

青藏高原南部季风降水中稳定同位素波动 与水汽输送过程*

田立德¹ 姚檀栋¹ A. Numaguti² 段克勤¹

(¹)中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境实验室, 兰州 730000; (²)Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Japan)

摘要 利用 NCEP 气象数据建立模型来追踪青藏高原南部降水的水汽输送过程, 并与实测降水中氧稳定同位素数据进行对比分析, 讨论了青藏高原南部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 波动与水汽输送过程的关系。研究发现降水中极低的 $\delta^{18}\text{O}$ 都与低层洋面蒸发水汽输送有关: 远距离水汽输送时, 水汽输送过程中的降水使得稳定同位素的贫化作用加强, 结果实测降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 很低; 降水中低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值往往伴随着厚层水汽输送, 而且高层大气水汽的凝结作用强烈, 这一过程也加剧了稳定同位素的贫化, 使得实测降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 很低。而降水中高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值无论是在季风降雨期的前后还是在季风活动阶段, 水汽输送都与高原面上蒸发的水汽有关, 而缺乏低海拔洋面蒸发的水汽输送, 并且水汽主要来源于北方或西方。模型计算结果与稳定同位素的分馏机理相一致。

关键词 稳定同位素 水汽输送过程 青藏高原南部

随着在降水中稳定同位素研究方面的进展, 对于降水中稳定同位素的认识, 越来越多地倾向于水循环过程(水汽来源地、水汽输送、降水过程以及水汽的再循环过程)中稳定同位素的变化研究^[1,2]。从理论和实验两个方面研究降水中稳定同位素的变化机理成为新的研究方向。

青藏高原不同地区受不同水汽来源的影响, 降水中稳定同位素的变化具有不同的变化规律。早在 1991 年的研究就发现, 青藏高原中部季风降雨开始时降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 突然大幅度降低^[3]。从空间变化上看, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 以及过量 H^3 都存在着显著的北高南低的空间变化特征^[4,5]。章新平等^[6,7]还研究了青藏高原东北部 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化规律以及高原天气过程与降水中稳定同位素的关系。

青藏高原冰芯研究的进展也使得国际学术界对南亚地区降水中稳定同位素变化规律十分关注^[8,9]。大气环流模型也被用于亚洲季风区降水中稳定同位素的时空变化研究^[10]。

青藏高原南部地区夏季季风降水显著, 降水中稳定同位素变化与季风活动的影响十分明显。从现象上看, 青藏高原南部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 表现出“降水量效应”^[11-13], 但目前对于这种变化规律的机制研究还十分有限。最新的研究还发现了青藏高原中、南部地区降水中稳定同位素夏季波动与季风活动强弱的密切关系^[14]。由于野外工作的局限性, 人们还无法在水汽的所有传输路径上进行实际观测, 尤其是缺乏洋面上降水中稳定同位素资料, 因而无法定量研究水汽

2001-02-21 收稿, 2001-08-16 收修改稿

*国家重点基础研究发展规划(G1998040800)、中国科学院创新方向(KZCX2-301)、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所创新(CACX-210506)和中日青藏高原能水循环研究 GAME/Tibet 资助项目

输送过程对青藏高原南部地区降水中稳定同位素变化产生的影响. 而利用青藏高原南部实测的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 结合模型来研究水汽输送过程与降水中稳定同位素的关系为回答这一问题另辟了捷径. 有关青藏高原水汽输送, 以前已做了不少工作^[15-18], 也对我们的工作提供了指导.

1 资料与方法

降水样实测地点位于唐古拉山南部的那曲. 根据以前在青藏高原进行的降水中稳定同位素研究, 该地区降水中稳定同位素变化与青藏高原南部其他地区一致, 表现为季风降水特征^[14]. 本文利用了青藏高原南部那曲 1998 年夏季 5~9 月实测日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 资料, 以及美国 NCAR/NCEP 所提供的 1998 年风向、风速、空气比湿和气温资料, 建立一模型来追踪 1998 年夏季青藏高原南部那曲日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化与水汽来源的关系. 假设空气中有一质点, 在风场中运动, 根据风向风速的变化就可以追踪其在前一时刻的位置. 模型中的精度为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (经度 \times 纬度), 高度依气压分成 500, 450, 400, 350, 300 和 200 hPa 共 6 层. 模型运行的时间间隔为 6 h. 模型计算结果为降水前 10 日内水汽的输送路径、路径海拔高度变化以及沿途的空气比湿变化.

由于使用了日降水中稳定同位素资料, 研究时段包含了季风降水之前及结束的整个过程, 降水水样的数量足够多. 而且 1998 年夏季那曲降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 在空间上与青藏高原南部其他站点变化一致; 在时间变化上与其他年份具有相似的变化形式. 因此, 仍足以用于研究天气过程中稳定同位素变化与水汽输送过程的关系.

2 研究结果

以前的研究发现青藏高原南部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动与季风活动强、弱变化有密切关系^[14]. 我们用一南风强度指数(SWI)来代表南风活动的强弱变化:

$SWI = 3W_s \cos(W_d - 180)$, 其中 W_s 为风速, 而 W_d 为风向. 因此 SWI 实际反映了气团从南向北输送的强度. 结果发现降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动与 SWI 有显著的反相关关系. 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 极低值

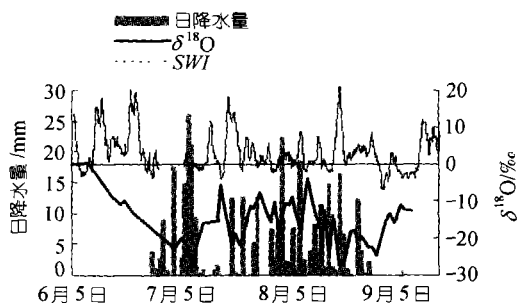


图 1 青藏高原南部那曲降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与 SWI 比较

与强的季风活动有关, 而高值与地方性蒸发水汽或北方输送水汽有关(图 1). 我们用前节介绍的模型计算了每日降水的水汽输送路径, 图 2 与图 3 给出了部分计算结果, 以此分析水汽输送过程与青藏高原南部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系. 在图 2 与图 3 中, 上部的曲线表示了 6 层水汽在降水前的 10 日内的输送路径; 气泡面积的大小表示不同层大气的比湿大小; 而图的下半部分的曲线表示了不同层水汽输送路径海拔高度的变化.

2.1 季风降水之前以及季风降水结束时水汽输送过程与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化

降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与 SWI 有反相关关系. 但在季风降水开始之前, 虽然 SWI 值相当高, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 仍为高值. 从图 2 的水汽输送路径中可以看出, 6 月 14 日, 形成降水的水汽输送仅限于高层大气, 且大气中含水量很低, 虽然有强烈的西南风, 由于这种水汽主要以陆面蒸发水汽为主, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 仍十分高. 到 6 月 19 日, 向青藏高原的水汽输送加大, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 显著降低.

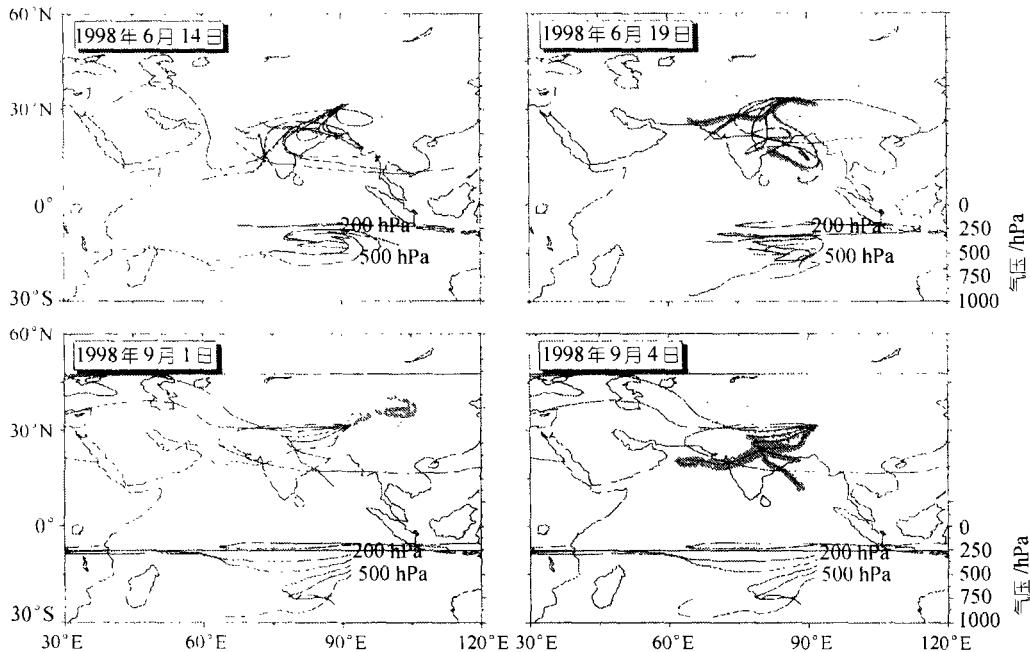


图2 季风降雨前与季风结束后水汽输送过程追踪结果

季风的结束也伴随着降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的升高. 在8月28日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -25‰ , 到9月1日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 升到 -13.6‰ , 再到9月4日 $\delta^{18}\text{O}$ 升到 -11‰ (图1). 从水汽输送路径变化来看, 这一过程首先是低层水汽输送逐渐减少, 而且水汽输送的厚度逐渐减薄. 到9月4日, 只在源于青藏高原北部的高层水汽输送. 这种来源于内陆地表蒸发的水汽所形成的降水, $\delta^{18}\text{O}$ 较高.

2.2 夏季季风降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 波动与水汽输送过程

1998年夏季青藏高原南部那曲日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 波动很大, 波动幅度可达 30‰ , 并且降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现了数次极低值(图1), 且这些极低值在附近其他地点的观测中也能发现. 因此这些降水中极低 $\delta^{18}\text{O}$ 事件与大尺度的天气活动有关. 在7月8日和8月18日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 达到最低. 从水汽的输送路径变化来看, 降水中低的 $\delta^{18}\text{O}$ 事件都对应于西南方的水汽输送. 水汽的输送路径以经过孟加拉湾北上进入高原内部为多, 再向前水汽输送路径还可以追踪到阿拉伯海, 甚至更远到非洲东部马达加斯加附近. 有的水汽输送路径为从阿拉伯海经印度大陆进入高原.

从图3所示的水汽输送路径与图1中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化比较可以看出, 水汽输送距离的远近与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 有关. 距离越远, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 一定为低值. 7月8日的水汽输送路径最远, 其下两层水汽输送路径可以追踪到非洲东部的马达加斯加附近. 从非洲东部到阿拉伯海, 然后经过印度大陆和孟加拉湾到达高原南部, 在高原南部强烈抬升, 空气比湿大幅度降低. 降水对稳定同位素的贫化作用形成了青藏高原南部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的最低值. 在8月13日降水的水汽输送路径中, 下3层水汽输送路径也较远, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 低至 -20‰ 以下.

降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 低值还往往对应于厚层的水汽输送. 8月18日水汽的输送路径可以追踪到阿拉伯海与孟加拉湾的低海拔地区. 从水汽的输送路径上看, 输送距离并不远, 但可以看出水汽的输送厚度很大(从500~300 hPa都有明显水汽输送), 并且各层在高原南坡强烈抬升, 伴随着

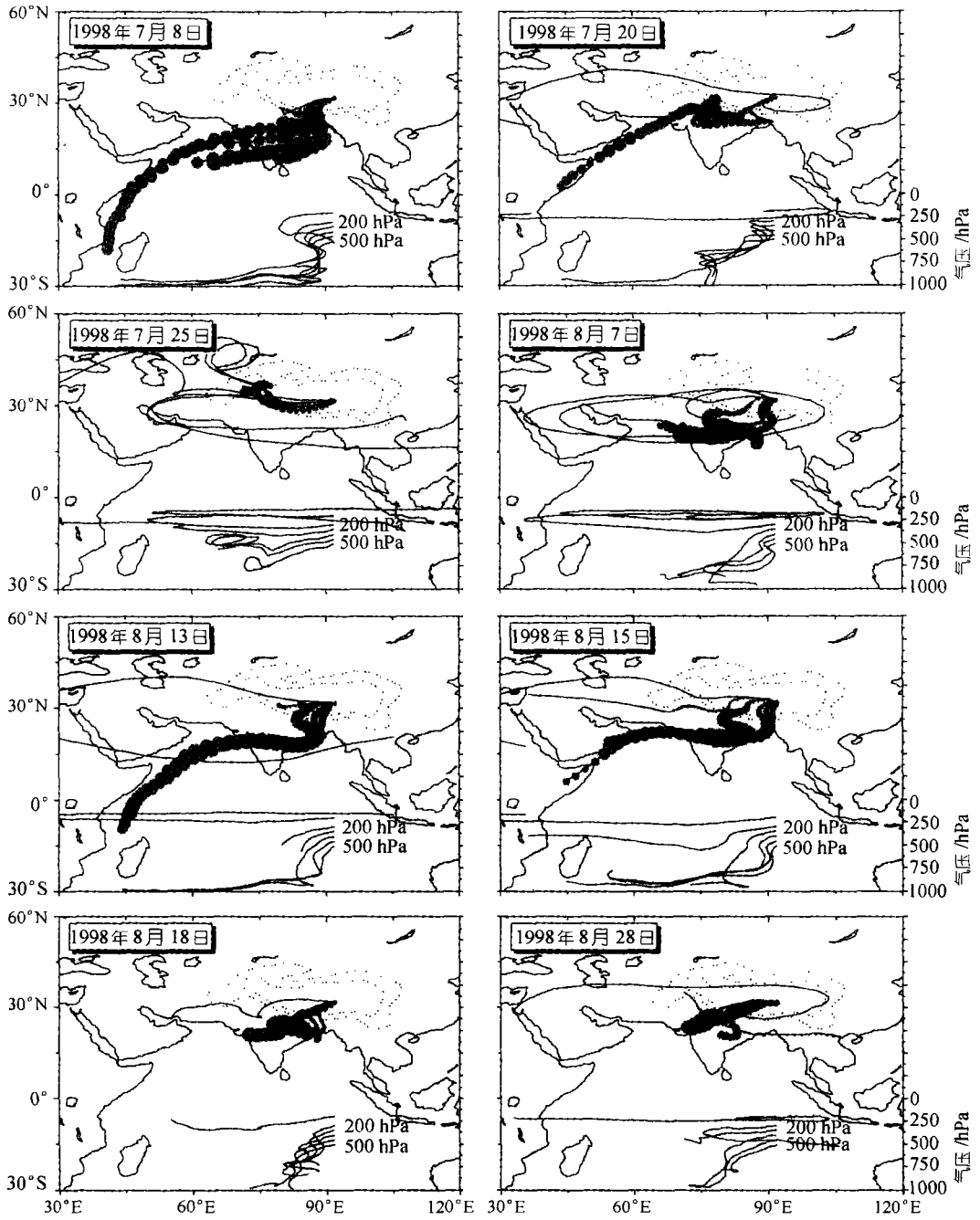


图 3 季风降雨阶段水汽输送过程追踪结果

空气比湿大幅度降低, 形成降水中极低的 $\delta^{18}\text{O}$ 。

从水汽的输送过程来看, 降水中极低的 $\delta^{18}\text{O}$ 还可能与大气高层水汽凝结有关。高度越高, 气温越低, 水汽的凝结程度越深。由于水汽的冷凝分馏作用, 水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值也越低。因此高层大气水汽凝结会使降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 大幅度降低。从图3来看, 7月8日、7月20日、8月15日和8月18日降水都与高层水汽输送有关, 从500~300 hPa 都有水汽输送, 并且高层水汽凝结程度很深。如8月15日400 hPa 空气比湿从16降到降水前的2.77, 而350 hPa 空气比湿从最初的19.88降到降水前的1.8。强烈的抬升所导致的对流降水又进一步加深了这一过程, 使降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 进一步减低。如7月8日和8月18日, 在高原南部都有强的对流过程, 各层水汽在高原南部相互交错, 表示高低层大气的强烈混合, 低层水汽迅速向高层运动。

仅有高层水汽输送形成的降水, 一般与陆表蒸发水汽有关, 所形成的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 均为高值。除在季风降水之前以及季风降水结束后的降水事件之外, 在季风活动期间也出现过高层水汽输送与少量降水。夏季几次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的高值都与这一过程有关(图略), 甚至对于一些降水量相当大的降水事件, 也会出现这一现象。如7月25日, 降水量相当大, 但水汽来源地是高原西部, 海拔高度的变化显示水汽来源地仍在高原面上, 实测降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高达-12‰。

3 结论与讨论

青藏高原南部地区受夏季季风降水影响, 季风活动的强弱直接影响到降水中稳定同位素的变化。水汽输送路径的变化并不能完全决定降水中 $\delta^{18}\text{O}$, 但由于降水中稳定同位素的变化与水汽来源、水汽从源地到降水地之间的降水过程有关, 所以水汽的输送路径与降水中稳定同位素之间存在着一种必然联系。该研究就是想通过对比水汽的输送过程与实测降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 找出它们之间的这种联系。

研究可以发现水汽来源地与水汽输送过程对青藏高原南部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 所产生的影响。从整个夏季降水的水汽输送过程来看, 水汽输送的路径大致总是从阿拉伯海经印度次大陆, 然后到孟加拉湾洋面向北进入青藏高原内部地区。水汽从低海拔进入到高原面的高海拔地区, 这种水汽输送形式在青藏高原南部形成的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 较低。此外, 从西面或北面也间断地有少量水汽输送, 这种水汽输送仅局限于高层水汽输送, 由于以高原面蒸发水汽为主要水汽来源, 实测降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 较高。在季风降水开始与结束阶段, 降水的水汽输送过程发生大幅度变化。季风降水之前及结束后的水汽主要来源于陆地表面的蒸发, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 很高。

降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的极低事件还往往对应于远距离的水汽输送。从降水中稳定同位素的分馏机理上看, 降水越多, 水汽的凝结程度越深, 重的稳定同位素贫化程度也越深, 其结果是降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值也越低。

$\delta^{18}\text{O}$ 较低的降水事件还伴随着厚层水汽输送。模型计算显示, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 较低的降水事件都伴随着下部4~5层的水汽输送, 并且高层水汽的凝结程度很深, 因而稳定同位素的贫化作用也极强。此外, 强的气流抬升有可能使水汽达到很高的高度, 并且大部分水汽都会凝结成降水。这一过程也使得水汽的凝结程度加深, 最后形成的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 也可以达到极低值。

致谢 感谢章新平教授提供的帮助。

参 考 文 献

- 1 Schoch-Fisher H, Rozanski K, Jacob H, et al. *Isotope Hydrology* 1983. Vienna: IAEA Publication, 1984. 3~30
- 2 Rozanski K, Arguas L, Gongiantini R. *Climate Change in Continental Isotope Records*. American Geophysical Union, 1993. 1~36
- 3 姚檀栋, 丁良福, 蒲健辰, 等. 青藏高原唐古拉地区降雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 特征及其与水汽来源的关系. *科学通报*, 1991, 36(20): 1570~1573
- 4 田立德, 姚檀栋, 杨志红. 青藏高原形成演化, 环境变迁和生态系统研究学术年刊(1995). 北京: 科学出版社, 1995. 243~250
- 5 田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原南北降水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系及水汽循环. *中国科学, D辑*, 2001, 31(3): 214~220
- 6 章新平, 施雅风, 姚檀栋. 青藏高原东北部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征. *中国科学, B辑*, 1995, 25(7): 854~864
- 7 章新平, 姚檀栋. 影响青藏高原的天气系统与降水中氧同位素的关系. *冰川冻土*, 1995, 17(2): 125~131
- 8 Aizen V, Aizen H, Melack J, et al. Isotopic measurements of precipitation on central Asian glaciers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tian Shan). *J Geophys Res*, 1996, 101(D4): 9185~9196
- 9 Araguas-Araguas L, Froehlich K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *J Geophys Res*, 1998, 103(D22): 28721~28742
- 10 Hoffmann G, Heimann M. *Water isotope modeling in the Asian Monsoon region*. Hamburg Report No 154, Max-Planck-Institut fur Meteorologie. 1994
- 11 卫克勤, 林瑞芬. 论季风气候对我国雨水同位素组成的影响. *地球化学*, 1994, 23(1): 33~41
- 12 Araguas-Araguas L, Rozanski K, Yurtsever Y, et al. *Isotopes in Water Resources Management (Vol 1)*. Vienna: IAEA Publication, 1995. 355~357
- 13 田立德, 姚檀栋, 蒲健辰, 等. 拉萨夏季降水中氧稳定同位素变化特征. *冰川冻土*, 1997, 19(4): 295~301
- 14 田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原中部降水中稳定同位素变化与季风活动. *地球化学*, 2001, 30(3): 217~221
- 15 林振耀, 吴祥定. 青藏高原水汽输送路径的探讨. *地理研究*, 1990, 9(3): 33~40
- 16 郑新江, 许健民, 李献洲. 夏季青藏高原水汽输送特征. *高原气象*, 1997, 16(3): 274~281
- 17 高登义, 邹捍, 王维. 雅鲁藏布江水汽通道对降水的影响. *山地研究*, 1985, 3(4): 239~249
- 18 朱福康, 郑新红, 罗敬宁, 等. 藏南暴雪过程的水汽图像. *科学通报*, 1998, 43(20): 2232~2235