

航空機により観測された非常に強い台風の雲解像モデルを用いた高解像度シミュレーション

課題責任者

坪木 和久 名古屋大学 宇宙地球環境研究所

著者

坪木 和久*¹

*¹名古屋大学 宇宙地球環境研究所

雲解像モデル CReSS を用いて、航空機により観測されたスーパー台風の高解像度シミュレーションを行い、それについての多くの感度実験を実施した。ここでは 2017 年 10 月に観測されたスーパー台風 Lan についての結果を示した。感度実験として海洋過程、初期のスピンアップ、雲粒子の落下速度、放射過程、および乱流過程を調べた。海洋については台風による海面水温の低下を適切に表現することが、強度予測には重要である。雲粒子の落下過程については、落下速度が大きい方が最低中心気圧は低くなった。これは雲の放射によるものであり、特に長波放射のほうの影響の大きいことが放射過程の実験から示された。乱流過程については、拡散係数が小さく、大気境界層の台風へのインフローが薄くかつ強くなる方が急速な発達をもたらすことが示された。

キーワード：雲解像モデル、スーパー台風、航空機観測、高解像度シミュレーション

1. はじめに

地球上で最も強い熱帯低気圧の台風は海上で発生、発達するために、その研究には数値モデルを用いたシミュレーションが不可欠である。台風は発達した積乱雲などの雲で構成されており、そのシミュレーションには雲を解像する数値モデルが必要である。台風のシミュレーションには、実際の台風の観測による検証が不可欠であるが、台風の暖気核や中心気圧の直接観測データはほとんど無いのが現状である。名古屋大学を中心とするグループは、2017 年から T-PARCII (Tropical cyclone- Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts) プロジェクトで、台風の航空機観測を実施しており、2017 年のスーパー台風 Lan、2018 年のスーパー台風 Trami の内部コアと眼内部の暖気核を高高度からのドロップゾンデにより観測することに成功した。これらのデータはスーパー台風などの非常に強い台風についての検証データとして利用できるようになった。これらの観測データを利用しつつ、航空機により観測された台風をはじめとして、顕著な台風のシミュレーションを行い、台風の構造と強化プロセスを解明することが本研究の目的である。それとともに台風をより精度よくシミュレーションできるように、モデルの物理プロセスの問題点を検討し、その改良を行うために、これまで雲解像モデル CReSS を用いて実施してきた台風のシミュレーション実験の結果を解析した。

本研究で用いた雲解像モデルは、Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS3.4.3m; Tsuboki and Sakakibara 2002 [1]) である。シミュレーション実験の対象とした台風は、2017 年 10 月 20~23 日に日本に接近・上陸し大きな災害をもたらした、超大型で非常に強い台風 Lan(2017) である。T-PARCII チームはこの台風について

10 月 21 日、22 日に眼の中に入って中心気圧の直接観測を実施した。その観測結果を気象庁および米国 JTWC (Joint Typhoon Warning Center) のベストトラックデータとの比較を表 1 にまとめた。

本研究では雲解像モデル CReSS を用いて、いくつかの台風を対象として実験を行ったが、ここでは台風 Lan(2017) についてのさまざまな実験の結果をまとめる。

表 1：台風 Lan(2017) の観測値と気象庁および JTWC のベストトラックデータとの比較 (暫定値)。単位は hPa。

日時 (UTC)	観測値 (差)	気象庁	JTWC
10/21, 06:39	925.7 (-9.3)	935	926
10/22, 01:01	927.8 (12.8)	915	931.8

2. 数値モデルと実験設定

CReSS は 3 次元の領域非静力学モデルで、鉛直方向に地形に沿った座標系を用い、水平方向には緯度経度座標を用いている。雲に関わる物理量は雲物理のバルク法を用いており、積雲パラメタリゼーションは用いない。短波および長波による放射加熱・冷却は、Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) によって計算される。

計算領域は、経度方向に約 40 度、緯度方向に約 35 度、高さは上部スポンジ層の下端が 24 km である。水平方向の格子間隔は、緯度経度ともに約 2km である。鉛直格子はストレッチングにより下層が細かい格子となっており、最下層での格子間隔は 100 m、鉛直層は 80 層である。初期値・境界値には気象庁の全球客観解析を用いた。

3. 結果

3.1 標準実験の結果

標準実験は初期値を 2017 年 10 月 18 日 00UTC として、5 日間の積分を行った。図 1 は 21 日 06UTC の結果で、台風の進路はほぼ気象庁ベストトラック (JMA-BT) と一致しており、北緯 22 度付近に中心を持つ超大型の台風が再現されている。中心気圧もほぼ観測値に近い 930hPa 程度となっている。

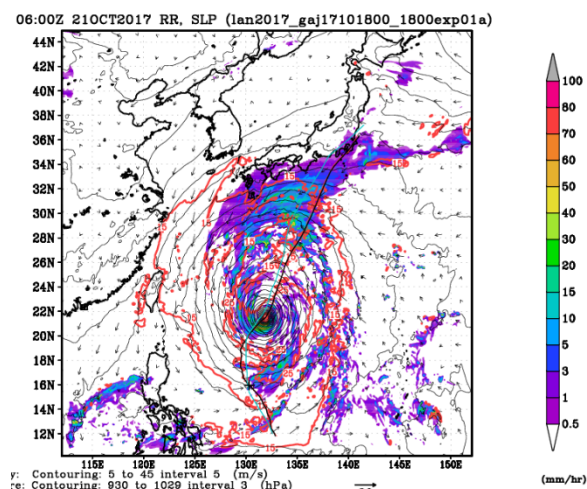


図 1：標準実験の結果。カラーは地上降水、矢印は地上風、黒等値線は地上気圧、赤線は地上風速で 15、25m/s。黒線は中心の経路、青線は JMA-BT。

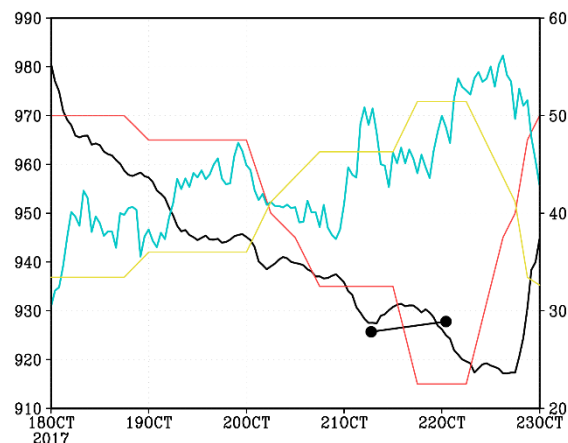


図 2：標準実験から得られた台風の中心気圧 (黒線) と最大地上風速 (青線)、JMA-BT の中心気圧 (赤線) と最大地上風速 (黄色)。二つの黒点は航空機観測より得られた中心気圧。

この実験から得られる中心気圧と最大地上風速の時間変化を JMA-BT と比較したものを図 2 に示す。初期の発達はやや早いことと、最低中心気圧をとる時刻が遅れる点が JMA-BT と一致しないが、最低中心気圧や最大地上風速は JMA-BT の値とほぼ同じになっており、航空機観測が行われた 2 日と 2 日の中心気圧は、観測から得られた中心気圧にほぼ一致している。これらの

ことから、この実験を基準として感度実験を行うことができる。

3.2 海洋モデルについての感度

台風の強度は大気モデルに接続している海洋モデルに大きく依存している。図 3 の黒線は図 2 と同じ海洋混合層を 0.5m 間隔、61 層 (黒線)、同 1m 間隔 (赤線)、および、データにより海面水温を与えた場合 (水色) を示した。台風による冷却の効かない水色線は、大幅な過発達となり、台風強度の予測には海洋のモデルを接続することが重要であることが分かる。また、赤線のほうが黒線より中心気圧が低下していることから、海洋混合層が深いほど、台風の強度が大きくなること分かる。これは海洋の熱容量が大きくなるからと考えられる。

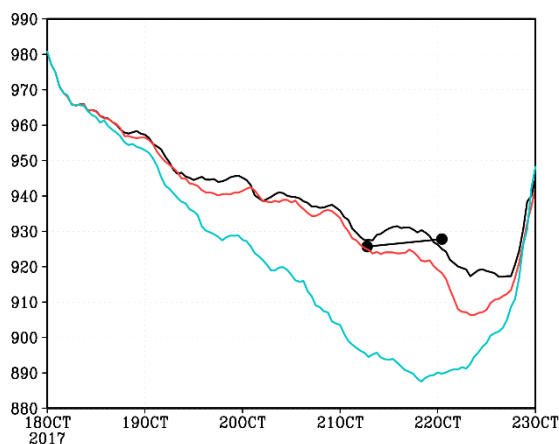


図 3：海洋の表現についての実験から得られた台風の中心気圧の時間変化。海洋混合層を 0.5m 間隔、61 層 (黒線)、同 1m 間隔 (赤線)、および、データにより海面水温を与えた場合 (水色)。

3.3 初期のスピンアップについての感度

ダウンスケールシミュレーションを行う場合、初期値にある台風強度は、BT の値に比べて小さく、また、雲物理過程もないので、その初期値から始めると初期発達が十分表現できないことがある。そこで初期にスピンアップを行った上で、積分を行う方法が考えられる。ここでは 10 月 16 日 00UTC と 18 日 00UTC を初期値とするシミュレーションで、それぞれ 18 時間のスピンアップを行った。図 4 に示すように、前者では、スピンアップで 5hPa 程度低下したが、その後の低下率には大きな違いが見られない。一方、後者の実験では、10hPa 程度の低下が初期にあり、その後の急速な発達が見られた。スピンアップについては、その効果はまだ不確定で、発達段階によって異なり、その利用には注意が必要であるが、初期の状態の改善には効果的であることが推定できる。

3.4 雲粒子の落下速度についての感度

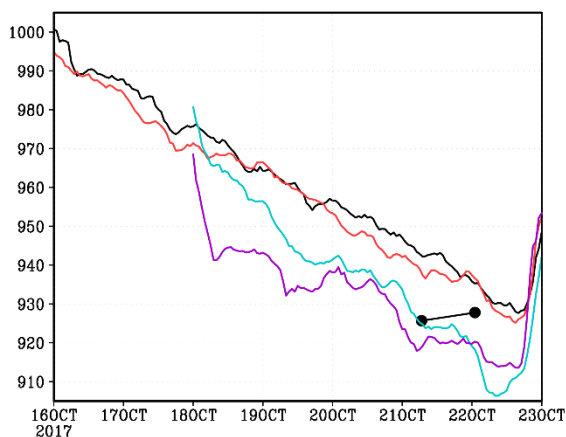


図4：初期値を16日（黒線と赤線）と18日（水色線と紫線）としたときのスピニアップに対する敏感度の実験の中心気圧の時間変化。スピニアップなし（黒線と水色線）と、あり（赤線と紫線）。

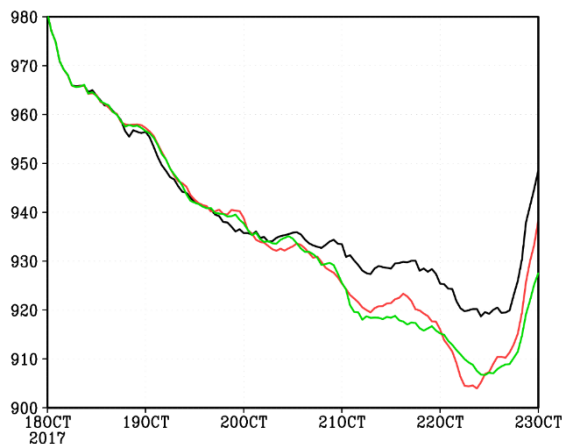


図5：雲粒子（氷晶と雲水）の落下速度を0.1mm/s（黒線）、10cm/s（赤線）、20cm/s（緑線）にしたときの中心気圧の変化。

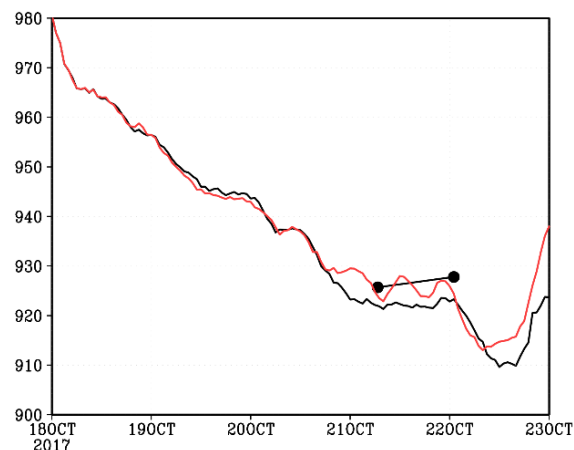


図6：放射がない場合の雲粒子（氷晶と雲水）の落下速度を0.1mm/s（黒線）、10cm/s（赤線）にしたときの中心気圧の変化。

氷晶や雲水の雲粒子の落下速度は一般に10cm/s以下で、その落下は台風の強度にほとんど影響しないよう

に思われる。しかし、上空に形成される台風のアウトフローレイヤーの巻雲は、放射を通じて台風全体の熱収支に影響し、さらに強度にも影響すると考えられる。そこで雲粒子の落下速度に対する台風強度の敏感度を調べた。

図5は雲粒子の落下速度を一定値として与えた場合の中心気圧の時間発展を比べたものである。0.1mm/sはほぼ落下速度が0である場合、10cm/sは標準的な落下速度、20cm/sはその2倍で大きな落下速度の場合である。最大強度のときに注目すると、0.1mm/sのようにほとんど氷晶が落下しない場合に比べて、落下する場合の方が最大で15hPa程度中心気圧が低くなる。

これが放射の影響であることを示すため、図6に放射過程をのぞいた場合の0.1mm/sと10cm/sの結果を比較した。この場合、中心気圧の差は顕著に小さくなり、雲による放射過程が、台風の強度に影響していることが分かる。さらに放射過程のうち、長波放射と短波放射の効果を調べるために、雲粒子の落下速度を10cm/sとして、放射過程なし、長波放射のみ、長波・短波放射ありを比較した。図7に示した結果から、放射過程なしの場合に比べて、最低中心気圧が低い。また、長波のみと長波・短波放射ありを比較すると、その差は小さく、短波放射よりも長波放射の方が台風強度への影響が大きいことが分かる。

3.5 乱流過程について

大気境界層における台風中心へのインフローの厚さと強さは境界層の乱流過程に大きく依存する。ここでは拡散係数を小さくした場合の影響を調べた。また、雲粒子の落下速度については10cm/sとして、放射過程のない場合を比較した。結果は発達速度に大きな違いが見られ、拡散係数が小さいほうが、10月19日付近に急速な発達がみられた。これは拡散係数が小さくなることでインフローの厚さが小さくなり、強いものとなることで、眼の壁雲がより発達するためと考えられる。一方で最低中心気圧は赤線で示される拡散係数の大き

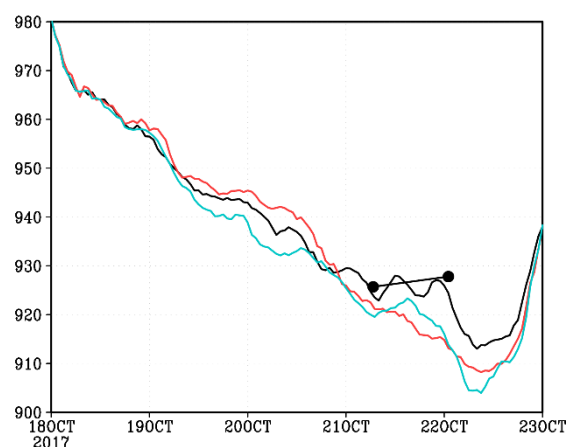


図7：雲粒子の落下速度を10cm/sにしたときの、放射なし（黒線）、長波放射のみ（赤線）、放射あり（水色）の場合の中心気圧の時間変化。

な方が低くなる。これは初期の段階での海洋の冷却小さいことが理由として考えられる。

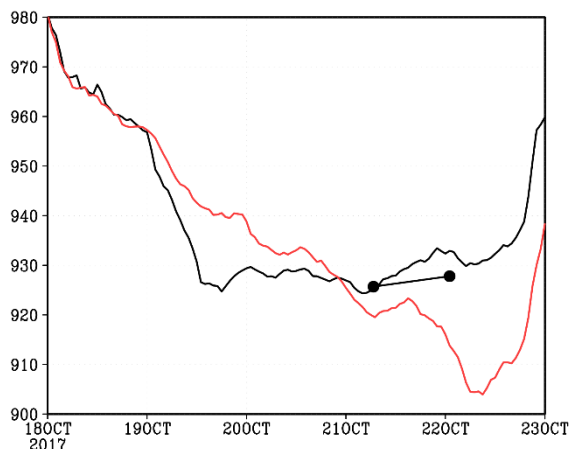


図 8 : 乱流過程についての感度実験。拡散係数が相対的に大きな場合 (赤線) と拡散項を小さくした場合の実験 (黒線)。雲粒子の落下速度は 10cm/s (赤線) で、放射がある場合の中心気圧の変化。

参考文献

[1] Tsuboki, K., and A. Sakakibara, "Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator", High Performance Computing, edited by H. P. Zima, K. Joe, M. Sato, Y. Seo, and M. Shimasaki, 243-259, Springer, New York, (2002)

High-Resolution Simulation of a Supertyphoon Observed by Aircraft Using the Cloud-Resolving Model

Project Representative

Kazuhiisa Tsuboki

Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University

Author

Kazuhiisa Tsuboki *¹

*¹ Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University

Using the cloud-resolving model CReSS, we performed high-resolution simulations of supertyphoons observed by aircraft and conducted a number of sensitivity experiments on physical processes. Results are presented here for Supertyphoon Lan observed in October 2017. Sensitivity experiments examined ocean processes, initial spin-up, terminal velocity of cloud particles, radiative processes, and turbulent processes. For the oceanic processes, an appropriate representation of the typhoon-induced sea surface temperature drop is important for accurate prediction of typhoon intensity. For the terminal velocity of cloud particles, the lifetime-minimum central pressure was lower when the terminal velocity was higher. Experiments on radiative processes indicated that this was due to cloud radiation, with longwave radiation in particular having a larger effect. For turbulent processes, a smaller diffusion coefficient and a resulted thinner and stronger inflow to the typhoon in the atmospheric boundary layer resulted in more rapid development.

Keywords: Supertyphoon, Aircraft observation, Cloud-resolving model, High resolution simulation

1. Introduction

Because typhoons, the most powerful tropical cyclones on earth, are generated and develop over the ocean, numerical model simulations are indispensable for their study. Since typhoons are composed of clouds such as well-developed cumulonimbus clouds, a numerical model that resolves clouds is necessary for their simulation. Verification by observation of observed typhoons is essential for typhoon simulation, but there is little observational data on the warm core and central pressure of typhoons. Since 2017, the T-PARCII (Tropical cyclone- Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts) project has been conducting aircraft observations of typhoons and has successfully observed the inner core of Supertyphoon Lan in 2017 and Supertyphoon Trami in 2018 and the warm core inside the eye by dropsonde from high altitude. These data can now be used as validation data for very strong typhoons. Using these observation data, the objective of this study is to simulate intense typhoons, including those observed by aircraft, and to elucidate the structure and strengthening process of typhoons.

In this study, the cloud-resolving model CReSS was used to conduct experiments for several typhoons, and here we summarize the results of various experiments for Typhoon Lan (2017).

2. Numerical model and experimental setup

The cloud-resolving model used in this study is the Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS3.4.3m; Tsuboki and Sakakibara 2002 [1]). The CReSS model is a three-dimensional, regional, compressible non-hydrostatic model. The CReSS model uses a terrain-following coordinate system in the vertical and calculates the three-dimensional wind velocity components,

pressure perturbation, potential temperature perturbation, turbulent kinetic energy, and the mixing ratios of water vapor, cloud water, rain, cloud ice, snow, and graupel. The CReSS model does not use cumulus parameterization. The short- and long-waves radiative heating/cooling in the model are calculated by the Rapid Radiative Transfer Model (RRTM).

The computational domain is approximately 40° in longitude and 35° in latitude, with a height of 24 km at the bottom of the upper sponge layer. The horizontal grid spacing is approximately 2 km in both latitude and longitude. The vertical grid is finer in the lower layers using stretching technique, with a grid spacing of 100 m at the lowest level and 80 vertical layers. The JMA (Japan Meteorological Agency) global objective analysis was used for initial and boundary values.

3. Results

The control experiment was performed for 5 days with an initial value of 00UTC on October 18, 2017. The simulated typhoon track almost agrees to the JMA Best Track (JMA-BT), reproducing a supertyphoon with a center near 22°N. The central pressure is also almost the same as observations at around 930 hPa. Although the initial development is somewhat earlier and the time of the minimum central pressure is delayed from that of JMA-BT, the minimum central pressure and maximum surface wind speed are almost the same as those of JMA-BT, and the central pressure is almost the same as those obtained from aircraft observations. From these facts, sensitivity experiments can be performed using this experiment as a standard.

Typhoon intensity is highly dependent on the ocean model connected to the atmospheric model. Figure 1 shows the results of experiments with 0.5 m intervals, 61 layers (black line), 1 m intervals (red line), and the fixed sea surface temperature (light

blue). The light blue line, without cooling by the typhoon, shows significant overdevelopment, indicating the importance of the ocean model to predict typhoon intensity. The red line has a lower central pressure than the black line, indicating that the deeper the ocean mixing layer, the greater the typhoon intensity. This is due to the greater heat capacity of the oceans.

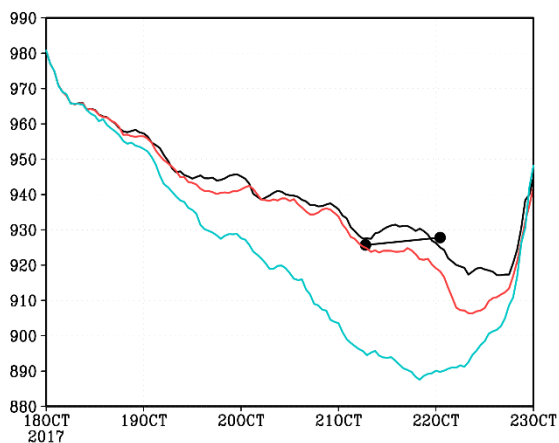


Figure 1: Temporal variation of the central pressure of the typhoon from the sensitivity experiments on the ocean. Ocean mixing layers at 0.5 m intervals, 61 layers (black line), at 1 m intervals (red line), and when sea surface temperature is given by the data (light blue).

The terminal velocity of cloud particles of ice crystals and cloud water is generally less than 10 cm/s, and their fall seems to have little effect on typhoon intensity. However, the cirrus clouds in the typhoon outflow layer affect the overall heat budget of the typhoon through radiation, and furthermore affect its intensity. Therefore, we investigated the sensitivity of typhoon intensity to the terminal velocity of cloud particles.

Figure 2 compares the time evolution of the central pressure for a fixed value of cloud particle terminal velocity: 0.1 mm/s is for a nearly zero velocity, 10 cm/s is for a standard velocity, and 20 cm/s is for a velocity twice that of the standard terminal velocity. If we focus on lifetime-maximum intensity, the lifetime minimum central pressure is almost 15 hPa lower in the case of falling ice crystals than in the case of almost no falling ice crystals (the case of 0.1 mm/s).

To show that this is due to an effect of radiation, Figure 3 compares the results for 0.1 mm/s and 10 cm/s when the radiation process is switched off. In this case, the difference in central pressure is significantly smaller, indicating that the radiative process due to clouds affects the intensity of the typhoon. To further investigate the effects of longwave and shortwave radiation, we compared the results for no radiation process, only longwave radiation, and with longwave and shortwave radiation processes at a cloud particle terminal velocity of 10 cm/s. The results shown in Figure 4 indicate that the minimum central pressure is lower than in the cases with radiative processes. When comparing longwave radiation only and with longwave and

shortwave radiation, the difference is not significant, indicating that longwave radiation has a greater impact on typhoon intensity than shortwave radiation.

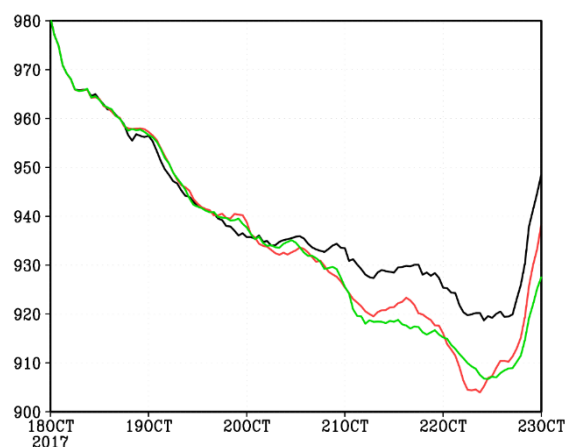


Figure 2: Temporal variation of central pressure for cloud particles (ice crystals and cloud water) falling at 0.1 mm/s (black line), 10 cm/s (red line), and 20 cm/s (green line).

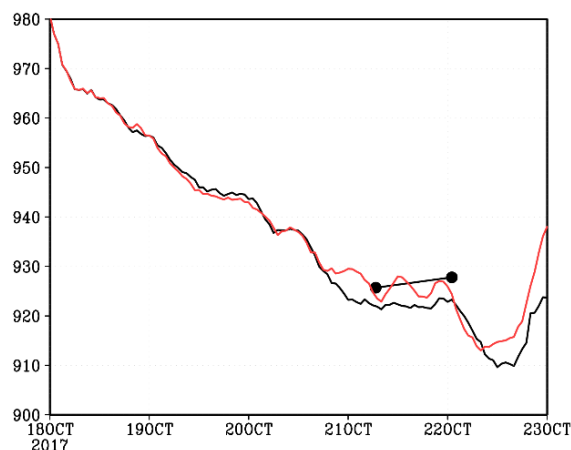


Figure 3: Temporal variation of central pressure for cloud particles (ice crystals and cloud water) falling at 0.1 mm/s (black line) and 10 cm/s (red line) in the absence of radiation.

The thickness and strength of the inflow to the typhoon center in the atmospheric boundary layer strongly depend on the turbulent processes in the boundary layer. Here, the effect of a change of diffusion coefficient is investigated. The terminal velocity of cloud particles was assumed to be 10 cm/s. The results show a large difference in the development rate, with the smaller diffusion coefficient showing more rapid development on the October 19. This is due to the smaller diffusion coefficient, which results in a smaller and stronger inflow thickness, and thus a more developed eyewall cloud.

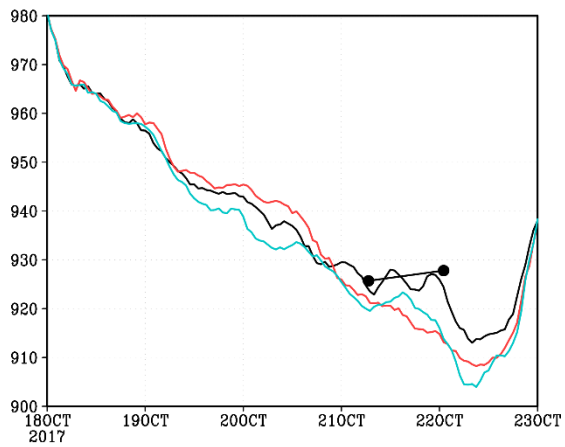


Figure 4: Temporal variation of central pressure without radiation (black line), with longwave radiation only (red line), and with radiation (light blue) when the cloud particles fall at 10 cm/s.

References

- [1] Tsuboki, K., and A. Sakakibara, "Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator", High Performance Computing, edited by H. P. Zima, K. Joe, M. Sato, Y. Seo, and M. Shimasaki, 243-259, Springer, New York, (2002)