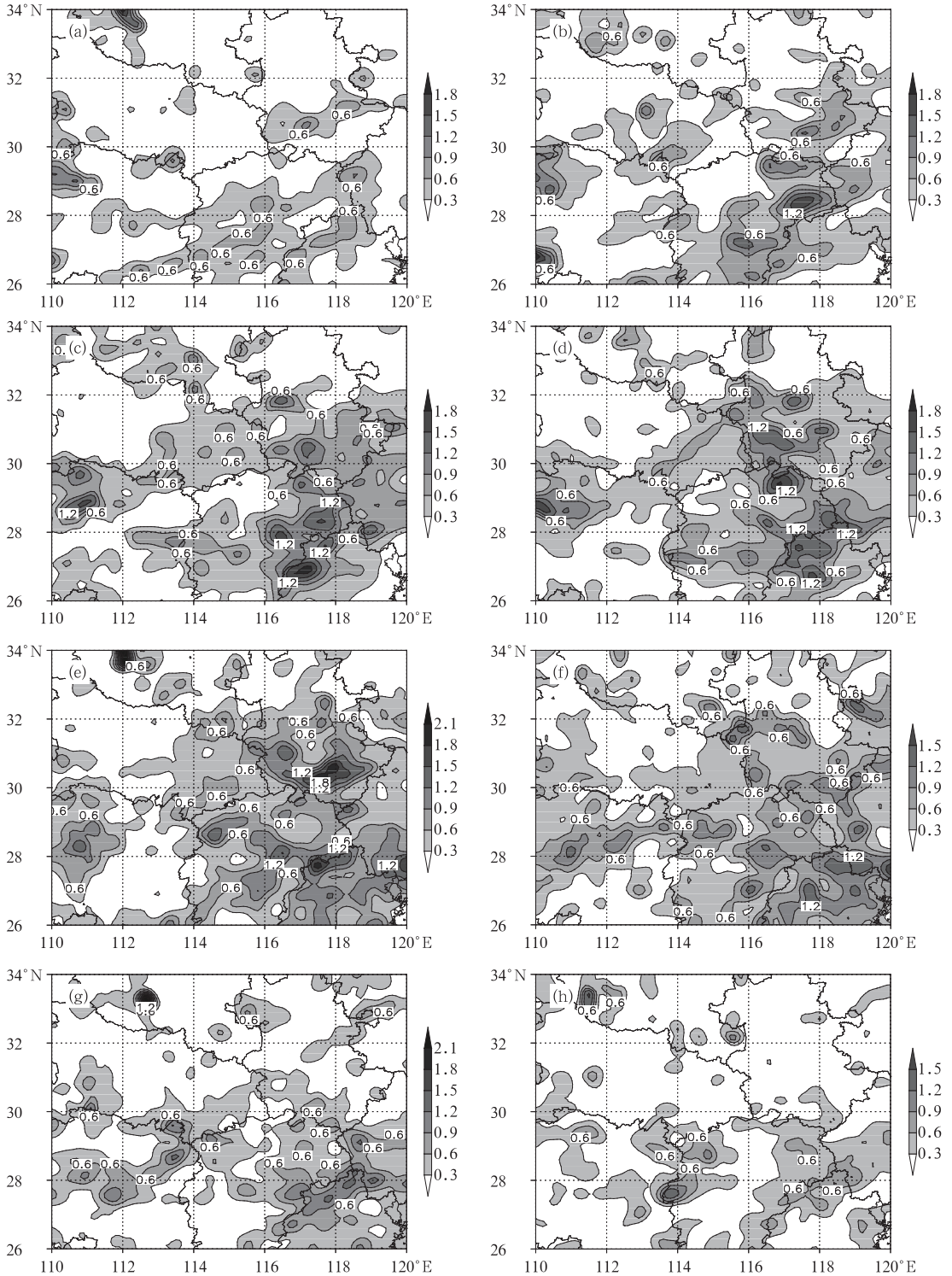


图 2　2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日每 3 小时一次的 1 h 降水(单位:mm·h^{-1})的平均分布

(a)02 时,(b)05 时,(c)08 时,(d)11 时,(e)14 时,(f)17 时,(g)20 时,(h)23 时

Fig. 2　The average distributions of 1h rainfall (unit: mm·h^{-1}) every 3 hours during the period from 16 June to 31 July 2010

(a) 02:00 BT, (b) 05:00 BT, (c) 08:00 BT, (d) 11:00 BT, (e) 14:00 BT, (f) 17:00 BT, (g) 20:00 BT, (h) 23:00 BT

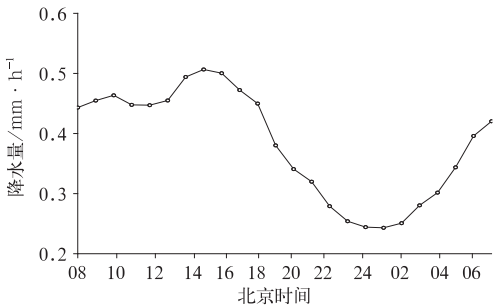


图 3 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日区域平均(26°～34°N、110°～120°E)的 1 h 降水(单位:mm·h^{-1})演变

Fig. 3 The hourly rainfall averaged over the area (26°－34°N,110°－120°E) during the period from 16 June to 31 July 2010 (unit: mm·h^{-1})

小。(3)10—12 时降水略有减弱,12—15 时降水再度加强。可见,清晨启动的对流降水系统可能具有长生命史的特征,从启动到发展维持了近 10 小时后,对流降水系统发展成熟,之后开始略有减弱,此时由于受到大气热力作用的影响,热对流降水系统发展,降水再度增强,在热力作用达到盛期时降水也达到最大,大气热力作用减弱后,热对流降水随之减弱,具有长生命史的降水系统也逐渐减弱,降水达到谷值。

2.2 对流日变化

利用 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日卫星黑体辐射亮温(TBB)资料计算了云顶温度低于－40℃出现概率的逐时变化(利用 TBB 低于－40℃的日数除以总日数计算出 TBB＜－40℃出现的概率),发现对流活动也具有明显的日变化特征。图 4 给出了每 3 小时一次 TBB＜－40℃的概率分布演变。由图可见,02 时浙赣闽交接地带及其周边地区有对流活动,TBB＜－40℃出现的概率一般在 15%～20%,而湘鄂皖境内为零散的对流活动(图 4a)。05—11 时浙赣闽交接地带至皖南一带对流活动出现的几率开始增大,对流活动的范围也逐渐加大(图 4b、4c 和 4d)。14 时对流活动的范围快速增大,对流活动的几率也迅速增大,浙赣闽交接地带对流出现的概率达到 35%左右(图 4e)。17 时对流活动达到鼎盛阶段(图 4f)。20 时对流活动范围开始减小,对流出现的几率也相应减小(图 4g)。23 时对流活动范围进一步减小(图 4h)。由此可见,对流活动的日变化特征也非常明显,结合对流活动的几率和降水演变特征分析发现,降水主要由对流活动造成,其中清晨启动的对流系统具有长生命史特征,而午后的热对流的生命史相对较短。另外,对流和降水的峰值位相并不完全一致,其中对流活动的峰值出现在 16—17 时附近,而降水峰值出现在 14—15 时左右,这表明强对流降水主要出现在对流系统的快速发展阶段,对流活动达到峰值时,降水强度已开始减弱,对流减弱时,降水范围和强度也随之快速减小。

3 大气日变化特征

3.1 地面气象要素日变化特征

利用 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日地面逐小时的加密资料,分析了地面物理量要素的平均逐时日偏差变化(首先计算出每日的平均值,再用当日不同时刻的值减去当日的平均值,得到日偏差值,最后对所有日期的日偏差值进行平均,得到平均逐时的日偏差值。),发现地面物理量要素也具有明显的日变化特征。对区域平均(26°～34°N、110°～120°E)的逐时日偏差计算发现(图略),地面温度最大值出现在 14 时左右,最小值出现在 06 时附近。06—14 时地面温度逐渐上升,上升速度最快的时段出现在 07—10 时;15—05 时地面温度逐渐下降,下降最快的时段出现在 17—20 时。地面温度日偏差达到 9℃左右,而露点温度的日偏差约 1℃,这说明地面相对湿度的日变化主要由温度的日变化引起。地面气压与气温的日变化正好相反,白天气压下降,晚上气压上升(由于获取的气压观测资料有限,这里不做细致分析)。

对地面逐小时温度日偏差的空间分布演变分析发现,地形对地面温度日变化的强度和空间分布有很大的影响,其主要特点为:高地形区白天温度升高幅度较平原地区大,夜间降温幅度也较平原地区大。图 5 给出了 14 时和 02 时地面温度平均日偏差分布,可见 14 时长江中游地区的大别山至桐柏山、幕阜山至九岭山以及皖南山区一带温度日偏差正值明显较周围的平原地区大,其中地形区的日偏差值在 5～6℃以上,而平原地带的日偏差值仅为 3～3.5℃(图 5a),两者相差约 2℃。02 时地面温度日偏差为明显的负值,且空间分布与白天基本相反,高地形区地面温度的日偏差幅度较平原地区大,其中前者日

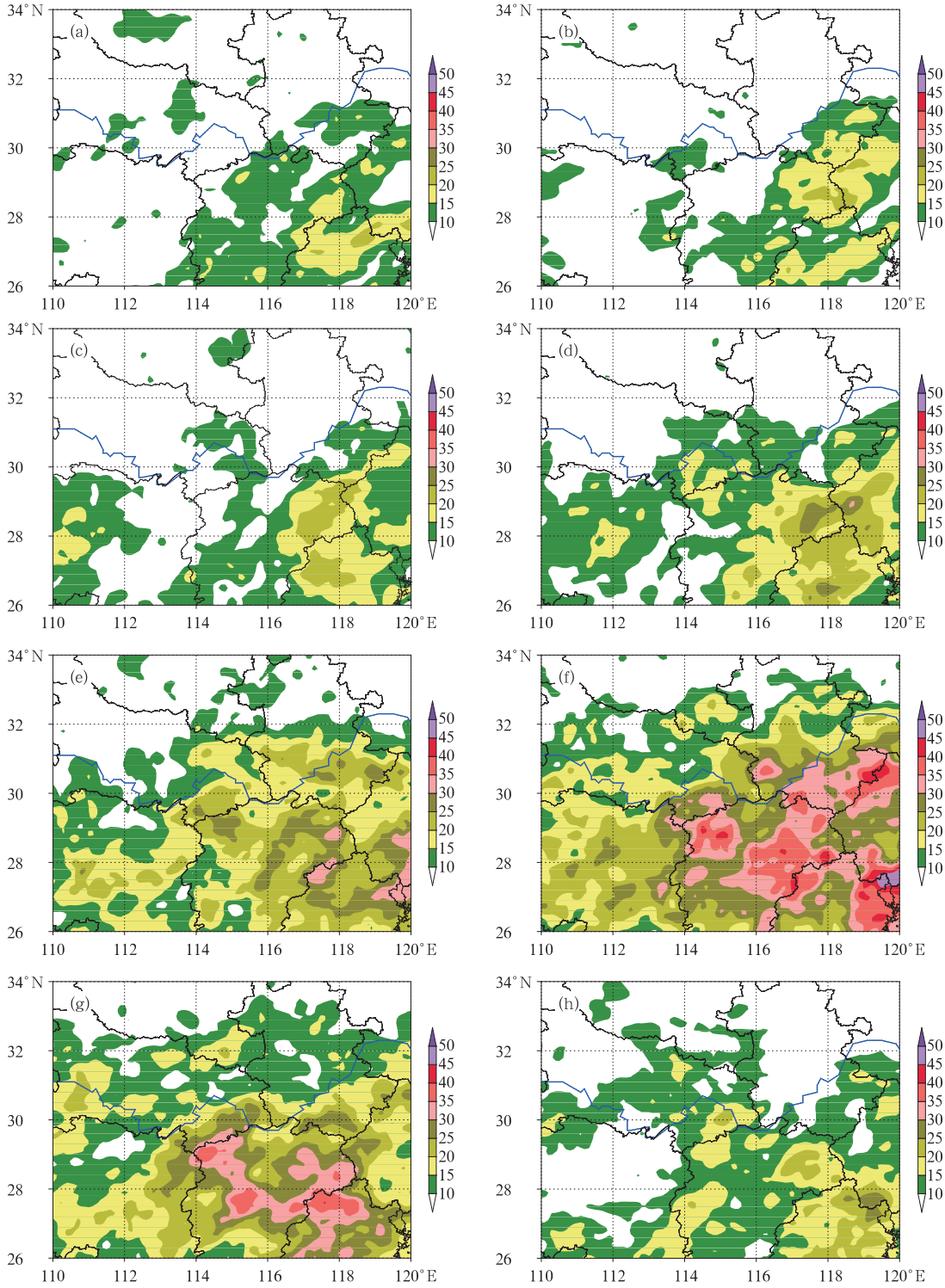


图 4　2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日每 3 小时一次 *TBB*＜－40℃的概率(单位:%)分布演变

(a)02 时,(b)05 时,(c)08 时,(d)11 时,(e)14 时,(f)17 时,(g)20 时,(h)23 时

Fig. 4　The probability distributions of TBB less than －40℃ every 3 hours during the period from 16 June to 31 July 2010 (unit:%)

(a) 02:00 BT, (b) 05:00 BT, (c) 08:00 BT, (d) 11:00 BT, (e) 14:00 BT, (f) 17:00 BT, (g) 20:00 BT, (h) 23:00 BT

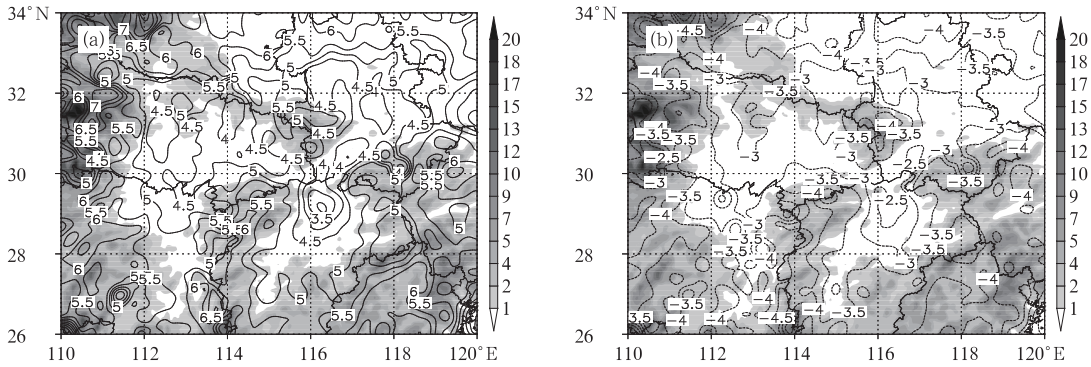


图 5 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日 14 时(a)和 02 时(b)平均地面温度日偏差(单位:℃)分布
(阴影为 100 m 以上地形,单位:100 m)

Fig. 5 The mean diurnal ranges of surface temperature (unit: ℃) at (a) 14:00 BT and (b) 02:00 BT during the period from 16 June to 31 July 2010
(Shaded is the topograph above 100 m, unit: 100 m)

偏差值在−4.5～−4℃以上,而后者日偏差值为−3～−2.5℃左右(图 5b),两者相差约1.5℃。由此可见,高地形区白天升温较平原地区快,夜间降温也较平原地区快,高地形区与平原地区白天温差较夜间大。

对地面逐小时风场的平均日偏差变化分析发现,地形与平原区白天升温和夜间降温差异形成的温度梯度激发出了地形性热力流,且白天的地形性热力流分布与晚上基本相反。从 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日地面平均日偏差流场分布图上可见(图略),02 时地面日偏差流场以偏北气流为主,其中大别山至桐柏山、幕阜山至九岭山以及皖南山区为辐散流场,鄂西大巴山至武陵山脉东麓也盛行辐散流场,但位于两地形间的鄂中、湘中和赣中平原地区盛行辐合性流场。05 时偏差流场的分布变化不大。08 时日偏差流场逐渐转为偏西气流,地形区仍维持较明显的辐散气流,平原地区的辐合性偏差流场开始减弱。09 时地面日偏差流场逐渐转为偏南气流,地形区辐散气流明显减弱,幕阜山至九岭山地形区开始形成辐合性气流,而大巴山东麓仍维持辐散气流。之后,偏南气流进一步发展,大巴山东麓的辐散气流减弱收缩。11 时大别山至桐柏山、幕阜山至九岭山、皖南山区以及大巴山东麓皆转为辐合性偏差流场,而鄂中平原地区开始转为辐散气流。之后,地形区维持辐合性偏差流场,平原地区皆转为辐散性偏差流场。14 时地形区盛行辐合性偏差流场,平原地区盛行辐散性偏差气流。17 时地面偏差流场的分布变化不大。20 时幕阜山至九岭山以东地区的日偏差流场转为偏东气流,地形区辐合性流场变弱。之后,地面日偏差流场转为偏北气流,地形区转为辐散性偏差流场。23 时地形区盛行辐散性偏差流场,平原地区盛行辐合性偏差气流。

由此可见,白天地形区盛行辐合性热力气流,在地形上空形成上升运动,有利于对流系统的启动,这也是地形区午后热对流不断发生发展的原因;而平原地区盛行地形辐散性热力气流,不利于对流系统的维持和发展。夜间地形区盛行辐散性热力气流,不利于对流系统的形成和维持,而平原地区盛行地形辐合性热力气流,有利于对流系统的发生发展。需要指出的是,尽管夜间山峰地区不利于对流系统的启动,但在地形迎风坡甚至山前地区,地形性辐散气流与基本气流形成辐合,加之地形动力强迫抬升和山前阻滞(夜间大气低层稳定度增大,地形 Froude 数趋于小于 1,有利于山前阻滞的形成),有利于对流系统的形成和发展。

3.2 大气探空物理量日变化特征

利用 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日中国气象局武汉暴雨研究所在武汉、宜昌和恩施(咸宁站资料不完整)探空站获取的每 3 小时一次的加密观测资料,分析了大气探空物理量的日偏差变化特征,发现探空物理量要素也存在着明显的日变化。图 7 给出了武汉、宜昌和恩施探空资料计算的对流有效位能($CAPE$)、抬升凝结高度(LCL)、自由对流高度(LFC)、大气可降水量(PW)、对流抑制能量(CIN)以及 2000 m 以下的平均湿浮力频率(N_w^2)的日偏差变化。可见,宜昌和恩施站的 $CAPE$ 值具有明显的日变化特征,最大(小)值出现在 16(04)时,其平均

日变化幅度达到 900 J·kg^{-1}左右,而武汉站的 *CAPE* 最大(小)值出现在 19(08)时附近,16 时为一相对低值,这可能与对流发展消耗 *CAPE* 有关(图 6a)。*LCL* 的最大(小)值出现在 16(04)时,其平均日变化幅度为 80 hPa 左右,即白天 *LCL* 高度高,而夜间 *LCL* 高度低(图 6b)。*LFC* 与 *CAPE* 的日变化特征类似,宜昌和恩施站最大(小)值出现在 16—19(04)时,其平均日变化幅度约为 120 hPa;武汉站在 16 时为一相对低值(图 6c)。*PW* 的最大(小)值出现在 22—01(13)时,其平均日变化幅度约为 2～4 mm(图 6d)。*CIN* 在 04—07 时(13—16 时)具有最大(小)值,其平均日变化幅度约为 60～140 J·kg^{-1}(图 6e)。N_w^2 在 04 时(13 时)具有最大(小)值,其平均日变化幅度约为 1×10^{-4} s^{-2}(图 6f)。由此可见,在白天具有大的 *CAPE*,*LCL* 相对较高,而 *LFC* 相对较低,*CIN* 相对较小,*PW* 和大气

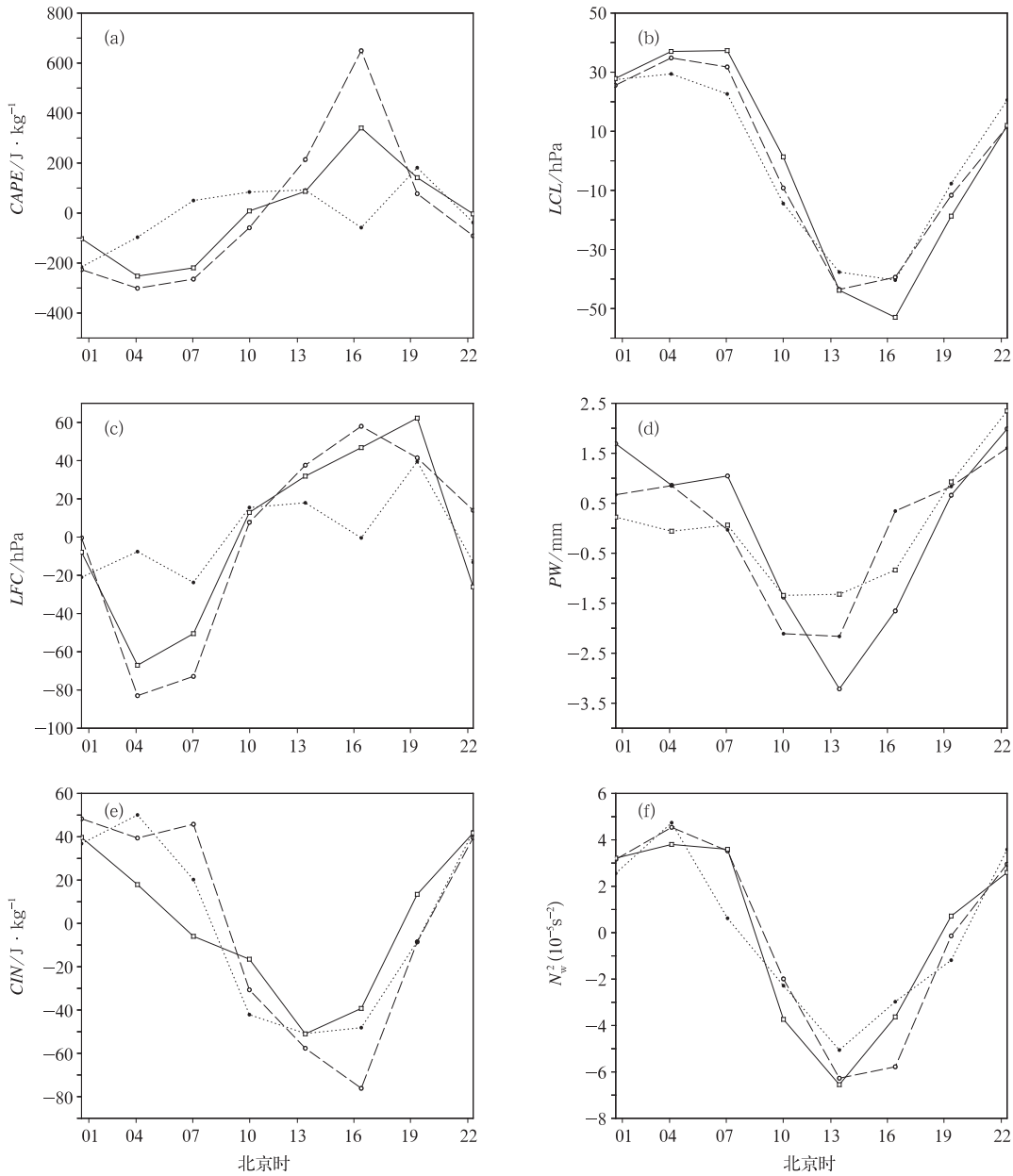


图 6　2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日武汉(点线)、宜昌(短横线)和恩施(实线)探空站计算的平均日偏差变化
(a)*CAPE*,(b)*LCL*,(c)*LFC*,(d)*PW*,(e)*CIN* 和(f)N_w^2

Fig. 6　The mean diurnal ranges of (a) *CAPE*, (b) *LCL*, (c) *LFC*, (d) *PW*, (e) *CIN* and (f) N_w^2 calculated from radio-soundings at Wuhan (dotted lines), Yichang (dashed lines) and Enshi (solid lines) Stations during the period from 16 June to 31 July 2010

低层的 N_w^2 相对较小，即白天低层不稳定度的加大和 $CAPE$ 增加，有利于热力对流的发展；而夜间正好相反，LCL 变得相对较低，PW 增大，有利于长生命史对流系统的启动。

对武汉、宜昌和恩施探空站 0～3000 m 物理量日偏差值的变化分析发现，低层大气的物理量要素存在着明显的日变化，热力扰动可向上传播影响到边界层以上的大气。图 7 给出了 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日武汉、宜昌和恩施探空站 0～3000 m 高度的气温、风矢和全风速以及比湿和相对湿度的日

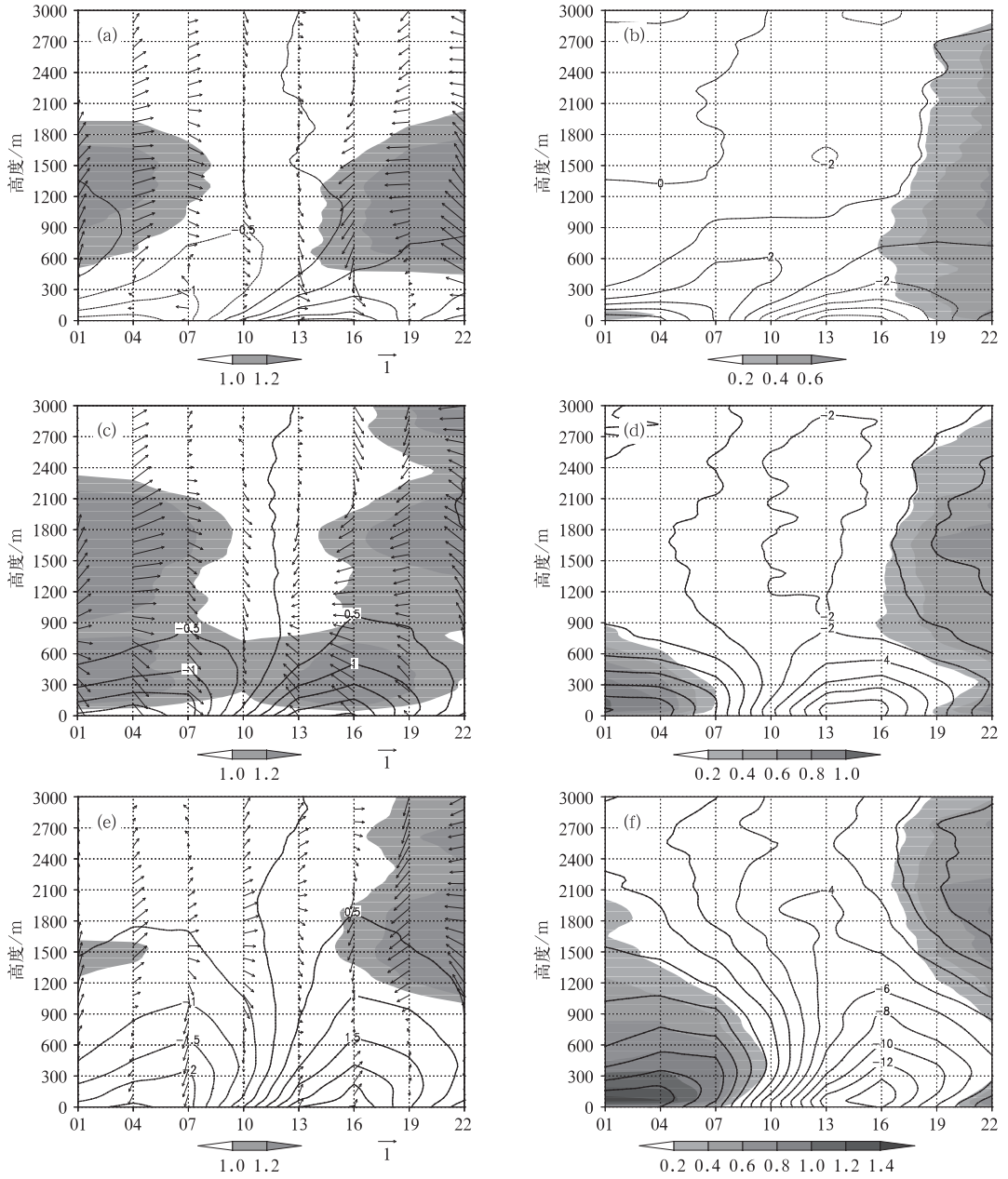


图 7 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日武汉(a,b)、宜昌(c,d)和恩施(e,f)探空站 0～3000 m 高度的气温(等值线；单位：℃)、风矢(单位：m·s^{-1})和全风速(阴影，单位：m·s^{-1})(a,c,e)以及比湿(阴影，单位：g·kg^{-1})和相对湿度(等值线，单位：%)(b,d,f)的平均日偏差变化(横坐标为北京时)

Fig. 7 The mean diurnal ranges of air temperature (contours, unit: ℃), wind vectors (unit: m·s^{-1}), full velocity (shaded, unit: m·s^{-1}) (a,c,e) and specific humidity (shaded, unit: g·kg^{-1}) and relative humidity (contours, unit: %) (b,d,f) in altitudes of 0—3000 m at Wuhan (a,b), Yichang (c,d) and Enshi (e,f) Stations during the period from 16 June to 31 July 2010 (the abscissa is BT)

偏差变化。由图可见:(1)近地层大气温度在 21—08 时日偏差为负,09—20 时为正,即白天温度上升,夜间温度下降,且近地面以上(大气边界层)大气温度的日变化位相略滞后。气温日变化的高度不同,武汉在 1000 m 附近,宜昌可达 1500 m,恩施约为 2000 m,这种差异可能与地形高度有关,即高地形区大气边界层的高度可能越高。(2)近地面风具有明显的日变化特征,武汉夜间日偏差气流为偏东风,白天为偏西风或者西北风,宜昌和恩施夜间日偏差气流为东北风,白天为西南风。日偏差气流大值区的时间和高度存在着明显的差异,武汉在 19—04 时 900～1500 m 高度附近日偏差气流较大,宜昌在 13—19 时和 01—07 时在 200～500 m 高度处的日偏差气流较大,在 19—07 时在 1500～1800 m 附近存在另一个大值中心,恩施则在 19—22 时 1200～2000 m 附近的日偏差气流较大。(3)相对湿度的日变化特征与气温基本一致,且三站的相对湿度日变化的高度和幅度明显不同。武汉相对湿度日变化显著区(5%)在 300 m 附近,日变化幅度约为 16%;宜昌在 600 m 附近,日变化幅度约为 20%;而恩施达到 2000 m 左右,日变化幅度约为 28%。即高地形区相对湿度的日变化高度更高幅度更大,这与气温的日变化基本一致。(4)大气比湿的日变化与相对湿度不同,武汉在 19—22 时 0～2700 m 处有较明显的日变化,宜昌在 01—05 时 0～600 m 和 19—22 时 600～2700 m 的日变化明显,恩施则在 01—09 时 0～900 m 和 19—22 时 1200～2700 m 有较明显的日变化。由此可见,地形高度不同,大气探空日变化的特征不同。地形越高时大气边界层的高度越高,温度和相对湿度的日变化幅度越大,日变化影响的大气层越深厚。另外,大气日变化造成的热力扰动(温度和风场等)可向上传播影响边界层以上的大气(图略)。

4　结论和讨论

本文利用 2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日地面加密观测资料、卫星云图黑体辐射亮温(TBB)资料以及中国气象局武汉暴雨研究所外场试验获取的每 3 h 一次的加密大气探空资料,分析了长江中游及其周边地区对流和降水的日变化特征,并对地面和探空物理量要素的日变化特征进行了初步剖析,其主要结论如下:

(1)2010 年 6 月 16 日至 7 月 31 日多场长时间持续的暴雨天气过程期间,500 hPa 中高纬地区呈两槽一脊型,西太平洋副热带高压平均脊线位于 22°～23°N 附近,长江中游地区环流平直,恰好位于南亚高压平均脊线辐散区,西南低空急流将南海和孟加拉湾的水汽输送至长江中游地区。

(2)长时间持续的暴雨过程发生期间,对流降水具有明显的日变化特征,其在 15 时(01 时)附近具有明显的峰(谷)值,对流降水往往在清晨启动。对流峰值略滞后于降水峰值,强降水主要形成于对流发展期。

(3)地面温度的日变化特征明显,平均日变化幅度约 9℃,而露点温度的日变化幅度约 1℃,相对湿度的日变化主要由温度的日变化造成。地面温度日变化的空间分布明显受到地形的影响,高地形区在白天(夜间)的升温(降温)幅度大于平原区,地形造成的地面温度日变化差异可驱动地形性热力流,白天(夜间)高地形区为地形性辐合(辐散)热力流,平原区为地形性辐散(辐合)热力流。

(4)大气探空物理量也具有明显的日变化,其日变化的幅度和高度受到地形的影响。地形越高,大气日变化的幅度越大,受日变化直接影响的大气柱越深厚。白天大气稳定度的降低和对流有效位能的增加有利于午后热对流的形成,而夜间抬升凝结高度的降低、相对湿度的增大和大气可降水量的增加有利于清晨对流系统的发生发展。

参考文献

[1] Dai Aiguo. Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part II: Diurnal variations[J]. J Climate, 2001, 14(6): 1112-1128.

[2] Durre I, Wallace J M. Factors influencing the cold-season diurnal temperature range in the United States[J]. J Climate, 2001, 14(15): 3263-3278.

[3] Zhang Yunyan, Stephen A Klein, Liu Chuntao, et al. On the diurnal cycle of deep convection, high-level cloud, and upper troposphere water vapor in the Multiscale Modeling Framework[J]. J Geophys Res, 2008, 113, D16105(1-19), doi: 10.1029/2008JD009905.

[4] Wu Peiming, Jun-Ichi Hamada, Shuichi Mori, et al. Diurnal variation of precipitable water over a mountainous area of Sumatra Island[J]. J Appl Meteor, 2003, 42(8): 1107-1115.

[5] 陈炯,王建捷. 北京地区夏季边界层结构日变化的高分辨率数值模拟对比[J]. 应用气象学报, 2006, 17(4): 403-411.

[6] 于晓丽,谢强,王东晓. 1998 年季风爆发期南海大气边界层的日变化[J]. 热带海洋学报, 2009, 28(2): 31-35.

[7] Matilde Nicolini, Kim M Waldron, Jan Paegle. Diurnal oscil-

lations of low-level jets, vertical motion, and precipitation: A model case study[J]. Mon Wea Rev,1993,121(9):2588-2610.

[8] 孙继松. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究[J]. 大气科学,2005,29(3):445-452.

[9] 李昀英,宇如聪,徐幼平,等. 中国南方地区层状云的形成和日变化特征分析[J]. 气象学报,2003,61(6):733-743.

[10] 刘新,吴国雄,李伟平. 夏季青藏高原加热和环流场的日变化[J]. 地球科学进展,2006,21(12):1273-1282.

[11] 平凡,罗哲贤. 热带对流活动日变化的模拟研究[J]. 物理学报,2009,58(6):4319-4327.

[12] Sui C H, Lau K M, Takayabu Y N, et al. Diurnal variation in tropical oceanic cumulus convection during TOGA COARE [J]. J Atmos Sci,1997,54(5):639-655.

[13] 赵思雄,陶祖钰,孙建华,等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究[M]. 北京:气象出版社,2004:281.

[14] 范梅珠,江吉喜. 1999、1998 年长江流域暴雨成因对比分析[J]. 气象,2001,26(4):38-41.

[15] 吴秋霞,史历,翁永辉,等. AREMS/973 模式系统对 2004 年中国汛期降水实时预报检验[J]. 大气科学,2007,31(2):298-310.

[16] VolKer W, Andreas B, Bauer H S, et al. The convective and orographically induced precipitation study: A research and development project of the world weather program for improving quantitative precipitation forecasting in low-mountain regions[J]. Bull Amer Meteor Soc,2008:1477-1486.

[17] Ramage C S. Diurnal variation of summer rainfall over east China, Korea and Japan[J]. J Meteor,1952,9(2):83-86.

[18] 孙建华,赵思雄. 1998 年夏季长江流域梅雨期环流演变的特殊性探讨[J]. 气候与环境研究,2003,8(3):291-306.

[19] Uccellini L W. On the role of upper tropospheric jet streaks and leeside cyclogenesis in the development of low-level jets in the Great Plains[J]. Mon Wea Rev,1980,108(10):1689-1696.

[20] Chen Chaing, Tao Wei-Kuo, Lin Pay-Liam, et al. The intensification of the low-level jet during the development of mesoscale convective systems on a Mei-Yu front[J]. Mon Wea Rev,1998,126(2):349-371.

[21] Yu R, Zhou T, Xiong A, et al. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China[J]. Geophys Res Lett, 2007,34,L01704. doi:10.1029/2006GL028129.

[22] Zhou Tianjun, Yu Rucong, Chen Haoming, et al. Summer precipitation frequency, intensity, and diurnal cycle over China: A comparison of satellite data with rain gauge observations[J]. J Climate,2008,21(16):3997-4010.

[23] 白爱娟,刘长海,刘晓东. TRMM 多卫星降水分析资料揭示的青藏高原及其周边地区夏季降水日变化[J]. 地球物理学报,2008,51(3):704-714.

[24] 郑永光,陈炯,朱佩君. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征[J]. 地球科学进展,2008,53(4):471-481.

[25] 祁秀香,郑永光. 2007 年夏季川渝与江淮流域 MCS 分布与日变化特征[J]. 气象,2009,35(11):17-29.

[26] 陈国春,郑永光,肖天贵. 我国暖季深对流云分布与日变化特征分析[J]. 气象,2011,37(1):75-84.

[27] 雷蕾,孙继松,魏东. 利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别[J]. 气象,2011,37(2):136-141.

[28] 苏永玲,何立富,巩远发,等. 京津冀地区强对流时空分布与天气学特征分析[J]. 气象,2011,37(2):177-184.

[29] Yu R, Xu Y, Zhou T, et al. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China[J]. Geophys Res Lett,2007,34, L13703. doi:10.1029/2007GL030315.

[30] Chen Haoming, Yu Rucong, Li Jian, et al. Why nocturnal long-duration rainfall presents an eastward-delayed diurnal phase of rainfall down the Yangtze River valley[J]. J Climate,2010,23(4):905-917.