我国大气降水的氢氧稳定同位素研究

郑淑蕙　侯发高　倪葆龄
（北 京 大 学）

一、引　言

地球上不同地区大气降水中氢氧稳定同位素的组成是不同的. 降水同位素的经典模式[1]认为这种同位素值的差别是由于云团的冷凝遵循瑞利分馏的过程. 即降水在云团中平衡冷凝后迅速从其中分离出来，造成不同地区降水中的同位素分馏. 降水中同位素值的瑞利分馏简化公式如下:

$$\delta_{降水} = (f^{\alpha-1} - 1) \times 1000,$$

$\delta_{降水}$ 为降水的 $\delta^{18}O$ 或 δD 值，f 为云团中剩下蒸汽的百分比，α 为降水在冷凝温度 t 时的分馏系数. 根据定义

$$\alpha = \frac{(O^{18}/O^{16})_{水相}}{(O^{18}/O^{16})_{蒸汽相}} 或 \frac{(D/H)_{水相}}{(D/H)_{蒸汽相}},$$

$$\delta^{18}O = \left[\frac{(O^{18}/O^{16})_{降水}}{(O^{18}/O^{16})_{SMOW}} - 1\right] \times 1000,$$

$$\delta D = \left[\frac{(D/H)_{降水}}{(D/H)_{SMOW}} - 1\right] \times 1000,$$

SMOW 为标准平均大洋水. 常温时 $\alpha > 1$. 从瑞利分馏公式可以看出 $\delta_{降水}$ 值随 f 的减少而逐渐变小. 如果云团在赤道附近的洋面上形成后向两极移动，则该云团在不同地区的降水就会表现出不同的 δ 值，运移的距离愈远，δ 值愈负.

大气降水中氢氧同位素分布规律是同位素地球化学中最基本的重要规律. 它不仅是用稳定同位素研究岩石、矿物和矿床形成条件的重要背景值，而且是研究古气候、海洋学、冰川学、湖沼学、大气物理以及其它地学领域的重要资料. 国际原子能委员会从 1961 年至今在世界各地设立了 144 个台站，系统收集并分析每月降水的氢氧同位素组成，为全球降水循环模型提供基本数据. 这一研究在我国尚未系统进行.

本文报道了 1980 年北京、南京、广州、昆明、武汉、西安、拉萨和乌鲁木齐等地降水中氢氧稳定同位素组成，初步总结得到我国降水的 δD-$\delta^{18}O$ 雨水线公式，并分析了降水量、气温、纬度以及离海岸线远近等因素对降水同位素组成的影响.

二、采样和实验方法

降水的收集基本上系取每月上、中、下三旬中各一天降水的平均样，个别地区取全月降水的平均样.

本文 1982 年 7 月 2 日收到.

表1 1980年8个台站降水中氢氧稳定同位素组成

降水地点及位置	编号	时间（月.日）	气温（t℃）	降水量（毫米）	δD(‰)	$\delta^{18}O$(‰)
北京气象台 N39°0′ E116°28′	1	2.25	1.1	6.3	−72.9	−12.54
	2	3.22	−1.2	5.8	−11.0	−4.95
	3	4.27	12.1	9.6	−12.3	−3.38
	4	5.25	15.3	25.0	−19.4	−2.86
	5	6.6	21.5	32.7	−61.0	−9.49
	6	7.4	20.9	6.6	−53.9	−6.40
	7	7.15	22.6	6.0	−37.2	−4.62
	8	7.24	23.1	6.8	−60.2	−7.58
	9	8.10	21.0	2.6	−34.1	−5.34
	10	8.17	20.5	33.1	−85.6	−11.05
	11	8.28	20.0	21.8	−63.0	−9.29
	12	9.14	16.5	14.0	−35.3	−6.36
	13	10.24	10.2	25.0	−86.3	−13.48
	14	12.8	−5.4	2.7	−91.0	−13.70
南京气象台 N32°0′ E118°48′	15	1.28	5.8	5.5	−25.8	——
	16	2.25	9.3	4.0	−46.9	——
	17	3.2	6.3	2.0	−14.9	——
	18	3.21	4.3	24.3	−13.8	−2.80
	19	4.8	15.4	3.5	5.3	−1.07
	20	4.12	16.1	0.6	19.1	1.70
	21	5.14	23.0	3.8	−5.9	−2.24
	22	6.20	23.0	2.0	−72.0	−9.22
	23	6.30	20.6	1.7	−69.3	−8.99
	24	7.21	23.8	4.1	−51.0	−7.69
	25	8.19	22.4	1.9	−101.5	−13.05
	26	9.6	18.1	2.0	−60.5	−9.95
	27	10.10	19.9	3.7	−65.0	−9.85
广州气象台 N23°08′ E113°19′	28	1.17	11.0	6.8	2.3	−2.09
	29	2.23	15.4	38.0	−4.4	−2.60
	30	3.3	20.6	18.0	−9.7	−2.24
	31	4.9	20.4	38.6	−18.4	−3.77
	32	4.13	15.0	59.2	−7.8	−2.82
	33	4.22	22.0	27.7	−18.1	−3.77
	34	5.8	22.6	18.2	−22.2	−5.36
	35	5.16	23.5	5.6	−14.0	−3.35
	36	5.26	27.5	21.5	−20.8	−3.30
	37	6.1—8	25.5	104.9	−40.5	−6.15
	38	6.28	29.4	15.3	−48.6	−6.91
	39	7.19	27.8	42.3	−47.1	−6.45
	40	7.28	26.8	45.7	−59.1	−7.44
	41	8.9	26.0	7.1	−52.6	−7.43
	42	8.18	26.6	9.7	−30.4	−5.17
	43	8.23	24.2	20.1	−48.8	−6.55
	44	9.23	24.4	5.4	−44.6	−6.32
	45	10.25	23.2	20.7	−10.4	−2.88

续表 1

降水地点及位置	编号	时间（月.日）	气温（t℃）	降水量（毫米）	δD(‰)	$\delta^{18}O$(‰)
昆明气象台 N25°01′ E102°41′	46	3.26	11.5	1.4	10.1	0.80
	47	4.16	12.0	0.7	19.1	1.24
	48	5.8	12.9	7.1	−37.6	−4.73
	49	5.22	17.7	3.0	−5.3	0.29
	50	6.6	19.3	5.1	−73.8	−9.55
	51	6.12	19.8	9.4	−67.8	−9.42
	52	6.29	20.9	1.7	−115.7	−15.20
	53	7.6	20.2	9.2	−74.5	−9.39
	54	7.12	21.3	2.4	−72.7	-----
	55	7.24	18.1	5.2	−93.2	−11.73
	56	8.5	18.9	7.9	−89.1	−11.11
	57	8.12	17.4	2.0	−79.2	−10.19
	58	8.18	18.1	16.2	−110.0	−14.87
	59	8.28	20.4	12.3	−125.3	−15.87
	60	9.27	16.4	5.3	−72.0	−10.02
	61	10.8	17.3	1.1	−106.7	−13.49
	62	10.14	15.4	20.9	−54.6	−8.20
	63	10.23	13.7		−83.3	−11.82
	64	12.15	8.6	2.1	−33.7	−3.75
	65	12.21	7.3	2.1	−20.5	−4.44
武汉气象台 N30°18′ E114°04′	66	2.2	6.2	4.2	−6.4	−4.17
	67	2.25	9.7	7.9	−14.8	−4.65
	68	5.14	24.9	18.9	−13.4	−4.70
	69	6	25.2	279.6	−63.1	−8.72
	70	7	26.9	299.1	−65.1	−9.94
	71	8	25.4	423.2	−87.1	−12.5
	72	9—11	17.9	151.2	−46.0	−8.28
西安气象台 N34°18′ E108°56′	73	3.8	6.1	0.8	−41.8	−4.61
	74	3.13	3.1	4.4	−42.3	−5.36
	75	3.21	1.4	5.0	−50.1	−8.28
	76	4.10	11.9	3.6	−4.6	−1.38
	77	5.10	13.6	14.7	−16.0	−3.64
	78	5.31	13.1	43.5	−36.2	−5.91
	79	6.15	19.9	23.9	−57.9	−7.26
	80	7.29	22.2	7.9	−85.0	−11.05
	81	8.24	20.3	2.3	−103.6	−12.15
	82	9.14	19.9	30.6	−47.4	−5.20
	83	10.30	10.1	1.9	−20.7	−3.45
拉萨气象台 N29°40′ E91°08′	84	3.2	−3.0	0.4	−118.5	-----
	85	3.17	−1.4	2.4	−85.5	−11.16
	86	3.24	−0.9	0.8	−104.2	-----
	87	4.10	1.0	3.5	−23.5	−3.42
	88	5.1	11.6	0.4	−37.7	−4.66
	89	5.15	12.9	1.6	−37.6	−4.84
	90	5.18	5.6	3.3	−37.7	−6.62

续表 1

降水地点及位置	编号	时间（月.日）	气温（t℃）	降水量（毫米）	δD(‰)	$\delta^{18}O$(‰)
拉萨气象台 N29°40′ E91°08′	91	5.26	7.8	4.2	−19.7	−5.00
	92	7—8	15.1	244.3	−149.6	−20.41
	93	9	13.6	53.2	−93.3	−13.43
	94	10	7.1	15.8	−61.0	−10.15
乌鲁木齐气象台 N43°47′ E87°37′	95	1.10	−8.8	1.9	−120.1	−14.79
	96	1.16	−9.6	3.2	−139.5	−19.6
	97	1.24	−13.2	2.5	−186.3	−23.71
	98	3.29	−4.0	4.1	−100.5	−14.89
	99	4.3	2.2	5.4	−119.6	−17.65
	100	4.30	12.7	10.5	−48.9	−8.62
	101	5.20	15.0	10.2	−79.7	−11.30
	102	5.28	15.9	17.5	−16.4	−4.42
	103	6.5	17.1	2.4	−30.0	−3.37
	104	8.24	17.9	18.3	−57.5	−6.52
	105	9.11	14.8	1.6	7.4	−0.75
	106	10.8	6.1	16.4	−50.1	−5.80
	107	11.20	−2.5	4.6	−84.8	−7.01

水中氢的提取系用金属铀法，水中氧-18 的分析系用二氧化碳-水平衡法．氢气和二氧化碳的同位素值分别用 MM602D 和 MAT-CH5 质谱计测定．每个水样均进行重复分析，$\delta^{18}O$ 的平均分析偏差为 ±0.15‰，δD 的平均分析偏差为 ±1.5‰．$\delta^{18}O$ 和 δD 值均以 SMOW 为标准。

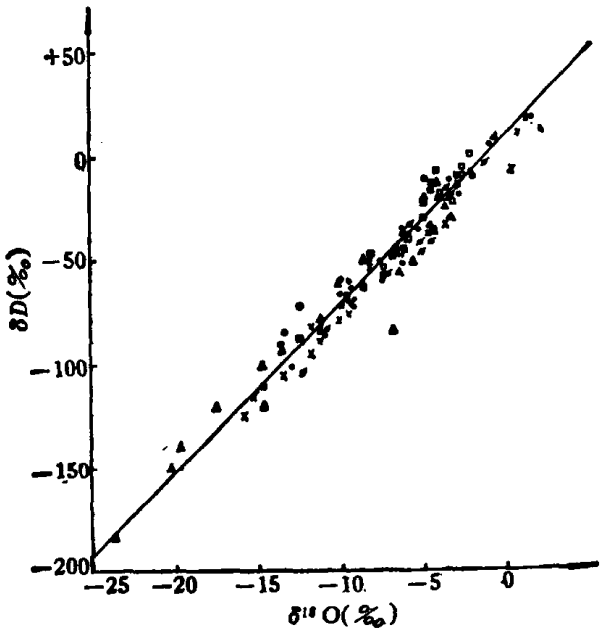

图 1　我国降水的 $\delta D - \delta^{18}O$ 关系图

○北京，●南京，□广州，×昆明，■武汉，φ西安，▲乌鲁木齐，△拉萨

三、结 果 讨 论

1. 我国降水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 的关系　1980 年在上述八个台站收集到 107 个降水样品，对其中 101 个同时进行了 δD 和 $\delta^{18}O$ 的分析（见表 1）. 用最小二乘法求得的雨水线公式为

$$\delta D = 7.9\delta^{18}O + 8.2,$$

相关系数为 0.977（见图 1）. 这与国际原子能委员会求得的全球雨水线公式

$$\delta D = 8.17\delta^{18}O + 10.56$$

很接近. 与 Craig[2] 1961 年提出的雨水线公式 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$，也差别不大.

1980 年我国这些地区降水中 δD 的大致范围为 +20——190，$\delta^{18}O$ 为 +2.0——24.

如果将每个台站的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值分别计算雨水线公式（$\delta D = a\delta^{18}O + b$）的斜率 a 和截矩 b，则得到表 2 中的 a、b 值. 看来大多数台站雨水线的 a、b 值与标准雨水线公式有较大偏离. 其中一些台站数据较少，可能有偶然因素，尚不能对每一台站进行分析.

表 2　各地雨水线 a,b 值与年平均气温（t℃）

	北京	南京	广州	昆明	武汉	西安	拉萨	乌鲁木齐
a	6.9	8.1	9.8	7.9	9.8	8.6	7.5	7.7
b	3.2	10.0	18.7	2.9	31.6	7.3	5.8	6.0
t(℃)	11.0	14.6	22.3	—	15.9	13.1	7.5	6.5

2.“降水量”效应　在大多数中纬度大陆地区明显地出现“降水量”效应，即降水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 值与降水量大小呈反相关关系. 产生“降水量”效应的原因很复杂，可能是雨滴与云团内部或与大气的同位素交换，也可能是雨滴下落过程中发生蒸发效应. 图 2 得出了武汉地区降水量与 δD 的关系，降水量明显的影响降水的 δ 值. 广州站的情况略有不同，“降水量”效应表现在季节变化上，广州地区一般 4—9 月为雨季，雨季的 δ 值下降. 旱季降水少，δ 值上升，昆明站的情况与广州站相似.

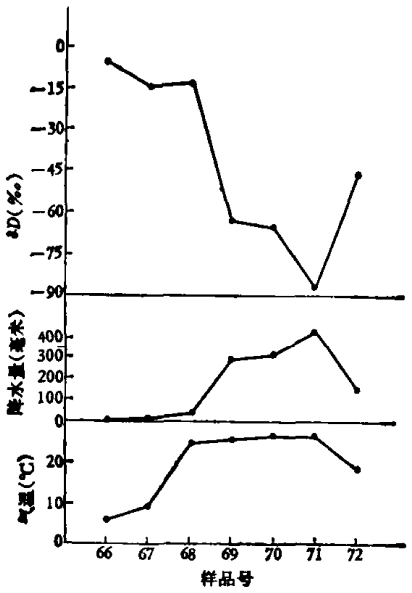

图 2　武汉地区降水中 δD 的“降水量”效应

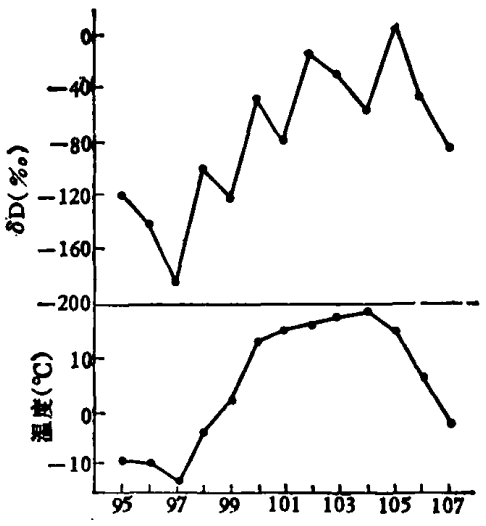

图 3　乌鲁木齐地区雨水的温度效应

3. 月平均气温与降水同位素值的关系　从上面提到的瑞利分馏公式可以看出降水同位素值与分馏系数 α 有关，而 α 值又是云层冷凝温度的函数. 如果地面温度能反映云层温度时，则能看到降水的 δ 值随平均气温的变化而改变. Dansgaard[1] 对北美太平洋沿海地区和格陵兰的年平均气温与降水 $\delta^{18}O$ 值作图，得到线性关系：

$$\delta^{18}O = 0.695T(℃) - 13.6.$$

从全球范围看，温度与 δ 值的线性关系只在局部地区存在，而且斜率也不一致. Yurtsever[3] 对维也纳等台站的 363 个降水的 $\delta^{18}O$ 值与月平均温度作图，得到

$$\delta^{18}O = 0.52T(℃) - 14.96.$$

但是从我国 1980 年八个台站的数据来看，只有年平均温度最低、纬度最高的新疆乌鲁木齐地区表现出降水同位素值的温度效应（图 3）. 该地月平均温度与 $\delta^{18}O$ 的关系近似地可用下式表示

$$\delta^{18}O = 0.50T(℃) - 13.1,$$

相关系数为 0.812. 在其它台站，温度效应为"降水量"效应所干扰而不能辨认出来. 这个现象在世界其它纬度较低温度较高的地区也常发生. 一般高纬度地区特别是两极区温度效应比较明显[1]

4. 纬度和离海岸线距离的影响　引言中提到云团移动的距离增加导至降水同位素值逐渐变负的情况，即本节所讨论的纬度效应和离海岸线距离的影响. 本文工作范围内几个台站的降水平均值均能看到这些因素的影响. 以广州、北京两地为例. 两地的经度分别为 113°19′ 和 116°26′，纬度分别为 23°08′ 和 39°0′. 两地经度和与海岸线的距离相差均不大，由于纬度影响使 δD 从 −29.2（广州）下降到 −56.6（北京）. 从表 3 可以看到广州、昆明和拉萨三地的

表 3

	广　州	昆　明	拉　萨
纬　度	23°08′	25°01′	29°40′
$\delta\bar{D}$*(‰)	−29.1	−76.1	−130.9

* $\delta\bar{D} = \sum m \cdot \delta D / \sum m$, m 为每次的降水量(毫米)，δD 为每次降水的 δD 值.

纬度相差不大，但年平均降水的同位素值变化很大，这里包括了高度效应和离海岸线远近等因素在内.

参　考　文　献

[1] Dansgaard, W., *Tellus*, **16**(1964), 436—463.
[2] Craig, H., *Science*, **133**(1961), 1702—1703.
[3] Yurtsever, Y., *Rep. Sect. Isotope Hydrol.*, IAEA, Nov. 1975, 40.