

TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo

University of Marine Science and Technology

(東京海洋大学)

北太平洋亜熱帯高気圧の水平分布と時間変動について

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2016-12-13 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 多田, 幸一 メールアドレス: 所属:
URL	https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/1332

修士学位論文

北太平洋亜熱帯高気圧の水平分布と時間変動について

平成 27 年度
(2016 年 3 月)

東京海洋大学大学院
海洋科学技術研究科
海洋環境保全学専攻

多田 幸一

目次

1.	はじめに.....	1
2.	データ	3
3.	解析方法.....	4
3.1	2 極化の判断基準.....	4
4.	結果.....	5
4.1	亜熱帯高気圧の季節変動.....	5
4.2	極大点の 57 年間の分布.....	7
4.3	亜熱帯高気圧の 2 極化とエルニーニョ、ラニーニャ現象.....	8
4.4	亜熱帯高気圧の 2 極化の状況.....	9
4.5	極大点 3 点における海面更正気圧の年々変動、標準偏差.....	11
4.6	亜熱帯高気圧の変動周期.....	12
4.7	亜熱帯高気圧の短周期変動.....	14
4.8	外向き長波放射 (OLR) の季節変動.....	17
4.9	東側極大の定点と全球の OLR の相関分布.....	19
4.10	西側極大の定点と全球の OLR の相関分布.....	20
4.11	OLR の第 1 モードの空間パターンとスコアの時系列.....	21
4.12	OLR の領域と全球の気圧の相関分布.....	22
5.	まとめ.....	23
	参考文献.....	25
	謝辞	
	図表.....	27

1. はじめに

北太平洋上の亜熱帯高気圧は、南北では北緯 10 度から 50 度、東西では東経 150 度から西経 120 度まで影響を及ぼす広大な高気圧である。夏季に最盛期を迎えるが、冬季になっても消滅することなく存在し続けることが知られている。この亜熱帯高気圧の北側では偏西風が、南側で北東貿易風が吹いている。また、高気圧の西側では南寄りの風、東側では北寄りの風が吹くため、アジア東部と北アメリカ西岸の気候にも影響を及ぼしている。加えて、海上風応力分布を支配することで、海面水温分布や海洋の亜熱帯循環を規定している (Latif and Barnett 1996)。この高気圧の位置は、熱帯域から中緯度域にかけて存在するハドレー循環の下降域に相当すると言われているが、ハドレー循環のみでは、亜熱帯高気圧の説明が出来ないと言われている。例えば Nigam and Chen (2009) では亜熱帯高気圧の海面気圧の変動に寄与しているのはハドレー循環のほかに、モンスーンや中緯度のストームトラックであることを主張している。また Miyasaka and Nakamura (2005) では、亜熱帯高気圧が西半球の定常ロスビー波と関係していることを示唆している。

北太平洋亜熱帯高気圧には明瞭な季節変動があり、冬季には北太平洋の東海盆のみに存在するのに対し、夏季には前述のとおり太平洋の中緯度海盆西部にまで拡大する。先行研究では、全盛期の夏季に着目した研究が多く行われている (Miyasaka and Nakamura 2005, Nigam and Chen 2009) が、冬季に着目した研究もいくつか行われている。例えば岡田 (2015) では、亜熱帯高気圧とアリューシャン低気圧の面積の相関について負の相関があること、冬季の海洋の年々変動が亜熱帯高気圧の変動に寄与していることを示している。Sugimoto and Hanawa (2009) によれば北太平洋上で卓越する大気循環の年々変動パターンである PNA (Pacific North American) パターンがアリューシャン低気圧の年々変動と関係があることが示されていることから、岡田 (2015) の結果は、冬季の北太平洋亜熱帯高気圧変動が PNA パターン、アリューシャン低気圧変動を介して熱帯域の変動と結びついている可能性を示している。

しかしこれまでの北太平洋亜熱帯高気圧の研究はアリューシャン低気圧などの研究に比べて経年変動および、数十年規模の変動、全球規模の日変動に関する研究は少なく、変動の実態を十分理解しているとは言えない。そこで本研究では、亜熱帯高気圧の夏季以外の季節変動、経年変動、全球規模の日変動について解析することを目的とする。

2. データ

大気データは気象庁によって作成されている Japanese Re-Analysis 55 Years (JRA-55)再解析データ (Kobayashi et al. 2014) の等圧面解析値、地表面解析値、大気上端予報値を使用した。

JRA-55 は、過去半世紀以上の気候変化をより高精度に解析することを目的とし、これ以前に行われた気象庁を電力中央研究所が共同で行った長期再解析プロジェクトによるプロダクト JRA-25 (Japanese Re-Analysis 25 Years, Onogi et al.(2007)) を改良し、解析期間を大幅に拡張した再解析データセットである。

JRA-55 では、1958 年 1 月から 2015 年 12 月までの 6 時間毎の日別値データと月平均データが提供されている。本研究では、1958 年 1 月から 2014 年 12 月までの 57 年間の日別値データと、月平均データを使用した。使用した要素は、海面更正気圧と、長波放射フラックス (OLR: Outgoing Long Radiation flux) である。

本研究で気候値は、JRA-55 で提供されている全期間 1958 年から 2014 年までを平均したものであり、季節ごとの平均では、3-5 月を北半球における春季、6-8 月を夏季、9-11 月を秋季、12-2 月を冬季とそれぞれ定義した。水平格子間隔は 1.25 度である。このデータセットは気象庁データ提供システム (JDDS: JMA Data Dissemination System)

http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_ja.html より入手した。

なお、本研究では 6 時間毎のデータ (00,06,12,18UTC) を平均し、日別値として解析を行った。

3. 解析方法

3.1 2 極化の判断基準

過去の亜熱帯高気圧の研究では、海面更正気圧が 1020hPa 以上の海域を北太平洋亜熱帯高気圧と扱う例が多かった(Nigam and Chen 2009, 岡田 2015)。

しかし本研究では後述するように、亜熱帯高気圧の 2 極化について議論する場合、2 極化の判断基準として以下の 3 点を挙げる。

1. 海面更正気圧の値が 1010hPa 以上であること
2. 北緯 20 度－北緯 50 度、東経 160 度－西経 120 度の範囲内であること
3. 東側の極大値（以後、東側極大と呼ぶ）と西側の極大値（以後、西側極大と呼ぶ）の間に月平均値で 2hPa 以上、値の小さい領域があること

4. 結果

4.1 亜熱帯高気圧の季節変動

図 4.1.1 は、太平洋域の海面更正気圧の気候値の図である。太平洋の亜熱帯高気圧は、1 月の亜熱帯高気圧の 1020hPa 以上の範囲が最小で西経 150 度以東にあることが分かる。季節が進行していくにつれて、亜熱帯高気圧の中心気圧の値は増加し、亜熱帯高気圧の中心が北上するに従い、その範囲が拡大している。2 月から 3 月では東経 180 度経線を跨ぐ範囲まで拡大している。しかし 5 月から 6 月にかけては高気圧の中心気圧は増加しているものの、範囲は縮小している。その後 7 月が中心気圧の値と範囲のピークであり、以後中心気圧の減少と、亜熱帯高気圧の中心の南下、1020hPa 以上の範囲の縮小が見られる。11 月までは 1020hPa 以上の範囲が東経 165 度まで達しているのに対し、12 月では、西経 150 度の範囲にまで縮小している。また、冬季（12 月-2 月）では高圧帯がアメリカ大陸にまで及んでいることが示されていることと、春季と秋季に亜熱帯高気圧が東西に広く分布していることが見て取れる。

図 4.1.2、図 4.1.3 は北太平洋域の 2002 年 3 月と 1999 年 10 月の海面更正気圧の月平均図である。春季と秋季であるこの 2 枚の図では、それぞれ西経 135 度、北緯 30 度付近と東経 180 度経線、北緯 30 度付近に中心を持つ高気圧が 2 つ確認できる。このような高気圧の 2 極化はこの年以外にも確認することが出来た。これは岡田(2015)で既に指摘されている。岡田 (2015) では、亜熱帯高気圧指数の変動と 2 極化について一致しないこと、2 極化時は 2 極化が現れない時（以後、単独極大と呼ぶ）に比べ面積が減少することを示している。

図 4.1.4 は、太平洋域の海面更正気圧の年々変動の標準偏差分布図である。11 月から 3 月のアリューシャン域で変動幅が大きくなっており、2 月が最大となっている。12 月、1 月にはアリューシャン列島の北西で変動幅が一番大きく、2 月以降はアリューシャン列島の南東部で変動幅が一番大きくなる。また、冬季のアリューシャン列島の気圧変動の幅に比べると亜熱帯高気圧の変動幅

は小さく、この図では確認出来ない。

図 4.1.5 は、太平洋域の海面更正気圧の 4 月-9 月の標準偏差の図である。4 月のアリューシャン域で 6hPa 以上の気圧の変動幅が確認できる。6 月から 8 月までは大きな気圧変動幅は確認できないため、亜熱帯高気圧の拡大のピークである期間は、大きな気圧変動がないことをこの図で示している。

図 4.1.6 は、北太平洋高気圧の各月の極大値の出現位置の分布図である。東側極大の平均位置およびその緯度経度それぞれの標準偏差の大きさを単独極大のそれらと比べると、単独極大の平均位置が経度 10 度分西にあるが、緯度に関しては、分布の平均位置、標準偏差はほぼ同じである。また、西側極大の点の大部分は西経 160 度よりも西側である。加えて、極大値の出現位置は 3 点とも北緯 30 度から 40 度の間に集中している。

図 4.1.7-10 は、図 4.1.6 を春季(図 4.1.7)、秋季(図 4.1.8)、夏季(図 4.1.9)、冬季(図 4.1.10)に限定したものである。

春季では、57 年分の 171 カ月のうち 78 カ月、秋季では、112 カ月で 2 極化が確認できた(春季：46%、秋季：65%)。春季と秋季では、秋季に西側極大の平均位置が約 4 度西に位置している。また南北方向の標準偏差も秋季のほうが小さいことを示している。

夏季では 19%、冬季では 33%の確率で 2 極化が確認された。夏季、冬季とも西側極大の平均位置は東経 180 度より東側に存在する。夏季は平均 3 点が北緯 35 度以北にあること、西側極大と東側極大の経度差が約 31 度と四季の中で一番狭いことを示している。冬季では西側極大の平均位置が北緯 30 度以南にあること、東西方向の標準偏差が大きいこと、西側極大と東側極大の経度差が約 47 度と一番広いことと、単独極大と東側極大の緯度がほぼ一致していることを示している。

図 4.1.11 は 1958 年から 2014 年の各月の北太平洋高気圧の極大値の地点の気圧のヒストグラムを書いている。1020hPa から 1025hPa に値が集中しており、1024hPa に最も集中している。

図 4.1.12-15 は図 4.1.11 を春季（図 4.1.12）、秋季（図 4.1.13）、夏季（図 4.1.14）、冬季（図 4.1.15）の季節ごとに分類したものである。春季が 1020hPa から 1025hPa に値が集中しており、中でも 1024hPa が最頻値である。また、1025hPa よりも高い値を示すことが度々あることが確認できる。秋季では、1020hPa から 1025hPa に値が集中している点は春季と変わらないが、最頻値が 1020hPa であることと、1025hPa 以上を示すことが少ないことが春季との相違点である。夏季と冬季では、夏季は 1025hPa に近い値に集中していることと、冬季においても 1025hPa 以上の値を取ることがありうることを示している。

4.2 極大点の 57 年間の分布

図 4.2.1 は解析対象期間 57 年間の各カレンダー月における北太平洋高気圧の極大値の出現回数を表している。夏季（6－8 月）は極大値の出現が他の月に比べ頻度が低く平均 1.2 個/月であり、夏季は高気圧の極大値は一つである場合がほとんどであることが分かる。また、高気圧が最も縮小し極大値の値も小さくなる 1 月も夏季と同程度に頻度が低くなる。その反面、5 月と 10 月、11 月の極大値出現頻度は高く平均 1.6－1.8 個/月となり、東西に極大値が二つ現れる場合が大部分であることを示している。また、その他の月は、春季は平均 1.5 個/月、秋季は平均 1.67 個/月となっており、秋季のほうが出現頻度は高い。

図 4.2.2 は北太平洋高気圧の極大値の各年の出現頻度を表している。極大値の出現頻度の平均は、17.2 個/年である。極大値の最低出現頻度は 14 個を 3 回記録しており（1970 年、1981 年、2001 年）、最高出現頻度は 1989 年の 22 個

である。1970 年代と 2000 年代はそれぞれ 15.9 個/年と 16.6 個/年であり、平均を下回っている。1960 年代は 18.2 個/年で平均を上回っている。出現頻度には年々及び 10 年程度の周期性があるようにも見えるが、解析対象期間の前半と後半でそれらの周期性も代わっているようであり、全体として一貫した周期性があるかどうかははっきりしない。

4.3 亜熱帯高気圧の 2 極化とエルニーニョ、ラニーニャ現象

図 4.3.1－図 4.3.4 は亜熱帯高気圧の 2 極化が生じた 5 月（春季）と 10 月（秋季）の各年のヒストグラムと、エルニーニョ現象及びラニーニャ現象が発生した年を示している。エルニーニョ現象、ラニーニャ現象は気象庁ホームページ「エルニーニョ現象及びラニーニャ現象の発生期間」

(http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/elnino/learning/faq/el_nino_table.html) より発生した年を決定している。1958 年から 2014 年までの 57 年間でエルニーニョ現象は 16 回、ラニーニャ現象は 12 回発生していることとする。

1. 5 月

2 極化が生じた 5 月とエルニーニョ現象は、2 極化が生じたときにエルニーニョ現象が発生した回数が 11 回、ラニーニャ現象が発生した回数が 7 回である。1986 年以降ではエルニーニョ現象が発生している年の 5 月は 2 極化が発生している。

2. 10 月

2 極化が生じた 10 月とエルニーニョ現象は、2 極化が生じたときにエルニーニョ現象が発生した回数が 15 回、ラニーニャ現象が発生した回数が 6 回である。2014 年を除いてエルニーニョ現象が発生した年の 10 月は 2 極化が生じている。

5 月、10 月をまとめると、エルニーニョ現象 16 回のうち、5 月は 11 回、10 月は 15 回で高気圧の 2 極化が同時に発生している。5 月は 69%、10 月は 94%である。この結果は今回検証した 5 月、10 月において、高気圧の 2 極化とエルニーニョ現象との間に関連がある可能性を示唆している。その反面、ラニーニャ現象は各月とも、ラニーニャ現象と 2 極が生じている確率は 50%を超えるものの、エルニーニョ現象ほどの関連性を見出すことは出来なかった。

4.4 亜熱帯高気圧の 2 極化の状況

図 4.4.1ー図 4.4.2 は 5 月、10 月で 2 極化発生時と未発生時の差分を表している。また月毎の気候値で表すことで、2 極化に至るまで、2 極化時、2 極化後のプロセスを示している。

1. 5 月

5 月に 2 極化が発生する時には、3 月と 5 月のアリューシャン列島付近で例年よりも気圧の値が 3hPa 以上高くなっており、また、3 月と 5 月ともに中緯度域では気圧の値が 2hPa 以上低い領域があることがわかる。その他、2 月、4 月、12 月の寒候期でカムチャツカ半島からアリューシャン列島域周辺で、アリューシャン低気圧の影響と思われる、気圧の低い領域があることも示している。

2. 10 月

10 月に 2 極化が発生する時には、10 月の太平洋中央海盆で未発生時よりも気圧の値が 2hPa 以上低いことが分かる。また、8 月、11 月においても 2hPa 以上低い領域があることが確認できる。寒候期においては、特に 1 月と 3 月のアリューシャン列島域で気圧の値が 3hPa 以上、未発生時に比べ高

いことを示している。4月に関しては、カムチャツカ半島からアリューシャン列島域で気圧が高い領域があるが、中緯度で気圧が未発生時よりも低い領域が確認できる。

5月、10月の気圧の差分をまとめると、5月では2極化が発生する月である5月に中緯度域で気圧の低下が見られ、アリューシャン列島域では気圧の高い領域がある。10月は2極化が発生する月に、西側極大が発生する太平洋中央海盆で気圧の低下が見られる。また、西経150度より西側の領域で気圧の低下が見られる。

岡田（2015）では2極化のメカニズムとして、2極化はアリューシャン低気圧の変動と関連し、2極化時は冬季にアリューシャン低気圧の範囲が狭く、夏季にアリューシャン低気圧が広くなることを示している。夏季に関しては、アリューシャン列島域で5月、10月ともに1–2hPa値が低い領域があるが、冬季に関しては、気圧の値に関して気圧が高い月と低い月があるため、岡田（2015）のようには言えず、冬季の気圧の値では2極化のメカニズムを判断できないことを示した。

4.5 極大点における海面更正気圧の年々変動、標準偏差

図 4.5.1 は西側極大の平均位置における海面更正気圧の日々の変化を、アンサンブル平均した気候値を表している。各年の 1 月 1 日から 365 日目まで、それぞれの日の 57 年分の平均を求めたものであるが、閏年の 366 日目については計算から除外した。

1 月 1 日から数えて 40 日目までは、1010hPa 以下の値で変動している。57 年分の期間の標準偏差も 2.5hPa と一年の中での中で一番変動が大きい。40 日目以降は 90 日目まで気圧が上昇しており、1020hPa まで到達する。その後 150 日目で気圧が 3hPa ほど低下するが、210 日目にかけて再び上昇し 300 日目までおよそ 1020hPa の値で推移し続ける。その後低下を始め 360 日目には 1010hPa まで低下する。夏季に関しては標準偏差が小さく安定しているのに対し、冬季（12-2 月）は変動が大きく、他の季節に比べると気圧変動が大きいことを示している。

図 4.5.2 は単独極大のときの極大値平均位置での毎日の気圧の値の気候値である。図 4.5.1 と同様に 40 日目以降気圧が上昇し 110 日目までに 1023hPa まで上昇する。160 日目に気圧の若干の低下は見られるものの、1020hPa 以上の値を推移しており、330 日目まで続いている。57 年間での標準偏差は、12 月-2 月に 2.5hPa の変動幅があるが、夏季に関してはほぼ気圧の変動幅がないことを示している。

図 4.5.3 は東側極大の平均位置での毎日の気圧の値の気候値である。12 月-2 月に標準偏差 3.5hPa の変動幅はあるものの、1 年を通しての気圧変動は 5hPa 以内であり、安定している。90 日から 360 日まで 1020hPa 以上の値を推移し続け、7-9 月はほぼ変動幅がないことを示している。

西側極大よりも東側極大のほうが、気圧の値は 1 年を通して高く、また変動幅が少ない結果になった。

4.6 亜熱帯高気圧の変動周期

変動周期は、海面更正気圧の日別値を用いて高速フーリエ変換（FFT）を行い、パワースペクトルを算出し周期性を求めた。その際、平滑化のためハニングフィルタを3回行っている。

図 4.6.1 は、単独極大のときの海面更正気圧のパワースペクトルである。図 4.6.2 は西側極大、図 4.6.3 は東側極大のパワースペクトルである。また図 4.6.1－図 4.6.3 はその格子点でのパワースペクトルではなく、図 4.1.4 の標準偏差の領域でパワースペクトルを算出し、アンサンブル平均を行っている。

単独極大のときのピークとしては、1 年周期のものが中でも卓越しており、120 日（4 カ月）の変動が確認できる。また、その2つよりも弱いものの、6 か月の変動も確認することが出来る。

西側極大のピークは、1 年、6 か月、4 カ月に強いシグナルが確認できるが、東側極大のピークは1年のピークのみしか確認することが出来ない。西側極大のピークは6 か月にあるため、これは春季と秋季に変動していることを示している。ここからは、1 年、6 か月、4 カ月の期間ごとのパワースペクトルの空間分布を示す。

図 4.6.4 は、4 カ月周期のパワースペクトルの空間分布を示している。東経 180 度経線から西経 150 度、北緯 30 度から 50 度の太平洋の中緯度から高緯度海盆、アリューシャン列島にかけて海面更正気圧の4 カ月周期の変動を確認することが出来る。

図 4.6.5 は、6 カ月周期のパワースペクトルの空間分布を示している。6 カ月周期の空間分布では、北緯 30 度から 60 度、西経 160 度よりも西側の領域とアラスカ湾で6 カ月周期の気圧変動があることを確認できる。西側の領域は温帯低気圧の経路、ストームトラックの領域であるため、その影響があるものと推測できる。

図 4.6.6 は、1 年周期のパワースペクトルの空間分布を示している。図 4.6.4 の4 カ月周期の空間分布に比べ、緯度 10 度ほど北に、また東経 160 度から西

経 140 度の範囲にかけて 1 年周期の気圧変動があることが確認できる。この領域は寒候期にアリューシャン低気圧が発達するため、その影響を受けるものであると推測できる。また見切れているが、中国大陸と、中緯度の北アメリカ大陸でも 1 年周期の変動を確認することが出来る。

図 4.6.7 は、6 カ月周期のパワースペクトルの空間分布と、極大値の地点の分布を表している。6 カ月周期の変動が大きい領域（暖色の領域）で西側極大の平均位置、また西側極大の各月の値が集中していることが分かる。6 カ月周期の変動が中程度の領域（緑色の領域）に単独極大の中心位置、また、6 カ月周期の変動が低い領域（寒色の領域）に東側極大の中心位置があることを示している。

以上の結果を導いたが、6 カ月周期は 1 年周期のナイキスト周波数にあたり、4 カ月周期とともにエイリアシングである可能性もあるため、今後検討が必要である。

4.7 亜熱帯高気圧の短周期変動

図 4.7.1 は、北緯 30-40 度で南北平均した、太平洋域の海面更正気圧の時間経度断面図である。7 日平均値の気候値を描いている。

40 日目まで東経 160 度から西経 160 度に見られる低圧帯はアリューシャン低気圧やストームトラックによるものと考えられる。高圧帯は東側に位置し、冬季でも 1020hPa を超えている。その後季節が進むにつれて、低圧帯は消滅し、70 日目以降 1020hPa 以上の等値線が西に拡大を始め、90 日目では 180 度経線より西側まで拡大している。

100 日目以降、高気圧の中心気圧は 1024hPa を超え、中心気圧、範囲ともに 120 日目まで拡大し続ける。この緯度帯ではその後 150 日目まで高気圧は収縮、中心気圧の値も低下し 1020hPa の等圧線が西経 160 度まで後退する。その後 210 日目まで再び高気圧の範囲が拡大、中心気圧の値も高くなっている。

210 日目を境に、高気圧の中心気圧の値の低下、範囲の縮小が始まり、260 日目には 1020hPa 以上の等圧線が西経 160 度よりも東側まで後退する。

270 日目以降は、東経 180 度付近で東側の高圧帯とは独立した気圧上昇が確認できる。この気圧上昇は 320 日目まで確認することが出来るが、その後消滅する。

270 日目以降、東側の高圧帯はゆるやかに範囲が縮小していき、330 日目以降は西経 140 度よりも東側に位置している。他方、西部では高圧帯が 270 日目頃から出現し東経 140 度付近まで広がる。

以下、事例解析を行うため 1991 年と 1998 年を取り上げる。この 2 年は、1991 年に関しては春から、1998 年に関しては前年からエルニーニョ現象が生じている年であることから、特に注目した。

図 4.7.2 は、北緯 30-40 度で南北平均した 1991 年の海面更正気圧の時系列の事例である。図 4.7.1 が太平洋域に限定した図だったのに対し、図 4.7.2 は大西洋 (80° W-15° W)、アメリカ大陸 (120° W-80° W)、ユーラシア大陸

(30° E-120° E) も含んでいる。

この図から、150 日目から 240 日目までの夏季に相当する時期はユーラシア大陸上で 1010hPa 以下の低圧帯が形成されている。その反面、寒候期にあたる 1 日目から 90 日目、300 日目から 360 日目では 1025hPa を超える高圧帯がユーラシア大陸上に出現する。また、0 日目から 60 日目、300 日目から 360 日目には、太平洋からアメリカ大陸を跨いだ高圧帯も形成されていることが分かる。加えて、上記に挙げたような寒候期では、ユーラシア大陸から太平洋を経てアメリカ大陸まで到達する、東向きの気圧変動の伝搬が確認できる。

図 4.7.3 は、図 4.7.2 と同様であるが期間を 1 日目から 120 日目まで、また海面更正気圧の 57 年分の平均からの偏差を描いている。これにより図 4.7.3 に現れている平均的な季節変動を除いてより短周期の気圧変動の様子を見ることが出来る。図を見ると、低圧偏差、高圧偏差ともに図の西から東へ伝搬している様子が見られる。その中でもユーラシア大陸から 15 日目、70 日目に出現しアメリカ大陸に至る高圧偏差の東進を確認することができる。70 日目にユーラシア大陸から始まる高圧偏差東進はその後地球を一周し、115 日目に東経 160 度まで達している。この 2 つの高圧偏差(前者を高圧偏差 A、後者を高圧偏差 B と呼ぶ)の伝搬について位相速度を見積もってみる。地球を球体と仮定して各緯度の一周の長さを赤道の周の長さにその緯度の余弦をかけて求める。北緯 30 度と 40 度の一周の長さの平均値を使って位相速度を計算する。ここで高圧偏差 A は 10 日目から 35 日目にかけて、東経 80 度から西経 40 度まで移動したとし、高圧偏差 B は 70 日目から 115 日目にかけて東経 60 度から東回りに 1 周したとして計算した。このときの位相速度は、高圧偏差 A では 10m/s、高圧偏差 B では 11m/s となった。これは、例えば東進する変動として顕著な赤道域の熱帯インド洋から太平洋域の大気波動伝播であるマッデン・ジュリアン振動 (MJO) の東進速度 5m/s と比べて 2 倍近い速度となっている。

図 4.7.4 は図 4.7.2 と同様、但し 1998 年の海面更正気圧の時系列となっている。基本的に気候学的な変動(図 4.5.2)と大きな違いは認められないが、夏季

の太平洋（東経 120 度～西経 120 度）で気圧偏差が西方伝播しているように見える。また、1025hPa を超える気圧が 1991 年と比べると広範囲で分布している。

図 4.7.5 は、1998 年の 120 日目までの海面更正気圧の偏差の時系列となっている。1991 年と比べて、太平洋からアメリカ大陸を超えて大西洋まで伸びる低圧偏差の東進が顕著に表れている。この年についても 1991 年の場合と同様に冬季の気圧偏差の東進の位相速度を見積もることとする。中でも、ユーラシア大陸から大西洋まで続く 10 日目から 45 日目まで低圧偏差伝播(低圧偏差 C)、太平洋から大西洋に達する 35 日目から 55 日目、および 70 日目から 100 日目までの偏差（それぞれ低圧偏差 D,E とする）の伝播の速度を見積もる。

各位相速度は、低圧偏差 C が 9m/s、低圧偏差 D が 7m/s、低圧偏差 E が 12m/s となった。この 3 つの低圧偏差の位相速度はやはり MJO よりも速い速度である。

4.8 外向き長波放射（OLR）の季節変動

Miyasaka and Nakamura（2005）では、亜熱帯高気圧の形成に長波放射の冷却が重要であることを示しているほか、熱帯域の対流活動を示す指数として外向き長波放射（OLR：Outgoing Longwave Radiation）が使用されていることを踏まえ、外向き長波放射（OLR）の季節変動に注目していく。

図 4.8.1 は、北半球低緯度、中緯度域の外向き長波放射（OLR）の月毎の気候値を示している。図 4.8.2 は図 4.8.1 の 5 月-8 月の気候値である。

1. 高緯度域（北緯 45 度以北）

冬季（11 月－2 月）で北緯 45 度以北では OLR の値が 225W/m^2 以下となっている。3 月、4 月と季節が進むにつれて、太平洋高緯度域の値は依然として低いものの、ユーラシア大陸の高緯度域での値は 250W/m^2 を超える値になる。5－7 月は、陸地は 275W/m^2 まで上昇し、海洋も 250W/m^2 弱まで値が上がる。7 月を過ぎると値の下降が始まり、9 月以降はユーラシア大陸のシベリア域（ 120°E ）を中心に 200W/m^2 以下の値になる。海洋においても、陸地ほどの値の低下は見られないものの、徐々に下降していく。

2. 太平洋低緯度－中緯度海盆（－北緯 45 度）

冬季に北緯 15 度、180 度経線の西側の海域で 300W/m^2 を超える海域があるが、1 月を過ぎると値が低下していく。また、冬季は北緯 30 度に 250W/m^2 の境界があり、この境界は 5 月まで続く。季節が進行しても西経 120 度から東経 120 度までの海盆で東西に広く分布しているが、6 月、7 月では、180 度以西の海盆で値が低下している。8 月では、180 度以西の海盆の低緯度では依然として値が 250W/m^2 以下と値が低いものの、北緯 30 度付近では 275W/m^2 の海盆があり、9 月では、再び東西に水平に分布するようになる。10 月では、180 度経線よりの西側の海域の値は前月より高くなるが、東側の海域では 275W/m^2 以下となる。11 月－12 月は 180 度経線以西の海域では、 300W/m^2 に近

い値を示しているのに対し、東側の海域は 275 W/m^2 を依然として下回っている。

3. アフリカ大陸—東南アジア（—東経 120 度）

アフリカ大陸、アラビア半島の砂漠域は 1 年中 300 W/m^2 を超える値であるが、特に 4 月以降は 325 W/m^2 以上の値まで上昇する。その反面、5 月—8 月まで東経 60 度から 120 度までのアジア南部、インド半島域で 250 W/m^2 を下回っており、中でも 225 W/m^2 以下を示す領域も見られる。（図 4.8.2）特に 5 月に関しては、太平洋高緯度域から東南アジアにかけて低い値を示す領域がベルト状に続いている。砂漠域が高い値を示し、インド半島域が低い値を示す状況は 7 月を過ぎると両者とも弱まり、秋季、冬季は比較的、東南アジアからアフリカ大陸にかけて東西に水平に分布するようになる。

4.9 東側極大の定点と全球の OLR の相関分布

北太平洋の海面更正気圧で東側極大の場所（西経 137.5 度、北緯 35 度）の気圧と全球の OLR の各月と季節ごとの年々変動の相関を調べた。

その中で、図 4.9.1 から図 4.9.4 はそれぞれ 2 月（冬季）、5 月（春季）、8 月（夏季）、11 月（秋季）について相関を調べたものである。また、定点を星印で表している。

1. 2 月

定点の海域、大西洋の西海盆、ヒマラヤ山脈、東経 160 度－西経 160 度の赤道付近から南太平洋の東海盆にかけて高相関の地域がある。その反面、定点の南北の海域、アラスカ半島、東南アジアからオーストラリアの東側の海域、大西洋の赤道付近で低相関の地域がある。

2. 5 月

定点の南北の領域で -0.4 を下回る低相関、定点の海域で 0.4 を超える高相関を示している。

3. 8 月

夏季は定点よりも西経 160 度までの西側の海域で高相関を示している。定点ではなく、定点よりずれた海域で高相関を示すのは夏季のみである。

4. 11 月

秋季は定点以外の海域で高い相関を示す地域はない。

定点の南北の海域で負の相関が見えるのは、ハドレー循環、フェレル循環によるものと考えられる。冬季に相関係数 -0.7 を下回る負の相関があるのに対し、夏季は南北の海域では無相関である。また、2 月の東経 60 度から東経 140 度までの赤道域での負の相関は冬季アジアモンスーンに関するものであると考えられる。

4.10 西側極大の定点と全球の OLR の相関分布

図 4.10.1－図 4.10.4 は西側極大（180 度、35N）の海面更正気圧と全球の OLR の 2 月、5 月、8 月、11 月の相関分布である。また、定点を星印で表している。

1. 2 月

定点では無相関であり、定点の東側の海域と、南西の海域からヒマラヤ山脈にかけて高相関である。また、ロシアの全域と南北の海域で低相関を示している。

2. 5 月

定点の東側の海域で高相関を示している。また、高相関の地域が東経 120 度から西経 120 度まで東西に広く分布している。定点の南北の海域に低相関の地域がある。また、ヒマラヤ山脈で 0.2 を超える相関場がある。

3. 8 月

定点の海域で局地的に高相関がある。春季ほどではないが南北の海域で低い相関がある。また、インド洋から東南アジアにかけても低相関の地域がある。

4. 11 月

定点とカナダで高相関を示す領域がある。定点の南北の海域で夏季より大きい低相関を示す領域がある。

2 月と 11 月に見られる定点の南北の地域での負の相関は、東側極大同様ハドレー循環、フェレル循環によるものと考えられる。ただ、東側極大との相違点は、負の相関が北西であるユーラシア大陸と南東である太平洋海盆に限られていることである。また相違点として、2 月の冬季アジアモンスーンとの相関が、東側極大のときほどないことが示された。

4.11 OLR の第 1 モードの空間パターンとスコアの時系列

本研究では OLR の空間分布を、主成分解析を用いて主となるモードを解析している。その際、主成分解析の手法として、共分散行列により固有値を求めた。

OLR の主成分解析を月ごとに行った。その中で、図 4.11.1－図 4.11.8 は 2 月、5 月、8 月、11 月の主成分解析第一モードの空間パターンとスコアの時系列図である。

1. 2 月

2 月の空間パターンは東南アジア域で OLR が負の偏差となっているが、時系列を見ると、スコアは正の値よりも負の値が多くなっている。また、1980 年以前は、絶対値で 1 を超えるスコアがほとんど見られないのに対し 1980 年以降は正負ともに 2 に達するスコアを確認することができる。

2. 5 月

5 月の空間パターンは東南アジア域で正の偏差、インド洋域で負の偏差となっている。インド洋の負の偏差はアジアモンスーンのオンセットの時期に相当すると考えられる。スコアに関しては 2000 年以降が 2000 年以前と比べ、正負ともに振幅が大きくなっていることが確認できる。

3. 8 月

8 月の空間パターンは 5 月と同様で東南アジア域で正の偏差が確認できる。8 月のスコアの時系列は 2 月、5 月と異なり、近年とそれ以前で大きな変化は見られない。また、絶対値で 2 を超えるスコアがみられることも少ない。

4. 11 月

11 月の空間パターンは東南アジア域で負の偏差が確認できる。11 月のスコアの時系列は、2 月とは異なり負よりも正の値であることが多いが、近年は負の値であるため、OLR が正の偏差であることが多いことが確認できる。

4.12 OLR の領域と全球の気圧の相関分布

図 4.12.1－図 4.12.4 は、東経 40 度－160 度、南緯 15 度－北緯 15 度（領域 A とする）の OLR の EOF 第一モードのスコアと全球の海面更正気圧の相関図を示している。

1. 2 月

領域 A の気圧場とはほぼ無相関である値を示しており、西欧、西経 160 度から 120 度の南大洋で正相関、東経 120 度から 160 度の南大洋、北極海、北アメリカ大陸で負の相関を示している。

2. 5 月

2 月と同様で領域 A の気圧場とは、太平洋域の負の相関を除いて、無相関となっている。太平洋アリューシャン列島域、北アメリカ大陸の中部、大西洋、オーストラリア南西の海盆で正相関、太平洋の中央海盆、ユーラシア大陸で負の相関となっている。

3. 8 月

領域 A の気圧場では、負の相関になっている。ユーラシア大陸、北太平洋の高緯度海盆などで正相関であり、太平洋赤道域、オーストラリア大陸では負の相関となっている。

4. 11 月

領域 A の気圧場とは、正相関となっており、南米大陸の南東の海盆でも正相関がみられる。オーストラリアの南東の海盆では負の相関がみられる。中国域を除いて、東経 180 度経線以西では、2 月の相関と同じ傾向があることが確認できる。

5. まとめ

本研究では、気象庁が作成している JRA-55 再解析データ (Kobayashi et al. 2014) を用いて太平洋亜熱帯高気圧の変動特性について解析を行った。

北太平洋亜熱帯高気圧は 2 極化することが確認されており (岡田 2015)、過去 57 年分の月平均値で解析を行ったところ、その割合は亜熱帯高気圧の成長期と衰退期である春季と秋季に多く、春季が 46%、秋季が 65%であった。夏季と冬季にも 2 極化を確認できることがあり、西側極大と東側極大との経度差が夏季は 31 度で、冬季が 47 度であることを示した。

亜熱帯高気圧の 2 極化が生じた春季 (5 月) と秋季 (10 月) の年とエルニーニョ現象、ラニーニャ現象の関係性について検証を行った。エルニーニョ現象が生じた年に 2 極化が生じている確率は春季が 69%、秋季が 94%であり、高気圧の 2 極化とエルニーニョ現象との間に関連がある可能性を示した。なお、ラニーニャ現象については、エルニーニョ現象ほどの関連性を見出すことは出来なかった。

亜熱帯高気圧の春季 (5 月) と秋季 (10 月) で 2 極化発生時と未発生時の差分を表し、プロセスを示した。春季では 2 極化が発生する際、中緯度域で 1hPa ほどの気圧の低下が見られること、アリューシャン域で 4hPa 以上気圧が上昇することを示した。秋季では、春季にアリューシャン域で見られた気圧の上昇は確認できず、中緯度域で 3hPa 以上の気圧の低下が確認できた。

単独極大、西側極大、東側極大の平均地点での海面更正気圧の周期性を、高速フーリエ変換を行い求めた。西側極大の地点では 1 年、6 か月、4 カ月で強いシグナルを確認することが出来たが、単独極大の地点では、1 年、6 か月、東側極大の地点では 1 年のみしかシグナルを確認出来なかった。パワースペクトルの空間分布では、ストームトラックやアリューシャン低気圧と思われる気圧変動を確認することが出来た。また、6 カ月変動の空間分布から極大値の平均地点の分布との関係性があることを示したが、エイリアシングの可能性もあるため、今後検討する必要がある。

亜熱帯高気圧の短周期変動の解析では、エルニーニョ現象が生じている 1991 年と 1998 年に注目した。1 日目から 120 日目までの寒候期にユーラシア大陸から太平洋、アメリカ大陸を経て大西洋まで東進する高圧偏差、低圧偏差の伝搬が見られ、位相速度は平均 10m/s であった。これは赤道域の大気波動伝搬であるマッデン・ジュリアン振動 (MJO) の東進速度 5m/s と比べて 2 倍近い速度である。

また、熱帯域での対流活動を示す指数として外向き長波放射 (OLR) が先行研究で用いられていることを踏まえ、全球の OLR と海面更正気圧の定点相関を行った。東側極大では、夏季以外では定点の気圧と OLR の間に相関係数 0.4 を超える高い相関とハドレー循環、フェレル循環、冬季アジアモンスーン域で負の相関が確認できた。西側極大では、春季と夏季に定点の気圧と OLR の間に相関係数 0.4 を超える高い相関とユーラシア大陸で負の相関を確認したが冬季アジアモンスーン域で負の相関は見られなかった。

対流活動が活発になるインド洋から東南アジア域の OLR の主成分解析を行い、第 1 モードのスコアと全球の気圧場で相関関係を調べた。その結果、海面更正気圧と全球の OLR の相関分布と対応する結果は得られなかった。本研究では、インド洋から東南アジア域の対流活動と亜熱帯高気圧の相関関係はないことを示した。

参考文献

Hendon,H.H and Salby. M.L., 1994: The life cycle of the Madden-Julian oscillation.J. Atmos. Sci.,51,2225–2237.

Latif.M and Barnett. T.P., 1996: Decadal Climate Variability over the North Pacific and North America: Dynamics and Predictability. J. Climate, 9, 2407–2423.

Madden,R., and Julian.P, 1994: Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review.Mon. Wea. Rev.,122,814–837.

Madden R. and Julian.P 1972: Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period. Journal of the Atmospheric Sciences.29 1109-1123

Madden R. and Julian.P 1971: Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. Journal of the Atmospheric Sciences.28 702-708

Miyasaka.T and Nakamura.H 2005: Structure and Formation Mechanisms of the Northern Hemisphere Summertime Subtropical Highs. Journal of Climate of American Meteorological Society. 18 5046-5065

Nigam.S and Chen.S.C 2009: On the Summertime Strengthening of the Northern Hemisphere Pacific Sea Level Pressure Anticyclone, Journal of Climate volume.22,1174-1192

Onogi, K., J.Tsutsui, H.Koide, M.Sakamoto,S.Kobayashi, H. Hatsushika,

T.Matsumoto, N.Yamazaki, H.Kamahori, K.Takahashi, S.Kadokura, K.Wada, K.Kato, R.Oyama,T.Ose,N.Mannoji and R.Taira 2007: The JRA-25 Reanalysis.J.Meteor.Soc.Japan,85,369-432

Sugimoto.A and Hanawa.K 2009: Decadal and Interdecadal Variations of the Aleutian Low Activity and Their Relation to Upper Oceanic Variations over the North Pacific , Journal of the Meteorological Society of Japan , vol.87 No.4,601-614.

Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate.J. Climate,13,1517–1536.

Wang, B., and LinHo, 2002: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon.J. Climate,15,386–398.

Wheeler.M.C. and H. Hendon 2004: An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction: Monthly Weather Review of the American Meteorological Society, volume 132 pp.1917-1932.

遠藤洋和、原田やよい 2008: マッデン・ジュリアン振動と冬季の日本の天候および循環場との関係. 天気 日本気象学会.55 159-171.

岡田 2015: 北太平洋亜熱帯高気圧の時空間変動特性に関する研究

原田やよい、古林慎哉、太田行哉、海老田綾貴、守谷昌巳、小野田浩克、大野木和敏、釜堀弘隆、小林ちあき、遠藤洋和 2014: 気象庁 55 年長期再解析(JRA-55) . 天気 日本気象学会.61.4. 269-275

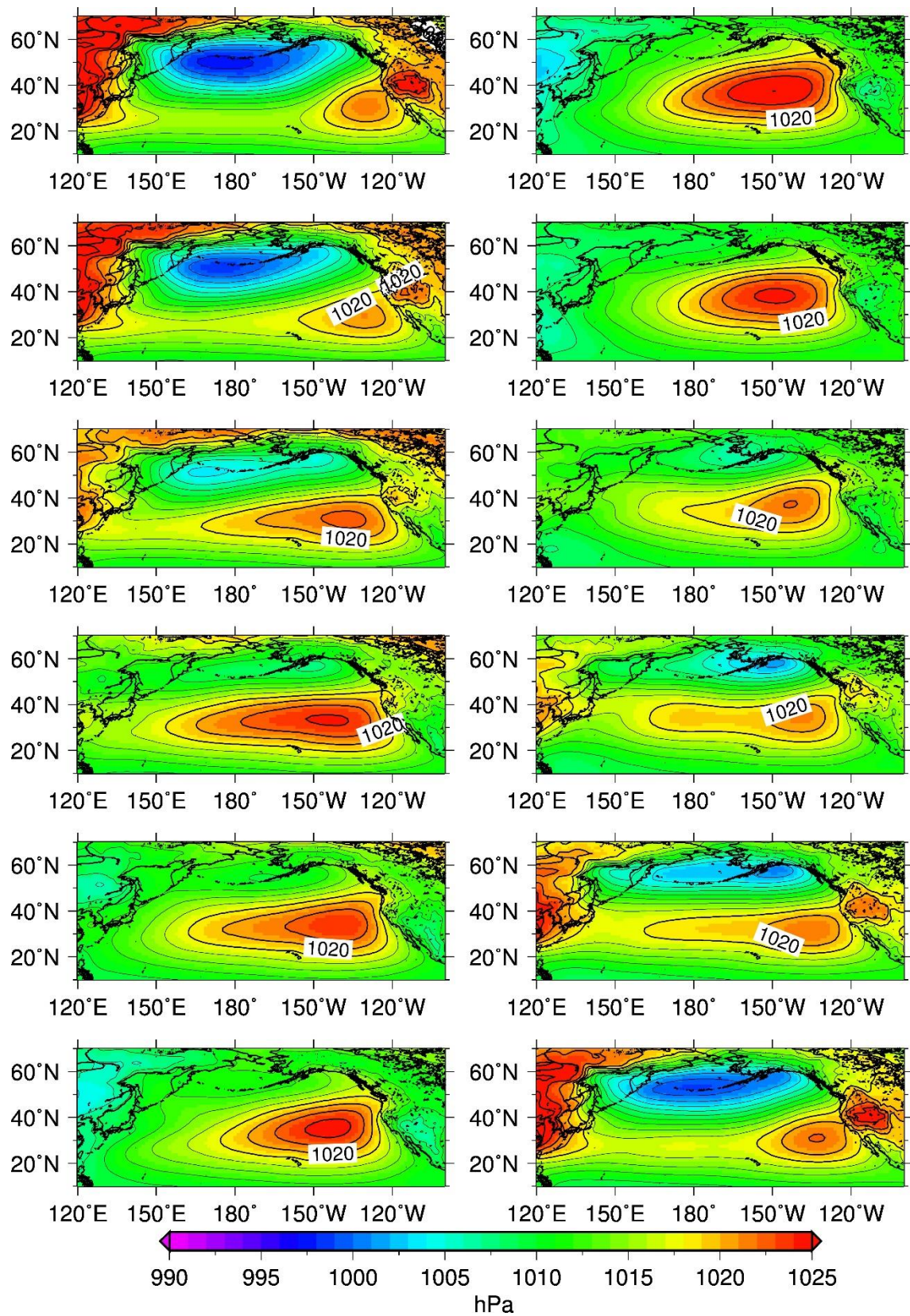


図 4.1.1 : 海面更正気圧の気候値 (57 年分) を示している。左側が上から 1 月から 6 月、右側が 7 月から 12 月。等値線は 2hPa 毎。

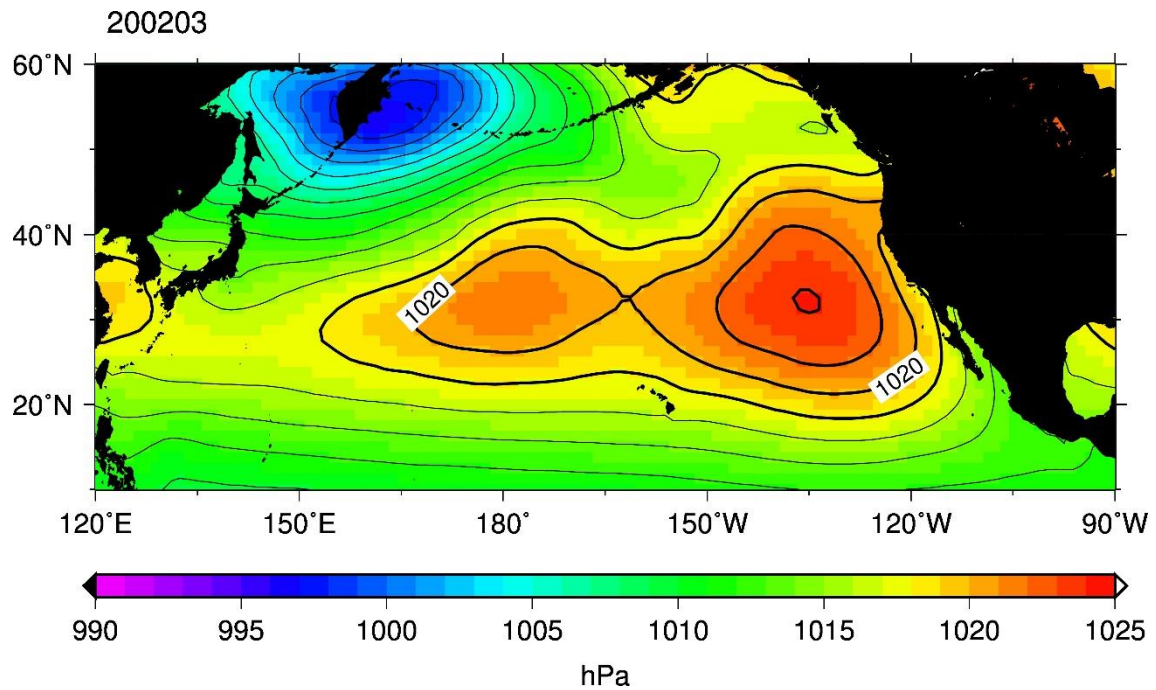


図 4.1.2 太平洋域の海面更正気圧の 2002 年 3 月の月平均図を示している。
等値線は 2hPa 毎。

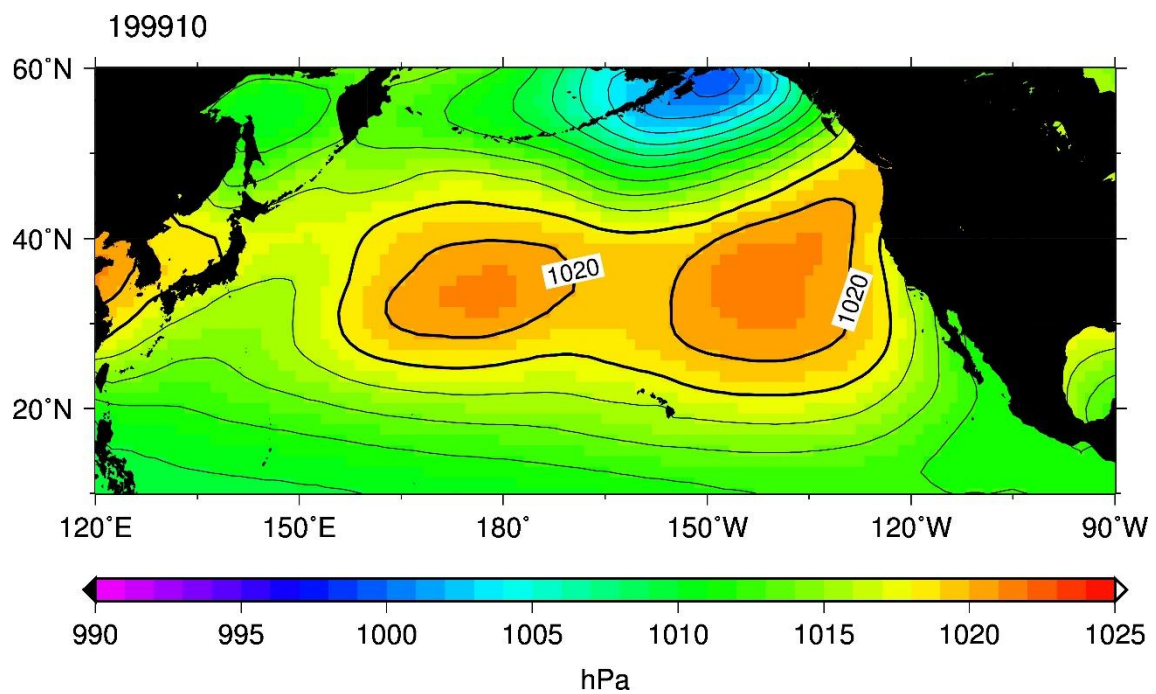


図 4.1.3 太平洋域の海面更正気圧の 1999 年 10 月の月平均図を示している。
等値線は 2hPa 毎。

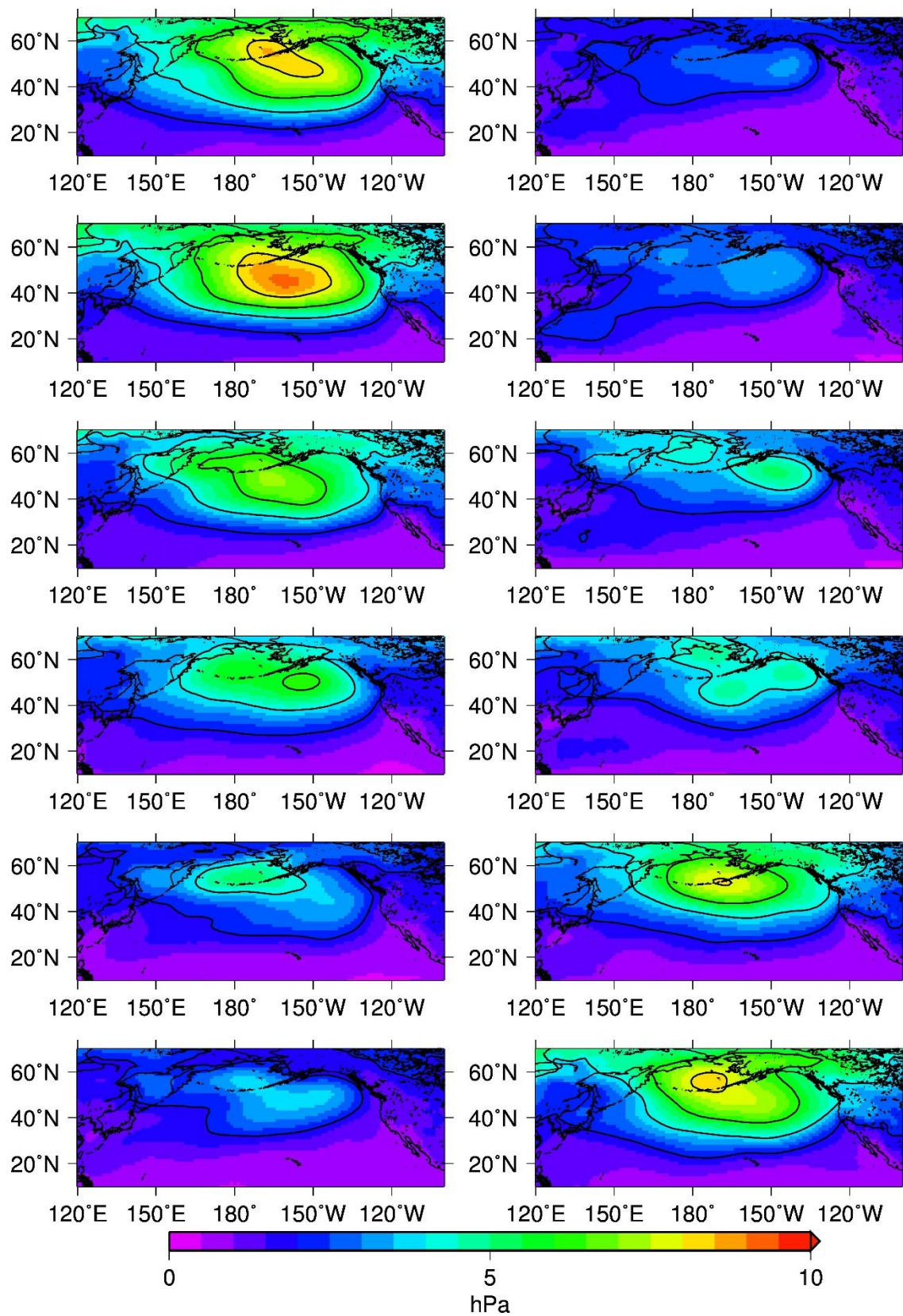


図 4.1.4 : 海面更正気圧の標準偏差を示している。月の並びは図 4.1.1 と一緒である。等値線は 2hPa 毎。

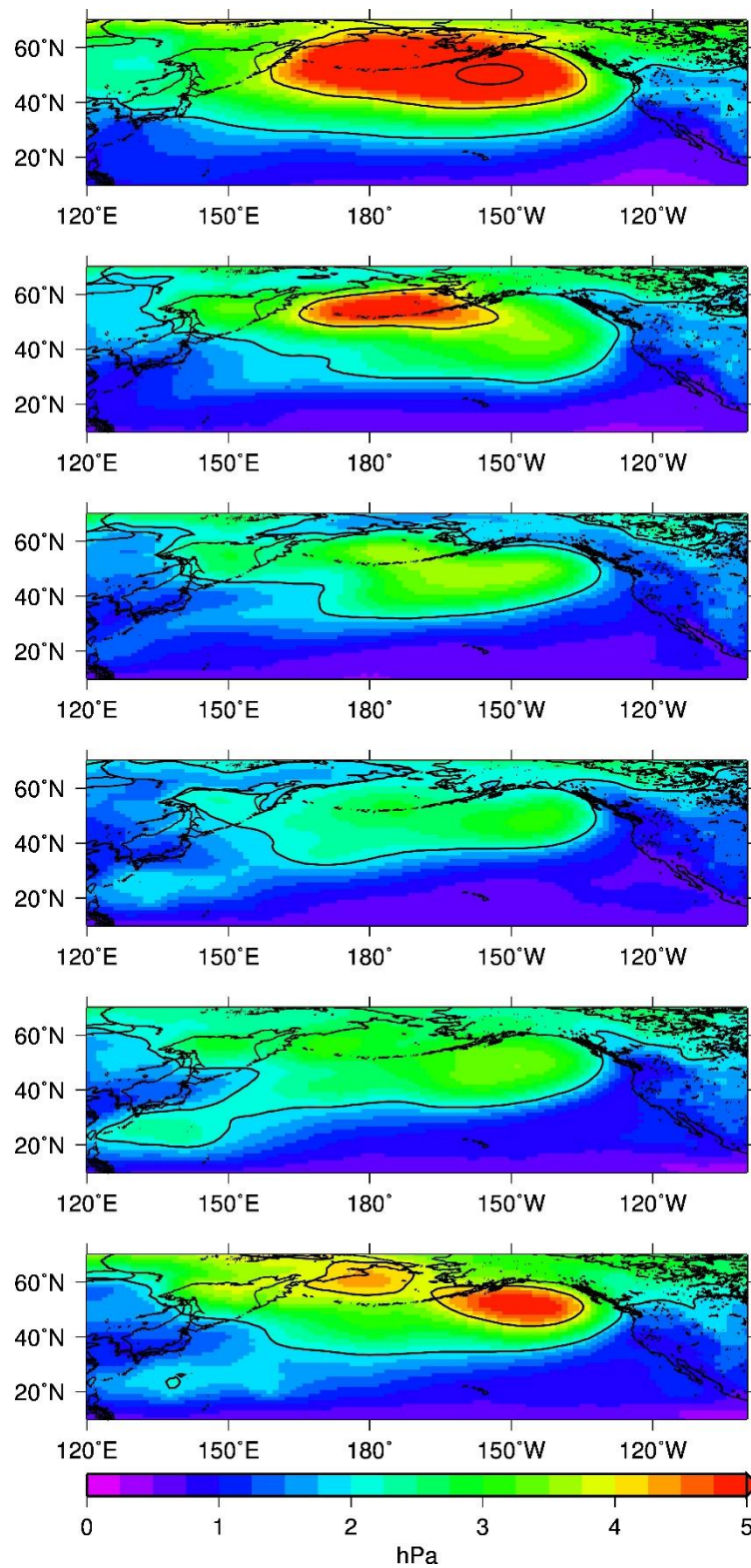


図 4.1.5 : 4月から9月までの海面更正気圧の標準偏差を示している。等値線は 2hPa 毎。

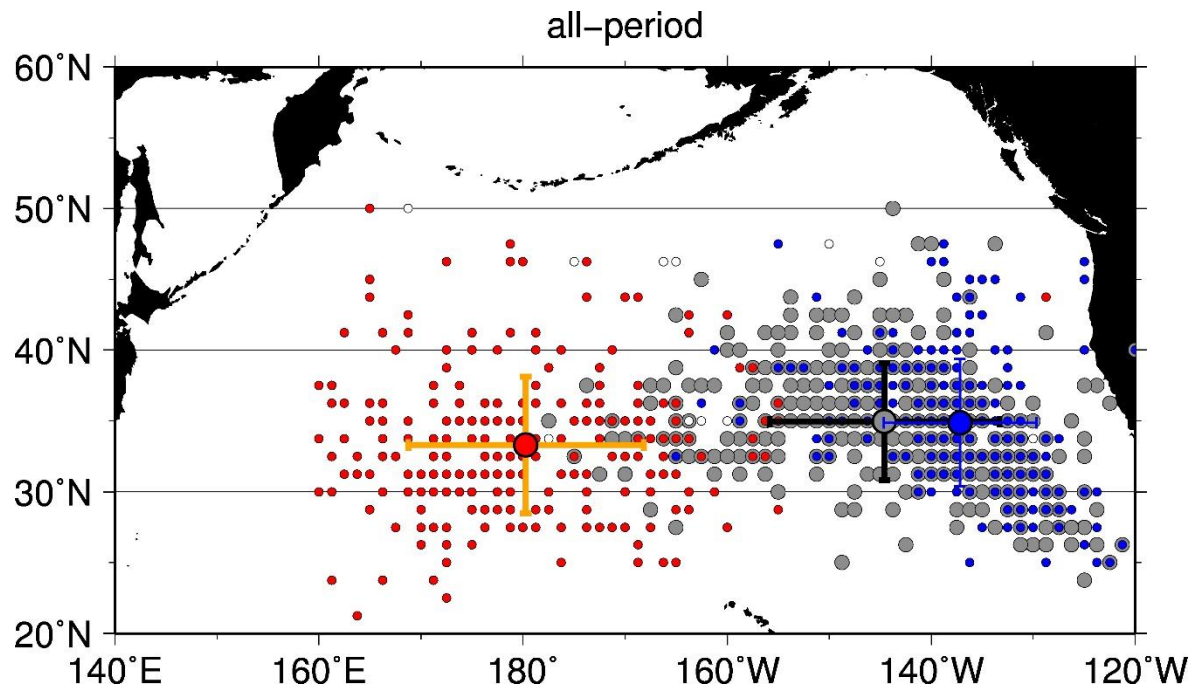


図 4.1.6 北太平洋高気圧の各月の極大値の地点の分布図を示している。
(1958 年-2014 年)

黒点：極大値が 1 個の月の時の点（単独極大）

赤点：極大値が 2 個以上の月の最も西側の点（西側極大）

青点：極大値が 2 個以上の月の最も東側の点（東側極大）

白点：極大値が 3 個以上の月の赤点、青点を満たさない点

大点：それぞれの点の平均値で、エラーバーは経度方向、緯度方向それぞれの標準偏差を表している。

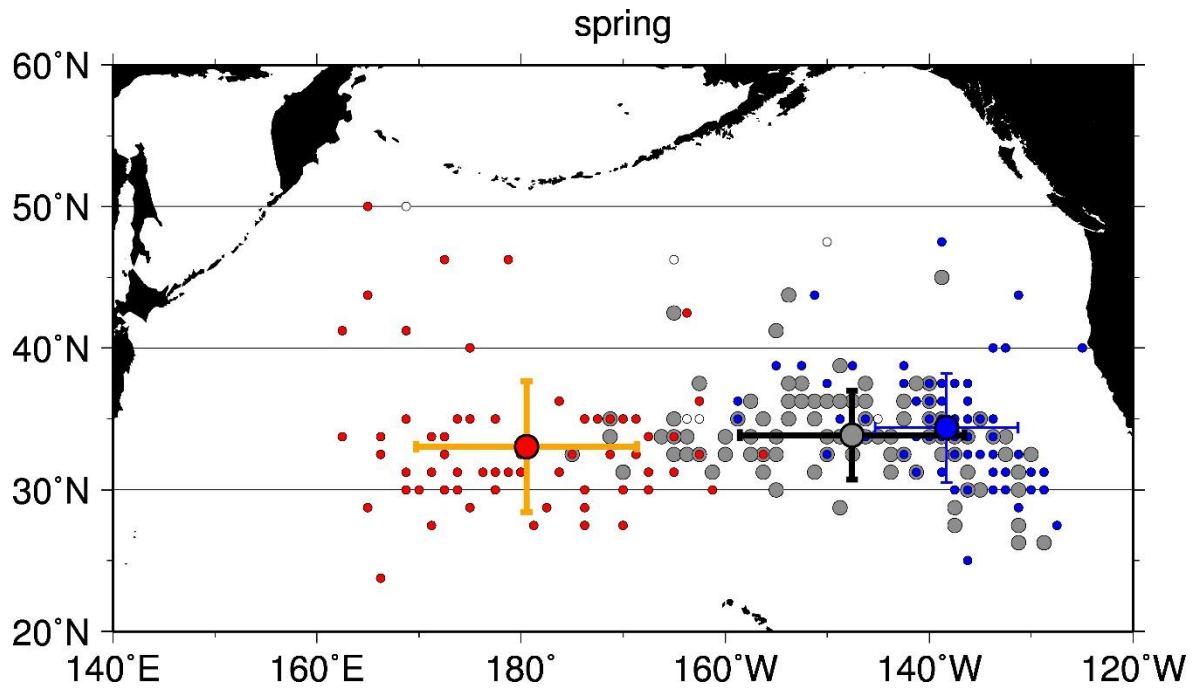


図 4.1.7 春季（3-5 月）の北太平洋高気圧の極大値の地点の各月の分布図を示している。（1958 年-2014 年）
各点の条件は図 4.1.6 と同様。

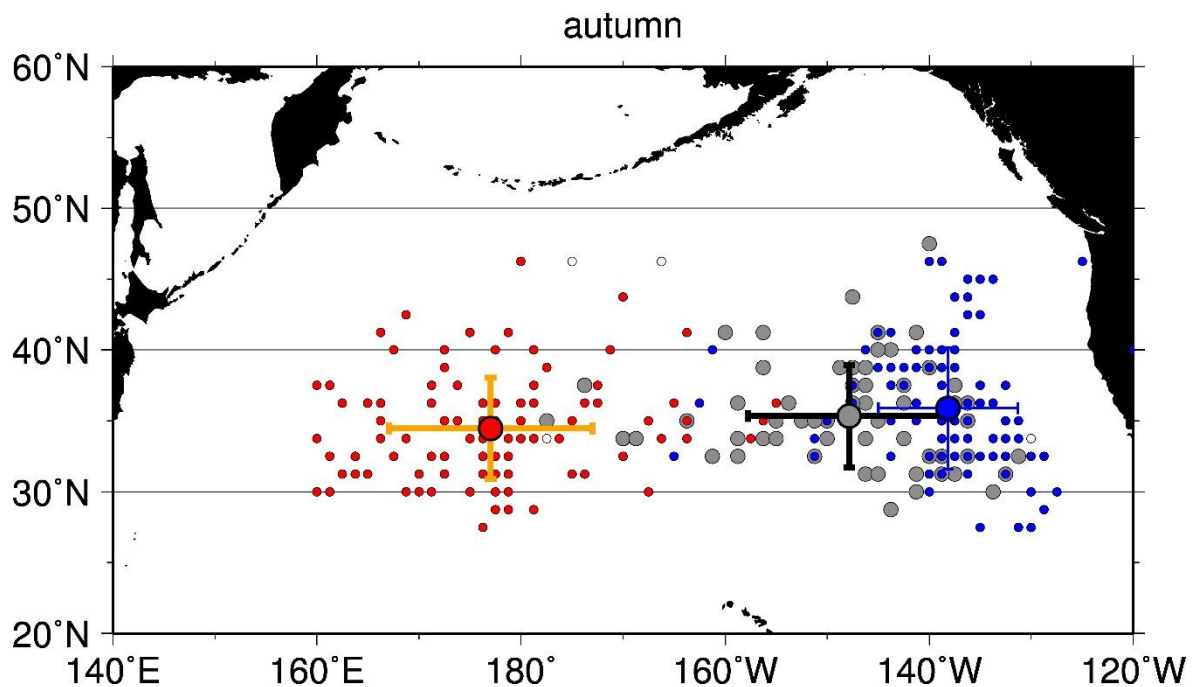


図 4.1.8 秋季（9-11 月）の北太平洋高気圧の極大値の地点の各月の分布図を示している。（1958 年-2014 年）
各点の条件は図 4.1.6 と同様。

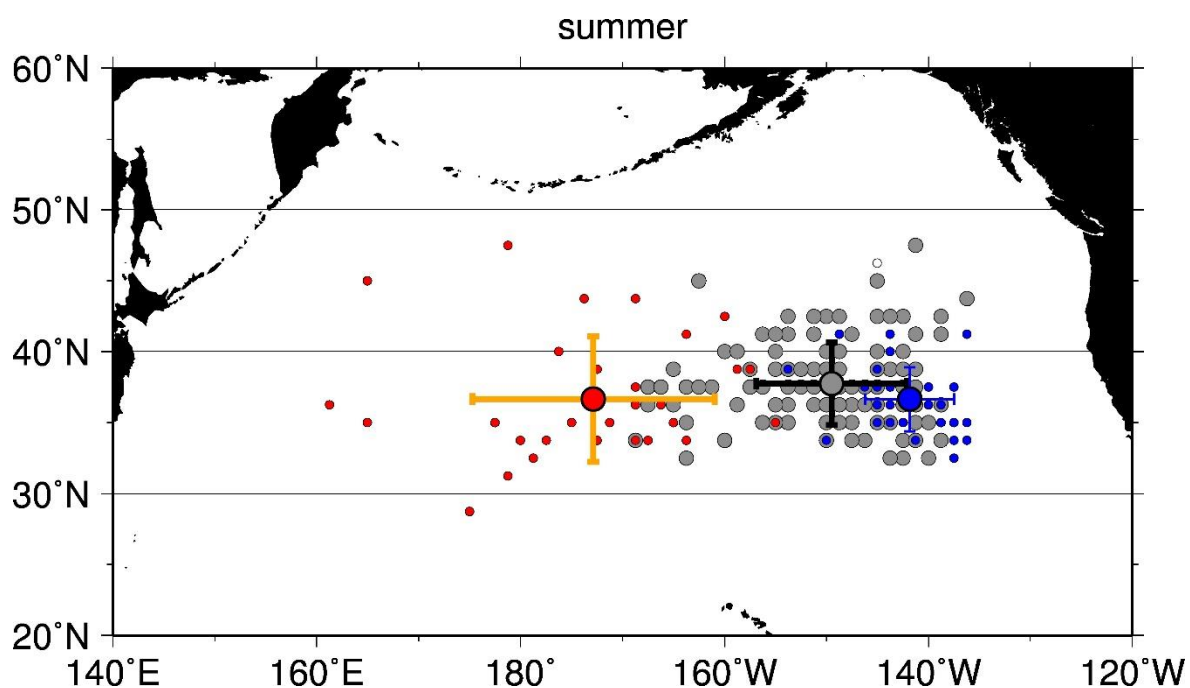


図 4.1.9 夏季（6-8 月）の北太平洋高気圧の極大値の地点の各月の分布図を示している。（1958 年-2014 年）
各点の条件は図 4.1.6 と同様。

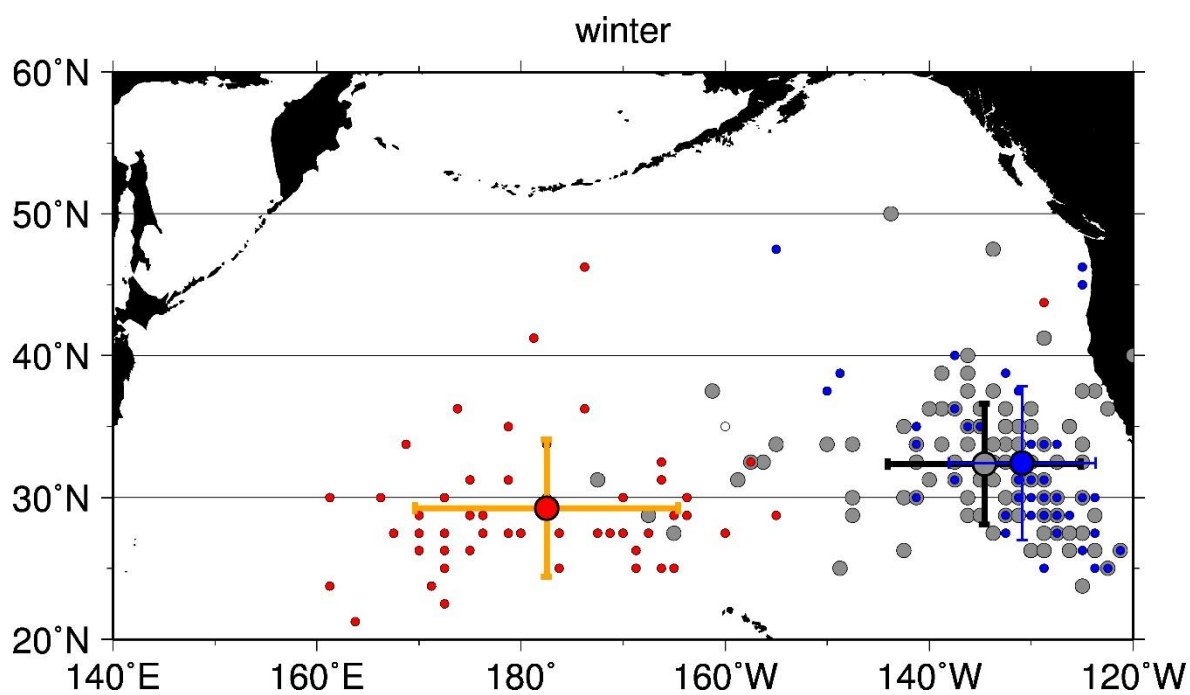


図 4.1.10 冬季（12-2 月）の北太平洋高気圧の極大値の地点の各月の分布図を示している。（1958 年-2014 年）
各点の条件は図 4.1.6 と同様。

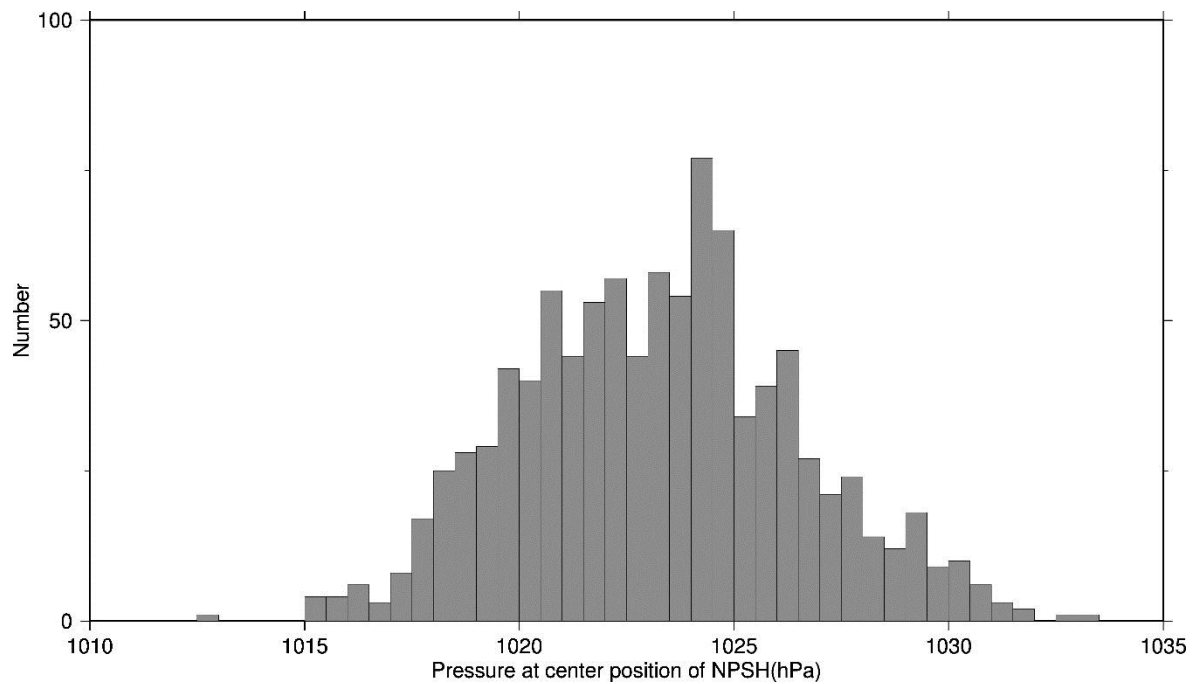


図 4.1.11 1958 年から 2014 年の各月の北太平洋高気圧の極大値の地点の気圧と頻度のヒストグラムを示している。縦軸は頻度、横軸は hPa を表している。

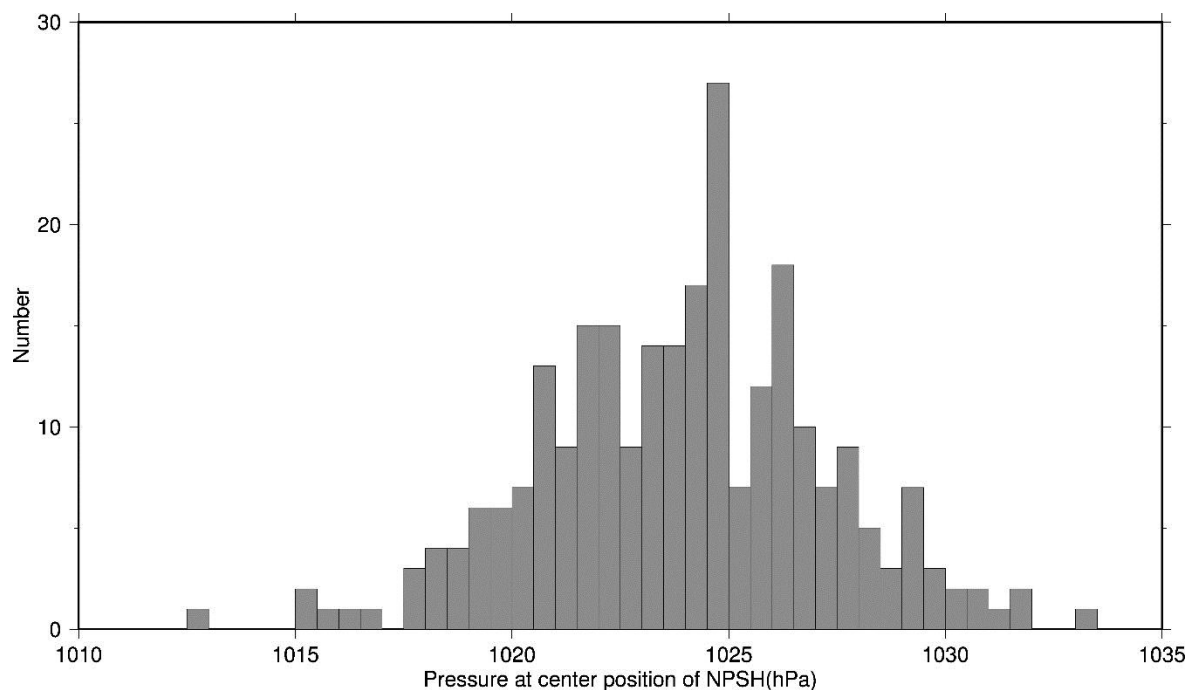


図 4.1.12 1958 年から 2014 年の春季（3-5 月）の北太平洋高気圧の極大値の地点の気圧と頻度のヒストグラムを示している。軸の条件は、図 4.1.11 と同様。

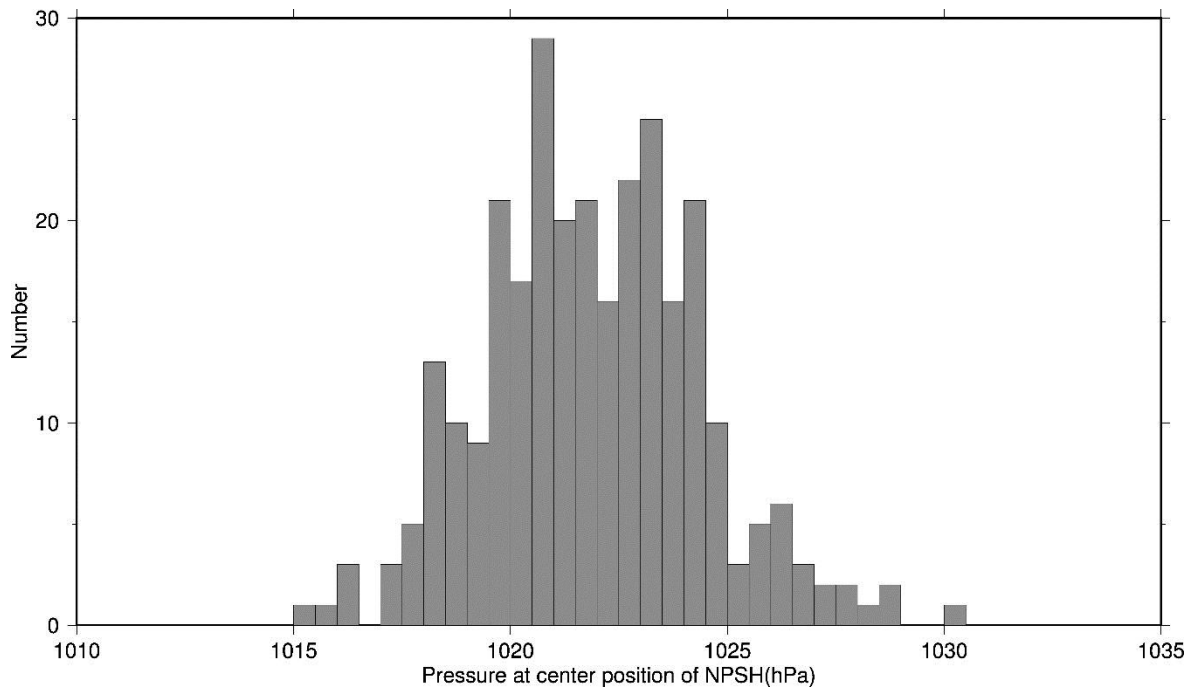


図 4.1.13 1958 年から 2014 年の秋季（9-11 月）の北太平洋高気圧の極大値の地点の気圧と頻度のヒストグラムを示している。軸の条件は、図 4.1.11 と同様。

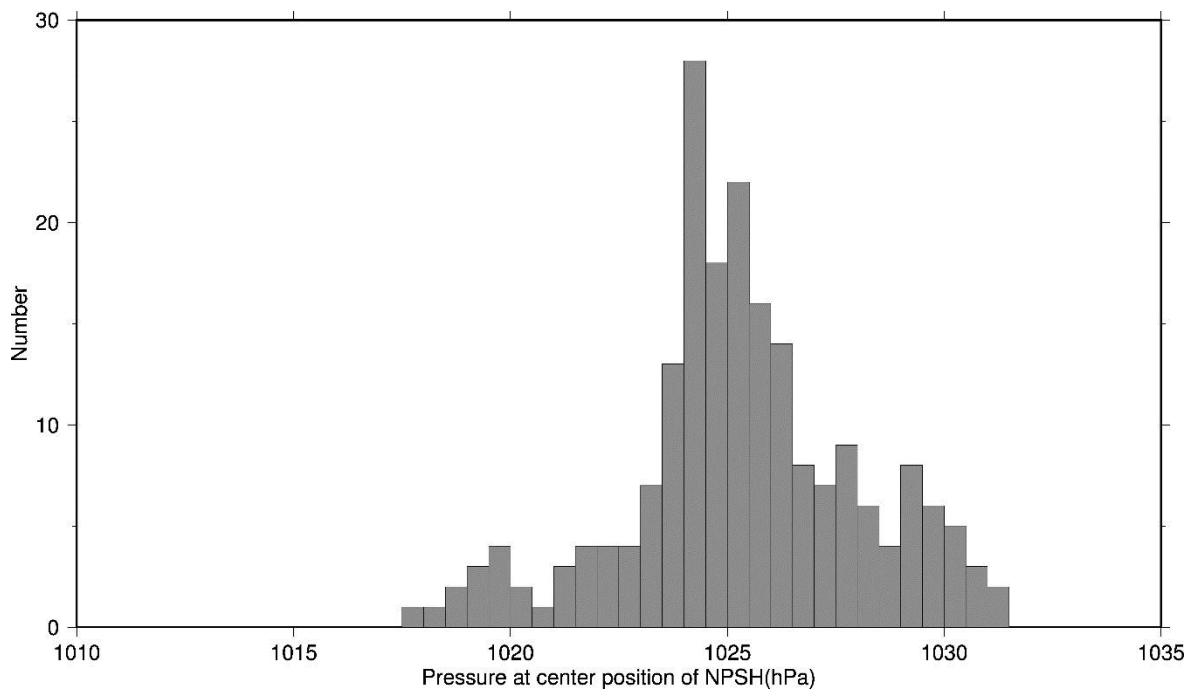


図 4.1.14 1958 年から 2014 年の夏季（6-8 月）の北太平洋高気圧の極大値の地点の気圧と頻度のヒストグラムを示している。軸の条件は、図 4.1.11 と同様。

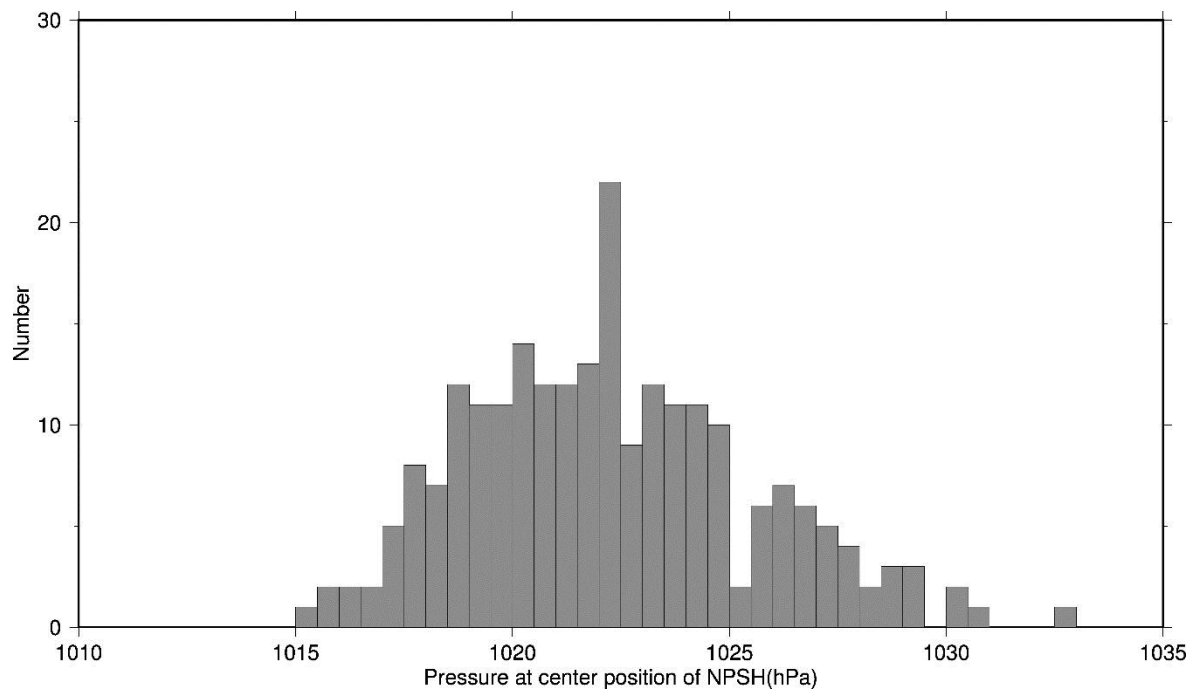


図 4.1.15 1958 年から 2014 年の冬季（12-2 月）の北太平洋高気圧の極大値の地点の気圧と頻度のヒストグラムを示している。軸の条件は、図 4.1.11 と同様。

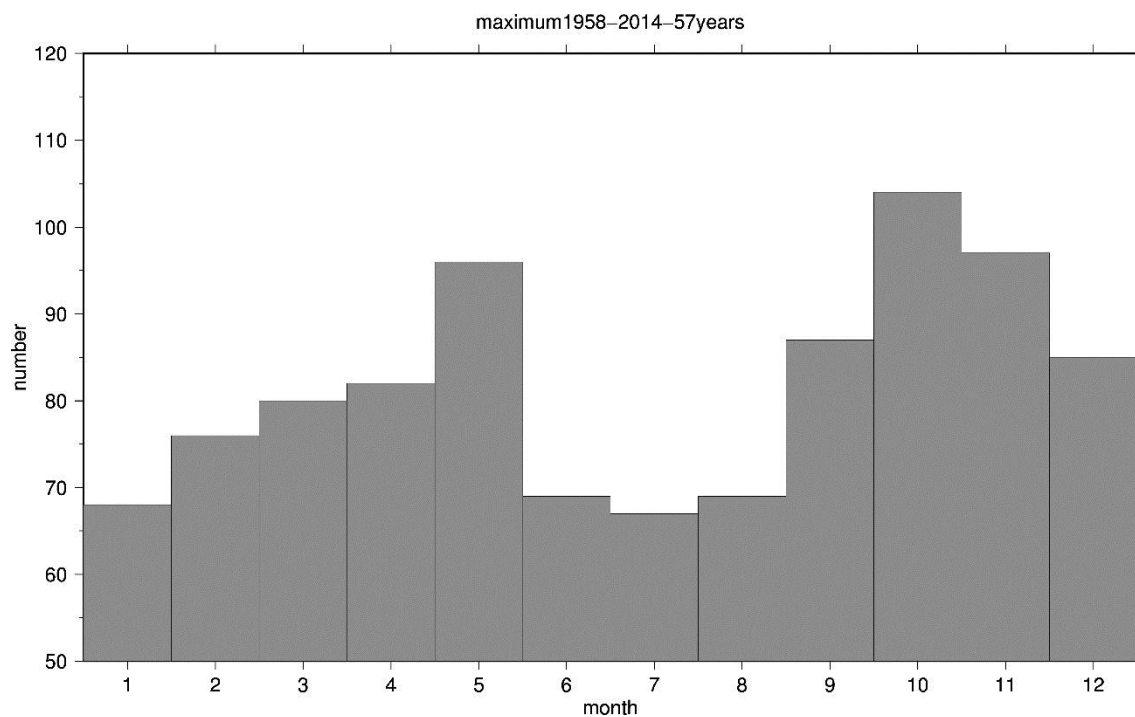


図 4.2.1 1958 年から 2014 年の北太平洋高気圧の極大値の各月の頻度分布を示している。

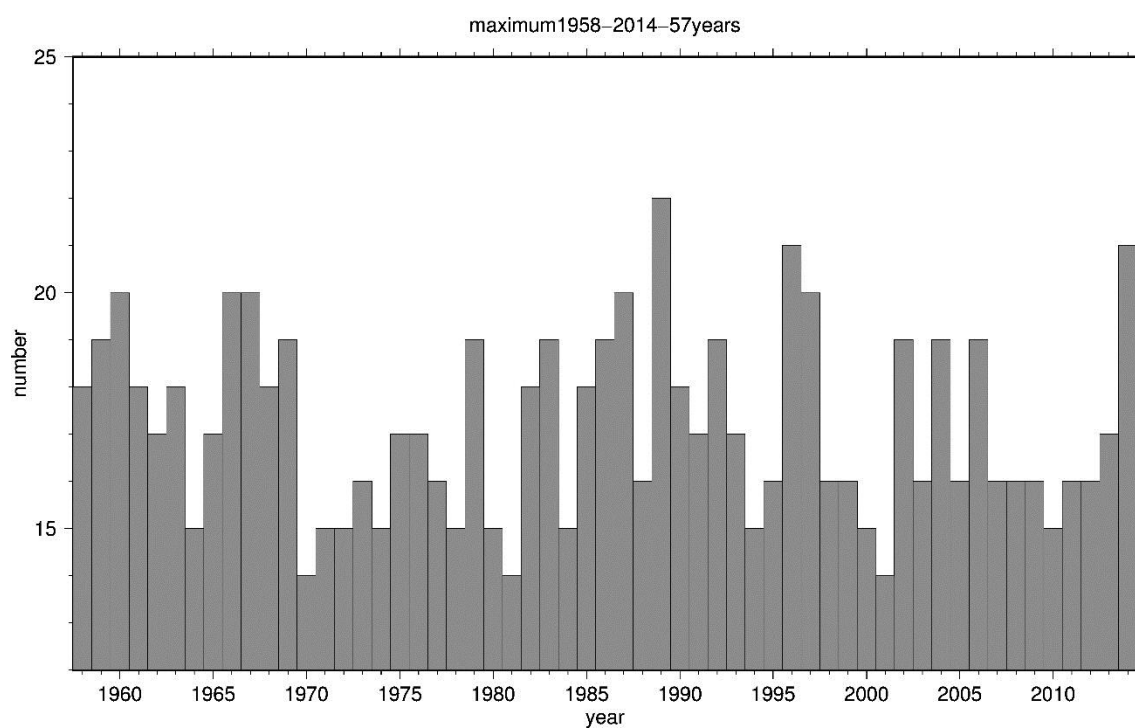


図 4.2.2 1958 年から 2014 年までの北太平洋高気圧の極大値の各年の頻度分布を示している。

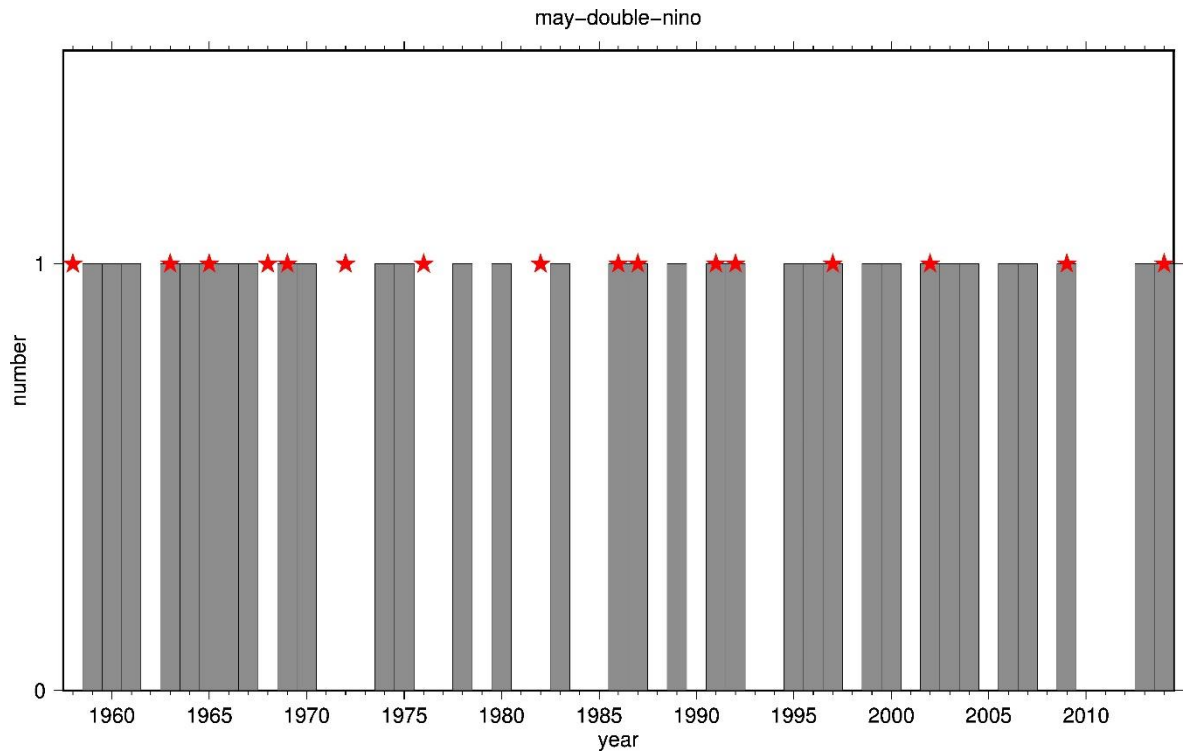


図 4.3.1 亜熱帯高気圧の 2 極化が生じた 5 月のヒストグラムと、エルニーニョ現象が発生した年を示している。赤い星印はエルニーニョ現象が発生した年を表している。

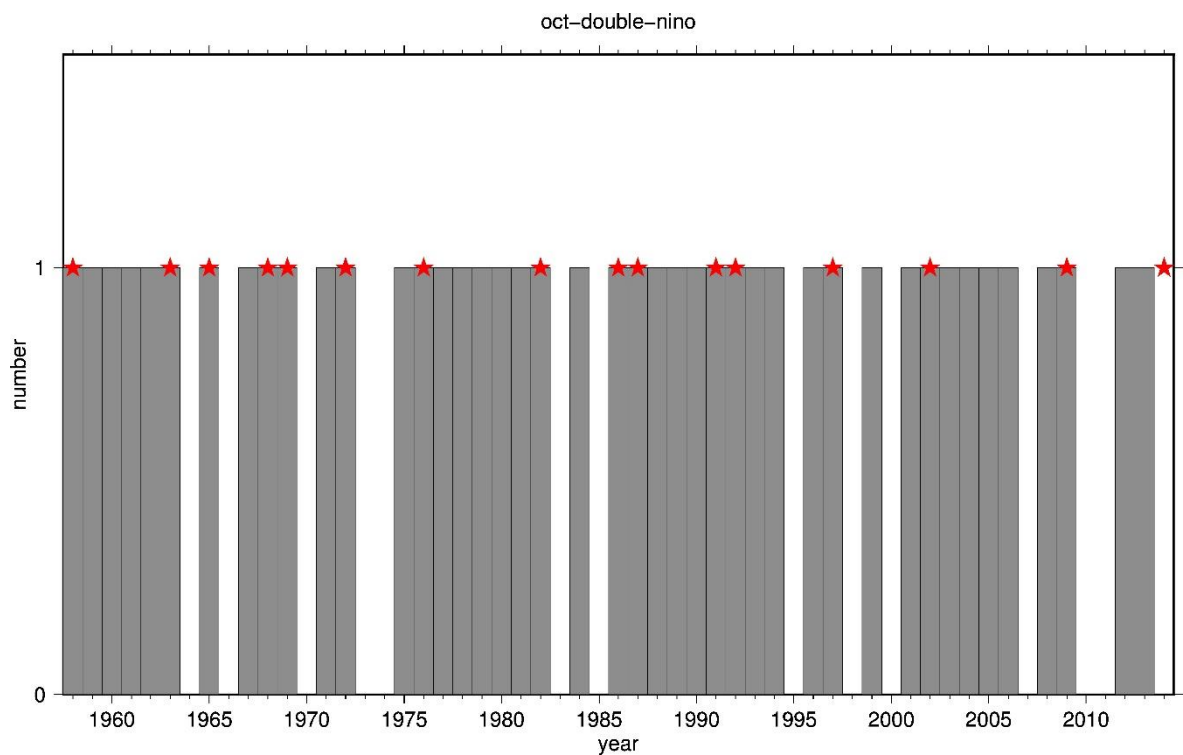


図 4.3.2 図 4.3.1 と同様、ただし 10 月。

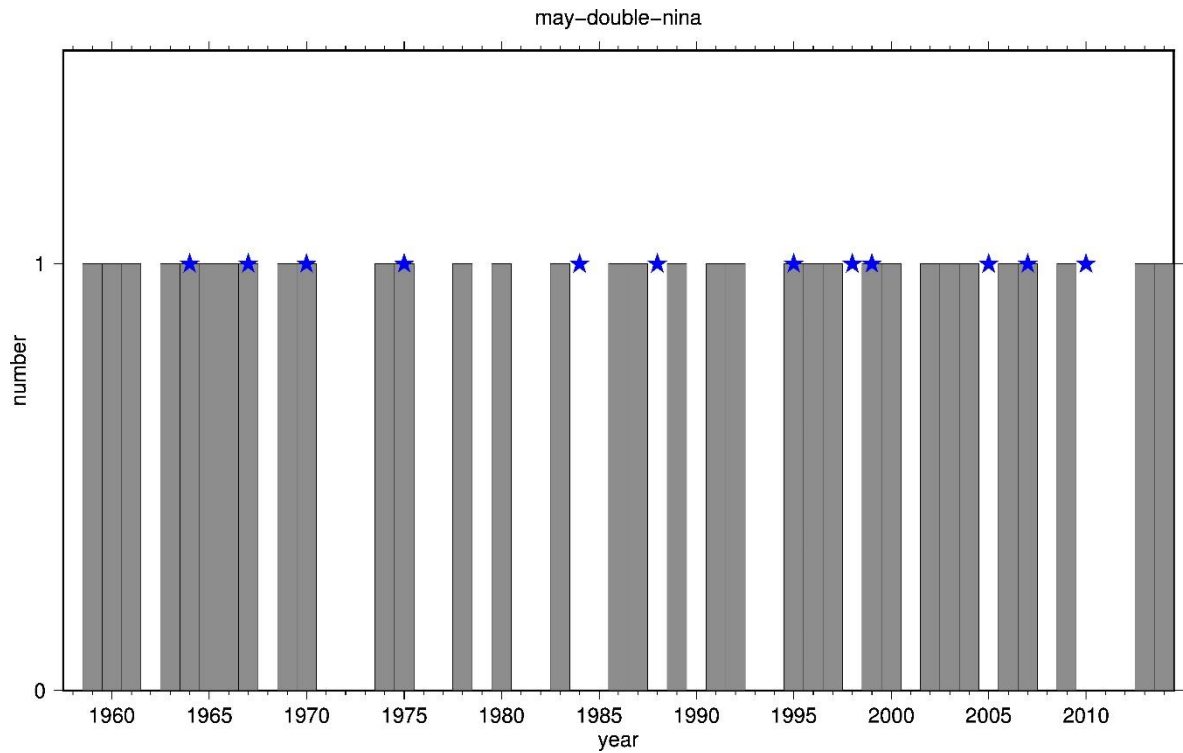


図 4.3.3 亜熱帯高気圧の 2 極化が生じた 5 月のヒストグラムと、ラニーニャ現象が発生した年との関係を示している。青い星印はラニーニャ現象が発生した年を表している。

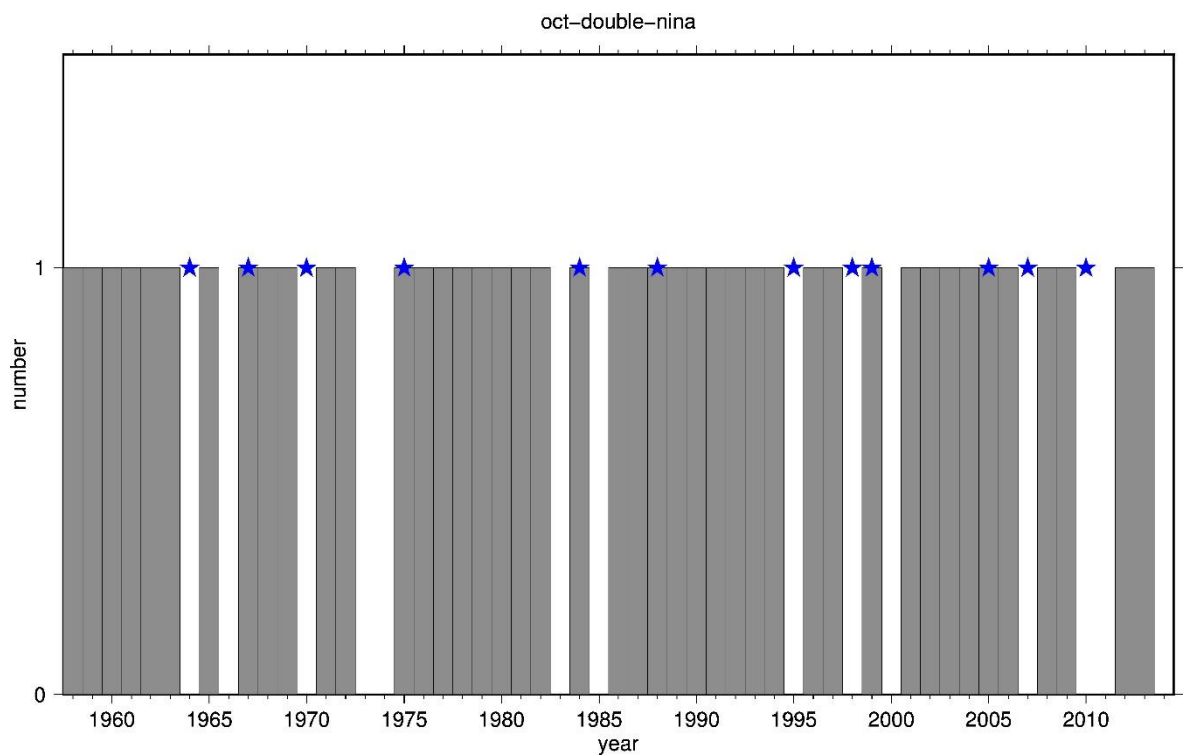


図 4.3.4 図 4.3.3 と同様、ただし 10 月。

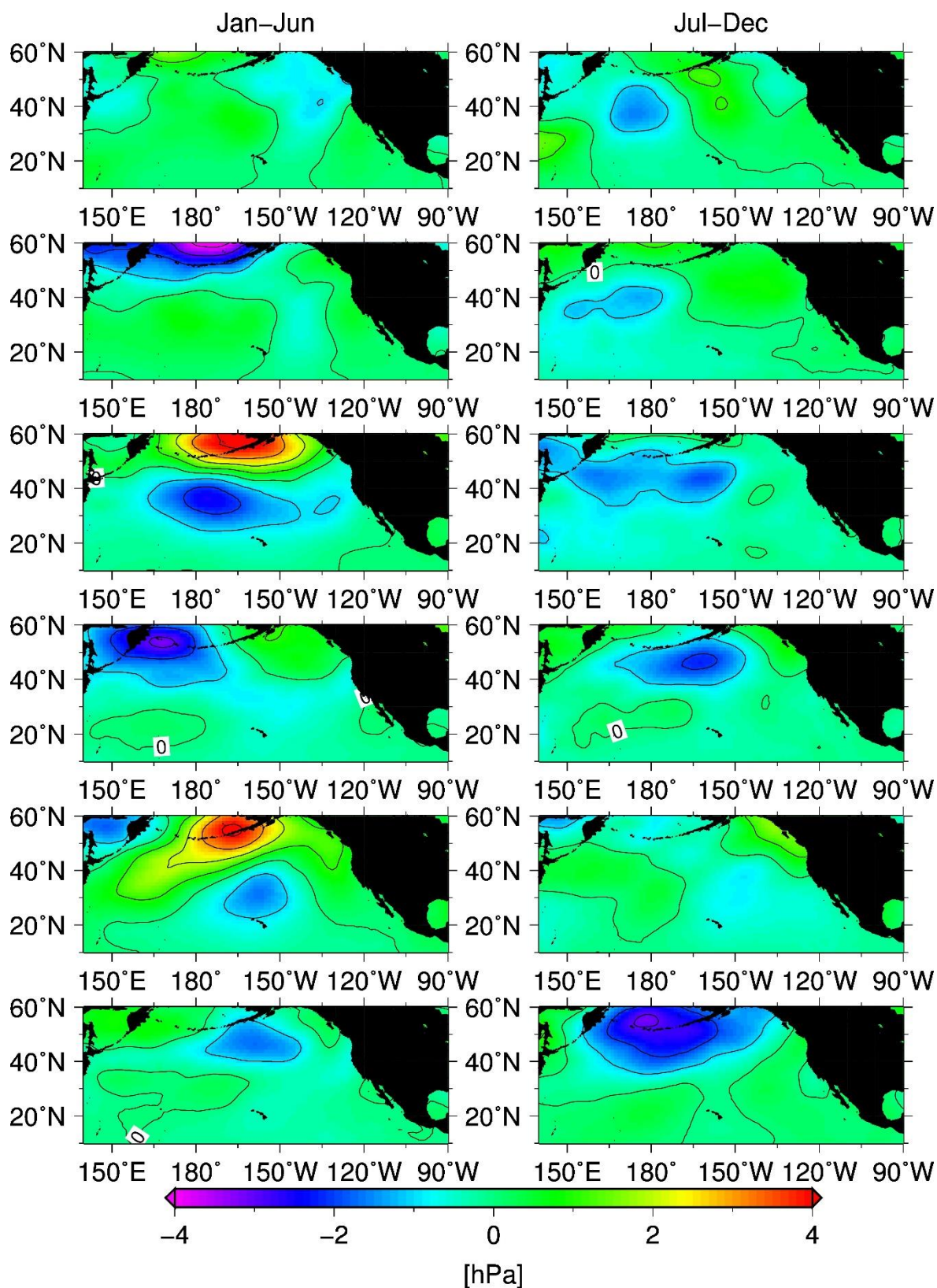


図 4.4.1 5 月に 2 極化が発生した時と未発生時の海面更正気圧の月平均値の差分を月毎の気候値で表している。なお、2 極化発生時の値から未発生時の値を引いている。等値線は 1hPa 毎である。

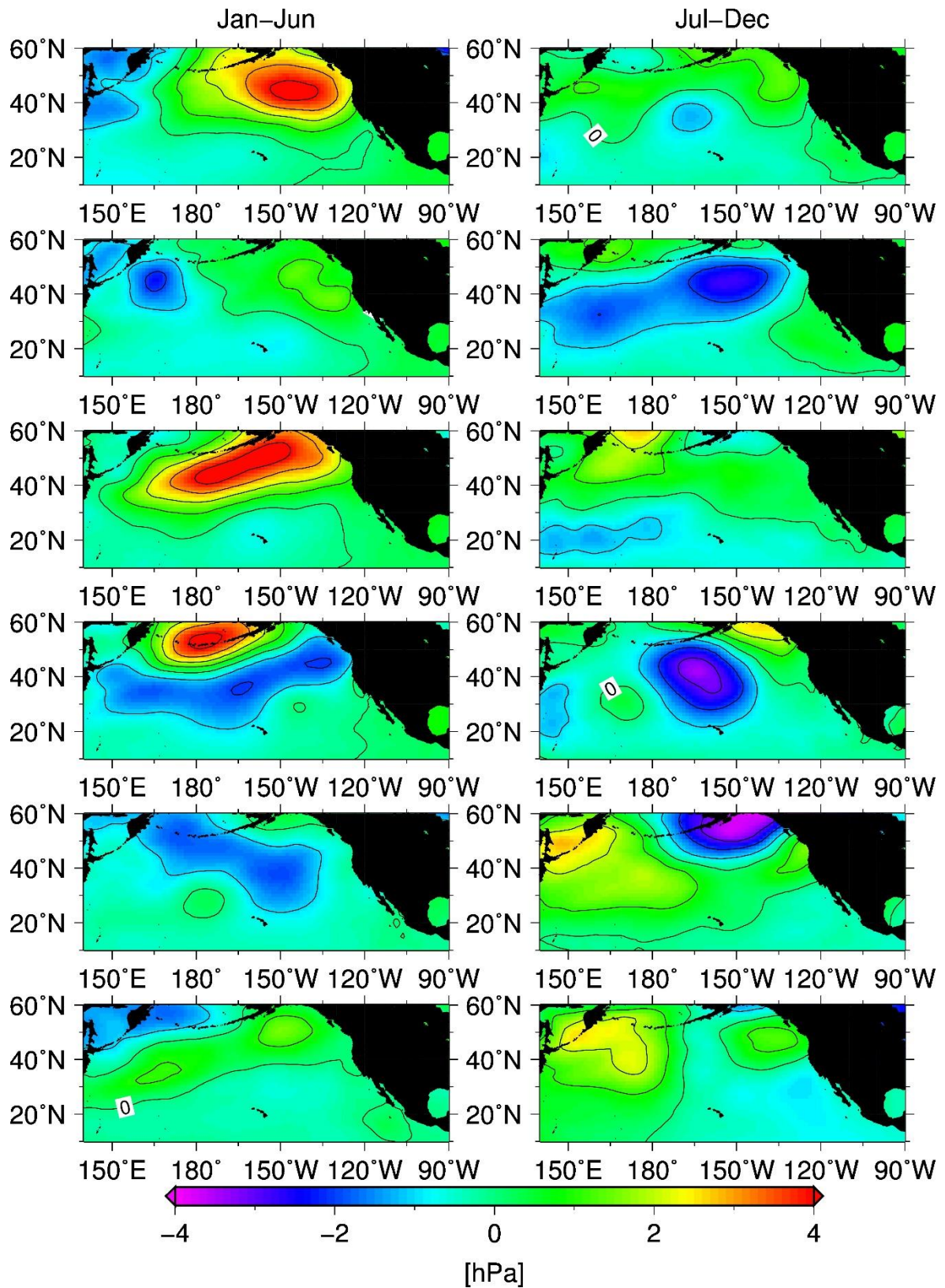


図 4.4.2 図 4.4.1 と同様、ただし 10 月。

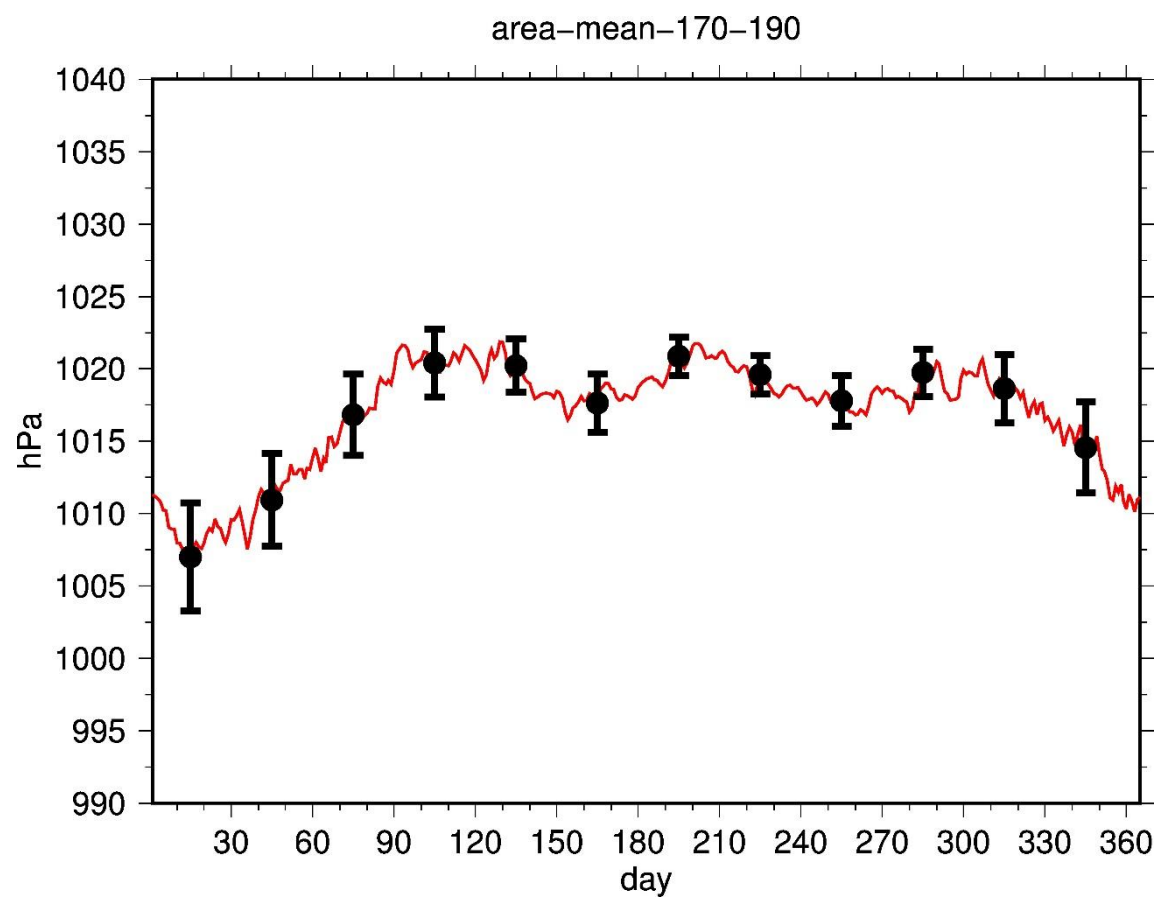


図 4.5.1 東経 170 度－西経 170 度、北緯 30 度－40 度の海面更正気圧をアンサンブル平均した気候値の図で表している。エラーバーは 57 年分の標準偏差を示している。

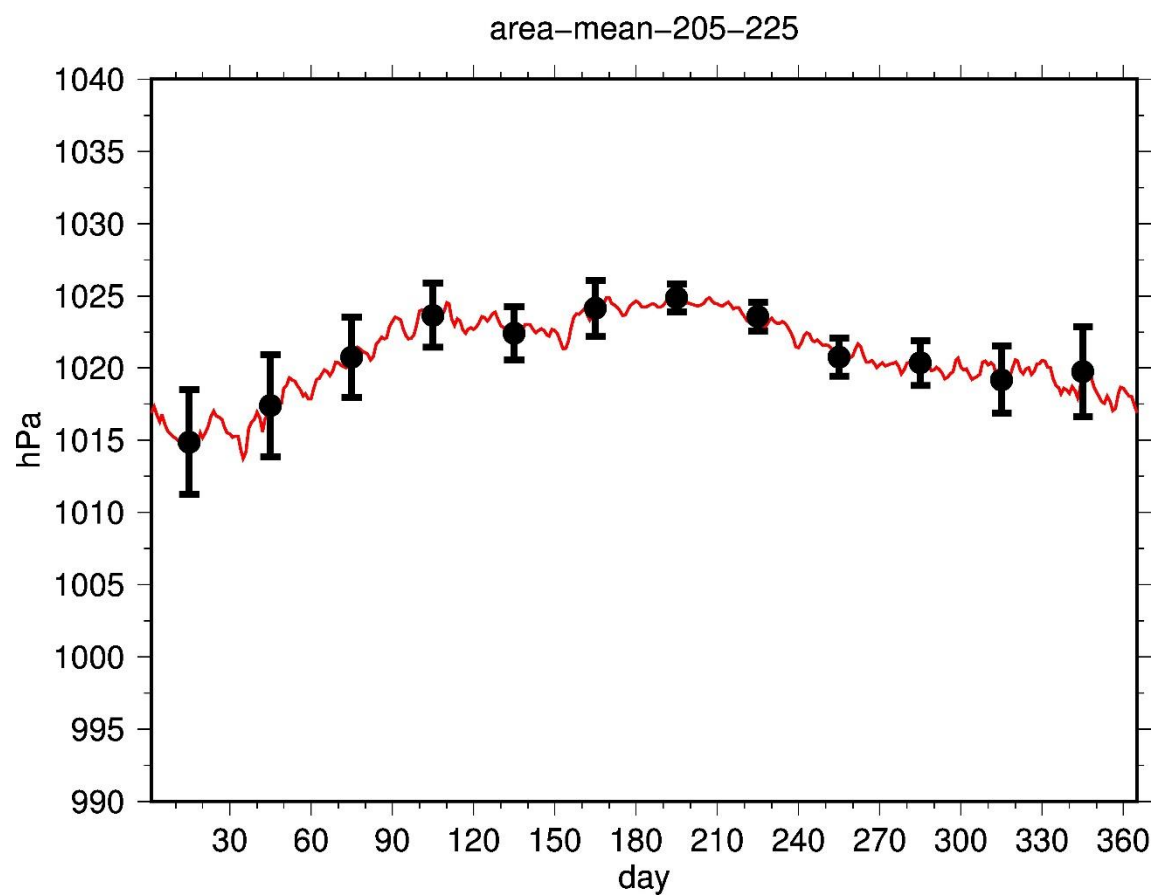


図 4.5.2 西経 155 度－西経 135 度、北緯 30 度－40 度の海面更正気圧をアンサンブル平均した気候値の図で表している。エラーバーは 57 年分の標準偏差を示している。

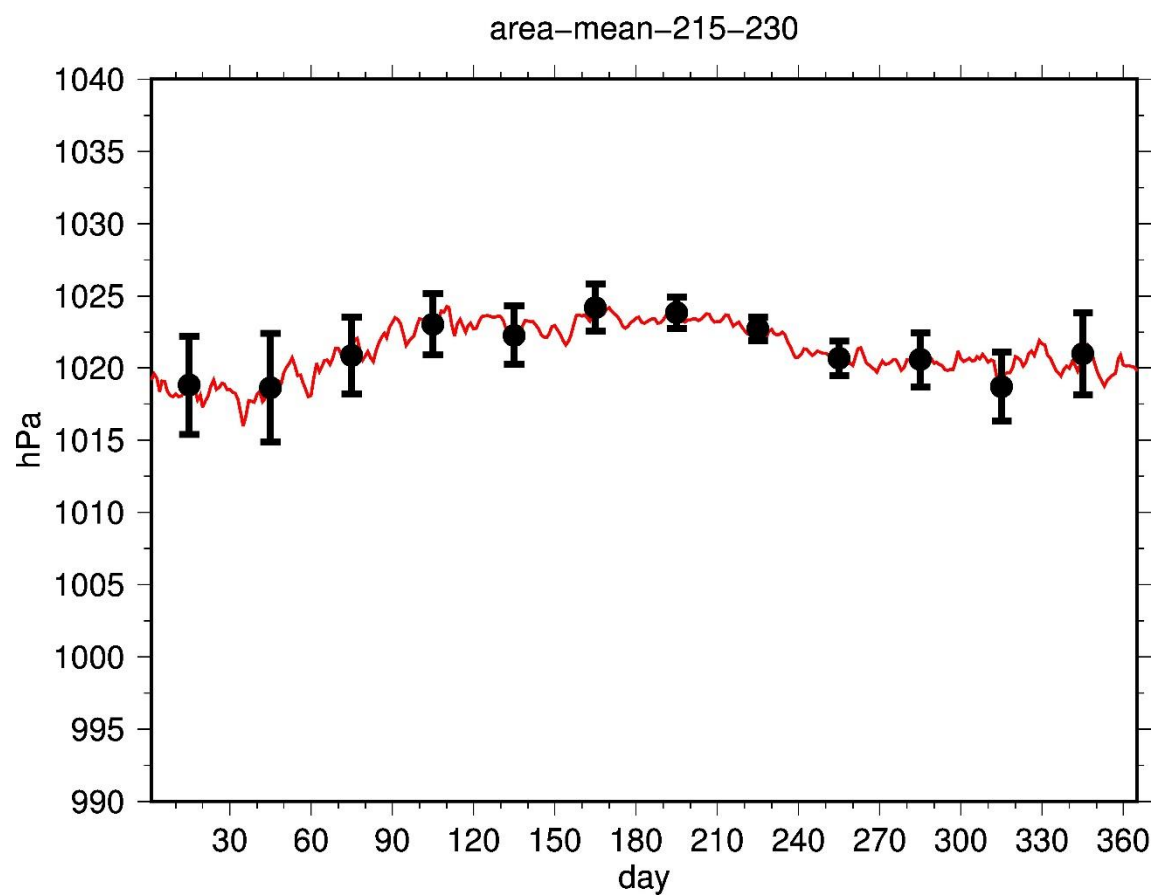


図 4.5.3 西経 145 度－西経 130 度、北緯 30 度－40 度の海面更正気圧をアンサンブル平均した気候値の図で表している。エラーバーは 57 年分の標準偏差を示している。

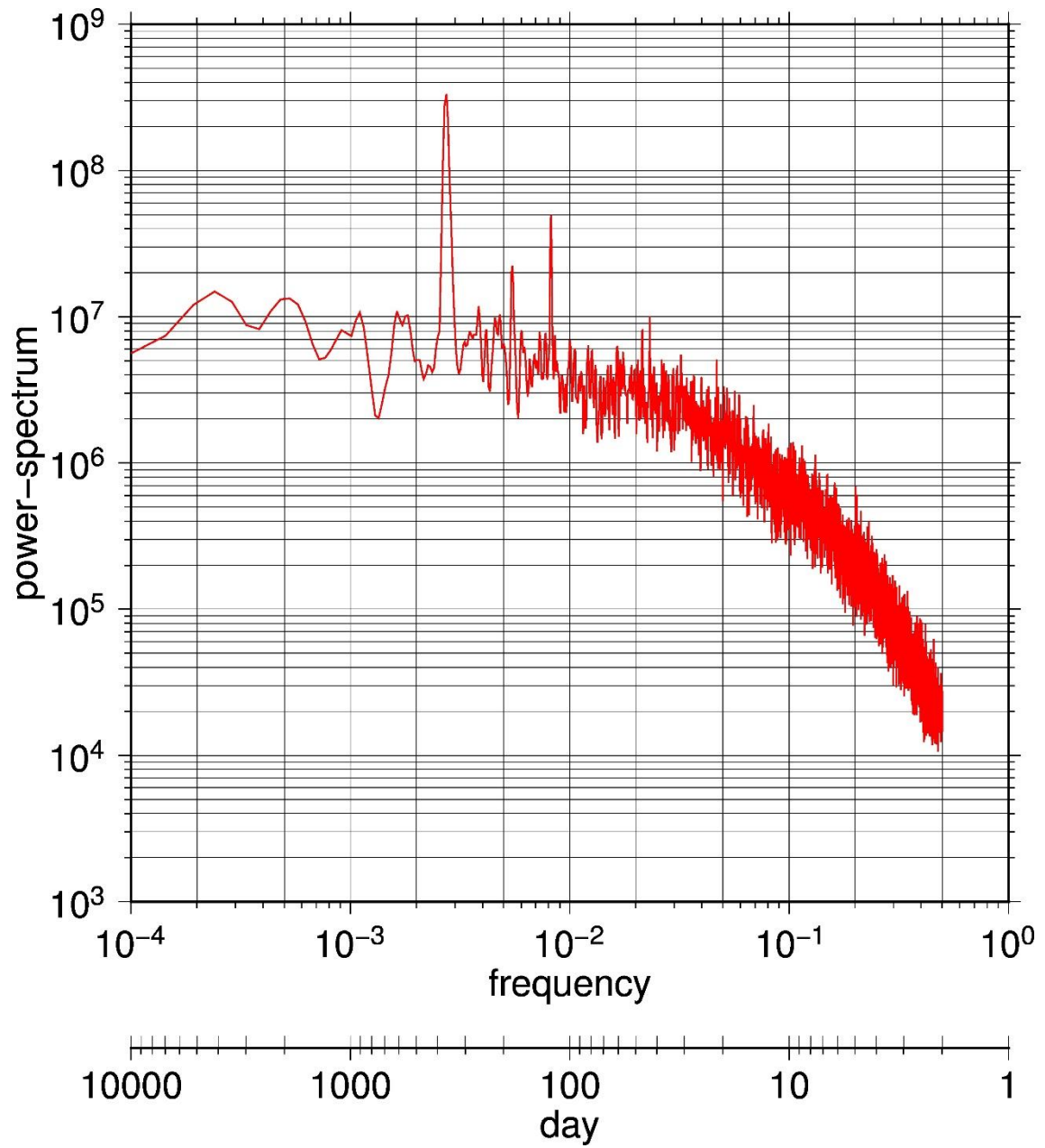


図 4.6.1 単独極大のときの海面更正気圧のパワースペクトルを示している。

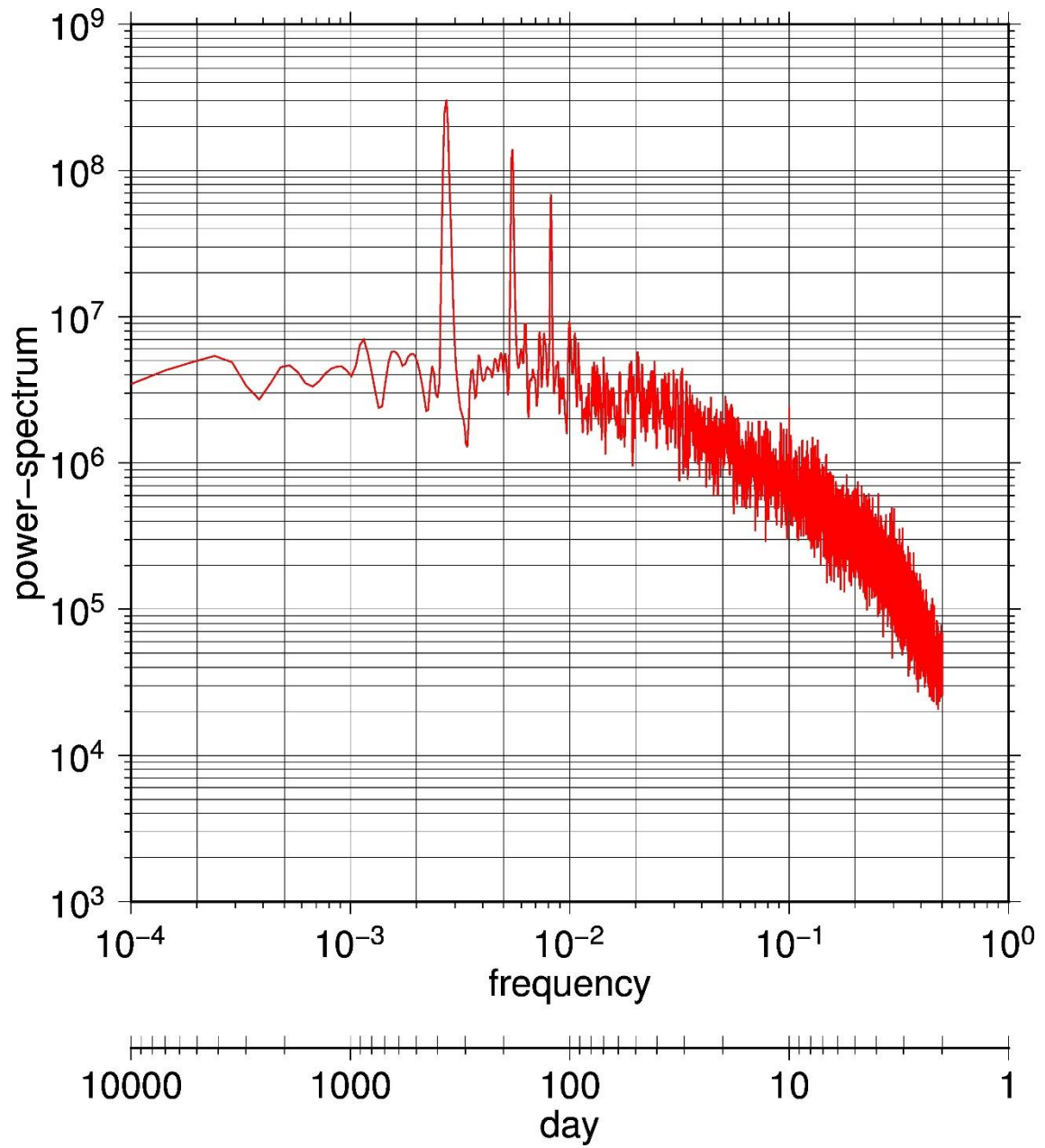


図 4.6.2 西側極大のときの海面更正気圧のパワースペクトルを示している。

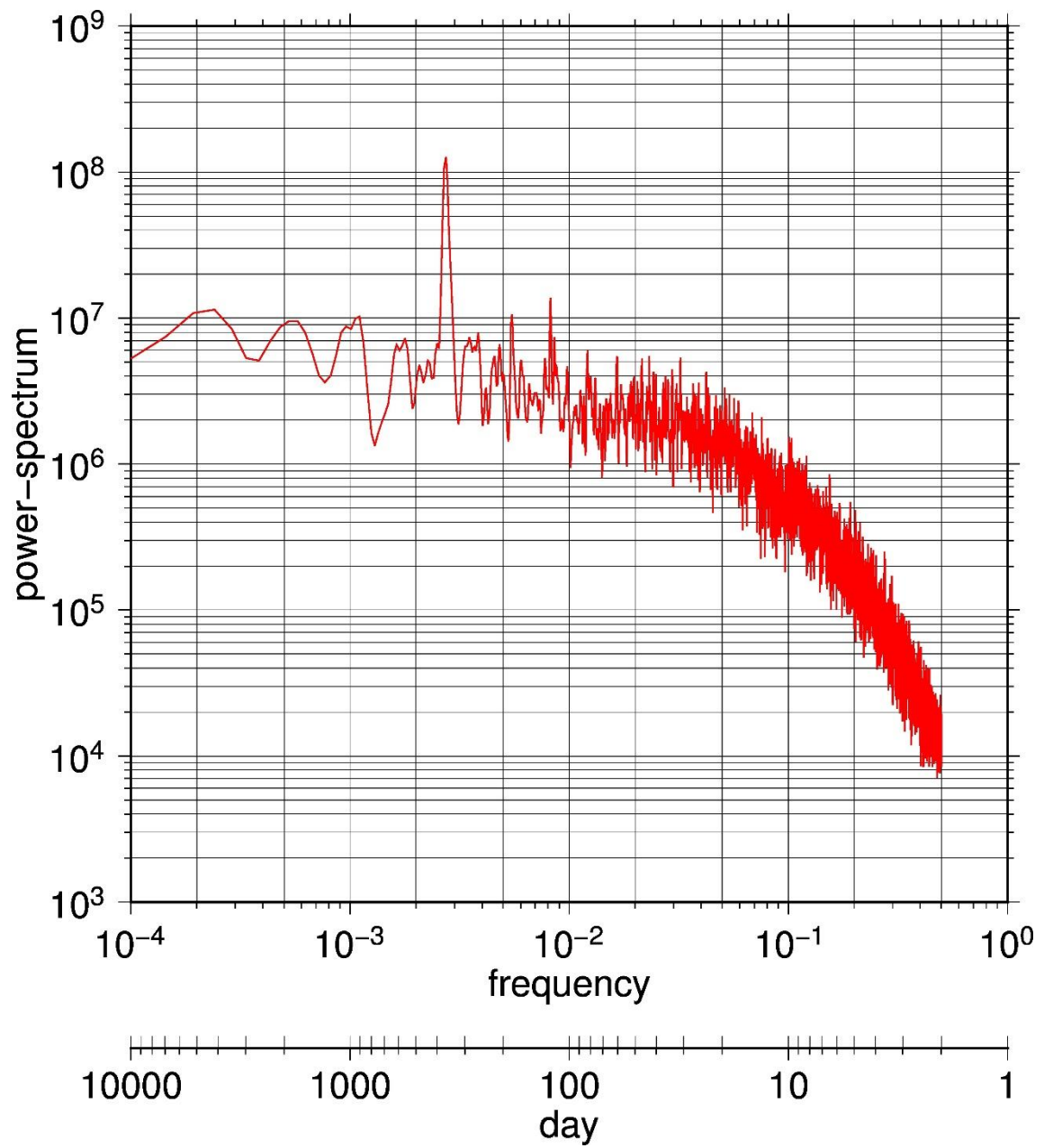


図 4.6.3 東側極大のときの海面更正気圧のパワースペクトルを示している。

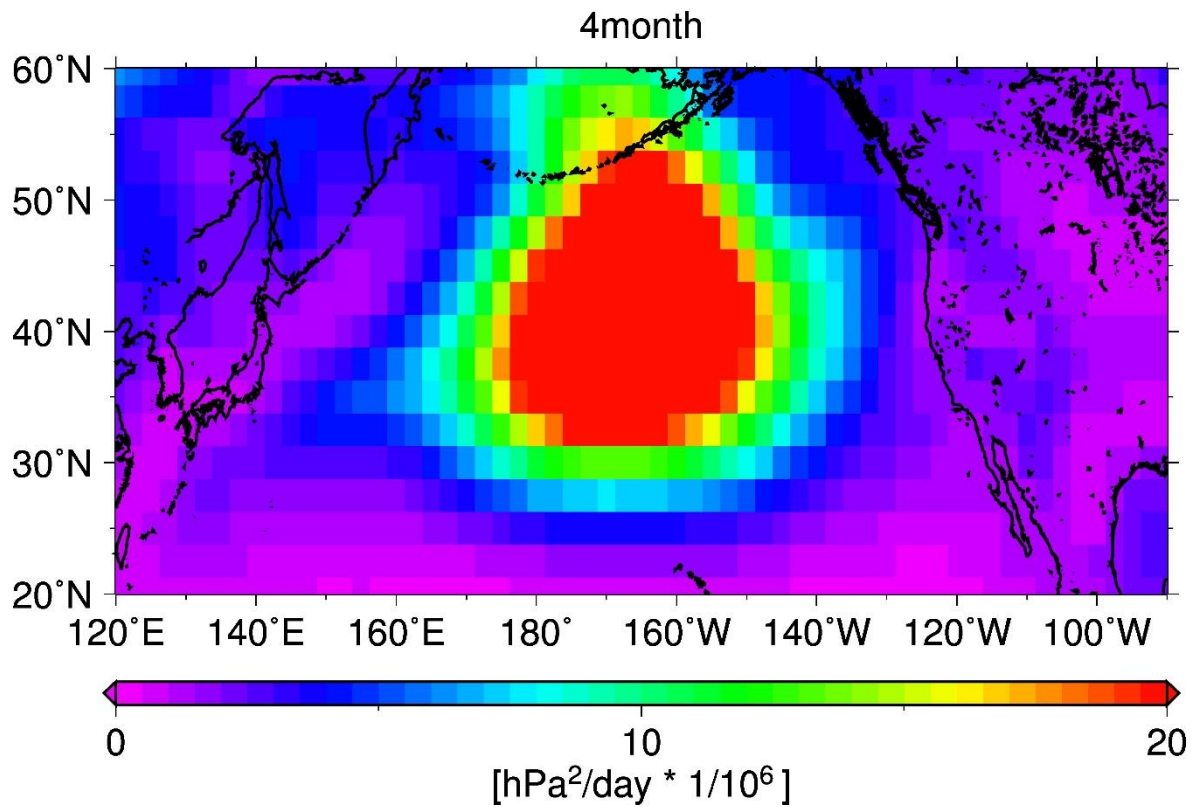


図 4.6.4 4 カ月周期のパワースペクトルの空間分布を示している。

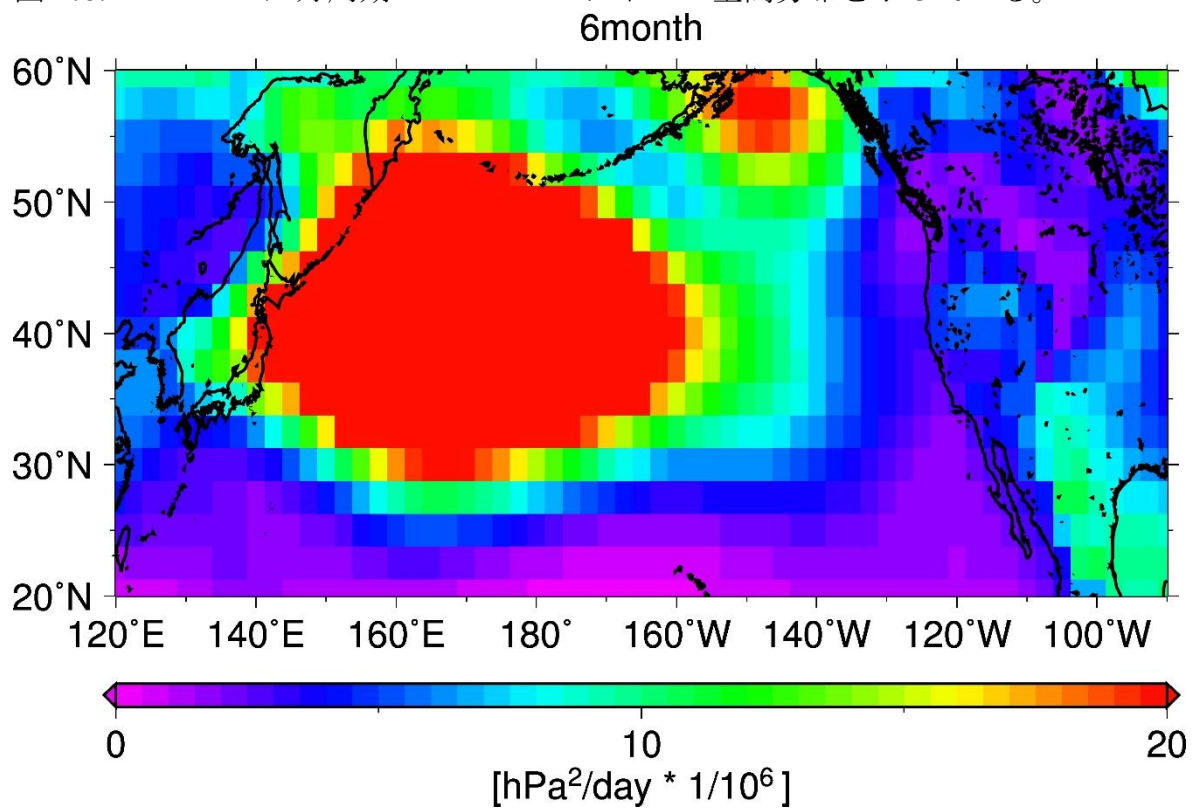


図 4.6.5 6 カ月周期のパワースペクトルの空間分布を示している。

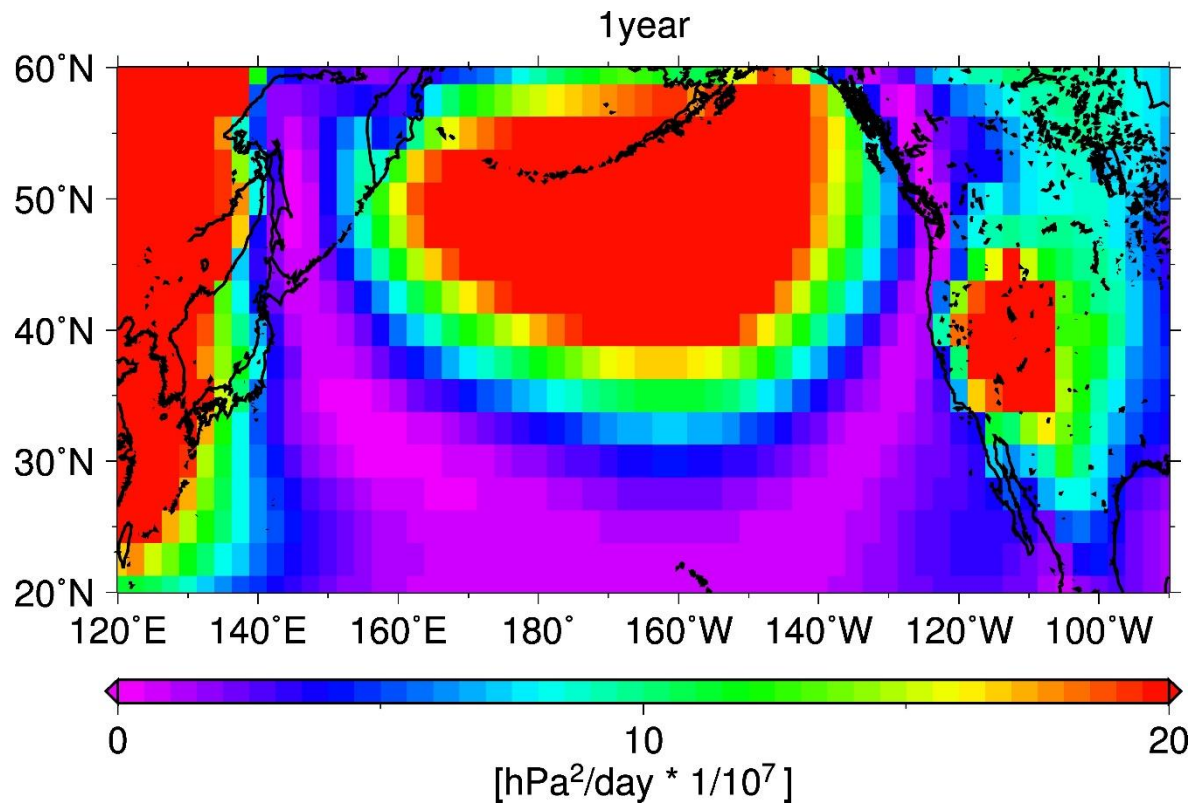


図 4.6.6 1 年周期のパワースペクトルの空間分布を示している。

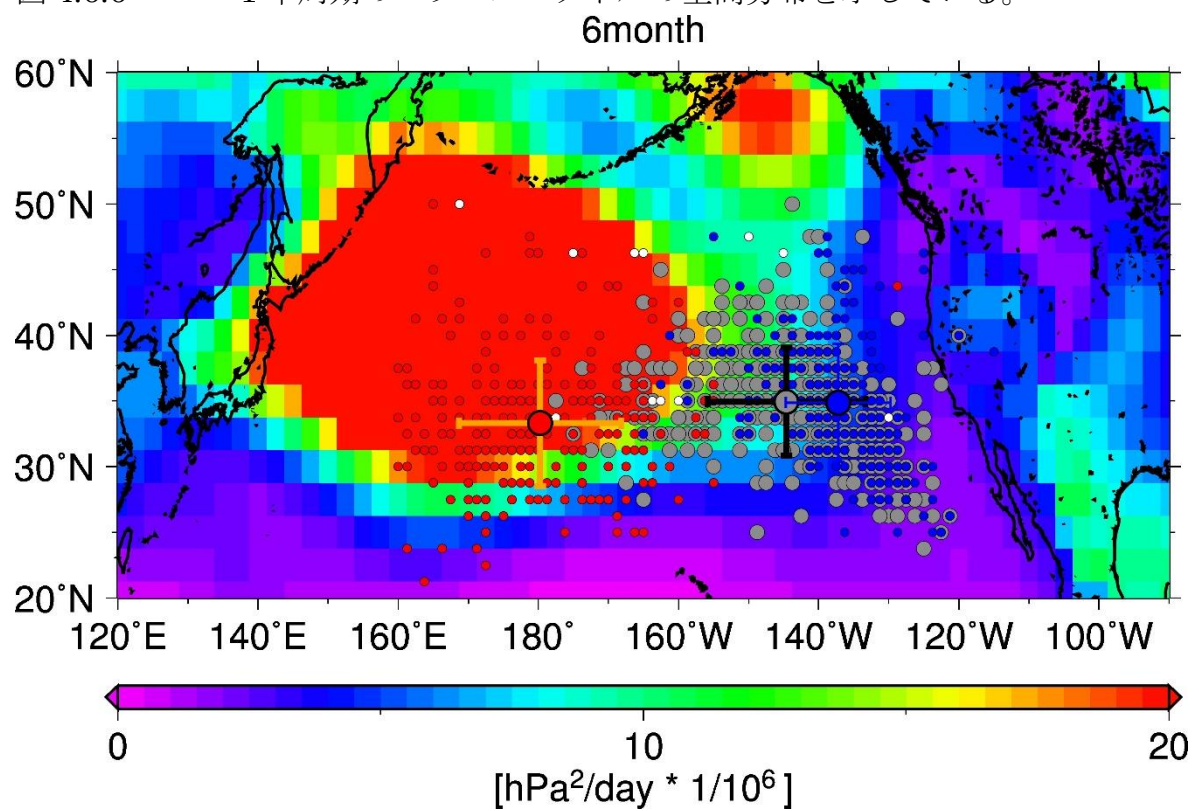


図 4.6.7 6 カ月周期のパワースペクトルと、図 4.1.6 の極大値の出現地点の空間分布を示している。

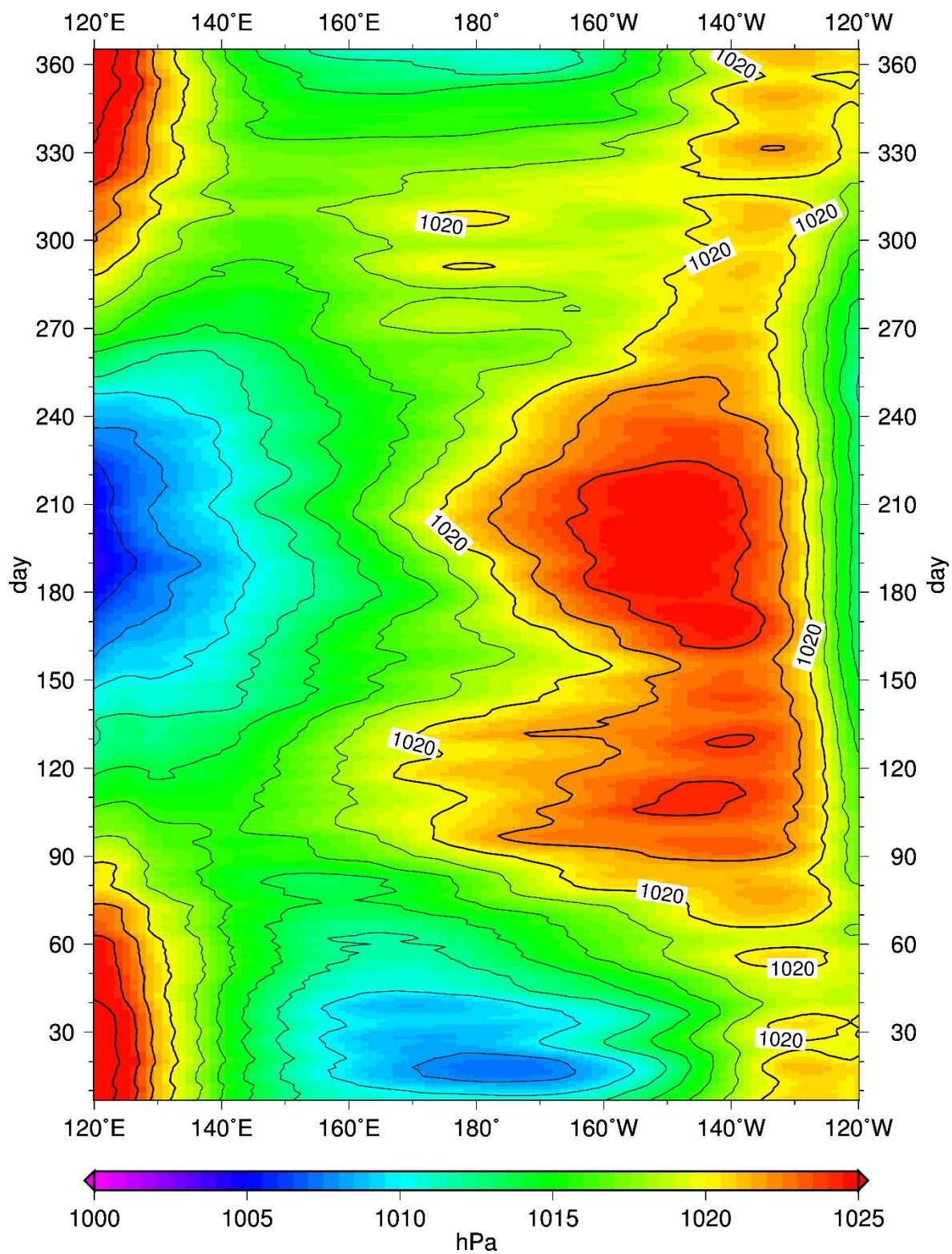


図 4.7.1 北緯 30 度・40 度の太平洋海面更正気圧の 7 日平均図を表している (57 年分)。縦軸が日数、横軸が経度、色は気圧の値を示している。等値線は 2hPa 毎。

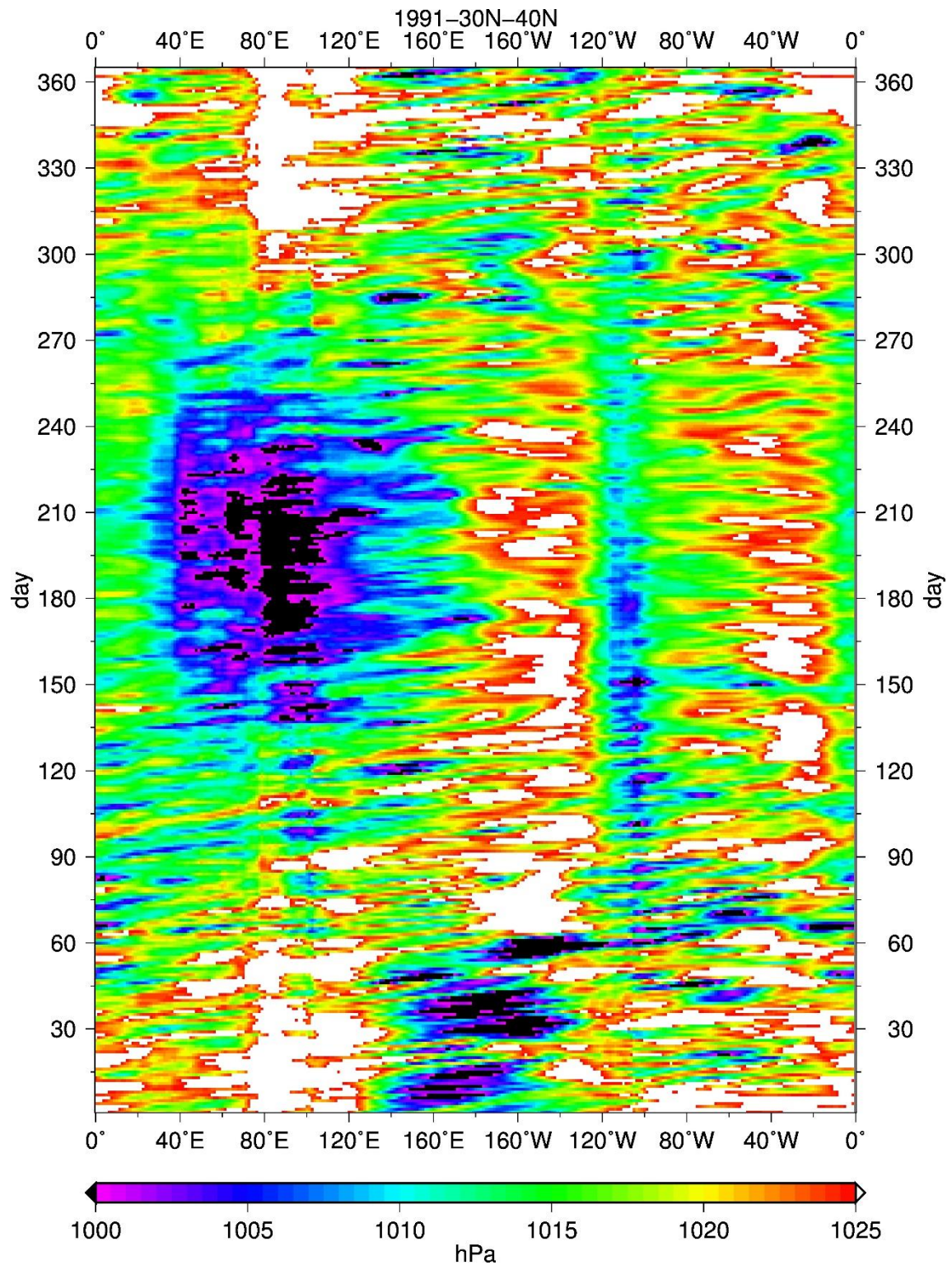


図 4.7.2 北緯 30-40 度で南北平均し、太平洋以外の地域を含む 1991 年の海面更正気圧の時系列を表している。

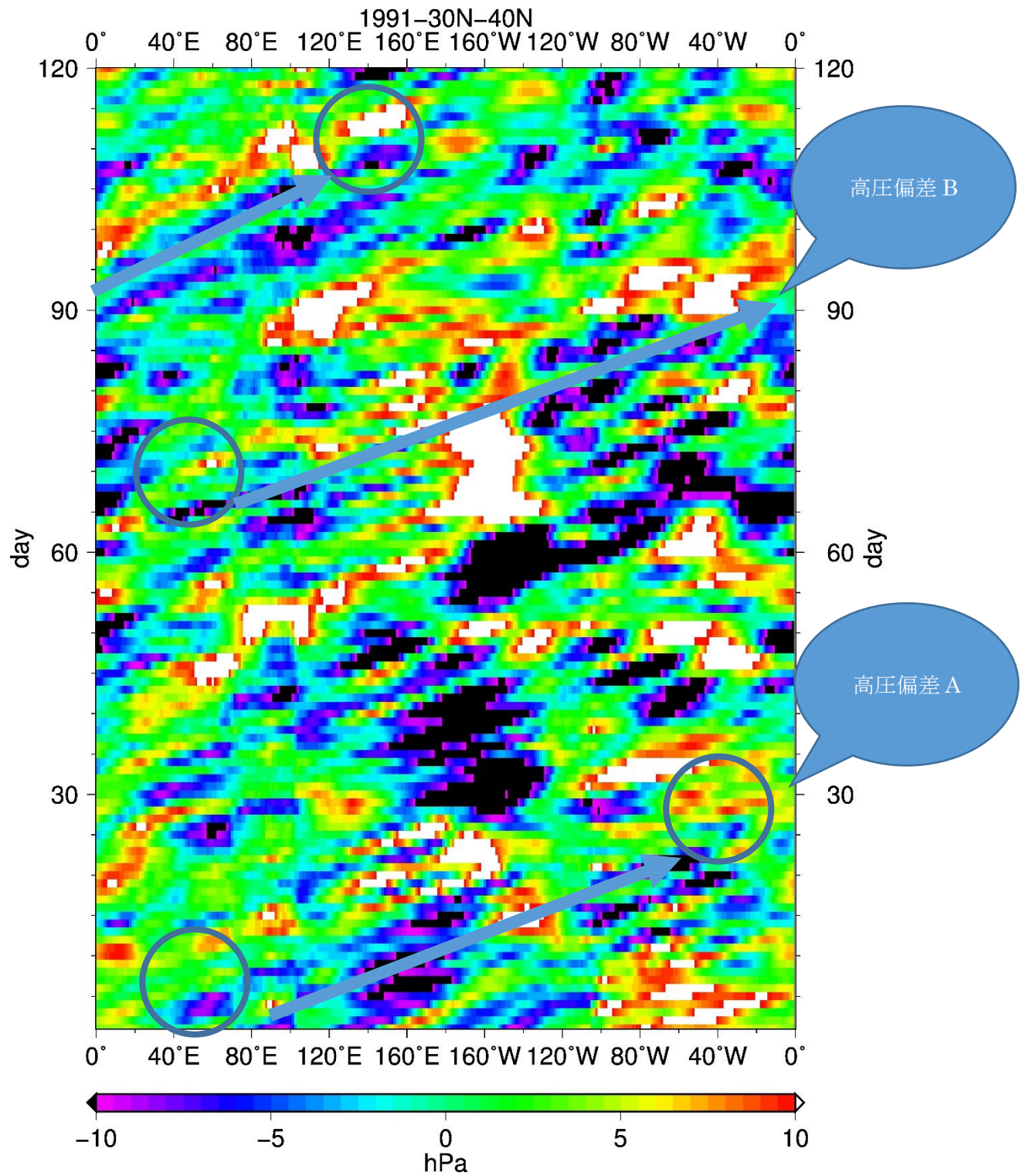


図 4.7.3 北緯 30-40 度で南北平均し、太平洋以外の地域を含む 1991 年の海面更正気圧偏差の時系列を表している (1 日-120 日)。

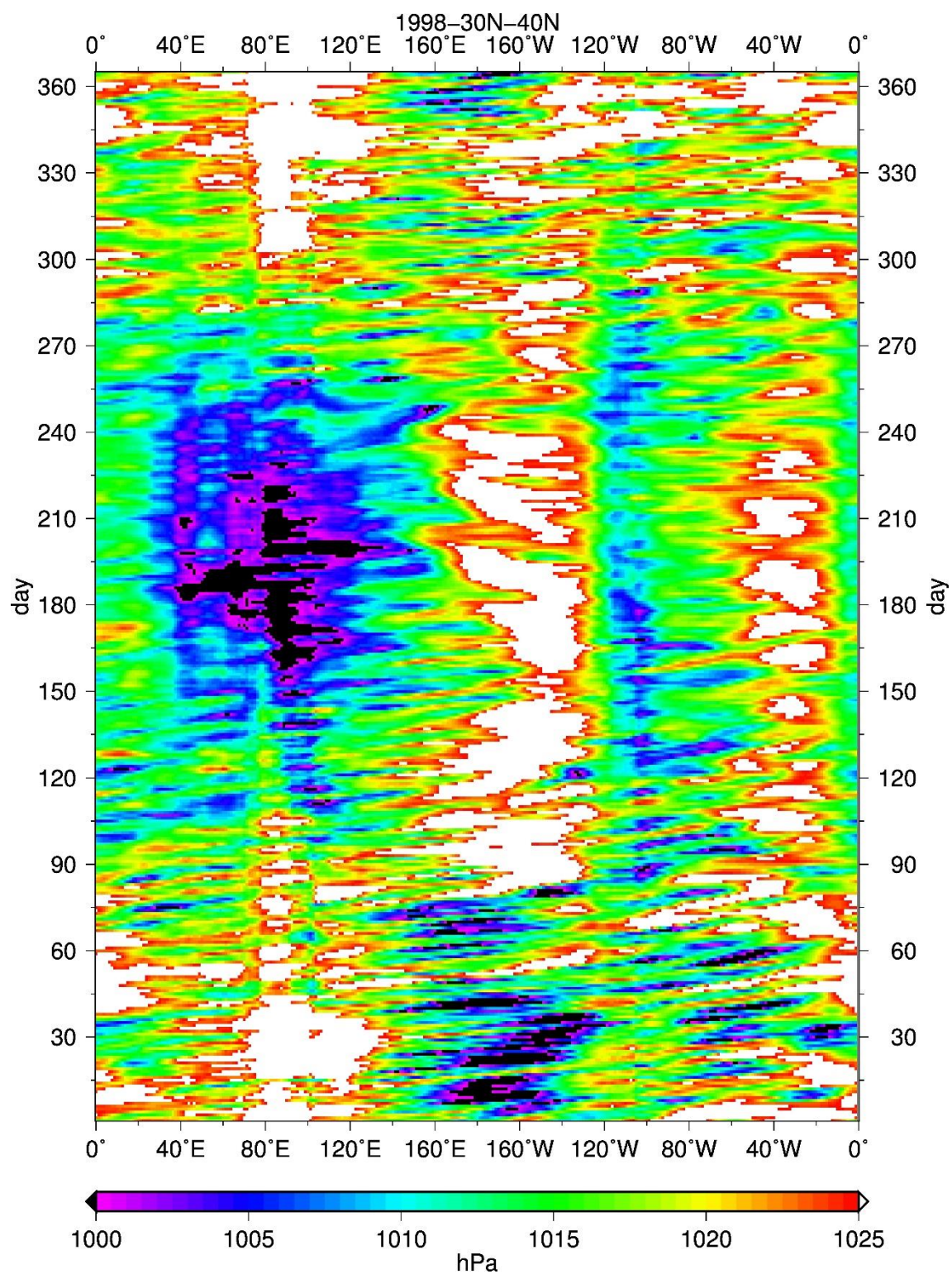


図 4.7.4 北緯 30-40 度で南北平均した、太平洋以外の地域を含む 1998 年の海面更正気圧の時系列を表している。

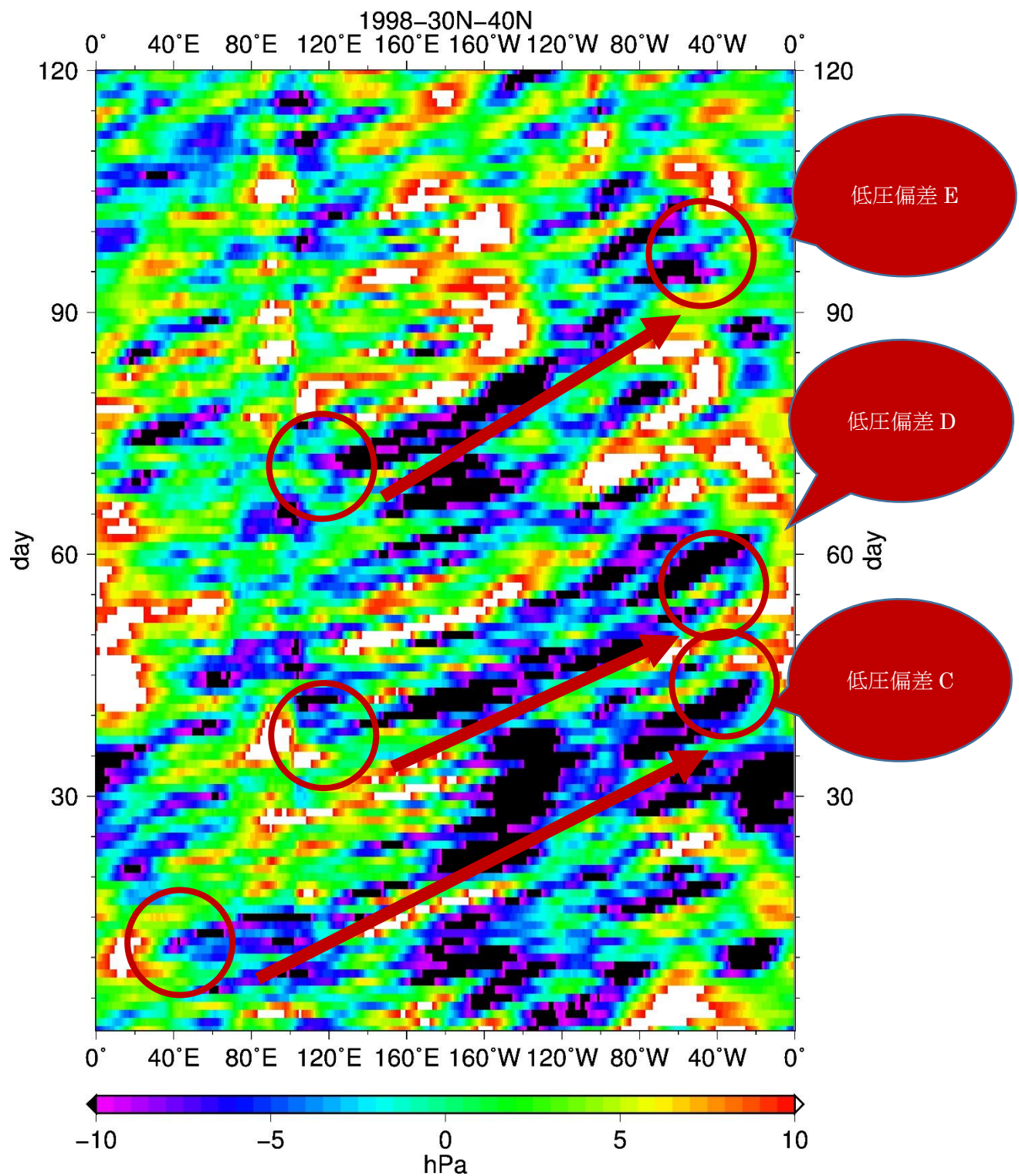


図 4.7.5 北緯 30-40 度で南北平均した、太平洋以外の地域を含む 1998 年の海面更正気圧偏差の時系列を表している (1-120 日)。

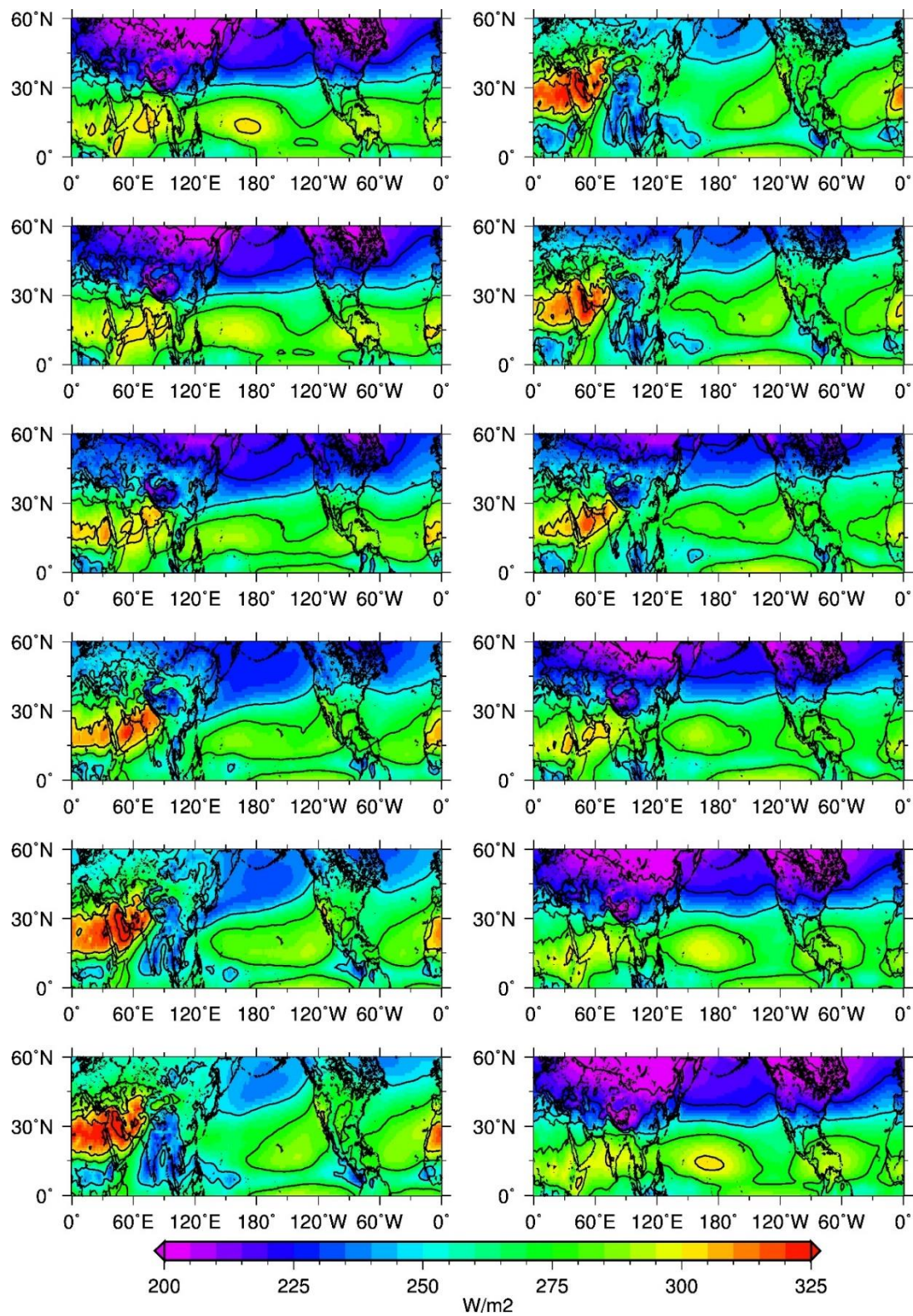


図 4.8.1 OLR の 1 月-12 月の気候値を表している (57 年分)。等値線は 25W/m^2 毎。
 図の並びは図 4.1.1 と同一で、左が 1-6 月、右が 7-12 月である。

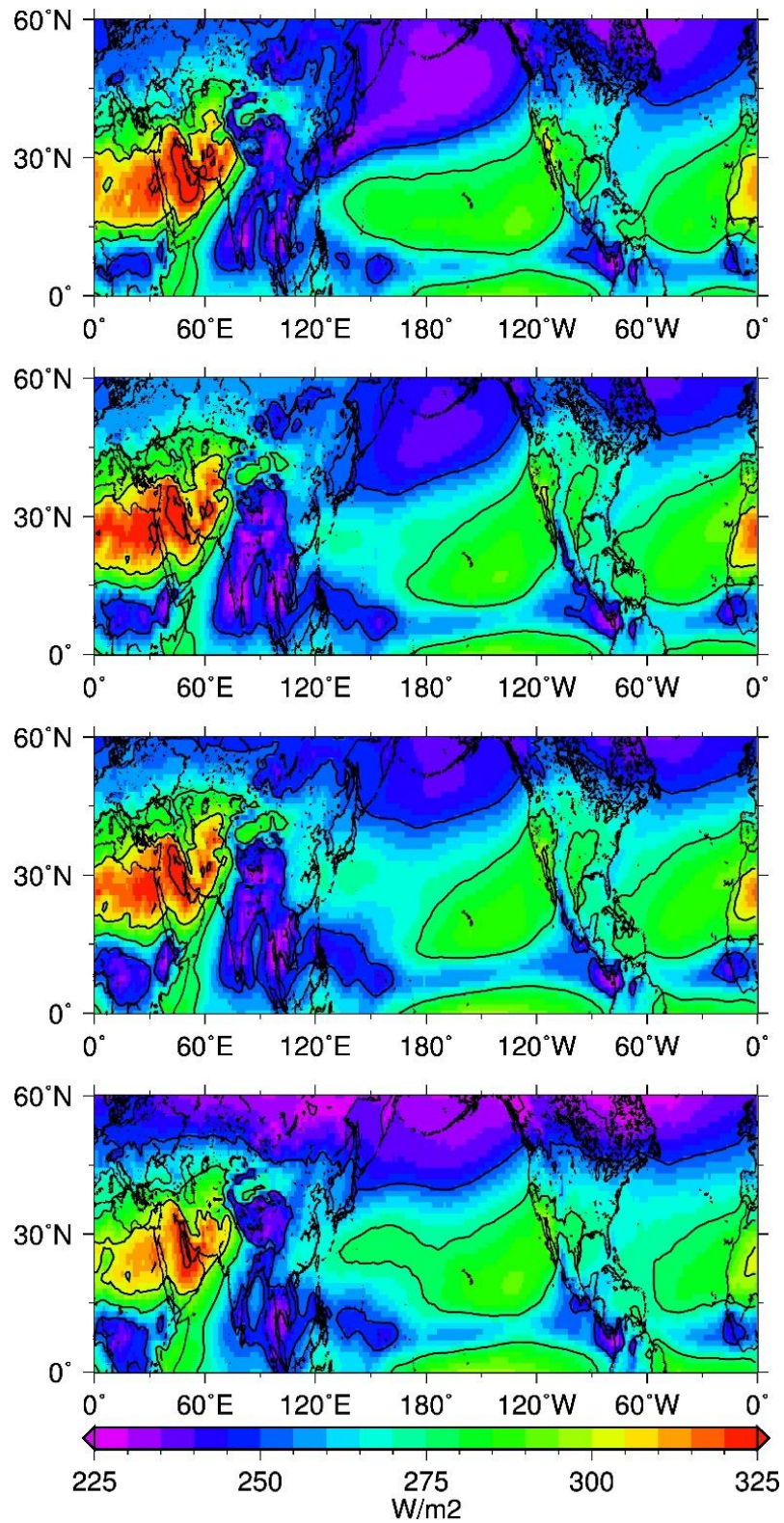


図 4.8.2 OLR の 5 月-8 月の気候値を示している。等値線は $50W/m^2$ 毎。

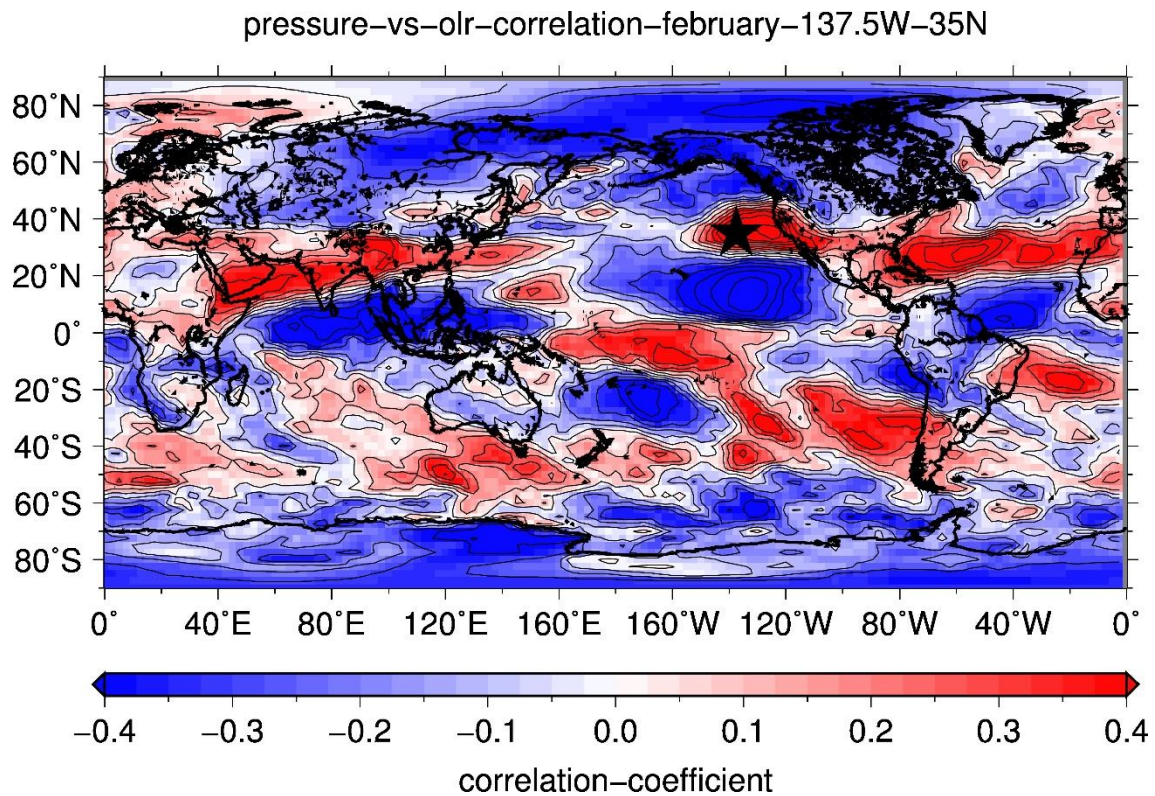


図 4.9.1 東側極大 (137.5W、35N) の海面更正気圧と全球の OLR の 2 月の
 相関図。色は相関係数、定点は星、等値線は 0.1 ごとに表している。
 pressure-vs-olr-correlation-may-137.5W-35N

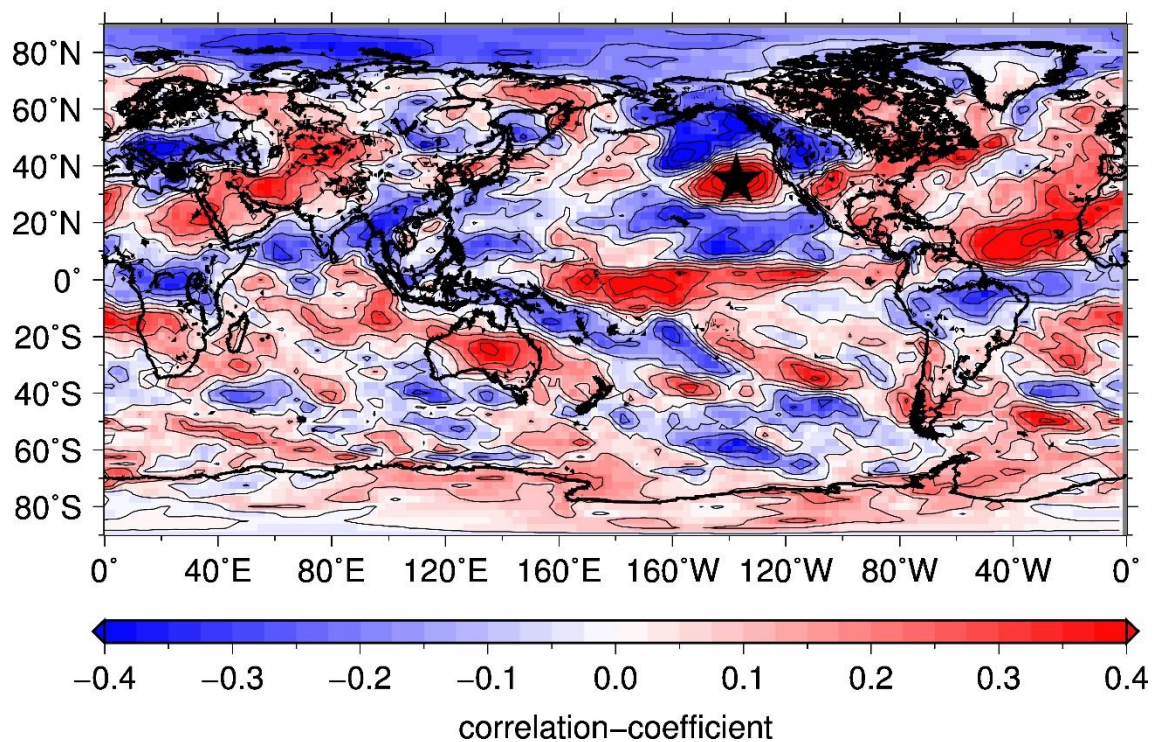


図 4.9.2 図 4.9.1 と同一、ただし 5 月。

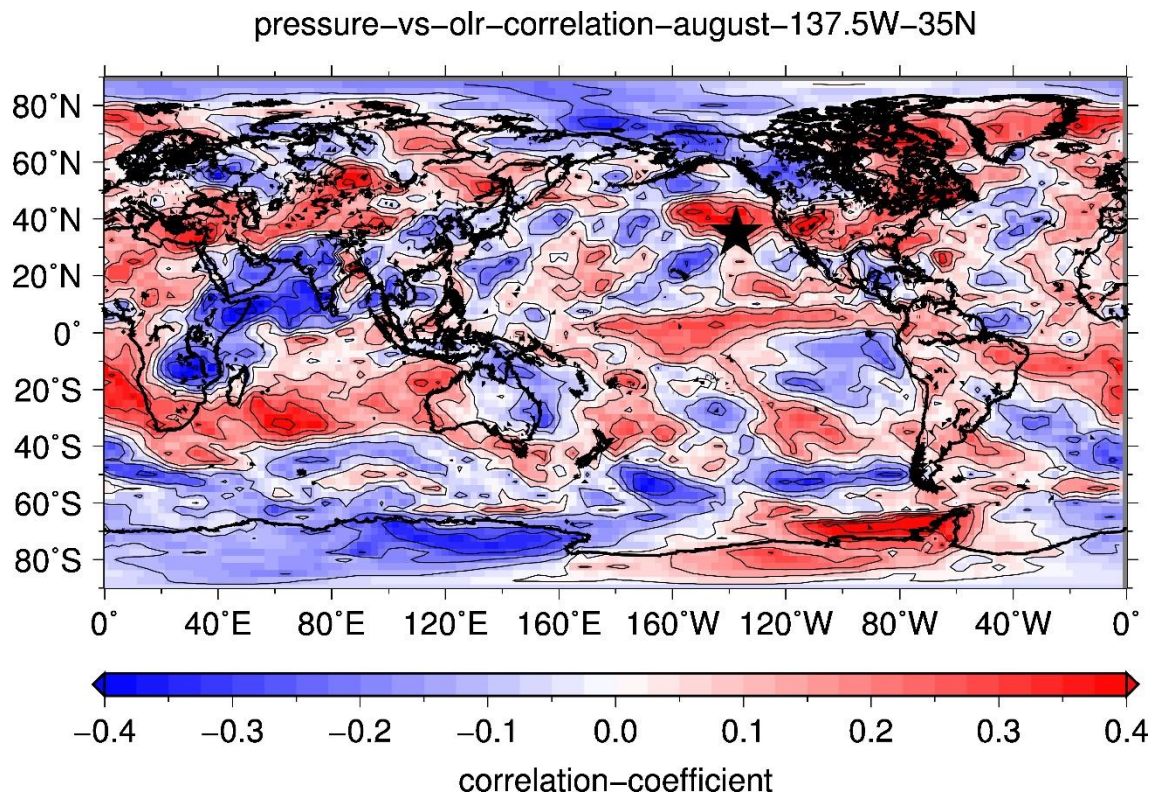


図 4.9.3 図 4.9.1 と同一、ただし 8 月。

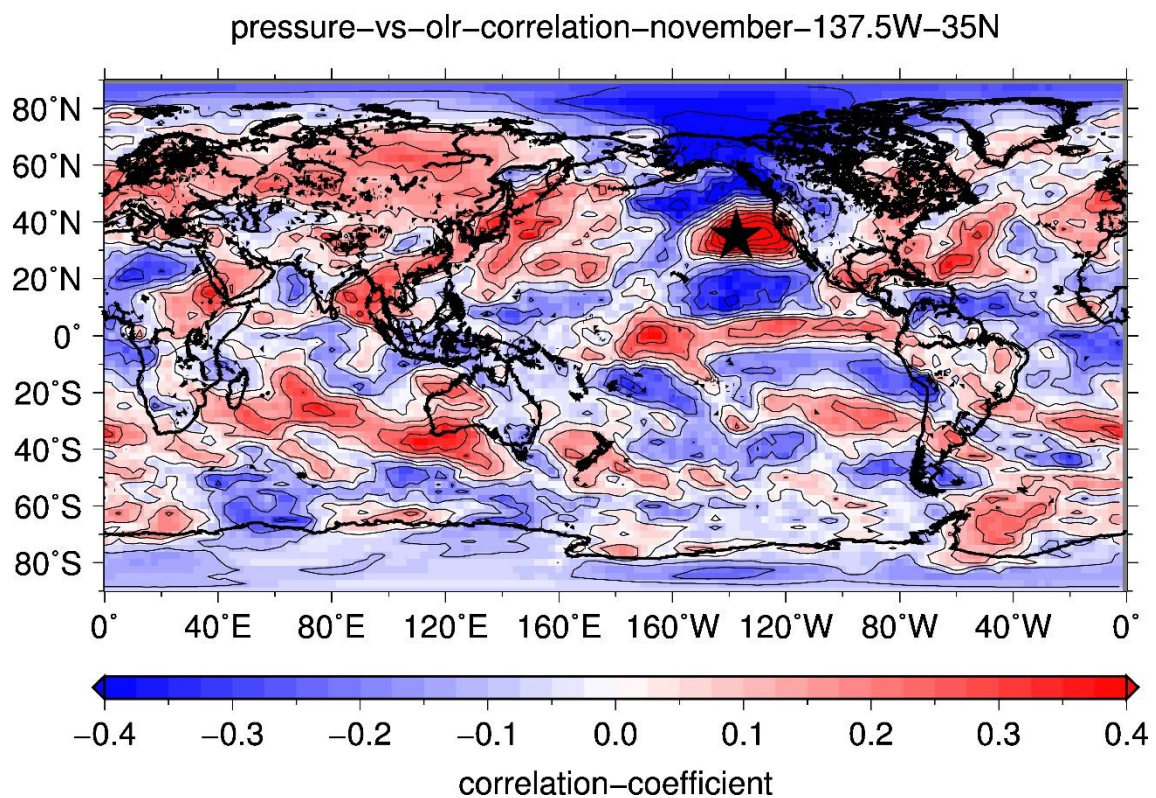


図 4.9.4 図 4.9.1 と同一、ただし 11 月。

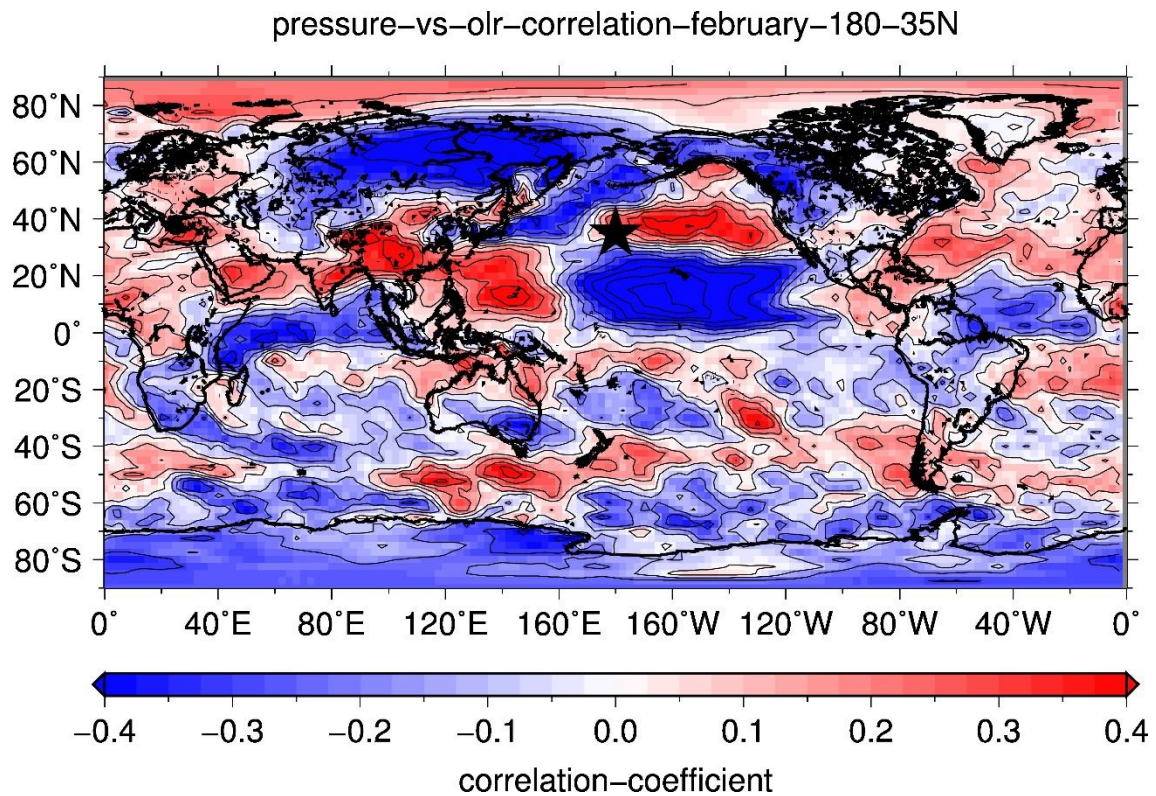


図 4.10.1 西側極大（180 度経線、35N）の海面更正気圧と全球の OLR の 2 月の相関図。色、定点、等値線の条件は図 4.9.1 と同様である。
pressure-vs-olr-correlation-may-180-35N

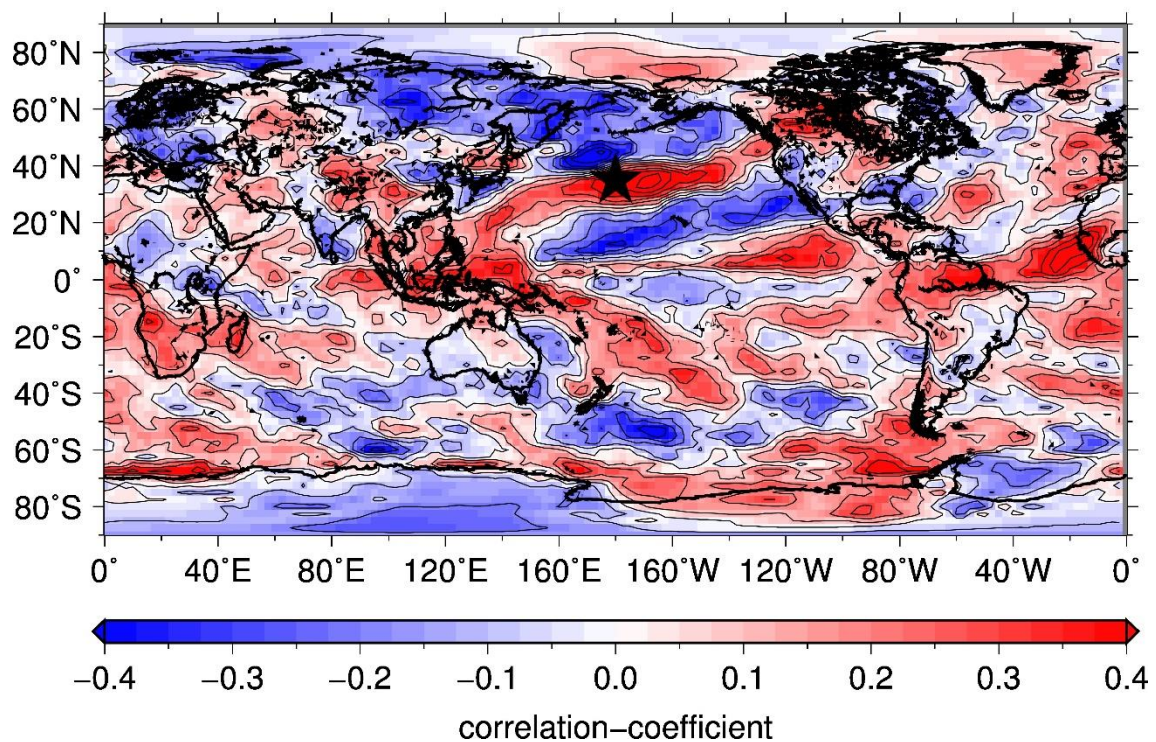


図 4.10.2 図 4.10.1 と同一、ただし 5 月。

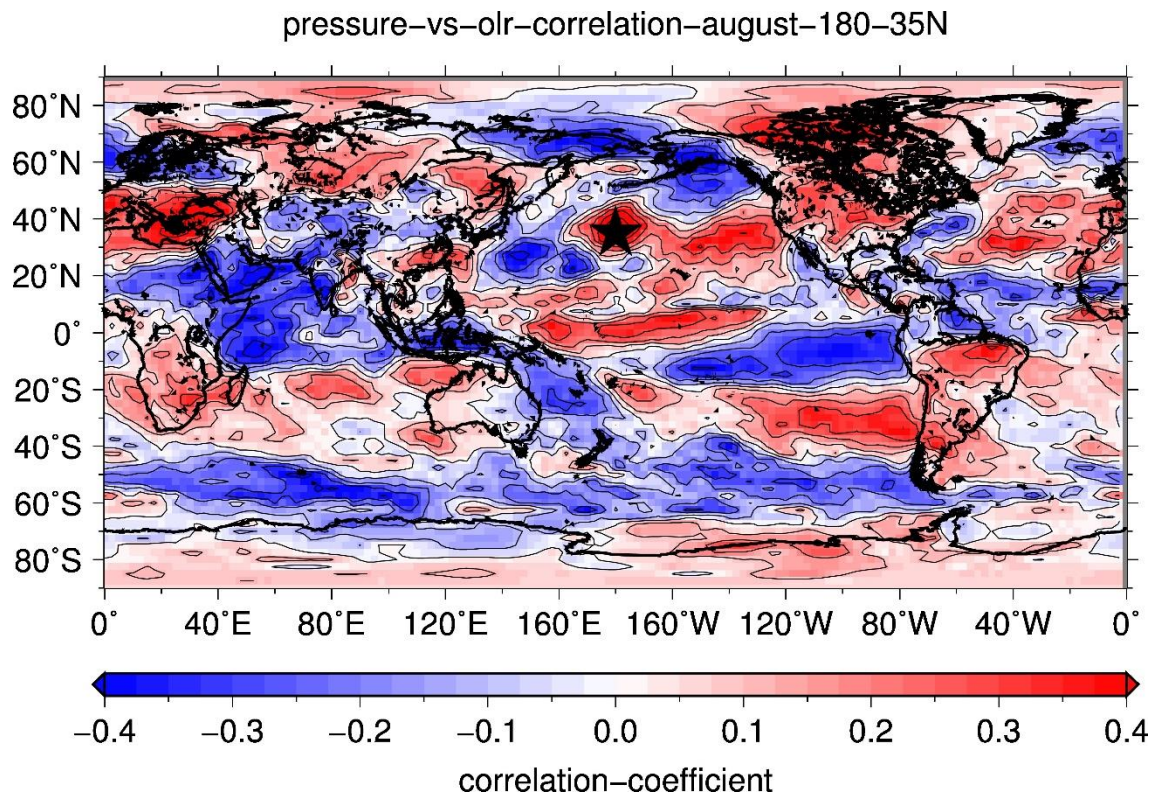


図 4.10.3 図 4.10.1 と同一、ただし 8 月。

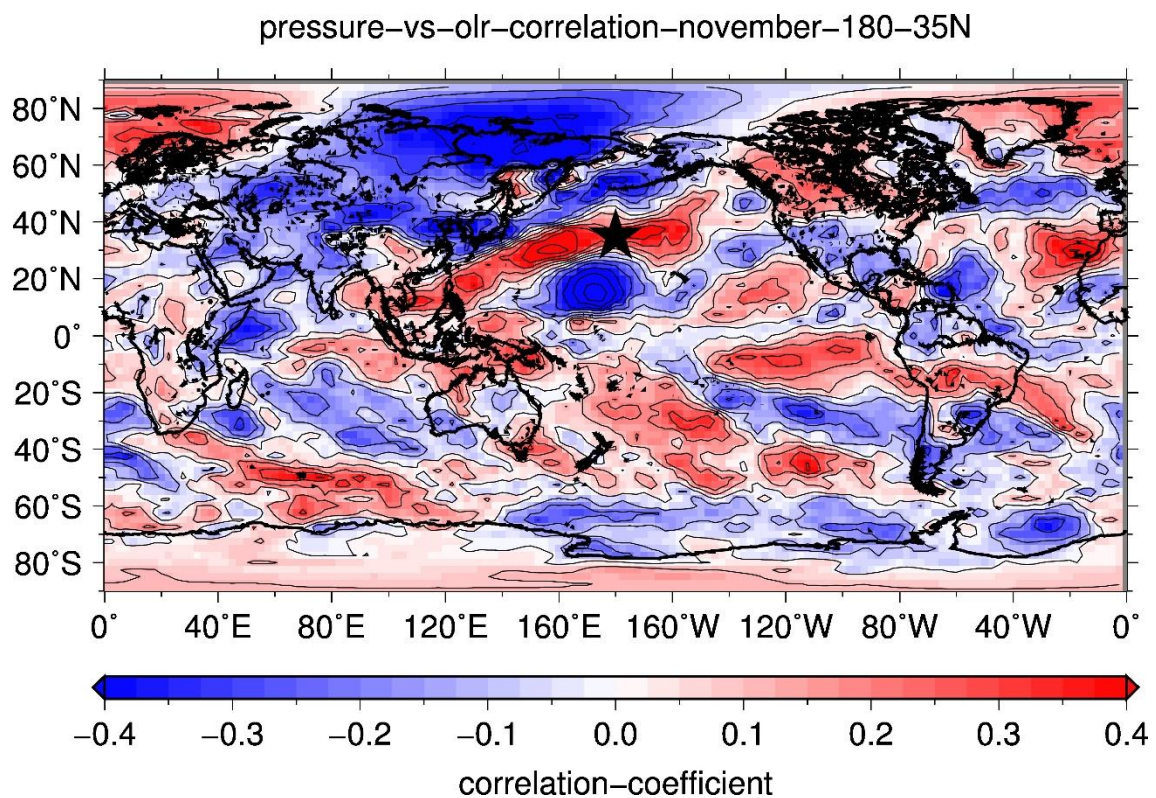


図 4.10.4 図 4.10.1 と同一、ただし 11 月。

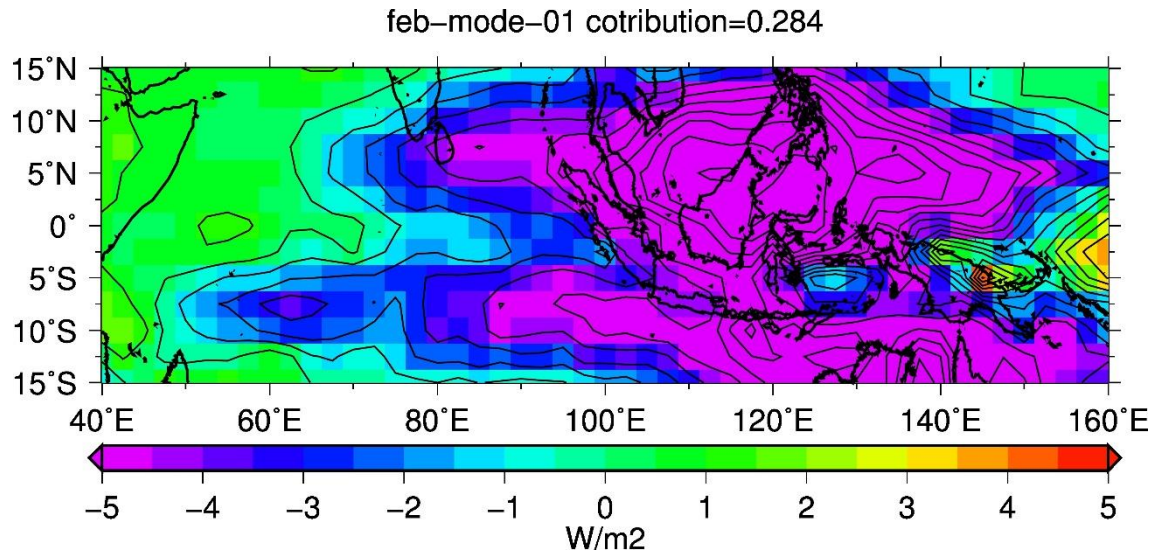


図 4.11.1 東経 40 度－160 度、南緯 15 度－北緯 15 度の 2 月の OLR の偏差、主成分解析第 1 モードの空間パターン図を示している。寄与率は 28.4%。

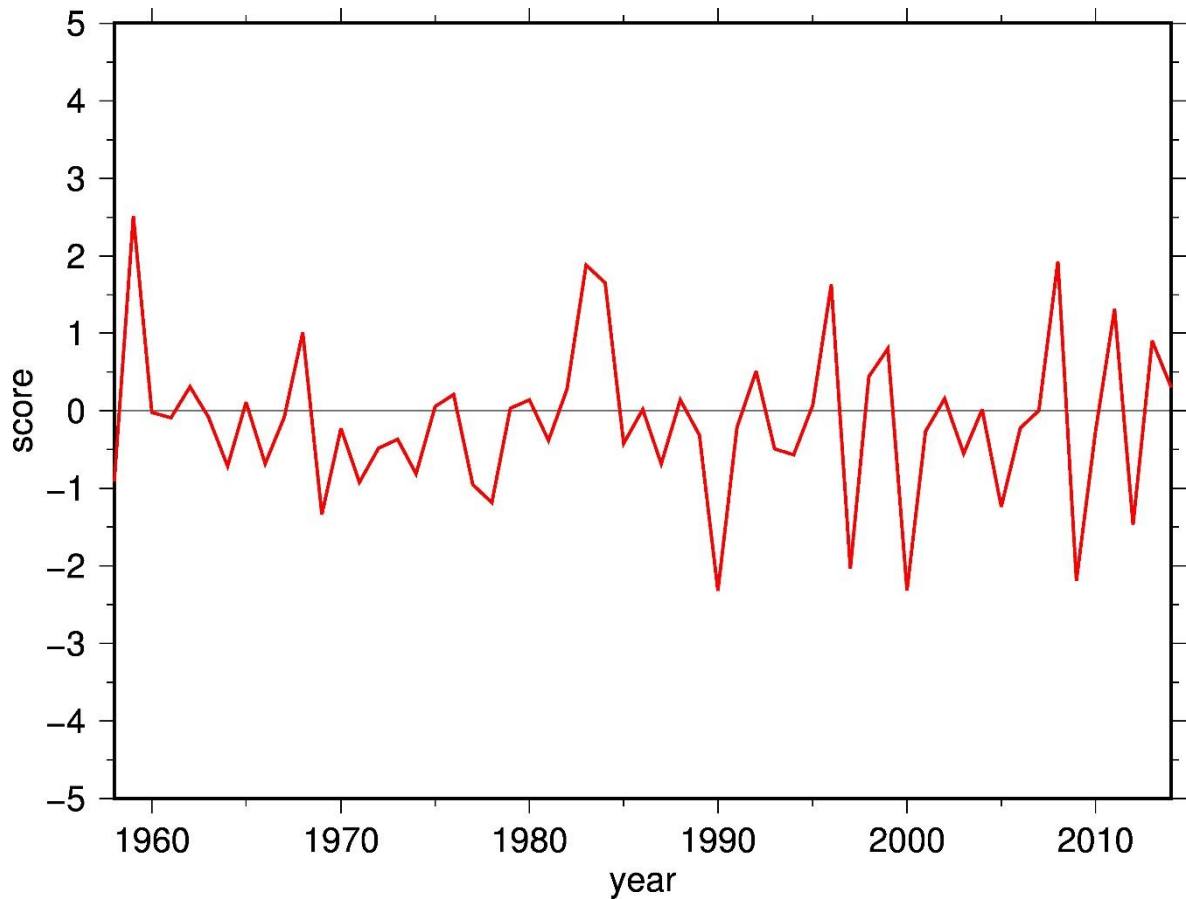


図 4.11.2 図 4.11.1 の 2 月の空間パターンのスコアの時系列を示している。

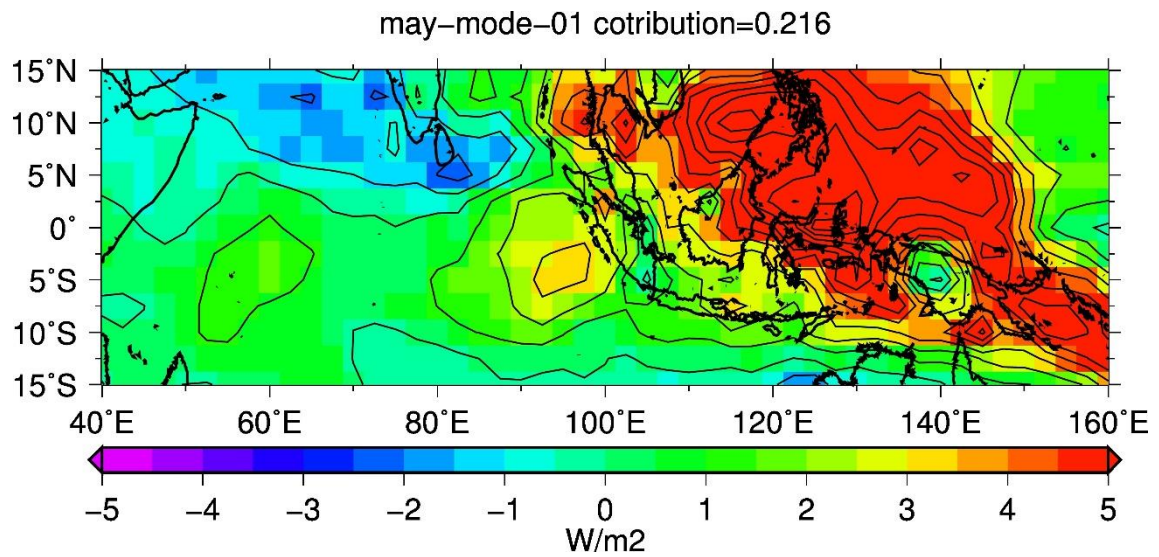


図 4.11.3 図 4.11.1 と同様、ただし 5 月。寄与率は 21.6%。

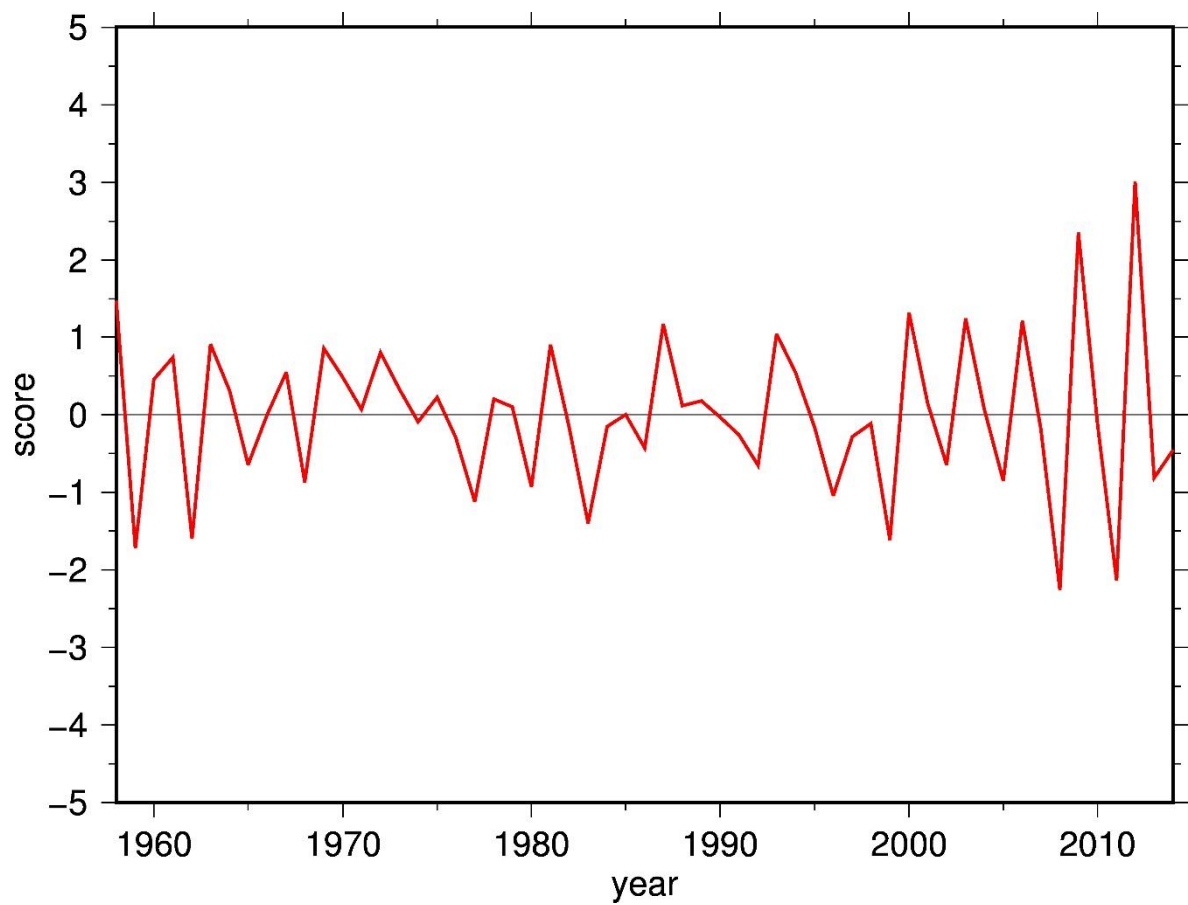


図 4.11.4 図 4.11.3 の 5 月の空間パターンのスコアの時系列を示している。

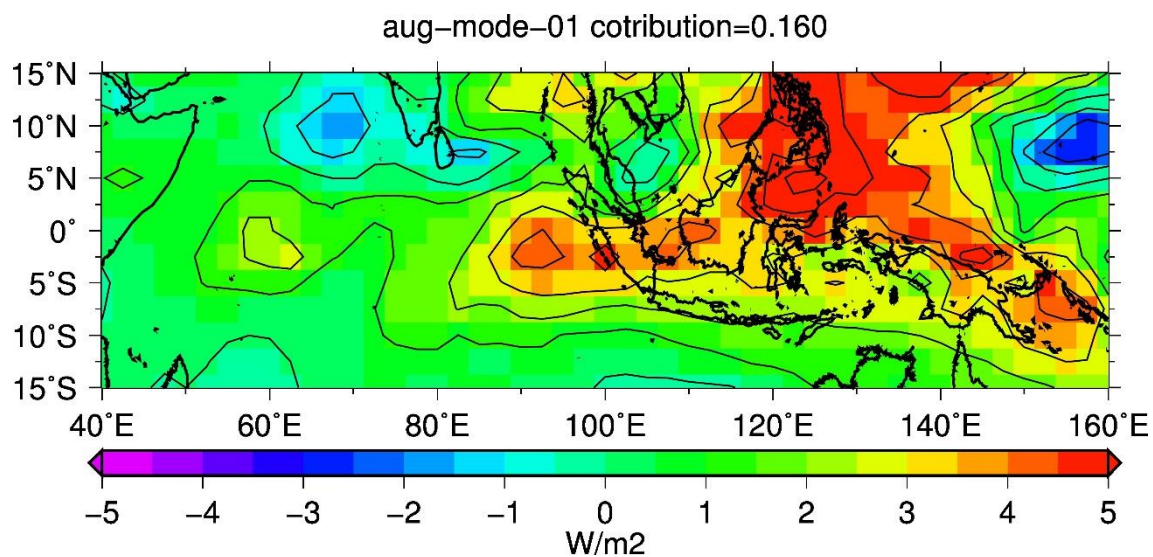


図 4.11.5 図 4.11.1 と同様、ただし 8 月。寄与率は 16.0%。

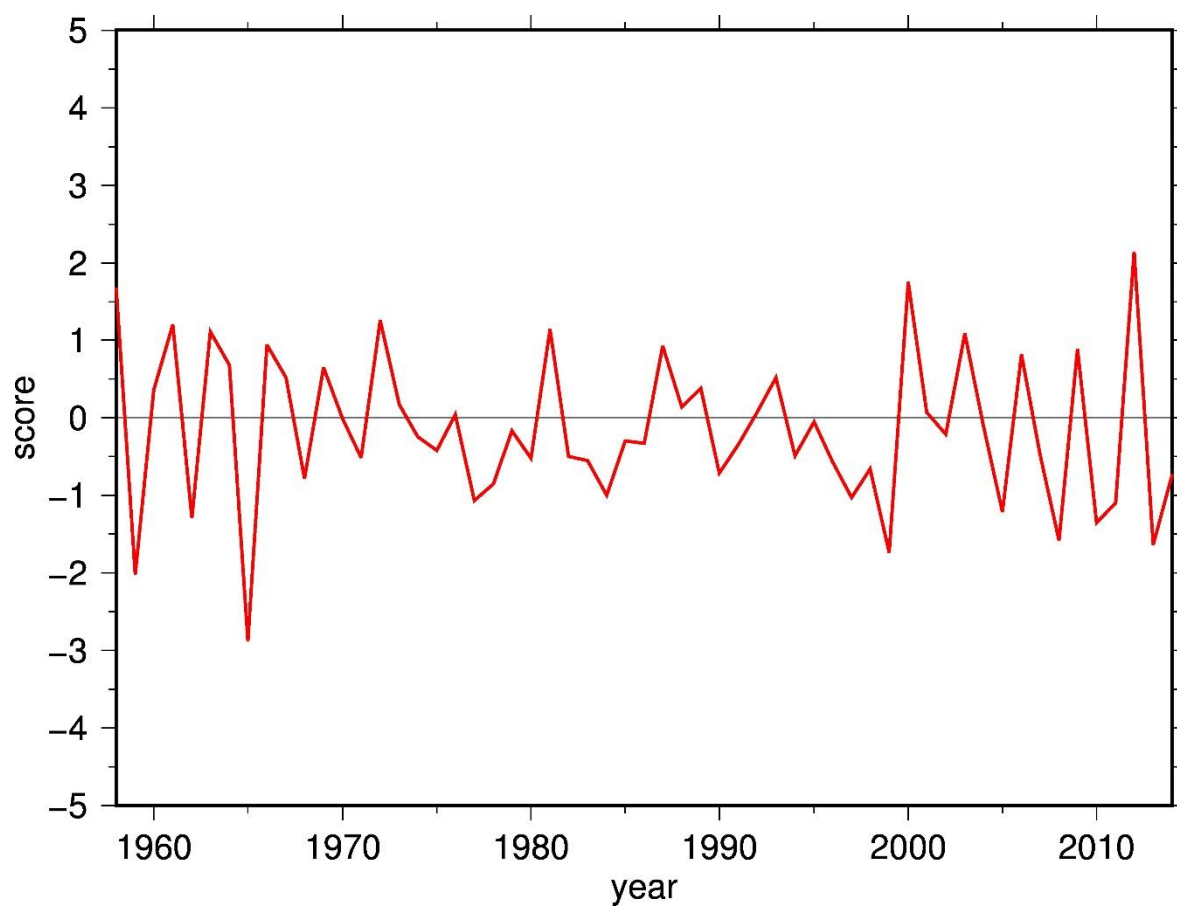


図 4.11.6 図 4.11.5 の 8 月の空間パターンスコアの時系列を示している。

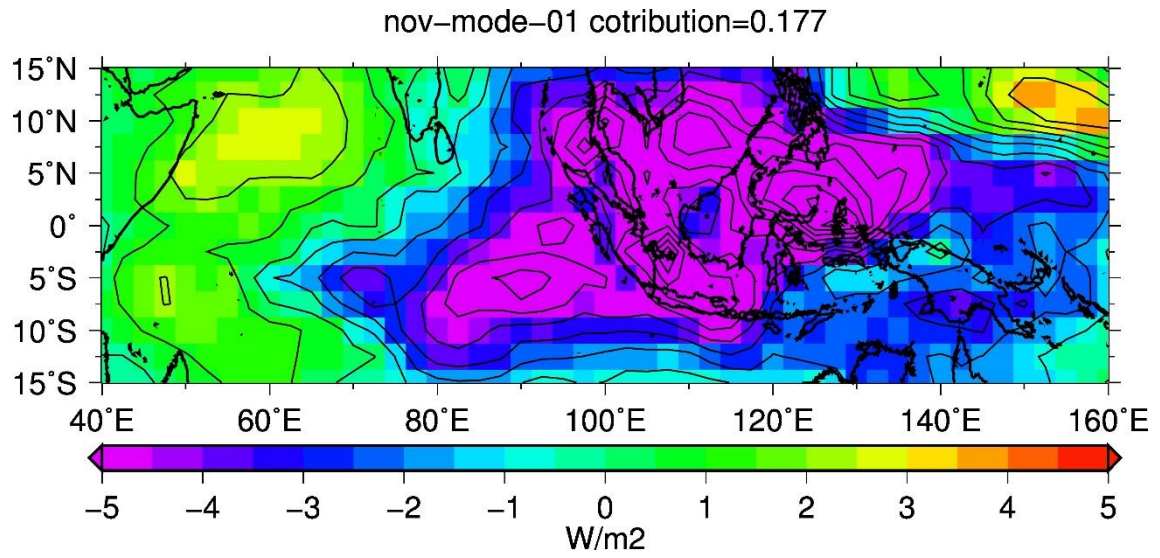


図 4.11.7 図 4.11.1 と同様、ただし 11 月。寄与率は 17.7%。

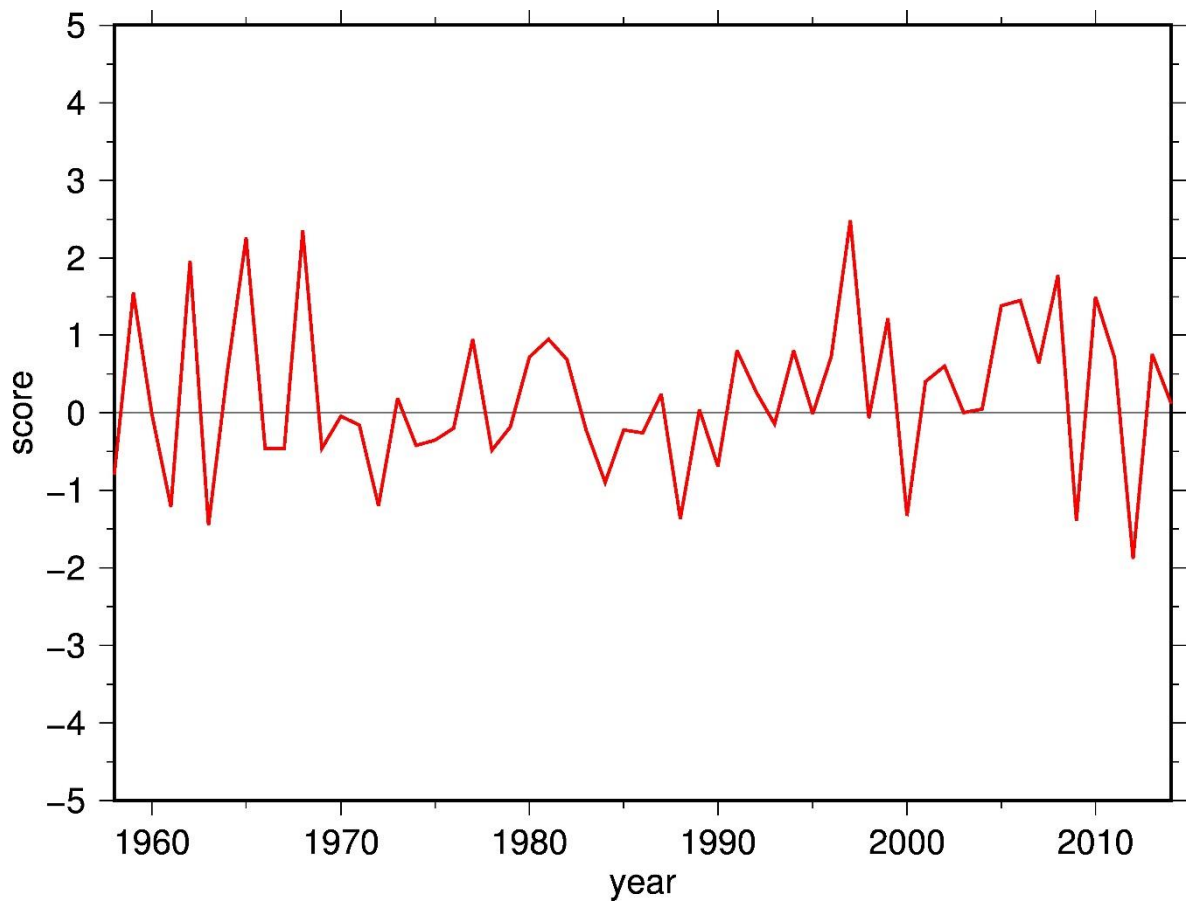


図 4.11.8 図 4.11.7 の 11 月の空間パターンのスコアの時系列を示している。

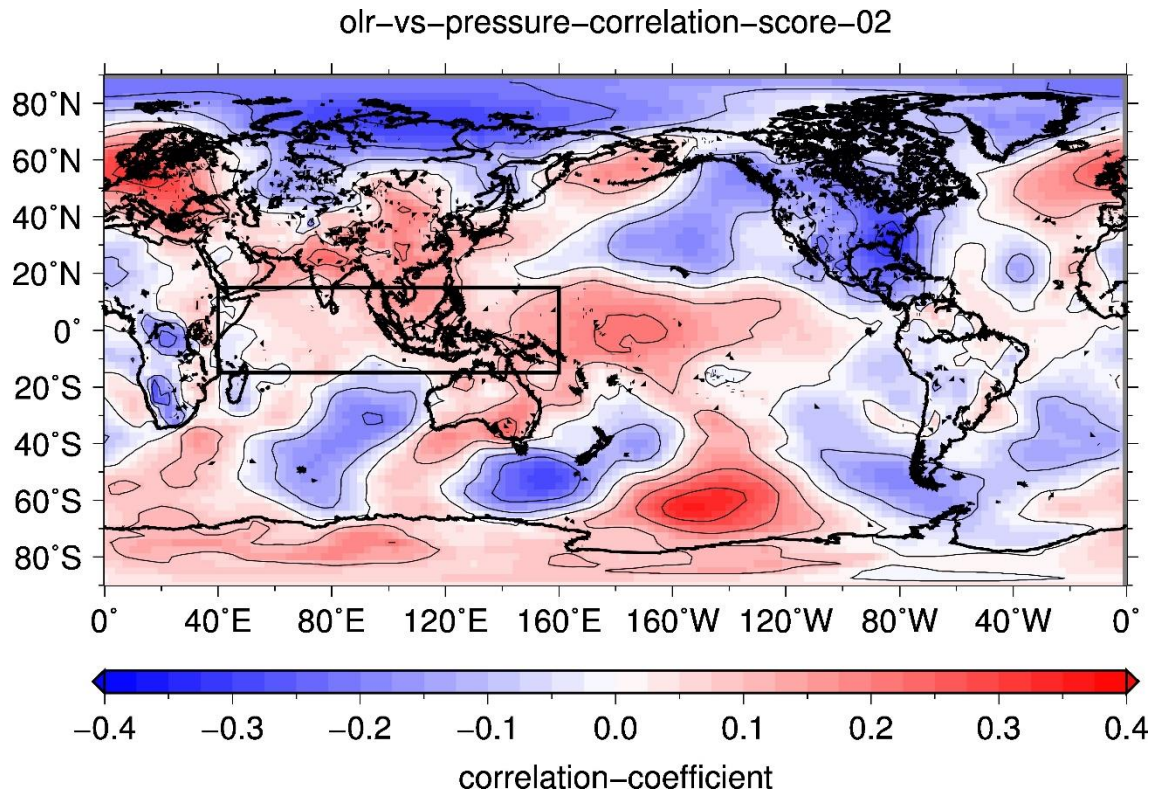


図 4.12.1 東経 40 度－東経 160 度、南緯 15 度－北緯 15 度の OLR の EOF 第一モードのスコアと全球の海面更正気圧の 2 月の相関図。
olr-vs-pressure-correlation-score-05

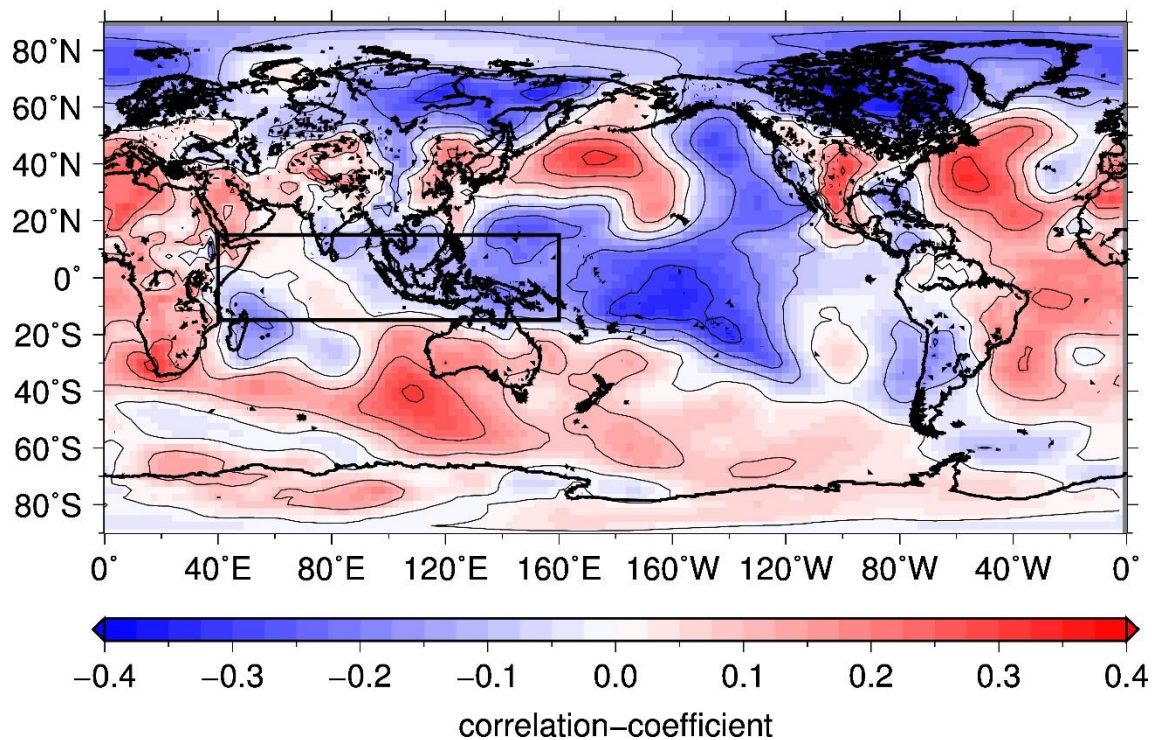


図 4.12.2 図 4.12.1 と同一、ただし 5 月。

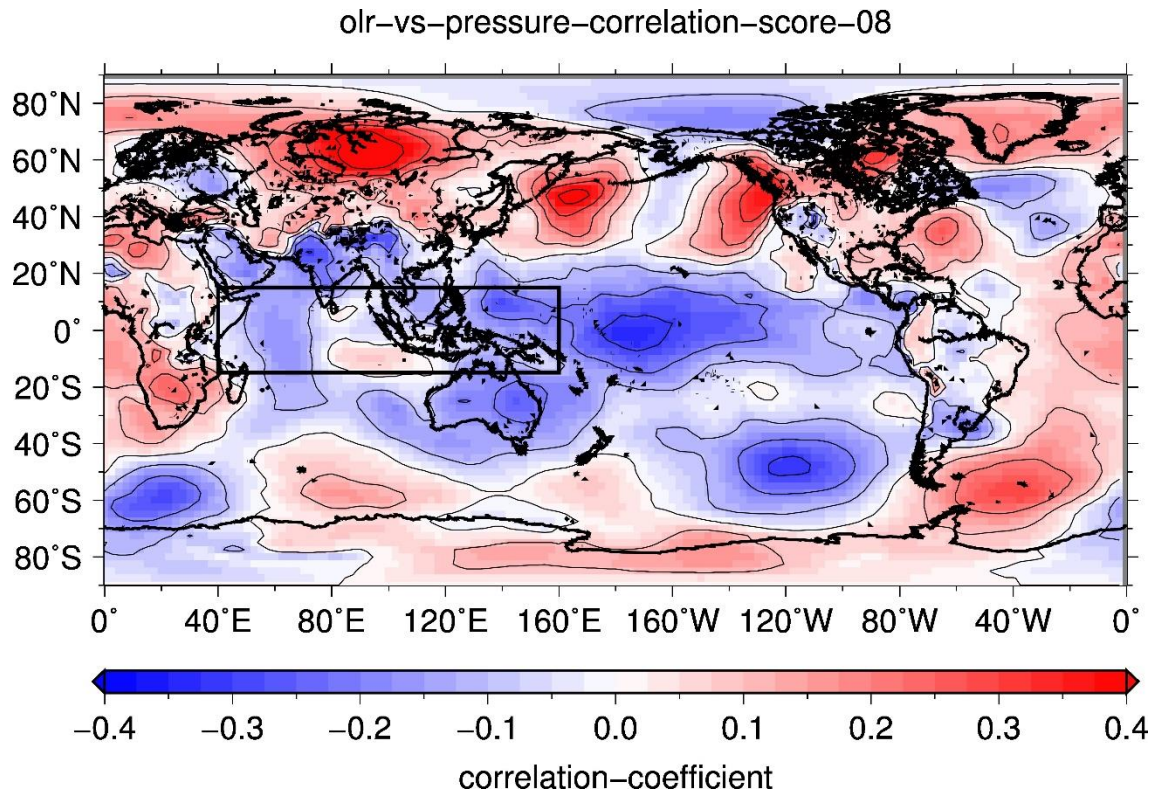


図 4.12.3 図 4.12.1 と同一、ただし 8 月。

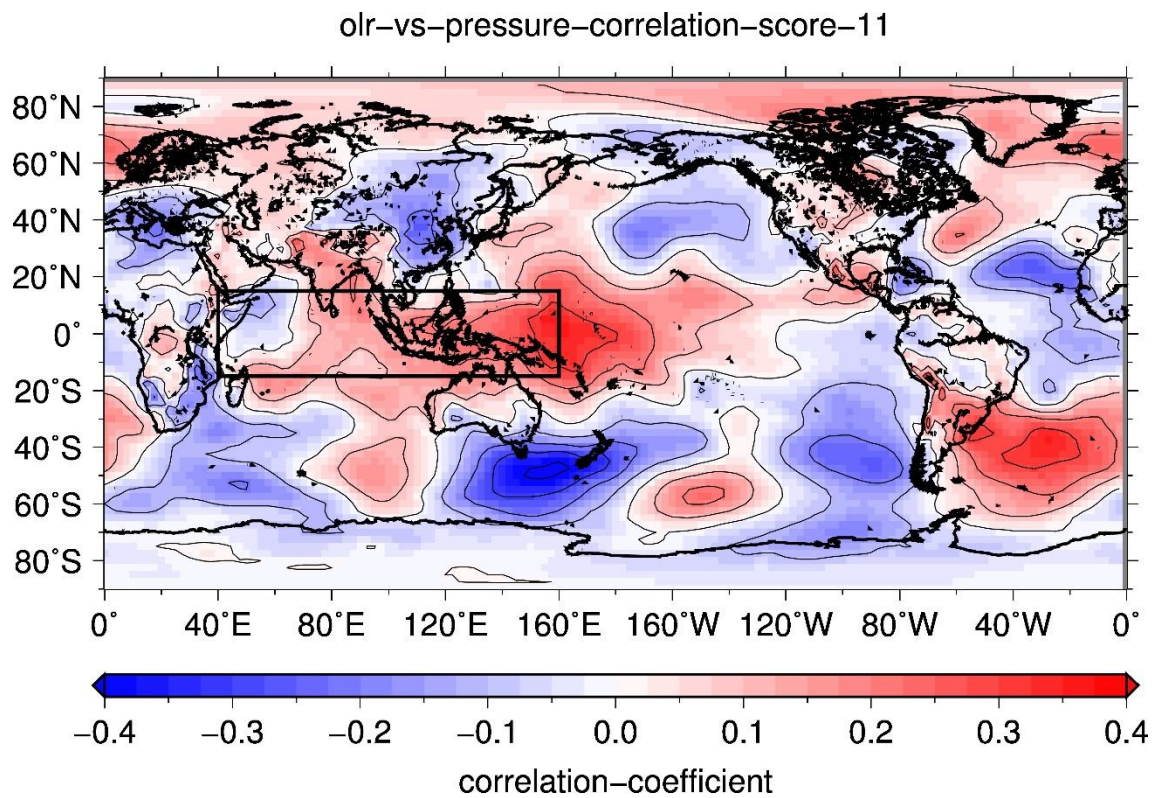


図 4.12.4 図 4.12.1 と同一、ただし 11 月。