中纬度地区混合云中稳定同位素分馏的数学模拟 ——以乌鲁木齐降水为例[:]

章新平

(湖南师范大学资源与环境科学学院,长沙,410081;中国气象科学研究院,北京,100081)

刘晶淼

(中国气象科学研究院,北京,100081)

姚檀栋

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所,兰州 730000)

中尾正义

(日本文部科学省综合地球环境学研究所,京都,602-0878)

秦大河

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所,兰州,730000)

摘 要

文中介绍的数学模型考虑了混合云中液、固相共存时以及冰面过饱和环境下稳定同位素的动力分馏效应。利用该数学模型,模拟不同冷却条件下稳定同位素的温度效应。在相同的湿度条件下,湿绝热冷却过程中 δ¹⁸O 随温度的变化率小于等压冷却过程。冰面过饱和比 S_i 的增大意味着动力分馏效应的增大。与平衡态过程相比,它的作用使得稳定同位素的综合分馏系数减小,从而使得降水中 δ¹⁸O 随温度的变化趋缓。模拟结果显示,湿绝热冷却过程中大气水线(MWL:δD= bδ¹⁸O+d)的梯度项 b 和常数项d 均大于等压冷却过程。不同的冰面过饱和比对大气水线的影响是不同的。与冰面过饱和比相比, b 和 d 的大小对云中含水量的变化敏感性较低。模拟结果还显示,乌鲁木齐的降水不是来自海洋水汽的初始凝结。在经历了长途输送之后,乌鲁木齐降水中的稳定同位素成分在很大程度上被衰减。模拟的稳定同位素比率/温度、δD/δ¹⁸O 曲线分别与乌鲁木齐实测的稳定同位素比率/温度回归线以及大气水线有非常好的一致性。

关键词:稳定同位素,分馏,模拟,动力效应,温度效应,大气水线。

1 引 言

自然水中最重要的稳定同位素是¹H₂¹⁸O和 ¹H²H¹⁶O(或¹HD¹⁶O)。它们在云物理学、气候学、水 文学和古气候学研究中具有重要意义。稳定同位素 的分馏作用,即稳定同位素以不同比值分配到两种 物质或物相中的现象,发生在水循环的每一个相变 过程中。尽管在自然水中所占比例很小,但它们对 环境的变化非常敏感。因此,自然水中稳定同位素 的大小可视作记录环境变化的一个可靠的指标。降 水是水循环过程中一个重要环节。降水中稳定同位 素的大小与产生降水的气象过程以及水汽源区的初

^{*} 初稿时间:2001年5月8日;修改稿时间:2002年6月28日。

资助课题:国家 863 研究项目(G2002AA135360),国家自然科学基金项目(40271025)以及中国科学院冰芯与寒区环境开放研究实验 室开放基金(BX2001~03)联合资助。

始状态存在密切联系,并随时间、空间而变化。对水 循环过程中稳定同位素变化的研究始于 20 世纪 50 年代初^[1]。大范围有组织的取样工作始于 1961 年^[2]。在国际原子能机构(IAEA)和世界气象组织 (WMO)的积极努力下,全球建立了 550 多个降水 取样站,对降水中稳定同位素以及相应的气象要素 进行连续的跟踪监测。其目的在于推断大气环流型 以及全球、局地的水循环机制^[2]。

中国自 20 世纪 80 年代陆续有 30 个取样站进 入全球监测网。乌鲁木齐是中国最早进入该网的取 样站之一。该站位于东天山北麓迎风坡。它是中国中 亚地区仅有的两个取样站中(另一个是和田)监测时间 最长的。自 1986 年起,已有 11 a 的监测记录。

温度效应,即降水中稳定同位素比率与取样温 度之间存在显著的正相关关系,是稳定同位素变化 的重要特征之一。利用稳定同位素比率和温度之间 简单的线性关系可对中高纬度各类介质中隐含的气 候信息进行合理的解释和恢复^[3,4]。大气和大气降 水中稳定同位素的分馏与产生云和降水的相变过程 密切相联。在相变过程中,温度起非常重要的作用 并且是影响稳定同位素变化的主要因子。经典的瑞 利模型是模拟大气降水中稳定同位素比率与温度之 间关系的一个有用工具。该模型假设稳定同位素的 分馏是在平衡条件下产生。凝结物一经形成,便迅 速离开云系统^[2]。利用该模型可以解释云中微物 理过程的复杂性以及液态水发生相变时各种分馏过 程的相互作用。根据这个假设,瑞利模型将产生较 高的分馏效应,并导致较高的稳定同位素比率和温 度梯度。实际上,发生在混合云中的相变过程并非总 是处于平衡状态。由于湿度条件不同而发生的液-固相之间水汽迁移速率的不同以及由于云中含水量 的不同,实际情况总是偏离由瑞利模型得到的理想结 果。

本文介绍的稳定同位素分馏模型考虑了发生在 混合云系统中非平衡条件下的动力分馏作用以及云 中液态水含量对稳定同位素变化的贡献。利用该模 型模拟了乌鲁木齐降水中稳定同位素比率与温度之 间的关系以及大气水线。

2 基本数学模型

假设湿空气块中的液相和汽相保持平衡。离开 系统的降水和留在系统中的液态水具有相同的稳定 同位素比率。则根据物质守衡原则:

$$dn_{v} + dn_{1} + dn_{p} = 0$$

$$dn'_{v} + dn'_{1} + dn'_{p} = 0$$
(1)

式中 n_v, n₁, n_p 分别为水汽、液水和离开系统的降 水中的分子数, d 为微分; 符号′为相应的稳定同位 素分子数。在平衡条件下^[5]:

$$\frac{n'_{1}}{n_{1}} = \alpha \frac{n'_{v}}{n_{v}}$$
(2)

$$\frac{\mathrm{d}n'_{\mathrm{p}}}{\mathrm{d}n_{\mathrm{p}}} = \alpha \frac{n'_{\mathrm{v}}}{n_{\mathrm{v}}} \tag{3}$$

式中 α 为稳定同位素分馏系数。由于汽相中的稳 定同位素比率被定义为:

$$R_{v} = \frac{n'_{v}}{n_{v}} \tag{4}$$

$$\frac{n'_1}{n_1} = \alpha R_v \tag{5}$$

$$\frac{\mathrm{d}n'_{\mathrm{p}}}{\mathrm{d}n_{\mathrm{p}}} = aR_{\mathrm{v}} \tag{6}$$

将式(1)代人式(6)得

$$dn'_{v} + dn'_{1} = \alpha R_{v} (dn_{v} + dn_{1})$$
(7)

$$R_{v} = \frac{R_{p}}{\alpha} \tag{8}$$

则得到稳定同位素分馏模型:

$$\frac{\mathrm{d}\delta_{\mathrm{p}}}{1+\delta_{\mathrm{p}}} = \frac{M_{\mathrm{v}}\mathrm{d}\alpha + \alpha(\alpha-1)\mathrm{d}M_{\mathrm{v}}}{\alpha(M_{\mathrm{v}} + \alpha M_{\mathrm{l}})} \tag{9}$$

式中 δ_p 为离开系统的降水中相对于标准平均大洋水(SMOW)的稳定同位素比率(= R_p/R_{SMOW} -1, R_p 为水样中的稳定同位素比率, R_{SMOW} 为标准平均 大洋水的稳定同位素比率)差值的千分比; M_v 为系统的混合比, M_1 为系统的液态含水量。

可以看出, δ_p 的大小取决于 α 和 M_v 的变化。 由于 α 和 M_v 随温度 t 的减小分别增大和减小,并 且由于 α 随温度变化的幅度小于 M_v ,因此, δ_p 随温 度的变化与 M_v 一致。在冷却过程中, $d\alpha > 0$ 并且 $dM_v < 0$ 。因此 $d\delta_p$ 的符号与 dM_v 相同。 dM_v 愈 大, $d\delta_p$ 也愈大,反之亦然。

如果系统中无液水,即 *M*₁=0,则式(9)变为瑞利 模型:

$$\frac{\mathrm{d}\delta_{\mathrm{p}}}{1+\delta_{\mathrm{p}}} = \frac{1}{\alpha}\mathrm{d}\alpha + (\alpha-1)\frac{\mathrm{d}M_{\mathrm{v}}}{M_{\mathrm{v}}} \tag{10}$$

当云中温度降到0℃以下,云由过冷却水滴、冰 晶和水汽构成。温度愈低,云中冰晶所占的比重愈 大。由于在相同温度下冰面饱和水汽压小于水面饱 和水汽压,因此,对于水滴为饱和的环境,甚至为不 饱和的环境,对于冰晶来说则可能为过饱和。冰晶 的快速增大破坏原来平衡状态。此时相变过程中稳 定同位素的分馏由两部分构成:平衡过程中的稳定 同位素分馏和动力过程中稳定同位素的分馏。定义 S_i 为相对于冰面的饱和比, $S_i = e_v/e_i$,这里 e_v 是系 统的水汽压; e_i 为冰面饱和水汽压。由于冰温的直 接测定较困难,因此饱和状态下可用气温近似代表 冰温。 M_v 可以被表示为:

$$M_{v} = 0.622 \frac{e_{v}}{P} = 0.622 \frac{S_{i}e_{i}}{P}(g/g)$$
(11)

式中 P 是气压。则:

$$\frac{\mathrm{d}M_{\mathrm{v}}}{M_{\mathrm{v}}} = \frac{\mathrm{d}e_{\mathrm{i}}}{e_{\mathrm{i}}} + \frac{\mathrm{d}S_{\mathrm{i}}}{S_{\mathrm{i}}} - \frac{\mathrm{d}P}{P} \tag{12}$$

在大气中,冰的分子扩散率较小^[6]。假设指向 冰面的水汽通量 $F 与 D(e_v - e_i)$ 成正比。D 为大气 扩散系数。对稳定同位素而言:

$$e'_{v} = e_{v} R_{\text{SMOW}} (1 + \delta_{v})$$

$$e'_{i} = e_{i} R_{\text{SMOW}} (1 + \delta_{i}) / \alpha_{i}$$
(13)

式中 α_i 为固-汽相稳定同位素的平衡分馏系数; δ_i 为固态的稳定同位素比率。它的大小与水汽通量 F 和水汽中稳定同位素通量 F'的比值相关:

$$1 + \delta_i = (1/R_{\text{SMOW}})(\frac{F}{F})$$
(14)

即

$$1 + \delta_{i} = \frac{D'[e_{v}(1 + \delta_{v}) - e_{i}(1 + \delta_{i})/\alpha_{i}]}{D(e_{v} - e_{i})}$$
(15)

上式可写成

 $1 + \delta_{i} = \alpha_{k} \alpha_{i} (1 + \delta_{v}) = \alpha_{e} (1 + \delta_{v})$ (16) 式中

$$\alpha_{k} = \frac{S_{i}}{\alpha_{i}(\frac{D}{D'})(S_{i}-1)+1}$$
(17)

 a_k 为动力分馏系数($a \le 1$)。当 $S_i = 1.0$,则 $a_k = 1$. 0。 S_i 愈大,则 a_k 愈小,意味着动力分馏效应愈强; $a_e(=a_ka_i)$ 是综合分馏系数, $a_e \ge a_i$,意味着在动力 作用下稳定同位素的分馏效应减弱。空气中的 D/D'基于分子的质量:

$$\frac{D}{D'} = \left[\frac{m'(m+m_{\rm c})}{m(m'+m_{\rm c})}\right]^{\frac{1}{2}}$$
(18)

式中 m_{c} 为大气气体的分子质量; $m \ n \ m'$ 分别为纯 水和稳定同位素的分子质量。对于稳定氧同位素, 测定的结果 D/D' = 1.0285; 对于稳定氢同位素, $D/D' = 1.0251^{[7, 8]}$

与平衡状态下的 $1 + \delta_i = \alpha_i (1 + \delta_v)$ 相比,改进 的模型用综合分馏系数 α_e 代替了 $\alpha_i (\mathbf{u} \alpha_1)$ 。动力 分馏过程的综合分馏系数 α_e 是作为温度和冰面饱 和比的函数计算的。本分析考虑冰面饱和比为常数 和随温度呈线性分布两种情况,分别令 $S_{i,1} = 1.1$, $S_{i,2} = 1.0 - 0.01t$ 以及 $S_{i,3} = 1.0 - 0.001t$,分析稳 定氧同位素的 α_e 与温度 t 和冰面饱和比 S_i ,的关系 (图 1)。为了比较,图 1 还给出了稳定氧同位素的 α_i 和 α_1 随温度的变化。

97

平衡状态下的分馏因子 α 由实验得到^[9,10]。 对于液-汽相之间的稳定同位素分馏:

$$\ln \alpha_1 = \frac{1.137}{T^2} \times 10^3 - \frac{0.4156}{T} - 2.0667 \times 10^{-3}$$
(\$\partial \mathbf{T}^{18}\mathbf{O}) (19)

$$\ln \alpha_1 = \frac{28.844}{T^2} \times 10^3 - \frac{76.248}{T} + 52.612 \times 10^{-3}$$

对于固-汽相之间的稳定同位素分馏:

$$\ln \alpha_{i} = \frac{11.839}{T} - 28.224 \times 10^{-3}$$
($\% \mp^{18}$ O) (21)

$$\ln \alpha_{i} = \frac{16.288}{T^{2}} \times 10^{3} - 9.34 \times 10^{-2}$$
($\%$ T^{2} H \ddagger D) (22)

根据图1可以得到:

(1) α_i 总是大于 α_1 ,表明在同一气块中,对于相同的温度,凝华物中的 δ_i 总是大于凝结物中的 δ_i ;

 (2) 在 t < 0 范围, α_e总是小于 α_i。表明由于动力效应的产生,稳定同位素的分馏作用减弱。也就 是说,实际的 δ_i 小于由平衡状态计算的 δ_i;

(3) 当 S_i 为常数时, a_e 随温度的增加而减小。 特殊地, 当 $S_i = 1.1$ 时, a_e 与 a_1 的值相当。对于随 温度呈线性变化的 S_i , a_e 随温度的增大而增大, 例 如 $S_{i,2}$, 或随温度的增大而减小, 例如 $S_{i,3}$ 。上述结 果表明, 综合分馏系数 a_e 不仅受温度的制约, 而且 一定程度上受湿度条件的制约。

3 不同相变条件下稳定同位素比率的变化

3.1 不同初始条件对稳定同位素的影响

研究表明,中纬度地区的水汽来源于热带和副 热带海洋。因此,降水中稳定同位素成分的源也被 认为来自于那里^[11]。海洋表面不同的温度和湿度 条件将导致直接从海洋蒸发的水汽和初始凝结物中



图 1 稳定氧同位素的分馏系数随温度的变化

稳定同位素成分的不同,并影响随后一系列相变过 程中稳定同位素成分的变化。从海洋表面直接蒸发 的水汽中稳定同位素比率的大小被表示为^[5]:

$$\delta_{v,0} = \frac{(\delta_s + 1)(1 - k)}{\alpha_s (1 - kf)} - 1 \tag{23}$$

式中 δ_s 为海洋表面水的稳定同位素比率。由于海 洋代表了大气水中稳定同位素的源和汇,因此相对 于 SMOW, δ_s 的平均值约为0; α_s 为海洋表面温度 t_s (中纬度地区约为 26 ℃)下的稳定同位素分馏系数; f 为相对湿度(约为 80%); k 是与水汽扩散有关的海面粗糙系数, 在相对平静的洋面 $k \approx 7\infty$ 。在确定 $\delta_{v,0}$ 之后, 根据空气湿度 f, 气温 t_0 (约为 29 ℃)和表面气压 P_0 (约为 1010 hPa)则可计算初始凝结物中稳定同位素比率 $\delta_{1,0}$ 。图 2 给出了相对于不同的海表面温度 t_s 和不同的相对湿度 f, 初始凝结物中 δ^{18} O 的变化。



图 2 初始凝结物中 δ^{18} O 与海面温度 t_s 、 相对湿度 f之间的关系

在给定的条件下, $\delta^{18}O_{1,0}$ 与 t_s 和 f呈正比。说 明在温暖潮湿的海洋环境下,海洋中更多的稳定同 位素成分将被分馏进入大气;在寒冷和干燥的海洋 环境下,海洋中较少的稳定同位素成分将被分馏进 人大气。可以看出,由 t_s 和 f所引起的初始凝结物 中 $\delta^{18}O$ 的变化分别为 0.8‰和 1.8‰。由于热带和 副热带海洋实际的 t_s 和 f变化较小,因此由二者引 起的初始凝结物中 $\delta^{18}O$ 的变化也较小。

3.2 不同湿度条件下和不同相变过程中 δ^{18} O随

温度的变化

在 $\delta^{18}O_{1,0}$ 和初始凝结状态确定之后,根据介绍 的模型以及温度-气压之间的关系可以模拟在不同 湿度条件下和不同相变过程中凝结物中 $\delta^{18}O$ 随温 度的变化。模拟分为湿绝热冷却过程组 I 和等压冷 却过程组 II。图 3 给出了在不同湿度条件下和不同 相变过程中这两组 $\delta^{18}O$ 随温度的变化。每一组的 过饱和比分别为前面已给出的 $S_{i,2} = 1.0 - 0.01t$ 和 $S_{i,3} = 1.0 - 0.001t$ 。由图 3a,3b 可以看出:

98

(1)在相同温度条件下,湿绝热冷却过程中的
 δ¹⁸O大于等压冷却过程的δ¹⁸O。表明后者的分馏
 速率比前者快;

(2) 在平衡状态($S_i = 1.0$)以及温度为 0℃时, 固相物质中的 δ^{18} O 大于液相物质。由于较大的分 馏系数,固相物质中 δ^{18} O 随温度的变化率大于液相 物质;

(3) 对于不同的冰面过饱和比,固相物质中

 $δ^{18}$ O随温度的变化率存在差异:对于弱的过饱和比 (例如 $S_{i,3}$),固相物质中 $δ^{18}$ O 随温度的变化率较 大。而对于强的过饱和比(例如 $S_{i,2}$),固相物质中 $δ^{18}$ O 随温度的变化率相对较小。

99

随着 S_i 的增加,动力分馏效应增强。由于 α_k 的减小,将可能造成 $\alpha_e \leq 1$ (图略)。这意味着固相 中的 δ^{18} O将保持不变或随温度的降低而增加。在 低纬度海洋和海岸地区曾观测到这种情况^[12]。





当云层中的温度低于0℃时,过冷却水滴、冰晶 和水汽三者共存。产生于该层的降水既包含液态物 质也包含固态物质。因此,降水中 δ¹⁸O 应是液固两 相物质 δ¹⁸O 的加权平均。假设在 0~-40 ℃范围, 混合云中冰晶所占比例 S 随温度的减小呈线性增 加。温度低于-40 ℃时,云全部由冰晶组成:

$$S = \begin{cases} 0 & t > 0 \ C \\ -t/40 & -40 \ C < t \le 0 \ C \\ 1 & t \le -40 \ C \end{cases}$$
(24)

则在该云层产生的降水中稳定同位素比率 δ_p 可被表示为:

$$\delta_{\rm p} = \delta_1 (1 - S) + \delta_{\rm i} S \tag{25}$$

计算结果见图 3c。图中的曲线代表混合云中两相

物质中 δ¹⁸O 的加权平均。

无论是在湿绝热冷却过程还是在等压冷却过程 中,冰面过饱和环境 $S_{i,2}$ 下的 δ^{18} O 随温度的降低而 减小的变化率均小于过饱和环境 $S_{i,3}$ 下的 δ^{18} O。 由此可见混合云中动力分馏效应的重要作用。

4 云中液态水含量对 δ¹⁸O 的影响

与经典瑞利模型的假设不同。通常云中存在液态水,尤其是在具有强上升气流的对流云中,这里设 t₀为云底温度,云中液态水含量 *M*₁ 随温度的分布为:

$$M_{1} = \begin{cases} -c_{1} \int_{t_{0}}^{t} dM_{v} & t \ge 0 \\ -c_{2} \int_{t_{0}}^{-t} dM_{v} & t < 0 \\ 0 & t \le -t_{0} \end{cases}$$
(26)

式中的积分项为降温过程中凝结的水量, c_1 , c_2 分别 为温度大于等于和小于 0℃云层中的含水量系数, 其数值均大于 0,它们的大小代表保留在云中的那 部分凝结量。当 $c_1 = c_2 = 0$ 时,表明云中无液态水; 当 $c_1 = c_2 = 1$ 时,所有凝结相都被保留在云中。这 里,仅考虑湿绝热冷却过程中的两个方案。方案 A: $c_1 = 1/3$, $c_2 = 1/4$;方案 B: $c_1 = 1/2$, $c_2 = 1/3$ 。方案 A的含水量明显小于方案 B。 c_1 和 c_2 选择并无特 殊的物理考虑,只为了解不同云中含水量对稳定同 位素分馏的影响。

在湿绝热冷却过程中,不考虑冰面过饱和环境 的影响,将不同的云中含水量(方案 A 和方案 B)引 入分馏模型(9),分别记作瑞利 – A (对应于方案 A) 和瑞利 – B (对应于方案 B)。另外,在每一方案中 分别考虑不同的冰面过饱和比(*S*_{i,2}和 *S*_{i,3}),则得到 不同云中含水量以及不同冰面过饱和比对稳定同位 素分馏的影响。图 4 给出了计算结果。



图 4 湿绝热冷却过程中不同湿度条件下云中液态水含量对 δ¹⁸O 的影响 (a.不同相态中的 δ¹⁸O 与温度的关系, b. 加权平均 δ¹⁸O 与温度的关系)

由于式(9)所揭示的稳定同位素分馏过程是一 个降温过程,因此云中的液态水保留着先前凝结阶 段的记忆,即具有较高的稳定同位素比率。从而,降 水中 δ¹⁸O 依温度变化的曲线要比不考虑云中含水 量时平缓。在相同的冰面过饱和环境下,云中含水 量愈多,曲线愈平缓。

5 云中 ôD 和 ô¹⁸O 之间的关系

大气降水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 之间的关系 $\delta D = b \delta^{18}O$ + d 被称为大气水线。它对于研究水循环过程中稳 定同位素比率的变化具有重要意义。在全球尺度 下,观测到的大气水线为^[13]: $\delta D(\%) = 8.0 \delta^{18} O(\%) + 10.0$ (27) 这个关系式表明在平均状况下,水汽在其源地非平 衡蒸发过程中两类稳定同位素比率 $\delta D = \delta^{18} O 之$ 间的关系。大气水线的梯度项 b 反映两类稳定同 位素之间分馏速率的对比关系;常数项 d 反映氘对 于平衡状态的偏离程度。它们均受制于从水汽在源 区的蒸发到雨滴降落至地面的所有相变过程。在平 衡状态下, b = 8.0, d = 0.0。

101

利用模式对在不同冷却方式、不同过饱和度以 及云中不同含水量条件下 δD 与 δ¹⁸O 之间的关系 进行分析(图 5)。所有积分均从初始凝结状态到 – 30 ℃。





5.1 不同冷却方式的影响

在图 5a 中,湿绝热冷却过程中的梯度项 b 和常 数项 d 均大于等压冷却过程中的 b 和 d 值。可以 看出,全球大气水线介于 I 线和 II 线之间。说明平 均降水既非在湿绝热冷却过程中产生,也非在等压 冷却过程中产生,而是两种过程的结合。

由于过程 I 和过程 II 具有相似的特征,下面仅 分析湿绝热冷却过程 I 中不同过饱和比(S_{i,1} = 1.1 和 S_{i,3} = 1.1 - 0.001t)和不同云中含水量条件(方 案 A 和方案 B)对大气水线的影响。

5.2 云中过饱和比的影响

在分馏模型中引入过饱和比的影响后,计算的 结果显示(图 5b),不同的冰面过饱和比对大气水线 的影响是不同的。在湿绝热过程中,对应过饱和环 境 $S_{i,1}$ 的 b 和d 分别大于瑞利 – I。而对应 $S_{i,3}$ 的 b和 d 与瑞利 – I 基本相同。

5.3 云中液态水含量的影响

与瑞利 - I相比,尽管云中液态水含量增加了 大气水线的 b 值和 d 值,但其影响程度则不及过饱 和比。在方案 A 中,对应于 S_{i,1},云中含水量的影响 仅使 b 值增加了 0.14, d 值增加了 0.25; 对应于 S_{i,3}, b 值仅增加了 0.11, d 值增加了 0.96。在方案 B中, 对应于 S_{i,1}, b 值、d 值分别增加到 9.37 和 18.64; 对应于 S_{i,3}, b 值、d 值分别增加到 8.33 和 13.48(图略)。由此可见, 与冰面过饱和比相比, δ D 和 δ^{18} O之间的相对变化对云中含水量的大小具有 弱的敏感性。

6 乌鲁木齐降水中稳定同位素的变化

6.1 温度效应的模拟

由乌鲁木齐多年月平均 δ¹⁸O, δD 的变化(图 6a)以及逐月稳定同位素比率 δ¹⁸O 和 δD 与月平均 温度的相关散布(图 6b, 6c)可以看出,乌鲁木齐取 样站的温度效应是显著的。对稳定氧同位素:

$$\delta D(\%) = 3.0415 t(\%) - 112.14$$

r = 0.8567 (29)

它们的相关信度均超过0.001。





根据 3.1 节,取水汽源区表面水的 $\delta^{18}O_s = 0.0$, 相应 的 $\delta D_s = 0.0$, $t_0 = 29℃$, $P_0 = 1010$ hPa, f = 80%, $t_s = 26℃$; 在湿绝热条件 I 下取冰面过饱 和比为 $S_i = 1.0 - 0.003t$ 。由于乌鲁木齐地处中纬 度西风带,云中含水量较小,取含水量系数 $c_1 = 1/5$, c₂=1/6。依据上述条件对模式(9)进行积分,得到 模拟曲线 L1。这条曲线代表来自热带或副热带海 洋水汽的初始凝结物中稳定同位素比率与凝结温度 之间的关系。可以看出,模拟曲线与实际回归线之 间有较大差别。 假设 $\delta^{18}O_s = -3.5\%$,相应的 $\delta D_s = 8.0 \times \delta^{18}O_s$ = -28.0%,其他初始条件不变,依然对模式(9)进 行积分,得到模拟曲线 L2。这条曲线与实际回归线 具有一定程度的相似。事实上,海洋表面水中的稳 定同位素比率不可能像假设那样低。因此,如果不 考虑其他因素的影响,可以推断,乌鲁木齐的降水不 是来自海洋水汽的初始凝结。在经历了水汽的长途 输送之后,降水中的稳定同位素成分在很大程度上 已被衰减。

需要指出的是,模式中的温度均为凝结温度。 它与取样温度是不同的。假设产生降水的平均凝结 高度距地面 1000 m,则平均凝结高度上的温度与平 均取样温度之间的差近似为 6.5 ℃。根据这个粗略 的估计,将云中凝结温度均转换为取样温度,即将 L2 线向右平移 6.5 ℃,由此得到曲线 L3。可以看出,模拟曲线 L3 与实测回归线有很好的一致性。

6.2 大气水线的模拟

根据对乌鲁木齐降水中月 δD 和 δ¹⁸O 之间关系的统计,得到该站的大气水线(图 7):

$$\delta D(\%) = 7.2892 \delta^{18} O(\%) + 2.7798$$

r = 0.9848 (30)

乌鲁木齐的大气水线无论是梯度项还是常数项均小 于全球大气水线。

将图 6b,6c 中模拟曲线 L2(或 L3)中对应的 δD 和 δ¹⁸O 点绘在图 7 中,得到模拟曲线 L。这条曲线 与实测的大气水线具有较好的一致性。但也存在一 定的差异。对比图 5,模拟曲线 L 的梯度项和常数 项均大于实测值。



图 7 乌鲁木齐站的大气水线和模拟

从严格意义上讲,L 线应称作凝结线。它反映 混合云中凝结物的 δD 与 δ¹⁸O 的关系。由于凝结 物在降落过程中的蒸发以及与周围大气之间的稳定 同位素的交换,到达地面的降水中稳定同位素比率 与凝结物离开云底时的数值不同^[14],尤其是在蒸发 过程中。由于氢同位素相对快的分馏速率^[2],实际 大气水线的梯度项和常数项均比凝结线要小^[5]。

7 结 论

(1)在混合云中,动力分馏效应受冰面过饱和 比的制约。过饱和比愈大,动力分馏效应愈强。它 的作用使得稳定同位素的综合分馏系数减小,从而 使降水中稳定同位素比率随温度的变化趋缓。云中 液态水含量的贡献仅仅是在总体上改变稳定同位素 比率的大小,而不改变稳定同位素比率随温度的变 化趋势。

(2)模拟结果显示,湿绝热冷却过程中大气水 线的梯度项 b 和常数项 d 均大于等压冷却过程。 不同的冰面过饱和比对大气水线的影响是不同的。 与冰面过饱和比相比, δD 和 δ¹⁸O 之间的相对变化 对云中含水量的大小具有弱的敏感性。

(3)乌鲁木齐的降水不是来自海洋水汽的初始 凝结。由于远离海洋,水汽在经历了长途输送之后, 乌鲁木齐降水中的稳定同位素成分在很大程度上被 衰减。

(4)依据给定的条件,模拟的 &D/&¹⁸O 曲线与 乌鲁木齐实际大气水线具有较好的一致性。二者之 间的差异与凝结物降落过程中的蒸发以及凝结物与 周围大气的稳定同位素成分之间的交换有关。

参考文献

机机械数数数数数 医动物 计分子分子 计分子数 法法法律法法保证 医尿管管 法情况的 计分子 计

11.1 (P. 19) (P. 19)

- 4

÷

j.

103

¹ Dansgaard W. The abundance of 18 O in atmospheric water and water vapor. Tellus, 1953, 5: 461 ~ 469

² Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 1964, 16: 436~468

- 3 Rozanski K, Araguas L, Gonfiantini R. Relation between long term trends of oxygen 18 isotope composition of precipitation and climate. Science, 1992, 258: 981~985
- 4 Yao T D, Thompson L G, Qin D H, et al. Variations in temperature and precipitation in the past 2000a on the Xizang (Tibet) Plateau Guliya ice core records. Science in China (B), 1996, 39: 425~433
- 5 Merlivate L, Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium oxygen 18 relationship for precipitation. J Geophys Res, 1979, 84: 5029 ~5033
- 6 Jouzel J, Merlivate L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects at snow formation. J Geophys Res 1984, 89: 11749~11757
- 7 Merlivat L. Molecular diffusivities of water $H_2^{16}O$, $HD^{16}O$ and $H_1^{18}O$ in gases. J Chem Phys, 1978, 69: 2864~2871
- 8 Merlivat L. The dependence of bulk evaporation coefficients on air water interfacial condition as determined by the isotopic method. J Geophys Res, 1978, 83: 2977~2980
- 9 Majoube M. Fractionnement en oxygene 18 et en deuterium entre l'eau et savapeur. J Chimate Phys, 1971, 10: 1423~1436
- 10 Majoube M. Fractionnement en oxygene 18 entre la glace et la vapeur d'eau. J Chimate Phys, 1971, 68: 625~636
- 11 Jouzel J, Russell G L, Suozzo R J. Simulations of HDO and H₂¹⁸O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: the seasonal cycle for present - day conditions. J Geophys Res, 1987, 92: 14739 ~ 14760
- 12 章新平,姚檀栋.全球降水中氧同位素比率的分布特点.冰川冻土,1994,16:202~210
- 13 Craig H. Isotopic variations with meteoric water. Science, 1961, 133: 1702~1703
- 14 Zhang X P, Xie Z C, Yao T D. Mathematical modeling of variations on stable isotopic ratios in falling raindrops. Acta Meteor Sinica, 1998, 12: 213~220

SIMULATIONS OF STABLE ISOTOPIC FRACTIONATION IN MIXED CLOUD IN MIDDLE LATITUDES——A CASE OF THE PRECIPITATION AT ÜRÜMQI

Zhang Xinping

(Institute of Resources and Environment, Hunan Normal University, Changsha 410081 China; Research Center for Earth Environment, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081 China)

Liu Jingmiao

(Research Center for Earth Environment, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081 China)

Yao Tandong

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Lanzhou 730000 China)

Masayoshi Nakawo

(Research Institute for Humanity and Nature, Kyoto 602-0878 Japan)

Qin Dahe

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Lanzhou 730000 China)

Abstract

The introduced mathematical model takes into account the action of the kinetic fractionation effect in super saturation environment at ice surface as liquid and solid phases coexist in mixed cloud. The kinetic fractionation effect is controlled by the super saturation ratio S_i at ice surface in the mixed cloud. The greater the S_i , the stronger the kinetic fractionation effect. The kinetic fractionation action makes the synthetic fractionation factor decreased and the change of the δ^{18} O with temperature flatted, compared to that at equilibrium state. The δ^{18} O values in the wet adiabatic cooling process are greater than in the isobaric cooling process under the same temper-

105

many and the statement of the statement of the statement of the statement of the statement of

计数据数据数据数据 医马克氏肌上的 一种 化合成的 医试验检试验 网络加加加加 建成化合物 化合物 网络大学的 化合物 化合物 化合物 化合物 化合物 化合物 化合物 化合物 计分析 化合物 化合物 化合物

ature, showing that the fractionation rate of the latter is faster than that of the former. The change rate of the δ^{18} O against temperature in the wet adiabatic cooling process is smaller than in the isobaric cooling process under same humidity. Compared to the δ^{18} O in the liquid phase in the equilibrium process ($S_i = 1.0$), the δ^{18} O in the solid phase is of a smaller change rate for greater S_i and a greater one for smaller S_i . With increasing S_i , the kinetic fractionation effect is strengthened, and perhaps α_e , which means that the δ^{18} O in the solid phase will maintain unchanged or increase with decreasing temperature.

The liquid water contents in the cloud are of heavy δ^{18} O values because the isotopic memories from the previous condensation process are preserved in the liquid water. Consequently, the curves of the δ^{18} O against temperature have low slopes, compared to ones in which the liquid – water contents in the cloud are not considered. The more the liquid – water contents in the cloud, the lower the slope. The contribution of the liquid – water contents in the cloud is only to change the magnitude of stable isotopic ratio in water, but not the variation trend with temperature.

The different super saturation ratios have the different impacts on MWL. The slope parameter b and the intercept d of the meteoric water line (MWL), $\delta D = b \delta^{18} O + d$, in the wet adiabatic cooling are greater than those in the isobaric cooling. The global MWL lies between two MWLs simulated under the wet adiabatic and the isobaric cooling processes, respectively. Compared to the super saturation ratio at ice surface, the b and d have the low sensitivity to the liquid – water contents in the cloud. Using the kinetic fractionation model, the variation of stable isotopes in precipitation at Ürümqi is simulated. The simulated stable isotopic ratio/temperature and the $\delta D/\delta^{18}O$ curves have very good consistency with actual regressions and MWL at Ürümqi, respectively. The difference between them is related to evaporation and isotopic exchange of raindrops with surrounding atmosphere during falling. The precipitation at Ürümqi is not the outcome of the initial condensation of ocean vapor. The stable isotopic compositions in precipitation are greatly depleted after vapor undergoes long distance transportation.

Key words: Stable isotopes, Fractionation, Kinetic effect, Temperature effect, Meteoric water line.