

索渺清,丁一汇. 2014. 南支槽与孟加拉湾风暴结合对一次高原暴雪过程的影响. 气象, 40(9):1033-1047.

南支槽与孟加拉湾风暴结合对一次高原暴雪过程的影响^{* 1}

索渺清^{1,2} 丁一汇³

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081
2 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081
3 国家气候中心, 北京 100081

提 要: 利用 NCEP/NCAR 逐 6 h $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料与常规和非常规观测资料, 对 2007 年 11 月云南德钦高原暴雪产生的原因进行了研究, 探讨南支槽与孟加拉湾风暴结合对高原东南部强烈天气的影响过程。结果表明: (1) 在南支槽和孟加拉湾风暴结合的天气尺度条件下, 槽前偏南风低空急流受高原大地形阻挡产生的高原切变线是高原暴雪的直接影响系统; (2) 由于地形和冷空气的作用, 上升运动向北倾斜使高原对流层中上层首先出现上升运动, 整层上升运动在高原切变线和次级环流上升支的共同作用下强烈发展。孟加拉湾风暴北上与南支槽结合、高原切变线北移和风暴低压临近使德钦上升运动出现三次增强; (3) 南支槽前偏南风低空急流向北输送水汽, 部分水汽被抬升到高空, 部分水汽绕过高原东南角向下游输送。高空水汽经高原上空沿着高空西风急流向下游远距离输送。高、低空水汽通道不重合往往会影响高原及其下游强降水落区的预报。受高空水汽输送影响, 高原东南部纵向岭谷区具有高层大气最先增湿的特征, 近地层水汽通量长时间强烈辐合有利于高原暴雪的形成; (4) 上游冷空气沿南支西风到达孟加拉湾, 促使南支槽加深和维持有利于引导孟加拉湾风暴北上, 南支槽前偏南风低空急流把暖湿空气输送上高原, 同时横槽转竖冷空气从高原南下, 冷暖空气在德钦交汇形成强锋区也是暴雪产生的一个有利条件。 (5) 高原暴雪的锋区结构具有中纬度锋面天气特征, 在暴雪发生的锋区附近, 满足倾斜位涡发展和条件性对称不稳定。

关键词: 南支槽, 孟加拉湾风暴, 高原暴雪

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2014. 09. 001

A Case Study on the Effect of Southern Branch Trough in the Subtropical Westerlies Combined with Storm over the Bay of Bengal on Plateau Snowstorm

SUO Miaoqing^{1,2} DING Yihui³

1 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081
2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081
3 National Climate Centre, Beijing 100081

Abstract: Using NCEP ($1^{\circ}\times 1^{\circ}$) 6 h reanalysis data and the conventional and unconventional observational data, a case study on the plateau snowstorm that occurred in November 2007 was performed to explore the generation process of the severe weather over the southeast part of Tibetan Plateau due to combination of Southern Branch Trough (SBT) in the subtropical westerlies and storm of Bay of Bengal (BOB). The results show that: (1) The plateau snowstorm synoptic scale condition is formed by the combination of SBT

^{*} 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2010CB950404)、灾害天气国家重点实验室基金(2009LASW-B12)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2014-089)共同资助
2013 年 8 月 27 日收稿; 2014 年 5 月 8 日收修定稿
第一作者: 索渺清, 主要从事天气气候学研究. Email: ynsmq@foxmail. com

and storm of BOB. The plateau shear line produced by low-level jet is the direct influence system. (2) Because of the effect of the terrain and cold air, upward movement sloping to the north makes upward movement first appears in the mid-upper troposphere over the plateau. Both the plateau shear and the ascending branch of secondary circulation of the upper jet stream enhance the upward motion. Due to the combination of SBT and storm of BOB, the northward moving of plateau shear line and the nearing storm causes the ascending motion of Deqin to strengthen three times. (3) The southern lower-level jet occurs in front of the trough, which transports moisture to the north, and part of water vapor is lifted to the high level while other part of the water vapor passes by the southeast corner of plateau to the downstream. Meanwhile the high-level water vapor travels over the plateau along the upper westerly jet downstream advection over a long distance. High and low water vapor channels do not overlap, often affecting the plateau and its downstream forecast in heavy rainfalls. Due to the high-level water vapor transportation, the longitudinal range-gorge region of southeast plateau has the characteristics of upper atmosphere being moistured first, and surface layer moisture flux strong convergence for a long time is conducive to the formation of the plateau snowstorm. (4) The cold air upstream along the southern branch of the westerly to the BOB, deepens and maintains SBT, which is beneficial to the northward moving of the storm BOB. The cold air from the plateau and the warm air from BOB meet over Deqin, forming strong front, which is the main synoptic system of snowstorm. (5) The frontal structure of plateau snowstorm has the mid-latitude frontal synoptic characteristics. Snowstorm occurs near frontal zone, meeting the slantwise vorticity development and conditional symmetric instability.

Key words: southern branch trough (SBT), storm of Bay of Bengal, plateau snowstorm

引 言

暴雪是我国北方冬季常见的灾害性天气,也是低纬高原(下称高原)地区主要且多发的灾害性天气,有时还伴有强寒潮和大风,对工农业生产、畜牧业、交通运输和人民生活影响较大。高原暴雪对高原经济的发展和人民的生产生活造成相当大的影响(周陆生等,2000;仓决等,2008;刘光轩,2008;假拉等,2008)。从 20 世纪 70 年代起,国内外就开始对暴雪机理进行研究(Bennetts et al,1979;Emanuel,1979;王文辉等,1979;Sanders et al,1985;Sander,1986;Moors et al,1988),但主要集中在我国东部地区(朱爱民等,1993;宫德吉等,2000;胡中明,2003;周雪松等,2008;董啸等,2010;孙欣等,2011;张迎新等,2011)。由于高原复杂的地形以及观测资料匮乏,高原暴雪的研究还有很多基础性、关键性的问题亟待解决。1996 年 9 月中旬,中国气象局在青海西宁召开了“牧区雪灾气象服务工作研讨会”,首次对全国牧区雪灾气象服务进行科学分析和研究讨论,以促进对高原暴雪的深入研究。随后,高原暴雪的研究得到了加强(周陆生等,2000;董安祥等,

2001;马林等,2001;王勇等,2006;王文等,2000;2001;邓远平等,2000;王子谦等,2010;周倩等,2011;吕爱民等,2013)。

孟加拉湾是全球热带风暴活动最为频繁的地区之一,孟加拉湾风暴是影响低纬高原的重要天气系统,在初夏 5—6 月和秋季 10—11 月活动最为频繁。初夏孟加拉湾对流云团是否活跃与低纬高原雨季开始有关(秦剑等,1997;李英等,2003a;2003b)。秋季孟加拉湾风暴常带来连阴雨天气,成为影响低纬高原雨季结束的重要因素(周国莲等,2011),而冬半年(10 月至次年 5 月)孟加拉湾常伴有南支槽存在(索渺清等,2009),南支槽和孟加拉湾风暴常常结合造成低纬高原暴(雨)雪天气。许美玲等(2007)利用 1975—2004 年 30 年孟加拉湾风暴个例,分析了孟加拉湾风暴的活动特征,并对造成云南 19 次全省性暴雨的孟加拉湾风暴进行合成分析,发现孟加拉湾风暴造成低纬高原暴雨天气的环流形势大致有三种类型,即横槽切变型(53%),南支槽型(26%)和西太平洋副高型(21%),其中横槽切变型孟加拉湾也有南支槽存在。南支槽云系与孟加拉湾风暴云团相遇后会形成范围更大的暴雨云团,秋季 4 次全省性暴

雨过程都是由孟加拉湾风暴和南支槽结合造成的。林志强等(2013)统计了1980—2010年31年来高原大到暴雪的气候特征,并把产生高原大到暴雪的主要环流类型分为5类,其中南支槽和孟加拉湾风暴结合型占23%,而且5种环流型都有南支槽配合。当孟加拉湾风暴北上与南支槽结合时,南支槽把风暴外围云系和大量暖湿气流输送到高原上空,槽前低层辐合上升,加上北方冷空气和有利地形作用,往往给高原带来大到暴雪天气过程。由于水汽越过高原继续向东输送到长江中下游地区,降水造成的影响范围相当广泛,西起高原西部,东到我国长江中下游地区都有影响(丁一汇,1979)。

随着全球气候变暖,孟加拉湾风暴总体呈下降趋势,但风暴频数极端年份增加强度增大。受南支槽前和西太平洋副热带高压外围西南气流引导,孟加拉湾风暴向东北、偏北和先西北后东北移动的次数显著增加,对孟加拉国和青藏高原形成重大影响,常出现大海潮和暴风雪等严重灾害(段旭等,2009)。2007年11月14—17日受南支槽和孟加拉湾风暴影响,孟加拉湾北部、青藏高原东南部和长江中下游出现暴(雨)雪天气,其中云南德钦出现特大暴雪,日最大降水量为48.1 mm,累计过程降水量为86.5 mm,最大雪深达50 cm,雨季结束后出现这样大的降水强度是罕见的,造成了有气象记录以来11月同期最大雪灾,造成电力、通讯和电视信号中断,公路塌方,交通中断,给当地群众生产生活带来严重影响。2008年10月26日至11月2日南支槽和孟加拉湾风暴又给青藏高原带来有气象记录以来范围最大的暴(雨)雪天气,造成10人冻死,4000多人冻伤,牲畜死亡或失踪1.9万头(只)等严重经济损失。由于对此类高原暴雪发生发展机理认识不足,缺乏相应的预报思路和技术方法,往往造成预报失败。因此,有必要对南支槽和孟加拉湾风暴结合影响高原暴雪机理进行研究。

徐祥德等(2001)指出,青藏高原作为全球最高的大地形,其南侧来自印度洋、孟加拉湾地区的异常暖湿气流携带了大量的水汽,经地形爬升为高原中部对流云发展提供了水汽条件。同时,一部分水汽随偏西气流输送到下游长江流域。苗秋菊等(2004; 2005)揭示了高原周边水汽输送经向及纬向分量之间存在“转换”的相关关系,青藏高原大地形强迫是

两者“转换”特征形成的重要动力因素。水汽一般集中在对流层低层,南支槽和孟加拉湾风暴结合加强了高原上的水汽输送,但源自孟加拉湾的水汽是如何越过青藏高原向长江中下游地区输送值得深入探讨。

高原暴雪天气的强弱还决定于高原上有无冷空气活动。一般情况下冷锋不容易到达高原内部,但当高原上或高原西北有高空槽引起高原上一次寒潮过程时,冷锋可进入高原。冷锋的强度在翻越高原时可能有一定的减弱,但到高原之后,受高原热力和动力的影响或高空槽斜压性加强,冷锋常有加强,云带变密加宽,锋面上的天气也变得激烈。随着孟加拉湾风暴云带北上高原,相应有一次暖空气活动和北推,从而造成高原上暖锋锋生和北推。当风暴云带北伸,大量暖湿空气向北涌进到高原与冷空气结合时,可造成大范围降水(丁一汇,1979)。

本文在过去研究的基础上,对200711云南德钦高原暴雪的动力和热力条件进行诊断分析,进一步深入探讨南支槽与孟加拉湾风暴结合下高原东南部暴雪产生的机理。

1 资料和计算方法

本文采用2007年11月13—17日NCEP/NCAR间隔6 h、水平分辨率 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的26层再分析资料,结合云南德钦本站观测资料、FY2C水汽云图、美国关岛联合台风警报中心(Joint Typhoon Warning Centre, JTWC)最佳台风路径资料和美国气候预报中心全球站点降水数据等常规和非常规观测资料,从大气环流背景、水汽条件、冷空气活动和垂直运动等方面进行诊断,然后计算各等压面上格点的位温和涡度,线性内插出各等熵面上格点的风场、高度场和高度值,根据等熵位涡公式计算了275~375 K共21层等熵位涡,对冷空气活动进行跟踪,最后计算湿位涡,对暴雪产生的不稳定机制进行分析。

2 德钦暴雪概况

从南支槽、孟加拉湾风暴(Sidr)路径和过程降水量配置(图1a)可以看出,受南支槽和孟加拉湾风暴影响,在孟加拉湾北部,青藏高原东南部和长江中

下游出现了三个暴雨(雪)中心,强降水主要集中在高原南沿。此次高原东南部暴雨(雪)天气,主要位于西藏东南部、四川西部和云南东北部,其中暴雪中心位于滇东北的德钦,持续时间长,造成了有气象记录以来11月同期最大雪灾。整个过程孟加拉湾有南支槽维持,孟加拉湾风暴 Sidr 于2007年10月14时在孟加拉湾南部海面生成,开始缓慢西行,受南支槽前西南气流引导偏北转向,移速越来越快,强度越来越强。15日20时以后在孟加拉国南部沿海登陆,由于孟加拉陆地仅高出海平面1.5 m,风暴登陆后仍维持近12 h,当它继续向东偏北方向移动接近青藏高原时迅速填塞、消亡,王允宽等(1996)的研究表明,高原地形效应可能是促使移近高原的孟加拉湾热带气旋填塞、消亡的主要原因。德钦(28.27°N、98.53°E)位于青藏高原东南部纵向岭谷区,海拔3485 m,气温低容易达到降雪的温度条件。从本站降水、温度和露点随时间演变(图1b)可以看出,降雪大约从14日14时开始,15日02时以后迅速增强,6 h最大降雪量出现在15日08时(17 mm),暴雪持续时间长达30 h。降雪开始后地面温度下降到0℃以下,同时露点上升,地面湿度(温度露点差)在降雪6 h后达到饱和,具有地面增湿较高空迟的特点。随着大量暖湿气流涌上高原,16日08时德钦地面温度上升到0℃以上,雨雪性质发生转化,同时降水强度明显减小,直到17日08时降水基本结束。从孟加拉湾风暴 Sidr 生命史(图1c)可以看出,14日14时,南支槽和孟加拉湾风暴结合使风暴强度明显增强,风速明显加大,进而使高原上水汽输送明显加强,高原开始降雪。当风暴达到特强气旋风暴之后,高原暴雪开始。15日20时风暴登陆强度减弱,16日08时随着风暴消失,降水强度明显减弱。

3 主要影响系统

为进一步分析高原暴雪的发生发展机制,分别从酝酿(14日08时)、暴雪(15日08时)、雪转雨(16日08时)以及结束(17日08时)四个阶段进行讨论。在500 hPa温压场和相对涡度配置图上,巴尔喀什湖低涡、孟加拉湾风暴伴随有正的涡度中心,北方横槽、南支槽和高原辐合切变线附近均具有较大

的正涡度。(1)酝酿阶段(图2a),中高纬为横槽低涡型,巴尔喀什湖附近有一低涡,贝加尔湖有一横槽,槽后有明显的偏北气流。高原上有一小槽,南支槽位于85°E附近。当孟加拉湾风暴到15°N附近时,南支槽前西南气流把风暴产生的云和水汽输送到高原上空;(2)暴雪阶段(图2b),巴尔喀什湖冷涡缓慢东移,孟加拉湾有南支槽维持。北方横槽转竖东移的过程中不断分裂冷空气从高原上南下。随着西太平洋副热带高压增强西伸和孟加拉湾风暴北上,大量暖湿气流输送上高原,德钦附近锋区加强有利于暴雪的产生;(3)雪转雨阶段(图2c),由于孟加拉湾风暴逼近,大量暖湿气流涌上高原使德钦近地面气温升高,降水性质发生转化。(4)结束阶段(图2d),孟加拉湾风暴和南支槽减弱消失,德钦上空转为平直的西风气流控制。

丁一汇(2005)指出,当接近山脉的空气不能越过抬高的地形时,气流必须在水平方向偏转并绕过山脉,这会引起各种局地风系和天气系统的发展,甚至行星波的发展。由于德钦海拔高达3485 m,可由650 hPa来分析其近地面影响系统。从高低空环流配置来看,酝酿阶段(图3a和3b),650 hPa流场上高原南侧垂直方向上存在两个气旋中心,分别与南支槽和孟加拉湾风暴相对应。随着孟加拉湾风暴北上,槽前产生偏南风低空急流,受到正北方向高原大地形阻挡转向东流去的同时,在高原南侧形成东西向辐合切变线——高原切变线。同时,高空西风急流在孟加拉湾上空断裂,急流入口区南侧的高层辐散有利于产生横越高空急流的次级环流。暴雪阶段(图3c和3d),随着孟加拉湾风暴进一步增强北上和西太平洋副热带高压加强西伸,槽前偏南风低空急流迅速增强使高原切变线加强北推,使德钦近地面辐合迅速增强;同时,高空急流增强北抬,高层辐散中心移到德钦上空,高空急流次级环流上升支明显增强。可以看出,在高原切变线和高空急流次级环流上升支共同作用下,整层上升运动强烈发展。雪转雨阶段(图3e和3f),随着风暴低压右侧偏南风低空急流中心逼近高原,高原东南部由于地势较低,急流达到一定强度后得以越过,使得高原切变线西段维持而东段消失,德钦近地面辐合明显减弱;同时,随着高空急流进一步增强北抬,高层辐散中心北移,德钦高层辐散减弱,上升运动减弱。结束阶段

(图 3g 和 3h),随着风暴低压和偏南风低空急流迅速减弱,高原南侧辐合切变线消失;同时,德钦距高空急流轴渐远,高层由辐散转为辐合不利于上升运动发展。

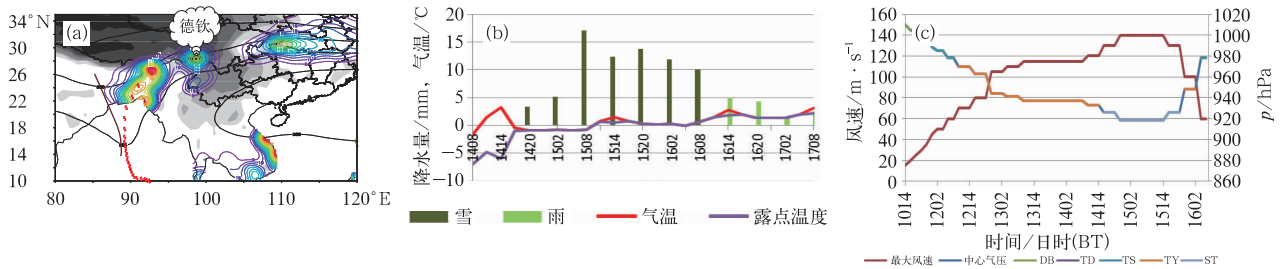


图 1 (a)2007 年 11 月 14—17 日南支槽,风暴路径和过程降水量(粗/细实线代表南支槽/500 hPa 等高线,彩线表示降水,阴影表示地形,⚡ 代表风暴中心位置);
(b)2007 年 11 月 14—17 日德钦降水、气温和露点随时间演变;
(c)孟加拉湾风暴 Sidr 生命史

Fig. 1 (a) Configuration of SBT, storm path and precipitation [thick/thin line represents SBT/contour (unit: dagpm) at 500 hPa, colorful line for precipitation, shaded for topography and ⚡ for the Sidr center]; (b) time evolution of precipitation (bar), temperature (red curve) and dew point temperature (purple curve) at Deqin from 14 to 17 November 2007; (c) life history of Sidr

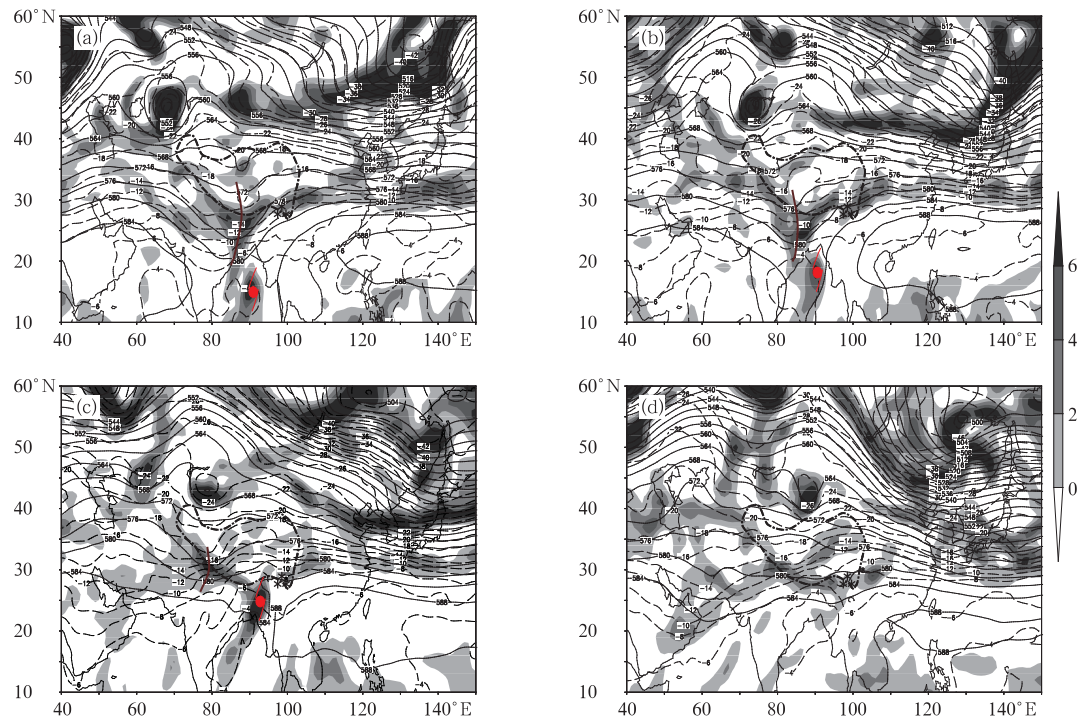


图 2 2007 年 11 月 14—17 日 500 hPa 温压场和相对涡度(a)酝酿、(b)暴雪、(c)雪转雨和(d)结束阶段
[实/虚线表示等高(单位:dagpm)/等温(单位:℃)线,阴影表示正涡度(单位: 10^{-5} s^{-2}),点划线表示 3000 m 地形,* 代表德钦所在位置,粗实线表示南支槽,⚡ 代表锡德中心位置]

Fig. 2 The geopotential height, temperature and relative vorticity at 500 hPa in the (a) brew, (b) snowstorm, (c) snow to rain, (d) end stage from 14 to 17 November 2007
[Solid/dashed line is for contour (unit: dagpm)/isotherm (unit: $^{\circ}\text{C}$), shaded for positive relative vorticity (unit: 10^{-5} s^{-2}), dotted line for the 3000 m topography, symbol * for the location of Deqin, thick line for SBT, and ⚡ for the Sidr center]

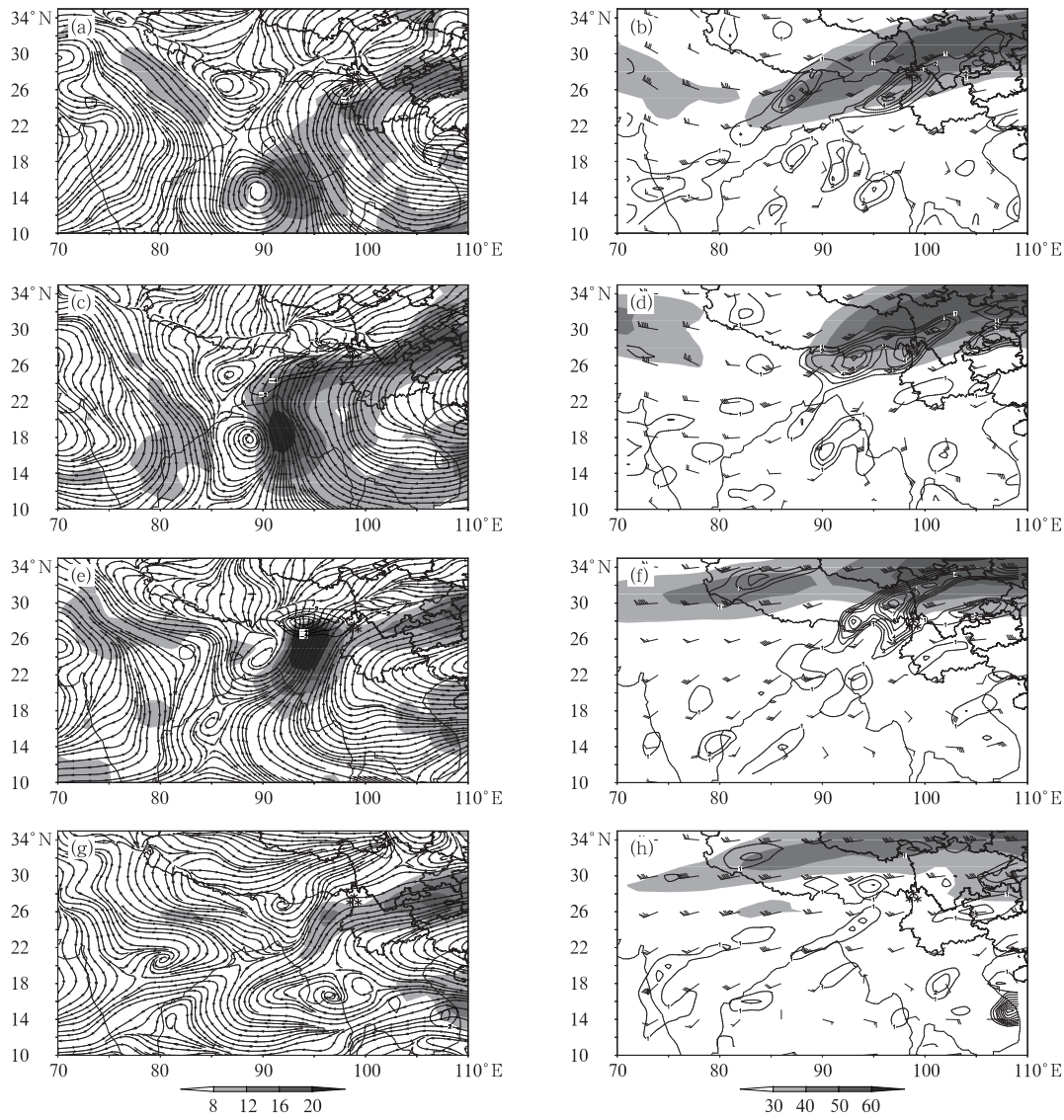


图 3 2007 年 11 月 14—17 日 650 hPa(左)和 300 hPa(右)急流与散度配置
(a)和(b)酝酿阶段,(c)和(d)暴雪阶段,(e)和(f)雪转雨,(g)和(h)结束阶段
(实线/虚线代表辐散/辐合,阴影区表示等风速线 $>8/30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 3 650 hPa (left) and 300 hPa (right) jet stream and divergence in the (a, b) brew, (c, d) snowstorm, (e, f) snow to rain, (g, h) end stage from 14 to 17 November 2007
(Solid/dashed line is for divergence/convergence, shaded for isotach exceeding $8/30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)

4 垂直运动分析

高空急流的存在和位置的变动对孟加拉湾风暴是否影响高原密切相关。转向北上的孟加拉湾风暴,在它影响高原之前,其北部或西北部大多维持一条急流云系,急流云系北上会吸引孟加拉湾风暴的北移(戴武杰,1974)。孟加拉湾风暴偏南暖湿气流

在高原地形的强迫抬升下使上升运动加剧(吕爱民等,2013)。从垂直环流和相对湿度配置来看,酝酿阶段(图 4a):暖湿气流沿地形向北斜升到 300 hPa 下沉,横越高空急流存在一个直接环流圈。受地形和冷空气影响,上升运动向北倾斜使德钦对流层中上层首先出现上升运动,在高原地形的强迫抬升下上升运动得到加强;暴雪阶段(图 4b):高空急流增强北移了 3 个纬距,次级环流上升支也增强北移到

德钦上空,德钦从地面到高空转为一致的上升气流。可以看出,在高原切变线和高空急流的作用下,垂直上升运动明显加强。

德钦上空垂直运动随时间演变(图 5)表明,在孟加拉湾风暴北上影响高原的整个过程中,德钦上升运动分别在 14 日 14 时、15 日 02 时和 16 日 14 时出现了三次增强。14 日 02 时,大约在降雪开始前 12 h,德钦对流层中上层开始出现上升运动,这与倾斜上升运动有关;14 日 14 时,孟加拉湾风暴北上与南支槽结合使得上升运动第一次增强对应高原降雪开始,此时上升运动中心位于 400 hPa 附近,而 500

hPa 以下为下沉运动控制;15 日 02 时,随着高原切变线北移至德钦附近,从地面到 300 hPa 转为一致的上升运动,上升运动得到第二次增强,对应暴雪开始;16 日 02 时上升运动有一个明显的减弱,这与德钦附近高原切变线消失有关;16 日 14 时,随着风暴低压临近,德钦上升运动再次增强。可以看出,高原降雪前,对流层中上层首先出现上升运动,随着高原切变线和次级环流上升支北移,近地面逐渐由下沉运动转为上升运动,中心也由对流层中高层逐渐下降到近地面,暴雪期间上升运动中心强度超过 $-90\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

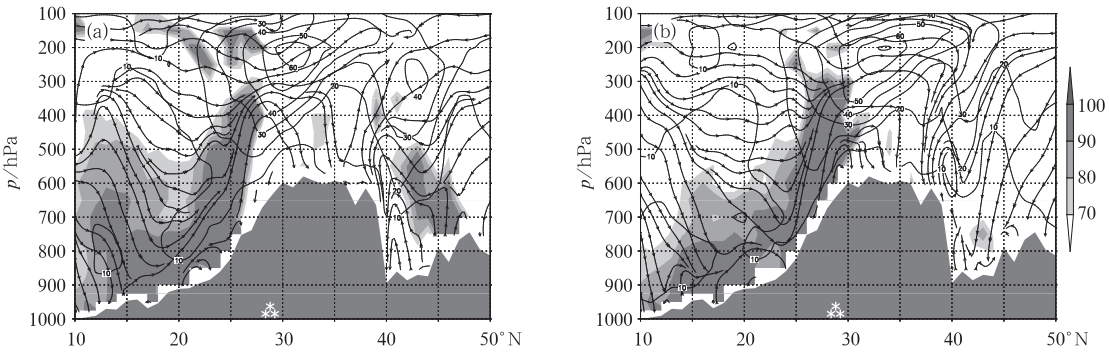


图 4 垂直环流沿德钦经向剖面
(a) 酝酿, (b) 暴雪阶段
[流线表示垂直环流,粗线表示全风速(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),阴影代表地形和相对湿度 $\geq 70\%$ 区域]

Fig. 4 Vertical circulation along Deqin
(a) brew, (b) snowstorm stage

[Streamline is for vertical circulation, thick line for isotach (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), and shaded for topography and relative humidity exceeding 70 %]

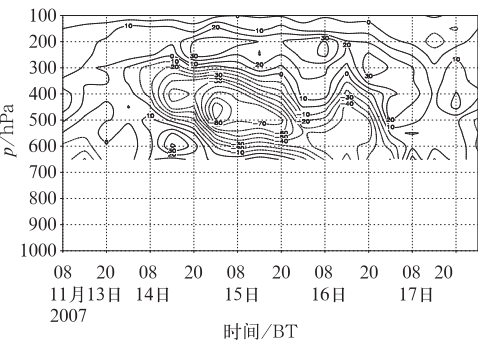


图 5 2007 年 11 月 13—17 日德钦
垂直运动随时间演变
(单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 5 Time evolution of vertical motion
over Deqin from 13 to 17 November 2007
(unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)

从 500 hPa 垂直运动分布可以看出,孟加拉湾风暴与南支槽结合、高原切变线北移以及风暴低压临近是德钦上升运动三次增强的原因。14 日 08 时(图 6a)降雪开始前,在南支槽、孟加拉湾风暴和高原切变线附近分别存在三个上升运动中心,其中孟加拉湾风暴最强,高原切变线次之,南支槽最弱;14 日 14 时(图 6b),由于孟加拉湾风暴北上与南支槽结合,槽前三个上升运动中心合并成一南北向带状上升运动区,高原切变线附近上升运动增强,即德钦上升运动第一次增强;15 日 02 时(图 6c),随着孟加拉湾风暴北上,低空急流增强,高原切变线北推到德钦附近,使上升运动第二次增强;16 日 14 时(图 6d),随着风暴低压临近,受其强对流上升区影响,德钦上升运动又一次得到增强。

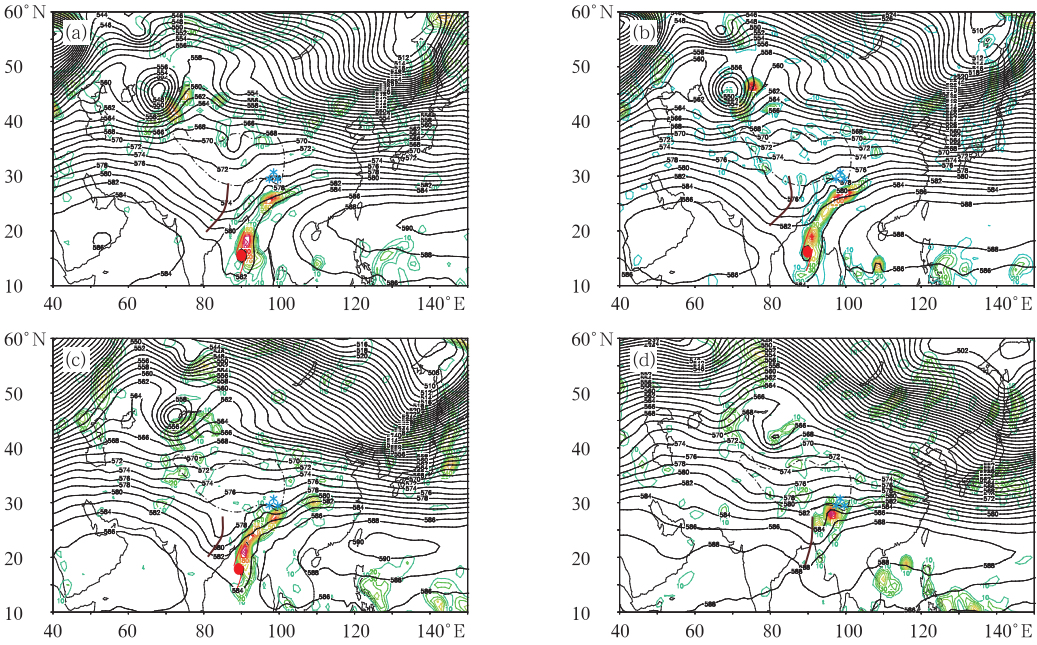


图 6 2007 年 11 月 500 hPa 位势高度场(黑实线,单位:dagpm)和上升运动分布(彩线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a)14 日 08 时, (b)14 日 14 时, (c)15 日 02 时, (d)16 日 14 时
Fig. 6 The configuration of geopotential height field (contour, unit: dagpm) and
upward motion at 500 hPa (rainbow, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) in November 2007
(a) 08 BT 14, (b) 14 BT 14, (c) 02 BT 15, (d) 14 BT 16

5 水汽输送

丁一汇(1979)通过卫星资料分析发现,如果孟加拉湾风暴向西北移动时,同时遇有西风槽东移,则风暴路径逐渐北转或东北转,并且风暴北部的云系在槽前西南气流影响下,可向东北伸展很长,此时整个高原西部或东部可处在这种云带笼罩之下。戴武杰(1974)认为转向北上的孟加拉湾风暴,当风暴中心移到 20°N 或以北时,其前部的云带就能伸到高原上,风暴云带侵入高原,并不立即产生天气现象,需要 $6\sim 12\text{ h}$ 的酝酿过程。而风暴中心及其强对流云系受青藏高原的阻挡只能维持在喜马拉雅山的南坡(朱福康等,1998)。

由于水汽通道权重函数峰值在 400 hPa 附近,卫星对对流层中上层水汽分布最为敏感,因此水汽图像反映了高原上空水汽的分布情况(郑新江等,1997)。水汽图像上白亮区为中、高云,浅灰色为水汽区,黑色为干区。从 FY2C 水汽图像和 400 hPa 急流配置可以看出,酝酿阶段(图 7a),孟加拉湾北部有明显的暗区,说明南支槽后有冷空气下沉,有利

于南支槽的维持和水汽输送的加强。孟加拉湾风暴上空有色调白亮的对流云团组成的螺旋状云带,在风暴的北侧向东北方向伸出一条长尾巴状浅灰色水汽输送带。可以看出,在南支槽的作用下,风暴中心接近 15°N 时,水汽输送带已伸展到高原上空,经 6 h 左右的酝酿才开始降雪;暴雪阶段(图 7b),孟加拉湾风暴云团色调更加白亮,结构更加密实,中心位于 18°N 附近并伴有风暴眼。风暴右前侧为凸边界和更加明显的暗区,这与急流加强和南支槽后有冷空气补充有关。浅灰色水汽输送带北扩西进,并沿着 400 hPa 急流轴向下游远距离平流,形成宽约 $4\sim 5$ 个纬距,长度超过 40 个经度的浅灰色水汽输送带,孟加拉湾风暴产生的云和水汽经高原上空输送到长江中下游地区;雪转雨阶段(图 7c),风暴登陆虽然离开了孟加拉湾水面,但源自孟加拉湾的水汽输送带依然清晰可见,风暴外围螺旋状云带控制了青藏高原东南部地区。随着风暴云团侵入高原,高原上相应有一次暖空气活动,地面温度升高,雨雪性质发生转化;结束阶段(图 7d),风暴云系减弱消失,浅灰色水汽输送带平流到长江中下游地区,高原上空转为干冷空气控制。

苗秋菊等(2005)研究发现在高原大地形的动力强迫下,高原南侧经向水汽输送与高原东侧纬向水汽输送分量之间存在显著相关特征,从高、低空水汽输送(图 8a 和 8b)可以看出,南支槽前偏南风低空急流向北输送水汽遇到青藏高原大地形阻挡,部分水汽被抬升到高空,部分水汽绕过青藏高原东南角向东北方向输送;德钦位于高空水汽输送大值带上,高空水汽从孟加拉湾风暴右侧向北输送上高原后沿高空西风急流向下游远距离平流。也就是说,高原南侧经向水汽输送通过绕过和越过高原两种方式转换为纬向水汽输送到长江中下游地区。从孟加拉湾北部,青藏高原东南部和长江中下游暴(雨)雪中心与高、低空水汽通道配置(图 8c)可以看出,孟加拉湾北部主要受低空水汽通道的影响,高原东南部主要受高空水汽通道的影响,高、低空水汽通道在长江中下游地区交汇有利于长江中下游暴雨的产生,但

高、低空水汽通道不重合往往会影响到高原及其下游强降水落区的预报;从水汽通量沿德钦纬向剖面(图 8d)可以看出,受高空水汽输送影响,高原上空具有高层大气最先增湿的特征。

从水汽通量及其散度随时间演变(图 9)可以看出,腾冲水汽通道位于 700 hPa 附近,即抬升前水汽一般集中在对流层低层;高原东南部为纵向岭谷区,此次过程高原上德钦出现暴雪的同时,河谷地带的贡山也出现了暴雨,德钦和贡山的水汽通道都位于对流层中层 500 hPa 附近,受高原切变线抬升,纵向岭谷区无论海拔高低均受高空水汽输送的影响,具有高层大气最先增湿的特征;恩施暴雨前期主要是低空水汽输送,暴雨期间受高空和低空两条水汽通道的共同影响,水汽通道抬升到 650 hPa。从图 9b 还可以看出,德钦降雪前约 12 h,对流层中上层就开始增湿。随着风暴北上接近高原,水汽输送迅速

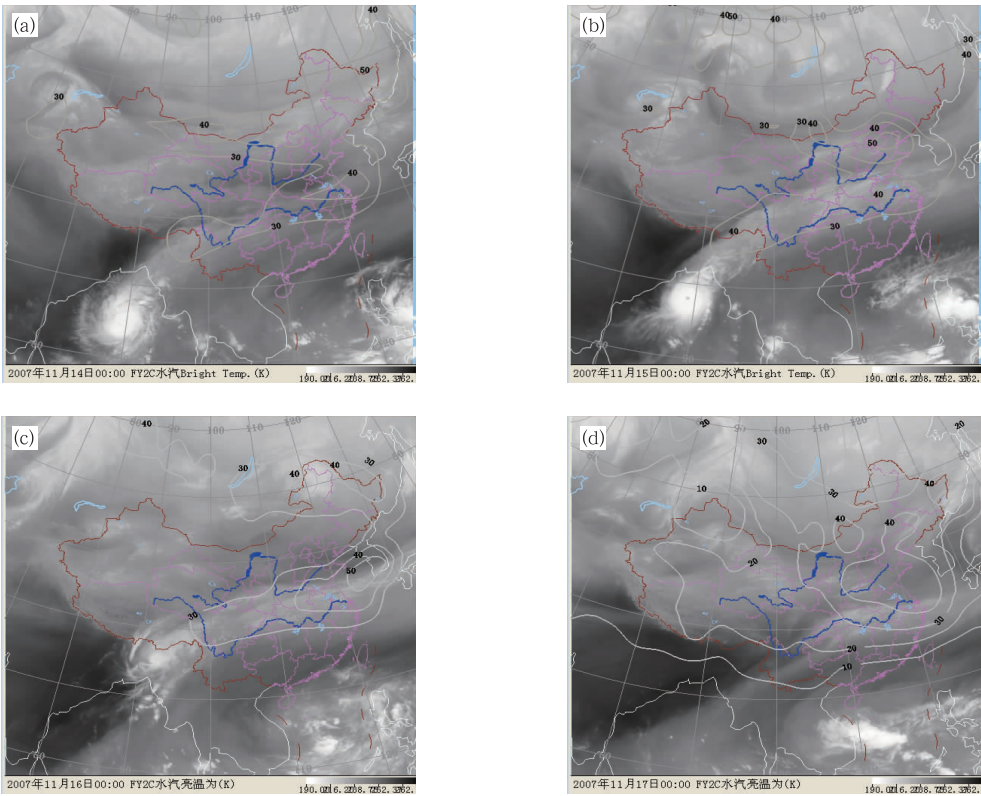


图 7 FY2C 水汽图像和 400 hPa 急流配置

(a) 酝酿, (b) 暴雪, (c) 雪转雨, (d) 结束阶段

(风速 $> 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 用等值线表示)

Fig. 7 FY2C vapor image and jet stream at 400 hPa in the (a) brew,

(b) snowstorm, (c) snow turned to rain, (d) end stage

(Wind speed exceeding $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ is expressed by contour)

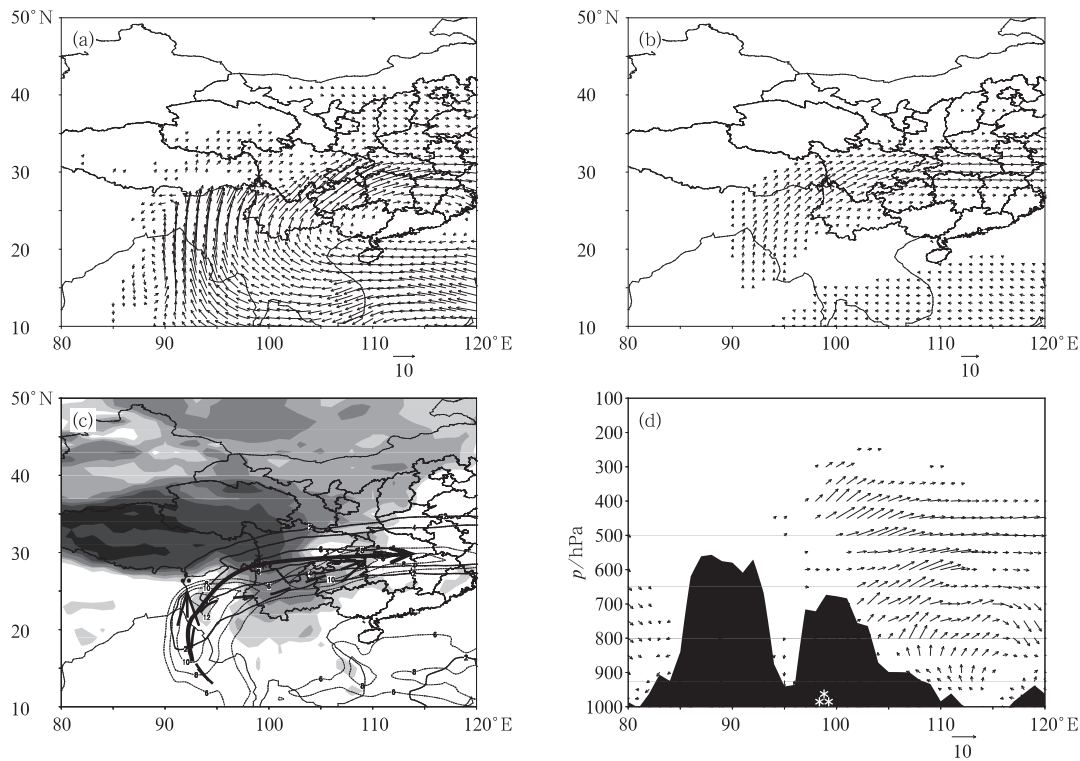


图 8 2007 年 11 月 14—17 日过程平均 700 hPa(a)和 400 hPa(b)水汽输送通量(箭矢, 单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$); (c)暴(雨)雪中心与高(实线)、低空(虚线)过程平均水汽通量 (单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)/水汽通道(粗虚线/实线)配置;(d)酝酿阶段水汽通量 (箭矢,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)沿德钦纬向垂直剖面

Fig. 8 Average moisture flux (arrow, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) from 14 to 17 November 2007 at 700 hPa (a) and 400 hPa (b); (c) The configuration of heavy snow (rain) center with the high (solid line) or low (dotted line) moisture flux/channel (thick dashed/thick solid line, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$); (d) Longitude-altitude cross-section of the moisture flux (arrow, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) along Deqin in the brew stage

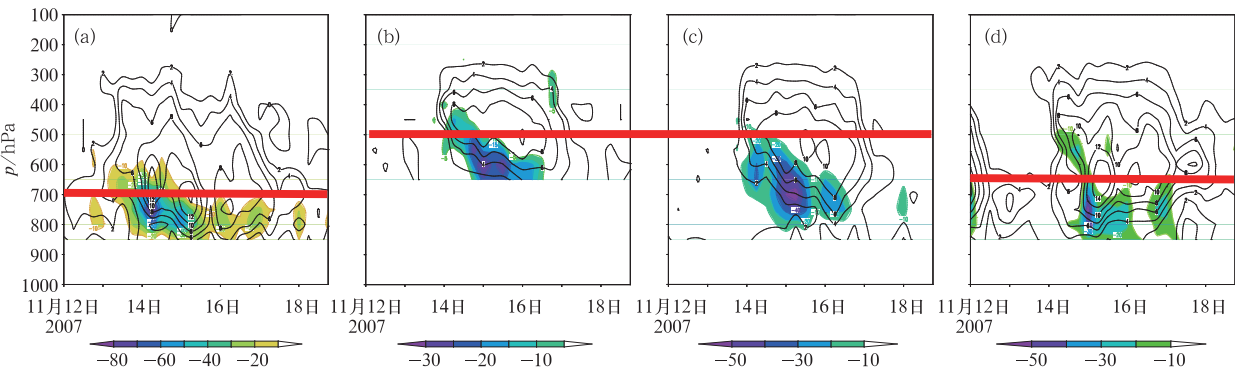


图 9 2007 年 11 月 12—18 日水汽通量(线条,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)和水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-8} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)随时间演变 (a)腾冲,(b)德钦,(c)贡山,(d)恩施

Fig. 9 Time evolution of moisture flux (line, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) and divergence (shaded, unit: $10^{-8} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) from 12 to 18 November 2007 (a) Tengchong, (b) Deqin, (c) Gongshan, (d) Enshi

增强,高原上空水汽输送最强出现在 16 日 08 时,中心位于 600 hPa,最大值超过 $10\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$,但因此时近地层水汽通量辐合明显减弱,高原上降水强度随之减弱。水汽通量辐合最早出现在对流层中上层,暴雪期间具有近地层水汽通量持续长时间强烈辐合的特征。

6 冷空气活动

水汽条件具备以后,降水性质主要取决于高原上有无冷空气活动。德钦上空温度平流随时间演变(图 10a)表明,14 日 20 时至 15 日 20 时近地面一直维持冷平流,说明暴雪期间高原近地面有冷空气活动。值得注意的是,降雪前,高原对流层中上层就出现明显的暖平流。随着风暴北上,大量暖湿气流涌上高原,暖平流增强中心逐渐下降。当近地面由冷

平流转为暖平流控制后,雨雪性质发生转化。从 650 hPa 24 h 变温(图 10b)可以看出,暴雪期间德钦近地面负变温是由高原北部横槽东移过程中分裂南下的冷空气所造成。由于等熵位涡(Isentropic Potential Vorticity, IPV)在绝热无摩擦运动中的守恒性,可用其追溯气流的源地。关于 IPV 图的意义和应用,Hoskins 等(1985)已有较全面的论述,赵其庚(1990)用于东亚寒潮和侵入高原的冷空气分析;丁一汇等(2007)的研究也表明 IPV 可追踪寒潮的爆发过程。根据等熵位涡公式,IPV 大小取决于涡度和静力稳定度,冷空气的静力稳定度大 IPV 高,孟加拉湾风暴和高原切变线气旋性涡度大,也表现出较高的 IPV。图中还配合了流场和等高线,以便考虑平流过程和等熵面的起伏变化。从 305 K 等熵面(图 10c)来看,德钦近地面为偏北气流控制受到北方冷空气影响。孟加拉湾风暴位涡值超过 1 个 PVU,

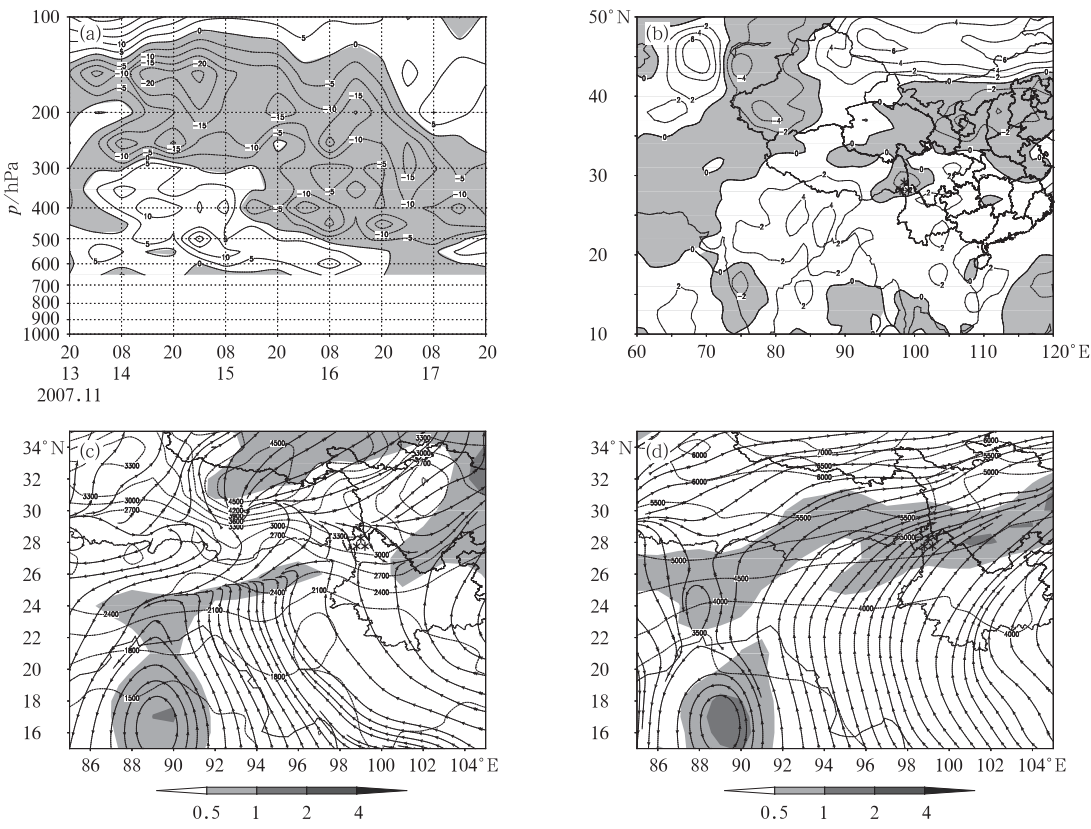


图 10 2007 年 11 月 13—17 日德钦上空温度平流随时间变化(a, 阴影表示冷平流, 单位: $10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$); 暴雪期间 650 hPa 24 h 变温(b, 阴影表示负变温, 单位: K); 暴雪开始时 305 K(c)和 315 K(d) 等熵位涡和流场(阴影表示 $IPV\geq 0.5\text{ PVU}$)

Fig. 10 (a) Time evolution of temperature advection over Deqin from 13 to 17 November 2007 (shaded for cold advection, unit: $10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$); (b) 24-h variable temperature at 650 hPa in the snowstorm period (shaded for $\Delta T<0$, unit: K); 305 K (c) and 315 K (d) isentropic potential vorticity and stream field (shaded for $IPV\geq 0.5\text{ PVU}$) in the beginning of snowstorm stage

孟加拉湾暖湿气流北上在高原南侧形成明显的辐合对应东西向高位涡带。在 315 K 等熵面上(图 10d),孟加拉湾风暴大于 1 个 PVU 的范围加大;风暴右侧强偏南气流在德钦附近也出现明显的汇合,东西向高位涡带正好位于德钦上空。由此可见,德钦暴雪期间高原近地面有北方冷空气活动,与孟加拉湾北上的暖湿气流经向交换有利于暴雪的发生。

7 对称不稳定分析

对称不稳定是大气在垂直方向上对流稳定 and 水平方向惯性稳定的情况下,作倾斜上升运动仍然可能发生的一种不稳定,潮湿大气中的对称不稳定,称为条件性对称不稳定(CSI)。Bennetts 等(1979)指

出,湿位涡 $MPV < 0$ 是大气发生 CSI 的充要条件,MPV 在等压面上的水平分布状况可以反映出 CSI 的区域和强弱。由图 11a 可以清楚地看到,酝酿阶段,MPV 有一带状负值区从孟加拉湾伸展到高原南部,德钦上空为负的大值中心控制,满足 CSI 判据;暴雪阶段(图 11b),MPV 负值带增强北推西扩,德钦上空虽未在 MPV 负值带上,但位于 MPV 负值带附近暖湿气流一侧,这可能与上升气流的倾斜程度有关。MPV 的负值区与降雪区具有很好的对应关系,孟加拉湾风暴暖湿气流在北上高原的过程中作倾斜上升运动,受高原切变线抬升,CSI 不稳定能量得到释放,促使倾斜对流发生发展,因此,CSI 是高原暴雪发生发展的一种重要机制。

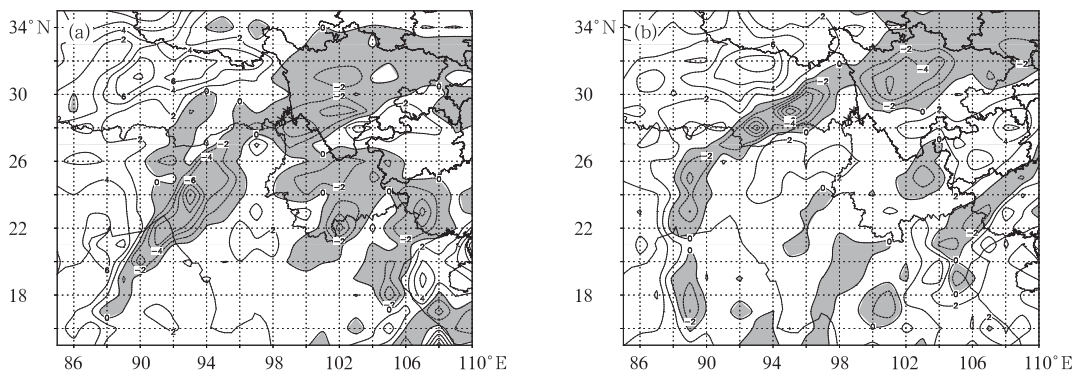


图 11 500 hPa 湿位涡分布

(a) 酝酿, (b) 暴雪阶段(阴影代表 $MPV < 0$, $1 \text{ PVU} = 10^{-8} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}$)

Fig. 11 Moist potential vorticity field at 500 hPa in the (a) brew, (b) snowstorm stage

(shaded for $MPV < 0$, $1 \text{ PVU} = 10^{-8} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}$)

吴国雄(1995;1997)指出,在湿位涡守恒的制约下,由于 θ_{se} 面的倾斜,大气水平风垂直切变或湿斜压性的增加能够导致垂直涡度显著发展,倾斜越大,大气旋性涡度越强,越容易造成强对流天气,这种涡度的增长称为倾斜涡度发展(SVD)。李英等(1999)发现 SVD 和 CSI 是形成云南强降水的重要因子,大气的弱位势稳定和强斜压性有利于云南冬季强降水的发生。从德钦上空 θ_{se} 、涡度和绝对动量 M 高度-纬度剖面可以看出,酝酿阶段(图 12a),高原南侧有一条沿着地形向上斜升的 θ_{se} 高能舌区,表明孟加拉湾暖湿气流沿地形向北向上爬升,在德钦南侧与高原干冷气团相遇,形成一个 θ_{se} 陡立密集锋区,锋面随高度向北倾斜,伴有垂直涡度的发展。在高原南侧暖舌之上有对流不稳定,但德钦上空垂直方向为对

流稳定,水平方向为惯性稳定,且有等 θ_{se} 面的斜率大于等 M 面的斜率(图中椭圆标记处),满足 CSI 的判据(寿绍文等,2003);暴雪阶段(图 12b),随着暖湿空气北上,锋区北推,CSI 区也北移,由于高原上有冷空气补充,锋区依然密集,只是锋面向北更加倾斜,德钦上空垂直涡度明显增强。可以看出,CSI 易发生在锋区附近,同时由于等熵面倾斜,湿斜压性加强引起的倾斜涡度发展(SVD),也是促使不稳定能量释放的一种强迫机制。

8 德钦暴雪综合图

最后给出德钦暴雪综合图。酝酿阶段(图 13a),中高纬为横槽冷涡型,冷涡位于巴尔喀什湖附近,高

原北侧贝加尔湖以南有一横槽。孟加拉湾有南支槽维持有利于把风暴产生的云和水汽输送上高原。槽前偏南风低空急流受到高原地形阻挡转向东流去的同时,在德钦以南产生高原切变线,正好位于高空急流入口区南侧高层辐散区下方,有利于急流次级环流上升支的发展。暴雪阶段(图 13b),巴尔喀什湖冷涡移动缓慢,上游冷空气沿南支西风到达孟加拉

湾使南支槽维持,中高纬横槽转竖东移分裂冷空气从高原上南下;随着孟加拉湾风暴北上同时西太平洋副热带高压增强西伸,偏南风低空急流迅速增强使得高原切变线加强北推,德钦近地面辐合加强由下沉转为整层上升运动。同时高空急流增强北移,德钦位于急流次级环流上升支,整层上升运动得到发展。雪转雨阶段(图 13c),随着风暴登陆大

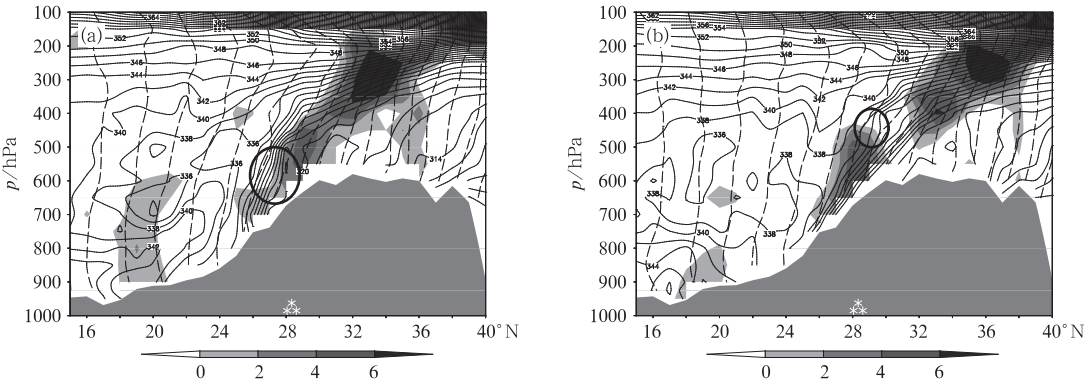


图 12 θ_{se} (实线,单位: K)、绝对动量 M (虚线,单位: $m \cdot s^{-1}$)和涡度(阴影,单位: $10^{-5} s^{-1}$)沿德钦高度-纬度剖面
(a)酝酿,(b)暴雪阶段(地形用阴影表示)

Fig. 12 Latitude-altitude cross-section of θ_{se} (solid line, unit: K), M (dashed line, unit: $m \cdot s^{-1}$) and vorticity (shaded, unit: $10^{-5} s^{-1}$) along Degin in the (a) brew, (b) snowstorm stage (terrain in shadow)

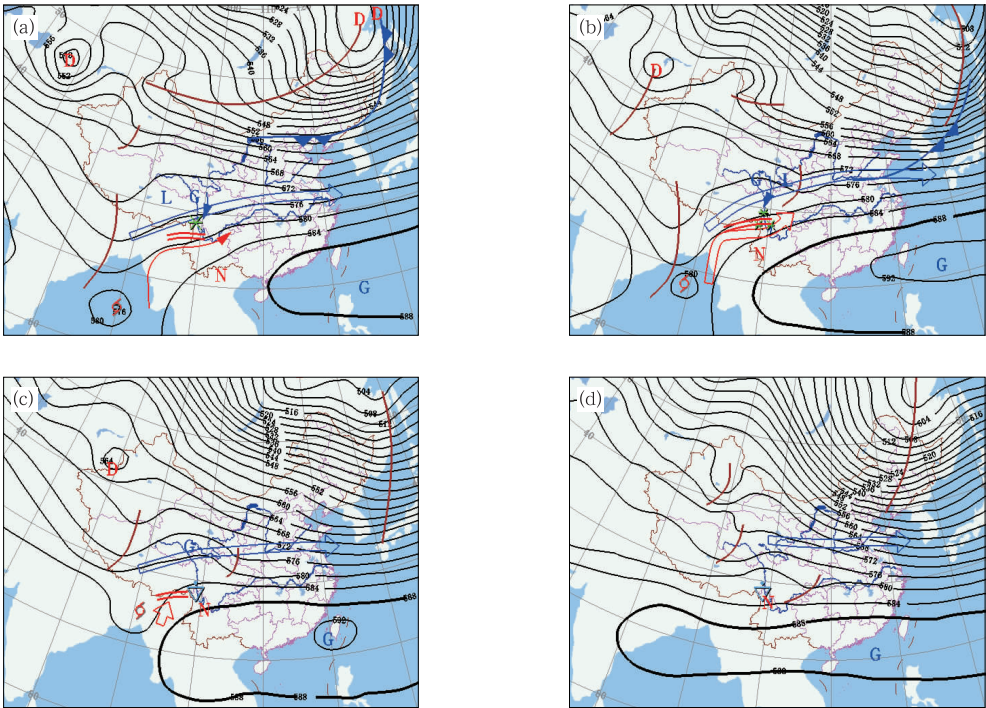


图 13 德钦暴雪综合图
(a)酝酿,(b)暴雪,(c)雪转雨,(d)结束阶段

Fig. 13 Comprehensive graph of the Degin snowstorm in the (a) brew, (b) snowstorm, (c) snow to rain and (d) end stage

量暖湿气流涌上高原使德钦近地面温度升高降水性质发生转化。风暴右侧偏南风低空急流中心逼近高原使其左前方辐合增强,而高原东南部由于地势较低切变线消失;由于风暴低压临近,德钦上升运动又一次增强,但因风暴登陆来自孟加拉湾的水汽输送明显减少,雨量并未明显增强;结束阶段(图13d),风暴低压东北移在爬上高原的过程中迅速减弱消失,低空急流和高原切变线也随之消失,孟加拉湾不再有水汽输送上高原,西太平洋副热带高压增强西伸到印度半岛,高原南侧转为平直西风控制。

9 结 论

(1) 南支槽在孟加拉湾维持,有利于将孟加拉湾风暴产生的水汽输送上高原。当孟加拉湾风暴北上接近南支槽时,槽前出现偏南风低空急流,受青藏高原大地形阻挡转向东流去的同时,在高原南侧形成辐合切变线,即高原切变线。随着高原切变线加强北推,德钦近地面出现强烈辐合并长时间维持,是产生极端强降水的主要原因。因此,在南支槽和孟加拉湾风暴结合的天气尺度条件下,槽前偏南风低空急流受高原大地形阻挡产生的高原切变线是造成高原暴雪的直接影响系统。

(2) 由于地形和冷空气的作用上升运动向北倾斜,使得高原对流层中上层首先出现上升运动。在高原切变线和次级环流上升支的共同作用下,德钦整层上升运动得到强烈发展。孟加拉湾风暴北上与南支槽结合、高原切变线北推和风暴低压临近使德钦上升运动先后出现三次增强。

(3) 南支槽前偏南风低空急流向北输送水汽,部分水汽被抬升到高空,部分水汽绕过青藏高原东南角向下游输送。高空水汽从孟加拉湾风暴右侧沿槽前西南气流向北输送上高原后继续沿着副热带高空西风急流向下游远距离平流;高、低空两条水汽通道不重合往往会影响到高原及其下游强降水落区的预报。受高空水汽输送影响,高原东南部纵向岭谷区无论海拔高低均具有高层大气最先增湿的特征,随着风暴临近,高原对流层中下层水汽输送不断增强,近地层出现大量水汽通量辐合有利于暴雪的产生,这是南支槽和孟加拉湾风暴相互作用的主要结果。

(4) 高IPV移动路径表明上游冷空气沿南支西风到达孟加拉湾,促使南支槽加深和维持有利于引

导孟加拉湾风暴北上。南支槽前偏南风低空急流把低IPV暖空气输送上高原,同时横槽转竖分裂冷空气从高原上南下,冷空气与槽前暖湿气流在德钦交汇形成强锋区也是暴雪产生的一个有利条件。

(5) 孟加拉湾暖湿气团北上与高原干冷气团相遇在高原南侧形成 θ_{se} 密集锋区,锋面向北倾斜,湿斜压性增加引起倾斜涡度发展。暖湿气流北上高原的过程中作倾斜上升运动,受高原切变线抬升,条件性对称不稳定能量得到释放,暴雪发生在强锋区附近。因而,倾斜涡度发展和条件性对称不稳定可能是暴雪形成的重要增强因子。

本文针对孟加拉湾风暴和南支槽结合造成高原暴雪的典型个例进行分析,取得了一些有意义的结果,但如何通过同类历史个例,归纳出影响发生的必要条件,概括出此类高原暴雪的天气学模型,还需要进行更加深入、系统且全面的研究。

参考文献

- 仓决,李白萍. 2008. 近50年来丁青暴雪成因分析. 西藏科技, 4: 43-45.
- 戴武杰. 1974. 孟加拉湾台风对西藏高原的影响. 气象, 1(1): 12-13.
- 邓远平,程麟生,张小玲. 2000. 三相云显式降水方案和高原东部“96.1”暴雪成因的中尺度数值模拟. 高原气象, 19(4): 401-414.
- 丁一汇. 1979. 从气象卫星看青藏高原的天气系统. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 141-152.
- 丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 266.
- 丁一汇,马晓青. 2007. 2004/2005年冬季强寒潮事件的等熵位涡分析. 气象学报, 65(5): 695-707.
- 董安祥,瞿章,尹宪志,等. 2001. 青藏高原东部雪灾的奇异谱分析. 高原气象, 20(2): 214-219.
- 董啸,周顺武,胡中明,等. 2010. 近50年来东北地区暴雪时空分布特征. 气象, 36(12): 74-79.
- 段旭,陶云,寸灿琼,等. 2009. 孟加拉湾风暴时空分布和活动规律统计特征. 高原气象, 28(3): 634-641.
- 宫德吉,李彰俊. 2000. 内蒙古大(暴)雪与白灾的气候学特征. 气象, 26(12): 24-28.
- 胡中明. 2003. 中高纬暴雪形成的统计分析和机理研究. 南京气象学院硕士论文.
- 假拉,杜军,边巴扎西. 2008. 西藏气象灾害区划研究. 北京: 气象出版社.
- 李英,段旭. 1999. 倾斜涡度的发展与云南冬季强降水. 南京气象学院学报, 22(4): 705-710.
- 李英,郭荣芬,索渺清,等. 2003a. 初夏孟加拉湾对流云团北上低纬高原的初步研究. 热带气象学报, 19(3): 277-284.
- 李英,张腾飞,索渺清. 2003b. 孟加拉湾云团影响下云南强降水分析. 气象科学, 23(2): 185-191.
- 林志强,假位,薛改萍,等. 2013. 1980—2010年西藏高原大到暴雪时空分布和环流特征. 高原气象, 33(4): 900-906.

- 刘光轩. 2008. 中国气象灾害大典——西藏卷. 北京: 气象出版社.
- 吕爱民, 文永仁, 李英. 2013. 一次孟加拉湾风暴 Akash(0701)对我国西南地区强降水过程的影响分析. 大气科学, 37(1): 160-170.
- 马林, 马元仓, 王文英, 等. 2001. 青藏高原东部牧区秋季雪灾天气的形成及预报. 高原气象, 20(4): 407-414.
- 苗秋菊, 徐祥德, 施小英. 2004. 青藏高原周边区域性异常多雨中的水汽输送结构. 气象, 30(12): 44-47.
- 苗秋菊, 徐祥德, 张胜军. 2005. 长江流域梅雨带整层水汽收支高原边界层关键区水汽输送分量/转换特征. 气象学报, 63(1): 93-99.
- 秦剑, 琚建华, 解明恩. 1997. 低纬高原天气气候. 北京: 气象出版社, 73-74.
- 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 2003. 中尺度气象学. 北京: 气象出版社, 153-165.
- 孙欣, 蔡彦宁, 陈传雷, 等. 2011. “070304”东北特大暴雪的分析. 气象, 37(7): 863-870.
- 索渺清, 丁一汇. 2009. 冬半年副热带西风南支槽结构和演变特征研究. 大气科学, 33(3): 425-442.
- 王文, 程麟生. 2000. “96.1”高原暴雪过程湿对称不稳定的数值研究. 高原气象, 19(2): 129-140.
- 王文, 程麟生. 2001. “96.1”高原暴雪过程湿对称不稳定的诊断分析. 兰州大学学报(自然科学版), 37(1): 109-120.
- 王文辉, 徐祥德. 1979. 锡盟大雪和“77.10”暴雪分析. 气象学报, 37(3): 80-86.
- 王勇, 刘峰贵, 卢超, 等. 2006. 青南高原近 30a 雪灾的时空分布特征. 干旱区资源与环境, 20(2): 94-99.
- 王允宽, 吴迪生, 曹勇生, 等. 1996. 青藏高原地形对孟加拉湾热带气旋影响的对比研究. 大气科学, 20(4): 445-451.
- 王子谦, 朱伟军, 段安民. 2010. 孟湾风暴影响高原暴雪的个例分析: 基于倾斜涡度发展的研究. 高原气象, 29(3): 703-711.
- 吴国雄, 蔡雅萍. 1997. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展. 大气科学, 21(3): 273-282.
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报, (4): 387-404.
- 许美玲, 张秀年, 杨素雨. 2007. 孟加拉湾风暴影响低纬高原的环流和云图特征分析. 热带气象学报, 23(4): 395-400.
- 徐祥德, 周明煜, 陈家宜, 等. 2001. 青藏高原地气过程动力热力结构综合物理图像. 中国科学(D辑), 31(5): 428-440.
- 张迎新, 姚学祥, 侯瑞钦, 等. 2011. 2009 年秋季冀中南暴雪过程的地形作用分析. 气象, 37(7): 857-862.
- 赵其庚. 1990. 侵入青藏高原冷空气过程的等熵位涡分析. 气象, 16(6): 9-14.
- 郑新江, 李献洲. 1997. 夏季青藏高原水汽输送特征. 高原气象, 16(3): 274-281.
- 周国莲, 普贵明, 高敏琪, 等. 2011. 孟加拉湾风暴的大气环流特征分析. 云南大学学报(自然科学版), 33(s1): 70-74.
- 周陆生, 李海红, 汪青春. 2000. 青藏高原东部牧区大-暴雪过程及雪灾分布的基本特征. 高原气象, 19(4): 450-458.
- 周倩, 程一帆, 周甘霖, 等. 2011. 2008 年 10 月青藏高原东部一次区域暴雪过程及气候背景分析. 高原气象, 30(1): 22-29.
- 周雪松, 谈哲敏. 2008. 华北回流暴雪发展机理个例研究. 气象, 34(1): 18-26.
- 朱爱民, 寿绍文. 1993. 长江中下游地区“84.1”暴雪过程分析. 气象, 19(3): 20-24.
- 朱福康, 郑新江, 罗敬宁, 等. 1998. 藏南暴雪过程的水汽图像. 科学通报, 43(20): 2232-2235.
- Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional Symmetric Instability — A possible explanation for frontal rain Bands. Quart J Roy Meteor Soc, 105: 945-962.
- Emanuel K A. 1979. Inertial instability and mesoscale convective system. Part I: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids. J Atmos Sci, 36: 2425-2449.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart J Roy Meteor Soc, 111(470): 877-946.
- Moors J T, Blankley P D. 1988. The role of frontogenetical forcing and conditional symmetric instability in the midwest snowstorm of 30—31 January 1982. Mon Wea Rev, 116: 2155-2171.
- Sanders F. 1986. Frontogenesis and symmetric stability in a major New England snowstorm. Mon Wea Rev, 114: 1847-1862.
- Sanders F, Lance F. 1985. Bosart mesoscale structure in the Megalopolitan snowstorm of 11—12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability. J Atmos Sci, 42: 1050-1061.