

梅雨前線上に発生したメソ低気圧のアンサンブル予報実験

Ensemble Forecast Experiments of a Meso-scale Cyclone in the Baiu Frontal Zone

榎本剛・中下早織⁽¹⁾・石井智⁽²⁾

Takeshi ENOMOTO, Saori NAKASHITA⁽¹⁾ and Satoshi ISHII⁽²⁾

(1) 京都大学大学院理学研究科

(2) 気象庁

(1) Graduate School of Science, Kyoto University

(2) Japan Meteorological Agency

Synopsis

Ensemble forecast experiments were conducted to investigate the mechanisms and predictability of a meso-scale cyclone observed by vessels in the East China Sea during the field campaign for the Baiu frontal zone and Kuroshio in late June to early July 2022. The forecast from 1200 UTC, 18 June predicts a meso-scale cyclone with heavy precipitation similar to the one observed by the three vessels on 19th. Some ensemble members reproduce the precipitation more realistically. Stronger cooling in the boundary layer of the improved forecast reduces the underestimation of sea-surface flux. However, the convective available potential energy is not intensified due to the significantly lower sea-surface temperature prescribed in the model than the reports from the vessels. The sea-surface flux estimated from ship reports varies with the potential temperature difference and wind speed associated with the meso-scale disturbances to compensate the boundary-layer potential temperature consumed by convection.

キーワード: 梅雨前線帯, メソ低気圧, 海面フラックス, アンサンブル予報

Keywords: Bain frontal zone, meso-scale cyclone, sea-surface flux, ensemble forecast

1. はじめに

梅雨前線と黒潮の観測を目的として, 2022年6月下旬から7月上旬にかけて, 東シナ海で長崎丸(長崎大学), かごしま丸(鹿児島大学), 勢水丸(三重大大学)の3隻による大気・海洋の観測が実施された。6月19日には, 3隻同期観測が実施され梅雨前線上のメソ低気圧を観測することに成功した。

6月19日の3隻の観測位置をFig. 1に示す。3隻は異なる経度帯を担当するが同期して移動する。観測を開始した9時(JST)には, 各船南東の隅に位置している。2回西進した後, 北に進み, 次は2回東進する。3隻は

東西に移動しながら, 北東の隅に20日11時到達した。

気象庁のメソスケール解析には, 3隻から通報された観測が同化されている。Figure 2に, この解析と短時間予報を示す。矩形で示す観測域の南には, 0100 UTC (10 JST)において南風が収束し, 東風との間で東西に伸びた相当温位勾配を形成している。降水を伴った発達するメソ低気圧の通過に対応して, 観測域は0300 UTCには反時計回りの循環が見られ, 0400 UTCには相当温位勾配が強化されている。0200 UTCから0400 UTCが降水の極大にあたる。

本稿では, このメソ低気圧が予報実験においてどのように再現されているかについて, 気象庁の予報や船

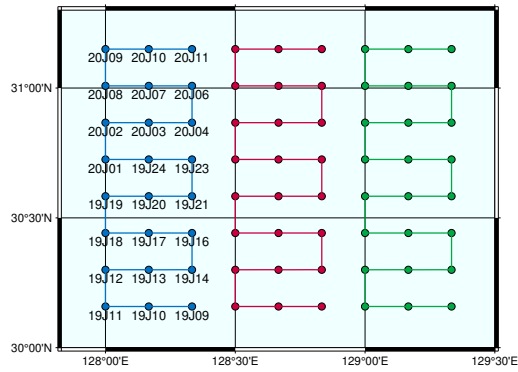


Figure 1 Planned observation locations of the three vessels: Nagaksakimaru, Kagoshimamaru and Seisuimaru on 19 June 2022. The number before and after the letter ‘J’ indicate date and hour in JST, respectively.

船から通報されたデータと比較する。また、メソ低気圧の通過に伴う海面フラックスに関する解析を示す。

2. 予報実験と解析手法

この節では、予報実験に用いたモデルと解析手法の概要について述べる。

2.1 NCEPメソスケールスペクトルモデル

本研究では、米国環境予測センター（NCEP: National Centers for Environmental Prediction）のメソス

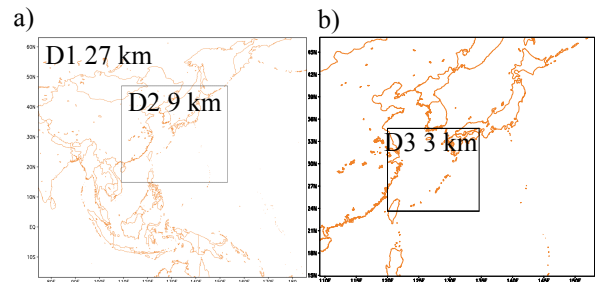


Figure 3 Doubly nested domains of the National Centers for Environmental Prediction Mesoscale Spectral Model (NCEP MSM). a) Domain 1 (D1, 27 km) and Domain 2 (D2, 9 km). b) D2 and Domain 3 (D3, 3 km). D1 is interpolated from 0.5° NCEP Global Forecast System (GFS). D2 and D use the non-hydrostatic dynamical core.

ケールスペクトルモデル（MSM: Mesoscale Spectral Model, Juang, 2000）を用いる。NCEP MSMは水平離散化に二重フーリエ級数を用いている。スペクトル法は差分法に比べて、波動の位相誤差が少なく、実効解像度が高いという点で有利である。また、外側モデルからの差分を更新する摂動法を採用している。そのため、外側モデルを境界だけでなく内部にも取り込み、内側モデルにより生じる大きなスケールの誤差を回避する。

力学コアは、静力学と非静力学から選択が可能である。非静力学コアでは、静力学平衡

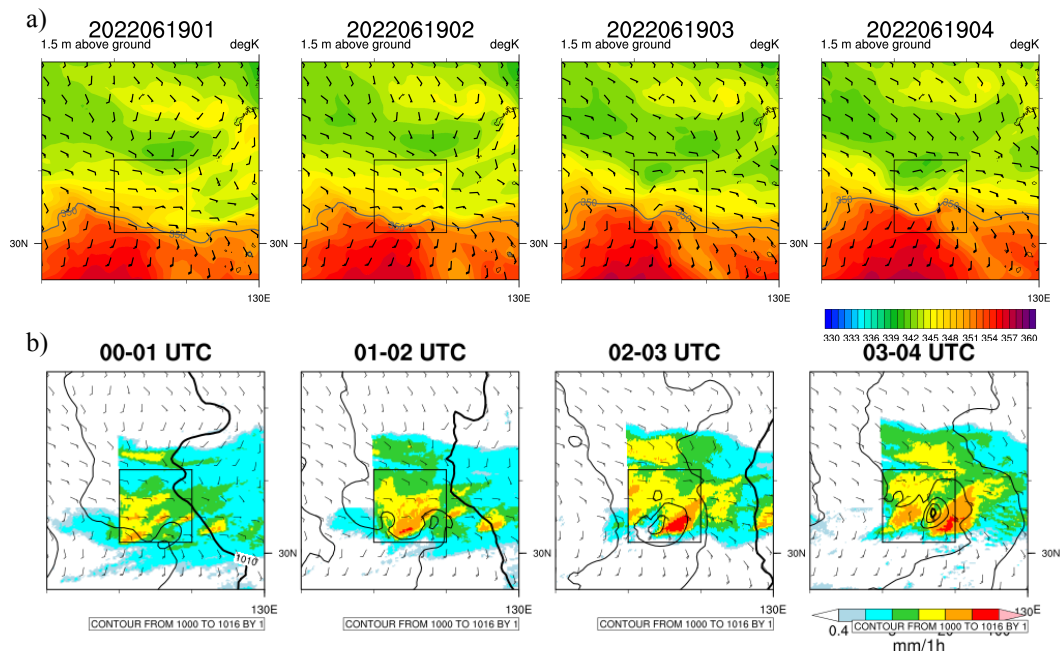


Figure 2 Japan Meteorological Agency meso-scale analysis at 0300 UTC and forecasts for 0100, 0200, 0400 UTC, 19 June of the a) potential temperature K (shades, 350K in gray) and winds m s^{-1} (arrows) at 1.5-m and b) sea-level pressure hPa (contours) and 1-h accumulated precipitation mm h^{-1} (shades). A box indicates the observation area (Fig. 1).

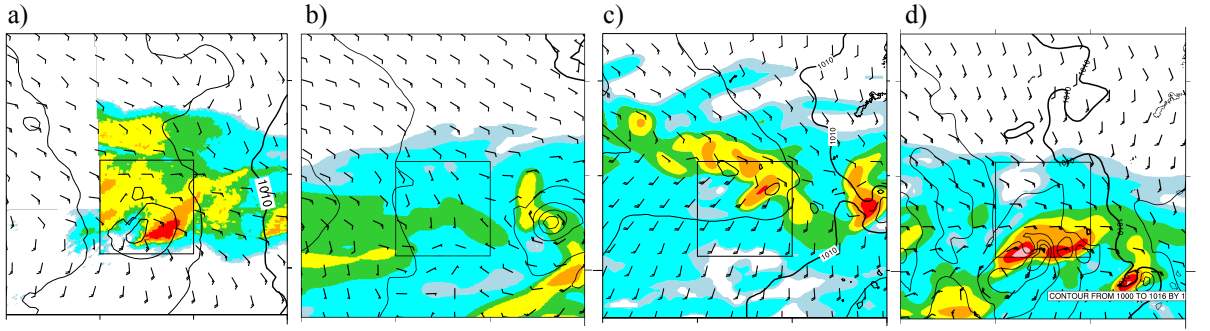


Figure 4 As in Fig. 2b but for a) Japan Meteorological Agency (JMA) analysis and radar observation, b) JMA, NCEP MSM D3 c) control and d) member 40 forecasts for 0300 UTC, 19 June from 1200 UTC, 18 June.

$$\frac{\partial z}{\partial \sigma} = -\frac{R\bar{T}}{g\sigma} \quad (1)$$

を鉛直座標を定義するために用いている．ここで $\bar{T}$ は静力学気温である．静力学気圧 $\bar{p}$ と静力学地表面気圧 $\bar{p}_s$ を用いると，地形に準拠した鉛直座標 $\sigma = \bar{p}/\bar{p}_s$ が定まる．静力学気温 $\bar{T}$ をモデル内部で時間発展させることにより，静力学コアと同じ，水平スペクトル離散化，4次の水平拡散，時間フィルタ，セミ・インプリシット調節のような計算手法と物理過程を用いて安定した計算が実現されている．

ネスティングは次のように設定した．最外側はNCEP Global Forecast System (GFS)を水平解像度27 kmに内挿した静力学場を初期値とし，速い波を取り除く初期値化は用いない．27 kmモデルを基本場として，水平解像度9 kmの非静力学モデルを時間積分する (Fig. 3a)．さらに9 kmを基本場として，水平解像度3 kmモデルを時間積分する (Fig. 3b)．アンサンブル数は40とした．物理過程やアンサンブル摂動の生成手法は，中下・榎本 (2023) に詳述する．

2.2 境界層準平衡

暖かい海洋上における湿潤対流の調整のメカニズムの一つとして，境界層準平衡仮説が提案されている (Raymond, 1995)．この仮説によれば，対流不安定の生成と釣り合うように湿潤対流が生じ，その時間スケールは擾乱の時間スケールよりも短い．境界層の相当温位 θ_{eb} の時間変動は次の式で表される．

$$\frac{d\theta_{eb}}{dt} = \frac{\partial \theta_{eb}}{\partial t} + \mathbf{u}_h \cdot \nabla_h \theta_{eb} = Q_{eb} + \frac{F_{es}}{b} - \frac{w_e \delta \theta_{ed}}{b} \quad (2)$$

ここで $\mathbf{u}_h$ は水平風， ∇_h は水平微分演算子， Q_{eb} 及び F_{es} はそれぞれ放射および海面フラックス， b は境界層の厚さ， w_e は自由大気からのエントレインメント質量フラックス， $\delta \theta_{ed}$ は境界層上端を跨ぐ相当温位の減少の大きさを表す．

本研究では海面フラックスに着目する．海面では，顕熱及び潜熱の交換が行われるが，海面水温での飽和相当温位 θ_{ess} と θ_{eb} との差 $\Delta \theta_e = \theta_{ess} - \theta_{eb}$ を考えると両方をまとめて扱うことができる．海面フラックスは抵抗係数を $C_d \approx 10^{-3}$ を用いると

$$F_{es} = C_d U_e \Delta \theta_e \quad (3)$$

により概算できる．ここで，実効風速は乱流強度 $W \text{ m s}^{-1}$ を用いて

$$U_e = \sqrt{|\mathbf{u}_h|^2 + W^2} \quad (4)$$

で表すことができる．通常 $W \approx 2\text{--}4 \text{ m s}^{-1}$ であり，本研究では， 3 m s^{-1} とした．

3. 予報及び解析結果

アンサンブル予報実験の結果を解析や気象庁の予報と比較する．また，海面フラックスに関する解析結果を示す．

3.1 メソ低気圧の再現性

気象庁のメソ解析による海面気圧及びレーダーで推定された降水量と，18日1200 UTCからの気象庁メソモデルの予報及びNCEP MSMによるD3におけるアンサンブル予報実験の結果とを比較する．

19日0300 UTCにおける解析 (Fig. 4a) では，観測域の中央にメソ低気圧があり，中心の東西に降水セルが見られる．気象庁の15時間予報 (Fig. 4b) では，メソ低気圧は予報されているが，既に観測域を通過している．NCEP MSMによるコントロール予報 (Fig. 4c) は観測域に低気圧の中心があるものの，東風が弱い．また，降水域がやや北偏している．アンサンブルメンバーの中には，観測域平均の降水量の再現性が高いものが存在する．その一つがメンバー40 (Fig. 4d) であ

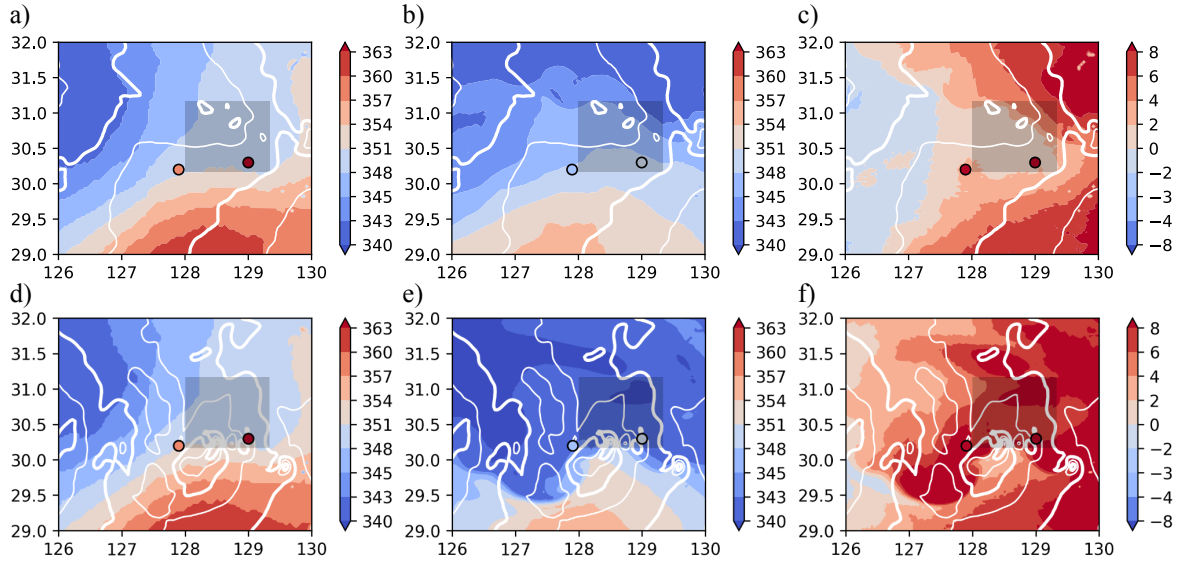


Figure 5 Saturated potential temperature θ_{ess} K at the sea-surface (a, d), boundary-layer potential temperature θ_{eb} K (b, e) and the difference $\Delta\theta_e = \theta_{\text{ess}} - \theta_{\text{eb}}$ K (c, f) at 0300 UTC, 19 June for the control (a, b, c) and member 40 forecasts (d, e, f). Ship observations from Nagasakimaru and Seisuimaru, missing Kagoshimamaru, are marked by circles. Forecast and observed θ_{eb} are calculated from the forecast 2-m temperature and temperature observed at the deck, respectively. White contours represent sea-level pressure hPa.

る。メンバー40は降水域がコントロールよりも南にあり、観測域が概ね東風になっている。

メンバー間のメソ低気圧の位置や強度、降水分布・時間変化のばらつきは、メソスケールや対流スケールにおける不確実性の存在を示唆している。

3.2 船舶観測との比較

海面フラックスに関連する変数について、NCEP MSMによる予報と船舶観測と比較する。メソ低気圧

が観測域にあった19日0300 UTCにおいて、海面水温で計算した飽和相当温位 θ_{ess} (Fig. 5a, d) は観測と比較して低い。NCEP MSMの下面境界条件として与えられている海面水温が実際よりも低く、黒潮やそれに伴う水温前線が十分に表現されていないことを示している。海面水温には摂動が含まれていないので、コントロール (Fig. 5a) とメンバー40 (Fig. 5d) との差異は、海面気圧に起因するものである。境界層の相当温位 θ_{eb} は、コントロールは長崎丸よりもやや低く、勢

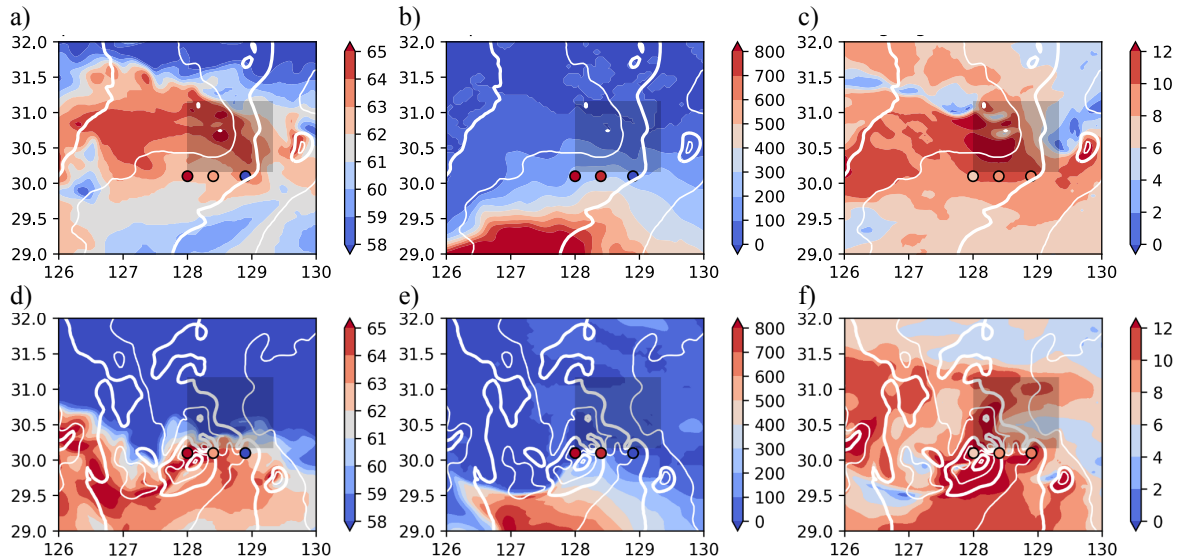


Figure 6 As in Fig. 5 but for precipitable water kg m^{-2} (a, d), convective available potential energy J kg^{-1} (b, e) and boundary-layer wind speed m s^{-1} (c, f) at 0200 UTC, 19. Ship observations are available from Nagasakimaru, Kagoshimamaru and Seisuimaru. Forecast and observed boundary-layer wind speeds are calculated from the forecast 10-m winds and wind observed at the deck, respectively.

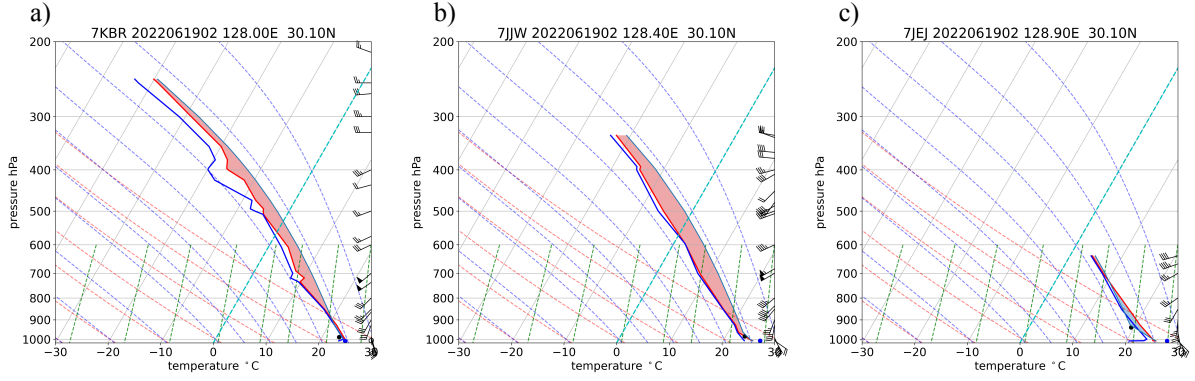


Figure 7 Skew-T diagrams for observations from a) Nagasakimaru, b) Kagoshimamaru and c) Seisui at 0200 UTC, 19 June. Red and blue curves represent temperature and dew-point temperature ($^{\circ}\text{C}$), respectively. Red and blue shades represent convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition (CIN), respectively. Horizontal and slant grey solid lines indicate isobaric and isothermal lines. The 0°C temperature is superimposed by a dashed turquoise line. Red and blue dashed curves represent dry and moist adiabats. Slant dashed green lines are constants of mixing ratio. The lifting condensation level and temperature is marked by a black dot. The surface pressure and sea-surface temperature is marked by a blue dot. Winds are plotted along the left edge with barbs in knots. Wind barbs pointing right are westerlies.

水丸とはほぼ整合している。メンバー40は海面付近の冷却がやや過剰だが、 $\Delta\theta_e$ は観測に近付いている。

1時間前の0200 UTCには、海面付近で暖湿流が南西から流入し、不安定が増大した。コントロール予報の可降水量 (Fig. 6a) は、収束の位置に対応して北偏しており降水が北にずれたことにつながったものと考えられる。コントロール予報の可降水量は、観測された東西コントラストと整合していない。メンバー40の可降水量 (Fig. 6d) は収束が観測域の南にあることに対応して、コントロールと比べて1度程度南にあり、観

測との整合性が向上している。対流有効位置エネルギーはコントロール (Fig. 6b) , メンバー40 (Fig. 6e) とともに長崎丸、かごしま丸で観測された、それぞれ $800, 700 \text{ J kg}^{-1}$ 超 (Fig. 7) の大きな値を再現できていない。低い海面水温が与えられていたことが一因であるが、地表面過程について調査が必要である。境界層風速はメソ低気圧の再現性向上に伴って、コントロール予報 (Fig. 6c) よりもメンバー40 (Fig. 6f) の方が東西に変化が見られる。

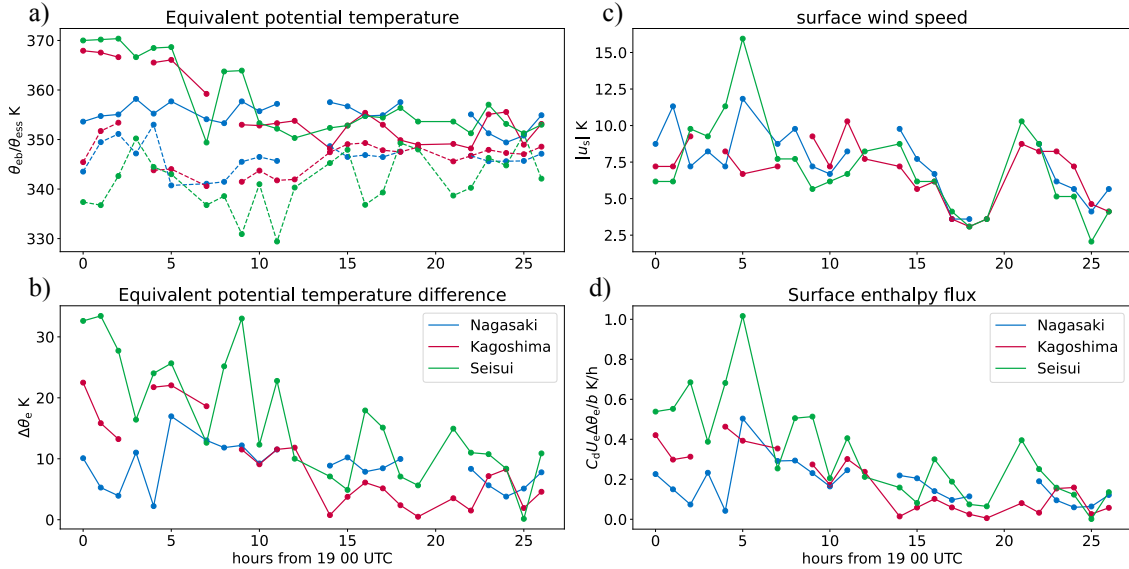


Figure 8 Time evolution of the a) saturated potential temperature θ_{ess} K at the sea-surface temperature (solid) and boundary-layer potential temperature θ_{eb} K (dashed), b) difference $\Delta\theta_e = \theta_{\text{ess}} - \theta_{\text{eb}}$ K, c) surface wind speed m s^{-1} and bulk estimate of boundary-layer potential temperature tendency due to sea-surface surface flux K h^{-1} estimated from observations from Nagasakimaru (blue), Kagoshimamaru (red) and Seisui (green).

3.3 海面フラックスの時間変動

観測データから海面フラックスを概算する。まず、海面水温における飽和相当温位 θ_{ess} と境界層の相当温位 θ_{eb} (Fig. 8a, それぞれ実線と破線), その差 $\Delta\theta_e = \theta_{\text{ess}} - \theta_{\text{eb}}$ の時間変化を示す (Fig. 8b)。観測位置に関わらず、横軸を19日0000 UTCからの時間としている。境界層はよく混合されていると仮定し、 θ_{eb} の計算には船上の観測を用いた。

θ_{ess} は長崎丸 (青) は一日を通じて、平均355 K前後 (最低349K, 最高358 K, 標準偏差2.34 K) で大きな変化はないが、かごしま丸 (赤) と勢水丸 (緑) は北進するにつれて低下傾向にある。長崎丸, かごしま丸, 勢水丸の線型トレンドは、それぞれ -0.136 , -0.757 , -0.786 Kである。

観測初期の θ_{eb} の変化は擾乱の東進と対応している。長崎丸とかごしま丸は0100 UTCにそれぞれ350, 352 K, 勢水丸は0300 UTCに350 Kとなり対流発生 of 閾値と考えられる $\theta_{\text{eb}} \gtrsim 350$ Kとなっている。閾値を超えると対流が発生するため、 θ_{eb} が低下すると考えられる。長崎丸は0300 UTCに一旦 θ_{eb} が347 Kに下がるが、0400 UTCには350 Kに回復している。0400 UTCに長崎丸は $\Delta\theta_e$ が2.23 Kに小さくなるのに対し、勢水丸は θ_{eb} が344 Kに下がるため $\Delta\theta_e$ は24 Kに大きくなっている。かごしま丸は0300 UTCが欠測だが、0400 UTCに θ_{eb} が344 Kに低下し、 $\Delta\theta_e = 22$ Kと大きくなる。次に船舶上で測定された風速 $|\mathbf{u}_h|$ (Fig. 8cの $|\mathbf{u}_s|$) を見ると、長崎丸が0100 UTCと0500 UTCにそれぞれ11.3, 11.8 m s $^{-1}$, かごしま丸が1100 UTCに10.3 m s $^{-1}$, 勢水丸が0400, 0500, 2100 UTCに11.3, 15.9, 10.3 m s $^{-1}$ となり、10 m s $^{-1}$ を超えている。式(3)により推定された海面フラックスによる θ_{eb} の時間変化傾向 F_{es}/b は、 $\Delta\theta_e$ の風速 $|\mathbf{u}_h|$ とよく対応している。境界層の厚さは簡単のため925 hPaの高度とした。0400 UTCの長崎丸は $F_{\text{es}}/b = 0.0423$ K h $^{-1}$ と勢水丸は $F_{\text{es}}/b = 0.68$ K h $^{-1}$ と大きな差がある。 $\Delta\theta_e$ が2.23 Kと24.0 Kと勢水丸の方が桁違いに大きいことに加え、 $|\mathbf{u}_h|$ が7.20 m s $^{-1}$ と11.3 m s $^{-1}$ と勢水丸の方が大きかったためである。0500 UTCに勢水丸は $\Delta\theta_e = 25.7$ K, $|\mathbf{u}_h| = 15.9$ m s $^{-1}$ を記録し、 F_{es}/b は1.01 K h $^{-1}$ と最大となった。一方、かごしま丸と長崎丸ではその半分以下の0.504, 0.393 K h $^{-1}$ に留まっている。 $|\mathbf{u}_h|$ は長崎丸の方が11.8 > 6.69 m s $^{-1}$ と強いが、かごしま丸の方が $\Delta\theta_e$ が24.0 > 17.0 Kと大きい。観測期間の後半は $\Delta\theta_e$ が比較的小さいが、勢水丸の1600, 2100 UTCに $\Delta\theta_e$ が17.8, 14.9 Kに増加するとともに風が強まったため、 F_{es}/b も0.300, 0.395 K h $^{-1}$ のピークが見られる。

4. まとめ

2022年6月に実施された3隻の船舶により観測された梅雨前線帯上のメソスケール低気圧の予報実験を行った。18日1200 UTCからの15時間予報で、NCEP MSMは観測に類似した低気圧を予想した。40メンバーのアンサンブル実験を行ったところ、観測域で平均した降水量やその時間変化の再現性を改善するメンバーがあった。コントロール予報よりも収束が1度程度南下し、低気圧の位置や降水パターンの再現性が向上するとともに、 $\Delta\theta_e = \theta_{\text{ess}} - \theta_{\text{eb}}$ や、可降水量、 $|\mathbf{u}_h|$ については観測とより整合的となった。一方、0200 UTCに観測されたCAPEの増大はアンサンブルにも表現されていなかった。CAPEの過小評価には、海面水温が観測よりも低かったことが影響していると考えられる。

次に境界層準平衡仮説に基づき、観測を用いて海面フラックスによる θ_{eb} の時間変化傾向 F_{es}/b を評価した。対流活動は閾値とされる350 K前後で発生しており、梅雨前線についても境界層準平衡が一定程度成り立つことを示唆している。 F_{es}/b は擾乱の通過に伴う $\Delta\theta_e$ や $|\mathbf{u}_h|$ に対応して変化している。

水平勾配が小さい熱帯とは異なり梅雨前線帯では水平移流を無視できず、また放射やエントレインメントも θ_{eb} の収支を考える上で重要である。これらを正確に評価し、境界層の準平衡を包括的に理解するためには、より稠密な観測が必要である。

謝辞

三重大学立花義裕教授、鹿児島大学中村啓彦教授、長崎大学滝川哲太郎准教授をはじめとする、観測を実施した3船の関係者に感謝申し上げる。NCEP MSMは莊漢明 (H.-M. Henry Juang) 博士より提供された。NCEP GFSは米国海洋大気局現業モデルアーカイブ配信システム (NOMADS, NOAA Operational Model Archive and Distribution System), 通報データは気象庁の世界気象機関情報システム東京全球情報システムセンター (WIS GISC Tokyo), 気象庁MSM及び合成レーダーは京大生存圏研「グローバル大気観測データ」から取得した。本研究はJSPS科研費19H05698の助成を受けた。TEMP SHIP報の風向風速のデコードは琉球大学山田広幸教授、明星電気清水健作氏にご教示いただいた。

参考文献

気象庁, 気象通報式 <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/tsuhoshiki/tsuhoshiki.html>, 2023年8月27日閲覧。

中下早織・榎本剛（2023）：温帯及び熱帯低気圧に関する成長モードの比較, 京都大学防災研究所年報, 第66巻B, pp. 159–174.

Juang, H.-M. H., (2000): The NCEP Mesoscale Spectral Model: A Revised Version of the Nonhydrostatic Regional Spectral Model, Mon. Wea. Rev., Vol. 128, No. 7, pp. 2329–2362.

Raymond, D. H., (1995): Regulation of moist convection over the West Pacific warm pool, J. Atmos. Sci., Vol. 52, No. 22, pp. 3945–3959.

付録

海上観測所からの高層実況の通報に用いる伝統的な英数字コード（TAC: Traditional Alphanumeric code）で通報されるTEMP SHIP報（FM36 TEMP SHIP）は国際気象通報式（気象庁）に定義されている。データはWIS GISC Tokyoから入手可能であるが、長期アーカイブはされていない。

TEMP SHIPは次の4つの部に分かれており、我が国では各部を別々に通報する。

- A部: 指定気圧面1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa
- B部: 特異点 (≤ 100 hPa)
- C部: 指定気圧面 70, 50, 30, 20, 10 hPa
- D部: 特異点 (> 100 hPa)

A部第1節には、TEMP SHIPのA部を表すUUAAから始まり、観測所を特定するコールサイン、小数点第一位まで含めるために緯度と経度を10倍した値などが記されている。

A部第2節には地表面気圧、風向風速 (knot)、気温及び湿数に続いて、指定面のジオポテンシャル高度、風向風速 (knot)、気温及び湿数が続く。気温 $^{\circ}\text{C}$ と湿数は10倍され、気温の奇数は負値を表す。風向風速ddfffは風向dddとfffの合成でdddは 5° 刻みである。例えば 164.2° 24.6kt は $16500 + 25 = 16525$, 124.6kt なら $16500 + 125 = 16625$ と表す。

A部第7節の最後に海面水温が記録されている。

B部はUUBBから始まる。B部第1節は所面（観測所のある高さ）での気圧に続いて気温及び湿数の後、特異点番号と気圧及び気温と湿数が並んでいる。21212の後は風向風速データが並ぶ。国内通報式では、900, 800, 600 hPaの風向風速を通報する。

TEMP報のデコードを行ったPythonスクリプトは <https://gist.github.com/tenomoto/d4ab2921d8d7a9ce7949ca4ff8c44c89> から取得できる。



（論文受理日：2023年8月31日）