

### 3 大気循環場の平年値<sup>1</sup>

#### 3.1 平年値の作成方法

気象庁において気候系の監視に利用している大気循環場データは、JRA-55 (Kobayashi et al., 2015) である(2021年9月時点)。また、対流活動の指標として、米国海洋大気庁(NOAA)より提供された外向き長波放射量(OLR)データ(Liebmann and Smith, 1996)を利用している。

これらのデータについて、日別及び月別の新平年値(2020年平年値)を作成した。なお、半月や旬を含む任意日数の平年値には日別平年値を期間平均した値を利用し、3か月別平年値には月別平年値を3か月平均した値を利用する。

日別平年値の作成においては、30年分の日別値を単純平均した後、高周波変動成分を取り除くため、ローパスフィルターをかける。ここではカットオフ周期60日、121項のランチョスフィルター(Duchon, 1979)を用いる。気象観測統計指針(気象庁, 2005)では、日別平年値の平滑化のため9日移動平均を3回繰り返すKZ(Kolmogorov-Zurbenko)フィルターを採用しているが、大気循環場データに対してこの手法を適用すると、季節内変動に伴うノイズを適切に除去できない。このため、2000年平年値(気象庁, 2001)以降、ランチョスフィルターを採用しており、今回も同じ手法を用いた。ただし、このフィルターはKZフィルターと比べてカットオフ周期が長いため、梅雨明け等の季節変化の表現が不明瞭になるデメリットがあること(大野ほか, 2011)もこれまでと同様である。

月別平年値は、各月で累年値を単純平均して求める。算出方法は気象観測統計指針に準じており、従来の平年値作成手法から変更はない。

#### 3.2 新旧平年値の比較

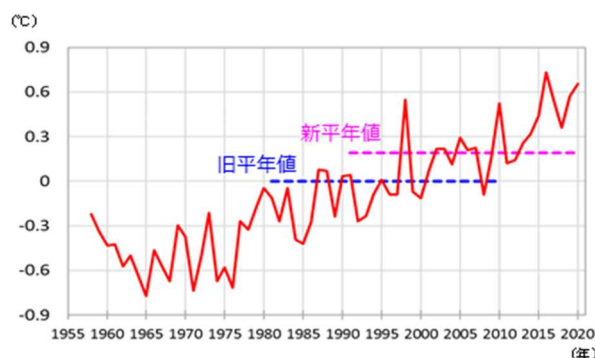
本節では、大気循環場の新平年値と旧平年値(2010年平年値、大野ほか(2011))を比較し、その変化について解説する。第3.2.1項では全球及び熱帯

域、第3.2.2項では北半球域の変化を述べる。第3.2.3項では、日本の天候との関係に着目しながら、日本付近の循環場平年値の変化を確認する。

#### 3.2.1 全球・熱帯域の変化

対流圏の全球的な気温の変化の特徴を概観するため、第3.2-1図には全球平均した年平均対流圏層厚換算温度(300~850hPa間の平均気温)の経年変化を示す。対流圏気温の変化は上昇トレンドが明瞭であり、旧平年値から新平年値で約0.2°C上昇している。また新旧平年値期間の変化の特徴として、1997/1998年のエルニーニョ現象に伴う1998年の大きな昇温、1990年代末~2010年代初めにかけての昇温の停滞傾向(Eyring et al., 2021)、2010年代半ば以降の昇温が挙げられる。

次に、帯状平均気温・東西風の新旧平年値の差の緯度-鉛直分布を、12~2月と6~8月について第3.2-2~3図に示す。両期間ともに、気温は概ね対流圏で上昇、成層圏で低下の変化が明瞭であり、地球温暖化に伴う変化傾向(Eyring et al., 2021)と整合する。また、年々変動の標準偏差で規格化した新旧平年値の差の大きさ<sup>2</sup>は、昇温トレンドの寄与が比較的大きな対流圏の熱帯域~北半球中高緯度域で0.5を超える領域が見られる。東西風では、両半球の亜熱帯ジェット気流が赤道側で弱くなる変化傾向が見られる。この特



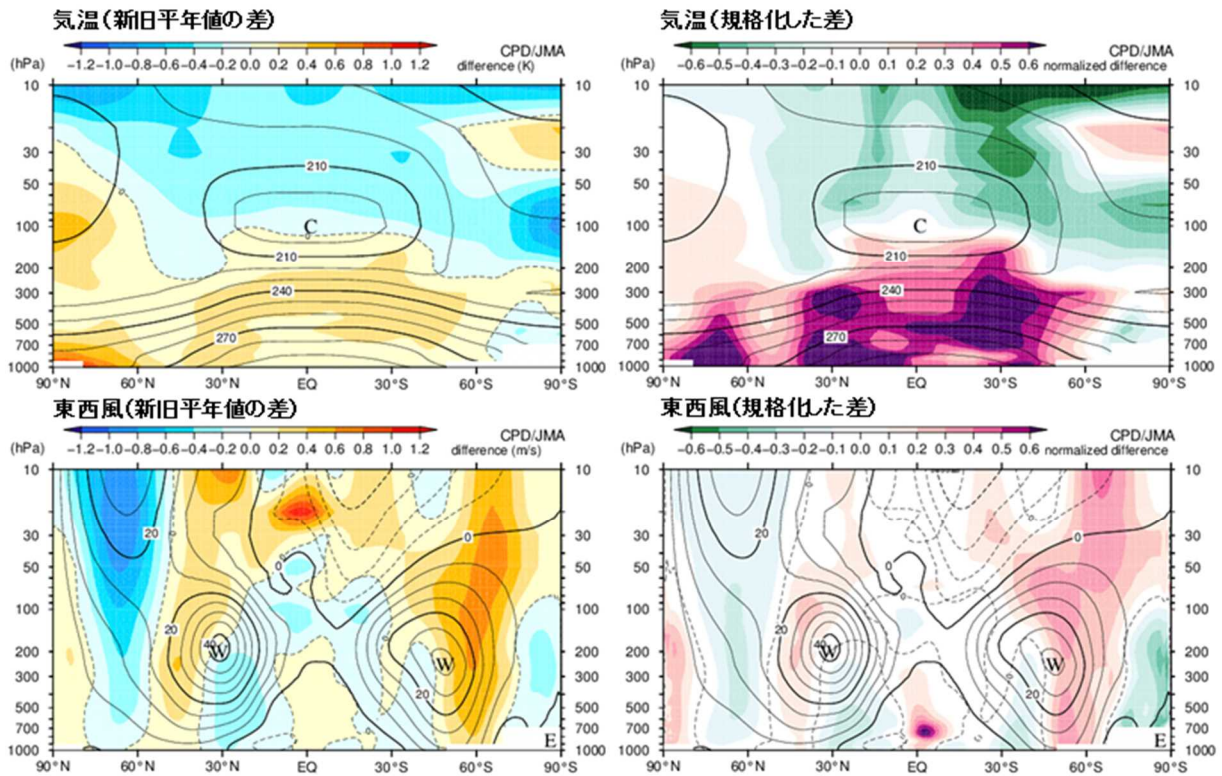
第3.2-1図 全球平均した年平均対流圏層厚換算温度の経年変化

旧平年値に対する偏差(°C)。層厚の対象気圧面は300~850hPa。破線は新旧平年値とその期間を表す。

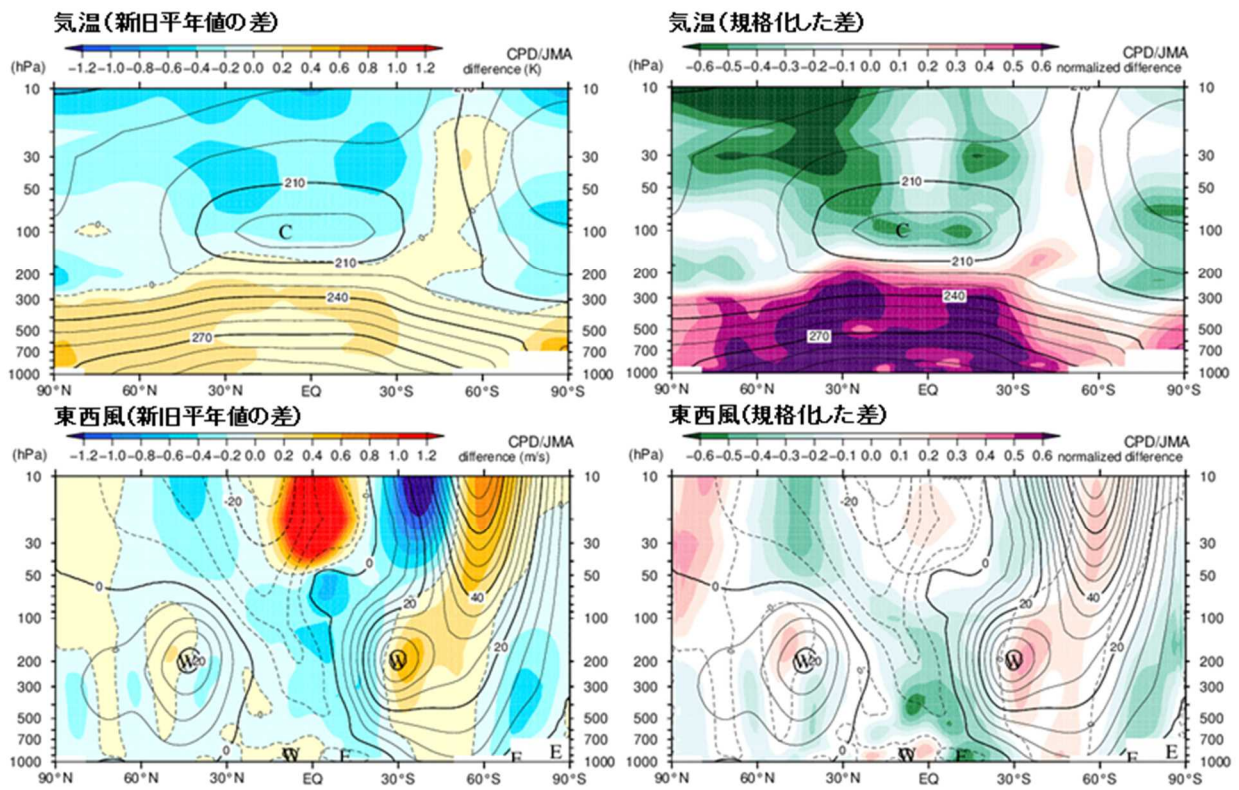
<sup>1</sup> 佐藤 均、佐藤 大卓、若松 俊哉、小野 茉莉花

<sup>2</sup> 分散が等しい2つの母集団から、それぞれ30個抽出したサンプルをもとに、両母平均が等しいという帰無仮説を有意水準5%で棄却するには(新旧平年値の比較の場合、

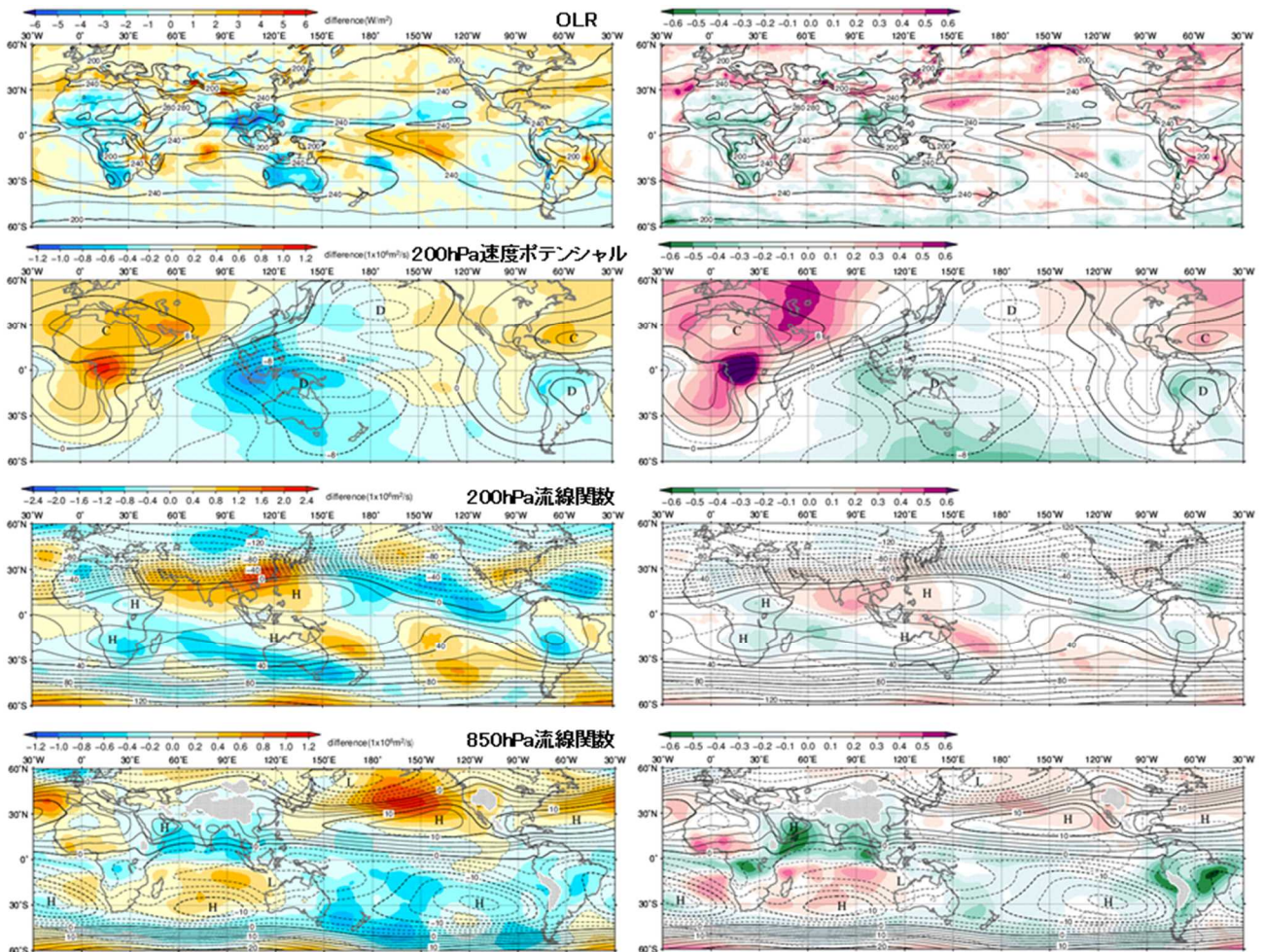
ここで示した仮定を完全に満たすわけではない)、標本平均の差の大きさが標準偏差の5割程度よりも大きい必要がある。



第 3.2-2 図 帯状平均気温・東西風の新旧年平均値の差の緯度-鉛直分布(12~2月平均)  
 等値線は新平年値。単位は、気温が K、東西風が m/s。左列の陰影は、新旧年平均値の差(新平年値-旧平年値)で、単位は、気温が K、東西風が m/s。右列の陰影は、旧平年値期間の年々変動の標準偏差で規格化した新旧年平均値の差を表す。



第 3.2-3 図 第 3.2-2 図と同じ。ただし、6~8月平均。



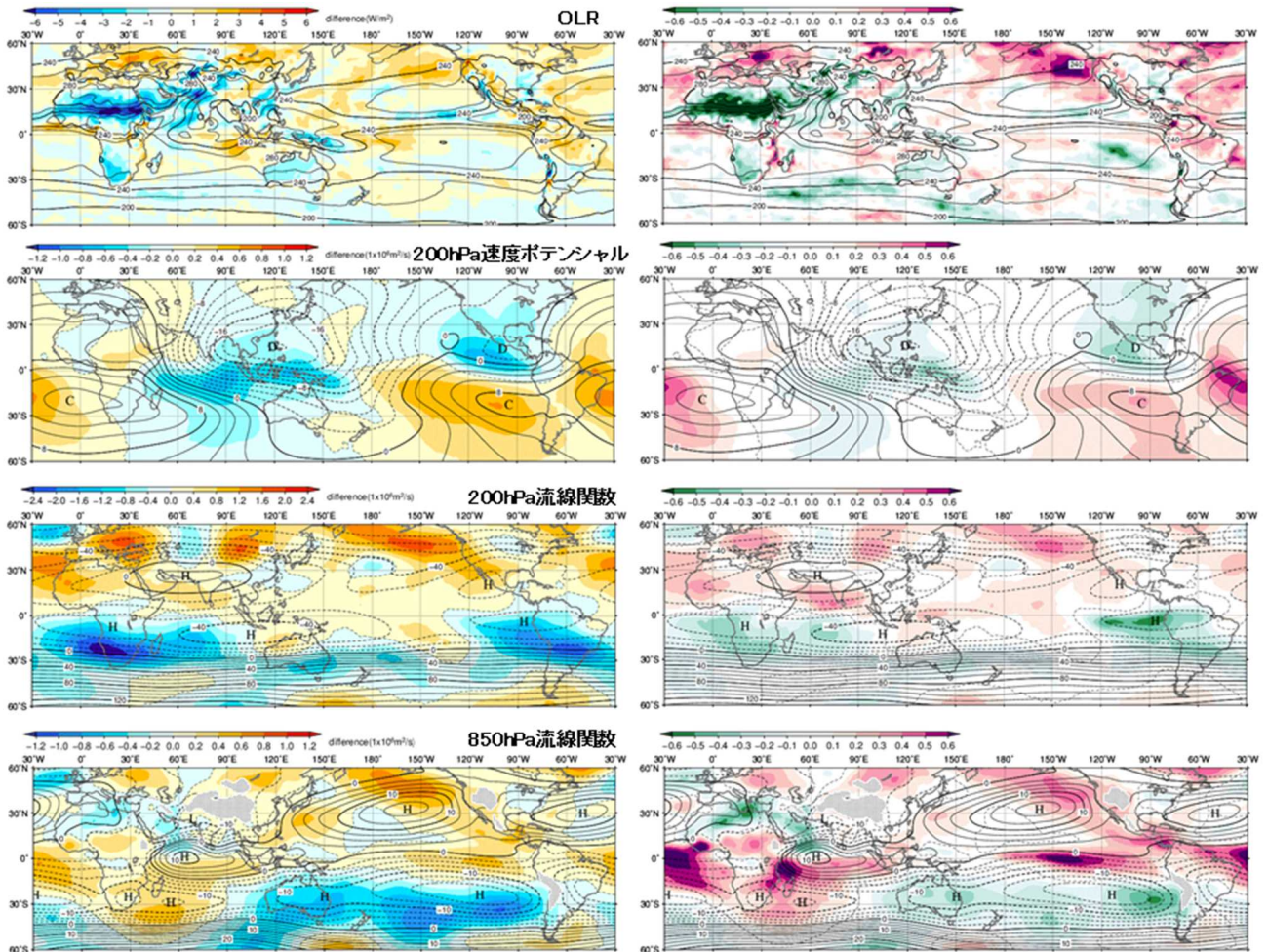
第 3.2-4 図 熱帯域における 12~2 月平均の新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)

等値線は新平年値。陰影は、左列が新旧平年値の差、右列が旧平年値期間の年々変動の標準偏差で規格化した新旧平年値の差を表す。上から、OLR ( $W/m^2$ )、200hPa 速度ポテンシャル ( $10^6 m^2/s$ )、200hPa 流線関数 ( $10^6 m^2/s$ )、850hPa 流線関数 ( $10^6 m^2/s$ )。ただし、右列は無次元量。

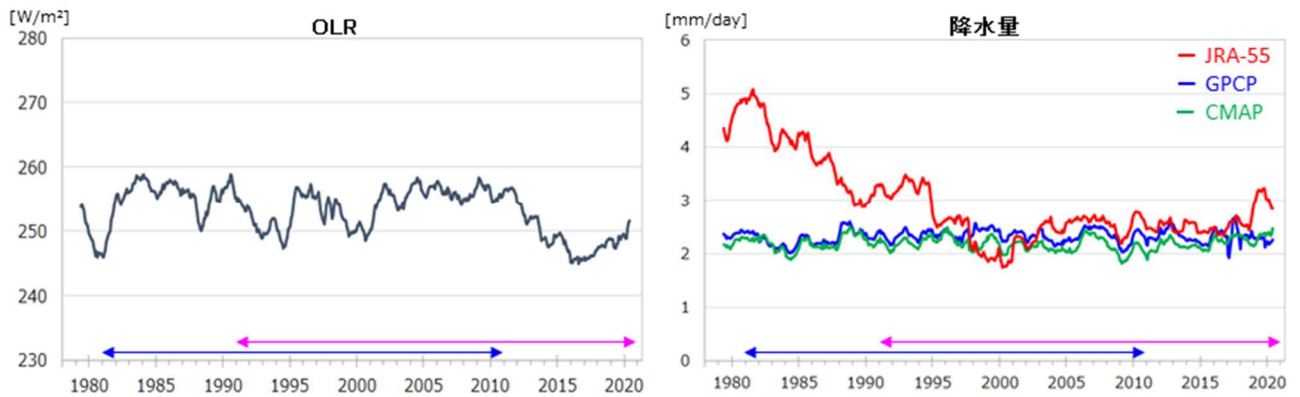
徴はラニーニャ現象時に現れやすい平年偏差分布の特徴と共通しており、海面水温 (SST) 平年値の変化 (第 4 章参照) や後述する対流活動の平年値の変化と整合する。また、12~2 月の北極域に注目すると、極夜ジェットが弱まり、対流圏~成層圏にかけて極渦が弱まる変化傾向である。一方、南極域では 12~2 月の 100hPa 付近を中心にオゾン減少の影響とみられる気温の低下があり、12~2 月、6~8 月ともに南緯 50~60 度付近で西風が強まり、極渦が強まる変化傾向 (Banerjee et al., 2020) である。ただし、東西風平年値におけるこれらの変化は、年々変動に比べるとかなり小さい。

次に、熱帯域における平年値の変化を確認する。第 3.2-4~5 図は、12~2 月平均、6~8 月平均の OLR、

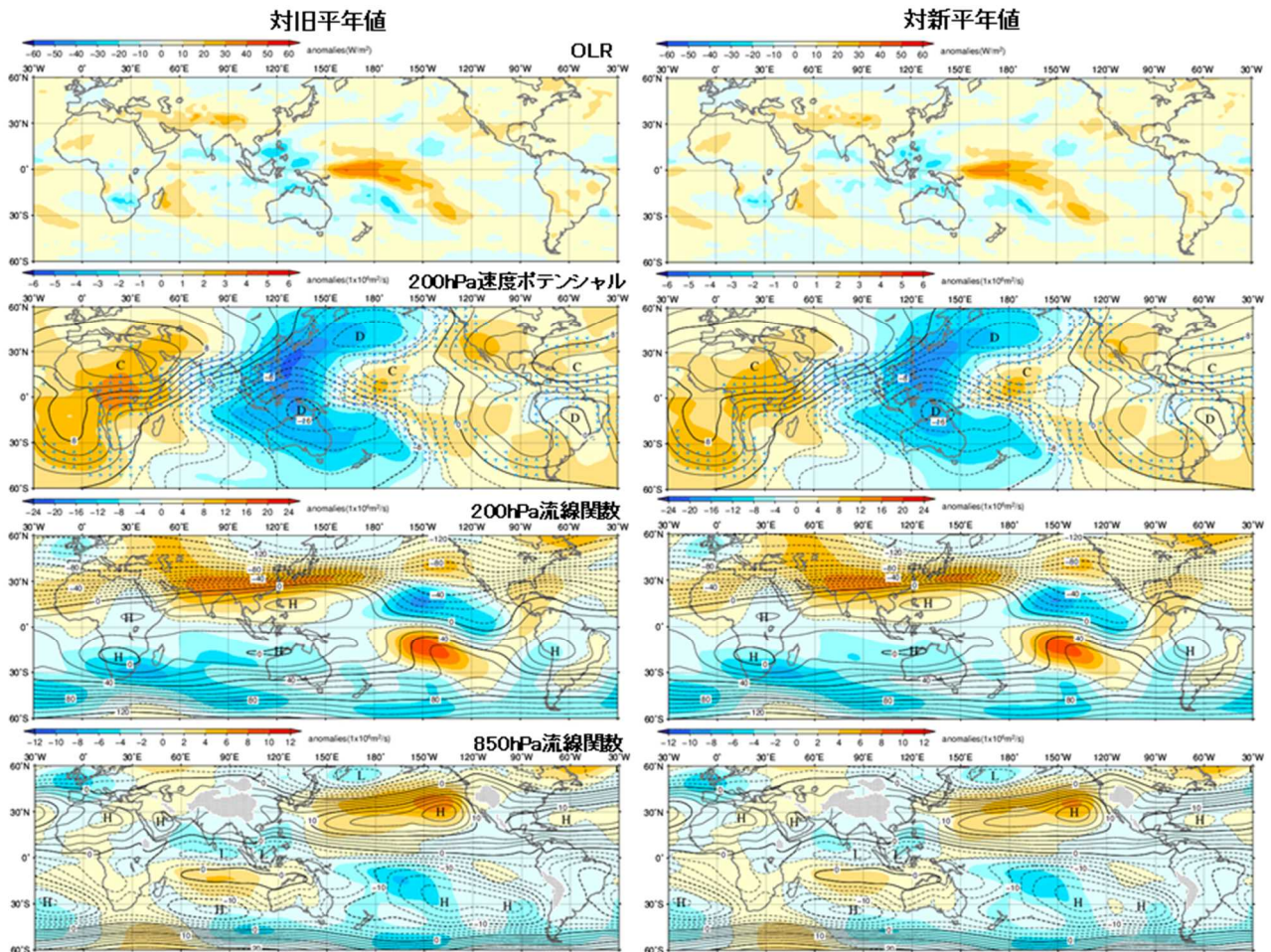
200hPa 速度ポテンシャル、200hPa と 850hPa の流線関数の新旧平年値の差である。両期間ともに、新旧平年値の差は年々変動の標準偏差と比べて全般的にかなり小さい値ではあるが、SST 平年値の変化 (第 4 章参照) と整合してインド洋熱帯域の東部~太平洋熱帯域の西部で対流活動が活発となり、この領域で OLR の低下や 200hPa 速度ポテンシャルにおける発散強化が見られる。この変化には、ラニーニャ現象時の傾向に加えて、対流活発域がインド洋側にも広がる特徴や太平洋熱帯域の中~東部の対流不活発域が南半球側に偏る特徴も重なっている。流線関数では、12~2 月を中心にインド洋熱帯域~インドネシア付近で南北半球対となる対流圏上層の高気圧性循環強化、下層の低気圧性循環強化の変化が見られる。



第 3.2-5 図 第 3.2-4 図と同じ。ただし、6～8 月平均。



第 3.2-6 図 アフリカ中部の熱帯域北半球側で領域平均した OLR(左)と降水量(右)の経年変化  
 左図の OLR( $W/m^2$ )は、値が小さいほど対流活動が活発であることを表す。右図の降水量( $mm/day$ )は、赤線が JRA-55、青線が GPCP version 2.3、緑線が CMAP。赤道～北緯 20 度、東経 10～40 度で領域平均した月別値の 12 か月移動平均値。横軸上の矢印は新旧平年値期間を表す。



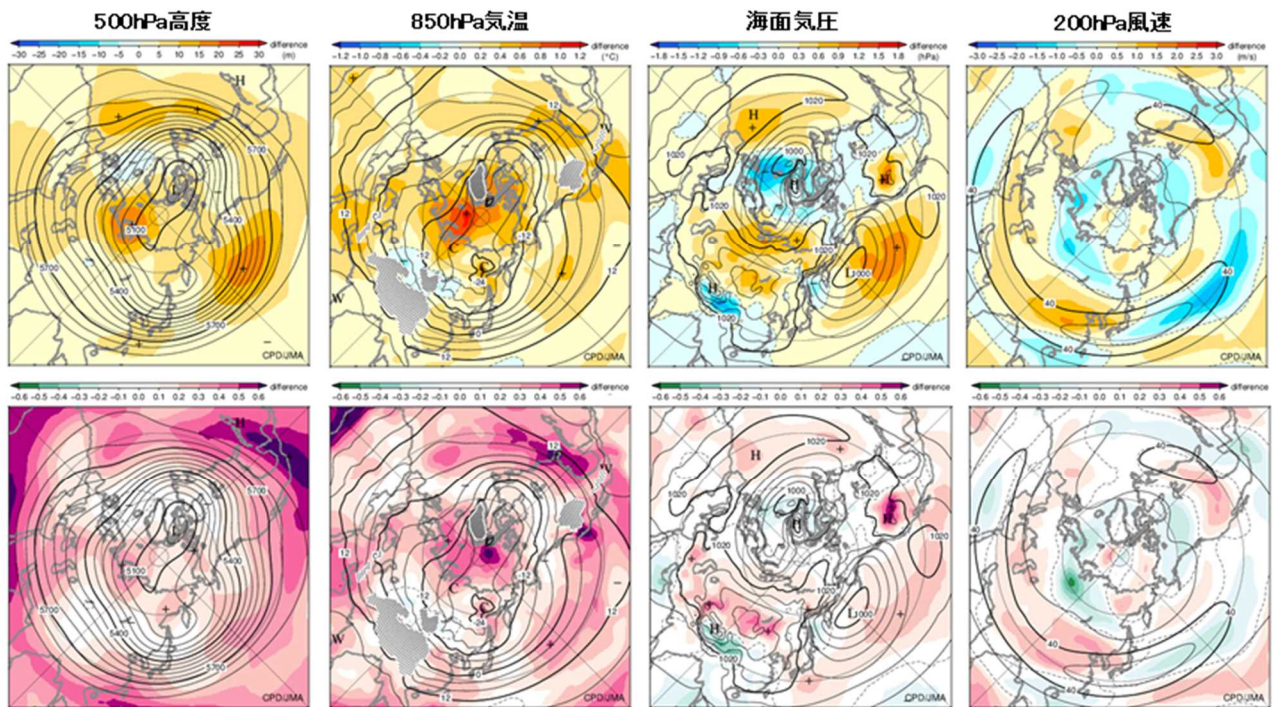
第 3.2-7 図 新旧平年値に対する年平均偏差の比較(2020 年 12 月～2021 年 2 月平均の熱帯・中緯度図)  
等値線は解析値、陰影は年平均偏差(左列は対旧平年値、右列は対新平年値)。上から OLR ( $W/m^2$ )、200hPa 速度ポテンシャル ( $10^6 m^2/s$ )、200hPa 流線関数 ( $10^6 m^2/s$ )、850hPa 流線関数 ( $10^6 m^2/s$ )。

また、6～8 月にはチベット高気圧はやや西寄りとなり、下層における南シナ海～フィリピン付近のモンスーンラフはやや浅くなる変化が見られる。

ここでアフリカ付近の OLR と 200hPa 速度ポテンシャルの変化に注目すると、OLR の変化は旧平年値から新平年値で対流活発化の変化を示すが、200hPa 速度ポテンシャルでは収束強化(対流不活発化)となり、要素間で変化傾向が整合しない。そこで第 3.2-6 図では、アフリカ中部の熱帯域北半球側で領域平均した OLR データと JRA-55、GPCP version 2.3(Adler et al., 2018)、CMAP(Xie and Arkin, 1997)の降水量データの経年変化を比較する。OLR の変化を見ると、2010 年代に大きく低下する時期があり、これが OLR の新平年値の特性に影響しているとみられる。一方、JRA-55 を含む各降水量データでは、2010 年代にこのような変化は見られない。また、JRA-55 降水量データ

の経年変化に注目すると、他の降水量データと比べて 1980 年代に多く、2000 年頃にかけて他のデータと同程度まで減少する変化特性がある。JRA-55 におけるこの地域の降水量は、特に 1980 年代に他の再解析データと比べても多いことが指摘されており(Hua et al., 2019; Quagraine et al., 2020)、JRA-55 の新旧平年値間の差として見られるアフリカ付近の対流圏上層の収束強化は、このようなデータ特性の年代による変化が影響していると考えられる。このように、対流活動の評価に関しては、データセットや対象とする年代によりデータ特性の違いが存在するため、留意が必要である。

ここまで示した新旧平年値間の変化の大きさは、帯状平均の対流圏気温やアフリカ周辺の対流活動に関係する要素などを除いて、年々変動と比べてかなり小さい。このため、第 3.2-7 図の例で示すように、ある年の季節平均や月平均といった特定の期間で新・旧平

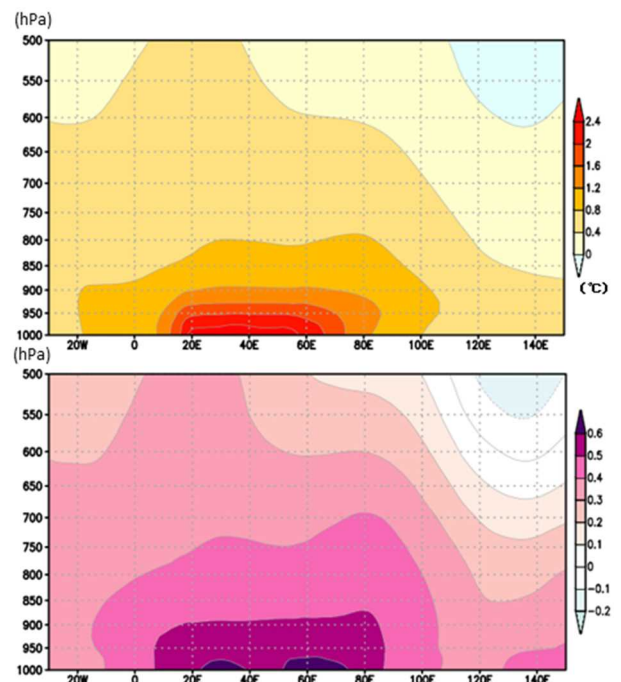


第 3.2-8 図 北半球における 12～2 月平均の新旧平年値の差(新平年値－旧平年値)  
等値線は新平年値。陰影は、上段が新旧平年値の差、下段が旧平年値期間の年々変動の標準偏差で規格化した新旧平年値の差。左から、500hPa 高度 (m)、850hPa 気温 (°C)、海面気圧 (hPa)、200hPa 風速 (m/s)。

年値それぞれに対する平年偏差分布を比較すると、平年偏差の値はやや異なるものの、平年偏差分布の特徴はほとんど変わらない。

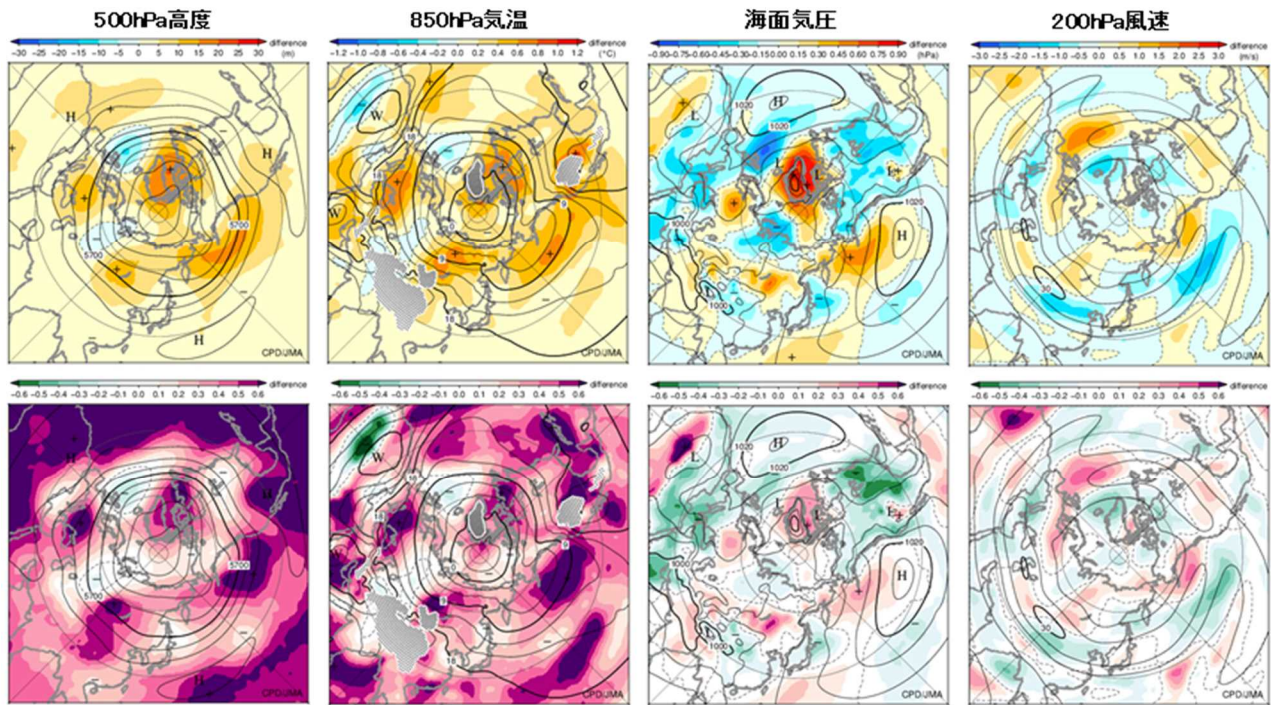
### 3.2.2 北半球域の変化

北半球域の変化について、12～2 月(冬)の新旧平年値の差を第 3.2-8 図に示す。地球温暖化に伴う対流圏気温の上昇に対応して、500hPa 面では北半球の広範囲で高度の上昇が見られ、高緯度域ではバレンツ・カラ海のユーラシア大陸沿岸付近で上昇が大きい。850hPa 気温は広範囲で昇温し、特にバレンツ・カラ海付近での昇温が明瞭である。その一方、ユーラシア大陸中央部では気温の低下している領域も見られる。海面気圧は、シベリアの北極海沿岸～ユーラシア大陸中央部で上昇し、シベリア高気圧は北寄りの位置で強まる変化傾向である。アリューシャン低気圧は東側を中心に弱まる傾向が見られる。また、200hPa 風速を見ると、ユーラシア大陸南部の亜熱帯ジェット気流は中東や東アジアで北寄りとなる変化傾向である。これらの平年値の変化を年々変動と比較すると、熱帯域の 500hPa 高度の上昇や北極付近の 850hPa 気温の



第 3.2-9 図 北緯 75～85 度で平均した気温平年値の差(新平年値－旧平年値)の経度-鉛直断面(12～2 月平均)

上段は新旧平年値の差(°C)、下段は旧平年値期間の年々変動の標準偏差で規格化した新旧平年値の差。横軸は西経 30 度～東経 150 度、縦軸は 1000～500hPa。



第 3.2-10 図 第 3.2-8 図と同じ。ただし、6～8 月平均。

上昇は、年々変動の標準偏差の半分程度となる領域が見られるものの、全般的に平年値の変化は年々変動に比べてかなり小さい。ここで、昇温が顕著な北極海における気温変化の鉛直分布を確認するため、新旧平年値の差の経度-鉛直断面を第 3.2-9 図に示す。これを見ると、海氷の減少が大きなバレンツ・カラ海（東経 20～70 度）付近で下層ほど昇温が大きい。

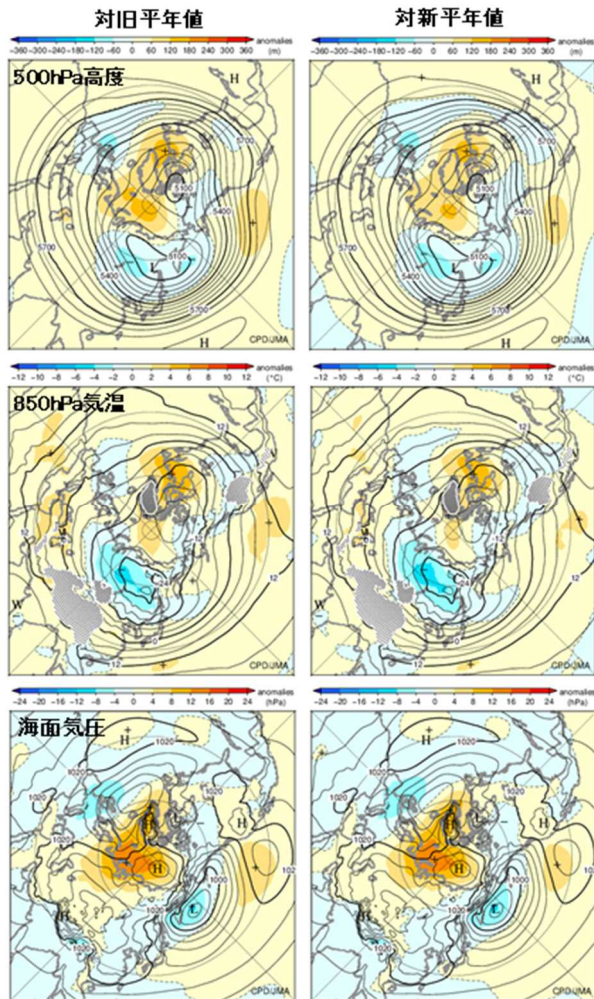
次に、6～8 月（夏）の新旧平年値の差を第 3.2-10 図に示す。冬と同様に、広範囲で 500hPa 高度や 850hPa 気温の上昇が見られる。海面気圧は、北米などで低下が見られ、日本付近では日本の南海上で太平洋高気圧の勢力が強まり、北日本付近では気圧が低下する変化である。200hPa 風速では、中国付近の亜熱帯ジェット気流は弱化し、北大西洋中緯度の偏西風は強化する変化傾向が見られる。これらの変化のうち、北半球全体で 500hPa 高度や 850hPa 気温が上昇する傾向は、年々変動との比較でも明瞭であるが、海面気圧や 200hPa 風速の変化は全般的に年々変動と比べて小さい。

2020 年 12 月～2021 年 2 月の冬を例として、新旧平年値に対する平年偏差の比較を第 3.2-11 図に示す。500hPa 高度平年偏差では、北極付近や北太平

洋中緯度帯東部の正偏差の縮小、北米～北大西洋の中緯度帯における負偏差の拡大が見られ、850hPa 気温平年偏差では、シベリアにおける低温偏差の拡大などが見られる。しかし、いずれの要素においても新旧平年値に対する平年偏差分布の特徴はほとんど変わらない。

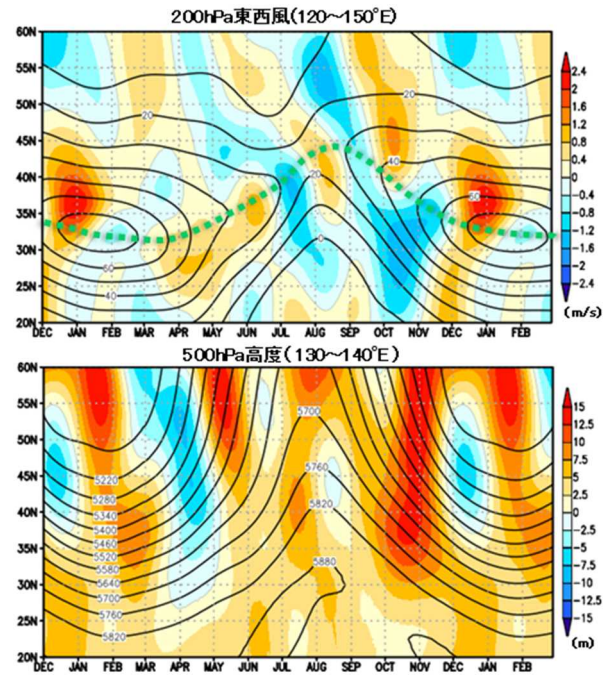
### 3.2.3 日本の天候との関係

日本付近の偏西風や 500hPa 高度場の季節変化について、日別平年値を用いた新旧平年値の比較を行う。第 3.2-12 図は、日本付近の経度帯で平均した 200hPa 東西風及び 500hPa 高度の新旧平年値の差の緯度-時間断面である。日本付近の偏西風は、冬に北寄り、春は南寄りで強まる変化傾向がある。夏は月により変化傾向が異なり、秋は 10 月を中心に北寄りで強まる傾向がある。春と秋は、季節進行が遅れる傾向ともいえる。500hPa 高度は、4 月に低下、10 月に上昇の変化が見られ、偏西風の季節進行の変化傾向と対応する。また、冬には 12 月の北日本付近を除いて概ね高度が上昇する傾向があり、夏には 8 月の北日本付近を除いて日本付近全体で高度が上昇する変化傾向である。

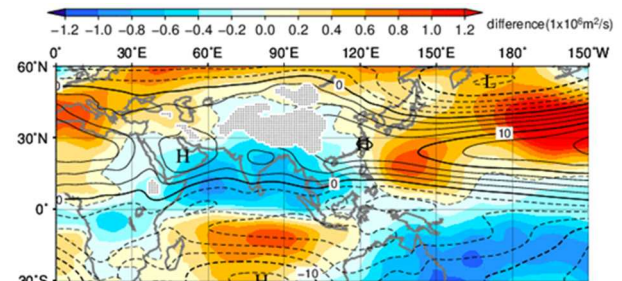


第 3.2-11 図 新旧平年値に対する平年偏差の比較 (2020 年 12 月～2021 年 2 月平均の北半球図) 等値線は解析値、陰影は平年偏差(左列は対旧平年値、右列は対新平年値)。上から、500hPa 高度(m)、850hPa 気温(°C)、海面気圧(hPa)。

冬、春、秋(10 月)の循環場の変化の特徴について、日本の天候に関する平年値の変化(第 1 章及び第 5 章参照)との関係をさらに確認する。まず冬について、第 3.2-4, 8, 12 図では、東アジアで偏西風が北寄りとなる変化が見られる。これにはインドネシア付近で対流活発となる変化や、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流及び寒帯前線ジェット気流沿いの波列構造などが関係しているとみられる。また、日本の南～東海上では対流圏下層で高気圧性循環が強まる傾向である。これには、熱帯域の対流活動がラニーニャ現象側に変化していることや、太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation; PDO)の位相が負側へ変化している(平均すると 1980 年代、2010 年代のど



第 3.2-12 図 日本付近における 200hPa 東西風及び 500hPa 高度の新旧平年値の差(緯度-時間断面) 上段は 200hPa 東西風(m/s)(東経 120～150 度平均)、図中の緑破線は東西風の極大値。下段は 500hPa 高度(m)(東経 130～140 度平均)。等値線は新平年値、陰影は新旧平年値の差(新平年値－旧平年値)。日別平年値を利用し、12～2 月は 2 回描画している。

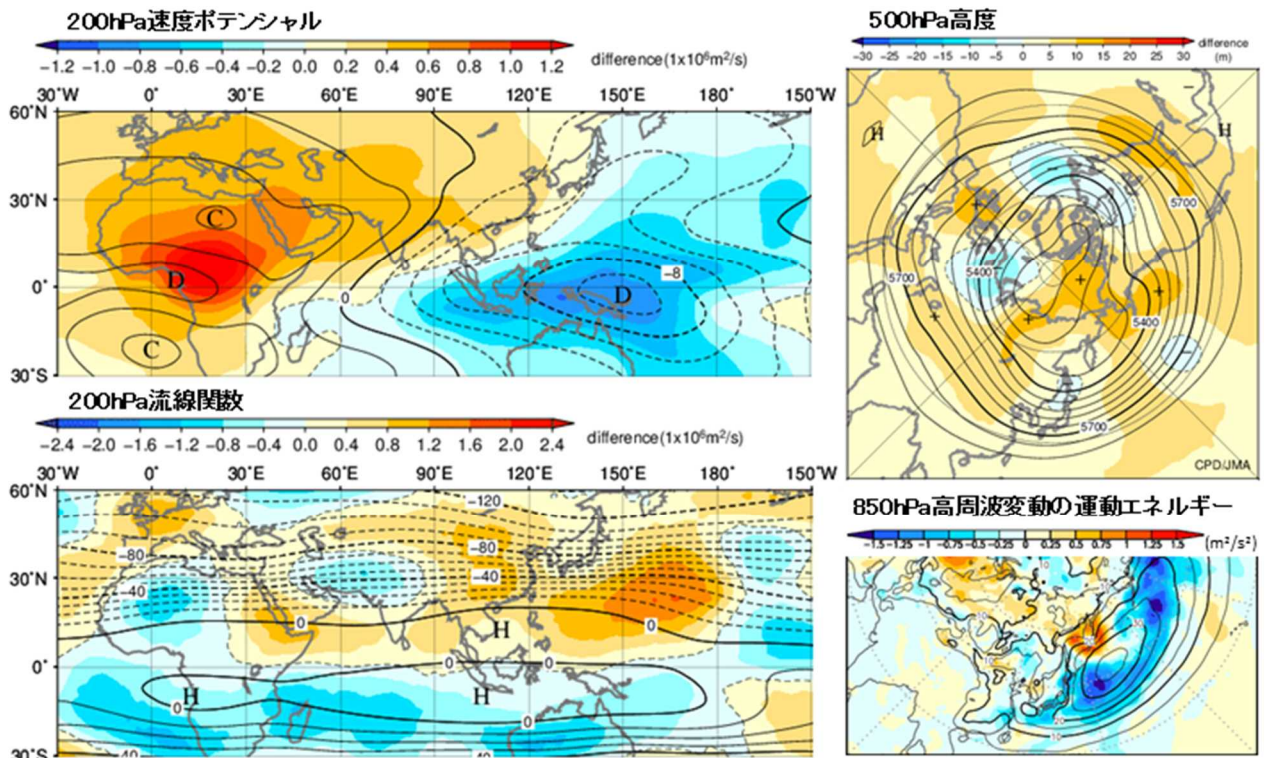


第 3.2-13 図 12 月の 850hPa 流線関数の新旧平年値の差 等値線は新平年値、陰影は新旧平年値の差(新平年値－旧平年値)。単位は  $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

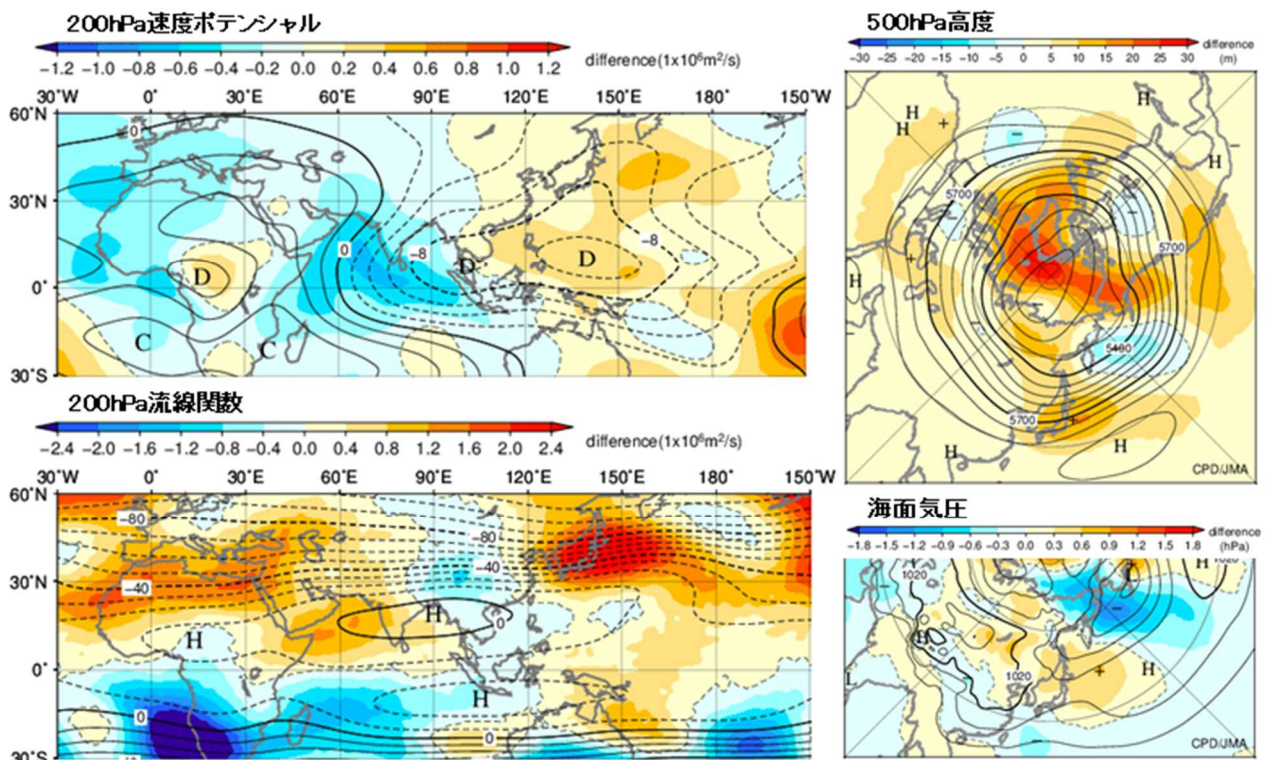
ちらも正の値だが、2010 年代は正の値が小さい)ことが関係しているとみられる。このような下層循環の特徴は特に 12 月(第 3.2-13 図)に明瞭であり、日本付近へ南から湿った空気が入りやすくなる変化傾向を示しており、12 月を中心に新平年値期間で降水量が増加したと整合する。

春には、第 3.2-12 図において新旧平年値間で日本付近のジェット気流の北上が遅れる変化傾向が見ら





第 3.2-14 図 3~5 月平均の新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)  
 等値線は新平年値、陰影は新旧平年値の差。左列は上から 200hPa 速度ポテンシャル ( $10^6\text{m}^2/\text{s}$ )、200hPa 流線関数 ( $10^6\text{m}^2/\text{s}$ )。右列は上から 500hPa 高度 (m)、850hPa 高周波変動の運動エネルギー ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )。



第 3.2-15 図 10 月平均の新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)  
 等値線は新平年値、陰影は新旧平年値の差。左列は上から 200hPa 速度ポテンシャル ( $10^6\text{m}^2/\text{s}$ )、200hPa 流線関数 ( $10^6\text{m}^2/\text{s}$ )。右列は上から 500hPa 高度 (m)、海面気圧 (hPa)。

れる。また、西・東日本の春の日照時間は、新平年値期間で増加する傾向がある。そこで、3～5月平均の循環場の新旧平年値の差を、日本付近とその上流側について第3-2-14図に示す。対流圏上層では、熱帯域の大規模収束・発散の差の分布は12～2月(第3.2-4図)や6～8月(第3.2-5図)と同様であるが、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流沿いの波列により、北日本付近では相対的に気圧の谷、日本の南～東海上では気圧の尾根が強まる変化傾向である。対流圏下層の高周波変動の運動エネルギーは日本の南岸～東海上で低下し、西・東日本を中心に低気圧の影響を受けにくくなる変化である。これは、新平年値期間で日照時間が増加したことと整合する。

秋は、10月の西日本を中心に新平年値期間の降水量が増加する傾向がある。そこで、10月の循環場の新旧平年値の差を第3.2-15図に示す。対流圏上層では本州付近～日本の東海上で高気圧性循環が強まり、海面気圧では沿海州～日本の東海上で高気圧が強まる変化である。一方、日本の南海上で気圧の谷が深まる変化となり、西日本では気圧の谷や湿った気流の影響を受けやすくなったと言える。本州付近～日本の東海上の上層高気圧性循環の強化には、インド洋北部で対流活動が活発化したことが亜熱帯ジェット気流沿いの波束伝播を通じて影響した可能性や、北西太平洋の北緯15度帯で対流活動が活発化した(図略)ことが影響した可能性もある。

### 3.2.4 まとめ

本節では、大気循環場の新平年値と旧平年値を比較し、その変化について解説した。主な特徴は以下のとおりである。

- ・ 地球温暖化に伴う全球的な対流圏気温の上昇や、これに対応した500hPa高度の上昇傾向が見られる。
- ・ ラニーニャ現象時の特徴に近い変化傾向や、十年～数十年規模の変動(PDOの負位相への変化)に伴う変化の特徴が見られる。
- ・ ただし、新旧平年値の差は全般的に年々変動と比べて小さいため、毎年の月平均や季節平均などの平年偏差分布の特徴には大きな変化はない。

- ・ 対流活動に関しては、データセット間や年代間でデータ特性に違いも見られるため、累年値データを利用した評価には注意が必要である。
- ・ 日本付近の偏西風は、冬には北寄り、春は南寄り、秋は10月を中心に北寄りとなる変化傾向がある。
- ・ なお前節で述べたように、日別平年値では新旧平年値ともに、梅雨明け等の急速な季節変化の表現が不明瞭であるため、利用する際には留意する必要がある。気候系監視に適した平年値の作成手法の検討を今後も進めたい。

### 参考文献

- 大野浩史, 萱場互起, 田中昌太郎, 2011: 大気循環場の平年値. 平成23年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 31-42.
- 気象庁, 2001: 気候系監視報告別冊第7号—循環場の新平年値の作成—, 113pp.
- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針, 133pp.
- Adler, R. F., M. R. Sapiiano, G. J. Huffman, J.-J. Wang, G. Gu, D. Bolvin, L. Chiu, U. Schneider, A. Becker, E. Nelkin, P. Xie, R. Ferraro, and D.-B. Shin, 2018: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. *Atmosphere*, **9**, 138.
- Banerjee, A., J. C. Fyfe, L. M. Polvani, D. Waugh, and K.-L. Chang, 2020: A pause in Southern Hemisphere circulation trends due to the Montreal Protocol. *Nature*, **579**, 544-548.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Applied Met.*, **18**, 1016-1022.
- Eyring, V., N. P. Gillett, K. M. Achuta Rao, R. Barimalala, M. Barreiro Parrillo, N. Bellouin, C. Cassou, P. J. Durack, Y. Kosaka, S. McGregor, S. Min, O. Morgenstern, and Y. Sun, 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. *Cambridge University Press*. In Press.
- Hua, W., L. Zhou, S. E. Nicholson, H. Chen, and M. Qin, 2019: Assessing reanalysis data for understanding rainfall climatology and variability over Central Equatorial Africa. *Clim. Dyn.*, **53**, 651-669.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.

- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Quagraine, K. A., F. Nkrumah, C. Klein, N.A.B. Klutse, and K. T. Quagraine, 2020: West African summer monsoon precipitation variability as represented by reanalysis datasets. *Climate*, **8(10)**, 111.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539 - 2558.