

拉萨河流域地表径流氢氧同位素空间分布特征

余婷婷^{1,2}, 甘义群^{1,2*}, 周爱国^{1,2}, 刘存富^{1,2}, 刘运德^{1,2}, 李小倩^{1,2}, 蔡鹤生^{1,2}

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室, 湖北武汉 430074

摘要: 为了探析径流过程中稳定同位素变化特征及其控制因子, 利用 2008 年拉萨河流域地表径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的监测数据以及相关气象和水文资料, 初步研究了流域 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的空间分布特征. 研究发现: (1) 拉萨河流域以大气降水为主要补给来源, 且干流体现了较明显的蒸发效应; (2) 河水偏正的 d 过量参数特征指示了冰雪融水的补给特征; (3) 季风降水期间, 拉萨河流域由高程效应和水平距离所造成的 $\delta^{18}\text{O}$ 递减率约为 $0.16\text{‰} \cdot (100\text{m})^{-1}$; (4) 大循环尺度下, 流域内河水呈现了明显的大陆效应. 研究表明高海拔地区地表径流氧同位素分布特征能够有效示踪流域水文循环过程, 并提供古高度变化研究的稳定同位素证据.

关键词: 氘过量参数(d 值); 拉萨河流域; 地表径流; 冰雪融水; 氧同位素($\delta^{18}\text{O}$); 氢同位素(δD).

中图分类号: X141

文章编号: 1000-2383(2010)05-0873-06

收稿日期: 2010-05-31

Characteristics of Oxygen and Hydrogen Isotope Distribution of Surface Runoff in the Lhasa River Basin

YU Ting-ting^{1,2}, GAN Yi-qun^{1,2*}, ZHOU Ai-guo^{1,2}, LIU Cun-fu^{1,2}, LIU Yun-de^{1,2}, LI Xiao-qian^{1,2}, CAI He-sheng^{1,2}

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology of Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: The variation characteristics of oxygen and hydrogen isotopes in surface runoff of the Lhasa River basin was studied based on the observations of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in river water and related meteorological and hydrological data in 2008. The results indicate that: (1) precipitation is the main recharge source and that the Lhasa River has experienced strong evaporation; (2) positive d values indicate the snow melting water recharge; (3) during the Tibetan plateau summer monsoon period, the lapse rate of $\delta^{18}\text{O}$ in river water is approximately $0.16\text{‰} \cdot (100\text{m})^{-1}$ due to the "altitude effect"; (4) in large-scale circulation, the basin water presents a significant continental effect. This study demonstrates that it is possible to trace the hydrological cycle with oxygen isotope and deuterium distribution in land runoff in the high altitude areas and to provide the stable isotopic evidence of the ancient latitude variation.

Key words: deuterium excess parameter (d value); Lhasa River basin; surface runoff; snow melting water; oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$); hydrogen isotope (δD).

0 引言

水循环过程中的稳定同位素变化及其控制因子的探究, 对于水循环过程、古气候古环境变化、高原隆升过程等研究具有重要的科学意义. 随着 20 世纪 80 年代中期青藏高原高山冰川冰芯研究的开展, 青藏高原水体中稳定同位素的研究也逐步展开和深入(高晶

等, 2009; 王宁练等, 2009; 杨晓新等, 2009; 姚檀栋等, 2009), 这对于认识青藏高原的季风活动过程、水汽输送过程以及水文过程都具有重要指导意义.

地表径流是水循环过程的一个重要环节, 通过蒸发和补排途径与大气降水、地下水和冰雪融水不断发生转化. 刘忠方等(2008)指出, 开展河水中稳定同位素示踪研究, 不仅有利于河川径流资源的环境监测

(Cameron, 1995),而且可以鉴别河流不同水体的来源(Torgersen, 1979). 拉萨河是青藏高原雅鲁藏布江五大支流之一,占雅鲁藏布江流域面积的13.5%,是雅鲁藏布江流域面积最大的一条支流. 近年来,已有学者对拉萨河流域大气降水的同位素分布特征展开了研究(田立德等,1997;宁爱凤等,2000),但对于拉萨河流域径流氢氧同位素组成变化的系统研究报道鲜见. 为进一步探讨拉萨河流域水文循环过程中径流过程的稳定同位素变化特征及其控制因子,本文依据拉萨河流域2008年夏季地表主要径流氢氧同位素组成以及相关气象和水文资料,初步研究了流域 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的空间分布特征. 同时,拉萨河流域河源至河口相对高差约1600 m,其氢氧同位素分布特征还能够为古高度变化研究提供稳定同位素的证据.

1 研究区概况

拉萨河流域发源于念青唐古拉山脉南麓嘉黎里彭措的拉孔马沟. 如图1所示,拉曲、热振藏布两条

主要的支流汇集形成拉萨河径流,流域东西长约551 km,途中经学绒藏布、墨竹曲和堆龙曲等支流的补给,于曲水县附近汇入雅鲁藏布江. 北部和东北部与怒江流域相邻,东部与帕隆藏布和尼洋河相接,南部为雅鲁藏布江干流,西部和西北部为藏北内流水系. 流域北部山峰海拔5000~5500 m,谷底海拔4000~4500 m,相对高差约1000 m. 流域南部山峰海拔4000~4500 m,谷底海拔3580~4000 m. 拉萨河流域内大部分为山地,山峰高耸,坡度陡峭,地势自北向南倾斜,念青唐古拉山脉发育有规模不大的现代冰川.

2 样品采集与分析

2009年8月,笔者对拉萨河流域自下游逆流展开了取样调查,共采集50个水样. 水样的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值由中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室提供,测试方法为TC/EA-IRMS(高温裂解元素分析仪—气体稳定同位素比值质谱联

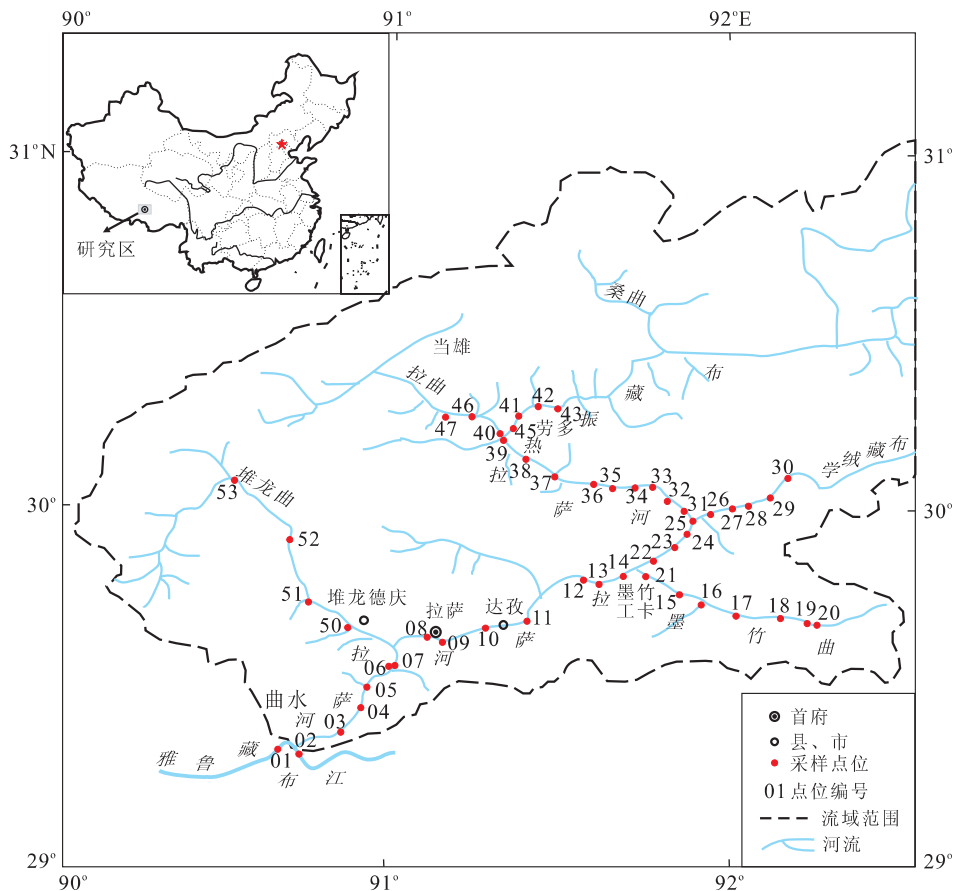


图1 拉萨河流域采样位置示意

Fig. 1 Sketch map of water sample locations in the Lhasa River basin

表 1 拉萨河流域水体氢氧同位素组成

Table 1 δD and $\delta^{18}O$ values of water samples collected from the Lhasa River basin

取样位置	编号	纬度	经度	高程(m)	$\delta^{18}O_{VSMOW}(\text{‰})$	$\delta D_{VSMOW}(\text{‰})$	d 值(‰)
雅鲁藏布江	01	29°19'53"	90°41'39"	3 597	-17.76	-132.2	9.9
雅鲁藏布江	02	29°18'37"	90°45'35"	3 583	-17.69	-134.6	6.9
拉萨河干流	03	29°23'48"	90°52'58"	3 600	-17.58	-131.2	9.4
拉萨河干流	04	29°26'40"	90°55'46"	3 605	-17.49	-130.8	9.1
拉萨河干流	05	29°29'59"	90°56'20"	3 612	-17.59	-131.1	9.6
拉萨河干流	06	29°33'55"	90°59'34"	3 625	-17.98	-134.2	9.6
拉萨河干流	07	29°33'55"	90°59'39"	3 634	-17.38	-128.4	10.7
拉萨河干流	08	29°38'34"	91°06'50"	3 655	-17.32	-129.0	9.6
拉萨河干流	09	29°38'23"	91°09'39"	3 655	-17.23	-127.9	9.9
拉萨河干流	10	29°40'03"	91°18'04"	3 685	-17.25	-129.0	9.1
拉萨河干流	11	29°40'22"	91°23'16"	3 696	-17.26	-127.2	10.9
拉萨河干流	12	29°48'58"	91°33'36"	3 753	-17.47	-128.6	11.2
拉萨河干流	13	29°47'57"	91°35'59"	3 760	-17.41	-129.1	10.2
拉萨河干流	14	29°48'48"	91°40'08"	3 785	-17.42	-129.2	10.2
拉萨河干流	22	29°52'07"	91°45'27"	3 815	-18.01	-132.0	12.0
拉萨河干流	23	29°54'27"	91°48'42"	3 831	-17.83	-131.1	11.5
拉萨河干流	24	29°56'22"	91°51'52"	3 843	-17.89	-132.6	10.5
拉萨河干流	25	29°58'41"	91°52'51"	3 882	-17.80	-131.5	10.9
拉萨河干流	31	30°01'32"	90°51'16"	3 885	-17.63	-132.1	9.0
拉萨河干流	32	30°02'37"	91°49'11"	3 892	-17.59	-132.7	8.1
拉萨河干流	33	30°04'14"	91°46'32"	3 904	-17.77	-133.2	9.0
拉萨河干流	34	30°04'44"	91°43'55"	3 914	-17.43	-131.1	8.3
拉萨河干流	35	30°04'24"	91°37'48"	3 947	-17.44	-127.9	11.6
拉萨河干流	36	30°04'38"	91°34'21"	3 962	-17.37	-130.5	8.5
拉萨河干流	37	30°06'08"	91°29'25"	4 001	-17.24	-129.7	8.2
拉萨河干流	38	30°08'37"	91°24'52"	4 013	-17.21	-129.6	8.1
拉萨河干流	39	30°11'35"	91°20'45"	4 045	-16.95	-127.9	7.7
拉萨河干流	40	30°13'59"	91°21'59"	4 056	-16.86	-127.3	7.6
热振藏布	41	30°16'01"	91°23'21"	4 069	-16.67	-123.2	10.2
热振藏布	42	30°17'53"	91°27'46"	4 100	-16.82	-123.0	11.6
热振藏布	43	30°18'28"	91°31'07"	4 125	-16.64	-119.8	13.3
热振藏布	45	30°12'07"	91°20'08"	4 049	-17.18	-126.4	11.1
拉曲	46	30°15'26"	91°16'27"	4 076	-17.47	-127.7	12.0
拉曲	47	30°15'50"	91°12'49"	4 097	-17.36	-126.9	12.0
学绒藏布	26	30°00'06"	91°56'14"	3 899	-18.66	-137.8	11.5
学绒藏布	27	30°00'53"	92°01'07"	3 988	-18.59	-137.8	10.9
学绒藏布	28	30°01'37"	92°04'08"	4 047	-18.6	-140.2	8.6
学绒藏布	29	30°02'50"	92°07'45"	4 099	-18.69	-137.5	12.0
学绒藏布	30	30°05'23"	92°10'31"	4 179	-18.65	-134.8	14.5
墨竹曲	15	29°46'38"	91°52'28"	3 919	-18.12	-135.8	9.1
墨竹曲	16	29°45'23"	91°56'10"	3 981	-18.25	-136.2	9.8
墨竹曲	17	29°42'57"	92°02'25"	4 093	-18.33	-136.7	9.9
墨竹曲	18	29°42'38"	92°09'59"	4 256	-18.44	-137.7	9.8
墨竹曲	19	29°42'35"	92°14'52"	4 372	-18.32	-137.6	9.0
墨竹曲	20	29°41'23"	92°16'14"	4 398	-19.19	-143.4	10.1
墨竹曲	21	29°50'04"	91°44'37"	3 814	-18.24	-135.2	10.7
堆龙曲	50	29°40'15"	90°54'53"	3 692	-18.03	-133.4	10.9
堆龙曲	51	29°45'22"	90°47'11"	3 807	-18.31	-134.0	12.5
堆龙曲	52	29°55'11"	90°42'54"	3 935	-18.18	-135.0	10.5
堆龙曲	53	30°04'58"	90°33'31"	4 264	-18.41	-133.0	14.3

对 VSMOW(维也纳标准平均海洋水)报道(表 1), $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的分析精度分别为 $\pm 0.10\%$ 和 $\pm 1.0\%$ 。

3 流域氢氧同位素组成分析

3.1 流域河水的氘过量参数特征

氘过量参数又称氘盈余,是 Dansgaard(1964)提出的一个新概念,定义为: $d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$,即 d 值相当于某一地区大气降水线斜率为 8 时的截距。Craig(1961)根据全球降水资料,经统计后得出全球大气降水线(GMWL)方程: $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$,即它的 d 值为 10% 。Craig 的全球大气降水线实质上是全球许多地区大气降水线的平均值。而每一个地方大气降水线又由水蒸汽气团的起源、降水期间的二次蒸发和降水的季节变化等地方气候因子控制。Gat and Garmi(1970)在地中海东部获得的地方大气降水线为: $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 22$ ($d = 22\%$)。可见 d 值实际上是大气降水的重要的综合环境因素指标。为了方便进行拉萨河流域氘过量参数特征分析,首先将全球大气降水线方程及其当 $d = 20\%$ 、 $d = 0\%$ 时的特征线绘出,然后依据表 1 做出拉萨河流域河水的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 关系图。

一般参加近期水循环的天然水基本都分布在全球大气降水线附近,据此可以判断出天然水起源及其参与水文循环的程度。如图 2 所示,拉萨河的河水水样的氢氧同位素组成分布在全球大气降水线(GWML)附近,表明大气降水是该流域的主要补给来源。拉萨河干流径流段大部分水样的氢氧同位素组成分布于全球大气降水线的右下方,这表明干流河流域面积广而受到了较强烈的蒸发浓缩作用,这也是半干旱环境中的普遍现象。例如,热振藏布支流为拉萨河上游且海拔达 5 200 m,但由于河源地区为平坦湿地,蒸发作用强烈,因而 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值为偏正。

表 2 中列出的阿尼玛卿山雪水样 d 值 $> 20\%$,体现了雪水样的 d 值特征。西藏羊八井的河水接受大量冰雪融水的补给,则显著体现了冰雪融水的补给特征。而拉萨流域河水的氢氧同位素组成存在一定的 d 过量现象,同样体现了冰雪融水的补给特征。采样期为青藏高原中高温期,拉萨河源头念青唐古拉山脉冰川发生消融,冰雪融水补给河流比重增加。特别是海拔较高($> 4\ 000\text{ m}$)的热振藏布、拉曲以及堆龙曲支流河源处发育有小规模的现代冰川,冰雪融水补给河流,因而取自源头的水样 43、30 和 53 的 d 值最为偏正(d 值 $> 13.0\%$,详见表 1)。据此

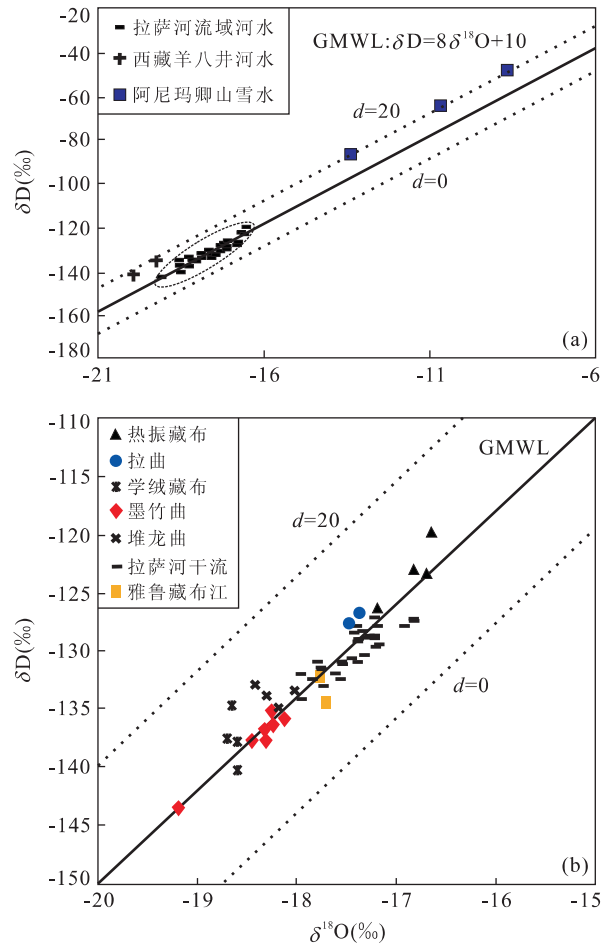


图 2 拉萨河流域河水的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 组成关系

Fig. 2 Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and δD distribution of waters in the Lhasa River basin

表 2 阿尼玛卿山雪水及西藏羊八井河水氢氧同位素组成
Table 2 δD and $\delta^{18}\text{O}$ values of the melt-water samples collected from the Animaqing Mountain and the river water samples from Yangbajing

样品编号	高程(m)	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$\delta\text{D}(\text{‰})$	d 值($\%$)
山-1 ^a	4 700	-13.41	-87.0	20.3
山-2 ^a	5 700	-8.68	-49.0	20.4
山-3 ^a	6 050	-10.67	-65.2	20.2
W-24 ^b	/	-19.98	-141.0	18.8
W-78 ^b	/	-19.28	-135.5	18.7

注:a. 雪水样,1983年,王勇峰取自阿尼玛卿山;b. 河水样,选自卫克勤等(1983)。

可以推断,拉萨河应属于大气降水和融雪补给类型,且水量的大小就会随着气温的高低和降水量的多少而变化。

3.2 高程效应

青藏高原为我国第一级阶地,其氢氧同位素组成也体现了高度效应。同位素高程效应实际上是同

同位素温度效应或气温高度效应的反映,对某一地区来说,同位素高度梯度是同位素气温变化率和气温高度梯度的函数(Clark and Fritz, 1997). 当海拔高度增加,地势变高,气温下降,大气降水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 值就越低(Joussaume *et al.*, 1984). 由于流域内高程变化大,河源至河口相差超过 1 600 m,造成上、下游及山峰河谷气候有较大的差异,因而上、下游的大气降水同位素高程效应的差别可能导致河水氢氧同位素区域高程效应的差异性.

如图 3a 所示,在拉萨河流域南部的中下游段,其河水的 $\delta^{18}O$ 值与海拔的线性相关系数达 0.676,并以 $0.16\text{‰} \cdot (100\text{ m})^{-1}$ 的速率随海拔递减,体现出显著的区域高程效应. 这表明季风时节拉萨河中下游河水的补给来源较为简单,季风降水提供了主要补给源. 如图 3b 所示,拉萨河流域北部相对高差约 1 000 m,但河水的氢氧同位素组成并没有明显的区域高程效应,这与怒江地区来的气流和孟加拉湾暖流在拉萨河中上游汇合有关. 复杂的气流来源和混合作用,导致该流域段的氢氧同位素组成变化没有明显的区域分布特征.

3.3 大陆效应

大水文循环尺度下,海洋蒸发导致水汽中稳定

同位素分馏,云团在赤道附近的洋面上形成后向两极移动,随着降水过程的凝结分馏,后续降水将逐渐贫化重同位素. 因而,不同地区的降水就表现出不同的 δ 值,一般运移的距离越远, δ 值就愈负. 拉萨河流域为内陆高海拔区,表 1 显示出拉萨河流域河水的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值都特别偏负, $\delta^{18}O$ 为 $-16.13\text{‰} \sim -19.19\text{‰}$, δD 为 $-119.84\text{‰} \sim -143.44\text{‰}$. 偏负的氢氧值,具有明显的内陆特征,源于大陆效应.

在内陆水循环过程中,水体的蒸发作用也会导致稳定同位素分馏. 在青藏高原地区,这一过程使得水汽中氢氧同位素富集重同位素. 大气降水补给河水的过程中,就会对河水的氢氧同位素组成产生相应的影响. 对于拉萨河流域,沿途有很多的支流加入,每个小流域不同的地理因素同样也影响着这些支流中稳定同位素的组成,从而影响到干流河水中稳定同位素的变化. 例如,39 号水样采自热振藏布和拉曲支流的交汇处,其同位素组成则介于两条支流(40 和 41 号水样)之间. 同时,8 月份为青藏高原季风期,复杂的气象条件和冰川融水补给比重的差异,使得拉萨河流域并未体现明显的区域性大陆效应.

4 结论

(1) 依据地表径流氢氧同位素组成,推断拉萨河流域以大气降水为主要补给来源. 与流域支流不同,拉萨河干流体现了较明显的蒸发浓缩效应,造成这种差异的主要原因在于干流宽阔的径流面积为蒸发分馏提供了更有利的条件.

(2) 河水偏正的 d 过量参数,体现了冰雪融水补给特征. 中高温期,冰雪融水对流域补给比重增加. 拉萨河流域支流源区的 d 值偏正(d 值 $>13\text{‰}$),不同于地中海干旱、湿度小、风速大的气候特征. 升华和积雪内的水蒸气交换以及雪和融水之间的交换是改变积雪同位素分布的两个主要过程.

(3) 在青藏高原夏季季风降水期间,拉萨河流域由下游入河口至中游,河水中 $\delta^{18}O$ 逐渐递减,其由高程效应和水平距离所造成的递减率梯度为 $0.16\text{‰} \cdot (100\text{ m})^{-1}$,区域高程效应明显.

(4) 从大的水文循环来看,流域内河水呈现明显的大陆效应. 但从流域空间尺度的水文循环上来看,由于受到支流、冰雪融水、蒸发以及复杂的地形气候等影响,河水中 $\delta^{18}O$ 没有体现出明显的区域大陆效应.

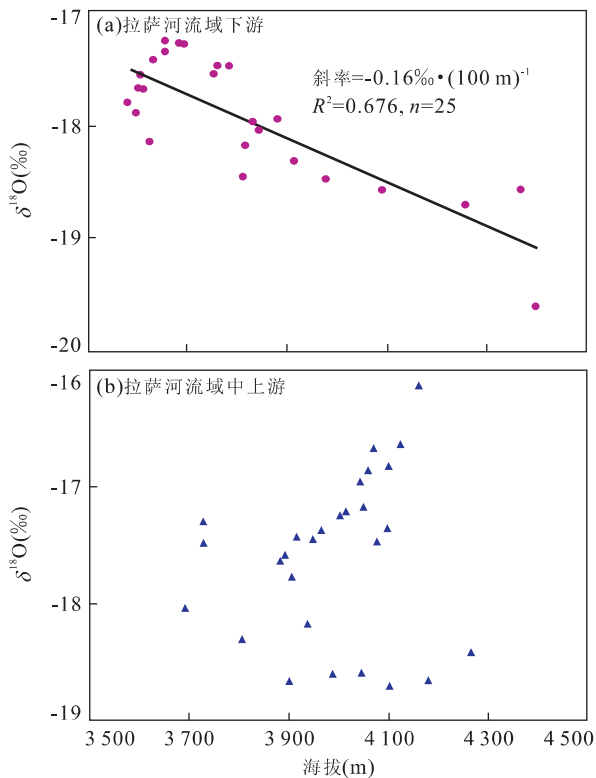


图 3 拉萨河流域河水中 $\delta^{18}O$ 值随高程的变化

Fig. 3 Lapse characteristics of $\delta^{18}O$ along the Lhasa River

References

- Cameron, E. M., Hall, G. E. M., Veizer, J., et al., 1995. Isotopic and elemental hydrogeochemistry of a major river system; Fraser River, British Columbia, Canada. *Chemical Geology*, 122 (1-4): 149-169. doi: 10.1016/0009-2541(95)00007-9
- Clark, I. D., Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrology. Lewis, Boca Raton, Florida.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703. doi: 10.1126/science.133.3465.1702
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436-468. doi: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181
- Gat, J. R., Carmi, I., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research*, 75: 3039-3048. doi: 10.1029/JC075i015p03039
- Gao, J., Tian, L. D., Liu, Y. Q., et al., 2009. Oxygen isotope variation in the water cycle of the Yamdrok-tso Lake basin in southern Tibetan plateau. *Chinese Sci. Bull.*, 54: 2758-2765.
- Joussaume, S., Sadourny, R., Jouzel, J., 1984. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. *Nature*, 311: 24-29. doi: 10.1038/311024a0
- Liu, Z. F., Tian, L. D., Yao, T. D., et al., 2008. The temporal and spatial variations of $\delta^{18}\text{O}$ in river water of the Yarlung Zangbo River basin. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 30(1): 20-27 (in Chinese with English abstract).
- Ning, A. F., Yin, G., Liu, T. C., 2000. Characteristics of isotope distribution of atmospheric precipitation in the Lhasa River area. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 20(3): 95-99 (in Chinese with English abstract). doi: 10.1029/JC084iC07p03773
- Tian, L. D., Yao, T. D., Pu, J. C., et al., 1997. Characteristics of $\delta^{18}\text{O}$ in summer precipitation at Lhasa. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 19(4): 295-301 (in Chinese with English abstract).
- Torgersen, T., 1979. Isotopic composition of river runoff on the U. S. east coast: evaluation of stable isotope versus salinity plots for coastal water mass identification. *Journal of Geophysical Research*, 84 (C7): 3773-3775.
- Wang, N. L., Zhang, S. B., He, J. Q., et al., 2009. Tracing the major source area of the mountainous runoff generation of the Heihe River in Northwest China using stable isotope technique. *Chinese Sci. Bull.*, 54: 2751-2757.
- Wei, K. Q., Lin, R. F., Wang, Z. X., 1983. Hydrogen and oxygen stable isotopic composition and tritium content of waters from Yangbajing geothermal area, Xizang, China. *Geochimica*, (04): 338-336 (in Chinese with English abstract).
- Yang, X. X., Xu, B. Q., Yang, W., et al., 2009. Study of altitudinal lapse rates of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation/river water with seasons on the southeast Tibetan plateau. *Chinese Sci. Bull.*, 54: 2742-2750.
- Yao, T. D., Zhou, H., Yang, X. X., 2009. Indian monsoon influences altitude effect of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation/river water on the Tibetan plateau. *Chinese Sci. Bull.*, 54: 2724-2731.

附中文参考文献

- 高晶, 田立德, 刘勇勤, 等, 2009. 青藏高原南部羊卓雍错流域稳定同位素水文循环研究. *科学通报*, 54: 2153-2159.
- 刘忠方, 田立德, 姚檀栋, 等, 2008. 雅鲁藏布江流域河水中氧稳定同位素的时空变化. *冰川冻土*, 30(1): 20-27.
- 宁爱凤, 尹观, 刘天仇, 2000. 拉萨河地区的大气降水同位素分布特征. *矿物岩石*, 20(3): 95-99.
- 田立德, 姚檀栋, 蒲健辰, 等, 1997. 拉萨夏季降水中氧稳定同位素变化特征. *冰川冻土*, 19(4): 295-301.
- 王宁练, 张世彪, 贺建桥, 等, 2009. 祁连山中段黑河上游山区地表径流水资源主要形成区域的同位素示踪研究. *科学通报*, 54: 2148-2152.
- 卫克勤, 林瑞芬, 王志祥, 1983. 西藏羊八井地热水的氢、氧稳定同位素组成及氦含量. *地球化学*, (4): 338-336.
- 杨晓新, 徐柏青, 杨威, 等, 2009. 藏东南不同季节水体中氧同位素的高程递减变化研究. *科学通报*, 54: 2140-2147.
- 姚檀栋, 周行, 杨晓新, 2009. 印度季风水汽对青藏高原降水和河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高程递减率的影响. *科学通报*, 54: 2124-2130.