

CMIP5 マルチモデルにおける温暖化時の冬季の強い低気圧の増加

水田 亮 (気象研究所)

はじめに

気候モデルにおいて中高緯度の高低気圧活動が温暖化によってどう変化すると予測されているかについては、Ulbrich et al. (2009) でレビューされているように、活動度の指標をどのようにとるかによってさまざまである。総観規模の擾乱の変動の大きさ(ストームトラック活動度)は、とくに対流圏上層で増加する(Yin 2005; Ulbrich et al. 2008)。この変化は対流圏上層で南北温度差が増大することと対応している。その一方で、地上低気圧発生数は減少する(Geng and Sugi 2003; Bengtsson et al. 2006)。これは地上付近で、高緯度域で温暖化が大きく南北温度差が減少することと対応している。ただし強風災害や大雨などの極端気象の発生に大きく影響するような強い低気圧については、増加を示すモデルが多い(Lambert and Fyfe 2006)。

Mizuta et al. (2011) ではこの変化を上層の変化と関連付けた。高解像度の AGCM を用いて、CMIP3 マルチモデル平均から求めた SST 変化に対する応答を調べたところ、北半球冬季において、強い地上低気圧が増加していた。増加は太平洋・大西洋のストームトラックの極側・下流側で見られ、発達率はそれらの領域の上流側で増加していた。発達率の増加は対流圏の東西風の変化に関連付けられることがわかった。他だしこの結果には、初期値アンサンブルの結果を使ったとはいえ、モデルの現在気候再現性能における系統誤差から生じる不確実性が残る。複数の気候モデルで検証を行うのが望ましいと考えられる。

本稿では、これらの結果が CMIP5 モデル (Taylor et al. 2012) にどの程度当てはまるかを調べたものである (Mizuta 2012)。CMIP5 モデルでは CMIP3 モデルに比べ空間的にも時間的にもより細かい間隔で出力が得られ、この問題を調べるのに十分である。ここでは北半球冬季 (DJF) についての結果について示す。

モデルと手法

CMIP5 マルチ気候モデルシミュレーション (Taylor et al. 2012) の結果を使用する。観測された大気成

分などの変化を外力として与えた "Historical" ランの 1979–2003 年と、中位の温室効果ガス排出軽減シナリオを与えた "RCP4.5" ランの 2075–2099 年の差を温暖化時に生じうる変化として扱った。この 2 つの期間で 6 時間おきの海面較正気圧 (SLP) と、1 日おきの東西風速 (U)、南北風速 (V) が得られる 11 個の CMIP5 モデルを使用した。使用したモデルとその大気の水平解像度を表 1 に示した。JRA25 (Onogi et al. 2007) を検証用の再解析データとして使用した。

低気圧の検出および追跡については Mizuta et al. (2011) と同じものを使用した。この手法は Geng and Sugi (2003) による手法を若干修正したものを使用した。この手法では 6 時間おきの海面較正気圧を 1.25 度格子に内挿したものを使い、周囲 8 点より SLP が低く、かつ周囲 8 点の平均より 0.3hPa 以上低い点を低気圧候補として検出する (標高 1500m 以上の点は除外)。その点が 15 日移動平均した 700hPa の風に沿って 6 時間移動した位置を求め、6 時間後にその位置から 300km 以内に低気圧候補があれば、それを一続きの低気圧と見なすことにする。ここでは 24 時間以上持続したものを取り出して解析に使用した。

結果

図 1(a–k) は、それぞれのモデルでの Historical ランにおける強い低気圧の密度を示したものである。この密度は、一生の間に 980hPa 以下を経験する低気圧の存在頻度として定義した。図 1(l) は 11 モデルのマルチモデル平均、図 1(m) は JRA25 再解析での分布である。JRA25 において、太平洋では 45°–60°N で多く、極大は日付変更線の少し東にある。大西洋では 50°–65°N で多く、極大はグリーンランドとアイスランドの間にある。このような地理分布はどのモデルでも基本的によく再現されており、太平洋では MPI-ESM-LR でやや西寄り、MRI-CGCM3 でやや東寄りであり、大西洋では CSIRO-Mk3-6-0 でやや南寄りのバイアスがある程度である。しかし頻度は量的にはモデル依存が大きい。例えばある高解像度モデル (MIROC5) では少なめだが、他の高解像度モデル (CCSM4, MRI-CGCM3) では多めな

表 1: 使用したモデルとその大気部分の解像度 (東西、南北、鉛直)。

Model Name	Institute (Country)	Resolution (Atmosphere)
BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (China)	128 × 64 × 26
CCSM4	National Center for Atmospheric Research (USA)	288 × 192 × 27
CSIRO-Mk3-6-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization and Bureau of Meteorology (Australia)	192 × 96 × 18
GFDL-ESM2G	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)	144 × 90 × 24
HadGEM2-CC	Met Office Hadley Centre (UK)	192 × 145 × 60
INMCM4	Institute for Numerical Mathematics (Russia)	180 × 120 × 21
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre-Simon Laplace (France)	96 × 96 × 39
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Japan)	256 × 128 × 56
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology (Germany)	192 × 96 × 47
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute (Japan)	320 × 160 × 48
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre (Norway)	144 × 96 × 26

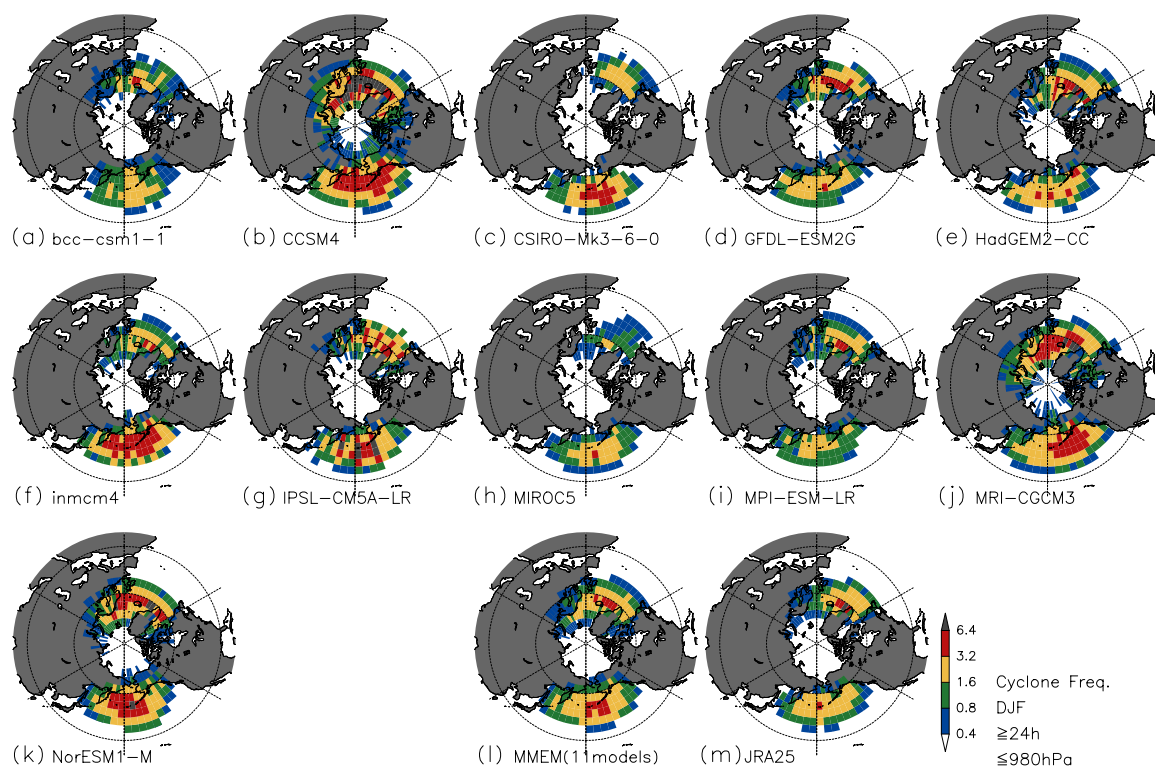


図 1: 980hPa 以下を経験する低気圧の存在頻度で定義される強い低気圧の密度で、(a-k) 各モデルの Historical ラン、(l) マルチモデル平均、(m) JRA25 再解析の同じ期間のもの。計算は 5° メッシュの格子ごとにおこなった。単位は格子あたり月あたりの回数。

ので、その依存性は水平解像度 (表 1) によって生じたものであるとは言えない。マルチモデル平均 (図 1l) においては、ピークの位置やピークの大きさも JRA25 (図 1m) によく似たものとなる。

図 2 は強い低気圧頻度、平均発達率、500hPa 東西風の将来変化について、マルチモデル平均、およびモデル間での一致度合いを示したもの。一致度合い (図 2d-f) は増加を示すモデルの数から減少を示

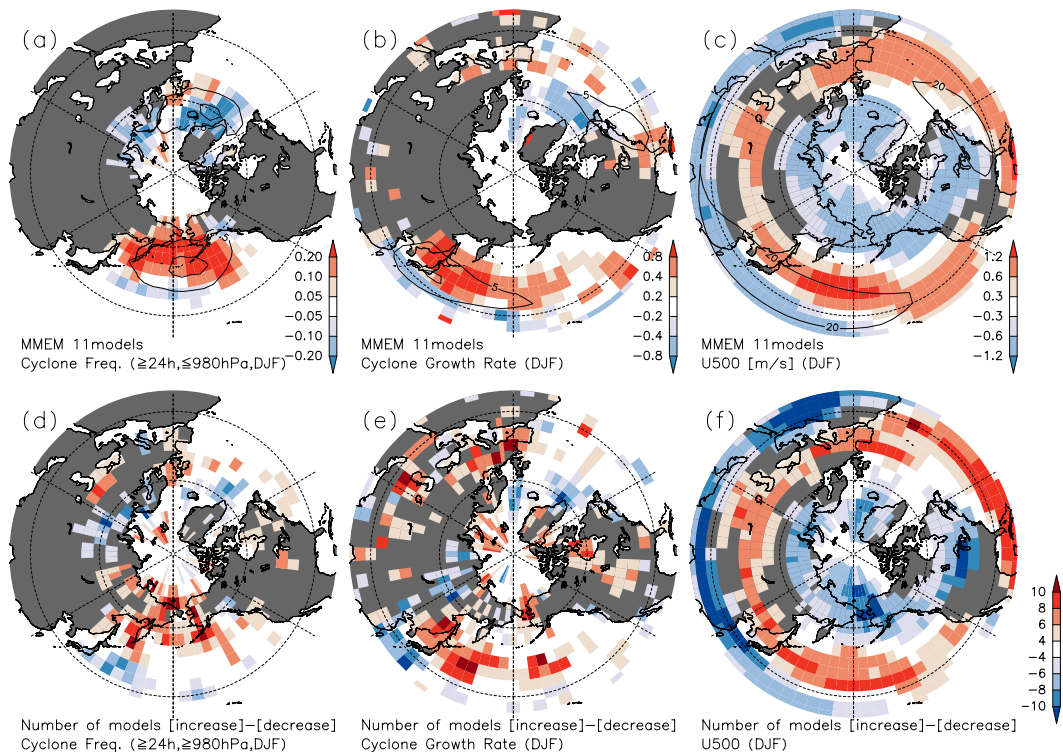


図 2: (a-c) Historical ランから RCP4.5 ランの変化のマルチモデル平均と、(d-f) 増加を示したモデルから減少を示したモデルの数を引いたもので、(a, d) 強い低気圧の密度 (格子あたり月あたりの回数)、(b, e) 低気圧の平均発達率 (hPa/day)、(c, f) 500hPa 東西風 (m/s)。(a-c) のコンターは Historical ランでのマルチモデル平均を表す。

すモデルの数を引いた値で定義している。この図および以降の図では、5 度メッシュの格子点の各点について、周囲 10 度×10 度で領域平均した値を示している。

モデル間でばらつきがあるものの、強い低気圧は、マルチモデル平均では太平洋では 40°N 付近で減少し、50°–60°N の領域で増加する (図 2a)。増加する領域はコンター (図 11 と同じ) で示される現在の最大領域より極側に位置している。この領域では多くのモデルが増加を予測している。60°N 付近でとくに大きい (図 2d)。大西洋ではアイスランド付近からスカンジナビアにかけての減少が見られるが、モデル間の一致は小さいので、極端に大きな変化をするモデルがマルチモデル平均に影響を与えている可能性がある。イギリスにおける増加は量は小さいものの多くのモデルで一致している。半球スケールの変化の空間パターンは Mizuta et al. (2011) の高解像度 AGCM の結果と整合的である。Geng and Sugi (2003) や Bengtsson et al. (2006)、Pinto et al. (2007) でもさまざまなモデル、さまざまなトラック手法を

用いているが、似たような変化分布が得られている。強い低気圧を (850hPa 相対渦度が $5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ を超える等の) 別の定義を用いて定義しても同様の傾向が見られる (図略)。季節平均の降水も増加しているが、弱いものを含めた全低気圧の変化については多くのモデルで減少しており、Lanbert and Fyfe (2006) と整合的である。

発達率は、それぞれの低気圧トラックの SLP の時間変化で定義し、それを各点の $10^\circ \times 10^\circ$ の格子セルを通過する低気圧で平均したものを示している。マルチモデル平均 (図 2b) や一致度合い (図 2e) では、強い低気圧が増加する場所の上流側で発達率が増加する傾向が見られる。これはそれぞれのモデルでもそのように言える (図略)。西太平洋から中央太平洋にかけて、40°–50°N の領域で明瞭な増加が見られる。すべてのモデルで増加している格子も何点か存在する。一方で大西洋ではモデル間の一致は小さい。これは強い低気圧の変化も大西洋でモデル間の一致は小さいのと整合している。ヨーロッパ大陸上や北米大陸上にもやや一致度の高い増加が見ら

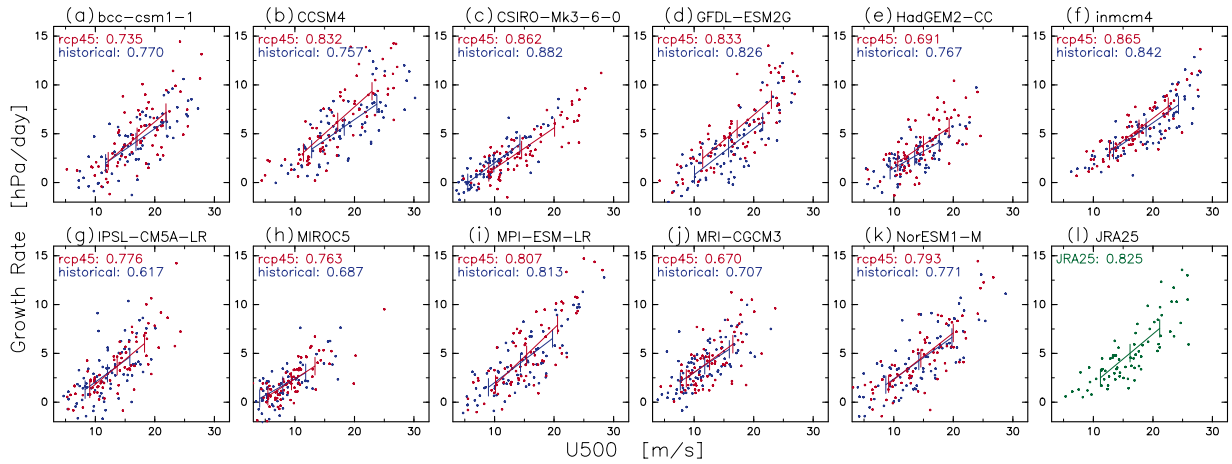


図 3: 140°E–150°W, 40°N–50°N の領域での、500hPa の月平均東西風と月平均の発達率の散布図で、(a–k) 各モデルの Historical ラン (青) と RCP4.5 ラン (赤) について、(l) JRA25 についてのもの。直線は東西風に対する発達率の回帰直線を表し、縦棒は東西風の平均値と平均値±標準偏差の値を表す。

れる。ただしマルチモデル平均の増加量は小さい。

500hPa 東西風については、ほとんどのモデルで、中央アジアから中央太平洋で寒帯ジェットが強化される。マルチモデル平均 (図 2c) で見ても、多数決で見ても (図 2f) 見られる。とくに中央アジアと日本の東で一致度が大きい。大西洋でも風は強くなるが、より低緯度側のメキシコ湾から南ヨーロッパにかけて強くなる。ここで着目すべきは、このような地理分布のパターンは図 2(b,e) で西太平洋上・東大西洋上の発達率が増加・減少するパターンとよく似ていることである。このようなパターンは 700–300hPa のどの高度でも見られ、高い高度ほど変化は大きい。200hPa ではアジアの亜熱帯ジェットの増加が寒帯ジェットの増加に加えてみられ、亜熱帯ジェットの上方シフトを意味している (図略)。

図 3 はとくに変化の大きい 140°E–150°W, 40°N–50°N について、その範囲で月平均の発達率と 500hPa の月平均東西風の散布図を取ったものである。各点はそれぞれの実験の 75ヶ月 (25 年の DJF) の各月を表す。JRA25 再解析でも、いずれのモデルでも両者の間に高い相関があり、Mizuta et al. (2011) と同様の結果になっている。また Historical ランと RCP4.5 ランを比べると、ほぼ同じ回帰直線上に乗っており、共分散分析を用いた検定では 7 つのモデルで危険率 5% で 2 本の直線に有意な差がなかった。2 つのモデル (CCSM4, Inmcm4) を除いたすべてのモデルでこの領域平均の風速が増加していて、それと

時に平均の発達率が増加している。また年々変動の大きさにとくに変化は見られない。

図 4 は JRA25 の現在気候について、月平均の発達率と 500hPa の月平均東西風との局所的な相関係数を示したもの。それぞれのグリッドの計算領域は図 3 の領域より狭いのでノイズが大きく (SN 比が小さく)、相関係数の値は小さいが、一般に海洋上では相関が高い。とくに西太平洋と西大西洋の 50°N あたりで高くなっている。分布はどのモデルの Historical ランでもこのような分布が得られる。地上の傾圧帯の上で鉛直シアがあれば傾圧不安定による擾乱の発達が促進されるのは理論的に自然だが、相関が高い場所は SST 勾配の高い領域 (図 4 のコンター) で表される地上の傾圧帯とは一致していない。

地上低気圧の平均発達率と月平均東西風の相関が高く、かつ回帰直線が Historical ランと RCP4.5 ランでほとんど変化しなければ、現在気候における回帰係数とモデルによる東西風変化予測から、発達率の将来変化を見積もることができる。500hPa の月平均東西風に対する月平均の発達率の回帰係数の分布は基本的には図 4 と似ていて、太平洋でおよそ 0.3–0.6 (hPa/day)/(m/s)、大西洋でおよそ 0.4–0.7 (hPa/day)/(m/s)、の値を持っている (図略)。図 5 はその回帰係数と、および図 2(c) のマルチモデル平均のジェットの将来変化を掛け算して、発達率の将来変化を見積もったものである。太平洋

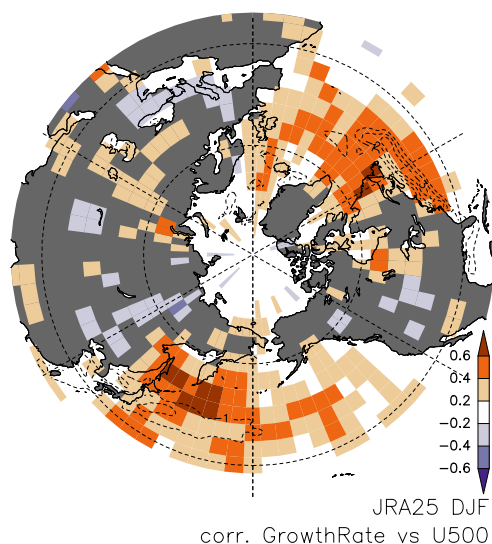


図 4: JRA25 の現在気候について、月平均の発達率と 500hPa の月平均東西風との局所的な相関係数を示したもの。点線のコンターは気候値海面水温の南北勾配 (コンター間隔 1K/度) を表す。

では 40°–50°N で増加で、東大西洋の 40°N での増加より大きい、また日本の南とアイスランド付近では減少が見られるという点で、図 2(b) の直接計算とよく似ており、値も近い。すなわち、そのような領域での発達率の将来変化は、長期平均的な風の将来変化のみによっておよそ量的にも説明ができることがわかる。ただし大西洋の西側ではあまり似ていないので、東西風以外の寄与があることを示唆している。

西太平洋では、相関が高い領域とジェットが強くなる領域が重なっている。そのためそこで発達が増強される予測になる。それに対して大西洋では、相関が高い領域でのジェットの変化がモデルによってまちまちで一致度が低いために、マルチモデル平均で 0 に近い値になっている。また風速が強まる東大西洋の 30°–45°N の領域では相関が小さい。このため発達の変化のマルチモデル平均も太平洋に比べて低い、ということが考えられる。

まとめと考察

980hPa を下回るような強い低気圧がストームトラックの下流側・極側で増加し、その上流側で発達率の増加が見られることは多くのモデルで、とくに北西太平洋で共通していた。海洋上で、再解析においてもモデルにおいても上層の月平均風速と平均

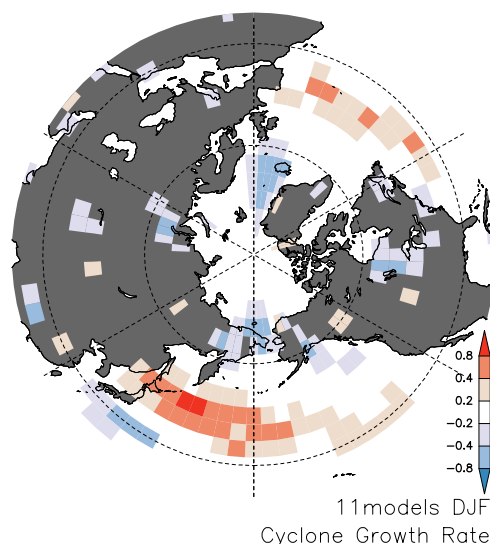


図 5: JRA25 の 500hPa 東西風に対する平均発達率の回帰係数に、マルチモデル平均の東西風変化量 (図 2c) をかけ合わせることで推定される、平均発達率の変化量。

発達率に月単位で相関が見られた。この関係から、モデルから得られた季節平均のジェットの変化を組み合わせることで、低気圧追跡することなしに発達率の変化の大部分を見積もることができることがわかった。

大西洋では発達の強化はマルチモデル平均で小さく、モデル間でばらつきが大きい。これは相関が高い領域の上でのジェットの変化のばらつきが大きいことが理由と考えられる。このばらつきは大西洋の深層循環の変化がモデルによって異なることによって生じることが指摘されている (Woollings et al. 2012)。西太平洋では多くのモデルで発達が増強される。これはそこでの極前線ジェットの強化と関連付けられる。より高緯度側で風が強くなることで、地上のと中緯度ジェットのオーバーラップが促進され、両者のカップリングがより頻繁になることで midwinter suppression が弱まる (Nakamura 1992, Nakamura and Sampe 2002, Nihii et al. 2009) が予想される。西太平洋の極前線ジェットの強化は中央アジアからヨーロッパにまでさかのぼることができる。これはジェットが太平洋の擾乱の変化を引き起こしたのであって、逆ではないことを示唆するものである。中緯度ジェットの予測される変化について理解するメカニズムについてはいくつか提案されていて、擾乱の長さスケールが大きくなること

(Kidson et al. 2011) や成層圏の変化の影響も指摘されている (Wu et al. 2012) が、まだ明らかであるとは言えない。このメカニズムが明らかになれば、大西洋域での予測の不確実性の減少にも貢献するだろう。

謝辞

CMIP5 データは World Climate Research Programme (WCRP) および表 1 に示した各気候モデルグループによる貢献に基づいており、謝意を表したい。本研究は文部科学省科研費 (23740359、23340141、22106009) の助成を受けた。図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いた。

参考文献

- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and E. Roeckner, 2006: Storm tracks and climate change. *J. Climate*, 19, 3518–3543.
- Geng, Q. Z. and M. Sugi, 2003: Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols - study with a high-resolution AGCM. *J. Climate*, 16, 2262–2274.
- Kidston, J., G. K. Vallis, S. M. Dean, and J. A. Renwick, 2011: Can the increase in the eddy length scale under global warming cause the poleward shift of the jet streams? *J. Climate*, 24, 3764–3780.
- Lambert, S. J. and J. C. Fyfe, 2006: Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: Results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Clim. Dyn.*, 26, 713–728.
- Meehl, G., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. Mitchell, R. Stouffer, and K. Taylor, 2007: The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88, 1383–1394.
- Mizuta, R., M. Matsueda, H. Endo, and S. Yukimoto, 2011: Future change in extratropical cyclones associated with change in the upper troposphere. *J. Climate*, 24, 6456–6470.
- Mizuta, R., 2012: Intensification of extratropical cyclones associated with the polar jet change in the CMIP5 global warming projections. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L19707, doi:10.1029/2012GL053032.
- Nakamura, H., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1629–1641.
- Nakamura, H. and T. Sampe, 2002: Trapping of synoptic-scale disturbances into the North-Pacific subtropical jet core in midwinter. *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2002GL015535.
- Nishii, K., T. Miyasaka, Y. Kosaka and H. Nakamura (2009): Reproducibility and future projection of the midwinter storm-track activity over the Far East in the CMIP3 climate models in relation to "Haru-ichiban" over Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87, 581–588.
- Onogi, K., et al., 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369–432.
- Pinto, J. G., U. Ulbrich, G. C. Leckebusch, T. Spanghel, M. Reyers, and S. Zacharias, 2007: Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPIM1 GCM. *Clim. Dyn.*, 29, 195–210.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Ulbrich, U., G. C. Leckebusch, and J. G. Pinto, 2009: Extratropical cyclones in the present and future climate: a review. *Theor. Appl. Climatol.*, 96, 117–131.
- Ulbrich, U., J. G. Pinto, H. Kupfer, G. C. Leckebusch, T. Spanghel, and M. Reyers, 2008: Changing Northern Hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations. *J. Climate*, 21, 1669–1679.
- Woollings, T., J. M. Gregory, J. G. Pinto, M. Reyers, and D. J. Brayshaw, 2012: Response of the North Atlantic storm track to climate change shaped by ocean-atmosphere coupling. *Nature Geoscience*, 5, 313–317.
- Wu, Y., R. Seager, M. Ting, N. Naik, and T. A. Shaw, 2012: Atmospheric circulation response to an instantaneous doubling of carbon dioxide. part I: model experiments and transient thermal response in the troposphere. *J. Climate*, 25, 2862–2879.
- Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18 701, doi:10.1029/2005GL023 684.