

修士論文

気象庁非静力学モデルを用いた 数値実験によるボルネオ渦の研究

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻
大気科学分科 松葉 史剛

平成 29 年 3 月 12 日

修士論文要旨

北半球冬季アジアモンスーンの季節に海洋大陸で発生するメソ α スケールのボルネオ渦は、近年のデータ解析と数値実験によりその理解が深まりつつあるが、いまだに理解が進んでいない点も多い。そこで、ボルネオ渦の力学に関する理解を深める目的で、気象庁非静力学モデルを用いてボルネオ渦に関する一連の数値実験を実施した。本修士論文は3部構成である。

PART I (第3章)では、領域大気モデルによる時間ずらしアンサンブル法を用いて2007年1月に発生したボルネオ渦の再現実験を行なった。3度のコールドサージイベントに伴なってボルネオ渦が発生し、そのうち最初に発生したevent1のボルネオ渦が典型的でもっとも強度が強かった。渦強度の時間発展や渦とともに動く座標系で渦の水平構造や鉛直構造を見たところ、対流活動に伴なって渦が深みを増し、上昇流の強化や降水の増加などが見てとれた。ボルネオ渦の軸対称的な構造を見ると、台風と同じように一次循環、二次循環が存在していたが、ボルネオ渦の鉛直構造は浅いものであり、また、暖気核にあたる高温偏差も小さく、その高度は対流圏下層にのみ位置しており、中心気圧の降下量も随分と小さいものであった。

PART II (第4章)では、ボルネオ渦から唯一 typhoon のカテゴリーへと発達した2001年12月の赤道台風Vameiの高解像度数値実験を行ない、台風へと発達しなかった事例のボルネオ渦との比較実験を実施した。最盛期にいたる直前には急発達の期間が見られ、渦中心付近で水蒸気の凝結に伴なう非断熱加熱があり、強い上昇流や水物質の生成も見られていたが、赤道台風Vameiの事例のほうがより持続的で強く続いていることがわかった。また、相対渦度も渦中心付近に集中していた。渦中心とともに動く座標系で渦度収支解析を実施したところ、赤道台風Vameiのほうが、効果的に、対流圏下層での相対渦度のストレッチング、対流圏中層で相対渦度の鉛直移流により渦が発達していたことがわかった。

PART III (第5章)では、Koseki et al. (2014)で実施された準理想化実験を拡張し、ボルネオ島の地形がボルネオ渦の形成・発達に与える影響について調べるため、ボルネオ島の地形を(i) CNTL (起伏のある陸、現実地形)、(ii) NoTopo (起伏のない陸)、(iii) NoLand (起伏のない海)、(iv) AquaMountain (起伏のある海)とした4通りで地形感度実験を実施した。初期値・境界値に用いる大気場としては、再解析データJRA-25/JCDASを用いてコンポジット場を作成し、強いコールドサージが吹いているケース(SS event)と気候値(Climatology)の2通りを試した。SS eventのコンポジット場を初期値・境界値として与えた実験では、いずれの地形の場合でもボルネオ渦は形成され、その後の発達に関してもほとんど差が見られず、初期場のコールドサージがつくりだす風のシアーが十分だったといえる結果になった。一方で、Climatologyのコンポジット場を初期値・境界値として与えた実験では、いずれの地形の場合でもボルネオ渦は形成されたが、ボルネオ島を起伏のない海にしたNoLandの実験では、ボルネオ渦が東進して衰弱し消滅した。陸地や起伏の存在がボルネオ渦を狭い海域にとどまらせる役割を担っていたといえる。

目 次

1	はじめに	13
1.1	海洋大陸 (Maritime Continent)	13
1.2	北半球冬季アジアモンスーン (Boreal winter monsoon)	13
1.3	ボルネオ渦 (Borneo Vortex)	15
1.4	数値実験による研究	18
1.4.1	Trilaksono et al. (2012) のレビュー	18
1.4.2	Koseki et al. (2014) のレビュー	20
1.5	赤道台風 Vamei	24
1.5.1	観測事実	24
1.5.2	再解析データを用いた先行研究	26
1.5.3	数値実験による先行研究	27
1.6	本研究の目的	30
2	モデル設定	32
3	2007年1月に発生したボルネオ渦の再現実験	36
3.1	実験期間の選定	36
3.2	数値実験の概要	37
3.3	実験結果	37
3.3.1	半旬平均場で見た総観場	37
3.3.2	観測と再解析データとの比較	39
3.3.3	実験期間中の環境場	39
3.3.4	渦とともに動く座標系で見た渦の水平面図	43
3.3.5	渦強度の時間発展	46
3.3.6	軸対称平均した物理量で見た半径時間断面図	47
3.3.7	軸対称平均した物理量で見た高度時間断面図	49
3.3.8	軸対称平均した物理量で見た半径高度断面図	51
3.4	まとめと考察	53
4	赤道台風 Vamei とボルネオ渦との高解像度比較数値実験	55
4.1	実験設定	55
4.2	実験結果	55
4.2.1	渦の水平面図による時間発展	56
4.2.2	渦強度の時間発展の比較	59
4.2.3	軸対称平均した物理量で見た半径時間断面図での比較	61
4.2.4	軸対称平均した物理量で見た高度時間断面図での比較	63
4.2.5	軸対称平均した物理量で見た半径高度断面図での比較	63
4.2.6	最盛期における渦度収支解析による比較	66

4.3 まとめと考察	68
5 ボルネオ渦に関する準理想化した地形感度実験	71
5.1 準理想化された地形感度実験の実験設定	71
5.1.1 地形の設定	71
5.1.2 初期値・境界値の設定	72
5.1.3 モデル設定	75
5.2 SS event のコンポジット場を用いた地形感度実験の結果	75
5.2.1 渦の移動経路	75
5.2.2 渦強度の時間発展	77
5.2.3 軸対称平均した物理量で見た半径高度断面図	78
5.3 Climatology のコンポジット場を用いた地形感度実験の結果	79
5.3.1 渦の移動経路	79
5.3.2 渦強度の時間発展	81
5.3.3 軸対称平均した物理量で見た半径高度断面図	82
5.4 渦度収支解析	83
5.5 まとめと考察	84
6 おわりに	87
A 渦中心まわりの座標変換	89
B 2007年1月に発生した3度のボルネオ渦	91

図 目 次

1.1 海洋大陸の標高 [m]. Yoden et al. (2016) [28] より引用.	13
1.2 北半球冬季モンスーンの領域において雲分布や降水に影響を与える主要な総観規模擾乱の概略図. 海陸循環に伴なった対流が海洋大陸には存在している. 北東モンスーンやコールドサージに伴なって降水が強まる海岸線領域が点描で示されている. ハッチがかかった領域は11月1日から4月30日までの降水量が150cmを超えている場所を示す (Cobb and Coleby, 1966). 国際冬季モンスーン観測期間 (WMONEX: Winter Monsoon Experiment) 中に船舶観測が行なわれた海域も示されている. Johnson and Houze Jr. (1987) [10] より引用.	14

- 1.3 (左) JRA25/JCDAS から得られた、850hPa 面におけるボルネオ渦
中心まわりの絶対渦度(トーン) [10^{-5}s^{-1}] と水平風速(ベクトル)
[m/s] のコンポジット図。白太線は絶対渦度のゼロ線を示す。(右)
JRA25/JCDAS から計算した 850hPa 面における水平発散(センター
間隔は 10^{-6}s^{-1}) と TRMM から得た時間降水量(トーン) [mm/day]
のコンポジット図。実線(破線)は正(負)の値を示す。C の記号は
コンポジットしたボルネオ渦の渦中心を示す. Koseki et al. (2014)
[12] より引用. 16
- 1.4 フィルター処理を施していない 925hPa の水平風の流線解析によっ
て得られたボルネオ渦の中心位置分布. Chang et al. (2005) [4] よ
り引用. 16
- 1.5 (上段) 対流指数(CI: Convective Index) のコンポジット図: (a) サー
ジも渦もともに存在しない場合. (b) サージがなく渦が存在する場
合. (c) サージはあるが渦が存在しない場合. (d) サージも渦も存
在する場合. (下段) 925hPa における水平風(ベクトル) [m/s] と水平
発散(トーン) [10^{-5}s^{-1}] のコンポジット図: (e) サージも渦もともに
存在しない場合. (f) サージがなく渦が存在する場合. (g) サージは
あるが渦が存在しない場合. (h) サージも渦も存在する場合. Chang
et al. (2005) [4] より引用. 17
- 1.6 半旬ごとに時間平均、アンサンブル平均したモデル計算における降
水量(トーン) [mm/h] と 850hPa 面における水平風(ベクトル) [m/s].
ユニットベクトル(10m/s, 10m/s) が各プロットの隅に描かれてい
る. Trilaksono et al. (2012) [24] より引用. 19
- 1.7 (a) 準理想化実験における計算領域. (b)-(k) 準理想化実験におけ
るボルネオ渦の時間発展. 積分開始から 24 時間後から 240 時間後ま
で 24 時間ごとに、850hPa 面における水平風(ベクトル) [m/s] を示
している. (l) 24 時間ごとのボルネオ渦の中心経路. Koseki et al.
(2014) [12] より引用. 21
- 1.8 準理想化実験におけるボルネオ渦の最盛期での軸対称半径高度断面
図: (a) 接線風速 [m/s], (b) 動径風速 [m/s], (c) 雲水と雲氷の混合
比(トーン) [kg/kg] と鉛直風速(センター間隔は 0.005hPa h^{-1}), (d)
気温(センター) [K] と気温偏差(トーン) [K]. 偏差は半径方向の平
均値からの差で定義. (d) における白太線は気温偏差のゼロ線を示
す. (e) 海面更正気圧の軸対称平均半径成分. Koseki et al. (2014)
[12] より引用. 22

- 1.9 準理想化実験におけるボルネオ渦の渦度収支解析. 850hPaにおける発達期での, (a) 水平移流項(HADV), (b) 鉛直移流項(VADV), (c)ストレッチング項(STRN), (d) 起き上がり項(TILT), (e) 正味の強制項の時間平均. 実線(破線)は正(負)の値を示す. コンター間隔は $10^{-6}s^{-2}$ である. (f)-(j), (k)-(o)は(a)-(e)と同じであるがそれぞれ, 最盛期における850hPa, 600hPaでの結果である. (e), (j), (o)でのトーンは絶対渦度を表わす. Cの記号は渦中心を示す. Koseki et al. (2014) [12] より引用. 23
- 1.10 ベストトラックデータにおける台風Vameiの強度と経路. 2001年12月26日12時UTCから2002年1月1日6時UTCまでの期間を示している. Chang et al. (2016) [6] より引用. 24
- 1.11 シンガポール付近に位置する赤道台風VameiのMODIS(Moderate resolution Imaging Spectroradiometer)による2001年12月27日の衛星画像. Chang et al. (2016) [6] より引用. 25
- 1.12 QuickSCATにより観測された赤道台風Vamei. 2001年12月26日22時32分UTCでの観測. 風向と風速がベクトルとトーンで示されている. Chang et al. (2016) [6] より引用. 26
- 1.13 NOGAPS(Navy Operational Global Atmospheric Prediction System) $1^\circ \times 1^\circ$ データにおける2001年12月20日から26日までの00時UTCでの850hPa面における水平風速(上段:ベクトル)と相対渦度(下段:コンター, 赤線が正, 緑線が負を示す). Chang et al. (2003) [5] より引用. 27
- 1.14 $\sigma = 0.788$ 面におけるポテンシャル渦度(トーン)[PVU], 凝結熱(赤線)[K/h], 水平風速(矢羽)を示す. シミュレーション開始から(a)20時間後, (b)26時間後, (c)38時間後, (d)44時間後のスナップショット. 注目に値するメソ対流渦をラベリングしており(C1からC4), C1はのちに台風の中心となる主要なメソ対流渦である. なお, この文献におけるシミュレーション開始時刻は2001年12月24日00時UTCである. Chambers and Li (2007) [3] より引用. 28
- 1.15 ある固定された北東-南西断面で図示された, シミュレートされた相当温位(コンター)[K], 循環風(ベクトル)とレーダ反射强度(トーン)[dBZ]. シミュレーション開始から(a)0時間後, (b)9時間後, (c)15時間後, (d)24時間後, (e)30時間後, (f)36時間後を示す. 各プロットの右隅にユニットベクトルが示されている. なお, この文献におけるシミュレーション開始時刻は2001年12月25日12時UTCである. Yi and Zhang (2010) [27] より引用. 29

2.1	実験に使用した計算領域. カラートーンは $\Delta x = 10\text{km}$ 実験におけるモデル地形の標高 (m) を表わす. Domain 1 が 3 章での計算領域 ($\Delta x = 20\text{km}$, 115×103), Domain 2 が 4 章での計算領域 ($\Delta x = 5\text{km}$, 521×521), Domain 3 が 5 章での計算領域 ($\Delta x = 10\text{km}$, 301×301) である. なお, 黒点線は 104°E と 112°E の経度線である.	33
3.1	経度 104°E から 112°E の範囲で経度平均した, 850hPa 面における相対渦度 (トーン) [s^{-1}] の緯度時間断面図. 2006 年 12 月から 2007 年 2 月までの期間, 緯度方向は緯度 10°N から 10°S の範囲を示している. NCEP FNL データより計算. モデル計算期間として選定した 40 日間を点線の矩形部分で示している.	36
3.2	半旬ごとに時間平均・アンサンブル平均した 850hPa 面における相対渦度 (トーン) [s^{-1}] と水平風 (ベクトル) [m/s] の水平分布. 計算領域全体で示している.	38
3.3	再解析データ ERA-Interim とアンサンブル平均との比較. 850hPa 面における相対渦度 (トーン) [s^{-1}] と水平風 (ベクトル) [m/s] を示している. 後述する 3 度のボルネオ渦の最盛期にあたる時間でのスナップショット. (a) event1 での最盛期 (2007 年 1 月 4 日 12 時 UTC), (b) event2 での最盛期 (2007 年 1 月 13 日 12 時 UTC), (c) event3 での最盛期 (2007 年 1 月 26 日 12 時 UTC). 左列が ERA-Interim の結果で, 右列がアンサンブル平均の結果である. モデル計算領域全体で描画.	40
3.4	ゾンデデータ, 再解析データ, アンサンブル平均での (a)-(c) 東西風速 (トーン) [m/s] および (d)-(e) 南北風速 (トーン) [m/s] の比較を示した高度時間断面図. ゾンデデータは 3 度のボルネオ渦がもっとも接近していた Kuching の観測点データで代表. ほかのデータはもっとも近接した点でのデータで図示. 位置情報は図中に明記. (a), (d) で白抜きになっている箇所は観測の欠損.	41
3.5	経度 104°E から 112°E で経度平均を取った各種物理量のアンサンブル平均の緯度時間断面図 (左) とその時間平均 (右): (a) 850hPa 面における相対渦度 (トーン) [s^{-1}] と水平風速 (ベクトル) [m/s], (b) 850hPa 面における南北風成分 [m/s], (c) 時間雨量 [mm/h], (d) 外向き長波放射 (OLR) [W/m^2] である.	42
3.6	event1 のボルネオ渦の時間発展. 渦とともに動く座標系で渦中心から 400km 四方を描画. 850hPa 面における相対渦度 (トーン) [s^{-1}] と水平風 (ベクトル) [m/s] である. 同心円は内側から順に, 渦中心から 100km , 200km , 300km , 400km の位置を表わす. (a) は渦追跡開始時刻, (b)-(l) は 00UTC におけるスナップショット.	44

3.7	3度のボルネオ渦の渦中心の移動経路. 黒線がevent1, 赤線がevent2, 青線がevent3 のボルネオ渦の移動経路である. 丸印 (●) が発生地点, 四角印 (■) が消滅地点である. マーカー列はその地点におけるボルネオ渦中心での 850hPa 面での相対渦度 [s^{-1}] の大きさを表わす. また, バツ印 (×) は 00UTC における位置を示す. 星印 (★) はゾンデ観測点である Kuching の観測点を表わす.	45
3.8	渦中心における相対渦度 (850hPa) (赤線) [s^{-1}] と海面更正気圧 (緑線) [hPa] の時系列. ハッチがかかった期間は渦が存在していない期間を示す. 左から順に event1, event2, event3 の渦の強度の時間変化. ピンクのシェードがかかった期間はそれぞれ, event1 における発達期 (A), 最盛期 (B), 減衰期 (C), event2 における発達期 (D), 最盛期 (E), 減衰期 (F), event3 における発達期 (G), 最盛期 (H), 減衰期 (I) である. 詳しくは本文を参照のこと.	46
3.9	軸対称平均した (a) 接線風速 (850hPa) [m/s], (b) 相対渦度 (850hPa) [s^{-1}], (c) 時間雨量 [mm/h] の半径時間断面図. ハッチがかかった期間は渦が存在しなかった期間を表わす. 下から上に向かって順に event1, event2, event3 のボルネオ渦の時間変化を示す.	48
3.10	軸対称平均した (a) 相対渦度 [s^{-1}], (b) 鉛直風速 [m/s], (c) 水平収束 [s^{-1}], (d) 水物質の総合計の混合比 [kg/kg] の高度時間断面図. いずれも渦中心から半径 100km 圏内で半径平均している. ハッチがかかった期間は渦が存在しなかった期間を表わす. 左から順に event1, event2, event3 のボルネオ渦の時間変化を表わす.	50
3.11	event1 のボルネオ渦に関する軸対称平均した半径高度断面図. 発達期, 最盛期, 減衰期の 3 フェーズ (図 3.8 の A から C に対応する期間) で時間平均した各種物理量を示している. (a)-(c) が接線風速 [m/s], (d)-(f) が気温偏差 (トーン) と二次循環 (動径風速+鉛直風速, ベクトル), (g)-(i) が水物質の混合比 [kg/kg], (j)-(l) が海面更正気圧の軸対称平均半径成分である.	52
4.1	積分開始 (FT=0h) から終了時刻 (FT=120h) まで 12 時間ごとに図示した, 925hPa 面における水平風速 (ベクトル) [m/s] と時間雨量 (トーン) [mm/h] の水平面図の時間発展. 赤道台風 Vamei の場合. 計算領域全体で描画.	57
4.2	図 4.1 と同じ. ただし, BEvent1 の場合.	58

4.3	モデルシミュレートされた渦の移動経路. (a) 赤道台風 Vamei の場合. (b) BVevent1 の場合. 丸印 (●) は積分開始時刻での位置, 四角印 (■) は積分終了時刻での位置を示す. マーカー列はその地点における渦の最大接線風速 [m/s] を示す. バツ印 (×) は 00UTC における位置を示し, 日付も併記している. また, 赤道台風 Vamei の経路図には, JMA (赤線) および JTWC (青線) によるベストトラックデータをもとにした台風の移動経路も示している.	59
4.4	モデルシミュレートされた (a), (b) 赤道台風 Vamei, (c), (d) BVevent1 の渦強度変化. (a), (c): 渦中心から半径 100km 圏内で半径平均した 850hPa 面における相対渦度 (赤線) [s^{-1}] と渦中心における中心気圧 (緑線) [hPa] の時系列. 赤道台風 Vamei の場合には, JMA および JTWC によるベストトラックデータを基づく推定気圧の時間変化もあわせて示している. 水色の点線が JMA, 青色の点線が JTWC のベストトラックデータ. 丸印 (●) は 00, 06, 12, 18UTC における位置を示している. また, 三角印 (▼) は気圧最低の位置を示す. (b), (d): 最大接線風速 (赤線) [m/s] と最大風速を取る半径 (黒線) [km]. 青の点線は JTWC のベストトラックデータによる最大風速. Typhoon のカテゴリーに達するための基準となる 32.9m/s に線を引いている.	60
4.5	軸対称平均した (a), (d) 接線風速 (900hPa) [m/s], (b), (e) 相対渦度 (900hPa) [s^{-1}], (c), (e) 時間雨量 [mm/h] の半径高度断面図. (a)-(c) が赤道台風 Vamei の場合, (d)-(f) が BVevent1 の場合である. 三角印 (►) は最低気圧をマークしたときの時刻を示す.	62
4.6	軸対称平均した (a) 相対渦度 [s^{-1}], (b) 鉛直風速 [m/s], (c) 非断熱加熱 [K/s], (d) 水物質の総合計の混合比 [kg/kg] の高度時間断面図. いずれも渦中心から半径 100km 圏内で半径平均している. 黄色の実線で囲った期間は渦の最盛期として選定した期間であり, 緑の点線で囲った期間は渦の最発達期として選定した期間である. 三角印 (▼) は最低気圧をマークしたときの時刻を示す.	64
4.7	図 4.6 と同じ. ただし, BVevent1 の場合.	65
4.8	(左) 赤道台風 Vamei, (右) BVevent1 の渦に関する軸対称平均した半径高度断面図. それぞれの渦の最盛期にあたる期間で時間平均した各種物理量を描画している. (a), (b) が接線風速 [m/s], (c), (d) が気温偏差 (トーン) と二次循環(動径風速 + 鉛直風速, ベクトル), (e), (f) が水物質の混合比 [kg/kg], (g), (h) は海面更正気圧の軸対称平均半径成分である.	67

- 4.9 (上2段) 赤道台風 Vamei, (下2段) BVevent1 の渦に関する渦度収支解析. それぞれの渦がもっとも発達した期間で時間平均した各項の水平分布を示している. (a), (g) が水平移流項 (HADV), (b), (h) が鉛直移流項 (VADV), (c), (i) が相対渦度のストレッチング (STRN), (d), (j) が起き上がり項 (TILT), (e), (k) が残差項 (RESIDUAL), (f), (l) が渦度の時間変化項 (DVOR) (トーン), および相対渦度の分布 (コンター間隔は $5.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$). DVOR のみカラーバーが異なることに注意. 渦中心から半径 200km までの範囲を描画. 69
- 5.1 地形感度実験における計算領域の (a)-(d) 標高 (トーン) [m] と (e)-(h) 海陸比 (トーン). 海陸比は 0 が海, 1 に近いほど陸を表わすマスク関数である. (a), (e) が CNTL, (b), (f) が NoTopo, (c), (g) が NoLand, (d), (h) が AquaMountain の場合. 黄色の点線で囲った矩形領域は, それぞれの実験で地形データに手を加えた領域を示す. 計算領域全体を描画. なお, 計算領域の境界付近では, 親モデルとの地形をマージするためにじんじんで見えている. 71
- 5.2 Koseki et al. (2014) [12] で定義された, 1981 年から 2008 年までの 28 年間の 12 月の CS index を示す. 黒実線は climatology (平均値 μ) を示し, 黒点線は平均値 ± 標準偏差 ($\mu \pm \sigma$) を表わす. 平均値 μ は $\mu = 9.7 \text{m/s}$ であり, 標準偏差 σ は $\sigma = 2.7 \text{m/s}$ であった. ハッシュがかかった期間は SS event に該当する期間. なお, CS index は経度 110°E から 115°E , 緯度 7.5°N から 12.5°N の範囲で囲まれた矩形領域で領域平均した 850hPa 面における日平均風速の大きさで定義されている. 72
- 5.3 JRA-25/JCDAS から計算された 12 月の 850hPa 面における (a)-(c) 水平風速 (ベクトル) [m/s], (d)-(e) 絶対渦度 (コンター間隔は $3 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$). (a), (d) が気候値, (b), (e) が SS event, (c), (f) が NS event のコンポジット図. 経度 90°E から 130°E , 緯度 10°S から 20°N の範囲で示している. なお, 青点線の矩形領域は CS index を計算した領域 (経度 110°E から 115°E , 緯度 7.5°N から 12.5°N の範囲) を示す. 74
- 5.4 地形感度実験における渦の移動経路. SS event の場合. (a) CNTL, (b) NoTopo, (c) NoLand, (d) AquaMountain の結果. 丸印 (●) が積分開始 24 時間後の位置, 四角印 (■) が積分終了時刻での位置. マーカー列は, 渦中心から半径 100km 圏内で平均した 850hPa 面における相対渦度 [s^{-1}] を示す. また, パツ印 (×) は 00UTC における位置を表わす. 76

5.5 地形感度実験における渦強度の時間発展. SS event の場合. (a) 渦中心から半径 100km 圏内で半径平均した相対渦度 (850hPa) [s ⁻¹] と (b) 渦中心における海面更正気圧 [hPa] の時系列. CNTL (黒線), NoTopo (赤線), NoLand (緑線), AquaMountain (青線) の 4 実験の結果を示す. 点描がかった期間は local time で 00LT から 12LT に対応する. ピンクのシェードで覆われた期間は図 5.6 および図 5.10 で示した期間に対応し, 2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの 3 日間である.	77
5.6 軸対称平均した半径高度断面図. SS event の場合. 2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの 3 日平均で示している. 左列から順に CNTL, NoTopo, NoLand, AquaMountain の結果. (a)-(d) が接線風速 [m/s], (e)-(h) が気温偏差 (トーン) [K] と二次循環 (動径風速 + 鉛直風速 [m/s], ベクトル), (i)-(l) が水物質の混合比 [kg/kg], (m)-(p) が海面更正気圧 [hPa] の軸対称平均半径成分である. (a)-(d) のみコンター間隔は 2m/s, それ以外はカラーバーと同じ間隔である.	78
5.7 図 5.4 と同じ. ただし, Climatology の場合. NoLand のみ, 四角印 (■) は渦が消滅する直前の時刻である 2006 年 12 月 22 日 18 時 UTC の位置を示す.	80
5.8 図 5.5 と同じ. ただし, Climatology の場合. ピンクのシェードで覆われた期間は図 5.9 および図 5.11 で示した期間に対応し, 2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの 3 日間である.	81
5.9 図 5.6 と同じ. ただし, Climatology の場合で, 2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの 3 日平均で示したもの.	82
5.10 SS event のコンポジット場を用いた地形感度実験の渦度収支解析の結果. 該当する期間で時間平均・軸対称平均を施した半径高度断面図. 左列から CNTL, NoTopo, NoLand, AquaMountain の結果. 上段から順に (a)-(d) が相対渦度の時間変化項 (DVOR) (トーン) および相対渦度 (コンター間隔は $1.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$), (e)-(h) が水平移流項 (HADV), (i)-(l) が鉛直移流項 (VADV), (m)-(p) が相対渦度のストレッチング項 (STRN), (q)-(t) が起き上がり項 (TILT), (u)-(x) が残差項 (RESIDUAL) である. いずれも単位は s^{-2} である. 渦中心から半径 200km までの範囲を描画.	85
5.11 図 5.10 と同じ. ただし, Climatology のコンポジット場を用いた地形感度実験の渦度収支解析の結果.	86

- B.1 event2 のボルネオ渦の時間発展. 渦とともに動く座標系で渦中心から 400km 四方を描画. 850hPa 面における相対渦度(トーン) [s⁻¹] と水平風(ベクトル) [m/s] である. 同心円は内側から順に, 渦中心から 100km, 200km, 300km, 400km の位置を表わす. (a) は渦追跡開始時刻, (b)-(i) は 00UTC におけるスナップショット. 91
- B.2 event3 のボルネオ渦の時間発展. 渦とともに動く座標系で渦中心から 400km 四方を描画. 850hPa 面における相対渦度(トーン) [s⁻¹] と水平風(ベクトル) [m/s] である. 同心円は内側から順に, 渦中心から 100km, 200km, 300km, 400km の位置を表わす. (a) は渦追跡開始時刻, (b)-(f) は 00UTC におけるスナップショット. 92
- B.3 event2 のボルネオ渦に関する軸対称平均した半径高度断面図. 発達期, 最盛期, 減衰期の 3 フェーズ(図 3.8 の D から F に対応する期間)で時間平均した各種物理量を示している. (a)-(c) が接線風速 [m/s], (d)-(f) が気温偏差(トーン)と二次循環(動径風速+鉛直風速, ベクトル), (g)-(i) が水物質の混合比 [kg/kg], (j)-(l) が地表海面更正気圧である. 93
- B.4 event3 のボルネオ渦に関する軸対称平均した半径高度断面図. 発達期, 最盛期, 減衰期の 3 フェーズ(図 3.8 の G から I に対応する期間)で時間平均した各種物理量を示している. (a)-(c) が接線風速 [m/s], (d)-(f) が気温偏差(トーン)と二次循環(動径風速+鉛直風速, ベクトル), (g)-(i) が水物質の混合比 [kg/kg], (j)-(l) が地表海面更正気圧である. 94

1 はじめに

1.1 海洋大陸 (Maritime Continent)

海洋大陸 (Maritime Continent) と呼ばれる領域がある (図 1.1). インドネシアからニューギニア島にかけての諸島や海洋を含めた領域のことを指す. 海洋大陸では年間を通じて多大な降雨があり, 地球大気の熱源域として地球の気候システムに影響を及ぼしている. 赤道直下の熱帯域に点在する島々の複雑地形とさまざまな総観規模の擾乱とが相互作用することによって, 独自の気象システムを形成している. ここでは特に, 北半球冬季のアジアモンスーンが吹く季節に着目して, その期間におけるこの地域で主要となる総観規模の擾乱について述べていくことにする.

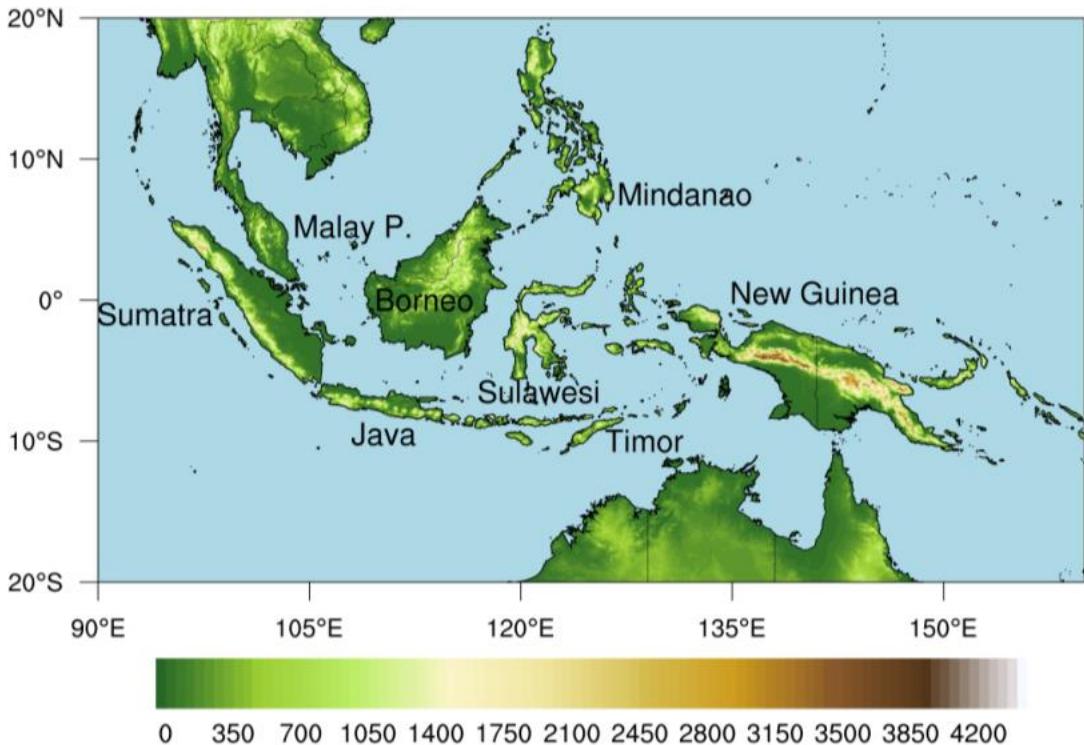


図 1.1: 海洋大陸の標高 [m]. Yoden et al. (2016) [28] より引用.

1.2 北半球冬季アジアモンスーン (Boreal winter monsoon)

図 1.2 は北半球冬季アジアモンスーン期における主要な総観的な擾乱を示す (Johnson and Houze Jr., 1987 [10]). 北半球冬季アジアモンスーン期におもに見られる総観規模の擾乱としては, コールドサージ, 赤道越えのモンスーン, それにボルネオ渦などがある. コールドサージは, ユーラシア大陸に発達する寒冷なシ

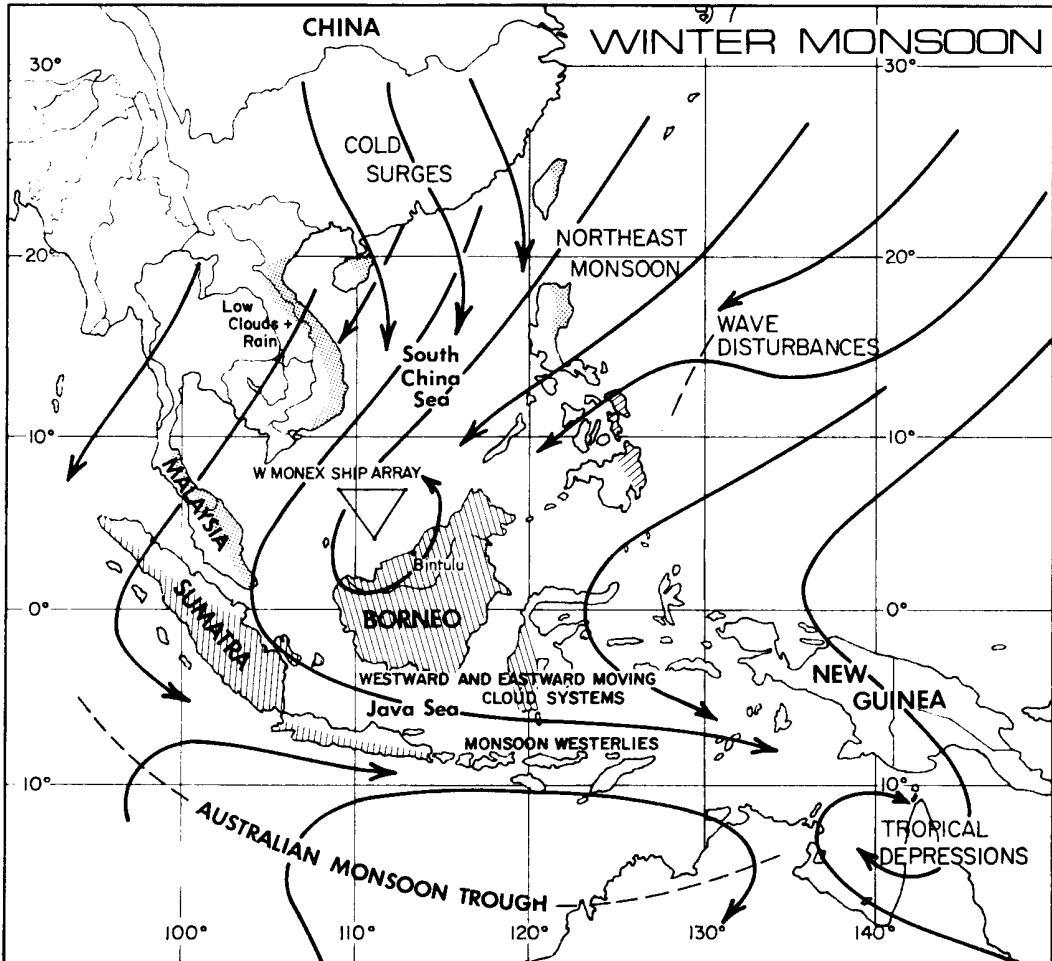


図 1.2: 北半球冬季モンスーンの領域において雲分布や降水に影響を与える主要な総観規模擾乱の概略図。海陸循環に伴なった対流が海洋大陸には存在している。北東モンスーンやコールドサージに伴なって降水が強まる海岸線領域が点描で示されている。ハッチがかかった領域は 11 月 1 日から 4 月 30 日までの降水量が 150cm を超えている場所を示す (Cobb and Coleby, 1966)。国際冬季モンスーン観測期間 (WMONEX: Winter Monsoon Experiment) 中に船舶観測が行なわれた海域も示されている。Johnson and Houze Jr. (1987) [10] より引用。

ベリア高気圧を起源として突然あるいは波状的に生じる急激な寒気移流を指す。日本では寒波と呼ばれるもので、このような寒気の移流は中緯度域のみにとどまらず、中国南部や南シナ海、さらには赤道インドネシアや南半球にまで到達することもある。ここでは、低緯度域にまで侵入するものを特にコールドサージと呼ぶことにする。

寒気の吹き出しは大陸起源のために寒冷で乾燥しているが、途中で海を越える際には海面からの水蒸気の供給を受けて気団変質して湿潤化するため、風下にあたる領域では大雨をもたらすことがある (Johnson and Houze Jr., 1987 [10], Trilaksono et al., 2012 [24])。なじみのある現象といえば、日本では、大陸から吹き出した寒気が日本海を越え、日本海の沿岸部の各所に豪雪をもたらすことがよく知られている。

1.3 ボルネオ渦 (Borneo Vortex)

北半球冬季のアジアモンスーンの季節に特徴的に見られる大陸からの寒気の吹き出し(コールドサージ)は南シナ海のほうにまで進行し、海洋大陸にまで達することがある。この際にしばしば、ボルネオ島の西岸付近にボルネオ渦と呼ばれる、総観スケールからメソ α スケールの低気圧性の循環をつくりだすことが知られている (Cheang, 1977 [7]; Lau and Chang, 1987 [13]; Johnson and Houze, 1987 [10]; Chang et al., 2003 [5]; Trilaksono et al., 2012 [24])。ボルネオ渦は、コールドサージにより力学的に強制を受けるという点で、典型的な熱帯低気圧や台風とは異なっている (Koseki et al., 2014 [12])。

Koseki et al. (2014) [12] では、1981年から2008年までの12月を対象として、JRA25/JCDAS から計算された、強いコールドサージが吹いていた期間中に発生していたボルネオ渦に関して渦中心をそろえてコンポジットし、その渦の水平構造を調べ特徴を述べている (図 1.3)。コンポジットされたボルネオ渦の風速場は非軸対称的であり、強いコールドサージに伴なって、渦の北東部分で強い北東風が吹いている。また、絶対渦度の最大が渦中心からわずかに北西にずれた位置にある。もっとも強い水平収束が渦の北側に見られ、そこは渦循環と北東から吹くコールドサージとが合流する領域である。それと整合するように、降水の強い領域も渦の北側や北西側に見られる。

ボルネオ渦はおもにボルネオ島の北西海岸付近に発生しやすい。Chang et al. (2005) [4] では、1979/80年から2000/01年までの21の冬の期間を対象に、フィルター処理を施していない NCEP-NCAR 再解析データの 00UTC での風速場を用いた流線解析に基づいて、閉じた低気圧性循環の中心を同定した。渦中心の頻度分布が図 1.4 にまとめられている。もっとも渦中心が現われるのはボルネオ島の西岸に平行な北東-南西領域であり、緯度 1.5°N, 経度 111°E 付近で 21 の冬の期間におよそ 120 以上出現している。このように、ボルネオ渦は地理的にかなり限られた領域にのみ発生する特有の渦であることがわかる。

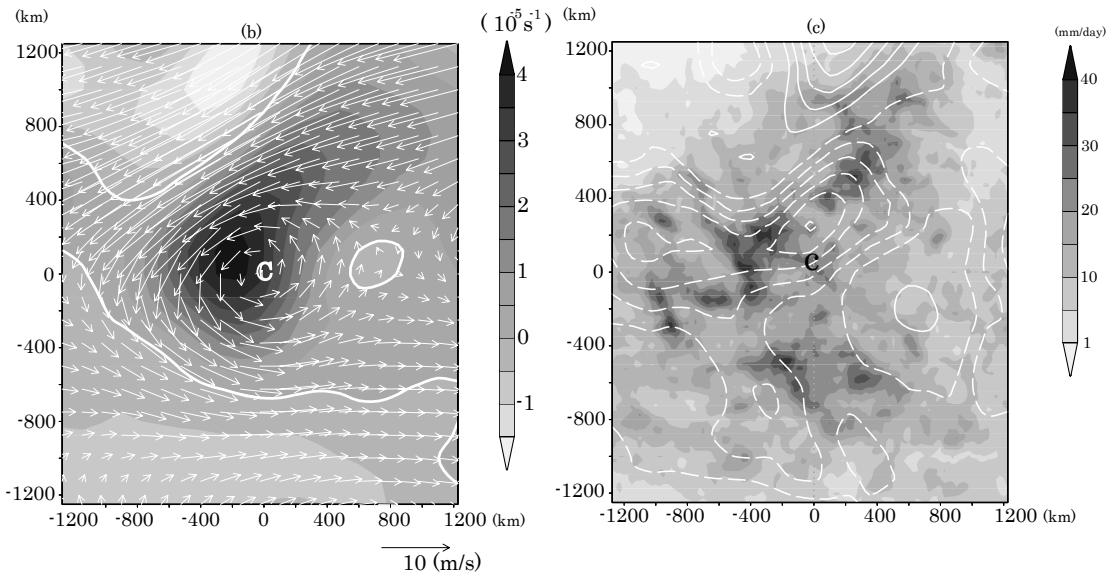


図 1.3: (左) JRA25/JCDAS から得られた、850hPa 面におけるボルネオ渦中心まわりの絶対渦度(トーン) [$10^{-5}s^{-1}$] と水平風速(ベクトル) [m/s] のコンポジット図。白太線は絶対渦度のゼロ線を示す。 (右) JRA25/JCDAS から計算した 850hPa 面における水平発散(センター間隔は $10^{-6}s^{-1}$) と TRMM から得た時間降水量(トーン) [mm/day] のコンポジット図。実線(破線)は正(負)の値を示す。C の記号はコンポジットしたボルネオ渦の渦中心を示す。 Koseki et al. (2014) [12] より引用。

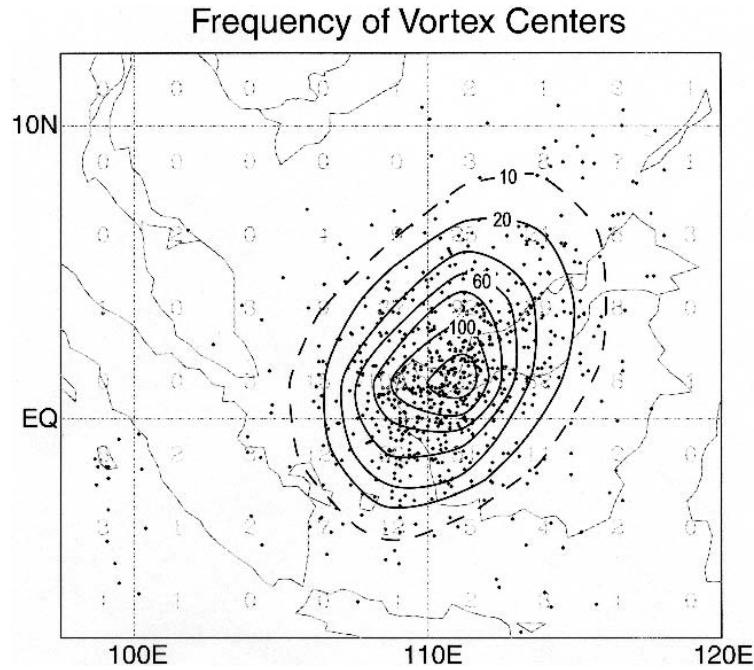


図 1.4: フィルター処理を施していない 925hPa の水平風の流線解析によって得られたボルネオ渦の中心位置分布。 Chang et al. (2005) [4] より引用。

ボルネオ渦はしばしば海洋大陸で激しい降水をもたらすことがある。Chang et al. (2005) [4] ではコンポジット解析により、海洋大陸付近で見られる総観規模擾乱間の相互作用が対流活動に与える影響を調べている。図 1.5 は、ボルネオ渦とコールドサージが対流活動に与える影響を示したものである。サージも渦とともに存在しない場合(図 1.5(a), (e)), 全体的に対流活動は抑制され、弱い発散域になっている。サージがなく渦が存在する場合(図 1.5(b), (f))には、赤道南シナ海に位置するボルネオ渦が北東からのモンスーンによる下層の水蒸気の輸送を阻害して対流活動が活発になる。逆にマレーシアからスマトラ島、ジャワ島にかけての海岸部では対流活動が抑制される。渦がなくサージが存在する場合(図 1.5(c), (g))には、サージは赤道南シナ海での対流活動を抑制するようにはたらき、逆にマレーシアやスマトラ島、ジャワ島にかけての周囲の赤道域での対流活動を強める。サージも渦も存在する場合(図 1.5(d), (h))には、赤道南シナ海での対流活動がもっとも強くなる。

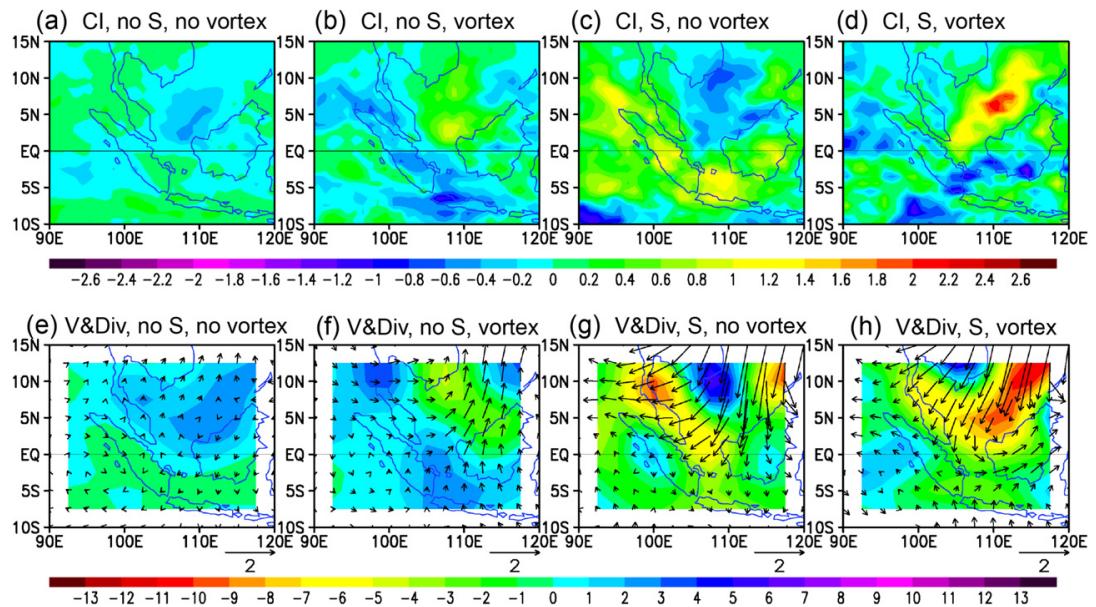


図 1.5: (上段) 対流指数(CI: Convective Index)のコンポジット図: (a) サージも渦もともに存在しない場合. (b) サージがなく渦が存在する場合. (c) サージはあるが渦が存在しない場合. (d) サージも渦も存在する場合. (下段) 925hPaにおける水平風(ベクトル) [m/s] と水平発散(トーン) [$10^{-5}s^{-1}$] のコンポジット図: (e) サージも渦もともに存在しない場合. (f) サージがなく渦が存在する場合. (g) サージはあるが渦が存在しない場合. (h) サージも渦も存在する場合. Chang et al. (2005) [4] より引用.

ボルネオ渦は、コールドサージとボルネオ島の複雑地形との相互作用の結果であるシアーグループと収束によって維持されるといわれている(Chang et al., 2003 [5]). しかしながら一方で、Lim and Chang (1981) [14] では、赤道 β 平面の力学で地形

の存在がなくても赤道南シナ海での渦発生が説明できるとしている。

1.4 数値実験による研究

ボルネオ渦は古くから知られている現象ではあったが、観測網の不十分さから、ボルネオ渦に対する認識や理解はあまり進んでいなかった。しかし、近年になってそれに対する認識や理解は、データ解析や数値実験により進歩してきた。ここでは、数値実験によるボルネオ渦の先行研究の例を紹介する。

1.4.1 Trilaksono et al. (2012) のレビュー

Trilaksono et al. (2012) [24] では、ジャカルタで2007年2月はじめに発生した豪雨事例に関して、気象庁非静力学モデルを用いた数値実験を行なった。時間ずらしアンサンブル法という手法を用いて2007年1月および2月の2ヶ月間を対象とした数値実験を行ない、豪雨が発生した期間およびその前後での総観場の解析を半旬平均場を用いて行なった。ジャカルタ豪雨のトリガーとなった、低温偏差を伴なった赤道を越えるようなコールドサージが吹く直前に、典型的ともいえるボルネオ渦が存在していたことを半旬平均場で確認している(図1.6(c)参照)。彼らはその渦の水平スケールを約1,000km、鉛直スケールを約3kmと見積もっている。

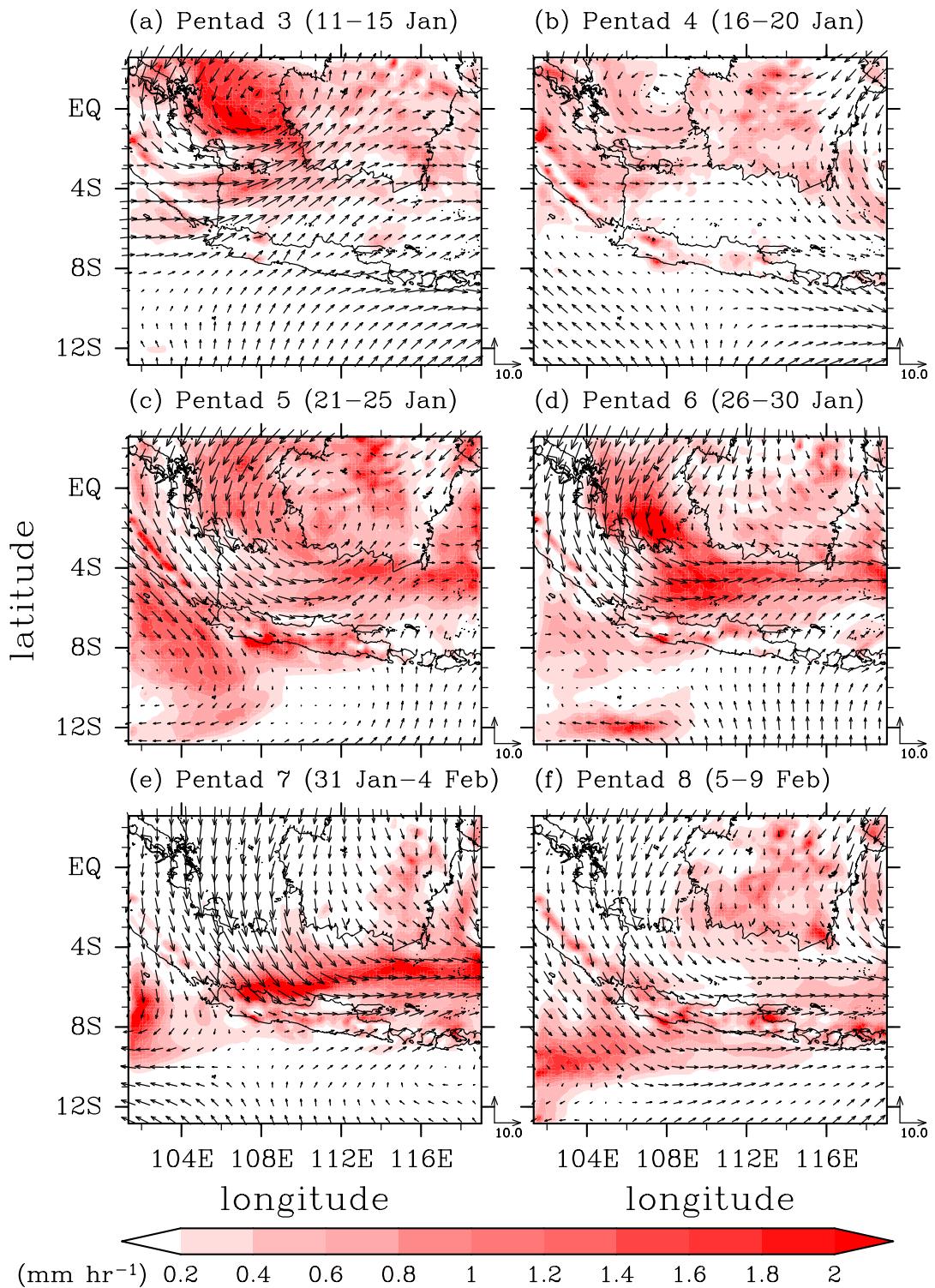


図 1.6: 半旬ごとに時間平均、アンサンブル平均したモデル計算における降水量(トーン) [mm/h] と 850hPa 面における水平風(ベクトル) [m/s]. ユニットベクトル(10m/s, 10m/s)が各プロットの隅に描かれている. Trilaksono et al. (2012) [24] より引用.

1.4.2 Koseki et al. (2014) のレビュー

Koseki et al. (2014) [12] では北半球冬季アジアモンスーン期に吹くコールドサージの環境下で、ボルネオ渦がどのように発達するのかを調べるために準理想化実験¹と呼ばれる数値実験を、気象庁非静力学モデルを用いて、水平解像度 $\Delta x = 10\text{km}$ で行なった。彼らが行なった手順は以下の通りである。まず、再解析データ JRA25/JCDAS を用いてコールドサージイベントを定義して抽出し、コールドサージが吹く環境場のコンポジット平均を得た。その結果、コールドサージが絶対渦度と水蒸気を赤道南シナ海に供給し、ボルネオ渦がスピップアップしやすく、また、積雲対流が維持されやすい環境をもたらしていることがわかった。つぎにその大気場を初期値、境界値として与え続ける技巧により、コールドサージが持続的に吹き続ける環境をつくりだし、ボルネオ渦が形成・発達するかどうかを調べる数値実験を行なった。その結果、図 1.7 のように、ボルネオ渦が発達するようすを再現することができた。

再現されたボルネオ渦の最盛期における軸対称構造は、以下の図 1.8 のようになっている。(a) は接線風速、(b) は動径風速を示しており、これを典型的な台風の構造と比較して彼らは述べている。24m/s を超える接線風速が半径 50km 以内で見てとれるが、これは典型的な台風に匹敵するものである。しかし、その強い接線風速は対流圏下層にのみ制限され、高度が高くなるにつれて急速に弱まっていくという鉛直方向に浅い構造を指摘している。動径風速の分布および強さは典型的な台風と同等であると指摘している。(c) は雲水・雲氷の混合比および鉛直 p 速度、(d) は気温偏差を示している。渦中心付近の対流活動に伴なって潜熱解放による高温偏差(暖気核)や強い上昇流、凝結に伴なって生成された雲水・雲氷の大きな領域が見てとれる。また、シミュレートされた渦には眼の領域がなく、地表気圧の降下量もさほど大きくなないことから、典型的な成熟した台風とは異なる構造をもった渦であると指摘している。

また、彼らは再現されたボルネオ渦に関して、渦強度の時間変化から発達期、最盛期、減衰期のようにライフサイクルのなかで位置づけをし、おもに最盛期における渦に関して、渦度収支解析を実施した。その結果が以下の図 1.9 に示されている。彼らは(c) や(h) で見られるような下層での相対渦度のストレッチングと対流圏中層にまで渦度を輸送する鉛直移流の効果(l) がおもに、鉛直方向に浅い構造をもつメソ α スケールの低気圧性の渦を維持・発達させているメカニズムだとした。

¹彼らは、初期値・境界値としてはコールドサージが吹き続ける理想的な大気場を使用しているが、地形分布などは現実的な地形を使用しているため、「準」理想化実験と呼んでいる(Koseki et al., 2014 [12]).

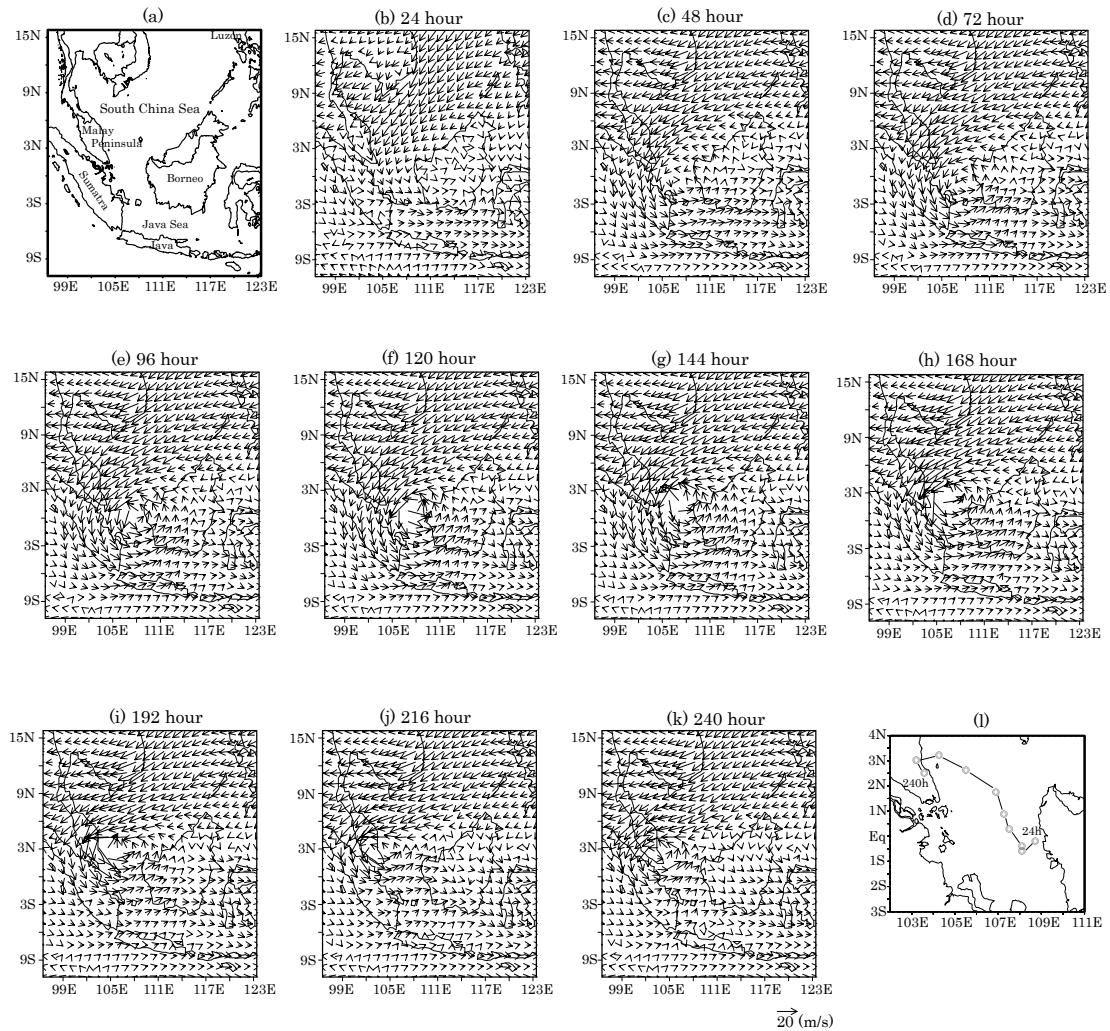


図 1.7: (a) 準理想化実験における計算領域. (b)-(k) 準理想化実験におけるボルネオ渦の時間発展. 積分開始から 24 時間後から 240 時間後まで 24 時間ごとに, 850hPa 面における水平風(ベクトル) [m/s] を示している. (l) 24 時間ごとのボルネオ渦の中心経路. Koseki et al. (2014) [12] より引用.

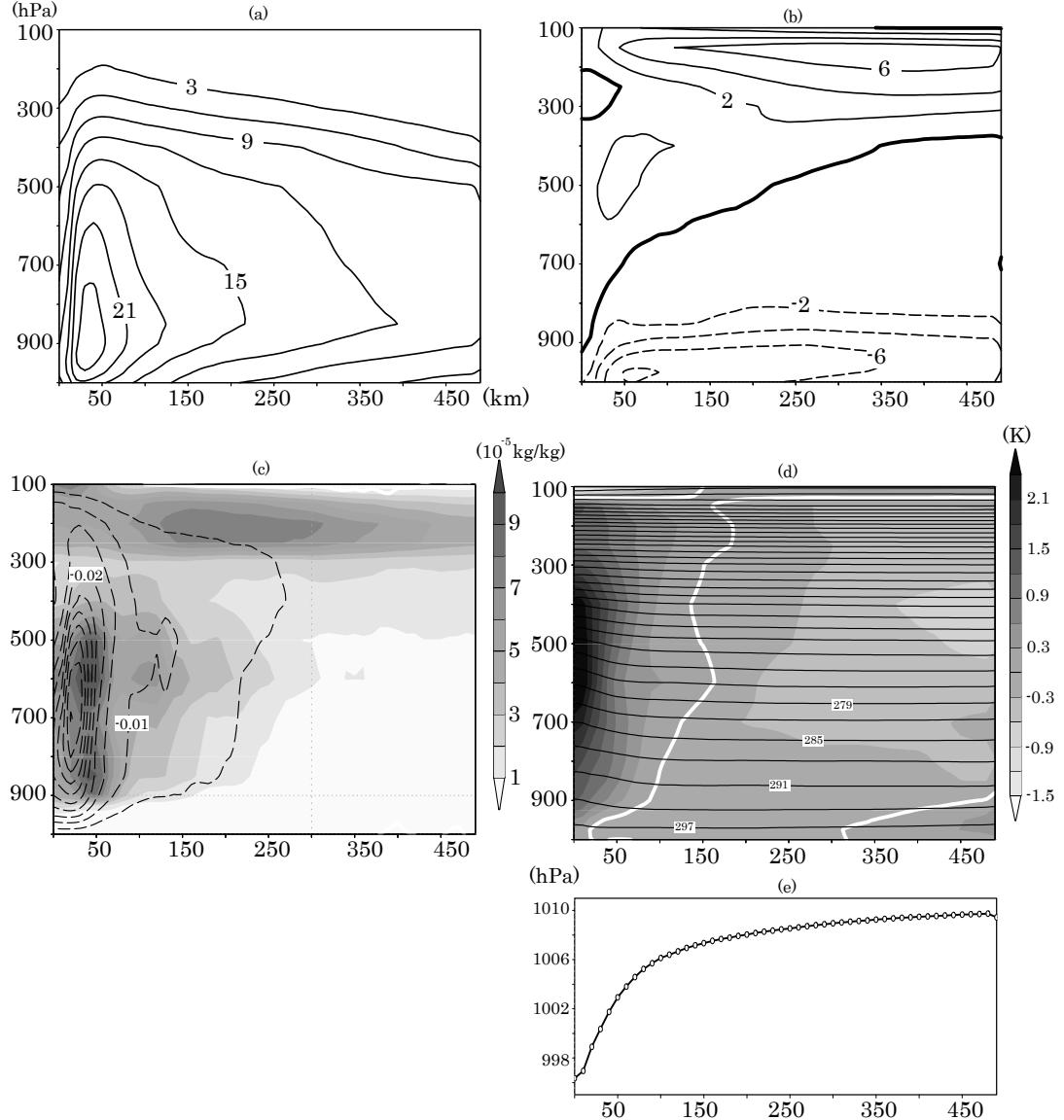


図 1.8: 準理想化実験におけるボルネオ渦の最盛期での軸対称半径高度断面図: (a) 接線風速 [m/s], (b) 動径風速 [m/s], (c) 雲水と雲氷の混合比 (トーン) [kg/kg] と鉛直風速 (コンター間隔は 0.005 hPa h^{-1}), (d) 気温 (コンター) [K] と気温偏差 (トーン) [K]. 偏差は半径方向の平均値からの差で定義. (d) における白太線は気温偏差のゼロ線を示す. (e) 海面更正気圧の軸対称平均半径成分. Koseki et al. (2014) [12] より引用.

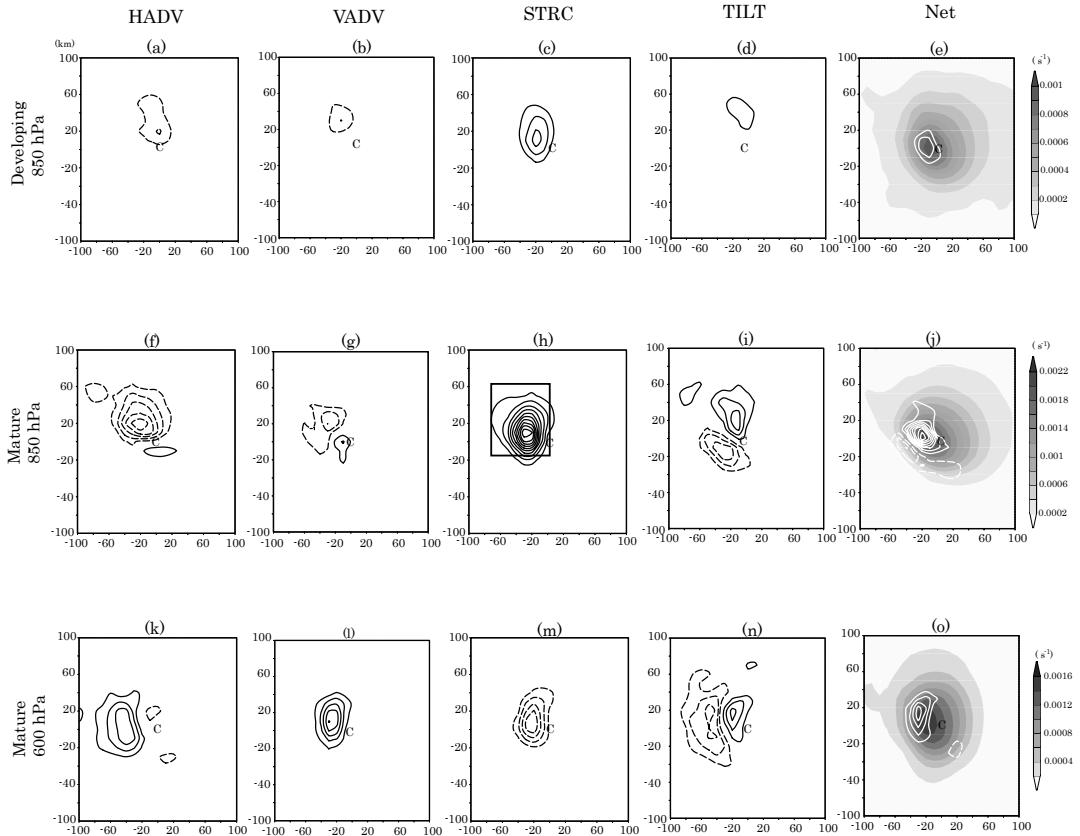


図 1.9: 準理想化実験におけるボルネオ渦の渦度収支解析. 850hPa における発達期での, (a) 水平移流項 (HADV), (b) 鉛直移流項 (VADV), (c) ストレッチング項 (STRN), (d) 起き上がり項 (TILT), (e) 正味の強制項の時間平均. 実線(破線)は正(負)の値を示す. コンター間隔は 10^{-6} s^{-2} である. (f)-(j), (k)-(o) は (a)-(e) と同じであるがそれぞれ, 最盛期における 850hPa, 600hPa での結果である. (e), (j), (o) でのトーンは絶対渦度を表わす. C の記号は渦中心を示す. Koseki et al. (2014) [12] より引用.

1.5 赤道台風 Vamei

ボルネオ渦は典型的には浅い鉛直構造をもつが、ときに深い鉛直構造をもち、typhoon のカテゴリーにまで発達することがある。それが、ボルネオ渦とコールドサージとの相互作用の極端な一例として、typhoon のカテゴリーにまで唯一発達した赤道台風 Vamei である。以下でまずは観測事実に基づいて赤道台風 Vamei についての概要を述べ、そのあと先行研究により明らかになった点に関して、再解析データを用いた研究と数値実験を用いた研究とを紹介する。

1.5.1 観測事実

赤道台風 Vamei は、2001 年 12 月 27 日 00 時 UTC に赤道南シナ海、シンガポールの東およそ 50km の海上で、緯度 1.5°N というきわめて赤道に近い低緯度で発生した台風である。古典的な台風の教科書では赤道付近では台風は発生しにくいとされていただけに、赤道台風 Vamei の発生は驚きをもって迎えられた。

JTWC (Joint Typhoon Warning Center) が発表しているベストトラックデータをもとにした赤道台風 Vamei の強度と経路を以下の図 1.10 で示す。まず、2001 年

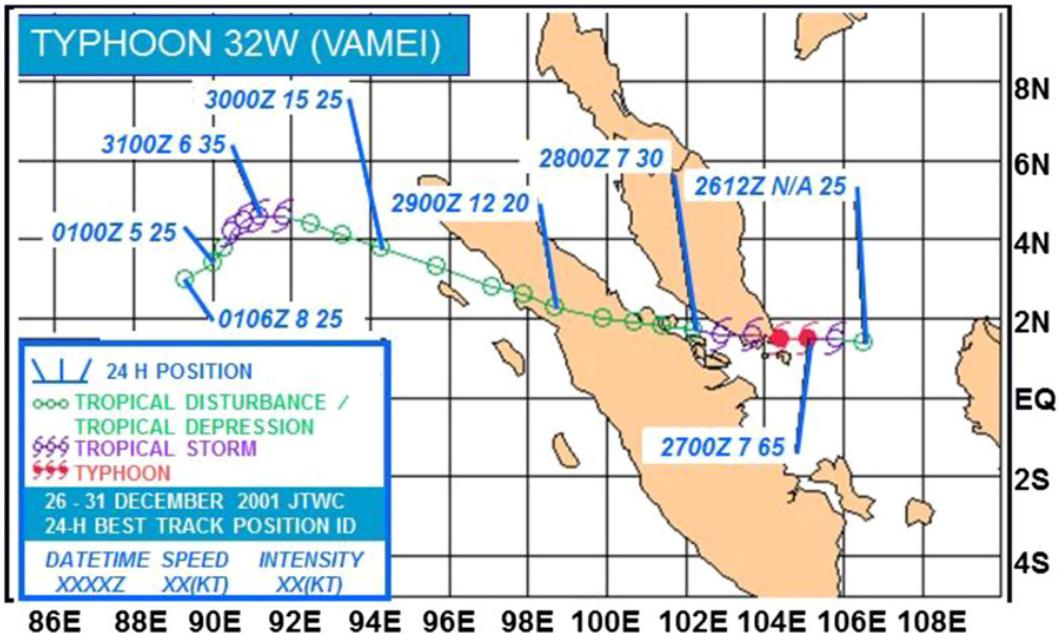


図 1.10: ベストトラックデータにおける台風 Vamei の強度と経路。2001 年 12 月 26 日 12 時 UTC から 2002 年 1 月 1 日 6 時 UTC までの期間を示している。Chang et al. (2016) [6] より引用。

12 月 26 日 12 時 UTC の時点では tropical depression のカテゴリーと認定された。その後には tropical storm のカテゴリーになり、さらに 6 時間後の 27 日 00 時

UTCにおいて typhoon のカテゴリーに格上げされた。その後さらに西進してマレー半島に上陸したあと急速に弱まり、tropical depression のカテゴリーにまで引き下げられた。スマトラ島に再上陸したあとベンガル湾に抜け、湾中央で一度再発達するも、2002年1月1日06時UTCで消滅した。Typhoon のカテゴリーとしていられたのはわずかに12時間だけであった。

赤道台風 Vamei の発見はいくぶんか偶発的であった。はじめは日本の気象庁により tropical storm のカテゴリーとして区分されていたが、のちにハワイにある JTWC により typhoon のカテゴリーに格上げされた。これはアメリカ海軍の船舶による観測事実があったためで、最大風速は 39m/s、瞬間的には 54m/s の風が吹いたことが報告されている。また、MODIS 衛星画像による台風 Vamei のようすが以下の図 1.11 に示されている。渦の中心は緯度 1°N と推定されるが、雲に隠れ

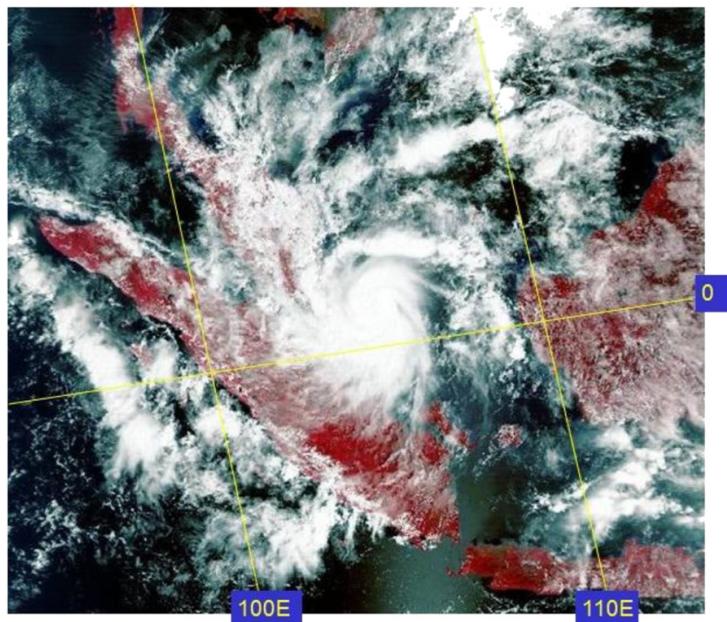


図 1.11: シンガポール付近に位置する赤道台風 Vamei の MODIS (Moderate resolution Imaging Spectroradiometer) による 2001 年 12 月 27 日の衛星画像。Chang et al. (2016) [6] より引用。

て眼ははっきりとは確認できない。台風の大きさはいくぶんか小さいが、螺旋状の雲バンドが渦中心付近から広がっており、渦に伴なう循環が南半球にまで及んでいることがわかる。台風の強さになってから上陸するまでの期間が短く、地上観測や衛星画像からの強度の推定は困難であったと思われる。もしもアメリカ海軍の船舶がその場に在中していなければ、JTWC も typhoon へ格上げすることはなかつたであろう。その意味で、赤道台風 Vamei の発見は偶発的なのである。

赤道台風 Vamei の強度とコールドサージとの関係を示す事実が QuickSCAT による観測から見てとれる。図 1.12 は、2001 年 12 月 26 日 22 時 36 分 UTC におい

て QuickSCAT で観測された赤道台風 Vamei で、同時に赤道南シナ海に吹き込んでくるコールドサージの存在も捉えられている。台風の南側の周辺では、10m 高度での風速は 27m/s を超えていることが見てとれる。

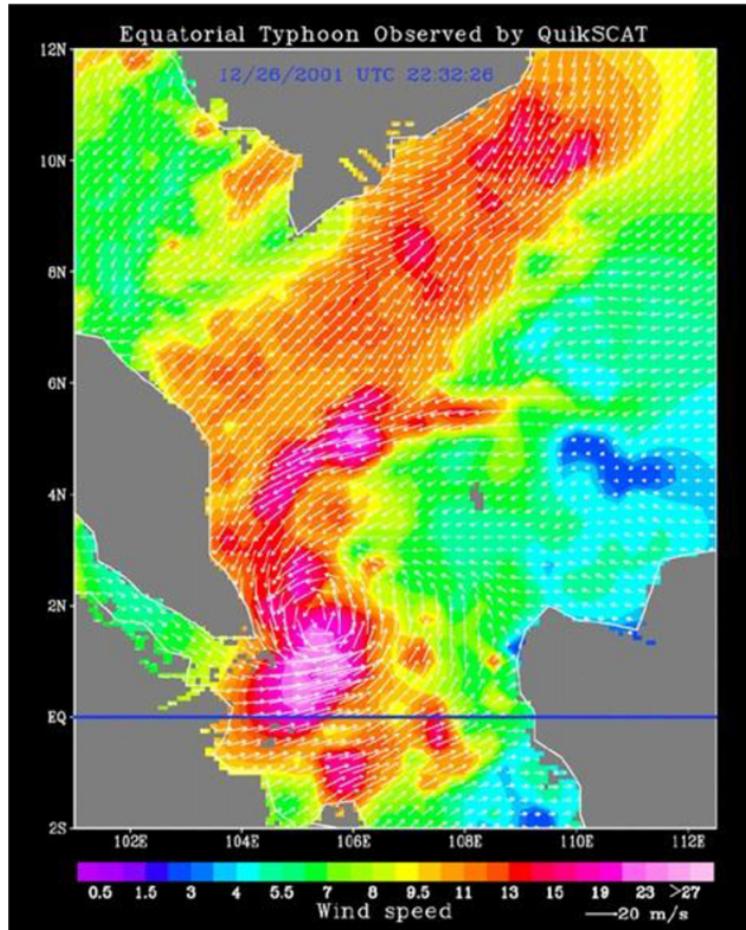


図 1.12: QuickSCAT により観測された赤道台風 Vamei. 2001 年 12 月 26 日 22 時 32 分 UTC での観測. 風向と風速がベクトルとトーンで示されている. Chang et al. (2016) [6] より引用.

1.5.2 再解析データを用いた先行研究

この赤道台風 Vamei に関して、最初に論じたのは Chang et al. (2003) [5] である。彼らは再解析データを用いて、赤道台風 Vamei が形成された理由について、ボルネオ渦が赤道南シナ海の狭い海域にとどまり続けたことと、そこに 1 週間にわたってコールドサージが吹き続け、渦が台風に発達するまでに十分な絶対渦度を供給したことを指摘した。以下、Chang et al. (2003) [5] にしたがって赤道台風 Vamei の形成の経過を述べていく。

赤道台風形成のまえの総観場の時間経過が以下の図 1.13 に示されている。これは水平解像度 $1^\circ \times 1^\circ$ の NOGAPS (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System) データによる 850hPa における水平風と相対渦度を 1 日ごとに示した時系列である。まず、2001 年 12 月 19 日から南シナ海上で急速にコールドサージが発達し、ボルネオ島の西岸、緯度 3°N 付近にボルネオ渦が形成された(図略)。その後、ボルネオ渦はボルネオ島の海岸線に沿って赤道方向に南下していった。21 日になると、渦の中心は海岸から離れた海上に移動し、その状態が数日間継続した。渦が狭い赤道南シナ海にとどまり続けた一方で、強い北東風のコールドサージが渦の北西部をわずかにかすめる形で持続していた。それにより赤道越えのサージは渦に巻き付く格好になり、まるでこどもが遊ぶ独楽の回転のように、急速に反時計まわりの回転をスピiningアップさせる結果をもたらし、これが赤道台風 Vamei の発達へとつながったと彼らは述べている。

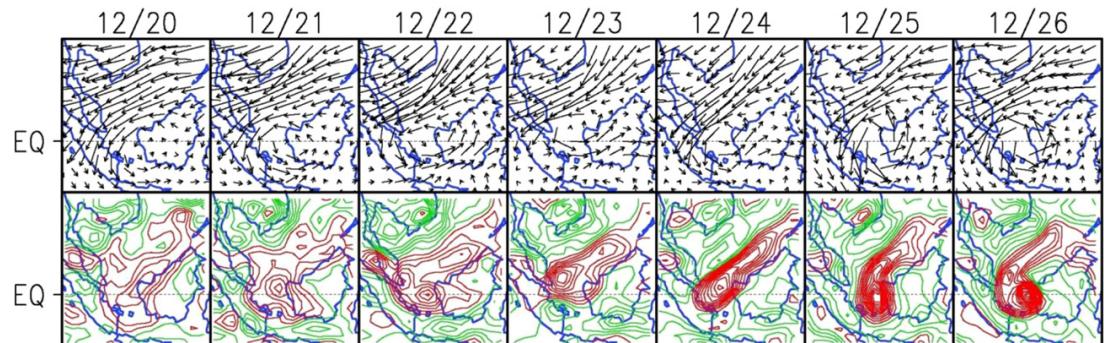


図 1.13: NOGAPS (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System) $1^\circ \times 1^\circ$ データにおける 2001 年 12 月 20 日から 26 日までの 00 時 UTC での 850hPa 面における水平風速(上段: ベクトル)と相対渦度(下段: コンター、赤線が正、緑線が負を示す)。Chang et al. (2003) [5] より引用。

1.5.3 数値実験による先行研究

これまでにいくつかの研究グループが赤道台風 Vamei の数値シミュレーションを行なってきた。たとえば、Juneng et al. (2007) [11], Tangang et al. (2007) [23], Chambers and Li (2007) [3], Yi and Zhang (2010) [27], Loh et al. (2011) [15] などが挙げられる。Loh et al. (2011) [15] では MM5 を用いて境界層スキームの感度実験を行ない、台風の上陸後に顕著な違いは見られるが、発達段階では違いはほとんど見られないことを示した。Chambers and Li (2007) [3] では MM5 による赤道台風 Vamei の形成過程に着目した実験を行ない、台風に発達するまえに、rapid intensification と呼ばれる急激な気圧降下の瞬間があったことを述べた。それはメソ渦のマージ過程と関係するものであり、この急激な発達過程が台風形成において

重要であったことを示した(図 1.14). また, Yi and Zhang (2010) [27] では WRF

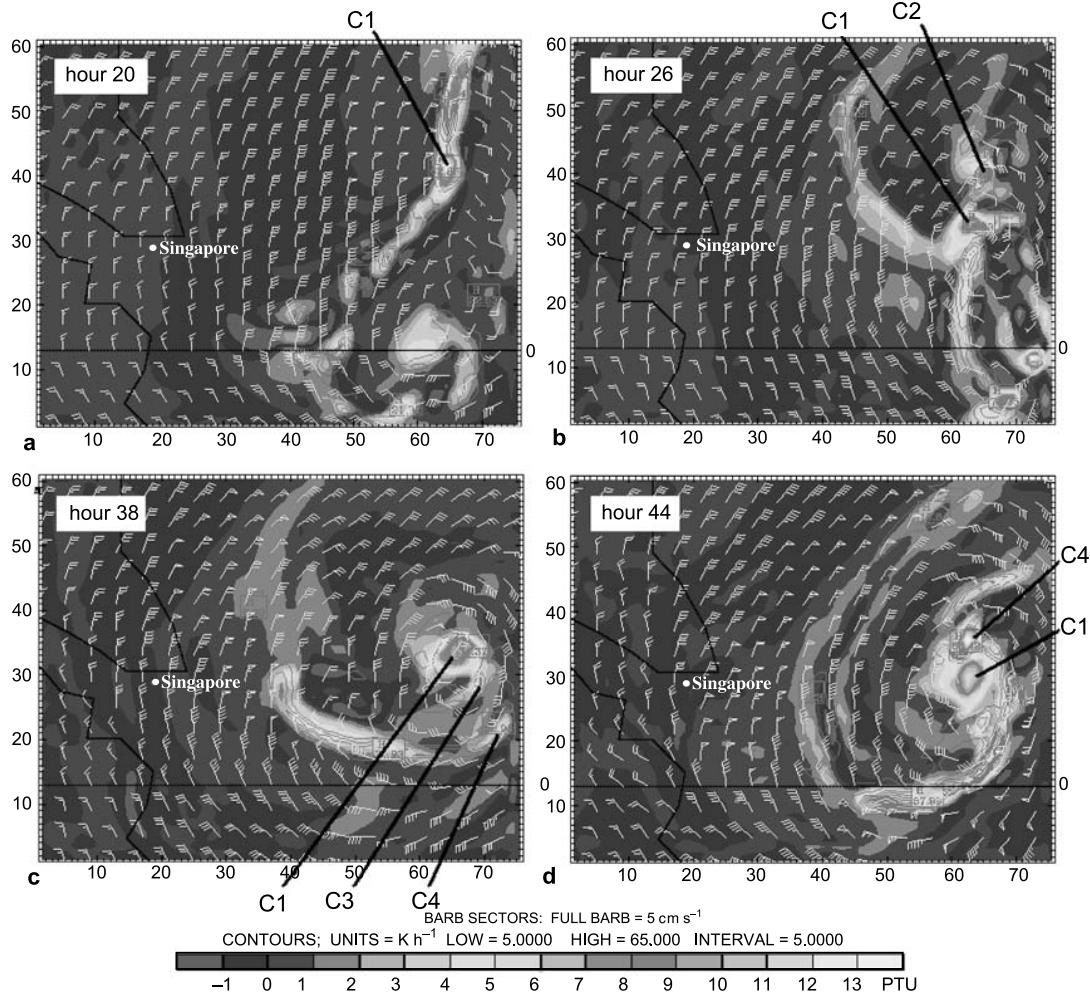


図 1.14: $\sigma = 0.788$ 面におけるポテンシャル渦度(トーン) [PVU], 凝結熱(赤線) [K/h], 水平風速(矢羽)を示す. シミュレーション開始から (a) 20 時間後, (b) 26 時間後, (c) 38 時間後, (d) 44 時間後のスナップショット. 注目に値するメソ対流渦をラベリングしており (C1 から C4), C1 はのちに台風の中心となる主要なメソ対流渦である. なお, この文献におけるシミュレーション開始時刻は 2001 年 12 月 24 日 00 時 UTC である. Chambers and Li (2007) [3] より引用.

を用いた 3 段階のネスティングにより 3km の高解像度のもとで, 赤道付近で発生した台風 Vamei の再現実験を行なった. 図 1.15 は, 台風を横切るある北東-南北断面図において, 北東(図右)から吹いてくるコールドサージがもたらす熱力学的な役割に着目し, 北東からのコールドサージは正の渦度を供給するだけではなく, 低相当温位の空気塊の流入により対流不安定を増大させる方向に寄与していたことを述べた. これまでに, 気象庁非静力学モデルでの赤道台風 Vamei の数値シミュレーションは行なわれてはいない.

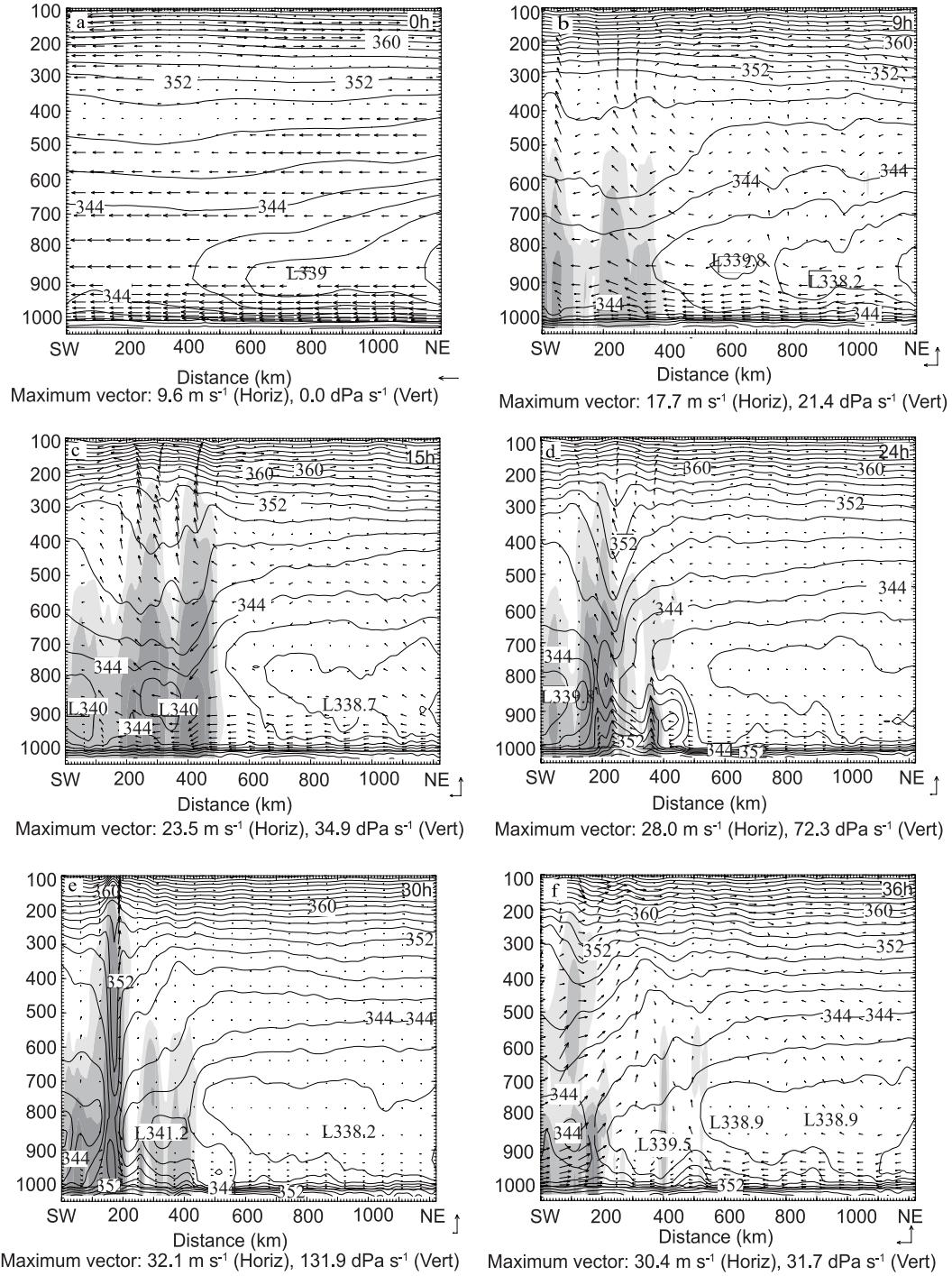


図 1.15: ある固定された北東-南西断面で図示された、シミュレートされた相当温位(センター) [K]、循環風(ベクトル)とレーダ反射强度(トーン) [dBZ]。シミュレーション開始から (a) 0 時間後、(b) 9 時間後、(c) 15 時間後、(d) 24 時間後、(e) 30 時間後、(f) 36 時間後を示す。各プロットの右隅にユニットベクトルが示されている。なお、この文献におけるシミュレーション開始時刻は 2001 年 12 月 25 日 12 時 UTC である。Yi and Zhang (2010) [27] より引用。

赤道台風 Vamei に関する数値シミュレーションがこれまでに行なわれ、成功を収めているが、Chang et al. (2016) [6] では次のように疑問視している。北半球冬季の北東風モンスーンや暖かい海からの水蒸気供給というのは、海洋大陸の複雑地形が存在する赤道南シナ海においてはわりと頻繁に起きていて、ボルネオ渦が発達するために必要な渦度や潜熱源を供給している。しかしながら、赤道台風 Vamei の例を除いて、この海域では台風形成の事例が報告されていないのである。近赤道付近で発生したことよりもこちらのほうが重要な問い合わせであり、赤道台風 Vamei のシミュレーションに成功したことだけでなく、毎冬季におきるボルネオ渦の非発達事例でシミュレーションが成功する理由についても考えられるべきである、と述べている。

彼らはこの疑問に対して、ほかの事例で台風が形成されない理由として地形の影響を挙げている。ひとつは、狭い南シナ海をチャネル状にサージが通過し強化されることで、赤道付近に低気圧性の渦度をもたらしやすくしていることが挙げられる。もうひとつは、開けた海域がおよそ 500km の幅で小さな台風程度の直径しかないために総観規模の渦擾乱が数日以上海上に維持するには狭すぎるということが挙げられるという。今回の赤道台風 Vamei のケースが稀であったのは、強いコールドサージが持続した期間とボルネオ渦が海上にとどまった期間がともに通常よりも長かったために、台風の強さにいたるまでサージと渦の相互作用がはたらき続けたことだと考えられる。Chang et al. (2003) [5] では、このような台風形成をもたらすような強いコールドサージの持続とボルネオ渦が長期間海上にとどまり続ける状況が実現するのは 400 年に 1 度程度だと試算している。

1.6 本研究の目的

北半球冬季アジアモンスーンの季節に海洋大陸で発生するメソ α スケールのボルネオ渦は、近年のデータ解析と数値実験によりその理解が深まりつつあるが、いまだに理解が進んでいない点も多い。そこで本研究では、Trilaksono et al. (2012) [24] や Koseki et al. (2014) [12] で用いられていた気象庁非静力学モデルを用いて、ボルネオ渦に関する一連の数値実験を行なうこととする。これらの実験を通じて、ボルネオ渦に関する力学的理解の一助となることが期待される。本修士論文は 3 部構成 (PART I から PART III) となっている。第 3 章 (PART I) では、Trilaksono et al. (2012) [24] に倣い、時間ずらしアンサンブル法を用いて 2007 年 1 月に発生したボルネオ渦の再現実験を行なう。先行研究で半旬平均場でしか見ていなかったボルネオ渦に関して詳細に見ていくことを目的とする。発生した渦に関して水平構造や渦強度の時間発展、軸対称平均した水平構造や鉛直構造などの時間発展について調べ、ボルネオ渦の基本的な特徴について記述していくことにする。第 4 章 (PART II) では、赤道台風 Vamei と台風に発達しなかったボルネオ渦の事例との比較実験を行なう。強度再現のために、この実験では高解像度の実験で行なう。台風に発達した事例と発達しなかった事例とを比較することによって、発達

非発達の要因について明らかにすることを目的とする。おもに軸対称平均構造の時間発展を見ることによって明らかにしていく。第5章(PART III)では、Koseki et al. (2014) [12] の準理想化実験を拡張した地形感度の実験を行なう。これまで先行研究で指摘がされていた地形の影響を定量的に調べた研究はなく、ボルネオ渦の形成・発達にボルネオ島が果たす役割について調べることを目的として、ボルネオ島の地形をさまざまに変更した感度実験を実施する。

なお、第2章では一連の数値実験で使用するモデルや実験設定に関する説明をし、本論に入ったあと、第6章で全体のまとめを述べる。

2 モデル設定

本研究の一連の数値実験で使用した領域モデルは、気象研究所と気象庁数値予報課が開発している気象庁非静力学モデル (Japan Meteorological Agency Non-hydrostatic Model, 以下 JMA-NHM と表記) である (Saito et al., 2006 [21], 2007 [22]). JMA-NHM は現業用としても研究用としても用いられるコミュニティモデルである。これは気象研究所で開発してきた非静力学モデル (Ikawa and Saito, 1991 [9]) がもとになっている。その後、ネスティングへの対応 (Saito, 1994 [18]) やマップファクターの導入 (Saito, 1997 [19]) など、より精密で現実的なシミュレーションのための開発が気象研究所で続けられてきた。さらに気象庁の数値予報課との共同研究により、気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル (MRI/NPD-NHM) (Saito et al., 2001 [20]) が開発され、これがいまの JMA-NHM のベースとなっている。

JMA-NHM の基礎方程式はマップファクターを含む完全圧縮方程式系で、鉛直方向の座標としては地形準拠座標を用いている (Saito et al., 2006 [21]). JMA-NHM ではランベルト正角円錐図法やポーラーステレオ図法などの地図投影法選択が可能であるが、今回の実験では赤道域を対象とするため、メルカトル図法を選択した。

各実験でのモデルの計算領域を以下の図 2.1 に示している。いずれの計算領域も、ボルネオ島やボルネオ渦がおもに発生しやすいボルネオ島西岸沖の赤道南シナ海を十分に含むように取っている。

第 3 章 (PART I) での「2007 年 1 月に発生したボルネオ渦の再現実験」では、図中の Domain 1 にあたる赤線の矩形領域である、水平解像度 $\Delta x = 20\text{km}$ 、水平格子点数 115×103 の領域を計算範囲とする。第 4 章 (PART II) での「赤道台風 Vamei とボルネオ渦との高解像度比較数値実験」では、図中の Domain 2 にあたる緑線の矩形領域である、水平解像度 $\Delta x = 5\text{km}$ 、水平格子点数 521×521 の領域を計算範囲とする。第 5 章 (PART III) での「ボルネオ渦に関する準理想化した地形感度実験」では、図中の Domain 3 にあたる青線の矩形領域である、水平解像度 $\Delta x = 10\text{km}$ 、水平格子点数 301×301 の領域を計算範囲とする。

一連の実験において各種パラメタリゼーションスキームは同一のものを用いた。スキームの選択は Hayashi et al. (2008) [8] と同じくし、熱帯域での JMA-NHM を用いた数値実験において適したスキーム設定、パラメータ設定とした。積雲対流スキームは、modified Kain-Fritsch スキームを用いた。雲微物理スキームは、水蒸気、雲水、雲氷、雨、雪、あられの混合比を予報する 6-class のバルク法²による雲微物理スキームを用いた。放射スキームは GSM0412 の方法を用いた (Yabu et al., 2005 [26]). 惑星境界層スキームは、improved Mellor-Yamada level3 惑星境界層スキームを用いた (Nakanishi and Niino, 2004 [16], 2006 [17]).

初期値・境界値には、第 3 章と第 4 章では NCEP Global Tropospheric Analysis

²水や氷の混合比を水物質の種類のみによって分ける方法で、雲スケールの内部構造や雲力学の研究に用いられている。

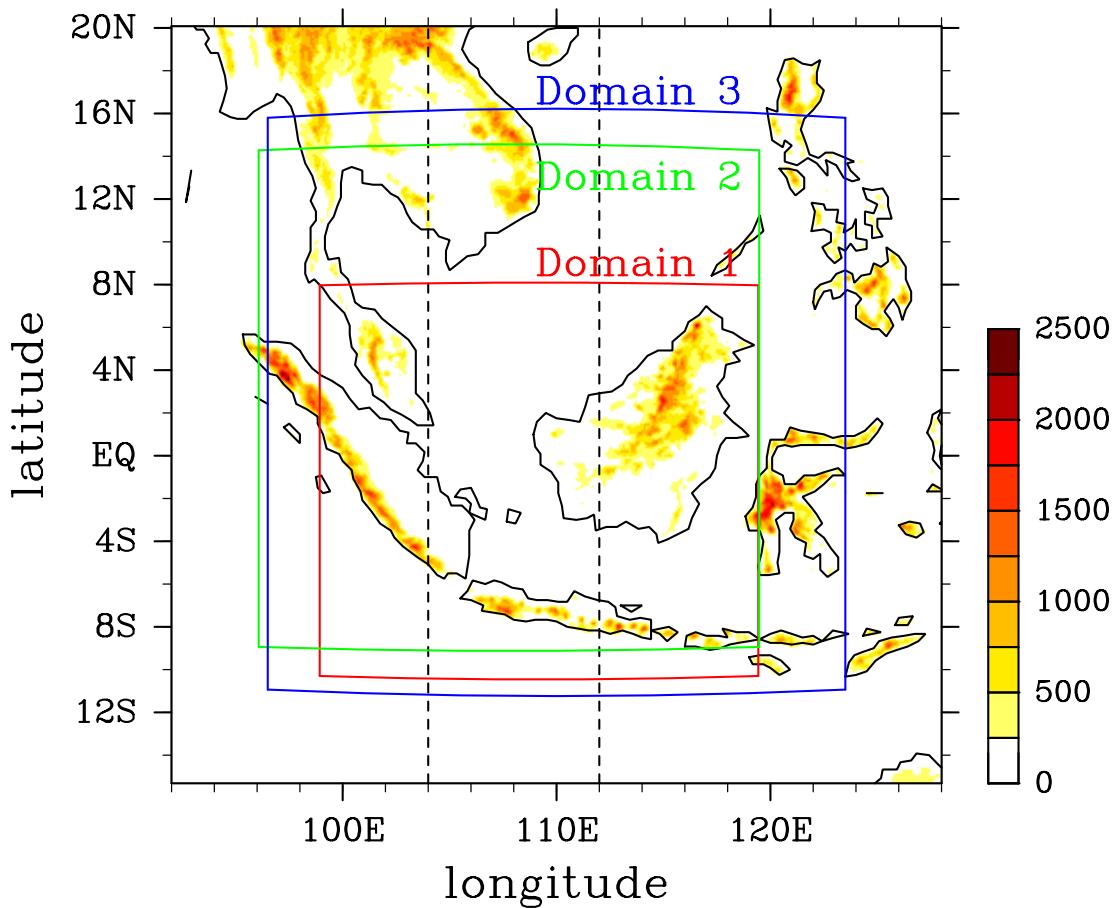


図 2.1: 実験に使用した計算領域. カラートーンは $\Delta x = 10\text{km}$ 実験におけるモデル地形の標高 (m) を表わす. Domain 1 が 3 章での計算領域 ($\Delta x = 20\text{km}$, 115×103), Domain 2 が 4 章での計算領域 ($\Delta x = 5\text{km}$, 521×521), Domain 3 が 5 章での計算領域 ($\Delta x = 10\text{km}$, 301×301) である. なお, 黒点線は 104°E と 112°E の経度線である.

(FNL data) を用いた³. 以下の URL から取得することができる (<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>). この全球解析データは $1^\circ \times 1^\circ$ の水平解像度であり、鉛直方向には 26 層 (1,000 hPa～100 hPa) をもち、6 時間ごとのデータセットである。含まれる物理量は、風速、気温、ジオポテンシャルハイト、相対湿度、海面水温、地中温度などである。一方で、第 5 章では、Koseki et al. (2014) [12] と同じく、長期再解析データ JRA-25 および JCDAS (Japan Meteorological Agency Climate Data Assimilation System) を用いた。JRA-25 は気象庁と電力中央研究所とが共同で開発した、季節予報モデルの高度化や気候研究のための高精度の気候データセットであり、JCDAS は同じ同化システムで計算された後続のデータセットである。JRA-25 および JCDAS は $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ の水平解像度、鉛直方向には 23 層の気圧面 (1,000 hPa～0.4hPa) をもち、6 時間ごとのデータセットである。含まれている物理量はこれらも、風速、気温、ジオポテンシャルハイト、相対渦度、海面水温、地中温度などである。詳しくは第 5 章で説明するが、これらのデータセットはそのまま使用するのではなく、大気場をコンポジットして初期値・境界値を作成してモデルにインプットする。これらの客観解析データをダウンスケーリングして初期場を作成している。また予報 6 時間ごとに境界値を与えて更新している。

地形に関するデータは、USGS (United States Geological Survey) の 30 秒メッシュ標高データ GTOPO30 から作成されている。また、地表面に関するデータは、同じく USGS の GLCC (Global Land Cover Characterization) の土地利用データから作成されている。

解析に使用したのはモデルから出力される気圧面データと、モデル面で出力されているデータを気圧面に内挿したデータである。出力間隔は 1 時間ごとである。気圧面で出力されるデータはデフォルトでは 16 層分である (1,000hPa から 100hPa まで) が、これはネームリストで変更することができる。第 3 章ではデフォルトの 16 層分の気圧面データを使用しているが、第 4 章および第 5 章の実験ではネームリストを変更して、モルトップの高度になるべく近い 50hPa までの 29 層分の気圧面データを出力するようにした。なお、モデル面データから気圧面に内挿する際には、気象庁非静力学モデルのユーザーズガイド [1] およびディベロッパーズガイド [2] をもとに計算して行なった。

以下の表 2.1 に実験設定をまとめておいた。

³NCEP: The National Centers for Environmental Prediction

表 2.1: 実験設定のまとめ.

領域名	Domain 1	Domain 2	Domain 3
領域気象モデル	気象庁非静力学モデル (JMA-NHM)		
水平解像度	$\Delta x = 20\text{km}$	$\Delta x = 5\text{km}$	$\Delta x = 10\text{km}$
鉛直層数	40 層 (地形準拠座標系 z^*)		
時間分解能	$\Delta t = 60\text{s}$	$\Delta t = 15\text{s}$	$\Delta t = 30\text{s}$
水平格子点数	115×103	521×521	301×301
積分時間	3 日 (72 時間)	5 日 (120 時間)	10 日 (240 時間)
領域の中心	($109.0^\circ\text{E}, 1.0^\circ\text{N}$)	($108.0^\circ\text{E}, 2.5^\circ\text{N}$)	($110.0^\circ\text{E}, 2.5^\circ\text{N}$)
初期値・境界値データ	NCEP FNL		JRA-25/JCDAS
境界値の更新	6 時間ごと		初期値と同じ
地図投影法	メルカトル図法		
雲微物理スキーム	6-class bulk microphysics		
積雲対流スキーム	modified Kain-Fristch scheme		
放射スキーム	GSM0412 scheme		
境界層スキーム	improved Mellor-Yamada level 3		
地表面スキーム	Thermal diffusion scheme (4-layer)		
側方境界条件	Rayleigh dumping		

3 2007年1月に発生したボルネオ渦の再現実験

この章では Trilaksono et al. (2012) [24]に基づいて、2007年1月に発生したボルネオ渦について、領域大気モデルによる時間ずらしアンサンブル法を用いた再現実験を行なう。対象とした期間中に3度のボルネオ渦が出現し、最初に発生した event1 のボルネオ渦についておもに、渦の水平構造や軸対称平均した鉛直構造の時間発展を概観していくことにする。

3.1 実験期間の選定

Trilaksono et al. (2012) [24]では2007年1月おわりから2月はじめにかけてジャカルタで発生した豪雨に関して調べるために、1月および2月の2ヶ月間を実験期間としていた。しかし、図1.6で見られるように、1月のおわりから2月はじめにかけて(pentad 6からpentad 8の期間)は渦が見られない。逆に渦が発生していたpentad 3からpentad 5の期間を見てみると、おもに経度 104°E から 112°E の経度帯に渦が位置していることがわかる。そこでまずは再解析データを用いて、上記の経度帯で経度平均した850hPa面における相対渦度の時間変化を見てみることにした。それが以下の緯度時間断面図である(図3.1)。これを見ると、渦が発生して

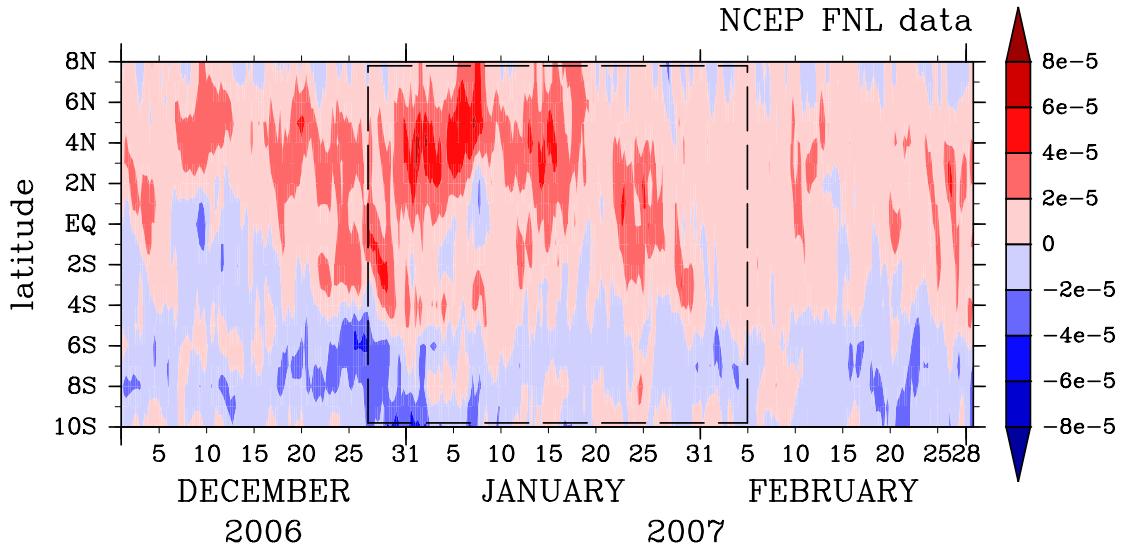


図 3.1: 経度 104°E から 112°E の範囲で経度平均した、850hPa面における相対渦度(トーン) [s^{-1}]の緯度時間断面図。2006年12月から2007年2月までの期間、緯度方向は緯度 10°N から 10°S の範囲を示している。NCEP FNL データより計算。モデル計算期間として選定した40日間を点線の矩形部分で示している。

いると思われる渦度の強い期間が1月を中心として4度ほど出現していることがわかる。そこで1月を計算期間として選定することにした。ただし、最初の渦は

12月のおわりからすでに発生していることから、12月も一部含むように期間を選定した。また、渦は発生していないが、ジャカルタでの豪雨があった2月はじめの期間も一応含むように期間を取っておいた。こうして、2006年12月27日00時UTCから2007年2月4日23時UTCまでの40日間を実験期間として、時間ずらしアンサンブル法を用いた数値実験を行なうことにした。

3.2 数値実験の概要

時間ずらしアンサンブル法について簡単に説明しておく。これはモデルランの予報初期時刻をずらしていくことでアンサンブルメンバーを構成する手法である。使用する全球解析データの時間間隔の制約から、6時間ずらしによるアンサンブル予報となっている。個々のモデルランは72時間積分であり、時間刻みは60秒である。各ラン最初の18時間はモデルのスピナップのため破棄している。このため、有効な時間を考慮すると、アンサンブルメンバーは9となる。以後、結果はすべてこの9メンバーのアンサンブル平均を表わす。詳しくは Trilaksono et al. (2012) [24], Trilaksono (2012) [25] を参照のこと。

3.3 実験結果

3.3.1 半旬平均場で見た総観場

以下で実験結果を示していく。まずは半旬平均した総観場でボルネオ渦を見ていくことにする。以下の図3.2は、実験期間の40日間を半旬(5日)ごとにわけ時間平均した850hPa面における相対渦度と水平風速を示したものである。このなかで渦が見えている期間は pentad 1, 2, 4, 5, 6 である。いずれの渦もボルネオ島の海岸線付近や沖合の赤道南シナ海の海上に位置している。これらの渦は同一のものではなく、後述するように、形成しては消滅し、また形成しては消滅を繰り返すなかで幾度か生まれた別々の渦である。pentad 1, 2 で見えている渦が最初に出現した渦(event1), pentad 4, 5 で見えている渦が2番目に出現した渦(event2), pentad 6 で見えている渦が最後に出現した渦(event3)であり、合計3度の渦が期間内にモデルのなかで発生した。

渦が見えている期間に着目すると、北東からコールドサージが渦に巻き付くように吹いていることがわかる。pentad 1, 4, 6 で顕著であるが、コールドサージの主軸とボルネオ島の海岸線との間に、渦度の赤い領域がコールドサージや海岸線と平行に沿うように分布していることが見てとれる。また、半旬平均を取って見てもボルネオ渦の存在が見てとれることから、準停滞的な特徴をもっていることが読みとれる。

なお、pentad 8 の期間はジャカルタで豪雨が発生した期間を含んでいるが、このとき北東から吹いてきたコールドサージは低温偏差を伴なっていたことが知ら

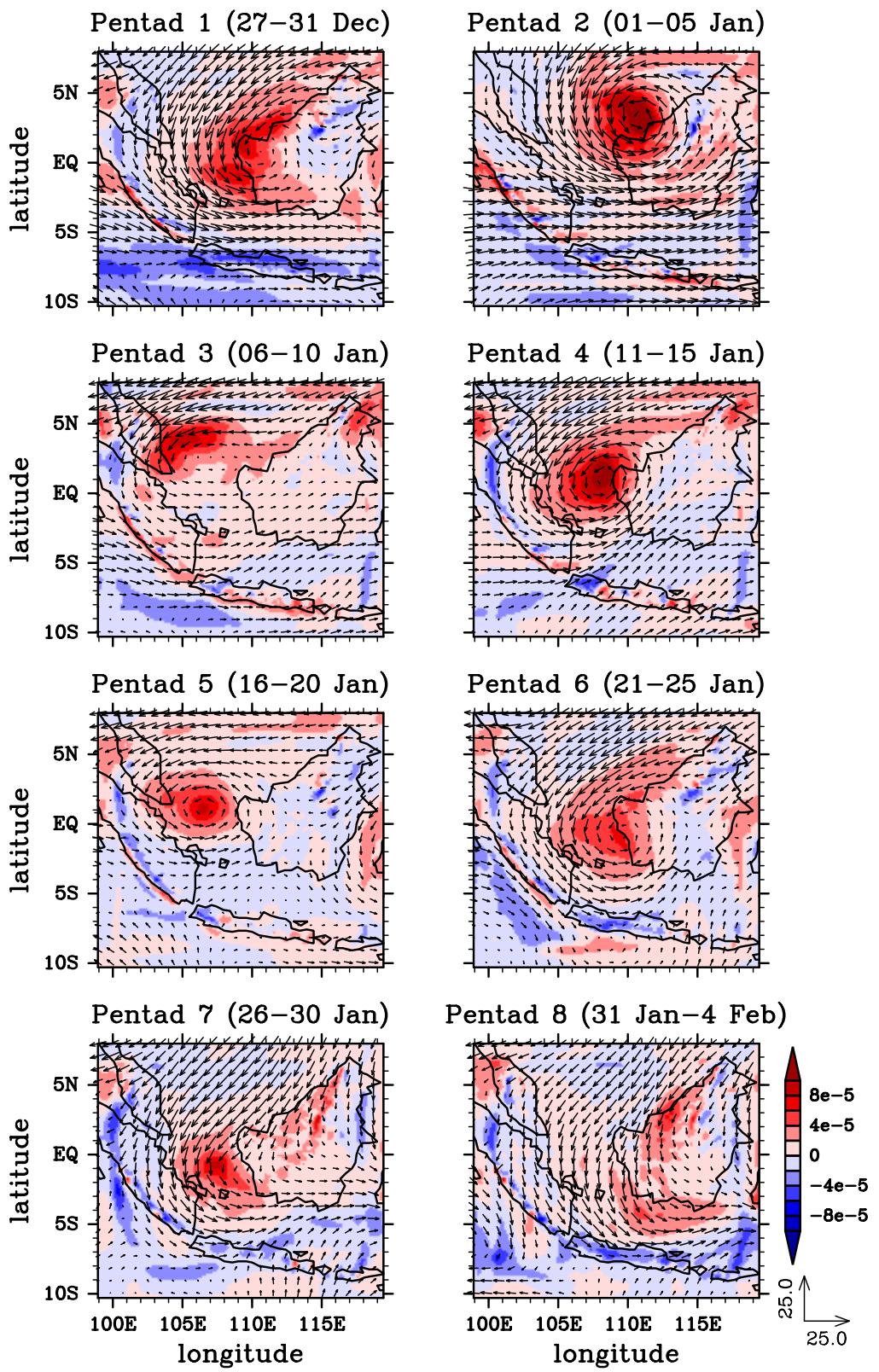


図 3.2: 半旬ごとに時間平均・アンサンブル平均した 850hPa 面における相対湿度 (トーン) [s^{-1}] と水平風 (ベクトル) [m/s] の水平分布. 計算領域全体で示している.

れており、また赤道を越えるような強いコールドサージであったために、豪雨をもたらしたと考えられている (Trilaksono et al., 2012 [24]).

3.3.2 観測と再解析データとの比較

この節では実験結果の妥当性を検証する。以下の図 3.3 は、再解析データ ERA-Interim (水平解像度 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$) とアンサンブル平均の結果を比較した図である。850hPa 面における相対渦度と水平風速を示している。3 度発生したボルネオ渦が後述するそれぞれの最盛期を迎えた時刻で並べて比較している。(a) が event1 のボルネオ渦で 2007 年 1 月 4 日 12 時 UTC, (b) が event2 のボルネオ渦で 2007 年 1 月 13 日 12 時 UTC, (c) が event3 のボルネオ渦で 2007 年 1 月 26 日 12 時 UTC の時刻で比較している。これを見ると、ボルネオ渦の位置に関しては大きな違いはほとんどないと判断できる。また、水平風速場を見ても環境場の表現にはさほど違いが見られない。しかし、渦度で見ると、再解析データとモデル計算とでは解像度の違いがあるため、モデルのほうが渦度が強く見えている。また、解像度が高いモデルのほうがより陽に積雲などを解像できるため、渦度だけでなく風の強さといった渦自体の強さも若干強くなっているように見える。(c) の図ではやや違いが大きく見られているものの、大まかには似通っていると判断できる。

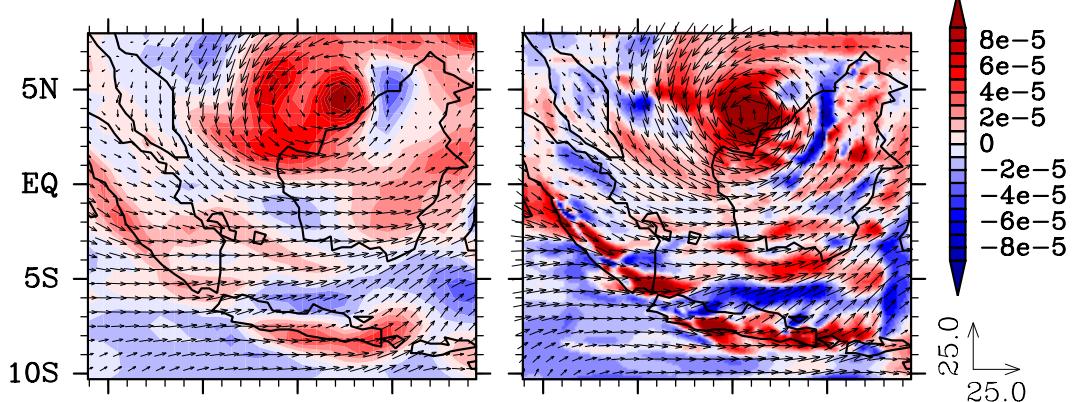
続いて、ゾンデ観測データと再解析データとモデル出力結果の比較を行なってみることにする。今回ボルネオ渦に着目して解析をすすめることから、風速場の表現について見ることにした。図 3.4 に東西風速と南北風速の比較を示した。ゾンデ観測点としては 3 度のボルネオ渦がもっとも接近していたボルネオ島にある Kuching の観測点 (緯度 1.48°N , 経度 110.33°E) でのデータを使用することにした (図 3.7 に観測点の位置を示しておいた)。再解析データおよびモデル出力の結果は観測点にもっとも近い格子点上でのデータで代用している。これらを見ると、ゾンデ観測の結果と再解析データの結果はよく似ていることがわかる。アンサンブル平均した結果はそれよりはわずかに劣るが、おおまかには似通っていると判断できる。時間分解能はモデル出力結果のほうが高いので、細かな時間変化を見るためにはモデル結果で見るほうが適している。したがって以降ではモデル出力結果であるアンサンブル平均場でボルネオ渦の特徴について見ていくことにする。

3.3.3 実験期間中の環境場

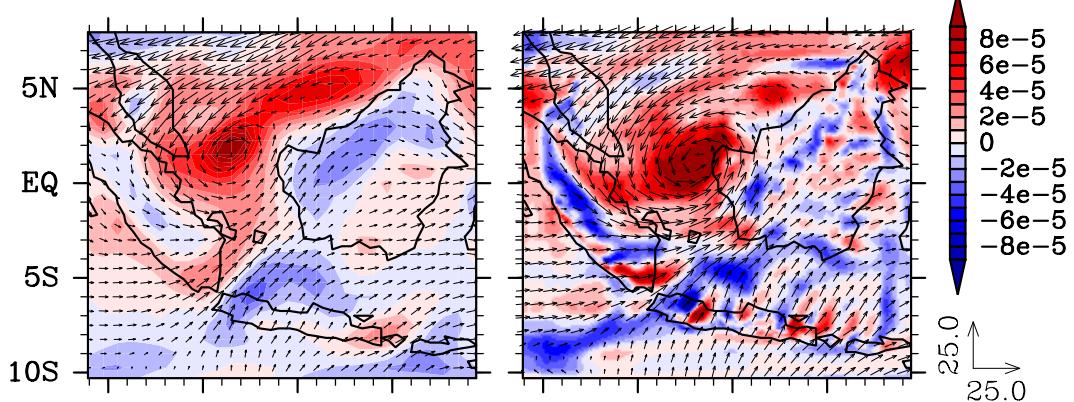
ここからは実験期間中の環境場について、渦がおもに発生していた経度 104°E から 112°E の範囲で経度平均した緯度時間断面図で見ていくこととする (図 3.5)。図 3.5(a) は 850hPa 面における南北風速を示しており、(b) は同じく 850hPa 面における相対渦度と水平風速を示している。(a) の南北風速を見ると、大きく分けて 4 度のコールドサージイベントが起きていることがわかる。(b) の相対渦度に目を向けると、それらのコールドサージイベントに伴なって、渦度の大きな赤い領域の

ERA-Interim vs Ensemble ($p=850\text{hPa}$)

(a) date = 200701041200



(b) date = 200701131200



(c) date = 200701261200

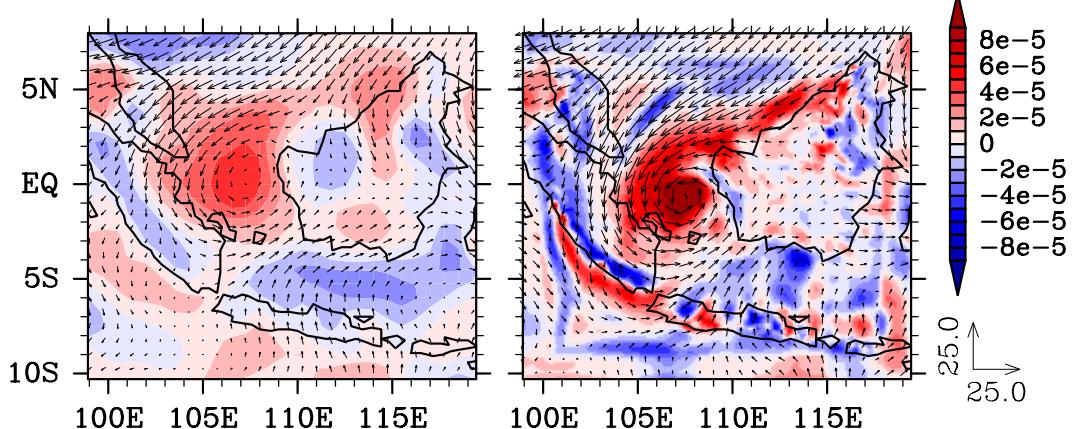


図 3.3: 再解析データ ERA-Interim とアンサンブル平均との比較。850hPa 面における相対渦度 (トーン) [s^{-1}] と水平風 (ベクトル) [m/s] を示している。後述する 3 度のボルネオ渦の最盛期にあたる時間でのスナップショット。(a) event1 での最盛期 (2007 年 1 月 4 日 12 時 UTC), (b) event2 での最盛期 (2007 年 1 月 13 日 12 時 UTC), (c) event3 での最盛期 (2007 年 1 月 26 日 12 時 UTC)。左列が ERA-Interim の結果で、右列がアンサンブル平均の結果である。モデル計算領域全体で描画。

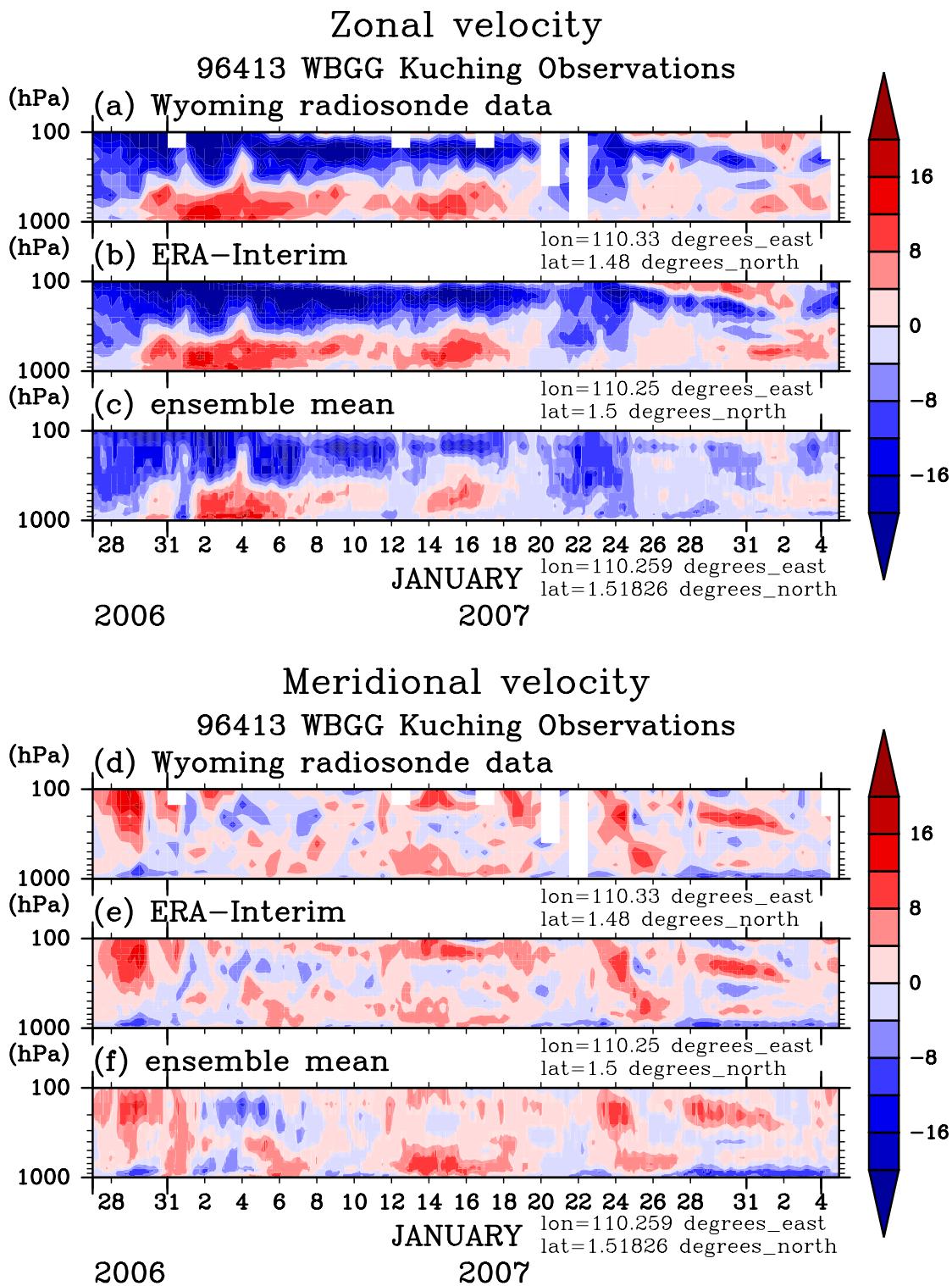


図 3.4: ゾンデデータ, 再解析データ, アンサンブル平均での (a)-(c) 東西風速 (トーン) [m/s] および (d)-(e) 南北風速 (トーン) [m/s] の比較を示した高度時間断面図。ゾンデデータは 3 度のボルネオ渦がもっとも接近していた Kuching の観測点データで代表。ほかのデータはもっとも近接した点でのデータで図示。位置情報は図中に明記。 (a), (d) で白抜きになっている箇所は観測の欠損。

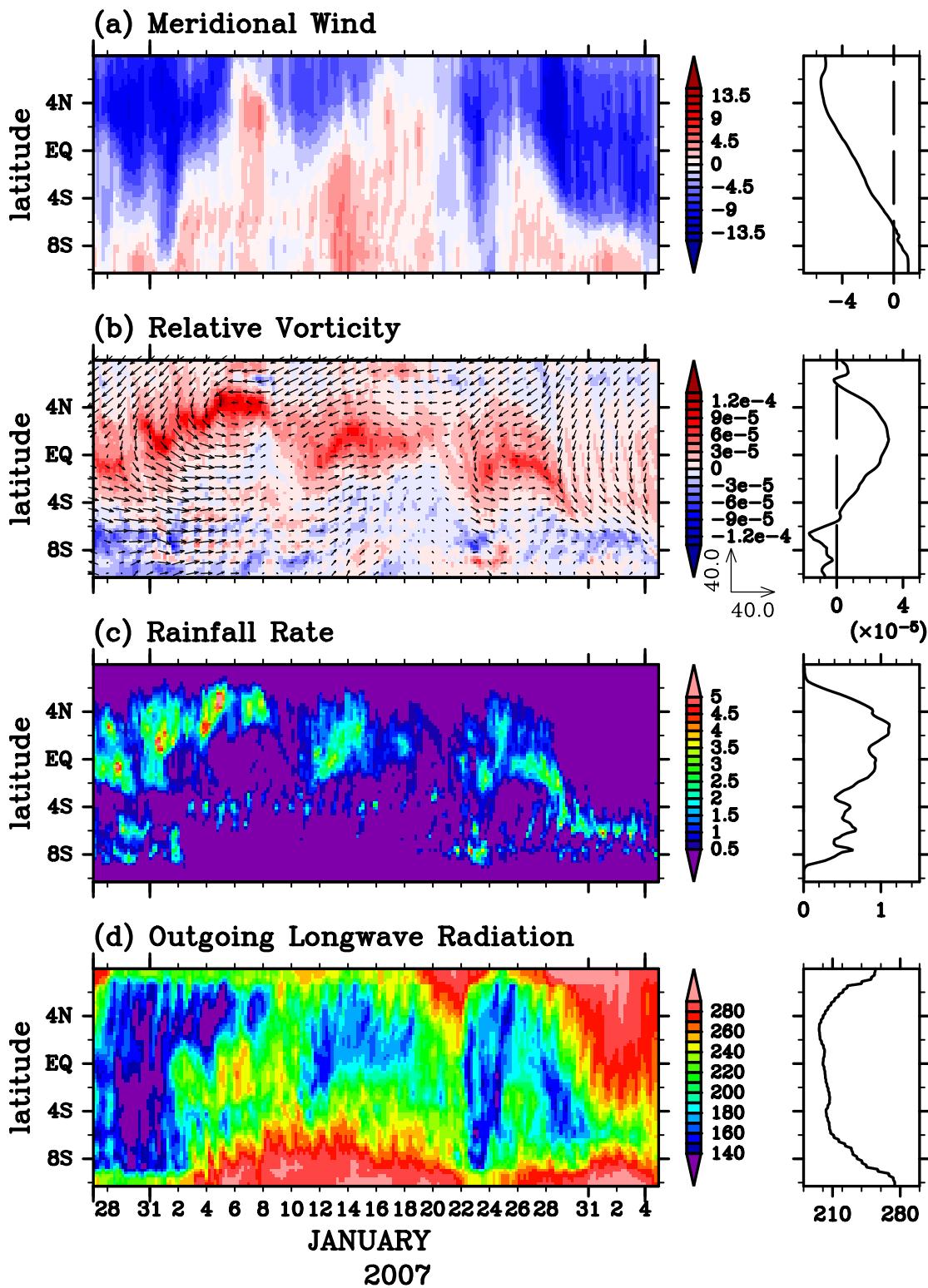


図 3.5: 経度 104°E から 112°E で経度平均を取った各種物理量のアンサンブル平均の緯度時間断面図(左)とその時間平均(右): (a) 850hPa 面における相対渦度(トン) [s^{-1}] と水平風速(ベクトル) [m/s], (b) 850hPa 面における南北風成分 [m/s], (c) 時間雨量 [mm/h], (d) 外向き長波放射(OLR) [W/m^2] である。

かたまりが3つあることがわかり、ボルネオ渦が発生していることがわかる。(c)は時間雨量、(d)は対流活動の指標である外向き長波放射を表わすが、ボルネオ渦が発生していた領域、時期において、強い降水が見られ、また対流活動が強まっている様子が見てとれる。これは図1.5で見たように、Chang et al. (2005) [4]の結果と整合的である。なお、コールドサージイベントのなかで最後に発生したものは付随するボルネオ渦が見られないが、これはジャカルタ豪雨の要因となった赤道越えの低温偏差を伴なうコールドサージであり、その強さと持続期間によって発生しなかったと考えられる。

3.3.4 渦とともに動く座標系で見た渦の水平面図

ここからは渦中心位置を同定し、渦中心とともに動く座標系でまずは水平面図を見ていく。渦中心の決め方はKoseki et al. (2014) [12]と同じやり方を用いた。詳しくは卒業論文[29]の付録を参照のこと。ここではevent1のボルネオ渦に関してのみ見ていく。event2, event3のボルネオ渦に関しては付録Bに掲載したので参考にされたい。図3.6は、渦中心とともに動く座標系で見たevent1のボルネオ渦の時間発展を示したもので、渦中心から400km四方領域の水平断面図を示したものである。各パネルでは、850hPa面におけるアンサンブル平均した相対渦度と水平風速を示している。(a)では渦中心追跡開始時刻(2006年12月29日06時UTC),それ以降(b)-(l)では00UTCにおけるスナップショットである。

event1のボルネオ渦はおよそ11日間存在していた。まず、この渦はボルネオ島の北西海岸付近で形成された。このとき沖合では北東からのコールドサージが吹き、水平風がうねるよう南北に蛇行し、渦中心の北側付近に渦度の強い赤い領域が見られている。はじめのころ((a), (b))は渦は非軸対称的で渦の南側の接線風速は弱く、かろうじて渦中心が追跡できているという感じである。(c)のころになると渦が発達しはじめ渦度が渦中心付近に集中し、また渦まわりの風も軸対称的な構造を見せていている。ボルネオ島の北西海岸付近で発生した渦は、海岸線に沿いながら南下し、一度ボルネオ島に上陸してから(d), ふたたびボルネオ島の北西海岸に達し、数日間停滞した(e)-(g)。そのあとは沖合に離れていく、向きを変えて東風となったコールドサージに吹かされるように、渦は速度を上げて西へ移動し、(k)の時点でマレー半島の手前まで達した。そこから渦は減衰していく、(l)の時点では渦まわりの風は弱まり、ふたたび非軸対称的な構造が目立つようになってきた。

ここでは示さなかったevent2, event3のボルネオ渦も含めて、3度のボルネオ渦の中心経路を示したものが次の図3.7である。3度のボルネオ渦はいずれもボルネオ島の海岸線付近で形成されていた。event1のボルネオ渦については先に述べた通りである。event2のボルネオ渦はボルネオ島の西岸で形成され、ゆるやかに西へ移動して一旦発達するものの、そのあとも赤道南シナ海上に停滞して消滅した。event3のボルネオ渦がもっとも南寄りで生まれ、南半球で形成された。海岸線に

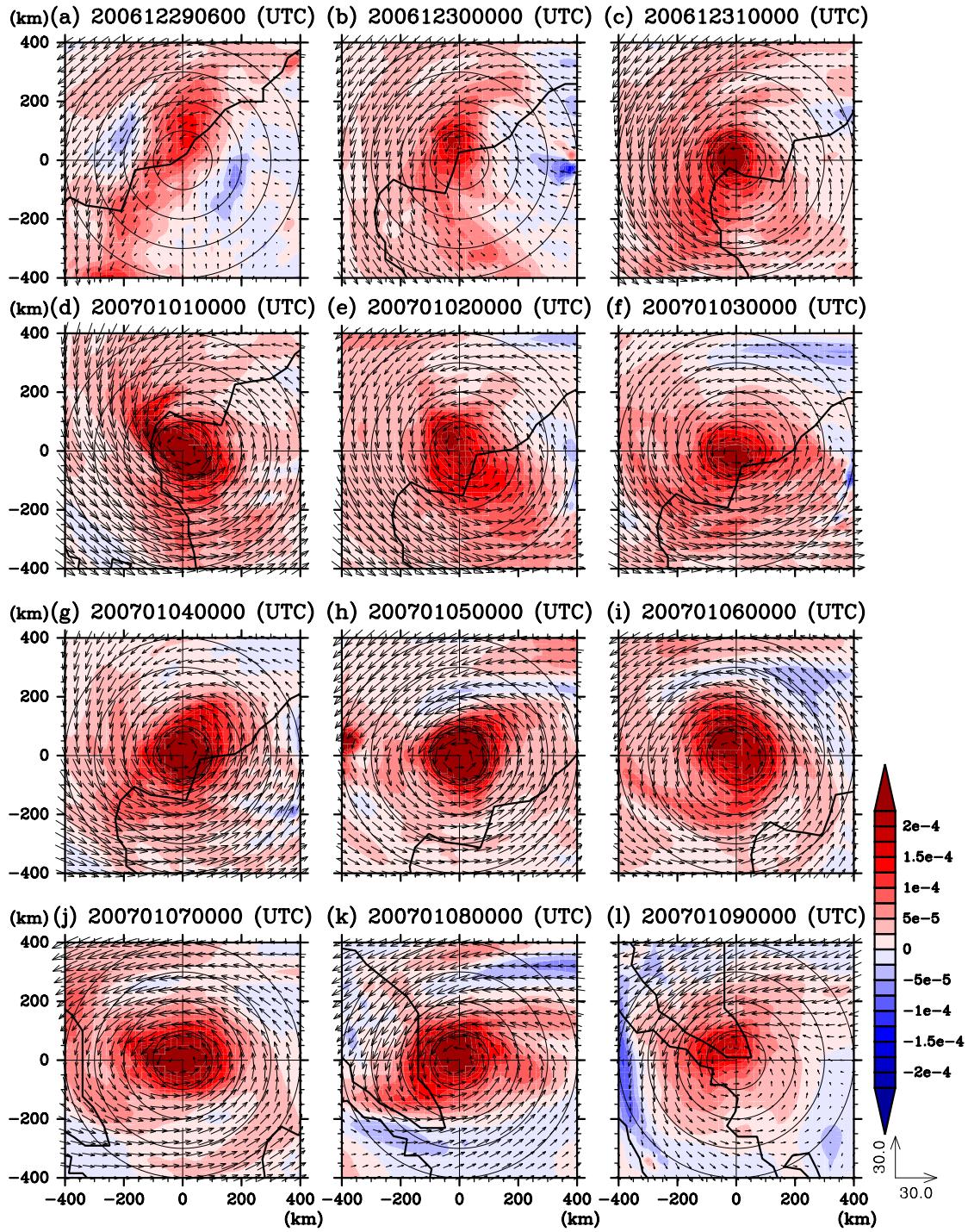


図 3.6: event1 のボルネオ渦の時間発展。渦とともに動く座標系で渦中心から 400km 四方を描画。850hPa 面における相対渦度(トーン) [s^{-1}] と水平風(ベクトル) [m/s] である。同心円は内側から順に、渦中心から 100km, 200km, 300km, 400km の位置を表わす。 (a) は渦追跡開始時刻, (b)-(l) は 00UTC におけるスナップショット。

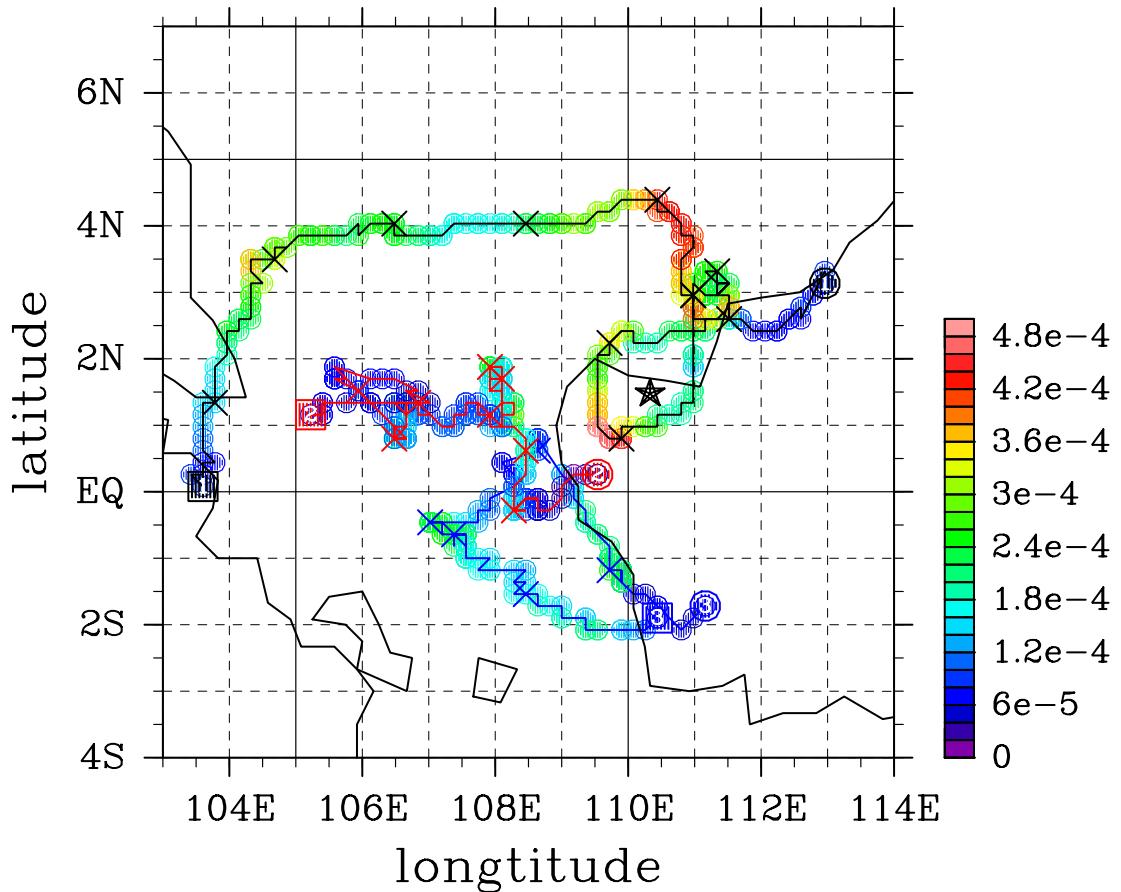


図 3.7: 3 度のボルネオ渦の渦中心の移動経路. 黒線が event1, 赤線が event2, 青線が event3 のボルネオ渦の移動経路である. 丸印 (●) が発生地点, 四角印 (■) が消滅地点である. マーカー列はその地点におけるボルネオ渦中心での 850hPa 面での相対渦度 [s^{-1}] の大きさを表わす. また, バツ印 (×) は 00UTC における位置を示す. 星印 (★) はゾンデ観測点である Kuching の観測点を表わす.

沿うように赤道付近まで北上して停滯したのちに、ゆるやかに南東方向に移動していき、ふたたび海岸付近に達したころに消滅した。このイベントではジャカルタ豪雨のトリガーとなった赤道越えのコールドサージが途中から吹き始め、そのサージに渦が流されて南下し渦構造が崩れてしまっている。

3.3.5 渦強度の時間発展

渦強度を示す指標として相対渦度と中心気圧を挙げ、それらの時間発展を示したものが以下の図 3.8 である。赤線が渦中心における 850hPa 面での相対渦度であり(目盛りは左軸)、緑線が同じく渦中心における海面更正気圧(目盛りは右軸)である。左から順に event1, event2, event3 のボルネオ渦に関する時系列である。ハッチがかかった期間は渦が存在しなかった期間である。渦が存在した期間を以下の表 3.1 にまとめておく。

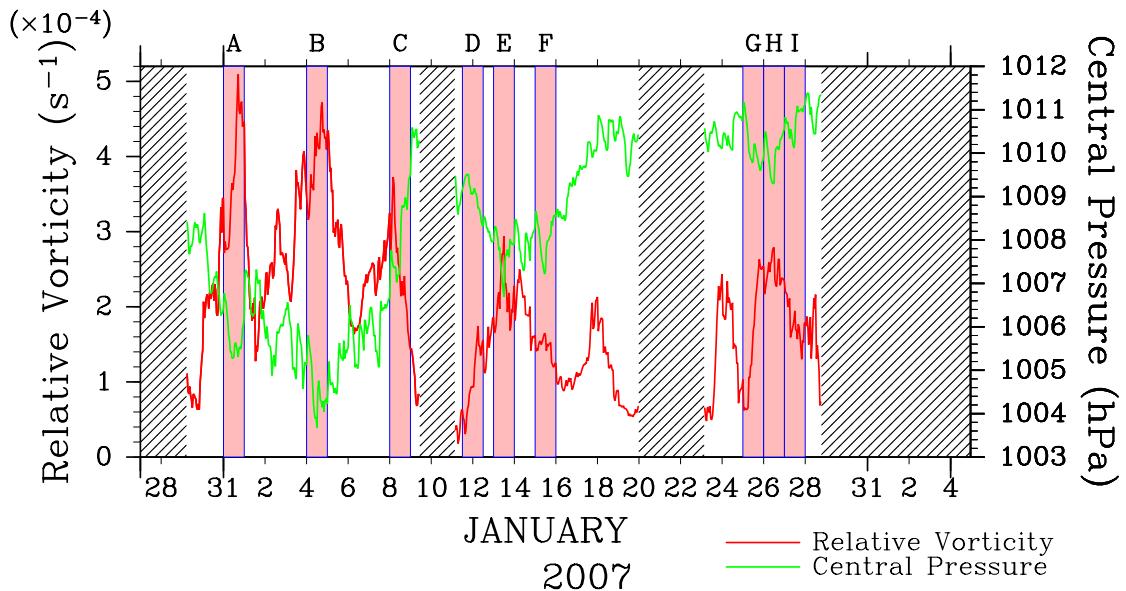


図 3.8: 渦中心における相対渦度 (850hPa) (赤線) [s^{-1}] と海面更正気圧 (緑線) [hPa] の時系列。ハッチがかかった期間は渦が存在していない期間を示す。左から順に event1, event2, event3 の渦の強度の時間変化。ピンクのシェードがかかった期間はそれぞれ、event1 における発達期 (A), 最盛期 (B), 減衰期 (C), event2 における発達期 (D), 最盛期 (E), 減衰期 (F), event3 における発達期 (G), 最盛期 (H), 減衰期 (I) である。詳しくは本文を参照のこと。

event1 のボルネオ渦に関して見ていく。中心気圧に着目すると、1 日程度の周期的な変動を繰り返しながらも、発生時から次第に気圧が低下していき、2007 年 1 月 4 日 12 時 (UTC) には最低気圧をマークしている。このときの最低気圧は 1003.7hPa であった。発生時の中心気圧は 1008.3hPa であったから、渦の最盛期であっても

表 3.1: 3 度のボルネオ渦が発生していた期間.

	形成 (UTC)	消滅 (UTC)
event1	2006 年 12 月 29 日 06 時	2007 年 1 月 9 日 10 時
event2	2007 年 1 月 11 日 04 時	2007 年 1 月 19 日 23 時
event3	2007 年 1 月 23 日 04 時	2007 年 1 月 28 日 18 時

中心気圧はわずかに 5hPa 程度しか下降していないことがわかる。おおまかに見れば、渦発生から徐々に発達して中心気圧が低下していき、最盛期を迎えたときに最低気圧をマークし、その後はゆるやかに減衰して気圧が上昇するといった単調な変化が見えている。一方で渦度の時間変化を見てみると、局所的な変動を繰り返しながらも、大きく分けて 3 度の極大、2 度の極小を経ていることがわかる。中心気圧とは違って単調な変化ではないことが言える。中心気圧が最低を迎えている最盛期においては、渦中心における渦度も極大値を取っている。また、完全な対応関係にあるわけではないが、中心気圧の変動と渦度の変動は逆相関の関係にあることが見てとれる。

event2, event3 のボルネオ渦に関しても同様の傾向である。ただし、渦度の最大が $3.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 程度であるのと、中心気圧の最低が event2 では 1006.7hPa, event3 では 1009.3hPa であり、event 1 と比べると弱いボルネオ渦であったことがわかる。そうすると、発生した 3 度のボルネオ渦のなかでは、event1 のボルネオ渦が典型的なものであるといえる。

渦のライフサイクルにおける特徴を明らかにするために、ひとつの渦イベントのなかで、発達期、最盛期、減衰期の 3 フェーズに分けて見ることにした。おもに中心気圧の変動から各フェーズにあたる 1 日の期間を選定し、その期間での時間平均で特徴を見ることにする。このようにフェーズを分けて軸対称半径時間断面図をのちの節の図 3.11 で見てみることにする。

3.3.6 軸対称平均した物理量で見た半径時間断面図

図 3.6 で見たように、ボルネオ渦の水平構造はおよそ軸対称的であるとみなすことができる。そこで、渦中心まわりで方位角平均した軸対称成分で基本的な構造を見てみることにする。解析する範囲は半径方向には 0km から 400km、高度方向には 1,000hPa から 100hPa である。渦中心まわりの円筒座標系で方位角平均するときの座標変換に関しては付録 A を参照されたい。

まずは時間方向の変化を知りたいので、特定の高度で切り出した半径時間断面図で渦構造の時間発展を見ていくことにする。以下の図 3.9 は、(a) 接線風速、(b) 相対渦度、(c) 時間雨量の半径時間断面図であり、3 度のボルネオ渦に関して示したものである。ハッチがかかった期間は渦が存在しなかった期間である。下から上に向かうにつれ時間が進み、下から順に event1, event2, event3 のボルネオ渦

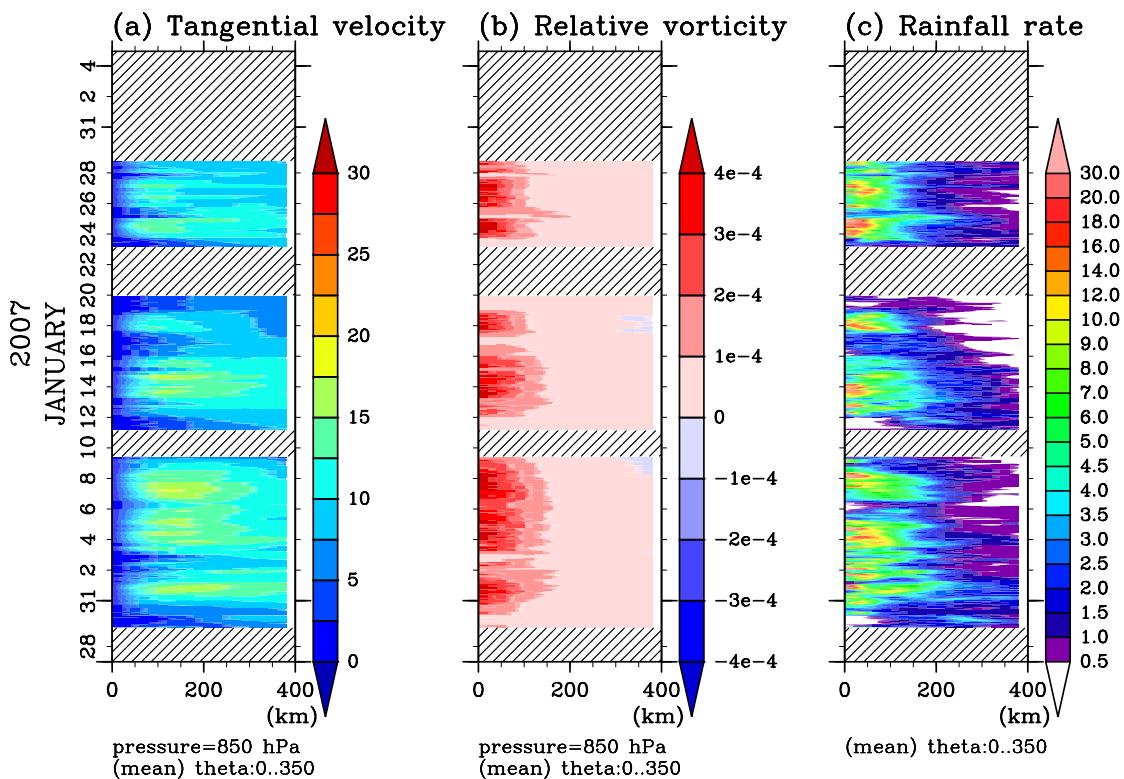


図 3.9: 軸対称平均した (a) 接線風速 (850hPa) [m/s], (b) 相対渦度 (850hPa) [s^{-1}], (c) 時間雨量 [mm/h] の半径時間断面図. ハッチがかかる期間は渦が存在しなかつた期間を表わす. 下から上に向かって順に event1, event2, event3 のボルネオ渦の時間変化を示す.

である。ここで、(a)と(b)においては、その物理量がもっとも最大を取る時間帯が長かった高度として850hPa面で切り出している。

おもに最初のイベントであるevent1のボルネオ渦に関してその特徴を見ていくこととする。まず(a)の接線風速から見ていく。発生してしばらくは弱い渦であったが、徐々に発達して接線風速が増大し、その最大を取る半径も小さくなっている。接線風速がもっとも強く見えている半径はおよそ100kmから200kmの範囲である。31日すぎに15m/s以上の接線風速をもつ強さにまでなるが、風速が一旦弱まる。4日にかけてふたたび風速が強まり、15m/s以上の風が吹き最盛期を迎えている。その後一旦弱まるもふたたび15m/s以上の風が6日から8日にかけて持続する。この接線風速の変化は図3.8で見た相対渦度の変動とおよそ対応する。また、接線風速で見てもevent1のボルネオ渦が、発生した3度のボルネオ渦のなかでもっとも強い渦であることがわかる。また、(b)の相対渦度に目を向けると、渦度は渦中心付近に集中しており、中心付近でもっとも大きくなっている。 $2.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 以上の渦度が半径100km以内に集中していることがわかる。(c)の時間雨量に目を向けると、降水は渦中心ほど強く、台風のように降水域のない眼の構造は見られないことがわかる。また、降水は日々変動しているが、接線風速が強くなっているときに降水も強まっているように見える。このことから、渦強度と対流活動には関連性が見てとれる。

3.3.7 軸対称平均した物理量で見た高度時間断面図

今度は高度時間断面図で軸対称成分を示していく。以下の図3.10は渦中心から半径100kmの範囲で半径平均・軸対称平均した物理量の高度時間断面図である。(a)が相対渦度、(b)が鉛直速度、(c)が水平発散、(d)が水物質の混合比を表わす。ここで水物質の混合比とは、雲水、雲氷、雨、雪、あられの混合比の合計のことである。

ここでもevent1のボルネオ渦に着目して見ていくことにする。(a)の相対渦度に目を向けると、まず下層付近での渦度の変動はこれまで図3.8や図3.9で見てきたように、局所的な繰り返しの変動であった。渦度が強まっていたときの鉛直方向の変化を図3.10で見てみると、渦度の等値線が上層のほうにまで伸びていることが見てとれる。下層での渦度が増大しているタイミングで、渦度が上層のほうでも増大し、渦構造が深みを増していることが予想される。

(b)の鉛直速度に目を向けると、上昇流は下層から上層にいたるまで深いことがわかる。渦中心付近の積雲対流に伴なう上昇流が見えていると考えられるが、単調な時間変動というよりは間欠的に強弱をつけながら変化しているようすが見られる。相対渦度が増大しているときには上昇流も強くなっていることが見てとれる。

(c)は水平収束を表わす。下層では収束、上層では発散となっている。これは台風と同じで、下層では渦循環に伴ない内向きに向かうインフローができており、そのために渦中心に空気が集まって収束が起きているのである。渦中心付近に集まっ

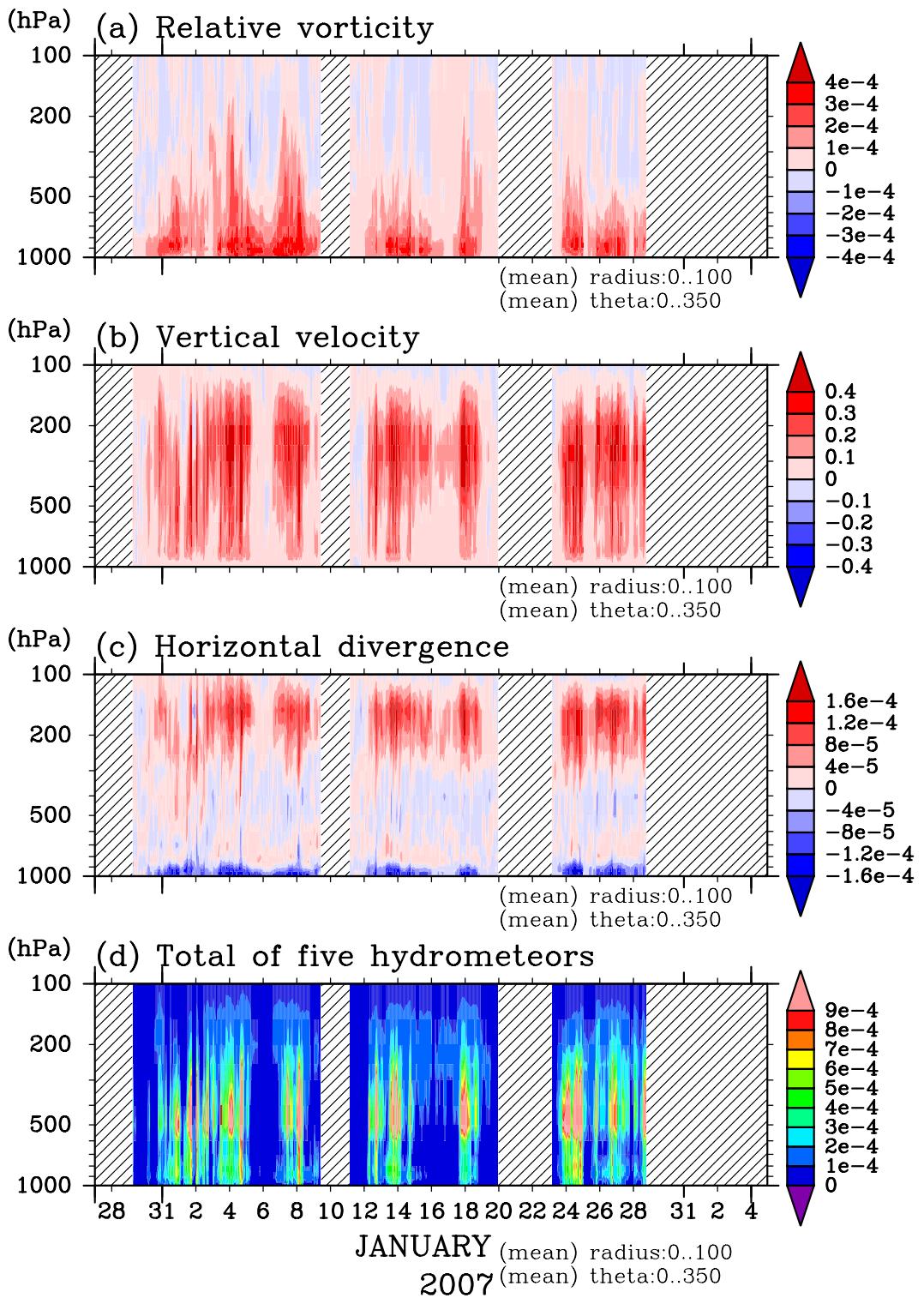


図 3.10: 軸対称平均した (a) 相対渦度 [s^{-1}], (b) 鉛直風速 [m/s], (c) 水平収束 [s^{-1}], (d) 水物質の総合計の混合比 [kg/kg] の高度時間断面図. いずれも渦中心から半径 100km 圏内で半径平均している. ハッシュがかった期間は渦が存在しなかった期間を表わす. 左から順に event1, event2, event3 のボルネオ渦の時間変化を表わす.

た空気は上昇し、水蒸気が凝結するときの潜熱で浮力を獲得し上昇流をさらに強めて上層へ移動し、対流圏界面付近で渦中心から周辺に向かって吹き出すアウトフローとなっているため発散となっている。この構造は次に見る軸対称半径高度断面図でより明白になる(図3.11)。

(d)は水物質の混合比を示すが、対流圏下層から上層にいたるまで広く分布し、特に対流圏中層で混合比が極大を示していることがわかる。この極大はおもに雪とあられの混合比によるものである。(b)の鉛直速度の変動と比較してみると、水物質の混合比の変動とよく対応していることが見てとれる。これは水蒸気の凝結に伴なって種々の水物質が形成されることと、その際に解放される潜熱により浮力を獲得して上昇流が強まるからだと考えられる。

3.3.8 軸対称平均した物理量で見た半径高度断面図

ここでは、先に分けた3フェーズ(発達期、最盛期、減衰期)における期間で時間平均して軸対称半径高度断面図を見ていくことにする(図3.11)。event1のボルネオ渦に関して見ていくことにする。event2, event3のボルネオ渦の軸対称半径高度断面図に関しては付録Bに付したので参考にされたい。(a)-(c)は接線風速、(d)-(f)は気温偏差と動径風速+鉛直風速、(g)-(i)は水物質の混合比、(j)-(l)は海面更正気圧を示している。ここで気温偏差は、半径方向からの平均値の偏差で定義している。

まず接線風速に目を向ける。いわゆる一次循環であるが、対流圏下層で渦中心まわりの反時計回りの循環が見てとれる。接線風速の最大を取る高度はおよそ850hPaから900hPa付近で、どのフェーズで見ても共通している。発達期から最盛期にいたるまでに、最大風速は12m/sから15m/s付近まで増大し、また最大風速を取る半径もおよそ150km付近にまで渦中心に近づいており、全体的に接線風速の等値線が渦中心に引き寄せられるようになっている。減衰期になると接線風速は弱まり、等値線の引き締まりももとに戻っている。

つぎにいわゆる二次循環と気温偏差に着目する((d)-(f))。基本的には下層でのインフローにより渦周辺の空気が渦中心付近に寄せ集められ、それが渦中心付近で上昇し、対流圏界面付近で発散して周囲へ吹き出すアウトフローな流れになっている。また、渦中心付近では水蒸気の凝結に伴なう潜熱の解放があるので、周辺よりも高温偏差となっているが、その大きさはたかだか数K程度であることがわかる。最盛期となると、ほかの発達期や減衰期と比べると、二次循環である動径風速や上昇流が強くなっている。またそれに伴なって渦中心付近の高温偏差も大きくなっている。

水物質の混合比に着目すると、対流圏下層と中層にふたつのピークが存在する分布となっていることがわかる。下層のピークはおもに雲水によるものであり、中層のピークは雪およびあられによるものである。対流圏上層では混合比の等値線が半径方向に伸びていることが分かるが、これは上層付近におもに存在する雲氷

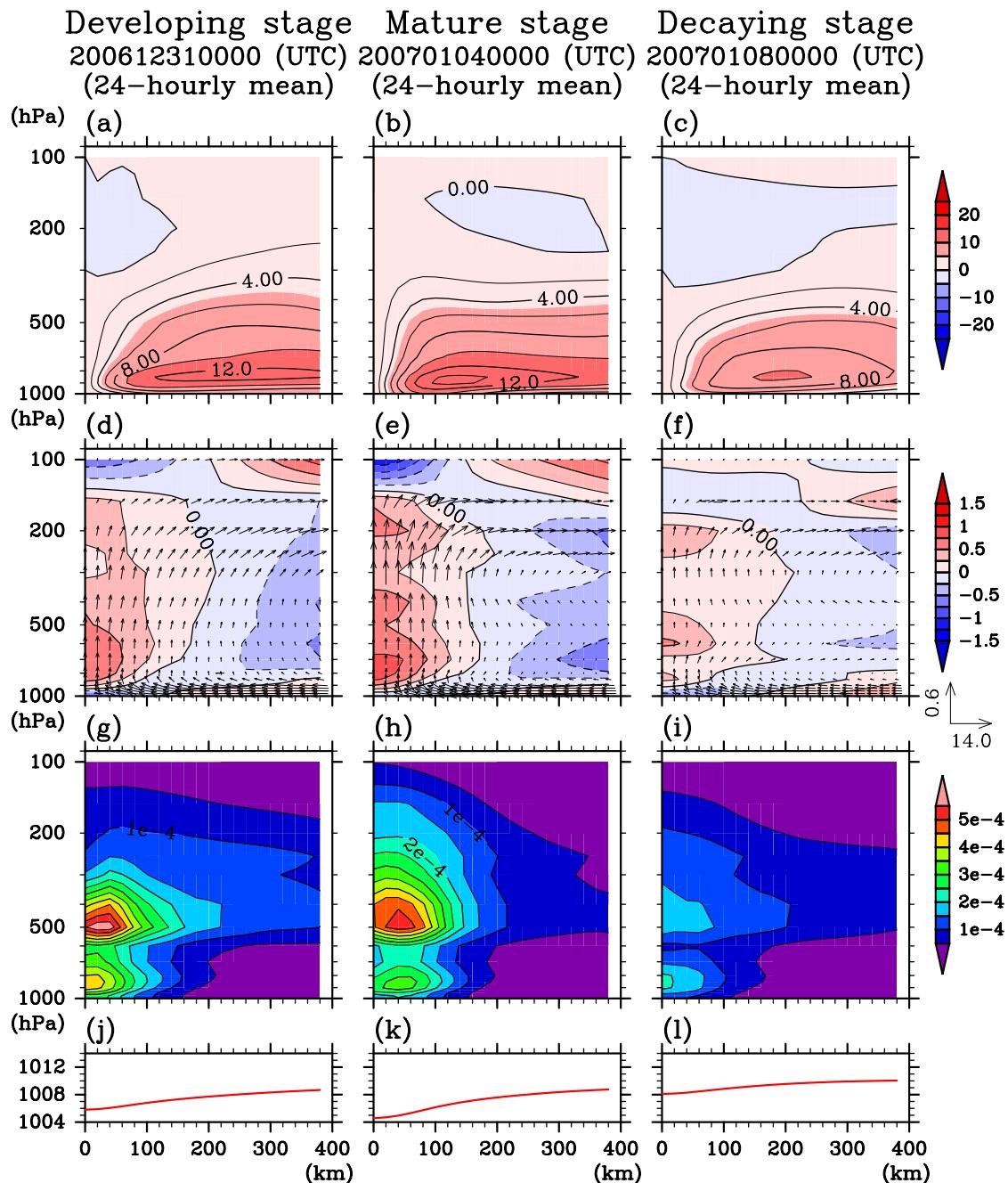


図 3.11: event1 のボルネオ渦に関する軸対称平均した半径高度断面図. 発達期, 最盛期, 減衰期の3フェーズ(図 3.8 の A から C に対応する期間)で時間平均した各種物理量を示している. (a)-(c) が接線風速 [m/s], (d)-(f) が気温偏差 (トーン) と二次循環 (動径風速+鉛直風速, ベクトル), (g)-(i) が水物質の混合比 [kg/kg], (j)-(l) が海面更正気圧の軸対称平均半径成分である.

がアウトフローによって渦中心から外向きに流されていることを反映していると考えられる(かなとこ雲に対応する). 発達期においても最盛期と変わらないくらい水物質の混合比の分布が見てとれるが, これは発達の際に対流活動が活発であることの表われであると考えられる. また, 最盛期になると, 発達期よりもやや混合比は小さくなるが, 上昇流により上層に輸送される効果で混合比の等値線が上層に伸び, 上層での水物質量が大きくなっていることがわかる.

最後に軸対称平均した海面更正気圧を見てみると, 発達期での中心気圧は1006hPa程度, 最盛期で1004hPa程度, 減衰期で1008hPaであり, 中心気圧はほとんど下降していないことがわかる. また周囲の気圧と比較しても中心気圧との差はせいぜい4hPa程度であることがわかる.

よく知られた台風の構造と比較すると, 対流圏下層で反時計まわりの循環が見られるのは共通であるが, それと比べると接線風速は弱く, また鉛直方向にかなり浅いことがわかる. Koseki et al. (2014) [12] が数値実験で得たボルネオ渦の構造と比較しても, 今回の数値実験で得られたボルネオ渦の鉛直構造はかなり浅いと言える(図1.8). 台風で対流圏上層で見られる高気圧性の循環はボルネオ渦では見られない. 下層のインフローや上層のアウトフローに関しては分布や大きさはさほど違いがないが, 暖気核にあたる渦中心付近の高温偏差は台風と比べて随分小さく, 高温偏差が対流圏下層にしかおもに見られないという特徴がある. これは鉛直方向の構造の浅さと関係しているものと思われる. また, 中心気圧は台風と比べるとその低下量は小さく, 周辺と比べても気圧はほとんど下がらないことがわかる.

なお, 付録Bにまわしてしまったが, event2, event3のボルネオ渦に関しても同様の特徴が見られ, ただし, event1のボルネオ渦よりも弱く見えていたことを付け加えておく.

3.4 まとめと考察

本章では, Trilaksono et al. (2012) [24]に基づき, 領域大気モデルによる時間ずらしアンサンブル法を用いて, 2007年1月に発生したボルネオ渦の再現実験を行なった. モデル結果は観測や再解析データと比較して妥当なものであり, アンサンブル平均した結果を用いて解析をすすめることにした. 実験期間中には4度のコールドサージが発生し, そのうち3度のサージに伴なってボルネオ渦が発生し, これらの渦を対象として解析を行なった. 渦が発生しなかったコールドサージはジャカルタ豪雨のトリガーとなった低温偏差を伴ない赤道を越えるような強いサージであった. Chang et al. (2005) [4]の結果と整合的で, 渦とサージがともに存在する期間には赤道南シナ海で対流活動が強まり強い降水が見られた. 渦中心を Koseki et al. (2014) [12] の方法で同定し, おもにevent1のボルネオ渦について, 渦強度の時間発展や渦とともに動く座標系で渦の水平構造や軸対称構造を見た. 中心気圧は発達, 最盛, 減衰のライフサイクルがはっきりとわかる変動を示

していたが、渦度は局所的な変動を繰り返し強まったり弱まったりの変化を示していた。渦とともに降水量は中心付近で強く、渦の強度とともに関連していた。また、対流活動に伴なって渦の鉛直構造が深みを増し、上昇流の強化や水平収束/発散の強化、水物質の混合比などの増加が見てとれた。渦のライフサイクルを発達期、最盛期、減衰期のように3フェーズにわけ、それぞれの期間で時間平均して得た軸対称平均半径高度断面図において、渦の構造の特徴を見たところ、台風と同じように一次循環、二次循環が存在していたが、ボルネオ渦の鉛直構造は浅いものであった。また、暖気核にあたる高温偏差も小さく、その高度は対流圏下層に位置していた。中心気圧は最低でも1004hPa程度であり、中心気圧の降下量も随分と小さいものであった。

4 赤道台風 Vamei とボルネオ渦との高解像度比較数値実験

この章では、ボルネオ渦から唯一 typhoon にまで発達したとされる赤道台風 Vamei の発達事例と非発達事例とを比較する目的で高解像度の数値実験を実施する。非発達事例としては第 3 章でおもに見てきた event1 のボルネオ渦を取り上げる。ともに 5 日間の数値積分を行ない、再現された渦に関してその水平構造や軸対称平均構造の時間発展を比較することを行なう。

4.1 実験設定

この実験では水平解像度は $\Delta x = 5\text{km}$ とする。領域設定やパラメタリゼーションなどの設定については、すでに第 2 章で見たように、Domain 2 (水平格子点数 521×521) を計算領域とする (図 2.1)。赤道台風 Vamei の実験でもボルネオ渦の実験 (以下、BEvent1 と表記する) でも共通の計算領域を使用する。積分時間は両者とも 5 日間 (120 時間) とする。初期値・境界値には NCEP Global Tropospheric Analysis (FNL data) を用いる。ただし、赤道台風 Vamei の実験のために必要な 2001 年 12 月の FNL データについては、地中温度が 2 層分しか格納されていなかつたため、モデルの地中 4 層および深さに合わせるように線形外挿することで地中温度データを補間して入力した。

積分開始時間については以下の表 4.1 の通りとした。赤道台風 Vamei の実験に関しては typhoon のカテゴリーに達するおよそ 3 日前を積分開始時刻に選んだ。BEvent1 のボルネオ渦に関しては、第 3 章で見た渦強度の時系列変化 (図 3.8) から判断して、最盛期からおよそ 4 日ほどさかのぼった時刻を積分開始とした。

表 4.1: 各実験における積分開始時刻.

実験名	積分開始時刻 (UTC)
Vamei	2001 年 12 月 23 日 18 時
BEvent1	2006 年 12 月 30 日 18 時

4.2 実験結果

シミュレーションの結果を以下でそれぞれ示す。

4.2.1 涡の水平面図による時間発展

以下の図は、積分開始時刻 ($FT=0h$) から終了時刻 ($FT=120h$) まで 12 時間ごとに、925hPa 面における水平風速と時間雨量を示したものである。赤道台風 Vamei の結果が図 4.1 であり、BVevent1 の結果が図 4.2 である。

まず、赤道台風 Vamei の実験の結果を見ていく。積分開始時刻 ($FT=0h$) には台風へと発達するまえのボルネオ渦が経度 $107^{\circ}E$, 緯度 $2^{\circ}N$ 付近に位置しているようすがわかる。赤道南シナ海には北東からコールドサージがボルネオ島の海岸線からやや離れて平行に吹いており、シアーラインがはっきりと見える。時間を進めると、渦は風速を強めて発達しながら徐々に南下し、 $FT=60h$ くらいまでボルネオ島の西岸沖付近に停滞した。このときの降水分布を見てみると、渦中心まわりに強い降水域が見られる。また、コールドサージが吹く赤道南シナ海においても、シアーライン付近に降水域が見られる。 $FT=72h$ になると渦は移動をはじめ、マレー半島のほうに向かって北西に進んだ。このときには、コールドサージは北東からというよりは東から吹いていた。このころがちょうど typhoon のカテゴリーに一時達した時間帯であり、その後、 $FT=84h, 96h, 108h, 120h$ と進むにつれてマレー半島に上陸し、減衰していくようすが見てとれる。

一方で、BVevent1 のほうはどうであろうか。こちらも積分開始時刻においてボルネオ渦の存在を経度 $112^{\circ}E$, 緯度 $3^{\circ}N$ 付近に確認することができる。また、コールドサージが北東あるいは北北東から吹いてきているようすが見てとれる。この渦は計算開始から数日間はあまり移動せず、ボルネオ島の北西海岸沖で停滞していた。 $FT=96h$ 以降の時間では、降水域は渦の北西側で特に強く、北側に集中しているように見える。

シミュレートされた渦の移動経路は以下の図 4.3 のようになった。なお、渦中心の決め方については第 3 章と同じく、Koseki et al. (2014) [12] の方法で決定している。台風事例に関しては現業機関が発表しているベストトラックデータが存在するので、そのデータによる台風の経路とモデルで計算された渦経路を比較してみる。ベストトラックデータが存在するのは 2001 年 12 月 26 日 12 時 UTC 以降である。それよりもさかのぼって位置を知ることはできないが、再解析データで位置を比べてみると、12 月 26 日くらいまではモデルと再解析データとの違いはほとんど見られない。違いが見えてくるのは 26 日以降で、現実には西進を続けてシンガポールのほうへ進んでいくのであるが、モデルで計算された渦は 26 日を過ぎると北西方向に進み始め、ベストトラックデータが示す経路よりも北にずれた経路を辿った。そして実際と 1 日ほど遅れて、また、実際の経路と比べて 2 度ほど北のマレー半島に上陸するという結果になった。この実際の経路よりも北上するという結果は Chambers and Li (2007) [3] の数値実験の結果でも見られている。また、JMA-NHM を用いてほかの初期時刻からの数値積分やモデル解像度を変えた実験を行なってみたが、この北進バイアスは同様に見られた(図略)。

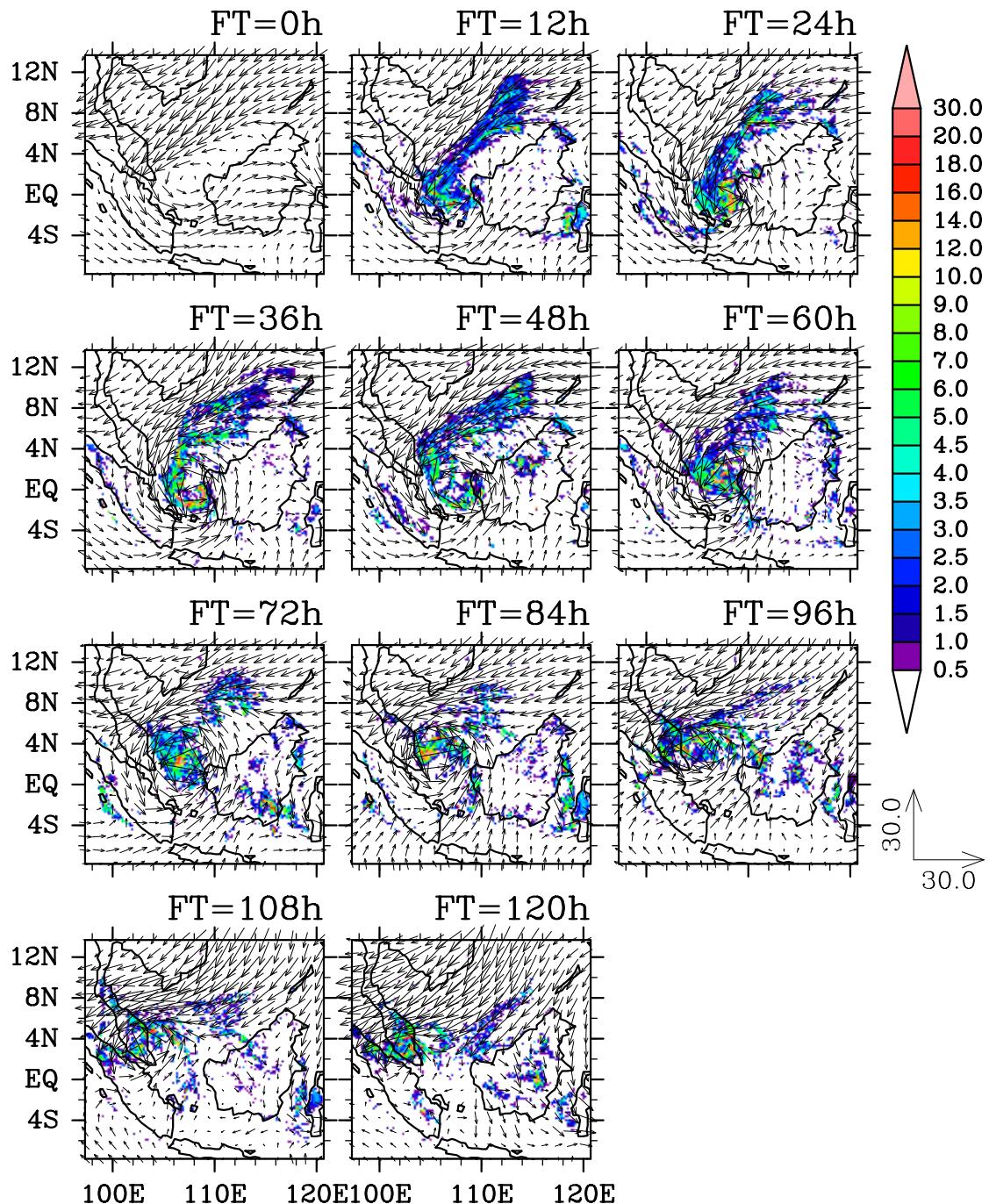


図 4.1: 積分開始 (FT=0h) から終了時刻 (FT=120h) まで 12 時間ごとに図示した, 925hPa 面における水平風速 (ベクトル) [m/s] と時間雨量 (トーン) [mm/h] の水平面図の時間発展. 赤道台風 Vamei の場合. 計算領域全体で描画.

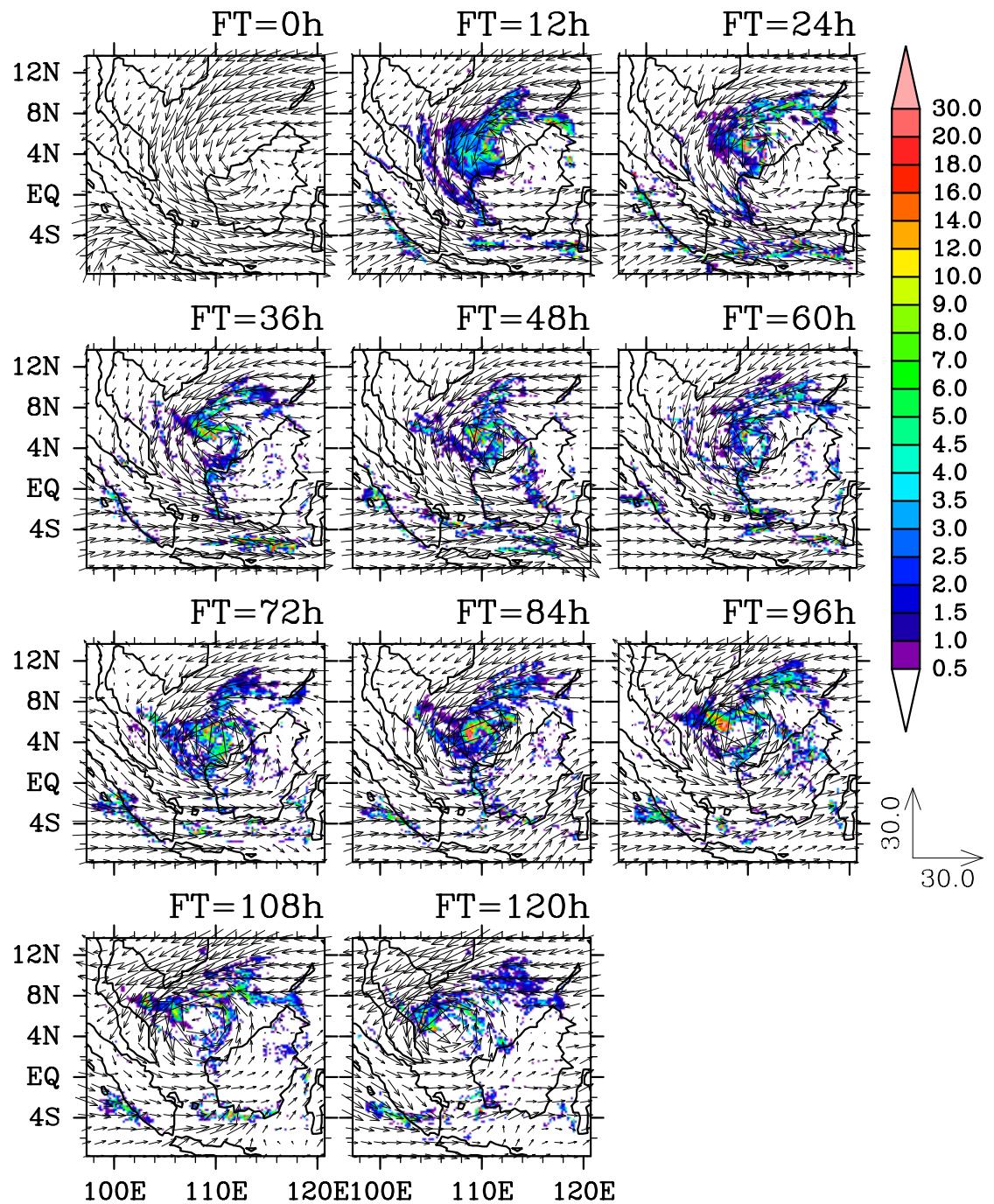


図 4.2: 図 4.1 と同じ。ただし、BEvent1 の場合。

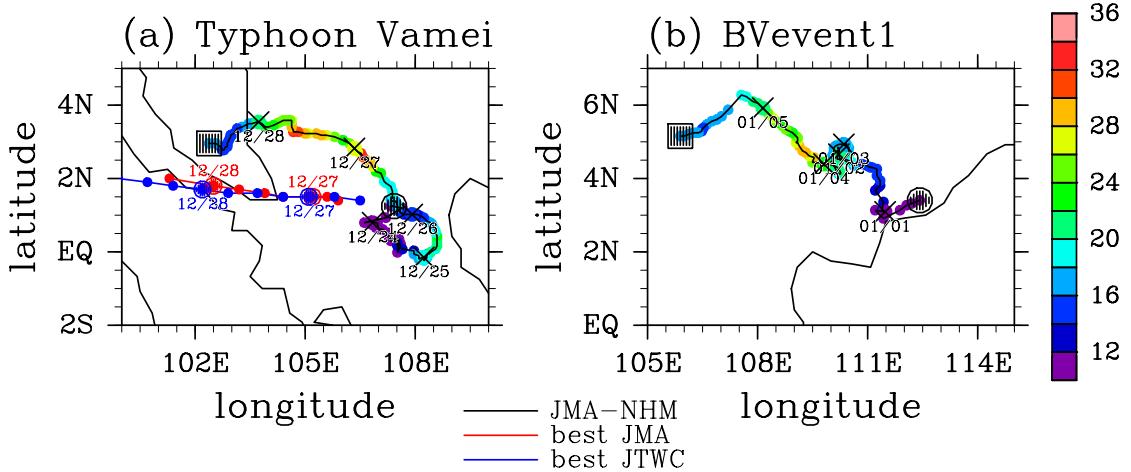


図 4.3: モデルシミュレートされた渦の移動経路. (a) 赤道台風 Vamei の場合. (b) BVevent1 の場合. 丸印 (●) は積分開始時刻での位置, 四角印 (■) は積分終了時刻での位置を示す. マーカー列はその地点における渦の最大接線風速 [m/s] を示す. バツ印 (x) は 00UTC における位置を示し, 日付も併記している. また, 赤道台風 Vamei の経路図には, JMA (赤線) および JTWC (青線) によるベストトラックデータをもとにした台風の移動経路も示している.

4.2.2 渦強度の時間発展の比較

シミュレートされた渦の強度変化は以下のようにになっている(図 4.4). 図中の (a), (b) が赤道台風 Vamei の場合, (c), (d) が event1 のボルネオ渦の場合である. 赤道台風 Vamei のほうを見ていく. まず渦度に着目すると, 積分開始から徐々に渦度が増大していき, 25 日 00 時 UTC 付近で一度発達したことで渦度が急激に上昇している. その際に中心気圧も同様に下降しており, 渦度の変動と逆相関の関係にあることが見てとれる. その後一旦弱まるものの 26 日 12 時 UTC を過ぎたあたりから急激に渦度が増大して発達しているようすがわかる. 渦度の最大値はおよそ $1.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ であった. このとき, 中心気圧もおよそ 15hPa 程度低下して最低値を記録し, 987hPa であった. そこからは急速に減衰していった. 最大接線風速⁴の変化も見ると, 渦度の時間変化とおよそ対応して風が強まったり弱まったりしているようすがわかる. また, 最大風速を記録した半径の時間変化を見てみると, はじめは渦中心から 300km 以上離れた位置で最大風速を記録していたが, モデルのスピナップが完了したあたりから急激に縮まり, より半径 20km から 40km の間に位置していた. 最盛期を経て急速に減衰しはじめてからは, 最大風速を記録する位置は渦中心から遠くになっていった.

Typhoon のカテゴリーに達しているかどうかを見るため, 27 日 00 時 UTC 付近に着目してみる. 気象庁が発表したベストトラックデータでの中心気圧は JTWC

⁴ ここでは, 軸対称平均した接線風速の最大として定義している.

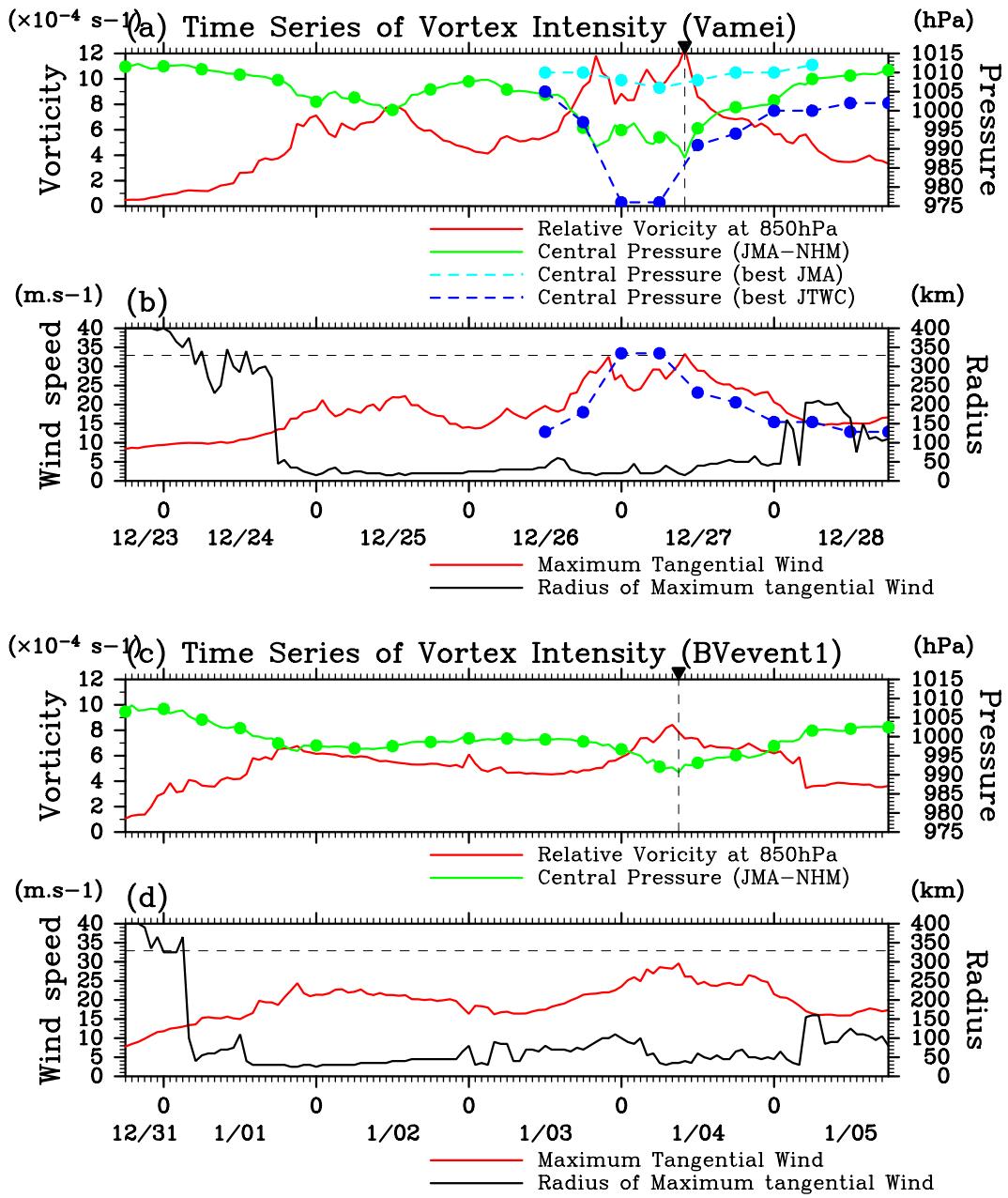


図 4.4: モデルシミュレートされた (a), (b) 赤道台風 Vamei, (c), (d) BVevent1 の渦強度変化. (a), (c): 渦中心から半径 100km 圏内で半径平均した 850hPa 面における相対渦度 (赤線) [s^{-1}] と渦中心における中心気圧 (緑線) [hPa] の時系列. 赤道台風 Vamei の場合には, JMA および JTWC によるベストトラックデータを基づく推定気圧の時間変化もあわせて示している. 水色の点線が JMA, 青色の点線が JTWC のベストトラックデータ. 丸印 (●) は 00, 06, 12, 18UTC における位置を示している. また, 三角印 (▼) は気圧最低の位置を示す. (b), (d): 最大接線風速 (赤線) [m/s] と最大風速を取る半径 (黒線) [km]. 青の点線は JTWC のベストトラックデータによる最大風速. Typhoon のカテゴリーに達するための基準となる 32.9m/s に線を引いている.

のそれと比べて随分小さく見積もっているようで、赤道台風 Vamei での先行研究では JTWC の結果と比較しているものばかりである。なので、ここでは気象庁のベストトラックデータは参考程度とし、JTWC のベストトラックデータとの比較をしてみる。モデルで再現された渦の中心気圧の変化を見てみると、最盛期にあたる 00 時 UTC や 06 時 UTC の推定最低気圧 976hPa には 10hPa ほど及ばない結果となった。しかし、typhoon になるまえの 26 日 12 時 UTC からの急発達や、最盛期を終えてからの 27 日 12 時 UTC 以降の急速な減衰についてはよく再現できているといえる。また、最大接線風速に目を向けると、持続的ではなく瞬間的に typhoon のカテゴリーに分類される風速に達しているようすがわかり、ここでも急発達および急衰退のようすが再現できているといえる。

一方で、BVevent1 の場合は、最初の 1 日くらいかけて渦は発達しているようすが見てとれ、そのあとはしばらく、中心気圧としては維持、渦度としてはやや弱まりながらといった感じである。その後、1 月 4 日 00 時 UTC 直前あたりから急激に発達し、渦度は増大、中心気圧も 10hPa 程度降下し、1 月 4 日 09 時 UTC には最大渦度 $8.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 、最低気圧 990hPa をマークした。最大接線風速の変化を見ると、こちらも渦度の時間変化とおよそ対応して風が強まったり弱まったりしているようすがわかる。瞬間的に最大風速は 30m/s には達するものの、わずかに typhoon とはならなかった。

4.2.3 軸対称平均した物理量で見た半径時間断面図での比較

第 3 章と同じように、ここでも渦中心まわりで方位角平均した軸対称成分で渦の構造を見ていくことにする。まずは半径高度断面図で見ていくことにする(図 4.5)。解析する範囲は半径方向には 0km から 400km、高度方向には 1,000hPa から 50hPa である⁵。上段が赤道台風 Vamei の場合、下段が BVevent1 の場合である。両者の図を比較しながら、順に見ていくことにする。

(a) の接線風速であるが、これは 900hPa の高度で切り出した半径時間断面図である。スピナップが進行するにつれて渦が発達し、接線風速が強まっていくようすがどちらの場合でも見られるが、赤道台風 Vamei のほうがスピナップにかかる時間が長いように見受けられる。積分開始からおよそ 1 日経ったあたりで一度発達して接線風速が強まり、一旦小康状態になったのちに、ふたたび発達して最大の強度に達する時間変化を示すところまでは共通している。強風域の広がりを見ると、15m/s の強風を示す等値線の半径方向の広がりは、赤道台風 Vamei のほうが BVevent1 の渦に比べるとやや狭く、BVevent1 ほど長時間持続していないことがわかる。しかし、最盛期にあたる期間では、赤道台風 Vamei のほうが、25m/s 以上の強い風が渦中心付近で小休止を挟んで半日ほど続いているようすがわかる。違いはあるものの、概して大きく特徴が違うわけではないと言える。

⁵ 第 3 章とは違い、ここで実験では、気圧面データの出力高度を調節して、モデルトップになるべく近い 50hPa までの気圧面を出力するようにしている。

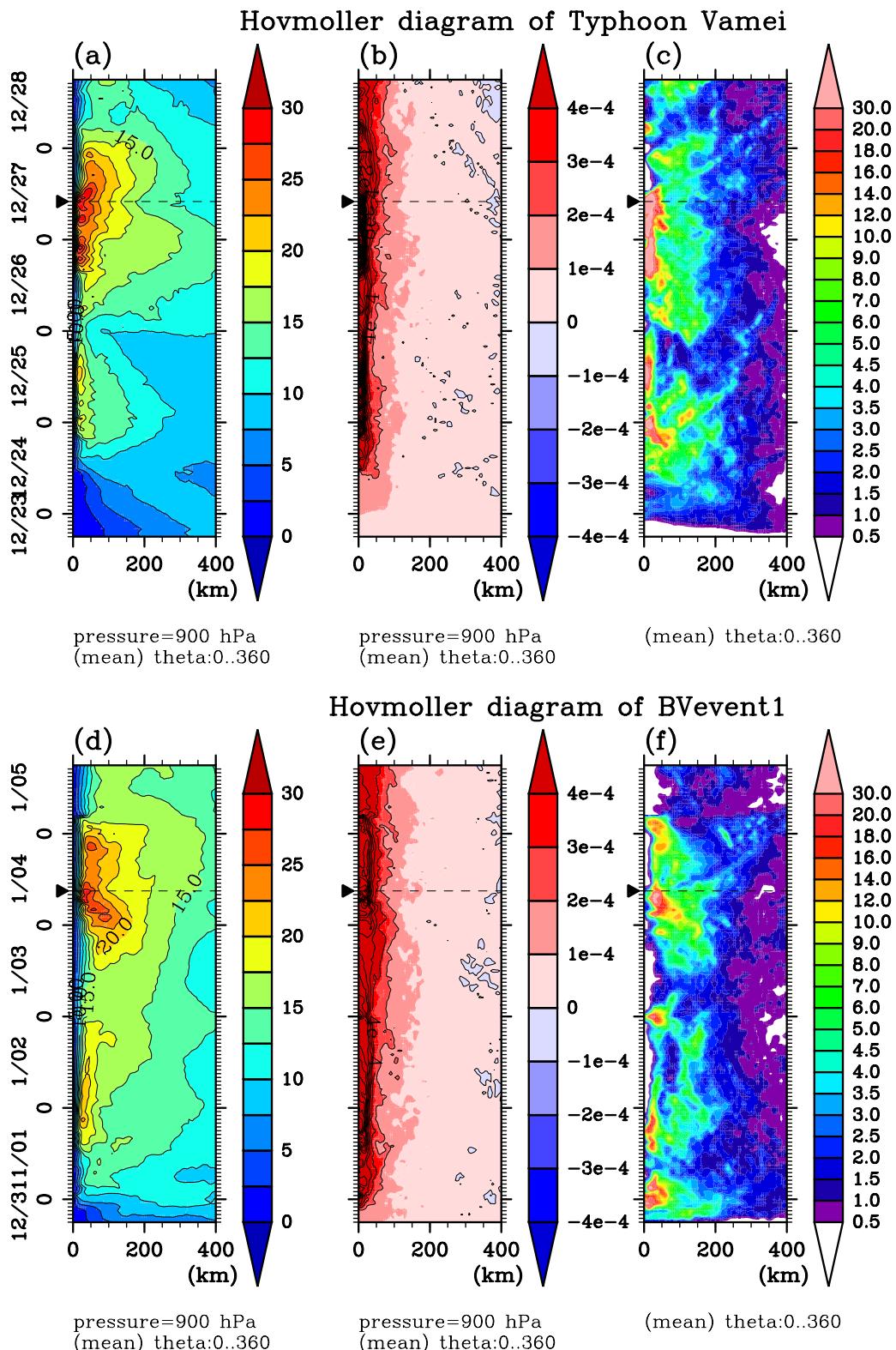


図 4.5: 軸対称平均した (a), (d) 接線風速 (900hPa) [m/s], (b), (e) 相対渦度 (900hPa) [s^{-1}], (c), (e) 時間雨量 [mm/h] の半径高度断面図. (a)-(c) が赤道台風 Vamei の場合, (d)-(f) が BVevent1 の場合である. 三角印 (►) は最低気圧をマークしたときの時刻を示す.

(b) の 900hPa 面における相対渦度や (c) の時間雨量を見ても、両者の渦にさほど違いは大きくは見られない。どちらも、渦中心付近に集中して強い渦度が見られたり、降水が渦中心ほど強いといった特徴が見られる。最盛期にあたる期間では、赤道台風 Vamei のほうが相対渦度がより大きく、また時間雨量で見てもより強い降水が見られるという程度である。

4.2.4 軸対称平均した物理量で見た高度時間断面図での比較

つぎに、高度時間断面図で軸対称成分を見ていくことにする。以下の図は渦中心から半径 100km の範囲で半径平均・軸対称平均した物理量の高度時間断面図である。図 4.6 が赤道台風 Vamei の場合で、図 4.7 が BVevent1 の場合である。(a) は相対渦度、(b) は鉛直速度、(c) は非断熱加熱⁶、(d) は水物質の混合比である。第 3 章と同様、ここでの水物質の混合比とは、雲水、雲氷、雨、雪、あられの混合比の合計のことである。

まず (a) の相対渦度から目を向けると、渦度は高度方向には高度 900hPa 付近で最大を取っており、その高度より上では高度とともに小さくなっている。発達しているときには、渦度が増大して渦度の等値線が上層のほうに伸びていき、上層でも渦度が強まっているようすがわかる。

渦度の等値線の及んでいる高さを見ると、赤道台風 Vamei のほうがやや高く、渦中心まわりの循環構造が対流圏中層付近にまで及んでいることが示唆される。

渦が発達している期間に同期して、(b) 上昇流、(c) 非断熱加熱、(d) 水物質の混合比のいずれも大きくなっていることがわかる。これは水蒸気の凝結に伴なう潜熱加熱が非断熱加熱として浮力を生み、それにより上昇流が駆動されていることを示す。その大きさは赤道台風 Vamei のほうが大きく、特に最盛期においてはその期間が長く持続していることがわかる。このことから赤道台風 Vamei のほうが BVevent1 のボルネオ渦に比べて対流活動が強く、そのことが台風へ発達する要因となったのではないかと考えられる。

4.2.5 軸対称平均した物理量で見た半径高度断面図での比較

ここでは、最盛期における期間で時間平均・軸対称平均した半径高度断面図で見ていくことにする(図 4.8)。最盛期にあたる期間は図 4.6 および図 4.7 で示した期間に相当し、赤道台風 Vamei の場合は、2001 年 12 月 26 日 14 時 UTC から 27 日 14 時 UTC までの 1 日間、BVevent1 の場合は、2007 年 1 月 3 日 21 時 UTC から 4 日 21 時 UTC までの 1 日間としている。第 3 章と同じで、(a), (b) が接線風速、(c), (d) が気温偏差と動経風速+鉛直風速、(e), (f) が水物質の混合比、(g), (h) が軸対

⁶非断熱加熱はデフォルトではデータ出力されないようになっているのであるが、この実験ではスイッチを切り替えたので出力できている。第 3 章の実験を行なった際にはこのスイッチの存在を知らなかったために出力できていないことに注意。

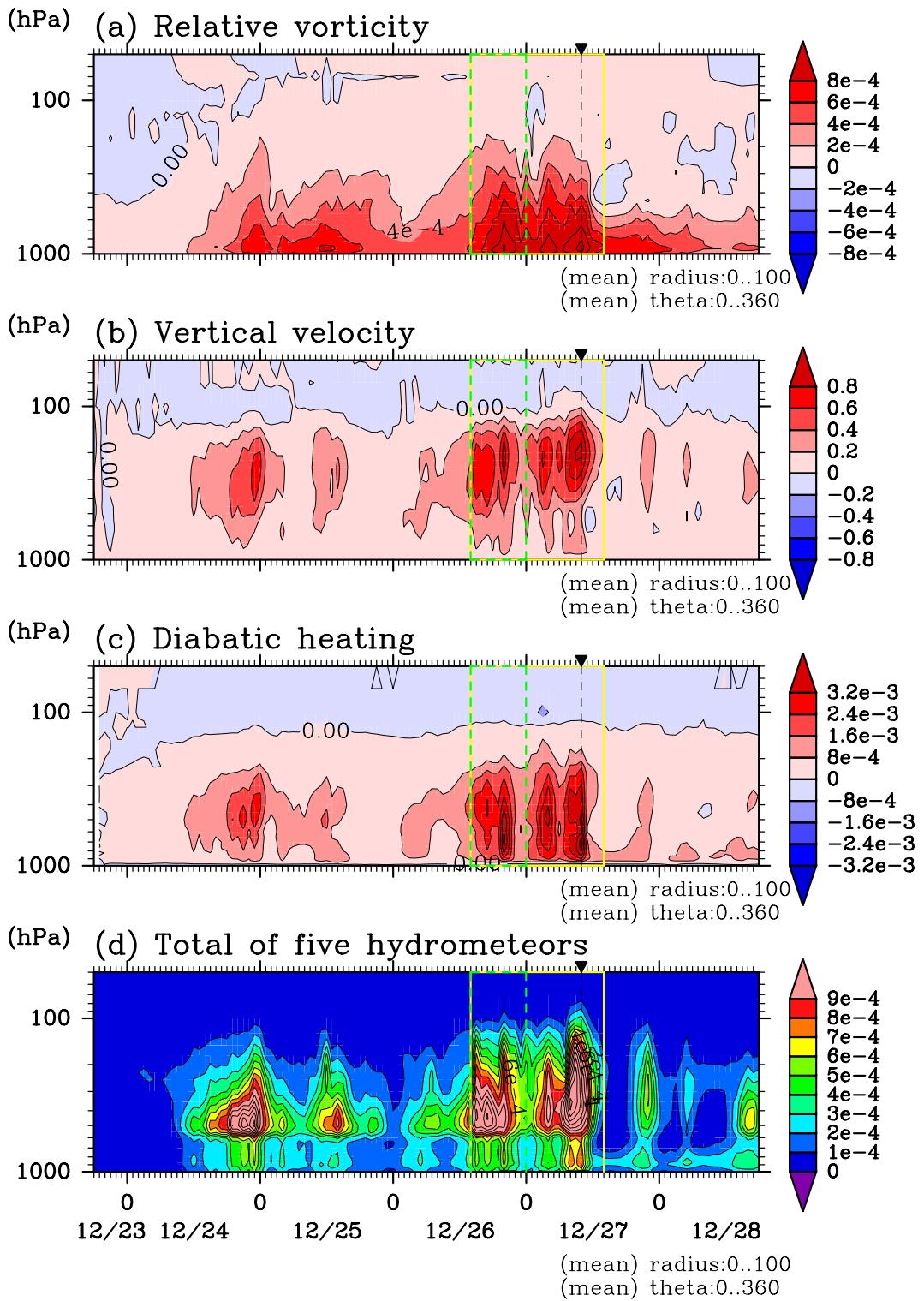


図 4.6: 軸対称平均した (a) 相対渦度 [s^{-1}], (b) 鉛直風速 [m/s], (c) 非断熱加熱 [K/s], (d) 水物質の総合計の混合比 [kg/kg] の高度時間断面図. いずれも渦中心から半径 100km 圏内で半径平均している. 黄色の実線で囲った期間は渦の最盛期として選定した期間であり, 緑の点線で囲った期間は渦の最発達期として選定した期間である. 三角印 (▼) は最低気圧をマークしたときの時刻を示す.

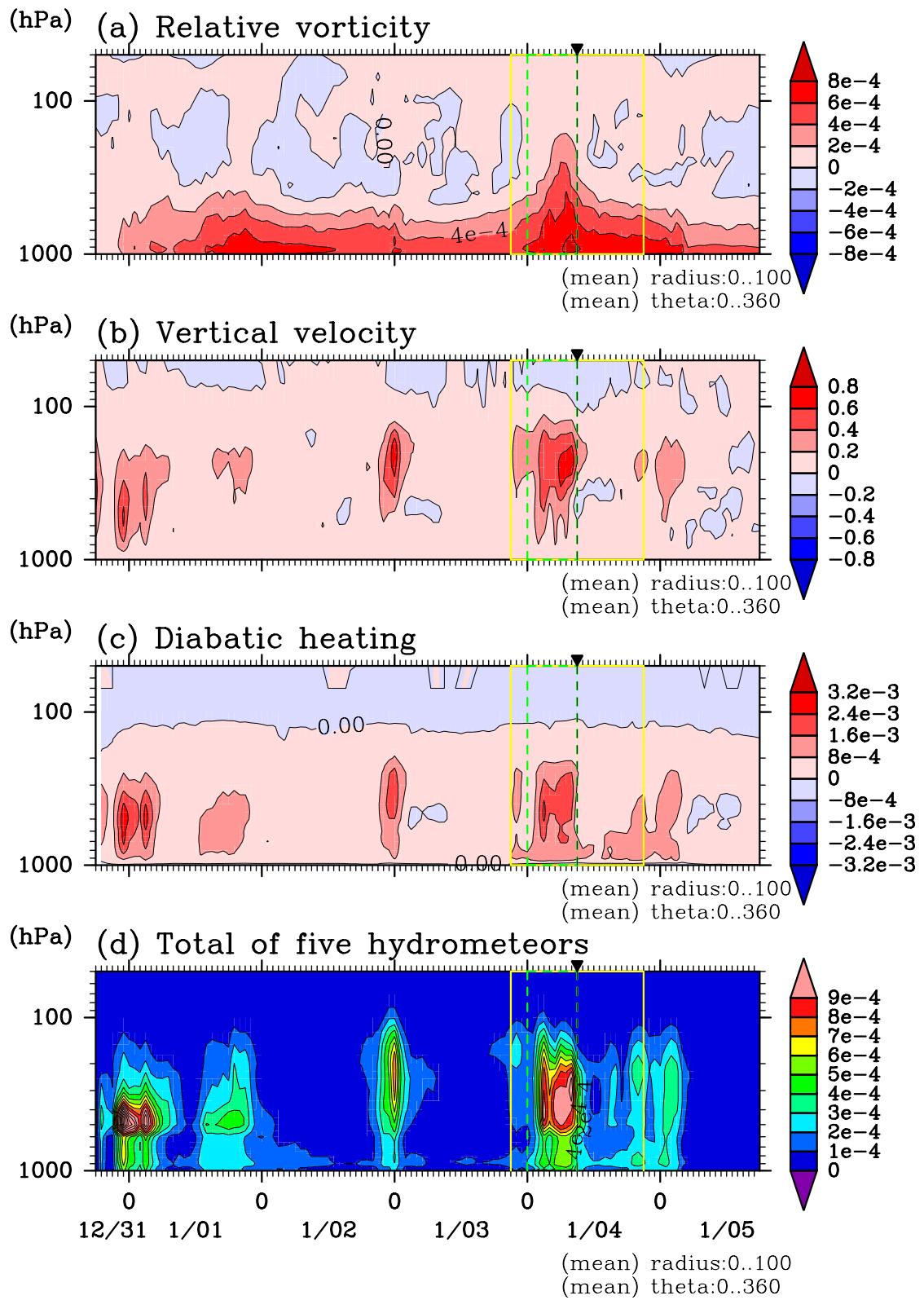


図 4.7: 図 4.6 と同じ. ただし, BEvent1 の場合.

称平均した海面更正気圧の半径成分である。ここでも、気温偏差は半径方向の平均値からの偏差で定義している。左列が赤道台風 Vamei の場合、右列が BVevent1 の場合である。

まず接線風速に目を向けると、第 3 章で見た水平解像度 20km の実験結果とは違って、Koseki et al. (2014) [12] で見た軸対称平均構造に匹敵する渦構造になっている。半径方向への広がりは似たようになっているが、高度方向への伸びは赤道台風 Vamei のほうがわずかに大きく、対流圈中層にまで渦中心まわりの循環が及んでいることがわかる。最大接線風速は赤道台風 Vamei では 24m/s を超えており、最大風速をとる半径も渦中心寄りで、半径およそ 40km に位置している。BVevent1 のボルネオ渦も 22m/s を超える風が吹いているが、赤道台風 Vamei と比べるやや扁平な渦構造である。最大風速をとる高度は 900hPa で共通している。

つぎに二次循環と気温偏差に着目する。下層のインフロー、上層のアウトフローの強さは赤道台風 Vamei と BVevent1 とでさほど違いは見られないが、上昇流には違いが見られる。赤道台風 Vamei のほうが上昇流が強く、渦中心に近いところでおもに強い上昇流が起きていることがわかる。また、対応するように高温偏差も大きく、対流圈下層だけではなくて中層付近にも 2~3K 程度の高温偏差(暖気核)が見られる。

水物質に着目すると、赤道台風 Vamei のほうが明らかに水物質の混合比が大きく、しかも渦中心付近に集中して存在していることがわかる。対流活動に伴なう水蒸気の凝結により水物質が多数生成され、潜熱解放による凝結熱が大気を暖めることで高温偏差が生まれ、浮力の獲得により上昇流が強く見られているというシナリオである。

海面更正気圧の軸対称半径成分を見ると、中心気圧は赤道台風 Vamei と BVevent1 とではほとんど差がないが、周囲との気圧差を見てみると、赤道台風 Vamei のほうが BVevent1 よりも 5hPa 程度大きくなっていることがわかる。また、気圧の半径方向の変化を見てみると、半径の大きい方から小さい方に向かうにつれての変化量が、赤道台風 Vamei のほうが半径 100km を過ぎたあたりから大きくなって急激に下降していることがわかる。これは先に見た暖気核の分布と関係しているものと思われる。

4.2.6 最盛期における渦度収支解析による比較

この節では、渦がもっとも発達した期間での渦度収支解析を実施する。渦がもっとも発達した期間というのは図 4.6 および図 4.7 で示した期間に相当し、赤道台風 Vamei の場合は、2001 年 12 月 26 日 14 時 UTC から 27 日 00 時 UTC まで、BVevent1 の場合は、2007 年 1 月 4 日 00 時 UTC から 4 日 09 時 UTC までとしている。Koseki et al. (2014) [12] にしたがって、渦中心とともに動く座標系を用いて、相対渦度の

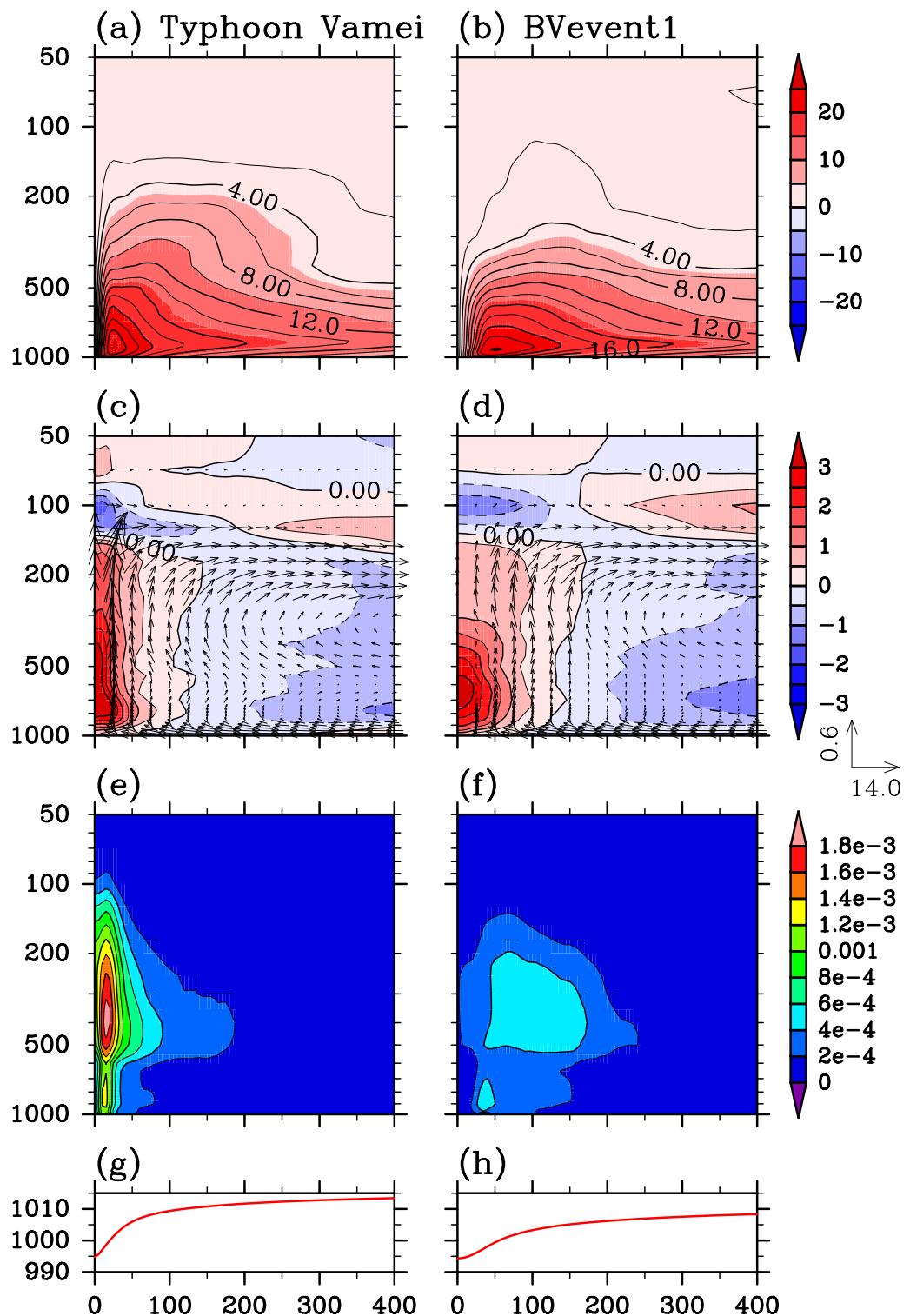


図 4.8: (左) 赤道台風 Vamei, (右) BVevent1 の渦に関する軸対称平均した半径高度断面図。それぞれの渦の最盛期にあたる期間で時間平均した各種物理量を描画している。 (a), (b) が接線風速 [m/s], (c), (d) が気温偏差 (トーン) と二次循環 (動径風速 + 鉛直風速, ベクトル), (e), (f) が水物質の混合比 [kg/kg], (g), (h) は海面更正気圧の軸対称平均半径成分である。

時間変化を表わす渦度方程式を書き下すと以下のようになる.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -(\mathbf{V}_H - \mathbf{V}_C) \cdot \nabla_p \zeta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \zeta D - \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) + \text{Residual}$$

ここで, ζ は等圧面における相対渦度であり, $\mathbf{V}_H = (u, v)$ は水平風速ベクトル (u が東西風速, v が南北風速), $\mathbf{V}_C = (u_C, v_C)$ は渦中心の移動経路から推定される渦の移動速度, ∇_p は等圧面上における水平微分演算子, ω は鉛直 p 速度, D は水平発散である. 右辺の各項は相対渦度の時間変化を生み出す強制項であり, 左から順に, (i) 相対渦度の水平移流項 (HADV と表記する), (ii) 相対渦度の鉛直移流項 (VADV), (iii) 相対渦度によるストレッチング項 (STRN), (iv) 水平渦管の起き上がり項 (TILT), (v) 残差項 (RESIDUAL) を表わす. 本来は惑星渦度によるストレッチングやベータ効果も含まれているが, ほかの項に比べて 2 術近く小さいため, ここでは無視している. それぞれの渦が最発達している期間での各項の寄与を調べるため, その期間で時間平均した分布を以下の図 4.9 で示す. なおこの図では, さらに渦中心まわりの円筒座標に変換し, 軸対称平均を施した分布を示すこととする.

図 4.9 は渦度収支解析の各強制項を時間平均・軸対称平均した半径高度断面図を示している. 上段が赤道台風 Vamei の結果, 下段が BVevent1 の結果である. 時間平均した期間はそれぞれ図 4.8 で見た期間と同じである. 渦度そのものをみると, 赤道台風 Vamei のほうが渦度が渦中心付近に集中しており, 上層にまでその等値線が伸びており, 渦構造が上層にまで及んでいることがわかる. また, 各強制項で見ても, 赤道台風 Vamei のほうが軸対称成分が大きく見えていることがわかる. 対流圈下層では, 負の寄与を示す水平移流 (HADV) に打ち勝って渦度のストレッチング (STRN) が正の寄与を示しているが, BVevent1 のほうは渦中心からやや離れた半径 30km 付近に極大があるのに対して, 赤道台風 Vamei のほうがより渦中心付近で見られることがわかる. 対流圈中層に目を向けると, そのピークの上層で, 渦度の鉛直移流 (VADV) の正の寄与が目につく. 中心付近での非断熱加熱に伴なう強い上昇流により, 下層の渦度が上層に輸送されているようすが見てとれる. この結果, 渦が対流圈下層から対流圈中層まで維持されていると考えられる. 各強制項の寄与の仕方は両者で違いが見られず基本的には同じであるが, その強度や強制の位置に違いが見られる. この渦中心付近への集中が渦を効果的に強める要因となり, この違いが渦強化の違いとして見られていたのではないかと考えられる.

4.3 まとめと考察

本章では, ボルネオ渦から唯一 typhoon のカテゴリーへと発達したとされる赤道台風 Vamei に関する数値実験を実施した. 台風へと発達しなかった事例との比較のために, 第 3 章で典型的とみなした BVevent1 のボルネオ渦を非発達事例として

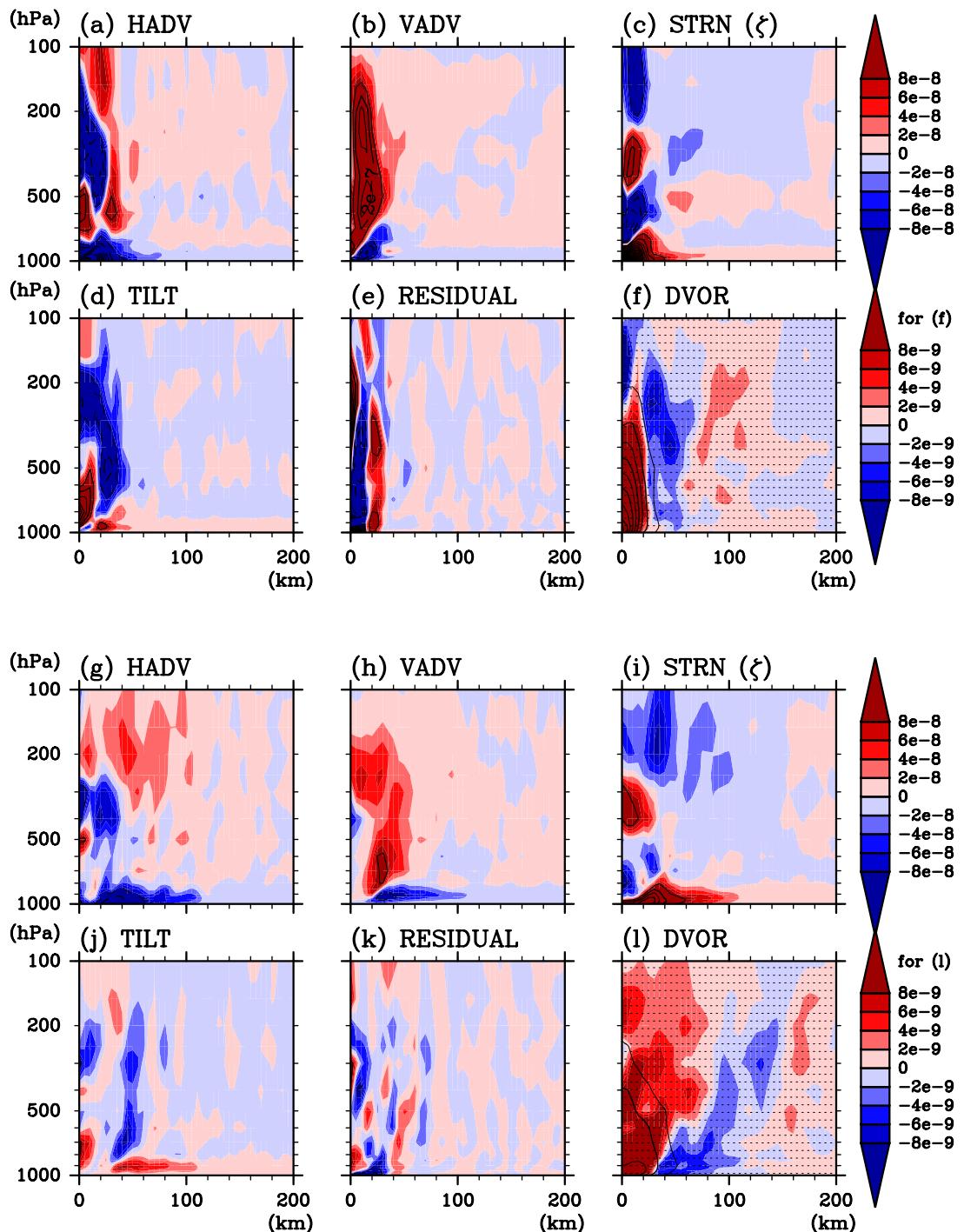


図 4.9: (上 2 段) 赤道台風 Vamei, (下 2 段) BVevent1 の渦に関する渦度収支解析。それぞれの渦がもっとも発達した期間で時間平均した各項の水平分布を示している。(a), (g) が水平移流項 (HADV), (b), (h) が鉛直移流項 (VADV), (c), (i) が相対渦度のストレッチング (STRN), (d), (j) が起き上がり項 (TILT), (e), (k) が残差項 (RESIDUAL), (f), (l) が渦度の時間変化項 (DVOR) (トーン), および相対渦度の分布 (コンター間隔は $5.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)。DVOR のみカラーバーが異なることに注意。渦中心から半径 200km までの範囲を描画。

取り上げ、発達事例と非発達事例との違いを調べる目的で、水平解像度 $\Delta x = 5\text{km}$ の 120 時間積分を実施した。赤道台風 Vamei のシミュレーションはベストトラックデータと比較して、経路の北進バイアスが見られたものの、強度の点では台風形成前の急発達およびその後の急衰退はよく再現できていた。どちらの場合でも最盛期にいたる直前には急発達の期間があり、相対渦度は増大し、中心気圧が急激に下降したが、赤道台風 Vamei の事例でのみ typhoon のカテゴリーに相当する最大接線風速を観測した。その急発達の期間には対流活動が活発であり、水蒸気の潜熱加熱にともなう非断熱加熱をはじめとして強い上昇流や水物質の生成が見られていたが、赤道台風 Vamei のほうがより持続的で強く続いていたことがわかった。また、渦度も中心付近に集中していた。その際には渦は深みを増し、渦中心付近での高温偏差も大きくなっている、中心気圧の下降に寄与していたものと思われる。渦中心とともに動く座標系で渦度収支解析を実施したところ、赤道台風 Vamei のほうが、効果的に、対流圈下層で渦度のストレッチング、対流圈中層で鉛直移流により渦が発達していたことがわかった。

これまでに行なわれてきた赤道台風 Vamei の数値実験と比較すると、十分なリードタイムを取っているにもかかわらず、最低気圧が十分に表現できていない。経路および中心気圧の再現がうまくいった例 (Tangang et al., 2007 [23], Yi and Zhang, 2010 [27], Loh et al., 2011 [15]) と比較してみると、彼らは台風ボーガスは使用しておらず、初期値・境界値としては同じく NCEP FNL データを使用しており、積雲対流スキームも Kain-Fristch スキームを使用している。しかし、Grid nudging を使用したネスティングにより高解像度実験を実施しているため、再解析データに近づける処理がなされている。NCEP FNL データでは経路は観測と近いものになっていることから、ナッジングの有無の違いが経路や強度の再現性に効いているのではないかと考えられる。

赤道台風 Vamei と比較する目的で今回非発達事例として BVevent1 のボルネオ渦を取り上げたが、非発達事例でも 30m/s の最大接線風速を観測しており、typhoon にわずかに及ばないものの、それに匹敵する強風が吹き荒れていたことがわかる。観測が不十分なため確かなことはいえないが、もしかすると、ほかの非発達事例のなかにも、赤道台風 Vamei のように typhoon のカテゴリーに属されるべき渦が発生していたのかもしれない。

5 ボルネオ渦に関する準理想化した地形感度実験

ボルネオ渦は、コールドサージと海洋大陸の複雑地形の効果によるシアーグレードと収束により維持されるといわれており (Chang et al., 2003 [5]), ボルネオ渦の形成および維持に海洋大陸の地形が重要であることが指摘されている。しかしながら一方で、Lim and Chang (1981) [14] では、赤道 β 平面の力学で海洋大陸の地形がなくても、コールドサージにより渦ができると主張しており、こちらは地形の効果は重要ではないと指摘している。このような相反する考え方があるなかで、これまでに地形がボルネオ渦に与える影響を調べるために地形感度実験は行なわれてこなかった。そこで、この章では、海洋大陸の地形のなかでも特にボルネオ島の地形に着目し、ボルネオ島の地形がボルネオ渦に与える影響を調べるために地形感度実験を行なうこととする。

5.1 準理想化された地形感度実験の実験設定

5.1.1 地形の設定

地形感度実験で使用する地形を以下の図 5.1 に示す。上段が標高であり、下段が

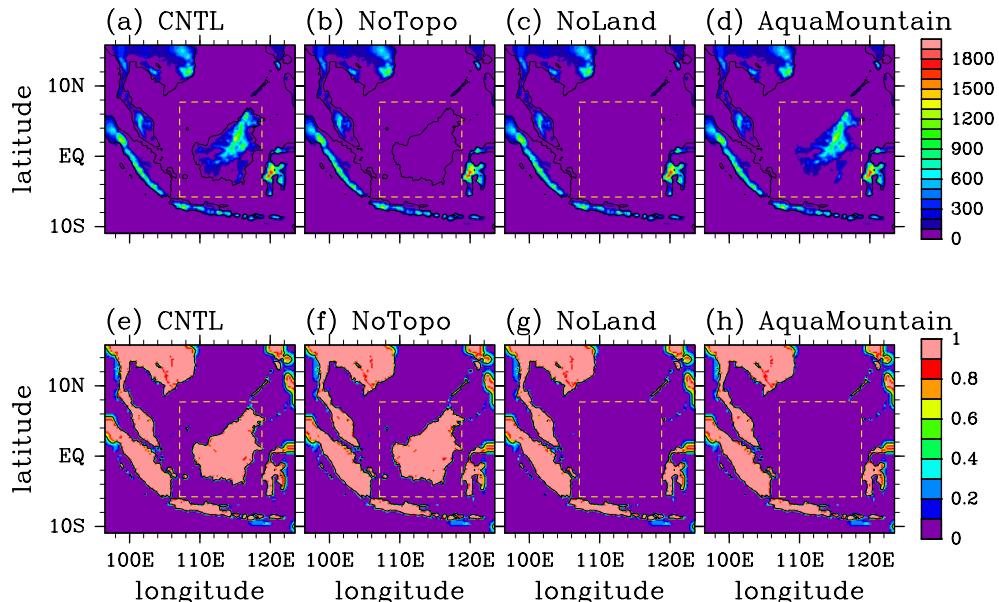


図 5.1: 地形感度実験における計算領域の (a)-(d) 標高 (トーン) [m] と (e)-(h) 海陸比 (トーン)。海陸比は 0 が海、1 に近いほど陸を表わすマスク関数である。 (a), (e) が CNTL, (b), (f) が NoTopo, (c), (g) が NoLand, (d), (h) が AquaMountain の場合。黄色の点線で囲った矩形領域は、それぞれの実験で地形データに手を加えた領域を示す。計算領域全体を描画。なお、計算領域の境界付近では、親モデルとの地形をマージするためににじんで見えている。

海陸比 (0 が海, 1 に近いほど陸を表わすマスク関数) を表わす. 黄色の点線で囲った矩形領域内の標高および海陸比を地形データにおいて変更し, それぞれ CNTL, NoTopo, NoLand, AquaMountain と名づけた 4 通りの地形を考える. CNTL では, 現実の標高, 海陸比分布を使用する. NoTopo では, ポルネオ島の標高をすべて 0m に設定する. NoLand では, NoTopo からさらに海陸比を 0 に設定し地表面種別を海とする. AquaMountain では, ポルネオ島の標高は現実的なものを使用するが, 海陸比を 0 とし, 地表面種別を海とする. 海が盛り上がっているという状況を想像していただければよい. なお, 粗度長や熱容量などの地表面パラメータについては, 地表面の種別が陸の場合には現実の土地利用データを反映した分布になるが, 海の場合にはそれに応じた一様なパラメータがモデル内部で決定される.

5.1.2 初期値・境界値の設定

この地形感度実験では, Koseki et al. (2014) [12] で実施された準理想化実験と同じ手順で, 大気場の初期値・境界値を作成する. 彼らが行なった手順は以下の通りである. まず, コールドサージが強いときと弱いときとを分類するために, Cold Surge Index (CS index) (Chang et al., 2005 [4]) を定義する. これは, 経度

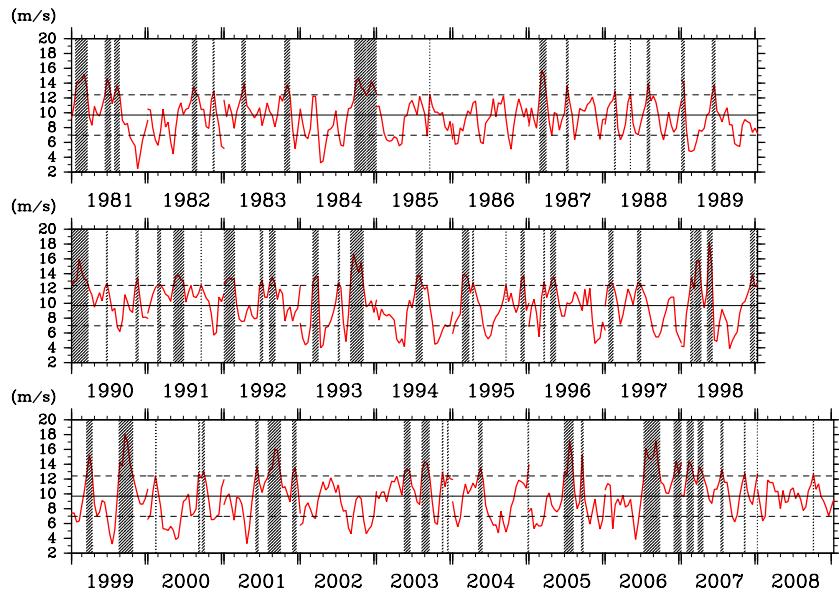


図 5.2: Koseki et al. (2014) [12] で定義された, 1981 年から 2008 年までの 28 年間の 12 月の CS index を示す. 黒実線は climatology (平均値 μ) を示し, 黒点線は平均値土標準偏差 ($\mu \pm \sigma$) を表わす. 平均値 μ は $\mu = 9.7\text{m/s}$ であり, 標準偏差 σ は $\sigma = 2.7\text{m/s}$ であった. ハッチがかかった期間は SS event に該当する期間. なお, CS index は経度 110°E から 115°E , 緯度 7.5°N から 12.5°N の範囲で囲まれた矩形領域で領域平均した 850hPa 面における日平均風速の大きさで定義されている.

110°E から 115°E, 緯度 7.5°N から 12.5°N の範囲で囲まれた矩形領域(図 5.3 の青点線の矩形領域)で領域平均した 850hPa 面における日平均風速の大きさで定義する。使用した再解析データは JRA-25 および JCDAS データである。1981 年から 2008 年までの 28 年間の 12 月を対象⁷ とし, CS index を計算する。その結果得られる CS index の時系列が以下の図 5.2 である。計算された CS index の平均値 μ は $\mu = 9.7 \text{m/s}$, 標準偏差 σ は $\sigma = 2.7 \text{m/s}$ であった。

この CS index から, Strong Surge event (SS event) と No Surge event (NS event) を定義する。SS event (NS event) は CS index が平均値 μ よりも標準偏差 σ 以上高い(低い)ときであると定義する。したがって, CS index が 12.4m/s 以上のときに SS event に分類され, 逆に 7.0m/s 以下のときに NS event に分類される。このようにして分類されるケースごとにコンポジットを取ることにより, コールドサーボジが強く吹くとき, あるいは弱く吹くときの典型的な環境場を作り出すことができる。なお, Climatology はすべてのケースを含んだ 28 年間の平均値である。

ただし, Koseki et al. (2014) [12] と同様に, SS event に分類されるうち, 非典型である赤道台風 Vamei (2001 年 12 月 20 日から 24 日) と tropical storm Gil (1998 年 12 月 5 日から 8 日) の極端な二事例は解析対象から外す処理をした。このようにして, Koseki et al. (2014) [12] では SS event として 133 日, NS event として 156 日が抽出できたと報告している。しかし, 今回著者が再現を試みると, 抽出できた日数は若干異なるものとなり, SS event としては 137 日, NS event としては 152 日が抽出された。この差異の原因については調査が必要ではあるが, 現時点では, 彼らのしたがった手順通りに解析できていると考えており, また, 以降で用いるコンポジット図で見る限り特に差異なく再現できていると考えられるため, ここではこれ以上の深追いをしなかった。

Climatology および, 上記の手順により抽出された SS event と NS event のコンポジット場を以下の図 5.3 で示す。図 5.3 は, 850hPa 面における水平風速および絶対渦度を示している。図 5.3 で示された Climatology の風系 (a) を見ると, 北東からのモンスーンが赤道南シナ海にまで広がっていることがわかる。北東からのモンスーンが赤道南シナ海を通過すると, マレー半島やスマトラ島の地形の影響を受け, ベンガル湾のほうへ抜ける西向きの流れと, さらに南下する南向きの流れとが生まれる (Chang et al., 2005 [4])。ジャワ海にまで伸びるときには, 赤道を越えることでコリオリパラメータの符号が変化することから, 北西寄りの風に向きが変わる。また, (b) の絶対渦度に目を向けると, 強い正の絶対渦度の領域がフィリピンのルソン島の西側から赤道に向かって伸びていることがわかる。SS event (NS event) のコンポジット図を見てみると, 北東からのモンスーンが強く(弱く)見えており, また絶対渦度の強い領域の赤道方向への伸びが強く(弱く)なっていることがわかる。NS event の風系を見ると, ボルネオ島の北西海岸付近でやや弱く渦巻いているようすも見てとれる。

⁷2004 年までは JRA-25 から, 2005 年以降は JCDAS のデータから index を計算する。これも彼らと同様のやり方である。

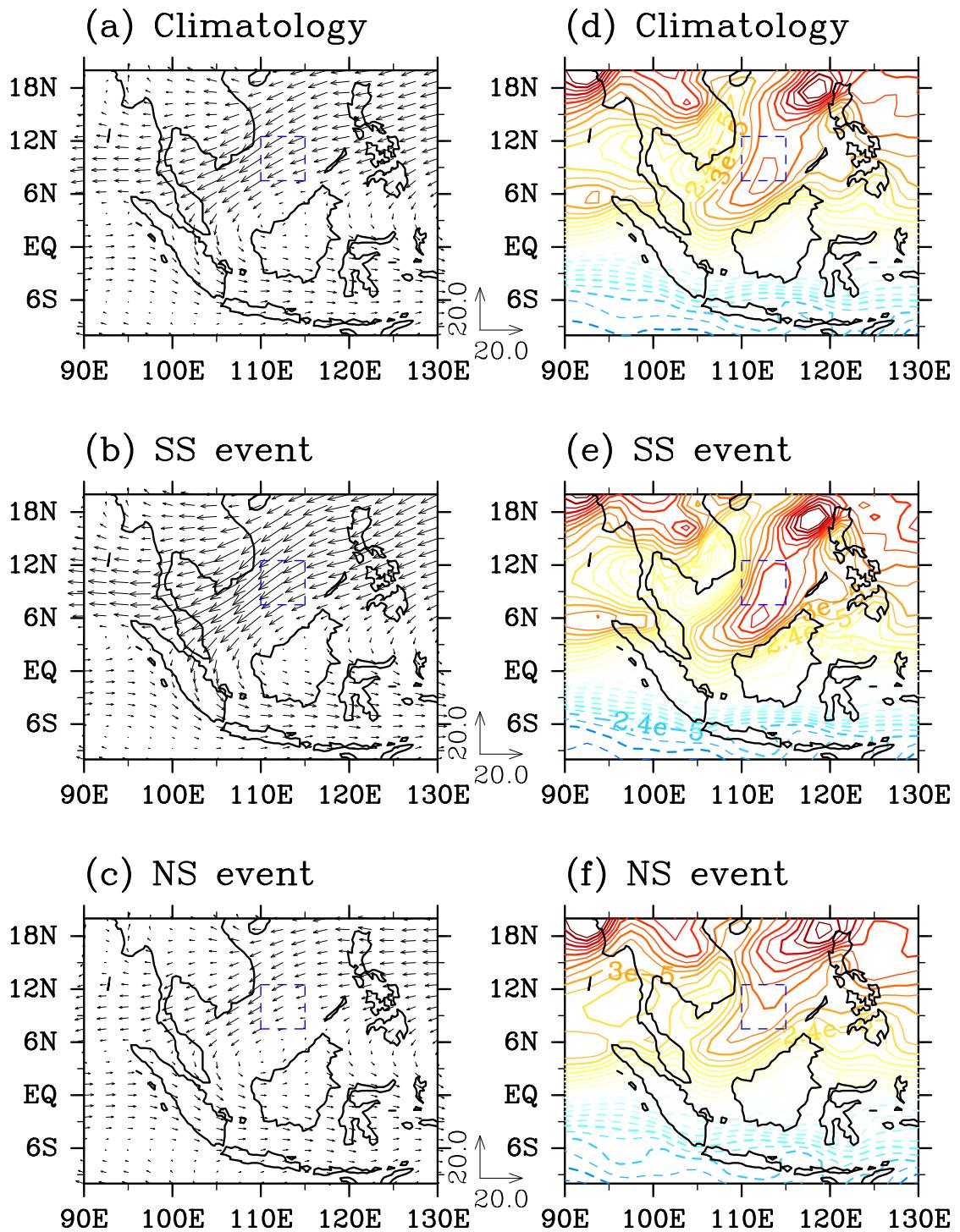


図 5.3: JRA-25/JCDAS から計算された 12 月の 850hPa 面における (a)-(c) 水平風速(ベクトル) [m/s], (d)-(e) 絶対渦度(コンター間隔は $3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$). (a), (d) が気候値, (b), (e) が SS event, (c), (f) が NS event のコンポジット図. 経度 90°E から 130°E, 緯度 10°S から 20°N の範囲で示している. なお, 青点線の矩形領域は CS index を計算した領域(経度 110°E から 115°E, 緯度 7.5°N から 12.5°N の範囲)を示す.

5.1.3 モデル設定

実験設定は基本的には Koseki et al. (2014) [12] が行なった準理想化実験の設定に準ずるようにしている。この実験では、水平解像度は $\Delta x = 10\text{km}$ とする。計算領域は第 2 章で見たように Domain 3 (水平格子点数 301×301) とし、パラメタリゼーションの設定はこれまでと同じである。積分期間は 10 日 (240 時間) とする。積分開始時間は 2006 年 12 月 15 日 00 時 UTC と設定した。準理想的な大気場を初期値・境界値に用いるとはいえ、今回は放射スキームをそのまま用いて日変化、季節変化が生じるような設定にしているため、便宜的に初期時刻を設定する必要があるためである。先の節のように、JRA-25/JCDAS から計算されたコンポジット場を、モデルの初期値・境界値として用いる。そして、境界値はつねに同じものを与え続けるという設定にする。コンポジット場のうち、水平風速、温位、水蒸気混合比、海面更正気圧、地中温度などをモデルにインプットして、初期値・境界値を作成する。今回の地形感度実験においては、大気場として SS event のコンポジット場を用いた場合と、Climatology のコンポジット場を用いた場合の 2 通りを計算した。

5.2 SS event のコンポジット場を用いた地形感度実験の結果

5.2.1 渦の移動経路

SS event のコンポジット大気場を初期値・境界値に用いた実験結果を示す。すべての実験で、積分開始 24 時間後には、ボルネオ渦が形成されているようすが確認された。なので、最初の 24 時間をスピナップの時間とみなし、積分開始 24 時間後の 2006 年 12 月 16 日 00 時 UTC から渦追跡を開始することにした。さらに、すべての実験で、発生したボルネオ渦は積分修了時刻まで維持され継続して存在していた。

各実験でシミュレートされた渦の移動経路は図 5.4 のようになる。なお、渦中心の決め方はこれまでと同様で、Koseki et al. (2014) [12] の方法で決めている。

まず、積分開始 24 時間後の位置を見ると、NoTopo だけがやや沖合に位置している結果となり、ほかの 3 実験ではボルネオ島の西岸付近に渦中心があった。その後、沖合のほうに離れていき、反時計まわりに一回転する動きを見せる。そこからは実験ごとに異なり、CNTL と NoTopo は北西方向に移動していくのに対して、AquaMountain ではやや西寄りに進行して停滞していくようすが見られた。NoLand では、渦は AquaMountain の場合と同様に西向きに進んでいくが、この実験のみボルネオ渦がマレー半島に上陸して減衰するようすが見られた。NoLand 以外の実験結果では、海上にとどまり続け陸地の摩擦の影響を受けなかったということがあり、ボルネオ渦の減衰のフェーズは見られなかった。なお、CNTL 実験の結果は、Koseki et al. (2014) [12] の結果と比較すると、おおよその経路は似通っているが、ボルネオ渦がマレー半島に上陸しなかった点で異なった。

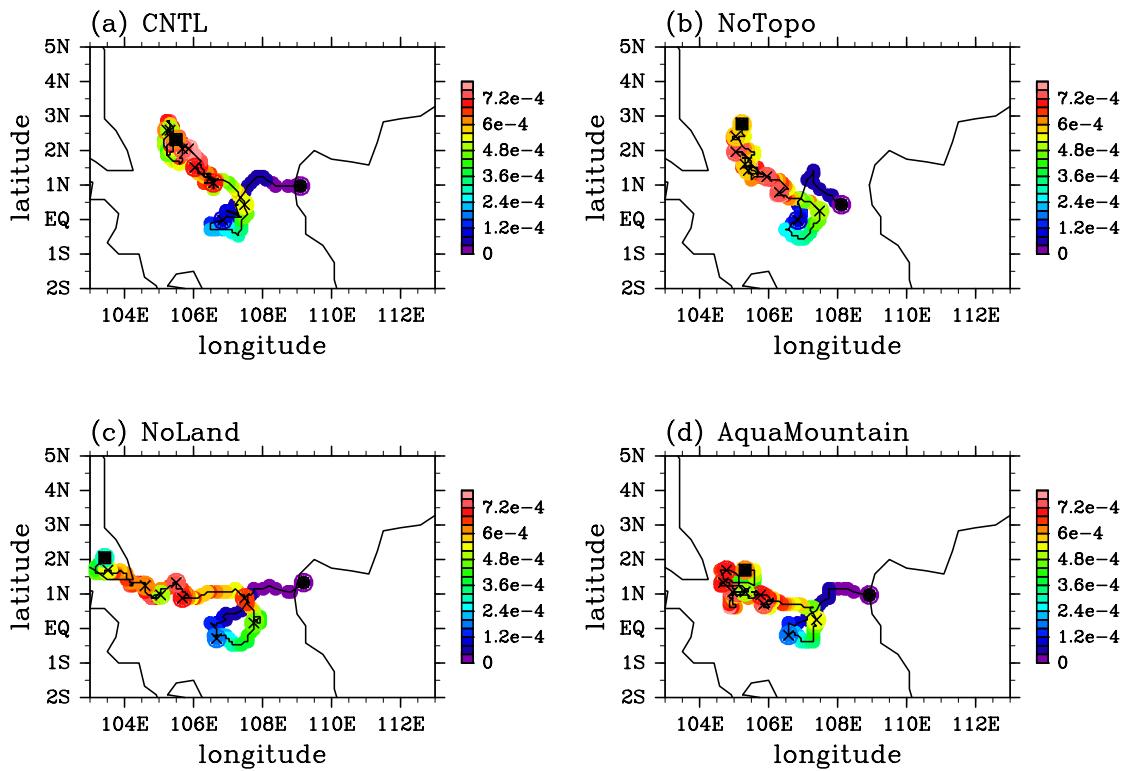


図 5.4: 地形感度実験における渦の移動経路. SS event の場合. (a) CNTL, (b) NoTopo, (c) NoLand, (d) AquaMountain の結果. 丸印 (●) が積分開始 24 時間後の位置, 四角印 (■) が積分終了時刻での位置. マーカー列は, 渦中心から半径 100km 圏内で平均した 850hPa 面における相対渦度 $[\text{s}^{-1}]$ を示す. また, バツ印 (×) は 00UTC における位置を表わす.

5.2.2 涡強度の時間発展

各実験で発生したボルネオ渦の渦強度の時間発展を示した図が以下の図 5.5 である。各実験とも発生したボルネオ渦の初期の強度はほとんど変わらず、積分開始

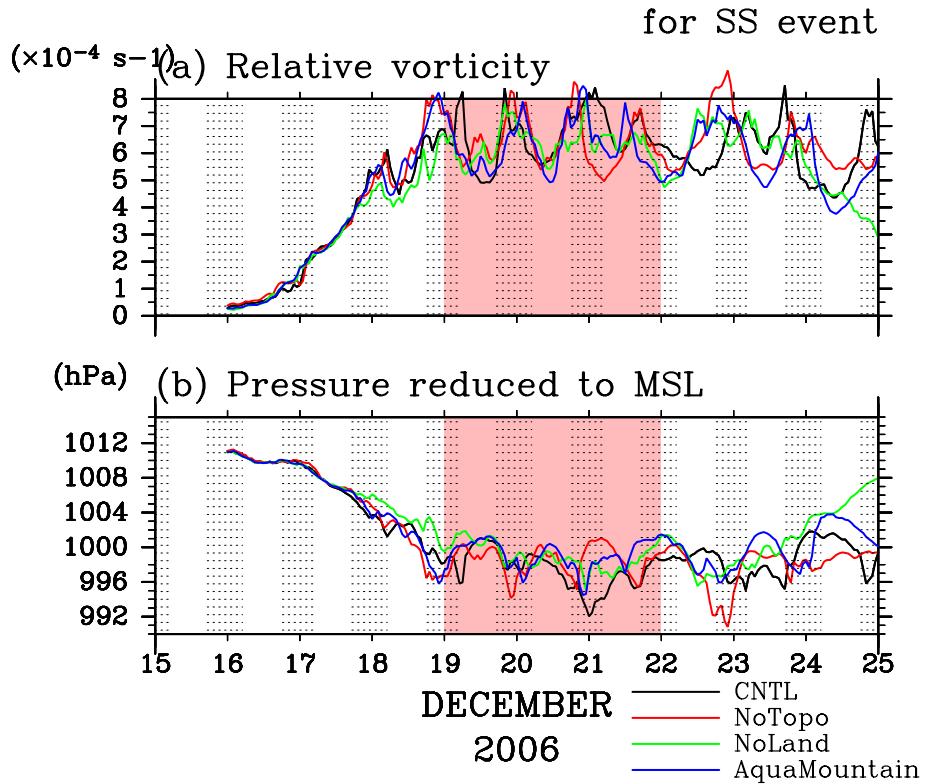


図 5.5: 地形感度実験における渦強度の時間発展. SS event の場合. (a) 渦中心から半径 100km 圏内で半径平均した相対渦度 (850hPa) [s^{-1}] と (b) 渦中心における海面更正気圧 [hPa] の時系列. CNTL (黒線), NoTopo (赤線), NoLand (緑線), AquaMountain (青線) の 4 実験の結果を示す. 点描がかった期間は local time で 00LT から 12LT に対応する. ピンクのシェードで覆われた期間は図 5.6 および図 5.10 で示した期間に対応し, 2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの 3 日間である.

から 3 日目の 18 日 00 時 UTC までほとんど差がない. その後は差異が少しづつ見られてくるが, 19 日 00 時 UTC くらいまでは相対渦度が増大し中心気圧が降下していく, 渦が発達を続けていることがわかる. 以後は, 相対渦度や中心気圧はほとんど変化しなくなり, 成熟期に入っているものと思われる. 半径 100km 圏内で半径平均した 850hPa 面における相対渦度の最大値はおよそ $8.0 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$ であった. また最低気圧は, 実験ごとによってタイミングが異なる (NoTopo のみ 23 日 00 時 UTC 付近, それ以外は 21 日 00 時 UTC 付近) が, より 992hPa であった. 成熟期には渦度および中心気圧はやや規則的な変化をしており, 日変化のようにも読

みとれる。なお、NoLand 実験のみ渦が上陸したことにより、23 日 00 時 UTC を過ぎたあたりから、相対渦度が減少、中心気圧が上昇し、渦が減衰していくようすが見られている。

5.2.3 軸対称平均した物理量で見た半径高度断面図

ここでは、成熟期にあたる期間のうち 3 日を取り出した時間平均・軸対称平均した半径高度断面図を示す。期間は 2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時

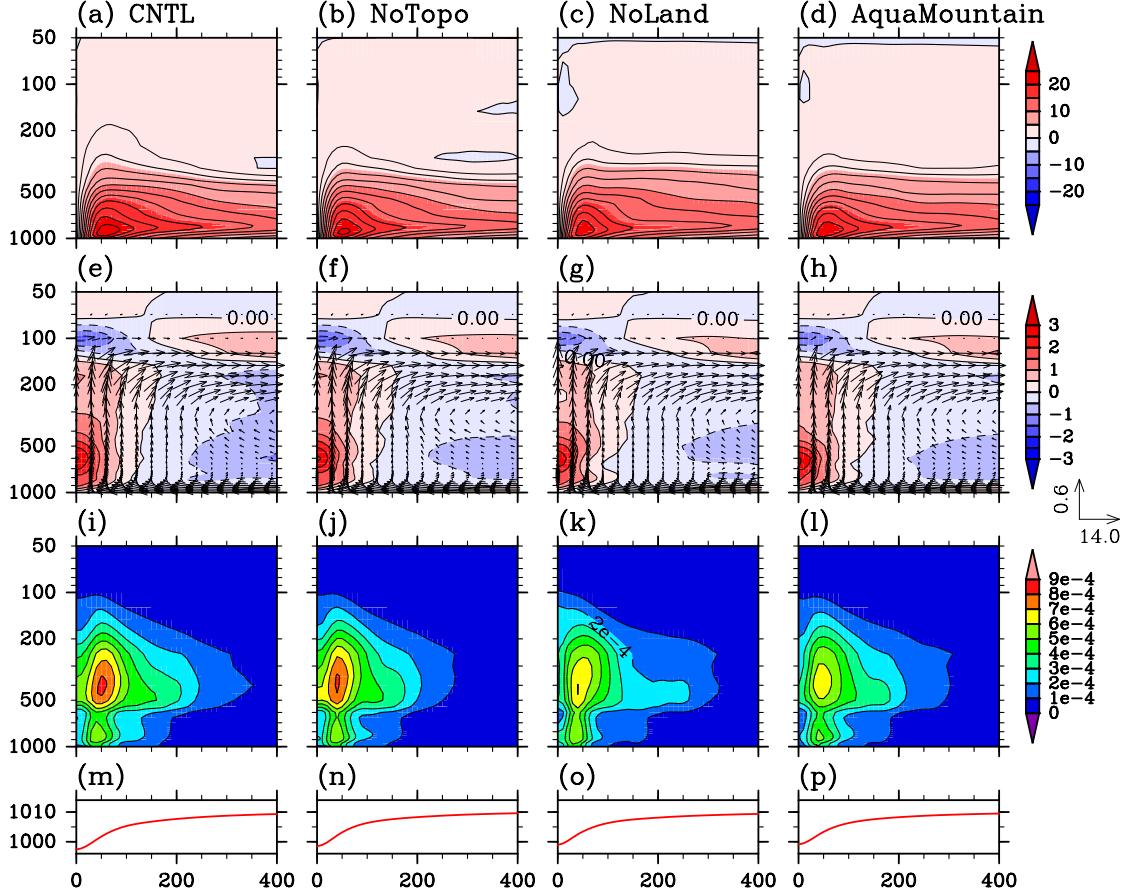


図 5.6: 軸対称平均した半径高度断面図。SS event の場合。2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの 3 日平均で示している。左列から順に CNTL, NoTopo, NoLand, AquaMountain の結果。(a)-(d) が接線風速 [m/s], (e)-(h) が気温偏差 (トーン) [K] と二次循環 (動径風速 + 鉛直風速 [m/s], ベクトル), (i)-(l) が水物質の混合比 [kg/kg], (m)-(p) が海面更正気圧 [hPa] の軸対称平均半径成分である。(a)-(d) のみコンター間隔は 2m/s, それ以外はカラーバーと同じ間隔である。

UTC までの 3 日間としている。該当する期間は図 5.5 にも示している。ちょうど NoTopo 以外のボルネオ渦が最大渦度および最低気圧をとった時間を含むように選

定している。このように選んだ期間は、Koseki et al. (2014) [12] で見ていた期間とおよそ対応している(第1章で引用した図1.8)。CNTL 実験の結果は比較することができるので、まずはそれとの比較を行なってみる。

接線風速に目を向けると、渦中心から半径 50km の距離に風速の最大が見られ、その大きさはおよそ 22m/s で、接線風速の強さは同じように見える。鉛直方向にはやや浅い印象だが、半径方向には強風域がやや広く広がっている印象を受ける。動径風速の分布はほぼ同じであるが、上層のアウトフローが強く見える高度がやや低く、200hPa 付近でもっとも強く見えている。高温偏差が大きく見える高度は 600hPa 付近であり、Koseki et al. (2014) [12] の結果と比べるとやや低い高度に位置している。水物質の混合比は、雲水、雲氷以外の成分も含んでいるので分布が違って見えるが、上昇流が強く見えている領域で混合比が大きくなっているようすは共通である。また、海面更正気圧の軸対称成分を見ても、ほぼ同じ半径分布が得られているといえる。

ここからは地形感度実験の結果を見ていくが、CNTL 実験の結果とそのほかの実験の結果を見比べてみると、見ている時間によって発達のタイミングが違うことで若干の差異はあるものの、どの物理量で見ても分布は同じで、差異がほとんど見られないことがわかる。この感度実験ではボルネオ島の地形を変更したことにより、渦の形成および発達にはほとんど影響が見られないという結果になった。

5.3 Climatology のコンポジット場を用いた地形感度実験の結果

SS event のコンポジット場を初期値・境界値に用いた準理想化実験で地形感度実験を行なったところ、ボルネオ渦の形成・発達には地形の影響がほとんど見られないという結果が得られた。そこで Climatology のコンポジット場を用いた実験も行なってみることにした。その実験結果を以下で示していくことにする。

5.3.1 渦の移動経路

SS event の場合と同様、積分開始から 24 時間後においてはどの実験でも渦が形成されているようすが見られた。CNTL, NoTopo, AquaMountain の 3 実験については、発生したボルネオ渦は積分終了時刻まで継続して存在していたが、NoLand の実験のみ、発生したボルネオ渦が衰退して消滅するという結果になった。NoLand の実験で渦が追跡できたのは 2006 年 12 月 22 日 18 時 UTC まで(積分開始から 186 時間後)である。NoLand についてはその時間まで、ほかの実験については積分終了時刻まで追跡して得た渦中心の移動経路を以下に示す(図 5.7)。渦の移動経路を見ると、NoLand 以外は SS event のときの経路と傾向は同じである。ただし、西の方へ大きく移動するのと反時計まわりに大きく移動する点が異なっている。NoLand の場合は、経度 106°E 付近まで西進し、その後南下したのちに反時計まわりに移

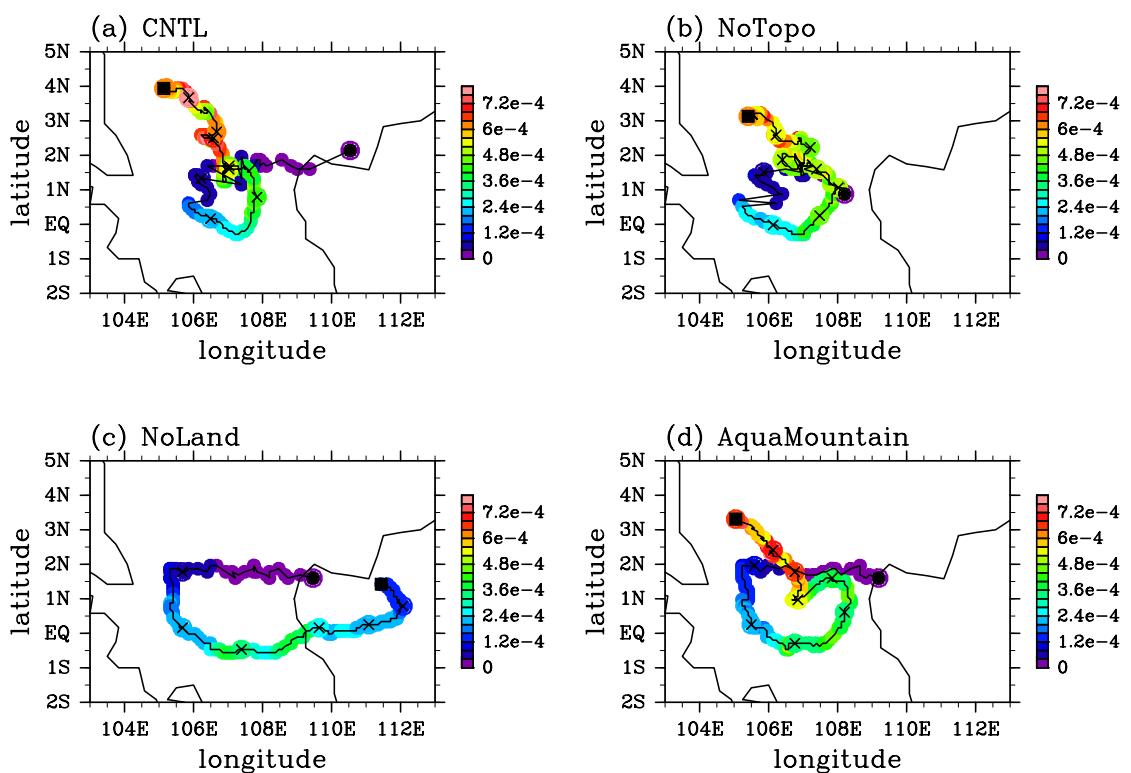


図 5.7: 図 5.4 と同じ. ただし, Climatology の場合. NoLand のみ, 四角印 (■) は渦が消滅する直前の時刻である 2006 年 12 月 22 日 18 時 UTC の位置を示す.

動し、経度 108°E 付近まで東進する点は、ほかの実験と共に通している。しかしそのあと、北進はなくそのまま東進を続け、経度 112°E 付近で消滅する経路を辿った。

5.3.2 涡強度の時間発展

SS event の場合と同様に、渦強度を示す物理量の時間発展を見ていくことにする(図 5.8)。こちらの結果でも、まず各実験とも初期の渦強度はほとんど変わらず、

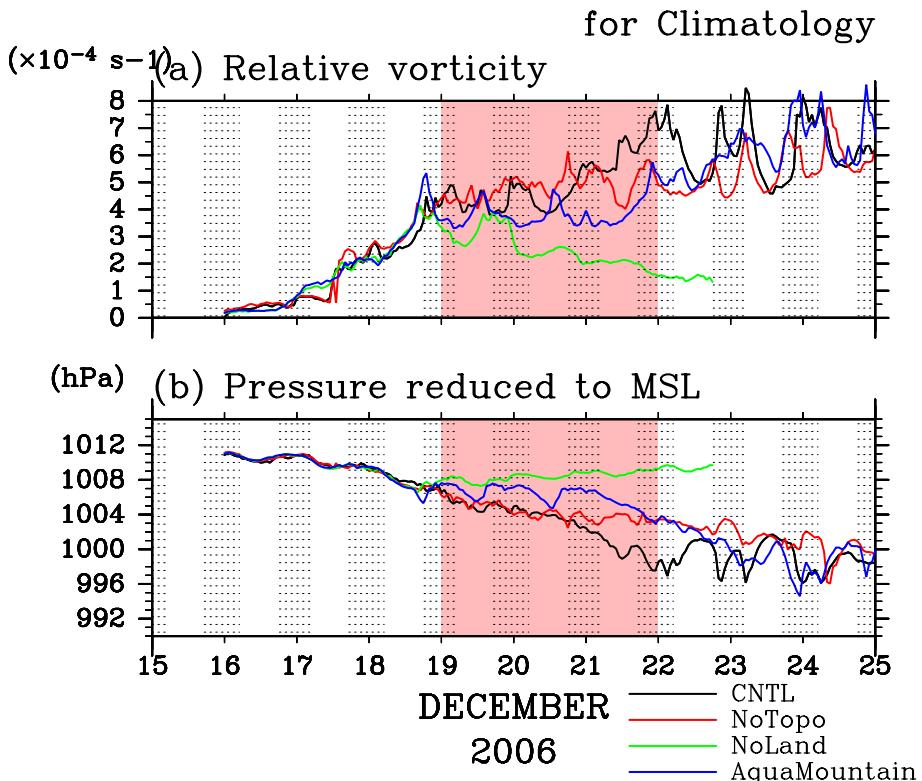


図 5.8: 図 5.5 と同じ。ただし、Climatology の場合。ピンクのシェードで覆われた期間は図 5.9 および図 5.11 で示した期間に対応し、2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの 3 日間である。

積分開始から 4 日目の 19 日 00 時 UTC までほとんど差がない。NoLand の実験のみ、この時刻を境に、渦中心付近の相対渦度が減少し、中心気圧も上昇に転じておらず、渦が減衰するようすが見られる。そのほかの実験の結果では、渦は緩やかに発達していくようすが見られる。成熟期に達したと見られるのは 23 日 00 時 UTC を過ぎたあたりで、SS event の結果に比べると、成熟するまでに時間を要していることが読みとれる。これは環境場であるコールドサージの強さが関係していると考えられる。

5.3.3 軸対称平均した物理量で見た半径高度断面図

Climatology の実験結果でも軸対称平均・時間平均した半径高度断面図で渦構造を見ていくことにする。NoLand の実験での渦が 22 日 18 時 UTC までしか持続しなかった制約があることから成熟期での選定はできないが、渦強度に差が見られ始めた 2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの 3 日平均で見てみることにする。該当する期間は図 5.8 にも示している。SS event で見たときと各物

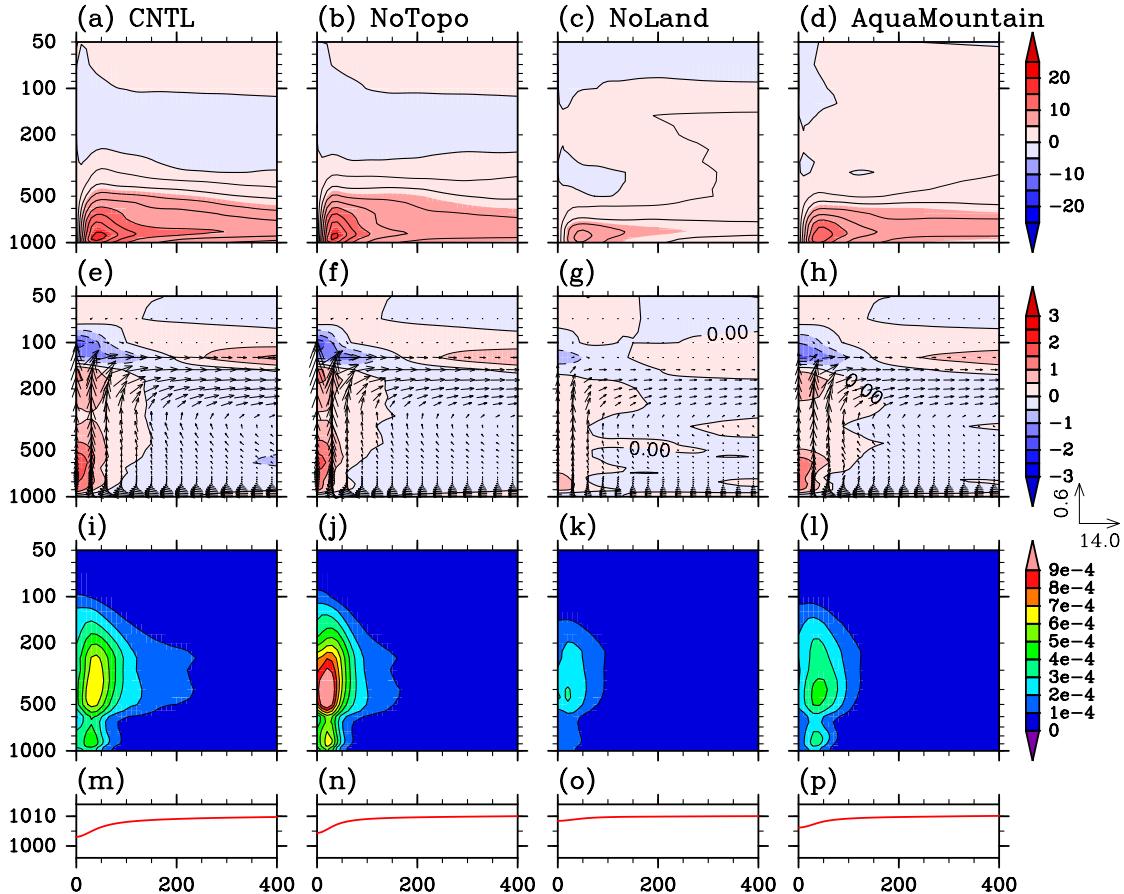


図 5.9: 図 5.6 と同じ。ただし、Climatology の場合で、2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの 3 日平均で示したもの。

理量の軸対称分布はほぼ変わらないことが見てとれる。選定した期間内で CNTL 実験の渦がほかの実験の渦と比べるとやや発達していたが、接線風速の強さでみると、CNTL 実験と NoTopo 実験の渦が一番強く見えており、次に AquaMountain 実験の渦が強く見えている。NoLand 実験のボルネオ渦は、衰退期にあるのでほかとは明らかに違っており、接線風速は数 m/s 程度の弱い一次循環であり、二次循環も同様である。気温偏差もほとんどなく、水物質の混合比も小さく、中心気圧は周囲の気圧とほとんど変わらない程度に降下量がほとんどない。

5.4 涡度収支解析

ここでは、第4章と同様に、渦とともに動く座標系での渦度収支解析を実施してみることにする。相対渦度の時間変化を表わす式を直交座標系で再掲しておくと、以下のようなになる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -(\mathbf{V}_H - \mathbf{V}_C) \cdot \nabla_p \zeta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \zeta D - \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) + \text{Residual}$$

ここで、 ζ は等圧面における相対渦度であり、 $\mathbf{V}_H = (u, v)$ は水平風速ベクトル (u が東西風速、 v が南北風速)、 $\mathbf{V}_C = (u_C, v_C)$ は渦中心の移動経路から推定される渦の移動速度、 ∇_p は等圧面上における水平微分演算子、 ω は鉛直 p 速度、 D は水平発散である。右辺の各項は相対渦度の時間変化を生み出す強制項であり、左から順に、(i) 相対渦度の水平移流項 (HADV と表記する)、(ii) 相対渦度の鉛直移流項 (VADV)、(iii) 相対渦度によるストレッチング項 (STRN)、(iv) 水平渦管の起き上がり項 (TILT)、(v) 残差項 (RESIDUAL) を表わす。本来は惑星渦度によるストレッチングやベータ効果も含まれているが、ほかの項に比べて 2 枠近く小さいため、ここでは無視している。なお、以下の結果の図では、これをさらに渦中心まわりの円筒座標に変換し、軸対称平均を施した分布を示すこととする。

SS event のコンポジット場を用いた場合での解析結果を示す (図 5.10)。対象とした期間はこれまでと同じく、2006 年 12 月 19 日 00 時 UTC から 22 日 00 時 UTC までの期間で、その期間における時間平均で見ている。渦度そのものをみると、渦中心に近づくほど強く、また対流圏下層 950hPa 付近で最大を示していることがわかる。渦度の時間変化項を見てみると、どの実験でも渦中心付近で負の傾向を示しているが、これは選定した期間の問題であり、どの期間を選ぶかで結果が変わってくる。しかし、渦度の時間変化を生む強制項の分布に関して言えば、どの期間を選ぼうがおよそ似通った分布になる。そこで、渦度の時間変化を生む強制項の分布を見てみると、渦度変化に正の寄与を示しているのは、対流圏下層では渦のストレッチング項 (STRN) であり、対流圏中層から上層にかけては渦度の鉛直移流項 (VADV) である。これは下層での収束により渦管が引き伸ばされて渦度が大きくなり、渦中心付近での上昇流により下層の渦度が上層に輸送されていることを示している。これらの強制項の分布や強さは、各実験間でほとんど差がない結果となっており、図 5.6 で軸対称平均成分を見比べたときに、ほとんど違いが見られなかつこと整合している。

一方で、Climatology のコンポジット場を用いた場合での解析結果を以下の図 5.11) で示す。この場合も同じく、2006 年 12 月 19 日 00UTC から 2006 年 12 月 22 日 00 時 UTC までの 3 日間の時間平均で見ている。各強制項の軸対称成分の分布は先ほどの SS event の場合と同じであるが、各実験間でその大きさが異なっていることがわかる。CNTL 実験と NoTopo 実験が同じくらいの大きさであり、次いで順に、AquaMountain, NoLand 実験とその大きさが小さくなっていることがわかる。ボルネオ島の地形が陸面の状態であれば、コールドサージの強さが弱くなつ

ても渦強度にはさほど影響を及ぼさないという結果になっており、また、海面として扱っても、地形の起伏があれば、ある程度の強度は保たれるという結果になっていると言える。

5.5 まとめと考察

Koseki et al. (2014) [12] で実施された準理想化実験を拡張し、ボルネオ島の地形がボルネオ渦に与える影響を調べるための地形感度実験を行なった。Cold Surge Index (CS index)に基づいてコールドサージを分類し、ボルネオ渦の発生に適した強いコールドサージが吹く環境場 (SS event) をコンポジットを取ることにより作成した。その理想的な環境場を初期値・境界値として与え、常に境界からコールドサージが吹き続ける実験設定で数値積分を行なったところ、すべての実験でボルネオ渦が出現した。経路に関しては NoLand 実験のみボルネオ渦が上陸する結果となつたが、渦の発達や維持に関してはほとんど差が見られない結果となつた。このため、SS event のコンポジット場を用いた実験だけでなく、Climatology の環境場を用いた準理想化実験も実施した。すると、NoLand 実験の渦のみ、出現したボルネオ渦が衰退して消滅するという差異が見られた。NoLand 実験以外での渦も、SS event で発生したボルネオ渦と比べると、最盛期にいたるまでの時間を長く要したことから、コールドサージの強さがボルネオ渦の発達に寄与していることがわかった。また、ボルネオ島の起伏および陸地がない実験でのみ違いが見られたことから、コールドサージの強さが平均的であるときには、ボルネオ島の起伏や陸上の条件といったものにボルネオ渦の進路が影響されることがわかった。その際、ボルネオ島が陸面であることが効いており、その次に起伏の重要性が示唆される結果となつた。

今回はボルネオ島の地形のみを変更するという感度実験を実施したが、マレー半島やスマトラ島の急峻な地形の影響も考えられる。それらの地形を変更した地形感度実験をさらに実施すれば、より一層、海洋大陸の複雑地形がボルネオ渦の形成・維持に果たす役割が明らかになると期待される。

また、コールドサージの強さや吹き込み方によっても、ボルネオ渦がどこで形成されるかが大きく変わってくると思われる。さまざまなコールドサージを想定した理想的な実験ができれば、理解がさらに進むと考えられる。

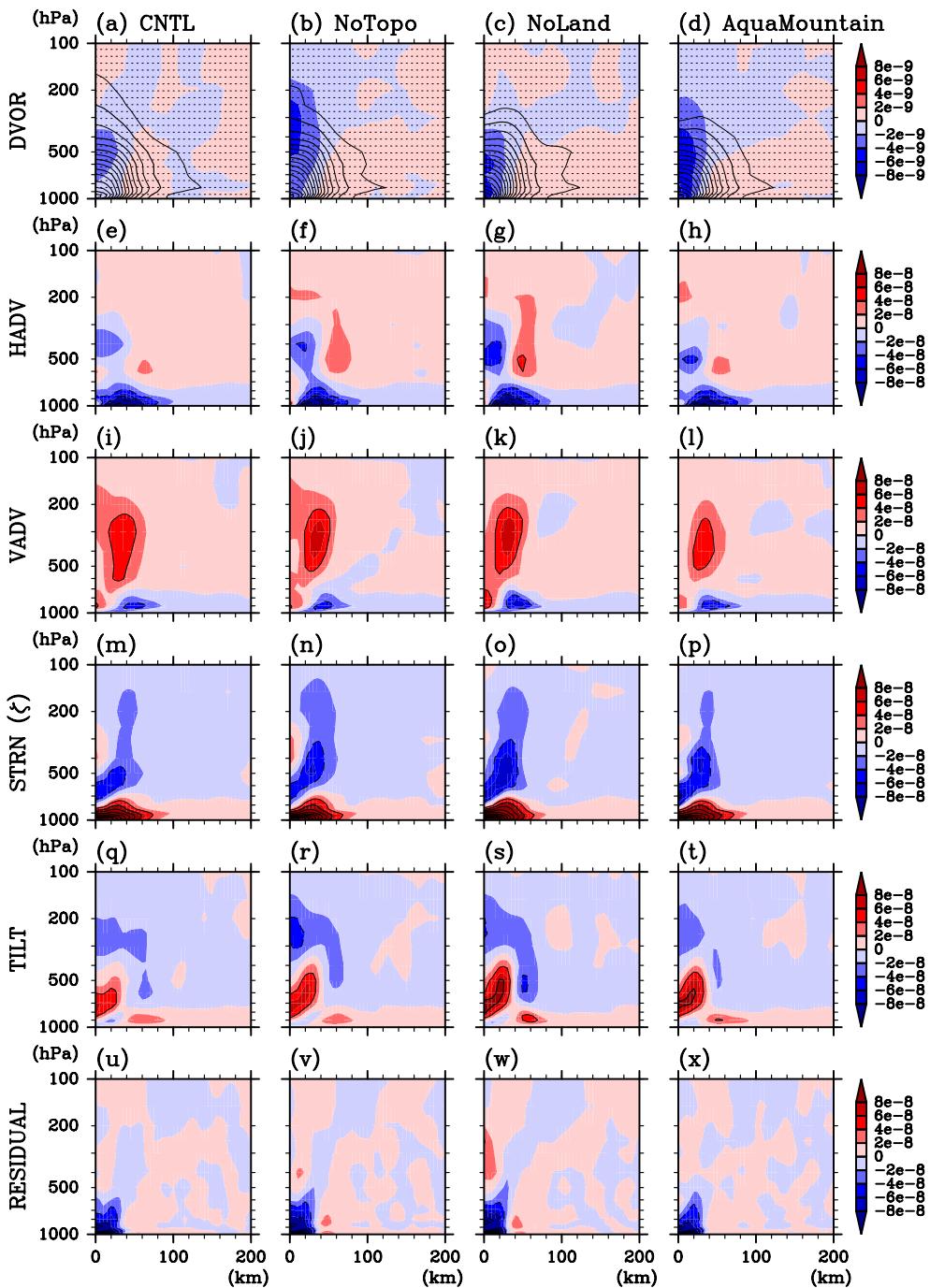


図 5.10: SS event のコンポジット場を用いた地形感度実験の渦度収支解析の結果。該当する期間で時間平均・軸対称平均を施した半径高度断面図。左列から CNTL, NoTopo, NoLand, AquaMountain の結果。上段から順に (a)-(d) が相対渦度の時間変化項 (DVOR) (トーン) および相対渦度 (センター間隔は $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), (e)-(h) が水平移流項 (HADV), (i)-(l) が鉛直移流項 (VADV), (m)-(p) が相対渦度のストレッチング項 (STRN), (q)-(t) が起き上がり項 (TILT), (u)-(x) が残差項 (RESIDUAL) である。いずれも単位は s^{-2} である。渦中心から半径 200km までの範囲を描画。

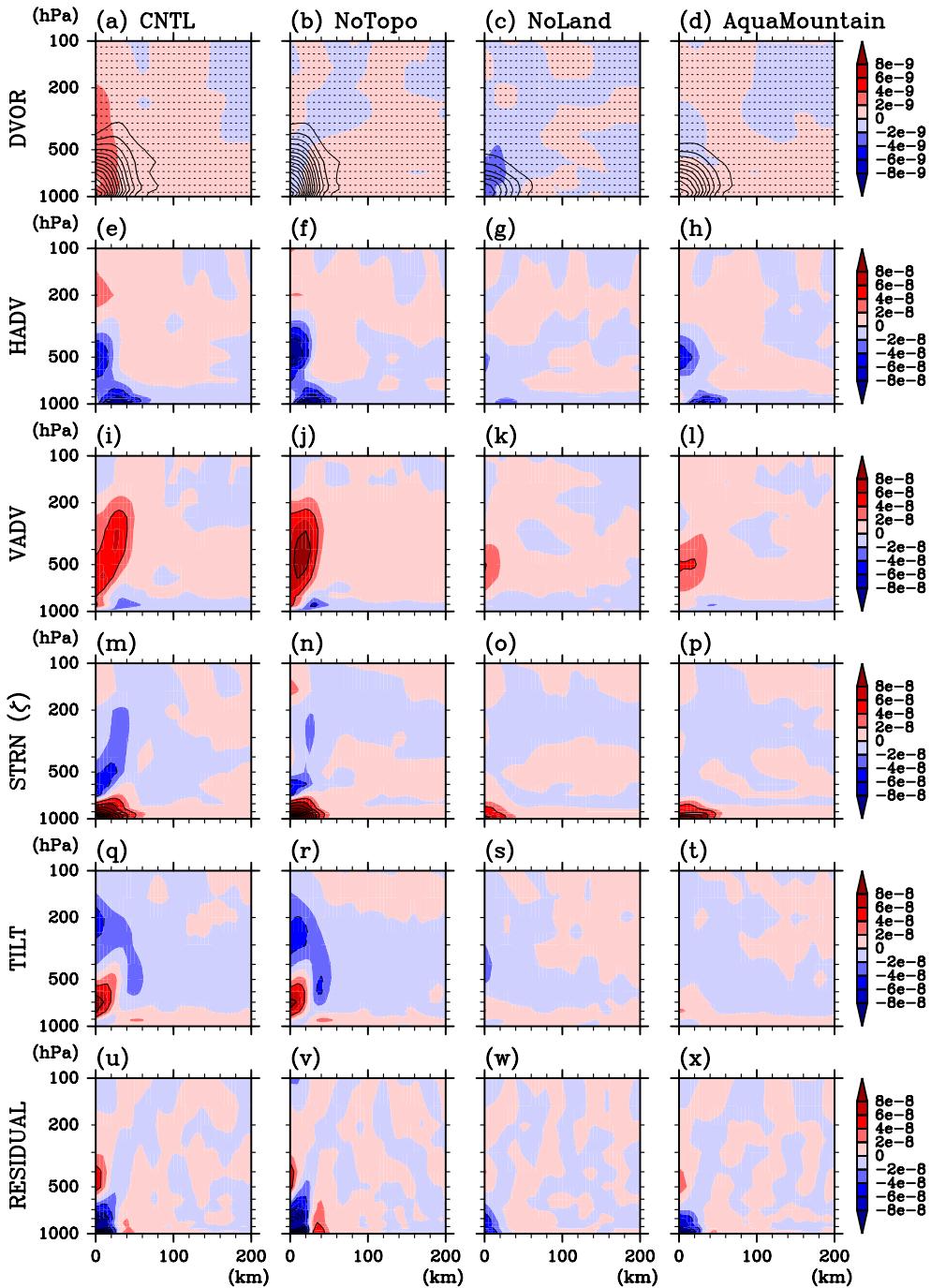


図 5.11: 図 5.10 と同じ。ただし, Climatology のコンポジット場を用いた地形感度実験の渦度収支解析の結果。

6 おわりに

本修士論文では、ボルネオ渦に関する理解を深める目的で、気象庁非静力学モデルを用いてボルネオ渦に関する一連の数値実験を実施した。第3章では、Trilaksono et al. (2012) [24]に基づいて、時間ずらしアンサンブル法を用いて2007年1月に発生したボルネオ渦に関する数値実験を実施した。第4章では、赤道台風Vameiの高解像度数値実験を行ない、台風に発達しなかったボルネオ渦の事例との比較実験を実施した。第5章では、Koseki et al. (2014) [12]で実施された準理想化実験を拡張し、ボルネオ島の地形がボルネオ渦の形成・発達に与える影響について調べる地形感度実験を実施した。

第3章の結果、実験期間中に4度のコールドサージイベントが発生し、そのうち3度のコールドサージに伴なってボルネオ渦が発生した。最初に発生したevent1のボルネオ渦が典型的でもっとも強度が強かった。渦強度の時間発展や渦とともに動く座標系で渦の水平構造や鉛直構造をみたところ、対流活動に伴なって渦循環が深みを増し、上昇流の強化や下層での水平収束/上層での発散の強化、水物質の混合比などの増加がみてとれた。ボルネオ渦の軸対称平均的な特徴をみると、台風と同じように一次循環、二次循環が存在していたが、ボルネオ渦の鉛直構造は浅いものであり、また、暖気核にあたる高温偏差も小さく、その高度は対流圏下層に位置しており、中心気圧の降下量も随分と小さいものであった。

第4章の結果、赤道台風Vameiの事例でも非発達事例であるBVevent1の事例でも、最盛期にいたる直前には急発達の期間が見られたが、赤道台風Vameiの事例でのみtyphoonのカテゴリーに相当する最大接線風速を観測した。急発達の期間には対流活動が活発であり、水蒸気の潜熱加熱に伴なう非断熱加熱をはじめとして強い上昇流や水物質の生成が見られていたが、赤道台風Vameiの事例のほうがより持続的で強く続いていることがわかった。また、渦度も中心付近に集中していた。渦中心とともに動く座標系で渦度収支解析を実施したところ、赤道台風Vameiのほうが、効果的に、対流圏下層での渦度のストレッチング、対流圏中層で鉛直移流により渦が発達していたことがわかった。

第5章の結果、SS eventおよびClimatologyのコンポジット場を用いた実験ではボルネオ渦の形成には地形の影響が見られなかった。しかし、その後のボルネオ渦の発達に関して、SS eventの実験ではほとんど違いが見られなかつたが、Climatologyの実験ではNoLandの場合にボルネオ渦が東進してコールドサージの影響を受けなくなり、衰退して消滅するという違いが見られた。このことから、SS eventのコンポジット場を用いた実験では初期場のコールドサージがつくりだす風のシアーが十分であったために地形の影響が見られなかつたのに対し、Climatologyのコンポジット場を用いた実験では、陸地や起伏の存在がボルネオ渦の移動に影響するという地形の役割が見える結果となった。

以上、一連の数値実験により、ボルネオ渦に関する理解が進んだと考えられる。

謝辞

本研究の推進および修士論文の執筆にあたり、ご多忙ながら多くの時間を割いて熱心にご指導くださいました余田成男教授に深く感謝申し上げます。石岡圭一准教授、西本絵梨子博士、納多哲史博士をはじめとする気象学研究室の方々にはさまざまな面でご指導いただき、特にセミナーの場で多数の有益なコメントをいただきました。また、日常生活・研究生活を支えていただいた大気分科の同級生、地球物理学分野の同級生のみなさま、おもに気象学会で知り合った他大学の気象学専攻の同期のみなさまにも感謝いたします。

気象庁気象研究所からは気象庁非静力学モデルを貸与していただき、モデルのインストールから運用にいたるまで丁寧に指導していただきました。林修吾主任研究官には、モデル実行に関しての技術的な質問に対して丁寧にご回答いただき、アドバイスを多数いただきました。東京大学大気海洋研究所の柳瀬亘助教、渡邊俊一博士からは、気象庁非静力学モデルを用いた準理想化実験を行なうに際して、技術的なアドバイスをいただきました。

本論文におけるデータ解析および可視化には、地球流体電腦俱楽部の地球流体電腦ライブラリ (<http://www.gfd-dennou.org>) を用いました。

最後に、6年間の大学生活を支えてくれた家族、特に両親に深く感謝いたします。卒論、修論のテーマとなりましたボルネオ渦という渦巻きに出会えたことに感謝いたします。

A 涡中心まわりの座標変換

メルカトル図法での渦中心まわりの展開をする。まずは、

$$\frac{1 + \sin x}{\cos x} = \tan\left(\frac{x}{2} + \frac{\pi}{4}\right)$$

を証明しておく。そのために、加法定理、倍角の公式などを用いる。右辺から左辺を導くことを考える。

$$\begin{aligned}\tan\left(x + \frac{\pi}{4}\right) &= \frac{1 + \tan x}{1 - \tan x} \\ &= \frac{\cos x + \sin x}{\cos x - \sin x} \\ &= \frac{(\cos x + \sin x)^2}{\cos^2 x - \sin^2 x} \\ &= \frac{1 + 2 \sin x \cos x}{\cos^2 x - \sin^2 x} \\ &= \frac{1 + \sin 2x}{\cos 2x}\end{aligned}$$

が成立するので、上の式で $x \rightarrow x/2$ とすれば証明完了。

メルカトル投影法のもとでは、球座標における経度、緯度 (λ, ϕ) は地図上の座標 (x, y) に以下のように対応する。

$$\begin{aligned}x &= (a \cos \phi_s) \lambda \\ y &= (a \cos \phi_s) \log\left(\frac{1 + \sin \phi}{\cos \phi}\right)\end{aligned}$$

ここで先の公式を用いれば、以下のように書き換えることができる。

$$\begin{aligned}x &= (a \cos \phi_s) \lambda \\ y &= (a \cos \phi_s) \log\left[\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2}\right)\right]\end{aligned}$$

球座標における座標 (λ_0, ϕ_0) が地図上における座標 (x_0, y_0) と対応させるようにすると、以下の式が成り立つ。

$$\begin{aligned}x - x_0 &= (a \cos \phi_s) (\lambda - \lambda_0) \\ y - y_0 &= (a \cos \phi_s) \left(\log\left[\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2}\right)\right] - \log\left[\tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi_0}{2}\right)\right] \right)\end{aligned}$$

地図上で点 (x_0, y_0) を中心として半径 r 、動径角 θ に位置する点が (x, y) であるように対応させると、このとき、点 (x, y) が球座標上でどの点に対応するかは、以下の

式で明らかになる。まずは、経度に関する式であるが、これは以下のようになる。

$$\begin{aligned}(x_0 + r \cos \theta) - x_0 &= (a \cos \phi_s) (\lambda - \lambda_0) \\ r \cos \theta &= (a \cos \phi_s) (\lambda - \lambda_0) \\ \therefore \lambda &= \lambda_0 + \frac{r \cos \theta}{a \cos \phi_s}\end{aligned}$$

続いて、緯度に関する式であるが、これは以下のようになる。

$$\begin{aligned}(y_0 + r \sin \theta) - y_0 &= (a \cos \phi_s) \left(\log \left[\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \right) \right] - \log \left[\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi_0}{2} \right) \right] \right) \\ r \sin \theta &= (a \cos \phi_s) \left(\log \left[\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \right) \right] - \log \left[\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi_0}{2} \right) \right] \right) \\ \frac{r \sin \theta}{a \cos \phi_s} &= \log \left[\frac{\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \right)}{\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi_0}{2} \right)} \right] \\ \tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \right) &= \tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi_0}{2} \right) \exp \left(\frac{r \sin \theta}{a \cos \phi_s} \right) \\ \frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} &= \tan^{-1} \left[\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi_0}{2} \right) \exp \left(\frac{r \sin \theta}{a \cos \phi_s} \right) \right] \\ \therefore \phi &= 2 \tan^{-1} \left[\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi_0}{2} \right) \exp \left(\frac{r \sin \theta}{a \cos \phi_s} \right) \right] - \frac{\pi}{2}\end{aligned}$$

上記の式を基にして、ある時刻における渦中心まわりの極座標データを構築する。渦中心の座標が (λ_0, ϕ_0) であるとして、半径 r 、動径角 θ における点でのデータを、もとの球座標での対応する座標 (λ, ϕ) でのデータとする。格子点上にない場合は隣接する点から線形内挿により計算する。

B 2007年1月に発生した3度のボルネオ渦

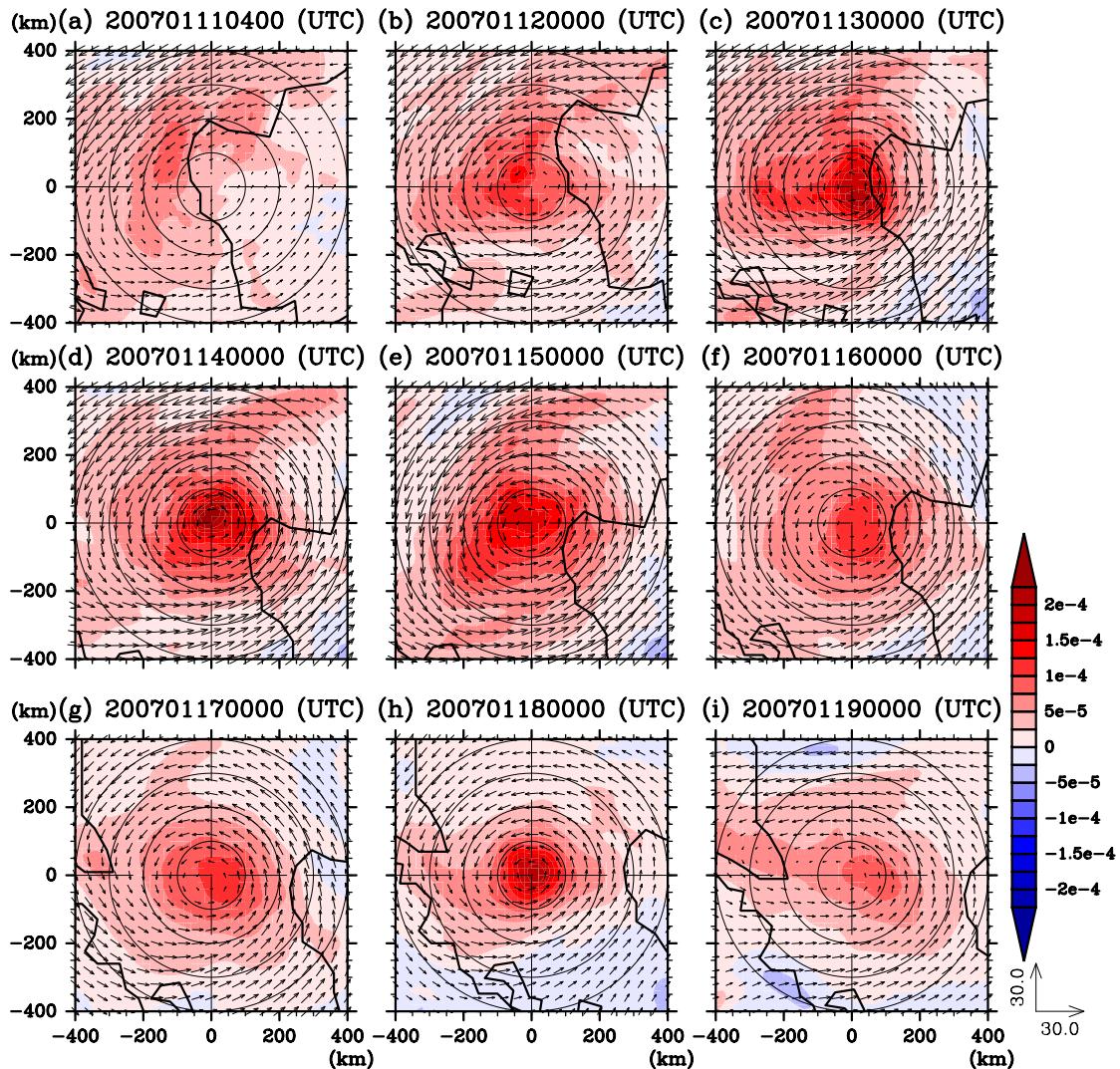


図 B.1: event2 のボルネオ渦の時間発展. 渦とともに動く座標系で渦中心から 400km 四方を描画. 850hPa 面における相対渦度 (トーン) [s⁻¹] と水平風 (ベクトル) [m/s] である. 同心円は内側から順に, 渦中心から 100km, 200km, 300km, 400km の位置を表わす. (a) は渦追跡開始時刻, (b)-(i) は 00UTC におけるスナップショット.

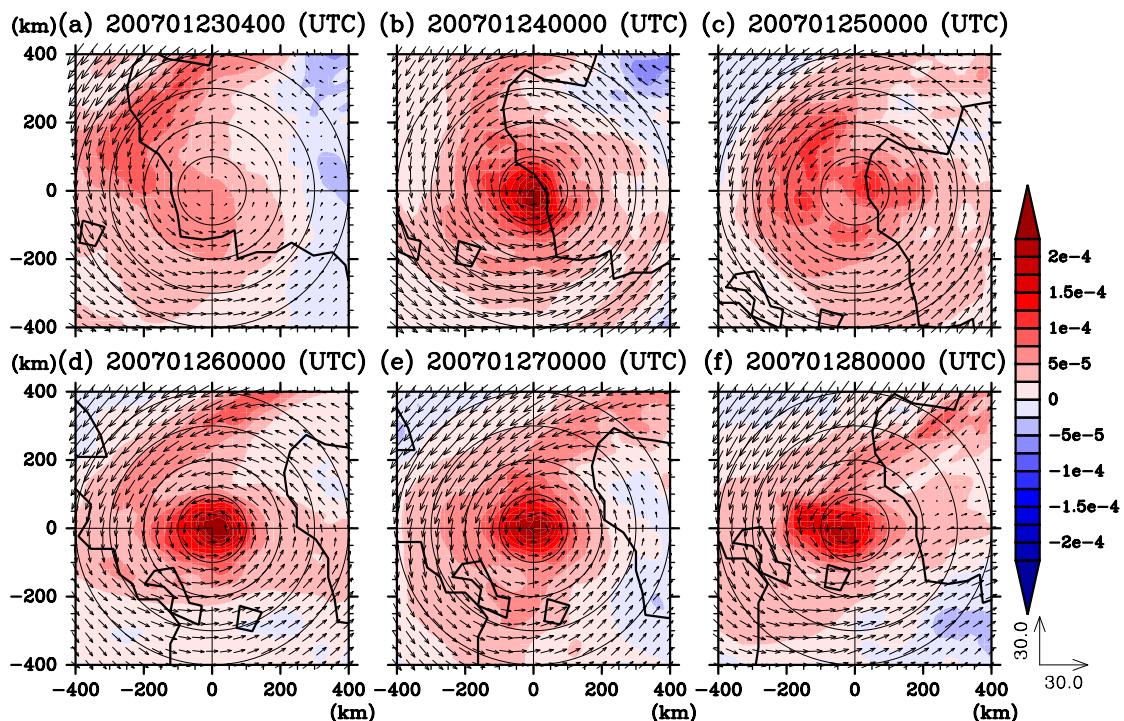


図 B.2: event3 のボルネオ渦の時間発展. 渦とともに動く座標系で渦中心から 400km 四方を描画. 850hPa 面における相対渦度 (トーン) [s^{-1}] と水平風 (ベクトル) [m/s] である. 同心円は内側から順に, 渦中心から 100km, 200km, 300km, 400km の位置を表わす. (a) は渦追跡開始時刻, (b)-(f) は 00UTC におけるスナップショット.

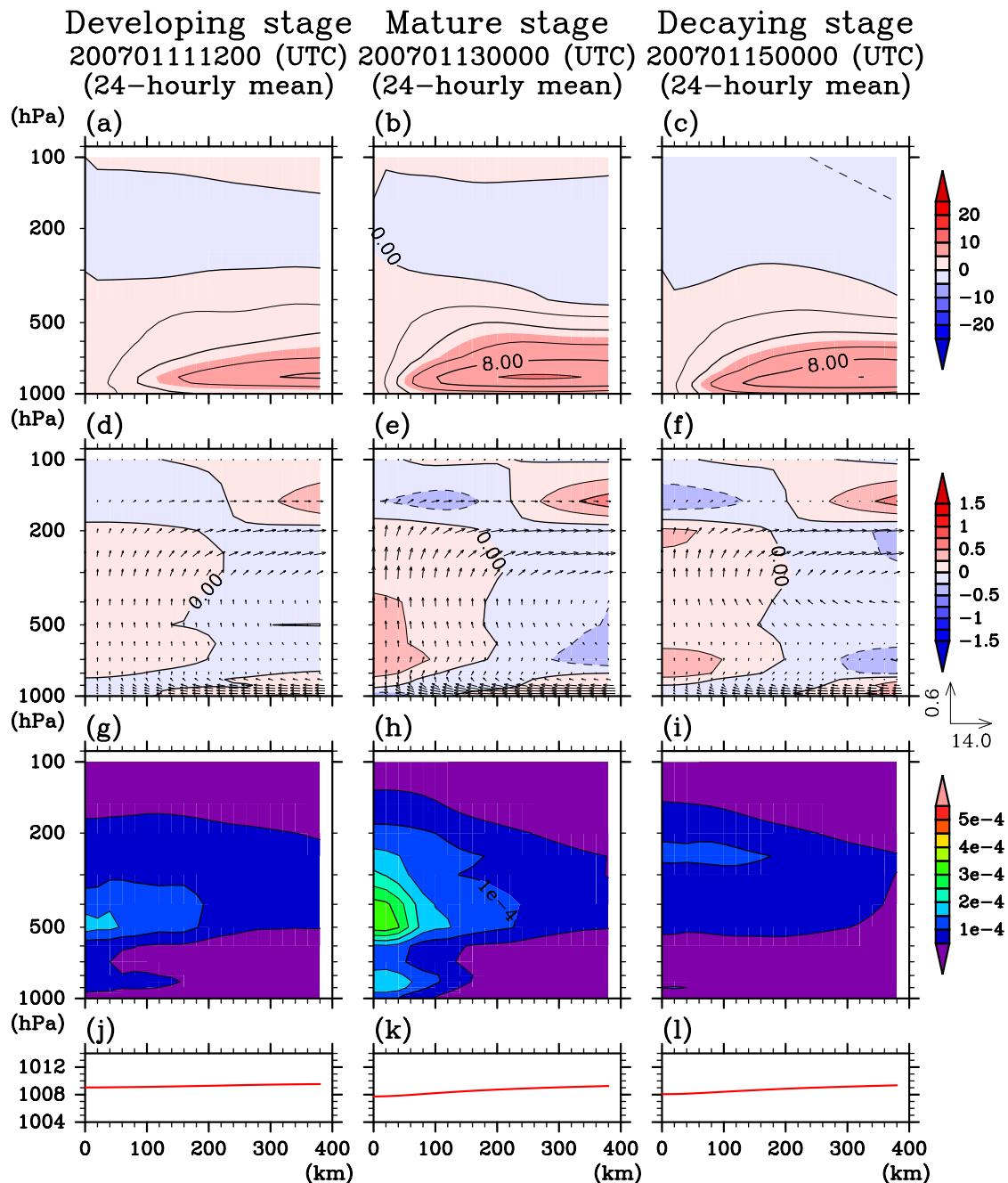


図 B.3: event2 のボルネオ渦に関する軸対称平均した半径高度断面図。発達期、最盛期、減衰期の3フェーズ(図 3.8 の D から F に対応する期間)で時間平均した各種物理量を示している。(a)-(c) が接線風速 [m/s], (d)-(f) が気温偏差(トーン)と二次循環(動径風速+鉛直風速、ベクトル), (g)-(i) が水物質の混合比 [kg/kg], (j)-(l) が地表海面更正気圧である。

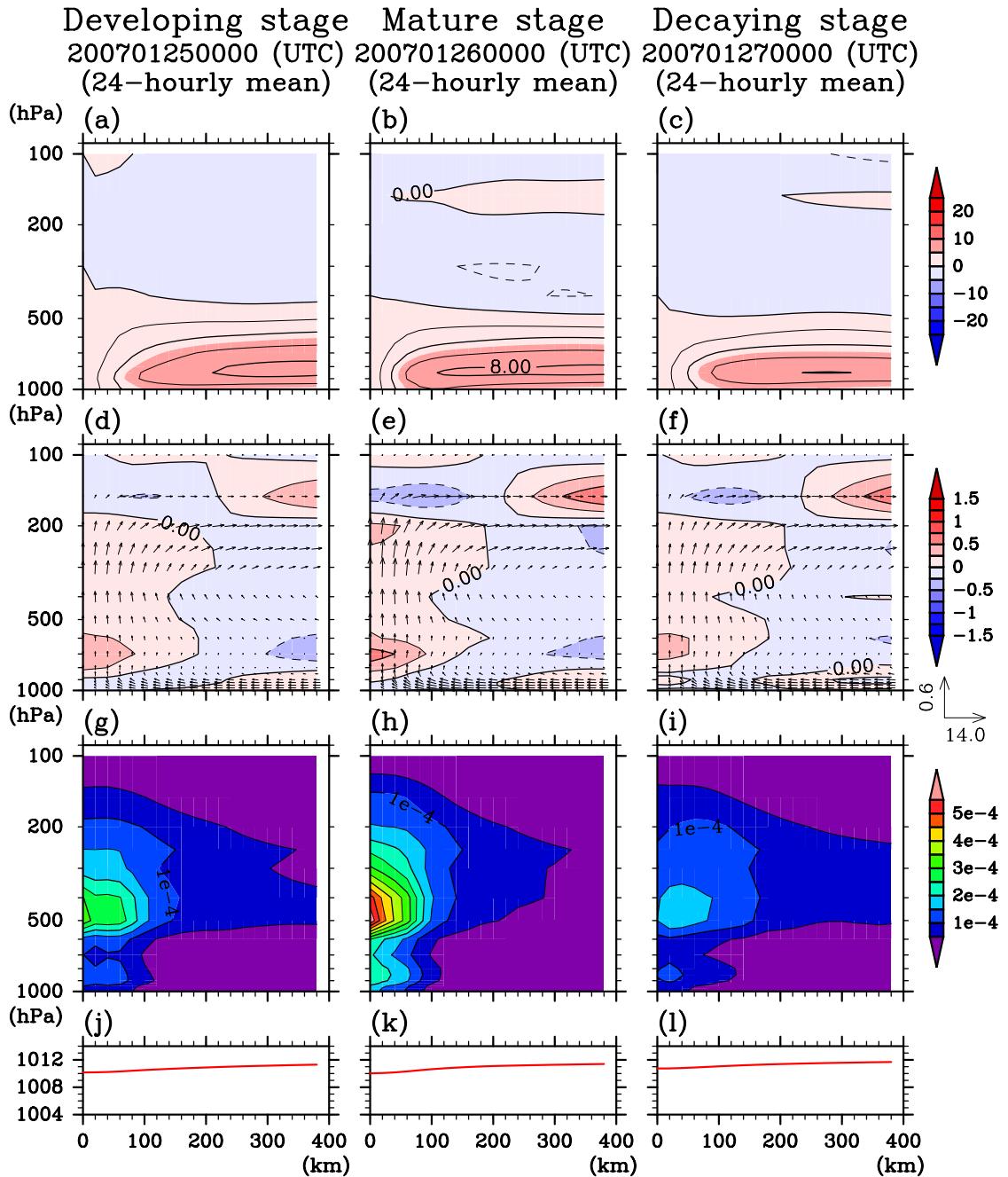


図 B.4: event3 のボルネオ渦に関する軸対称平均した半径高度断面図。発達期、最盛期、減衰期の3フェーズ(図 3.8 の G から I に対応する期間)で時間平均した各種物理量を示している。(a)-(c) が接線風速 [m/s], (d)-(f) が気温偏差(トーン)と二次循環(動径風速+鉛直風速、ベクトル), (g)-(i) が水物質の混合比 [kg/kg], (j)-(l) が地表海面更正気圧である。

参考文献

- [1] 気象庁非静力学モデル ユーザーズガイド (要認証). http://pfi.kishou.go.jp/usr_meso/nhm_users_guide.pdf.
- [2] 気象庁非静力学モデル 開発者向けガイド (要認証). http://pfi.kishou.go.jp/usr_meso/nhm_developers_guide.pdf.
- [3] C. R. S. Chambers and T. Li. Simulation of a near-equatorial typhoon Vamei (2001). *Meteorol. Atmos. Phys.*, Vol. 97, pp. 67–80, 2007.
- [4] C.-P. Chang, P. A. Harr, and H.-J. Chen. Synoptic disturbances over the equatorial South China Sea and western Maritime Continent during boreal winter. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 133, pp. 489–503, 2005.
- [5] C.-P. Chang, C. H. Liu, and H. C. Kuo. Typhoon Vamei: An equatorial tropical cyclone formation. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 30(50), pp. 1–4, 2003.
- [6] C.-P. Chang, M.-M. Lu, and H. Lim. Monsoon convection in the maritime continent: Interaction of large-scale motion and complex terrain. *Meteorological Monographs*, Vol. 56, pp. 6.1–6.29, 2016.
- [7] B. K. Cheang. Synoptic features and structures of some equatorial vortices over the South China Sea in Malaysian region during the winter monsoon of December 1973. *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 115, pp. 1303–1333, 1977.
- [8] S. Hayashi, K. Aranami, and K. Saito. Statistical verification of short term NWP by NHM and WRF-ARW with 20 km horizontal resolution around Japan and Southeast Asia. *SOLA*, Vol. 4, pp. 133–136, 2008.
- [9] M. Ikawa and K. Saito. Description of a non-hydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *MRI Tech. Rep.*, Vol. 28, p. 238, 1991.
- [10] R. H. Johnson and R. A. Houze Jr. Precipitating cloud systems of the Asian monsoon. In C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, editors, *Monsoon Meteorology*, pp. 298–353. Oxford University Press., 1987.
- [11] L. Juneng, F. T. Tangang, C. J. Reason, S. Moten, and W. A. W. Hassan. Simulation of tropical cyclone Vamei (2001) using the PSU/NCAR MM5 model. *Meteor. Atmos. Phys.*, Vol. 97, pp. 273–290, 2007.
- [12] S. Koseki, T.-Y. Koh, and C.-K. Teo. Borneo vortex and mesoscale convective rainfall. *Atmos. Chem. Phys.*, Vol. 14, pp. 4539–4562, 2014.

- [13] K.-M. Lau and C.-P. Chang. Planetary scale aspects of winter monsoon and teleconnections. In C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, editors, *Monsoon Meteorology*, pp. 161–202. Oxford University Press., 1987.
- [14] H. Lim and C.-P. Chang. A theory for midlatitude forcing of tropical motions during winter monsoons. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 38, pp. 2377–2392, 1981.
- [15] W. T. Loh, L. Juneng, and F. T. Tangang. Sensitivity of Typhoon Vamei (2001) simulation to planetary boundary layer parameterization using PSU/NCAR MM5. *Pure. Appl. Geophys.*, Vol. 168, pp. 1799–1811, 2011.
- [16] M. Nakanishi and H. Niino. An improved Mellor-Yamada level 3 model with condensation physics: Its design and verification. *Bound.-Layer Meteor.*, Vol. 112, pp. 1–31, 2004.
- [17] M. Nakanishi and H. Niino. An improved Mellor-yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Bound.-Layer Meteor.*, Vol. 119, pp. 397–407, 2006.
- [18] K. Saito. A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. Part 3: Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multilayered model. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 72, pp. 301–329, 1994.
- [19] K. Saito. Semi-implicit fully compressible version of the MRI mesoscale model—Forecast experiment of the 6 August 1993 Kagoshima torrential rain—. *Geophys. Mag. Ser. 2*, Vol. 2, pp. 109–137, 1997.
- [20] K. Saito, H. Eito, and C. Muroi. Documentation of the Meteorological Research Institute/Numerical Prediction Division unified nonhydrostatic model. *MRI Tech. Rep.*, Vol. 42, , 2001.
- [21] K. Saito, T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito, and Y. Yamazaki. The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 134, pp. 1266–1298, 2006.
- [22] K. Saito, J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita, and Y. Honda. Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 85B, pp. 271–304, 2007.
- [23] F. T. Tangang, L. Juneng, and C. J. Reason. MM5 simulated evolution and structure of Typhoon Vamei (2001). In Y.-T. Chen, editor, *Solid Earth, Ocean*

Science & Atmospheric Science, Advances in Geosciences, Vol.9, pp. 191–207.
World Scientific, 2007.

- [24] N. J. Trilaksono, S. Otsuka, and S. Yoden. A time-lagged ensemble simulation on the modulation of precipitation over West Java in January–February 2007. *Mon. Wea. Rev.*, pp. 601–616.
- [25] N.J. Trilaksono. *Numerical Studies of Heavy Precipitation over West Java in January–February 2007*. PhD thesis, Kyoto University, 2012.
- [26] S. Yabu, S. Murai, and H. Kitagawa. Clear-sky radiation scheme. *NPD Rep.*, Vol. 51, pp. 53–64 (in Japanese), 2005.
- [27] B. Q. Yi and Q. H. Zhang. Near-equatorial typhoon development: climatology and numerical simulation. *Adv. Atmos. Sci.*, pp. 1014–1024.
- [28] S. Yoden, S. Otsuka, N. J. Trilaksono, and T. W. Hadi. Recent Progress and Achievements in Research on the Maritime Continent Monsoon. In *The Global Monsoon System: Research and Forecast (3rd Edition)*. 2016 (in press).
- [29] 松葉史剛. Borneo vortexに関する数値実験, 2015. 京都大学理学部 気象学研究室 卒業論文.