

## 第 7 章

### 2003 年冷夏の解析 ～ 2002/03 エルニーニョ現象後の夏～

遠藤洋和

この章は、気象庁技術報告第 125 号「平成 15 年夏の低温・日照不足に関する調査報告—災害時自然現象報告書—」平成 16 年 3 月、気象庁の第 2 部「大気、海洋の状況」、第 1 章「大気大循環の特徴」の 1.3.3 項（遠藤洋和・河原幹雄）をもととし、大幅に加筆、修正したものである。

#### 7.1 はじめに

2003 年夏は北日本を中心に 1993 年以來の冷夏に見舞われた。若林と浜田 (2004) などが示すように、日本の冷夏とエルニーニョ現象の関係は良く知られている。しかし、気象庁の定義に基づくと、2002/03 エルニーニョ現象は 2002/03 年冬に終息しており、2003 年夏はエルニーニョ現象の期間には該当していなかった。

一方、最近の研究によると、エルニーニョ現象の夏季のアジア域への影響は、発達期と衰弱期で現れ方が異なること、衰弱期もしくはラニーニャ現象への遷移期においても北西太平洋や東アジアの循環場に現れやすいこと、さらにその傾向は 1980 年代以降で明瞭であることなどが指摘されている (Chou et al.

2003; Kawamura et al. 2003; Wu and Wang 2002; Lau and Wu 2001; B. Wang et al. 2001; Y. Wang et al. 2001; Chang et al. 2000)。

そこで、エルニーニョ現象の位相に注目して北日本の夏 (6～8 月) の平均気温、日照時間の年々変動 (図 7.1) を眺めてみる。グラフ中の●は後に定義する「エルニーニョ現象ピーク後の夏」(以後、year (+1) 年の夏、その前年を year (0) 年の夏と呼ぶ) である。year (+1) 年に注目すると、1970 年代以前にもやや低温傾向が見られるが、1980 年代以降はその傾向が明瞭となり、すべての年で気温と日照時間が平年値を下回っている。特に日照時間にその傾向が顕著に現れている。また 1980 年代以降の year (+1) 年は year (0) 年に比べて低温・寡照傾向が強くなっている。

このような観測事実や上記のような近年の研究成果をふまえ、2003 年の冷夏の原因について、2002/03 エルニーニョ現象との関連に焦点を当てて探りたい。

#### 7.2 year(+1)年の合成図

##### 7.2.1 データ

解析に用いたデータセットは、循環場については ECMWF が作成した再解析データ (ERA-40)、外向

1) 遠藤洋和 Hirokazu ENDO, 気象庁仙台管区気象台技術部気候・調査課 (hendo@met.kishou.go.jp)

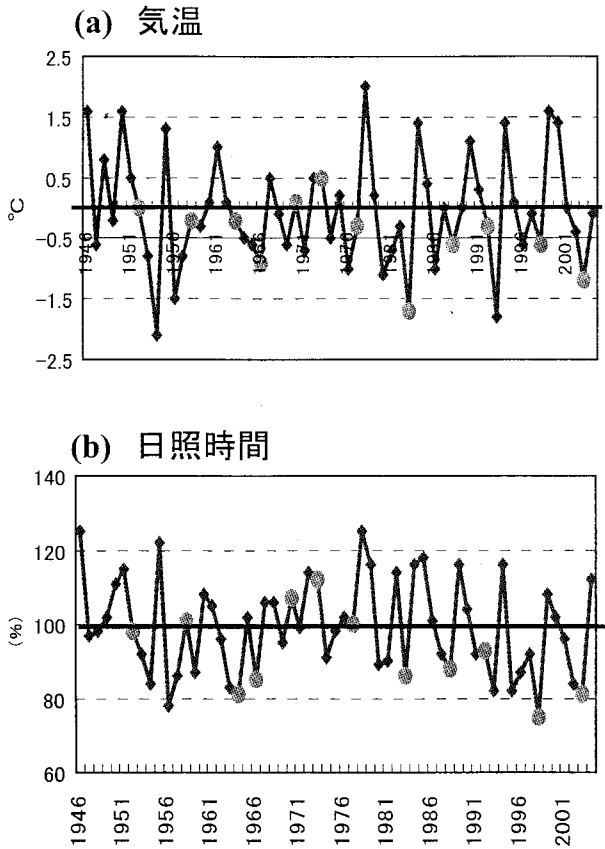


図7.1 北日本の夏平均(6～8月)の(a)気温年平均偏差(°C)と(b)日照時間年平均比(%).統計期間は1946～2004年.年平均値期間は1971～2000年.year(+1)年を●で示す.

き長波放射量(OLR)についてはCDC(米国気候診断センター)/NOAA(米国海洋大気庁)作成のデータ,海面水温(SST)については気象庁海洋気象情報室作成の解析値(GLBSST)である.

### 7.2.2 year(+1)年の定義

気象庁の同定するエルニーニョ現象のうち,エルニーニョ監視海域であるNino.3のSST偏差(4°N～4°S,150°W～90°W平均)が秋～冬にかけてピークを迎えたエルニーニョ現象を抽出し,当年をyear(0)年,翌年をyear(+1)年とする.ERA-40の解析期間(1957年9月～2002年8月)を対象とし,year(+1)年には1958,64,66,70,73,77,83,88,92,98年選ばれた.なお,1993年のエルニーニョ現象は夏にピークを迎えたためどちらのカテゴリーにも含まれていない.

### 7.2.3 エルニーニョ監視海域のSST偏差

year(0)年～year(+1)年における,Nino.3のSST偏差の時系列を図7.2に示す.year(0)年の夏は,すべての年で気象庁の定義するエルニーニョ現象の期間に含まれている.一方,year(+1)年の夏は,エルニーニョ現象期間に含まれている年(1983,92,98年),ラニーニャ現象期間に含まれている年(1964,70,73,88年),どちらにも含まれない年(1958,66,77年)と様々だが,1970年代以前ではラニーニャ現象に転じる傾向,1980年代以降ではエルニーニョ現象が残る傾向にある.

### 7.2.4 year(+1)年の合成図の特徴

SST,OLR(1980年代以降のみ),循環場について,1950年代後半～1970年代,1980年代～1990年代の2つの期間に分け,それぞれの期間におけるyear(+1)年の夏平均年間偏差の合成図を作成した.トレンドの影響を軽減するため,それぞれの期間の合成図で年平均値期間を変えている.前者では1958～1978年,後者では1979～2000年である.なお前田と佐藤(2004私信)によれば,1990年代以降,熱帯の発散場においてERA-40と他の再解析データ間の違いが大きいとのことである.米国環境予測センター作成の再解析データver.2(CDAS-2)を用いて1980年代～90年代のyear(+1)年夏の合成図を作成したところ,両者は定性的に合致していたため,

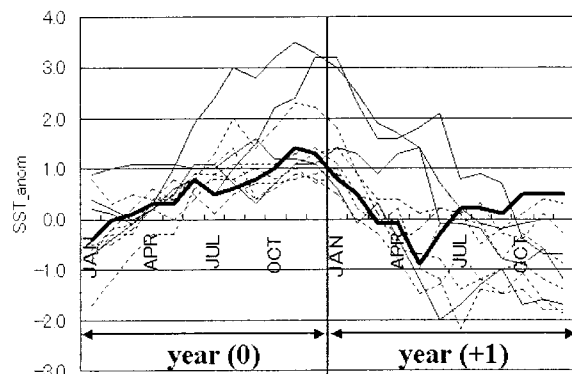


図7.2 year(0)年～year(+1)年および2002～03年のNino.3 SST偏差の時系列.破線(実線)が1950年代後半～1970年代(1980年代以降).太い実線は2002～03年.年平均値期間は1971年～2000年.

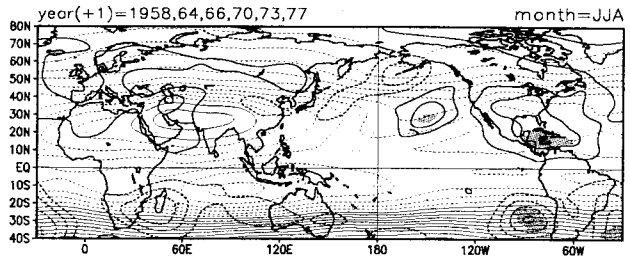
ここではERA-40による結果を示す。

1950年代後半～70年代の合成図(図7.3)を見ると、SSTでは東部太平洋赤道域、北海道東海上に有意な偏差が見られる。200hPa速度ポテンシャルではインド付近に負の偏差が見られる。850hPa流線関数偏差では、シベリア南部～華北～北海道付近にかけて、太平洋中部～東南アジアにかけて正偏差となっている。

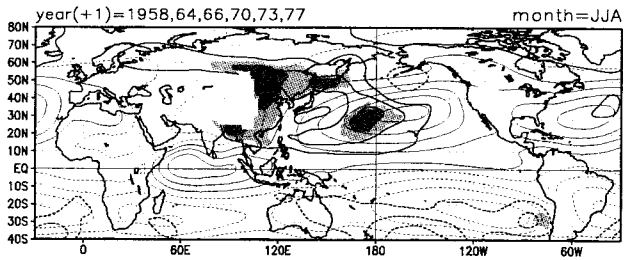
1980年代～90年代の合成図(図7.4)は1950年代後半～1970年代よりも有意な偏差が多く見られる。SSTは、太平洋赤道域では有意な所は少ないものの、中部で負偏差、東部で正偏差が分布しており、東部では前秋～冬にピークを迎えたエルニーニョ現象の余韻が残っている。また、インド洋、南シナ海、メラネシア付近は広く正偏差となっている。OLRでは、アジアモンスーン域に大きな偏差が見られる。インドシナ半島付近～フィリピン東海上で正偏差(対流活動が不活発)、インド洋では西部を中心に負偏差(対流活動が活発)、日本の南東海上に負偏差が分布している。200hPa速度ポテンシャルではこれを反映して、インド洋で負偏差(発散偏差)、太平洋西部で正偏差(収束偏差)となっている。循環場については、200hPa流線関数では統計的に有意ではないがチベット高気圧が北縁域を中心に平年より弱い。850hPa流線関数では、アジア域では1950年代後半～70年代の合成図で見られた特徴に似た分布がより強い偏差で現れている。北西太平洋高気圧が極東域では南偏し、華南方面へ強く張り出している。オホーツク海付近の正偏差はオホーツク海高気圧が平年よりも強いことに対応しており、500hPa高度(図略)では東シベリア付近に有意な正偏差が見られる。また、ほぼ赤道対称に南半球側でも高気圧性循環の偏差が見られる。

このように、year(+1)年夏の合成図は1980年代～90年代に有意な偏差が多く見られる。さらに、1980年代～90年代のyear(0)年の合成図(図略)と比較すると、両者の特徴は大きく異なっており、日本を含むアジアモンスーン域ではyear(+1)年の方が明瞭な偏差が分布している。

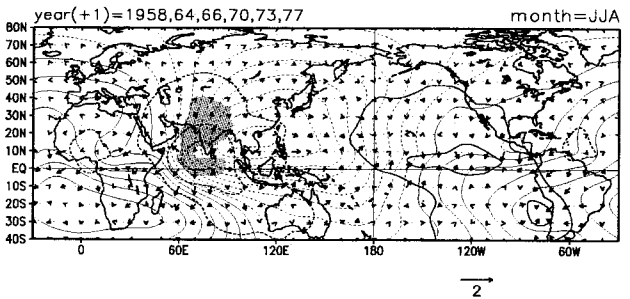
(a)  $\phi$  200



(b)  $\phi$  850



(c)  $\chi$  200 and divV



(d) SST

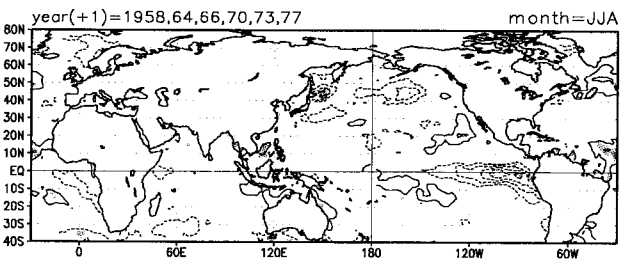


図7.3 1950年代後半から1970年代における、year(+1)年夏平均の(a)200hPa流線関数平年偏差、(b)850hPa流線関数平年偏差、(c)200hPa速度ポテンシャルと発散風の平年偏差、(d)SST平年偏差の合成図。太線は平年偏差。(a)～(c)の細線は実況値。実線(破線)が正(負)の値。実況値の等値線間隔はそれぞれ、(a)  $8 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(b)  $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(c)  $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。平年偏差の等値線間隔はそれぞれ、(a)  $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(b)  $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(c)  $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(d)  $0.2^\circ\text{C}$ 。偏差0の等値線は省略。(c)のベクトルは発散風の平年偏差。発散風偏差のスケールは図右下の通りで単位はm/s。平年値期間は1958～1978年。平年偏差が95%(90%)以上の有意水準を満たす領域に濃い(薄い)陰影を施している。データはERA-40。(b)では標高1500m以上の地域は図示していない。

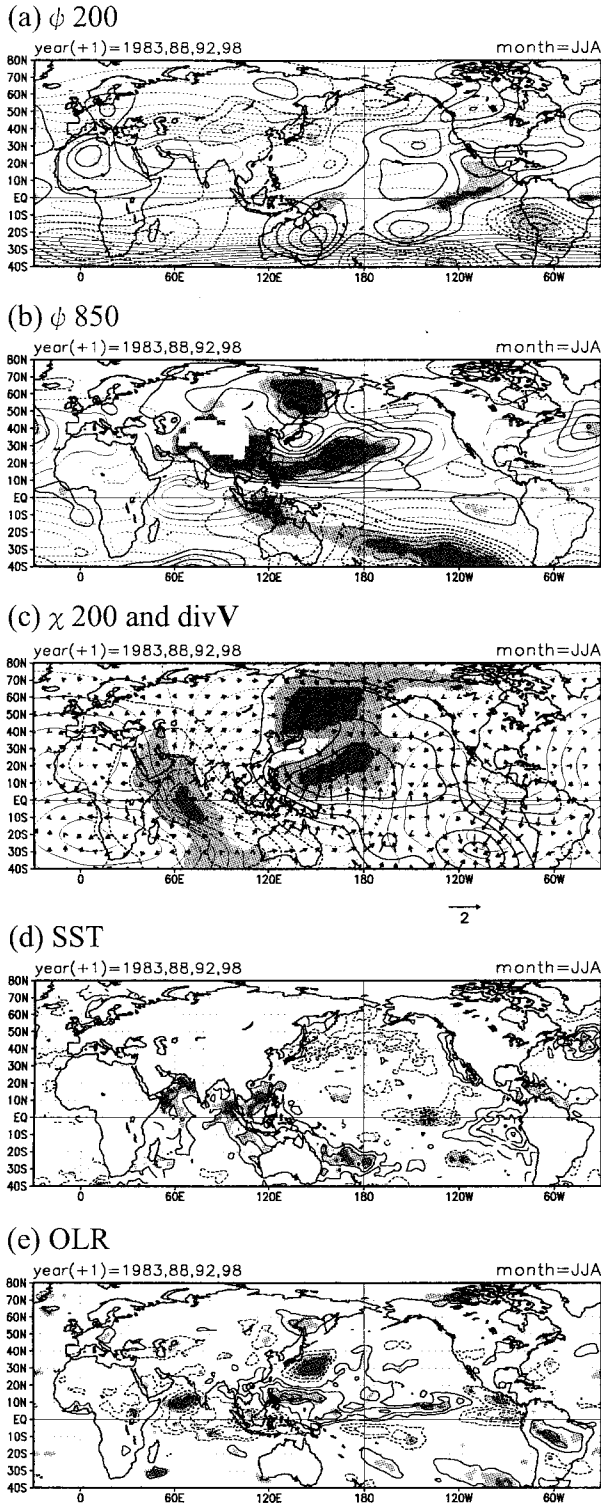


図7.4 1980年代から1990年代における、year(+1)年夏平均の(a)200hPa流線関数年偏差、(b)850hPa流線関数年偏差、(c)200hPa速度ポテンシャルと発散風の年偏差、(d)SST年偏差、(e)OLR年偏差の合成図。(e)の等値線間隔は3 W/m<sup>2</sup>、年値期間には1979～2000年である以外は図7.3と同じ。

### 7.3 2003年夏との比較

2003年夏の特徴は1980年代～90年代のyear(+1)年の合成図に見られる特徴と多くの点で一致している。図7.5に2003年夏のSST、OLR、循環場について示す。循環場データはCDAS-2を使用している。両者の一致点を以下にまとめる。

- ・インド洋 SST の正偏差
- ・対流活動はインド洋西部で平年より活発、太平洋西部域で平年より不活発
- ・200hPa 流線関数偏差は、チベット高気圧の北縁域で帯状に負偏差（ただし、year(+1)年合成図の偏差は有意ではない）
- ・850hPa 流線関数偏差は、太平洋高気圧の日付変更線付近から華南方面にかけて、さらにインドシナ半島、インド亜大陸にかけて正偏差（弱いモンスーンジェットに対応）。一方、日本付近への高気圧の張り出しは弱い

さらに、2003年の夏平均場では不明瞭であるが、2003年7月はオホーツク海高気圧が非常に発達した。これはyear(+1)年の合成図で見られる特徴に一致している。

### 7.4 エルニーニョ現象のアジア域への遅れた影響

#### 7.4.1 過去に示された影響メカニズムと2003年実況の比較

エルニーニョ現象衰弱期の春から夏にかけてのアジア域への影響メカニズムについては、いわゆる「熱帯ルート」ではKawamura (1998), Wang et al. (2000) が提案したものがある。

Kawamura (1998) によれば、エルニーニョ現象がトリガーとなり春季にインド洋で赤道非対称なWES (Wind-Evaporation-SST) モードが励起され、対流加熱偏差に伴う上層のロスビー波応答がユーラシア大陸の陸面へも影響を与える。これらは海陸間の熱のコントラストを弱める方向へ働くため、エルニーニョ現象翌年の夏季アジアモンスーンを弱める。

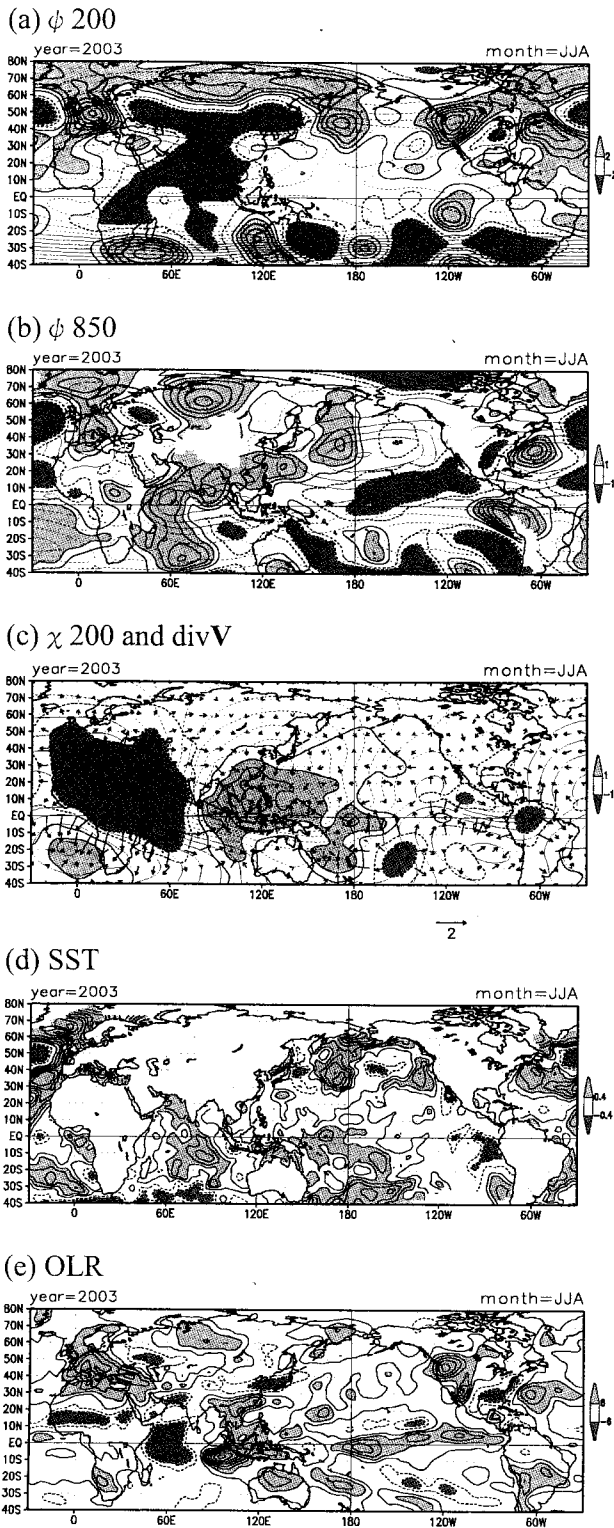


図 7.5 2003年夏平均平年偏差。濃い(薄い)陰影はそれぞれ (a)  $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ , (b)  $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ , (c)  $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ , (d)  $0.4^\circ\text{C}$ 以上の負偏差 (正偏差)。データはCDAS-2を使用している以外は図7.4と同じ。

また Wang et al. (2000) によれば、エルニーニョ現象発生年の晩秋に形成されるフィリピン付近下層の高気圧性循環偏差が大気-海洋の正のフィードバックにより初夏まで持続することにより、エルニーニョ現象翌年の東アジアモンスーン(梅雨、メイユ、チャンマ)が活発化する。

しかしながら、彼らのプロセスでエルニーニョ現象が翌夏のアジア域へ影響を及ぼすためには、エルニーニョ現象が発生年の翌春あたりまで持続する必要があり(川村 2001)、冬季に終息している 2002/03 エルニーニョ現象の影響を同様のプロセスで考えることは難しいと考えられる。

図 7.6 に 2003 年春の偏差場を示す。Kawamura (1998) の Fig. 8 上図と図 7.6 (a)を比べると、2003 年春はインド洋における対流活動の赤道非対称構造が不明瞭である。また、その熱源偏差に伴うロスビー応答によって現れるとされる、チベット高原西方の上層の層厚の負偏差もはっきりしない。2003 年春の中央アジアに層厚の負偏差が見られるが、中・高緯度起源の偏差であると思われ、インド洋の熱源偏差応答として考えることは難しい。また図 7.6 (b)を見ると、フィリピン付近の対流活動は平年より活発で、Wang et al. (2000) が示した下層の高気圧性循環偏差は見られない。

### 7.4.2 エルニーニョ現象後のインド洋の昇温

1980 年代~90 年代の year (+1) 年夏の SST 合成図ではインド洋~南シナ海にかけて有意な正偏差が見られる(図 7.4)。これらとエルニーニョ現象の関連を見るために、Nino. 3 の SST 偏差とインド洋~南シナ海にかけて ( $20^\circ\text{S} \sim 20^\circ\text{N}$ ,  $50^\circ \sim 120^\circ\text{E}$ ; 以後この海域をインド洋と呼ぶ) の SST 偏差のラグ相関関係について図 7.7 に示す。図 7.7 では 1950~70 年代と 1980 年代以降の категория に分け、Nino. 3 の 10~12 月平均(以後、OND) SST 偏差に対する自己ラグ相関およびインド洋とのラグ相関を示している。なお、長期的な変動成分の影響を軽減するために、それぞれの期間内で線形回帰式を用いてトレンド除去を行っている。以降、図 7.8~図 7.11 につ

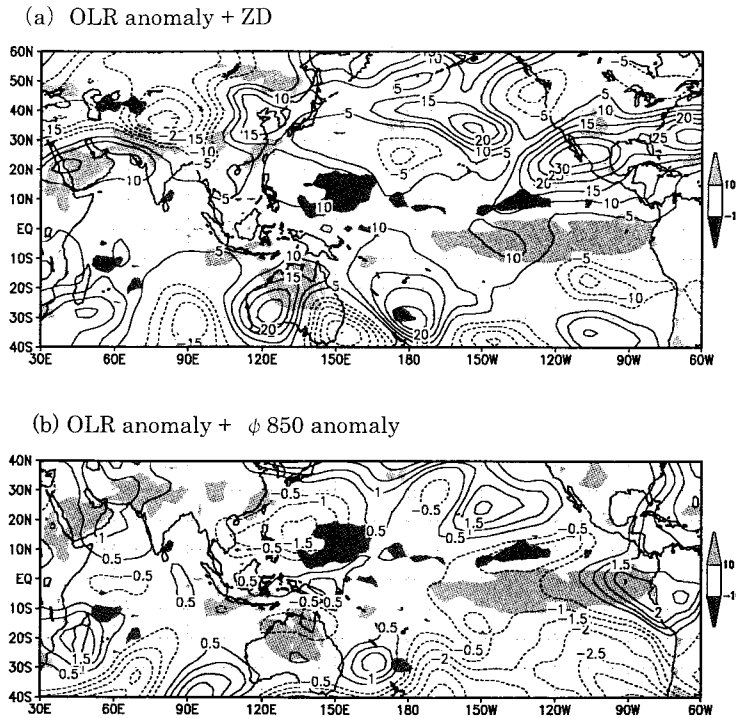


図7.6 2003年春平均(3～5月)の(a)OLR年平均偏差と上層(200～500hPa)の層厚の年平均偏差, (b)OLR年平均偏差と下層(850hPa)流線関数の年平均偏差, 濃い(薄い)陰影は $-10(10) \text{ W/m}^2$ 以下(以上)のOLR年平均偏差。等値線は(a)層厚偏差, (b)流線関数偏差を表し, 等値線間隔は(a)5 m, (b) $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ である以外は図7.5と同じ。

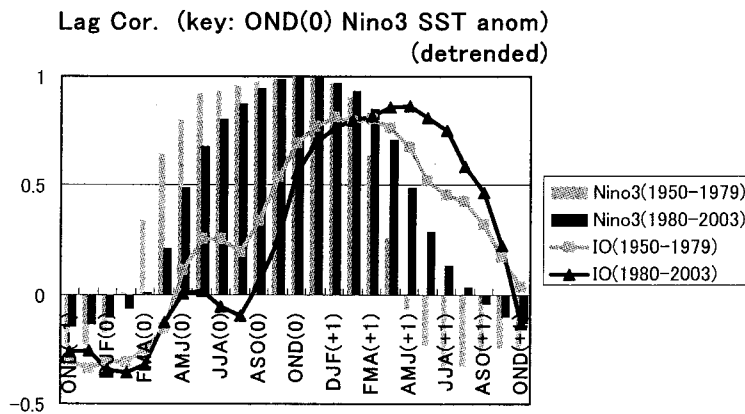


図7.7 10～12月平均Nino.3海面水温偏差に対する時間ラグ相関係数。棒グラフはNino.3海面水温偏差, 線グラフはインド洋(20°S～20°N, 50°～120°E)海面水温偏差。年代別に, 1950～1970年代を灰色, 1980年代以降を黒色で示す。長期的な変動の影響を軽減するため, それぞれの期間で線形回帰式を用いたトレンド除去を行っている。

いても同様である。

Nino.3 SST偏差(OND)とインド洋SST偏差のラグ相関を見ると, インド洋SST偏差はいずれの年代においてもNino.3 SST偏差から正の時間ラグをもって正相関のピークを迎えていることが特徴であ

る。これはLau and Nath (2003) や Klein (1999) によっても指摘されている。1950～70年代では冬～翌春頃, 1980年代以降では翌春頃に相関のピークが見られ, 1980年代以降では夏頃まで強い相関が持続している。これはENSOの影響が翌夏までインド洋

に残ることを意味しており、夏のアジア域のモンスーンや循環場に対して影響を及ぼしている可能性がある。

図 7.8 はエルニーニョ現象とインド洋 SST の年々変動を示している。図 7.7 で示した結果と同様に、1980 年代以降は Nino. 3 SST 偏差 (OND) の年々変動が翌春～夏のインド洋 SST 偏差の年々変動と強い関係がある。2003 年についても同様に、春～夏にかけてのインド洋 SST は正偏差の傾向が見られ、2003 年夏のアジア域の対流活動、循環場に影響を及ぼしている可能性がある。

### 7.4.3 インド洋の SST 偏差の循環場への影響

ここではインド洋 SST 偏差の循環場への影響について、統計的解析により検討したい。図 7.9 に春季のインド洋 SST とそれに続く夏の循環場の関係を示す。1 季節の時間ラグをとった理由は、夏季モンスーン期のインド洋 SST 変化に対して大気-海洋間の潜熱フラックスの寄与が大きいと言われており (Kawamura et al. 2001a, 2001b)、インド洋 SST 偏差はモンスーンの下層ジェットの強弱に大きく依存すると考えられることから (すなわち、弱いモンスーン時は潜熱フラックスの減少により SST は上昇する)、インド洋 SST と循環場の同時的な関係を示すことは不適当だと考えたためである。

図 7.9 に春季のインド洋 SST 偏差に対するその後の夏季の循環場などの回帰分布図を示す。図 7.7, 図 7.8 が示すように、晩秋の Nino. 3 SST と強い正相関が見られるため、必然的に year (+1) 年の合成図に似てくるが、特徴として、太平洋中部～ベンガル湾にかけての亜熱帯域に見られる下層の高気圧性循環偏差、アジア域の亜熱帯ジェット (以後、アジアジェットと呼ぶ) の南下が挙げられる。

図 7.10 (a) は、図 7.9 (a) の 200hPa 東西風, (d) の降水量を 45°～150°E で帯状平均したものである。降水量は 10°～20°N 付近で有意に減少し、一方赤道付近では有意でないものの増加の傾向が見られる。200hPa 東西風は、30°～40°N 付近で強まり 50°～60°N 付近で弱くなる傾向が見られ、アジアジェットの南下が明瞭である。また、30°～40°N 付近の降水量の有意な増加が見られる。図 7.9 (d) によれば、これは主に日本の南東海上の局在化した降水量増加が寄与しており、アジアジェットの南下により擾乱や前線の活動が活発化するためであると考えられる。

図 7.10 (b) に 2003 年夏の降水量と東西風の偏差について示す。降水量および東西風の偏差分布は、図 7.10 (a) の回帰分布の特徴に良く似ている。さらに、2003 年夏の熱帯域の降水量偏差分布が回帰分布に比べてやや北寄りであること、東西風偏差分布も同様にやや北寄りであることが定性的に一致している点

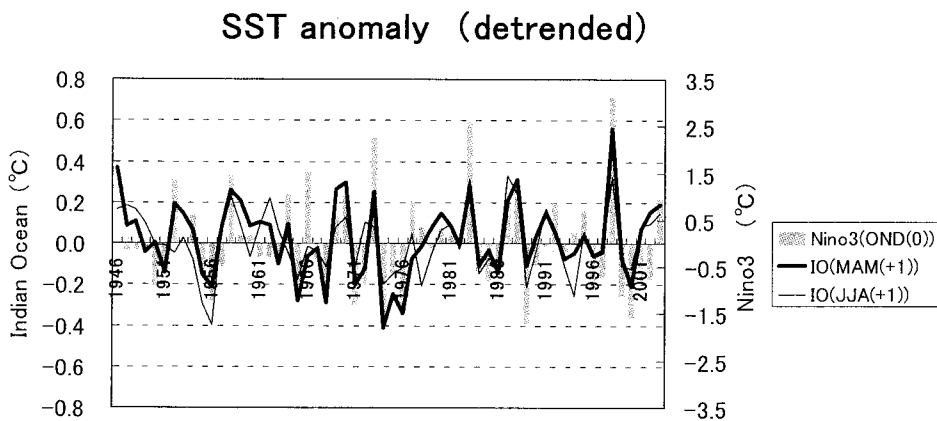
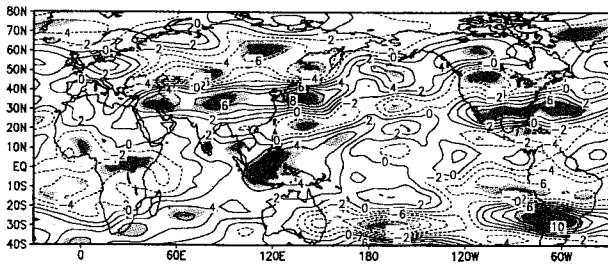
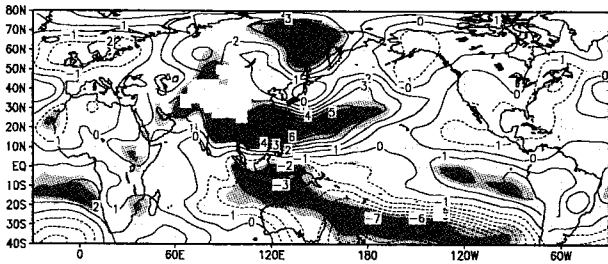


図 7.8 Nino. 3 海面水温年平均偏差 (10～12月平均) とインド洋海面水温年平均偏差 (3～5月平均および6～8月平均) の時系列。棒グラフは10～12月平均Nino. 3 海面水温年平均偏差。太線 (細線) グラフは3～5月平均 (6～8月) インド洋海面水温年平均偏差。Nino. 3 海面水温年平均偏差を1年後ろにずらして図示している。図7.7と同様の方法でトレンドの除去を行っている。

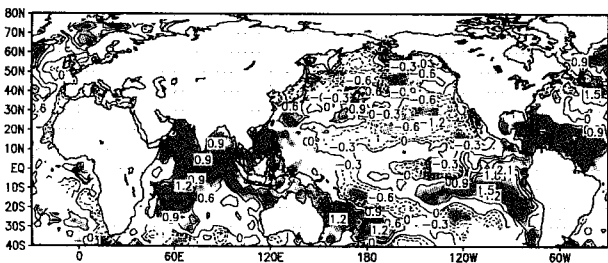
(a) U200



(b)  $\psi$  850



(c) SST



(d) Precipitation(CMAP)

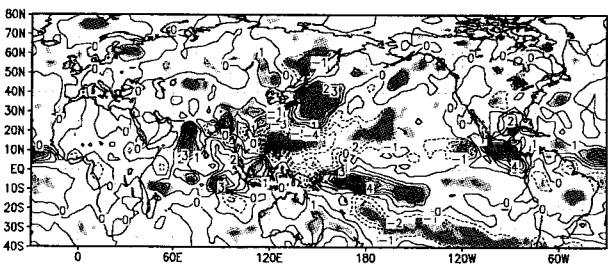
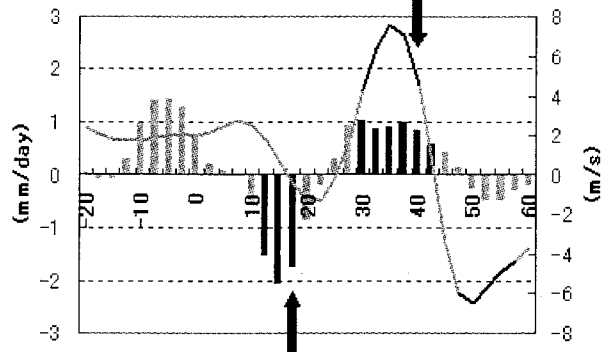


図7.9 3～5月平均インド洋SSTに対する、その後の6～8月平均(a)200hPa東西風、(b)850hPa流線関数、(c)SST、(d)降水量の回帰係数分布。正(負)の回帰係数を実線(破線)で示す。回帰係数が95%(90%)以上の有意水準を満たす領域に濃い(薄い)陰影を施している。降水量データはXie and Arkin (1997)作成のCMAPを使用。図7.7と同様の方法でトレンドの除去を行っている。

(a) Reg. Coef. (lon=45-150E)



(b) yr=2003 (lon=45-150E)

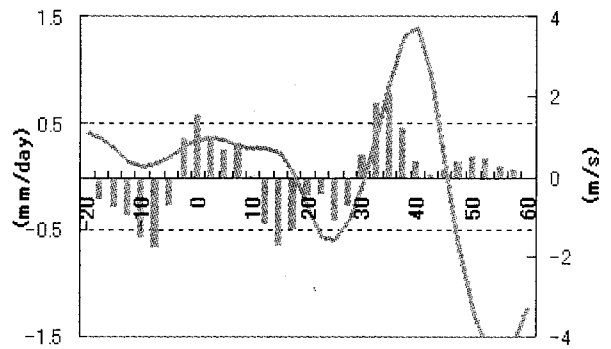


図7.10 (a)図7.9の200hPa東西風および降水量の45°～150°E帯状平均、(b)2003年6～8月平均の帯状平均(45°～150°E)200hPa東西風年平均偏差と降水量の年平均偏差。棒グラフが降水量、線グラフが200hPa東西風を表す。(a)では5%の危険率で統計的に有意な回帰係数を濃い黒色で示す。気候値で降水量(200hPa東西風)がピークとなる緯度を上向き(下向き)の矢印で示す。(b)では(a)よりも縦軸のスケールを2倍にして表示している。降水量データはCMAP。図7.7と同様の方法でトレンドの除去を行っている。

も興味深い。

このように、春のインド洋SSTが高い場合のそれに続く夏は、降水量が赤道付近で増加、アジアモンスーン域で減少、30°～40°N付近で再び増加し、そしてアジアジェットは南下するという特徴がある。2003年も全体的に同様の傾向である。アジアジェットの南下はつまりチベット高気圧の北への張り出しが弱いことに対応する。平年のチベット高気圧は、大掴みではアジアモンスーン域の対流活動によって形成されると考えられるため、アジアモンスーン域での降水量の減少がチベット高気圧の北への張り出しを弱めていると推測される。ただし図7.9によれ



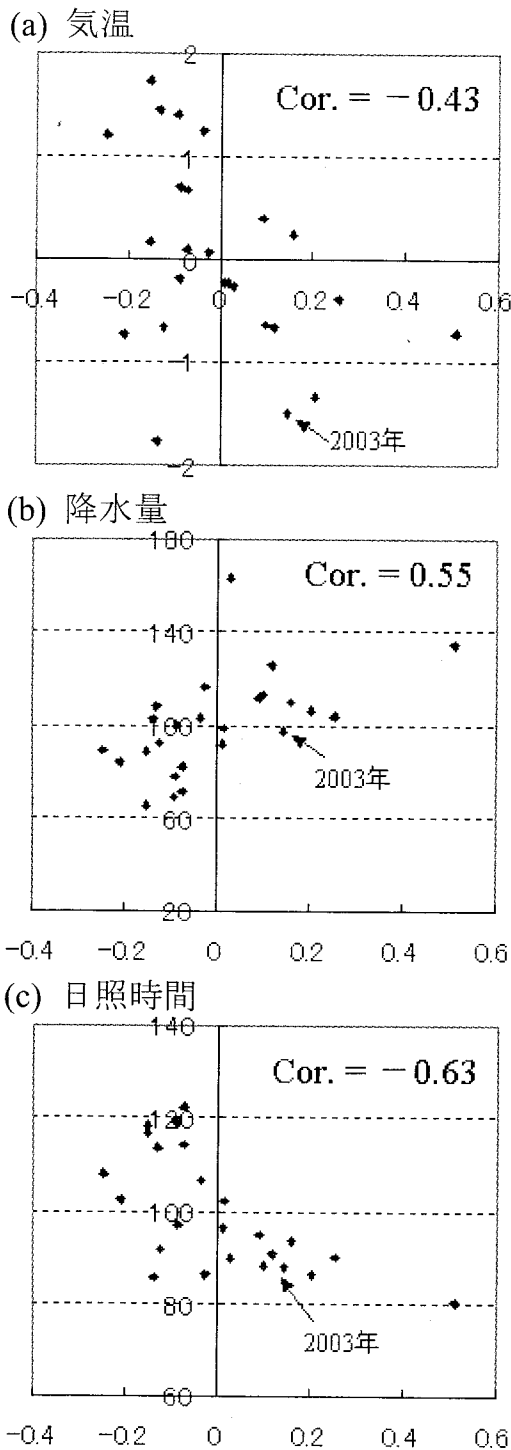


図7.11 3～5月平均のインド洋SST平年偏差とその後の北日本の6～8月平均(a)気温平年偏差(°C), (b)降水量平年比(%), (c)日照時間平年比(%)の散布図。横軸はインド洋SST偏差。縦軸がそれぞれ(a)気温偏差, (b)降水量平年比, (c)日照時間平年比。2003年の実況値を矢印で示す。図7.7と同様の方法でトレンドの除去を行っている。統計期間は1980年～2004年。平年値期間も同様。

ば、インド洋の正偏差と同時的に太平洋東部～大西  
洋東部における正の SST 偏差と対流活動の活発化、  
SPCZの活発化も見られる。Shen et al. (2001) は、  
本稿の year (+1) 年に該当する 1998 年夏の東アジ  
アモンスーンのモデル再現実験で、SST のインパク  
トが大きかった海域としてインド洋南東部に加えて  
東太平洋を挙げており、これら地域の対流活動変動  
の影響が複合している可能性もある。

#### 7.4.4 インド洋のSST偏差の日本への影響

前節と同様に春のインド洋 SST をキーとして、そ  
れに続く夏の日本の天候との関係を示す。日本を4  
地域(北日本, 東日本, 西日本, 南西諸島)に分けた  
場合、インド洋 SST との関係が統計的に最も強い地  
域は、北日本である。北日本の夏の天候はアジア  
ジェット的位置に大きく影響されるため、春のイン  
ド洋 SST と夏のアジアジェットの南北変動に強い関  
係があるという、前節で示した結果にも整合してい  
る。

図7.11に春のインド洋 SST と夏の北日本の気温、  
降水量、日照時間のそれぞれの関係を示す。統計期  
間は1980年～2004年である。前節と同様に線形回  
帰を用いてトレンドの除去を行っている。春のイン  
ド洋 SST に対して、気温と日照時間は負の相関、降  
水量は正の相関が見られ、いずれも95%以上で統計  
的に有意な関係となっている。特に日照時間との負  
の相関関係が強い。

Nitta (1990) もまた本稿の year (+1) 年に該当  
する1988年夏の不順な日本の天候をもたらした要因  
の一つとして、平年より高かったインド洋 SST に注  
目している。インド洋 SST が高かったために、その  
付近の対流活動が活発化し西部太平洋の対流活動が  
抑制され、その結果負の PJ パターン (Nitta 1987) に  
より日本の亜熱帯高気圧の発達が不十分となったと  
いうメカニズムで説明されている。

本稿もこれと同様にインド洋 SST の正偏差が日本  
に冷夏をもたらすという主張である。ただし、西部  
太平洋を含むアジアモンスーンスケールでの対流活  
動の抑制がアジアジェットの広範囲の南下をもたら

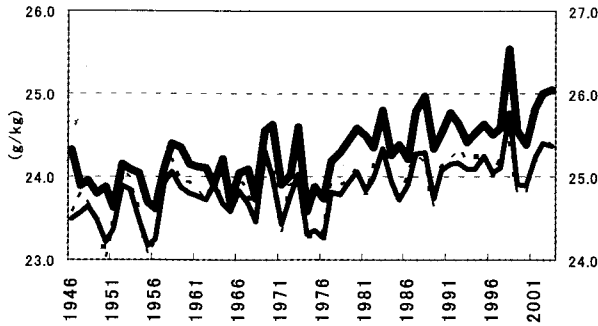


図7.12 最下層の大気温度をその直下のSSTと仮定して計算した3～5月平均の飽和混合比の時系列。太線がインド洋(20°S～20°N, 50°～120°E), 点線が太平洋(20°S～20°N, 120°E～90°W), 細線が熱帯平均(20°S～20°N)。縦軸目盛は、右側がインド洋、左側は太平洋と熱帯平均。単位はg/kg。

し、これも日本の冷夏の一つの要因となっていると考えている点がオリジナリティーである。

#### 7.4.5 1980年代以降のインド洋SST偏差の春～夏にかけての持続

図7.7が示すように、1980年代以降は10～12月平均Nino.3 SSTとインド洋SSTとの相関が翌年夏まで強い状態で推移している。一方、1950～70年代は晩春頃に急速に相関が悪くなっている。この違いをもたらす一つの要因として、エルニーニョ現象がそれ以前よりも長引く傾向にあることが挙げられ

る。しかしながら、エルニーニョ現象が冬季に終息したような1987/88や2002/03エルニーニョ現象の翌春～夏にかけてもインド洋SSTの正偏差の持続が見られる(図7.8)。

インド洋における春～夏にかけてSST偏差が持続するもう一つの可能性として、インド洋SSTの近年の高い上昇トレンドとの関連性を指摘したい。図7.12は海面付近の大気温度をその直下のSSTと仮定して計算した、海域別の飽和混合比の時系列である。飽和混合比の計算式から分かるとおり、飽和混合比はSSTの上昇に対して指数関数的に上昇する。インド洋SSTは他の海域に比べて元々高いため、そこでの飽和混合比は熱帯平均(20°S～20°N)よりも高くなっている。さらに、インド洋では近年の上昇トレンドが熱帯平均よりも大きくなっている。1980年以降で上昇トレンドを計算すると、熱帯平均が1.06(g/kg/100yr)、太平洋で1.32(g/kg/100yr)に対して、インド洋では1.83(g/kg/100yr)である。このようなことから、インド洋では近年対流活発化のポテンシャルが増大してきていると考えられ、特に正偏差が増大するエルニーニョ現象後の春からその後の夏季アジアモンスーン期においては、インド洋では対流活動の活発化を通して大気-海洋間で正のフィードバックが働くことが期待され、これが1980

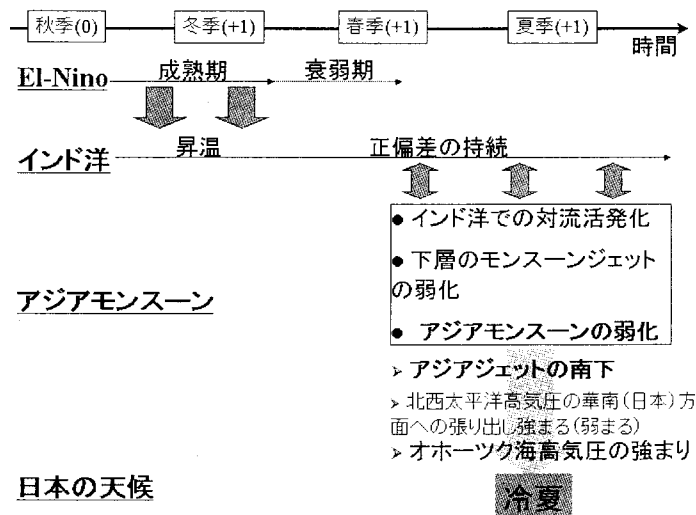


図7.13 エルニーニョ現象が翌夏の日本の天候に影響を及ぼすプロセスの模式図。

年代以降に見られるエルニーニョ現象後のインド洋 SST の春～夏までの持続に関連している可能性がある。

## 7.5 まとめ

2003 年の日本の夏は 10 年ぶりの冷夏となった。1980 年代以降の「エルニーニョ現象ピーク後の夏」は、北日本を中心に低温・寡照となる傾向が現れていることから、2003 年の冷夏をもたらした要因について、2002/03 エルニーニョ現象との関連に焦点を当てて解析を行った。その結果、

1. 2003 年夏のアジア域の偏差場も同様に 1980 年代以降の「エルニーニョ現象ピーク後の夏」に統計的に現れる特徴と多くの点で類似していること。
  2. 2003 年夏の対流活動や循環場の偏差について、Kawamura (1998) や Wang et al. (2000) が示したような、エルニーニョ現象と発生翌年夏のアジア域の偏差をつなぐメカニズムで説明することは難しいこと。
  3. 統計的には、エルニーニョ現象に連動して上昇するインド洋 SST は、夏のアジアモンスーンの弱化、下層の太平洋高気圧の日本付近への張り出し弱化、広域スケールでのアジアジェットの下下など良い相関が見られることから、エルニーニョ現象後の日本の冷夏をもたらす要因となっている可能性があること。そして、2003 年の冷夏もこのような特徴を満たしていること。
- が分かった。ただし、インド洋 SST の正偏差時は、同時的に太平洋東部～大西洋東部における正の SST 偏差と対流活動の活発化、SPCZ の活発化なども見られることから、これら要因が複合している可能性もある。

統計的解析から示された 1980 年代以降のエルニーニョ現象の成熟期からその後の夏にかけての特徴をまとめると図 7.13 のようになる。インド洋の SST 偏差は、エルニーニョ現象 (Nino. 3 SST 偏差) の位相よりも 1～2 季節遅れて変化し、エルニーニョ現

象終息後の春から夏にかけても正偏差が持続する。対流活動はインド洋上で活発、アジアモンスーンは不活発となり、ベンガル湾からフィリピン東海上へ向かう下層のモンスーンジェットは弱まる。このような対流活動・風偏差は、正のインド洋 SST 偏差の春から夏にかけての持続に貢献しているものと推測される。循環場では、負の PJ パターンに加えて、アジアジェットが広範囲にわたって平年よりも南下する点の特筆すべき特徴である。これはアジアモンスーンの弱化と密接に関連しているものと考えられる。さらに、地上のオホーツク海高気圧も現れやすいという特徴もある。このような結果、日本では北日本中心に冷夏になると考えられる。

インド洋 SST の正偏差時に見られるシベリア南部の東風偏差は (図 7.9, 図 7.10)、気候値で見られるこの付近の弱風域を強化する方向へ働く。この付近の弱風域は、オホーツク海高気圧の発達に関連する東シベリアのブロッキング高気圧形成メカニズムに重要な役割を果たすことから (Nakamura and Fukamachi 2004)、熱帯変動の中高緯度への影響を考える上で興味深く、エルニーニョ現象ピーク後の夏にオホーツク海高気圧が現れやすい傾向を説明するための一つの着目点になるかもしれない。

本稿で示されたメカニズムは統計的な解析から得られたものであり、今後は数値モデルを用いて検討する必要がある。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり、気象庁気候情報課の前田修平予報官から度々アドバイスを頂いた。深く感謝いたします。

## <参考文献>

Chang, C. -P., Y. Zhang and T. Li, 2000: Interannual and Interdecadal Variations of the East Asian Summer Monsoon and Tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the Subtropical Ridge. *J. Climate*,

- 13,4310-4325.
- Chou, C., J. -Y. Tu and J. -Y. Tu, 2003 : Interannual Variability of the Western North Pacific Summer Monsoon : Differences between ENSO and Non-ENSO Years. *J. Climate*, **16**,2275-2287.
- Kawamura, R., 1998: A Possible Mechanism of the Asian Summer Monsoon-ENSO Coupling. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**,1009-1027.
- Kawamura, R., T. Matsuura and S. Iizuka, 2001a: Role of equatorially in the Indian Ocean in the Asian summer monsoon and El Nino-Southern Oscillation Coupling. *J. Geophys. Res.*, **106**, D5,4681-4693.
- Kawamura, R., T. Matsuura and S. Iizuka, 2001b : Interannual Atmosphere-Ocean Variations in the Tropical Western North Pacific Relevant to the Asian Summer Monsoon-ENSO Coupling. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**,883-898.
- Kawamura, R., T. Matsuura and S. Iizuka, 2003 : Equatorially symmetric impact of El Nino-Southern Oscillation on the South Asian summer monsoon system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**,1329-1352.
- 川村隆一, 2001 : ENSO の数十年スケール変調と西太平洋・インド洋域の大気海洋相互作用. 月刊海洋, 号外 **24**,168-174.
- Klein, S. A., 1999 : Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO : Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *J. Climate*, **12**,917-932.
- Lau, K. -M. and H. T. Wu, 2001 : Principal Modes of Rainfall-SST Variability of the Asian Summer Monsoon : A Reassessment of the Monsoon-ENSO Relationship. *J. Climate*, **14**,2880-2895.
- Lau, N. -C. and M. J. Nath, 2003: Atmosphere-Ocean Variations in the Indo-Pacific Sector during ENSO Episodes. *J. Climate*, **16**,3-20.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004 : Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**,1213-1233.
- Nitta, T., 1987 : Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**,373-390.
- Nitta, T., 1990 : Unusual Summer Weather over Japan in 1988 and Its Relationship to the Tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**,575-588.
- Shen, X. -S., M. Kimoto and A. Sumi, 1998 : Role of land surface processes associated with interannual variability of broad-scale Asian summer monsoon as simulated by the CCSR/NIES AGCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**,217-236.
- 若林正夫, 浜田啓次, 2004 : 大規模循環場と日本の天候. 気象庁気候・海洋気象部, 平成16年度季節予報研修テキスト, 40-64.
- 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., R. Wu and K. -M. Lau, 2001 : Interannual Variability of Asian Summer Monsoon : Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons. *J. Climate*, **14**,4073-4090.
- Wu, R. and B. Wang, 2002 : A Contrast of the East Asian Summer Monsoon-ENSO Relationship between 1962-77 and 1978-93. *J. Climate*, **15**,3266-3279.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997 : Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**,2539-2588.