

影响夏季青藏高原横切变线演变的动力和热力作用分析

高媛^{1,2}, 姚秀萍^{3,*}, 李山山¹, 王晓芳¹

1. 中国气象局武汉暴雨研究所暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉, 430205

2. 中国气象局成都高原气象研究所高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 成都, 610072

3. 中国气象局气象干部培训学院, 北京, 100081

摘要

青藏高原横切变线(简称切变线)是引发青藏高原夏季暴雨的主要天气系统之一。本文基于欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 简称ECMWF)提供的ERA-5再分析资料,选取14个生成于6—8月、生命史为38小时且引发高原暴雨的切变线个例进行合成分析,探究动力和热力作用对夏季切变线生成和强度演变的影响。结果表明:(1)500hPa切变线生成于伊朗高压和西太平洋副热带高压两高之间的鞍形场中,处于580dagpm闭合低值中心和272K高温中心内,比湿大值区的北侧;200hPa南亚高压北部边缘、西风急流入口区南侧。(2)切变线强度表现出明显的日变化特征,在当地时间(LT=UTC+6h)23时最强,13时最弱。(3)涡度收支诊断表明,青藏高原上空高低层散度变化对切变线强度变化具有指示意义,500hPa涡度最大值(最小值)出现时间滞后于辐合作用最大值(最小值)3小时。(4)切变线演变过程中,切变线发展时位涡随之增大。位涡收支诊断表明,青藏高原上空的水汽和非绝热加热对切变线的生成和发展演变起到重要作用。当边界层感热加热增强时,低层辐合增强,上升运动增强,在充足的水汽配合下,凝结潜热释放使非绝热加热中心抬高至大气中层,从而有利于切变线生成及发展。

关键词: 青藏高原 横切变线 合成分析 水汽 非绝热加热

文章编号: 2021053C

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

收稿日期 2021-04-02 网络预出版日期

作者简介 高媛,女,1994年出生,硕士研究生、助理工程师,主要从事高原气象学和中尺度气象学研究。E-mail: 492498134@qq.com

资助项目 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室开放研究基金项目(SZKT202003),国家自然科学基金项目(41620104009, 91937301, 42030611)。

This study was jointly supported by the Open Fund of Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province (SZKT202003) and the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41625019, 41230422).

Dynamic and Thermodynamic Effects on the Evolution of the Transverse
Shear Line over the Tibetan Plateau in Boreal Summer

Gao Yuan^{1,2}, Yao Xiuping^{3,*}, Li Shanshan¹, Wang Xiaofang¹

1.Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, China
Meteorological Administration, Wuhan 430205, China

2.Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province,
Chengdu 610072, China

3.China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081, China

Abstract

The Tibetan Plateau transverse shear line (TPTSL) is one of the main weather systems over the Tibetan Plateau. Based on the ERA-5 reanalysis datasets provided by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), 14 cases of TPTSL which causes heavy rainfall and generates in June-August with a lifetime of 38 hours are selected and composited to reveal the impact of dynamic and thermodynamic forcing on the intensity evolution of TPTSLs. The results are as follows. (1) At 500hPa, the TPTSL generates in the saddle field between the Iran high and the western Pacific subtropical high, and is located at the low-pressure center contoured by 584dagpm and warm center contoured by 272K, to the north of the specific humidity center. At 200hPa, the TPTSL is located at the northern margin of the South Asian High and to the south of the entrance region of the westerly jet stream. (2) The intensity of TPTSL at 500hPa shows an obvious diurnal variation with the strongest at 23LT and the weakest at 13LT (LT=UTC+6h). (3) The vorticity budget reveals that the variation of the divergence at the upper and the convergence at the lower layers over the Tibetan Plateau is indicative of the intensity of TPTSL, and the vorticity at 500hPa gets maximum 3 hours later than that of the convergence. (4) Potential vorticity (PV) increases with the development of the TPTSL. The PV budget shows that the water vapor and diabatic heating play an important role in the generation and evolution of the TPTSL. The enhanced sensible heating leads to an intensified ascent. With sufficient water supply, the latent heating releases and the diabatic heating center rises to the middle layer, which is favorable for the generation and development of the TPTSL.

Keywords: Tibetan Plateau, transverse shear line, composited analysis, water vapor, diabatic heating

1. 引言

青藏高原（以下简称高原）是我国东部灾害性天气的上游关键区（徐祥德，2009；师锐和何光碧，2011），在其特殊的地形条件下形成了特有的高原切变线系统（何光碧和师锐，2014；姚秀萍等，2014；李山山和李国平，2017a；杜梅等，2020）。准东西向的高原切变线称为高原横切变线，指出现在高原上空 500hPa 等压面上，三站风向对吹或两站风向对吹且长度大于 5 个经距的风场辐合线，主要活动在高原中东部、30°N—35°N 之间，一般呈准静止状态（青藏高原气象科学研究拉萨会战组，1981；彭广等，2011）。夏半年半数以上的高原横切变线可引发高原暴雨，1/3 以上高原暴雨过程的影响系统为高原横切变线（Zhang et al., 2016；赵大军和姚秀萍，2018）。高原横切变线对高原及其下游天气影响深远，加强其相关研究具有重要的实际意义和理论意义。

高原切变线的形成和维持与周边系统及大尺度环流有关，500hPa 上主要的影响系统有伊朗高压、西太平洋副热带高压、印度季风低压等（彭新东和程麟生，1992；唐洪，2002；师锐和何光碧，2011），200hPa 主要的影响系统是南亚高压和高空急流（罗雄和李国平，2018）。动力诊断表明，500hPa 辐合、200hPa 辐散及宽广的上升运动是高原切变线产生和维持的重要机制（郁淑华，1994），散度场结构及其演变与高原切变线的生成紧密相关，低层散度负变率带、涡度中心带的出现对预测高原切变线生成具有指示意义（张小玲和程麟生，2000a, 2000b）。边界层非均匀的非绝热加热是很多中尺度过程的触发机制（尹道声，1979），高原作为天气尺度加热源，其上空非绝热加热对高原切变线形成与维持的影响一直备受气象学者关注（青藏高原拉萨会战组，1981）。尹道声（1979）认为局地锋生是高原切变线产生的原因，而锋生锋消与高原热源变化密切相关，当有降水发生，热源抬升至中层，锋面也向上发展，切变线随之加强。陶诗言等（1984）通过模拟高原地形及热源强度探究高原热力作用对高原切变线形成的影响，结果表明加入高原热力作用后高原切变线形成发展加速，强度增强。彭新东和程麟生（1994）通过中尺度数值模拟表明，凝结潜热释放对低涡切变系统的强度和结构具有决定性影响。Guan et al.（2018）研究认为，地表热量水平平流可影响低层高

原切变线的运动，而热量垂直输送则影响高原切变线的强度。

20 世纪 40 年代，Ertel 提出了位涡 (PV) 概念，定义为绝对涡度与位温梯度的点乘积。位涡可同时描述大气的动力和热力特征，广泛应用于各种天气过程的诊断分析中 (Hoskins et al., 1985; Hoskins, 1997; 寿绍文, 2010)。由于在非绝热过程中，位涡不再守恒，故位涡异常可用来研究高原低涡生成和发展过程中高原地表感热及凝结潜热释放对其演变的作用 (Li et al., 2011, 2014, 2018; 郑永骏等, 2013; Wu et al., 2018; Zhang et al., 2019; 马婷等, 2020)。罗雄和李国平 (2018) 利用 WRF 模式对一次高原切变线过程进行模拟分析，结果表明，对流层低层中，高原切变线附近正涡度中心与高位涡中心相吻合。

目前，气象学者对高原切变线的动力、热力结构已有了较为详尽的认识，对其演变机制也通过数值模拟 (彭新东和程麟生, 1994; 罗雄和李国平, 2018) 和多种诊断分析方法展开了深入研究 (郁淑华和骆红, 1993; 郁淑华, 1994; 张小玲和程麟生, 2000a, 2000b; 屠妮妮和何光碧, 2010; 李山山和李国平, 2017b)。然而，虽然关于高原切变线生成及移动机制的研究开展较多，对于动力及热力作用的影响有了较为普遍的认识，但不同个例或者同一个例不同阶段，动力和热力作用有何区别，分别如何影响高原切变线演变，依旧没有很好解答。以往关于高原切变线演变机制的研究多针对某一个例，或不同类别的两个个例对比，其研究结论不尽相同，对高原切变线演变机制的认识难免有一定局限性。此外，从位涡角度开展非绝热加热对高原切变线演变影响的研究工作相对较少。

基于此，本研究选用欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium—Range Weather Forecasts, 简称 ECMWF) 提供的 ERA—5 再分析资料，在计算机客观识别高原横切变线的基础上，筛选出 14 个位置相同、生命史相当且带来暴雨的高原横切变线个例，采用合成分析方法，以相对涡度垂直分量 (下简称涡度，用 ζ 表示) 表征合成高原横切变线 (下简称切变线) 强度，通过诊断分析，揭示动力和热力强迫对切变线强度演变的作用，以期完善对切变线演变过程的认识、对高原灾害性天气系统发生发展机理的认知。

2. 资料与方法

2.1 数据

鉴于欧洲中期天气预报中心 (简称 ECMWF) 提供的 ERA—5 再分析资料具

有较高的时空分辨率，本研究选用 ERA-5 再分析资料开展研究。具体为：1981—2019 年 6—8 月，每日 24 个时次，水平分辨率 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ ，垂直方向 30 层等压面常规资料。

在个例选取时，使用了中国气象局地面气象站基本气象要素日值数据集（简称 V3.0）中的北京时间每日 20 时—08 时及 08—20 时的 12 小时累积降水资料，时间长度为 1981—2019 年 6—8 月；时间分辨率为逐日。

2.2 切变线客观识别方法与个例选取

本文采用马嘉理和姚秀萍（2015）、Zhang et al.（2016）和张硕等（2019）提出的客观识别技术，对 1981—2019 年这 39 年 6—8 月期间的高原横切变线进行判识。客观识别技术以纬向风的经向切变、相对涡度和纬向零风速线作为三个参数，将 500hPa 上同时满足式（1）且东西跨度超过 5 个经距的切变线确定为高原横切变线。

$$\begin{cases} u=0 \\ \partial u/\partial y < 0 \\ \zeta > 0 \end{cases} \quad (1)$$

其中 u 为纬向风速， $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ 为相对涡度， x 为东西向坐标， y 为南北向坐标。

在计算机客观识别所得结果基础上，结合 V3.0 数据集中的降水资料，选取用于合成分析的高原横切变线个例。选用的个例需满足如下三个条件（张硕等，2019）：

（1）位置条件：该高原横切变线位于高原主体 $32^{\circ}-35^{\circ}\text{N}$ ， $70^{\circ}-105^{\circ}\text{E}$ 范围内。

（2）风场条件：该高原横切变线北侧为偏东风，南侧为西风，处于气旋性环流中。

（3）降水条件：该高原横切变线附近至少 5 个站点出现暴雨记录（24 h 累计降水量 $\geq 25 \text{ mm}$ ）。

考虑到高原横切变线的日变化特征，要求所选个例生命期起止时间相同；考虑到合成分析采用静态合成，要求所选个例在生命史各个阶段稳定少动。综合以上条件，尽可能保证样本容量，最终筛选出本研究所用的 14 个高原横切变线个例（表 1）。所选取的个例生命史均为 38 小时，生成于当地时间 17 时，消亡于第三日当地时间 06 时。本文定义高原横切变线生成首日为 D1，下文中将时间统一表示为 DN\NNLT，其中 D 为 Day 的缩写，LT 为 Local Time 的缩写， $\text{LT}=\text{UTC}+6\text{h}$ ，

N 代表任意数字。DN\NNLT 表示第 N 天，当地时间 NN 时刻。例如，D1\17LT，表示高原横切变线生成首日当地时间 17 时。将各时次、14 个个例的物理量进行算术平均，便得到后续研究所需的合成资料。下文中将合成高原横切变线简称为切变线。

表 1 用于合成分析的高原横切变线个例生成时间及过程降水情况

Table 1. The generation time and precipitation of each case of the transverse shear line used for composited analysis

年	1982	1983	1985	1985	1987	1988	1992	1998	2000	2001	2002	2005	2015	2018
月	06	06	06	08	07	06	07	08	06	08	06	06	08	06
日	24	26	08	22	08	15	24	17	29	22	12	17	17	12
r1	33.5	22.2	10.2	23.7	42.3	38	57.6	19.7	43.6	22.8	14.2	26.2	36.5	29.2
r2	46.7	23	12.3	21	39.8	32.2	25.9	41.3	25.9	16.3	7.3	30.2	11.7	22.9
r3	83.6	39.9	57.3	42	34.6	43.1	33.9	72.5	4.2	18.3	27.1	45.7	11.2	50.3

注：r1 为该切变线生成当日，32°—35°N，80°—100°E 范围内各降水站点 20 时-次日 08 时（北京时间，BJT=UTC+8h）平均降水量，r2 为该切变线生成次日，32°—35°N，80°—100°E 范围内各降水站点 08 时-20 时（BJT）平均降水量，r3 为该切变线生成次日 32°—35°N，80°—100°E 范围内各降水站点 20 时-第三日 08 时（BJT）平均降水量。单位：mm。

2.3 非绝热加热的计算

大气非绝热加热由感热加热、潜热加热和辐射加热三部分组成。本文采用倒算法计算大气视热源 Q_1 和大气视水汽汇 Q_2 （Yanai et al., 1992; Li et al., 2014; Li et al., 2018; Li et al., 2019a），其表达式为：

$$Q_1 = C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T + \omega \left(\frac{P}{P_0} \right)^\kappa \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (2)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right) \quad (3)$$

利用大气视热源计算大气非绝热加热率 Q ：

$$Q = Q_1 / C_p \quad (4)$$

对大气视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 垂直积分可得到整层大气非绝热加热 $\langle Q_1 \rangle$ 和视水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ ：

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} Q_1 dp \quad (5)$$

$$\langle Q_2 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} Q_2 dp \quad (6)$$

大气视热源 Q_1 表示单位时间内单位质量大气的非绝热加热程度，视水汽汇
 Q_2 表示单位时间内单位质量水汽凝结释放潜热（蒸发冷却）引起的大气增温（降
温）； Q 为非绝热加热率； $C_p=1004.8416J/(kg\cdot K)$ ，为定压比热； L 为凝结潜
热， q 为比湿； T 为开氏温度； $\vec{v}$ 为水平风矢量； ω 为P坐标系下垂直速度； $\kappa\approx 0.2857$ ；
 $P_0=1000hPa$ ； P_t 为大气层顶气压，取100hPa； P_s 为地面气压。

3. 夏季青藏高原横切变线的演变过程

本文以特征高度500hPa切变线附近相对涡度垂直分量 ζ （下简称涡度）来表
征切变线的强度。从图1可以看到，在切变线38小时的生命史中，500hPa切变
线强度存在明显的日变化特征，经历了增强（D1\17LT—D1\23LT）、减弱
（D1\23LT—D2\13LT）、增强（D2\13LT—D2\22LT）和减弱消亡（D2\22LT—
D3\06LT）四个变化阶段。D1\17LT—D1\23LT期间切变线发展，进入生命史的强
盛时段， ζ 逐渐增大，于D1\23LT达到第一个峰值，同时也是整个生命期最大值，
 $5.0\times 10^{-5}s^{-1}$ 。D1\23LT—D2\13LT期间切变线强度减弱， ζ 逐渐减小，于D2\13LT
达到生命期内的最小值， $2.6\times 10^{-5}s^{-1}$ 。此后切变线再次发展，进入次强盛时段， ζ
增大，于D2\22LT达到第二个峰值， $4.2\times 10^{-5}s^{-1}$ 。D2\22LT后切变线附近风场改
变， ζ 骤然减小，到D3\06LT时后，切变线消亡。与涡度的变化相对应，500hPa
切变线附近位涡的变化也存在明显的日变化特征，经历了两次增强和两次减弱过
程。虽然位涡的峰值和谷值均滞后于涡度变化3—4h，但其变化规律与涡度变化
规律相似，在D1\17LT—D2\03LT和D2\15LT—D3\03LT期间逐渐增大，在
D2\03LT—D2\15LT逐渐减小。位涡第一次峰值比第二次峰值数值大，因此位涡
变化可反映切变线演变过程。

根据涡度变化，选择D1\17LT（时刻A）、D1\23LT（时刻B）、D2\13LT（时
刻C）、D2\22LT（时刻D）和D3\06LT（时刻E）为切变线演变过程中的五个特
征时刻，分别称为初生时刻、强盛时刻、减弱时刻、次强盛时刻和消亡时刻，对
应切变线生命史分为增强阶段，减弱阶段，次增强阶段和消亡阶段四个阶段。从
切变线的空间结构图（图2）可以看到，500hPa切变线是东、西风之间的不连续
线，呈东西走向。切变线在其演变各阶段均位于高原中部 $80^{\circ}-100^{\circ}E$ ， $32^{\circ}-35^{\circ}N$
范围内。初生时刻（时刻A）切变线位于 $83^{\circ}-99^{\circ}E$ ，东西跨距最短，约14个经

距；强盛时刻（时刻 B）切变线东西跨距最长，超过 20 个经距，但其西段发生断裂，这可能是再分析资料水平分辨率较高，计算机客观识别时个别点不满足客观判据造成的。减弱时刻（时刻 C）和消亡时刻（时刻 E）切变线东段发生了断裂。切变线在演变过程中稳定少动，从初生到消亡仅南北移动 2 个纬度，发展过程中（增强阶段和次增强阶段）切变线南移，减弱和消亡阶段切变线北抬。而从过切变线中部的垂直剖面图上可以看到（图 2b），强盛和次强盛时刻切变线北倾最为明显，在垂直方向上可伸展到 420hPa，垂直厚度达到 2km。初生时刻切变线在垂直方向略微北倾，伸展高度最低，只有 490hPa。

综合以上分析，切变线演变过程中其强度和空间结构存在明显的日变化特征。切变线在当地时间午后到夜间在垂直方向伸展、发展南移，凌晨到中午垂直伸展高度降低、北抬、强度减弱。

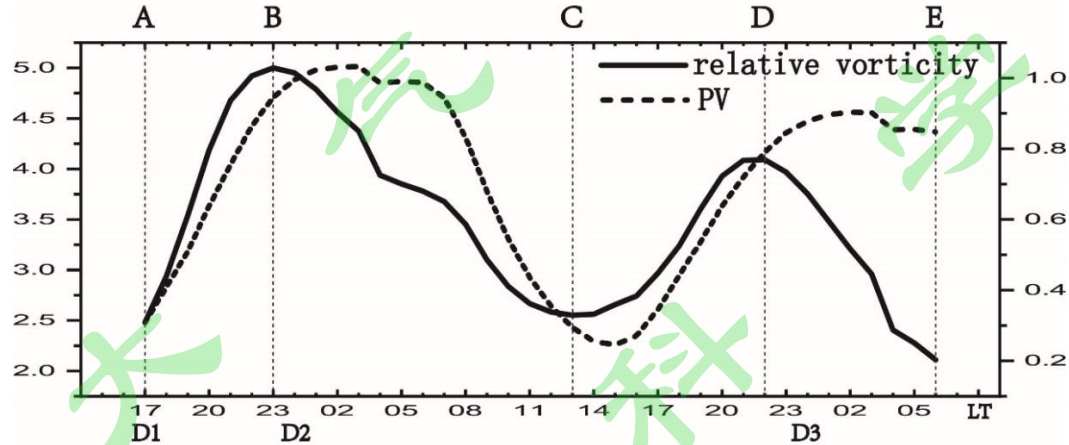


图1 合成高原横切变线附近(83°-90°E, 32°-35°N)区域平均500hPa相对涡度(单位: $10^{-5} s^{-1}$, 使用左侧纵坐标)和位涡(PV, 单位: PVU, $1PVU = 10^{-6} m^2 \cdot s^{-1} \cdot K \cdot kg^{-1}$, 使用右侧纵坐标)的时间演变图(A、B、C、D、E 分别代表切变线生命史的五时刻, 下同)

Fig. 1 Time series of the area-averaged (83°-90°E, 32°-35°N) relative vorticity (ζ , units: $10^{-5} s^{-1}$) and potential vorticity (PV, units: PVU, $1PVU = 10^{-6} m^2 \cdot s^{-1} \cdot K \cdot kg^{-1}$) at 500hPa (A, B, C, D, E represent five moments of the lifetime of the composited Tibetan Plateau transverse shear line (TPTSL) respectively, the same below).

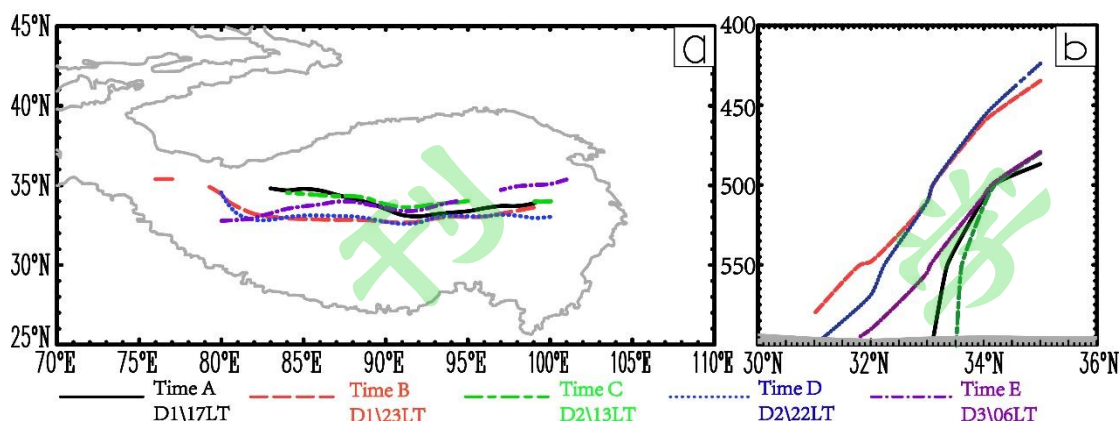


图 2 五个时刻合成高原横切变线的空间结构演变图 (a: 500hPa 等压面, 灰色边界线为海拔 3000m 以上高原边界; b: 沿 90°E 垂直剖面, 灰色部分为地形)

Fig. 2 Spatial evolution of the position of the TPTSL (a. 500hPa, the solid gray line denotes the Tibetan Plateau; b. the vertical cross section along 90°E, the gray shaded denotes the Tibetan Plateau).

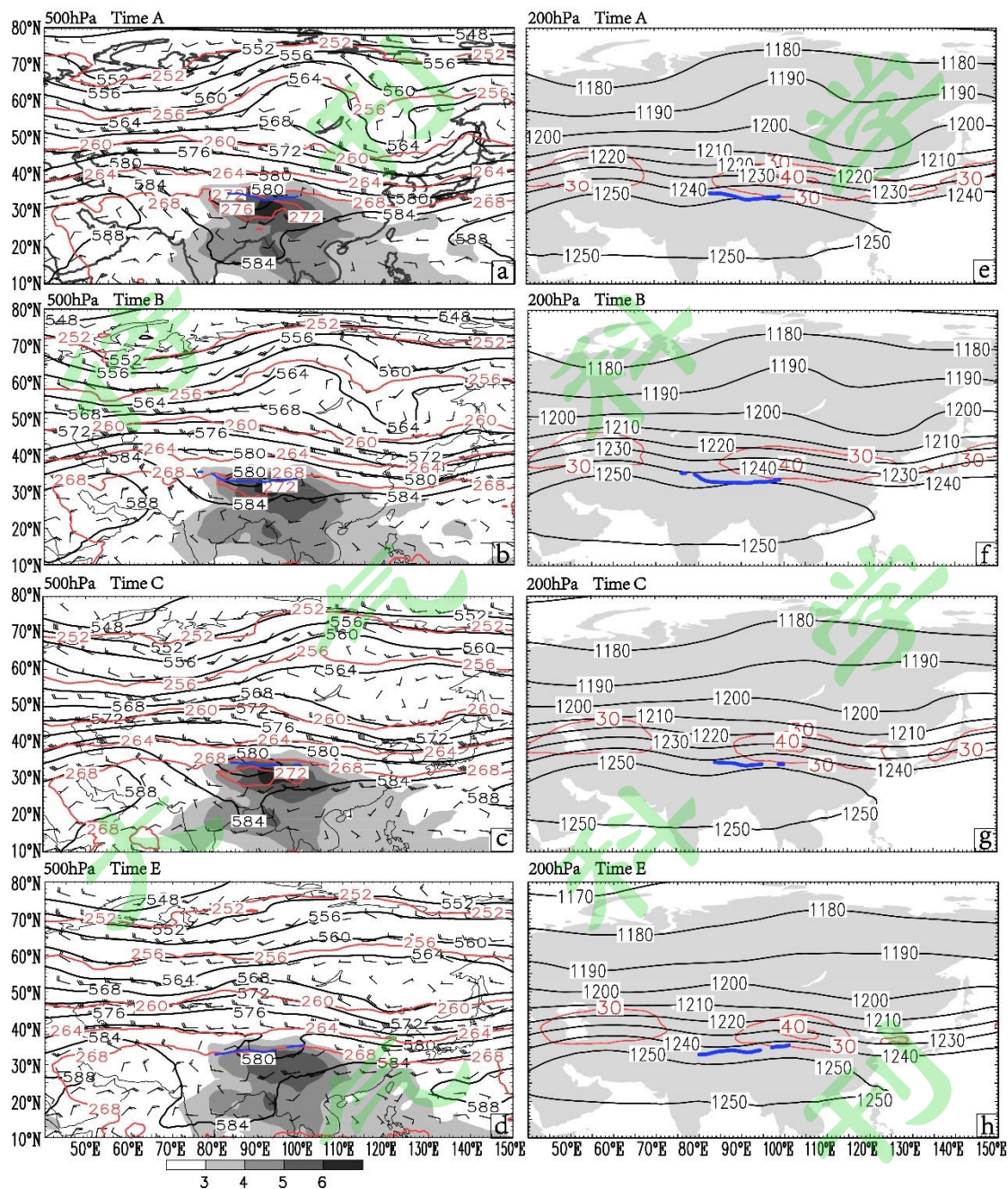
4. 夏季青藏高原横切变线演变过程的诊断分析

4.1 高原横切变线的环流特征

从切变线演变各阶段的高低空天气形势图 (图 3) 中可以看到, 500hPa 中高纬呈现两槽一脊的环流形势, 脊位于 105°E 附近, 呈东北—西南走向。槽分别位于乌拉尔山和 125°E 附近。中纬为平直西风气流, 风速较大。切变线处于西太平洋副热带高压和伊朗高压之间的鞍形场中、580dagpm 低值中心和 272K 温度高值中心内。值得注意的是, 切变线强盛时刻 (图 3b) 伊朗高压控制范围最广, 西太平洋副热带高压东退至 150°E 以东, 两高之间的鞍形场范围最大; 切变线附近 584dagpm 等值线较其他时刻更平直。消亡时刻 (图 3d), 切变线附近高度场和温度场的闭合低值中心消失。200hPa 上 (图 3e-h), 切变线始终处于南亚高压的北部边缘, 与 1250dagpm 闭合等值线基本重合。切变线以北为西风急流带, 切变线位于急流入口区南侧。初生时刻西风急流最强, 范围最广, 最大风速在 40m/s 以上, 其入口区南侧的辐散区可能是切变线生成的重要影响因素。在切变线演变过程中, 比湿大值区主要位于高原南部, 切变线处于比湿大值中心以北的梯度大值区内。强盛时刻, $6 \times 10^{-3} \text{ g/g}$ 以上比湿大值区的范围最广, 切变线处于其北部边缘, 偏南风将大量水汽向切变线附近输送。消亡时刻切变线附近 $6 \times 10^{-3} \text{ g/g}$ 以上比湿大值区消失。

综合以上分析, 500hPa 切变线生成于伊朗高压和西太平洋副热带高压两高

245 之间的鞍形场中，处于 580dagpm 闭合低值中心和 272K 高温中心内，比湿大值
246 区的北侧；200hPa 南亚高压北部边缘、西风急流南侧。



247
248 图 3 合成高原横切变线 500hPa (a-d) 的高度场 (黑色等值线, 单位: dagpm, 等值线间隔
249 4 dagpm)、温度场 (红色等值线, 单位: K, 等值线间隔 4 K)、比湿 (阴影部分, 单位: 10⁻³
250 g/g) 和风场 (风向杆, 一长风杆代表 1.34 m/s) 及 200hPa (e-h) 的高度场 (黑色等值线,
251 单位: dagpm, 等值线间隔 10 dagpm) 和纬向风 (红色等值线, 单位: m/s, 等值线间隔 10m/s;
252 阴影部分表示陆地) 的分布。蓝色粗实线为对应时刻 500hPa 合成高原横切变线。(a) 和 (e):
253 时刻 A (D1\17LT); (b) 和 (f): 时刻 B (D1\23LT); (c) 和 (g): 时刻 C (D2\13LT); (d)
254 和 (h): 时刻 E (D3\06LT)。

255 Fig 3. Composites of heights (the black contour, unit: dagpm, the contour interval is 4 dagpm),

temperature (the red contour, unit: K, the contour interval is 4K), the specific humidity (shaded, unit: 10^{-3}g/g) and winds (vector, unit: m/s) at 500 hPa (a-d) and heights (the black contour, unit: dagpm, the contour interval is 10 dagpm), zonal winds (the red contour, unit: m/s, the contour interval is 10 m/s. The shaded denotes the land) at 200 hPa (e-h). The blue bold line indicates the TPTSL.

4.2 影响切变线强度演变动力作用

本节利用涡度方程探究大气动力强迫对切变线强度演变的影响。涡度方程表达式如下：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) - v \frac{\partial f}{\partial y} - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p}\right) - (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (7)$$

公式(7)左端为涡度局地变化项,右端依次为涡度平流项、 β 效应项、涡度垂直输送项、涡度倾侧项和辐合辐散项。

从 500hPa 涡度方程诊断结果看(图 4),涡度局地变化项在 D1\13LT—D1\23LT 和 D2\13LT—D2\22LT 之间为正值,且在每日 19LT 时刻达到日峰值。辐合辐散项与局地变化项量级相当、变化趋势一致,在切变线生命史中始终为正值,促进切变线附近涡度增大。涡度倾侧项与涡度局地变化项演变趋势较相似,但比局地变化项提前 3h 达到峰值,这与切变线附近风场分布有关。切变线上空 400hPa 以偏西风为主(图略),而 500hPa 切变线北侧为偏东风,南侧为偏西风,故 400—500hPa 间切变线上空水平涡度指向北。在切变线初生时刻,切变线附近的垂直运动分布不均匀,切变线北侧上升运动较强(图 5(a)),故水平涡管北段被抬升倾斜,垂直相对涡度增大。而切变线强盛时刻,切变线处于均匀的-0.1Pa/s 上升区内,涡度倾侧项的影响减小。 β 效应项与局地变化项变化一致,但数值较小、变化较为平缓,这是由切变线两侧的风场分布决定的。涡度平流项和垂直输送项则与局地变化项演变趋势相反,这是因为切变线发展时,涡度大值中心位于 500hPa 切变线附近,涡度平流和垂直输送必然使得切变线附近涡度减小。

诊断结果表明,切变线附近散度对切变线强度演变起到至关重要的作用。从散度和垂直速度水平分布图上看(图 5),四个时次 500hPa 切变线始终处于辐合区中,辐合大值中心与涡度大值中心重合。切变线初生时刻辐合区范围最大(图 5a),消亡时刻范围最小(图 5d)。200hPa 上切变线处于辐散区内,辐散中心在切变线的东段,这可能与西风急流的位置有关。从切变线附近散度的高度—时间演变图(图 6)上可以看到,500hPa—400hPa 之间切变线附近的散度存在明显的日变化,每日 11—23LT 期间辐合作用增强,对应上升运动强;而 03—06LT 期

间辐合作用减弱，对应上升运动也较弱。400hPa—350hPa 之间辐合辐散作用较弱，300hPa 附近辐合辐散作用交替出现。250hPa 以上的高层大气始终表现为辐散作用，辐散中心在 200hPa 左右。低层辐合大值中心和高层辐散中心的出现较 500hPa 涡度大值中心提前，对涡度变化有一定的指示意义。切变线生成前，500hPa 辐合作用最强，可达到 $-1.8\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 以上，350hPa 以上辐散作用最强、辐散层最厚；上升运动达到 -0.21Pa/s ，这可能是 3h 后切变线生成的一个重要原因。D1\17LT—D1\22LT 期间，低层辐合作用依然较强，促进切变线发展，但随着切变线发展，涡度平流和垂直输送及水平涡管倾斜等作用增强，对涡度增长的抑制作用逐渐增大，到 D1\23LT 辐合作用减弱到不足以维持涡度继续增长，切变线强度达到生命史的最大值，此后的 D2\00LT—D2\07LT 期间 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 由正转负，切变线强度逐渐减弱。随着低层辐合逐渐增强，D2\13LT 起涡度再次增大，到 D2\22LT 达到生命史的次大值。此后伴随低层辐合作用减弱，切变线最终消亡。

综合以上分析可知，散度项是影响涡度局地变化的重要因子，散度变化对切变线强度变化具有指示意义，500hPa 上涡度最大值（最小值）出现时间滞后于辐合作用最大值（最小值）3 小时。

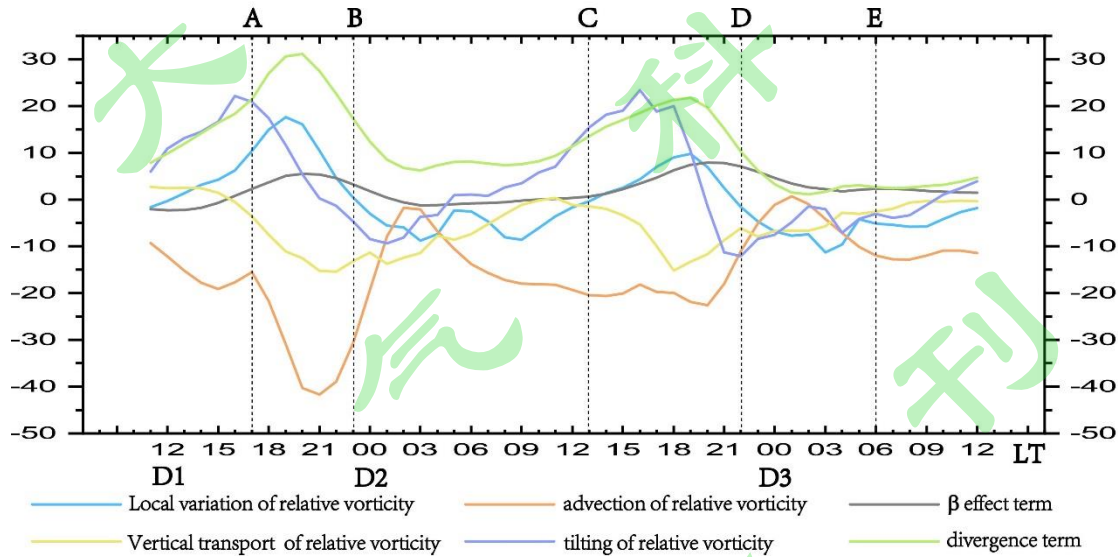


图 4 合成高原横切变线附近（83°-90°E，32°-35°N）区域平均 500hPa 涡度诊断方程各项的时间演变图（单位：涡度局地变化项和辐合辐散项： 10^{-10}s^{-2} ，其余项： 10^{-11}s^{-2} ）

Fig. 4 Time series of the area-averaged (83°-90°E, 32°-35°N) vorticity budget (Units: the tendency term and the divergence term: 10^{-10}s^{-2} , others: 10^{-11}s^{-2}).

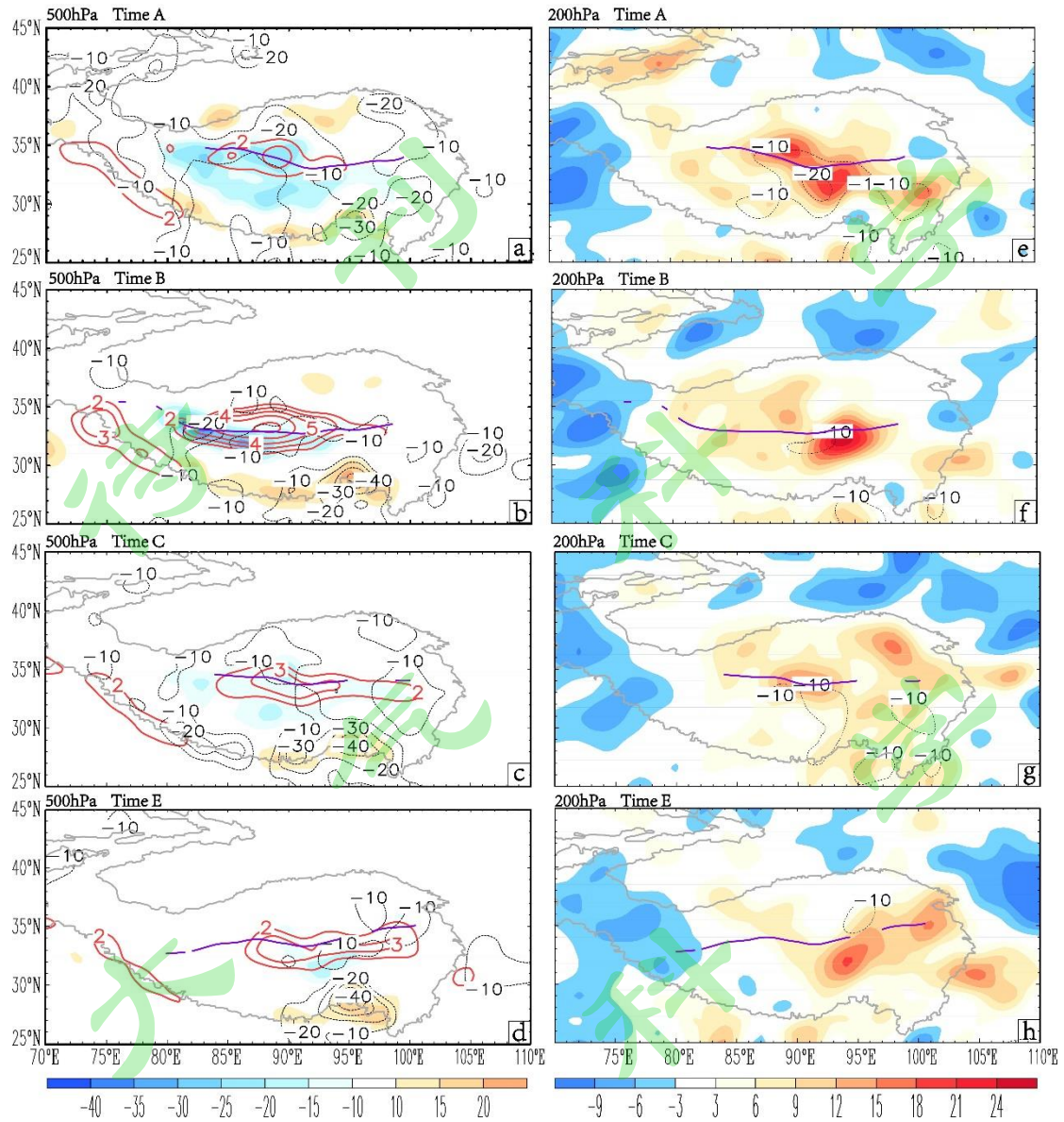


图 5 时刻 A (D1\17LT) (a) 500hPa、(e) 200hPa, 时刻 B (D1\23LT) (b) 500hPa、(f) 200hPa, 时刻 C (D2\13LT) (c) 500hPa、(g) 200hPa, 和时刻 E (D3\06LT) (d) 500hPa、(h) 200hPa 的散度场 (填色部分, 单位: 10^{-5}s^{-1})、相对涡度 (a-d 中红色实线, 单位: 10^{-5}s^{-1}) 和垂直速度 (黑色等值线, 单位: 10^{-2}Pa/s)。紫色粗实线为对应时刻 500hPa 合成高原横切变线

Fig 5. Composites of divergence (shaded, unit: 10^{-5}s^{-1}), relative vorticity (the red contour, unit: 10^{-5}s^{-1}) and the vertical velocity (black contour, units: 10^{-2}Pa/s) at 500 hPa (a-d) and 200 hPa (e-h).

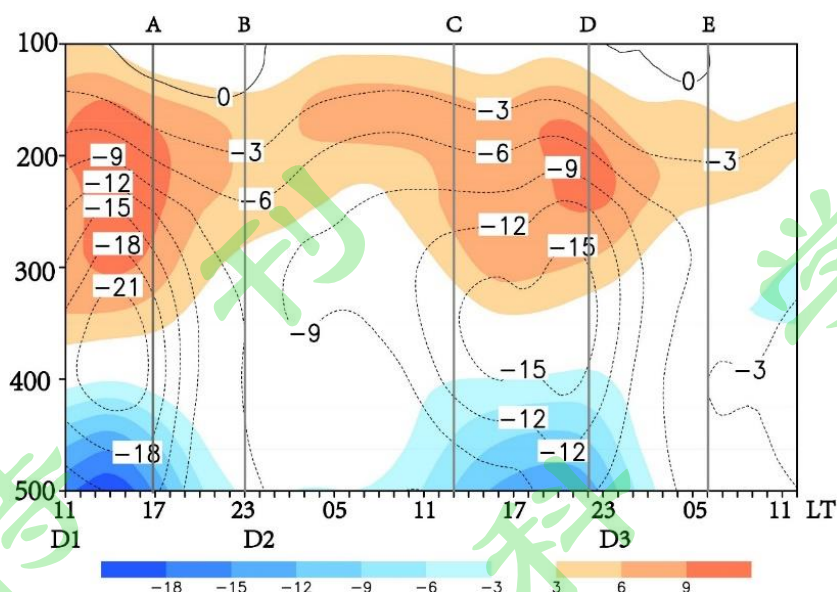


图 6 合成高原横切变线附近 ($83^{\circ}\text{--}90^{\circ}\text{E}$, $32^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$) 区域平均散度 (填色部分, 单位: 10^{-6}s^{-1}) 和垂直速度 (等值线, 单位: 10^{-2}Pa/s) 的高度—时间演变图

Fig. 6 Height-time cross sections of the area-averaged ($83^{\circ}\text{--}90^{\circ}\text{E}$, $32^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$) divergence (shading, units: 10^{-6}s^{-1}) and vertical velocity (contour, units: 10^{-2}Pa/s).

4.3 影响切变线强度演变的热力作用

大气非绝热加热对天气系统的发展演变起到重要作用, 因此有必要探究切变线演变过程中非绝热加热的变化情况。总体来看, 大气总非绝热加热与凝结潜热加热数值相当, 分布相似, 大值中心重合; 整层大气非绝热加热 $\langle Q_1 \rangle$ 和整层视热源 $\langle Q_2 \rangle$ 随时间变化趋势却不尽相同。具体来看, 除 18LT—次日 06LT 期间切变线附近非绝热加热在 450hPa 以下出现小范围负值外, 其余时刻非绝热加热总是起到加热作用 (图 7a)。每日 11—13LT 期间, 非绝热加热率随高度递减, 大值中心位于 500hPa, 这是因为此期间地表太阳短波辐射和感热加热增大, 对近地层大气加热效应增强。16—18LT 期间, 非绝热加热率与视水汽汇大值中心都位于 400hPa 左右, 这是因为一天中此时段上升运动最强 (图 6), 大量凝结潜热释放。12—15LT 期间, 因上升运动和水汽充足, 凝结潜热加热在中上层为正值, 但在近地层因降水蒸发冷却作用而出现负值。切变线生成前 2h (D1/22LT), 400—450hPa 之间出现了凝结潜热加热 0.5K/h 的大值中心, 这可能是此后切变线生成的重要原因。整层大气非绝热加热 $\langle Q_1 \rangle$ 和整层视热源 $\langle Q_2 \rangle$ 随时间变化趋势不同,

这与强大的高原地表感热作用关系密切。此外可以看到，切变线附近比湿在每日 15LT 达到峰值，且切变线生成前比湿较大，消亡后比湿显著减小（图 7b）。

位涡（PV）是包含大气动力和热力特征的物理量，且在低层受热力变化影响较大。以往研究表明，位涡可以很好地反映高原低涡的移动和发展情况（Li et al., 2014; Li et al., 2019a, 2019b）。本文通过研究位涡变化情况讨论大气非绝热加热对切变线强度变化的影响。

P 坐标系下的位涡表达式近似为：

$$PV = -g(f + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (8)$$

其中， θ 为位温， g 为重力加速度， $f = 2\Omega \sin \varphi$ 。P 坐标系下的位涡诊断方程为：

$$\frac{\partial PV}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla PV + g \cdot \nabla (Q \xi_a + \mathbf{F} \times \nabla \theta) \quad (9)$$

公式（9）左端为位涡局地变化项，右端依次是位涡平流项和位涡变化强迫项，强迫项又可分为非绝热加热效应项和摩擦效应两项。 $\mathbf{F}$ 为摩擦力， $\xi_a = g \frac{\partial v}{\partial p} \mathbf{i} - g \frac{\partial u}{\partial p} \mathbf{j} - g(f + \zeta) \mathbf{k}$ ，为 P 坐标系下近似的三维绝对涡度， Q 为非绝热加热率。

本文只讨论位涡平流和非绝热加热效应对位涡局地变化的影响。

进一步，位涡平流项和非绝热加热效应项均可分为三项：

$$-\mathbf{v} \cdot \nabla PV = -u \frac{\partial PV}{\partial x} - v \frac{\partial PV}{\partial y} - \omega \frac{\partial PV}{\partial p} \quad (10)$$

$$g \cdot \nabla (Q \xi_a) = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial Q}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial Q}{\partial y} - g(f + \zeta) \frac{\partial Q}{\partial p} \quad (11)$$

公式（10）右端从左到右依次为平流项 X 分量，代表 PV 纬向输送，平流项 Y 分量，代表 PV 经向输送，平流项垂直分量，代表垂直方向的 PV 输送。公式（11）右端从左到右依次为 X 方向非绝热加热效应、Y 方向非绝热加热效应和垂直方向非绝热加热效应。

分析五个时刻切变线附近涡度和位涡分布情况可以看到（图 8），切变线附近涡度始终在 $3.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上，B 和 D 时刻涡度 $3.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上范围大，其余三个时刻范围较小。B、D、E 时刻切变线处于静力稳定度（绝对值）大值区中，位涡与涡度分布更为一致，在切变线附近有闭合大值中心。而 A 和 C 两个时刻，切变线附近静力稳定度绝对值较小，位涡与静力稳定度分布更一致。这说明夜间动

力作用对切变线强度影响更为显著。

利用公式(9)对各时刻切变线附近 500hPa 位涡变化进行诊断分析, 结果如图 9 所示。总体来看, 非绝热加热效应项与位涡局地变化项量级相当, 变化趋势一致。位涡平流项较其余两项小一个量级。整个演变过程中位涡局地变化项、位涡平流项和非绝热加热效应项均具有明显的日变化特征, 在每日的 14LT—次日 05LT 为正值, 在 20LT 达到日极大值(位涡平流项滞后 2h); 在每日的 06—13LT 为负值, 在 09LT 达到日极小值。导致位涡局地变化项改变的主要原因是非绝热加热效应项的变化。

构成位涡平流项的三个分量量级相同, 平流项 X 分量随切变线强度增大而增大, 在切变线强盛时刻和次强盛时刻的后一个时次达到峰值, 此后外围低值位涡通过切变线两侧的纬向风向切变线附近输送, 平流项 X 分量开始减小。平流项 Y 分量在切变线生命史前半段以负值为主, 后半段转变为正值。平流项垂直分量较其他两项变化平缓, 在切变线强度增强的两个时段数值减小, 这是因为切变线发展过程中, 位涡大值中心位于 500hPa 高度上(图略), 此时切变线附近为上升运动, 低层低值位涡向上输送必然使得局地位涡减小。在构成非绝热加热效应项的三个分量中, 垂直方向非绝热加热效应项量级较大, 与总非绝热加热效应项变化趋势一致, 对总非绝热加热效应项的变化起到决定性作用(图 9c)。

可以看到, 近地层位涡对非绝热加热垂直梯度的变化十分敏感。D1\11LT—D1\15LT 期间, 近地层感热和辐射加热逐渐增强, 非绝热加热大值中心位于低层(图 7), 静力稳定度迅速减小, 位涡和涡度相应减小。而进入夜间(D1\18LT—D2\05LT)后, 高原近地层辐射冷却作用强烈, 大气静力稳定度迅速增大, 位涡增大, 充足的水汽配合增强的上升运动, 大量凝结潜热释放, 非绝热加热中心抬高; 降水的蒸发进一步导致近地层非绝热冷却效应增强, 非绝热加热垂直梯度增大, 使得 500—400hPa 之间静力稳定度继续增大, 位涡增大, 切变线生成。位涡和涡度在 D1\23LT—D2\03LT 期间出现整个演变过程中的最大值。D2\06LT—D2\14LT 期间, 近地层感热和辐射加热再次增强, 静力稳定度迅速减小, 位涡和涡度相应减小(图 1)。D2\18LT—D3\05LT 期间近地层热力情况与 D1\18LT—D2\05LT 相似, 位涡增大, 但此时切变线附近水汽已减少(图 7b), 不足以维持前一日动力—热力反馈机制, 随着 D3\06LT 后近地层热力变化重复前一天的

循环，位涡和涡度减小，切变线消亡。

综上分析，大气非绝热加热对切变线强度演变具有重要意义，导致 500hPa 切变线附近位涡和涡度日变化的主要原因是非绝热加热垂直分布不均匀，当非绝热加热中心位于 400hPa 左右时有利于切变线发展。

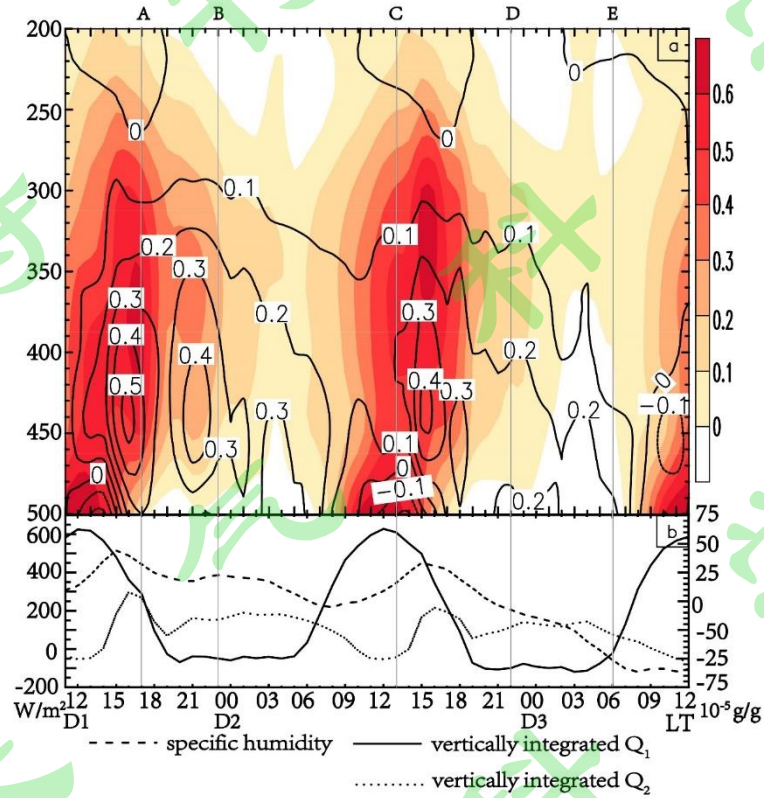


图 7 (a) 合成高原横切变线附近 (83° - $90^{\circ}E$, 32° - $35^{\circ}N$) 区域平均非绝热加热率 Q (填色部分) 和视水汽汇加热率 Q_2 (等值线) 的高度—时间演变图 (b) 整层大气非绝热加热 $\langle Q_1 \rangle$ (黑色实线)、整层视水汽源 $\langle Q_2 \rangle$ (黑色点线) 和 500hPa 比湿偏差 $\bar{q}_l$ (黑色虚线, $\bar{q}_l = q_i - q_{ave}$,

$q_{ave} = \frac{1}{38} \sum_{i=1}^{38} q_i$, i 代表不同时间次) 的时间演变图

单位: Q 、 Q_2 K/h; $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$: W/m^2 ; $\bar{q}_l$: $10^{-5}g/g$

Fig. 7 (a) Height-time cross sections of the area-averaged (83° - $90^{\circ}E$, 32° - $35^{\circ}N$) diabatic heating rate (Q , shading, units: K/h) and the apparent moisture sink (Q_2 , contour, units: K/h), and (b) time series of the area-averaged vertically integrated $\langle Q_1 \rangle$ (solid, units: W/m^2), vertically integrated $\langle Q_2 \rangle$ (dotted, units: W/m^2) and the special humidity departure (short dashed, units: $10^{-5}g/g$).

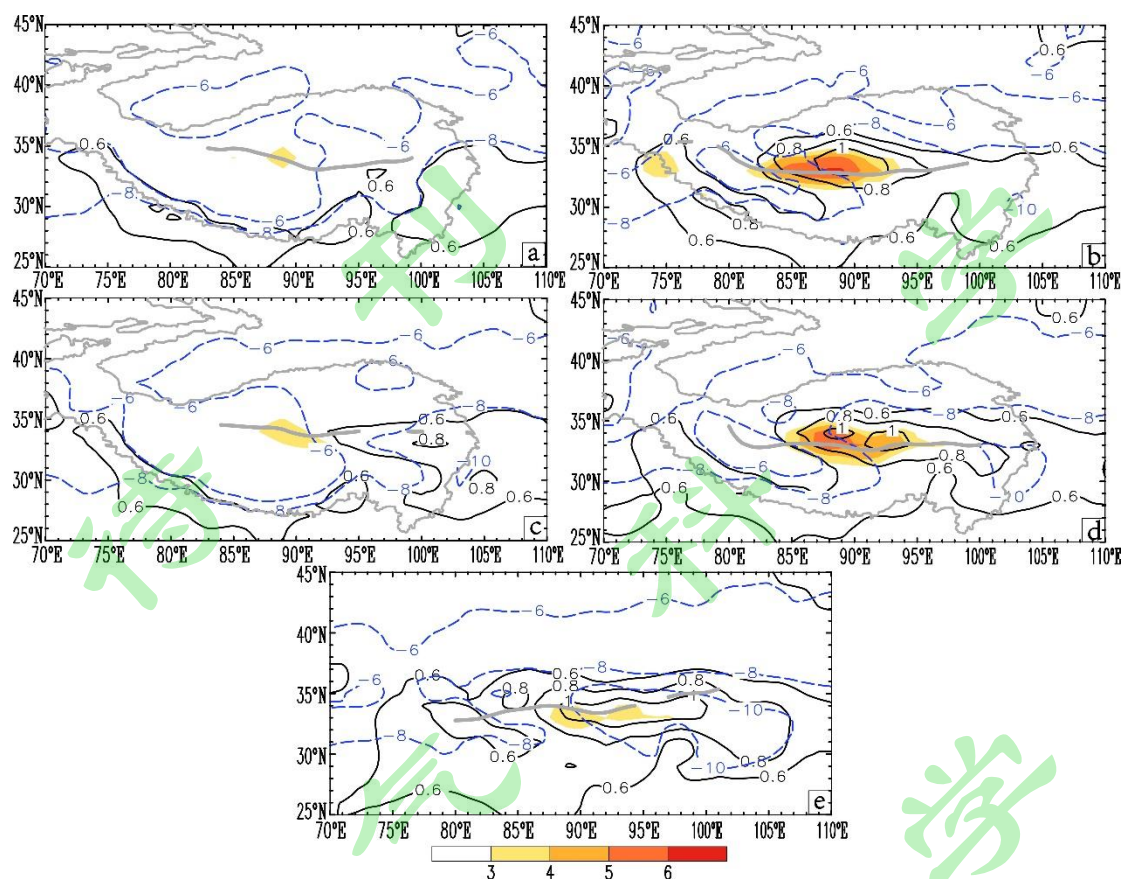


图 8 五个时刻合成高原横切变线 500hPa 相对涡度 (填色部分, 单位: 10^{-5}s^{-1})、位涡 (黑色实线, 单位: PVU) 和静力稳定度 (蓝色虚线, 单位: $10^{-4} \text{K} \cdot \text{Pa}^{-1}$) 分布。(a) 时刻 A (D1 17LT); (b) 时刻 B (D1 23LT); (c) 时刻 C (D2 13LT); (d) 时刻 D (D2 22LT); (e) 时刻 E (D3 06LT)

Fig 8. Composites of relative vorticity (shaded, unit: 10^{-5}s^{-1}), potential vorticity (black contour, unit: PVU) and the static stability (blue dashed, unit: $10^{-4} \text{K} \cdot \text{Pa}^{-1}$) (a) Time A, (b) Time B, (c) Time C, (d) Time D and (e) Time E.

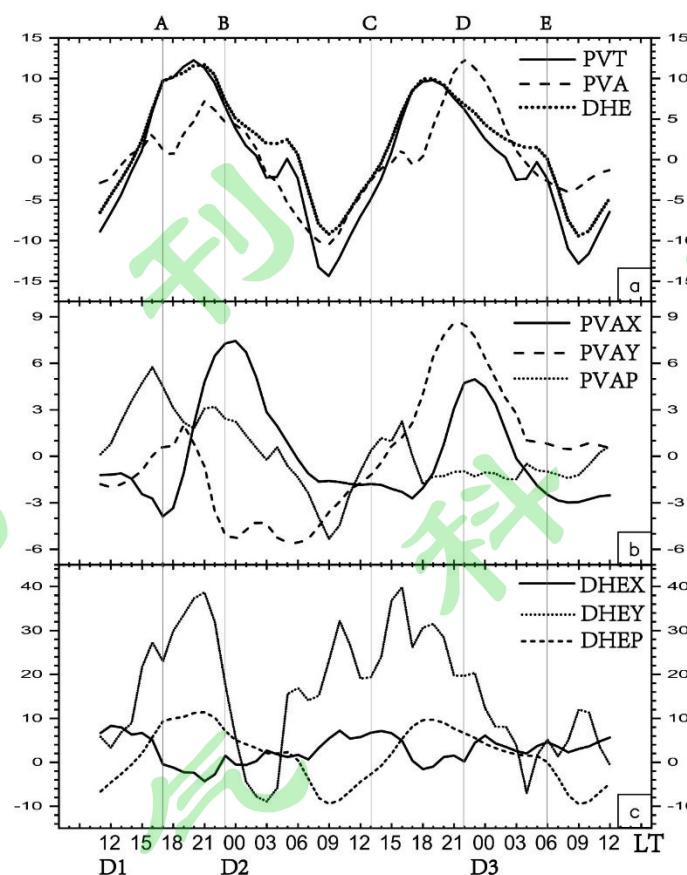


图 9 (a) 合成高原横切变线附近 (83° - 90° E, 32° - 35° N) 区域平均 500hPa 位涡诊断方程各项 (位涡局地变化项 PVT、位涡平流项 PVA 和非绝热加热效应项 DHE) 的时间演变图; (b) 500hPa 位涡平流项三个分量 (X 分量 PVAX、Y 分量 PVAY 和垂直分量 PVAP) 的时间演变图; (c) 500hPa 非绝热加热效应项三个分量 (X 分量 DHEX、Y 分量 DHEY 和垂直分量 DHEP) 的时间演变图。单位: PVT、DHE、DHEP: 10^{-2} PVU/h, PVA、PVAX、PVAY、PVAP: 10^{-3} PVU/h, DHEX、DHEY: 10^{-4} PVU/h。

Fig. 9 (a) Time series of the area-averaged (83° - 90° E, 32° - 35° N) PV tendency (PVT), PV advection (PVA), and diabatic heating effects (DHE) at 500 hPa, (b) time series of the area-average X component of PV advection (PVAX), Y component of PV advection (PVAY) and P component of PV advection (PVAP) at 500 hPa and (b) time series of the area-average X component of diabatic heating effects (DHEX), Y component of diabatic heating effects (DHEY) and P component of diabatic heating effects (DHEP) at 500 hPa. Units: for PVT, DHE and DHEP are 10^{-2} PVU/h; for PVA, PVAX, PVAY, PVAP are 10^{-3} PVU/h; for DHEX and DHEY are 10^{-4} PVU/h.

4.4 切变线演变机制分析

基于上述研究, 高原横切变线生成和演变机制如下: 高原近地层热力条件有明显的日变化, 午后辐射和感热加热显著, 夜间辐射冷却作用强烈。10—15LT, 地表短波辐射加热和感热加热使得近地层大气逐渐增温, 15LT 后 500hPa 出现辐

合扰动和上升运动，涡度随之增大；而夜间（00—05LT）近地层的冷却作用强迫 500hPa 辐合作用减小，上升运动减弱，涡度减弱。高原近地层的水汽对切变线的生成和演变至关重要。切变线生成前，高原近地层水汽增加，在日变化引起的上升运动作用下，凝结潜热释放。当水汽增加到某一临界值，潜热释放较大，中层增暖明显，高层气压升高，产生辐散扰动，此时增强的高空急流也提供有利的高层辐散条件。高层辐散增强又进一步使得低层气压降低、辐合增强，高低层相互作用，最终触发切变线生成并在近地层热力日变化的配合下发展达到强盛。此后近地层热力条件重复前一日的变化，但水汽减少，故 D2\22LT 切变线强度没有 D1\23LT 时强盛。D2\22LT 时后，近地层水汽急剧减少，难以维持上述的非绝热加热反馈过程，随着地表冷却，低层辐合作用减弱、风速减小，切变线最终消亡。

综合以上分析，水汽和非绝热加热对切变线的发展演变起到重要作用。日变化引起的上升运动在充足的水汽配合下，大量凝结潜热释放加热大气中层，增强高低空大气的相互反馈作用，从而有利于切变线生成、发展。

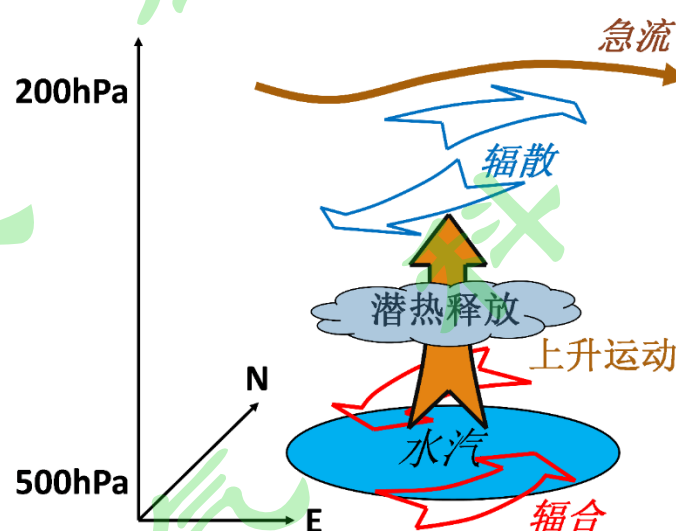


图 10 高原横切变线生成机制示意图

Fig.10 The schematic diagram of the generation mechanism for the Tibetan Plateau transverse shear line

5. 结论与讨论

本文基于 ERA—5 逐小时再分析资料，选取 1981—2019 年 6—8 月期间，生成于 D1\17LT 时，持续 38h，消亡于 D3\06LT 时的 14 个原地生消的高原横切变线个例，采用静态合成的方法，利用涡度收支方程探究影响切变线强度的动力作用，利用位涡收支方程探究大气非绝热加热作用影响，研究了切变线生命史不同

阶段，动力和热力作用有何区别、二者之间的相互作用及如何影响切变线强度，并结合诊断结论，给出切变线强度演变的一种可能机制。得到的主要结论如下：

(1) 夏季位于高原主体 $32^{\circ}-35^{\circ}\text{N}$ ， $80^{\circ}-100^{\circ}\text{E}$ 范围内、生命史超过 36 小时且引发暴雨的高原横切变线，其特征高度位于 500hPa，强度演变具有明显的日变化特征，在 23LT 最强，13LT 最弱。

(2) 500hPa 切变线生成于伊朗高压和西太平洋副热带高压两高之间的鞍形场中，处于 580dagpm 闭合低值中心和 272K 高温中心内，比湿大值区的北侧；200hPa 南亚高压北部边缘、西风急流入口区南侧。

(3) 涡度收支方程诊断表明，散度项是影响涡度局地变化的最重要因素。散度变化对切变线强度变化具有指示意义，500hPa 涡度最大值（最小值）出现时间滞后于辐合作用最大值（最小值）3 小时。

(4) 切变线演变过程中，切变线发展时位涡随之增大。位涡收支诊断表明，青藏高原上空的水汽和非绝热加热对切变线的生成和演变起到重要作用。当边界层感热和辐射加热增强时，上升运动增强，在充足的水汽配合下，大量凝结潜热释放加热大气中层，高层气压升高，辐散增强，高层辐散又进一步使得低层气压降低，辐合增强，最终触发切变线生成或有利于其发展。

与过去研究相比，本文采用了合成分析的方法研究了一类高原横切变线强度演变机制，所得结论具有一定的普适性。但本文只给出了夏季青藏高原上生成于当地时间午后、消亡于当地时间清晨的一类高原横切变线的强度演变特点及其机制，生命期起止和生命史长短不同的高原横切变线其强度演变是否遵循同样的变化规律，有待深入研究。此外，本文对引发高原暴雨的一类高原横切变线进行诊断分析，发现凝结潜热释放对切变线的发展演变至关重要。对于没有带来暴雨或者没有引发降水的高原横切变线，其演变过程中凝结潜热释放是否依然具有重要意义，值得进一步探究。

参考文献

- 杜梅,李国平,李山山.2020.高原横切变线与高原低涡关系的初步研究[J].大气科学, 44(02):269-281. Du Mei, Li Guoping, Li Shanshan. 2020. A preliminary study of the relationship between the Tibetan transverse shear line and Plateau vortex. [J]. Chinese Journal of Atmosphere Sciences (in Chinese), 44(2): 269-281.

- Guan, Q., Yao, X. P., Li, Q. P., et al. 2018. Study of a horizontal shear line over the Qinghai-Tibetan Plateau and the impact of diabatic heating on its evolution. [J]. *J. Meteor. Res.* 32(4):612-626.
- 何光碧,师锐.2014.三次高原切变线过程演变特征及其对降水的影响[J].*高原气象*, 33(03):615-625. He Guangbi, Shi Rui. 2014. Analysis on evolution characteristics of three Plateau shearlines and their effect on precipitation. [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 33(03):615-625.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E. and Robertson, A. W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. [J]. *Quart J. Roy Meteor Soc.* 111:877-946.
- Hoskins, B. J. 1997. A potential vorticity view of synoptic development. [J]. *Meteorological Applications*. 4:325-334.
- 李山山,李国平.2017a.一次高原低涡与高原切变线演变过程与机理分析[J].*大气科学*, 41(04):713-726. Li Shanshan, Li Guoping. 2017a. Evolution and mechanism analysis of a Plateau vortex and Plateau shear line. [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41(04):713-726.
- 李山山,李国平.2017b.一次鞍型场环流背景下高原东部切变线降水的湿 Q 矢量诊断分析[J].*高原气象*, 36(2):317-329. Li Shanshan, Li Guoping. 2017b. Diagnostic analysis based on wet Q-vector of a shear line with rain on the east of Qinghai-Tibetan Plateau under the saddle pattern circulation background field. [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 36(2):317-329.
- 李跃清. 2011. 第三次青藏高原大气科学试验的观测基础[J].*高原山地气象研究*, 31(03):77-82. Li Yueqing. 2011. The observational basis of the 3rd Tibetan Plateau atmospheric scientific experiment. [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese)*, 31(03):77-82.
- Li, L., Zhang, R. H., Wen, M. 2011. Diagnostic analysis of the evolution mechanism for a vortex over the Tibetan Plateau in June 2008. [J]. *Adv. Atmos. Sci.* 28(4):797-808.
- Li, L., Zhang, R.H., Wen, M., et al. 2014. Effect of the atmospheric heat source on the development and eastward movement of the Tibetan Plateau vortices. [J]. *Tellus. A.* 66, 24451.
- Li, L., Zhang, R. H., Wen, M. 2018. Diurnal variation in the intensity of nascent Tibetan Plateau vortices. [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 144:2524-2536.
- Li, L.; Zhang, R. H.; Wen, M., et al. 2019a. Development and eastward movement mechanisms of the Tibetan Plateau vortices moving off the Tibetan Plateau. [J]. *Clim. Dyn.* 52:4849-4859.
- Li, L., Zhang, R.H., Wen, M., et al. 2019b. Development and eastward movement mechanisms of the Tibetan Plateau vortices moving off the Tibetan Plateau. [J]. *Clim. Dyn.* 52, 4849-4859.
- 刘自牧,李国平.2019.高原切变线的客观识别与时空分布的统计分析[J].*大气科学*, 43(01):13-26. Liu Zimu, Li Guoping. 2019. Objective identification of the Tibetan Plateau shear line and statistical analysis of its spatiotemporal evolution features. [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 43(01):13-26.
- 罗雄,李国平.2018.高空急流对青藏高原切变线影响的数值试验与动力诊断[J].*气象学报*, 76(3): 361-378. Luo Xiong, Li Guoping. 2018. Numerical experiments and dynamic diagnosis of the upper-level jet stream impact on the Tibetan Plateau shear line. [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 76(3): 361-378.
- 马嘉理,姚秀萍.2015. 1981—2013 年 6—7 月江淮地区切变线及暴雨统计分析[J].*气象学报*, 73(05):883-894. Ma Jiali, Yao Xiuping. 2015. Statistical analysis of the shear lines and torrential rains over the Yangtze-Huaihe river region during June-July in 1981-2013. [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 73(05):883-894.
- 马婷,刘屹岷,吴国雄等.2020.青藏高原低涡形成、发展和东移影响下游暴雨天气个例的位涡分析[J].*大气科学*, 44(03):472-486. Ma Ting, Liu Yimin, Wu Guoxiong, et al. 2020. Effect of

529 potential vorticity on the formation, development, and eastward movement of a Tibetan Plateau
 530 vortex and its influence on downstream precipitation. [J]. Chinese Journal of Atmospheric
 531 Sciences (in Chinese), 44(03):472-486.
 532 彭新东,程麟生.1994.高原东侧低涡切变线发展的个例数值研究——II.中尺度数值模拟[J].兰州
 533 大学学报, 01:124-131. Peng Xindong, Cheng Linsheng. 1994. A case numerical study on the
 534 evolution of the low vortex and shear-line on the east side of the Plateau II. Mesoscale
 535 numerical simulation. Journal of Lanzhou University (in Chinese), 01:124-131.
 536 彭广,李跃清,郁淑华等,2011.青藏高原低涡切变线年鉴—2010[M].北京:科学出版社,1-244.
 537 Peng Guang, Li Yueqing, Yu Shuhua, et al. 2011. Yearbook of Tibetan Plateau Vortex and Shear
 538 Line – 2010. [M]. Beijing: Science Press (in Chinese), 1-244.
 539 青藏高原气象科学研究拉萨会战组.1981.夏半年青藏高原 500 毫巴低涡切变线的研究[M].北
 540 京:科学出版社,1-122. Lhasa Battle Group of Meteorological Sciences on the Qinghai-Tibet
 541 Plateau. 1981. Study on 500mb low vortex shear line of Tibet Plateau. [M]. Beijing: Science
 542 Press (in Chinese), 1-122.
 543 师锐,何光碧.2011.移出与未移出高原的高原切变线背景环流对比分析[J].高原气
 544 象,30(06):1453-1461. Shi Rui, He Guangbi. 2011. Contrast analysis on background circulation
 545 of Plateau shear line moving out and not moving out of the Tibetan Plateau. [J]. Plateau
 546 Meteorology (in Chinese), 30(06):1453-1461.
 547 寿绍文.2010.位涡理论及其应用[J].气象, 36(03):9-18. Shou Shaowen. 2010. Theory and
 548 application of potential vorticity. [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 36(03):9-18.
 549 唐洪.2002.西藏高原夏季强降水过程分析[J].西藏科技, 09:51-55. Tang Hong. 2002. An analysis
 550 of heavy precipitation in summer over the Tibetan Plateau. [J]. Tibet's Science and Technology
 551 (in Chinese), 09:51-55.
 552 陶诗言,罗四维,张鸿材.1984. 1979 年 5—8 月青藏高原气象科学实验及其观测系统[J].气象,
 553 07:2-5. Tao Shiyen, Luo Siwei, Zhang Hongcai. 1984. The meteorological science experiment
 554 and observation system of the Qinghai-tibet Plateau in May-August. [J]. Meteorological
 555 Monthly (in Chinese), 07:2-5.
 556 屠妮妮,何光碧.2010.两次高原切变线诱发低涡活动的个例分析[J].高原气象, 29(1):90-98. Tu
 557 Nini, He Guangbi. 2010. Case analysis on two low vortexes induced by Tibetan Plateau shear
 558 line. [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29(1):90-98.
 559 Wu, D, Zhang, F. M, Wang, C. H. 2018. Impacts of diabatic heating on the genesis and development
 560 of an inner tibetan plateau vortex. [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres.
 561 123,11:691-11,704.
 562 徐祥德.2009.青藏高原“敏感区”对我国灾害天气气候的影响及其监测[J].中国工程科学,
 563 11(10):96-107. Xu Xiangde. 2009. The effects of sensitive region over Tibetan Plateau on
 564 disastrous weather and climate and its monitoring. [J]. Engineering Sciences (in Chinese),
 565 11(10):96-107.
 566 Yanai, M., Li, C. F., Song, Z. S.1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the
 567 evolution of the Asian summer monsoon. [J]. J. Meteor. Soc. Japan. 70:319-350.
 568 姚秀萍,孙建元,康岚等.2014. 高原切变线研究的若干进展[J].高原气象, 33(1):294-300. Yao
 569 Xiuping, Sun Jianyuan, Kang Lan, et al. 2014. Advances on research of shear convergence line
 570 over Qinghai-Xizang Plateau. [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 33(1):294-300.
 571 尹道声.1979. 论青藏高原中部的非绝热局地锋生[J].气象学报, 37(4):16-25. Yi Daosheng. 1979.
 572 On the local diabatic frontogenesis in the central part of Qingzang Plateau. [J]. Acta

573 Meteorologica Sinica. (in Chineses), 37(4):16-25.

574 郁淑华, 骆红. 1993. 青藏高原上低槽与切变线动能收支的个例分析[J]. 高原气象, 03:251-256.

575 Yu Shuhua, Luo Hong. 1993. The contrast analysis of kinetic energy budget for developing

576 trough and shear line over the Qinghai-Xizang Plateau. [J]. Plateau Meteorology (in Chinese),

577 03:251-256.

578 郁淑华. 1994. 一次高空槽在青藏高原上诱发切变线的 Q 矢量分析[J]. 应用气象学报, 01:109-

579 113. Yu Shuhua. 1994. A Q-vector analysis of the process of shear line on Qinghai-Xizang

580 Plateau triggered from moving trough aloft. [J]. Quarterly journal of applied meteorology (in

581 Chinese), 01:109-113.

582 Yu, X. J., L. X. Zhang, T. J. Zhou, et al., 2021: The Asian subtropical westerly jet stream in CRA-

583 40, ERA5, and CFSR reanalysis data: Comparative assessment. J. Meteor. Res., 35(1), 46–63.

584 张硕, 姚秀萍, 巩远发. 2019. 基于客观判识的青藏高原横切变线结构及演变特征合成研究[J].

585 气象学报, 77(06):1086-1106. Zhang Shuo, Yao Xiuping, Gong Yuanfa. 2019. A synthetic

586 research of the structure and evolution characteristics of the meridionally-oriented over the

587 Tibetan Plateau based on objective identification. [J]. Acta Meteorologica Sinica. (in Chineses),

588 77(06):1086-1106.

589 张小玲, 程麟生. 2000a. “96.1” 暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断 I: 涡度和涡度变率诊

590 断[J]. 高原气象, 03:285-294. [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 03:251-256. Zhang

591 Xiaoling, Cheng Linsheng. 2000b. Dynsmic diagnoses of the genesis and development for

592 mesoscale shear line during “96.1” snowstorm, I: Diagnoses of vorticity and vorticity

593 variability. [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 03:285-294.

594 张小玲, 程麟生. 2000b. “96.1” 暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断 II: 散度和散度变率诊

595 断[J]. 高原气象, 04:459-466. Zhang Xiaoling, Cheng Linsheng. 2000b. Dynsmic diagnoses of

596 the genesis and development for mesoscale shear line during “96.1” snowstorm, II: Diagnoses

597 of divergence and its variability. [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 04:459-466.

598 Zhang, X., Yao, X. P., Ma, J. L., et al. 2016. Climatology of transverse shear lines related to heavy

599 rainfall over the Tibetan Plateau during boreal summer. [J]. J. Meteor. Res. 30(6):915-926.

600 Zhang, F. M., Wang, C. H., Pu, Z. X. 2019. Genesis of Tibetan Plateau vortex: roles of surface

601 diabatic and atmospheric condensational latent heating. [J]. J. Appl. Meteor. Climatol.

602 58:2633-2651.

603 赵大军, 姚秀萍. 2018. 高原切变线形态演变过程中的个例研究: 结构特征[J]. 高原气象,

604 37(02):420-431. Zhao Dajun, Yao Xiuping. 2018. Case study on shape evolution of plateau

605 shear line: Structural character. [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 37(02):420-431.

606 郑永骏, 吴国雄, 刘屹岷. 2013. 涡旋发展和移动的动力和热力问题 I: PV-Q 观点[J]. 气象学报,

607 71(02):185-197. Zheng Yongjun, Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2013. Dynamical and thermal

608 problems in vortex development and movement. Part I: A PV-Q view. Acta Meteorologica

609 Sinica, 71(02):185-197.