青藏高原 ERA40 和 NCEP 大气非绝热加热的不确定性

李锐^{1*}, 李文卓^{1,2}, 傅云飞¹, 王雨¹, 刘国胜¹, 郭静超³

1. 中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥 230026;

2. 西昌卫星发射中心, 西昌 615000;

3. 中国电子科技集团公司第三十八研究所, 孔径阵列与空间探测重点实验室, 合肥 230088

* 联系人, E-mail: rli7@ustc.edu.cn

2016-07-04 收稿, 2016-09-25 修回, 2016-09-29 接受, 2017-01-06 网络版发表

国家自然科学基金重点项目(91337213)、国家自然科学基金(41375148, 41675022, 41375030)、国家自然科学基金委员会与贝尔蒙特论坛国际合作项目(41661144007)、中国科学院“百人计划”、安徽省“百人计划”、中国电子科技集团公司项目(201362401020401)和江苏省气候变化协同创新中心项目资助

摘要 深入理解青藏高原上空大气非绝热加热三维结构, 有助于揭示高原热动力效应和机械强迫效应在亚洲夏季季风系统中的作用机理. 然而现有的高原非绝热加热率资料存在较大不确定性. 本文详细比较了NCEP和ERA40再分析资料“残差诊断法”计算的大气非绝热加热数据, 分析两种资料所反映的高原上大气非绝热加热的时空分布特点, 重点比较了二者在高原南麓的差异, 并结合TRMM PR降水和潜热资料分析了差异的可能原因. 研究发现两种资料之间的差异在夏季最大: ERA40在高原南麓高海拔地区所诊断的非绝热加热显著大于NCEP. ERA40大气强加热区域从高原南部山脚向北延伸、越过海拔4000位势米直至高原主体的南部; 而相应NCEP大气强加热区主要位于高原南麓低海拔地区, 不超过海拔4000位势米界限. 上述差异不仅限于贴地层(地表感热的直接影响区域), 而在400~500 hPa大气层也很显著. 同时发现, ERA40所估计的夏季高原南麓降水显著大于NCEP和TRMM PR的观测, 这种差异在时间、空间上都与非绝热加热的差异相吻合. 这说明降水所释放的潜热是造成上述差异的主要原因. 分析大气加热场和大气环流的经向垂直剖面发现, ERA40在南麓高海拔地区所诊断的大气非绝热加热可向上延伸至对流层高层~300 hPa, 而相应NCEP大气非绝热加热主要集中在较低大气层, 相应ERA40诊断的大气垂直上升速度明显强于NCEP, 200 hPa的水平辐散也较强. 高原南麓深对流降水及其潜热的不确定性是充分理解高原-大气相互作用的主要难点.

关键词 青藏高原, 非绝热加热, ERA40 和 NCEP 再分析资料, 残差法, 降水, 潜热

青藏高原通过热力和机械强迫机制对亚洲季风系统的形成和维持起到关键调制作用^[1]. 但是以上作用的内在机理及相对重要性迄今仍是国际大气学界的研究热点和争论焦点^[2], 尚存在较大不确定性^[3,4]. 例如, Boos和Kuang^[3]结合卫星遥感证据和大气模式模拟结果, 针对高原“热泵效应”提出新观点, 认为喜马拉雅山脉的机械强迫作用可能是控制亚洲季风的主要因素. 而另有全球模式和高分辨率云模

式研究^[4,5]认为: 喜马拉雅山脉及高原南侧的地表感热输送及降水潜热释放(热力效应)使来自南方的暖湿水汽得以穿越等熵面而爬坡上升, 形成南亚季风的北支. 如果不考虑高原南壁的热力效应, 仅考虑喜马拉雅山脉的机械强迫机制, 则只能在高原南麓产生低矮的、微弱的对流降水系统. 且印度洋暖湿气流将不能跃上高原, 而是被山脉阻挡形成东西两只绕流. 以上学术争论表明: 高原南麓地表的感热加热、

引用格式: 李锐, 李文卓, 傅云飞, 等. 青藏高原 ERA40 和 NCEP 大气非绝热加热的不确定性. 科学通报, 2017, 62: 420–431

Li R, Li W Z, Fu Y F, et al. The uncertainties of residual diagnosis of atmospheric diabatic heating from ERA40 and NCEP reanalysis over Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2017, 62: 420–431, doi: 10.1360/N972016-00583

降水的潜热加热以及辐射加热等与区域大气环流紧密地耦合在一起,对形成和维持亚洲夏季风具有重要作用.因此,深入理解高原,特别是其南麓地区的大气非绝热加热水平和垂直结构是揭示高原-大气相互作用机理的关键之一.

大气非绝热加热包括感热、潜热和辐射加热,是驱动区域和全球大气环流最主要的直接能量来源,大气环流也通过影响各种热通量而反作用于大气非绝热加热率的时空分布.研究表明大气环流模拟的准确性高度依赖于对非绝热加热率水平和垂直结构的准确理解^[6-8].然而,非绝热加热率不是直接可观测量,探测其垂直结构尤其困难.目前的地基观测和卫星遥感结果都存在较大误差^[9-11],从再分析资料间接估算大气非绝热加热率是一种重要的替代手段.

有两种不同的办法可以获得再分析资料中的大气非绝热加热率:第一,“顺算法”^[12],即对再分析资料中的感热、潜热、辐射各分量累加求和.显然,该方法中加热率各分量由模式中的积云参数化方案、云和降水微物理方案、辐射传输参数化方案等决定.王同美等人^[12,13]利用该方法研究了亚洲特别是青藏高原地区,大气垂直积分加热率的时空变化.同时指出,该加热率资料不是来自于直接观测数据,完全依赖于模式同化而得,因此应谨慎使用.另外,宇婧婧等人^[14,15]也利用该类资料研究了青藏高原冬季的热力状况^[16].第二,“残差诊断法”^[17,18],基于大气能量守恒、物质平衡原理,可以从再分析资料的温度场、气压场和风场反推月平均尺度的大气非绝热加热率.所依据的计算方程如下:

$$\frac{d\bar{Q}}{dt} = \frac{\Delta T}{\Delta t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{T} + (p/p_0)^{R/c_p} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} + (p/p_0)^{R/c_p} \times \left[\nabla \cdot \bar{V}'\theta' + \frac{\partial(\bar{\omega}'\theta')}{\partial p} \right], \quad (1)$$

式中, $\frac{d\bar{Q}}{dt}$ 表示月平均非绝热加热率, T 是热力学温度, p 是气压, $\bar{V}$ 是水平风速, ω 是气压坐标系垂直风速, θ 是位温. 上横线表示月平均值, 一撇表示扰动量, 即再分析资料6 h和月平均值的差值. 残差诊断所得非绝热加热率不直接依赖于模式中具体物理过程的参数化方案, 反映的是与大气环流场一致的热力场, 因此它包含着与“顺算法”所得的大气非绝热加热率不同的信息. 目前的再分析资料, 例如NCEP

和ERA40等不直接提供“残差诊断法”加热场, Chan和Nigam^[19]利用该方法计算了NCEP(1957~2002年)、ERA40(1979~2002年)、ERA-15(1979~1993年)三种再分析资料的大气非绝热加热, 并将数据公开.

残差诊断法非绝热加热资料已被广泛应用于不同地区 and 不同天气气候系统的研究. Chan和Nigam^[19]利用该资料研究了全球非绝热加热大尺度时空分布, 发现不同的再分析资料诊断结果之间存在明显差异. 例如在热带地区ERA40非绝热加热较NCEP强, 前者7月纬向平均值甚至达到后者的2倍. Li等人^[20]利用该套资料研究了北半球副热带高压随全球变暖而增强的趋势. Bollasina等人^[21]研究了巴基斯坦-印度低压的演化和生成机理. Jang和Strauss^[22]利用该数据集研究了印度洋季风对El Niño非绝热加热的响应. 但是在中国地区, 尤其是在青藏高原这样高海拔、地形起伏巨大、地基测站极其稀少的地区, 该类资料的适用性和精度还未有详细的研究报告发表, 需要进行相应的评估分析.

综上, 青藏高原影响亚洲夏季风的具体机制仍是一个未完全解决的科学问题, 回答该问题所依据的关键物理量之一是大气非绝热加热率. 但是该资料难以直接从观测得到, 从再分析资料间接估算大气非绝热加热是一种重要的替代手段. 通过对不同再分析资料、不同非绝热加热计算方法的比对研究, 可以帮助我们更全面地理解高原对大气环流的热力和机械强迫作用机制及其不确定性. 有鉴于此, 本文对比、分析、评估了“残差诊断法”所计算的NCEP和ERA40非绝热加热新资料在青藏高原地区的适用性和不确定性; 并结合TRMM PR降水和潜热资料定性理解这种不确定性所产生的原因及其对大气环流的影响.

1 研究方法和资料

1.1 ERA40和NCEP大气非绝热加热资料

本研究所使用的ERA40月平均再分析资料来自欧洲中期天气预报中心(ECMWF), 时间跨度45年(1959-09~2002-08)^[23]. ERA40降水资料来自短期预报结果, 预报起始时刻为每天00:00, 12:00(UTC). NCEP再分析数据来自美国国家环境预报中心/美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR), 时间从1948-01至现在^[24,25]. 本文所使用的ERA40非绝热加热资料水

分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直分辨率23层, NCEP月平均非绝热加热资料水平分辨率为 5° (经度) $\times 2.5^{\circ}$ (纬度), 垂直分辨率为17层. 时间选取1979-09~2002-08.

基于以上两套再分析资料, Chan和Nigma^[19]通过热力学方程求得NCEP, ERA40和ERA15三维非绝热加热场, 由于所公布的ERA-15非绝热加热资料跨度只有15 a(1979~1993年), 特别是与TRMM观测(1997-12开始)在时间上没有交集, 本研究只采用了ERA40与NCEP进行比较.

为研究潜热在非绝热加热中的贡献, 本研究同时利用了再分析资料本身的降水场与TRMM PR资料对比. 再分析系统的短期模式每日4次预报未来6 h降水, 将4段降水量累加起来得到日降水量, 存贮为T62高斯格点^[25]. 文中将其插值成 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 便于对比.

1.2 TRMM PR空基雷达降水和潜热资料

1997年11月发射的热带测雨卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission satellite, TRMM)由美国宇航局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)和日本空间发展署(Japan Aerospace Exploration Agency, JAXA)联合研制, 旨在探测热带及副热带地区降水三维结构. TRMM PR是人类第一个星载测雨雷达, 其工作频率为13.8 GHz(对应的波长约为2.2 cm), 星下点水平分辨率为4.5 km, 垂直分辨率为250 m, 探测高度自地表向上至20 km(共80层).

除了降水雷达PR, TRMM同时搭载了多频被动式微波辐射计TMI和可见光/红外扫描仪VIRS, 二者对降水也有一定的遥感能力. 因此目前TRMM的降水资料有很多类, 既包括单传感器遥感降水资料, 也包括多传感器、多平台融合降水资料. 由于高原地表的光学特性和微波特性复杂, 高原上降水的垂直结构也与热带显著不同^[26], 因此微波(TMI)和红外(VIRS)手段反演的降水在高原上受到一定的限制. 而降水雷达TRMM PR的探测结果相对比较准确, 并且与被动探测仪器相比, TRMM PR是唯一可以反映降水垂直结构的探测器, 在研究降水和潜热的三维结构方面, 具有不可替代性. 我国学者已利用TRMM PR所探测的降水资料, 对青藏高原的降水垂直结构进行过研究^[27~29].

但是TRMM PR的观测轨道宽度较窄(~ 250 km), 且对给定地区的数据采样率较低, 用TRMM PR观测结果换算月平均降水不可避免引入采样误差. 同时

由于地表回波的影响, TRMM PR一般不能准确反映地表以上2 km以内的降水, 同时对弱降水(雷达回波反射率 < 17 dBZ)也不能准确探测. 以上因素是TRMM PR降水资料的主要误差源, 使用时应有所认识.

本研究采用TRMM PR降水资料3A25输出的高原月平均地表降水作为降水参考值, 数据范围 $37^{\circ}\text{N} \sim 37^{\circ}\text{S}$. 水平分辨率 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$.

通过结合TRMM PR探测的雨顶、近地表降水率、降水类型信息, Shige等人^[30]开发了SLH降水潜热算法, 该反演虽然基于云模式预先构筑的数据库, 但利用了较多的雷达实测降水信息作为约束, 是国际上较为先进的潜热产品之一^[9]. 本研究利用该套资料作为高原上潜热垂直结构的参考, 已将SLH二级产品处理为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的月平均产品, 垂直分辨率为250 m.

高原夏季的加热效应是本研究的重点, 因此, 在后续讨论中, 我们主要分析高原夏季的相应结果, 对其他季节的结果仅仅给出较简单的讨论.

2 研究结果及分析

2.1 非绝热加热水平分布的不确定性

首先关注ERA40和NCEP垂直积分非绝热加热(地表 ~ 125 hPa)的水平分布(图1). 两套资料一致反映出: 春夏季, 高原与其周边的大气相比, 是一个明显的热源; 秋季高原热效应不明显; 冬季高原是冷源. 高原夏季垂直积分非绝热加热主要呈现自南向北递减; 加热中心位置位于雅鲁藏布江河谷至印度东北一带, 这些结果与之前研究结果基本一致^[13].

目前, 青藏高原南麓的热效应是学术争论的焦点^[2~4], 图1体现出ERA40和NCEP之间具有显著的差异. 而且最大的差异也恰恰出现在该区域: 夏季, 在高原南麓海拔2000~4000位势米的过渡带上, ERA40资料显示高原南壁犹如一条醒目的“热脊”, 横亘东西、分割南北; 加热中心在不丹至雅鲁藏布江河谷之间, 约为5.5 K/d. 而NCEP资料显示加热中心在南壁以下的卡西山附近, 海拔2000~4000位势米的南壁上没有“热脊”. 在高原南壁, ERA40显示的加热率比NCEP普遍高1.5~2 K/d, 且强加热区域向北延伸得更广, 1.5 K/d以上的加热区域向北延伸到4000位势米以上高原主体区域; 而NCEP则显示1.5 K/d以上的加热区基本不越过4000位势米分界线.

由非绝热加热在各气压层的分布(图2)可以发现,

图1 青藏高原及其周边地区气柱垂直积分非绝热加热分布图。(a)~(d) ERA40; (e)~(h) NCEP; (i)~(l) 二者的差值 NCEP-ERA40。MAM, 春季; JJA, 夏季; SON, 秋季; DJF, 冬季(下同)。两条黑实线分别为2000和4000位势米高度(下同)。紫色方框标出选择的高原南壁和西南壁代表性区域

Figure 1 Seasonal mean column integrated diabatic heating over the Tibetan Plateau and surrounding areas derived from ERA40 ((a)~(d)), NCEP ((e)~(h)) and the difference between them: NCEP-ERA40 (i)~(l). The two solid curves stand for 2000 and 4000 m geopotential height, respectively (similarly hereinafter). The purple boxes represent selected south slope and southwest slope of the Tibetan Plateau

ERA40和NCEP均显示高原在夏季的加热效应从近地层一直延续到对流层高层,在300 hPa以上,两种资料的差异较小,但在300 hPa以下则存在显著差异,各层的最大差异都出现在高原南麓上空。值得注意的是,显著的差异不仅仅出现在近地层(500 hPa),而且在400 hPa也很显著(与500 hPa相当)。由于地表感热的直接影响主要集中在近地层,而潜热加热的最大值一般在对流层的中低层^[7],该结果提示我们,潜热对图1所示的差异可能有很大的贡献。

非绝热加热由感热、潜热、辐射冷却3项组成,以往对高原热效应研究较多关注地表感热。如竺夏英等人^[31]对比了8种夏季高原地表感热资料发现,多数产品(包括NCEP)显示西部感热较东部强,而ERA40感热分布相当均匀且强度偏弱。1979年高原气象实验

数据显示,季风爆发前,地表感热是高原的主要热源,季风爆发后,凝结潜热成为高原东部的主要热源^[32]。NCEP顺算法加热数据也显示,春季总加热增长斜率与感热加热几乎相同,5月之后总加热变化趋势和潜热变化一致,7月达到最大^[13]。

虽然大气中潜热的释放源于云的形成过程,但降水才最终决定了有多少潜热留在大气中。下面我们结合TRMM PR观测的降水、再分析资料诊断的降水(图3),分析降水与大气非绝热加热的联系。

由TRMM PR观测的降水资料(图3(a)~(d))可以看出:西南季风经孟加拉湾向东、向北输送充沛的水汽^[33,34],遇高原南壁形成一条显著的地形降水带,夏季降水最多,南壁可达到10 mm/d,西南壁可达7 mm/d。但是TRMM PR所估计的强降水带一般不超过

图 2 夏季(JJA)高原及周边地区,不同气压层上ERA40 和NCEP所反映的大气非绝热加热率,以及二者的差异. 两条黑实线分别为 2000 和 4000 位势米高度

Figure 2 Diabatic heating rate over the Tibetan Plateau and surrounding areas at different levels in summer

图3 不同资料反映的青藏高原及其周边地区地面降水分布图。(a)~(d) TRMM PR; (e)~(h) TRMM PR-ERA40; (i)~(l) TRMM PR-NCEP. MAM, 春季; JJA, 夏季; SON, 秋季; DJF, 冬季。两条黑实线分别为 2000 和 4000 位势米高度

Figure 3 Seasonal mean surface precipitation over the Tibetan Plateau and surrounding areas derived from TRMM PR observations (2A25) (a)~(d), and the departures from reanalysis data: (e)~(h) TRMM PR-ERA40; (i)~(l) TRMM PR-NCEP

4000位势米分界线,高原平台上降水明显较弱,且呈自东南向西北迅速递减趋势。

以TRMM PR降水资料作为参考:以高原南壁海拔2000位势米为界,则ERA40和NCEP再分析资料都低估了2000位势米等高线以南,南亚季风南支的热带地区降水,但高估了界线以北,高原南壁上的降水。特别是在4000位势米以北、80°~100°E地区,ERA40所估计的夏季降水比TRMM PR高出2~4 mm/d,高估中心对应图1中非绝热加热中心。而在这一区域,虽然NCEP也部分高估了夏季降水,但高估的程度较小(0.5~2 mm/d),同时,在海拔2000位势米附近区域,NCEP甚至低估了降水。

在92.5°E经线上,由赤道向北依次分布着特色鲜明的不同下垫面:0°~20°N为热带洋面、20°~26.5°N为副热带陆面,26°~40°N为高原。因此,分析非绝热加热和地表降水沿92.5°E的经向-时间演变(图4),可以帮助我们很好地理解海-陆差异及高原大地形对大气的影响。

在海陆差异所造成的影响方面,两种再分析资料和TRMM PR资料一致反映在海陆交界处(~20°N),随着夏季风的爆发(4~5月),该地区有强降水出现,但两种资料所反映的降水强度和强降水带(>10 mm/d)的位置有所差异。

两种资料所估计的高原降水差别明显。ERA40认为在26°~30°N地区,4~10月有一持续的强(>10 mm/d)

降水带存在(图4(a)),并且与之对应的是该区域存在很强的非绝热加热(图4(d))。但是,这一结构在NCEP和TRMM PR降水资料中都不存在:NCEP在该区域附近所估计的强降水(>10 mm/d)仅出现在夏季25°N以南地区,且NCEP非绝热加热(图4(e))经向-时间演化与其降水吻合度并不高。而TRMM PR的观测显示强降水带4~7月限于27°N以南,8~10月仅在25°N附近有一条很窄的强降水带。与之相应地,TRMM所估计的SLH降水潜热在高原南麓一般位于27°N以南区域,而在27°N以北一般小于0.04 K/h(~1 K/d)。

由上述分析发现,NCEP和TRMM PR所估计的强降水局限在较低海拔区域,而ERA40认为在高海拔地区也存在强劲且持续的降水。据此推测:ERA40模式中春夏季南壁的非绝热加热之所以显著高于NCEP,系受到潜热的重要贡献。相对于TRMM观测的降水而言,ERA40高估了高原南壁的降水强度和范围,由此高估了潜热,进而高估了非绝热加热。而NCEP则相对低估了高原南壁降水,这很可能是两种资料诊断的非绝热加热在南壁上差异很大(图1)的主要原因。但是必须指出,由于仪器硬件探测能力和轨道采样误差的限制,TRMM PR降水也并非绝对的真值,这里所说ERA40的“高估”仅仅是相对TRMM PR而言的。

2.2 非绝热加热垂直分布的不确定性

前述讨论主要是基于非绝热加热的垂直积分总

图4 沿92.5°E经向上ERA40降水(a), NCEP降水(b), TRMM PR降水(c), ERA40(d)和NCEP(e)的柱积分非绝热加热, TRMM PR SLH柱积分(f)潜热的季节-纬向剖面图

Figure 4 Time-latitude cross-section along 92.5°E of (a) ERA40 surface precipitation, (b) NCEP surface precipitation, (c) TRMM PR surface precipitation, (d) ERA40 column integrate diabatic heating, (e) NCEP column integrate diabatic heating and (f) TRMM PR SLH column integrated latent heating

量而展开的。事实上, 非绝热加热有着非常丰富的垂直结构变化。为此本文研究了沿92.5°E经线的非绝热加热和风场垂直剖面(图5)。

两种再分析资料一致表明, 热带洋面(0°~20°N)在全年都有较强的垂直上升气流, 并通过降水释放潜热加热大气, 非绝热加热的最大值位于中空。在春冬两季, 该气流在高层向中高纬地区平流, 并在高原南侧下沉, 呈典型的Hadley环流型, 在高原南侧伴随负的非绝热加热(即冷却)。在夏秋两季, 在高原以南的副热带陆地(20°~25°N)区域同时存在强劲的上升气流, 非绝热加热的最大值同样位于中空600~400 hPa等压面。在高原南麓(25°~30°N), 春夏秋各季, 高原地表吸收太阳短波辐射并向大气输送感热, 使得大气非绝热加热在近地层获得最大值, 在高空, 春秋

两季的辐射冷却超过感热和潜热加热, 非绝热加热为负值。但是在夏季, 由于潜热的作用, 高原南壁上对流层整层都在加热。

夏季, 在高原南侧较高海拔区域(25°~35°N), ERA40所估计的近地层非绝热加热显著大于NCEP, 特别是在30°~35°N高原主体的南部边缘地区(图5(b), 同时参见图4二者夏季的差异分图)。而且, ERA40所估计的强加热(>4 K/d)在垂直方向上延伸得更高, 4 K/d以上的强加热区域从地表向上到达300 hPa等压面, 这个应该主要由深对流降水所释放的潜热所贡献。相反地, NCEP认为在25°N以南的低海拔区域非绝热加热最强(图5(f)), 且NCEP所估计的强加热区基本限于近地层; 在30°~35°N高原主体的南部边缘, NCEP诊断的大气非绝热加热较ERA40弱, 且限于较

图5 沿92.5°E经向上大气非绝热加热率和大气环流(v - w 合成风)的纬向-高度(等压面)剖面。(a)~(d) ERA40; (e)~(h) NCEP; (i)~(l) NCEP-ERA40
Figure 5 Seasonal mean zonal averaged (along 92.5°E) diabatic heating and meridional circulation from (a)–(d) ERA40, (e)–(h) NCEP, and the difference between them: (i)–(l) NCEP-ERA40

低的大气层,应该由地表感热和浅对流降水的潜热综合贡献。由此推测,ERA40认为在高原地表感热加热的作用下,深对流降水可以发生高原南壁的高海拔区域和高原主体的南部边缘地区。而NCEP则认为该热效应没有那么强,深对流降水只能发生在高原南侧的低海拔地区,在高海拔地区只有浅对流降水。

在冬季,ERA40显示高原上大气整层为强烈的冷源,而NCEP显示该冷却强度较弱、且在高原主体的低层大气(如600~400 hPa)有弱的非绝热加热存在。

大气环流方面,两种资料都认为:春季在0°~10°N的热带洋面和25°~35°N的高原上有两个分离的大气抬升中心,在10°~20°N之间有一显著的气流下沉区;夏季从赤道到高原北侧(~35°N)为一致的垂直上升气流。到秋季,92.5°E经线上升气流的范围退缩到20°N以南地区;到冬季,上升气流进一步退缩到

10°N以南区域,高原上空为强劲的下沉气流。

结合图4可以发现:夏季ERA40资料中高原南麓的上升气流明显强于NCEP资料,同时ERA40资料中200 hPa附近的水平辐散也明显强于NCEP,这都是与其较强的非绝热加热一致,这说明,非绝热加热直接影响到相应的大气环流。

图6显示了青藏高原南壁和西南壁上(图1中紫色方框所示)ERA40和NCEP非绝热加热廓线以及TRMM潜热垂直廓线。可以看出,在两块区域,TRMM降水潜热都是在夏季最大、冬季最小,这是与季风降水的出现时间一致。垂直方向上,TRMM潜热主要出现在250 hPa以下,加热的最大值位于600~500 hPa。ERA40和NCEP非绝热加热廓线受到辐射冷却和降水潜热的双重影响,在春秋两季,垂直方向上高空为负值(冷却),低空为正值(加热)。而在夏季,降水潜热达

图6 青藏高原((a)~(d))南壁和((e)~(h))西南壁上季节平均的ERA40非绝热加热(绿色)、NCEP非绝热加热(红色)和TRMM SLH潜热(紫色)垂直廓线

Figure 6 Seasonal mean vertical profiles of diabatic heating rate and SLH latent heating rate averaged over the areas of (a)~(d) south slope of the Tibetan Plateau, (e)~(h) southwest slope of the Tibetan Plateau

到最大值,非绝热加热在对流层各层基本上都为正值。下面我们专门讨论夏季的情形(图6(b)和(f))。

从廓线的形状来看,TRMM SLH潜热廓线在南壁的最大值位于600 hPa、在西南壁的最大值位于500 hPa。体现为明显的“对流型”潜热廓线。西南壁的潜热最大值位置比南壁偏高,有两种可能性:(1)降水所发生的海拔高度较高;(2)降水中所含有的层状云降水较多,具体的原因还有待进一步分析。

在高原南壁(西南壁)上,ERA40非绝热加热廓线的形状接近TRMM SLH潜热廓线,其非绝热加热的最大值位于700 hPa(500 hPa),与TRMM潜热廓线很一致。而NCEP非绝热加热的最大值却在地表。这说明,在高原南壁和西南壁,ERA40的非绝热加热中含有更大的潜热贡献、而相应NCEP的非绝热加热中地表感热的贡献较大、潜热贡献较小。

从具体数值上看,夏季ERA40的非绝热加热从地表一直到200 hPa均为正值,且在300 hPa以下各层

均显著地大于TRMM SLH潜热,而NCEP非绝热加热的数值与TRMM潜热相当(南壁600 hPa以下部分除外)。由于在对流高层的加热主要应来自生对流降水所释放的潜热,地表感热对非绝热加热的影响随高度逐渐减小、而辐射效应在高层主要体现为冷却,据此推断ERA40在高原南壁与西南壁所诊断的潜热肯定远远大于TRMM SLH潜热。这很可能是由于ERA40诊断的高原南麓高海拔地区强、深对流降水较多所造成的(参见前述讨论)。

3 讨论和结论

青藏高原对亚洲季风以及我国天气气候系统有显著影响,但是该影响的内在机制,特别是热力效应和机械强迫效应的内在机理和相对重要性还存在争议。对高原大气非绝热加热时空分布的深入研究是解决这一争议的重要前提。基于热力学方程“残差法”^[19]估算的NCEP和ERA40非绝热加热资料为此类

研究提供了一种新的途径。

本文分析、对比了NCEP和ERA40残差法诊断的大气非绝热加热在青藏高原特别是其南麓的时空分布,并结合TRMM PR降水和潜热资料分析差异的可能原因,可以得到以下结论。

在夏季,两套资料的最大差异位于青藏高原南麓。在该区域海拔2000~4000位势米的过渡带上:ERA40资料显示高原南壁上的大气犹如一条醒目的“热脊”,横亘东西、分割南北,约为5.5 K/d;强加热区域可以从海拔2000 m向北延伸到达海拔4000 m以上,甚至在高原主体的南部边缘也有显著的大气加热。与之不同的是,NCEP资料显示夏季强加热主要在高原南侧的较低海拔区域上空,南壁上没有“热脊”;1.5 K/d以上的强加热区基本不越过海拔4000 m分界线。

资料显示上述差异不仅限于贴地的大气层,而是在400~500 hPa大气层都很显著。并且,ERA40在高原南麓高海拔地区诊断的降水量显著地高于NCEP诊断结果以及TRMM PR观测结果。ERA40降水的时空分布与其大气非绝热加热场的时空分布很一致。据此推测,降水潜热对前述差异有显著贡献。

垂直方向上,ERA40在高原南麓高海拔地区所估计的非绝热加热比NCEP更强、向高空延伸得更高,相应地,ERA40所诊断的垂直上升速度也较强、对流

层高层(如200 hPa)的水平风场也较强。ERA40在高原南壁和西南壁的大气非绝热加热平均廓线形状上接近TRMM SLH降水潜热“对流型”廓线,但ERA40所诊断的潜热显然大于TRMM SLH的卫星估计结果。而NCEP大气非绝热加热廓线与TRMM SLH潜热廓线形状相差较大,体现出地表感热对总体加热廓线的影响较大。

定量理解青藏高原(特别是其南麓)与大气之间的能量转换与传输过程,是深入理解高原影响亚洲季风及我国天与气候系统内在机制的关键所在。由于高原海拔高度大且起伏剧烈、下垫面理化特性和光学特性复杂、地基实际观测稀少,使得大气模式模拟和卫星遥感反演的大气非绝热加热场和降水资料等都存在较大的不确定性,目前还无法客观评价不同资料的绝对准确性。我们利用新的大气非绝热加热场再分析资料,结合卫星遥感资料仔细分析比较了高原特别是其南麓大气加热率的时空分布特点。发现在国际上被广泛接受的两套大气再分析资料恰恰在该区域出现严重分歧,集中体现为二者对高原南麓高海拔地区的深对流降水和潜热存在不同认识。究竟谁对谁错还有待从实地观测和模式两方面进行深入调查。本文的结果为该领域科寻找了相对准确的科学问题、为下一步研究指明了方向。

参考文献

- 1 Wu G, Duan A, Liu Y, et al. Tibetan Plateau climate dynamics: Recent research progress and outlook. *Natl Sci Rev*, 2015, 2: 100–116
- 2 Qiu J. Monsoon melee. *Science*, 2013, 340: 1400–1401
- 3 Boos W R, Kuang Z. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 2010, 463: 218–222
- 4 Wu G, Liu Y, He B, et al. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Sci Rep*, 2012, 2: 404, doi: 10.1038/srep00404
- 5 Wang Z, Duan A, Wu G, et al. Mechanism for occurrence of precipitation over the southern slope of the Tibetan Plateau without local surface heating. *Int J Climatol*, 2015, 36: 4164–4171
- 6 Hartmann D L, Hendon H H, Houze Jr. R A. Some implications of the mesoscale circulations in tropical cloud clusters for large-scale dynamics and climate. *J Atmos Sci*, 1984, 41: 113–121
- 7 Houze Jr R A. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bull Amer Meteorol Soc*, 1997, 78: 2179–2196
- 8 Schumacher C, Houze Jr R A, Kraucunas I. The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar. *J Atmos Sci*, 2004, 61: 1341–1358
- 9 Tao W, Smith E, Adler R, et al. Retrieval of latent heating from TRMM measurements. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2006, 87: 1555–1572
- 10 Min Q, Li R, Wu X, et al. Retrieving latent heating vertical structure from cloud and precipitation Profiles—Part I: Warm rain processes. *J Quant Spectrosc Ra*, 2013, 122: 31–46
- 11 Li R, Min Q, Wu X, et al. Retrieving latent heating vertical structure from cloud and precipitation profiles—Part II: Deep convective and stratiform rain processes. *J Quant Spectrosc Ra*, 2013, 122: 47–63
- 12 Wang T M, Wu G X, Wan R J. Influence of the mechanical and thermal forcing of Tibetan Plateau on the circulation of the Asian summer

- monsoon area (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2008, 27: 1–9 [王同美, 吴国雄, 万日金. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响. *高原气象*, 2008, 27: 1–9]
- 13 Wang T M, Wu G X, Ying M. Comparison of diabatic heating data from NCEP/NCAR(I , II) and ERA40 (in Chinese). *Acta Sci Nat Univ Sunyatseni*, 2011, 50: 128–134 [王同美, 吴国雄, 应明. NCEP/NCAR(I , II)和ERA40 再分析加热资料比较. *中山大学学报*, 2011, 50: 128–134]
 - 14 Yu J J, Liu Y M, Wu G X. An analysis of the diabatic heating characteristic of atmosphere over the Tibetan Plateau in winter I : Climatology (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2011, 69: 79–88 [宇婧婧, 刘屹岷, 吴国雄. 冬季青藏高原大气热状况分析 I : 气候平均. *气象学报*, 2011, 69: 79–88]
 - 15 Yu J J, Liu Y M, Wu G X. An analysis of the diabatic heating characteristic of atmosphere over the Tibetan Plateau in winter II : Inter-annual variation (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2011, 69: 89–98 [宇婧婧, 刘屹岷, 吴国雄. 冬季青藏高原大气热状况分析 II : 年际变化. *气象学报*, 2011, 69: 89–98]
 - 16 Kistler R, Collins W, Saha S, et al. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2001, 82: 247–267
 - 17 Holopainen E, Fortelius C. Accuracy of estimates of atmospheric large-scale energy flux divergence. *Mon Weather Rev*, 1986, 114: 1910–1921
 - 18 Nigam S. On the dynamical basis for the Asian summer monsoon rainfall—El Niño relationship. *J Clim*, 1994, 7: 1750–1771
 - 19 Chan S C, Nigam S. Residual diagnosis of diabatic heating from ERA-40 and NCEP reanalyses: Intercomparisons with TRMM. *J Clim*, 2009, 22: 414–428
 - 20 Li W, Li L, Ting M, et al. Intensification of Northern Hemisphere subtropical highs in a warming climate. *Nat Geosci*, 2012, 5: 830–834
 - 21 Bollasina M, Nigam S. The summertime “heat” low over Pakistan/northwestern India: Evolution and origin. *Clim Dyn*, 2010, 37: 957–970
 - 22 Jang Y, Strauss D M. The Indian monsoon circulation response to El Niño diabatic heating. *J Clim*, 2012, 25: 7487–7508
 - 23 Källberg P, Simmons A, Uppala S, et al. ERA-40 Project Report Series. 2004
 - 24 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1996, 77: 437–471
 - 25 Janowiak J E, Gruber A, Kondragunta C, et al. A comparison of the NCEP-NCAR reanalysis precipitation and the GPCP rain gauge-satellite combined dataset with observational error considerations. *J Clim*, 1998, 11: 2960–2979
 - 26 Fu Y, Liu G. Possible misidentification of rain type by TRMM PR over Tibetan Plateau. *J Appl Meteorol Clim*, 2007, 46: 667–672
 - 27 Fu Y, Liu G, Wu G, et al. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L05802, doi: 10.1029/2005GL024713
 - 28 Qie X S, Wu X K, Yuan T, et al. Comprehensive pattern of deep convective systems over the Tibetan Plateau–South Asian monsoon region based on TRMM data. *J Clim*, 2014, 27: 6612–6626
 - 29 Wu X K, Qie X S, Yuan T, et al. Meteorological regimes of the most intense convective systems along the southern Himalayan front. *J Clim*, 2014, 29: 4383–4398
 - 30 Shige S, Takayabu Y N, Tao W K, et al. Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part I: Development of a model-based algorithm. *J Appl Meteorol*, 2004, 43: 1095–1113
 - 31 Zhu X Y, Liu Y M, Wu G X. An assessment of summer sensible heat flux on the Tibetan Plateau from eight data sets. *Sci China Earth Sci*, 2012, 55: 779–786 [竺夏英, 刘屹岷, 吴国雄. 夏季青藏高原多种地表感热通量资料的评估. *中国科学: 地球科学*, 2012, 42: 1104–1112]
 - 32 Yanai M, Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon Weather Rev*, 1994, 122: 305–323
 - 33 Liu Y J, Ding Y H, Song Y L. The moisture transport and moisture budget over the South China Sea before and after the Summer Monsoon onset in 1998 (in Chinese). *J Trop Meteorol*, 2005, 21: 55–62 [柳艳菊, 丁一汇, 宋艳玲. 1998 年夏季风爆发前后南海地区的水汽输送和水汽收支. *热带气象学报*, 2005, 21: 55–62]
 - 34 Zhou X X, Ding Y H, Wang P X. Moisture transport in Asian summer monsoon region and its relationship with summer precipitation in China (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2008, 66: 59–70 [周晓霞, 丁一汇, 王盘兴. 夏季亚洲季风区的水汽输送及其对中国降水的影响. *气象学报*, 2008, 66: 59–70]
 - 35 Cartwright T J, Ray P S. Radar-derived estimates of latent heating in the subtropics. *Mon Weather Rev*, 1999, 127: 726–742
 - 36 Fu Y F, Liu Q, Zi Y, et al. Summer precipitation and latent heating over the Tibetan Plateau based on TRMM measurements (in Chinese). *Plateau Mountain Meteorol Res*, 2008, 28: 8–18 [傅云飞, 刘奇, 自勇, 等. 基于 TRMM 卫星探测的夏季青藏高原降水和潜热分析. *高原山地气象研究*, 2008, 28: 8–18]

Summary for “青藏高原 ERA40 和 NCEP 大气非绝热加热的不确定性”

The uncertainties of residual diagnosis of atmospheric diabatic heating from ERA40 and NCEP reanalysis over Tibetan Plateau

LI Rui^{1*}, LI WenZhuo^{1,2}, FU YunFei¹, WANG Yu¹, LIU GuoSheng¹ & GUO JingChao³

¹ School of Earth and Space Science, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China;

² Xichang Satellite Launch Center, Xichang 615000, China;

³ Key Laboratory of Aperture Array and Space Application, Thirty-eighth Research Institute of China Electronic Technology Group Corporation, Hefei 230088, China

*Corresponding author, E-mail: rli7@ustc.edu.cn

The Tibetan Plateau (TP), a giant elevated landscape, plays a key role in modulating the Asian summer monsoon via dynamic, thermodynamic, and mechanical lifting mechanisms. The spatial and temporal distribution of atmospheric diabatic heating (DH) is vitally important to understand the coupling of energy and moisture between the land surface and the atmosphere over TP. In this study, the residual diagnosis of DH from ERA40 and NCEP reanalysis, in combination with the precipitation and latent heating (LH) results from Tropical Rainfall Measuring Mission Precipitation Radar (TRMM PR) are investigated to reveal the uncertainties in DH over TP. Significant discrepancies of column integrated DH (CDH) between ERA40 and NCEP are found in the southern slope area of TP in summer. The CDH from ERA40 is much stronger than NCEP at high altitudes on the southern slope of TP. The area with strong ERA40 atmospheric heating extends from lower altitudes to higher altitudes exceeding 4000 m isohypse. However, in the heating diagnosis of NCEP, strong atmospheric heating is only located at altitudes lower than 4000 m isohypse. These differences are evident in DH at both the ground layer and 400–500 hPa layer, revealing a significant contribution from LH because sensible heating (SH) peaks at near-surface atmosphere and LH peaks at low to middle atmosphere. As an indicator of LH, the precipitation in southern TP estimated by ERA40 is strong (>10 mm/d) in the 25° – 30° N area from April to October. The precipitation observations from TRMM PR and the diagnosis from NCEP diagnosis do not agree about this phenomenon. Instead, the precipitation detected by TRMM PR is mainly located in the area to the south of 25° N. The spatial pattern of overestimated precipitation by ERA40 mostly matches the DH overestimation. Based on the vertical cross-section of DH and the atmospheric circulation along 92.5° E, strong positive ERA40 DH (>4 K/d) over the high altitudes of southern TP ($\sim 25^{\circ}$ – 30° N) extends from surface to high troposphere (~ 300 hPa) vertically in summer. This fact indicates there is strong latent heating released from deep convective rains in those areas which makes a contribution to DH that is comparable with SH. The associated NCEP DH in the same area can reach only the low troposphere (~ 700 hPa) and the maximum heating generally is located in the near-surface atmosphere. This conclusion implies that in NCEP diagnosis, only shallow and weak rains can occur in this area and the surface SH dominates DH here. Even at the south edge of main body of TP (to north of 30° N), ERA40 DH in summer can be as high as 6–9 K/d and extend from the surface to ~ 350 hPa isobaric surface, while the associated NCEP DH is only less than 4 K/d. The diagnosis of vertical velocity and horizontal divergence at the 200 hPa layer from ERA40 is also stronger than from NCEP. The mean vertical profiles of ERA40 DH in summer show positive heating through the surface to 200 hPa and maximum value at 700 (500) hPa on the south (southwest) slope of TP. The shape agrees well with that of the TRMM LH profile, but the value of ERA40 DH is about 2–3 times that of TRMM LH. The NCEP DH profiles show a different shape with peaks at the near-surface layer indicating more contribution from surface SH than from LH, but its amplitude is relatively closer to TRMM LH. We hypothesize that the uncertainties of the vertical structure of precipitation and the associated LH in the southern slope area of TP are the main obstacles preventing us from understanding the real mechanisms of TP-atmosphere interaction.

Tibetan Plateau, atmospheric diabatic heating, ERA40 and NCEP reanalysis, residual diagnosis, precipitation, latent heating

doi: 10.1360/N972016-00583