

# 要旨

データ同化は、観測データと予報モデルを使い、大気の最も確からしい状態を推定するものであり、より良いデータ同化手法を開発することは、日々の天気予報のみならず、気象や気候の基礎研究にも貢献する重要な課題と言える。Ensemble Kalman Filter (EnKF) は、解析値だけでなくその誤差についても、観測により最適に制御しようとするデータ同化手法である。しかし数少ないアンサンブルメンバーでは、誤差共分散を見積もある際のサンプリングエラーが大きく、特に離れた点同士の相関が不自然に大きく見積もられることが知られている。EnKF の一種として Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF) が挙げられる。LETKF のアルゴリズムでは、解析の際の解析領域を制限している。サンプリングエラーの大きい離れた点同士の相関をはじめから無視することで、その影響を最小化できる点で局所化は非常に重要な役割を果たしている。また局所化により高い計算効率を実現している。これまで LETKF での局所化スケール(解析領域のスケール)に着目した研究は非常に限られている。現業で LETKF を使用する際には最適な局所化スケールの設定が不可欠であるため、局所化スケールに関して調査し、その特性を明確にすることは大きな意味を持つ。本研究では、局所化スケールの違いによる精度の違いを予測可能性の観点から調査し、季節・領域における最適な局所化スケールを導くことを目的とする。局所化スケールとして  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ (3grid  $\times$  3grid)、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ (5grid  $\times$  5grid)、また  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ (9grid  $\times$  9grid) の水平スケールのみ異なる 3 種類を用い、北半球平均した 500hPa ジオポテンシャル高度(Z500)、熱帯平均した 850hPa 温度(T850)、降水に関して北半球冬季と夏季でそれぞれ相互比較をする(括弧内は本研究で使用した SPEEDY AGCM のグリッドで表現したもの)。この 3 種は Miyoshi and Yamane (2007) での結果を参考に選出した。

各季節、各変数に共通して局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  の予測精度が最も悪い結果となった。以下  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の比較結果である。

北半球冬季において、Z500 での差はほとんどなかった。T850、降水に関しては全球規模で  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対し有意な精度向上が見られた。降水に関して定量的には、北半球中緯度では 20 %～35 % の予測精度の改善が 30 時間程度継続し、熱帯では 15 %～35 % の改善が 90 時間程度継続することがわかった。

北半球夏季においても冬季同様、Z500 では有意な差は見られず、T850 では小さいながらも  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する有意な改善を示した。降水は、北半球中緯度では 10 %～15 % の改善が 30 時間程度継続し、熱帯では 20 % 程度の大きな改善が見られるものの改善は 12 時間程と非常に短い期間に限られていた。また北半球中緯度の陸上を除きほとんどの領域で  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  での予測精度が上回っていた。しかし北半球夏季では冬季に比べ両局所化の差は小さく、局所化スケールを変えることによる改善は冬季ほど期待できない。

冬季と夏季ともに、中緯度と熱帯とでは中緯度の方が大きな差が生じた。これは中緯度での現象が局所化スケール  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と同程度のスケールであることが要因と考えられる。また北半球中緯度での海上と陸上の比較から、海上で長期間にわたるより大きな精度向上が見られた。ここから、観測密度の小さい領域ほど局所化スケールの差は大きく、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  を用いる効果は大きいと考えられる。観測が非常に少ない南半球中緯度で最大 3 倍近い予測精度の差が生じたことからも裏付けられる。計算時間の差( $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  がより短時間)と有意な改善時間を考慮したとき、局所化スケールとして北半球冬季では北半球中緯度陸上のみ、北半球夏季では北半球中緯度陸上と熱帯に  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  を使用し、他領域では  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  を用いることが最適であると考えられる。

平成22年度 修士論文

予測可能性から見た Local Ensemble  
Transform Kalman Filter の性能調査  
-大気大循環モデルを用いて-

北海道大学大学院 環境科学院  
地球圏科学専攻 大気海洋物理学・気候力学コース

大嶋 彬

平成23年2月17日 提出

# 目 次

<b>1</b>	<b>はじめに</b>	<b>1</b>
1.1	データ同化 . . . . .	1
1.2	Ensemble Kalman Filter . . . . .	1
1.3	本研究の目的 . . . . .	3
<b>2</b>	<b>理論</b>	<b>5</b>
2.1	Kalman Filter . . . . .	5
2.1.1	時間発展 . . . . .	5
2.1.2	解析 . . . . .	5
2.2	Ensemble Kalman Filter . . . . .	6
2.2.1	時間発展 . . . . .	6
2.2.2	解析 . . . . .	6
2.2.3	Local Ensemble Transform Kalman Filter . . . . .	7
2.2.4	Smoothed Localization . . . . .	8
2.3	物理的解釈 . . . . .	8
<b>3</b>	<b>データセット</b>	<b>10</b>
3.1	モデル . . . . .	10
3.2	実験設定 . . . . .	10
<b>4</b>	<b>アンサンブル予報の評価方法</b>	<b>12</b>
4.1	Root Mean Square Error(RMSE) . . . . .	12
4.2	Ranked Probability Skill Score(RPSS) . . . . .	12
<b>5</b>	<b>アンサンブルサイズ</b>	<b>14</b>
5.1	Z500 . . . . .	14
5.2	T850 . . . . .	14
5.3	降水 . . . . .	15
<b>6</b>	<b>北半球冬季での比較</b>	<b>17</b>
6.1	Z500 . . . . .	17
6.2	T850 . . . . .	17
6.3	降水 . . . . .	21
6.3.1	全球平均 . . . . .	21
6.3.2	熱帯平均(20°S~20°N) . . . . .	21

6.3.3	北半球中緯度 ( $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ )	22
6.3.4	熱帶と中緯度の比較	22
6.3.5	北半球中緯度海上 (観測密度小)	28
6.3.6	北半球中緯度陸上 (観測密度大)	28
6.3.7	観測密度差による影響	29
6.3.8	南半球中緯度	29
<b>7</b>	<b>北半球夏季での比較</b>	<b>34</b>
7.1	Z500	34
7.2	T850	34
7.3	降水	38
7.3.1	全球平均	38
7.3.2	熱帶平均 ( $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$ )	38
7.3.3	北半球中緯度 ( $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ )	39
7.3.4	熱帶と中緯度の比較	39
7.3.5	北半球中緯度海上 (観測密度小)	44
7.3.6	北半球中緯度陸上 (観測密度大)	44
7.3.7	観測密度差による影響	44
7.3.8	南半球中緯度	45
<b>8</b>	<b>北半球冬季と北半球夏季の比較</b>	<b>49</b>
<b>9</b>	<b>まとめと議論</b>	<b>51</b>

# 1 はじめに

## 1.1 データ同化

データ同化は、観測データと予報モデルを使い、大気の最も確からしい状態を推定するものであり、近年発展が目覚しい研究分野である。データ同化のアルゴリズムは、ある時刻の大気の状態について数値モデルによる最新の予報値を第一推定値として、それを観測データで修正することによって最適な推定値(大気の最も確からしい値)を求めるというものである。より良いデータ同化手法を開発することは、日々の天気予報のみならず、気象や気候の基礎研究にも貢献する重要な課題と言える。

## 1.2 Ensemble Kalman Filter

アンサンブルカルマンフィルタ(Ensemble Kalman Filter : EnKF)は最近話題となっている最新のデータ同化手法のひとつである。カルマンフィルタ(Kalman Filter : KF)は1960年にKalmanが提唱したアルゴリズムで、時間発展が線形モデルで与えられ、誤差の確率分布関数がガウス分布で与えられる場合に、推定誤差を最小とする最適な解を与える。このアルゴリズムはコンピュータープログラムに適しているため、衛星追跡など幅広い分野で用いられてきた。しかし、自由度が非常に大きい現実的な大気モデルでは、このアルゴリズムを直接実装することはできない。これを解決する先駆的仕事として、Evensen (1994) はアンサンブル予報を用いて KF を近似的に実現する EnKF を提唱した。端的に言えば、アンサンブル予報が提供する予報のばらつきに関する情報を使って、近似的に KF を行うというものである。しかし数少ないアンサンブルメンバーでは、誤差共分散行列を見積もる際のサンプリングエラーが大きく、特に離れた点同士の相関が不自然に大きく見積もられることが知られている。気象研究ノート(露木義・川畠拓矢, 2008)では、EnKFと現在現業で使用されている同化手法である4次元変分法(4DVAR)の違いがまとめられている(表1)。アジョイントモデルが不要でモデル依存性がなく、実行が簡易である点でEnKFは優れていることがわかる。日々改良が目覚しい数値予報モデルに対し依存性がないことは大きな利点である。

現在EnKFにはEnsemble Adjustment Kalman Filter(EAKF)、Ensemble Transform Kalman Filter(ETKF)、Local Ensemble Kalman Filter(LEKF)など様々な手法が提案されている。その中のひとつに、Local Ensemble Transform Kalman Filter(LETKF)がある。LETKFのアルゴリズムでは、Local patchを用い各グリッドでの解析における解析領域を制限している。この局所化は、解析領域に含まれる観測は1、領域の外の観測は0とする観測の重み付けの効果がある。サンプリングエラーの大きい

離れた点同士の相関を始めから無視することで、その影響を最小化できる点で局所化は非常に重要な役割を果たしている。また局所化により高い計算効率を実現をしている。

LETKFに関する研究として、全球高解像度モデルを用いた実際の観測の同化実験がなされ、良好な結果を得ている(Miyoshi and Yamane, 2007)。また近年領域モデルへの適用もされ始めており、今後より盛んになる研究対象と考えられている(Miyoshi and Aranami, 2006)。さらに、4DVARとの比較もおこなわれている。Kalnay et al.(2007)では、LETKF(アンサンブルサイズ30)は同化窓24時間の4DVARと同程度の解析精度を持つことが示された(図1.1)。また200日間の同化に要する計算時間は、3次元変分法(3DVAR)で0.5時間、LETKFでは3時間、4DVAR(12時間の同化窓)で8時間、4DVAR(48時間の同化窓)で11.2時間となり、相対的にLETKFの計算効率は良いことがわかる結果もある(Hunt et al., 2007)。

	EnKF	4D-Var
時空間依存した背景誤差共分散	考慮される	考慮される
プログラムコード	単純	複雑
アジョイントモデル	不要	必要
観測演算子	フォワード変換のみ	接線形及びアジョイント演算子も必要
非定時観測	4次元EnKFにより適切に扱う	適切に扱う
初期値化の必要性	不要	必要
解析誤差	解析される	解析されない
限界条件	アンサンブルサイズ	同化ウィンドウの長さ

表1: EnKFと4DVARの比較(ゴシックは利点)

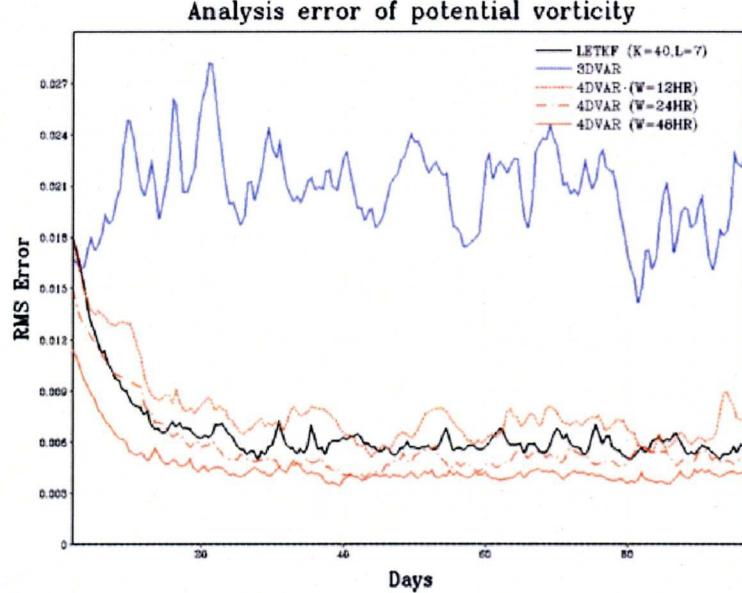


図1.1: 各データ同化手法における100日間のポテンシャル渦度の解析誤差。同化手法は3次元変分法(3DVAR)、LETKF(アンサンブルサイズ30、局所化スケール9grid×9grid(鉛直は全層))、4次元変分法(4DVAR)(同化窓12時間、24時間、48時間)の3種類であり、すべての手法で完全モデルシミュレーションに基づいて計算されている。観測密度は3%でモデル領域にランダムに分布している。(Kalnay et al., 2007)

しかし、LETKFのパラメータである局所化スケールは人工的なチューニングが必要で

あるにも関わらず、これまで局所化スケールに着目した研究は非常に限られている。その中でも特に Miyoshi and Yamane(2007) では局所化スケールに関して詳しく述べられている。その解析結果を一部示す。

図1.2、図1.3は局所化なし、また  $900\text{km} \times 900\text{km}$ 、 $1700\text{km} \times 1700\text{km}$ 、 $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  の各局所化スケールでの誤差共分散の水平分布と鉛直分布をそれぞれ示している。shaded 部は 95 %以上誤差共分散が有意な領域である。図1.2より、局所化なしの場合、有意な相関のない領域でノイズパターンが存在している。また  $900\text{km} \times 900\text{km}(11 \times 11)$  では無意味なノイズパターンはないものの、重要な相関構造を崩してしまっている。 $1700\text{km} \times 1700\text{km}(21 \times 21)$  は解析グリッド付近での流れに依存する誤差情報を良く再現している。しかし重要な相関のある領域の一部が含まれていない。 $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  では、有意な相関構造を含んでいるが、局所化なしの場合と同様に多くの領域でノイズパターンが見られる。図1.3においても、より厳しい局所化は有意ではない相関のダンプが見られるが、解析グリッド付近で誤差相関は円形になっており、流れに依存した相関構造を崩していることがわかる。以上から局所化スケールが大きすぎる場合には、解析地点から遠い点で偽の相関が見積もられてしまい、精度悪化につながる。また小さすぎても、流れに依存する構造を崩し EnKF の長所を壊してしまうことから、この研究では比較したなかで中程度の大きさである  $1700\text{km} \times 1700\text{km}$  を最適な局所化スケールとしている。

これまでの研究では、局所化スケールに関してこの程度に留められている。現業で LETKF を適用する際には最適な局所化スケールの設定が不可欠であるため、局所化スケールに関して定量的に調査し、その特性を明確にすることは大きな意味があろう。

### 1.3 本研究の目的

本研究は予測可能性の観点から、LETKF の局所化の効果を定量的に見積る。またその特性の調査を通して、季節・領域における最適な局所化スケールを導くことを目的とする。

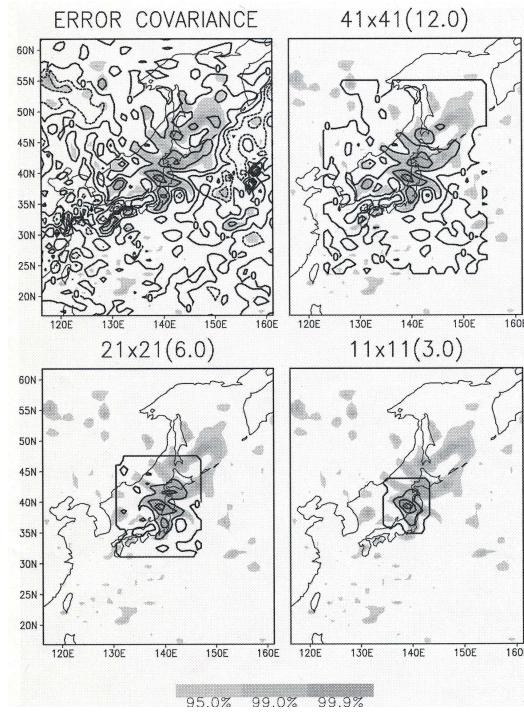


図 1.2: ランダムな時刻での温度における誤差共分散の水平分布である。左上は局所化なし、右上は  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ (41grid  $\times$  41grid)、左下は  $1700\text{km} \times 1700\text{km}$ (21grid  $\times$  21grid)、右下は  $900\text{km} \times 900\text{km}$ (11grid  $\times$  11grid) を局所化領域としたケースである。いづれも領域の中心が共分散の基準点となっている。センター間隔は  $0.01K^2$  であり、破線は負の共分散を示している。shaded 部は統計的に有意な誤差共分散を示す。(Miyoshi and Yamane,2007)

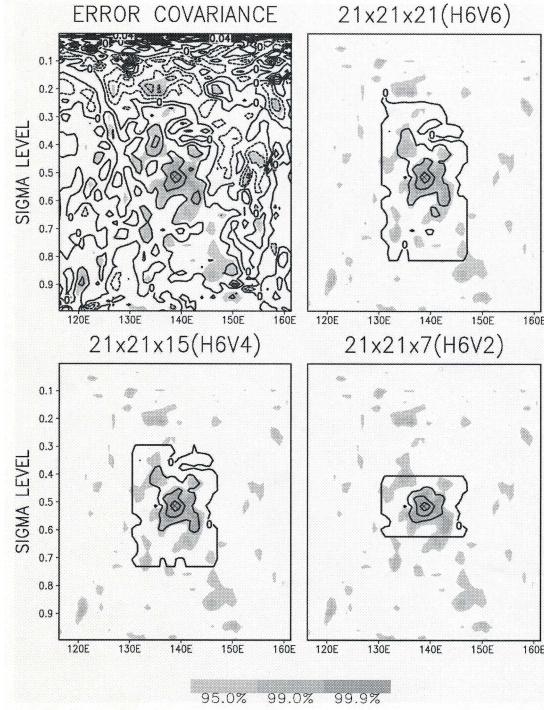


図 1.3: ランダムな時刻での温度における誤差共分散の鉛直分布である。左上は局所化なし、右上は  $1700\text{km} \times 1700\text{km} \times 0.42(\ln P)$ (21grid  $\times$  21grid  $\times$  21grid)、左下は  $1700\text{km} \times 1700\text{km} \times 0.3(\ln P)$ (21grid  $\times$  21grid  $\times$  15grid)、右下は  $1700\text{km} \times 1700\text{km} \times 0.14(\in P)$ (21grid  $\times$  21grid  $\times$  7grid) を局所化領域としたケースである。図 1.2 と同様。(Miyoshi and Yamane,2007)

## 2 理論

### 2.1 Kalman Filter

Kalman Filter(以下 KF) は時間発展が線形モデル、誤差の確率分布関数がガウス分布という 2 つの仮定の下、統計的な推定問題の最適解を与えるデータ同化手法である。時間発展プロセスと解析プロセスからなる。状態を  $m$  次元ベクトルで表す。また観測は  $l$  次元ベクトル、アンサンブルサイズは  $k$  としている。

#### 2.1.1 時間発展

時間発展のプロセスは線形なモデル  $M$  を用いて一時刻前の状態  $x_{i-1}^a$  を現在の状態  $x_i^f$  に射影する。

$$x_i^f = Mx_{i-1}^a \quad (2.1)$$

ここで、下の添字は時刻を表し、上の添字は解析 (a) 及び予報 (f) を表す。予報及び解析には誤差が含まれると仮定し、その誤差を誤差共分散行列  $P$  として時間発展させる。

$$P_i^f = MP_{i-1}^a M^T \quad (2.2)$$

$P$  は  $m \times m$  行列である。また誤差共分散行列の初期値は

$$P_0^a = \langle (x_0^a - x_0^t)(x_0^a - x_0^t)^T \rangle$$

より求められる。ここで  $\langle \bullet \rangle$  は統計期待値を表し、上の添字  $t$  は真の状態を表す。

#### 2.1.2 解析

解析のプロセスは、予報を観測データ  $y^o$  で修正するプロセス

$$x_i^a = x_i^f + K_i(y^o - H_i x_i^f) \quad (2.3)$$

及び、観測データを用いて状態の推定誤差を小さくするプロセス

$$P_i^a = (I - K_i H_i) P_i^f \quad (2.4)$$

からなる。 $I$  は単位行列であり、 $K$  は観測の影響を決定する  $m \times l$  の線形変換行列でカルマンゲイン行列を呼ばれる。観測がモデルの全格子上の全変数について得られることは通常あり得ないため、観測データはモデル変数と必ずしも一致せず、ここでは観測データが

モデル変数の線形写像  $H(l \times m)$  で表せると仮定している。誤差の 2 乗の総和 ( $P$  の対角和) が最小になるという条件で  $K$  は以下のように与えられる。

$$K_i = P_i^f H_i^T (H_i P_i^f H_i^T + R_i)^{-1} \quad (2.5)$$

ここで  $R_i$  は観測誤差共分散行列 ( $l \times l$ ) であり、この行列の逆行列が存在するとき、式 (2.4) より式 (2.5) は

$$K_i = P_i^a H_i^T R_i^{-1} \quad (2.6)$$

と書ける。以上に示した式 (2.1) から式 (2.5) が KF のアルゴリズムである。

## 2.2 Ensemble Kalman Filter

誤差  $P$  は解析変数の数の 2 乗の自由度を持ち KF はこれを陽に扱うため、もともと自由度が高い数値予報モデルで KF を実現することは計算上困難である。このため、少數のサンプルで誤差を表現するアンサンブル予報を応用したものが Ensemble Kalman Filter(以下 EnKF) である。具体的にはアンサンブル摂動(アンサンブルメンバーのアンサンブル平均からの残差)を誤差のサンプルとみなし、共分散行列  $P$  を推定する。

$$P = \frac{1}{k-1} \delta X \delta X^T \quad (2.7)$$

$\delta X$  は、各列が各アンサンブル摂動に対応した  $m \times k$  行列である。

### 2.2.1 時間発展

状態変数の時間発展は予報方程式 (2.1) と同じである。誤差の時間発展は

$$\delta X_i^f = M \delta X_{i-1}^a \quad (2.8)$$

と表される。上式はアンサンブル予報と考えることができる。このように誤差共分散の予報方程式はアンサンブル予報により実現される。

### 2.2.2 解析

ここでは平方根フィルタ (Square Root Filter : SRF) と呼ばれる解法について述べる。SRF ではアンサンブル平均を最も確からしい状態として、解析方程式 (2.3) をアンサンブル平均に対してのみ解く。つまり、(2.3) 式中  $x$  はすべて  $\bar{x}$  で置き換える。

$$\bar{x}_i^a = \bar{x}_i^f + K_i (y^o - H_i \bar{x}_i^f) \quad (2.9)$$

となる。摂動成分は摂動成分だけを取り出し、予報アンサンブル摂動を線形変換することにより導出する。

$$\delta X_i^a = \delta X_i^f T \quad (2.10)$$

$T$  は  $k \times k$  の線形変換行列である。予報アンサンブル摂動を解析アンサンブル摂動にアップデートするプロセスであることから、(2.10) 式をアンサンブルアップデートともいう。この変換行列  $T$  の導出手法の違いにより、EnKF は分類される。

また式 (2.10) は (2.4) と (2.7) により以下の式に変形できる。

$$\delta X_i^f T T^T (\delta X_i^f)^T = (I - K_i H_i) \delta X_i^f (\delta X_i^f)^T \quad (2.11)$$

### 2.2.3 Local Ensemble Transform Kalman Filter

LETKF は Hunt et al. (2007) により提案された EnKF の一種である。予報プロセスは予報方程式 (2.1)、(2.8) と同じである。ここでは解析過程に関して解説する。

LETKF ではまず、各グリッド毎に解析に必要なデータを取り出す。具体的には、 $\bar{x}^f$ 、 $\delta X^f$ 、 $H\bar{x}^f$ 、 $H\delta X^f$ 、 $y^o$ 、 $R$ において必要な行を抜き出す。以下、各 Local Patch での計算に焦点を当てる。解析領域でのモデル次元、観測次元をそれぞれ  $m$ 、 $l$  として表す。

アンサンブルアップデート (2.11) の右辺にカルマンゲイン (2.5)、共分散行列 (2.7) を代入し変形すると、

$$(I - K_i H_i) \delta X_i^f (\delta X_i^f)^T = \delta X_i^f (k-1) [(k-1)I + (H_i \delta X_i^f)^T R_i^{-1} H_i \delta X_i^f]^{-1} (\delta X_i^f)^T \quad (2.12)$$

を得る。(2.11) の左辺と比較すると、

$$T T^T = (k-1) [(k-1)I + (H_i \delta X_i^f)^T R_i^{-1} H_i \delta X_i^f]^{-1} \quad (2.13)$$

となる。ここで、 $k$  次元での解析誤差共分散行列を

$$\tilde{P}_i^a = [(k-1)I + (H_i \delta X_i^f)^T R_i^{-1} H_i \delta X_i^f]^{-1} \quad (2.14)$$

と定義すると、(2.14) 式及び (2.13) 式から、

$$T = [(k-1)\tilde{P}_i^a]^{1/2} \quad (2.15)$$

が得られる。ここで解析アンサンブル摂動から見積もられる  $P_i^a$  により、(2.6) 式を用いるとカルマンゲイン行列  $K$  は

$$K_i = \delta X_i^f \tilde{P}_i^a (H_i \delta X_i^f)^T (R_i)^{-1} \quad (2.16)$$

と書ける。以上のアンサンブル平均と摂動の解析方程式を合わせて、LETKF の解析方程式

$$\begin{aligned} x_i^a &= \bar{x}_i^f + K_i(y^o - H_i\bar{x}_i^f) + \delta X_i^a \\ &= \bar{x}_i^f + \delta X_i^f [\tilde{P}_i^a(H_i\delta X_i^f)^T(R_i)^{-1}(y_i^o - H_i\bar{x}_i^f) + ((k-1)\tilde{P}_i^a)^{1/2}] \end{aligned} \quad (2.17)$$

を得る。

#### 2.2.4 Smoothed Localization

実際に EnKF を用いる際重要なのは、数少ないアンサンブルメンバーで十分精度の高い誤差共分散を再現することである。より少ないメンバーであればあるほど、モデルの時間積分の計算回数を減らすことができ、より効率的に計算できる。しかし、数少ないアンサンブルメンバーでは、誤差共分散行列を見積もる際のサンプリングエラーが大きく、特に離れた点同士の相関が不自然に大きく見積もられることが知られている。

この解決法として smoothed localization がある。これは離れた点で小さくなるような重み関数を誤差共分散に乗じることで、遠く離れた点の誤差共分散を強制的に小さくする手法である。しかし局所化を強くするほど、以下で示す流れに依存する共分散が考慮されなくなる。

### 2.3 物理的解釈

アンサンブル予報により、流れに依存した誤差の情報が得られ、これが誤差の時間発展に相当する情報を与える。これを模式的に示したのが図 2.1 である。時刻  $t_i$  から  $t_{i+1}$  に時間発展する際、初期時刻  $t_i$  の解析誤差を考慮したアンサンブルメンバーが次の時刻  $t_{i+1}$ において予報誤差の分布を与える。初期時刻での誤差の広がり (太点線) に対し、終端時刻では誤差の広がりが大きく偏平になっており (太実線)、誤差情報は流れに依存したものとなっていることがわかる。

データ同化において、日々変化する予報誤差の情報を考慮する意味を模式的に示したのが図 2.2 である。観測誤差の広がりは観測に固有のもので事前に与えられている。3次元変分法など誤差の時間発展を考慮しない方法では、誤差の広がりは統計的な平均で与えられる。一方、EnKF では、アンサンブル予報の結果から誤差はその日特有の分布をすることがわかっている。データ同化の解は、双方とも観測データからは同じくらい離れているが、異なる場所に位置している。EnKF の解は、その日特有の誤差の広がりを考慮している点で、3次元変分法より優れたものと言える。

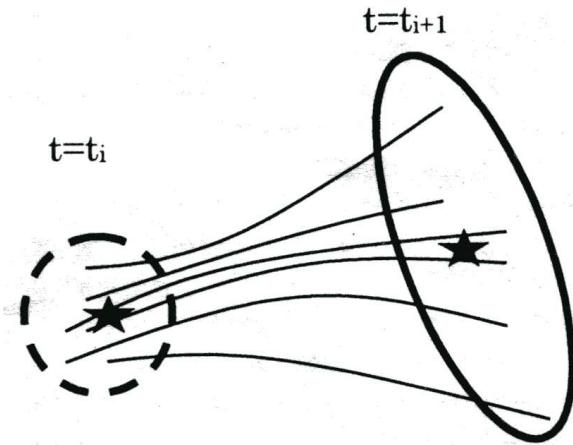


図 2.1: アンサンブル予報が日々の流れに応じた予報誤差の分布を与えることを示すモデル位相空間上の模式図。星は初期時刻  $t_i$  及び終端時刻  $t_{i+1}$  における最も確からしい状態を示し、円はそれらの誤差の広がりを示す。細実線は各アンサンブルメンバーの時間発展の軌道を示す。

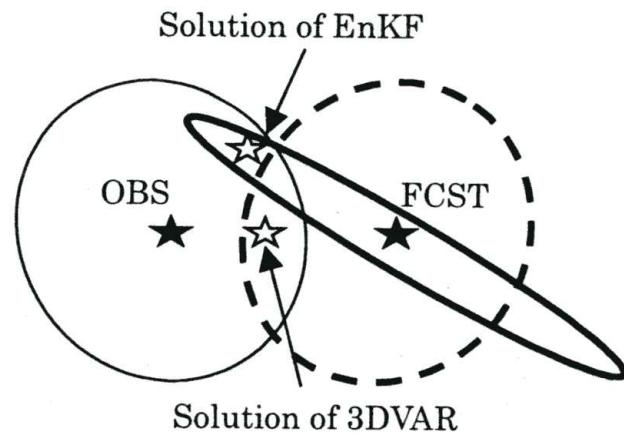


図 2.2: 3 次元変分法 (3DVAR) と EnKF の違いを示すモデル位相空間上の模式図。黒い星は、左は観測データ (OBS)、右は予報値 (FCST) を示しており、円はそれぞれの誤差の広がりを示す。観測データの誤差は細実線で示されている。予報値の誤差については、3DVAR では統計的平均 (太点線) が用いられるが、EnKF では日々変化する (太実線)。

## 3 データセット

### 3.1 モデル

本研究では、SPEEDY(Simplified Parameterizations primitivE-Equation DYnamics) という AGCM を使用した。解像度 T31L8( $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ 、鉛直  $\sigma$  座標系; 1.000, 0.950, 0.835, 0.685, 0.510, 0.340, 0.200, 0.080) のスペクトルモデルである。予報変数は水平風、気温、比湿、地表面気圧となっている。また output としてジオポテンシャル高度と 6 時間降水量が出力される。

### 3.2 実験設定

真値を 3 年間のスピンアップ後のシングルランとし、観測値は真値にランダムノイズを加えて生成した。水平風 (1.0m/s)、気温 (1.0K)、比湿 (10 %)、地表面気圧 (1.0hPa) を 6 時間毎に観測として地表面気圧以外各層に与えた(括弧内の値は観測誤差標準偏差)。観測地点の多くは陸上に作り、海上での観測はほとんどないと仮定した(図 3.1)。

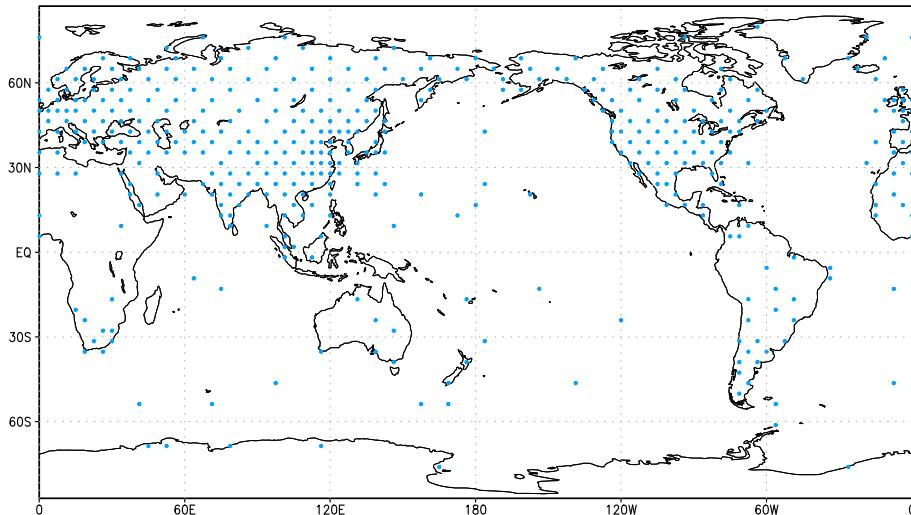


図 3.1: 本実験で用いた観測分布。青点は観測地点を示している。全観測地点数は 416、全グリッド数は 4608 であり、観測密度は 9.03 % となっている。

LETKF の同化サイクルは 6 時間とし、初期アンサンブルメンバーは同化時刻に近い月でのランダムな時間から選択した。アンサンブルサイズは実験結果から最良であると考えられるものを使用した。また smoothed localization としてガウス関数

$$w(r) = \exp(-r^2/2\sigma^2)$$

を観測誤差共分散行列の逆行列  $R^{-1}$  に乗じた。ここで  $r$  は解析点からの距離、 $\sigma$  は解析領域の大きさを表す局所化パラメータ (解析点から Local patch の一辺までの最小距離) である。

本研究では、局所化スケールとして Miyoshi and Yamane(2007) を参考にし、水平方向には  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ (3grid  $\times$  3grid)、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ (5grid  $\times$  5grid)、 $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ (9grid  $\times$  9grid) の 3 種類を用いた (括弧内は本研究で使用したモデルグリッドで表現したスケール)。また局所化スケールの鉛直方向にはどれも等しい値 ( $0.2[\ln P]$ (3grid)) を使用した。

モデル実験は北半球冬季、北半球夏季の一ヶ月予報をそれぞれ 12 事例サンプリングし、平均を評価対象とした。

## 4 アンサンブル予報の評価方法

本研究ではアンサンブル予報を次の2種類の指標を用いて評価する。

### 4.1 Root Mean Square Error(RMSE)

Root Mean Square Error(以下 RMSE)は次の式で表される。

$$RMSE = \sqrt{E[(F_i - T_i)^2]}$$

$E[\bullet]$  は平均、 $F_i$  は時刻  $i$  の予報値、また  $T_i$  は時刻  $i$  の真値をそれぞれ表す。RMSE は常に正の値となり、誤差の標準的な大きさを示す指標である。

### 4.2 Ranked Probability Skill Score(RPSS)

RMSE では真値とアンサンブル平均を比較し差を表すが、Ranked Probability Skill Score (以下 RPSS) は真値からの差だけでなくスプレッドの形も考慮した指標である。RPSS は以下の式で表される。

$$RPSS = \frac{RPS_{rf} - RPS_f}{RPS_{rf}} \quad (4.1)$$

$$-\infty < RPSS \leq 1$$

ここで RPS(Ranked Probability Score) は次の式で計算される。また下添字  $rf$  (*reference forecast*) は比較対象を、 $f$  (*forecast*) は評価対象の値をそれぞれ示す。

$$RPS = \frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K (CDF_{fc,k} - CDF_{obs,k})^2 \quad (4.2)$$

$$0 \leq RPS \leq 1$$

$CDF$ (*Cumulative Distribution of Forecast*) は積算値である。下の添字  $fc$ 、 $obs$  はそれぞれ予報値と観測値を示している。また  $K$  はカテゴリー数を表している。RPSS は  $-\infty$  から 1 までの値をとり、値が大きいほど予報(解析)精度が良いことを示す。一方 RPS は 0 から 1 までの値をとり、値が小さいほど予報(解析)精度が良いことを示す。

これらの指標の具体的な求め方について述べる。まず、各グリッドで各アンサンブルと観測を評価したい変数に関してカテゴリー分けをする。カテゴリー数、刻み幅は任意である。次に予報と観測それぞれ、カテゴリー数の若い順に積算していく。この積算値が  $CDF$  である。そして式 (4.2) の計算を行うことで各グリッドごとに  $RPS$  を算出する。以上の作業を基準となる予報、評価したい予報に関してそれぞれ行い、任意の領域で平均し

た後で式(4.1)に代入することにより  $RPSS$  を求めることができる。

本研究ではカテゴリー数を 100 とし 6 時間降水量、500hPa 平面のジオポテンシャル高度(以下 Z500)、850hPa 平面の気温(以下 T850)について解析する。

降水量は 3mm/6hr 以下は 0.1mm/6hr 刻み、3mm/6hr~14mm/6hr は 0.3mm/6hr 刻み、14mm/6hr~22mm/6hr は 0.5mm/6hr 刻み、また 22mm/6hr 以上は 0.7mm/6hr 刻みで振り分けていく。ジオポテンシャル高度に関しては第 3 層(700hPa)までは 10m 刻み、第 4 層(500hPa)は 15m 刻み、そして第 5 層(300hPa)以上は 20m 刻みでカテゴリーを作っている。また気温は 1K 刻みとしている。

さらに本研究では  $RPS_{rf}$ (比較対象)として局所化スケール 3500km × 3500km での結果を用いており、 $RPSS$  を 3500km × 3500km に対する改善率を表す指標としている。また各局所化間の差の有意性を、各サンプルの標準偏差を考慮した最小値から判定している。

## 5 アンサンブルサイズ

予測可能性からアンサンブルサイズ 10、20、40 の比較をおこなう。ここでは局所化スケールとして 1000km × 1000km を用いている。図 5.1 は北半球での Z500、熱帯での T850、全球での 6 時間降水量の各アンサンブルサイズの RMSE、アンサンブルサイズ 10 に対するアンサンブルサイズ 20 の RMSE の比、アンサンブルサイズ 20 に対するアンサンブルサイズ 40 の RMSE の比の時間発展をそれぞれ示している。

RMSE の比は以下の式より求めている。

$$RMSE_{ratio} = \frac{RMSE_{rf} - RMSE_f}{RMSE_{rf}} \quad (5.1)$$

下添字  $rf$ (reference forecast) は基準値を、 $f$ (forecast) は評価対象の値をそれぞれ示す。RMSE の比に関して、黒線は各サンプルの平均値、赤線は平均値の 24 時間移動平均である。またエラーバーは各サンプルのばらつきを示しており、このエラーバーの最小値が 0 % 以上であるとき有意な差があると定義した。以下の各局所化の比較においても同様な判定方法を用いる。

### 5.1 Z500

RMSE の時間発展から、予測 8 日目程度までアンサンブルサイズ 10 が最も大きく、予報精度が悪いことがわかる。また、アンサンブルサイズ 20 と 40 は同程度の精度となっている。アンサンブルサイズ 20 は 10 を予測開始から 2 日後まで約 35 % (最大 36.4 %) 改善させ、改善は予測 6 日目まで継続していることがアンサンブルサイズ 10 と 20 の比からわかる。一方、アンサンブルサイズ 20 と 40 の比からは有意な改善は見られない。

以上から、Z500 においてアンサンブルサイズ 20 は 10 に対して 35 % 程度 (最大 36.4 %) の大きな改善があるものの、20 と 40 の差はほとんどないと考えられる。

### 5.2 T850

RMSE の時間発展から、予測 6 日目程度までアンサンブルサイズ 10 の予測精度が最も悪く、40 が最も良い精度であることがわかる。アンサンブルサイズ 20 は 10 に対して予測初期から 3 日後まで約 20 % (最大 22.5 %) の改善、また 4 日目～8 日目は 15 % 程度の改善を見せる。一方アンサンブルサイズ 40 は 20 に対し、2 日後まで約 10 % (最大 11.2 %) の改善が見られる。およそ 5 日目以降は有意な改善は見られない。

以上から、Z500 と同様に T850 でもアンサンブルサイズ 20 と 10 の差が最も大きく、その改善率は 40 と 20 の 2 倍程度となっている。

### 5.3 降水

予測精度はアンサンブルサイズ 10 が最も悪く、予測 5 日目程度まで 40 が最良であることが RMSE の時間発展からわかる。アンサンブルサイズ 20 と 10 の比較から、20 の 10 に対する 3.75 %～15.9 % の精度改善が予測 8 日目まで継続することがわかる。またアンサンブルサイズ 40 は 20 に対し、5 % 程(最大 6.98 %) の精度改善が 36 時間継続することがわかる。以上から降水においても、アンサンブルサイズ 20 と 10 の差が最も大きく、改善率は 40 と 20 の 2 倍～3 倍となっている。

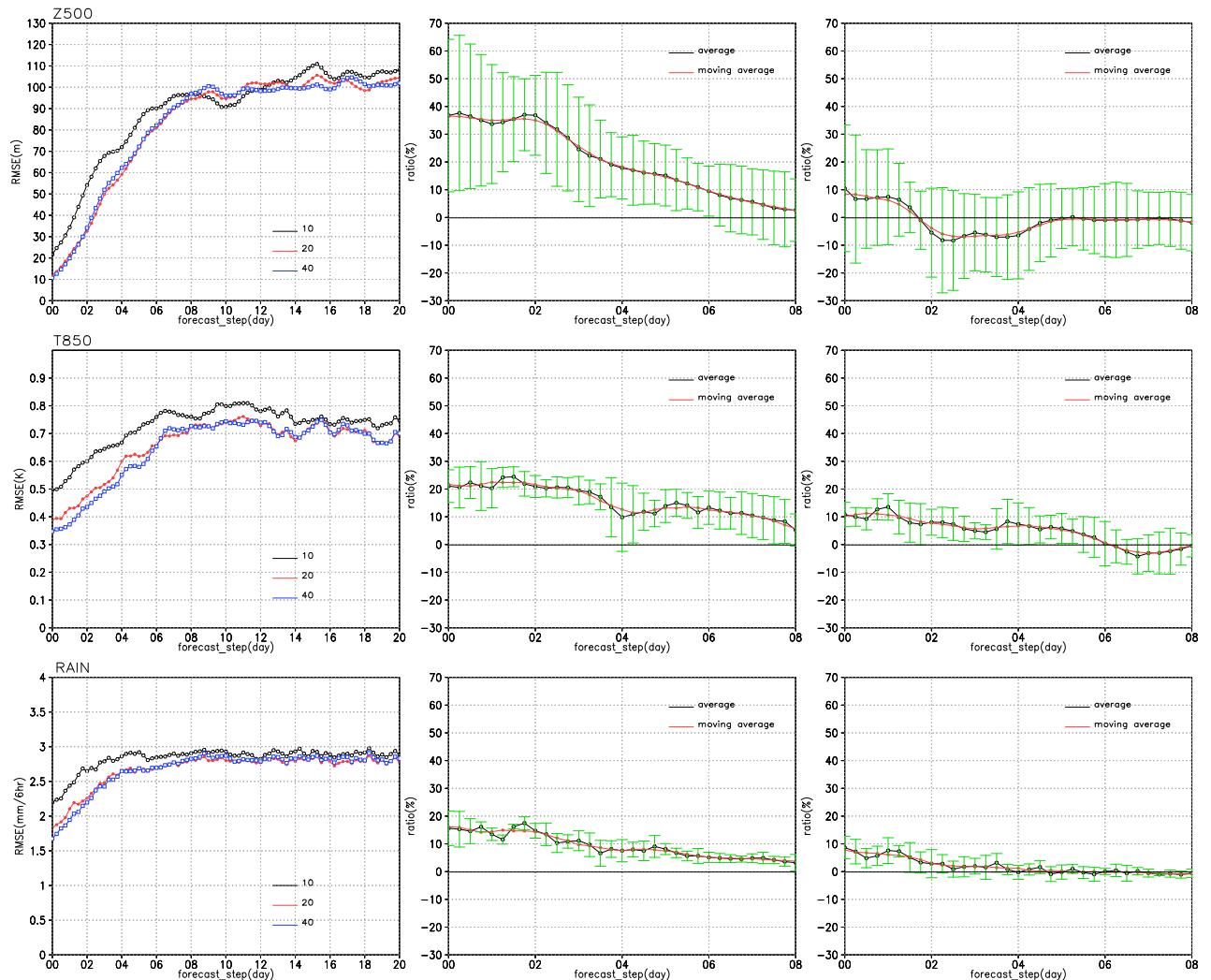


図 5.1: 各変数におけるアンサンブルサイズ 10、20、40 の比較結果。上段は Z500、中段は T850、下段は全球平均した 6 時間降水量での結果である。左列は RMSE の時間発展を表している。中列はアンサンブルサイズ 10 に対する 20 の比、右列はアンサンブルサイズ 20 に対する 40 の比である。中列と右列に関して、黒線は平均値、赤線は平均値の 24 時間移動平均を示している。

各変数においてアンサンブルサイズ 10 と 20 の RMSE の差は大きいものの、20 と 40 に大きな差はない。また計算時間(解析にかかる時間)を見てみると、アンサンブルサイズ

40 が最も計算コストがかかり、40 と 20 の差は 10 と 20 の差の 5 倍程度となっている(図 5.2)。以上の結果から、おこなった実験ではアンサンブルサイズとして 20 が最適であると考えられる。この結果を踏まえ、以下の実験では 20 アンサンブルメンバーを使用している。

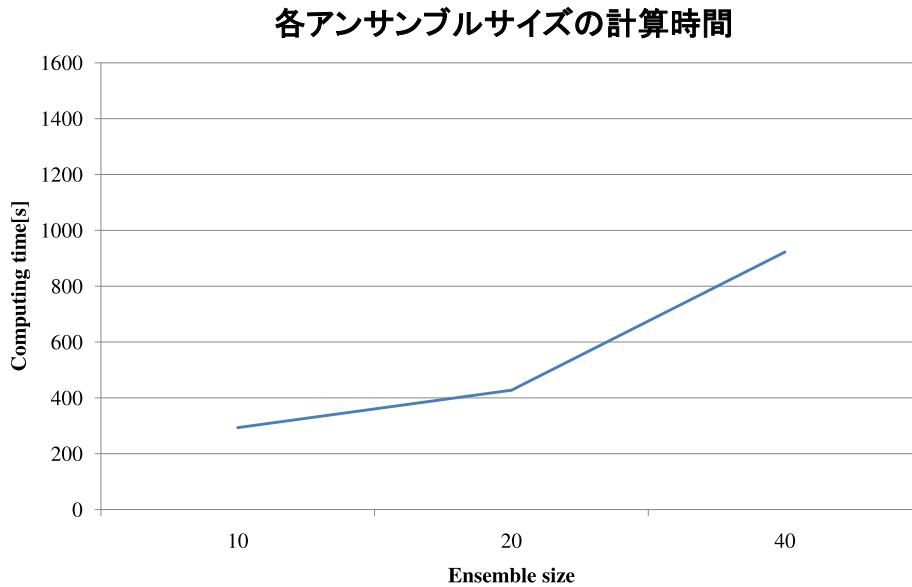


図 5.2: 各アンサンブルサイズの計算時間

## 6 北半球冬季での比較

北半球冬季における北半球での Z500、熱帯での T850、そして 6 時間降水量に関して各局所化間の比較をする。RMSE の比は(5.1)式より算出している。また RMSE の比と差、さらに RPSS の差は 0 %、RPSS の比は 100 % を有意性の判定基準としている。

### 6.1 Z500

図 6.1(a)(b)(c) はそれぞれ北半球での Z500 の RMSE、RMSE の比、RMSE の差の時間発展を示している。図 6.1(a) から予報誤差は予測 3 日目程度まで局所化スケール 1800km × 1800km で最も小さく、最も予測精度が良いことがわかる。また 3500km × 3500km は最大となり、最も精度が悪い。この結果を踏まえ、次に局所化スケール 1800km × 1800km と 1000km × 1000km を比較する。図 6.1(b)(c) はそれぞれ 1000km × 1000km に対する 1800km × 1800km の RMSE の比と差を示している。Z500 では RMSE の差、比とともに有意な差は見られない。

図 6.1(d)(e)(f) はそれぞれ局所化スケール 3500km × 3500km を基準とした RPSS、RPSS の比、RPSS の差の時間経過を示している。ここでは指標として RPSS を用い、1800km × 1800km と 1000km × 1000km の比較をおこなった。RPSS の時間発展から予測 3 日目程度まで 1800km × 1800km が最も大きく 3500km × 3500km を改善していることがわかる。しかし RMSE と同様に RPSS の比、差からは有意な差は見られない。

以上から Z500 では、局所化スケール 3500km × 3500km が最も精度が悪く、1800km × 1800km での予測精度が最も良い。しかし、局所化スケール 1000km × 1000km と 1800km × 1800km の差はほとんどないと考えられる。

### 6.2 T850

図 6.1 と同様、図 6.2(a)(b)(c) はそれぞれ熱帯での T850 の RMSE、RMSE の比、RMSE の差の時間発展を示している。図 6.2(a) から予報誤差は予測 10 日目程度まで局所化スケール 1800km × 1800km で最小となっている。また 3500km × 3500km での予報誤差は最も大きく、T850 においても最も予測精度が悪いことがわかる。1000km × 1000km と 1800km × 1800km の比較(図 6.2(b)(c)) より、1800km × 1800km は 1000km × 1000km に対し 10 % 程度(最大 12.5 %) の有意な改善があり、改善は予測開始から 90 時間継続していることがわかる。

図 6.1(d)(e)(f) と同様に、RPSS を用いて局所化スケール 1800km × 1800km と 1000km

$\times 1000\text{km}$  の差を調査する(図 6.2(d)(e)(f))。RPSS の時間発展(図 6.2(d))から予測 7 日目まで  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  がより大きく  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を改善していることがわかる。また RPSS の比、差(図 6.2(e)(f))より、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対し、予測 30 時間目以降の 24 時間で 15 %程度(最大 16.8 %)の有意な精度向上があることがわかる。

以上から T850においても、予測精度は局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  で最も悪く、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  で最も良いことがわかった。RPSS はアンサンブルスプレッドの広がりも考慮していることから、T850においての局所化スケール  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  と  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の差は予測開始から 30 時間後の 24 時間に現れ、その改善率は 15 %程度(最大 16.8 %)であると考えられる。

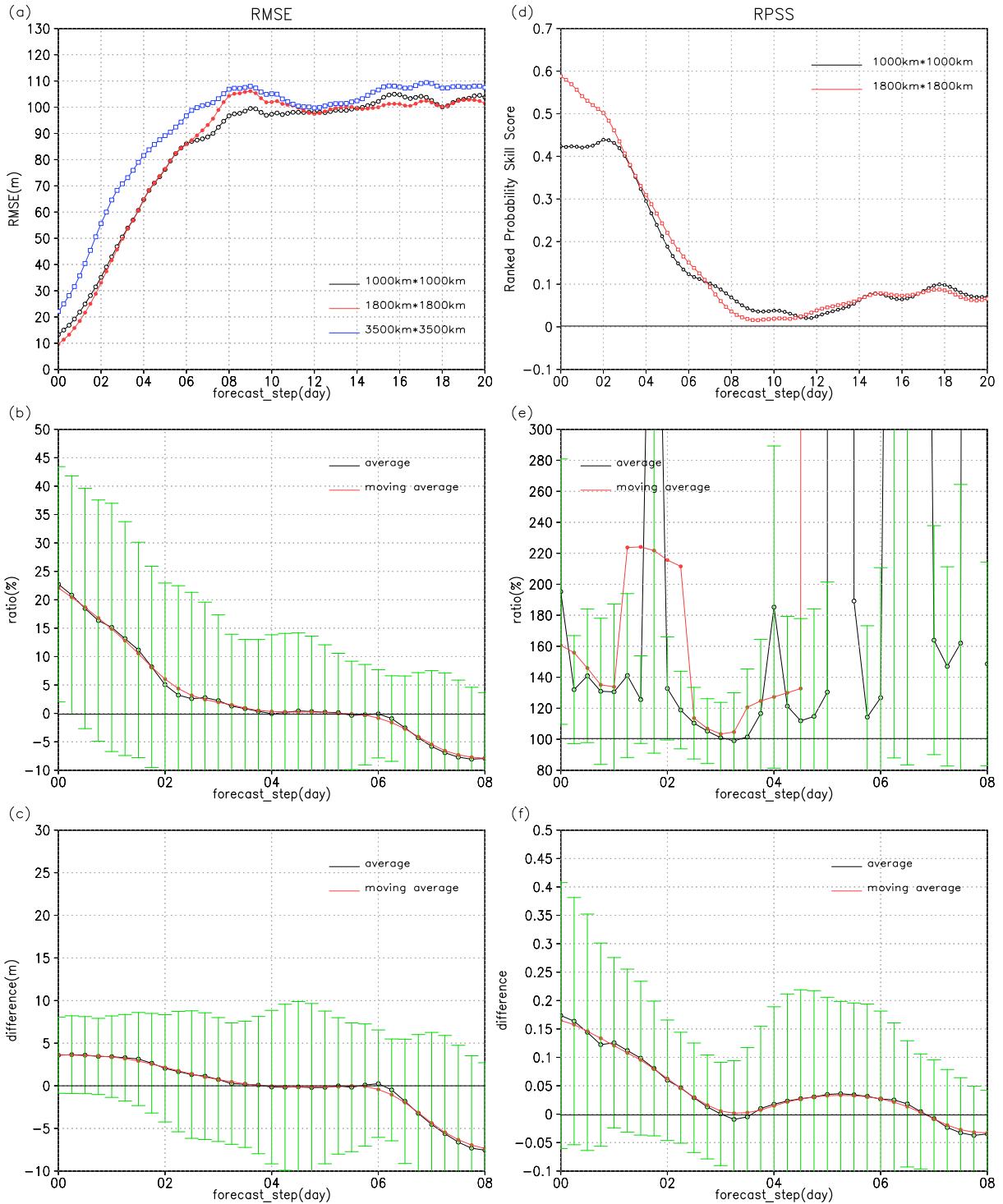


図 6.1: 北半球冬季における北半球での Z500 の各局所化間の比較結果。左列は RMSE の結果、右列は RPSS の結果を示している。(a)(d) はそれぞれ RMSE、3500km × 3500km を基準とした RPSS である。(b)(e) は 1000km × 1000km に対する 1800km × 1800km の比、(c)(f) は 1000km × 1000km に対する 1800km × 1800km の差である。(b)(c)(e)(f) に関して、黒線は平均値、赤線は平均値の 24 時間移動平均を示している。

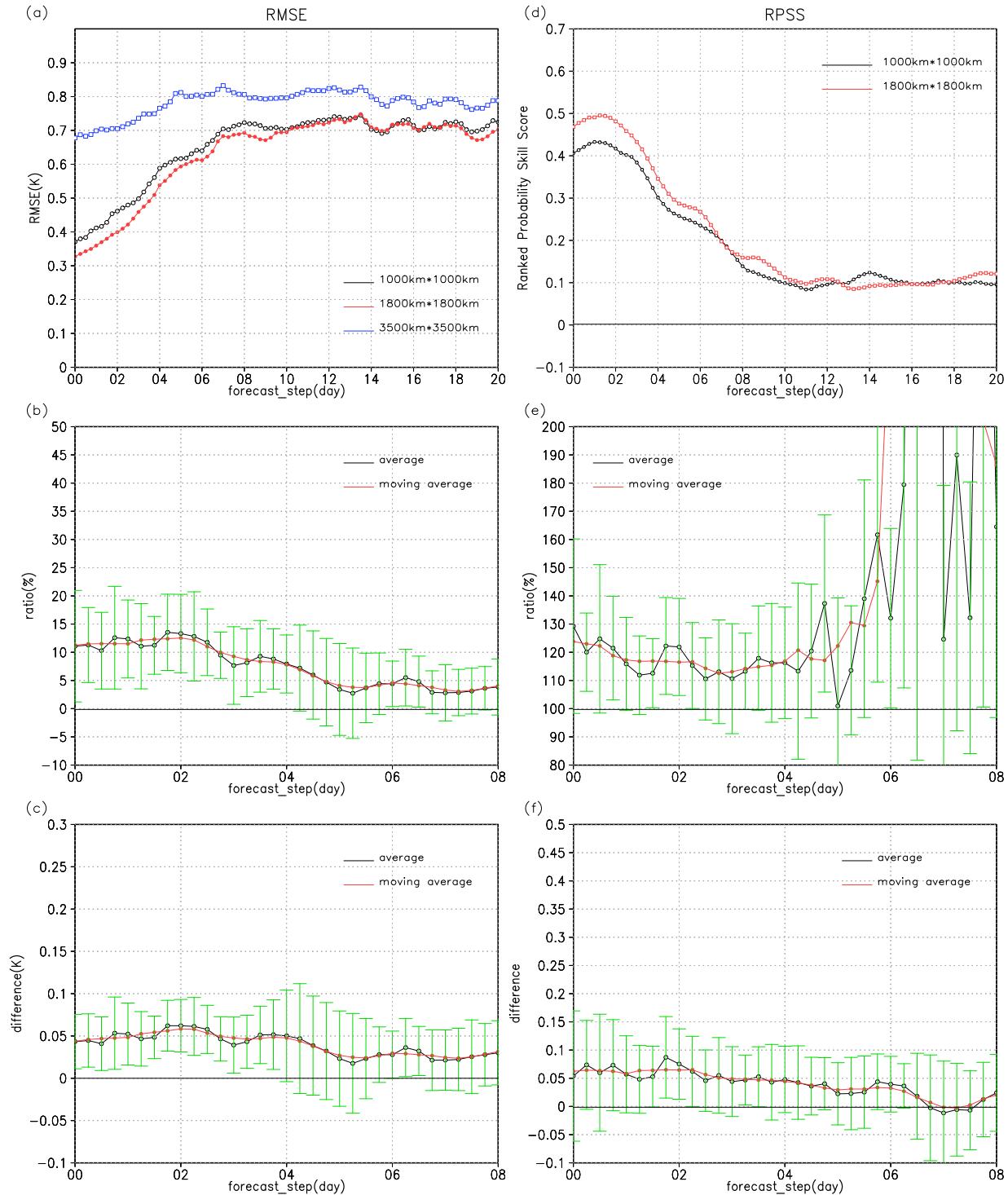


図 6.2: 北半球冬季における熱帯での T850 の結果である。図 6.1(Z500) と同様

## 6.3 降水

降水はRPSSを指標として見ていく。具体的には、局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を基準としたRPSSから、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の比較をおこなう。

図6.3～図6.5、図6.8～図6.10は局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を基準としたRPSS(a)、RPSSの比(b)、差(c)、比の2乗根(d)、またRPS(e)の時間発展を示している。比の2乗根は各サンプルのばらつきが正規分布に従わないことから、規格化し有意性を検定することを目的として用いている。RPSSとその差は0%、またRPSSの比、比の2乗根は100%を有意性の判定基準としている。

### 6.3.1 全球平均

図6.3は全球平均した降水量についての結果である。図6.3(a)より予測12日目程度まで  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  より値が大きく、局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  をより大きく改善をしていることがわかる。RPSSの差は予測初期には大きいものの、次第に減少していく。局所化スケール  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  のRPSSの比(図6.3(b))から、114時間の有意な31.3%～41.3%の大きな改善が見られる。また  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  のRPSSの差(図6.3(c))からも120時間程度の有意な改善があることがわかる。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  のRPSSの比の2乗根(図6.3(d))でも同様な114時間程度の有意な改善が確認できる。

以上から、全球平均した6時間降水量においては局所化スケール  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  が最適と考えられる。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する精度改善は最大41.3%となり、予測5日目程度まで続く。

ここで熱帯と中緯度では降水メカニズムが異なることから、各領域で分けて見ていく必要があると考えられる。

### 6.3.2 热帯平均( $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$ )

図6.4は熱帯平均した降水量についての結果である。図6.4(a)から、予測12日目程度まで  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  より値が大きく、局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  をより大きく改善をしていることがわかる。全球平均の結果に比べ、2つの局所化スケールの差は小さい。また熱帯でのRPSSは0にはならない。これは、RPSから

もわかる(図6.4(e))。局所化スケール $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対する $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ のRPSSの比(図6.4(b))から、予測18時間目以降90時間程度の有意な時間帯があり、15.5%～36.9%の改善があることがわかる。RPSSの差(図6.4(c))からも予測18時間目以降102時間程度の有意な改善があることがわかる。また、RPSSの比の2乗根(図6.4(d))でも予測18時間目以降の84時間程度の有意な改善が確認できる。

以上から、北半球冬季では熱帯においても、局所化スケール $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ が最適と考えられる。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対する精度改善は予測18時間目以降90時間程度続き、15.5%～36.9%の改善となる。

### 6.3.3 北半球中緯度( $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ )

図6.5は北半球中緯度で平均した降水量についての結果である。図6.5(a)より、予測10日目程度まで $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ より値が大きく、局所化スケール $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ をより大きく改善をしていることがわかる。また熱帯とは異なり、RPSSは0に近づく。これはRPSからもわかる(図6.5(e))。局所化スケール $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ のRPSSに対する $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ のRPSSの比(図6.5(b))から、31.4%～36.6%の有意な改善が60時間程度みられる。RPSSの差(図6.5(c))からは予測6時間目以降48時間の有意な改善が見られる。また、この差は熱帯よりも大きくなっている。また、RPSSの比の2乗根(図6.5(d))では、予測12時間目以降36時間の有意な改善が見られる。

有意性に関して、主として各サンプルのばらつきを規格化した結果を参照すると、以上から北半球中緯度において $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は、 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対し予測12時間目以降で31.4%～36.6%の有意な精度改善があり、少なくとも30時間程度は継続すると考えられる。

### 6.3.4 热帯と中緯度の比較

局所化スケール $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対する $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ のRPSSの比の最大値は、熱帯と中緯度で36%程度とほぼ同程度の改善率を示している。しかし、有意な時間で平均した改善率は中緯度で34.0%、熱帯では27.5%となっている。また $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対する $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ のRPSSの差は、中緯度で $8.11 \times 10^{-2} \sim 10.4 \times 10^{-2}$ 、熱帯で $5.46 \times 10^{-2} \sim 7.96 \times 10^{-2}$ と中緯度の方がより大きく改善していることがわかる。つまり中緯度では熱帯に比べより大きな改善をしている。この要因として総観規模擾乱が卓越する中緯度において、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は現象を十分に捉えることができるスケールであることが考えられる。これは相関関係から確認できる。図6.6の上段左図は $27^{\circ}\text{N}$

~57°N の各グリッドでの地表面気温の一点相関の平均を示している。上段右図は 15°S~15°N での各グリッドの地表面気温の一点相関図を平均したものである。下図は上段左図では 35°N、右図では 2°S での相関係数の東西断面を示している。図 6.6 下図より、中緯度において、1800km × 1800km は相関係数が 0.4 以上の領域とおおよその一致が見られる。また熱帯では 0.2~0.3 以上の領域に対応している。一方 1000km × 1000km は、中緯度で相関係数 0.6 以上の領域に一致している。また熱帯では 0.5 以上の有意な領域に対応しており、中緯度よりも有意な観測を多く取り入れていることがわかる。図示していないが、850hPa での気温、700hPa の比湿からも同様のことが言える。以上から 1800km × 1800km は中緯度での擾乱規模と同程度のスケールであると考えられること、中緯度における 1000km × 1000km は相関の高い領域のみに対応していることが、中緯度でより予測精度の改善率が大きくなった要因と考えられる。

また、局所化スケール 3500km × 3500km に注目してみる。熱帯では十分時間が経過しても 3500km × 3500km の RPS は他局所化よりも精度が悪い。一方中緯度では、時間の経過とともに同程度の精度となる。これは中緯度で現象規模が大きく、解析点から遠く離れた観測においても重要な情報を持っていること、さらに熱帯では解析点周辺の比較的狭い範囲に相関の高い重要な情報が集中していることが要因であると考えられる（図 6.6）。また、有意な負相関の領域をより多く含めることができる点も要因のひとつとして考えられる。

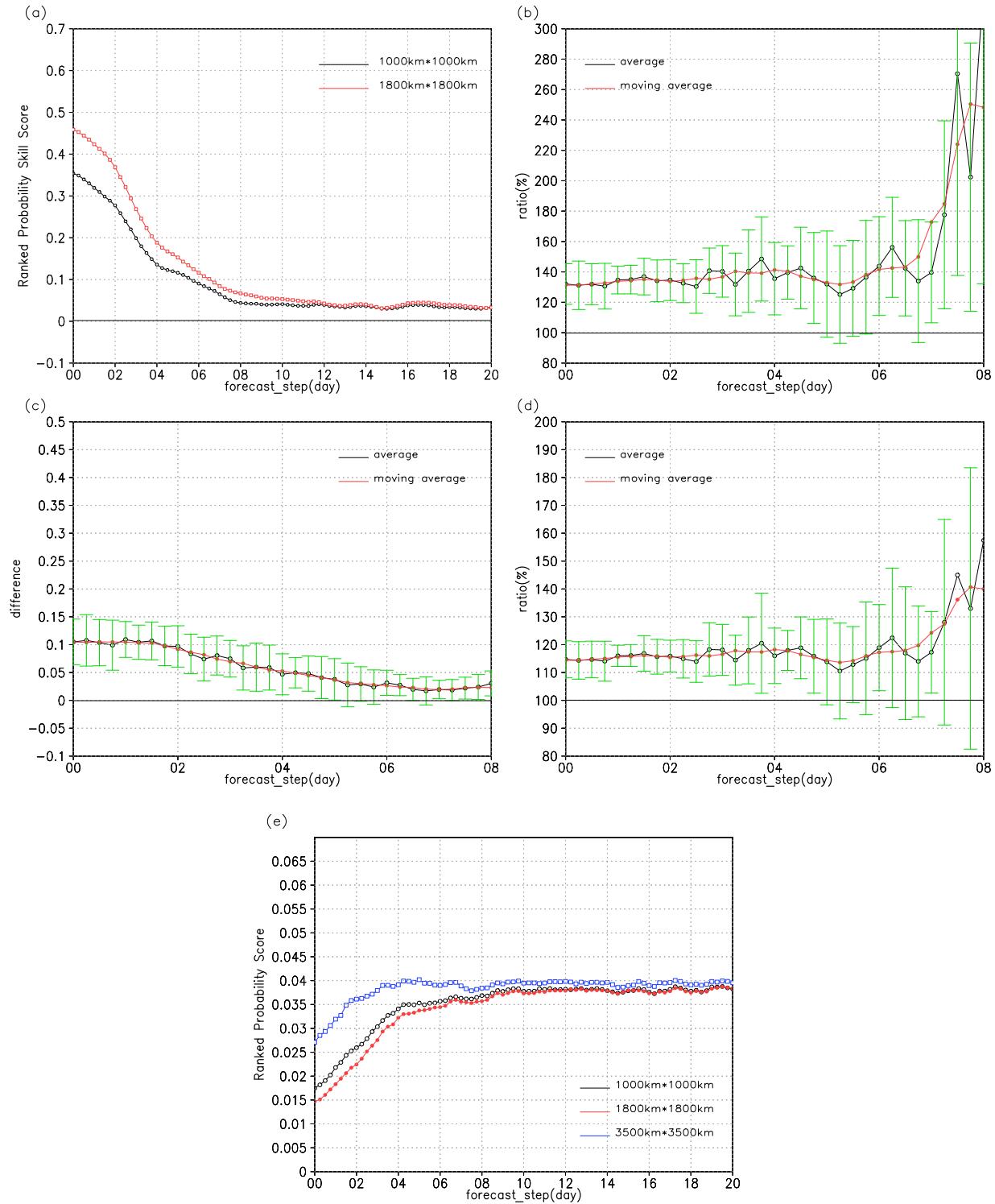


図 6.3: 北半球冬季での全球平均した 6 時間降水量の結果である。(a) は  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を基準とした RPSS の時間発展の図である。(b)(d) はそれぞれ  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の RPSS に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の RPSS の比、RPSS の平方根比の時間発展を示している。また (c) は RPSS に関して  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の差の時間変化を示す。(e) は各局所化での RPS の時間経過である。(b)(c)(d) に関して、黒線は平均値、赤線は平均値の 24 時間移動平均を示している。

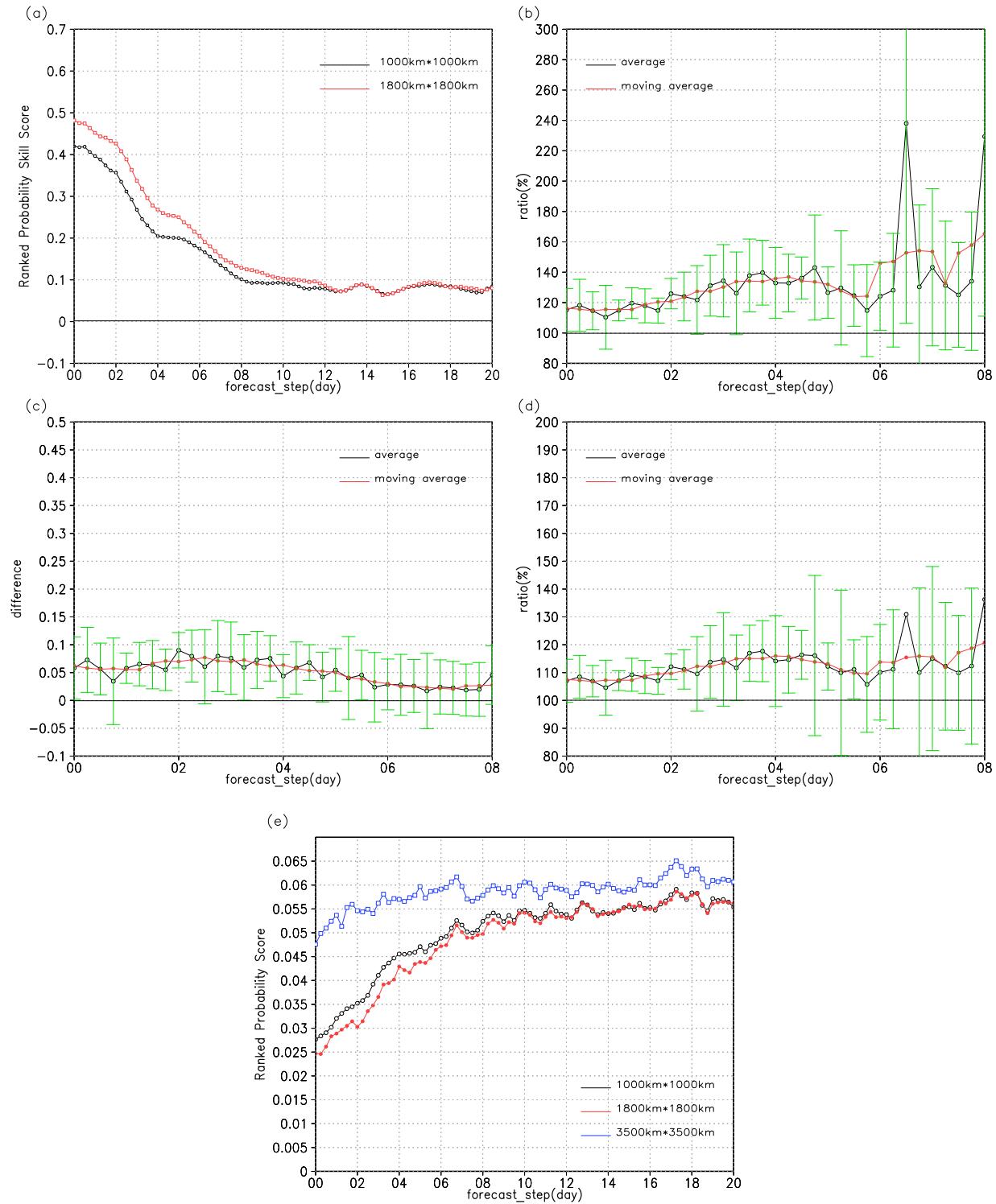


図 6.4: 北半球冬季での熱帯平均 ( $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$ ) した 6 時間降水量の結果である。図 6.3 と同様

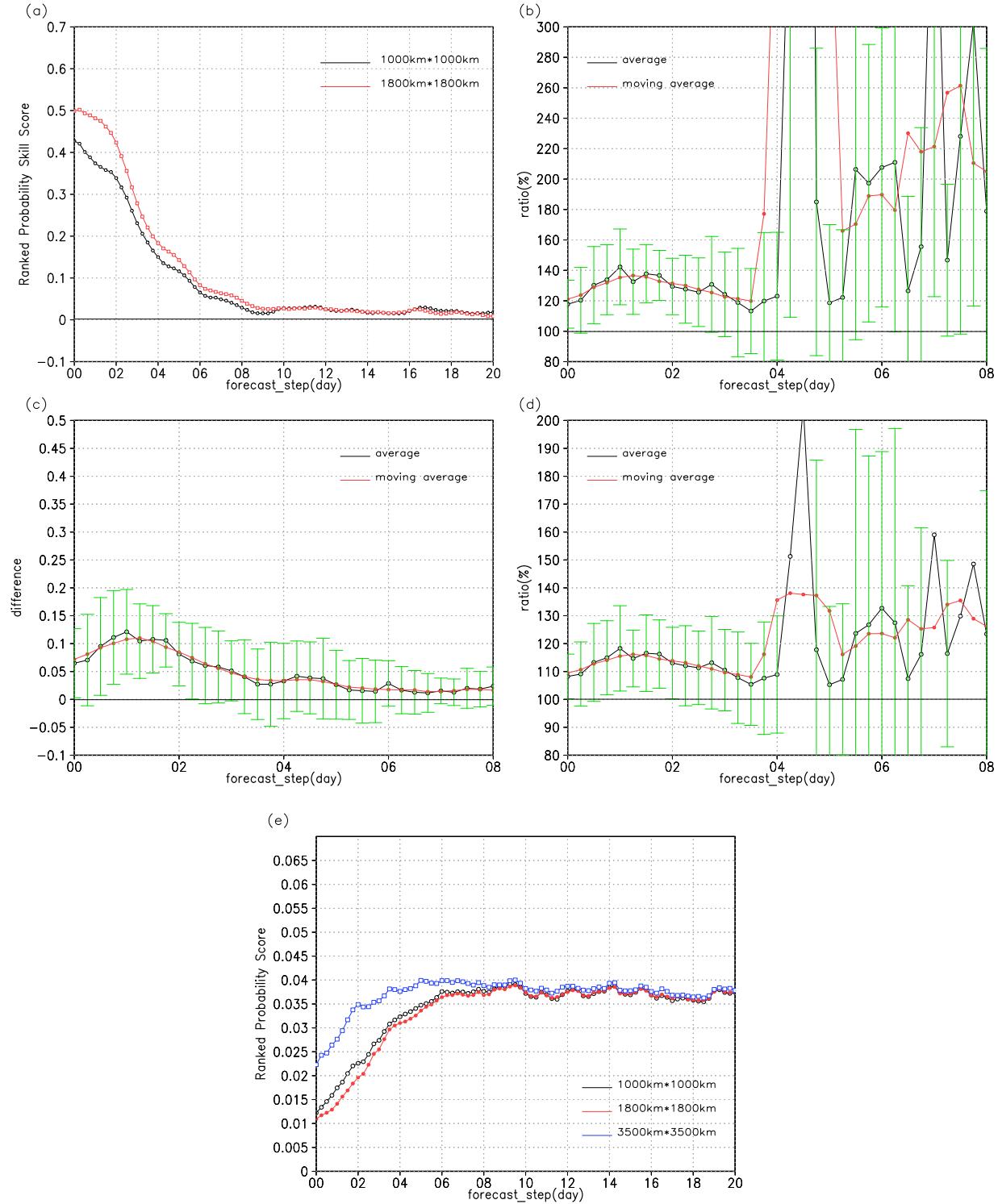


図 6.5: 北半球冬季での中緯度 ( $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ ) で平均した 6 時間降水量の結果である。図 6.3 と同様

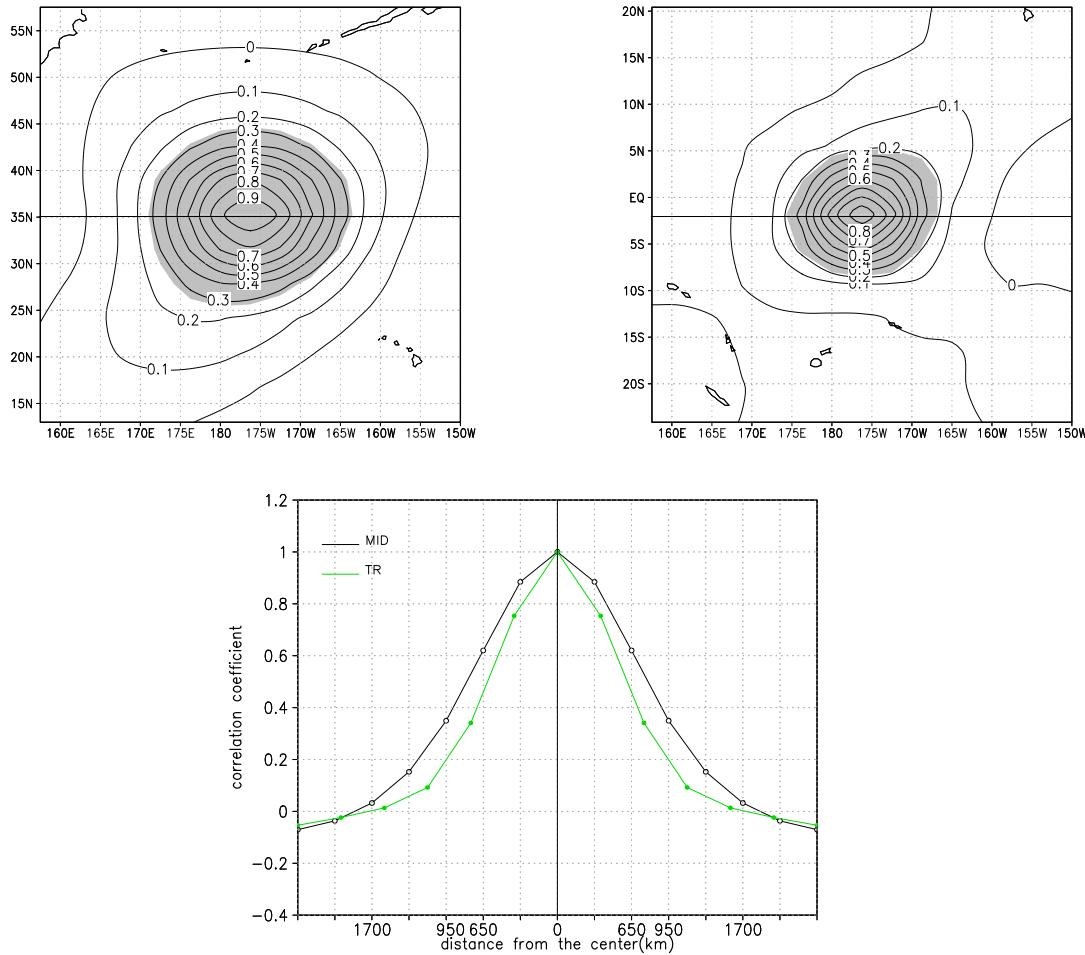


図 6.6: 上段左図は  $27^{\circ}\text{N} \sim 57^{\circ}\text{N}$  の各グリッドでの地表面気温の一点相関図を平均した結果。上段右図は  $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$  の各グリッドでの地表面気温の一点相関図を平均した結果。センターは相関係数、shaded 部は 99 % 以上有意な領域をそれぞれ示している。下図は上段左図の  $35^{\circ}\text{N}$  での相関係数の東西断面（黒線）と上段右図の  $2^{\circ}\text{S}$  での相関係数の東西断面（緑線）を示している。すべて北半球冬季の結果である。

ここから北半球中緯度に注目し、観測密度と各局所化の関係性について見ていく。ほとんどの観測は陸上に与え同化しているので、観測密度は海上で小さく、陸上で大きい。よって本研究では海上と陸上を分けて解析することで、観測密度に関する局所化スケールの特性を調査する。陸上は図 6.7 の shaded 部とし、海上はそれ以外の領域と定義した。この定義は海上の誤差に起因した地形性降水を十分に考慮している。

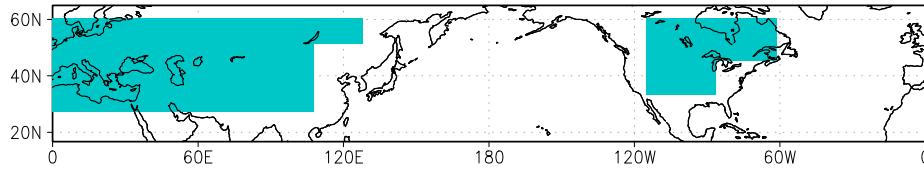


図 6.7: 北半球中緯度 ( $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ ) における海上と陸上の定義。shaded 部は陸上、他領域は海上。観測密度は北半球中緯度全域で 23.0 % (観測地点数 309、全グリッド数 1344)、陸上では 33.6 % (観測地点数 155、全グリッド数 461)、海上では 17.4 % (観測地点数 154、全グリッド数 883) となっている。

### 6.3.5 北半球中緯度海上 (観測密度小)

図 6.8 は北半球中緯度海上で平均した降水量の結果である。図 6.8(a) より、予測 10 日目程度まで  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  よりも値が大きく、局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  をより大きく改善をしていることがわかる。また海上での結果は中緯度全域に類似している。局所化スケール  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の RPSS の比(図 6.8(b))から、予測 6 時間目以降の 48 時間程度で 40.0 %～45.4 % の有意な改善が見られる。RPSS の差(図 6.8(c))からも、予測 6 時間目以降 42 時間程度の改善があることがわかる。また、RPSS の比の 2 乗根(図 6.8(d))からは、予測 12 時間目以降のおおよそ 30 時間で有意な精度改善が見られる。

以上から観測密度の小さい領域では、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対し、予測 12 時間目以降 30 時間程度で 40.0 %～45.4 % の大きな改善をする。中緯度全域と比較すると、有意な改善時間は同程度であるものの改善率は大きい結果となっている。

### 6.3.6 北半球中緯度陸上 (観測密度大)

図 6.9 は中緯度陸上で平均した降水量の結果である。図 6.9(a) より、予測 4 日目程度まで  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  より値が大きく、局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  をより大きく改善をしていることがわかる。また 3 日目～8 日目ではほぼ同程度となっている。局所化スケール  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の RPSS

の比(図 6.9(b)) より、予測 2 日目の 24 時間で有意な改善が見られる。改善率は 25 %程度(最大 26.2 %) である。RPSS の差(図 6.9(c)) では有意な改善は 12 時間程度となっている。また値は海上よりも小さくなっている。RPSS の比の 2 乗根(図 6.9(d)) でも、予測 2 日目の 18 時間で有意な改善が見られる。

以上から中緯度陸上では、予測 2 日目の約 12 時間で 25 %程度(最大 26.2 %) の 1000km × 1000km に対する 1800km × 1800km の精度向上があると考えられる。これは中緯度全域での結果に比べて、1800km × 1800km と 1000km × 1000km の差が小さい結果となっている。

### 6.3.7 観測密度差による影響

海上での結果と中緯度全域での結果が非常に似ていること、また陸上は海上ほど長期間の精度改善はみられないことから、中緯度での各局所化の差は大きくは海上での差に起因することが考えられる。また中緯度において 1800km × 1800km は、主要な変動要因である総観規模現象を記述するのに適した遠く離れた有意な観測を考慮できることから最適なスケールと考えられ、観測密度の小さい領域でより顕著な予測精度の向上が見られることを示している。観測密度の小さい領域ほど 1800km × 1800km は他局所化に比べ、精度の良い予測を見せると予想される。

### 6.3.8 南半球中緯度

ここで、観測密度の小さい南半球中緯度に注目する。南半球中緯度は全観測地点数のうちの約 10 %しか含んでおらず、観測密度の非常に小さい領域である。図 6.10 はその結果である。図 6.10(a) より、予測 8 日目程度まで 1800km × 1800km は 1000km × 1000km より値が大きく、局所化スケール 3500km × 3500km をより大きく改善をしていることがわかる。しかし、RPSS の値は熱帯、中緯度に比べて小さい。局所化スケール 1000km × 1000km に対する 1800km × 1800km の RPSS の比(図 6.10(b)) から、85.6 %～110 %の精度改善が見られる。また有意な改善は 120 時間程度続くこともわかる。RPSS の差(図 6.10(c)) からも、114 時間程度の非常に長期間の改善が確認できる。1000km × 1000km に対する 1800km × 1800km の RPSS の比の 2 乗根(図 6.10(d)) では、予測 6 時間目以降の 60 時間程度が有意な改善時間となっている。

有意性に関して、主に各サンプルのばらつきを規格化した実験結果を考慮すると、南半球では 2 倍程度(最大 110 %) の改善が予測 6 時間目以降 60 時間程度続くと考えられる。こ

の  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する改善率は、各領域の中で最も大きな値となっており、上述の観測密度と局所化スケールの関係を裏付ける結果となっている。

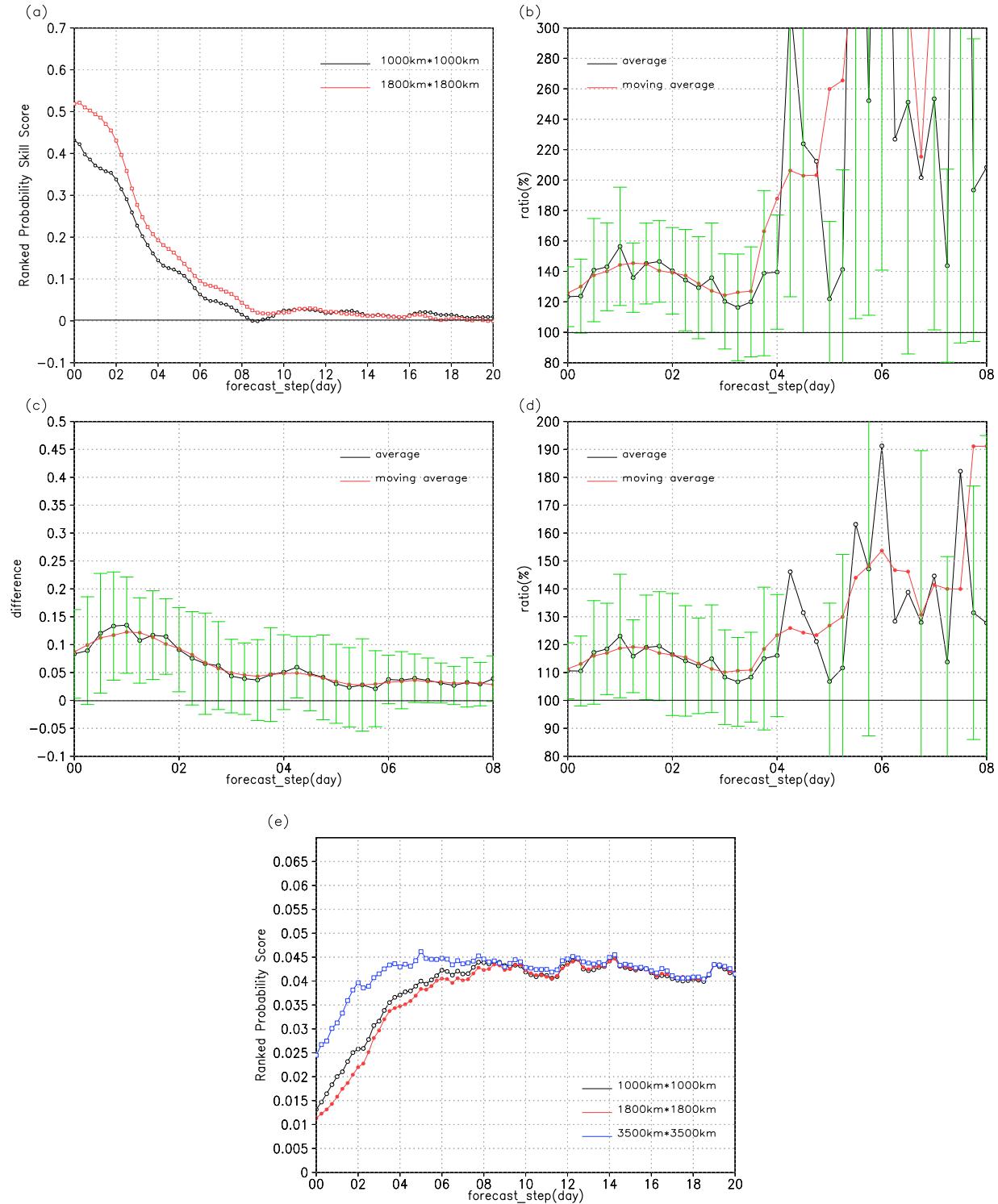


図 6.8: 北半球冬季における中緯度海上での 6 時間降水量の結果である。図 6.3 と同様

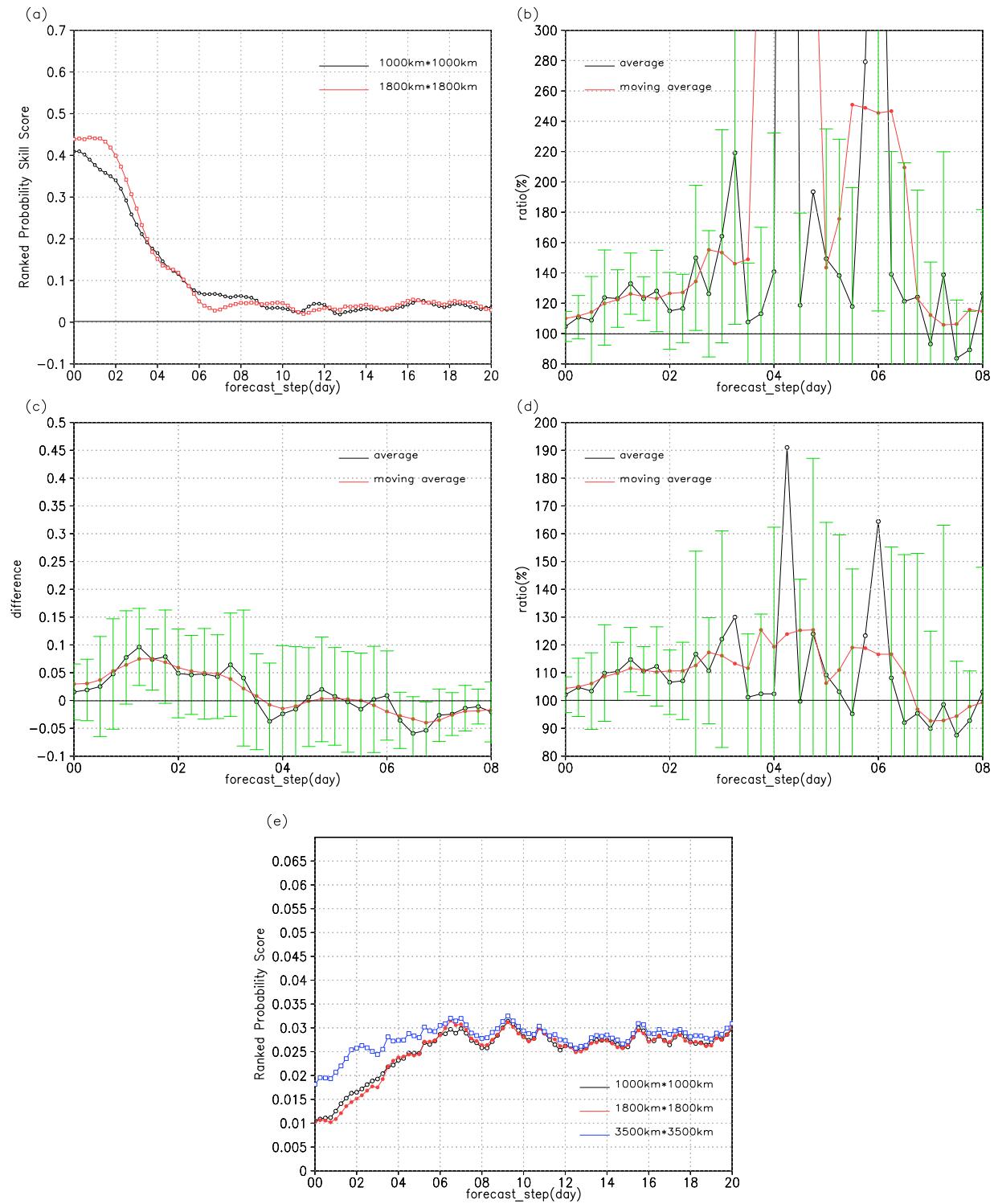


図 6.9: 北半球冬季における中緯度陸上での 6 時間降水量の結果である。図 6.3 と同様

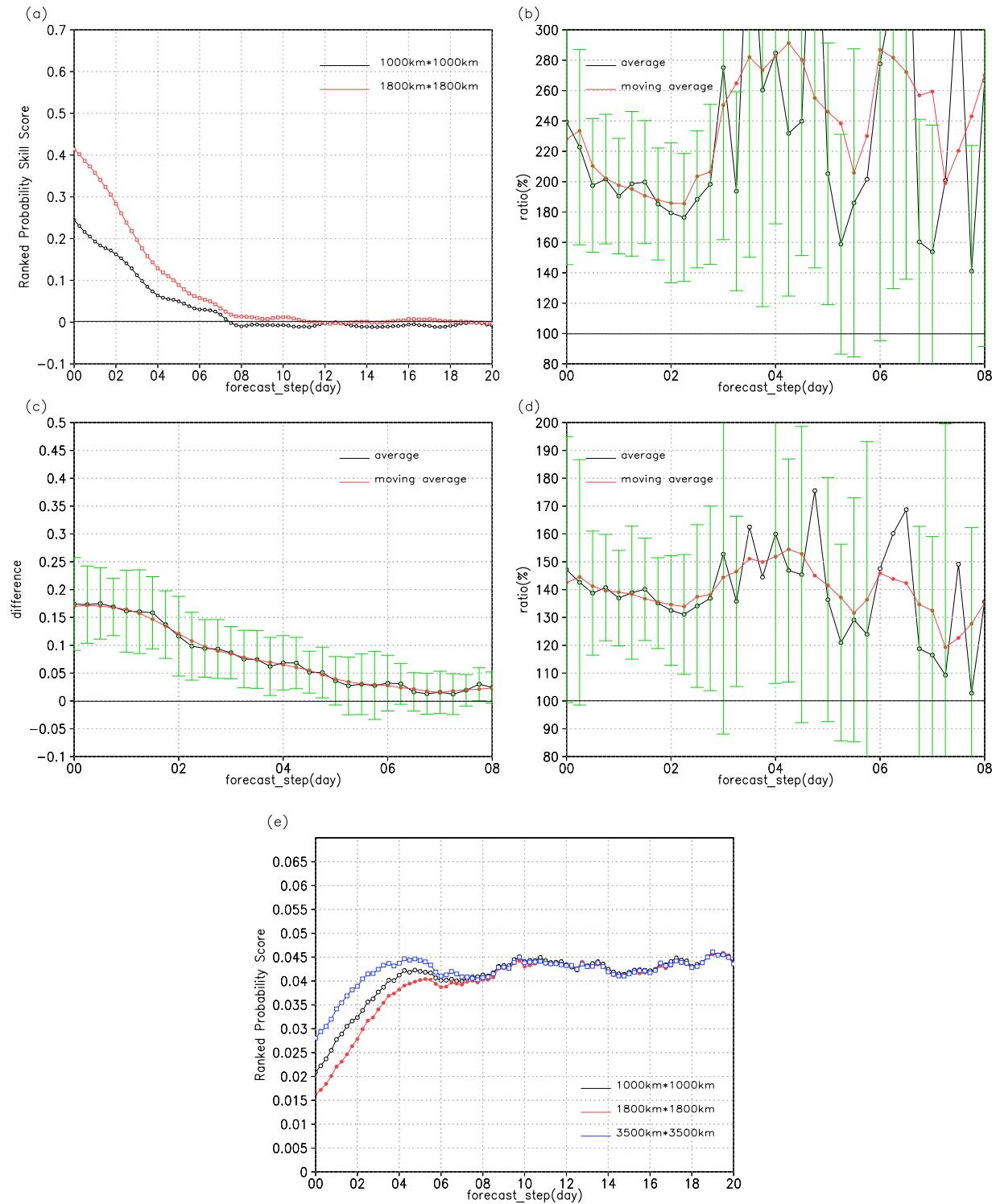


図 6.10: 北半球冬季での南半球中緯度 ( $20^{\circ}\text{S} \sim 60^{\circ}\text{S}$ ) で平均した 6 時間降水量の結果である。図 6.3 と同様

## 7 北半球夏季での比較

北半球夏季における各局所化の比較結果を示す。注目する変数や有意性の判定方法・判定基準は北半球冬季と同様である。

### 7.1 Z500

図7.1は北半球での500hPaのジオポテンシャル高度の結果である。図7.1(a)は各局所化でのRMSEの時間変化を示している。図7.1(a)より、予測6日目まで $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ が最も小さいことがわかる。また $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ は最大となり、予測精度が最も悪い。局所化スケール $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対する $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ のRMSEの比(図7.1(b))から、予測18時間目以降の84時間で有意な差が見られ、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ の12.5%~19.9%の精度向上があることがわかる。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対する $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ のRMSEの差(図7.1(c))から、予測12時間目以降の90時間の有意な差があることが確認できる。局所化スケール $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ を基準としたRPSSの時間発展(図7.1(d))からも5日程度まで $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ の優位が見られるが、 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対する $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ のRPSSの比(図7.1(e))、差(図7.1(f))からは有意な差は見られない。

以上から北半球のZ500では、 $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ での予測精度が最も悪く、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ が最良の予測精度を持つ。しかし、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ と $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ のRPSSに有意な差は見られることから、この両局所化スケールは同程度の精度であると考えられる。

### 7.2 T850

図7.2は熱帯での850hPaの気温の結果である。図7.1と同様に図7.2(a)(b)(c)はそれぞれT850のRMSE、RMSEの比、RMSEの差の時間発展を示している。図7.2(a)から、Z500と同様に $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ が最も大きく、精度が悪いことがわかる。一方 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は最小値をとり、予測精度が最も良い。 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ と $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ のRMSEに関する比較(図7.2(b)(c))より、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対して最大9.55%の改善を予測初期から108時間程度見せる。図7.1(d)(e)(f)と同様、RPSSを指標として $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ と $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ の差を見る(図7.2(d)(e)(f))。RPSSの時間発展(図7.2(d))より、予測6日目~10日目は同程度であるがそれ以外の期間では、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ はより大きく $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ を改善していることがわかる。また局所化スケール $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対する $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ のRPSSの比(図7.2(e))

と差(図7.2(f))より、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する精度改善は予測3日目前後12時間有意であり、改善率は13%程度(最大14.0%)となっていることがわかる。

以上から、熱帯のT850でも $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ は最も悪い精度であった。また $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ と $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ の差は予測3日目前後12時間に現れ、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対し13%程度(最大14.0%)の良い精度を持つと考えられる。

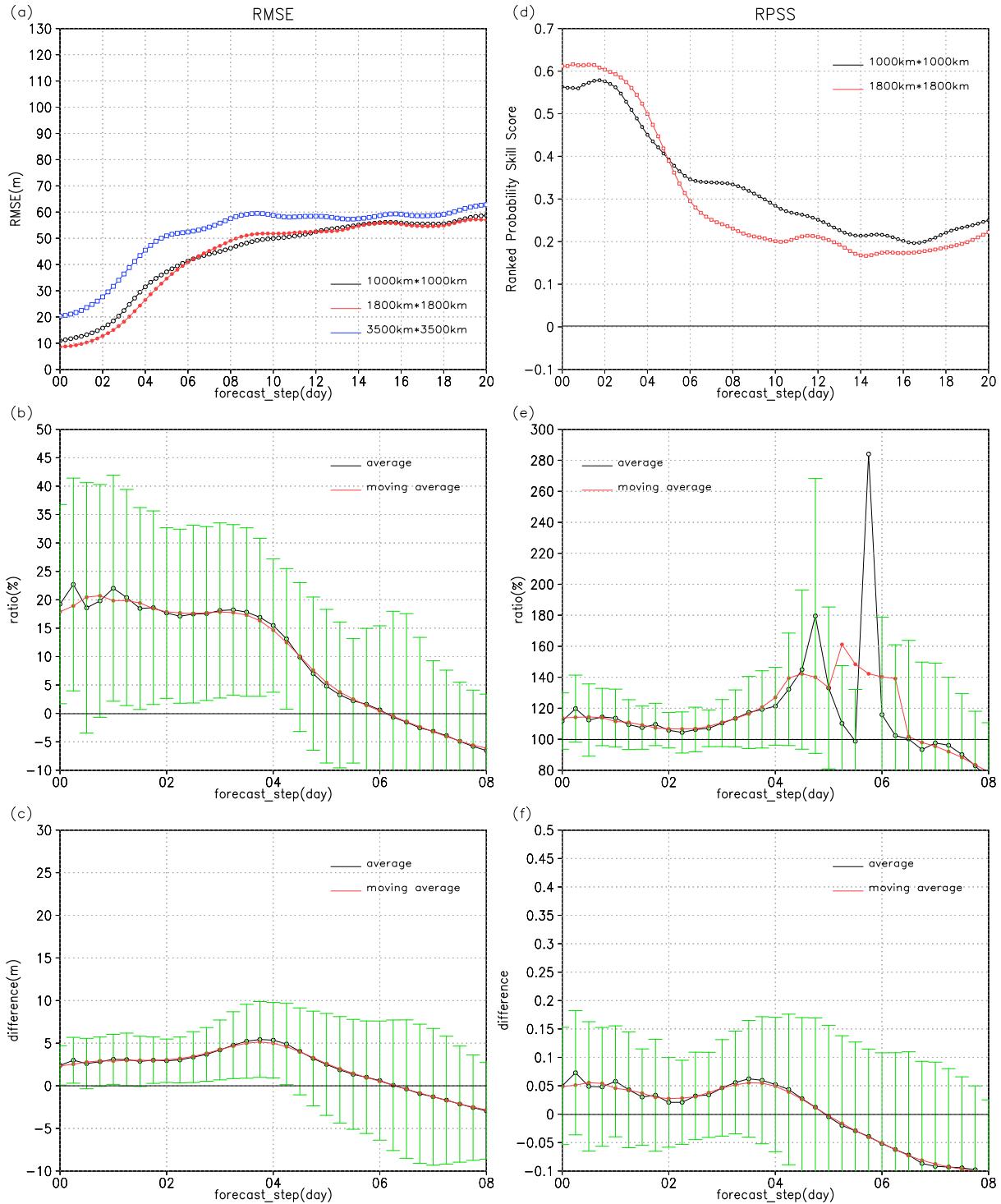


図 7.1: 北半球夏季における北半球での Z500 の各局所化間の比較結果。左列は RMSE の結果、右列は RPSS の結果を示している。(a)(d) はそれぞれ RMSE、 $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を基準とした RPSS である。(b)(e) は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の比、(c)(f) は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の差である。(b)(c)(e)(f) に関して、黒線は平均値、赤線は平均値の 24 時間移動平均を示している。

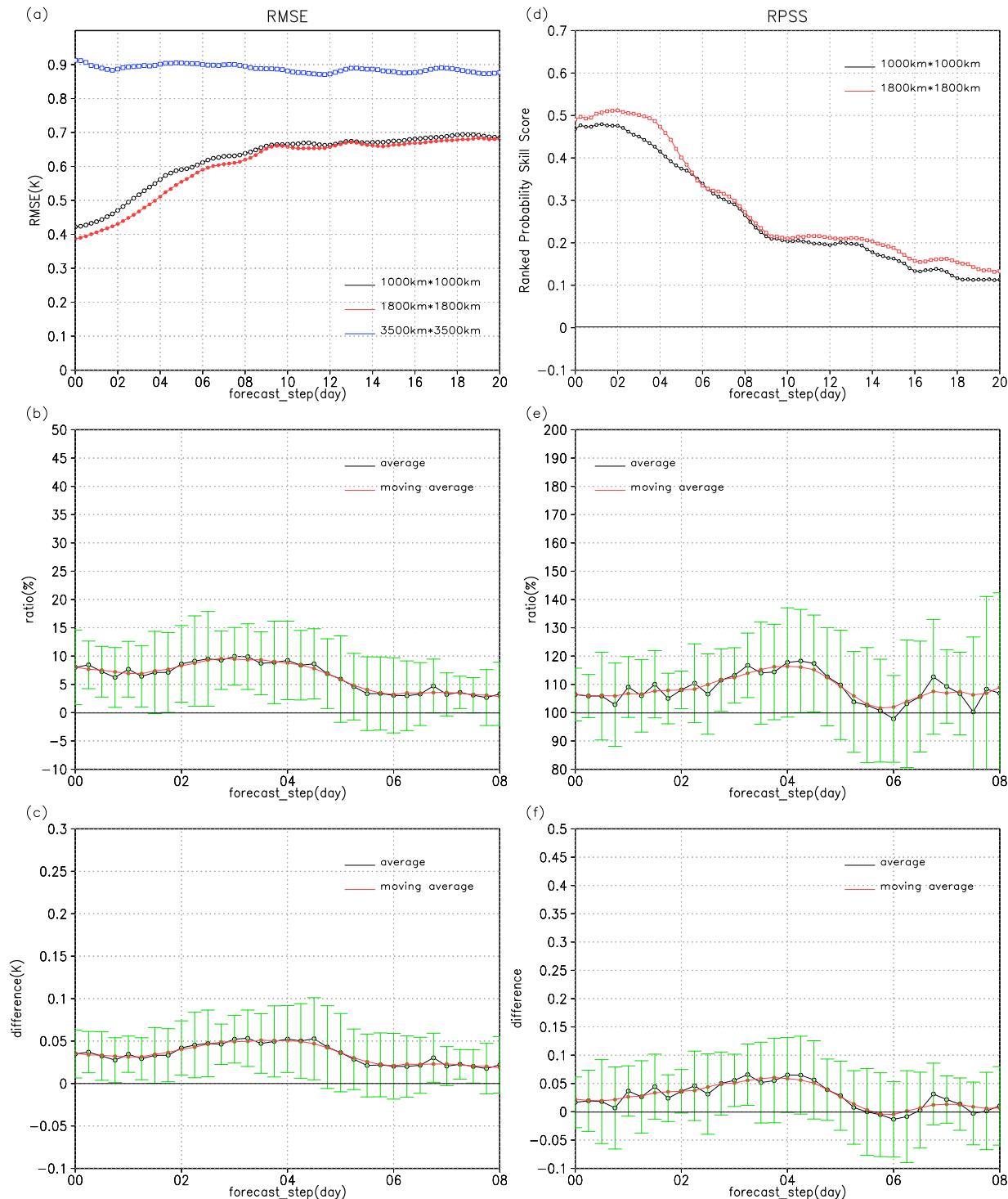


図 7.2: 北半球夏季における熱帯での T850 の結果である。図 7.1(Z500) と同様

## 7.3 降水

降水では、局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を基準とした RPSS から  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の比較をおこなう。図 7.3～図 7.5、図 7.7～図 7.9 は 6.3 章と同様、局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を基準とした RPSS(a)、RPSS の比(b)、差(c)、比の 2 乗根(d)、また RPS(e) の時間発展を示している。

### 7.3.1 全球平均

図 7.3 は全球平均した降水量の結果である。予測 12 日目程度まで局所化スケール  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  がより大きく  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を改善していることがわかる(図 7.3(a))。また 12 日目以降は同程度となっている。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の RPSS の比(図 7.3(b))から、予測開始からの 144 時間に 17.9 %～25.3 % の有意な精度改善が見られる。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対しての  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の差(図 7.3(c))、比の 2 乗根(図 7.3(d))からは、予測 6 時間目以降で 102 時間程度の有意な改善があることがわかる。

以上から、全球平均において  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の 20 % 程度(最大 25.3 %)の精度改善があり、予測 6 時間目以降 102 時間継続すると考えられる。

次に北半球冬季と同様、熱帯と中緯度で分けて見ていく。

### 7.3.2 热帯平均( $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$ )

図 7.4 は熱帯平均した結果である。図 7.4(a) より、予測 13 日目程度まで  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  が  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  よりも大きな値となり、より大きく  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を改善していることがわかる。またここでも北半球冬季と同様に、両局所化スケールの RPSS は十分な時間経過後にも 0 にならない。これは RPS(図 7.4(e)) からもわかる。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の RPSS の比(図 7.4(b))から、予測 3 日目からの 30 時間に 20 % 程度(最大 20.0 %)の精度改善が見られる。また  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  からの  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の差(図 7.4(c))、比の 2 乗根(図 7.4(d))から、予測 4 日付近の 12 時間で有意な改善が考えられる。

以上から、熱帯平均において  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対し予測 4 日目付近 12 時間で有意な 20 % 程度(最大 20.0 %)の精度改善があると考えられる。

### 7.3.3 北半球中緯度 (20°N~60°N)

図7.5は北半球中緯度の結果である。図7.5(a)より、予測7日目まで $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ がより大きく $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ を改善していることがわかる。時間経過とともにRPSSは0にはならないものの、熱帯での結果に比べ0に近くなっている。RPS(図7.5(e))からも $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ と他局所化の差は比較的小さいことがわかる。 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ と $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ のRPSS比(図7.5(b))から、予測18時間目以降60時間で $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は、 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対し13.8%~17.3%の精度改善をしていることが見られる。両局所化でのRPSSの差(図7.5(c))と比の2乗根(図7.5(d))からは、この有意な改善は予測2日目以降30時間継続するものであると考えられる。

以上から、北半球中緯度での $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ の予測は予測2日目以降の約30時間に $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ の精度の13.8%~17.3%を改善した精度を持つと考えられる。

### 7.3.4 热帯と中緯度の比較

ここで熱帯と中緯度を比較する。局所化スケール $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に対する $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ のRPSSの比から、熱帯と中緯度はほぼ同程度の改善率を示している。RPSSの差からも値に関しては大きな違いは見られない。しかし、改善が有意な時間は熱帯と中緯度で大きく異なる。熱帯では12時間、中緯度では30時間となっている。これは北半球冬季同様、現象の規模と局所化スケールの関係によるものであると考えられる。図7.6は図6.6と同様、中緯度と熱帯での地表面気温の一点相関図の平均を示している。図7.6より、夏季においても中緯度の現象規模の方が熱帯より大きいことがわかる。 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は両領域ともに相関係数0.2以上となっているが、相関の高い領域を中緯度でより多く含んでいる。一方 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ は中緯度で相関係数0.6以上、熱帯で0.5以上となり、総観規模擾乱よりも小さいスケールであることがわかる。図示していないが、850hPaでの気温、700hPaの比湿からも同様のことが言える。

局所化スケール $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ に関して、RPSは熱帯と中緯度ともに十分時間が経過しても他局所化より精度が悪い。しかし、中緯度での $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ と他局所化の差は熱帯より小さくなっている。これは北半球冬季と同様の要因によるものと考えられる。しかし夏季における中緯度の擾乱規模は比較的小さく、両領域の現象規模に顕著な差はないことから、中緯度での $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ は他局所化と同等な予測精度にならなかったと考えられる。

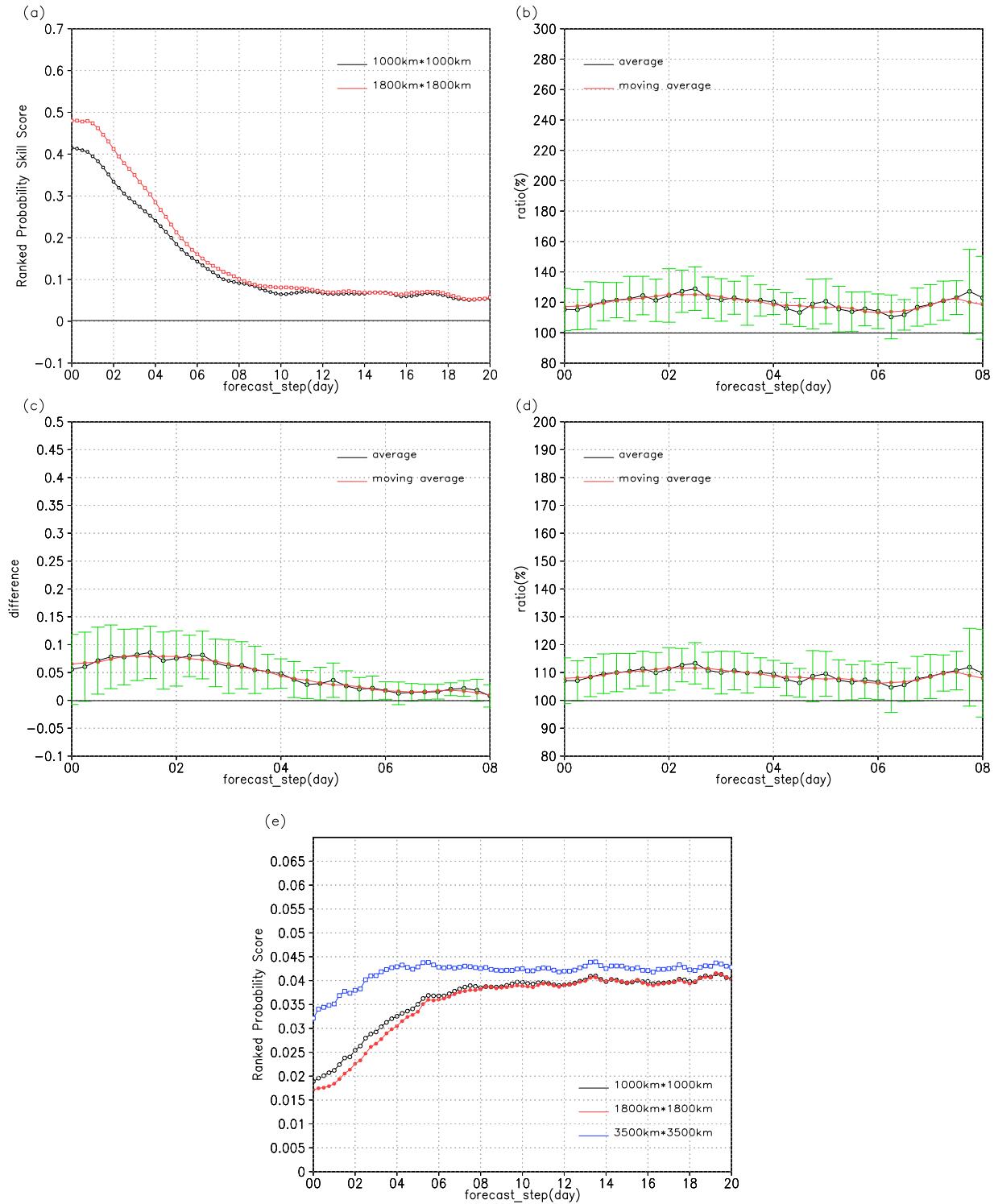


図 7.3: 北半球夏季での全球平均した 6 時間降水量の結果である。(a) は  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  を基準とした RPSS の時間発展の図である。(b)(d) はそれぞれ  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の RPSS に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の RPSS の比、RPSS の平方根比の時間発展を示している。また (c) は RPSS に関して  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の差の時間変化を示す。(e) は各局所化での RPS の時間経過である。(b)(c)(d) に関して、黒線は平均値、赤線は平均値の 24 時間移動平均を示している。

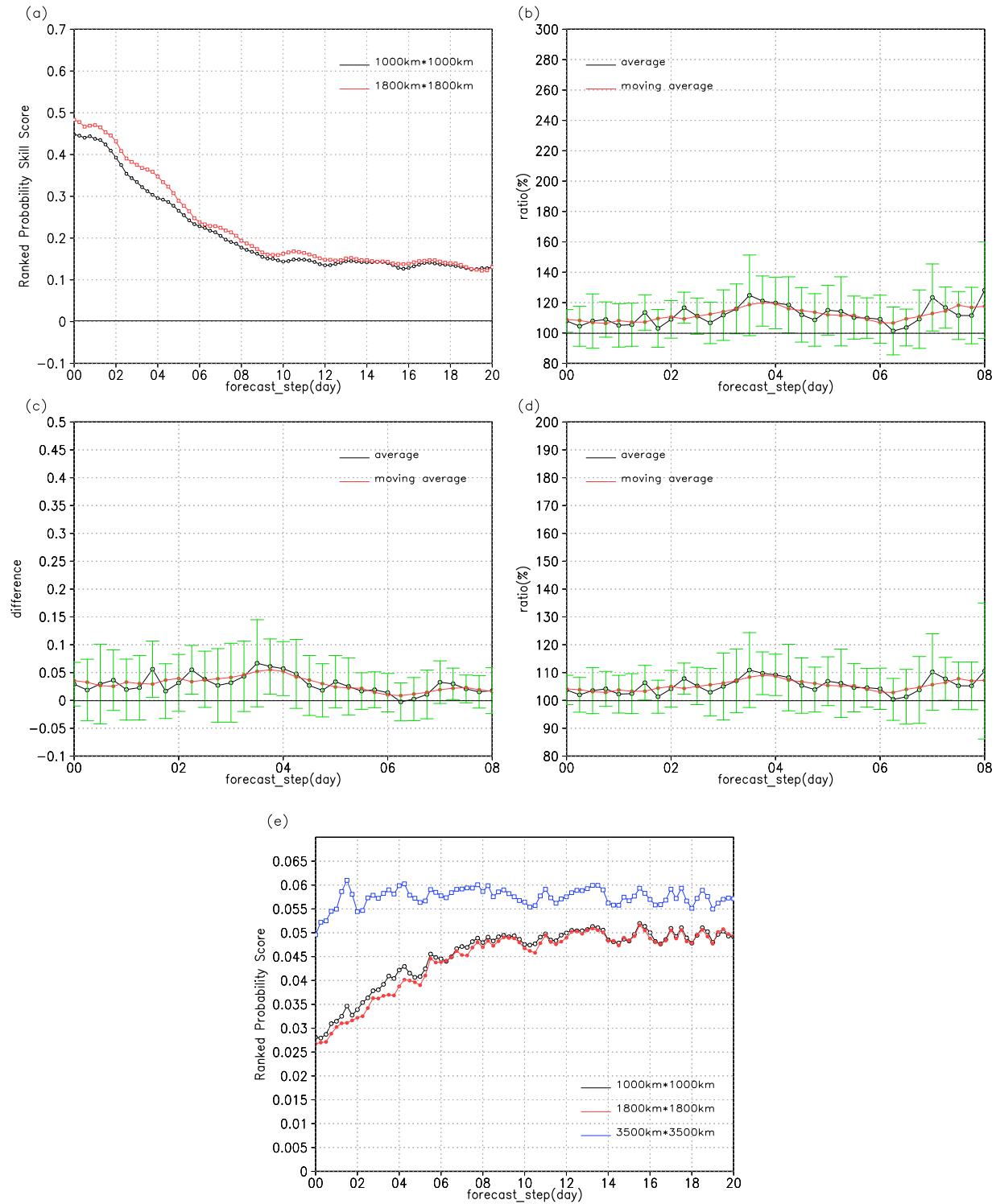


図 7.4: 北半球夏季での熱帯平均 ( $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$ ) した 6 時間降水量の結果である。図 7.3 と同様

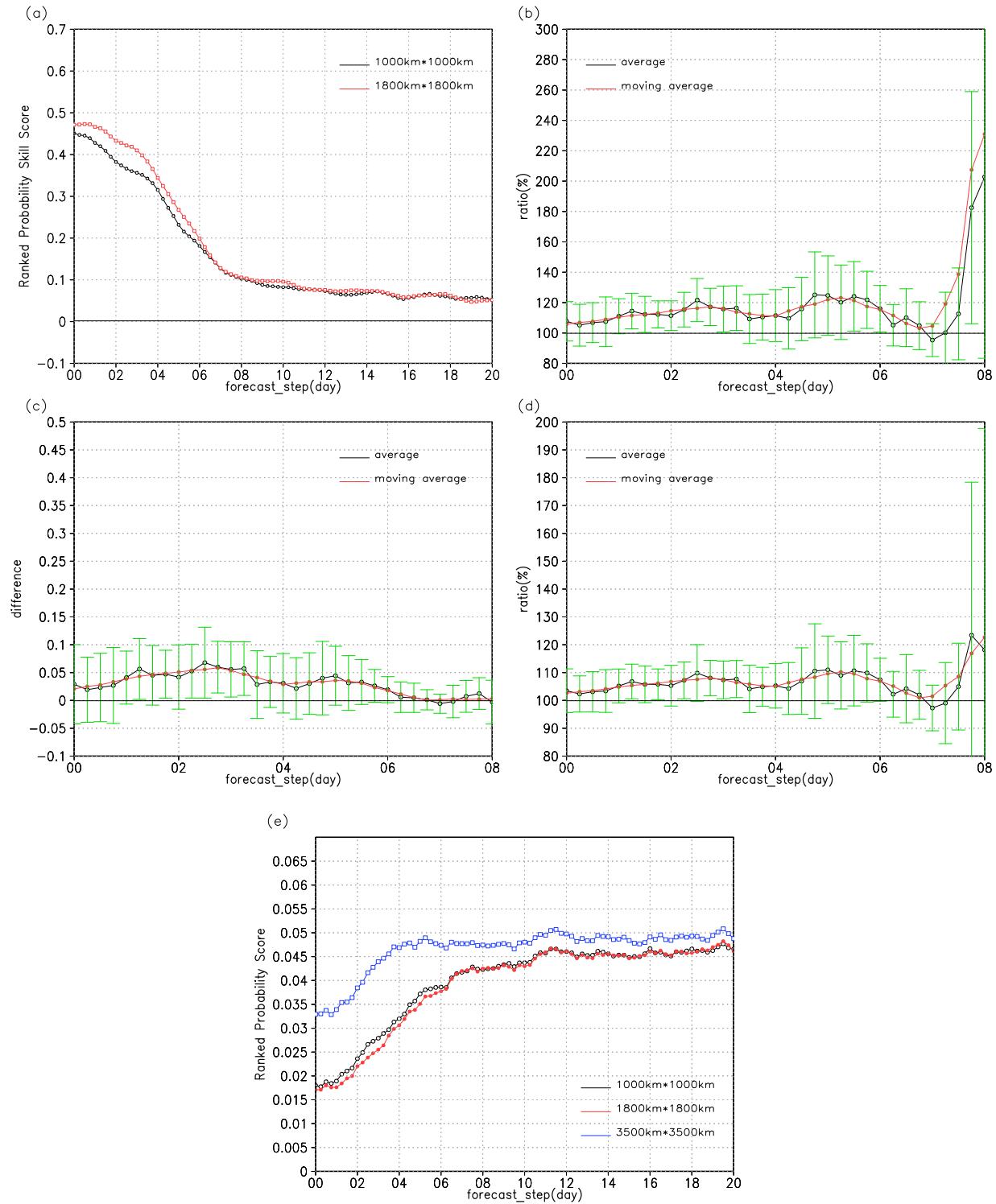


図 7.5: 北半球夏季での中緯度 ( $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ ) で平均した 6 時間降水量の結果である。図 7.3 と同様

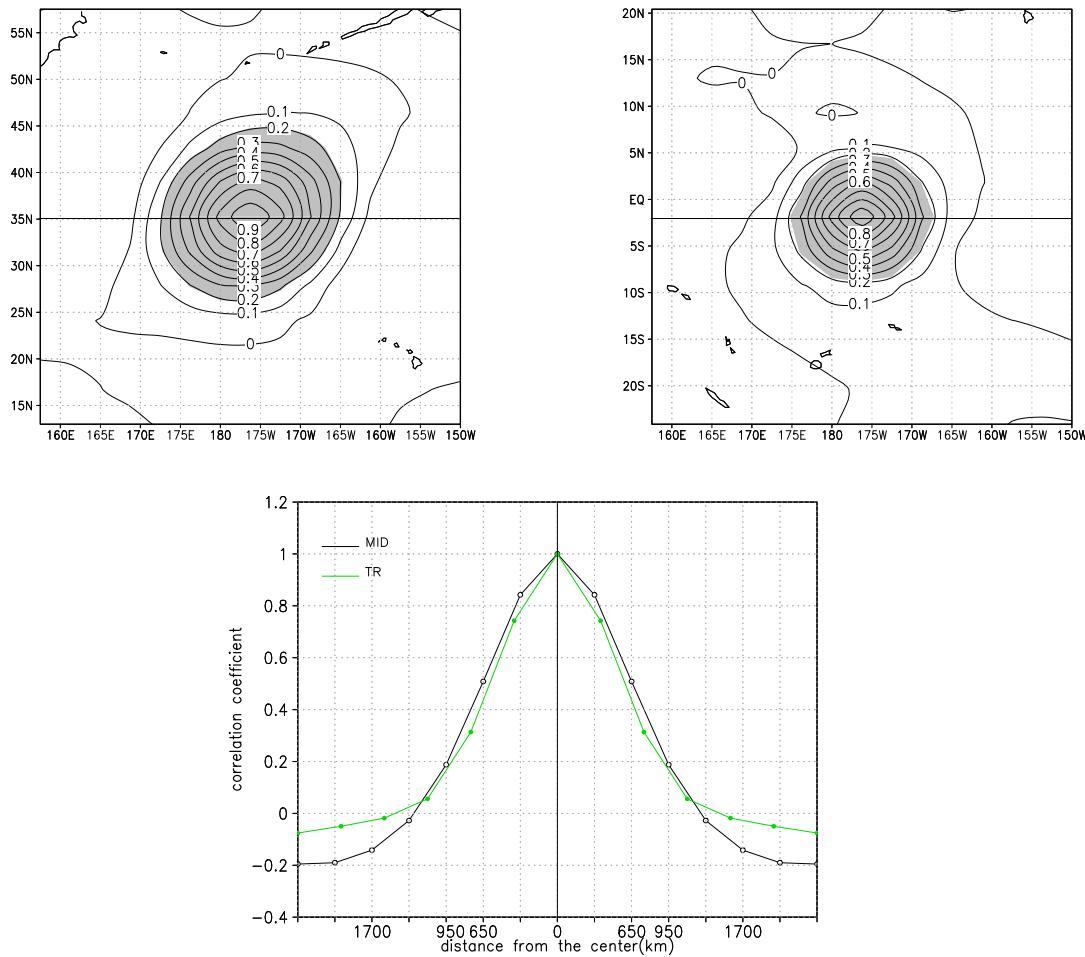


図 7.6: 上段左図は  $27^{\circ}\text{N} \sim 57^{\circ}\text{N}$  の各グリッドでの地表面気温の一点相関図を平均した結果。上段右図は  $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$  の各グリッドでの地表面気温の一点相関図を平均した結果。センターは相関係数、shaded 部は 99 % 以上有意な領域をそれぞれ示している。下図は上段左図の  $35^{\circ}\text{N}$  での相関係数の東西断面（黒線）と上段右図の  $2^{\circ}\text{S}$  での相関係数の東西断面（緑線）を示している。すべて北半球夏季の結果である。

北半球冬季と同様に中緯度に注目し、観測密度と各局所化の関係性について見ていく。海上と陸上の定義は図 6.7 で示した通りである。

### 7.3.5 北半球中緯度海上(観測密度小)

図 7.7 は北半球中緯度海上の結果である。図 7.7(a) より、予測 6 日目程度まで  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  が最も大きな値であり、予測精度が最も良いことがわかる。予測 6 日目以降、 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  と  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の差はほとんど見られない。この結果は中緯度全域のものに似ている。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の比(図 7.7(b))から、予測 18 時間目より後の 54 時間で有意な予報改善があることがわかる。改善率は 14.2 %～18.2 %となっている。また  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の差(図 7.7(c))、比の 2 乗根(図 7.7(d))からは、有意な差は予測 60 時間目からの 18 時間となっている。

以上から北半球中緯度海上では、予測 60 時間後の 18 時間で 14.2 %～18.2 %の  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の精度向上があると考えられる。また海上での結果は、有意な時間は短いながらも中緯度全域に非常に類似している。

### 7.3.6 北半球中緯度陸上(観測密度大)

図 7.8 は北半球中緯度陸上の結果である。図 7.8(a) より、予測 14 日目程度まで  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  よりも大きく、予測精度が最良であることがわかる。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の比(図 7.8(b))、差(図 7.8(c))、比の 2 乗根(図 7.8(d)) から、有意な差はないことが示される。

以上から北半球中緯度陸上では、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に有意な差はほとんどないと考えられる。

### 7.3.7 観測密度差による影響

$1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の比較において、中緯度海上での結果と中緯度全域での結果が類似していること、また中緯度陸上で有意な差が見られないことから、中緯度全域での各局所化の差は海上に起因すると考えられる。さらに北半球夏季においても、中緯度では観測密度の小さい領域で  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の差は

顕著になり、局所化スケール  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は最も良いパフォーマンスを見せた。

### 7.3.8 南半球中緯度

図 7.9 は南半球中緯度の結果である。図 7.9(a) より、予測 8 日目まで  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  が最も良い予測精度を持つことがわかる。また 8 日目以降各 RPSS は 0 に近接する。 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の RPSS の比(図 7.9(b))から、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は予測開始から 78 時間の有意な長期間の改善を見せる。また改善率は 47.5 %～60.5 % と非常に大きい。同様に RPSS の差(図 7.9(c))からも予測開始から 78 時間の有意な改善が見られる。また RPSS の比の 2 乗根(図 7.9(d))からは予測開始から 72 時間の有意な改善があることがわかる。

以上から南半球中緯度での  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は、 $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対して予測開始から 72 時間の有意な改善をする。またその改善率は 47.5 %～60.5 % と非常に大きい。南半球中緯度は観測密度が非常に小さい領域であるため、この結果は上述の観測密度と局所化スケールの関係を裏付ける結果となっている。

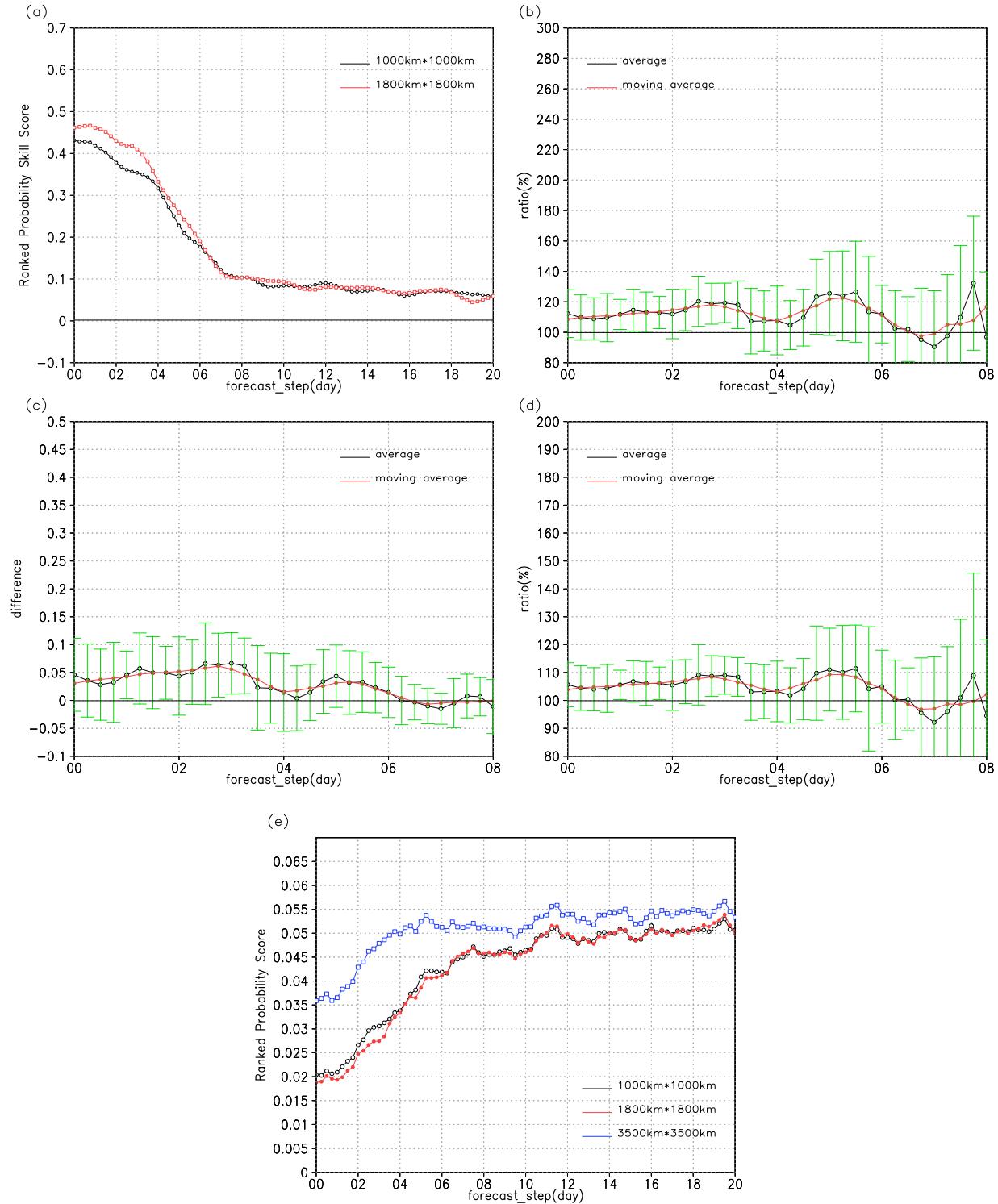


図 7.7: 北半球夏季における中緯度海上での 6 時間降水量の結果である。図 7.3 と同様

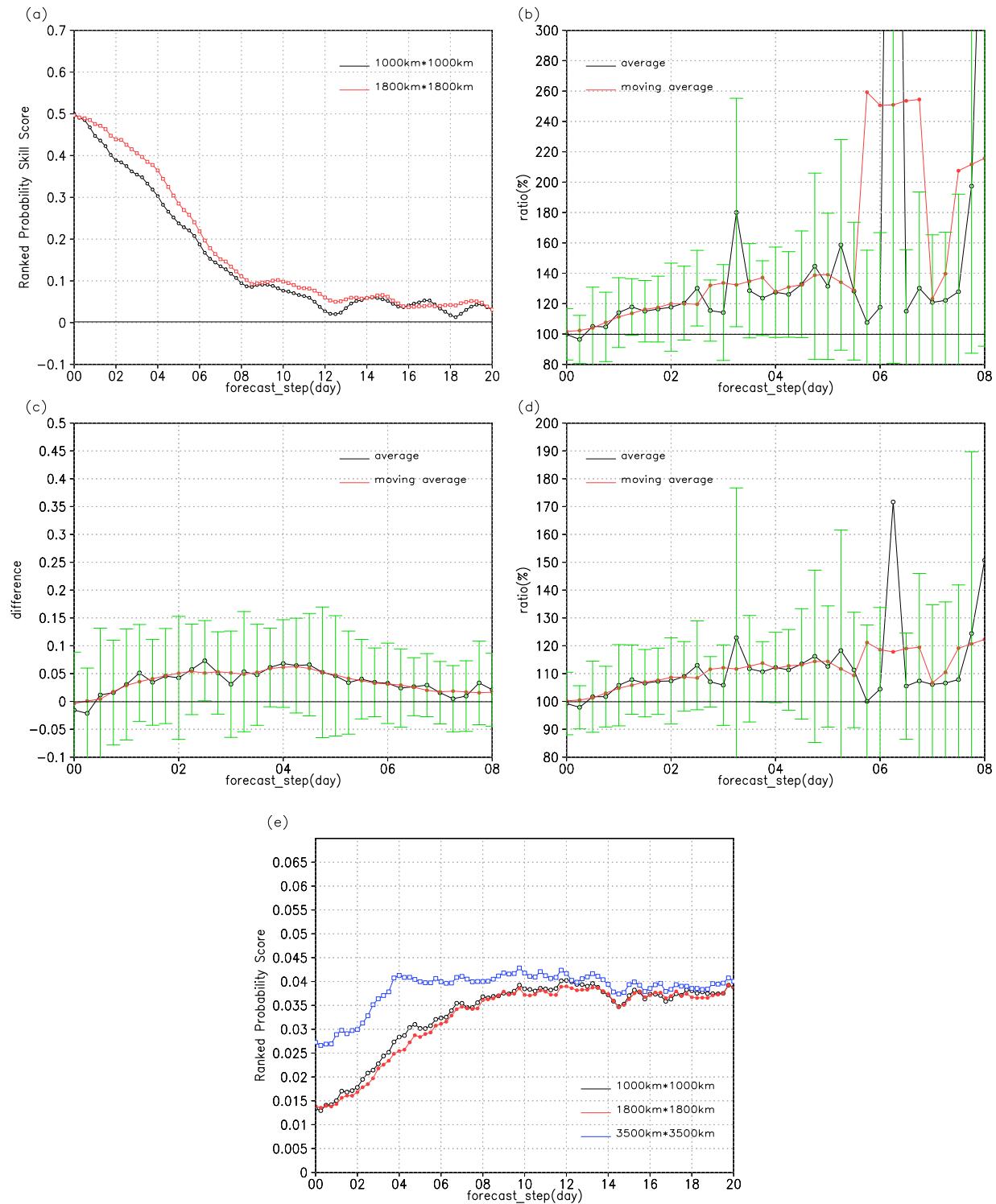


図 7.8: 北半球夏季における中緯度陸上での 6 時間降水量の結果である。図 7.3 と同様

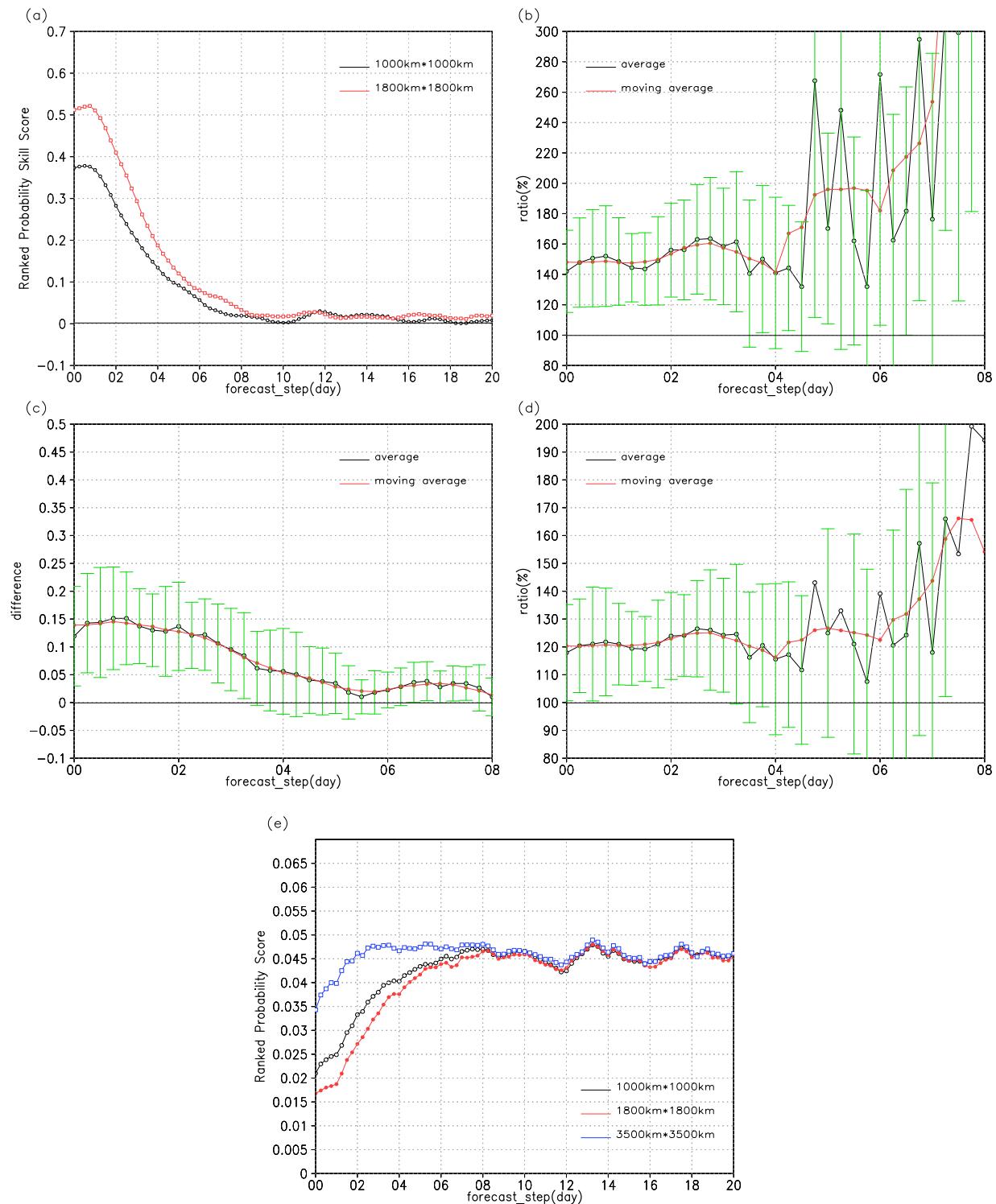


図 7.9: 北半球夏季での南半球中緯度 ( $20^{\circ}\text{S} \sim 60^{\circ}\text{S}$ ) で平均した 6 時間降水量の結果である。図 7.3 と同様

## 8 北半球冬季と北半球夏季の比較

本研究で扱った全ての季節または全ての変数において、局所化スケール  $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  の予測精度は最も悪い結果となっている。ここでは局所化スケール  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  と  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の比較結果について、冬季と夏季の違いを見ていく。

Z500 では、冬季と夏季ともに両局所化スケールでの有意な差は見られない。しかし RPSS の比(図 6.1(e)、図 7.1(e)) の平均値に注目すると、冬季の方が明らかに大きいことがわかる。つまり北半球冬季での局所化スケールの差は夏季よりも大きくなる可能性があることを示唆している。

T850 でも  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の改善率は冬季の方が大きく、夏季より冬季で各局所化の差が顕著である。また有意な改善時間も冬季の方が長くなっている。

降水においても T850 と同様に各領域で、冬季の改善率は夏季に比べて大きくなっている。また南半球中緯度を除き、夏季は冬季より改善の有意な時間は短く、遅い時間帯で有意である傾向がある。

以上から本研究で解析したすべての変数において、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する改善率は夏季よりも冬季で顕著である。これは夏季よりも冬季で  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  を用いるメリットが大きいことを示している。図 8.1 は図 6.6 と図 7.6 を北半球中緯度と熱帯それぞれについてまとめた結果である。図 8.1 左図より、中緯度における現象の規模は、北半球冬季でより大きいことがわかる。また局所化スケール  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は冬季で相関係数 0.4 以上、夏季で 0.2 以上の有意な領域に対応しており、冬季でより効果的であることがわかる。一方  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  は冬季に相関係数 0.7 以上、夏季に 0.6 以上の領域に対応している。図示していないが、850hPa での気温、700hPa の比湿からも同様の結果が得られた。熱帯での現象の規模は、冬季と夏季で大きな差はみられず、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は冬季で相関係数 0.2~0.3 以上の領域、夏季で 0.2 以上の領域に対応している(図 8.1 右図)。また  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  は冬季で相関係数 0.6 以上、夏季で 0.5 以上の領域に対応しており、熱帯における  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する予測精度改善は北半球冬季でより大きいことを説明できる結果となっている。

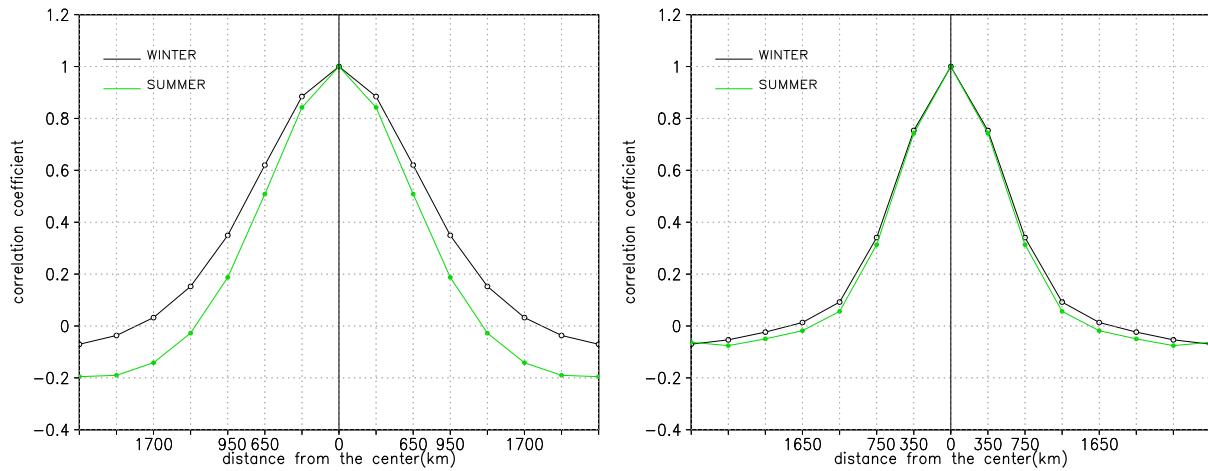


図 8.1: 左図は  $27^{\circ}\text{N} \sim 57^{\circ}\text{N}$  の各グリッドでの地表面気温の一点相関図を平均した結果の  $35^{\circ}\text{N}$  での相関係数の東西断面図である。左図は  $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$  の各グリッドでの地表面気温の一点相関図を平均した結果の  $2^{\circ}\text{S}$  での相関係数の東西断面図である。黒線は北半球冬季、緑線は北半球夏季の結果をそれぞれ示している。

## 9 まとめと議論

本研究では、局所化による効果を見積り、特性を調査するため北半球冬季と北半球夏季で局所化スケール  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ 、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ 、 $3500\text{km} \times 3500\text{km}$  の比較をおこなった。500hPa ジオポテンシャル高度 (Z500)、850hPa 温度 (T850)、降水に関し、RMSE と RPSS を指標として用い調査した。

北半球冬季では、Z500 の局所化スケールの違いによる大きな差は見られなかった。T850においての局所化スケール  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  と  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の差は、予測 30 時間目以降の 24 時間に見られ、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  の予測を 15 %程度 (最大 16.8 %) 改善することがわかった。降水については、どの領域においても局所化スケール  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  が最適であるという結果が得られた。 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対し、全球平均では予測 5 日目程度まで 31.3 %～41.3 % の改善があり、熱帯では 15.5 %～36.9 % (時間平均では 27.5 %) の改善が予測 18 時間目以降 90 時間程度継続した。また北半球中緯度でも 31.4 %～36.6 % (時間平均では 34.0 %) の改善が予測 12 時間目以降少なくとも 30 時間継続することがわかった。改善率は熱帯に比べ中緯度で大きな値を示していることから、 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  を用いる利点は中緯度でより大きいことが示された。また観測密度の大きい北半球中緯度陸上での改善率は 25 %程 (最大 26.2 %) であったが、観測密度の小さい北半球中緯度海上では最大 45.4 % と非常に大きな改善を示したことから、中緯度での観測密度の小さい領域に局所化スケール  $1800 \times 1800\text{km}$  を用いることで、より大きな予測精度の向上を見せることが示された。これは観測の非常に少ない南半球中緯度の結果からも裏付けられた。

一方北半球夏季でも、Z500 の局所化スケール間の差はみられず、T850 における  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  の  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対する改善は予測 60 時間目以降の 12 時間で 13 %程度 (最大 14.0 %) であった。降水に関しては、北半球中緯度陸上以外の領域で局所化スケール  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  が最適となることがわかった。 $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  は  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対して、全球平均で予測 6 時間目以降 4 日間において 17.9 %～25.3 % の改善があり、熱帯では予測 4 日目程度の 12 時間で 20 %程度 (最大 20.0 %) の改善が見られた。また北半球中緯度では予測 2 日目以降の 30 時間で 13.8 %～17.3 % の改善があることがわかった。改善率は熱帯の方が大きいものの、中緯度でより有意な時間は長いことから、局所化スケールとして  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  を用いる効果は中緯度でより大きいと考えられる。また北半球中緯度陸上で有意な改善は見られない一方で、海上では予測 60 時間目以降 18 時間続く 14.2 %～18.2 % の改善が見られた。ここから、北半球夏季においても中緯度の観測密度の小さい領域で局所化スケール  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  を用いる利点は大きいと考えられる。南半球中緯度で  $1800\text{km} \times 1800\text{km}$  が  $1000\text{km} \times 1000\text{km}$  に対し、予測初期から予測 3 日目程度まで有意な 47.5 %～60.5 % の改善が見られたことからも裏付けられる。

予測開始直前の初期値に関し、一例として北半球冬季での北半球中緯度の結果を示す。1800km × 1800km の 1000km × 1000km に対する予測精度の改善率は RMSE で平均 6.93 % ( $\pm 12.4\%$ ) となり、RPSS では平均 17.7 % ( $\pm 15.7\%$ ) となった。この初期値は同化サイクルの過程で作られたものである。改善率のばらつきにおいて RMSE は、RPSS より 7 % 程度小さかったが、両評価方法とも 1000km × 1000km に対する 1800km × 1800km の改善は有意ではないと考えられる。しかし平均値に関して言えば、RPSS での両局所化の差は RMSE のものより 10 % 程大きく、2 倍程度の差があった。RPSS は各アンサンブルメンバーの広がりを考慮した評価方法であることから、この平均値についての差は、局所化スケール 1800km × 1800km が 1000km × 1000km より良い初期摂動を形成していることを示している。1800km × 1800km のアンサンブル摂動がより優れていたことにより、予測開始から数日後または数時間後に両局所化の有意な差は最大となったと考えられる。

冬季と夏季とともに、熱帯よりも中緯度で、また北半球中緯度陸上よりも海上で 1800km × 1800km は 1000km × 1000km に比べ大きな改善を示した。これは総観規模擾乱が卓越する中緯度において、1800km × 1800km が現象と相関の高いスケールと同程度の規模であったためと考えられる。

また北半球冬季と夏季の比較から、本研究で解析したどの変数に関しても、夏季より冬季で局所化スケール 1800km × 1800km の使用の利益が大きいことが示された。中緯度において、冬季での擾乱規模は夏季に比べ大きく、1800km × 1800km は冬季では相関係数 0.4 以上、夏季では 0.2 以上の領域に対応した結果が得られた。

ここから以上の結果を踏まえ、現業のように計算時間に制約があると仮定した場合の効果的な局所化スケールを設定する。図 9.1 は各局所化における計算時間(解析に擁する時間)を表している。局所化スケール 1800km × 1800km は 1000km × 1000km のおよそ 2 倍の計算時間を必要としている。この結果を参考に北半球冬季と夏季それぞれについて考えていく。

まず北半球冬季である。この季節はどの領域も 1800km × 1800km は 1000km × 1000km に対して大きな改善率を示している。しかし、北半球中緯度陸上では改善率は大きいものの、有意な時間が 18 時間と短い。よって北半球冬季では局所化スケールとして北半球中緯度陸上のみ 1000km × 1000km を使用し、その他の領域は 1800km × 1800km を用いることが適切であると考えられる。

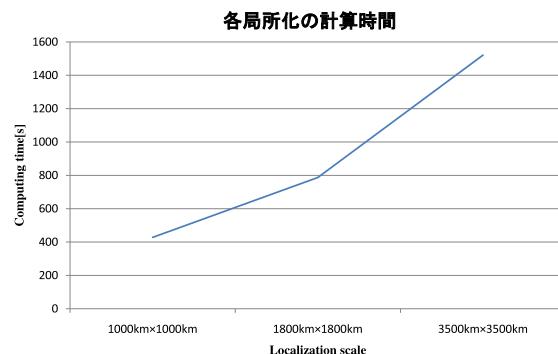


図 9.1: 各局所化の計算時間

一方北半球夏季では、有意な改善が見られない北半球中緯度陸上、そして有意な改善は見られるが12時間程度と非常に短い熱帯に $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ を適用し、他領域に $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ を用いることが適切であると考えられる。ただし北半球夏季での局所化スケールの変化による改善は、冬季ほど期待はできないだろう。

本研究では局所化スケールの効果を各変数ごとに定量的に見積もったが、T31L8の低解像度のモデルを使用したことから、より正確な見積りには高解像度のモデルでの実験が必要であると考えられる。また高解像度モデルは細かく局所化スケールを変更できるという利点がある。北半球冬季では $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ は $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ と大きな差があり、現象スケールとの兼ね合いからも最適な局所化スケールであると考えることができるが、夏季では $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ と $1000\text{km} \times 1000\text{km}$ に大きな差はなく、 $3500\text{km} \times 3500\text{km}$ も時間経過とともに他局所化スケールと同程度の精度にならないことから、北半球冬季ほどの規模の大きい現象は見られないことが予想される。よって $1800\text{km} \times 1800\text{km}$ よりも小さい局所化スケール( $1300\text{km} \times 1300\text{km}$ 等)で検証する必要があると考えられる。さらに本研究の結果の実証のためには、実際に領域・季節で局所化スケールを変化させた実験をおこなう必要性があろう。これらは今後の課題である。

## 謝辞

本研究を進めてゆくにあたり、指導教員であります山崎孝治教授には、懇切丁寧な御指導、御助言を頂き大変感謝しております。本当にありがとうございました。また、長谷部文雄教授、堀之内武准教授には、大変お忙しい中、本論文の査読をして頂きました。また、B 棟コロキウム、中間発表におきまして、大変有益な御助言を頂きました。心から感謝しております。気象庁気象研究所の瀬古弘氏には、お忙しい中、様々な御助言を頂きました。本当にありがとうございます。さらに、メリーランド大学三好建正准教授には、LETKF の提供、貴重な助言をしていただきました。心から御礼申し上げます。

また、山崎研究室の吉田康平氏には、有益な御助言を頂きました。ありがとうございます。最後に、同輩の皆様とは、この北海道という北の大地で互いに励まし合い、研究を進めることができ、私にとって今まで感じたことのないほど素晴らしい2年間を過ごすことができました。その他、北海道大学大学院環境科学院地球圏科学専攻大気海洋物理学・気候力学コースの皆様には、様々な面におきまして御協力を頂きました。

皆様のおかげで、本研究を無事終えることができました。もう一度御礼申し上げます。本当にありがとうございました。

## 参考文献

- [1] Evensen, G.,1994:Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J.Geophys.Res.*, **99C5**, 10143 – 10162
- [2] Hunt, B. R.,E. J. Kostelich, and I. Szunyogh,2007:Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *PhysicaD*, **230**, 112 – 126.
- [3] Kalnay, E.,H. Li,T. Miyoshi,S.-C. Yang, and J. Ballabrera-poy,2007:4-D-Var or ensemble Kalman filter?. *Tellus*, **59A**, 758 – 773.
- [4] Miyoshi, T.,and Aranami, K.,2006:Applying a Four-dimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model (NHM). *SORA*, **2**, 128 – 131.
- [5] Miyoshi, T., and Yamane, S.,2007:Local Ensemble Transform Kalman Filtering with an AGCM at a T159/L48 Resolution. *Mon.Wea.Rev.*, **135**, 3841 – 3861.
- [6] Murphy,A.H.,1971:A Note on the Ranked Probability Score. *J.Appl.Meteor.*, **10**, 155 – 156.
- [7] Park, Y.-Y.,R. Buizza, and M. Leutbecher,2008:TIGGE:Preliminary results on comparing and combining ensembles. *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, **134**, 2029 – 2050.
- [8] Zhang, F.,Z. Meng, and A. Aksoy,2006:Test of an Ensemble Kalman Filter for Mesoscale and Regional-Scale Data Assimilation. Part 1: Perfect Model Experiments. *Mon.Wea.Rev.*, **134**, 722 – 736.
- [9] 露木義・川畑拓矢(編集), 2008 : 気象学におけるデータ同化, 気象研究ノート 第217号, 日本気象学会
- [10] 三好建正・本田有機, 2007 : 気象学におけるデータ同化, 日本気象学会機関誌 54巻 4号 287~290
- [11] 三好建正, 2005 : アンサンブルカルマンフィルタ-データ同化とアンサンブル予報の接点-, 日本気象学会機関誌「天気」 52巻 2号 93~104