平成 28 年度 卒業論文

冬季モンスーンによる

日本海筋状雲群がもたらす総観規模低気圧の強化 ~その低気圧はモンスーンを強める~

Synoptic-scale low strengthened by meso-scale cloud streak over the Sea of Japan -The low further strengthens East Asian Winter Monsoon -

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 自然環境システム学講座

気象・気候ダイナミクス研究室 513394

山本 雪乃

指導教員:立花義裕教授

第1章	f	序論	3
第2章	<u>f</u>	使用データ	4
	2-1	1 ERA-interim 再解析データ	
	2-2	2 JRA-55 再解析データ	
第3章	f	大気場	5
	3-1	1 ジオポテンシャル高度	
	3-2	2 冬季東アジアモンスーンインデックス	
	3-3	3 Q1Q2 変動	
第4章		解析手法	7
	4-1	1 WRF Version 3.4.1	
	4-2	2 Two-way Nesting	
	4-3	3 Two-way Nesting と Nonesting の比較	
	4-4	4 計算領域	
	4-5	5 計算期間	
第5章	f	結果	.9
	5-1	1 WRFの解析結果	
		5-1-1 Two-way Nesting と Nonesting の潜熱加熱量の比較	
		5-1-2 Two-way Nesting と Nonestig のジオポテンシャル高度の比較	
	5-2	2 再解析データの解析結果	
		5-2-1 7 つの事例のジオポテンシャル高度	
		5-2-2 7 つの事例の気温	
		5-2-3 冬季東アジアモンスーンインデックスとの関係性	
第6章	É.	考察とまとめ	.16
参考引	用	文献	.17
 謝辞	. / 14		18

目次

第1章 序論

日本海側の地方の降雪は、日本海上の気団変質と大きく関連している.冬季においてモンスーン(季 節風)がユーラシア大陸から日本海に向かって吹き出す.モンスーンは、シベリアの高気圧と東方の総 観規模低気圧との間を吹く風であり、東方の低気圧が強ければモンスーンが強くなり、寒気移流が強ま るので雪雲が発達し、日本海側の地方は豪雪となる.つまり、東方の低気圧は雪雲にとって重要な存在 である.冬季の日本海の海面水温は数℃から数十℃であるため、日本海に吹き出した冷たい空気は海面 に暖められ、海面の海水が蒸発して水蒸気が供給される.よって、海水面から大気に向かって大きな熱 フラックスと水蒸気フラックスが輸送される過程により、ユーラシア起源の乾燥している気団は熱と水 蒸気を受け取り湿潤気団へと変質し、日本海側の地方に降雪をもたらす.このようにモンスーンが海面 の影響を受けて変質することは、気団変質と言われている.[Ninomiya, 1968]

日本海の気団変質による発生する降雪雲に関する研究は多くなされている. [Umemura, 1980; Nagata et al., 1986] これらの研究は気団変質による降雪雲の構造や発達過程に焦点をおいている. しかし,降 雪雲が発生すると大量の潜熱加熱が生じ,それが総観規模大気場に影響を与えることが考えられるが, 降雪雲が発生後の遠隔影響を見た研究例はない. 以上のことから本研究では,降雪雲の発生による潜熱 供給が総観規模大気場へ与える影響を明らかにすることを目的とする. 総観規模大気場に与える影響を 明らかにすることで,数値予報モデルにおける日本海筋状雲の再現性を上げることがより正確な気象予 測につながると考えている.

第2章 使用データ

2-1 ERA-interim 再解析データ

再解析データとは、観測データを同化し、同一の数値予報モデルとデータ同化手法により再計算され、 長期間にわたりできる限り均質になるように作成されたデータセットである.本研究で使用する再解析 データは、ERA-interim[Dee et al., 2011]である.このデータセットは、ヨーロッパ中期予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF)により、6時間間隔で1979年から現在 までリアルタイムで継続的に提供されている.データの水平解像度は、1.5°(経度)×1.5°(緯度)で あり、地表面のデータには、地表面気圧、海面水温、積雪量、地上2m気温など、地表の気象データが 含まれている.本研究では、第4章で詳しく説明するWRFの初期値、境界値にERA-interimを用いた.

2-2 JRA-55 再解析データ

JRA-55 再解析データ[Kobayashi et al., 2015]は、水平解像度 1.25°(経度)× 1.25°(緯度)で、鉛直層 は 37 層の 3 次元データであり、1958 年以降のデータが提供されている.本研究では、ジオポテンシャ ル高度、気温、鉛直風、相対湿度、風速データを使用した.本研究では、第 3 章で詳しく説明する、冬 季東アジアモンスーンインデックスと Q1Q2 を計算する際に用いた.

第3章 大気場

3-1 ジオポテンシャル高度

ジオポテンシャル高度 Z とは、重力加速度 g の鉛直積分で定義されるジオポテンシャル Φ を平均重力加速度 g_0 で割った値である.

$$\Phi \equiv \int_0^z g dz$$

 Φ :ジオポテンシャル,g:重力加速度,z:高度

$$\mathbf{Z} \equiv \frac{\Phi}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz$$

高度の指標の1つとして用いられる気圧は、密度の影響を受ける欠点がある.一方でジオポテンシャル 高度は密度に依存しないため便利である.等圧面でジオポテンシャル高度が低い領域は気圧が低いと言 える.

3-2 冬季東アジアモンスーンインデックス

冬季において、ユーラシア大陸から日本海に向かって吹き出す北西風は冬季東アジアモンスーンと呼 ばれる.このモンスーンを示す指標として、[Watanabe, 1990]で提案された冬季東アジアモンスーンイン デックス (MO index)を使用する. MO index は、ロシアのイルクーツク (105°E, 52.5°N)と北海道の 根室 (145°E, 43.75°N)の海面更正気圧 (SLP)の差で定義され、寒気の指標としても使われる. イル クーツク付近に高気圧、根室付近に低気圧が存在する時は MO index が高指数となり、モンスーンが強 い.一方で、MO index が低指数の時、モンスーンは弱いと言える.

3-3 Q1Q2 変動

日本海の降雪雲の活動度を表す指標として, [Yanai et al., 1973]で定義された熱と水蒸気収支解析を用 いた.本研究において,この指標を降雪雲の強さを表す指標として用いる.JRA-55 再解析データの6時 間データを用いて,見かけの熱源Q1と見かけの水蒸気シンクQ2を計算した.計算したQ1,Q2の差 (Q1-Q2)を1000hPaから500hPaまで鉛直積分する.これ以降,Q1-Q2の鉛直積分から見積もられた値 をQ1Q2と示す.日本海におけるQ1Q2の変動は,気団変質に伴う日本海の対流性の降雪雲の強さの変 動を反映している[Yanai and Johnson, 1993]

$$Q_{1} = C_{p} \left(\frac{P}{P_{0}}\right)^{\kappa} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + V \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}\right) \qquad Q_{2} = -L \left(\frac{\partial \varrho}{\partial t} + V \cdot \nabla \varrho + \omega \frac{\partial \varrho}{\partial p}\right)$$

$$\kappa = \frac{R}{C_{p}} \quad \theta: \ \mathbb{I} dc, \ R = 気体定数, \ \varrho = \mathbb{I} dch, \ V = 水平風, \ \omega = 鉛直p 速度,$$

$$L = 凝結の際の潜熱, \ C_{p} = 乾燥空気の定圧比熱$$

2005 年 12 月の Q1Q2 を日本海(35.5°~42°N, 129°~141°E)の領域で領域平均した index を作成した (Fig. 1). 値が大きいほど,降雪雲が発生していることを表している.



Fig. 1 日本海で領域平均した 2005 年 12 月の Q1Q2 の時系列

第4章 解析手法

4-1 WRF Version 3.4.1

本研究では、気象予報モデルである WRF(Weather Research and Forecasting)Version 3.4.1[Skamarock and Klemp, 2008]を使用する. WRF は、米国環境予測センター(National Centers for Environmental Prediction; NCEP)や、米国大気研究センター(National Center for Atmospheric Research; NCAR)などが中心となり開発を進めているメソ気象モデルである.

本研究において WRF を使用する利点は、メソスケールに対する解像度に優れているため、より緻密 な計算が可能であり、筋状雲を再現することが可能である.また、4-2 章で詳細に説明する Twoway-nesting という手法を使うことで、再解析データでは筋状雲が発生した領域が総観規模大気へ与える影響を見る ことができる.

WRFの特徴は、日射量・大気放射量を計算する放射モデル、乱流混合層を表現する乱流モデル、水蒸気・雪などを考慮した雲物理モデル、地表面温度・土壌温度・土中水分量・積雪量・地表面フラックス を算出する地表面モデルなどの物理モデルが導入されており、最新の物理モデルやデータ同化システム が利用できる.

4-2 Two-way Nesting

WRFでは、粗い解像度の領域の内部に細かい解像度の領域を設定することが可能であり、これを Nesting と呼ぶ. さらに、細かい解像度の領域で計算された結果を外側の粗い解像度の領域へ反映させ、再度粗 い解像度の領域が計算される Two-way Nesting と呼ばれる手法を行うことが可能である.本研究では、 Two-way Nesting を用いる.日本海で発生する筋状雲を囲む領域を細かい解像度の領域とすることで、筋 状雲が発生したことが与える周囲への影響を見ることができる.

4-3 Two-way Nesting と Nonesting の比較

本研究では、2 つの実験を行った.1 つ目は、粗い解像度(30km)の領域(以下, Do1 とする)のみ で計算を行う実験.これを、本文中で Nonesting と呼ぶこととする.2 つ目は、細かい解像度(5km)の 領域(以下, Do2 とする)を日本海上で発生するの筋状雲を囲む領域とし、Two-way Nesting を用いた実 験.これを本文中で Two-way Nesting と呼ぶこととする.Nonesting と比べて Two-way Nesting では、よ り詳細な筋状雲の計算結果を Do1 に反映させているため、この Two-way Nesting と比較す ることにより、筋状雲がもたらす総観規模大気への影響を見ることができる.

4-4 計算領域

本研究では、水平格子間隔を Do1 は 30km, Do2 は、5km, 鉛直総数は 28 層, 鉛直上端は 10hPa とした.

Do1の計算領域は、105°E-180°E、10°N-60°N に位置し、Do2 は日本海上の筋状雲を囲む領 域に設定した.(Fig.2)よって、事例によって 筋状雲の発生場所がわずかに異なるので、事 例によって Do2 の位置は異なっている.筋状 雲の発生場所の確認は、気象衛星赤外画像に よって行った.

初期値・境界条件には, ERA-interim を使用 した.



Fig.2 WRF における Do1, Do2 の計算領域

4-5 計算期間

2005 年 12 月の Q1Q2 から, 降雪雲が発生している日として, 正の値を示している 7 日間を抽出する. (Fig. 3)



また,2010 年 12 月 30 日 00UTC,2014 年 12 月 31 日 12 UTC,2005 年 12 月 7 日 00UTC もそれぞれ 3 日間計算を行った.

第5章 結果

5-1 WRF の解析結果

5-1-1 Two-way Nesting と Nonesting の潜熱加熱量の比較

Fig.4 に, Do2の領域における Two-way Nesting と Nonesting の潜熱加熱量の差を経度高度断面図を示 す. 正偏差を示していて, Two-way Nesting の方が潜熱加熱量が多いことが分かる. 筋状雲が発生してい る領域である Do2 で潜熱加熱量が多いことから, このモデルの結果を用いて Two-way Nesting と Nonesting の差を比較することで, 筋状雲の発生による潜熱加熱が総観規模大気へ与える影響を見るこ とができると言える.



Fig.4 Do2の領域における Two-way Nesting と Nonesting の潜熱加熱量の差の経度断面図 (a) 2005年12月2日 (b) 2005年12月6日 (c) 2005年12月9日 (d) 2005年12月12日



Fig.4(cont.) Do2の領域における Two-way Nesting と Nonesting の潜熱加熱量の差の経度断面図 (a) 2005 年 12 月 17 日 (b) 2005 年 12 月 21 日 (c) 2005 年 12 月 25 日

5-1-2 Two-way Nesting と Nonestig のジオポテンシャル高度の比較

Fig.6 に、ジオポテンシャル高度の Two-way Nesting から Nonesting を引いた差を示す.7つの計算期間のすべてにおいて、低偏差が現れている.潜熱加熱が発生することにより、低気圧付近のジオポテンシャル高度を下げていることが分かる.



Fig.6 Two-way Nesting と Nonesting の 500hPa 面ジオポテンシャル高度の差
(a) 2005 年 12 月 3 日 (b) 2005 年 12 月 7 日 (c) 2005 年 12 月 10 日 (d) 2005 年 12 月 13 日
色はジオポテンシャル高度の差,線は Two-way Nesting のジオポテンシャル高度





5-2-1 7つの事例のジオポテンシャル高度

Fig.8 に,総観規模大気に影響があった事例の計算期間に示した筋状雲が発生した 7 つの事例それぞれの筋状雲が発生したとされる日の日平均ジオポテンシャル高度の気候値からの偏差を示す. 500hPa, 850hPa 面共に日本上空に低圧偏差があり,筋状雲が発生した時は,上空が低圧偏差になっていることが分かる.また,WP と類似しているテレコネクションパターンも見られる.Fig.9 は,総観規模大気に影響がなかった場合の日平均ジオポテンシャル高度の気候値からの偏差である.Fig.8 と比べて日本上空の低圧偏差が小さい.つまり,遠隔影響がある時は日本上空がより低気圧化している大気場で起こりやすいことが分かる.



Fig.8 筋状雲が発生した7つの事例のジオポテンシャル高度の平均と気候値の差
 (a) 500hPa 面
 (b) 850hPa 面
 色はジオポテンシャル高度偏差,線はジオポテンシャル高度の日平均気候値



Fig.9 遠隔影響がなかった事例のジオポテンシャル高度の平均と気候値の差

(a) 500hPa 面 (b) 850hPa 面

色はジオポテンシャル高度偏差、線はジオポテンシャル高度の日平均気候値

5-2-2 7 つの事例の気温

Fig.10 に,計算期間に示した筋状雲が発生した7つの事例のそれぞれ筋状雲が発生したとされる日の 日平均気温の気候値からの偏差を示す.500hPa,850hPa 面共に日本上空に低圧偏差があり,筋状雲が発 生した時は上空に寒冷な空気が流入していることが分かる.Fig.11 は,総観規模大気に影響がなかった 場合の日平均気温の気候値からの偏差である.Fig.9と比べて低温偏差が小さい.つまり,遠隔影響があ る時は,日本の上空により寒気が流入していることが分かる.



Fig.10 筋状雲が発生した7つの事例の気温の平均と気候値の差
 (a) 500hPa 面
 (b) 850hPa 面
 色は気温偏差,線は気温の日平均気候値



Fig.11 遠隔影響がなかった事例の気温の平均と気候値の差
 (a) 500hPa 面
 (b) 850hPa 面
 色は気温偏差,線は気温の日平均気候値

5-2-3 冬季東アジアモンスーンインデックスとの関係性

次に,筋状雲が発生した事例と MO index の関係性を検討する. Fig.10 に,2005 年 12 月における MO index の daily の変動を示した. 矢印は,本研究で検討している 7 つの事例における筋状雲が発生した当日を示している.筋状雲が発生した翌日に MO index が高指数になっている. イルクーツクと根室の SLP の差が大きくなったことを示している. WRF の計算結果より,潜熱加熱が低気圧付近のジオポテンシャル高度を下げる可能性があることが, MO index にも影響している可能性があることが示唆される.





第6章 考察とまとめ

WRF の解析結果から,筋状雲の発生による潜熱加熱が熱源となり,低気圧付近のジオポテンシャル高度 を下げている可能性を示唆した.(Fig. 6, Fig.7)また,再解析データの解析結果から,筋状雲が発生す る時の大気場は,日本上空が低気圧偏差となっており,同時に寒気が流入していることが分かった.(Fig. 8, Fig.9)日本海に寒冷な空気が流入することで日本海海面水温との温度コントラストが顕著になり, より筋状雲が発生しやすい大気場であったことが考えられる.さらに,筋状雲が発生した日と MO index との関係を見ると,筋状雲が発生した翌日に MO index が高指数となることが分かった.(Fig. 11)この ことは,WRFの結果で潜熱加熱が低気圧付近のジオポテンシャル高度を下げていたことが MO index が 高指数となることに寄与していると考えられる.以上のことから,以下のようなプロセスが考えられる. 西高東低の気圧配置で,筋状雲が発生しやすい場であることに加えて日本上空が低気圧偏差であるとき, 寒気が流入する.すると上空の寒気と暖かい日本海海面水温の温度コントラストから,より筋状雲が発 生しやすくなる.筋状雲が発生する際の潜熱加熱により,低気圧付近のジオポテンシャル高度が下がる と MO index を高指数になり,再び寒気が流入し,筋状雲が発生しやすくなる正のフィードバックの存 在を示唆した.今後は,より詳細な力学過程を解明していく必要がある.

参考引用文献

Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan island in winter season. *J. Meteor. Soc. Japan,* **46**, 342-372.

Dee, D. P., and co-authors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597.

Skamarock, W.C., Klemp, J.B., A time-split non-hydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, **227**, pp 3465-3485, 2008

Umemura, H., 1980: On the structure and formation of the disturbances causing a heavy snowfall over the coastal area of the Sea of Japan under under the winter monsoon. *Tenki*, **27**,33-44

Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi, and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; Numerical experiments. *J.Meteor. Soc. Japan*, **64**, 841-855.

Watanabe, T., 1990: Study on formation process of SST anomalies in the western North Pacific: Role of the East Asian winter monsoon. *Doctoral Thesis*, Tohoku University, 121pp.

Kobayashi S, and Coauthors, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **93**(1), 5-48, DOI: 10.2151/jmsj.2015-001.

Yanai, M., S. Esbensen, and J-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical clusters from large-scale heat and moisture bugets. *J. Atmos. Sci.*, **30** 611-627.

Yanai, M., and R. H. Johnson, 1993: Impacts of cumulus convection on thermodynamic fields.
Representation of cumulus convection in numerical models, *Meteor. Monogr.*, 46, Amer. Meter. Soc., 39-62.

謝辞

本研究を進めるに当たり,立花義裕教授には,研究手法・方針などに対して熱心にご指導していただ き深く感謝致します.自然環境システム学講座の先生方には,授業で専門知識を学ばせて頂いただけ でなく,合同ゼミで研究に対して多くのアドバイスをしていただいたことに大変感謝しております.

日常のゼミにおいて研究内容に対する多くの助言や、プログラミングの組み立て方を一から丁寧に 教えて頂だいた気象気候ダイナミクス研究室の先輩方には大変お世話になりました. モデルの使い方 を丁寧に教えていただいた堀口桃子氏、金井惇平氏、研究に関して多くの助言をいただきました安藤 雄太氏には深く感謝致します. また、日々お互いに助け合い共に卒業を迎えることができる4年生の 皆様に感謝致します.