

平成25年度 修士論文

全球数値予報モデルを用いた
台風進路予報誤差についての研究

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻

宮地 哲朗

要旨

熱帯低気圧の進路予測の精度は過去 20 年で大きく向上してきている。一方で、誤差の大きな事例も依然として存在し、各国の予報センターごとに異なった予測を示す場合もある。数値予報誤差は、初期値の不確実性に伴う誤差と予報モデルの不確実性に伴う誤差とが複雑に組み合わさって生じるため、誤差の原因を単一の初期値と単一の予報モデルを用いた実験で明らかにすることはできない。本研究では、米国環境予測センター (NCEP) の全球数値予報モデル GFS を用いて、複数のセンターの解析値を初期値とした進路予報実験を行い、予測誤差が初期値の違い、及び予報モデルの違いによりどのような影響を受けるのかを調査した。

まず、2009 年に北西太平洋で発生した 22 個の熱帯低気圧について、NCEP、ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF)、気象庁の解析値を初期値とした予報実験を行った。NCEP の初期値を用いた場合に比べ、ECMWF の初期値を用いた場合は、低解像度 (T190) 実験、高解像度 (T382) 実験でそれぞれ、24 時間予報で 14 %、18 %、72 時間予報で 4 %、8 %、位置誤差が改善した。

次に、予報センター間の予測進路に顕著な違いが見られた台風第 20 号 Lupit と台風第 17 号 Parma について、さらに詳細な解析を行った。Lupit の予測では、初期値の交換により、北への転向の予測が改善し、気象庁の予報モデルを用いた先行研究の結果と一致する。この結果から、北への転向の予測は、予報モデルの影響を受けず、初期値の誤差が重要であることが示唆される。また、熱帯低気圧環境場の風である指向流と予測進路の関係を調べたところ、転向を予測した事例では、進行速度と指向流の時間変化がよく一致しており、指向流の変化の予測が初期値の違いに影響を受けていたことが分かった。さらに、高解像度実験では低解像度実験に比べ、転向後の予測精度がよくなり、強度予測精度も向上していた。このことは、Lupit の強度を維持することが、北への転向の予測に重要である可能性を示唆する。先行研究で、数値モデルの重要性が指摘されていた Parma の事例では、気象庁の予測の北進バイアスは、同じ初期値を用いた GFS による実験で減少し、予報モデルの違いによる改善が確認された。しかしながら、北進バイアス傾向は依然残り、初期値の違いも北進バイアスに影響していることが示唆された。また、別の初期時刻の実験では、いずれの初期値を用いた実験でも、北進バイアスは見られなかった。したがって、この事例では、モデルの違いが北進バイアスに重要な影響を与えるものの、初期時刻によってその影響は変動することが明らかになった。

最後に、初期渦の強度と構造の違いが、予測進路に与える影響を調べた。Lupit の事例では、初期渦の強度に違いがあったが、初期値に用いた環境場成分と渦成分の組み合わせにより、北への転向の予測は異なっていたため、転向の予測には初期値における環境場成分と渦成分、双方の再現性が重要であると考えられる。一方、Parma の事例では、初期値の渦の鉛直構造に違いが見られたものの、予測進路は環境場成分として用いた初期値の実験とほぼ同じ進路をとり、初期渦の構造よりも指向流の再現性が重要であると考えられる。

目次

第1章	序論	1
1.1	熱帯低気圧の運動力学	1
1.2	熱帯低気圧の進路予測	6
1.3	気象庁全球モデルを用いた研究	9
1.4	本研究の目的	12
第2章	使用データと実験設定	13
2.1	使用データ	13
2.2	トラッキングアルゴリズム	16
2.3	初期値交換実験	18
2.4	初期値の作成方法	20
2.5	渦・環境場交換実験	23
第3章	熱帯低気圧進路予報への初期値の影響	28
3.1	2009年に発生した熱帯低気圧についての解析	28
3.2	Lupit	33
3.3	Parma	46
第4章	初期渦と初期環境場の違いが与える影響	50
4.1	Lupit	50
4.2	Parma	57
第5章	結論	61

第1章 序論

1.1 熱帯低気圧の運動力学

熱帯での大気の運動は、第一近似的には順圧とみなすことができる。順圧渦度方程式は次のように書ける。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta - \beta v \quad (1.1)$$

ここで、 ζ は相対渦度、 \mathbf{V} は水平風ベクトル、 v は南北風、 β はコリオリパラメータの南北変化率である。右辺第1項は、移流により熱帯低気圧の渦が \mathbf{V} の向きに移動することを表す。熱帯低気圧渦を移流する環境風を「指向流」と呼ぶ。指向流が弱い場合を除けば、この移流項が支配的となる。指向流による移流は、熱帯低気圧の運動をよく説明しており、特に24時間後までの短期の予測においては比較的よい指標となる。指向流の定義には様々なものがある。統計的には、熱帯では700 hPa風 (George and Gray, 1976) や700–500 hPaの対流圏中層の風向 (Chan and Gray, 1982) との相関がよいとされており、850–300 hPaの重み付き平均 (Wu et al., 2011, 2013) などとも使われる。

式(1.1)右辺第2項は右辺第1項に比べ小さいものの、この項の効果により熱帯低気圧の運動方向は \mathbf{V} の向きからずれる。実際、観測される熱帯低気圧の運動は、周囲の環境風に比べて1–2.5 m/s程度北西にずれている (Carr and Elsberry, 1990; 図1.1)。この差は、順圧渦度方程式のベータ効果とそれに伴う非線形効果で説明される。この非線形効果による渦の移動速度は、北西方向に2 m/s程度と見積もられ、実際に観測される熱帯低気圧の移動方向と指向流の差によく一致する。初期渦として北半球の軸対称な渦を考える。式(1.1)右辺第2項は、惑星渦度の移流により熱帯低気圧の東側で相対渦度を減少させ、西側で相対渦度を増加させる。この線形的なベータ効果による渦の西進への寄与は小さく、渦を西側に引き伸ばし渦構造の非軸対称化に寄与する (Chan and Williams, 1987)。Fiorino and Elsberry (1989)は、式(1.1)の右辺を軸対称成分と非軸対称成分に分離して解析を行い、ベータ効果によって励起された非軸対称渦による非線形効果を以下のように説明した。まず、静止環境場での順圧渦度方程式の移流項を軸対称成分と非軸対称成分を用いて次のように表す。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V}_a \cdot \nabla \zeta_s - \mathbf{V}_s \cdot \nabla \zeta_a - \beta v \quad (1.2)$$

添字 a は非軸対称成分、 s は軸対称成分を表す。式(1.2)右辺第1項は、相対渦度軸対称成分の非軸対称流による移流 (asymmetric advection of symmetric vorticity: AASV)、右辺第2項は、相対渦度非軸対称成分の軸対称流による移流 (symmetric advection of asymmetric vorticity: SAAV)、右辺第3項はベータ効果である。ここで、 \mathbf{V}_s と $\nabla \zeta_s$ は直交するため $\mathbf{V}_s \cdot \nabla \zeta_s$ はゼロであり、 $\mathbf{V}_a \cdot \nabla \zeta_a$ は他の項に比べて微小であるため無視している。初期状態として北半球での軸対称渦を考える。ベータ効果により渦は西側に引き伸ばされ、非

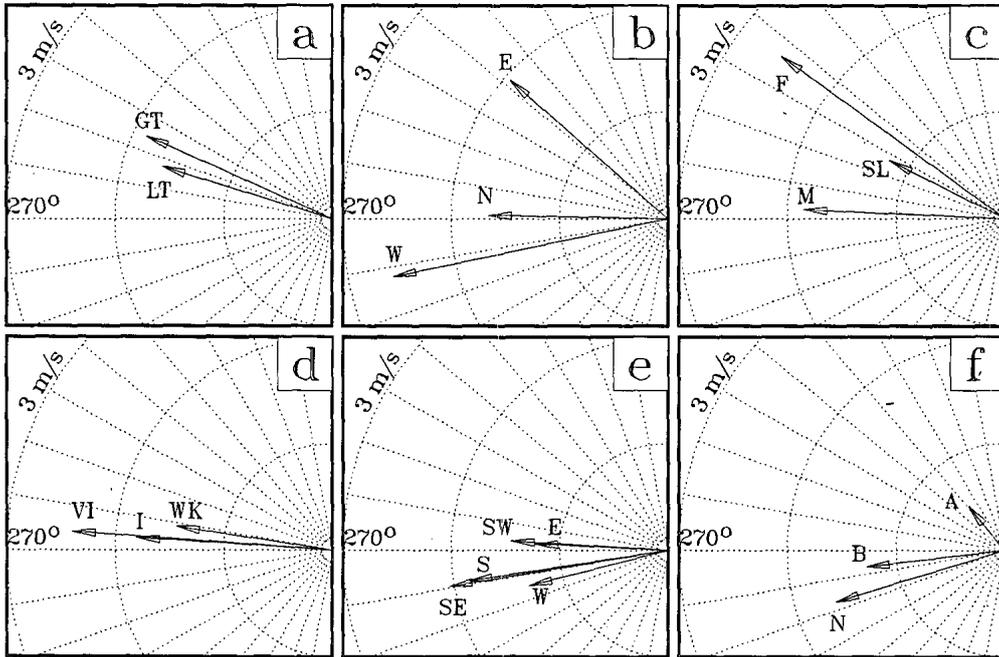


図 1.1: 熱帯低気圧の運動ベクトルと指向流の差のコンポジット平均. (a-d) 北西太平洋の熱帯低気圧について分類した George and Gray (1976) と Chan and Gray (1982) のデータ, (e, f) オーストラリアと南西太平洋域の熱帯低気圧について分類した Holland (1984) のデータを用いて, (a) 位置 (北緯 20° 以北 GT, 北緯 20° 以南 LT), (b) 進行方向 (西進 W, 東進 E, 北進 N), (c) 速度 (低速 L, 中程度 M, 高速 F), (d) 強度 (弱い WK, 強い I, 非常に強い VI), (e) 進行方向 (西進 W, 南西進 SW, 南進 S, 南東進 SE, 東進 E), (f) 転向 (転向前 B, 転向中 N, 転向後 A) で分類した上でコンポジット平均をとっている. Carr and Elsberry (1990) の Fig.1 より引用.

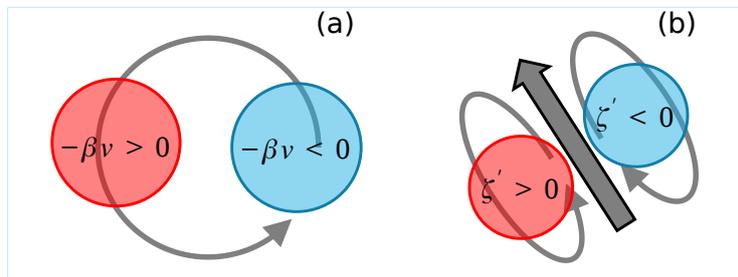


図 1.2: ベータドリフトの概念図. 赤, 青の陰影はそれぞれ, 正, 負の相対渦度偏差の非軸対称成分を表している. (a) ベータ効果によるベータジャイアの生成. (b) ベータジャイアは熱帯低気圧渦の流れにより西に傾き熱帯低気圧中心に北西方向の流れ (ventilation flow) を励起する.

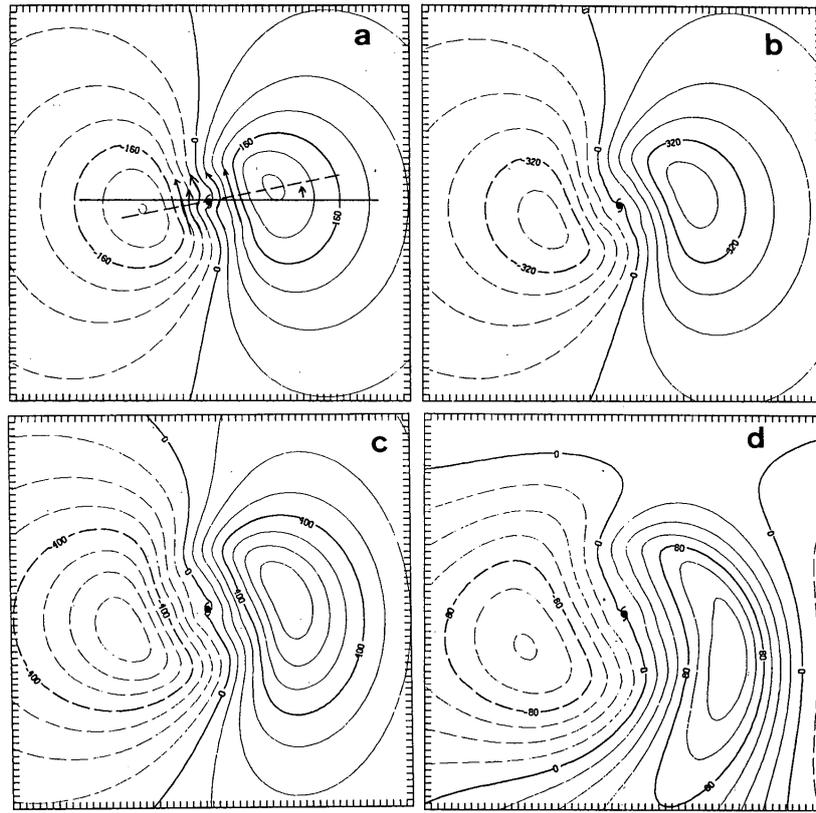


図 1.3: 順圧渦度方程式 (1.1) を数値積分した結果得られた (a) 6 時間, (b) 12 時間, (c) 24 時間, (d) 72 時間後の非軸対称成分の流線関数. コンター間隔はそれぞれ, (a) 4×10^4 , (b) 8×10^4 , (c) 1×10^5 , (d) $2 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ で点線は負の値を示す. Fiorino and Elsberry (1989) の Fig.7 より引用.

軸対称性成分 ζ_a が増加し, 1 対の渦 (ベータジャイア) が励起される (図 1.2a). ベータジャイアは, 渦自身の軸対称流による移流 (SAAV 項) によって西に傾く (図 1.3). 初期の調節過程の後, ベータ効果と SAAV 項はほとんどバランスして準定常状態となり, 非軸対称成分は, 渦中心に北西方向の流れ (\mathbf{V}_a) を形成する (図 1.2b). この非軸対称流による移流 (AASV 項) により, 渦は北西方向に移動する. この非軸対称流はベンチレーションフロー (ventilation flow) とも呼ばれる.

しかしながら, 全ての熱帯低気圧の運動をこのような順圧過程のみで説明することはできない. 実際の運動では, 鉛直シアーによる傾圧過程や非断熱加熱が重要となる場合もある. Wu and Wang (2000) は, ポテンシャル渦度の時間発展方程式を用いて, 傾圧大気における熱帯低気圧の運動を次のように説明した. 熱帯低気圧と共に運動する相対座標におけるポテンシャル渦度の時間発展は次のようにかかる.

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_m = \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_f + \mathbf{C} \cdot \nabla P \quad (1.3)$$

ここで, P はポテンシャル渦度, \mathbf{C} は熱帯低気圧の運動速度ベクトル, 添字 m , f はそれぞれ, 熱帯低気圧と共に運動する相対座標, 固定された座標系 (オイラー座標) でのポテンシャル渦度の時間変化率を表している. 熱帯低気圧の渦を, 軸対称な正のポテンシャル渦度偏差とみなすとき, 渦の運動はポテンシャル渦度の波数 1 成分の時間変化にのみ関係

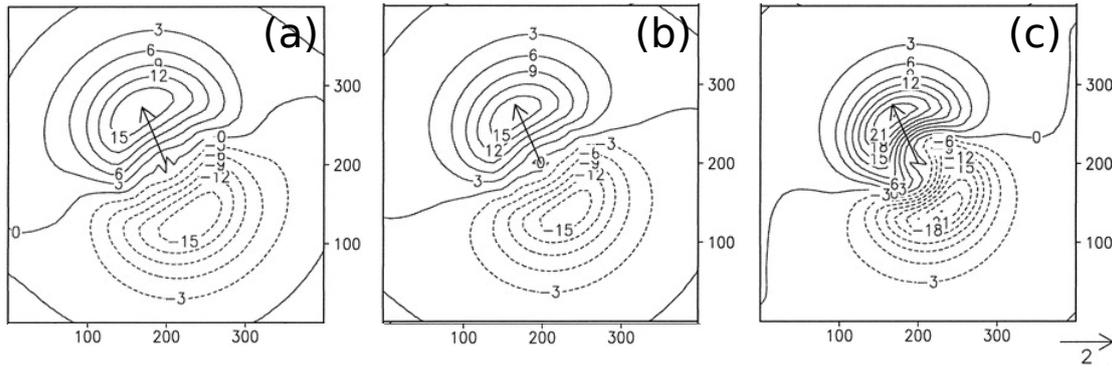


図 1.4: 静止環境場, ベータ平面上での非断熱加熱を含んだ数値実験の 60 時間積分後における (a) 580 hPa, (b) 730 hPa, (c) 850 hPa 面での熱帯低気圧の運動ベクトル (矢印, 単位は m/s) とポテンシャル渦度の波数 1 成分の時間変化率 (コンター). コンター間隔は $3 \times 10^{-11} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K kg}^{-1}$. Wu and Wang (2000) の Fig.3 より引用.

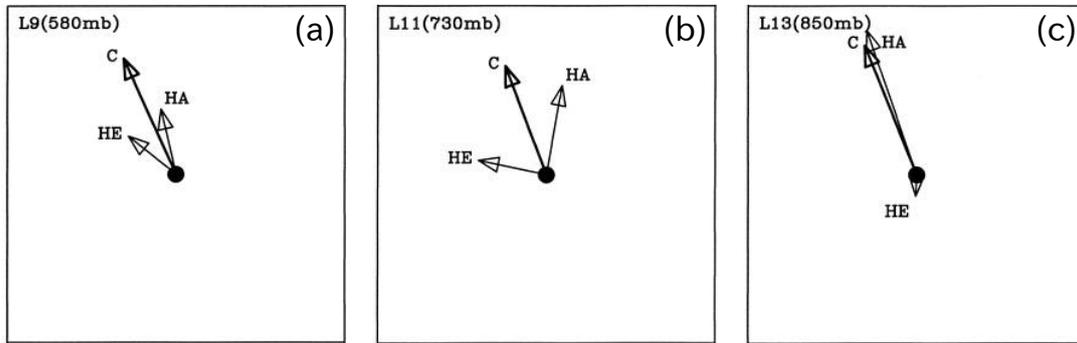


図 1.5: 静止環境場, ベータ平面上での非断熱加熱を含んだ数値実験の 36 時間積分後における (a) 580 hPa, (b) 730 hPa, (c) 850 hPa 面での熱帯低気圧渦の運動ベクトル (C) と水平移流項 (HA) と非断熱加熱項 (DH) の寄与. 鉛直移流項の寄与は非常に小さいため図では表示されていない. Wu and Wang (2000) の Fig.11 より引用.

する. したがって, 式 (1.3) は次のようにかける.

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_{1m} = \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_{1f} + \mathbf{C} \cdot \nabla P_s \quad (1.4)$$

ここで添字 s は軸対称成分, 1 は波数 1 成分を表す. 渦の時間発展は, 主に軸対称成分の変化を引き起こすため, (1.4) 左辺の変化は無視できる. したがって, 式 (1.4) は次のようになる.

$$-\mathbf{C} \cdot \nabla P_s = \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_{1f} \quad (1.5)$$

すなわち, 熱帯低気圧の運動速度 (\mathbf{C}) は, ポテンシャル渦度の波数 1 成分の時間変化率から推定することができ, ポテンシャル渦度の波数 1 成分の時間変化率が最大となる方向に向かって運動する (図 1.4).

式 (1.5) の右辺は, 気圧座標系で次のようにかける.

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_1 = \Lambda_1 \left[-\mathbf{V} \cdot \nabla P - \omega \frac{\partial P}{\partial p} + g \left\{ -(f + \zeta) \frac{\partial}{\partial p} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial}{\partial x} \right\} \frac{Q}{C_p \Pi} + (\text{friction}) \right] \quad (1.6)$$

ここで, u , v , ω は東西風, 南北風, 鉛直 p 速度, f はコリオリパラメータ, g は重力加速度, C_p は定圧比熱, Π は Exner 関数, Q は加熱率である. また, Λ_1 は, 波数 1 成分を取り出す演算子である. 式 (1.6) の右辺第 1 項は水平移流, 右辺第 2 項は鉛直移流, 右辺第 3 項は非断熱加熱によるポテンシャル渦度の生成, 右辺第 4 項は摩擦項を表す. 式 (1.5), (1.6) から, 熱帯低気圧の運動速度に対する各項の寄与を, 高度ごとに推定することができる. 傾圧モデルを用いた数値実験の結果では, 対流圏下層から中層での鉛直移流項の効果は比較的小さく, 水平移流項と非断熱加熱項の寄与が支配的になり (図 1.5), 指向流だけではなく非断熱加熱による直接の効果も重要となる (Wu and Wang, 2000, 2001). 実際の熱帯低気圧においても, 地形に伴う降水分布の非軸対称化による非断熱加熱分布の変化が進路や移動速度の変化に影響することがある (Wang et al., 2012, 2013).

Chan et al. (2002) は, 北西太平洋で発生した熱帯低気圧に対してこの解析法を適用し, 多くの事例で熱帯低気圧の運動メカニズムを説明できることを示した. また, 傾圧環境での熱帯低気圧の運動について以下のように述べている. まず, 式 (1.6) の水平移流項を次のように分解する.

$$\Lambda_1 [-\mathbf{V} \cdot \nabla P] = -\mathbf{V}_1 \cdot P_s - \mathbf{V}_s \cdot P_1 \quad (1.7)$$

式 (1.7) 右辺第 1 項は, 非軸対称風による軸対称なポテンシャル渦度の移流 (asymmetric advection of symmetric potential vorticity: AASPV) を表す. \mathbf{V}_1 は, 環境風 (指向流) だけではなく, ベータ効果によって励起される非軸対称風や非軸対称な非断熱加熱によって励起された非軸対称風を含む. 右辺第 2 項は, 軸対称風による非軸対称なポテンシャル渦度の移流 (symmetric advection of asymmetric potential vorticity: SAAPV) を表す. P_1 にはベータジャイア, 環境場の鉛直シア, 非軸対称な非断熱加熱に伴う寄与が含まれる. 熱帯低気圧の進行方向の変化が小さく定常的な運動をする場合, 非断熱加熱項の寄与は小さく, 水平移流項, 特に AASPV 項の寄与が大きくなる. 一方, 非断熱加熱項の寄与が大きいと, 熱帯低気圧は非定常的な運動をする. 非軸対称な非断熱加熱はポテンシャル渦度の波数 1 成分を増加させ, 定常的な運動をする熱帯低気圧の場合に比べ, SAAPV 項の AASPV 項に対する相対的な寄与が大きくなる. 特に, 進行速度の遅い熱帯低気圧の場合, 非断熱加熱の寄与が大きくなる傾向があるため, 非断熱加熱項, SAAPV 項, AASPV 項の分布が時間的に変化し, 非定常的な運動が引き起こされる.

2 つ以上の熱帯低気圧が近い位置にある場合は, 互いの渦の相互作用が運動に影響する場合がある. 気象庁では, 2 つ以上の熱帯低気圧がある点のまわりで低気圧性の回転運動をすることを「藤原の効果」と呼んでいる. しかし, 互いに近づき一方が取り込まれる場合や, 近接熱帯低気圧が全体として 1 つの渦のように運動する場合もあり, 実際には複雑な運動を示す. このような相互作用は, 熱帯低気圧同士に限らず, 熱帯低気圧と他のメソ擾乱, 中緯度の高低気圧, モンスーンジャイロとの間にも存在し, 熱帯低気圧の運動に影響することがある. Carr and Elsberry (2000a,b) は, 米国海軍全球大気予報システム (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System: NOGAPS) と米国地球流体研究所 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory: GFDL) のハリケーンモデルの熱帯低気圧進路予測誤差の原因を調査し, 熱帯低気圧の相互作用によって引き起こされる進路予測誤差が最も多く, この誤差は熱帯低気圧や中緯度低気圧の強度予測, 互いの距離の予測精度に起因すると述べている. Wu et al. (2013) は, 北西太平洋上で北へ転向した熱帯低気圧と, 西へ転向した熱帯低気圧についてのコンポジット解析を行い, モンスーンジャイ

アに伴う長周期成分の流れが熱帯低気圧の転向に与える影響を調べた。その結果、西へ転向する熱帯低気圧ではモンスーンジャイアに伴う長周期成分の指向流が支配的であるのに対して、北へ転向する熱帯低気圧では総観規模時間スケールの指向流が支配的となっており、モンスーンジャイアとの相互作用が熱帯低気圧の転向において重要であることを示している。また、運動に寄与する現象の時間スケールの違いは進路予測精度の差にも影響し、北へ転向する熱帯低気圧の進路予測は、西進する場合に比べ予測精度が低い理由となっている可能性を指摘している。

1.2 熱帯低気圧の進路予測

熱帯低気圧の進路予測の精度は、過去20年の間に大きく向上している。図1.6は、気象庁の熱帯低気圧進路予測の年平均誤差の経年変化である。2012年の3日予報の進路予測の平均誤差は、1996年の2日予報の進路予測の平均誤差と同程度であり、過去20年間で、3日予報の誤差は約300km、1日予報の誤差は約100kmまで改善している。図1.8は72時間予報における各数値予報センターの年平均進路予報誤差の経年変化を示したものであり、各センターとも概ね改善傾向にある。こうした進路予測の改善は、初期値となる解析値を作成するデータ同化手法の発達、予報モデルの改善、数値計算資源の増加に伴う解像度の向上、新しい衛星データなどの観測データの増加や品質の向上など様々な要因に起因している。例えば、梅津・森安(2013)は、CMCの2000年から2001年にかけての大きな改善はデータ同化システムの変更と衛星データの同化開始、ECMWFの2005年、2010年の大きな改善はそれぞれ、予報モデルの物理スキームの変更と水平高解像度化、気象庁の1996年の大幅な改善は積雲対流スキームの変更と水平高解像度化が予測精度の改善に影響していたと指摘している¹。

梅津・森安(2013)は、2011年に発生した熱帯低気圧を対象に世界の主要な数値予報センターの予測精度検証を行い、以下のように報告している。図1.8は、2011年に北西太平洋で発生した熱帯低気圧についての各センターの120時間予報までの平均進路予報誤差を示したものである。検証対象は、最大風速17.2m/s以上になったすべての熱帯低気圧(Tropical Storm: TS)で、2011年は21個の熱帯低気圧が対象となっている。72時間予報で見ると、ECMWFの予報精度が最もよく、気象庁、NCEP、KMA、BoMがほぼ同程度で続く。ECMWFの予報は初期時刻を除く全ての予報時間で最も精度がよく、72時間予報における誤差は、気象庁の48時間予報の誤差とほぼ同程度である。

図1.10は各センターの72時間進路予報における進路予報誤差を示したものである。進路予報誤差は、図1.9のようにベストトラックの進行方向成分(Along Track Error: AT)とその直交成分(Cross Track Error: CT)に分解し、進行方向に対して右側を正と定義する。また、ベストトラックの進行方向によって、転向前(時計回りに北から180°-320°)、転向中(320°-10°)、転向後(10°-180°)の各区分ごとに色分けしている。転向前ではCMA、

¹各数値予報センターの略称は次の通り。オーストラリア気象局(Bureau of Meteorology: BoM)、中国気象局(China Meteorological Administration: CMA)、カナダ気象センター(Canadian Meteorological Centre: CMC)、ドイツ気象局(Deutscher Wetterdienst: DWD)、欧州中期予報センター(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts: ECMWF)、フランス気象局(Météo France)、気象庁(Japan Meteorological Agency: JMA)、韓国気象局(Korea Meteorological Administration: KMA)、米国内環境予報センター(the National Centers for Environmental Prediction: NCEP)、英国気象局(United Kingdom Met Office: UKMO)。

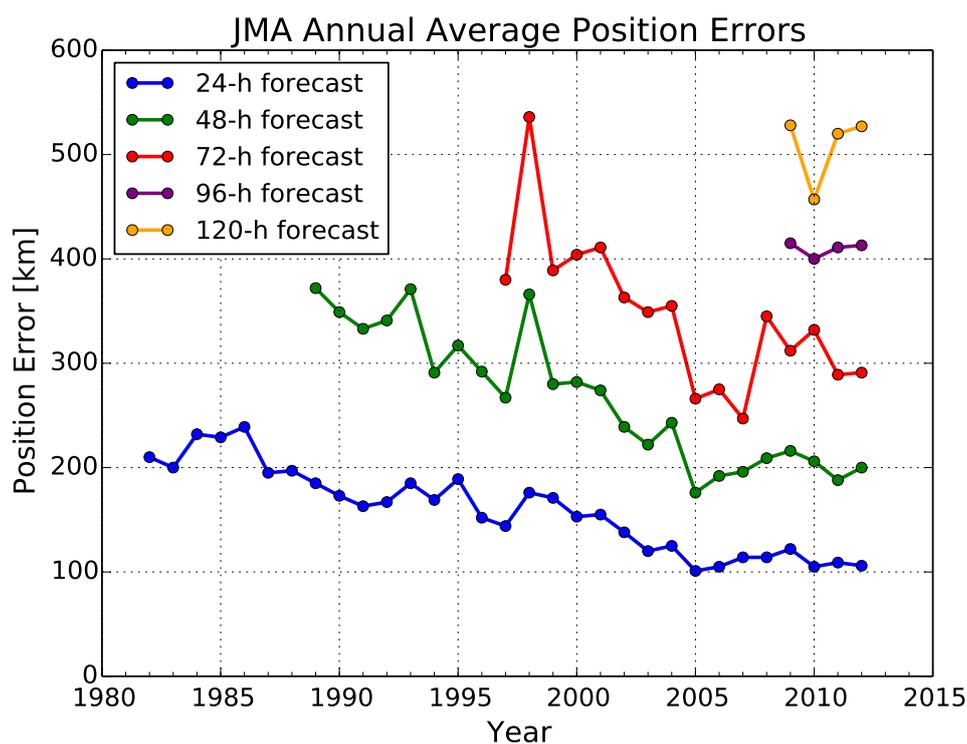


図 1.6: 気象庁の台風進路予報における中心位置の年平均誤差の 1982 年から 2012 年までの経年変化. 気象庁ホームページ (http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typ_kensho/table.html) のデータから作成.

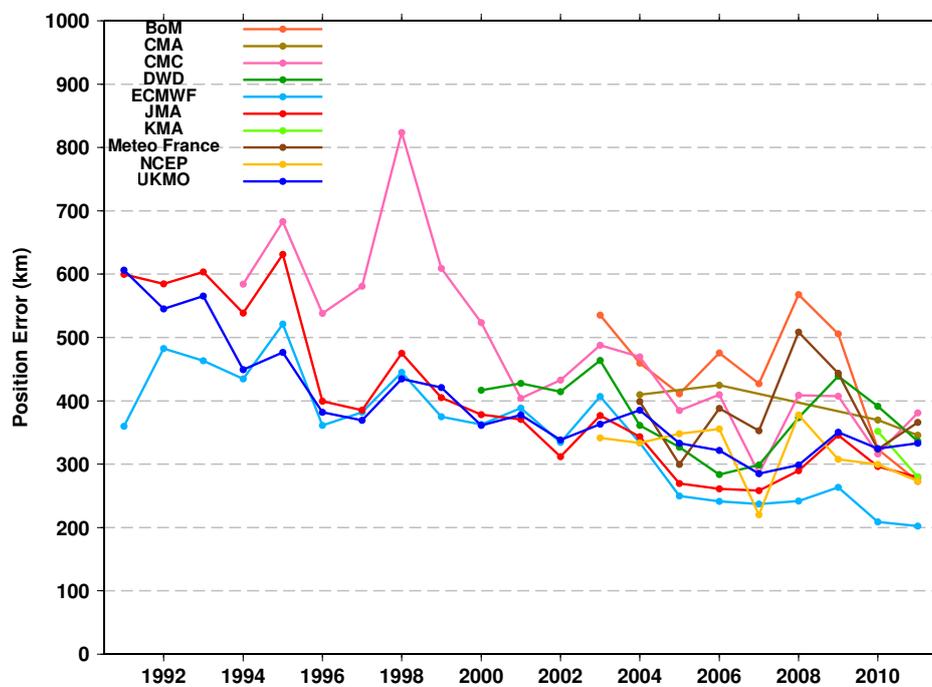


図 1.7: 北西太平洋領域における 72 時間予報の平均進路予報誤差の 1991 年から 2011 年までの経年変化. 梅津・森安 (2013) の図 4.1.8 より引用.

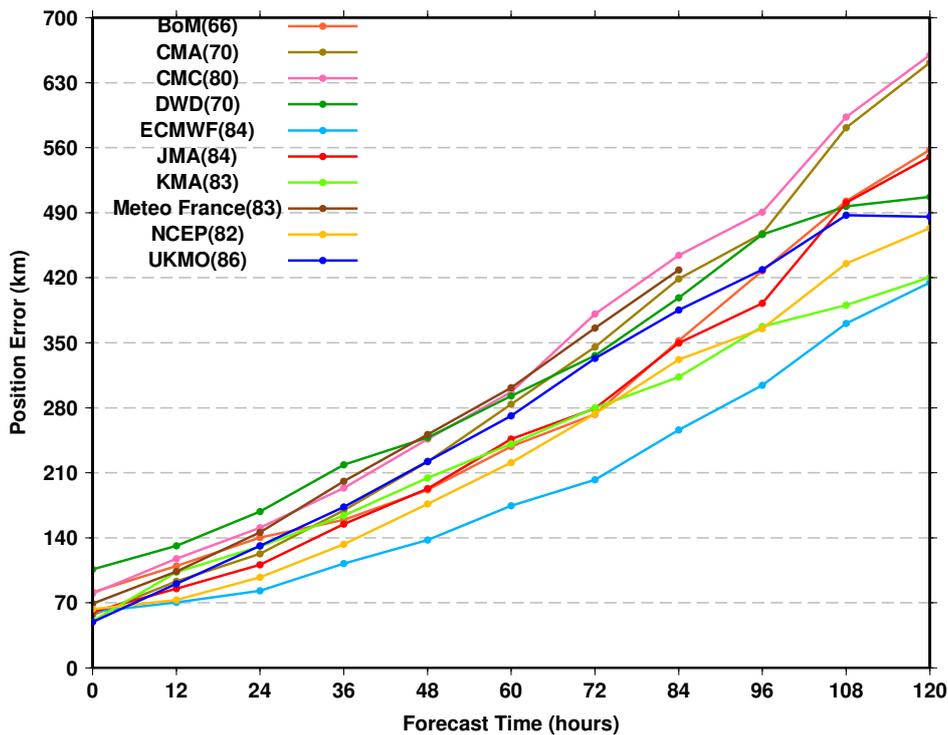


図 1.8: 2011 年の北西太平洋領域で発生したすべての熱帯低気圧における 120 時間予報までの平均進路予報誤差. 凡例の括弧内の数字は予報時間 72 時間における各センターのサンプル数を表す. 梅津・森安 (2013) の図 4.1.2 より引用.

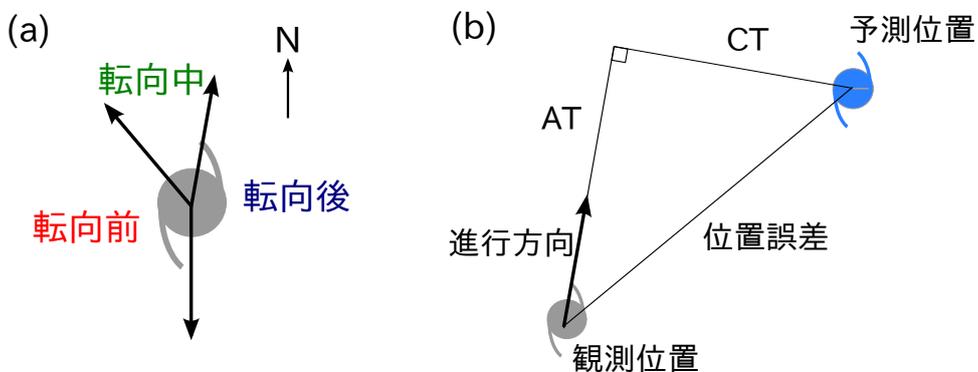


図 1.9: (a) 熱帯低気圧の転向区分と, (b) 進路予報誤差をベストトラックの進行方向成分 (AT) と直交方向成分 (CT) への分解の模式図. 進行方向に対して右側が正となるように定義する.

CMC, DWD, 気象庁, Météo France, NCEP で転向前に AT が負となり速度が遅い傾向がある. ECMWF にも弱いながら同じような傾向が見られる. また, CMC, Météo France, 気象庁では CT が正となり, 転向前に進行方向に対して右側にずれる事例が多い. 一方, KMA, UKMO は転向前速度が速い事例が多く, CT が負となる傾向も強い. 転向中に区分される事例では, UKMO に進行方向に対して西側にずれる傾向が強くと, KMA でも弱いながらも同じ傾向がある. 転向後の区分では, CMC, Météo France 以外のセンターで転向後速度が遅い事例が多く, KMA や UKMO は特にこの傾向が顕著である.

進路予報の平均精度は年々向上傾向にある一方, 個々の事例で見た場合には, 依然として大きな誤差を示す「大外れ事例」が存在し, 中には, 3 日予報で 1000 km を越える誤差

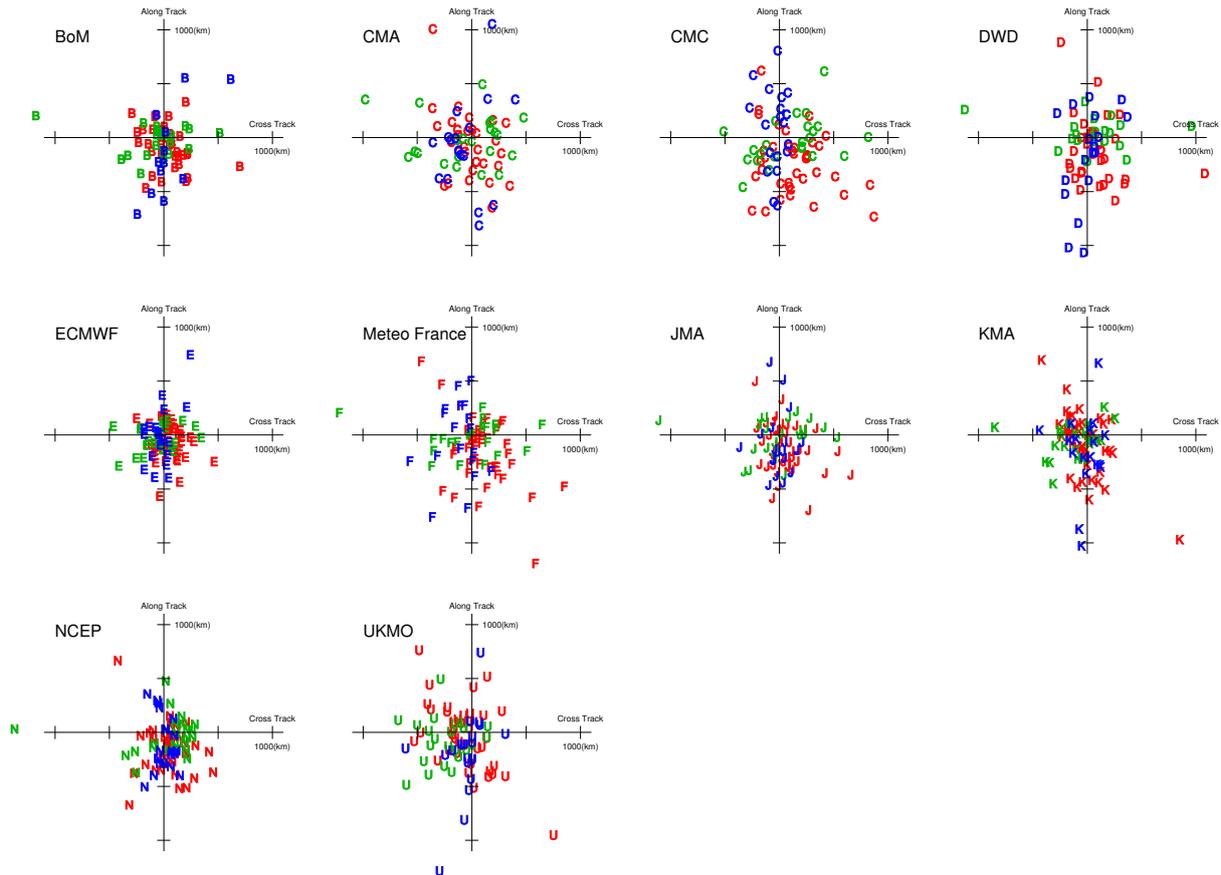


図 1.10: 2011 年の北西太平洋域で発生した熱帯低気圧の 72 時間進路予報誤差の分布図。縦軸に熱帯低気圧の進行方向の誤差成分，横軸に進行方向に直交する誤差成分をとり，横軸は進行方向に対して右側を正としている。単位は km である。赤色は転向前，緑色は転向中，青色は転向後の事例を示す。梅津・森安 (2013) の図 4.1.4 より引用。

を生じるような事例もある。このような事例の存在は，近年の進路予報誤差の改善がやや鈍い（図 1.6）ことの一因であると考えられ，数値予報センターごとに異なった予測結果を示す場合もある。進路予測のさらなる向上には，このような大外れ事例の原因を究明し，数値予報システムの改善につなげていく必要がある。

しかしながら，数値予報の誤差は初期値の不確実性に伴う誤差と，予報モデルの不確実性に伴う誤差が複雑に組み合わさって生じるため，個々の事例の予報結果の精度検証から，数値予報システムの改良につながる情報を引き出すのは一般的に難しい。熱帯低気圧の運動メカニズムに対する理解は進んでいるものの，その進路予測誤差の原因についての理解は未だ不十分である (Carr and Elsberry, 2000a,b)。

1.3 気象庁全球モデルを用いた研究

Yamaguchi et al. (2012) は，気象庁全球スペクトルモデル (JMA-GSM) を用いて，気象庁の初期値と ECMWF の初期値を用いた進路予報実験を行い，進路予測誤差の原因が初期値にあるのか予報モデルにあるのかの切り分けを試みた。この中で，2009 年に西太平洋で発生した熱帯低気圧について，気象庁初期値からの JMA-GSM 実験 (JM-JI)，ECMWF

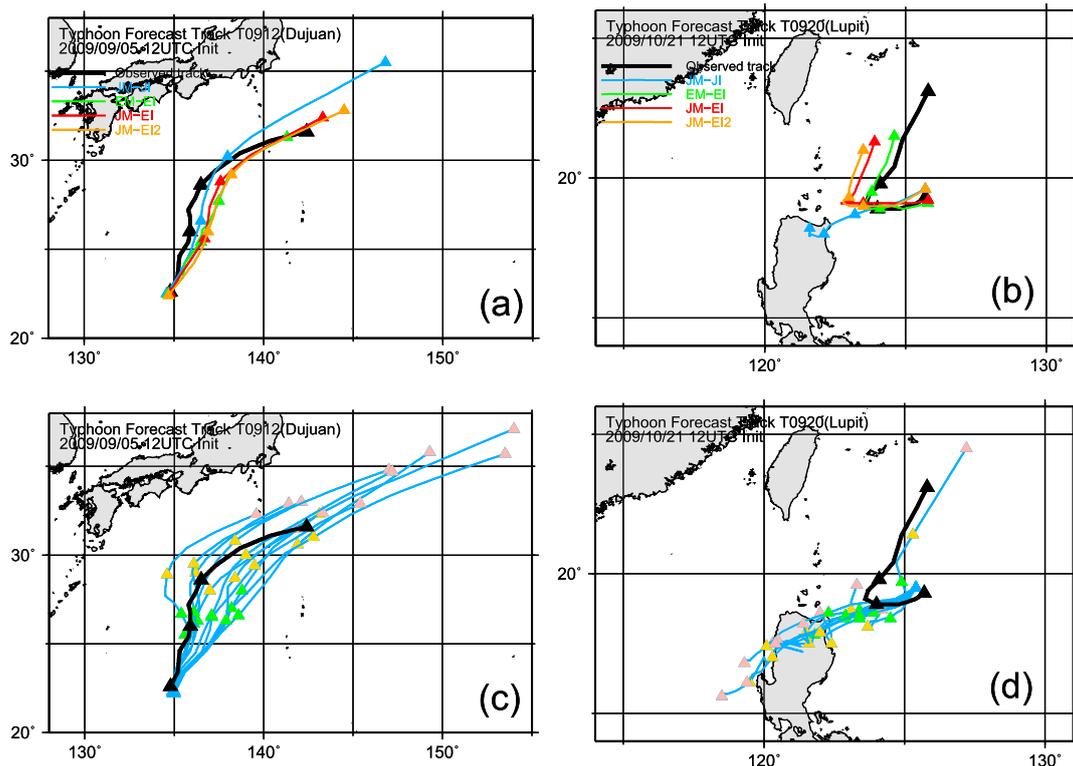


図 1.11: (a) 2009 年 9 月 5 日 12UTC を初期時刻とした Dujuan, (b) 2009 年 10 月 21 日 12UTC を初期時刻とした Lupit の JM-JI, EM-EI, JM-EI, JM-EI2 の進路予測, 及びベストトラックの進路. 同時刻を初期時刻とした (c) Dujuan, (d) Lupit についての TEPS の進路予測. 図のマークは 24 時間ごとの位置を示している. Yamaguchi et al. (2012) Figure 3 より引用.

初期値からの JMA-GSM 実験 (JM-EI), 低波数成分 (T42 以下, 約 300 km 以上) のみ ECMWF 初期値を用いた JMA-GSM 実験 (JM-EI2) と ECMWF の予測結果 (EM-EI) との比較から, 初期値に誤差の原因があると考えられる事例と予報モデルに誤差の原因があると考えられる事例がいくつか例示されている.

図 1.11 は初期値に誤差の原因があると考えられる事例として挙げられた, 初期時刻 2009 年 9 月 5 日 12UTC の台風第 12 号 Dujuan, 初期時刻 2009 年 10 月 21 日 12UTC の台風第 20 号 Lupit についての 3 日予報の進路予測結果である. Dujuan の事例 (図 1.11a) では, JM-JI の予測は, ベストトラック, EM-EI の予測に比べ転向が早く, 転向後の速度も速い. その結果, 3 日予報で位置誤差は 595 km に達している. この事例では, 初期値の交換により転向のタイミング, 速度は共に改善し, JM-EI では 3 日予報の位置誤差は 122 km に減少した. Lupit の事例 (図 1.11b) では, JM-JI の予測は北への転向を予測できず, フィリピンへ上陸する予測となっているのに対して, EM-EI の予測では転向後に速度が低下するスローバイアスが見られるものの, 北への転向を予測している. この事例も, 初期値の交換により予測が改善し, JM-EI では転向が予測され, 3 日予報の位置誤差は JM-JI の 720 km から 280 km に減少した. さらに, これらの事例では, 低波数成分のみを ECMWF 初期値に交換した JM-EI2 でも JM-EI と同じく進路は改善されており, 熱帯低気圧まわりの総観環境場に伴う指向流の表現が正確な進路予測に重要であることを示している.

図 1.11c, 1.11d は, 気象庁台風アンサンブルシステム (TEPS; Yamaguchi et al., 2009) 11 メンバーの進路予測である. Djuan の事例では, アンサンブルメンバー間で転向タイ

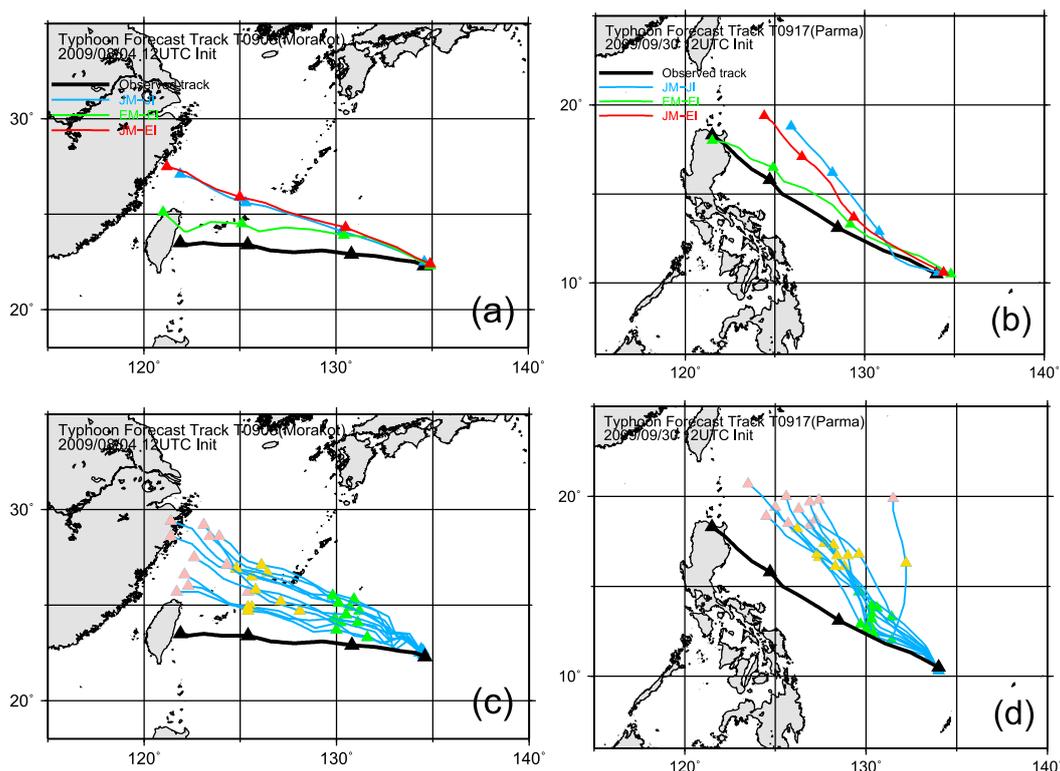


図 1.12: (a) 2009 年 8 月 4 日 12UTC を初期時刻とした Morakot, (b) 2009 年 9 月 30 日 12UTC を初期時刻とした Parma の JM-JI, EM-EI, JM-EI, JM-EI2 の進路予測, 及びベストトラックの進路. 同時刻を初期時刻とした (c) Morakot, (d) Parma についての TEPS の進路予測. 図のマーカーは 24 時間ごとの位置を示している. Yamaguchi et al. (2012) Figure 4. より引用.

ミング, 転向後の速度が大きく異なっており, Lupit の事例では, 北への転向を予測しているメンバーが存在する. 二つの事例のアンサンブル予測は, 初期値に対して熱帯低気圧の進路が敏感である場合には, TEPS は進路予測の不確実性を上手く表現できていることを示している.

図 1.12 は予報モデルに誤差の原因があると考えられる事例として挙げられた, 初期時刻 2009 年 8 月 4 日 12UTC の台風第 8 号 Morakot, 初期時刻 2009 年 9 月 30 日 12UTC の台風第 17 号 Parma についての 3 日予報の進路予測結果である. Morakot, Parma いずれの事例でも, JM-JI はベストトラックに比べ北よりの進路をとる北進バイアスが見られ, EM-EI では予測されている台湾, フィリピンへの上陸を予測できていない. この二つの事例では, 初期値を ECMWF の初期値に変えた JM-EI でも北進バイアスは改善されなかった. この結果は, 北進バイアスは初期値に鈍感であり, 予報モデルである JMA-GSM に北進バイアスの原因があることを示唆している.

また, こうした事例では TEPS の全てのアンサンブルメンバーが, 北進バイアスを示しており, スプレッドが比較的小さいという特徴が見られる (図 1.12c, 1.12d). このアンサンブル予測の結果は, 初期値の不確実性だけではなく, 予報モデルの不確実性も考慮した予測が, これら二つの熱帯低気圧の正確な進路予測には必要であることを示唆している.

しかしながら, この研究は JMA-GSM のみを用いたものであり, 特に Morakot と Parma

のように初期値の交換で予測が改善しなかった事例では、モデルの不確実性に伴う誤差であると結論づけるには不十分であり、初期値に伴う誤差とモデルに伴う誤差を十分に切り分けているとはいえない。この点を明らかにするためには、別の予報モデルを用いた初期値交換実験を行なって結果の比較を行うことが必要である。

1.4 本研究の目的

本研究では、熱帯低気圧の進路予報誤差が、初期値の違いとモデルの違いによってどのように変化するのかを、全球数値予報モデルを用いた数値実験により調べることを目的とする。予報モデルに米国環境予報センター（NCEP）の全球数値予報モデルを用いて、複数の数値予報センターの解析値を初期値とした進路予報実験を行い、初期値の違いによる改善の効果を調べる。さらに、Yamaguchi et al. (2012)の結果と比較することで、予報モデルの違いの影響についても考察する。また、各センターの解析値を環境場成分と、熱帯低気圧の渦成分に分離し、相互に組み合わせた初期値を用いた数値実験を行い、初期値の渦構造や強度の違いが進路予報に与える影響について調べる。

本論文の構成は以下の通りである。第2章で、使用データ及び、解析手法、数値実験の設定について述べる。第3章では、2009年に発生した熱帯低気圧を対象とした初期値交換実験の結果を示し、数値予報センター間の進路予報に顕著な違いが見られた2事例について詳しく述べる。第4章では、第3章で初期値の違いが影響すると考えられる事例について、初期値を大規模場の環境場成分と熱帯低気圧の渦成分に分離して、初期渦の構造、強度の違いが進路予報にどのように影響するかどうかを調べる。最後に、第5章で本研究の結論を述べる。

第2章 使用データと実験設定

2.1 使用データ

本研究で使用したデータは次の通りである。

2.1.1 全球解析データ

解析値として、ERA-Interim 再解析データ (Dee et al., 2011) を使用した。このデータは、ECMWF により、4次元変分法データ同化法を用いて作成された、全球大気再解析データである。水平格子間隔、鉛直層は、本研究で使用する最も間隔の粗い気象庁全球予報データ（第2.1.2節）に合わせて間引いて使用する。使用したデータの概要を、表2.1に示す。

表 2.1: 使用した ERA-Interim 再解析データの概要

水平	0.5°×0.5° 緯度経度格子
鉛直	等気圧面 17 層 (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa)
解析時刻	6 時間毎 (00, 06, 12, 18 UTC)

2.1.2 予報データ

ECMWF の予報データには、熱帯対流年 (the Year of Tropical Convection: YOTC) データベースで提供されている ECMWF の決定論予報データを用いる。データの使用の際には、表2.2のように水平格子間隔、鉛直層を間引いて使用した。また、気象庁の予報データには、気象庁全球スペクトルモデルによる決定論予報データを用いる。データの概要を、表2.3に示す。

また、2009年のNCEP、ECMWF、気象庁の各数値予報センターの数値予報システムの概要を表2.4に示す。

表 2.2: 使用した ECMWF の予報データの概要

水平	0.5°×0.5° 緯度経度格子
鉛直	等気圧面 17 層 (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa)
予報初期時刻	00, 06, 12, 18 UTC
予報期間	240 時間
出力時間間隔	6 時間 (00, 06, 12, 18 UTC)

表 2.3: 使用した気象庁の予報データの概要

水平	0.5°×0.5° 緯度経度格子 (地上-100 hPa) 1.0°×1.0° 緯度経度格子 (70-10 hPa)
鉛直	等気圧面 17 層 (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa)
予報初期時刻	00, 06, 12, 18 UTC
予報期間	84 時間 (初期時刻 00, 06, 18 UTC) , 192 時間 (初期時刻 12 UTC)
出力時間間隔	6 時間 (予報時間 84 時間まで) , 12 時間 (予報時間 96 時間以降)

表 2.4: 2009 年の各数値予報センターの決定論予報に用いられる数値予報システムの概要

	NCEP	ECMWF	JMA
解像度	T382L64 (≤192-h)	TL799L92	TL959L60
予報時間	T190L64 (≤384-h) 384 時間	360 時間	84 時間 (00/06/18 UTC) 216 時間 (12 UTC)
台風ボーガス	必要に応じて	なし	あり

2.1.3 予報モデル

予報モデルには、NCEPで開発、運用されている全球数値予報モデル、Global Forecast System (GFS version 9) を用いる。GFSは、NCEPの現業数値予報に用いられているもので、2014年1月現在、IBM社製のスーパーコンピュータ RS/6000 SP を用いてIBMのUnixオペレーティングシステム AIX 環境下で運用されている。本研究では、NCEPで利用されているGFSのソースコード及び必要なライブラリ類をLinux環境下で動作するように移植作業を行った。数値実験では、この移植したGFSをコンパイルしたものを使用する。GFSで用いられている力学スキーム、物理過程スキームの概要は表2.5の通りである¹。

表 2.5: GFS の概要

支配方程式	プリミティブ方程式 (静力学)
水平	スペクトル, reduced Gaussian 格子
鉛直	σ - p ハイブリッド座標
時間積分	leap-frog 法, semi-implicit 法
時間フィルター	Asselin フィルター
deep convection	simplified Arakawa-Schubert スキーム
shallow convection	bulk mass-flux スキーム
境界層	Non-local closure scheme
放射 (長波)	RRTM
放射 (短波)	RRTM2
雲	Zhao and Carr スキーム
陸面	NOAH land surface model

2.1.4 熱帯低気圧進路データ

熱帯低気圧の進路データには気象庁のベストトラックデータを用いた。ベストトラックデータは3時間間隔の中心位置が記録されているが、解析データ、予報データと合わせるために、本研究では、00, 06, 12, 18 UTCでの位置のみを使用する。気象庁では、海面更正気圧極小点を熱帯低気圧の中心位置と定義している。

また、NCEP, ECMWF, 気象庁の全球予報モデルによる熱帯低気圧進路予報のデータとして、TIGGE Cyclone Exchange で提供されている Cyclone XML (CXML) 形式のデータを用いた²。ただし、NCEPの進路予報データには4, 5, 9月のデータがアーカイブされておらず、この期間の熱帯低気圧の進路データは欠損となっている。CXMLデータには、各センターの予報データ上で同定された熱帯低気圧ごとに、予報値が記録されているが、センターによっては熱帯低気圧の位置は記録されているものの、熱帯低気圧の国際名が記録されていない場合がある。この場合、CXMLデータに記録された熱帯低気圧

¹GFSの詳細な設定、変更履歴は、NCEP環境モデリングセンターのホームページ (<http://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/doc.php>) で見ることができる。

²<http://cawcr.gov.au/projects/THORPEX/TC/index.html>

の初期時刻での位置が、ベストトラックデータでの国際名を持つ熱帯低気圧の位置に近く、かつ、周囲に他の熱帯低気圧が存在しない場合は、CXML データに記録された熱帯低気圧を国際名をもつ熱帯低気圧のデータとして扱う。2009 年における、各センターの数値予報システムは、表 2.4 の通りである。CXML データの熱帯低気圧の位置は、各予報センターがそれぞれ独自の異なるアルゴリズムを用いて作成したものである。NCEP では5つの基本パラメータ（700 hPa, 850 hPa の相対渦度, ジオポテンシャル高度, 海面更正気圧）と2つの副パラメータ（700 hPa, 850 hPa の風速）を組み合わせて中心を定義するアルゴリズム (Marchok, 2002), ECMWF, 気象庁は海面更正気圧の極小値で中心を定義するアルゴリズム (Van der Grijn, 2002; 山口・酒井, 2004) を用いている。

また、前後6時間の位置の差から求まる速度ベクトルをその時刻の熱帯低気圧の速度として定義する。位置は6時間ごとに定義されるため、前後6時間の移動ベクトルの平均、すなわち中央差分を用いて定義することに相当する。さらに、ベストトラックデータから求めた速度ベクトルの方向によって、転向前（時計回りに北から 180° – 320° ）、転向中（ 320° – 10° ）、転向後（ 10° – 180° ）に分類する（図 1.9a）。

2.2 トラッキングアルゴリズム

本研究における熱帯低気圧中心は、海面更正気圧の極小点として定義する。格子データからの中心位置のトラッキングは、Van der Grijn (2002) のアルゴリズムに従って作成したプログラムを用いて行う。このアルゴリズムは次のような手順でトラッキングを行う。

1. 前の時刻における移動速度と指向流をもとに次の時刻の熱帯低気圧中心の第一推定位置を求める。
2. 1 で求めた第一推定位置のまわりで、海面更正気圧の極小点を格子点上での中心位置として求める。
3. 2 で求めた格子点での中心をサブグリッドに内挿して熱帯低気圧中心とする。

以下、このアルゴリズムの詳細を述べる。

時刻 $t + \delta t$ における第一推定位置 $\mathbf{r}(t + \delta t)$ を、時刻 $t - \delta t$, t での位置からの外挿と、時刻 t における指向流 $\mathbf{V}_{st}(t)$ から決める。 δt はデータの出力時間間隔である。指向流は 850, 700, 500 hPa の水平風の平均で定義し、環境場の大規模風を取り出すため T20 で切断してフィルターをかけたものを用いる。 $t + \delta t$ での熱帯低気圧の第一推定位置 \mathbf{r}_{fg} をこれらの重み付き平均で定める（図 2.1）。

$$\mathbf{r}_{fg}(t + \delta t) = \mathbf{r}(t) + w [\mathbf{r}(t) - \mathbf{r}(t - \delta t)] + (1 - w) \mathbf{V}_{st}(t) \delta t \quad (2.1)$$

ここで、 w は重みで $0 \leq w \leq 1$ である。この値はデータの時間間隔 δt に応じて決められ、Van der Grijn (2002) に従い、6 時間間隔の場合は $w = 0.5$, 12 時間間隔の場合は、 $w = 1/3$ を用いる。 $t = 0$ ときは、ベストトラックデータの位置を、 $t = \delta t$ のときは、 $\mathbf{V}_{st}(t = 0) \Delta t$ を第一推定位置 \mathbf{r}_{fg} として用いる。

次に、 \mathbf{r}_{fg} を中心とした $7^{\circ} \times 7^{\circ}$ の範囲を定め、その範囲内で 850 hPa の相対渦度が最大となる（南半球では最小となる）格子点を求める。この点を中心とした $7^{\circ} \times 7^{\circ}$ の範囲で、

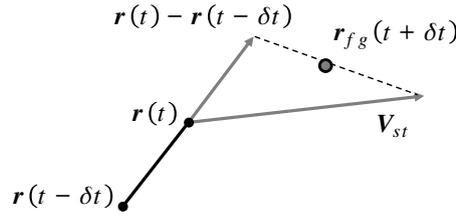


図 2.1: 第一推定位置 r_{fg} (灰色丸印) の決め方の模式図.

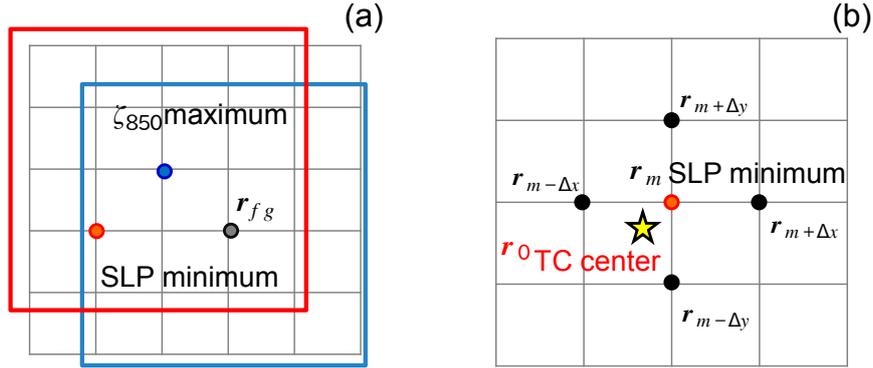


図 2.2: (a) 格子点での中心位置 r_m (赤色丸印) の決定, (b) サブグリッドでの中心位置 r_0 (星印) の決め方の模式図. 灰色丸印は第一推定位置 r_{fg} , 青色丸印は 850 hPa 相対渦度の最大 (南半球では最小) 位置である. また, 青枠で囲まれた領域, 赤枠で囲まれた領域はそれぞれ, 第一推定位置, 相対渦度の最大 (最小) 位置を中心とした $7^\circ \times 7^\circ$ の範囲を表している.

海面更正気圧が極小かつ最小となる格子点を求め, これを格子点上での中心位置 r_m とする (図 2.2). 中心位置の探索に 2 つの物理量を用いるのは, 熱帯低気圧の構造が保たれている限りは, 850 hPa 相対渦度最大位置と海面更正気圧の極小位置は大きく離れていないことを保証するためである.

ここで, 以下の条件のいずれかが満たされた時, トラッキングは終了する.

- 850 hPa 相対渦度の最大位置 (南半球では最小位置) のまわりの $7^\circ \times 7^\circ$ の範囲に, 海面更正気圧の極小位置が存在しない場合.
- 熱帯低気圧中心が 45°N 以北, 45°S 以南に到達した場合.
- 850 hPa 渦度最大値が, $7 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ を下回った場合.
- 中心気圧が 1010hPa を超えた場合.

ただし, 2 つ以上の熱帯低気圧が互いに近い位置にある場合には, 別の熱帯低気圧の中心をトラッキングしてしまうため, 一部の熱帯低気圧については, 相対渦度の最大 (最小) 位置, 海面更正気圧の最小位置を探索する範囲を小さくした.

最後に格子点での中心位置 r_m をサブグリッドに内挿して最終的な中心を求める. サブグリッドでの中心位置 r_0 を中心とした 2 次曲面を仮定すると, r_0 近傍で海面更正気圧 $p(\mathbf{r})$ は次のようにかける.

$$p(\mathbf{r}) = p_0 + {}^t(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0)A(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0) \quad (2.2)$$

ここで, p_0 は \mathbf{r}_0 での海面更正気圧, A は直交行列で,

$$A = \begin{pmatrix} a & b \\ b & c \end{pmatrix} \quad (2.3)$$

とする. \mathbf{r}_m 及び, その隣接する東西南北4つの格子点, $\mathbf{r}_{m+\Delta x}$, $\mathbf{r}_{m-\Delta x}$, $\mathbf{r}_{m-\Delta y}$, $\mathbf{r}_{m+\Delta y}$ (図2.2) の海面気圧, p_m , $p_{m+\Delta x}$, $p_{m-\Delta x}$, $p_{m-\Delta y}$, $p_{m+\Delta y}$ が式(2.2)を満たすとき, 6つの未知変数, $\mathbf{r}_0 = (x_0, y_0)$, p_0 , a , b , c についての5つの方程式が得られる. さらに, 仮定した2次曲面の主軸の向きの違いによる効果は小さいとして無視すれば, $b = 0$ と置くことができ, 5つの未知変数に対して次の5つの閉じた連立方程式系を得る.

$$p_m = p_0 + a(x_m - x_0)^2 + c(y_m - y_0)^2 \quad (2.4)$$

$$p_{m+\Delta x} = p_0 + a(x_m + \Delta_x - x_0)^2 + c(y_m - y_0)^2 \quad (2.5)$$

$$p_{m-\Delta x} = p_0 + a(x_m - \Delta_x - x_0)^2 + c(y_m - y_0)^2 \quad (2.6)$$

$$p_{m+\Delta y} = p_0 + a(x_m - x_0)^2 + c(y_m + \Delta_y - y_0)^2 \quad (2.7)$$

$$p_{m-\Delta y} = p_0 + a(x_m - x_0)^2 + c(y_m - \Delta_y - y_0)^2 \quad (2.8)$$

この方程式の解 p_0 , x_0 , y_0 は,

$$d_x = p_{m+\Delta x} - p_{m-\Delta x} \quad (2.9)$$

$$d_y = p_{m+\Delta y} - p_{m-\Delta y} \quad (2.10)$$

$$s_x = p_{m+\Delta x} + p_{m-\Delta x} - 2p_m \quad (2.11)$$

$$s_y = p_{m+\Delta y} + p_{m-\Delta y} - 2p_m \quad (2.12)$$

を用いて次のように求まる.

$$p_0 = p_m - \frac{1}{8} \left(\frac{d_x^2}{s_x} + \frac{d_y^2}{s_y} \right) \quad (2.13)$$

$$x_0 = x_m - \frac{1}{2} \Delta_x \frac{d_x}{s_x} \quad (2.14)$$

$$y_0 = y_m - \frac{1}{2} \Delta_y \frac{d_y}{s_y} \quad (2.15)$$

ここで, Δ_x , Δ_y はそれぞれ経度, 緯度の格子間隔である. $s_x = 0$, $s_y = 0$ のときは, $d_x = 0$, $d_y = 0$ であるからそれぞれ, $x_0 = x_m$, $y_0 = y_m$ となる.

2.3 初期値交換実験

2.3.1 実験設定

NCEP の予報モデル GFS を用いて, 複数の予報センターの解析値から作成した初期値からの予報実験を行うことで, 初期値の違いが進路予測に与える影響を調べる. 本実験では, NCEP の解析値を初期値としたコントロール実験 (GFS-NCEP), ECMWF の解析値

を初期値とした実験 (GFS-ECMWF), 気象庁の解析値を初期値とした実験 (GFS-JMA) の3つの実験を行う。実験設定は表 2.6 の通りである。対象期間は, NCEP, ECMWF, 気象庁3つの数値予報センターの解析値が全て入手可能であった 2009 年とする。2009 年に北西太平洋で発生した熱帯低気圧のうち, 気象庁ベストトラックデータにおいて, 最大風速 17.2 m/s 以上であった全ての熱帯低気圧 (Tropical Cyclone: TC) 22 個のうち, 初期時刻が 12UTC である 127 事例 (102 初期日) を実験対象とする。

表 2.6: 初期値交換実験の設定

使用モデル	the NCEP Global Forecast System
解像度	低解像度実験: T190L64 (水平約 70 km, 最上層 0.3 hPa) 高解像度実験: T382L64 (水平約 35 km, 最上層 0.3 hPa)
初期値境界値	NCEP-CFSR, ECMWF 解析値, 気象庁客観解析値 NCEP-CFSR (SST 偏差は e-folding time 90 日で気候値に漸近)
対象事例	2009 年に発生した熱帯低気圧 (TC) のうち初期時刻 12UTC の事例 (127 事例)

NCEP の解析値には NCEP Climate Forecast System Reanalysis (NCEP-CFSR; Saha et al., 2010) の初期値, 及び境界値³を用いる。概要は表 2.7 の通りである。

表 2.7: NCEP-CFSR 初期値の概要

水平鉛直使用変数	T382 スペクトル σ - p ハイブリッドモデル面 64 層 (最上層 0.3 hPa) 仮温度, 発散, 渦度, 比湿, オゾン質量混合比, 雲水混合比
----------	--

初期値作成に用いた ECMWF 客観解析値の概要は表 2.8 の通りである。GFS の予報変数である雲水混合比には, 雲液水混合比と雲氷混合比の和を用いた。

表 2.8: 初期値作成に用いた ECMWF 解析値の概要

水平鉛直使用変数	0.5°×0.5° 緯度経度格子 σ - p ハイブリッドモデル面 91 層 (最上層 0.1 hPa) 地表気圧, 気温, 東西風, 南北風, 比湿, オゾン質量混合比, 雲液水混合比, 雲氷混合比
----------	---

初期値作成に用いた気象庁客観解析値の概要は表 2.9 の通りである。70 hPa より上層の雲水混合比はデータに含まれていないため, 値はゼロとして内挿する。またオゾン量を表すデータが含まれていないため気候値を代わりに用いた。

³米国気候データセンター (<http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php?name=access#cfs-reanal>) で提供されている GFS の入力形式のフォーマットのデータを使用した。

表 2.9: 初期値作成に用いた気象庁客観解析値の概要

水平鉛直	1.25°×1.25° 緯度経度格子 等気圧面 23 層 (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0.4 hPa)
使用変数	ジオポテンシャル高度, 気温, 東西風, 南北風, 露点温度, 雲水混合比

2.4 初期値の作成方法

ECMWF, 気象庁の解析値からの初期値の作成では, GFS のモデル面, モデル格子に合わせてデータを内挿する必要がある. 本研究では, このためのプログラムを作成し, GFS 入力ファイル形式の初期値データを作成した.

2.4.1 概要

初期値の作成方法の手順は以下の通りである.

1. 緯度経度格子データを GFS の地形データの格子 (ガウス格子) に合わせてスペクトル法を用いて内挿する. モデル面データの場合は, 各層, 各格子点の気圧とジオポテンシャル高度の値も求めて地形データの格子に合わせて内挿する.
2. GFS の地形データでの地表気圧を求め直す.
3. 求め直した地表気圧から, 各格子点で, GFS の σ - p ハイブリッド座標系のモデル面 64 層での気圧を求める.
4. GFS のモデル面に対して, 各格子点上で鉛直内挿する.

2.4.2 鉛直内挿

鉛直内挿には, 3 次のラグランジュ内挿を用いる. ただし, 入力データ最下層より下層の高度に対する気温と比湿については外挿する. また, 地表より下層の高度のデータは内挿および外挿には用いない.

ジオポテンシャル高度

入力データがモデル面データの場合, ジオポテンシャル高度 z は, 静力学平衡の式から次のように求める.

$$z_1 = z_s - \frac{R_d T_1}{g} (\ln p_1 - \ln p_s) \quad (2.16)$$

$$z_k = z_{k-1} - \frac{R_d(T_k + T_{k-1})}{2g} (\ln p_k - \ln p_{k-1}) \quad (k \geq 2) \quad (2.17)$$

ここで、添字 k は下から k 番目のモデル面を表し、 R_d は気体定数、 g は重力加速度、 z_s は地表高度、 T は気温、 p は気圧である。

地表気圧

地表気圧は、地表面高度より上層の入力データを用いて求める。静力学平衡の式から、地表気圧 p_s は、

$$p_s = p_l \left[1 - \frac{\Gamma}{T_l} (z_s - z_l) \right]^{\frac{g}{R_d \Gamma}} \quad (2.18)$$

と求まる。ここで、 T_l 、 z_l は最下層での気温とジオポテンシヤル高度で、 $p_s \geq p_k = p_l > p_{k+1}$ 。また、 Γ は気温減率で $\Gamma = 0.0065 \text{ K/m}$ を用いた。

東西風，南北風，オゾン質量混合比，雲水混合比

東西風，南北風，オゾン質量混合比，雲水混合比については、 $\ln p$ についての3次ラグランジュ補間で内挿する。すなわち、内挿点の気圧 p について $p_0 > p_1 \geq p > p_2 > p_3$ のとき、変数 h は、

$$h = \sum_{k=0}^3 L_k(p) h_k, \quad L_k(p) = \prod_{j=0}^{3(j \neq k)} \frac{\ln p - \ln p_j}{\ln p_k - \ln p_j} \quad (2.19)$$

3次内挿には、内挿する高度に対して上下各2層分が必要である。入力データの最上層直下と、最下層もしくは地表に最も近い層の場合は、上下に1層しかとれないため線形内挿を行う。最上層直下、 $p_{k-1} \geq p > p_k = p_N$ 、もしくは、地表に最も近い層、 $p_s \geq p_{k-1} \geq p > p_k$ のとき、

$$h = h_{k-1} + \frac{h_k - h_{k-1}}{\ln p_k - \ln p_{k-1}} (\ln p - \ln p_{k-1}) \quad (2.20)$$

最上層 ($k = N$) より上層、最下層もしくは地表面に最も近い層より低い場合は、定数で外挿する。すなわち、

$$h = h_N \quad (p_N \geq p) \quad (2.21)$$

$$h = h_l \quad (p \geq p_l) \quad (2.22)$$

気温

入力データ最下層より下層、すなわち $p \geq p_l$ の範囲は、東西風と同様の内挿方法で求める。入力データ最下層、もしくは地表面に最も近い層より下層については、ECMWF (2013) の手法により、以下のように外挿する。

まず地表気温 T_s を最下層の気温から求める。静力学平衡の式と状態方程式から、

$$\frac{dp}{dT} \frac{dT}{dz} = -\frac{pg}{R_d T} \quad (2.23)$$

p から p_s まで積分して、

$$T = T_s e^y, \quad y = \frac{R_d \Gamma}{g} \ln \frac{p_s}{p} \quad (2.24)$$

最下層近傍では、 $y \ll 1$ ($p \simeq p_s$) より、

$$T \simeq T_s \left(1 + y + \frac{y^2}{2} + \frac{y^3}{6} \right) \quad (2.25)$$

となる。したがって、地表気温 T_s は最下層の気温 T_l から、

$$T_s = T_l e^{-y} \simeq T_l \left(1 - \frac{R_d \Gamma}{g} \ln \frac{p_s}{p_l} \right) \quad (2.26)$$

と求まる。(2.26) で求めた T_s と (2.24) を用いて T を外挿する。このとき、気温減率 Γ は次の値を用いる。

$z_s < 2000 \text{ m}$ のとき

標準大気気温減率 $\Gamma = \Gamma_{st} = 0.0065 \text{ K/m}$ を用いる。

$2000 \text{ m} \leq z_s \leq 2500 \text{ m}$ のとき

$$T_0 = T_s + \Gamma_{st} z_s \quad (2.27)$$

$$T'_0 = 0.002 [(2500 - z_s)T_0 + (z_s - 2000) \min(T_0, 298)] \quad (2.28)$$

を用いて、

$$\Gamma = \frac{\max(T'_0 - T_s, 0)}{z_s} \quad (2.29)$$

$z_s > 2500 \text{ m}$ のとき

$$T'_0 = \min(T_0, 298) \quad (2.30)$$

を用いて、(2.29) から計算する。

比湿

入力データ最下層より上層の範囲は、東西風と同様の内挿方法で求める。入力データ最下層、もしくは地表に最も近い層より下層については、最下層の相対湿度の値が一定となるように外挿し、相対湿度から (2.24) で外挿した気温を用いて比湿を求める。

2.5 渦・環境場交換実験

2.5.1 実験設定

初期値交換実験で用いた初期値を熱帯低気圧の渦成分と環境場成分に分離し、環境場成分に別の初期値の熱帯低気圧渦成分を埋め込むことで、初期環境場の違い、初期渦の違いが与える影響について調べる。実験設定は表 2.10 のとおりである。

表 2.10: 渦・環境場交換実験

使用モデル	the NCEP Global Forecast System
解像度	低解像度実験：T190L64（水平約 70 km，最上層 0.3 hPa） 高解像度実験：T382L64（水平約 35 km，最上層 0.3 hPa）
初期値	第 2.5.2 節で詳述
境界値	NCEP-CFSR（SST 偏差は e-folding time 90 日で気候値に漸近）
対象事例	Parma：初期時刻 2009 年 9 月 30 日 Lupit：初期時刻 2009 年 10 月 20 日，21 日

2.5.2 初期値の作成

初期値は、GFS モデル面の初期値から次のような手順で作成する。渦と環境場の分離は、急峻な地形による悪影響を防ぐために、モデル面上ではなく等圧面上で行う。

1. 地表気圧から海面更正気圧を求め、各予報変数をモデル面から等圧面へ鉛直内挿する。鉛直内挿方法は、第 2.4.2 節で述べた方法で行う。
2. ベストトラックデータでの熱帯低気圧位置を中心とした $40^\circ \times 40^\circ$ の範囲で 1° 間隔の作業領域格子を作成し、ガウス格子から作業領域格子に準双 3 次内挿 (Ritchie et al., 1995) する。
3. この作業領域で、等圧面の予報変数と海面更正気圧に対して、Kurihara et al. (1995) の渦分離スキームを適用し、渦成分と環境場成分を分離する。
4. 渦の交換、移動を行い作業領域での初期場を作成する。渦成分の中心位置は、渦成分として用いた初期値の熱帯低気圧中心位置に合わせる。
5. 等気圧面上での各予報変数、海面更正気圧を作業領域格子からガウス格子へ準双 3 次内挿する。
6. 海面更正気圧からモデル地形での地表気圧を求める。各格子点上で、求めた地表気圧に対するモデル面の気圧を求め、等圧面からモデル面に鉛直内挿する。

ここで、作業領域を十分大きくとれば、渦を除去するためのフィルターの影響は作業領域内に限られ、作業領域の境界と元データは滑らかに接続する。渦成分と環境場成分の分離は Kurihara et al. (1993, 1995) に基づき以下のような手順で行う。

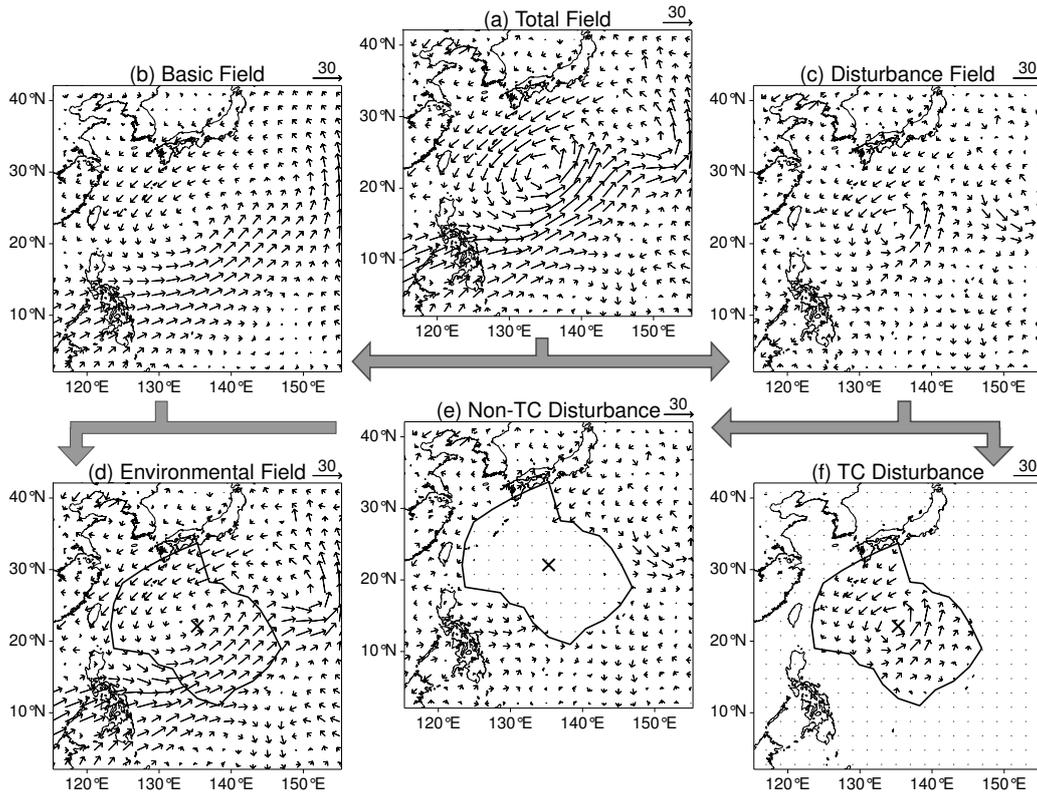


図 2.3: 2009 年 9 月 5 日 12 UTC における台風第 12 号 Djuan の下層 (850hPa 付近) での東西、南北風への分離スキームの適用の例. (a) 解析場 h , (b) 基本場 h_B , (c) 擾乱場 h_D , (d) 環境場 h_E , (e) 非渦擾乱場 h_{nv} , (f) 渦擾乱場 h_{av} . フィルター領域決定の際に定義しなおした熱帯低気圧中心は × 印で示し, (d)–(e) の実線はフィルター領域の境界を表す. 単位はいずれも m/s.

概要

まず, 解析場 h を大規模場を表す基本場 h_B と, 基本場からの偏差である擾乱場 h_D に分離する (図 2.3a–2.3c).

$$h = h_B + h_D \quad (2.31)$$

擾乱場 h_D には, 熱帯低気圧渦に伴う擾乱成分だけでなく, 小スケールの擾乱成分も含まれている. 擾乱場はさらに, 渦成分 h_{av} と非渦擾乱成分 h_{nv} に分離できる (図 2.3c, 2.3e, 2.3f).

$$h_D = (h_D - h_{av}) + h_{av} = h_{nv} + h_{av} \quad (2.32)$$

渦成分は熱帯低気圧位置を中心としたある領域内 (フィルター領域) でのみ存在し, 領域外の擾乱成分 h_D は全て非渦擾乱成分 h_{nv} であるとする. このとき, フィルター領域内の擾乱成分の大部分は, 渦成分 h_{av} であり, 熱帯低気圧中心から離れるにつれ, 渦成分の割合は小さくなる. また, フィルター領域境界上では非渦成分 h_{nv} のみになる.

環境場成分 h_E は, 基本場成分と非渦擾乱成分の和として定義される (図 2.3d).

$$h_E = h_B + h_{nv} = h_B + (h_D - h_{av}) = h - h_{av} \quad (2.33)$$

したがって, フィルター領域の外側では環境場成分 h_E は, 解析場 h と完全に一致する.

基本場

基本場は東西，南北方向に隣接3点の平滑化フィルターをかけることで求める．

$$\bar{h}_{i,j} = h_{i,j} + K(h_{i+1,j} + h_{i-1,j} - 2h_{i,j}) \quad (2.34)$$

ここで， \bar{h} は東西方向に平滑化をかけた値， i と j は経度，緯度方向の格子点を表し，格子間隔は 1° である． K は係数で，

$$K = \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{2\pi}{m} \right)^{-1} \quad (2.35)$$

平滑化は11回繰り返して行い，係数 K のパラメータ m を，2, 3, 4, 2, 5, 6, 7, 2, 8, 9, 2と変化させる．平滑化を繰り返す際，領域の東西端の値は固定する．同様の平滑化を，南北方向にも繰り返して行うことで，大規模成分のみを残した基本場 h_B を得る（図2.3b）．

$$h_{B,i,j} = \bar{h}_{i,j} + K(\bar{h}_{i,j+1} + \bar{h}_{i,j-1} - 2\bar{h}_{i,j}) \quad (2.36)$$

この平滑化により，急なカットオフスケール無しに，小規模の波を効果的に除去することができる．

フィルター領域の決定

フィルター領域は，接線風の風速と動径方向の勾配を用いて次のように定める．接線風の値は熱帯低気圧中心位置の正確さに強く依存する．本研究では，熱帯低気圧中心の定義に海面更正気圧を用いているが，本スキーム適用に際しては接線風をより正確に決められるように，接線風を基準にして熱帯低気圧中心を定める．

まず，中心を求めるための作業領域格子を作成する．中心の第一推定位置（ベストトラックの中心位置を用いる）に最も近い格子点を中心とした， $7^\circ \times 7^\circ$ の領域を 0.5° 格子間隔で作成する．この領域内のある格子点を熱帯低気圧中心と仮定し，動径方向に 0.2° 間隔で 6° まで，接線方向に 15° 間隔で24分割した各点での風速を双線形内挿により求め，接線風を計算する．中心からの距離ごとに平均接線風を計算し，最大平均接線風を求める．最大平均接線風を作業領域内の全ての格子点を中心とした場合について求め，その中で最大平均接線風が最も大きくなる格子点を，分離スキームで用いる熱帯低気圧の中心と定める．

次に，渦成分を分離するためのフィルター領域を決定する．接線風を基準にして定めた中心から，動径方向に 0.1° 間隔で 12° まで，接線方向に 15° 間隔で24分割した極座標を作成し，接線風 ν_{tan} のプロファイルを求める（図2.4b）．このプロファイルについて，探索開始半径（後述）から外側に向かって風速と勾配を求めていき，以下の条件のいずれかを満たしたときの半径を $r_f(\theta)$ とする．

- $\nu_{tan} < 6 \text{ ms}^{-1}$ かつ $-\frac{\partial \nu_{tan}}{\partial r} < 4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ を2回満たす
- $\nu_{tan} < 3 \text{ ms}^{-1}$
- 探索最大半径に達する

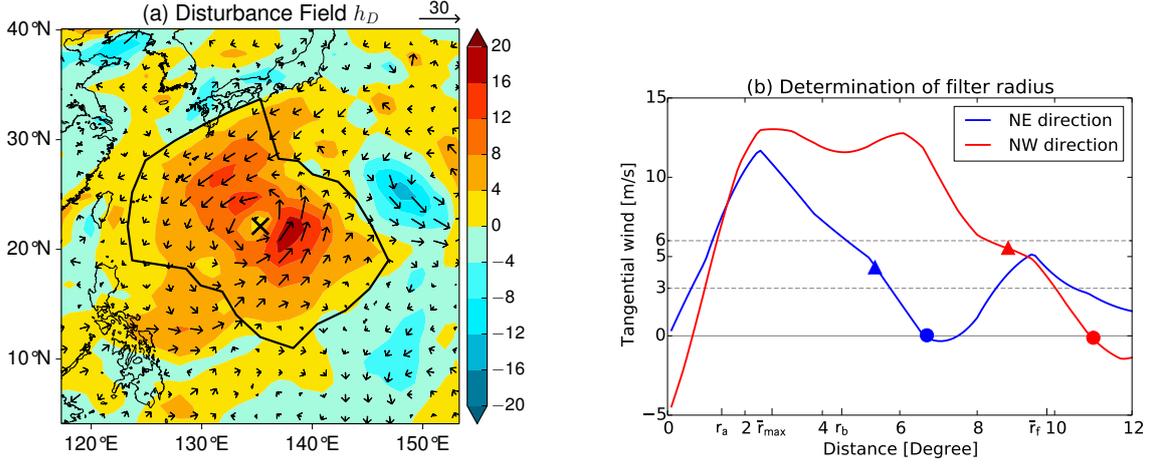


図 2.4: 2009 年 9 月 5 日 12 UTC における台風第 12 号 Djuan のフィルター領域決定の例. (a) 下層 (850 hPa 付近) での東西, 南北風の擾乱成分 (ベクトル) と擾乱成分の接線風 (陰影). 単位はいずれも m/s. Djuan の中心は \times 印で示し, 実線はフィルター領域の境界を表す. (b) 下層風擾乱成分の北東, 北西方向の接線風の動径方向のプロファイル. 各プロファイルに対して決まる, r_f , r_0 をそれぞれ三角印, 丸印で示す.

このように求めた, $r_f(\theta)$ に対して, フィルター領域の半径を $r_0(\theta) = 1.25 r_f(\theta)$ で定める. $[r_f, 1.25 r_f]$ の範囲で ν_{tan} が負となる場合は, $[r_f, 1.25 r_f]$ の範囲で最も内側の ν_{tan} が負になる半径を $r_0(\theta)$ とする (図 2.4b).

探索開始半径は, 探索範囲に渦に伴う擾乱が含まれるように十分小さくとる必要があるが, 中心付近の接線風速は熱帯低気圧中心の決め方に強く依存してしまうため, 中心に過度に近い位置から探索をはじめるとは適切ではない. したがって, 探索開始半径は方向 θ ごとに, 次のように定める. まず, 平均軸対称接線風 $\bar{\nu}_{tan}$ が最大となる半径 \bar{r}_{max} を求める. 次に $\bar{\nu}_{tan}$ のプロファイルに対して, $1.5 \bar{r}_{max}$ を探索開始半径としてフィルター領域の判定を行い, 平均軸対称接線風についての \bar{r}_f を求める. 探索開始半径の範囲は, \bar{r}_{max} と \bar{r}_f によって定まる半径,

$$r_a = a \bar{r}_{max}, \quad r_b = b \bar{r}_{max} + (1 - b) \bar{r}_f \quad (2.37)$$

を用いると, $[1.1 r_a, 1.1 r_b]$ の範囲に存在するように決める. ここで, パラメータの値は $a = 0.5$, $b = 0.75$ とする. r_a , r_b を用いて, 各方向 θ ごとの探索開始半径を次のように決定する. まず, 最大接線風の半径 $r_{max}(\theta)$ を求める. このとき $r_{max}(\theta)$ が, $[r_a, r_b]$ の範囲外にある場合は, $[r_a, r_b]$ 内での最大接線風の半径を求め, これを $r_{max}(\theta)$ と置き換える. 次に, $[r_{max}(\theta), r_b]$ の範囲で, $\nu_{tan}(r, \theta)$ が負になる点がある場合は, $r_{max}(\theta)$ を r_b で置き換える. このようにして求めた $r_{max}(\theta)$ に対して, 探索開始半径を $r = 1.1 r_{max}(\theta)$ とする. このとき探索開始半径は $[1.1 r_a, 1.1 r_b]$ の範囲に存在する (図 2.4b).

フィルターの適用

最後に, 求めた渦領域内の擾乱成分 h_D にフィルターを適用し, 渦擾乱成分 h_{av} と非渦擾乱成分 h_{nv} に分離する. フィルター領域内で滑らかに変化し, かつ, 領域境界上で外部の非渦擾乱成分と連続的に接続するように, 最適内挿法を用いて非渦擾乱成分を求める.

最適内挿法の概要は次のとおりである．格子点 $i = 1, \dots, N$ で， h の観測値 h_i^0 が得られたとする．このとき，値が未知の格子点 p における h の推定値 h_p^e を求めたい． h_p^g を点 p における h の第一推定値， h_i^g を点 i での第一推定値とするとき， h_p^e は，点 p での第一推定値を次のように修正することで得られる．

$$h_p^e = h_p^g + \sum_{i=1}^N w_{pi}(h_i^0 - h_i^g) \quad (2.38)$$

ここで， w_{pi} は，点 i による点 p への修正に対する重みである．ここで， h_i^0 と h_i^g の誤差をそれぞれ， δh_i^0 ， δh_i^g とするとき， h_p^e の誤差 E_p は次のようにかかる．

$$E_p = \delta h_p^g + \sum_{i=1}^N w_{pi}(\delta h_i^0 - \delta h_i^g) \quad (2.39)$$

今回の場合，求めたい場 h は非渦擾乱成分 h_{nv} である．フィルター領域内では，渦擾乱成分が支配的であるから，非渦擾乱成分の第一推定値 h^g はゼロとする．さらに，フィルター境界上での擾乱成分はすべて非渦擾乱成分であるから， $h_p^0 = h_{D,p}$ とする．したがって，境界上の点を $i = 1, \dots, N$ としてとると，(2.38) から，

$$h_p^e = \sum_{i=1}^N w_{pi} h_i^0 \quad (2.40)$$

境界上でフィルター領域外と滑らかに接続するように， $\delta h_i^p = 0$ とすると，(2.39) から，

$$E_p = \delta h_p^g - \sum_{i=1}^N w_{pi} \delta h_i^g \quad (2.41)$$

第一推定値の誤差の統計値が既知ならば，点 p についての重み w_{pi} の組は，点 p における推定値誤差の二乗平均値 \bar{E}_p^2 を最小化するように決定できる．すなわち，

$$\frac{\partial \bar{E}_p^2}{\partial w_{pi}} = 0 \quad (i = 1, \dots, N) \quad (2.42)$$

(2.39)，(2.40) から，次の N 個の線形連立方程式を得る．

$$\sum_{j=1}^N w_{pj} \mu_{ij} = \mu_{ij} \quad (i = 1, \dots, N) \quad (2.43)$$

ここで， $\mu_{ij} = \delta h_i^g \delta h_j^g$ は，第一推定値の相関係数である． μ_{ij} は，2点 i, j 間の距離 d に依存し，標準的には， $\mu_{ij} = \exp[-(d/D)^2]$ という形をとる． D は相関の減少スケールで，Kurihara et al. (1995) で使用された値， $D = 200$ km とした．フィルター領域内の格子点 p について，(2.43) を非負条件付き最小二乗法 (non-negative least square method) で解き，(2.40) から点 p での，非渦擾乱成分の推定値を求める．本研究では， $N = 24$ とし，中心から接線方向に 24 分割した半径とフィルター境界との交点の擾乱成分の値を，格子点から線形内挿によって求め最適内挿の入力値 h^0 とする．

これにより，フィルター領域内では境界からの距離に応じて滑らかに減少し，フィルター領域外では擾乱成分の値となるような，非渦擾乱成分 h_{nv} をもとめることができる (図 2.3e) ．

第3章 熱帯低気圧進路予報への初期値の影響

熱帯低気圧の進路予報誤差に初期値の違いが与える影響について、NCEP, ECMWF, 気象庁の解析値を初期値とする初期値交換実験により調べる。本章では、2009年に西太平洋で発生した全ての熱帯低気圧についての進路予報誤差の解析を行う。さらに、数値予報センター間の予測に大きな違いが現れた台風第20号 Lupit と第17号 Parma について各センターの予測と本実験の結果について詳細に解析する。

3.1 2009年に発生した熱帯低気圧についての解析

3.1.1 予報データの解析

初めに、現業数値予報センターの進路予測誤差について解析する。対象とする熱帯低気圧は、初期値交換実験の実験対象である2009年に北西太平洋域で発生した22個の熱帯低気圧のうち初期時刻12 UTCの計127事例（102初期時刻）である。図3.1は、NCEP, ECMWF, 気象庁の120時間予報までの平均進路予測誤差を示したものである。NCEPのデータは、4, 5, 9月のデータに欠損があるため、ECMWF, 気象庁に比べ大幅にサンプル数が少ない。ECMWFの予測精度は、初期時刻を除く全ての予報時間で最も精度がよい。例えば、ECMWFの72時間予報の予測誤差は、気象庁の48時間予報の予測誤差と同程度である。NCEPの予測はサンプル数が少ないものの、102時間予報までは気象庁よりも精度がよい。図3.2は、72時間予報の転向前、転向中、転向後の各区分の進路予測誤差を、ベストトラックの進路方向成分(AT)とその直交成分(CT)に分けてプロットしたものである。NCEPについてはサンプル数が少ないため、ECMWFと気象庁の比較を行う。図の中心から離れた大外れ事例の数は、ECMWFに比べ気象庁の方が多く、72時間で500km以上の誤差となる事例は、ECMWFが4事例であるのに対して、気象庁は16事例であった。このうち、ECMWF, 気象庁共に500km以上の誤差となった事例は1事例である。転向前の熱帯低気圧では、気象庁の予測でCTが正、すなわち進行方向に対して右側にずれる事例がECMWFに比べ多く見られる。また、転向後の熱帯低気圧でATが負、すなわち転向後に進行速度が遅くなるバイアスが、ECMWF, 気象庁に共通して見られる。

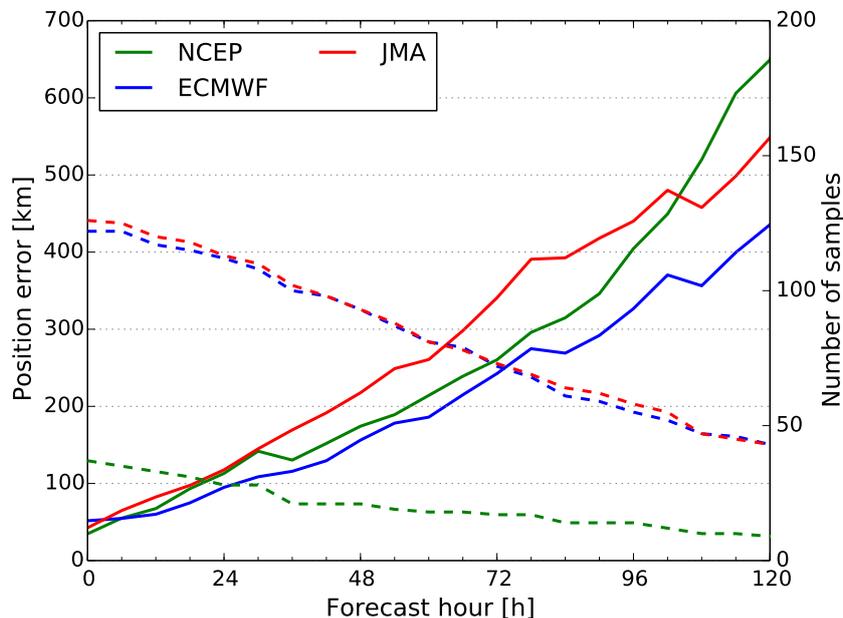


図 3.1: 2009 年の北西太平洋領域で発生した熱帯低気圧の 12 UTC を初期時刻とした 120 時間予報までの平均進路予報誤差 (実線, 左軸) とサンプル数 (破線, 右軸). NCEP のデータには 4, 5, 9 月を初期時刻とした熱帯低気圧は含まれていない.

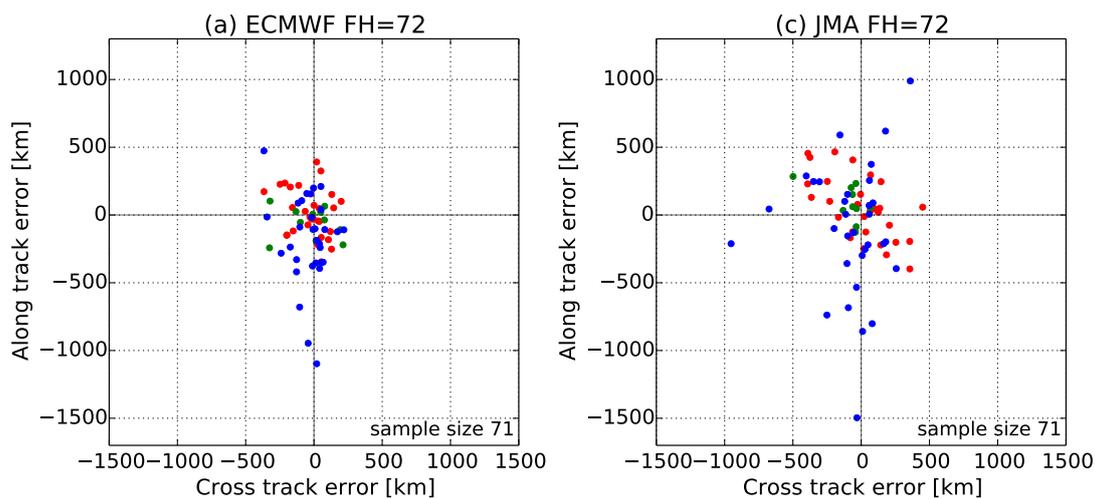


図 3.2: (a) ECMWF, (b) JMA の 72 時間予報の進路予測誤差の分布図. 縦軸に熱帯低気圧の進行方向の誤差, 横軸に進行方向に直交する誤差をとり, 単位は km である. 赤色は転向前, 緑色は転向中, 青色は転向後の事例を示す. 事例数を図の右下に示す.

3.1.2 初期値交換実験の結果

図 3.3 は、GFS を用いた初期値交換実験の 120 時間予報までの進路予測誤差を示したものである。初期時刻、及び低解像度実験の予報時間 108 時間以降を除き、GFS-ECMWF が最も精度がよい。図 3.1 では、ECMWF の予測精度が最もよかったことから、コントロールランである GFS-NCEP は、初期値を ECMWF の初期値に変えることで、進路予測が大きく改善したといえる。GFS-ECMWF の GFS-NCEP に対する改善率は、24, 48, 72, 96, 120 時間予報で、それぞれ、低解像度実験の場合、14 %, 21 %, 10 %, 4 %, -12 %, 高解像度実験の場合、18 %, 28 %, 8 %, 18 %, 0 %であった。ここで B に対する A の改善率は、

$$\frac{(A \text{ の誤差}) - (B \text{ の誤差})}{(A \text{ の誤差})} \times 100 \quad (3.1)$$

で定義する。また、T190 から T382 への高解像度化への影響は、進路予測誤差の改善にはほとんど寄与しておらず、高解像度実験の低解像度実験の位置誤差に対する改善率は、GFS-NCEP, GFS-ECMWF, GFS-JMA でそれぞれ、24 時間予報の場合、2 %, 5 %, 3 %, 72 時間予報の場合、2 %, -1 %, -1 %であった。GFS-ECMWF 予測誤差の ECMWF 予測誤差に対する改善率、GFS-JMA 予測誤差の JMA 予測誤差に対する改善率は、それぞれ ECMWF, 気象庁に対する予報モデルとして GFS を用いたことによる改善率と考えることができる。高解像度実験の改善率はそれぞれ、24 時間予報で -2 %, -3 %, 72 時間予報で、-2 %, 8 %であった。この値は、初期値の違いによる改善率と比べて小さく、全事例での平均的な誤差の改善率で考えた場合、モデルの違いによる進路誤差への影響は小さいと考えられる。

図 3.4 は、GFS-NCEP, GFS-ECMWF, GFS-JMA の 72 時間予報の進路予測誤差をプロットしたものである。GFS-NCEP, GFS-JMA で転向前に、CT が正、すなわち進行方向に対して右側にずれる事例について、GFS-ECMWF では CT の値が減少しており、初期値交換による改善が見られる。一方、転向後に AT が負になるスローバイアスを示す事例は、いずれの初期値の場合も多く、初期値の交換での改善は小さい。また、GFS-JMA は、GFS-NCEP, GFS-ECMWF に比べ、図の中心から離れた誤差の大きな事例が多く見られる。GFS-JMA に比べ、GFS-NCEP, GFS-ECMWF の平均予測誤差が小さいのは、気象庁初期値から、NCEP, ECMWF 初期値への交換により、このような大外れ事例の誤差が減少したためだと考えられる。

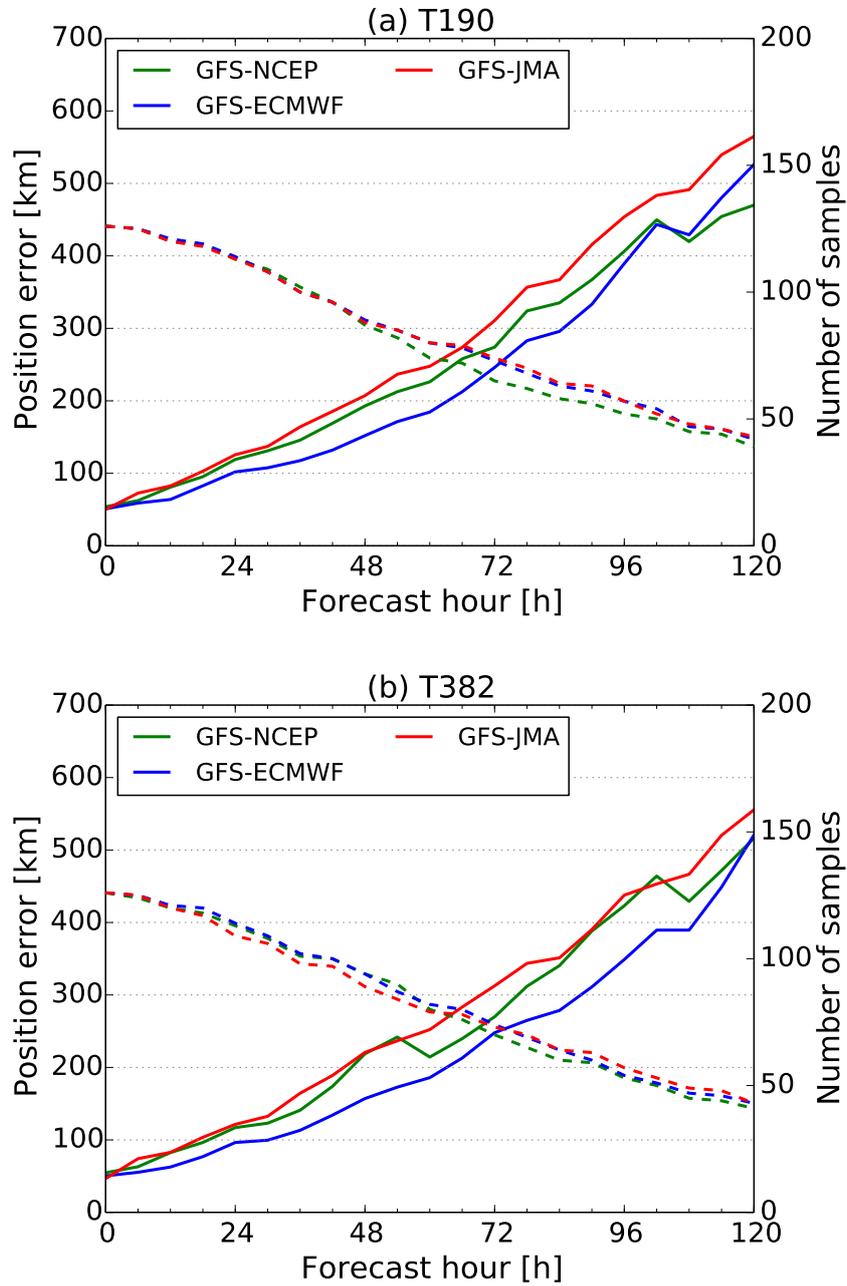


図 3.3: 2009 年の北西太平洋領域で発生した熱帯低気圧の 12 UTC を初期時刻とした (a) 低解像度実験, (b) 高解像度実験の GFS による 120 時間予報までの平均進路予報誤差 (実線, 左軸) とサンプル数 (破線, 右軸)。

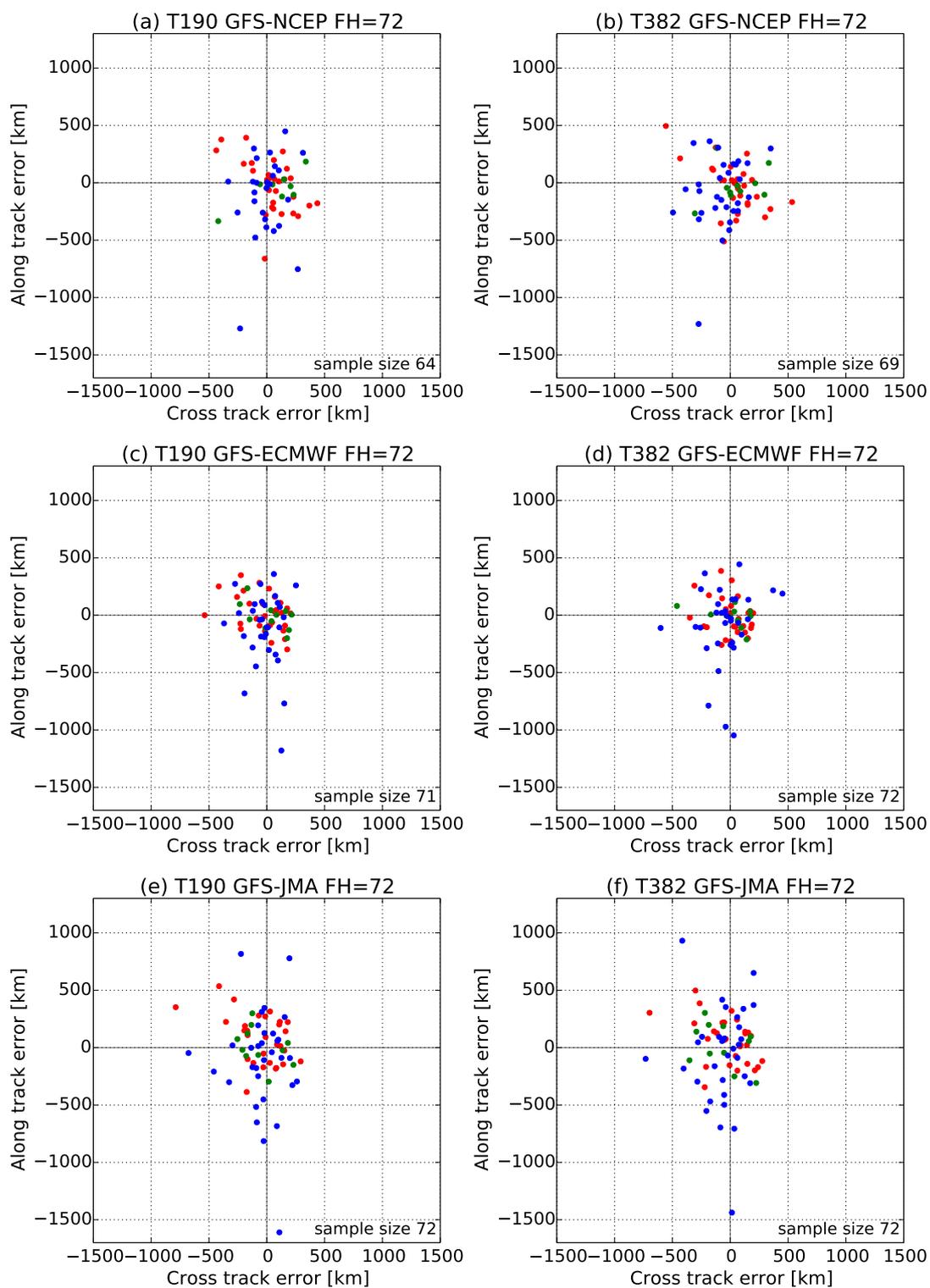


図 3.4: (a, c, d) 低解像度実験, (b, d, f) 高解像度実験の (a, b) GFS-NCEP, (c, d) GFS-ECMWF, (e, f) GFS-JMA の 72 時間予報の進路予測誤差の分布図. 図 3.2 に同じ.

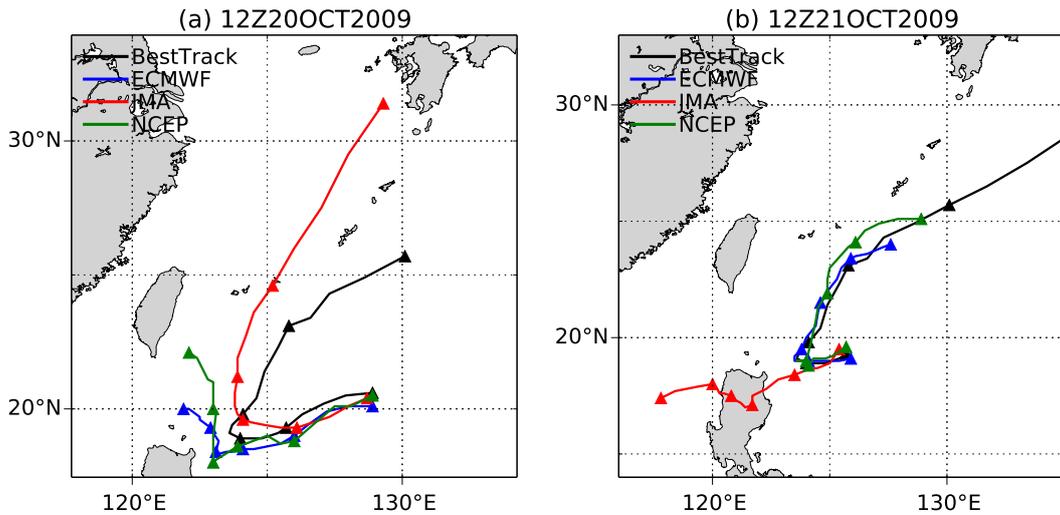


図 3.5: (a) 2009 年 10 月 20 日 12 UTC, (b) 2009 年 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした Lupit の ECMWF, 気象庁, NCEP の 5 日進路予測, 及びベストトラックの進路. 12 UTC での位置にマーカー.

3.2 Lupit

3.2.1 予報データの解析

2009 年 10 月 20 日 12 UTC, 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした, NCEP, ECMWF, 気象庁の Lupit の 5 日進路予報を図 3.5 に示す. 初期時刻 10 月 20 日 12 UTC の事例では, いずれのセンターの予測も北への転向を予測しているものの, ECMWF, NCEP の予測は転向のタイミングがベストトラック, 気象庁の予測に比べ遅れており, また転向も弱く西寄りの進路を予測している. 一方で, 気象庁の予測は, 転向後の進路はベストトラックの進行方向に対して左側にずれているものの, ECMWF, NCEP の予測に比べると, 転向のタイミング, 転向後の速度はベストトラックの進路傾向を概ね予測している. また, 初期時刻 10 月 21 日 12 UTC の事例では, ECMWF, NCEP の予測は, 転向後のスローバイアスが見られるものの, 北への転向を予測しており, 転向のタイミングもベストトラックに近い. 一方で, Yamaguchi et al. (2012) でも指摘されていたとおり, 気象庁の予測は北への転向を予測できず, フィリピンに上陸する予測となっている. 図 3.6 は, 2009 年 10 月 19 日から 10 月 23 日の各日 12 UTC を初期時刻とした各センターの 5 日予報を示したものである. ECMWF, NCEP の予測では, 北への転向を予測できていたのは, 10 月 20 日 12 UTC 以降の初期時刻である. 10 月 21 日 12 UTC 以降の初期時刻では, ECMWF の予測では転向後のスローバイアスが見られる一方, NCEP の予測では, 初期時刻が新しいほどスローバイアスも小さくなっており, 3 つのセンターの中では NCEP の予測が最も誤差が小さい. 気象庁の予測では, 10 月 20 日 12 UTC を初期時刻とした予測で NCEP, ECMWF と異なり転向を予測しているが, 翌日の 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした予測では, 転向を予測できず日替わりが激しい. 初期時刻が新しいほど, 誤差が減少している ECMWF, NCEP の予測とは異なった特徴である.

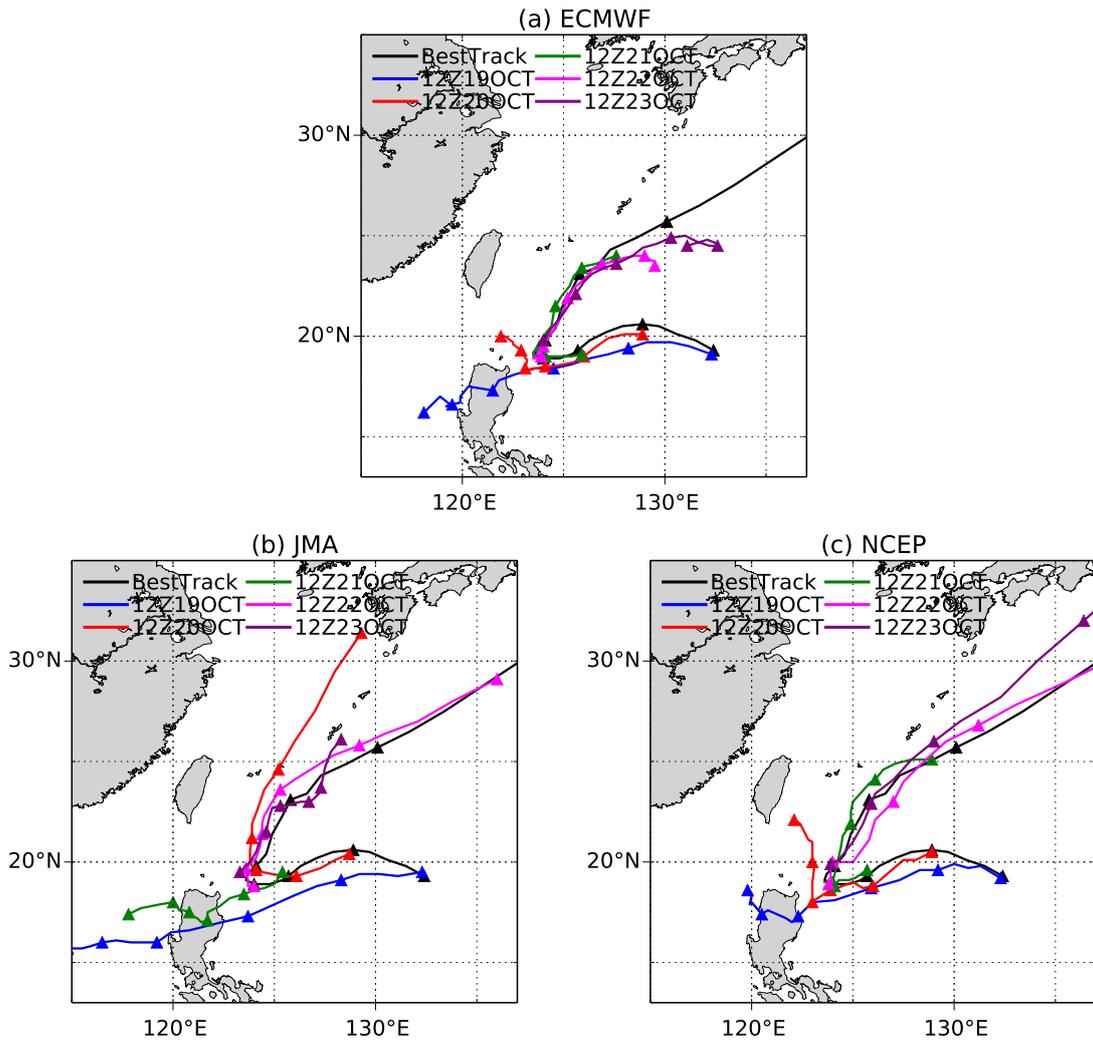


図 3.6: 2009 年 10 月 19 日から 10 月 23 日の各日 12 UTC を初期時刻とした (a) ECMWF, (b) 気象庁, (c) NCEP の Lupit の 5 日進路予測, 及びベストトラックの進路. 12 UTC での位置にマーカー.

3.2.2 初期値交換実験の結果

図 3.7 は、GFS を用いた Lupit の初期値交換実験の結果である。初期時刻 10 月 20 日 12 UTC の場合、コントロール実験である GFS-NCEP は、いずれの解像度でも北への転向が予測できていない。一方、GFS-ECMWF、GFS-JMA では北への転向が予測できており、初期値を NCEP 初期値から ECMWF、気象庁の初期値に変えることにより転向の予測は改善した。また、初期時刻 10 月 21 日 12 UTC では、GFS-ECMWF、GFS-NCEP が転向を予測しており、GFS-JMA では転向が予測できていない。GFS-NCEP では転向を予測できていたことから、北への転向を予測できなかった気象庁の予測（図 3.5b）は、予報モデルを GFS に変えても予測は改善しなかったと考えられる。実験解像度や初期値作成に用いた解析データの解像度、境界値などが異なるものの、この結果は、モデルの違いは転向の予測にあまり影響しておらず、初期値の違いが重要であったことを示唆している。これは、初期値交換で転向予測が改善した Yamaguchi et al. (2012) の結果と整合的である。

また、GFS-NCEP、GFS-ECMWF は高解像度実験では、スローバイアスは残るものの、低解像度実験の場合に見られる転向後に進行方向に対して左側に進路がそれる誤差が改善されている。高解像度化は、転向後の熱帯低気圧強度の維持に対して大きな効果がある（図 3.9）。低解像度実験では、初期時刻 10 月 21 日 12 UTC の GFS-NCEP、GFS-ECMWF で予報時間後半に大幅な中心気圧の上昇が見られるが、高解像度実験では、中心気圧を維持したまま北上している。転向する台風は、熱帯低気圧自身の流れで励起される非軸対称風 (Chan et al., 2002) やモンスーンジャイアとの相互作用 (Carr and Elsberry, 1995; Wu et al., 2013) が進路の変化に影響することが指摘されており、この事例では、Lupit の渦の強さが予測において正しく表現されることが転向、及び転向後の進路の予測に重要となる可能性が考えられる。Lupit の初期渦の強度、構造の違いについては、第 4.1 節で考察する。

図 3.8 は、2009 年 10 月 19 日から 10 月 23 日の各日 12 UTC を初期時刻とした 5 日予報を示したものである。GFS-NCEP、GFS-ECMWF は初期時刻が新しいほど転向の精度はよくなっており、NCEP、ECMWF の予測（図 3.6）と共通の傾向である。また、GFS-JMA で 10 月 20 日 12 UTC で転向を予測していたのにも関わらず、翌日 10 月 21 日 12 UTC では予測できていない点も気象庁の予測（図 3.6b）と共通である。低解像度実験の場合は、GFS-NCEP の初期時刻 10 月 23 日 12 UTC の場合を除き、転向した事例でも転向後に熱帯低気圧が弱まる、もしくは再び西進する予測となっている。一方、高解像度実験では、転向後の進路が低解像度実験に比べ大きく改善しており、特に、GFS-ECMWF では、10 月 22 日 12 UTC、10 月 23 日 12 UTC 初期時刻の事例で、ECMWF の予測（図 3.6a）で見られたスローバイアスも大きく改善している。このように、10 月 21 日 12 UTC 以外の初期時刻でも、高解像度化により転向後の進路予測が改善しており、Lupit の強度の維持が重要である可能性がある。

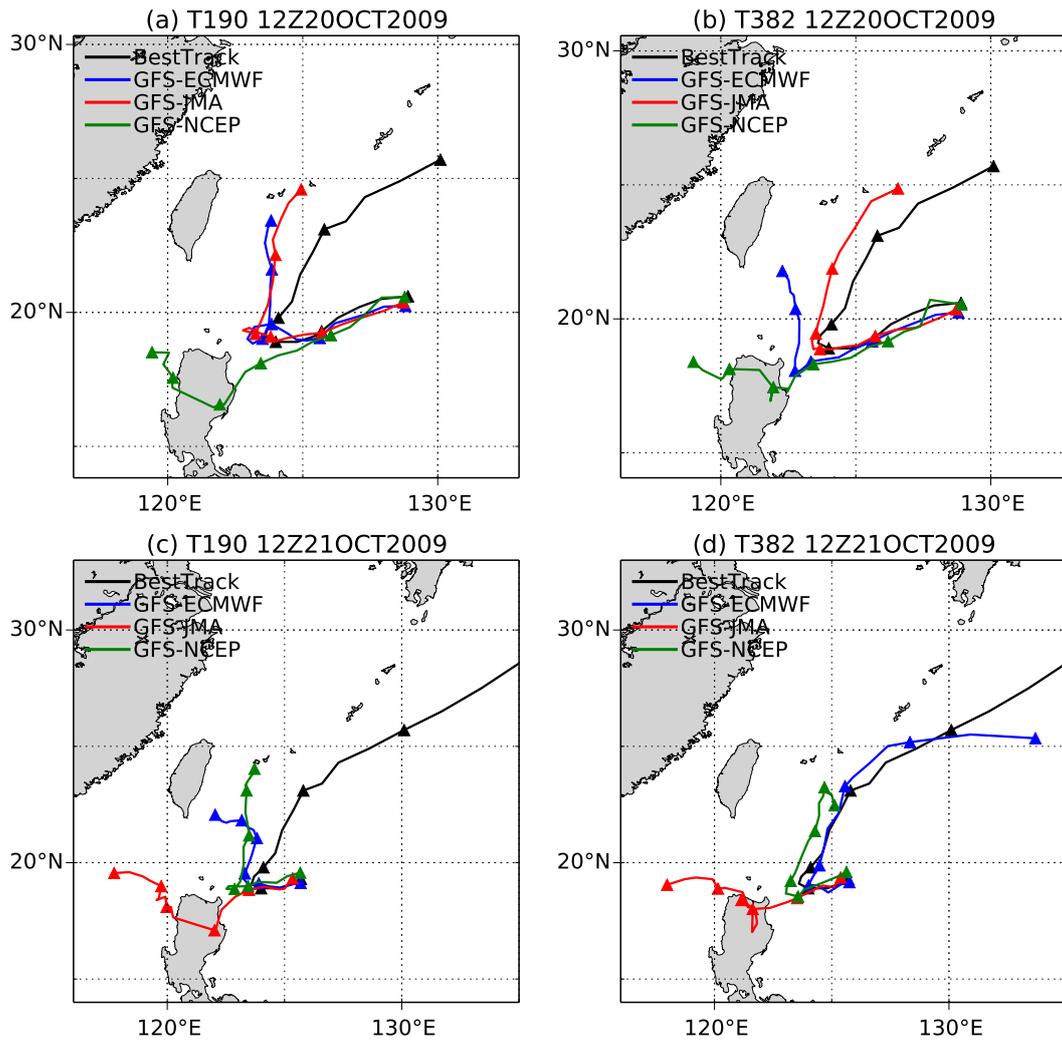


図 3.7: (a, c) 低解像度実験, (b, d) 高解像度実験の (a, b) 2009 年 10 月 20 日 12 UTC, (c, d) 2009 年 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした Lupit の GFS-ECMWF, GFS-JMA, GFS-NCEP の 5 日進路予測, 及びベストトラックの進路. 12 UTC での位置にマーカー.

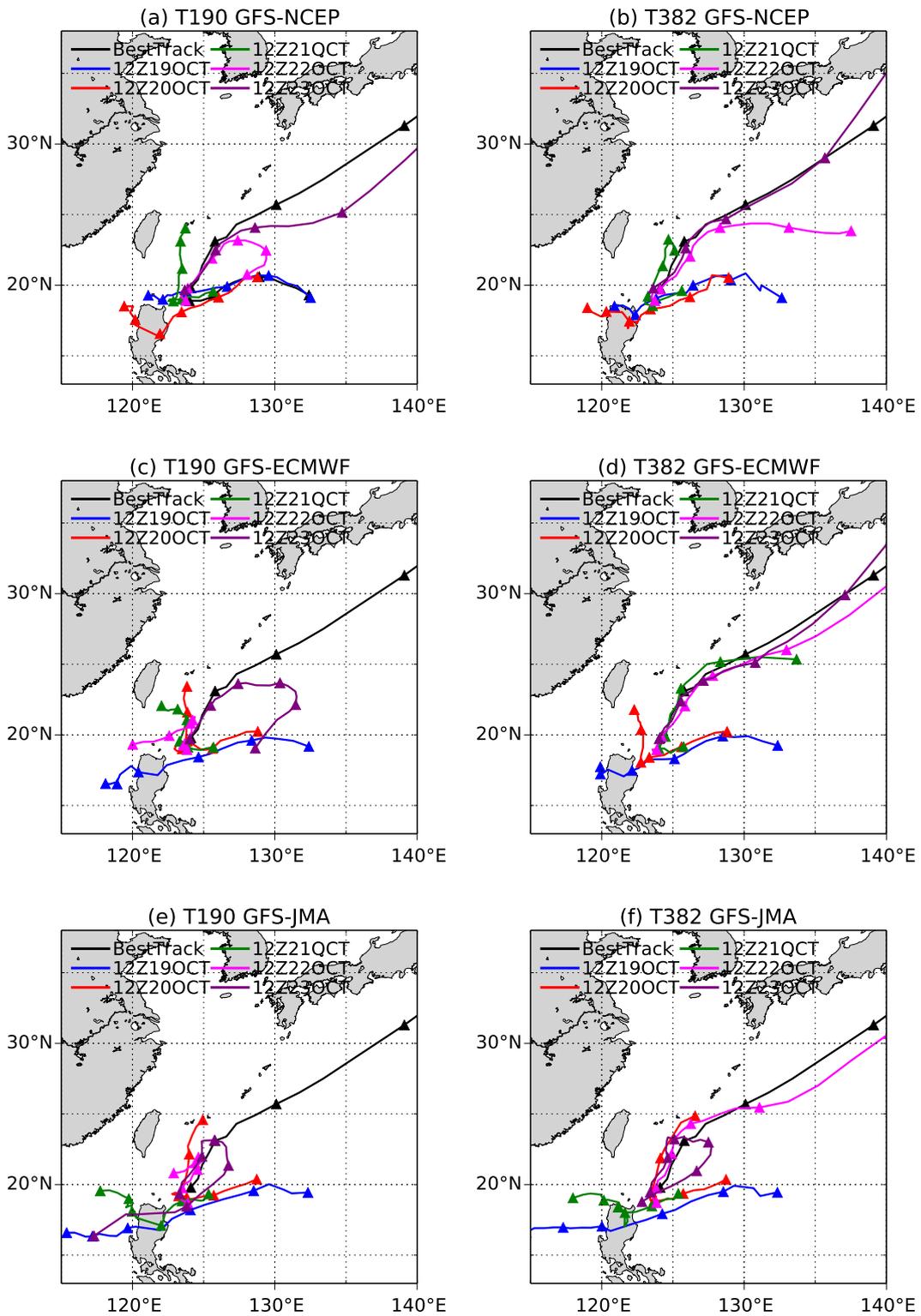


図 3.8: (a, c, e) 低解像度実験, (b, d, f) 高解像度実験の 2009 年 10 月 19 日から 10 月 23 日の各日 12 UTC を初期時刻とした (a, b) GFS-NCEP, (c, d) GFS-ECMWF, (e, f) GFS-JMA の Lupit の 5 日進路予測, 及びベストトラックの進路. 12 UTC での位置にマーカー.

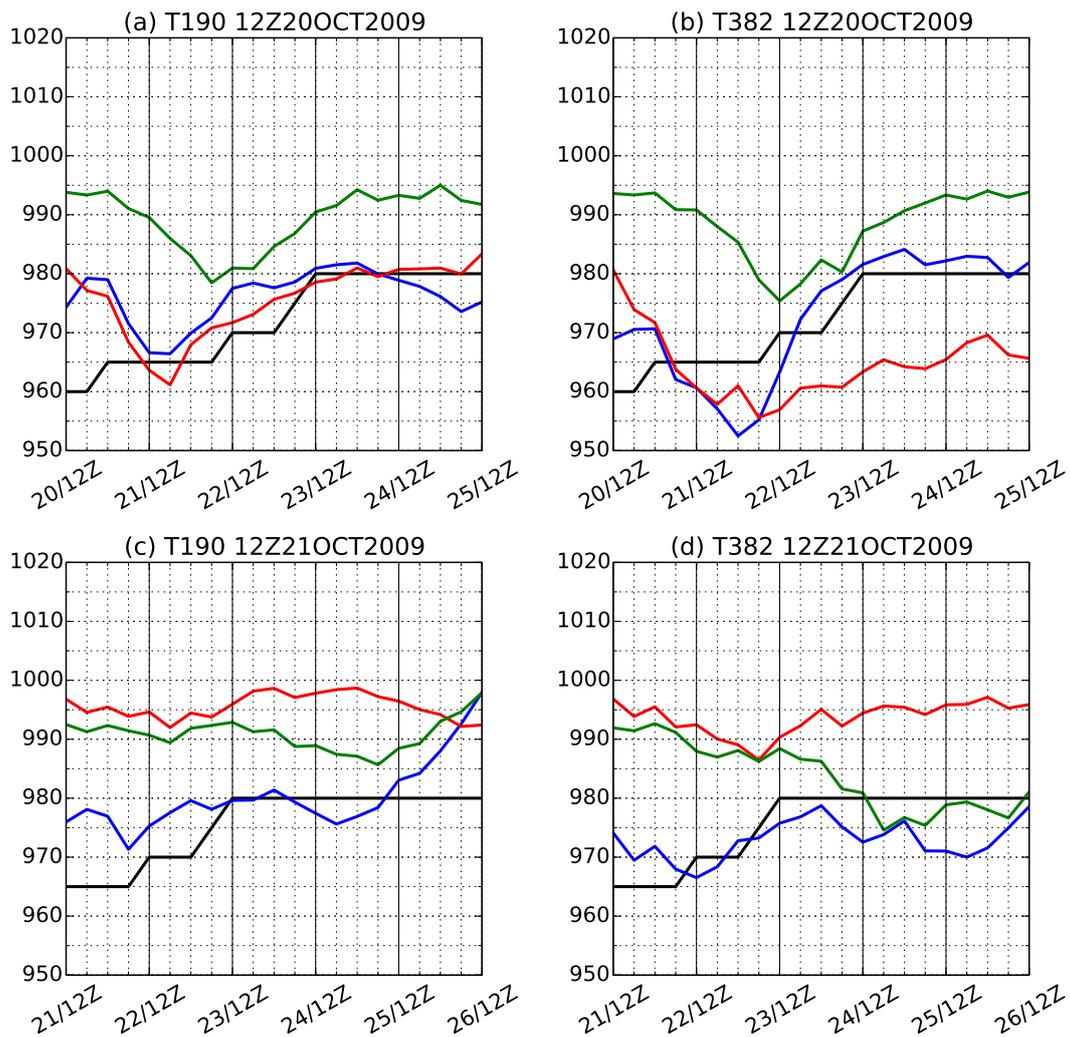


図 3.9: (a, c) 低解像度実験, (b, d) 高解像度実験の (a, b) 2009 年 10 月 20 日 12 UTC, (c, d) 2009 年 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした Lupit の GFS-NCEP (緑), GFS-ECMWF (青), GFS-JMA (赤), 及びベストトラック (黒) の中心気圧 (単位は hPa)。

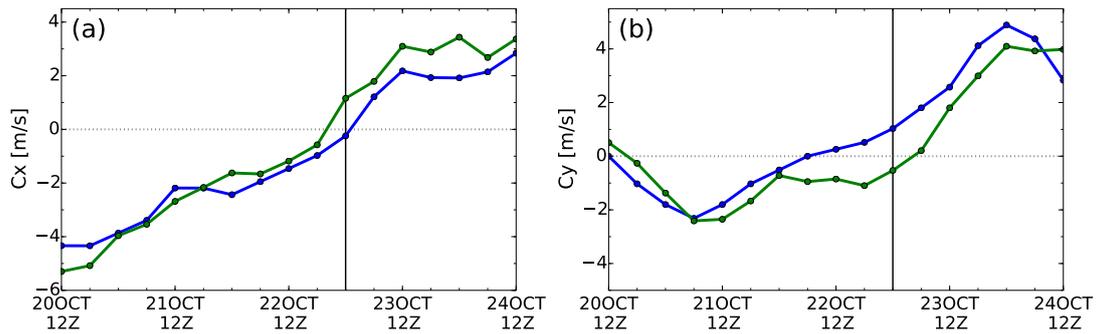


図 3.10: ベストトラックデータの Lupit の移動速度（青）と ERA-Interim 再解析値から求めた指向流（緑）の (a) 東西成分と (b) 南北成分の時間変化. 単位はいずれも m/s で、指向流については 12 時間の移動平均をかけている. 黒線で示した時刻は北への転向時刻を表す.

3.2.3 指向流についての解析

熱帯低気圧の運動は、第一近似的には環境場の風（指向流）に従うことから、Lupit の運動と指向流の関係の観点から予測進路の違いを考察する. ここで、指向流は熱帯低気圧中心から半径 400km 内で平均した 850–300hPa の質量重み付き鉛直平均風で定義する (Wu et al., 2011, 2013). この指向流は、大規模場の環境風だけではなく、ベータジャイアや非軸対称な非断熱加熱によって熱帯低気圧中心付近に励起される非軸対称風 (Fiorino and Elsberry, 1989; Wu and Wang, 2000, 2001) を含んでいる. 図 3.10 は、ベストトラックデータから求めた Lupit の移動速度と、12 時間移動平均をかけた指向流の時間変化を表したものである. 転向時刻は、熱帯低気圧の前後 6 時間の運動方向が時計回りに 40 度以上変化した時刻のうち、運動方向の変化量が最も大きい時刻で定義している. Lupit の移動速度の時間変化は、指向流の速度の変化とよく一致しており、Lupit は指向流に移流されて運動していることが分かる. また、Lupit の北への転向時刻付近で指向流も北向きに変わっており (図 3.10b)、北への転向と転向後の運動は指向流でよく説明できる.

同様の Lupit の移動速度と指向流の関係は、各センターの予測でも見られる (図 3.11). 初期時刻 10 月 20 日 12 UTC の予測では、ECMWF、気象庁の予測は共に指向流が北向きに変化し、Lupit の北への転向の予測ができていたことと整合的である (図 3.11b, 3.11d). 転向後の Lupit の進路予測も指向流の予測に関連しており、気象庁の予測では、北向きに変わる時刻は解析値に比べ 1 日早いものの、転向後に北向きの指向流風速が増加している. 一方、ECMWF の予測では、北向きの指向流は弱く、転向後、再び西寄りの弱い指向流に変わっており、北への転向は予測しているものの、その後の予測精度が悪かった原因であると考えられる. また、初期時刻 10 月 21 日 12 UTC の予測 (図 3.12) では、転向を予測していた ECMWF の予測では、指向流の北向きへの変化が予測されているのに対して、気象庁の予測では、指向流は北向きに変化せず、Lupit の北への転向が予測できない原因となっていると考えられる.

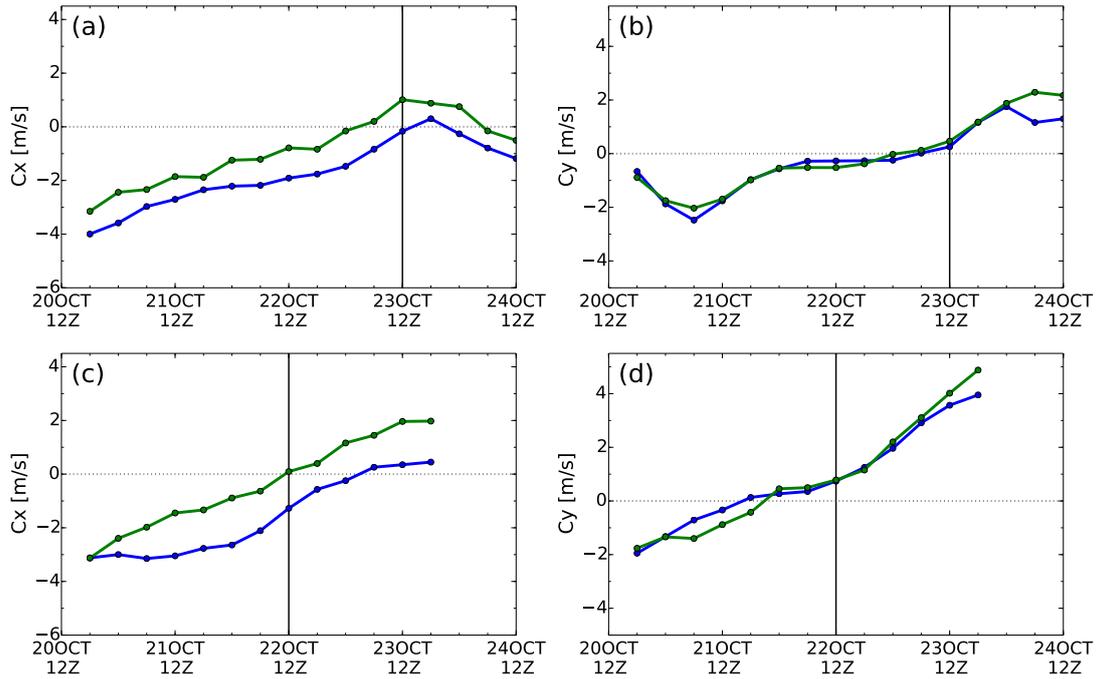


図 3.11: 2009 年 10 月 20 日 12 UTC を初期時刻とした (a, b) ECMWF, (c, d) 気象庁の予測における Lupit の移動速度 (青) と指向流 (緑) の (a, c) 東西成分と (b, d) 南北成分の時間変化。単位はいずれも m/s で、指向流については 12 時間の移動平均をかけている。黒線は北への転向時刻を表す。

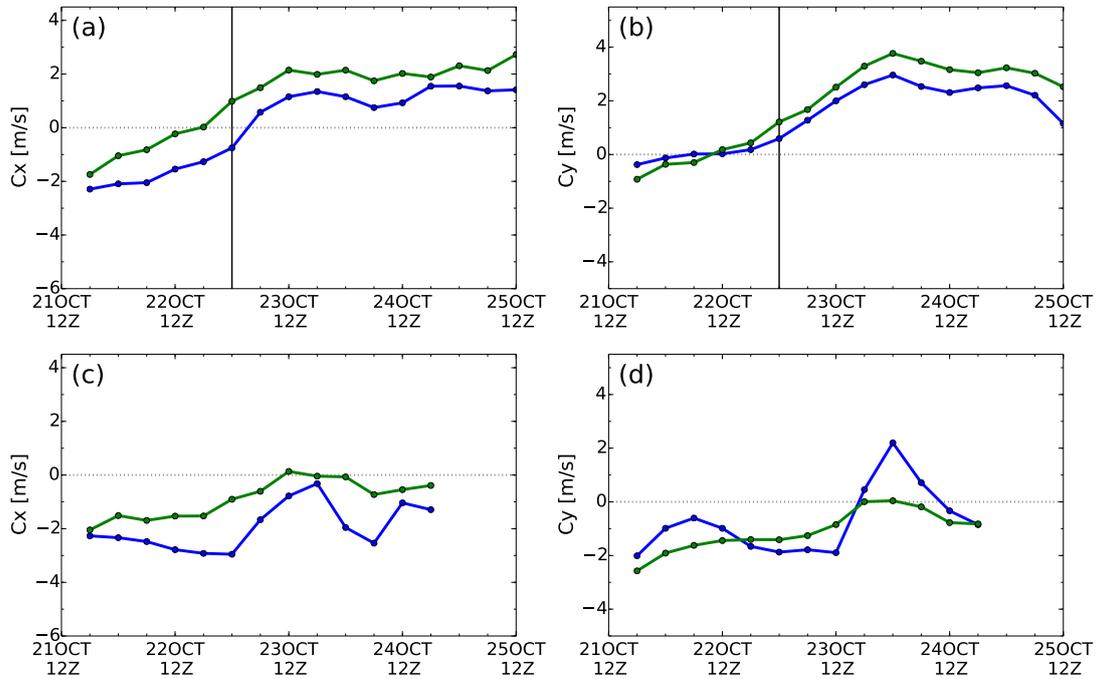


図 3.12: 2009 年 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした Lupit の移動速度と指向流の時間変化。図 3.11 に同じ。

GFSを用いた初期値交換実験でも、指向流の時間発展は転向の予測と関連しており、指向流の予測に初期値の違いが影響していることが分かる。北への転向を予測していた初期時刻10月20日12UTCのGFS-ECMWF、GFS-JMA（図3.13, 3.14）および、初期時刻10月21日12UTCのGFS-NCEP、GFS-ECMWF（図3.15, 3.16）では、転向時刻付近で指向流が北向きへ変化し、Lupitの移動速度の北向きへの変化によく対応している。一方、初期時刻10月20日12UTCのGFS-NCEP、初期時刻10月21日12UTCのGFS-JMAでは、指向流が北向きへ変化していない。初期値の違いによる指向流の予測の違いは、予報開始直後から現れている。例えば、初期時刻10月21日12UTCのGFS-ECMWFでは、指向流の東西成分がLupitの減速に先行して弱まっていき（図3.16c）、転向時刻前に指向流が北向きに変化する。転向を予測できていた他の初期値の場合でも同様に、予報開始直後から指向流は弱まっている。一方、転向を予測できていなかった初期時刻10月21日12UTCのGFS-JMA（図3.15e, 3.16e）では、指向流は予報開始後も2-3m/sの北東風で、あまり変化はなく、この指向流に伴ってLupitも西進している。転向する台風は、転向前の急激な移動速度低下と転向後の加速を伴うことが多く（Carr and Elsberry, 1995; Wu et al., 2013）、Lupitの転向を予測していた初期値、初期時刻の指向流変化の特徴とよく一致する。初期値の違いは、予報開始直後から指向流の時間変化に影響していると考えられる。

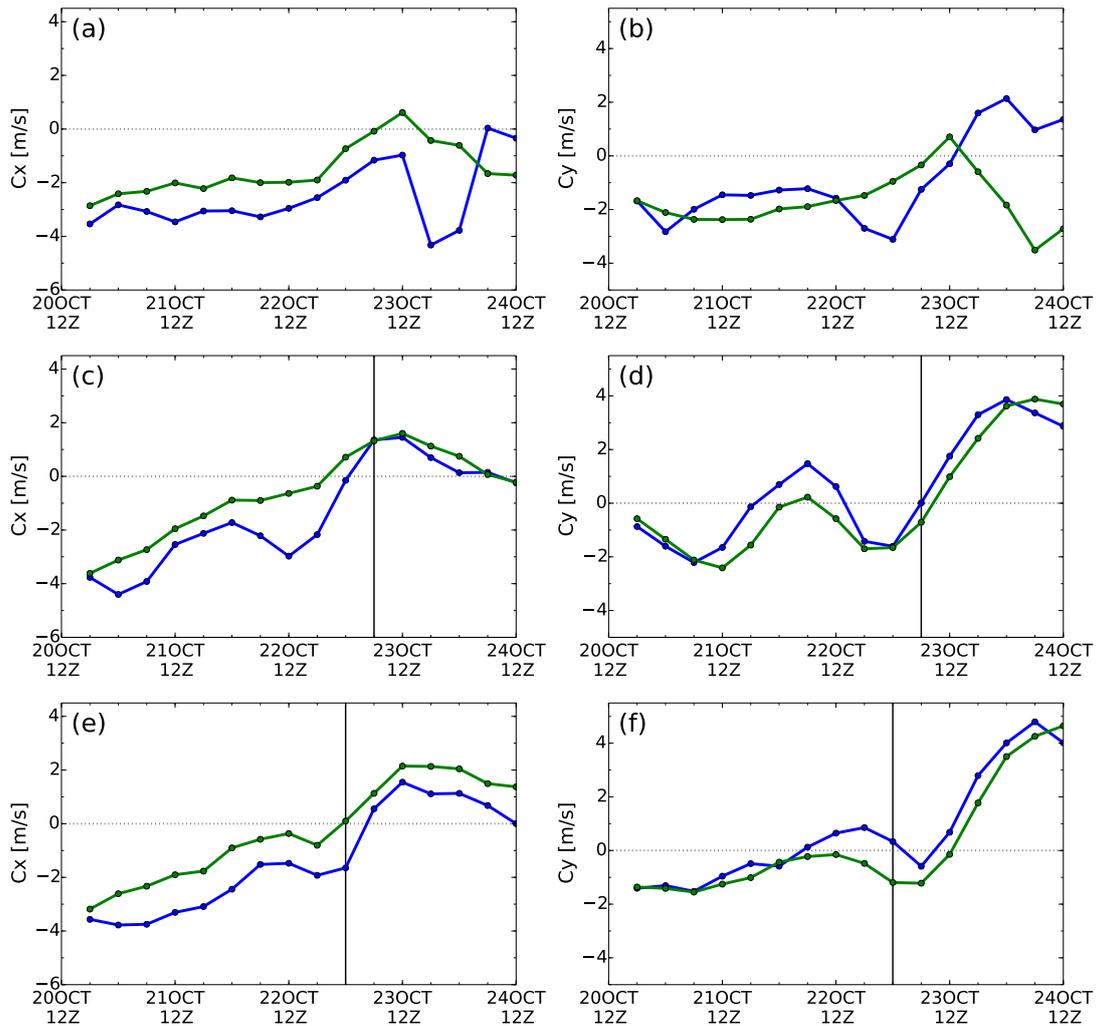


図 3.13: 2009 年 10 月 20 日 12 UTC を初期時刻とした, 低解像度実験での (a, b) GFS-NCEP, (c, d) GFS-ECMWF, (e, f) GFS-JMA の Lupit の移動速度 (青) と指向流 (緑) の (a, c, e) 東西成分と (b, d, f) 南北成分の時間変化. 単位はいずれも m/s で, 指向流については 12 時間の移動平均をかけている. 黒線は北への転向時刻を表す.

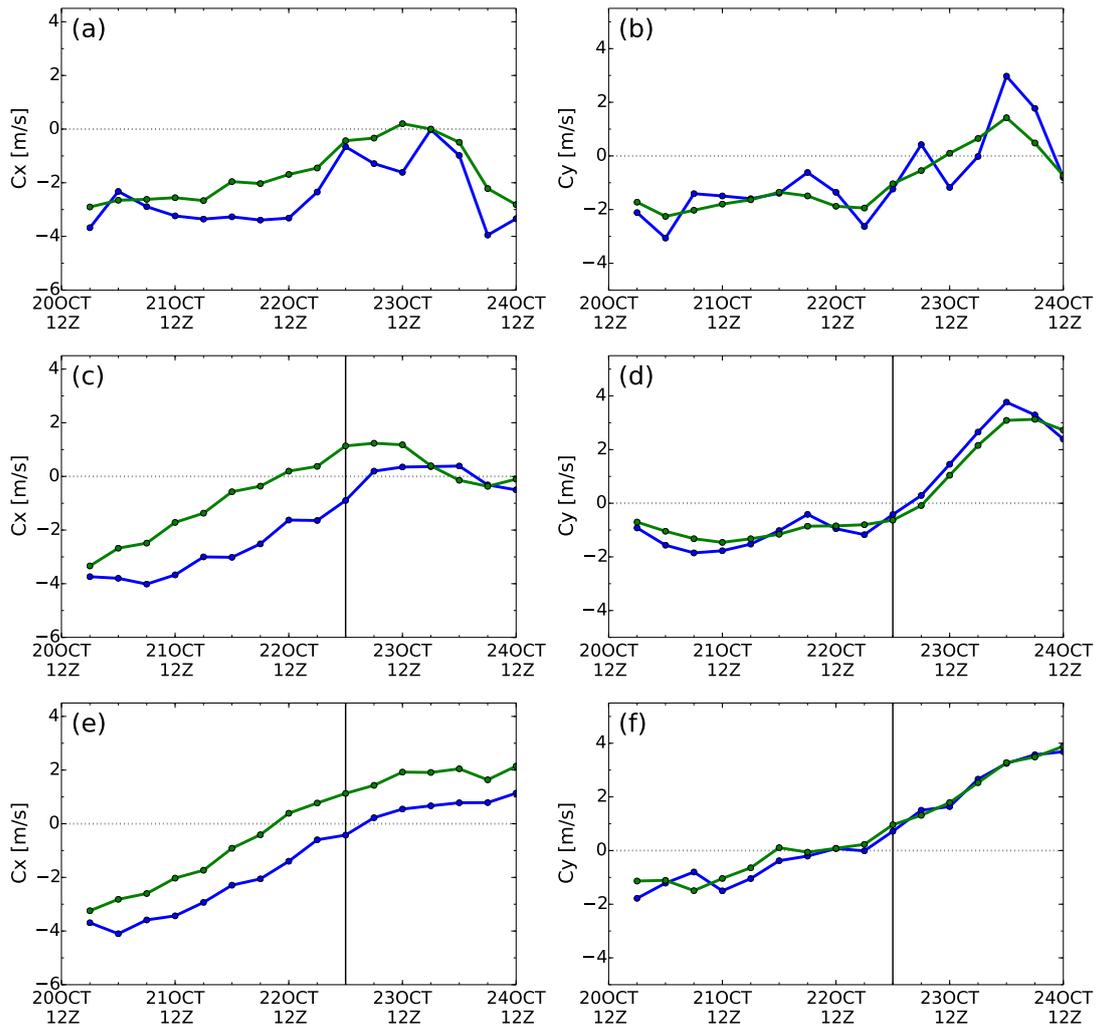


図 3.14: 2009 年 10 月 20 日 12 UTC を初期時刻とした, 高解像度実験での Lupit の移動速度と指向流の時間変化. 図 3.13 に同じ.

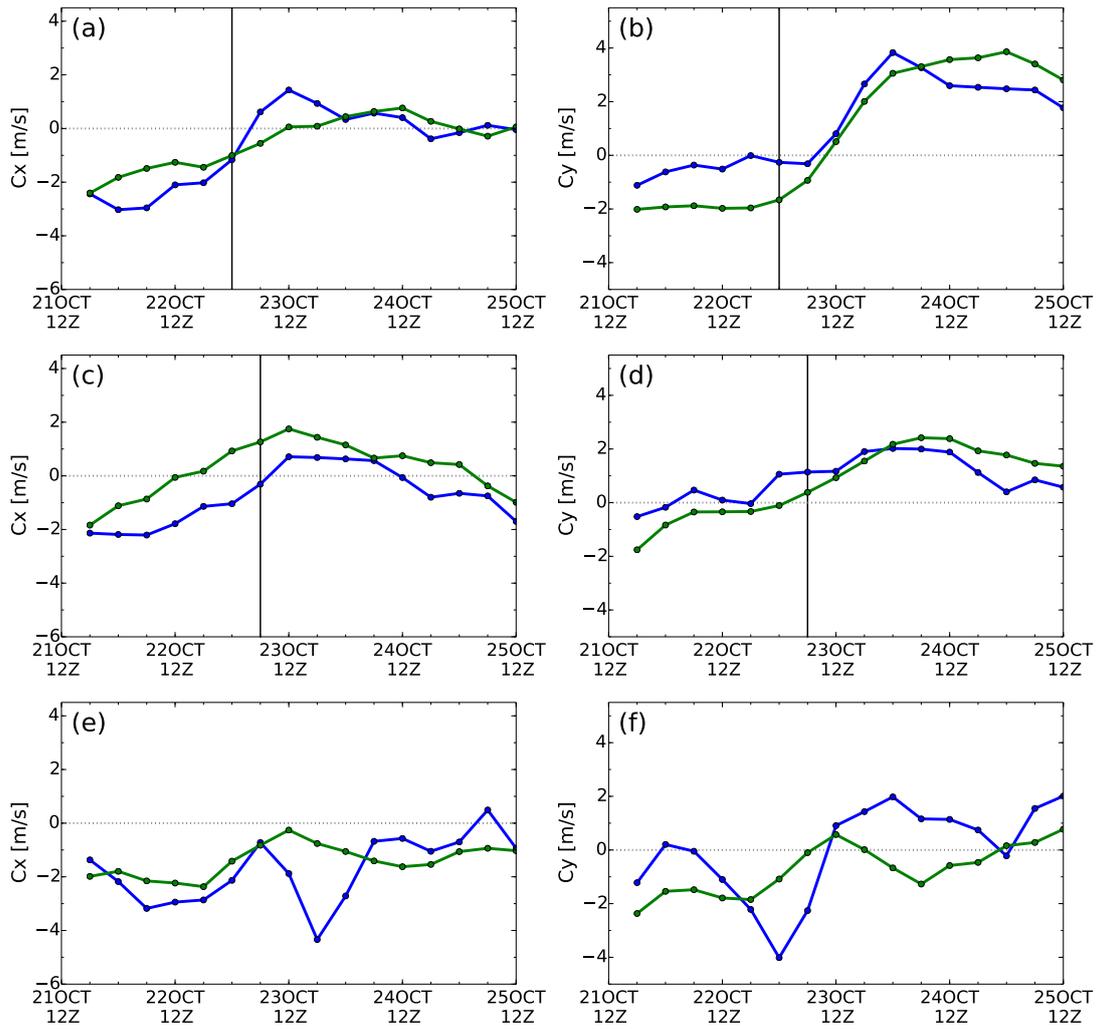


図 3.15: 2009 年 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした, 低解像度実験での Lupit の移動速度と指向流の時間変化. 図 3.13 に同じ.

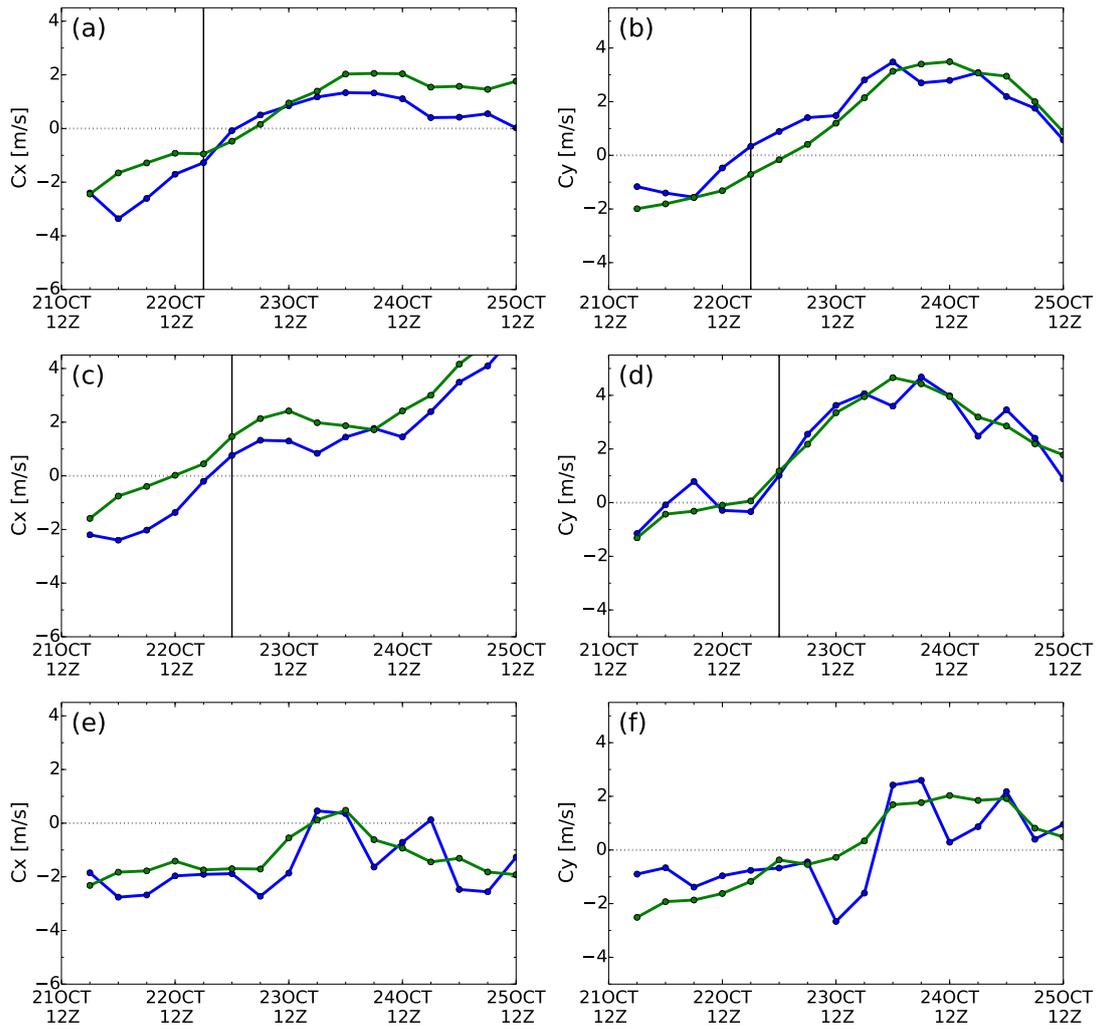


図 3.16: 2009 年 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした, 高解像度実験での Lupit の移動速度と指向流の時間変化. 図 3.13 に同じ.

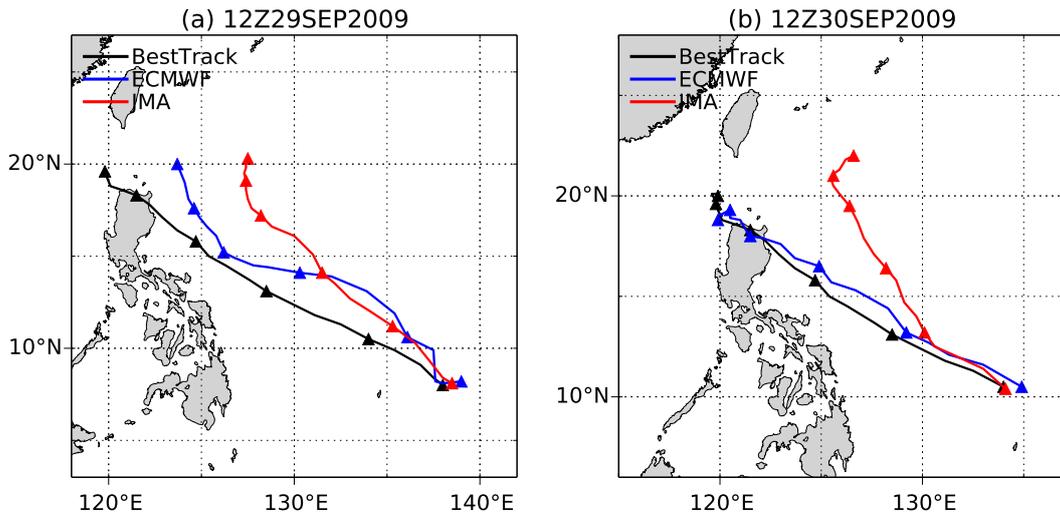


図 3.17: (a) 2009 年 9 月 29 日 12 UTC, (b) 2009 年 9 月 30 日 12 UTC を初期時刻とした Parma の ECMWF, 気象庁の 5 日進路予測, 及びベストトラックの進路. 12 UTC での位置にマーカー.

3.3 Parma

3.3.1 予報データの解析

2009 年 9 月 29 日 12 UTC, 9 月 30 日 12 UTC を初期時刻とした, 気象庁と ECMWF の Parma の 5 日進路予報を図 3.17 に示す. 初期時刻 9 月 29 日 12 UTC の事例 (図 3.17a) では, 予報時間 48 時間までは ECMWF, 気象庁の予測共に北進バイアスが見られる. ECMWF の予測では, 予報時間 48 時間後以降は北進バイアスは弱まり進路が西寄りとなるため, 72 時間予報の位置で比較すると, ECMWF の誤差が 173km であるのに対して, 気象庁の誤差は 405km である. また, 初期時刻 9 月 30 日 12 UTC の事例 (図 3.17b) では, Yamaguchi et al. (2012) で指摘されていたように, 気象庁の予測にのみ, 顕著な北進バイアスが見られ, 72 時間予報で 534km の誤差となっている. 図 3.18 は, 2009 年 9 月 28 日から 10 月 2 日の各日 12 UTC を初期時刻とした ECMWF, 気象庁の 5 日予報を示したものである. いずれのセンターも, Parma の発生直後の 9 月 28 日 12 UTC, 9 月 29 日 12 UTC を初期時刻とする予測では, 北進バイアスが見られ, 初期時刻が新しいほど, 北進バイアスは小さくなる. 北進バイアスがほぼ見られなくなるのは, ECMWF の予測では 9 月 30 日 12 UTC, 気象庁の予測では 10 月 1 日 12 UTC であり, 気象庁の予測の方が 1 日遅い.

3.3.2 初期値交換実験の結果

図 3.19 は, GFS を用いた Parma の初期値交換実験の結果である. 初期時刻 9 月 29 日 12 UTC では, GFS-ECMWF では予報開始直後にやや北進バイアス傾向があるものの, 継続的な北進バイアスは見られず, いずれの初期値の場合でもフィリピンへの接近もしくは上陸を予測している. GFS-NCEP, GFS-ECMWF, GFS-JMA の進路は予報時間 48 時間後までは, 進路の北進傾向にやや差があるものの, 予報時間後半ではその差は小さくなり, 初期値の違いは予測進路にそれほど大きな影響を与えていない. 初期時刻 9 月 30 日

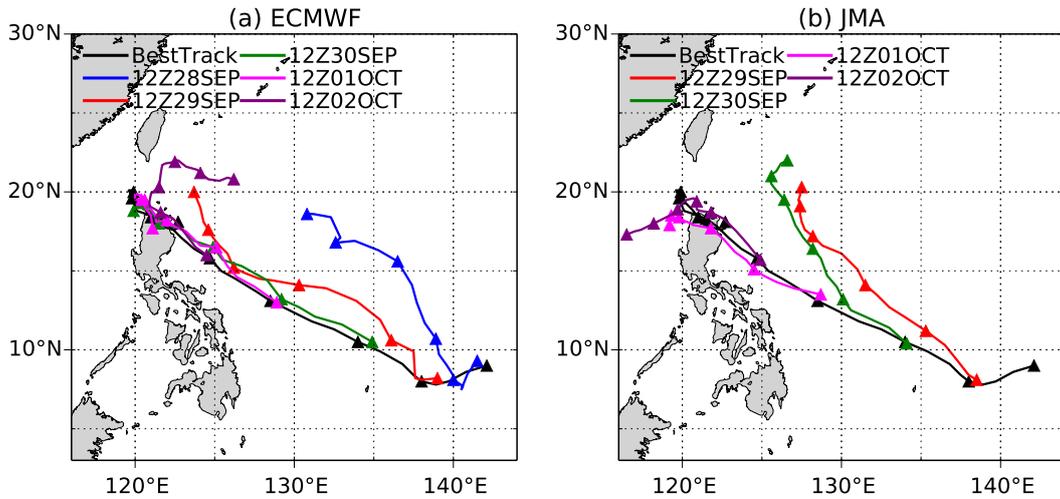


図 3.18: 2009 年 9 月 28 日から 10 月 2 日の各日 12 UTC を初期時刻とした (a) ECMWF, (b) 気象庁の Parma の 5 日進路予測, 及びベストトラックの進路. 12 UTC での位置にマーカー.

12 UTC では GFS-NCEP, GFS-ECMWF では北進バイアスは見られないが, GFS-JMA では継続的な北進バイアス傾向があり, 72 時間予報の誤差は 203km である. 初期値となった気象庁の予測 (図 3.17) と比較すると, 初期時刻 9 月 29 日 12 UTC, 9 月 30 日 12 UTC いずれの場合も, 気象庁予測で顕著であった北進バイアスが改善していることが分かる. 初期時刻 9 月 29 日 12 UTC の場合, 気象庁予測で 405km あった 72 時間後の位置誤差は, 低解像度実験で 118km, 高解像度実験で 84km に減少し, 改善率はそれぞれ 84 %, 79 % である. また, 初期時刻 9 月 30 日 12 UTC の場合, 気象庁予測では 534km の位置誤差があったが, 低解像度実験で 203km, 高解像度実験で 294km に減少し, 改善率は 62 %, 45 % であった. 解像度などの実験設定の違いはあるが, 気象庁の予測に対する GFS-JMA の誤差の改善は, 予報モデルとして GFS を用いたことによる効果であると考えられる. 進行方向に直交する誤差成分の改善率は, 9 月 29 日 12 UTC 初期時刻の場合, 低解像度実験で 96 %, 高解像度実験で 98 % であり, 気象庁予測に見られた北進バイアスは GFS での実験により, ほぼ完全に改善されている. 一方, 9 月 30 日 12 UTC の場合は, 低解像度実験で 60 %, 高解像度実験で 33 % であり, 誤差の大きさは改善されるものの, GFS-NCEP, GFS-ECMWF では見られない北進バイアス傾向が依然残っている. Yamaguchi et al. (2012) は, この事例の北進バイアスは初期値に鈍感であり, モデルの違いに伴う誤差の影響を指摘しているが, 本実験の結果は, モデルの違いに伴う誤差だけではなく, 初期値の違いによる影響も重要であることを示している. これについては, 第 4.2 節でもう一度議論する.

図 3.20 は, 2009 年 9 月 28 日から 10 月 2 日までの各日 12 UTC を初期時刻とした初期値交換実験の 5 日予報の予測進路を示したものである. GFS-NCEP では, この期間の全ての初期時刻で北進バイアスは小さく, 予測精度がよいことが分かる. また, GFS-ECMWF, GFS-JMA でも, 9 月 28 日 12 UTC, 9 月 29 日 12 UTC 初期時刻の予報時間前半では北進バイアス傾向があるものの, 予報時間後半では小さくなり, ECMWF, 気象庁の予測 (図 3.18) と比べても, 全ての初期時刻で北進バイアスが減少し, 特に気象庁の予測に対する

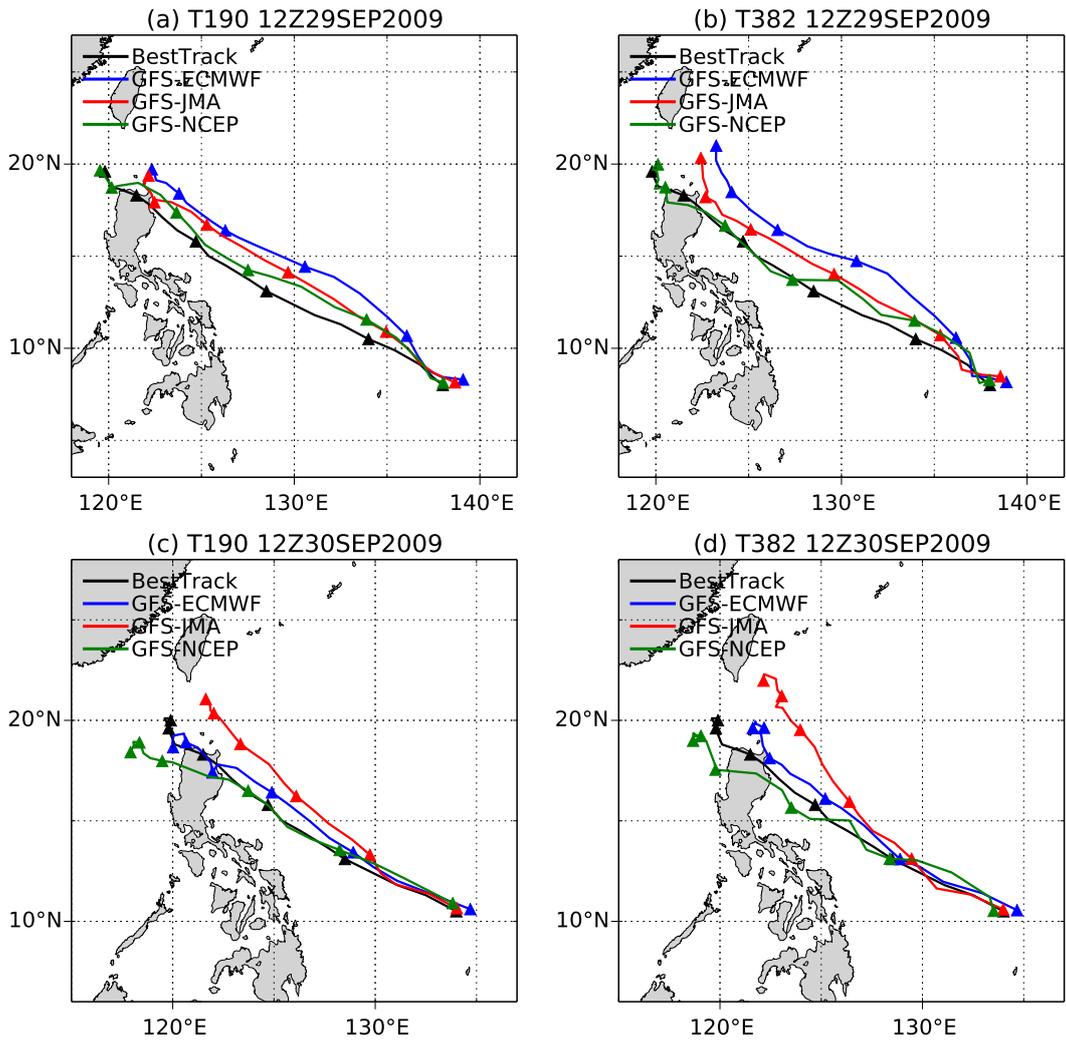


図 3.19: (a, c) 低解像度実験, (b, d) 高解像度実験の (a, b) 2009 年 9 月 29 日 12 UTC, (c, d) 2009 年 9 月 30 日 12 UTC を初期時刻とした Parma の GFS-ECMWF, GFS-JMA, GFS-NCEP の 5 日進路予測, 及びベストトラックの進路. 12 UTC での位置にマーカー.

改善率が高い.

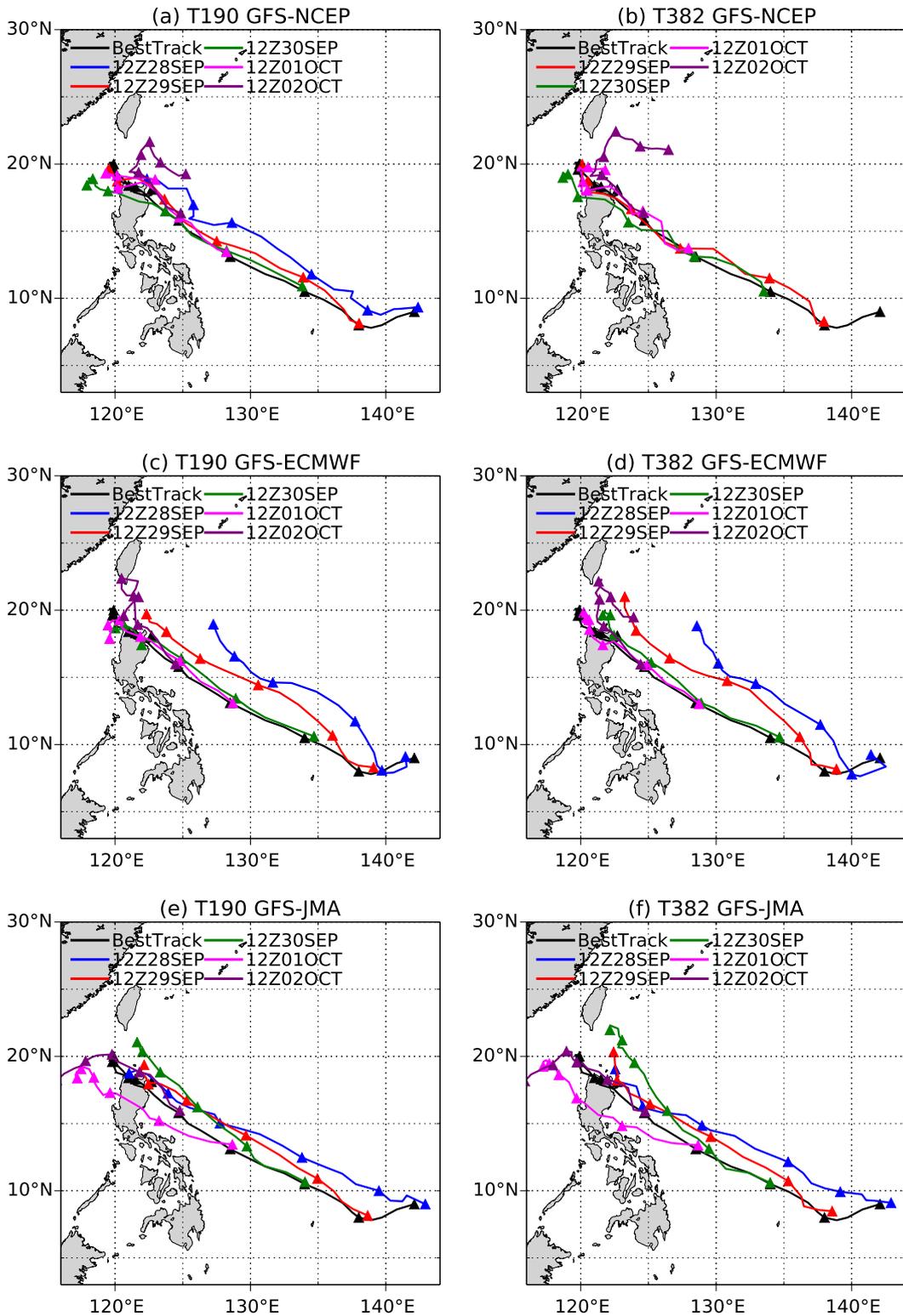


図 3.20: (a, c, e) 低解像度実験, (b, d, f) 高解像度実験の 2009 年 9 月 28 日から 10 月 2 日の各日 12 UTC を初期時刻とした (a, b) GFS-NCEP, (c, d) GFS-ECMWF, (e, f) GFS-JMA の Parma の 5 日進路予測, 及びベストトラックの進路. 12 UTC での位置にマーカー.

第4章 初期渦と初期環境場の違いが与える影響

第3.2, 第3.3節の解析では, Lupitの予測進路が初期値の違いによって影響を受けることが明らかになり, Parmaについても初期時刻によっては初期値の違いの影響を受けていることが分かった. さらに, Lupitの場合は, 解像度の違いによる熱帯低気圧渦の強度の維持が重要である可能性が示唆されており, 初期値の熱帯低気圧渦の構造や強度の再現性が予測進路に影響する可能性が考えられる. 本章では, 初期値交換実験で用いた初期値を熱帯低気圧渦と環境場成分に分離し, 相互に入れ替えた初期値からの進路予測実験を行い, 初期渦, 初期環境場の違いが予測進路に与える影響について調べる.

4.1 Lupit

まず, 2009年10月20日12UTC, 10月21日12UTCを初期時刻とするLupitの結果について解析する. 図4.1は, 初期値交換実験で用いたNCEP, ECMWF, 気象庁の初期値の軸対称接線風の鉛直断面図である. NCEP, ECMWFの初期値では, 両初期時刻で渦の構造, 強度に大きな差は見られない. NCEPとECMWFの初期値を比較すると, ECMWF初期値は, 半径100km付近に軸対称接線風の最大風速半径があるが, NCEP初期値では200km付近にあり, 中心気圧も約20hPa高い(図3.9). ECMWFの初期渦は, NCEPに比べ強く, よく発達した渦となっている. 一方, 気象庁の初期渦は, 初期時刻10月20日12UTCと10月21日12UTCで大きく異なる. いずれの初期時刻も200–300km付近に最大風速半径をもつNCEPとよく似た構造であるが, 初期時刻10月20日12UTCの接線風風速は, 初期時刻10月21日12UTCよりも強く, 中心気圧も約15hPa低い(図3.9). 気象庁の初期値の中心気圧は, 初期時刻10月20日12UTCの値が, 前後の初期時刻に比べても15–20hPa低く, 強い渦となっている. 気象庁は初期値を作成するデータ同化の際に, 擬似的な渦である台風ボーガスを擬似観測として投入しており, その影響によるものであると考えられる.

図4.2, 4.3は初期時刻2009年10月20日12UTC, 図4.4, 4.5は初期時刻2009年10月21日12UTCの各初期値の環境場成分に, 渦成分を組み合わせた初期値を用いたGFSによる120時間予報の予測進路及び中心気圧を示したものである. 添字envは環境場成分, 添字vrtは渦成分を表し, 例えば, 図4.2aは, 環境場, 渦成分共にNCEP初期値を用いる場合(GFS-NCEP), 及びNCEP初期値の環境場にECMWF初期値の渦成分を組み合わせた初期値を用いた実験(NCEPenv-ECMWFvrt)と気象庁初期値の渦成分を組み合わせた初期値を用いた実験(NCEPenv-JMAvrt)の結果を示している. まず, 初期値交換実験では転向を予測できていなかった初期時刻10月20日12UTCのNCEP初期値の

表 4.1: 初期時刻 (a) 2009 年 10 月 20 日 12 UTC, (b) 2009 年 10 月 21 日 12 UTC の環境場成分, 渦成分に用いた初期値の組み合わせと転向の予測の可否. ○は転向を予測できている場合, ×は予測できていない場合を表す. 各組み合わせについて, 低解像度実験/高解像度実験の場合の結果を示している.

(a)12Z20OCT2009				(b)12Z21OCT2009			
環境場成分	渦成分			環境場成分	渦成分		
	NCEP	ECMWF	JMA		NCEP	ECMWF	JMA
NCEP	×/×	×/×	×/×	NCEP	○/○	○/○	×/×
ECMWF	×/○	○/○	○/○	ECMWF	○/○	○/○	○/○
JMA	×/○	×/○	○/○	JMA	×/×	×/×	×/×

環境場成分を用いた場合を見る (図 4.2a, 4.3a). この場合は, NCEP, ECMWF, 気象庁いずれの初期値の渦成分を用いても, 転向を予測することはできない. しかし, 高解像度実験の場合, 気象庁の渦成分を用いた初期値では, 転向は不十分であるものの, 進行速度が減少し, 進行方向も GFS-NCEP に比べ北よりへ変化するなど, 転向する熱帯低気圧に共通する特徴が見られる. 初期時刻 10 月 20 日 12 UTC の気象庁の初期値は, Lupit の強度が他の初期時刻より強くなっており, 強度がより強く予測される高解像度実験の場合で, 気象庁の初期渦の強度が転向の予測に何らかの影響を及ぼしている可能性がある.

転向を予測していた気象庁の環境場成分を用いた初期値の場合 (図 4.2e, 4.3e), 実験解像度によって異なる結果となった. 高解像度実験では, いずれの渦成分を初期値に用いても, 北への転向が予測されている. すなわち, GFS-NCEP で転向を予測できなかった NCEP 初期値の渦成分を用いた場合でも, 気象庁の初期値の環境場成分により, 転向の予測が向上する. しかし, 低解像度実験では NCEP, ECMWF いずれの渦成分を用いても転向せず, 初期値の環境場成分の影響のみでは転向予測は向上しない.

10 月 21 日 12 UTC 初期時刻の場合は, 転向を予測していなかった気象庁の初期値環境場を用いた場合 (図 4.4e, 4.5e), どの初期値の渦成分を用いても北への転向の予測は改善していない. 一方, 転向を予測していた ECMWF の初期値環境場成分を用いた場合 (図 4.4c, 4.5c) は北への転向を予測しており, 転向を予測しなかった気象庁初期値の渦成分を用いても転向が予測されている. この結果からは, 気象庁初期値を用いた場合に転向が予測できなかったのは, 初期値の環境場成分の誤差が原因であったことが示唆される. しかし, 転向を予測していた NCEP の初期値環境場成分を用いた場合 (図 4.4a, 4.5a), 気象庁初期値の渦成分を用いても転向は予測されない. このように, 環境場, 渦成分の組み合わせによって, 転向の予測の可否は変化しており (表 4.1), 初期値の環境場成分, 渦成分どちらか一方の寄与ではなく, 双方の再現性が重要となると考えられる.

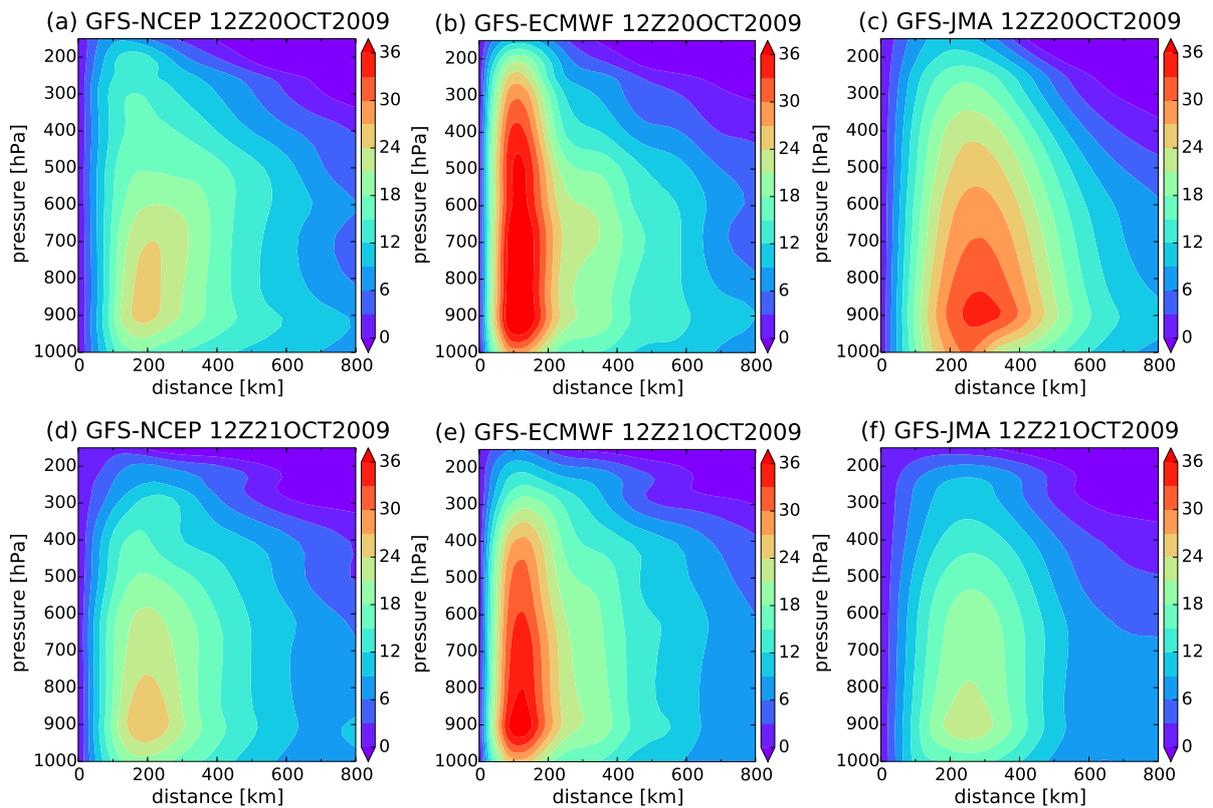


図 4.1: 初期値交換実験で用いた (a–c) 初期時刻 2009 年 10 月 20 日 12 UTC, (d–f) 初期時刻 2009 年 10 月 21 日 12 UTC の (a, d) NCEP, (b, e) ECMWF, (c, f) 気象庁の初期値についての, Lupit の接線方向に平均した軸対称接線風 (単位は m/s) の鉛直断面図. 横軸は Lupit の中心 (海面更正気圧の極小位置) からの距離を表す. 正の接線風は低気圧性, 負の接線風は高気圧性回転を表す.

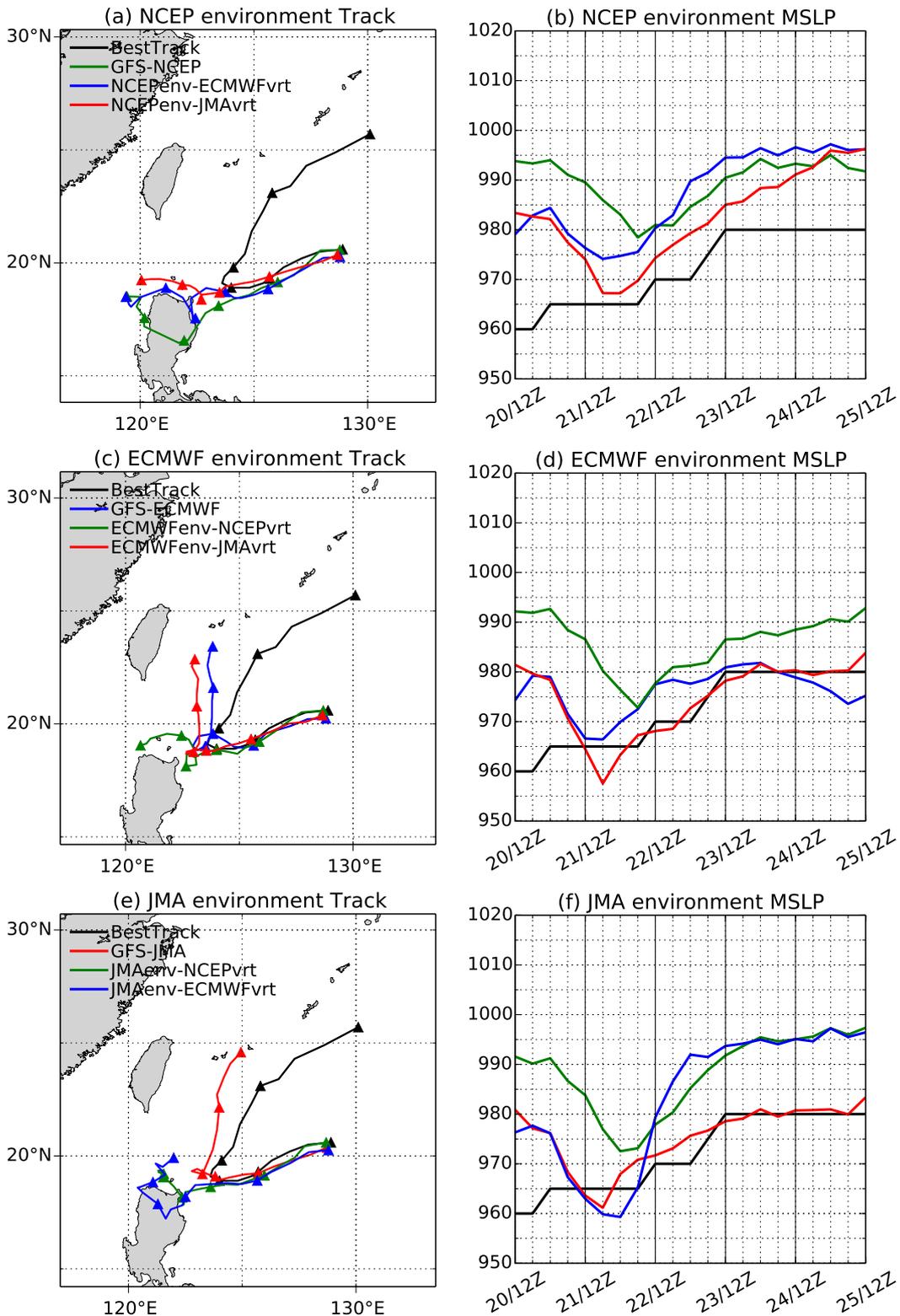


図 4.2: 2009 年 10 月 20 日 12 UTC を初期時刻とした (a, b) NCEP 環境場成分, (c, d) ECMWF 環境場成分, (e, f) JMA 環境場成分に各センターの初期値の熱帯低気圧渦成分を組み合わせた初期値からの低解像度実験における Lupit の 120 時間予報までの (a, c, e) 進路予測, 及びベストトラックの進路と (b, d, f) 中心気圧 (単位は hPa). a, c, e の 12 UTC での位置にマーカー. 凡例の NCEPenv-ECMWFvrt は, NCEP 初期値の環境場成分に ECMWF 初期値の熱帯低気圧成分を組み合わせた初期値からの実験を表す. b, d, e の凡例はそれぞれ a, c, e に共通.

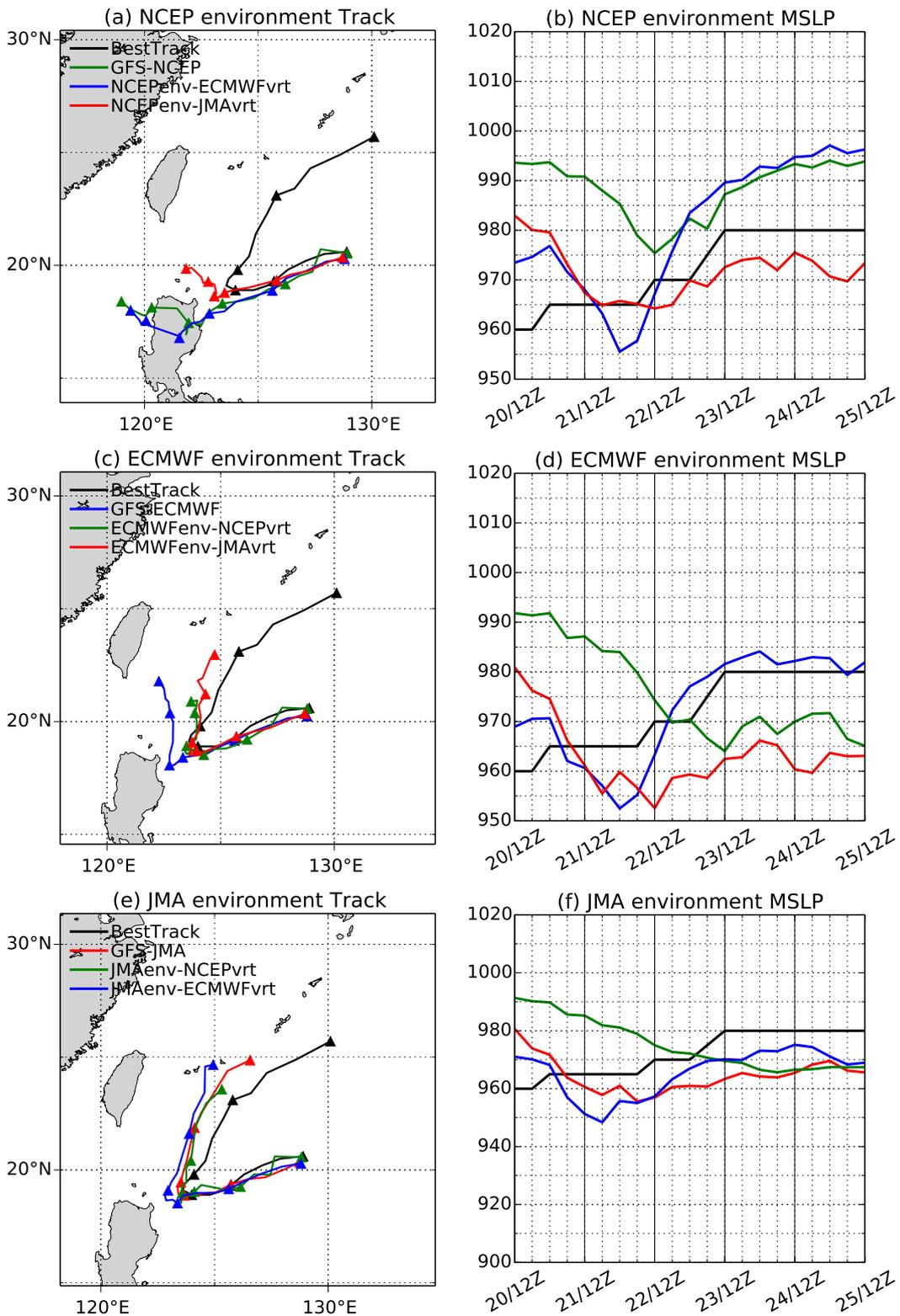


図 4.3: 2009 年 10 月 20 日 12 UTC を初期時刻とした高解像度実験の Lupit の進路予測，ベストトラックの進路及び中心気圧。図 4.2 に同じ。

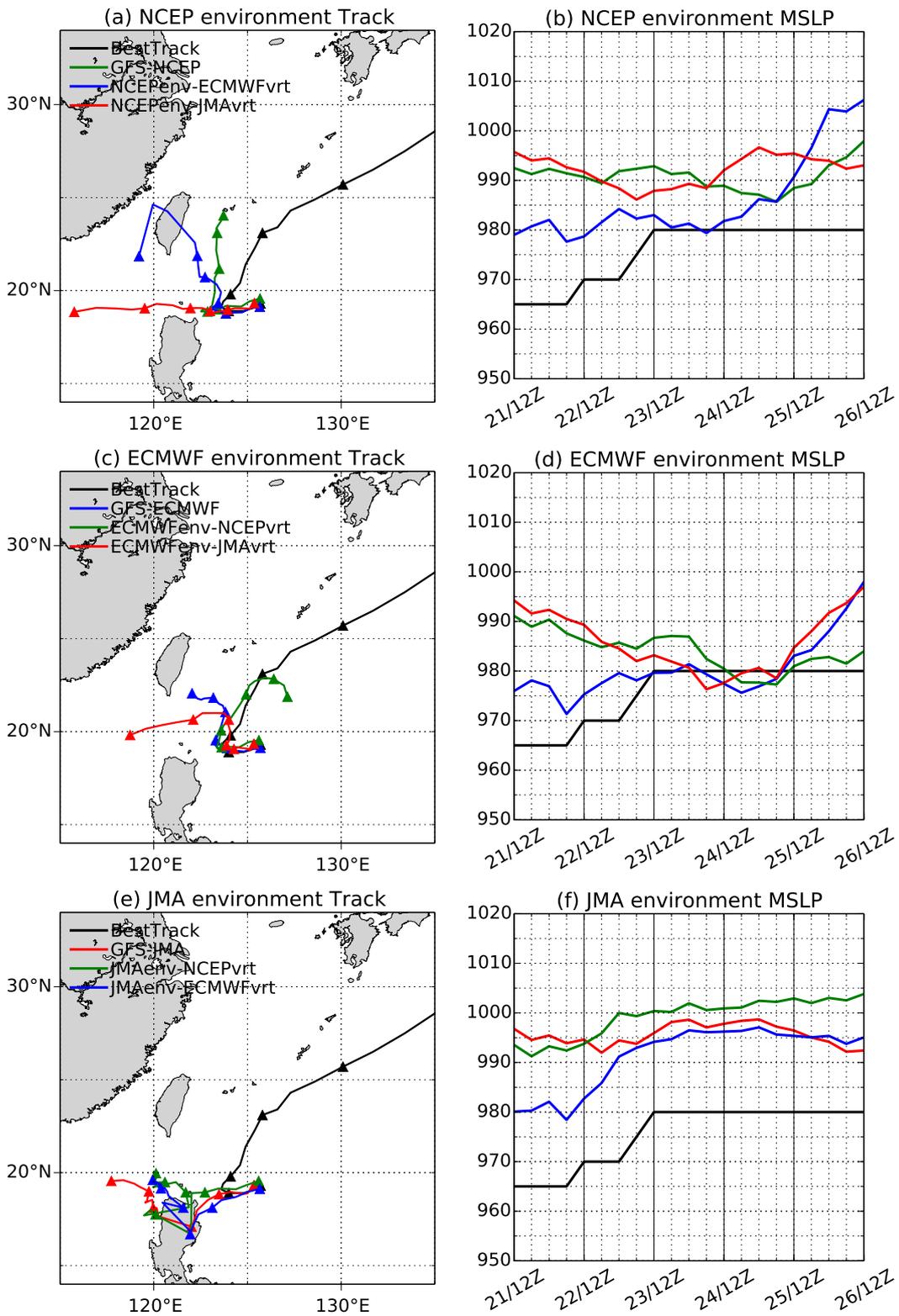


図 4.4: 2009 年 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした低解像度実験の Lupit 進路予測, ベストトラックの進路及び中心気圧. 図 4.2 に同じ.

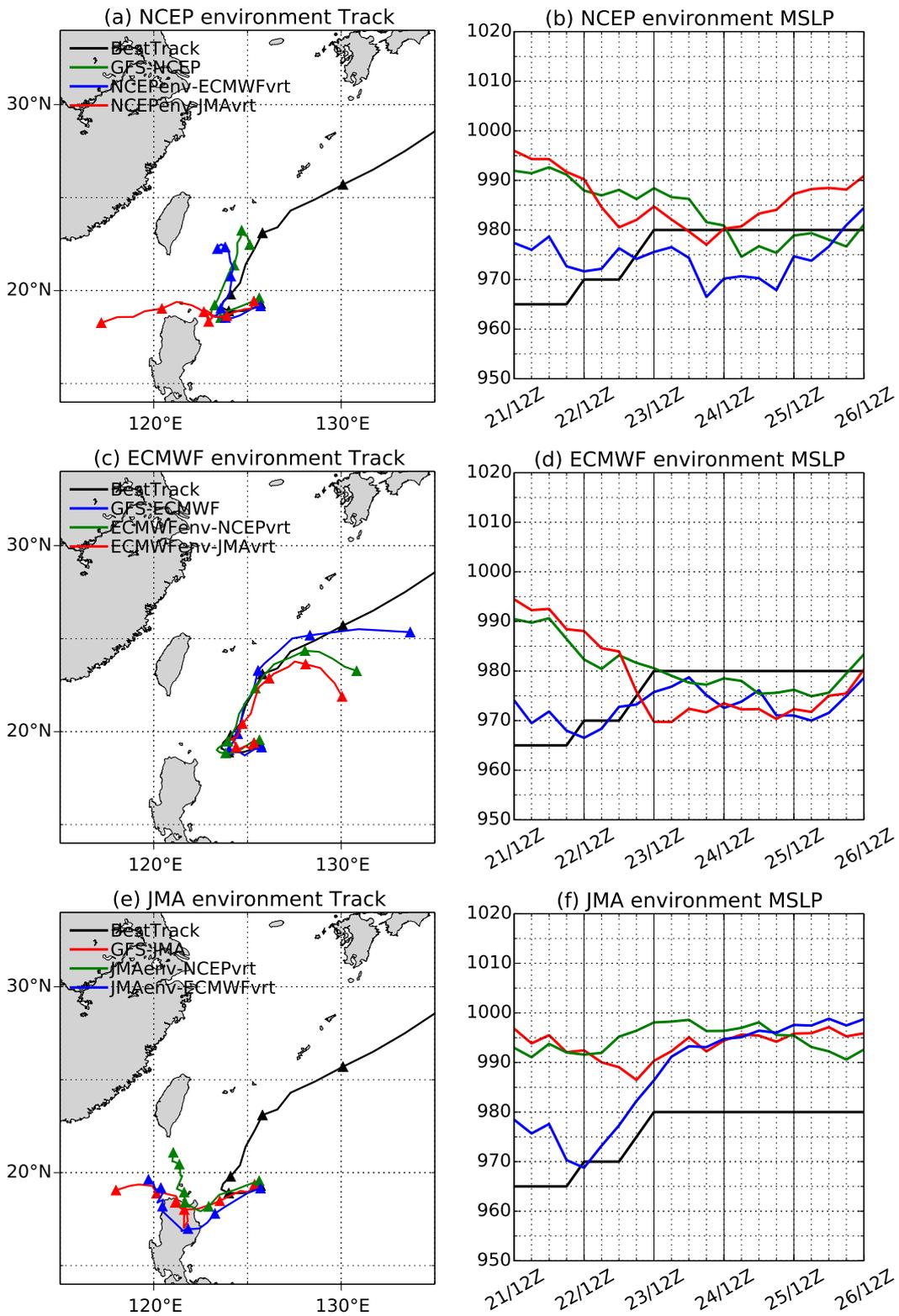


図 4.5: 2009 年 10 月 21 日 12 UTC を初期時刻とした高解像度実験の Lupit 進路予測, ベストトラックの進路及び中心気圧. 図 4.2 に同じ.

4.2 Parma

図 4.6, 4.7 はそれぞれ, 初期値交換実験に用いた初期時刻 2009 年 9 月 30 日 12 UTC の NCEP, ECMWF, 気象庁の初期値についての軸対称接線風の鉛直断面図とポテンシャル渦度の鉛直東西断面図である. 軸対称接線風速は, 気象庁初期値が最も強く, 中心気圧も NCEP, ECMWF 初期値に比べ 5 hPa 程度低い (図 4.8, 4.9). ポテンシャル渦度の鉛直断面図を見ると, 気象庁初期値は 850 hPa 付近で最も強く, 上層では西に傾いている. また, ポテンシャル渦度中心は, 海面更正気圧極小点で定義した Parma の中心位置とほぼ同じで, 鉛直方向によく結合した構造をしており, 熱帯低気圧の典型的な鉛直構造をしている. これは, 気象庁の初期値では台風ポーガスが投入されていることが影響していると考えられる. 一方, ECMWF 初期値は, 600 hPa より下層の構造は気象庁初期値と似た構造であるが, 中層から上層の構造は異なっている. 中上層の傾きは, 気象庁初期値よりも大きく, 400 hPa 付近のポテンシャル渦度中心は Parma の中心から 200 km ほどずれている. NCEP 初期値は, ECMWF, 気象庁の初期値と比べ, 発達が弱く, 600 hPa より下層で Parma に伴う正のポテンシャル渦度があるが, 中上層の構造ははっきりしない.

図 4.8, 4.9 は, 各初期値の環境場成分に, 渦成分を組み合わせた初期値からの GFS を用いた 120 時間予報の予測進路及び中心気圧を示したものである. 高解像度実験の気象庁環境場成分に NCEP 渦成分を組み合わせた初期値からの実験 (図 4.9e) の 48 時間以降の進路を除いて, 環境場成分に用いた初期値からの実験の進路と同じ進路をとっている. この結果は, 図 4.6, 4.7 のように初期値渦構造に違いがあるものの, 進路予測には影響せず, 初期値環境場成分の再現性が重要であることを示唆している. ただし, 中心気圧は初期値渦が強いほど低下しており, 初期渦は強度予測には大きく影響している. この結果から, GFS を用いた初期値交換実験で見られた GFS-JMA の北進バイアス (図 3.19) は, 気象庁初期値の大規模環境場の誤差に起因する指向流予測の差が影響していると考えられる.

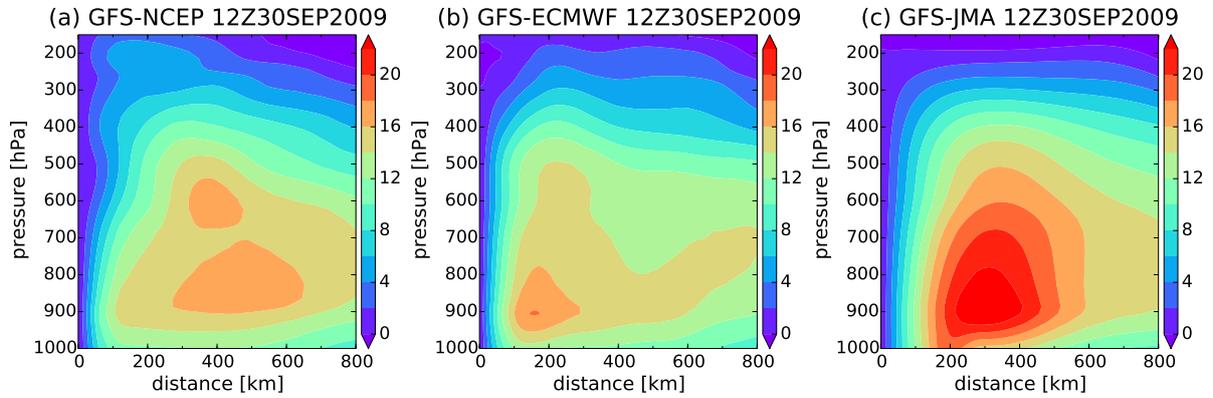


図 4.6: 初期時刻 2009 年 9 月 30 日 12 UTC における (a) GFS-NCEP, (b) GFS-ECMWF, (c) GFS-JMA の Parma の接線方向に平均した軸対称接線風 (単位は m/s) の鉛直断面図. 横軸は Parma の中心からの距離を示している. 正の接線風は低気圧性, 負の接線風は高気圧性回転を表す.

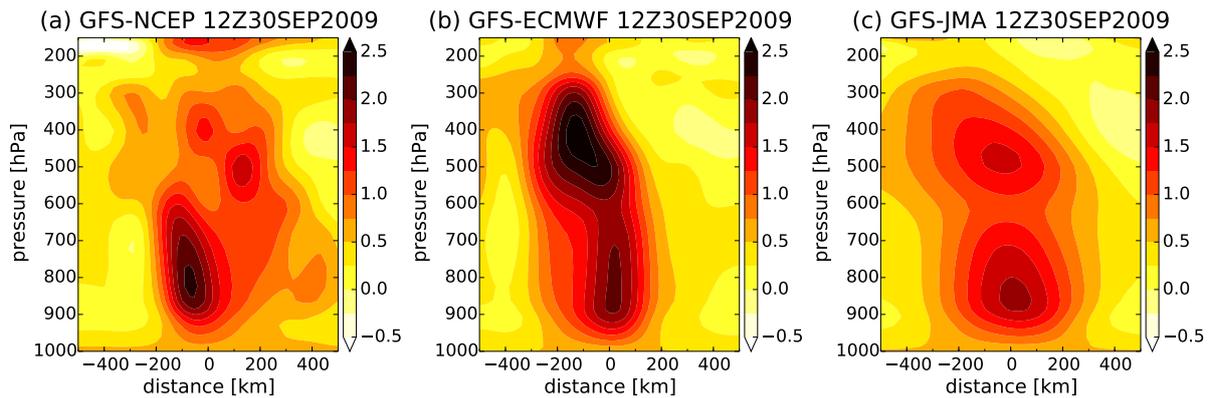


図 4.7: 初期時刻 2009 年 9 月 30 日 12 UTC における (a) GFS-NCEP, (b) GFS-ECMWF, (c) GFS-JMA の Parma のポテンシャル渦度 (単位は $10^{-6} \text{K m}^2 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-1}$) の鉛直東西断面図. 横軸は, Parma の中心位置 (海面更正気圧極小点で定義) からの距離を表し, 東側が正方向である.

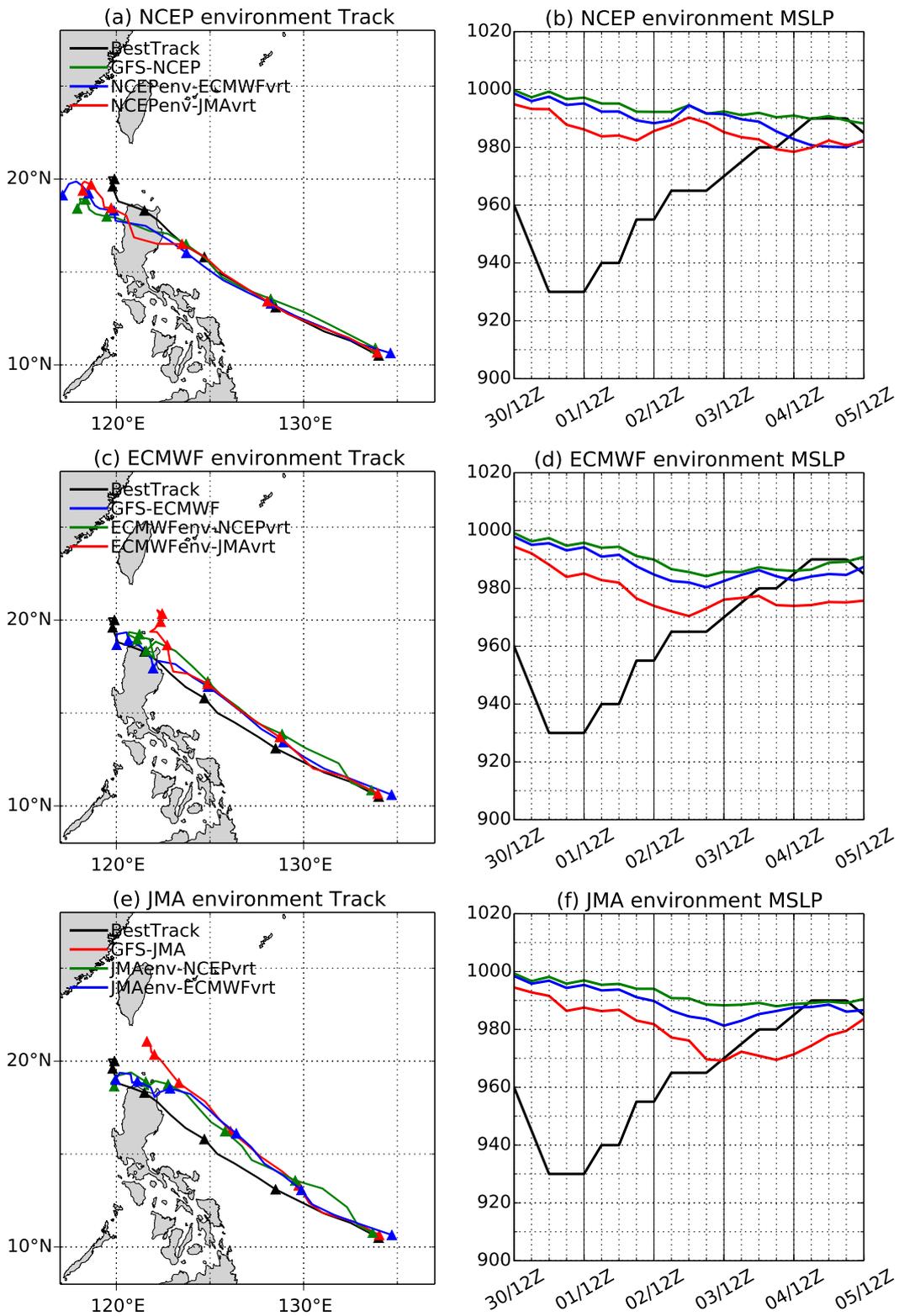


図 4.8: 2009 年 9 月 30 日 12 UTC を初期時刻とした低解像度実験の Parma 進路予測, ベストトラックの進路及び中心気圧. 図 4.2 に同じ.

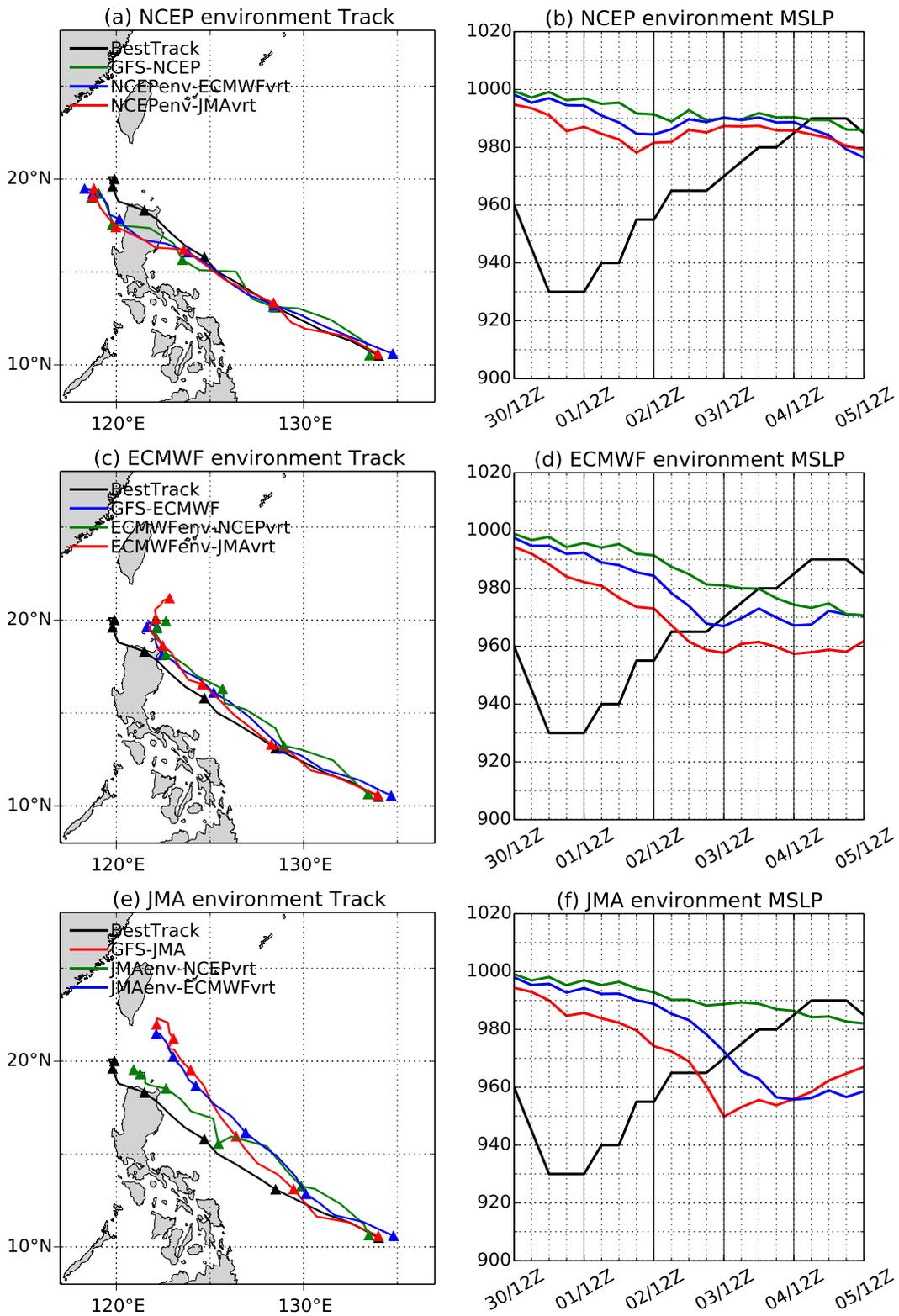


図 4.9: 2009 年 9 月 30 日 12 UTC を初期時刻とした高解像度実験の Parma の進路予測，ベストトラックの進路及び中心気圧。図 4.2 に同じ。

第5章 結論

本研究では、NCEP、ECMWF、気象庁の3つの異なる数値予報センターの解析値から作成した初期値を用いて、NCEPの現業予報モデルGFSによる熱帯低気圧の進路予報実験を行うことにより、初期値の違いが進路予測誤差に与える影響を調べた。さらに、現業数値予報センターの進路予測結果、JMA-GSMを用いたYamaguchi et al. (2012)の結果との比較により、モデルの違いが進路予測に与える影響についても考察を行った。

第3章では、NCEP、ECMWF、気象庁の進路予測、およびこれらの初期値を用いた初期値交換実験の進路予測結果の解析を行った。2009年に北西太平洋で発生した22個の熱帯低気圧の平均進路予報誤差は、初期時刻を除いて、ECMWFの予測精度が最もよかった。72時間予報の予測誤差は、ECMWFに次いでNCEPの精度がよく、気象庁が最も悪かった。個々の事例では気象庁の予測で転向前に進行方向に対して右側にずれる事例が、ECMWFに比べ多く見られた。また、気象庁の予測には、予測誤差が大きな大外れ事例が多く、平均予測誤差が大きい一因となっていた。

GFSを用いた初期値交換実験の結果、NCEPの初期値を用いた場合に比べ、ECMWFの初期値を用いた場合は、低解像度(T190)実験、高解像度(T382)実験でそれぞれ、24時間予報では14%、18%、72時間予報で4%、8%改善し、初期値交換により平均予測誤差が改善されることが分かった。気象庁の初期値を用いた場合に比べ、NCEP、ECMWFの初期値を用いた場合では、特に大外れ事例の誤差が減少しており、平均進路予測誤差の減少に寄与している。

次に、NCEP、ECMWF、気象庁の進路予測に顕著な違いが見られた、台風第20号Lupitと第17号Parmaについて、詳しく解析を行った。2009年10月20日12UTCを初期時刻としたLupitの北への転向の予測では、NCEPの初期値を用いた場合に予測されなかった北への転向が、転向を予測していた気象庁の初期値を用いることで予測が改善した。10月21日12UTCを初期時刻とした場合では、NCEP、ECMWFは転向を予測していたものの、気象庁は転向を予測できていなかった。初期値交換実験の結果、NCEP、ECMWFの初期値を用いた場合は転向が予測されたのに対して、気象庁の初期値を用いた場合は、転向を予測できず、気象庁の初期値の誤差が転向の予測ができなかった原因であることが示唆される。この結果は、JMA-GSMを用いたYamaguchi et al. (2012)の結果と整合的である。以上の結果は、この事例が初期値誤差に敏感な事例であることを示している。また、低解像度実験に比べ、高解像度実験の方が転向後の予測精度がよく、高解像度化による強度予測精度の向上が転向後の進路予測に影響している可能性が示唆される。さらに、熱帯低気圧環境場の風である指向流の予測精度と運動速度の関係について解析を行った。転向を予測していた事例では、指向流とLupitの運動速度の時間変化はよく一致しており、初期値の改善が、指向流予測に影響していたことが分かった。

Parma の予測では、気象庁の予測にのみ顕著な北進バイアスが見られた。初期値交換実験の結果、9月29日12UTCを初期時刻とした場合、いずれの初期値を用いても北進バイアスは見られず、初期値の違いは進路予測に影響しなかった。気象庁初期値を用いた場合、気象庁予測に対して、進行方向に直交する誤差成分は、72時間予報の低解像度実験で96%、高解像度実験で98%改善された。この北進バイアスの改善は、予報モデルとしてGFSを用いたことによる影響であると考えられる。また、9月30日12UTCを初期時刻とした場合、誤差の直交成分は、72時間予報の低解像度実験では60%、高解像度実験では33%改善され、GFSを用いることにより北進バイアスは軽減された。しかし、NCEP、ECMWFの初期値からのGFSによる実験では見られなかった北進バイアス傾向が、気象庁の初期値からの実験では、依然として見られた。Yamaguchi et al. (2012) は、この事例の北進バイアスは初期値に鈍感であると指摘しているが、モデルに伴う誤差だけではなく、初期値誤差による影響も重要であると考えられる。このように、気象庁予測のParmaの北進バイアスは、GFSを用いることにより大きく改善されるものの、初期時刻によってモデルの違いによる影響は変動することが明らかとなった。

第4章では、第3章の実験で用いた初期値を、環境場成分と渦成分に分離し、相互に組み合わせた初期値からの実験を行い、初期環境場と初期渦の違いが進路予測に与える影響を調べた。Lupitの場合、初期渦の強度に違いが見られたものの、初期値に用いた渦と環境場の組み合わせにより、転向の予測が改善する場合としない場合があり、初期環境場成分と初期渦成分、双方の再現性が重要である事例だと考えられる。一方、Parmaの場合、初期渦の鉛直構造に大きな違いが見られたものの、予測進路は環境場成分として用いた初期値を用いた場合と、ほぼ同じ進路となり、初期渦の違いは進路に影響しなかった。この結果は、Parmaの事例では初期環境場の誤差が、北進バイアスに影響していることを示しており、大規模場の環境場、すなわち指向流の再現性が重要であると考えられる。

最後に、熱帯低気圧の進路予測誤差研究に対する今後の展望を述べる。この実験では予報モデルを統一しているため、予報モデルの違いの影響を排して、初期値の違いが進路予測誤差にどの程度影響しているかを調べることができる。この手法は、事例ごとの予測結果から、数値予報システムの改善につながる情報を引き出すのに有効な手法である。しかし、予報モデルの影響についての考察は、初期値作成に用いた解析値の水平、鉛直解像度、実験の解像度などに大きな差があるため、単一モデルを用いた初期値交換実験の比較から、全ての誤差を予報モデルの誤差とみなすには不十分である。この点については、本研究のParmaやLupitの事例で行ったように、別の予報モデルを用いた初期値交換実験との比較が重要となる。また、SSTは全てNCEPの解析値を用いているため、本研究ではSSTの違いの影響は考慮されていない。今後、複数のモデルを用いて、SSTを含めた初期値交換実験を進めていくことが必要である。

さらに、初期値交換実験の結果を用いて、初期値の違い、予報モデルの物理過程などの違いに着目することで、予報誤差の原因から熱帯低気圧の運動メカニズムに対する知見を得ることもできると考えられる。本研究は、指向流についての簡単な解析にとどまっているが、こうしたメカニズムについてもさらに解析を進めることで運動メカニズムを明らかにしていくことが期待される。

謝辞

本研究を進めるにあたって数多くの方々のご指導を頂きました。

指導教員である榎本剛准教授には、2年間にわたり熱心な議論、ご指導をいただきました。また、海外派遣の機会や研究会での発表など、学外での研究活動を積極的に勧めいただき、貴重な経験を得ることができました。向川均教授には、気象学に関する議論や計算機に関する助言などをいただき、研究テーマに限らず、様々な知識と考え方を深めることができました。研究室の皆様にも研究生活を進める上で大変お世話になりました。

本研究で使用した全球数値モデル GFS の移植作業は、京都大学防災研究所「組織的な若手研究者等海外派遣プログラム」の支援を受けて、2012年7月から8月にかけて1ヶ月間、米国メリーランド大学大気海洋科学部に滞在して行ったものです。現地での受け入れ先となっていたメリーランド大学の三好建正准教授（現 理化学研究所計算科学機構グループリーダー）には、GFS の移植について助言をいただき、1ヶ月の滞在生活でも大変お世話になりました。NCEP の太田洋一郎氏（現 気象庁数値予報課）には、GFS の移植、使用方法について大変丁寧な助言、ご指導をいただきました。同時期に滞在されていた筑波大学大学院の近藤圭一氏には生活面で大変お世話になりました。数値モデルの扱い、海外滞在ともに初めてでしたが、貴重な経験を積むことができ、帰国後の私生活、研究生活においても大変意義あるものになりました。滞在中、お世話になった皆様に心から御礼申し上げます。

最後に、学部時代を含め6年間、学生生活を支えてくれた家族、友人に感謝いたします。

参考文献

- Carr, L. E. and R. L. Elsberry, 1990: Observational Evidence for Predictions of Tropical Cyclone Propagation Relative to Environmental Steering. *J. Atmos. Sci.*, **47**(4), 542–546.
- Carr, L. E. and R. L. Elsberry, 1995: Monsoonal Interactions Leading to Sudden Tropical Cyclone Track Changes. *Mon. Weather Rev.*, **123**(2), 265–290.
- Carr, L. E. and R. L. Elsberry, 2000a: Dynamical Tropical Cyclone Track Forecast Errors. Part I: Tropical Region Error Sources. *Weather Forecast.*, **15**(6), 641–661.
- Carr, L. E. and R. L. Elsberry, 2000b: Dynamical Tropical Cyclone Track Forecast Errors. Part II: Midlatitude Circulation Influences. *Weather Forecast.*, **15**(6), 662–681.
- Chan, J. C. L., F. M. F. Ko, and Y. M. Lei, 2002: Relationship between Potential Vorticity Tendency and Tropical Cyclone Motion. *J. Atmos. Sci.*, **59**(8), 1317–1336.
- Chan, J. C. L. and W. M. Gray, 1982: Tropical Cyclone Movement and Surrounding Flow Relationships. *Mon. Weather Rev.*, **110**(10), 1354–1374.
- Chan, J. C. L. and R. T. Williams, 1987: Analytical and Numerical Studies of the Beta-Effect in Tropical Cyclone Motion. Part I: Zero Mean Flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**(9), 1257–1265.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**(656), 553–597.
- ECMWF, 2013: IFS Documentation — Cy38r1 Part III: Dynamics and Numerical Procedures. Technical report, ECMWF.
- Fiorino, M. and R. L. Elsberry, 1989: Some Aspects of Vortex Structure Related to Tropical Cyclone Motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**(7), 975–990.

- George, J. E. and W. M. Gray, 1976: Tropical Cyclone Motion and Surrounding Parameter Relationships. *J. Appl. Meteorol.*, **15**(12), 1252–1264.
- Holland, G. J., 1984: Tropical Cyclone Motion. A Comparison of Theory and Observation. *J. Atmos. Sci.*, **41**(1), 68–75.
- Kurihara, Y., M. A. Bender, and R. J. Ross, 1993: An Initialization Scheme of Hurricane Models by Vortex Specification. *Mon. Weather Rev.*, **121**(7), 2030–2045.
- Kurihara, Y., M. A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1995: Improvements in the GFDL Hurricane Prediction System. *Mon. Weather Rev.*, **123**(9), 2791–2801.
- Marchok, T. P., 2002: How the NCEP Tropical Cyclone Tracker Works. in *25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, San Diego, CA, USA, Amer. Meteor. Soc.
- Ritchie, H., C. Temperton, A. Simmons, M. Hortal, T. Davies, D. Dent, and M. Hamrud, 1995: Implementation of the Semi-Lagrangian Method in a High-Resolution Version of the ECMWF Forecast Model. *Mon. Weather Rev.*, **123**(2), 489–514.
- Saha, S., S. Moorthi, H.-L. Pan, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga, P. Tripp, R. Kistler, J. Woollen, D. Behringer, H. Liu, D. Stokes, R. Grumbine, G. Gayno, J. Wang, Y.-T. Hou, H.-Y. Chuang, H.-M. H. Juang, J. Sela, M. Iredell, R. Treadon, D. Kleist, P. Van Delst, D. Keyser, J. Derber, M. Ek, J. Meng, H. Wei, R. Yang, S. Lord, H. Van Den Dool, A. Kumar, W. Wang, C. Long, M. Chelliah, Y. Xue, B. Huang, J.-K. Schemm, W. Ebisuzaki, R. Lin, P. Xie, M. Chen, S. Zhou, W. Higgins, C.-Z. Zou, Q. Liu, Y. Chen, Y. Han, L. Cucurull, R. W. Reynolds, G. Rutledge, and M. Goldberg, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **91**(8), 1015–1057.
- Van der Grijn, G., 2002: Tropical Cyclone Forecasting at ECMWF: new products and validation. *ECMWF Tech. Memo.* 386, ECMWF.
- Wang, C.-C., H.-C. Kuo, Y.-H. Chen, H.-L. Huang, C.-H. Chung, and K. Tsuboki, 2012: Effects of Asymmetric Latent Heating on Typhoon Movement Crossing Taiwan: The Case of Morakot (2009) with Extreme Rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **69**(11), 3172–3196.
- Wang, C.-C., Y.-H. Chen, H.-C. Kuo, and S.-Y. Huang, 2013: Sensitivity of typhoon track to asymmetric latent heating/rainfall induced by Taiwan topography: A numerical study of Typhoon Fanapi (2010). *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**(8), 3292–3308.
- Wu, L., H. Zong, and J. Liang, 2011: Observational Analysis of Sudden Tropical Cyclone Track Changes in the Vicinity of the East China Sea. *J. Atmos. Sci.*, **68**(12), 3012–3031.
- Wu, L., Z. Ni, J. Duan, and H. Zong, 2013: Sudden Tropical Cyclone Track Changes over the Western North Pacific: A Composite Study. *Mon. Weather Rev.*, **141**(8), 2597–2610.

- Wu, L. and B. Wang, 2000: A Potential Vorticity Tendency Diagnostic Approach for Tropical Cyclone Motion. *Mon. Weather Rev.*, **128**(6), 1899–1911.
- Wu, L. and B. Wang, 2001: Effects of Convective Heating on Movement and Vertical Coupling of Tropical Cyclones: A Numerical Study. *J. Atmos. Sci.*, **58**(23), 3639–3649.
- Yamaguchi, M., R. Sakai, M. Kyoda, T. Komori, and T. Kadowaki, 2009: Typhoon Ensemble Prediction System Developed at the Japan Meteorological Agency. *Mon. Weather Rev.*, **137**(8), 2592–2604.
- Yamaguchi, M., T. Nakazawa, and K. Aonashi, 2012: Tropical Cyclone Track Forecasts using JMA Model with ECMWF and JMA Initial Conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09801, doi:10.1029/2012GL051473.
- 山口宗彦・酒井亮太, 2004: 熱帯低気圧進路予報の国際比較. 平成 16 年度数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 39–42 頁.
- 梅津浩典・森安聡嗣, 2013: WGNE 熱帯低気圧検証. 平成 25 年度数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 98–111 頁.