

水の安定同位体 (^{18}O) の鉛直積分型 水平 2 次元循環モデルの構築と検証

DEVELOPMENT AND VERIFICATION OF A VERTICAL INTEGRATED
TWO DIMENSIONAL WATER ISOTOPE CIRCULATION MODEL

芳村 圭¹・沖 大幹²・大手 信人³・小池 雅洋⁴

Kei YOSHIMURA, Taikan OKI, Nobuhito OHTE and Masahiro KOIKE

¹学生会員 東京大学生産技術研究所 (〒 153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

²正会員 博士 (工学) 総合地球環境学研究所 助教授 (〒 602-0878 京都市上京区丸太町通河原町西入高島町 335)

³非会員 博士 (農学) 京都大学大学院農学研究科 助教授 (〒 606-8502 京都市左京区北白川追分町)

⁴正会員 東京大学生産技術研究所 技術官 (〒 153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

The water stable isotopes (D and ^{18}O) in precipitation, which are widely used as tracers in the global hydrological cycle, have large spatial and temporal fluctuations. However, a primary factor of the fluctuations has not been quantitatively described by previous studies. Thus, this study has developed a new isotope circulation model (ICM), which has higher spatial and temporal resolution such as $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ and daily time-scale than former isotope model studies. Notice that ICM has only one vertical layer, which means the isotopic behavior are vertically integrated in each grid. ICM has reproduced the daily variation of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in Chiangmai with good correlation (0.76), as well as the monthly $\delta^{18}\text{O}$ in the whole globe. The results have (1) revealed the primary factor of the isotope fluctuations and (2) supported the validity of the assumption in ICM.

Key Words : stable isotopes, GAME-reanalysis, GNIP, isotope circulation model, Asian monsoon

1. はじめに

水が地球上をどのように巡っているのかということについての議論は、工学や理学だけでなく様々な分野の研究者の興味を引き付け、盛り上がりを見せている。しかし、今日降った雨の水蒸気はどこから輸送されてきたのかといった広域水循環の仕組みはまだほとんど解明されていない。そのような水の循環のトレーサーとして代表的なものが、水の安定同位体、すなわち重水素 D と重酸素 ^{18}O である。それら安定同位体は、地球上で総量は微少なながら原子的に安定した状態で保存されており、水の移動に伴い空間的・時間的に偏る性質を持つ。その偏りの原因の追跡は水循環の仕組みの理解につながる。

中でも降水の安定同位体組成は、複雑な大気中の水循環の影響を受けて時間的・空間的に特に大きく変動する。これまでの降水同位体研究によって、高度効果や内陸効果等、様々な領域における降水同位体比変動の地域及び時期特性が確認されてきた。しかし、その時空間変動の原因解明のために大気中の水循環を定量的に扱った研究は極めて少なく、依然変動要因に対する決定的な答えは見つかっていない。

また、降水同位体比の時空間変動特性を地球規模に一般化する試みが、同位体 AGCM (Atmospheric General Circulation Model) を用いた研究である^{1),2),3)}。それらは AGCM の大気物理過程が同位体組成に与える影響を定量的に表現し、既存の観測値の良好な再現に成功している。しかし、これらの研究の水平分解能は $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ 以上と低く、またせいぜい月単位の時系列変動の再現にとどまっている。Mathieu et al.³⁾ は日単位での検証の必要性を示唆しつつ、モデルの検証に利用できる精度の良い日単位観測データがないことを指摘するが、例えば 2 章 (4) 節で示すタイでの降水同位体データのように、観測データはもちろん存在する。そのことを考慮すると、現段階の各同位体 AGCM は降水同位体比の日々変動の精度良い再現には至っていないと考えられる。

そこで本稿では、これらの問題を解決するための新モデルを開発する。新モデルは、水平空間における解像度を $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ とし、算出する降水同位体比の時間解像度を日単位とする。そして、同位体組成に影響を与える鉛直方向の大気物理過程を全て鉛直積分した形にして、同位体の水平方向の循環を表現する。この点は、前述の同位体 AGCM では鉛直方向の大気物理過程をでき

るだけ詳細に同位体比組成に反映させている⁴⁾こととは対照的であり、本モデルの最大の特徴である。

本稿ではこのように、既存の同位体 AGCM よりも時空間分解能が高く、全球を対象とした鉛直積分型水平 2 次元の同位体循環モデル (ICM; Isotope Circulation Model) を構築し、結果を観測データと検証する。そして、(1) 降水同位体比の時空間変動の要因は何であるのか、(2) 鉛直積分型というモデル化が広域大気水循環を表現するに当たって妥当であるのか、という 2 点の疑問に答える。

2. 水の同位体の一般的性質

(1) 同位体の表示法について

水の同位体である D, ^{18}O は、それぞれの代表原子 (H, ^{16}O) に対する同位体の組成比 (同位体比) の標準試料からの千分偏差 (‰) を用いて、その量の大小を表現する。重酸素 ^{18}O を例にとって式に表すと、

$$\delta^{18}\text{O} = ((R_A/R_S) - 1) \times 1000 \text{ [‰]} \quad (1)$$

である。ここで、 R_A , R_S はそれぞれサンプル A と標準試料 S の同位体比 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ である。標準試料には通常 SMOW (Standard Mean Ocean Water) を使用する。式 (1) から、 δ 値が大きいほど、含有同位体量が多いということがわかる。このことを、同位体は代表原子に比べて質量数が大きいことから、慣用的に「重い」と表現する。逆に δ 値が小さいことを「軽い」と表す。

(2) 分別と分別係数

固体 \leftrightarrow 液体 \leftrightarrow 気体と水が相変化する際に生じる、各相での同位体存在量の偏りを「分別」と呼ぶ。常温付近の水では気体よりも液体に、液体よりも固体に同位体が濃縮される傾向を持つ。これらのことは、分別係数 α を用いて次のように表現される。

$$\alpha_{A,B} = R_B/R_A \quad (2)$$

R_A , R_B はそれぞれ物質 A, B の同位体比である。 $\alpha_{A,B}$ が 1 以上であれば A よりも B に、1 以下であれば B よりも A に同位体が濃縮されるという意味を持つ。

(3) Rayleigh の蒸留式

同位体比が相変化の進行とともにどのように変動するかを連続的に表すのに使われるのが、Rayleigh の蒸留式であり、以下の様に表される⁵⁾ (式 (1) と同様に重酸素 ^{18}O を例にとる)。

$$\frac{R}{R_0} = \frac{1 + 10^{-3} \delta^{18}\text{O}}{1 + 10^{-3} \delta^{18}\text{O}_0} = \left(\frac{Q}{Q_0} \right)^{\alpha-1} \quad (3)$$

R_0 , R はそれぞれ相変化によって総量が増減した前と後の同位体比であり、 $\delta^{18}\text{O}_0$, $\delta^{18}\text{O}$ はそれぞれに対応する

δ 値である。また、 Q_0 , Q はそれぞれ相変化前後の総量、 α は分別係数である。左辺から中辺へは式 (1) を用いて求められる。

(4) 降水同位体の日々変動 (タイにおける研究例)

当研究グループでは、GAME-T (GEWEX Asian Monsoon Experiment in Tropics) の活動の一環として、1998 年 6 月から現在に至るまで、タイのバンコク・スコタイ・チェンマイの 3 地点において、1 日の雨量の中から数 ml の降水サンプルを定期的に採取している。1998 年と 1999 年に採取された試料の分析結果 (図 1, 図 2) を見ると、5 月から 11 月にかけての雨季の進行と共に降水同位体比が小さく (軽く) なっていくという季節変動と、さらには 10 日から 45 日程度の周期で 10 ‰ 以上も変動するという季節内変動があることが分かる^{6),7)}。また、600km 離れた観測点において連動した変動が見られることから、局所的な降水プロセスの作用による同位体比変化よりも、アジアモンスーンという広域的なスケールによる大気水循環によって同一の水蒸気もたらされていると推測されている⁶⁾。

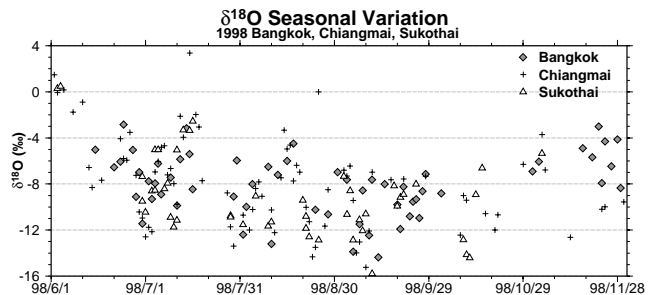


図 1 タイ 3 地点における酸素同位体比の季節変化 (1998 年)

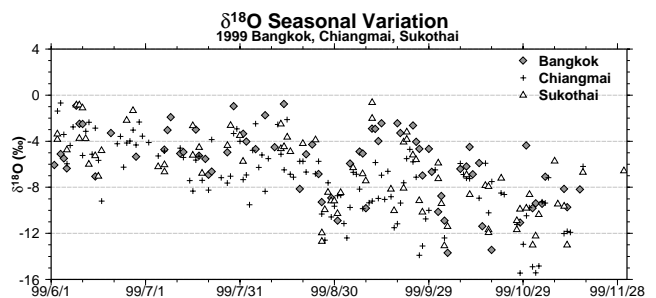


図 2 タイ 3 地点における酸素同位体比の季節変化 (1999 年)

3. 同位体循環モデルの開発

(1) 使用するデータセット

GAME 再解析⁸⁾ Ver 1.5 全球物理量データから、可降水量・水蒸気フラックス (鉛直積分値・水平 2 成分) ・潜熱フラックス・降水量を使用する。データセットの解像度は $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ 、鉛直 1 層 (積分値)、6 時間毎であり、期間

は1998/04/01/00:00UTCから1998/10/31/18:00UTCである。

(2) 格子の設定

正確に言うと地球は回転楕円体であり、直交する経線・緯線で囲まれる領域は3次元空間内で曲率を持った面になるが、本解析では簡単のためこれを台形と近似し、座標による各辺と面積の変化に注意しながら水と同位体の収支計算を行った。

(3) 本モデルの仮定事項

同位体輸送モデルを構築するに当たって、次のようないくつかの仮定を立てた。

- (a) 格子内の水蒸気は、鉛直方向と水平方向のどちらから流入してきても、すぐに混合し、同位体的に一様な分布となる
- (b) 水蒸気が水平方向に輸送するとき同位体分別は起こらない
- (c) 水蒸気フラックスの出入り、蒸発による供給が行われた後、降水が起こる
- (d) 急激な蒸発等、分子拡散速度の違いに起因した分別(動的分別)は考慮しない
- (e) 地表面と海面からは、蒸発によって常に一定の同位体比を持った水分が供給されると仮定する。またその同位体比は季節によって変化しないとする
- (f) 降水は時間的に一様に起こる(6時間一定量で降り続ける)。また常にRayleigh式に基づいた平衡分別によって凝結する

(4) 各格子における水収支計算

ある時間 t における可降水量 $Q(t)$ と Δt 時間後の可降水量 $Q(t+\Delta t)$ の関係は、

$$Q(t+\Delta t) = Q(t) + F_{Uin} - F_{Uout} + F_{Vin} - F_{Vout} + E - P \quad (4)$$

である。各 F は東西方向 (U)、南北方向 (V) についての Δt 間の水平流入 (in)・流出量 (out) を示しており、 E 、 P はそれぞれ時間 Δt における蒸発量と降水量である。

(5) 各格子における同位体収支計算

閉鎖空間における同位体の保存により、式 (4) から

$$\begin{aligned} & \delta q(t+\Delta t) Q(t+\Delta t) \\ &= \delta q(t) Q(t) + F_{Uin} \times (\delta q(t))_{lon} + F_{Vin} \times (\delta q(t))_{lat} \\ & \quad - (F_{Uout} + F_{Vout}) \times \delta q(t) + \delta e E - \delta p P \end{aligned} \quad (5)$$

が成立する。 δq 、 δe 、 δp はそれぞれ Q 、 E 、 P の同位体比 [%₀₀] を示している。ここで、添字 lon 、 lat はそれぞれ東西方向、南北方向におけるどちらか隣りの格子についての式であることを示しており、 F_{Uin} または F_{Vin} の正負

によってどちらかが決定される。水平方向の輸送では同位体分別は行われないため、式 (5) の中で同位体分別されるものは凝結による δp のみである。

上式 (4)、(5) について、降水量 P を考慮する前段階の可降水量とその同位体比をそれぞれ Q^* と δq^* とすると、Rayleigh の式 (3) を使用して、

$$\delta q = \left(\left(\frac{Q}{Q^*} \right)^{\alpha-1} (1 + 10^{-3} \delta q^*) - 1 \right) \times 10^3 \quad (6)$$

と表される。 α は分別係数であり、 $Q = Q^* - P$ である。さらに同位体保存則により、

$$\begin{aligned} \delta q Q &= \delta q^* Q^* - \delta p P \\ \delta p &= \frac{\delta q^* - \delta q f}{1 - f} \end{aligned} \quad (7)$$

が成立する。ただし、 $f = Q/Q^*$ である。

このようにして求めた各タイムステップ毎の δp と P から6時間雨量の同位体比、さらに1日雨量の同位体比を算出する。以上のモデルのプロセスを概念図で表すと図3のようになる。

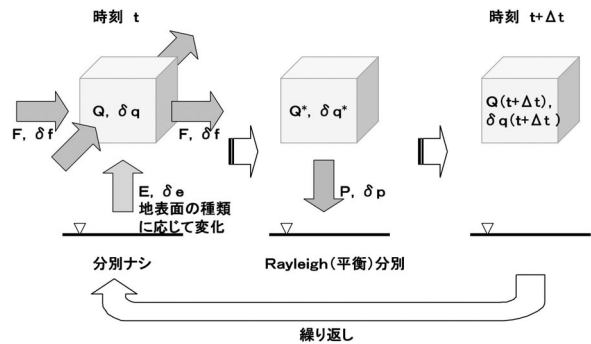


図3 ICM 各タイムステップの概念図

(6) 同位体分別係数と蒸発水の同位体比

本稿では、重酸素のみについて数値実験を行う。その際の分別係数 α は 1.0094 (25°C) とする⁹⁾。また蒸発水の同位体比 $\delta e_{(i,j)}$ に関しては、高緯度での降水同位体比は低緯度と比較して小さく(緯度効果)、それに応じて蒸発水の同位体比も小さいと考えられるため、南北緯度40度以上の陸域では-15 [%₀₀]、40度以内の陸域では-10 [%₀₀] とした。また海洋からの δe は -9.4 [%₀₀] と一定値に設定した。

(7) 可降水量の発散による誤差の取り扱い

このようにして各タイムステップの計算を進めていくが、実際の各種再解析値を用いた式 (4) の計算では、水収支が完全には閉じていないため時間が経つにつれて可降水量が地域によって正負に発散する。その量は最大 ±150 [mm/month] に達する。それはモデルのバイアスと、その修正のための同化、すなわち観測値によるモデル値の修正作業に起因している。

そのため本モデルは、直前のタイムステップで得られた $Q_{(t+\Delta t)}$ の値に関わらず、新たな各タイムステップでの式 (4) 左辺の $Q_{(t)}$ に、再解析データセットから得られるその時間の可降水量を用いて修正することによって、可降水量の発散を防いだ。

4. 結果

(1) インドシナ半島における降水同位体比の日々変動

図 4~図 6 は、観測値が揃っているタイの 3 地点における、本モデルと前述した観測の降水酸素同位体比の日々変動を比較したものである。これを見ると、3 地点全てにおいて降水同位体の季節変動を良く再現していることが分かる。それぞれの地点での相関係数と平均 2 乗誤差 (RMSE) はそれぞれ 0.76, 4.23 (チェンマイ:18.8°N, 99.0°E), 0.72, 4.10 (スコータイ:17.0°N, 99.8°E), 0.56, 3.50 (バンコク:13.8°N, 100.5°E) であった。ちなみにモデル値が連続的であるのは、モデル内ではほとんど毎日降水があることを示している。

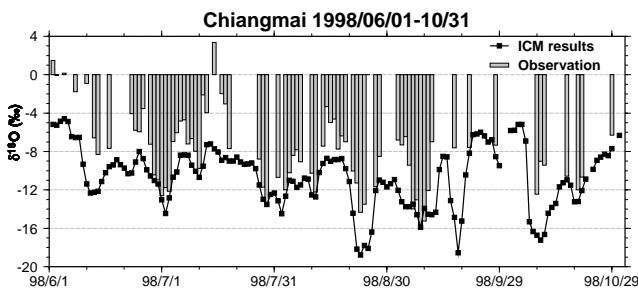


図 4 ICM 結果と観測の降水同位体比 (チェンマイ)

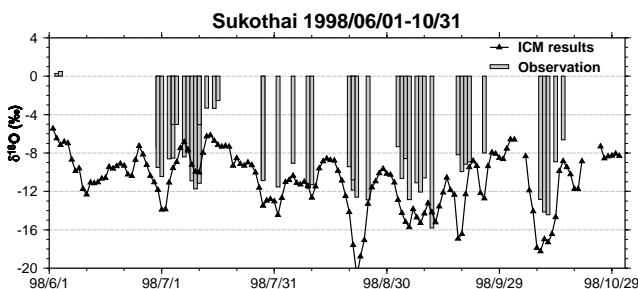


図 5 ICM 結果と観測の降水同位体比 (スコータイ)

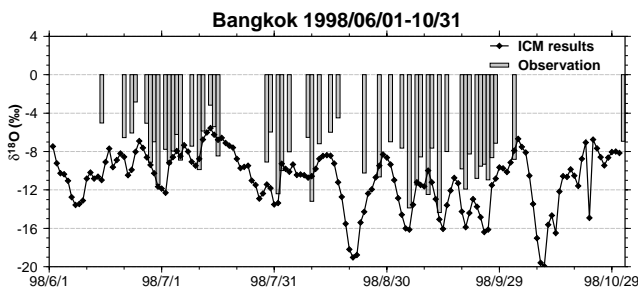


図 6 ICM 結果と観測の降水同位体比 (バンコク)

またチェンマイを例として、降水同位体比と水蒸気同位体比、そしてモデル内の降水量の時系列変動を示し

たものが図 7、同様に降水同位体比と降水量との関係を示したものが図 8 である。これらの図より以下のことが読み取れる。

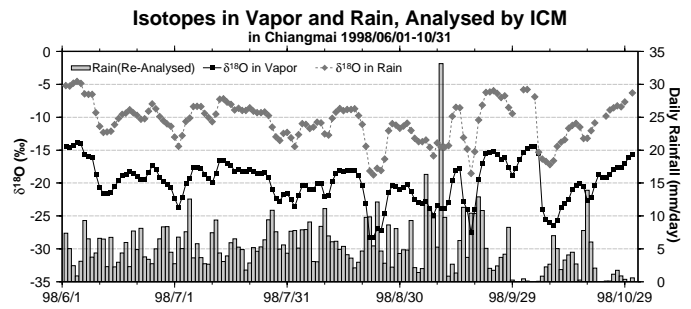


図 7 ICM による水蒸気と降水の酸素同位体比及び GAME 再解析降水量 (チェンマイ)

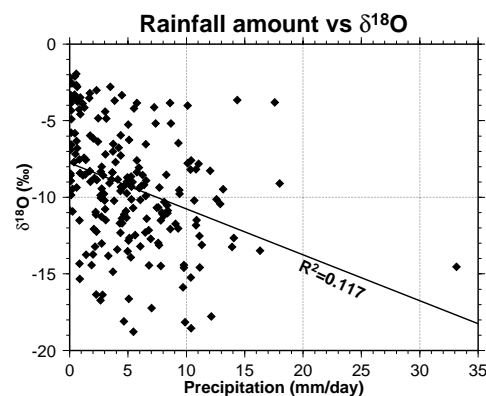


図 8 ICM による降水酸素同位体比と GAME 再解析の一日降水量の関係

- (a) 降水の同位体比 δp は上空の水蒸気の同位体比 δq と $(\delta p \simeq \delta q + 9)$ という関係で、ほぼ完全に対応している (図 7)
- (b) ICM による降水同位体比と降水量に良い相関は見られなかった (図 7, 図 8)。

これらによって、降水同位体比は、観測地その場での降水量によって決まっているのではなく、降水の元となる上空の水蒸気の同位体組成によってほぼ決定しているということが示された。すなわち、観測地上空に到達した水蒸気がどこで発生して、どれだけ雨を降らせてきたか、そのような水蒸気がどんな割合で観測地上空で混合しているのか、ということが降水同位体比決定の重要なファクターであるといえる。

(2) 全球降水同位体について

図 9 は、ICM によって得られた全球の降水同位体分布の 1 ヶ月加重平均と GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation)¹⁰⁾ による月単位観測データとの比較 (8 月) である。さらにその結果を散布図にしたものが図 10 である。相関係数と RMSE はそれぞれ 0.76 と 4.80 であった。GNIP による観測データは年次を経て

蓄積された月単位平均であるが、それらの年々変動はあまり大きくないことからそのまま比較に使用した。

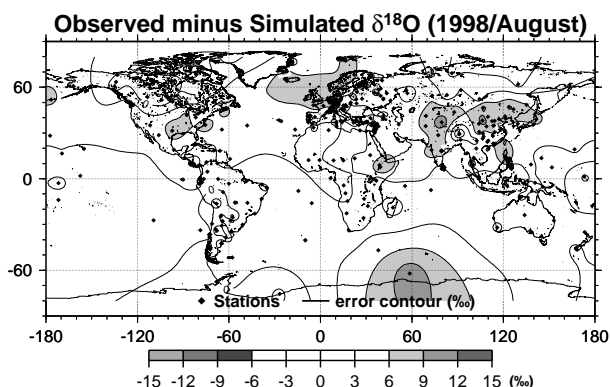


図9 GNIPとICMの差の全球分布図(1998年8月)

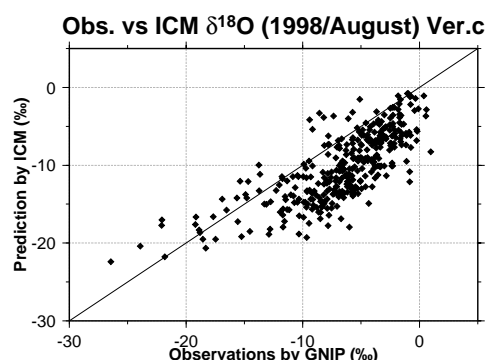


図10 GNIPとICMの比較散布図(1998年8月)

図9より、海洋域及び北ユーラシア大陸、南米、オーストラリア、アフリカ、東南アジアなどで良好に再現していることが分かる。比較可能な353地点中、269地点(76%)が $\pm 6\text{‰}$ の誤差の範囲であり、それは同位体GCMを用いた既往の研究³⁾と比較して許容できる値であると考えられる。さらに図10は、ICMが降水同位体比の大規模スケールでの地域特性の傾向を再現していることを示している。また、他の月について観測との比較を行うと、8月の結果とほぼ同様な結果が得られた。それらの図示は本稿では省略するが、このことは月単位での時系列変動を良く再現しているといえる。

しかし、GNIPの観測地点は全球でわずか389地点と、十分に密な降水同位体データを揃えているわけではない。また最小の時間単位は1ヶ月と長く、さらに全ての地点で毎月のデータが揃うわけではない。故に真に全球の降水同位体分布を良く再現しているか検証するには、タイについてすでに行ったような、時空間分解能の高い観測との比較検討が必要である。

5. 考察及び今後の課題

(1) 降水同位体比の時空間変動の要因について

4章(1)節の最後で述べたように、降水同位体比は、降水をもたらす水蒸気同位体比によって決定してい

ることが明らかとなった。その水蒸気同位体比は、凝結による同位体分別と水平方向と鉛直方向の水蒸気同位体混合を定量的且つ広域的に考慮することによって算出可能である。また本モデルによって、タイにおける降水同位体は局所的な降水プロセスによって決定されるのではなく、広域大気水循環の挙動変動によって決定されるものであると解釈することができる。ICMは全球を対象とした大気水循環及び同位体循環を表現しているが、局所的降水プロセス、すなわち対流性雲群の生成・成長や、雨滴降下中の蒸発等に伴う同位体平衡・動的分別は考慮されていない。それにも関わらず、観測事実と良く対応した結果が得られたからである。

この解釈は、今のところ日単位で降水同位体比変動を良く再現できたインドシナ半島地域のみには適用可能であるが、これを増やしていくためには、他の地域での日単位観測との比較を増やしていかなければならない。

(2) 鉛直積分型同位体モデルの妥当性について

本来水分量、気温共に大きく異なるはずの鉛直プロファイルを積分した形で一様として、Rayleigh式による同位体分別を適用することは、大気物理を考える上で精密とは言い難い。しかし、結果の良好な再現性を見るに、それが第一近似としては十分な精度でのモデル化であったということがいえる。特に、対流活動が活発で多雨な雨季のタイにおいて、降水同位体比の日単位での良好な結果が得られたことは、この地域における水蒸気及び同位体比の鉛直積分の妥当性を強く裏付けている。まさにそれらの点は本研究で得られた新たな知見である。すなわち、雲の微物理過程などを詳細に考えずとも、相当程度の精度で本モデルが利用できるという点が、今後の当該分野の研究に有用なツールを提供したこととなる。

逆に考えると、対流活動が小さい高緯度及び冬半球では、観測との検証の結果如何で解析手法の仮定を変える必要があるかも知れない。いずれにせよ、前述のように時間的・空間的に高密度な観測との検証が必要である。

(3) データセットの評価について

図7のバーで示される解析による降水日と、図4のバーで示される観測降水日が大きく異なるように、GAME再解析データセットは、確かに一点の降水量について良い再現性があるとは言い難い。しかし、降水量は 1.25° 四方の平均値であり、観測点での値と一致しないことは理解できる。注目すべきは水平方向の鉛直積分された水蒸気輸送に関するデータである。水蒸気の移動を考える場合は、鉛直方向と比較して水平方向の輸送は遙かに卓越する。本モデルによる結果の観測値との高い相関は、この鉛直積分水蒸気輸送の精度の良さに起因していると考えられる。

(4) ICMの改良について

図4~図6をよく見ると、ほとんどの降水日で計算値は観測値より過小評価していることがわかる。これは、ピークの位置や増減トレンドの対応の良さから考えると、蒸発時の初期値設定の影響が大きいと断定できる。特に陸上起源の水蒸気の同位体比は、植物からの蒸散によって増大することが知られているが¹¹⁾、本モデルではその点を過小に評価していると考えられる。また、本稿の数値実験では分別係数 α を25°Cにおける一定値として扱ったが、凝結時の気温は地域によって大きく異なることは想像にたやすい。それに応じて分別係数 α も変化させる必要がある。差し当たり、 δe と α の2変数についての感度分析を行い、数値実験結果に与える影響を評価することが必要である。

また、モデルそのものの改良も必要である。特に3章(2)節で述べた仮定の内(d)や(e)などが改良の候補として挙げられる。(d)では蒸発時の湿度や風速を考慮することによって分別係数 α をその都度変化させる、(e)では降水同位体比からのフィードバックを δe に加える、といったことが考えられる。

6. おわりに

本稿では、鉛直積分型水平2次元の同位体循環モデルを構築し、タイにおける降水同位体比の日単位での変動を、非常に精度良く再現することに成功した。また、全球における月単位降水同位体比も観測結果との良好な対応を得た。

その結果、降水同位体比は観測地近郊での降水量に左右されるものではなく、その降水をもたらした水蒸気の同位体組成によって決まることを見出した。そして水蒸気の同位体比は、凝結による同位体分別と水平方向に輸送される際の同位体混合によって決定されていることが分かった。以上は、1章で述べた2つの質問の1点目の答えである。

また、鉛直方向の大気物理過程を積分したモデルが、広域大気水循環を定量的に表現するに当たり、第一近似として許容できる程度で適切であることが示された。以上は2点目の答えである。結果的にこのことは、降水同位体組成に影響を及ぼすであろうと考えられてきた、降水プロセスにおける局所的な大気物理過程を詳細に考慮せずとも同位体組成の時空間変動を見積もることができることを示している。

さらに、それらの新たな知見に加えて、データセットの水平方向の水蒸気輸送精度の確認に本モデルが利用できることが分かった。このことは、当該分野の研究においてそのデータセットを用いた様々なツール(例えば大気水収支解析ツール・トラジェクトリー解析ツール)

の信頼性を高めることに役立つと考えられる。

そして、今後本モデルによる降水同位体組成の再現性をさらに向上させ、大気水循環の仕組みの理解を深めるためには、他の地域や年度の観測データとの検証を進め、モデルのパラメータを精緻化することが必要である。

謝辞：本研究は総合地球環境学研究所平成14年度プロジェクト『地球環境情報ライブラリと世界モデルを統合した水危機管理システムの構築』(代表:沖大幹)ならびに科学技術振興事業団 戦略的基礎研究推進事業『人間活動を考慮した世界水循環水資源モデル』(代表:沖大幹)の成果の一部である。また、Hydrological Center 1 (Chiangmai)のThada Sukhapunnaphan氏と職員の方々には降水サンプリングを引き受けて頂きました。ここに記して深く謝意を表します。

参考文献

- 1) G. Hoffmann, M. Werner, and M. Heimann. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years. *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp. 16871-16896, 1998.
- 2) A. Numaguti. Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, pp. 1957-1972, 1999.
- 3) R. Mathieu, D. Pollard, J. E. Cole, J. W. C. White, R. S. Webb, and S. L. Thompson. Simulation of stable water isotope variations by the GENESIS GCM for modern conditions. *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, pp. ACL 2-1- 2-18, 2002.
- 4) J. Jouzel, G. L. Russell, R. J. Suozzo, R. D. Koster, J. W. C. White, and W. S. Broecker. Simulation of the HDO and ¹⁸O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: The seasonal cycle for present-day conditions. *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, pp. 14739-14760, 1987.
- 5) 酒井均, 松久幸敬. 安定同位体地球化学. 東京大学出版会, 第2版, 1996.
- 6) 大手信人, 杉本敦子, チャッチャイ・タンタスリン, ニボン・タンサム, パンヤ・ポルサン, 沖大幹. タイにおける降水の同位体比変動特性. 水文・水資源学会2000年研究発表会要旨集, pp. 24-25, 2000.
- 7) 芳村圭, 小池雅洋, 沖大幹, 虫明功臣, 大手信人. 降水・蒸発過程が水の安定同位体比変動に与える影響について. 水文・水資源学会2001年研究発表会要旨集, pp. 286-287, 2001.
- 8) 谷田貝垂紀代, 山崎信雄, 釜堀弘隆, 高橋清利, 植田宏昭, 青梨和正, 隈 健一, 竹内義明, 多田英夫. GAME再解析について. 水文・水資源学会誌, Vol. 13, pp. 486-495, 2000.
- 9) M. Majoube. Fractionation factor of ¹⁸O between water vapor and ice. *Nature*, Vol. 299, p. 1242, 1970.
- 10) IAEA/WMO. Global Network of Isotopes in Precipitation, 2001. The GNIP Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>.
- 11) 杉本敦子. 水循環研究のための水の安定同位体比サンプリング解析システムの開発. 平成11年度-平成13年度科学研究費補助金研究成果報告書, pp. 1-16, 2002.

(2002. 9. 30 受付)