

III: 1月25日、1640-1810

季節予報に関わる大気/海洋現象

(2) 熱帯大気、エルニーニョ/ラニーニャ現象

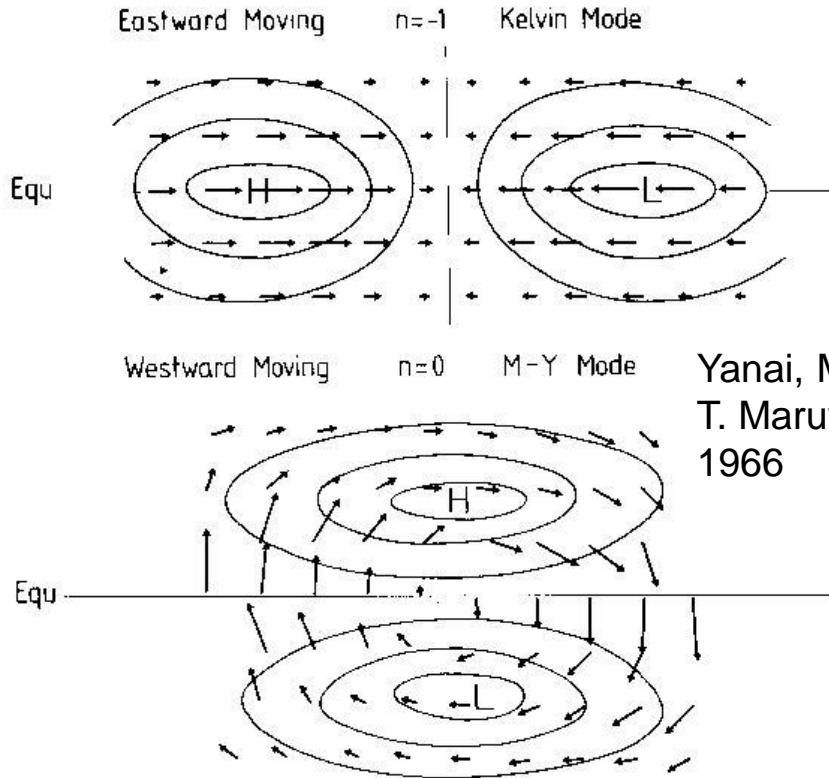
気象研究所 前田修平

* 講義資料には、気象庁が実施している季節予報担当者向けの研修資料(季節予報研修テキスト、Web技術指導、東京気候センター(TCC)研修資料)から多くを引用しました。

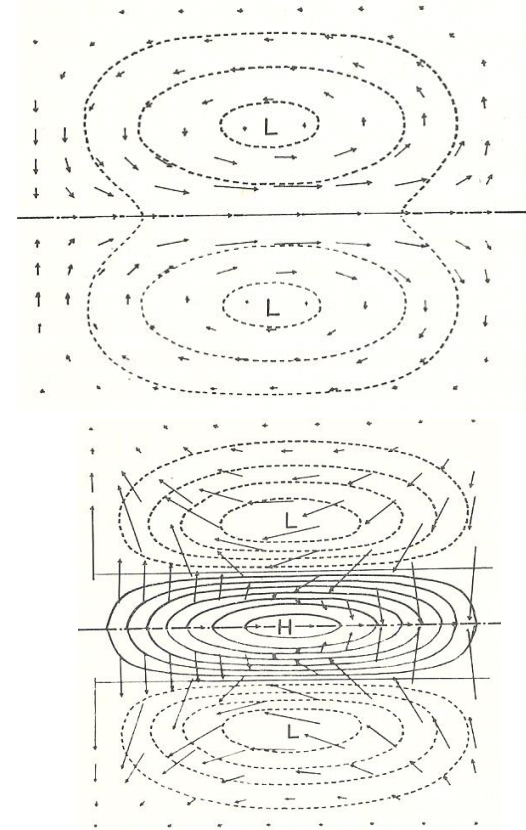
III.1 熱帯大気(の季節内変動)

赤道波の水平構造

赤道ケルビン波



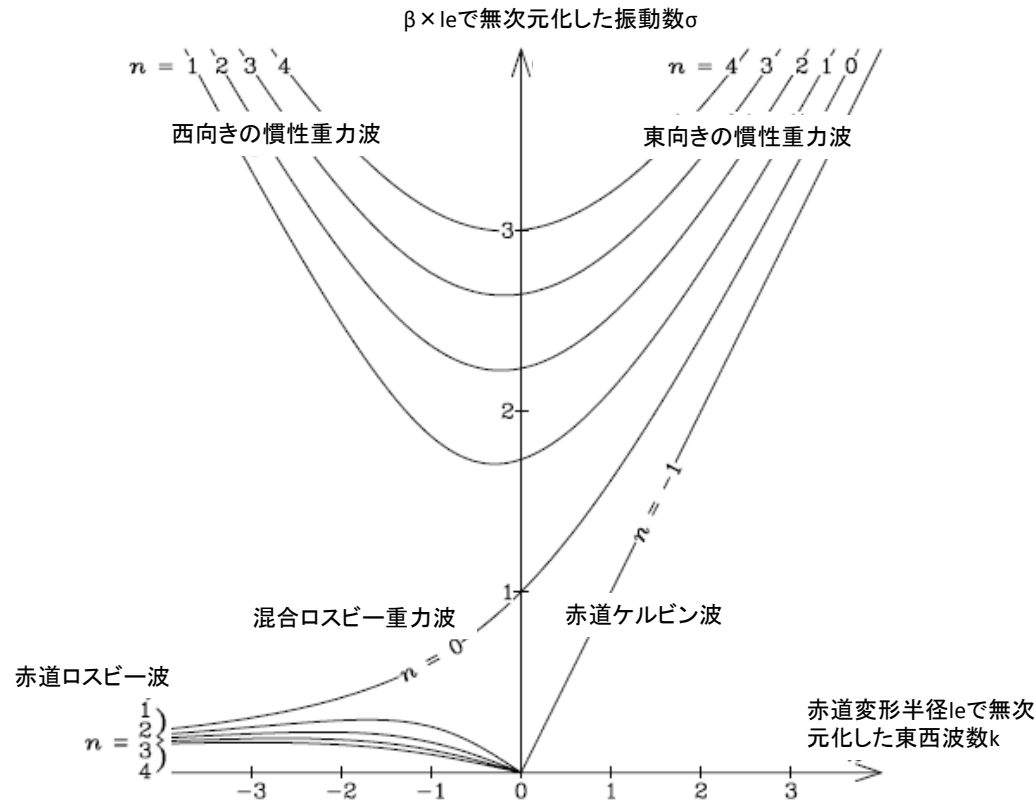
赤道ロスビー波 (n=1)



MRG : 混合ロスビー重力波

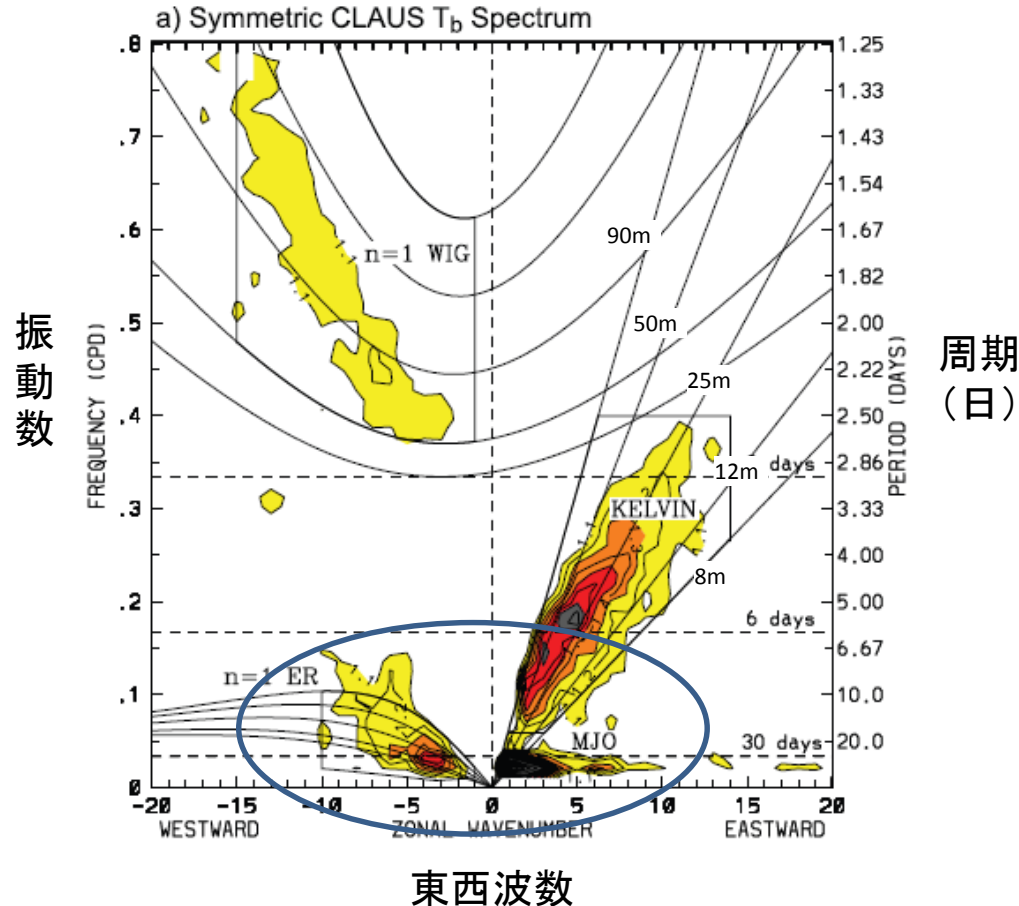
慣性重力波EIG: (n=1)

赤道波の分散関係



第5.2.1図 赤道波の分散関係を示す曲線 ($n=4$) まで。縦軸はコリオリ振動数 $\beta \times le$ で無次元化した振動数 σ 。等価深度 h が 240m の場合、1 は周期約 2 日に対応する。横軸は、赤道変形半径の逆数 le^{-1} で無次元化した東西波数 k で、正は東進、負は西進する波。等価深度 h が 240m の場合、1 は波長約 9000km に対応する。Kiladis ら (2009) の figure.2 に加筆。

対流結合赤道波(赤道対称のもののみ)



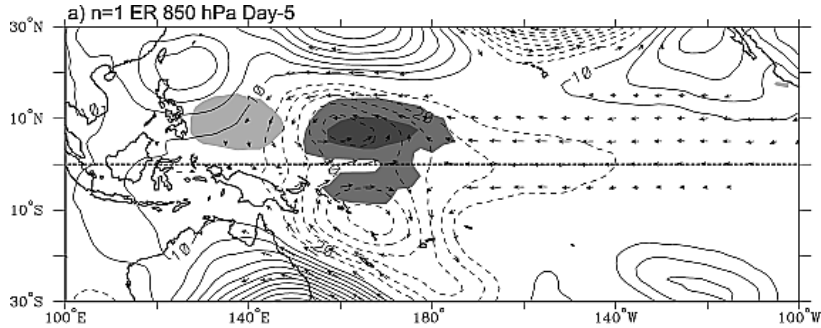
ドライな赤道波
より周期が長い
(等価深度が
浅い)

周期が長い
ので季節予
報に相性が
よい

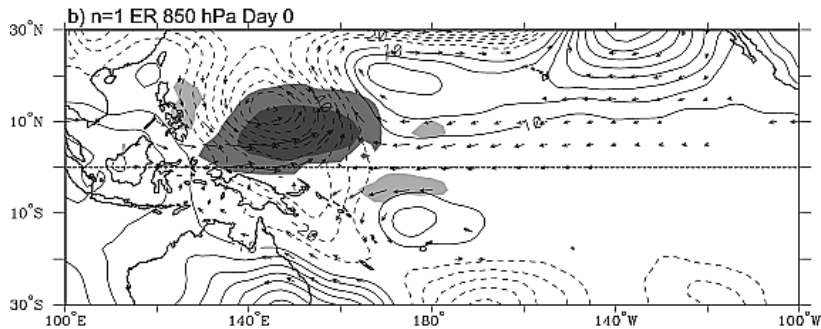
衛星の放射輝度温度の波数—振動数パワースペクトル

赤道対称成分。南緯15～北緯15度で合計。統計的に95%以上で有意な領域に影が付けてある。曲線は、 $n=1$ の赤道ロスビー波、ケルビン波、 $n=1$ と2の西向きの慣性重力波、 $n=0$ の東向きの慣性重力波と混合ロスビー重力波の分散曲線。ただし、各波について、等価深度8, 12, 25, 50, 90mの5本の分散曲線を表示。Kiladisら(2009)のfigure.1に加筆。

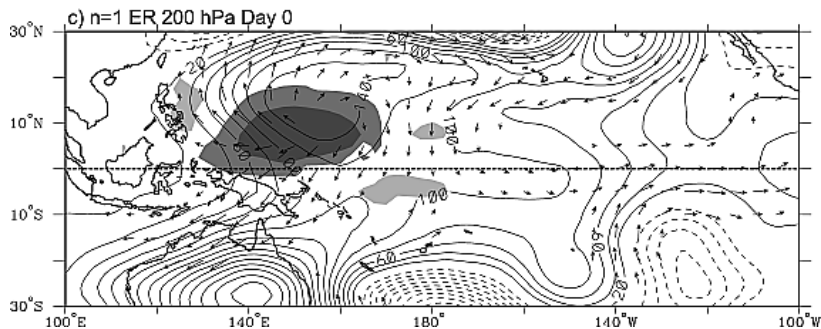
西進する赤道ロスビー波



850hPa day= -5



850hPa day= 0

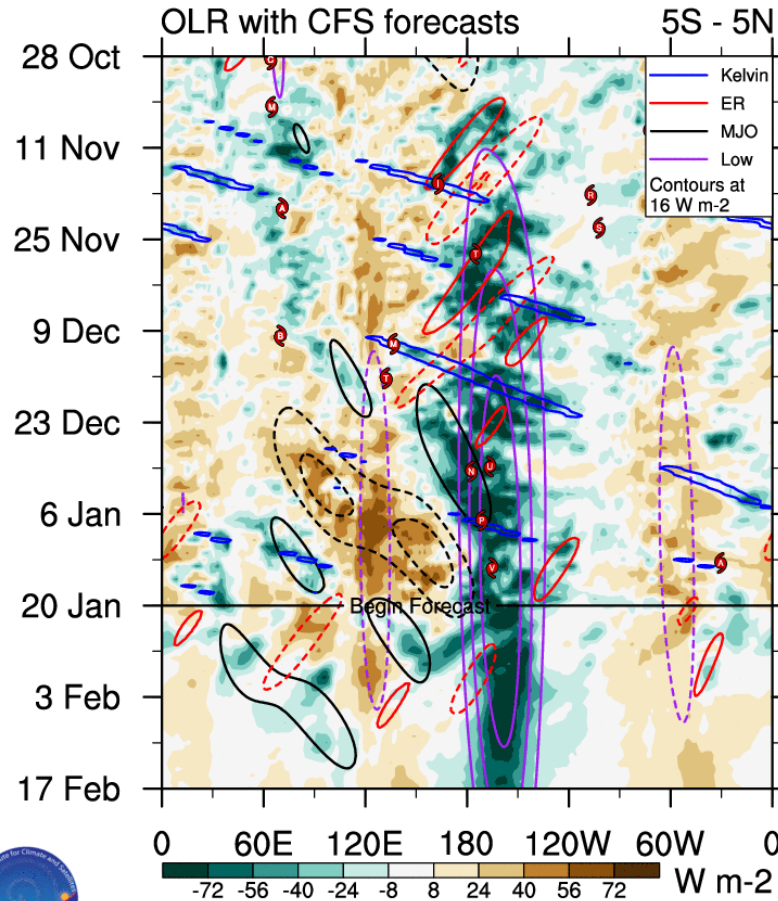


200hPa day= 0

Maps of **anomalous T_b (shading)**, **geopotential height (contours)**, and **wind (vectors)** associated with a -20 K perturbation in $n = 1$ ER wave T_b at the base point 7.5° N, 152.0° E, for (a) day -5 at 850 hPa, (b) day 0 at 850 hPa, and (c) day 0 at 200 hPa. The contour interval is 10 m in Figures 17a and 17b and 20 m in Figure 17c, with negative contours dashed. Dark (light) shading is for negative (positive) T_b perturbations of ± 10 K and 3 K. T_b and wind vectors are locally significant at the 95% level, with the largest vectors around 2 m s^{-1} .

Kiladis et. al.(2009)

赤道のOLRの赤道波への分解

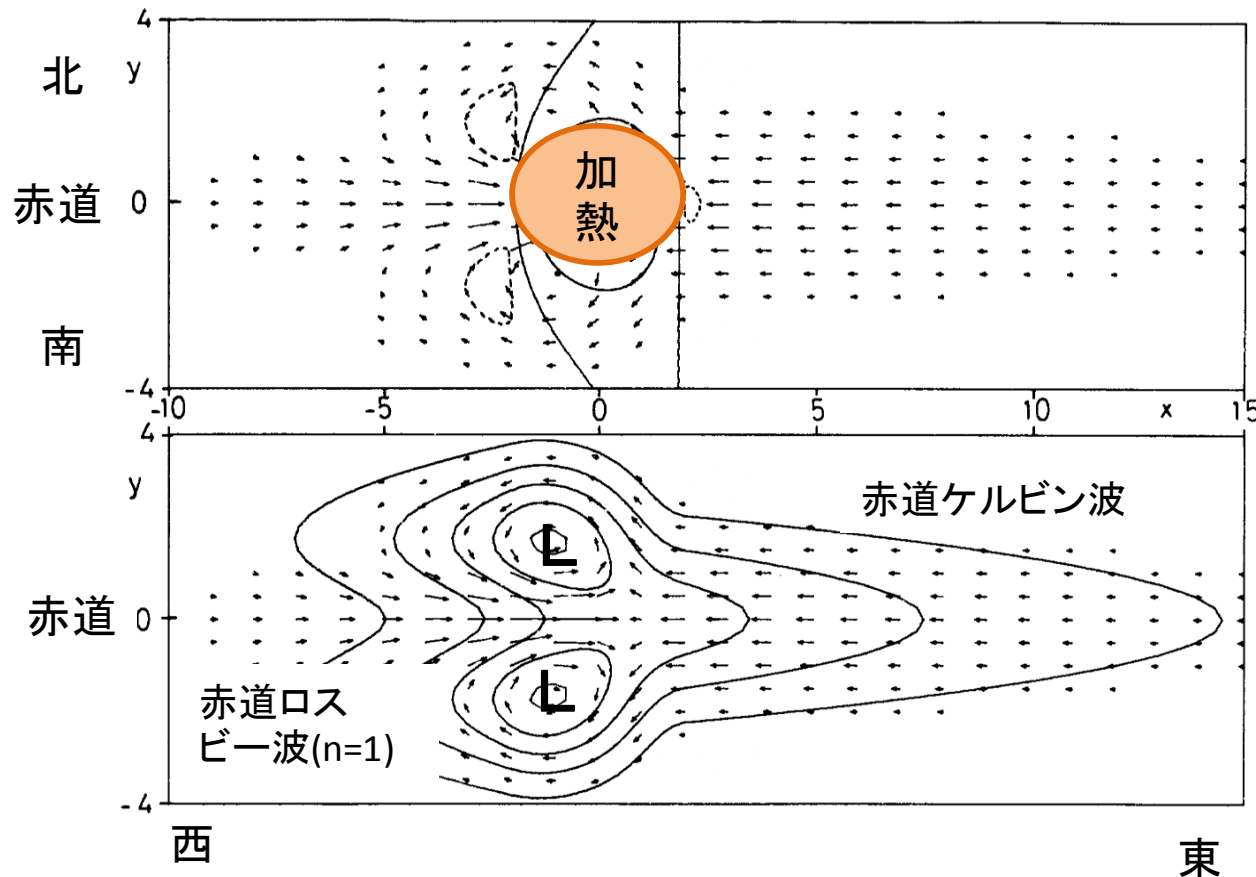


monitor.cicsnc.org/mjo

Carl Schreck (cjschrec@ncsu.edu)

<https://monitor.cicsnc.org/mjo/v2/images/spectra.png>

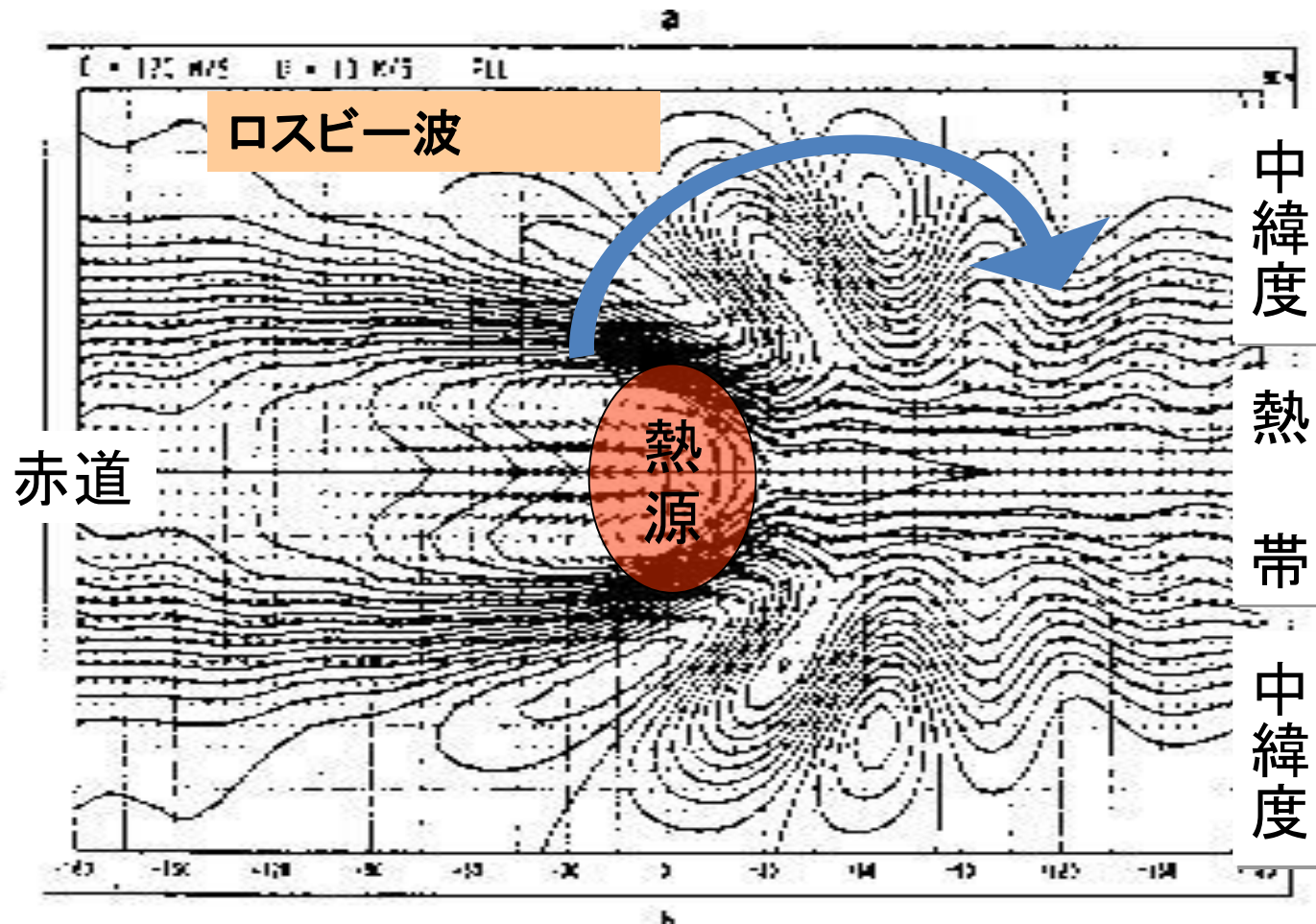
定常加熱に対する松野-Gill応答



第5.2.3図 赤道域に孤立した非断熱加熱（上）を置いた場合の大気の大規模定常応答（下）。下の実線はジオポテンシャルを表し、全て負。矢印は水平風を表す。対流圏中層を中心に非断熱加熱（例えば、大規模な積雲対流群による凝結加熱など）があった場合の対流圏下層の応答に対応する。東西・南北ともに、赤道変形半径 le を2の平方根で割った値で無次元化してある。Gill(1980)のfigure 1に加筆した。

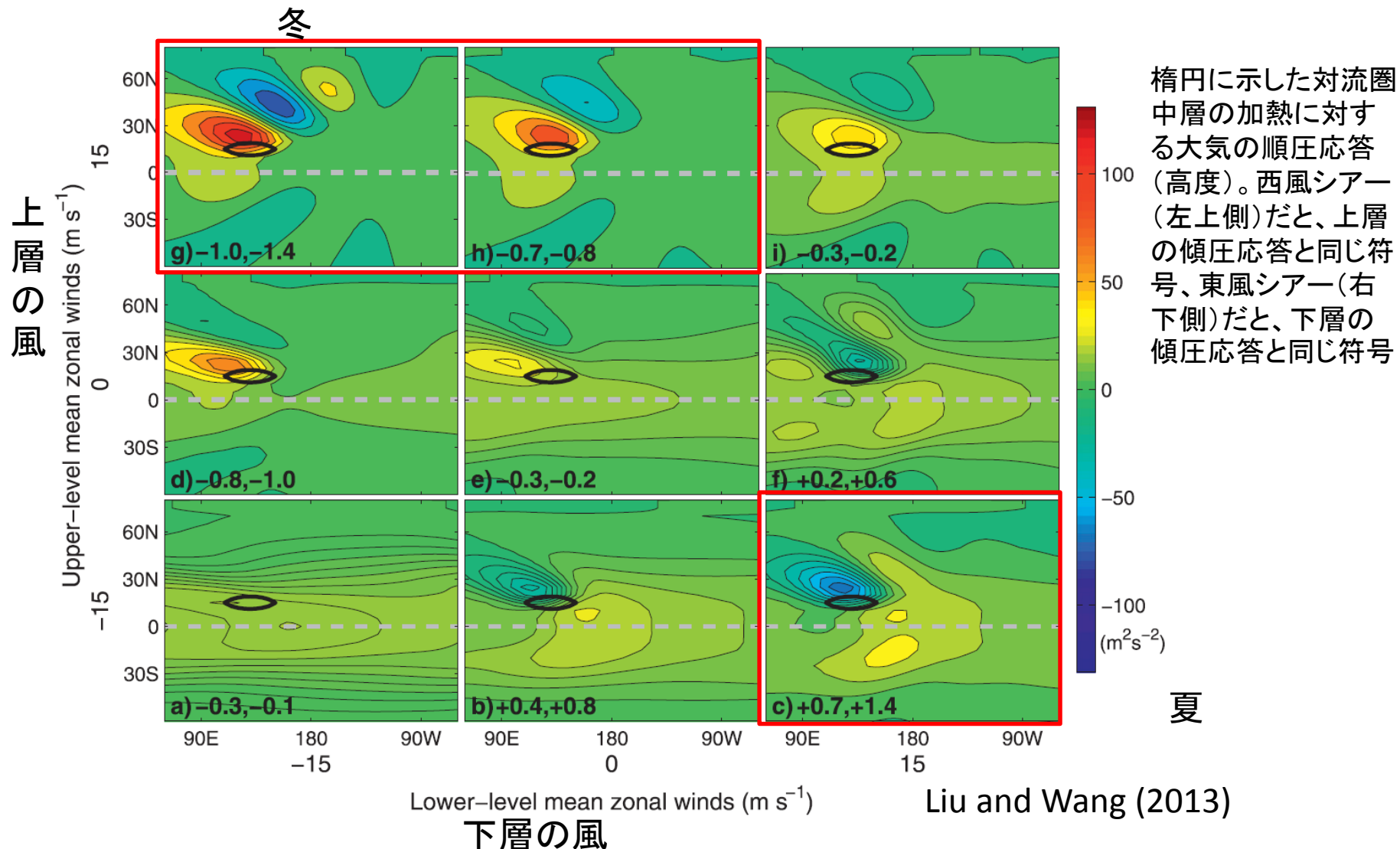
偏西風が吹いている場合

—熱帯の対流活動に伴う熱源の中・高緯度への影響—



Lim and Chang, 1983

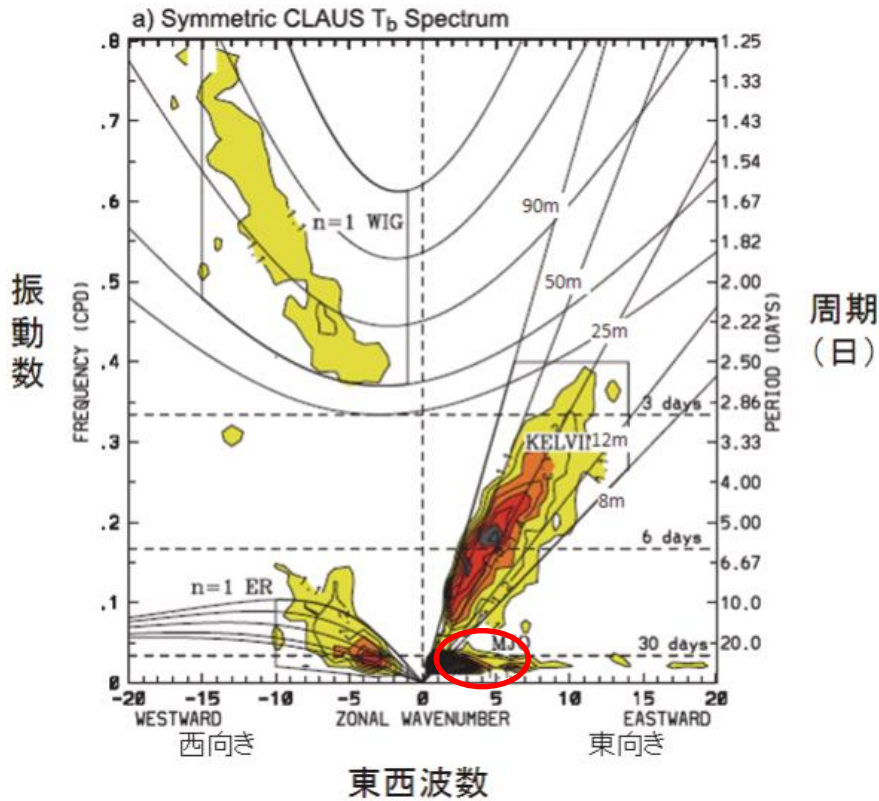
基本場の鉛直シアーの影響



中緯度に伝わる(定常)ロスビー波は順圧成分。なので、基本場が西風シアーの冬場は上層に、東風シアーの夏場は下層に着目する。

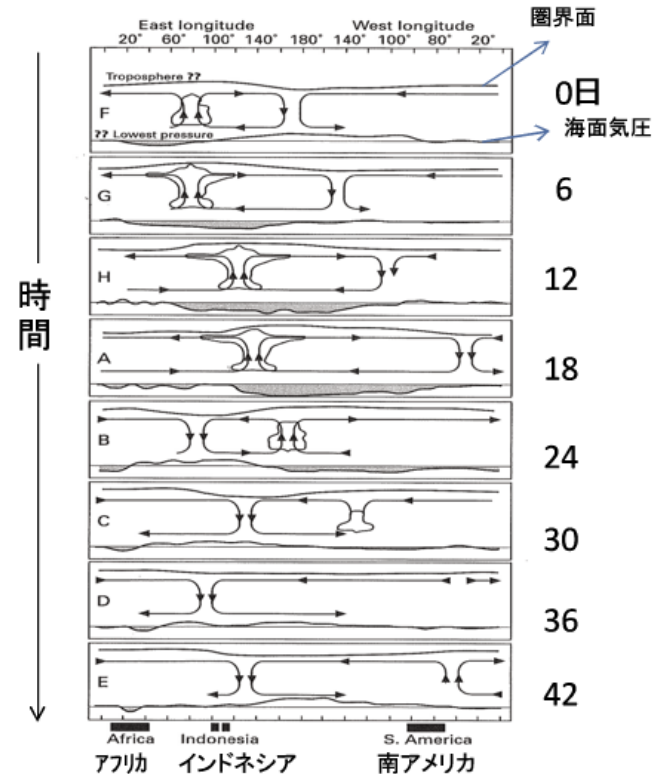
マッデン・ジュリアン振動とその影響

熱帯の雲の活動の時空間スペクトル



第 2.4.11 図 衛星から測った輝度温度の波数-振動数パワースペクトル

赤道での東西波数が横軸、振動数が縦軸である。東西波数が正は東向き、負は西向きに移動する変動に対応。1983 年 7 月～2005 年 6 月の 23 年間のデータについて緯度毎に南北対称成分のパワースペクトルを求め、15°S～15°N で平均したもの。赤色ノイズのパワースペクトルとの比が記述してあり、等値線間隔は 0.1 で、95%以上の信頼度で対流活動の変動が有意な領域 (1.1 以上) を記載。図中の曲線は、等価深度 8、12、25、50 及び 90m について、静止大気の浅水方程式から求められる赤道ケルビン波、n=1 の赤道ロスビー波、n=1 の慣性重力波の分散曲線である。赤道波の詳細については、第 5 章を参照のこと。Kiladis et. al. (2009) の figure1 に加筆。



第 2.4.12 図 赤道域の経度-高度断面図による MJO の模式図

上から時間毎に並べてあり、周期を 48 日とすると 1 枚毎に 6 日進む。図中の矢印は東西風の偏差を、図の下の曲線は海面気圧の偏差を、上の曲線は圏界面高度の偏差を、雲のような形は対流活動とその強さを表す。Madden and Julian (1972) の Fig. 16 に加筆。

MJO: マッデン・ジュリアン振動

MJOの構造

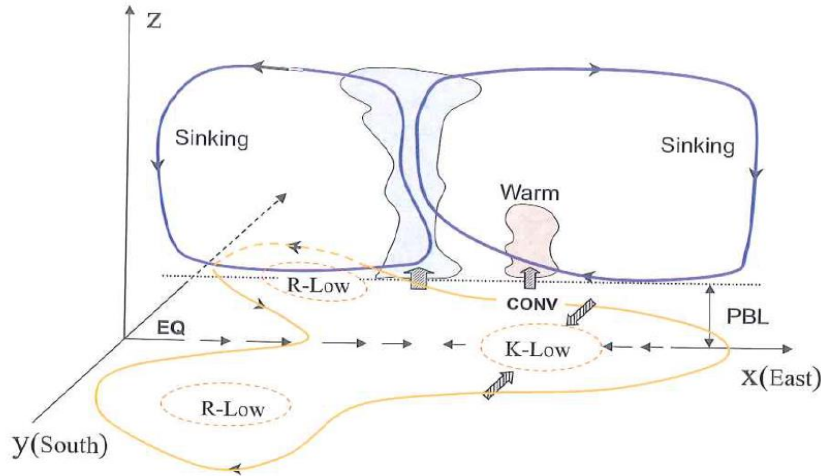
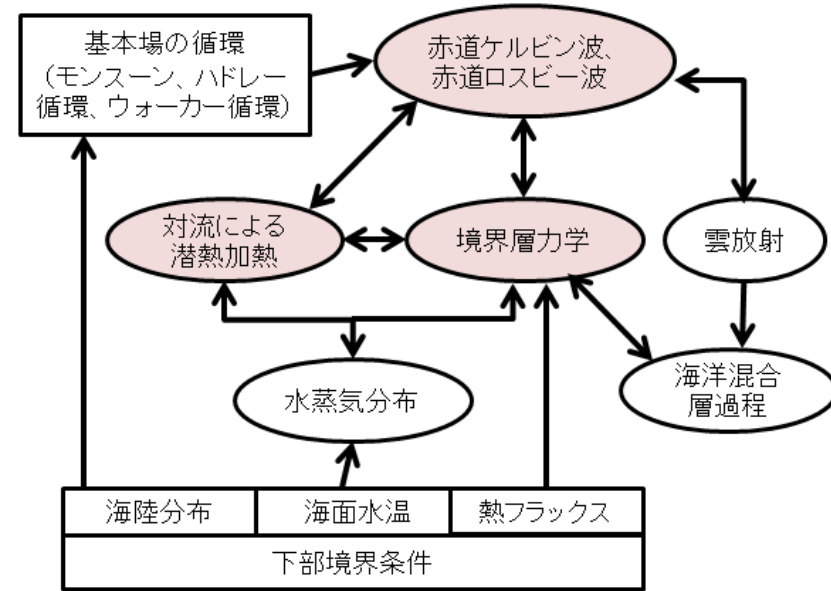


Figure 10.13. Schematic structure of the frictional CID mode, which is the counterpart of observed MJO mode. In the horizontal plane the “K-low” and “R-low” represents the low-pressure anomalies associated with the moist equatorial Kelvin and Rossby waves, respectively. Arrows indicate the wind directions. In the equatorial vertical plane the free-tropospheric wave circulation is highlighted. The wave-induced convergence is in phase with the major convection, whereas the frictional moisture convergence in the “K-low” region is ahead of the major convection due primarily to meridional wind convergence.

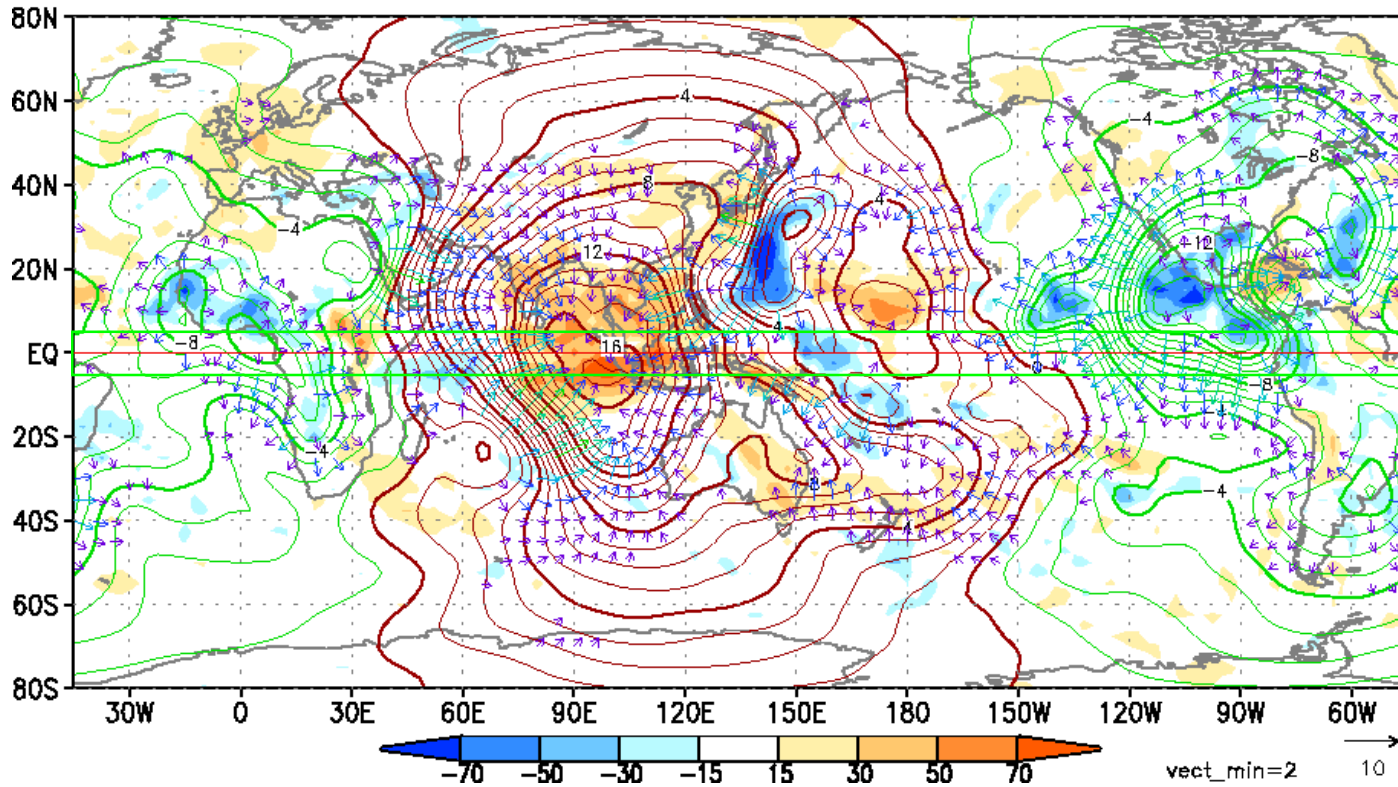


第2.4.15図 MJOに関する様々な過程とそれらの相互作用。Wang(2005)のFigure 10.1に基づき作図。

Wang (2005)

MJOのアニメーション

2006.10.11 - 10.15

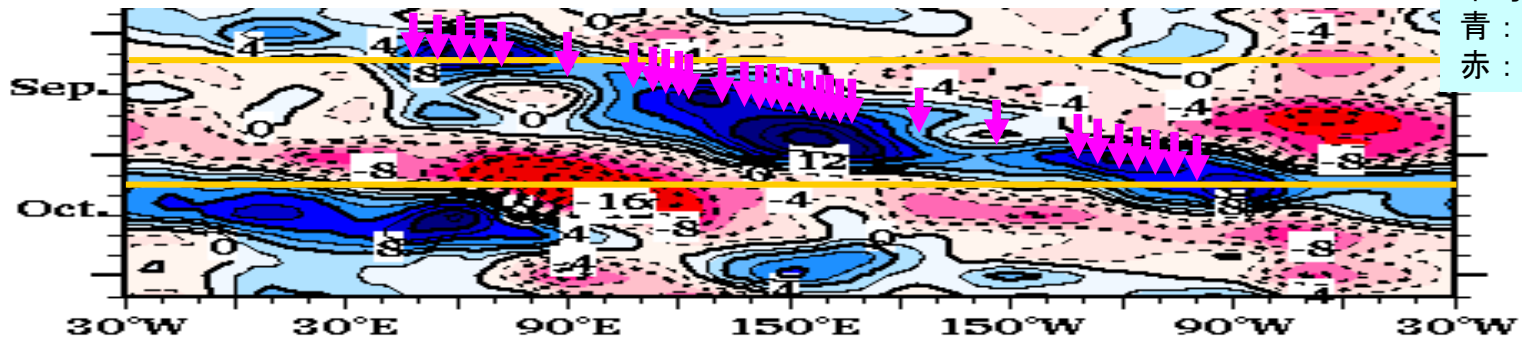


-OLR偏差 (W/m^2)
 青：対流活発
 橙：対流不活発

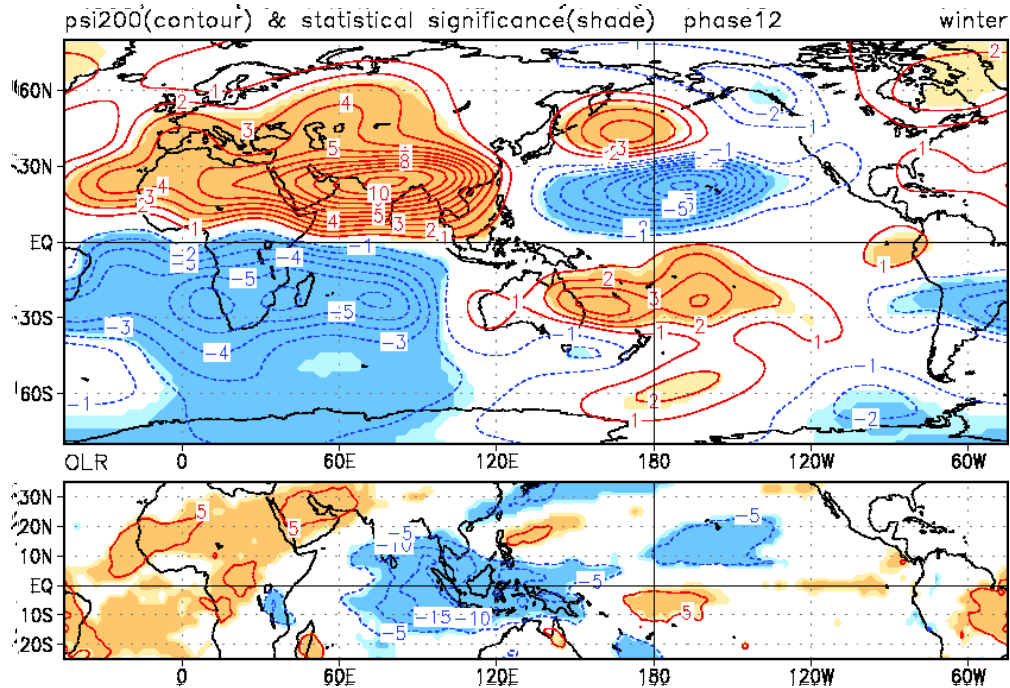
-200hPa速度ポテンシャル偏差
 ($10^6 m^2/s$)
 緑：上層発散
 茶：上層収束

-200hPa発散風偏差
 ベクトル (m/s)

-200hPa速度ポテンシャル偏差
 (5S-5Nの領域で平均)
 青：上層発散
 赤：上層収束



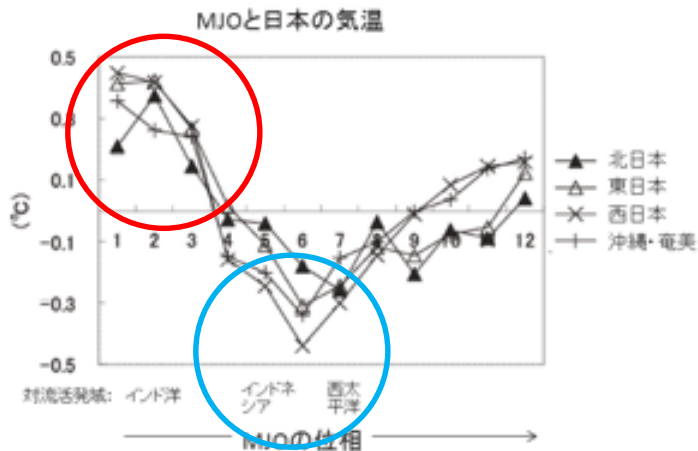
冬のMJOの合成図



Endoh and Harada (2005)

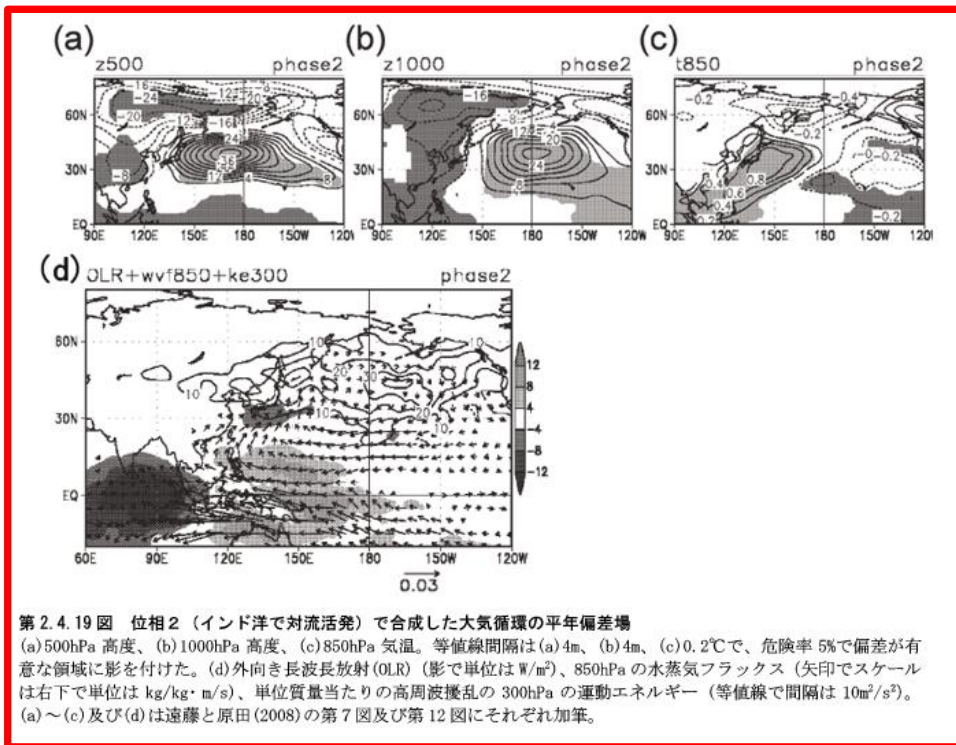
熱帯季節内変動の日本の天候への影響(冬)

インド洋で対流活動が活発→日本高温多雨



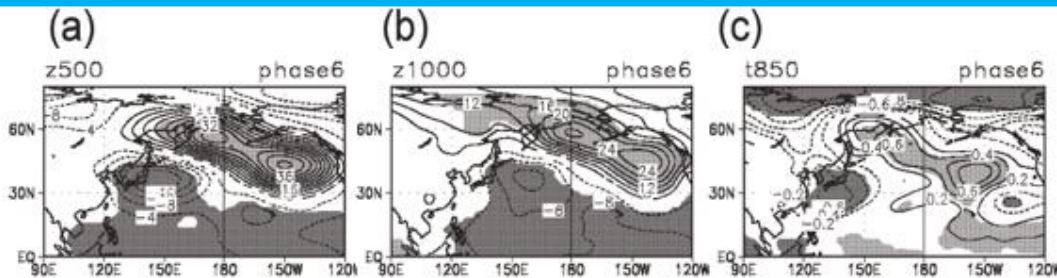
第 2.4.17 図 MJO の位相別 (1~12) に合成した地上気温偏差 (°C)

凡例に示す4つの地域平均値 (北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美)。20~70 日の周期帯。平年値は 1971~2000 年のもの。遠藤と原田 (2008) の第 5 図に加筆した。



第 2.4.19 図 位相 2 (インド洋で対流活発) で合成した大気循環の年平均偏差場 (a) 500hPa 高度、(b) 1000hPa 高度、(c) 850hPa 気温。等値線間隔は (a) 4m、(b) 4m、(c) 0.2°C で、危険率 5% で偏差が有意な領域に影を付けた。(d) 外向き長波長放射 (OLR) (影で単位は W/m^2)、850hPa の水蒸気フラックス (矢印でスケールは右下で単位は $kg/kg \cdot m/s$)、単位質量当たりの高周波擾乱の 300hPa の運動エネルギー (等値線で間隔は $10m^2/s^2$)。 (a)~(c) 及び (d) は遠藤と原田 (2008) の第 7 図及び第 12 図にそれぞれ加筆。

インドネシアで対流活動が活発→日本低温



第 2.4.20 図 位相 6 (インドネシアから西太平洋で対流活発) で合成した大気循環の年平均偏差場 (a) 500hPa 高度、(b) 1000hPa 高度、(c) 850hPa 気温。等値線間隔は (a) 4m、(b) 4m、(c) 0.2°C で、危険率 5% で偏差が有意な領域に影を付けた。遠藤と原田 (2008) の第 7 図に加筆。

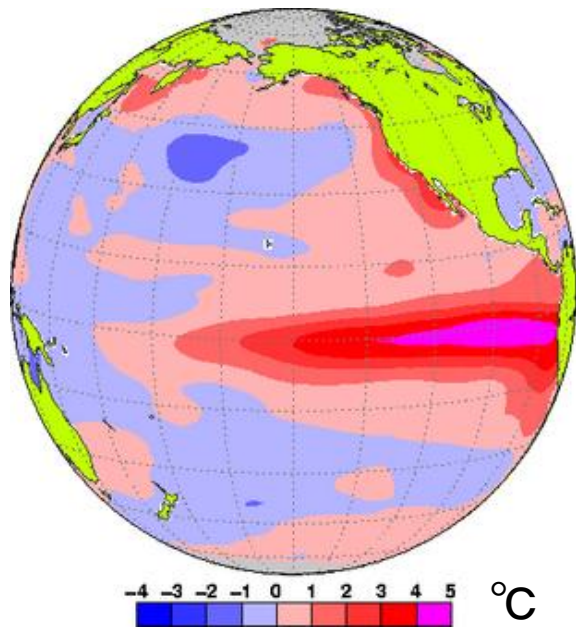
III.2 エルニーニョ/ラニーニャ現象

(1)エルニーニョ/ラニーニャ現象とは

エルニーニョ/ラニーニャ現象

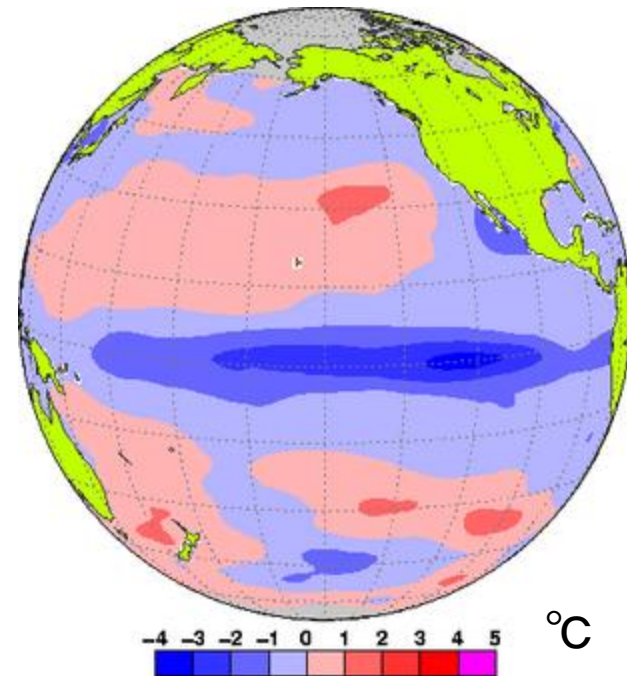
エルニーニョ現象とは、太平洋赤道域の中央部(日付変更線付近)から南米のペルー沿岸にかけての広い海域で、海面水温が平年に比べて高くなり、その状態が半年から1年半程度続く現象。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象を「ラニーニャ現象」と呼ぶ。

エルニーニョ現象時の海面水温平年偏差



1997年11月の月平均海面水温平年偏差

ラニーニャ現象時の海面水温平年偏差



1988年12月の月平均海面水温平年偏差

なぜ注目するか

○エルニーニョ/ラニーニャ現象は、年々の気候変動の原因となる、地球で最も卓越した大気・海洋の現象である。

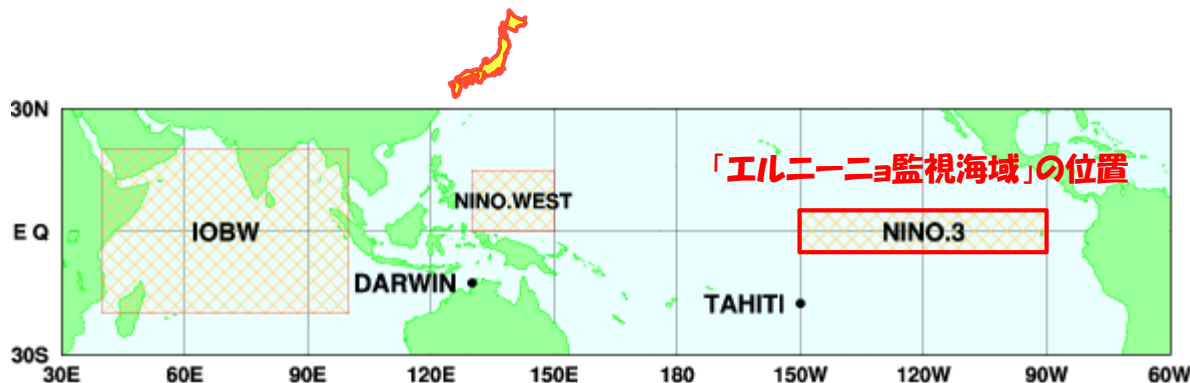
○熱帯のみならず、日本を含む世界の天候に影響し、異常気象の要因となる。社会・経済活動への影響も大きい。

例：1997/98年のエルニーニョ現象は、インドネシアでの干ばつと森林火災などをもたらし、直接的な経済的被害は340億ドルとなった（世界気象機関の1999年の報告より）。

○半年程度先までならある程度の精度で予測が可能で、季節予報の重要な根拠となる。

気象庁における「エルニーニョ/ラニーニャ現象」 の定義*

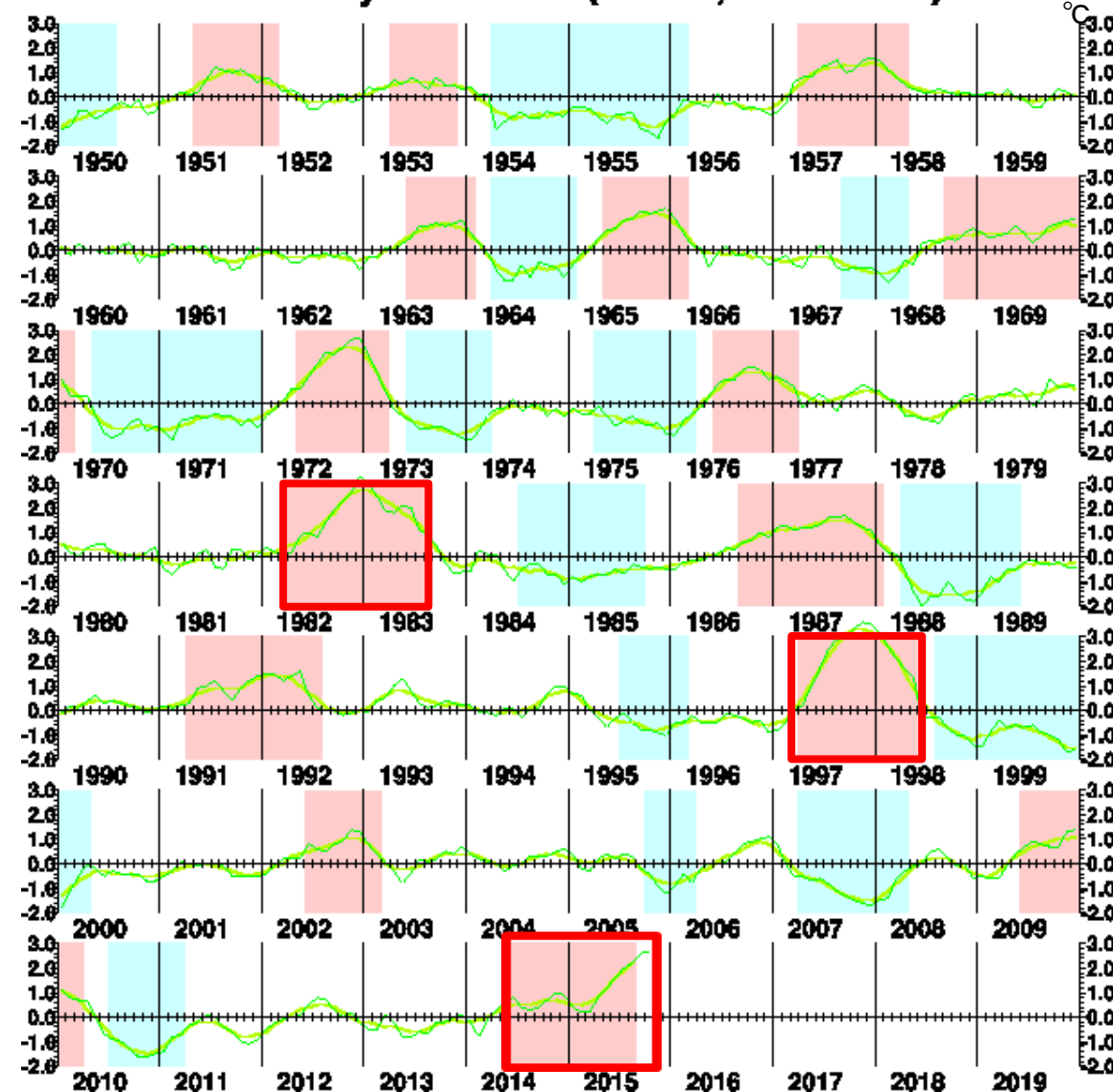
太平洋赤道域の中部から東部にかけて設定した「エルニーニョ監視海域(5°N~5°S、150~90°W)」の月平均海面水温の基準値(その年の前年までの30年間の各月の平均値)との差(エルニーニョ監視指数, NINO.3)の5か月移動平均値が、6か月程度以上連続して+0.5°C以上(-0.5°C以下)になった場合をエルニーニョ(ラニーニャ)現象とし、その始まりと終わりを季節で現わしたものを発生期間としている。



* 米国海洋大気庁(NOAA)の定義とは異なる)

過去のエルニーニョ/ラニーニャ現象(1950年～)

SST Anomaly at NINO.3 (5S-5N,150W-90W)



○エルニーニョ/ラニーニャ現象は数年に1回発生。1950～2013年の間に、15/14回発生。

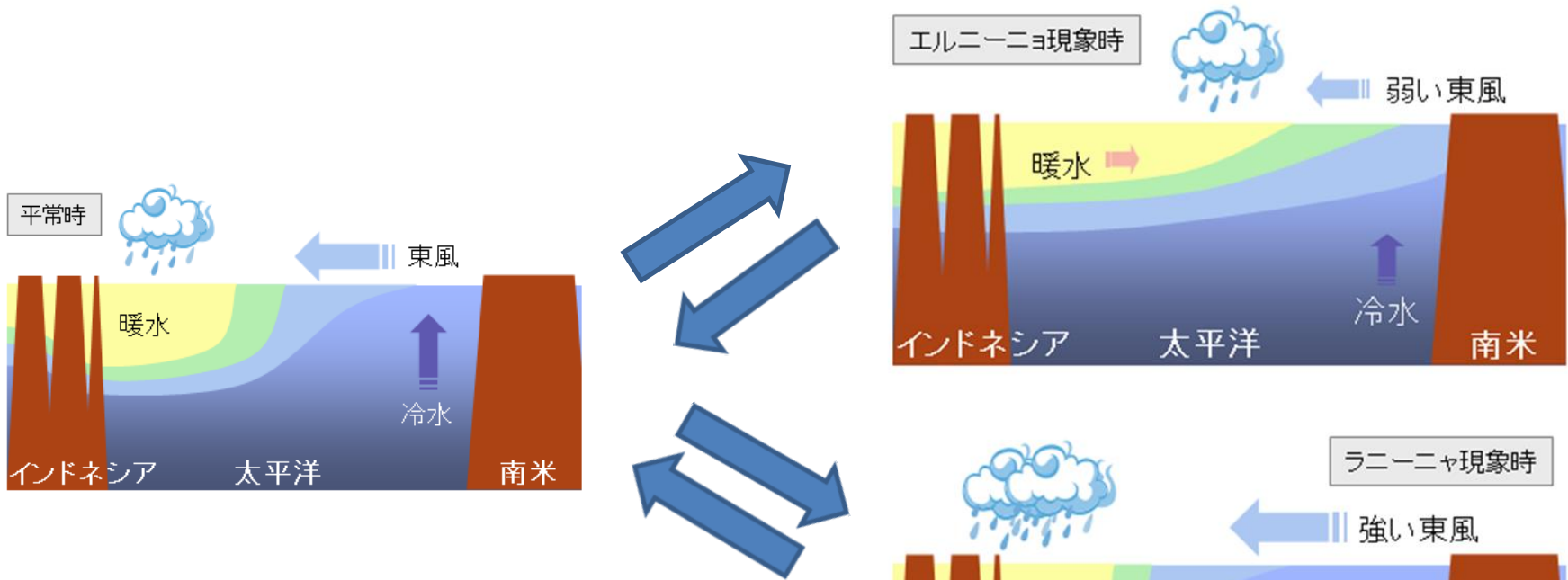
○継続期間は、3～8季節

○1997年春～1998年春のエルニーニョ現象は、顕著に発達。1997年11月には、エルニーニョ監視指数が $+3.6^{\circ}\text{C}$

○最近のエルニーニョ現象は、2014年夏～。

○最近のラニーニャ現象は、2010年夏～2011年春。

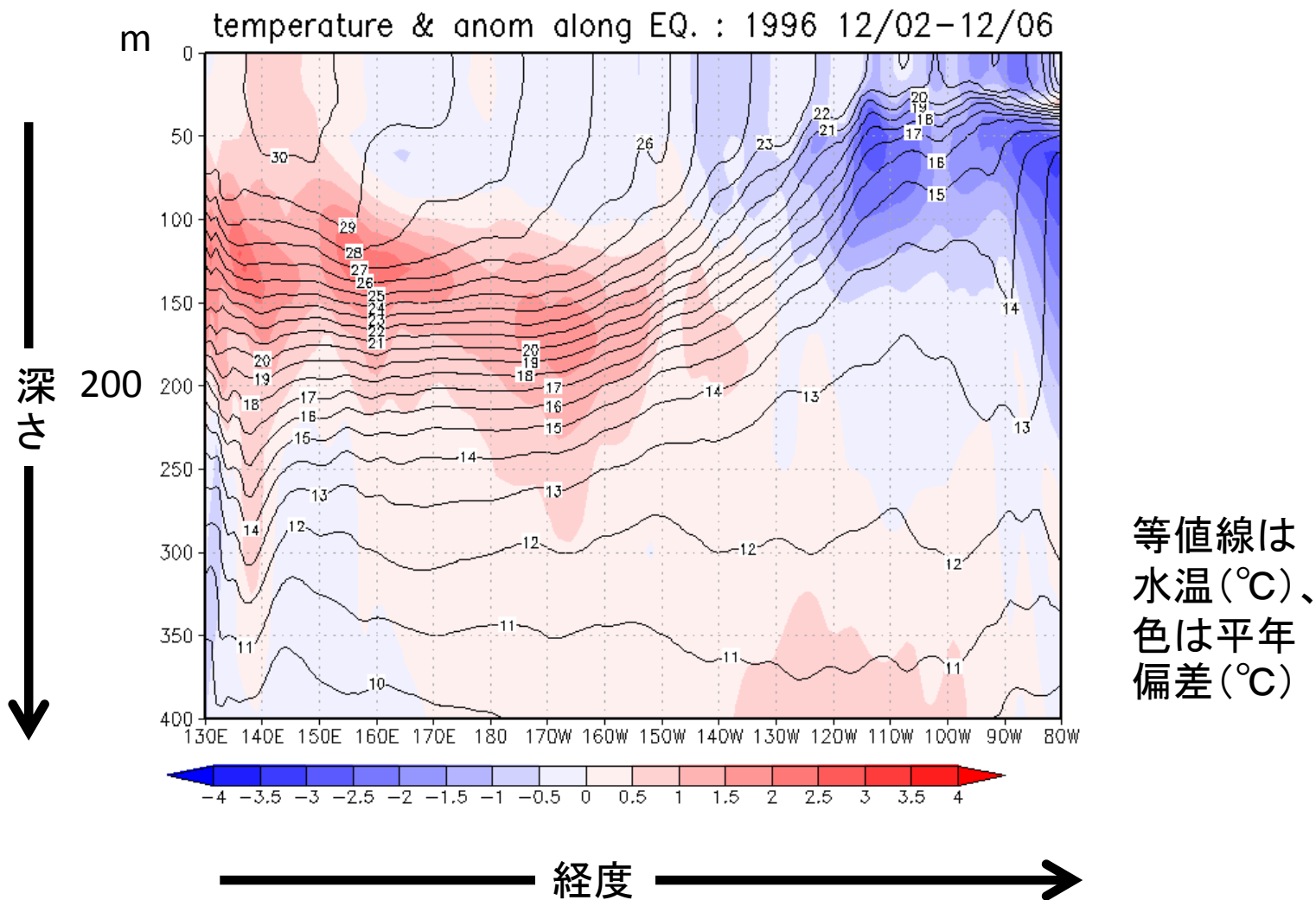
エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う太平洋熱帯域の大気と海洋の変動



エルニーニョ/ラニーニャ現象は、太平洋熱帯域における大気と海洋の正の相互作用で発達・維持される現象。大気側の変動を含めて、エルニーニョ南方振動(ENSO)と呼ばれることも。
(終わらせる過程は??)

1997/98年のエルニーニョ現象

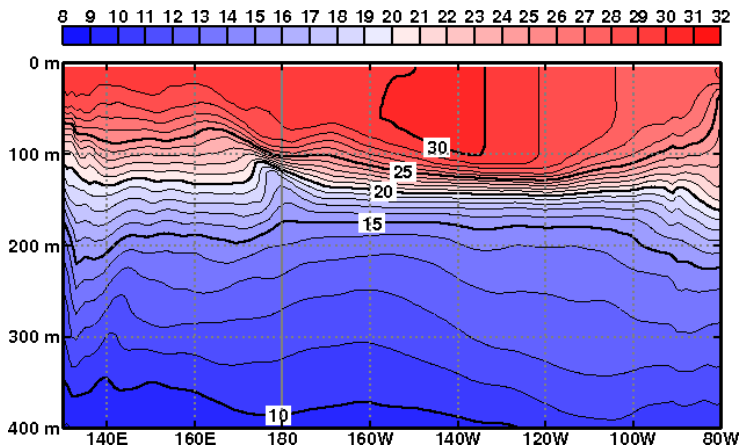
～ 太平洋赤道域の表層水温の変化、1996/12-98/12 ～



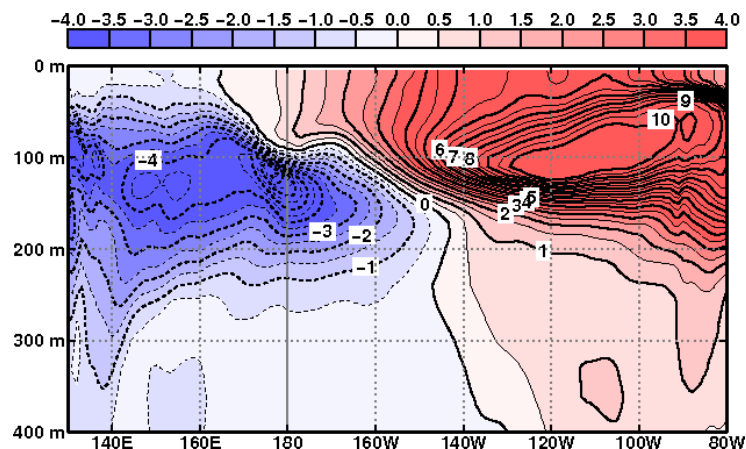
1997/98年のエルニーニョ現象

1997年11月

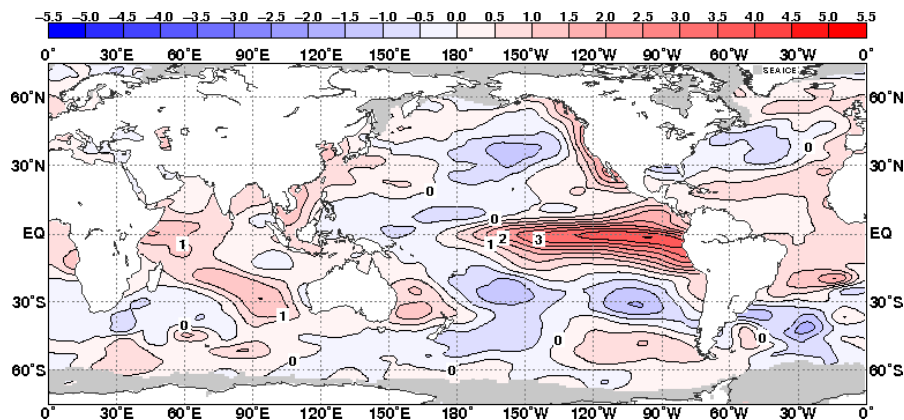
太平洋赤道域の表層水温(°C)



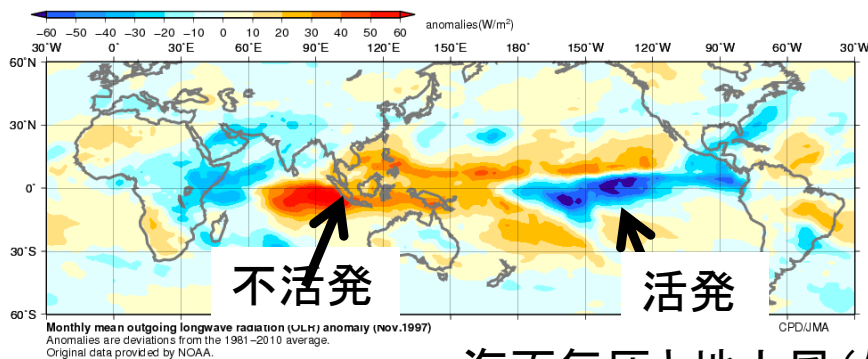
太平洋赤道域の表層水温の
平年偏差(°C)



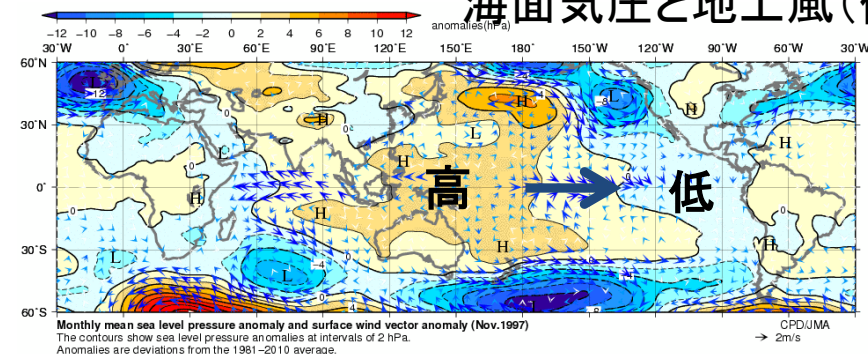
海面水温平年偏差(°C)



積雲対流活動: OLR平年偏差(W/m²)



海面気圧と地上風(偏差)



1997/98年のエルニーニョ現象

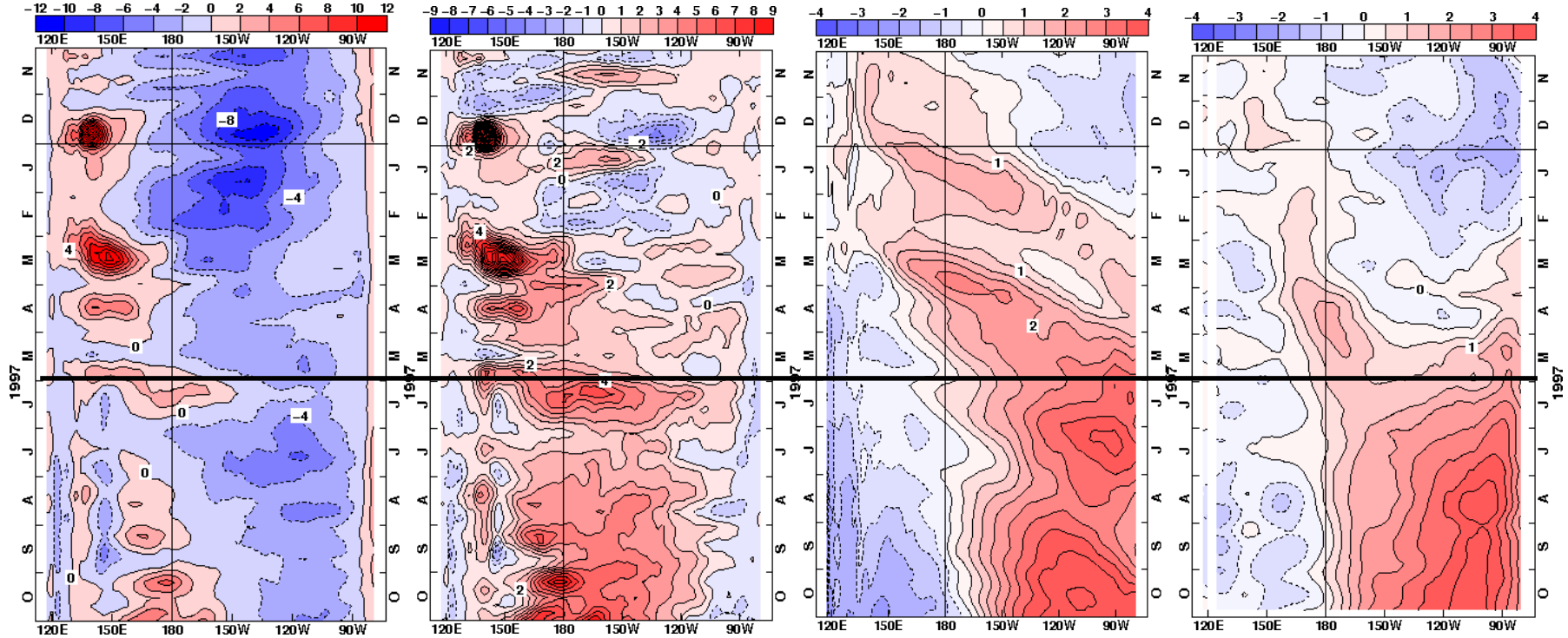
～発生からピーク時にかけての変化～

1996年11月～1997年10月にかけての太平洋赤道域(120E～90W)の気と海洋の変化。エルニーニョ現象は1997年夏に発生、冬の初めにピーク。

東西風(応力)

東西風偏差

表層水温偏差(300mまでの平均) 海面水温偏差



青:東風、
赤:西風

青:東風偏差、
赤:西風偏差

青:負偏差、
赤:正偏差

120E 180 120W

エルニーニョ/ラニーニャ現象は気候システム における熱の大きな変動

	大気	海洋
密度	1.2-1.3kgm ⁻³	10 ³ kgm ⁻³ : 大気の約800倍
質量(単位面積 当たり)	(大気トップ~地表) 10 ⁴ kgm ⁻²	(海面~深さ10m) 10 ⁴ kgm ⁻² : 大気の質量は深さ 10mの海のそれと同じ
比熱	10 ³ Jkg ⁻¹ K ⁻¹	4 × 10 ³ Jkg ⁻¹ K ⁻¹ : 大気の4倍
熱容量(単位面 積当たり)	(大気トップ~地表) 10 ⁷ JK ⁻¹ m ⁻²	(海面~深さ2.5m) 10 ⁷ JK ⁻¹ m ⁻² : 大気の熱容量は深さ 2.5mの海のそれと同じ

* 数字は代表的な値(Gill 1982より)。気温、気圧、湿度、水温、塩分で変わる。

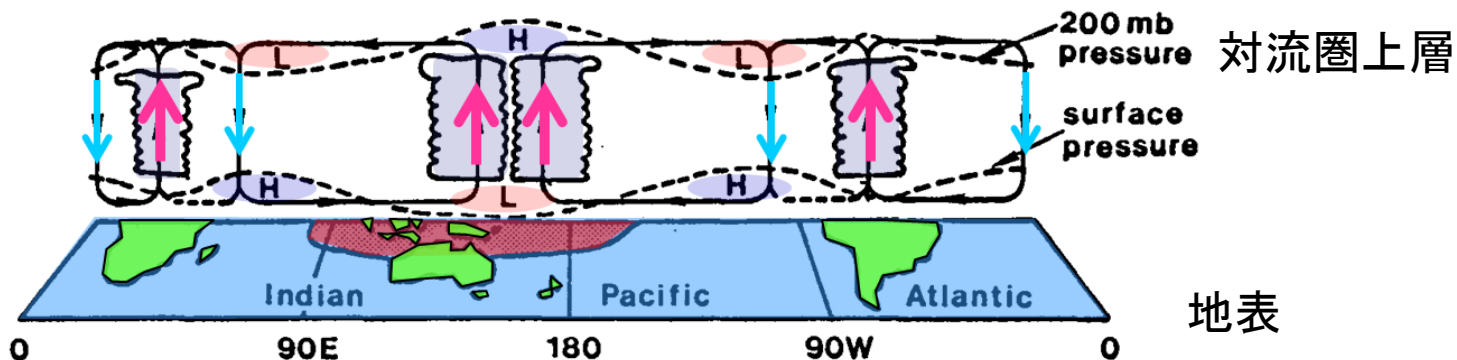
誤解を恐れずにいえば、熱的には、「海洋表層の250mまで平年より1°C水温が高い」ことは、「大気(大気トップ~地表)が平年より100°C高い」ことと同じ。

(2)エルニーニョ/ラニーニャ現象の影響

エルニーニョ現象に伴う大気の変化：熱帯 ～赤道に沿ったウォーカー循環(東西鉛直循環)の変化の模式図～

Webster and Chang 1988

ラニーニャ
現象時



エルニー
ニョ現象時

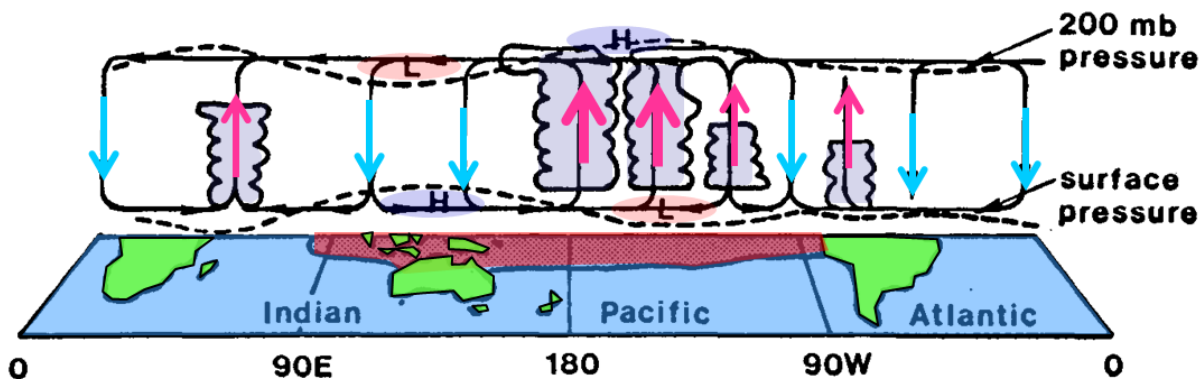
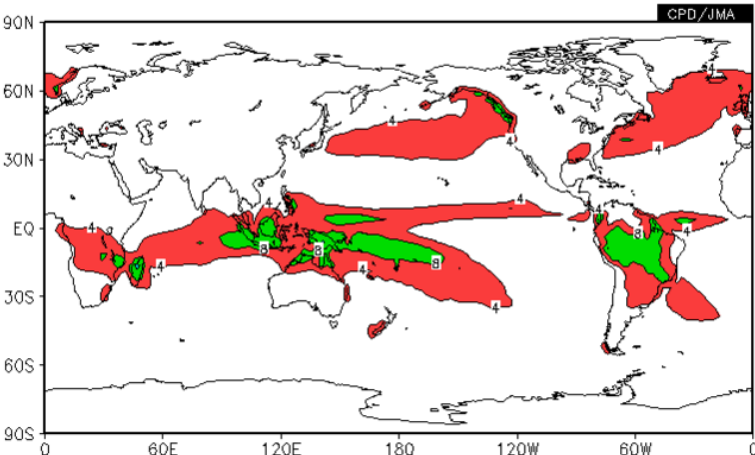
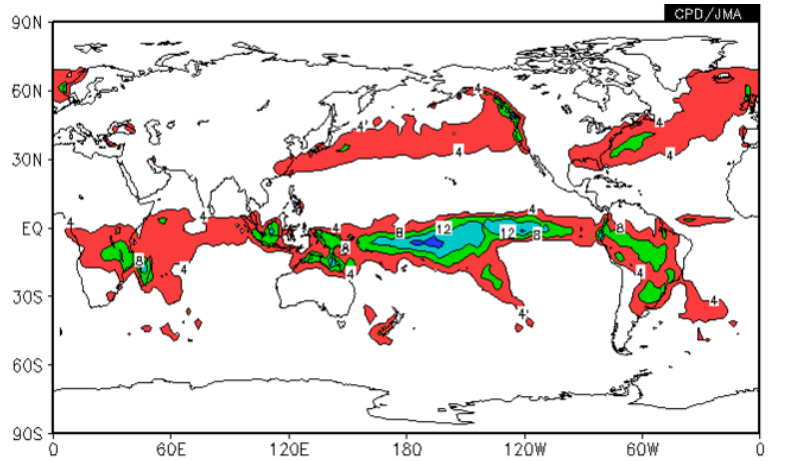


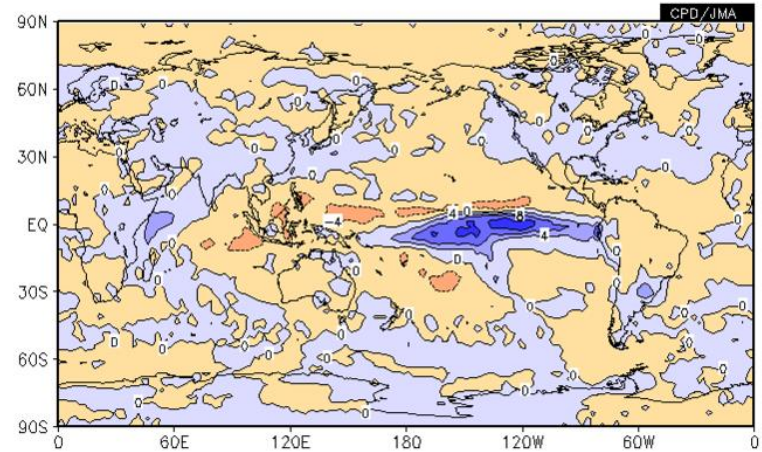
FIG. 1. Schematic view of the Walker Circulation along the equator during El Niño (lower panel) and La Niña (upper panel) periods that occur at the extremes of the Southern Oscillation. The shaded areas indicate sea surface temperatures warmer than 27°C and the dashed lines show relative horizontal pressure variations in the lower and upper troposphere. (From Webster, 1983)

1997/98冬(12~2月)の降水量

上:1997/98冬、下:平年



1997/98冬の平年偏差



水蒸気の凝結による大気加熱の概算

潜熱(0°Cで凝結)

$$: 2.5 \times 10^6 \text{Jkg}^{-1}$$

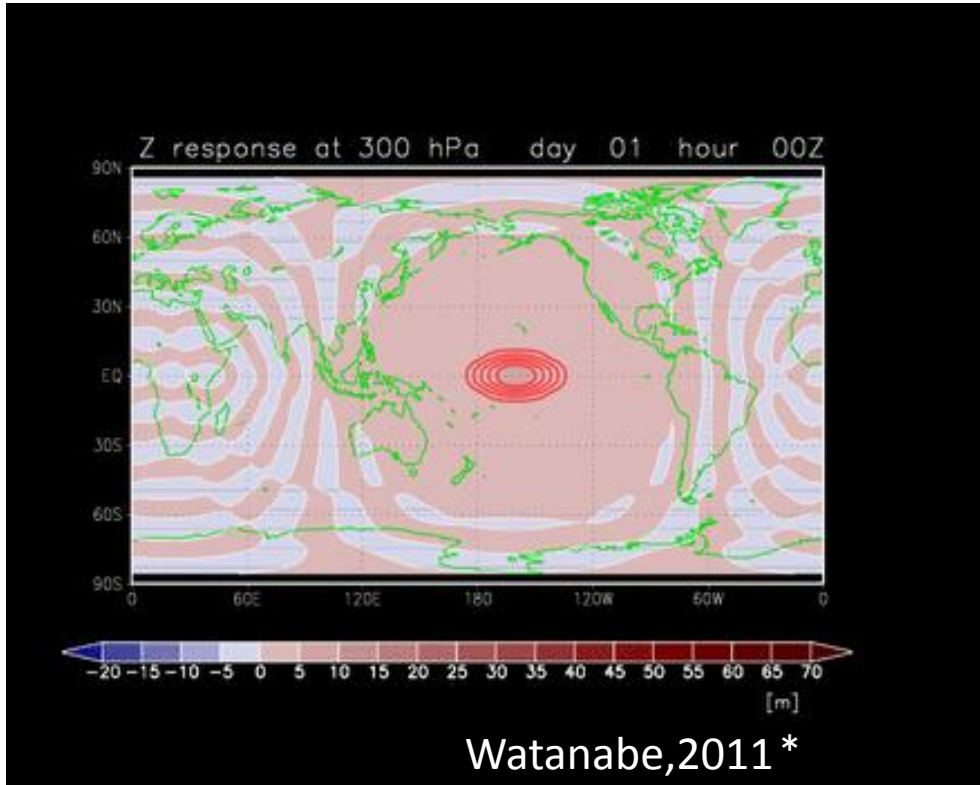
大気の熱容量(単位面積あたり)

$$: 10^7 \text{JK}^{-1}\text{m}^{-2}$$

→

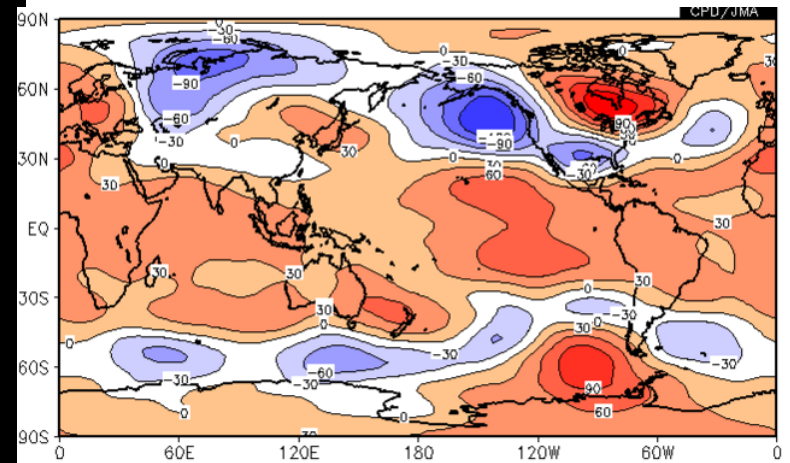
単位面積あたり4kg/day(=4mm/day)の水蒸気の凝結は、大気を1K/day加熱する。

エルニーニョ現象に伴う大気の変化：全球 (単純化したメカニズムの例)



中部太平洋赤道域での大気加熱(赤色の楕円)に対する大気の線形応答(シミュレーション)。300hPa(上空約9km)の高度で、中緯度の正は偏西風の北への蛇行、負は南への蛇行に対応。

* 2011年に開催された"Twelfth Joint Meeting for the Seasonal Prediction of the East Asian Winter Monsoon"における発表資料より

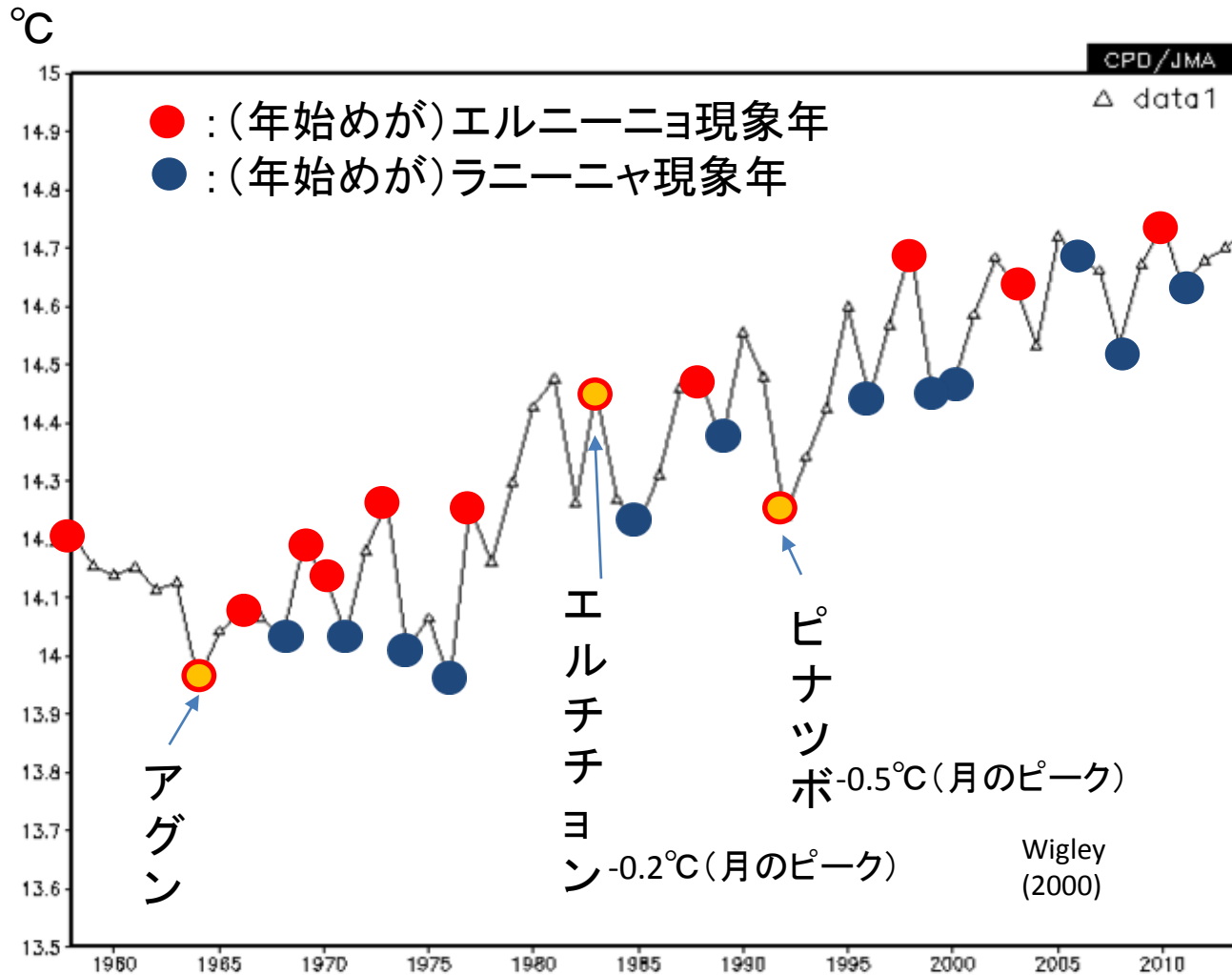


顕著なエルニーニョが発生していた1997/98年冬の300hPa(上空約9km)の高度偏差。

熱帯域における局在化した水蒸気の凝結に伴う大気加熱が、中緯度に「波」、すなわち偏西風の蛇行を作る

エルニーニョ現象の大气への影響(全球平均)

(全球年平均気温(JRA-55のT2m)、1958~2014年)



(年始めが)エルニーニョ現象の年には、全球年平均気温が高い。

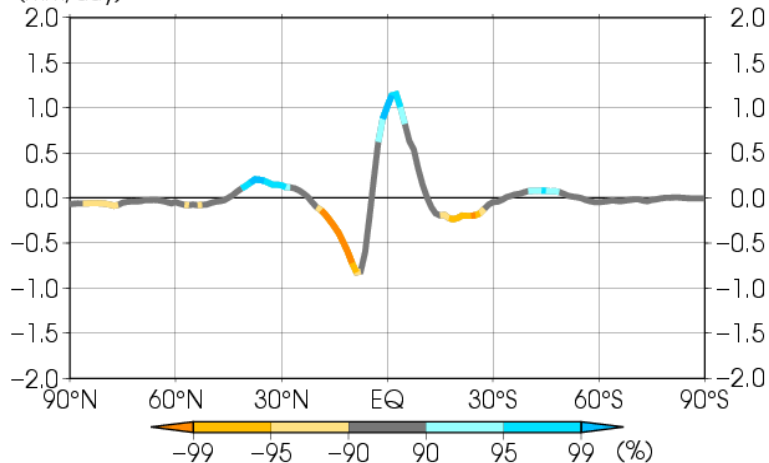
Trenberthら(2002)によれば、月NINO3.4が標準偏差分上がれば、月気温はそれに4カ月遅れで 0.06°C の上昇。

エルニーニョ現象の大气への影響(带状平均)

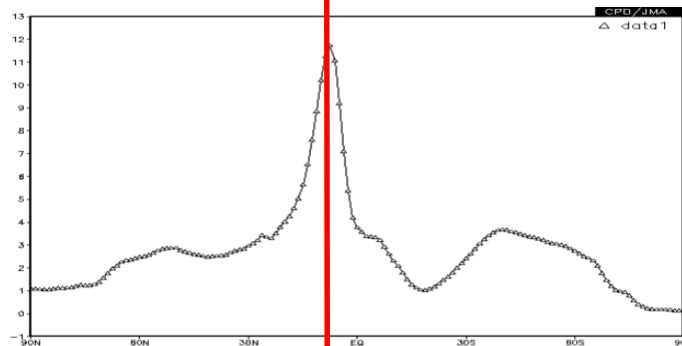
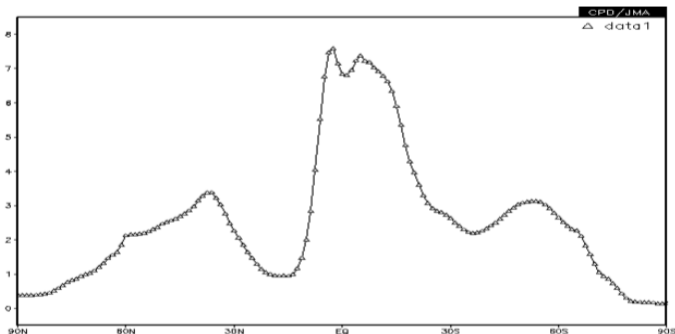
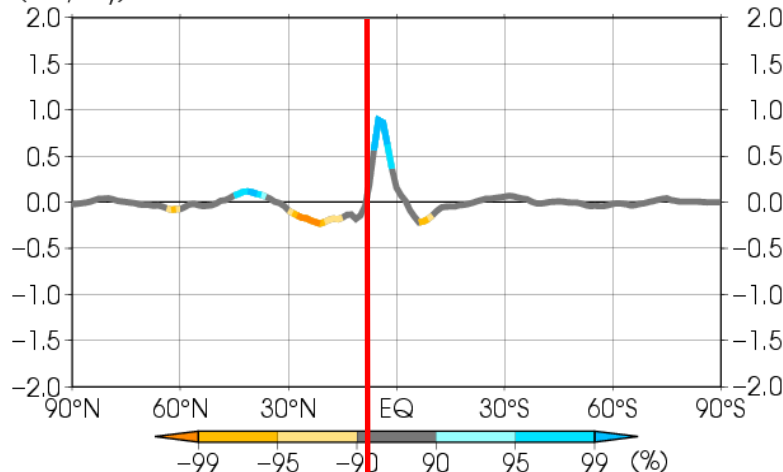
(エルニーニョ年合成、带状平均降水量(JRA-55)、1958~2012年の統計)

左:1~3月、右:6~8月、上:エルニーニョ、下:平年

Element:tpatzm Index:NINO.3(Warm) Period:Jan-Mar
(mm/day)



Element:tpatzm Index:NINO.3(Warm) Period:Jun-Aug
(mm/day)

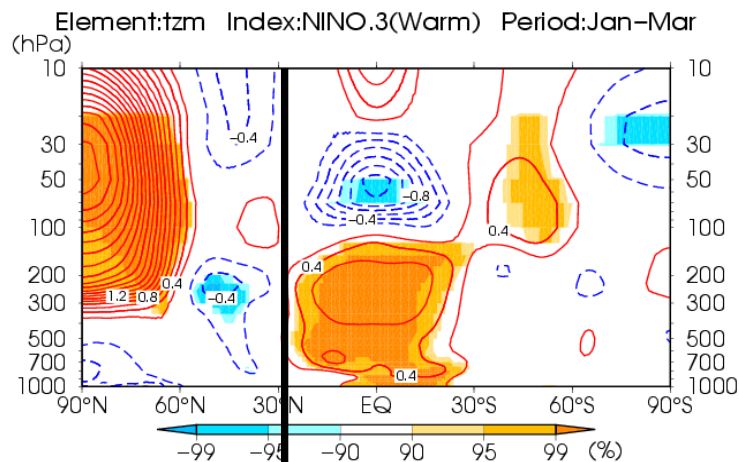


エルニーニョ現象の年には、夏も冬も熱帯の降水が赤道による(降水中心の季節による緯度変化が小さい)。

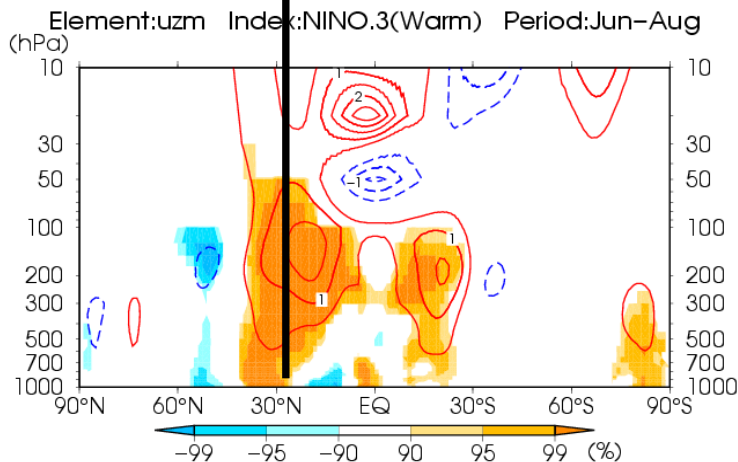
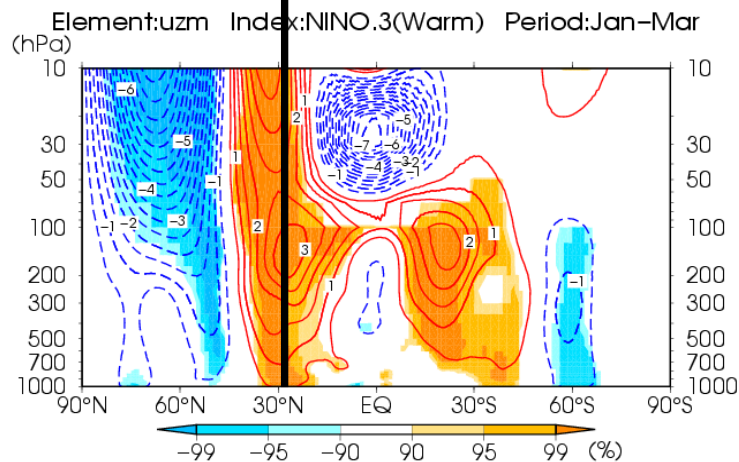
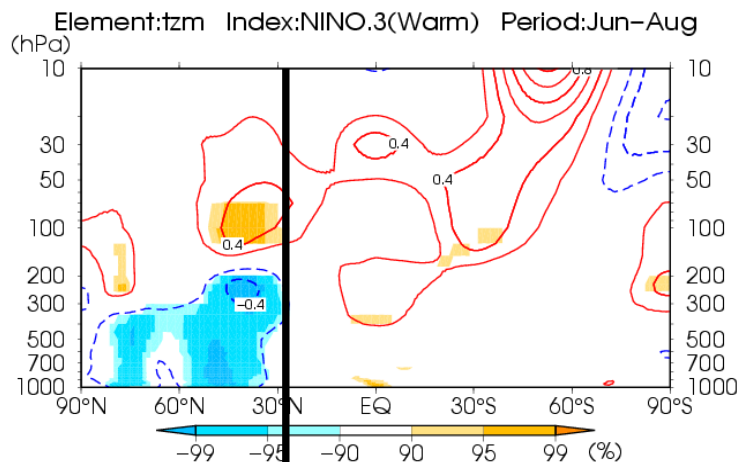
エルニーニョ現象の大気への影響（帯状平均）

（エルニーニョ年合成、帯状平均場、1958/59～2012/13年の統計）

1～3月、上:気温、下:東西風



6～8月、上:気温、下:東西風



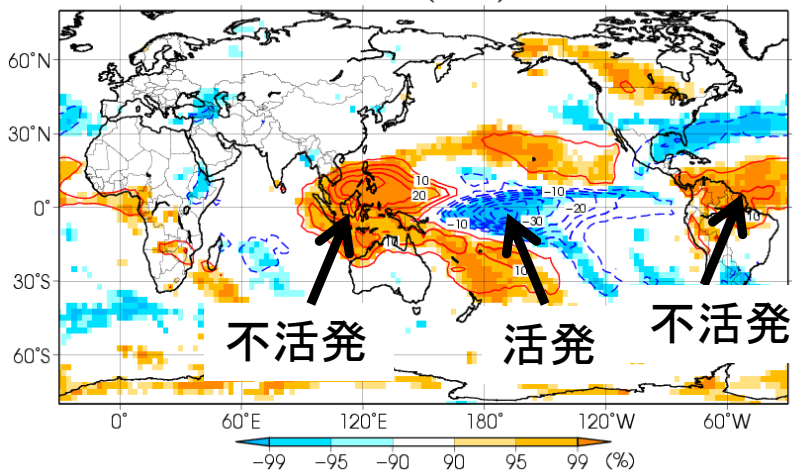
エルニーニョ現象の年には、熱帯対流圏で昇温(冬)、中緯度で降温、ハドレー循環強化、亜熱帯ジェット気流の強化(赤道寄り)、中緯度偏西風の弱化(冬)、極渦の弱化(北半球冬)

エルニーニョ現象の大気への影響

(エルニーニョ合成図、北半球冬(12~2月)、1958/59~2012/13年、
OLRは1978/79~2012/13年)

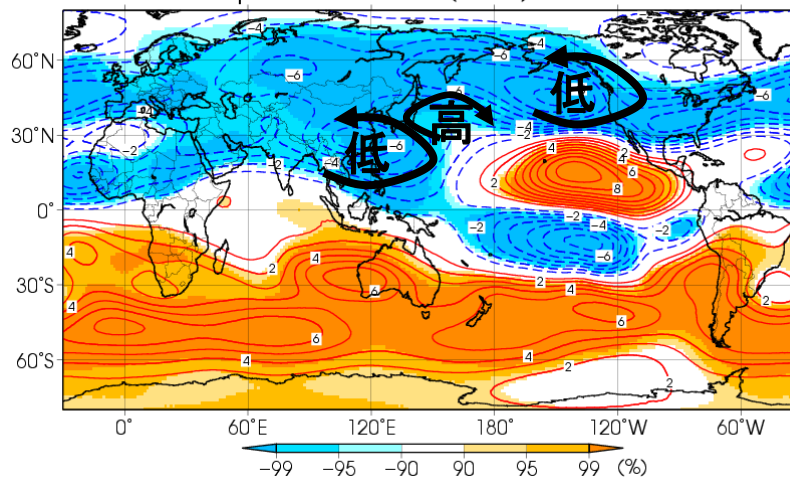
OLR(積雲対流活動)

Element:olr Index:NINO.3(Warm) Period:Dec-Feb



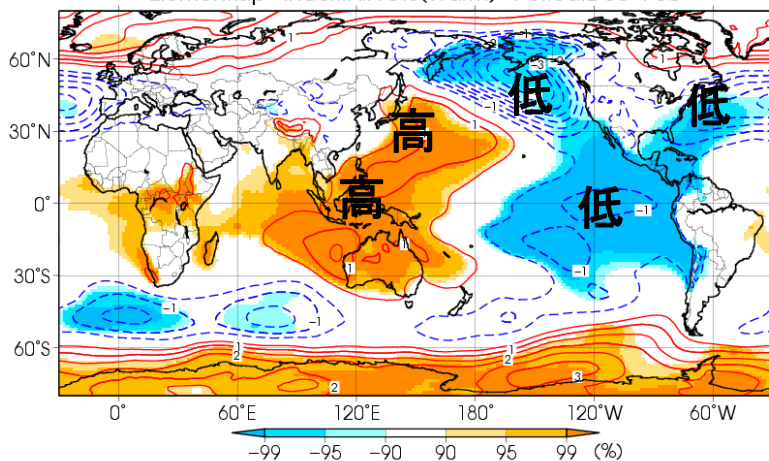
200hPa流線関数(対流圏上層の大気の流れ)

Element:p200 Index:NINO.3(Warm) Period:Dec-Feb



海面気圧

Element:slp Index:NINO.3(Warm) Period:Dec-Feb



a) 熱帯域における積雲対流活動の偏り。

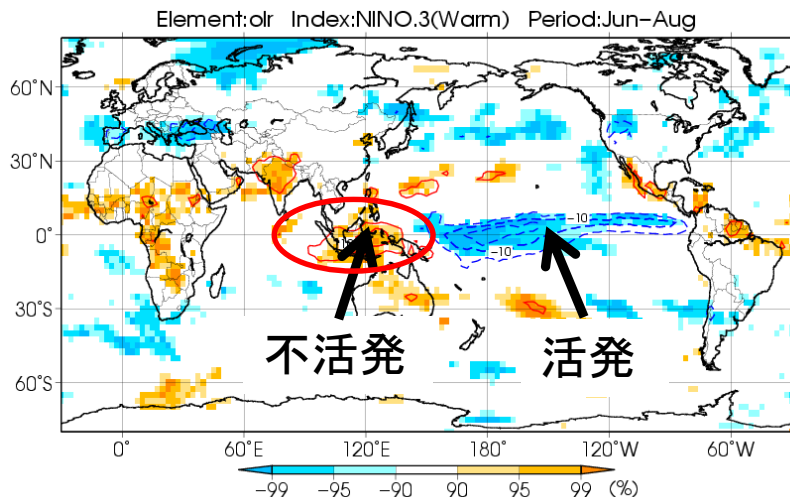
b) a)に対応して、北半球中緯度では、対流圏上層に、低・高・低気圧性の循環の偏差できる。

c) 日本付近では、冬型の気圧配置が弱まる。

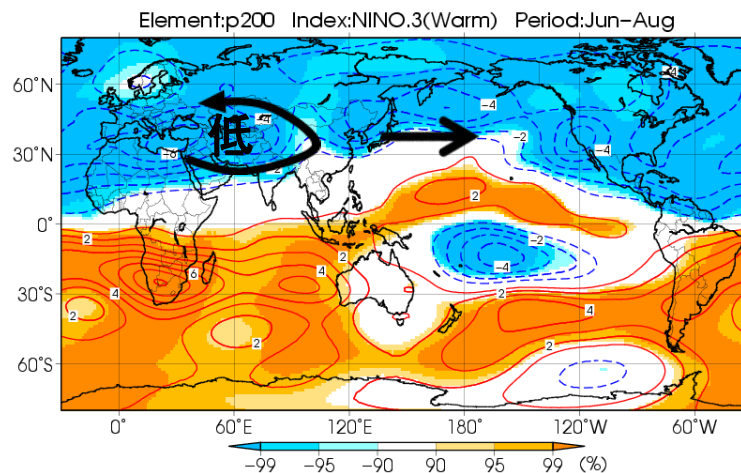
エルニーニョ現象の大気への影響

(エルニーニョ合成図、北半球夏(6~8月)、1958~2012年、OLRは1979~2012年)

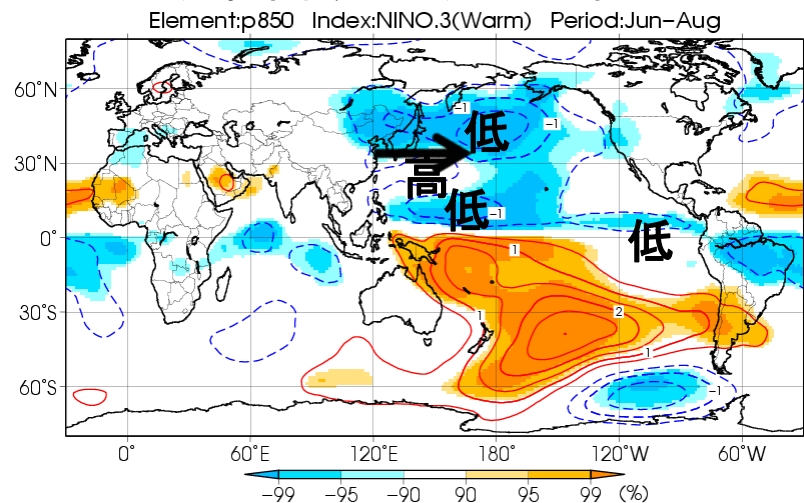
OLR(積雲対流活動)



200hPa流線関数(対流圏上層の大気の流れ)



850hPa流線関数(対流圏下層の大気の流れ)



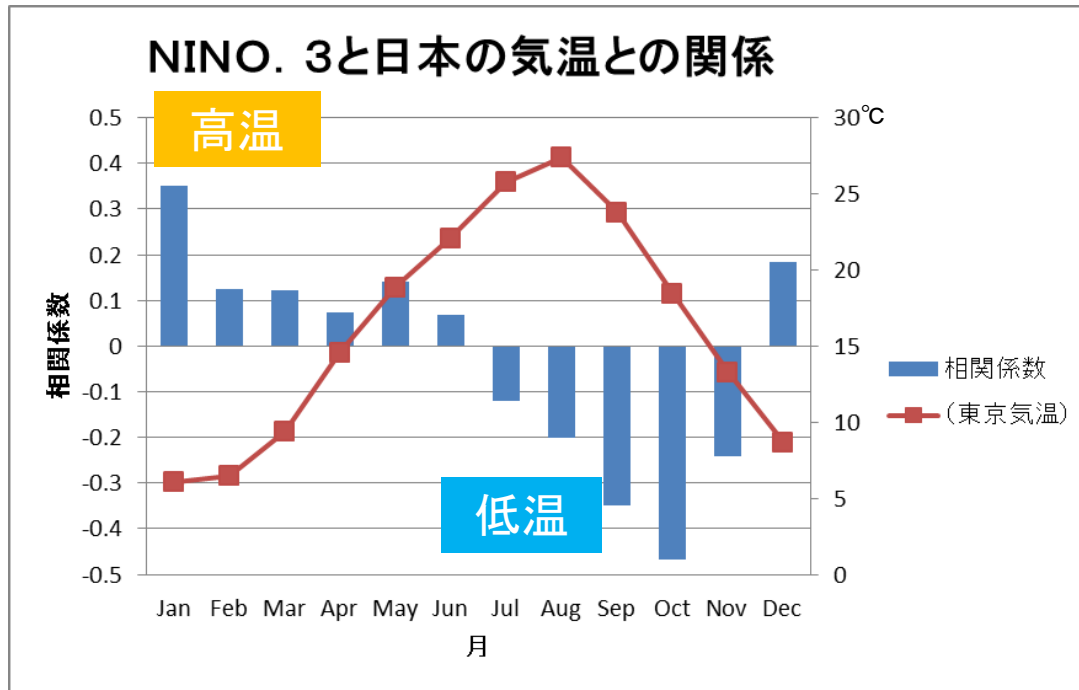
a) 熱帯域における積雲対流活動の偏り

b) a)に対応して、北半球中緯度では、チベット高気圧の弱まり、亜熱帯ジェット気流の南偏など。

c) 日本付近は、偏西風の影響を受けやすい。また、太平洋高気圧の張り出しが弱い。

エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候(統計)

- エルニーニョ(ラニーニャ)現象は季節変化の振幅を小さく(大きく)する傾向
- エルニーニョ現象:暖冬冷夏の傾向、ラニーニャ現象:寒冬暑夏の傾向



○しかし、エルニーニョ現象だから必ず冷夏・暖冬というわけではない。統計的に有意かどうか、といったところ。

棒グラフは、NINO.3と日本気温との月別の相関係数。1959～2012年の統計。日本気温は、1898年以降観測を継続している気象観測所の中から、都市化による影響が少なく、特定の地域に偏らないように選定された以下の15地点で平均した月平均気温データ。網走, 根室, 寿都(すつつ), 山形, 石巻, 伏木(高岡市), 飯田, 銚子, 境, 浜田, 彦根, 宮崎, 多度津, 名瀬, 石垣島。地球温暖化などによる長期的な変化傾向を除去してある。折れ線グラフは東京の月平均気温

エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候(統計)

東日本太平洋側

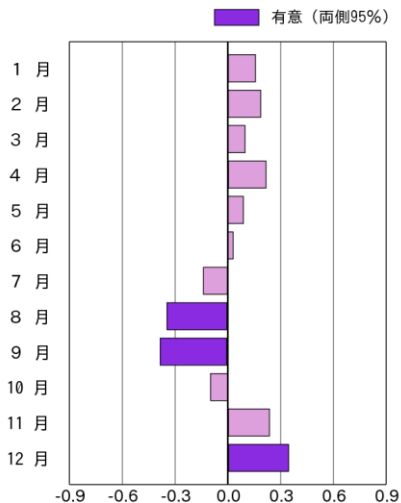
西日本太平洋側

沖縄・奄美

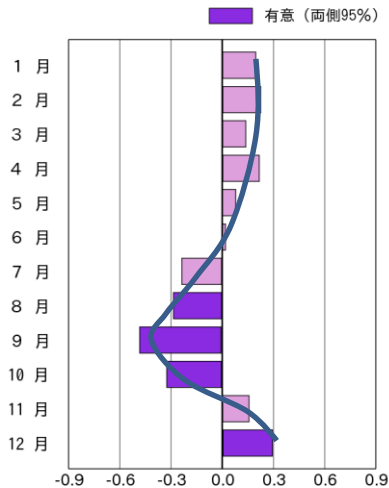
NINO.3と(上)
月平均気温、
(下)月降水量
との相関係数
1958~2012年

月平均気温

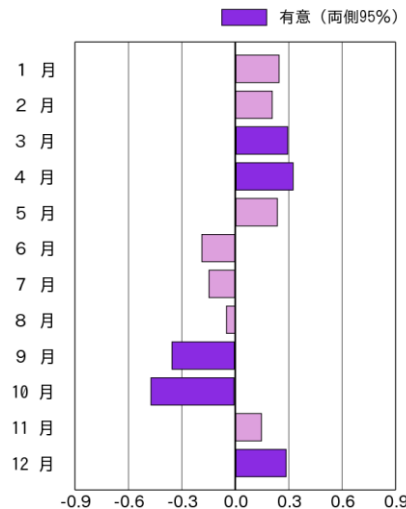
エルニーニョ監視海域の海面水温との相関係数
平均気温 <東日本太平洋側>



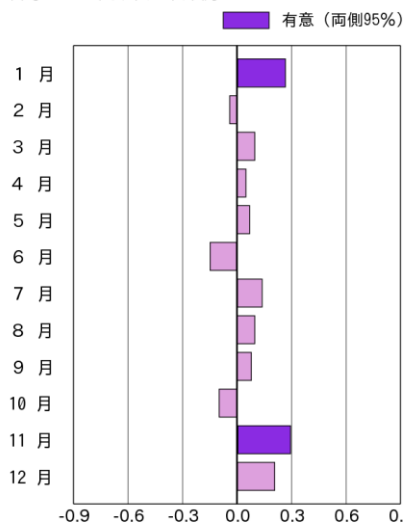
エルニーニョ監視海域の海面水温との相関係数
平均気温 <西日本太平洋側>



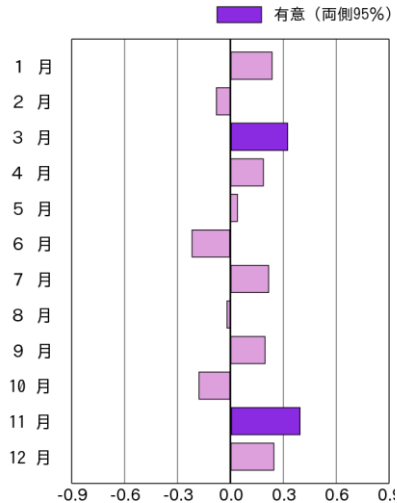
エルニーニョ監視海域の海面水温との相関係数
平均気温 <沖縄・奄美>



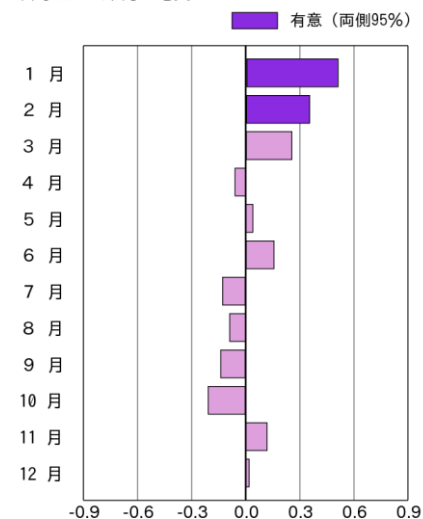
エルニーニョ監視海域の海面水温との相関係数
降水量 <東日本太平洋側>



エルニーニョ監視海域の海面水温との相関係数
降水量 <西日本太平洋側>



エルニーニョ監視海域の海面水温との相関係数
降水量 <沖縄・奄美>



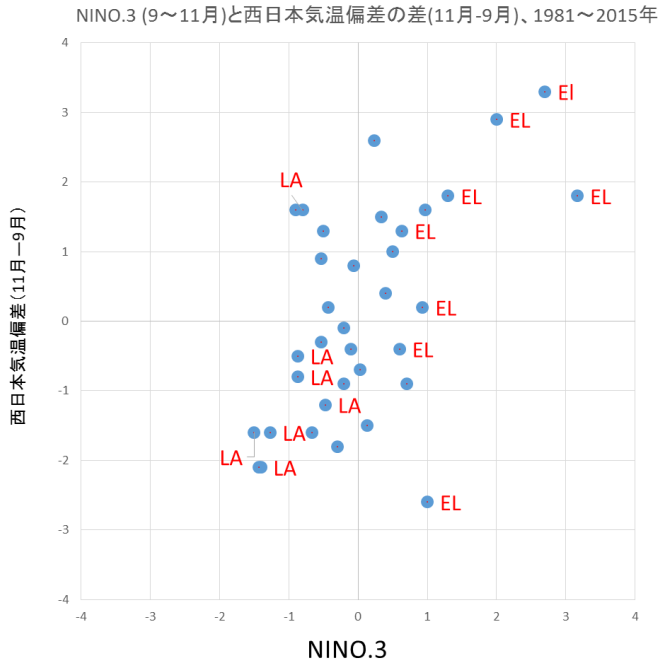
地域によって、
季節変化の
変調の傾向
は似ている
が、詳細は
異なる

月降水量

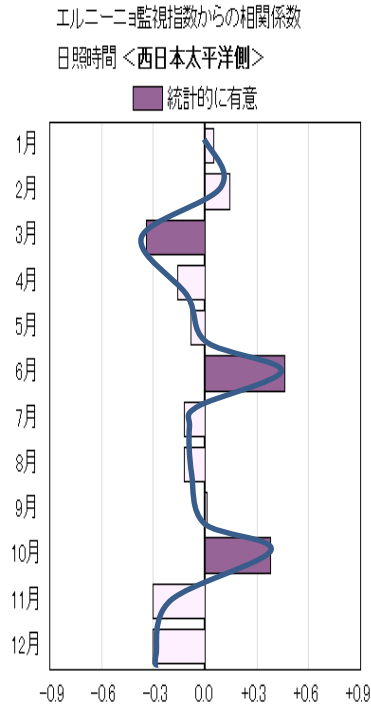
エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候(統計)

西日本太平洋側、秋の天候。1981~2015年

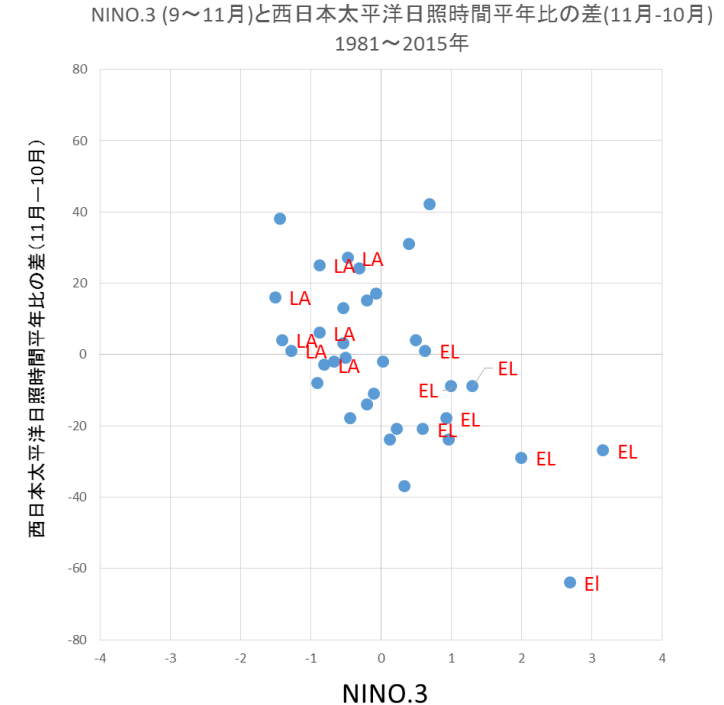
NINO.3と11月と9月の
気温平年偏差の差



NINO.3と日照時間



NINO.3と11月と10月の日照
時間平年差の差



エルニーニョ現象発生
年は、「秋が長い傾向」

エルニーニョ現象発生年は、
「10月(好天)と11月(悪天)の
天気の違いが大きい」

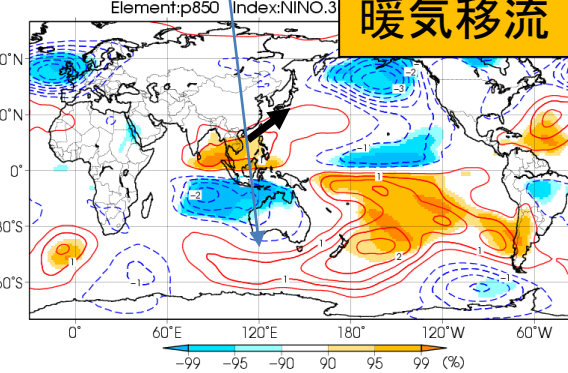
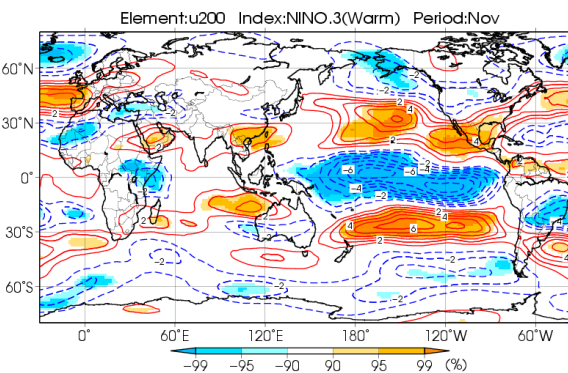
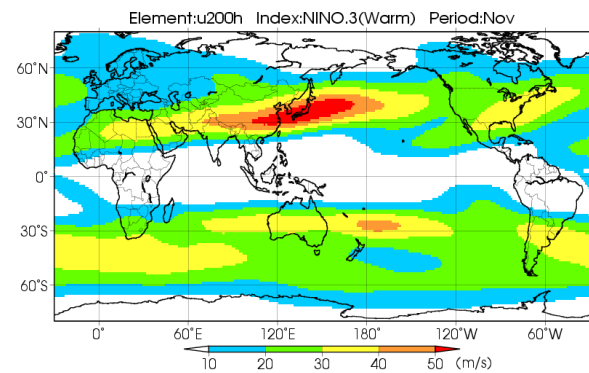
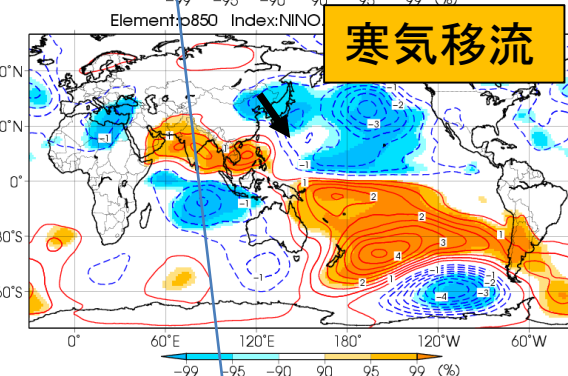
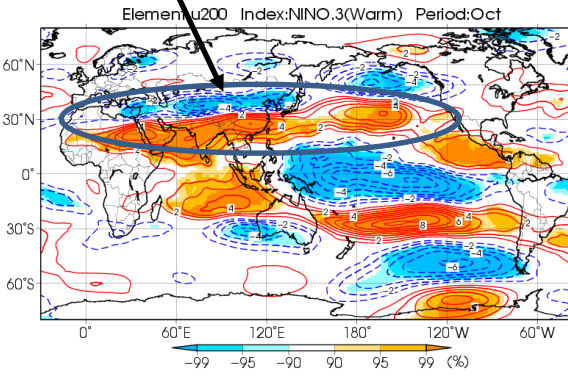
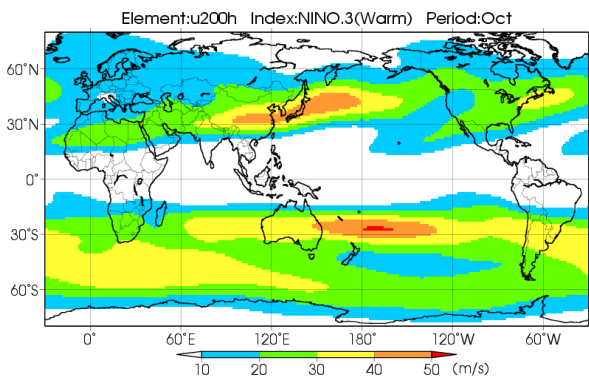
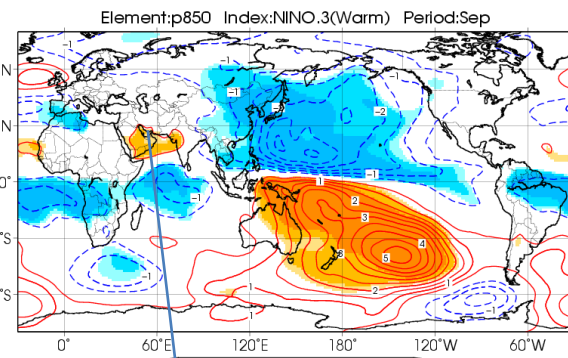
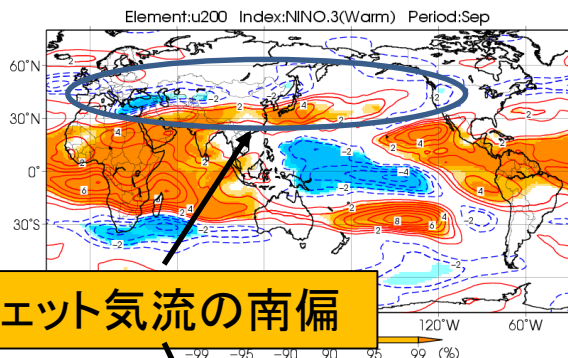
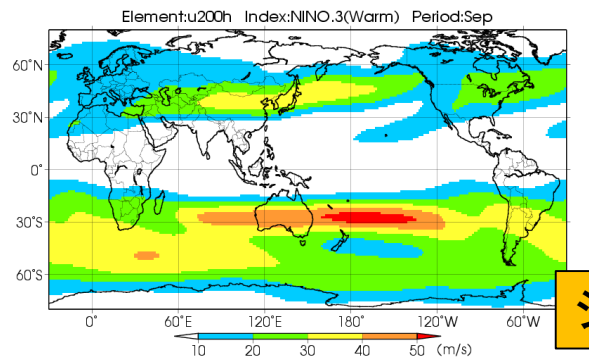
エルニーニョ現象の大気への影響(上:9月、中:10月、下:11月)

(エルニーニョ合成図、1958~2012年)

平年のu200

u200

850hPa流線関数



近年のエルニーニョ/ラニーニャ現象と顕著な現象

～気象庁の異常気象分析検討会の見解などより～

エルニーニョ現象が影響

○2009年7月の不順な天候

北日本の多雨、九州北部から東海地方にかけての梅雨明けの遅れが記録的。「平成21年7月中国・九州北部豪雨」が発生

○2010年夏の極端な高温

夏(6～8月)の日本の平均気温が1898年以降で最高

○2015年8月中旬～9月上旬の不順な天候

西日本から東北の広い範囲で平年より降水量が多く、日照時間が少ない。「平成27年9月関東・東北豪雨」が発生

ラニーニャ現象が影響

○2011年12月後半から2012年2月初めにかけての低温と大雪

15地点で最深積雪の記録を更新

*この冬はラニーニャ現象の傾向であった

(4)まとめ

エルニーニョ現象は、

- 年々の気候変動の原因となる、地球で最も卓越した大気・海洋の現象である。
- 大気・海洋の熱の大きな変動で、太平洋赤道域の熱の東西の偏りが小さくなる変動である。
- 全球平均気温を上げる傾向がある。
- 日本の季節変化の振幅を小さくする傾向がある。
- しばしば、異常気象の要因となる。

III.3 エルニーニョもどきなどの熱帯大気海洋変動

El Niño Modoki & CP El Niño

Nature, 2009

Nature, 2009

The El Niño with a difference

Karumuri Ashok and Toshio Yamagata

El Niño in a changing climate

Sang-Wook Yeh¹, Jong-Seong Kug¹, Boris Dewitte², Min-Ho Kwon³, Ben P. Kirtman⁴ & Fei-Fei Jin¹

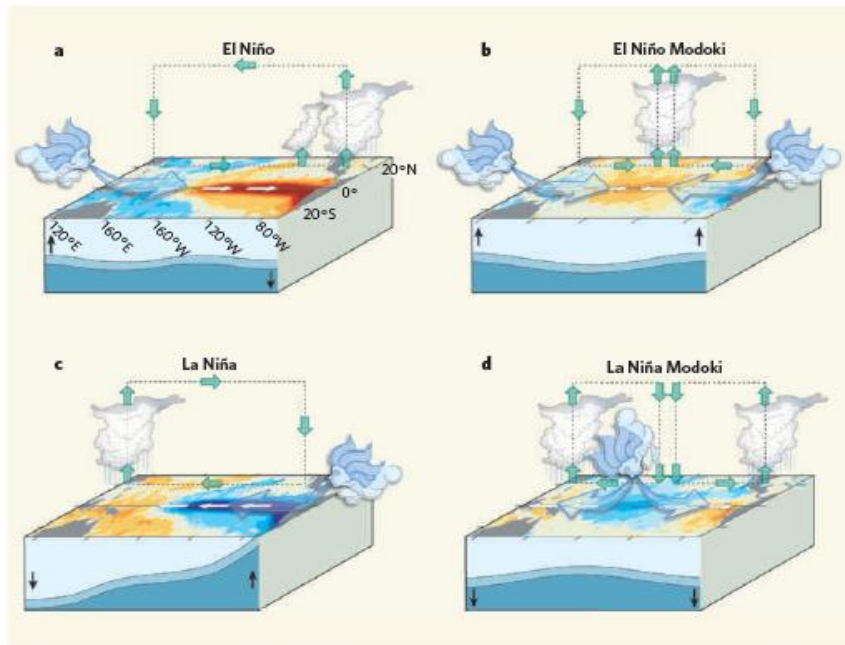


Figure 2 | Anomalous conditions in the tropical Pacific. a, An El Niño event is produced when the easterly winds weaken; sometimes, in the west, westerlies prevail. This condition is categorized by warmer than normal sea surface temperatures (SSTs) in the east of the ocean, and is associated with alterations in the thermocline and in the atmospheric circulation that make the east wetter and the west drier. b, An El Niño Modoki event is an anomalous condition of a distinctly different kind. The warmest SSTs occur in the central Pacific, flanked by colder waters to the east and west, and are associated with distinct patterns of atmospheric convection. c, d, The opposite (La Niña) phases of the El Niño and El Niño Modoki respectively. Yeh *et al.*³ argue that the increasing frequency of the Modoki condition is due to anthropogenic warming, and that these events in the central Pacific will occur more frequently if global warming increases.

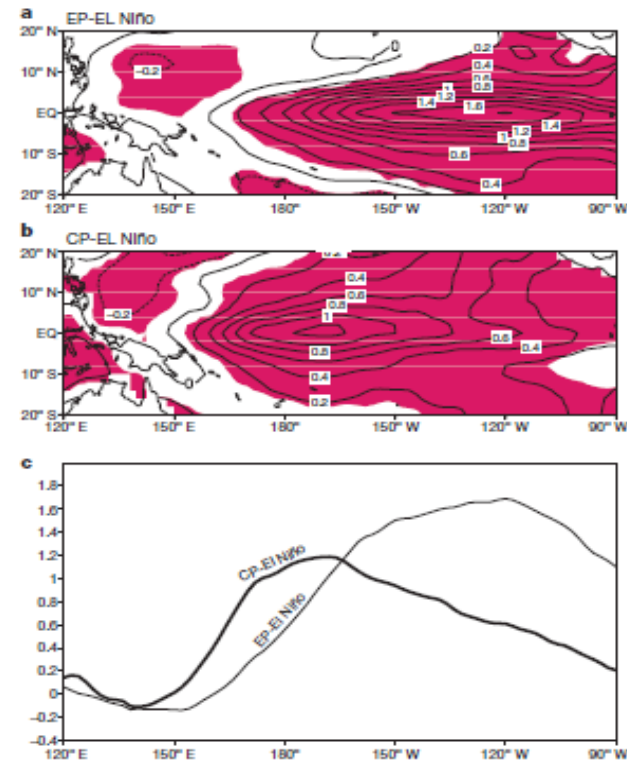
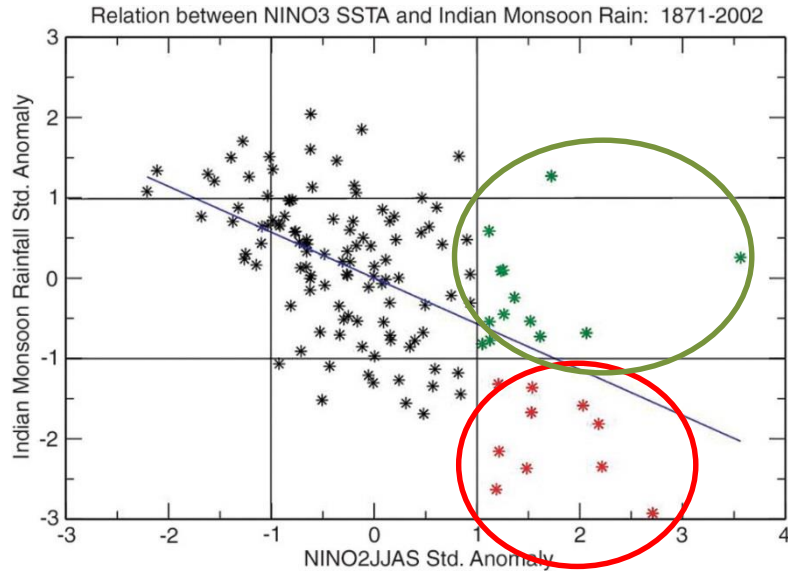
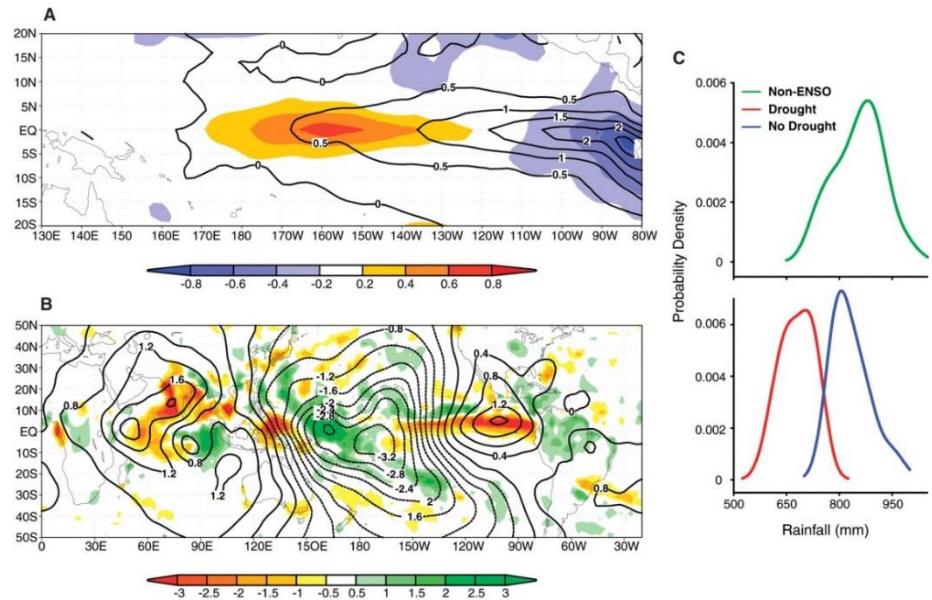


Figure 1 | Deviations of mean SST for the two characteristics of El Niño from the 1854–2006 climatology. a, The EP-El Niño; b, the CP-El Niño. The contour interval is 0.2 °C and shading denotes a statistical confidence at 95% confidence level based on a Student's *t*-test. c, The zonal structure for the composite EP-El Niño (thin line) and CP-El Niño (thick line) averaged over 2°N to 2°S.

ENSO-Monsoon relation



Plot of standardized, all-India summer [June to September (JJAS)] monsoon rainfall and summer NINO3 anomaly index. Severe drought and drought-free years during El Niño events (standardized NINO3 anomalies > 1) are shown in red and green, respectively.



(A) Composite SST difference pattern between severe drought (shaded) and drought-free El Niño years. Composite SST anomaly patterns of drought-free years are shown as contours. (B) Composite difference pattern between severe drought and drought-free years of velocity potential (contours) and rainfall (shaded). (C) PDF of all-India summer monsoon rainfall from severe-drought (red curve) and drought-free (blue curve) years associated with El Niño occurrence and from the non-ENSO years (green curve). SST and velocity potential composite differences are based on 1950 to 2004, rainfall composites are based on 1979 to 2004, and PDFs are based on 1873 to 2004.

From Kumar et al.(2006)

Indian Ocean Capacitor Effect on Indo–Western Pacific Climate during the Summer following El Niño

SHANG-PING XIE,^{*,+} KAIMING HU,[#] JAN HAFNER,^{*} HIROKI TOKINAGA,^{*} YAN DU,^{*,@}
 GANG HUANG,[#] AND TAKEAKI SAMPE^{*}

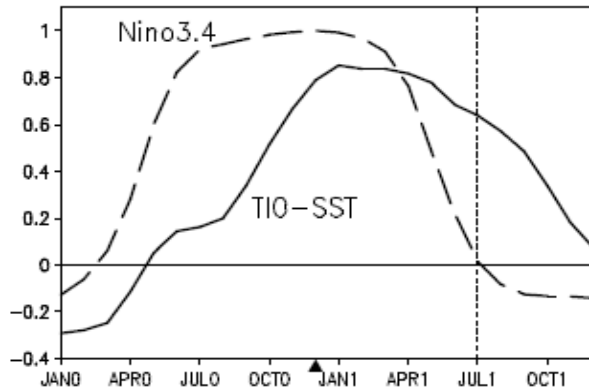


Fig. 1. Correlation of tropical Indian Ocean (40–100°E, 20°S–20°N) SST (solid) with the Niño-3.4 (170°W–120°W, 5°S–5°N) SST index for Nov(0)–Dec(0)–Jan(1). Numerals in parentheses denote years relative to El Niño: 0 for its developing and 1 for decay year. The dashed curve is the Niño-3.4 SST auto-correlation as a function of lag. The black triangle denotes Dec(0), the peak phase of ENSO.

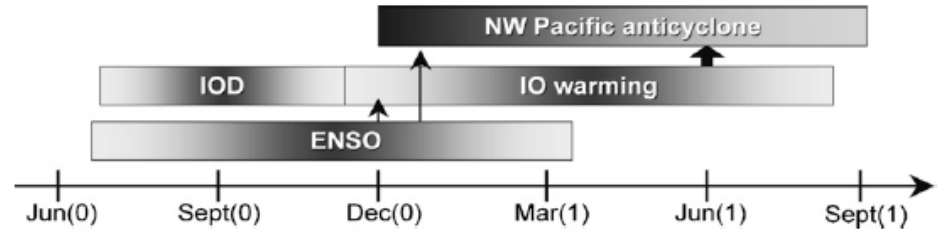


FIG. 13. Seasonality of major modes of Indo–western Pacific climate variability. Vertical arrows indicate causality, and the block arrow emphasizes the TIO capacitor effect, the major finding of the present study.

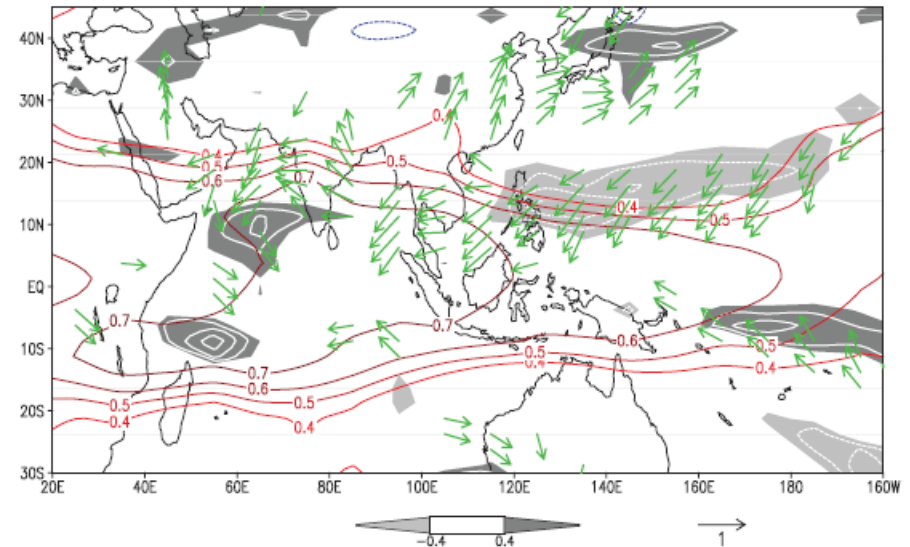


FIG. 6. JJA(1) correlation with the NDJ(0) Niño-3.4 SST index: tropospheric (850–250 hPa) temperature (contours), precipitation (white contours at intervals of 0.1; dark shade > 0.4; light < -0.4), and surface wind velocity (vectors).

A dipole mode in the tropical Indian Ocean

N. H. Saji*, B. N. Goswami†, P. N. Vinayachandran* & T. Yamagata*‡

Saji et al., Nature 1999

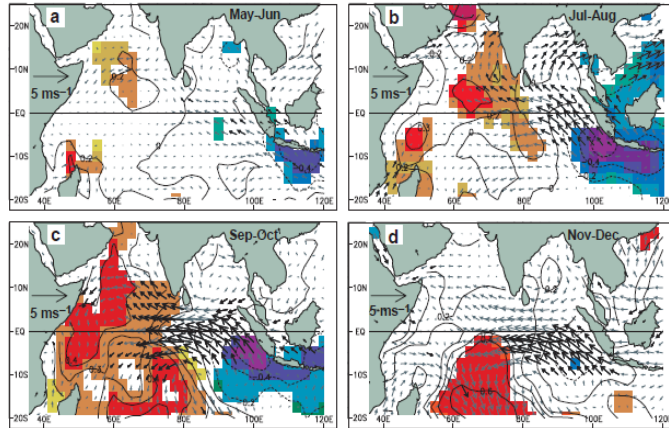


Figure 2 A composite dipole mode event. **a–d**, Evolution of composite SST and surface wind anomalies from May–June (**a**) to Nov–Dec (**d**). The statistical significance of the

analysed anomalies were estimated by the two-tailed *t*-test. Anomalies of SSTs and winds exceeding 90% significance are indicated by shading and bold arrows, respectively.

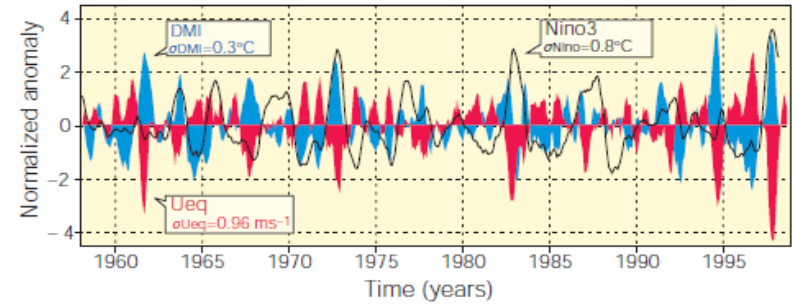


Figure 1 Dipole mode and El Niño events since 1958. Plotted in blue, the dipole mode index (DMI) exhibits a pattern of evolution distinctly different from that of the El Niño, which is represented by the Nino3 sea surface temperature (SST) anomalies (black line). On the other hand, equatorial zonal wind anomalies U_{eq} (plotted in red) coevolves with the DMI. All the three time series have been normalized by their respective standard deviations. We have removed variability with periods of 7 years or longer, based on harmonic analysis, from all the data sets used in this analysis. In addition, we have smoothed the time series using a 5-month running mean.

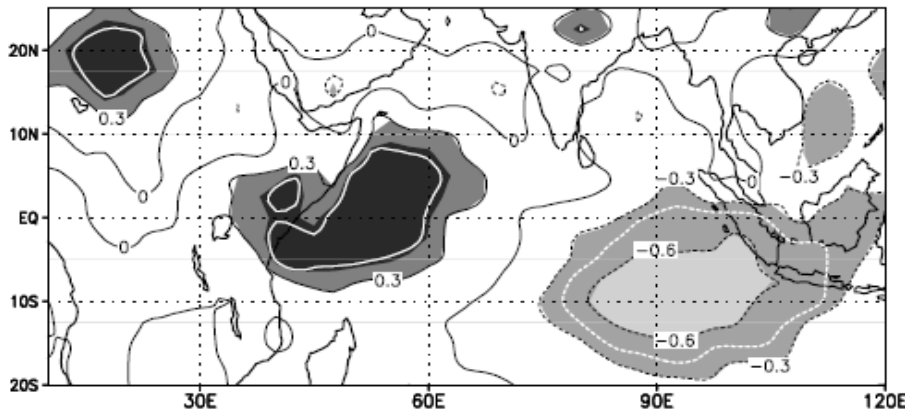


Figure 4 Rainfall shifts northwest of the OTCZ during dipole mode events. The map correlates the DMI and rainfall to illustrate these shifts. The areas within the white curve exceed the 90% level of confidence for non-zero correlation (using a two-tailed *t*-test).

Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate

N. H. Saji^{1,3,*}, T. Yamaqata^{1,2}

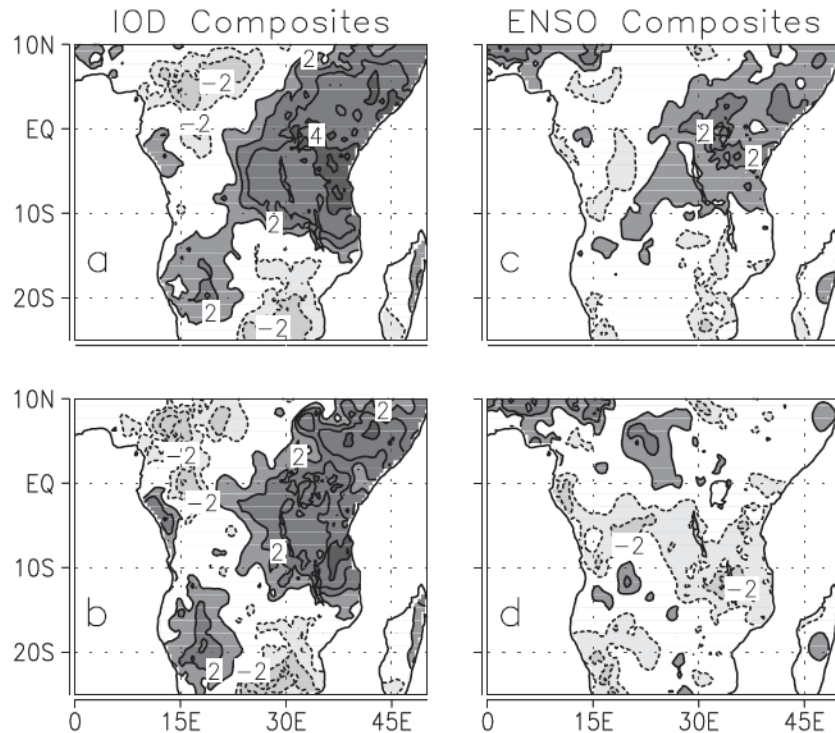


Fig. 1. Composite OND rain anomaly over Africa for (a) 19 IOD events, (b) 11 ENSO-independent IOD events, (c) 20 ENSO events and (d) 12 IOD-independent ENSO events. The composite anomaly was normalized by the standard deviation of rain during OND. Contours given at ± 1 , ± 2 , etc.

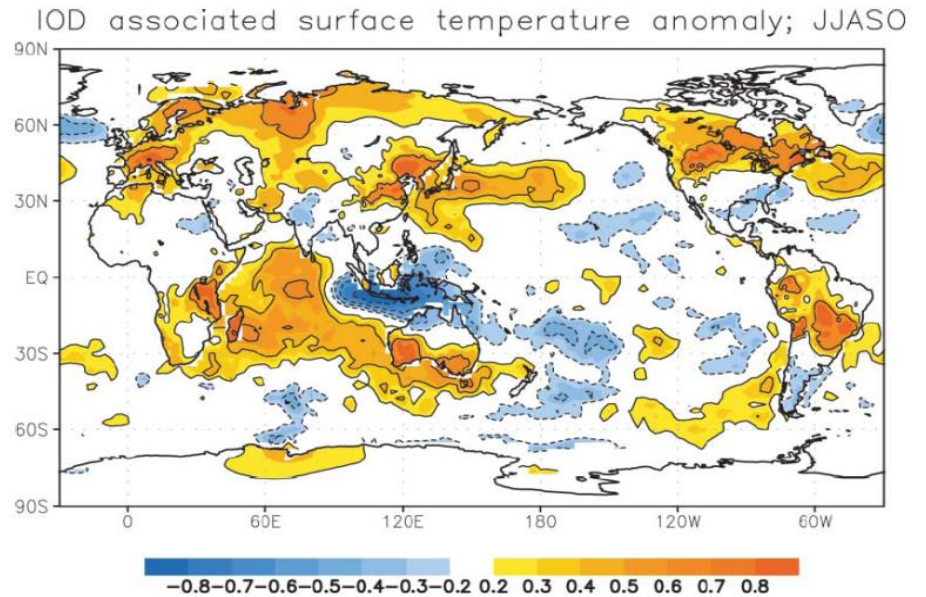


Fig. 21. Partial correlation of land and sea-surface temperature on DMI independent of Nino3 during JJASO

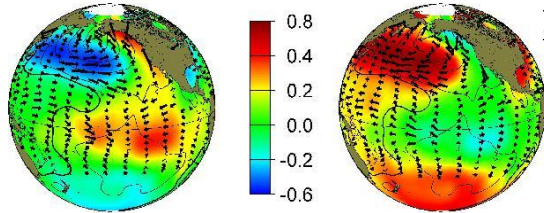
代表的な十年～数十年規模の変動

Pacific Decadal Oscillation (PDO)

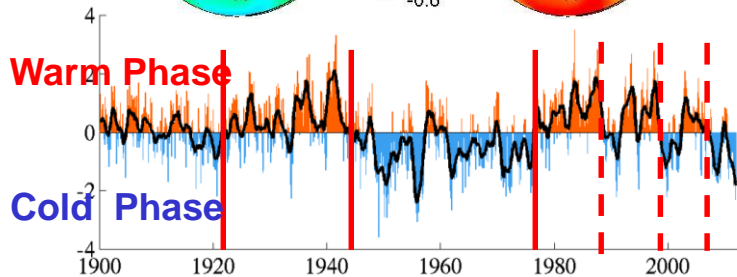
Mantua et al. (1997)

Warm (Positive)
Phase

Cold (Negative)
Phase



<http://jisao.washington.edu/pdo/graphics.html>

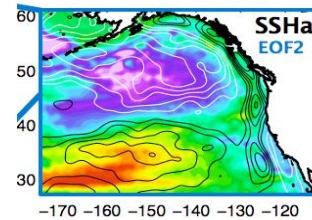


North Pacific Gyre Oscillation (NPGO)

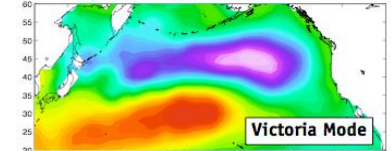
Di Lorenzo et al. 2008

Bond et al. 2003

defined: as 2nd EOF of SSHa in the Northeast Pacific

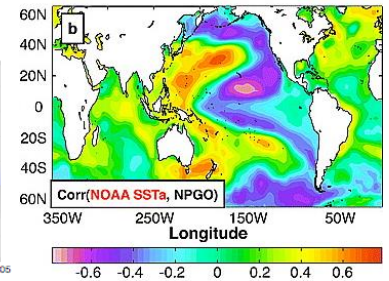
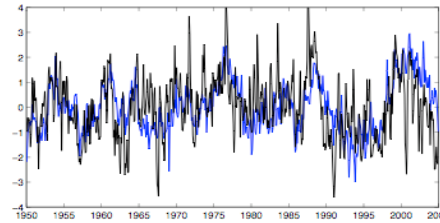


SSTa (detrended) EOF 2



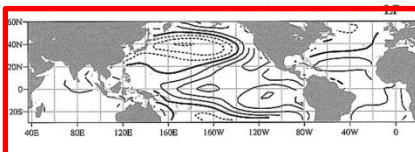
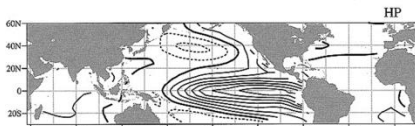
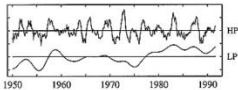
NPGO (SSH) = Victoria Mode (SST)

Victoria Mode Index NPGO Index



Interdecadal Pacific Oscillation (IPO)

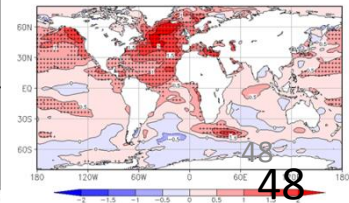
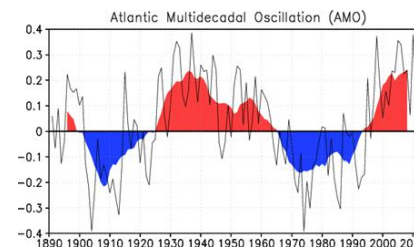
Zhang et al. (1997)



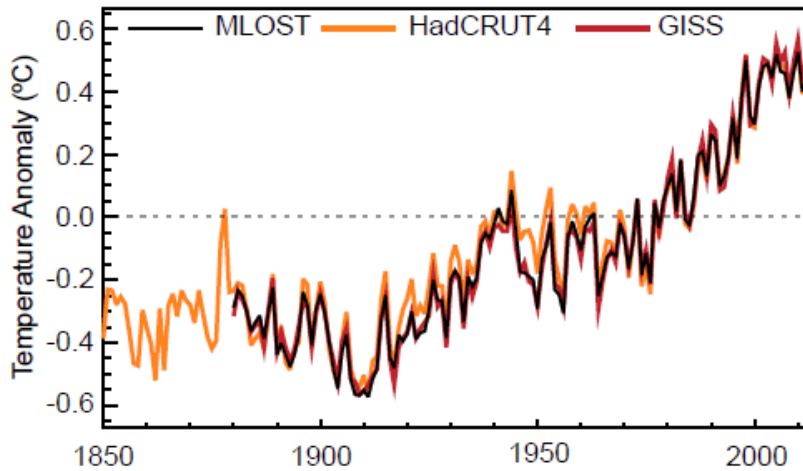
太平洋の海面水温に6年のLow PassフィルターをかけたEOF第1モード

Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO)

北大西洋で平均したのSST偏差から、線形トレンド成分を除いたもの。60-70年周期。

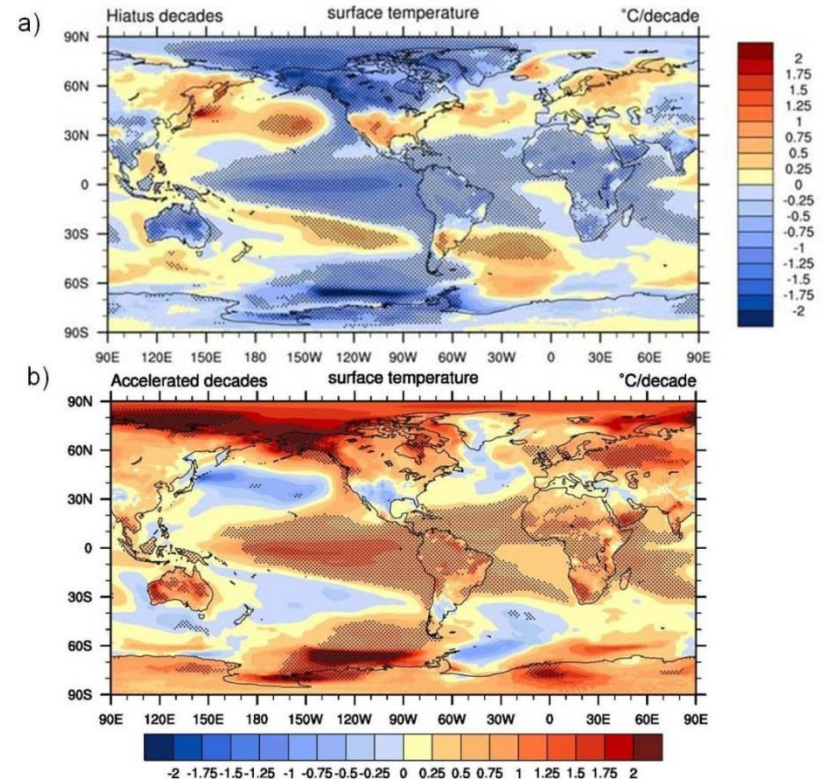


地球温暖化の停滞(ハイエイタス)と十年規模変動



Annual Global Mean Surface Temperature (GMST) anomalies relative to a 1961–1990 climatology from the latest version of the three combined Land-Surface Air Temperature (LSAT) and Sea Surface Temperature (SST) datasets (HadCRUT4, GISS and NCDC MLOST).

IPCC AR5 (2014)



Five CCSM4 21st century simulations with RCP4.5 (uniform increase in GHGs, no volcanoes):
 Composites of decades with near-zero warming trend (hiatus decades) and decades with rapid global warming (accelerated warming decades) show opposite phases of the IPO in the Pacific
 (hiatus=linear trend of global T < -0.10K/decade; 8 hiatus decades
 Accelerated=linear trend of global T > +0.41K/decade; 7 accelerated warming decades)

Meehl et al. (2013)

- ・正のIPO(≒El Niño-like + 負のPDO) → 温暖化加速
- ・負のIPO(≒La Niña-like + 負のPDO) → 温暖化停滞

日本の気温の時系列

日本の気温の経年変動* (5年移動平均)

黒 : 年平均 (December – November)

赤 : 夏 – 秋平均 (June – November)

青 : 冬 – 春平均 (December – May)

破線: 1999 – 2011の線形トレンド成分

紫 : 夏 – 秋平均 (+0.31 °C / 10yr)

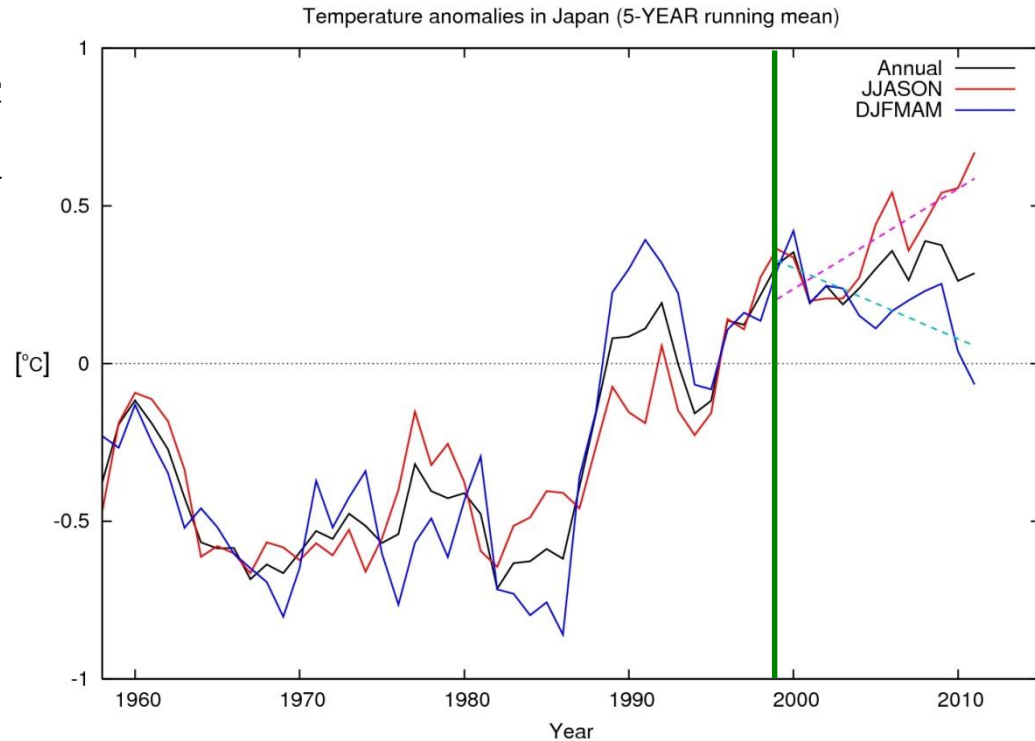
水色 : 冬 – 春平均 (-0.22 °C / 10yr)

いずれも95%の水準で統計的に有意

* 1898年以降観測を継続している気象観測所の中から、都市化による影響が少なく、特定の地域に偏らないように選定された以下の15地点の月平均気温データ。

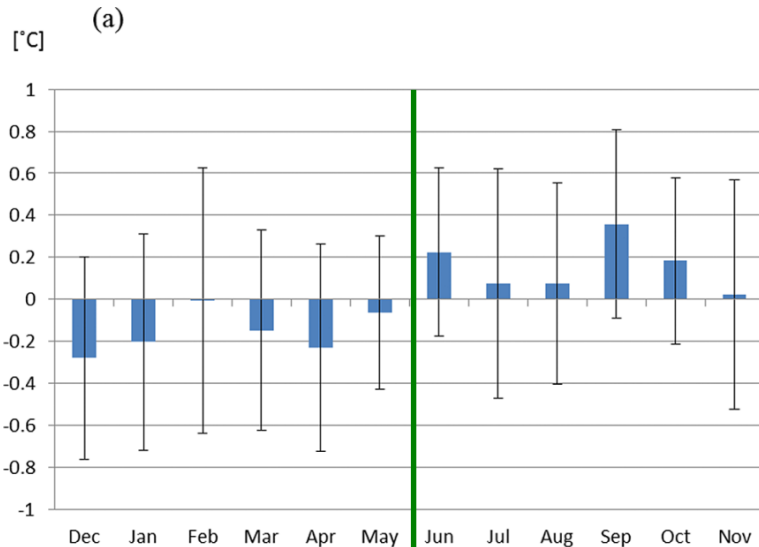
網走, 根室, 寿都(すつつ), 山形, 石巻, 伏木(高岡市), 飯田, 銚子, 境, 浜田, 彦根, 宮崎, 多度津, 名瀬, 石垣島

http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/mon_jpn.html



1990年代後半から見られている傾向
 夏 – 秋 気温**上昇** ⇔ 冬 – 春 気温**低下**

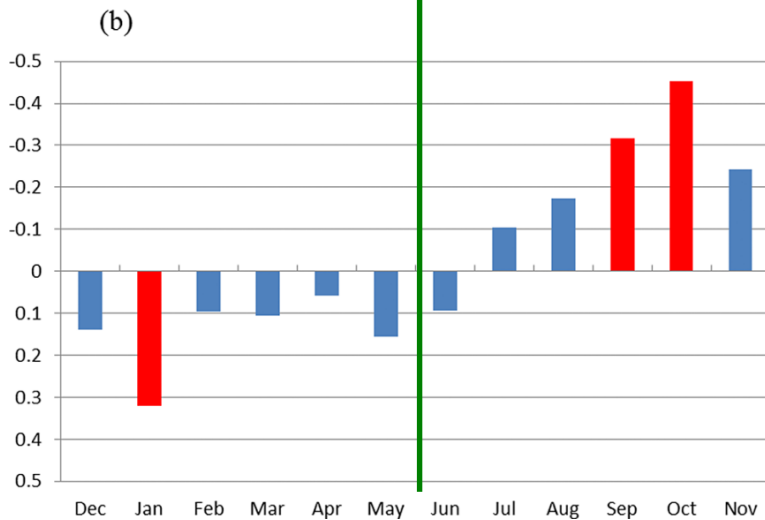
月毎の傾向：ラニーニャの影響との類似



(a) 日本の気温の月平均年間偏差
(1999～2012年平均)

* 冬－春平均と夏－秋平均の差はWilcoxon rank sum test
(Wilcoxon, 1945)によると99%以上の水準で有意

Urabe and Maeda (2014)

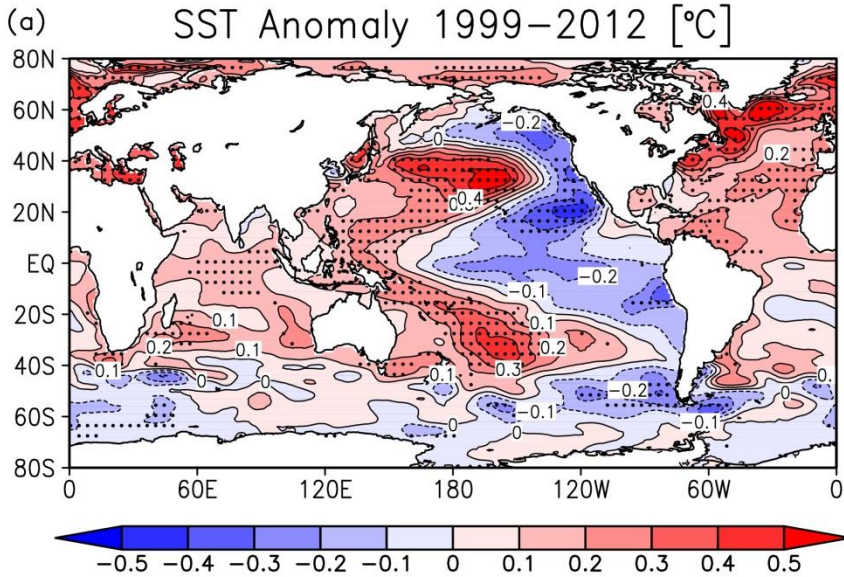


(b) 日本の気温偏差とNINO3指数の相関係数
※縦軸を上下逆にしてある

夏－秋 高温
冬－春 低温
= **季節変動の強化**

ラニーニャの影響に類似

SSTとWalker循環

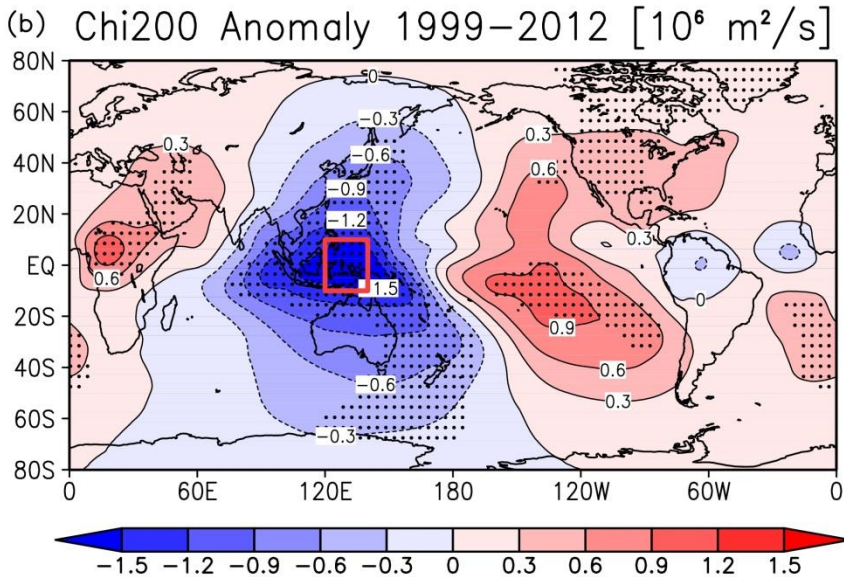


SST偏差

太平洋熱帯域の状況

	West	East
SST	Positive	Negative
Chi200	Divergence	Convergence

La Niña-like Conditions



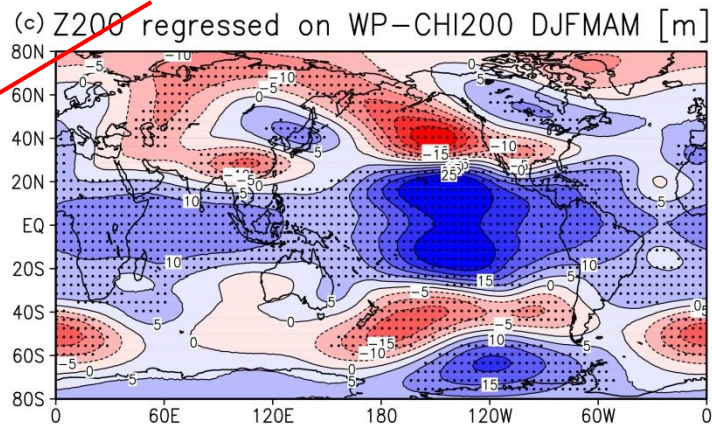
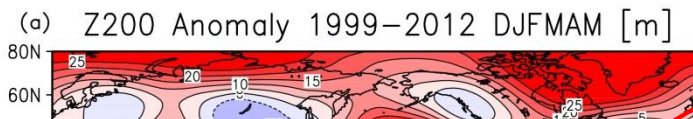
200 hPa の速度ポテンシャル(χ_{200})偏差

Urabe and Maeda(2014)

熱帯からの影響伝播

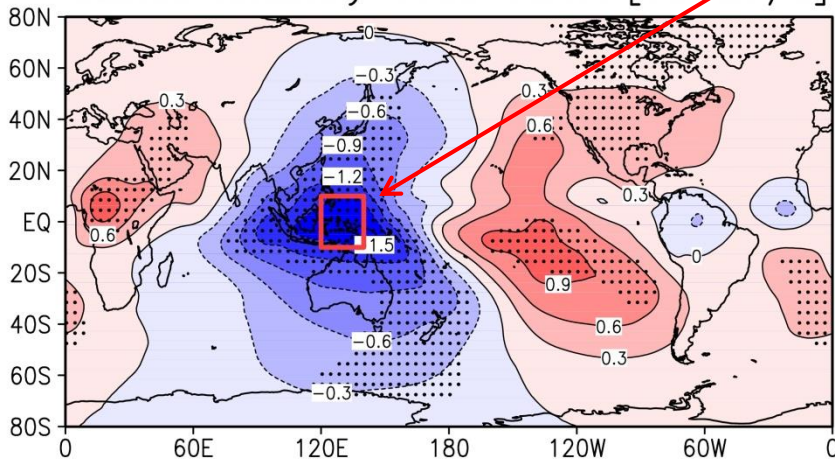
200 hPa高度 (Z200) 偏差

Z200偏差の、西部太平洋熱帯域で平均した χ 200偏差に対する回帰分布 [1959-2013]

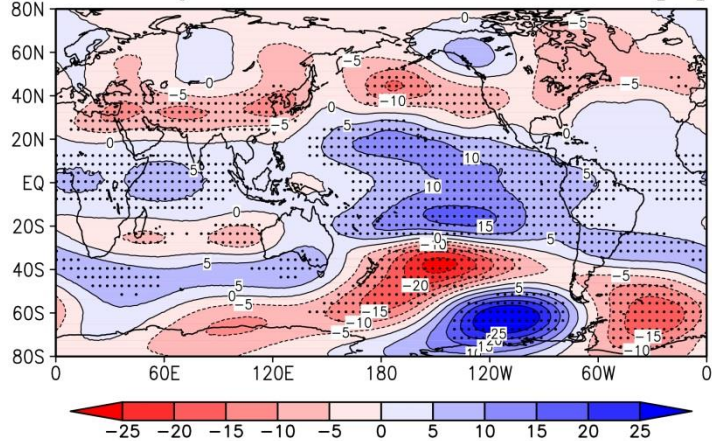


(b) Chi200 Anomaly 1999-2012 [$10^6 \text{ m}^2/\text{s}$]

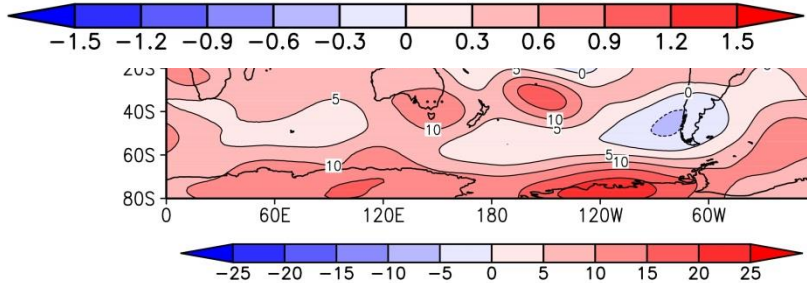
冬-春平



(d) Z200 regressed on WP-CHI200 JJASON [m]



夏-秋平



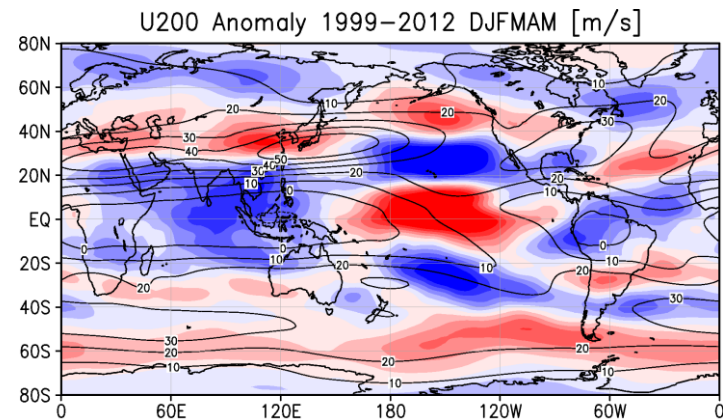
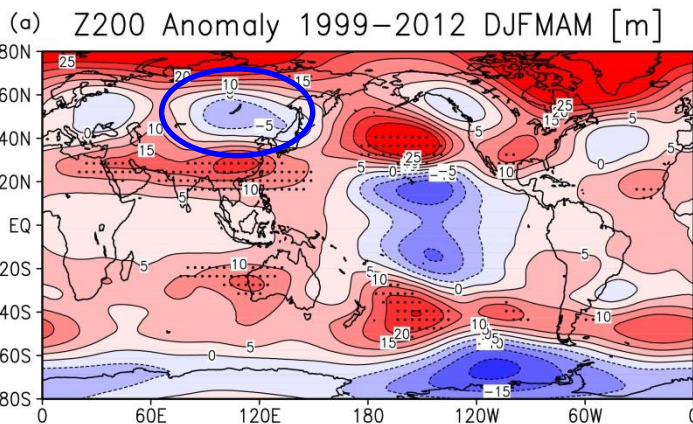
近年の循環場には熱帯の対流活動からの影響が重要

Urabe and Maeda(2014)

日本への影響

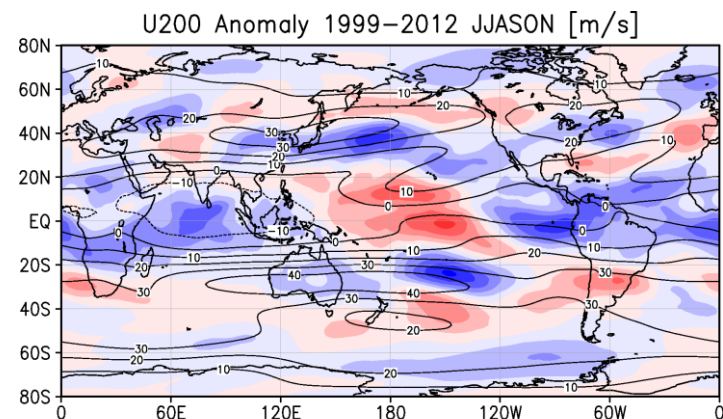
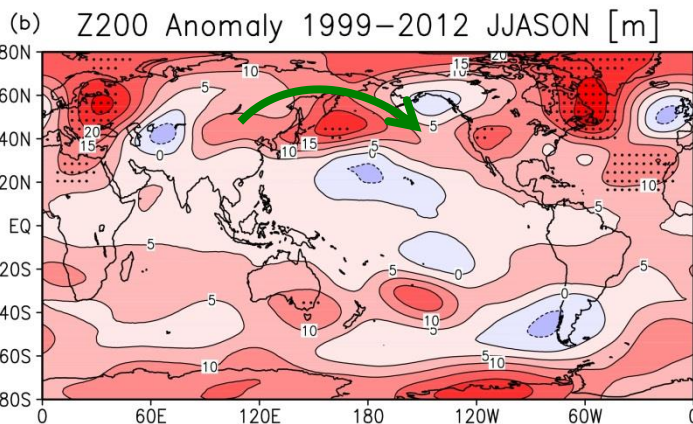
200 hPa高度 (Z200) 偏差

200 hPa の東西風
Anomaly (Shade) / Climatology (Contour)



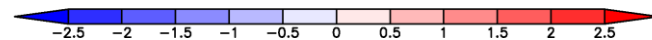
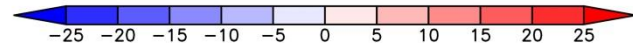
冬 - 春平均

Far-Eastern trough
(Takaya and Nakamura,
2013) の強化
→ 東アジアモンスーンが
強まり、日本の低温と整
合的



夏 - 秋平均

日本付近で東西に正偏差
が分布
→ ジェットが北偏し、日本
の高温と整合的



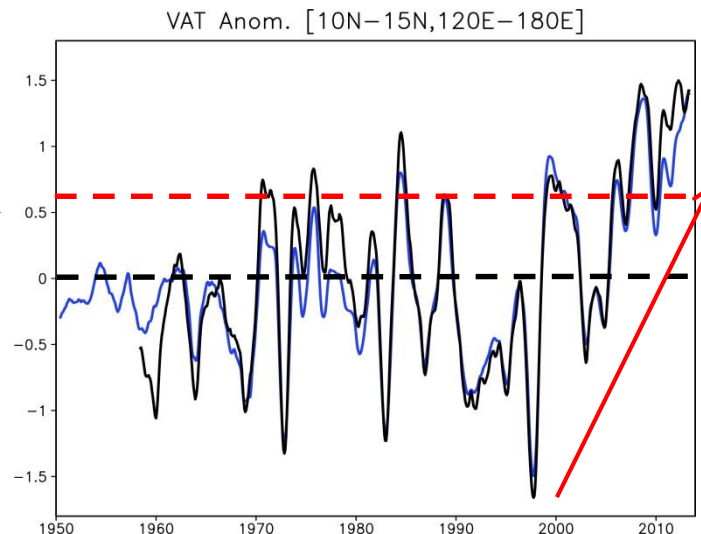
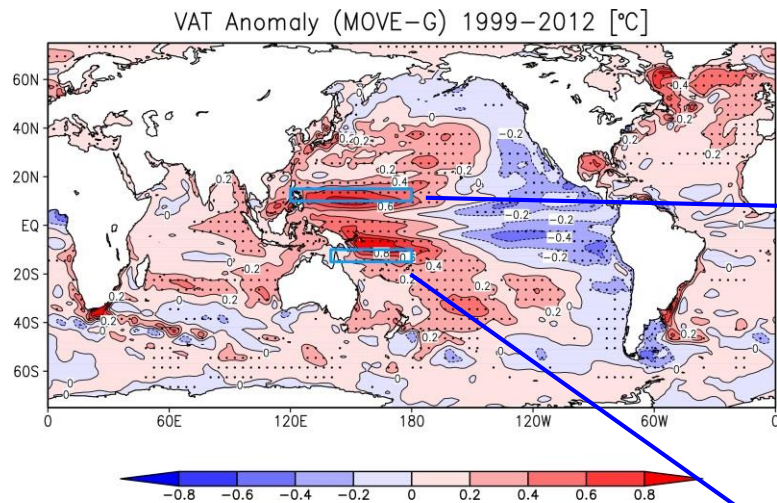
ラニーニャ傾向 → 循環場の変動 → 日本の天候 (季節変動の強化)
整合的な状況として理解できる

表層水温の状況

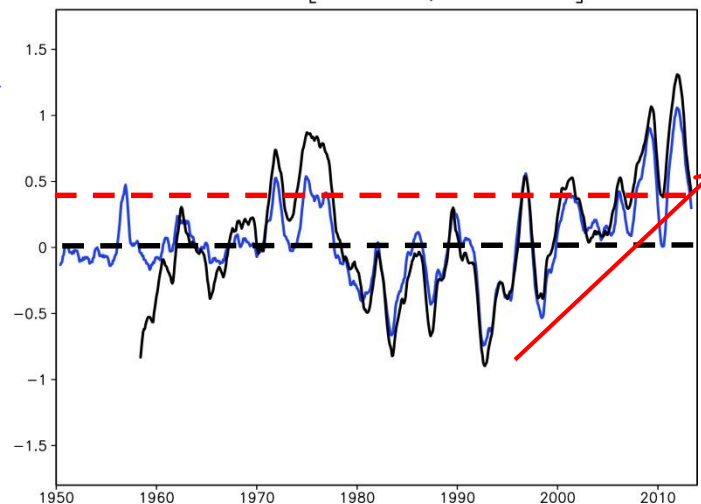
表層水温(海面~300m平均)偏差

西部太平洋熱帯域の領域平均

黒 : MOVE-G
青 : 客観解析 (Ishii and Kimoto, 2009)



VAT Anom. [10S-15S, 140E-180E]



Urabe and Maeda(2014)

最近十年ほど見られているラニーニャ傾向は、年々変動と同程度かそれ以上に強い偏差をもたらしている

でも、もう変わったか、、、