

平成 29 年度 卒業論文

東シベリアの森林の消失が
北太平洋上の大気循環に及ぼす影響

**The effect for atmospheric circulation on the north Pacific by
disappearance of east Siberian forest**

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 514356

永田 桃子

指導教員：立花義裕教授

目次

第1章 序論	3
第2章 使用データ	4
第3章 大気場	5
3-1 ジオポテンシャル高度	
3-2 正味放射量	
第4章 解析手法	7
4-1 WRF Version 3.4.1	
4-2 Grass_run と CTL_run	
4-3 計算領域	
4-4 計算期間	
4-5 植生	
第5章 結果	10
5-1 2015年春季の結果	
5-1-1 アルベド	
5-1-2 熱フラックス	
5-1-3 850hPa面の大気場	
5-1-4 300hPa面の大気場	
5-2 季節的な変化	
5-2-1 夏季	
5-2-2 冬季	
5-3 アンサンブル平均	
第6章 考察とまとめ	26
謝辞	27
参考引用文献.....	29

第1章 序論

ロシアのシベリアでは火災や伐採などで森林が年間 10 万 km² 以上消失している [Hayasaka and Fukuda 2007]. 10 万 km² は日本の森林面積の約 40 パーセントに値する大きさである. その中で森林火災での例を挙げると, 1998 年にシベリアで発生した森林火災では 1200km² 以上の森林が消失し, 2015 年に発生した森林火災では約 1000km² もの森林が消失した (気象庁 HP より). このようにシベリアの森林火災や伐採, またその他の理由でいつシベリアの森林が大規模に消失してもおかしくない状況にあるといえる.

植生を変化させて気候への応答を評価した先行研究はいくつかある. Snyder et al. (2004) によると, 全球規模での灌木地やツンドラ, 亜寒帯林をそれぞれ砂漠に植生を変えたとき, 地球全体でアルベドの上昇や, 降水量が減少することを明らかにした. 他にも, Matsumura et al, (2015) は東シベリアは陸と大気の相互作用によってオホーツク海高気圧の形成に影響を与えるということを示した.

しかし, 火災や伐採などによるシベリアの植生の変化が, 異なる場所の気候へ影響を与えた研究はない. もし, シベリアの植生が変化したことによる気候変動が明らかになるならば, シベリアの大規模な森林消失による大規模場への影響を予測することができれば. 以上のことから本研究では, シベリアの森林が火災により消失したのち, その場所の植生が草原に変化したと仮定してシミュレーション実験を行い, 大気場にどのような影響を与えるのか評価することを目的とする.

第2章 使用データ

ERA-interim 再解析データ

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。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。データの水平解像度は、 1.5° （経度） \times 1.5° （緯度）であり、本研究では植生カテゴリー、アルベド、東西風 [m/s]、南北風 [m/s]、気温 [$^{\circ}\text{C}$]、潜熱フラックス [W/m^2]、顕熱フラックス [W/m^2]、2m 気温 [K]、ジオポテンシャル高度 [m] を使用した。

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 は以下の式で表される。

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

Φ : ジオポテンシャル[m²/s²], g : 重力加速度[m/s²], z : 高度[m]

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

g_0 : 平均重力加速度[m/s²]

3-2 正味放射量

正味放射量 R_n は以下の式で表される。 [多田・沢本 1998]

$$R_n = (1 - \text{ref})S - \varepsilon(\sigma T_s^4 - L) - Q$$

ref : アルベド, S : 下向き短波放射[W/m²], ε : 射出率, σ : ステファン・ボルツマン定数[W/m²・K]

T_s : 地表面温度[K], L : 下向き短波放射[W/m²], Q : 有効入力放射量[W/m²]

ここで有効放射量 Q は以下の式で表す。

$$Q = \sigma T_s^4 + H + IE$$

H : 顕熱[W/m²], IE ; 潜熱[W/m²]

今回は Q に含まれる熱フラックスの効果を加味しなかったため、正味放射量 R_n の式に含んだ。

3-3 アンサンブル平均

アンサンブル平均とは、同一条件下において、ある特定の時刻の値を平均したもののことである。「集合平均」と呼ばれることもある。アンサンブル平均を行うことで、実験の信頼度を高めることができる。N個の測定値を f_i ($i=1, 2, \dots, N$) とするとアンサンブル平均 f は以下の式で求められる。

$$f = 1/N \sum f_i$$

また、気象庁で天候予測に伴う不確定さを考慮することで将来の予測を可能にする手法としてアンサンブル予報を行うことがあるが、その中でこのアンサンブル平均が使われている。

第4章 解析手法

4-1 WRF Version 3.4.1

本研究では、WRF (Weather Research and Forecasting) Version 3.4.1[Skamarock and Klemp, 2008]という気象予報モデルを使用する。このモデル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が進められている。

本研究において WRF を利用する利点は、WRF の特徴として、最新の物理モデルやデータ同化システムが利用でき、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いる。

4-2 Grass_run と CTL_run

本研究では WRF を使用した。今回は火災や伐採などによって植生が森林から草原に変化したと考えた。そのような植生が変化したことによる気候への影響を評価するために、東シベリアの一部の範囲内において、植生カテゴリーが落葉針葉樹林、落葉広葉樹林、常緑針葉樹林、常緑広葉樹林、混合樹林に相当するカテゴリーを草原のカテゴリーに変化させた。このシミュレーション実験を Grass_run と呼ぶ。また、植生を変化させる前のシミュレーション実験を CTL_run と呼ぶ。

4-3 計算領域

本研究では Grass_run, CTL_run とともに、鉛直総数は 19 層、鉛直上昇は 100hPa とした。最初に計算した 3 か月間と 1 年間の計算は、水平格子間隔は 40km, アンサンブル平均を行うための計算は 60km とした、計算期間については 4-4 で述べる

計算領域は赤枠内を含む北緯 56° , 東経 145° を中心とし、シベリアから

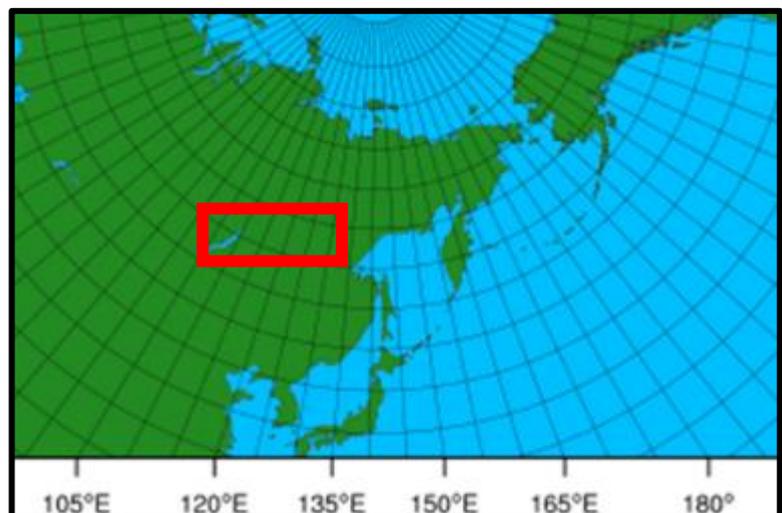


Fig.1 WRF における計算範囲

北太平洋まで囲むように設定した (Fig.1). 気象庁 HP より, Grass_run で植生を変化させた範囲は Fig.1 の赤枠内の範囲である. これ以降の図は赤枠のかわりに黒枠で囲んでいる.

初期値・境界条件には, ERA-interim を使用した.

4-4 計算期間

最初に 2015/03/01 00UTC~2015/5/31 00UTC までの 3 か月間計算した. UTC とは世界共通時刻のことである. 季節ごとの変化を見るための実験では, 2015/03/01 00UTC~2016/02/28 00UTC までの 1 年間を通して計算した.

また, 実験の信頼度を高めるためにアンサンブル平均を行った. 本研究では, 計算開始時刻を変えた実験を 6 つ用意した.

それぞれの計算開始時刻は

1. 2015/03/01 00UTC
- 2, 2015/03/05 00UTC
- 3, 2015/03/10 00UTC
- 4, 2015/03/15 00UTC
- 5, 2015/03/20 00UTC
- 6, 2015/03/25 00UTC

計算終了時刻はそれぞれ 2015/05/31 00UTC に統一している. それぞれの結果より, Grass_run と CTL_run をそれぞれアンサンブル平均する. 本研究では植生を変化させた実験の Grass_run から元の実験の CTL_run を引いたものを偏差とし, 植生を変えることによる気候変化を見ることができる. アンサンブル平均については 5-3 章で詳しく説明する.

4-5 植生

Fig.1 の赤枠の範囲内で植生カテゴリーが落葉針葉樹林, 落葉広葉樹林, 常緑針葉樹林, 常緑広葉樹林, 混合林に当てはまるものをすべて草原のカテゴリーに変えた. 植生を変化させる前の元の植生カテゴリーで計算した実験を CTL_run, 草原に変化させて計算した実験を grass_run とする (Fig.2).

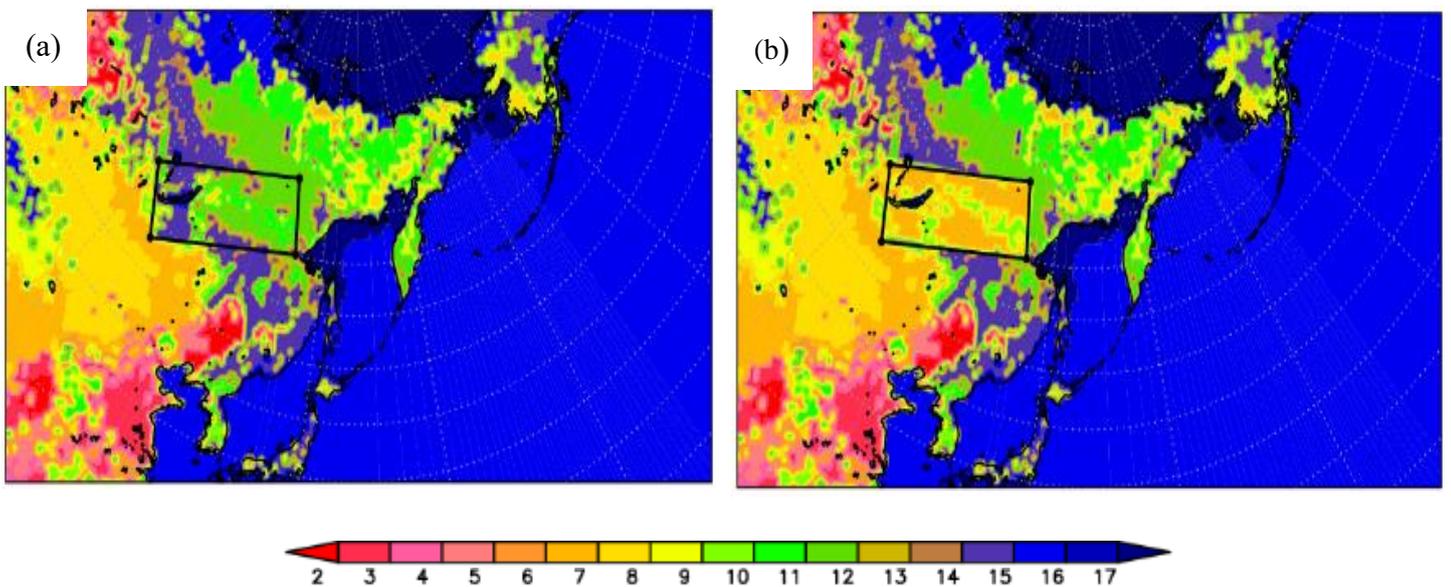


Fig.2 植生カテゴリーの (a) CTL_run と (b) grass_run. カテゴリー番号は 1 から 24 までであるが, 今回は 2 から 17 まで示している. 植生は黒枠内だけ変えている.

第5章 結果

5-1 2015年春季の結果

5-1-1 アルベド

Fig.3 に4月のアルベドの月平均の偏差 (grass_run-CTL_run) の図を示す. この図を見ると, 植生を変化させた範囲の一部は正の偏差であった. しかし, 植生を変化させた範囲内で一部しか変化がない. Fig.4 の CTL_run の雪の被覆率を見ると, 植生を変化させた範囲の南側だけ雪が少ないことが分かる. 雪とアルベド関係は 5-3 章に示す.

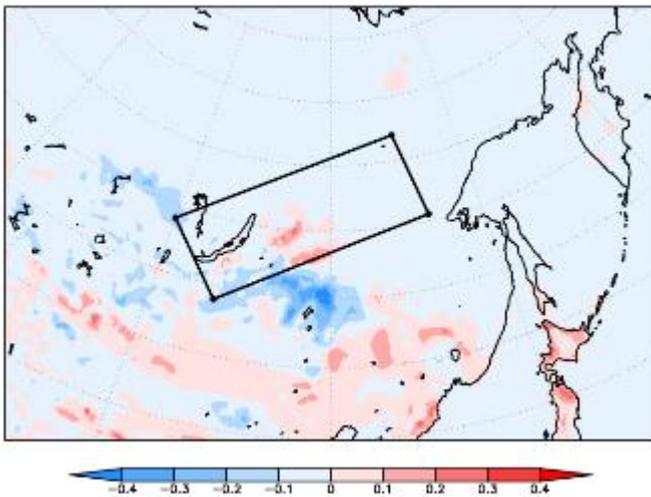


Fig.3 4月の月平均のアルベドの偏差

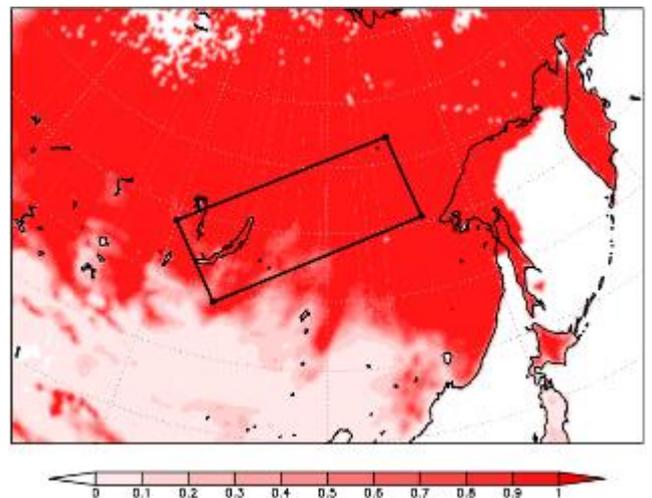


Fig.4 4月の CTL_run の雪の被覆率

5-2-2 熱フラックス

Fig.5 に4月の月平均の熱フラックスの偏差 (grass_run-CTL_run) の図を示す. この図から植生を変化させた範囲の熱フラックスが減少していることが分かる. 熱フラックスが負ということは, 上層から地表面に向かって熱が輸送されていることである. ここで熱の輸送が起こっているということが分かる.

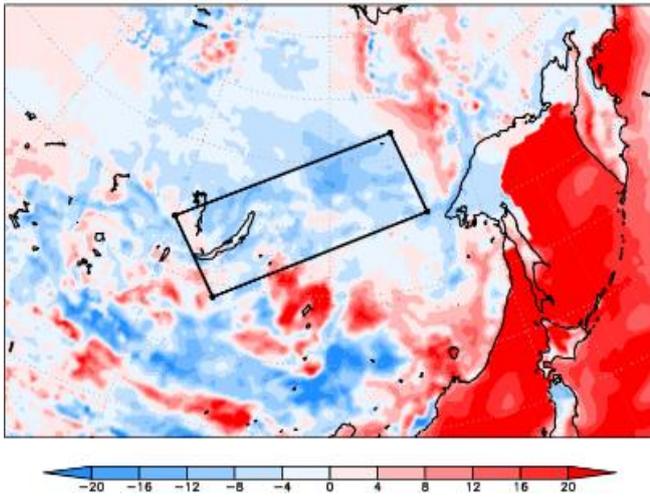


Fig.5 4月の月平均の熱フラックスの偏差(grass_run-CTL_run) [W/m²]

5-1-3 850hPa 面の大気場

Fig.6 に4月の850hPa面における (a) 気温と風の月平均の偏差 (grass_run-CTL_run) と (b) ジオポテンシャル高度の偏差 (grass_run-CTL_run) と CTL_run の値と (c) CTL_run の気温と風の月平均を示す。(a) と (c) を見ると、植生を変化させた範囲上に寒気流入が減っていることがわかる。これは5-1-2で示した熱フラックスの図より、熱輸送により相対的に冷えた地上に向かって南から暖気が流入したことによるものと考えられる。(b) の図を見ると、植生を変化させた範囲が高気圧偏差になっていることが分かる。また、植生を変化させた範囲付近から北太平洋上にかけて高気圧偏差、低気圧偏差、高気圧偏差と気圧の波列が見られる。

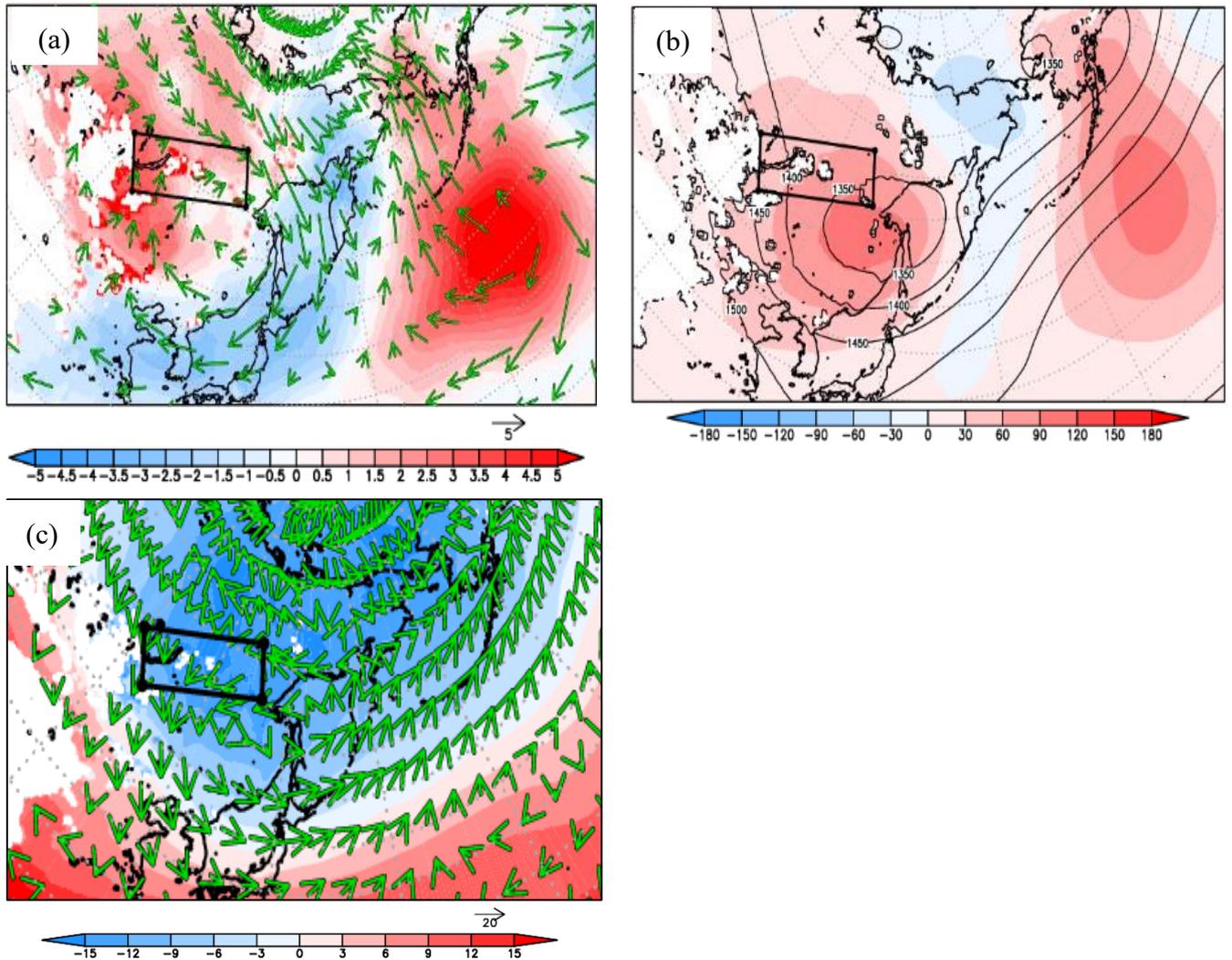


Fig.6 850hPa 面における 4 月の月平均の (a) 気温 [°C] と風 [m/s] の偏差(grass_run-CTL_run) の図と (b) ジオポテンシャル高度 [m] の偏差(grass_run-CTL_run) と CTL_run の値の図と (c) CTL_run の気温と風の図. (a) と (c) では色が気温, 矢印が風の偏差を示し, (b) では色がジオポテンシャル高度の偏差, 線が CTL_run の値を示している.

5-1-4 300hPa 面の大気場

Fig.7 に 4 月の 300hPa 面における (a) 気温と風の月平均の偏差 (grass_run-CTL_run) と (b) ジオポテンシャル高度の偏差 (grass_run-CTL_run) と CTL_run の値と (c) CTL_run の気温と風の月平均を示す. 先ほどの 850hPa 面と同じく, 植生を変化させた範囲付近での寒気流入が弱くなり, 気温が相対的に上昇していることが見える. 同様に, (b) を見ても植生を変化させた範囲付近から北太平洋上に向かって高気圧偏差, 低気圧偏差, 高気圧偏差と波列ができています.

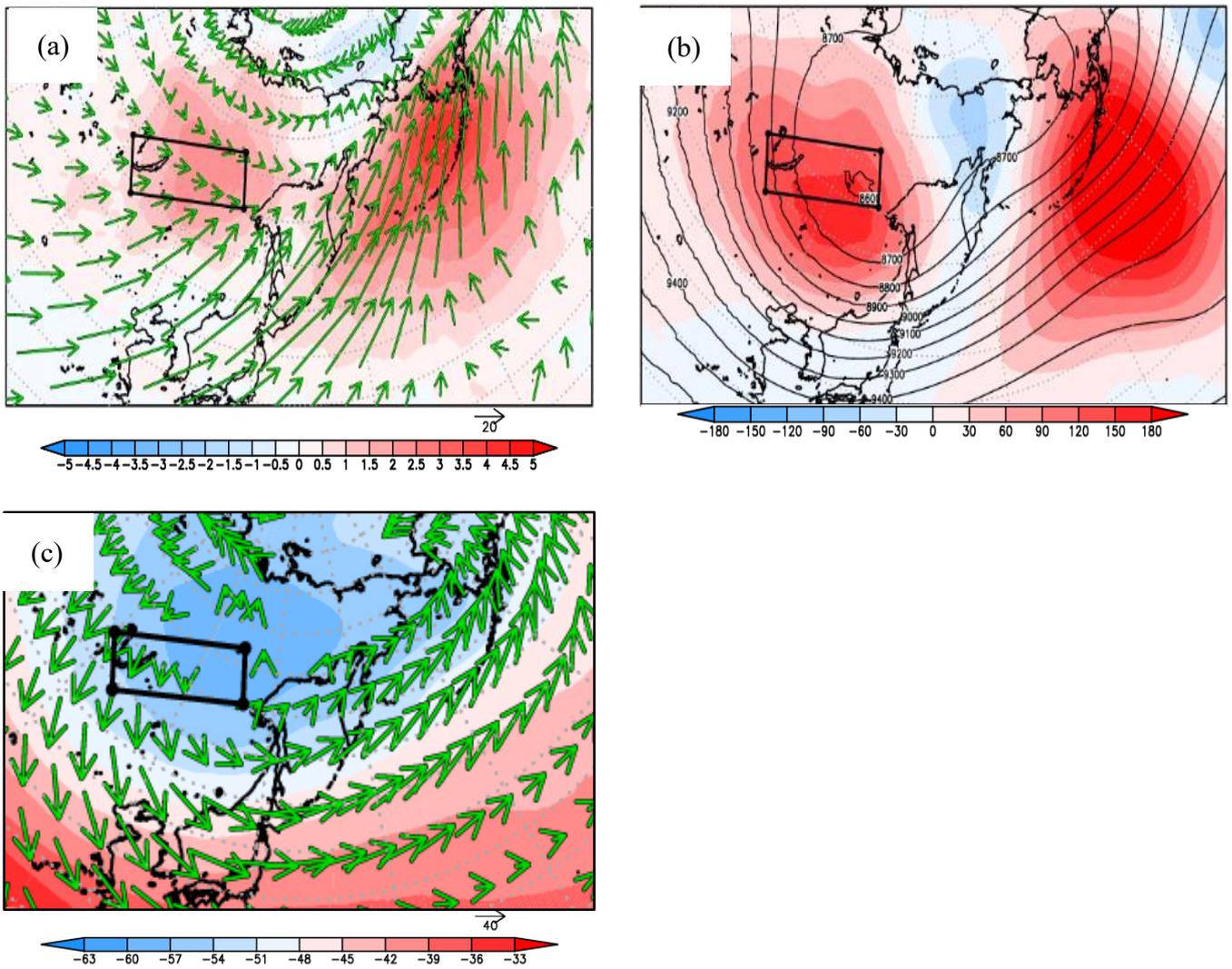


Fig.7 300hPa 面における 4 月の月平均の (a) 気温 [°C] と風 [m/s] の偏差(grass_run-CTL_run) の図と (b) ジオポテンシャル高度 [m] の偏差(grass_run-CTL_run)と CTL_run の値の図と (c) CTL_run の気温と風の図. (a) と (c) では矢印が風, 色が気温の偏差を示し, (b) では色がジオポテンシャル高度の偏差, 線が CTL_run の値を示している.

5-2 季節的な変化

次に先ほど計算結果を示した春の事象が他の季節でも同様に起こっているか確認するために前の実験から計算期間を大幅に伸ばし、2015/03/01 00UTC~2016/02/28 00UTCの1年間計算を行った。また、その結果を季節ごとに確認する。

5-2-1 夏季

Fig.8に8月におけるアルベドとFig.9に8月における熱フラックスを示す。4月と同様に植生を変化させた範囲でアルベドは上昇しており、熱フラックスは減少していることが分かる。これらのことから、夏も春と同様の減少が起こっていると考えられる。

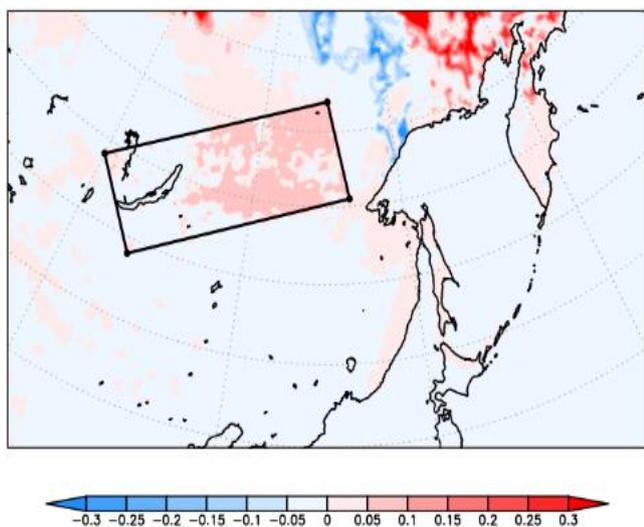


Fig.8 8月の月平均のアルベドの偏差(grass_run-CTL_run)の図.

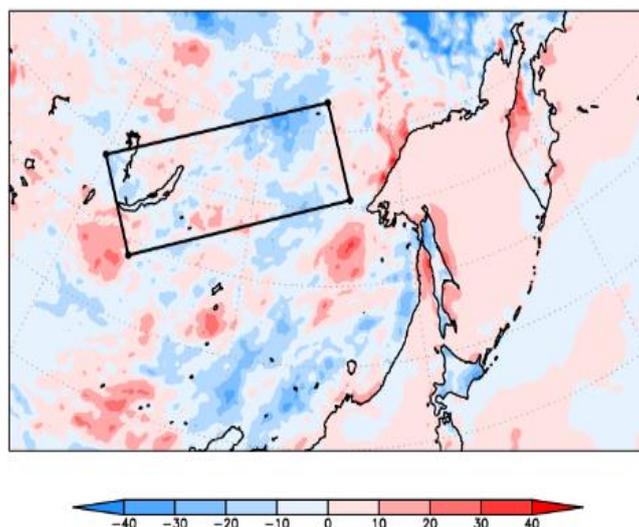


Fig.9 8月の月平均の熱フラックスの偏差(grass_run-CTL_run)の図. [W/m²]

Fig.10 に 850hPa 面における 8 月の月平均の (a) 気温と風の偏差 (grass_run-CTL_run) と (b) ジオポテンシャル高度の偏差 (grass_run-CTL_run) と CTL_run の値の図と (c) CTL_run の気温と風の月平均の図を示す. これらの図も 4 月と同様の結果になっていることが分かる. 植生を変化させた範囲付近に寒気の流入の減少と高温偏差, また植生を変化させた上空付近に高気圧偏差ができ, 北太平洋上に気圧の波列ができていることが確認できる. また, Fig.9 に 300hPa 面における 8 月の月平均の (a) 気温と風の偏差と (b) ジオポテンシャル高度の偏差と CTL の図と (c) CTL_run の気温と風の月平均の図を示す. これらの図を見ても偏差の大きさや波列の形が異なるものの, 植生を変えた範囲付近に暖気の流入と高気圧偏差が見える.

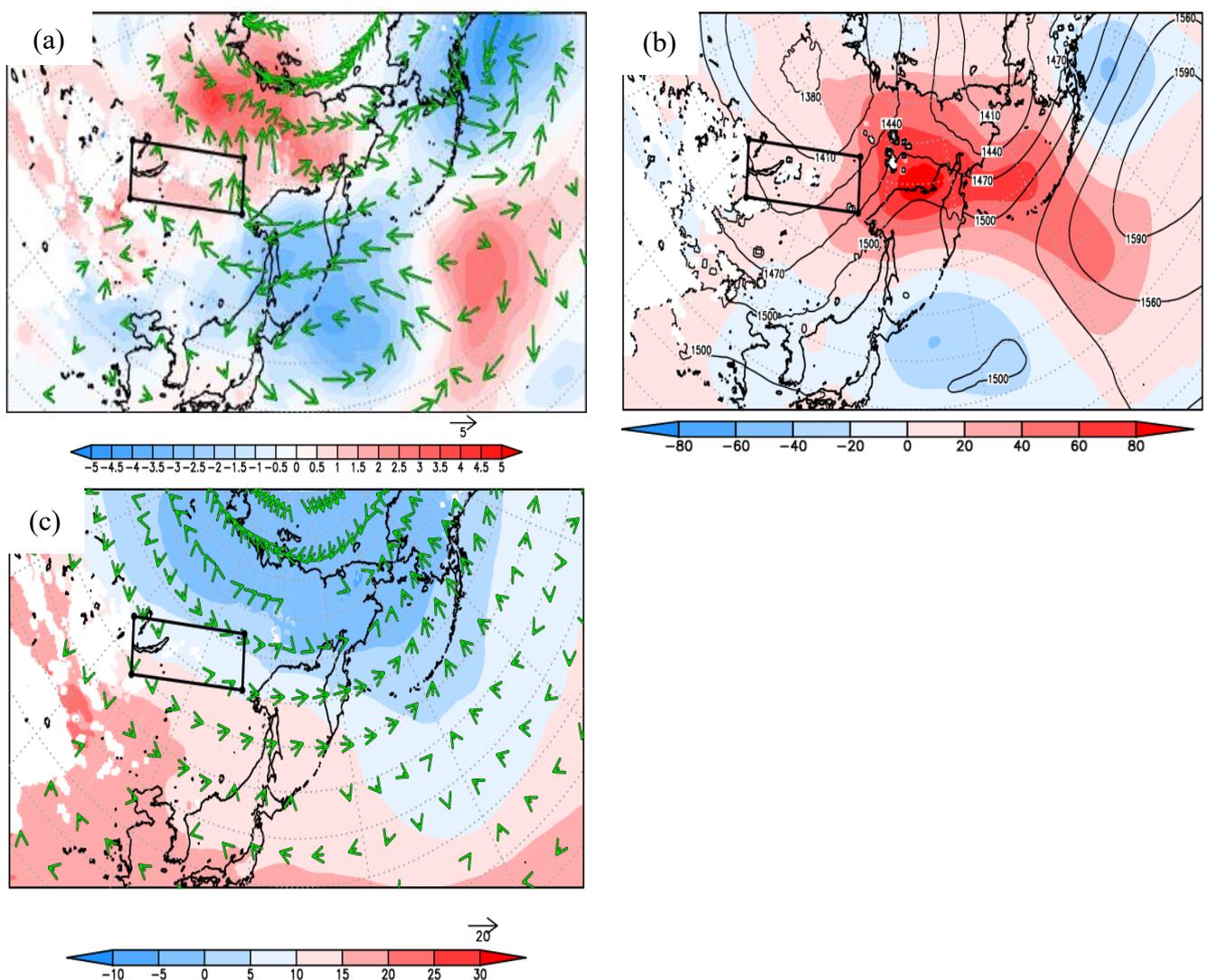


Fig.10 850hPa 面における 8 月の月平均の (a) 気温 [°C] と風 [m/s] の偏差(grass_run-CTL_run)の図と (b) ジオポテンシャル高度 [m] の偏差(grass_run-CTL_run)と CTL_run の値の図と (c) CTL_run の気温と風の図. (a) と (c) では色が気温, 矢印が風の偏差を示し, (b) では色がジオポテンシャル高度 [m] の偏差, 線が CTL_run の値を示している.

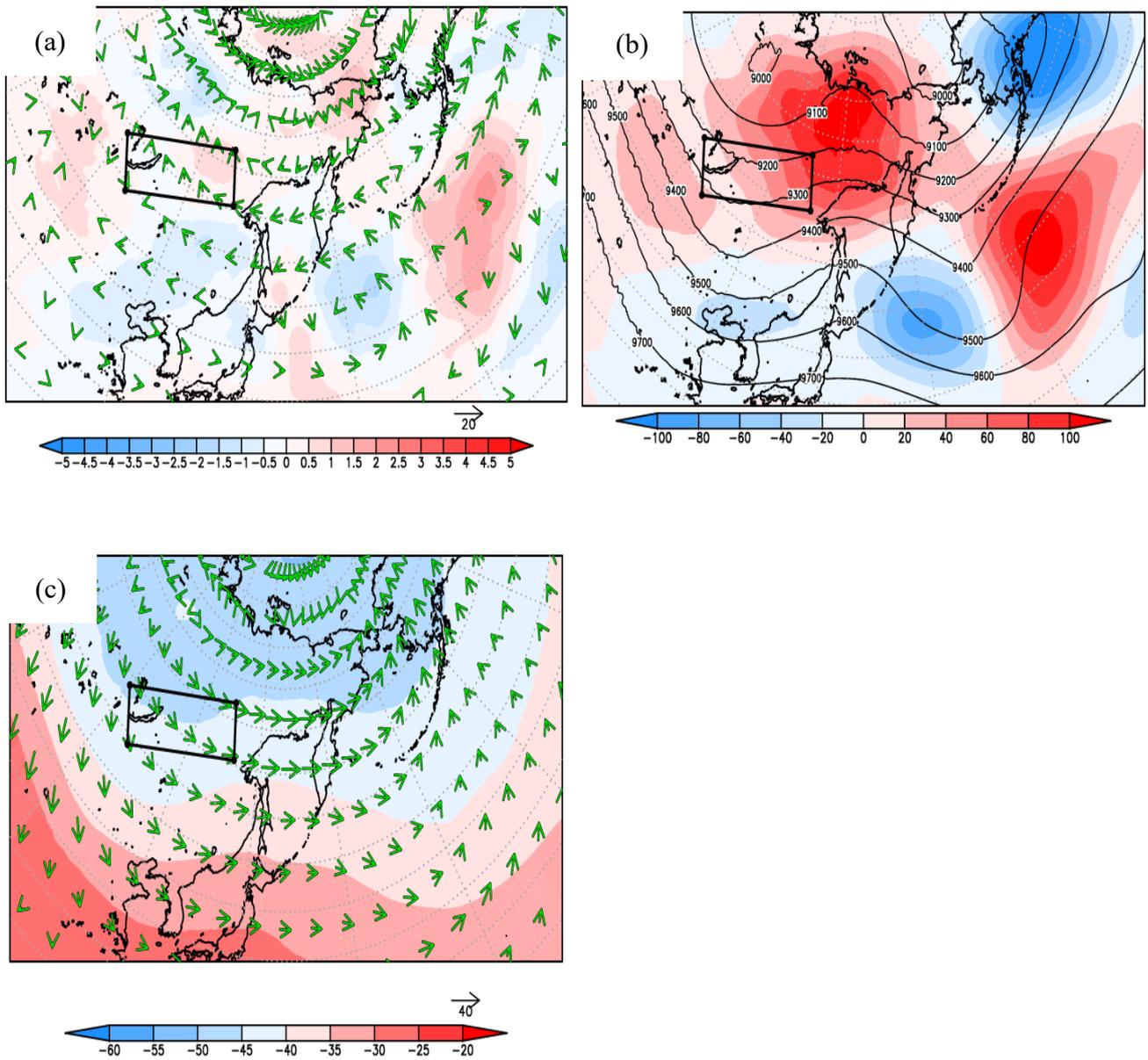


Fig.11 300hPa 面における 8 月の月平均の (a) 気温 [°C] と風 [m/s] の偏差(grass_run-CTL_run)の図と (b) ジオポテンシャル高度 [m] の偏差(grass_run-CTL_run)と CTL_run の値の図と (c) CTL_run の気温と風の図. (a) と (c) では矢印が風, 色が気温の偏差を示し, (b) では色がジオポテンシャル高度の偏差, 線が CTL_run の値を示している.

5-2-2 冬季

Fig.12 に 2016 年 1 月におけるアルベドと Fig.13 に 2016 年 1 月における熱フラックスを示す。4 月と同様に植生を変化させた範囲でアルベドは上昇しており、熱フラックスは減少していることが分かる。これらのことから、冬も春と同様の減少が起こっていると考えられる。しかし、冬季の方が春季、夏季よりも偏差が小さくなるのが分かる。

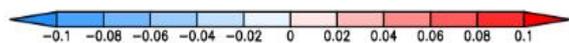
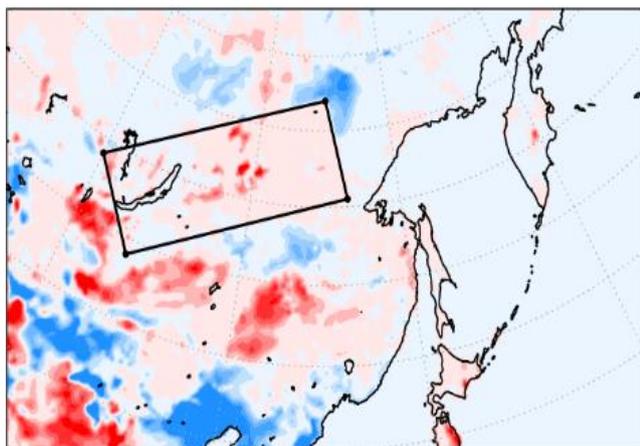


Fig.12 1月の月平均のアルベドの偏差(grass_run-CTL_run)の図.

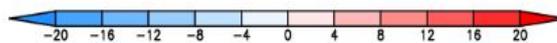
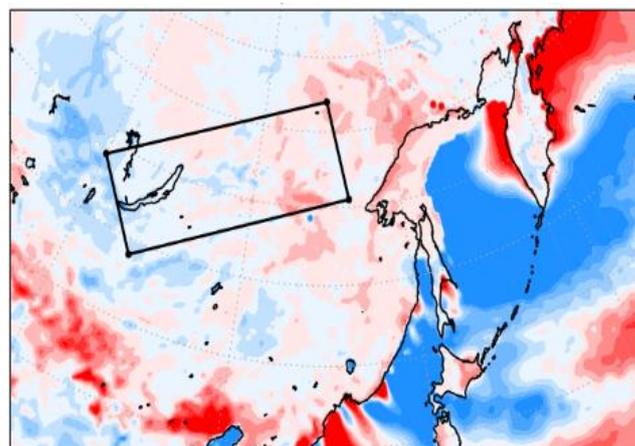


Fig.13 1月の月平均の熱フラックスの偏差(grass_run-CTL_run)の図. [W/m²]

Fig.13 に 850hPa 面における 1 月の月平均の (a) 気温と風の偏差 (grass_run-CTL_run) と (b) ジオポテンシャル高度の偏差 (grass_run-CTL_run) と CTL_run の値の図と (c) CTL_run の気温と風の月平均の図を示す。これらの図も 4 月と同様の結果になっていることが分かる。植生を変化させた範囲付近に暖気の流入と高温偏差、また植生を変化させた上空付近に高気圧偏差ができ、北太平洋上に気圧の波列ができていることが確認できる。また、Fig.14 に 300hPa 面における 1 月の月平均の (a) 気温と風の偏差と (b) ジオポテンシャル高度の偏差と CTL の図と (c) CTL_run の気温と風の月平均の図を示す。これらの図を見ても偏差の大きさや波列の形が異なるものの、植生を変えた範囲付近に寒気の流入の減少と高気圧偏差が見える。

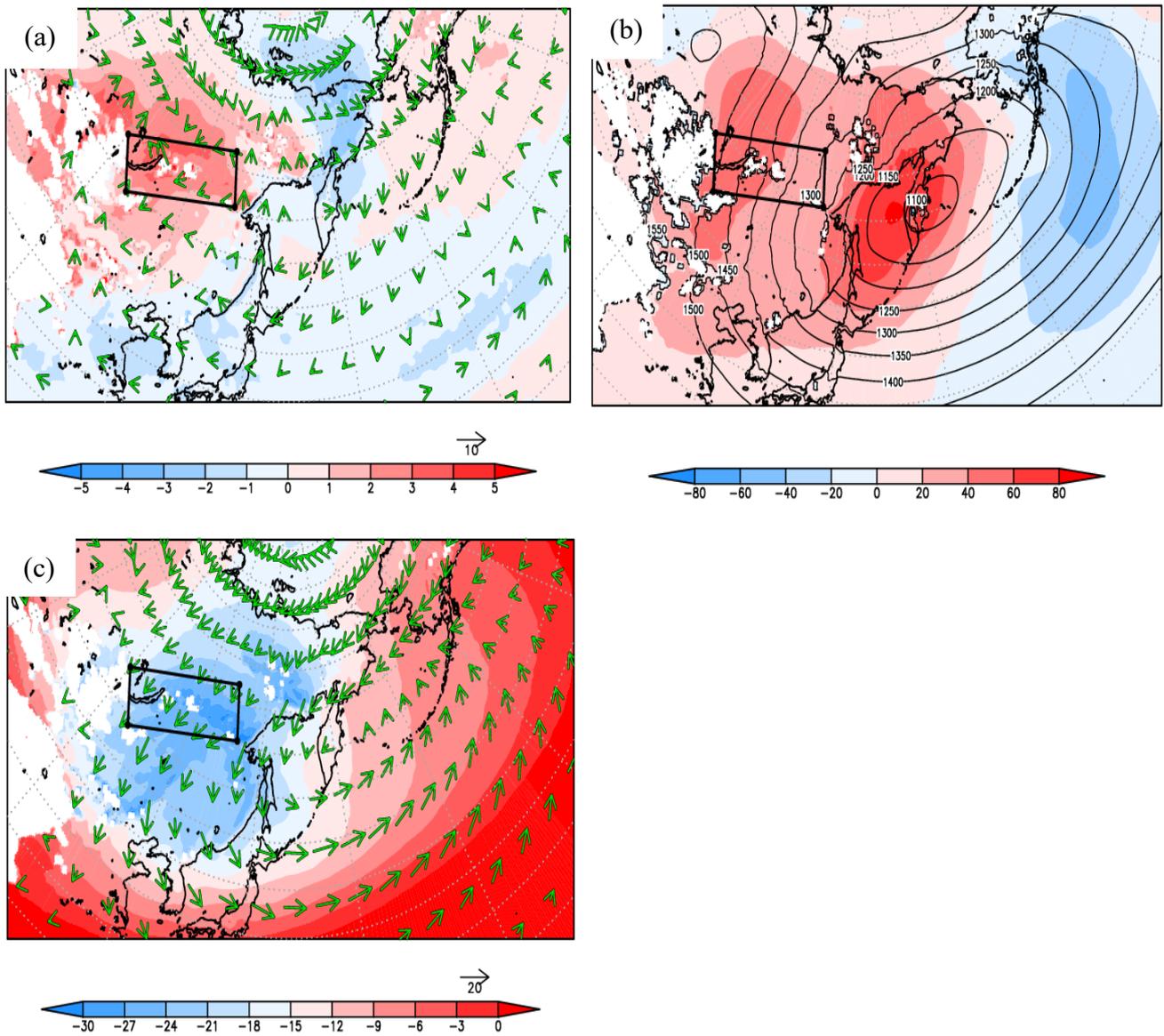


Fig.14 850hPa 面における 1 月の月平均の (a) 気温 [°C] と風 [m/s] の偏差(grass_run-CTL_run)の図と (b) ジオポテンシャル高度 [m] の偏差(grass_run-CTL_run)と CTL_tun の値の図と (c) CTL_run の気温と風の図. (a) と (c) では色が気温, 矢印が風の偏差を示し, (b) では色がジオポテンシャル高度の偏差, 線が CTL_run の値を示している.

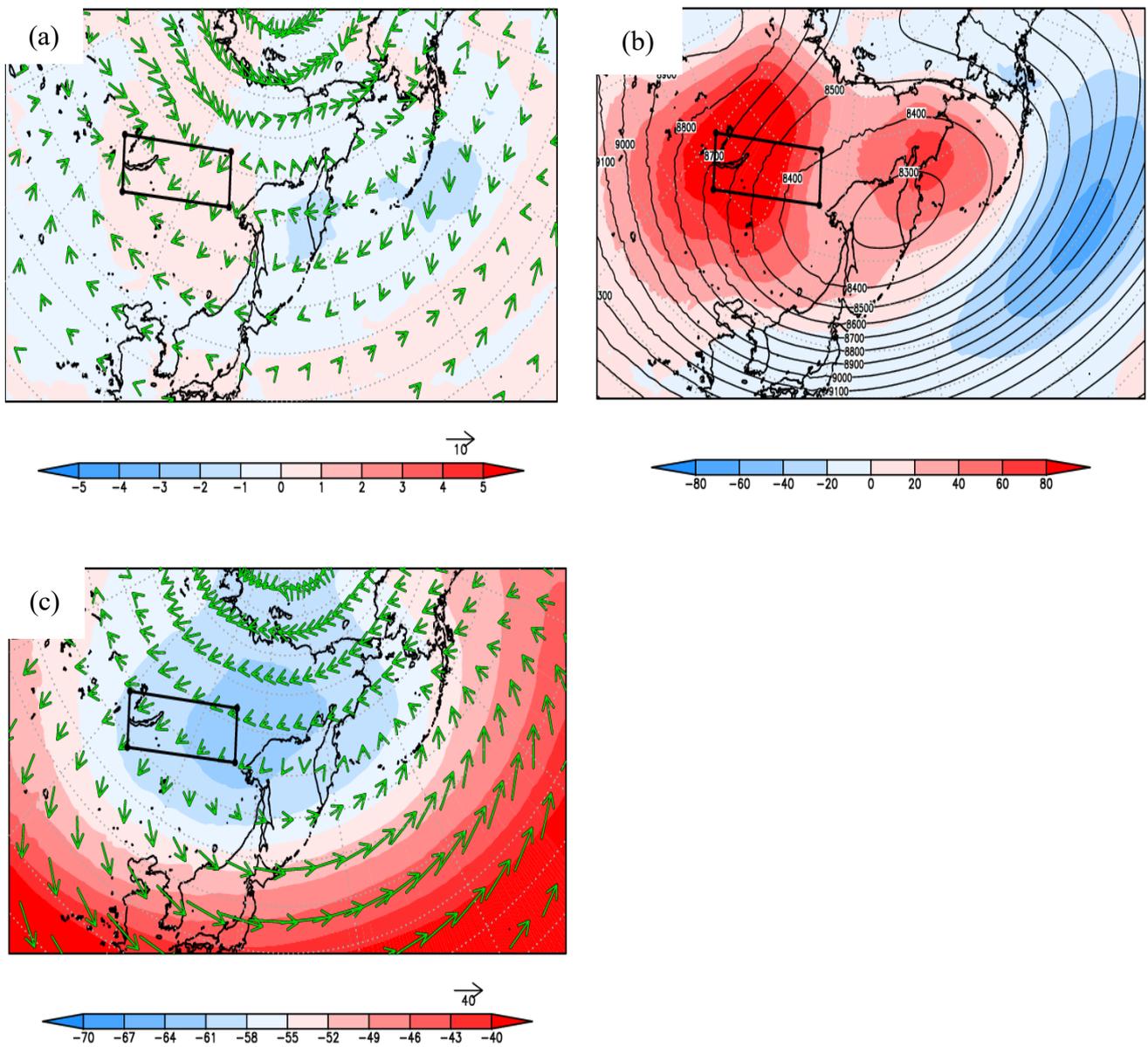


Fig.15 300hPa 面における 1 月の月平均の (a) 気温 [°C] と風 [m/s] の偏差(grass_run-CTL_run)の図と (b) ジオポテンシャル高度 [m] の偏差(grass_run-CTL_run)と CTL_run の値の図と (c) CTL_run の気温と風の図. (a) と (c) では色が気温, 矢印が風の偏差を示し, (b) では色がジオポテンシャル高度の偏差, 線が CTL_run の値を示している.

5-3 アンサンブル平均

4-4 に記した期間で 850hPa 面における風と気温の偏差 (grass_run-CTL_run) とジオポテンシャル高度の偏差 (grass_run-CTL_run) のアンサンブル平均の結果を Fig.15 に示す. アンサンブル平均した期間はどちらも 2015/04/10 00UTC~2015/05/31 00UTC である. 風と気温の図を見ると, 植生を変化させた範囲付近と北太平洋上に寒気がわずかだが流入し, また日本の南から北東にかけて暖気が流入している. それをふまえてジオポテンシャル高度の図を見ると, 暖気が流入していた場所付近に高気圧偏差, 寒気が流入していた場所付近には低気圧偏差が確認できた. さらに上空の 300hPa 面における風と気温の偏差 (grass_run-CTL_run) とジオポテンシャル高度の偏差 (grass_run-CTL_run) のアンサンブル平均の結果を Fig.16 に示す. それぞれの図を比べても 850hPa 面と同様に寒気が流入している場所に低気圧偏差, 暖気が流入している場所に高気圧偏差が確認できた. また, 300hPa 面で北太平洋上に気圧の偏差ができているので, この周辺を吹くジェット気流の蛇行に影響を及ぼす可能性がある. アンサンブル平均で気圧の偏差ができていたので上記の結果が一事例の偶然ではないことを証明することができた.

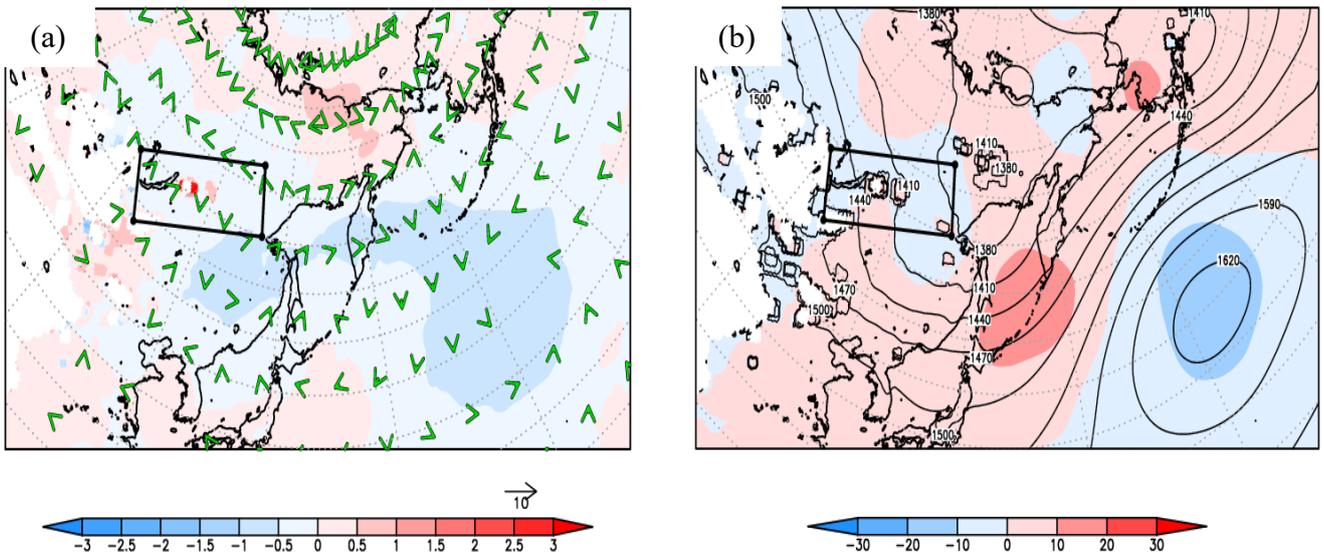


Fig.16 アンサンブル平均をおこなった 850hPa 面における 4 月 11 日~5 月 31 日の平均の (a) 気温 [°C] と風 [m/s] の偏差(grass_run-CTL_run)の図と (b) ジオポテンシャル高度 [m] の偏差 (grass_run-CTL_run)と CTL_run の値の図. (a) では色が気温, 矢印が風の偏差を示し, (b) では色がジオポテンシャル高度の偏差, 線が CTL_run の値を示している.

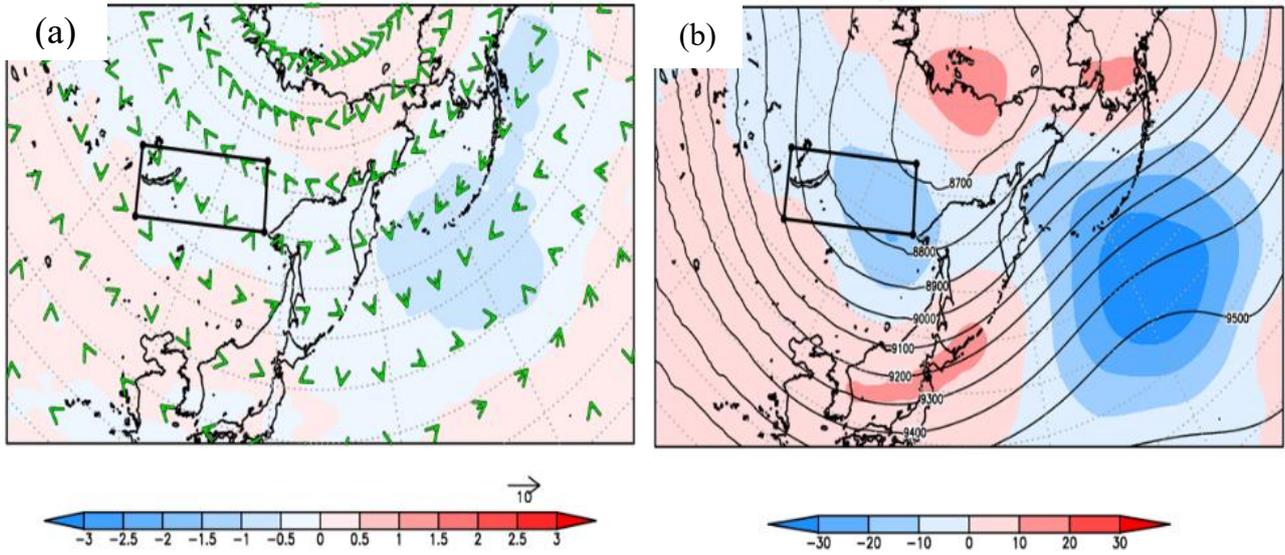


Fig.17 アンサンブル平均をおこなった 300hPa 面における 4 月 11 日～5 月 31 日の平均の (a) 気温 [°C] と風 [m/s] の偏差(grass_run-CTL_run)の図と (b) ジオポテンシャル高度 [m] の偏差 (grass_run-CTL_run)と CTL_run の値の図. (a) では色が気温, 矢印が風の偏差を示し, (b) では色がジオポテンシャル高度の偏差, 線が CTL_run の値を示している.

植生が変化することで大気に変化が起こる原因として、熱フラックスが関係していることが考えられるため、以下の計算を行った。植生を変化させた領域内で熱フラックスの偏差 (grass_run-CTL_run) をアンサンブル平均したものを Fig.17 に示す。この時系列の中で最初に熱フラックスが上昇している期間 (2015/04/15 00UTC~2015/04/30 00UTC) とその期間までの偏差が小さい期間 (2015/04/01 00UTC~2015/04/14 00UTC) をわけ、それぞれの期間の大気場を比較した (Fig.15,16)。 (a) は偏差が小さい期間 (2015/04/01 00UTC~2015/04/14 00UTC)、 (b) は熱フラックスが上昇している期間 (2015/04/15 00UTC~2015/04/30 00UTC) のそれぞれのジオポテンシャル高度の偏差のアンサンブル平均を示している。また、 (c) は熱フラックスが上昇している期間 (2015/04/15 00UTC~2015/04/30 00UTC) から偏差が小さい期間 (2015/04/01 00UTC~2015/04/14 00UTC) を引いた値を示している。 Fig.18 は 850hPa 面, Fig.19 は 300hPa 面を示している。これらの (c) の図を見ると、熱フラックスが上昇することによって植生を変化させた場所では低気圧偏差に、北太平洋上には高気圧偏差になることが分かった。

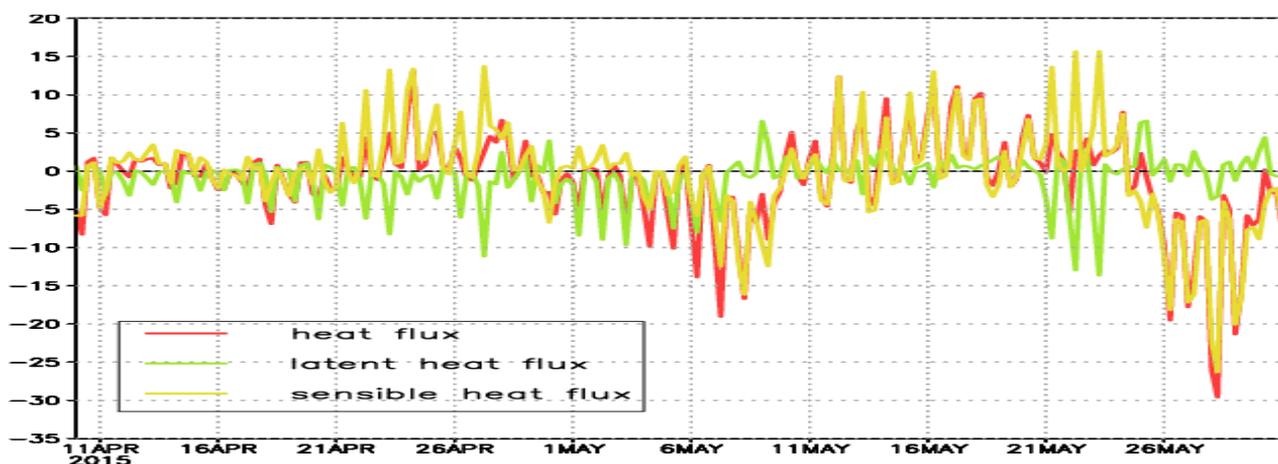
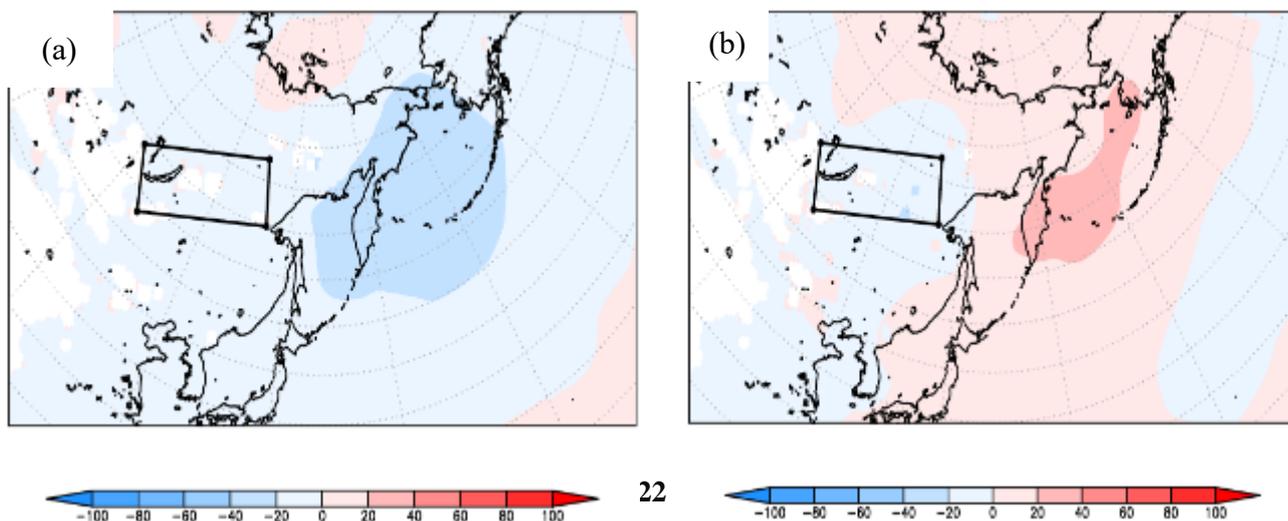


Fig.18 植生を変化させた領域内で熱フラックスの偏差(grass_run-CTL_run)を 2015/04/10 00UTC ~2015/05/31 00UTC でアンサンブル平均をおこなった。赤線が熱フラックス [W/m²] , 黄緑線が潜熱フラックス [W/m²] , 黄線が顕熱フラックス [W/m²] をそれぞれ示している。



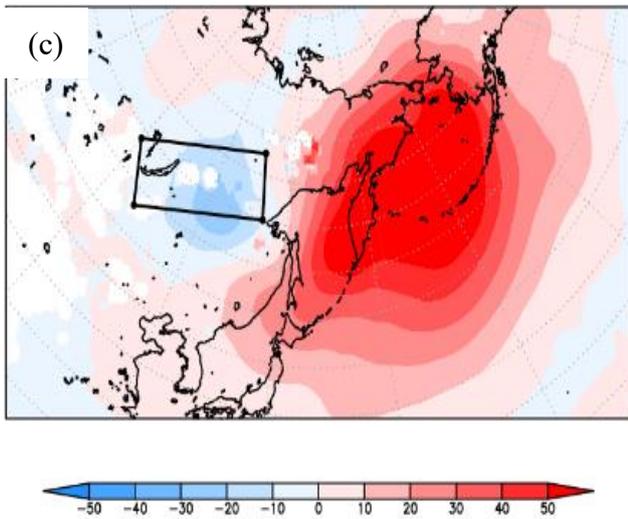


Fig.19 850hPa 面における (a) 変異が小さい期間 (2015/04/01 00UTC~2015/04/14 00UTC) , (b) 熱フラックスが上昇している期間 (2015/04/15 00UTC~2015/04/30 00UTC) のジオポテンシャル高度 [m] の偏差(grass_run-CTL_run)のアンサンブル平均を示している. (c) は (b) から

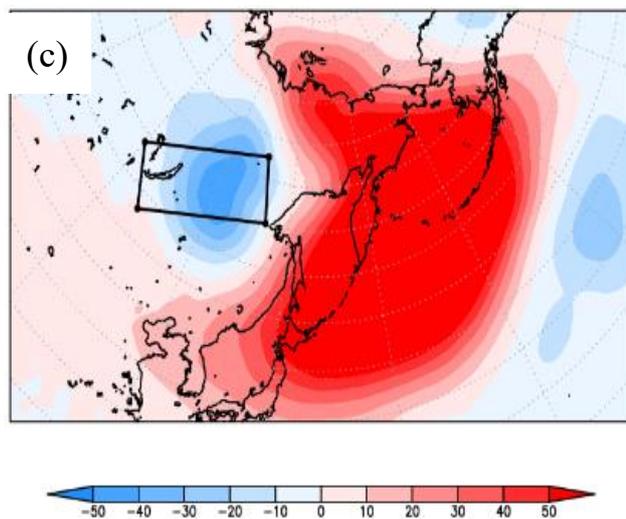
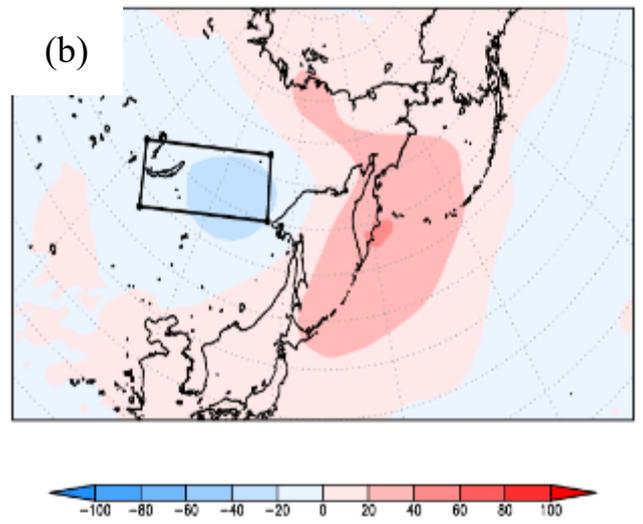
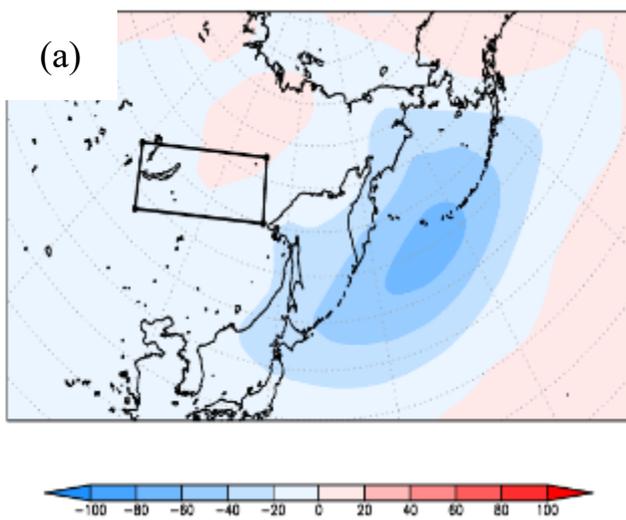


Fig.20 300hPa 面における (a) 変異が小さい期間 (2015/04/01 00UTC~2015/04/14 00UTC) , (b) 熱フラックスが上昇している期間 (2015/04/15 00UTC~2015/04/30 00UTC) のジオポテンシャル高度 [m] の偏差(grass_run-CTL_run)のアンサンブル平均を示している. (c) は (b) から (a) を引いたものである.

また、(a) 850hPa 面と (b) 300hPa 面における風と気温の、熱フラックスが上昇している期間 (2015/04/15 00UTC~2015/04/30 00UTC) から変異が小さい期間 (2015/04/01 00UTC~2015/04/14 00UTC) を引いた値の図を Fig.20 に示す。これらを見ると、Fig.19 で確認できた、低気圧偏差、高気圧偏差の場所にそれぞれ寒気と暖気が流入している。これらの流入が気圧の増減に影響を与えていると考えた。

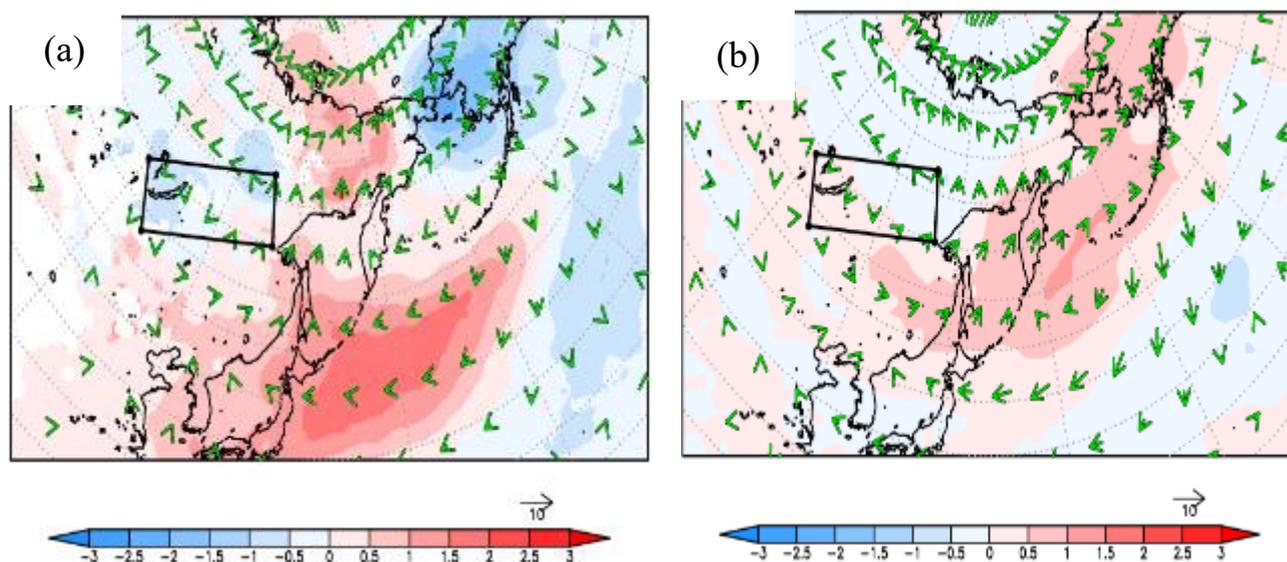


Fig.21 (a) 850hPa 面と、(b) 300hPa 面における熱フラックスが上昇している期間 (2015/04/15 00UTC~2015/04/30 00UTC) から変異が小さい期間 (2015/04/01 00UTC~2015/04/14 00UTC) の風 [m/s] と気温 [°C] の偏差(grass_run-CTL_run)のアンサンブル平均をおこない、引いたものをそれぞれ示している。

また、アルベドの植生を変化させた範囲内で平均し、偏差をとりアンサンブル平均を 2015/0410 00UTC ~2015/05/31 00UTC の期間行った指標を Fig.21 に示す。この指標と Fig.17 の熱フラックスの指標を比較すると、アルベドが高いときは熱フラックスが減少傾向、アルベドが低いときは熱フラックスが増加傾向にあることが示された。Fig.22 は植生を変化させた範囲内の雪の被覆率を平均し、2015/0410 00UTC ~2015/05/31 00UTC の期間アンサンブル平均をおこなったものの指標である。雪の被覆率は1グリッドの中でどれだけ雪に覆われているか比率で表したものである、この指標を Fig.18 のアルベドの指標と比べると、指標の形がほぼ同じことに気付く。

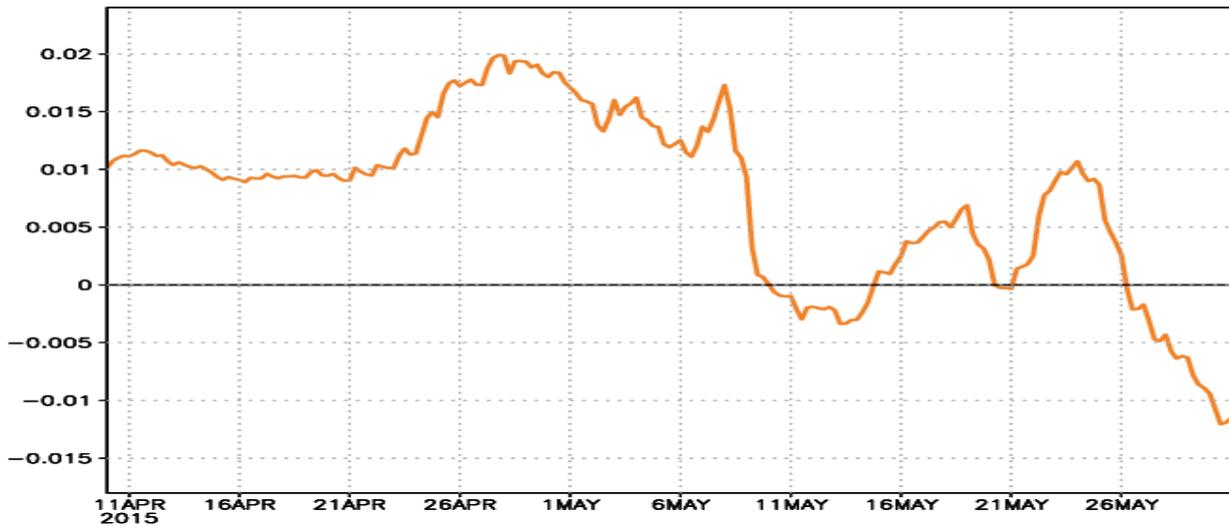


Fig.22 植生を変化させた領域内でアルベドの平均の偏差を 2015/04/10 00UTC~2015/05/31 00UTC でアンサンブル平均をおこなった指標.

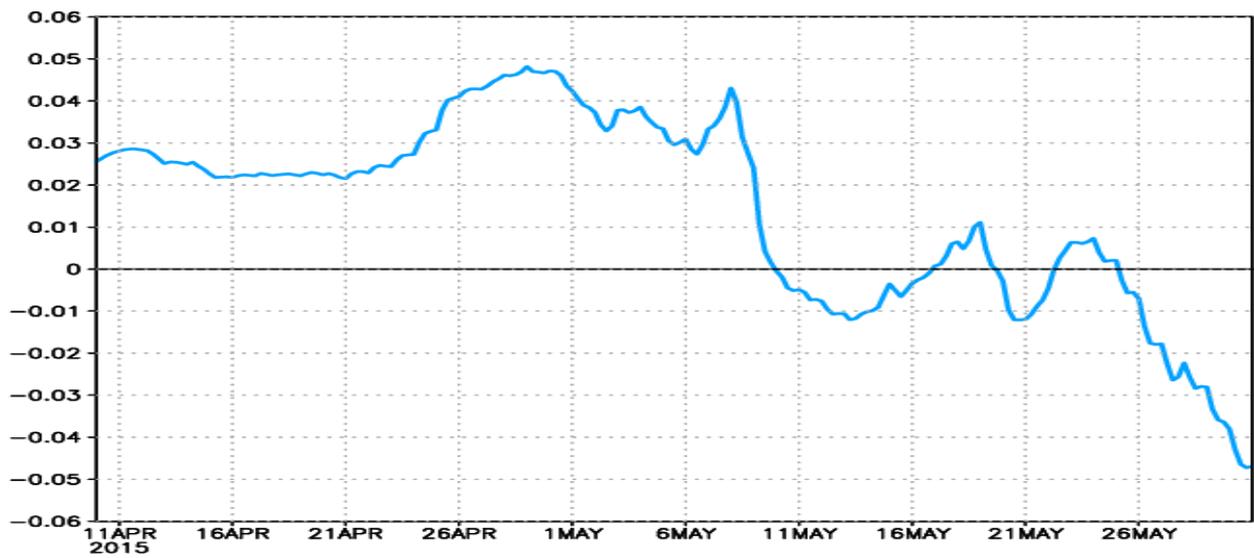


Fig.23 植生を変化させた領域内で雪の被覆率の平均の偏差を 2015/04/10 00UTC~2015/05/31 00UTC でアンサンブル平均をおこなった指標.

第6章 考察とまとめ

東シベリアの植生を森林から草原に変化させるとアルベドが植生や雪の被覆率によって上昇することが分かった。アルベドは光の反射率を示し、地表面の色に依存する。雪と草原と森林のアルベドを比較すると、雪が3つの中で一番白いのでアルベドが高い。また、草原と森林を比較すると、草原より森林の色が暗いので、アルベドが低い。これらのことと Fig.3,4 より、植生を変化させた一部がアルベドの上昇につながったと考えられる。しかし、Fig.22,23 より、結果としてアルベドの変化は植生を変化させたことによる雪の被覆率に大きく依存することが分かった。そのため、植生を変化させても植生変化によって大きくアルベドに影響を与えなかったと考える。また、アルベドが変化すると地表面に入る放射量が変わってくるため、熱フラックスに影響を与える。熱フラックスが上昇したり、減少したりするのは Fig.5,9,12,18 より初期値によって変化が異なった。しかし、その熱フラックスの変化より、大気中の熱に影響を及ぼしているため、植生を変化させた直上からジオポテンシャル高度が変化する。本研究では解像度を下げることや、計算開始時刻をずらすと熱フラックスの変化が異なってしまうことから植生を変化させたことによる気圧への影響は時と場合にであるということが分かった。しかし、植生を変化させた範囲の場所で気温が正偏差であるとその直上は高気圧偏差になり、気温が負偏差であるとその直上は低気圧偏差になるということが分かった。また、300hPa 面はジェット気流が吹いている高さなので、300hPa 面の気圧が変化することはジェット気流に影響を及ぼす。

一年間を通して季節的な変化を見てみると、植生を変化させて春季時より長期間経っているのが冬季の方が春季、夏季よりも偏差が小さくなっていた。つまり、その一年は同様な変化で大気に影響を与えていたが、時間が経つにつれて偏差が小さくなっていくことが分かった。一番偏差が小さくなった冬季と一番大きい春季を比較すると、冬季は春季の偏差の大きさが約半分になった。今後は、より詳細な力学過程を解明していく必要がある。

謝辞

本研究を進めるにあたり、気象・気候ダイナミクス研究室の立花義裕教授には、開始当初から研究の方針について熱心にご指導いただいて深く感謝いたします。山崎孝治氏には日ごろの解析結果の考察やご指導など大変お世話になり、感謝いたします。自然環境システム学講座の先生方には、合ゼミ等でアドバイスをいただいた他、授業でさまざまな知識を学ばせていただきました。厚く御礼申し上げます。また、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いただいた気象・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小松謙介氏、金井淳平氏、研究に関して多くの助言をいただきました安藤雄太氏、坂泰志氏、関陽平氏には深く感謝いたします。

私の研究を始めるきっかけを作っていただいた北極域研究共同推進拠点事業人材育成プログラム「ウインタースクール」関係者様に深く感謝いたします。北海道大学の安成哲平氏には研究を始めるにあたって多くの助言をいただきました。また、地域保全工学講座の飯島慈裕准教授には上記のプログラムを紹介していただき、研究の方針についてご指導をいただきました。協働ゼミでは万田敦昌准教授や西井和晃准教授から研究について考察や助言をいただきました。

最後に、研究についての議論はもちろん、4年生をはじめとする学生の皆様おかげで充実した学生生活を送ることができました。本当にありがとうございます。

参考引用文献

- H. Hayasaka, M. Fukuda, K. kushida, 2007: Recent Large-scale Forest Fires in Boreal Forests and Climate Change -Discussion Based on Forest Fire and Weather Data in Alaska and Sakha-, *Bulletin of Japan Association for Fire Science and Engineering*, **vol.57**, No3, P45-51
- K. Snyder, C. Delire, J. A. Foley 2004: Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate, *Climate Dynamics* (2004) , **23**: 279-302
- Matsumura, S., K. Yamazaki, and T. Sato, 2015: Role of Siberian Land-Atmosphere Coupling in the Development of the August Okhotsk High in 2008, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 93, No. 2, pp. 229–244, 2015
- Simmons, A., C. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi,: ERA- Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110**, 2007
- 多田毅・沢本正樹 (1998) : 地表面温度を考慮した正味放射量の推定式, *J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.* **Vol. 11**, No. 5 (1998) P. 451-459