The role of existence of the Okhotsk Sea for weaken the northern hemisphere zonal mean flow in winter season

-オホーツク海の存在が弱める冬季北半球規模帯状平均流--

川崎健太

地球システム学講座

Keywords: Okhotsk Sea, air-sea interaction, Arctic Oscillation, AGCM

1. 序論

冬季大気場の大きな特徴として、Arctic Oscillation (AO)^[1]の発達に伴うジェット気流の変 化により、中緯度の大気場が大きく変わること が挙げられ、北極の変動が中緯度へ大きな影響 をもたらす季節である.いくつかの研究では、 北極海の海氷分布の違いに伴う熱応答の変化に より、成層圏-対流圏の大循環場が変化し、AO や様々な気象現象に大きな影響をもたらすこと を指摘している([Nakamura et al., 2015]^[1], [Yang et al., 2016]^[2]など).しかし、北極海など大きな 海による大気応答を見た研究は多いが、比較的 小さな縁辺海が及ぼす冬季大循環場の変化を見 た研究事例は少ない.

ここで、日本の上部に位置するオホーツク海 に着目する. この海は地理的に大陸・島々に囲 まれた閉ざされた海であり、熱容量の違いによ り、夏季は陸と比べ冷たく、冬季は暖かいとい う海の効果を持つが、極域に近いため、その効 果は非常に強い.また、中緯度の海であるが、 冬季には海氷が張るという季節によって様々な 効果を持つ特異な海である. これらのことか ら、オホーツク海は中緯度にありながらも独特 の気候を形成することが知られている(立花・ 本田, 2007^[3]). [川崎: 2015 年度卒業研究]で は、オホーツク海を陸地とした実験を行い、海 と陸の違いによる、夏季の大気応答を検討し た. その結果, 冷たいオホーツク海の存在はジ エット気流及び,太平洋高気圧を強め,梅雨降 水帯を強化する役割を持つことを明らかにし た. 以上のことから、オホーツク海は大気大循 環場に与えるポテンシャルは十分にあると考え られる.

冬季オホーツク海に着目した事例として、オ ホーツク海の海氷分布の違いによる大気の応答 を検討した事例が挙げられる[Honda et al.,

1999]^[4].しかし,この先行研究は荒い解像度で 解析しているため,より詳細な大気応答を見る ことは出来ない.さらに,海氷を通して海から 大気へ熱輸送をするため,海氷分布の違いのみ ならず,オホーツク海全域での熱輸送を抑えた 実験を行い,オホーツク海の存在による効果を 検討する必要がある.

そのため本研究では、オホーツク海を陸地と する埋立実験(いわば、オホーツク海に蓋をす る実験)と通常の海である場合の実験の2つの 数値実験を行い、比較することにより、冬季に おけるオホーツク海の存在そのものが大気大循 環場に与える影響を評価・検討することを本研 究の目的とした.

2. 使用データ

使用モデルは大気大循環モデルの AGCM For Earth Simulator^[5] ver.4.1 である.大気の初期条件は JRA-25/JCDAS 再解析データ¹⁰の 1979 年 1 月の気 候値を用いている.海面水温 (SST)・海氷の境界 条件は Merged NOAA/OI SST&SIC データ¹⁰を用い ている.オホーツク海の存在が大気にどのような 応答を強制するか検討するため、オホーツク海を 海とする実験 (CTL) とユーラシア大陸の一部と した実験 (LAND)の2つの実験を各 32 年間計算 した.CTL 実験では全球の海に SST・海氷の 1979 年-1983 年の5 年平均した月別気候値を与えてい るのに対し,LAND 実験ではオホーツク海に海氷・ SST の境界条件を与えずに、周りの陸地と似た条 件で陸面パラメータを与えている(図 1).また、 標高は SST と同じ 0m としている.



3. 解析手法

CTL 実験と LAND 実験の唯一の違いは、オホ

ーツク海の境界条件がSST・海氷もしくは陸面 パラメータかであるので、必然的に両者の差を 評価すればオホーツク海の有無による大気への 応答を知ることが出来る.そのため、本研究で はコンポジット解析を行い、極渦の最盛期であ る12月から1月にかけてオホーツク海の存在が 与える大気変動を検討する.また、各実験の32 年間の内、最初の2年間をスピンアップとし、 残り30年間で解析を行った.

4. 結果

北緯 50°N から 65°N で南北平均した,東西平 均東西風の高度時間断面の推移を見ると,12月 16日から1月末にかけて,成層圏から対流圏下 層まで順に西風が弱化していることが分かる

(図 2). この結果は、オホーツク海の存在によ り成層圏が変化し、その効果が対流圏まで及ぶ ということを示唆している. この詳細なメカニ ズムを検討するため、成層圏での西風弱化期で ある 12 月 16 日から 31 日まで(12 月後半期)の 15 日間と対流圏の弱化期である 1 月 1 日から 15 日まで(1 月前半期)をそれぞれ平均し解析を行った.

4.1.12月後半期の応答

12月後半期のオホーツク海周辺での応答を見 ると、海と陸での熱容量の違いにより、オホー ツク海直上では強く加熱されていることが分か る (図省略). また, この熱応答に対応するよう に海面更正気圧偏差も波列状に強化されている ことがわかる(図省略). この応答は 500hPa 面 では位相が西にずれており、傾圧的な構造を示 している(図省略).次に、この構造の強化の原 因を評価する.図3は北緯45°Nから65°Nにか けて南北平均した相対渦度・水平風の発散収束 の高度経度断面を表している.これを見ると, 対流圏下層で相対渦度が西に傾いている構造と なっており, 傾圧的な構造であることが改めて 分かる.この原因は以下のプロセスであること が考えられる.オホーツク海上の低気圧強化に 伴い、南風偏差を強化し、それに伴うベーリン グ海での高気圧の強制を引き起こす. この気圧 偏差はオホーツク海(ベーリング海)の上層で は発散(収束)を強制し、高気圧性(低気圧 性)循環を強化する.その結果,下層から中層 にかけて傾圧的な構造を形成するのである. さ らに,熱応答による傾圧構造の強化は傾圧構造 中を伝搬する定常ロスビー波を励起・伝搬させ る効果があるため、定常ロスビー波の伝搬を示 す波活動度フラックス^[7]を算出したところ,下層 から対流圏中層にかけて伝搬し、アリューシャ ン低気圧を強化する働きにあることが分かった

(図省略).

次に、オホーツク海の存在が全球に及ぼす影 響を評価する. 500hPa 面における波活動度フラ ックス及びジオポテンシャル高度を見ると、定 常ロスビー波の伝搬は強化されたアリューシャ ン低気圧から下流にかけて全球に応答が及んで いることが分かる(図省略).また、これに対応 するように波列パターンが強化されていること が分かる.ジオポテンシャル高度 100hPa 面の偏 差場を見ると、500hPa面と同様にアリューシャ ン低気圧・ユーラシア大陸北部の低気圧が順圧 的に強化・維持されており、アメリカ大陸・大 西洋で確認された高気圧は一体となり強化され ていることが分かった(図4a).次に、このオホ ーツク海の存在が与える全球応答が成層圏へど のような影響を及ぼすのか評価するため、惑星 波伝搬を示す Eliassen-Palm flux (EP-flux)^[8]の鉛直 成分である渦熱フラックス(式1)の各成分の偏 差を算出した.

 $V'T' = (V_a'T_a' + V_c'T_a' + V_a'T_c') + V_c'T_c' \quad ({\it II} 1)$ ここで、V,Tは南北風・気温、'は東西平均からの 偏差を示し、a,cは 5 日加重移動平均からの偏差 及び5日加重移動平均を表している. 各成分のオ ーダーを確認すると,短周期変動が寄与する各成 分は10-3と非常に小さく、反対に、長周期変動の みの成分では1という結果であり、長周期の変動 が支配的であることが分かった. 渦熱フラックス の長周期変動のみの各成分を見たところ,気温場 はアリューシャン及びユーラシア西部で低温化 しており、カナダから大西洋にかけて高温化して いることが分かる(図 4b). この結果に対応する ように南北風も強化されていることが分かる.こ れらの結果は、強化された波列パターンに伴う南 北風の強化により、それぞれに温度移流が強制さ れることによって生じたと考えられ、渦熱輸送が 強化されることによって, 成層圏への惑星波の伝 搬が励起されることが示唆される. そのため, EPflux を算出したところ、対流圏中高緯度から成層 圏上層まで伝搬し、強く収束していることが分か った (図 5). EP-flux の収束 (発散) は西風の減速 (加速)をもたらすため、東西平均東西風を見る と, 収束箇所に対応するように, 成層圏中高緯度 全体で強く西風が減速していることが分かった (図省略). 以上のことから, オホーツク海の存在 は、熱応答により、全球に波列を強化することに よって,惑星波の鉛直伝搬を促し,成層圏で強く 西風を弱化させる働きがあることが分かった.

4.2.1月前半期の応答

図 6a は 1 月前半期での EP-flux 及びその収 束・発散を示している. 12 月後半期で成層圏ま で伝搬した惑星波は1月場では中高緯度の対流 圏中層まで降りてきており,強く収束している ことが分かる.この結果は対流圏での西風の減 速を示唆しており,500hPa 面での東西風偏差を 見ると,対応するように西風が弱化しているこ とが分かる(図 6b).西風が弱化することは,北 極側での高気圧性の循環が強化されることが示 唆されるため,500hPa 面のジオポテンシャル高 度偏差を見ると,西風の弱化に対応するように 北極で高気圧が強く強化されていることがわか った(図 6c).北極の高気圧偏差の強化は中緯度 への寒気を強制するため,850hPa 面の水平温度 移流を算出したところ,ユーラシア大陸北部・ カナダへ寒気が強化されていることが分かった

(図省略). 2m 気温偏差場を見ると,寒気移流 が卓越する箇所に対応するように低温化され, 北極上では高気圧強化による下降気流に伴う断 熱圧縮によって,高温化していることが分か り,AO 負のような気温パターンを形成すること が分かった(図省略).

5. 結論

本研究では、オホーツク海の存在が及ぼす冬 季大気場への影響を,数値モデルを用いて検討 した. その結果, 陸に比べ暖かいオホーツク海 は、アリューシャン低気圧を強化し、その応答 によって全球規模に波列パターンを形成する. この波列パターンによる渦熱輸送の強化によっ て鉛直成分の惑星波が励起され、成層圏まで伝 搬し, 成層圏での西風を弱化させる. 伝搬した 惑星波は1月場において対流圏まで下方伝搬 し,対流圏中高緯度の西風を弱化させる.結 果,北極上の高気圧が強化され,AO 負を強める という働きを持つことが分かった.本研究で は、オホーツク海が海である効果に着目した が、温暖化に伴うオホーツク海の海氷減少によ る効果も AO 負を強化するであろうことを支持 する結果であると考えられる.

6. 謝辞

本研究を進めるにあたり,ご指導いただいた 立花義裕教授をはじめ,同研究室の山崎孝治 氏,大気大循環モデルを提供していただいた中 村哲氏,常日頃からためになる意見や議論をし ていただいた小松謙介氏そして安藤雄太氏,さ らに,多くのアドバイスをくださった研究室の 皆さまに感謝の意を表します.

7. 引用文献

[1] Nakamura, T., K. Yamazaki. Iwamoto, M. Honda, Y. Miyoshi, Y. Ogawa, and J. Ukita, 2015: A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn. J. Geophys. Res. Atmos., **120**, 3209-3227.

- [2] Yang, X. –Y., X. Yuan, and M. Ting, 2016: Dynamical Link between the Barents-Kara Sea Ice and the Arctic Oscillation. J. Climate, 29, 5103-5122.
- [3] 立花義裕,本田明治,2007-08:オホーツク海の 重要性と特殊性,オホーツク海の気象-大気と 海洋の双方向-,気象研究ノート,(214),日本 気象学会,pp.3-7.
- [4] Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura, and K. Takeuchi, 1999: Dynamic and Thermodynamic Characteristics of Atmospheric Response to Anomalous Sea-Ice Extent in the Sea of Okhotsk. J. Climate, 12, 3347-3358.
- [5] Ohfuchi, W., and Coauthors, 2004: 10-km Mesh Meso-scale Resolving Simulations of Global Atmosphere on the Earth Simulator: Preliminary Outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator). *J. Earth Simul.*, 1, 8-34.
- [6] Hurrell et al, 2008: Merged Hadley-NOAA/OI Sea surface temperature & Sea-Ice concentration
- [7] Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A Formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow. J.Atmos. Sci., 58, 608-627
- [8] Andrews, D.G., 1983: A finite-amplitude Eliassen-Palm theorem in isentropic coordinates. J. Atmos. Sci., 40, 1877-1883.



図2北緯50°Nから65°Nで南北平均した,東西 平均東西風[m/s]



図 3 北緯 45°N から 65°N で南北平均した,相対 渦度偏差[10⁻⁵s⁻¹] 及び水平風発散[10⁻⁵s⁻¹] (シ ェード:相対渦度,コンター:水平風発散)



図 4a 100hPa 面におけるジオポテンシャル高度偏差 [m]



図 4b 渦熱フラックス偏差(シェード:気温偏差
[C°], コンター:南北風偏差[m/s])



図 5 12 月後半期における EP-flux 偏差[m²/s²] 及 び EP-flux の収束・発散偏差[10⁻⁴m/s²]



-0.5

1.5

-2

-3

-2.5

3.5



図 6b 500hPa 面における東西風偏差[m/s] (シェー

ド: 偏差, ハッチ: 有意水準 90%以上の箇

図 6c 500hPa 面におけるジオポテンシャル高度偏 差[m] (シェード: 偏差, ハッチ: 有意水準 90%以上の箇所)