

東京大学大学院新領域創成科学研究科
環境学研究系自然環境学専攻
地球環境モデリング学分野

平成 30 年度 修士論文

水蒸気同位体比データ同化による気象予測改善
Improving weather forecast by assimilating
water vapor isotopes ratio

2019 年 1 月 25 日 提出
2018 年度 3 月修了

指導教員 芳村圭 准教授
47176610 多田真嵩

目次

序章：はじめに	3
1.1. 背景・目的	4
1.2. 本論文の構成	4
1.3. 水の安定同位体の概要	4
1.3.1. 同位体分別：平衡分別過程	5
1.3.2. レイリー蒸留	8
1.3.3. 同位体分別：動的分別過程	8
1.3.4. 同位体効果	10
1.4. 本論文が基づく既往研究	11
第二章 データ同化手法	14
2.1. 数値予報モデル：IsoGSM	14
2.2. データ同化スキーム：局所アンサンブル変換カルマンフィルタ（LETKF）	14
2.2.1. LETKF の設定変数について	17
2.3. 計算プロセス	18
第三章 理想化実験	19
3.1. はじめに	19
3.2. 理想化実験の設定	19
3.3. 実験結果	22
3.3.1. Y14 の拡張	22
3.3.2. 実測データ同化実験におけるアンサンブルメンバー数の決定	24
3.3.2. IASI 同化実験	25
第四章 実測データ同化実験	28
4.1. はじめに	28
4.2. 観測値（IASI）について	29
4.3. IASI 同化実験の結果	30
4.3.1. 観測値との比較	30
4.3.2. 再解析データとの比較	33
4.4. 予測実験の結果	39
第五章 まとめ	43
参考文献	44
謝辞	46

序章 はじめに

1.1. 背景・目的

生命が誕生してから現在に至るまで、水と生命は、切っても切り離せない関係にある。生命の活動を維持するだけでなく、活動をするための環境を構築する役割を持ち、地球上のあらゆる生態系サービスを担っているということは、もはや言うまでもない。人類も古来より、川の近くで文明を起し、飲用水、灌漑用水、河川を用いた運搬などで水を利用してきたが、時代が進むにつれ、上記に加えて工業用水、発電用水など、生活に関わるありとあらゆる面で水を活用するようになり、より一層身近な存在となった。

水の恩恵に預かる一方で、水害にも昔から悩まされてきた。豪雨や豪雪に伴う土砂災害、雪崩や洪水などによる人的被害、物的被害は 21 世紀になった今でも全球スケールで絶え間なく起こっている。世界的にも評価の高い日本の治水対策を以てしても平成三十年七月豪雨では、平成に入ってから最大の被災者数、過去最高の被害損害額を記録した。

資源として、そして、命を脅かす存在としても人類に密接な関係にある水だが、これから先、水の将来はどのように変わっていくのだろうか。

IPCC(気候変動に関する政府間パネル)第5次報告書によると、現在の地球大気中の CO₂ 濃度は 1750 年と比較して 40%程度増加しているとされ、地球温暖化はもはや疑いようが無い事実として認知されつつある。温暖化により様々な問題が懸念されているが、温暖化していくことで生じる大きな問題の一つとして挙げられるのは、間違いなく「水循環の変動」に伴う早魃や極端現象といった問題だろう。

そうした背景の下、人類が水資源を適切に有効利用し、水害の直接被害、間接被害を低減させるには、いつ、どこで、どのように降水イベントが起こるのかを正確に把握することが重要である。つまり、気象、気候情報を前もって正確に知ることが先に述べた諸問題に対する適応策、緩和策の1つであり、社会からの期待も極めて高い。

本研究では、「水蒸気同位体」を用いた予測実験を行う。重水素²H、重酸素¹⁸O からなる水の安定同位体である H²HO や H₂¹⁸O は、普通の水である H₂¹⁶O と物性がわずかに異なるため、相転移などの際に同位体分別が生じる。その性質などから水循環における理想的なトレーサーとして扱われ、古気候の再現、河川の流出過程の解明など、水文学の研究に役立っている。水の安定同位体比の観測は、国際原子力機関 (IAEA) によって 1960 年代から行われはじめ、今でも全球規模での実地観測が続けられている。2000 年代に突入してからは、赤外線分光計や人工衛星の技術が発展し、宇宙から時空間分解能の優れた精度の高いデータを取得できるようになった。また、水の安定同位体を予報変数として組み込んだ数値予報モデルの開発、改善も続々と進み、水の安定同位体に関する理解が飛躍的に深まっていった。

しかし、水の安定同位体を用いた研究は、推定された水循環過程を安定同位体の変動を用いて検証する、あるいはその逆の方法を取るものが多く、応用的に活用している例は然程多くないのが現状である。

そのような背景があり、本研究では、the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) が観測した大量且つ良質な水蒸気同位体情報をデータ同化することで、大気循環場の解析、予測精度の改善を目的とした。取得できた実測データが1ヶ月分しかなかったため、長期間の実測データ同化実験は出来なかった。しかし、全球スケールの水の安定同位体の解析データセットを提供することは、本研究分野にとどまらず、多くの水文学者や気候学者にとって価値があると著者は考えており、そのためのファーストステップとして本研究を位置づけたい。

本研究が社会的要請に対する応答、そして、水循環に関わる研究の助力となれば幸いである。

1.2 本論文の構成

前節では、本研究の背景や意義、目的について述べてきたが、次節以降では、地球水循環における水の安定同位体の諸性質や、本論文が基づいた既往研究を紹介する。第二章では、第一章で述べた諸性質を踏まえ、著者が使用した数値予報モデル、データ同化スキーム、同化した観測データについて記す。第三章では、理想化実験に行い、モデルが作成した仮想的な複数の赤外線分光計や実地観測のデータを同化することで、実測データを同化することの意味を分析・考察した。また、実測データ同化実験（第四章）における適切なアンサンブルメンバー数も理想化実験より決定した。第四章では、理想化実験によって判明した大量の観測データを同化することで見られた効果が、実測データでも表れるのかを検証した。つまり、実際に IASI が実測した水蒸気同位体情報をデータ同化する実験を行った。具体的には、観測データが存在する期間のみで気象場の解析を行う実験、そして、観測データが存在しない期間まで予測する実験を行った。どちらも、何も同化しない実験と水蒸気同位体比情報のみ同化した実験で評価を行った。最後に、5章で本論文のまとめ、総合考察を行い、今後の課題を述べる。

1.3 水の安定同位体の概要

同位体とは、原子核内の陽子の数は同じで中性子の数が異なる原子のことを指す。同位体は ${}^m_n\text{E}$ のように表すのが慣例とされている。ここで、E は元素記号、m が質量数、n が陽子数である。また、同位体には、安定同位体と放射性同位体が存在し、前者は壊変を起こさない核種、後者は自発的に放射線を出し、別の核種になる核種を指す。本研究で扱う H^2HO や H_2^{18}O に含まれる重水素 ${}^2\text{H}$ (D) や重酸素 ${}^{18}\text{O}$ は、前者に分類される。表 1-1 か

らも分かる通り、 ^2H や ^{18}O は、一般的な H や ^{16}O と比べると、存在割合がきわめて小さい。

このように存在割合が小さい安定同位体の変動を分かりやすく表現するために「同位体比」という概念が広く使われており、 δ 値で表される。例えば、水に含まれる ^2H の δ 値は次式にて定義される。

$$\begin{aligned}\delta \text{ } ^2\text{H} &= \frac{(\text{H } ^2\text{HO}/\text{H}_2\text{O})_{\text{sample}} - (\text{H } ^2\text{HO}/\text{H}_2\text{O})_{\text{st}}}{(\text{H } ^2\text{HO}/\text{H}_2\text{O})_{\text{st}}} \times 1000 \text{ [}\text{‰}\text{]} \\ &= \frac{(^2R_{\text{sample}} - ^2R_{\text{st}})}{^2R_{\text{sample}}} \times 1000 \text{ [}\text{‰}\text{]} \quad (1.1)\end{aligned}$$

ここで、 2R は水の同位体の比 ($\text{H } ^2\text{HO}/\text{H}_2\text{O}$)、添字の **sample** はサンプル (例えば観測値など) を、**st** は標準物質を意味し、定義された既知の値である。この標準物質は元素によって異なり、例えば、 H や O では、IAEA が定めた標準平均海水 (V-SMOW) が、 N だと大気窒素が標準物質として定められている。単位は百分率がパーセントであるのに対し、千分率であるパーミル (‰) で表されるのが一般的である。 $\delta \text{ } ^{18}\text{O}$ も同様に記述される。 δ 値が小さいほど、サンプルに含まれる同位体が少ないことを意味し、慣用的に「軽い」と表現される。逆に δ 値が大きいと「重い」と表現される。式 (1.1) から分かるように、 $\delta \text{ } ^2\text{H}$ 、 $\delta \text{ } ^{18}\text{O}$ は、サンプルの同位体組成が V-SMOW からどの程度ずれているのかを表すものであり、サンプルが V-SMOW と同じ組成をしていたら δ 値は 0 となる。しかし、標準物質である海水は非常に重い水であるため、多くのサンプルは負の値を示す。

表 1-1. 地球上の酸素同位体、水素同位体の存在割合 (Mook, 2001)。

酸素の存在割合[%]		水素の存在割合[%]	
^{16}O	99.76	H	99.985
^{17}O	0.038	$^2\text{H(D)}$	0.015
^{18}O	0.200	$^3\text{H(T)}^*$	$<10^{-15}$

*放射性同位体

1.3.1 同位体分別：平衡分別過程

本節では、水の安定同位体を持つ「同位体分別」と呼ばれる重要な性質について具体的に述べる。全球的に普遍的に存在する水だが、なぜ水の安定同位体の水循環を研究する上で理想的なトレーサーの役割を担えるのか、という問いに応えられるのがこの効果である。同位体分別とは、その元素、化合物の質量の違いによって生じる物理化学的な特性の差異が引き起こす「同位体比の異なる 2 つの物質間や同じ物質の 2 相間で同位体が分配される

効果」である。分別過程は「平衡分別過程」、「動的分別過程」と2つに大別される。以下でそれぞれについて記す。

本節では、平衡分別過程について説明をする。エネルギー的、物質的に孤立した系を十分に長い時間放置すると、見かけの変化が起こらなくなる状態に達する。この状態を平衡状態と呼ぶ。重い同位体と軽い同位体が混合している空間の同位体平衡状態を考えた時、分別には次の特徴が生じる。

- ・分子が重いほど結合力が強い相に濃縮しやすい。(気体より液体、液体より固体になりやすい)。

これは、分別を定量する分別係数が、温度、同位体の質量依存性を持つためである。分別係数 α は化合物 A に含まれる2つの同位体の数の比を化合物 B に含まれる同位体の数の比で割ったものとして定義される。例えば、同位体平衡状態にある2相間の分別係数 α は、水の安定同位体比を用いて式(1.2)のように表される。

$$\alpha_{v/l} = \frac{{}^2R_v}{{}^2R_l} = \frac{\delta_v {}^2H+1000}{\delta_l {}^2H+1000} \quad (1.2)$$

添字の v は気体(蒸気)を、 l は液体を示す。また、 α は基本的に1に近いことが多いため、式(1.3)のような形でも記述されることが多い。

$$\epsilon = (\alpha - 1) \times 1000 \quad (1.3)$$

分別係数は平衡反応における平衡定数を意味している。上記の式において、 $\alpha < 1$ (あるいは、 $\epsilon < 0$)ならば、 2H が液相により多く含まれていることを示し、反対に $\alpha > 1$ (あるいは、 $\epsilon > 0$)ならば 2H が気相により多くが含まれていることを示す。

次に分別係数が温度、分子を構成する原子の質量に依存する理由を、分別係数を導出する過程で説明する。分子内の原子は、どれほど低温でも、振動するための零点振動エネルギーが存在し、結合エネルギーをバネ定数とする振動をしている。振動に参加している原子の質量が変化すると、振動数やエネルギーが異なってくる。質量の違いが振動数、エネルギー状態を変化させ、分配関数に影響を与えることで同位体分別の要因となる。同位体交換反応は、一般的な化学平衡を量子論まで拡張したケースと考えることができ、次式のように表される。



ここで、化学種 A および B がそれぞれ軽い同位体1、重い同位体2を含んでいることを示している。この反応における同位体平衡定数 K は、分配関数 Q、分配関数比 f を用いて

$$K = \frac{(Q_{BX_2}/Q_{BX_1})}{(Q_{AX_2}/Q_{AX_1})} = \frac{f_B}{f_A}$$

$$f_B = \frac{Q_{BX_2}}{Q_{BX_1}}, \quad f_A = \frac{Q_{BY_2}}{Q_{BY_1}} \quad (1.5)$$

式 1.5 の両辺に対数をとって

$$\ln K = \ln f_B - \ln f_A \quad (1.6)$$

となる。ここで、 f は近似的に

$$f = \frac{\Delta M m}{24 M^2} \left(\frac{h\nu}{kT} \right)^2 \quad (1.7)$$

と表せる (J. Bigeleisen and M. G. Mayer, 1947)。ここで、 ΔM は 2 つの同位体の質量差、 m は結合する原子の質量、 M は同位体の質量、 T は温度、 k はボルツマン定数、 h はプランク定数を示す。また、分別係数 α と平衡定数 K は、

$$\alpha = K^{\frac{1}{n}} \quad (1.8)$$

の関係で表される。 n は交換される原子の数である。水の安定同位体を考える上では、 $n=1$ であるため分別係数 α も同位体平衡係数 K と等しくなる。したがって、式 (1.7)、式 (1.8) から、分別係数は同位体の質量、温度の 2 乗に反比例、2 つの同位体の質量差に比例する。

一方で、 ^2H と ^{18}O における平衡係数と温度依存性は、経験的に以下のように算出されている (After Maojube (1971) ; Mook (2001))。

$$\begin{aligned} \ln^{18}\alpha_{v/l} = -\ln^{18}\alpha_{l/v} &= 2.0667 \cdot 10^{-3} + \frac{0.4156}{T} - \frac{1.137 \cdot 10^3}{T^2} \\ \ln^2\alpha_{v/l} = -\ln^2\alpha_{l/v} &= -52.612 \cdot 10^{-3} + \frac{72.248}{T} - \frac{24.844 \cdot 10^3}{T^2} \end{aligned} \quad (1.9)$$

普通の水 (H_2^{16}O) と H^2HO のように普通の水より質量数が 1 だけ大きい同位体でも明確に同位体分別を引き起こすため、蒸発-凝縮の過程は非常に重要である。先述の通り、重い同位体ほど選択的に液相に濃縮することが表 1-2 からも見えて取れる。

表 1-2. 分別係数の温度依存性 (Mook, 2001 より一部改変)。

T[°C]	$^{18}\alpha_{v/l}$ [‰]	$^{18}\alpha_{l/s}$ [‰]
0	0.9885	0.9653
10	0.9894	0.9679
20	0.9903	0.9702
30	0.9911	0.9724

1.3.2 レイリー蒸留

平衡状態下における蒸発-凝縮過程で生じる同位体分別については、レイリー蒸留によって説明することが出来る。落下しながら蒸発していく雨滴を考える。雨滴に含まれる水分子の総数を N 、 H^2HO の数を N_2 、 H^2HO の同位体の比を 2R とする。添字の0がついているものは初期値である。この時、雨滴に含まれる H_2O の数 N_w は

$$N_w = \frac{N}{(1+{}^2R)} \quad (1.10)$$

したがって、雨滴に含まれる H^2HO の総数は

$$N_2 = {}^2R \times N_w = {}^2R \times \frac{N}{(1+{}^2R)} \quad (1.11)$$

となり、平衡定数を α とした時に dN 蒸発し、大気へ放出されるとすると、

$${}^2R \times \frac{N}{(1+{}^2R)} = \frac{{}^2R+d{}^2R}{1+{}^2R+d{}^2R} (N+dN) - \frac{\alpha {}^2R}{1+\alpha {}^2R} dN \quad (1.12)$$

と表せる。右辺一項目が、雨滴の残余の H^2HO の数、二項目が蒸発した気体の H^2HO の数を示す。すべての分母を $1+{}^2R$ で近似し、微小項同士の積を無視すると、

$$\frac{d{}^2R}{{}^2R} = \frac{dN}{N} (\alpha - 1) \quad (1.13)$$

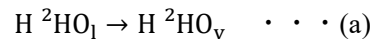
と記述できるので、この方程式を 2R について解くと、

$${}^2R = {}^2R_0 \left(\frac{N}{N_0} \right)^{\alpha-1} \quad (1.14)$$

となる。 $\alpha < 1$ であることから、式(1.14)は、雨滴が蒸発するに従って、雨滴残余に凝縮される H^2HO が次第に多くなっていくことを意味する。

1.3.3 動的分別過程

同位体分別を引き起こす2つ目の要因として、動的分別過程がある。平衡分別過程と異なるのは、平衡までの十分な時間を仮定せずに、蒸発や分子拡散における不可逆過程を考慮する点である。動的分別過程の情報は、反応経路についての情報をもたらしてくれるため大変重要である。平衡過程からのずれとして観測されるものは、反応速度の違いによって起きる様々な同位体効果の積算値として解釈される。例えば、海水表面の水蒸気が大気へ絶え間なく輸送されるとすると、二相間で平衡は発生せず、相転移は一方向に進む(1.15)。



添字の l は液相、 v は気相を意味する。式(1.15)における(a)、(b)の反応速度定数をそれぞれ k_a 、 k_b としたとき、同位体分別は、同位体物質の反応速度定数の比 k_a/k_b で算出できる。

反応速度定数比 k_a/k_b は、平衡定数と同様に分配関数の比に、2つの同位体の質量項の比を乗じたもので表される。(J.Hoefs, 2004 和田・服部訳)

1.3.4 同位体効果

上記に記した分別過程が、地表面からの蒸発、大気中で降水形成、降水が蒸発する時に起こり、地球の水同位体分布に偏りを生じさせる。IAEA は世界中の降水中の同位体比を観測しており、観測が行われ始めた1961年から1993年に至るまで、約180,000の観測データセットが蓄積してきた(Rozanski et al. 1993)。地球の降水の同位体分布には次の4つの特徴あることがこれら観測事実から明らかになっている。これらは同位体効果と呼ばれる。以下にその効果の概要を紹介する。

・高度効果

雨に含まれる水の同位体比は、高度が上昇するにつれ次第に小さくなっていくことが知られており、これを高度効果と呼ぶ。これは、標高に伴い、飽和水蒸気圧の低下や分別係数が変化していくことから凝縮が異なるためである。例えば、雨を降らし続けながら上昇していく気団を考えた時、低層では、重い同位体から凝結し雨として除去されるため、気団には次第に軽い同位体が濃縮されていく。

・緯度効果

緯度が高くなるほど、降水に含まれる水の同位体比が小さくなる効果を緯度効果と呼ぶ。地表面気温と同位体比には強い相関があることが観測事実からも判明している。図1.1はGNIPが観測した降水に含まれる ^2H の同位体比の年平均を表したものである。気温の変化が分別係数に影響を与えること、低緯度で蒸発した気団が高緯度に輸送されることが起因

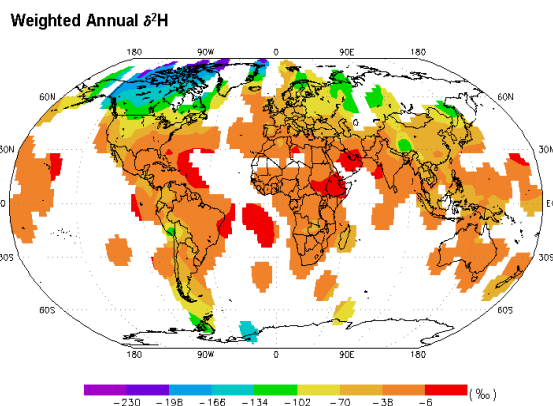


図1-1. GNIPが観測した降水中の ^2H の同位体比。

<http://www-naweb.iaea.org/naweb/napc/ih/documents/userupdate/Waterloo/>

して、図 1-1 のように、低緯度、高緯度で差が生じる。一般的には、低緯度ほど重く、高緯度ほど軽くなる傾向がある。

・内陸効果

一般的に、同位体比は海岸からの距離が長くなるにつれて小さくなる傾向がある。海洋からの水蒸気で発生した降水システムが内陸に移動するに伴い、重い同位体から降水として除去されるためである。さらに、低同位体比の陸域の水が再び降水システムを構築し、ますます同位体比が小さくなる連鎖になることもある。

・降水量効果

年間降水量が非常に多い観測点では、同位体比が著しく低い降水になる傾向にある。この効果を総量効果と呼ぶ。総量効果は、特に熱帯収束域やハリケーンなどに見られる。対流性の降水において同位体比が小さくなる現象は、雨滴が大きい、高い相対湿度による雨水平衡化、平衡に必要な時間を減少、そして最後に降水量の再利用に物理的に関連する。

1.4 本論文が基づく既往研究

ここで、本研究が基づいた既往研究を紹介する。先にも述べたとおり、水の安定同位体を用いた研究は、古気候、河川の流出過程など幅広い(檜山, 2008)が、その中でも Yoshimura et al. (2014; 以後、Y14) は、気象学分野に注目し、Observation System Simulation Experiment (OSSE) と呼ばれる理想化実験を行った。具体的には、モデルが構築した仮想的な観測システムによって観測された水蒸気同位体比のみをデータ同化するという実験を行い、その結果、大気循環場における水蒸気同位体比のみの解析精度だけでなく、その他の予報変数の解析精度を向上させることが可能であると示唆した。行われた理想化実験については、第三章の理想化実験の設定の節 (3.2) を参照されたい。Y14 では、the Tropospheric Emission Spectrometer (TES) (Worden et al., 2006)、the SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartographY (SCIAMACHY) (Frankenberg et al., 2009) がそれぞれ、宇宙から対流圏中層の $\delta^2\text{H}$ 、大気柱の $\delta^2\text{H}$ を、Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) が地表面から $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ を観測すると想定、これらを 6 時間間隔でデータ同化し、1 ヶ月間の解析を行った。図 1-2 は、真値に対する root-mean-square difference (RMSD) の期間平均を示したもののだが、何も同化しない実験 (以後、非データ同化実験) に対して多くの予報変数が改善されたことが分かる。観測機器によって改善の度合いが異なっているが、Y14 では、この理由を同化する観測値が多いほど精度が改善されるためと推測している。実際、1 ヶ月間に同化された観測数は、SCIAMACHY が 10000 点程度、TES が 15000 点程度、GNIP が 48000 点程度となっている。図 1-3 は、真値に対する RMSD の全球平均の時系列を示したものである。非データ同化実験に対して、観測値を同化した実験では改善が見られた。特に、GNIP を同化した実験において実験開始から最初の 2 週間は、TES、SCIAMACHY

を同化した実験よりも1回大きく改善がなされていることが確認できる。これも同化する観測数の依存性によるものと考えられる。しかし、問題点もいくつか散見された。例えば、図1-3を見るとGNIPを同化した実験では、次第にRMSDが大きくなっていくことが懸念されている。Y14では、この原因を総観規模の大気循環場の変動が激しいと水蒸気同位体だけの情報では拘束力が乏しいため、そして、同化する観測数に依存するとは言っても観測数に対し線形に精度が向上していくわけではないため、と推測している。

そこで本研究では、まず、Y14を時間方向に拡張する形でTES、SCIAMACHY、GNIPをデータ同化する理想化実験を3ヶ月間行った。つまり、水蒸気同位体比を長期的にデータ同化しても解析精度が保たれるのかについて確認を行った。また、第四章で行う実測データ同化実験のアンサンブルメンバー数もこれらをデータ同化する実験結果から決定した。次に、最先端の赤外線分光計としてIASIを含めた理想化実験を同様に3ヶ月間行った。空間分解能T62L28におけるIASIのデータ投入量は、1ヶ月あたり最大400000点ほどにも及ぶ。Y14では、観測数が多いほど精度が改善される、と推測されたが、TESやSCIAMACHYと比べてきわめて時空間分解の高いIASIの観測データを同化することでさらなる改善が見込めるのか、そして、長期実験を行っても解析精度が長く保たれるのかを検証した。最後に、理想化実験の結果を踏まえ、実測データ同化実験を行い、予測改善を試みた。

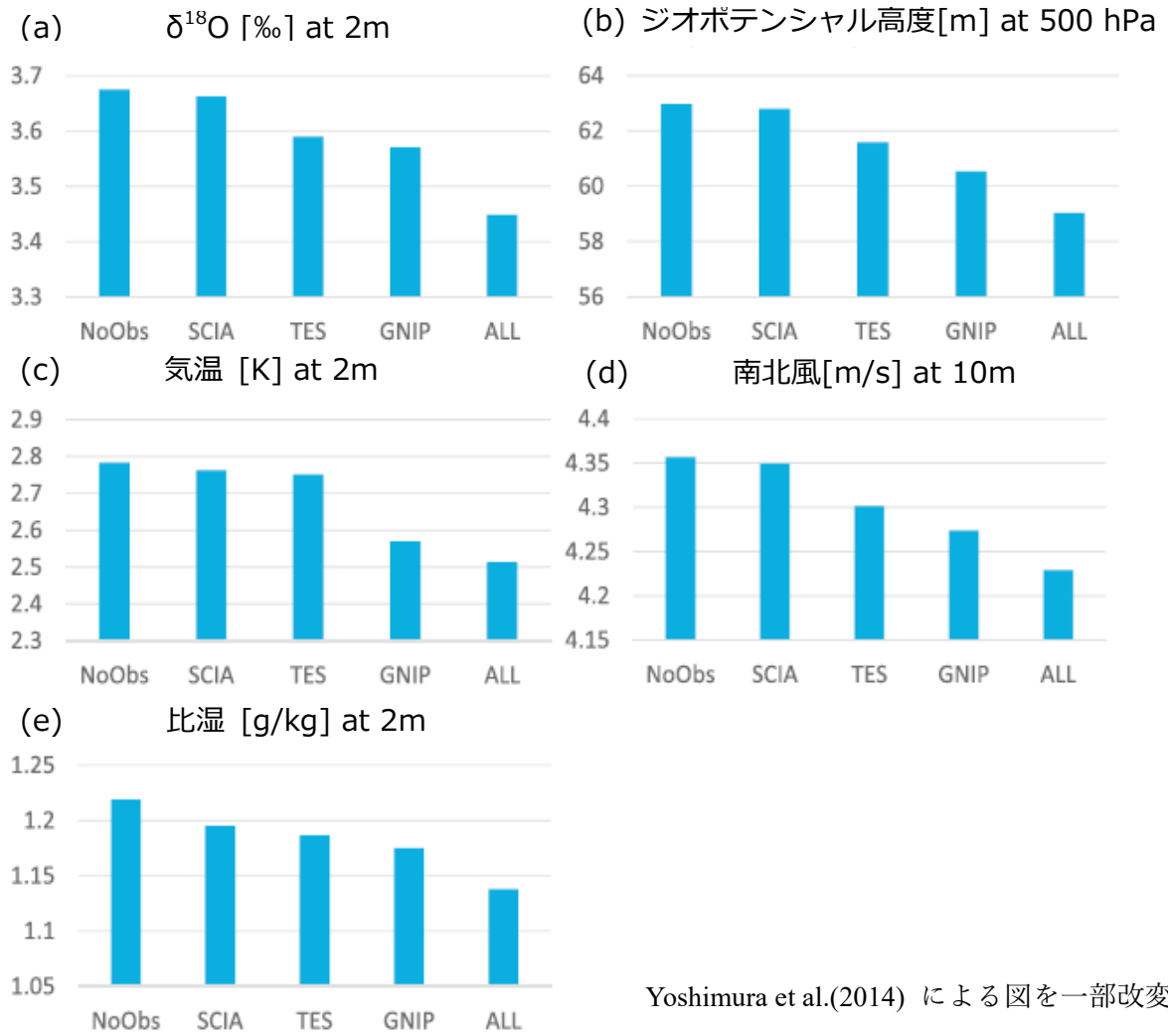
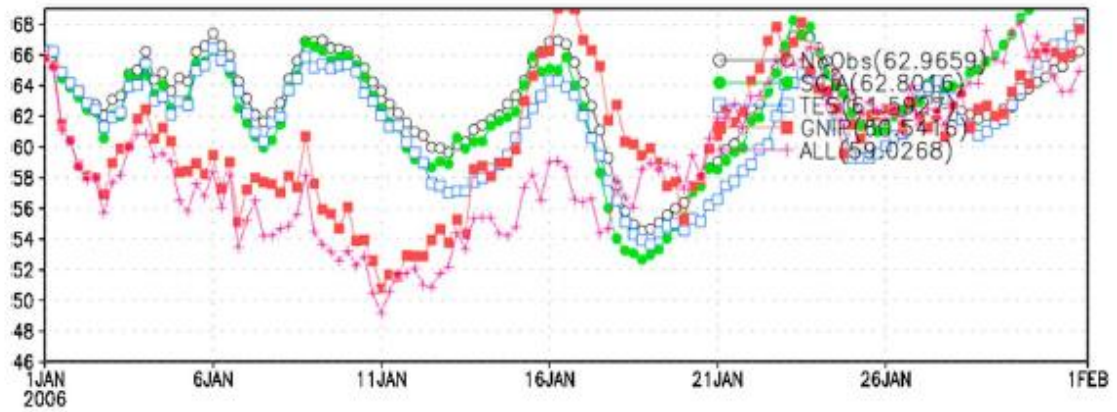
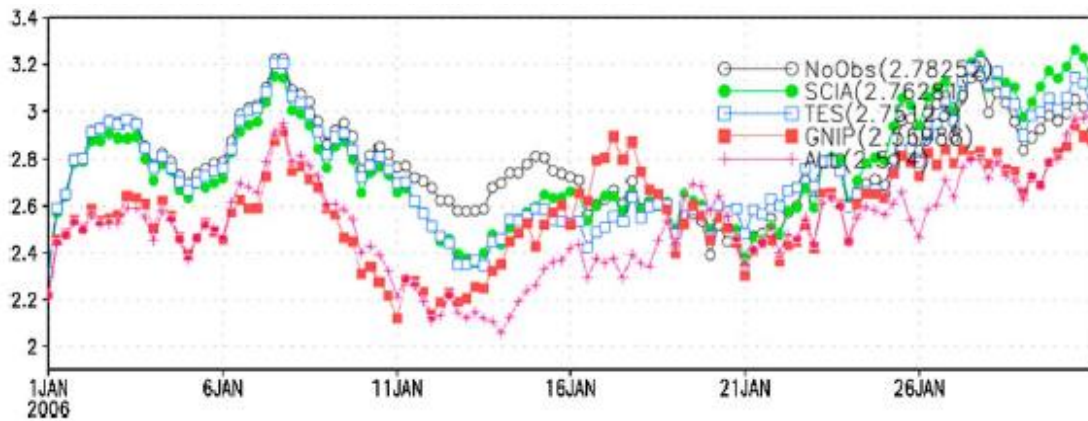


図 1-2. 真値に対するシミュレーションの RMSD の全球期間平均。上段左が $\delta^{18}\text{O}$ 、上段右が 500 hPa におけるジオポテンシャル高度、中段左 2m 気温、中段右が 10m 南北風、下段左が 2m 比湿である。NoObs は非データ同化実験、SCIA は SCIAMACHY のみを同化した実験、TES は TES のみを同化した実験、GNIP は GNIP のみを同化する実験、ALL は SCIAMACHY、TES、GNIP すべて同化した実験を意味する。

(a) 500hPa におけるジオポテンシャル高度の RMSD の全球平均



(b) 2m の気温の RMSD の全球平均



Yoshimura et al.(2014) による図を一部改変。

- | | | | |
|-----|-----------|-----|-------------------------|
| —○— | 非データ同化 | —■— | GNIP |
| —●— | SCIAMACHY | —+— | 全部 (TES+SCIAMACHY+GNIP) |
| —□— | TES | | |

図 1-3. 真値に対するシミュレーションの RMSD の全球平均の時系列。上段が 500 hPa におけるジオポテンシャル高度、下段が 2m 気温である。黒、緑、青、赤、紫のマーカーがそれぞれ非データ同化実験、SCIAMACHY のみを同化した実験、TES のみを同化した実験、GNIP のみを同化する実験、ALL (SCIAMACHY、TES、GNIP すべて同化) 実験を意味する。括弧内の数字は期間平均である。

第二章 データ同化手法

2.1 数値予報モデル：IsoGSM

本研究で使用する数値予報モデル IsoGSM は、Yoshimura et al. (2008a) によって米国環境予測センターとスクリプス海洋学研究所にて開発されてきた大気大循環モデル (GSM) に水蒸気同位体である H^2HO と H_2^{18}O を予報変数として組み込み構築された。IsoGSM では、水同位体は、大気循環過程、サブグリッドスケール過程 (対流、境界層乱流) によって移流、輸送される。また、雨の生成過程、蒸発過程や表面からの蒸発など、相転移における分別についても詳細に定式化されている。相転移における同位体分別過程の多くは平衡分別だが、開水 (海や広い湖) 面における蒸発、 -20°C 以下の過飽和状態における蒸気から氷への凝結、雨滴から不飽和大気間での同位体交換は動的平衡分別に分類され、分子拡散速度の違いが大きな役割を果たす。海水表面の $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ はそれぞれ 0 ‰ である。同位体の詳しいパラメタリゼーションは Yoshimura et al. (2008a) を参照されたい。本モデルは、NCEP/DOE 再解析による大気場のデータでナッジングした過去 30 年間の時空間変動を再現した計算を行い、観測データと高い一致性を見せた (Yoshimura et al., 2008a)。また、その他、様々な実績を残している (e.g. Yoshimura et al., 2008b; Yoshimura et al., 2011)。

モデルの水平解像度は T62 (約 200 km)、鉛直方向にシグマ座標で 28 層 (最上層で 30 km 以上) ある。シグマ座標とは、鉛直座標を気圧で表現した座標軸のことであり、その高度における気圧を地表面気圧で割った値で表現する座標系のことである。

2.2 データ同化スキーム：局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF)

本研究のデータ同化計算には、局所変換アンサンブルカルマンフィルタ (LETKF) を用いた。アンサンブルカルマンフィルタは、線形最小分散推定によって解析値を推定する手法である。本節を書くにあたり、三好 (2005)、三好 (2006)、小新 (2018) を参照した。状態ベクトルを \mathbf{x} としたとき、解析値を \mathbf{x}^a 、予報値を \mathbf{x}^f 、観測値を \mathbf{y}^o とする。解析値 \mathbf{x}^a を、予報値 \mathbf{x}^f と観測値 \mathbf{y}^o の線形和で次のように表せるとする。

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^f + \mathbf{K}(\mathbf{y}^o - \mathbf{H}(\mathbf{x}^f)) \quad (2.1)$$

ここで \mathbf{K} はカルマンゲイン、 \mathbf{H} はモデル空間から観測空間へ変換する観測演算子である。右辺 2 項目は解析インクリメントと呼ばれ、観測を考慮した修正項を意味する。以上を踏まえ、 \mathbf{x}^a の誤差を最小とするような \mathbf{K} を導出する。

大気の実値 \mathbf{x}^t を用いると、解析値の偏差、予報値の偏差、観測値の偏差は次のように表すことができる。

$$\begin{aligned} \delta \mathbf{x}^a &= \mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t \\ \delta \mathbf{x}^f &= \mathbf{x}^f - \mathbf{x}^t \\ \delta \mathbf{y}^o &= \mathbf{y}^o - \mathbf{H}(\mathbf{x}^t) \end{aligned} \quad (2.2)$$

式 (2.1) に式 (2.2) を代入すると、解析値の真値に対する偏差は

$$\delta \mathbf{x}^a = \delta \mathbf{x}^f + \mathbf{K}(\delta \mathbf{y}^o - \mathbf{H}\delta \mathbf{x}^f) = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\delta \mathbf{x}^f + \mathbf{K}\delta \mathbf{y}^o \quad (2.3)$$

となる。したがって、解析誤差共分散行列 \mathbf{P}^a は

$$\mathbf{P}^a \equiv \langle \delta \mathbf{x}^a (\delta \mathbf{x}^a)^T \rangle = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\mathbf{P}^f (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})^T + \mathbf{K}\mathbf{R}\mathbf{K}^T \quad (2.4)$$

となる。ここで \mathbf{P}^f は予報誤差共分散行列、 \mathbf{R} は観測誤差共分散行列である。T は転置行列を意味する。予報誤差と観測誤差の間には相関がないことを仮定している。解析値 \mathbf{x}^a の誤差を最小にするには、解析誤差共分散行列 \mathbf{P}^a をカルマンゲイン \mathbf{K} の関数とみなし、

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{K}} (\text{trace}(\mathbf{P}^a)) = \mathbf{0} \quad (2.5)$$

を解けばよい。これを \mathbf{K} について解くと

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^f \mathbf{H}^T [\mathbf{H}\mathbf{P}^f \mathbf{H}^T + \mathbf{R}]^{-1} \quad (2.6)$$

が得られる。また、式 (2.6) を式 (2.4) に代入することで、

$$\mathbf{P}^a = [\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H}]\mathbf{P}^f \quad (2.7)$$

となる。

以上に示した式 (2.1) から式 (2.7) までが、カルマンフィルタのアルゴリズムである。しかし、数値予報モデルのように自由度が大きい系では実装が困難である。なぜなら、例えば $200 \times 100 \times 10$ の格子点に 5 つの変数があるとすると、 $N=10^7$ の自由度を持つことになり、誤差共分散行列 \mathbf{P} の自由度は 10^{14} にも及ぶため、非現実的なメモリ領域を必要とするためだ。

そこで、アンサンブルで誤差分散行列を表現する手法としてアンサンブルカルマンフィルタが提唱された (Evensen, 1994)。摂動を与えた複数のメンバーに予報させ、その平均値や分散の情報を使うことで近似的にカルマンフィルタを実装する。メンバー数 (サンプル数) を m とし、 i をメンバー番号とする。

改めて状態ベクトルを

$$\mathbf{X} = \{ \mathbf{x}^{(1)}, \mathbf{x}^{(2)}, \dots, \mathbf{x}^{(m)} \} \quad (2.8)$$

と表す。誤差分散行列 \mathbf{P} は定義から

$$\begin{aligned} \mathbf{P} &= \langle \delta \mathbf{X} (\delta \mathbf{X})^T \rangle \\ &= \frac{1}{m-1} \sum_{i=1}^m \delta \mathbf{x}^{(i)} (\delta \mathbf{x}^{(i)})^T \end{aligned} \quad (2.9)$$

のように表すことができる。また、誤差共分散行列の平方根は $\mathbf{P} = \mathbf{E}\mathbf{E}^T$

$$\mathbf{E} = \left[\frac{\delta \mathbf{x}^{(1)}}{\sqrt{m-1}}, \frac{\delta \mathbf{x}^{(2)}}{\sqrt{m-1}}, \dots, \frac{\delta \mathbf{x}^{(m)}}{\sqrt{m-1}} \right] \quad (2.10)$$

のような行列になる。 \mathbf{P} の平方根 \mathbf{E} は m メンバーのアンサンブル摂動を意味し、以降、 \mathbf{E} をアンサンブル摂動行列と呼ぶ。詳しい計算過程は省略するが、式 (2.9)、式 (2.10) の関係を用いると式 (2.6) は、

$$\begin{aligned}\mathbf{K} &= \mathbf{P}^f \mathbf{H}^T (\mathbf{H} \mathbf{P}^f \mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \\ &= \mathbf{E}^f (\mathbf{H} \mathbf{E}^f) \left[\mathbf{H} \mathbf{E}^f (\mathbf{H} \mathbf{E}^f)^T \mathbf{H} \mathbf{E} + \mathbf{R} \right]^{-1}\end{aligned}\quad (2.11)$$

のように変形できる。さらに式変形をし、

$$\mathbf{K} = \mathbf{E}^f \left[\mathbf{I} + (\mathbf{H} \mathbf{E}^f)^T \mathbf{R} \mathbf{H} \mathbf{E}^f \right]^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{E}^f)^T \mathbf{R}^{-1}\quad (2.12)$$

のように変形することで、アンサンブルメンバーの数を 1 辺とした正方行列の計算となり、計算コストを低減することが可能になる。また、式 (2.12) は、観測演算子が単体で出現することがなく、アンサンブルメンバーを観測空間に投影する必要しかないため、非線形の観測演算子でも良い。

続いて LETKF について説明する。現実では、遠く離れた点の間には物理的な誤差相関はないと考えられるが、アンサンブルカルマンフィルタでは、限られたアンサンブルメンバー由来のサンプリングエラーが遠い場所まで影響を及ぼすことがある。Hunt (2007) は、観測値に「局所化」を施すことで離れた点における相関を打ち消すアルゴリズムを開発した。LETKF では、 m 個のアンサンブルメンバーが張る m 次元空間で解析を行う。まず、 m 次元空間における $m \times m$ 解析誤差共分散行列 $\tilde{\mathbf{P}}^a$ を計算する。

$$\tilde{\mathbf{P}}^a = \left[\mathbf{I} + (\mathbf{H} \mathbf{E}^f)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H} \mathbf{E}^f \right]^{-1}\quad (2.13)$$

次に、モデルの空間に投影する。

$$\mathbf{P}^a = \mathbf{E}^f \tilde{\mathbf{P}}^a (\mathbf{E}^f)^T\quad (2.14)$$

したがって、解析アンサンブル摂動行列 \mathbf{E}^a は、

$$\mathbf{E}^a = \mathbf{E}^f (\tilde{\mathbf{P}}^a)^{1/2}\quad (2.15)$$

となる。さらに、

$$\mathbf{I} + (\mathbf{H} \mathbf{E}^f)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H} \mathbf{E}^f = \mathbf{V} \mathbf{D} \mathbf{V}^T\quad (2.16)$$

のように固有値分解すると

$$\begin{aligned}\tilde{\mathbf{P}}^a &= \mathbf{V} \mathbf{D}^{-1} \mathbf{V}^T \\ (\tilde{\mathbf{P}}^a)^{1/2} &= \mathbf{V} \mathbf{D}^{-1/2} \mathbf{V}^T\end{aligned}\quad (2.17)$$

を求められる。最後に

$$\mathbf{W} = (\tilde{\mathbf{P}}^a)^{1/2} + \tilde{\mathbf{P}}^a (\mathbf{H} \mathbf{E}^f)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}^o - \mathbf{H} \mathbf{x}^f)\quad (2.18)$$

で定義される重み行列を計算し、 $\mathbf{E}^f \mathbf{W}$ によって解析アンサンブルを得る。解析アンサンブルを得たら次のアンサンブル予報サイクルに入る。LETKF はきわめて計算効率が高く、現業利用に適しているため本研究でも用いた。ほかにも Global Spectral Model (Miyoshi and

Sato, 2007) や AGCM (Miyoshi and Yamane ,2007)、 Non-hydrostatics Icosahedral Atmospheric Model (Terasaki et al., 2015)にも実装された例がある。

2.2.1 LETKF の設定変数について

データ同化計算を行う上で、設定するパラメータは複数ある。本来、パラメータの適切な値は、パラメータを変えて繰り返し実験を行うことで模索するのが一般的であるが、本研究の目的は、水蒸気同位体を同化する意味を評価するものであるため、パラメータ調整のための実験を行っていない。したがって、全実験において同じパラメータを使用した。どのようなパラメータがあり、どのような値に設定しているのかを以下に紹介する。

・局所化長

あるグリッドの観測値が、どの程度の距離まで影響を与えるのかを決定するパラメータである。観測誤差共分散行列に観測点からの距離に応じた重み関数 $w(r)$ を乗じることで局所化がなされる。重み関数は

$$w(r) = \exp\left(-\frac{r^2}{2L^2}\right) \quad (2.19)$$

のようにガウス関数の形で表される。ここで r はグリッドと観測点の距離に比例した値、 L は局所化長である。局所化長が大きすぎると同化する観測点の情報が増え、計算効率ที่ 下がる。また、観測点とは相関のない遠い場所で大きな予報誤差を引き起こす可能性もある。逆に、局所化長が小さいと、計算効率は上昇するが、離れた場所の観測情報が生かされないことになる。本研究では、既往研究Y14にならい、局所化長を500 kmとした。

・アンサンブル摂動のインフレーション係数

モデルの非線形性や、アンサンブルメンバーの不足により予報誤差共分散が小さく見積もられることが知られている。予報誤差が過小評価されることで、観測値の情報が活かせず、解析値に悪影響を与える原因となる。そこで、観測値をきちんと考慮した解析値を作成するために予報誤差に補正係数を乗じ、増大させる。その人為的な補正係数のことをインフレーション係数と呼ぶ。本研究では、インフレーション係数を1.01とした。

・変数間誤差共分散行列

変数間誤差共分散を調整することにより、物理的に本来無関係な変数同士の偶然の相関関係に起因する、同化の際の悪影響を取り除くことも可能な仕様となっている。例えば、水蒸気同位体を同化することで、気温場に悪影響を及ぼすならば水蒸気同位体と気温の相関を無視するような設定が可能である。変数間行列の値は0から1の範囲で設定でき、0ならば変数間の相関を無視、1ならば変数間の相関を100%適用することを意味す

る。本研究では、変数間誤差共分散行列のすべての要素を1とした。

・グロースエラーチェック係数

観測値の中には、予報値とかけ離れた値を持つものもある。そのような悪質な観測値を同化してしまうと精度の低い解析値を作成しまう可能性がある。このような問題を回避するためのパラメータとして、グロースエラーチェック係数と呼ばれるものがある。グロースエラーチェック係数は閾値の役割を持ち、

$$\text{観測値と予報値の差の絶対値} > \text{観測誤差} \times \text{グロースエラーチェック係数}$$

となったとき、その観測値は使われない。本研究では、グロースエラーチェック係数を10とした。

2.3 計算プロセス

図 2-1 は、本研究にて使用する数値モデル、データ同化スキームを用いた計算プロセスの概要を示している。数値予報モデルとして IsoGSM、データ同化スキームとして LETKF を使用した。初期値として、摂動を与えたアンサンブルメンバーを作成し、数値モデルに計算させ、第一推定値を導出する。その後、LETKF によるデータ同化を行い、その時間と与えられた観測値を参照して解析値を求める。その解析値をまた初期値として使用し次のタイムステップの計算を繰り返し行う。初期値におけるアンサンブルメンバーの摂動は、nature run より実験開始日の 00 時から 12 時間ずつ増分させた大気場を各アンサンブルメンバーとした。アンサンブルメンバーについては、第三章以降の実験設定にて記す。

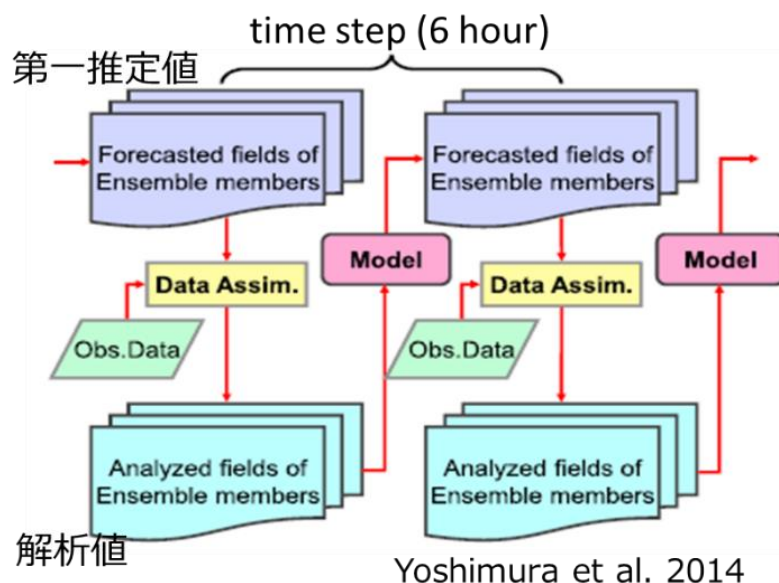


図 2-1. 計算プロセスの模式図。

第三章 理想化実験

3.1 はじめに

実測データを同化する前に Observation System Simulation Experiments (OSSE) と呼称される理想化実験を行った。OSSE とは、計算機に構築された仮想的な観測システムの評価などを行う実験である。例えば、設置したらどのような観測が得られるのかといった疑問や、大気を十分な精度で解析するにはどのような時空間分解能の観測システムが必要なのか、といった疑問に答えるために実施される(石橋, 2013)。本章では、Y14 の時間拡張実験、予測実験に用いるアンサンブルメンバー数の決定、IASI 同化の効果について評価、考察を行う。Y14 の時間拡張実験では、Y14 と同じように TES、SCIAMACHY、GNIP を同化した実験を 2006 年 1 月 1 日 00 時から 2006 年 4 月 1 日 00 時まで行い、長期的に水蒸気同位体を同化することによる影響を見た。また同実験で予測実験に用いるアンサンブルメンバーを決定した。そして高性能赤外線分光計の IASI を想定した観測値をデータ同化することで IASI の実測データを同化する意味を考察する。

3.2 理想化実験の設定

本節では OSSE で使用する観測値の具体的な設定や、初期値の作成方法などについて述べる。

今回の OSSE では、人工衛星に搭載されている Tropospheric Emission Spectrometer (TES)、SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartographY (SCIAMACHY)、(IASI) が宇宙から水蒸気同位体である H^2HO を観測し、地表面から GNIP が水蒸気同位体を観測すると想定して、2006 年 1 月 1 日から 2006 年 4 月 1 日まで実験を行った。

同化する疑似観測値の作成方法を次に示す。まず、IsoGSM によるデータ同化なしの長期積分を仮想的な大気状態の真値とする。この仮想真値を nature run と呼ぶ。スピナップを考慮し、2005 年から 1 年間計算させ、2006 年 1 月 1 日からの値を nature run とした。次に、nature run に観測演算子を作用させて疑似観測値を作成する。観測演算子とは、モデルと観測値を紐付けるための演算子であり、今回の実験では、nature run の格子上の値を観測点に観測誤差を与えて内挿する役割を果たした。観測誤差は、nature run の値を平均値、与えられた観測標準誤差を標準偏差とした正規分布からランダムに決定される。表 3-1 に想定した観測機器、それらが観測する変数、高度、観測標準誤差を示す。

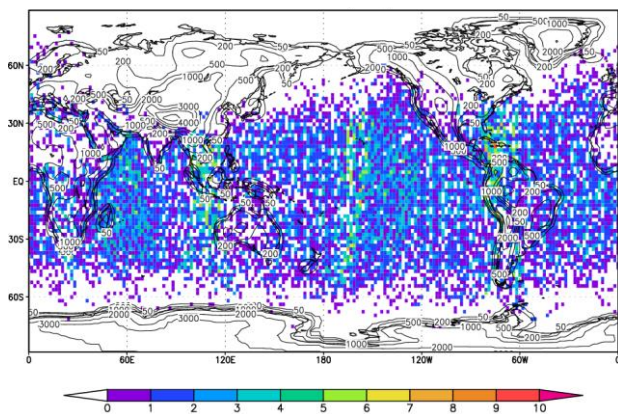
また、各観測機器の観測分布は図 3-1 に示す。IsoGSM の空間分解能 (T62L28) に投入できる 1 ヶ月あたりの観測点数は、TES が約 15000 点、SCIAMACHY が約 10000 点、IASI が約 400000 点、GNIP が約 35000 点である。現実の GNIP は降水に含まれる月間の水の安定同位体比を観測しているが、OSSE における GNIP は地表面の水蒸気同位体を 6 時間ご

とに観測していると想定している点注意されたい。ここで、TES、SCIAMACHY、GNIP は実際の観測分布を使用した。自身の保持しているデータの都合上、IASI は、2013 年 4 月 1 日 06 時、18 時の実測分布を 2006 年 1 月 1 日から 4 月 1 日に適用した。もちろん、本来ならば適切な観測分布から疑似観測値を作成すべきだが、観測値を多く同化する長期実験を評価するにはこれで十分だと考えた。初期値は、nature run より 2006 年 1 月 1 日 00 時から 12 時間ずつ増分させたもの（1 月 1 日 00 時、1 月 1 日 12 時、1 月 2 日 00 時…）を 20 個用意し、それらをアンサンブルメンバーとした。

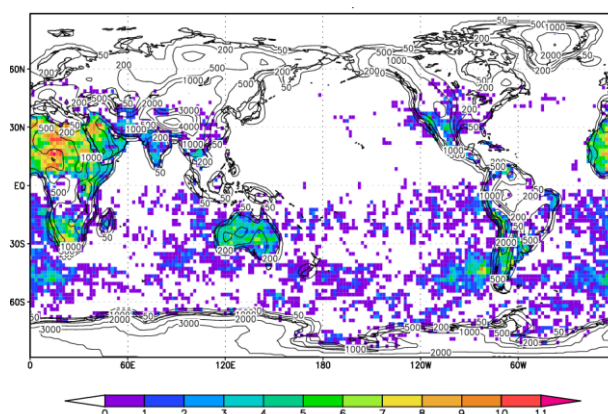
表 3-1. 想定した観測機器とその観測変数、観測高度、観測標準誤差。

	観測変数	観測高度	観測標準誤差[%]
TES	$\delta^{2}\text{H}$	約 600hPa	100
SCIAMACHY	$\delta^{2}\text{H}$	大気柱	100
IASI	$\delta^{2}\text{H}$	約 600hPa	100
GNIP	$\delta^{2}\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$	地表面	100、10

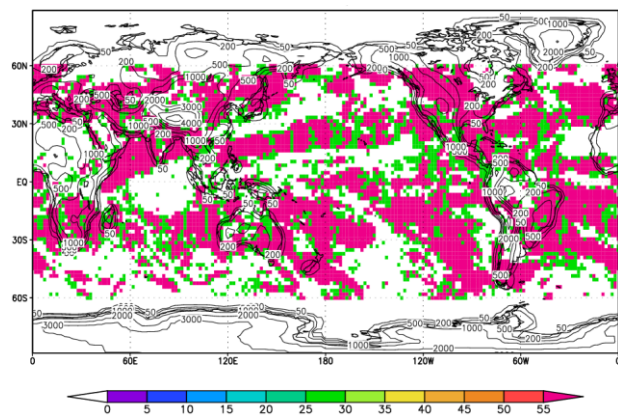
TES data number 2006/01: total=15531



SCIAMACHY data number 2006/01: total=10830



IASI data number 2006/01: total=390300



GNIP station: 287 point

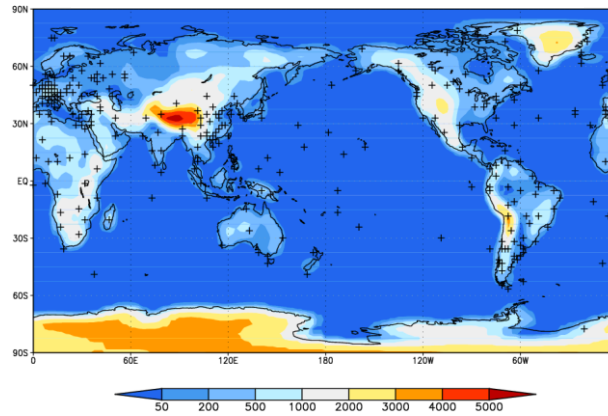


図 3-1. 想定した観測機器と 2006 年 1 月の観測地点、観測点数を示す。左上が TES、右上が SCIAMACHY、左下が IASI、右下が GNIP を表す。TES、SCIAMACHY、IASI は、色がついている箇所が観測地点であり、観測点数はカラーバーで示される。GNIP は十字の印が観測地点を示しており、カラーバーは標高を示す。

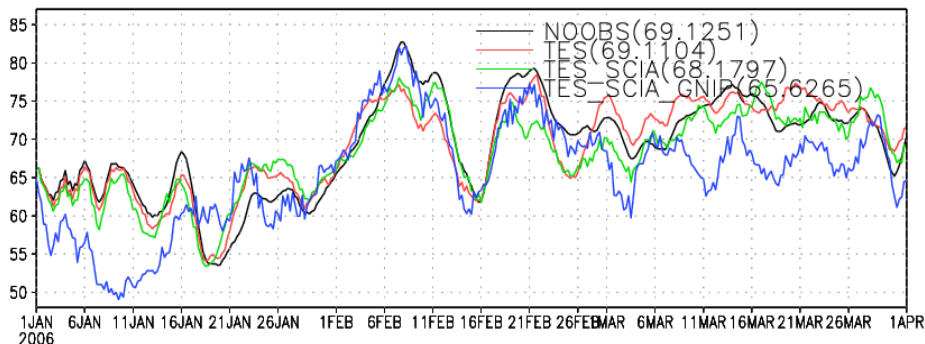
3.3 実験結果・考察

以下に、OSSE の結果、考察を述べる。

3.3.1 Y14 の拡張実験

まず、Y14 の拡張実験について簡単にまとめる。図 3-2 は、2m 気温、500hPa にジオポテンシャルの nature run に対する RMSD を時系列に表したものである。Y14 では TES と SCIAMACHY のみを同化した実験は行われていなかったため、本研究ではこの 2 つを同化した実験を試みた。図 1-3 において懸念された長期積分に伴う誤差の増大について言及する。図 3-2 を見ると、500 hPa のジオポテンシャル高度においては、全実験で 1 月終盤から 2 月上旬にかけて RMSD の上昇が確認できる。しかし、それ以降はすべてを同化した実験において、他の実験に比べ RMSD を低減できていることが分かる。2m 気温についてもほぼ同様である。また図は nature run に対するシミュレーションの RMSD の全球期間平均の鉛直プロファイルだが、すべてを同化した実験では非データ同化実験よりも RMSD を抑えられているのが、どの変数でも見られた。

(a) 500hPa ジオポテンシャル高度 RMSD 全球平均



(b) 2m 気温 RMSD 全球平均

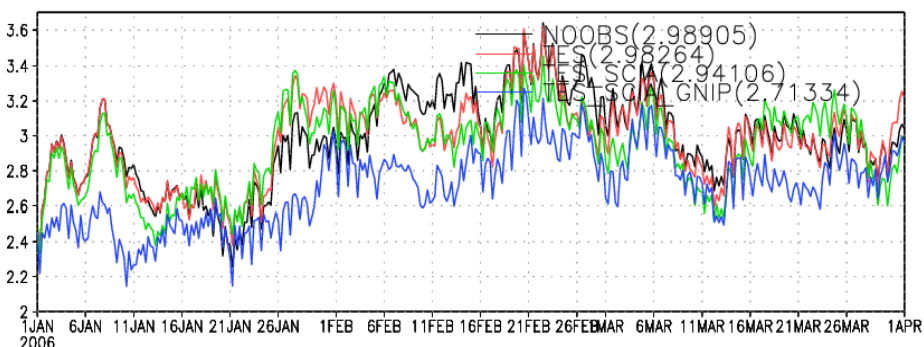


図 3-2. 真値に対するシミュレーションの RMSD の全球平均の時系列。上段が 500hPa ジオポテンシャル、下段が 2m 気温である。黒、赤、緑、青のマークがそれぞれ非データ同化実験、SCIAMACHY のみを同化した実験、TES と SCIAMACHY のみを同化した実験、ALL (SCIAMACHY、TES、GNIP すべて同化) 実験を意味する。括弧内の数字は期間平均である。

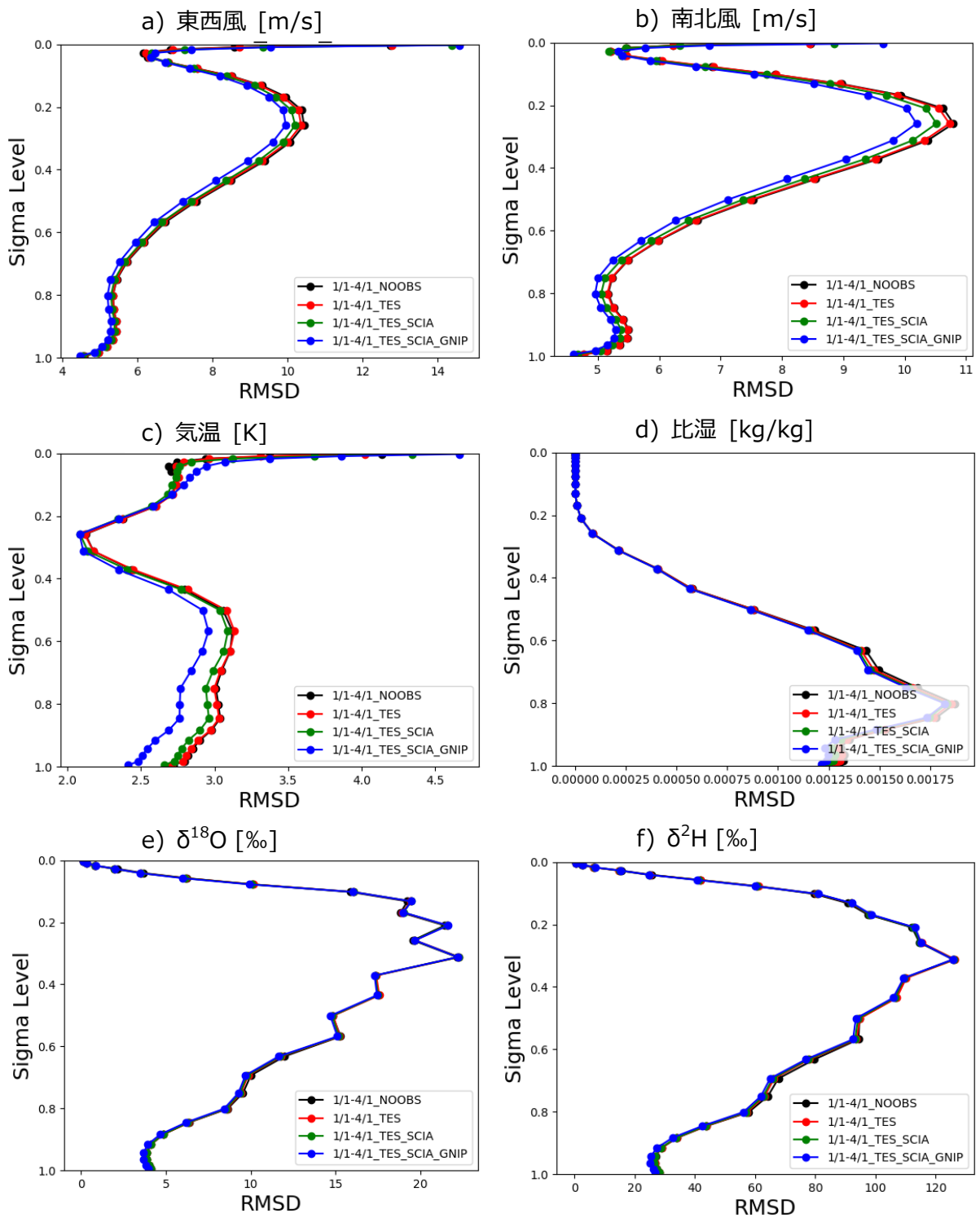


図 3-3. 真値に対するシミュレーションの RMSD の全球期間平均の鉛直プロファイル。上段左が東西風、上段右が南北風、中段左が気温、中段右が比湿、下段左が $\delta^{18}\text{O}$ 、下段右が $\delta^2\text{H}$ 黒、赤、緑、青のマーカーがそれぞれ非データ同化、TES のみを同化した実験、TES と SCIAMACHY のみを同化した実験、TES と SCIAMACHY と GNIP を同化した実験を示す。

3.3.2 実測データ同化実験におけるアンサンブルメンバー数の決定

第四章における実測データ同化実験に使用するアンサンブルメンバーの数を決定する。決定方法としてアンサンブルメンバーを 20、30、40、50 と変化させたデータ同化実験を行い、nature run に対する RMSD の変化率をみる。ここで、上記のデータ同化実験とは、TES、SCIAMACHY、GNIP の全てを同化し、3ヶ月間解析したものである。もちろん、アンサンブルメンバーを増やせば増やすほど精度がよくなることが予期されるが、計算コストを考慮した上で適切だと思われるメンバー数を決定した。水平、鉛直すべてのグリッドの RMSD を全球期間平均してアンサンブルメンバーとの関係を表したものが図 3-4 である。横軸がアンサンブルメンバー、縦軸が RMSD を表している。風速場や気温場、同位体比の場を鑑みるに、アンサンブルメンバーは 30 が適切であると考えた。したがって、第四章以降の実測データ同化実験のアンサンブルメンバー数は 30 で行うこととした。第三章は、この実験以降でも全てのアンサンブルメンバーを 20 に設定している。

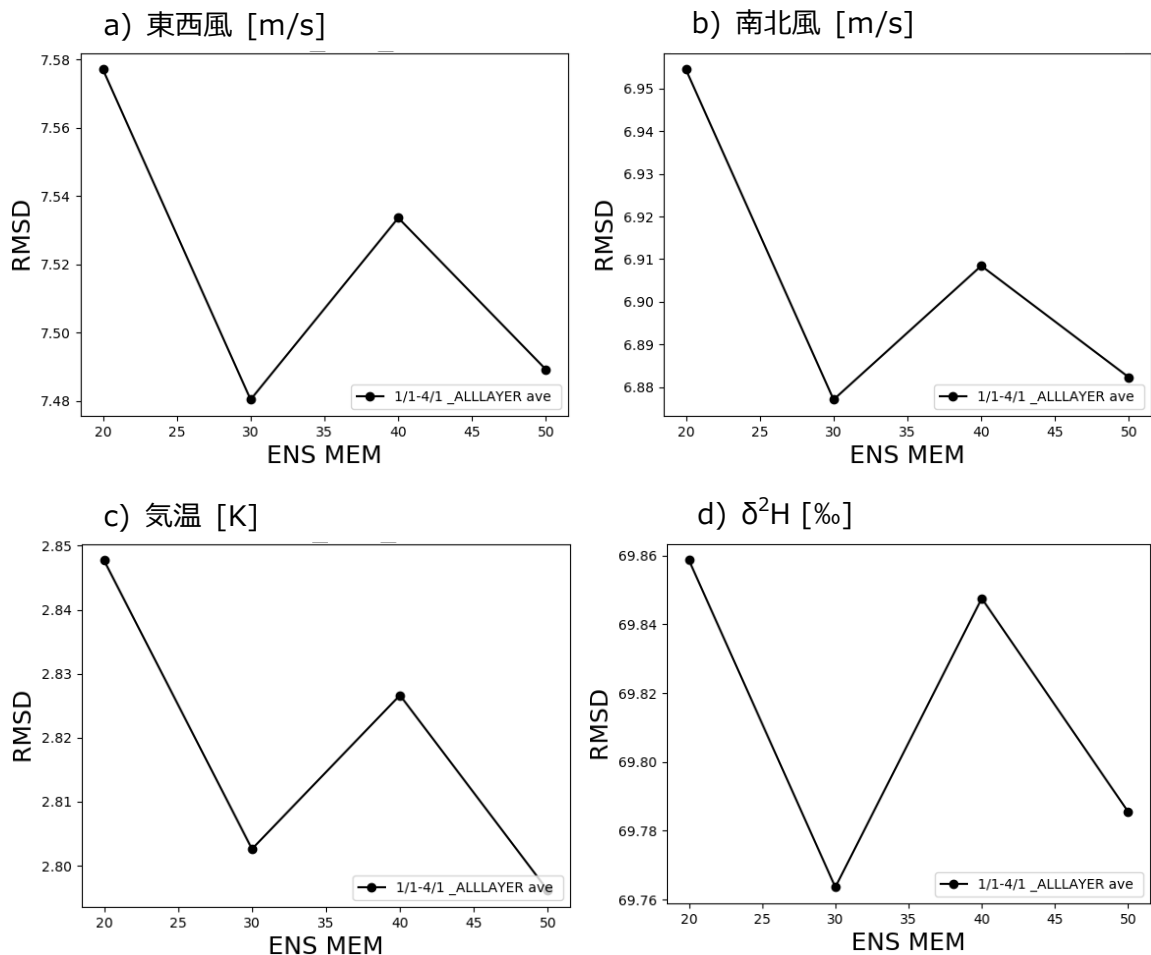


図 3-4. アンサンブルメンバーに対する RMSD の全球期間平均を示す。左上が東西風、右上が南北風、左下が気温、右下が $\delta^2\text{H}$ である。

3.3.3 IASI 同化実験

本節では、IASI の膨大な観測データを同化する意義について、他の赤外線分光計と比較しながら述べる。図 3-5 は、nature run に対するシミュレーションの RMSD の全球期間平均の鉛直プロファイルを表している。非データ同化実験に対し、TES、SCIAMACHY、IASI を同化した実験では、多くの気象変数に改善が見られた。中でも、IASI を同化した実験では、気温場、風速場、比湿場、 $\delta^{2}\text{H}$ の場に大きな改善が施されたことが見て取れる。TES や SCIAMACHY と IASI の主な相違点は、観測点数であり、Y14 でも述べられていたとおり、観測点数が解析精度向上に大きく寄与することを改めて実証できた。

また、同化した $\delta^{2}\text{H}$ について見ると、IASI を同化した高度付近である sigma level=0.5 ~0.8 あたりに同化の影響が強く出ていることがわかる。 $\delta^{18}\text{O}$ の場も同じ高度で似たような改善がなされている。これは、天水の水素、酸素同位体分布には比例相関がある (Craig, 1961) ためだと考えられる。つまり、 $\delta^{2}\text{H}$ の場が改善されるならば、 $\delta^{18}\text{O}$ の場もそれに比例した改善がなされているということを知りやすく表している結果である。成層圏下部 (sigma level=0.3 以下) における東西風、南北風の解析精度が良いことも非常に興味深い。同化した高度付近の風速場が改善されたことによって、その好影響が成層圏下部まで強く伝播したと考えられる。モデル内最上層付近で好影響が及ばなかった理由は、同化した高度が対流圏中層であるのに対し、モデル内最上層が上空 30km にも及ぶことから、同化の影響を受けなかったためと考えられる。

図 3-6 は nature run に対するシミュレーションの RMSD の全球平均の時系列を示している。気象変数が多く、各変数につき鉛直層も多くあるため全ては載せきれない。したがって、気象変数は東西風、南北風、気温、 $\delta^{2}\text{H}$ に限定し、高度は図 3-5 における非データ同化実験に対して最も改善されている層を選択して載せる。各変数について、IASI を同化した実験は、非データ同化と比べ、精度が大きく上回っていることが分かる。しかし、全ての実験において長く計算するにつれて次第に RMSD が大きくなる傾向も見られる。これについては水蒸気同位体の大気場を拘束する力が乏しいことが根本的な問題であると考えているが、同化モジュールの設定変数のチューニングによって少しは抑えられる可能性もある。図 3-6 には載せられなかったが、IASI を同化した実験では気圧や降水量といった予測、ガイダンス情報に重要な気象変数も非データ同化実験よりも精度よく計算された。

図 3-5、図 3-6 に見られるように、IASI を同化した実験では非データ同化実験や、その他赤外線分光計を同化した実験よりも大幅に解析精度が向上した。したがって、IASI の実測データを用いたデータ同化実験でも解析精度、予測精度の向上が期待できる。

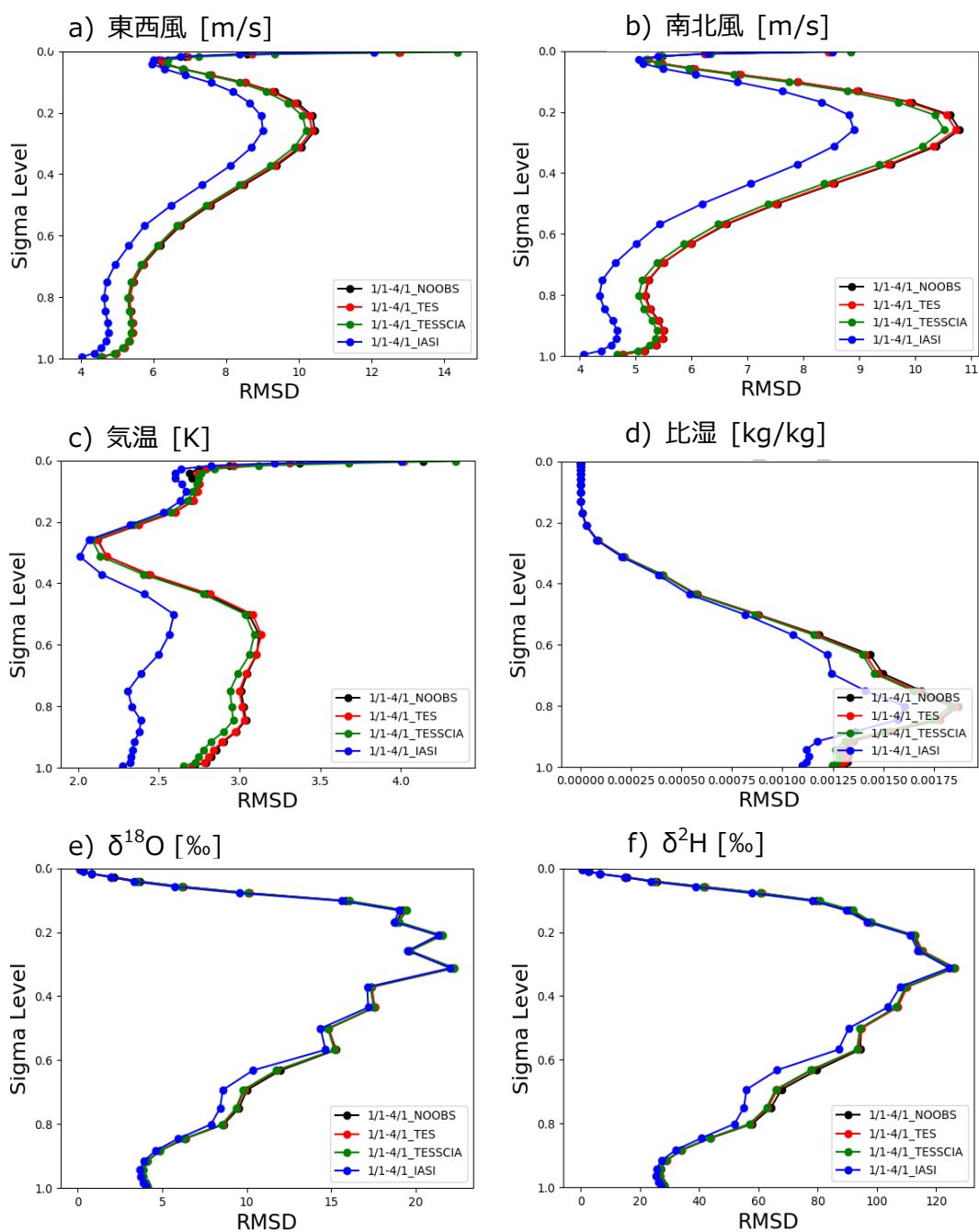


図 3-5. 真値に対するシミュレーションの RMSD の全球期間平均の鉛直プロファイル。上段左が東西風、上段右が南北風、中段左が気温、中段右が比湿、下段左が $\delta^{18}\text{O}$ 、下段右が $\delta^2\text{H}$ である。黒、赤、緑、青のマーカがそれぞれ非データ同化、TES のみを同化した実験、TES と SCIAMACHY のみを同化した実験、IASI のみを同化した実験を示す。

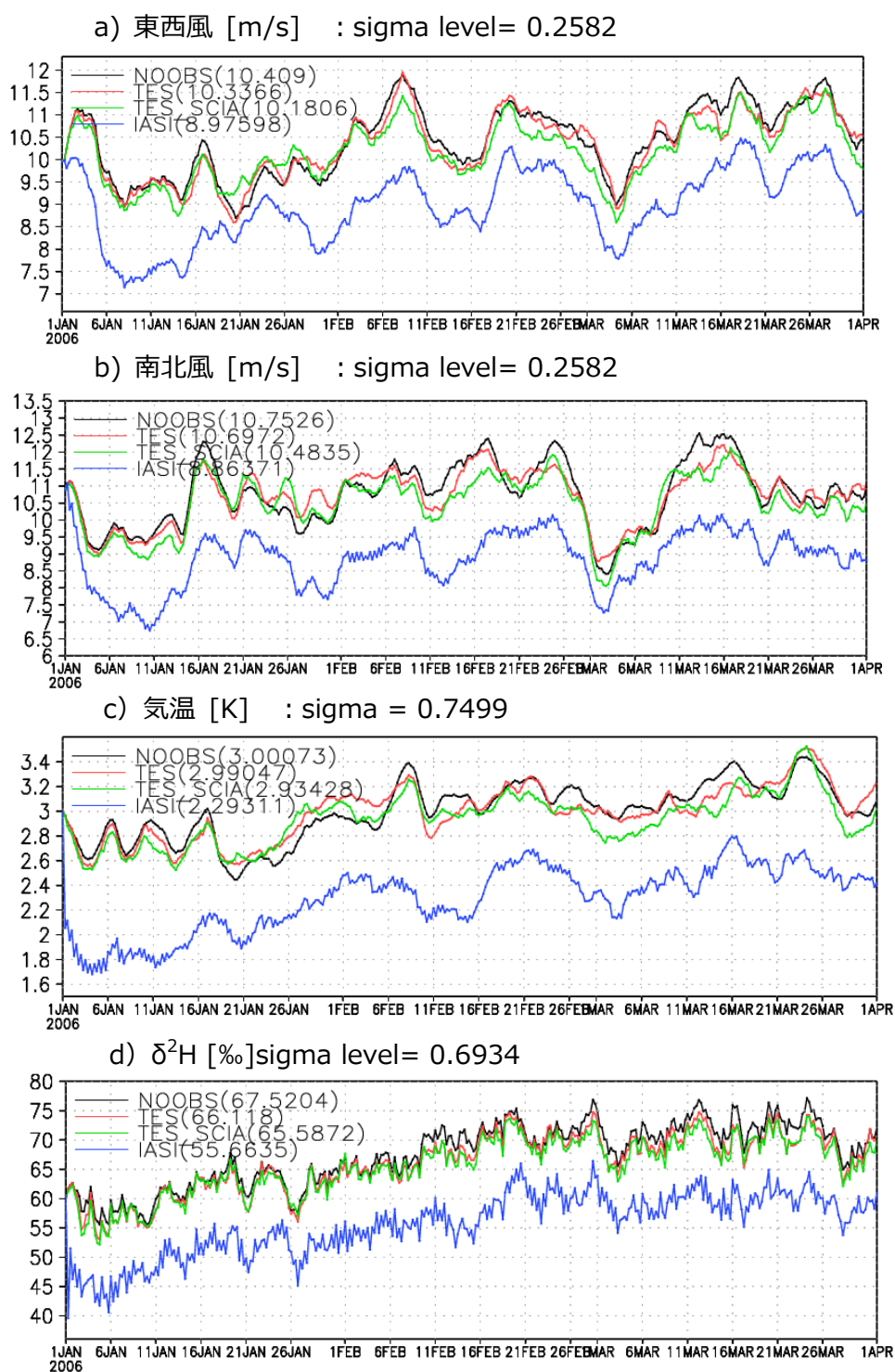


図 3-6. 真値に対する RMSD の全球平均の時系列。上段から東西風、南北風、気温、 $\delta^2\text{H}$ である。黒、赤、緑、青のマークがそれぞれ非データ同化実験、SCIAMACHY のみを同化した実験、TES と SCIAMACHY のみを同化した実験、IASI をのみを同化した実験を意味する。括弧内の数字は期間平均である。

第四章 実測データ同化実験

4.1 はじめに

第三章では、モデルによって作成された水蒸気同位体比の疑似観測値をデータ同化し、解析精度の向上が確認できた。特に、IASI を想定した実験では大幅な改善が見られた。そこで、本章では実測データを同化する実験を行い、評価、考察を行う。まず、データ存在期間である 2013 年 4 月 1 日から 4 月 30 日までの気象場解析を行い、水蒸気同位体比の実測データを同化することによる影響を評価・考察する。次に、その結果を踏まえて予測実験を行い、評価・考察する。予測実験は 5 月 1 日を予測 1 日目とした 1 週間予測実験、4 月 23 日を予測 1 日目とした 2 週間予測実験の 2 つを行った。IASI の解説や具体的な実験設定は次節以降で紹介する。

4.2 観測値 (IASI) について

IASI は $\delta^2\text{H}$ の日々変動を見ることができ数少ない赤外線分光計である。2~5 km で 1 番観測精度が高く、その観測誤差は約 40% である (Lacour et al.,2012)。IASI のデータは、水平方向は南緯 60° から北緯 60° まで、鉛直方向は海拔 0.5 km から 9.5 km まで 1 km 刻みに 10 層ある。今回は、精度が高く観測されている高度のうち、5 層目 (4.5 km) のみを取り出し、モデルに合わせた高度に内挿する (図 4-1)。観測誤差は 4.5km なら本来は 40%程度だが、今回は理想化実験と同様に 100%の観測誤差を与えた。使用したデータセットは 2013 年 4 月 1 日 00 時から 2013 年 4 月 30 日 00 時まで 1 日間隔であ

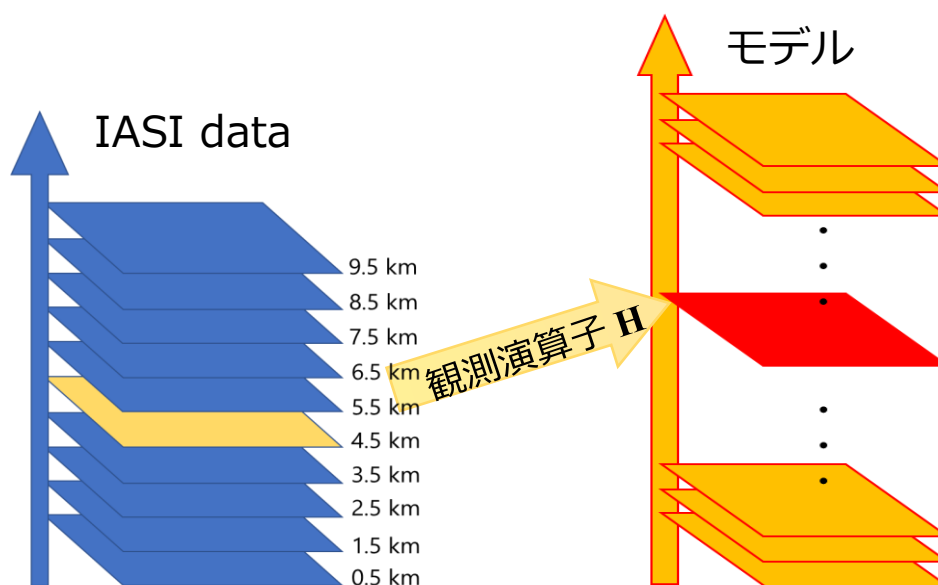


図 4-1. IASI データの同化の模式図。

る。しかし、4月1日、3日、4日のデータは存在しない。また、図4-2、図4-3はそれぞれ5層目における $\delta^2\text{H}$ の4月平均、4月の観測点数の総計を示している。

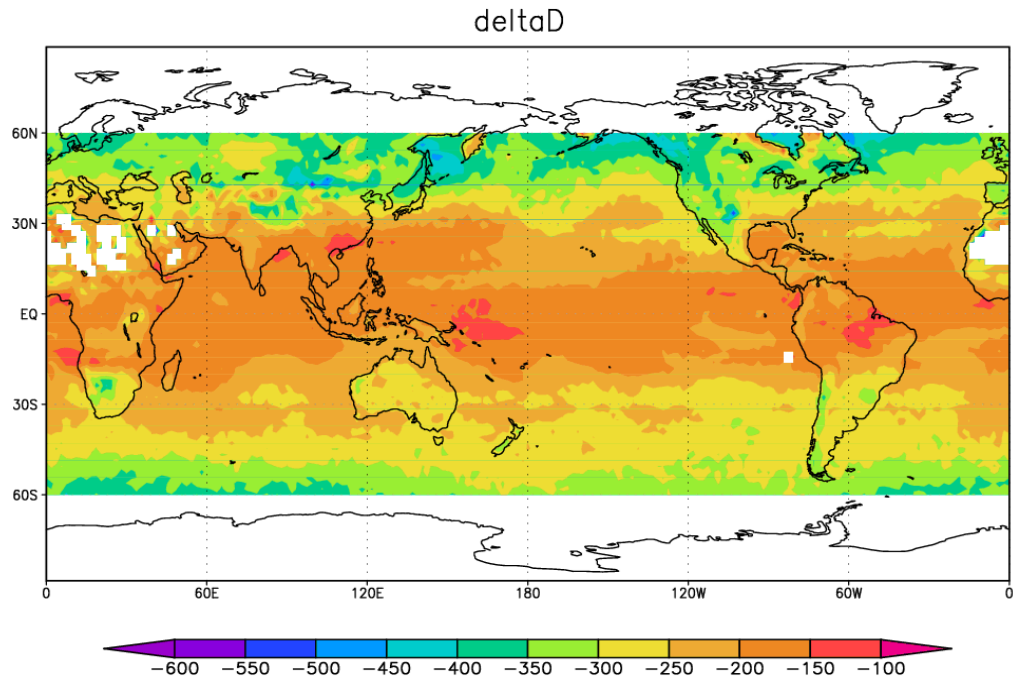


図4-2. IASIが観測した $\delta^2\text{H}$ 。5層目(4.5 km付近)における2013年4月平均を表す。

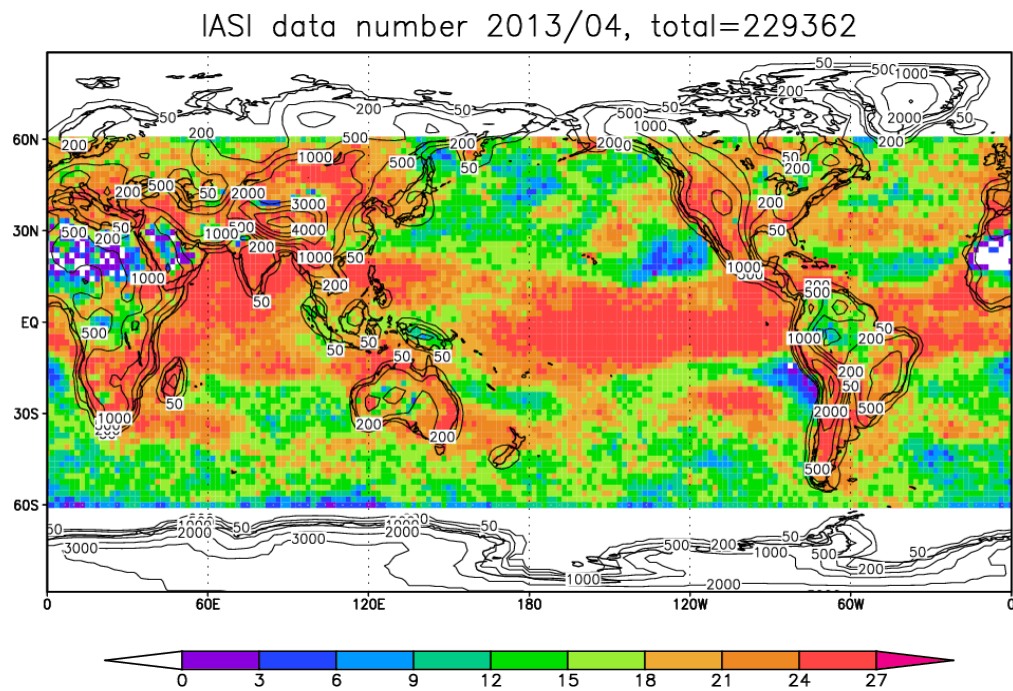


図4-3. 同化する観測点数の積分値。カラーバーは観測点数を表す。

4.3 IASI 同化実験の解析精度

4.3.1 観測値 IASI との比較

IASI の実測データを同化した結果について示す。まず、同化した観測値とシミュレーションの比較を行う。IASI は $\delta^2\text{H}$ だけでなく、気温や比湿も観測しているが、データ同化がきちんとなされているかを確認するための比較であるため、 $\delta^2\text{H}$ のみについて言及する。

第三章の OSSE より、 $\delta^2\text{H}$ は同化した高度付近に強く反映されることが分かっている。したがって、同化した 4.5km の高度に対応する 12 層目 (sigma level=0.5678) を見た。誤差の大小をスナップショットで全球的に表したのが図 4-4 である。図 4-4 は、IASI 同化実験の誤差から非データ同化実験の誤差を引いたもので、式で表すと

$$\sqrt{(\text{IASI 同化実験} - \text{観測値})^2} - \sqrt{(\text{非データ同化実験} - \text{観測値})^2} \quad (4.1)$$

となる。図 4-4 は、1 ヶ月平均した $\delta^2\text{H}$ の場について表しており、非データ同化の誤差よりも IASI 同化実験の誤差が小さかったら負の値を返し、その逆だったら正の値を返す。図 4-4 では、負の値ならば青を返し IASI 同化実験のほうが高い精度で計算出来ていることを意味する。図 4-4 を見ると、広い範囲が青で覆われており、IASI 同化実験による好影響が見て取れる。しかし、ここで気になるのは、赤道付近以外の観測点が多い地域では、大きく改善されている傾向があるのにも関わらず、赤道付近ではあまり改善されていない点である。特に、北緯 30° から北緯 60° にかけて大幅な改善が見て取れた。これについては、そもそも非データ同化実験において、熱帯地域がもともと精度よく解析できているため、改善率が小さい可能性もある。時系列変化については、図 4-5 に示した。図 4-5 では、RMSD の全球平均だけでなく、図 4-4 より、比較的大きな改善が見られる地域 ($\text{N}30^\circ \sim \text{N}45^\circ$, $\text{E}130 \sim \text{E}145^\circ$)、あまり改善が見られなかった地域 ($\text{S}30^\circ \sim \text{S}45^\circ$, $\text{E}130 \sim \text{E}145^\circ$) を選択し、それぞれの時系列変化も見た。

全球スケールで見ると、時間がたつに連れて誤差が大きくなるといった問題も見られず、常時、非データ同化実験よりも精度よく解析されていることが分かる。改善が見られた地域では、非データ同化実験に対し、RMSD が半分以下になっている時刻も散見された。一方で、改善が見られなかった地域においては、期間平均は非データ同化実験よりも小さいが、時系列で見ると大きな差が無いようにも見られる。

また、今回は同化した高度と 1 番対応している層を選び結果を載せたが、その上下の層である 11 層目 (sigma level=0.6323)、13 層目 (sigma level=0.5012) も同様の結果であることが確認している。

図 4-4、4-5 より、 $\delta^2\text{H}$ の解析精度が向上し、1 ヶ月間の計算を行っても精度を損なわずに計算されるということが分かった。OSSE では、水蒸気同位体比の解析精度を改善することでその他多くの気象変数の解析精度も改善された。次節では、再解析データと比較することで、IASI 同化実験における様々な気象変数の解析精度を見ていく。

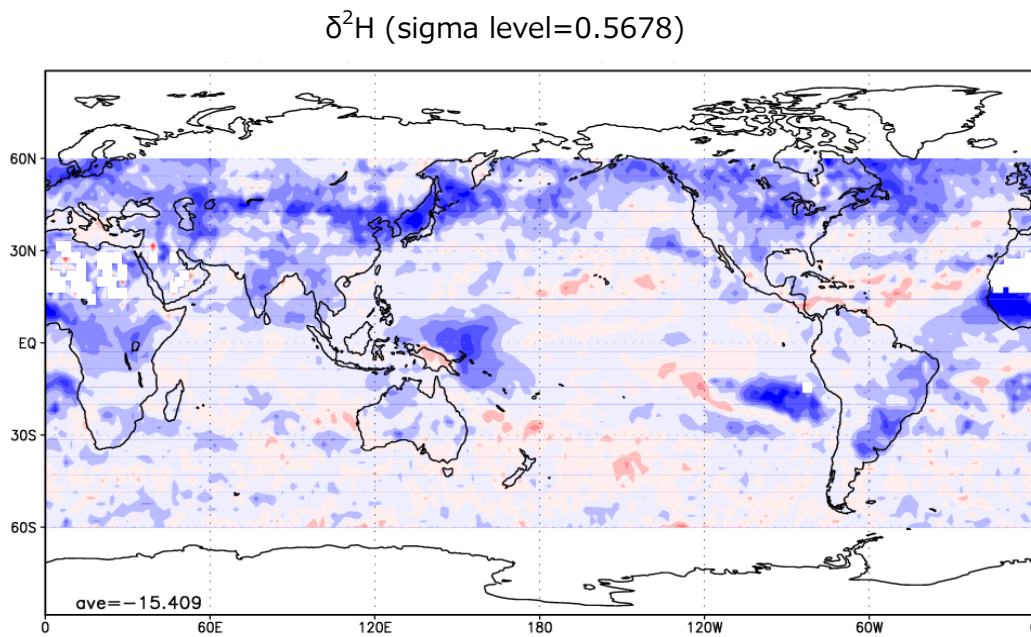


図.4-4 IASI 同化実験の観測値に対する誤差から非データ同化実験の観測値に対する誤差を引いたもの。青が強いほど IASI 同化実験の精度が良いことを示し、赤が強いほど精度が悪いことを示す。

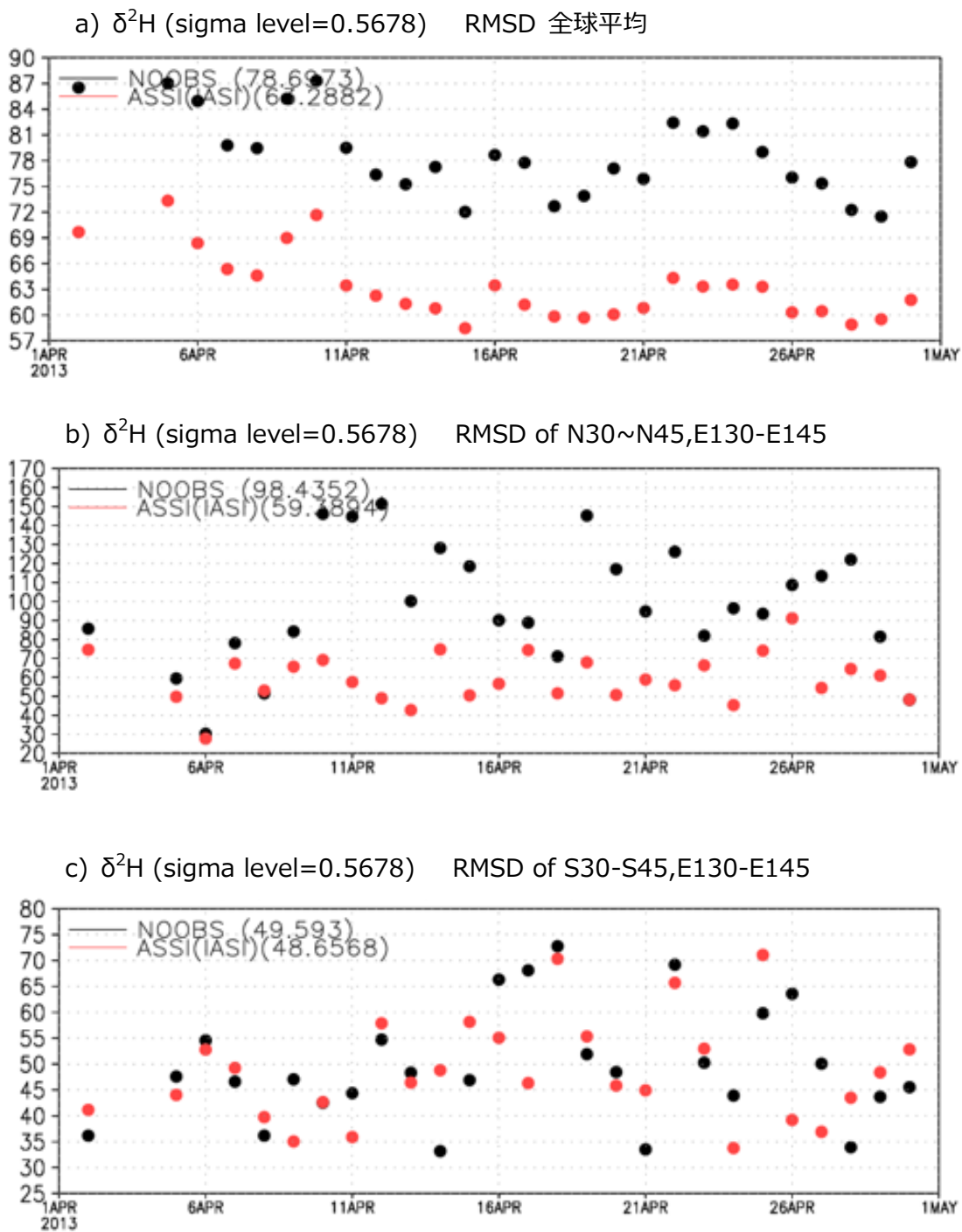


図 4-5. $\delta^2\text{H}$ における IASI の観測値に対する RMSD の時系列。上段、中段、下段がそれぞれ、全球平均、北緯 $30^\circ \sim 45^\circ$ 、東経 $130^\circ \sim 145^\circ$ の領域の平均、南緯 $30^\circ \sim 45^\circ$ 、東経 $130^\circ \sim 145^\circ$ の領域の平均を示す。黒、赤のマーカーはそれぞれ、非データ同化実験、IASI 同化実験を意味する。括弧内の数字は期間平均である。

4.3.2 再解析データとの比較

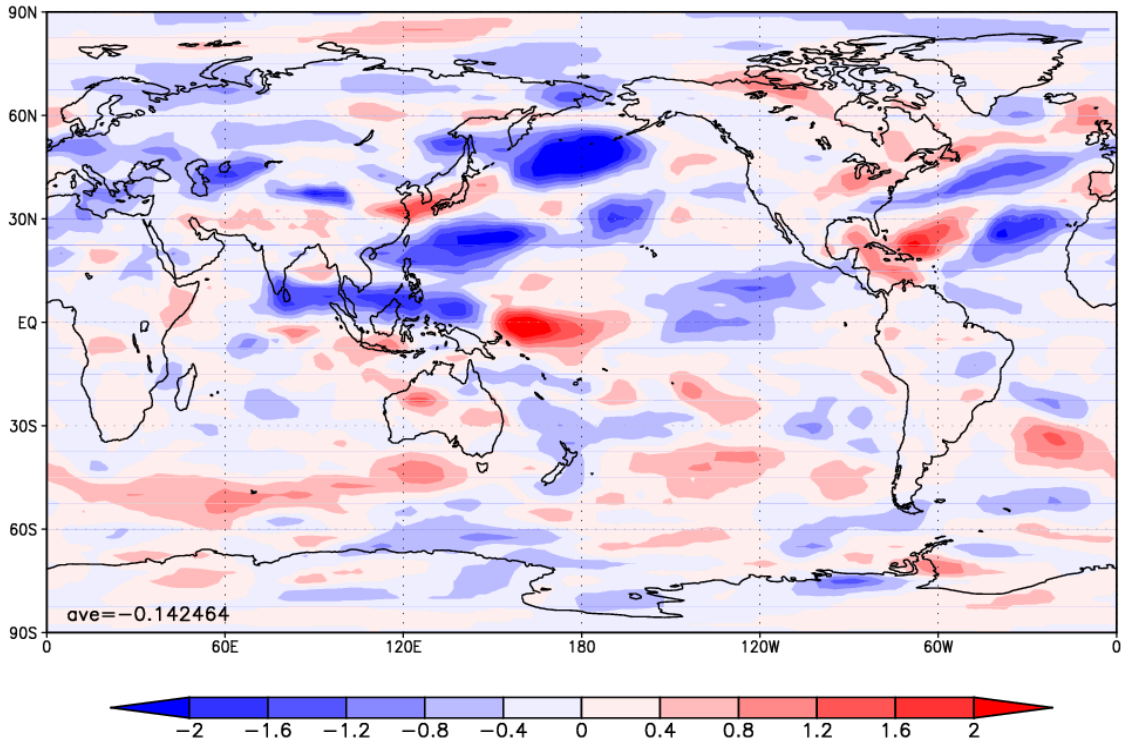
同化した観測値と比較し、 $\delta^2\text{H}$ の場が改善されたことが確認された。これは理想化実験と同様に、他の変数についても解析精度が向上している可能性を示唆している。本節では、再解析データに対する IASI 同化実験、非データ同化実験の解析精度を比較し、実測データ同化実験の評価を行う。ここで、比較対象とした再解析データは、NCEP/DOE 再解析による大気場のデータでナudgingした同位体準再解析と呼ばれるデータセットである。

これ以降は、予報ガイダンスによく用いられる気象変数から複数選んで比較を行うこととする。予報ガイダンスには 1000 hPa、850 hPa、700 hPa、500 hPa、300 hPa における東西風速、南北風速、気温、渦度、鉛直 p 速度、比湿、ジオポテンシャル高度や 2m 気温、2m 比湿、10m 風速、降水量、地表面気圧などが使われるが、本論文では、特に重要視されているものとして、850 hPa 東西風、500 hPa 渦度、2m 気温、降水量を選び解析結果を載せる。

図 4-6 は、850 hPa 東西風、500 hPa 渦度、2m 気温、降水量の 1 ヶ月平均場における、再解析データに対する IASI 同化実験の誤差から非データ同化実験の誤差を表したものである。要するに、式 (4.1) における「観測値」を「再解析データ」と換えて、計算した結果を表している。また、図 4-7、4-8、4-9 は、それぞれ、全球、N30-45,E130-145、S30-45,E130-145 における 850 hPa 東西風、500 hPa 渦度、2m 気温、降水量の時系列変化である。図 4-6、4-7、4-8、4-9 を見ると、データ同化によって $\delta^2\text{H}$ の解析精度の変化度合いが大きくなるほど、他の気象変数にも大きな変化が生じていくことが確認できる。図 4-6(c)では、ユーラシア大陸やアラスカなどで大きな改善が、図 4-6(d)では、日本列島付近に改善が見られ、これらは $\delta^2\text{H}$ の解析精度の向上に正の相関を持っていると判断できそうである。これは図 4-7(c)、4-8(d)の時系列からも読み取れる。しかし、 $\delta^2\text{H}$ が改善されたからと言って必ずしも好影響を及ぼすとは限らない。図 4-6(a)、(b) や図 4-8(a),(b)、4-9(a),(b)を見ると、 $\delta^2\text{H}$ が強く改善されている地域である日本列島や、オーストラリア北東で解析精度が落ちていることが分かる。この原因として、例えば日本では、2013 年 5 月 1 日、2 日にかけて日本南海から低気圧が北上し、5 月 6 日くらいまで北海道北東部で停滞していた。その影響で北海道では 21 年ぶりに 5 月に降雪が観測された。そのような異常なケースにおいて、

- ・IASI の観測はこの現象も捉えられており、本当の気象場と整合しているが再解析データでは上記の現象を捕えられていないため。
- ・擾乱によって混合されてしまった同位体の場を同化することで悪影響を及ぼしたため。などが考えられる。また、2m 気温において、ヒマラヤ山脈などの高地においては誤差は大きくなってしまっているが、同じ地域で、東西風が改善されていることから、地形にも強く依存していると考えられる。これらの原因の解明については今後検討したい。

a) 東西風 [m/s] at 850 hPa



b) 渦度 [1/s] at 500 hPa

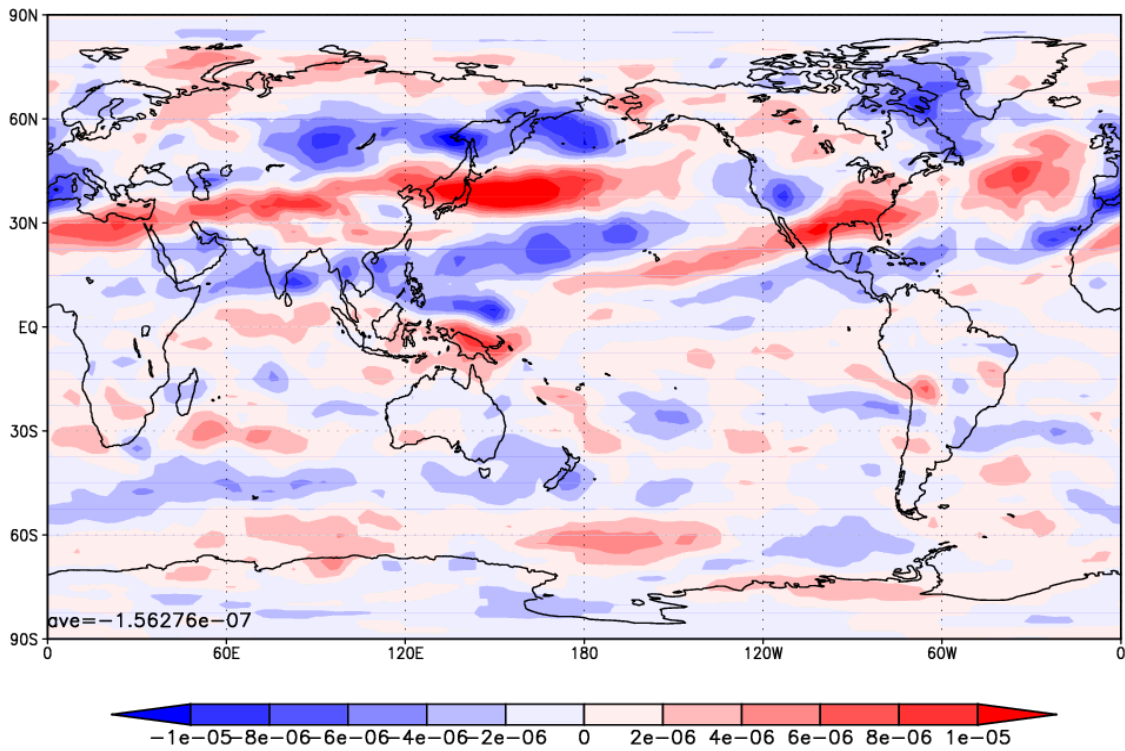
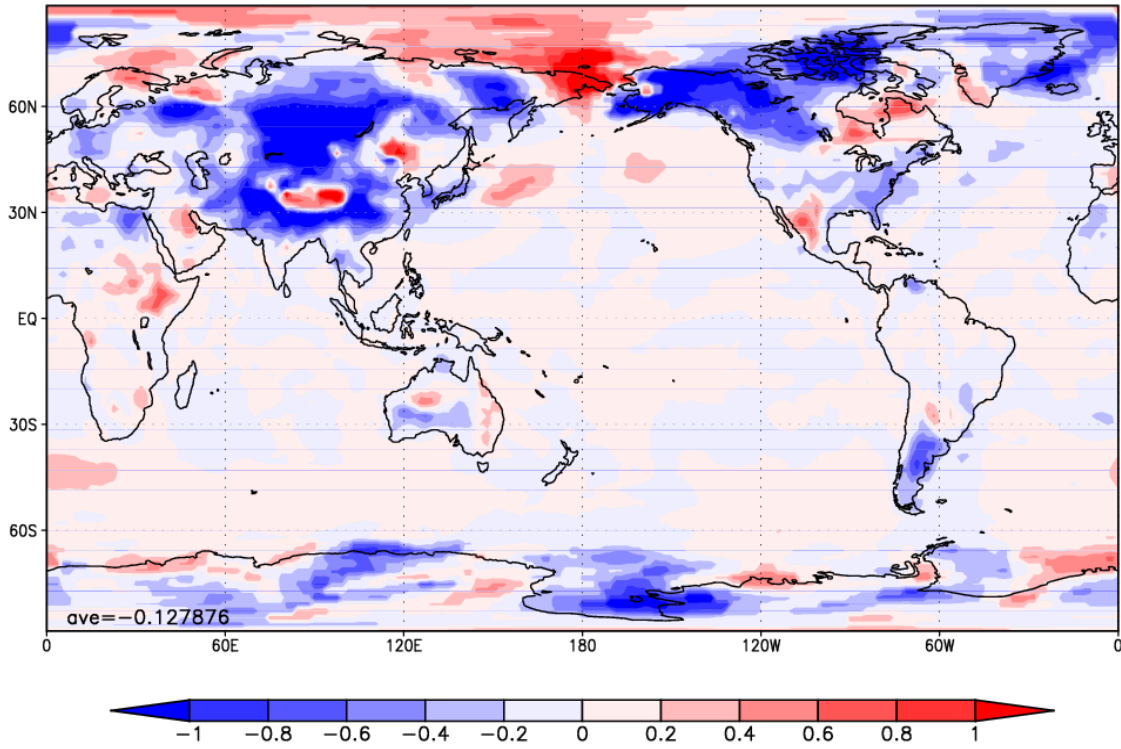


図4-6 IASI 同化実験の再解析データに対する誤差から非データ同化実験の観測値に対する誤差を引いたもの。青が強いほどIASI同化実験の精度が良いことを示し、赤が強いほど精度が悪いことを示す。左下の数字は平均値を示す。

c) 2m 気温 [K]



d) 降水量 [kg/s/m²]

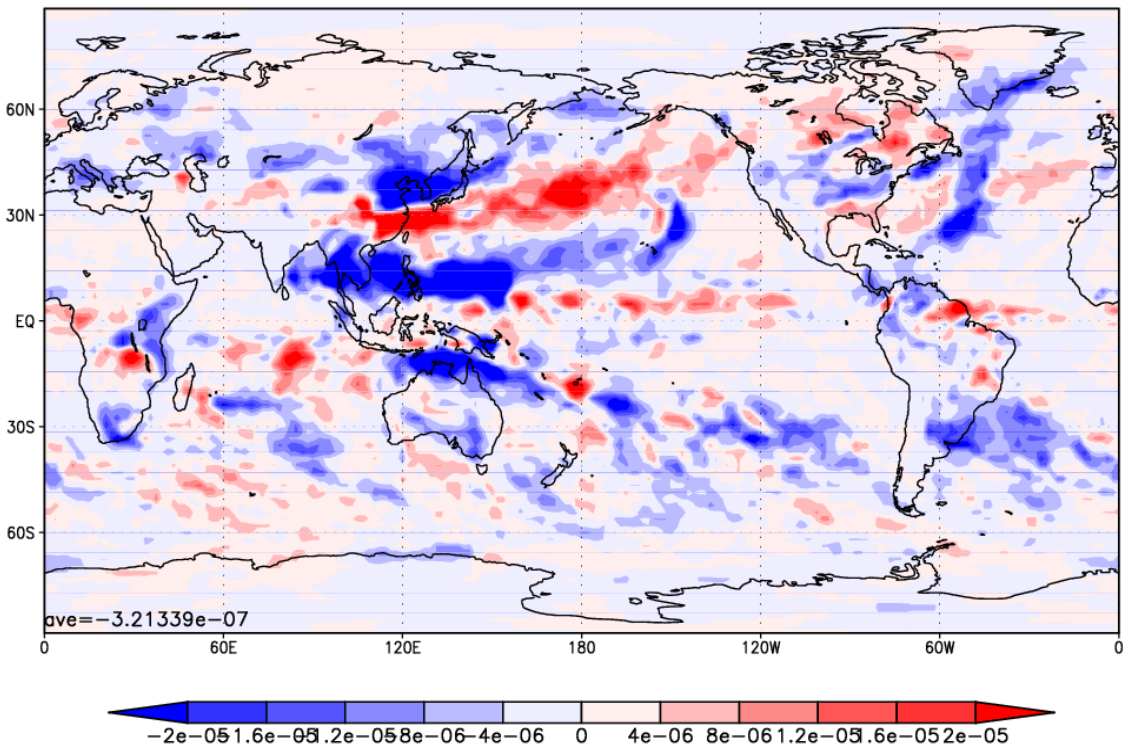
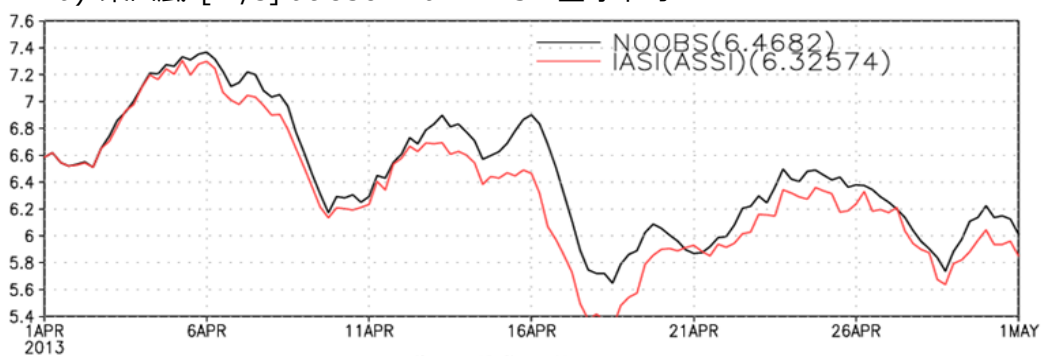
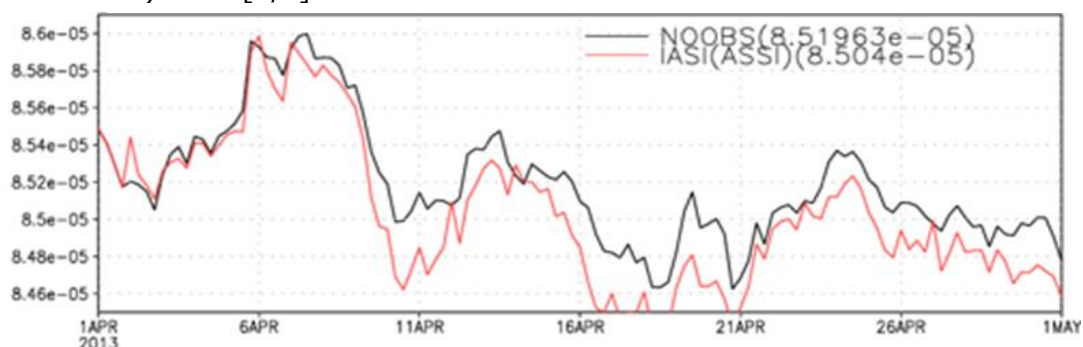


図.4-6 IASI 同化実験の再解析データに対する誤差から非データ同化実験の観測値に対する誤差を引いたもの。青が強いほど IASI 同化実験の精度が良いことを示し、赤が強いほど精度が悪いことを示す。(続き)

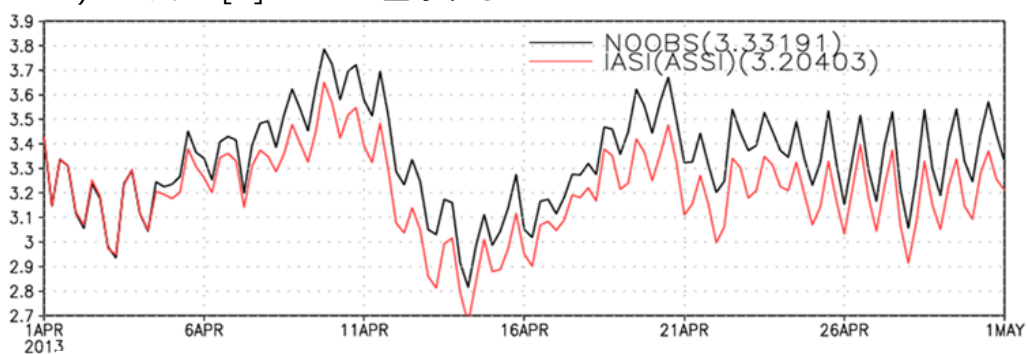
a) 東西風 [m/s] at 850 hPa RMSD 全球平均



b) 渦度 [1/s] at 500 hPa RMSD 全球平均



c) 2m 気温 [K] RMSD 全球平均



d) 降水量 [kg/s/m^2] RMSD 全球平均

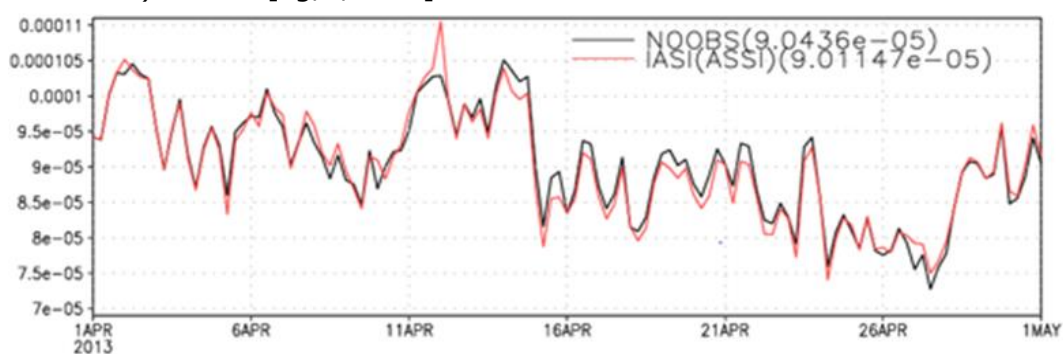


図.4-7 再解析データに対するシミュレーションの RMSD の全球平均の時系列。黒、赤のマーカーがそれぞれ、非データ同化実験、IASI 同化実験を示す。上段から 850 hPa 東西風、渦度、2m 気温、降水量である。括弧内の数字は期間平均を意味する。

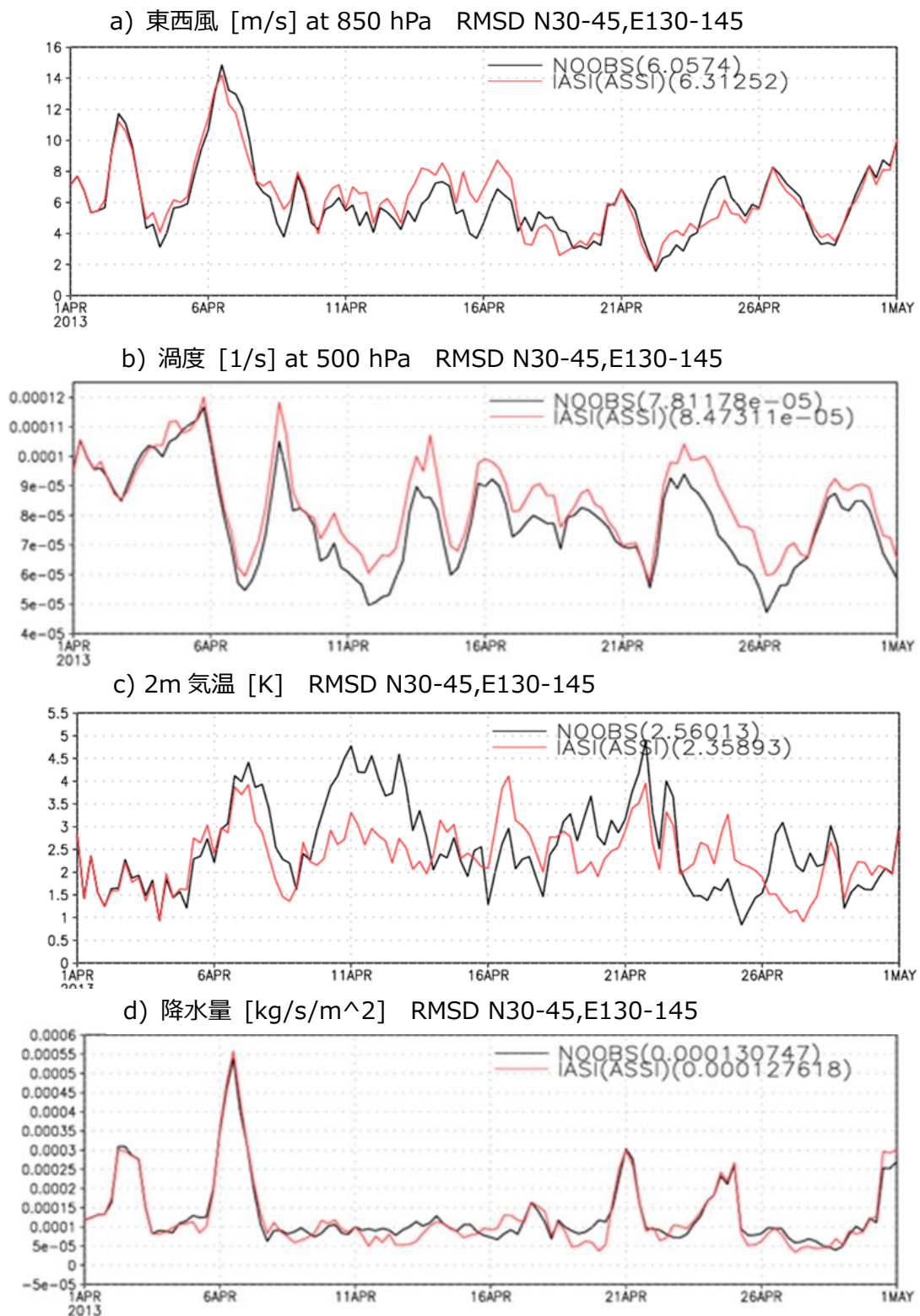
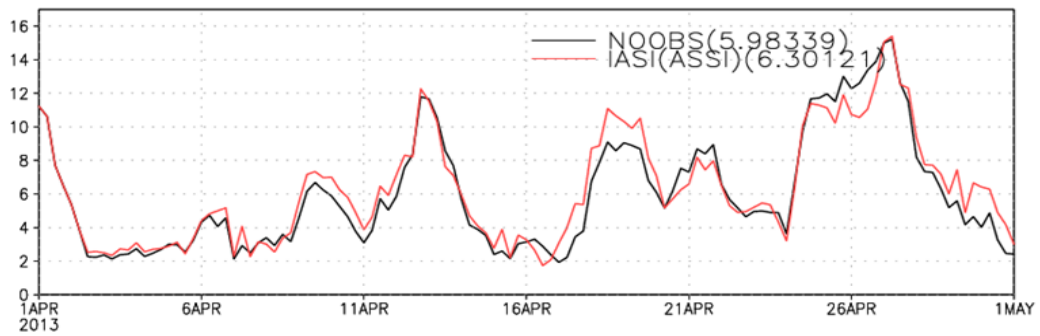
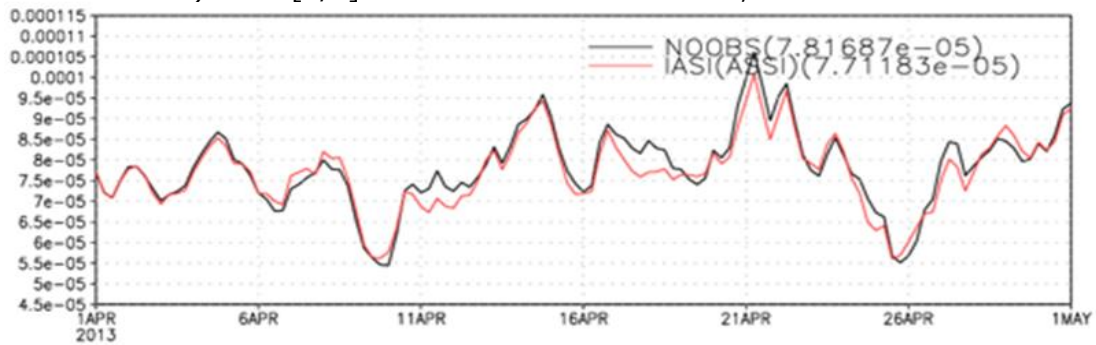


図 4-8. 図 4-7 と同じ。ただし、N30-45,E130-145 の領域平均。

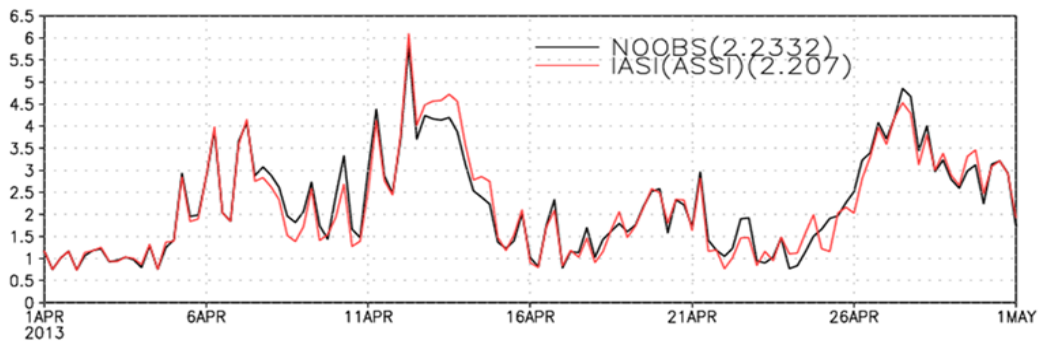
a) 東西風 [m/s] at 850 hPa RMSD S30-45,E130-145



b) 渦度 [1/s] at 500 hPa RMSD S30-45,E130-145



c) 2m 気温 [K] RMSD S30-45,E130-145



d) 降水量 [kg/s/m^2] RMSD S30-45,E130-145

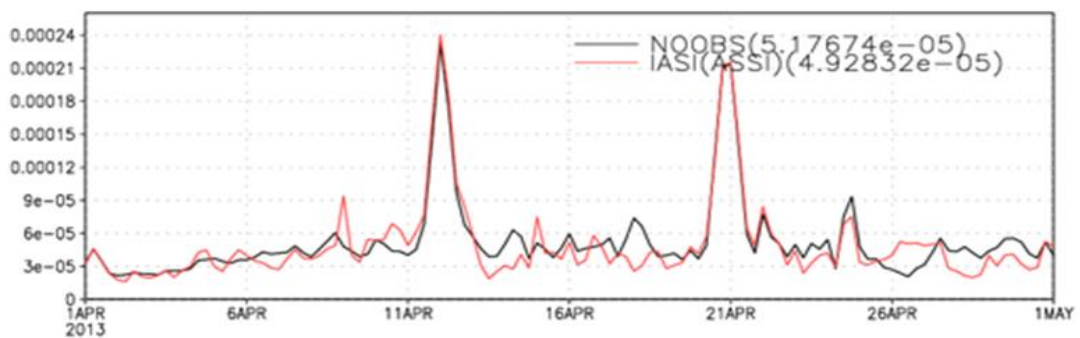


図 4-9. 図 4-7 と同じ。ただし、S30-45,E130-145 の領域平均。

4.4 予報実験の結果

実測データ同化を行うことで、 $\delta^2\text{H}$ の場だけでなく、その他様々な気象変数の解析精度が向上した。予報するにあたり、初期値の値はきわめて重要であることから、解析精度の改善に伴う予測精度の改善が期待できる。本節では、前節より確認できた「水蒸気同位体比データ同化による解析精度の向上」が予報精度の改善につながるのかを実証する。

本研究では、次の2つの予測実験を行った。

- a) 2013年4月1日から30日まで同化を行い、5月1日から7日までを予測期間とした実験
- b) 2013年4月22日まで同化を行い、4月23日から5月7日までを予測期間とした実験

a) は5月1日を予測1日目として7日間、b) は4月23日を予測1日目として15日間の予測実験である。また、それぞれの予測実験において、同化期間の長短が予測に及ぼす影響を調べた。具体的には、a) を例に出すと、4月1日00時を計算開始時刻として実験を行い、5月7日00時まで計算を行う。次に4月2日00時を計算開始時刻として5月7日00時まで実験を行う。これを30実験分行うことでデータ同化期間の違いを見た。b) も同様で、計算開始時刻を4月1日00時から4月22日00時まで1日ずつずらした実験を22実験分行った。図4-12は、上記に述べた予測実験の概要を表している。

a) 1週間予報実験

b) 15日間予報実験

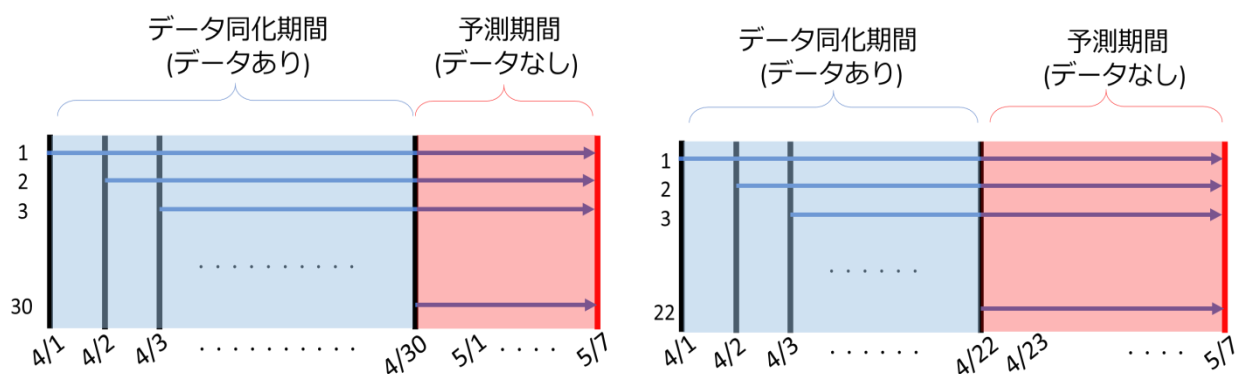


図4-12. 1週間予報実験、2週間予報実験の設定を示した模式図。

本論文では、1週間予測実験における5月1日から5月7日（予測1日目から予測7日目）までの予測精度と15日予測実験における5月1日から5月7日（予測9日目から15日目）までの予測精度の違いについて示す。

15日予報実験は、4月1日00時から4月22日00時を実験開始日とした22実験分を1セットとしているため、1週間予報実験もそれに合わせ、4月1日00時から4月22日00時を実験開始日とした22実験分の比較を行った。図4-13は、実験開始時刻ごとに、非データ同化実験の誤差に対するIASI同化実験の誤差の相対値を

$$\frac{\sqrt{(\text{IASI同化実験}-\text{再解析データ})^2} - \sqrt{(\text{非データ同化実験}-\text{再解析データ})^2}}{\sqrt{(\text{非データ同化実験}-\text{再解析データ})^2}} \times 100 \quad (4.2)$$

のように表している。非データ同化実験の誤差に対してどの程度改善されたのかをパーセンテージで示しており、負ならばIASI同化によって改善されたことを意味し、正ならばIASI同化によって改悪されたことを意味する。また、横軸の数字は実験開始日時を示し、1が4月1日00時を実験開始時刻とした実験、2が4月2日00時を実験開始時刻とした実験であることを意味する。つまり、軸の右側にいくほど、予測をするまでの同化期間が短いことを意味する。

まず、1週間予測実験、15日予測実験の包括的な評価として、図4-13に示した気象変数において、IASI同化した実験の多くで予測精度が向上することが実証された。同化期間が長いほど改善率が高くなるとは限らなかったが、データ同化をすることによって予測改善が見られた。

次に1週間予測実験と15日間予測実験を比較する。5月1日を予測1日目として5月7日まで予測の精度（1週間予測実験）、5月1日を予測9日目として5月7日までの予測の精度（15日予測期間）では、大きな違いが出るのが判明した。降水量以外では、1週間予測実験の精度が卓越しているが、降水量だけは、15日間予測実験の方が精度よく計算された。同位体比と降水量には強い相関があるように思われる一方で図4-7(d)、4-8(d)、4-9(d)を見るとあまり同化に影響されていないようにも見える。

予測期間におけるスナップショットを見て、どの地域の精度がどのように変化しているのかを確認することで図4-13のようになった原因が分かると考えられるが、これは今後の課題とする。

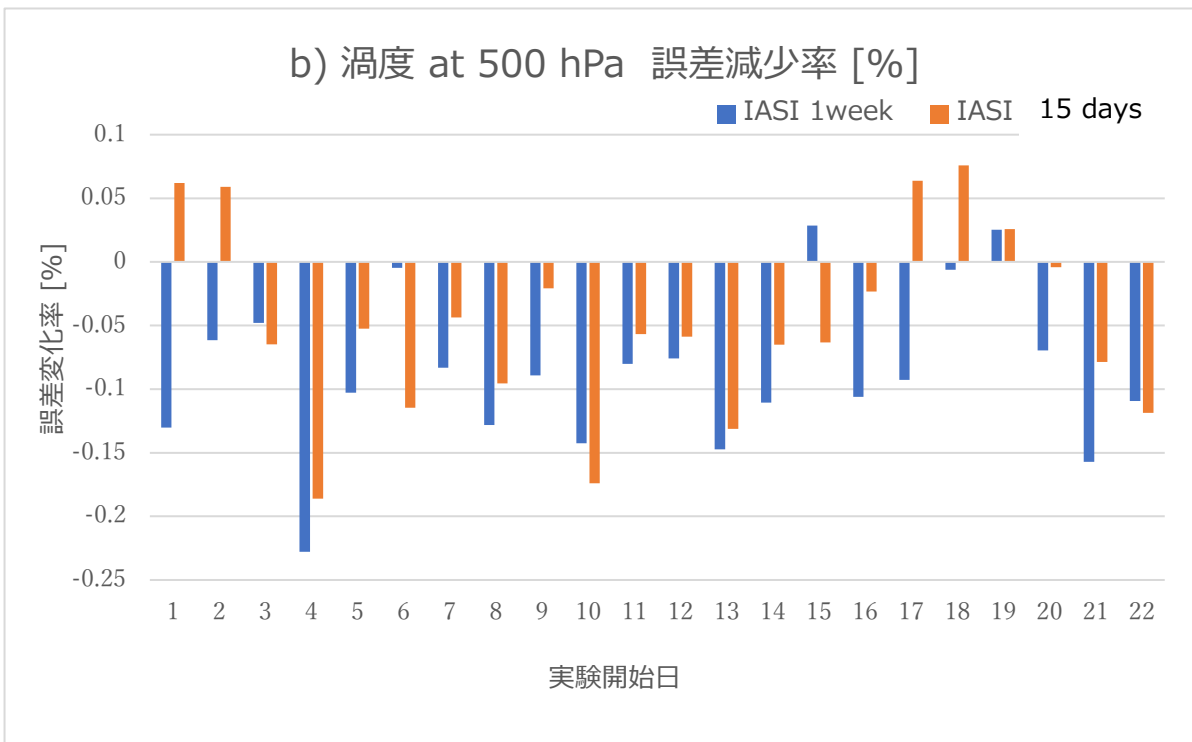
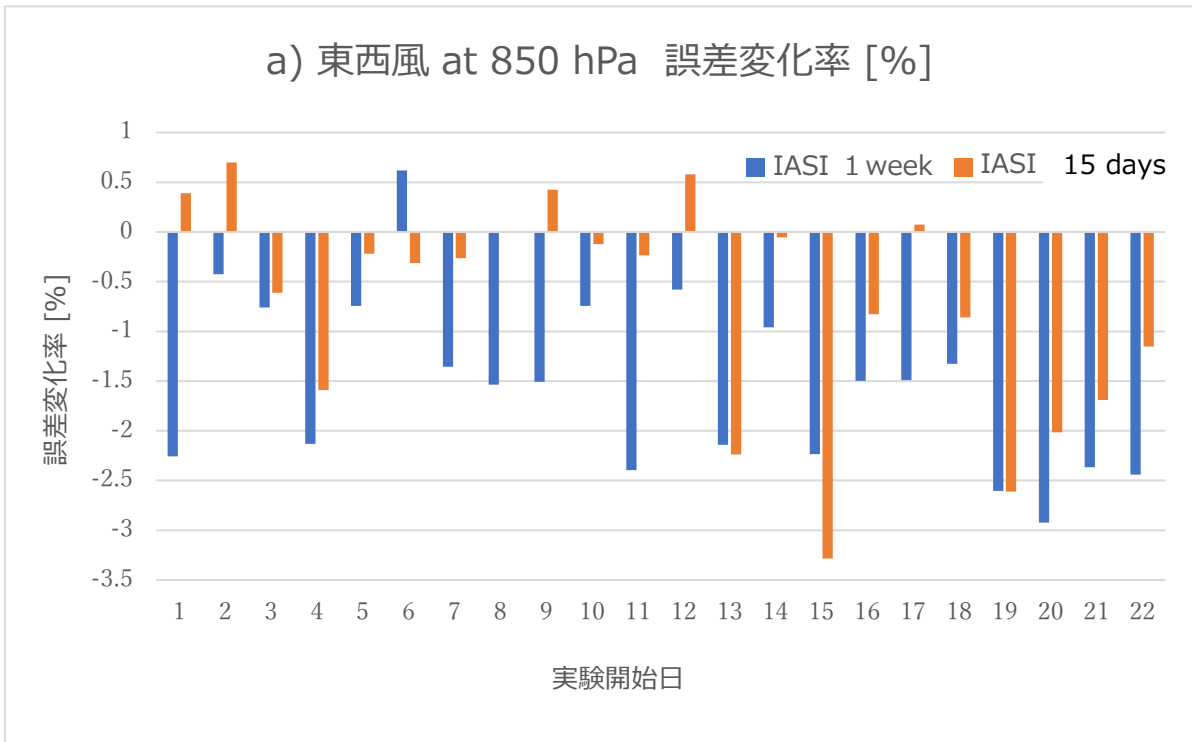


図 4-13. 式 (4.2) に基づき計算された非データ同化実験の誤差の期間平均に対する 1 週間予測実験、15 日間予測実験の誤差の期間平均の相対値。横軸は、実験開始日を表し 1 は 4 月 1 日 00 時、2 は 4 月 2 日 00 時に実験を開始したことを意味する。青、オレンジがそれぞれ 1 週間予測実験、15 日間予測実験を示す。

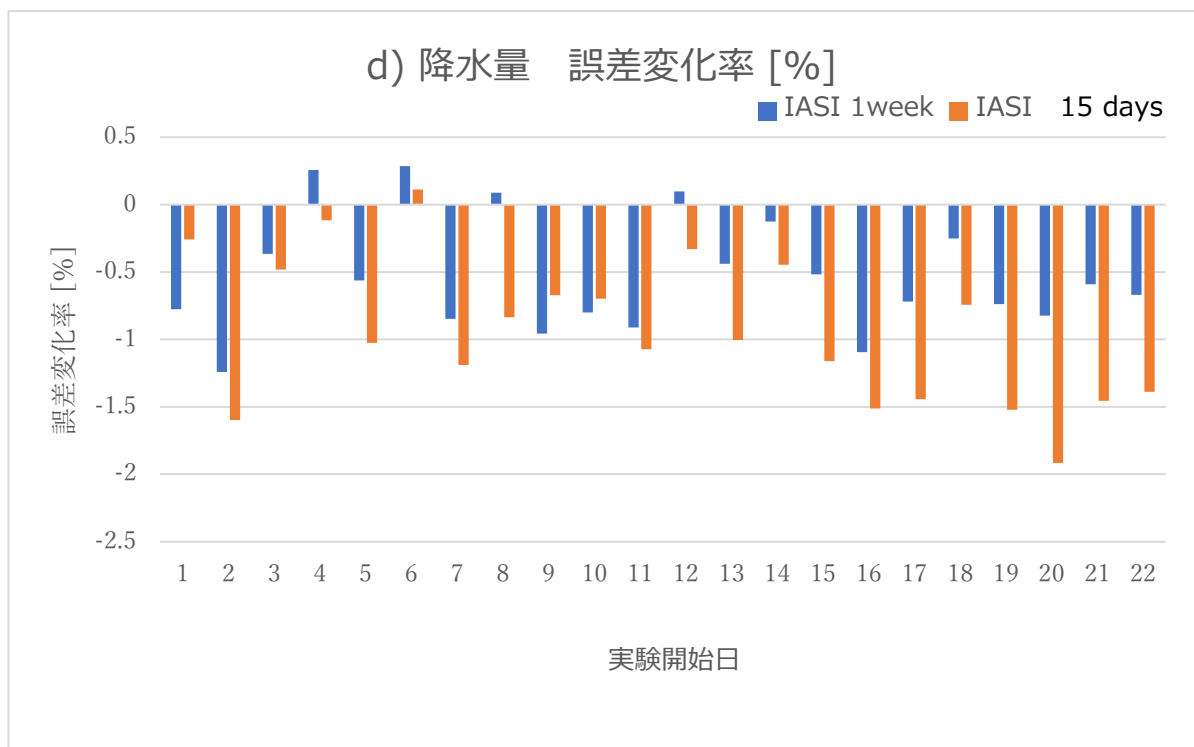
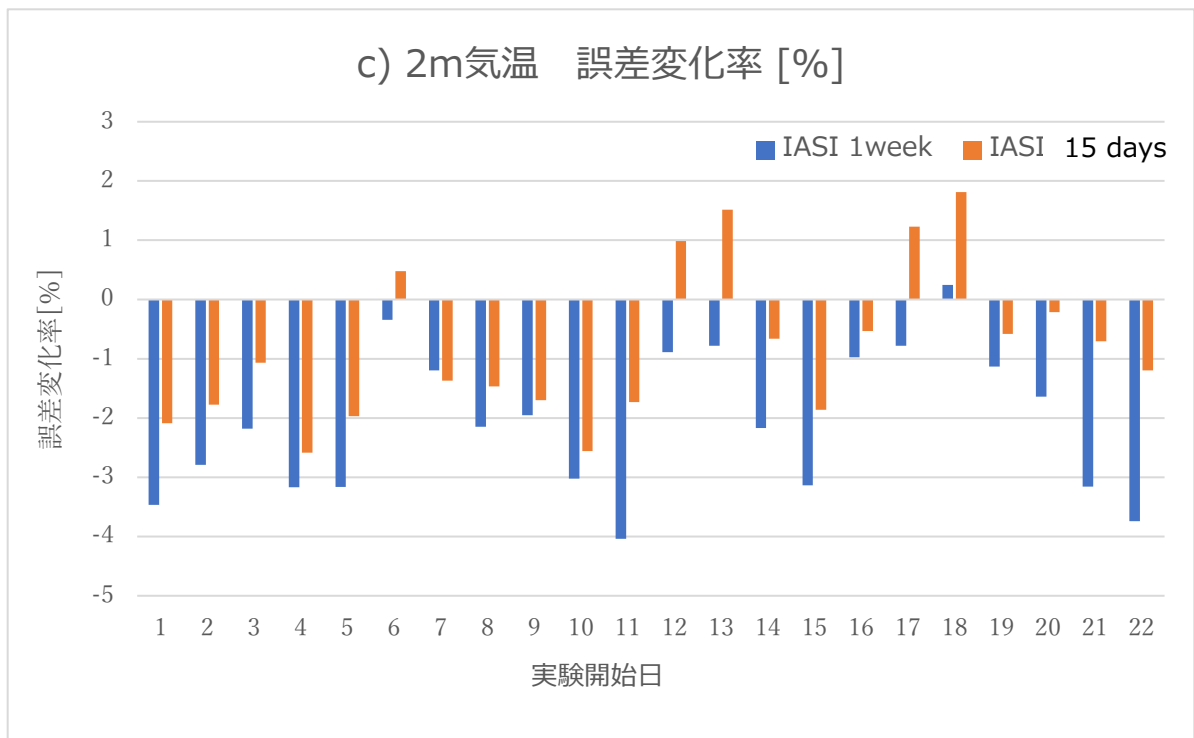


図 4-13. 式 (4.2) に基づき計算された非データ同化実験の誤差の期間平均に対する 1 週間予測実験、15 日間予測実験の誤差の期間平均の相対値。横軸は、実験開始日を表し 1 は 4 月 1 日 00 時、2 は 4 月 2 日 00 時に実験を開始したことを意味する。青、オレンジがそれぞれ 1 週間予測実験、15 日間予測実験を示す。(続き)

第五章 まとめ

本研究では、既往研究に基づき、既往研究を改変した理想化実験、赤外線分光計を想定した理想化実験、そして、IASI によって実際に観測された $\delta^2\text{H}$ をデータ同化し、予測実験を行った。

既往研究 Y14 を改変した理想化実験や、IASI を想定した理想化実験では、2006 年 1 月 1 日から 4 月 1 日までを解析期間とし、長期にわたる水蒸気同位体比データ同化による影響や、大量の観測値を同化する効果について検証した。結果、 $\delta^2\text{H}$ を長期期間（3 か月間）同化しても解析精度は非データ同化実験よりも落ちないことや、大量の観測値をデータ同化することで解析精度が著しく改善されることが判明した。

大量の観測値を同化することには大きな意味があると分かり、実際に IASI が観測した $\delta^2\text{H}$ をデータ同化する実験を試みた。IASI の実測データは 2013 年 4 月 1 日から 30 日までしかなかったため、長期間同化する実験が行えなかったが、その期間における風速、気温などといった気象変数の解析精度、そして、予測精度も改善し、本研究のタイトルである「水蒸気同位体比データ同化による気象予測改善」もある程度達成できたと考える。

・今後の課題

本研究の結果は社会的に極めて意義のある結果となったが、わからないことも山積している。

理想化実験において、水蒸気同位体比をデータ同化した際に 300 hPa 付近で最も風速場の解析精度が改善された理由や、観測データ同化実験において、 $\delta^2\text{H}$ の場が改善されている地域でも、気象変数によっては改悪されるという問題についてはよく分からなかった。また、本論文には結果を載せることが出来なかったが、ジオポテンシャル高度、鉛直 p 速度など、気圧に関わる気象変数にはデータ同化が悪影響を及ぼすことが多かった。これらの問題の原因は、大気循環場の複雑なプロセスによるものと推測できるが、具体的に解明することで、大気循環、水循環の理解につながると考える。これらの究明についても今後の課題にしたい。

しかし、問題点だけではない。今回の研究では、10 層ある IASI データのうち、5 層目のみ用いたが、1 層目のデータや 2 層目、あるいはそれ以上のデータを同化することで、さらなる改善の余地があると今回の研究で示唆された。また水蒸気同位体比だけでなく、NCEP が現業予報で用いている prepbufr と呼ばれる気温や風速などの観測値をデータすることも改善するかもしれない。これらについても今後の課題としたい。

引用文献

- Craig, H., (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, 99 (C5), 10 143- 10 162
- Frankenberg, C., D. Wunch, G. Toon, C. Risi, R. Scheepmaker, J.-E. Lee, P. Wennberg, and J. Worden (2013), Water vapor isotopologue retrievals from high-resolution GOSAT shortwave infrared spectra, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 263-274, doi:10.5194/amt-6-263-2013.
- 檜山 哲哉. (2008). 水の酸素・水素安定同位体を用いた地球水循環研究と今後の展望. *水文・水資源学会誌*, 21(2), 158-176.
- Hunt, B., E. Kostelich, and I. Syzunogh (2007), Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter, *Phys. D*, 230, 112-126.
- IAEA. (2001). GNIP Maps and Animations, International Atomic Energy Agency, Vienna. 参照先: <http://www-naweb.iaea.org/naweb/ih/documents/userupdate/Waterloo>
- 石橋俊之 (2013). 新用語解説 観測システムシミュレーション実験(OSSE)
- Jochen, H(2004). *Stable Isotopes Geochemistry*, 5th eds. (和田英樹・服部洋子 (訳) (2012) . 同位体地 球科学の基礎 丸善出版)
- Jacob Bigeleisen and Maria Goeppert Mayer, *J. Chem. Phys.* **15**, 261 (1947)
- 小新大 (2018). 全中性大気に対する最適なデータ同化システムの検討 東京大学大学院理学系研究科修士論文 (未公開)
- Lacour, J.-L., C. Risi, L. Clarisse, S. Bony, D. Hurtmans, C. Clerbaux, and P.-F. Coheur (2012), Mid-tropospheric δ D observations from IASI/MetOp at high spatial and temporal resolution, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 10,817-10,832, doi:10.5194/acp-12-10817-2012.
- Majoube, M., Fractionnement en oxygen-18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur, *J. Chim. Phys.* 68 (1971) 1423-1436
- 三好建正, 2005: アンサンブル・カルマンフィルターデータ同化とアンサンブル予報の接点 一. *天気*, 52, 93-104.
- 三好建正, 2006: アンサンブル・カルマンフィルターデータ同化との融合～. 数値予報課報告・別冊, 気象庁予報部, 第6章, 52, 80-99.
- Miyoshi, T., and S. Yamane, 2007: Local ensemble transform Kalman filtering with an AGCM at a T159/L48 resolution. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3841-3861.
- Miyoshi, T., and Sato, Y.: Assimilating satellite radiances with a local ensemble transform Kalman Filter (LETKF) Applied to the JMA Global Model (GSM). *SOLA*, 3, 37-40, 2007.

- Mook, W. M. E. 2001. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications. UNESCO/IAEA Series, <http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/volumes.asp>.
- Rozanski, K., L. Ara'guas-Ara'guas, and R. Gonfiantini. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. Pp. 1–37. In *Climate Change in Continental Isotopic Records*. S. et al. (ed.). Geophysical Monographs. American Geophysical Union.
- Terasaki, K., Sawada, M., and Miyoshi, T.: Local Ensemble Transform Kalman Filter Experiments with the Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model NICAM. *SOLA*, 11, 23-26. doi:10.2151/sola.2015-006, 2015
- Worden, J., et al. (2006), Tropospheric Emission Spectrometer observations of the tropospheric HDO/H₂O ratio: Estimation approach and characterization, *J. Geophys. Res.*, 111, D16309, doi:10.1029/2005JD006606.
- Yoshimura, K., M. Kanamitsu, D. Noone, and T. Oki (2008), Historical isotope simulation using reanalysis atmospheric data, *J. Geophys. Res.*, 113, D19108, doi:10.1029/2008JD010074.
- Yoshimura, K., and M. Kanamitsu (2008), Dynamical global downscaling of global reanalysis, *Mon. Weather Rev.*, 136(8), 2983–2998.
- Yoshimura, K., et al.: Comparison of an isotopic AGCM with new quasi global satellite measurements of water vapor isotopologues, *J. Geophys. Res.*, 116, doi:10.1029/2011JD016035, 2011.
- Yoshimura, K., T. Miyoshi, and M. Kanamitsu (2014), Observation system simulation experiments using water vapor isotope information, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 7842–7862, doi:10.1002/2014JD021662.

謝辞

B3の冬、私は物理学科の学生でしたが、気象学に興味を持ち始め、大学院では気象学を研究してみたいと思うようになりました。しかし、興味を持ち始めただけで今まで全く気象に触れてこなかった私は、院試に合格しても研究室次第では修了も難しくなるのではと考え、研究室選びは（自身のやりたいことはもちろんですが、それ以上に）先生との相性をかなり慎重に判断しました。2つの専攻から合格をいただいた私は、この2択のうちから1択に絞るまで、院試を合格してから3ヶ月以上悩みました。悩みに悩んだ末に、芳村研究室に進学させていただくことになったのですが、自身が想像していた何倍も素晴らしい研究室でした。普段の生活から、OC、学会、観測機器設置、研究会、論文執筆など、忙しくも楽しい研究生を送れました。たった2年間でしたが、芳村研究室でなければ経験できなかったことが数多くあります。この経験を無駄にすることなく今後の人生に活かしたいと思います。この場を借りて、お世話になった皆様に感謝の意を表します。

M1の春、芳村先生に予測をやってみたいという旨を伝えると、じゃあこれをやってみよう、と本研究のテーマを与えてくれました。普段から非常にお忙しいにも関わらず何も分からなかった私に親身に指導をしてくださいました。モデルがうまく回らず進捗がなかなか出ないときも暖かく見守って応援してくださいました。厚く感謝を申し上げます。

吉兼さん、日比野さん、新田さん、大沼さんには、この2年間、様々なご助言をいただきました。日比野さんや新田さんにはpythonの使い方など教わりました。また、新田さんには、修士の最初の半年間、左も右も分からない私に丁寧に指導してくださいました。心より感謝申し上げます。沖大幹先生には、就職活動についてご相談に乗っていただき大変お世話になりました。厚く感謝申し上げます。Pandukaさんは普段から私に気を配ってくださいました。データ同化やモデルの資料をくださったり、解析方法の相談にも乗っていただいたりしました。感謝の念にたえません。ありがとうございました。専攻の博士課程の森山さんにもコースゼミなどで様々な意見をいただきました。非常に感謝しております。

沖研同期の竹島くん、庄司くん、田口くん、兎澤くん、修論お疲れ様でした。竹島くんの頭の良さにはずっと感服していました。引き続き研究頑張ってください。庄司くん、田口くん、兎澤くんはお互い社会人頑張りましょう。M1の原田くんは何事にも秀でていて非常に尊敬しています。特にプレゼンの技術は目を見張るものがあります。でもスマブラでは負けません、いずれやりましょう。同専攻の同期の松山くん、藤井くんには、他分野からの奇譚のない意見をくれたことを感謝します。

最後に秘書の方々、友人、研究関係者、そして支えてくれた家族に感謝の意を述べてこの論文を結びたいと思います。皆様、ありがとうございました。

2019年1月25日6時52分 研究室にて

多田真嵩