
紹 介

エルニーニョ / ラニーニャ現象の監視予測業務

吉川 郁夫*・石川 一郎*・安田 珠幾*

要 旨

エルニーニョ / ラニーニャ現象は大気の南方振動と関係した大気海洋結合系の現象であり、世界の天候に大きな影響を及ぼす。気象庁で実施しているエルニーニョ監視予測業務について、その背景や歴史を説明するとともに、監視予測業務や国際協力の取組を紹介する。

1. はじめに

エルニーニョ / ラニーニャ現象は、熱帯太平洋の大気海洋の変動であるが、その変動は主に大気大循環を介してその他の熱帯域、さらには中緯度から高緯度へと全球に伝わる。このため、エルニーニョ現象の影響は、日本の天候を含む世界の天候に影響を及ぼす。また、エルニーニョ現象は半年から1年程度持続する現象であるため、世界の天候への影響も季節から年の規模で続くこととなり、世界各国の社会活動、経済活動に大きな影響を与える。このように、エルニーニョ現象は、季節から年の規模の世界の気候予測の重要な判断材料となるため、気象庁ではエルニーニョ現象に伴う大気海洋状態の監視と予測を行ってきた。

日本では、エルニーニョ（ラニーニャ）現象と聞くと冷夏（暑夏）や暖冬（寒冬）が思い浮かぶほど世の中に広く知られ、日本や世界の天候状況や季節予報の解説にも利用されている。1949～2015年の期間で気象庁が同定したエルニーニョ現象は15回あるが、一つとして同じ現象はなく、時代によってその特徴が変化することも知られる

ようになってきた。本稿では、気象庁でエルニーニョ / ラニーニャ現象の監視予測業務を行うようになった背景や気象庁におけるエルニーニョ現象の監視予報業務の歴史を簡単にまとめるとともに、気象庁のエルニーニョ監視予測業務や監視予測に関する国際協力の取組について紹介する。

2. エルニーニョ現象と天候への影響

この章では、歴史的な経緯を踏まえて、エルニーニョ現象が知られるようになった背景と特徴及び天候への影響について紹介する。

2.1 エルニーニョ / ラニーニャ現象とは

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

* 地球環境・海洋部気候情報課

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当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)。エルニーニョ/ラニーニャ現象は、海洋の側から現象を捉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。Walker and Bliss (1932) の調査は、インドにおける1877年や1899年の干ばつによる凶作を契機として始められたインドモンスーンの予測に取り組んだ結果であるが、海洋との関係については示されていない。後に南方振動は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; Wyrtki, 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出し、ケルビン波として東へ伝播することにより、ペルー沖に暖水を運んで水温躍層を押し下げた結果、東部太平洋の海面水温が上昇してエルニーニョ現象が発生する。

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)。

2.2 標準的な (Canonical) エルニーニョ現象

Rasmusson and Carpenter (1982) は、1949～1976年に発生した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。エルニーニョ現象の発生に先立つ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大きくなり、4～6月に最大となる。8～12月には、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、年末には前年から持続していた日付変更線付近の正偏差と合流して170°W付近の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で推移するため、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) が示した推移と異なり、中部太平洋赤道域に現れた海面水温の正偏差が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、太平洋域の大気・海洋循環場に急激な気候的变化があった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とど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)、「中部太平洋 (central Pacific) エルニーニョ現象」(Kao and Yu, 2009)あるいは「暖水プール (warm pool) エルニーニョ現象」(Kug et al., 2009)と呼ばれ、これらと対比して近年は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」と呼ぶことが多い。

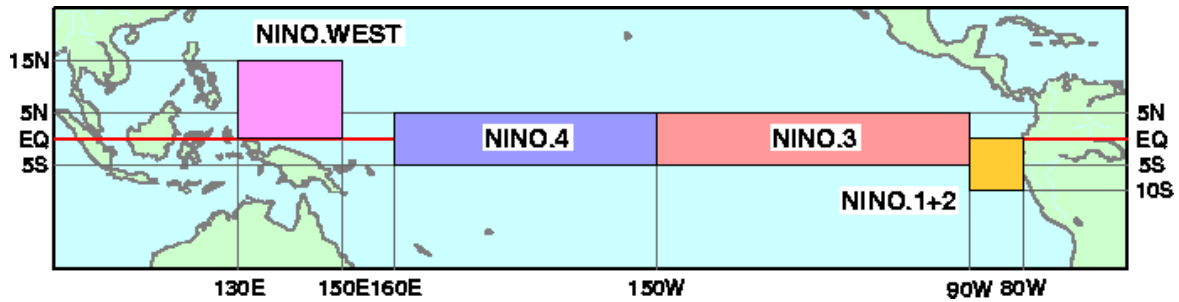
2.3 エルニーニョ現象の同定と天候への影響

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年にエルニーニョ現象が発生した期間中には、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し、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、このエルニーニョ現象の期間中に「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係する海面水温の変動を監視するために、南米沿岸に NINO.1 と NINO.2、東部太平洋赤道域付近に NINO.3、及び中部太平洋赤道域付近に NINO.4 という4つの海域 (第1図) を設定した。そして、1982年から各海域の月平均海面水温をリアルタイムで監視している (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。

NINO.1+2 は、Rasmusson and Carpenter (1982, 1983) がエルニーニョ現象の同定で重視していたペルー沿岸における船舶の観測データのある海域に近い。NINO.3 は、気象庁が現在使用しているエルニーニョ監視海域と同じで、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う海面水温の変動が最も大きい海域である。

エルニーニョ現象の期間に関しては、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て強さのランク分けを試み、



第 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

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た。Ropelewski and Halpert (1987) 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、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。

気象庁でも、エルニーニョ / ラニーニャ現象の監視を開始して以来、過去のエルニーニョ現象の同定 (第 3.5 節参照) 及び天候との関係の資料を適宜作成し、利用している。

第 2 図及び第 3 図は、気象庁で作成されたエルニーニョ現象時及びラニーニャ現象時の世界の天候の特徴である。これらは 1958 ~ 2012 年の 55 年間の観測資料に基づき作成されており、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ある。

以下にエルニーニョ / ラニーニャ現象の発生時における世界及び日本の天候の特徴について述べる。

エルニーニョ現象時の北半球の夏 (第 2 図 a) には、アフリカからアジアにかけての北半球熱帯域並びに南米及び中米の熱帯域で高温傾向が見られ、東アジアの太平洋沿岸付近、米国の北東部及び西部並びにオーストラリア東方のオセアニア地

方で低温傾向が見られる。また、地中海周辺や米国西部では多雨傾向が見られ、インド北部やオーストラリア東部周辺などで少雨傾向が見られる。

エルニーニョ現象時の北半球の冬 (第 2 図 b) には、インド洋から太平洋にかけての熱帯域で高温傾向が顕著になる。

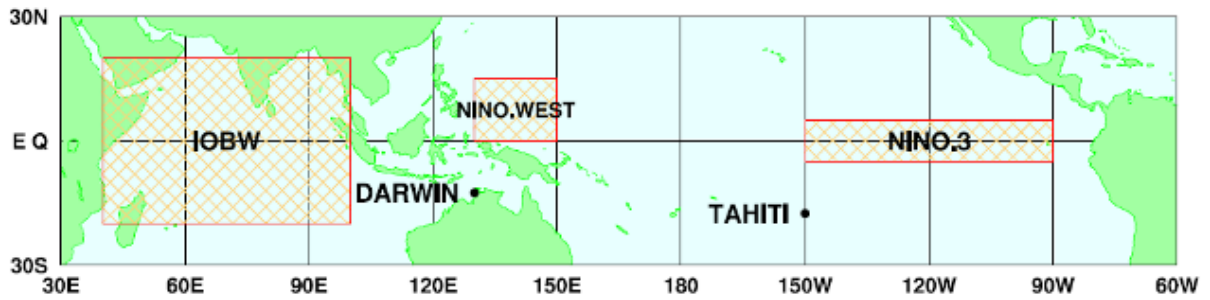
ラニーニャ現象時の北半球の夏 (第 3 図 a) は、エルニーニョ現象とは逆にアフリカからアジアにかけての北半球熱帯域や中米から南米にかけて低温傾向が見られ、オーストラリア東方のオセアニアで高温傾向が見られる。

ラニーニャ現象時の北半球の冬 (第 3 図 b) は、エルニーニョ現象時とは逆にインド洋から太平洋にかけての熱帯域で低温傾向となり、東南アジアやオーストラリア北東部周辺で多雨傾向、メキシコ周辺で高温・少雨傾向が見られる。

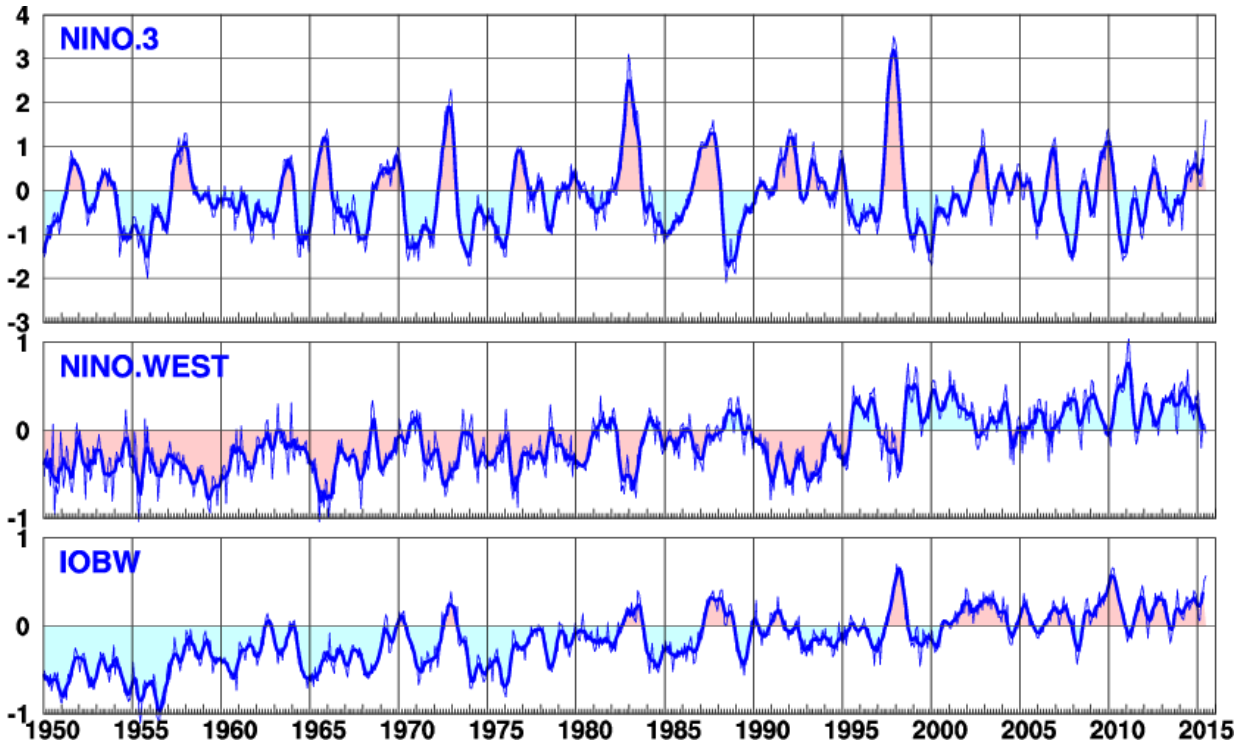
日本の天候では、特徴が比較的明瞭な西日本を例にとると、エルニーニョ現象時の夏から秋にかけて低温傾向、晩夏の 7 ~ 9 月の季節は多雨傾向、晩冬から初春の 1 ~ 4 月の季節は高温・多雨傾向となる。一方、ラニーニャ現象時の晩夏から初秋の 7 ~ 10 月には高温傾向、初春の 2 ~ 4 月の季節には低温傾向となる。

3. 気象庁における監視予測業務の歴史

この章では、気象庁での監視予測業務の変遷を述べると共に、気象庁で用いているエルニーニョ現象の定義やこれに関わる海域設定の経緯及びその特徴についても記述する。



第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.



第3図 各監視海域の海面水温の平年からの偏差 (1950年1月～2015年6月)

(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, 太曲線は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. 平年値は1981～2010年の30年平均.

3.1 エルニーニョ現象監視業務の開始

1980年代から1990年代にかけて、大気に比べて海洋の監視・予測等への取組が世界的に遅れていることが問題視され、全世界海洋情報サービスシステム(IGOSS)計画や全球海洋観測システム(GOOS)計画、熱帯海洋全球大気変動研究(TOGA)計画、世界海洋循環実験(WOCE)計画といった、海洋観測システムや気候変動研究の国際的な枠組みが構築された。気象庁では、このような国際的な活動への貢献に加えて、季節予報の精度向上や防災の観点から、海洋変動の監視・予測体制の整備が要請されたことを受け、1992年、「エルニーニョ監視センター」を設置し、海洋変動の代表であるエルニーニョ現象の監視のためのデータの収集・解析を開始した(佐伯・高橋, 1992)。また、1992年10月には、エルニーニョ現象の実況と今後の見通しをまとめた「エルニーニョ監視速報」の毎月発行を開始した。発行開始当時は、実況に基づいて今後の見通しを判断していたが、その後、大気海洋結合モデルによる予測手法の開発が進められた。1995年には、海洋解析の高度化や大気海洋結合モデルの初期値作成を目的として、海洋データ同化システムの運用を開始し、1996年には、「エルニーニョ監視予報センター」として組織を新たにした。

3.2 大気海洋結合モデルによるエルニーニョ予測情報の発表

2年の開発を経て、1998年7月に、エルニーニョ予測モデル(JMA-CGCM)が現業化され、6メンバーアンサンブル(月2回の実行による3か月分の平均)による運用が始まった。翌8月のエルニーニョ監視速報には、大気海洋結合モデルによるエルニーニョ現象の予測情報が初めて掲載された。その後、大気海洋結合モデルと海洋データ同化システムの改善により、海洋解析やエルニーニョ現象の予測の精度は着実に向上した。2003年の新しいエルニーニョ予測モデル(JMA-CGCM2)の現業化を経て、2008年には、気象研究所と気候情報課で共同開発されたJMA/MRI-CGCMを用いた12メンバーアンサンブルによる運用が開始された。第1表に気象庁におけるエルニーニョ予

測システムの歴史を示す。

3.3 エルニーニョ監視速報の拡充

エルニーニョ監視速報では、エルニーニョ現象の発生を把握するために、エルニーニョ監視海域の海面水温を監視するとともに、大気海洋結合モデルによる同海域の海面水温の予測情報を掲載してきた。これは、エルニーニョ現象に伴うエルニーニョ監視海域の海面水温の変化が日本及び世界の天候と密接な関連があるという科学的根拠に基づいている。この根拠は現在でも変わらないが、一方で、インド洋や西部太平洋の熱帯域の海面水温もエルニーニョ現象と関連して変動し、熱帯域の大気変動に影響を与えることが明らかとなってきた。そこで、気象庁では、インド洋熱帯域や西太平洋熱帯域の変動が及ぼす日本を含む世界の天候への影響を調査し、季節の時間規模で日本の天候に影響を与えることを明らかにした(第3.4節及び第3.5節)。また、エルニーニョ監視海域の海面水温の予測精度に比較するとやや劣るものの、両海域の海面水温についても大気海洋結合モデルによる予測可能性のあることが確認された(平井, 2009)。これらの調査結果を踏まえ、2009年7月のエルニーニョ監視速報からは、エルニーニョ監視海域に加え、インド洋熱帯域や西太平洋熱帯域の海面水温の監視予測情報の掲載を開始した。また、インド洋から太平洋にかけての海面水温、表層水温、外向き長波放射、インド洋の大気上下層における風速など、インド洋から太平洋までの広い範囲の新たな変数の掲載を開始した。これらの情報は、今や、エルニーニョ現象に伴う大気海洋変動や、日本の天候を含む世界の天候への影響を理解する上で欠くことのできないものとなっている。

3.4 エルニーニョ現象の定義と監視海域

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

第 1 表 気象庁におけるエルニーニョ予測システムの歴史

年月	内容	アンサンブル手法	モデル解像度
1992年10月	エルニーニョ監視センターの設立 エルニーニョ監視速報の発表開始		
1995年2月	海洋データ同化システム (ODAS) の 運用開始		海洋：東西2.5度 南北0.5～2.0度 鉛直20層
1998年7月	JMA-CGCMの運用開始	6メンバー (15日ごとの3か月分)	大気：T42L21 海洋：東西2.5度 南北0.5～2.0度 鉛直20層
1999年8月	JMA-CGCMの予測結果の掲載開始		
2003年1月	ODASの更新 (2次元最適内挿法→3次元変分法)		
2003年7月	JMA-CGCM2の運用開始		
2005年6月	アンサンブルメンバー数の増加	12メンバー (5日ごとの2か月分)	大気：T42L40 海洋：東西2.5度 南北0.5～2.0度 鉛直20層
2008年2月	JMA/MRI-CGCM及びMOVE/MRI.COM-Gの 運用開始		
2009年2月	海洋初期摂動の導入	30メンバー (熱帯風応力による海洋初期摂動： 5メンバー×5日ごとの1か月分)	大気：TL95L40 海洋：東西1.0度 南北0.3～1.0度 鉛直50層
2009年11月	海洋初期摂動の改良	30メンバー (熱帯風応力と海面熱フラックスによ る海洋初期摂動：5メンバー ×5日ごとの2か月分)	
2010年1月	季節予報モデルとの統合	51メンバー (海洋及び大気初期摂動：9メンバー ×5日ごとの1か月分から抽出)	
2015年6月	JMA/MRI-CGCM2及びMOVE/MRI.COM-G2 の運用開始	51メンバー (海洋及び大気初期摂動：13メンバー ×5日ごとの20日間分から抽出)	

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、米国気候解析センターと同様の NINO.1+2, NINO.3, NINO.4 に加え、日本の天候と関係の深い海域として気象庁独自の NINO.WEST (EQ-15°N, 130°E-150°E) を設定した(第 1 図)。ただし、気象庁の海面水温解析が緯度・経度方向とも 2 度格子だったため、緯度方向については NINO.3 や NINO.4 の 5°S-5°N を 4°S-4°N に、NINO.WEST の EQ-15°N を EQ-14°N にした海域を設定し、それぞれ B 海域、A 海域及び D 海域と呼んだ。「エルニーニョ監視センター」が発足した 1991 年に

は、過去に発生したエルニーニョ現象の期間を同定する気象庁独自の定義を導入して 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、実況の監視にも同じ定義を適用した。この定義は、B 海域を「エルニーニョ監視海域」とし、「エルニーニョ監視海域の月平均海面水温の基準値 (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する」ものである。

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) において提案されたものがあるが、ペルー沿岸の観測点の海面水温を使用するもので、広くは受け入れられなかった。

これに対して、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) と齟齬がなく, おそらく客観的手法を用いた最初のものとして, フロリダ州立大学で採用されるなど 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)。

気象庁がエルニーニョ監視海域とした B 海域 (NINO.3 に相当) は, 貿易風 (東風) が卓越して赤道湧昇の効果による海面水温の低温が明瞭 (冷舌: cold tongue) で, 季節変化が大きく, ENSO に伴う海面水温偏差の年々変動も大きい。

一方, 米国気候解析センターでは, 1996 年 4 月から大気南方振動との相関が高い海域として, NINO.3 と NINO.4 にまたがる NINO.3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W) を新たにエルニーニョ現象の監視海域として設定した (Barnston et al., 1997; Trenberth, 1997)。これに先立ち, Barnett and Preiseindorfer (1987) が米国の地上気温の季節予報のための予測因子の一つとして同海域の海面水温を用い, 1990 年 3 月から米国気候解析センターで ENSO 予報の対象海域としていた (Barnston and Ropelewski, 1992) ことから米国の季節予報を重視した設定であることがうかがえる。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 で有意に高いことを示している。NINO.3.4 の「3.4」の意味は, 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。

しばらくの間, 気象庁で 1991 年に導入された定義や海面水温に変更はなかったが, 2006 年 3 月に新しい海面水温解析 (COBE-SST; Ishii et al., 2005) を導入し, 「エルニーニョ監視海

域」を B 海域から NINO.3 に変更, 基準値を「1961 ~ 1990 年の 30 年平均値」から「各年の前年までの 30 年平均値」とした。この変更により, 持続期間が 5 か月と短くなった 1993 年春 ~ 1993 年夏がエルニーニョ現象として同定されなくなった。また, 1995 年夏 ~ 1995/96 年冬が新たにラニーニャ現象として同定された。この定義により同定された 1949 年以降のエルニーニョ / ラニーニャ現象の期間及び各期間中における監視海域の月平均海面水温の基準値との差の最大値を第 2 表に掲載する。

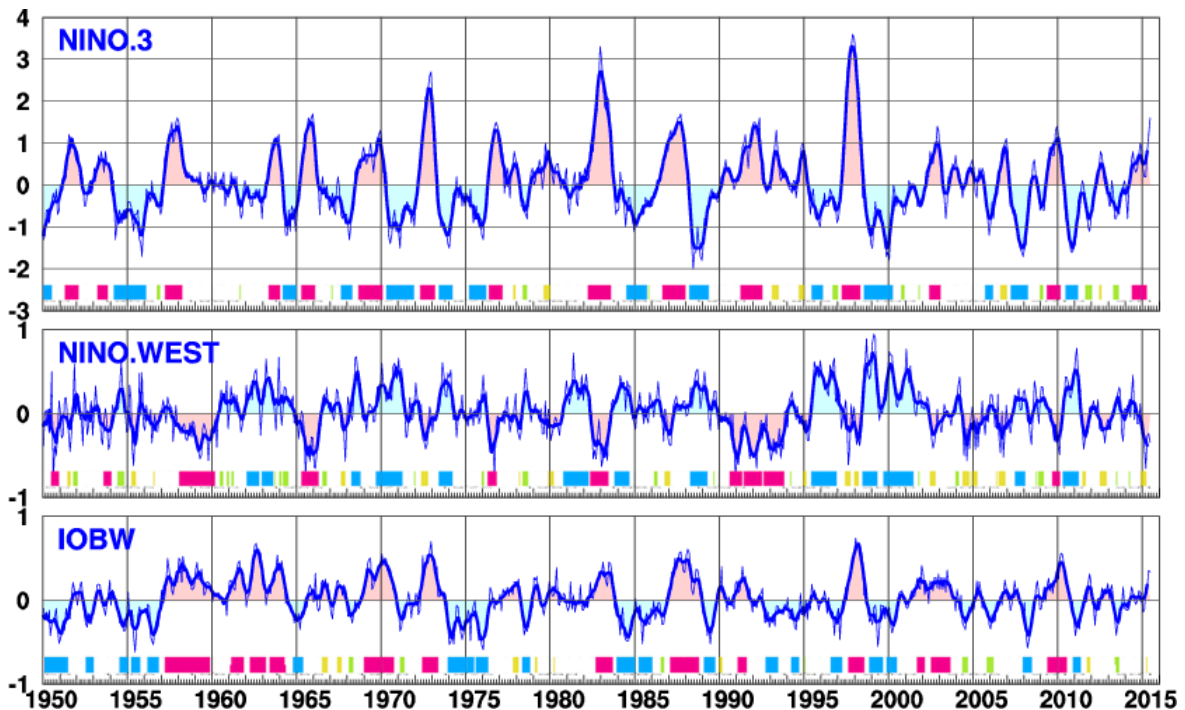
エルニーニョ / ラニーニャ現象の期間を決めるための指数や定義は, 現在に至るまで国によって異なる。このような状況に対してエルニーニョ / ラニーニャ現象の様々な定義による曖昧さを明瞭にする試みとして, 世界気象機関 (WMO) の気候委員会 (CCI) は, 各国が現業的に使用している監視指標及びエルニーニョ / ラニーニャ現象の定義の一覧をまとめた (WMO, 2006)。これによると, 米国を含む北アメリカ, 中央アメリカ及びカリブ海周辺の諸国 (WMO の第 IV 地区協会) では米国の定義 (NINO.3.4) に統一され, 南米沿岸国のエクアドルやペルーでは沿岸の NINO.1+2 の海面水温やその他要素も重視し, オーストラリアに代表されるオセアニアの国々は海面水温のほかに南方振動指数 (SOI) を重視していることがうかがえる。

2009 年 7 月のエルニーニョ監視速報の拡充によって追加した, 西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) とインド洋熱帯域 (IOBW) の海面水温変動は, 日本の天候と関係すると共にエルニーニョ監視海域 (NINO.3) の海面水温と関係も深い。これらの 3 つの海域 (第 4 図) の月ごとの平均海面水温を基に, 以下に述べるように指数を定義し, エルニーニョ現象とそれに関係する熱帯海洋変動の指標として監視している。

エルニーニョ監視海域の海面水温は, 先に述べたように, エルニーニョ / ラニーニャ現象の指標となるもので, エルニーニョ現象 (ラニーニャ現象) 時の発生に伴い, 通常より高温 (低温) になる。この時, 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

第 2 表 1949 年以降のエルニーニョ / ラニーニャ現象の発生期間 (季節単位) と各発生期間におけるエルニーニョ監視海域 (NINO.3) の月平均海面水温の基準値との差の最大値 (単位は℃)
括弧内の値は, 2014 年夏に発生した継続中のエルニーニョ現象の 2016 年 2 月時点までの値を示す.

エルニーニョ現象			ラニーニャ現象		
発生期間	季節数	差の最大値	発生期間	季節数	差の最大値
			1949年夏 ~ 1950年夏	5	-1.4
1951年春 ~ 1951/52年冬	4	+1.2			
1953年春 ~ 1953年秋	3	+0.8	1954年春 ~ 1955/56年冬	8	-1.7
1957年春 ~ 1958年春	5	+1.6			
1963年夏 ~ 1963/64年冬	3	+1.2	1964年春 ~ 1964/65年冬	4	-1.2
1965年春 ~ 1965/66年冬	4	+1.7	1967年秋 ~ 1968年春	3	-1.3
1968年秋 ~ 1969/70年冬	6	+1.3	1970年春 ~ 1971/72年冬	8	-1.5
1972年春 ~ 1973年春	5	+2.7	1973年夏 ~ 1974年春	4	-1.5
			1975年春 ~ 1976年春	5	-1.3
1976年夏 ~ 1977年春	4	+1.5			
1982年春 ~ 1983年夏	6	+3.3	1984年夏 ~ 1985年秋	6	-1.1
1986年秋 ~ 1987/88年冬	6	+1.7	1988年春 ~ 1989年春	5	-2.0
1991年春 ~ 1992年夏	6	+1.6	1995年夏 ~ 1995/96年冬	3	-1.0
1997年春 ~ 1998年春	5	+3.6	1998年夏 ~ 2000年春	8	-1.8
2002年夏 ~ 2002/03年冬	3	+1.4	2005年秋 ~ 2006年春	3	-1.2
			2007年春 ~ 2008年春	5	-1.7
2009年夏 ~ 2010年春	4	+1.4	2010年夏 ~ 2011年春	4	-1.6
2014年夏 ~ (2015/16年冬)	(7)	(+3.0)			

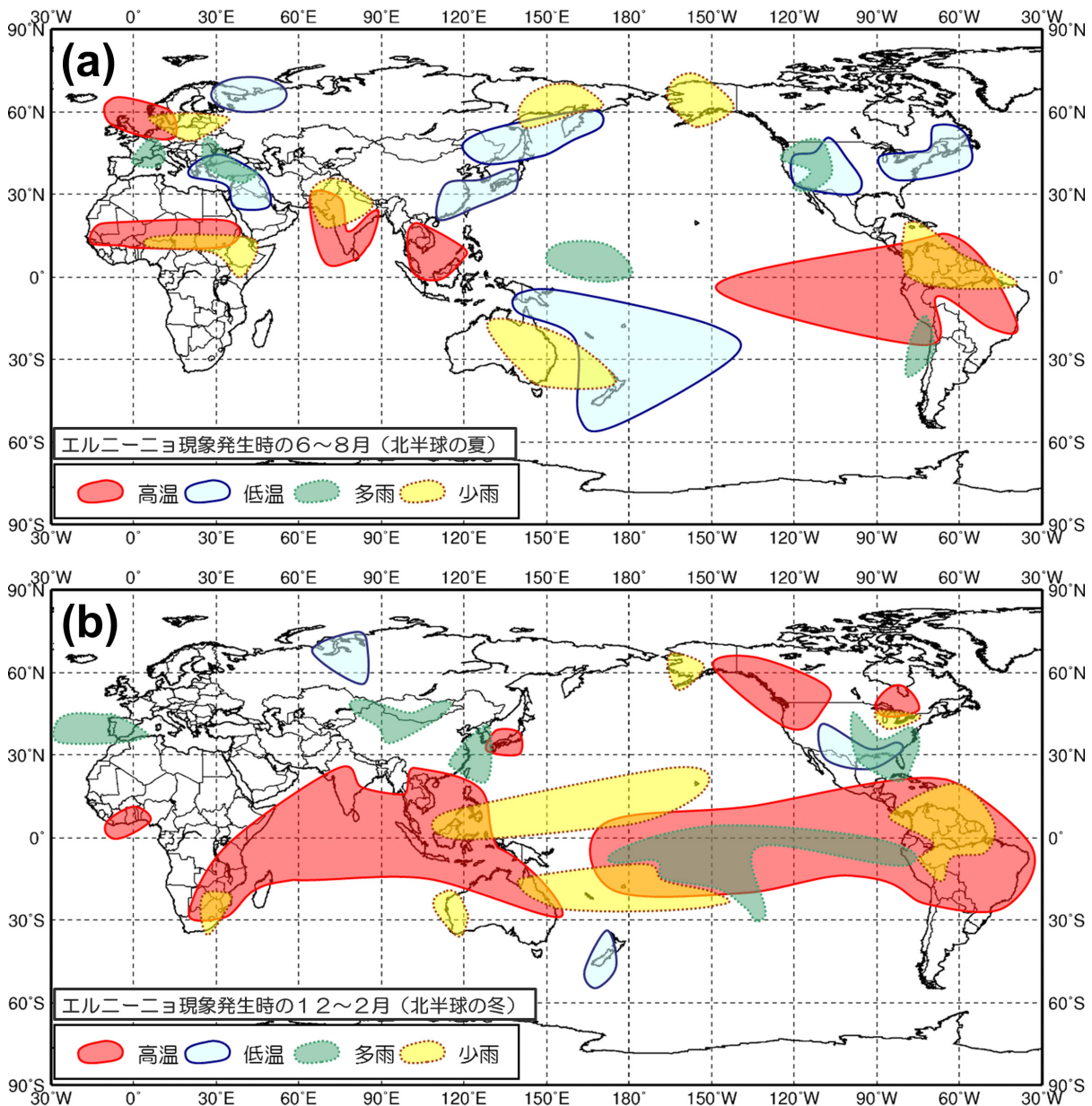


第 4 図 各監視海域の海面水温の基準値からの差の時系列 (1950 年 1 月 ~ 2015 年 6 月)

各時系列の下の色付 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. その他は第 3 図と同じ.

なる傾向がある。しかしながら、西太平洋熱帯域やインド洋熱帯域の海面水温は、年々変動に対する温暖化トレンドの割合が大きく、平年からの偏差で ENSO の 4～9 年周期の変動を見るには適さない(第 5 図)。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、各海域の月ごとの海面水温に対し、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」として用いている。そして各海域の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その海域の高温期間、逆に -0.15°C 以下となった場合をその海域の低温期間としている(第 6 図)。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いため、平年か



第 5 図 エルニーニョ現象発生時の (a) 6～8 月 (北半球の夏) 及び (b) 12～2 月 (北半球の冬) の天候の特徴

らの偏差でも変動は明瞭で（第5図）、基準値からの差（第6図）との違いは明瞭ではない。

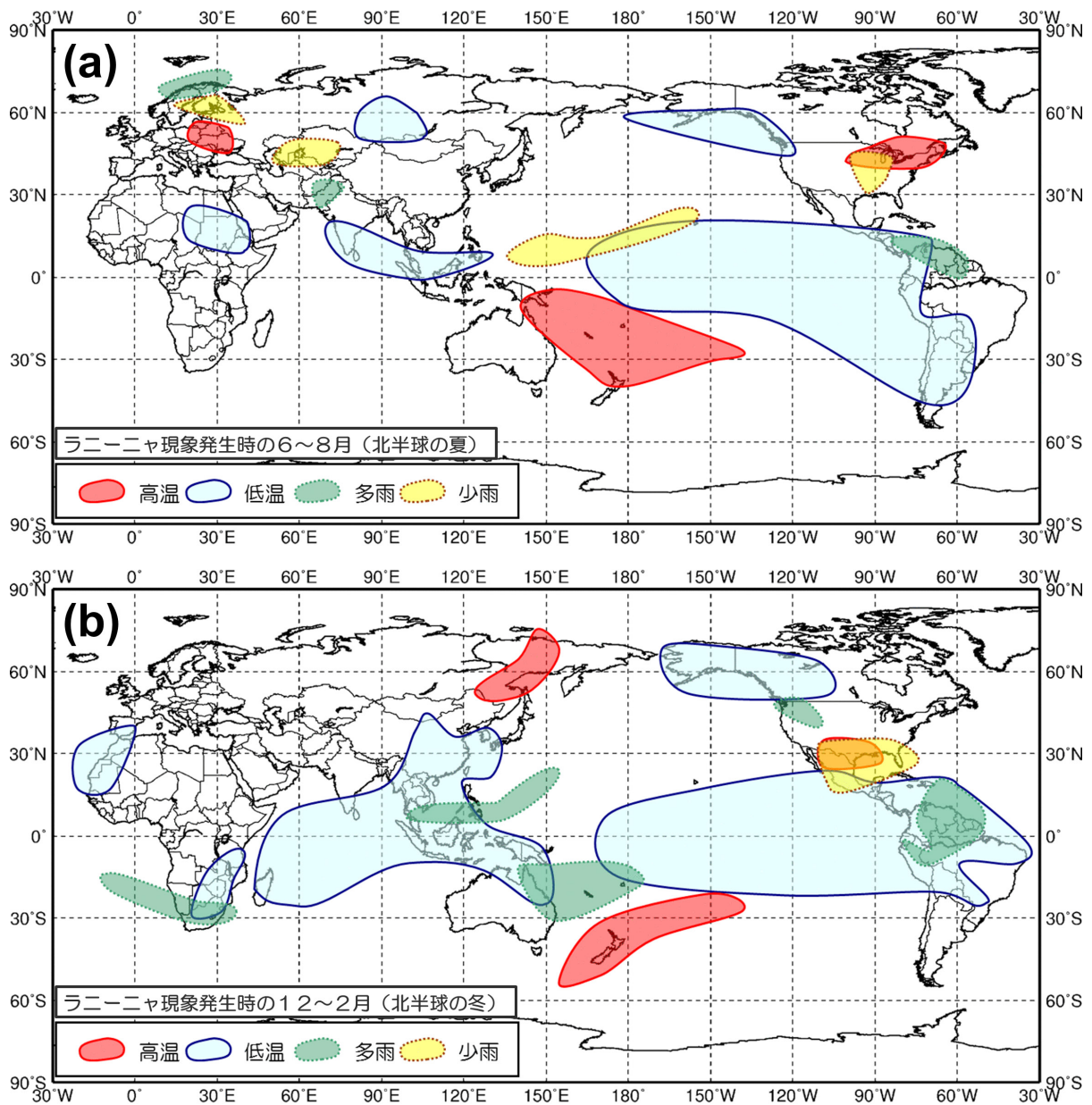
3.5 各監視海域の海面水温変動の特徴

本節では、エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生時（第2表）に、海面水温の基準値との差が、各監視海域でどのように推移するかを示す。

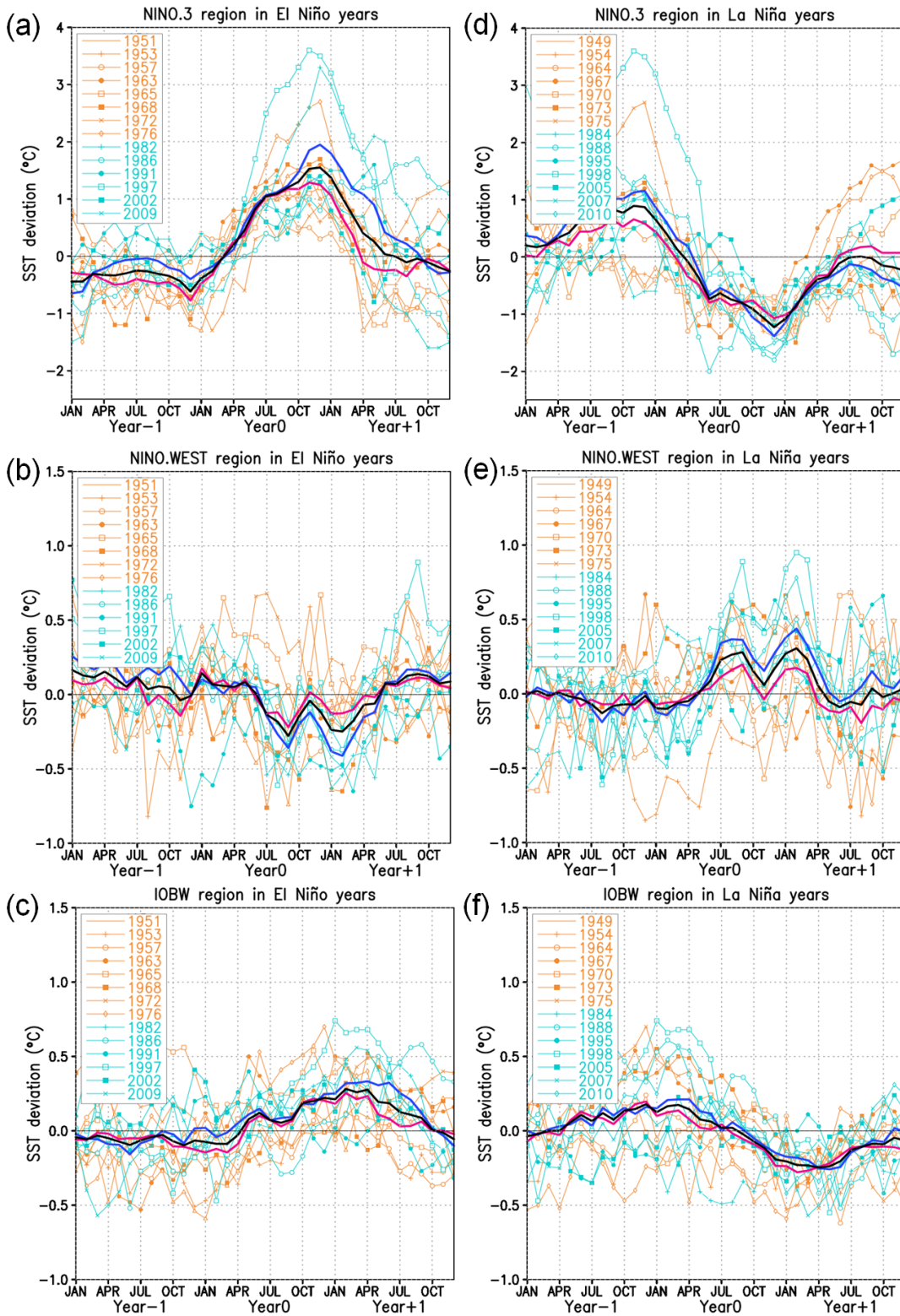
第7図の左列（a, b, c）は、エルニーニョ現象が始まった年（Year0）を基準とし、その前年

（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いる。

NINO.3の海面水温の基準値との差の推移（第7図a）を見ると、発生時期、終息時期、ピークの時期とその大きさにばらつきはあるが、全ケー



第6図 ラニーニャ現象発生時の(a) 6～8月（北半球の夏）及び(b) 12～2月（北半球の冬）の天候の特徴



第7図 エルニーニョ/ラニーニャ現象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

(a) (d) はエルニーニョ監視海域 (NINO.3), (b) (e) は西太平洋熱帯域 (NINO.WEST), (c) (f) インド洋熱帯域 (IOBW) で左列はエルニーニョ現象時, 右列はラニーニャ現象時の推移を表す. 各図の黒太線は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. 図中のYear0は現象が発生した年, Year-1とYear+1は発生前年及び発生翌年を表す.

スの平均では1～6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。

エルニーニョ現象の発生時のNINO.WESTの海面水温の基準値との差(第7図b)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年以降の平均では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度目のピークの時期はNINO.3に比べて2か月程度遅れる。

エルニーニョ現象の発生時のIOBWの海面水温の基準値との差(第7図c)は,NINO.3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の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7図の右列(d,e,f)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(第7図e)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(第7図d)とIOBW(第7図f)では年代による大きな差は無い。

上記のように,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)又は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。各海域の変動やそれに伴う天候への影響は十年規模の時間スケールで変動していることが知られており,今後,十年規模変動や地球温暖化等の長期変化傾向の影響を考慮するなど,関係を整理していくことが課題となっている。

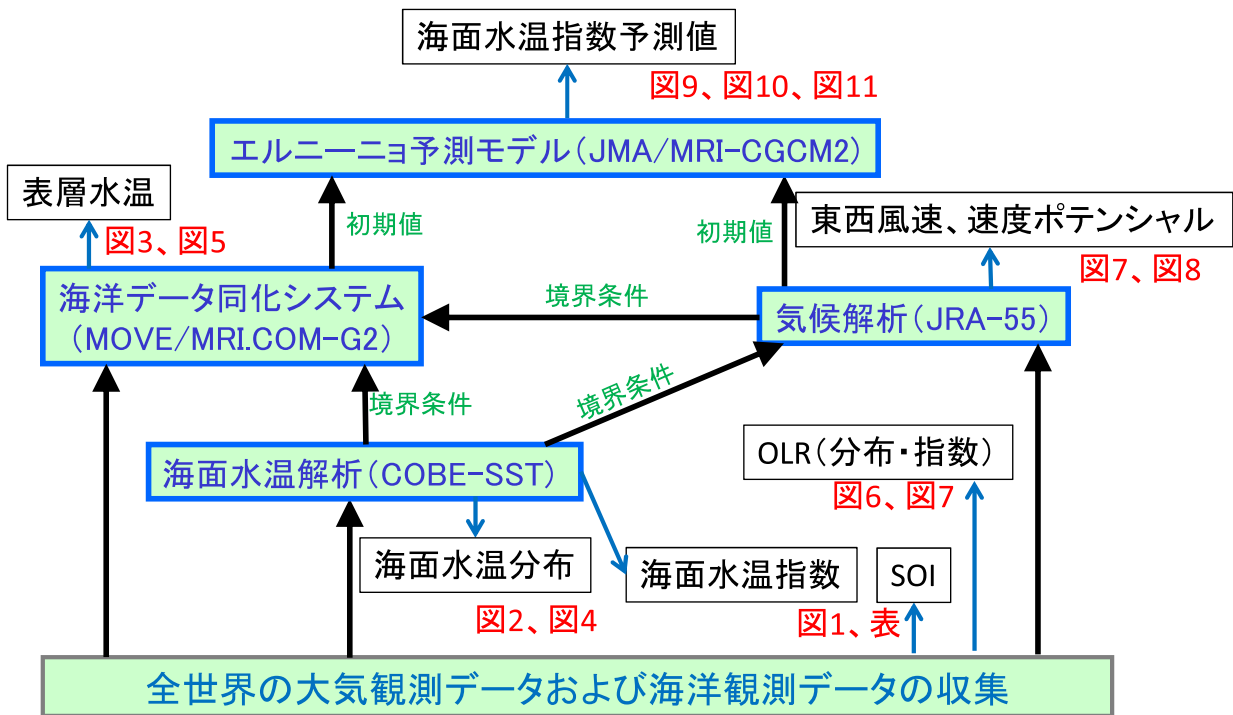
4. 監視予測情報作成の流れ(エルニーニョ監視速報)

この章では,エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視・予測情報作成の流れを,エルニーニョ監視速報に掲載されている資料に沿って説明する。第8図に情報作成に用いるエルニーニョ監視・予測システムのコンポーネントとそれらの関係を示す。第9図にエルニーニョ監視速報の例を示す。以下の説明でエルニーニョ監視速報の図を引用しているが,これらを参照されたい。

4.1 監視指数

エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視指数としては,エルニーニョ監視海域(NINO.3),西太平洋熱帯域(NINO.WEST),インド洋熱帯域(IOBW)の各海域の平均海面水温の基準値との差とその5か月移動平均及び南方振動指数(SOI)がある。エルニーニョ監視速報にはこれらの指数の最近10年間の時系列図(エルニーニョ監視速報の図1)とNINO.3海面水温と南方振動指数の最近1年間の値の表を掲載している。

各海域の平均海面水温は,COBE-SSTの月平均格子点値を用いて毎月の値を計算している。NINO.3については小数点以下1桁まで求めているが,NINO.WESTとIOBWは変動が小さいので,小数点以下2桁まで求めている(桁については後述する基準値,基準値との差,基準値との差の5か月移動平均値も同様である)。これらの平均海面水温の月別値から,第3.4節で述べた定義



第 8 図 エルニーニョ監視予測情報作成の流れ

青い箱はエルニーニョ監視・予測システムのコンポーネントを表す。黒い箱はプロダクト（一部）を示す。矢印は各コンポーネント間の情報（データ）の流れを示す。各システム及び生成物に対応するエルニーニョ監視速報の図表を赤字で示す。

に従って、基準値を計算する。以上のデータから各海域の海面水温の基準値との差と、基準値との差の 5 か月移動平均値が計算される。各海域の平均海面水温、基準値、海面水温と基準値との差及びその 5 か月移動平均値は 1949 年以降の毎月の値を気象庁ホームページで公表している。第 3.4 節で述べたように、NINO.3 海面水温の基準値との差の 5 か月移動平均値は、エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生期間の特定に用いられ、NINO.WEST と IOBW の海面水温の基準値との差の 5 か月移動平均値はそれぞれの海域の変動が世界及び日本の天候への影響を調べるのに基準として用いられる。

各海域の海面水温の最新の値としては、前月の値を毎月 6 日の COBE-SST 解析値を用いて計算し（速報値）、エルニーニョ監視速報の発表（毎月 10 日頃）とともに部外に公表する。海面水温指数の速報値は翌月に COBE-SST の最終解析を

用いて計算した確定値で置き換えられる。

南方振動の動向を把握するための南方振動指数 (SOI) は、タヒチとダーウィンの月平均海面更正気圧の規格化偏差の差を更に規格化したものを用いる。

4.2 海洋の情報（海面水温解析，海洋データ同化）

第 3.4 節で述べたように、エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生期間を特定するなど、その動向を把握するためには、海面水温のデータが不可欠である。また、海面だけでなく海面下の表層の水温の動向を把握することも重要である。海面水温のデータは、COBE-SST の解析値を用いており、表層水温のデータは、海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G2) から得られる。エルニーニョ監視速報には、太平洋・インド洋の熱帯域の海面水温と平年偏差の分布図（エルニーニョ監視

し、最終的にはできるだけ多くの観測データを反映した解析値を得られるようにするためである。

MOVE/MRI.COM-G2は、季節アンサンブル予報システム（エルニーニョ予測システム）の一部として気象研究所海洋・地球化学研究部で開発された、全球海洋を対象とする海洋データ同化システムである。従来運用されていたMOVE/MRI.COM-G（石崎ほか, 2009）の後継として2015年6月に運用を開始した（高谷・石川, 2015a; Toyoda et al., 2013）。計算は気象庁スーパーコンピュータシステムで、毎日実行する。第3表に運用のスケジュールを示す。1回の解析の対象期間は10日（うるう日を含む場合は11日）で、5日ずらした2系統の計算を行うことにより、半旬ごとの解析値を得る。5日に一度、各半旬3日目に前半旬までの2半旬（3日前までの10日間）の解析を行い（速報同化）、同時に摂動の計算も行って、後述するエルニーニョ予測モデル（季節アンサンブル予報システム）の海洋初期値を作成する（高谷・石川, 2015a）。半旬3日目以外の日には既に速報同化を行った期間の同化計算を再度実行する。このような運用も観測データの入手に遅延があるためである。ただし、COBE-SSTよりも計算量が多く、全期間を毎日計算するための計算資源を確保できないため、スケジュールが複雑になっている。

4.3 大気の情報（JRA-55, OLR）

エルニーニョ/ラニーニャ現象は海洋と大気が相互作用して消長する現象であるため、海洋に加えて大気の状態も把握することが、その監視・予測にとって重要である。エルニーニョ監視速報には、大気の大気対流活動の指標である外向き長波放射（OLR）とその偏差の熱帯域における分布図（エルニーニョ監視速報の図6）、エルニーニョ/ラニーニャ現象と関係の強い大気の指数（同図7）、季節内変動の主要なモードであるマッデン・ジュリアン振動（MJO）の東進の目安となる対流圏上層（200hPa）の速度ポテンシャルの平年偏差と、対流圏下層（850hPa）の東西風速平年偏差の時間経度断面図（同図8）を掲載している。なお、OLRは、米国の極軌道衛星（NOAAシリーズ）

により観測され、米国海洋大気庁（NOAA）より提供されたデータを利用している。

大気の循環場については、JRA-55の解析値を用いている。JRA-55再解析と同等のシステムを用いて準リアルタイムでデータの作成を継続しており、そのデータも含めてJRA-55と呼ぶ（Kobayashi et al., 2015; 古林ほか, 2014）。

大気の指数は、日付変更線付近のOLR指数（OLR-DL）、中部太平洋赤道域の対流圏上層及び下層の東西風指数（U200-CP, U850-CP）並びにインド洋赤道域の対流圏上層の東西風指数（U200-IN）の4つである。OLR-DLは5°S-5°N, 170°E-170°WのOLR領域平均の規格化偏差の符号を反転させたもの（平年より対流活発のときに正）である。3つの東西風偏差はJRA-55の東西風速の領域平均を指数化したもので、緯度範囲は全て5°S-5°Nで、経度範囲は、U200-CPは180°-125°W, U850-CPは170°W-135°W, U200-INは80°E-100°Eであり、上層は200hPa面、下層は850hPa面の東西風速領域平均の規格化偏差である（西風偏差が正）。

4.4 予測情報

エルニーニョ監視速報では半年先までの見通しを発表しており、この見通しは主にエルニーニョ予測モデル（大気海洋結合モデル）の予測結果に基づいている。現在のエルニーニョ予測モデル（JMA/MRI-CGCM2）は、従来のモデル（JMA/MRI-CGCM; 平井ほか, 2010; Takaya et al., 2016）と同様に気象研究所と気象庁気候情報課との共同で開発され、2015年6月に運用を開始したものである。なお、従来のエルニーニョ予測モデルの運用中、2010年2月に同じモデルを3か月・暖・寒候期予報にも導入し、新しいモデルもエルニーニョ予測と3か月・暖・寒候期予報の両方に用いている。新しいモデルの特徴や従来のモデルからの変更点については高谷・石川（2015a）に記述されている。このモデルを用いた再予報により、従来モデルと比較してエルニーニョ予測の精度の改善が確認されている（高谷・石川, 2015b）。

エルニーニョ監視速報には、このモデルの計算結果に基づくNINO.3, NINO.WEST及びIOBW

の各海域の海面水温の基準値との差の半年先までの予測値の図を掲載している（エルニーニョ監視速報の図 9, 10, 及び 11）.

エルニーニョ予測モデルは、海洋データ同化システム（MOVE/MRI.COM-G2）と同様に 5 日のサイクルで実行される。海洋データ同化システムの速報同化で海洋初期値が作成される半旬 3 日目の翌朝から 4 日かけて実行され、初期日の 6 日後（次の半旬の 2 日目）の朝に計算結果が出力される。従来モデルと同様、成長モード育成法（Breeding of Growing Mode method: BGM 法）と時間ずらし平均法（Lagged Average Forecasting

method: LAF 法）とを組み合わせることで 51 メンバのアンサンブル予測を実行している（高谷・石川, 2015a）.

各監視海域の予測値は、エルニーニョ予測モデルの海洋部分の月平均格子点値の領域平均によって計算する。30 年間の再予報（高谷・石川, 2015b）の結果から系統的な誤差を計算しておき、それを用いてモデルの計算値を修正する。また、同じく再予報から年間の各初期日の平均誤差（RMSE）を計算しておき、予測の誤差推定に用いる。具体的には、アンサンブルの各メンバの系統誤差補正済みの予測値を中心とし、RMSE を標

第 3 表 数値予報ルーチン（海洋同化）の運用スケジュール

12 月 22 日から 1 月 15 日までの解析対象期間を赤と青の帯で示す。他の期間についても 5 日を単位として同じことの繰り返しである。赤と青は 5 日ずらした第 1 と第 2 系統の区別を示す。「最終」は最終同化を実行することを示し、長期の時系列としてはこの結果が最終的に保持される。「摂動あり」は摂動を含むエルニーニョ予測モデルの海洋初期値を作成することを示す。下向き矢印は最終同化のリスタートファイルの引継ぎを示し、最終同化のリスタートファイルを 10 日間保持する必要があることが分かる。

		解析開始日	11/12	11/17	11/22	11/27	12/2	12/7	12/12	12/17	12/22	12/27	1/1	1/6
実行日		解析最終日	11/16	11/21	11/26	12/1	12/6	12/11	12/16	12/21	12/26	12/31	1/5	1/10
1	12/22													
2	12/23													
3	12/24													
4	12/25													
5	12/26													
1	12/27													
2	12/28													
3	12/29													
4	12/30													
5	12/31													
1	1/1													
2	1/2													
3	1/3													
4	1/4													
5	1/5													
1	1/6													
2	1/7													
3	1/8													
4	1/9													
5	1/10													
1	1/11													
2	1/12													
3	1/13													
4	1/14													
5	1/15													

準偏差とする正規分布を等しい重みで51メンバー平均したものをアンサンブル予測の確率密度分布とする。この確率密度分布の上下約15%を削った残り約70%の範囲を図に黄色い四角で表示する。通常エルニーニョ監視速報の1ページ目に掲載するNINO.3海面水温の基準値との差の5か月移動平均値の予測の図も同様にして作成する。

エルニーニョ現象の見通しは、モデルの予測値を基本として、再予報で評価したモデルの予測精度を考慮し、また、系統誤差の修正では取り除き切れないモデルの特性、例えば、近年の誤差の変化傾向等を主観的に修正するなどして、組み立てる。

5. 国際協力

本章では、エルニーニョ監視予報業務に関して、気象庁が実施している世界各国の気象機関との国際協力について簡単にまとめる。

5.1 観測体制の国際協力

気象庁は、海洋気象観測船「凌風丸」「啓風丸」や漂流ブイ等による海洋観測を実施している。海洋データ同化システムを用いた海洋解析では、気象庁の観測データ以外にも、GTSなどを介して、世界各国の観測船、一般船舶、漂流ブイ、定置ブイ、プロファイリングフロート、人工衛星等の海洋データをリアルタイム又は準リアルタイムに取得している。日本を含む世界の異常気象の要因となるエルニーニョ現象の監視・予測やメカニズム解明には、特に太平洋熱帯域に展開されている係留ブイ観測網(TAO/TRITONアレイ)による海洋表層と海上気象の観測が不可欠である。同観測網では、海面水温・表層水温等の海洋観測と海上風等の海上気象観測が行われ、観測結果はGTSでリアルタイムに国際交換されている。TAO/TRITONアレイは、社会的に大きな影響を与えた1982/83年のエルニーニョ現象の後に計画・整備され、現在は、165°E以東のブイ(TAO)をNOAAが、165°E以西のブイ(TRITON)を日本の国立研究開発法人海洋研究開発機構(JAMSTEC)が維持管理している。近年、ブイアレイの維持管理に必要な船舶航海のための予算削減によるブイの削減

危機が問題となっている。国際的な枠組みの中で、維持管理していくことが必要であり、GOOSの海洋観測に関する専門家パネル(OOPC)は、2020年までに組織的で持続可能な熱帯太平洋観測網に移行させるための熱帯太平洋観測システム(TPOS)2020を組織し、計画の策定に当たっている。TPOS2020に関連して、「海洋解析のリアルタイム相互比較」プロジェクトが立ち上がった。各機関における海洋表層水温解析値のばらつきをリアルタイムに監視することで、観測データの増減が海洋解析の質に及ぼす影響の検証が可能となる。このことは、現業海洋解析の品質管理にとっても有効であり、気象庁を含めた世界の6つの現業機関や研究所が参加している。

5.2 予測情報の国際協力

エルニーニョ/ラニーニャ現象は、世界の天候に影響を及ぼすため、世界の経済活動にも多大な影響を与える。このため、多くの国の気象機関や研究所でエルニーニョ現象の予測が行われている。その手法は、大気海洋結合モデルや統計モデルなど、様々である。気象庁のエルニーニョ予測精度は、世界の現業機関の中でもトップクラスであり、異常気象情報センター(TCC)を通じて世界の気象機関にエルニーニョ現象の監視・予測情報を発表している。

WMOは、国連の政府機関の自然災害の軽減に関する作業部会への貢献として、1997年11月より、多くの国家気象機関、水文機関、専門家等の寄与に基づいて気候と社会に関する国際研究所(IRI)の協力的作業によりエルニーニョ現象の実況及び予測情報を作成している。気象庁は、2001年よりエルニーニョ監視速報に掲載した監視予測情報を提供し寄与してきた。また、IRIでは、複数の予測モデルの予測結果に基づいた確率表現による発生予測を毎月実施しており、気象庁は2007年よりNINO.3.4の海面水温偏差の予測データを提供している。その他、オーストラリア気象局(BOM)へ予測情報を提供し、オーストラリアでのエルニーニョ予測情報の発表に寄与している。

このように、エルニーニョ現象の監視及び予測

は単一の現業機関の努力だけで達成できるものではなく、観測・海洋解析・予測の国際協力の重要性は年々増している。エルニーニョ予測を運用している世界の代表的な現業機関として、今後も国際的な貢献を続けていくことは気象庁の重要な役割の一つである。

6. おわりに

2015年には、新たな大気海洋結合モデル (JMA/MRI-CGCM2) と海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G2) による予測が運用開始となり、エルニーニョ予測成績の更なる向上が達成された (第 3.4 節)。さらに、JRA-55 を使用したエルニーニョ/ラニーニャ現象と世界及び日本の天候の特徴に関する新しい統計資料も公開された (第 2.6 節)。一方で、エルニーニョもどき (Ashok et al., 2007) やインド洋ダイポールモード (Saji et al., 1999) など、世界の天候へ影響する複数の現象が報告されている。気象庁では、このような新しい現象についても随時調査を進めており、今後、必要に応じて、エルニーニョ監視速報への掲載などの情報発信を検討していく。

太平洋十年規模変動などの数十年変動の影響も忘れてはならない。1970年代半ば以降、比較的大きなエルニーニョ現象が発生するとともに、熱帯太平洋の大気海洋はエルニーニョ的な状態となった。その後、2000年代に入ると、エルニーニョ現象の振幅は小さくなり、ラニーニャ的な状態となった。このような熱帯太平洋の数十年規模の変動はエルニーニョ現象の特性にも変化を及ぼしている可能性があるが、その変動機構は明らかにはなっていない。2014年に発生したエルニーニョ現象は、2015年には、1949年以降発生したエルニーニョ現象の中で大きかった3つのエルニーニョ現象に匹敵する大きさに発達した。このエルニーニョ現象が熱帯太平洋の数十年規模変動の位相変化を引き起こしているのか、逆にエルニーニョ現象が数十年規模の位相変化によって引き起こされたものなのか、注意深く監視、調査し、今後の監視予測業務に役立てる必要があるだろう。

第 2.3 節で示したように、エルニーニョ現象は日本の天候へ大きな影響を与える。気象庁におけ

る大気海洋結合モデルを用いた3か月予報や暖寒候期予報では、エルニーニョ現象が日本の天候予測の主要な予測因子となっている。過去のエルニーニョ現象を詳しく見ると、熱帯太平洋の大気海洋の時空間変化はエルニーニョ現象ごとに異なり、世界の天候への影響も全く同じというわけではない。このことは、エルニーニョ監視海域の海面水温偏差の大きさだけでなく、熱帯域の海面水温の時空間変動を高い精度で予測することが必要であることを示唆している。今後も、大気海洋結合モデルや大気海洋データ同化手法を着実に改善し、精度の高い監視予測情報を発信し続けていくことが重要である。

参 考 文 献

- 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. Preisendorfer (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.
- 平井雅之 (2009) : エルニーニョ予測システムの概要と予測精度。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、82-88.
- 平井雅之・石川一郎・新保明彦・曾我太三・森浩

- 俊・藤井陽介・松本聡・安田珠幾 (2010): エルニーニョ予測システムの改良. 測候時報, **77**, S23-S34.
- 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.
- 石崎士郎・曾我太三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文 (2009): MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, **76**, 特別号, S1-S15.
- 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.
- Kao, H. Y. and J. Y. Yu (2009): Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *J. Clim.*, **22**, 615-632.
- 木村吉宏 (1992): エルニーニョ現象. 財団法人 日本海洋協会, 157pp.
- 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.
- 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 (2014): 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.
- 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.
- Philander, S. G. H. (1985): El Niño and La Niña. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2652-2662.
- Philander, S. G. H. (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 Sear 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.
- 佐伯理郎・高橋永寿 (1992): エルニーニョ監視センターの業務について. 測候時報, **59**, 161-170.
- Saji N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran and T. Yamagata (1999): A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*. **401**, 360-363.
- Schell, I. I. (1965): The origin and possible prediction of the fluctuations in the Peru Current and upwelling. *J. Geophys. Res.*, **70**, 5529-5540.
- 高谷祐平・石川一郎 (2015a): 新季節アンサンブル予報システム. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 5-19.
- 高谷祐平・石川一郎 (2015b): 再予報による新システムの評価. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 42-95.
- Takaya, Y., T. Yasuda, Y. Fujii, S. Matsumoto, T. Soga, H. Mori, M. Hirai, I. Ishikawa, H. Sato, A. Shimpo, M. Kamachi, and T. Ose (2016): Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 1 (JMA/MRI-CPS1) for operational seasonal forecasting. *Clim. Dyn.*, in press.
- Toyoda, T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, T. Iwao, T. Kuragano and M. Kamachi (2013): Improved analysis of seasonal-interannual fields using a global ocean data assimilation system. *Theoretical and Applied Mechanics Japan*, **61**, 31-48.
- 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.
- World Meteorological Organization (2006): Catalogue of Indices and Definitions of El Niño and La Niña in Operational Use by WMO Members. 71 pp
- Wyrski 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.