

物理协调大气变分客观分析模型及其在青藏高原的应用

(I): 方法与评估

王东海^{1*}, 姜晓玲², 张春燕¹, 庞紫豪³, 梁钊明², 张明华⁴

1. 中山大学大气科学学院, 广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室, 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 珠海 519082
2. 中国气象科学研究院, 北京 100081
3. 国家气象信息中心, 北京 100081
4. 纽约州立大学, 纽约 11794

摘要 本文系统地介绍了基于约束变分客观分析法构建的物理协调大气变分客观分析模型, 并将模型首次应用于青藏高原那曲试验区。该模型可融合不同时空分辨率的多来源数据, 通过利用地面降水和地面、大气顶部的热通量等大气上下边界的观测资料来约束调整探空观测变量, 从而尽可能保证气柱内的质量、热量、水汽和动量收支平衡。对模型及其产生的第三次青藏高原大气科学试验那曲试验区 2014 年 8 月期间的大气分析数据集进行评估分析, 结果表明模型生成的常规状态量很好地保留了观测特征, 模型生成的重要大尺度衍生量(如垂直速度、散度、温度/水汽平流、视热源、视水汽汇等)可以较好地反映试验期内大气柱的动力、热力和水汽结构特征, 有利于对大气降水过程的分析研究。分析发现, 350~400hPa 高度层是该时期那曲试验区的动力、热量和水汽的重要变化中心。从各种观测资料对模型生成的分析场的影响来看, 探空观测对高空风场的影响最大, 但这种影响的幅度在 1m/s 以内; 降水和上下边界通量观测主要影响大尺度

收稿日期: 2021 年 7 月 16 日; **网络预出版日期**

作者简介: 王东海, 男, 二级教授, 主要从事灾害天气动力学、数值模式发展及应用等研究。Email: wangdh7@mail.sysu.edu.cn

通讯作者: 王东海, Email: wangdh7@mail.sysu.edu.cn

资助项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目 2019QZKK0105, 国家自然科学基金项目 91437221, 91837204

Funded by The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) program (Grant 2019QZKK0105), National Natural Science Foundation of China (Grant 91437221, 91837204)

衍生量如垂直速度，其中降水主要影响降水时期的上升运动，通量观测主要影响弱/无降水时期的下沉运动。总体而言，物理协调大气变分客观分析模型具备较好的稳定性和合理性。

关键词 物理协调大气变分客观分析模型；约束变分分析；青藏高原那曲试验区；多来源观测；评估

文章编号

10.3878/j.issn.1006-9895.2106.21068

Physically Consistent Atmospheric Variational Objective Analysis and Applications over Tibetan Plateau (I): Method and Evaluation

WANG Donghai^{1*}, JIANG Xiaoling², ZHANG Chunyan¹, PANG Zihao³,
LIANG Zhaoming², ZHANG Minghua⁴

1. *Guangdong Province Key Laboratory for Climate Change and Natural Disaster Studies, School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082*
2. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*
3. *National Meteorological Information Center, Beijing 100081*
4. *State University of New York at Stony Brook, Stony Brook, New York, NY 11794*

Abstract A physically consistent atmospheric objective analysis model based on the constrained variational analysis (CVA) method was applied to the Tibetan Plateau for large-scale atmospheric structure analysis. This objective analysis model can deal with multi-source measurements with different spatial and temporal resolutions, and satisfy

the conservation of column-integrated mass, heat, moisture, and momentum by using surface precipitation and flux data at the surface and top of the atmosphere to constrain the sounding measurements. An experiment during August 2014 around Naqu in the Tibetan Plateau shows that those state variables generated by the model can retain observational characteristics. The analyzed large-scale derivatives such as vertical velocity, divergence, temperature and water vapor advection, apparent heat source and apparent moisture sink by the objective analysis model can reasonably demonstrate dynamic, thermal, and moisture structures during the analysis period, which is conducive to the precipitation process studies. It shows that the layer of 350~400hPa is an important change center of dynamics, heat, and water vapor in the analysis region during August 2014. In this model, different sources of measurements have different impact on the final analysis fields. Sounding measurement has a significant impact on the upper-level wind. However, the amplitude of this impact is small within 1 m/s. Precipitation and flux measurements mainly affect the large-scale derivatives such as vertical velocity, in which precipitation mainly affects the upward movement during precipitation periods, and flux data mainly affect the downward movement during light/no rain periods. In general, the physically consistent atmospheric variational objective analysis model has high stability and strong validity.

Keywords Physically consistent atmospheric variational objective analysis model; Constrained variational analysis; Tibetan Plateau-Naqu analysis region; Multi-source measurements; Evaluation

1. 引言

随着大气观测能力的不断提高,观测资料的种类越来越丰富。然而,不同观测资料之间由于观测设备的差异可能存在不协调的问题,很多关键物理量如垂直速度,仍无法直接观测;同时受限于仪器误差、观测误差等因素,由观测变量直

接计算的大尺度衍生变量如垂直速度、温度/水汽平流、热源等也无法很好地代表大气的真实情况，更无法满足大气的水汽和能量收支平衡（O'Brien, 1970; Lin and Johnson, 1996）。目前，再分析资料作为时间、空间上连续性较好的资料，在气象分析研究中被广泛应用，但再分析资料依赖于数值预报模式和同化方法，模式中物理过程参数化方案的缺陷及其他模式误差会进一步影响资料的准确性（Xie et al., 2003; Morrison and Pinto, 2004），导致不同种类的再分析资料在同一地区会有所差异，甚至同一种再分析资料在不同地区的资料质量也会有明显不同（Bao and Zhang, 2012; Wang and Zeng, 2012; You et al., 2014）。此外，当选定区域运用单柱模式或云模式进行研究时，需要给模式提供一个强迫场来定量地描述选定区域内部大气和外界大气的物理量交换特征，这个强迫场一般包括了温度和水汽的平流倾向以及垂直速度等，其质量直接影响模式结果。由于绝大多数物理参数化过程发生的时间尺度都小于一天，为了更好地解释模式的模拟过程与实际观测之间的误差，需要给模式提供更高精度的强迫场（Lord, 1982; Daviesjones, 1993; Wang and Randall, 1996; Xie et al., 2004）。因此，如何充分有效地利用多来源观测资料，使各类资料之间协调的同时保持资料的观测特征，是当前观测资料使用、尤其是外场观测试验中的一项难点工作。

客观分析方法是不依赖于数值模式的一种数据分析方法，最初由 Panofsky (1949) 提出，以便在有限的区域内用一个多项式来拟合该区域的观测数据。Cressman (1959) 和 Гандин (1963) 指出“客观分析”是将不规则分布的站点资料插值到规律的网格点上，从而为数值预报模式提供初始分析场。变分法是客观分析方法中的一种，它寻求的是分析场的极值，即使之无限逼近真实场（刘凑华等，2013）。Zhang and Lin (1997) 提出一种应用于大气单柱的约束变分客观分析方法（Constrained Variational Analysis，以下简称 CVA），这种方法能够利用地面降水和地面、大气顶的通量等观测资料来约束、调整探空观测的温度、湿度和风场，从而保持大气柱的质量、能量、水汽和动量收支平衡，最终得到一套满足热力、动力相互协调的大气分析数据集。目前为止，CVA 方法已在多个国际外场大气科学试验中得到广泛应用，如 ARM（Atmospheric Radiation Measurement）（Zhang et al., 2001a; Zhang et al., 2016），TRMM（Tropical Rainfall Measuring

Mission)(Schumacher et al., 2007), SCSMEX(South China Sea Monsoon Experiment)
(Schumacher et al., 2007), TWP-ICE (Tropical Warm Pool-International Cloud
Experiment)(Xie et al., 2010), MC3E (Midlatitude Continental Convective Clouds
Experiment)(Xie et al., 2014), GoAmazon2014/5(Green Ocean Amazon experiment)
(Tang et al., 2016), TIPEX-III (Third Tibetan Plateau Atmospheric Scientific
Experiment)(姜晓玲, 2016; 庞紫豪等, 2019)等等。

Waliser et al. (2002) 验证了 CVA 方法的有效性, 发现该方法产生的大气分析数据的误差明显小于仅考虑质量守恒的传统客观分析法。Zhang et al. (2001a) 和 Xie et al. (2003, 2006a) 发现由 CVA 方法构建的数据分析系统对插值方式、输入数据类别和区域范围大小的敏感度较低, 能够明显提高模式强迫场的准确度。迄今为止, CVA 方法在诸多相关研究领域产生了较多创新成果与进展, 如将 CVA 方法应用于分析中高纬度大陆、热带海洋和大陆的对流系统 (Ghan et al., 2000; Schumacher et al., 2007; Xie et al., 2014; Tang et al., 2016), 揭示热带混合重力 Rossby 波与非绝热加热场的耦合结构 (Wang and Zhang, 2015), 评估云模式的云模拟能力 (Zeng et al., 2007)、积云参数化方案 (Xie et al., 2002; Luo et al., 2008) 和再分析及模式预报资料 (Xie et al., 2006b; Kennedy et al., 2011) 等。特别地, CVA 方法被 ARM 项目中心采用并不断发展成现今的多种观测资料变分客观分析业务系统 (Zhang et al., 2016)。

以上众多研究已表明 CVA 方法及其构建的数据在云-对流-降水过程分析、水汽和热量收支分析、资料和模式评估等方面具有明显的优势。然而, 目前 CVA 方法还没有在国内野外观测试验、云模式发展等类似研究中得到很好的应用。本文将针对基于 CVA 方法构建的物理协调大气变分客观分析模型, 以青藏高原那曲及其周边地区作为试验区, 系统阐述该模型的理论框架和资料使用情况, 随后应用该模型生成一套短期的那曲试验区热力-动力相协调的大气分析数据集, 通过对模型及其生成的数据集进行简单的对比评估和敏感性试验, 以此展示物理协调大气变分客观分析模型的合理性和适用性。

2. 理论基础

为了从有限的探空观测资料中获取垂直速度、平流倾向等大尺度强迫项，Zhang and Lin（1997）提出了一种应用于单个大气柱的约束变分客观分析方法（CVA）。不同于传统的客观分析方法只考虑质量收支平衡对气柱进行约束（O'Brien, 1970; Yanai and Johnson, 1993; Lin and Johnson, 1996），CVA 方法还可对气柱进行热量、水汽和动量的收支约束（图 1）。结合气柱上下边界的通量等观测数据，通过尽量小地调整区域内的探空状态量，从而保持大气柱的总质量、热量、水汽和动量的收支平衡。在数据处理的过程中，CVA 方法能够尽量利用观测的有效信息，同时充分考虑观测的误差和不确定性，尽量提高最终分析结果的信度。

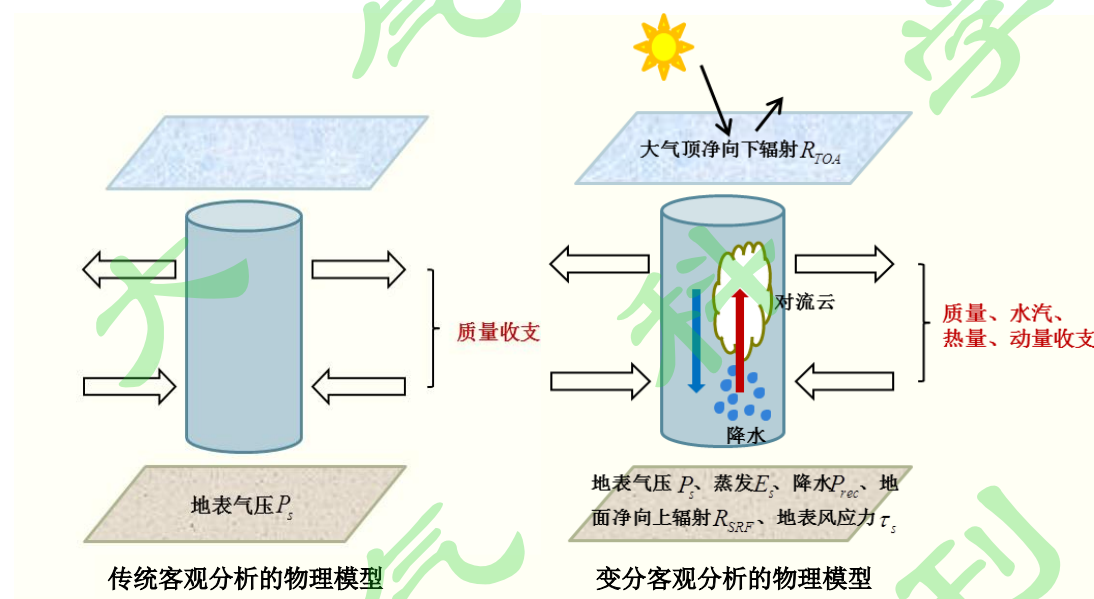


图 1 基于传统客观分析方法的物理概念模型（左）和基于约束变分客观分析方法的物理概念模型（右）

Fig. 1 Physical conceptions based on traditional objective analysis method with only mass constraint (left) and the constrained variational analysis (CVA) method (right)

CVA 方法的理论基础如下:

已知大尺度大气场满足

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} + \omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} + f \vec{k} \times \vec{V} + \nabla \phi = -\nabla \cdot (\overline{\vec{V} \vec{V}'}) - \frac{\partial \overline{\omega' \vec{V}'}}{\partial p} \quad (1)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla s + \omega \frac{\partial s}{\partial p} = Q_{rad} + L(C - E) - \nabla \cdot (\overline{\vec{V} s'}) - \frac{\partial \overline{\omega' s'}}{\partial p} + L \frac{\partial q_l}{\partial t} \quad (2)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} = E - C - \nabla \cdot (\overline{\vec{V} q'}) - \frac{\partial \overline{\omega' q'}}{\partial p} - \frac{\partial q_l}{\partial t} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} + \nabla \cdot \vec{V} = 0 \quad (4)$$

边界条件为:

$$\omega|_{p=p_s} = \frac{\partial p_s}{\partial t} + \vec{V}_s \cdot \nabla p_s, \quad \omega|_{p=p_0} = 0$$

其中 $\vec{V}$ 为水平风场, $s = C_p T + gz$ 为干静力能, q 为水汽混合比, p_s 、 p_0 分别为地面和大气顶气压, Q_{rad} 为净辐射加热率, C 为凝结率, E 为蒸发率, L 为水分相变潜热率, q_l 为云液态水含量, ω 为垂直速度。上横线表示区域平均, 上标“'”表示与平均值的偏差。

对 (1) - (4) 式垂直积分, 记 $\langle X \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_r}^{p_s} (X) dp$, 则可得:

$$\langle \nabla \cdot \vec{V} \rangle = -\frac{1}{g} \frac{dp_s}{dt} \quad (5)$$

$$\frac{\partial \langle q \rangle}{\partial t} + \langle \nabla \cdot \vec{V} q \rangle = E_s - P_{rec} - \frac{\partial \langle q_l \rangle}{\partial t} + \omega_s q_s / g \quad (6)$$

$$\frac{\partial \langle s \rangle}{\partial t} + \langle \nabla \cdot \vec{V} s \rangle = R_{TOA} - R_{SRF} + L P_{rec} + SH + L \frac{\partial \langle q_l \rangle}{\partial t} + \omega_s s_s / g \quad (7)$$

$$\frac{\partial \langle \vec{V} \rangle}{\partial t} + \langle \nabla \cdot \vec{V} \vec{V} \rangle + f \vec{k} \times \langle \vec{V} \rangle + \nabla \langle \phi \rangle = \tau_s \quad (8)$$

其中, R_{TOA} 和 R_{SRF} 分别表示大气顶和地面向下净辐射通量, τ_s 为地面风应力, P_{rec} 为降水量, SH 为感热通量, E_s 地面为蒸发量, ω_s 、 q_s 、 s_s 分别为地面垂

直速度、水汽混合比、干静力能， ϕ 为位势。

构造价值函数（9）式，在满足（5）-（8）式的约束下，令（9）式最小：

$$I(t) = \iiint_{p,x,y} [\alpha_u (u^* - u_o)^2 + \alpha_v (v^* - v_o)^2 + \alpha_s (s^* - s_o)^2 + \alpha_q (q^* - q_o)^2] dx dy dp \quad (9)$$

其中上标“*”表示最终分析量，下标“o”表示观测量，即初始分析量， α 为权重系数，与初始场的误差估计有关（Zhang and Lin 1997；Zhang et al. 2001a）。

假设在研究区域内共有 I 个探空站点，垂直方向上共有 K 层，则 i 站点 k 层上的变量 x 表示为 x_{ik} ，使用矩阵 X 代表变量 (u, v, s, q) ，则 X 可写为 $X^T = (X_{11}, X_{12}, \dots, X_{K1}, X_{21}, \dots, X_{IK})$ 。

因此（9）式可写为：

$$I(t) = (u^* - u_o)^T Q_u (u^* - u_o) + (v^* - v_o)^T Q_v (v^* - v_o) + (s^* - s_o)^T Q_s (s^* - s_o) + (q^* - q_o)^T Q_q (q^* - q_o) \quad (10)$$

式中 Q_X 是与变量的误差协方差有关的加权矩阵， $Q_X \sim \sigma_X^{-2}$

将约束条件（5）-（8）式写成离散形式：

$$A_{p_s}(\vec{V}_{ik}^*) = \left(\frac{1}{g} \frac{\partial p_s}{\partial t} \right)_m + \left((\nabla \cdot \vec{V})_m \right)_k = 0 \quad (11)$$

$$A_{\vec{V}}(\vec{V}_{ik}^*, \phi_{ik}^*) = \left(\left(\frac{\partial \vec{V}^*}{\partial t} \right)_m \right)_k + \left((\nabla \cdot \vec{V}^* \vec{V}^*)_m \right)_k + f \vec{k} \times \left((\vec{V}^*)_m \right)_k + \left((\nabla \phi^*)_m \right)_k - \tau_s = 0 \quad (12)$$

$$A_q(\vec{V}_{ik}^*, q_{ik}^*) = \left(\left(\frac{\partial q^*}{\partial t} \right)_m \right)_k + \left((\nabla \cdot \vec{V}^* q^*)_m \right)_k - E_s + P_{rec} + \left(\frac{\partial q_l}{\partial t} \right)_m - \omega_s q_s / g = 0 \quad (13)$$

$$A_s(\vec{V}_{ik}^*, s_{ik}^*) = \left(\left(\frac{\partial s^*}{\partial t} \right)_m \right)_k + \left((\nabla \cdot \vec{V}^* s^*)_m \right)_k - R_{TOA} + R_{SRF} - L_{P_{rec}} - SH - L \left(\frac{\partial q_l}{\partial t} \right)_m - \omega_s s_s / g = 0 \quad (14)$$

其中， $\langle X \rangle_k = \frac{1}{g} \sum_{k=1}^{K} (X_k) \Delta p_k$ 表示垂直求和， $\langle \rangle_m$ 表示区域平均。

位势可以通过以下静力平衡方程的虚温推导得出。

$$\frac{\partial \phi^*}{\partial p} = - \frac{RT_v^*}{p} \quad (15)$$

虽然模型可对地面压力、蒸发量、感热通量、地面风应力和云液体水含量进行调整，但为简便起见目标函数中不包括这些物理量。

使用分析变量 X 的变分方程（欧拉-拉格朗日方程）可以写为：

$$\frac{\partial I^*(t)}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_1(t) \frac{\partial A_{p_s}}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_2(t) \frac{\partial A_q}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_3(t) \frac{\partial A_s}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_4(t) \frac{\partial A_u}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_5(t) \frac{\partial A_v}{\partial X_{ik}^*} = 0 \quad (16)$$

x_{ik}^* 表示变量 u_{ik}^* 、 v_{ik}^* 、 s_{ik}^* 、 q_{ik}^* ， λ_i 表示拉格朗日算子，每个变量都有 $I \times K$ 个点。约束过程共产生 4 个变量与 5 个拉格朗日算子，在任何给定的时刻，要计算 $4 \times I \times K + 5$ 个变量，它们可以由 $4 \times I \times K$ 个 (16) 式和 (11) - (14) 式方程求解出来。需要注意的是，约束变分过程是在垂直积分后进行的，拉格朗日算子只是时间的函数。

假设不同站点和不同变量的观测误差不相关，则协方差矩阵是对角型矩阵。矩阵对角线上的元素为误差协方差 $\sigma_{x_{ik}}^2$ 的倒数，那么 (16) 式写为

$$2\sigma_{x_{ik}}^{-2} (X_{ik}^* - X_{o,ik}) + \lambda_1(t) \frac{\partial A_{p_s}}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_2(t) \frac{\partial A_q}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_3(t) \frac{\partial A_s}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_4(t) \frac{\partial A_u}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_5(t) \frac{\partial A_v}{\partial X_{ik}^*} = 0 \quad (17)$$

或

$$X_{ik}^* = X_{o,ik} - \frac{\sigma_{x_{ik}}^2}{2} \left[\lambda_1(t) \frac{\partial A_{p_s}}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_2(t) \frac{\partial A_q}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_3(t) \frac{\partial A_s}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_4(t) \frac{\partial A_u}{\partial X_{ik}^*} + \lambda_5(t) \frac{\partial A_v}{\partial X_{ik}^*} \right] \quad (18)$$

对于 (18) 式及 (11) - (14) 式的求解采用迭代计算，可以得出最终的分析场 u^* 、 v^* 、 s^* 、 q^* ，即为调整后的热动力协调的大气场，并计算出垂直速度、温度（热量）平流、水汽平流、视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 等大尺度项。更详细的方法介绍、数学求解过程和数据处理步骤可参考 Zhang and Lin (1997) 和 Zhang et al. (2001b)。需要注意的是，CVA 方法为了简化计算，只考虑了液态水和水汽的相变，忽略了冰相的变化，因此该方法更适合对暖云情形的应用分析。

3. 观测资料

2014 年夏季，中国气象局、国家自然科学基金委和中国科学院共同启动了第三次青藏高原大气科学试验 (TIPEX-III)，很大程度上填补了高原地区缺少观测的空白 (Zhao et al., 2017; 赵平等, 2018)。本文将基于 CVA 方法构建的物理协调大气变分客观分析模型 (以下简称“模型”) 应用于青藏高原，为充分利用高

原地区的站点观测，模型选定了以那曲探空站为中心，半径为 200km 的圆柱形区域（图 2），模型的评估试验时期选择 TIPEX-III 的初始时期——2014 年 8 月。为尽量充分利用探空、风廓线等高空观测资料，模型通常令构成气柱边界的分析点与高空观测站点重合，若后者不能直接构成分析点，也可通过设置插值半径影响其附近的分析点，从而使分析点上的物理量更接近于实际观测。由于试验区域内实际探空站数量有限，为减小进出气柱的通量计算误差，可适当人为补充分析点，从而构成气柱边界（如图 2 中的红色星点）。根据模型对输入数据的需求，将输入变量分为调整变量（即探空观测变量）和约束变量（即地面和大气顶观测变量）。除了这些观测输入项，模型还需要背景场资料来对观测缺测进行插值处理，并结合站点观测插值得到分析点的数据。以下介绍模型的几种主要输入资料，站点分布见图 2，变量信息见表 1。

3.1 高空观测资料

模型所使用的高空观测资料为中国气象局气象探测中心提供的 L 波段探空资料，资料具备较高的精度（奉超，2007）。探空站通常每天进行两次放球观测，分别在 08 时和 20 时，上升过程中探空气球每秒采集一组数据，因此 L 波段探空资料具有非常高的垂直分辨率，被广泛应用于气象研究中（如杨湘婧等，2011；姜晓玲等，2016；梁智豪等，2020）。青藏高原的探空站点稀少，主要分布在东部和南部地区（赵平等，2018）。模型选取了那曲及其周边共四个探空站的观测资料，这四个探空站分别是那曲站、沱沱河站、拉萨站和林芝站，探空变量包括风向和风速、气压、温度、相对湿度，时间分辨率为 12 小时。

3.2 地面自动站观测资料

本文中，模型输入的地面气象站观测资料为国家级和区域级的气象自动站资料，提供的变量有地面的降水量、风向和风速、气压、温度和相对湿度，时间分辨率为逐小时。在那曲试验区，共有国家级和区域级自动站 121 个，经过质量控制之后，这 121 个站都可以提供逐小时地面降水资料，但只有 78 个站可提供逐小时地面风向、风速、气温、湿度等要素。

3.3 边界层综合观测资料

TIPEX-III 期间进行了边界层通量的综合观测试验（赵平等，2018），观测量包括湍流通量、地面辐射、土壤热通量、二氧化碳通量等。在那曲试验区中，边界层综合观测站点有 8 个，分别为安多、班戈、比如、嘉黎、林芝、那曲、纳木错和聂荣，观测时间分辨率为 0.5 小时。在本文中，模型所用到的地面通量资料为边界层观测的感热通量和潜热通量。

3.4 CERES 卫星资料

云与地球辐射能量系统（Clouds and the Earth's Radiant Energy System, CERES）作为美国国家航空航天局地球观测系统（NASA's Earth Observing System, EOS）的重要组成部分（Wielicki et al., 1996），目前主要服务于 EOS Terra, Aqua 和 S-NPP 三个卫星。利用卫星上搭载的观测仪器，检测从大气层顶端至地表的太阳辐射及地球和大气放出的热辐射。此外，CERES 还可以提供各类云参量的反演产品。本文模型使用的辐射资料来源于 CERES SYN1deg 产品集，包括地面和大气顶的短波辐射和长波辐射，以及对流层低层、中低层、中高层和高层的云液态水含量，时间分辨率为 1 小时，空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。

3.5 背景场资料

背景场资料主要是指各气压层的温、压、湿、风资料，通常为格点数据，它可以是模式资料，也可以是再分析资料。背景场资料可以弥补探空等实际观测缺失或观测密度稀疏造成的不足。本文中，模型构建的 2014 年 8 月大气分析数据集使用的背景场资料为欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF）最新发布的 ERA5 再分析资料（Hersbach et al., 2020）。该资料可以提供 1950 年以来的再分析结果，包括地面和大气层顶的单层变量以及多层高空要素场变量，其中高空要素场共有 37 层，从 1000 hPa 至 1 hPa。模型选用的变量包括各气压层的温度、湿度、风向和风速，时间分辨率为 1 小时，空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。为更好地实现水平插值，背景场的空间范围比气柱分析区大，范围为 $28.75^\circ \text{N} \sim 34.25^\circ \text{N}$ 、 $89.00^\circ \text{E} \sim 95.25^\circ \text{E}$ （图 2）。

表 1 2014 年 8 月青藏高原那曲试验区物理协调大气变分客观分析模型的输入资料

Table 1 The information of input data for the physically consistent atmospheric variational objective analysis during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region

资料种类	资料来源	变量	时间分辨率	空间分辨率
背景场	ERA5	气压层纬向 U 风	1 小时	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$
		气压层经向 V 风		
		气压层温度		
		气压层湿度		
高空观测	L 波段探空	高空纬向 U 风	12 小时	站点
		高空经向 V 风		
		高空气压		
		高空温度		
		高空湿度		
地面观测	地面自动气象站	10m 纬向 U 风	1 小时	站点
		10m 经向 V 风		
		地面气压		
		2m 温度		
		2m 湿度		
		地面降水		
边界层观测	TIPEX-III	地面潜热通量	0.5 小时	站点
		地面感热通量		
卫星资料	CERES	地面向上短波辐射	1 小时	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$
		地面向下短波辐射		
		地面向上长波辐射		
		地面向下长波辐射		
		大气顶向下短波辐射		
		大气顶向下长波辐射		
		大气云液态水含量		

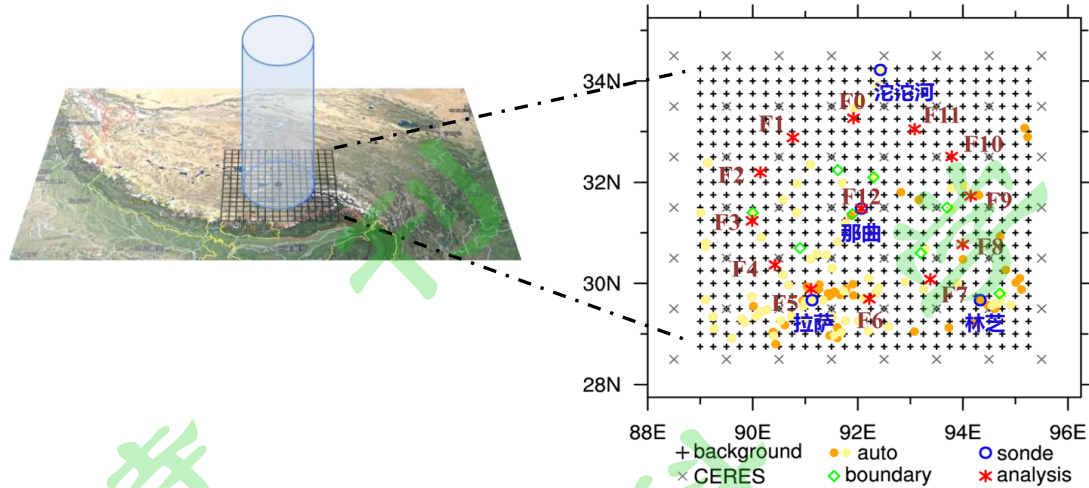


图2 2014年8月青藏高原那曲试验区的资料分布：“+”为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的ERA5背景场格点；“●”为121个地面气象自动站，其中只有78个黄色站可提供除了降水以外的温、压、湿、风等其他常规地面要素的有效观测；“○”为探空站；“x”为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的CERES格点；“◇”为边界层观测站点；“*”为人为选定的分析点（F0~F12），构成气柱边界和中心

Fig. 2 The data network of the Tibetan Plateau-Naqu analysis region: “+” represents the ERA5 background grid points with a spatial resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$; “●” represents the 121 surface meteorological automatic stations, in which the yellow ones denote only 78 stations could give the measurements of other state variables besides precipitation; “○” represents the sounding stations, “x” represents the CERES grid points with a spatial resolution of $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, “◇” represents the boundary-layer stations, and “*” represents the artificial analysis points (F0~F12) which form the air column boundary and the center of the analysis region

4. 模型数据

4.1 数据产品

模型输出的数据集是区域平均后的单层和多层变量，见表2。模型产生的一系列无法直接观测的重要物理量如垂直速度、散度、温度/水汽平流、视热源、视水汽汇等，是基于观测变量约束调整后的大气分析场进一步计算衍生的，因此可用来检验模式产品（Xie et al., 2003, 2006b），也可以作为强迫场驱动单柱模式或云模式（Xu et al., 2002; Xie et al., 2004），评估模式参数化方案（Xie et al., 2002），或应用于云-降水过程分析和大气动力、热力、水汽收支等大尺度的结构特征分析等（庞紫豪等，2019; Zhang et al., 2021a, 2021b）。模型产生的2014年8月试验期数据集的时间分辨率为1小时，垂直分辨率为25 hPa。

表 2 物理协调大气变分客观分析模型输出的变量产品

Table 2 The variables derived by the physically consistent atmospheric variational objective analysis

序号	变量名	单位	序号	变量名	单位
单层变量					
1	降水率	mm/hour	14	大气顶向上长波辐射	W/m ²
2	地面潜热通量	W/m ²	15	大气云液态水含量	cm
3	地面感热通量	W/m ²	16	气柱整层水汽变化	mm/hour
4	气柱平均地面气压	hPa	17	气柱整层水汽平流	mm/hour
5	中心点地面气压	hPa	18	地面蒸发率	mm/hour
6	地面温度	°C	19	气柱整层热量变化	W/m ²
7	地面相对湿度	%	20	气柱整层热量平流	W/m ²
8	地面全风速	m/s	21	气柱净辐射	W/m ²
9	地面纬向风	m/s	22	气柱潜热	W/m ²
10	地面经向风	m/s	23	地面垂直速度	hPa/hour
11	地面净向下短波辐射	W/m ²	24	2m 水汽混合比	g/kg
12	地面净向上长波辐射	W/m ²	25	2m 干静力能	K
13	大气顶向下短波辐射	W/m ²	26	大气可降水量	cm
多层变量					
1	温度	K	10	垂直水汽平流	g/kg/hour
2	水汽混合比	g/kg	11	热能	K
3	纬向风	m/s	12	水平热能平流	K/hour
4	经向风	m/s	13	垂直热能平流	K/hour
5	垂直速度	hPa/hour	14	热能变化率	K/hour
6	水平辐合辐散	1/s	15	温度变化率	K/hour
7	水平温度平流	K/hour	16	水汽变化率	g/kg/hour
8	垂直温度平流	K/hour	17	视热源	K/hour
9	水平水汽平流	g/kg/hour	18	视水汽汇	K/hour

4.2 数据评估

尽管模型是通过大气上下边界的观测变量来约束调整探空观测，从而获取物理协调的大气基本状态分析场，并以此计算出大尺度动力、热力物理诊断变量，但最终的分析场仍然无法完全避免由观测、计算、背景场带来的各种各样的误差，

因此无法保证模型的分析结果就是大气的“真实场”，只能够理论上将模型结果看作为大气真实场的一种逼近。本文将通过对比模型、观测与 ERA5 再分析资料的结果，来检验模型的准确度和合理性。由于模型生成的大尺度变量无法利用观测资料来直接评估，因此也可以通过检验模型结果与降水发展的吻合度，进一步评估模型及其数据集在青藏高原那曲试验区的合理性。

本文利用模型生成了 2014 年 8 月那曲试验区的大气分析数据集，通过对比模型变分客观分析前后的能量收支变化，检验模型产生的分析结果是否满足气柱能量收支的守恒。方程组 (5) - (8) 等号左右两边的差值（或称为剩余）越小，则表明大气柱的质量、水汽、热量和动量基本守恒。本文中，模型主要对气柱的质量、水汽和热量进行约束。图 3 为模型输出的变分客观分析前后的气柱质量、水汽和热量的收支剩余。未进行约束调整时，气柱内质量、水汽和热量剩余的量级分别是 10^1 、 10^{-1} 、 10^0 - 10^1 ，经过约束调整后，对应的量级分别变为 10^{-3} 、 10^{-2} 、 10^{-2} ，其中模型对质量的约束最为明显，因此，可以认为模型基本满足大气柱的质量、水汽和热量收支平衡。

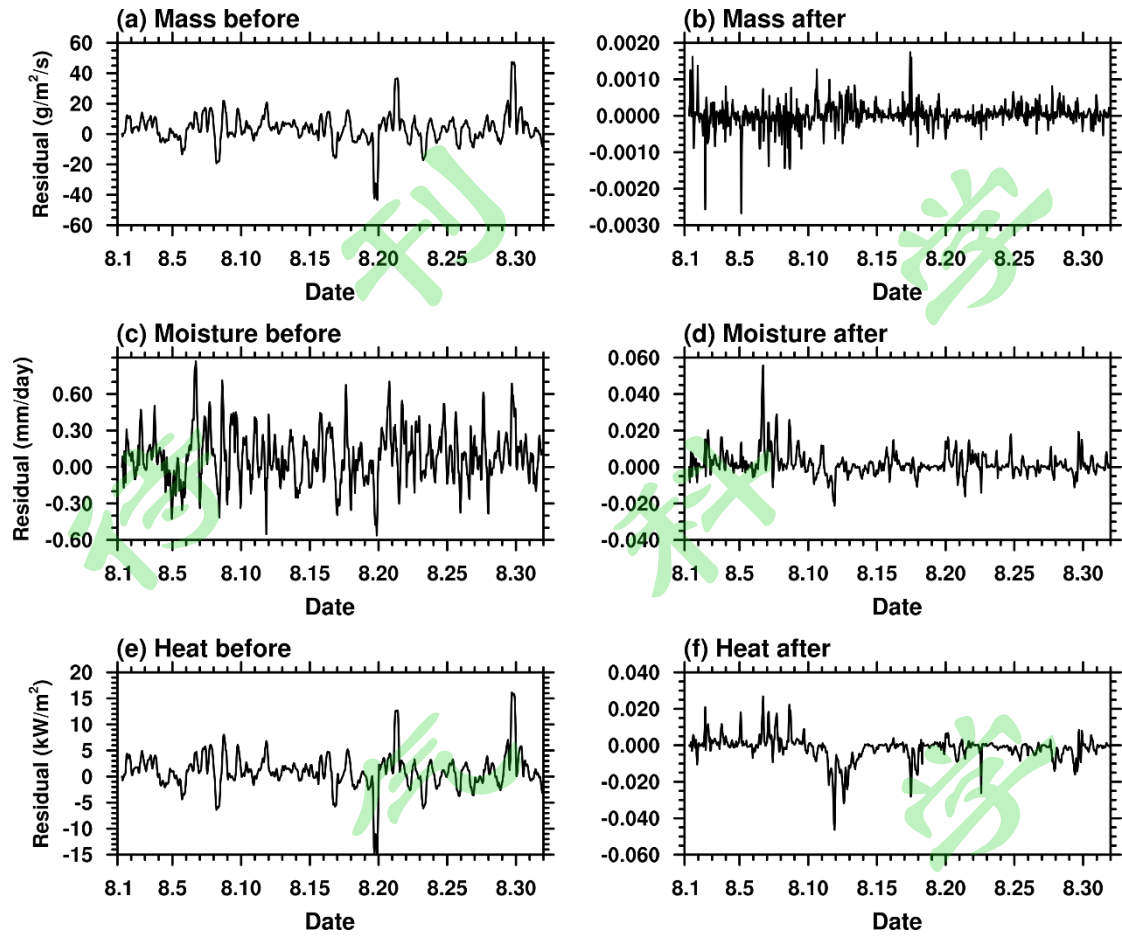


图3 模型在变分客观分析前（左）和变分客观分析后（右）的气柱（a, b）质量剩余（单位： $\text{g/m}^2/\text{s}$ ），（c, d）水汽剩余（单位： mm/day ），和（e, f）热量剩余（单位： KW/m^2 ）

Fig. 3 Residuals of (a, b) mass ($\text{g/m}^2/\text{s}$), (c, d) moisture (mm/day), and (e, f) heat (KW/m^2) before (left) and after (right) the CVA procedure in the physically consistent atmospheric variational objective analysis

在那曲试验区，模型中产生的地面状态量是自动站和探空资料融合调整的结果。图 4a 对比了模型生成的地面气压和 ERA5 再分析中的地面气压，可以发现，两种产品随时间的变化趋势大体一致，但模型的地面气压起伏更明显，如 8 月上旬模型呈现出的地面气压波动较大，而 ERA5 的结果比较平缓。此外，模型和 ERA5 的气压大小具有明显的偏差，前者平均地面气压约为 595.7 hPa，后者约为 572.5 hPa，二者相差约 23hPa。统计 2014 年 8 月试验区内自动站和 ERA5 的地面气压的频率分布，从图 4b 可见，自动站的地面气压主要分布在 560-670 hPa，

分布范围较广，模型生成的地面气压平均值恰好落在该观测区间内。图 4c 表明 ERA5 的地面气压主要集中在 530-610 hPa，其中 550-580 hPa 出现频率最高，分布范围较窄。因此，ERA5 再分析资料提供的地面气压明显低于实际观测的，这种气压差异可能是因为产生 ERA5 再分析资料的数值模式所使用的下垫面与青藏高原实际下垫面之间存在偏差而导致的。此外，模型产生的其他地面状态量如地面风场、温度、湿度等与 ERA5 再分析资料的结果相比（图略），二者随时间的变化趋势也基本一致，在强度上略有差异，但差异明显小于模型和 ERA5 的地面气压差。

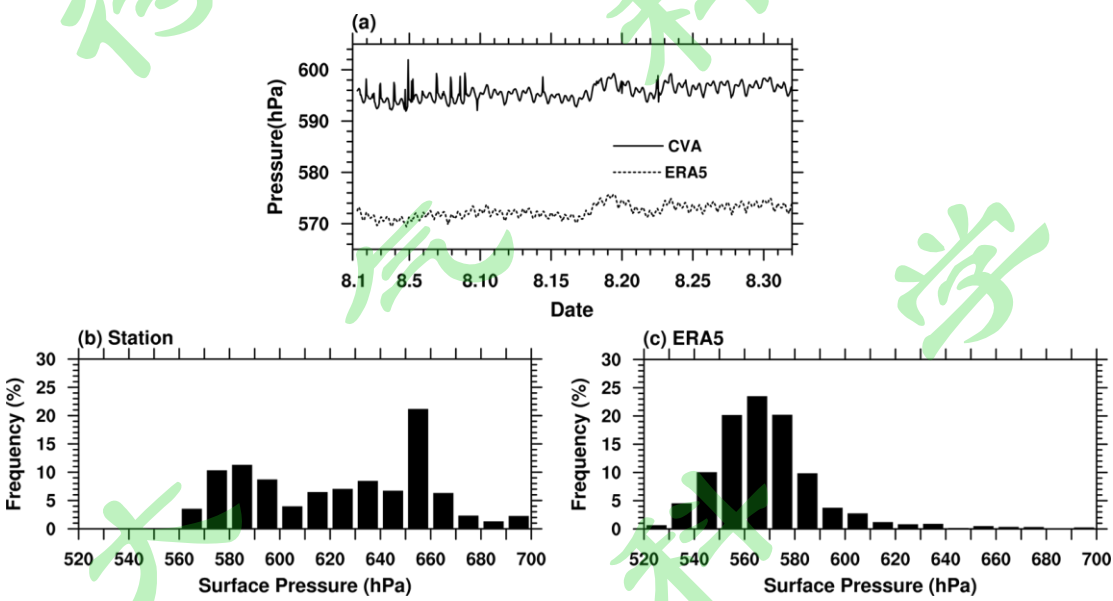


图 4 2014 年 8 月青藏高原那曲试验区 (a) 模型 (实线) 和 ERA5 (虚线) 的地面气压 (单位: hPa) 的时间变化, 以及 (b) 试验区气象自动站观测和 (c) ERA5 再分析资料的地面气压频率分布 (单位: %)

Fig. 4 (a) Time series of the domain-averaged surface pressure (hPa) derived from the physically consistent atmospheric variational objective analysis (solid line) and ERA5 reanalysis (dash line), and frequency (%) of the surface pressure from (b) automatic stations and (c) ERA5 reanalysis in the analysis region

图 5 为那曲试验区 2014 年 8 月的观测、模型和 ERA5 的高空纬向风和经向风的演变情况, 其中观测结果来源于试验区的中心点那曲探空站, 时间分辨率为

12 小时，模型数据集和 ERA5 则为逐小时资料。原始观测表明（图 5a），2014 年 8 月那曲站出现了两次西风急流过程，急流中心（ $>25\text{ m/s}$ ）位于 125-250 hPa。模型（图 5c）生成的高空纬向风基本与观测一致，虽然西风急流强度稍弱于观测结果，但急流的发展过程、强度中心都与实际观测保持一致，保留了实际观测的特征。ERA5 的高空风场的演变（图 5e、f）与观测（图 5a、b）也基本一致，但强度明显更弱。与风场相似，模型产生的各层温度与探空的观测结果也十分相似（图略）。这些说明了模型基于实际探空观测调整生成的高空风场、温度场等常规产品基本保留了观测的特征。

垂直速度是反映对流强弱的重要指标，通过分析垂直速度的演变及其与降水的吻合程度可以简单评估模型的性能。同时垂直速度也是模型和 ERA5 再分析（只使用到高空风、温、湿三种变量作为模型的背景场）可直接提供的产品，通过对比模型和 ERA5 的大尺度动力诊断变量，既可以间接评测模型的结果，也可以比较两种方法所得结果的差异。2014 年 8 月 13~22 日那曲试验区发生了比较显著的降水过程，在该段时间内模型和 ERA5 得到的垂直速度相似（图 6a, 6b）。然而，在强降水发生时，模型表现出更强的垂直上升运动，如 8 月 17 日，试验区内发生了最强的一次短时降水过程（降水率 $>20\text{ mm/day}$ ），模型刻画出了明显的上升运动，但 ERA5 表现出来的上升运动并不明显；又如 8 月 20 日夜间至 21 日白天，高原降水强，维持的时间较长，模型刻画出的上升运动远远大于 ERA5 的结果，且降水达到峰值时，上升运动强度也几乎达到峰值，而 ERA5 的上升运动峰值早于降水峰值出现。当降水减弱或没有时，模型则表现出更强的垂直下沉运动，如 8 月 13 日和 17~18 日。相应地，与垂直速度场匹配的散度场也存在类似特征（图 6c, 6d），当降水较强时，模型在 400hPa 以下表现出较强的辐合运动，高层以辐散运动为主，而 ERA5 低层的辐合相对较弱。由于模型数据和 ERA5 再分析资料都不是大气的真实值，而是大气真实情况的近似，因此无法百分百确定这两种方法得到的垂直速度场和散度场哪种更准确，但从与降水发展的联系来看，模型得到的大尺度动力诊断量对地面降水的敏感度更高，其强度变化也与强降水的发展过程更吻合。

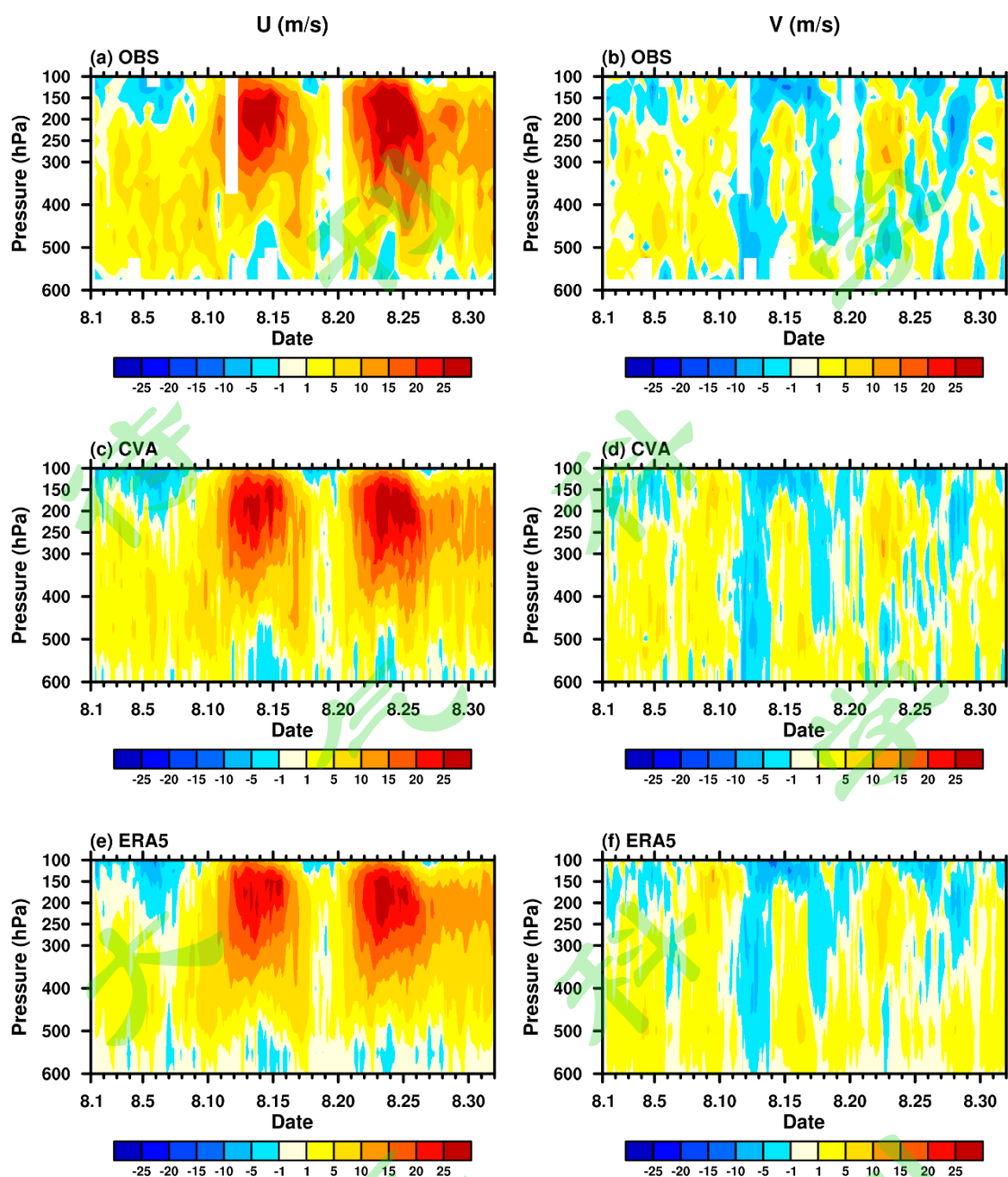


图 5 2014 年 8 月青藏高原那曲试验区高空风场 (单位: m/s): (a, b) 那曲探空站, 观测时间分辨率为逐 12h, 白色矩形条表示缺测; (c, d) 模型, 时间分辨率为逐小时; (e, f) ERA5 再分析资料, 时间分辨率为逐小时

Fig. 5 The upper-level zonal wind (m/s) (left) and meridional wind (m/s) (right) during August 2014: (a, b) the Naqu sounding station with a temporal resolution of 12 h, and the white blank in the figures represents missing data; (c, d) the physically consistent atmospheric variational objective analysis with a temporal resolution of 1 h; and (e, f) the ERA5 reanalysis with a temporal resolution of 1 h

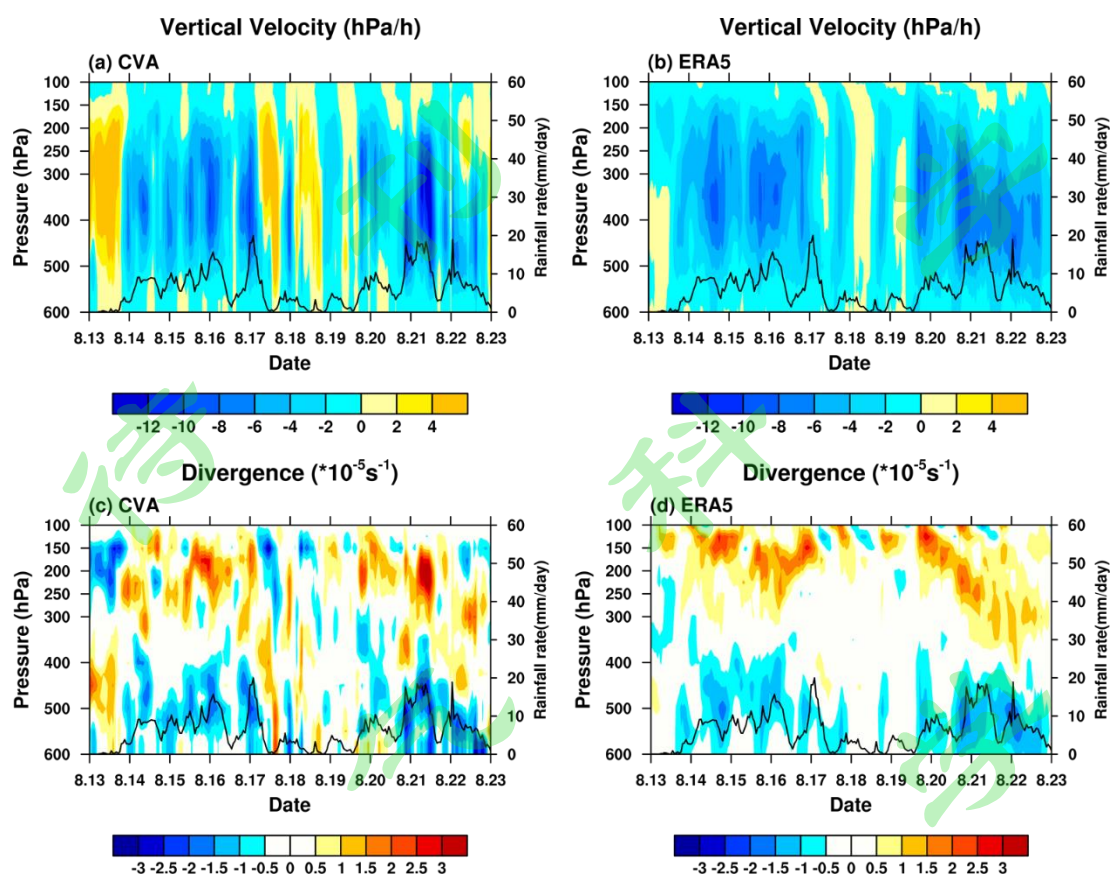


图 6 2014 年 8 月 13~22 日青藏高原那曲试验区高空 (a, b) 垂直速度 (单位: hPa/h) 和 (c, d) 散度 (单位: 10^{-5}s^{-1}), 左边为模型结果, 右边为 ERA5 结果, 黑色实线表示地面降水率 (单位: mm/day)

Fig. 6 The domain-averaged (a, b) vertical velocity (hPa/h) and (c, d) divergence (10^{-5}s^{-1}) derived from the physically consistent atmospheric variational objective analysis (left) and the ERA5 reanalysis (right) from 13 to 22 August 2014. The black line represents the surface rainfall rate (mm/day)

4.3 数据分析

本文在初步评估了模型的性能后, 利用模型生成的 2014 年 8 月那曲试验区大气分析数据集, 分析该地区试验期对流降水过程的大气动力和热力的垂直结构。图 7 表明那曲试验区在 2014 年 8 月的降水十分频繁, 平均降水率为 4.6 mm/day, 最强降水发生在 8 月 11 日夜间, 区域平均最大降水率达到 30.9 mm/day。利用

FY-2E 卫星的 TBB 资料研究发现（图略），试验期产生的降水基本是由西南季风气流移动过来的对流云系统造成。将区域平均后的降水强度小于 1 mm/day 的过程视为无雨时期（也是多次降水过程之间的间歇期），大于 5 mm/day 的视为强降水时期，介于二者之间的则为弱降水时期。统计发现，2014 年 8 月在那曲试验区，这三种强度的降水发生频率依次为 14.8%，35.8%和 49.4%，即试验期间发生降水的频率多达 85.2%，因此这段时间也是研究青藏高原那曲地区夏季降水及其大气结构特征的典型时期。需要说明的是，本文将降水强度小于 1 mm/day 的时期定为无雨时期，这是由于 2014 年 8 月试验区的降水十分频繁，区域平均后的降水强度小于 1 mm/day 的时次很少，出现频率很低，在这些时次，也只有少数个别站点观测到少量降水，同时高空也没有明显的云系统，因此可近似视为此时试验区内没有降水发生。

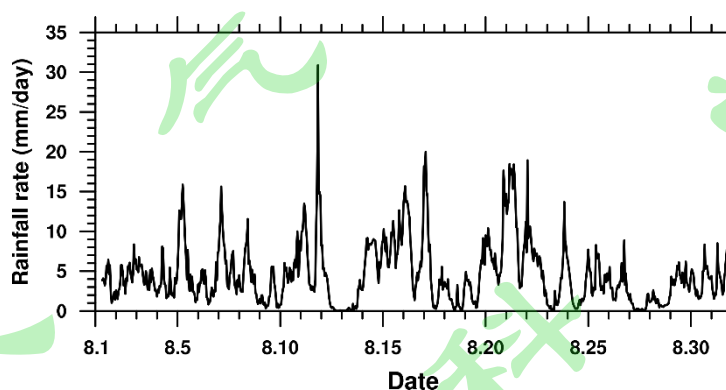


图 7 2014 年 8 月青藏高原那曲试验区的区域平均地面降水率（单位：mm/day）

Fig.7 Time series of the domain-averaged surface rainfall rate (mm/day) during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqui analysis region

图 8 是模型得到的那曲试验区 2014 年 8 月不同降水强度的垂直速度廓线。从整个 8 月的平均结果来看，该时期那曲试验区整层大气以上升运动为主，上升运动主体位于 $200 \sim 500 \text{ hPa}$ 。在强降水时期，试验区内上升运动最为显著，强中心（ $\sim 0.028 \text{ m/s}$ ）位于 300 hPa 附近。弱降水时期整层大气上升运动远弱于强降水时期的上升运动，强度基本小于 0.006 m/s ，且没有明显的强中心。与降水时期相反，无雨时期试验区整层大气均为下沉运动，并在 300 hPa 附近达到最强。值得注意的是，强降水时期和无雨时期的垂直运动大致呈现对称分布的垂直结构，

即那曲试验区在 2014 年 8 月的上升运动和下沉运动的强度相当。该时期的降水是由西南季风触发的对流系统爬上青藏高原发展造成的，处于降水间歇期的无雨时期大多处于上一个对流系统离开、下一个对流系统将到的状态，因此无雨时期的下沉气流很有可能是积云外补偿性下沉气流。

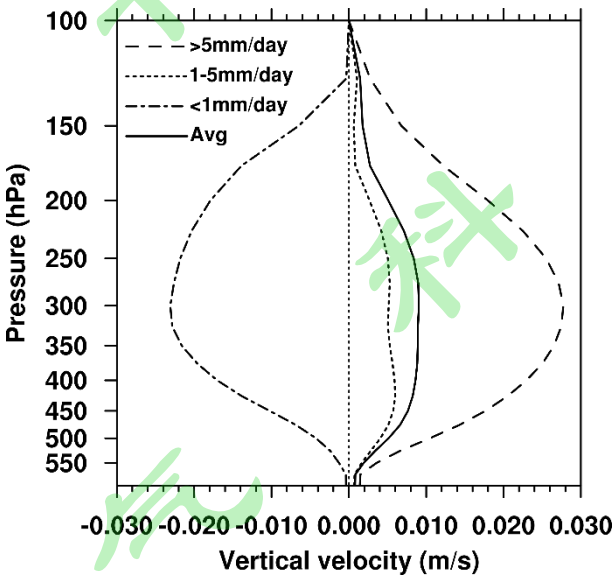


图 8 2014 年 8 月青藏高原那曲试验区不同降水强度的垂直速度廓线（单位：m/s，正值表示上升运动），黑色实线表示 8 月平均的结果，虚线表示强降水时期（> 5 mm/day）的平均结果，点线表示弱降水时期（1–5 mm/day）的平均结果，虚-点线表示无雨时期（< 1 mm/day）的平均结果

Fig.8 The profiles of vertical velocity (m/s, positive values mean upward motion) for monthly average (solid line), strong rainfall (> 5 mm/day, dash line), weak rainfall (1 – 5 mm/day, dot line), and no rainfall (< 1 mm/day, dash-dot line) during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region

由于青藏高原特殊的地理位置，其冷暖平流比较明显。那曲试验区的大气在 400hPa 之下以水平暖平流为主，400hPa 之上以水平冷平流为主（图 9a），这主要是因为降水导致试验区的气温低于周边区域的气温，对流层低层西南风和气流辐合形成低层暖平流，同时对流层高层辐散卷出气柱内的冷空气，形成高层冷平流（姜晓玲，2016）。三种强度的降水过程皆存在这种低层暖平流、高层冷平流的

垂直配置。无雨时期低层的水平暖平流最弱最浅薄，仅出现在 500 hPa 以下，500hPa 以上则为冷平流，且在 450 hPa 和 125 hPa 附近存在两个冷平流中心。降水时期（包括强、弱降水）在低层 500~550 hPa 存在暖平流中心，在高层 125~150 hPa 存在冷平流中心。降水越强，低层水平暖平流就越强。热量的垂直平流（图 9b）则与大气上升/下沉运动（图 8）的绝热冷却/增温密切相关，降水（无雨）时期整层大气为垂直冷（暖）平流主导，同样地，降水越强，垂直冷平流越强。与垂直速度相似，三种强度降水的冷暖中心都位于 350~400 hPa。

对于水汽平流而言，降水时期，试验区内低层 550hPa 以下存在较弱的水平湿平流，但对流层整层以水平干平流为主（图 9c），强降水和弱降水时期的干平流强度相当，强中心同样位于 350~400 hPa；无雨时期除了 450~550 hPa 存在水平干平流外，其余层次为水平湿平流，其中又以 300~400 hPa 和近地面的湿平流表现得最强，这为接下来的降水过程提供了较充足的水汽。试验区内水汽垂直平流的强度远远大于水平平流，但不同于水平平流在降水时期（无雨时期）以干（湿）平流为主，垂直平流在降水时期（无雨时期）则以湿（干）平流为主。此外，垂直干/湿平流的强中心位于 400hPa 附近，只略低于水平干/湿平流的强中心。由此可推测，水平方向水汽平流的变化极有可能是由于水汽强烈的垂直输送造成的，这是因为降水时期强烈的上升运动导致了同高度的水汽被大量向上输送消耗，从而造成较强的水平干平流。

总体而言，热量/水汽的水平平流在不同强度降水过程中差异不大，但垂直平流的差异明显，这主要和垂直运动的强度有关。热量和水汽平流输送的强中心位置与垂直运动强中心的位置基本一致，再次表明大气垂直运动对热量和水汽的垂直结构十分重要，同时也表明了 350~400 hPa 高度层是该时期那曲试验区重要的动力、热量和水汽输送中心。

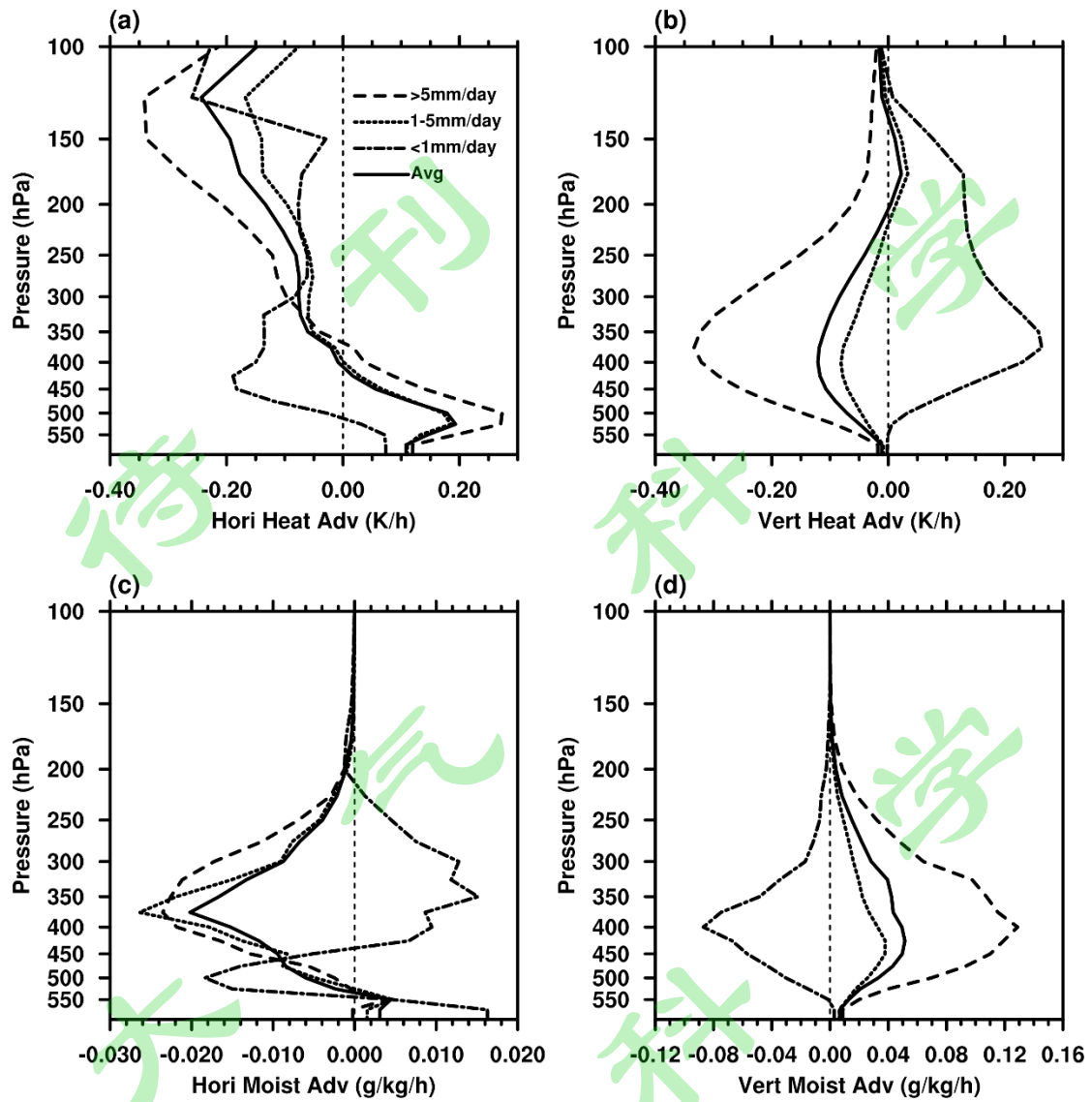


图 9 2014 年 8 月青藏高原那曲试验区不同降水强度的平流廓线：(a) 水平热量平流（单位：K/h），(b) 垂直热量平流（单位：K/h），(c) 水平水汽平流（单位：g/kg/h），(d) 垂直水汽平流（单位：g/kg/h）。黑色实线表示 8 月平均的结果，虚线表示强降水时期（> 5 mm/day）的结果，点线表示弱降水时期（1–5 mm/day）的结果，虚-点线表示无雨时期（< 1 mm/day）的结果

Fig. 9 The profiles of (a) horizontal heat advection (K/h), (b) vertical heat advection (K/h), (c) horizontal moisture advection (g/kg/h), and (d) vertical moisture advection (g/kg/h) for monthly average (solid line), strong rainfall (> 5 mm/day, dash line), weak rainfall (1 – 5 mm/day, dot line), and no rainfall (< 1 mm/day, dash-dot line) during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region

视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 则可以用来描述大气热量和水汽的收支情况, 同时反映大气中水汽凝结潜热、辐射加热和垂直湍流输送对大气非绝热加热的影响, 对分析积云对流的发展也有重要的参考价值 (Yanai et al., 1973; Ogura and Cho, 1973)。根据 Yanai et al. (1973), Q_1 和 Q_2 的定义如下:

$$Q_1 = \frac{\partial s}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla s + \omega \frac{\partial s}{\partial p} = Q_{rad} + L(C-E) - \overline{\frac{\partial s'}{\partial p} \omega'} \quad (19)$$

$$Q_2 = \frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} = L(C-E) + L \overline{\frac{\partial q'}{\partial p} \omega'} \quad (20)$$

其中 $L(C-E)$ 表示大气的净凝结潜热, $\overline{\frac{\partial s'}{\partial p} \omega'}$ 和 $\overline{\frac{\partial q'}{\partial p} \omega'}$ 分别表示垂直湍流运动对热量和水汽的输送。

图 10 为模型生成的不同降水强度对应的 Q_1 和 Q_2 的垂直结构。从 8 月的平均情况来看, 试验区在 450 hPa 以下为冷源, 以上为热源 (图 10a), 低层冷源中心位于 500~550 hPa, 高层热源中心则分别位于 350 hPa 和 125 hPa 附近。降水时期的 Q_1 在低层表现为冷源, 一方面是由于降水的发生导致地面温度降低, 通过辐射冷却使得近地面大气成为冷源, 另一方面雨滴的蒸发也有利于低层大气冷源的形成。强降水时期的低层冷源和高层热源均强于弱降水时期, 但无雨时期的大气加热垂直结构则几乎相反, 在 425 hPa 以下和 150 hPa 以上为热源, 其余高度层为冷源, 这主要是与高原地面强感热、高层太阳短波辐射加热和中层大气强辐射冷却有关。

图 10b 表明强降水时期整层大气均为水汽汇, 强中心位于 400 hPa 附近。由于净水汽凝结潜热是 Q_1 和 Q_2 的共同项, 因此 Q_2 的表现间接反映水汽凝结潜热释放对大气加热的影响。对于强、弱降水而言, 水汽汇的强中心略低于热源的中层 (350 hPa 附近) 强中心, 二者的强中心与上升运动的强中心 (图 8) 相近, 反映了 Q_1 的中层强加热中心与对流上升运动和水汽的凝结潜热密切相关。而试验区高层 (200 hPa 以上) 的 Q_2 基本为 0, 说明该高度几乎没有水汽的变化, 但却存在明显的大气加热 (图 10a), 因此高层的热源与水汽凝结潜热的关系不大。庞紫豪 (2018) 指出, 2014 年夏季高原存在较多的高云。因此, 高层的强热源可能是由于强的上升气流将水汽和中层凝结的水滴继续往上输送, 在高层水汽凝华或过冷水凝结成冰晶云而造成的潜热加热 (庞紫豪等, 2019)。另一方面, 那曲试

验区夏季大气顶部的太阳辐射加热很强（图略），这也有利于高层热源的形成。无雨时期，低层 550 hPa 以下为弱水汽汇，550hPa 以上则为强水汽源，又以 400~500 hPa 的水汽源最强，这可能与夏季那曲试验区中高云的蒸发有关（姜晓玲，2016）。

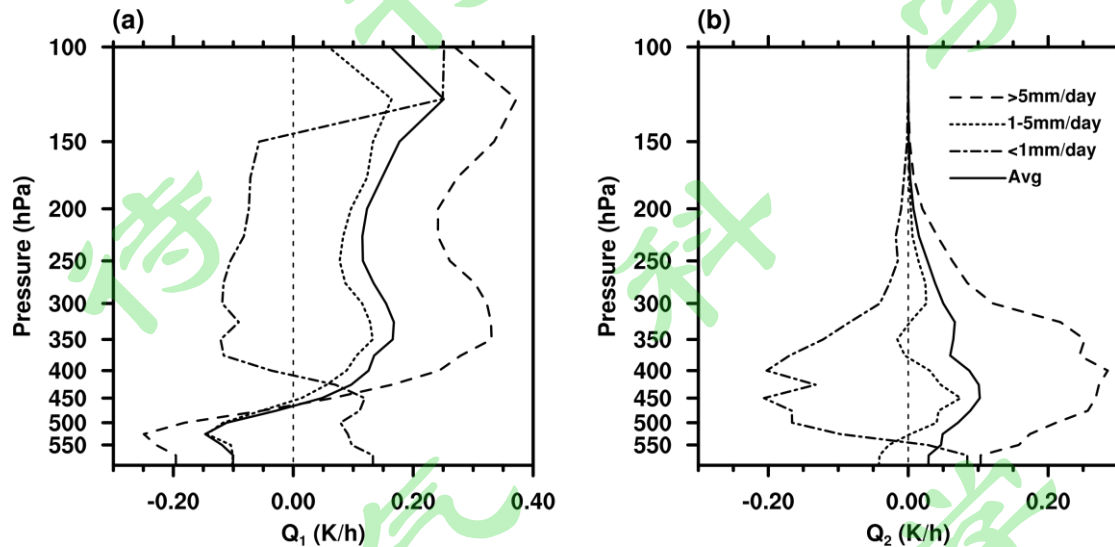


图 10 2014 年 8 月青藏高原那曲试验区不同降水强度的 (a) 视热源 Q_1 (单位: K/h) 和 (b) 视水汽汇 Q_2 (单位: K/h) 的廓线。黑色实线表示 8 月平均的结果，虚线表示强降水时期 ($> 5\text{ mm/day}$) 的结果，点线表示弱降水时期 ($1-5\text{ mm/day}$) 的结果，虚-点线表示无雨时期 ($< 1\text{ mm/day}$) 的结果

Fig.10 The profiles of (a) apparent heat source Q_1 (K/h) and (b) apparent moisture sink Q_2 (K/h) for monthly average (solid line), strong rainfall ($> 5\text{ mm/day}$, dash line), weak rainfall ($1-5\text{ mm/day}$, dot line), and no rainfall ($< 1\text{ mm/day}$, dash-dot line) during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region

5. 不同数据源的敏感性试验

基于 CVA 方法构建的物理协调大气变分客观分析模型需要多种观测资料，各种观测资料对大气分析场的重要性不同。为了检验模型的稳定性，以下探讨不同来源资料对模型产生的大气分析场的影响。其中，探空资料作为模型中的被调整场，在各种观测资料中最为重要；地面降水不仅能够用来约束探空变量，同时作为对流活动的产物，其对大气分析场也十分重要；而地面、大气顶的热通量则

是保障气柱能量收支守恒的重要约束。因此, 本文将输入资料分为探空、降水及上下边界热通量来探讨不同类型、不同来源的资料对模型产生大气客观分析场的影响。具体试验设置如表 3, 试验时间同样为 2014 年 8 月, 试验区域也是青藏高原那曲试验区。其中, E0 组试验的模型输入的所有资料均来源于 ECMWF 的 ERA-Interim 再分析资料, 时间分辨率为逐 6h, 空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。在该试验中, 将 ERA-Interim 的高空变量分成两部分, 一部分用作模型背景场, 另一部分插值到探空站点构成“虚拟探空”(图 11)。E1 为探讨 L 波段探空观测资料对模型贡献的敏感性试验组, 其对照组为 E0。E2、E3 为探讨降水观测资料对模型贡献的敏感性试验组, 前者的降水资料来源于那曲试验区的地面自动站逐小时观测, 后者来源于中国地面观测与 CMORPH (the NOAA-NCEP Climate Prediction Center (CPC) MORPHing technique) 卫星观测融合的逐小时降水产品 (V1.0) (Xie and Xiong, 2011)。CMORPH 融合降水资料为网格点资料, 空间分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$, 融合了地面自动站和卫星两个来源的降水数据, 前者为逐小时观测数据, 后者来自于美国环境预测中心开发的实时卫星反演 CMORPH 降水产品, 空间分辨率为 8 km, 时间分辨率为 30 分钟。E2 和 E3 两组互为对照, 且与 E1 对比, 从而评估模型分别输入 ERA-Interim 再分析降水资料和两种观测降水资料后的表现。E4 主要探讨模型上下边界通量观测资料对模型结果的贡献, 其对照组为 E0 和 E2。实际上, E4 试验中模型的输入资料与本文第 4 章模型评估试验的差别只在于背景场资料的选择, E4 背景场为 ERA-Interim 再分析资料, 模型评估试验的背景场为 ERA5 再分析资料。但尽管模型使用了不同的背景场, 使用 ERA5 和 ERA-Interim 后获取的基本分析量和大尺度变量结果相似度很高。

表 3 针对输入模型的不同来源资料的敏感性试验

Table 3 Sensitivity tests for examining the effect of different sources of the input data on the physically consistent atmospheric variational objective analysis

变量	E0	E1	E2	E3	E4
垂直多层次 的气压、温 度、湿度、风 (背景场)	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim
垂直多层次 的气压、温 度、湿度、风 (探空场)	ERA-Interim	L 波段	L 波段	L 波段	L 波段
降水	ERA-Interim	ERA-Interim	自动站	CMORPH	自动站
地面气压、温 度、湿度、风	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	自动站
地面感热、潜 热通量	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	边界层观测 站
地面和大气 顶和大气顶 净辐射	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	CERES
云液态水	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	CERES

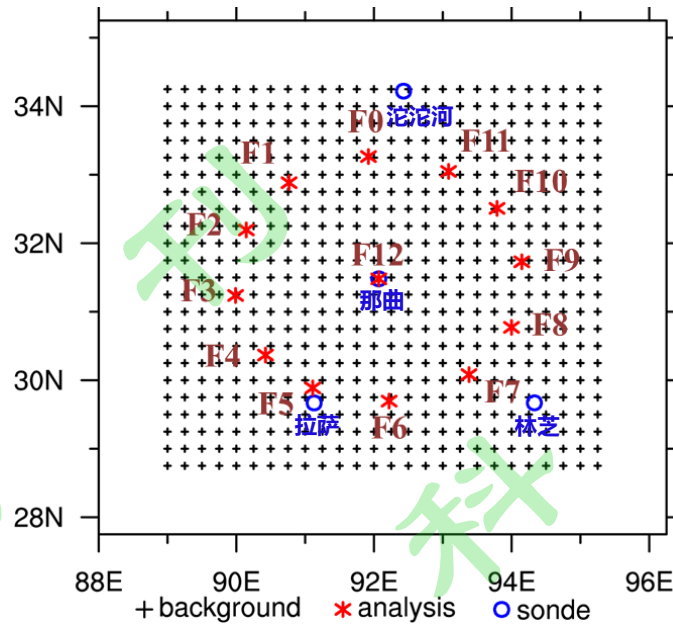


图 11 模型仅输入 ERA-Interim 再分析资料时青藏高原那曲试验区资料点分布 (“*”表示由人为补充站构成的分析点, “o”表示探空站, “+”表示背景场格点)

Fig.11 The data network of the physically consistent atmospheric variational objective analysis, only with inputs from ERA-Interim reanalysis (“*” represents artificial analysis points, “o” represents fictitious sounding stations, and “+” represents background grid points)

5.1 探空资料的影响

为检验 E0 试验中模型只输入 ERA-Interim 再分析资料后所得分析场的合理性, 简单考察 E0 模型是否满足气柱的能量守恒 (图略)。E0 模型进行变分客观分析前, 气柱内的质量、水汽和热量剩余量级都为 10^0 , 而经模型变分客观分析后, 气柱内的质量、水汽和热量剩余均有明显减小, 其中质量约束效果最为明显, 剩余量级为 10^{-3} , 热量次之, 水汽的改变相对其它二者较小, 但相比约束前也减小了一个量级。因此, 可以认为, 尽管模型输入的都是再分析资料, 但经 CVA 方法约束调整后, 气柱内质量、水汽和热量仍然满足收支平衡。

E0 模型输入的探空资料为 ERA-Interim 再分析资料插值到探空站点形成的“虚拟探空” (图 11), E1 模型输入的则是实际的探空观测资料, 在对比 E0 和 E1 模型的分析结果之前, 本文首先对那曲站的探空观测资料及该站点对应的

ERA-Interim 再分析资料进行了比较（图略），结果表明，两种资料在相对湿度场上存在明显差异，但风场和温度场的差异较小。ERA-Interim 再分析资料显示，2014 年 8 月那曲试验区上空整层大气相对湿度高，甚至可以达到 100%，而探空观测则表明该区域大气湿度只在 250 hPa 以下较高，250hPa 以上的大气相对湿度在 50%以下，远远不及再分析资料的结果。这种高层的湿度差异在 8 月中上旬尤为明显，相差达 50 %以上。这种明显的湿度差异，一方面可能是因为在高层低温情况下湿度传感器性能下降所导致，另一方面也有可能是因为模式的偏差，目前具体原因尚不清楚。

对比 E0 和 E1，分析模型输入 L 波段探空观测前后所生成的大气基本状态场的变化。图 12 为那曲试验区 2014 年 8 月平均的风、温、湿垂直廓线，在使用实际探空观测后，发现 E1 的纬向风在 150~450 hPa 有所增强，增幅小于 1 m/s，总体而言，两组试验的纬向风十分相似。E0 和 E1 的经向风在 300 hPa 以下的差异较大。E1 模型改为使用实际探空资料后，在 450~550 hPa 的经向风减弱，减小约 1 m/s，在 325~450hPa 的经向风加强，增幅约 0.5 m/s。而在 200 hPa 以上，E0 和 E1 的经向风相差不大。与风场相比，E1 模型输入实际探空后，其温度场与 E0 大致相同，其湿度场在低层则稍弱于 E0。这些结果表明，模型输入实际探空资料与否，对其大气分析场中的温、湿场影响不大，但对风场、尤其是中低层经向风场的影响较为明显。

图 13 为 E0 和 E1 生成的垂直速度场，可以看到，探空观测的使用对于垂直速度场的影响主要体现在强度上。E0 和 E1 两组试验得到的垂直速度随时间和随降水强度的发展很相似，但 E1 模型输入 L 波段探空观测后，在试验区降水期间，上升运动有所增强，例如 8 月 25 日夜间，E0 呈现的上升运动较弱，而 E1 呈现的上升运动较明显。值得注意的是，E0 和 E1 模型表现出来的上升运动峰值与降水峰值出现的时间并未完全对应，即强上升运动不是出现在最强降水的时刻，例如在 20~22 日的降水过程中，强上升运动出现在降水减弱的阶段，存在滞后的现象。

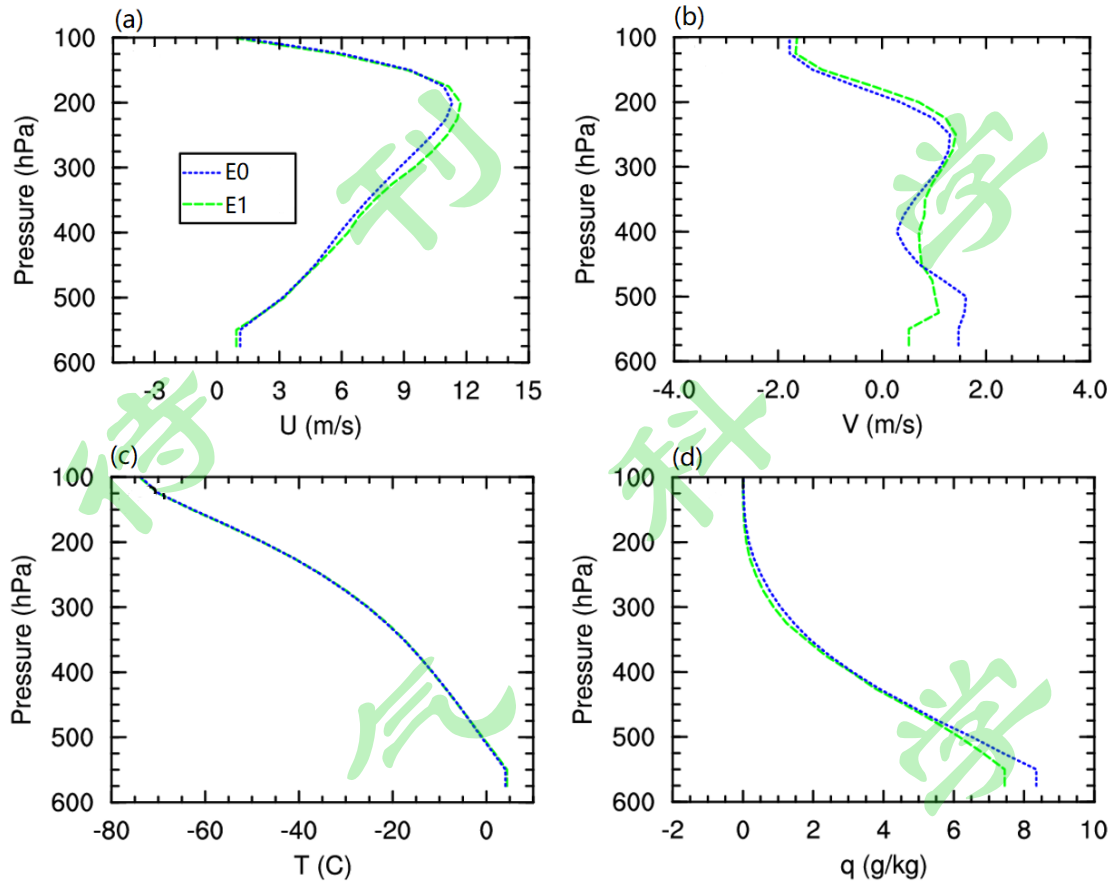


图 12 模型仅输入 ERA-Interim 再分析资料 (E0 试验, 蓝色点线) 和输入 L 波段探空观测资料 (E1 试验, 绿色虚线) 后分析所得的那曲试验区 2014 年 8 月平均的 (a) 纬向风 (m/s)、(b) 经向风 (m/s)、(c) 温度 (°C), 和 (d) 水汽含量 (g/kg)

Fig.12 The profiles of the time-averaged (a) zonal wind (m/s), (b) meridional wind (m/s), (c) temperature (°C), and (d) water vapor mixing ratio (g/kg) during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region, produced by two sensitivity tests, E0 (blue line) and E1 (green line)

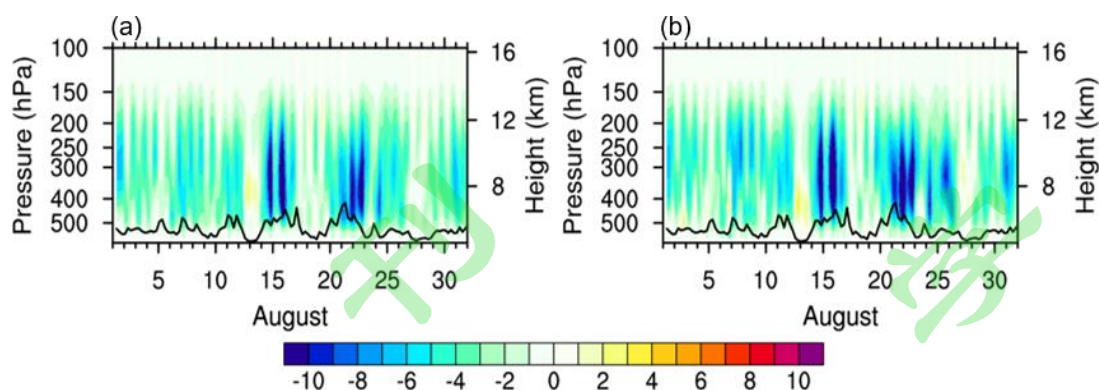


图 13 (a) E0 模型仅输入 ERA-Interim 再分析资料和 (b) E1 模型输入 L 波段探空观测资料后分析所得的 2014 年 8 月那曲试验区平均的垂直速度 (hPa/h)，黑色实线表示区域平均的地面观测降水强度

Fig.13 The domain-averaged vertical velocity (hPa/h) during August 2014 in the Tibetan Plateau - Naqu analysis region, produced by two sensitivity tests, (a) E0 and (b) E1. The black line represents the surface rainfall rate (mm/day)

5.2 降水资料的影响

在分析降水资料对模型的影响之前,首先比较三种降水资料(即 ERA-Interim 再分析资料、地面自动站观测资料、CMORPH 融合降水资料)。图 14 为三种降水资料得到的区域平均降水强度的时间序列,可以看出,三种资料在降水事件的捕捉上较一致,均能较好地反映试验区 2014 年 8 月的数次降水过程,且自动站观测降水和 CMORPH 融合降水随时间的演变特征更相似。但各个资料间降水强度有所差别,与地面自动站观测相比,ERA-Interim 再分析资料在降水时间和强度上存在不足,而 CMORPH 资料的降水发生时间尽管和地面观测较为吻合,但降水强度总体偏弱。对比 8 月 12 日 00 时(世界时,下同)至 16 日 18 时的 6 小时累积降水量分布图(图略)发现,与地面降水观测资料相比,对于 12 日 00 时至 12 时的一次降水过程,ERA-Interim 再分析降水的维持时间更短,而 13 日 12 时开始发展的雨带在再分析资料中表现为一次雨团,且该降水过程的两次生消过程也并未得到较好的反映。CMORPH 融合降水资料与地面自动站观测所反映的结果则十分相似,这是因为 CMORPH 降水资料融合了地面和卫星两个来源的降

水数据,同时受卫星反演资料的影响,该数据所反映的降水具有云团或云带特征。CMORPH 融合降水资料具备很高的空间分辨率,极大地弥补了高原地区自动站水平分布不均匀的缺陷,但另一方面,在自动站分布稀疏的地方,该种资料更大程度上依靠卫星资料的反演,资料的可靠性存在一定的不足。总体而言,三种资料各有利弊:地面自动站资料为直接观测资料,但高原上自动站分布极不均匀,在试验区北部自动站稀疏;ERA-Interim 再分析降水资料和 CMORPH 融合降水资料为格点资料,其中 CMORPH 融合降水资料具备极高的空间分辨率,且因为融合了地面观测资料,与自动站所观测的降水分布较一致,但该资料在自动站分布稀疏的区域依赖于卫星反演资料,降水强度较弱,而 ERA-Interim 再分析资料与自动站观测所反映的降水特征相比相差较大。

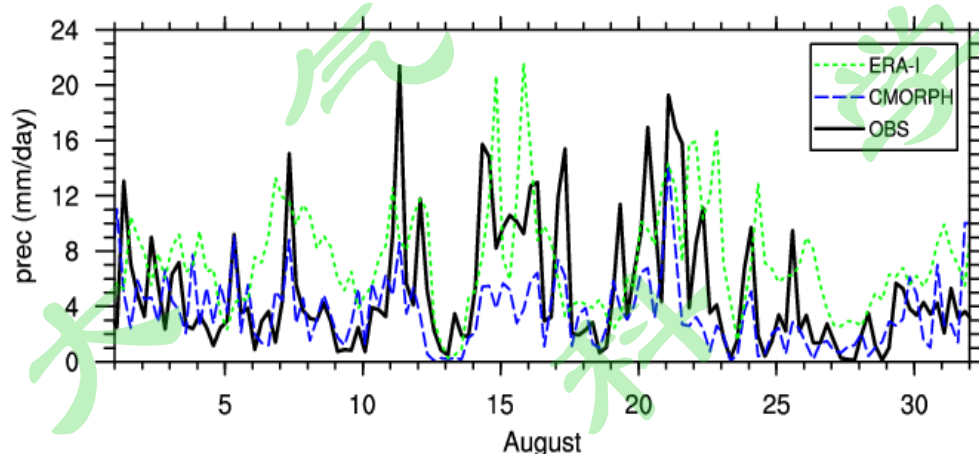


图 14 2014 年 8 月那曲试验区平均的降水率(绿色点线: ERA-Interim 再分析资料;蓝色虚线: CMORPH 融合降水资料;黑色实线: 地面自动站观测资料)

Fig.14 Time series of the domain-averaged surface rainfall rate (mm/day) from ERA-Interim (green line), CMORPH (blue line), and surface automatic stations (black line), during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region

E2、E3 模型在输入 L 波段探空资料的基础上, 进一步增加实际观测的降水资料, 并与 E1 作对比, 以此评估降水资料对模型分析场的影响。图 15 展示了模型输入自动站观测 (E2)、CMORPH 降水资料 (E3) 后的分析场与输入 ERA-

Interim 再分析降水资料 (E1) 后的分析场的差别, 可以看出, 模型无论是输入地面自动站观测还是 CMORPH 融合的降水资料, 都与输入 ERA-Interim 再分析降水资料后得到的高空大气基本状态场的差异很小, 在不同层次, 风场、温度场和水汽场的变化均在 ± 0.1 个单位以内。因此, 变换这三种降水资料, 对模型造成的影响很小, 一方面是因为 CMORPH 融合降水资料和 ERA-Interim 再分析降水资料都能较好地反映 2014 年 8 月那曲试验区的降水特征——尽管降水强度和发生时间的差异导致了图 15 的模型间的细微差别; 另一方面, 也进一步说明物理协调大气变分客观分析模型是一套稳定的分析系统。

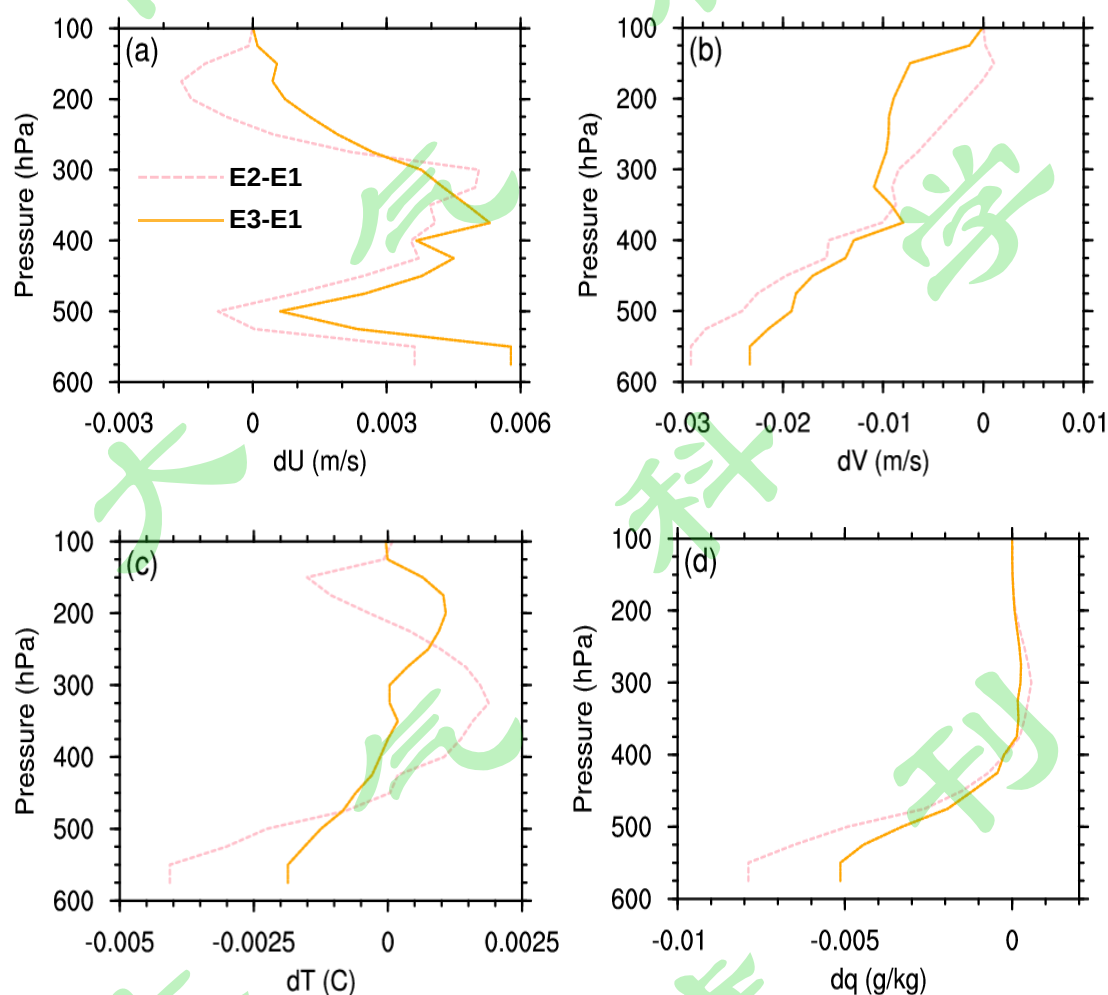


图 15 模型使用探空和降水观测资料 (E2、E3 试验) 与模型使用探空观测资料和再分析降水资料 (E1 试验) 的差异: 那曲试验区 2014 年 8 月平均的 (a) 纬向风 (m/s), (b) 经向风 (m/s), (c) 温度 ($^{\circ}\text{C}$), (d) 水汽含量 (g/kg), 橙色线为 E3 与 E1 之差, 粉色虚线为使用 E2 与 E1 之差

Fig.15 The differences of the time-averaged (a) zonal wind (m/s), (b) meridional wind (m/s), (c) temperature ($^{\circ}\text{C}$), and (d) water vapor mixing ratio (g/kg) between E2 and E1 (pink line) and between E3 and E1 (orange line), during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region

虽然 E2 和 E3 模型在输入不同降水资料后,所生成的大气基本场差异较小,但在垂直速度的对比中存在较大的差异。图 16a 和 16b 分别为 E2 和 E3 模型生成的 2014 年 8 月那曲区域平均的垂直速度。可以看到,相比 E1 模型(输入的是 ERA-Interim 再分析降水资料)生成的几乎以上升运动主导的垂直速度场(图 13b),E2 和 E3 模型的上升运动均有所减弱,尤其是 E3 模型输入了 CMORPH 融合降水资料后,上升运动大幅度减弱,在 14~17 日、20~22 日的两次持续性强降水过程中(图 16c),这种减弱表现得尤为明显。这与 CMORPH 融合降水资料提供的降水强度偏弱有关。在这两次降水过程中,E2 和 E3 的上升运动强中心都出现在 350hPa 附近(图 16c),但 E2 模型显示两次强降水过程的最强上升运动在 6.0 hPa/hour 左右,而 E3 模型的最强上升运动则约为 3.5 hPa/hour。另外,在降水间歇期,E2 和 E3 的下沉运动有所增强。总的来看,模型输入地面自动站降水资料后,所获得的垂直上升运动比输入 CMORPH 融合降水资料表现好,尽管强度比没有输入实际观测降水资料(图 13)的弱,但其上升运动峰值出现的时间与降水峰值出现的时间更吻合。

地面降水作为模型重要的约束项,还直接影响变分客观分析后的水平温度平流和水汽平流,因此本文还对比了 E1、E2 和 E3 三组试验获得的温度平流和水汽平流的结果,以此进一步检验 ERA-Interim 再分析、自动站观测和 CMORPH 融合降水资料对模型结果的影响。结果表明(图略),模型输入三种不同的降水资料后,生成的平流项在垂直结构与时间演变上比较相似,且 E2 和 E3 呈现的结果最为接近,这种相似性与三种降水资料在试验期区域平均后随时间变化基本一致(图 14)的表现有关。但在显著降水期间,无论是低层的暖平流还是高层的冷平流,都表现为 E1 的结果略强于 E2 和 E3 的结果;而对于水汽平流,E1 与 E2、E3 的差异又更大一些,不仅体现在水汽平流的垂直分布上,也体现在水汽平流强度和及其强中心出现的时间上。这种平流强度上的差异主要与三种降水资

料的强度差异有关。但总体而言，三组试验生成的水平平流项相似度高，最重要的区别体现在强度量级上。Zhang et al. (2001a) 和 Xie et al. (2006) 曾表明，CVA 方法生成的大气分析数据集对原始输入数据来源的敏感性较低，不同来源的数据主要影响最终诊断变量的强度大小，对其垂直结构的影响比较低。

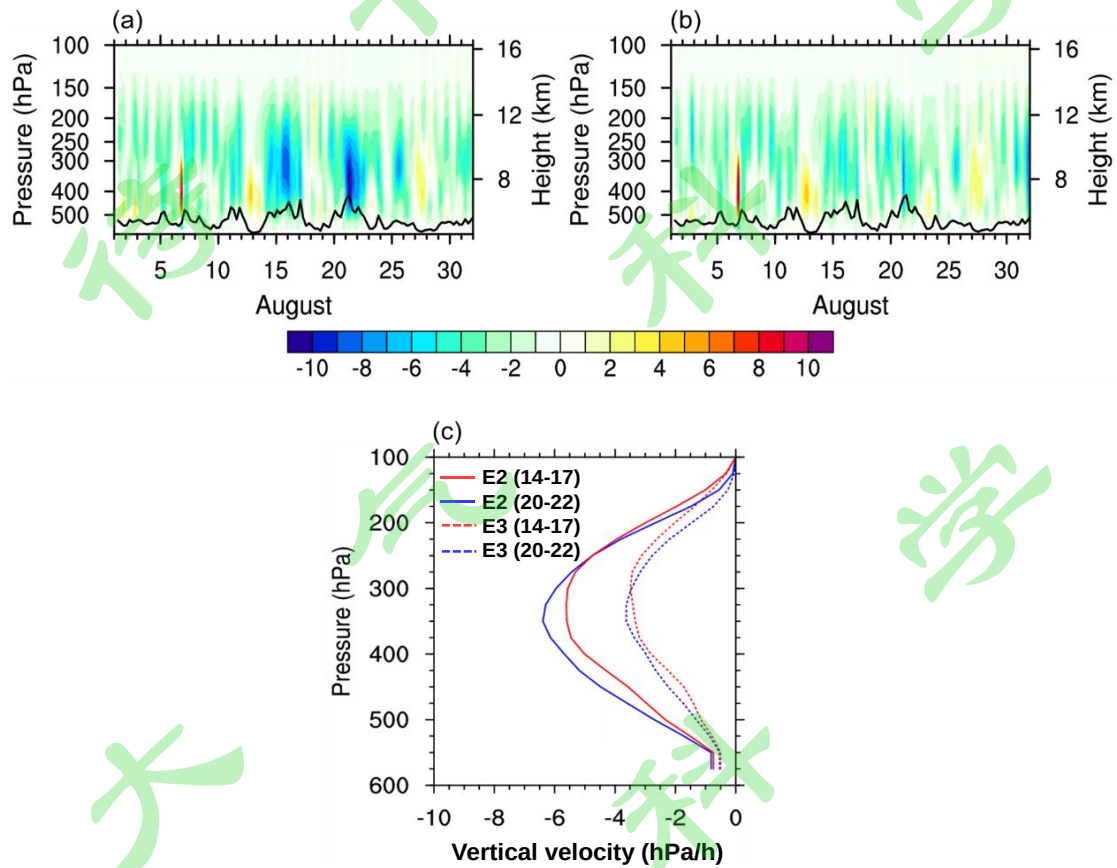


图 16 模型使用实际降水观测时 2014 年 8 月那曲试验区高空垂直速度(hPa/h)，黑色实线表示区域平均的降水强度(mm/day)。(a) E2 模型输入 L 波段探空和自动站观测降水资料后的结果，(b) E3 模型输入 L 波段探空和 CMORPH 融合降水资料后的结果，(c) 8 月 14~17 日、20~22 日模型输入不同降水资料后时间平均的垂直速度廓线

Fig.16 The domain-averaged vertical velocity (hPa/h) during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region, produced by two sensitivity tests, (a) E2 and (b) E3. The black line represents the surface rainfall rate (mm/day). And (c) profiles of time-averaged vertical velocity (hPa/h) from E2 and E3 from 14 to 17 and from 20 to 22 August 2014, respectively

5.3 上下边界通量资料的影响

模型利用地面的潜热、感热和辐射通量以及大气顶部的辐射通量来约束大气柱的能量，使之基本满足收支平衡。为检验改变这些大气上下边界通量资料的输入后对模型最终结果的影响，本文将 E2 试验组的 ERA-Interim 再分析热通量资料替换为试验区边界层观测的潜热/感热通量和 CERES 观测订正后的辐射通量资料，得到 E4 试验组结果。其中 ERA-Interim 再分析热通量和观测热通量的对比见图 17。从图中可见，ERA-Interim 再分析结果与观测结果在试验期内随时间的变化趋势几乎一致，但在强度上存在偏差，尤其是地面潜热通量。图 17a、b 表明，边界层观测和再分析的潜热/感热通量一般都会在午后至晚上出现极大值，其中边界层观测的潜热通量极大值明显大于再分析的极大值，但这种强度差异在感热通量上则有所减弱。此外，边界层观测结果偶尔会在夜间出现负值，但再分析结果却不会出现这种情况，表明实际观测的表现存在不稳定性，仍需要进一步的质量控制。对于地面和大气顶的辐射通量，ERA-Interim 再分析结果和卫星遥感观测订正后的结果则十分接近（图 17c、17d）。

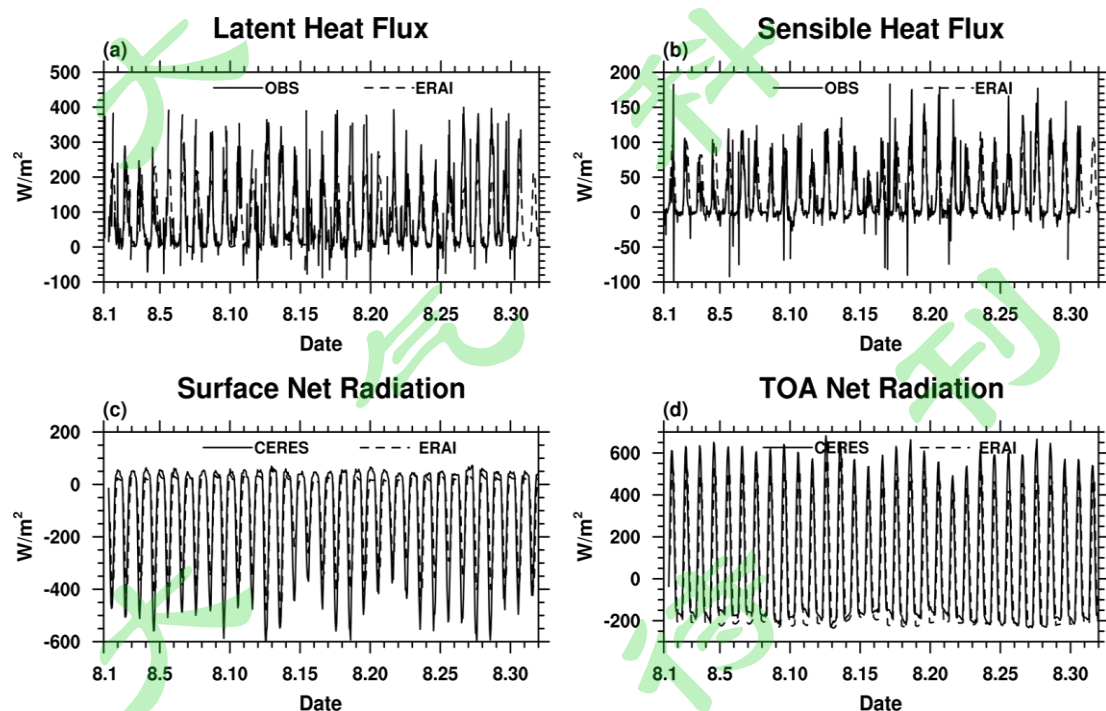


图 17 2014 年 8 月那曲试验区平均的 (a) 地面潜热通量和 (b) 地面感热通量，其中实线表示边界层综合观测结果（8 月 30 日后存在缺测）；以及 (c) 地面净向上辐射通量和 (b)

大气顶净向下辐射通量，其中实线表示 CERES 卫星观测订正后的结果。图中虚线皆表示 ERA-Interim 再分析结果。单位：W/m²

Fig.17 Time series of the domain-averaged heat fluxes during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region: (a) surface latent heat flux and (b) surface sensible heat flux from boundary-layer station, in which the solid lines mean observation; and (c) surface net upward radiative flux and (d) top-of-atmosphere net downward radiative flux, in which the solid lines mean CERES-produced results. The dash lines mean ERA-Interim reanalysis

图 18 对比了 E0（不使用任何实际观测）、E2（输入 L 波段探空和地面自动站观测降水）和 E4（输入 L 波段探空、地面自动站观测降水和上下边界通量观测资料）三组试验获得的平均风、温、湿廓线，同样发现上下边界资料对于高空大气基本状态场的影响很小，但对经向风的影响较大。图 18b 表明，200~550hPa，E4 模型生成的经向风略强于 E2 模型的结果（增幅约 0.3 m/s），在 200hPa 以上的更高层，E2 和 E4 的经向风几乎一样。从 E0、E2、E4 三个敏感性试验的对比来看，风场及温湿场并未发生很大变化，再次说明模型具有较高的稳定性。但在垂直速度上，E4 模型结果与 E0、E2 模型的结果相比，除保持了在显著降水过程中的强上升运动外，在弱/无降水时期，表现出更为明显的下沉运动（图略）。

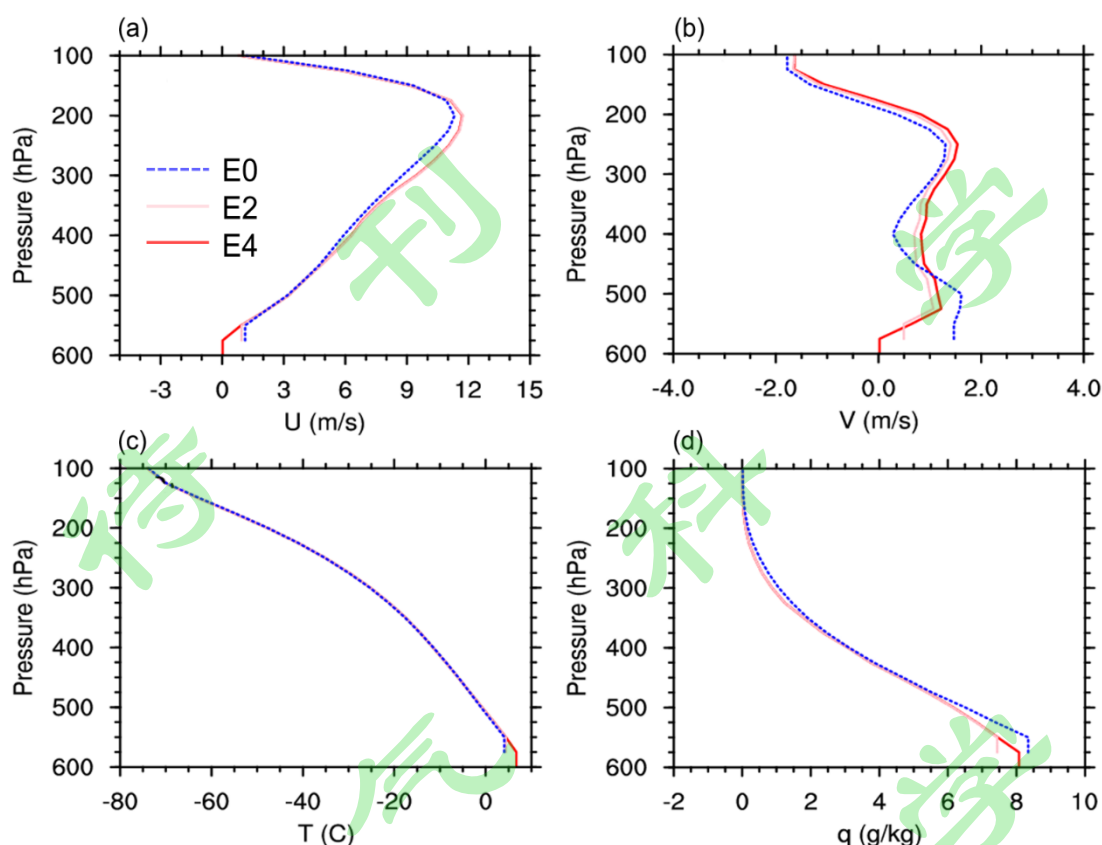


图 18 模型仅输入 ERA-Interim 再分析资料 (E0 试验, 蓝色虚线)、输入 L 波段探空观测和地面自动站降水观测资料 (E2 试验, 粉色实线)、与输入所有观测资料 (E4 试验, 红色实线) 后分析所得的高原试验区 2014 年 8 月平均的 (a) 纬向风 (m/s)、(b) 经向风 (m/s)、(c) 温度 (°C) 和 (d) 水汽含量 (g/kg)

Fig.18 The profiles of the time-averaged (a) zonal wind (m/s), (b) meridional wind (m/s), (c) temperature (°C), and (d) water vapor mixing ratio (g/kg) during August 2014 in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region, produced by three sensitivity tests, E0 (blue line), E2 (pink line), and E4 (red line)

综上, 不同的资料输入来源对模型生成的大气基本状态场和大尺度衍生场 (以垂直速度为例) 的影响有区别。探空资料对模型产生的高空风场、温度场和湿度场的影响大, 且对经向风场的影响最大, 但这种影响通常在 1 m/s 以内。降水资料和上下边界通量资料对于模型分析出的高空风场、温度场和湿度场影响较小, 但对于垂直速度的影响较大, 其中, 降水资料主要影响上升运动, 尤其是降

水时期的上升运动,并使得强上升运动出现的时间与强降水的发生时间更吻合好,而上下边界通量资料主要影响弱/无降水时期的下沉运动,使之强度更大。

6. 总结与讨论

本文介绍了基于 Zhang and Lin(1997)提出的约束变分客观分析方法(CVA)构建的物理协调大气变分客观分析模型(以下简称“模型”),该模型通过使用地面降水、大气上下边界的通量资料来约束调整探空观测的风场、温度场和湿度场,从而保持气柱内的质量、热量、水汽和动量收支平衡,最终生成一套热力-动力协调的大气分析数据集。为评估模型的性能,本文利用第三次青藏高原大气科学试验(TIPEX-III)2014年8月期间那曲及其周边地区的多源数据进行试验,发现该模型可以融合多来源不同时空分辨率的观测资料,对数据处理具有很好的优势。模型构建的大气分析数据集以观测资料为基础,弥补了实际观测中的缺测数据,实现了数据产品的连续性,其中生成的大气常规变量保留了观测的特征,衍生的如垂直速度、散度等大尺度诊断变量的变化特征也与降水的发展基本吻合,因此模型生成的数据集对于分析云-降水过程大气的动力、热力和水汽的结构特征具有较好的合理性。针对不同来源输入资料的敏感性试验表明,模型具有较高的稳定性,其中探空资料对模型的影响最大,主要影响模型调整的风场;地面降水和上下边界通量资料主要影响模型生成的大尺度诊断变量(如垂直速度),但这些影响的量级都相对较小。

青藏高原那曲试验区在2014年8月降水频繁,利用模型生成的大气分析数据集对该时期的夏季降水大气结构特征进行分析,发现强烈的上升和下沉运动均发生在350~400 hPa。降水发生时,400hPa以下为水平暖平流,以上为水平冷平流,暖、冷平流中心分别位于500~550hPa和125~150hPa。水汽集中在200hPa以下,降水时期以水平干平流为主,无雨时期以水平湿平流为主,二者强中心位于350~400 hPa。垂直运动对热量和水汽垂直平流的结构影响很大,降水时期以垂直冷平流和湿平流为主,无雨时期相反,其强中心与垂直速度的强中心一致。大气热源中心位于350 hPa和125 hPa附近,降水过程中水分相变的凝结潜热释放

是大气加热的主要贡献者。总的来说, 350~400 hPa 高度层是该时期那曲试验区重要的动力、热量和水汽变化中心。

模型对外场观测试验中的多来源数据融合具有积极作用, 具有较强的可用性。由于大气分析数据集的产生依赖于大量的观测资料, 模型尤其适用于观测资料丰富的地区, 具备较高的可移植性。本文在青藏高原那曲地区的试验中, 探空观测时空分辨率不足, 地面通量没有长期的观测资料, 这些很大程度上限制了大气分析数据集的数据质量。随着近年高原外场观测试验的不断开展, 观测站点的不断布局和建立, 观测网络逐渐健全, 对实现在高原上构建多个气柱、由点及面形成对整体高原大气热动力作用的深入研究十分有帮助, 同时也存在较大的挑战, 例如, 构建模型利用的 CVA 方法在计算过程中忽略了云中的冰相过程, 是一个暖云方案, 而青藏高原高层云中以冰相为主, 因此模型对高原高层大气的刻画仍存在缺陷, 需要更进一步的完善。此外, 模型基于观测产生的大尺度分析数据, 可以作为强迫场输入到云模式中, 驱动云模式分析评估云-降水过程的模拟能力, 也可用作观测的逼近值来评估模式的参数化方案和再分析及模式预报能力 (Xie et al., 2002, 2003, 2006b; Zeng et al., 2007; Luo et al., 2008)。

参考文献

- Bao X, Zhang F. 2012. Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 Reanalysis Datasets against Independent Sounding Observations over the Tibetan Plateau[J]. *J. Climate*, 26(1): 206-214. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00056.1
- Cressman G. 1959. An operational objective analysis system[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 87(10): 367-374. doi: 10.1175/1520-0493(1959)087<0367:AOOAS>2.0.CO;2
- Daviesjones R. 1993. Useful formulas for computing divergence, vorticity, and their errors from three or more stations[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121(3): 713-725. doi: 10.1175/1520-0493(1993)121<0713:UFFCDV>2.0.CO;2
- Ghan S, Randall D, Xu K M, et al. 2000. A comparison of single column model simulations of summertime midlatitude continental convection[J]. *J. Geophys. Res.*, 105(2): 2091-2124. doi: 10.1029/1999JD900971
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146: 1999-2049. doi:10.1002/qj.3803
- Kennedy A, Dong X, Xi B, et al. 2011. A Comparison of MERRA and NARR Reanalyses with the DOE ARM SGP Continuous Forcing data[J]. *J. Climate*, 24(17): 4541-4557. doi: 10.1175/2011JCLI3978.1

- Lin X, Johnson R. 1996. Kinematic and thermodynamic characteristics of the flow over the western Pacific warm pool during TOGA COARE[J]. *J. Atmos. Sci.*, 53(5): 695-715. doi: 10.1175/1520-0469(1996)053<0695:KATCOT>2.0.CO;2
- Lord S. 1982. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part III: Semi-prognostic test of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization[J]. *J. Atmos. Sci.*, 39(1): 88-103. doi: 10.1175/1520-0469(1982)039<0088:IOACCE>2.0.CO;2
- Luo Y, Xu K, Morrison H, et al. 2008. Multi-layer arctic mixed-phase clouds simulated by a cloud-resolving model: Comparison with ARM observations and sensitivity experiments[J]. *J. Geophys. Res.*, 113(12). doi: 10.1029/2007JD009563
- Morrison H, Pinto J. 2004. A new approach for obtaining advection profiles: Application to the SHEBA column[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132(3): 687-702. doi: 10.1175/1520-0493(2004)132<0687:ANAFOA>2.0.CO;2
- O'Brien J. 1970. Alternative solutions to the classical vertical velocity problem[J]. *J. Appl. Meteor.*, 9(2): 197-203. doi: 10.1175/1520-0450(1970)009<0197:ASTTCV>2.0.CO;2
- Ogura Y, Cho H. 1973. Diagnostic Determination of Cumulus Cloud Populations from Observed Large-Scale Variables[J]. *J. Atmos. Sci.*, 30(7): 1276-1286. doi: 10.1175/1520-0469(1973)030<1276:DDOCCP>2.0.CO;2
- Panofsky. 1949. Objective Weather Map Analysis[J]. *J. Meteor.*, 6(6):386-392. doi: 10.1175/1520-0469(1949)006<0386:OWMA>2.0.CO;2
- Schumacher C, Zhang M, Ciesielski P. 2007. Heating Structures of the TRMM Field Campaigns[J]. *J. Atmos. Sci.*, 64(7): 2593-2610. doi: 10.1175/JAS3938.1
- Tang S, Xie S, Zhang Y, et al. 2016. Large-scale vertical velocity, diabatic heating and drying profiles associated with seasonal and diurnal variations of convective systems observed in the GoAmazon2014/5 experiment[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 16: 14249-14264. doi: 10.5194/acp-16-14249-2016
- Waliser D, Ridout J, Xie S, et al. 2002. Variational Objective Analysis for Atmospheric Field Programs: A Model Assessment[J]. *J. Atmos. Sci.*, 59(24): 3436-3456. doi: 10.1175/1520-0469(2002)059<3436:VOAFAF>2.0.CO;2
- Wang J, Randall D. 1996. A cumulus parameterization based on the generalized convective available potential energy[J]. *J. Atmos. Sci.*, 53(5): 716-727. doi: 10.1175/1520-0469(1996)053<0716:ACPBOT>2.0.CO;2
- Wang A, Zeng X. 2012. Evaluation of multireanalysis products with in situ observations over the Tibetan Plateau[J]. *J. Geophys. Res.*, 117(5). doi: 10.1029/2011JD016553
- Wang X, Zhang M. 2015. The coupling of mixed Rossby-gravity waves with diabatic heating during the TRMM- KWAJEX field campaign[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42(19):8241-8249. doi:10.1002/2015GL065813
- Wielicki B, Barkstrom B, Harrison E, et al. 1996. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) - An Earth Observing System experiment[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(5): 853-868. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CATERE>2.0.CO;2

- Xie S, Xu K M, Cederwall R, et al. 2002. Intercomparison and evaluation of cumulus parametrizations under summertime midlatitude continental conditions[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128: 1095-1135. doi:10.1256/003590002320373229
- Xie S, Cederwall R, Zhang M, et al. 2003. Comparison of SCM and CSRM forcing data derived from the ECMWF model and from objective analysis at the ARM SGP site[J]. *J. Geophys. Res.*, 108(D16), 4499. doi: 10.1029/2003JD003541
- Xie S, Cederwall R, Zhang M. 2004. Developing long-term single-column model/cloud system-resolving model forcing data using numerical weather prediction products constrained by surface and top of the atmosphere observations[J]. *J. Geophys. Res.*, 109(D1), D1104. doi: 10.1029/2003JD004045
- Xie S, Klein S, Zhang M, et al. 2006a. Developing large scale forcing data for single column and cloud-resolving models from the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment[J]. *J. Geophys. Res.*, 111. doi: 10.1029/2005JD006950
- Xie S, Klein S, Yio J, et al. 2006b. An assessment of ECMWF analyses and model forecasts over the North Slope of Alaska using observations from the ARM Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment[J]. *J. Geophys. Res.*, 111. doi: 10.1029/2005JD006509
- Xie S, Hume T, Jakob C, et al. 2010. Observed Large-Scale Structures and Diabatic Heating and Drying Profiles during TWP-ICE[J]. *J. Climate*, 23(1): 57-79. doi: 10.1175/2009JCLI3071.1
- Xie S, Zhang Y, Giangrande S, et al. 2014. Interactions between cumulus convection and its environment as revealed by the MC3E sounding array[J]. *J. Geophys. Res.*, 119(20):11784-11808. doi: 10.1002/2014JD022011
- Xie P, Xiong A Y. 2011. A conceptual model for constructing high-resolution gauge-satellite merged precipitation analyses[J]. *J. Geophys. Res.*, 116. doi: 10.1029/2011JD016118
- Xu K M, Cederwall R T, Donner L J, et al. 2002. An intercomparison of cloud-resolving models with the atmospheric radiation measurement summer 1997 intensive observation period data[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128: 593-624. doi: 10.1256/003590002321042117
- Yanai M, Esbensen S, Chu J. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large scale heat and moisture budgets[J]. *J. Atmos. Sci.*, 30(4): 611-627. doi: 10.1175/1520-0469(1973)030<0611:DOBPOT>2.0.CO;2
- Yanai M, Johnson R. 1993. Impacts of cumulus convection on thermodynamic fields[J]. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteor. Monogr., No. 46, Amer. Meteor. Soc., 39-62. doi:10.1007/978-1-935704-13-3_4
- You Q, Min J, Zhang W, et al. 2014. Comparison of multiple datasets with gridded precipitation observations over the Tibetan Plateau[J]. *Clim. Dynam.*, 45(3): 791-806. doi: 10.1007/s00382-014-2310-6
- Zeng X, Tao W K, Zhang M, et al. 2007. Evaluating Clouds in Long-Term Cloud-Resolving Model Simulations with Observational Data[J]. *J. Atmos. Sci.*, 64(12): 4153-4177. doi: 10.1175/2007JAS2170.1

- Zhang M, Lin J. 1997. Constrained variational analysis of sounding data based on column-integrated budgets of mass, heat, moisture, and momentum: Approach and application to ARM measurements[J]. *J. Atmos. Sci.*, 54(11): 1503-1524. doi: 10.1175/1520-0469(1997)054<1503:CVAOSD>2.0.CO;2
- Zhang M, Lin J, Cederwall R, et al. 2001a. Objective Analysis of ARM IOP Data: Method and Sensitivity[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129(2): 295-311. doi: 10.1175/1520-0493(2001)129<0295:OAOAID>2.0.CO;2
- Zhang M, Xie S, Cederwall R, Yio J. 2001b. Description of the ARM operational objective analysis system[J]. Office of Scientific & Technical Information Technical Reports, 102: 1895-1909. doi: 10.2172/802094
- Zhang M, Somerville R, Xie S. 2016. The SCM Concept and Creation of ARM Forcing Datasets[J]. *Meteor. Monogr.*, 57: 24.21-24.12. doi: 10.1175/AMSMONOGRAPHIS-D-15-0040.1
- Zhang C Y, Wang D H, Pang Z H, et al. 2021a. Large-scale dynamic, heat and moisture structures of monsoon-influenced precipitation in the East Asian monsoon rainy area[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 147: 1007–1030. doi: 10.1002/qj.3956
- Zhang C Y, Wang D H, Pang Z H, et al. 2021b. Observed Large-scale Structures and Diabatic Heating Profiles of Precipitation over the Tibetan Plateau and South China[J]. *J. Geophys. Res.*, 126. doi: 10.1029/2020JD033949
- Zhao P, Xu X, Chen F, et al. 2017. The Third Atmospheric Scientific Experiment for understanding the Earth–Atmosphere coupled system over the Tibetan Plateau and its effects[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 99(4): 757-776. doi: 10.1175/BAMS-D-16-0050.1
- Гандин. 1963. Об ъективный Анализ Метеорологических Полей. Ленинград: Гидрометеорологическое Издательство. (气象领域的客观分析。列宁格勒: 水文气象出版社)
- 奉超. 2007. 浅谈 L 波段探空系统资料及在预报中的应用[J]. 气象研究与应用, 28(2): 84-87. Feng Chao. 2007. Shallowly Discussion of the Meteorological Sounding Data and Application in Weather Forecasting[J]. *Journal of Meteorological Research and Application (in Chinese)*, 28(2): 84-87. doi: 10.3969/j.issn.1673-8411.2007.02.023
- 梁智豪, 王东海, 梁钊明. 2020. 探空观测的边界层高度时空变化特征[J]. 应用气象学报, 31(4): 447-459. Liang Zhihao, Wang Donghai, Liang Zhaoming. 2020. Spatio-temporal Characteristics of Boundary Layer Height Derived from Soundings[J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 31(4): 447-459. doi: 10.11898/1001-7313.20200407
- 刘凑华, 曹勇, 符娇兰. 2013. 基于变分法的客观分析算法及应用[J]. 气象学报, 71(6): 1172-1182. Liu Couhua, Cao Yong, Fu Jiaolan. 2013. An objective analysis algorithm based on the variational method[J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 71(6): 1172-1182. doi:10.11676/qxxb2013.091
- 姜晓玲. 2016. 青藏高原试验区物理协调大气变分分析模型的研究与应用[D]. 中国气象科学研究院硕士学位论文. Jiang Xiaoling. 2016. Constrained objective

- analysis over Tibetan Plateau: Method and Application[D]. M. S. thesis (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 姜晓玲, 王东海, 尹金方, 等. 2016. 夏季风爆发前后中国区域对流层顶高度变化特征[J]. 应用气象学报, 27(4): 445-453. Jiang Xiaoling, Wang Donghai, Yin Jinfang, et al. 2016. Characteristics of Tropopause Height over China during East Asian Summer Monsoon[J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 27(4): 445-453. doi: 10.11898/1001-7313.20160407
- 庞紫豪. 2018. 基于物理协调大气分析模型的青藏高原试验区云和降水过程的研究[D]. 中国气象科学研究院硕士学位论文. Pang Zihao. 2018. The Analysis on Characteristics of Cloud and Precipitation Process in Tibetan Plateau Experimental Region based on Constrained Objective Variational Analysis[D]. M. S. thesis (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 庞紫豪, 王东海, 姜晓玲, 等. 2019. 基于变分客观分析方法的青藏高原试验区夏季对流降水过程热动力特征分析[J]. 大气科学, 43(3): 511-524. Pang Zihao, Wang Donghai, Jiang Xiaoling, et al. 2019. Analysis on thermodynamic characteristics of summer convective precipitation in the Qinghai-Tibet Plateau experimental region based on constrained objective variational analysis[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(3): 511-524. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1806.18135
- 杨湘婧, 徐祥德, 陈宏尧, 等. 2011. L 波段探空高分辨率廓线中近地层信息分析及相关模型[J]. 气象, 37(12): 1504-1510. Yang Xiangjing, Xu Xiangde, Chen Hongrao, et al. 2011. The Analysis and Correlation Model of the Surface Layer Information in L-Band Radiosonde High Resolution Profile[J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 37(12): 1504-1510. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2011.12.005
- 赵平, 李跃清, 郭学良, 等. 2018. 青藏高原地气耦合系统及其天气气候效应: 第三次青藏高原大气科学试验[J]. 气象学报, 76(6): 833-860. The Tibetan Plateau surface-atmosphere coupling system and its weather and climate effects: The Third Tibetan Plateau Atmospheric Scientific Experiment[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 76(6): 833-860. doi:10.11676/qxxb2018.060