

杨克明 毕宝贵 李月安 董立清

(国家气象中心, 北京 100081)

## 提 要

利用常规资料、HLAFS格点资料、GMS云图等资料,对形成1998年长江上游8次洪峰的有关强降雨天气过程的影响天气系统、暴雨形成的物理机制以及中低纬度天气系统之间的相互作用和影响进行了初步分析和诊断。结果表明,多次强暴雨过程发生在欧亚中高纬度双阻型或中阻型、中低纬度强越赤道气流、异常活跃的西南季风大尺度环流背景下;生成在青藏高原东部在四川盆地发展的低涡及与其相连的切变线是暴雨产生的主要的天气系统;暴雨的加强与中低纬度系统相互作用、高原涡的特殊结构密切相关。

关键词: 致洪暴雨 高原低涡 越赤道气流 水汽通量

## 引 言

1998年6~8月我国长江流域遭受了仅次于1954年的特大洪涝灾害<sup>[1]</sup>。长江流域发生了两度梅雨期降水,从6月中旬至下旬、7月下旬到8月底,强降雨先出现在长江中下游,后转移到中上游,持续的强暴雨使鄱阳湖、洞庭湖水系的第二次梅雨期的洪水大量涌向长江,正好与先来自长江上游的5次洪峰在长江中游遭遇,两段洪水相顶托,导致长江中游长时间高水位,鄱阳湖、洞庭湖各支流及长江干流出现洪水泛滥或渗漏、溃口等险情,其中湘、赣、鄂三省洪涝最为严重,直接经济损失上千亿元。因此,1998年长江上游的持续强降雨应是该年夏季特大洪涝的主要原因。

本文针对形成长江上游8次洪峰的有关强降雨天气过程的环流形势、影响天气系统、暴雨形成的物理机制及中低纬度天气系统间的相互作用和影响进行了初步分析和诊断,重点放在剖析低涡结构、越赤道气流和西南季风上,以探讨长江流域大洪水的成因。

## 1 高原涡的结构

1998年6月下旬至8月,与长江上游8次洪峰<sup>[2]</sup>相对应的较强降雨过程共13次。这些过程发生在亚欧中高纬度双阻型或中阻型两种不同的环流形势下,均由高原涡与西风槽结合形成低涡切变线所造成。为探讨暴雨的成因,本文选取上述13次低涡切变线过程中的6月27~30日、6月30日~7月2日、7

月3~7日、19~21日四次强降雨过程,使用活动坐标网格,以700hPa低涡中心为坐标原点,低涡中心初始阶段位于32°N、102°E,发展阶段位于32°N、105°E,移出阶段位于31°N、114°E,利用HLAFS模式计算的物理量场,用合成方法分析这类低涡的平均结构特征。

## 1.1 垂直环流分布

从低涡初始阶段的平均垂直环流剖面图上可见(图1a),该阶段主要上升运动区位于低涡中心附近的800~650hPa上,范围小、强度弱,最大值在700hPa附近,仅 $1.2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,但600hPa以上有一支下沉气流,表明高层有偏北气流东移并向低层扩散;虽低涡垂直高度较低,但上空已有了激发系统,有利于不稳定能量积聚。

当低涡移至四川盆地后,即低涡发展阶段(图1b),低涡范围内的上升运动水平尺度明显增至600公里左右,但仍位于对流层中下层。主要上升运动区在低涡中心前方800~700hPa之间,强度显著增强,中心最大值位于750hPa附近,已达 $2.8 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,较初始阶段增强了1.5倍。在其上空的对流层中上层仍为下沉气流,较大下沉区在350~450hPa之间,最大值 $-3.7 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,是初始阶段1.8倍。低涡前方对流层下层上升运动和上层下沉运动的同时加强,反映了高空偏北、低空偏南气流的增强,也预示着该地区不稳定能量迅速增加,是暴雨以强对流降雨为

主要特点的重要原因。

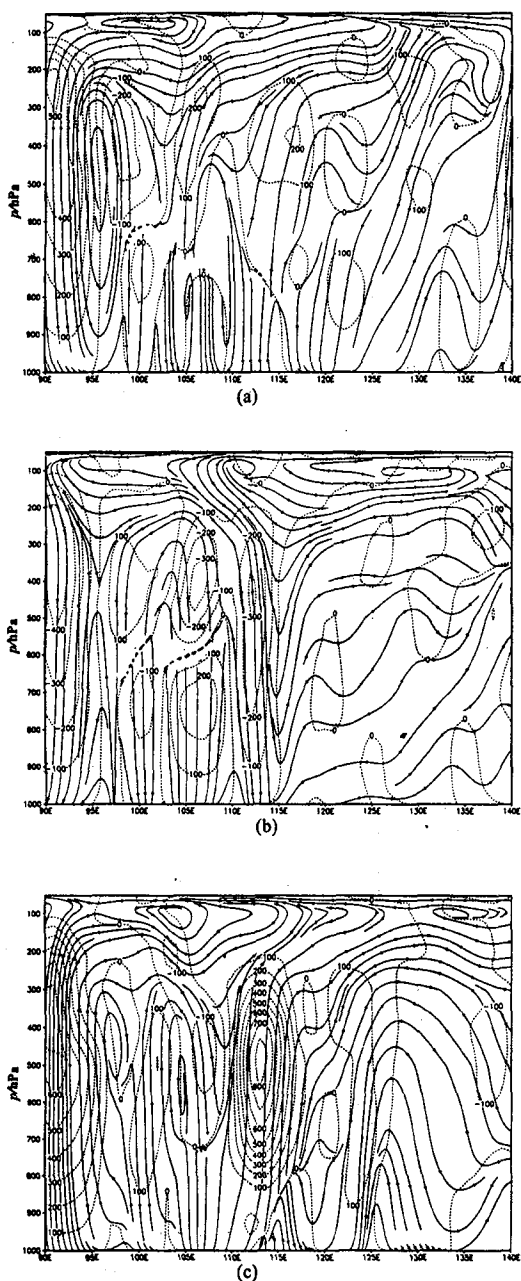


图1 沿低涡中心平均水平垂直环流

a: 开始, b: 发展, c: 移出阶段

实线为流线, 虚线为  $w$  等值线, 单位:  $10^{-2} \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$

当低涡移出长江上游后(图1c), 低涡内的上升运动水平尺度又有增大(800km), 低涡中

心附近上升运动的垂直高度已达 200hPa, 最大值区域抬至 600~400hPa 间, 500hPa 上中心最大值为  $8.3 \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ , 是发展阶段的 3 倍。由于这种强烈的上升运动, 使长江中游湖北等地也常产生强降雨。

### 1.2 涡度垂直分布

如图 2a 所示, 低涡初始阶段, 较大正涡度区位于低涡附近 500hPa 以上层, 大值中心区出现在 350~450hPa 上, 中心值为  $6.2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 。对应 750~650hPa 上升运动区的涡度值很小, 仅为  $1.3 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ , 这表明高原东部上空的高空槽已具有一定的强度, 它的东移带动了 700hPa 上低涡的东移和发展, 同时, 对流层中层正涡度平流能激发使上升运动的加强。

低涡的发展阶段(图 2b), 正涡度区仍位于低涡范围内, 但已垂直伸展到整个对流层, 水平范围明显扩大, 与上升运动区大致相当。大值中心区下降到 450~500hPa, 中心值为  $6.3 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 。值得注意的是涡前方, 尤其是对流层中上层有很强的正涡度平流, 它的存在导致了低层主要上升运动区的形成和加强, 也是暴雨加强的重要原因。

当低涡移出长江上游后(图 2c), 低涡范围及稍偏东地区上空的正涡度区仍垂直伸展到整个对流层, 且强度明显增强。所不同的是对流层上层较之中下层明显向西倾斜, 而且上层最大值高于低层最大值  $3.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 。由于对流层上层正涡度场范围的扩大和强度增强, 相伴随的强的正涡度平流促使其下部的上升运动也进一步加强。涡度场的这种分布是对流层上层的高空槽明显落后于中低层的低涡和切变线所致, 这和暴雨区东西方向范围变大是一致的。

### 1.3 散度垂直分布

散度场垂直分布(图略)和演变与上升运动场、涡度场垂直分布和演变配合较好, 在低涡的初始阶段, 低涡附近高原东部上空的低层是弱的辐合区, 高层是辐散区, 辐散中心值为辐合中心值的 2 倍, 也说明高空槽已具有一定强度并与涡度场的分布基本相符。

低涡发展阶段, 低涡附近对流层散度场的垂直分布和一般的降水模式一致, 即对流层低层辐合, 辐合中心位于 850hPa, 高层辐散, 辐散中心在 350hPa, 这种高低层的分布

和此时上升运动的快速加强是完全吻合的。

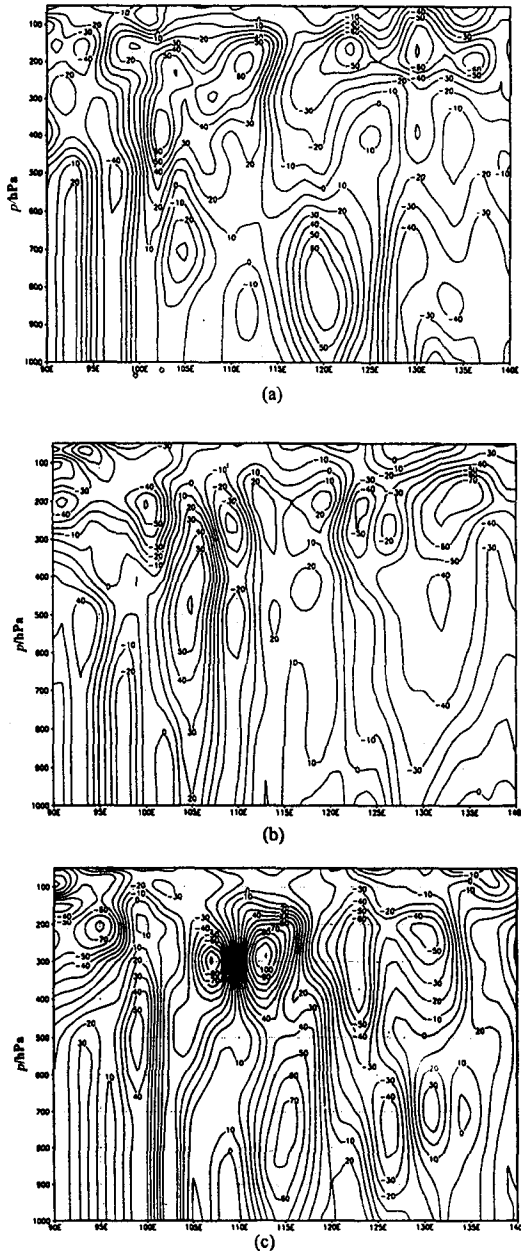


图2 沿低涡中心平均涡度垂直分布  
a:开始, b:发展, c:移出阶段 单位:  $10^{-6} s^{-1}$

低涡移出长江上游后,上述高层辐散、低层辐合的垂直结构仍然维持,所不同的是其值又有所加大,垂直范围并有所扩大,和上升

运动、涡度场的演变是一致的。

#### 1.4 温度场

以6月27~30日暴雨过程为例,分析低涡演变期间的温度场分布特征。低涡初生后(图略),巴塘至成都上空250hPa以下层等温线明显下凹,表明对应高空槽冷温度槽已比较明显,梅雨锋位于重庆附近,锋区两侧的温差很小,与极锋不同。

当低涡移至四川盆地东部时明显发展,重庆以西的冷空气从高层向东南方向扩展,使得重庆以西四川盆地上空的对流层中下层出现 $\theta_{se}$ 小值区。而汉口以东高层也有冷空气扩散南下,使得 $\theta_{se}$ 小值区从低层向南延伸,结果宜昌附近及以东地区的对流层中下层也出现 $\theta_{se}$ 小值区,这两个小值区中间是一个相对 $\theta_{se}$ 大值区,对应着温度场的暖区。这种温湿结构表明暖湿气流被抬升到中层,暴雨和大暴雨出现在该不稳定层下方的四川盆地东部和鄂西地区。

当低涡即将移出长江上游时,上述东西两路冷空气在对流层中层汇合,出现东西向带状 $\theta_{se}$ 小值区。而达县—宜昌的低层对应 $\theta_{se}$ 大值区,形成不稳定层结,并且这一地区上空的等温线是上凸的。虽温度比左右两边仅高 $1^{\circ}C$ ,但由于东路冷空气的南下,锋生加强,暖锋形成,西路冷空气从低涡后部侵入低涡之中,促使低涡变性发展,当冷锋进入地面低压中,与暖锋相连接,在鄂西形成气旋波,强降雨发生在鄂西,气旋东移,长江上游的降雨逐步停止。

### 2 环流系统相互作用和强降雨

#### 2.1 南半球冷空气活动与越赤道气流

长江上游的强降雨集中出现在6月27日至7月21日和8月1~28日,这与南北半球不同纬度之间的环流系统相互作用密切相关。从6~8月南半球500hPa高度距平(图略)可见,南印度洋及澳大利亚为正距平区,以7月最强,南印度洋中纬有50gpm正距平中心,反映了该处高压强大、冷空气沿脊前活动频次高,因此也导致越赤道气流活跃。由850hPa沿赤道旬平均经向风距平时间剖面图(图3)可知,索马里急流在 $40^{\circ}E$ 、东印度洋越赤道气流在 $70^{\circ}E$ 、南海南部越赤道气流在 $115^{\circ}E$ 、新几内亚越赤道气流在 $150^{\circ}E$ 越过赤道,西边两处较常年显

著偏强。南海南部越赤道气流略偏强。6月下旬后期至7月上旬,越赤道索马里低空急流在40~65°E附近加强,正距平值达2.0~3.6m·s<sup>-1</sup>;7月中旬至8月下旬,东印度洋

的越赤道气流异常强盛,正距平值达2.0~4.3m·s<sup>-1</sup>,其位置稳定,持续时间长,它们东流至孟加拉湾,使西南季风异常活跃。

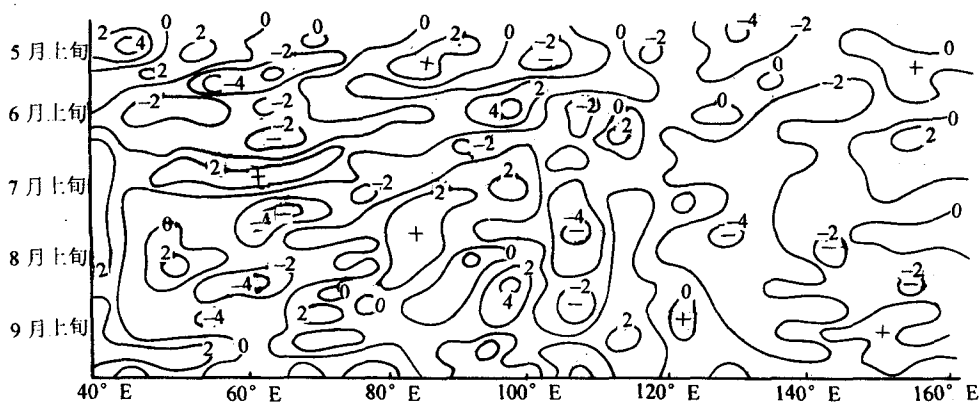


图3 1998年5~9月850hPa沿赤道旬平均经向风距平时间剖面

单位:m·s<sup>-1</sup>

## 2.2 季风低压与强降雨

与长江上游强降雨和西南季风的联系关键系统是印度季风低压。6月7日,在印度西海岸季风槽开始形成后至8月,印度次大陆中低层一直维持季风低压或季风槽,它呈西北东南向位于喜马拉雅山的南面,并大致与之平行,槽的西端在巴基斯坦,东端在孟加拉湾北部,季风低压大多数向西-西北方向移动。槽的南侧盛行西南低空急流,急流不断东移分裂,分裂后的北支,从西北太平洋副高西侧直接进入长江上游地区,南支沿季风槽进入南海,在105~110°E与副高西侧气流汇合再北移至长江上游地区。两支季风急流均携带了大量水汽,为长江上游暴雨提供了充沛的水汽条件。

经对6月27~30日、6月30日~7月2日、7月3~7日、7月19~21日、8月1~3日、13~17日、19~20日共7次强降雨过程的925hPa纬向水汽通量计算结果可知(图略),在25°N以南较低纬度上维持一条东西带状水汽通量区,两个大的中心分布在阿拉伯海和孟加拉湾,与西边两支越赤道气流区相对应。中南半岛东部至南海西部有个次中

心,与西部和东南面印度尼西亚一带水汽通量相连。揭示了印度洋和西南太平洋是水汽源地。相对应的850hPa上中心值在25~45g·s<sup>-1</sup>cm<sup>-1</sup>hPa<sup>-1</sup>之间,由于青藏高原的屏障作用,长江上游850hPa以下层通量是负值,可能是低层切变线北侧弱东风所致。700hPa上通量时正时负为过渡区;而在500hPa上,阿拉伯海的水汽通量舌经印度半岛西部向东北方向开口,经青藏高原向东扩展至长江上游或孟加拉湾水汽通量舌向东北方伸展达长江上游。说明青藏高原已无阻挡作用,但水汽通量中心值明显减小为2~4g·s<sup>-1</sup>cm<sup>-1</sup>hPa<sup>-1</sup>。经向水汽通量的分布是孟加拉湾925hPa通量舌经青藏高原南侧向东延伸与向北伸展的南海西部通量在长江上中游一带汇集。500hPa上的水汽通量是从印度半岛向东北直接伸展到长江上游,其中心值为2.5~5g·s<sup>-1</sup>cm<sup>-1</sup>hPa<sup>-1</sup>,850hPa上的水汽通量达3~12g·s<sup>-1</sup>cm<sup>-1</sup>hPa<sup>-1</sup>,各层比值为925:850:700:500为2:3:2.4:1,可见水汽通量的经向输送是长江上游暴雨水汽的主要来源,而且低纬水汽主要从中低层向东北输送,由925hPa水汽通量散度分布图(图

4)可见,长江上游强降雨过程有两条主要水汽输送带,一条从印度半岛或从孟加拉湾向东经青藏高原南侧绕道至长江上游;另一条

由中南半岛北部至南海西部向北经云贵高原东部到长江上中游,与经向水汽通量分布较一致。

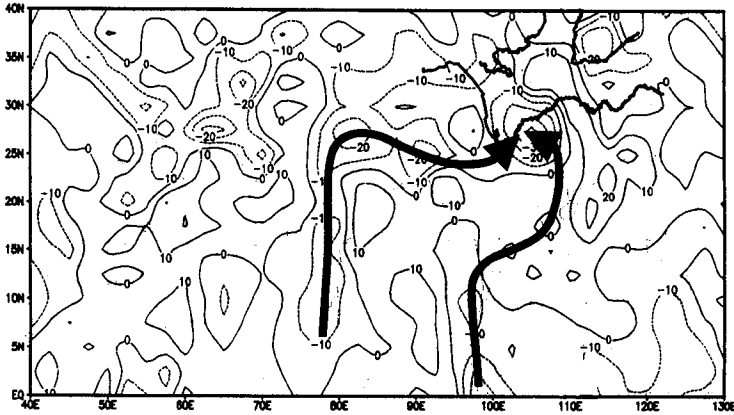


图 4 长江上游强降雨过程 925hPa 水汽通量散度分布示意图

单位:  $10^{-7} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \text{cm}^{-2} \text{hPa}^{-1}$

在 GMS 红外云图上可见到,较强的印度季风云系不断向偏东方向移动,印度尼西亚西部一带辐合区内的热带云团向西北方向涌进。由于副高西脊点相当偏西,孟加拉湾的西南季风偏北分量较大,致使两种云系在中南半岛一带相遇,再经青藏高原向北推进,与频繁移经高原的短波槽云系在高原东部合并,云系相连的地方产生对流云区,并东移逐渐增长,尺度约 400km,形成结构紧密的圆形结构,即西南涡云系。对应云区的雨带中出现成片暴雨区,是强对流云团产生的,也是中低纬系统相互作用的结果。

### 2.3 环流异常特征与强降雨

不同纬度之间天气系统的相互作用取决于大气环流特征,长江上游持续强降雨与东南亚对流层上部大气环流异常特征有关。从 6 月 25 日至 8 月 30 日 200hPa 平均流场可看出(图 5),南亚高压中心位于印度北部,脊线在 27~28°N 间呈准东西向,与多年 8 月位置相当,但强度明显偏强。长江中上游处于该

脊线附近的强辐散气流下方,中南半岛至印度半岛也处于次辐散区域,这都有利于中低层辐合、气旋性环流的加强和产生强烈的上升运动。西北太平洋中西部的对流层上部槽 TUTT 西端大约位于 17°N、145°E 附近,与多年 6 月份位置相当,明显偏南偏西,伴随 TUTT 的下沉区相应也偏南偏西,导致西北太平洋副高较常年位置偏南,并且其西部伸展到中南半岛东部一带,我国南海一带的副高异常强大。在这种稳定的形势下,南亚地区低层热低压南侧的西南气流、东南亚副高西侧的偏南气流和副高南侧的东南气流不断有一次次加强过程,西南阿拉伯海形成大范围东西向云带并东移,赤道附近的云系向北移动,它们从中南半岛涌向青藏高原,与中纬度高空槽云系在高原东部结合东移,尔后,长江中上游中低层建立低涡切变形势,高层为强大反气旋,长江上游强降雨出现在低涡切变线附近,伴随着低涡切变线的东移,长江上游地区降雨减弱。

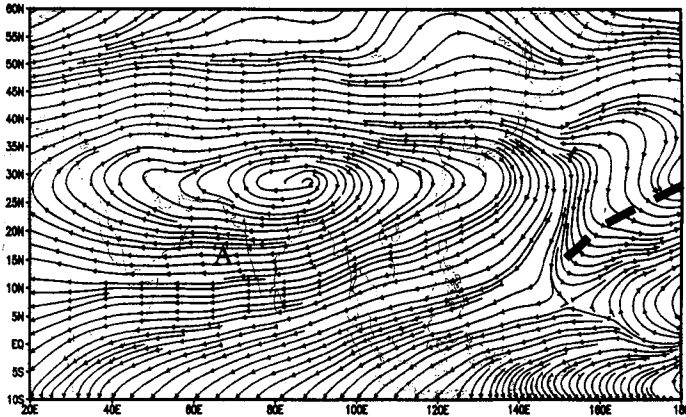


图 5 1998 年 6 月 25 日至 8 月 30 日 200hPa 平均流场  
粗断线为 TUTT 平均槽线

### 3 讨论

①形成长江上游 8 次洪峰的有关强降雨天气过程发生在欧亚中高纬呈双阻型或中阻塞的经向大尺度环流形势下,西风槽与东移的高原低涡结合形成低涡切变线是暴雨发生发展的影响天气系统。

②移出高原后的低涡是对流层中低层气旋性涡度强的涡旋,强降雨出现在低涡中心前方强涡度平流、低层辐合高层辐散的强上升运动的不稳定层结的地区。

③索马里急流、东印度洋越赤道气流、南海南部越赤道气流比常年偏强、使偏南季风

异常活跃,其以两条路径输送水汽,为长江上中游暴雨提供充沛的水汽条件。

④对流层上部大气环流异常特征有利于低纬西南和东南季风爆发,与中高纬南下的冷空气通过天气尺度系统不断交汇于长江上中游地区,出现致洪暴雨。

### 参考文献

- 1 中国气象局国家气候中心, '98 中国大洪水与气候异常. 北京:气象出版社, 1998, 1~24.
- 2 国家气象中心、国家卫星气象中心, '98 中国大洪水与天气预报, 北京:气象出版社, 1998, 151~166.

## On flood-causing Torrential Rainfall in the Upstream District of Changjiang River in 1998

Yang Keming Bi Baogui Li Yue'an Dong Liqing

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

### Abstract

By using conventional observation data, HLAFS grid data and GMS cloud data, physical mechanism affecting weather system and rain-formation, interaction and inter-impact between low and middle latitude weather system are analyzed and diagnosed. The results indicate that several strong rain procedures occur in the large-scale background of middle-high latitude in Eurasia. The low-eddy which forms in the east area of Qingzang plateau and develops in the Sichuan Basin and its shear line are the main weather systems. The rain intensification is closely related with interaction between middle and low latitude systems, specific construction of plateau eddys.

**Key Words:** flood rain plateau low eddy cross-equatorial flow water-vapor flux