中国科学: 地球科学 2022 年 第 52 卷 第 3 期: 574 ~ 578
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

论 坛

青藏高原降水再循环率与水汽来源辨析

阳坤[1,2*], 汤秋鸿[3], 卢麾[1]

1. 清华大学地球系统科学系, 地球系统数值模拟教育部重点实验室, 清华大学全球变化研究院, 北京 100084;
2. 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原地球系统与资源环境国家重点实验室, 国家青藏高原科学数据中心, 北京 100101;
3. 中国科学院地理科学与资源研究所, 中国科学院陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101
* 通讯作者, E-mail: yangk@tsinghua.edu.cn

收稿日期: 2021-08-17; 收修改稿日期: 2021-11-11; 接受日期: 2021-11-24; 网络版发表日期: 2021-12-17
中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA2006010201)和"第二次青藏高原科学考察研究"专项项目(编号: 2019QZKK0206)资助

摘要 降水再循环率(即蒸发-降水反馈强度)和水汽来源是区域水循环的两个关键环节, 它们的量化对于理解水循环过程及其变化至关重要. 关于青藏高原降水再循环率和水汽源的已有研究结果存在很大争议. 文章厘清了理解水循环的不同视角, 指出蒸发与降水之比主要取决于气候模态, 而降水再循环率还与区域大小密切相关, 水汽源区则取决于追踪时段(降水时段或非降水时段)和追踪程度. 在同一理论框架下, 关于青藏高原水循环的不同研究结果之间不存在根本冲突.

关键词 区域水汽平衡, 降水再循环, 水汽追踪, 降水时段

1 引言

青藏高原对区域和全球气候有着重要的影响(黄建平等, 2019; Liu等, 2020), 同时, 气候变化引起了青藏高原水圈和冰冻圈的强烈变化(Yao等, 2019; 冉有华等, 2021). 随着第二次青藏高原综合科学考察研究的深入开展, 青藏高原的水循环过程及其影响因素受到了广泛关注(Xu等, 2019; Gao等, 2019; 骆琪等, 2020). 大量研究通过大气模拟、同位素分析和水汽追踪等手段分析了青藏高原的降水再循环和来自不同陆地或海洋区域的水汽贡献(即水汽来源), 但是不同研究的结果差异甚大. 基于水量平衡(Curio等, 2015)或稳定同位素(Kurita和Yamada, 2008; An等, 2017)的估计, 青藏高原的年平均降水再循环率高达50%甚至80%, 但通过水汽追踪(Zhang C等, 2017; Li等, 2019; Gao等, 2020)的估计值不超过30%. 对青藏高原的水汽来源, Yao等(2013)认为其包括了欧亚大陆、南亚次大陆和南印度洋的广大范围, 但Chen等(2019)认为其仅限于从索马里以东经过阿拉伯海到印度半岛的狭长区域. 这些结果在一些研究论文和报告中进行比较, 引起了不少困惑.

本文力图厘清区域水汽平衡、降水再循环率、水汽来源等概念, 以揭示目前文献中关于青藏高原水循环的一些看似矛盾的认识的原因.

2 认识水循环过程的不同视角

2.1 区域水汽平衡

一个区域内的水汽变化可由水汽收支方程描述.

中文引用格式: 阳坤, 汤秋鸿, 卢麾. 2022. 青藏高原降水再循环率与水汽来源辨析. 中国科学: 地球科学, 52(3): 574–578, doi: 10.1360/SSTe-2021-0255
英文引用格式: Yang K, Tang Q, Lu H. 2022. Precipitation recycling ratio and water vapor sources on the Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 65(3): 584–588, https://doi.org/10.1007/s11430-021-9871-5

© 2021 《中国科学》杂志社

如图1所示, 研究区(实线框所示)的水汽由水汽辐合和地面蒸发提供, 而通过降水失去. 当考虑的时间尺度长于一个月时, 大气柱中水汽的变化可忽略, 因此水汽平衡可用方程表示如下:

$$F_{\text{in}}-F_{\text{out}}+E=P, \tag{1}$$

或者

$$\frac{F_{\text{in}}-F_{\text{out}}}{P}+\frac{E}{P}=1, \tag{2}$$

式中, F_{in}是平流输入水汽量, F_{out}是平流输出水汽量, $F_{\text{in}}-F_{\text{out}}$是平流引起的水汽辐合量, E是地面蒸发量(mm d^{-1}), P是降水量(mm d^{-1}). 为方便理解和计算, F_{in}和F_{out}可换算为研究区单位面积的通量(mm d^{-1}).

公式(2)反映了区域水汽平衡: $\frac{F_{\text{in}}-F_{\text{out}}}{P}$是水汽辐合与降水的比例, E/P是地表蒸发与降水的比例, 但它们并不反映多少辐合水汽或者蒸发水汽参与到降水过程, 因为其中还包含流出区域的平流和蒸发部分水汽(即$F_{\text{out,a}}$和E_{out}). 区域水汽平衡(公式(2)左边两项大小)主要取决于气候模态(climate regime, 例如干旱区、湿润区等), 与研究区大小没有必然关系. 区域水汽平衡与流域水量平衡是紧密耦合的, 因为在年尺度上流域径流量大致等于水汽辐合量. 如果有了流域的年径流量, 就可以推测流域的水汽辐合总量, 进一步通过降水量减去水汽辐合总量, 就可以估计流域的年蒸发总量. 这些对水汽平衡分量的估计值可用于检验气候模式的模拟精度.

2.2　降水再循环率

降水再循环率指的是局地蒸发水汽凝结形成的降水量(P_{e})与总降水量(P)的比例. 如图1所示, 从平流水汽进入一个区域后, 与局地蒸发水汽混合, 作为降水的水汽源. 不论是平流水汽还是局地蒸发, 都部分(即$F_{\text{p,a}}$和E_{p})参与了降水形成的过程, 没有参与降水过程的水汽(即$F_{\text{out,a}}$和E_{out})则流出下风向边界. 要计算降水再循环率, 需要跟踪参与降水形成的水汽.

由于降水过程的复杂性, 不同方法引入了不同程度的假设以估计降水再循环率. 我们以Brubaker等(1993)建立的Bulk method为例, 分析影响再循环率的因素. 该方法引入了如下基于统计的假设: (1) 局地蒸发水汽和经过该地的平流水汽完全混合; (2) 随着降水的生成, 平流水汽量从研究区上风口到下风口线性衰减, 蒸发水汽从上风口到下风口线性增加; (3) 降水和蒸发在该区域内是均匀的. 据此可以得到降水再循环率的解析解:

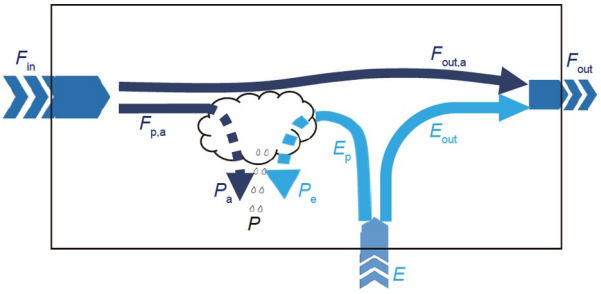

图 1　区域水汽平衡和降水再循环示意图

其中F_{in}是平流输入水汽量, F_{out}是平流输出水汽量, E是地面蒸发量, P是降水量, P_{a}是来自于平流水汽($F_{\text{p,a}}$)凝结的降水量, P_{e}是来自于局地蒸发水汽(E_{p})凝结的降水量, F_{out}包括没有在该区域形成降水的平流水汽($F_{\text{out,a}}$)和蒸发水汽(E_{out})

$$\frac{1}{\gamma_{\text{m}}}=1+2\frac{F_{\text{in}}}{A\cdot P}\frac{1}{\gamma}, \tag{3}$$

式中, $\gamma=E/P$为研究区蒸发对水汽平衡的贡献(同公式(2)), $\gamma_{\text{m}}=P_{\text{e}}/P$被称之为降水再循环率, A是研究区面积(m^2). 由于只有部分蒸发参与了区域内的降水形成过程, 因此, $P_{\text{e}}\le E$, 即$\gamma_{\text{m}}\le\gamma$.

根据方程(3), 可以探讨降水再循环率和研究区大小的关系. 如果研究区为全球, 则$F_{\text{in}}=0$, 可得到降水再循环率的上限$\gamma_{\text{m}}=\gamma=1$, 即全球降水的水汽来自于全球表面蒸发, 这是显而易见的. 如果研究区很小(如高分辨率气候模式的一个网格), 则$A\cdot P\ll F_{\text{in}}$, 可得到降水再循环率的下限$\gamma_{\text{m}}\approx 0$, 即形成降水的水汽几乎不来自于这个研究区的蒸发, 因为当研究区面积小时, 相应的蒸发量小且容易通过平流进入下风向. 由此可见, 降水再循环率γ_{m}依赖于研究区的大小(Gong和Eltahir, 1996); 在同样的气候模态下, 研究区越大, 降水再循环率会越高. 而表达区域水汽平衡的γ主要依赖于气候模态, 与研究区大小不必然相关. 这是区域水汽平衡和降水再循环率的一个主要区别.

方程(3)可以变换为

$$\frac{1}{\gamma_{\text{m}}}=1+2\frac{F_{\text{in}}}{A\cdot E}. \tag{4}$$

据此可以讨论降水再循环率与蒸发强度的关系. 当蒸发强时, 降水再循环率会比较高; 当蒸发弱时, 降

水再循环率会比较低. 例如, 青藏高原北部的局地蒸发能力强, 而外来水汽输送弱, 因此降水再循环率比青藏高原南部高(Zhang等, 2019). 类似地, 青藏高原夏季蒸发旺盛, 其降水再循环率高; 冬季蒸发弱, 其降水再循环率低.

除上述解析解外, 简化数值模型也可用于计算降水再循环率, 包括引入完全混合假设的模型和去除这一假设的模型. 前者如DRM(Dynamic Recycling Model; Dominguez等, 2006)和WAM(Water Accounting Model; van der Ent等, 2010), 是统计诊断与后向追踪相结合的方法. 后者如WVT(Water Vapor Tracing; Numaguti, 1999), 是使用标记水(tagged water)进行前向模拟的方法, 不需要统计假设, 但其模拟的再循环率是否准确取决于全球或区域模式在该区域的模拟能力. 因为方法的简化程度和使用资料不同, 同一地区的降水再循环率计算结果在不同的研究中会有一定差异.

2.3 外来水汽源

外来水汽源指的是对研究区内水汽有主要贡献的区域. 对外来水汽源的追踪结果对所使用的气象数据和追踪方法有一定依赖性, 对水汽源的定义和追踪时段(降水、非降水)尤其敏感, 如下所述.

不同方法定义的水汽源区存在本质上的差异. 常用的HYSPLIT和FLEXPART等拉格朗日软件追踪的是伴随气团的水汽, 无法确定水汽的蒸发源地, 其确定的水汽源汇区表征的是近地面气团比湿的变化, 而后者与地气间净水汽交换通量($E-P$)关系密切. 如果一个区域的$E-P>0$, 则该区域一般会被确定为源区; 反之, 则该区域一般为汇区. 与拉格朗日方法不同, 上面提及的WAM和WVT等追踪方法属于欧拉法, 可以确定水汽的蒸发源地. 由于对水汽源地的定义不同, 因而对水汽源地识别的结果有很大区别.

此外, 降水时段和非降水时段的水汽源有很大的差异. 对于降水频次高的区域, 降水时段的水汽来源和非降水时段的水汽来源之间的差异可能不大. 但是, 对干旱区域, 降水频次低, 数次主要降水事件可能贡献了大部分降水量, 降水期间和非降水期间的水汽输送路径有很大差异, 具有不同的水汽源. 因此, 在研究干旱区的水循环时, 追踪降水时段的水汽源才有意义.

3 对青藏高原水循环过程的认识

图2总结了青藏高原和羌塘高原的区域水汽平衡、降水再循环率和水汽源地, 其中羌塘高原是青藏高原中西部的一个封闭流域, 面积达70万平方公里. 图中的数据来自于下面讨论中涉及的文献.

3.1 区域水汽平衡

利用高分辨率的模拟资料, Curio等(2015)计算了青藏高原的水汽平衡, 发现E/P高达63%. 同时, 有研究使用稳定同位素估计的所谓“降水再循环率”达到50%甚至80%(Kurita和Yamada, 2008; An等, 2017), 但事实上这些研究通过测量或估算降水、蒸发和平流水汽中的同位素浓度, 降水再循环率计算采用与水汽平衡计算完全相同的方法. 所有这些研究估计的是蒸发与降水的比率, 而不是降水再循环率. 这些结果表明, 青藏高原地面蒸发对区域水汽平衡的贡献率相当高.

对羌塘高原而言, 由于是封闭的流域, 降水量与地表蒸发量大致平衡, 长期平均的水汽辐合应该很小, 因此E/P接近100%. 近20多年来, 该区域湖泊快速扩张, 湖泊水量的增量(相当于水汽辐合量)约为10Gt a^{-1}, 仍然远小于年降水量(如果年降水量按300mm a^{-1}计算, 那么区域年总降水量>200Gt). 因此, E/P应当不小于95%.

3.2 降水再循环率

以青藏高原为研究对象, Zhao和Zhou(2021)基于解析解(公式(3))和ERA5再分析资料, 估算的夏季降水再循环率为~23%. 然而, 解析解不能考虑到流场不均匀性的影响, 明显低估降水再循环率(Burde和Zangvil, 2001). 不同于使用解析解, Zhang等(2019)使用数值模型WAM追踪水汽, 结果显示高原的平均年降水再循环率高于20%. Gao等(2020)使用数值模型WVT追踪水汽, 发现高原降水再循环率在夏季高于30%, 而在其他月份约为10%到20%之间. 由于夏季降水占主导地位, 以降水量加权的年平均降水再循环率约在20~30%, 远低于区域水汽平衡中蒸发与降水之比; 夏季降水再循环率会高一些, 但不大可能超过40%.

以羌塘高原为研究对象, Zhang C等(2017)发现年平均降水再循环率约为18%, 七八月份的循环率显著大于其他月份. Li等(2019)估计的年平均降水再循环

	青藏高原	羌塘高原
蒸发与降水之比	~60%	>95%
降水再循环率(年均)	20~30%	17~22%
降水再循环率(夏季)	<40%	<30%
外来水汽源(不分时段)	欧亚大陆、南亚次大陆和南印度洋	欧亚大陆、西南气流流经海域、印度半岛
外来水汽源(降水时段)		欧亚大陆、西南气流流经海域、印度半岛、孟加拉湾

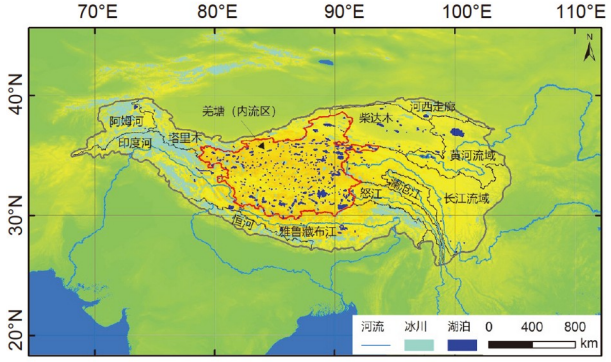

图 2　对青藏高原(海拔大于2500m范围)和羌塘高原(高原中西部红线范围)水汽平衡、降水再循环率和水汽源的认知

其中，外来水汽源以地表蒸发定义，青藏高原每个流域的范围来自于Zhang G等(2017)

率介于17~22%, 并发现降水再循环率的季节变化也显著, 从冬季的5%左右增加到8月达到最大(25~30%). 这些结果是大致相同的，即羌塘高原的年降水再循环率在20%左右，远低于区域水汽平衡中蒸发与降水的比值(>95%)；夏季降水再循环率最大，但可能不超过30%.

3.3　外来水汽源地

对青藏高原水汽源追踪的研究很多，但是不同研究对水汽源区的定义差异很大. 如果以地表蒸发定义水汽源，则青藏高原水汽的蒸发来源包括欧亚大陆、南亚次大陆和南印度洋的广大范围(Yao等, 2013; Zhang C等, 2017). 这一结论明显不同于Chen等(2019)的结果. 后者认为青藏高原的外来水汽源局限于从索马里以东经过阿拉伯海到印度半岛的一个狭长区域. 后者近似溯源到地表的净水汽交换量($E-P$)而非地表蒸发；由于在印度次大陆和孟加拉湾等区域降水量很大，远超过蒸发量，使得这些区域在模型中成为水汽汇区而不是水汽源地.

就羌塘高原而言, 其年降水量小, 降水时段和非降水时段的地表蒸发水汽源差异很大. 降水时段的水汽追踪显示水汽来自于西南气流、西风气流和孟加拉湾的气流(Zhang C等, 2017), 其中69%的降水水汽来自于欧亚大陆, 21%以上的降水水汽来自海洋, 且孟加拉湾是一个重要的水汽源. 如果不区分降水时段, 水汽追踪显示孟加拉湾对羌塘高原的水汽贡献很小.

4　结论

区域水汽平衡反映研究区域内降水、蒸发和水汽辐合等的比例, 其大小与区域大小关系不大. 降水再循环率衡量形成降水的水汽中由蒸发贡献的部分. 这一概念不再将降水或蒸发作为一个整体考虑，而是考虑了降水的两种水汽来源(平流水汽、蒸发水汽)和蒸发的两种去向(形成研究区降水、流出研究区). 降水再循环率的大小取决于气候模态和研究区域的大小；区域越小，再循环率越低，因此不明确研究区范围去讨论降水再循环率是没有意义的. 对于水汽源追踪的具体研究，需要明确其所使用的“水汽源”的物理含义. 如果对蒸发水汽源开展追踪，对水文气候的研究将更有意义.

在厘清以上概念的基础上，可以发现目前对于青藏高原和羌塘高原水循环过程的认识并不存在矛盾. 青藏高原蒸发与降水之比当不低于60%，年降水再循环率约在20~30%. 夏季降水再循环率更高，但应当不超过40%. 蒸发源地包括欧亚大陆、南亚次大陆和南印度洋的广大范围. 羌塘高原蒸发与降水之比当不低于95%, 年平均降水再循环率约20%. 夏季降水再循环率应当不会超过30%. 其蒸发源地以欧亚大陆为主, 还包括西南气流流经的海域、印度半岛和孟加拉湾.

参考文献

黄建平, 陈文, 温之平, 张广俊, 李肇新, 左志燕, 赵庆云. 2019. 新中国成立70年以来的中国大气科学研究: 气候与气候变化篇. 中国科学: 地球科学, 49: 1607–1640

骆琪, 阳坤, 陈莹莹, 周旭. 2020. 利用土壤水分数据估计高寒区土壤有机碳含量的方法研究. 中国科学: 地球科学, 50: 570–580

冉有华, 李新, 程国栋, 南卓铜, 车金星, 盛煜, 吴青柏, 金会军, 罗栋梁, 唐志光, 吴小波. 2021. 2005~2015年青藏高原多年冻土稳定性制图. 中国科学: 地球科学, 51: 183–200

An W, Hou S, Zhang Q, Zhang W, Wu S, Xu H, Pang H, Wang Y, Liu Y. 2017. Enhanced recent local moisture recycling on the northwestern Tibetan Plateau deduced from ice core deuterium excess records. J Geophys Res-Atmos, 122: 12,541–12,556

Brubaker K L, Entekhabi D, Eagleson P S. 1993. Estimation of continental precipitation recycling. J Clim, 6: 1077–1089

Burde G I, Zangvil A. 2001. The estimation of regional precipitation recycling. Part II: A new recycling model. J Clim, 14: 2509–2527

Chen B, Zhang W, Yang S, Xu X D. 2019. Identifying and contrasting the sources of the water vapor reaching the subregions of the Tibetan Plateau during the wet season. Clim Dyn, 53: 6891–6907

Curio J, Maussion F, Scherer D. 2015. A 12-year high-resolution climatology of atmospheric water transport over the Tibetan Plateau. Earth Syst Dynam, 6: 109–124

Dominguez F, Kumar P, Liang X Z, Ting M. 2006. Impact of atmosphericmoisture storage on precipitation recycling. J Clim, 19: 1513–1530

Gao J, Yao T, Cai R, Zhang T, He Z, Niu X, Xu B, Wu G. 2019. Observation of the atmospheric water vapor stable isotopes in three dimensions over the Tibetan Plateau. Chin Sci Bull, 64: 2822–2829

Gao Y, Chen F, Miguez-Macho G, Li X. 2020. Understanding precipitation recycling over the Tibetan Plateau using tracer analysis with WRF. Clim Dyn, 55: 2921–2937

Gong C, Eltahir E. 1996. Sources of moisture for rainfall in west Africa. Water Resour Res, 32: 3115–3121

Kurita N, Yamada H. 2008. The role of local moisture recycling evaluated using stable isotope data from over the middle of the Tibetan Plateau during the monsoon season. J Hydrometeorol, 9: 760–775

Li Y, Su F, Chen D, Tang Q. 2019. Atmospheric water transport to the endorheic Tibetan Plateau and its effect on the hydrological status in the region. J Geophys Res-Atmos, 124: 12864–12881

Liu Y, Lu M, Yang H, Duan A, He B, Yang S, Wu G. 2020. Land-atmosphere-ocean coupling associated with the Tibetan Plateau and its climate impacts. Natl Sci Rev, 7: 534–552

Numaguti A. 1999. Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. J Geophys Res, 104: 1957–1972

van der Ent R J, Savenije H H G, Schaefli B, Steele-Dunne S C. 2010. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. Water Resour Res, 46: W09525

Xu X, Dong L, Zhao Y, Wang Y. 2019. Effect of the Asian Water Tower over the Qinghai-Tibet Plateau and the characteristics of atmospheric water circulation. Chin Sci Bull, 64: 2830–2841

Yao T, Masson-Delmotte V, Gao J, Yu W, Yang X, Risi C, Sturm C, Werner M, Zhao H, He Y, Ren W, Tian L, Shi C, Hou S. 2013. A review of climatic controls on $\delta^{18}O$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. Rev Geophys, 51: 525–548

Yao T, Xue Y, Chen D, Chen F, Thompson L, Cui P, Koike T, Lau W K M, Lettenmaier D, Mosbrugger V, Zhang R, Xu B, Dozier J, Gillespie T, Gu Y, Kang S, Piao S, Sugimoto S, Ueno K, Wang L, Wang W, Zhang F, Sheng Y, Guo W, Ailikun W, Yang X, Ma Y, Shen S S P, Su Z, Chen F, Liang S, Liu Y, Singh V P, Yang K, Yang D, Zhao X, Qian Y, Zhang Y, Li Q. 2019. Recent third pole's rapid warming accompanies cryospheric melt and water cycle intensification and interactions between monsoon and environment: Multidisciplinary approach with observations, modeling, and analysis. Bull Am Meteorol Soc, 100: 423–444

Zhang C, Tang Q, Chen D, van der Ent R J, Liu X, Li W, Haile G G. 2019. Moisture source changes contributed to different precipitation changes over the northern and southern Tibetan Plateau. J Hydrometeorol, 20: 217–229

Zhang C, Tang Q, Chen D. 2017. Recent changes in the moisture source of precipitation over the Tibetan Plateau. J Clim, 30: 1807–1819

Zhang G, Yao T, Shum C K, Yi S, Yang K, Xie H, Feng W, Bolch T, Wang L, Behrangi A, Zhang H, Wang W, Xiang Y, Yu J. 2017. Lake volume and groundwater storage variations in Tibetan Plateau's endorheic basin. Geophys Res Lett, 44: 5550–5560

Zhao Y, Zhou T. 2021. Interannual variability of precipitation recycle ratio over the Tibetan Plateau. Geophys Res Atmos, 126: e33733

(责任编委: 贺缠生)