

2 エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候

2.1 エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視¹

2.1.1 エルニーニョ現象とは

エルニーニョ現象は、数年に一度、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけての海面水温が通常よりも高くなり、その状態が半年から1年半程度続く現象である。ラニーニャ現象は、エルニーニョ現象とは逆に同じ海域の海面水温が通常より低くなる現象である。「エルニーニョ」という言葉は、毎年クリスマスの頃になるとペルー北部沿岸に北からの暖流が現れて漁が休みになることから、沿岸の漁民がこの暖流のことを El Niño（スペイン語で幼子イエス・キリストの意）と呼んだことに由来する。ペルー沿岸で年末に起こる季節的なエルニーニョと太平洋熱帯規模で数年に一度発生する海面水温の上昇を区別するために後者をエルニーニョ現象と呼んでいる。ラニーニャ現象は La Niña（スペイン語で女の子の意）に由来し、1985年に米国の海洋学者の George Philander がエルニーニョ現象の逆側の位相にあたる現象の名前として提唱したことにより定着した（Philander 1985）。これらエルニーニョ/ラニーニャ現象は、海洋の側から現象をとらえた場合の呼称である。

大気の側では、太平洋熱帯域の海面気圧が下がる/上がるとインド洋熱帯域の海面気圧が上がる/下がるという、太平洋とインド洋（またはインドネシア付近）の間でシーソーのように変動する現象がエルニーニョ/ラニーニャ現象の発見よりも半世紀以上前の1897年に知られており、南方振動（the Southern Oscillation）と呼ばれていた（Walker and Bliss 1932）。この南方振動の指標としてはオーストラリアのダーウィンと南太平洋ポリネシアのタヒチとの間の気圧差の変動を用いるのが現在では一般的である。やがて南方振動がペルー沖の大気の高気圧性循環の強弱及びペルー沿岸で毎年12月頃に起こるエルニーニョの強弱と関係のあることが見出される（Schell 1965）。

大気の南方振動と海洋のエルニーニョ現象の関係を明らかにしたのが Bjerknes (1966, 1969) である。Bjerknes (1966) は、1957～1958年の国際地球観測年 (IGY: International Geophysical Year) に発生したエルニーニョ現象を詳しく解析し、貿易風の弱まりによる赤道湧昇の停止が関係することを示し、ハドレー循環が強化されることでアリューシャン低気圧が強まり、アイスランド低気圧が弱まるなどの中高緯度とのつながりにも言及した。Bjerknes (1969) ではその後の1963/64年と1965/66年のエルニーニョ現象でも1957/58年と同様な応答が繰り返されることを確認し、大気と海洋の正のフィードバックによってエルニーニョ現象が発達するメカニズムや南方振動とエルニーニョ現象の関係を示した。正のフィードバックメカニズムとは、

- ・貿易風が弱まることで赤道湧昇も弱まり、東部太平洋赤道域の海面水温が上昇する。
- ・その結果、海面水温の東西傾度が弱まり、太平洋赤道域の対流圏の東西循環が弱まる。
- ・これら一連の過程が連鎖的に生じることによりエルニーニョ現象が発達する。

という過程である。

これらの過程で現れる海面気圧の東西傾度の減少（東西の気圧差の変化）が、南方振動に対応する。Bjerknes (1969) は、海面水温の東西傾度が対流圏の東西循環の原因であり、Walker and Bliss (1932) の示した南方振動の主要なメカニズムであることから、この東西循環をウォーカー循環と名づけた。

一方、米国の海洋学者の Klaus Wyrtki は、貿易風に対する海洋の力学的な応答でエルニーニョ現象が発生することを示した（Wyrtki 1975, 1985）。すなわち、

- ・エルニーニョ現象の発生に先立つ2年前から強い南東貿易風が海面水位の東西傾度を強め、西部太平洋赤道域に暖水を蓄積する。
- ・貿易風が弱まると西部太平洋に蓄積されていた暖水が東に流れだし、ケルビン波として東へ伝播し、ペルー沖に暖水を運び、水温躍層を押し下げ、エルニーニョ現象が発生する。

¹ 吉川 郁夫

という説で、海洋の力学的役割の重要性を初めて示した。

エルニーニョ現象と南方振動は、それぞれの名称の起源を異にするが、熱帯域の海洋と大気が相互に作用することで、発生・発達・衰退する一体の現象であることから、二つを合わせた El Niño and the Southern Oscillation (ENSO) という名称がしばしば用いられるようになった (Cane 1983; Philander 1990)。

2.1.2 標準的な (Canonical) エルニーニョ現象

Rasmusson and Carpenter (1982) は、1949 年から 1976 年までに発生した 6 回のエルニーニョ現象の合成図を作ることにより、発生前から終息後までの一連の特徴を初めて記述した。ここで示されたエルニーニョ現象は以下のような経過をたどる。

エルニーニョ現象の前年には日付変更線の西側で平年よりも強い東風が吹いている。エルニーニョ現象発生に先立つ 10~11 月には西部太平洋赤道域の海上風が西風偏差に変化し、日付変更線付近の海面水温が正偏差となる。その後の 12~1 月には南米沿岸に海面水温の正偏差が現れて次第に増大し、4~6 月に最大になる。日付変更線付近の正偏差は持続するが、8~12 月に中部太平洋赤道域の西風偏差が大きくなるとともに、南米沿岸の正偏差は西に伝播し、年末には日付変更線付近の正偏差と合流して 170°W 付近で正偏差が最大になる。そしてエルニーニョ現象の後には南米沿岸から負偏差が広がり、5~7 月には東部太平洋赤道域が負偏差となる。

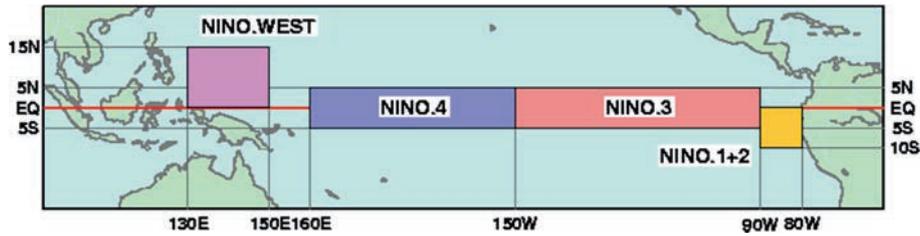
Rasmusson and Carpenter (1982) の記述のような現象は、標準的な (Canonical) エルニーニョ現象と呼ばれ (Cane 1983)、通常のエルニーニョ現象ならば同じようなパターンとして推移するため、予測可能であることが期待された。

ところが、1982 年に発生した大規模なエルニーニョ現象においては、その大きさや発達の仕方が Rasmusson and Carpenter (1982) の記述した推移と異なり、海面水温の正偏差が中部太平洋赤道域に

現れて東に伝播するという特徴を呈したことで注目された。このような状況は 1980 年代以降に発生したエルニーニョ現象の発達の過程で頻繁に見られ、Trenberth and Stepaniak (2001) は 1976/77 年の気候シフトを境にしてエルニーニョ現象の発達の特徴に変化が見られることを指摘している。更に 1990 年代以降には海面水温の正偏差の中心が中部太平洋赤道域に留まるような状態も観測されるようになり、エルニーニョ現象にも色々な個性のあることが知られるようになった。この中部太平洋赤道域で昇温するタイプの現象は「エルニーニョもどき現象」(Ashok et al. 2007)、「中央太平洋 (central Pacific) エルニーニョ現象」(Kao and Yu 2009) や「暖水プール (warm pool) エルニーニョ現象」(Kug et al. 2009) と呼ばれ、これと対比して東部太平洋赤道域で昇温するタイプのエルニーニョ現象を「標準的なエルニーニョ現象」と呼ぶことが最近では多い。

2.1.3 エルニーニョ現象等の監視海域

エルニーニョ現象が発生すると、南米ペルー沿岸での漁獲に大きな影響を与えるが、1972 年に発生したエルニーニョ現象では、カタクチイワシの漁獲量が激減し、大豆等の世界の穀物相場にまで影響が及んだ (Philander 1990)。1982 年のエルニーニョ現象の発生期間中には、エクアドルやペルー北部及び米国南東部で大洪水が発生、オーストラリアで干ばつや山火事などが発生した (木村 1992)。また日本では、「昭和 57 年 7 月豪雨 (長崎豪雨)」や島根県を中心とした「昭和 58 年 7 月豪雨」が発生している。このような背景の中、米国気候解析センター (CAC/NMC/NOAA、現 CPC/NCEP/NOAA) では、エルニーニョ現象に関する海面水温の変動を監視するために、南米沿岸に NINO.1 (5°S-EQ, 90°W-80°W) と NINO.2 (10°S-5°S, 90°W-80°W)、及び太平洋東部赤道域付近に NINO.3 (5°S-5°N, 150°W-90°W)、太平洋中部赤道域付近に NINO.4 (5°S-5°N, 160°E-150°W) という 4 つの海域 (第 2.1.1 図) を設定した。そして、1982 年からこれらの海域の月平均海面水温をリアルタ



第 2.1.1 図 エルニーニョ現象に関係した海面水温を監視するために設定された監視海域

イムで監視するに至っている (Barnston et al. 1997)。NINO. 1 と NINO. 2 に関しては、これらを合わせた海域 (NINO. 1+2) として用いられることが一般的である。

気象庁におけるエルニーニョ現象の監視は、初期においては米国気候解析センターで作成された資料を基に行われていたが、手作業による全球海面水温の解析が 1986 年から始まり、修正法を用いた全球海面水温の客観解析が 1990 年に導入された (海洋気象部海洋課 1990) ことにより、独自の海面水温資料を用いて行うようになった。エルニーニョ現象を監視する海域としては、NINO. 1+2、NINO. 3、NINO. 4 に対応する C 海域 (10°S-EQ, 90°W-80°W)、B 海域 (4°S-4°N, 150°W-90°W)、A 海域 (4°S-4°N, 160°E-150°W) が設定された。さらに日本の天候と関係の深い海域として NINO. WEST (EQ-15°N, 130°E-150°E) とこれに対応する D 海域 (EQ-14°N, 130°E-150°E) が設けられた。

また 1991 年には過去に発生したエルニーニョ現象の期間を決める定義を導入し、エルニーニョ現象の監視にも用いるようになった。すなわち B 海域の月平均海面水温の平年値 (1961~1990 年の平均) からの偏差の 5 か月移動平均値が 6 か月以上連続して +0.5°C 以上になった場合をエルニーニョ現象とし、逆に -0.5°C 以下の場合をラニーニャ現象として 1949 年以降のエルニーニョ/ラニーニャ現象の期間を特定した。

エルニーニョ現象の期間を同定した過去の研究としては、Quinn et al. (1978) が 1726 年以降のエルニーニョ現象の期間を同定し、強さのランク分けを試み、Rasmusson and Carpenter (1982, 1983) がエクアドルからペルー沿岸の船舶による観測の

海面水温データを使って 1950 年以降のエルニーニョ現象を同定している²。

気象庁の定義に基づく 1949 年以降のエルニーニョ現象の発生年は、Rasmusson and Carpenter (1982, 1983) と齟齬の無い結果となっている。エルニーニョ現象の期間を同定するための定義を設定する試みとしては、1980 年代初期に海洋研究者の学術団体のワーキンググループ (SCOR WG55) において構築されたエルニーニョ現象の定義の例があるが、ペルー沿岸の観測点の海面水温を使用するもので、広く受け入れられるものではなかった。これに対して気象庁の定義はおそらく客観的手法を用いた最初のものであり、フロリダ大学で JMA の定義として採用されるなど ENSO の研究コミュニティでも受け入れられる定義として評価されている (Trenberth 1997)。1992 年 4 月に設置された気象庁エルニーニョ監視センターにおいては、上記の気象庁の定義を用いてエルニーニョ現象の監視業務を開始した。

気象庁がエルニーニョ現象の監視海域として設定した B 海域 (NINO. 3 に相当) では、貿易風 (東風) が卓越し、赤道湧昇の効果による海面水温の低温が明瞭 (冷舌: cold tongue と呼ばれる) で、季節変化が大きく、ENSO にともなう海面水温偏差の年々変動も大きいという特徴を持つ。

一方、米国気候解析センターでは、1996 年 4 月

² Ropelewski and Halpert (1987) が 1875 年から 1983 年の 109 年間の降水データを用いて世界の降水へのエルニーニョ現象の影響を調査した結果は、Quinn et al. (1978) 及び Rasmusson and Carpenter (1983) の同定した 25 回のエルニーニョ現象に基づいている。この影響調査の結果は米国気候予測センターにおける資料として現在も使用されている。

から大気の南方振動との相関が高い海域として、NINO.3 と NINO.4 の領域にまたがる NINO.3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W) をエルニーニョ現象の監視海域として設定している (Barnston et al. 1997; Trenberth 1997)。これに先立ち、Barnett and Preseindorfer (1987) は米国の地上気温の季節予報をするための予測因子の1つとして同海域の海面水温を用いており、米国気候解析センターでは ENSO 予測の対象として同海域の海面水温の現業的な予測を 1990 年 3 月から開始していた (Barnston and Ropelewski 1992)。Barnston et al. (1997) は、ENSO の適切な指標の条件として、(1) 南方振動との相関が大きいこと、(2) 予測可能性が高いこと、(3) ENSO の遠隔影響に最も強く関与することを挙げ、夏と初秋における南方振動と海面水温との相関が NINO.3 よりも NINO.3.4 の領域で有意に高いことを示している。

NINO.3.4 の「3.4」の意味としては、海域の中心が NINO.3 及び NINO.4 の中心間距離のおよそ 4/10 に位置し、若干 NINO.3 寄りであることが Barnston et al. (1997) に記述されている。

2001 年の平年値期間の更新では、1961~1990 年の 30 年平均値を「基準値」として固定して継続利用し、基準値からの差を海面水温指標とすることで同定される現象の変更を回避した。

2006 年 3 月には、新しい海面水温解析 (COBE-SST: Ishii et al. 2005) を導入した。これに伴い、エルニーニョ監視海域を B 海域から南北に 1 度ずつ広い NINO.3 海域に変更した。また、数年規模変動の ENSO より長期の変動である数十年規模変動や温暖化による変化の影響を減らすため、「基準値」を、各対象年の前年までの 30 年平均値

に変更した。これにより、新しい「基準値」は年ごとに異なる値となった。この変更では、1950 年から 1992 年の期間において同定されたエルニーニョ現象の発生年 (回数) に変更はなかったが (終息時期が 1 季節延びる程度の変化のみ)、持続期間が 5 か月と短くなった 1993 年春~1993 年夏は、エルニーニョ現象として同定されなくなった。ラニーニャ現象の期間については、1995 年夏~1995/96 年冬が新たに同定されたほか、発生期間が 1 季節以上変化した現象もあり、エルニーニョ現象よりもやや大きな変更となった (エルニーニョ/ラニーニャ現象の期間については第 2.1.3 図 (b)、発生年については後出の第 2.1.4 図及び第 2.1.5 図を参照のこと)。

Trenberth (1997) は、気象庁の定義に倣い、NINO.3.4 海域と NINO.3 海域の海面水温に対し 1950~1979 年の 30 年平均値を平年値とした偏差の 5 か月移動平均値を用いてエルニーニョ/ラニーニャ現象の期間を求めた。その結果、NINO.3 では現象の期間が海面水温や平年値期間のとり方に影響を受けやすい (特にラニーニャ現象) ことを示している (彼は気象庁の定義で NINO.3 の代わりに NINO.3.4 を使い、しきい値として 0.5°C の代わりに 0.4°C を使うことを推奨している)。

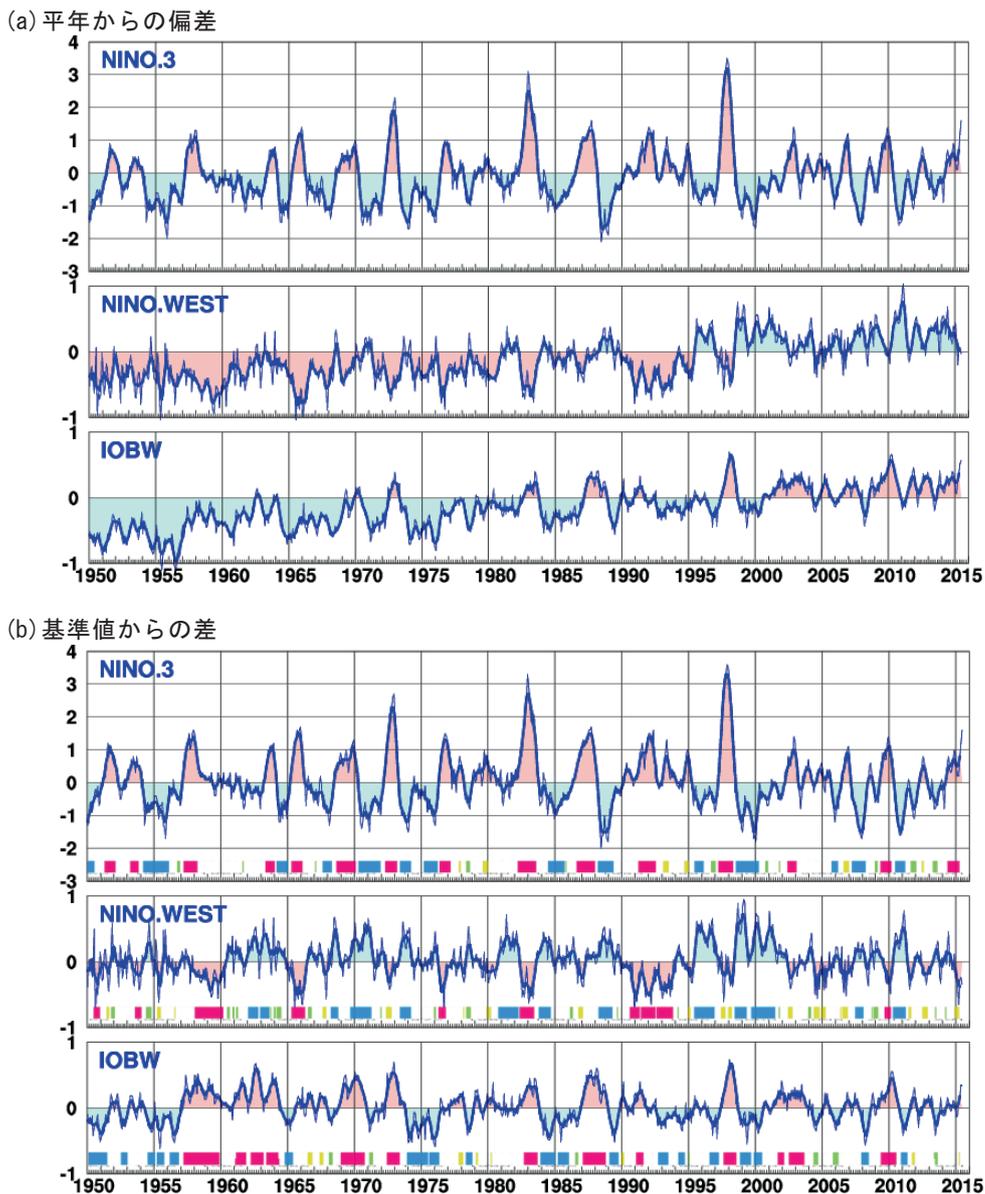
気象庁では 2009 年 7 月からエルニーニョ監視速報に西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) とインド洋熱帯域 (IOBW) の海面水温情報を新たに加え、熱帯海洋情報の拡充を行った (第 2.1.2 図)。エルニーニョ現象 (ラニーニャ現象) の発生に伴い、西太平洋熱帯域の海面水温は低温 (高温) に、インド洋熱帯域の海面水温は高温 (低温) になる傾向があるが、年々変動に対する温暖化トレンドの割合が



第 2.1.2 図 エルニーニョ監視海域 (NINO.3) と熱帯情報の拡充により新たに監視海域として設定された西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) 及びインド洋熱帯域 (IOBW) の位置
ダーウィンとタヒチは南方振動指数の算出で使用する地上気圧観測点。

大きく、平年からの偏差では ENSO の 4～9 年周期の変動を見るには適さない（第 2.1.3 図(a)）。このため、西太平洋熱帯域とインド洋熱帯域では、エルニーニョ監視海域の基準値の設定方法（各年の前年までの過去 30 年平均値）とは異なり、各月毎に各年の前年までの過去 30 年間の長期変化傾向（トレンド）を直線で近似し、その直線を該当年の月に延長した値を「基準値」として用い、海

面水温の基準値からの差の 5 か月移動平均値が 6 か月以上連続して $+0.15^{\circ}\text{C}$ 以上となった場合に各海域の高温期間、逆に -0.15°C 以下となった場合を各海域の低温期間とした（第 2.1.3 図(b)）。エルニーニョ監視海域では、十年規模変動や温暖化による長期変化傾向に比べて ENSO による年々変動が大きいため、平年からの偏差でも変動は明瞭で（第 2.1.3 図(a)）、基準値からの差（第 2.1.3 図



第 2.1.3 図 各監視海域の海面水温の (a) 平年からの偏差及び (b) 基準値からの差の時系列（1950 年 1 月～2015 年 6 月）

各図ともに（上）エルニーニョ監視海域（NINO.3）、（中）西太平洋熱帯域（NINO.WEST）及び（下）インド洋熱帯域（IOBW）。細線は月平均値、太線は 5 か月移動平均値。赤（青）の陰影は、各海域でエルニーニョ現象（ラニーニャ現象）時に現れやすい偏差の符号を表す。(a)の平年値は 1981～2010 年の 30 年平均。(b)の時系列の下の色付 BOX は、赤（青）がエルニーニョ現象、NINO.WEST 低温、IOBW 高温（ラニーニャ現象、NINO.WEST 高温、IOBW 低温）の定義を満たす期間を、黄（緑）は持続期間が 6 か月に満たなかった期間を表す。

(b) との違いは明瞭ではない。

気象庁では、エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視を開始して以来、適宜天候との関係資料を作成し、利用している。

2009年7月の熱帯海洋情報の拡充に伴い、エルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生時における世界及び日本の天候の特徴に関する資料も更新した。統計期間は、この時期に完成していた JRA-25 長期再解析(Onogi et al. 2007)の大気循環場資料と整合をとるため、1979～2008年の30年間とした。その際、統計事例を増やすために6か月持続という現象発生定義を満たさない場合も統計に加えて処理をした(第2.1.3図(b)の黄あるいは緑で示される期間)。

2015年7月には、1958～2012年の55年間の期間で統計を取り直したエルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生時における世界及び日本の天候の特徴の統計資料を気象庁HPで公開した(詳細については次節以降で解説)。統計期間は、気象庁55年長期再解析(JRA-55: Kobayashi et al. 2015)の期間に合わせたもので、統計期間が長くなったことに伴い、現象発生定義を満たす場合のみを発生事例として統計処理をした(第2.1.3図(b)の赤または青で示される期間)。これにより統計から外れた年は、エルニーニョ現象を例にとると、1979/80年、1993年、1994/95年、2006/07年である。

2.1.4 各監視海域の海面水温変動の特徴

この項では、各監視海域の海面水温の基準値との差が、エルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生時にどの様に推移するかを示す。

第2.1.4図にはエルニーニョ現象及びエルニーニョ現象の発生時に現れやすいNINO.WESTの低温期間とIOBWの高温期間の特徴をまとめた。

第2.1.4図の左列は、エルニーニョ現象が始まった年(Year0)を基準とし、その前年(Year-1)から翌年(Year+1)までの各監視海域の海面水温の基準値との差の時系列を重ねた図である。1949～2013年の期間に発生した全ケースの平均を黒太線で、年代による違いを見るために1980年以前の平均

を赤太線、1980年以降の平均を青太線で示してある。NINO.3海域の海面水温の基準値との差の推移を見ると、発生時期や終息時期、及びピークの時期や大きさにばらつきはあるが、平均では1月から6月頃にかけて急上昇し(4月頃に負から正に変わる)、7月以降は穏やかに上昇して12月頃にピークを迎える。その後は下降して翌年の6月頃にはゼロ付近に戻る。1980年より前と後の平均の推移では、エルニーニョ現象発生年(Year0)の8月頃までに大きな差は無いが、9月以降は1980年以前(以降)の上昇が穏やか(急)でピークが小さい(大きい)。更に、1980年以前ではピーク翌年(Year+1)の4月には負になるが、1980年以降ではピーク翌年(Year+1)の8月まで正が持続する。

エルニーニョ現象発生時のNINO.WEST海域の海面水温の基準値との差は、発生年(Year0)の6月頃から負になり、9月頃には負のピークとなるが、10～12月にかけて一旦ゼロに近づいた後、翌年(Year+1)の1～2月に2度目の負のピークが現れる。その後5～6月にはゼロ付近に戻る。1980年以後の平均では1980年以前の平均に比べて変動が大きくなるが、負になる時期やゼロ付近に戻る時期に大きな違いはない。2つ目のピークの時期はNINO.3海域に比べて2か月程度遅れる。

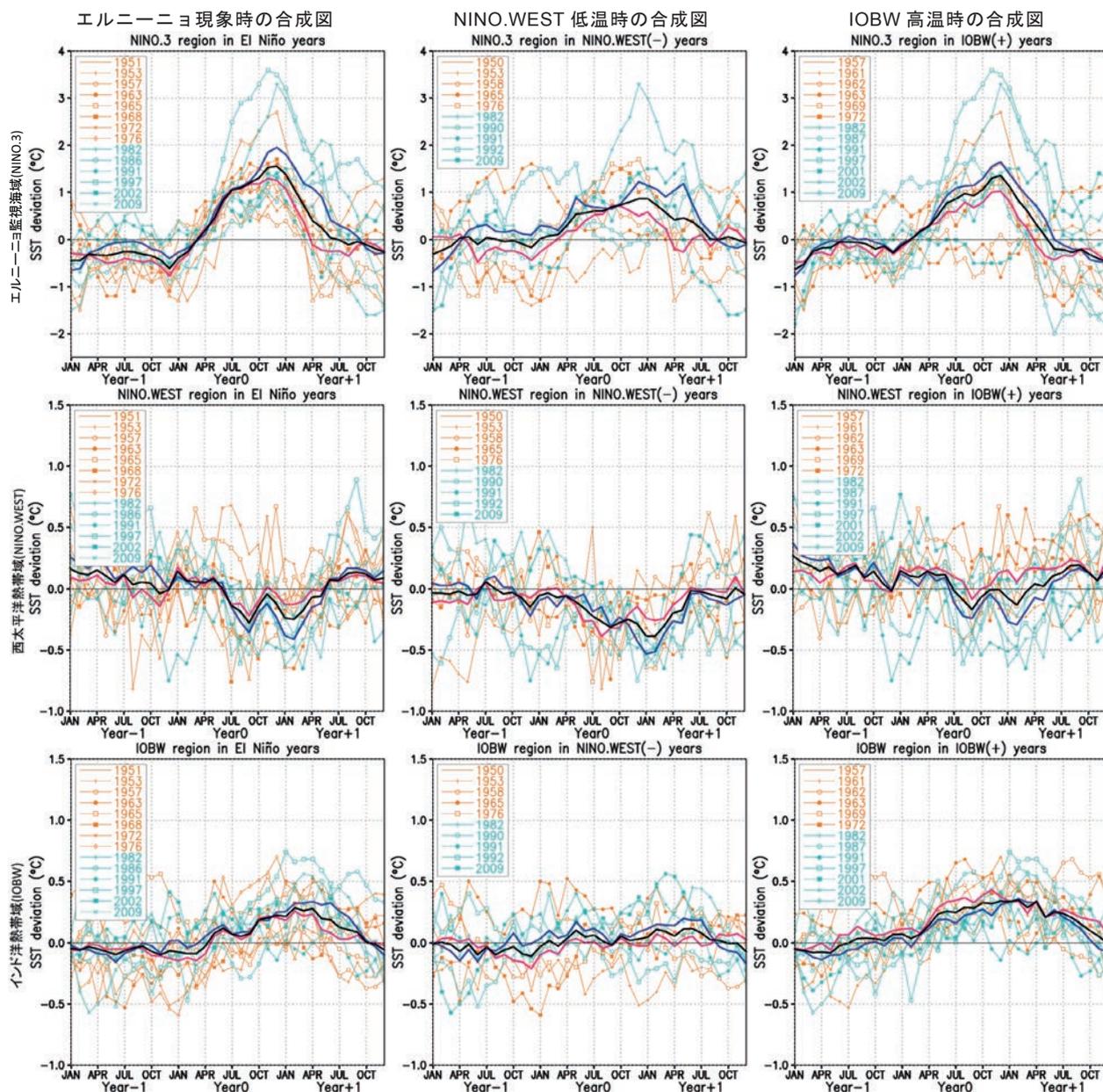
エルニーニョ現象発生時のIOBW海域の海面水温の基準値との差は、NINO.3海域に1か月程遅れて発生年の5月に正になるが、その後の上昇は緩やかで、NINO.3海域に3～4か月遅れた発生翌年2～4月頃が正のピークとなる。1980年以前の平均はピーク後の翌年夏にかけて急速にゼロに近づくが、1980年以降の平均では発生翌年7月頃までピークと同程度の正の値が持続する。これらの特徴は、1980年以降のエルニーニョ現象発生翌年の夏に北日本で低温(1983年、1988年、1998年、2003年)や多雨(1998年)が現われやすいことに夏のインド洋の高温が関係しているという報告(Xie et al. 2009, 2010)と整合的である。

第2.1.4図の中央列は、NINO.WESTの低温期間における各海域の海面水温の基準値との差の推移を示したものである。NINO.WEST海域の平均の推

移には発生年の9月と翌年1～2月の2回ピークが現れ、1980年以前の平均では発生年の8月のピークが大きく、1980年以降では翌年2月のピークが大きいが、年によるばらつきが大きい。NINO.3海域の平均の推移は発生年の春から翌年の夏まで基準値より高い値で推移しているが、エルニーニョ現象発生時の平均よりもピークの値が小さ

い。IOBW 海域の平均の推移では対応する変化が不明瞭である。

第 2.1.4 図の右列は、IOBW の高温期間における各海域の海面水温の基準値との差の推移を示したものである。IOBW 海域の平均の推移はエルニーニョ現象発生時とほぼ同様である。1962 年と 2001 年（エルニーニョ現象発生の前年）以外は、エルニーニョ現象発生年か、秋に発生したエルニーニョ



第 2.1.4 図 エルニーニョ現象（左列）、NINO.WEST 低温（中央列）、IOBW 高温（右列）各発生時における各監視海域の月平均海面水温の基準値からの差の推移の合成図

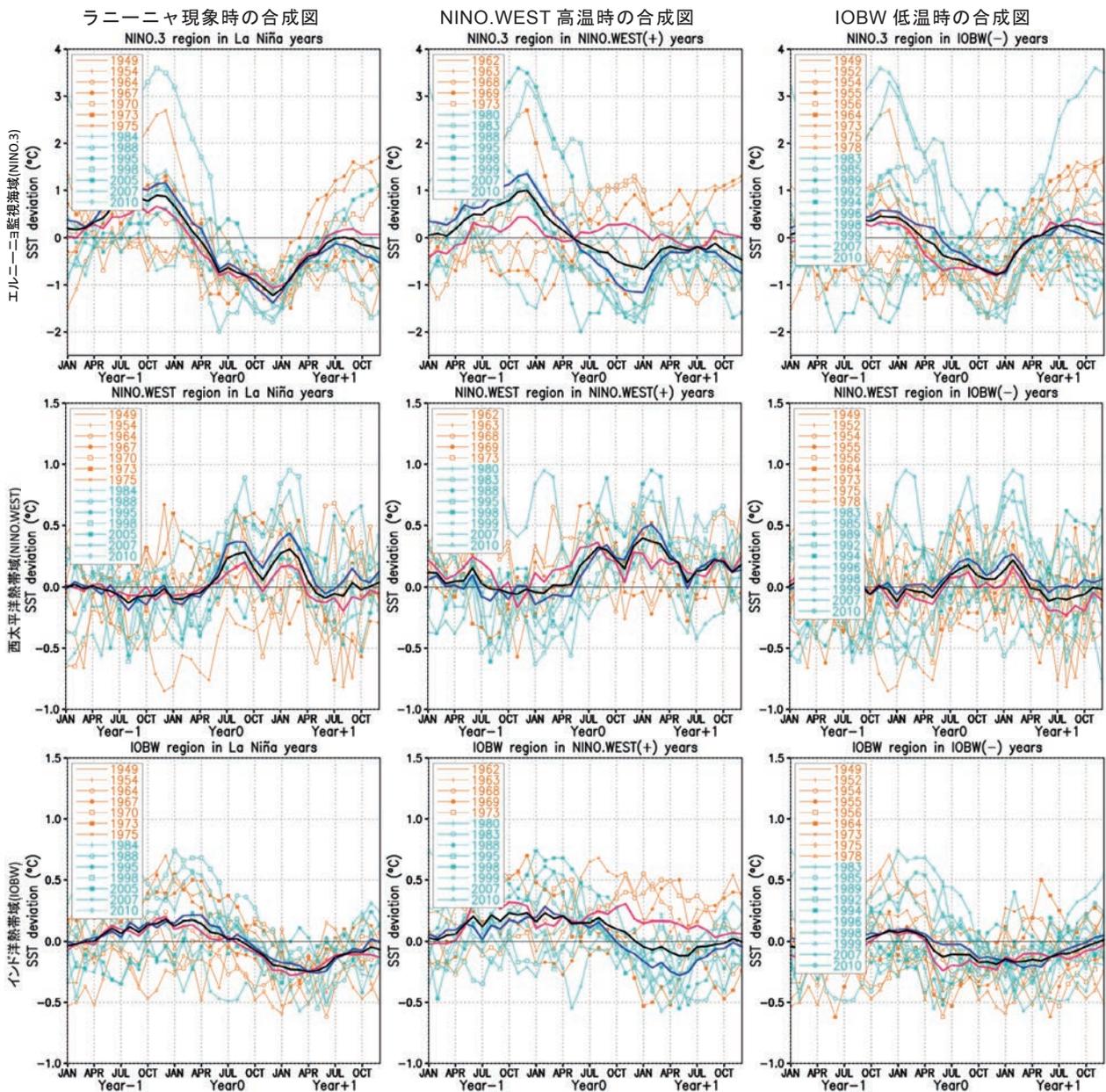
（上段）エルニーニョ監視海域(NINO.3)、(中段)西太平洋熱帯域(NINO.WEST)、(下段)インド洋熱帯域(IOBW)。各図の凡例の数字は現象が発生した年、黒太線は1949～2013年の期間の全ケースの平均、赤太線は1980年以前の平均、青太線は1980年以降の平均を表す。横軸のYear0が各現象の発生した年、Year-1とYear+1が発生前年及び発生翌年に対応する。

ヨ現象が翌年まで持続している場合（1969年と1987年）で、NINO.3海域やNINO.WEST海域の推移もエルニーニョ現象時の推移に近い。

第2.1.5図の左列は、ラニーニャ現象が発生した年を基準としてその前年から翌年までの各監視海域の海面水温の時系列を重ねた図である。発生や終息の時期にばらつきはあるが、各海域ともエルニーニョ現象時とは符号を逆にしたような推移となる。NINO.WEST海域では、1980年以前の平均

より1980年以降の平均の方がラニーニャ現象に対応する変化幅が大きい。NINO.3海域とIOBW海域では年代による大きな差は無い。

第2.1.5図の中央列は、NINO.WESTの高温期間における各海域の推移を示している。NINO.WEST海域の平均では6月頃に正になった後、正の値が1年以上続く傾向が見られる。NINO.3海域では年代による差が大きく、1980年以降の平均はラニーニャ現象時の傾向を示すが、1980年以前の平均は



第2.1.5図 ラニーニャ現象（左列）、NINO.WEST高温（中央列）、IOBW低温（右列）発生時における各監視海域の月平均海面水温の基準値からの差の推移の合成図
他は第2.1.4図と同じ。

ラニーニャ現象時の傾向を示さない。IOBW 海域も同様で、1980 年以前の平均は前年から高温傾向が持続し、NINO.WEST と連動した変化が見られない。

第 2.1.5 図の右列は、IOBW の低温期間における各海域の海面水温の基準値との差の推移を示している。各海域ともにラニーニャ現象時の特徴と同様な傾向であるが、ラニーニャ現象が発生していない年が多数（5 例）含まれる他、ラニーニャ現象が前年から持続する年も多数（5 例）含まれることから、IOBW 海域の平均では低温傾向がラニーニャ現象発生時よりも早く現れ、5 月頃から翌年の 9 月頃まで低温となり、明瞭なピークが見られない。

以上示したように、平均像としてはエルニーニョ/ラニーニャ現象と NINO.WEST 低温/高温及び IOBW 高温/低温の各現象が連動しているように見えるが、年代によって関係が不明瞭な場合も見られる。今後、数十年規模変動の影響を考慮するなど、関係を整理する必要がある。

参考文献

- 海洋気象部海洋課 1990: 旬平均海面水温解析. 測候時報, **57**, 283-291.
- 木村吉宏 1992: エルニーニョ現象. 財団法人 日本海洋協会, 157pp.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112**, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- Barnett, T. P. and R. Preseindorfer 1987: Origins and Levels of Monthly and Seasonal Forecast Skill for United States Surface Air Temperatures Determined by Canonical Correlation Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1825-1850.
- Barnston, A. G. and C. F. Ropelewski 1992: Prediction of ENSO Episodes Using Canonical Correlation Analysis. *J. Clim.*, **5**, 1316-1345.
- Barnston, A. G., M. Chelliah, and S.B. Goldenberg, 1997: Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific. *Atmosphere-Ocean*, **35**, 367-383.
- Bjerknes, J. 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18**, 820-829.
- Bjerknes, J. 1969: Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Cane, M. A. 1983: Oceanographic Events During El Niño. *Science*, **222**, 1189-1195.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Kao, H. Y. and J. Y. Yu 2009: Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *J. Clim.*, **22**, 615-632.
- 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.
- Kug, J. S., F. F. Jin, and S. I. An 2009: Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *J. Clim.*, **22**, 1499-1515.
- 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.
- Philander, S. G. H. 1985: El Niño and La Niña. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2652-2662.
- Philander, S. G. 1990: El Niño, La Niña, and Southern Oscillation. *Academic Press, San Diego*, 289pp.
- Quinn, W. H., D. O. Zopf, K. S. Short, and T. W. K. Yang 1978: Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fish. Bull.* **76**, 663-678.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter 1982: Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter 1983: The Relationship Between Eastern Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures and Rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 517-528.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert 1987: Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.
- Schell, I. I. 1965: The origin and possible prediction of the fluctuations in the Peru Current and upwelling. *J. Geophys. Res.*, **70**, 5529-5540.
- Trenberth, K. 1997: The Definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2777.
- Trenberth, K. and D. P. Stepaniak 2001: Indices of El Niño Evolution. *J. Clim.*, **14**, 1697-1701.
- Walker, G. T. and E. W. Bliss 1932: World Weather V. *Memoirs of the Roy. Meteor. Soc.*, **4**, 53-84.
- Wyrtki K. 1975: El Niño-The Dynamic Response of the

- Equatorial Pacific Ocean to Atmospheric Forcing.
J. Phys. Oceanogr., **5**, 572-584.
- Wyrski K. 1985: Water displacements in the Pacific and genesis of El Niño. *J. Geophys. Res.*, **20**, 7129-7132.
- Xie, S. P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Clim.*, **22**, 730-747.
- Xie, S. P., Y. Du, G. Huang, A. T. Zheng, H. Tokinaga, K. Hu, and Q. Liu, 2010: Decadal Shift in El Niño Influence on Indo-Western Pacific and East Asian Climate in the 1970s. *J. Clim.*, **23**, 3352-3368.

2.2 エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における世界の天候の特徴¹

2.2.1 はじめに

熱帯域の海面水温の変動は、大気の大規模な循環を通じて、世界の天候へ大きな影響を及ぼす。これまでも気象庁では、中部～東部太平洋赤道域 (NINO.3) の海面水温変動として同定されるエルニーニョ/ラニーニャ現象をはじめ、西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) 及びインド洋熱帯域 (IOBW) の海面水温変動に伴う世界の天候への影響について調査を行ってきた (竹内 2006; 福田 2009)。ここで、NINO.3、NINO.WEST 及び IOBW は第 2.1.3 項で定義される監視海域である。

気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) (古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015) が 2013 年に整備されたことを踏まえ、熱帯域の海面水温変動に伴う世界の天候 (気温及び降水量) への影響について、統計期間を過去に延長するなどの変更を加え、再度調査を行った。

本調査は、世界各地の時系列観測データについて、

- ・統計期間全体の出現率が等しくなるよう「低い (少ない)」「並²」「高い (多い)」の 3 階級に分け (つまり各階級の出現率は一部の例外を除いて 1/3 となる³。この割合を「気候的出現率」という)、
- ・エルニーニョ現象等のイベント発生時の各階級の出現率が気候的出現率と比べて有意に大きいかどうかを統計的に検定し、
- ・イベントが発生したときに世界各地のどの地域にどのような影響が見られるかを把握するものである。福田 (2009) の調査では、イベントが発生していない時期の出現率と比べて有意に大きいかどうかを検定していたが、今回は方法が異

¹ 佐藤 大卓、桜井 敏之 (現所属: 海洋気象課海洋気象情報室)、竹内 綾子

² ここでは、「西暦年の 1 位が 1 の年から数えた連続する 30 年間」で定義される「平年並」と区別するため「並」という用語を用いる。

³ 後述するように気候的出現率が 1/3 を超える場合がある。

なる。

なお、NINO.3、NINO.WEST 及び IOBW の海面水温変動はお互いに密接に関連している。以下の結果は、各海域の海面水温変動と世界の天候との関連を統計的に抽出したものであり、必ずしも着目した海域だけからの直接の因果関係が示されているわけではないことに注意を要する。

2.2.2 統計期間と観測データ

統計期間については、福田 (2009) の調査では 1979 年～2008 年 (冬は 1979/80～2008/09 年) の 30 年間を対象としていたが、今回の調査では 1958 年～2012 年 (冬は 1958/59 年～2012/13 年) の 55 年間とし、より長期間のデータを用いて調査を行った。

用いた気温及び降水量の地上観測データは、1982 年 6 月以降の地上月気候値気象通報 (CLIMAT 報) データ及び米国海洋大気庁 (NOAA) が整備した GHCN (Global Historical Climatology Network; Peterson and Vose 1997) データの 1958 年以降分である。これらはいずれも、世界各地の地上観測地点の月統計値である。CLIMAT 報データは、各国から毎月送信される電文を基に、異常値を除くなど気象庁において品質管理を施したものを使用している。CLIMAT 報データ及び GHCN データの両方が利用可能な場合は、CLIMAT 報データを優先して利用した。

また、特に大洋上などについて、地上観測データから得られた結果を補完する目的で JRA-55 の 2m 気温及び降水量、COBE-SST (Ishii et al. 2005) の海面水温データ並びに NOAA が提供する外向き長波放射量 (OLR) データを用いた。解析期間は地上観測データと同様の 55 年間であるが、OLR については 1979 年～2012 年 (冬は 1979/80 年～2012/13 年) の 34 年間である。

2.2.3 調査方法

(1) エルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生期間

NINO.3 海域における海面水温の基準値⁴との差の5か月移動平均値が6か月以上続けて+0.5℃以上(-0.5℃以下)となった期間をエルニーニョ現象(ラニーニャ現象)発生期間とした。また、西太平洋熱帯域(NINO.WEST)及びインド洋熱帯域(IOBW)の海面水温の基準値⁵との差の5か月移動平均値が6か月以上続けて+0.15℃以上(-0.15℃以下)となった期間を、高温(低温)であるとした。各イベントの発生期間を第2.2.1図に示す。

以下では、エルニーニョ現象発生時、NINO.WEST 高温時、IOBW 高温時をそれぞれ「NINO.3 (+)」、「NINO.WEST (+)」、「IOBW (+)」とし、海域に関わらず各イベントを表現する場合には「監視指数 (+)」と表記する。一方、ラニーニャ現象発生時、NINO.WEST 低温時、IOBW 低温時をそれぞれ「NINO.3 (-)」、「NINO.WEST (-)」、「IOBW (-)」とし、海域に関わらず各イベントを表現する場合には「監視指数 (-)」と表記する。同様に、平常時は「NINO.3 (0)」、「NINO.WEST (0)」、「IOBW (0)」、「監視指数 (0)」と表記する。

(2) 観測地点ごとの気温規格化偏差と降水量基準比の算出

まず、CLIMAT 報データ及び GHCN データから、各観測地点について、統計期間中に観測地点が大きく移動したと考えられる地点(移転地点)を除外した上で、3か月平均気温/3か月降水量の時系列を計算した。ただし、もし連続する3か月のうち1か月でも欠測があった場合には、計算しないこととした(例えば、ある年の3月が欠測であれば、その年の1月~3月、2月~4月、3月~5月の値を欠測扱いとした)。なお、移転地点の判定は以下の手順で行った。

- ・気象庁では、毎月 WMO 国際地点データ(WMO 出版物 No.9, Volume A(Pub9))より地点情報を入手しているが、この Pub9 データには、移

⁴ NINO.3 の海面水温基準値は、その年の前年までの30年間の各月の海面水温平均値。

⁵ NINO.WEST と IOBW の海面水温基準値は、各月の海面水温について前年までの30年の線形回帰直線を当該年に外挿した値。

転がないと考えられる場合でも、記載間違いと考えられる緯度・経度のわずかな違いが見られる。

・このため、観測地点ごとに、月ごとの緯度・経度情報から統計期間(ここでは1958年1月~2012年12月)で最多数となる緯度・経度を求め、これを「基準緯度・経度」とし、各地点の「基準緯度・経度」から、緯度または経度方向に50kmを超えて離れている地点情報を持つ月が全体の5%以上ある場合は、移転があったと判断し「移転地点」とする。

続いて、観測地点ごとに統計期間の平均値を基準値とし、各3か月の平均気温規格化偏差(統計期間(1958年~2012年)内の年々変動に伴う標準偏差で規格化した基準値からの偏差)と降水量基準比(各3か月降水量をその基準値で割ったもの)をそれぞれ求めた。このとき、観測データ数が統計年数(55年)の5割以上ある地点のみを利用した。5割以上としたのは、解析結果の信頼性を高める観点からは、より欠測の少ない時系列データを使うのが望ましいものの、その一方で、データ数の割合を厳しくすると、利用できる観測地点数が減ってしまうためであり、解析結果の信頼性と解析できる地点数のバランスを考慮した結果である。

さらに、観測データ数が少ない場合には、観測値の存在する期間が監視指数(+)-あるいは監視指数(-)の期間に偏ってしまい、統計期間の気温平均値及び降水量基準値そのものが偏ってしまうことが考えられる。これを避けるため、観測データ数が統計期間の5割以上かつ8割未満の場合には、以下で定義する「偏りの割合」が20%以下の地点のみを利用した。

偏りの割合(%)

$$\equiv \frac{|\text{監視指数}(+) \text{の年数} - \text{監視指数}(-) \text{の年数}|}{\text{監視指数}(0) \text{の年数}} \times 100$$

(3) 格子データへの変換と線形トレンドの除去

計算された観測地点ごとの気温規格化偏差／降水量基準比を緯度5度×経度5度の格子ごとに平均した。その際、格子内に1地点でも観測データがあれば格子点平均値を算出した。

各観測点のデータには、熱帯域の海面水温変動の影響のほか、地球温暖化等による長期的な変化傾向（トレンド）が含まれている。後者による解析結果への影響を除くため、気温データについては線形トレンドを除去した。降水量についてはトレンドが明瞭ではないため、特にトレンド除去を行っていない。

(4) 格子点データの階級分け

前項で求めた格子点データについて、統計期間全体の出現率が等しくなるよう「低い（少ない）」「並」「高い（多い）」の3階級に分けた。階級区分値の算出方法は、「気象観測統計指針」（気象庁2005）に示される、平年の階級区分値の求め方を参考に、各格子点の時系列データを値の小さい順に並びかえた上で、

・「低い（少ない）」と「並」の階級区分値

$$\frac{1}{3} \times 55 \times \frac{N}{55} \text{ 個目の値と、}$$

$$\left(\frac{1}{3} \times 55 + 1\right) \times \frac{N}{55} \text{ 個目の値の平均}$$

・「並」と「高い（多い）」の階級区分値

$$\frac{2}{3} \times 55 \times \frac{N}{55} \text{ 個目の値と、}$$

$$\left(\frac{2}{3} \times 55 + 1\right) \times \frac{N}{55} \text{ 個目の値の平均}$$

とした。ここで、いずれも N は資料年数である。

また、「気象観測統計指針」（気象庁2005）に基づいて、観測値が同じ値を持つ年が複数ある、あるいは、区分値付近に同じ値の観測値が集まる場合に、階級区分値を修正した。本調査では、このようにして求めた各階級に含まれるデータの割合を「気候的出現率」と呼び、第2.2.1項で述べたように、多くの場合で33%に近い値をとる。ただし、例外的に、砂漠などの雨のほとんど降らない地域では、データのほとんどが降水量0mmで同じ

順位となり、「少ない」階級の気候的出現率が33%を大きく超える場合があることに注意を要する。

(5) 有意性の検定

第2.2.1項で述べたとおり、各格子における気温及び降水量の各階級の出現率が、エルニーニョ現象等のイベント発生時に、気候的出現率と比べて有意に大きいかどうかを統計的に検定する。これはいわゆる「母比率の検定」に相当するものである。

まず、母集団での比率（母比率）を以下に示す p とする。

$$p = \frac{\text{ある階級となる年数}}{\text{イベント発生年数}}$$

気候的出現率を p_0 とし、帰無仮説を

$$H_0 : p = p_0$$

片側対立仮説を

$$H_1 : p > p_0$$

とする。そして、帰無仮説の下では標本から得られた検定統計量の実現される確率（P値）が（あらかじめ設定された信頼度水準を基に）十分低いことを示し、帰無仮説を棄却するという評価を行う。ここで、帰無仮説の下での確率分布は以下に示すように二項分布で表される。

統計期間において、イベント発生時の合計年数が n 、そのうちある階級（例えば「高い」となる年数が x であったとすると、その出現率は x/n である。つまり、出現率は、合計年数 n からある階級を x 年選ぶことに置き換えて考えることができる。帰無仮説が正しいとした場合、ある階級の出現率は p_0 （一定）で、その確率分布 $f(x)$ は次式に示す二項分布で与えられる。

$$f(x) = {}_n C_x p_0^x (1 - p_0)^{n-x}$$

ここで、

$${}_n C_x = \frac{n!}{x!(n-x)!}$$

である。

一般的に、二項分布とは、結果が成功か失敗かのいずれかの場合、1回の試行における生起確率が p_0 で一定として、 n 回の独立な試行を行ったとき

の成功数 (x) を変数として表される離散確率分布である。本調査の場合は、「成功」・「失敗」を例えば「高い」・「高くない」と置き換えて考えることにより、二項分布が利用できる。

なお、一般に、サンプル数が大きい場合には正規分布等で近似して検定することもあるが、二項分布を直接計算すれば、近似することなく、サンプル数が小さい場合でも検定ができる。そのため、本調査でも二項分布を用いた検定方法を採用した。

2.2.4 結果

(1) 格子ごとの分布図

格子ごとに、エルニーニョ現象等のイベント発生時に気温(降水量)が「高い(多い)」又は「並」又は「低い(少ない)」傾向となるかを、第2.2.2図～第2.2.13図に示した。ここで格子点上に示されている階級は、 P 値が最小、すなわち信頼度 $((1-P) \times 100)$ が最大となる階級である。 P 値が小さいほど、その階級の出現率が気候的出現率より大きくなる確率が高いことを示す。単純に出現率が一番大きい階級を示すことをしないのは、第2.2.3項(4)に述べたように、気候的出現率が33%を大きく超える階級がある格子(砂漠など)では、ある階級の P 値が最小の場合でも、その階級の出現率が最大とは限らないためである。図中では、特に「少ない」降水量の気候的出現率が50%を超える格子には背景に四角枠を表示してある。気候的出現率が階級によって変わらない格子では、最も出現率の大きい階級で最小の P 値が見出されるので、出現率の大きさを基に表示した場合と同じになる。 P 値が全く同じとなる階級が2つ以上ある場合には、「階級不定」として示した。

なお、図中で何も示されていない格子点は、データ数が十分でないか、観測点が存在しないため計算が行われなかったことを意味している。大洋上を除くと、インドネシア付近、アフリカ、ブラジル、極域で空白となる領域が多い。

また、今回の検定で有意な関係が見出されなかった格子について、直ちに「イベントの発生との関連がない」と結論できるわけではないことに注

意されたい。今回の調査では、いわゆる検出力を考慮して必要な資料数を求めることは行っていない。本来、帰無仮説(母比率が気候的出現率と等しい)が正しくないにもかかわらず、資料数が少なかったために今回の検定ではそれを否定できなかったことも考えられる。

なお、気候的出現率ではなく平常時の出現率と比較した検定も別途行ったが、概ね本検定の結果と大きな違いはなかった(結果は省略)。

(2) 領域図

次に、第2.2.4項(1)で求めた格子点ごとの分布図から、信頼度水準90%以上で統計的に有意な「高い(多い)」及び「低い(少ない)」の階級がある程度まとまっている領域を実線で囲った(第2.2.14図～第2.2.19図。以下「領域図」という)。領域図の作成において、気温についてはJRA-55の2m気温とCOBE-SSTのエルニーニョ現象等イベント発生時における合成図、降水量についてはJRA-55の降水量と衛星データのOLRの合成図を補助資料として用いた。例えば、観測地点がまばらな大洋上でも、信頼度水準90%以上で統計的に有意な領域が広がっていれば領域として囲うこととした。

領域図を基に、エルニーニョ現象等イベント発生時における世界の天候の特徴を第2.2.1表～第2.2.6表にまとめた。福田(2009)の調査と比較して、統計期間や手法の変更などにより、エルニーニョ現象等イベント発生時の特徴として挙げられる領域が全体的に増えた。特に、福田(2009)の調査では大洋上における「領域」の特定は困難であったが、本調査では、上述の補助資料を援用することで、大洋上でも「領域」を特定した。また、エルニーニョ現象発生時及びラニーニャ現象発生時の領域図(第2.2.14図及び第2.2.15図)については、海外の気象機関(NOAA及び英国気象局)が公開している同様の調査結果とも比較したところ、大まかな分布は一致していた。

2.2.5 まとめ

JRA-55 の公開を踏まえ、エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時の世界の気温及び降水量の傾向について、統計期間を従前の調査よりも長い1958年～2012年（冬は1958/59年～2012/13年）の55年間に延ばして調査した。従前の調査との大きな違いは、

- ① 気温／降水量を3階級に分け、ある階級のイベント発生時の出現率が気候的出現率より大きくなるかどうかを検定し、その結果に基づいてイベント発生時の「傾向」としたこと
 - ② 検定により信頼度水準90%以上で有意となった領域を囲んだ「領域図」の作成に、循環場や海況に関する統計資料を活用し、観測点が疎らな大洋上にも「領域」を広げたこと
- である。

本調査では、熱帯の海面水温変動と世界の天候との関連を統計的に抽出するため、気温については線形トレンドを除去した。ただし実際の気温の出現頻度は、この線形トレンドに、本調査で得られた熱帯の海面水温変動による影響や、十年から数十年程度の時間スケールの自然変動の影響などが重なったものとして実現されることに留意する必要がある。

また、本調査では、CLIMAT 報のデータが無い期間にはGHCN データを利用したが、インドネシアやブラジルなど熱帯域の一部では、これまでの調査と同様に観測データの不足による統計結果の空白域を解消することはできなかった。今後はこのような地域の過去データを整備することが重要であろう。

参考文献

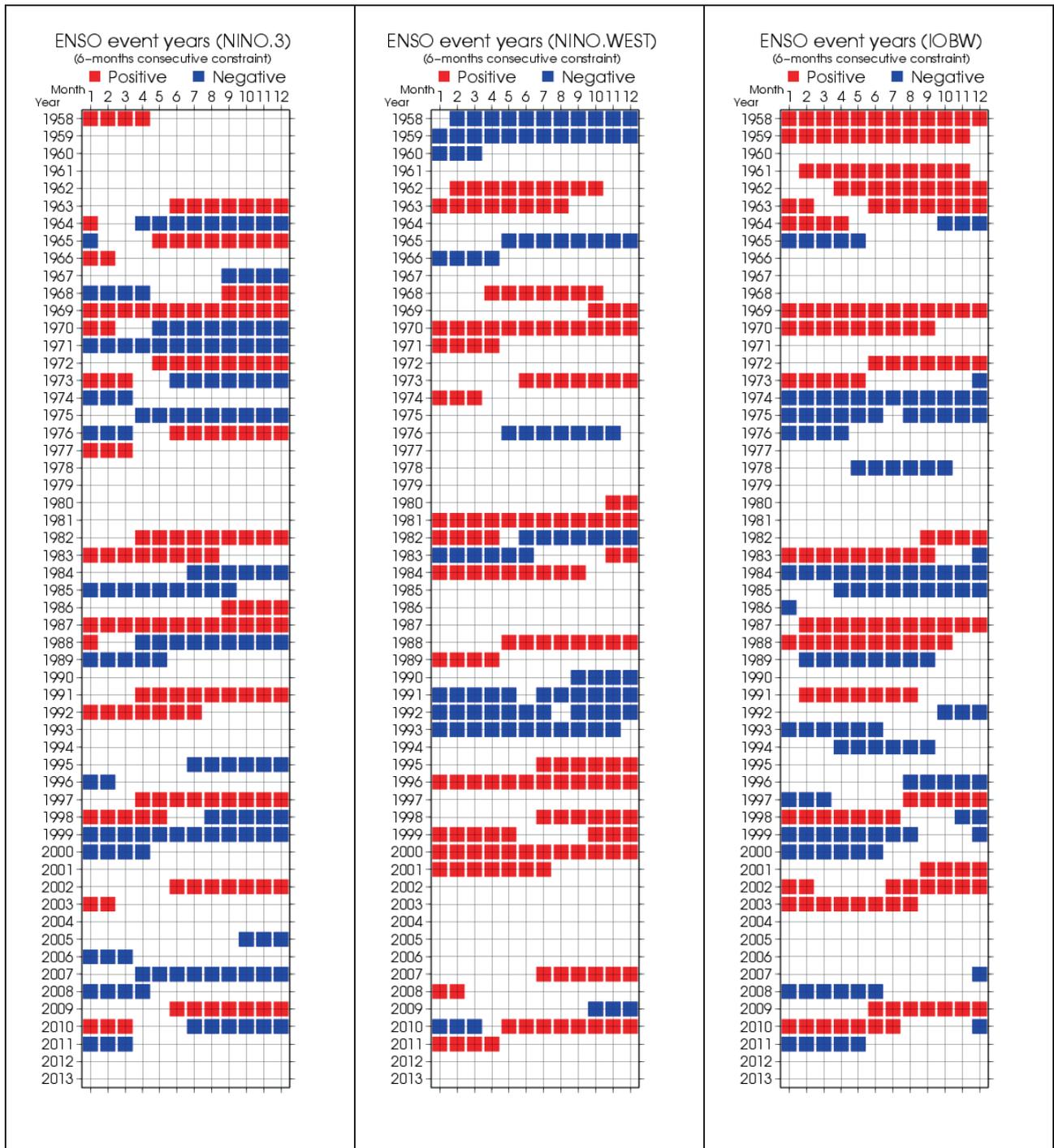
- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針, 121-124.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁55年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 竹内綾子, 2006: エルニーニョ/ラニーニャ現象と世界の天候. 平成18年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 26-36.

福田義和, 2009: 熱帯域の海面水温と世界の天候. 平成21年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-81.

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.

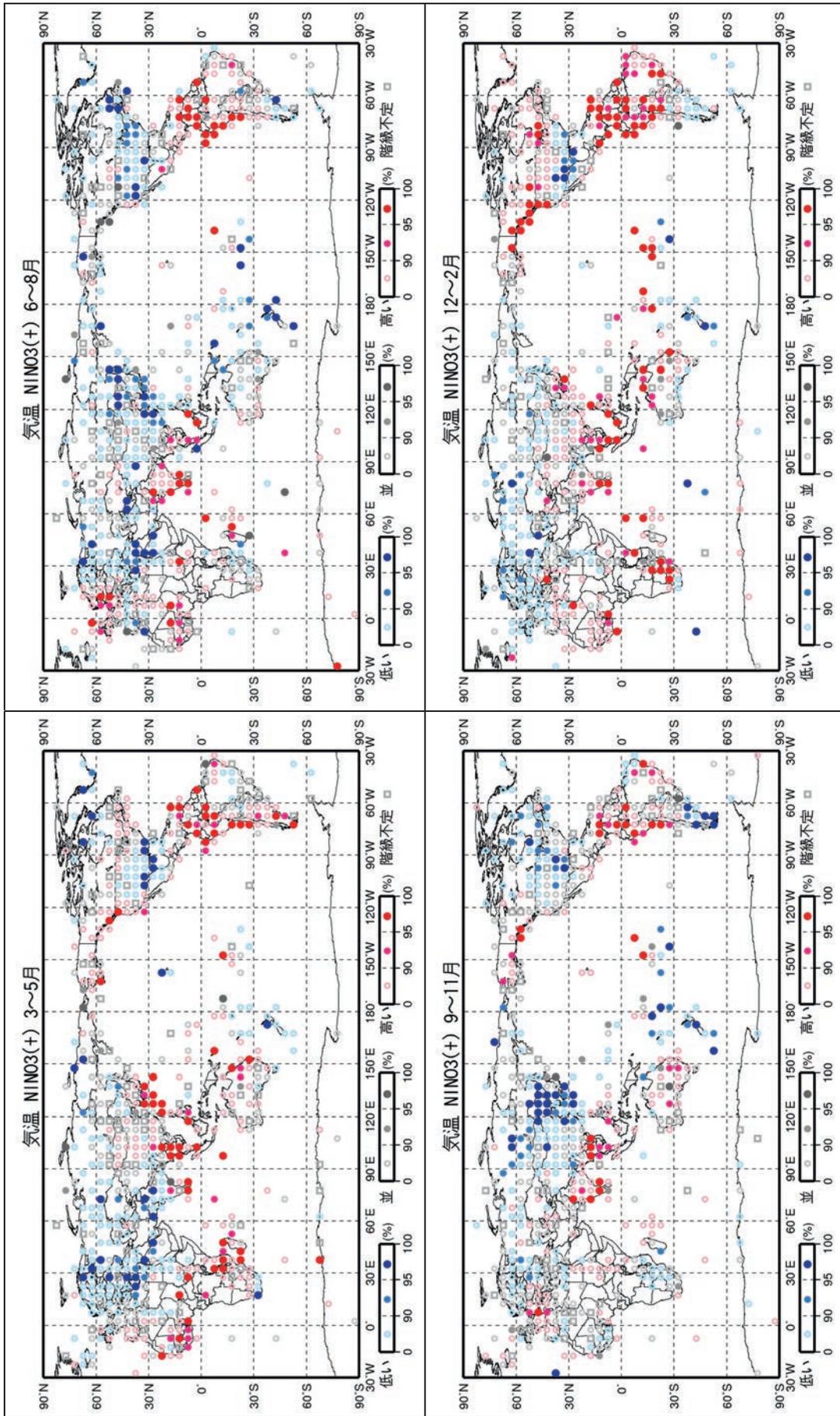
Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.

Peterson, T. C. and R. S. Vose, 1997: An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2837-2848.



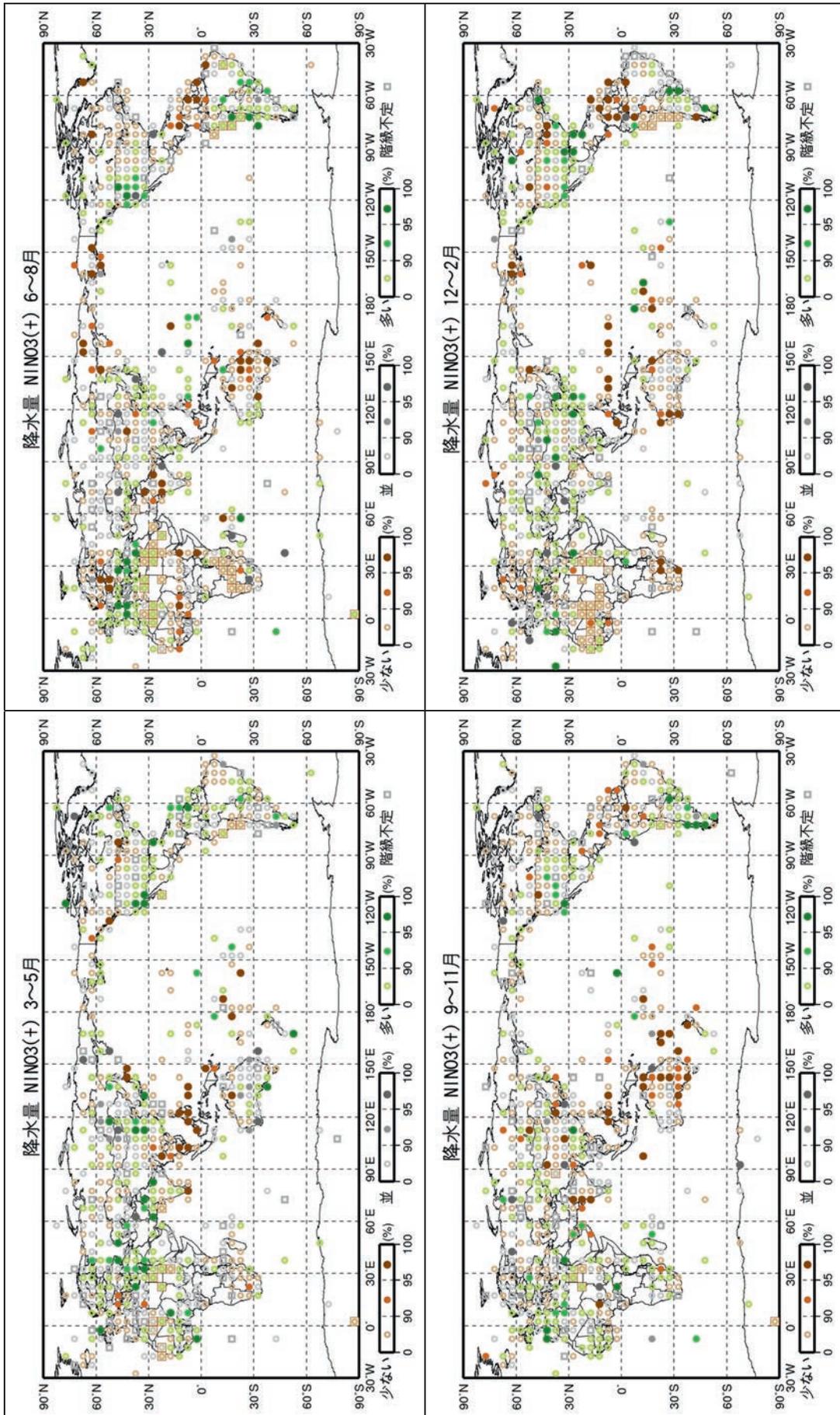
第 2.2.1 図 NINO.3 (左)、NINO.WEST (中央) 及び IOBW (右) の各海域における監視指数 (+) 及び (-) の発生期間

1958～2013 年の期間において、NINO.3 (左)、NINO.WEST (中央) および IOBW (右) の各海域について、監視指数 (+) となった期間を赤色で、監視指数 (-) となった期間を青色で示す。



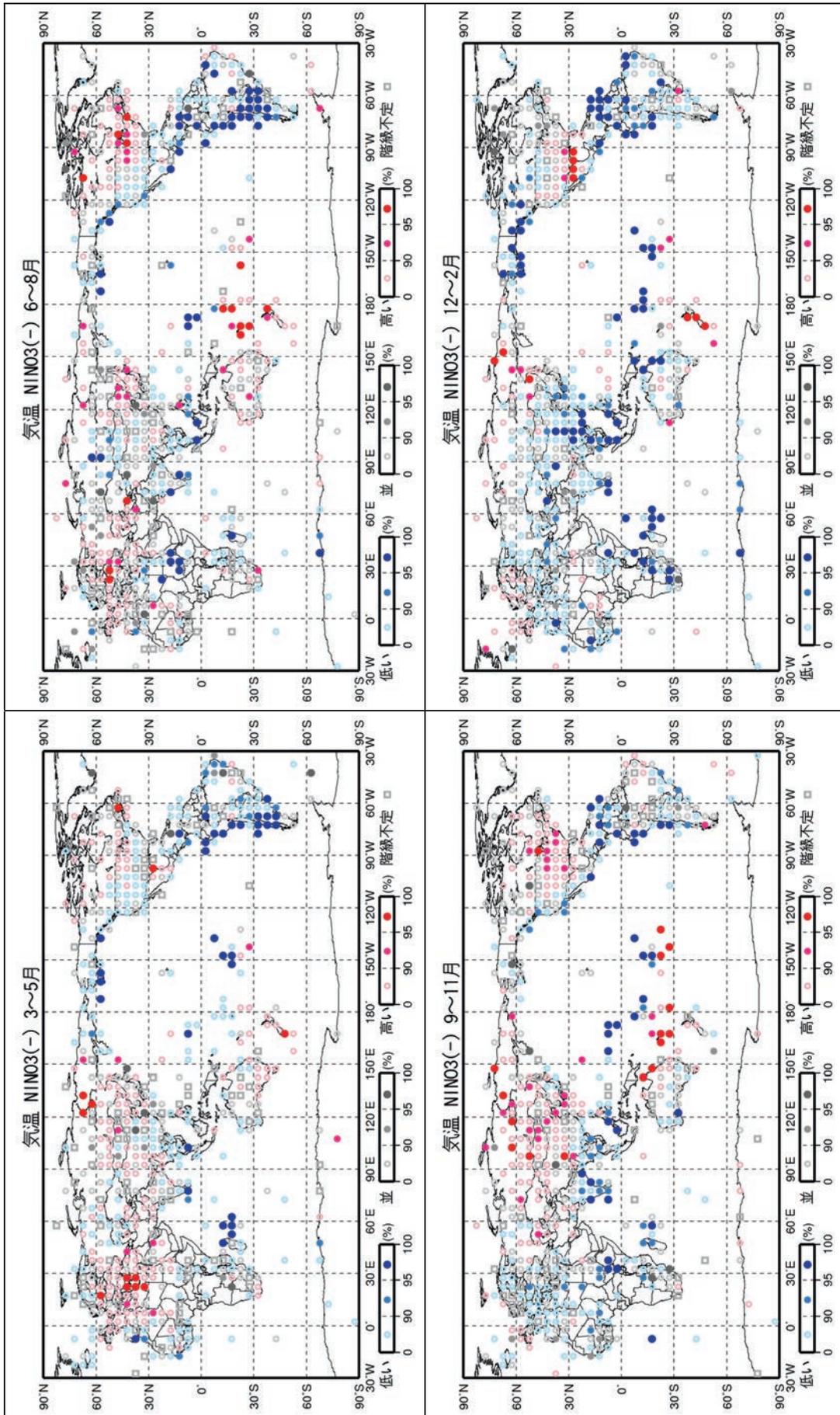
第 2.2.2 図 エルニーニョ現象発生時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

左上から 3～5 月 (左上)、6～8 月 (右上)、9～11 月 (左下)、12～翌年 2 月 (右下)。緯度 5 度・経度 5 度ごとの格子内の平均的な気温について、イベント発生時の出現率が気候的出現率より大きくなる信頼度 (1-P 値) × 100 が最大となる階級を示したものの。図の下側にある凡例の数字は、信頼度を表している。同一格子で、信頼度が 2 つ以上の階級で同じ場合、最も現れやすい階級を 1 つに決定できないため「階級不定」とし、灰色の四角いマークで示している。なお、マークが無い格子は統計解析を行うのに十分な資料がない格子である。

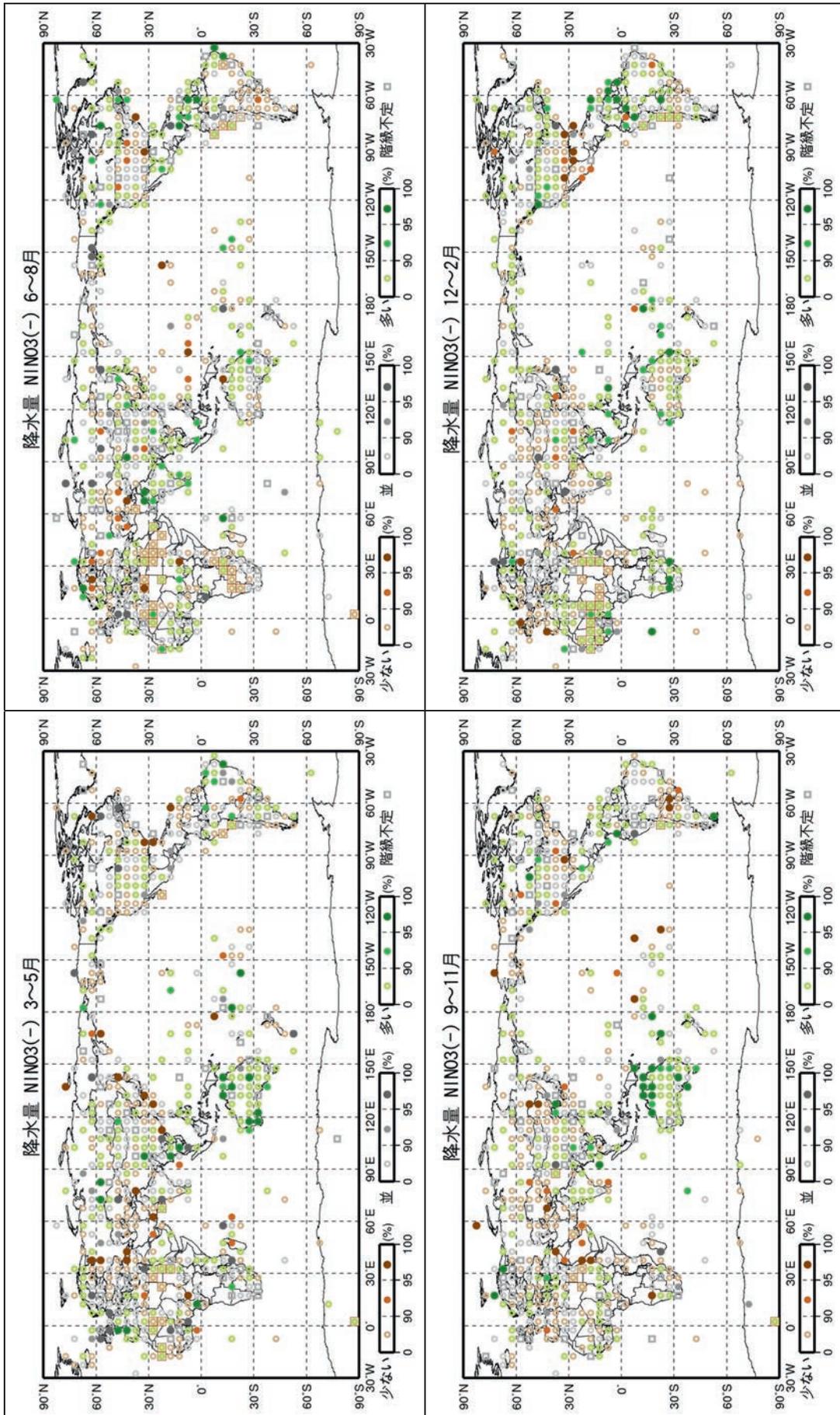


第2.2.3図 エルニーニョ現象発生時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量

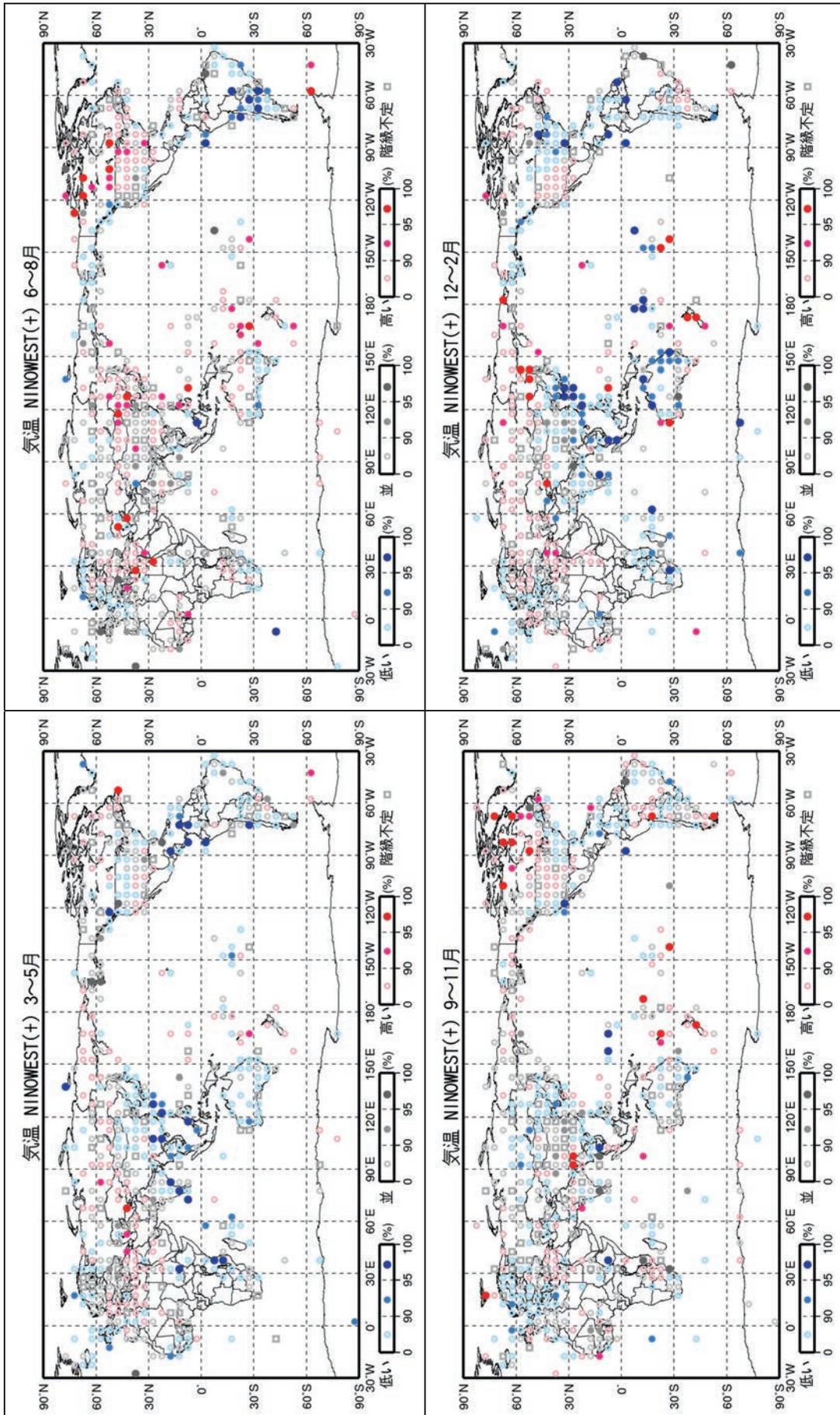
左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～翌年2月 (右下)。緯度5度・経度5度ごとの格子内の平均的な降水量について、イベント発生時の出現率が気候的出現率より大きくなる信頼度 (1-P 値) が最大となる階級を示したものの。図の下側にある凡例の数字は、信頼度を表している。同一格子で、信頼度が2つ以上の階級で同じ場合、最も現れやすい階級を1つに決定できないため「階級不定」とし、灰色の四角いマークで示している。また、「少ない」階級の気候的出現率が50%を超える格子には、背景に四角枠を示した。なお、マークが無い格子は統計解析を行うのに十分な資料がない格子である。



第 2.2.4 図 ラニーニャ現象発生時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温
第 2.2.2 図に同じ。ただし NINO.3 (一) を示す。

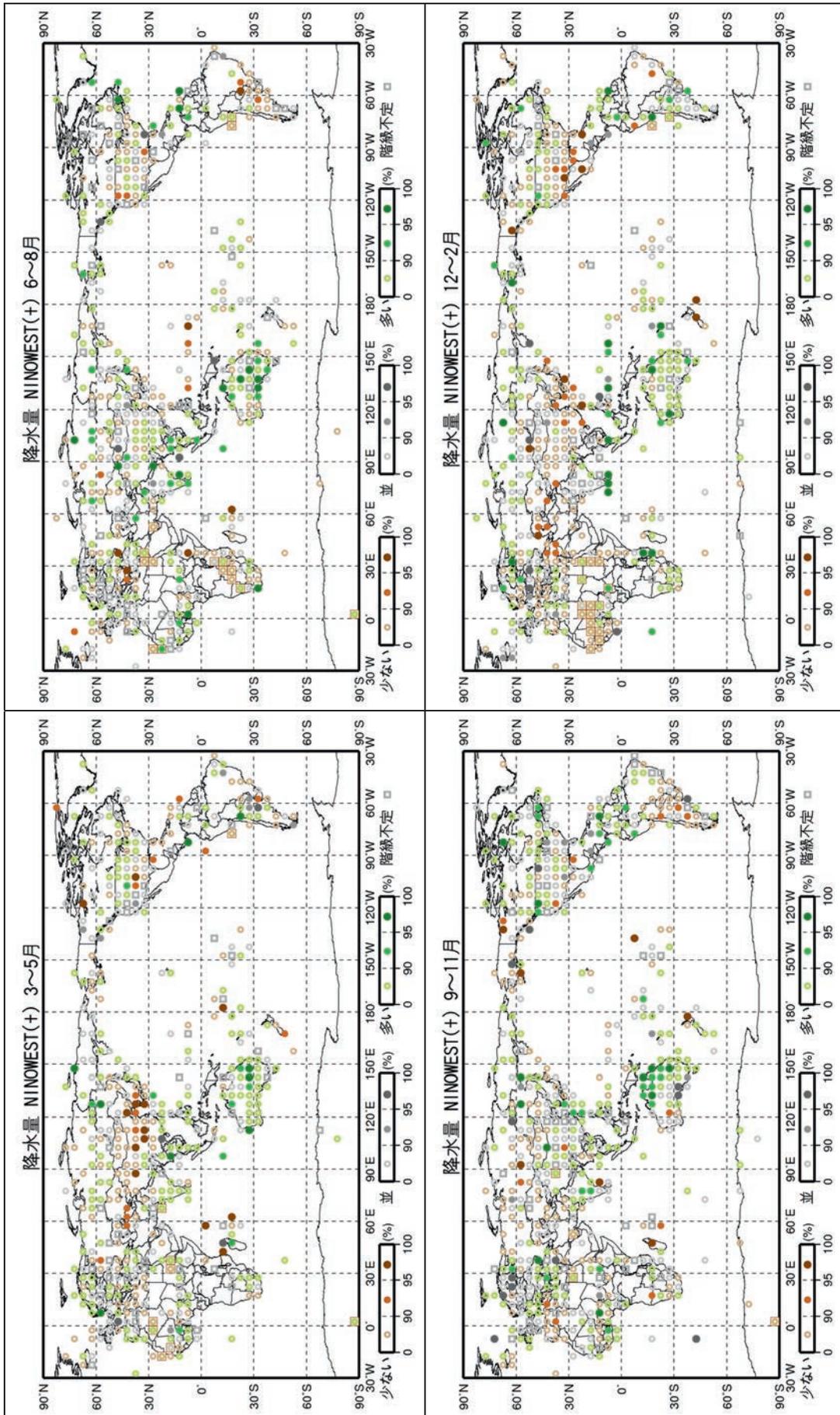


第2.2.5図 ラニーニャ現象発生時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量
第2.2.3図と同じ。ただしNINO.3(-)を示す。



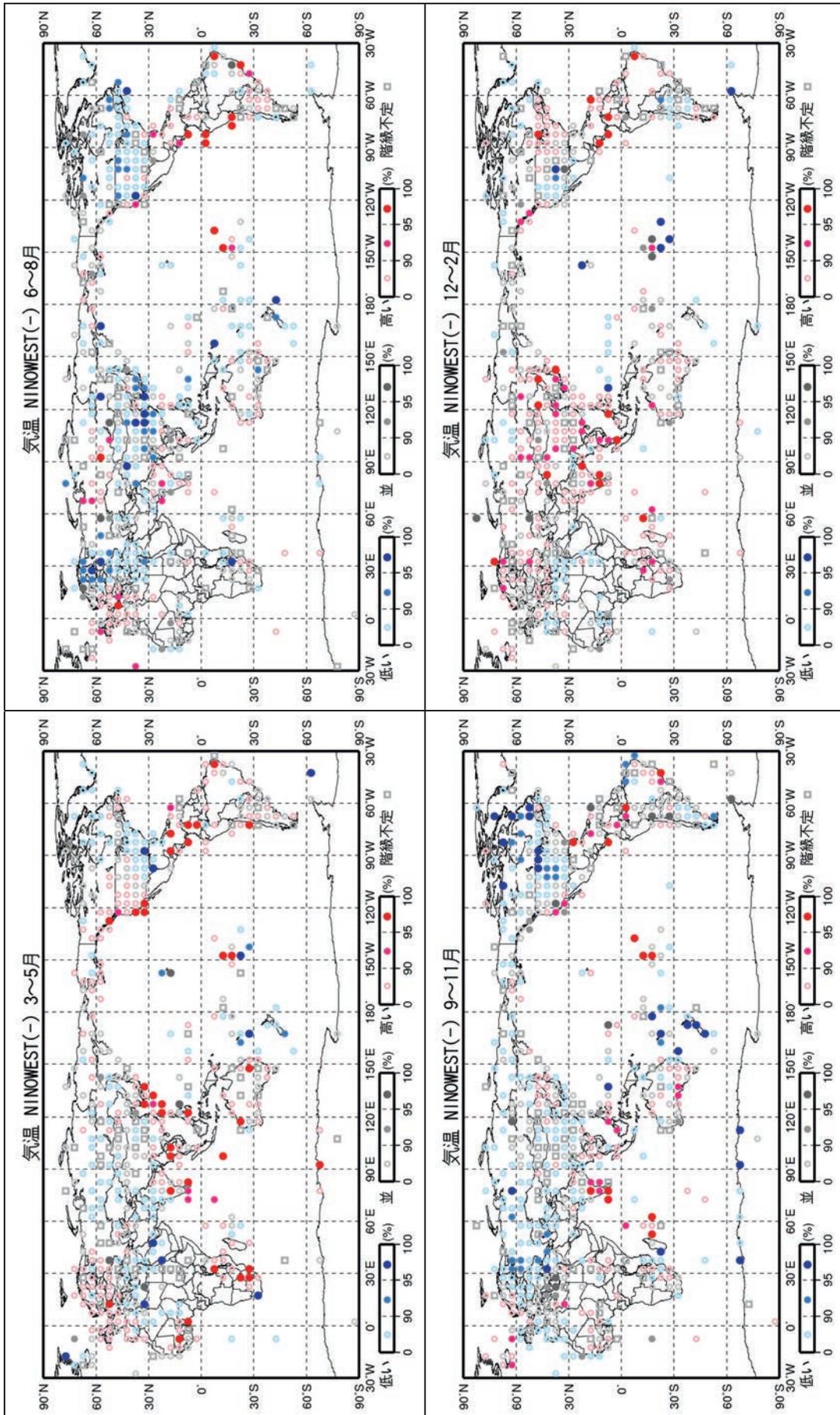
第 2.2.6 図 西太平洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

第 2.2.2 図に同じ。ただし NINO.WEST (+) を示す。



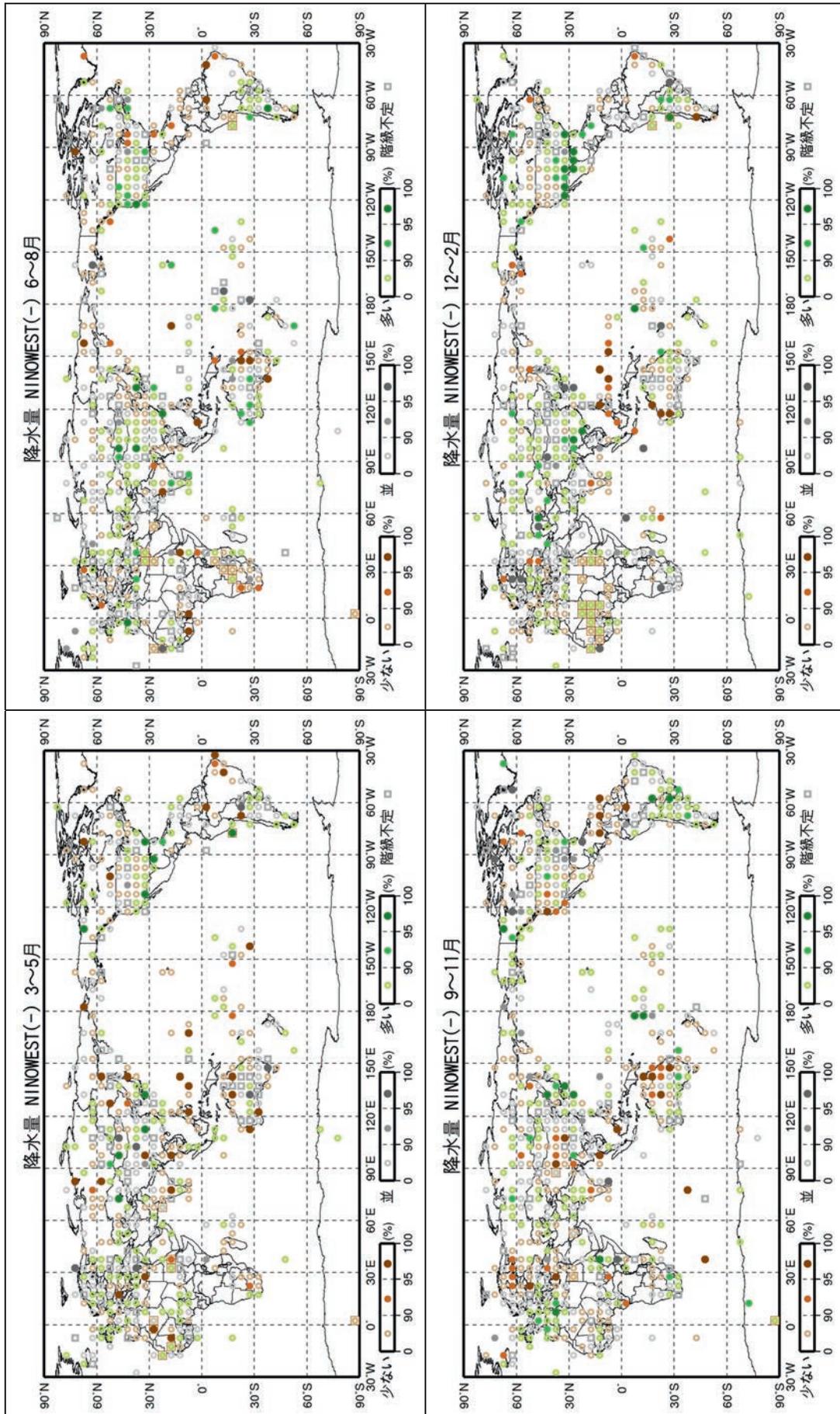
第 2.2.7 図 西太平洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量

第 2.2.3 図に同じ。ただし NINO.WEST (+) を示す。

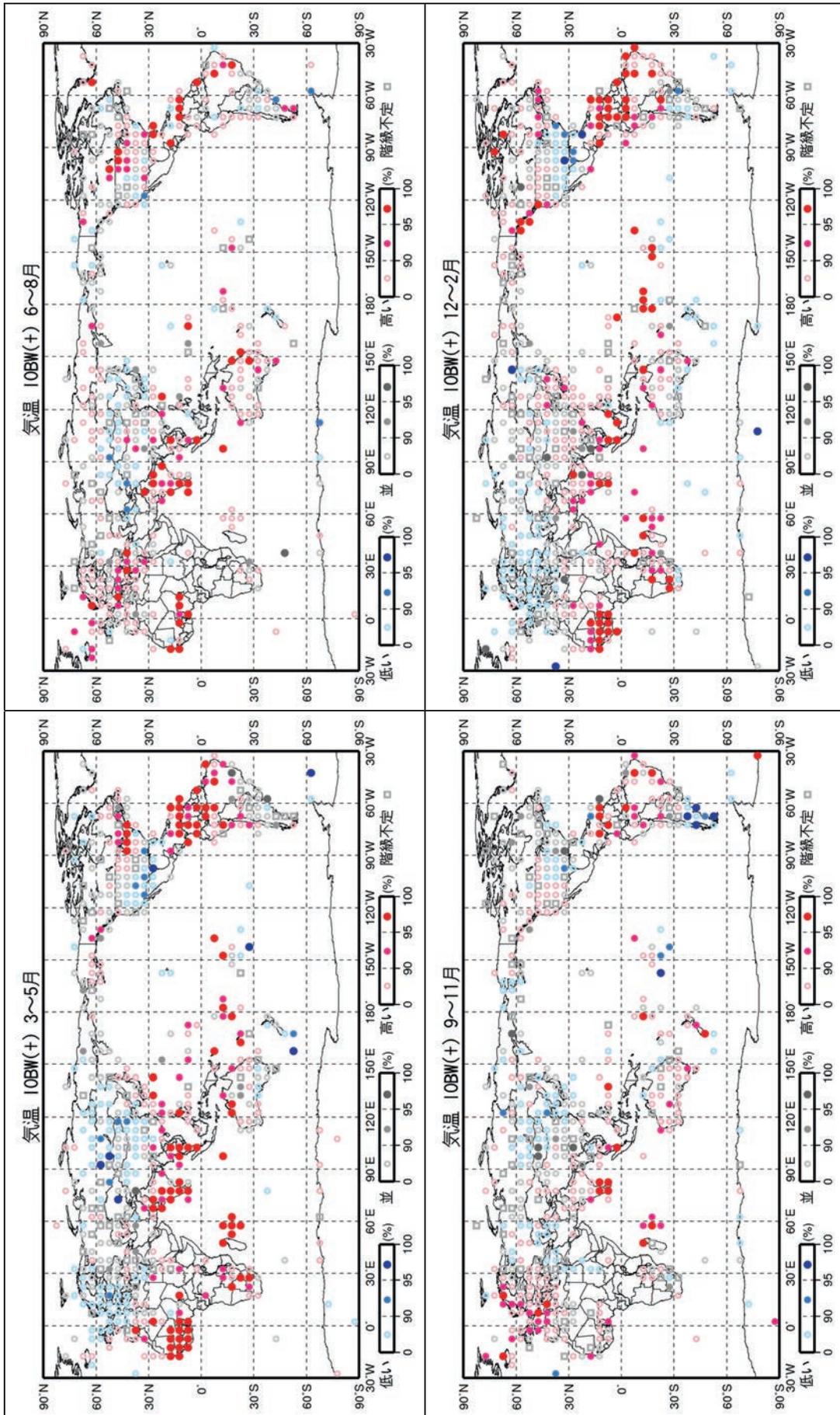


第 2.2.8 図 西太平洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

第 2.2.2 図に同じ。ただし NINO.WEST (-) を示す。

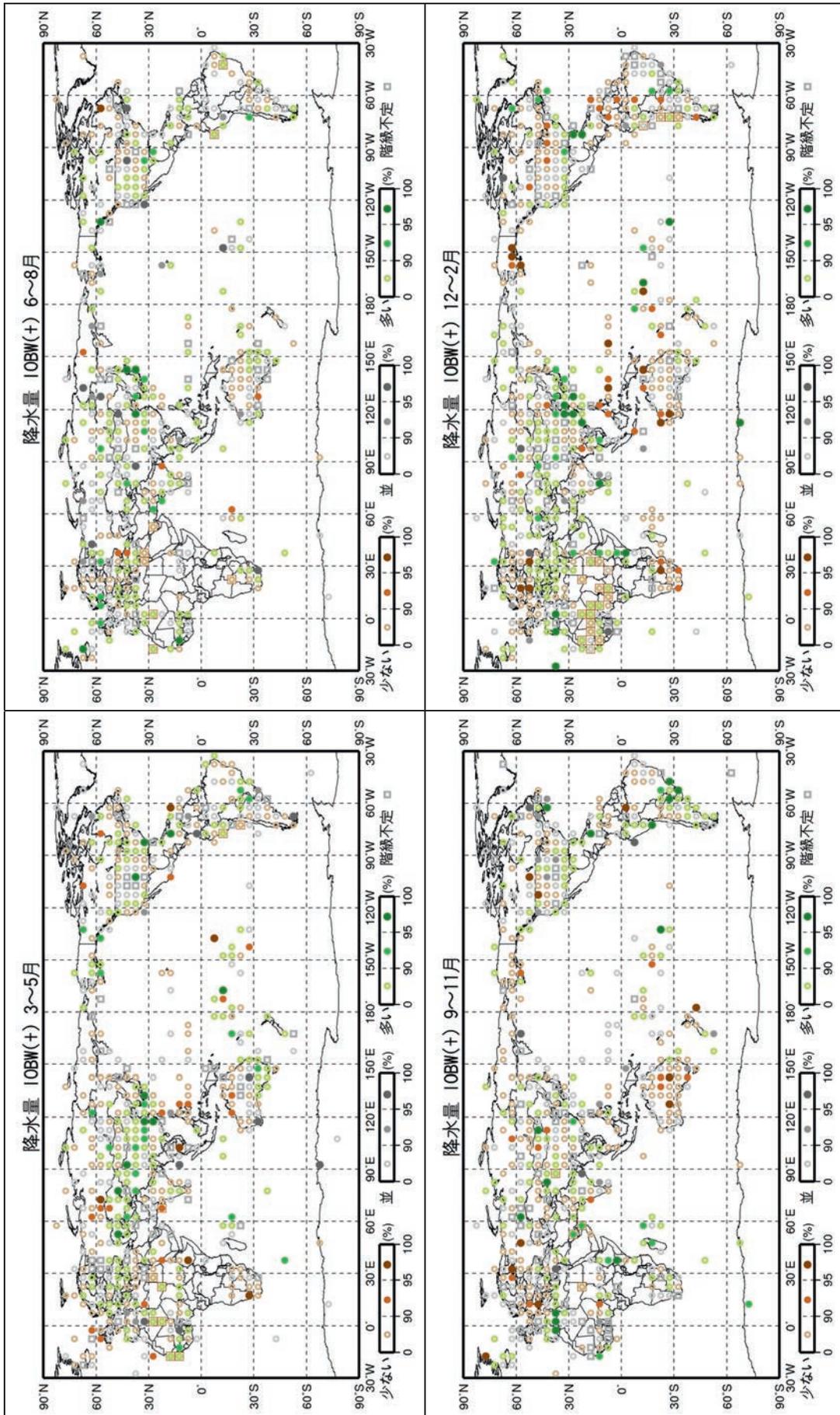


第 2.2.9 図 西太平洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量
 第 2.2.3 図に同じ。ただし NINO.WEST (-) を示す。



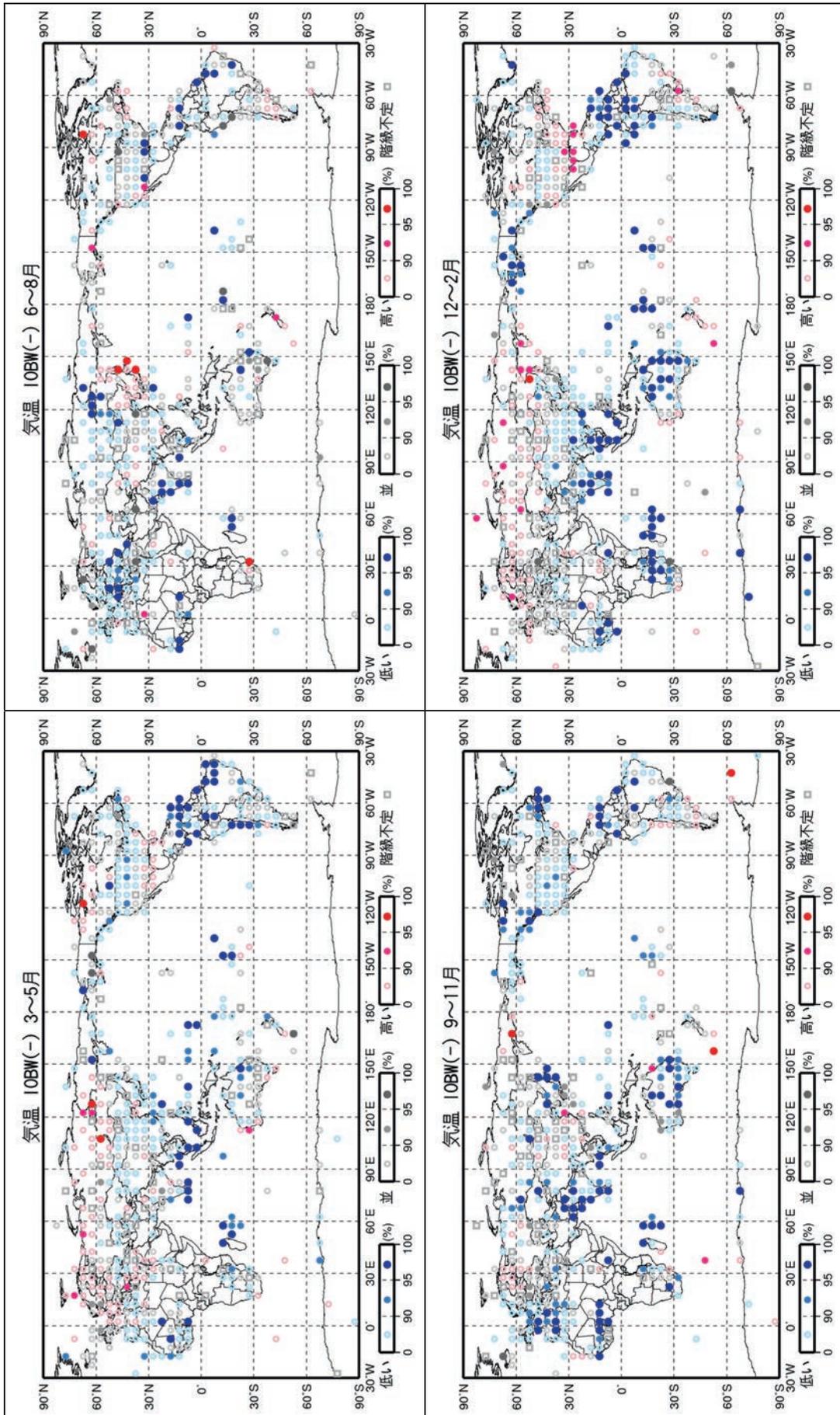
第 2.2.10 図 インド洋熱帯域の海面水温が高水温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

第 2.2.2 図に同じ。ただし IOBW (+) を示す。



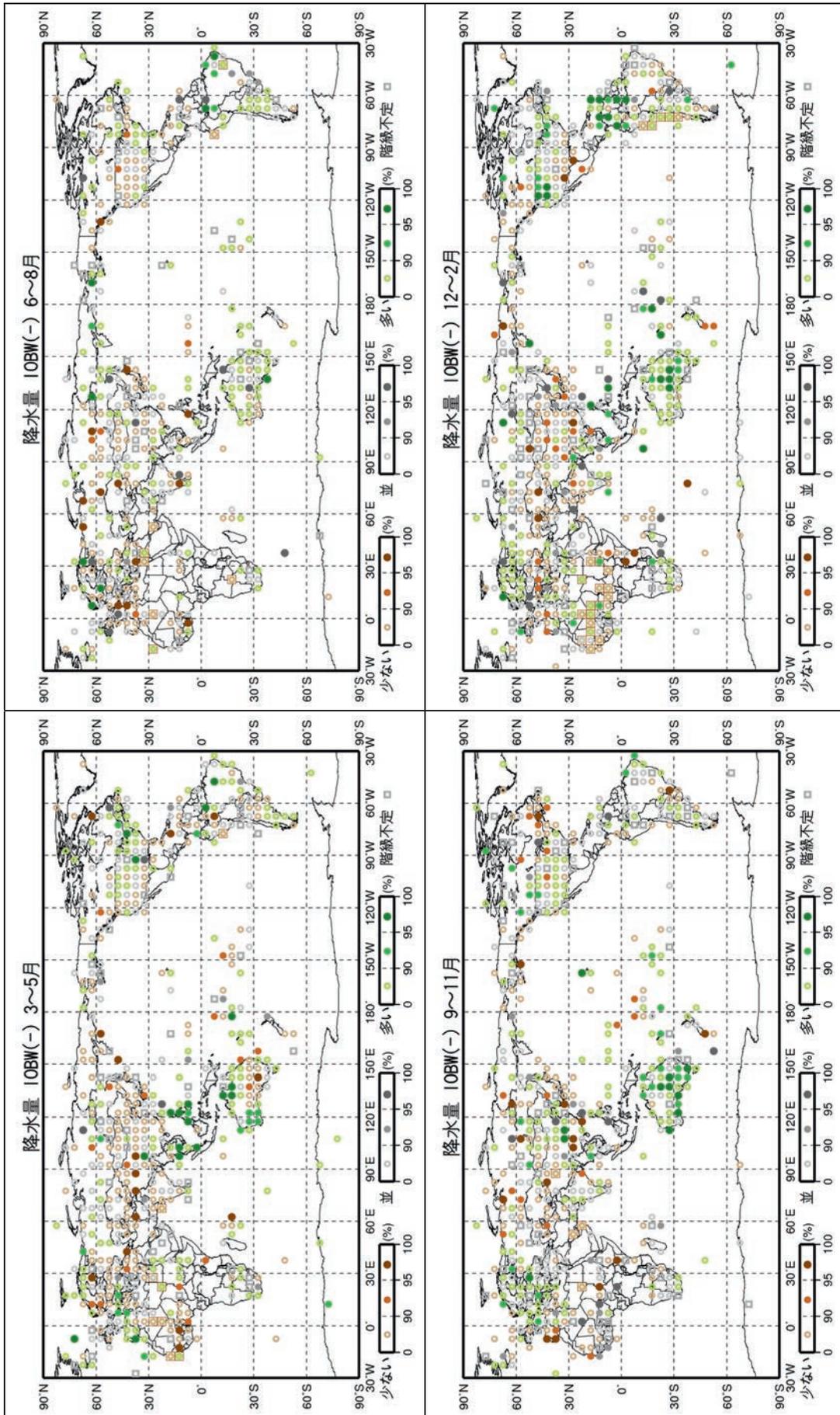
第 2.2.11 図 インド洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量

第 2.2.3 図に同じ。ただし IOBW (+) を示す。



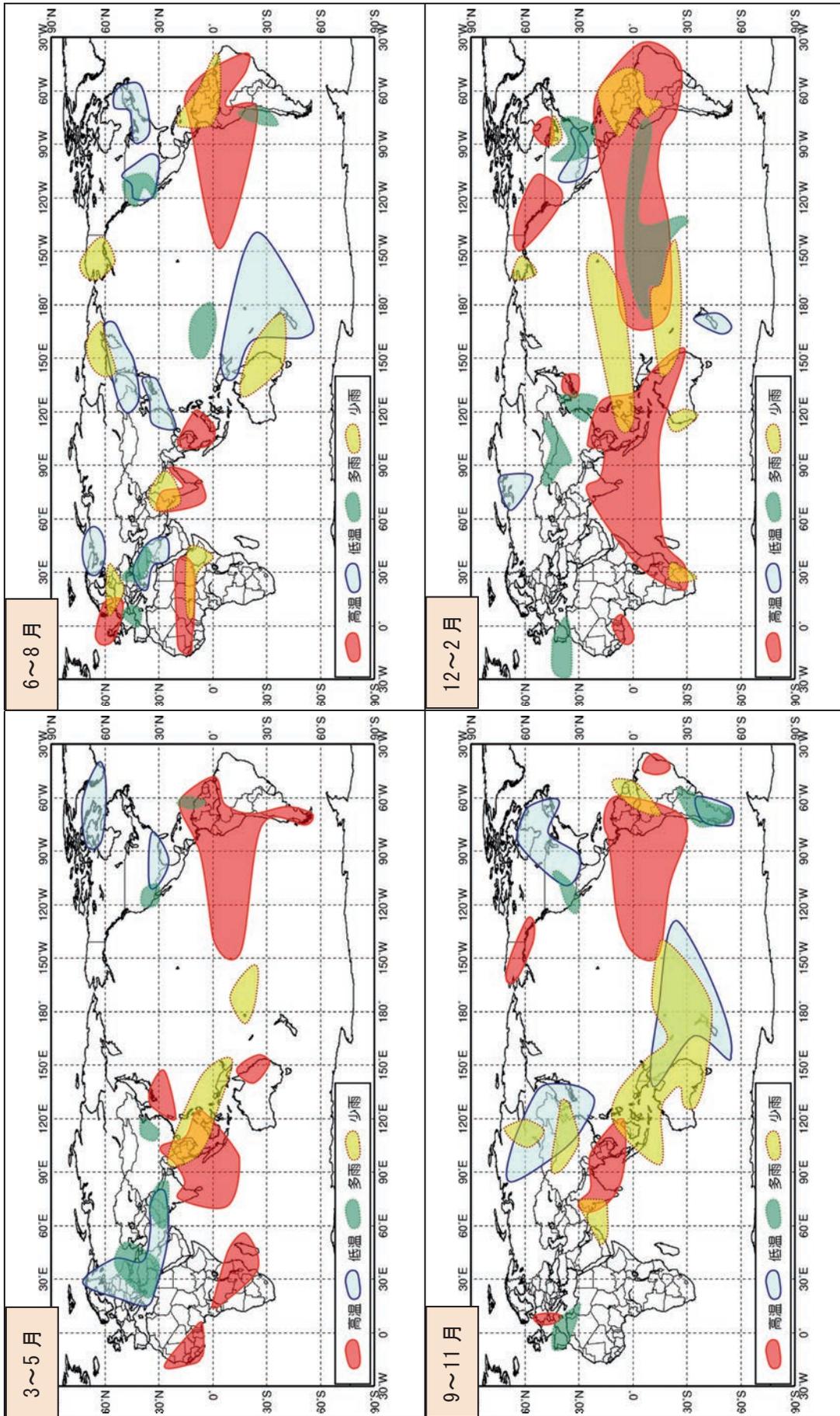
第 2.2.12 図 インド洋熱帯域の海面水温が低水温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

第 2.2.2 図に同じ。ただし IOBW (-) を示す。

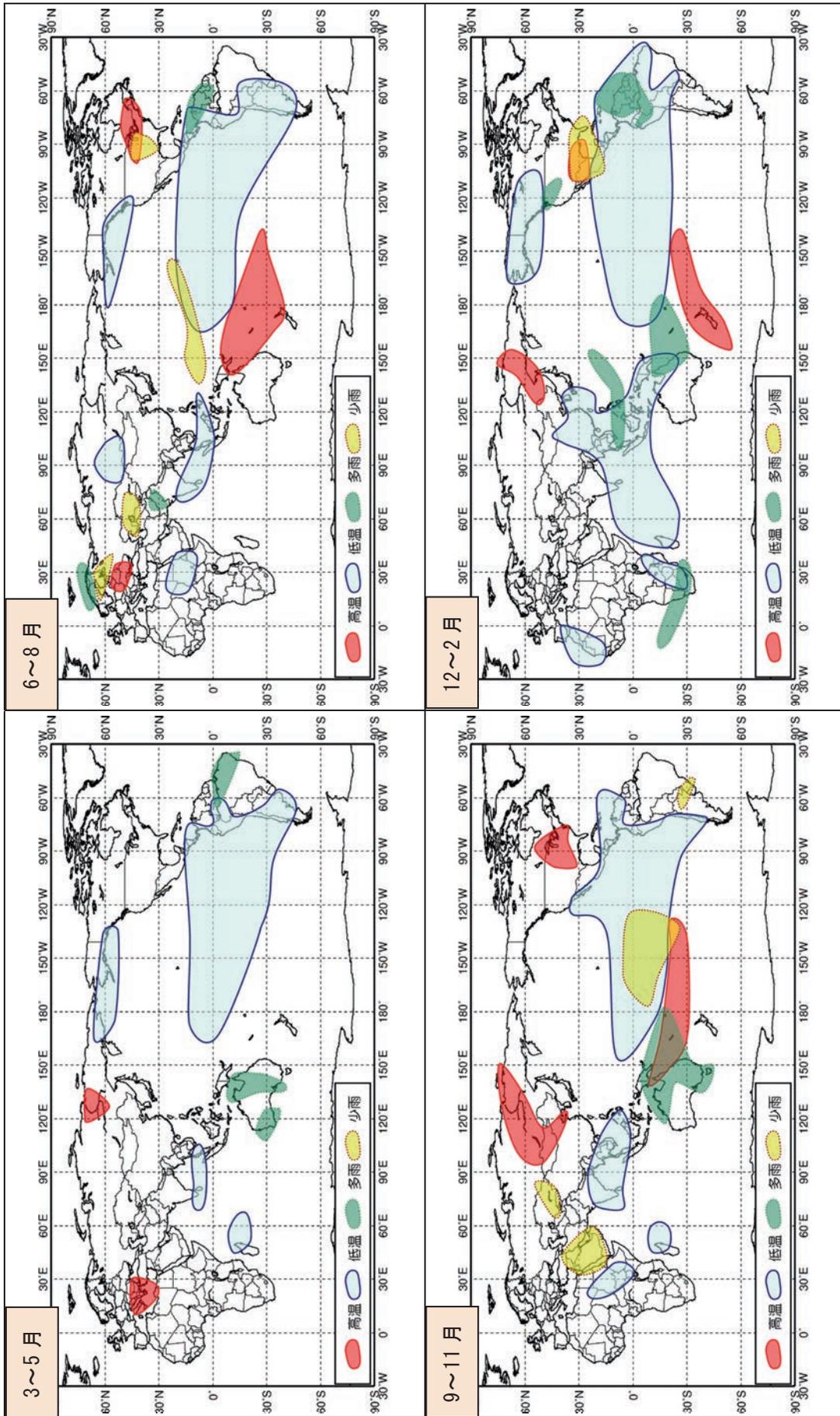


第 2.2.13 図 インド洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量

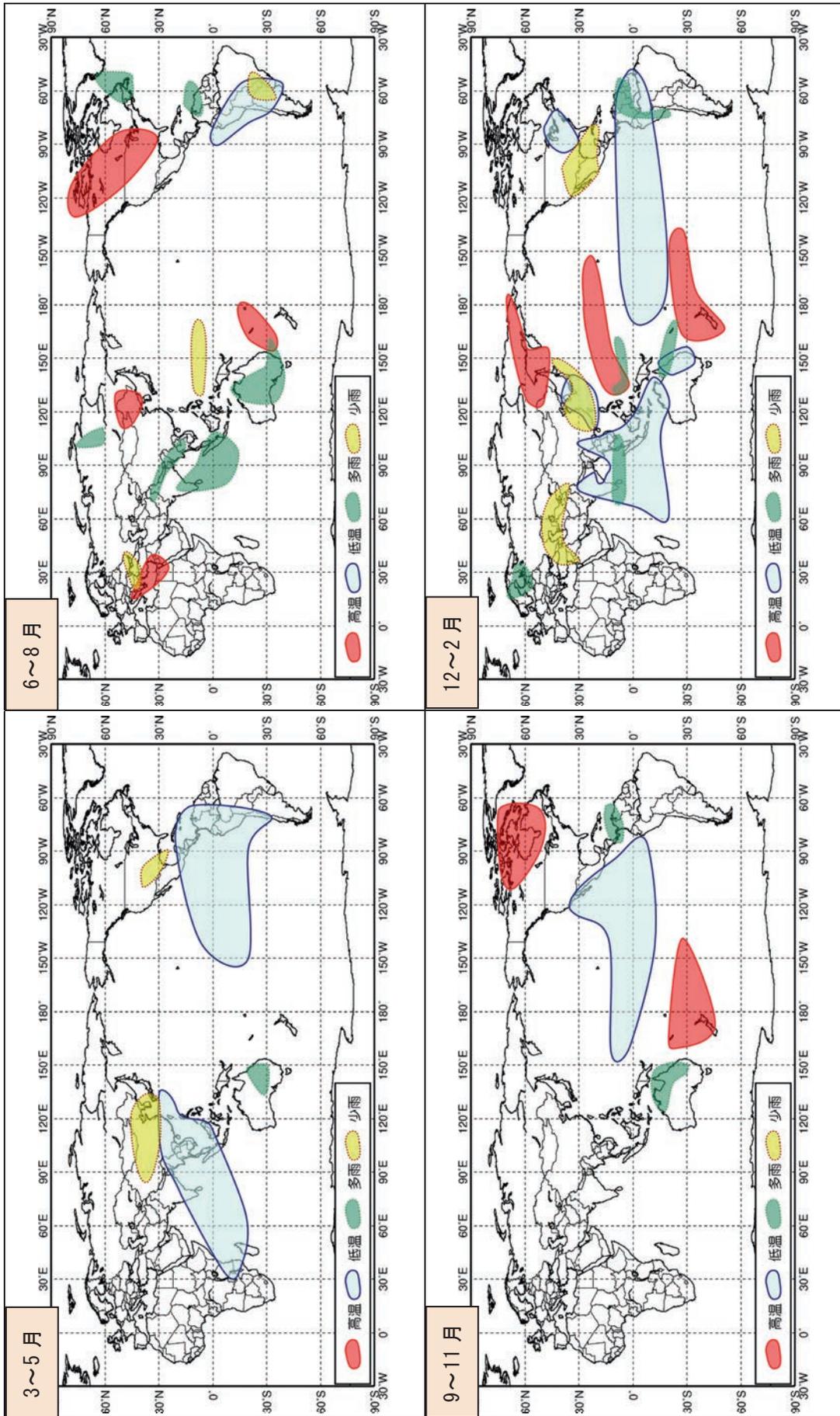
第 2.2.3 図に同じ。ただし IOBW (-) を示す。



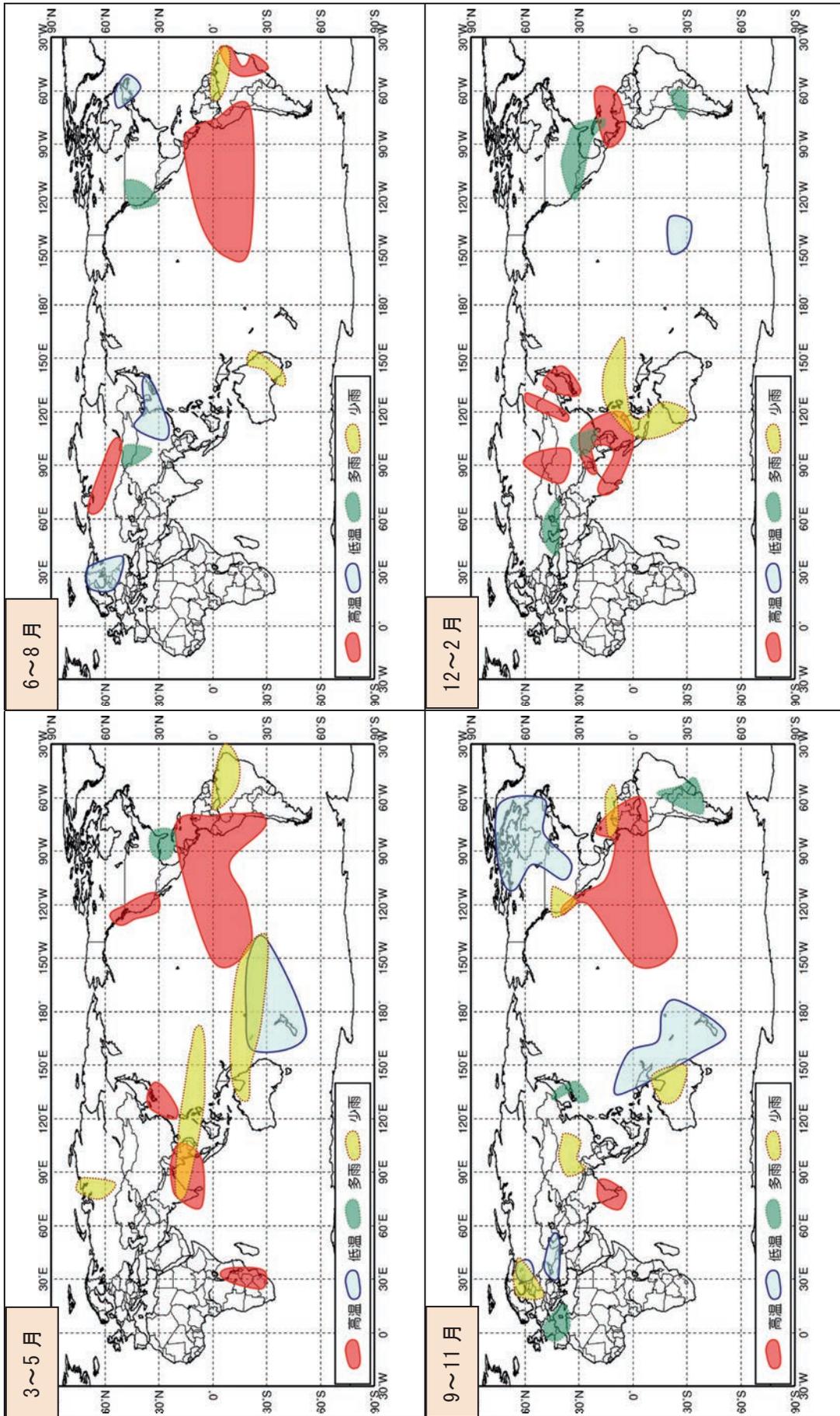
第 2.2.14 図 エルニーニョ現象発生時の世界の天候の特徴 (領域図版)
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



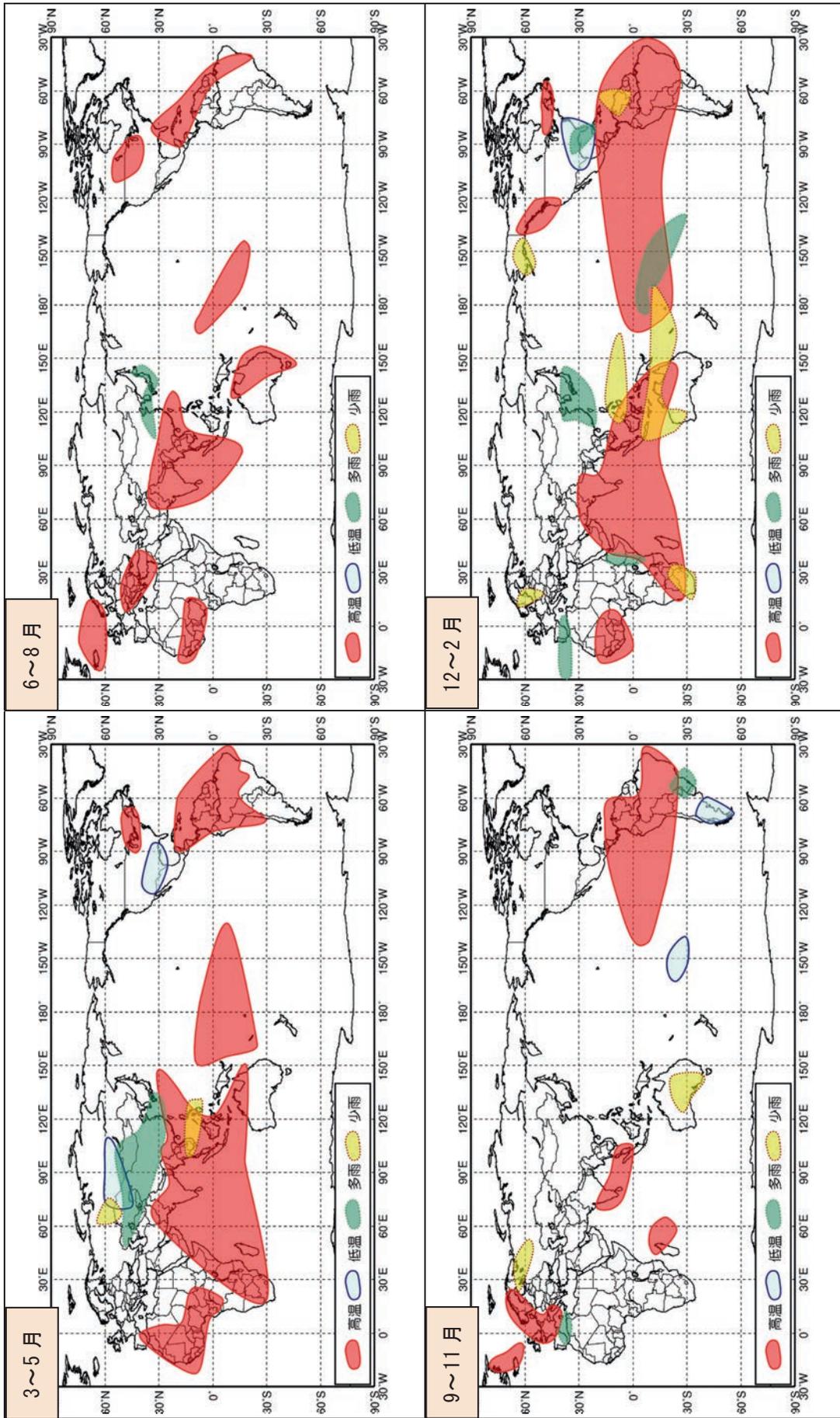
第 2.2.15 図 ラニーニャ現象発生時の世界の天候の特徴 (領域図版)
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



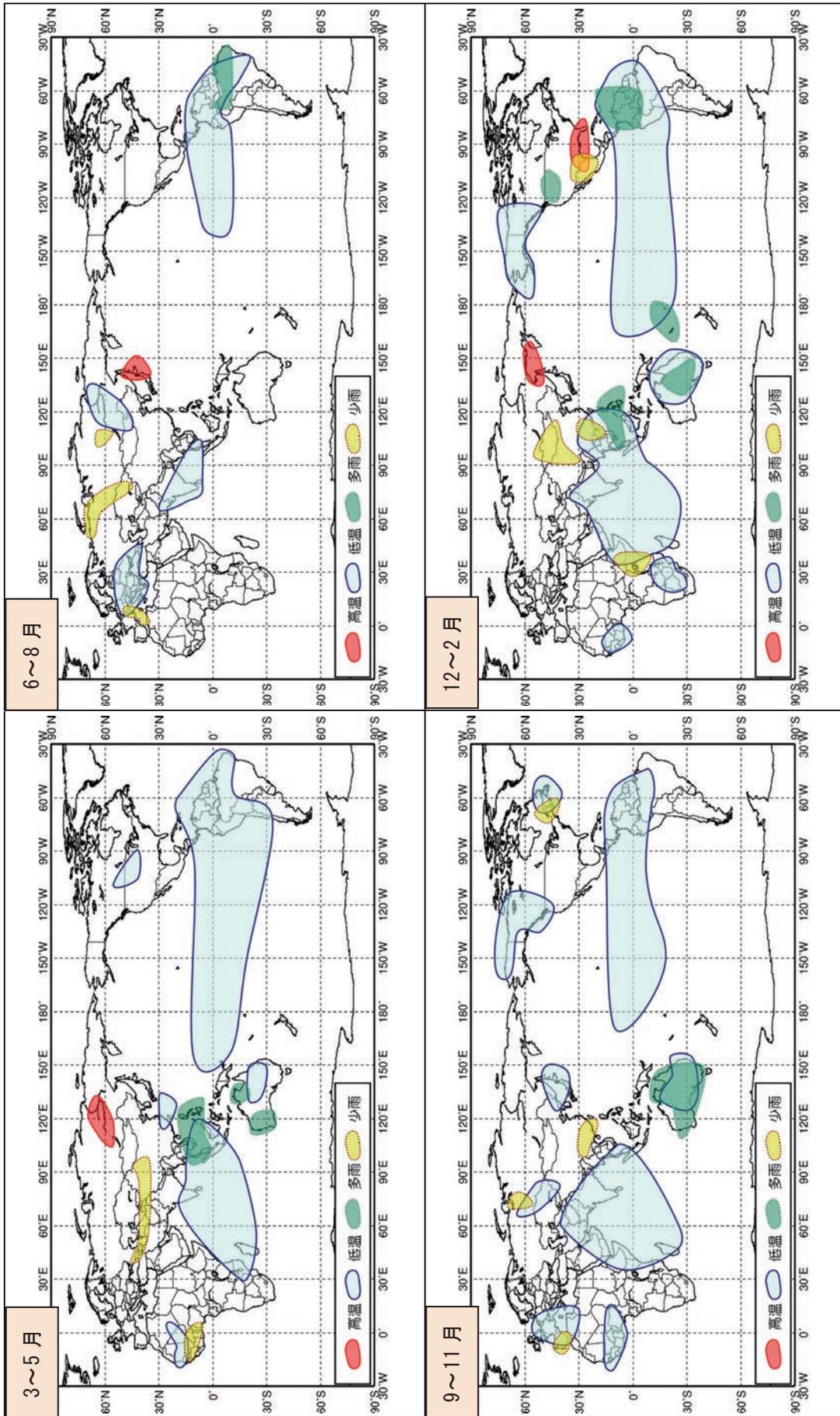
第 2.2.16 図 西太平洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (領域図版)
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



第 2. 2. 17 図 西太平洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (領域図版)
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



第 2.2.18 図 インド洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (領域図版)
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



第 2.2.19 図 インド洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (領域図版)
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。

第 2.2.1 表 エルニーニョ現象発生時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>小笠原諸島～南西諸島周辺、東南アジア～インド南部～東部インド洋熱帯域、西アフリカ、中部アフリカ～マダガスカル、南米北部・西部～中部太平洋熱帯域、オーストラリア北東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ロシア西部～地中海東部沿岸部～インド北西部、カナダ北東部～グリーンランド南部、米国南部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>中国東部、インド北部～パキスタン、ロシア南西部～地中海東部沿岸部、米国南西部、ベネズエラ付近</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>インドシナ半島～ニューギニア島、南太平洋中部</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>タイ～マレーシア、パキスタン～インド東部、ヨーロッパ北西部、アフリカサヘル地域、南米北部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>カムチャツカ半島～中国北東部、東日本～中国南東部、ロシア北西部、トルコ～サウジアラビア北部、米国北東部付近、米国西部、ポリネシア南部～ニュージーランド～パプアニューギニア東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>ヨーロッパ南東部～トルコ、フランス付近、米国西部、チリ北部付近、ミクロネシア南東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>東シベリア付近、インド北部～パキスタン、バルト海周辺、エチオピア～ナイジェリア北部、アラスカ、カリブ海～南米北部、オーストラリア北東部～ニュージーランド北西部</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>マレーシア～インド、フランス東部付近、アラスカ付近、南米北西部～中部太平洋熱帯域、ブラジル東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>中央シベリア南部～南西諸島周辺、カナダ東部～米国中部、南米南部、ポリネシア南部～ニュージーランド～オーストラリア北東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>スペイン～アルジェリア北部周辺、米国南西部付近、南米南部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中央シベリア東部、朝鮮半島～中国北部、インド西部～アラビア半島南部、ブラジル北西部付近、ポリネシア南部～オーストラリア東部～インドネシア周辺</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>東日本～西日本、東南アジア～オーストラリア北部～インド南部～アフリカ南部、西アフリカ南部、カナダ西部付近、カナダ南東部、中米南部～南米北部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>西シベリア、米国南部、ニュージーランド</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>朝鮮半島～沖縄・奄美周辺、モンゴル東部～中国北西部、スペイン～アゾレス諸島、米国南東部、東部太平洋赤道域～中部太平洋熱帯域</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ハワイ諸島～ボルネオ島北部、南アフリカ、アラスカ西部、米国五大湖周辺、南米北部、ポリネシア南部～オーストラリア北東部、オーストラリア西部</p>

第 2.2.2 表 ラニーニャ現象発生時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>東シベリア西部、地中海東部沿岸部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>マレーシア～インド南部、マダガスカル北部付近、ベーリング海～アラスカ湾周辺、南米南部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>ブラジル北部、オーストラリア中部、オーストラリア南西部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>特になし。</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>ヨーロッパ東部、米国北東部付近、ポリネシア南部～オーストラリア北東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>中央シベリア南西部付近、フィリピン南部～インド南部、スーダン付近、アラスカ湾周辺、中米南部～南米南部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>パキスタン付近、スカンディナビア半島北部、ベネズエラ付近</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中央アジア、ロシア北西部付近、米国中部、ハワイ諸島～ミクロネシア</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>東シベリア西部～中国北東部、米国中西部～南部周辺、ポリネシア南部～オーストラリア北東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>フィリピン南部～インド南部、北アフリカ南部～東アフリカ北西部、マダガスカル北部付近、カリフォルニア半島～カリブ海～南米西岸～ミクロネシア南西部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>メラネシア～オーストラリア北部・東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中央アジア東部、アラビア半島付近、アルゼンチン北部付近、中部太平洋熱帯域</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>東シベリア中部、米国南部付近、ポリネシア南部～ニュージーランド</p> <p>【低温傾向】</p> <p>西日本～中国東部～オーストラリア北東部～マダガスカル、北アフリカ西部～西アフリカ西部周辺、東アフリカ南部～南部アフリカ、カナダ西部～アラスカ、カリブ海～南米北部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>フィリピンの東海上～マレーシア、南アフリカ～セントヘレナ島、米国北西部、南米北部付近、メラネシア～オーストラリア北東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>フロリダ半島～メキシコ</p>

第 2.2.3 表 西太平洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>特になし</p> <p>【低温傾向】</p> <p>沖縄・奄美地方～インド南部～東アフリカ南部、カリブ海～南米西部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>オーストラリア東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>西日本～中国北部、米国南部</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>中国北東部、地中海東部沿岸部、北米中部、オーストラリアの東海上</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ペルー沖～南米中部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>中央シベリアの一部、パキスタン北部～ミャンマー、インドネシア西部～インド南部、カナダ東岸付近、ベネズエラ付近、オーストラリア中部～南東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ヨーロッパ南東部、ブラジル南部～アルゼンチン北東部、ミクロネシア南部</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>カナダ東部、ポリネシア南部～ニュージーランド</p> <p>【低温傾向】</p> <p>カリフォルニア半島～東部太平洋熱帯域～ミクロネシア</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>コロンビア北部付近、オーストラリア北部・北東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>特になし</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>東シベリア～オホーツク海、ハワイ諸島～フィリピンの東海上、ポリネシア南部～ニュージーランド</p> <p>【低温傾向】</p> <p>東日本～中国南東部、東南アジア～オーストラリア北部～マダガスカル東海上、米国東部、南米北部～中部太平洋熱帯域、オーストラリア東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>ミクロネシア南部、マレーシア～インド南部、ヨーロッパ北東部、南米北部、メラネシア～オーストラリア北東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>北日本太平洋側～中国東部、中央アジア南部～トルコ東部周辺、米国南部～メキシコ～キューバ西部</p>

第 2.2.4 表 西太平洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>西日本～フィリピン北部、インドシナ半島～インド南部、東アフリカ南部付近、米国西部付近、カリブ海～南米西部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ポリネシア南部～ニュージーランド</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>米国南東部～キューバ西部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>西シベリア東部、ミクロネシア～インドシナ半島～インド中部、ブラジル北部、ポリネシア南部～オーストラリア北部</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>中央シベリア南西部～西シベリア、中米南部～南米北西部～中部太平洋熱帯域、ブラジル東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>東日本～中国東部、ロシア西部～ヨーロッパ北西部、米国北東部付近</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>モンゴル西部付近、米国西部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ブラジル北部、オーストラリア東部</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>インド南部、カリフォルニア半島～南米北西部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ロシア北西部付近、ロシア南西部付近、カナダ東部～米国中西部、ミクロネシア南部～ニュージーランド</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>ロシア沿海州南部～西日本太平洋側、ヨーロッパ南西部～アルジェリア北部、ブラジル南部～アルゼンチン北部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中国中部、ロシア北西部～ヨーロッパ北東部、米国西部、ベネズエラ付近、オーストラリア北東部</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>日本付近、中国北東部付近、中央シベリア南部～中国北西部、中国南部～フィリピン西部～インド南部、カリブ海周辺</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ポリネシア南部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>中国南部、中央アジア南西部付近、米国南部付近、アルゼンチン北部付近</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ミクロネシア南部～オーストラリア西部</p>

第 2.2.5 表 インド洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>日本の南海上～南・東南アジア～オーストラリア北部～南部アフリカ、西アフリカ付近、カナダ南東部～米国北東部、カリブ海～南米北部、中部太平洋熱帯域～ミクロネシア南部～メラネシア</p> <p>【低温傾向】</p> <p>中央シベリア南西部～中央アジア北東部、米国南部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>西日本～中央アジア</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>西シベリア南西部、フィリピン南部～インドシナ半島南部</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>沖縄・奄美地方～南アジア、ヨーロッパ中部～トルコ周辺、ノルウェー南部～アイスランド、西アフリカ、北米中部、米国南東部～ブラジル東部、中部太平洋熱帯域、オーストラリア東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>特になし</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>日本～中国東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>特になし</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>マレーシア～インド南部、スカンディナビア半島～フランス周辺、アイスランド付近、マダガスカル北部付近、南米北部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>南米南部、ポリネシア南部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>地中海西部沿岸、ブラジル南部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ロシア北西部、オーストラリア中部</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>南・東南アジア～オーストラリア北部～南部アフリカ、西アフリカ、米国北東部付近、北米西岸、カリブ海～南米北部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>米国南部～キューバ西部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>東日本～中国東部、地中海西部沿岸部～アゾレス諸島、東アフリカ、米国南東部、ポリネシア南部付近</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ミクロネシア～フィリピン南部周辺、ヨーロッパ北東部、南アフリカ付近、アラスカ南部、ベネズエラ付近、メラネシア～オーストラリア北西部付近</p>

第 2.2.6 表 インド洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>東シベリア西部～中央シベリア東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>沖縄付近～中国南東部、東南アジア～東アフリカ南部付近、西アフリカの一部、米国中西部付近、南米北部～ミクロネシア南部～メラネシア北部、オーストラリア東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>フィリピン～マレーシア周辺、オーストラリア北部、オーストラリア西部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中国西部～中央アジア南部、西アフリカ</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>北日本</p> <p>【低温傾向】</p> <p>東シベリア西部～モンゴル東部、マレーシア～インド西部、ロシア南西部～ヨーロッパ中部、南米北部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>ブラジル北部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中央シベリアの一部、西シベリア西部付近、ヨーロッパ中部～アルジェリア北部</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>特になし</p> <p>【低温傾向】</p> <p>北日本～朝鮮半島北部、マレーシア～南アジア～マダガスカル、ヨーロッパ西部～アルジェリア北部、西アフリカ、カナダ西部～アラスカ北部、米国北東部付近、南米北部～中部太平洋熱帯域、オーストラリア中部・東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>オーストラリア</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中国南部、西シベリアの一部、ポルトガル付近、米国北東部付近</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>オホーツク海北部周辺、米国南部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>中国南部～南・東南アジア～マダガスカル北部、西アフリカ、南部アフリカ付近、カナダ西部～アラスカ、南米北部付近～中部太平洋熱帯域、オーストラリア中部・東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>フィリピン～マレーシア、米国北西部、南米北部付近、メラネシア、オーストラリア中部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>モンゴル～中国西部、中国南部付近、東アフリカ、メキシコ北部付近</p>

2.3 エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における日本の天候の特徴¹

2.3.1 はじめに

エルニーニョ/ラニーニャ現象に代表される熱帯の海洋変動は日本の天候に様々な影響を及ぼす。

これまで、統計期間を1979～2008年(30年間)として東部太平洋赤道域(NINO.3)、西太平洋熱帯域(NINO.WEST)及びインド洋熱帯域(IOBW)の海面水温変動に伴う日本の天候の特徴について、調査が行われてきた(竹川ほか 2011)。今般、気象庁55年長期再解析(JRA-55: 古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015)が2013年に整備されたことを踏まえ、統計期間を1958～2012年(55年間)に拡大し、改めて統計を行った。また、統計手法を改善し、統計的な有意性の検定も行った。

2.3.2 調査方法

統計期間は1958年～2012年(冬は1958/59年～2012/13年)の55年間とし、天候の特徴を季節ごとにまとめた。天候の特徴を示す気象要素として、平均気温、降水量、日照時間を取り上げ、季節現象として、梅雨入り・明けの時期を取り上げた。また、対象とする平均期間は3か月平均と梅雨の時期を用いた。3か月平均の特徴においては、中央月(1～3月なら2月)が以下に述べる各監視海域の現象発生条件を満たしている場合とし、梅雨の時期²においては、対象となる2か月のいずれかの月が条件を満たしている場合とした。

NINO.3の海面水温の基準値³との差の5か月移動平均が $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上(-0.5°C 以下)の状態が6か月継続したときをエルニーニョ現象(ラニーニャ現象)とした。また、NINO.WESTおよびIOBWの海面水温の基準値⁴との差の5か月移動平均が6

か月以上続けて $+0.15^{\circ}\text{C}$ 以上(-0.15°C 以下)となった場合を高温(低温)であるとした。竹川ほか(2011)では、5か月移動平均が閾値を上(下)回った事例を全て抽出したが、本統計では事例数が多くなったことから、気象庁の定義どおり6か月継続の条件を新たに加えた。これらの3海域の海面水温変動が基準を満たした期間を第2.2節の第2.2.1図に示す。例えば、エルニーニョ現象の夏(冬)の事例数は13(13)、ラニーニャ現象の夏(冬)の事例数は12(13)である。

これらの現象が発生しているときの季節ごとの各気象要素・季節現象の階級出現率を求める。階級は、気温は「低い」、「並」、「高い」、梅雨入り・明けの時期は「早い」、「並」、「遅い」、その他の要素は「少ない」、「並」、「多い」の3階級とする。ここでは、本統計期間が55年で平年値の計算に用いる30年とは異なるため、「平年並」ではなく「並」とした。また、梅雨入り・明けの時期が「特定しない」場合は、これらのどの階級にも属さないとして別に示す。各階級の出現率は、百分率の小数点以下を四捨五入した。

階級区分値は第2.2.3項(4)と同様に気象観測統計指針(気象庁 2005)の考え方を適用して求めた。なお、本調査では第2.2節のように砂漠など雨のほとんど降らない地域を考慮する必要はないため、気候的出現率はこの階級区分値から求めた各階級の出現率とせず、各階級の出現率が等しい33%とした。

2.3.3 有意性の検定

本調査では、事例数が増えたことから、各期間における各要素の各階級の出現率が各海域の現象発生時に気候的出現率と比べて有意に大きいかどうかを統計的に検定した。

検定は世界の天候の特徴(第2.2節)と同様に、信頼度水準10%の片側二項検定を行った。

検定方法は、例えば、平均気温では3か月ごとに「高い(低い)」階級の出現率が、気候的出現率(33%)に比べて有意に大きい場合「高い(低い)傾向がある」とした。また、「高い(低い)または

¹ 田中 基裕、竹川 元章、野津原 昭二

² 梅雨の時期は沖縄・奄美では5・6月、その他の地域(北日本は北海道を含まない)では6・7月とした。

³ NINO.3の海面水温の基準値は、その年の前年までの30年間の各月の平均値。

⁴ NINO.WESTとIOBWの海面水温の基準値は、各月のSSTについて前年までの30年の線形回帰直線を該当年に外挿した値。

並」階級の出現率が有意に大きく、かつ「並」の階級の出現率が有意に大きいとはならない場合、「並か高い(低い)傾向がある」とした。気温以外の要素についても同様の処理を行い、梅雨の入り・明けについては「特定しない」の事例を除いて検定を行った。なお、「並」の出現率が有意に大きい、または小さい場合は抽出しなかった。

2.3.4 長期的な変化傾向(トレンド)の除去

日本の天候にはエルニーニョ/ラニーニャ現象等熱帯域の海面水温の影響のほか、十年から数十年の時間規模の自然変動や地球温暖化に伴う気温の上昇などの長期的な変化傾向(トレンド)がある。竹川ほか(2011)と同様に、トレンドが明瞭な気温については、以下の方法により、トレンドの影響を除く処理(デトレンド)を施した。

- ① 統計を行った1958年～2012年(冬は1958/59年～2012/13年)の地域平均値を直線で近似する。
- ② その直線を基準とし、その差をもとに1958年～2012年(冬は1958/59年～2012/13年)の55年間の出現率が等確率になるよう階級を区分した。

なお、トレンドが明瞭でない降水量と日照時間および、梅雨入り・明けの時期についてはトレンドの除去は行っていない。

2.3.5 統計結果

第2.3.1図～第2.3.6図に4季節における各気象要素の階級別の出現率を、第2.3.7図と第2.3.8図に梅雨入り・明けの時期の階級別出現率を示す。また、図の中で統計的に有意な傾向がみられる地域名には赤い帯をかけ、有意な傾向がみられる階級は太黒枠で囲って示した。

以下に、夏と冬のエルニーニョ現象とラニーニャ現象が発生したときの特徴を示す。なお、ここでは夏と冬の前後1か月ずらした3か月平均の特徴も夏と冬の天候の特徴として記述した。例えば、6、7、8月の各月を中心とする3か月平均(図略)のいずれかで統計的に有意な傾向がみられた

ら、夏の天候の特徴として抽出した。また、第2.1.4項のとおり、エルニーニョ(ラニーニャ)現象はNINO.WESTの低温(高温)とIOBWの高温(低温)と関連していることから、これらの特徴も合わせて示す。IOBWの海面水温はNINO.3の変動に遅れて変動するがここでは同じ季節の特徴を示す。

(1) エルニーニョ現象発生時の夏

- ・ エルニーニョ現象発生時の夏は、気温は北・東・西日本で低い傾向、降水量は西日本日本海側で多い傾向、日照時間は東・西日本で少ない(もしくは並か少ない)傾向がみられた。
- ・ NINO.WEST低温時の夏は、気温はエルニーニョ現象発生時と同様の地域に加え、沖縄・奄美でも低い傾向がみられた。降水量は東・西日本で多く、エルニーニョ現象発生時より広範囲で有意な傾向がみられた。日照時間は東日本、西日本日本海側では並か少ない傾向、沖縄・奄美で多い傾向がみられた。
- ・ IOBW高温時の夏は、気温は北・東・西日本では有意な傾向はみられないが、沖縄・奄美で高い傾向がみられた。降水量は北日本、東日本太平洋側、西日本日本海側で多い(もしくは並か多い)傾向がみられ、エルニーニョ現象発生時より広範囲に有意な傾向がみられた。日照時間は北日本、東・西日本日本海側で少ない(もしくは並か少ない)傾向がみられ、エルニーニョ現象発生時にはみられなかった北日本でも有意な傾向がみられた。一方、沖縄・奄美では多い傾向がみられた。

(2) ラニーニャ現象発生時の夏

- ・ ラニーニャ現象発生時の夏は、気温は東・西日本で並か高い傾向、降水量は沖縄・奄美で多い傾向がみられた。日照時間は傾向がみられなかった。
- ・ NINO.WEST高温時の夏は、気温は北日本で高い傾向、降水量は東日本日本海側と西日本太平洋側で少ない(もしくは並か少ない)傾向がみられた。これらはそれぞれラニーニャ現象

発生時にはみられない特徴である。日照時間はラニーニャ現象発生時と同様に傾向がみられなかった。

- ・ IOBW 低温時は、気温は北日本で高い傾向、沖縄・奄美で並か低い傾向、降水量は北・西日本日本海側で少ない傾向、日照時間は北・東日本、西日本日本海側で多い傾向がみられた。これらはラニーニャ発生時にはみられなかった特徴であり、IOBW 高温時の夏と逆の傾向を示す。

(3) エルニーニョ現象発生時の冬

- ・ エルニーニョ現象発生時の冬は、気温は全国で高い傾向、降水量は西日本太平洋側、沖縄・奄美で多い傾向、日照時間は北日本日本海側、東・西日本太平洋側で少ない（もしくは並か少ない）傾向がみられた。
- ・ NINO. WEST 低温時の冬は、気温は北・東・西日本、沖縄・奄美で高い傾向がみられ、エルニーニョ現象発生時の傾向より出現率が高い。降水量は北日本太平洋側、東・西日本、沖縄・奄美で多い傾向がみられ、エルニーニョ現象発生時の傾向が広範囲にみられた。日照時間は北日本、東日本太平洋側で少ない傾向、沖縄・奄美で多い傾向がみられた。
- ・ IOBW 高温時の冬は、気温は東日本で高い傾向がみられた。降水量は東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美で多い（もしくは並または多い）傾向がみられ、NINO. WEST 低温時と同様にエルニーニョ現象発生時の傾向が広範囲でみられた。日照時間は東日本太平洋側、西日本で並か少ない傾向がみられた。

(4) ラニーニャ現象発生時の冬

- ・ ラニーニャ現象発生時の冬は、気温は東日本で低い傾向、降水量は北・西日本太平洋側、東日本、沖縄・奄美で少ない（もしくは並か少ない）傾向、日照時間は北日本太平洋側、西日本で多い（もしくは並か多い）傾向がみられた。

- ・ NINO. WEST 高温時の冬は、気温は東・西日本、沖縄・奄美で低い傾向がみられ、ラニーニャ現象発生時の特徴がより広範囲で明瞭にみられた。降水量は北・東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美で少ない傾向がみられた。日照時間は北・西日本、東日本太平洋側で多い傾向がみられ、ラニーニャ現象発生時より広範囲に有意な傾向がみられた。
- ・ IOBW 低温時の冬は、気温は沖縄・奄美で並か低い傾向、降水量は北・東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美で少ない（もしくは並か少ない）傾向、日照時間は北・東日本太平洋側、西日本日本海側で多い傾向がみられた。

2.3.6 まとめ

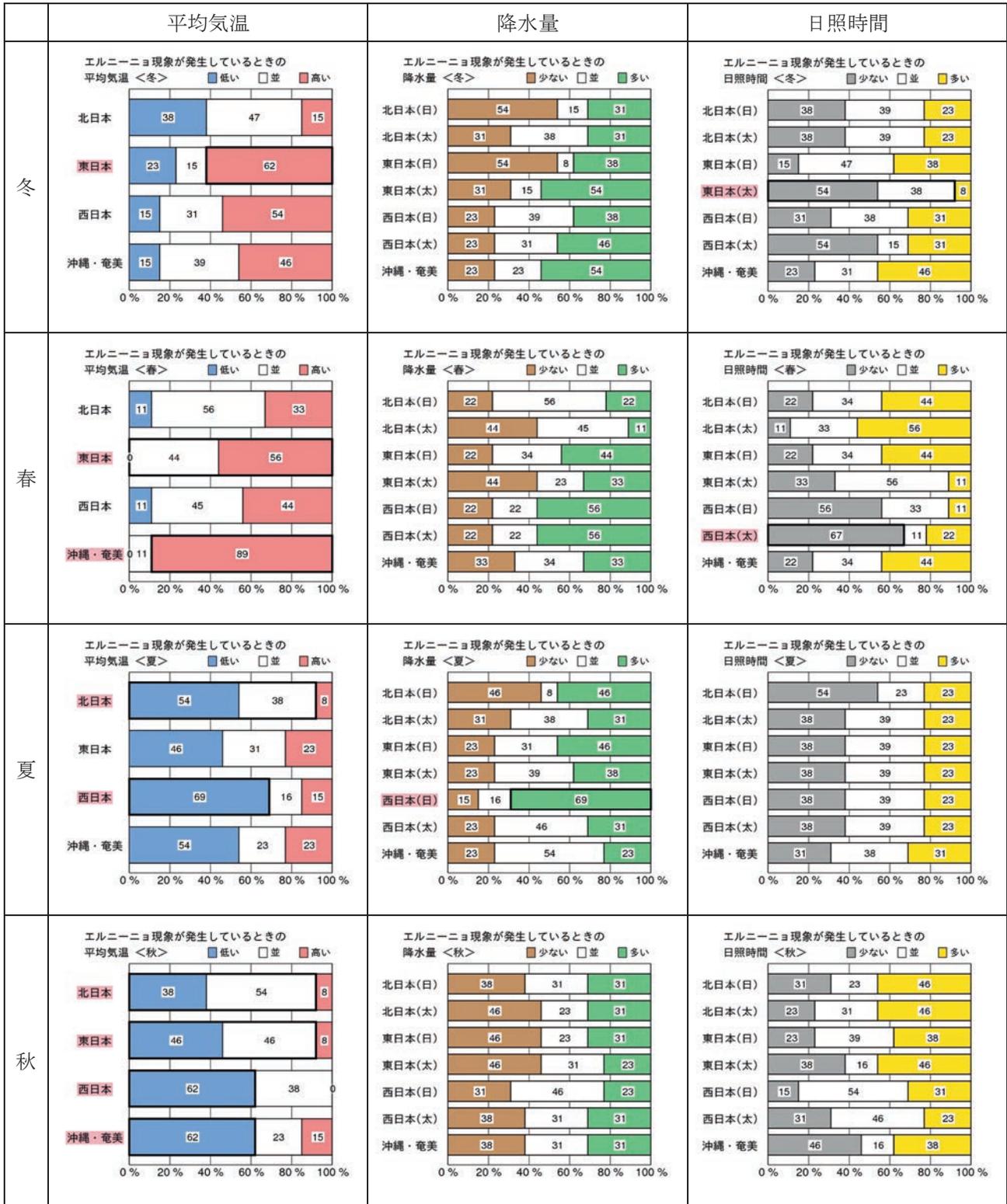
今回の調査では二項検定を用い、統計的に有意な傾向だけを抽出することで、これまでより信頼性の高い傾向を抽出することができた。ただし、今回の特徴は、各海域の海面水温変動に対して今後も同様の割合で出現することを意味するものではないことに留意が必要である。

日本の天候は、エルニーニョ現象等の熱帯海面水温の変動以外にも十年から数十年程度の時間スケールの自然変動や大気の変動などにも影響を受ける。本調査ではこれらを考慮していない。

本調査ではデトレンドした気温で解析を行ったが、天候の傾向を最近の気候に適用する際には注意を要する。第2.3.1表に、本調査での2012年における基準値を地域ごと季節ごとに示す。すべての地域、季節で平年より高い値が基準となっている。実際に現れた気温（地域平均平年差）はこのようにトレンドを考慮して評価する必要がある。

また、天候の特徴がどのような循環場から得られるのか、その循環場に海洋変動がどのように影響を与えているのかについては、現在解析を進めているところであり、今回作成した統計資料は今後それらの解析結果とあわせてエルニーニョ現象等の解説に利用されたい。

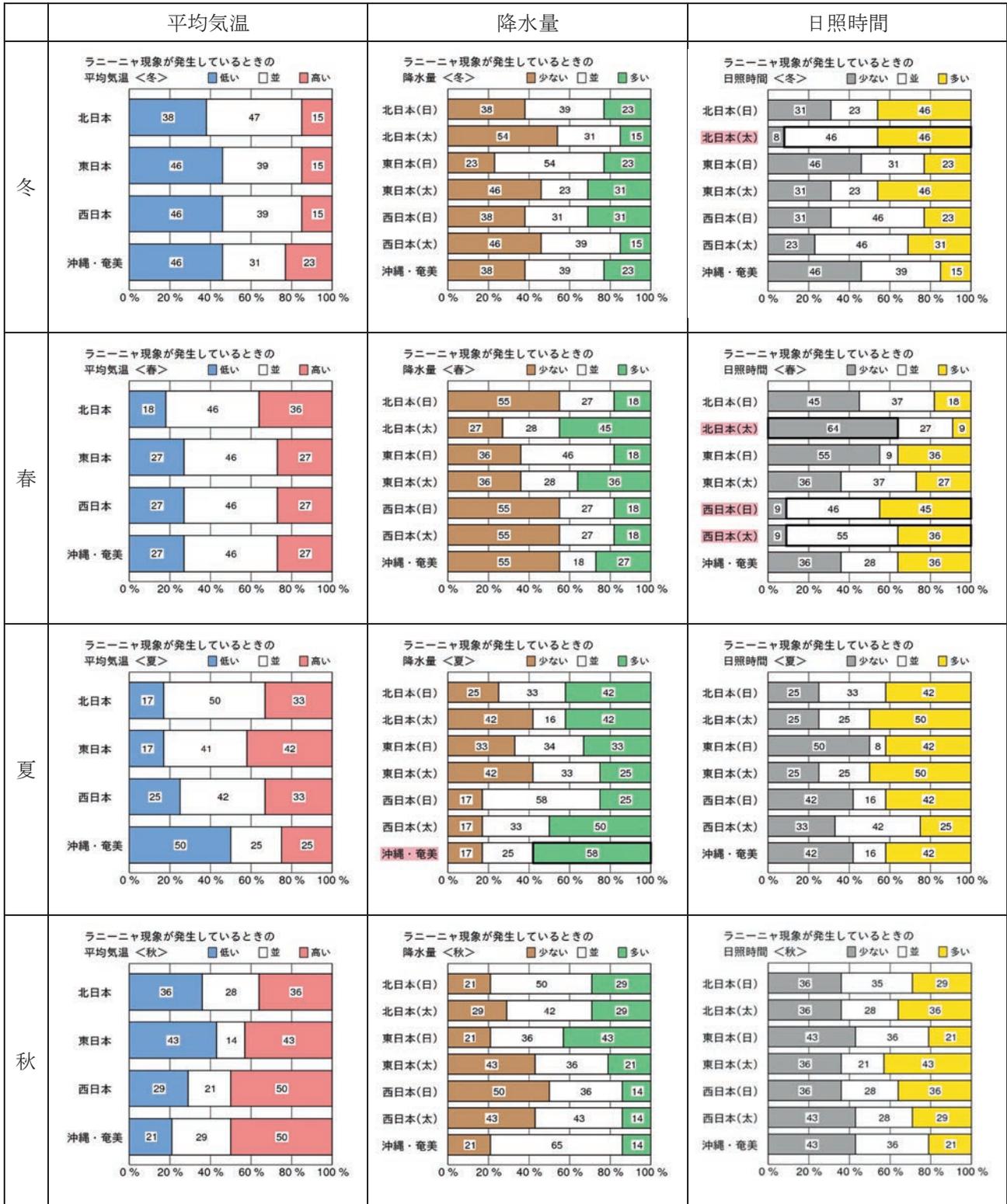
エルニーニョ現象発生時



第 2.3.1 図 エルニーニョ現象発生時の天候の出現率（冬・春・夏・秋）

グラフ内の数字は出現率（%）。統計的に有意な傾向がみられる地域名には赤い帯をかけ、有意な傾向がみられる階級は黒太枠で囲って示した。

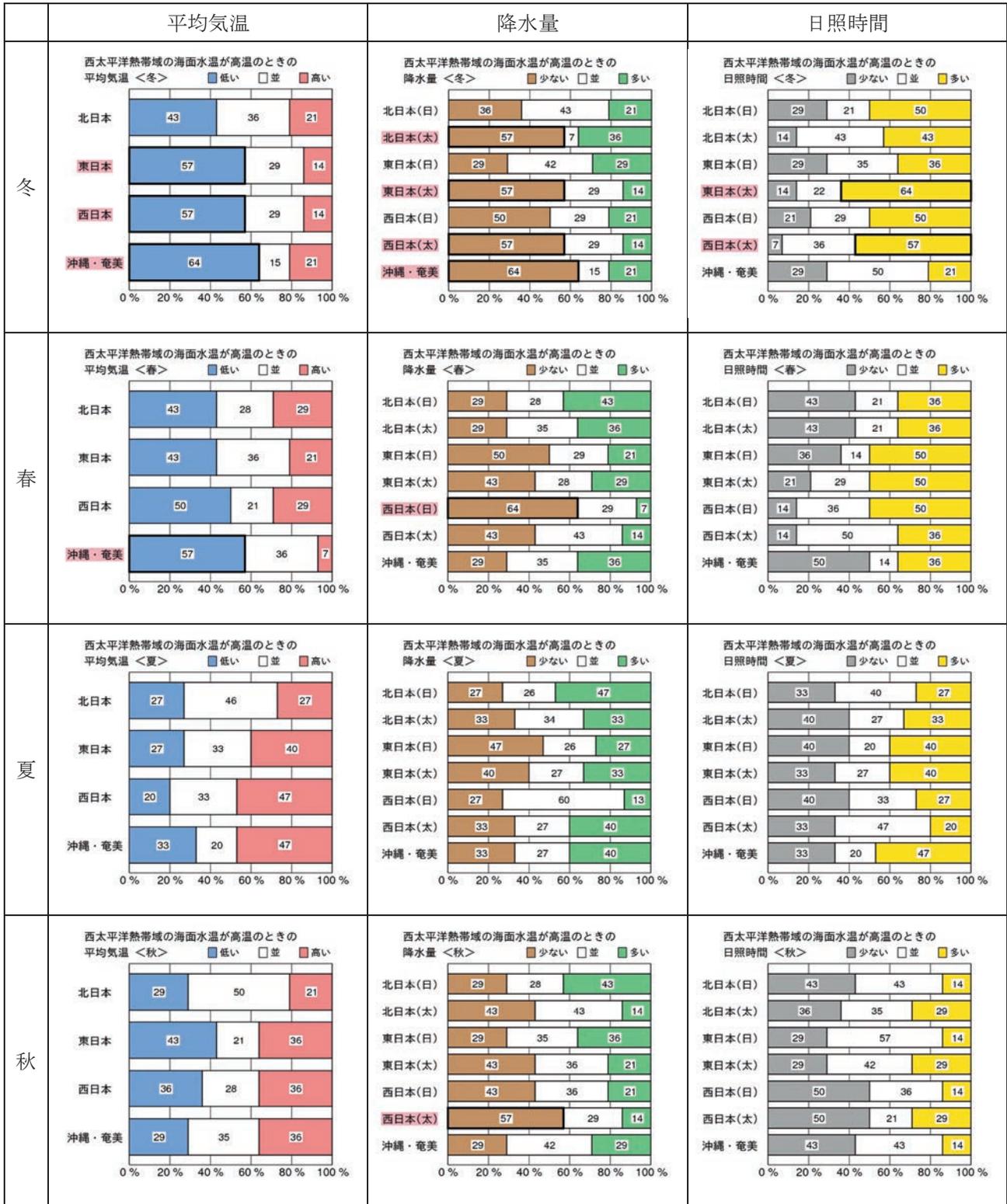
ラニーニャ現象発生時



第 2.3.2 図 ラニーニャ現象発生時の天候の出現率（冬・春・夏・秋）

第 2.3.1 図と同じ。

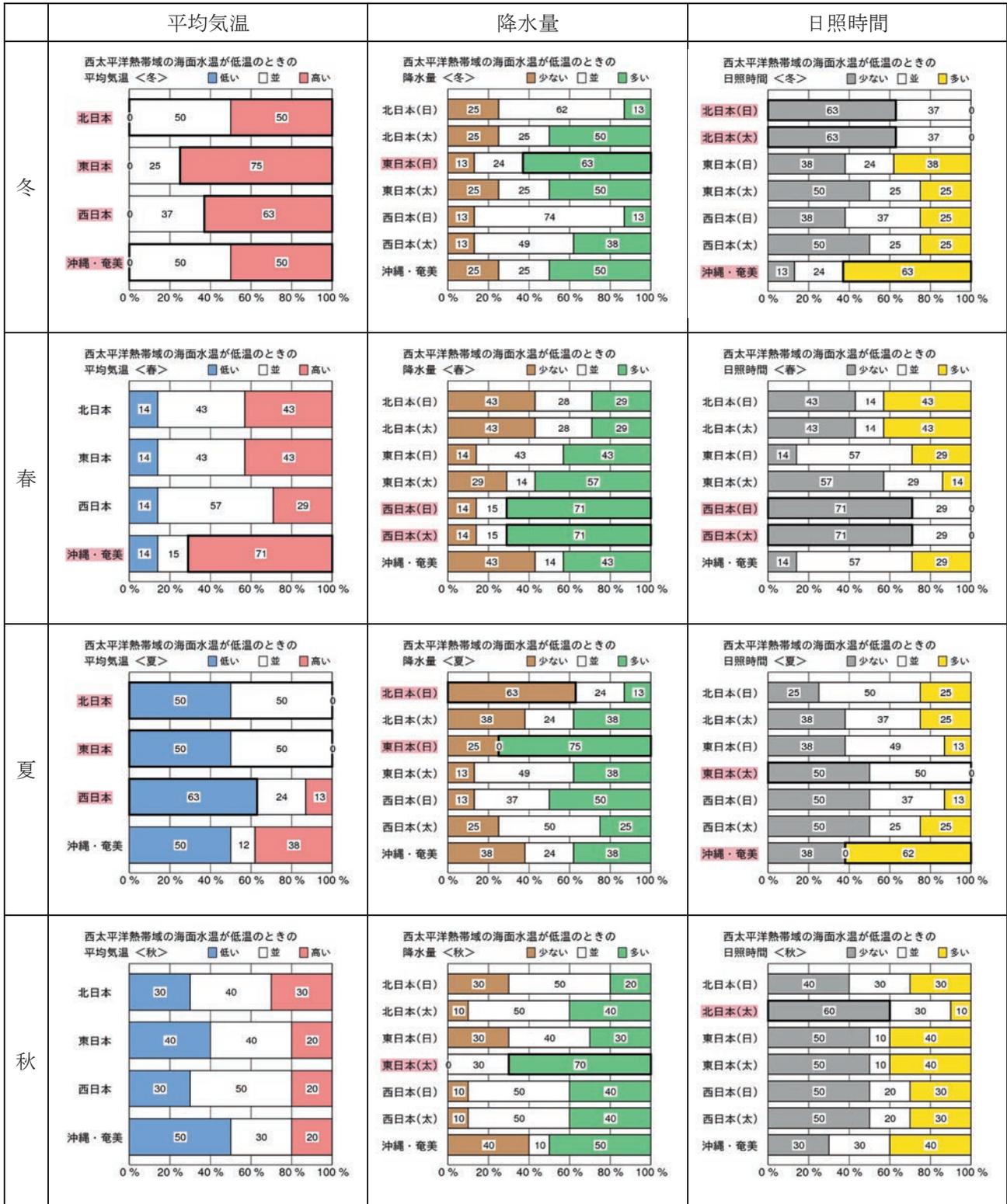
西太平洋熱帯域高温時



第 2.3.3 図 西太平洋熱帯域高温時の天候の出現率 (冬・春・夏・秋)

第 2.3.1 図と同じ。

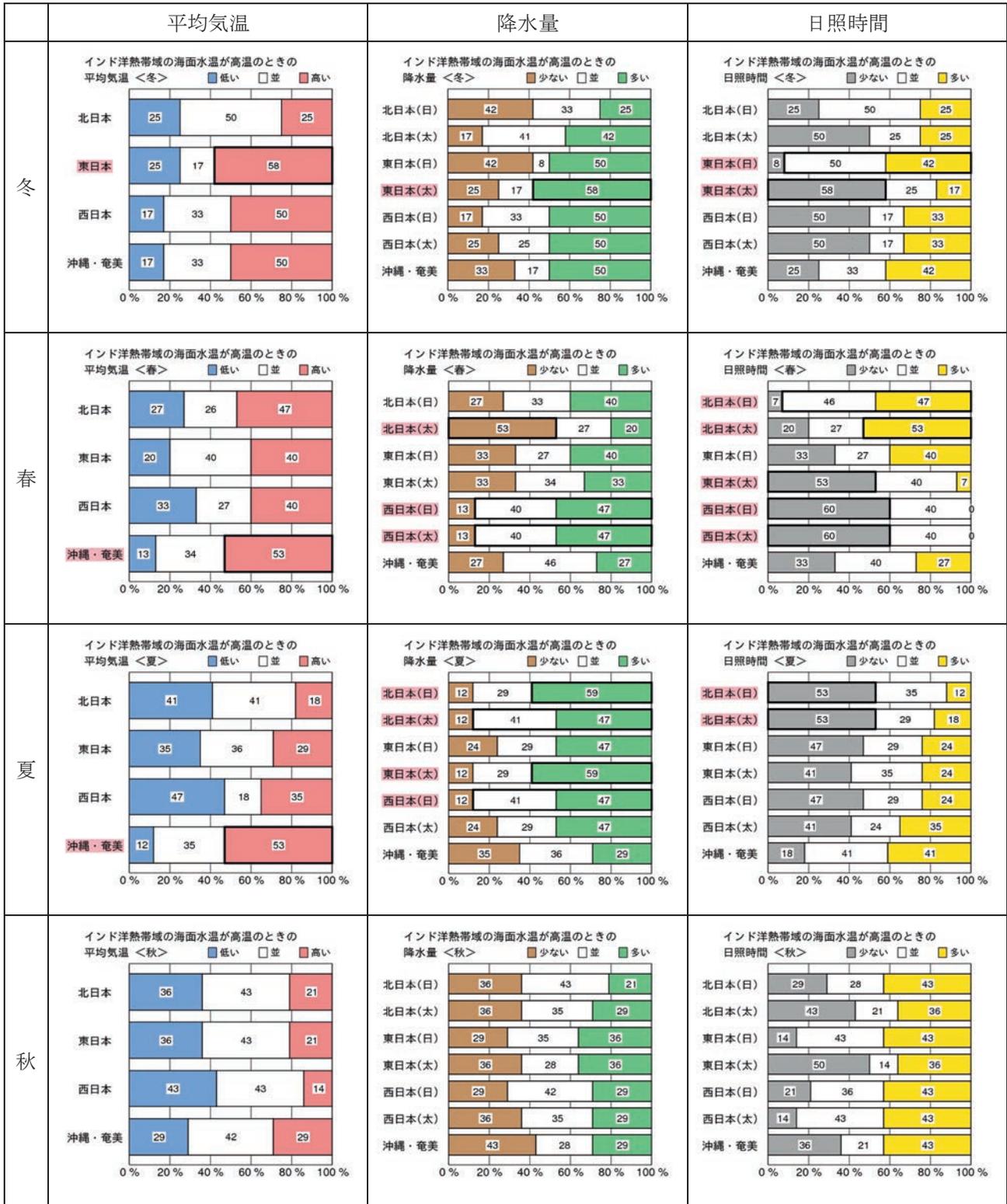
西太平洋熱帯域低温時



第 2.3.4 図 西太平洋熱帯域低温時の天候の出現率 (冬・春・夏・秋)

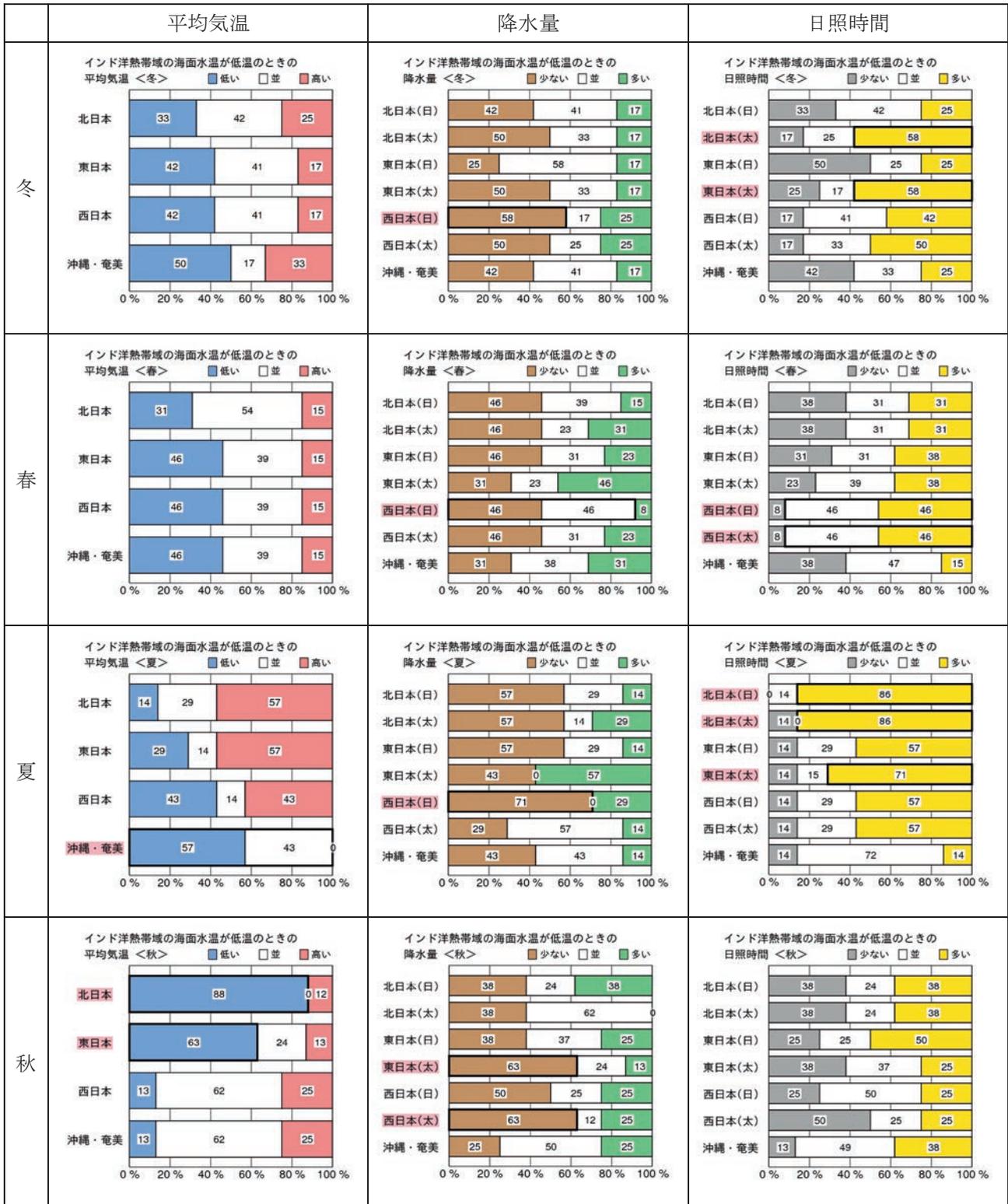
第 2.3.1 図と同じ。

インド洋熱帯域高温時



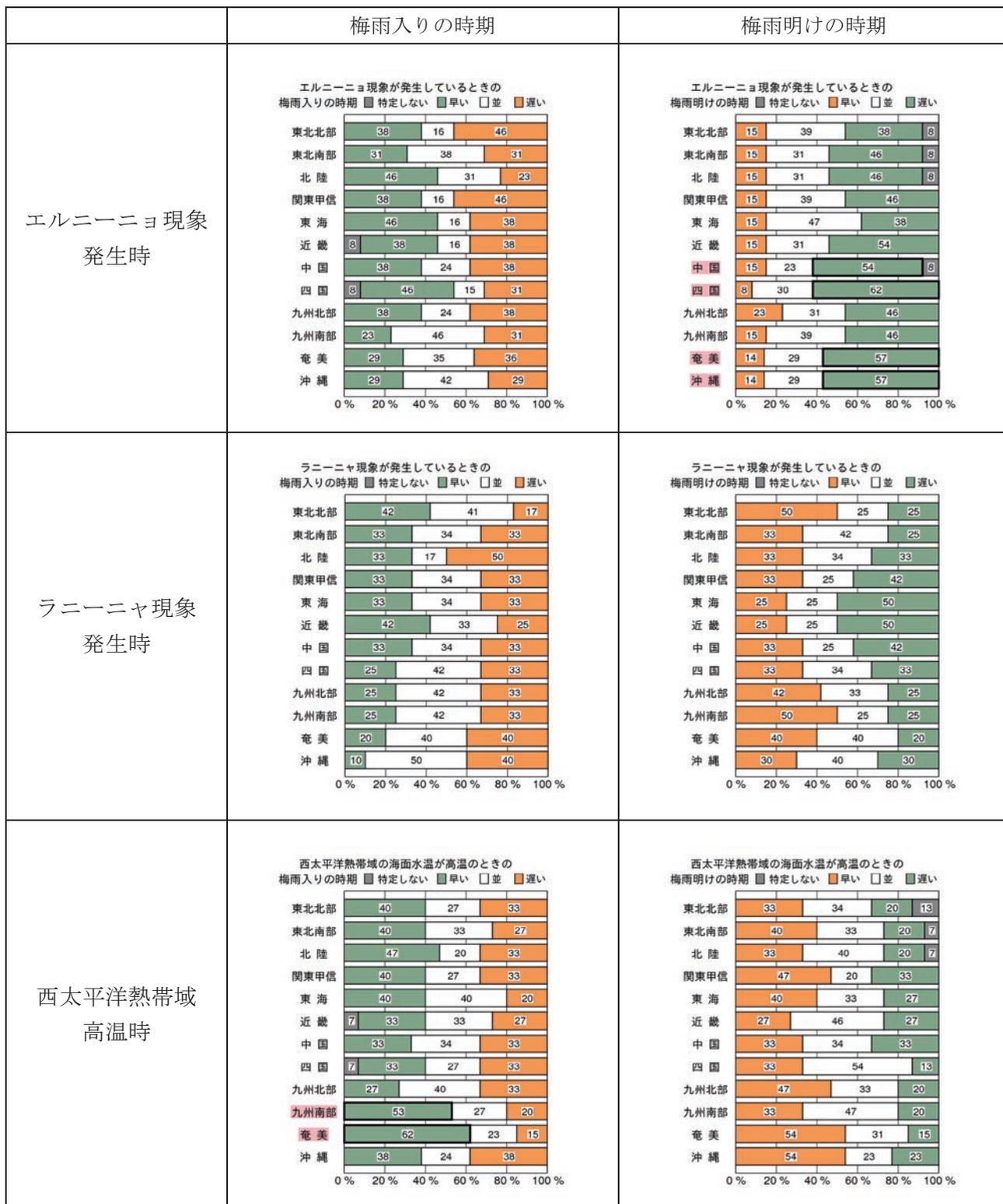
第 2.3.5 図 インド洋熱帯域高温時の天候の出現率（冬・春・夏・秋）
第 2.3.1 図と同じ。

インド洋熱帯域低温時



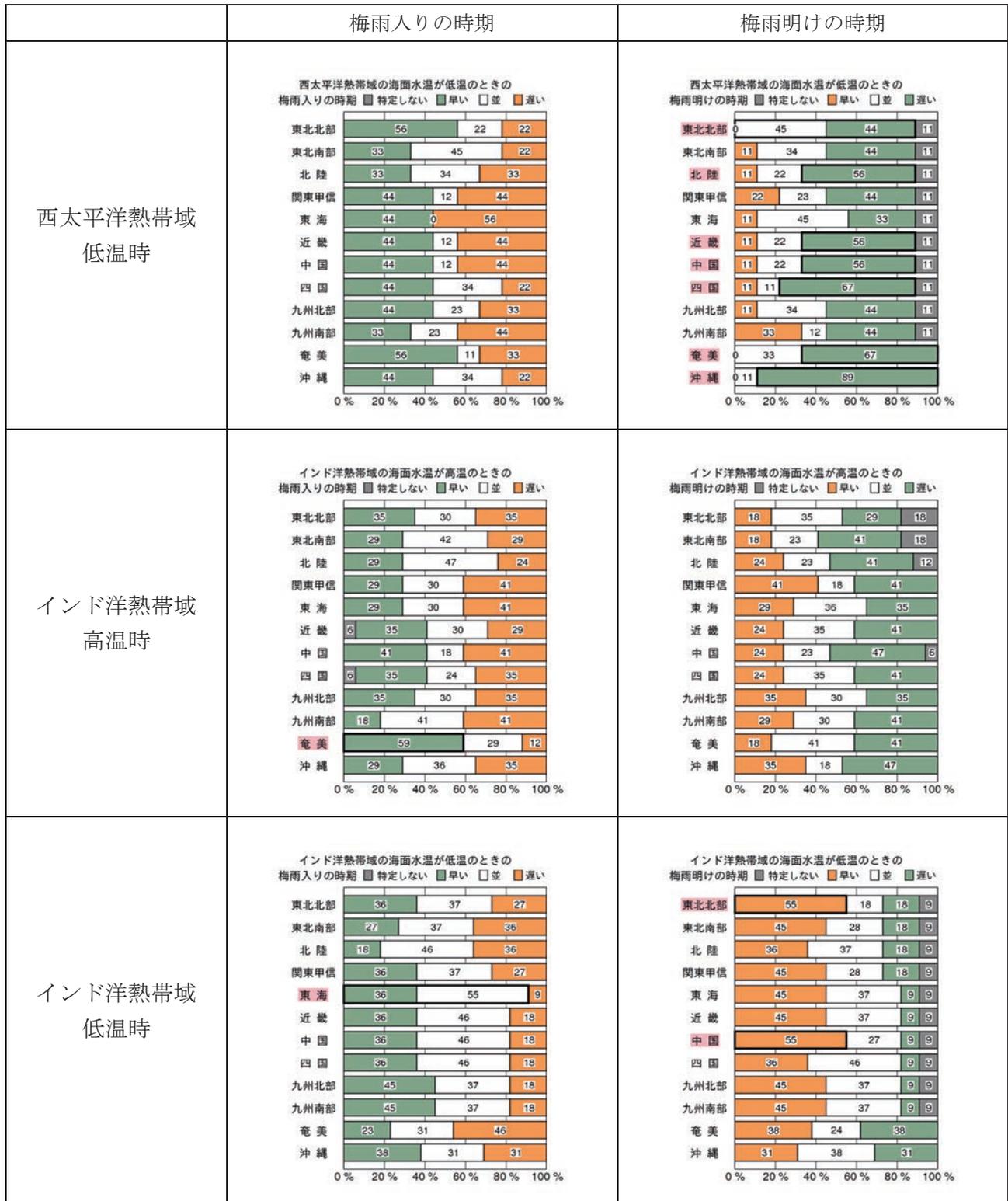
第 2.3.6 図 インド洋熱帯域低温時の天候の出現率 (冬・春・夏・秋)
第 2.3.1 図と同じ。

梅雨入り・明けの時期



第 2.3.7 図 梅雨入り・明けの時期（エルニーニョ現象発生時、ラニーニャ現象発生時、西太平洋熱帯域高温時）
第 2.3.1 図と同じ。

梅雨入り・明けの時期



第2.3.8図 梅雨入り・明けの時期（西太平洋熱帯域低温時、インド洋熱帯域高温時、インド洋熱帯域低温時）
第2.3.1図と同じ。

第 2.3.1 表 2012 年における 3 か月平均気温の基準値

地域	季節	2012 年の基準値(°C)
北日本	冬	0.1
	春	0.1
	夏	0.4
	秋	0.6
東日本	冬	0.3
	春	0.2
	夏	0.4
	秋	0.5
西日本	冬	0.3
	春	0.2
	夏	0.3
	秋	0.4
沖縄・奄美	冬	0.4
	春	0.0
	夏	0.3
	秋	0.2

参考文献

- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針, 121-124.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 竹川元章, 小林健二, 平原翔二, 2011: 熱帯の海水温と日本の天候. 平成 21 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 53-65.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, 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.