科学通报 2019 年 第 64 卷 第 27 期: 2822 ~ 2829
专辑: 第二次青藏高原综合科学考察研究 评 述
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

青藏高原大气水汽稳定同位素三维观测体系

高晶[1,2*], 姚檀栋[1,2], 蔡榕[3], 张泰华[3], 何泽青[3], 牛晓伟[1], 徐柏青[1,2], 邬光剑[1,2,4]

1. 中国科学院青藏高原研究所, 中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101;
2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
3. 中国科学院光电研究院, 北京 100094;
4. 中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站, 拉藏 860100
* 联系人, E-mail: gaojing@itpcas.ac.cn

2019-05-30 收稿, 2019-07-23 修回, 2019-07-23 接受, 2019-09-26 网络版发表
第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK0208)、中国科学院A类战略性先导科技专项(XDA20100000)和国家自然科学基金(41871068)资助

摘要 青藏高原是南北极之外冰雪储量最大的地区, 也是亚洲10条大江大河的发源地, 其水循环变化会影响全球近五分之一人口的生存和发展. 水汽传输是青藏高原水循环的关键过程. 大气水汽稳定同位素是研究水汽传输过程和机制的新指标. 本文回顾了大气水汽稳定同位素垂直剖面观测研究的发展历程和青藏高原大气水汽稳定同位素研究现状, 重点介绍了自第二次青藏高原综合科学考察研究启动以来, 本研究团队建成的全球最大的同类地表水汽稳定同位素观测网, 及结合浮空艇技术, 开展的国际前沿大气水汽稳定同位素三维传输过程观测研究新进展. 今后, 我们将通过多学科交叉, 继续拓展高精度三维(地-空)水汽稳定同位素多尺度连续观测, 并结合地球系统模型, 从而全面、准确地认知全球变暖背景下的青藏高原水汽传输过程和水循环变化机制, 以服务于青藏高原和周边地区的水安全战略和水资源管理.

关键词 青藏高原, 水汽传输, 大气水汽稳定同位素, 三维传输过程

水汽传输决定了青藏高原的水输入量, 是其水循环变化的关键过程. 近几十年来, 青藏高原快速变暖, 印度季风和西风的影响也发生了程度和时空的变化, 由此导致水汽传输过程和青藏高原的水循环也在发生明显变化. 水体氢氧稳定同位素是研究水循环过程的有效技术指标, 特别是近10年快速发展的大气水汽稳定同位素更是能清晰刻画出不同来源水汽的传输过程. 青藏高原的大气水汽稳定同位素研究起步较晚. 但是经过泛第三极环境专项和第二次青藏高原综合科学考察研究的大力支持, 近几年, 其在观测方法和观测理念上取得了快速发展, 将为青藏高原水汽传输过程认知开辟新途径. 因此, 本文综述了目前已在青藏高原大气水汽稳定同位素研究中取得的主要进展, 以为学术同行深入了解其进展, 或找到新的研究思路以推动其发展.

1 大气水汽稳定同位素研究意义

水由氢、氧两种元素组成. 氢有3种天然同位素, 分别为氕、氘和氚(^{1}H, ^{2}H/D, ^{3}H). 氕和氘的元素丰度分别为99.984%和0.016%, 氚为极其微量的痕量同位素. 氧有3种稳定同位素, 分别为^{16}O, ^{17}O和^{18}O, 其中^{16}O的丰度达99.762%, ^{17}O的丰度达0.037%, ^{18}O的丰度达0.204%. 由于同位素分馏(主要方式有热力学平衡分馏和动力学非平衡分馏)的存在, 水在发生相变时, 会导致氢氧稳定同

引用格式: 高晶, 姚檀栋, 蔡榕, 等. 青藏高原大气水汽稳定同位素三维观测体系. 科学通报, 2019, 64: 2822–2829
Gao J, Yao T D, Cai R, et al. Observation of the atmospheric water vapor stable isotopes in three dimensions over the Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 2822–2829, doi: 10.1360/TB-2019-0125

© 2019《中国科学》杂志社

位素值发生变化. 因此, 水体氢氧稳定同位素是有效的水循环研究和古气候重建的示踪剂[1]. 通常所说的大气水汽稳定同位素就是指大气水汽中氢、氧元素的稳定同位素. 通过测量待测大气水汽中氢氧两种稳定同位素比值与标准物质中同一元素的两种同位素比值之间的差异, 就得到通常使用的同位素值, 单位为‰.

自20世纪50年代, 水体氢氧稳定同位素的研究起步, 但研究多集中在降水氢氧稳定同位素和冰芯稳定同位素. 并且在此后的50年里, 在降水稳定同位素的主控因素和冰芯古气候记录解释等方面都取得了丰硕成果. 降水稳定同位素的研究受限于片段式降水样品采集, 不能给出连续的大气传输过程中水汽变化的信息, 也制约了冰芯稳定同位素记录的古气候研究. 随着野外观测技术的进步, 过去10年, 大气水汽稳定同位素研究蓬勃发展. 利用高精度的实时水汽同位素观测, 可以获得直接、连续、系统地大气水汽稳定同位素变化过程, 从而弥补了事件尺度的降水稳定同位素的不连续性和受到再蒸发、分馏等再作用过程影响的缺陷. 由于蒸发过程中的同位素分馏, 水汽稳定同位素总是低于来源的液态水. 在冷凝过程中, 重同位素总是富集于降水, 而水汽稳定同位素贫化. 雨滴下落过程中与周围大气水汽发生同位素交换, 因此, 观测到的降水稳定同位素会低于雨滴形成时的同位素值, 其与边界层水汽稳定同位素变化有密切关系. 因此, 大气水汽稳定同位素能够直接而全面地刻画出大气中的水如何传输、混合和发生相变, 阐明水循环和控制降水稳定同位素的一系列大气过程, 从而为揭示区域水循环过程和机制及古气候记录解释提供关键理论支撑[2].

通过过去30年对青藏高原多站点长期降水稳定同位素时空变化的分析, 使我们认识到, 西风和印度季风是决定青藏高原气候格局和水汽传输的两大主要环流[1]. 印度季风水汽传输过程中会受到印度北部的区域局地对流过程、翻越喜马拉雅山脉的瑞利分馏过程和进入高原后的下沉混合过程作用, 而且高原内部的局地再蒸发水汽对一些区域的水汽传输过程也有重要影响[1](图1). 但是, 长距离传输水汽和局地来源水汽对青藏高原水循环动态变化的影响过程还不明确, 并且各种来源水汽的贡献量也未能准确量化. 因此, 亟需利用大气水汽稳定同位素的三维观测新方法来阐明青藏高原水汽传输过程和水循环变化机制. Galewsky等人[2]已对大气水汽稳定同位素基本分馏理论和主要影响因素做了详细总结, 此文不再赘述. 本文回顾了大气水汽稳定同位素垂直剖面观测发展历程, 旨在总结目前大气水汽稳定同位素在青藏高原水汽传输研究方面的新进展, 特别介绍了通过2017年8月19日启动的第二次青藏高原综合科学考察研究已建立的国际高水平三维水汽稳定同位素观测体系和相关观测研究新成果. 大气水汽稳定同位素的卫星反演和模型模拟研究不在此文论述范围.

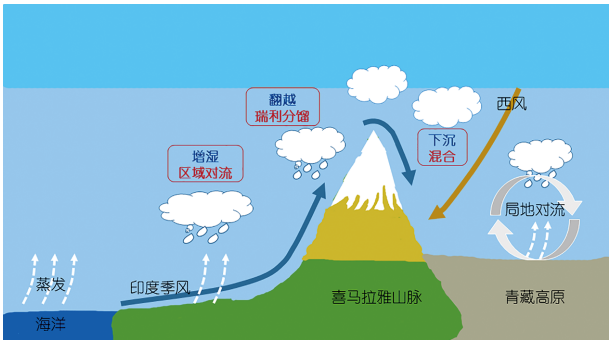


图 1 青藏高原水汽传输过程示意图
Figure 1 The schematic diagram of moisture transport over the Tibetan Plateau

2 大气水汽稳定同位素主要测定方法的发展

20世纪90年代及以前的大气水汽稳定同位素研究主要依赖冷凝采样和实验室气体质谱仪分析. 研究人员通过抽取大气到置于冷阱(一般小于−70°C)中的采样管, 将水汽冷凝在采样管中保存, 运回实验室后融化样品在气体质谱仪上进行测试. 这种样品多以小时或天为采样间隔. 气体质谱仪是将待测样品转化为纯的气体, 通过扩散或者载气带入离子源, 在电子轰击作用下变为带电离子, 加速后进入磁场, 再按照质荷比的大小实现对不同质量数的同种分子的分离、最后通过不同位置的计数计算出相对于测量标准样品的同位素比率. 进入2000年后, 随着稳定同位素红外光谱技术的发展, 大气水汽稳定同位素的实时高精度观测成为现实, 而且不受季节和天气影响[3].

相对于水汽冷凝采样法和质谱仪分析法, 稳定同位素红外光谱技术采样分析分辨率很高, 可实现野外实时连续观测; 而且可同时测得氢、氧稳定同位素比率, 测样成本低, 仪器便于野外运输, 对操作人员要求不高. 目前主要使用的激光稳定同位素分析仪有基于离轴积分震腔输出光谱技术的水汽稳定同位素分析仪(Off axis integrated cavity output spectroscopy, 美国LGR公司生产)和基于波长扫描光腔衰荡光谱技术的水汽

稳定同位素分析仪(cavity ring down spectroscopy, 美国Picarro公司生产). 离轴积分震腔输出光谱技术通过将激光在谐振腔内的反射镜中进行上万次震荡, 将其中少部分能透过反射镜到达检测室的激光在待测气体中反复通过, 增强水汽吸收信号, 再进行检测, 从而测到含量极低的水汽^{2}H和^{18}O同位素比率. 波长扫描光腔衰荡光谱技术是通过激光二极管发射出的单频光束进入含有3个高反射率镜子的腔室进行连续反射. 当光电感应器的信号达到某一阈值(十万分之几秒), 连续的激光被突然关掉, 而腔内存留的激光将继续在三面镜子之间连续反射(约100000次, 有效路径超过20 km), 腔室内部的光平稳泄露, 光强度以指数级迅速衰减直至为零. 通过可调节波长的激光来计算空腔和有目标气体的腔室的衰荡时间差, 从而计算目标气体的浓度和同位素值. 这两种仪器都能保证水汽浓度在3000~50000 ppmv(1ppmv=1 μL/L)范围的δ^{18}O和δD的同时快速高精度获取. 两种仪器观测δ^{18}O和δD数据的10 min平均误差基本都小于0.3‰和3‰. 此外, 还有ISOWAT II diode-laser spectrometer[4]等为了特别研究目标而研发的仪器, 没有普及使用. 仪器观测的数据进行后续严格校正后能够真实反映大气水汽稳定同位素的时空变化. 通常将已知真值的液体标样汽化后进行测量, 计算出在不同水汽浓度下标样测量值的偏差, 由此获得浓度效应计算方程, 然后再根据每日标样测量结果与真值差异计算出仪器测量偏差方程, 消除两种偏差后, 获得测量的大气水汽稳定同位素比率.

3 大气水汽稳定同位素垂直剖面观测的主要发展历程

自20世纪50年代, Dansgaard[5]就开始探索大气水汽稳定同位素变化. Craig-Gordon蒸发模型描述了初始水汽同位素组成与蒸发水汽同位素组成、相对湿度和海表温度的关系[6,7]; 20世纪70年代, Horibe等人[8]发明了采集水汽稳定同位素样品的捕获装置; Merlivat和Jouzel[9]对蒸发水汽稳定同位素的计算方程进行了改进, 并将其利用到大气环流模型中. 20世纪80和90年代在欧洲和美国开展的零星冷凝采样水汽稳定同位素观测研究发现: 水汽稳定同位素与比湿和气温具有显著相关性[10,11], 水汽稳定同位素与气温的相关性比降水稳定同位素更显著[12], 台风事件的水汽稳定同位素自外向内逐渐贫化[13,14].

同时, 受采样技术限制, 大气水汽稳定同位素的垂直分布研究开展得非常少. Ehhalt和Östlund[15]首次发表了关于1966年在美国开展的大气水汽δD的垂直观测结果. 他们通过机载设备屡次在多个层位采集大气水汽和冰晶样品, 提出了一个关于赤道飓风的上升气流和下降气流的水平分割假设. 1972年, Taylor[16]发表了他们于1967~1968年在德国南部开展的20次飞行观测的大气水汽稳定同位素结果, 首次强调了边界层湍流混合、水平传输和下沉作用的影响. 1974年, Ehhalt[17]发表了1966~1967年从地表至9 km高空和1971~1973年在6~13 km高空的美国三地开展的大气水汽δD采样分析结果. 并于2005年, 重新修正了已发表的对流层水汽δD的观测数据[18], 发现重同位素随海拔升高普遍减小, 而且这一现象遍及对流层; 垂直变化剖面随季节和位置有显著差异. 几年后, Pollock等人[19]利用气球开展的20 km海拔高度的采样观测认为对流层上部和平流层底部的大气水汽δD没有对流层的贫化. 此后20世纪90年代的几次观测都侧重于平流层的水汽变化, 很少关注大气边界层和低对流层的变化. 例如, Smith[20]观测到了海洋上对流层水汽和云冰的同位素比率, 发现逸出分馏的云中水汽是中对流层的主要水汽来源. 1996年, He和Smith[21]利用轻型飞机搭载干冰冷凝系统对New England森林以上至3 km高空的大气水汽进行采样. 该研究展示了森林下垫面的边界层大气水汽稳定同位素垂直变化, 并且利用混合线方法讨论了表层蒸散发的机制. Tsujimura等人[22]在蒙古东部利用10 L容积的铝袋采集了两个点的0.5, 3, 25, 200, 500 和1000 m高度的大气水汽样品. 他们通过在不同高度平飞5 km进行样品采集, 然后利用酒精和干冰将采集的水汽提取到真空管内. 这些研究都是短时的低分辨率不连续观测研究, 但是他们开启了大气水汽传输过程和机制研究的新局面.

过去10年中, 随着激光稳定同位素分析技术的快速发展, 地面站点和垂直剖面的水汽稳定同位素观测实现了高分辨率的连续观测. 至2015年, 已在全球范围内建立起26个超过1年连续观测的地表水汽稳定同位素观测站[2]. 这些观测站主要分布在欧洲和北美洲, 在赤道地区[23]、东亚季风区[24,25]、亚热带北大西洋[26,27]和格陵兰[28~30]也有零星站点. 利用这些站点的观测数据, 可以清楚地得到大气边界层水汽稳定同位素的纬度梯度变化和区域差异性[2]; 也可以阐明局地气温、湿度和大气环流对大气边界层水汽稳定同位素的影响, 气团转换导致的水汽稳定同位素季节变化[31], 海表水

汽稳定同位素受海表湿度和温度的影响[32]等. 类似观测在国内也已迅速开展, 但发表的连续实时水汽稳定同位素观测很少.

在垂直剖面观测方面, 机载观测实现了地表至海拔6800 m高空的连续大气水汽稳定同位素变化观测. 2012年9~10月, 挪威、德国和法国科学家联合在地中海西部的法国Corsica开展机载大气水汽稳定同位素观测[33], 获得21航次59 h的有效观测数据. 观测结果的时间分辨率为15~30 s, 水平空间分辨率为1~2 km. 观测结果表明, 边界层顶的高海拔干气团导致了*d*-excess最小值出现, 而近地表的非平衡分馏导致了较高的*d*-excess值出现; 同时, 由于大尺度环流的变化, 导致了同位素垂直剖面的日变化. 2013年7~8月, Dyroff等人[4]利用ISOWAT II diode激光质谱仪在临近Tenerife的副热带北大西洋开展了7 d海拔150~6800 m的大气水汽稳定同位素的垂直剖面观测. 垂直剖面的观测分辨率约3 m. 通过分析湿度与大气水汽稳定同位素的相关性和二者的变化特征, Dyroff等人[4]将观测到的垂直剖面分为5层. 观测结果表明, 大气水汽稳定同位素不是随高度线性或者有规律地递减, 而是有明显的快速递减层和稳定层. 大气水汽稳定同位素的最高值出现在近地表约440 m范围内, 最低值出现在5300 m以上的高空大气, 第二个低值出现在800~1000 m高度的大气层位, 而且发现在相似湿度范围内, 大气水汽稳定同位素有较大的变化范围, 其不同的垂直梯度关系到气团来源. 相似的机载测量也在阿拉斯加开展过[34], 观测高度达到海拔约4500 m. 这些研究对于我们认识大气水汽稳定同位素的垂直变化特征和气团混合过程具有重要意义. 但是, 由于飞行器和载荷性能限制, 及此类观测费用昂贵, 类似观测一直很少开展.

4 青藏高原大气水汽稳定同位素研究进展

已开展和发表的青藏高原大气水汽稳定同位素研究很少. 已发表的青藏高原水汽稳定同位素观测研究多是利用空气泵将近地表大气抽入温度达到−70 °C的玻璃冷凝管中进行收集, 每24 h获得一个样品, 观测最长只持续几个月[35,36]. 余武生等人[36]利用冷凝管收集的日平均水汽稳定同位素表明, 季风撤退前后, 那曲水汽δ^{18}O波动显著, 季风水汽导致该地区水汽δ^{18}O低值, 而且降水事件对水汽δ^{18}O有贫化作用[37]. 德令哈水汽δ^{18}O夏季高, 冬季低, 夏季其与比湿反相关, 而冬季正相关[35]; 受印度季风影响, 青藏高原夏季水汽δD为低值[38]. Cui等人[39]在那曲的短期观测证实了大尺度台风对当地水汽稳定同位素变化的影响, 其可以反映印度洋来源的水汽.

为了阐明西风和印度季风两大环流传输水汽的时空变化过程, 自2014年起, 本研究团队开始沿西风-印度季风主要传输断面, 在青藏高原季风区、西风-季风过渡区和西风区不同海拔高度观测点, 利用激光稳定同位素分析仪配合同期气象观测, 开展了连续实时的地表大气水汽稳定同位素观测. 至今, 在“第三极环境”国际计划和第二次青藏高原综合科学考察研究的支持下, 我们已建立起马塔拉、达卡、加德满都、珠穆朗玛峰(珠峰)、拉萨、纳木错、墨脱、鲁朗和慕士塔格9个长期、连续、高精度、实时观测的地表水汽稳定同位素观测站(图2). 这些站点构成的大气水汽稳定同位素观测网覆盖赤道至中纬度地区, 是已经建成的全球同类最大的地表水汽稳定同位素观测网. 观测所得数据精度可达0.2‰, 观测频率最高可达1 Hz. 在拉萨开展的两年连续大气水汽稳定同位素观测结果表明, 地表大气水汽δ^{18}O能够清晰反映西风和印度季风传输的转换, 而且其与气温具有显著正相关, 与比湿的相关性具有显著季节性差异. 通过这些站点的系统、连续的长期水汽稳定同位素观测能够量化西风和印度季风的季节推进过程和区域不同来源水汽的控制因素及贡献量.

沿水汽主要传输路径的大范围长期定点观测是获得水汽传输变化关键过程的必要方法, 而大气垂直剖面实时原位观测是获取水汽垂直传输过程的最佳方法. 为了阐明青藏高原大气水汽稳定同位素的垂直变化特征和不同气团的水汽垂直混合过程, 2017年11月和2018年4月, 在第二次青藏高原综合科学考察研究和中国科学院“泛第三极环境变化与绿色丝绸之路建设”A类先导科技专项的支持下, 本研究团队利用由中国科学院光电研究院负责研发和制造的1200 m^{3}系留气球平台, 在青藏高原鲁朗和珠峰地区开展了水汽稳定同位素垂直剖面观测. 这是国际上首次实现地表海拔3300~6600 m高空的原位水汽稳定同位素变化剖面观测. 2019年1和4月, 本研究团队参加第二次青藏高原综合科学考察研究的首席科学家特别专题任务使用了2300 m^{3}的大型浮空艇(图3), 成功地在藏东南水汽通道鲁朗开展了原位升空绝对高度达3090 m的水汽传输垂直变化过程观测. 观测到高空自由大气中的水汽稳定同位素比率和分钟分辨率的日和季节变化过程, 见证

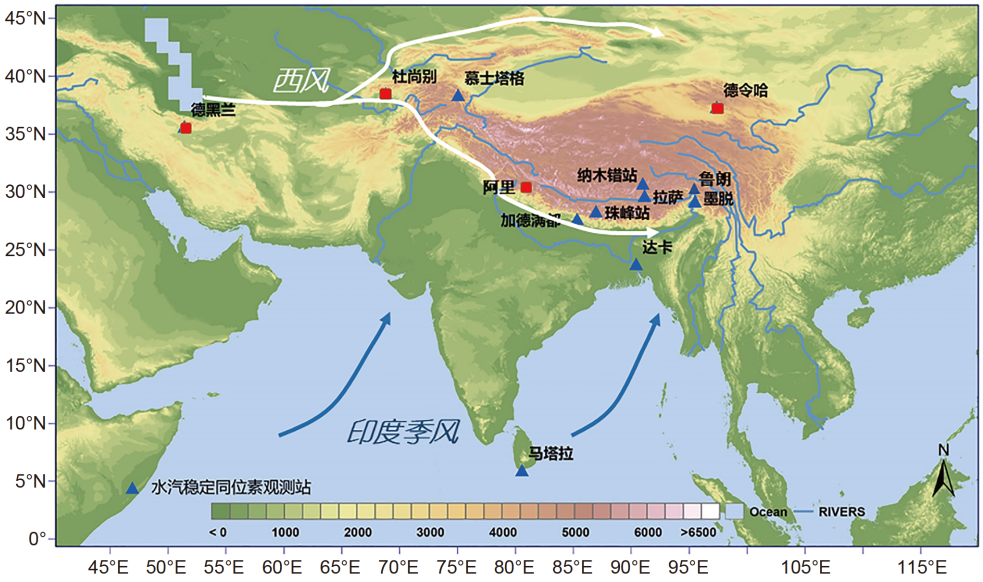


图 2 第三极地区大气水汽稳定同位素观测网位置分布图. 蓝色三角表示已运行站点, 红色正方形表示近期计划运行站点

Figure 2 The monitoring network of atmospheric water vapor stable isotopes on the Third Pole. Blue triangles show running stations and red squares show planned stations



图 3 2019年1, 4和5月, 在第二次青藏高原综合科学考察研究中, 本研究团队利用由中国科学院光电研究院研制的2300 m^3的大型浮空艇进行高空科学观测

Figure 3 Our group observed the atmospheric water vapor stable isotopes using the lager tethered balloon with the volume of 2300 m^3 developed by Academy of Opto-Electronics, Chinese Academy of Sciences in January, April and May 2019, with the strong support of the Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research

了日尺度上西风-季风大尺度传输和近地表边界层的水汽三维变化过程[40], 填补了该领域的研究空白. 2019年5月, 本研究团队利用此套浮空艇系统更是在纳木错流域创下了大气水汽稳定同位素垂直观测达7003 m的世界纪录, 为我们进一步认识青藏高原地表至自由大气的分层水汽传输和不同来源水汽的垂直混合过程提供了关键数据. 目前, 我们根据观测结果已初步确定不同来源水汽的垂直相互混合变化, 相关研究数据正在整理发表中. 在此基础上, 在未来的5年中, 本研究团队将继续逐步利用“极目计划”中2300, 3000和6000 m^3大

型浮空艇在青藏高原藏东南站、珠峰站和纳木错站等站点开展不同季节的地表至9000 m高空的大气水汽稳定同位素观测，以深入认识青藏高原三维水汽传输过程，从而为水汽传输变化导致的青藏高原水、生态和人类活动变化提供关键科学依据.

5 结语

自2017年8月19日第二次青藏高原综合科学考察研究启动以来，青藏高原的水汽稳定同位素观测研究在观测技术和理论认识方面取得了很大的进展. 作为新野外观测技术与青藏高原三维水汽传输过程地球科学前沿科学问题相结合的突破点，通过与中国科学院光电研究院和中国科学院长春光学精密机械与物理研究所高技术团队的交叉合作，本研究团队正在建立目前国际上最先进的“地-空”大气水汽稳定同位素垂直观测系统. 这将为我们在青藏高原水汽传输和水循环研究中取得理论突破提供不可替代的技术保障. 但要将高技术完全融入地球科学研究，完全满足研究发展需求并推动其达到国际领先水平，还需要继续付出长期而艰辛的努力. 在未来的5年中，我们将继续关注科学前沿与新技术相互促进的方式与途径，通过不断推动二者的相互促进和融合，以实现传统地球科学在观测和分析方法方面的快速发展.

在研究方面，青藏高原的水循环研究必须从三维开展，包括地面至空中液态水、冰和水汽的动态变化监测. 目前已开展的大量地表参数观测可在季节和年际尺度上提供大量有效水汽传输信息，但是很难区分出大尺度传输和边界层过程的影响. 因此, 在已建成的地表水汽稳定同位素观测网的基础上，我们必须继续拓展高精度三维(地-空-星)水汽稳定同位素-气象多尺度连续观测，以准确掌握不同来源水汽在青藏高原的混合和影响过程及各自对高原水循环贡献的有效水量. 同时, 我们要实现多学科交叉, 特别加强构建包含水体稳定同位素变化过程的地球系统模型新体系，从而全面、准确地认知青藏高原水汽传输过程和水循环变化机制. 在未来5年中，我们要注重加强观测和模型模拟合作与互补, 通过利用观测改善模型, 再通过模型优化野外观测布局和方式，针对高原水汽传输和水循环认知中的难点，推进理论认知，以服务于“亚洲水塔”和“丝路”地区的水安全战略和水资源管理.

致谢 感谢中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站、珠穆朗玛大气与环境综合观测研究站和纳木错多圈层综合观测研究站对水汽传输三维观测的大力支持; 感谢审稿人对此文提出宝贵修改意见.

参考文献

1 Yao T D, Masson-Delmotte V, Gao J, et al. A review of climatic controls on $\delta^{18}O$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. Rev Geophys, 2013, 51: 2012RG000427
2 Galewsky J, Steen-Larsen H C, Field R D, et al. Stable isotopes in atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle. Rev Geophys, 2016, 54: 809–865
3 Liu J F, Ding M H, Xiao C D. Review on atmospheric water vapor isotopic observation and research: Theory, method and modeling (in Chinese). Progr Geogr, 2015, 34: 340–353 [柳景峰, 丁明虎, 效存德. 大气水汽氢氧同位素观测研究进展——理论基础、观测方法和模拟. 地理科学进展, 2015, 34: 340–353]
4 Dyroff C, Sanati S, Christner E, et al. Airborne *in situ* vertical profiling of HDO/$H_2{}^{16}O$ in the subtropical troposphere during the MUSICA remote sensing validation campaign. Atmos Meas Tech, 2015, 8: 2037–2049
5 Dansgaard W. The abundance of O^{18} in atmospheric water and water vapour. Tellus, 1953, 4: 461–469
6 Riemann H, Ordal Z J. Germination of bacterial endospores with calcium and dipicoliniic acid. Science, 1961, 133: 1703–1704
7 Craig H, Gordon L I. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: Proceedings of a Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, 1965. 9–130
8 Horibe Y, Shigehara K, Takakuwa Y. Isotope separation factor of carbon dioxide-water system and isotopic composition of atmospheric oxygen. J Geophys Res, 1973, 78: 2625–2629
9 Merlivat L, Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. J Geophys Res, 1979, 84: 5029–5033
10 White J W C, Gedzelman S D. The isotopic composition of atmospheric water vapor and the concurrent meteorological conditions. J Geophys Res, 1984, 89: 4937–4939
11 Schoch-Fischer H. Hydrometeorological Factors Controlling the Time Variation of D, ^{18}O and ^{3}H in atmospheric water vapour and precipitation in the northern westwind belt. Isot Hydrol, 1984, 3–31
12 Jacob H, Sonntag C. An 8-year record of the seasonal variation of ^{2}H and^{18}O in atmospheric water vapour and precipitation at Heidelberg,

Germany. Tellus B-Chem Phys Meteorol, 1991, 43: 291–300
13 Lawrence J R, Gedzelman S D, Zhang X, et al. Stable isotope ratios of rain and vapor in 1995 hurricanes. J Geophys Res Atmos, 1998, 103: 11381–11400
14 Fudeyasu H, Ichiyanagi K, Sugimoto A, et al. Isotope ratios of precipitation and water vapor observed in Typhoon Shanshan. J Geophys Res, 2008, 113: D12113
15 Ehhalt D H, Östlund H G. Deuterium in hurricane faith 1966: Preliminary results. J Geophys Res, 1970, 75: 2323–2327
16 Taylor C B. The vertical variations of isotopic concentrations of tropospheric water vapour over continental europe, and their relationship to tropospheric structure. Doctor Dissertation. New Zealand: Institute of Nuclear Sciences, 1972
17 Ehhalt D H. Vertical Profiles of HTO, HDO, and H_2O in the Troposphere. National Center Atmospheric Research, Boulder, Cololado, 1974. 131
18 Ehhalt D H, Rohrer F, Fried A. Vertical profiles of HDO/H_2O in the troposphere. J Geophys Res, 2005, 110: D13301
19 Pollock W, Heidt L E, Lueb R, et al. Measurement of stratospheric water vapor by cryogenic collection. J Geophys Res, 1980, 85: 5555–5568
20 Smith R B. Deuterium in North Atlantic storm tops. J Atmos Sci, 1992, 49: 2041–2057
21 He H, Smith R B. Stable isotope composition of water vapor in the atmospheric boundary layer above the forests of New England. J Geophys Res, 1999, 104: 11657–11673
22 Tsujimura M, Sasaki L, Yamanaka T, et al. Vertical distribution of stable isotopic composition in atmospheric water vapor and subsurface water in grassland and forest sites, eastern Mongolia. J Hydrol, 2007, 333: 35–46
23 Lawrence J R, Gedzelman S D, Dexheimer D, et al. Stable isotopic composition of water vapor in the tropics. J Geophys Res, 2004, 109: D06115
24 Huang L, Wen X. Temporal variations of atmospheric water vapor δD and δ^{18}O above an arid artificial oasis cropland in the Heihe River Basin. J Geophys Res Atmos, 2014, 119: 11456–11476
25 Wen X F, Zhang S C, Sun X M, et al. Water vapor and precipitation isotope ratios in Beijing, China. J Geophys Res, 2010, 115: D01103
26 Benetti M, Reverdin G, Pierre C, et al. Deuterium excess in marine water vapor: Dependency on relative humidity and surface wind speed during evaporation. J Geophys Res Atmos, 2014, 119: 584–593
27 Benetti M, Aloisi G, Reverdin G, et al. Importance of boundary layer mixing for the isotopic composition of surface vapor over the subtropical North Atlantic Ocean. J Geophys Res Atmos, 2015, 120: 2190–2209
28 Bonne J L, Steen-Larsen H C, Risi C, et al. The summer 2012 greenland heat wave: *In situ* and remote sensing observations of water vapor isotopic composition during an atmospheric river event. J Geophys Res Atmos, 2015, 120: 2970–2989
29 Steen-Larsen H C, Johnsen S J, Masson-Delmotte V, et al. Continuous monitoring of summer surface water vapor isotopic composition above the greenland ice sheet. Atmos Chem Phys, 2013, 13: 4815–4828
30 Steen-Larsen H C, Masson-Delmotte V, Hirabayashi M, et al. What controls the isotopic composition of greenland surface snow? Clim Past, 2014, 10: 377–392
31 Noone D, Galewsky J, Sharp Z D, et al. Properties of air mass mixing and humidity in the subtropics from measurements of the D/H isotope ratio of water vapor at the Mauna Loa Observatory. J Geophys Res, 2011, 116: D22113
32 Uemura R, Matsui Y, Yoshimura K, et al. Evidence of deuterium excess in water vapor as an indicator of ocean surface conditions. J Geophys Res, 2008, 113: D19114
33 Sodemann H, Aemisegger F, Pfahl S, et al. The stable isotopic composition of water vapour above Corsica during the HyMeX SOP1 campaign: Insight into vertical mixing processes from lower-tropospheric survey flights. Atmos Chem Phys, 2017, 17: 6125–6151
34 Herman R L, Cherry J E, Young J, et al. Aircraft validation of Aura Tropospheric Emission Spectrometer retrievals of HDO/H_2O. Atmos Meas Tech, 2014, 7: 3127–3138
35 Yin C L, Yao T D, Tian L D, et al. The temporal variation of δ^{18}O in atmospheric water vapor at Delingha, a case study from July 2005 to Febrary 2006 (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2008, 38: 723–731 [尹常亮, 姚檀栋, 田立德, 等. 德令哈大气水汽中δ^{18}O的时间变化特征——以2005年7月~2006年2月为例. 中国科学D: 地球科学, 2008, 38: 723–731]
36 Yu W S, Yao T D, Tian L D, et al. Isotopic composition of atmospheric water vapor before and after the monsoon's end in the Nagqu River Basin. Chin Sci Bull, 2005, 50: 2755–2760 [余武生, 姚檀栋, 田立德, 等. 那曲河流域季风结束前后大气水汽中δ^{18}O变化特征. 科学通报, 2006, 51: 194–199]
37 Yu W, Tian L, Ma Y, et al. Simultaneous monitoring of stable oxygen isotope composition in water vapour and precipitation over the central Tibetan Plateau. Atmos Chem Phys, 2015, 15: 10251–10262
38 Liu Z F, Yoshimura K, Kennedy C D, et al. Water vapor δD dynamics over China derived from sciamachy satellite measurements. Sci China Earth Sci, 2013, 57: 813–823
39 Cui J P, Tian L D, Liu Q, et al. Signal of typhoon phailin from Indian ocean captured by atmospheric water vapor isotope, central Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull (Chin Ver), 2014, 59: 3526—3532 [崔江鹏, 田立德, 刘琴, 等. 青藏高原中部大气水汽稳定同位素捕]捉到印度洋台风"费林"信号. 科学通报, 2014, 59: 3526–3532]
40 Gao J, Yao T, Masson-Delmotte V, et al. Collapsing glaciers threaten Asia's water supplies. Nature, 2019, 565: 19–21

Summary for “青藏高原大气水汽稳定同位素三维观测体系”

Observation of the atmospheric water vapor stable isotopes in three dimensions over the Tibetan Plateau

Jing Gao[1,2*], Tandong Yao[1,2], Rong Cai[3], Taihua Zhang[3], Zeqing He[3], Xiaowei Niu[1], Baiqing Xu[1,2] & Guangjian Wu[1,2,4]

[1] *Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*
[2] *Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*
[3] *Academy of Opto-Electronics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100094, China;*
[4] *South-East Tibetan Plateau Station for Integrated Observation and Research of Alpine Environment, Lhasa 860100, China*
* Corresponding author, E-mail: gaojing@itpcas.ac.cn

The Third Pole with an average of 4 km above sea level, centered on the Tibetan Plateau and covered the surrounding regions, has gained growing attention as the Arctic and Antarctic, due to the largest store of water in the low latitude regions. In the past half-century, the fast and gigantic glacier retreating has changed the water supply for billions of people and increased the hazards of flood. The change of water in the interior third pole also alters the regional water cycle and ecological system.

Moisture transport is a crucial process within the water cycle over the Tibetan Plateau. Atmospheric water vapor stable isotopes is a state-of-the-art tool to understand the moisture transport processes and mechanisms. In this paper, we describe the techniques for measuring water vapor stable isotopes and review the past studies of *in-situ* vertical profile measurements. With the strong support of the Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) project, we combine water vapor stable isotopes observations from a network of ground stations across the Third Pole (the largest observation network of instruments including nine running sites) with cutting edge tethered balloon measurements.

In order to fully resolve the moisture transport across the Tibetan Plateau, collaboration among multiple disciplines is strongly needed in this study, and the extended monitoring of atmospheric water vapor stable isotopes in three dimensions (horizontally and vertically) is necessary for better understanding the moisture transport to the Tibetan Plateau. A new Earth System model that is appropriate for the water cycle over the Tibetan Plateau must be developed, representing the atmosphere, cryosphere, hydrosphere and biosphere of this unique region, and their interactions, at very high resolution, including the representation of water stable isotopes, aerosols and biogeochemical cycles. Such model would be able to quantify changes in Tibetan water cycle and servicing the regional strategies for water security and management.

Tibetan Plateau, moisture transport, atmospheric water vapor stable isotopes, three-dimension transport processes

doi: 10.1360/TB-2019-0125