

— 解 説 —

水の安定同位体の気候研究への応用

北海道大学大学院地球環境科学研究科 沼 口 敦

1 はじめに

最近、土壌水分や積雪などの陸上の水の変動が、エネルギーや水の循環を通し、グローバルな気候の形成と変動とに重要な役割を果たしているということが認識されるようになり、GAMEなどの観測研究(安成, 1998)や数値モデルを使った研究(たとえばFerranti *et al.*, 1999)などが盛んとなってきている。このような水の大規模な循環と変動をとらえるために、ゾンデ観測や衛星観測、流出などの水文観測を用いた水収支の議論がなされているが(Oki *et al.*, 1995)、これらの議論からだけでは、水が実際にどこからどの経路で輸送され、大気・地表間をいかに巡回しているのか? といった基本的な問いに答えるのは難しい。このような問いに答え、水循環を総合的に理解してゆくためには、従来の水エネルギー収支の視点に加え、物質循環の視点を導入することが有用であろうと考えられる。たとえば、物質循環の研究で良く用いられる手法の応用として、同位体によって物質(水)をその起源や履歴などに応じて区別して扱うアプローチが考えられる。

水の同位体の気候研究への利用としては、このような水循環の研究への応用よりもむしろ、過去に蓄積された氷コアの同位体変動による古気候変動の復元への利用のほうに重点がおかれている。しかしながら、この復元の根拠となる降水の同位体比と気温との関係は、経験的に得られたものにすぎず、理論的にきちんと裏付けされたものではない。この同位体比による古気候変動の復元の信憑性を評価するためにも、水循環と同位体比の変動の関係を、他のデータも使いながら把握し理解して行く必要がある。

この小論では、以上のような背景を考慮しつつ、水の安定同位体変動の基礎的概念と、その気候研究への応用の現状について、その現状を降水中の安定同位体変動にしばって解説する。

2 水の安定同位体とその変動

2.1 同位体と分別効果

水、すなわち H_2O に含まれる水素Hには原子量1の 1H の他に、原子量2の重水素(deuterium, 2H , 通常Dで表される)と原子量3のトリチウム(3H)が、また酸素Oにも、原子量16の ^{16}O の他に原子量17と18の同位体(^{17}O , ^{18}O)が、少量ではあるが存在する。この中で 3H は放射性同位体であるが、他の同位体は安定同位体であり、自発的にその量が増えることはない。しかし気体と液体など違った相の水が共存するときには、原子量によって飽和水蒸気圧が違うために、重い同位体が気体側より液体側、液体より固体側に比率として多い状況で平衡となる。たとえば水蒸気から雲水の生成がある場合には、もとの水蒸気にくらべて、生成さ

れた雲水中には重水素 (D) や¹⁸Oが多くなり、残った水蒸気にはDや¹⁸Oが少なくなる。このような効果は、平衡分別効果 (equilibrium fractionation effect)と呼ばれている。

この他に分子拡散係数が原子量によって異なることによっても同位体比の変動が起こる。これを動的分別効果 (kinetic fractionation effect)と呼んでいる。このような動的分別効果が重要となるのは水の移動が一方方向に比較的急激に起こる状況であり、たとえば、比較的大気が乾燥した状況で水面からの急激な蒸発が起こる場合である。乾燥地における湖面からの蒸発や、冬期の日本海からの蒸発などがその典型例である。もうひとつの例が、過飽和度の大きな状況における雪片の形成過程である。

このような相変化に伴う分別を除き、輸送過程においては原子量によるふるまいの差は無視でき、同位体比は保存される。そのため、輸送過程を考える上では、同位体比を、水の特徴づけるトレーサーとして扱うことができる。

2.2 降水同位体と天水線, d 値

水の安定同位体のうちの代表的なものは、HDOとH₂¹⁸Oであり、それぞれ、0.15%、2%程度含まれている。その相対的な濃度、すなわち同位体比は、通常δの記号で表され、標準平均海水 (Standard Mean Ocean Water; SMOW)の濃度からのずれを千分比 (per mil)で表示する。すなわち、qを全体の水の量、q_DをHDOの量として、以下のように定義する。

$$\delta D = \left[\frac{q/q_D}{(q/q_D)_{SMOW}} - 1 \right] \times 1000 \quad (1)$$

つまり、δD = -10はHDOの含有比が標準海水に比べ1%少ないことを示す。また、同様にH₂¹⁸Oについてもδ¹⁸Oが定義される。

このδDとδ¹⁸Oを用いると、降水の同位体は2次元の図上の一点として表示される (図1)、この図は、GNIP (Global Network for Isotope in Precipitation) のデータ (全球分布を図2に示す) であるが、このように世界の多くの降水は、δD = 8δ¹⁸O + 10という直線上にほぼ分布している。この線は天水線 (meteoric water line)と呼ばれている (Craig, 1961)。しかし、全ての水がこの線に乗るわけではなく、この関係からのずれが重要な情報となりうる。そこで、d値 (d-excess; deuterium excess)を

$$d = \delta D - 8\delta^{18}O \quad (2)$$

のように定義する。天水線上の水はd = 10に相当する。

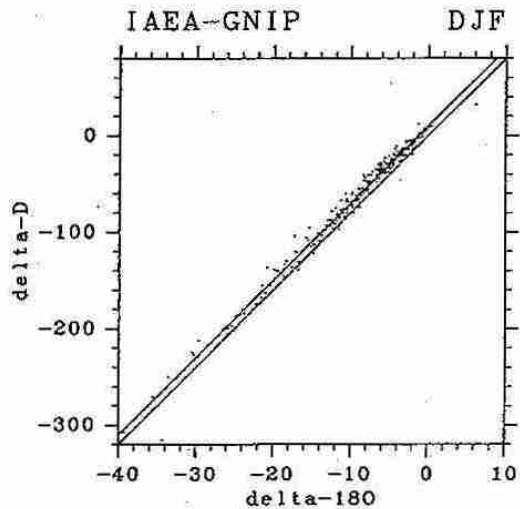


図1 GNIP観測による、年平均値の降水のδD (縦軸)とδ¹⁸O (横軸)との関係。線はd=0およびd=10を表す。

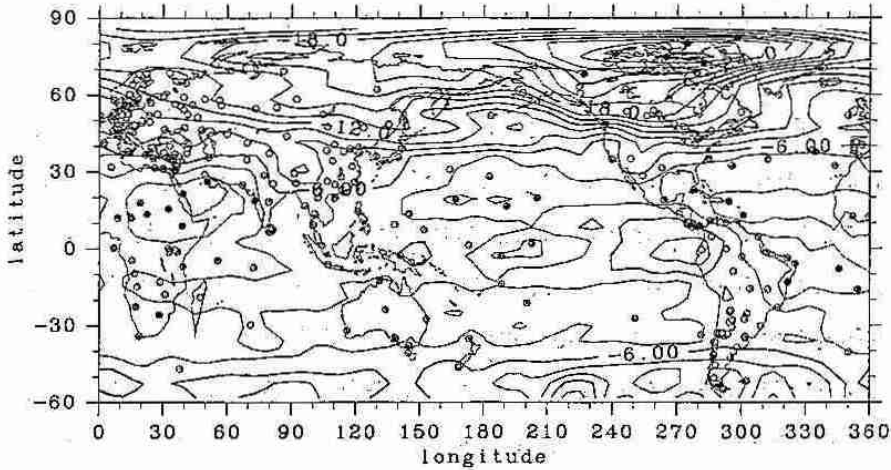


図2 GNIP観測による、年平均の降水のδ¹⁸Oの分布。点は観測点を示す。コンター間隔2‰。

2.3 降水同位体と気温との関係

降水のδDとδ¹⁸Oは、それをもたらす水蒸気の過去の履歴に依存する。海面から蒸発したばかりの水蒸気は海の水と同じような同位体比をもつが（より正確には蒸発による同位体分別によってδ値は小さな負）、そこから凝結する雲水は分別効果によって同位体比が重く（δ値が高く）なる。この分別による同位体比の変化は、温度に依存するが、δDとで80‰程度、δ¹⁸Oで10‰程度である。この

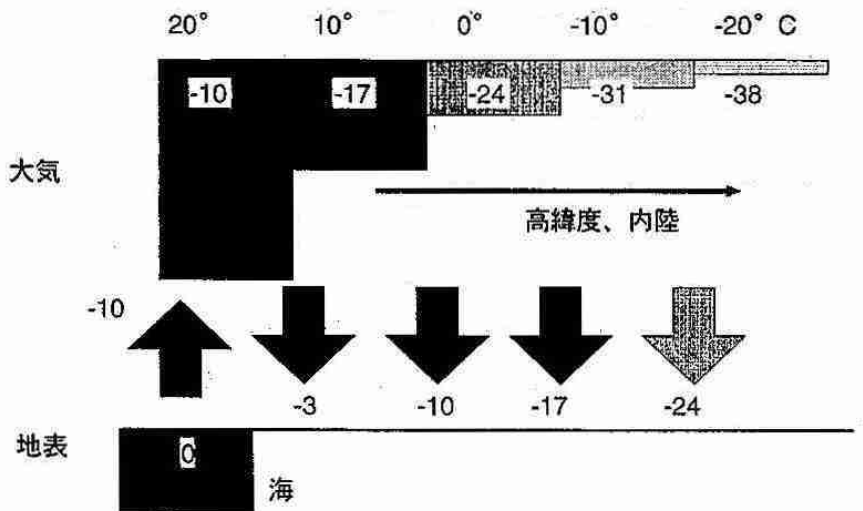


図3 Rayleighプロセスによる同位体比変化の説明図 数字はδ¹⁸Oの値を示す。

同位体比が重くなった雲水は降水によって大気から除去される。全体の同位体の量は保存するため、残った水蒸気同位体比は軽く（δ値は小さく）なる。この水蒸気は輸送などを経て冷却を受け、さらに凝結・降水を起こすが、もとの水蒸気同位体比が軽くなった分だけ、このときの降水のδ値は最初の降水よりも低くなる（図3）。このようなプロセスは、Rayleigh蒸留プロセスと呼ばれている（Dansgaard, 1964）。式で表せば、凝結による水蒸気混合比の変化dq_vとH₂Oの混合比の変化dq_{tot}は、

$$dq_v = \alpha \left(\frac{q_v}{q} \right) dq \tag{3}$$

となる。ここで、 α は1.08程度である ($H_2^{18}O$ の場合は、 α は1.01程度)、これを積分すると、

$$\frac{1 + 10^{-3} \delta D}{1 + 10^{-3} \delta D_0} = \frac{q_D/q}{q_{D0}/q_0} = \left(\frac{q}{q_0}\right)^{\alpha-1} \quad (4)$$

となる。つまり、降水の同位体比は、海面から蒸発した水蒸気 q_0 が、そこで降水する以前にどの程度降水により減少して (q という値になって) いるかによって決まっている (実際には α が温度の関数なのでこのように単純ではないものの、上の式はだいたい成り立つ)。海から蒸発したばかりの水蒸気塊の最初の降水は δ 値は0に近く、その大部分が降水となって除去されて同位体が「絞り取られた」後の水蒸気塊がもたらす降水は δ 値が大きな負の値を示す。

この降水の同位体比は、気温との相関が高いことが観測事実としてよく知られている (図4)。この気温と同位体比との相関は、定性的には、上述のRayleigh蒸留効果によって説明される。図3は、例えば水蒸気が気温の高い低緯度で蒸発し、気温の低い高緯度に輸送されながら降水するという状況に対応する。飽和水蒸気混合比は主に気温によってきまり、気温が10度低下するにつれてほぼ1/2になる。したがってこの間にもとの水蒸気の半分が降水するはずである。式(3)から、気温の10度の

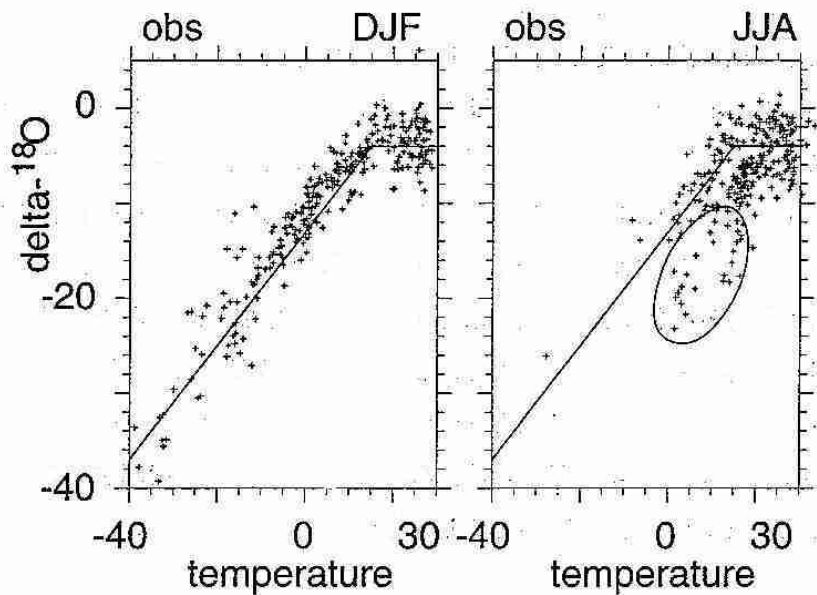


図4 G N I P観測による、冬期 (DJF) および夏期(JJA)における $\delta^{18}O$ と気温との関係。

低下で水蒸気が1/2になるにつれ、 δD 値はおよそ55 ($\approx (1 - (1/2)^{0.08}) \times 1000$)程度、また $\delta^{18}O$ 値は7程度低下することになる。

このような説明は、降水同位体比の気温依存性、および降水の δD と $\delta^{18}O$ とが8 : 1の直線上に乗ること (図1) を定性的には説明する。上の説明では低緯度と高緯度で考えたが、これは沿岸部と内陸部とで考えても同様である。しかし、このような説明はあくまで定性的なものである。実は、同位体比と気温との対応については、定量的にきちんと理解されているとは言い難いのが現状である。

上の説明からわかるように、降水の同位体比 δ は、気温の絶対値ではなく、むしろ水蒸気の起源域 (海洋からの蒸発域) での温度 (より正確には露点温度) と降水の形成場所での温度との差 (さらに正確には、蒸発場所での混合比と降水形成場所での混合比の比) によってきまっているはずである。世界のほとんどの場所の降水の δ 値と気温とが一本の直線上に乗るためには、その降水をもたらす水蒸気の起源場所の平均温度がほぼ一定である必要がある。実はこのような基本的なことが正しいのかどうかに関して解決を見えていない。

筆者は、後述するようなトレーサモデルや同位体循環数値モデルを用いて多少の検討を行っているが、上の考え方はおおむね正しいのではないかと考えている。そのひとつの証拠として、全海洋上からの蒸発量は、海面水温が $27 \pm 2^\circ\text{C}$ の領域からのものがほぼ半分を占めていることがあげられる。ただし、高緯度域では、より低い温度領域の海からの蒸発も大きいであろう。ここでは気温が低いと同位体分別係数が大きい、という効果とキャンセルすることによって、同じ傾きの直線に乗るように見えるのかもしれない。さらに、通常は地表付近の気温との関係で議論されるが、本来反映しているのは降水の形成温度であるはずであり、気温と降水温度の差の気候条件による依存性も考慮しなければならない。

2. 4 降水量効果と内陸効果

降水の同位体比を変える要因としては、この気温の他にもいろいろな要因がありうる。そのひとつが、降水量効果 (amount effect) と呼ばれているもので、降水量が多いほど、低い δ 値が観測されやすいという傾向である。これは定性的には簡単に説明できる。前述のように、雲水が形成されて降水となって除去される過程で、重い同位体は徐々に大気から取り除かれるため、最初の降水にくらべて、後で形成される降水は δ 値が小さい。ここで、最初の水蒸気の δ 値が同じであるとした場合、一度に多くの降水が起これば、少しの降水が起こる場合よりも、全降水で平均した同位体比は低くなるはずである。低緯度では、気温による同位体比の変化はあまり顕著ではなく、このような降水量による δ 値の変化のほうが目立っている。図4においても、気温 15°C 以上では気温と同位体比の関係がはっきりしないことが見て取れる。この他、同じ気温でくらべても、より海洋から遠い内陸部のほうで低めの δ 値が観測されるという「内陸効果」も、よく言及されることであるが、その実態は必ずしも明らかにはなっていない。

2. 5 d値の変動

Dと ^{18}O の δ 値は、降水の強度や、温度の変動などに大きく依存するが、この二つを組み合わせたd値の場所や時間による変動は通常小さい。これは、通常の凝結過程においてDと ^{18}O の δ 値がほぼ8:1で変化するためである。このd値は、ある条件のもとで各水蒸気塊について保存すると考えられ、このd値を水蒸気塊のふるまいを追うためのトレーサーとして用いることが可能となる。d値は、水面からの蒸発、降水の蒸発、氷晶の形成など、動的分別効果が働く場合に変化する。天水線上の平均的な降水はd値が10という値を持つが、これは海洋から水蒸気が蒸発する際の動的分別効果で説明できる。冬期の日本周辺の降水は、これに比べてd値が20程度と大きい。これは、冬期の日本海からの蒸発において、海面付近の飽差が大きく激しい蒸発が起こるためであると理解できる。

内陸部においては、d値の高い降水がしばしば観測される。これは通常以下のように、陸上に降った降水の再蒸発 (リサイクル) の反映として説明される。海から蒸発して大気に入った水蒸気は、10程度のd値を持っており、それによる降水も10程度のd値となる。このような降水が陸上に降って土壌水分などの形で蓄えられ、ある時間の後にまた大気中に蒸発の形で戻る。この再蒸発した水蒸気のd値は、さらなる動的分別効果のために、最初に海から蒸発した水蒸気に比べて高くなる。したがって、このような過程を経た水蒸気

による降水はd値が高くなるという解釈である。確かに大きな大陸の内陸部では、降水した水はほとんどが大気への蒸発で戻り、リサイクル率が高いと考えられる (Eltahir and Bras, 1996)。

この考えかたについては、いくつか考慮すべき問題がある。まず陸面からの再蒸発によってd値が高くなるということは、あくまで陸面の水のd値が、もとの降水のそれとほぼ等しい場合において成り立つことである。この仮定は降水直後には成り立つが、高いd値の水が蒸発で抜けるにつれ、陸面の水のd値は小さくなってゆくはずである。したがってそれから蒸発する水蒸気のd値も徐々に小さくなってしまふ。もし降った降水の全てがいずれ大気に蒸発として戻るならば、再蒸発した水蒸気のd値の平均値は、もとの降水のd値と変わらない。したがって、このような過程で降水のd値が平均的に高くなるのは、流出損失の少ない、再循環が活発な領域においてではなく、蒸発によってd値の低くなった土壌水がある程度流失するような場合に関連しているはずである。またこの再蒸発の際の分別効果は、蒸発のプロセスによって大きく異なると考えられている。特に植生からの蒸散では、ほとんど分別効果がないと考えられる。植生が蒸散する水は根から吸い上げた水であるが、この吸い上げの際には分別効果はほとんど働かない。また、この吸い上げた水はほとんどが蒸散するので、そこでも平均的には分別効果が働かないのである。さらに、降水のd値を変える大きな要因として、降水の蒸発があることも忘れてはならない。高いd値が観測されている内陸部では、降水の蒸発も比較的多いのではないかと考えられる。

このようにいろいろ問題はあつたものの、比較的保存されやすいd値を調べることは、どのような経歴を経た水蒸気から降水が形成されているか、つまり降水の水の起源を調べるのに役に立つと考えられている。

3 同位体の気候・水循環研究への応用

3.1 古気候(温度)の復元

水の安定同位体の気候研究への利用で最も多いのが、同位体比と気温との経験的關係を利用した古気候の復元であろう。たとえば南極のVostok基地では20万年を越える連続データが得られており (Jouzel *et al.*, 1996)、氷河期サイクルを含む過去の気温変動が推測復元されている。同様な大規模な試みはグリーンランドなどでも行われており、さらに最近の日本の南極観測隊によるドームふじのコア掘削の結果も出はじめてきている。

ただし、前述したように、同位体比と気温との關係は多分に経験的であり、その実の根拠には乏しい。何より、地理的な分布の説明としてはまだ良いとしても、その關係が時間変動にまで当てはめられるかについては大きな疑問が残る。このような問題の検証として、最近の観測された気温変化や、他の方法で復元された過去の気温変化と氷コアの同位体変動とを比較することが多く行われている (たとえば、White *et al.*, 1997)、そのほとんどで、すなわち時間変動のほうが同じ温度差での同位体比の差が小さく、地理的な分布から求められた同位体と温度の關係を時間変化にあてはめると、気温の変動を5割程度過小評価する、という結果が出ている。これは、たとえば、気温の時間的変化は降水域だけのローカルな変動だけでなく、水蒸気の起源域(海からの蒸発域)での温度も変化するからだと考えることによって定性的には理解できる。

もうひとつの検証としては、大気大循環モデルに同位体分別過程を組み入れてモデルによって降水の同位

体比を計算し、気候変化への応答を見ることによって検討する方法である。たとえばJoussame and Jouzel (1993)は、このようなモデルで、現在の状況でのシミュレーションと氷河期の状況での結果を比較し、定性的には問題がないことを確かめている。しかし、より詳しい解析によれば、気温と同位体比の比例係数は場所によって大きく変動することがわかっており、同位体比による気温の復元は、定量的には問題があることを示唆している。このあたりの議論について、より詳しくは、Jouzel *et al.*(1997)を参照されたい。いずれにせよ、古気候復元を確かなものとするためには、同位体比と他の物理量との比較、モデル計算などを利用することによって、同位体変動のメカニズムのさらなる理解を進めることが必要とされている。

氷コア以外にも、植物遺骸のセルロースなどに含まれる同位体を分析することにより、古気候環境の変動などの指標が見出せないかということも考えられている。セルロースの同位体比は気温、あるいは降水量といった気候条件の他に植物生理にも大きく影響を受けるため、その分離は困難であるが、今後の発展が期待される方法である。

3. 2 水循環と同位体変動

気温の指標としての同位体利用に比べ、水循環の指標としての同位体の利用は、まだあまり進んでいない。本来、同位体比の変動は、気温よりも水循環プロセスを直接的に反映しているはずである。その利用が進んでいない最大の理由としては、同位体変化プロセスの複雑さがある。つまり、地表からの蒸発、凝結、雪形成、降水蒸発、などの過程で同位体比が同時に大きく変化するので、 δD と $\delta^{18}O$ という2つの数字でしかない同位体比を見ても、これらのプロセスが一意には推測できない、という事情である。

Salati *et al.*(1979)は、南米アマゾン周辺の降水の同位体比から、アマゾン域での降水のもととなる水蒸気にはその場の陸上からの蒸発によるものが大きな割合をしめていること、すなわちリサイクル過程が重要であることを推測している。また、Rozanski *et al.*(1982)は、ヨーロッパの降水の同位体比から、この地域でもリサイクル過程が重要であり、特に冬期の降水によって陸上にもたらされた水が夏場の水循環にも半分程度の寄与を持っていることを示している。これらの研究では、海から内陸にかけての降水の同位体比の減少がRayleighプロセスによって予想されるものよりも小さいことを、陸上からの蒸発の寄与の根拠としている。Rozanski *et al.*(1982)は、また冬のヨーロッパの降水の同位体比は、大西洋から蒸発した水蒸気が次第に降水をもたらしながら内陸に入っていくRayleighプロセスでほぼ説明できることを示し、この時期にはリサイクルがほとんどないことと対応づけている。

このような同位体変動の水循環への応用に際しては、数値モデルの利用が有効である。同位体は、いろいろな情報を持つトレーサーとして扱えるが、多くの情報を重疊的に持っているため、その解読には困難がある。そこで、より単純な仮想的トレーサーによるモデル上の実験と組み合わせ比較することによって情報を得ようという考え方である。Numaguti(1999)は、このような仮想トレーサーの数値実験によって、ユーラシア大陸の35° N付近を境にした北側では、冬期に大西洋から蒸発した水蒸気が積雪の形で越冬し、リサイクルによって大陸とその直上の大気中に維持された水が夏期の降水に大きな寄与をしていることを示している。図5は、そのような計算による、夏(JJA)に降る雨の水のうち、秋(SON)と冬(DJF)に海から蒸発した

水の割合であり、シベリアなどでは30%以上にもなる。また、春や夏に海から蒸発した水も含め、一度陸上に降って蒸発したリサイクル水の寄与全体では80%以上にもなる。ここで、図4の同位体と気温との関係の図において、JJAの場合に経験的な関係の線から大きく下にはずれる点(丸で囲んだ点)があることに注意したい。これらは、気温の

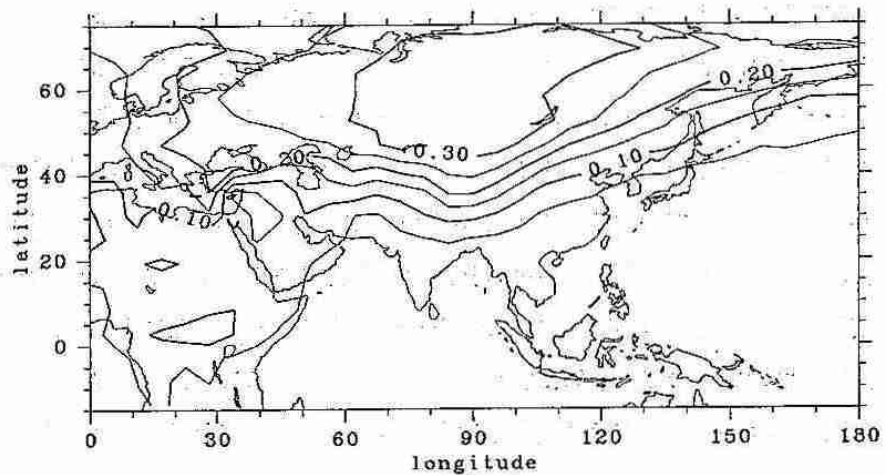


図5 水トレーサーモデルによって算出された、秋期(SON)および冬期(DJF)に海洋から蒸発した水蒸気の夏期(JJA)の降水への寄与率。

割に δ 値が低いことを示すが、このことは、図5に表された「越冬水」の寄付を考えると定性的には説明できる。すなわち、気温の低い冬にもたらされた重い同位体の少ない水のリサイクルによって、陸上から蒸発した水蒸気の δ 値が低くなるためであると解釈できる。実際図4で、線から大きく外れた点は、主にこのような領域に分布している。ただし、シベリアなどでは夏に地表気温がかなり上昇すること、対流性の強い降水が起こることなども勘定する必要がある、「越冬水」の寄与だけで説明をつけてよいかどうかは今後の問題である。

また、降水のリサイクル過程には、 δ 値を大きくする要因も存在する。海面からの蒸発では $\delta^{18}\text{O}$ が10程度小さくなるのであるが、植生からの蒸散では前述のようにほとんど下がらない。一方でその水蒸気が凝結する際には再び $\delta^{18}\text{O}$ が10程度大きくなるため、この過程は土壤水を供給した最初の降水よりも大きな δ 値の降水をもたらす可能性がある。たとえば、Koster *et al.*(1993)は、トレーサー実験の結果と降水同位体比のデータを比較して、陸から蒸発したリサイクル水の降水への寄与が大きいところでは、同位体と気温の関係にばらつきが大きいことを示している。

3.3 水循環とd値の変動

前述のように、 δD と $\delta^{18}\text{O}$ から(2)のように定義されるd値(d-excess)は、蒸発から降水までの間で比較的良好に保存されるため、これを用いた水蒸気の輸送と水循環の研究もよく行われている。たとえば、水蒸気の起源や輸送経路によってd値が異なる可能性を利用して、降水をもたらす水蒸気の起源との対応を調べる研究である。Gat and Carmi(1970)は、地中海周辺の降水のd値の月ごとの変動を調べ、地中海起源と思われる水蒸気による降水はd値が比較的大きいこと($d > 18$)を示している。他にもこのようなd値を使った水蒸気の起源と輸送経路に関する研究は多いが(たとえば、Kondoh and Shimada, 1997)、d値の変動をもたらすプロセスについて詳しく論じた研究は少ない。また、同位体の情報と大気の水蒸気量や風速の観測データを用いた水蒸気輸送の解析とを比較している研究例も少なく、その多くはd値の変動から水蒸気の起源を

単に推測しているに過ぎない。前述したように、 d 値の変動をもたらす要因は単純ではない。 d 値が大きいから、それは陸上をリサイクリングした水であると結論づけるのは実際のところ困難であると筆者は考える。たとえば、Jouzel et al.(1982)は、南極の氷床コアの d 値の変動の解釈として、水蒸気の起源域である海洋上の大気の相対湿度の変動（にともなう動的分別効果の変動）があったと考えている。また、Numaguti et al.(1999)は、GAME-Tibetによるチベット高原上での降水の d 値が大きい ($d=20\sim30$)ことを示し、大気中の循環の変動、および同位体を組み入れた大気大循環モデルの結果との比較から、チベット高原の南方の活発な積雲対流による降水が落下途中に蒸発した水蒸気 (d が蒸発によって高くなる) がチベット高原に輸送され、そこでの降水の高い d 値に寄与している可能性を示している。以上のよに、 d 値を用いた変動を水蒸気の起源と輸送経路の研究はまだ発展途上であり、この d 値を活かすためには、同位体比の観測解析と気象観測による大気中の水輸送解析とを組み合わせた解析が必要であるとともに、またそれを数値モデルでシミュレートすることによって、 d 値の変動過程を詳しく分析する必要である。

3.4 水蒸気同位体変動

これまで、主に降水の同位体比の変動について論じてきた。これは、同位体比が計られているのが、主に降水であるからであるが、実際に水循環の議論をする場合には、水蒸気同位体比を調べることも非常に重要である。しかし、サンプリングの困難さ、測定上の困難さのため、その研究例は少ない。その中で、He and Smith(1999)は、非常に面白い結果を出している。この論文は森林上の水蒸気同位体の計測によって、森林からの水蒸気フラックスについて論じており、たとえば、夏に森林から蒸散する水には前の冬の降水の寄与が大きいことなどを指摘している。彼らは直接 d 値には言及していないが、彼らのデータから d 値を計算すると、混合層内では10程度の値であるが、その上の自由大気では40程度の大きな値が観測されている。このような少ない例からではまだ何とも言えないが、このことは、前述したチベットの結果からの、自由大気水蒸気のソースとして降水蒸発がかなり重要である。という推察をサポートするようにも見受けられる。いずれにせよ、航空機等を利用した水蒸気や雲水の同位体比の観測は、新たな事実が見出される可能性の高い、非常に重要な分野であろうと思われる。

4 おわりに

以上、水の安定同位体とその気候研究への応用に関して、降水の同位体比の水循環、古気候復元への応用に限って簡単にレビューを行った。関連する同位体の応用としては、河川水、地下水、湖水などの陸域水循環への応用、放射性同位体であるトリチウムを利用した議論などもあるが、ここでは割愛した。

筆者が同位体を扱うようになったのは、2年半ほど前のGAMEの研究会で、筆者の水トレーサー計算の発表に関して議論をさせていただいたのがきっかけであり、まだまだその筋の専門家ではない。何か間違いがあればご指摘いただければ幸いです。最後に、その頃からいろいろご教示頂いている。杉本敦子さん、中尾正義さん、辻村真貴さん、松葉谷治さん、吉田尚弘さん、栗田直幸さんに感謝してこの小論の結びとしたい。

引用文献

- Craing, H., 1961 : Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**, 1702-1703.
- Dansgaard, W., 1964 : Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
- Eltahir, E. A. B., and R. L. Bras, Precipitation recycling. *Rev. Geophys.*, **34**, 367-378, 1996.
- Ferranti, L., J. M. Slingo, T. N. Palmer, and B. J. Hoskins, 1999 : The effect of land-surface feedbacks on the monsoon circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1527-1550.
- Gat, J. R., and I. Carmi, 1970 : Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, **75**, 3039-3048.
- He, H., and R. B. Smith, 1999 : Stable isotope composition of water vapor in the atmospheric boundary layer above the forests of New England. *J. Geophys. Res.*, **104**, 11657-11673.
- Jouzel, J., L. Merlivat, and C. Loruis, 1982 : Deuterium excess in an east Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature*, **299**, 688-691.
- Jouzel, J. et al., 1996 : Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records. *Clim. Dyn.*, **12**, 513-521.
- Jouzel, J. et al., 1997 : Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *J. Geophys. Res.*, **102**, 26471-26487.
- Joussaume, S., and J. Jouzel, 1993 : Paleoclimatic tracers : An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions, 2, Water isotopes. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2807-2830.
- Kondoh, A., and J. Shimada, 1997 : The origin of precipitation in eastern Asia by deuterium excess. *J. Japan Soc. Hydrol. Water Resources*, **10**, 627-629.
- Koster, R. D., J. Jouzel, R. J. Suozzo, and G. L. Russell, Origin of July Antarctic precipitation and its influence on deuterium content : a GCM analysis. *Climate Dynamics*, **7**, 195-203, 1992.
- Koster, R. D., D. P. de Valpine, and J. Jouzel, Continental water recycling and H₂¹⁸O concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2215-2218, 1993.
- Numaguti, A., 1999 : Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent : Experiments using an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **104**, 1957-1972.
- Numaguti, A., M. Tsujimura, L. Tian, T. Yao, A. Sugimoto, S. Hashimoto, and M. Nakawo, 1999 : Large-scale hydrological cycle in Tibet revealed by water tracer circulation models and isotope observations. *Proceedings of the 1st International Workshop on GAME Tibet*, 55-58.
- Oki, T., K. Musiake, H. Matsuyama, and K. Masuda, 1995 : Global atmospheric water balance and runoff from large river basins. *Hydrological Processes*, **9**, 655-678.
- Rozanski, K., C. Sonntag, and K. O. Munnich, 1982 : Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. *Tellus*, **34**, 142-150.
- Salati, E., A. Dall'Olio, E. Matsui, and J. R. Gat, 1979 : Recycling of water in the Amazon basin : An isotopic

study. *Water Resour. Res.*, 15, 1250-1258.

White et al., 1997 : The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland : Results of comparisons with modern climate observations. *J. Geophys. Res.*, 102, 26425-26439.

安成哲三. 1998 : GAME 強化観測期間 (IOP)を迎えて一季節変化する太陽入射エネルギーはアジアモン
スーンをどのように駆動しているか, *天気*, 45, 501-514.