

# 中国东部地区大气水汽稳定同位素的影响因子追踪研究

刘宇佳<sup>1,2</sup> 满文敏<sup>1</sup> 周天军<sup>1,2</sup> 彭冬冬<sup>3</sup>

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG),  
北京 100029

2 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

3 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510641

摘要 大气水汽稳定同位素是现代水循环的重要示踪剂, 可以有效地追踪水汽来源及其输送过程。在中低纬度季风区, 局地“降水量效应”是大气水汽稳定同位素的主要特征, 但是近期研究表明, 水汽来源及其输送过程等非局地因素也有重要影响。因此, 本文基于拉格朗日粒子扩散模式和卫星遥感观测的大气水汽稳定氘同位素( $\delta D$ )数据, 针对前人研究较少的中国东部石笋氧同位素区域, 进行水汽源地追踪, 并在季节和年际尺度上分析水汽  $\delta D$  的主要影响因素。结果表明, 在季节尺度上, 水汽  $\delta D$  在夏末秋初较低, 冬春季较高, 这种特征与局地气象因子、水汽源地贡献的关系较弱, 水汽输送路径上的累积降水是影响水汽  $\delta D$  季节变化的主要因素, 两者为显著的负相关关系。在年际尺度上, 厄尔尼诺(El Niño)年夏季中国东部水汽  $\delta D$  较高, 拉尼娜(La Niña)年夏季水汽  $\delta D$  较低。水汽源地贡献在 ENSO(厄尔尼诺-南方涛动)不同位相的变化较小, 而水汽输送路径上的累积降水在 La Niña 年较之 El Niño 年偏多, 表明 La Niña 年热带对流活动和水汽输送过程的贫化作用更强, 导致目标区域的水汽  $\delta D$  更低。因此, 代表热带对流活动的累积降水是水汽  $\delta D$  季节和年际变化的主要影响因素, 热带对流活动增强(减弱)将降低(增加)目标区域的水汽  $\delta D$ 。

关键词 大气水汽同位素 拉格朗日水汽追踪 水汽源地贡献 对流活动<sup>1</sup>

文章编号 2021119B

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2109.21119

---

收稿日期 2021-07-09; 网络预出版日期

作者简介 刘宇佳, 女, 1998 年出生, 硕士研究生, 主要从事同位素气象学研究。

E-mail: liuyj@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 满文敏, E-mail: manwenmin@mail.iap.ac.cn

资助项目 本文受国家重点研发计划项目(2017YFA0604601)和国家自然科学基金面上项目(42075041)共同资助

# Study on East Asian Stable Isotopes in Atmospheric Water

# Vapor

Liu Yujia<sup>1, 2</sup>, Man Wenmin<sup>1</sup>, ZHOU Tianjun<sup>1, 2</sup>, Peng Dongdong<sup>3</sup>

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing  
100049

3 Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou  
510641

**Abstract** Stable isotopes in atmospheric water vapor, which can track moisture sources and water vapor transport, are widely used as an important tracer of present-day water cycle. “Amount effect” is invoked to interpret water vapor stable isotopes at mid-low latitude monsoon region. However, recent studies have shown that non-local factors such as moisture sources and water vapor transport have significant influence on the stable isotopes. Therefore, based on Lagrangian Particle Dispersion Model and Satellite remote sensing  $\delta D$  in water vapor, the main factors affecting water vapor  $\delta D$  are analyzed in the region with abundant Chinese stalagmite  $\delta^{18}O$  records. On the seasonal scale, water vapor  $\delta D$  is more depleted in late summer and early autumn and enriched in winter and spring. We find this characteristic cannot interpret by "temperature effect" or "amount effect". On the contrary, accumulated rainfall over water vapor transport paths is the dominant factor of water vapor  $\delta D$  and there is a significant negative correlation between them. On the interannual scale, water vapor  $\delta D$  is enriched in the summer of El Niño year and depleted in the summer of La Niña year. The contribution of moisture sources to water vapor  $\delta D$  is small, but the accumulated rainfall over water vapor transport paths increases significantly in La Niña year compared with El Niño year. This suggests that tropical convection and depletion in water vapor transport paths are strong in La Niña year, resulting in depleted water vapor  $\delta D$  in the study area. In conclusion, upstream convection, measured by accumulated rainfall, is the primary driver of water vapor  $\delta D$  variations on seasonal to interannual scale. Enhanced convection will deplete  $\delta D$  in the study area, while the weakened convection is the

59 opposite.

60 **Key words** water vapor isotopes, Lagrangian Water Vapor Tracking, contribution of  
61 moisture sources, convection



62      1. 引言

63      现代水圈中的稳定同位素 ( $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  等) 是重要的水文示踪剂, 存在于大  
64      气水汽、降水、地表水等水循环的关键环节。稳定同位素可以定量表征水循环中  
65      的大气过程, 如水汽源地、对流活动、雨水再蒸发、大气混合程度等 (Worden et  
66      al., 2007; Lee and Fung, 2008; Risi et al., 2008, 2010; Graf et al., 2019; Oza et al., 2020;  
67      Wolf et al., 2020)。古气候资料中的稳定同位素可以在不同时间尺度为古气候重  
68      建提供信息。例如, 石笋和冰芯可以用来表征温度变化 (Wang, 2003; Yao et al.,  
69      2006; Thompson et al., 2000, 2018; 王宁练和姚檀栋, 2003)、降水量多少 (Fleitmann  
70      et al., 2004; Hu et al., 2008) 和季风环流强度 (Kaspari et al., 2007; Pausata et al.,  
71      2011; Liu et al., 2014a; Yang et al., 2019; Cheng et al., 2021; Zhang et al., 2019, 2021)  
72      等。

73      东亚拥有丰富的洞穴石笋资料, 石笋稳定氧同位素 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) 具有定年准确,  
74      分辨率高的优点, 但是其气候意义仍存在争议。东亚石笋  $\delta^{18}\text{O}$  最早解释为东亚  
75      季风强度 (Wang et al., 2001; Yuan et al., 2004) 或季风降水量 (Wang et al., 2005;  
76      Cosford et al., 2008)。后续有研究指出, 中国东部石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录了南亚季风的变化特征  
77      (Pausata et al., 2011)。近年来, 基于多套石笋  $\delta^{18}\text{O}$  和模式模拟结果表明,  
78      中国东部石笋  $\delta^{18}\text{O}$  同时反映东亚季风和南亚季风的变化 (Liu et al., 2014a; Li et  
79      al., 2019; Hu et al., 2019; Zhang et al., 2021)。因此, 研究现代观测稳定同位素的  
80      变化特征, 揭示影响其变化的主要因子, 将为东亚石笋  $\delta^{18}\text{O}$  的古气候重建提供  
81      重要的理论基础。

82      东亚地区的观测稳定同位素数据主要来自台站和卫星反演 (Yoshimura, 2015;  
83      Galewsky et al., 2016; 张婉君等, 2017)。东亚地区台站资料时间较短, 大部分  
84      GNIP (全球大气降水同位素检测网) 站点数据不超过 5 年, 进入 21 世纪我国只  
85      剩下 5 个 GNIP 站点, 此前基于观测数据的研究多针对降水  $\delta^{18}\text{O}$  站点数据丰富的香港、广州等热带区域和青藏高原地区 (Vuille et al., 2005; Yao et al., 2013; Wei  
86      et al., 2018), 数据的空间代表性不够, 对石笋  $\delta^{18}\text{O}$  丰富的中国东部地区研究较少。  
87      卫星反演的水汽  $\delta\text{D}$  (即 HDO 与  $\text{H}_2\text{O}$  的比率) 具有覆盖全球, 时空分辨率  
88      高等优点, 前人的研究表明, 水汽稳定同位素很好地反映了降水稳定同位素的空  
89      间分布。

90 间分布特征, 控制水汽稳定同位素的水文气象因子也能够影响降水稳定同位素的  
91 变化 (Araguas-Araguas et al., 1998; Liu et al., 2014b; He et al., 2015)。因此, 卫星  
92 反演水汽  $\delta D$  数据能够促进东亚区域降水  $\delta^{18}\text{O}$  变化机理的研究。

93 东亚季风区的稳定同位素受到局地气象因子(如温度、降水)、上游过程(如  
94 水汽源地、水汽输送过程)和大尺度环流的共同影响(Araguás-Araguás et al., 1998;  
95 Liu et al., 2014a; Zhang et al., 2021), 其季节变化表现为夏季较低、冬春季较高的  
96 特征(Cai et al., 2018)。前人研究表明, 中国东部稳定同位素的季节变化主要受  
97 到水汽源地贡献的影响, 由于欧亚大陆与北太平洋存在热力差异, 东亚季风区的  
98 经向环流会发生季节性翻转, 水汽源地贡献也存在明显季节差异(Baker et  
99 al., 2015; Tang et al., 2015; Zhang et al., 2020)。而近期的研究指出, 水汽输送路径  
100 上的对流活动是稳定同位素季节变化的主导因素(Gao et al., 2013; Cai et al., 2018)。  
101 夏季赤道辐合带(ITCZ)向北移动, 水汽输送路径上云顶气压(CTP)和向外长  
102 波辐射(OLR)减小, 对流活动增强, 重稳定同位素优先进入凝结降水中, 到达  
103 香港和广州的重稳定同位素减少(Cai and Tian, 2016a; Ruan et al., 2019)。

104 ENSO 是影响东亚水循环年际变化的主导因子。ENSO 不同位相下哈德莱  
105 (Hadley) 环流和沃克(Walker) 环流的位置和强度不同, 改变了不同水汽源地  
106 的贡献, 进一步导致中国东部地区稳定同位素的年际变化(Yang et al., 2016; Sun  
107 et al., 2018)。此外, ENSO 可以改变水汽输送路径上的对流活动, 从而影响稳定  
108 同位素的年际变化, 在 El Niño 年夏季, 热带海洋到东亚季风区的路径上对流活  
109 动弱, 到达东亚地区的降水  $\delta^{18}\text{O}$  增加, La Niña 年的情况相反(Cai and Tian, 2016a,  
110 2017; Gao et al., 2018; Ruan et al., 2019)。因此, 针对东亚稳定同位素的季节和年  
111 际变化, 水汽源地贡献和上游对流活动的相对重要性依然存在较大争议。

112 拉格朗日水汽追踪是分析水汽源地和追踪水汽输送过程的重要方法(Peng et  
113 al., 2020)。该方法能够合理地描述空气块的蒸发、输送和降水过程, 具有计算效  
114 率高、时空分辨率高的特点。基于拉格朗日水汽追踪, Sodemann et al. (2008)  
115 应用点源对研究区域降水贡献的方法, 定量分析了格陵兰岛的空气块在水汽源、  
116 水汽汇和输送过程的比湿变化。后人将此方法改进, 给出“面源贡献定量估计方  
117 法”, 可以区分不同水汽源地对研究区域降水的相对贡献(Sun and Wang, 2014,

118 2015)。此方法也可以计算水汽输送过程中产生的降水，反映上游对流活动的强  
119 弱，从而定量估算水汽源地和上游对流活动对稳定同位素的相对贡献。

120 因此本文的目的是，使用卫星对流层放射光谱仪 (TES) 得到的水汽  $\delta D$ ，结  
121 合拉格朗日水汽追踪方法，针对中国东部石笋氧同位素区域，重点回答以下两个  
122 关键科学问题：(1) 季节尺度上，水汽源地贡献和上游对流活动对中国东部地区  
123 水汽  $\delta D$  的影响？(2) ENSO 如何影响中国东部地区水汽  $\delta D$  年际变化？

124 **2. 资料和方法**

125 **2.1 观测和再分析资料**

126 本文拟使用的数据如下：

127 1) 国际原子能机构 (IAEA) 和世界气象组织 (WMO) 共同发起和组建全球  
128 降水同位素监测网 (GNIP) 的站点逐月降水  $\delta D$  数据，全球降水同位素监测站点  
129 超过 1000 个，不同台站覆盖的时段存在差异，最长时间记录为 1953-2015  
130 (<https://nucleus.iaea.org/wiser> [2021-08-16])。

131 2) 向外长波辐射 (OLR) 来自美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 的逐月  
132 资料，空间分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (Liebmann and Smith, 1996)。

133 3) 全球降水气候学项目 (GPCP) 版本 2.3 的逐月降水资料，空间分辨率为  
134  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (Adler et al., 2003)。

135 4) 欧洲中期天气预报中心 (ECWMF) 推出的第五代再分析产品 (ERA5)，  
136 使用逐月温度、气压、风场变量，一共 37 层，空间分辨率为  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，ERA5  
137 逐月地表气压 (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5>  
138 [2021-08-16])。

139 5) 美国国家环境信息中心 (NCEI) 整理了全球各种古气候代用资料数据集，  
140 本文使用中国石笋的主要位置 (<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data/datasets/speleothem> [2021-08-16])。

142 **2.2 水汽同位素数据**

143 水汽中氘同位素的大小通常用相对于维也纳标准平均海洋水 (V-SMOW) 的

144 千分差来表示，计算方法如下：

145 
$$\delta D = \left( \frac{R}{R_{v-snow}} - 1 \right) \times 1000 \quad (1)$$

146 
$$R = \frac{HDO}{H_2O} \quad (2)$$

147 其中， $\delta D$  为水汽中氘同位素大小， $R$  为水汽中稳定同位素比率， $R_{v-snow}$  是  
148 维也纳标准平均海洋水中稳定同位素比率，这里取  $3.1 \times 10^{-4}$ 。

149 自 2004 年 9 月起，Aura 卫星上对流层放射光谱仪（TES）通过天底探测  
150（Nadir）模式观测水汽  $\delta D$ ，单次观测的水平范围为  $5.3\text{km} \times 8.5\text{km}$ ，通常每隔一  
151 天进行全球常规观测，有时会在局地加密观测。TES 观测的水汽  $\delta D$  数据存在偏  
152 差，单次测量误差在  $10\%-15\%$ ，多次测量平均或纬向平均后，不确定性明显降  
153 低，在热带晴空条件下，TES 测量的  $\delta D$  在  $700\text{hPa}$  最敏感(Worden et al., 2006,  
154 2011)。本文使用 TES Lite 版本 6 的月数据，这套数据修正了已知的偏差，并根  
155 据需要将 HDO 和  $H_2O$  合并在一起。本文选取 2004 年 9 月到 2011 年 8 月进行研  
156 究，该时段 TES 在东亚地区观测最密集。在使用数据前根据以下标准对数据进  
157 行质量控制：产品反演质量等于 1、自由度大于 0.5 (Cai and Tian, 2016b)。

158 进行质量控制后，从地表到  $300\text{hPa}$  积分计算得到整层  $\delta D_{column}$ ，即：

159 
$$\delta D_{column} = \sum_{i=1}^{10} (\delta D_i q_i \Delta P_i) / \sum_{i=1}^{10} (q_i \Delta P_i) \quad (3)$$

160 其中， $q_i$  是每一层  $H_2O$  的体积混合比， $\Delta P_i$  是各气压层厚度。

161 **2.3 拉格朗日水汽追踪**

162 本文使用拉格朗日粒子扩散模式 FLEXPART，该模式最初用于模拟点源危  
163 险物质的扩散，也可以向后追踪空气块起源，向前追踪空气块的活动轨迹和水汽  
164 输送过程(Stohl and James. 2004, 2005)。参照 Peng et al. (2020)，本文使用美国环  
165 境预报中心气候预测再分析资料（NCEP-CFSR）版本 2 的逐 6 小时数据驱动  
166 FLEXPART，选择“区域填充”模式，将大气平分为一百万个空气块，每个空气  
167 块的质量是相同的。空气块在大气中停留的时间大约为 10 天，因此所有空气块  
168 都向后追踪 10 天，每 6 小时记录一次空气块信息，包括位置（纬度、经度和海  
169 拔高度）和气象条件（温度、比湿度和质量）等变量，以便进一步分析和诊断。

170      2.4 水汽源地贡献方法

171      考虑到水汽主要集中在对流层, 计算水汽源地贡献之前, 首先将高于 12000m  
172      的空气块去除, 只计算空气块在对流层的比湿变化。Stohl and James (2004, 2005)  
173      首先提出用  $E-P$  诊断方法, 将蒸发减降水与空气块运动过程的比湿变化联系起  
174      来, 分析水汽源汇的空间分布, 即

175                          
$$e - p = m \frac{dq}{dt} \quad (4)$$

176      其中,  $e$  和  $p$  分别表示蒸发和降水,  $q$  是空气块比湿,  $m$  是空气块质量。对于给定的空气块,  
177      当  $q$  减小时, 降水大于蒸发, 空气块失去水汽, 当  $q$  增大时,  
178      蒸发大于降水, 空气块获得水汽。计算给定区域所有空气块的净水汽通量变化之  
179      和, 得到该区域总  $E-P$ , 即:

180                          
$$E - P = \frac{\sum_{i=1}^k (e_i - p_i)}{A} \quad (5)$$

181       $k$  为经过该区域的所有空气块数量,  $A$  为该区域的面积, 当  $E - P > 0$ , 表  
182      明该区域蒸发大于降水, 是主要水汽源,  $E - P < 0$  表明该区域降水大于蒸发,  
183      是主要水汽汇。

184      上述方法能够给出主要水汽源汇的空间特征, 但是未考虑水汽输送过程的  
185      损耗, 也无法定量表示水汽源地的贡献。本文对 Sun and Wang (2014) 的方法  
186      进行改进, 发展了一种能够计算“面源对研究区域水汽贡献”方法, 同时考虑了  
187      水汽输送路径上的累积降水量, 具体方法如下: 首先将研究区域所有空气块  
188      向后追踪 10 日到起始位置, 逐个向前追踪空气块在运动过程中比湿的变化, 在  
189      6 小时间隔内认为空气块只发生蒸发或降水。假设研究区域的空气块数量为  $k$ ,  
190      水汽源地为  $n$  个, 每个空气块都经历了水汽源地、输送过程和目标区域, 起始  
191      时刻空气块  $\Delta q = 0$ 。

192      1) 在水汽源地发生蒸发, 增加了水汽源地的水汽贡献:  $\Delta q = \Delta q + \Delta e$ ; 在  
193      水汽源地发生降水, 减少了水汽源地的水汽贡献:  $\Delta q = \Delta q - \Delta q \cdot (\Delta p / q)$ , 空气  
194      块对该水汽源地的降水贡献为:  $P = P + \Delta p$ 。

195      2) 在输送过程发生蒸发, 水汽源地对空气块的水汽贡献不变:  $\Delta q = \Delta q$ ; 在

196 输送过程发生降水，减少了水汽源地对空气块的水汽贡献:  $\Delta q = \Delta q - \Delta q \cdot (\Delta p /$   
197  $q)$ 。

198 3) 在研究区域发生蒸发，水汽源地对空气块的贡献不变:  $\Delta q = \Delta q$ ; 在研究  
199 区域发生降水，水汽源地对研究区域的水汽贡献减少:  $\Delta q = \Delta q - \Delta q \cdot (\Delta p / q)$ 。

200 对每个空气块重复上述步骤，即可得到某一个水汽源地对研究区域总的水汽  
201 贡献  $VP_j$  和累积降水量  $P_j$ :

202 
$$VP_j = \frac{\sum_{i=1}^k \Delta q_i}{q_{total}} \times 100\% \quad j=1, 2, \dots, n \quad (6)$$

203 
$$P_j = P \quad j=1, 2, \dots, n \quad (7)$$

### 204 3. 结果分析

#### 205 3.1 水汽同位素空间分布

206 水汽稳定同位素能够表征降水稳定同位素的变化 (Araguas-Araguas et al.,  
2000; Wu et al., 2019)。我们首先使用高精度的 GNIP 站点降水  $\delta D$  数据，在全球  
208 空间分布上评估 TES 水汽  $\delta D$  数据表征降水  $\delta D$  的可靠性。由于 TES 水汽  $\delta D$  的  
209 误差随纬度的增加而增加 (Worden et al., 2006)，本文重点关注中低纬度地区  
210 (60°S-60°N) 的结果 (图 1)。降水  $\delta D$  (图 1a) 和水汽  $\delta D$  (图 1b) 的年平均空  
211 间分布均表现出纬度效应和大陆效应，即从热带到高纬度地区  $\delta D$  逐渐降低，同  
212 时陆地  $\delta D$  低于同纬度海洋  $\delta D$ ，两者的空间相关系数达到 0.74，通过了 5% 的统  
213 计显著性检验。尽管二者的空间分布型较为一致，由于重稳定同位素倾向于在液  
214 态降水中富集，因此中低纬度地区气候态水汽  $\delta D$  平均比降水  $\delta D$  减少约 53%。

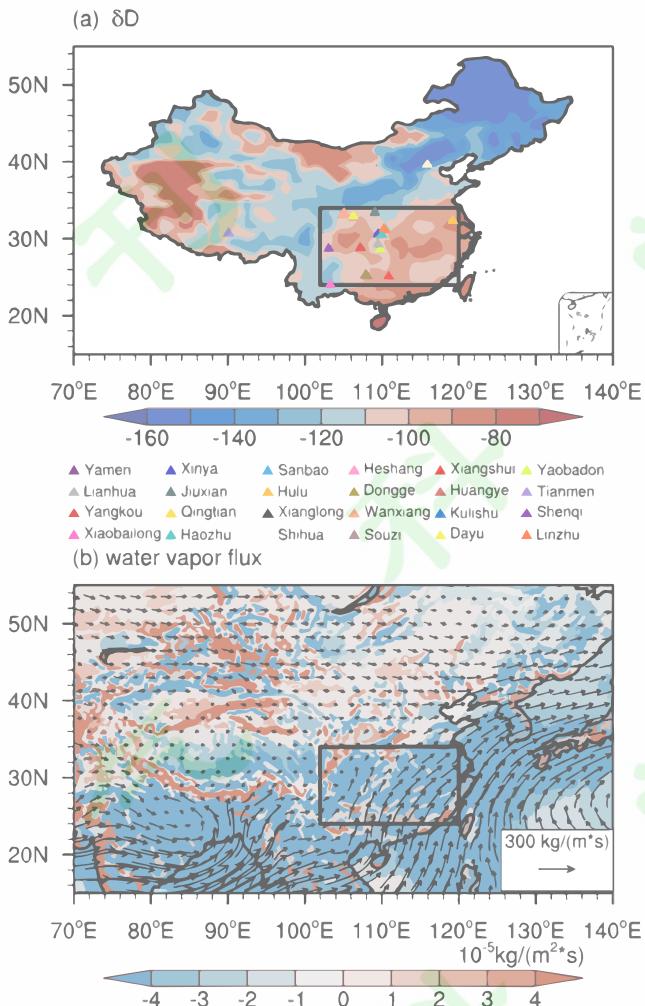
215

216 图 1 (a) GNIP 站点降水  $\delta D$  (单位: ‰) 和 (b) TES 水汽  $\delta D$  (单位: ‰) 年  
217 平均空间分布

218 **Fig. 1.** Spatial pattern of annual mean (a)  $\delta D$  (units: ‰) in precipitation for GNIP  
219 stations and (b)  $\delta D$  (units: ‰) in water vapor for TES observation

220 我们进一步关注中国区域的结果 (图 2)。与全球空间分布类似, 中国水汽  
221  $\delta D$  也表现出纬度效应, 水汽  $\delta D$  从南向北逐渐降低, 其中东南沿海水汽  $\delta D$  最高  
222 (约为-90‰), 东北地区最低 (约为-160‰) (图 2a)。中国石笋氧同位素主要分  
223 布在 24°N-34°N, 102°E-120°E 区域, 该区域水汽  $\delta D$  分布比较均匀, 范围在-110‰  
224 --90‰左右, 因此本文选取这个区域来研究水汽  $\delta D$  的季节和年际变化及其机理。  
225 该区域位于东亚季风区, 夏季气候态水汽输送特征为: 印度季风区经孟加拉湾向  
226 东的水汽输送、越赤道向北的水汽输送、和西北太平洋副热带高压西南侧的东南  
227 气流的水汽输送 (图 2b)。

228 此外, 在冬季, 东亚地区的水汽输送主要受蒙古高压-东亚大槽和中纬度西  
229 风系统的控制 (王林和冯娟, 2011)。春季, 蒙古高压-东亚大槽和西风急流减弱,  
230 水汽输送异常主要受西太平洋副热带高压的影响 (张洁等, 2009)。水汽输送的  
231 季节差异会导致东亚季风区水汽源地和降水表现出季节变化特征。



232

233 图 2 (a) 中国 TES 水汽  $\delta D$  (单位: ‰) 年平均空间分布, ▲表示我国石笋氧  
 234 同位素位置; (b) 夏季整层积分 (1000~300hPa) 的水汽通量散度 (填色, 单位:  
 235  $10^{-5} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ), 水汽通量 (箭头, 单位:  $300 \text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ) 分布, 黑色方框为研  
 236 究区域 ( $24^\circ\text{N}$ - $34^\circ\text{N}$ ,  $102^\circ\text{E}$ - $120^\circ\text{E}$ )

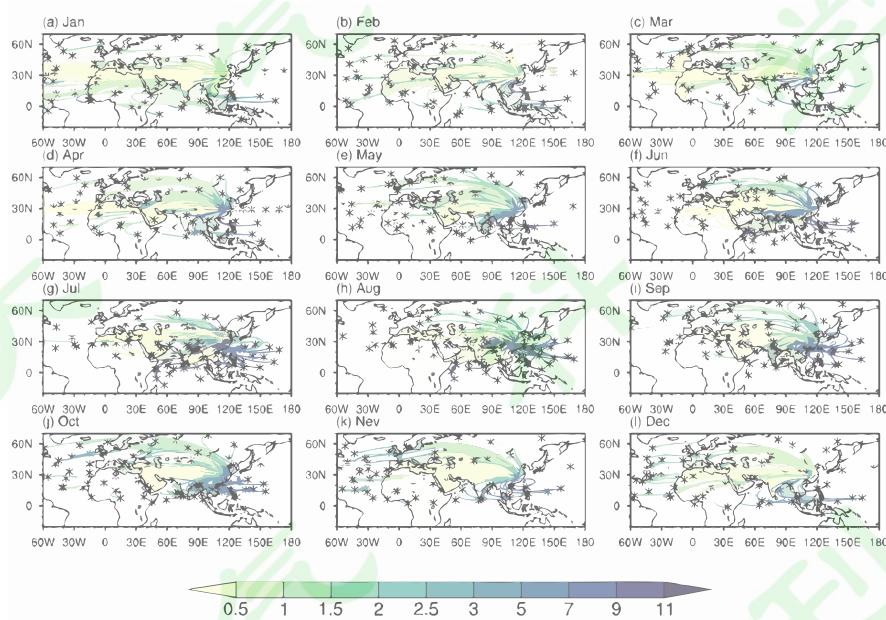
237 Fig. 2. (a) Spatial pattern of annual mean  $\delta D$  (units: ‰) in water vapor for TES  
 238 observation in China. The triangles represent Chinese stalagmite  $\delta^{18}\text{O}$  records. (b)  
 239 Vertically integrated moisture flux divergence (shaded, units:  $10^{-5} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ) and  
 240 moisture flux (vectors, units:  $300 \text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ) distributions from 1000hPa to 300hPa in  
 241 summer. The black boxes represent the study area ( $24^\circ\text{N}$ - $34^\circ\text{N}$ ,  $102^\circ\text{E}$ - $120^\circ\text{E}$ )

### 242 3.2 水汽追踪分析

243 针对目标区域 ( $24^\circ\text{N}$ - $34^\circ\text{N}$ ,  $102^\circ\text{E}$ - $120^\circ\text{E}$ ), 我们通过拉格朗日模式追踪结  
 244 果, 对逐月的气块移动轨迹进行聚类分析, 得到主要水汽输送路径上的比湿特征,  
 245 结果如图 3 所示。气块轨迹的主要特征表现为, 来自北大西洋和欧亚大陆的空气

246 块数量最多，比湿小于  $1\text{g/kg}$ ，来自热带海洋的空气块相对较少，但是比湿可达  
247 到  $7\text{g/kg}$  以上，因此欧亚大陆和热带海洋都是目标区域重要的水汽源地。

248 不同源地的空气块轨迹具有显著的季节变化特征，在冬季和秋季，西风路径  
249 上的空气块自北大西洋向东输送，起始高度较低，运动过程中随高大地形抬升(图  
250 3a, b, i, j, k, l)。在春季和夏季，这些空气块的起始位置逐渐向东移动至欧亚大陆，  
251 空气块比湿也减小到  $0.05\text{g/kg}$  (图 3c, d, e, f, g, h)。在秋季和冬季，热带海洋上  
252 的空气块主要来自印度洋和海洋性大陆，其中印度洋上的空气块向西运动，经过  
253 阿拉伯半岛后比湿显著减小。在春季和夏季，印度洋和西太平洋上的空气块数量  
254 增加，比湿也逐渐增加，其中来自印度洋的空气块直接向东运动，通过印度半岛  
255 和孟加拉湾进入目标区域，来自太平洋的空气块通过南海进入目标区域，比湿均  
256 可达到  $11\text{g/kg}$  以上。

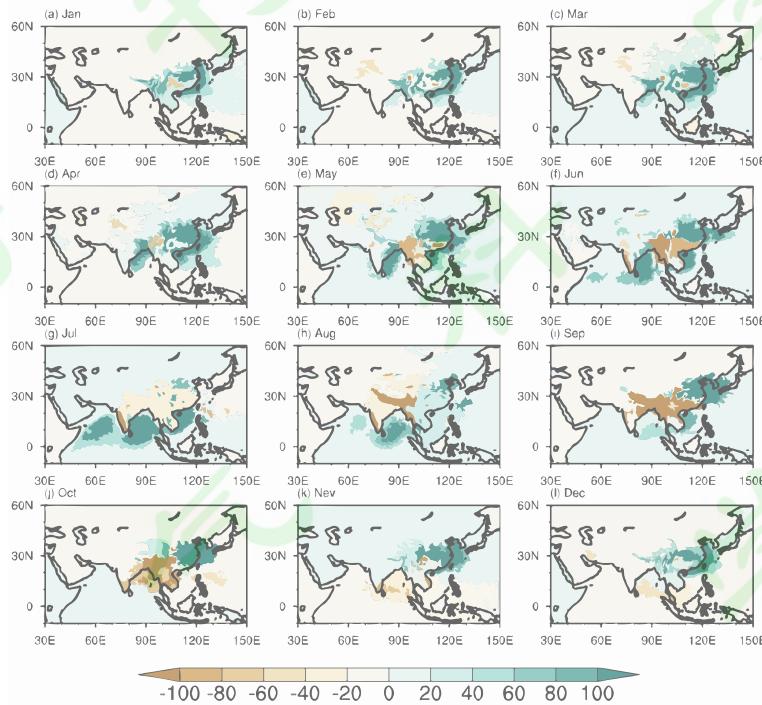


258 图 3 研究区域各月聚类平均的空气块的轨迹 (聚类数: 200)，填色是空气块的比  
259 湿 (单位:  $\text{g/kg}$ )，星号为空气块的起始位置

260 **Fig. 3.** Monthly cluster mean trajectories (number: 200) of air particles reaching the  
261 study area. Specific humidity (units:  $\text{g/kg}$ ) of air particles are represented by colors. The  
262 asterisks are initial positions of air particles

263 进一步使用 *E-P* 方法诊断了各月水汽源汇的空间分布 (图 4)，其特征与空  
264 气块比湿的季节性变化基本一致。冬季和秋季各路径上空气块比湿小，局地蒸散

265 发再循环的水汽贡献最大，春季热带海洋的比湿开始增加，局地、孟加拉湾和南  
266 海是重要的水汽源地，夏季印度洋和西北太平洋比湿最大，局地变为水汽汇，孟  
267 加拉湾和南海成为主要水汽源地。



268

269 图 4 研究区域空气块各月 E-P (单位: kg) 空间分布, E-P>0 表示水汽源地, E-  
270 P<0 表示水汽汇

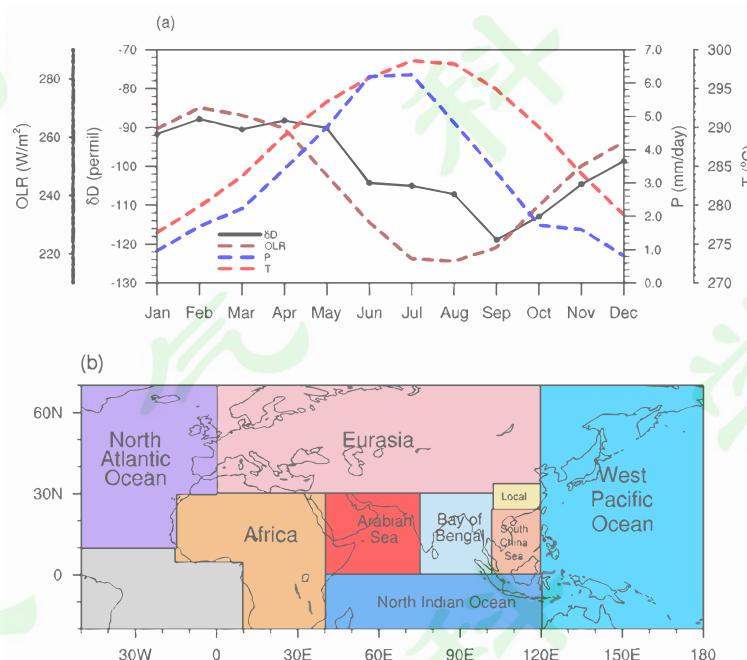
271 Fig. 4. Monthly E-P (units: kg) of air particles reaching the study area. E-P>0 represent  
272 moisture sources and E-P<0 represent moisture sinks

### 273 3.3 水汽同位素的季节变化特征及其主要影响因素

274 为揭示水汽  $\delta D$  的季节变化特征、减少局地信号对水汽  $\delta D$  的影响，并突出  
275 大尺度环流过程，本文分析区域面积加权平均的  $\delta D$ 。目标区域内（24°N-34°N,  
276 102°E-120°E）平均水汽  $\delta D$  如图 5 所示，表现出显著的季节变化特征，即夏秋季  
277 较低，冬春季较高，9 月  $\delta D$  达到最低值。前人研究表明，温度和降水量是影响  
278 水汽  $\delta D$  的重要局地因素，表现为“温度效应”（温度与稳定同位素正相关）或者  
279 “降水量效应”（降水量与稳定同位素负相关）(Dansgaard, 1964; Risi et al., 2008;  
280 Field et al., 2010)。本文结果显示，在目标区域温度与水汽  $\delta D$  不是正相关关系，  
281 降水与水汽  $\delta D$  的负相关关系也不显著，说明温度和降水量不是影响东亚季风区

282 水汽  $\delta D$  季节变化的主要因素。

283 近期研究表明，热带对流降水系统会影响下游东亚地区的稳定同位素（Cai  
284 and Tian, 2016a; Ruan et al., 2019; Wang et al., 2020a）。因此，我们给出热带对流  
285 关键区域（10-20°N, 60-180°E）平均 OLR 季节变化特征（图 5a），水汽  $\delta D$  和 OLR  
286 逐月异常的相关系数为-0.67，通过了 5% 的显著性检验。可见，水汽输送过程的  
287 对流活动对东亚季风区水汽  $\delta D$  季节变化有重要贡献。



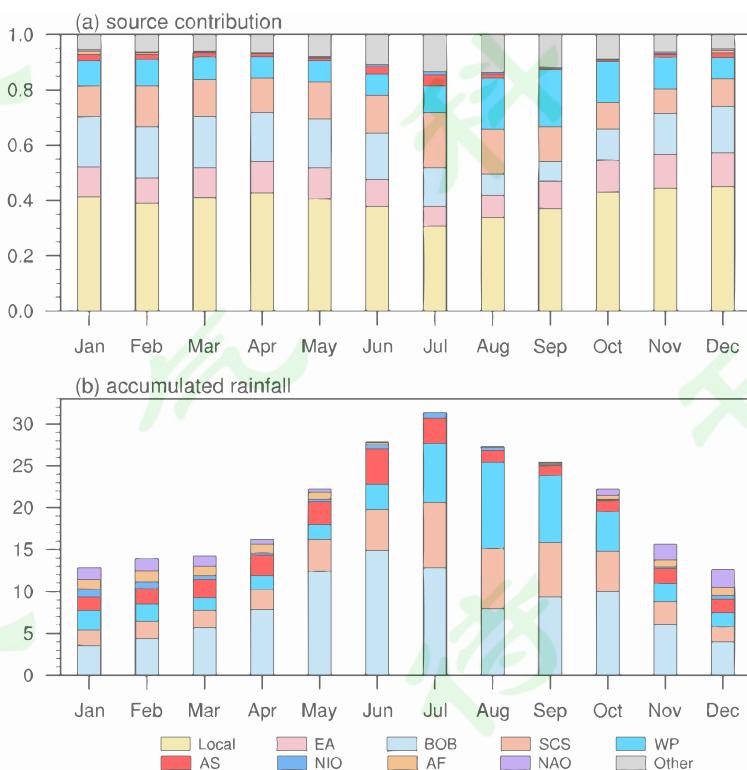
288

289 图 5 (a) 研究区域 TES 水汽  $\delta D$  (黑色实线, 单位: ‰)、温度 (红色虚线, 单  
290 位: °C)、降水 (蓝色虚线, 单位: mm/day) 和上游区域 (10°N-20°N, 60°E-180°E)  
291 OLR (棕色虚线, 单位:  $W/m^2$ ) 的季节变化; (b) 水汽源地划分, 包括局地, 欧  
292 亚大陆, 孟加拉湾, 南海, 西太平洋, 阿拉伯海, 北印度洋, 非洲, 北大西洋

293 **Fig. 5.** (a) Seasonal patterns in long-term averaged monthly  $\delta D$  (black solid line,  
294 unit: ‰) in water vapor for TES observation, temperature (red dotted line, units: °C),  
295 precipitation (blue dotted line, units: mm/day) in the study area and OLR (brown dotted  
296 line, units:  $W/m^2$ ) in upstream region (10°N-20°N, 60°E-180°E). (b) Moisture sources  
297 including Local, Eurasia, Bay of Bengal, South China Sea, West Pacific Ocean, Arabian  
298 Sea, North Indian Ocean, Africa, North Atlantic

299 水汽源地贡献和上游对流活动分别在起始位置和输送过程影响水汽  $\delta D$ , 我  
300 们参考前人划分水汽源地的方法 (Jiang et al., 2017; Tabor et al., 2019; Shi et al.,

301 2020), 结合中国东部地区的空气块起始位置和水汽源汇特征, 将水汽源地主要  
 302 分为 9 个区域, 如图 5b 所示, 分别为目标区 (Local)、欧亚大陆 (EA)、孟加拉  
 303 湾 (BOB)、南海 (SCS)、西太平洋 (WP)、北印度洋 (NIO)、非洲 (AF) 和北  
 304 大西洋 (NAO)。进一步使用 “面源对研究区域水汽贡献” 方法来定量估算两者的  
 305 季节变化, 结果如图 6 所示。目标区的主要水汽来源为局地蒸散发再循环水汽  
 306 ( $37.8 \pm 7.2\%$ ), 其次是孟加拉湾、南海、西太平洋和欧亚大陆 (图 6a)。海洋和  
 307 陆地的水汽贡献存在明显的季节变化, 陆地水汽源地 (局地和欧亚大陆) 的贡献  
 308 在冬春季最大, 夏季最小。海洋水汽源地 (南海和西太平洋) 的贡献在夏季最大,  
 309 冬春季较小。前人研究表明, 这种海陆水汽的相对贡献可能影响水汽  $\delta D$  的季节  
 310 变化, 冬季水汽主要来自陆地, 水汽输送过程中降水较少, 水汽  $\delta D$  的值较高;  
 311 夏季来自海洋的水汽增加, 水汽输送过程中降水多, 水汽  $\delta D$  的值较低 (Tang et  
 312 al., 2017)。但是, 本文结果中, 陆地水汽源地贡献与研究区域水汽  $\delta D$  的正相关  
 313 关系较弱, 海洋水汽源地贡献与水汽  $\delta D$  也没有表现出一致的负相关关系(表1)。  
 314 东亚季风区的水汽源地特征复杂, 且不同来源的水汽同位素组成有显著差异, 这  
 315 可能是水汽源地贡献不显著的重要原因。



316 317 图 6 (a) 水汽源地贡献(单位: %); (b) 水汽输送路径上的累积降水量(单位:  
 318

318  $10^{16}\text{kg}$ ) 的季节变化。Local 表示目标区域, EA-东亚, BOB-孟加拉湾, SCS-南  
319 海, WP-西太平洋, AS-阿拉伯海, NIO-北印度洋, AF-非洲, NAO-北大西洋,  
320 Other-其他区域

321 **Fig. 6.** Seasonal patterns of (a) Contribution of moisture sources(units: %). (b)  
322 Accumulated rainfall over water vapor transport paths (units:  $10^{16}\text{kg}$ )

323 水汽输送路径上的累积降水(以下简称“过程累积降水”)可以代表上游累  
324 积对流活动的强弱。热带海洋(孟加拉湾、南海、西太平洋和阿拉伯海)的累积  
325 对流活动最强, 其中孟加拉湾的过程累积降水在6月印度季风爆发时达到峰值,  
326 南海和西太平洋的过程累积降水在8月达到峰值(图6b)。前五个主要水汽源地  
327 的过程累积降水和水汽 $\delta\text{D}$ 均呈显著的负相关关系(表1), 其中局地、南海和西  
328 太平洋的相关系数在-0.5左右。因此, 当夏季上游对流活动增强时, 累积降水增  
329 加, 富集重稳定同位素的降水在输送路径上降落, 到达目标区域的水汽 $\delta\text{D}$ 降低,  
330 这与前人的结果相似, 即水汽输送过程中的分馏使得水汽逐步变轻(程海等, 2005;  
331 Wolf et al., 2020)。本文基于拉格朗日粒子扩散模式 FLEXPART 的结果表明, 水  
332 汽输送路径上的累积降水是影响东亚季风区水汽 $\delta\text{D}$ 季节变化的主要因子。

333 表1 研究区域水汽 $\delta\text{D}$ 、水汽源地贡献和过程累积降水逐月异常数据的相关系数,  
334 加粗为通过0.05显著性检验

335 **Table 1.** Correlation coefficients between monthly  $\delta\text{D}$  anomalies in water vapor,  
336 contribution of moisture sources anomalies and accumulated rainfall anomalies.  
337 Boldface values indicate correlation coefficients exceeding the 0.05 significance level  
338

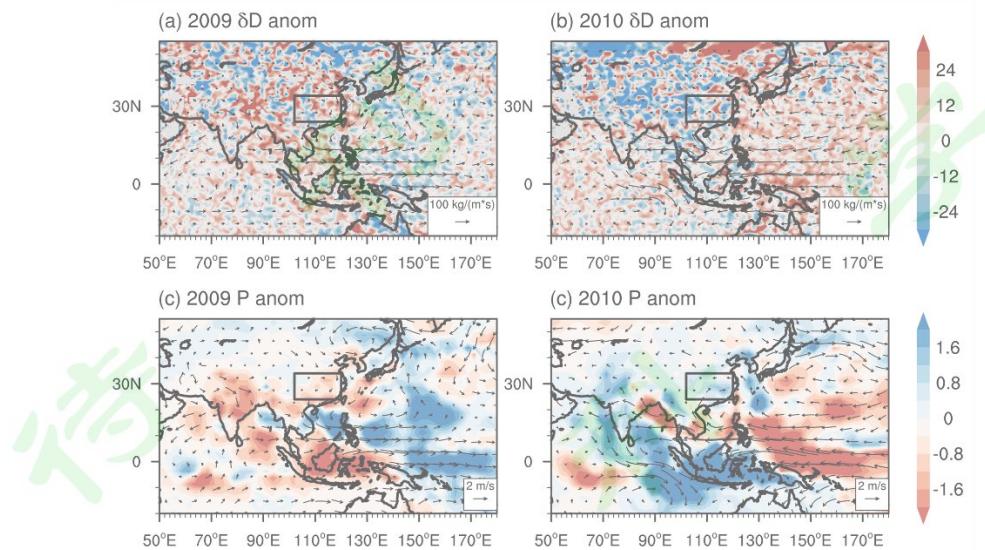
Area	Local	EA	BOB	SCS	WP	AS
Source Contribution	0.12	0.04	<b>0.58</b>	0.02	<b>-0.35</b>	0.05
Accumulated Rainfall	<b>-0.53</b>	<b>-0.25</b>	<b>-0.36</b>	<b>-0.55</b>	<b>-0.48</b>	0.13

339

### 340 3.4 ENSO 影响水汽同位素年际变化的机制

341 我们进一步分析水汽 $\delta\text{D}$ 的年际变化及其与ENSO的关系。在本文研究时段  
342 内, 2009年是中等强度 El Niño 事件, 2010年是中等强度 La Niña 事件, 故选取  
343 2009年和2010年夏季(JJAS)分别代表ENSO的不同位相, 进行个例分析。研  
344 究区域水汽 $\delta\text{D}$ 在2009年夏季为-97‰, 2010年夏季为-119‰, 表现出 El Niño 年  
345 偏高、La Niña 年偏低的特征(图7a,b)。我们从水汽源地贡献和水汽输送过程的

346 对流活动两个方面分析 ENSO 影响水汽  $\delta D$  的机制。

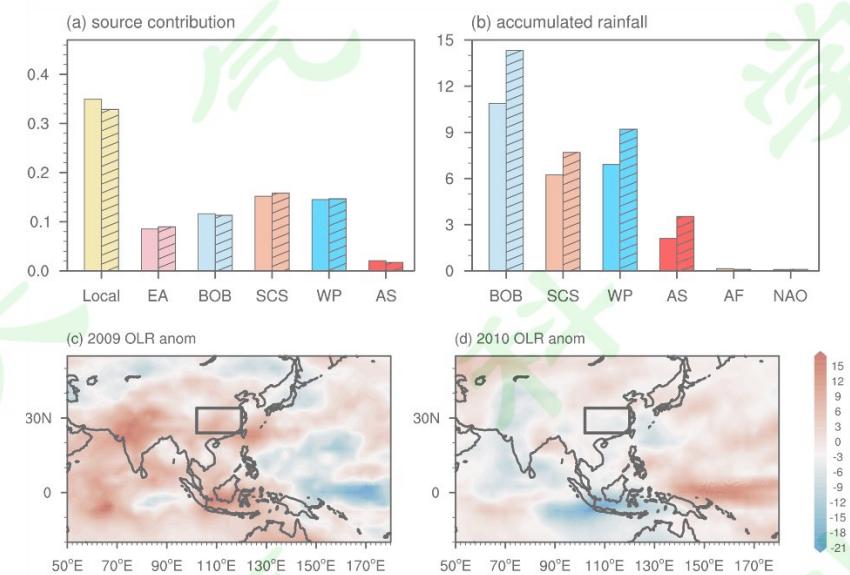


347

348 图 7 El Niño 年 JJAS (a)  $\delta D$  异常 (填色, 单位: ‰), 整层积分水汽通量异常  
349 (箭头, 单位:  $300\text{kg}/(\text{m}^*\text{s})$ ) 和 (c) 降水异常 (填色, 单位:  $\text{mm}/\text{day}$ ), 850hPa  
350 风场异常 (箭头, 单位:  $\text{m}/\text{s}$ ); (b) (d) 同 (a) (c), 但对应 La Niña 年  
351 Fig. 7. (a) JJAS  $\delta D$  anomalies (shaded, unit: ‰) and vertically integrated moisture flux  
352 anomalies (vectors, unit:  $300\text{kg}/(\text{m}^*\text{s})$ ) in El Niño year. (c) Precipitation anomalies  
353 (shaded, unit:  $\text{mm}/\text{day}$ ) and 850hPa wind anomalies (vectors, unit:  $\text{m}/\text{s}$ ) in El Niño year.  
354 (b)(d) Same as (a)(c), but for La Niña year

355 前人研究结果表明, ENSO 影响东亚稳定同位素的机制主要是通过环流效应  
356 (Tan, 2013; Yang et al., 2019; Wang et al., 2020b), 即大气环流的变化影响了来自  
357 远源水汽 ( $\delta D$  偏低) 和近源水汽 ( $\delta D$  偏高) 的比值, 导致东亚地区水汽  $\delta D$  呈  
358 现出显著的年际变化。本文结果表明, El Niño 年水汽  $\delta D$  偏高时, 近源 (南海和  
359 西太平洋) 的水汽贡献较之 La Niña 年减少 0.8%, 而远源 (孟加拉湾和阿拉伯  
360 海) 的水汽贡献增加 0.7% (图 8a)。这种结果与环流效应相反, 但是与 Cai et al.  
361 (2017) 和 Gao et al. (2018) 的结论相似, 他们的分析认为水汽源地贡献对降水稳  
362 定同位素的年际变化没有影响。Ruan et al. (2019) 基于美国 NOAA 开发的混合  
363 单粒子拉格朗日综合轨迹模式 (HYSPLIT) 的分析结果, 也表明水汽源地贡献与  
364 环流效应理论相反。Zhang et al. (2020) 对 ENSO 冷、暖位相下水汽源地进行分  
365 析, 也发现水汽源地变化不大。因此, 将稳定同位素的年际变化与水汽源地贡献  
366 建立联系的证据尚不充分。

367 我们进一步分析过程累积降水的变化。在 La Niña 年，热带海洋的过程累积  
 368 降水较之 El Niño 年增加了 32.8% (图 8b)，表明 La Niña 年热带水汽源地累积对  
 369 流活动更强，水汽输送过程的对流贫化作用使得到达目标区域水汽  $\delta D$  更低。进  
 370 一步通过 OLR 异常的空间分布进行验证，OLR 越低，表明对流活动越强。结果  
 371 如图 8 所示，在 El Niño 发展过程中，热带太平洋中东部异常增暖，Walker 环流  
 372 减弱，海洋性大陆及其周边地区的异常下沉运动使对流受到抑制，因此大部分热  
 373 带海洋源区（例如印度洋和海洋性大陆）的 OLR 为正异常（图 8c），对流活动较  
 374 弱，降水偏少（图 7c），到达东亚地区的水汽  $\delta D$  偏高，La Niña 年 OLR 为负异常  
 375 （图 8d），对流活动较强，降水偏多（图 7d），到达东亚地区的水汽  $\delta D$  偏低。  
 376 综上，上游季风水汽通道的累积降水对下游东亚季风区的稳定同位素年际变化影  
 377 响显著。



378

379 图 8 (a) ENSO 不同位相水汽源地贡献 (填色是 El Niño 年，填色加斜杠为 La  
 380 Niña 年); (b) 与 (a) 相同，但对应水汽源地累积降水量 (单位:  $10^{16}\text{kg}$ ); (c)  
 381 El Niño 年和 (d) La Niña 年 OLR 异常 (单位:  $\text{W/m}^2$ )

382 **Fig. 8.** (a) Contribution of moisture sources (shaded bars are El Niño year, shaded plus  
 383 slash bars are La Niña year). (b) Same as (a), but for accumulated rainfall over water  
 384 vapor transport paths (units:  $10^{16}\text{kg}$ ). (c) JJAS OLR anomalies (units:  $\text{W/m}^2$ ) in El Niño  
 385 year. (d) Same as (c), but for La Niña year

#### 386 4. 总结和讨论

387 本文基于卫星遥感观测的大气水汽  $\delta D$  数据和 FLEXPART 水汽追踪方法，  
388 在季节和年际尺度上，分析了中国东部石笋氧同位素区域水汽  $\delta D$  的变化特征及  
389 其机理，主要结论归纳如下：

390 (1) 中国水汽  $\delta D$  表现出从南向北逐渐降低的特征，东部季风区的石笋氧  
391 同位素主要分布在 ( $24^{\circ}\text{N}$ - $34^{\circ}\text{N}$ ,  $102^{\circ}\text{E}$ - $120^{\circ}\text{E}$ ) 区域，该区域水汽  $\delta D$  分布比较  
392 均匀，水汽输送特征相近。对于中国东部石笋氧同位素区域，来自西风路径的空  
393 气块数量多，比湿小，而来自热带海洋的空气块数量少，比湿大，因此欧亚大陆  
394 和热带海洋都是该区域重要水汽源地，此外，局地蒸散发再循环的水汽贡献约为  
395 三分之一。

396 (2) 在季节尺度上，水汽  $\delta D$  的值在春冬季较高，夏末秋初较低，这种特征  
397 与局地气象因子（如温度、降水）的相关关系不显著。不同水汽源地的相对贡献  
398 可以部分解释水汽  $\delta D$  的季节变化，但是两者的相关关系较弱。过程累积降水和  
399 水汽  $\delta D$  显著负相关，因此水汽输送路径上的累积降水是水汽  $\delta D$  季节变化的主  
400 要影响因素。

401 (3) 在年际变率上，针对 2009-2010 年的 ENSO 个例事件进行分析，结果  
402 表明水汽  $\delta D$  的值在 El Niño 年夏季异常偏高，在 La Niña 年夏季异常偏低，过程  
403 累积降水在 El Niño 年明显少于 La Niña 年，而水汽源地贡献的年际变化相对较  
404 小。因此 ENSO 影响水汽  $\delta D$  年际变化的机制主要是通过上游水汽输送路径上的  
405 累积对流活动，上游累积对流活动增强（减弱）时，水汽输送过程的累积降水量  
406 增多（减少），东亚地区水汽  $\delta D$  偏低（偏高）。

407 本文的研究表明，水汽输送路径上的累积降水是决定东亚地区水汽  $\delta D$  季节  
408 变化和年际变率的主要原因，这与前人分析发现印度季风水汽传输上游的印度北  
409 部区域对流活动对青藏高原南部稳定同位素具有重要影响的结论相似 (Cai et al.,  
410 2017; Gao et al., 2018)。但前人也有研究表明中国洞穴  $\delta^{18}\text{O}$  的年际变化与水汽  
411 源地位置的变化密切相关，而水汽源地位置变化与季风环流强度有关 (Hu et al.,  
412 2019)。因此，未来还需利用具有水汽标记模块的同位素模式，进一步识别中国  
413 东部地区降水  $\delta^{18}\text{O}$  的主要水汽源地，研究影响降水  $\delta^{18}\text{O}$  的年际变化的主导因素。

## 参考文献

- 415 1. Adler R F, Sapiano M R P, Huffman G J, et al. 2018. The Global Precipitation  
416 Climatology Project (GPCP) Monthly Analysis (New Version 2.3) and a Review  
417 of 2017 Global Precipitation[J]. *Atmosphere*, 9: 14.
- 418 2. Araguas-Araguas L, Froehlich K, Rozanski K. 1998. Stable isotope composition  
419 of precipitation over southeast Asia[J]. *Journal of Geophysical Research-  
420 Atmospheres*, 103: 28721-28742.
- 421 3. Araguas-Araguas L, Froehlich K, Rozanski K. 2000. Deuterium and oxygen-18  
422 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture[J]. *Hydrological  
423 Processes*, 14: 1341-1355.
- 424 4. Baker Alexander J, Sodemann Harald, Baldini James U L, et al. 2015. Seasonality  
425 of westerly moisture transport in the East Asian summer monsoon and its  
426 implications for interpreting precipitation  $\delta^{18}\text{O}$ [J]. *Journal of Geophysical  
427 Research: Atmospheres*, 120: 5850-5862.
- 428 5. Cai Zhongyin, Tian Lide. 2016a. Atmospheric controls on seasonal and  
429 interannual variations in the precipitation isotope in the East Asian monsoon  
430 region[J]. *Journal of Climate*, 29: 1339-1352.
- 431 6. Cai Zhongyin, Tian Lide. 2016b. Processes Governing Water Vapor Isotope  
432 Composition in the Indo-Pacific Region: Convection and Water Vapor Transport.  
433 [J]. *Journal of Climate*, 29: 8535-8546.
- 434 7. Cai Zhongyin, Tian Lide, Bowen Gabriel J. 2017. ENSO variability reflected in  
435 precipitation oxygen isotopes across the Asian Summer Monsoon region[J]. *Earth  
436 and Planetary Science Letters*, 475: 25-33.
- 437 8. Cai Zhongyin, Tian Lide, Bowen Gabriel J. 2018. Spatial-seasonal patterns reveal  
438 large-scale atmospheric controls on Asian Monsoon precipitation water isotope  
439 ratios[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 503: 158-169.

- 440 9. 程海, 艾思本, 王先锋, 等. 2005. 中国南方石笋氧同位素记录的重要意义  
441 [J]. 第四纪研究, (02):157-163. Cheng Hai, Ai siben, Wang Xianfeng, et al.  
442 2005. OXYGEN ISOTOPE RECORDS OF STALAGMITES FROM  
443 SOUTHERN CHINA[J]. Quaternary Sciences, (02):157-163.
- 444 10. Cheng Hai, Zhang Haiwei, Cai Yanjun et al. 2021. Orbital-scale Asian summer  
445 monsoon variations: Paradox and exploration[J]. Science China Earth Sciences, 64:  
446 529-544.
- 447 11. Cosford J, Qing H R, Eglington B. et al., 2008. East Asian monsoon variability  
448 since the Mid-Holocene recorded in a high-resolution, absolute-dated aragonite  
449 speleothem from eastern China[J]. Earth Planet Sci Lett, 275: 296-307.
- 450 12. Dansgaard W. 1964. Stable Isotope in Precipitation[J]. Tellus, 16.
- 451 13. Field R D, Jones D B A, Brown D P. 2010. Effects of postcondensation exchange  
452 on the isotopic composition of water in the atmosphere[J]. Journal of Geophysical  
453 Research-Atmospheres, 115.
- 454 14. Fleitmann D, Burns S J, Neff U, et al. 2004. Palaeoclimatic interpretation of high-  
455 resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems  
456 from Southern Oman[J]. Quaternary Science Reviews, 23: 935-945.
- 457 15. Galewsky J, Steen-Larsen H C, Field R D, et al. 2016. Stable isotopes in  
458 atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle[J]. Reviews of  
459 Geophysics, 54: 809-865.
- 460 16. Gao Jing, Masson-Delmotte Valerie, Risi Camille, et al. 2013. What controls  
461 precipitation  $\delta^{18}\text{O}$  in the southern Tibetan Plateau at seasonal and intra-seasonal  
462 scales? A case study at Lhasa and Nyalam[J]. Tellus B: Chemical and Physical  
463 Meteorology, 65: 21043.
- 464 17. Gao Jing, He You, Masson-Delmotte Valerie, et al. 2018. ENSO effects on annual  
465 variations of summer precipitation stable isotopes in Lhasa, southern Tibetan  
466 Plateau[J]. Journal of Climate, 31: 1173-1182.

- 467 18. Graf P, Wernli H, Pfahl S, et al. 2019. A new interpretative framework for below-  
468 cloud effects on stable water isotopes in vapour and rain[J]. Atmospheric  
469 Chemistry and Physics, 19: 747-765.
- 470 19. He You, Risi Camille, Gao Jing, et al. 2015. Impact of atmospheric convection on  
471 south Tibet summer precipitation isotopologue composition using a combination  
472 of in situ measurements, satellite data, and atmospheric general circulation  
473 modeling[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120: 3852-3871.
- 474 20. Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. 2008. Quantification of Holocene Asian  
475 monsoon rainfall from spatially separated cave records[J]. Earth and Planetary  
476 Science Letters, 266: 221-232.
- 477 21. Hu Jun, Emile - Geay Julien, Tabor Clay et al. 2019. Deciphering Oxygen Isotope  
478 Records From Chinese Speleothems With an Isotope - Enabled Climate Model[J].  
479 Paleoceanography and Paleoclimatology, 34: 2098-2112.
- 480 22. Jiang Zhihong, Jiang Shuai, Shi Yi et al. 2017. Impact of moisture source variation  
481 on decadal-scale changes of precipitation in North China from 1951 to 2010[J].  
482 Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 122: 600-613.
- 483 23. Kaspari S, Mayewski P, Kang S, et al. 2007. Reduction in northward incursions of  
484 the South Asian monsoon since ~1400 AD inferred from a Mt. Everest ice core[J].  
485 Geophysical Research Letters, 34.
- 486 24. Lee Jung-Eun, Fung In. 2008. “Amount effect” of water isotopes and quantitative  
487 analysis of post-condensation processes[J]. Hydrological Processes, 22: 1-8.
- 488 25. Li D, Tan L C, Cai Y J. et al., 2019. Is Chinese stalagmite delta O-18 solely  
489 controlled by the Indian summer monsoon?[J]. Clim Dyn, 53: 2969-2983.
- 490 26. Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing  
491 longwave radiation dataset[J]. Bulletin of the American Meteorological Society,  
492 77: 1275-1277.
- 493 27. Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C, et al. 2014a. Chinese cave records and the East Asia

- 494 Summer Monsoon[J]. Quaternary Science Reviews, 83: 115-128.
- 495 28. Liu ZhongFang, Yoshimura Kei, Kennedy Casey D, et al. 2014b. Water vapor delta  
496 D dynamics over China derived from SCIAMACHY satellite measurements[J].  
497 Science China-Earth Sciences, 57: 813-823.
- 498 29. Nlend B, Celle-Jeanton H, Risi C, et al. 2020. Identification of processes that  
499 control the stable isotope composition of rainwater in the humid tropical West-  
500 Central Africa[J]. Journal of Hydrology, 584: 12.
- 501 30. Oza H, Ganguly A, Padhy V, et al. 2020. Hydrometeorological processes and  
502 evaporation from falling rain in Indian sub-continent: Insights from stable isotopes  
503 and meteorological parameters[J]. Journal of Hydrology, 591: 11.
- 504 31. Pausata Francesco S R, Battisti David S, Nisancioglu Kerim H, et al. 2011.  
505 Chinese stalagmite  $\delta^{18}\text{O}$  controlled by changes in the Indian monsoon during a  
506 simulated Heinrich event[J]. Nature Geoscience, 4: 474-480.
- 507 32. Peng D D, Zhou T J, Zhang L X. 2020. Moisture sources associated with  
508 precipitation during dry and wet seasons over Central Asia[J]. Journal of Climate,  
509 2020:1-47.
- 510 33. Risi C, Bony S, Vimeux F, et al. 2008. Influence of convective processes on the  
511 isotopic composition ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$ ) of precipitation and water vapor in the tropics:  
512 2. Physical interpretation of the amount effect[J]. Geophysical Research Letters,  
513 113.
- 514 34. Risi C, Bony S, Vimeux F, et al. 2010. Understanding the Sahelian water budget  
515 through the isotopic composition of water vapor and precipitation[J]. Journal of  
516 Geophysical Research-Atmospheres, 115: 23.
- 517 35. Risi C, Noone D, Frankenberg C, et al. 2013. Role of continental recycling in  
518 intraseasonal variations of continental moisture as deduced from model  
519 simulations and water vapor isotopic measurements[J]. Water Resources Research,  
520 49: 4136-4156.

- 521 36. Ruan Jiaoyang, Zhang Hongyu, Cai Zhongyin, et al. 2019. Regional controls on  
522 daily to interannual variations of precipitation isotope ratios in Southeast China:  
523 Implications for paleomonsoon reconstruction[J]. Earth and Planetary Science  
524 Letters, 527.
- 525 37. Shi Yi, Jiang Zhihong, Liu Zhengyu et al. 2020. A Lagrangian Analysis of Water  
526 Vapor Sources and Pathways for Precipitation in East China in Different Stages of  
527 the East Asian Summer Monsoon[J]. Journal of Climate, 33: 977-992.
- 528 38. Sodemann H, Schwierz C, Wernli H. 2008. Interannual variability of Greenland  
529 winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic  
530 Oscillation influence[J]. Journal of Geophysical Research, 113.
- 531 39. Stohl Andreas, James Paul. 2004. A Lagrangian Analysis of the Atmospheric  
532 Branch of the Global Water Cycle. Part I: Method Description, Validation, and  
533 Demonstration for the August 2002 Flooding in Central Europe[J]. Journal of  
534 Hydrometeorology, 5: 656-678.
- 535 40. Stohl Andreas, James Paul. 2005. A Lagrangian Analysis of the Atmospheric  
536 Branch of the Global Water Cycle. Part II: Moisture Transports between Earth's  
537 Ocean Basins and River Catchments[J]. Journal of Hydrometeorology, 6: 961-984.
- 538 41. Sun Bo, Wang Huijun. 2014. Moisture Sources of Semiarid Grassland in China  
539 Using the Lagrangian Particle Model FLEXPART [J]. Journal of Climate, 27:  
540 2457-2474.
- 541 42. Sun Bo, Wang Huijun. 2015. Analysis of the major atmospheric moisture sources  
542 affecting three sub-regions of East China [J]. International Journal of Climatology,  
543 35: 2243-2257.
- 544 43. Sun Zhe, Yang Yan, Zhao Jingyao, et al. 2018. Potential ENSO effects on the  
545 oxygen isotope composition of modern speleothems: Observations from Jiguan  
546 Cave, central China[J]. Journal of Hydrology, 566: 164-174.
- 547 44. Tabor, Clay R, Otto - Bliesner Bette L, Brady Esther C et al. 2018. Interpreting

- 548 Precession - Driven  $\delta^{18}\text{O}$  Variability in the South Asian Monsoon Region[J].
- 549 Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 123: 5927-5946.
- 550 45. Tan Ming. 2013. Circulation effect: response of precipitation  $\delta^{18}\text{O}$  to the ENSO  
551 cycle in monsoon regions of China[J]. Climate Dynamics, 42: 1067-1077.
- 552 46. Tang Y, Pang H, Zhang W, et al. 2015. Effects of changes in moisture source and  
553 the upstream rainout on stable isotopes in precipitation – a case study in Nanjing,  
554 eastern China[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 19: 4293-4306.
- 555 47. Tang Yu, Song Xianfang, Zhang Yinghua, et al. 2017. Using stable isotopes to  
556 understand seasonal and interannual dynamics in moisture sources and  
557 atmospheric circulation in precipitation[J]. Tellus, 31: 4682-4692.
- 558 48. Thompson L G. 2000. A High-Resolution Millennial Record of the South Asian  
559 Monsoon from Himalayan Ice Cores[J]. Science, 289: 1916-1919.
- 560 49. Thompson L G, Yao Tandong, Davis Mary E. et al. 2018. Ice core records of  
561 climate variability on the Third Pole with emphasis on the Guliya ice cap, western  
562 Kunlun Mountains[J]. Quaternary Science Reviews, 188: 1-14.
- 563 50. Vuille M, Werner M, Bradley R S, et al. 2005. Stable isotopes in precipitation in  
564 the Asian monsoon region[J]. Journal of Geophysical Research, 110.
- 565 51. 王宁练, 姚檀栋. 2003. 冰芯对于过去全球变化研究的贡献[J]. 冰川冻土,  
566 (03):275-287. Wang Ninglian, Yao Tandong. 2003. Contributions of Ice Core  
567 to the Past Global Change Research[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,  
568 (03):275-287.
- 569 52. Wang Ninglian. 2003. Variations in air temperature during the last 100 years  
570 revealed by  $\delta^{18}\text{O}$  in the Malan ice core from the Tibetan Plateau[J]. Chinese  
571 Science Bulletin, 48: 2134.
- 572 53. 王林, 冯娟. 2011. 我国冬季降水年际变化的主模态分析[J]. 大气科学,  
573 35(06):1105-1116. Wang Lin and Feng Juan. 2011. Two Major Modes of the  
574 Wintertime Precipitation over China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,

- 575 1105-1116.
- 576 54. Wang Quan, Zhao Kan, Yang Shaohua et al. 2020. THE RESPONSE OF  
577 PRECIPITATION delta~(18)O IN YONGXING CAVE, HUBEI PROVINCE TO  
578 ENSO,2015 [J]. Quaternary Sciences, 40: 985-991.
- 579 55. Wang Y J, Cheng H, Edwards R L et al., 2001. A high-resolution absolute-dated  
580 Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China[J]. Science, 294: 2345-  
581 2348.
- 582 56. Wang Y J, Cheng H, Edwards R L et al., 2005. The Holocene Asian monsoon:  
583 Links to solar changes and North Atlantic climate[J]. Science, 308: 854-857.
- 584 57. Wang Y Z, Hu C Y, Ruan J Y, et al. 2020a. East Asian Precipitation delta O-18  
585 Relationship With Various Monsoon Indices[J]. Journal of Geophysical Research-  
586 Atmospheres, 125: 15.
- 587 58. Wei Zhongwang, Lee Xuhui, Liu Zhongfang, et al. 2018. Influences of large-scale  
588 convection and moisture source on monthly precipitation isotope ratios observed  
589 in Thailand, Southeast Asia[J]. Earth and Planetary Science Letters, 488: 181-192.
- 590 59. Wolf A, Roberts W H G, Ersek V, et al. 2020. Rainwater isotopes in central  
591 Vietnam controlled by two oceanic moisture sources and rainout effects[J].  
592 Scientific Reports, 10: 14.
- 593 60. Worden John, Bowman Kevin, Noone David, et al. 2006. Tropospheric emission  
594 spectrometer observations of the tropospheric HDO/H2O ratio: Estimation  
595 approach and characterization[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres,  
596 111.
- 597 61. Worden J, Noone D, Bowman K, et al. 2007. Importance of rain evaporation and  
598 continental convection in the tropical water cycle[J]. Nature, 445: 528-532.
- 599 62. Worden J, Noone D, Galewsky J, et al. 2011. Estimate of bias in Aura TES  
600 HDO/H2O profiles from comparison of TES and in situ HDO/H2O measurements  
601 at the Mauna Loa observatory[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 11: 4491-

- 602 4503.
- 603 63. Wu H W, Li X Y, Zhang J M, et al. 2019. Stable isotopes of atmospheric water  
604 vapour and precipitation in the northeast Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Hydrological  
605 Processes, 33: 2997-3009.
- 606 64. Yang H, Johnson K R, Griffiths M L, et al. 2016. Interannual controls on oxygen  
607 isotope variability in Asian monsoon precipitation and implications for  
608 paleoclimate reconstructions[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,  
609 121: 8410-8428.
- 610 65. Yang Y, Yang R, Cao Jie, et al. 2019. Relationship between the Asian summer  
611 monsoon circulation and speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  of Xiaobailong cave[J]. Climate  
612 Dynamics, 53: 6351-6362.
- 613 66. Yao T D, Guo X J, Thompson L, et al. 2006. delta O-18 record and temperature  
614 change over the past 100 years in ice cores on the Tibetan Plateau[J]. Science in  
615 China Series D-Earth Sciences, 49: 1-9.
- 616 67. Yao T D, Masson-Delmotte V, Gao J, et al. 2013. A review of climatic controls on  
617  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations[J].  
618 Reviews of Geophysics, 51: 525-548.
- 619 68. Yoshimura K. 2015. Stable Water Isotopes in Climatology, Meteorology, and  
620 Hydrology: A Review[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 93: 513-  
621 533.
- 622 69. Yuan D X, Cheng H, Edwards R L. et al., 2004. Timing, duration, and transitions  
623 of the Last Interglacial Asian Monsoon[J]. Science, 304: 575-578.
- 624 70. Zhang, Haiwei, Ait Brahim Yassine, Li Hanying et al. 2019. The Asian summer  
625 monsoon: Teleconnections and forcing mechanisms—A review from Chinese  
626 speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  records[J]. Quaternary, 2: 26.
- 627 71. Zhang Haiwei, Cheng Hai, Cai Yanjun et al. 2020. Effect of precipitation  
628 seasonality on annual oxygen isotopic composition in the area of spring persistent

- 629 rain in southeastern China and its paleoclimatic implication[J]. Climate of the Past,  
630 16: 211-225.
- 631 72. Zhang Haiwei, Zhang Xu, Cai Yanjun et al. 2021. A data-model comparison  
632 pinpoints Holocene spatiotemporal pattern of East Asian summer monsoon[J].  
633 Quaternary Science Reviews, 261.
- 634 73. 张洁,周天军,宇如聪, 等. 2009. 中国春季典型降水异常及相联系的大气水汽  
635 输送[J]. 大气科学, 33(01):121-134. Zhang J, Zhou T J, Yu R C, et al., 2009.  
636 Atmospheric Water Vapor Transport and Corresponding Typical Anomalous  
637 Spring Rainfall Patterns in China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,  
638 33(01):121-134.
- 639 74. 张婉君, 章新平, 姚天次, 等. 2017. 降水稳定同位素的 iAWBM 模拟及其与  
640 GNIP 实测值的比较[J]. 环境科学学报, 37: 538-544. Zhang W J, Zhang X P,  
641 Yao T C, et al., 2017. Comparison of stable isotopes in precipitation simulated by  
642 iAWBM with GNIP observations [J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 37: 538-544.