

Analysis of Rainstorm Weather Process in Haidong on August 2-4 in 2018

Hailing Zhao, Wenshu Mao, Ruiyang Hua

College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan
Email: 1934379350@qq.com

Received: Jul. 6th, 2020; accepted: Jul. 22nd, 2020; published: Jul. 29th, 2020

Abstract

On August 2-4, 2018, under the influence of the short-wave trough split in West Asia, a heavy precipitation weather process occurred in eastern Qinghai. The precipitation process lasted for a long time, and the precipitation intensity and total precipitation is rare in the same period of history. In the paper, the real-time observation data of MICAPS and NCEP data ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$) are used to analyze the precipitation, weather situation, water vapor conditions, dynamic conditions, unstable conditions and satellite cloud images of this precipitation process. The results show that the precipitation process is mainly affected by the short wave trough split in the West Asia trough in the north of Qinghai and the low vortex and shear moving northward in Qinghai, which is a typical heavy precipitation weather in the north-trough with south-vortex. The water vapor transport in the rainstorm process is mainly divided into two ways; one is from the Bay of Bengal and the South China Sea through Sichuan Basin to the east of Qinghai, and the other is directly from the East China Sea to Qinghai. A large amount of water vapor converges in the lower layer and is transported upward to form a deep wet layer, which provides water vapor conditions for the occurrence of torrential rain. A large amount of water vapor converges in the lower layer and is transported upward to form a deep wet layer, which provides water vapor conditions for the occurrence of torrential rain. Low-level convergence, high-altitude divergence and vertical ascending motion from low to high provide dynamic conditions for the occurrence and development of torrential rain. In the lower layer, the dry and cold air behind the trough from the short wave trough of the West Asia trough converges with the southerly warm and humid air transported to the southwest of the West Pacific subtropical high, and the atmosphere is in an unstable state. The development of β mesoscale convective cloud clusters near the 700 hPa shear line indicates that meso- and small-scale systems are involved in this precipitation process.

Keywords

Haidong, Rainstorm, Trough, Low Vortex

2018年8月2日~4日海东暴雨天气过程分析

赵海玲, 毛文书, 花瑞阳

成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都
Email: 1934379350@qq.com

收稿日期: 2020年7月6日; 录用日期: 2020年7月22日; 发布日期: 2020年7月29日

摘要

2018年8月2日~4日, 受西亚大槽分裂的短波槽影响, 青海东部出现了一次大降水天气过程, 此次降水过程持续时间较长, 降水强度以及总降水量都属历史同期罕见。利用MICAPS实时观测资料和NCEP再分析资料(2.5° × 2.5°)对本次降水过程的降水实况, 天气环流形势, 水汽条件, 动力条件, 不稳定条件和卫星云图等几方面进行分析。结果表明: 本次降水过程主要受青海北部西亚大槽分裂的短波槽以及青海出现的低涡及切变线等天气系统的影响, 是典型的北槽南涡型大降水天气; 暴雨过程的水汽输送主要分为两路, 一路是从孟加拉湾和南海途经四川盆地到青海东部, 另一路是从东海向东直接输送到青海。输送来的大量水汽在低层辐合并向上输送, 形成深厚的湿层, 为暴雨的发生提供水汽条件。低空辐合, 高空辐散以及从低空到高空的垂直上升运动为暴雨的发生发展提供了动力条件; 低层中亚大槽断裂的短波槽携带的槽后干冷空气和西太平洋副热带高压西南侧输送的偏南暖湿气流交汇, 大气处于不稳定的状态; β 中尺度对流云团在700 hPa切变线附近发展, 表明此次降水过程有中小尺度系统的参与。

关键词

海东, 暴雨, 槽, 低涡

Copyright © 2020 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

暴雨是指短时间内产生较强降雨的天气现象。中国气象上一般将24小时降水量达到50 mm, 12小时降水量超过30 mm, 或者小时降水量超过16 mm的降雨规定为暴雨天气。但西北地区作为我国的干旱区, 深居内陆, 远离海洋, 更是由于高海拔地形对水汽的阻挡, 造成西北大多数地区的年降水量都很少[1], 日降水量超过50 mm的次数也就更少。按照这个标准, 则西北暴雨发生的机率明显很小。但是西北地区由于极易出现相对较强的短时降水天气过程, 且经常发生暴雨引起的次生灾害。因此, 西北各省区都根据自身的实际情况, 重新划定了强降水日降水量标准。如以日雨量 ≥ 25 mm 或 ≥ 30 mm 等作为暴雨标准。“75.8”暴雨之后, 我们国家的气象工作者展开了大量的暴雨研究, 也取得了许多成果。寿绍文[2]表明, 中国大范围暴雨的研究与副热带高压, 西风带长波槽和热带环流等这些大尺度天气系统的监测和研究息息相关, 另外, 高空槽、高空冷涡、地面气旋以及各种锋面、低空切变线、低涡和高、低空急流以及台风、东风波等中、低纬天气系统也对降水有重要影响。有研究表明低空急流指数对强降水出现时间和降水强度的大小有一定的预示作用, 除此之外, 对短时强降水的临近预报也有着指示作用[3]。钱维宏等[4]也发现, 低空急流能够很好的指示暴雨的位置, 暴雨常常发生在急流的左侧。还有研究表明热带环流对中国的暴雨有重要作用[5]。寿绍文也表示, 台风和热带天气系统会对暴雨的发生发展造成直接或者间接的影响。除此之外, 全球变暖、城市化影响等这些人类和自然的气候因素导致暴雨类型、强度等发生一定程度的变化逐渐引起大家关注[6]。全球变暖导致极端降水天气发生的频率和强度均有上升趋势, 但是存在区域差异[7]。中国大多

数地区的暴雨量与暴雨强度均有增加,而且降水有极端化的趋势[8]。降水量的空间差异还和城市化的速度有关,随着城市化进程的加快,核心都市圈降水量、降水强度、降水日数均有所增加[9]。除此之外,目前在西北降水方面也取得了许多成果。崔玉琴[10]表示西北地区的水汽来源主要为:渤海、黄海及东海等东部海域和阿拉伯海、孟加拉湾及南海等南部海域;还有少量水汽来源于北冰洋,大西洋及欧洲大陆和亚洲北方大陆等。蔡英等[11]、钱正安等[12]在西北地区暴雨过程的水汽输送方面做了大量研究,表明在春季主要是孟加拉湾水汽借助孟加拉湾西南气流,以及南下冷高压阻挡及河西的偏东气流三股气流输送到西北旱区,孟加拉湾是西北春季暴雨的重要水汽来源地;而在夏秋季节,由副热带高压西南侧的东南急流,西侧的偏南气流以及河西的偏东气流组成的三支气流加四川盆地、西北东部两个中转站的三棒接力式水汽输送模型是西北内陆的主要水汽通道。李明等[13]、刘新伟等[14]还研究了远距离台风活动与西北东部暴雨的关系。此外,黄玉霞等[15]虽然对我国西北地区暴雨的气候特征、大尺度环流形势、水汽输送、中尺度系统发生发展及成因、预报方法等方面做了大量研究,也取得了长足进步。但未来仍需持续关注短时强降水的中尺度生消机理,高、中、低纬环流系统的相互作用与影响以及气候变暖背景下极端暴雨事件的研究与预测等方面的研究。暴雨作为最复杂的大气现象之一,其降水量的多寡,降水时间的长短,降水落区都需要复杂的物理过程和具备各种必要条件;且我国地处亚欧大陆东岸,受西太平洋台风的影响,再加上青藏高原复杂的地形,我国对于暴雨研究的形势依然严峻。

2. 研究方法

利用 MICAPS 包含的观测数据对欧亚地区的高,低空及地面形势分析,得出暴雨发生前后的环流形势;用 NCL, GRADS, MeteoInfo 等软件对每日四次的再分析数据进行分析绘图,得出散度场、涡度场、垂直速度场等的特征,结合降水实况资料分析出此次降水过程发生的原因及动力机制。

3. 降水实况

2018年8月2日~4日青海省海东市出现了一次大到暴雨天气过程。本次降水从2日凌晨开始,到4日08:00趋于结束,海东市大部分城镇降水量达到暴雨量级(图1)。民和县古鄯镇,西沟乡,新民乡三个乡镇降水量超过150mm。李二堡、官亭、满坪、马营四个乡镇降水量超过100mm,循化县清水乡专堂村降水量达102.2mm。化隆县塔加乡塔一村102.9mm。而乐都区瞿县,中坝,峰堆等四个乡镇累计降水量达132.2~281.2mm,达到大暴雨量级。其中,此次暴雨过程两日的降水中心均为乐都区中坝乡,24小时降水量分别达到133.4mm、116.9mm,日降水量都接近我省有气象记录以来的全省日降水量极值。乐都中坝乡两天合计降水达250.3mm,而乐都地区的多年平均年降水量为329.1mm。也就是说,两天下了大半年的量,创历史极值。此次强降水过程引发了山体滑坡,泥石流,山洪等次生灾害,导致多条道路中断,致使农田,房屋及基础设施等受到严重损害。

4. 高低空环流形势

4.1. 500 hPa 环流形势

此次降水过程开始前,8月1日20时高空图500hPa上的中高纬环流形势大致呈两槽一脊型,两槽分别位于巴尔喀什湖附近和亚洲东部地区,脊区位于贝加尔湖附近。随后西亚大槽在巴尔喀什湖附近发生断裂,出现许多分裂的短波槽。槽后的西北气流携带冷空气不断南下并影响西北地区(图略)。2日08时,中高纬的环流形势基本保持一致,北部分裂的短波槽略有东移。2日20时(图2(a))青海东部出现低涡中心,气流辐合明显,海东市位于低涡前部。588线继续向西移动,青海大部位于副热带高压的高湿区内,海东湿度明显增大($T-T_d \leq 2$)。3日08时冷空气与副热带高压外围的偏南暖湿气流在青海东部地区

交汇。3日20时(图2(b)),低涡南压,588线继续向西向北移动。副热带高压西侧形成水汽通道,持续为海东地区提供暖湿气流。4日08时,青海大部分被副热带高压所控制降水趋于结束。

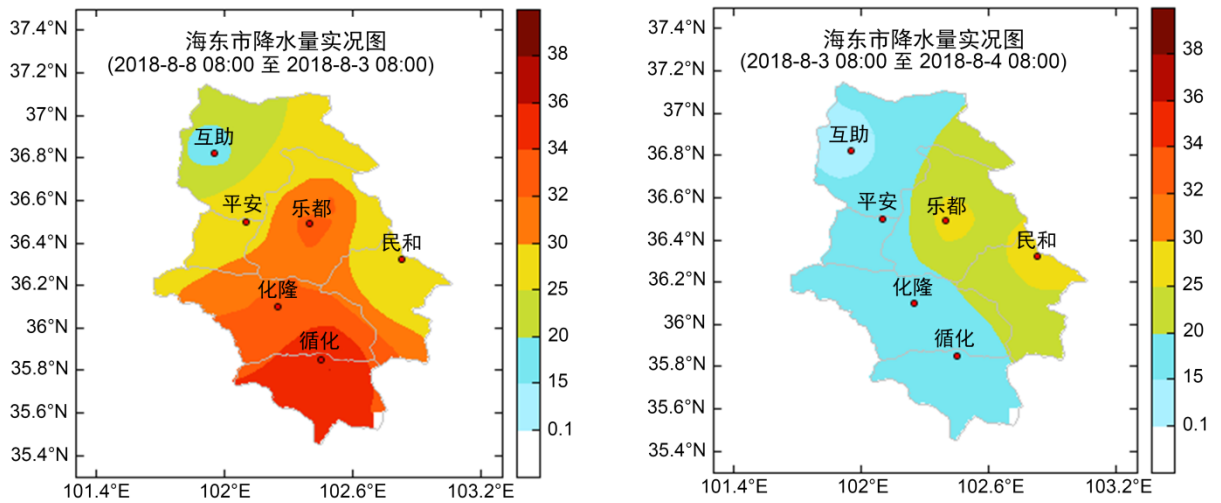


Figure 1. Precipitation distribution map of Haidong City
图1. 海东市降水量分布图

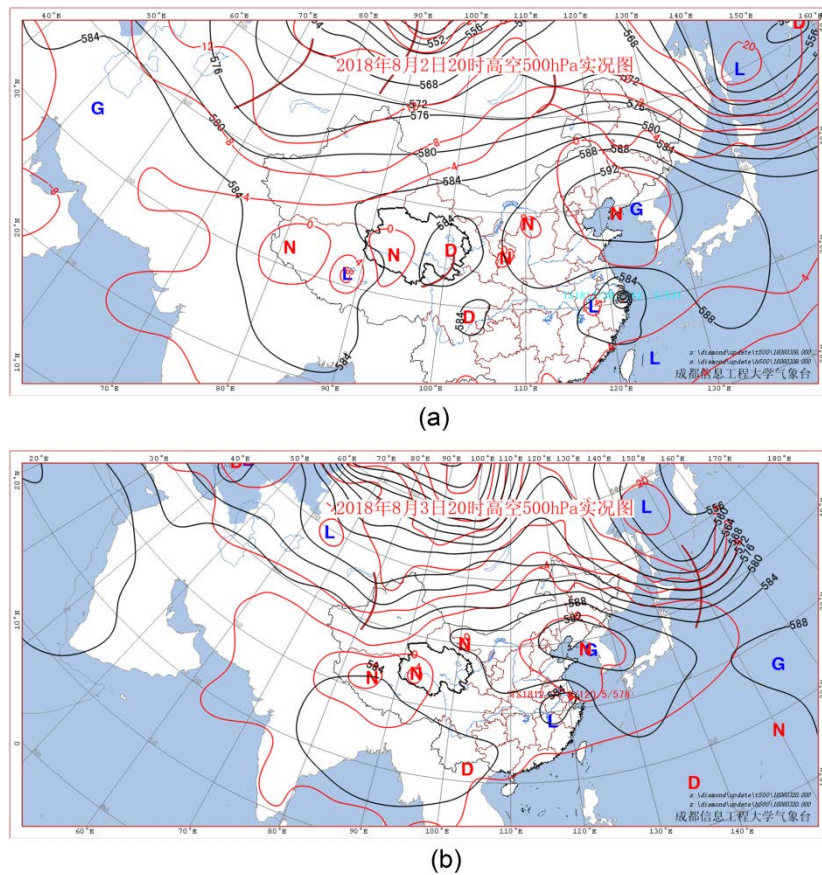


Figure 2. (a) The situation of 500 hPa circulation at 20:00 on August 2nd; (b) The situation of 500 hPa circulation at 20:00 on August 3rd

图2. (a) 8月2日20时500 hPa环流形势; (b) 3日20时500 hPa环流形势

4.2. 700 hPa 环流形势

暴雨前期, 青海大部处于低涡中。青海北部有一短槽, 青海东部有切变线, 容易产生持续性大降水。2日08时青海大部气压略有升高。但切变线海东仍在维持。海东东部有较强的偏南风, 有利于输送南方的水汽(图略)。2日20时(图3(a)), 青海中部又出现低涡, 海东处于低涡前部。青海北部移来一短槽, 槽后干冷空气南下至青海。海东的切变线仍维持。西太平洋有台风活动, 开始有偏东风向西输送东海的水汽。3日08时副高外围偏南暖湿气流明显增强, 切变线东移至青海东部(图略)。3日20时(图3(b)), 312线沿青藏高原外围向西北移动, 海东有偏南的暖湿气流输送, 海东切变线减弱。4日08时, 青海东部受副热带高压影响, 海东基本为东南风气流, 切变线消失, 降水趋于结束(图略)。

通过以上分析表明, 此次降水过程是西北地区典型的北槽南涡型大降水天气过程, 500 hPa 的短波槽和低涡、700 hPa 的切变线是本次降水过程的主要影响系统。

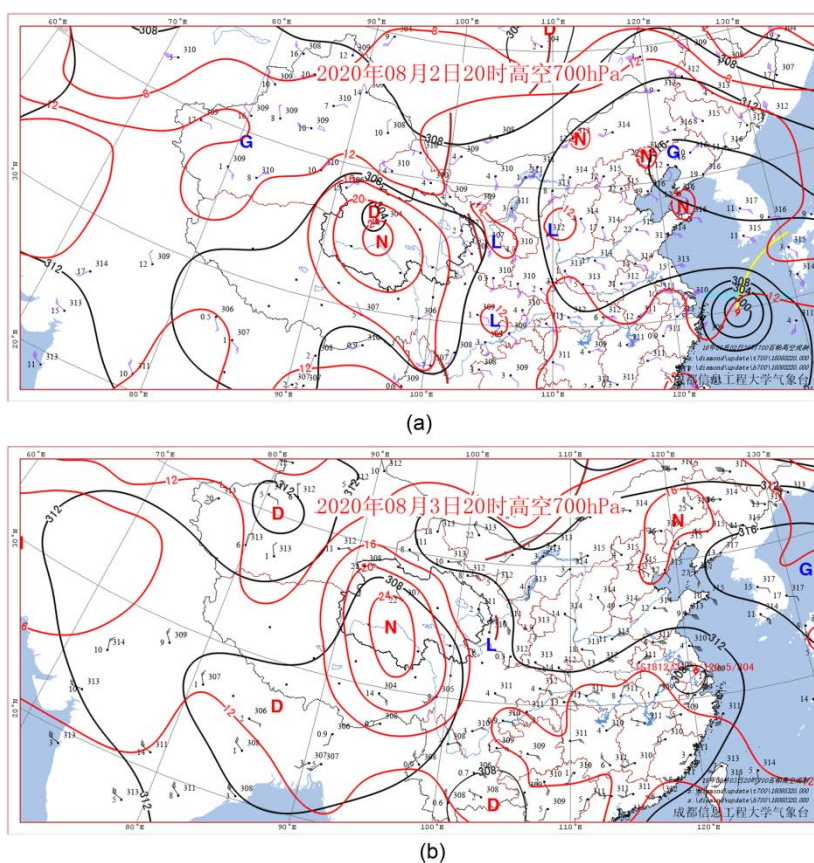


Figure 3. (a) The situation of 700 hPa circulation at 20:00 on August 2nd; (b) The situation of 700 hPa circulation at 20:00 on August 3rd

图 3. (a) 8月2日20时700 hPa 环流形势; (b) 8月3日20时700 hPa 环流形势

5. 要素场特征分析

5.1. 水汽特征

5.1.1. 700 hPa 急流特征

水汽条件不仅仅取决于当地已有的水汽, 还必须要有水汽源源不断地输送到暴雨区[16]。8月2日0时700 hPa 急流图(图4(a))中可以看出, 偏南气流从南海和孟加拉湾源源不断地向西北东部输送水汽。到

12 时(图 4(b))受台风的影响, 在四川盆地附近出现西南向的急流, 偏南气流稍有减弱。3 日 0 时(图 4(c))的水汽通量图上可以看出, 由于台风的活动, 从东海也有暖湿气流的输送。3 日 10 时 30 分左右, 台风“云雀”登陆, 台风和副热带高压之间出现一股强劲的东南风急流, 水汽从东海沿副热带高压外围的偏东气流向西北输送, 形成一条明显的水汽输送带。3 日 12 时(图 4(d))可以看出, 此时海东的水汽输送基本来源于台风登陆带来的水汽。之后急流开始减小。总的来说, 此次暴雨过程的水汽输送主要分为两路, 一路是从孟加拉湾和南海途径四川盆地到青海东部, 另一路是从东海向东直接输送到青海。

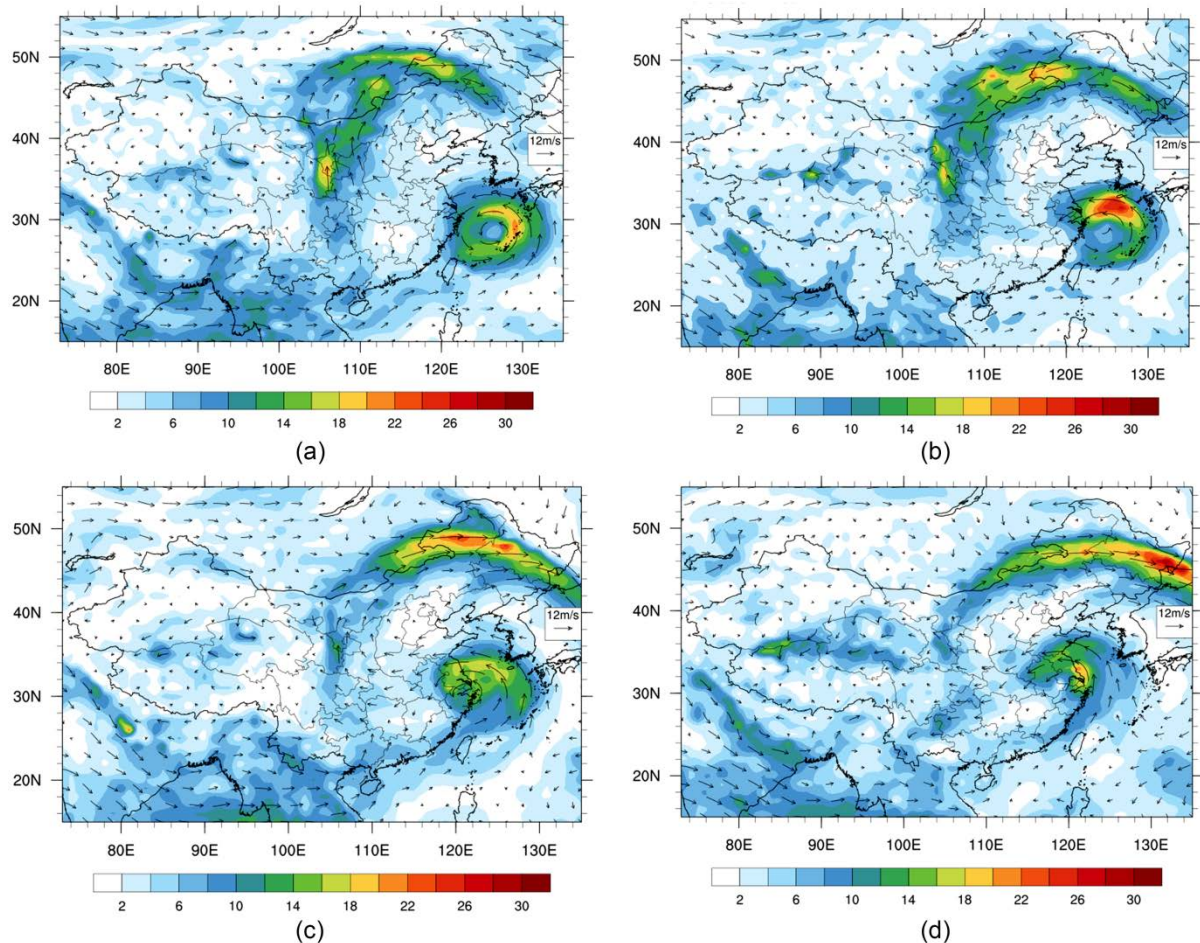


Figure 4. (a) The 700 hPa jet stream at 0:00 on the 2nd; (b) The 700 hPa jet stream at 12:00 on the 2nd; (c) The 700 hPa jet stream at 0:00 on the 3rd; (d) The 700 hPa jet stream at 12:00 on the 3rd

图 4. (a) 2 日 0 时 700 hPa 急流; (b) 2 日 12 时 700 hPa 急流; (c) 3 日 0 时 700 hPa 急流; (d) 3 日 12 时 700 hPa 急流

5.1.2. 水汽通量散度特征

一场暴雨过程的形成只有水汽的水平输送是远远不够的, 只有输送来的大量的水汽在该地区积聚并向高层输送, 才能形成深厚的湿层, 为暴雨的发生提供有利的水汽条件。从 2 日 08 时 700 hPa 水汽通量散度图(图 5(a))上可以看出青海东部出现为较强的水汽辐合中心。500 hPa (图 5(b))处有弱辐合。2 日 20 时 700 hPa (图 5(c))处水汽通量散度负值区有所减弱, 其辐合上升中心也稍有东移。500 hPa 处(图 5(d))海东水汽通量散度接近 0, 为水汽无辐散层。3 日 08 时(图 5(e))水汽辐合中心值仍减小, 辐合减弱。500 hPa 处(图 5(f))海东水汽通量散度值接近 $-2 \times 10^{-7} \text{ g} \times \text{cm}^{-2} \times \text{hPa}^{-1} \times \text{s}^{-1}$ 。3 日 20 时 700 hPa 处(图 5(g))海东市有水汽弱辐合。500 hPa 处(图 5(h))水汽基本没有辐合上升。而 400 hPa 处水汽通量散度都为 0, 300 hPa

高度以上有弱的辐散。这种低层的水汽辐合上升以及高层的辐散下沉为暴雨过程的发生发展提供了必要的水汽条件。

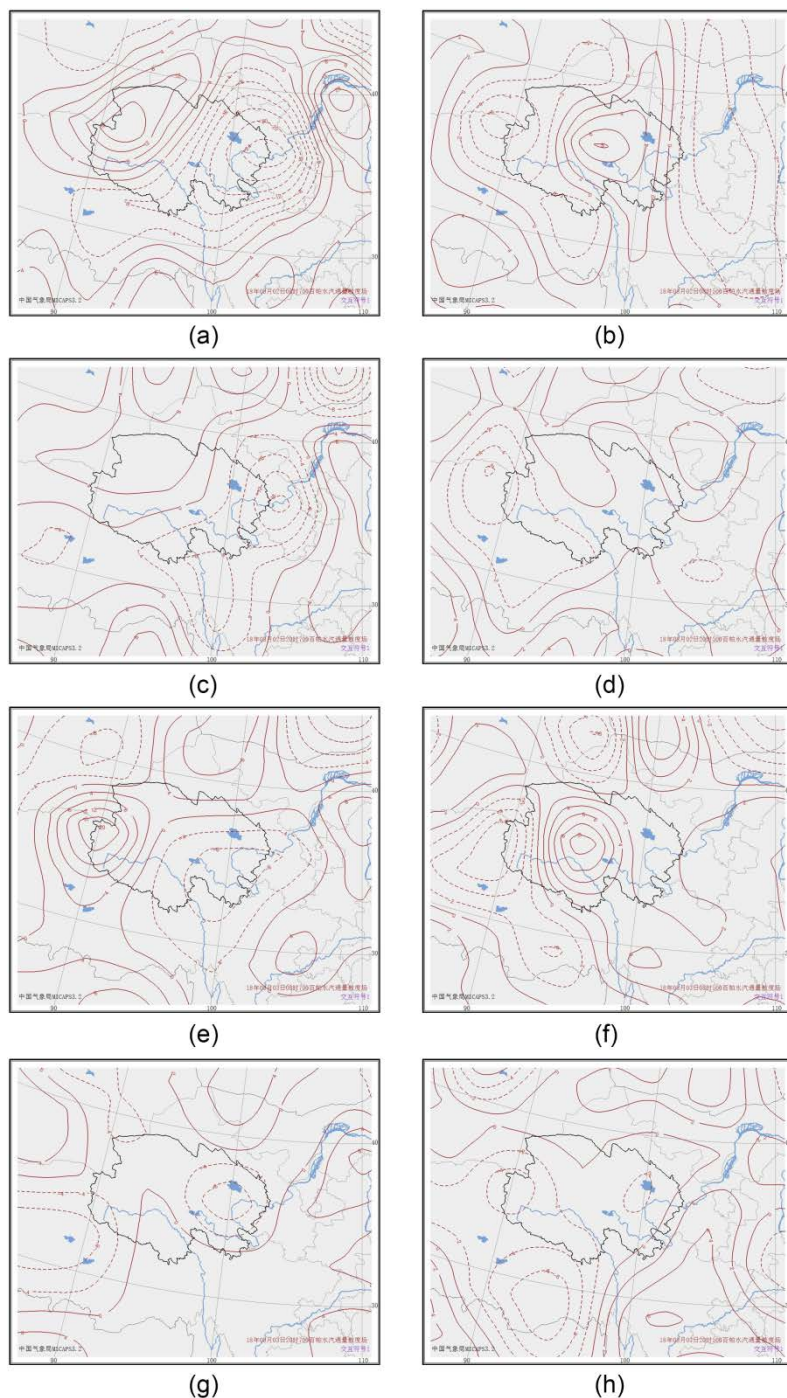


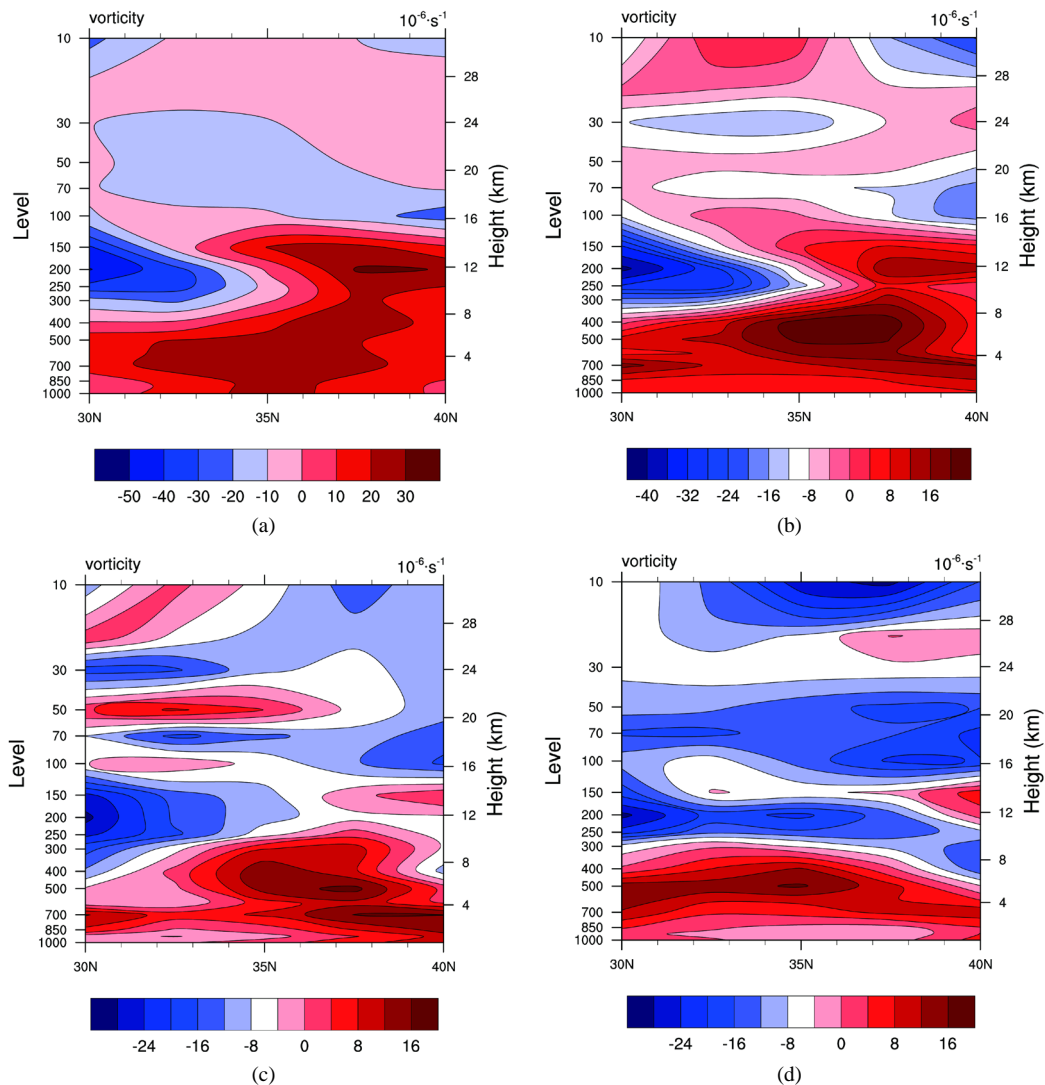
Figure 5. (a) 700 hPa IFVQ chart at 08:00 on the 2nd; (b) 500 hPa IFVQ chart at 08:00 on the 2nd; (c) 700 hPa IFVQ chart at 20:00 on the 2nd; (d) 500 hPa IFVQ chart at 20:00 on the 2nd; (e) 700 hPa IFVQ chart at 08:00 on the 3rd; (f) 500 hPa IFVQ chart at 08:00 on the 3rd

图 5. (a) 2 日 08 时 700 hPa 水汽通量散度图; (b) 2 日 08 时 500 hPa 水汽通量散度图; (c) 2 日 20 时 700 hPa 水汽通量散度图; (d) 2 日 20 时 500 hPa 水汽通量散度图; (e) 3 日 08 时 700 hPa 水汽通量散度图; (f) 3 日 08 时 500 hPa 水汽通量散度图; (g) 3 日 20 时 700 hPa 水汽通量散度图; (h) 3 日 20 时 500 hPa 水汽通量散度图

5.2. 动力特征

5.2.1. 涡度场特征

沿 102.5°E 做出涡度场的垂直剖面图, 并对图进行分析。2 日 06 时(图 6(a)), 海东南部 700 hPa 附近有正涡度中心, 中心值达 $24 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。2 日 12 时(图 6(b)), 正涡度中心东移到海东上方, 且高度升高到 500 hPa 附近, 高层有弱的负涡度区。到 2 日 18 时(图 6(c)), 中低层的正涡度区强度减弱, 高层的负涡度略有增强。3 日 00 时(图 6(d)), 正涡度中心移出海东, 海东中低层仍然被正涡度控制, 300 hPa 高度以上被负涡度区控制, 低层气旋式环流、高层反气旋环流的配置为暴雨提供了很有利的条件。3 日 06 时(图 6(e)), 海东北部出现一个强度为 $16 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的正涡度区, 海东市处于该正涡度区, 海东的正涡度强度有开始增加。且高层的负涡度强度也有所减弱。至 12 时(图 6(f)), 海东上方低层 700 hPa 附近出现强度为 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的正涡度中心, 在 400 hPa 附近也有一个强度为 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的正涡度中心。在 300 hPa 高度以上为负涡度。18 时(图 6(g)), 在 500 hPa 附近出现正涡度中心, 但其强度仍有所减弱。高层仍为负涡度区, 且强度已经增加。4 日 0 时(图 6(h)), 低层的正涡度中心强度增强, 但是其正涡度区高度降低至 400 hPa 附近。除此之外, 200 hPa 附近出现一弱的正涡度中心。06 时, 低层的正涡度区不断减弱, 被负涡度代替, 降水趋于结束。



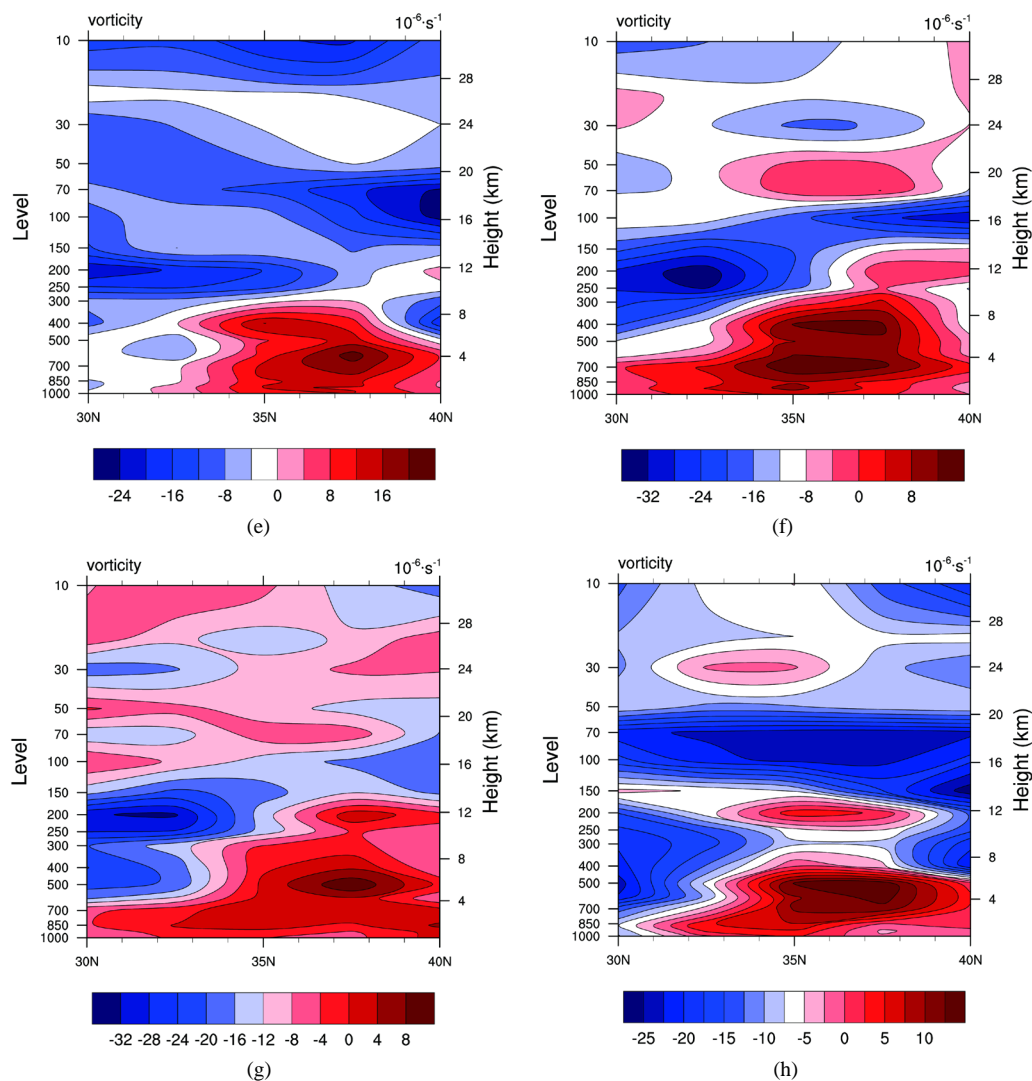


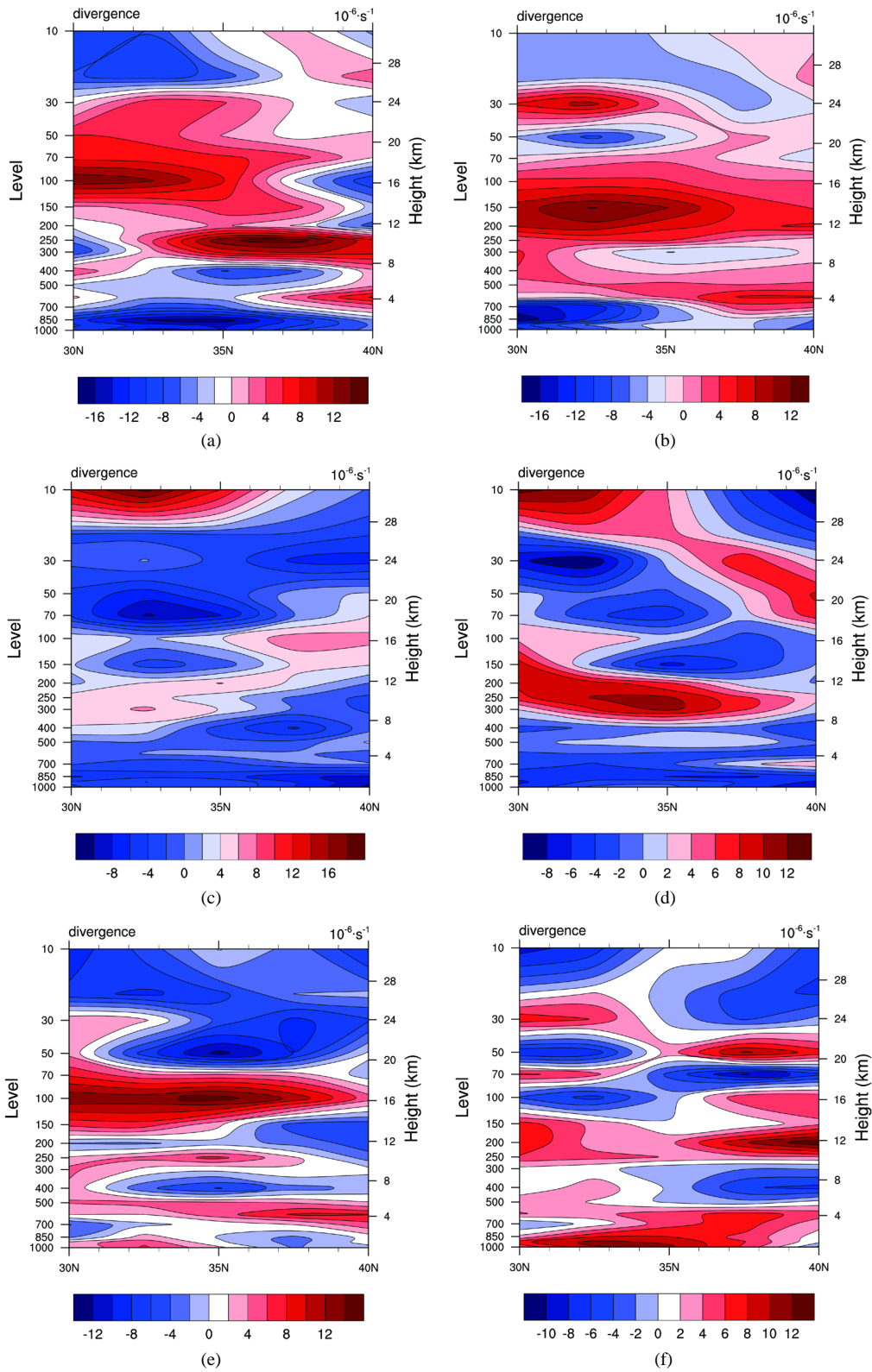
Figure 6. (a) The vorticity at 06:00 on the 2nd; (b) The vorticity at 12:00 on the 2nd; (c) The vorticity at 18:00 on the 2nd; (d) The vorticity at 00:00 on the 3rd; (e) The vorticity at 06:00 on the 3rd; (f) The vorticity at 12:00 on the 3rd; (g) The vorticity at 18:00 on the 3rd; (h) The vorticity at 00:00 on the 4th

图 6. (a) 2 日 06 时涡度场; (b) 2 日 12 时涡度场; (c) 2 日 18 时涡度场; (d) 3 日 00 时涡度场; (e) 3 日 06 时涡度场; (f) 3 日 12 时涡度场; (g) 3 日 18 时涡度场; (h) 4 日 00 时涡度场

5.2.2. 散度场特征

强降水天气的发生和发展除了要有充足的水汽以外,还必须要有的低空辐合、高空辐散的动力条件。沿 102.5°E 做出散度的垂直剖面图,并对图进行分析。2 日 0 时(图 7(a)),海东地区低层受负散度控制,呈现辐合的状态,500 hPa 层高度以上受正散度控制,呈现辐散状态。2 日 6 时(图 7(b)),海东地区低层的辐合增强,无辐散层高度升高到 350 hPa 高度附近。12 时(图 7(c))低层辐合和高层辐散的强度均减弱。3 日 0 时(图 7(d)),中低层的负散度区强度减弱,高层的正散度区高度很高,且在 200 hPa 和 300 hPa 之间为辐散强度最大,强度值为 $-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。3 日 6 时(图 7(e)),中低层的正散度区强度增强,但正散度区高度降低到 400 hPa 以下;中层受负散度区控制,呈现辐合状态。3 日 18 时(图 7(f)),低层的正散度减弱,500 hPa~200 hPa 层受负散度控制,辐合强度较弱,但辐合层高度很高。200 hPa 高度以上有强的正散度中心,强度值为 $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,呈辐散状态。4 日 0 时(图 7(g))中低层的辐合层高度降低到

400 hPa。4日6时(图7(h)), 中低层基本为无辐散层, 高层为弱的辐合层。这样的高低空配置不利于降水的产生。



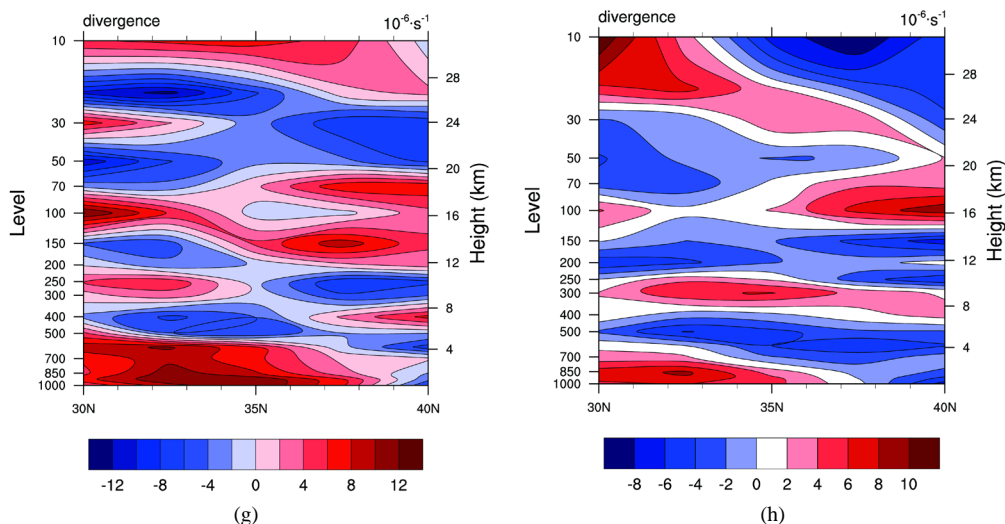
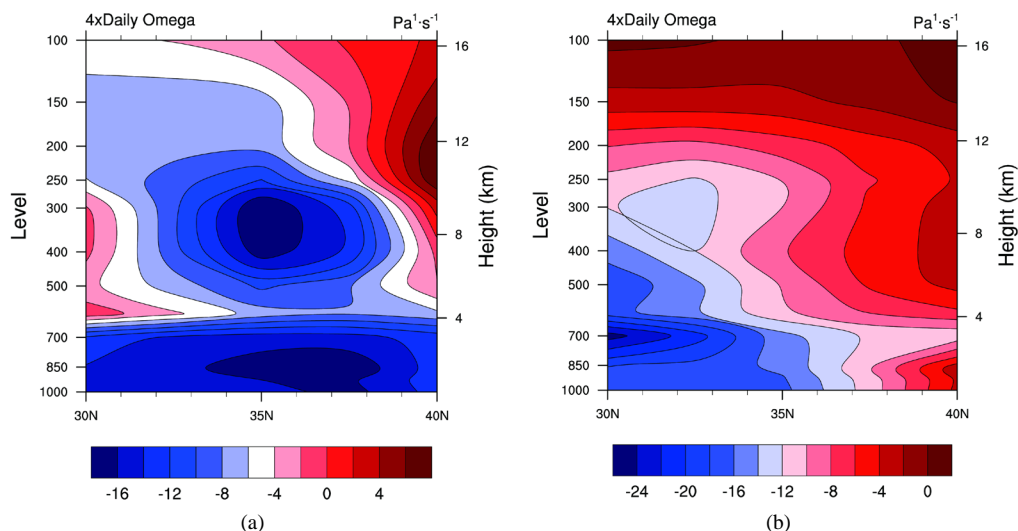


Figure 7. (a) The divergence at 00:00 on the 2nd; (b) The divergence at 06:00 on the 2nd; (c) The divergence at 12:00 on the 2nd; (d) The divergence at 00:00 on the 3rd; (e) The divergence at 06:00 on the 3rd; (f) The divergence at 18:00 on the 3rd; (g) The divergence at 00:00 on the 4th; (h) The divergence at 06:00 on the 4th

图 7. (a) 2 日 0 时散场图; (b) 2 日 6 时散场图; (c) 2 日 12 时散场图; (d) 3 日 0 时散场图; (e) 3 日 6 时散场图; (f) 3 日 18 时散场图; (g) 4 日 0 时散场图; (h) 4 日 6 时散场图

5.2.3. 垂直速度场特征

垂直速度之所以有利于降水, 是因为垂直速度能直接垂直输送水汽, 能量等。垂直速度的大小可以直接影响降水的强弱。在海东市以 102.5°E 做垂直剖面图可以看出, 2 日 0 时(图略)海东中低层均处于上升运动区, 上升运动在 400 hPa 附近达到最强, 速度达到 -10 Pa/s 。06 时(图 8(a))海东地区上升运动增强。低层垂直速度增大到 -16 Pa/s , 高层 300 hPa 处海东东部上升运动达到最强, 海东的垂直速度为 -16 Pa/s 。12 时(图 8(b))中层上升运动也有所增强, 几乎整层都被上升运动所控制。18 时(图 8(c))海东地区上升运动有所减弱, 500 hPa 附近出现弱的下沉运动。3 日 0 时(图 8(d))中低层均为上升运动区, 250 hPa 以上出现弱的下沉运动区。3 日 6 时(图 8(e))海东的上升运动又开始增强, 其中低层的上升运动最强, 垂直速度值达到 -16 Pa/s 。3 日 12 时(图 8(f))中层又出现弱的下沉运动。3 日 18 时(图 8(g))海东低层出现下沉运动, 但高层仍为上升运动区。到 4 日 0 时(图 8(h))高层和低层都被下沉运动控制, 不利于水汽和能量的垂直输送, 暴雨随即停止。



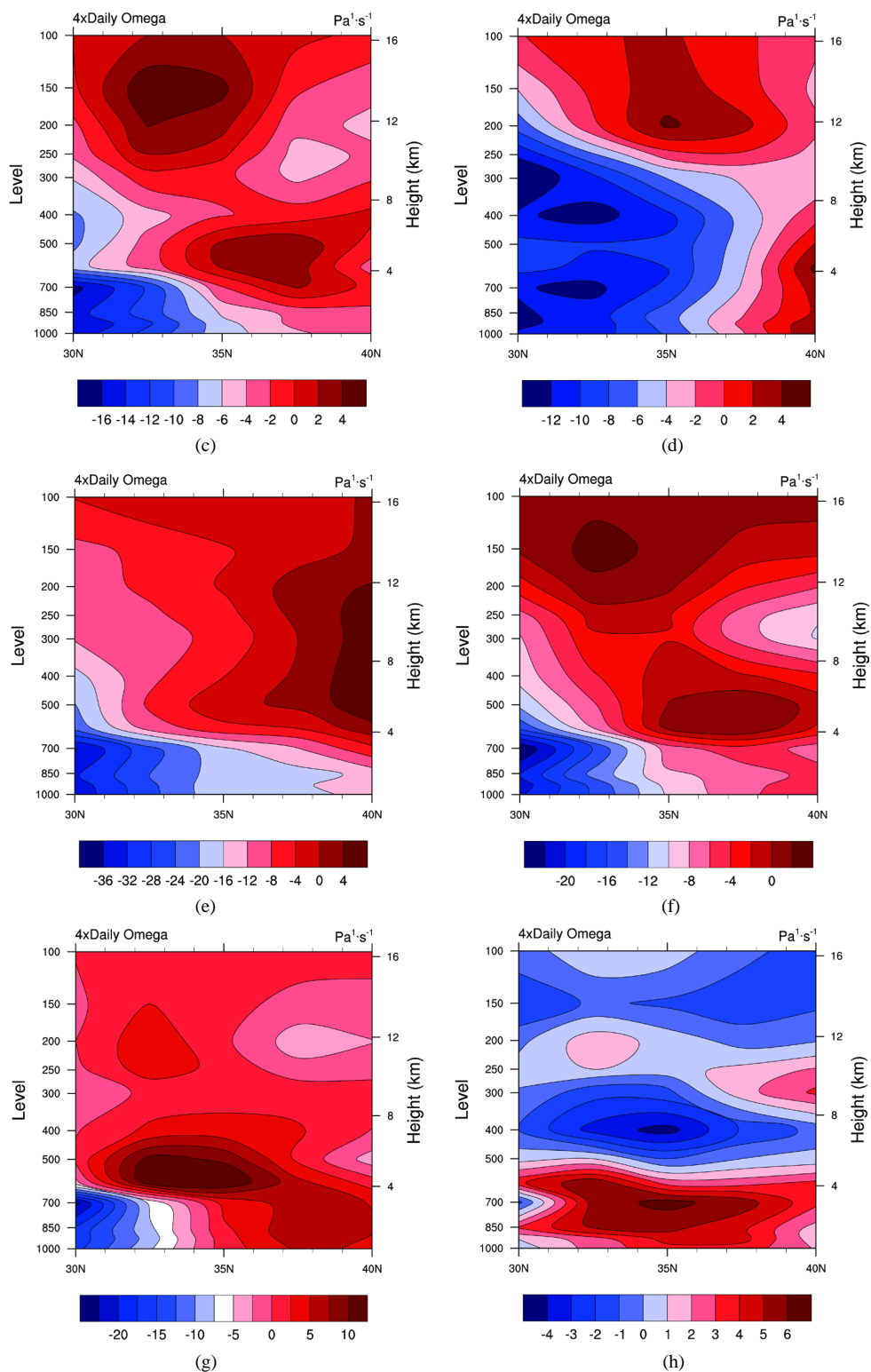


Figure 8. (a) The vertical velocity at 06:00 on the 2nd; (b) The vertical velocity at 12:00 on the 2nd; (c) The vertical velocity at 18:00 on the 2nd; (d) The vertical velocity at 00:00 on the 3rd; (e) The vertical velocity at 06:00 on the 3rd; (f) The vertical velocity at 12:00 on the 3rd; (g) The vertical velocity at 18:00 on the 3rd; (h) The vertical velocity at 00:00 on the 4th

图 8. (a) 2 日 6 时垂直速度图; (b) 2 日 12 时垂直速度图; (c) 2 日 18 时垂直速度图; (d) 3 日 0 时垂直速度图; (e) 3 日 6 时垂直速度图; (f) 3 日 12 时垂直速度图; (g) 3 日 18 时垂直速度图; (h) 4 日 0 时垂直速度图

5.3. 不稳定能量特征

强降水的产生不仅需要水汽的输送和上升运动,而且必须得具备一定的不稳定条件。假相当位温的变化能够直接反映暴雨过程中冷暖空气的活动情况,而且其高值区的变化与暴雨落区和暴雨发展过程有密切联系,所以可以将假相当位温作为暴雨预报的一个重要指标[17]。沿 102.5°E 做假相当位温的垂直剖面图,从 2 日 0 时开始(图 9(a)),海东地区 700 hPa 高度以上的假相当位温为 80°C,表明海东地区有不稳定能量发展。之后低层的假相当位温继续升高。2 日 18 时(图 9(b))开始海东上空的假相当位温稍有减弱,但仍大于 80°C。2 日晚到 3 日晚上(图 9(c)),假相当位温数值基本维持在 80°C~84°C 之间。4 日 0 时(图 9(d))开始,假相当位温开始减弱,大气层结逐渐趋于稳定,降水即将结束。

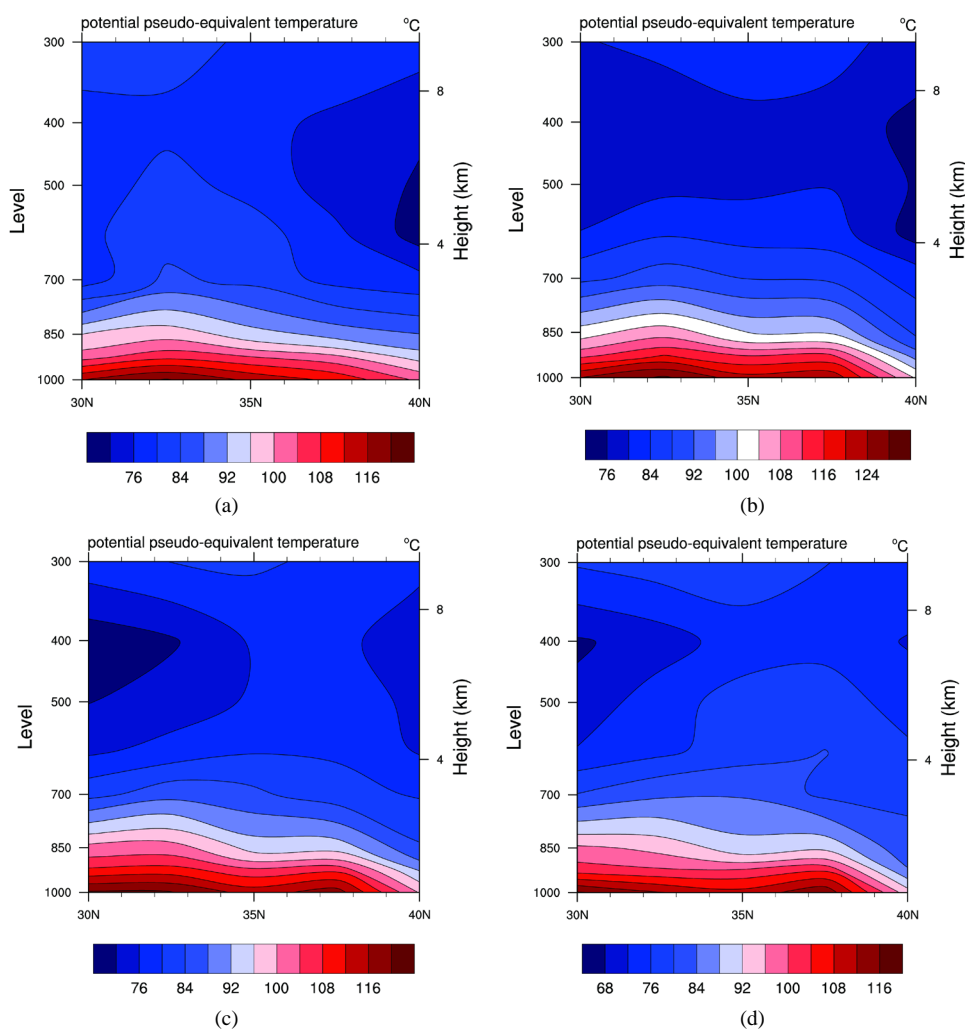


Figure 9. (a) θ_{se} chart at 00:00 on the 2nd; (b) θ_{se} chart at 18:00 on the 2nd; (c) θ_{se} chart at 18:00 on the 3rd; (d) θ_{se} chart at 00:00 on the 4th

图 9. (a) 2 日 0 时假相当位温图; (b) 2 日 18 时假相当位温图; (c) 3 日 18 时假相当位温图; (d) 4 日 0 时假相当位温图

6. 卫星云图特征

大范围云的结构往往和各种天气系统有联系,所以根据卫星云图可以追踪和观察天气系统的运动。从 8 月 1 日 15 时(图略)的红外云图上可以看出,在青海的南部地区云系开始发展。20 时(图 10(a)),云

系开始沿着 700 hPa 的低涡前部的西南气流往东北方向移动。并且在移动的过程中逐渐加强。2 日 09 时(图 10(b)), 受低空切变线影响, 青海东部出现一个 β 中尺度对流云团, 12 时对流云团发展到最大。随后与从青海南部沿低涡前部西南气流移来的云系合并。至 2 日 20 时(图 10(c)), 云系移至青海东部, 大降水出现在海东地区。受稳定的西南气流影响, 云系在青海东部继续维持。3 日 20 时, 低涡开始南压, 云系随着低涡南移动到青海东南部, 云系强度也逐渐减弱。4 日 02 时(图 10(d))云系移出海东, 云系也开始迅速减弱, 海东降水趋于结束。

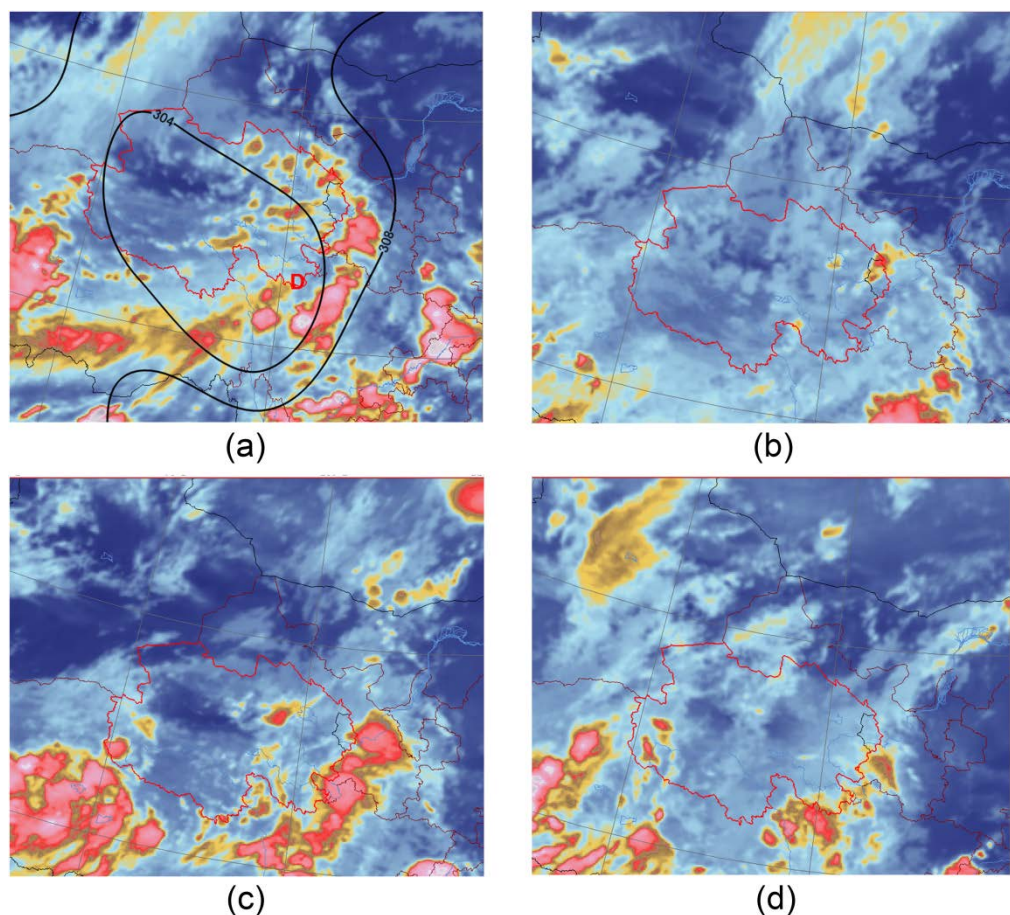


Figure 10. (a) Infrared cloud image at 20:00 on the 1st; (b) Infrared cloud image at 09:00 on the 2nd; (c) Infrared cloud image at 20:00 on the 2nd; (d) Infrared cloud image at 02:00 on the 4th

图 10. (a) 1 日 20 时红外云图; (b) 2 日 09 时红外云图; (c) 2 日 20 时红外云图; (d) 4 日 02 时红外云图

7. 结论

对 2018 年 8 月 2 日~4 日在海东的一次暴雨过程进行分析, 得到以下结论: 2018 年 8 月初受到台风“云雀”北上的影响, 西太平洋副热带高压偏西偏北, 青海省南部持续出现低涡系统并发展加强, 随后沿着副高边缘西南气流北上, 同时受到低涡切变的影响。除此之外, 青海省北部有西亚大槽分裂的短波槽持续维持, 为典型的北槽南涡型大降水天气。此次暴雨过程的水汽输送主要分为两路, 一路是从孟加拉湾和南海途径四川盆地到青海东部, 另一路是从东海向东直接输送到青海。这些输送来的水汽在海东低层汇聚并向上输送, 形成深厚的湿层, 为暴雨的发生提供了水汽条件; 低空辐合上升、高空辐散下沉以及从低空到高空的垂直上升运动为暴雨的发生发展提供了动力条件; 低层从西亚大槽断裂的短波槽携

带的槽后干冷空气和西太平洋副热带高压西南侧输送的偏南暖湿气流交汇, 大气处于不稳定的状态; β 中尺度对流云团在 700 hPa 切变线附近发展, 表明此次降水过程有中小尺度系统的参与。通过分析可以掌握西北东部农业区暴雨的发生机制, 进而提高此类天气的预报准确度, 给当地的防灾减灾工作提供更准确的气象服务及决策依据。

参考文献

- [1] 王家祁, 郑似莘. 中国暴雨地域分布概述[J]. 水文, 1991(2): 1-7.
- [2] 寿绍文. 中国暴雨的天气学研究进展[J]. 暴雨灾害, 2019, 38(5): 450-463.
- [3] 彭丽英, 吕卫华, 詹国伟. 茂名一次暴雨低空急流脉动与强降水的关系[J]. 广东气象, 2016, 38(1): 19-22.
- [4] 钱维宏, 单晓龙, 朱亚芳. 天气尺度扰动流场对区域暴雨的致使能力[J]. 地球物理学报, 2012, 55(5): 1513-1522.
- [5] 北京大学地球物理系气象专业, 河北省气象台. 一次黄河气旋特大暴雨过程分析[J]. 大气科学, 1979(1): 6-15.
- [6] Liang, P. and Ding, Y.H. (2017) The Long-Term Variation of Extreme Heavy Precipitation and Its Link to Urbanization Effects in Shanghai during 1916-2014. *Advance in Atmospheric Sciences*, **34**, 321-334.
<https://doi.org/10.1007/s00376-016-6120-0>
- [7] 高涛, 谢立安. 近 50 年来中国极端降水趋势与物理成因研究综述[J]. 地球科学进展, 2014, 29(5): 577-589.
- [8] 任国玉, 陈峪. 全球变暖与中国极端气候事件变化[J]. 科学, 2010, 62(5): 30-33.
- [9] 白莹莹, 张焱, 何泽能, 杨世琦, 吴铮, 赵磊. 城市化进程对重庆都市圈降水空间分布的影响[J]. 气象, 2013, 39(5): 592-599.
- [10] 崔玉琴. 西北内陆上空水汽输送及其源地[J]. 水利学报, 1994(9): 79-87.
- [11] 蔡英, 宋敏红, 钱正安, 等. 西北干旱区夏季强干、湿事件降水环流及水汽输送的再分析[J]. 高原气象, 2015, 34(3): 597-610.
- [12] 钱正安, 蔡英, 宋敏红, 等. 中国西北旱区暴雨水汽输送研究进展[J]. 高原气象, 2018, 37(3): 577-590.
- [13] 李明, 高维英, 杜继稳, 等. 远距离台风影响下的陕西大暴雨分析[J]. 干旱区研究, 2011, 28(3): 515-523.
- [14] 刘新伟, 段海霞, 赵庆云. 2010 年 7 月甘肃一次区域性暴雨分析[J]. 干旱气象, 2011, 29(4): 472-477.
- [15] 黄玉霞, 王宝鉴, 黄武斌, 等. 我国西北暴雨的研究进展[J]. 暴雨灾害, 2019, 38(5): 515-525.
- [16] 文宝安. 物理量计算及其在暴雨分析预报中的应用——水汽通量与水汽通量散度[J]. 气象, 1980(6): 36-38.
- [17] 靳莉君, 任伟, 周丹丹. 假相当位温在黄河“7·21”雨洪分析中的应用[J]. 人民黄河, 2013, 35(6): 25-26.