

2 気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)の概要¹

緒言

本章は日本気象学会誌・気象集誌第 93 巻第 1 号に発表した JRA-55 総合報告論文(S. Kobayashi et al. 2015)を和訳したもので、図表の出典も全て同論文である。但し、参考文献の一部を和文のものに変更してある。

2.1 序論

再解析は、高品質な気候データセットを作成することを目的として、最先端のデータ同化システムを、一貫性を保ちながら過去の観測データに適用するものである。観測の困難な物理量も含む様々な気象要素について、物理的な整合性を考慮しながら時空間的に規則正しいデータセットを作成可能なことから、再解析データは気候システムのメカニズム解明、気候系監視、予測可能性の研究を含む、気候に関連した研究、業務で幅広く利用されている。特に、ストームトラック、プロッキング、マッデン・ジュリアン振動、エルニーニョ・南方振動、準二年周期振動といった、総観規模から惑星規模の現象のメカニズムの研究や、大気モデルにおけるこれらの現象の再現性の検証に大きな貢献をしており、気候に関連した研究、業務を更に発展させるためには、再解析データの品質を高めることが非常に重要である。

再解析への取り組みは、主要な数値予報センターや気象研究機関において継続して行われている²。近年作成された再解析データは、過去の観測データの発掘、均質化やデータ同化技術の進展に伴い、以前のものよりも品質が格段に向上している。

¹ 古林 慎哉^{a,b}、太田 行哉^{c,b}、原田 やよい^{b,a}、海老田 綾貴^b、守谷 昌己^c、小野田 浩克^d、大野木 和敏^a、釜塚 弘隆^b、小林 ちあき^b、遠藤 洋和^b、宮岡 健吾^a、高橋 清利^e

^a 地球環境・海洋部気候情報課

^b 気象研究所

^c 予報部数値予報課

^d 地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室

^e 福島地方気象台

² 詳細なリストについては、<http://reanalyses.org/>を参照。

日本においても、JRA-25 長期再解析が気象庁と電力中央研究所の共同で実施され、当時の他の再解析と比べて、降水量分布や熱帯低気圧、大陸西岸沖の層積雲の再現性が優れたプロダクトが作成された(Onogi et al. 2007)。しかしながら、下部成層圏の低温バイアスやアマゾン域の乾燥バイアスといった問題が判明した他、再解析対象期間が 1979 年以降に限られており、十年、数十年規模変動や気候変化の研究にはデータ期間が不十分という制約もあった。又、再解析共通の課題として、観測システムの変遷に伴う品質の変化や、大気 - 海洋、大気 - 陸面といった気候サブシステム間のフラックスの再現性等について、改善の必要性が指摘されている(Bengtsson et al. 2007)。

JRA-25 データ同化システムが構築されて以降、気象庁現業数値解析予報システム(以下、気象庁現業システム)には、長波放射過程の改良、4次元変分法(4D-Var)³、衛星輝度温度データを同化するための変分法バイアス補正(VarBC)手法の導入といった、様々な開発成果が導入された結果、モデルバイアスの軽減、解析値の力学的整合性の向上、衛星輝度温度データの取り扱いの高度化が図られている。又、観測データに関しては、ラジオゾンデ気温観測データの均質化(Haimberger et al. 2008, 2012)や、各国の気象衛星機関における衛星観測データの再処理等、均質性向上のための取り組みが進んでいる。

これらの進展の成果を活用しながら、気象庁は日本では 2 度目となる JRA-55 長期再解析を実施した。中間報告論文(Ebita et al. 2011)でも述べた通り、JRA-55 は、ラジオゾンデ定時観測の国際的なネットワークが確立された 1958 年以降を解析対象期間としており、過去半世紀を対象とした全観測システム⁴による再解析としては ECMWF

³ 同化ウィンドウ(assimilation window)と呼ばれるある期間内の全ての観測データと、数値予報モデルによる状態変数の時間発展を利用して、状態変数の最適な推定値を求める手法。

⁴ 固定観測システムの対義語として、利用可能な観測システムを全て含んだものを、ここでは全観測システムと呼ぶことにする。

で行われた ERA-40(Uppala et al. 2005)以来のものであり、4D-Var を適用した再解析としては初めてのものとなる。JRA-55 の主要な目標は、これまでの再解析で指摘されている課題に取り組み、十年、数十年規模変動や気候変化の研究にも利用可能な気候データセットを作成することである。

本章では、JRA-55 の仕様全般と基本特性について概略を述べる。第 2.2 節では、使用した観測データのデータソースと品質管理(QC)、選択方法を説明する。データ同化システムと予報モデルについては、JRA-25 で利用したものと比較しながら、第 2.3 節と第 2.4 節でそれぞれ述べる。第 2.5 節では計算環境や本計算ストリームについて簡潔に述べる。第 2.6 節では、データ同化システムの基本性能を、観測データとの適合度や解析インクリメント、予報成績を用いて考察する。第 2.7 節は、JRA-25 プロダクトからの品質面での主要な改善点である、気温解析値の時間均質性と、南アメリカ・モンスーンシステムの表現を焦点とする。第 2.8 節ではプロダクトの基本特性について述べる。結論は第 2.9 節で述べる。なお、本稿で用いた略語の意味は付録 2.B に記してある。

2.2 観測データ

2.2.1 データソース

JRA-55 で用いた観測データセットは、主に、ERA-40 で用いられた観測データ(Uppala et al. 2005)と気象庁保有データで構成される。ERA-40 観測データセットは、JRA-25 の実施の際にヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)から気象庁に提供されたもので、1979 年以降の期間については、JRA-25 で用いられた観測データと基本的には同じである。これらに加えて、JRA-25 実施以降に新たに利用可能となった観測データセットについても可能な限り収集して利用している(付録 2.A)。

ERA-40 観測データセットでは、1979 年に SYNOP 報や高層観測データが完全に欠落する期間が断続的に存在するため、米国環境予測センター(NCEP)/米国大気研究センター(NCAR)再解析(Kalnay et al. 1996; Kistler et al. 2001)で利用された観測データで補完した。熱帯低気圧周辺風データ(TCR, Fiorino 2002)については、ベストトラックデータ¹の QC を改善した上で再作成されたものが米国海洋大気庁(NOAA)の Michael Fiorino 博士から提供された。

積雪深データについても、Russian Research Institute for Hydrometeorological Information (RIHMI)、University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)、Institute of Meteorology and Hydrology (IMH)から、ロシア、米国(NCDC et al. 1981)、モンゴルの観測データが新たに提供された。これらの積雪深データでは、現業保存データによく見られるデータの欠落や全球気象通信システム(GTS)²電文の解読ミスによる不良データが少ないことから、他のデータソースに対して優先的に利用した。

主要な気象衛星運用機関においては、最新の処

理アルゴリズムを過去期間の衛星観測データに適用して高品質で均質な衛星プロダクトを作成する“再処理”の取り組みが進んでいる。気象庁気象衛星センターにおいても、Sustained, Coordinated Processing of Environmental Satellite Data for Climate Monitoring (SCOPE-CM)³のパイロットプロジェクトの一つとして、過去期間の日本の静止気象衛星(GMS)/運輸多目的衛星(MTSAT)による大気追跡風(AMV)、晴天放射(CSR)データの再処理が行われており、JRA-55 はその再処理データを利用した初めての再解析である。

2.2.2 品質管理とデータ選択

観測データには、測器の故障や人為的ミス等、様々な原因による品質不良データが含まれている。又、観測データを利用するために必要な観測時刻、位置、地点番号等のメタ情報も、必ずしも正しいとは限らない。特に古い年代に、このような品質不良データが多く見られる。品質不良データが利用されると再解析プロダクトの品質が著しく低下するため、データ同化の前に発見し、取り除く必要がある。その一般的な方法として、他の観測データと整合しないものや、背景値⁴から著しく離れたものを自動的に除外している(JMA 2007; Onogi et al. 2007)。過去期間の解析ではリアルタイム運用の制約がないことから、再解析ではオフライン QC も有効な手段として活用されている。又、品質不良以外にも、背景値の精度から著しく劣るものや空間代表性が著しく異なるもの、背景値から精度よく算出できない物理量等は、同化に適さないことから、除外する必要がある。

以下の項では、観測種別毎に QC とデータ選択方法を説明する。

¹ 熱帯低気圧の諸元について事後に入手したデータを含めて解析しなおしたデータ。

² 世界気象機関(WMO)が推進する世界気象監視計画(WWW)において、観測資料および解析・予報等の処理資料を迅速に交換するために整備された全球通信組織。

³

http://www.wmo.int/pages/prog/sat/scope-cm_en.php

⁴ 数値モデルによる最新の予報値。データ同化では、第一推定値(背景値)を観測データで修正することによって最適な推定値(解析値)を求める。

第 2.2.1 表 JRA-25 と JRA-55 において 1995 年の 1 年間に使用された従来型観測のデータ数と QC 統計

観測種別	要素	レベル	投入数		リジェクト率 (%)		使用率 (%)	
			JRA-25	JRA-55	JRA-25	JRA-55	JRA-25	JRA-55
SYNOP	P	地上	14445140	10615854	2.16	3.22	36.11	42.34
SHIP	P	地上	2524820	2391174	3.38	7.85	44.36	43.18
BUOY	P	地上	2697799	2048419	2.12	5.55	8.65	10.45
高層	T	~ 100hPa	5055575	4409306	0.96	6.03	42.31	44.60
高層	T	100 ~ 1000hPa	12265485	10642362	0.63	5.90	38.54	41.78
高層	u	~ 100hPa	4884545	3953650	0.85	1.76	42.33	47.56
高層	u	100 ~ 1000hPa	12143438	8853872	0.49	3.11	44.62	55.45
高層	Rh	100 ~ 1000hPa	10985799	9109329	0.01	1.03	27.91	31.90
航空機	u	100 ~ 1000hPa	14082016	6664082	1.45	3.80	14.44	27.99
プロファイラー (米国)	u	100 ~ 1000hPa	8051614	7835794	3.95	4.09	4.16	4.26

第 2.2.2 表 気象庁現業システムと JRA-55 において 2010 年の 1 年間に使用された従来型観測のデータ数と QC 統計

観測種別	要素	レベル	投入数		リジェクト率 (%)		使用率 (%)	
			現業	JRA-55	現業	JRA-55	現業	JRA-55
SYNOP	P	地上	19181647	18701759	2.01	2.17	30.51	29.79
SHIP	P	地上	1152820	1173037	2.70	3.36	35.73	35.53
BUOY	P	地上	7040018	7296503	0.93	1.19	14.80	14.69
高層	T	~ 100hPa	6631550	6952966	3.92	3.68	39.66	38.12
高層	T	100 ~ 1000hPa	13696594	14399844	3.97	3.99	36.07	34.34
高層	u	~ 100hPa	8808256	8953899	1.45	1.37	28.73	28.31
高層	u	100 ~ 1000hPa	13192314	13377604	1.99	2.13	37.67	37.10
高層	Rh	100 ~ 1000hPa	12451435	12963016	0.93	0.88	26.38	25.27
航空機	u	100 ~ 1000hPa	34745677	75256027	0.93	1.18	17.72	11.00
プロファイラー (米国)	u	100 ~ 1000hPa	7469265	7468709	5.07	5.04	4.24	4.30
プロファイラー (日本)	u	100 ~ 1000hPa	22695916	22696592	6.78	7.32	0.80	0.79
プロファイラー (ヨーロッパ)	u	100 ~ 1000hPa	13695644	13702435	9.30	9.63	0.94	0.95

(1) 従来型データ

従来型データの QC は、基本的には JRA-25 と同じものが用いられており、気候学的チェック、航路チェック、整合性チェック、グロスエラーチェック⁵等で構成されている(Onogi et al. 2007)。気象庁のデータ同化システムで用いられている QC 手法の特筆すべき特徴の一つは Dynamic QC(動的品質管理)である。Dynamic QC ではグロスエラーチェックの閾値が第一推定値の場の水平勾配、時間変化率に比例するように定義される(Onogi 1998)。JRA-25 実施以降、この閾値の大幅な見直し、調整が行われている(坂本 2009)。

重複データの除去も QC における重要な処理の一つである。JRA-55 で用いた観測データセットは複数のデータソースで構成されているため、重複データが数多く存在する。しかし、観測位置、時

刻、高度といったメタデータがデータソース間で必ずしも一致するとは限らないため、重複データを完全に除去するのは困難である。JRA-55 では、最も充実したデータセットである ERA-40 観測データセットを他のデータソースよりも優先的に使用することにより、重複データの最小化を図った。

TCR は気象庁現業システムの台風ボーガスデータと同じ観測誤差設定値を用いて同化されている。TCR データは 6 時間毎に作成されており、熱帯低気圧の中心と、そこから東西南北に 2 度離れた場所の計 5 箇所に 1000hPa から 400hPa までの指定気圧面の風データとして配置される。

第 2.2.1 表は JRA-55 で 1995 年の 1 年間に使用した従来型データの種別毎の投入数、リジェクト(QC による除外)率、使用率を JRA-25 のものと比べたものである。第 2.2.2 表は同様の比較を 2010 年の 1 年間について気象庁現業システムに対して行ったものである。なお、投入数にはブラ

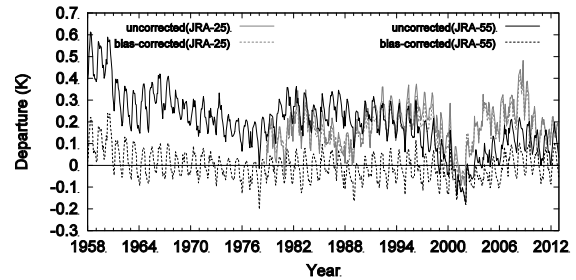
⁵ 観測値と背景値の差の絶対値がある特定の閾値より大きい場合、その観測値は誤りであると判断して排除すること。

ックリスト⁶や事前間引き⁷で除外されたデータは含まれていない⁸。

JRA-55 で 1995 年に投入された観測データ数は JRA-25 よりも少ない。これは、JRA-25 では気象庁が保有する従来型観測データを全て投入したのに対し、JRA-55 では ERA-40 観測データセットが利用可能な 2002 年 8 月以前については日本域のデータのみ投入したことによる。又、JRA-55 では QC 閾値の調整により、高層観測データのリジェクト率が高いといった違いも見られる。

再解析では、現業システムとは異なり、観測データの入電に対する打ち切り時間の制約が無い。このため、2010 年の気象庁現業システムとの比較では、SYNOP 地上気圧観測データを除き、JRA-55 の方が多くの観測データを投入している。SYNOP 地上気圧観測データについては、JRA-55 ではアマゾン川流域で背景場との顕著な齟齬が見られたため、同地域の地上気圧観測データを完全に排除している。詳細は第 2.7.2 項で述べる。

JRA-55 では気象庁現業システムの 2 倍の航空機観測データが投入されている。これは、現業システムでは米国本土上空の航空機観測データを事前間引きで 50 分の 1 に減らしているのに対し (JMA 2013、第 2.2.2.7 項) JRA-55 では過去期間における疎らなデータ分布を考慮して、この事前間引きを適用していないことによる。又、気象庁現業システムでは航空機の気温観測データをバイアス補正した上で使用しているのに対し、JRA-55 では全く使用していない。これは、気象庁現業システムでは航空機の気温観測のバイアス補正量を機体識別名毎に 1 か月間の D 値 (観測値 - 背景値) 統計に基づいて算出しているが (酒匂 2010) 過去の航空機観測データには機体識別名が



第 2.2.1 図 JRA-25 と JRA-55 における北半球中・高緯度の 300hPa 付近のラジオゾンデ気温観測の D 値の月平均値時系列

実線はバイアス補正前の D 値、点線はバイアス補正後の D 値を示す。

不明となっているものが多く、このバイアス補正手法を再解析で用いることができないためである。

ラジオゾンデ気温観測には測器の変遷等による人為的な変動が多数含まれている。特に 1980 年代以前の期間においては、主に放射の影響による高温バイアスが顕著なものが多く見られる (Onogi 2000)。従って、気候分野で利用するには、それらのバイアスを取り除くことが非常に重要である。

JRA-25 では André et al. (2004) の手法に基づいて気温バイアスを修正した。この手法では、各国、地域において類似した種類のラジオゾンデが使われていることを仮定し、国、地域別の D 値統計から 4 つの太陽高度角帯毎のバイアスを求めていた。バイアス補正係数は直近の 12 か月の D 値統計を用いて毎月更新されていた (Onogi et al. 2007)。

JRA-55 では Radiosonde Observation Correction using Reanalysis (RAOBCORE) バージョン 1.4 (Haimberger et al. 2008) を 2006 年末まで、それ以降については RAOBCORE バージョン 1.5 (Haimberger et al. 2012) を用いてラジオゾンデ気温のバイアス補正を行った。RAOBCORE では、ERA-40 と ERA-Interim (Dee et al. 2011) の D 値に統計切断を検出する手法を適用することにより、観測所毎にバイアスが推定されている。なお、RAOBCORE には 06、18UTC 用のバイアス推定値がないことから、日中及び夜間のそれぞれの時間帯中はバイアスがそれほど大きく変化しないと仮定して、00 又は 12UTC 用のいずれかのバイアス推定値

⁶ 事前に整備した品質の悪いデータソースのリスト。リストに挙げた観測データは、データ同化に使用しない。

⁷ データの観測密度が非常に高い場合に、計算負荷を軽減するために QC を行う前にデータを間引くこと。

⁸ QC 通過後のデータに対して更に、データ同化システムの解像度を考慮して、高密度な観測データを間引く処理が行われるため、リジェクト率と使用率の和は 100%にはならない。

第 2.2.3 表 VTPR と HIRS/2 のデータ選択規則

VTPR の中心波数の出典は McMillin et al. (1973)、HIRS/2 の中心波数の出典は Werbowetzki (1981)。

チャンネル	中心波数 (cm^{-1})	陸 / 海水		海	
		曇	晴	曇	晴
VTPR					
1	668.5				
2	677.5				
3	695.0				
4	708.0				
5	725.0				
6	747.0				
7	535.0		1500 m [*]		
8	833.0				
*この値よりも標高が高い場合は使用しない。 注：走査線の両端に位置する視野(FOV)番号 1 と 23 の観測データ、及びカスピ海上の観測データは使用していない。					
HIRS/2					
1	669				
2	680				
3	690				
4	703				
5	716				
6	733				
7	749				
8	900				
9	1030				
10	1225				
11	1365				
12	1488		1500 m [*]		
13	2190				
14	2210				
15	2240				
16	2270				
17	2360				
18	2515				
19	2660				
20	14500				
*この値よりも標高が高い場合は使用しない。 注：走査線の両端に位置する FOV 1 ~ 3、54 ~ 56 の観測データ、及びカスピ海上の観測データは使用していない。					

で代替した。

第 2.2.1 図は JRA-25 と JRA-55 における北半球中・高緯度の 300hPa 付近のラジオゾンデ気温観測の D 値の月平均値時系列をそれぞれ示している。バイアス補正前の D 値は過去の年代に大きな高温バイアスを示しているが、JRA-55 では RAOBCORE により顕著に減少しているのに対し、JRA-25 では補正前後の D 値の差が小さく、バイアス補正のインパクトが小さかったことが分かる。なお、JRA-55

の時系列ではバイアス補正後も季節変動が見られるが、これは、バイアスの太陽高度依存性が考慮されていないためである。

(2) 衛星輝度温度

ア. 赤外探査計

JRA-55 では高速放射伝達モデルによる衛星輝度温度の推定の際、雲の影響を考慮していないため、雲の影響を受けた観測データを特定し除外す

第 2.2.4 表 マイクロ波探査計のデータ選択規則

MSU の周波数の出典は Werbowetzki(1981)、 AMSU-A、AMSU-B、MHS の周波数の出典は Robel(2009)。

チャンネル	周波数 (GHz)	陸 / 海水		海		
		雨 / 曇	晴	雨	曇	晴
MSU						
1	50.3					
2	53.74					
3	54.96					
4	57.95					
注：走査線の両端に位置する FOV 1 と 11 の観測データは使用していない。						
AMSU-A						
1	23.800					
2	31.400					
3	50.300					
4	52.800					
5	53.596 ± 0.115					
6	54.400		1500 m [*]			
7	54.940		2500 m [*]			
8	55.500					
9	f ₀ =57.290344					
10	f ₀ ± 0.217					
11	f ₀ ± 0.3222 ± 0.048					
12	f ₀ ± 0.3222 ± 0.022					
13	f ₀ ± 0.3222 ± 0.010					
14	f ₀ ± 0.3222 ± 0.0045					
15	89.000					
*この値よりも標高が高い場合は使用しない。						
AMSU-B/MHS						
1	89.0 ± 0.9/89.0					
2	150.0 ± 0.9/157.0					
3	183.31 ± 1.00/183.311 ± 1.0					
4	183.31 ± 3.00/183.311 ± 3.0					
5	183.31 ± 7.00/190.311					

る必要がある。JRA-25 では窓チャンネルを用いた雲域判別(Sakamoto and Christy 2009)を適用したが、JRA-55 ではより高度化された手法を用いて雲域判別処理を行っている(Krzeminski et al. 2009)。

第 2.2.3 表は Vertical Temperature Profile Radiometer(VTPR) と高分解能赤外放射探査計(HIRS)のデータ選択規則を表している(それぞれのデータの利用期間については付録 2.A を参照)。主に成層圏気温に感度のある中心波数 680 cm⁻¹ 付近のチャンネルについては雲域判別を適用していないのに対し、対流圏の気温、水蒸気に感度のあるチャンネルについては晴天域のみ利用している。陸域、海水域では地表面温度・射出率の推定精度

が低いことから、地表面に感度のあるチャンネルは利用していない。同様に、表面温度の推定精度の低いカスピ海上のデータは利用していない。又、天底角が大きくなる走査線の端付近のデータは、放射伝達モデルの不完全性等によりバイアスが大きくなる傾向があるため、利用していない。

成層圏探査計(SSU)については、3チャンネル全てを利用している。

イ. マイクロ波探査計

第 2.2.4 表はマイクロ波探査計のデータ選択規則を表している。マイクロ波領域では、波長が雲粒や雲氷の大きさよりも十分に長く、雨粒を除き、吸収や散乱の影響が小さいことから、他の波長帯

では観測の困難な雲域についても多くの観測データを利用することが可能である。しかしながら、JRA-25ではMicrowave Sounding Unit(MSU)に赤外探査計の雲域判別を適用したため、利用可能な対流圏のデータの多くが除外されていた。JRA-55ではより多くのデータが利用できるよう、MSUについては窓チャンネル(チャンネル1)のD値を用いた雲域判別を適用している。

改良型マイクロ波探査計(AMSU)-Aの雲・雨域判別は、散乱インデックスに加えて、海上については全気柱雲水量リトリーバルを用いて行われている。全気柱雲水量の推定にはJRA-25で用いたものから改良されたアルゴリズムが利用されており、全気柱雲水量リトリーバルが 100 g m^{-2} 以上の場合を雲域、 300 g m^{-2} 以上の場合を雨域と判定している(岡本 2007)。

AMSU-Bとマイクロ波水蒸気サウンダ(MHS)については、雲や降水がない場合に水蒸気吸収帯の効果でチャンネル1の輝度温度 $T_b(\text{ch1})$ がチャンネル2の輝度温度 $T_b(\text{ch2})$ よりも低くなることを利用し、 $T_b(\text{ch1})-T_b(\text{ch2})>3\text{K}$ の場合、雨域と判定している。

ウ． マイクロ波放射計

JRA-25ではTakeuchi(2002)のアルゴリズムを用いて推定した可降水量を大気解析で同化した(田内 2004)。JRA-55では海上域において、事前に厚い雲域、雨域等のデータを除去した後、4つの周波数帯(19、22、37、90GHz付近)の垂直偏波チャンネルのデータを直接同化している。

マイクロ波放射計では地表面の物理量を推定するために、地表面射出率が異なる水平偏波でも垂直偏波チャンネルと同一周波数帯を観測している。しかし、JRA-55の大気解析では線形化されたモデル演算子を通して以外、衛星輝度温度データが地表面要素の推定に直接の影響を及ぼさないため水平偏波チャンネルデータは利用していない(佐藤 2007)。

その他、積雪解析ではSpecial Sensor Microwave/Imager(SSM/I)、及びSpecial Sensor

Microwave Imager Sounder(SSMIS)から推定した日別積雪域データを同化している。

エ． 晴天放射(CSR)

JRA-55では静止気象衛星搭載イメージャの水蒸気チャンネルの輝度温度データを同化している(石橋 2009)。近年の静止気象衛星には加重関数のピークが異なる複数の水蒸気チャンネルが搭載されているが(例えばMeteosat Second Generation(MSG)搭載スピン走査式可視熱赤外イメージャ(SEVIRI)の 6.2 と $7.3 \mu\text{m}$ チャンネル)対流圏上層に感度のある水蒸気チャンネルのみ利用している。これは、高速放射伝達モデルによる衛星輝度温度の推定において、陸面射出率が 0.9 で固定されており、地表面に感度のあるチャンネルの推定精度が十分でないためである。

GMS-5水蒸気チャンネルについては、修正版応答関数が公開されていることから(Bréon et al. 1999)、これに基づいた放射計算を行っている。

(3) 大気追跡風(AMV)

静止気象衛星、及び極軌道衛星のAMVをそれぞれ1979年1月、及び2004年6月から利用している。可能な限り再処理AMVを利用しているが(付録2.A)、無い場合は現業AMVを利用している。QCは従来型データ用と類似したものがAMVにも適用されている。加えて、センサ種別毎に使用可能な領域、高度を指定したAMVブラックリストを用いてデータ選択が行われている。Holmlund(1998)の品質指標も利用可能な場合にはデータ選択に用いている(JMA 2013)。

1995年以前のほとんどの現業AMVについては、算出手法(どのチャンネルから風データが導出されたか)に関する情報がないか、もしくは正しくエンコードされていないため、赤外チャンネルから導出されたものとしてデータ選択を行った。

(4) 散乱計海上風

散乱計海上風のQCは、風向の任意性の除去とグロスエラーチェック、それからgroup QCと呼ばれ

る、グロスエラーチェックでリジェクトされた風データのうち空間的に一貫性のあるものを復活させる処理（太原と村田 2007）で構成される（JMA 2013）。D 値はまず地上 10m 風速予報値を用いて計算されるが、その後の大気解析ではモデル最下層の D 値として取り扱われる。

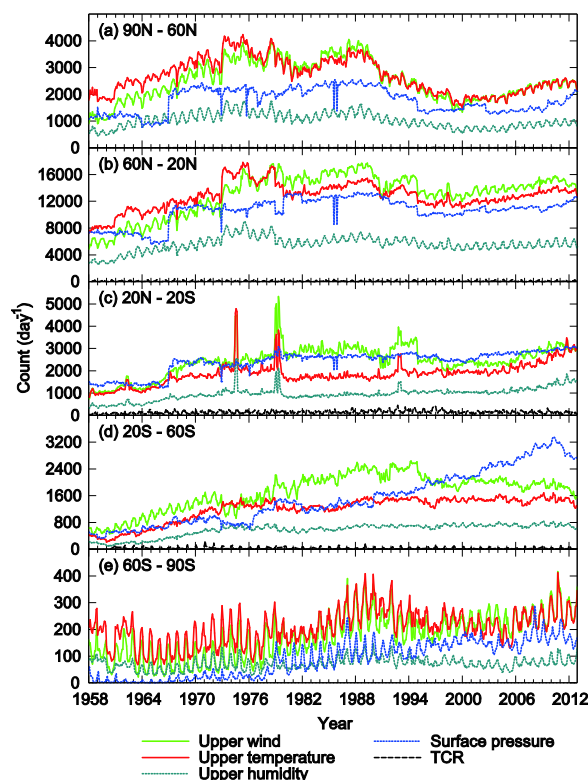
改良型散乱計 (ASCAT) の風データは強風域で予報モデルに対して弱風バイアスがあるため、 15 m s^{-1} 以上の風データは使用していない。この条件は ASCAT と同じモデル関数である C バンドモデル関数 (CMOD) 5.N (Hersbach 2008) を用いて推定された能動型マイクロ波観測装置 (AMI) 再処理風 (De Chiara et al. 2007) にも適用されている。SeaWinds 再処理風 (Dunbar et al. 2006) については、雨域と判定されたデータは使用していない (太原と村田 2007)。

散乱計海上風データは地上解析でも同化されている。

(5) 全球航法衛星システム - 掩蔽観測 (GNSS-RO) 屈折率

GNSS-RO 屈折率は JRA-25 では利用されなかったが、JRA-55 では 2006 年 7 月から利用している。GNSS-RO 観測は、原子時計によって高精度で測定可能な電波信号の大気による遅延量から導出されることから、バイアス補正なしで同化することが可能である。又、地表面や天候の状態にほとんど影響されることがなく、解析サイクル毎に平均して約 500 の屈折率プロファイルが全球に渡って同化されている。従って、GNSS-RO 観測データは、ラジオゾンデ観測データとともに、モデルバイアスを拘束し、VarBC がモデル気候場に引きずられないようにする重要な役割を担っている。

屈折率は気温、湿度、気圧に依存するため、これらのプロファイルの推定に利用できる。屈折率データは 500m の鉛直解像度で高度 30km まで使用している。屈折率データの同化は局所演算子を用いて行われており、電波の近地点 (タンジェントポイント) における気温、湿度、気圧のみを考慮している。観測誤差は高度の関数として設定され



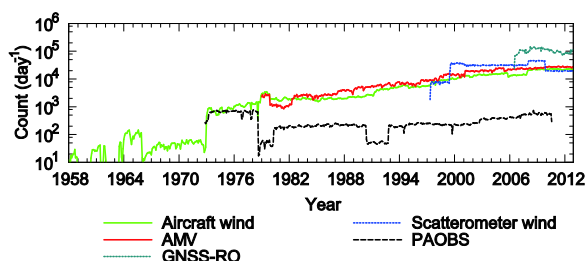
第 2.2.2 図 JRA-55 の大気解析で同化された従来型の高層観測、地上気圧観測、TCR の緯度帯別の月平均データ数時系列

ている (JMA 2013)。

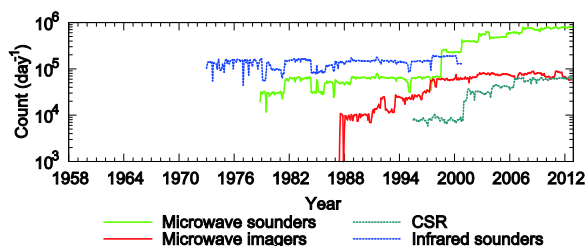
2.2.3 カバレッジ

第 2.2.2 図は JRA-55 の大気解析で同化された従来型の高層観測、地上気圧観測、TCR の緯度帯別の月平均データ数時系列を示している。高層観測データの使用数は概ね 1980 年代末にピークがあり、1990 年代以降は減少傾向が見られる。特に北半球極域では、旧ソ連地域の観測所の閉鎖、観測回数の減少により、使用データ数が激減している。2000 年代以降は再び増加傾向に転じており、理由としては、特異点の通報数の増加、到達可能高度の上昇、品質の向上によるリジェクト率の低下等が考えられる。

地上気圧観測データの使用数については、北半球極域・中緯度、及び熱帯域において 1967 年の前後で大きな差が見られる (第 2.2.2 図 (a)、(b)、(c))。特に、1965 ~ 1966 年に一時的な減少が見られるのは、カナダ、メキシコ、中国、モンゴル、インド、ヨーロッパの大半の地上観測データが欠



第 2.2.3 図 JRA-55 の大気解析で同化された航空機観測、衛星風、PAOBS、GNSS-RO 屈折率の全球月平均データ数時系列



第 2.2.4 図 JRA-55 の大気解析で同化された衛星輝度温度の全球月平均データ数時系列

観測データが得られるのは Meteosat-5 によるインド洋上の観測が開始された 1998 年からとなる。

落していたためである。他方、南半球中緯度では陸上、海上ともに使用数が増加し続けている（第 2.2.2 図(d)）。

熱帯域（第 2.2.2 図(c)）では第 1 回全球大気研究計画全球実験 (FGGE) が行われた 1979 年等、比較的短期間の使用データ数の増加が見られる。南半球極域では使用データ数の季節変化が大きく、南半球の冬季に少なくなる傾向がある（第 2.2.2 図(e)）。

第 2.2.3 図と第 2.2.4 図は JRA-55 の大気解析で同化された航空機観測、衛星観測の全球月平均データ数時系列を示している。これらの観測データについては 1973 年から本格的に利用しており、特に 2000 年代以降に使用データ数が顕著に増加している。1980 年代に極軌道衛星搭載の赤外探査計、マイクロ波探査計の使用数の一時的な減少が見られるが、これは現業極軌道衛星が 1 衛星のみとなった期間に対応している。

静止気象衛星の AMV については、FGGE が行われた 1979 年に全経度帯の観測データが得られているが、その後、GMS と米国の静止気象衛星 (GOES) による観測のみとなり、1980 年代初頭の Meteosat-2 現業運用開始を経て、再び全経度帯の

2.3 データ同化システム

第2.3.1図はJRA-55データ同化システムの主要構成要素とそれらの間のデータの流れを示している。JRA-55データ同化システムでは大気解析、地上解析、陸面解析を6時間毎(00,06,12,18UTC)に、積雪解析を1日1回(18UTC)行っており、予報モデルは前のサイクルで作成された解析値を初期値として予報を行い、解析に必要な背景場や大気強制力を作成するために用いられる。それらと観測データの情報から推定される大気等の尤もらしい状態として解析値が作成され、それを初期値として次のサイクルの予報が行われる。JRA-55データ同化システムは2009年12月時点の気象庁現業データ同化システムの低解像度(TL319)版に基づいており(JMA 2007,2013)、JRA-25実施以降の様々な開発成果が導入されている(第2.3.1表)。JRA-55データ同化システムで作成されるプロダクトは気象庁(2013,2014)に記述されている。

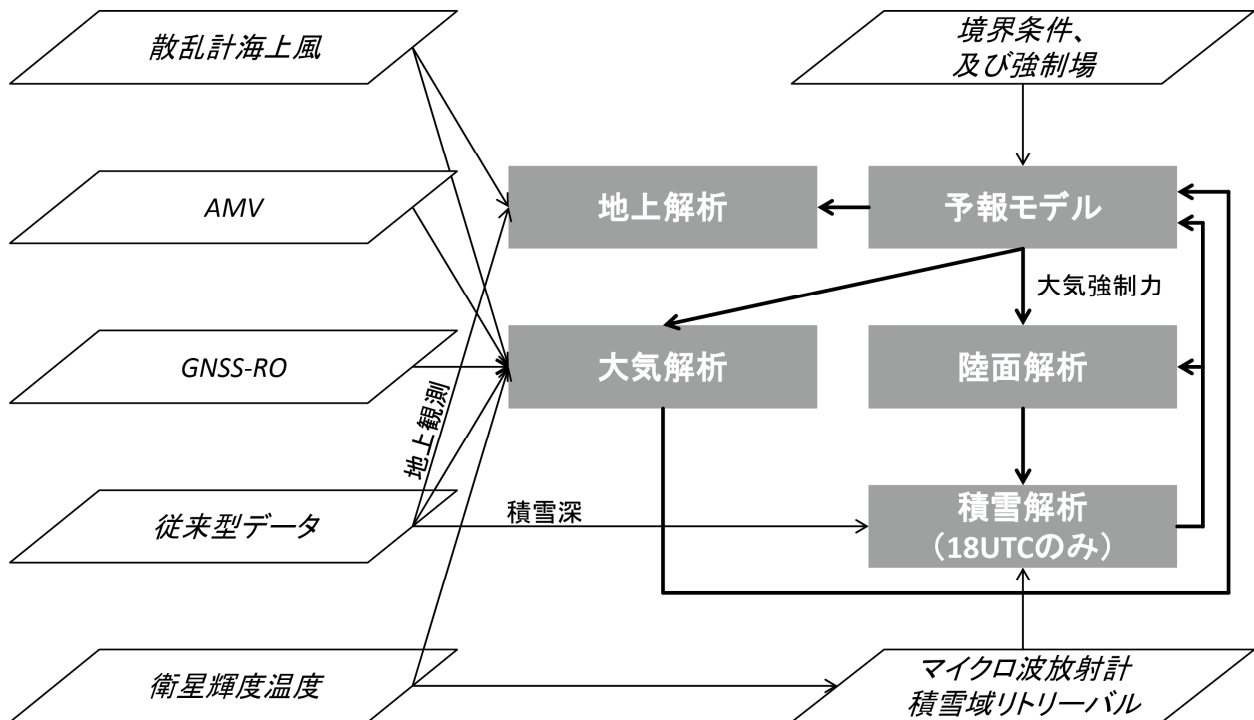
2.3.1 大気解析

JRA-55データ同化システムの大気解析はインクリメンタル4D-Var(Courtier et al. 1994)を用

いており、以下の評価関数 J を最小化する解析インクリメント Δz_0 を求めることによって解析値 $z^a = z^b + \Delta z$ を作成している。

$$\begin{aligned}
 J(\Delta z_0) &= \frac{1}{2} \Delta z_0^T \mathbf{B}^{-1} \Delta z_0 \\
 &+ \frac{1}{2} \sum_{i=0}^n (\mathbf{H}_i \Delta z_i - \mathbf{d}_i)^T \mathbf{R}_i^{-1} (\mathbf{H}_i \Delta z_i - \mathbf{d}_i) \\
 &+ J_c(\Delta z_0) \\
 \mathbf{d}_i &= \mathbf{y}_i^o - H_i(\mathbf{z}_i^b) \\
 \mathbf{z}_{i+1}^b &= M_i(\mathbf{z}_i^b) = M_i(M_{i-1}(M_{i-2}(\dots M_0(\mathbf{z}_0^b)))) \\
 \Delta z_{i+1} &= \mathbf{M}_i \Delta z_i = \mathbf{M}_i \mathbf{M}_{i-1} \mathbf{M}_{i-2} \dots \mathbf{M}_0 \mathbf{N} \Delta z_0
 \end{aligned}$$

ここで、 \mathbf{y}^o は観測値、 \mathbf{z}^b は背景場、 \mathbf{B} は背景誤差共分散行列、 \mathbf{R} は観測誤差行列、 M と \mathbf{M} は非線形予報モデルとその接線形モデル、 H と \mathbf{H} は非線形観測演算子とその接線形演算子、 J_c は重力波を抑制するためのペナルティ項、 \mathbf{N} は非線形ノーマルモード初期値化演算子、下付き文字 i はタイムスロット、 n は最終タイムスロットをそれぞれ表す(JMA 2013)。 \mathbf{z} には大気の状態を表す変数に



第2.3.1図 JRA-55データ同化システムの主要構成要素とそれらの間のデータの流れ

第 2.3.1 表 JRA-25 と JRA-55 で用いたデータ同化システムの仕様

	JRA-25	JRA-55
基本システム	2004 年 3 月時点の気象庁現業システム (JMA 2002)	2009 年 12 月時点の気象庁現業システム (JMA 2007, 2013)
水平格子系	ガウス格子	適合ガウス格子
水平解像度	T106 (約 110km)	TL319 (約 55km)
大気解析		
鉛直層	0.4hPa までの 40 層と地表面	0.1hPa までの 60 層と地表面 (北川 2009)
解析手法	3D-Var (インナー解像度T106)	4D-Var (インナー解像度T106)
背景誤差共分散	静的	静的、但し、1972年以前の期間は分散を1.8倍
衛星輝度温度バイアス補正	TOVS 対 1D-Var 解析 D 値を用いた適合型手法 (Sakamoto and Christy 2009) ATOVS ラジオゾンデと背景場を用いた静的 (2009 年 7 月迄)・適合型 (それ以降) 手法 (計盛ほか 2005)	VarBC (Derber and Wu 1998; Dee and Uppala 2009; JMA 2013)
衛星輝度温度推定用放射伝達モデル	TOVS: RTTOV-6 ATOVS: RTTOV-7	RTTOV-9.3
地表面の解析		
地上解析	2D-01	FGAT手法を用いた2D-01
陸面解析	オフラインSiB (6 時間大気強制力)	オフラインSiB (3 時間大気強制力)
積雪解析	2D-01	2D-01

加えて、衛星輝度温度データに適用される変分法バイアス補正のパラメータも含まれている。観測演算子 H と \mathbf{H} はモデル空間から観測空間への変換を行うもので、観測点近傍の格子点から観測点への空間内外挿、放射伝達モデル等によるモデル変数から観測物理量への変換及び変分法バイアス補正により構成されている。

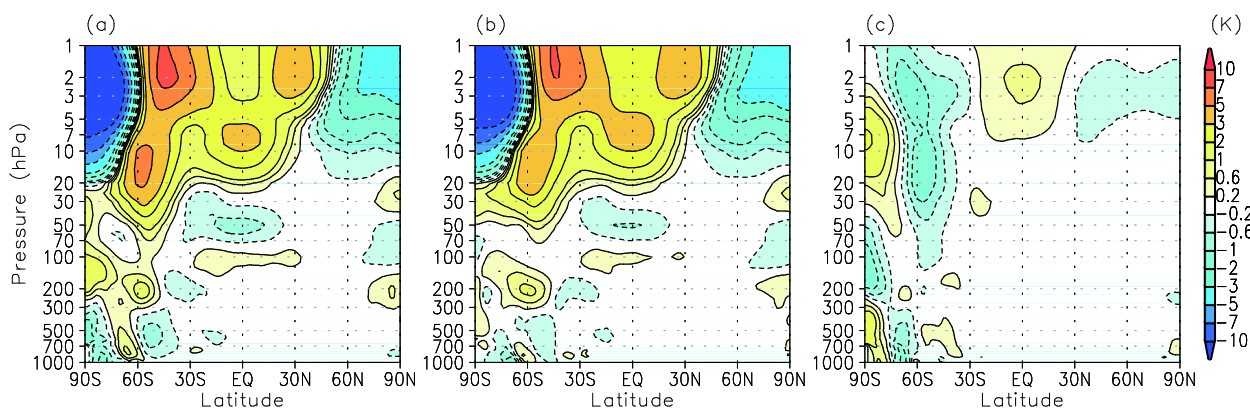
(1) 4D-Var

JRA-25 で用いた 3D-Var と比較して、4D-Var では、誤差の時間発展が予報モデルによって表現されることにより、力学的整合性の高い解析値の作成が可能である他、同化されるデータが持つ観測時刻が適切に考慮されるという利点がある。他方、評価関数 J の最小化の中で予報モデルの時間積分が行われるため、大きな計算機資源を必要とする。その計算コストを減らすために、JRA-55 データ同化システムでは、第一推定値は TL319 モデル、解析インクリメントは T106 モデルを用いて計算している (JMA 2007)。評価関数 J の最小化には、Veersé et al. (2000) のプリコンディショナーを用

いた限定メモリー - Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (BFGS) アルゴリズムを利用している (Liu and Nocedal 1989)。

(2) 背景誤差共分散

JRA-55 データ同化システムでは、JRA-25 のものと同じ、Derber and Bouttier (1999) の定式化に類似した背景誤差共分散モデルを用いている (竹内 2002; 藤田 2004)。この定式化では、制御変数をモデル面毎にスペクトル空間で表現された相対渦度、非バランス発散、非バランス気温・地表面気圧、対数比湿とし、発散、及び気温・地表面気圧の復元は、制御変数からモデル変数への変換の際に、相対渦度との地衡風バランスと、非バランス発散と気温・地表面気圧との相関を回帰式で加味した上で行われる。異なるスペクトル係数間の相関はないが、全波数毎に完全な鉛直自己共分散行列が定義されているため、格子空間での自己共分散は等方的で、水平・鉛直相関は分離不可能 (誤差の鉛直相関が水平スケールに依存する) である。Derber and Bouttier (1999) の定式化との相違点は、



第 2.3.2 図 1990 年 8 月の帯状平均気温解析値の差

(a)衛星排除実験 - 衛星有実験、(b)背景誤差分散を 1.8 倍した衛星排除実験 - 衛星有実験、(c)背景誤差分散を 1.8 倍した衛星排除実験 - 衛星排除実験

地衡風バランスの回帰式をスペクトル空間の代わりに特異ベクトル空間で計算することにより、赤道付近で地衡風バランスが成り立たなくなる効果が考慮されている他、比湿の代わりに対数比湿を用いていること、格子空間での誤差分散の調節が行われておらず、水平一様となっていることである。

回帰係数行列及び背景誤差共分散行列の計算は、NMC 法(Parrish and Derber 1992)を用いて、2004 年 10 月から 1 年間の 24 時間予報と 48 時間予報との差から統計的に行っている。

背景誤差共分散 B は静的¹だが、1972 年以前の非衛星期間については、背景値の誤差が増加することを考慮するために、対数比湿以外の制御変数の背景誤差共分散を 80%増加させている。このスケールリングファクターは、Desroziers et al.(2005)による観測空間での背景誤差の診断法を、1990 年を対象にして行った衛星排除インパクト実験の D 値に適用して得たものである。第 2.3.2 図は衛星排除実験と全観測システム実験との帯状平均気温解析値の差を表しており、背景誤差分散の調整により、その差が僅かながら減少していることが分かる。

(3) 変分法バイアス補正

衛星輝度温度データを有効に同化するためには、

測器に起因したバイアスや放射伝達モデルの不完全性によるバイアスを適切に取り除く必要がある。これらのバイアスは、時間及び大気の状態に依存し得るため、バイアスの変化に応じて補正量を適切に見積もる必要がある。変分法バイアス補正では、バイアス補正パラメータを制御変数に含めることにより、衛星輝度温度データ以外の観測データも含め、評価関数に現れる全ての情報と尤も整合するようにバイアス補正パラメータが推定される(Derber and Wu 1998; Dee and Uppala 2009; JMA 2013)。JRA-55 では全ての衛星輝度温度データに変分法バイアス補正を適用している。

(4) 衛星輝度温度推定用放射伝達モデル

JRA-55 データ同化システムでは高速放射伝達モデル Radiative Transfer for the TIROS Operational Vertical Sounder(RTTOV)バージョン 9.3(Saunders et al. 2008)を用いて衛星輝度温度データを同化している。JRA-25 で TOVS データの同化に用いた RTTOV-6 と比べると、HIRS 水蒸気チャンネルの計算誤差が大幅に減少している他(Matricardi et al. 2004)、低仰角のマイクロ波の海面射出率の計算精度が著しく改善している(Saunders 2002)。又、JRA-25 で改良型 TOVS(ATOV)データの同化に用いた RTTOV-7(Matricardi et al. 2004)と比べると、マイクロ波水蒸気チャンネルの計算精度が向上している他、不正確なゼーマン効

¹ 動的な推定を行っていない。

果²の表現の除去により、マイクロ波上部成層圏気温チャンネルの計算精度が改善している (S. Kobayashi et al. 2009)。

2.3.2 地表面の解析

(1) 地上解析

地上気象要素(陸上、海上の地上 2m 気温・湿度、地上 10m 風)の解析は、大気解析とは別に単変量 2次元最適内挿法(2D-01)を用いて解析されている。JRA-25 では、D 値は観測値と解析時刻における第一推定値を比較することにより計算されていたが、JRA-55 では、実際の観測時刻における第一推定値と比較することにより D 値を計算した後、解析時刻における D 値として同化している(first guess at the appropriate time(FGAT)手法と呼ばれている)。

島嶼の気温と風の観測データは、必ずしも JRA-55 の格子スケールを代表しているとは限らないことから使用していない。観測データが島のものかどうかの判断は、0.25 度解像度の海陸分布データに基づいて行っている。このため、沿岸付近の陸上観測データも除外されている。

なお、地上解析値は初期値として用いられていない。

(2) 陸面解析

陸面解析値は、JRA-25 と同様に、オフライン版気象庁生物圏モデル(SiB)を大気モデルの出力で強制することにより作成されている(Onogi et al. 2007)。大気モデルの出力については、JRA-25 と同様に、大気モデル最下層の気圧、気温、比湿、風、地表面気圧、降水量、下向き短波・長波放射フラックス、全雲量が与えられているが、JRA-25 では 6 時間値を用いていたのに対し、JRA-55 では 3 時間値を用いている。これにより、地表面における大気強制力の日変化がより現実に近づいている。

² 酸素分子は磁気双極子モーメントを有するため、地磁気のもとで回転吸収帯が磁気量子数に応じた分裂を生ずる。

なお、毎日 00UTC に陸面解析の積雪深を後述の積雪解析値で置き換えている。

(3) 積雪解析

積雪解析値は、JRA-25 と同様に、毎日 1 回、SYNOB 積雪深データを用いて 2D-01 で作成されている(Onogi et al. 2007)。第一推定値は(A)陸面解析の積雪深と(B)衛星積雪域データから以下のように求められる。

- (A)と(B)の両方で積雪有りと判定された場合：(A)を使用。
- (B)でのみ積雪有りと判定された場合：地面温度を氷点にするのに必要な融解熱を持つ積雪深(最大約 2.1cm)
- (A)でのみ積雪有りと判定された場合：0cm
- (A)と(B)の両方で積雪無しと判定された場合：2D-01 を行わず、0cm を解析値とする。

なお、氷床上の第一推定値は解析毎に気候値が 2cm のいずれか大きい方で置き換えられている。これは、オフライン SiB では氷床の物理過程が考慮されておらず、積雪深が増え続ける傾向があるためである。

衛星積雪域データは、JRA-25 と同じ手法を用いて、マイクロ波放射計輝度温度データから 0.25 度×0.25 度緯度/経度格子の解像度で推定している(操野 2001)。このアルゴリズムでは、以下の条件を満たす場合に積雪域であると判定している。

$$T_b(19\text{GHz},H) < 265 \text{ K}$$

$$T_b(19\text{GHz},H) - T_b(37\text{GHz},H) > \text{threshold}(H)$$

$$T_b(19\text{GHz},V) - T_b(37\text{GHz},V) > \text{threshold}(V)$$

ここで T_b は輝度温度、H と V は水平・垂直偏波チャンネルを表す。閾値 $\text{threshold}(H,V)$ は理想的な積雪層に対しては 0K となるべきだが、雪や地表面の状態によって調整が必要なため、領域、植生、月別に値が設定されている。マイクロ波放射計による積雪域推定値が得られない期間については、1987~2000 年の期間のデータを用いて作成した

月別気候値で代用している。

2.4 予報モデル

予報モデルは前のサイクルで作成された解析値を初期値として予報を行い、解析に必要な背景場や大気強制力を作成するために用いられる。予報モデルは観測で得られた情報を時空間的に伝播させる役割を担っていることから、再解析データの品質はその性能に大きく依存する。JRA-55 で用いている予報モデルは 2009 年 12 月時点の気象庁全球スペクトルモデル(GSM)の TL319 解像度版に基づいており(JMA 2007,2013)、JRA-25 実施以降の様々な開発成果が導入されている(第 2.4.1 表)。

以下の項では、JRA-25 で用いた予報モデルからの主要な変更点を述べる。

2.4.1 力学

高緯度における格子点の過度の集中緩和と計算負荷軽減のために、GSM には適合ガウス格子が採用されている。各緯線上の格子点の個数は、高階数のルジャンドル陪関数の大きさが高緯度で無視できるほど小さくなることを利用して決められている。この手法はルジャンドル変換の計算負荷低減による高速化にも役立っている(Juang 2004;

第 2.4.1 表 JRA-25 と JRA-55 で用いた予報モデルの仕様

	JRA-25	JRA-55
基本モデル	2004 年 3 月時点の気象庁 GSM (JMA 2002)	2009 年 12 月時点の気象庁 GSM(JMA 2007,2013)
水平解像度	T106 (約 110km)	TL319 (約 55km)
鉛直層	0.4hPa までの 40 層と地表面	0.1hPa までの 60 層と地表面 (北川 2009)
力学		
水平格子系	ガウス格子	適合ガウス格子
移流スキーム	オイラー法	セミラグランジュ法
放射		
長波放射	線吸収 Goody(1952)のランダムバンドモデル 水蒸気連続吸収(e-タイプ) Roberts et al.(1976) 吸収気体 H ₂ O, O ₃ , CO ₂ (375ppmv固定)	線吸収 テーブル参照法、及びk-分布法(Chou et al. 2001) 水蒸気連続吸収(e-タイプ及びp-タイプ) Zhong and Haigh(1995)をMK_CKD(Clough et al. 2005)で調整 吸収気体 H ₂ O, O ₃ , CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O, CFC-11, CFC-12, HCFC-22
短波放射	H ₂ O, O ₂ , O ₃ , CO ₂ による吸収 Briegleb(1992)	H ₂ Oによる吸収 Briegleb(1992) O ₂ , O ₃ , CO ₂ による吸収 Freidenreich and Ramaswamy(1999)
雲放射	長波 マキシマム ランダム・オーバーラップ 短波 ランダム・オーバーラップ	長波 Räisänen(1998)の手法によるマキシマム ランダム・オーバーラップ 短波 ランダム・オーバーラップ
エアロゾル	WMO(1986)のエアロゾルプロファイル(陸上は CONT-I、海上は MAR-I)	WMO(1986)のエアロゾルプロファイル(陸上は CONT-I、海上は MAR-I)、但し、光学的厚さを月別 2 次元気候値で調整
積雲対流	荒川 シューバート	DCAPE を用いた荒川 シューバート
初期値化	非線形ノーマルモードイニシャリゼーション	不使用
境界条件、及び強制場		
SST 及び海水	COBE-SST(Ishii et al. 2005)	COBE-SST(Ishii et al. 2005)
オゾン	T42L45版MRI-CCM1 (Shibata et al. 2005)	1978年まで: 気候値 1979年以降: T42L68 版 MRI-CCM1(Shibata et al. 2005)

宮本 2009)。

GSM はセミインプリシット・セミラグランジュ法の枠組のもとに構築されている。セミラグランジュ法では全般的に、保存性が保証されていないことや、3次元内挿に伴う大きな計算負荷といった短所がある。吉村と松村(2004)はこの問題に取り組むために、鉛直保存セミラグランジュ法を開発した。この手法では、鉛直移流を水平移流とは別に扱うことで、水蒸気等の鉛直積算量の保存性の改善を図っており、又、内挿による計算負荷も低減されている(JMA 2013)。

2.4.2 放射

(1) 長波放射

長波放射フラックスの計算は、波長領域をいくつかのバンドに分割して透過関数を求めた上で、散乱がない仮定のもとで放射伝達方程式を解くことにより行われている(散光因子近似を用いたバンド射出率法)。計算負荷の軽減のため、長波放射の計算はタイムステップ毎ではなく3時間に1回行われている(JMA 2007)。

JRA-25 で用いた予報モデルでは、長波領域を4バンドに分割し、大気分子による線吸収については Goody(1952)のランダムバンドモデル、水蒸気連続吸収については水蒸気分子同士の衝突で生じる *e*-タイプの吸収に対する Roberts et al.(1976)の経験式に基づいて、透過関数が算出されていた(杉と多田 1988)。JRA-55 では、バンド数が9に増加し、線吸収についてはテーブル参照法(Chou and Kouvaris 1991)と *k*-分布法(Arking and Grossman 1972)を併用した Chou et al.(2001)の手法、水蒸気連続吸収については、*e*-タイプと水蒸気と他の大気分子との衝突で生じる *p*-タイプの吸収に対する Zhong and Haigh(1995)の経験式に基づいて、透過関数が算出されている(藪ほか 2005)。

テーブル参照法は、成層圏より上層の冷却率に大きく寄与している吸収帯(二酸化炭素 15 μm バンド、オゾン 9.6 μm バンド、及び水蒸気的主要な線吸収帯)の透過関数の計算に用いられており、

それ以外の吸収帯については *k*-分布法が用いられている。この様に2つの手法を使い分けているのは、*k*-分布法の方が計算負荷が小さいが、ドップラー吸収幅が重要となる低い気圧のもとでは、*k*-分布法で仮定されている対流圏で支配的なローレンツ型吸収¹を想定した気圧スケージングが成り立たなくなり、計算精度が低下するためである。JRA-55 で用いた予報モデルでは、テーブル参照法を併用することにより、JRA-25 で用いた予報モデルと比べて、ドップラー型の吸収²がより適切に取り扱われている。

考慮されている吸収物質は、JRA-25 で用いた予報モデルでは水蒸気、オゾン、二酸化炭素(375ppmv 固定)の3種類の大気分子のみであったが、JRA-55 で用いた予報モデルでは新たに5種類の分子(メタン、一酸化二窒素、クロロフルオロカーボン(CFC)-11、CFC-12、ハイドロクロロフルオロカーボン(HCFC)-22)を追加した。オゾンと温室効果ガス(二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、CFC-11、CFC-12、HCFC-22)については時間変動が考慮されている(詳細は第2.4.4項(3)(4)を参照)。

テーブル参照法の透過関数テーブルは、High Resolution Transmission(HITRAN)2000 吸収線データベース(Rothman et al. 2003)とラインバイライン放射伝達モデル(LBLRTM, Clough et al. 1992; Clough and Iacono 1995)を用いて計算されたものである。水蒸気連続吸収の吸収係数については、Mlawer-Tobin-Clough-Kneizys-Davies(MT_CKD)水蒸気連続吸収モデル(Clough et al. 2005)に基づいている。

(2) 短波放射

短波放射フラックスの計算は、 α -エディントン近似による二方向近似を用いて行われている(Joseph et al. 1976; Coakley et al. 1983)。計算負荷軽減のため、短波放射の計算はタイムステ

¹ 分子同士の衝突による吸収線の拡がりをもたらす吸収

² 分子の熱運動によるドップラーシフトをもたらす吸収

ップ毎ではなく1時間に1回行われている(JMA 2007)。

JRA-25 で用いた予報モデルでは、Briegleb(1992)に基づいて、紫外域7バンド、可視域1バンド、近赤外域10バンド(k -分布法のサブバンド)の計18バンドに分割し、オゾン(紫外、可視域)、酸素(可視、近赤外域; 209,490ppmv 固定)、二酸化炭素(2.7及び4.3 μm バンド)、水蒸気(近赤外域)による吸収と、レイリー散乱が考慮されていた(北川 2000)。JRA-55 で用いた予報モデルでは、水蒸気分子による吸収以外についてはFreidenreich and Ramaswamy(1999)によるパラメタリゼーションに変更されており、バンド数が紫外域で10、可視域で5バンドに増えているほか、酸素のシューマン・ルンゲ帯における吸収が新たに考慮されている(藪ほか 2005)。

JRA-25 で用いた予報モデルでは、陸面アルベド(キャノピー上端)は、Dorman and Sellers(1989)の光学的特性の値(裸地反射率は等方的)を用いて、植生キャノピー内の放射伝達方程式を解くことにより算出、海面アルベドはBriegleb et al.(1986)によるパラメタ化、海氷面アルベドについては、可視域で0.8、近赤外域で0.4の固定値を用いた。JRA-55 で用いた予報モデルでは、このうち、海氷面アルベドについては太陽天頂角と表面温度によってパラメタ化され、太陽天頂角(表面温度)との相関(逆相関)が考慮されているほか、砂漠域についてはBriegleb et al.(1986)による太陽天頂角を用いたパラメタ化により計算されている。又、氷床上の雪面アルベドを約10%増加させる変更が加えられている。

(3) 雲放射

長波放射フラックスの計算では、基本的には全ての雲を黒体として扱っている。雲の鉛直層間の重なりについては、マキシマム ランダム・オーバーラップ(Geleyn and Hollingsworth 1979)が仮定されており、雲量と射出率を別々に考慮しながら雲の重なりを計算する Räsänen(1998)の手法が用いられている。この手法では、有効雲量(雲

量に射出率をかけたもの)を用いた場合に生じる雲放射強制力の鉛直解像度依存性(鉛直解像度が高くなるほど雲放射強制力が過小評価される)が大幅に解消されている(北川ほか 2005)。雲の射出率は雲水、雲氷量と雲粒の有効半径でパラメタ化されている。

短波放射過程で用いている雲の光学的厚さ、単一散乱アルベド、非対称因子は、水滴についてはSlingo(1989)、氷晶についてはEbert and Curry(1992)による雲水(氷)積算量と雲粒の有効半径を用いたパラメタ化によって計算されている(岩崎と北川 1996)。雲の鉛直層間の重なりについては、ランダム・オーバーラップが仮定されている。

JRA-25 で用いた予報モデルでは、水滴の有効半径は15 μm の固定値、氷晶の有効半径はOu and Liou(1995)による気温を用いたパラメタ化によって計算されていた(北川 2000)。JRA-55 で用いた予報モデルでは、水滴の有効粒径については、陸上で10 μm 、海上で13 μm の固定値となっている。氷晶の有効粒径については、Wyser(1998)による気温と雲氷量を用いたパラメタ化によって計算されている(JMA 2007)。

(4) エーロゾル

基本的にはJRA-25と同様に、WMO(1986)のエーロゾルプロファイルCONT-Iを陸上で、MAR-Iを海上でそれぞれ用いて、エーロゾルの直接効果を考慮している。JRA-25 で用いた予報モデルでは季節変化が考慮されていなかったが、JRA-55 で用いている予報モデルでは、中分解能撮像分光放射計(MODIS)とオゾン全量分光計(TOMS)の観測に基づいた光学的厚さの2次元月別気候値を用いている(村井 2009)。

2.4.3 積雲対流

積雲対流スキームの基本フレームワークは、JRA-25(Onogi et al. 2007)で使われたものと同じ、荒川・シュバートスキーム(Arakawa and Schubert 1974)である。但し、JRA-55では、対流

第 2.4.2 表 温室効果ガスのデータソース

分子	期間	出典
CO ₂	1958	Law Dome 氷床コアデータ (Etheridge et al. 2008)
	1959-1982	Keeling マウナロア観測
	1983-2010	温室効果ガス世界資料センター (WMO 2012)
	2011-	RCP4.5 (Clarke et al. 2007; Smith and Wigley 2006; Wise et al. 2009)
CH ₄	-1983	20C3M (Meinshausen et al. 2011)
	1984-2010	温室効果ガス世界資料センター (WDCGG 2012)
	2011-	2010 年の値で固定
N ₂ O	-1979	20C3M (Meinshausen et al. 2011)
	1980-2010	温室効果ガス世界資料センター (WDCGG 2012)
	2011-	RCP4.5 (Clarke et al. 2007; Smith and Wigley 2006; Wise et al. 2009)
CFC-11, CFC-12, HCFC-22	-2005	20C3M (Meinshausen et al. 2011)
	2006-	オゾン層破壊の科学アセスメント：2010 の A1 シナリオ (WMO 2010)

有効位置エネルギー (CAPE) の力学過程による時間変化傾向 (DCAPE) を、対流の発生を判定するトリガー関数として用いている (JMA 2013)。

2.4.4 境界条件、及び強制場

(1) 海面水温 (SST)

基本的には JRA-25 と同様に、Centennial In Situ Observation-based Estimates of the Variability of SSTs and Marine Meteorological Variables (COBE, Ishii et al. 2005) の SST を用いている。

この SST 解析値は 1 度 × 1 度緯度 / 経度解像度で、OI 手法を用いて作成されている。第一推定値には、前日の解析値の平年値からの差に 0.95 をかけたものを用いている。解析は、解析対象日とその前後の 3 日間を含む 7 日間の観測データを用いて毎日行われている。観測データは、日別に 1.5 度 × 1.5 度格子で平均した後、OI 手法で解析されている (JMA 2007)。

(2) 海氷

基本的には JRA-25 と同様に、COBE-SST 用に作成された日別海氷密接度データを用いている。この海氷密接度データは、1978 年 10 月以前の期間の北半球については Walsh and Chapman (2001) のデータ、南半球については気候値、1978 年 11 月以降の期間についてはマイクロ波放射計リトリバル (Matsumoto et al. 2008) で構成される。Walsh

and Chapman (2001) ではオホーツク海、セントローレンス湾、五大湖の解析が行われなかった期間があり、COBE-SST ではその期間に海氷・湖氷が無いのに対し、JRA-55 では 1978 年 10 月以前の期間、これらの領域の海氷密接度を 1979 ~ 1986 年の期間のデータを用いて作成した気候値で代用した。

予報モデルでは、海氷密接度が 55% を超える (以下の) 領域を海氷有り (無し) とみなしている。

(3) オゾン

1979 年以降の期間については、JRA-55 データ同化システムとは別に、T42L68 解像度バージョンの気象研究所 chemistry climate model (MRI-CCM1, Shibata et al. 2005) を全気柱積算オゾンリトリバルでナッジングすることにより作成した日別 3 次元オゾンデータを用いている。1979 ~ 2004 年の期間については Nimbus-7 等の TOMS データ、それ以降の期間については Aura 衛星のオゾン観測測器 (OMI) データを用いて、モデルの各格子点で 1 日 1 回、太陽の南中時刻にオゾンの鉛直分布の調整が行われている (詳細は JMA (2013) の化学輸送モデルの節を参照)。又、化学種の輸送をできるだけ現実的にシミュレーションするために、6 時間ごとの JRA-25 の水平風で MRI-CCM1 をナッジングしている。さらに 1980 年代から 1990 年代にかけてのオゾン層破壊を考慮し、塩素、臭素濃度について鉛直 1 次元モデルで求めた経年変化を境界条件として与えた (詳細は C. Kobayashi and

Shibata, 2011 を参照)。この塩素、臭素濃度の経年変化を与える方法は JRA-25 で使用したオゾン分布の作成の際にも用いられた方法である (Maki et al. 2008)。

1978 年以前の期間については、上記の方法によって求めた 1980～1984 年の 5 年平均月別 3 次元オゾン気候値を日別に線形内挿して用いている。

(4) 温室効果ガス

再解析における長期変化傾向の再現性を改善するためには、予報モデルにおいて、長寿命温室効果ガスの増加による放射強制力を正確に表現することが重要である。JRA-25 で用いた予報モデルで考慮されていた長寿命温室効果ガスは二酸化炭素のみで、その濃度は 375ppmv で固定されていた。JRA-55 で用いた予報モデルでは 6 種類の分子(二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、CFC-11、CFC-12、HCFC-22)が考慮されている。それらの濃度は全球一様で、第 2.4.2 表に挙げたデータソースに基づいて時間変化させている。

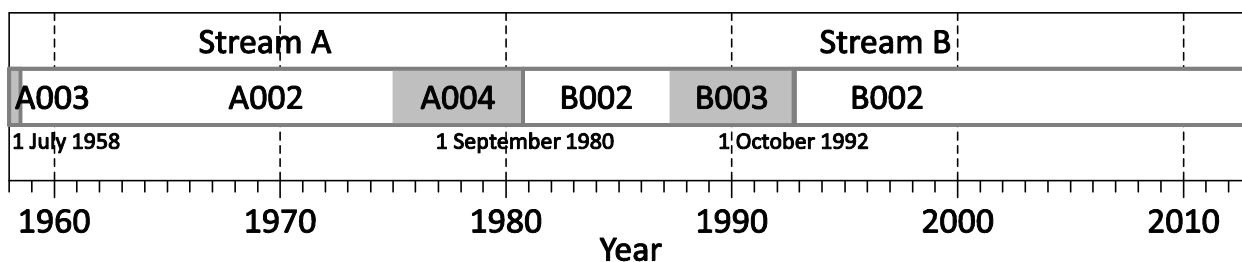
2.5 本計算

JRA-55 の本計算は約 3 年の計算期間を経て、2013 年 3 月に完了した。その後は、JRA-25 データ同化システムに基づいた気象庁気候データ同化システム(JCDAS)に代わって、準リアルタイムでプロダクトの作成が継続されている。本計算は当初、気象庁第 8 世代計算機システム(JMA 2007)のスーパーコンピューター(日立 SR11000 モデル J1)の 8 ノード(ノード毎ピーク性能 121.6GFLOPS)を用いて実施され、2012 年 6 月以降は第 9 世代計算機システム(JMA 2013)のスーパーコンピューター(日立 SR16000 モデル M1)の 16 ノード(ノード毎ピーク性能 0.98TFLOPS)を用いて継続された。データ同化システムは複雑な依存関係を持った多数のプログラムで構成され、これらを効率的に実行するスケジューラーが必要なことから、ECMWF で開発された Supervisor Monitor Scheduler(SMS)を用いて本計算のタスク制御を行った。

本計算を上記の期間中に完了させるために、JRA-55 では当初、解析期間を 2 ストリーム(A002, B002)に分割して計算を行った。その後、以下の 3 期間については不具合が判明したため、再計算を行った(第 2.5.1 図)。

- 1958 年 1 ~ 6 月(A003) : オホーツク海、セントローレンス湾、五大湖の海氷・湖氷データ欠落のため
- 1974 年 12 月 ~ 1980 年 8 月(A004) : VTPR 輝度温度データの雲域判別不具合のため
- 1987 年 6 月 ~ 1992 年 9 月(B003) : マイクロ波放射計積雪域リトリーバルの位置間違いのため

これにより、第 2.5.1 図のストリームのうち、ストリーム間でデータの引継ぎが行われず切断が生じているのは 1958 年 7 月 1 日 00UTC(A003/A002)、1980 年 9 月 1 日 00UTC(A004/B002)、1992 年 10 月 1 日 00UTC(B003/B002)の 3 か所で、その他のストリームの切り替えではデータの引継ぎが行われている。



第 2.5.1 図 JRA-55 本計算ストリーム

陰影は再計算が行われた期間を表す。縦実線は 3 つある切断箇所を表す(本文を参照)。

2.6 データ同化システムの基本性能

2.6.1 観測データに対する背景値、解析値の適合度

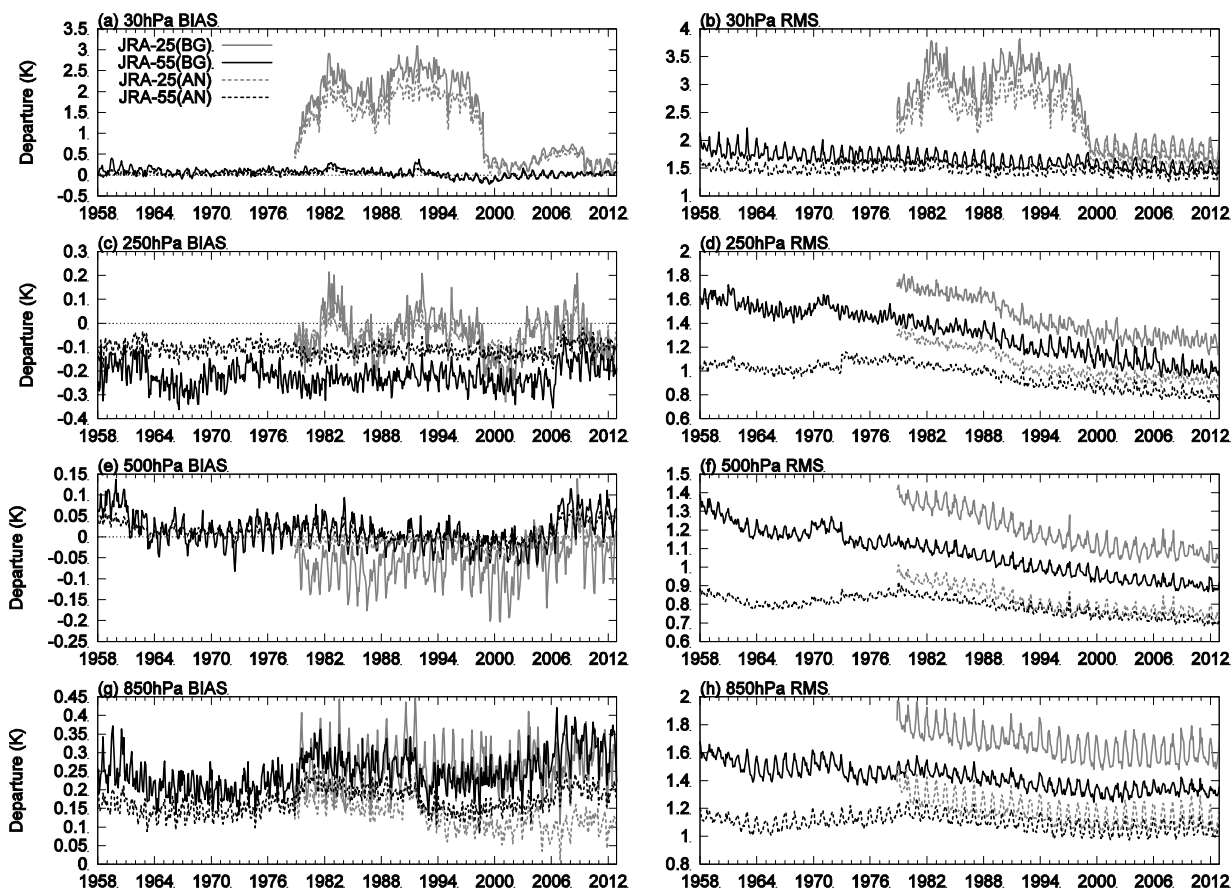
データ同化システムからのフィードバックとして得られる対背景値、対解析値 D 値（観測値 - 背景値、観測値 - 解析値）統計は、データ同化サイクルを監視するのに役立つ情報を多く含んでいる。特に、対背景値 D 値は、背景誤差や観測誤差といったデータ同化システムの調整パラメータに対して独立であることから、それらの最適性や予報モデルの性能、観測データのバイアス等、様々な評価に利用できる。ここでは、JRA-25 及び JRA-55 で使用したラジオゾンデ気温観測 D 値の全球平均、及び 2 乗平均平方根(RMS)の時系列の比較を行う。

30hPa 付近では、JRA-25 の D 値時系列は、TOVS データを利用した 1998 年以前の期間において、下部成層圏に大きな低温バイアスがあったことを示

している（第 2.6.1 図(a)）。一方、JRA-55 では、下部成層圏の低温バイアスが大幅に解消しており、ラジオゾンデ気温観測との整合性が非常に良くなっていることが分かる。この改善は主に、改良された長波放射過程においてドップラー型の吸収が適切に表現されていることによるものと考えられる。

250hPa 付近では、JRA-55 の D 値時系列は JRA-25 のものと比べて安定しているが、平均値が負の方向にシフトしており、対流圏上層に高温バイアスがあることを示唆している（第 2.6.1 図(c)）。又、2006 年 7 月にジャンプがあり、それ以降の期間については高温バイアスが縮小しているが、これは、GNSS-R0 観測データの利用によるものである。

500hPa 付近では、JRA-55 の D 値時系列は 1960 年代初頭以前や 2000 年代後半以降に正の方向にややシフトしているものの、背景場とラジオゾンデ気温観測との整合性は JRA-25 と比べて概ね改



第 2.6.1 図 JRA-25、及び JRA-55 で使用したラジオゾンデ気温観測 D 値の全球平均、及び RMS の時系列
実線は対背景値 D 値、点線は対解析値 D 値を示す。

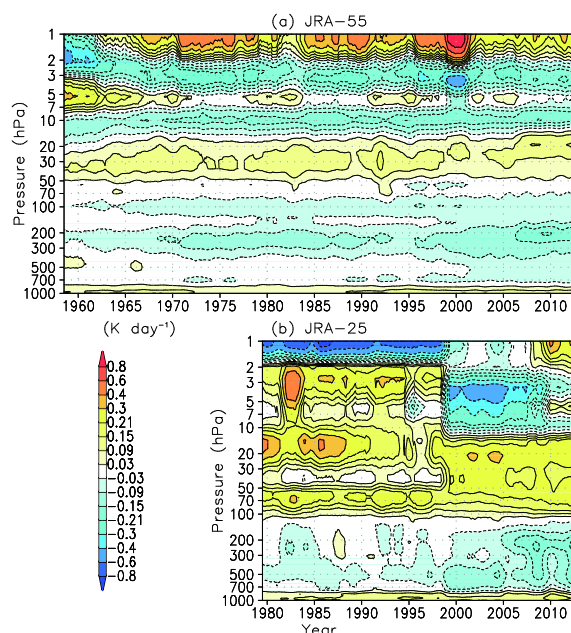
善されている（第 2.6.1 図(e)）。又、対背景値 D 値と対解析値 D 値の RMS の差の縮小から、JRA-55 では解析インクリメントが JRA-25 のものよりも小さくなっており、解析場の物理的整合性も向上していると言える（第 2.6.1 図(f)）。

850hPa 付近では、JRA-25、JRA-55 とともに再解析期間を通して D 値平均値が正の方向にシフトしており（第 2.6.1 図(g)）対流圏下層の低温バイアスを示唆している。これらの時系列には 1970 年代末や 1990 年代初頭、2000 年代半ばにジャンプが見られるが、観測システムの変遷の影響だけでなく、標本となった観測データの数、分布が固定されていないことによる見かけの変動の可能性も考えられる。これらのジャンプの原因については、今後、詳細な調査を行う必要がある。

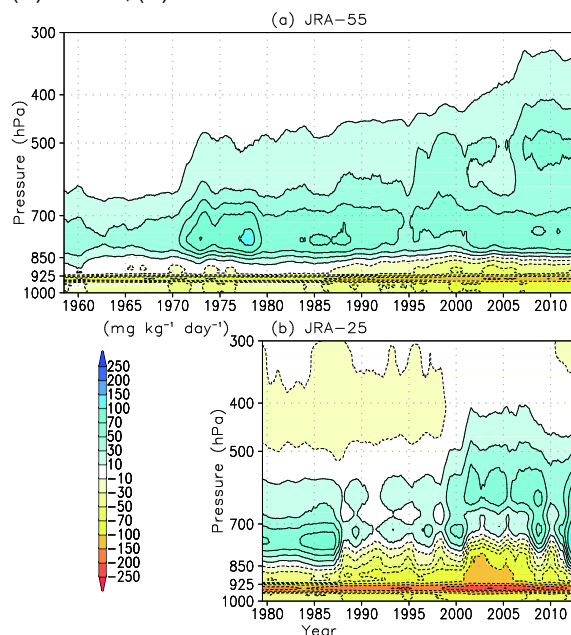
2.6.2 解析インクリメント

解析インクリメント（解析値 - 背景値）はデータ同化システムが観測データの情報を背景値にどのように反映させたかを表すもので、必ずしも背景値の誤差を表すものではないが、その時間変化から、観測システムの変遷や観測データの質、量の変化が解析値の時間均質性に及ぼす影響を窺い知ることができる。

第 2.6.2 図は JRA-55 と JRA-25 の全球平均気温インクリメントの時間・高度断面図を示している。JRA-25 と比べて、JRA-55 では全般にインクリメントが小さく、又、衛星観測システムの変遷に伴うパターンの変化が大幅に縮小しており、予報モデルの気候場の再現性能の向上や、ラジオゾンデ気温観測データや衛星輝度温度データのバイアス補正の精度向上による寄与が窺われる。しかしながら、対流圏上層に見られる冷却インクリメントは観測システムが充実するにつれて徐々に増加しており、特に GNSS-RO 屈折率データの利用を開始した 2006 年 7 月以降、顕著となっている。この冷却インクリメントから、予報モデルの対流圏上層に高温バイアスがあることが示唆される。又、成層圏では鉛直方向に波状のパターンが見られるが、上部成層圏に到達するラジオゾンデがほとんどな



第 2.6.2 図 12 か月移動平均した全球平均気温インクリメントの時間・高度断面図
(a) JRA-55, (b) JRA-25



第 2.6.3 図 12 か月移動平均した全球平均比湿インクリメントの時間・高度断面図
(a) JRA-55, (b) JRA-25

かった 1960 年代前半以前や TOVS と ATOVS を併用した 1998 年 8 月～2000 年 12 月ではやや異なったパターンとなっており、観測システムの変化の影響が示唆される。

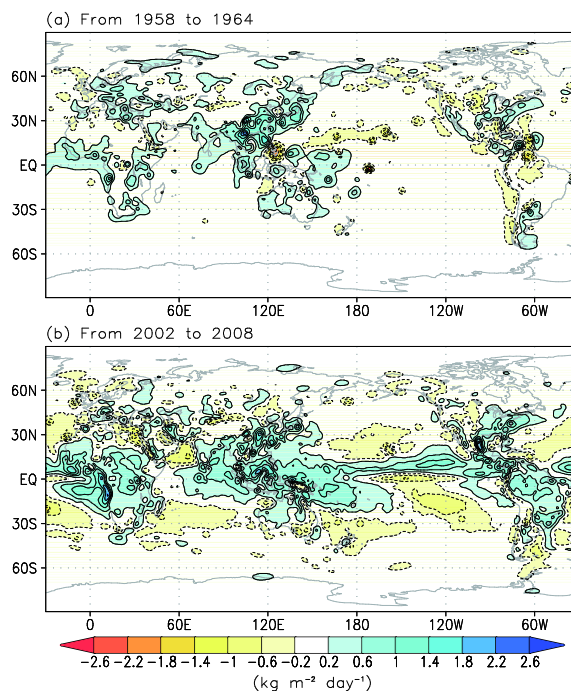
第 2.6.3 図は JRA-55 と JRA-25 の全球平均比湿インクリメントの時間・高度断面図を示している。

JRA-55 では、JRA-25 ほどはっきりとした衛星観測システムの変遷の影響は見られないものの、全般的に 850hPa より上層で加湿インクリメント、下層で乾燥インクリメントが見られ、予報モデルの対流圏上・中層に乾燥バイアス、下層に湿潤バイアスがあることが示唆される。この対流圏上・中層の加湿インクリメントは、水蒸気に感度のある衛星観測データが充実するにつれて徐々に増加する傾向がある。又、1971~1978 年の北半球の夏季には 800hPa 付近に大きな加湿インクリメントがあり、この期間に利用したラジオゾンデ湿度観測や VTPR 水蒸気チャンネルの QC を改善する必要があることを示唆している。なお、対流圏下層に非常に大きな乾燥インクリメントが生じる層が存在するが、これは、層積雲が発生する大陸西岸において、予報モデルでは過飽和が許容されているところを、解析では過飽和を除去する処理が行われていることによる。

第 2.6.4 図は 1958~1964 年と 2002~2008 年の期間平均の可降水量インクリメントを示している。前者の期間の水蒸気観測はラジオゾンデによるもののみに対し、後者の期間には様々な衛星の水蒸気観測データが利用可能であることから、特に海洋上のインクリメントのパターンに大きな違いがある。JRA-55 の可降水量を独立なマイクロ波放射計リトリバルと比べると、後者の期間に大きな加湿インクリメントが見られる領域は、JRA-55 が乾燥バイアスを示す領域と概ね対応している（図略）。又、後者の期間のインクリメントのパターンから、積雲対流活動の活発な領域で、予報モデルに乾燥バイアスがあることが示唆される。

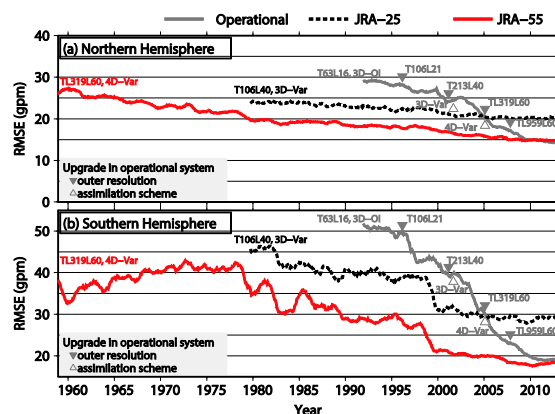
2.6.3 2日予報スコア

プロダクトの時間均質性や、それに対する観測システムの影響を評価するために、JRA-55 では毎日 12UTC から短期予報を実行している。第 2.6.5 図は JRA-25、JRA-55 及び気象庁現業システムの北半球と南半球の中・高緯度における 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差を示している。これらの予報スコアはそれぞれのデータ同化システムで作成された



第 2.6.4 図 可降水量インクリメント

(a) 1958~1964 年の平均値、(b) 2002~2008 年の平均値



第 2.6.5 図 JRA-25、JRA-55 及び気象庁現業システムの 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差

検証対象はそれぞれの解析値。データ同化手法、及びアウトモデルの解像度の変更を併せて記す。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 北半球中・高緯度、(b) 南半球中・高緯度。

解析値を初期値・検証データとして計算されたもので、予報モデルも異なるため共通基準に基づいた比較ではないが、それぞれのプロダクトの時間均質性等を窺い知ることができる。

JRA-25 本計算実施以降、現業システムでは、長波放射過程の改良、4D-Var、VarBC の導入といった、様々な開発成果が導入されている。JRA-55 で

は、これらの成果を取り入れた 2009 年 12 月時点での現業システムの TL319 解像度版をもとに構築されたデータ同化システムを一貫して用いており、予報スコアの変動は観測システムの変遷や大気予測可能性の自然変動のみによるものである。これに対し、現業システムの予報スコアではそれらに加えてデータ同化手法や予報モデルの改良のインパクトも大きく表れており、このことから、JRA-55 プロダクトの時間均質性の高さが窺われる。又、2004 年 3 月時点の現業システムの T106 解像度版に基づいた JRA-25 システムと比べて、予報スコアに大幅な向上が見られる。特に、南半球における予報スコアの向上には、データ同化システムの改善に加えて、JRA-25 本計算実施以降に新たに取得した衛星観測データの利用も寄与しているものと考えられる。

JRA-55 では、1973 年の VTPR、1970 年代末の本格的衛星観測システム、1998 年の ATOVS、2006 年の GNSS-R0 の導入や、1980 年代前半の TOVS データの被覆率の変動に対応して予報スコアに比較的大きな変動がみられており、JRA-55 システムは縮退した観測システムのもとでの性能に課題があると言える。なお、南半球では、非衛星期間に予報スコアが徐々に悪化する傾向が見られるが、観測データ利用数はむしろ増加しており（第 2.2.2 図 (d)、(e)）傾向は必ずしも一致していない。この期間の観測システムのもとでは JRA-55 データ同化システムが十分な性能を発揮できていなかった可能性も窺われる。

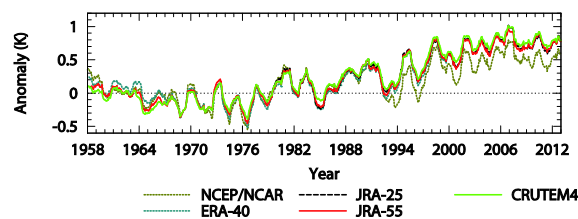
2.7 JRA-25 からの改善点

2.7.1 気温解析値の時間均質性

再解析での長期変化傾向の再現性については、これまでも様々な調査が行われており、初期の再解析については時間均質性の問題が指摘されているが、その後の再解析では改善が報告されている (Santer et al. 2004; Simmons et al. 2004, 2010, 2014)。JRA-55 は、過去半世紀を対象とする全観測システムによる再解析としては ERA-40 以来のものであり、数十年規模変動や気候変化に関する研究を含む幅広い分野での利用が期待されるため、その時間均質性を評価しておくことは非常に重要である。ここでは、JRA-25 を含むこれまでの再解析や独立した観測データセットで再現されている長周期変動や長期変化傾向との比較を行う。

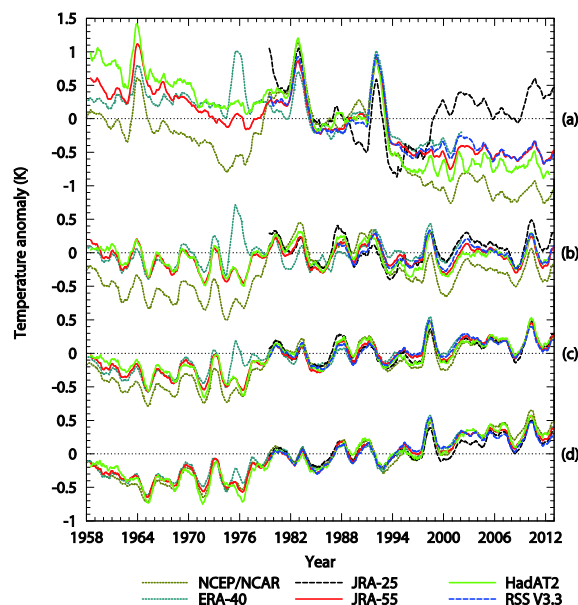
(1) 陸上地上気温

第 2.7.1 図は、陸上地上気温について、Climatic Research Unit (CRU) 気温データセット (CRUTEM4, Jones et al. 2012) の時系列と、NCEP/NCAR 再解析、ERA-40、JRA-25、JRA-55 のものとの比較を示している。なお、再解析の時系列は CRUTEM4 でデータが存在する格子のみを用いて算出されたものである。JRA-55 では JRA-25 で用いたものと同じ地上解析手法を基本的には用いているため、陸上 2m 気温の長周期変動の再現性は JRA-25 のものと非常によく似ている。ERA-40 と比べると、JRA-55 の方が CRUTEM4 に近い長期変化傾向が再現されているが、CRUTEM4 と JRA-55 の昇温量には 1990 年代末以降に 0.1K 弱の差が見られる。この差は CRUTEM4 と JRA-55 での観測データの使用方法の違いと関連している可能性が考えられる。CRUTEM4 は島嶼や海岸部も含む陸上の観測データのみに基づいている。一方、第 2.3.2 項 (1) で述べたように、JRA-55 の地上解析では島嶼や海岸部の地上観測データを利用していない。そのため、沿岸域の船舶による海上観測 (SHIP) やブイによる観測 (BUOY)、加えて背景場を通して SST 解析値によ



第 2.7.1 図 CRUTEM4、NCEP/NCAR 再解析、ERA-40、JRA-25、JRA-55 の 12 か月移動平均陸上地上気温偏差時系列

JRA-25 を除き、偏差はそれぞれのデータセットの 1961 ~ 1990 年の期間の月気候値に対して計算されている。JRA-25 については、まず 1981 ~ 2010 年の期間の月気候値に対して偏差を計算し、次に 1979 ~ 1990 年の期間の偏差の平均値が JRA-55 のものと同じ値になるように調整している。なお、再解析の時系列は CRUTEM4 でデータが存在する格子のみを用いて算出されたものである。



第 2.7.2 図 (a)下部成層圏、(b)対流圏上層、(c)対流圏中層、(d)対流圏下層の気温偏差の 82.5°N ~ 82.5°S の領域平均の 12 か月移動平均値の時系列

RSS V3.3 の時系列は MSU チャンネル 4、3、2 の観測値とその対流圏下層への外挿値であるのに対し、HadAT2、NCEP/NCAR 再解析、ERA-40、JRA-25、JRA-55 の時系列は気温から計算した MSU 等価量である。偏差はそれぞれのデータセットの 1979 ~ 1998 年の期間の月気候値に対して計算されている。

て島嶼や海岸部の格子点の解析データが影響され得る。

(2) 対流圏下層から下部成層圏

第 2.7.2 図は、対流圏下層から下部成層圏まで

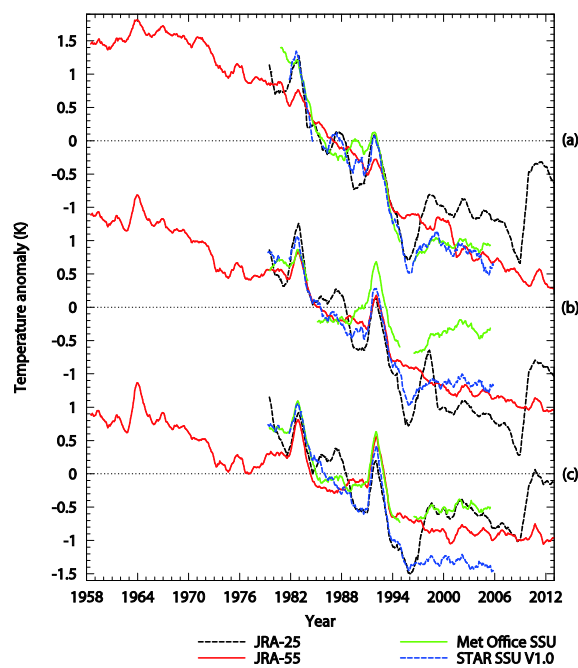
の4層の気温偏差を $82.5^{\circ}\text{N} \sim 82.5^{\circ}\text{S}$ の領域で平均したものについて、JRA-55 の月別時系列と、既存の再解析データ、及び独立な観測データセットのものとの比較を示している。独立な観測データセットとして、ここでは、ハドレーセンターのラジオゾンデ気温プロダクト(HadAT2, Thorne et al. 2005)とリモートセンシングシステム(RSS)のMSU 及び AMSU マイクロ波探査計気温データV3.3(Mears and Wentz 2009a,2009b)を用いる。

JRA-25 の予報モデルには下部成層圏に顕著な低温バイアスがあり、観測システムの変遷やバイアス補正手法の変更に伴って気温解析値に大きなジャンプが生じる原因の一つとなっていた。JRA-55 では観測システムの変遷の影響が小さくなっており、特に 1970 年代以前の対流圏下層から対流圏上層については、NCEP/NCAR 再解析や ERA-40 と比べて、HadAT2 と非常によく似た変動が再現されている。

下部成層圏においても、JRA-55 では他の再解析に比べて HadAT2 や RSS に近い長周期変動が再現されているが、長期変化傾向については HadAT2 よりも下降トレンドが小さく見積もられている。McCarthy et al. (2008) は、HadAT の数十年スケールのトレンド推定値の不確実性について、自動均質化システムを用いて調査を行い、近隣観測所のラジオゾンデが共通の系統誤差を有する場合にバイアス補正量が過小評価される可能性を示唆している。このことが HadAT2 と JRA-55 の間で下降トレンドに差が生じた原因の一つとして考えられる。一方、JRA-55 で 2006 年まで用いた RAOBCORE v1.4 については、RAOBCORE の最新バージョン(v1.5)と比べて対流圏上層で上昇トレンドが大きく、下部成層圏で下降トレンドが小さいことが指摘されており(Haimberger et al. 2012)、JRA-55 において下降トレンドが過小評価されている可能性も否定できない。

(3) 中部成層圏から成層圏上端

第 2.7.3 図は、中部成層圏、上部成層圏、成層圏上端の気温偏差を $75^{\circ}\text{N} \sim 75^{\circ}\text{S}$ の領域で平均



第 2.7.3 図 (a)成層圏上端、(b)上部成層圏、(c)中部成層圏の気温偏差の $75^{\circ}\text{N} \sim 75^{\circ}\text{S}$ の領域平均の 12 か月移動平均値の時系列

英国気象局の SSU データセットと STAR の SSU データセット V1.0 の時系列は SSU チャンネル 3、2、1 の観測値であるのに対し、JRA-25、JRA-55 の時系列は気温から計算した SSU 等価量である。偏差はそれぞれのデータセットの 1980 ~ 1994 年の期間の月気候値に対して計算されている。

したものについて、JRA-25、JRA-55、及び独立な観測データセットの月別時系列の比較を示している。成層圏気温の観測データセットとしては、英国気象局の SSU データセット(Nash and Forester 1986; Nash 1988; Shine et al. 2008)と NOAA・衛星利用研究センター(STAR)の SSU データセット・バージョン 1.0(Wang et al. 2012)が現在利用可能だが、両者の時系列の間には大きな差があり、成層圏気温の長期変化傾向に関して、より信頼度の高い見積もりを得るためには、SSU の観測特性について理解を深める必要のあることが指摘されている(Thompson et al. 2012)。JRA-55 では、観測システム変遷の影響を小さくするため SSU の全チャンネルの輝度温度に VarBC を適用して直接同化している。

JRA-55 の時系列は JRA-25 と比べて観測システムの変遷の影響が小さくなっているが、長周期変

動の表現については、特に成層圏上端で SSU データセットのものよりも小さい。JRA-55 の予報モデルでは火山性エアロゾル、太陽定数、成層圏水蒸気量の年々変動が考慮されていないが、変分法バイアス補正は観測データのバイアスと予報モデルのバイアスを区別することができないため、解析場がモデル気候場に引きずられないようにするには、ラジオゾンデや GNSS-RO の様な“アンカー”的な観測データの存在が重要な要素となる。しかし、上部成層圏よりも上層ではそのような“アンカー”的な観測データは疎らである。その結果、変分法バイアス補正は成層圏気温チャンネルの観測データを完全に取り除くことができず、モデル気候場に引きずられて時間変動が小さくなったものと考えられる。

両 SSU データセットで表現されている長期変化傾向については、成層圏上端ではかなり一致しており、JRA-55 の時系列もそれに近い長期変化傾向を示している。しかしながら、中部及び上部成層圏における時系列では両 SSU データセットはかなりの相違を示している。JRA-55 の長期変化傾向は中部成層圏では英国気象局の SSU データセットに、上部成層圏では STAR の SSU データセットに近い。これらの相違の原因としては、SSU データセットの均質性に関する不確実性と JRA-55 における年々変動の過小評価の両方が可能性として考えられる。これらそれぞれの寄与を解明していくことが、各データセットで表現されている長期変化傾向の信頼性を評価する上で、必要であると考えられる。再解析の視点からは、予報モデルに現在考慮されていない前述の要因を取り入れることに加えて、変分法バイアス補正への依存を減らせるよう、較正における既知の問題の修正(Nash and Saunders 2013)や、上部成層圏気温チャンネルの放射伝達モデルを精緻化すること(S. Kobayashi et al. 2009)で、成層圏気温の変動の再現性を更に向上させることが可能と考えられる。

2.7.2 南アメリカ・モンスーンシステムの表現

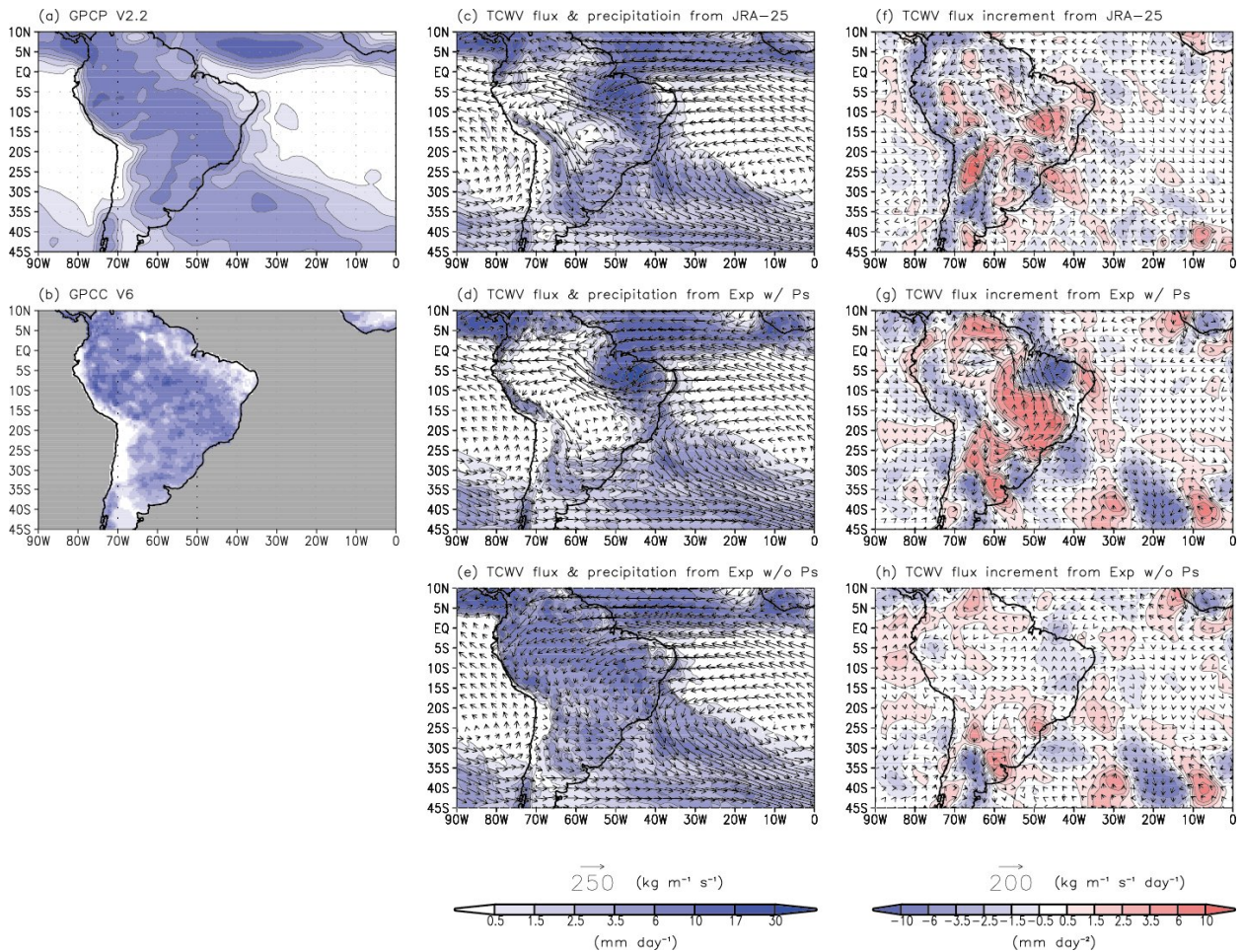
JRA-25 では南米アマゾン領域で観測地点高度

に誤りのある地上気圧データを使用したことにより、対流圏下層に人工的な高気圧性循環偏差が生じ、アマゾン川流域の乾燥バイアスにつながった(第 2.7.4 図(c))。このことから、JRA-55 予備実験は当初、問題の観測地点の地上気圧データを排除して行われたが、対流圏下層の人工的な高気圧性循環偏差は解消せず、南アメリカ・モンスーンシステム地域で依然として乾燥バイアスが生じていることが確認された(第 2.7.4 図(d))。

この地域の雨季の循環パターンは、1)南アメリカ大陸北岸からアンデス山系東縁を経て、ボリビア付近を南東方向に流れる水蒸気フラックスと、2)ブラジル南東部に流れ込む南大西洋亜熱帯高気圧縁辺流によるものとで特徴付けられることが知られている(Raia and Cavalcanti 2008)が、JRA-25、JRA-55 予備実験ともに、高気圧性循環インクリメントが水蒸気フラックスの大陸への流入を妨げており(第 2.7.4 図(f)、(g))。乾燥バイアスの一因となっていることが推測された。この高気圧性循環偏差は正の地上気圧インクリメントによるもので、この地域でメソ対流系が発生し始める 18UTC(現地の昼過ぎに相当)に最も強いものが見られた(第 2.7.5 図(a)、(b)、(c)、(d))。

正の地上気圧インクリメントが生じる根本的原因ははまだ特定されていないが、地上気圧観測データのバイアス、観測所高度の誤りに加えて、気象庁 GSM では太陽周期半日潮汐成分の再現性が観測のものに比べて約 10 度位相が早いこととの関連も考えられている(堀田大介、私信、2010)。JRA-55 予備実験の地上気圧インクリメントでは、熱帯域で波数 2 成分の西進が明瞭で、そのピークは太陽周期半日潮汐成分の節にほぼ対応している。南アメリカ周辺海域では地上気圧観測が疎らで、地上気圧インクリメントが陸域に局在化しやすいことも、高気圧性循環偏差が生じる原因の一つと考えられる。

ひとたび乾燥化すると、顕熱フラックスの増加により対流圏下層が加熱され、地上気圧の背景値が下降し、結果として、正の地上気圧インクリメントが強化される、というフィードバックがデー



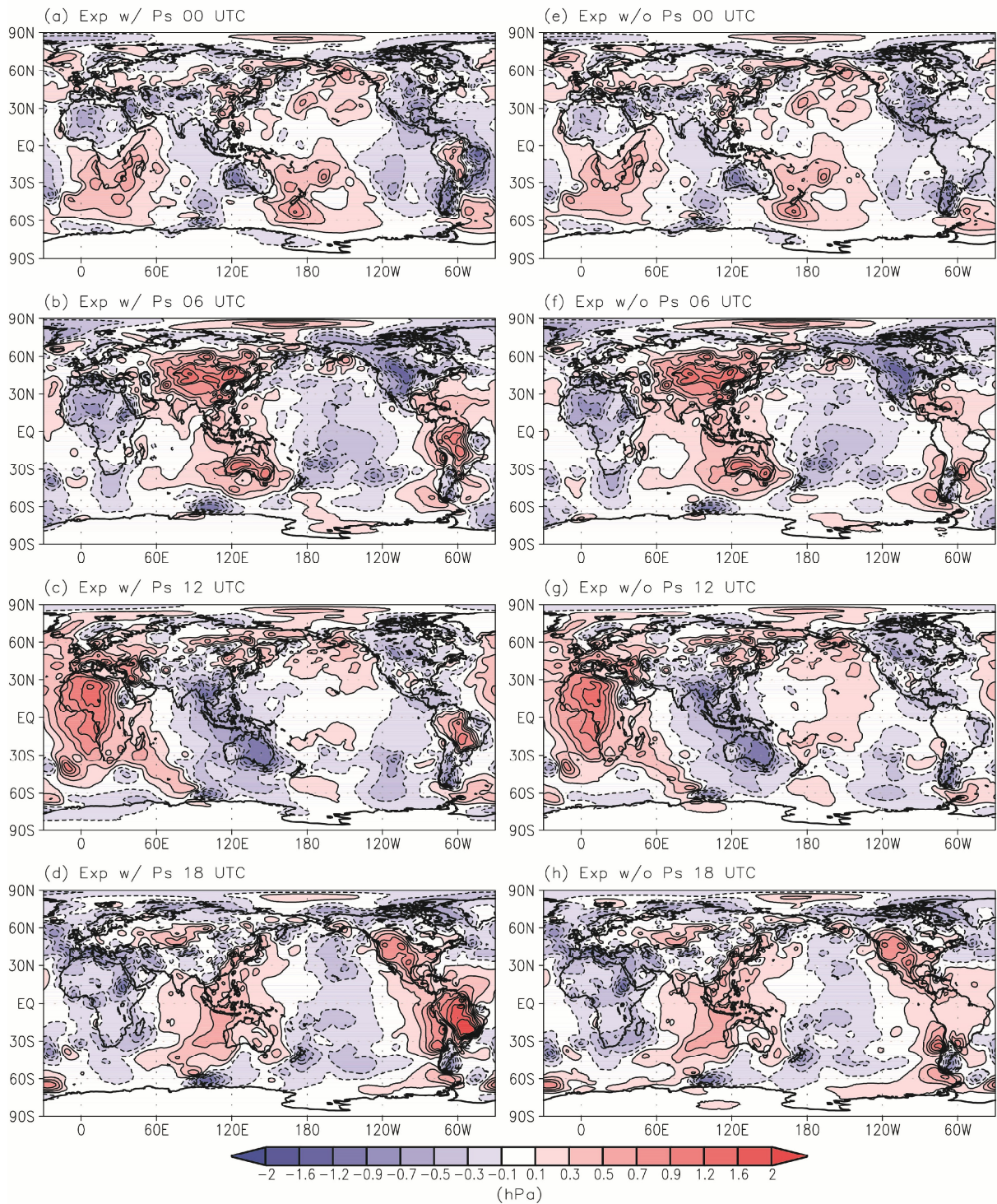
第 2.7.4 図 1979 年 11 月の (a~e) 降水量と (f~h) 鉛直積算水蒸気フラックスインクリメント

(a)GPCP V2.2、(b)GPCP V6、(c,f)JRA-25、(d,g) アマゾン川流域の地上気圧観測データを同化した JRA-55 予備実験、(e,h) アマゾン川流域の地上気圧観測データを排除した JRA-55 予備実験。(c~e) には鉛直積算水蒸気フラックス解析値も併せて示している。

タ同化システムの中で働いていた可能性も考えられる。JRA-55 の陸面解析では積雪データ以外に観測データが利用されておらず、土壌水分の拘束が不十分であることも一因と考えられる。

上記の問題の根本的解決には時間を要すると予想されたことから、JRA-55 では応急措置として、アマゾン川流域周辺の地上気圧観測データを全て排除することとした。1979 年 11 月を対象に行った実験では、地上気圧観測データの排除により、アマゾン川流域周辺の地上気圧インクリメントがほとんど見られなくなった他(第 2.7.5 図(e)、(f)、(g)、(h)) 鉛直積算水蒸気フラックスに見られていた高気圧性循環インクリメントも見られなくなり(第 2.7.4 図(h))、全球降雨計画(GPCP)バージョン 2.2(Adler et al. 2003)や Global

Precipitation Climatology Centre(GPCP)全データ再解析バージョン 6.0(Schneider et al. 2011)に近い降水量分布の再現が確認されている(第 2.7.4 図(a)、(b)、(e))。



第 2.7.5 図 1979 年 11 月の予備実験における地上気圧インクリメント

(a~d) アマゾン川流域の地上気圧観測データを同化、(e~h) アマゾン川流域の地上気圧観測データを排除。
(a,e)00UTC、(b,f)06UTC、(c,g)12UTC、(d,h)18UTC。

2.8 JRA-55 の基本特性

2.8.1 全球エネルギー収支

データ同化である再解析では、解析インクリメントにより、エネルギーバランスが厳密には保たれていない。故に、どの程度、現実のエネルギーバランスが再現されているかは、再解析の品質や様々な用途への有用性に関する有益な評価となり得る(Trenberth et al. 2011)。地球のエネルギーバランスの観測についても、特に衛星による直接観測ができない地表面のエネルギーバランスの見積りに大きな不確実性がある。Wild et al. (2013) は、Global Energy Balance Archive(GEBA)及びBaseline Surface Radiation Network(BSRN)による地上観測データをCoupled Model Intercomparison Project Phase 5(CMIP5)のシミュレーションの放射収支と組み合わせることにより、全球平均エネルギーバランスの新たな見積りを不確実性の幅とともに提案している。ここでは、JRA-55、JRA-25 で再現された年平均全球エネルギーバランスについて、Wild et al. (2013)の見積りを用いて評価する。更に、JRA-55 で計算された大

気上端の放射フラックスについて、Clouds and the Earth's Radiant Energy System(CERES)の衛星観測データ、及びJRA-25のものとの違いを考察する。

第2.8.1表と第2.8.2表は、Wild et al. (2013)、及びJRA-25、JRA-55における大気上端と地表面の年平均全球エネルギーバランスをそれぞれ示している。JRA-55のエネルギーバランスは、全球平均で見ると、大気上端外向き赤外放射フラックス、水循環、正味エネルギーフラックスを除き、概ねWild et al. (2013)の不確実性の幅に収まっている。特に、地表面下向き赤外放射フラックスについては、予報モデルの長波放射過程における水蒸気連続吸収帯の表現の改善により、Wild et al. (2013)の見積りに大幅に近づいている。

大気上端太陽放射反射量についてもWild et al. (2013)の見積りに近づいており、主に短波の晴天放射スキームの改良によるものと考えられる。加えて、砂漠域の陸面アルベド及び氷床上の雪面アルベドの改訂による地表面の太陽放射反射量の増加も寄与しているものと考えられる。

第 2.8.1 表 大気上端の年平均全球エネルギーバランス ($W m^{-2}$)

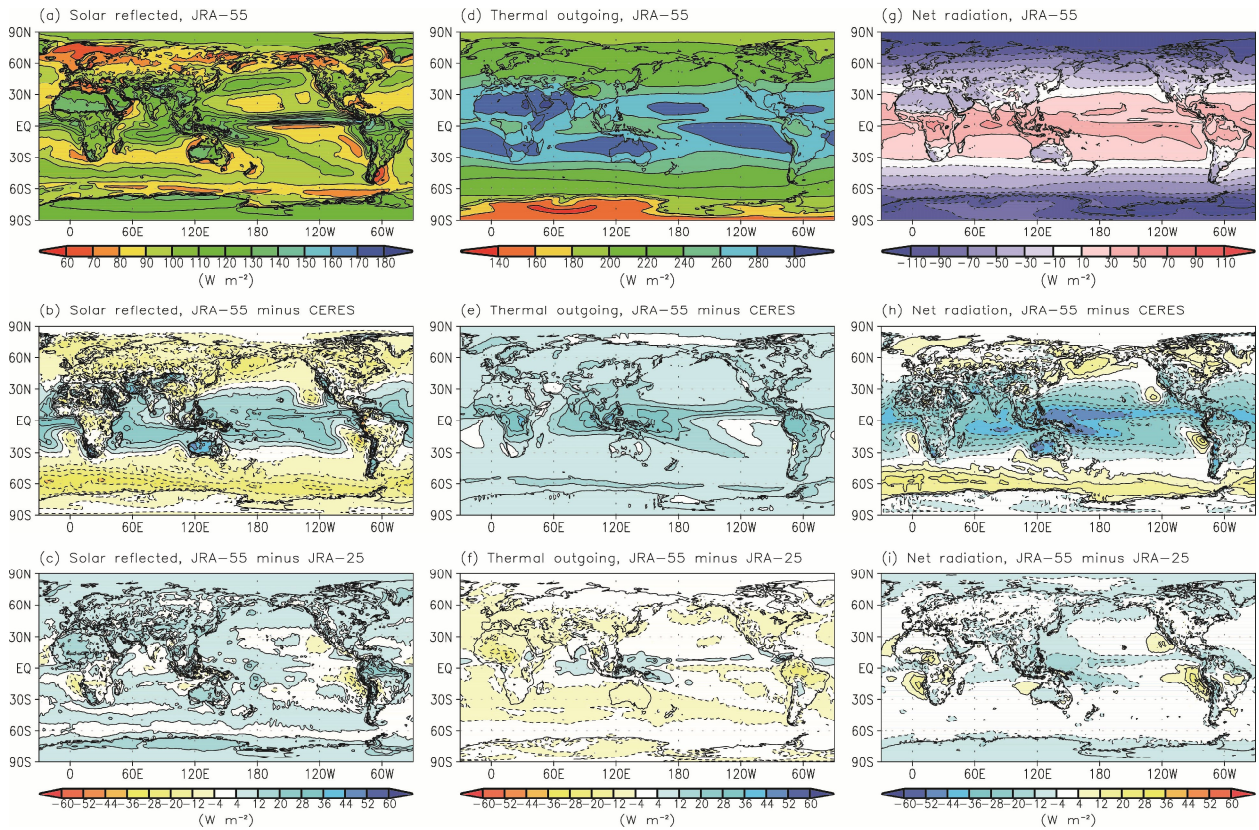
JRA-25 と JRA-55 の値は 2002 ~ 2008 年の期間平均であるのに対し、Wild et al. (2013)の値は 21 世紀初頭における現在気候を代表している。括弧内の値は不確実性の幅を表している。

	Wild et al. (2013)	JRA-25	JRA-55
太陽放射入射量	340(340,341)	341	341
太陽放射反射量	100(96,100)	95	100
外向き赤外放射	239(236,242)	255	251
残差(下向き)		-7.9	-10.0

第 2.8.2 表 地表面の年平均全球エネルギーバランス ($W m^{-2}$)

JRA-25 と JRA-55 の値は 2002 ~ 2008 年の期間平均であるのに対し、Wild et al. (2013)の値は 21 世紀初頭における現在気候を代表している。括弧内の値は不確実性の幅を表している。

	Wild et al. (2013)	JRA-25	JRA-55
下向き太陽放射	185(179,189)	197	189
太陽放射反射量	24(22,26)	25	26
地表面による太陽放射吸収量	161(154,166)	172	164
大気による太陽放射吸収量	79(74,91)	75	77
残差(下向き)	0.6(0.2,1.0)	-11.6	-11.2
下向き赤外放射	342(338,348)	327	338
上向き赤外放射	397(394,400)	399	400
顕熱	20(15,25)	20	20
蒸発	85(80,90)	91	93



第 2.8.1 図 大気上端における (a~c) 太陽放射反射量、(d~f) 外向き長波放射フラックス、(g~i) 正味放射フラックスの 2002~2008 年の期間平均値

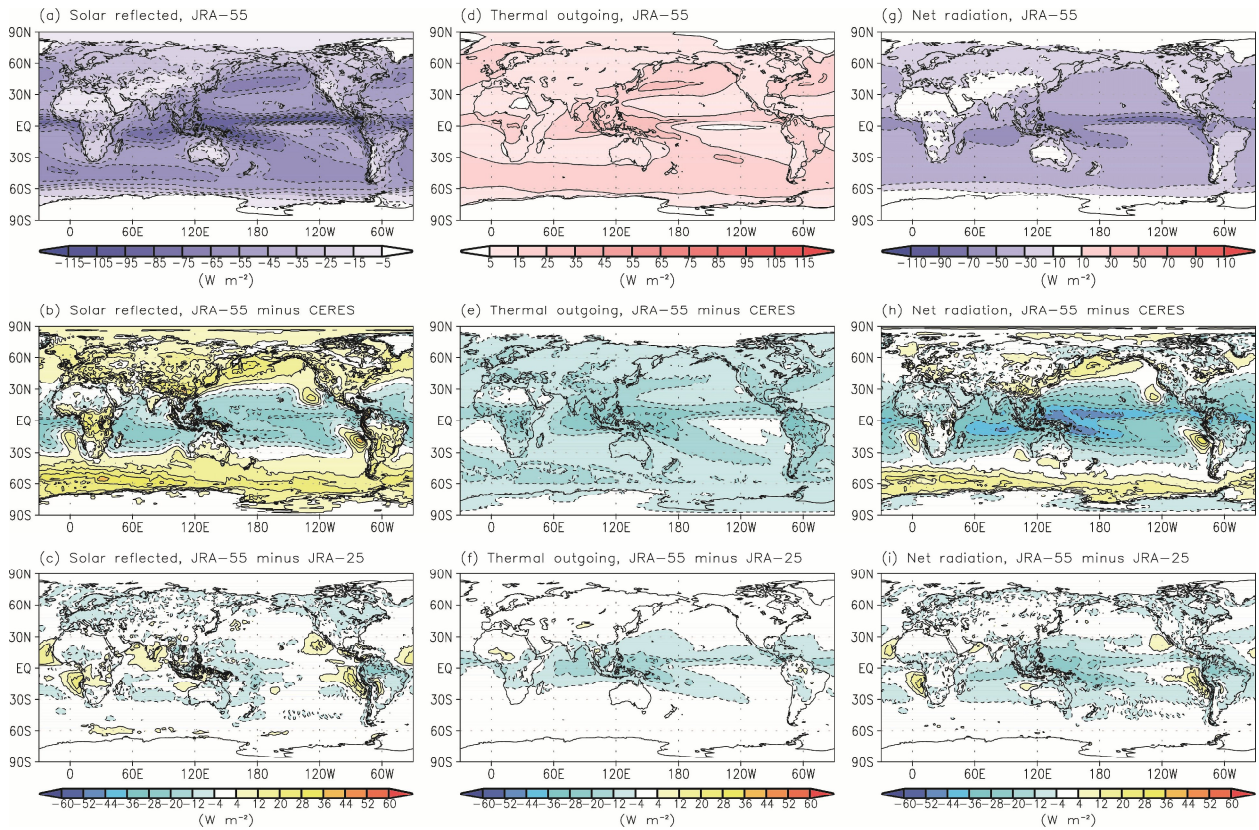
(a,d,g)JRA-55、(b,e,h)JRA-55 と CERES-EBAF ed. 2.7 の差、(c,f,i)JRA-55 と JRA-25 の差

太陽放射入射量が Wild et al. (2013) と僅かに異なっているが、これは、全太陽放射束密度として、Wild et al. (2013) が Kopp et al. (2005)、Kopp and Lean (2011) の最新の見積り ($1360.8 \pm 0.5 \text{ W m}^{-2}$) を用いているのに対し、JRA-25 と JRA-55 では以前の見積り (1365 W m^{-2} , Kopp and Lean 2011) を用いていることによる。

第 2.8.1 図は、JRA-55 の大気上端の放射フラックスと、CERES-Energy Balanced and Filled (EBAF) フラックスデータセット・エディション 2.7 (Loeb et al. 2009) と JRA-25 のものとの差の分布図をそれぞれ示している。JRA-55 の太陽放射反射量は JRA-25 のものから全般的に増加しており、特にアマゾン川流域と砂漠及び半砂漠域で大幅な増加が見られる。第 2.8.2 図は JRA-55 の大気上端における雲の放射への影響 (晴天放射 - 全天放射) と、CERES と JRA-25 のものとの差の分布図を示している。アマゾン川流域では雲による反射量が増加しており (第 2.8.2 図(c))、積雲対流活動の再現性

が改善されたことにより、太陽放射反射量の負バイアスが軽減されたものと考えられる。砂漠及び半砂漠域での増加についてはアルベドの改訂によるものであるが、サハラ砂漠上の負バイアスを軽減しているものの、その他の砂漠域の正バイアスを悪化させている。従って、サハラ砂漠とその他の砂漠域で同じアルベドを仮定することの妥当性について再評価が必要と考えられる。又、Trenberth and Smith (2008) で指摘された JRA-25 の熱帯、亜熱帯域における過大バイアスや、南極海における過小バイアスは、JRA-55 でも依然として見られる。現行の短波領域の雲放射過程では格子内の部分雲の鉛直相関が考慮されていないため、雲が鉛直方向に重なる傾向のある積雲対流活動の活発な領域で反射量が過大となる傾向があり (Kitagawa and Yabu 2002)、熱帯、亜熱帯域における過大バイアスにも関連していると考えられる。

大気上端外向き赤外放射フラックスについては、乾燥バイアスが緩和されたアマゾン川流域におい



第 2.8.2 図 大気上端における雲の放射への影響（晴天放射 - 全天放射）

(a~c) 太陽放射反射量、(d~f) 外向き長波放射フラックス、(g~i) 正味放射フラックスの 2002~2008 年の期間平均値。(a,d,g)JRA-55、(b,e,h)JRA-55 と CERES-EBAF ed. 2.7 の差、(c,f,i)JRA-55 と JRA-25 の差。

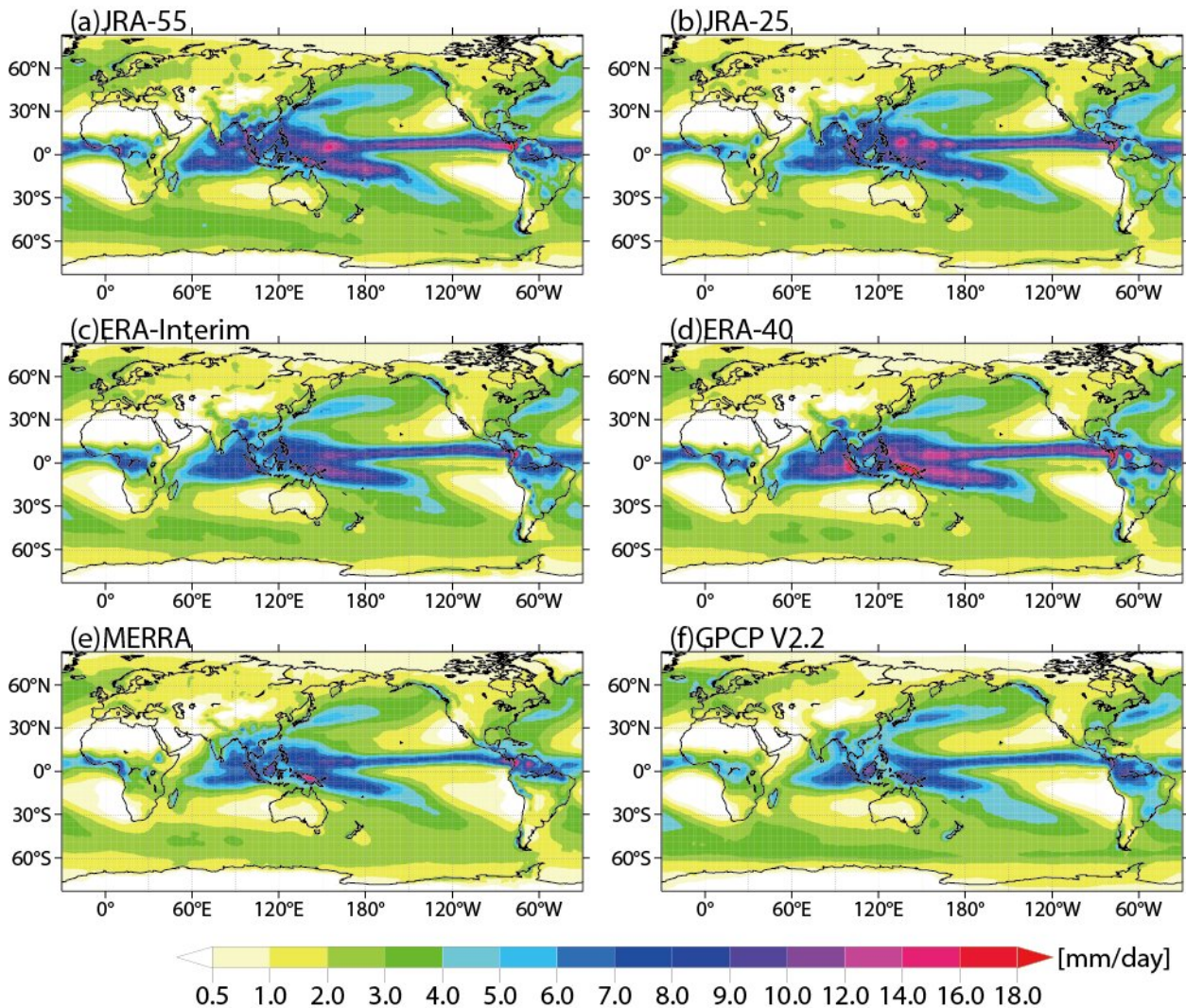
て降水量増加により正バイアスが顕著に緩和しているほか、中緯度でも全般に正バイアスが減少している。しかし、Trenberth and Smith(2008)で指摘された JRA-25 の熱帯域の対流活発な領域における過大バイアスは、JRA-55 でも依然として見られており、特に、赤道インド洋から西部熱帯太平洋、熱帯収束帯、南太平洋収束帯においては、JRA-25 よりも過大バイアスが悪化している。これは、これらの領域で雲の放射への影響が過小評価されていることが原因の可能性が高い(第 2.8.2 図(e)、(f))。

大気上端の太陽放射反射量と外向き赤外放射フラックスのバイアスにより、大気上端正味放射フラックスは、JRA-25 と同様に、JRA-55 でも依然として熱帯域での吸収と中・高緯度での射出が共に過小となっている。これらのバイアスは、ストームトラックの活動度の低下をもたらし、熱帯域から高緯度へのエネルギー輸送にも影響を及ぼし得る(Trenberth and Fasullo 2010)。これらのバイ

アスは予報モデルにおける雲放射強制力のバイアスに概ね一致することから(第 2.8.2 図)雲の表現(分布、高さ、光学的特性等)や雲の鉛直層間の重なり仮定に関連している可能性が高いと考えられる。これらの結果は、エネルギーバランスをより正確に再現するには、雲の表現を改善することが必要であることを示している。

2.8.2 降水量

降水、蒸発、大気の水蒸気輸送、河川流出といった一連の水循環のメカニズムを理解することは、気候監視や気候モデリングを高度化する上で非常に重要である。再解析では観測とモデリングの融合によってこれらの物理量を生成することが可能である。しかしながら、予報モデルには不確実性があり、観測データによる修正は水収支に人工的な湧き出し、吸い込みをもたらす、それは更に水循環のスピンアップ(スピンドウン)を引き起こす。又、観測システムの変遷が再解析における水



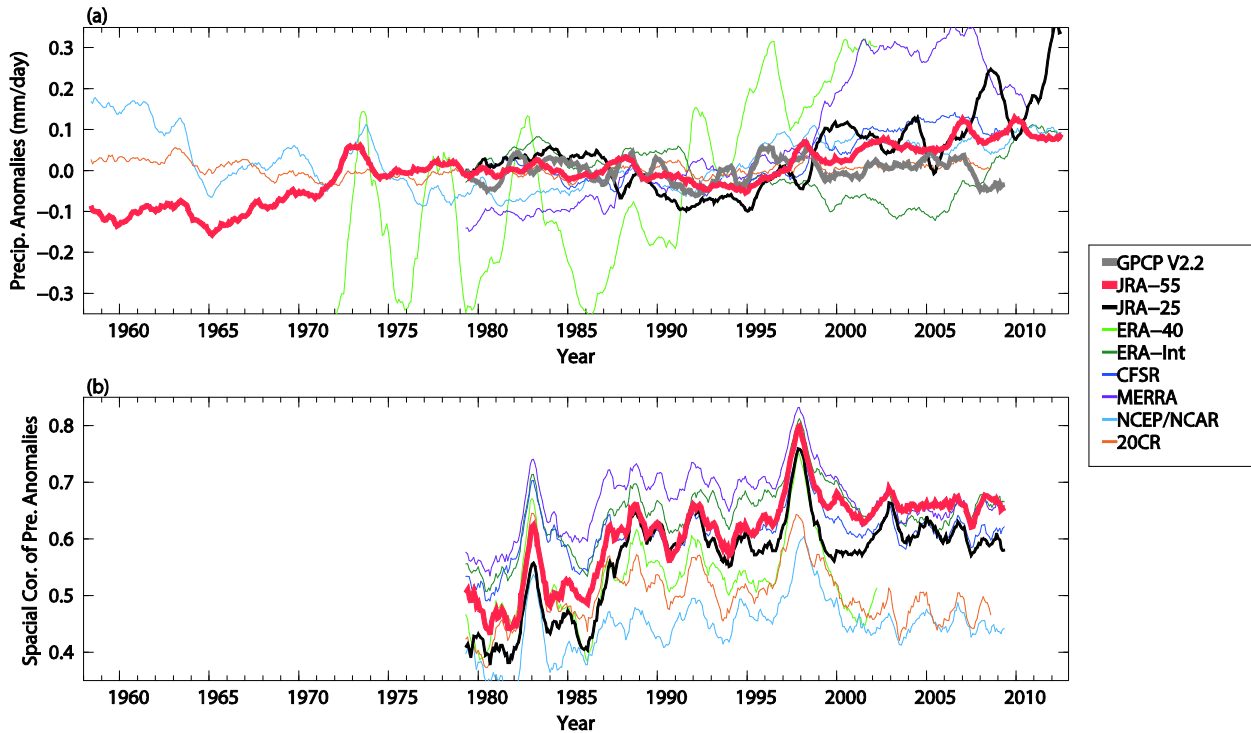
第 2.8.3 図 1980～2001 年の期間平均降水量

(a)JRA-55, (b)JRA-25, (c)ERA-Interim, (d)ERA-40, (e)MERRA, (f)GPCP V2.2

循環の表現に与える影響も大きい。これらの弱点のため、再解析の水文学的物理量、特に降水量、蒸発量等のモデル診断量を利用するには十分な注意が必要であると指摘されている (Bosilovich et al. 2011; Trenberth et al. 2011)。ここでは、JRA-55 で表現された水循環の主な特徴について、JRA-25 を含むこれまでの再解析や GPCP V2.2 と比較しながら述べる。

第 2.8.3 図は、JRA-55、JRA-25、ERA-Interim、ERA-40、Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA, Rienecker et al. 2011)、及び観測データである GPCP における気候学的全球降水量分布を示している。ほとんど

の再解析において、中・高緯度帯の降水量が寡少となっているが、その傾向が JRA-55 では改善されている。この傾向は、特に北緯 30 度より北の太平洋及び北大西洋で見てとれる。他方、JRA-55 は GPCP と比較して熱帯域で降水量が過剰な傾向にある。降水量が過剰な領域では、予報開始直後に降水量が過剰となり、その後、予報時間が進むにつれて降水量が減少する“スピンドウン”を示す傾向があり (図略) 又、加湿インクリメントが見られる領域 (第 2.6.4 図 (b)) との比較的高い相関も見られる。従って、JRA-55 の過剰な降水量は、積雲対流活動の活発な領域に見られる予報モデルの乾燥バイアスやスピンドウンと関連している可



第 2.8.4 図 (a)再解析と GPCP V2.2 の全球平均降水量偏差と、(b)12 か月移動平均した GPCP V2.2 との空間アノマリ相関
偏差はそれぞれのデータセットの 1980～2001 年の期間の月気候値に対して計算されている。

能性が考えられる。

第 2.8.4 図は再解析と GPCP V2.2 の全球平均降水量偏差と、GPCP V2.2 との空間アノマリ相関を示している。GPCP によれば、過去 30 年間の全球平均降水量にはほとんどトレンドが無いが、多くの再解析には大きなトレンドが存在し、ERA-40 や MERRA においては降水量が増加していることが分かる。その中で、JRA-55 の全球平均降水量偏差は、時間方向の変動が小さく安定性は優れている。20 世紀再解析(20CR, Compo et al. 2011)の時系列は更に安定しているが、その空間アノマリ相関は他の最新世代の再解析ほど高くない。これは、同再解析で使用されている観測データが地上気圧観測のみであることによるものと考えられる。JRA-55 の空間アノマリ相関は JRA-25 に較べて調査対象期間を通して 0.1 程度の改善を示し、1980 年代後半以降は 0.6 以上の値を保っている(第 2.8.4 図(b))。1980 年代後半に、JRA-55 及び他の多くの再解析でその品質が急激に向上しているが、これは Defense Meteorological Satellite Program 衛星

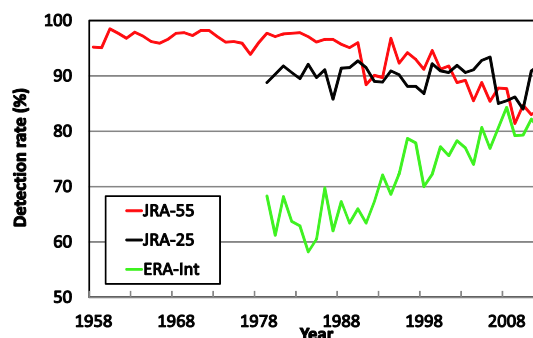
搭載の SSM/I による水蒸気観測の導入によるものと考えられる。それまでの期間については、MERRA、ERA-Interim、Climate Forecast System Reanalysis(CFSR, Saha et al. 2010)の空間アノマリ相関が他の再解析よりも高い。第 2.8.4 図(b)のもうひとつの特徴として、振幅の大きなエルニーニョ現象に対応して相関が高くなることが上げられる。特に、1997/1998 年のエルニーニョ現象では JRA-55 における相関係数は 0.8 を超えている。1990 年代末以降は、JRA-55 は ERA-Interim や MERRA と並び再解析の中で最も高い相関係数を示しており、その相関係数は 0.7 を超えている。JRA-55 の全球空間アノマリ相関に見られる大きな上昇トレンドは、降水量の再現性が他の最新世代の再解析に比べて衛星観測システムに大きく依存していることを示しており、特に 1990 年代末に衛星観測データが大幅に増加する以前の期間について、降水量の再現性を改善する必要性を示唆している。

2.8.3 熱帯低気圧

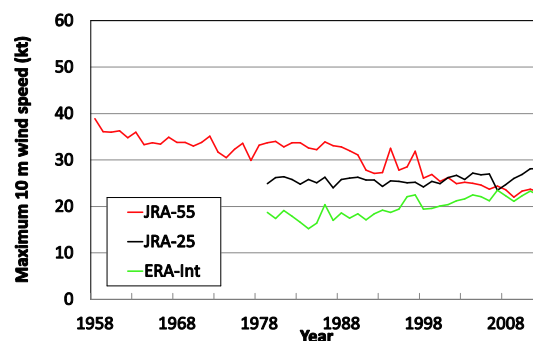
JRA-25 では、再解析としては初めて TCR が同化され、当時の他の再解析に較べて熱帯低気圧の良好な表現に貢献した(Hatsushika et al. 2006)。しかしながら、JRA-25 で使用した TCR にはベストトラックデータに由来する重複や位置情報の誤りが含まれていたことから、JRA-55 のために、ベストトラックデータの QC を改善して TCR の再作成が行われた。

第 2.8.5 図は、JRA-55、JRA-25、及び ERA-Interim における熱帯低気圧の全球検出率を示している。観測に基づいた熱帯低気圧の定義は最大風速が 34 ノット (17.5 m s^{-1}) 以上の熱帯擾乱であるが、この基準は格子点データには適用できないことから、代わりに、等圧面データに対する Hatsushika et al. (2006) の検出基準を採用した。この調査で用いた格子点データの水平解像度は、JRA-55 及び JRA-25 については 1.25 度、ERA-Interim については 1.5 度であるが、この解像度の違いについては調査結果に大きな影響を及ぼさないと判断し、同じ検出基準を適用した。JRA-55 における検出率は 1950 年代から 1980 年代まで約 95% を保っているが、その後時代と共に低下し、2000 年代では約 85~90% となっている。他方、JRA-25 では、2000 年代後半を除き、検出率は 90% 付近で期間を通してほぼ一定である(第 2.8.5 図)。第 2.2.2 図、第 2.2.3 図、第 2.2.4 図に見られるように、年代と共に再解析に利用できる観測データ(特に衛星観測データ)は増大しており、それに伴って検出率も向上するはずである。実際、ERA-interim における検出率は、年代と共に向上しており、1980 年代には 60% 程度だったものが、2000 年代には 75~80% に達している。

第 2.8.6 図は、JRA-55、JRA-25、及び ERA-Interim から検出された熱帯低気圧中心付近の地上 10m 最大風速の全球平均値を示している。JRA-55 においては弱化的トレンドが見られ、地上 10m 最大風速が 1960 年代には 35 ノット程度だったものが、2000 年代には 25 ノット程度に減少している。他方、JRA-25 では最大風速に明瞭なトレンドは見られ



第 2.8.5 図 JRA-55、JRA-25、及び ERA-Interim における熱帯低気圧の全球検出率



第 2.8.6 図 JRA-55、JRA-25、及び ERA-Interim から検出された熱帯低気圧中心付近の地上 10m 最大風速の全球平均値

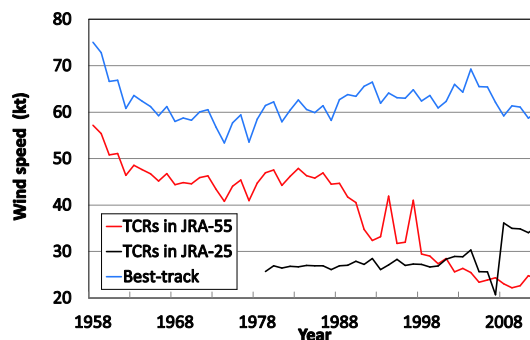
ない。TCR の様な人工的な熱帯低気圧情報を同化していない ERA-Interim においては、風速の増加トレンドが検出率の増加トレンドにつながっていると考えられる。ERA-Interim における熱帯低気圧の強化トレンドは、観測データの増加による熱帯低気圧の表現の改善を反映したものと容易に推測できるが、JRA-55 における熱帯低気圧の弱化的トレンドは観測データの増加の効果に反している。

第 2.8.7 図は、JRA-55 及び JRA-25 で用いられた TCR の全球年平均風速と、参考のためにベストトラックの全球年平均最大風速を示している。JRA-55 の TCR は、1960 年代から 1980 年代までは 40~50 ノット程度でトレンドが無くほぼ一定で、ベストトラックと整合的であった。それ以降は減少し、2000 年代には 20~25 ノット程度になっているが、ベストトラックにはそのような傾向は見られない。他方、JRA-25 においては、2000 年代後

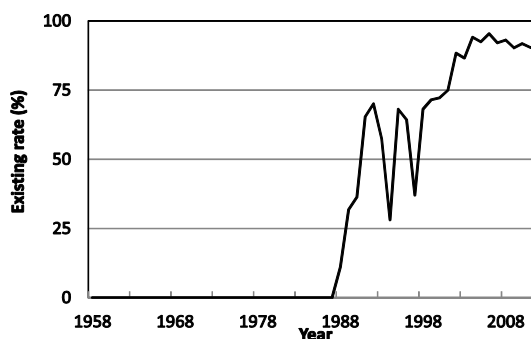
半を除けばTCRの全球年平均風速は約25ノットと一定であり、そのため検出率も調査対象期間を通してほぼ一定の値となっていると解釈することができる。

TCRは位置、最大風速、30ノット強風半径(R30)、移動速度から算出されているが、第2.8.8図はそのうちのR30が記録されているベストトラックデータの割合の年々変動を示している。ベストトラックにおいてR30の記録が始まったのは1980年代末からのため、JRA-25ではルックアップ表で代用された。他方、JRA-55ではこのルックアップ表は使用されず、ベストトラックのR30が使用された。R30が記録されていない熱帯低気圧に対しては予め決められた固定値が使用されたが、この固定値とベストトラックのR30との間に大きな差があったため、R30の有無により算出されるTCRの風速に大きな差が生じるといった結果となった。第2.8.7図と第2.8.8図を較べると、TCRの風速とR30の記録率との間には明瞭な負の相関があることが分かる。

JRA-55で用いたTCRは偽の弱化トレンドを示しているが、それでも熱帯低気圧を正しい位置に表現するには役立っており、それは、JRA-55では高い検出率が保たれていることから分かる。従って、個々の熱帯低気圧の事例解析に用いる場合などには、JRA-55が最適なデータセットとなることが期待される。しかしながら、JRA-55における熱帯低気圧の長期変化傾向は、TCR風速に見られる偽の弱化トレンドの影響を受けた可能性が非常に高い。TCR風速に見られる偽の弱化トレンドがJRA-55における熱帯低気圧の表現に与えた影響を評価するために、今後、更なる調査を行う予定である。



第2.8.7図 JRA-55及びJRA-25で用いられたTCRの全球年平均風速と、ベストトラックの全球年平均最大風速



第2.8.8図 R30が記録されているベストトラックデータの割合

2.9 結論

JRA-55 は 2009 年 12 月時点の気象庁現業データ同化システムの低解像度版(TL319)を用いて実施された。このデータ同化システムには、改良版長波放射過程や 4D-Var、衛星輝度温度のための VarBC といった、JRA-25 実施以降の様々な開発成果が取り入れられている。又、新たに整備された均質性の向上した観測データセットも可能な限り利用された。観測データとの適合度の改善や解析インクリメントの縮小、予報成績の向上からも明らかのように、これらの進展の成果を活用することによって、JRA-55 では、JRA-25 よりも物理的整合性が大幅に向上したプロダクトが作成された。

JRA-25 における主要な問題点の一つであった下部成層圏の低温バイアスについては、放射過程の改良、特に長波放射過程におけるドップラー型の吸収の表現の改善により、JRA-55 では解消された。地表面下向き赤外放射フラックスについては、長波放射過程の改良、特に水蒸気連続吸収帯の表現の改善により、観測による見積もりに大幅に近づいた。加えて、予報モデルにおける気候場の再現性の向上、ラジオゾンデ気温観測データのバイアス補正や衛星輝度温度データの取扱いの高度化により、JRA-55 の気温解析値の時間均質性は、既存の再解析データのものから大幅に向上した。もう一つの主要な問題点であったアマゾン川流域の乾燥バイアスについては、アマゾン川流域周辺の地上気圧観測データを全て排除するという応急措置によって、JRA-55 では緩和された。しかしながら、問題の根本的解決には更なる調査と改良を要する。

これまでに行われた品質評価により、対流圏上層における高温バイアス、対流圏下層における低温バイアス、対流活発域における可降水量の負バイアス、といった問題点も明らかとなった。対流圏上層における高温バイアスは、観測システムが充実するにつれて徐々に減少しており、観測システムの変遷の影響は、特に GNSS-R0 観測データの利用を開始した 2006 年 7 月にはっきりと現れている。プロダクトの時間均質性を高めるためには、

これらのモデルバイアスの更なる削減が必要である。予報モデルから導出される診断量には未だ大きな系統誤差があり、例えば、熱帯域の降水量が過多、大気上端太陽放射反射量が熱帯、亜熱帯域(南極海周辺)で過大(過小)、大気上端外向き赤外放射フラックスが対流活発域で過大なことや、全体として、大気上端、地表面における全球平均正味フラックスに、上向きに約 10 W m^{-2} の大きな不均衡がある。これらの診断量が気候用途に利用できるようになるまでには、モデルの物理過程の更なる改良が必要である。加えて、解析された熱帯低気圧の強度に不自然な長期変化があることも明らかとなった。この不自然な長期変化は TCR の算出方法に起因するものと考えられており、再解析における観測データの均質化の重要性を再認識させるものとなった。

JRA-55 データにおける長周期変動や長期変化傾向の再現性について、及びモデルの系統誤差や観測システムの変遷の影響について、更なる調査を可能とするために、気象庁気象研究所では、従来型観測データのみを使用した再解析(JRA-55C, C. Kobayashi et al. 2014)と、大気モデル相互比較プロジェクト(AMIP)型シミュレーション(JRA-55AMIP)を実施している。これらは、JRA-55 と共通の数値解析予報システムを用いて作成されており、JRA-55 と合わせて、JRA-55 ファミリーとして提供される。JRA-55 ファミリー間の相互比較により、データ同化システムや予報モデルの問題点が明らかにされ、将来の再解析における改善へと繋がっていくことが期待される。

将来の再解析に向けて、海面境界条件の高解像度化も検討が必要と考えられる。Nakamura et al. (2008) は対流圏の循環とその変動性に対する中緯度の海面水温前線の重要性を指摘している。JRA-55 で用いた COBE-SST は $1 \text{ 度} \times 1 \text{ 度}$ 緯度/経度の解像度で現地観測のみを用いて作成されたものであるが、中緯度の海面水温前線の表現は十分とは言えない。衛星時代については、衛星観測データをできるだけ用いた高解像度 SST データの利用を検討すべきと考えられる。

又、観測データセットの拡充も再解析の更なる発展に欠かすことができない。過去の観測データの発掘、整備や過去の衛星観測データの再処理等の活動が、ERA-CLIM¹や SCOPE-CM 等の国際プロジェクトにより実施されている。これらのプロジェクトにより整備される観測データセットは再解析の品質向上に不可欠と考えられる。

謝辞

JRA-55 プロジェクトは、気象庁の関係各署の協力のもとに実施された。JRA-55 で用いたデータ同化システムは、数値予報課における長年の数値予報技術の開発成果に基づいている。気象衛星センターでは、GMS、MTSAT の AMV、CSR データの再処理が行われた。日別 3 次元オゾンデータは、環境気象管理官の協力のもと作成された。又、気候情報課、及び気象研究所の多くの職員が本計算の当初からプロダクトの品質評価に貢献している。

JRA-55 で用いた観測データの収集においても、多くの方々や機関の支援を受けた。JRA-55 観測データセットの主要部分は、ECMWF から提供された ERA-40 観測データセットである。NOAA の Michael Fiorino 博士には、TCR を再作成し、準リアルタイム作成用にソフトウェアを提供していただいた。加えて、付録 2.A に示した通り、多くの機関から様々な観測データの提供を受けた。

衛星輝度温度データの同化には、欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) Satellite Application Facility on Numerical Weather Prediction (NWP SAF) により開発された RTTOV-9.3 を利用した。英国気象局の Roger Saunders 博士からは、VTPR、GMS-5 用の最新の放射伝達係数を提供していただいた。

岩崎俊樹東北大学教授を委員長とする長期再解析推進委員会の委員の先生方からは、JRA-55 プロジェクト開始当初から、再解析実施に関わる様々な側面にわたって貴重な助言をいただいた。又、外部から 27 名の研究者に、プロダクトの公開に先

立って品質評価に協力していただいた。

JRA-55 プロジェクトは、これら様々な方面からの協力によって実現された。JRA-55 プロジェクトに協力いただいたすべての方々に、著者一同、厚く御礼申し上げる。

¹ <http://www.era-clim.eu/>