

# 贺兰山不同区域暴雨过程水汽输送特征对比分析

张晓茹<sup>1,2,3</sup> 纪晓玲<sup>1,2,3\*</sup> 张亚刚<sup>1,2,3</sup> 李晓攀<sup>1,2,3</sup> 王海鹰<sup>4</sup>

1 中国气象局旱区特色农业气象灾害监测预警与风险管理重点实验室, 银川 750002

2 宁夏气象防灾减灾重点实验室, 银川 750002

3 宁夏气象台, 银川 750002

4 内蒙古自治区阿拉善盟气象台, 阿拉善盟 750306

**摘要:** 基于逐时降水观测资料和  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  的 GDAS 逐 6 h 再分析数据, 利用 HYSPLIT 轨迹模式, 结合簇聚类和气块追踪分析法, 对 2001—2019 年贺兰山东麓、西麓及东—西麓暴雨过程不同高度水汽输送进行后向追踪和定量分析。结果表明, 贺兰山不同区域暴雨不同高度上的水汽输送存在明显差异。东麓型暴雨中, 偏南路径为 3000 m 及以下高度的主要输送路径, 水汽贡献率为 57.3%~75.2%, 偏西路径的贡献越往高层越大, 至 5000 m 高度层达 100%。西麓型暴雨中, 偏西路径为主要输送路径, 水汽贡献率为 31.8%~67.5%, 偏南路径为次要路径, 水汽贡献率为 23.8%~68.2%, 偏北路径仅出现在 100 m 和 1000 m 高度层, 水汽贡献率为 28.9%~39.4%。东—西麓型暴雨各高度层均为偏西路径, 水汽贡献率达 100%。欧亚大陆西风带是贺兰山暴雨的主要水汽源地, 在东—西麓型暴雨中尤为显著, 各高度层 (除 1000 m) 上该源地的气水汽贡献率最高。青海—甘肃局地、长江中下游平原和黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖水域分别为东—西麓型、东麓型和西麓型暴雨的次要水汽源地。横断山脉仅为东麓型和西麓型暴雨个别高度层的水汽源地, 贡献率最小。

**关键词:** 贺兰山, 暴雨, 后向轨迹, 聚类分析, 水汽贡献率

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2024.121201

## Comparative analysis of water vapor transport characteristics during rainstorms in different regions of Helan Mountains

ZHANG Xiaoru<sup>1,2,3</sup> JI Xiaoling<sup>1,2,3\*</sup> ZHANG Yagang<sup>1,2,3</sup> LI Xiaopan<sup>1,2,3</sup> WANG Haiying<sup>4</sup>

1 Key Laboratory for Meteorological Disaster Monitoring and Early Warning and Risk Management of Characteristic Agriculture in Arid Regions, CMA, Yinchuan 750002

2 Ningxia Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Reduction, Yinchuan 750002

3 Ningxia Meteorological Observatory, Yinchuan 750002

\* 国家自然科学基金(41865008)、宁夏第五批青年科技人才托举工程(NXKJTJGC2021089)、宁夏自然科学基金(2024AAC03414)、宁夏科技创新团队项目(2024CXTD006)共同资助

第一作者: 张晓茹, 主要从事短时天气预报和灾害性天气监测预警, E-mail: 1359194111@qq.com

通讯作者: 纪晓玲, 主要从事短期(时)天气预报及灾害性天气预报方法研究, E-mail: jixlingyc@163.com

**Abstract:** Backward tracking and quantitative analysis of water vapor transport at different altitudes during rainstorms on the eastern, western, and east-west foot of Helan Mountains from 2001 to 2019 were conducted using the HYSPLIT trajectory model, based on hourly precipitation observations and GDAS reanalysis data with a spatial resolution of  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  and a temporal resolution of 6 hours. It was found that significant differences exist in water vapor transport patterns at different altitudes during rainstorms across different regions of Helan Mountains. At the eastern foot, the southerly path was identified as the primary transport route below 3000 m, with a water vapor contribution rate of 57.3% to 75.2%. The contribution of the westerly path was observed to increase with altitude, reaching 100% at 5000 m. At the western foot, the westerly path was found to be the dominant transport route, with a water vapor contribution rate ranging from 31.8% to 67.5%. The southerly path was observed to be secondary, with contributions ranging from 23.8% to 68.2%, while the northerly path appeared only at 100 m and 1000 m, contributing 28.9% to 39.4%. In the east-west foot region, the westerly path was determined to contribute 100% of the water vapor at all altitudes. The Eurasian westerlies were identified as the predominant source of water vapor, particularly during rainstorms in the east-west foot region, where the water vapor contribution was the highest at all altitudes except at 1000 m. Secondary water vapor sources included the Qinghai and Gansu regions, the Middle-Lower Yangtze Plains, and the waters of the Black Sea, Caspian Sea, Lake Balkhash, and Lake Baikal, which were found to supply moisture to rainstorms at the east-west, eastern, and western feet, respectively. The Hengduan Mountains were identified as contributing moisture at isolated altitudes during rainstorms at the eastern and western feet, though its contribution was minimal.

**Key words:** Helan Mountains, rainstorm, backward trajectory, cluster analysis, water vapor contribution rate

## 引 言

水汽输送及来源影响着区域水分平衡,是影响降水、尤其是大降水过程的重要因子,水汽输送变化也直接关系着降水天气与气候状况(Trenberth, 1998; Starr and Peixoto, 1958)。早在 1934 年竺可桢就提出中国夏季降水与亚洲夏季风的水汽输送有密切关系。吕梅等(1998)和康志明(2004)发现来自南海和孟加拉湾的水汽输送对华南和淮河暴雨的形成有重要影响。梁萍等(2007)指出华北暴雨的水汽主要来自西太平洋和中高纬西风气流的输送。林志强等(2011)指出印度季风输送带和中纬度西风输送带是青藏高原汛期主要水汽输送带。钱正安等(2018)和蔡英等(2015)认为台湾海峡(包括台湾海峡、两广及南海北部等的东南沿海地区)和孟加拉湾是西北核心旱区的主要水汽源地,可通过三支急(气)流接力输送水汽

62 至旱区。宋桂英等(2007)研究发现孟加拉湾至内蒙古西部是内蒙古西部地区降水的水汽通  
63 道,南海至中国东北地区为内蒙古东部降水的水汽通道。需要注意的是,上述研究多是通过  
64 水汽通量的分析方法得出水汽输送路径,由于大气风场和水汽通量的瞬变特征,该方法在研  
65 究水汽输送过程中气团的空间位置和物理量随时间的变化时会比较困难,也无法定量分析各  
66 水汽源地对降水的水汽输送贡献。

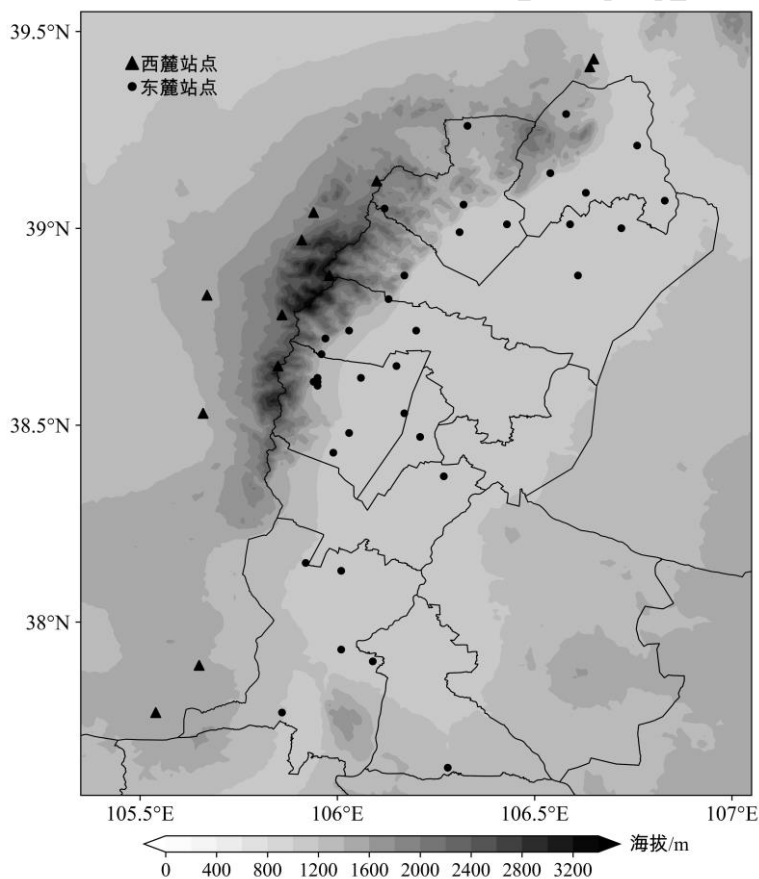
67 近年来,随着拉格朗日气流轨迹模式(HYSPLIT)的发展,应用拉格朗日方法定量分  
68 析水汽来源和输送贡献率的工作正逐渐增多,较大程度上弥补了欧拉方法的不足。基于该方  
69 法,Stohl and James(2004,2005)分析了欧洲中部极端强降水的水汽输送特征。Gatebe et al  
70 (2001)、Nyanganyura et al(2008)、Viste and Sorteberg(2013)和Rapolaki et al(2020)  
71 分析了非洲地区(肯尼亚、南非、埃塞俄比亚高地等)的水汽源地及输送路径。Lin et al(2024)  
72 分析了青藏高原大尺度降水中孟加拉湾热带气旋和青藏高原涡旋对水汽输送的协同效应。江  
73 志红等(2013)从水汽来源和源地贡献方面讨论了江淮梅雨水汽输送特征。李晓帆等(2018)  
74 发现华南前汛期以西南路径水汽输送为主,印度洋地区水汽输送贡献最大,高达25%。陈  
75 红专等(2019)指出孟加拉湾和南海是湖南持续性暴雨过程的主要水汽源地。孙力等(2016)  
76 发现东北暴雨的主要水汽输送来自太平洋。Zhang et al(2019)指出来自中国西北部和中亚  
77 的西北水汽通道和来自中国南部和东南部的偏南水汽通道是三江源地区降水的稳定水汽输  
78 送路径。姚俊强等(2018)发现偏北路径输送在新疆天山山区特大暴雨中占主导,超过50%  
79 的水汽来自阿拉伯海以北—里海—巴尔喀什湖地区;张俊兰等(2023)、曾勇和杨莲梅(2018)  
80 则指出了中亚地区西风在新疆大暴雨中的重要作用;而刘晶等(2023)研究发现河西走廊水  
81 汽输送对新疆哈密暴雨过程也有贡献。王佳津等(2017)指出四川盆地极端暴雨的主要水汽  
82 源地为阿拉伯海—孟加拉湾地区和南海。

83 贺兰山位于宁夏与内蒙古交界处,呈北北东—南南西弧形走向,南北长约250 km,东  
84 西宽约20~30 km,山地海拔高度在2000~3000 m,主峰海拔3556 m。贺兰山东面陡峻,  
85 临黄河河套盆地、黄河银川盆地和鄂尔多斯高原,是东南季风的末梢,西侧地势和缓,连接  
86 阿拉善腾格里沙漠,属西北干旱区。受地形、下垫面和气候背景的综合影响,贺兰山区降水  
87 分布极不均匀,总体上东麓多西麓少,且暴雨出现频繁(穆建华等,2023;陈豫英等,2022)。  
88 然而,贺兰山距离海洋较远,并且大兴安岭、祁连山脉等地形因素对水汽有阻挡作用,加之  
89 下垫面等因素影响,导致该地区气柱中的水汽只及同纬度华北区气柱水汽的1/3~1/2(钱正  
90 安等,2018)。那么,造成贺兰山东麓或西麓暴雨事件的水汽究竟来源于哪里?以何路径输  
91 送至暴雨区?各路径水汽对暴雨的贡献是多少?这些问题的研究对贺兰山暴雨的形成机制  
92 分析及预报尤为重要。因此,本文基于HYSPLIT轨迹模式,结合簇聚类和气块追踪分析法,  
93 对2001—2019年贺兰山东麓、西麓及东—西麓暴雨过程的水汽来源、输送路径及各路径贡  
94 献率进行定量分析,以期深入了解贺兰山暴雨的水汽输送特征,为旱区暴雨预报准确率和防  
95 灾减灾服务水平的提高提供参考依据。

96 1 资料与方法

97 1.1 暴雨过程筛选及分型

98 受观测技术水平限制,贺兰山东麓和西麓分别于 2006 年和 2010 年开始布设区域自动气  
99 象站(以下简称“自动站”),至 2015 年前后建设成实况观测数据库。截止 2019 年底,贺  
100 兰山东麓从 12 个国家站发展到 559 个自动站,贺兰山西麓从 5 个国家站发展到 42 个自动站。  
101 由于自动站网是逐年不断完善的,不同阶段站点数量不同。因此,结合降水业务规定和地域  
102 特点,定义贺兰山区域暴雨过程标准:至少 2 个站(国家站或自动站) 24 h(当日 08:00 至  
103 次日 08:00)累计降雨量 $\geq 25\text{mm}$ ,其中至少 1 个站 $\geq 50\text{mm}$ 。根据上述标准及降水中心分布  
104 特征,2001—2019 年在贺兰山区域共筛选出 46 次暴雨过程,其中东—西麓型(同一次暴雨  
105 过程中,贺兰山东麓、西麓都有暴雨中心) 20 次,东麓型(暴雨中心只出现在贺兰山东麓)  
106 21 次,西麓型(暴雨中心只出现在贺兰山西麓) 5 次。暴雨中心为该过程最大累计降水量出  
107 现站点,其中每一次东麓型或西麓型过程会各确定一个暴雨中心,而每一例东—西麓型过程  
108 会确定两个暴雨中心(东、西麓各一个)。暴雨中心位置分布如图 1 所示。



109 注:图中实心圆代表贺兰山东麓站点、实心三角形代表贺兰山西麓站点

110 图 1 贺兰山东麓及西麓暴雨中心分布

111 Fig.1 Distribution of rainstorm centers in the eastern and western feet of Helan Mountains

112 113 1.2 资料及轨迹模式简介

114 本文所用资料包括 2001—2019 年贺兰山及东麓、西麓气象站逐 1 h 地面观测降水资料；  
115 同期驱动 HYSPLIT 轨迹模式的全球数据同化系统（GDAS）逐 6 h 的再分析数据，空间分  
116 辨率为  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ ，包括位势高度、温度、比湿和三维风场等要素。GDAS 资料是指利用全  
117 球资料同化系统将 NCEP 资料进行同化计算得到的结果。

118 HYSPLIT（Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Modle）轨迹模式，即  
119 拉格朗日混合单粒子轨道模型（Draxler and Hess, 1997, 1998），是美国海洋与大气研究中  
120 心（NOAA）空气资源实验室开发的一种用于计算和分析质点轨迹、输送、扩散轨迹的专业  
121 模型。该模型的主要思路是假定空气中的气块随风飘动，一个时间步长内，初始位置和第一  
122 猜测位置之间的平均速度计算可得到气块的最终位置。那么它的移动轨迹就是其在时间和空  
123 间上的位置矢量的积分。最终的位置由初始位置（P）和第一猜测位置（P'）的平均速率计  
124 算得到：

$$125 \quad P'(t + \Delta t) = P(t) + V(P, t)\Delta t \quad (1)$$

$$126 \quad P(t + \Delta t) = P(t) + 0.5 \times [V(P, t) + V(P', t) + \Delta t]\Delta t \quad (2)$$

127 式中， $\Delta t$ 为时间步长，本文 $\Delta t$ 选取为 6 h。

### 128 1.3 轨迹模拟方案

129 模拟气团高度为相对地面高度（AGL 高度，下同）100 m、1000 m、2000 m、3000 m  
130 和 5000 m 共 5 个高度层，以判断不同输送高度的水汽来源是否存在差异。模拟的轨迹初始  
131 点根据每例暴雨过程中的降水中心确定。模拟起始时间为暴雨峰值时刻（最大小时降水量出  
132 现时间）。王佳津等（2015）对极端暴雨的水汽路径分析时指出从第 10 d 开始模式分辨率  
133 误差迅速增大，考虑到模拟结果的可信度，最终确定模拟空气块三维轨迹时间长度为后向 9  
134 d（-216 h），每 1 h 输出气块的位置，并插值得到相应位置上空气块的物理属性（如高度、  
135 相对湿度、温度等）。

136 由于模拟出的轨迹数量较大，为了能够更直观地看出轨迹的分布，使用簇分析方法，通  
137 过分析合并后所有簇的空间方差之和（total spatial variance, TSV）的变化对轨迹进行聚类。  
138 根据 TSV 的变化和总空间变化率确定轨迹聚类的条数，随着聚类条数的减少，TSV 的变化  
139 迅速抬升，将 TSV 大幅度增加的几个点之前的数暂定为聚类条数，进一步计算 TSV 的变化  
140 率，最终将轨迹数小，变化率小的数作为轨迹聚类数。将 TVs 再次迅速增加的点作为分簇  
141 过程的结束点，得到的簇即为最终簇，之后计算所得簇的平均轨迹（王佳津等，2015）。

### 142 1.4 气块追踪分析法

143 江志红等（2013）提出一种客观定量的轨迹分析方法，即气块追踪分析法，在水汽路径  
144 及贡献率分析方面得到较为广泛的应用。某一路径或源地水汽输送贡献率为：

$$145 \quad Q_s = \frac{\sum_1^m q_{last}}{\sum_1^n q_{last}} \times 100\% \quad (3)$$

146 式中,  $Q_s$ 表示输送轨迹水汽贡献率,  $q_{last}$ 表示空气块达到最终位置的比湿,  $m$ 表示通道所包  
 147 含轨迹条数或源地所包含的空气块数,  $n$ 表示所有轨迹的总条数或所有源地空气块总数。

### 148 3 水汽来源及输送特征

149 根据模拟方案, 对 2001—2019 年贺兰山东麓、西麓和东—西麓型暴雨过程中各层高度  
 150 上具有相同节点数 (每 1 h 输出气块位置, 后向模拟时长为 216 h, 共计 217 个节点) 的后  
 151 向轨迹进行聚类以探讨水汽输送特征, 其中东麓型暴雨过程有 970 条轨迹, 西麓型暴雨过程  
 152 有 310 条, 东—西麓型暴雨过程有 2349 条, 并对各类型的暴雨过程各高度上聚类后的轨迹  
 153 水汽输送贡献率进行了计算 (表 1)。

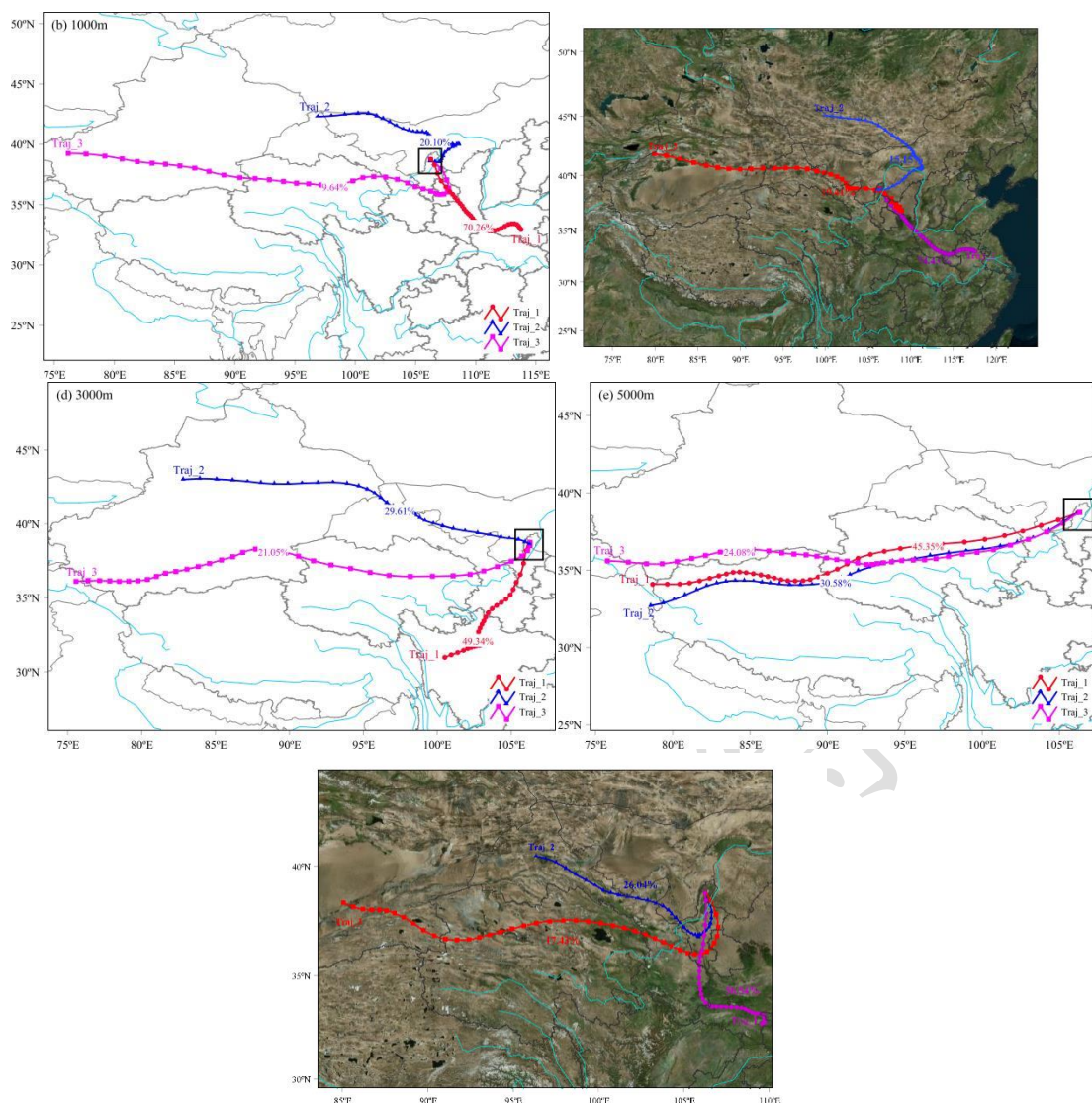
154 表 1 贺兰山不同类型暴雨过程中不同高度上各轨迹的水汽贡献率

155 Table 1 Water vapor contribution rates of different trajectories at different heights during rainstorms in different  
 156 regions of Helan Mountains

贡献 率/%	AGL 高度/m														
	东麓型暴雨过程 (21 次)					西麓型暴雨过程 (5 次)					东—西麓型暴雨过程 (20 次)				
	100	1000	2000	3000	5000	100	1000	2000	3000	5000	100	1000	2000	3000	5000
Traj_1	<b>75.2</b>	<b>73.2</b>	<b>61.8</b>	<b>57.3</b>	<b>49.5</b>	<b>39.4</b>	<b>28.9</b>	<b>68.2</b>	<b>58.5</b>	28.8	<b>42.5</b>	<b>51.9</b>	<b>56.3</b>	<b>34.8</b>	<b>33.2</b>
Traj_2	14.4	19.7	24.6	27.1	37.0	23.3	22.6	23.6	25.9	38.8	24.9	18.4	25.2	29.9	21.4
Traj_3	10.4	7.1	13.6	15.6	13.5	23.8	22.5	8.2	15.6	<b>32.4</b>	21.0	15.3	18.5	16.2	19.4
Traj_4	—	—	—	—	—	13.5	26.0	—	—	—	6.8	14.4	—	19.1	—
Traj_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.8	—	—	—	—

#### 157 3.1 贺兰山东麓型暴雨过程水汽输送路径及贡献率

158 贺兰山东麓型暴雨过程中, 100 m、1000 m 和 2000 m 高度层上水汽输送轨迹均有三条  
 159 (图 2a~2c), 轨迹 1 为东南路径, 占有所有轨迹的 56.5%~74.4%, 轨迹基本为安徽—河南—  
 160 陕西—甘肃—宁夏—贺兰山, 约-120 h 时由平移转为弱上升运动 (图 3a-3c), 代表来自长  
 161 江中下游平原近地层的水汽, 贡献率高达 61.8%~75.2%, 且水汽源地越偏东南、贡献率越高;  
 162 轨迹 2 和轨迹 3 为西北路径和偏西路径, 代表中国和蒙古国西部大陆中低层西风带向东的水  
 163 汽, 以平移为主, 源地越偏西, 轨迹占比越小, 水汽贡献率越小, 且高度变化也相似, 约-72  
 164 h 时轨迹 2 由下降运动转为平移, 轨迹 3 由平移转为迅速下降 (图 3a~3c)。值得注意的是,  
 165 1000 m 和 2000 m 高度层上偏西路径输送的气块均经过青海中部和青海北部与甘肃交界处后  
 166 进入宁夏再北上到达贺兰山。王吉豪等 (2019) 对西北地区东部中低层大气水汽输送特征分  
 167 析指出西北地区较强的水汽源地主要位于青海中部和青海北部与甘肃交界处。



168

169

170

171

172

173

174

175

176

177

注：图中 Traj<sub>N</sub> 为轨迹编号，如 Traj<sub>1</sub> 即为轨迹 1；百分制数字为该类轨迹对应的轨迹数量百分比；轨迹节点时间间隔为 6 h；黑色方框为研究区域；下同。

图 2 贺兰山东麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m、(b)1000 m、(c)2000 m、(d)3000 m 和(e)5000 m 高度上各类后向 216 h 聚类轨迹的空间分布

Fig.2 Spatial distribution of every backward 216 h clustering trajectory at the height of (a)100 m, (b)1000 m, (c)2000 m, (d)3000 m, and (e)5000 m above the ground during the rainstorms at the eastern foot of Helan Mountains

178

179

180

181

182

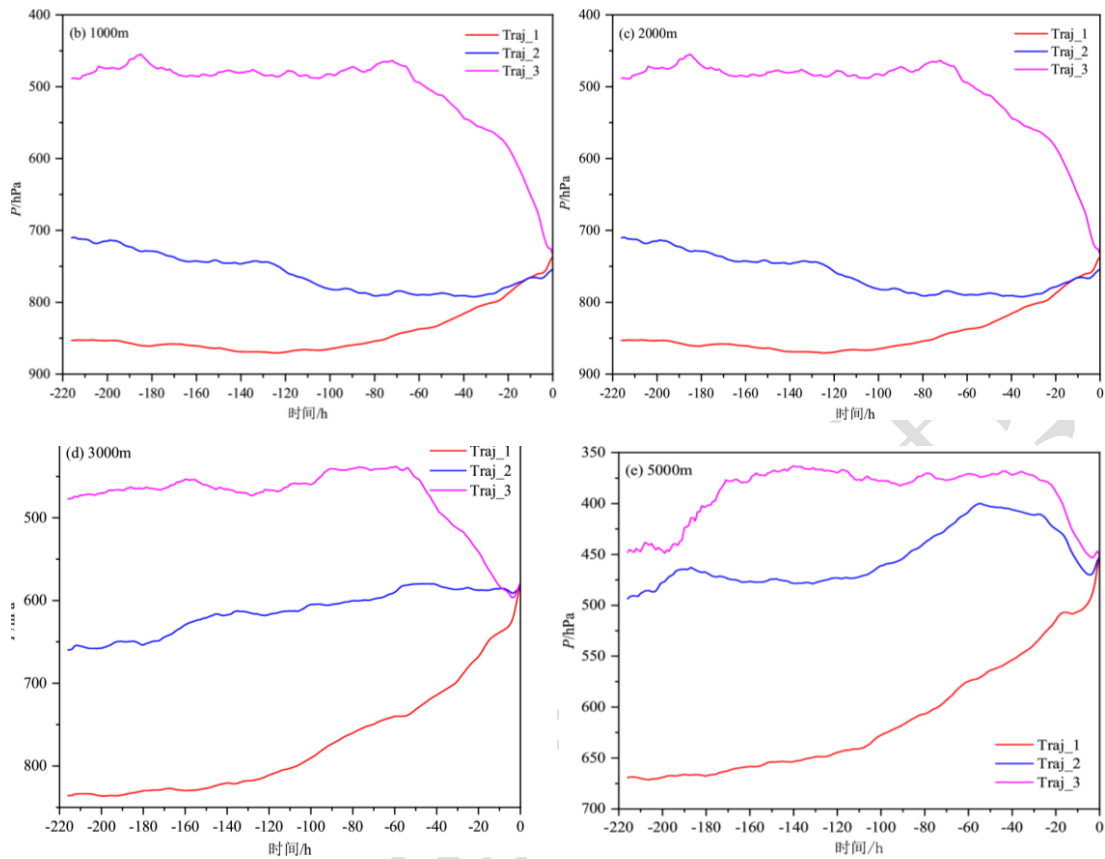
183

184

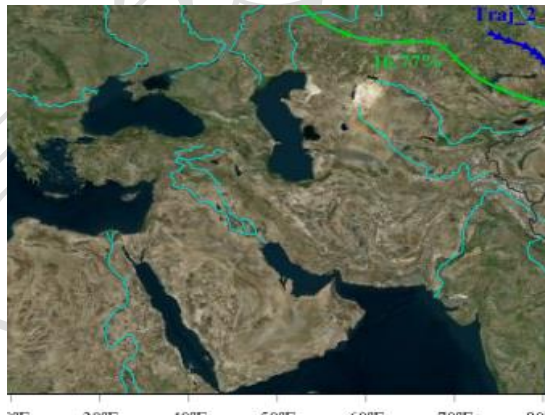
3000 m 高度层上的气块轨迹也有三条（图 2d），但轨迹 1 为西南路径，代表来自横断山脉低层的水汽，经四川盆地进入宁夏再输送至贺兰山，以上升运动为主（图 3d），轨迹占比为 49.3%，水汽贡献率达 57.3%；轨迹 2 和轨迹 3 分别为西北路径和偏西路径，总占比和水汽贡献率分别为 50.7%和 42.7%，分别代表来自中国西部大陆对流层低层和中层西风带向东的水汽，输送中均以平移为主，但轨迹 3 在 -48 h 时迅速下降至暴雨区（图 3d），且其轨迹占比和水汽贡献率最低。5000 m 高度层上的三条输送轨迹基本一致（图 2e），都为偏西路经，代表来自中国西部大陆西风带向东的水汽。各路径源地虽相近，但输送特征和水汽

185 贡献率差异较大,其中轨迹 1 起始于对流层低层,维持上升运动输送,水汽贡献率为 49.5%,  
 186 轨迹 2 和轨迹 3 起始于对流层中层,在-36 h 时才迅速下降至暴雨区(图 3e),贡献率分别  
 187 为 37.0%和 13.5%。

188



189



190

191 图 3 贺兰山东麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m、(b)1000 m、(c)2000 m、(d)3000 m 和(e)5000 m 高度上各类  
 192 后向 216 h 聚类轨迹的高度随时间变化

193 Fig.3 Height variation of every backward 216 h clustering trajectory at the height of (a)100 m, (b)1000 m, (c)2000  
 194 m, (d)3000 m, and (e)5000 m above the ground during the rainstorms at the eastern foot of Helan Mountains

195 相较而言,贺兰山东麓型暴雨过程中,偏南(东南或西南)路径为主要输送路径,输送  
 196 中以上升运动为主,其轨迹占比和水汽贡献率越往低层越大,这和贺兰山地形作用密切相关  
 197 ——迎风坡地形对低层水汽的阻挡会对低层水汽的辐合产生积极影响(李超等, 2022),而

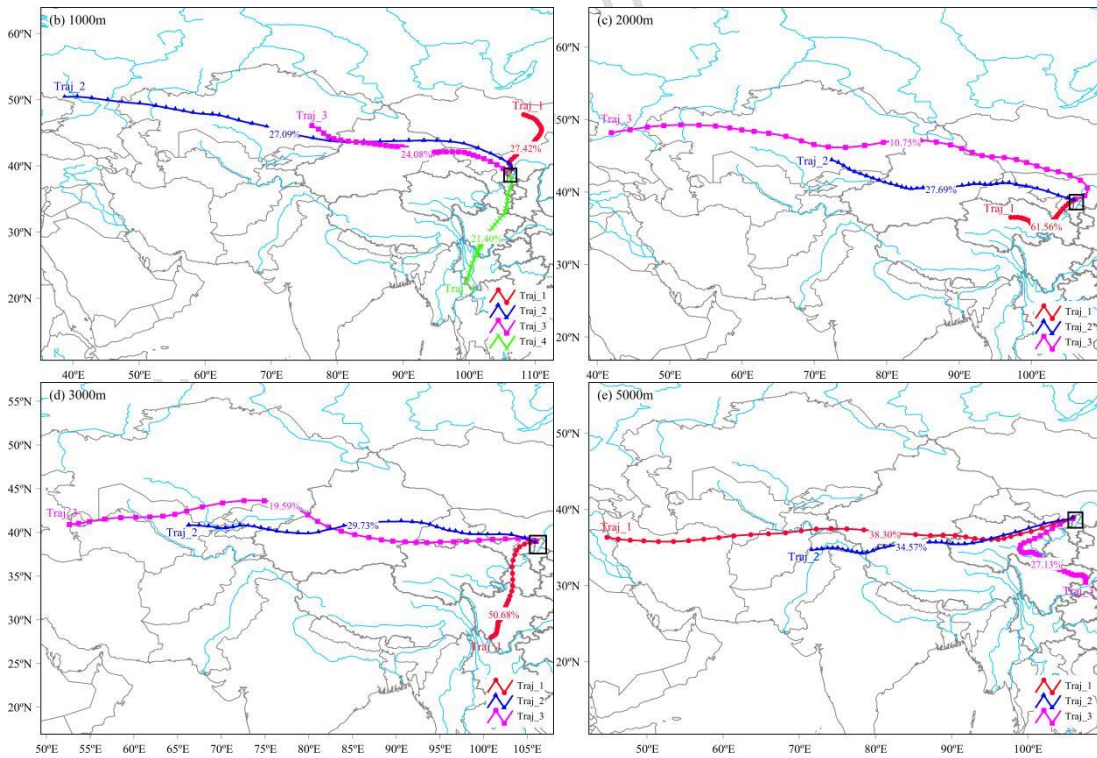


198 偏西路径的轨迹占比和水汽贡献率则越往高层越大，且输送中倾向于平移，表明东麓型暴雨  
199 中，中、低层水汽与西南、东南季风密切相关，而中高层水汽则来源于西风带东传。

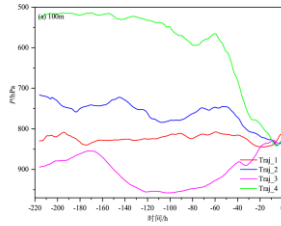
### 200 3.2 贺兰山西麓型暴雨过程水汽输送路径及贡献率

201 贺兰山西麓型暴雨过程中，各高度上的输送路径较复杂。其中，100 m 高度层上的气块  
202 轨迹有四条（图 4a），轨迹 1 为偏北路径，占有所有轨迹的 34.8%，水汽贡献率为 39.4%，代  
203 表来自贝加尔湖低层的水汽，经蒙古国直接南下进入贺兰山，以平移运动为主（图 5a）；  
204 轨迹 2 和轨迹 4 为西北路径，代表来自亚洲西部大陆中低层和欧洲东部大陆中层西风带向东  
205 的水汽，总占比和贡献率分别为 46.1%和 36.8%，两轨迹在-60 h 附近时由平移转为下降运动，  
206 后者下降更显著（图 5a）；轨迹 3 为东南路径，代表来自长江中下游平原对流层低层的水  
207 汽，占比仅为 19.0%，但贡献率却相对较高（23.8%），在-96 h 时转为上升运动输送至暴雨  
208 区（图 5a）。1000 m 高度层上的气块轨迹也有四条（图 4b），占比相当，主要轨迹（轨迹  
209 1）为偏北路径，代表来自蒙古高原低层的水汽，直接南下进入贺兰山，以弱上升运动为主  
210 （图 5b），贡献率为 28.9%；轨迹 2 和轨迹 3 为西北路径，代表来自亚洲西部和欧洲东部  
211 大陆中低层西风带的水汽，总贡献率达 45.1%，前者在-60 h 时由平移转为显著下降运动，  
212 后者在-72 h 时由下降运动转为平移（图 5b）；轨迹 4 为西南路径，代表来自横断山脉低层  
213 的水汽，以上升运动经四川盆地进入宁夏到达贺兰山（图 5b），轨迹占比最小，但贡献率  
214 相对较高（26.0%）。

215



216



217

218

图4 贺兰山西麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m、(b)1000 m、(c)2000 m、(d)3000 m 和(e)5000 m 高度上各类  
219 后向 216 h 聚类轨迹的空间分布

220

Fig.4 Spatial distribution of every backward 216 h clustering trajectorye at the height of (a)100 m, (b)1000 m,  
221 (c)2000 m, (d)3000 m, and (e)5000 m above the ground during the rainstorms at the western foot of Helan  
222 Mountains

222

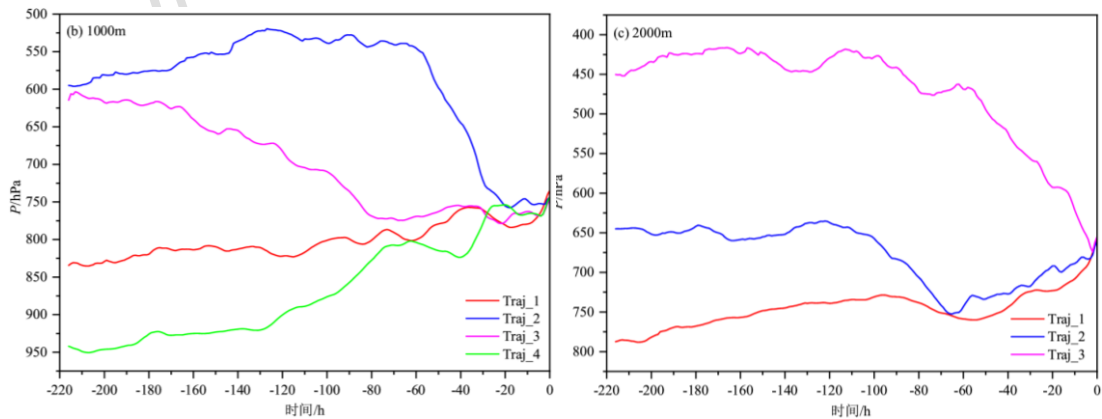
223

2000 m 高度层上的气块轨迹为三条（图 4c），轨迹 1 为西南路径，代表来自青海中部  
224 对流层低层的水汽，以弱抬升为主（图 5c），占比和贡献率分别为 61.6%和 68.2%；轨迹 2  
225 和轨迹 3 为西北路径，代表来自亚洲西部大陆中低层和黑海中层的水汽，占比分别为 27.7%  
226 和 10.8%，贡献率分别为 23.6%和 8.2%，在-70 h 时由平移分别转为上升和下降运动(图 5c)。

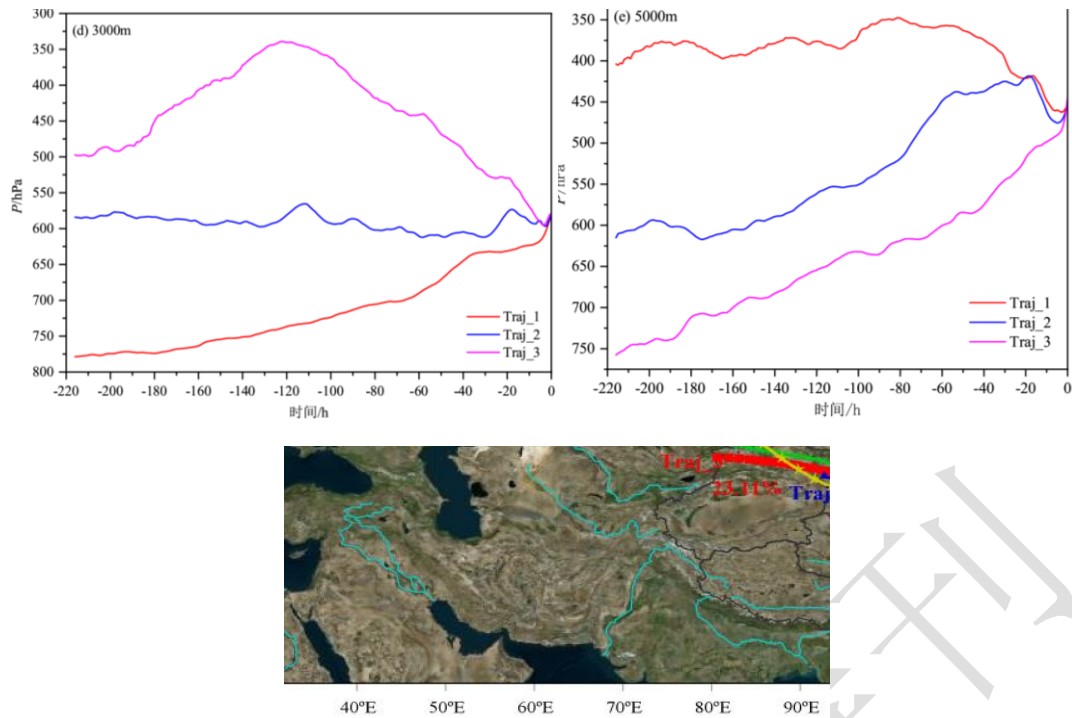
227

3000 m 高度层上的气块轨迹也为三条（图 4d），轨迹 1 为西南路径，也代表来自横断山脉  
228 低层的水汽（与 1000 m 上轨迹 4 一致），但轨迹占比和水汽贡献率超过 50%，以持续上升  
229 运动输送至暴雨区（图 5d）；轨迹 2 和轨迹 3 为偏西路径，代表亚洲西部大陆和里海中层  
230 的水汽，前者以平移为主，后者在-120 h 时由上升运动转为下降运动（图 5d），且两轨迹  
231 占比和水汽贡献率均高于 2000 m 高度层。5000 m 高度层上轨迹也为三条（图 4e），轨迹 1  
232 和轨迹 2 为偏西路径，代表里海中层和亚洲西部大陆中低层的水汽，前者平移为主，后者上  
233 升运动为主，但均在-24 h 时转为下降运动(图 5e)，且总占比和贡献率分别为 72.9%和 67.6%；  
234 轨迹 3 为东南路径，代表来自长江中下游平原低层的水汽，经过青海北部和甘肃交界处后西  
235 南向输送至贺兰山，以持续上升运动为主，其轨迹占比最小，但贡献率却达 32.4%。

235



236



239 图 5 贺兰山西麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m、(b)1000 m、(c)2000 m、(d)3000 m 和(e)5000 m 高度上各类  
 240 后向 216 h 聚类轨迹的高度随时间变化

241 Fig.5 Height variation of every backward 216 h clustering trajectory at the height of (a)100 m, (b)1000 m, (c)2000  
 242 m, (d)3000 m, and (e)5000 m above the ground during the rainstorms at the western foot of Helan Mountains

243 值得注意的是，与东麓型暴雨相比（除 5000 m 高度层），西麓型暴雨中偏西（西北或  
 244 偏西）路径为主要输送路径，其轨迹普遍较长、气块输送速度较快、轨迹占比较高、水汽贡  
 245 献率较大，输送中低层以下降运动为主，中高层以平移为主，表明西麓型暴雨过程的发生更  
 246 依赖西风带的水汽输送。这可能也和贺兰山地形有关——偏南路径输送的水汽多来自我国东  
 247 部平原对流层低层，由于贺兰山东面陡峻，迎风坡地形作用一方面使水汽聚集于东麓，另一  
 248 方面通过强迫抬升暖湿空气，促使低涡切变线强烈发展，进而导致东麓型暴雨过程显著发生  
 249 （苏洋等，2023），因而该路径下输送的水汽耗损较大，对西麓型暴雨贡献较少。

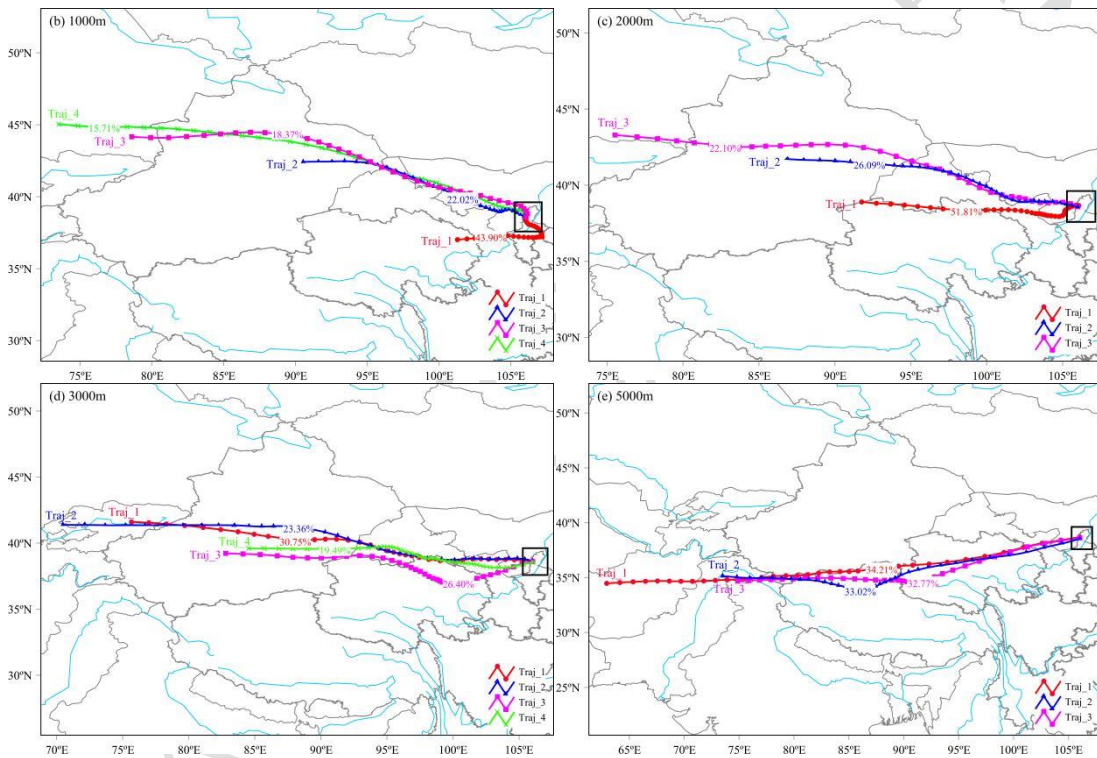
250 3.3 贺兰山东—西麓型暴雨过程水汽输送特征及贡献率

251 贺兰山东—西麓型暴雨过程中，各高度层上的气块轨迹均为偏西路径，这可能和降水性  
 252 质有关——20 次东—西麓型暴雨过程中，除一次过程为连阴雨造成，其余过程均为局地对  
 253 流性暴雨（即贺兰山东麓和西麓局地均出现了对流性天气），占比高达 95%，且 94%的对  
 254 流经西麓翻山后受地形作用在东麓得到了加强。

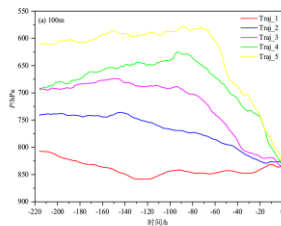
255 100 m 高度层上轨迹有五条（图 6a），源地越偏西，轨迹占比和水汽贡献率越小。其中  
 256 轨迹 1 占比最大（37.4%），移速最慢、轨迹最短，输送中在银川平原长时间盘旋（打圈）

257 后才进入贺兰山，以平移为主（图 7a），代表来自青海北部与甘肃交界处低层的水汽，贡  
 258 献率达 42.5%，远远高于其他轨迹；轨迹 2 和轨迹 3 代表来自我国西部大陆中低层西风带的  
 259 水汽，弱下降运动为主（图 7a），总占比和水汽贡献率分别为 47.5% 和 45.9%；轨迹 4 和轨  
 260 迹 5（Traj\_5，下同）代表来自黑海—里海—巴尔喀什湖地区中低层的水汽，在 -80 h 时迅速  
 261 转为下降运动输送至暴雨区（图 7a），总占比和贡献率为 15.1% 和 11.6%。1000 m 高度层  
 262 上的轨迹有四条（图 6b），源地越靠东南，轨迹占比和水汽贡献率越大，其中轨迹 1 占比  
 263 和贡献率最高，分别为 43.9% 和 51.9%，代表来自青海中北部低层的水汽，在 -120 h 时转为  
 264 弱上升运动到达贺兰山（图 7b）；轨迹 2 和轨迹 3 代表来自我国西部大陆中低层的水汽，  
 265 前者以平移为主，后者以弱下降运动为主（图 7b），总占比和贡献率为 40.4% 和 33.7%；轨  
 266 迹 4 代表来自巴尔喀什湖地区中低层的水汽，占比和贡献率均最小，在 -80 h 时由上升运动  
 267 转为下降运动（图 7b）。

268



269



270

271 图 6 贺兰山东—西麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m、(b)1000 m、(c)2000 m、(d)3000 m 和(e)5000 m 高度上  
 272 各类后向 216 h 聚类轨迹的空间分布

273

Fig.6 Spatial distribution of every backward 216 h clustering trajectory at the height of (a)100 m, (b)1000 m,

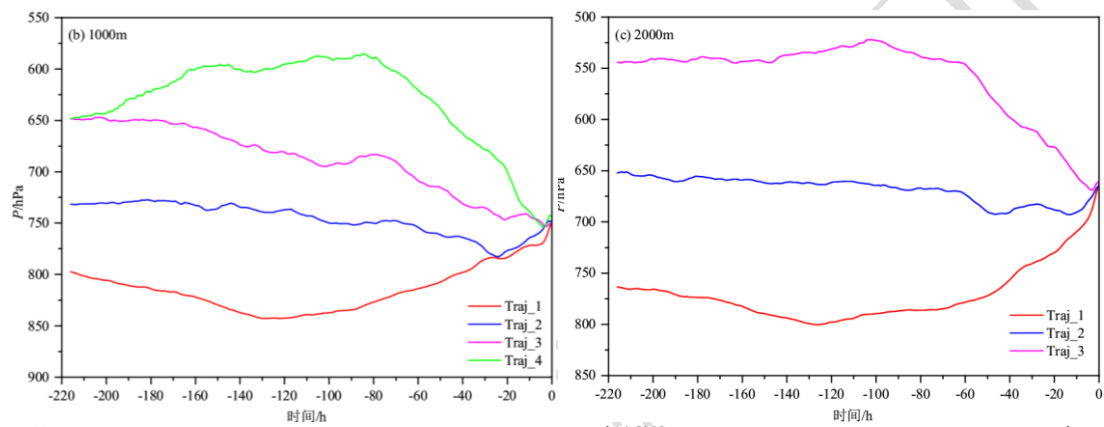
274  
275

(c)2000 m, (d)3000 m, and (e)5000 m above the ground during the rainstorms at the east-west foot of Helan Mountains

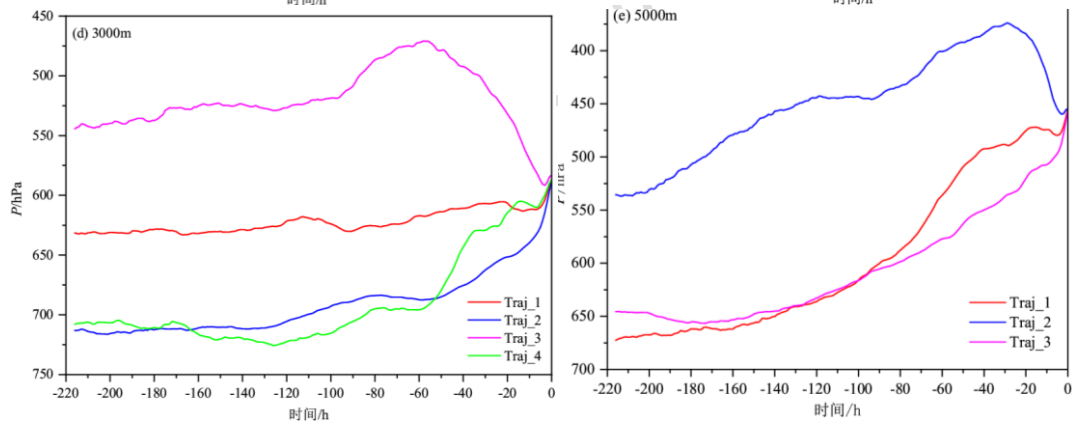
276  
277  
278  
279  
280  
281  
282  
283

2000 m 高度上的气块轨迹有三条（图 6c），轨迹 1 和轨迹 2 代表来自我国西部大陆低层—中低层东传的水汽，前者在-120 h 逐渐以上升运动输送至暴雨区，后者基本以平移为主（图 7c），总占比和贡献率为 77.9% 和 81.5%，其中轨迹 1 输送中经过了青海北部和甘肃地区，水汽贡献率高达 56.3%，轨迹 3 代表来自巴尔喀什湖中层的水汽，在-60 h 时由平移转为下降运动（图 7c），占比和贡献率最小。3000 m 和 5000 m 高度上的气块轨迹分别有四条和三条（图 6d, 6e），均代表来自亚洲西部大陆中层—中低层西风带东传的水汽，其中 3000 m 高度上的轨迹以平移或弱上升运动为主（图 7d），5000 m 高度的轨迹则以上升运动为主（图 7e）。

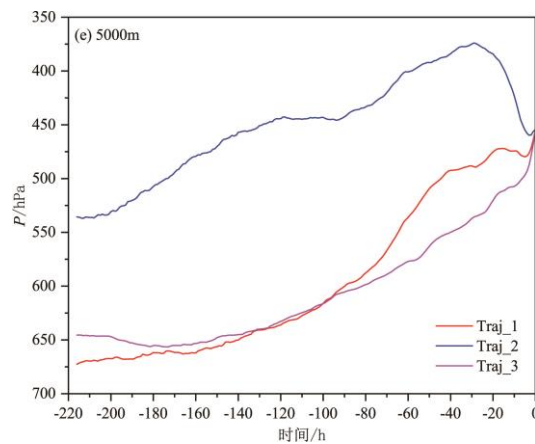
284



285



286



287 图7 贺兰山东—西麓型暴雨过程中 AGL 为(a)100 m、(b)1000 m、(c)2000 m、(d)3000 m 和(e)5000 m 高度上  
 288 各类后向 216 h 聚类轨迹的高度随时间变化

289 Fig.7 Height variation of every backward 216 h clustering trajectory at the height of (a)100 m, (b)1000 m, (c)2000  
 290 m, (d)3000 m, and (e)5000 m above the ground during the rainstorms at the east-west foot of Helan Mountains

291 对比而言，2000 m 及以下高度上气块源地越偏西、轨迹占比越小、输送速度越慢、轨  
 292 迹越长，水汽贡献率越低，水汽起始高度越高，输送中轨迹高度变化也越复杂，而 3000 m  
 293 及以上高度气块的源地、输送速度及轨迹长度与水汽贡献率均无明显关系，且输送中以上升  
 294 运动为主。值得注意的是，3000 m 高度层上的主要轨迹和 5000 m 高度层上的所有轨迹在输  
 295 送中均经过了青海北部与甘肃交界处，说明该处可能为东—西麓暴雨高层水汽输送的“中转  
 296 站”或“关键区”。

### 297 3.4 贺兰山暴雨过程水汽源地及贡献率

298 为了定量区分不同水汽源地水汽输送特征，根据水汽源地、输送路径及欧拉聚类分析  
 299 结果等，将贺兰山暴雨的水汽输送源地分为长江中下游平原、横断山脉、欧亚大陆西风带、  
 300 黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖、青海—甘肃局地（表 2）。

301 欧亚大陆西风带是贺兰山各区域暴雨的主要水汽输送源，尤其在东—西麓型暴雨中最为  
 302 显著，各高度层（除 1000 m）上该源地水汽贡献率最高；东麓型暴雨中该源地水汽贡  
 303 献率随高度层升高而增加，在 5000 m 高度上达 100%；西麓型暴雨中该源地则在 1000 m 和  
 304 5000 m 高度层上贡献最突出。长江中下游平原为东麓型暴雨的次要水汽源地，但为 2000 m  
 305 及以下高度的水汽源地（贡献率达 61.8%~75.2%），且越往低层，其水汽贡献率越高；西麓  
 306 型暴雨中该源地对 100 m 和 5000 m 高度上的水汽也有贡献，但占比较小。青海—甘肃局地  
 307 指青海中部、青海北部与甘肃交界处，为东—西麓型暴雨的次要水汽源地，但仅供应 1000 m  
 308 及以下高度的水汽，其在西麓型暴雨 2000 m 高度上的水汽贡献也较高。黑海—里海—巴尔  
 309 喀什湖—贝加尔湖水域为西麓型暴雨的次要水汽源地，在 1000 m 及以上高度层水汽贡献率  
 310 达 8.2%~28.8%；东—西麓型暴雨中该源地在 100 m 至 2000 m 高度上也有 11.6%~18.5%的水  
 311 汽贡献率。横断山脉仅为东麓型暴雨 3000 m 高度层和西麓型暴雨 1000 m 及 3000 m 高度层  
 312 的水汽源地，相较其他源地贡献率最小，但为 3000 m 高度层上的最大水汽贡献源。

313 此外，结合各区域暴雨过程中不同水汽路径输送特征分析（3.1—3.3 节）可知，青海—  
 314 甘肃局地（青海中部和青海北部与甘肃交界处）可能为贺兰山东麓型和西麓型暴雨过程中低  
 315 层及东—西麓暴雨过程高层水汽的“关键区”或“中转站”。

316 表 2 贺兰山不同类型暴雨过程中不同高度上各源地水汽贡献率

317 Table 2 Water vapor contribution rates of different sources at different heights during rainstorms in different  
 318 regions of Helan Mountains

贡献率/%	AGL 高度/m														
	东麓型暴雨过程					西麓型暴雨过程					东—西麓型暴雨过程				
	100	1000	2000	3000	5000	100	1000	2000	3000	5000	100	1000	2000	3000	5000

长江中下游平原	75.2	73.2	61.8	—	—	23.8	—	—	—	32.5	—	—	—	—
横断山脉	—	—	—	57.4	—	—	26.0	—	58.5	—	—	—	—	—
欧亚大陆西风带	24.8	26.8	38.2	42.6	100.0	36.8	51.4	23.6	25.9	38.8	45.9	33.8	81.5	100.0
黑海-里海-巴尔喀什湖-贝加尔湖	—	—	—	—	—	39.4	22.5	8.2	15.6	28.8	11.6	14.3	18.5	—
青海-甘肃局地	—	—	—	—	—	—	—	68.2	—	—	42.5	51.9	—	—

## 319 4 结论

320 利用 HYSPLIT 轨迹模式后向追踪 2001—2019 年贺兰山东麓、西麓及东—西麓暴雨过  
321 程的水汽输送轨迹,并通过簇聚类和气块追踪法定量分析不同高度水汽来源、输送路径及水  
322 汽贡献率,以进一步了解贺兰山暴雨发生机制。主要结论如下:

323 (1) 贺兰山不同区域暴雨不同高度的水汽输送路径存在明显差异。东麓型暴雨各高度  
324 层上均有三条输送轨迹,偏南路径(东南为主、西南为辅)为 3000 m 及以下高度的主要输  
325 送路径,以上升运动为主,水汽贡献率为 57.3%~75.2%,受东南季风和西南季风影响显著,  
326 且轨迹占比和水汽贡献率越往低层越大;偏西(西北或偏西)路径的轨迹占比和水汽贡献率  
327 越往高层越大,至 5000 m 高度层达 100%,低层以下降运动为主,中高层以平移为主。西  
328 麓型暴雨的输送轨迹在 100 m 和 1000 m 高度有四条,其余高度层有三条,偏西(西北或偏  
329 西)路径为主要输送路径,西风带输送影响显著,低层以下降运动为主,中高层以平移为主,  
330 水汽贡献率为 31.8%~67.5%,较东麓型暴雨偏西路径轨迹普遍较长、气块输送速度较快、轨  
331 迹占比较高、水汽贡献率较大;偏南路径(西南为主、东南为辅)为次要路径,以上升运动  
332 为主,水汽贡献率为 23.8%~68.2%,在 2000 m 和 3000 m 高度上最显著;偏北路径仅出现在  
333 100 m 和 1000 m 高度层,以平移为主,水汽贡献率为 28.9%~39.4%。东—西麓型暴雨的输  
334 送轨迹有 3~5 条,受高空西风影响显著,各高度层的路径均为偏西(西北或偏西)路径,水  
335 汽贡献率达 100%,2000 m 及以下高度层的水汽输送过程中高度变化较复杂,3000 m 和 5000  
336 m 高度层均以上升运动为主。

337 (2) 贺兰山暴雨的水汽源地大致可分为长江中下游平原、横断山脉、欧亚大陆西风带、  
338 黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖、青海—甘肃局地,各源地水汽贡献率在不同区域暴雨  
339 中存在明显差异。欧亚大陆西风带是贺兰山各区域暴雨的主要水汽源地,尤其在东—西麓型  
340 暴雨中最为显著,各高度层(除 1000 m)上该源地的水汽贡献率最高;青海—甘肃局地(青  
341 海中部、青海北部与甘肃交界处)为东—西麓型暴雨的次要水汽源地,但仅供应 1000 m 及  
342 以下高度的水汽;长江中下游平原为东麓型暴雨的次要水汽源地,但为 2000 m 及以下高度  
343 的主要源地,且越往低层,水汽贡献率越高;黑海—里海—巴尔喀什湖—贝加尔湖水域为西  
344 麓型暴雨的次要水汽源地,供应 1000 m 及以上高度的水汽;横断山脉仅为东麓型暴雨 3000  
345 m 高度层和西麓型暴雨 1000 m 及 3000 m 高度层的水汽源地,相较其他源地贡献率最小,  
346 但为 3000 m 高度层上的最大水汽贡献源。青海—甘肃局地(青海中部和青海北部与甘肃交  
347 界处)可能为贺兰山暴雨水汽的“关键区”或“中转站”。

348 参考文献:

- 349 蔡英, 宋敏红, 钱正安, 等, 2015. 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, 34(3):597-610.
- 350 Cai Y, Song M H, Qian Z A, et al, 2015. Reanalyses of precipitation circulation and vapor transportation of severe dry and wet events in
- 351 Summer in arid region of Northwest China[J]. Plateau Meteor, 34(3): 597-610 (in Chinese).
- 352 陈红专, 叶成志, 陈静静, 等, 2019. 2017年盛夏湖南持续性暴雨过程的水汽输送和收支特征分析[J]. 气象, 45(9): 1213-1226.
- 353 Chen H Z, Ye C Z, Chen J J, et al, 2019. Analysis of water vapor transport and budget during persistent heavy rainfall over Hunan
- 354 province in June 2017[J]. Meteor Mon, 45(9): 1213-1226 (in Chinese).
- 355 陈豫英, 苏洋, 张一星, 等, 2022. 贺兰山东麓不同量级暴雨过程的环流特征和概念模型[J]. 高原气象, 41(5): 1161-1174. Chen
- 356 Y Y, Su Y, Zhang Y X, et al, 2022. Circulation characteristics and conceptual model of rainstorm processes in the eastern foot of the Helan
- 357 Mountain[J]. Plateau Meteor, 41(5): 1161-1174 (in Chinese).
- 358 江志红, 任伟, 刘征宇, 等, 2013. 基于拉格朗日方法的江淮梅雨水汽输送特征分析[J]. 气象学报, 71(2): 295-304. Jiang Z H,
- 359 Ren W, Liu Z Y, et al, 2013. Analysis of water vapor transport characteristics during the Meiyu over the Yangtze-Huaihe River valley
- 360 using the Lagrangian method[J]. Acta Meteor Sin, 71(2):295-304 (in Chinese).
- 361 康志明, 2004. 2003年淮河流域持续性大暴雨的水汽输送分析[J]. 气象, 30(2): 20-24. Kang Z M, 2004. Analysis of moisture
- 362 transfer associated with sustained heavy rain in 2003 over Jianghuai valley[J]. Meteor Mon, 30(2): 20-24 (in Chinese).
- 363 李超, 崔春光, 徐慧燕, 等, 2022. 河南“21·7”特大暴雨水汽输送、收支和转化特征对局地强降水的影响机制研究[J]. 气象,
- 364 48(12): 1497-1511. Li C, Cui C G, Xu H Y, et al, 2022. Characteristics associated with the transport, budget, conversion of water vapor
- 365 and their impact on localized precipitation during the Henan severe torrential rain event on 20 July 2021[J]. Meteor Mon, 48(12):
- 366 1497-1511 (in Chinese).
- 367 李晓帆, 2018. 基于拉格朗日方法的华南前汛期水汽输送及其年际年代际变化[D]. 南京: 南京信息工程大学. Li X F, 2018.
- 368 Study on water vapor transport and its inter-decadal variation of South China first rainy season by Lagrangian method[D]. Nanjing:
- 369 Nanjing University of Information Science and Technology (in Chinese).
- 370 梁萍, 何金海, 陈隆勋, 等, 2007. 华北夏季强降水的水汽来源[J]. 高原气象, 26(3): 460-465. Liang P, He J H, Chen L X, et al,
- 371 2007. Anomalous moisture sources for the severe precipitation over North China during Summer[J]. Plateau Meteor, 26(3): 460-465 (in
- 372 Chinese).
- 373 林志强, 唐叔乙, 何晓红, 等, 2011. 西藏高原汛期水汽输送特征与降水异常[J]. 气象, 37(8): 984-990. Lin Z Q, Tang S Y, He X
- 374 H, et al, 2011. Features of water vapor transfer in rainy season and their relations to rainfall anomalies over Tibetan Plateau[J]. Meteor
- 375 Mon, 37(8): 984-990 (in Chinese).
- 376 刘晶, 刘兆旭, 杨莲梅, 等, 2023. 西风带大陆高压外围新疆哈密地区典型暴雨事件水汽输送特征对比分析[J]. 气象, 49(9):
- 377 1045-1062. Liu J, Liu Z X, Yang L M, et al, 2023. Water vapor transport characteristics during typical rainstorm events around westerlies
- 378 continental high in Hami area, Xinjiang[J]. Meteor Mon, 49(9): 1045-1062 (in Chinese).
- 379 吕梅, 成新喜, 陈中一, 等, 1998. 1994年华南暴雨期间夏季风的特征及其对水汽的输送[J]. 热带气象学报, 15(2): 135-141. Lü
- 380 M, Cheng X X, Chen Z Y, et al, 1998. The character of summer monsoon and its transport to moisture in the range of South China heavy
- 381 rain of 1994[J]. J Trop Meteor, 15(2): 135-141 (in Chinese).
- 382 穆建华, 纪晓玲, 贾乐, 等, 2023. 基于 CLDAS 的贺兰山区 5-9 月降水时空分布特征及其与地形的关系分析[J]. 气象科技,
- 383 51(6): 824-834. Mu J H, Ji X L, Jia L, et al, 2023. Analysis of temporal and spatial distribution characteristics of precipitation from May
- 384 to September in Helan Mountains and its relationship with topography based on CLDAS data[J]. Meteor Sci Technol, 51(6): 824-834 (in
- 385 Chinese).
- 386 钱正安, 蔡英, 宋敏红, 等, 2018. 中国西北旱区暴雨水汽输送研究进展[J]. 高原气象, 37(3): 577-590. Qian Z A, Cai Y, Song
- 387 M H, et al, 2018. Review of advances in water vapor transport studies of rainstorm in Northwest China[J]. Plateau Meteor, 37(3): 577-590
- 388 (in Chinese).
- 389 宋桂英, 潘进军, 王德民, 等, 2007. 内蒙古夏季干旱的水汽输送特征分析[J]. 气象, 33(6): 75-81. Song G Y, Pan J J, Wang D M,
- 390 et al, 2007. Analysis of the moisture transportation characteristics on Summer drought in Inner Mongolia[J]. Meteor Mon, 33(6):75-81 (in
- 391 Chinese).



392 苏洋, 陈豫英, 杨侃, 等, 2023. 低空急流与贺兰山东麓暴雨过程的相关性研究[J]. 气象, 49(10): 1171-1186. Su Y, Chen Y  
393 Y, Yang K, et al, 2023. Correlations between low-level jet and rainstorm process in the Eastern foot of Helan  
394 Mountains[J]. Meteor Mon, 49(10): 1171-1186 (in Chinese).

395 孙力, 马梁臣, 沈柏竹, 等, 2016. 2010年7-8月东北地区暴雨过程的水汽输送特征分析[J]. 大气科学, 40(3): 630-646. Sun L,  
396 Ma L C, Shen B Z, et al, 2016. A diagnostic study of water vapor transport and budget of heavy rainfall over Northeast China during July  
397 to August 2010[J]. Chin J Atmos Sci, 40(3): 630-646 (in Chinese).

398 王吉豪, 李季, 谢静雯, 2019. 西北地区东部中低层大气的水汽输送特征[J]. 黑龙江气象, 36(3):21-23, 28. Wang J H, Li J, Xie J  
399 W, 2019. Characteristics of water vapor transport in the lower and middle troposphere over the eastern part of Northwest China[J].  
400 Heilongjiang Meteor, 36(3): 21-23, 28 (in Chinese).

401 王佳津, 王春学, 陈朝平, 等, 2015. 基于 HYSPLIT4 的一次四川盆地夏季暴雨水汽路径和源地分析[J]. 气象, 41(11):  
402 1315-1327. Wang J J, Wang C X, Chen C P, et al, 2015. Analysis of a summer rainstorm water vapor paths and sources in Sichuan Basin  
403 based on HYSPLIT4 model[J]. Meteor Mon, 41(11): 1315-1327 (in Chinese).

404 王佳津, 肖递祥, 王春学, 2017. 四川盆地极端暴雨水汽输送特征分析[J]. 自然资源学报, 32(10): 1768-1783. Wang J J, Xiao D  
405 X, Wang C X, 2017. The water vapor transportation characteristics of the extreme severe rain events in Sichuan Basin[J]. J Nat Res,  
406 32(10): 1768-1783 (in Chinese).

407 姚俊强, 杨青, 毛炜峰, 等, 2018. 基于 HYSPLIT4 的一次新疆天山夏季特大暴雨水汽路径分析[J]. 高原气象, 37(1): 68-77.  
408 Yao J Q, Yang Q, Mao W Y, et al, 2018. Analysis of a summer rainstorm water vapor paths in Tianshan mountains (Xinjiang) based on  
409 HYSPLIT4 model[J]. Plateau Meteor, 37(1): 68-77 (in Chinese).

410 曾勇, 杨莲梅, 2018. 新疆西部一次极端暴雨事件的成因分析[J]. 高原气象, 37(5): 1220-1232. Zeng Y, Yang L M, 2018.  
411 Analysis on the causes of an extreme rainfall event in the west of Xinjiang[J]. Plateau Meteor, 37(5): 1220-1232 (in Chinese).

412 张俊兰, 李如琦, 李娜, 等, 2023. 新疆塔里木盆地 2021 年“7·19”暴雨水汽特征的初步分析[J]. 大气科学, 47(2): 567-584.  
413 Zhang J L, Li R Q, Li N, et al, 2023. Preliminary analysis of the water vapor characteristics of the “July 19” heavy rain in 2021 in the  
414 Tarim Basin, Xinjiang[J]. Chin J Atmos Sci, 47(2): 567-584 (in Chinese).

415 Draxler R R, Hess G D, 1997. Description of the HYSPLIT\_4 modeling system[R]. Maryland: Air Resources Laboratory Silver  
416 Spring.

417 Draxler R R, Hess G D, 1998. An overview of the HYSPLIT\_4 modelling system for trajectories[J]. Aust Meteor Mag, 47(4):  
418 295-308.

419 Gatebe C K, Tyson P D, Annegarn H J, et al, 2001. Characterization and transport of aerosols over equatorial eastern Africa[J].  
420 Global Biogeochem Cycles, 15(3): 663-672.

421 Lin J L, Li Y, Liu B Y, et al, 2024. Synergistic effects of Bay of Bengal tropical cyclones and Tibetan Plateau vortices on water vapor  
422 transport over the Tibetan Plateau in early summer[J]. J Meteor Res, 38(2): 383-398.

423 Nyanganyura D, Makarau A, Mathuthu M, et al, 2008. A five-day back trajectory climatology for Rukomechi research station  
424 (northern Zimbabwe) and the impact of large-scale atmospheric flows on concentrations of airborne coarse and fine particulate mass[J]. S  
425 Afr J Sci, 104(1-2): 43-52.

426 Rapolaki R S, Blamey R C, Hermes J C, et al, 2020. Moisture sources associated with heavy rainfall over the Limpopo River Basin,  
427 southern Africa[J]. Clim Dyn, 55(5): 1473-1487.

428 Starr V P, Peixoto J P, 1958. On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts[J]. Tellus A: Dyn Meteor Oceanogr,  
429 10(2): 188-194.

430 Stohl A, James P, 2004. A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: method description,  
431 validation, and demonstration for the August 2002 flooding in Central Europe[J]. J Hydrometeor, 5(4): 656-678.

432 Stohl A, James P, 2005. A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: moisture transports  
433 between Earth's Ocean Basins and River Catchments[J]. J Hydrometeor, 6(6): 961-984.

434 Trenberth K E, 1998. Atmospheric moisture residence times and cycling: implications for rainfall rates and climate change[J].  
435 Climatic Change, 39(4): 667-694.

- 
- 436 Viste E, Sorteberg A, 2013. Moisture transport into the Ethiopian highlands[J]. *Int J Climatol*, 33(1): 249-263.
- 437 Zhang Y, Huang W Y, Zhong D Y, 2019. Major moisture pathways and their importance to rainy season precipitation over the
- 438 Sanjiangyuan region of the Tibetan Plateau[J]. *J Climate*, 32(20): 6837-6857.

