

1 投稿日期：2021/9/15

2 热带大气对流垂直结构与降水模拟偏差的关系：基于 GAMIL3 的
3 分析

4 任子坤^{1,2}，周天军^{1,2}，郭准^{1,3}，陈晓龙¹，李立娟¹，吴波¹

5 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，北京 100029

6 2 中国科学院大学，北京 100049

7 3 中国科学院气候变化研究中心 CCRC，北京 100029

8
9
10 **创新点：**首次系统评估了中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数
11 值模拟国家重点实验室（LASG/IAP）发展的最新版本的格点大气环流模式
12 GAMIL3 对于热带对流垂直结构的模拟能力，揭示了大气环流模式中热带大气对
13 流垂直结构与降水模拟偏差的关系。

14
15 **重要意义：**积云对流过程是当前气候模式亟待解决的问题，也是模式不确定性的
16 重要来源。因此，从对流垂直结构的角度开展对大气环流模式热带降水性能的精
17 细化评估，一方面可以为模式的未来发展和改进提供建议，另一方面也有助于减
18 小热带降水模拟的不确定性。

收稿日期 2021-10-08；网络预出版日期

通讯作者 周天军，E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

资助项目 资助项目 中国科学院“国际伙伴计划-国际大科学计划培育专项”项目“全球季风模拟研究国际计划”（资助号 134111KYSB20160031）、第二次青藏科考项目（STEP）（资助号 2019QZKK0102）

Funded by International Partnership Program of Chinese Academy of Sciences (Grant No. 134111KYSB20160031), and the Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) program (grant No 2019QZKK0102)

19 热带大气对流垂直结构与降水模拟偏差的关系：基于 GAMIL3 的 20 分析

21 任子坤^{1,2}，周天军^{1,2}，郭准^{1,3}，陈晓龙¹，李立娟¹，吴波¹

22 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，北京 100029

23 2 中国科学院大学，北京 100049

24 3 中国科学院气候变化研究中心 CCRC，北京 100029

25

26 **摘要** 针对 LASG/IAP 发展的大气环流模式 GAMIL2 (G2)和 GAMIL3(G3)，
27 评估了其对热带降水气候态以及对流垂直结构的模拟能力，在此基础上探究了新
28 版本模式降水模拟改进的原因以及热带对流垂直结构与降水模拟偏差的关系。两
29 个版本的 GAMIL 都较好地捕捉到了热带降水的主要特征，且 G3 的模拟结果整
30 体优于 G2。新版本的主要改进在于显著减小了热带西北太平洋正降水偏差。水
31 汽收支诊断显示，模式降水偏差主要来源于蒸发项和水汽垂直平流动力项，而后
32 者的偏差则来自于对流强度和对流垂直结构的共同作用。对流垂直结构偏差主要
33 存在于赤道印度洋与赤道大西洋区域，表现为大气低层辐合分量偏小，对流卷出
34 层高度偏高；在热带西北太平洋与赤道东太平洋区域，模式较好地还原了典型的
35 “头重型”和“脚重型”对流垂直结构，但依然存在有整体性的对流偏深。湿静
36 力能 (MSE) 收支显示，热带西北太平洋区域过量的净能量通量是模式垂直运动
37 偏差的主要来源。而对流垂直结构偏深造成的总湿稳定度 (gross moist stability,
38 GMS) 偏大，在一定程度上抵消了模式中的净能量通量偏差，抑制了模拟的对流
39 强度。诊断结果显示，G3 中热带西北太平洋区域的降水改善主要源于对流强度
40 正偏差的减小。G3 中对流阈值和层云阈值的下调，使得对流发生频率增加，从
41 而抑制了过大的对流强度。热带对流垂直结构与降水偏差有着紧密且多样的联系，
42 在未来模式发展中应当予以重视。

43 **关键词** GAMIL 热带海洋降水 对流垂直结构 GMS

44 **Relationship between vertical convection structure and precipitation**
45 **simulation bias in the tropical atmosphere: An analysis based on**
46 **GAMIL3**

47 REN Zikun^{1,2}, ZHOU Tianjun^{1,2}, GUO Zhun^{1,2}, CHEN Xiaolong^{1,2}, LI Lijuan¹, WU
48 Bo¹

49 1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid
50 Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
51 2 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing
52 100049

53 **Abstract:** Based on the LASG/IAP developed general circulation model GAMIL2 (G2)
54 and GAMIL3 (G3), the simulation ability of tropical precipitation and convective
55 vertical structure was evaluated, and the reasons for the improvement of precipitation
56 simulation and the relationship between the vertical structure of tropical convection and
57 precipitation simulation deviations were explored. Both versions of GAMIL precisely
58 capture the main characteristics of tropical precipitation, while G3's simulation are
59 globally accurate than G2. The main improvement of the new version is to significantly
60 reduce the positive precipitation bias in the tropical northwest Pacific Ocean. The water
61 vapor budget diagnosis shows that the precipitation deviation mainly come from the
62 evaporation term and the vertical advection dynamic term, and the latter comes from
63 the combined effect of intensity of vertical motion and the vertical motion profiles. The
64 vertical structure deviation of convection mainly exists in equatorial Indian Ocean and
65 equatorial Atlantic Ocean areas, which mainly corresponds to weaker convergence
66 component in lower atmosphere and higher altitude of detrainment. In the tropical
67 northwest Pacific and equatorial Eastern Pacific, the typical "top-heavy" and "bottom-
68 heavy" characteristic of the vertical motion profile are well represented, but the deeper
69 convection than reanalysis data is still eminent. The wet static energy (MSE) budget
70 shows that the excess net energy flux over the tropical Northwest Pacific is the main
71 source of the modeled vertical motion deviation. However, the deeper vertical
72 convective structure results in a larger gross moist stability (GMS), which offset the net
73 energy flux deviation and inhibited the simulated convective intensity. the significant
74 improvement of precipitation simulation in the tropical northwest Pacific in G3 Is
75 mainly due to the reduction of positive deviation of convective intensity. The down-
76 regulation of convective threshold and stratus threshold in G3 increase the frequency
77 of convection and inhibits excessive intensity of vertical motion. The vertical structure

78 of tropical convection has various and close relationships with precipitation deviation,
79 which should be paid more attention to in future model development.

80 **Keywords:** GAMIL, Ocean precipitation, Vertical structure of convection, GMS

81

82 1. 引言

83 降水过程是水循环研究的核心环节。从物质循环的角度看，降水把大气环流
84 过程与陆地水文过程紧密地联系在一起，决定着河流的旱涝和植被作物的生长状
85 况；从能量循环的角度来看，降水对应着大气中水汽凝结带来的潜热释放，为大
86 气热机提供了重要的能量来源，影响了热带大气环流的运作。因此，降水是气候
87 预测和气候变化研究的核心议题。

88 降水过程涉及云微物理、积云对流和边界层等系列复杂物理过程及与动力过
89 程的相互作用，气候模式对这些过程的刻画能力将最终影响到降水场的模拟。因
90 此，模式降水场的模拟好坏，被视为表征模式对各种过程及相互作用综合模拟能
91 力的重要指标(Dai 2006)。其中对云认识的不足被认为是环流模拟偏差及气候敏
92 感性不确定性的重要来源，它在很大程度上削减了气候模拟的信度(Bony et al.
93 2015; Larson et al. 1999; 周天军等, 2019a)，也为降水的模拟及预测带来了很大
94 的挑战。

95 对流是热带降水的主要来源，同时也是云-环流相互作用的重要产物(Bony et
96 al. 2015)。在气象观测和模拟技术日新月异的今天，对流的气候效应是亟待研究
97 的科学前沿。对于热带对流过程本身的动力特征，前人已有不少研究(Arakawa and
98 Schubert 1974; Emanuel 2007; Neelin 2007; Neelin and Yu 1994)。对流造成的动能
99 转换是一个时间尺度很短的快过程；因而，在较大的时空尺度上可以将气柱内动
100 能的收支略去，把对流过程的能量平衡视为对流运动向外辐散的能量与大尺度环
101 流及边界通量输入的近似平衡；这一近似特征被称为对流准平衡 (QE; Arakawa
102 and Schubert 1974; Emanuel 2007)。此外，对流过程被湿绝热过程强烈地约束(Betts
103 1986; Neelin and Yu 1994; Wills et al. 2017)，使得对流区的对流垂直结构具有很强
104 的稳健性，因此对流准平衡近似通常假定对流垂直结构维持湿绝热状态(Emanuel
105 2007)。对流准平衡近似被许多对流参数化方案使用(Arakawa 2004)，取得了良好
106 的模拟效果。

107 热带对流区对流垂直结构的稳健性，衍生出了一系列基于理论或是经验的变
108 量分离方法，用于提取热带垂直运动廓线的模态(Back and Bretherton 2009a; Back
109 et al. 2017; Chen et al. 2016; Yu and Neelin 1997)。理论推导与资料分析表明，热带
110 垂直运动的主要模态是对流中心位于中高层大气的“头重型 (top-heavy)”深对

111 流；在印太暖池等海温较高的区域该模态十分稳健，将下垫面和环流输入的能量
112 向外辐散以维持较长时间尺度上的局地能量平衡(Back and Bretherton 2006; Back
113 and Bretherton 2009a; Neelin and Yu 1994)。在中东太平洋等 ITCZ 较为狭长的区
114 域，对流表现为对流中心位于低层的“脚重型 (bottom-heavy)”浅对流特征；与
115 深对流相反，这种对流特征将周围大气的湿静力能辐合进气柱，抵消环流和边界
116 损耗的能量(Back and Bretherton 2009b; Back et al. 2017; Fuchs - Stone et al. 2020)。
117 近期研究发现，东太平洋 ITCZ 区域的浅模态强度与海洋厄尔尼诺指数显著相关；
118 在厄尔尼诺年，东太平洋对流加深，对应了增暖的海温和增强的降水(Chen and Yu
119 2021)。因此，评估气候模式中的对流垂直结构，理解它与模式中降水、环流的关
120 系，对于提升模式对于热带降水的模拟技巧有重要意义。

121 近年来，已有不少学者根据热带大气的对流准平衡特征，从对流垂直结构的
122 角度来诊断热带降水对全球增暖的响应(Bui et al. 2019; Chen et al. 2016; Chou et
123 al. 2009; Cronin et al. 2020)。研究发现，全球增暖下对流的加深会使得总湿稳定度
124 GMS (gross moist stability) 增大，进而抑制对流，对局地降水响应造成影响(Chou
125 et al. 2009)。针对 CMIP3(CMIP5)的多模式诊断分析工作，强调了对流垂直结构
126 差异在全球增暖过程中对环流响应空间分布的贡献(Chen et al. 2016)。浅对流与
127 深对流发生频率的空间分布，影响了 GMS 在区域尺度的响应，在一定程度上决
128 定了热带海洋正降水响应的空间分布(Chen et al. 2016)。这些研究反映了降水响
129 应对对流垂直结构的敏感性。降水和环流对全球增暖的响应，已经得到了广泛的
130 研究(Ma et al. 2018; Ma et al. 2020)。在全球尺度上，多模式集合能够给出较为稳
131 健的热带降水预估(Held 2006)；但在区域尺度，较大的模式间不确定性却使得预
132 估的信度大打折扣(Bony et al. 2015)。这说明模式对于热带降水的模拟依然存在
133 很大的不足。对流垂直结构是模式不确定性的一个重要来源，从对流垂直结构的
134 角度开展对 CMIP6 模式热带降水性能的精细化评估，一方面可以为模式的未来
135 发展和改进提供建议，另一方面也有助于从消除不确定性的角度改善对热带降水
136 的预测和预估。

137 GAMIL 是中科院大气物理研究所自主研发格点大气环流模式。该大气模式
138 作为大气分量与其他气候模式分量耦合而成的 FGOALS-g 耦合模式，参与了
139 CMIP3, CMIP5 以及进行中的 CMIP6，被广泛应用于各类气候变率和气候变化的

140 研究(Li et al. 2020)。从 CMIP5 到 CMIP6, GAMIL 经历了一次版本升级。新发展
141 的 GAMIL3 (G3) 模式提高了时空分辨率, 改进了大量的物理过程参数化方案,
142 试验设计上也进行了一些调整(Li et al. 2020)。相较于 GAMIL2 (G2), G3 能够
143 更好地模拟出热带海洋降水的总量与分布特征(Li et al. 2020)。但这一提升的具体
144 原因尚不明确。因此, 本文计划通过水汽收支诊断、湿静力能诊断方法以及 GMS
145 诊断方法, 对 G3 热带降水气候态的模拟进行系统化的评估; 进一步揭示降水模
146 拟提升背后的原因。

147 本文的目的如下: 1) 基于观测事实, 比较 GAMIL3 与 GAMIL2 在热带海洋
148 气候态对流区的降水模拟技巧; 2) 从水汽收支的角度, 分析降水偏差的来源,
149 明确对流垂直结构在其中扮演的角色; 3) 通过湿静力能收支诊断, 揭示造成降
150 水偏差的能量收支偏差; 4) 评估 GAMIL 关于对流垂直结构的模拟性能, 探究
151 对流垂直结构与降水偏差的关系。

152 2. 资料和方法

153 2.1 模式简介

154 GAMIL 是中科院大气物理研究所自主研发的格点大气环流模式, 发展至今
155 经历过多次版本更迭, 存在三个正式版本(GAMIL1-3)。在物理过程的模拟上, G3
156 采用具有显式的夹卷过程和云顶辐射冷却的 1.5 阶边界层方案(Bretherton and
157 Park 2009; Sun et al. 2016)替换了 G2 使用的 1 阶闭合方案(Holtslag and Boville
158 1993); G3 中的湍流扩散系数由湍流动能计算得到, 而 G2 中直接给定垂直廓线;
159 G3 中对流动能的传输被合并到了对流参数化方案里(Wu et al. 2007), 这一调整带
160 来的主要物理过程包括: 垂直动量平流、云的卷出和对流强迫出的气压梯度力
161 (Wu et al. 2007; Zhang and Wu 2003)。此外, 湿变量的保守性质更好的表示了大
162 气内部湿绝热过程中的位相变化。

163 在云物理过程的处理上, G2 根据不同动力学特征, 把云分为三类, 分别进
164 行参数化处理: 对流云通过对流质量通量诊断得到; 层状云通过相对湿度诊断;
165 层积云则通过对流层低层稳定度 (LTS) 诊断得到。在 G3 中, 一个基于估算逆
166 温强度 (Estimated Inversion Strength, EIS) 的层积云方案被应用于层积云区域
167 (Guo and Zhou 2014), 取代了原有的对流层低层稳定度 (Lower Troposphere

168 Stability, LTS) 方案(Klein and Hartmann 1993)。此外, G3 下调了深对流触发的
169 相对湿度阈值与高层云形成的相对湿度阈值。

170 本文使用的模式试验资料为 G3 (G2) 在 CMIP6 (CMIP5) 标准下的 AMIP
171 试验结果。AMIP 试验利用 1979 年以来观测的海温和海冰作为边界条件驱动大
172 气模式(周天军等, 2019b)。

173 2.2 资料简介

174 本文使用的再分析资料为欧洲中期天气预报中心(European Centre for
175 Medium-Range Weather Forecasts, ECMRWF) 新一代再分析资料 ERA5(Hersbach
176 et al. 2020)。为方便比较, 所有数据均选取 1980-2009 年并统一插值到 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$
177 格点上, 垂直方向上选取 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、
178 150、100hPa 各层。

179 降水观测资料为 GPCP 2.3 (Global Precipitation Climatology Project dataset
180 version 2.3) 逐月降水(Adler et al., 2003)。

181 2.3 分析方法

182 2.3.1 水汽收支诊断与湿静力能诊断方法

183 在分析模式偏差原因时, 本文采用了水汽收支诊断方法、湿静力能诊断方法,
184 来解构偏差产生的原因。目前这一方法已被广泛运用于模式气候态降水差异的诊
185 断(Chen et al. 2020; Chou et al. 2009)。整层水汽收支诊断方程如下所示:

$$P' = -\langle \bar{\omega} \partial_p q' \rangle - \langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle - \langle \omega' \partial_p q' \rangle - \langle \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla q' \rangle + E' + residual \quad (1)$$

186 其中, $(-)$ 表示 ERA5 再分析资料的 1980-2009 年的年平均气候态; $()'$ 表示模式
187 模拟的同期气候态与 ERA5 再分析资料的偏差; 尖括号 $\langle \rangle$ 则代表了垂直方向上的
188 整层质量积分; ω 为 p 坐标系下的垂直运动; $\bar{\mathbf{V}}$ 为水平风矢量。此式中的降水 P 、
189 蒸发 E 的单位已转化为 W/m^2 ; 比湿 q 也乘上了蒸发潜热系数 L_v 转化为能量单位,
190 与湿静力能诊断方程中的各项保持量纲上的一致。

191 湿静力能收支平衡是约束热带对流区大气垂直运动的重要物理性质(Neelin
192 2007; Neelin and Held 1987)。通过湿静力能收支诊断能够回避温度方程和水汽方
193 程中相互抵消的大项, 即潜热项和凝结项; 从而突出那些量级偏小但在动力学过
194 程中作用显著的因子。此外, 湿静力能方程中汇聚了气柱中的各类能量源汇, 通

195 过诊断湿静力能方程,可以明确对流偏差的能量来源,揭示对流偏差形成的原因。
196 其收支诊断方程形式如下:

$$\langle \omega' \partial_p \bar{h} \rangle = -\langle \bar{\omega} \partial_p h' \rangle - \langle \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla (q + T) \rangle' + F'_{net} + residual \quad (2)$$

197 其中 $h = T + q + \varphi$, 代表湿静力能 (moist static energy; MSE), 温度 T 和比湿 q 已
198 分别乘上定压比热 c_p 和蒸发潜热系数 L_V , 转化为能量单位 J/kg ; φ 为位势能; F_{net}
199 代表大气净湿静力能通量。

200 其中, 湿焓平流偏差 $-\langle \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla (q + T) \rangle'$ 能够进一步分解为湿焓平流偏差的热力
201 项、动力项和非线性项:

$$\begin{aligned} -\langle \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla (q + T) \rangle' &= \\ &= -\langle \bar{\mathbf{v}}' \cdot \nabla (q + T) \rangle - \langle \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla (q' + T') \rangle - \langle \bar{\mathbf{v}}' \cdot \nabla (q' + T') \rangle \end{aligned} \quad (3)$$

202 大气净湿静力能通量 F_{net} 可以按照通量的方向和类型, 按下方公式分为九项(Wu
203 et al. 2017):

$$F_{net} = (S_t^\downarrow - S_t^\uparrow - R_t^\uparrow) - (-S_s^\uparrow + S_s^\downarrow - R_s^\uparrow + R_s^\downarrow - LH - SH) \quad (4)$$

204 上式第一个括号中的前三项是气柱顶的湿静力能通量。 S_t^\uparrow 和 S_t^\downarrow 代表向上及向下的
205 短波辐射通量; R_t^\uparrow 代表向外长波辐射。第二个括号中的六项则代表气柱下表面的
206 湿静力能通量。 S_s^\uparrow 和 S_s^\downarrow 分别代表向上及向下的短波辐射通量; R_s^\uparrow 和 R_s^\downarrow 分别代表向
207 上及向下的长波辐射通量; LH 和 SH 分别代表潜热通量和感热通量, 当加热海洋
208 时符号为正。通常把大气中涉及短波辐射的通量合并为净短波辐射通量 S ; 再把
209 三个长波辐射项分解整合为云长波辐射通量 R_{cloud} 和晴空长波辐射通量 $R_{clearsky}$
210 两项, 以便于分析能量通量的偏差。最终可以得到如下形式的净湿静力能通量偏
211 差方程:

$$F'_{net} = S' + R'_{clearsky} + R'_{cloud} + LH' + SH' \quad (5)$$

212 2.3.2 垂直运动的变量分离

213 热带对流区大气的强对流性质使得热带大气的垂直运动廓线被湿绝热过程
214 强烈约束, 因而热带气候态对流区的垂直运动廓线具有较强的时空一致性(Back
215 and Bretherton 2006)。根据这一特性, 前人常通过变量分离法将垂直运动偏差进
216 一步分解(Back and Bretherton 2009; Chen et al. 2016; Wills et al. 2017)。本文参照
217 Chen 等(2016)的分离方法, 但在分解中保留了垂直结构 Ω 的水平变化, 用以研究
218 对流垂直结构的对降水空间变率的影响, 其数学表达如下:

$$\omega(t, p, x, y) \approx \omega_l(t, x, y)\Omega(p, x, y) = \omega_{rebuild} \quad (6)$$

219 其中, $\Omega(x, y, p) = \bar{\omega} / \sqrt{\left(\sum_{i=P_S}^{P_t} \bar{\omega}_i^2 \delta p_i\right) \Delta P^{-1}}$, 是由垂直速度气候态除以其气压加
 220 权的 2-范数得到的局地垂直运动廓线; $\omega_l(t, x, y) = \sum_{i=P_S}^{P_t} \omega_i \cdot \Omega_i \delta p_i \Delta P^{-1}$, 是 ω 在气
 221 压维投影到 Ω 之上得到的气压加权内积, 用于表征垂直运动的强度, 其动力学意
 222 义相当于对流准平衡模式中的第一斜压模散度 $\nabla \cdot V_T$ (Yu and Neelin 1997);
 223 $\omega_{rebuild}$ 为分解后还原得到的垂直速度。需要注意的是, 这一分解能在多大程度上
 224 刻画垂直运动的时间变率依赖于对流垂直结构在时间维的稳定性。为此, 我们定
 225 义 Ω 的方差解释率 (V_Ω : variance fraction explained by Ω), 用以检测对流垂直结构的
 226 稳定性, 其数学公式如下:

$$V_\Omega = \|\omega_{rebuild} - \overline{\omega_{rebuild}}\|_{t,p}^2 / \|\omega - \bar{\omega}\|_{t,p}^2 \quad (7)$$

227 其中, $\|*\|_{t,p} = \sqrt{\sum_{j=t_0}^{t_e} \sum_{i=P_S}^{P_t} *_{j,i}^2 \delta p_i}$, 是一个在时间维上累加在垂直维上气压加权
 228 累积的 2-范数。这一参量定量表征了对流垂直结构 Ω 作为特征变量的方差解释率,
 229 能够通过方差贡献刻画对流结构的稳定性。

230 运用式 (6), 垂直平流动力偏差可进一步分解如下:

$$-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle = -\omega'_l \langle \bar{\Omega} \partial_p \bar{q} \rangle - \bar{\omega}_l \langle \Omega' \partial_p \bar{q} \rangle - \omega'_l \langle \Omega' \partial_p \bar{q} \rangle + residual \quad (8)$$

231 其中, $-\omega'_l \langle \bar{\Omega} \partial_p \bar{q} \rangle$ 为对流强度项, $-\bar{\omega}_l \langle \Omega' \partial_p \bar{q} \rangle$ 为对流结构项, $-\omega'_l \langle \Omega' \partial_p \bar{q} \rangle$ 为非线
 232 性项 (在分析中表为 NL)。这一分解的意义在于揭示模式高低层散度分布的模拟
 233 偏差对垂直平流动力偏差有多大贡献, 将对流强度和垂直结构偏差对降水的贡献
 234 区分开来。

235 2.3.3 总湿稳定度

236 应用公式 (6) 进行分解能够从湿静力能诊断中剥离出独立于垂直运动强度
 237 的总湿稳定度 (GMS), 使得我们可以从稳定性和能量收支的角度对对流强度偏
 238 差进行诊断分析。把 (6) 式带入湿静力能垂直平流项 $\langle \omega \partial_p h \rangle$, 可得到如下方程:

$$\langle \omega \partial_p h \rangle = -(P_T / g) M \omega_l \quad (9)$$

239 式中 $M = (g / P_T) \langle \bar{\Omega} \partial_p h \rangle$ (单位为 $J kg^{-1} Pa^{-1}$), 即一般概念下的 GMS (Back and
 240 Bretherton 2009; Chen et al. 2016; Neelin and Yu 1994; Yu et al. 1998), g 为重力加
 241 速度, P_T 为对流层气柱的厚度 (p 坐标系下单位为 pa)。该变量是考虑了大气湿
 242 过程的等效稳定度, 代表了在一个给定的对流垂直结构之下, 单位质量的气柱进
 243 行单位对流运动所要向外辐散的能量。

244 进一步对湿静力能诊断进行简化，将式（6）代入式（2）进而忽略除左边第
 245 一项和右边第一项以外的各项，而后根据 GMS 的内部构造进行线性展开，而后
 246 忽略非线性项，则有近似关系如下：

$$\langle \Omega' \partial_p \bar{h} \rangle \bar{\omega}_I + \langle \bar{\Omega} \partial_p \bar{h} \rangle \omega'_I \approx -\langle \bar{\Omega} \partial_p h' \rangle \bar{\omega}_I \quad (10)$$

247 整理后可得如下强度相对偏差和 GMS 相对偏差的反相关关系(Chen et al. 2016):

$$\omega'_I / \bar{\omega}_I \approx -M' / \bar{M} \approx -(M'_h / \bar{M} + M'_\Omega / \bar{M}) \quad (11)$$

248 其中， $M'_h = -(g/P_T) \langle \bar{\Omega} \partial_p h' \rangle$ 代表由 MSE 模拟偏差导致的 GMS 偏差，表示热力偏
 249 差； $M'_\Omega = -(g/P_T) \langle \Omega' \partial_p \bar{h} \rangle$ 代表由对流垂直结构偏差导致的 GMS 偏差，表示动力偏
 250 差。式（11）从能量收支的角度将对流垂直结构偏差与对流强度偏差联系在了一
 251 起，体现了对流垂直结构与对流强度、降水的能量学关联。

252 2.3.4 百分位数分箱方法

253 本文参照 Bui 与 Yu 提出的方法(2021)，依照月均降水，对格点上的对流垂
 254 直结构 Ω 进行百分位分箱。我们按照月平均降水的多寡，对研究区域内的空间格
 255 点按照所处的百分位分为 100 箱，每一箱内有 1%的格点。而后对各箱内样本的
 256 对流垂直结构进行平均，以此得到研究区域在月际尺度上的时空对流谱。

257 3. GAMIL 的热带降水模拟性能

258 3.1 热带降水气候态模拟偏差的水汽收支诊断

259 GPCP 观测降水场显示，热带辐合带（ITCZ）与南太平洋辐合带（SPCZ）是
 260 热带海洋降水最为显著的观测特征（图 1a）。ITCZ 是一条位于赤道附近环绕全球
 261 的雨带。在中东太平洋区域，ITCZ 常年位于赤道以北，雨带狭长且位置稳定；
 262 印太暖池与赤道大西洋的 ITCZ 也存在类似特征，但雨带的季节摆动更加强烈，
 263 影响范围更大。SPCZ 则是位于南太平洋的一条西北-东南向的广阔雨带，其降水
 264 强度在所罗门群岛附近达到最大，向东南方向衰减。作为有效吸收观测信息的模
 265 式输出，ERA5 再分析资料较好地捕捉到了上述观测特征，在热带对流区（图 1
 266 红线内区域）与 GPCP 观测资料的空间相关系数（PCC）达到了 0.97，均方根误
 267 差（RMSE）为 0.82。尽管 ERA5 在降水量级上存在一定的系统性高估，但对热
 268 带对流区降水的刻画显著优于模式降水，这保证了运用 ERA5 进行水汽收支诊断
 269 的可行性（图 1b,c,d）。

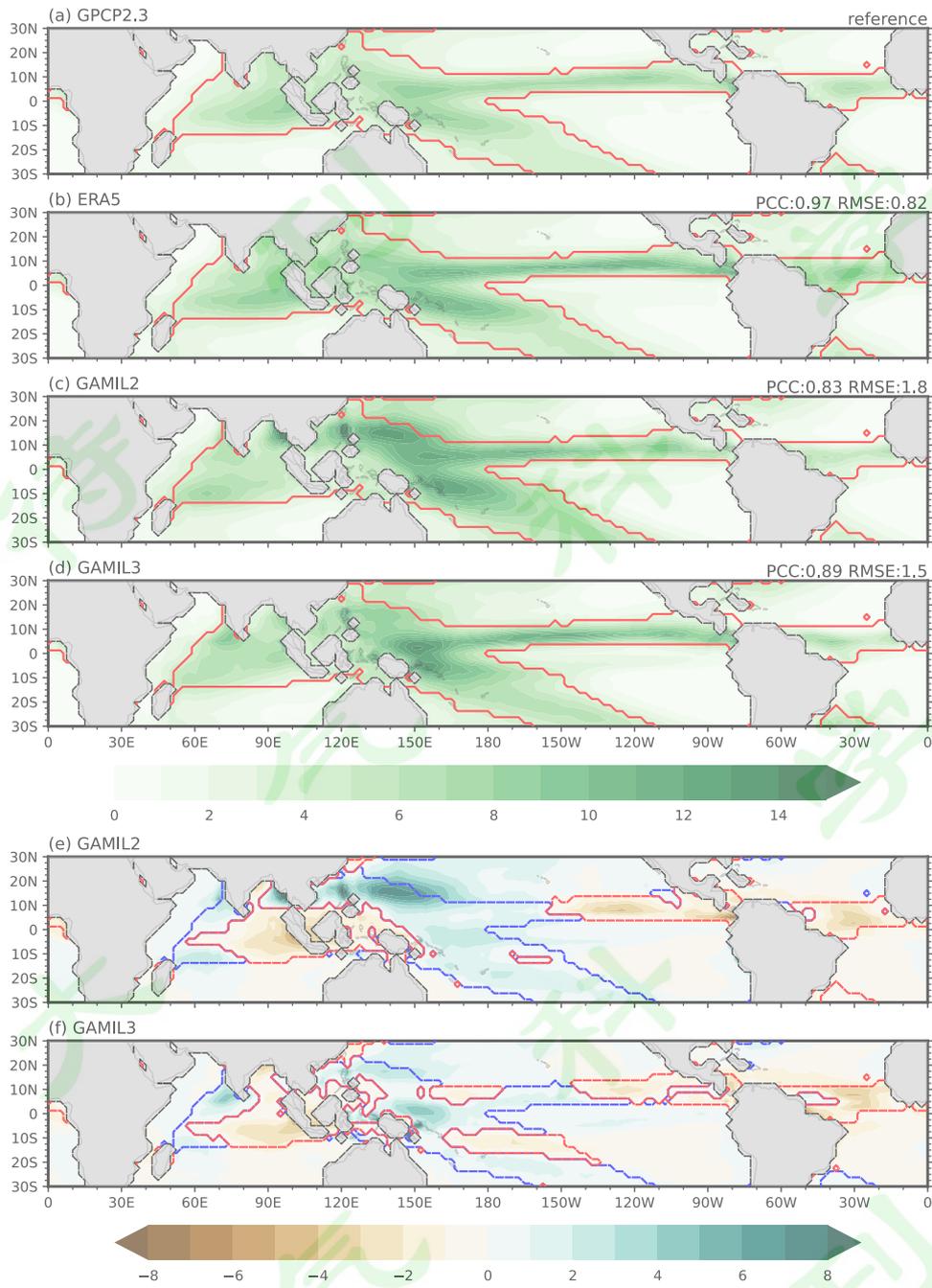
270 整体来看，两个版本的大气环流模式都较好地捕捉到了 ITCZ 与 SPCZ 的形
 271 态特征（图 1 c, d）；但就降水的强度和分布而言，G2 与 G3 都存在一定偏差（图
 272 1 e, f）。PCC 与 RMSE 等定量指标显示 G3 的降水场要整体优于 G2。G2 在热带
 273 西北太平洋区域存在一个正降水偏差中心；在热带西太平洋存在一致的降水偏强，
 274 在赤道东太平洋则为负降水偏差。在 G3 中，热带西北太平洋的降水正偏差强度
 275 较 G2 大幅减弱；西太平洋有部分区域由偏湿转为偏干，偏差的量级整体减小（图
 276 1 e, f）。G2 在苏门答腊岛以西的赤道印度洋区域、赤道东太平洋区域存在降水
 277 负偏差，这两处偏差在 G3 中也得到了一定改善（图 1 e, f）。此外 G2 在赤道大
 278 西洋区域也显示出降水负偏差，在 G3 中无明显改进（图 1 e, f）。

279 图 1 (a, b, c, d) 中的红线内区域是 ERA5 再分析资料中水汽垂直平流
 280 $-\langle \bar{\omega} \partial_p \bar{q} \rangle > 0$ 的区域，我们将其定义为热带气候态对流区。图 1 (e, f) 中的虚线
 281 内，则是根据降水偏差的正负对热带气候态对流区进一步划分得到的偏湿区和偏
 282 干区（表 1）。后续的水汽收支诊断会基于这一区域划分进行。

283 表 1 研究区域定义

284 Table 1 definition of study areas

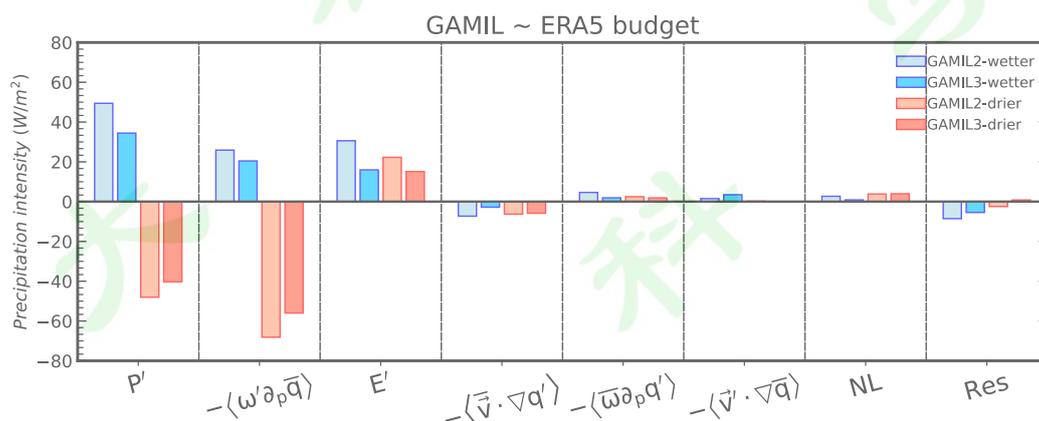
区域定义	$-\langle \bar{\omega} \partial_p \bar{q} \rangle$ (ERA5)	P' (GAMIL-ERA5)
对流区	> 0	-
偏湿区	> 0	> 0
偏干区	> 0	< 0



285
 286 图 1 热带年平均降水场 (1980-2009 年, 单位: mm day^{-1}): (a) GPCP2.3, (b) ERA5, (c)
 287 GAMIL2, (d) GAMIL3; 降水偏差场 (相对于 ERA5 降水资料, 单位: mm day^{-1}): (e)
 288 GAMIL2, (f) GAMIL3。(a, b, c, d) 中的红色实线表示 ERA5 资料中的气候态对流区的
 289 边界, 即 $-\langle \bar{\omega} \partial_p \bar{q} \rangle = 0$ 的等值线; (d, e) 中的红 (蓝) 色虚线表示模式模拟的偏干 (湿) 区
 290 边界。 (b, c, d) 右上角标注为各自降水场资料与 GPCP 降水资料的空间相关系数 (PCC) 和
 291 均方根误差 (RMSE, 单位: mm day^{-1})
 292 Fig 1 tropical spatial distribution of rainfall (unit: mm day^{-1}): (a) GPCP2.3, (b) ERA5, (c) GAMIL2,
 293 (d) GAMIL3, and the rainfall bias with respect to the ERA5 of GAMIL2 (e) and GAMIL3 (f). The
 294 red solid line in (a, b, c) is $-\langle \bar{\omega} \partial_p \bar{q} \rangle = 0$ contour, which denotes the boundary of convective
 295 zones, and the red (blue) dashed line in (d, e) denotes the boundary of drier (wetter) areas where
 296 $P' < 0$ ($P' > 0$) and overlapped with convective zones. The top-right labels in the (b, c, d) is the
 297 spatial pearson correlation coefficient (PCC) and root-mean-square error (RMSE) in reference to
 298 GPCP2.3

299 水汽收支诊断方法是以大气原始方程组中水汽方程为依据，发展出的降水偏
 300 差诊断方法(Chou et al. 2009)。图 1e,f 所展示的模式降水偏差可以通过此方法进
 301 行分解，从而将模式中的降水偏差与环流、水汽及蒸发偏差联系在一起。

302 水汽收支诊断的结果显示，模式降水偏差的主要来源是垂直平流动力项 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle$
 303 及蒸发项 E' 。在偏湿区，两个主要偏差项贡献相当，两者的共同作用导
 304 致了偏湿区的正降水偏差；在偏干区，垂直平流动力项是主导项，而蒸发项与之
 305 反号，部分抵消了主导项的正偏差（图 2）。比对 G2、G3 的偏差水汽收支，G3
 306 的各偏差项几乎都小于 G2。这很好地对应了图 1 显示的降水偏差分布情况。其
 307 中改进最为明显的是偏湿区的蒸发项，新版本的偏差较旧版本减少约一倍。蒸发
 308 项是全球尺度的系统性偏差，在偏干偏湿区同号且量级相当，对降水偏差的干湿
 309 分布贡献较小；而垂直平流动力项在偏干偏湿区反号，且量级与干湿区的降水偏
 310 差相当，这说明是垂直平流动力项的空间分布造成了图 1 中热带干湿偏差分布的
 311 空间特征。



312 图 2 偏干区与偏湿区降水偏差的水汽收支诊断（单位： W/m^2 ）。图中，蓝(红)色柱代表偏湿
 313 (干)区，浅(深)色柱代表 GAMIL2(GAMIL3)。横坐标刻度上的各项含义参见 2.3.1
 314 Figure 2 the moisture budget bias averaged over the wetter (drier) areas (unit: W/m^2). bars in blue
 315 (red) color denote the wetter (drier) area, in lighter (heavier) color denote GAMIL2 (GAMIL3). See
 316 2.3.1 for the meanings of the items on the abscissa scale
 317

318 3.2 水汽垂直平流动力偏差的进一步分解

319 水汽收支诊断分析表明，垂直平流动力项对降水偏差的量级与空间分布有重
 320 要贡献。下面进一步采用 2.3.2 节中对水汽垂直平流动力偏差项 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle$ （下称：
 321 动力偏差）的进一步分解方法，即式（8），探究对流强度项和对流垂直结构项对
 322 动力偏差的贡献。在水汽收支诊断中，对流垂直结构反映了气柱中散度的高低层
 323 分配；水汽集中于低层向高层递减的垂直分布特征，使对流垂直结构能够直接影

324 响到水汽的垂直输送。如果气柱整层积分的垂直质量输送不变，那么对流垂直结
325 构所反映的散度分布情况就在很大程度上决定了水汽垂直平流的多寡。通常情况
326 下，对流中心位于低层，质量辐合集中于低层的“脚重型”浅对流结构水汽输送
327 效率较高；对流中心较高，辐合分布于中低层的“头重型”深对流结构效率较低。

328 图 3 展示了动力偏差项的分解结果，残差项量级极小，显示了该分解的可行
329 性（图 3 a5, b5）。为更好地探究不同区域动力偏差的成因，我们根据对流偏差
330 和方差解释率 V_{Ω} 的分布情况（图 4 A），定义了四个具有代表性的关键区域（图
331 3; 表 2），从西到东依次为：赤道印度洋（TEI, 棕色线）、热带西北太平洋（WNP,
332 蓝色线）、热带东太平洋（EP, 红色线）、赤道大西洋区域（TA, 紫色线）。四个
333 区域都位于表 1 划分的对流区内，且 WNP 区域内 $V_{\Omega} > 60\%$ 。动力偏差 $-\langle\omega'\partial_p\bar{q}\rangle$
334 的分布情况（图 3 a1, b1）与图 1（e, f）所展示的降水分布一致，反映了动力
335 偏差对降水偏差空间变率的重要贡献，印证了 3.1 节的分析结果。G2 与 G3 的动
336 力偏差在 TEI, EP 与 TA 呈现出一致的负偏差；在 WNP 区域，G2 存在极强的
337 正偏差，而 G3 中偏差量级显著减小（图 3 a1, b1）。

338 首先介绍 G2 模式的偏差分布。在 TEI 区域与 TA 区域，负动力偏差源于对
339 流结构项 $-\bar{\omega}_1\langle\Omega'\partial_p\bar{q}\rangle$ 和对流强度项 $-\omega'_1\langle\bar{\Omega}\partial_p\bar{q}\rangle$ 的共同作用（图 3 a2、a3、b2、b3，
340 棕色线与紫色线）。位于太平洋的 WNP 和 EP 区域内，动力偏差由对流强度项主
341 导，在 WNP 区域为正；EP 区域为负（图 3 a2、b2，蓝色线与红色线）；对流结
342 构项表现为负偏差，在部分区域（例如 WNP 中部区域）存在一定贡献（图 3 a3、
343 b3，蓝色线与红色线）。此外，WNP 以北区域与 TEI 区域东南部存在有非线性项
344 的偏差大值区。这些区域是对流区的边界，模式中的气候态上升区的范围与
345 ERA5 存在一定差异，因此在 GAMIL 与 ERA5 上升区不重叠的边界区域，对流
346 强度与对流垂直结构的偏差量级较大，进而造成了这些区域较大的非线性项（图
347 3 a4、b4）。

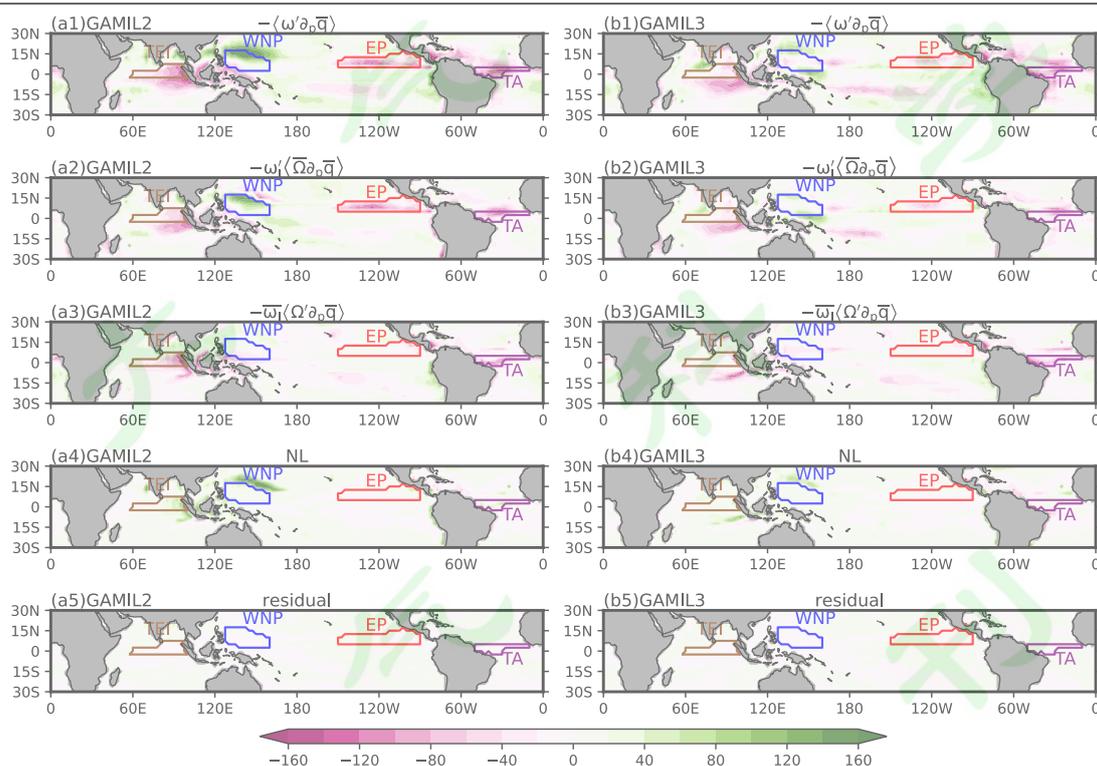
348 再看 G3 相对于 G2 的改进。在 TEI 与 WNP 区域中，G3 的动力偏差 $-\langle\omega'\partial_p\bar{q}\rangle$
349 较 G2 有明显改进（图 3 a1、b1；棕色线、红色线）。TEI 区域的分解结果显示，
350 该区域的偏差改进源于 G3 模式中对流结构项 $-\bar{\omega}_1\langle\Omega'\partial_p\bar{q}\rangle$ 的显著改善（图 3 a3、
351 b3，棕色线），G2 强烈的负对流结构项在 G3 中减弱至较小的量级。在 WNP 区
352 域，G2 在菲律宾群岛东侧的强偏差中心对应了图 1（e）中的强降水中心。这一

353 偏差中心在 G3 中得到改进，偏差强度大幅缩减。进一步分解的结果显示，G3 的
 354 这一改进源自于 WNP 北部对流强度项 $-\omega'_i\langle\bar{\Omega}\partial_p\bar{q}\rangle$ 的减小（图 3 a2、b2）。此外，
 355 EP 区域的负动力偏差也有所改进，该改进主要源于负对流强度项的减小（图 3
 356 a2、b2）。TA 区域无明显偏差改进。

357 表 2 关键区域定义

358 Table 2 definition of key study areas

区域定义	经纬度范围	$-\langle\bar{\omega}\partial_p\bar{q}\rangle$ (ERA5)	V_{Ω} (G2、G3、ERA5)
TEI	(3 S – 3 N, 50 E – 80 E)	> 0	-
	(3 S – 8 N, 80 E – 100 E)		
WNP	(2.5 N – 20 N, 127 E – 160 E)	> 0	> 60%
EP	(5 S – 20 N, 150 W – 90 W)	> 0	-
TA	(5 S – 5 N, 60 W – 10 W)	> 0	-



359 图 3 偏干区与偏湿区对垂直平流动力项偏差的进一步分解（单位： W/m^2 ）：左列为 G2 的
 360 分解结果；右列为 G3 的分解结果。棕色、蓝色、红色、紫色实线内区域分别为赤道印度洋
 361 赤道印度洋（TEI）、热带西北太平洋（WNP）、热带东太平洋（EP）、赤道大西洋区域（TA）。各项含义
 362 参见 2.3.2

363 Figure 3 the further composition of the dynamic bias (unit: W/m^2). Left(right) column represents
 364 the decomposition of G2 (G3). The brown, blue, red, purple solid lines denote the boundary of TEI,
 365 WNP, EP, TA region respectively. See 2.3.2 for the meanings of the items on the abscissa scale
 366

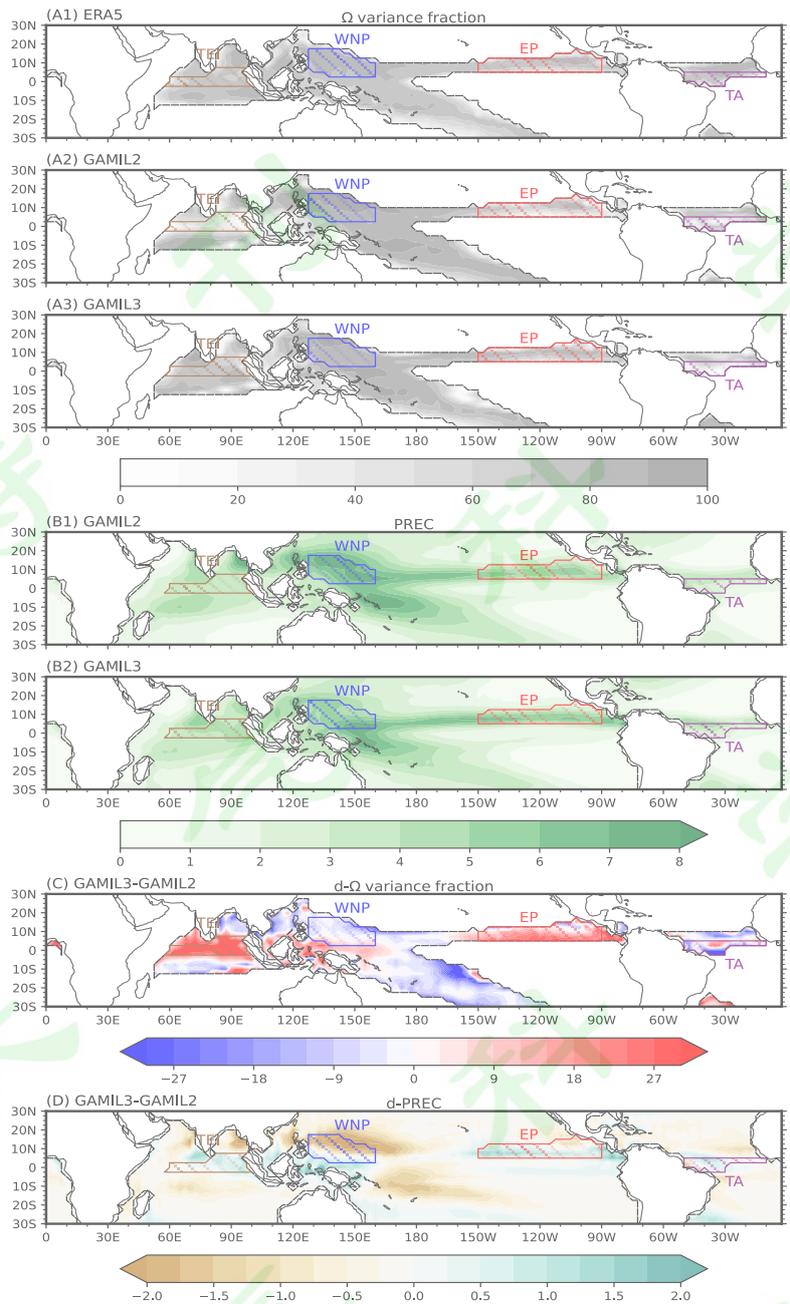
367

368 **3.3 方差解释率与对流垂直结构**

369 3.2 节中我们给出了垂直平流动力偏差的进一步分解, 结果显示对流强度项
370 和对流垂直结构项对动力偏差有重要贡献。下面从 Ω 的方差解释率 V_{Ω} (2.3.2 节,
371 式 6) 和对流垂直结构两个方面, 进一步分析热带对流区垂直运动偏差的时空特
372 征。方差解释率 V_{Ω} 刻画了局地对流垂直结构的稳健性, 较大的 V_{Ω} 表示局地的垂直
373 运动廓线较为稳定, 反之则说明月际尺度上的垂直运动廓线较为多变。

374 图 4 (A1~3) 展示了模式与再分析资料中 V_{Ω} 在热带对流区的分布情况。在深
375 热带对流区, 湿对流过程对上升运动具有强烈的约束, 因而其垂直廓线结构比其他
376 区域具有更强的稳定性(Back and Bretherton 2006; Neelin and Yu 1994)。ERA5
377 十分准确地印证了这一特征, 主要对流区的方差解释率都在 60%以上(图 4 A1)。
378 方差解释率 V_{Ω} 与对流的发生频率存在关系。对流频率越高, 湿绝热过程对垂直运
379 动的约束就越强, 对流准平衡近似(QE)的适配性就越好。值得注意的是, 方差
380 解释率的分布与对流降水偏差存在较好的对应; 这是由于频繁的对流在带来稳健
381 垂直结构的同时, 也会造成更多的对流降水(图 4 B1~2)。G3、G2 的对流降水
382 之差与 V_{Ω} 之差在大部分区域符号一致(图 4 C、D), 这显示了模式中对流垂直结
383 构稳健性与对流降水的对应关系, 也反映了对流过程对垂直运动廓线的约束。

384 GAMIL 数值模拟的结果大体上抓住了方差解释率的分布特征, 但在特定区
385 域仍然存在偏差(图 4 A2~3)。在赤道印度洋(TEI)以及海洋大陆的对流区, G2
386 的方差解释率显著偏小(图 4 A2)。这说明 G2 高估了该区域对流垂直结构的时
387 间变化; 换言之, 模式没有刻画出这一区域稳健的对流结构。G2 未能正确模拟
388 赤道印度洋 MJO 的东向传播(Li et al. 2020), 这可能削弱了赤道印度洋上的对流
389 过程, 进而造成图 3b 中的偏差。在 G3 模式中, 对流参数化方案中新增了对流
390 动能传输过程(CMT), 边界层参数化方案进行了更新迭代, 使得 G3 模式正确
391 地捕捉到了赤道印度洋 MJO 的东移过程(Li et al. 2020)。因此, 赤道印度洋的 V_{Ω}
392 偏差在 G3 中明显改进。此外, 模式在 WNP 区域略微高估了 V_{Ω} ; 在 EP、TA 区
393 域低估了 V_{Ω} 。比对图 3 与图 4, 我们发现低估 V_{Ω} 的区域, 如 TEI、TA, 具有较大
394 的对流垂直结构偏差; 而 V_{Ω} 模拟相对较好的区域, 如 WNP、EP, 对流垂直结构
395 偏差相对较小。这说明局地对流形态不够稳健可能是 TEI 和 TA 区域的对流垂直
396 结构偏差形成的原因。



397
 398 图 4 (A): 对流垂直结构 Ω 对垂直运动的方差解释率 V_{Ω} (单位: %); (B): GAMIL2 (B1)
 399 与 GAMIL3 (B2) 中的对流降水 (单位: mm day^{-1}); (C): GAMIL3 与 GAMIL2 方差解释
 400 率之差 (单位: %); (D): GAMIL3 与 GAMIL2 对流降水之差 (单位: mm day^{-1})。其中,
 401 棕色、蓝色、红色、紫色斜线阴影区域分别为赤道印度洋 (TEI)、热带西北太平洋 (WNP)、
 402 热带东太平洋 (EP)、赤道大西洋区域 (TA)。

403 Figure 4 (A) the variance fraction explained by Ω (unit: %), shaded region is the convective area;
 404 (B) the convective precipitation (unit: mm day^{-1}) of GAMIL2(B1) and GAMIL3(B2); (C) the
 405 difference of V_{Ω} (unit: %) between GAMIL3(A3) and GAMIL2(A2); (D) the difference of
 406 convective precipitation (unit: mm day^{-1}) between GAMIL3 and GAMIL2; The brown, blue, red,
 407 purple solid lines and hatch denote TEI, WNP, EP, TA areas respectively.

408 图 5 (a, b, c, d 1~3) 展示了三套资料在四个关键区域平均的垂直运动季
 409 节循环。ERA5 再分析资料显示, WNP 区域的垂直运动表现为稳定的“头重型”
 410 深对流 (图 5A), 对流强度在北半球夏季最强, 冬季最弱 (图 5a1)。EP 区域的

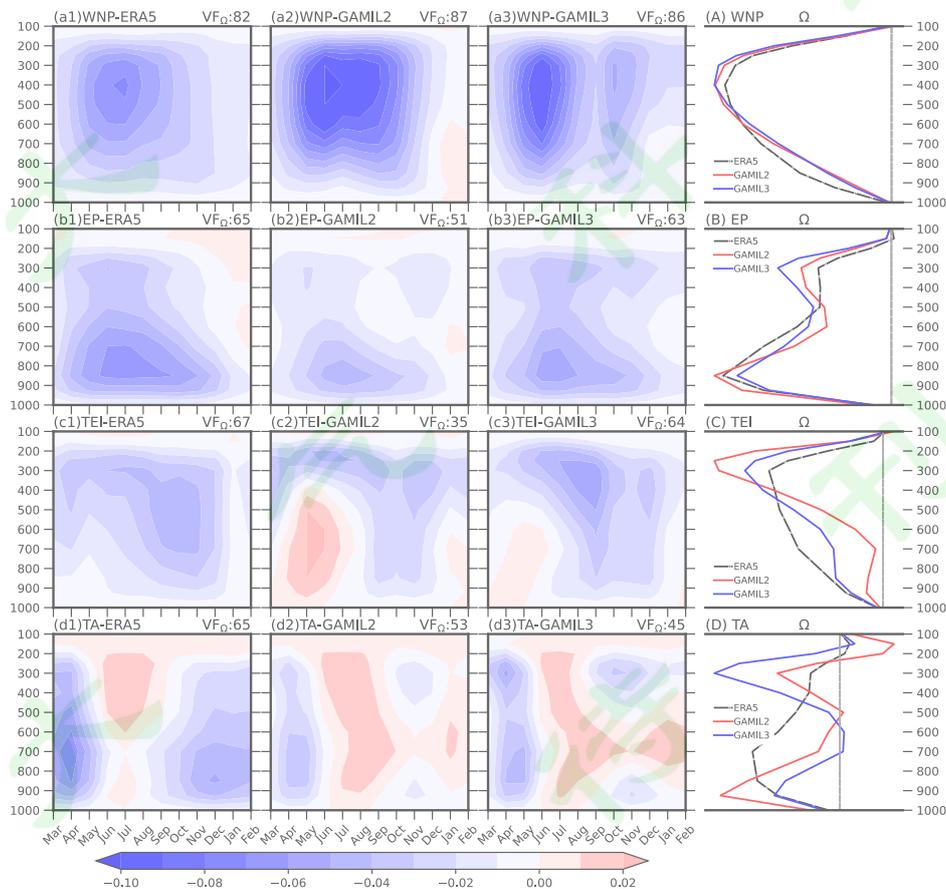
411 主要垂直运动形式为“脚重型”浅对流（图 5B），对流强度的季节变化与 WNP
412 区域一致，在 2 月在中高层会短暂地转为下沉运动（图 5 b1）。这种东西太平洋
413 的对流结构特征与前人研究结果一致(Back and Bretherton 2006)。TEI 区域的主要
414 垂直运动形态也是深对流（图 5C），但其对流形态较 WNP 区域有更加明显的季
415 节变化。具体表现为 1-6 月的对流中心高度较高，位于 300hPa；7-12 月对流中心
416 则位于 500hPa 附近（图 5 c1）。这种季节变化特征应当源于 ITCZ 的季节性南北
417 摆动。TA 区域的垂直运动在 9 月到次年 5 月表为稳健的浅对流，在 6、7、8 月
418 转为下沉中心位于对流层高层的下沉运动（图 5 d1、D）。

419 模式模拟的季节循环和对流垂直结构在四个区域偏差情况不同。在 WNP 区
420 域，G2、G3 都捕捉到了垂直运动的主要特征，表现出稳健的深对流形态，仅在
421 冬季对流层低层存在较弱的下沉运动（图 5 a1~3）。从区域平均的对流垂直结构
422 Ω 来看，G3、G2 对流偏深（图 5A）较好地对应了 WNP 区域的对流结构偏差（图
423 3 a3、b3）。就对流强度而言，G2 在 3-11 月存在严重的高估，这对应着对流强度
424 正偏差（图 3 a2）。而 G3 在 7-11 月的对流强度有所改善，对应了 WNP 区域气
425 候态降水偏差在 G3 中的显著改进（3.1 节 图 1 f）。在 EP 区域，G2、G3 较好地
426 捕捉到了东太平洋 ITCZ 的浅对流特征，对流中心位于大气低层（图 5 b1~3、B）。
427 在 8 月至次年 2 月，G2、G3 模式中存在过强的对流层高层上升运动，而
428 700~500hPa 的中层对流较弱，这使得对流垂直结构出现了位于高层的第二个对
429 流中心，且 G3 模拟的高层垂直速度廓线比 G2 更强（图 5 B）。这种偏差可能源
430 于模式中的深浅对流分离方案，而 G3 模式下调了深对流触发的相对湿度阈值(Li
431 et al. 2020)，使得 G3 中垂直运动廓线高层分量进一步偏大。

432 不同于 WNP 和 EP 区域，TEI 和 TA 区域，垂直运动的季节循环和对流垂
433 直结构存在更显著的模拟偏差。在 TEI 区域，G2 没有捕捉到 ERA5 中全年维持
434 的整层深对流特征，在 1 月至 7 月呈现出低层下沉高层上升的高低层不一致特
435 征，此外，8 月至 12 月的整层上升运动对流偏深，强度偏小；这对应了 TEI 区
436 域的对流强度负偏差（图 3 a2）。相较于 G2，G3 在 1 月至 7 月的下沉运动减弱，
437 对流强度有所提高（图 5 c1~3）；尽管对流垂直结构依然存在偏差，但与水汽输
438 送关系最为紧密的低层对流廓线得到了显著的改善（图 5 C）。根据上文的分析，
439 G3 模式中对流动能传输过程（CMT）的加入于边界层参数化方案的更新，这使

440 得 G3 模式捕捉到了赤道印度洋 MJO 的东移(Li et al. 2020), 我们认为这一物理
 441 过程的模拟提升, 改进了模式这一区域对流垂直结构的模拟。TA 区域是模式和
 442 再分析资料垂直运动差异最大的区域。ERA5 中 3 月至 5 月的整层对流在模式中
 443 有所体现, 但模式中垂直运动的整体强度及对流中心的位置都存在偏差; 8 月至
 444 次年 2 月, G2 与 G3 出现了中层下沉, 高低层上升的“三极型”结构, 强度显著
 445 偏弱, 没有捕捉到 ERA5 中的整层浅对流结构(图 5 d1~3)。这种季节循环的模
 446 拟偏差使得对流垂直结构呈现出虚假的双对流中心(图 5 D)。

447 以上结果分析显示, 在 TEI 与 TA 区域, 年际变率和季节循环的模拟偏差使
 448 得对流垂直廓线的稳健性偏弱, 进而造成对流垂直结构偏差; 因而这两个区域的
 449 动力偏差源于对流结构项和对流强度项的共同作用。在 WNP 与 EP 区域, 模式
 450 较好地捕捉到了“头重型”和“脚重型”的对流垂直结构; 因而动力偏差主要源
 451 于对流强度项, 对流垂直结构项仅造成部分抵消。对流垂直结构的模拟偏差存在
 452 较大的区域差异; 但整体而言, GAMIL 模拟的对流结构偏深, 低层辐合比重偏
 453 小, 制约热带对流区水汽收支进而抑制降水(图 3 a3、b3; 图 5 A、B、C、D)。



454

455 图 5 (a, b, c 1~3): 在 WNP (a)、EP (b)、TEI (c)、TA (d) 四个关键区域内 ERA5 (1)、
 456 GAMIL2 (2)、GAMIL3 (3) 各自垂直速度 ω 的季节循环 (单位: Pa/s); 纵坐标为气压 (单
 457 位: hPa), 横坐标为月份; 右上角标注为区域平均的方差解释率 V_{Ω} (单位: %)。 (A、B、C、
 458 D): 区域平均的对流垂直结构 Ω , 黑色点划线表示 ERA5、红色 (蓝色) 实线表示 GAMIL2
 459 (GAMIL3)。对流廓线已经过标准化处理, 因而仅代表垂直结构, 不反映量级。
 460 Figure 5 (a, b, c 1~3) : seasonal cycle of vertical velocity ω of ERA5(1) , GAMIL2(2) and
 461 GAMIL3(3) respectively in WNP (a), EP (b), TEI (c) and TA (d) (unit: Pa/s); The ordinate is
 462 pressure (unit: hPa), and the abscissa is the month; In the upper right corner is the regional averaged
 463 variance fraction V_{Ω} (unit: %). (A, B, C, D) : regional averaged convection vertical structure ω ,
 464 black dot-dashed line for ERA5, red (blue) solid line for GAMIL2 (GAMIL3). The convection
 465 profile has been standardized so it only represents the vertical structure and does not reflect the
 466 magnitude.

468 4. WNP 区域内对流强度偏差对应的能量过程

469 第 3 节的水汽收支诊断分析显示, WNP 与 EP 区域的降水偏差主要源于对
 470 流强度项 (图 3; 红色线 WNP、蓝色线 EP); 这一偏差背后的动力学机理和能量
 471 来源有待进一步分析。WNP 区域位于西太平洋暖池, 是四个关键区域中对流垂
 472 直结构最为稳健的区域 (图 5), 也是 GAMIL 模式对流垂直结构偏差最小的区
 473 域。尽管模式捕捉到了 WNP 区域对流垂直结构的主要特征, 但这一区域仍然存
 474 在较大的降水偏差。此外, 相较于 G2, G3 在这一区域的降水模拟有显著的改进
 475 (图 1 e, f)。考虑到 WNP 区域降水模拟的重要性与模式偏差的改进, 本节的诊
 476 断分析针对 WNP 区域进行, 从对流垂直结构和能量收支的角度揭示该区域这一
 477 降水偏差的成因以及 G3 模式中 WNP 区域降水偏差改进的原因。

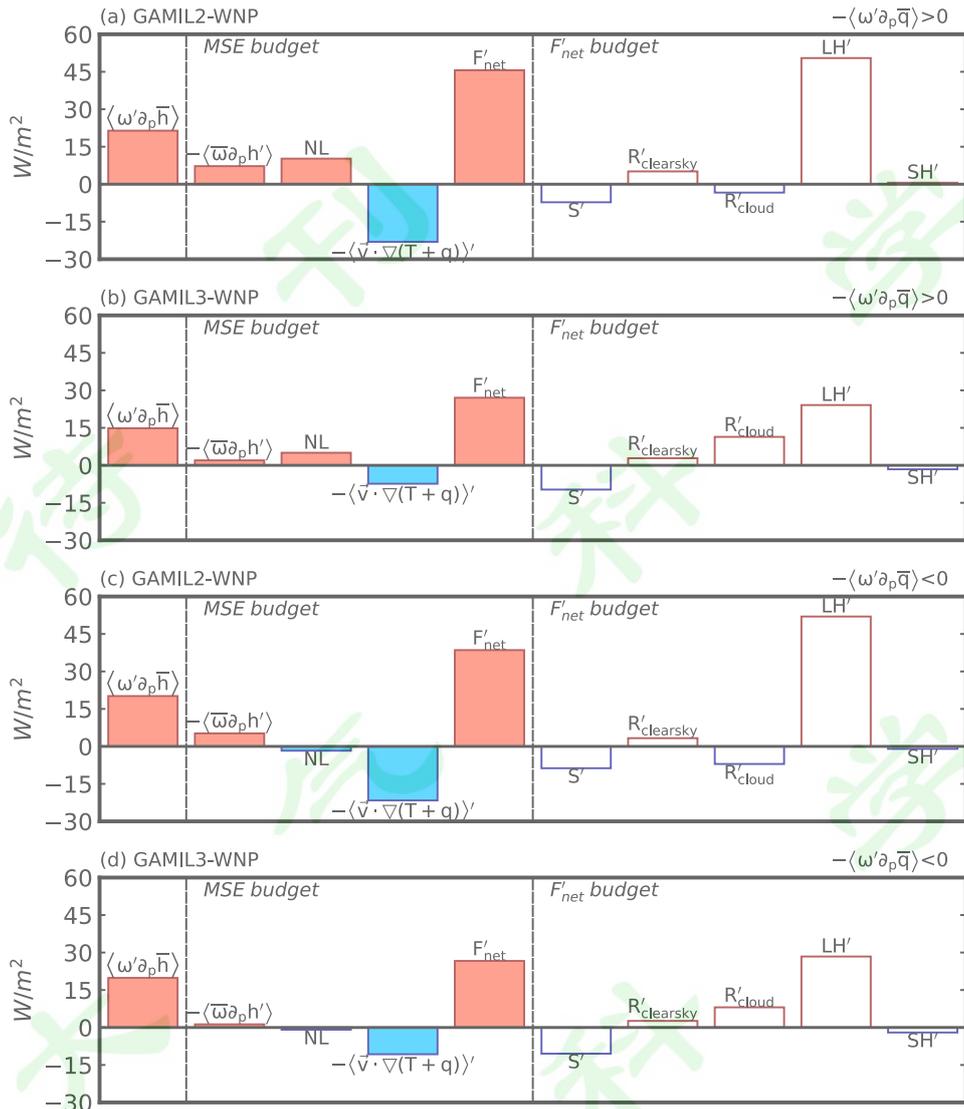
478 4.1 湿静力能诊断

479 作为热带的主要对流区, WNP 区域的对流垂直结构呈现出“头重型”的深
 480 对流特征; 这样的对流垂直结构意味着局地的对流运动会将能量源源不断地向外
 481 辐散。WNP 区域的水汽垂直平流动力偏差主要源于对流强度项, 因而偏强或偏
 482 弱的对流造成的能量偏差, 势必会被来自于环流或是边界通量的能量偏差平衡。
 483 湿静力能收支平衡是由大气原始方程组推导得到的能量约束关系 (2.3.1)。对这
 484 一收支平衡方程进行诊断, 有助于揭示对流偏差背后的能量过程。根据动力偏差
 485 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle$ 的正负 (图 3 a1, b1), 我们将 WNP 区域进一步划分成水汽垂直平流
 486 动力项 (下称水汽动力项) 偏弱 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle < 0$ 、偏强 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle > 0$ 的两部分, 分
 487 别进行湿静力能收支诊断。

488 湿静力能收支诊断方程的左边项为湿静力能垂直平流动力项 $\langle \omega' \partial_p \bar{h} \rangle$, 这一项
 489 代表了垂直运动偏差对能量收支平衡的影响。而方程右边各项则指示了支撑这种

490 对流能量偏差的环流和边界通量偏差。诊断结果显示，无论新版本还是旧版本，
491 水汽动力项偏强区还是偏弱区，湿静力能垂直平流动力偏差一致为正（图 6）。方
492 程右边各项的诊断结果显示，造成一致正偏差的主要因子是气柱的净能量通量偏
493 差 F'_{net} ；这一项在水汽动力项偏强区较大，在偏弱区较小。此外，湿焔平流偏差
494 $-\langle \vec{v} \cdot \nabla(q + T) \rangle'$ 在 G2、G3 中一致为负，但 G2 中的负偏差量级显著大于 G3。

495 基于 2.3.1 (4) 式，净能量通量偏差可以进一步分解为潜热通量 LH 、晴空长
496 波辐射 $R_{clearsky}$ 、净短波辐射 S 、云长波辐射 R_{cloud} 的模拟偏差。其中，潜热通量
497 是模拟偏差的主导项，这一偏差以西北太平洋为中心在热带西太平洋呈现出大范
498 围的偏高。这一偏差可能是 AMIP 试验中海气相互作用过程缺失夸大了海洋对大
499 气的强迫造成的(Kang et al. 2002; Wang et al. 2005)。就全球尺度的能量收支平衡
500 来看，G3 要显著地优于 G2(Li et al. 2020)；但落到 WNP 区域，并不是所有能量
501 通量的模拟都得到了提升。G3 模拟的净云长波辐射通量出现了旧版本所没有的
502 正偏差。G3 降低了深对流触发的相对湿度阈值与高层云形成的相对湿度阈值，
503 使得模式中的高层热带区域的高云增多(Li et al. 2020)。根据固定云砧假设
504 (Hartmann and Larson 2002)，高云的增多势必会使得大气逆辐射增强，从而造成
505 净云长波辐射通量的增大。



506

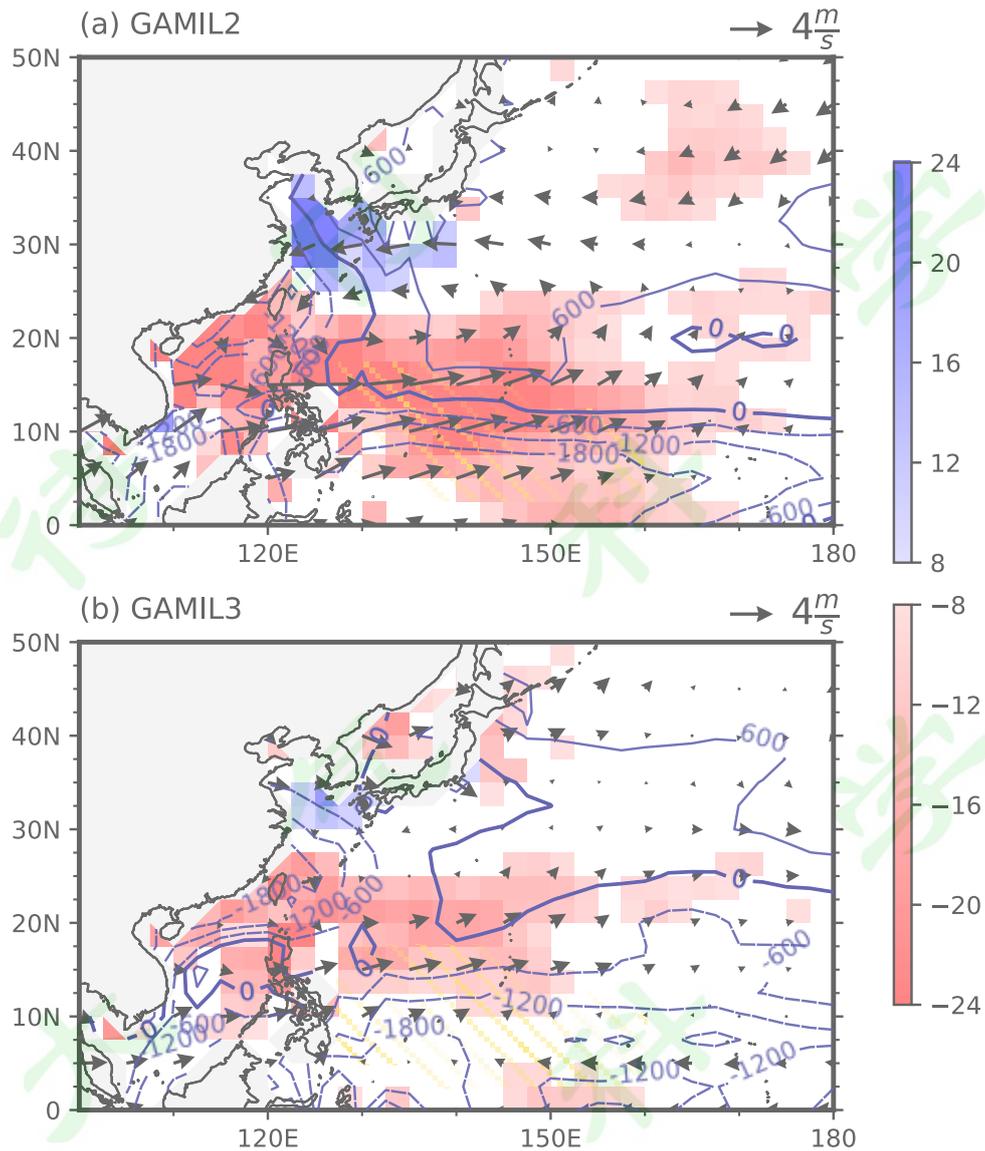
507 图 6 WNP 区域的湿静力能收支诊断及净能量通量诊断 (单位: W/m^2): (a)G2 水汽动力项
 508 偏强区 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle > 0$; (b)G3 水汽动力项偏强区 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle > 0$; (c)G2 水汽动力项偏弱区
 509 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle < 0$; (d)G3 水汽动力项偏弱区 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle < 0$. 各收支项为对应区域内平均的结果。
 510 橙色柱体代表正偏差项; 蓝色柱体代表负偏差项; 未填色的柱体表示 F'_{net} 的分项。各项含义
 511 参见 2.3.2

512 Figure 6 moist static budget terms averaged over WNP area (unit: W/m^2): (a) area with stronger
 513 convection of G2; (b) area with stronger convection of G3; (c) area with weaker convection of G2;
 514 (d) area with weaker convection of G3. The orange bars represent positive bias; the blue bars
 515 represent negative bias; the unshaded bars represent the components of F'_{net} . See 2.3.2 for the
 516 meanings of the items on the abscissa scale

517 湿焓平流偏差是除净能量通量偏差外对能量收支平衡最为重要的一项, 在
 518 G2、G3 中一致偏负, 且 G2 偏差强度显著大于 G3 (图 6)。根据式 (3) 进一步
 519 分解湿焓平流偏差, 我们发现这一偏差的主要贡献项为低层的水汽平流非线性偏
 520 差 $-\langle \bar{v}' \cdot \nabla q' \rangle$ (图 7 填色图)。低层南负北正的湿度偏差分布与 WNP 北部气旋环
 521 流偏差的共同作用, 造成了 G2 中较大的水汽平流偏差。事实上, 这种水汽偏差

522 的南北梯度在一定程度上是低层气旋式环流偏差的结果。根据 Gill 提出的热带
523 大气响应模态(Gill 1980), G2 在西北太平洋的热带降水偏差会在降水中心的西北
524 侧激发出低层气旋式环流(图 7 a)。这一环流偏差能够将中纬度陆地上的干空气
525 向低纬度海洋输送;另一方面气旋式偏差东侧的南风又将低纬度暖湿空气向高纬
526 度输送,从而造成模式中水汽偏差较大的南北梯度。换言之,G2 中的这种湿度
527 偏差和气旋式环流偏差都是模式大气对热带西北太平洋的正降水偏差的响应。从
528 气候反馈的角度看,这种负湿焓平流偏差可以视为模式气候系统对热带正降水偏
529 差的负反馈;它在一定程度上削减了 WNP 区域的对流强度,减小了降水偏差的
530 量级,但并不是 G3 中降水偏差改善的原因。事实上,随着 G3 中 WNP 区域的
531 正降水偏差改善减小,对应的环流偏差与水汽偏差也大幅减弱(图 7 b)。

532 值得注意的是,模式模拟的湿静力能垂直平流动力项在 WNP 水汽动力项偏
533 强和偏弱的区域中一致偏大,这意味着在水汽动力项偏弱的区域也有更多的能量
534 通过对流辐散出气柱,无法解释水汽垂直平流动力项的负偏差;此外,G3 中的
535 湿静力能垂直平流动力项偏差较 G2 并没有明显变化,不能解释正降水偏差在 G3
536 中的改进。前人的工作指出,对流垂直结构对表征整层大气对流稳定度的 GMS
537 有重要贡献;它在很大程度上决定了局地对流能量辐散的强度,甚至影响到符号
538 正负(Back and Bretherton 2006)。因此,下面我们通过诊断 GMS,进一步分析 WNP
539 区域降水偏差产生,而后在 G3 中得到改善的原因。



540
 541 图7 由700hPa积分至1000hPa得到的低层湿焓平流非线性偏差 $-\int \vec{v}' \cdot \nabla(q' + T') dp$ (填色图;
 542 单位: W/m^2), 只对绝对值大于 $8 W/m^2$ 的区域进行填色; 850hPa 潜热能偏差 (深蓝色等
 543 值线; 单位: J/kg), 加粗实线为 0 线, 等值线间隔为 $600 J/kg$; 850hPa 风速 (黑色箭头;
 544 单位: m/s)。黄色斜线阴影区域为 WNP 区域。上 (下) 图为 GAMIL2 (GAMIL3)。
 545 Figure 7 integral of low level moist enthalpy advection deviation $-\int \vec{v}' \cdot \nabla(q' + T') dp$ (shading;
 546 unit: W/m^2), only absolute values larger than $8 W/m^2$ are shown; Latent heat energy on 850hPa
 547 (contour; unit: J/kg), the thick solid contour denotes zero, thin solid contours denote positive
 548 values and dashed, negative. the 850hPa wind field (vectors; unit: m/s). Yellow hatching denote
 549 the WNP area. Top(bottom) for GAMIL2 (GAMIL3).

550 4.2 GMS 与对流强度

551 GMS 是 MSE 垂直平流动力项 $\langle \omega' \partial_p \bar{h} \rangle$ 进行垂直运动变量分解后得到的用于
 552 表征湿大气稳定度的物理量。对年平均气候态而言, $\langle \omega' \partial_p \bar{h} \rangle$ 等于 GMS 与强度项
 553 ω_I 的乘积, 因此, 在 $\langle \omega' \partial_p \bar{h} \rangle$ 不变的前提下, GMS 与 ω_I 具有反相关关系。就物理
 554 意义而言, GMS 是考虑了大气湿过程的等效稳定度, 代表了在一个给定的对流

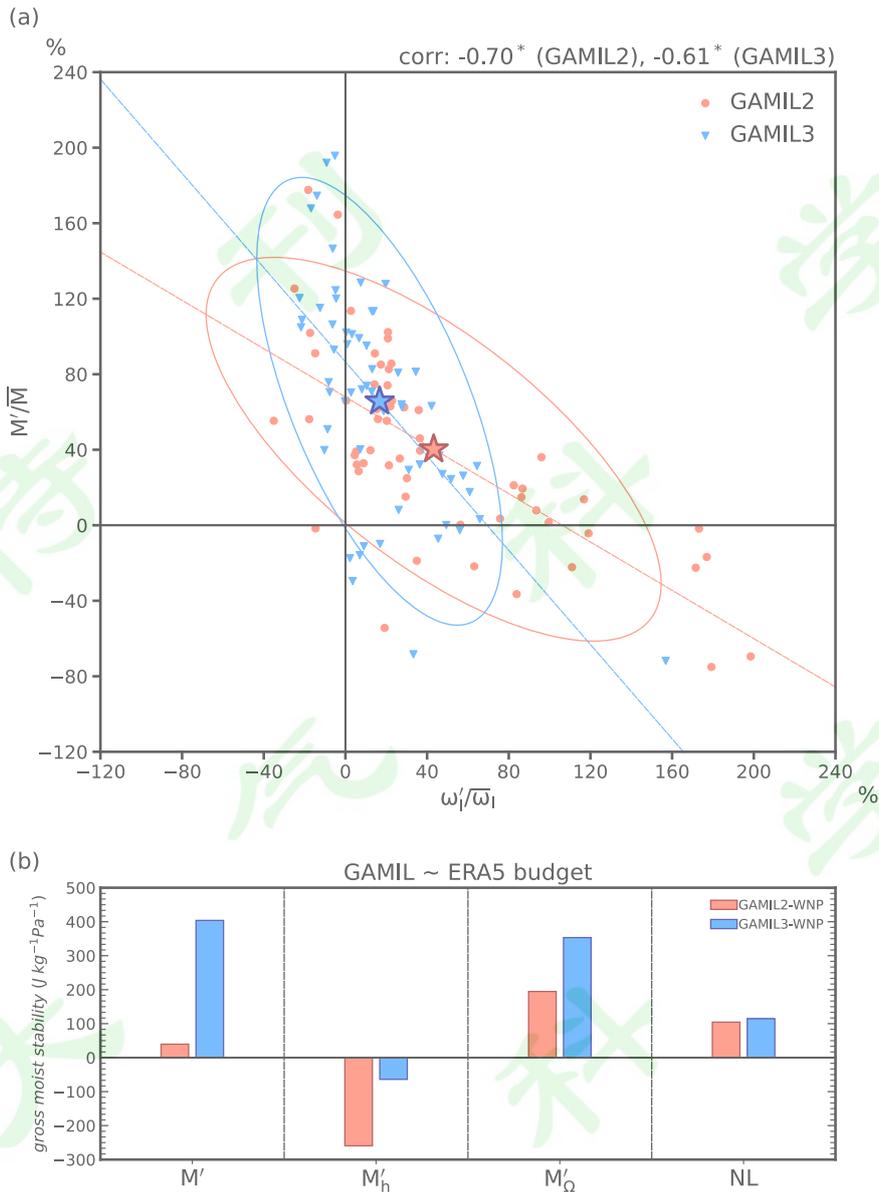
555 垂直结构 Ω 之下，单位质量的气柱进行单位对流运动所要向气柱外辐散的能量。
556 换句话说，GMS 代表了在给定的对流垂直结构下单位对流运动消耗 MSE 的效
557 率。

558 根据 2.3.3 节中的 GMS 计算公式 (9)，我们进一步诊断了 GMS 和对流强度
559 项在 WNP 区域的相对偏差 (图 8a)。图中每个散点代表了 WNP 区域内的一个
560 空间格点，五角星代表了 G2、G3 各自散点的平均点。从整体的偏差水平来看，
561 G2 与 G3 模拟的 GMS 与对流强度都存在正偏差。这并不符合 GMS 与对流强度
562 的反相关关系 (式 11)。结合湿静力能诊断的结果，我们认为这是气柱内净能量
563 通量偏大的结果。显著偏大的净能量通量在本该通过原点的线性关系之上叠加了
564 截距和额外的变率，使得对流强度正向偏移，令两个物理量的相对偏差落在第一
565 象限，掩盖了 GMS 偏大对对流强度的抑制作用。尽管 GMS 的正偏差没有扭转
566 整体的对流强度偏差，但 GMS 偏差对对流强度的抑制作用依旧能够从两者的线
567 性关系中得到体现。图 8 (a) 第二象限的散点显示了对流强度的偏低与 GMS 的
568 偏高，且 GMS 的正偏差幅度要大于对流强度的负偏差，这使得偏干区的 MSE 垂
569 直平流动力项偏大。不同于热带 MSE 高低层大，中层小的垂直分布，水汽的分
570 布集中在大气低层，随高度递减；因而 GMS 的正偏差并不意味着其水汽分量的
571 偏差。这种 MSE 与水汽垂直结构的差异，造成了能量与水汽动力偏差的不一致
572 (图 6)。

573 GAMIL 模式对流强度的模拟情况在很大程度上是 GMS 偏差与对流能量偏
574 差的相互抵消造成的。区域内过剩的能量，被模式对流过高的能量辐散效率 (即
575 偏高的 GMS) 消耗，使得对流强度落在一个较为合理的范围内。不能否认的是，
576 这种偏差抵消使得 GAMIL 更好地捕捉到了当前气候态下的热带海洋降水分布特
577 征。但在气候预估试验中，这种偏差会影响气候增暖的反馈过程，引入不确定性，
578 降低模式信度。相较于 G2，G3 的 GMS 偏差增强，对流强度偏差减小。但两者
579 之和没有明显改善，这对应了版本更迭后没有明显改进的 MSE 垂直平流动力项。
580 据此，我们认为 G3 在热带西北太平洋的降水模拟改进，主要来自于 GMS 正偏
581 差的增大，而不是能量收支的改善。GMS 的增大使得大气稳定度增强，进一步
582 抑制对流强度，从而较好地消除了 WNP 区域的异常降水中心。这说明 G3 中降

583 水模拟的改善并不完全是模式物理过程提升的结果,而是在一定程度上源于模拟
584 偏差的相互抵消。

585 GMS 的模拟偏差可以进一步分解为动力偏差 M'_d 和热力偏差 M'_h (式 11), 图
586 8(b)显示了区域平均的 GMS 偏差进一步分解的结果。就 WNP 区域的 GMS 而
587 言, G2 中热力偏差 M'_h 与动力偏差 M'_d 的相互抵消使得 GMS 的总偏差减小; G3 模
588 式中偏大的 GMS 源于减小的热力偏差和增大的动力偏差。动力偏差源自于对流
589 垂直结构的差异, 图 5 A 显示 G3 的对流垂直结构较 G2 略高一些。这说明, G3
590 中 WNP 的对流卷出层较 G2 海拔更高, 而高层大气携带有更多的湿静力能, 因
591 此 G3 中 GMS 的动力偏差较 G2 更大 (图 8 b)。进一步检查热力偏差的垂直结
592 构, 我们发现两个版本的 GAMIL 在对流层上层都存在显著的冷偏差, 这是 CMIP
593 气候模式中普遍存在的一类偏差, 至今仍然没有很好的解释(John and Soden 2007;
594 Tian et al. 2013)。G3 在对流层顶的冷偏差相较于 G2 有所改善, 减弱的冷偏差抵
595 消了低层水汽的负偏差, 从而使得 GMS 热力项的负偏差减小。热带区域的高云
596 在对流层高层起到增温作用(Fueglistaler et al. 2009)。由于对流过程和层云过程的
597 敏感参数调整, G3 中的高云显著增多(Li et al. 2020), 这会使得对流层高层吸收
598 更多的下层长波辐射致使气层增温, 进而造成 GMS 的增大。此外, 高云增多也
599 是 G3 中云长波辐射通量增加的原因 (图 6)。



600

601 图 8 (a) WNP 区域 GMS 偏差率与对流强度偏差率的空间散点图; 椭圆内为 2- σ 的置信区

602 域; 椭圆中点处的五角星代表了相应颜色散点的平均点; $\omega'_1/\bar{\omega}_1$ 是对流强度的相对偏差(相

603 对于观测的偏差百分比), M'/\bar{M} 是 GMS 的相对偏差; 右上角的标注是两类偏差率的相关系

604 数, 标注*代表通过 95% 显著性检验。(b) WNP 区域平均的 GMS 偏差收支诊断。在 (a, b)

605 中, 红色代表 G2, 蓝色代表 G3。GMS 小于 0 或是相对偏差大于 240% 的散点已经被剔除。

606 Figure 8 (a) scatterplot for the bias proportion of GMS (M'/\bar{M}) and the relative bias of ω_1 ($\omega'_1/\bar{\omega}_1$;

607 GAMIL relative to the ERA5 reanalysis) in the WNP area; ellipses denote the boundary of 2- σ

608 confidence; the star centered in the ellipse denote the mean of the scatters with the corresponding

609 color; the top-right labels denote the correlation coefficient between $(M')/\bar{M}$ and $\omega'_1/\bar{\omega}_1$, corr of

610 both models are significant as the 95% confidence level. (b) the budget of regional averaged GMS

611 bias. In (a, b), red points represents G2, blue triangle represents G3. The grids $M < 0$ or relative

612 bias larger than 240% have been removed

613

5. 总结与讨论

614

5.1 总结

615 本文利用 ERA5 再分析资料与 GPCP2.3 降水观测资料, 评估了 G3 和 G2 模
616 式 AMIP 试验对热带海洋降水气候态以及对流垂直结构的模拟性能, 并从水汽收
617 支和能量收支的角度分析了降水偏差的偏差来源。本文还通过对垂直运动的分解
618 和诊断, 明确了对流垂直结构与降水模拟偏差的关系。主要结论如下:

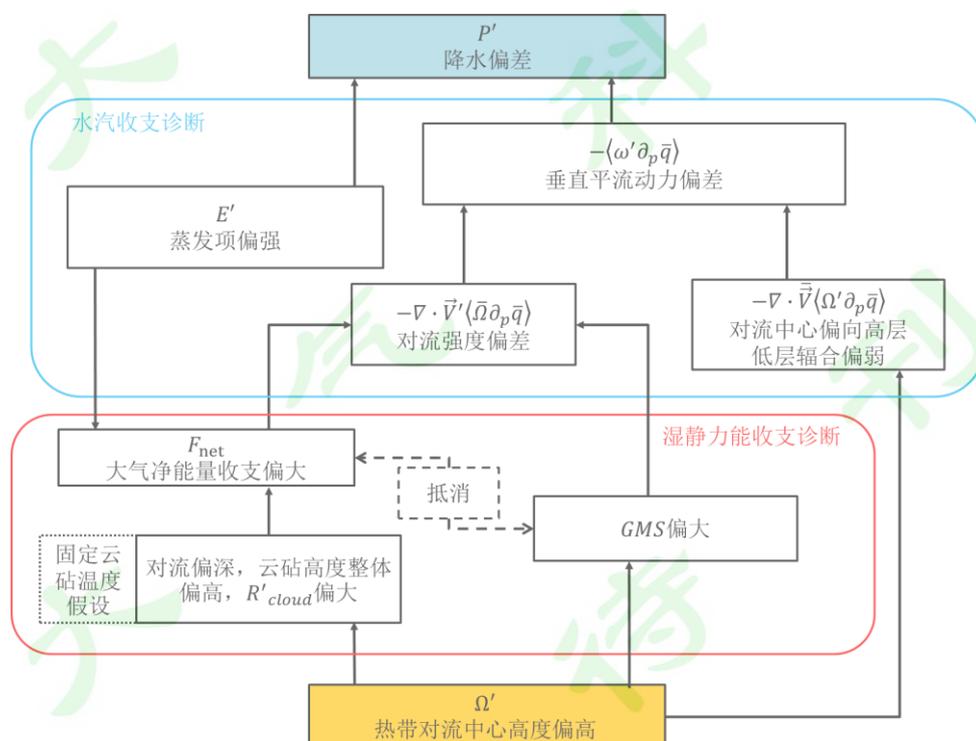
619 (1) G3 与 G2 都较好地捕捉到了热带降水的分布特征, 且 G3 在降水的分
620 布和量级上都要优于 G2。G3 几乎消除了 G2 中位于热带西北太平洋的正降水偏
621 差中心。G2 在苏门答腊岛以西的赤道印度洋区域、赤道东太平洋区域的降水负
622 偏差, 在 G3 中也得到了一定改善。

623 (2) 水汽收支诊断显示, GAMIL 的降水偏差主要来源于垂直平流动力项和
624 蒸发项, 其中垂直平流动力偏差是主导项。为了考察对流垂直结构与降水偏差的
625 关系, 我们对 GAMIL 模拟的垂直运动速度做进一步分离, 将水汽垂直平流动力
626 偏差进一步分解为对流垂直结构偏差、对流强度偏差与非线性偏差。TEI、TA 年
627 际变率和季节循环的模拟偏差造成了较大的对流垂直结构偏差 $-\bar{\omega}_I \langle \Omega' \partial_p \bar{q} \rangle$ 。而在
628 WNP 与 EP 区域, 模式较好地捕捉到了“头重型”和“脚重型”的对流垂直结构,
629 对流强度偏差 $-\omega'_I \langle \bar{\Omega} \partial_p \bar{q} \rangle$ 相对较小。整体而言, 模式模拟的对流偏深, 低层辐合
630 比重偏小, 抑制降水。

631 (3) 从能量收支的角度来看, WNP 区域的 MSE 垂直平流动力偏差主要源
632 于偏大的海表潜热通量。在 G3 中, 海表潜热通量的模拟有所改进, 但 G3 中的
633 云长波辐射通量也出现了旧版本没有的正偏差, 这可能源于对流垂直结构增高造
634 成的云顶高度偏差。大气低层的水汽梯度偏差与 WNP 北部的气旋式环流偏差非
635 线性作用造成的湿焔平流负偏差抵消了部分净能量通量正偏差。它作为正降水偏
636 差的负反馈在一定程度上削减了 WNP 区域的对流强度, 减小了降水偏差的量级。
637 在 G3 中 WNP 区域降水偏差显著改进, 湿焔平流负偏差也相应地减小。此外,
638 MSE 的垂直平流动力项偏差在整个 WNP 区域一致为正, 这无法解释水汽垂直平
639 流动力项出现的负偏差; MSE 动力偏差在 G2、G3 量级相当, 无法解释 G3 中
640 WNP 区域的水汽垂直平流动力项减小。后续的 GMS 诊断分析表明, GMS 偏差
641 在 WNP 区域的正负分布是能量与水汽动力项不一致的原因; 而 G3 中 GMS 的
642 加大造成了 G3 中垂直平流动力项的减小。

643 (4) GAMIL 模拟的对流垂直结构在 WNP 区域具有一致的对流偏深特征。
 644 对流垂直结构的偏深造成了模式模拟的 GMS 偏大, 这种对流能量辐散效率的偏
 645 大在一定程度上抵消了模式中气柱能量收支的正偏差, 使得对流强度维持在一个
 646 相对合理的区间。偏差抵消使得模式中的降水模拟更加贴近观测, 但是也给气候
 647 预测、预估引入了不确定性。G3 中 WNP 区域的降水模拟改进在很大程度上源
 648 于对流参数化调整造成的 GMS 正偏差加大, 增大的 GMS 抑制了对流强度从而
 649 使得正降水偏差减小。这种降水模拟改进并不是通过提升模式物理过程实现的,
 650 而是以其他物理过程的模拟性能为代价换取的。在未来的模式发展中, 应当注意
 651 到这一对流垂直结构造成的 GMS 偏差。

652 GAMIL3 与 GAMIL2 模式都存在有热带对流中心高度偏高的问题。图 9 显
 653 示了这一对流垂直结构偏差对模式降水偏差的影响机制。偏深的对流一方面通过
 654 影响对流区高低层水汽散度配置, 直接抑制降水; 另一方面影响 GMS, 增大对
 655 流过程向外辐散能量的效率抑制对流强度。此外, 对流中心高度偏高也对应着对
 656 流云砧的高度偏高, 这使得大气净云长波辐射通量偏大, 增大热带大气的净能量
 657 通量。综上所述, 热带对流垂直结构与降水偏差有着紧密且多样的联系, 在未来
 658 模式发展中应当予以重视。



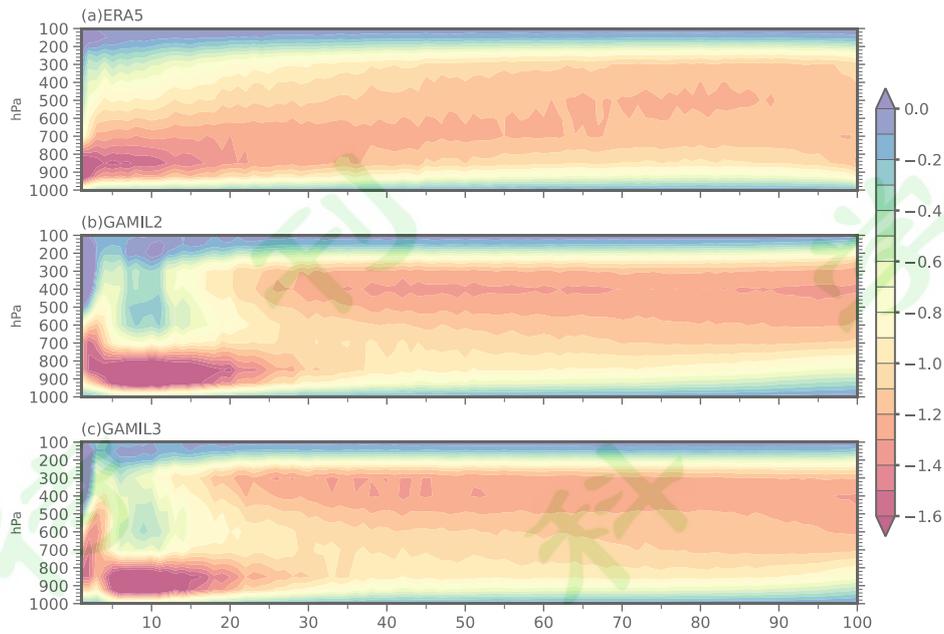
659 图 9 GAMIL 模式中对流垂直结构偏差 Ω' 与降水偏差 P' 的关系
 660
 661 Figure 9 Relationship between convective vertical structure deviation Ω' and precipitation
 662 deviation P' in GAMIL

663 5.2 讨论：对流谱连续性

664 利用降水强度对月均垂直运动进行分箱平均,即可得到显示降水强度与对流
665 垂直结构对应关系的降水时间对流谱(2.3.4; Bui and Yu 2021)。现如今的热带对流
666 研究中,通常将对流划分为深对流与浅对流两类模态(Back and Bretherton 2009;
667 Back et al. 2017; Chen and Yu 2021)。当前模式也基于物理和尺度上的差异,普遍
668 地将对流区分为深、浅对流分别描述(Betts 1986; Bretherton et al. 2004)。分离方
669 案使得模式模拟的对流谱呈现出明显的不连续性,深、浅对流事件之间界线分明,
670 仅存在一段较为狭窄的深浅对流共存区(图 10b, c)。然而,深对流由浅对流发
671 展、聚集而成,因此自然界中对流谱连续,两者之间存在十分明显的过渡区(图
672 10a)。

673 在计算机资源迅猛增长的当下,确保云动力过程的一致性已经成为了模式研
674 发的前沿问题(Arakawa and Jung 2011)。而对流谱的连续性就是这种一致性的典
675 型表现。模式中对流过程采用深对流和浅对流机制相互协同,能够捕捉深/浅对
676 流的主要特征,但因不同方案间在数学物理模型和闭合假设理论的构建并不连续,
677 无法重现湍流-浅对流-深对流的连续发展。因此,在模式中实现对流谱连续存在
678 两条路径:一是发展新的参数化方案将云的动力过程统一,目前国际上已经涌现
679 出多个可行方案,比较有代表性的两类为涡扩散质量通量机制(eddy-diffusion
680 mass-flux)和高阶湍流闭合(Higher order closure)(Larson and Golaz 2005; Siebesma
681 et al. 2007);二是将模式分辨率提高至深对流可分辨尺度,通过动力框架解析描
682 述深对流。

683 就本研究而言,深对流和浅对流的分离分案使得 GAMIL 模式中深对流偏多,
684 中层对流偏少(图 10b, c);进而导致了模式中关于能量与水汽收支的一系列偏
685 差。据此,正确地表达对流由浅到深的连续发展、实现云动力过程的一致性是未
686 来气候模式发展的一大挑战。



687
688
689
690
691
692
693
694

图 10 依照月平均降水分箱的月平均标准化垂直运动 ω 分布谱：(a) ERA5，(b) GAMIL2，
 (c) GAMIL3。其中横坐标为 1 至 100 百分位，分箱区域为热带对流区（参考图 1 与表 1）。
 填色图为各箱平均的月均标准化垂直运动 ω ，仅反映结构不代表量级。
 Figure 10 Binned normalized ω by monthly mean precipitation intensity from 1 to 100 percentiles
 bins over the tropical convection region (refer to figure 1 and table 1). Shading is bin-averaged
 normalized ω , which only reflect the structure of ω don't represent its magnitude.

695 参考文献

- 696 Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 global precipitation
697 climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979 present) [J].
698 Journal of Hydrometeorology, 4 (6): 1147-1167.
- 699 Arakawa A. 2004. The cumulus parameterization problem: Past, present, and future [J].
700 Journal of Climate, 17(13): 2493-2525.
- 701 Arakawa A, Schubert W H. 1974. INTERACTION OF A CUMULUS CLOUD
702 ENSEMBLE WITH LARGE-SCALE ENVIRONMENT .1 [J]. Journal of the
703 Atmospheric Sciences, 31(3): 674-701.
- 704 Arakawa A, Jung J H. 2011. Multiscale modeling of the moist-convective atmosphere
705 - A review [J]. Atmospheric Research, 102(3): 263-285.
- 706 Back L E, Bretherton C S. 2006. Geographic variability in the export of moist static
707 energy and vertical motion profiles in the tropical Pacific [J]. Geophysical
708 Research Letters, 33(17).
- 709 ——. 2009a. A Simple Model of Climatological Rainfall and Vertical Motion Patterns
710 over the Tropical Oceans [J]. Journal of Climate, 22(23): 6477-6497.
- 711 ——. 2009b. On the Relationship between SST Gradients, Boundary Layer Winds, and
712 Convergence over the Tropical Oceans [J]. Journal of Climate, 22(15): 4182-4196.
- 713 Back L E, Hansen Z, Handlos Z. 2017. Estimating Vertical Motion Profile Top-
714 Heaviness: Reanalysis Compared to Satellite-Based Observations and Stratiform
715 Rain Fraction [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 74(3): 855-864.
- 716 Betts A K. 1986. A new convective adjustment scheme. Part 1: Observational and
717 theoretical basis [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,
718 112(473): 677-691.
- 719 Bony S, Stevens B, Frierson D M W, et al. 2015. Clouds, circulation and climate
720 sensitivity [J]. Nature Geoscience, 8(4): 261-268.
- 721 Bretherton C S, McCaa J R , Grenier H. 2004. A New Parameterization for Shallow
722 Cumulus Convection and Its Application to Marine Subtropical Cloud-Topped
723 Boundary Layers. Part I: Description and 1D Results [J].
- 724 Bretherton C S, Park S. 2009. A New Moist Turbulence Parameterization in the
725 Community Atmosphere Model [J]. Journal of Climate, 22(12): 3422-3448.
- 726 Bui H X, Yu J Y. 2021. Impacts of Model Spatial Resolution on the Simulation of

727 Convective Spectrum and the Associated Cloud Radiative Effect in the Tropics [J].
 728 Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II.

729 Bui H X, Yu J Y, Liu H W, et al. 2019. Convective Structure Changes over the Equatorial
 730 Pacific with Highly Increased Precipitation under Global Warming Simulated in
 731 the HiRAM [J]. *Sola*, 15(0): 119-124.

732 Chen C A, Yu J Y, Chou C. 2016. Impacts of Vertical Structure of Convection in Global
 733 Warming: The Role of Shallow Convection [J]. *Journal of Climate*, 29(12): 4665-
 734 4684.

735 Chen Y C., Yu J Y. 2021. Modes of tropical convection and their roles in transporting
 736 moisture and moist static energy: contrast between deep and shallow convection
 737 [J]. *Climate Dynamics*.

738 Chen Z, Zhou T, Zhang L, Chen X, et al. 2020. Global Land Monsoon Precipitation
 739 Changes in CMIP6 Projections [J]. *Geophysical Research Letters*, 47(14).

740 Chou C, Neelin J D, C.-A. Chen, and J.-Y. Tu. 2009. Evaluating the “Rich-Get-Richer”
 741 Mechanism in Tropical Precipitation Change under Global Warming [J]. *Journal*
 742 *of Climate*, 22(8): 1982-2005.

743 Cronin T W, Abbott T H, Beucler T. 2020. Convective Dynamics and the Response of
 744 Precipitation Extremes to Warming in Radiative–Convective Equilibrium [J].
 745 *Journal of the Atmospheric Sciences*, 77(5): 1637-1660.

746 Dai A. 2006. Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models [J].
 747 *Journal of Climate*, 19(18): 4605-4630.

748 Emanuel K A. 2007. Quasi-Equilibrium Dynamics of the Tropical Atmosphere [M]// T.
 749 Schneider (EDT), and A. H. S. (EDT). *The Global Circulation of the Atmosphere*.
 750 Princeton: Princeton University Press, 186–218.

751 Fuchs - Stone Ž, Raymond D J, Sentić S. 2020. OTREC2019: Convection Over the
 752 East Pacific and Southwest Caribbean [J]. *Geophysical Research Letters*, 47(11).

753 Fueglistaler S, Dessler A E, Dunkerton T J, et al. 2009. TROPICAL TROPOPAUSE
 754 LAYER [J]. *Reviews of Geophysics*, 47.

755 Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J].
 756 *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449): 447-462.

757 Guo Z, Zhou T. 2014. An improved diagnostic stratocumulus scheme based on
 758 estimated inversion strength and its performance in GAMIL2 [J]. *Science China-*
 759 *Earth Sciences*, 57(11): 2637-2649.

760 Hartmann D L, Larson K. 2002. An important constraint on tropical cloud - climate
761 feedback [J]. *Geophysical Research Letters*, 29(20).

762 Held I M. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J].

763 Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. *Quarterly*
764 *Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730): 1999-2049.

765 Holtslag A A M, Boville B A. 1993. local versus nonlocal boundary-layer diffusion in
766 a global climate model [J]. *Journal of Climate*, 6(10): 1825-1842.

767 John V O, Soden B J. 2007. Temperature and humidity biases in global climate models
768 and their impact on climate feedbacks [J]. *Geophysical Research Letters*, 34(18).

769 Kang I S, Jin K, Wang B, et al. 2002. Intercomparison of the climatological variations
770 of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs [J]. *Climate*
771 *Dynamics*, 19(5-6): 383-395.

772 Klein S A, Hartmann D L. 1993. THE SEASONAL CYCLE OF LOW STRATIFORM
773 CLOUDS [J]. *Journal of Climate*, 6(8): 1587-1606.

774 Larson K, Hartmann D L, Klein S A. 1999. The Role of Clouds, Water Vapor,
775 Circulation, and Boundary Layer Structure in the Sensitivity of the Tropical
776 Climate [J], 12(8): 2374.

777 Larson V E, Golaz J C. 2005. Using probability density functions to derive consistent
778 closure relationships among higher-order moments [J]. *Monthly Weather Review*,
779 133(4): 1023-1042.

780 Li L, Dong L, Xie J, et al. 2020. The GAMIL3: Model Description and Evaluation [J].
781 *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(15).

782 Ma J, Chadwick R, Seo K H, et al. 2018. Responses of the Tropical Atmospheric
783 Circulation to Climate Change and Connection to the Hydrological Cycle [J].
784 *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 46(1): 549-580.

785 Ma J, Zhou L, Foltz G R, et al. 2020. Hydrological cycle changes under global warming
786 and their effects on multiscale climate variability [J]. *Ann N Y Acad Sci*, 1472(1):
787 21-48.

788 Neelin J D. 2007. Moist dynamics of tropical convection zones in monsoons,
789 teleconnections, and global warming [M]// T. Schneider (EDT), and A. H. S.
790 (EDT). *The Global Circulation of the Atmosphere*. Princeton: Princeton University
791 Press.

792 Neelin J D, Held I M. 1987. Modeling Tropical Convergence Based on the Moist Static

793 Energy Budget [J]. *Mon. wea. rev.*, 115(1): 3-12.

794 Neelin J D, Yu J Y. 1994. Modes of Tropical Variability under Convective Adjustment
795 and the Madden–Julian Oscillation. Part I: Analytical Theory [J]. *Journal of the*
796 *Atmospheric Sciences*, 51(13): 1876-1894.

797 Siebesma A P, Soares P M M, Teixeira J. 2007. A combined eddy-diffusivity mass-flux
798 approach for the convective boundary layer [J]. *Journal of the Atmospheric*
799 *Sciences*, 64(4): 1230-1248.

800 Sun W, Li J, Wang B. 2016. Reducing the biases in shortwave cloud radiative forcing
801 in tropical and subtropical regions from the perspective of boundary layer
802 processes [J]. *Science China-Earth Sciences*, 59(7): 1427-1439.

803 Tian B, Fetzer E J, Kahn B H, et al. 2013. Evaluating CMIP5 models using AIRS
804 tropospheric air temperature and specific humidity climatology [J]. *Journal of*
805 *Geophysical Research-Atmospheres*, 118(1): 114-134.

806 Wang B, Ding Q H, Fu X H, et al. 2005. Fundamental challenge in simulation and
807 prediction of summer monsoon rainfall [J]. *Geophysical Research Letters*, 32(15).

808 Wills R C, Levine X J, Schneider T. 2017. Local Energetic Constraints on Walker
809 Circulation Strength [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(6): 1907-1922.

810 Wu B, Zhou T, Li T. 2017. Atmospheric Dynamic and Thermodynamic Processes
811 Driving the Western North Pacific Anomalous Anticyclone during El Niño. Part I:
812 Maintenance Mechanisms [J]. *Journal of Climate*, 30(23): 9621-9635.

813 Wu X, Deng L, Song X, et al. 2007. Impact of a modified convective scheme on the
814 Madden-Julian Oscillation and El Niño-Southern Oscillation in a coupled climate
815 model [J]. *Geophysical Research Letters*, 34(16).

816 Yu J Y, Neelin J D. 1997. Analytic Approximations for Moist Convectively Adjusted
817 Regions [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(8): 1054-1063.

818 Yu J Y, Chou C, Neelin J D. 1998. Estimating the gross moist stability of the tropical
819 atmosphere [J], 55(8): 1354-1372.

820 周天军, 陈晓龙, 吴波. 2019a. 支撑“未来地球”计划的气候变化科学前沿问题
821 [J]. *科学通报*, 64(19): 1967-1974. Zhou T J, Chen X L, Wu B. 2019a. Frontier
822 issues on climate change science for supporting Future Earth [J]. *Chinese Science*
823 *Bulletin (in Chinese)*, 64(19), 1967-1974.

824 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 2019b. 第六次国际耦合模式比较计划 (CMIP6) 评述
825 [J]. *气候变化研究进展*, 15 (5): 445-456. Zhou T J, Zou L W, Chen X L. 2019b.

826 Commentary on the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) [J].
827 Climate Change Research (in Chinese), 15 (5): 445-456.
828 Zhang G J, Wu X Q. 2003. Convective momentum transport and perturbation pressure
829 field from a cloud-resolving model simulation [J]. Journal of the Atmospheric
830 Sciences, 60(9): 1120-1139.
831