张文霞，张丽霞，周天军. 2016. 雅鲁藏布江流域夏季降水的年际变化及其原因 [J]. 大气科学, 40 (5): 965–980. Zhang Wenxia, Zhang Lixia, Zhou Tianjun. 2016. Interannual variability and the underlying mechanism of summer precipitation over the Yarlung Zangbo River basin [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (5): 965–980, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15205.

雅鲁藏布江流域夏季降水的年际变化及其原因

张文霞 [1, 2] 张丽霞 [1, 3] 周天军 [1, 4, 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（LASG），北京 100029
2 中国科学院大学，北京 100049
3 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心，南京 210044
4 中国科学院气候变化研究中心，北京 100029
5 全球变化研究协同创新中心，北京 100875

摘 要 本文通过多套观测与再分析降水资料的比较，分析了雅鲁藏布江流域夏季降水的特征，从水汽含量与水汽输送的角度检验了雅鲁藏布江水汽通道的特点，研究了流域夏季降水的年际变化及其原因。分析表明：（1）该流域夏季降水大值位于雅鲁藏布江出海口至大峡谷一带，观测中流域平均降水可达 5.8 mm d^{-1}。不同资料表现的降水空间分布一致，但再分析降水普遍强于观测，平均为观测的 2 倍左右。（2）该流域夏季的水汽主要来自印度洋和孟加拉湾的偏南暖湿水汽输送，自孟加拉湾出海口沿布拉马普特拉河上溯至大峡谷，即雅鲁藏布江水汽通道。水汽收支诊断表明，夏季流域南部（即水汽通道所在处）是水汽辐合中心，流域平均的辐合约 9.5 mm d^{-1}，主要来自风场辐合与地形坡度的贡献。（3）不同再分析资料表现的流域降水和水汽分布特征总体一致，但量值差异较大。NCEP（美国国家环境预报中心）气候预报系统再分析资料 CFSR、日本气象厅再分析资料 JRA-25 较欧洲中期天气预报中心再分析 ERA-Interim 资料更适于研究该流域（青藏高原东南部）的水汽特征，因为后者给出的流域降水和水汽偏强。（4）近 30 年该流域夏季降水无显著趋势，以年际变率为主。年际异常的水汽辐合（约为气候态的 35.4%）源自异常西南风导致的局地水汽辐合（纬向、经向辐合分别贡献了 16.5%、83.5%），地形作用很小。流域夏季降水的年际变化是由印度夏季风活动导致的异常水汽输送造成的，其关键系统是印度季风区北部的异常气旋（反气旋）式水汽输送。

关键词 多源资料比较 雅鲁藏布江流域夏季降水 水汽输送 年际变化 印度夏季风
文章编号 1006-9895(2016)05-0965-16 **中图分类号** P461 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15205

Interannual Variability and the Underlying Mechanism of Summer Precipitation over the Yarlung Zangbo River Basin

ZHANG Wenxia[1, 2], ZHANG Lixia[1, 3], and ZHOU Tianjun[1, 4, 5]

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
2 *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049
3 *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044

收稿日期 2015-05-26；**网络预出版日期** 2015-12-07
作者简介 张文霞，女，1990 年出生，硕士研究生，主要从事气候变化和气候模拟研究。E-mail: zhangwx@lasg.iap.ac.cn
通讯作者 周天军，zhoutj@lasg.iap.ac.cn
资助项目 国家自然科学基金项目 41125017、41305072、41023002，公益性行业（气象）科研专项 GYHY201506012
Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41125017, 41305072, and 41023002), R&D Special Fund for Public Welfare Industry (Meteorology) (Grant GYHY201506012)

4 *Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
5 *Joint Center for Global Change Studies* (*JCGCS*), *Beijing* 100875

Abstract Based on multiple precipitation and reanalysis datasets, the characteristics of summer precipitation and the associated water vapor transport over the Yarlung Zangbo River basin are examined, focusing mainly on the interannual variability and the underlying mechanism. Results show that: (1) The maximum climatological summer precipitation is seen along the Brahmaputra River in the lower reaches of the valley, which is reasonably reproduced in different datasets. The summer precipitation averaged over the basin is 5.8 mm d^{-1} in observations, whereas it is doubled in reanalysis datasets. (2) The climatological water vapor transports are mainly from the Indian Ocean and the Bay of Bengal along the Brahmaputra River to Yarlung Zangbu Grand Canyon. The basin is a moisture sink in summer, with a net moisture convergence of 9.5 mm d^{-1}, mainly caused by wind convergence and orography. (3) Different reanalysis datasets can capture the basic characteristics of precipitation and moisture transport, but differ in magnitudes. CFSR (NCEP Climate Forecast System Reanalysis) and JRA-25 (Japanese 25-year Reanalysis) are more reasonable than ERA-Interim (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis) for precipitation and moisture research over the basin, because of the larger than observed precipitation and moisture convergence in the latter. (4) During 1979–2007, the summer precipitation over the basin exhibits strong interannual variability, with no significant long-term trend. The interannual variability of summer precipitation over the basin is dominated by the cyclonic/anticyclonic water vapor transport over the northern Indian subcontinent generated by anomalous Indian summer monsoon activity. Anomalous southwesterly flow leads to excessive local moisture convergence, of which the meridional wind convergence contributes 83.5%. Different from the climatology, orography contributes little to interannual variability.

Keywords Multiple datasets comparison, Summer precipitation, Yarlung Zangbo River basin, Water vapor transport, Interannual variability, Indian summer monsoon

1 引言

雅鲁藏布江位于青藏高原东南部，发源于喜马拉雅山北麓杰马央宗冰川，在南迦巴瓦峰地区转而向西南方向流去，在印度境内改称布拉马普特拉河，最终注入孟加拉湾（图 1a）。雅鲁藏布江向东流至藏东南拐弯而形成的雅鲁藏布大峡谷，是世界第一大峡谷，长 496.3 公里，最深可达 6009 米。

雅鲁藏布大峡谷对青藏高原的天气与气候有着重要影响。尤其是它的下段近于南北走向，在地形上构成一条巨大的通道，使得来自印度洋和孟加拉湾的暖湿气流能沿着该通道深入高原内部。该地区水汽输送与降水的变化，能进一步影响青藏高原乃至整个东亚地区的降水与气候（高登义等，1985；杨逸畴等，1987；张文敬和高登义，1999），因此该流域的气候特征值得重视。

对雅鲁藏布江流域的气候研究离不开青藏高原这一背景。前人就高原地区的降水及水汽输送取得了大量研究成果：青藏高原降水具有明显的空间分布特征，年降水量东南多，西北少，自雅鲁藏布江河谷向西北地区递减，其中雅鲁藏布江下游降水量最大，年平均降水量达 600～800 mm，是我国第二大降水中心（戴加洗，1990；白虎志等，2004；冯蕾，2011；Feng and Zhou, 2012；冯蕾和周天军，2015）。在全球气候变化的背景下，高原夏季降水并非呈现简单的线性趋势，而是以年际振荡为主（Lin and Zhao, 1996; 杜军和马玉才, 2004; Li and Kang, 2006; Wu et al., 2007; You et al., 2008; 周顺武等，2011），此外还存在复杂的年代际变化（韦志刚等，2003）。关于高原水汽输送的研究一般认为：夏季高原的水汽主要来自印度季风输送的孟加拉湾水汽与西太平洋副热带高压西侧输送的水汽合并，经高原东南部大峡谷地区进入高原（徐祥德等，2002；Xu et al., 2008），此为南边界水汽输送，对高原夏季降水贡献最大，其中尤为重要的是经雅鲁藏布江水汽通道的水汽输送（杨逸畴等，1987）。此外还有西边界的水汽输送，即自印度北部经高原西南侧喜马拉雅山中部进入高原的水汽，它远小于偏南水汽输送（黄福均和沈如金，1984；高登义等，1985；卓嘎等，2002；周长艳等，2005；王霄等，2009）。青藏高原位于东亚和南亚季风区的边缘，水汽通量辐合是季风区夏季降水的一个重要特点。已有的研究指出，夏季东亚和南亚季风区水汽通量辐合的特点不同，前者主要是水汽平流项的贡献，而后者主要是风场辐合造成的（黄荣辉等，1998；陈际龙和黄荣辉，2007）。

由于青藏高原地区的水汽供应主要来自印度季风区，因而印度季风的强弱对高原降水有重要影响。研究表明，在季风盛行期间（6～8 月），自印度西北部，经青藏高原东部到华北地区存在“+－+”的遥相关波列（Wu et al., 2003；王绍武和黄建斌，2006；刘芸芸和丁一汇，2008）。Singh and Nakamura（2010）通过对 1998～2007 年夏季降水的合成分析指出，印度夏季风活跃（中断）期间，印度中部降水偏多（少），喜马拉雅山山脚降水偏少（多），对应层状云（对流云）降水偏多。另有研究指出印度季风区北部降水异常可通过热力作用影响青藏高原东南部夏季降水，并得到了数值试验的验证（冯蕾，2011；Feng and Zhou, 2012）。

之前的研究大多针对整个青藏高原，而雅鲁藏布江流域由于其独特的地形和地理位置，具有重要的气候意义。关于该流域的气候研究，已有的工作多采用有限的站点资料进行分析（高登义等，1985；杨逸畴等，1987；边多和杜军，2006；游庆龙等，2009；聂宁等，2012），但该区域观测台站稀少且分布不均。故本文拟通过多种高分辨率资料的比较与验证，重点回答以下科学问题：（1）雅鲁藏布江流域夏季气候态的降水和水汽输送特征如何？各种资料揭示的特征有何异同？（2）流域夏季降水及水汽输送的年际变化特征和机理如何？

本文其他部分安排如下：第 2 节介绍了资料和研究方法；第 3 节通过多源资料比较分析了夏季降水与水汽输送的气候态特征；第 4 节通过合成分析研究了雅鲁藏布江流域夏季降水及水汽输送年际变化的特征和原因；最后是总结和讨论。

2 资料和方法

2.1 资料

本文所用逐日观测降水资料包括四套：

（1）经均一化处理的中国气象局、日本气象厅、澳大利亚台站融合资料 CN05.1-APHRO-AWAP，分辨率为 0.5°×0.5°，范围为东亚地区，时间段从 1961 年 1 月至 2007 年 12 月（简称 CN05.1，吴佳和高学杰，2013）；

（2）国家气象信息中心提供的卫星和地面台站融合资料 CMPA，分辨率为 0.25°×0.25°，时间段从 1998 年 1 月至 2013 年 12 月（Shen et al., 2014）；

（3）卫星资料 TRMM3B42，分辨率为 0.25°×0.25°，时间段从 1998 年 1 月至 2009 年 12 月（Huffman et al., 2007）；

（4）中国气象局 756 个地面观测台站的降水资料（经过质量控制，其中有 21 个台站在雅鲁藏布江流域内，如图 1a 中红点所示），时间段从 1951 年 1 月至 2014 年 12 月（http://cdc.nmic.cn/home.do [2015-07-22]）。

此外使用了卫星融合逐月降水资料 GPCP（Global Precipitation Climatology Project），分辨率为 2.5°×2.5°，时间段从 1979 年 1 月至 2007 年 12 月（Adler et al., 2003）。

采用了以下三套再分析资料中的降水、风场、比湿、表面气压场，时间段为 1979 年 1 月至 2007 年 12 月：

（1）美国环境预报中心 NCEP 提供的气候预报系统再分析 CFSR 月平均和六小时资料，分辨率为 0.5°×0.5°，它同化了卫星观测中的辐射产品和反演产品（如风廓线和卫星观测降水）（Saha et al., 2010）；

（2）日本气象厅提供的 JRA-25 月平均资料，分辨率为 1.25°×1.25°，仅同化了卫星观测中的辐射产品（Onogi et al., 2005）；

（3）欧洲中期天气预报中心 ECMWF 提供的 ERA-Interim 月平均资料，分辨率为 1.5°×1.5°，同化了卫星观测中的辐射产品（Dee et al., 2011）。

2.2 研究方法

在进行水汽收支诊断时，整层的水汽通量辐合可表示为（Trenberth and Guillemot, 1995; Seager et al., 2010）：

$$-\nabla\cdot\int_0^{p_s} q\boldsymbol{V}\mathrm{d}p=-\int_0^{p_s}\boldsymbol{V}\cdot(\nabla_{\mathrm{H}}q)\mathrm{d}p-\int_0^{p_s}q(\nabla_{\mathrm{H}}\cdot\boldsymbol{V})\mathrm{d}p-\omega_{\mathrm{s}}q_{\mathrm{s}},\quad(1)$$

$$-\nabla\cdot\int_0^{p_s} q\boldsymbol{V}\mathrm{d}p=-\int_0^{p_s}\boldsymbol{V}\cdot(\nabla_{\mathrm{H}}q)\mathrm{d}p-\int_0^{p_s}q(\nabla_{\mathrm{H}}\cdot\boldsymbol{V})\mathrm{d}p-(\boldsymbol{V}q)_{\mathrm{s}}\cdot\nabla p_{\mathrm{s}},\quad(2)$$

其中，q 为比湿，p 为气压，$\boldsymbol{V}$ 为水平风场，ω 为垂直速度，下标 s 表示地表变量，下标 H 表示水平方向的运算。总水汽通量辐合（$-\nabla\cdot\int_0^{p_s} q\boldsymbol{V}\mathrm{d}p$）可分解成水平水汽平流项（$-\int_0^{p_s}\boldsymbol{V}\cdot(\nabla_{\mathrm{H}}q)\mathrm{d}p$，表示水平风场对水汽的输送）、风场辐合项（$-\int_0^{p_s}q(\nabla_{\mathrm{H}}\cdot\boldsymbol{V})\mathrm{d}p$，表示由于风场辐合导致的水汽

辐合）与地形作用项。地形项是由于地形坡度强迫的表面垂直运动对水汽的输送，可写成表面垂直水汽通量项（$-\omega_s q_s$）或表面气压梯度项（$-(\boldsymbol{V}q)_s \cdot \nabla p_s$）。这一项在海洋或平原上可以忽略（黄荣辉等，1998），但在高原复杂地形区起着重要作用。计算时使用逐六小时资料，最后进行月平均（Trenberth and Guillemot, 1998）。

采用了印度季风指数 IMI（Indian monsoon index）来表征印度夏季风的强弱，定义为（5°～15°N，40°～80°E）和（20°～30°N，70°～90°E）两个区域的 850 hPa 纬向风之差，它从动力上反映了印度季风区的对流活动（Wang et al., 2001, 2004）。

3 雅鲁藏布江流域气候态夏季降水及水汽输送

本文采用 CN05.1、CMPA、TRMM 三套高分辨率格点降水资料的相同时段（1998 年 1 月到 2007 年 12 月）来研究雅鲁藏布江流域降水的气候态特征。首先利用中国气象局在该流域的 21 站逐日观测降水来检验这三套资料的可靠性。先求得三套格点资料在各台站处的 1998～2007 年逐日降水，计算格点资料与台站资料时间序列的相关系数，最后对 21 个台站的相关系数进行平均，得到这三套资料与台站资料的相关系数分别为 0.75、0.69、0.37，均通过显著性水平为 1%的 t 检验。注意到 TRMM 卫星降水与台站观测降水的相关系数低于其他两套资料，这是因为 CN05.1 和 CMPA 均融合了台站观测降水，而 TRMM 独立于台站观测。因此借助这三套资料来研究该流域的降水特征是可靠的。

图 1b 给出流域（流域范围为图 1a 中的黑线内区域，下同）多年平均的逐月降水演变。各套资料描述的降水季节循环特征一致，降水集中在夏季，6、7、8 月降水量约占全年总降水量的 50%。年平均的降水水平分布与夏季相似（图 1c–h），自雅鲁藏布江下游的孟加拉湾出海口上溯至大峡谷存在一条西南—东北走向的鲜明雨带。观测中夏季流域平均降水可达 5.8 mm d^{-1}，CN05.1 资料在大峡谷处降水偏低 26.9%，原因在于该地区观测台站稀少，插值成格点后导致数值偏低。CMPA 描述的降水大值区范围介于 CN05.1 和 TRMM 之间，这是因为 CMPA 同时融合了地面台站和卫星观测资料。再分析降水普遍强于观测，流域平均降水为 12.1 mm d^{-1}，是观测的 2 倍左右，尤其是 ERA-Interim，降水达到 17.5 mm d^{-1}，约为观测的 3 倍。这一方面源自模式对降水模拟的缺陷（Kang et al., 2002; Zhou et al., 2009; Lin et al., 2014），另一方面是由于分辨率较低，对复杂地形的刻画能力有限。由于该流域的降水集中在夏季，故下文重点关注夏季（6～8 月）的降水和水汽输送特征。

由图 1 可见，不同再分析资料在高原地区的表现能力差别较大，这在前人研究中已有指出（Wang et al., 2012；竺夏英等，2012；Zou et al., 2014）。因此有必要研究不同再分析资料在该流域（高原东南部）的适用性。我们计算了 CFSR、JRA-25、ERA-Interim 三套再分析资料降水与观测资料降水在高原东南部夏季气候态的空间相关系数和区域平均均方根误差（表 1），结果表明：JRA-25、CFSR 资料降水与观测资料降水的空间相关较高，优于 ERA-Interim 资料的；JRA-25 资料与观测降水的区域均方根误差最小，ERA-Interim 资料的最大。此外，三套观测降水中，TRMM 卫星降水与再分析降水的空间型最接近（相关系数最高，均方根误差最小），这是因为再分析资料同化了卫星资料。因此，JRA-25 资料和 CFSR 资料较 ERA-Interim 资料更适于研究高原东南部的水汽特征。

表 1 1998～2007 年青藏高原东南部（23°～32°N，85°～103°E）夏季平均观测降水量与再分析降水量的空间相关系数（Pattern Correlation Coefficient, PCC）与区域平均均方根误差（Root Mean Square Error, RMSE）

Table 1 Pattern correlation coefficient (PCC) and Root Mean Square Error (RMSE) between climatological summer precipitation from observations and reanalysis datasets over the southeastern Tibetan Plateau (23°–32°N, 85°–103°E) during 1998–2007

	空间相关系数（PCC）			均方根误差（RMSE）/mm d^{-1}		
再分析资料	CN05.1	CMPA	TRMM	CN05.1	CMPA	TRMM
CFSR	0.88	0.84	0.91	7.29	8.26	6.36
JRA-25	0.91	0.92	0.92	4.89	5.29	4.48
ERA-Interim	0.84	0.89	0.89	9.27	9.21	8.07

为论证雅鲁藏布江水汽通道的作用，图 2 给出该流域可降水量与水汽输送的空间分布。从夏季气候态可降水量（整层大气的总水汽含量）随纬度、经度和海拔高度的空间分布（图 2a–c）上，清晰可见一条自孟加拉湾出海口经布拉马普特拉河上溯至大峡谷的水汽通道，它也对应着夏季降水大值区（图 1c–h）。对应的水汽输送（图 2d–f）显示，夏

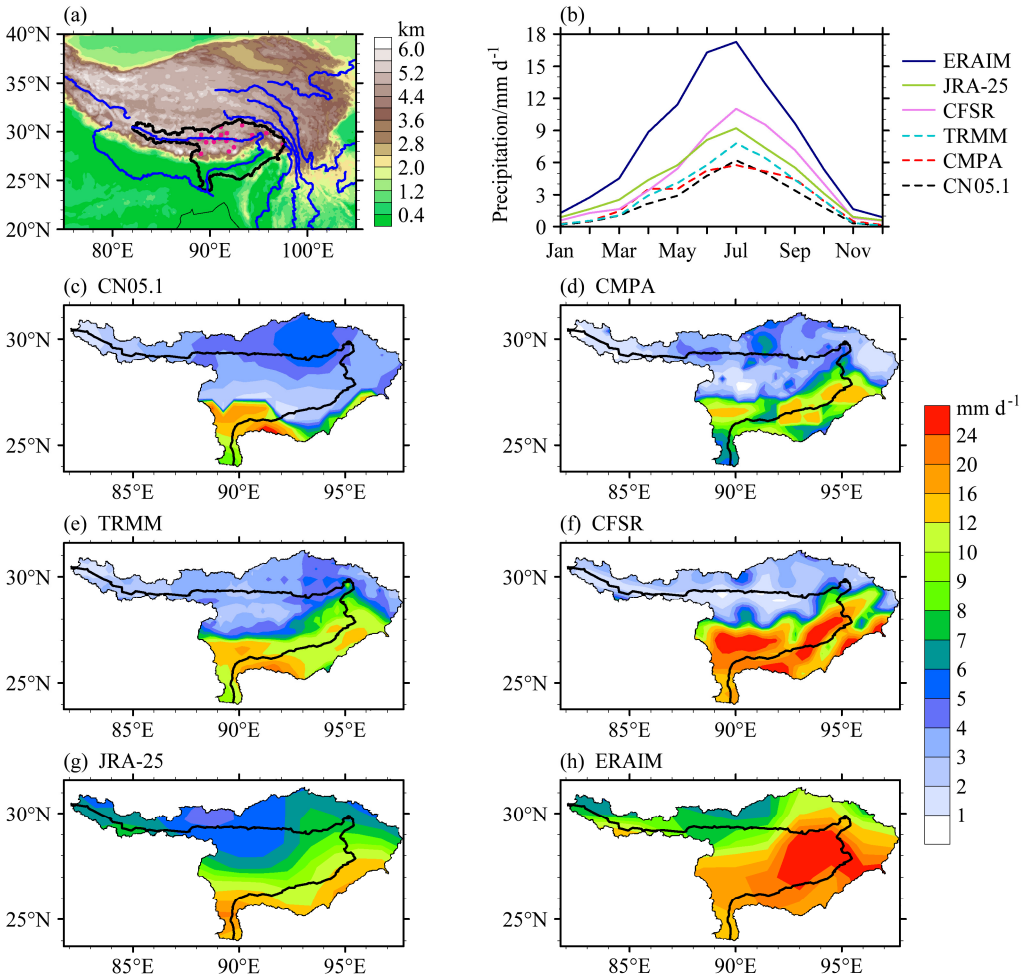

图 1　（a）雅鲁藏布江流域地形分布（单位：km），黑色曲线为雅鲁藏布江流域的廓线，该廓线内的蓝色曲线为雅鲁藏布江，廓线以外的蓝色曲线表示其他河流（下同），红点为中国气象局在该流域的 21 个地面观测台站；（b）1998～2007 年流域（图 a 中黑线廓线以内）平均的逐月降水演变（单位：mm d^{-1}），不同颜色代表不同资料。不同资料给出的 1998～2007 年流域夏季平均降水量（单位：mm d^{-1}）分布：（c）CN05.1；（d）CMPA；（e）TRMM；（f）CFSR；（g）JRA-25；（h）ERA-Interim

Fig. 1　(a) Topography (shaded, units: km) and the locations of 21 CMA (China Meteorological Administration) stations (red dots) over the Yarlung Zangbo River basin (black line indicates the basin; blue line in black profile indicates the Yarlung Zangbo–Brahmaputra River; blue lines outside of black profile indicate other rivers). (b) Annual cycle of precipitation (units: mm d^{-1}) averaged over the basin (area within the black line in Fig. a) from six precipitation datasets during 1998–2007. Spatial distributions of climatological summer precipitation (units: mm d^{-1}) from six precipitation datasets during 1998–2007: (c) Station-merged gridded dataset CN05.1; (d) station-satellite merged gridded dataset CMPA from CMA; (e) TRMM; (f) CFSR; (g) JRA-25; (h) ERA-Interim

季盛行的西南季风沿该水汽通道将印度洋和孟加拉湾的暖湿水汽向该流域、进一步向高原输运。水汽通道处的平均整层水汽输送约为 143.0 kg m^{-1} s^{-1}。三套再分析资料相比，由于 CFSR 资料分辨率最高，其水汽通道与雅鲁藏布江的对应关系最好；JRA-25 资料描述的水汽偏弱，中心位于出海口以西；而 ERA-Interim 资料由于分辨率低，对水汽通道的刻画较粗糙。此外该水汽通道存在明显的季节循环，夏季最强，秋季减弱，冬春消失（图略）。高登义等（1985）的图 1 利用 1983 年 7～8 月雅鲁藏布江下游易贡、通麦二站及其周围 14 站的观测资料，计算了大峡谷处的水汽输送，指出水汽抵达大峡弯以后折向西北输送。本文利用多源资料、取多年平均未再现这一特征，这可能是他们仅用了一个夏季、少数观测站点的缘故。

为考察流域水汽辐合的物理过程，按（2）式对总水汽辐合进行分解，三套再分析资料得到的定性结果一致，基于多源资料比较的结果（表 1），同时考虑到 CFSR 资料的水平分辨率（0.5°×0.5°）远高于 JRA-25 资料（1.25°×1.25°），对于刻画高原复

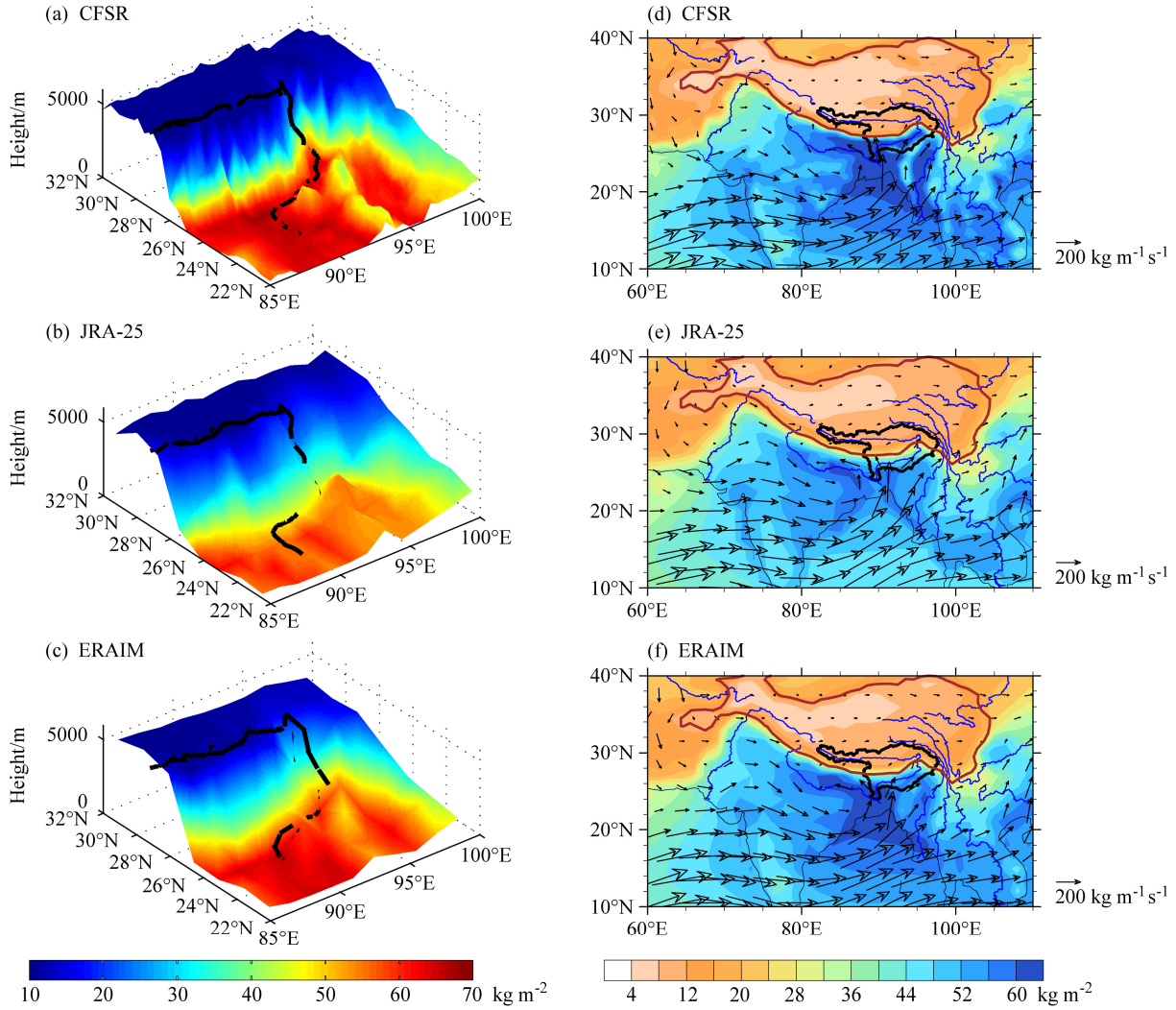

图 2 （a）CFSR、（b）JRA-25、（c）ERA-Interim 资料描述的 1998～2007 年雅鲁藏布江流域夏季可降水量（单位：kg m^{-2}）随纬度、经度和海拔高度的三维空间分布，其中的黑线代表雅鲁藏布江；（d）CFSR、（e）JRA-25、（f）ERA-Interim 资料描述的 1998～2007 年雅鲁藏布江流域夏季可降水量（填色，单位：kg m^{-2}）与整层水汽输送（箭头，单位：kg m^{-1} s^{-1}）的水平分布，红色实线代表青藏高原的 2500 米等高线，黑色实线代表雅鲁藏布江流域，下同

Fig. 2 3D distributions of climatological summer precipitable water (units: kg m^{-2}) over the Yarlung Zangbo River basin from (a) CFSR, (b) JRA-25, (c) ERA-Interim data during 1998–2007, black lines indicate the Yarlung Zangbo–Brahmaputra River. Horizontal distributions of climatological summer precipitable water (shaded; units: kg m^{-2}) and vertical integral of water vapor transport (vectors; units: kg m^{-1} s^{-1}) from (a) CFSR, (b) JRA-25, (c) ERA-Interim data during 1998–2007, red isoline represents the 2500-m Tibetan Plateau and black line indicates the Yarlung Zangbo–Brahmaputra River basin, the same below

杂地形更有优势，只给出 CFSR 的结果（图 3）。图 3a 表明高原南坡至孟加拉湾东北部为水汽辐合中心，高原主体的辐合强度不到南坡的 20%。总体来讲，水汽辐合分布与降水分布是一致的（图略）。雅鲁藏布江流域平均的辐合为 0.11 g m^{-2} s^{-1}（即 9.5 mm d^{-1}），与该资料中的降水相符（10.4 mm d^{-1}）而大于观测降水（5.8 mm d^{-1}，图 1）。对水汽辐合三项因子的分解表明，风场辐合项（图 3b）在高原边缘是辐散的，在高原主体和南坡辐合。水平水汽平流项在高原地区作用很小（图 3c）。地形项在高原边缘产生较强的辐合，尤其是南坡，这是因为地形坡度强迫出较强的表面垂直运动，而水汽集中在大气低层，因此表面垂直水汽通量较强，该项在地形陡峭处贡献大（图 3d）。

综上所述，夏季青藏高原是水汽汇，高原内部和南部的水汽辐合主要源于风场的辐合，而高原南坡的水汽辐合则由地形坡度导致。就雅鲁藏布江流域而言，南部（即水汽通道所在处）的强水汽辐合是由于风场辐合与地形坡度的共同作用，水平水汽平流导致弱辐散。

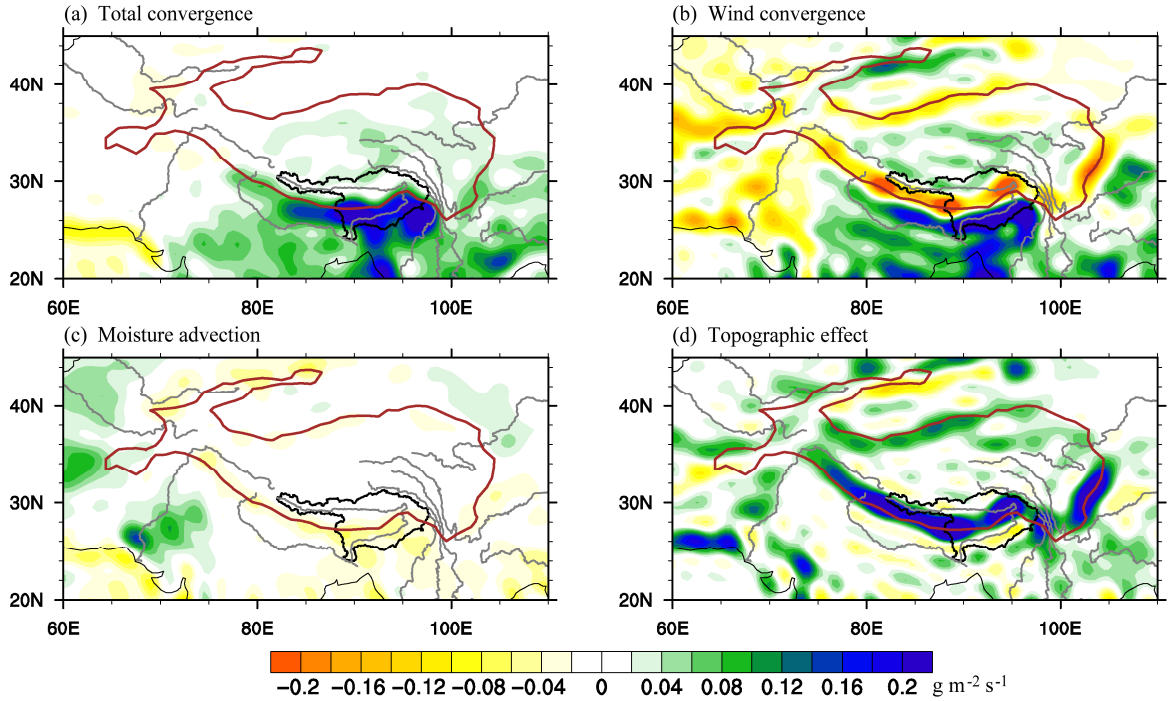

图 3 CFSR 资料中 1998～2007 年青藏高原地区夏季平均的水汽收支（单位：g m^{-2} s^{-1}）分布：（a）总水汽通量辐合；（b）风场辐合项；（c）水汽平流项；（d）地形作用项

Fig. 3 Climatological summer moisture budget (units: g m^{-2} s^{-1}) over the Tibetan Plateau during 1998–2007 in CFSR: (a) Total convergence; (b) wind convergence term; (c) moisture advection term; (d) topographic effect term

为了定量比较大峡谷地区各方向、各层次的水汽收支情况，在区域（27°～33°N，92°～98°E，包含了南北向大峡谷）内，将水汽输送分为三个层次：1000～600 hPa、600～400 hPa 和 400～300 hPa，如图 4 所示。由于 CFSR 和 JRA-25 资料较 ERA-Interim 资料更适于研究高原东南部的水汽特征，图 4d 给出这两套资料的平均，认为它能较准确地反映该区域的水汽收支情况，以下定量分析均基于这个结果。各资料均表明：（1）夏季水汽从南边界和西边界进入大峡谷地区，前者约为后者的 3.4 倍，在东边界和北边界输出，前者约为后者的 6.3 倍，区域净辐合约 2.1×10^{7} kg s^{-1}；（2）偏南风引起水汽辐合，其中低层辐合最强，占经向辐合总量的 92.6%，这是由水汽通道入口处的大量偏南水汽输送造成的；（3）偏西水汽输送导致净辐散，由于大峡谷东西侧的海拔较高，中高层的水汽输送依然很强；（4）北边界的水汽输出虽然强度不大，但这是印度洋和孟加拉湾的暖湿水汽经由水汽通道向高原腹地的输送，对高原气候具有重要意义。三套再分析资料描述的水汽输送总体特征一致，但量值差异较大。ERA-Interim 资料的净辐合最强（约为 CFSR 与 JRA-25 资料平均的两倍），与它给出的降水偏强一致（图 1h）。这一方面是由再分析资料本身的不确定性造成，另一方面是由于流域范围小、地形复杂（计算范围在水平方向仅为 6°×6°，但包含了大峡谷坡降陡峭，即地形变化密集的地方），再分析资料对地形的刻画能力有限。

4 雅鲁藏布江流域夏季降水及水汽输送的年际变化

4.1 夏季降水的年际变化

近 30 年雅鲁藏布江流域夏季降水无显著的线性趋势（图略），以年际振荡为主。年际变率大值区位于水汽通道（图 5a–f），即气候态降水大值区。观测中流域平均的年际变率约为 1.2 mm d^{-1}，CN05.1 中大峡谷处的年际变率偏弱（38%）；再分析降水中年际振荡较观测偏强，约为观测的 2 倍，尤其是 ERA-Interim（4.3 mm d^{-1}）。不同资料表现的年际变率差异与气候态降水相似（图 1c–h）。

下文利用 CN05.1 资料来分析雅鲁藏布江流域近 30 年夏季降水的年际变化，这是因为三套观测

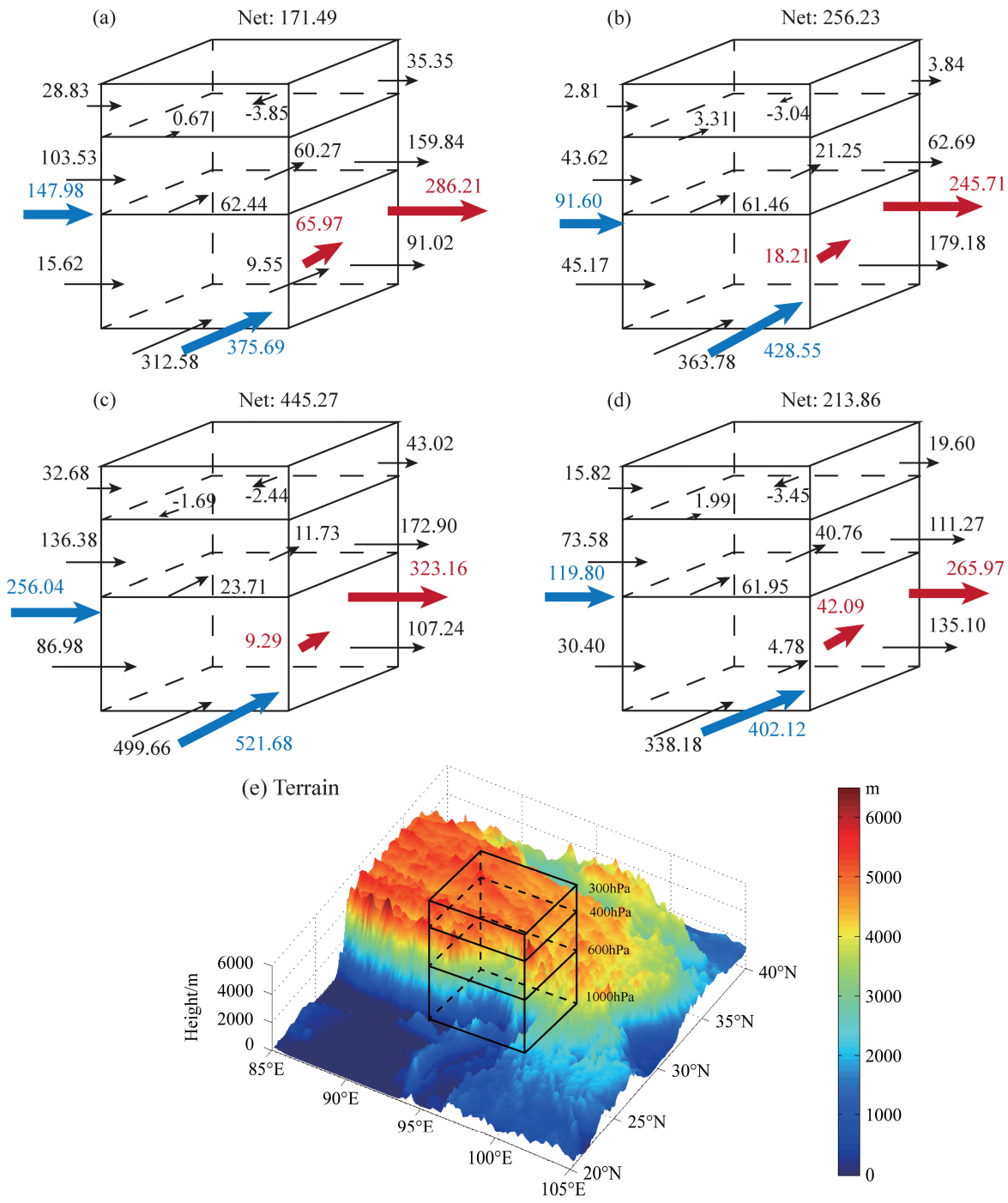

图 4 雅鲁藏布大峡谷地区 1998～2007 年夏季平均的水汽收支（单位：10^5 kg s^{-1}）在三个层次（1000～600 hPa、600～400 hPa 和 400～300 hPa）上的垂直分布：（a）CFSR 资料；（b）JRA-25 资料；（c）ERA-Interim 资料；（d）CFSR 与 JRA-25 资料平均。蓝色（红色）粗箭头代表各边界整层水汽输入（输出）；图上方数字为整层净水汽辐合。（e）青藏高原东南部地形高度（单位：m）及水汽收支定量分析范围（27°～33°N，92°～98°E）与层次的示意图

Fig. 4 Vertical distribution of climatological summer moisture budget (units: 10^5 kg s^{-1}) in the three layers (1000–600 hPa, 600–400 hPa, 400–300 hPa) across the four boundaries of Yarlung Zangbu Grand Canyon during 1998–2007: (a) CFSR data; (b) JRA-25 data; (c) ERA-Interim data ; (d) the mean of CFSR and JRA-25 data. Blue (red) arrows represent the vertically integrated moisture input (output) across the four boundaries, numbers on the top of each figure represent the net moisture convergence. (e) Reference map: the box (27°–33°N, 92°–98°E) is used to examine the moisture budget quantitatively, shading indicates elevation (units: m)

降水资料中，CN05.1 的时间尺度最长，且经流域内 21 个观测台站验证，CN05.1 在每个台站处的 1979～2007 年夏季降水序列与台站资料的相关系数之平均达 0.79，通过 1%的显著性水平，即 CN05.1 能较好表现该流域夏季降水的年际变率。

图 5g 给出 1979～2007 年该流域夏季降水异常的标准化序列，以超过正负 0.8 个标准差为标准，降水偏多年为 1991、1998、1999、2000、2002、2004 年，偏少年为 1981、1983、1986、1989、1992、1994、2005、2006 年，下文通过对降水正负异常年的合成来分析年际变化的特征与成因。

4.2 降水年际异常对应的水汽输送和环流特征

水汽输送的变化是伴随降水异常的直接因素（Zhou and Yu, 2005）。合成的异常可降水量、水汽输送显示（图 6）：雅鲁藏布江流域降水偏多的夏季，整个流域可降水量显著偏多，特别是水汽通道一带，异常的可降水量约 3 kg m^{-2}，相当于气候态的 5%左右；而其西侧的印度季风区北部则水汽偏少。大尺度的水汽输送场上，最显著的特征是赤道北印度洋上的异常气旋式水汽输送与印度季风区北部的异常反气旋式水汽输送，其北侧的异常西南水汽输送正是导致雅鲁藏布江流域水汽偏多

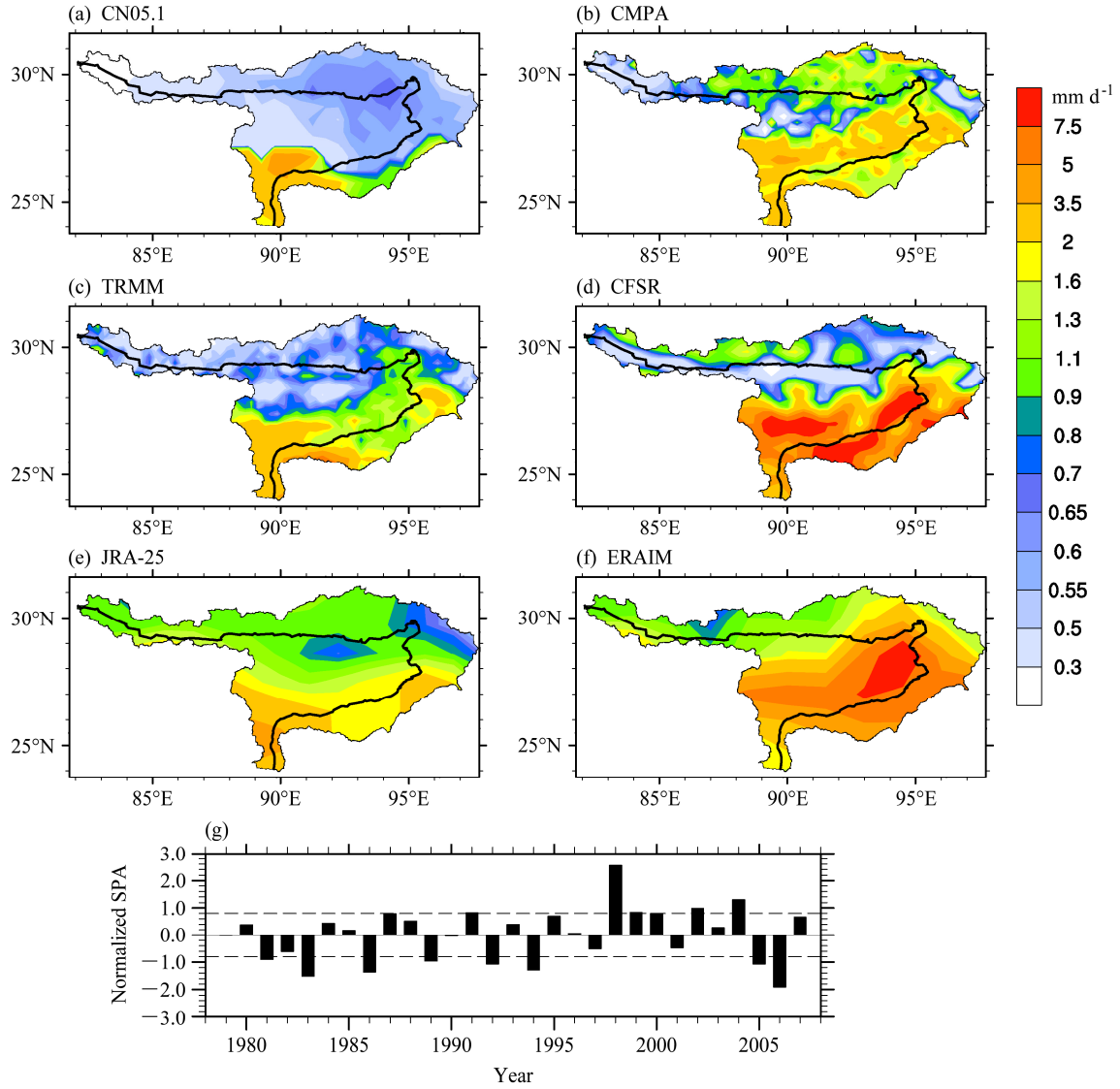

图 5 雅鲁藏布江流域 1998～2007 年夏季降水量年际标准差（单位：mm d^{-1}）：（a）CN05.1 资料；（b）CMPA 资料；（c）TRMM 资料；（d）CFSR 资料；（e）JRA-25 资料；（f）ERA-Interim 资料。（g）CN05.1 资料的 1979～2007 年该流域夏季降水异常（SPA）标准化的时间序列

Fig. 5 Standard deviation of summer precipitation (units: mm d^{-1}) over the Yarlung Zangbo River basin during 1998–2007: (a) CN05.1 data; (b) CMPA data; (c) TRMM data; (d) CFSR data; (e) JRA-25 data; (f) ERA-Interim data. (g) Normalized time series of the summer precipitation anomalies (SPA) averaged over the basin during 1979–2007 for CN05.1

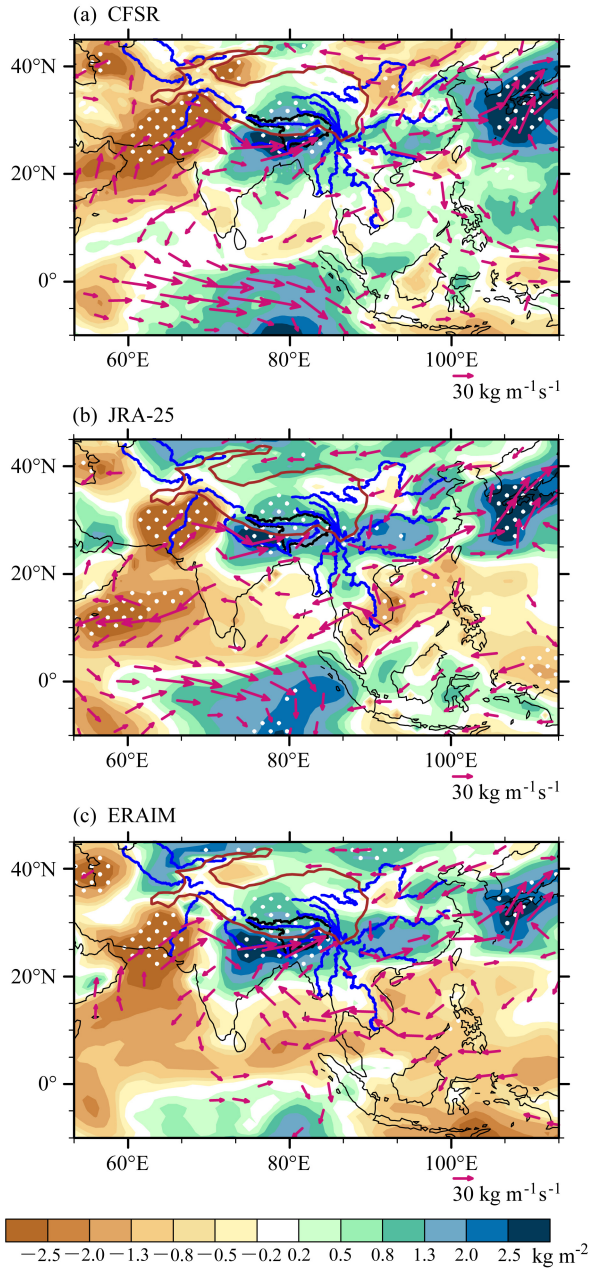

图 6 1979～2007 年雅鲁藏布江流域夏季降水偏多年和偏少年合成的可降水量之差（填色，单位：kg m^{-2}）与整层水汽输送之差（箭头，单位：kg m^{-1} s^{-1}）：（a）CFSR；（b）JRA-25；（c）ERA-Interim。带点区域的可降水量异常通过 10%的显著性水平，矢量场只绘制出显著性水平通过 10%的

Fig. 6 Composite differences of precipitable water (shaded, units: kg m^{-2}) and vertically integrated water vapor transport (vectors, units: kg m^{-1} s^{-1}) between wet and dry years during 1979–2007 from (a) CFSR, (b) JRA-25, (c) ERA-Interim. Stippled areas indicate precipitable water anomalies significant at the 10% level. Vector field passing the 10% significance level are shown

的原因。

那么西南水汽输送通过什么过程使得水汽在该流域辐合？图 7 给出 CFSR 资料合成的异常水汽辐合及其各因子的贡献，结果表明，流域降水偏多的夏季，流域南部异常的水汽辐合主要源于风场辐合项，而非水汽平流项，即：异常西南水汽输送并非直接向该流域输送水汽，而是异常西南风到达该流域后遇地形辐合、抬升，导致局地水汽的异常辐合。而地形降水不存在显著的年际变化，故地形项在此作用较小。定量比较流域平均的各项异常也证实，总水汽辐合异常（0.038 g m^{-2} s^{-1}，相当于 3.28 mm d^{-1}）几乎全部来自风场辐合项的贡献（0.037 g m^{-2} s^{-1}）（图 7e），它能较好地解释该资料中流域平均的降水异常（3.05 mm d^{-1}，图略），而大于 CN05.1 中的流域降水异常（1.65 mm d^{-1}，图略），这是因为 CFSR 资料降水在气候态上就强于 CN05.1 资料（图 1）。

从合成的异常垂直环流、水汽通量辐合的垂直剖面（图 8）也可看出，异常的西南风到达该流域后遇地形抬升，偏西风导致水汽的纬向辐合，可达到 300 hPa 左右的高层（图 8a）；偏南风引起水汽在经向上低层辐合、高层辐散（图 8b）。流域上空强烈的上升运动与水汽辐合有利于降水偏多。

结合异常水汽收支的垂直分布，结果如图 9 所示。与气候态的诊断相似，三套资料的定性结果一致，但定量结果存在差异，故 CFSR 资料与 JRA-25 资料的平均具有一定的参考意义。首先，降水偏多年较偏少年该流域异常的水汽总辐合约为气候态的 35.4%，远大于异常的可降水量强度（仅为气候态的 5%，图 6），这也说明异常水平风场辐合的重要性。西边界与南边界水汽输入偏多，虽然东边界的水汽输出也增加，但偏西风产生净的水汽辐合（占总辐合的 16.5%），这与气候态偏西风导致净的水汽辐散相反（图 4）。其次，三套资料的北边界水汽输送存在不确定性，但异常偏南风导致水汽辐合的结论是一致的，异常经向辐合贡献了总辐合的 83.5%。综上所述，年际异常的西南风引起的局地水汽辐合是导致该流域夏季降水偏多的关键因素。

由以上分析，导致雅鲁藏布江流域夏季降水偏多的关键系统是印度季风区北部的异常反气旋式水汽输送。低层风场上再现了这一异常反气旋，此外赤道北印度洋上的异常气旋式环流与气候态的印度夏季风反向，印度季风区北部降水显著偏少（图 10a），均表征了印度夏季风偏弱。注意到降水偏多年和偏少年的异常降水和低层风场分布基本相反，但二者在强度上并不对称（图 10b、c），流

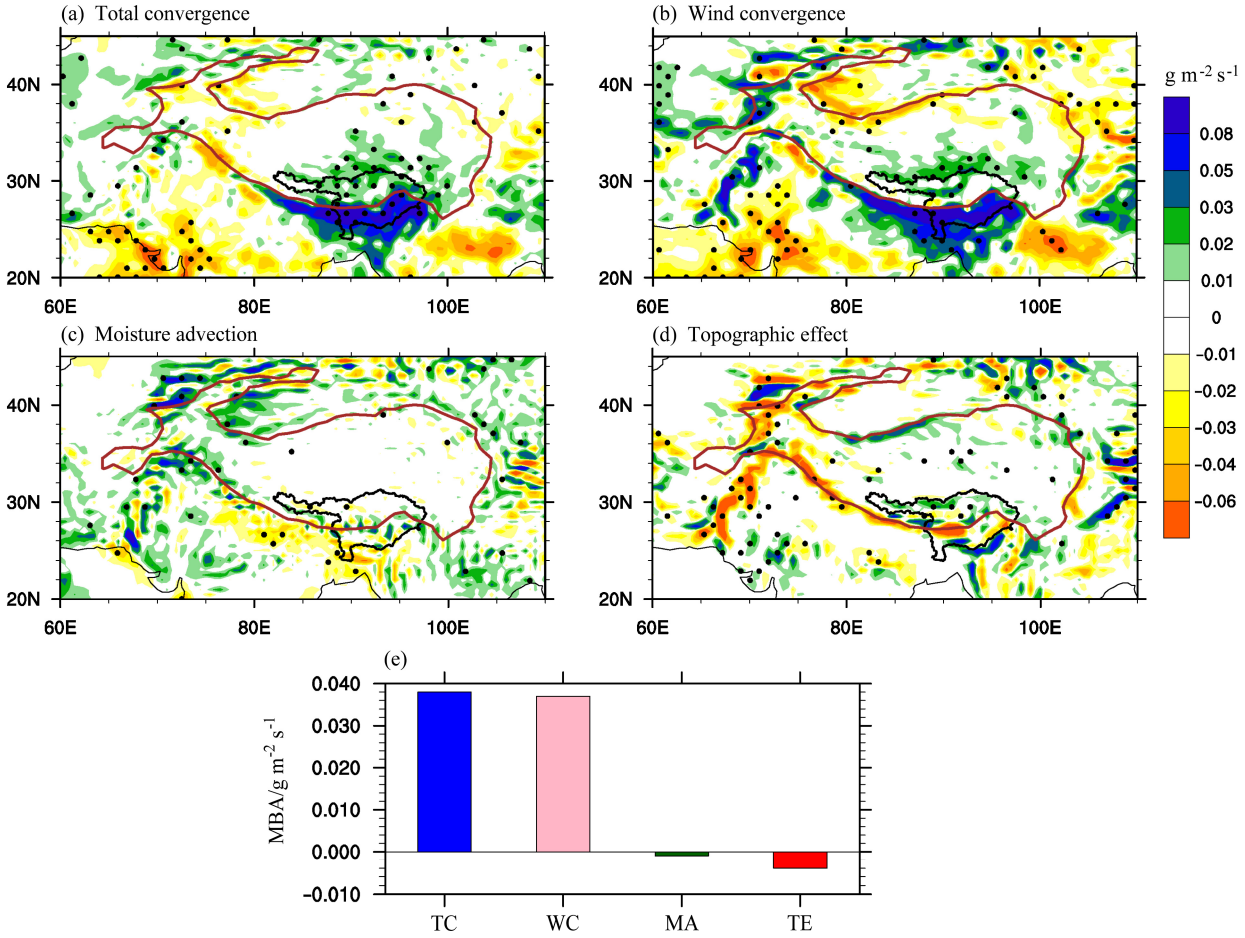

图 7　1979～2007 年 CFSR 资料的雅鲁藏布江流域夏季降水偏多年和偏少年合成的青藏高原地区各项水汽收支异常（单位：g m^{-2} s^{-1}）：（a）总水汽通量辐合；（b）风场辐合项；（c）水汽平流项；（d）地形作用项。带点区域通过 10%的显著性水平。（e）雅鲁藏布江流域平均的各项水汽收支异常（MBA）

Fig. 7　Composite differences in the moisture budget anomalies (units: g m^{-2} s^{-1}) over the Tibetan Plateau between wet and dry years during 1998–2007 from CFSR data: (a) Total convergence (TC); (b) wind convergence (WC) term; (c) moisture advection (MA) term; (d) topographic effect (TE) term. Stippled areas indicate anomalies significant at the 10% level. (e) Different components (TC, WC, MA, and TE) of the moisture budget anomalies (MBA) averaged over the basin

域降水偏多时振幅更强。且降水偏少年印度季风区北部虽为东风异常，不利于水汽向流域输送，但未表现出明显的气旋式异常。由于 CN05.1 资料只包含东亚大陆地区，图 10 采用了 GPCP 资料来检查大尺度的异常降水场，两者在东亚地区的分布一致（图略）。

上述环流特征表明，雅鲁藏布江流域夏季降水与印度夏季风在年际尺度上呈反相关系。比较该流域夏季降水（YRP，Yarlung Zangbo River precipitation）与印度季风区北部（20°～30°N，60°～75°E）夏季降水（NIP，northern Indian precipitation）、印度季风指数（IMI）的时间序列（图 10d）发现，YRP 与 NIP（IMI）的相关系数为−0.48（−0.42），通过 1%（5%）的显著性水平检验，证实了上述猜想。在 CN05.1 资料中 YRP 与 NIP（IMI）的相关系数为−0.56（−0.37），也通过 1%（5%）的显著性水平。

因此，雅鲁藏布江流域夏季降水的年际变化与印度夏季风活动导致的水汽输送异常密切相关，但要完全解释其成因还存在一定困难。此前大量研究表明，印度季风区由于强烈的凝结加热，是北半球夏季重要的大气加热中心并可通过遥相关影响北半球的大气环流和气候（Lau et al., 2000; Ding and Wang, 2005）。冯蕾（2011）通过数值试验证实了印度季风降水通过热力过程对青藏高原东南部夏季降水的影响。故推测印度夏季风影响雅鲁藏布江流域夏季降水年际变化的可能机制为：当印度夏季风偏弱，印度季风区北部降水偏少，释放凝结潜热减

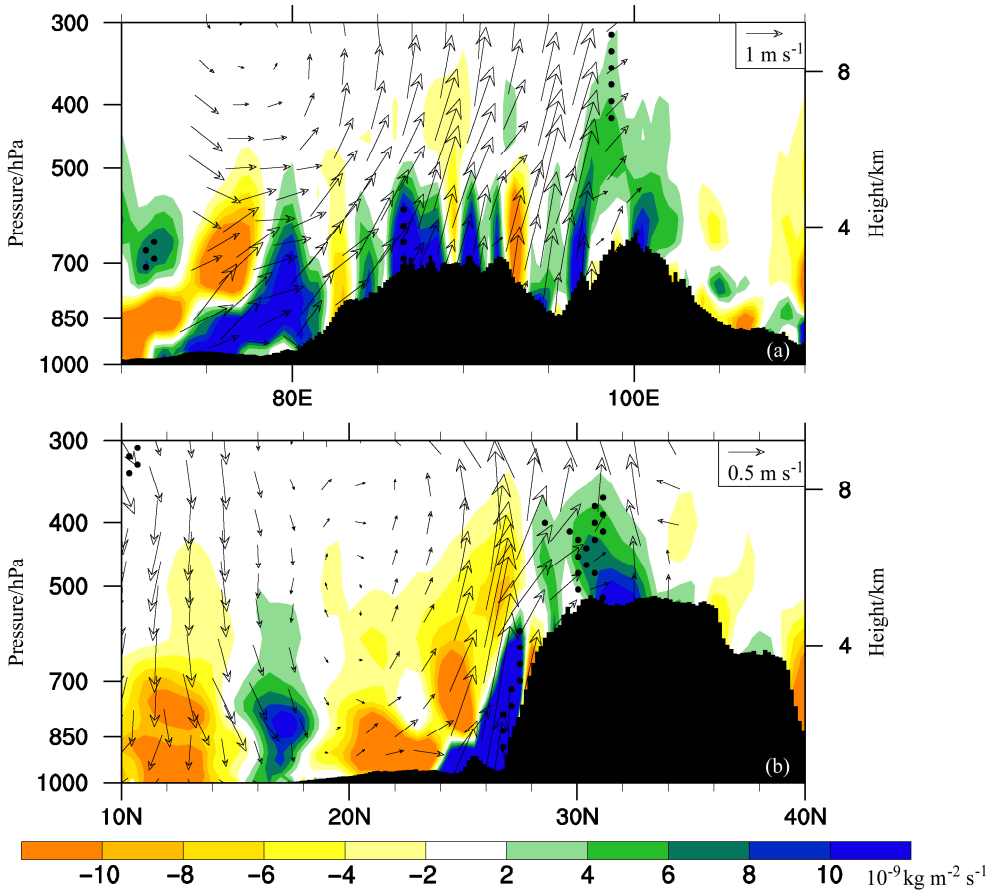

图 8 1979～2007 年 CFSR 资料的雅鲁藏布江流域夏季降水偏多年和偏少年合成的青藏高原地区垂直环流之差（箭头，单位：m s^{-1}）与水汽通量辐合之差（填色，单位：10^{-9} kg m^{-2} s^{-1}）：（a）沿 25°～30°N 平均的纬向剖面；（b）沿 89°～97°E 平均的经向剖面。黑色阴影为地形，带点区域的水汽通量辐合异常通过 10%的显著性水平

Fig. 8 Composite differences in the wind field (vectors, units: m s^{-1}) and moisture flux convergence (shaded, units: 10^{-9} kg m^{-2} s^{-1}) between wet and dry years during 1979–2007 from CFSR data in the Tibetan Plateau: (a) Longitude–pressure cross section averaged over 25°–30°N, (b) latitude–pressure cross section averaged over 89°–97°E. Black shading denotes the vertical profile of topography, stippled areas indicate moisture flux convergence anomalies significant at the 10% level

少，低层大气激发出异常反气旋式环流，该反气旋北侧的偏西风在高原绕流作用下，到达雅鲁藏布江流域后遇地形辐合，局地水汽亦随之辐合上升，最终导致流域降水增加。反之亦然。以上猜想还需要进一步验证。

5 总结与讨论

本文通过多套观测与再分析资料的比较，分析了雅鲁藏布江流域气候态夏季降水及水汽通道的特征，研究了夏季降水的年际变化及其原因。主要结论归纳如下：

（1）多套观测与再分析资料均显示，雅鲁藏布江流域夏季降水大值区位于下游出海口至大峡谷一带，观测中夏季流域平均降水约 5.8 mm d^{-1}。主要差别在于：再分析降水普遍强于观测降水（约为观测的 2 倍）；台站融合资料 CN05.1 未能表现大峡谷处的降水高值（偏低 26.9%左右），原因在于该地区观测台站稀少，插值后数值偏低。

（2）该流域夏季气候态的水汽主要来自印度洋和孟加拉湾的偏南暖湿水汽输送，自出海口沿布拉马普特拉河至大峡谷形成一条水汽通道（整层水汽输送约为 143.0 kg m^{-1} s^{-1}），对应于降水大值区。水汽收支诊断表明，流域南部（水汽通道处）是水汽辐合中心，流域平均的辐合约 9.5 mm d^{-1}。偏南水汽输送产生辐合，而偏西水汽输送导致辐散。水汽净辐合主要来自风场辐合与地形坡度的贡献，水平

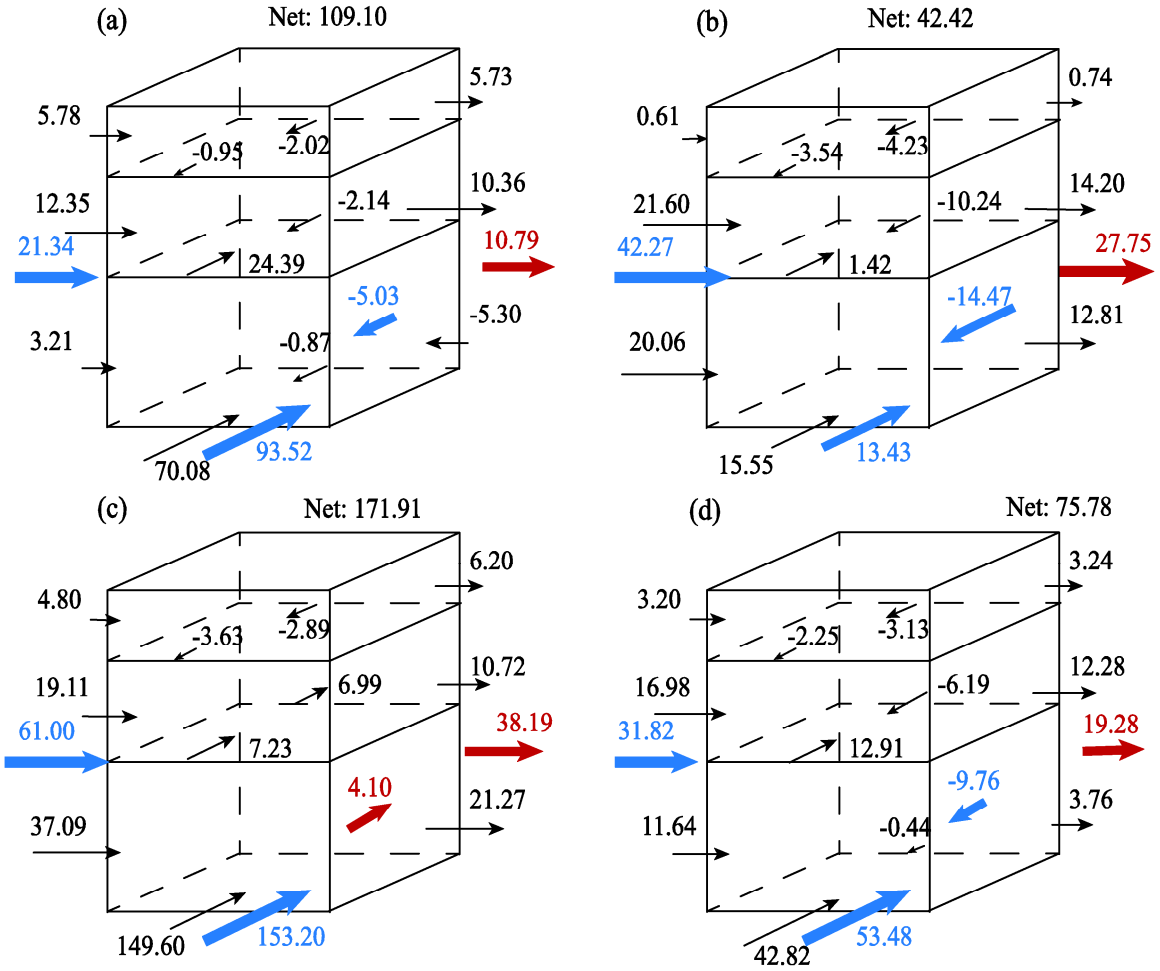

图 9 同图 4a–d，但为 1979～2007 年雅鲁藏布江流域夏季降水偏多年和偏少年合成的结果

Fig. 9 As in Figs.4a–d, but for composite differences between wet and dry years during 1979–2007

水汽平流导致弱辐散。

（3）多源资料比较结果表明，不同再分析资料给出的雅鲁藏布大峡谷地区水汽输送特征总体一致，但量值差异较大。这一方面源自再分析资料本身的不确定性，另一方面是由于再分析资料对小范围、复杂地形的刻画能力有限。其中 CFSR 资料与 JRA-25 资料能较好地表现该流域（高原东南部）的气候态降水与水汽特征，而 ERA-Interim 资料中降水和水汽偏强，流域平均降水约为观测的 3 倍而水汽辐合约为 CFSR 与 JRA-25 资料平均的 2 倍。

（4）近 30 年该流域夏季降水并无显著趋势，以年际振荡为主。年际异常的水汽辐合（约为气候态的 35.4%）源自异常西南风导致的局地水汽辐合（纬向、经向辐合分别贡献了 16.5%、83.5%）。注意到水汽辐合不同分量对于气候态和年际异常的贡献存在很大差异：气候态上，地形坡度强迫的表面风场引起强烈的低层水汽辐合；而该项对于年际变化的作用很小，因为地形不存在年际变化。流域夏季降水的年际变化是由印度夏季风活动导致的水汽输送异常造成的，其关键系统是印度季风区北部的异常气旋（反气旋）式水汽输送。

最后需要指出的是，本文使用的 CFSR 资料水平分辨率虽达到 0.5°×0.5°，是目前能够获得的最高分辨率再分析资料，但在研究雅鲁藏布江这样一个地域狭小且地形复杂的流域气候时，仍然不够精细。由于雅鲁藏布江宽度窄，坡降陡峭，且地形变化密集（例如在雅鲁藏布大峡谷的 U 字型大拐弯处，谷底宽度仅 50～100 米，平均 1 公里内跌落 10 米多），故 0.5°（约 50 km）的分辨率对结果的精细程度也会带来一定的影响。因此，高原观测系统的

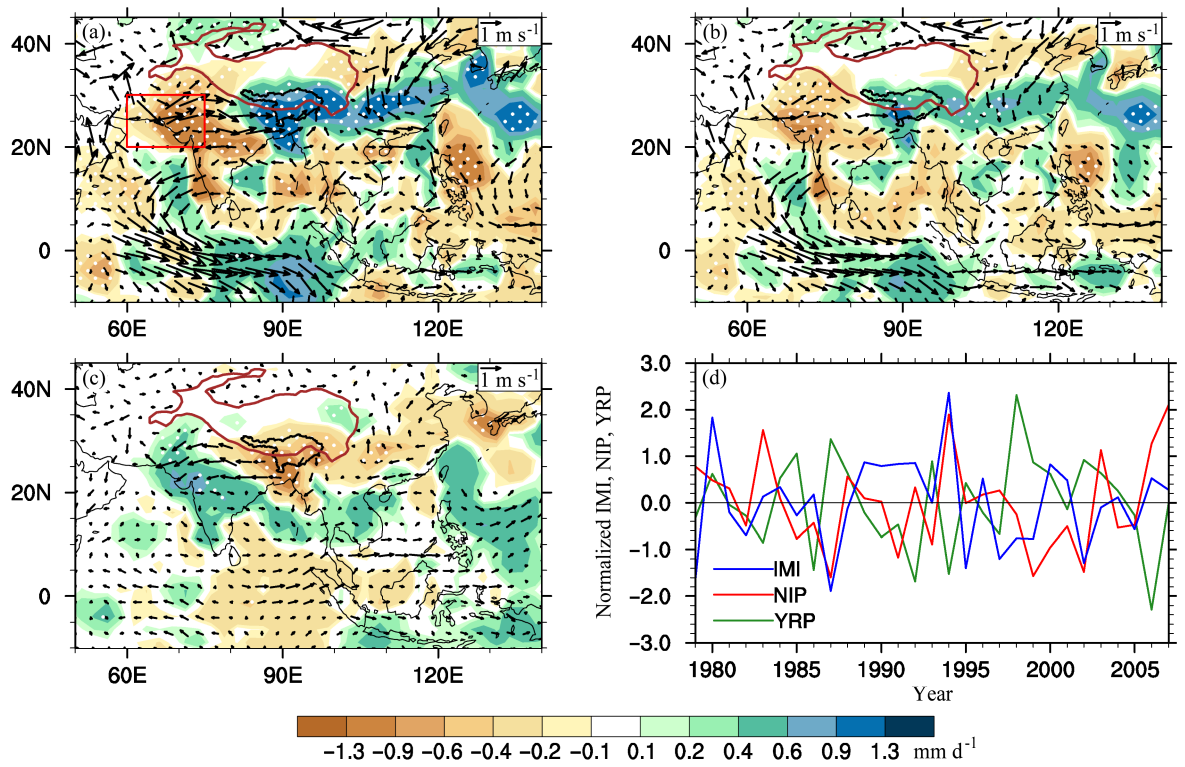

图 10 1979～2007 年雅鲁藏布江流域夏季降水偏多年和偏少年合成的降水异常（GPCP 资料，填色，单位：mm d^{-1}）和 850 hPa 水平风场异常（CFSR 资料，箭头，单位：m s^{-1}）：（a）偏多年与偏少年之差；（b）偏多年与气候态之差；（c）偏少年与气候态之差。带点区域表示降水异常通过 10%的显著性水平。（d）雅鲁藏布江流域夏季降水量（YRP）、印度季风区北部（20°～30°N，60°～75°E，图 10a 中红框区域）夏季降水量（NIP）、印度夏季风指数（IMI）扣除线性趋势后的标准化时间序列

Fig. 10 Composite differences in precipitation anomalies (GPCP data, shaded, units: mm d^{-1}) and 850 hPa horizontal wind anomalies (CFSR data, vectors, units: m s^{-1}) between (a) wet and dry years, (b) wet years and climatology, and (c) dry years and climatology. Stippled areas indicate precipitation anomalies significant at the 10% level. (d) Detrended and normalized time series of summer precipitation anomalies over the Yarlung Zangbo River basin (YRP), summer precipitation over the northern Indian subcontinent (NIP, 20°–30°N, 60°–75°E; box in Fig. 10a), and Indian monsoon index (IMI)

发展是一项至关重要的工作。

此外，该研究表明近 30 年雅鲁藏布江流域夏季降水与印度夏季风在年际尺度上呈负相关，那么印度夏季风活动是如何影响流域夏季降水的，文中提出的可能机制需要数值试验的进一步验证。

致谢 感谢高学杰研究员、石英博士提供的雅鲁藏布江流域地形资料。

参考文献（References）

Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present) [J]. J. Hydrometeor., 4 (6): 1147–1167, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.

白虎志，董文杰，马振锋. 2004. 青藏高原及邻近地区的气候特征 [J]. 高原气象, 23 (6): 890–897. Bai Huzhi, Dong Wenjie, Ma Zhenfeng 2004. Climatic characteristics of Qinghai-Xizang Plateau and its surrounding [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23 (6): 890–897, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2004.06.023.

边多，杜军. 2006. 近 40 年西藏“一江两河”流域气候变化特征 [J]. 应用气象学报, 17 (2): 169–175. Bian Duo, Du Jun. 2006. Climate variation feature and its effect on environment change in central Tibet from 1961 to 2000 [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 17 (2): 169–175, doi:10.11898/1001-7313.20060207.

陈际龙，黄荣辉. 2007. 亚澳季风各子系统气候学特征的异同研究 II：夏季风水汽输送 [J]. 大气科学, 31 (5): 766–778. Chen Jilong, Huang Ronghui. 2007. The comparison of climatological characteristics among Asian and Australian monsoon subsystems. Part II: Water vapor transport by summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (5): 766–778, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.05.02.

戴加洗. 1990. 青藏高原气候 [M]. 北京: 气象出版社, 1–365. Dai Jiaxi. 1990. Climate of Tibetan Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1–365.

Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137 (656): 553–597, doi:10.1002/qj.828.

Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. J. Climate, 18 (17): 3483–3505, doi:10.1175/

JCLI3473.1.

杜军, 马玉才. 2004. 西藏高原降水变化趋势的气候分析 [J]. 地理学报, 59 (3): 375–382. Du Jun, Ma Yucai. 2004. Climatic trend of rainfall over Tibetan Plateau from 1971 to 2000 [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 59 (3): 375–382, doi:10.11821/xb200403007.

冯蕾. 2011. 青藏高原降水及水汽输送的多资料比较和高分辨率模拟分析 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Feng Lei. 2011. Diagnostic and simulation analyses on the summer precipitation and associated water vapor transport over the Tibetan Plateau [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.

冯蕾, 周天军. 2015. 高分辨率 MRI 模式对青藏高原夏季降水及水汽输送通量的模拟 [J]. 大气科学, 39 (2): 386−398. Feng Lei, Zhou Tianjun. 2015. Simulation of summer precipitation and associated water vapor transport over the Tibetan Plateau by meteorological research institute model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (2): 386–398, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1406.14125.

Feng L, Zhou T J. 2012. Water vapor transport for summer precipitation over the Tibetan Plateau: Multidata set analysis [J]. J. Geophys. Res., 117 (D20): D200114, doi:10.1029/2011JD017012.

高登义, 邹捍, 王维. 1985. 雅鲁藏布江水汽通道对降水的影响 [J]. 山地研究, 3 (4): 239–249. Gao Dengyi, Zou Han, Wang Wei. 1985. Influence of water vapor pass along the Yarlungzangbo River on precipitation [J]. Mountain Research (in Chinese), 3 (4): 239–249, doi:10.16089/j.cnki.1008-2786.1985.04.008.

黄福均, 沈如金. 1984. 夏季风时期青藏高原地区水汽来源及水汽收支分析 [M]// 青藏高原气象科学实验文集编写组. 青藏高原气象科学实验文集(二). 北京: 科学出版社, 215–224. Huang Fujun, Shen Rujin. 1984. Water vapor sources and budget over Tibetan Plateau during summer monsoon [M]// Works of Meteorological Science of Tibetan Plateau II (in Chinese). Beijing: Science Press, 215–224.

黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 1998. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别 [J]. 大气科学, 22 (4): 460–469. Huang Ronghui, Zhang Zhenzhou, Huang Gang, et al. 1998. Characteristics of the water vapor transport in East Asian monsoon region and its difference from that in South Asian monsoon region in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 22 (4): 460–469, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1998.04.08.

Huffman G J, Bolvin D T, Nelkin E J, et al. 2007. The TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales [J]. J. Hydrometeor., 8 (1): 38–55, doi:10.1175/JHM560.1.

Kang I S, Jin K, Wang B, et al. 2002. Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs [J]. Climate Dyn., 19 (5−6): 383–395, doi:10.1007/s00382-002- 0245-9.

Lau K M, Kim K M, Yang S. 2000. Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 13 (14): 2461–2482, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2461:DABFCO>2.0.CO;2.

Li C L, Kang S C. 2006. Review of the studies on climate change since the last inter-glacial period on the Tibetan Plateau [J]. J. Geogr. Sci., 16 (3): 337–345, doi:10.1007/s11442-006-0309-6.

Lin Z Y, Zhao X Y. 1996. Spatial characteristics of changes in temperature and precipitation of the Qinghai−Xizang (Tibet) Plateau [J]. Sci. China Ser. D: Earth Sci., 39 (4): 442–448.

Lin R P, Zhou T J, Qian Y. 2014. Evaluation of global monsoon precipitation changes based on five reanalysis datasets [J]. J. Climate, 27 (3): 1271–1289, doi:10.1175/JCLI-D-13-00215.1.

刘芸芸, 丁一汇. 2008. 印度夏季风与中国华北降水的遥相关分析及数值模拟 [J]. 气象学报, 66 (5): 789–799. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008. Analysis and numerical simulation of the teleconnection between Indian summer monsoon and precipitation in North China [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66 (5): 789–799, doi:10.11676/qxxb2008.072.

聂宁, 张万昌, 邓财. 2012. 雅鲁藏布江流域 1978～2009 年气候时空变化及未来趋势研究 [J]. 冰川冻土, 34 (1): 64–71. Nie Ning, Zhang Wanchang, Deng Cai. 2012. Spatial and temporal climate variations from 1978 to 2009 and their trend projection over the Yarlung Zangbo River basin [J]. J. Glaciol. Geocryol. (in Chinese), 34 (1): 64–71.

Onogi K, Koide H, Sakamoto M, et al. 2005. JRA-25: Japanese 25-year re-analysis project—Progress and status [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131 (613): 3259–3268, doi:10.1256/qj.05.88.

Saha S, Moorthi S, Pan H L, et al. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 91 (8): 1015–1057, doi:10.1175/2010BAMS3001.1.

Seager R, Naik N, Vecchi G A. 2010. Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming [J]. J. Climate, 23 (17): 4651–4668, doi:10.1175/2010JCLI3655.1.

Shen Y, Zhao P, Pan Y, et al. 2014. A high spatiotemporal gauge-satellite merged precipitation analysis over China [J]. J. Geophys. Res., 119 (6): 3063–3075, doi:10.1002/2013JD020686.

Singh P, Nakamura K. 2010. Diurnal variation in summer monsoon precipitation during active and break periods over central India and southern Himalayan foothills [J]. J. Geophys. Res., 115 (D12): D12794, doi:10.1029/2009JD012794.

Trenberth K E, Guillemot C J. 1995. Evaluation of the global atmospheric moisture budget as seen from analyses [J]. J. Climate, 8 (9): 2255–2272, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<2255:EOTGAM>2.0.CO;2.

Trenberth K E, Guillemot C J. 1998. Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses [J]. Climate Dyn., 14 (3): 213–231, doi:10.1007/s003820050219.

王绍武, 黄建斌. 2006. 中国华北与印度夏季降水遥相关的不稳定性 [J]. 自然科学进展, 16 (8): 980–985. Wang Shaowu, Huang Jianbin. 2006. Instability of teleconnection between summer precipitation in North China and India [J]. Progress in Natural Science (in Chinese), 16 (8): 980–985, doi:10.3321/j.issn:1002-008X.2006.08.010.

王霄, 巩远发, 岑思弦. 2009. 夏半年青藏高原“湿池”的水汽分布及水汽输送特征 [J]. 地理学报, 64 (5): 601–608. Wang Xiao, Gong Yuanfa, Cen Sixian. 2009. Characteristics of the moist pool and its moisture transports over Qinghai–Xizang Plateau in summer half year [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 64 (5): 601–608, doi:10.11821/xb200905009.

Wang B, Wu R G, Lau K M. 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North

Pacific–East Asian monsoons [J]. J. Climate, 14 (20): 4073–4090, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<4073:IVOTAS>2.0.CO;2.

Wang B, Kang I S, Lee J Y. 2004. Ensemble simulations of Asian–Australian monsoon variability by 11 AGCMs [J]. J. Climate, 17 (4): 803–818, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0803:ESOAMV>2.0.CO;2.

Wang M R, Zhou S W, Duan A M. 2012. Trend in the atmospheric heat source over the central and eastern Tibetan Plateau during recent decades: Comparison of observations and reanalysis data [J]. Chinese Sci. Bull., 57 (5): 548–557, doi:10.1007/s11434-011-4838-8.

韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 2003. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化 [J]. 大气科学, 27 (2): 157–170. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Dong Wenjie. 2003. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (2): 157–170, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.02.03.

吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. 地球物理学报, 56 (4): 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 56(4): 1102–1111, doi:10.6038/cjg20130406.

Wu R G, Hu Z Z, Kirtman B P. 2003. Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in East Asia [J]. J. Climate, 16 (22): 3742–3758, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3742:EOERAI>2.0.CO;2.

Wu G X, Liu Y M, Zhang Q, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate [J]. J. Hydrometeor., 8 (4): 770–789, doi:10.1175/JHM609.1.

徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 2002. 青藏高原—季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系 [J]. 气象学报, 60 (3): 257–266. Xu Xiangde, Tao Shiyan, Wang Jizhi, et al. 2002. The relationship between water vapor transport features of Tibetan Plateau—monsoon ‘large triangle’ affecting region and drought–flood abnormality of China [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 60(3): 257–266, doi:10.11676/qxxb2002.032.

Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al. 2008. World water tower: An atmospheric perspective [J]. Geophys. Res. Lett., 35 (20): L20815, doi:10.1029/2008GL035867.

杨逸畴, 高登义, 李渤生. 1987. 雅鲁藏布江下游河谷水汽通道初探 [J]. 中国科学 (B 辑), 17 (8): 893–902. Yang Yichou, Gao Dengyi, Li Bosheng. 1987. Preliminary study of water vapor pass along the downstream of Yarlung Zangbo [J]. Sci. China Ser. B (in Chinese), 17(8): 893–902, doi:10.1360/zb1987-17-8-893.

游庆龙, 康世昌, 闫宇平, 等. 2009. 近 45 年雅鲁藏布江流域极端气候事件趋势分析 [J]. 地理学报, 64 (5): 592–600. You Qinglong, Kang Shichang, Yan Yuping, et al. 2009. Trends in daily temperature and precipitation extremes over the Yarlung Zangbo River basin during 1961 to 2005 [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 64 (5): 592–600, doi:10.11821/xb200905008.

You Q, Kang S, Aguilar E, et al. 2008. Changes in daily climate extremes in the eastern and central Tibetan Plateau during 1961–2005 [J]. J. Geophys. Res., 113 (D7): D07101, doi:10.1029/2007JD009389.

张文敬, 高登义. 1999. 世界第一大峡谷——雅鲁藏布大峡谷科学考察新进展 [J]. 山地学报, 17 (2): 99–103. Zhang Wenjing, Gao Dengyi. 1999. The scientific expedition in the great canyon, Yalungtsangpo [J]. Journal of Mountain Science (in Chinese), 17 (2): 99–103, doi:10.3969/j.issn.1008-2786.1999.02.002.

周长艳, 李跃清, 李薇, 等. 2005. 青藏高原东部及邻近地区水汽输送的气候特征 [J]. 高原气象, 24(6): 880–888. Zhou Changyan, Li Yueqing, Li Wei, et al. 2005. Climatological characteristics of water vapor transport over eastern part of Qinghai–Xizang Plateau and its surroundings [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (6): 880–888, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2005.06.006.

周顺武, 王传辉, 杜军, 等. 2011. 青藏高原汛期降水的时空分布特征 [J]. 气候与环境研究, 16 (6): 723–732. Zhou Shunwu, Wang Chuanhui, Du Jun, et al. 2011. Characteristics of spatial and temporal distribution of precipitation in flood season over the Tibetan Plateau [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (6): 723–732.

Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. J. Geophys. Res., 110 (D8): D08104, doi:10.1029/2004JD005413.

Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian–Australian monsoon? [J] J. Climate, 22 (5): 1159–1173, doi:10.1175/2008JCLI2245.1.

竺夏英, 刘屹岷, 吴国雄. 2012. 夏季青藏高原多种地表感热通量资料的评估 [J]. 中国科学: 地球科学, 42 (7): 1104–1112. Zhu Xiaying, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2012. An assessment of summer sensible heat flux on the Tibetan Plateau from eight data sets [J]. Sci. China Earth Sci. (in Chinese), 42 (7): 779–786, doi:10.1007/s11430-012-4379-2.

卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 2002. 青藏高原夏季降水的水汽分布特征 [J]. 气象科学, 22(1): 1–8. Zhuo Ga, Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2002. Water feature of summer precipitation on Tibetan Plateau [J]. Scientia Meteor. Sinica (in Chinese), 22 (1): 1–8, doi:10.3969/j.issn.1009-0827.2002.01.001.

Zou H, Zhu J H, Zhou L B, et al. 2014. Validation and application of reanalysis temperature data over the Tibetan Plateau [J]. J. Meteor. Res., 28 (1): 139–149, doi:10.1007/s13351-014-3027-5.