平成28年度 修 士 論 文

El Niño·南方振動と冬季極東域の寒暖との関係

平成29 年3 月13 日

京都大学大学院 理学研究科
地球惑星科学専攻 地球物理学分野 大気科学分科

塩崎 公大

要旨

El Niño· 南方振動（El Niño/ Southern Oscillation, 以下 ENSO）は大気と海洋の相互作用により引き起こされ、全球規模での異常気象の原因の一つとなっている。熱帯の海面水温は熱帯大気の対流活動を通して、全球の大気循環に大きな影響を及ぼしている。また気温場への影響も熱帯だけでなく全球規模で現れることが分かっている（Halpert and Ropelewski, 1992）。極東域に注目してみると、極東域の冬（12~2 月）の気候は El Niño 時なら暖冬に、La Niña 時なら寒冬になる傾向があると言われている。しかしながら、上記の傾向は全事例の 70%程度には当てはまるが、残り 30%程度には当てはまらない。さらに、季節内に注目すると暖冬（寒冬）から寒冬（暖冬）に変化する事例もある。そこで本研究では、El Niño 時の暖冬事例と La Niña 時の寒冬事例を典型事例、El Niño 時の寒冬事例と La Niña 時の暖冬事例を非典型事例と定義し、典型事例と非典型事例に見られる熱帯の海面水温偏差や大気の応答の違いを吟味した。また、これまでの研究で ENSO の季節内変動はあまり注目されていないため、本研究では ENSO の季節内変動についても調査する。

本研究では気象庁の ENSO の定義に基づき、長期再解析データを用いて 1948 年以降の冬季の ENSO の判定を行い、それらを極東域の対流圏下層の気温偏差を用いて暖冬事例と寒冬事例に分類し、それぞれ分類ごとにコンポジット解析を行った。

季節平均を用いて ENSO を極東域での寒暖で分類して解析した結果、大気の応答に大きな違いがあることがわかった。それは典型事例のときに極東域で見られる dipole パターンと、非典型事例のときに見られる EU&PNA パターンである。まず典型事例の dipole パターンでは、日本の東側とその北側に作用中心を持つ南北の双極子状の高度偏差が見られる。典型事例では dipole の高度偏差が順圧的な構造をしているため、極東域は日本の東側の高度偏差によるモンスーンの強弱の変化によって影響を受ける。その一方で、非典型事例では典型事例で見られなかった PNA パターンが非常に卓越しており、同時に有意ではないが EU パターンのような波列が見られる。この EU パターンの波列の一部をなす作用中心が極東域上に位置して、それが極東域における非典型な影響を及ぼす。これらの結果は Takaya and Nakamura（2013）の結果に矛盾しない。さらに、ここで注目すべきは、事例数の多い典型事例では PNA パターンが見られず、事例数の少ない非典型事例で PNA パターンが卓越していることである。

太平洋上のロスビー波の伝播を波の活動度フラックス（Takaya and Nakamura, 2001）と渦度生成源の解析（Sardeshmukh and Hoskins, 1988）を用いて解析した。典型事例では対流圏上層太平洋上の発散風の偏差が弱く、中緯度における渦度生成源は弱い。しかし、非典型事例では中央太平洋からの発散風の偏差はアリューシャンで収束しており、それは正の渦度生成に寄与している。その渦度生成と釣り合うように惑星渦度の移流あるが、これは PNA（Pacific/North Ameriacn）パターンの一部をなすアリューシャンの高度偏差の位置と整合的である。

さらに、典型事例と非典型事例の太平洋熱帯域の海面水温偏差や気温偏差にも違いが見られた。典型事例では東部太平洋赤道域に加え、西太平洋熱帯域にも有意な海面水温の偏

差が存在し, その偏差に整合的な、Wang et al.（2000）で指摘されたフィリピン海上の対流圏下層の高度偏差が見られる。その高度偏差によって極東域に El Niño 時には対流圏下層で南風成分、La Niña 時には北風成分が卓越する。一方で、非典型事例ではアリューシャン域の高度場偏差が強く、フィリピン海上の高度場偏差も弱いため極東域への影響も弱い。したがって、西太平洋熱帯域の海面水温の変動に伴う高気圧性偏差の発達の程度が、極東域の天候への影響に重要であることを示唆している。

最後に季節内変動に注目するため、全事例による月ごとの解析を行い、12 月と 2 月の比較を行った。その結果、上記の解析結果とよく似ている部分があることがわかった。まず 12 月は典型事例によく似ており、極東域上に dipole パターンが卓越しているが、PNA パターンはあまり明瞭でない。しかし、2 月になると dipole パターンが衰退し、PNA パターンが卓越するようになる。そのため、12 月における対流圏下層の気温偏差は典型事例のそれと似ているが、2 月になるとその傾向が弱くなり中立に近づくことがわかった。

目 次

1 序論 **1**

1.1 ENSO（El Niño/Southern Oscillation, El Niño· 南方振動）とその影響 . . 1

1.1.1 熱帯海面水温分布 1

1.1.2 西太平洋熱帯域から極東域への影響 2

1.1.3 熱帯定常熱源に対する大気の応答のモデル解 3

1.1.4 ENSO 時の天候 4

1.2 テレコネクション 5

1.2.1 中高緯度内のテレコネクションパターン 5

1.2.2 冬季極東域の寒暖とテレコネクション 6

1.3 本研究の目的 7

2 使用データと解析方法 **21**

2.1 データセット 21

2.2 解析方法 21

2.2.1 季節平均での暖冬事例と寒冬事例の違いの解析方法 21

2.2.2 季節内変動の解析方法 22

2.2.3 波の活動度フラックスの解析 24

2.2.4 渦度源の解析 25

3 結果 **26**

3.1 ENSO を極東域の暖冬事例と寒冬事例に分けた解析 26

3.1.1 熱帯海面水温偏差の分布の違い 26

3.1.2 暖冬事例と寒冬事例における降水量と収束 · 発散の変化 30

3.1.3 典型事例における気温場と高度場 30

3.1.4 非典型事例における気温場と高度場 38

3.1.5 波の活動度フラックス 39

3.1.6 渦度源の解析 40

3.1.7 まとめ 41

3.2 季節内変動の解析 42

3.2.1 12 月の熱帯海面水温偏差の分布の違い 42

3.2.2 12 月における降水量と収束 · 発散の変化 43

3.2.3 12 月の気温場と高度場の解析 44

3.2.4 12 月の波の活動度 44

3.2.5 12 月における渦度源の解析 44

3.2.6 2 月の熱帯海面水温偏差の分布の違い 56

3.2.7 2 月における降水量と収束 · 発散の変化 56

3.2.8 2 月の気温場と高度場 56

3.2.9　2 月における波の活動度 61
3.2.10 2 月における渦度源の解析 61
3.2.11 まとめ 62
3.3 2015/16 年の事例解析 63

4 結論 **67**

図 目 次

1.1 熱帯の高度分布と海面水温分布 2
1.2 南方振動指数 3
1.3 ENSO 時の海面水温分布と風の偏差 9
1.4 1982/83 年 El Niño 時の SST と風の偏差の時系列図 10
1.5 ENSO 時のフィリピン海上の SLP と NINO.3.4 の SST の偏差の時系列図 . 11
1.6 熱帯の赤道対称な熱源に対する大気の応答の定常解 12
1.7 線状熱源に対する応答 12
1.8 SOI と気温場の関係 13
1.9 El Niño と降水量の関係 14
1.10 ENSO 時の日本の天候 15
1.11 500hPa に見られる PNA パターンの波列 16
1.12 500hPa に見られる WP パターンの波列 16
1.13 500hPa に見られる EU パターンの波列 17
1.14 冬季極東域の寒暖と WP-like パターン 18
1.15 冬季極東域の寒暖と EU-like パターン 19
1.16 1977 年 2 月 16 日 1200UTC の天気図 20
2.1 エルニーニョ監視海域（NINO.3）におけるインデックスの時系列図 23
3.1 NINO.3 インデックスと極東域における季節平均の気温偏差との関係 . . . 27
3.2 El Niño 時と La Niña 時の全事例での熱帯域の海面水温と風の偏差の合成図 28
3.3 全事例の合成図（El Niño、La Niña） 29
3.4 典型事例における熱帯域の海面水温と風の偏差の合成図 31
3.5 非典型事例における熱帯域の海面水温と風の偏差の合成図 32
3.6 典型事例の降水量と収束 · 発散の合成図 33
3.7 非典型事例の降水量と収束 · 発散の合成図 35
3.8 典型事例の合成図（El Niño） 36
3.9 典型事例の合成図（La Niña） 37
3.10 非典型事例の合成図（El Niño） 38
3.11 非典型事例の合成図（La Niña） 39
3.12 典型事例の波の活動度と流線関数の偏差の合成図 40
3.13 非典型事例の波の活動度と流線関数の合成図 41
3.14 典型事例における発散風と渦度の偏差 46
3.15 非典型事例における発散風と渦度の偏差 47
3.16 月ごとの極東域の気温偏差と NINO.3 インデックスの関係 48
3.17 12 月の熱帯域の海面水温と循環偏差 50
3.18 12 月の降水量と収束 · 発散の合成図 51
3.19 12 月の気温場と高度場の合成図（El Niño） 52

3.20 12 月の気温場と高度場の合成図（La Niña） 53
3.21 12 月の波の活動度 54
3.22 12 月における発散風と渦度の偏差 55
3.23 2 月の熱帯域の海面水温と風の偏差 57
3.24 2 月の降水量と収束 · 発散の合成図 58
3.25 2 月の気温場と高度場の合成図（El Niño） 59
3.26 2 月の気温場と高度場の合成図（La Niña） 60
3.27 2 月の波の活動度 61
3.28 2 月における発散風と渦度の偏差 64
3.29 2015/16 年の El Niño の気温場と高度場の偏差 65
3.30 2015/16 年の El Niño における太平洋熱帯域の海面水温と風の偏差 66

表 目 次

2.1 データセット 21
3.1 極東域での暖冬事例と寒冬事例の分類結果 26
3.2 極東域における月ごとの暖冬事例と寒冬事例の分類結果 43

1 序論

1.1 ENSO（El Niño/Southern Oscillation, El Niño· 南方振動）とその影響

1.1.1 熱帯海面水温分布

ここでは、太平洋赤道域の海面水温（Sea Surface Temperature, SST）と ENSO 時の海面水温の変動について整理しておく。コリオリ力を無視できるスケールでは、風が吹いているとき海水は風下側へ流されるが、大規模場で考えるとコリオリ力の影響を受けて、北半球では風向きに対し右側 45 °に海水が流される。これをエクマン流という。さらに、そのエクマン流がその下にある海水を摩擦で引きずることにより、下にある海水もコリオリ力の影響を受け右側に流される。これを繰り返してできる螺旋をエクマン螺旋という。これにより、北半球では地衡風に対し右側への海水の輸送が行われる。この輸送をエクマン輸送という。南半球ではコリオリ力が反対向きであるため、そのエクマン流とエクマン輸送は反対向きである。

上記のエクマン輸送によって、大気下層で東風が卓越する赤道付近では赤道から極向きの輸送が行われるため、表層の海水を補充するために、より深いところの冷たい海水が表層に上昇してくる。これを赤道湧昇という。またアメリカ大陸西岸では、太平洋高気圧の影響により北風が卓越していることと大陸の存在により、西向きのエクマン輸送に伴って海岸沿いで湧昇が起きている。この湧昇を沿岸湧昇という。これらの湧昇により、SST は太平洋赤道域の西側が高く、東側が低い分布になる。その様子を図 1.1 に示す。図 1.1 を見ると、赤道域では貿易風が見られ、SST の高温域は西太平洋にピークがあり、東に行くにつれて低下するという分布をしている。

次に、南方振動とはタヒチ（17°S, 149°E）とオーストラリアのダーウィン（12°S, 130°E）の海面気圧（Sea Level Pressure, SLP）がシーソーのように連動しながら振動する現象である。これは熱帯の対流活動が活発な領域が東西に移動することによって海面気圧が振動する。この対流活動の移動は貿易風の強弱によってもたらされ、貿易風が強いときはダーウィンよりで、弱いときはタヒチよりになる。そのため南方振動は貿易風の強弱に関係しているテレコネクションの一種である。また南方振動は El NIño や La Niña と別々に議論されていたが、El NIño や La Niña と連動して起きるため（Bjerknes, 1969）、El Niño· 南方振動（El Niño/Southern Oscillation, ENSO）と呼ばれる。この南方振動の度合いを表す南方振動指数（Southern Oscillation Index, SOI）は次のように定義される。

$$\mathrm{SOI} = \frac{\left(\dfrac{P-\bar{P}}{\sigma}\right)_{\mathrm{Tahiti}} - \left(\dfrac{P-\bar{P}}{\sigma}\right)_{\mathrm{Darwin}}}{\sigma\left[\left(\dfrac{P-\bar{P}}{\sigma}\right)_{\mathrm{Tahiti}} - \left(\dfrac{P-\bar{P}}{\sigma}\right)_{\mathrm{Darwin}}\right]}$$

ここで、P は添字の地点における SLP、$\bar{P}$ は添字の地点における平均 SLP、σ は標準偏差である。上式のように、SOI はタヒチとダーウィンの SLP を規格化した差で表現され、

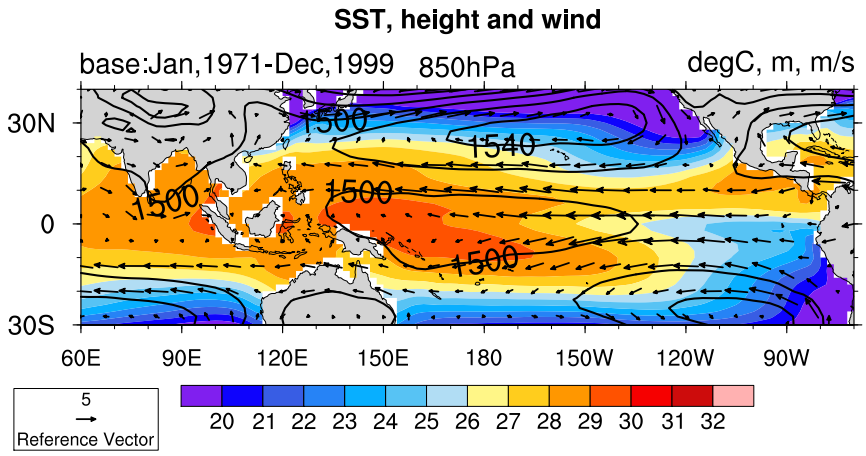


図 1.1: 熱帯の高度分布と海面水温分布
太平洋熱帯域の高度分布と海面水温分布を示す。カラーは SST、コンタートベクトルは 850hPa 面の高度（m）と風（m/s）をそれぞれ示す。気候値として 1971 年 1 月 ~1999 年 12 月の平均値を用いた。

SOI が負のときは El Niño、正のときは La Niña の傾向がある。この SOI の変動を図 1.2 に示す。SOI は振動しており、数年に一度の周期で大きな値を示すことがわかる。

次に図 1.3 を用いて、ENSO 時の SST 偏差とその形成メカニズムについて簡単に述べる。El Niño 時には、貿易風が弱くなる。そのため、西向きの風応力が弱くなり暖かい表層の海水の西向きの輸送と極向きのエクマン輸送が弱くなる。それに伴い赤道湧昇も弱くなるため、西太平洋のフィリピン海付近では SST の偏差は負、東太平洋赤道域で正となり、赤道域の SST の東西傾度が小さくなる。一方で、La Niña 時には貿易風が強くなることで、風応力が強くなり暖水がより西側へ運ばれる。また湧昇も強くなるので、赤道に沿ったより広い範囲で冷たい海水の表層への上昇が見られるようになる。したがって、西太平洋のフィリピン海付近では SST の偏差は正、東太平洋赤道域で負となり、赤道域の SST の東西傾度が大きくなる。

1.1.2 西太平洋熱帯域から極東域への影響

ENSO の定義には様々なものが存在するが、おおよそ東太平洋赤道域の SST 偏差で定義されている。それゆえ、ENSO 時には東太平洋赤道域の海面水温偏差の変動に注目しがちであるが、そのとき同時に起こる西太平洋赤道域の SST の変動に伴う大気の応答が極

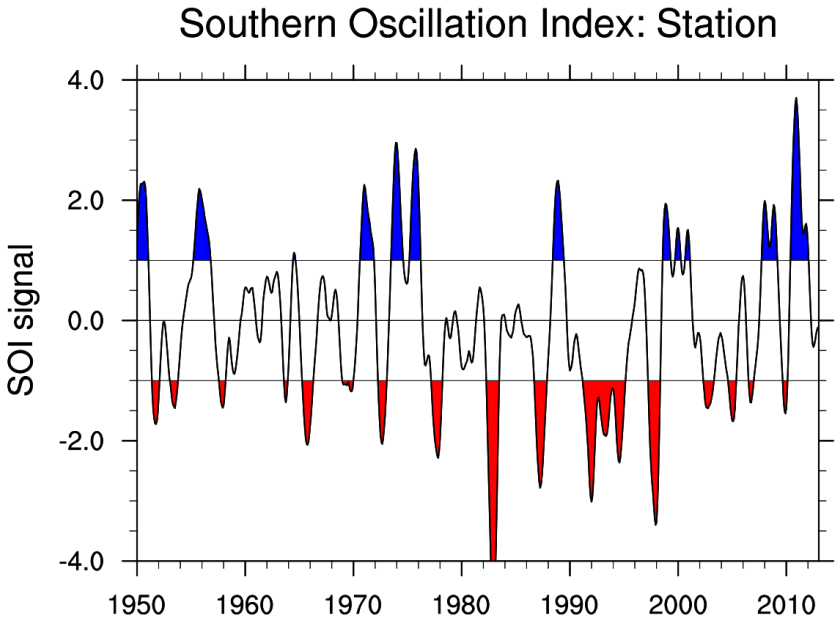


図 1.2: 南方振動指数
The Climate Prediction Center から得たタヒチとダーウィンの SLP データから求めた 1950 年から 2012 年までの SOI を示す。1σ を超える部分に色をつけている。

東域の天候に影響を及ぼすことが指摘されている。ここでは Wang et al.（2000）に基づいて、どのようにして ENSO が極東域への影響を与えるかについて述べる。ENSO 時には東太平洋赤道域の SST 偏差の振幅が顕著であるため、その領域に注目しがちであるが、図 1.3 でも見られるフィリピン海（10°–20°N,120°–150°E）の海面水温偏差とその大気の応答に注目する。El Niño 時にフィリピン海の SST が低下するのに伴って、同じ領域の SLP 偏差が秋から冬にかけて低気圧性偏差から高気圧性偏差に変わり、それが春まで持続することを 1982/83 の ENSO 事例で発見した。このフィリピン海の SLP 偏差が極東域への南風を卓越させることで、極東域の天候に影響を及ぼすことを示した（図 1.4）。このような偏差の時間発展は 82/83 年の事例だけで現れた特別なものではない。フィリピン海の SLP 偏差は秋から冬にかけて El Niño 時には負から正に、La Niña 時には正から負に変化する。その一方で、NINO.3.4（5°N–5°S, 170°W–120°W）の SST 偏差は El Niño 時、La Niña 時ともに 12 月付近でピークを迎え、その後中立に向かっていく（図 1.5）。

1.1.3 熱帯定常熱源に対する大気の応答のモデル解

熱帯の熱源に対する大気の応答の定常解はすでに求められている（図 1.6）。ここでは、Gill（1980）に基づいて熱帯のガウス型の熱源に対する大気の応答について議論する。

Gill（1980）では Matusno（1966）でも用いられた浅水方程式系で次の仮定のもとで大気の応答の定常解を求めた。まず、モデルは 1 層であるが、傾圧第一モードを仮定し、下端と上端で気圧と水平風が正反対となるように cos 型で与え、鉛直風と加熱率は層の中心で最大となるように sin 型で与える。また、大気は初期状態で静止していると仮定する。図 1.6 は松野–Gill パターンとして知られ、実際に熱帯大気の応答としてよく似たパターンが現れる。まずこの図を見ると、熱源の近くでは上昇流が見られ、西側では熱源に向かう低気圧性循環による西風、東側では熱源に向かう東風が吹いている。しかしながら、赤道から離れた位置では熱源には向かわない。この上昇流は渦管を下端で伸ばし絶対渦度が減少する。そのため、背景場と同じ渦度となる緯度に移動しなければならない。したがって、この加熱は極向きの流れを下端で引き起こし、上端では赤道向きの流れとなるハドレー循環を引き起こす。この渦管の伸縮と惑星渦度の釣り合いをスヴェルドラップ平衡（Sverdrup Balance）という。東西方向の流れとして熱源のある位置で上昇流が見られ、その北西と南西に下降流が見られるウォーカー循環が形成されている。以上の西側の応答は西側に伝播するロスビー波によるもので、東側の応答は東側に伝播するケルビン波によるものである。ロスビー波の位相速度はケルビン波の 1/3 程度なので、東側に伸びた分布となっている。東西方向に非一様な分布であるのは、このロスビー波とケルビン波の位相速度の差によるものである。

ここで、現実の大気と上記の応答と比較する。1.1.2 節で紹介したように、El Niño 時の秋から冬にフィリピン海の SST 偏差が負になる。図 1.4 を見ると、フィリピン海の負の SST 偏差の北西で高気圧性回転をしている風の偏差が見られる。これは負の熱源を与えられた Gill 応答による大気の応答だと考えられる。

しかしながら、この定常解は熱源を局所的に与えているため、El Niño のような東西方向に広がりのある熱源の場合のパターンとは正確には異なる。東西方向に広がりのある熱源を与えた場合は次のような定常解を得る（図 1.7）。

1.1.4 ENSO 時の天候

日本では一般に、El Niño 時には暖冬、La Niña 時には寒冬傾向があると言われている。ここでは、そのような ENSO に伴う全球規模の気温場への影響を Halpert and Ropelewski（1992）、降水量への影響を Ropelewski and Halpert（1987）に基づいて議論する。また、日本については気象庁の資料も用いて議論する。

Halpert and Ropelewski（1992）では南方振動に伴う地表面気温のパターンについても述べた。SOI に基づいて上位、下位それぞれ 25%までを抽出し、コンポジットを行った。その結果を図 1.8 に示す。この図を見ると、日本は El Niño 時には 11 月から 5 月にかけて暖かく、La Niña 時には 10 月から 2 月にかけて寒くなっている。

次に、Ropelewski and Halpert（1987）は ENSO に伴う降水量の変動のパターンについて述べた。1875 年から 1983 年に発生した 25 事例の ENSO を用いて降水の偏差を調査した結果を図 1.9 に示す。この図を見ると、降水量の変動が顕著に現れる領域は熱帯に限ら

れており、極東域には存在しない。

最後に、日本の天候について述べる。図 1.10 を見ると、El Niño 時の気温場は北日本を除いて暖冬傾向となる。特に、東日本は統計的に有意な結果となっている。北日本に関しては寒冬傾向となる。降水量は日本の北東地域では少雨傾向、南西地域では多雨傾向にある。しかし、統計的に有意ではない。La Niña 時の気温場は日本全体で寒冬傾向となるが、どの地域も統計的に有意ではない。また、どの地域でもやや少雨傾向にあるが、これも統計的に有意ではない。

1.2 テレコネクション

1.2.1 中高緯度内のテレコネクションパターン

El Niño や La Niña に伴いよく現れるテレコネクションパターンを紹介する。テレコネクションとは遠く離れた 2 地点の気圧などに相関関係がある大気現象である。様々なテレコネクションパターンが多くの研究者によって指摘されているが、ここでは Wallace and Gutzler（1981）に基づいて議論する。この論文は様々なテレコネクションパターンを統計的手法によって包括的に議論したもので、テレコネクションを議論する際の標準的な文献の 1 つになっている。

ENSO 時の大気循環場への影響は熱帯の対流活動を通して世界各地で現れることが知られている。その中でも特に中高緯度域の北太平洋東部から大西洋西部にかけて顕著な大気循環偏差を伴うことが知られている（Pacific/North American pattern, PNA）。PNA パターンは北太平洋から北米大陸を通って北大西洋西部まで続く高度場偏差の正と負の領域が並ぶテレコネクションパターンである（図 1.11）。PNA パターンは北太平洋中緯度の作用中心から北米、カリブ海にかけて現れる高度場偏差の波列のように見える。この波列は停滞性ロスビー波の伝播であると解釈出来る。また図の例では西の方から負正負と並んでいるが、極性を逆にした正負正のパターンも PNA パターンという（Reverse PNA と呼ばれることもある）。

Wallace and Gutzler（1981）では PNA パターンは 4 つの作用中心で構成されるとしている。4 つの作用中心の地点はハワイ付近 (20°N,160°W)、北太平洋 (45°N,165°W)、カナダのアルバータ (55°N,115°W)、アメリカのガルフ海岸 (30°N,85°W) である。PNA 指数は 500hPa 面の 15 年間の平均値と標準偏差に基づいた規格化偏差を z^* として

$$\begin{aligned}\mathrm{PNA} = \frac{1}{4}\{&z^*(20°\mathrm{N}, 160°\mathrm{W}) - z^*(45°\mathrm{N}, 165°\mathrm{W}) \\ &+ z^*(55°\mathrm{N}, 115°\mathrm{W}) - z^*(30°\mathrm{N}, 85°\mathrm{W})\}\end{aligned}$$

で定義した。PNA 指数が正のとき、アリューシャン低気圧が強い。一方で PNA 指数が負のとき、アリューシャン低気圧が弱くなる。またアリューシャン低気圧が強く (弱く) なればアイスランド低気圧が弱く (強く) なるという関係がある（Honda and Nakamura, 2001）。

Western Pacific （WP）パターンは北西太平洋に現れる、北緯 45 °あたりに高度場偏差の節を持つ南北双極子状の大気循環のパターンである。日本の東側が正、その北側で負の場合の WP パターンを図 1.12 に示す。Wallace and Gutzler(1981) では、2 つの中心で構成されるとしている。その中心の地点は (60°N,155°E)、(30°N,155°E) である。WP 指数は

$$\mathrm{WP} = \frac{1}{2}\{z^*(60°\mathrm{N}, 155°\mathrm{E}) - z^*(30°\mathrm{N}, 155°\mathrm{E})\}$$

で定義される。

最後に Eurasian（EU）パターンはユーラシア大陸上でのテレコネクションパターンであり、ユーラシア大陸上を横断するように高度場偏差の列が続く。その様子を図 1.13 に示す。この場合はポーランド付近が負、シベリア付近が正、日本上が負の場合である。Wallace and Gutzler(1981) では、3 つの中心で構成されるとしている。その中心の地点はスカンディナヴィアやポーランド付近 (55°N,20°W)、シベリア (55°N,75°W)、日本 (40°N,145°W) である。EU 指数は

$$\mathrm{EU} = -\frac{1}{4}z^*(55°\mathrm{N}, 20°\mathrm{W}) + \frac{1}{2}z^*(55°\mathrm{N}, 75°\mathrm{W}) - \frac{1}{4}z^*(40°\mathrm{N}, 145°\mathrm{W})$$

で定義される。このようなテレコネクションパターン、特に WP パターンや EU パターンは極東域上に波列が位置しているため、偏西風の蛇行やモンスーンの強弱により極東域の天候に影響を与える。

1.2.2 冬季極東域の寒暖とテレコネクション

節 1.2.1 で紹介したテレコネクションパターンは 500hPa 面の高度場偏差で定義されている。一方で、大陸上と海洋上の気温差によって形成されるモンスーンは対流圏下層の大気の流れである。この対流圏中層から上層の高度場偏差であるテレコネクションパターンと対流圏下層のモンスーンには、一見関係がないように思えるかもしれない。しかしながら、Takaya and Nakamura（2013）で両者が密接に関係していることが指摘されている。そこで、本節では冬季東アジアモンスーンとテレコネクションパターンの関係について Takaya and Nakamura（2013）に基づいて述べる。

Takaya and Nakamura（2013）は、冬季極東モンスーンの年々変動に伴って対流圏上層には 2 つの典型的な大気循環変動のパターンがある事を示した。1 つ目は、極東から北西太平洋の中高緯度域にかけて大きく偏西風が変動するパターンで、その様子を図 1.14 に示す。

図 1.14(a) 及び (b) に示されている極東付近の上層の高度場偏差の分布を見ると、節 1.2.1 で紹介した WP パターンの南北双極子の作用中心が共にやや北西に移動したもののように見える。Takaya and Nakamura（2013）では、WP パターンに極めて良く似たこの分布を WP-like パターンと呼んでいる。さらに図 1.14(c) を見ると、対流圏下層の気温場では、高緯度東シベリアやオホーツク海域には強い高温偏差、日本を含む極東中緯度域には強い低

温偏差が観測される。この低温偏差は、冬季モンスーンの強化を意味している。ここで、図 1.14(c) に対応する対流圏上層の高度場偏差図 1.14(a) と併せて考えると、上層の高度場偏差が日本の北方で正、南方で負となるような南北双極子状の分布のとき、冬季東アジアモンスーンが強化されているという事が分かる。また、図 1.14(b) のように、上層の高度場偏差の分布が図 1.14(a) と逆になるならば、冬季東アジアモンスーンは弱化しているという事になる（図 1.14(d)）。このように、対流圏上層の高度場偏差（すなわち偏西風の蛇行）は、対流圏下層の極東冬季モンスーン活動に大きな影響を与えている事が分かる。

次に冬季東アジアモンスーンに大きな影響を与える高度場偏差パターンの 2 つ目として、EU パターンに極めて似た分布が挙げられる事を示し、これを EU-like パターンと名付けた。例えば、図 1.15(a) のように EU-like パターンに伴って中央シベリアに強い高気圧性の高度場偏差が現れるとき、極東中緯度の対流圏下層の気温偏差分布（図 1.15(c)）は、冬季東アジアモンスーンが強化されている事を示している。一方、高度場偏差の極性が逆、すなわち中央シベリアの高度場偏差が低気圧性のとき（図 1.15(b)）には冬季モンスーンは弱化している（図 (1.15(d)）。このように、EU-like パターンに伴うユーラシア大陸上の上層偏西風の蛇行も、対流圏下層の冬季モンスーンの活動に大きな影響を及ぼしている。

以上のように、対流圏下層の冬季東アジアモンスーン活動は、対流圏上層の偏西風の蛇行、すなわちテレコネクションパターンと密接に関係している。

1.3 本研究の目的

本研究の目的は El Niño· 南方振動と冬季極東域の寒暖との関係を明らかにすることである。これまでの節で述べたように、ENSO は異常気象の原因の 1 つである。ENSO は大気と海洋の相互作用により熱帯太平洋全域に引き起こされる、発生から収束するまで 1∼2 年程度の海面水温（sea surface temperature, SST）の変動現象である。また、ENSO と中高緯度の大気に関連して、熱帯域と中高緯度域の大気場が関連しあうテレコネクションパターンが存在することが知られている。テレコネクションを通して冬季の ENSO と極東域の天候には、おおよそ El Niño 時に暖冬、La Niña 時に寒冬になる傾向があることが知られているが、その傾向は全事例でその傾向に当てはまるわけではない。節 2 の解析方法でも述べるが、全事例のうち、上記の典型的な影響は 70%程度、非典型な影響は 30%程度となっている。非典型な事例としては、例えば、1977 年は El Niño であったが月平均でも季節平均でも大寒冬となった事例である。この事例では 2 月 17 日午前 0 時 35 分 ∼0 時 40 分には沖縄県久米島で当時観測史上初の霙（みぞれ）が観測されている。これは降雪か観測された国内最南端地点である。その直前のアジア太平洋地上天気図と 500hPa 面北半球高層天気図を図 1.16 に示す。このとき、地上ではいわゆる西高東低の冬型の気圧配置となっており、日本に向かって強い北風が吹いている。500hPa 面では寒冷の中心が日本海上に位置しており、寒気が南に下りてきていることがわかる。また、1989 年は La Niña であったが大暖冬となった事例で、降雪量が非常に少なかった。これらのような事例が 30%程度もあるにもかかわらず、上記の傾向に当てはまる典型事例と当てはまらない非典型事例に区

別したENSOと大気の応答の違いについてはあまり研究されていない。それゆえ、本研究ではENSO時における典型事例と非典型事例の違いと特徴について、熱帯海面水温偏差の分布と冬季北半球の対流圏上層の大気循環偏差との関係に注目し調査を行う。

また、おおよそEl Niño時には暖冬、La Niña時には寒冬という傾向があるため、ENSOは季節予報の重要な指標となっている。ところが1977年のEl Niño現象では暖冬ではなく寒冬であり、1983年の冬では初冬から晩冬にかけて暖冬から寒冬に変化している。それにもかかわらず、これまでの研究ではENSOによる季節内変動が見過ごされてきた。というのも、中緯度の大気の変動は月ごとでは海洋の影響が小さい大気の内部変動の成分が大きく、季節平均（3ヶ月）では海洋の影響を受けた大気応答の成分が重要である考えられる。そのため、冬季における月ごとの特徴や時間変化に注目した研究はほとんどなく、未解明の課題として残されている。しかしながら、Wang et al.（2000）で指摘されたように、東太平洋赤道域のSSTとフィリピン海のSLPは初冬から晩冬にかけて変動し、極東域への天候に影響を及ぼしている。それゆえ、12~2月の3ヶ月平均だけでなく、季節内変動を調査するために冬の3ヶ月の各月の循環偏差にも注目する。

最後に、2015/16年のEl Niñoについて事例解析を行った。この事例はNINOインデックスの最大値は97/98年に次ぐ過去3番目の大きさであり、持続した季節は8季節で最も長いEl Niñoであった。コンポジットで得られた結果と個別の事例の比較は、コンポジットで得られた結果がある一つの事例の影響を強く受けているのか、ほとんどの事例で現れる影響なのか確認するために重要である。その中でも最も最近発生した強い事例であったため、この事例について紹介する。

本論文の構成は次の通りである。第2章では、本研究で用いたデータセット及び、解析方法について述べる。第3章では、ENSOを極東域の寒暖で分類し解析した結果、季節内変動の解析結果及び、2015/16年のEl Niñoの事例解析の結果を示す。第4章では、それらの結果から本研究の結論を述べる。

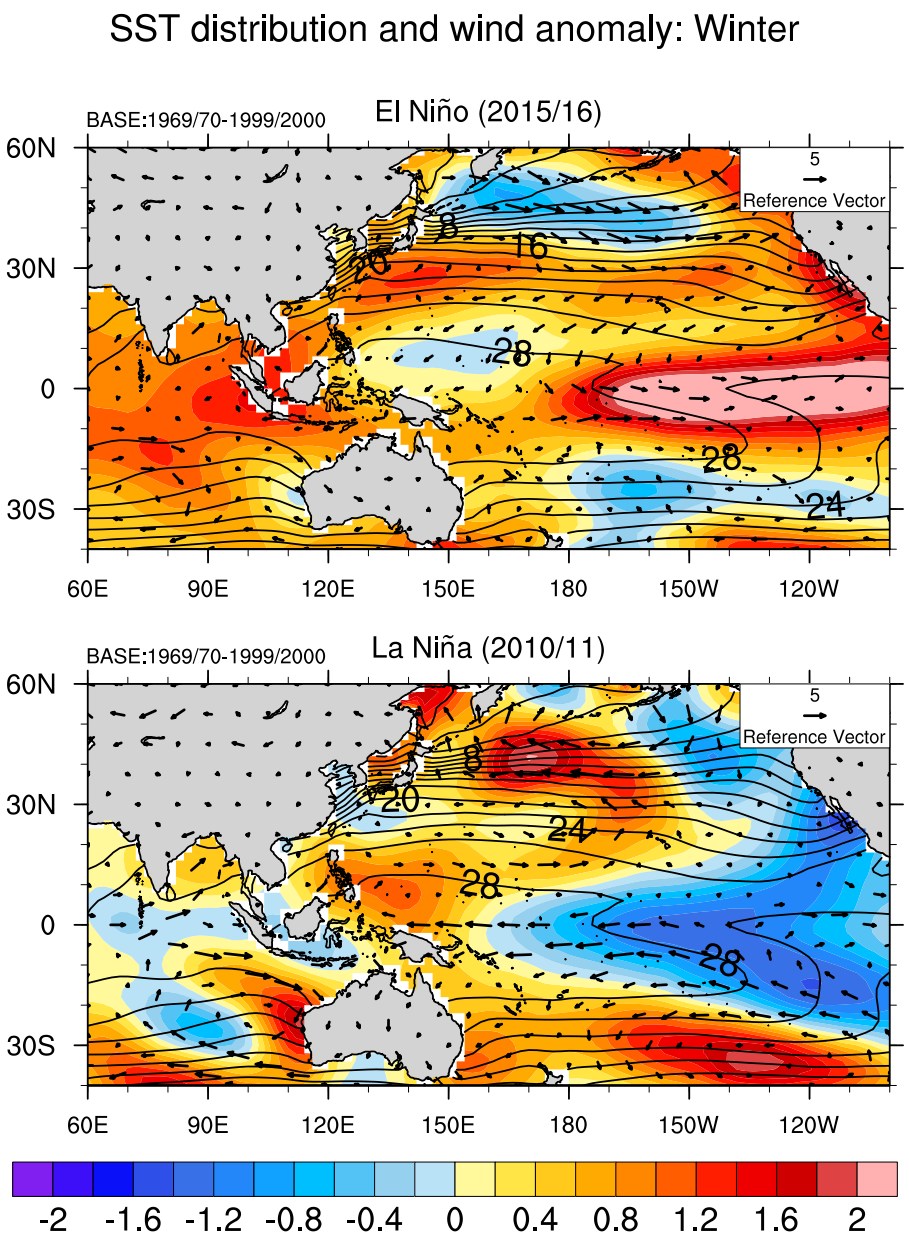


図 1.3: ENSO 時の海面水温分布と風の偏差
太平洋熱帯域の海面水温分布を示す。上段、下段のカラーはそれぞれ 2015/16 年冬の El Niño 時、2010/11 年冬の La Niña 時の海面水温偏差、ベクトルは風の偏差、コンターは海面水温の気候値（1969/70~1999/2000 年）を示す。

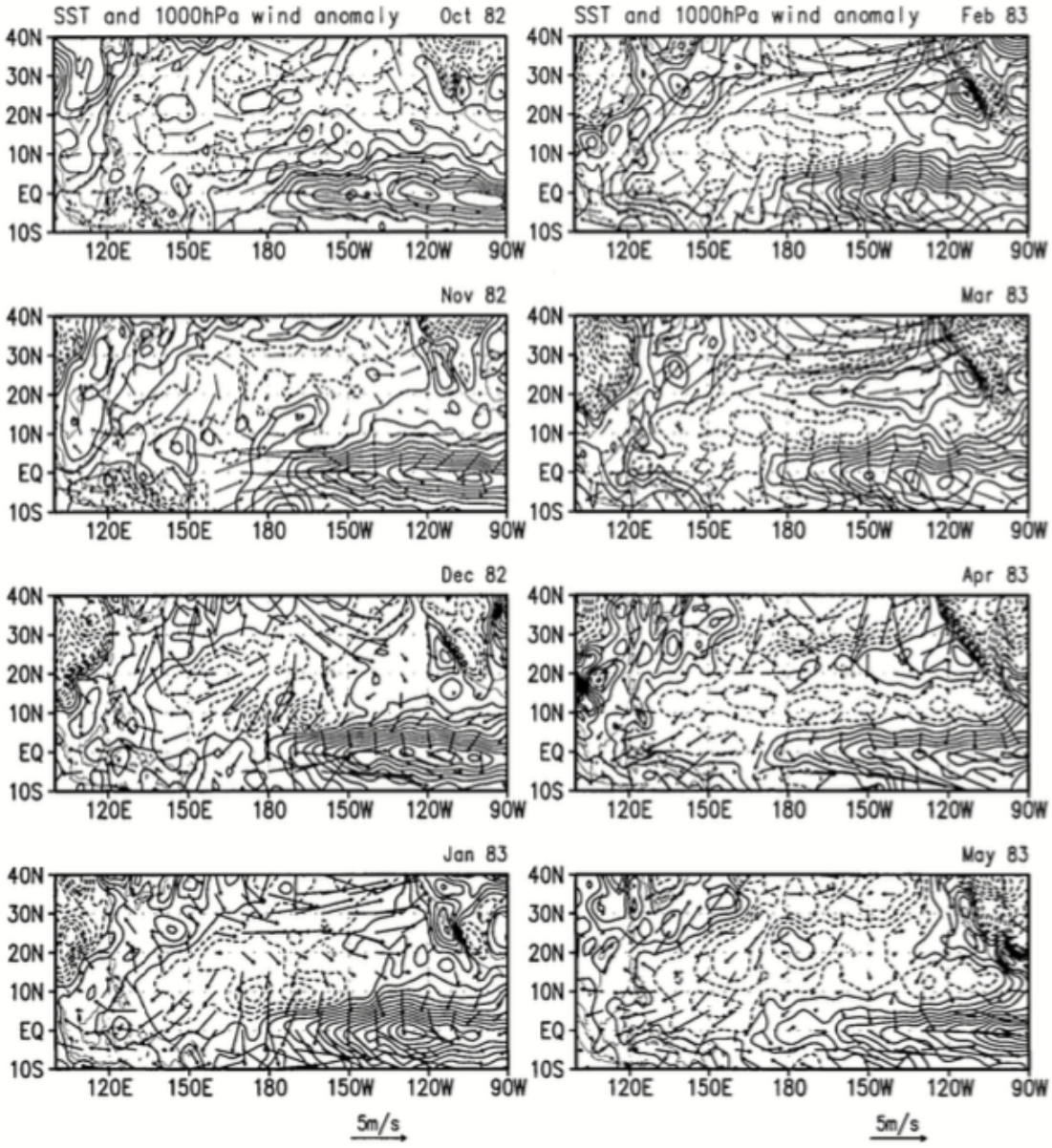


図 1.4: 1982/83 年 El Niño 時の SST と風の偏差の時系列図
1982 年 10 月から 1983 年 5 月までの月ごとの様子を示す。コンターが SST 偏差（K）、ベクトルが 1000hPa 面の風の偏差（m/s）を示す。Wnag et al.（2000）Fig.8

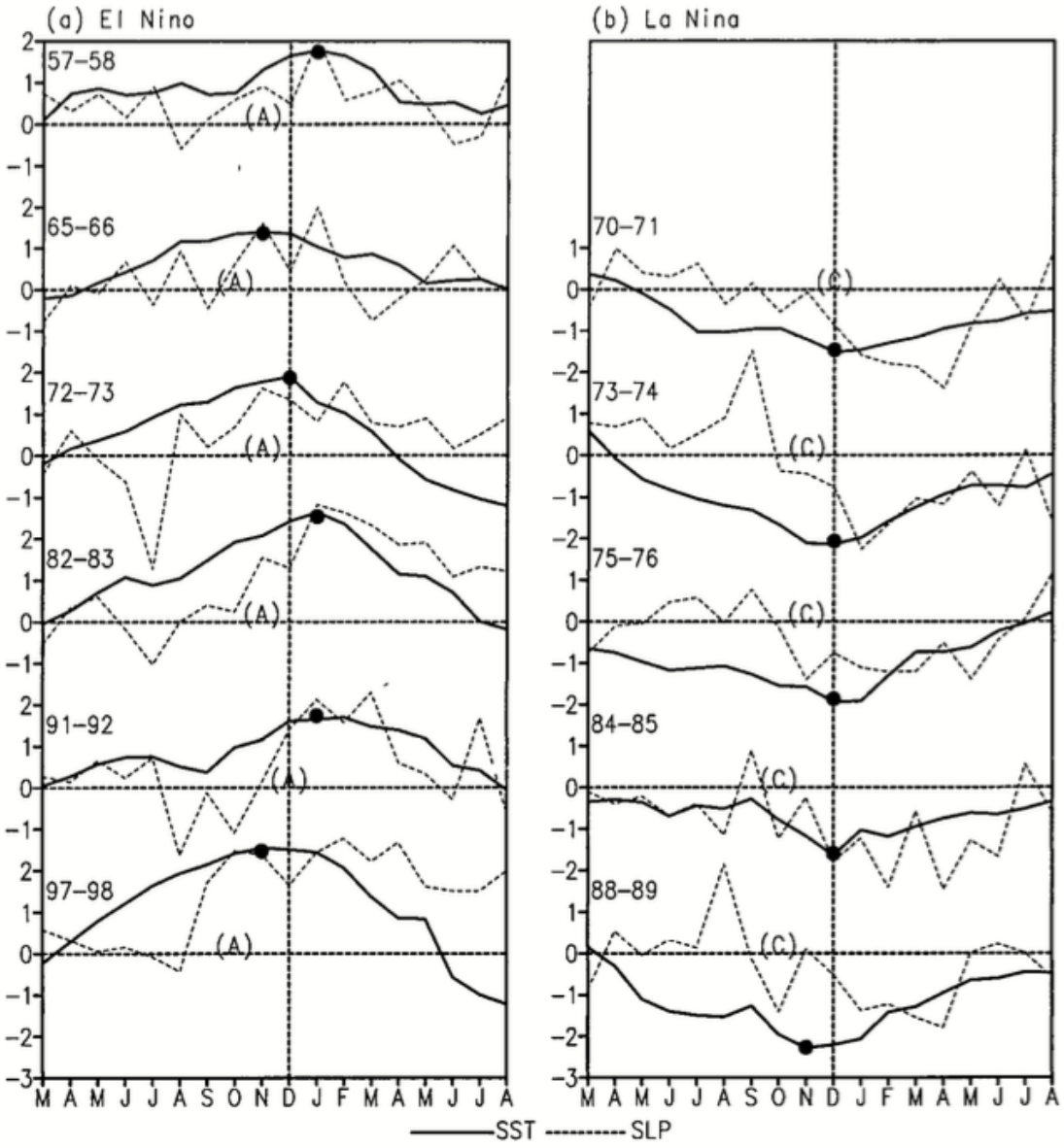


図 1.5: ENSO 時のフィリピン海上の SLP と NINO.3.4 の SST の偏差の時系列図
(a) が El Niño 時、(b) が La Niña 時の各事例の SLP と SST の変動の時系列を示す。実線が NINO.3.4 の SST 偏差（K）、破線がフィリピン海上（10°–20°N,120°–150°E）の SLP 偏差（hPa）を示す。Wang et al.（2000）Fig.9

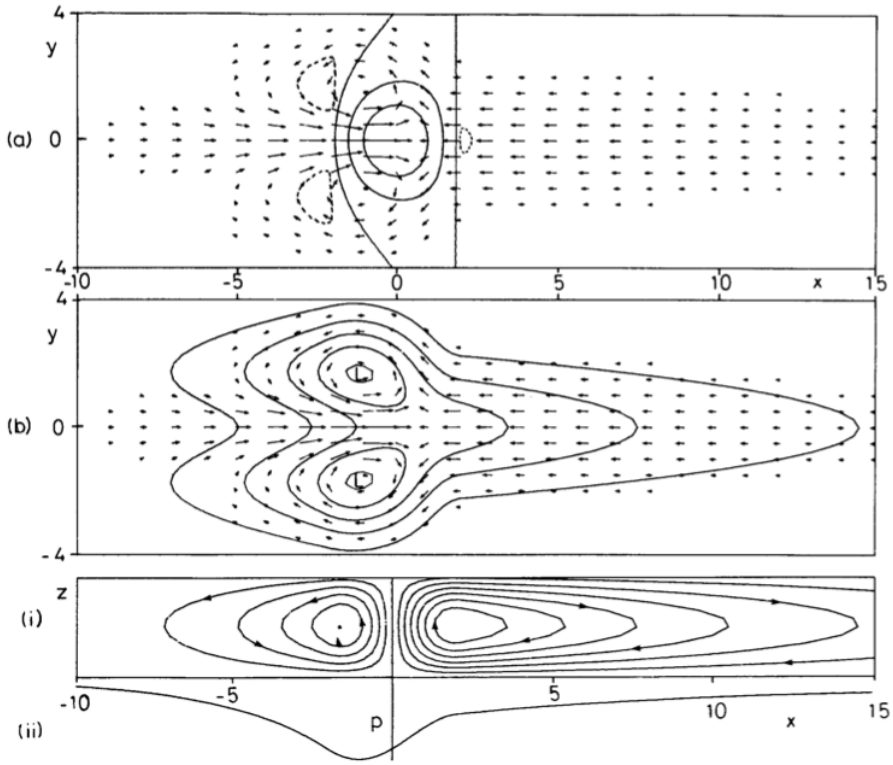


図 1.6: 熱帯の赤道対称な熱源に対する大気の応答の定常解
上段は上昇流（コンター）と風（ベクトル）を示す。中段は気圧（コンター）と風（ベクトル）を示す。下段の上は南北平均した流れの鉛直断面図、下は気圧を示す。Gill（1980）Fig. 1

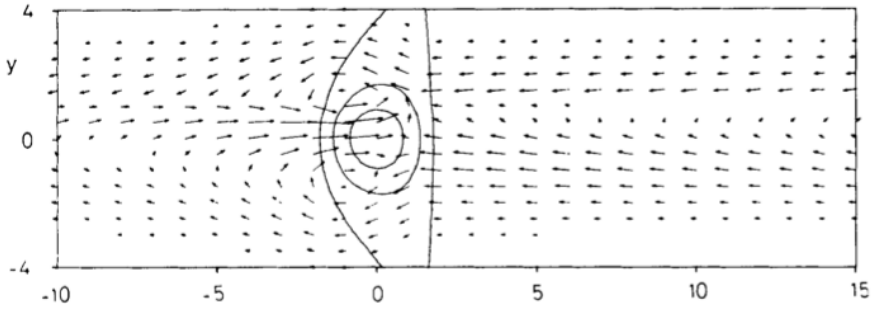


図 1.7: 図 1.6 と同様、ただし熱源は $y = 1$ に線状熱源として与えられている。
コンターは上昇流、ベクトルは風を表す。Gill（1980）Fig. 5

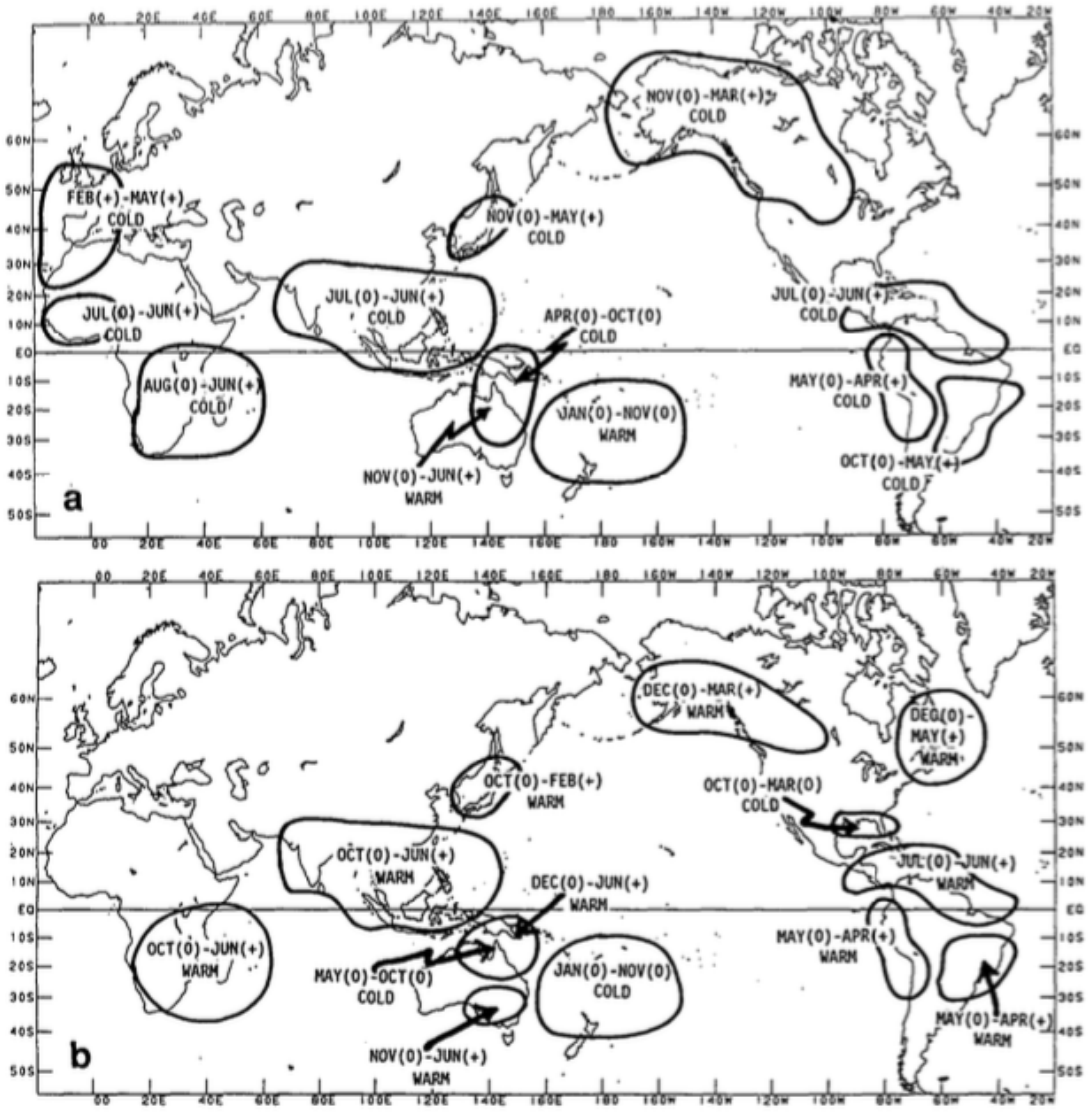


図 1.8: SOI と気温場の関係
(a) は SOI が正のとき、(b) は SOI が負のときの気温場を示す。Halpert and Ropelewski（1992）Fig.13

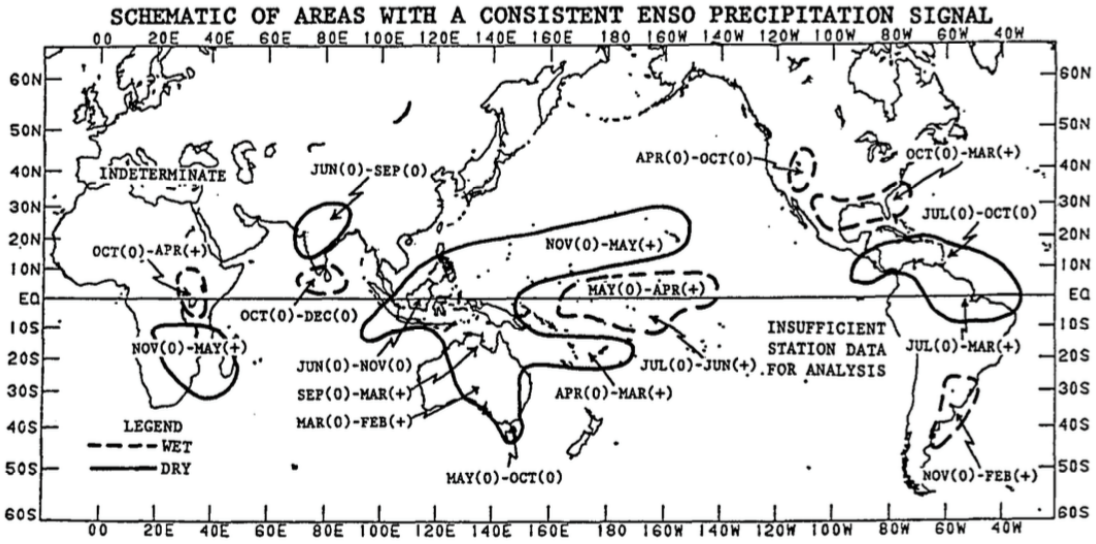


図 1.9: El Niño と降水量の関係
El Niño 時の降水量の変化を示す。Ropelewski and Halpert（1987）Fig.21

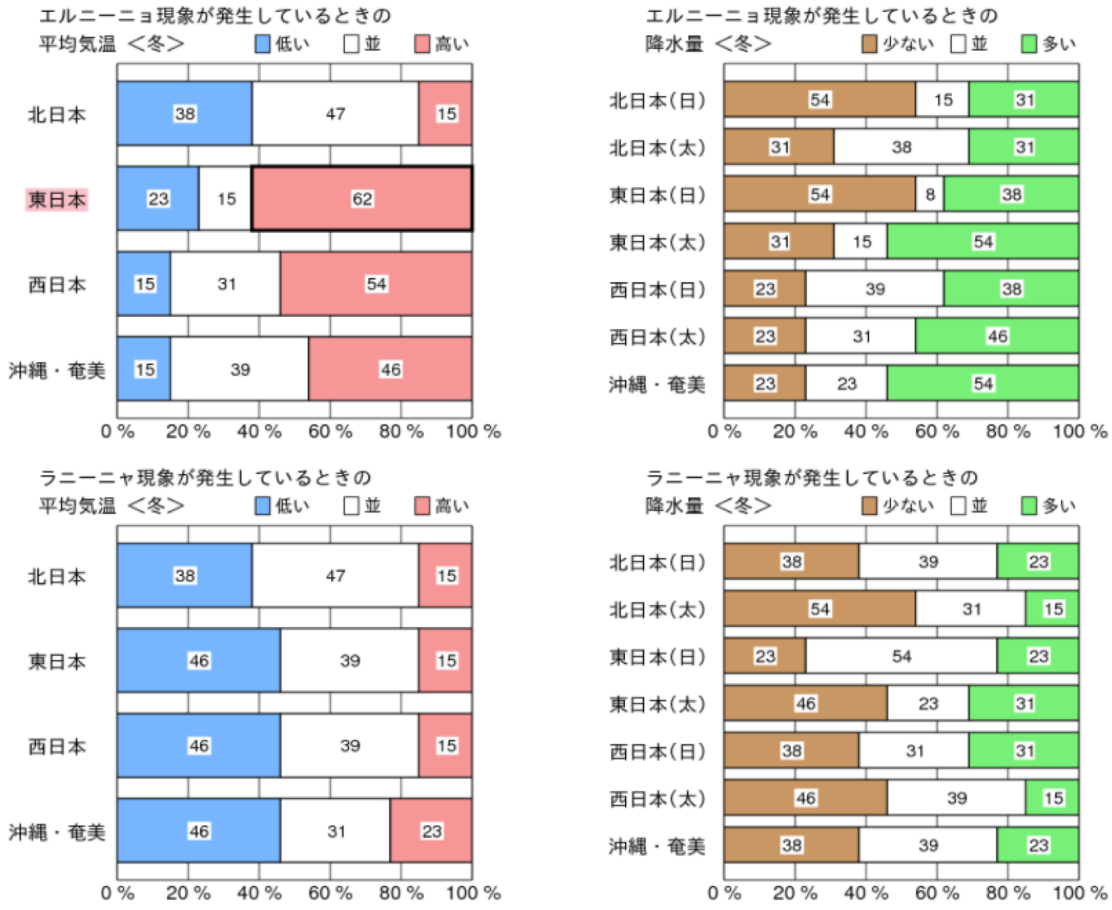


図 1.10: ENSO 時の日本の天候
上段が El Niño 時、下段が La Niña 時、左が地域ごとの気温、右が地域ごとの降水量を示す。1958/59 年 ~2012/13 年の 55 年間の出現率が等しくなるように階級（カラー）に分けられている。太線では有意な傾向が見られることを示す。(気象庁, 2017)

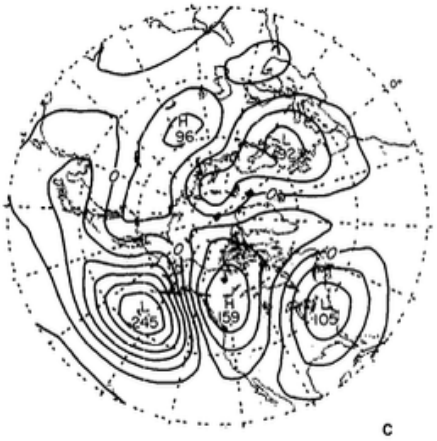


図 1.11: 500hPa に見られる PNA パターンの波列。
コンターは高度偏差（m）を示す。Wallace and Gutzler（1981）Fig. 17

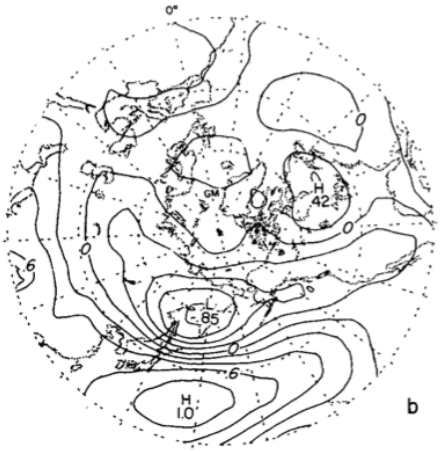


図 1.12:
図 1.11 と同様。ただし、WP パターン。Wallace and Gutzler（1981）Fig. 24

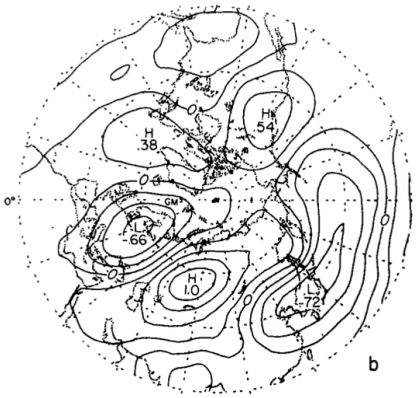


図 1.13:
図 1.11 と同様。ただし、EU パターン。Wallace and Gutzler（1981）Fig. 25

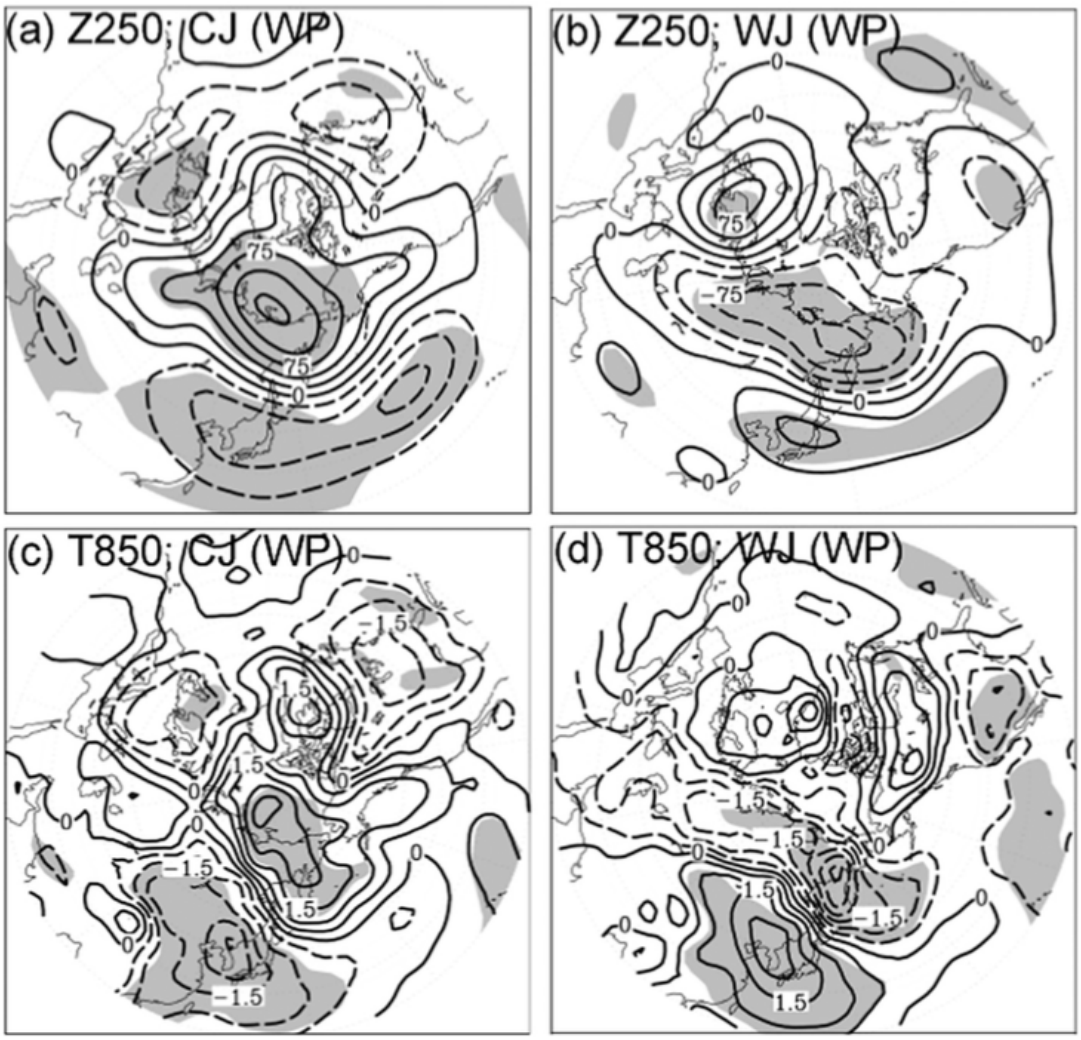


図 1.14: 冬季極東域の寒暖と WP-like パターン
WP-like パターンにおける 250hPa 面の高度場偏差 (a)(b)(等高線は 25m 間隔) と 850hPa 面の気温場偏差 (c)(d)(等温線は 0.5K 間隔)、色掛けは t-検定で 90%の統計的有意性が見られた領域。Takaya and Nakamura （2013）Fig.6

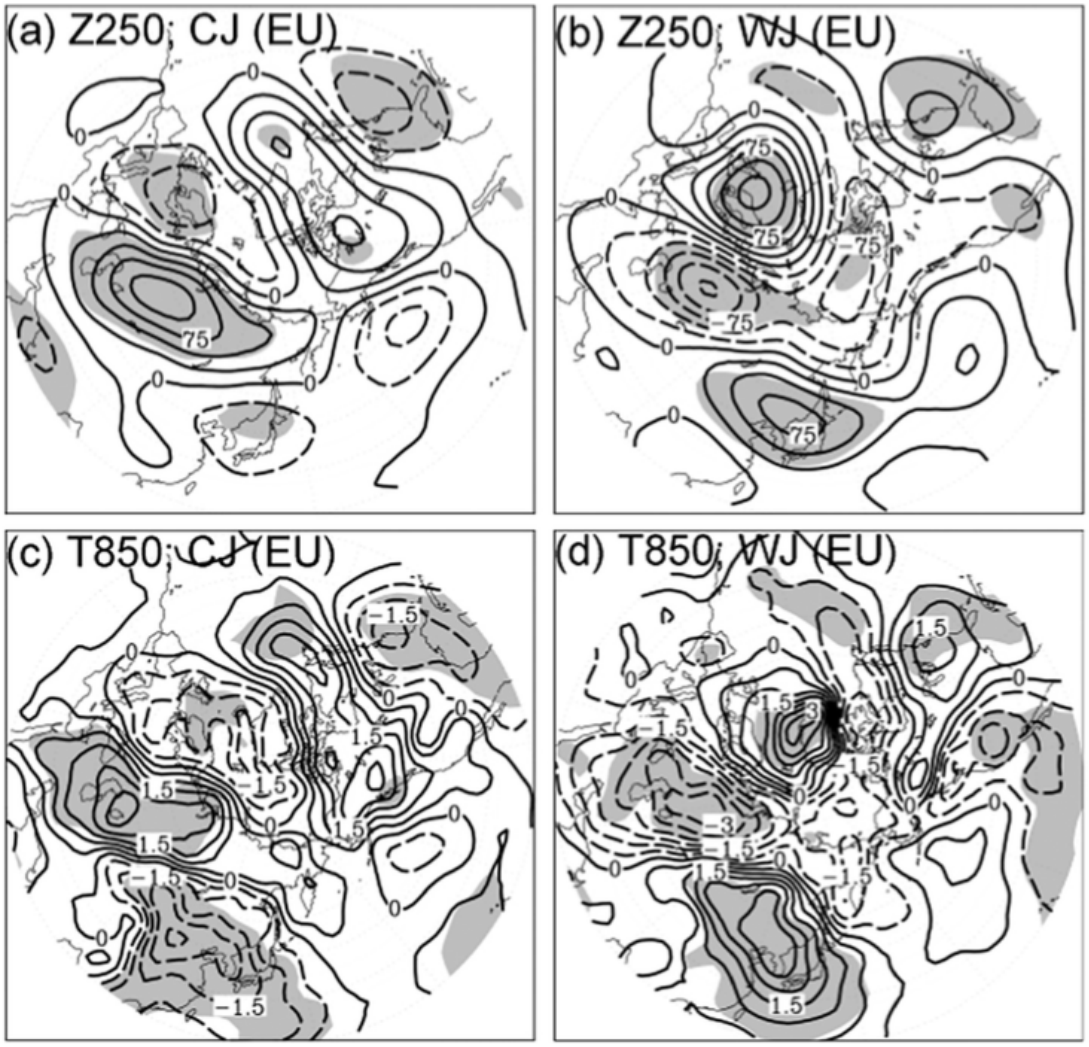
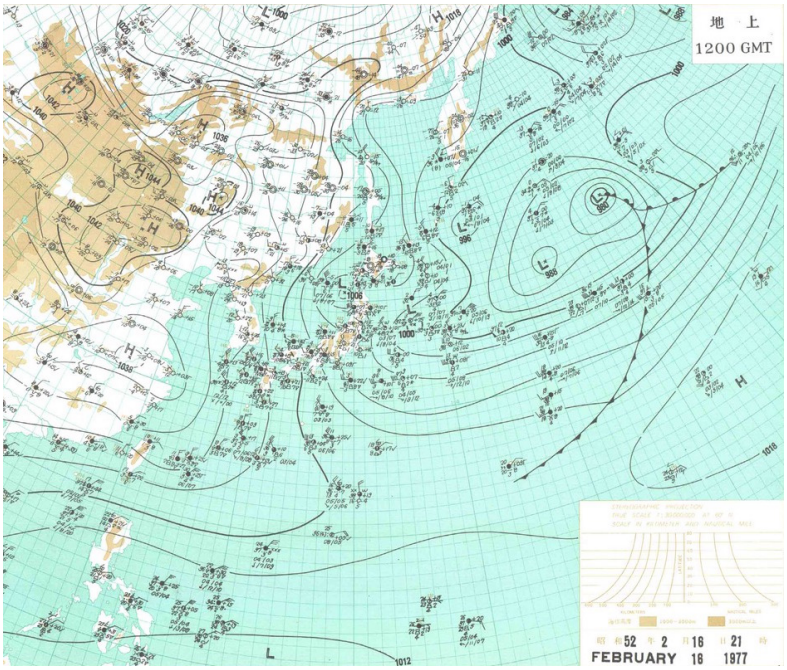
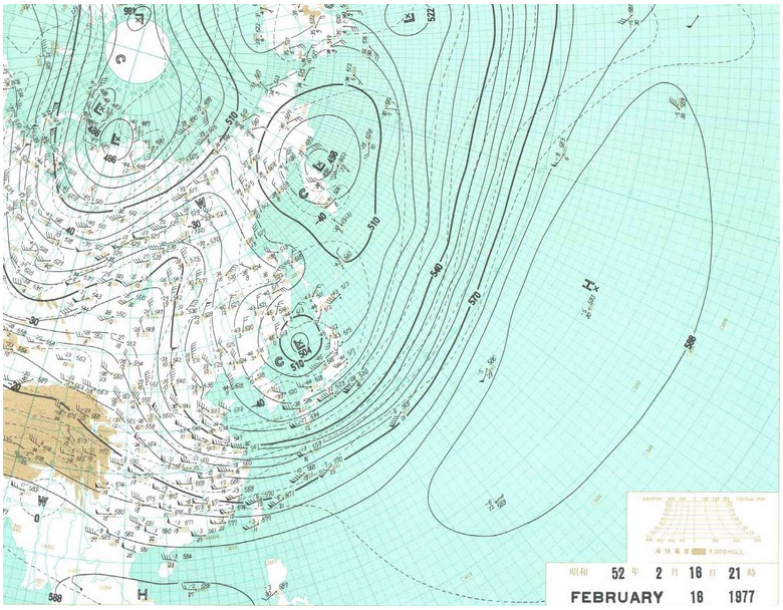


図 1.15: 冬季極東域の寒暖と EU-like パターン
EU-like パターンにおける 250hPa 面の高度場偏差 (a)(b)(等高線は 25m 間隔) と 850hPa 面の気温場偏差 (c)(d)(等温線は 0.5K 間隔)、色掛けは t-検定で 90%の統計的有意性が見られた領域。Takaya and Nakamura (2013) Fig.7



(a) アジア太平洋地上天気図



(b) 北半球高層天気図 500hPa

図 1.16: 1977 年 2 月 16 日 1200UTC の天気図
(a) はアジア太平洋地上天気図、(b) は 500hPa 面の北半球高層天気図を示す。(北本, 1994)

2　使用データと解析方法

2.1　データセット

El Niño 時の暖冬事例と寒冬事例、La Niña 時の暖冬事例と寒冬事例の特徴を探るため、解析方法としてコンポジット解析を選択した。上記の 4 つの分類それぞれでコンポジット解析を行った。ENSO は数年に 1 度の頻度で発生するため、解析に用いる事例数が少ないことがしばしば問題となる。その問題を克服するため長期再解析データを用いて、統計解析に必要な最低限の事例数は確保した。本研究で用いた長期再解析データは表 2.1 の通りである。SST のデータである ERSST v4 は実際には 1854 年 1 月からデータがあるが、大気の解析を行う 1948 年 1 月から次節で説明する NINO.3 のインデックスが必要なため 1918 年 1 月から使用している。

表 2.1: データセット

	データ (monthly)	水平分解能	鉛直分解能	期間
気温 · 高度 · 風 (u, v) · 降水量	NCEP Reanalysis-1	2.5°×2.5°	17 層	1948 年 1 月 ∼2016 年 4 月
SST	Extended ReconstructedSea Surface Temperature(ERSST) v4	2.0°×2.0°	-	1918 年 1 月 ∼2016 年 4 月

2.2　解析方法

解析方法は以下の通りである。季節平均での暖冬事例と寒冬事例の違いと月平均での季節内変動に注目した。それぞれで、等圧面の高度場や SST といった変数の解析を行った。

2.2.1　季節平均での暖冬事例と寒冬事例の違いの解析方法

1. SST のデータを用いて月ごとに NINO.3（5°N-5°S, 150°W-90°W）でのインデックスを計算し、冬季の El Niño と La Niña の判定を行う。

2. El Niño や La Niña と判定されたそれぞれの事例を極東域での冬の 3ヶ月平均（DJF）における 925hPa 面の気温偏差を用いて暖冬事例と寒冬事例に分類する。

3. それぞれの分類結果でコンポジット解析を行う。

まず、解析方法 1 の El Niño と La Niña の判定である。そこで本研究では気象庁の定義を用いて判定を行った。この定義にしたがってインデックスを計算し、時系列図にしたものが次の図 2.1 である。また気象庁の定義は次の通りである。

> エルニーニョ監視海域（南緯５度－北緯５度、西経 150 度－西経 90 度）の海面水温の基準値（その年の前年までの３０年間の各月の平均値）との差の５か月移動平均値（その月および前後２か月を含めた５か月の平均をとった値）が６か月以上続けて ＋0.5 ℃以上となった場合をエルニーニョ現象、－ 0.5 ℃以下となった場合をラニーニャ現象と定義しています。この定義は、エルニーニョ現象に関する論文等を参考に、大気・海洋の各種データを用いて総合的に特定した 1950 年から 1990 年のエルニーニョ現象を網羅するように客観的基準として定めたものです。

この定義に基づいて月ごとにインデックスが計算されるため、季節内でインデックスが基準値を下回ることがある。しかし、ENSO の発生期間を季節で表すため、その季節内でインデックスが基準を下回った事例も含めて解析を行う。

次に解析方法 2 で得られた冬の El Niño と La Niña の期間で対流圏下層（925hPa）での極東域（25 °–40 °N, 100 °–140 °E）の気温偏差の符号に基づいて、暖冬事例と寒冬事例に分類する。この極東域の領域は先行研究（Takaya and Nakamura, 2013）において、極東域として指定された領域である。先行研究と同様の領域で暖冬事例と寒冬事例を分けることで、先行研究と本研究の比較が容易になる。また、作用中心がこの領域にあったため、本研究でもこの領域を基準に解析を行う。その際、温暖化トレンドについては、最小二乗法を用いて考慮している。

最後に解析方法 3 として、分類した El Niño と La Niña でコンポジット解析を行う。解析の際、対流圏下層の気温、対流圏上層の高度場及び波の活動度、太平洋熱帯域の SST 及び下層の風に注目した。まず極東域で暖冬 · 寒冬となっている時、北半球中高緯度の対流圏下層の気温偏差がどのように分布しているか確認する。そして、そのような気温偏差の分布に違いがあるとき、対流圏上層の高度場にどのような違いがあるか、また太平洋熱帯域の SST 偏差の分布に差が見られるか等調査する。

2.2.2 季節内変動の解析方法

この節では月ごとの解析方法について述べる。基本的には節 2.2.1 の季節単位での解析方法と同様であるが、異なる点がある。解析方法は次の通りである。

1. SST のデータを用いて月ごとに NINO.3 でのインデックスを計算する。
2. インデックスが ±0.5 を超えている 12~2 月を抽出する。
3. 抽出したそれぞれの月でコンポジット解析を行う。

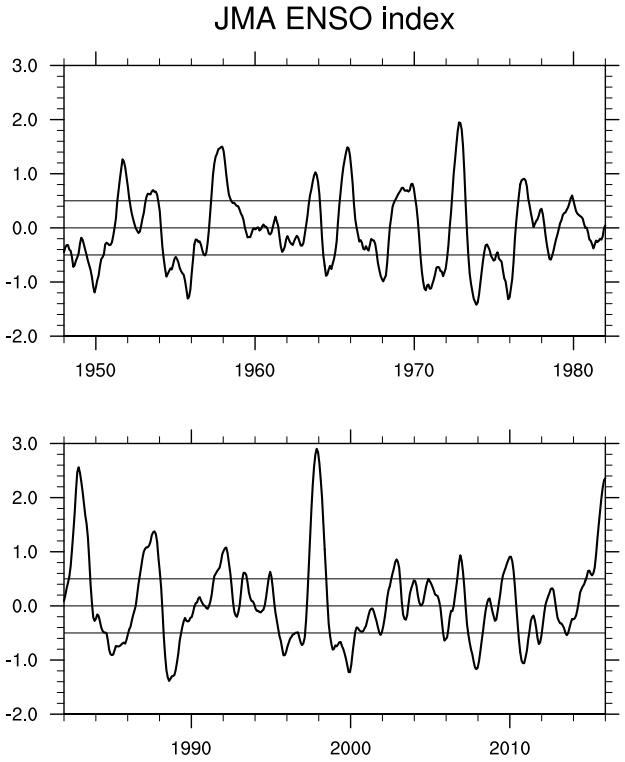


図 2.1: エルニーニョ監視海域におけるインデックスの時系列図
0.0 と ±0.5 の直線は補助線。それぞれ 6ヶ月連続で +0.5 以上の値が続くと El Niño、−0.5 以下の値が続くと La Niña と判定される。

まず、解析方法 1 は節 2.2.1 と同様である。解析方法 2 は解析方法 1 で求められたインデックスが冬季に ±0.5 を超えている月を抽出する。12 月には基準を超えているが 2 月には基準を下回った事例もあるので、月ごとに事例数は異なることに注意する必要がある。それらを月ごとに全事例でコンポジット解析を行う。

最後に、分類したそれぞれでコンポジット解析を行う。解析の際、対流圏下層の気温、対流圏上層の高度場及び波の活動度、太平洋熱帯域の SST 及び下層の風に注目した。まず極東域で暖冬 · 寒冬となっている時、北半球中高緯度の対流圏下層の気温偏差がどのように分布しているか確認する。そして、そのような気温場偏差の分布に違いがあるとき、対流圏上層の高度場偏差にどのような違いがあるか、また太平洋熱帯域の SST 偏差の分布に違いがあるか調査する。

2.2.3 波の活動度フラックスの解析

この節では波の活動度フラックスの解析方法について、Takaya and Nakamura（2001）に基づいて述べる。

まず、波の活動度について簡単に述べる。波の活動度は波の活動の度合いを表す物理量であり、そのフラックスは次の性質を持つ。

- フラックスの方向は波の群速度の方向に一致する。
- フラックスの収束 · 発散は西風の減速 · 加速に等しい。

この性質により、ロスビー波がどこからどこに伝播するのかやその基本場への影響を理解することができる。Eliassen and Palm（1961）で提唱された波の活動度フラックスは、東西平均されており南北–鉛直断面での 2 次元の伝播を表す。一方、Takaya and Nakamura（2001）で提唱された波の活動度フラックスは 3 次元に拡張されており、東西非一様な基本場でのロスビー波の伝播を表すことができる。そのフラックス $\boldsymbol{W}$ の水平成分は

$$\boldsymbol{W}_{\mathbf{horizontal}} = \frac{p\cos\phi}{2|\boldsymbol{U}|}\begin{pmatrix} \dfrac{U}{a^2\cos^2\phi}\left[\left(\dfrac{\partial\psi'}{\partial\lambda}\right)^2 - \psi'\dfrac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda^2}\right] + \dfrac{V}{a^2\cos\phi}\left[\dfrac{\partial\psi'}{\partial\lambda}\dfrac{\partial\psi'}{\partial\phi} - \psi'\dfrac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda\partial\psi}\right] \\ \dfrac{U}{a^2\cos\phi}\left[\dfrac{\partial\psi'}{\partial\lambda}\dfrac{\partial\psi'}{\partial\phi} - \psi'\dfrac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda\partial\psi}\right] + \dfrac{V}{a^2}\left[\left(\dfrac{\partial\psi'}{\partial\phi}\right)^2 - \psi'\dfrac{\partial^2\psi'}{\partial\phi^2}\right] \end{pmatrix}$$

と表される。ここで、$p =$ pressure/1000hPa で規格化されていることに注意する。

この波の活動度フラックスを用いて、次の通り解析を行う。

1. SST のデータを用いて月ごとに NINO.3 でのインデックスを計算する。
2. インデックスが ±0.5 を超えている事例を季節及び月ごとに抽出する。
3. 抽出した事例で u,v の平均を行う。

4. 流線関数の偏差 ψ' を計算し、上式に代入する。

これを暖冬事例と寒冬事例に分けた解析と季節内変動の解析それぞれで行う。

2.2.4 渦度源の解析

この節では渦度源の解析方法について、非線形渦度方程式から渦度源を導出したSardeshmukh and Hoskins（1988）に基づいて述べる。

まず、Sardshmukh and Hoskins（1985）で求められた次の非線形渦度方程式

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}+\boldsymbol{v}\cdot\nabla\right)\zeta=-\zeta D+F$$

を用いて、渦度源Sを導出した。ここでζは絶対渦度、$\boldsymbol{v}$は水平風であり、$\boldsymbol{v}=\boldsymbol{v_\psi}+\boldsymbol{v_\chi}$で表され、回転成分$\boldsymbol{v_\psi}$と発散成分$\boldsymbol{v_\chi}$の和で表され、$D$は発散、$F$は摩擦項を表す。Sardshmukh and Hoskins（1988）では、上式の渦度方程式から渦度源S

$$S=-\nabla\cdot(\boldsymbol{v_\chi}\zeta)$$

を導出した。さらに$\boldsymbol{v}$とζをそれらの平均成分$(\bar{\boldsymbol{v}}_{\boldsymbol{\psi}},\bar{\boldsymbol{v}}_{\boldsymbol{\chi}})$、$\bar{\zeta}$と摂動成分$(\boldsymbol{v'_\psi},\boldsymbol{v'_\chi})$、$\zeta'$に分けることで渦度源の偏差$S'$

$$S'=-\nabla\cdot(\boldsymbol{v'_\chi}\bar{\zeta})-\nabla\cdot(\bar{\boldsymbol{v}_{\boldsymbol{\chi}}}\zeta') \tag{2.1}$$

を導出した。本研究では、この式（2.1）を用いて渦度生成の源を探り、ロスビー波と高度偏差の成因について調査する。

表 3.1: 極東域での暖冬事例と寒冬事例の分類結果

	極東域冬季	事例数	年（1 月の年を記載）
El Niño	暖	9	52, 58, 66, 73, 88, 92, 98, 03, 10
	寒	5	64, 70, 77, 83, 16
La Niña	暖	4	50, 72, 89, 99
	寒	12	55, 56, 68, 71, 74, 76, 85, 86, 96, 00, 08, 11

3 結果

本研究では ENSO の特徴と中高緯度の天候への影響の違いを探るため、極東域の寒暖を基準に 2 種類の解析を行った。まず 1948 年以降に発生した ENSO を季節平均（DJF）を用いて暖冬事例か寒冬事例かを極東域上の気温偏差が正か負かで分類しそれぞれで解析した結果を示す。次にそれらを月ごとに分類し解析した結果を示す。それぞれの解析における、気温場、高度場、波の活動度フラックス、渦度生成源、熱帯域の SST と流線関数を示し、2 種類の解析を比較する。

3.1 ENSO を極東域の暖冬事例と寒冬事例に分けた解析

NINO.3 のインデックスと対流圏下層における極東域の気温偏差の関係は図 3.1 に示す。また、解析を行う基準である極東域の寒暖の分類結果はと表 3.1 の通りである。

解析結果として、大気の応答として大きく 2 つのパターンがあることがわかった（図 3.3）。まず 1 つ目に、典型事例において極東域上で現れる dipole パターンである。2 つ目は非典型事例において現れる EU&PNA パターンである。さらに、これら 2 つのパターンに対応して、海面水温偏差の分布などにも違いが見られた。

3.1.1 熱帯海面水温偏差の分布の違い

典型事例（El Niño 時の暖冬と La Niña 時の寒冬）と非典型事例（El Niño 時の寒冬と La Niña 時の暖冬）の熱帯での偏差に注目した。El Niño 時、La Niña 時それぞれの典型事例と非典型事例の SST、流線関数、風の偏差のコンポジット解析の結果を図 3.4 と図 3.5 に示す。

まず熱帯域の SST 偏差に注目すると、東部太平洋赤道域の暖水域は典型事例では非典型事例より西に延びている。また東部太平洋赤道域に加え、フィリピン海・海洋大陸といった西部太平洋熱帯域やインド洋などにも有意な SST 偏差が見られる。それゆえ、典型的な影響が及ぶときには、太平洋熱帯域の SST 偏差の振幅は東部だけでなく西部も大きいことがわかる。

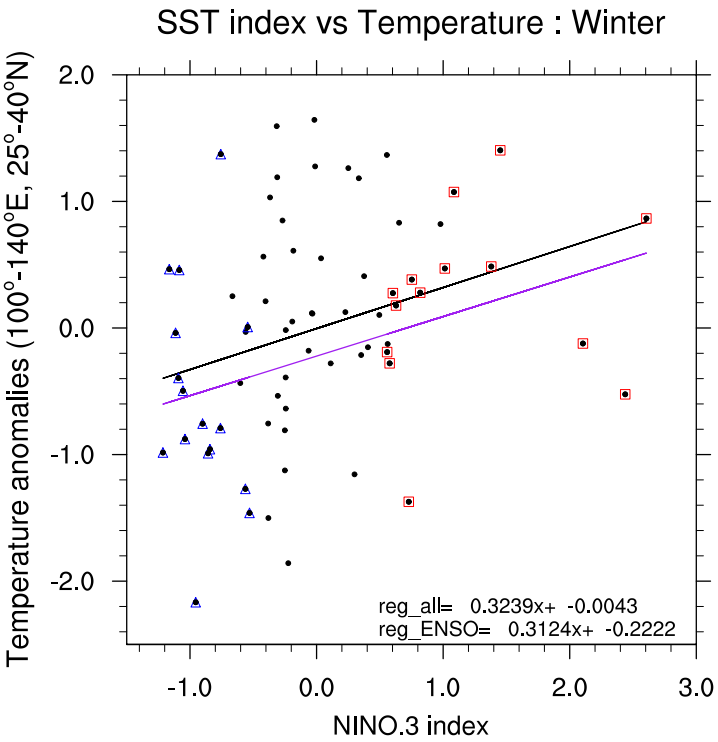
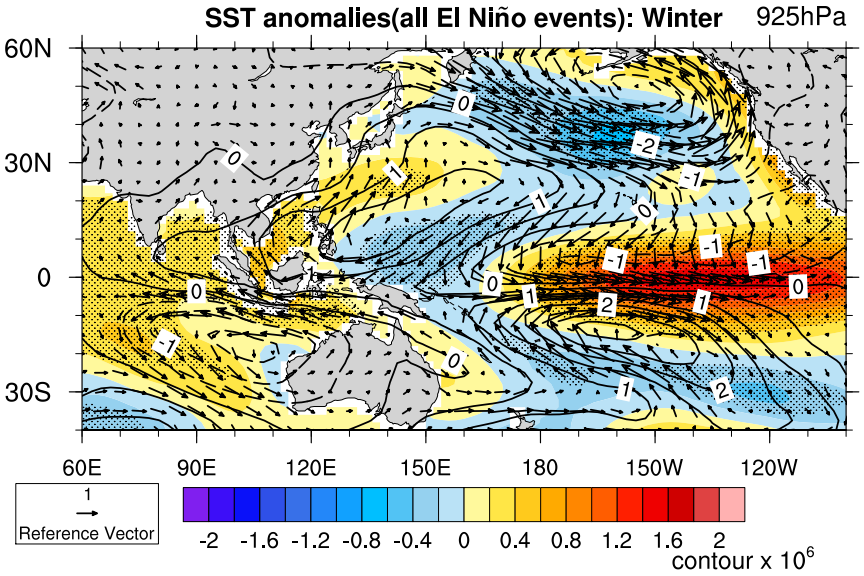
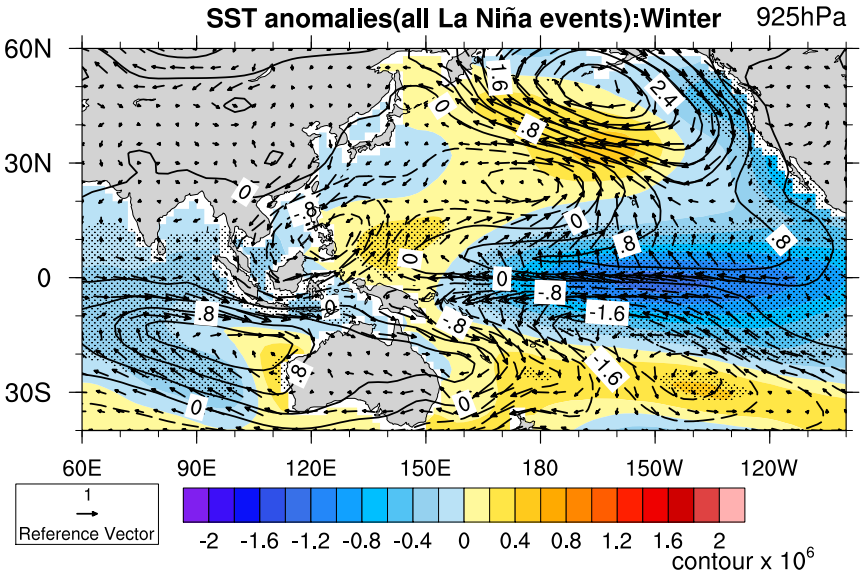


図 3.1: エルニーニョ監視海域におけるインデックスと極東域の気温偏差の関係。
点は 1948 年から 2016 年の冬の季節平均の値を示す。赤色の四角は El Niño の事例、青色の三角は La Niña の事例を示す。また、2 本の直線は最小二乗法で求めた回帰直線であり、それぞれ黒色が全事例、紫色が ENSO の事例のみの回帰直線を示す。

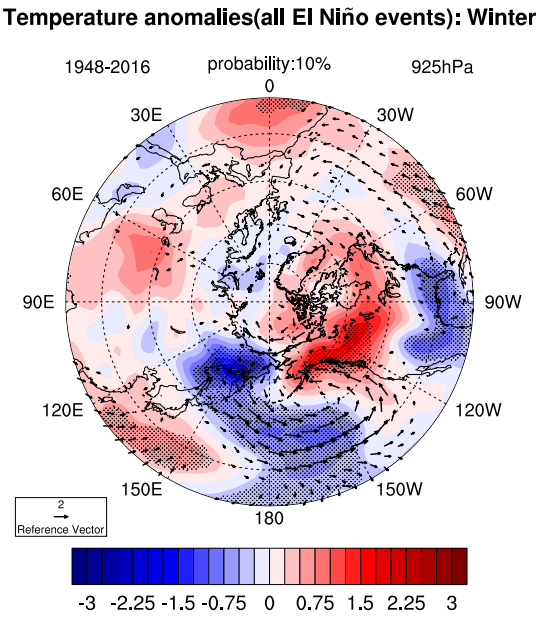


(a) El Niño

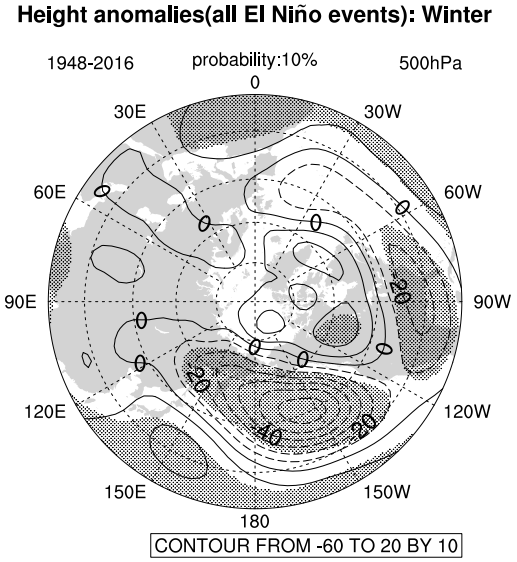


(b) La Niña

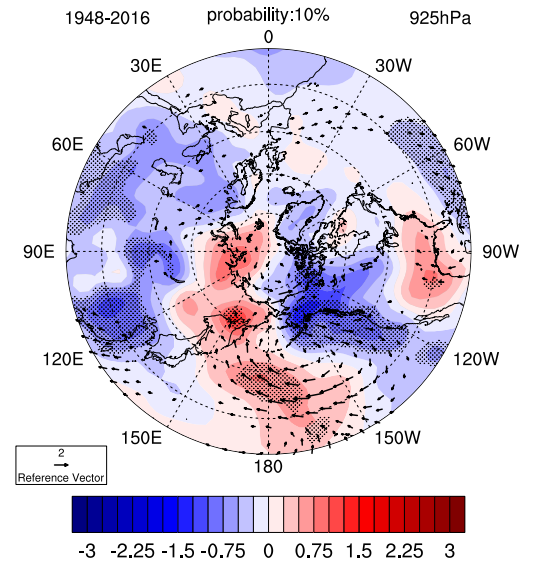
図 3.2: El Niño 時と La Niña 時の全事例の熱帯域の海面水温と風の偏差の合成図
(a)、(b) は El Niño 時と La Niña 時それぞれ全事例での熱帯域の合成図を示す。カラーが SST の偏差、コンターとベクトルがそれぞれ 925hPa 面の流線関数と風の偏差を示し、ハッチは SST の 90%の有意性のある領域を示す。



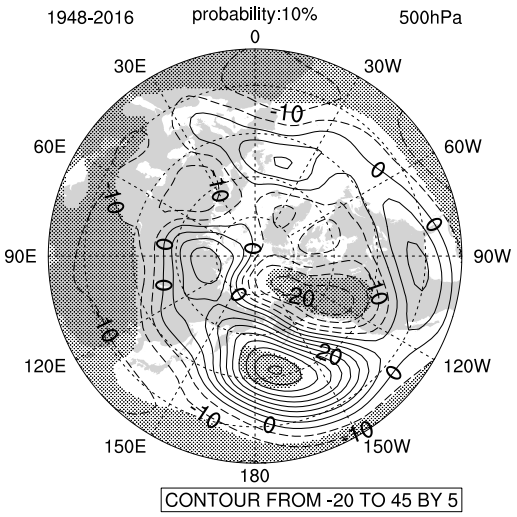
(a) 925hPa 面の気温偏差



(b) 500hPa 面の高度偏差



(c) 925hPa 面の気温偏差



(d) 500hPa 面の高度偏差

図 3.3: 全事例の合成図（El Niño、La Niña）
(a) は El Niño 時の北半球（20° 以北）925hPa 面の気温偏差の合成図である。カラーは気温偏差を表し、ベクトルで風を表す。大きさが 0.3 より小さいベクトルは省略。(b) は (a) のときの 500hPa 面の高度偏差の合成図である。コンターで高度偏差を表す。(c)、(d) はそれぞれ (a)、(b) と同様。ただし、La Niña 時の合成図である。ハッチはそれぞれ 90%の有意性を示す。

次に大気に注目すると、El Niño 時には Wang et al.（2000）で指摘されているフィリピン海上の高気圧性循環偏差が見られる。ただし、その偏差は La Niña 時には低気圧性循環である。典型事例では、このフィリピン海の循環偏差と順圧的な構造をしている日本の東側の循環偏差が一つの大きな循環偏差を構成し、それにより El Niño 時には日本付近への南風成分が、La Niña 時には北風成分が卓越している。一方、非典型事例ではアリューシャン上の循環偏差が強く、さらにフィリピン海上の循環偏差も弱いため、極東付近へ影響は弱い。したがって、西太平洋熱帯域の SST 偏差に伴う循環偏差の発達の程度が、ENSO 時における極東域の天候への影響に重要であることを示唆している。

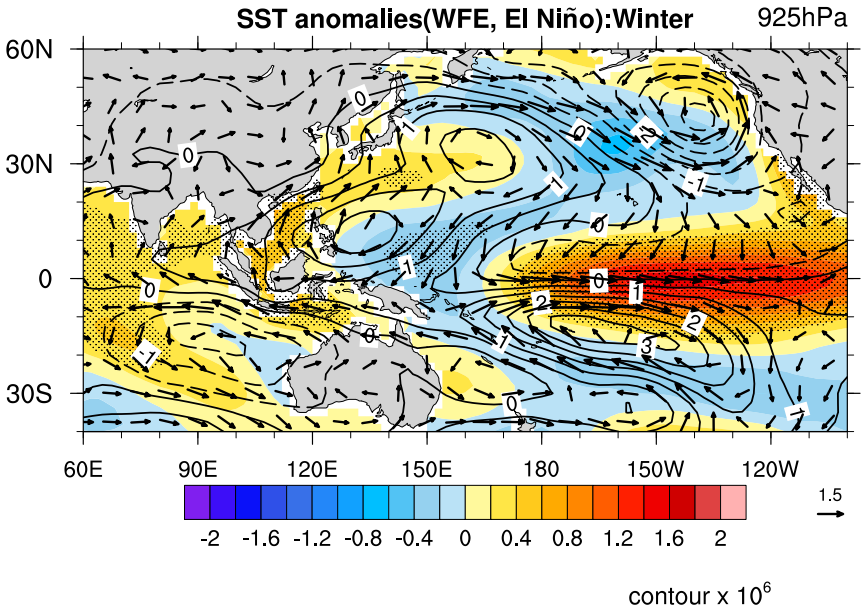
3.1.2 暖冬事例と寒冬事例における降水量と収束 · 発散の変化

典型事例の El Niño 時、La Niña 時の熱帯域の降水量と収束 · 発散の合成図を図 3.6 に示す。図 3.6 を見ると、海洋大陸から北東方向と南東方向に伸びる馬蹄形の同符号の偏差が見られる。さらに、その西側に海洋大陸から伸びる偏差とは異符号のインド洋から伸びる馬蹄形の偏差が見られる。その影響は El Niño 時には降水量が有意に増加し、La Niña 時には有意に減少する傾向が見られる。El Niño 時にはフィリピン海と日本の東側に発生する高気圧性の高度偏差に伴って、極東域に向かって南風が卓越することで暖かく湿潤な大気が移流し降水量の増加がもたらされている（図 3.4(a)）。La Niña 時には反対に、フィリピン海と日本の東側に発生する低気圧性の高度偏差に伴って、極東域に向かって北風が卓越することで冷たく乾燥した大気が移流し降水量の減少がもたらされている（図 3.4(b)）。日本に注目すると、日本の南側の地域では El Niño 時に多雨傾向、La Niña 時に少雨傾向が見られる。これは気象庁の解析に矛盾しない（図 1.10）。

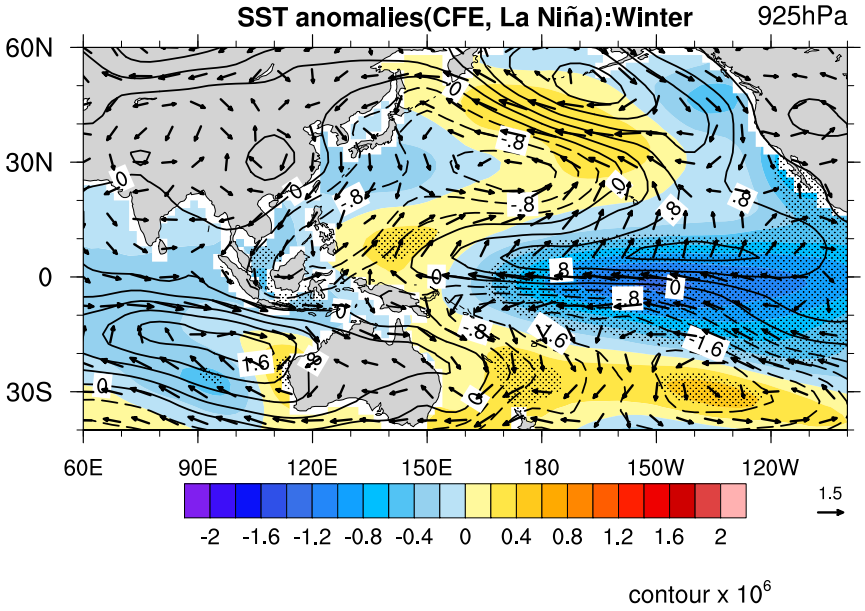
次に非典型事例の El Niño 時、La Niña 時の熱帯域の降水量と収束 · 発散の合成図を図 3.7 に示す。図 3.7 を見ると、典型事例と同様に海洋大陸から北東方向と南東方向に伸びる馬蹄形の同符号の偏差が見られる。また、その西側にインド洋から北東方向と南東方向に伸びる馬蹄形の偏差が見られる。しかしながら、典型事例と比較して El Niño 時も La Niña 時もその偏差は小さくなり、有意な領域も見られなくなっている。極東域に注目しても、有意な偏差は見られなくなっている。これは非典型事例の El Niño 時にはフィリピン海と日本の東側に発生する高気圧性の高度場偏差が弱いために、極東域に向かう南風が弱くなることに対応している。それに伴って暖かく湿潤な大気の移流も弱くなっているためである（図 3.5(a)）。La Niña 時も同様に、フィリピン海上の高度場偏差が弱くなり、極東域に向かう北風が弱くなっている。それに伴って冷たく乾燥した大気の移流も弱くなっているためである（図 3.5(b)）。これらの偏差パターンは SST 偏差（図 3.4）に対応している。

3.1.3 典型事例における気温場と高度場

ENSO の極東域への典型事例に対して 925hPa 面の気温場と 500hPa 面の高度場のコンポジット解析を行った（図 3.8 と図 3.9）。1948 年以降に発生した ENSO の全事例の

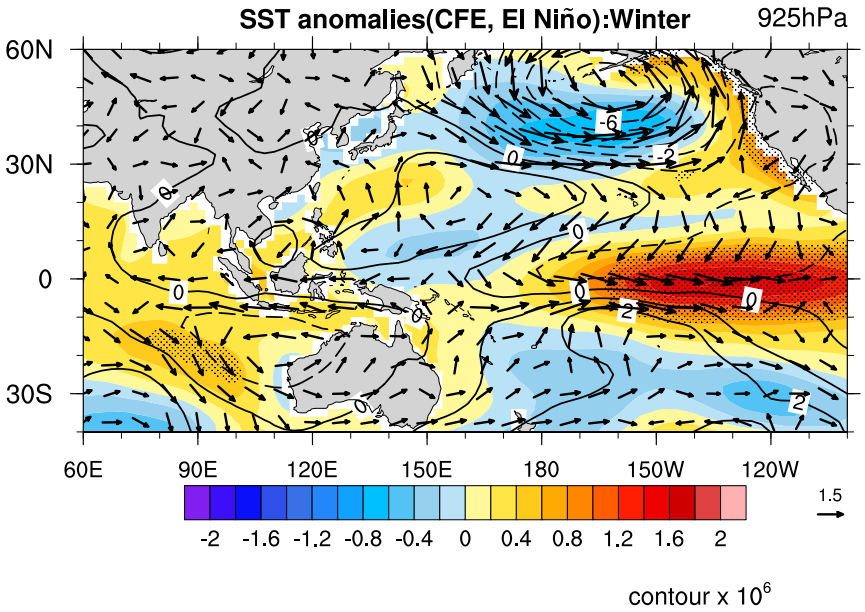


(a) El Niño

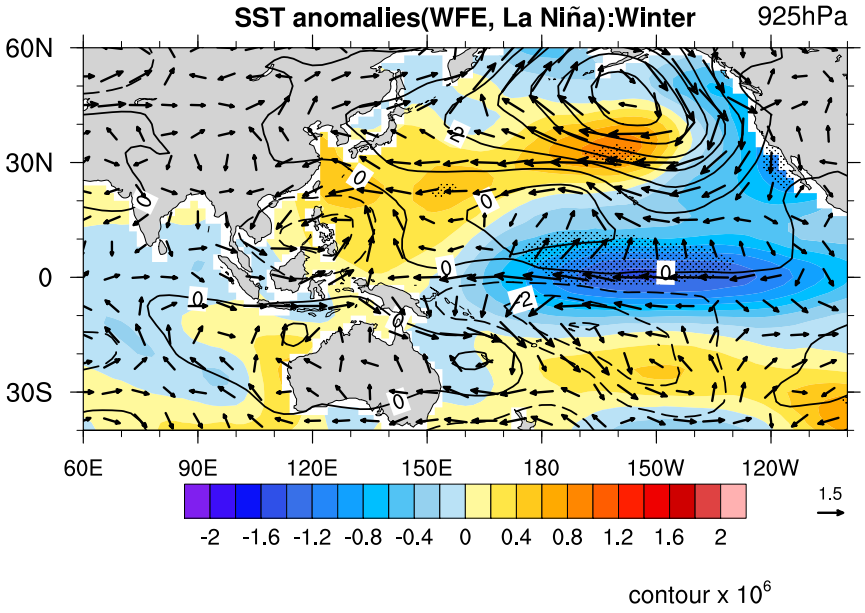


(b) La Niña

図 3.4: 典型事例における熱帯域の海面水温と風の偏差の合成図
(a)、(b) はそれぞれ El Niño 時、La Niña 時における熱帯域の合成図を示す。カラーが海面水温偏差（K）、コンターとベクトルがそれぞれ 925hPa 面の流線関数（m^2/s）と風（m/s）の偏差を示し、ハッチは SST の 90%の有意性のある領域を示す。

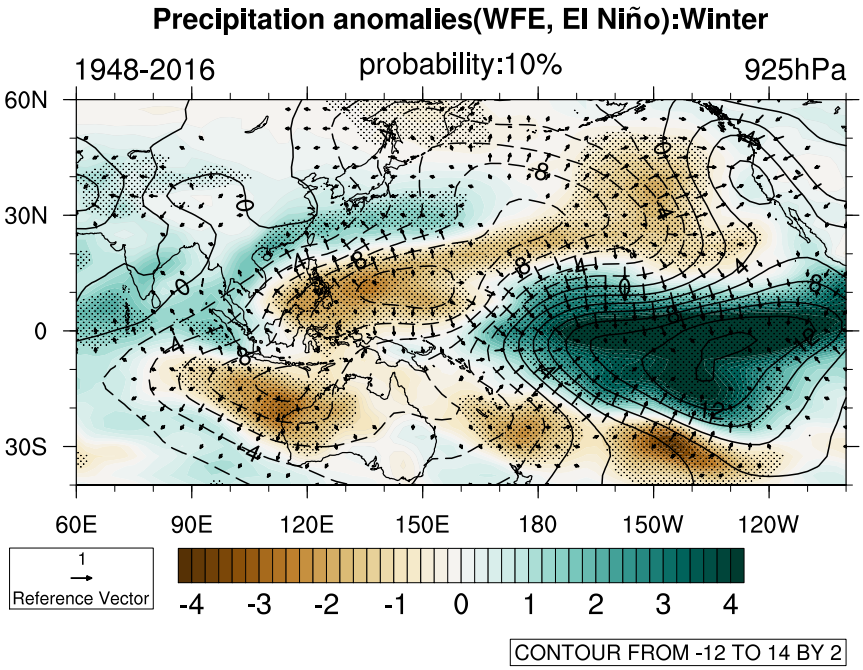


(a) El Niño

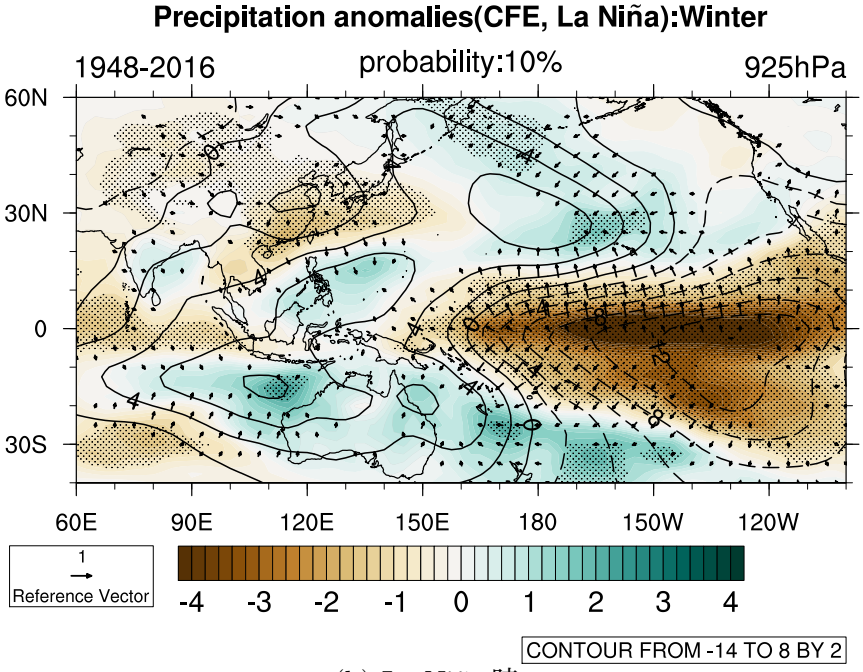


(b) La Niña

図 3.5: 非典型事例における熱帯域の海面水温（K）と風（m/s）の偏差の合成図
図 3.4 と同様。ただし、それぞれ非典型事例でコンポジット解析した結果。



(a) El Niño 時



(b) La Niña 時

図 3.6: 典型事例の降水量と収束 · 発散の合成図

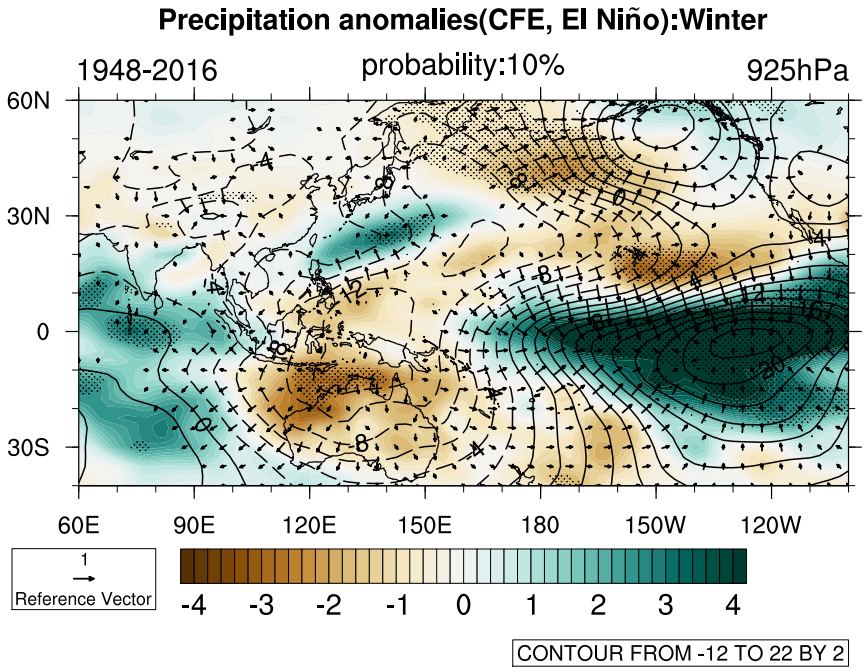
(a)、(b) は El Niño 時と La Niña 時それぞれの熱帯域の典型事例の降水量と収束 · 発散の合成図を示す。カラーが降水量偏差（Kg/m^2）、コンターとベクトルがそれぞれ 925hPa 面の速度ポテンシャル（m^2/s）と発散風（m/s）の偏差を示し、ハッチは降水量において 90%の有意性のある領域を示す。大きさが 0.3m/s より小さいベクトルは省略。

うち 70%程度がこのパターンである。極東域において ENSO の典型的な影響が現れるとき、高度場偏差に注目すると日本の東側とその北側に作用中心を持つ南北のダイポール状（WP-like）の偏差パターンが見られる（図 3.8(b)）。

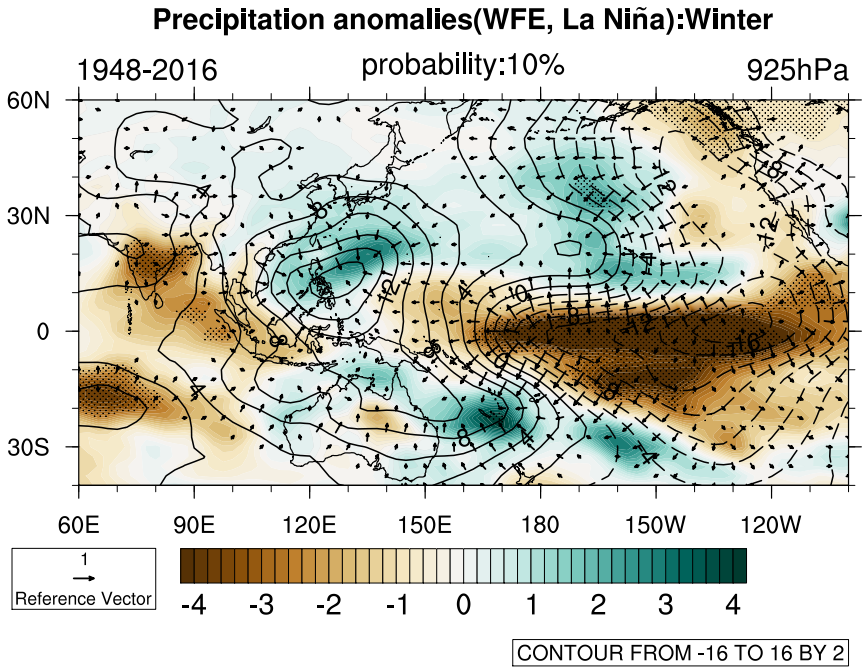
El Niño 時（図 3.8）には日本の東側の作用中心が正となり、その北側の作用中心は負となっている。このとき、これらの高度場偏差は順圧的な構造をしているため、日本の東側の高気圧性偏差とフィリピン海の高気圧性循環偏差（図 3.4）により極東域には南風成分が卓越する。そのため冬季アジアモンスーンは El Niño 時には弱くなるため、極東域は暖冬傾向となる。

次に La Niña 時（図 3.8）を見てみると、典型事例の El Niño 時の偏差パターンと同じパターンで、符号は逆転している。ただし、作用中心はやや西にずれている。La Niña 時には日本の東側の作用中心が負となり、その北側の作用中心は正となっている。このとき、日本の東側の低気圧性偏差により極東域には北風成分が卓越する。そのため冬季アジアモンスーンは La Niña 時には強くなり、極東域は寒冬傾向となる。

これらの結果は Takaya and Nakamura（2013）の結果に矛盾しない。またこのときには、アリューシャン上の高度偏差は dipole や他の偏差の大きさと比較すると、かなり大きいことがわかるが、大西洋西岸に作用中心が見られず PNA パターンは不明瞭である。一般的に、ENSO 時には PNA パターンが見られると言われていたが、この解析は全事例の 70%ほどを占めるにもかかわらず、PNA パターンは明瞭ではない。

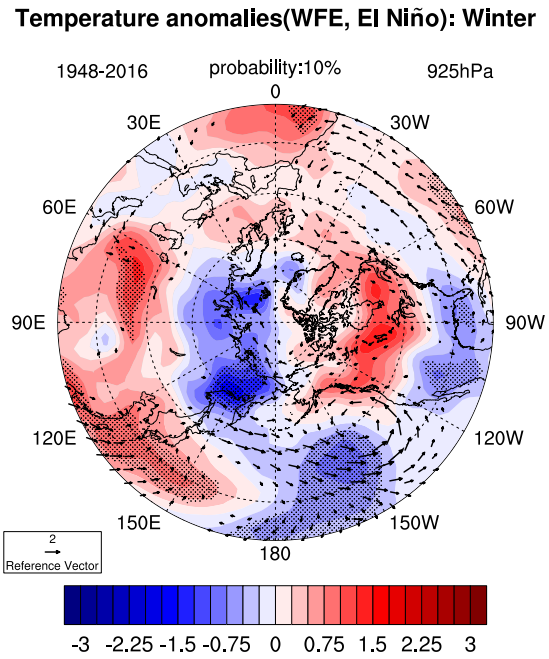


(a) El Niño 時

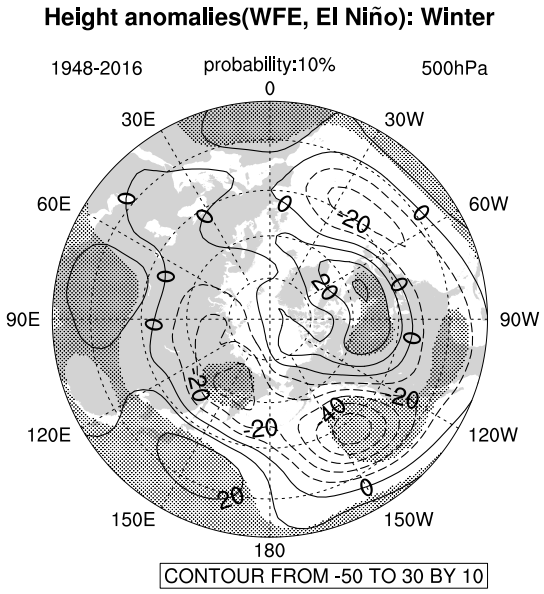


(b) La Niña 時

図 3.7: 非典型事例の降水量と収束 · 発散の合成図
図 3.6 と同様。ただし、非典型事例に対しての合成図である。

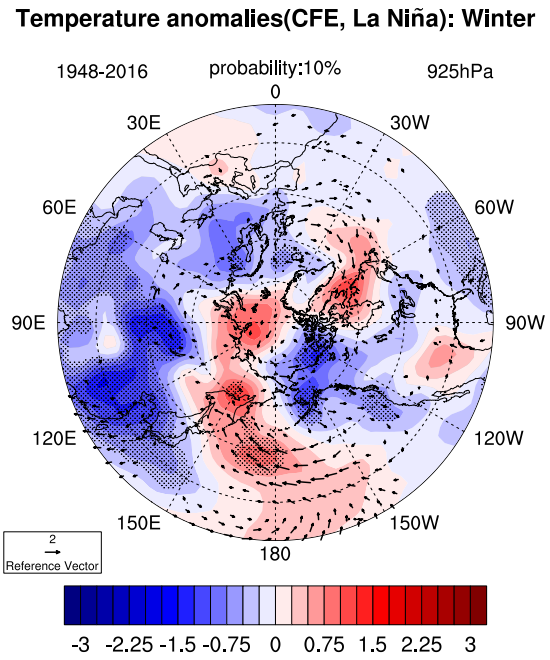


(a) 925hPa 面の気温偏差

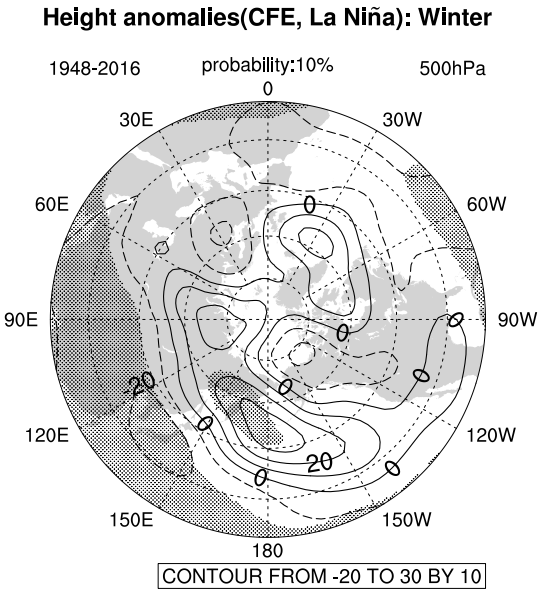


(b) 500hPa 面の高度偏差

図 3.8: 典型事例の合成図（El Niño）
(a) は北半球（20° 以北）925hPa 面の気温場偏差の合成図である。カラーは気温場偏差（K）を表す。(b) は (a) のときの 500hPa 面の高度場偏差の合成図である。コンターで高度場偏差（m）を表す。ハッチはそれぞれ 90%の有意性を示す。

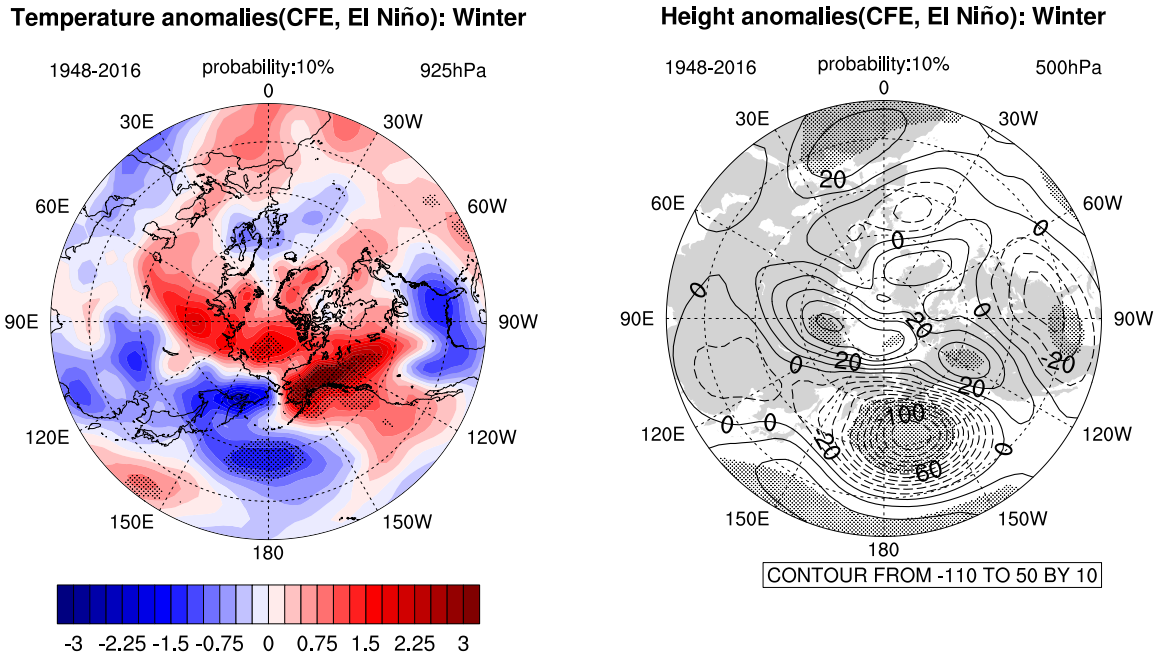


(a) 925hPa 面の気温場偏差



(b) 500hPa 面の高度場偏差

図 3.9: 典型事例の合成図（La Niña）
図 3.8 と同様。ただし、典型事例の La Niña のみでのコンポジット解析の結果。



(a) 925hPa 面の気温場

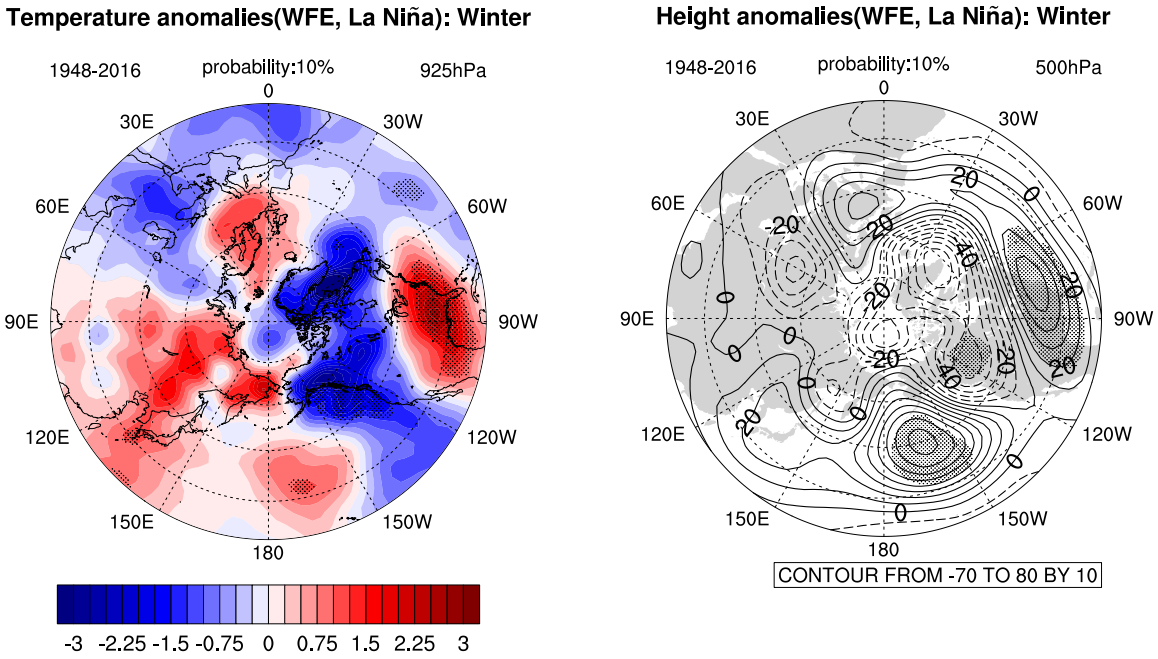
(b) 500hPa 面の高度場

図 3.10: 非典型事例の合成図（El Niño）
図 3.8 と同様。ただし、非典型事例の El Niño のみでコンポジット解析した結果。

3.1.4 非典型事例における気温場と高度場

ENSO の非典型事例のみの気温場と高度場のコンポジット解析の結果は図 3.10 と図 3.11 に示す。これは 1948 年以降に発生した ENSO の全事例のうち 30%程度がこのパターンである。非典型事例は El Niño 時の寒冬（図 3.10(a)）と La Niña 時の暖冬（図 3.11(a)）である。まず El Niño 時の高度場（図 3.10(b)）に注目すると、典型事例で見られた極東域上での南北双極子状の偏差パターンが見られない。その一方で、典型事例では不明瞭であった PNA パターンは非常に卓越しており、その位相は典型事例よりやや西にある。また、同時に有意ではないが Eurasian（EU）パターンのような波列が見られる。この EU パターンの波列の一部である負の作用中心が極東域上に位置しており、その高度偏差が極東域へ寒冬傾向をもたらしている。

次に La Niña 時の様子（図 3.11）を見ると、太平洋から大西洋にかけて非典型事例の El Niño 時の偏差パターンとよく似ていることがわかる。しかし、その振幅は El Niño 時と逆符号である。ただし、極東域上に位置している EU パターンの波列の一部は PNA パターンの波列の一部であるアリューシャン上の高度偏差が西へ伸びたようにも見える。



(a) 925hPa 面の気温場

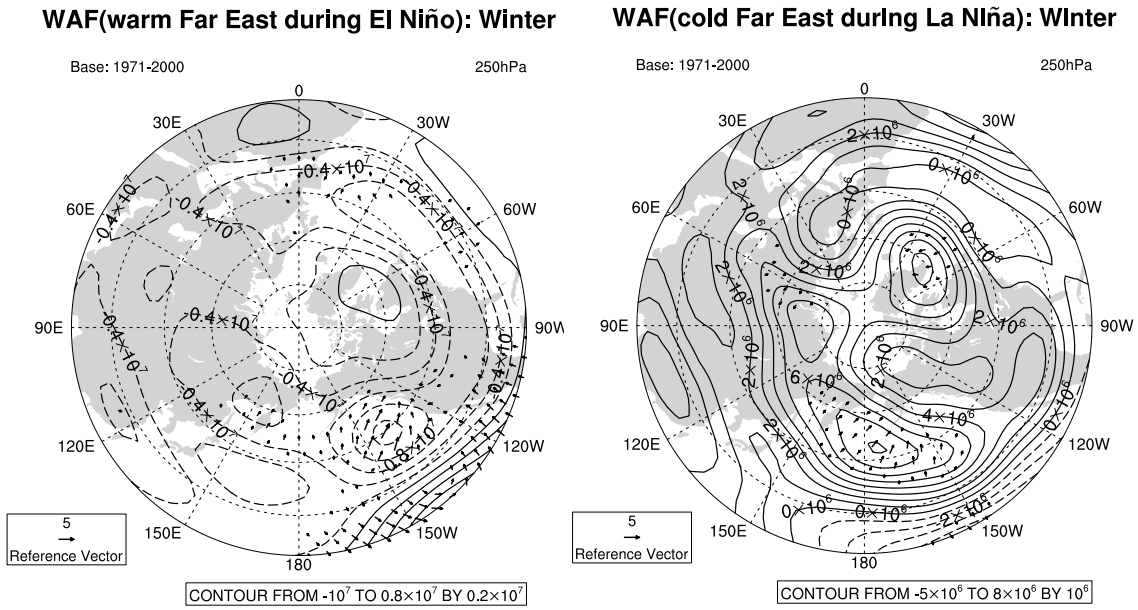
(b) 500hPa 面の高度場

図 3.11: 非典型事例の合成図（La Niña）
図 3.8 と同様。ただし、非典型事例の La Niña のみでコンポジット解析した結果。

3.1.5 波の活動度フラックス

典型事例と非典型事例の 250hPa 面での波の活動度フラックスの解析結果はそれぞれ図 3.12 と図 3.13 に示す。波の活動度フラックスの解析には東西非一様な基本場中の停滞性擾乱の解析のため、Takaya and Nakamura（2001）で提唱された波の活動度フラックスを用いた。

典型事例（図 3.12）と非典型事例（図 3.13）を比較すると、次のことがわかる。典型事例では、アリューシャンから北米大陸に向かう波の活動度フラックスが見られるものの、北半球全体を通して波の活動度フラックスは非常に小さい。一方で、非典型事例ではアリューシャンから北米大陸に向かう波の活動度フラックスがさらに北米大陸西北部から北米大陸東岸に向かって伸びており、ロスビー波が伝播していることがわかる。さらにその波の活動度フラックスの大きさは典型事例よりも大きい。



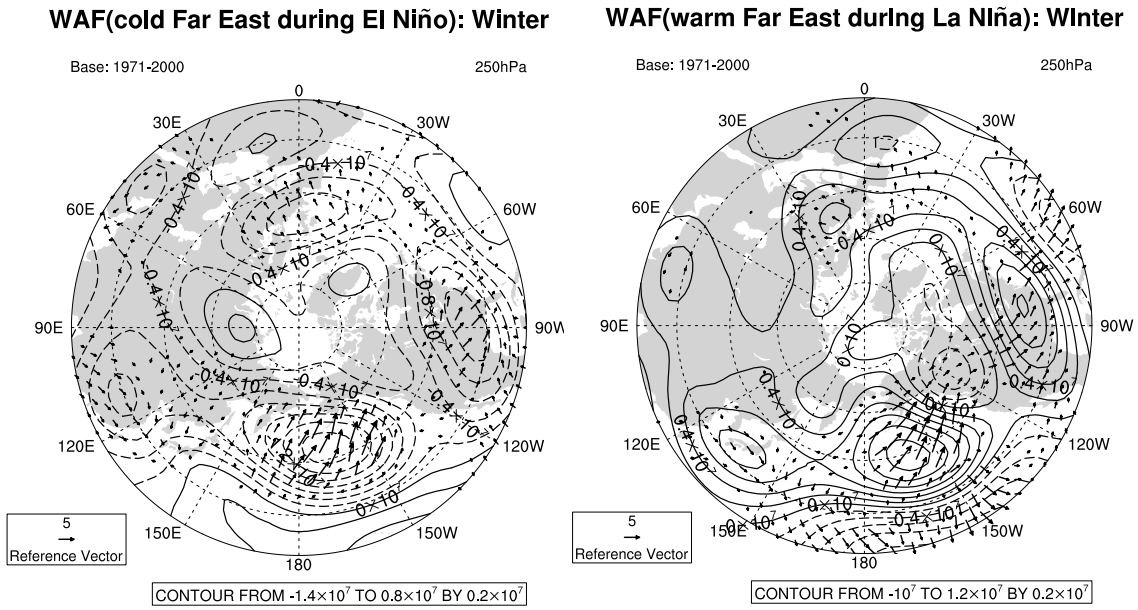
(a) El Niño 時　　(b) La Niña 時

図 3.12: 典型事例の波の活動度と流線関数の偏差の合成図
(a)、(b) はそれぞれ典型事例の El Niño、La Niña の北半球（20° 以北）250hPa 面の波の活動度と流線関数の偏差の合成図である。コンターは流線関数（m^2/s）の偏差を表し、ベクトルは波の活動度フラックスの水平成分 ($^2s^{-2}$) を表す。水平成分の大きさが $0.3m^2s^{-2}$ より小さいベクトルは省略。気候値は 1971 年から 2000 年の平均値である。

3.1.6　渦度源の解析

典型事例と非典型事例における渦度源を式（2.1）を用いて解析した結果を図 3.14 と図 3.15 に示す。

まず、図 3.14 と図 3.15 の El Niño 時を見てみると、太平洋赤道域や北米大陸西岸から生じた発散風偏差が中央太平洋中緯度域の強風軸付近や大西洋赤道域で収束している。発散風偏差が発散している太平洋赤道域と北米大陸西岸やカリブ海あたりでは渦度源偏差は負（負の相対渦度の生成）であり、収束している中央太平洋中緯度域や大西洋赤道域では渦度源偏差は正（正の相対渦度の生成）である。これらの生成された相対渦度に釣り合うように惑星渦度を移流するために、渦度源偏差が負の領域には南風偏差、正の領域には北風偏差となるように高度偏差ができる。これは節 3.1.3 で示した高度偏差の位置に整合的である。アリューシャン上の低気圧性の高度偏差の東側に負の渦度源偏差、西側に正の渦



(a) El Niño 時　　(b) La Niña 時

図 3.13: 非典型事例の波の活動度と流線関数の合成図
(a)、(b) 共に図 3.12 と同様。ただし、非典型事例の解析結果である。

度源偏差が位置しており、他の渦度源偏差と高度偏差の関係も同様である。

一方で、La Niña 時を見てみると、El Niño 時と比較して発散風偏差が小さいことがわかる。また、発散風偏差の収束 · 発散の位置はほとんど同じであるが、収束 · 発散は逆になっている。そのため、渦度源偏差の符号も反対になっている。

これらを典型事例と非典型事例の結果を比較すると次のことがわかる。典型事例では発散風偏差が弱く、明瞭な発散風偏差のほとんどが中央太平洋に現れているが、非典型事例では発散風偏差は強く、明瞭な発散風偏差は太平洋全域及び大西洋熱帯域に現れている。それに伴って、渦度源偏差の振幅が大きくなっており、PNA パターンの卓越に矛盾しない。

3.1.7　まとめ

この節の結果を整理する。対流圏下層の極東域の寒暖（気温偏差）で ENSO の事例を極東域の寒暖で分類し、コンポジット解析を行うと大きな違いが見られた。典型事例では極東域上で dipole パターンが見られ、非典型事例では EU&PNA パターンが見られる。dipole

パターンと EU&PNA パターンにおける極東域の寒暖との関係は Takaya and Nakamura（2013）の結果に矛盾しない。dipole パターンとなるときには、フィリピン海上の SST と循環場の偏差が大きため、極東域へ向かう南北風成分を卓越させる 1 つの大きな循環偏差を構成する。一方、EU&PNA パターンではアリューシャン上の高度場偏差が強く、フィリピン海上の高度場偏差は弱い。そのため、極東域へ向かう南北風成分も弱く、西太平洋熱帯域から極東域への影響は弱い。このような SST と高度場の違いから、降水量への偏差も顕著に見られる。

また、波の活動度と渦度源にも違いが見られた。まず、渦度源の典型事例では発散風偏差が弱く、明瞭な発散風偏差のほとんどが中央太平洋に現れているが、非典型事例では発散風偏差は強く、明瞭な発散風偏差は太平洋全域及び大西洋熱帯域に現れている。それに伴って、渦度源偏差の振幅が大きくなっており、PNA パターンの卓越に矛盾しない。次に、波の活動度の典型事例では、アリューシャンから北米大陸に向かう波の活動度フラックスが見られるものの、北半球全体を通して波の活動度フラックスは小さい。一方で、非典型事例ではアリューシャンから北米大陸に向かう波の活動度フラックスがさらに北米大陸西北部から北米大陸東岸に向かって伸びており、ロスビー波がより伝播していることがわかる。さらに、その波の活動度フラックスの大きさは典型事例よりも大きい。このロスビー波の伝播と渦度源の偏差の関係に矛盾はない。

典型事例と非典型事例を比較すると、事例数が多い典型事例で PNA パターンが見られず、事例数が少ない非典型事例で PNA パターンが見られる。また、PNA パターンは非典型事例の解析では他の高度場偏差と比較しても非常に卓越している。このことから、PNA パターンはほとんどの ENSO 事例で現れるのではなく、事例数は少ないものの振幅が大きいために ENSO 全体で現れるように見えることを示唆している。

3.2 季節内変動の解析

この節では El Niño 時、La Niña 時の季節内変動の注目し、月ごとにコンポジット解析を行った結果を示す。ここでは全事例において月ごとに解析を行ったが、初冬と晩冬の変化を探るために、12 月と 2 月の結果のみ示す。NINO.3 インデックスと対流圏下層（925hPa）における極東域の各月の気温偏差の関係は図 3.16 に示す。また、解析の基準である極東域の寒暖の月ごとの分類結果は表 3.2 の通りである。

3.2.1 12 月の熱帯海面水温偏差の分布の違い

12 月の熱帯域から中緯度帯の SST、流線関数、風の偏差のコンポジット解析の結果を図 3.17 に示す。

まず図 3.17 の熱帯域の SST 偏差に注目すると、El Niño 時、La Niña 時ともに東太平洋赤道域だけでなくフィリピン海・海洋大陸といった西太平洋熱帯域やインド洋などにも

表 3.2: 極東域における月ごとの暖冬事例と寒冬事例の分類結果

	極東域の寒暖	月	事例数	年
El Niño	暖	12 月	8	51, 57, 63, 72, 87, 91, 97,15
		1 月	7	52, 64, 66, 73, 77, 92, 10
		2 月	5	58, 66, 73, 98, 10
	寒	12 月	5	65, 69, 76, 82, 09,
		1 月	7	58, 70, 83, 88,98, 03, 16
		2 月	5	52, 77, 83, 92, 16
La Niña	暖	12 月	7	49, 54, 71, 73, 75, 85, 95
		1 月	4	50, 72, 89, 96
		2 月	8	50, 55, 76, 85, 89, 96, 99,11
	寒	12 月	7	55, 64, 70, 88, 99, 07, 10
		1 月	9	55, 56, 71, 74, 76, 86, 00, 08, 11
		2 月	6	56, 68, 71, 74, 00, 08

有意な SST 偏差が見られる。また東太平洋赤道域の SST 偏差の有意な領域は日付変更線より西にまで分布している。

次に大気場に注目すると、El Niño 時には Wang et al.（2000）で指摘されているフィリピン海上の高気圧性偏差が見られる。ただし、その偏差は La Niña 時には低気圧性偏差である。El Niño 時では、このフィリピン海の循環偏差と順圧的な構造をしている日本の東側の循環偏差が 1 つの大きな循環偏差を構成し、それにより El Niño 時には日本付近への南風成分が卓越している。La Niña 時には、東太平洋赤道域の SST 偏差に伴う高気圧性循環偏差が El Niño 時よりも西に張り出しているため、海洋大陸から北太平洋にかけての低気圧性偏差は分列しつつあるが、フィリピン海と日本の東側に位置している低気圧性循環偏差により北風成分が卓越している。これらの偏差の分布は典型事例（図 3.8(a) と図 3.9(a)）によく似ている。

3.2.2 12 月における降水量と収束 · 発散の変化

12 月の El Niño 時、La Niña 時の熱帯域の降水量と収束 · 発散の合成図を図 3.18 に示す。図 3.18 を見ると、図 3.6 と同様に、海洋大陸から北東方向と南東方向に伸びる馬蹄形の同符号の偏差が見られる。さらに、その西側にインド洋から伸びる馬蹄形の海洋大陸から伸びる偏差とは異符号の偏差が見られる。しかしながら、このインド洋から伸びる偏差は極東域上を通っているが、有意な降水量偏差は極東域にはあまり見られず中立に近い。El Niño 時にはフィリピン海と日本の東側に発生する高気圧性循環偏差は発達途中であるため（図 3.17(a)）、収束 · 発散もまだ弱く極東域への影響は小さい。La Niña 時も El Niño

時と同様にそれらの循環偏差は発達途中であるため（図 3.17(b)）、収束 · 発散もまだ弱く極東域への影響は小さいと考えられる。

3.2.3　12 月の気温場と高度場の解析

12 月に気温場と高度場の解析結果を図 3.19 と図 3.20 に示す。まず、El Niño 時の対流圏下層の気温場（図 3.19(a)）に注目すると、北太平洋西部の有意な暖冬領域が東日本を覆っているが、極東域にはあまり有意性のある領域は見られない。しかしながら、極東域は暖冬傾向にある。高度場（図 3.19(b)）に注目すると、日本の東側とその北側に作用中心を持つ南北双極子状の高度偏差が位置している。一方で、PNA パターンは見られない。

次に、La Niña 時の対流圏下層の気温場（図 3.20(a)）に注目すると、極東域には有意性は見られないものの寒冬傾向にある。高度場（図 3.19(b)）に注目すると、有意性は見られないが、極東域から太平洋とその北側に作用中心を持つ南北双極子状の高度偏差が位置している。一方で、12 月の El Niño 時と同様に PNA パターンは見られない。

これらの様子は 3.1.3 節の典型事例の解析結果である dipole パターンによく似ている。暖冬（寒冬）傾向のときに日本の東側の作用中心が正（負）の dipole パターンが位置していることは、先行研究 Takaya and Nakamura（2013）の結果や 3.1.3 節の結果とも矛盾しない。

3.2.4　12 月の波の活動度

12 月の波の活動度フラックスの解析結果はそれぞれ図 3.21 に示す。12 月はアリューシャンから北米大陸に向かう波の活動度フラックスが見られる。その強さは El Niño 時よりも La Niña 時の方が強い傾向にある。また、北大西洋からヨーロッパに向かう波の活動度フラックスも見られるが、その強さはアリューシャン上の波の活動度フラックスよりも小さい。このことから、アリューシャンから北米大陸へ、また北大西洋からヨーロッパへロスビー波が伝播していることがわかる。このアリューシャン上と北大西洋上に大きい波の活動度フラックスが見られる特徴は典型事例（図 3.12）によく似ている。

3.2.5　12 月における渦度源の解析

12 月における渦度源を式（2.1）を用いて解析したの結果を図 3.22 に示す。まず、図 3.22 の El Niño 時を見ると、太平洋赤道域と北米大陸西岸から生じた発散風偏差は中央太平洋中緯度域の強風軸あたりで収束している。また、日本上からフィリピン海に向かう発散風偏差が見られる。発散風偏差が存在する太平洋赤道域と北米大陸西岸や日本上では渦度源偏差は負（負の相対渦度の生成）であり、収束している中央太平洋中緯度域では渦度源偏差は正（正の相対渦度の生成）である。これらの生成された相対渦度に釣り合うように惑星渦度を移流するために、渦度源偏差が負の領域には南風偏差、正の領域には北風偏差と

なるように高度場偏差ができる。これは節 3.2.3 で示した高度場偏差の位置に整合的である。アリューシャン上の低気圧性の高度場偏差の東側に負の渦度源偏差、西側に正の渦度源偏差が位置しており、日本の東側の高気圧性の高度場偏差の東側に正の渦度源偏差、西側に負の渦度源偏差が位置している。

一方で、La Niña 時を見てみると、El Niño 時と比較して、発散風偏差が小さいことがわかる。また、発散風偏差の収束 · 発散の位置はほとんど同じであるが、収束 · 発散は逆になっている。そのため、渦度源偏差の符号も反対になっている。

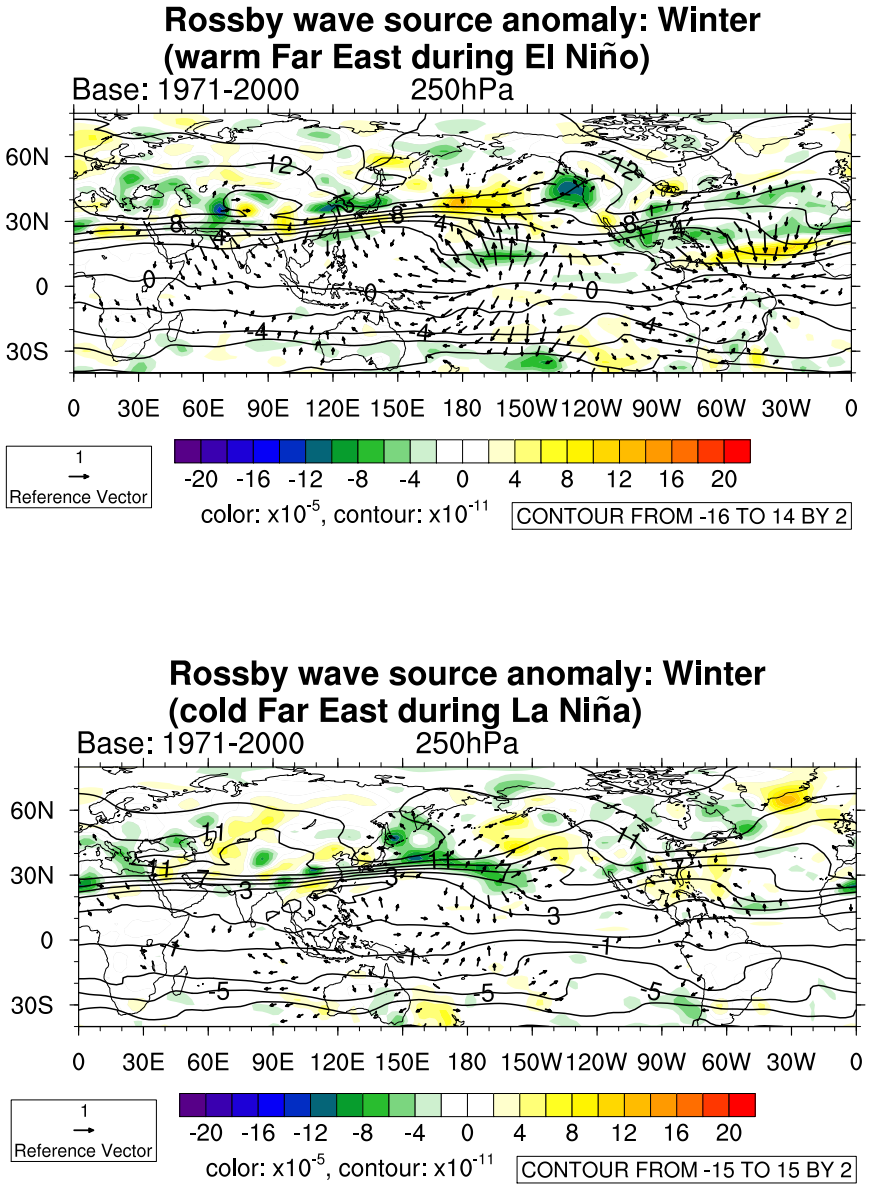
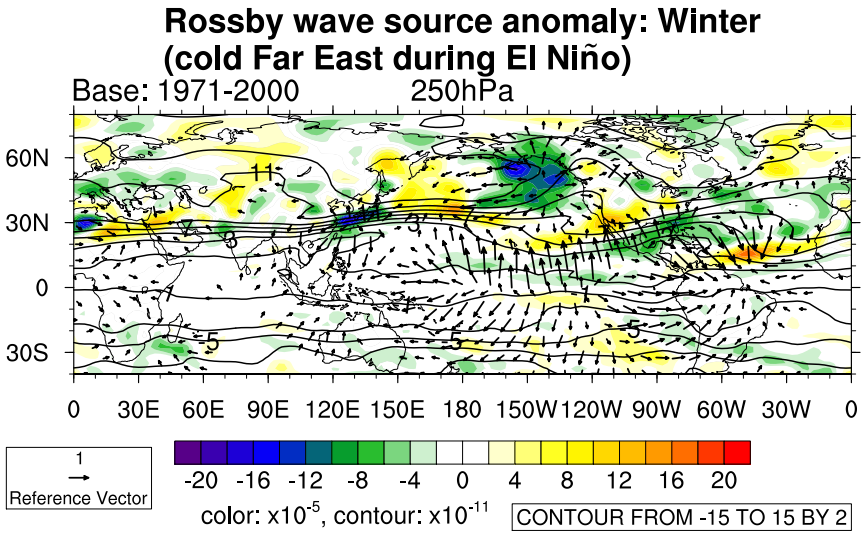


図 3.14: 典型事例における発散風と渦度源の偏差
上段は El Niño 時、下段は La Niña 時における発散風の偏差（ベクトル, m/s）、絶対渦度（コンター, s^{-1}）、渦度源の偏差（カラー, m^2/s^2）を示す。大きさが 0.3m/s より小さいベクトルは省略。気候値は 1971 年から 2000 年の平均値。



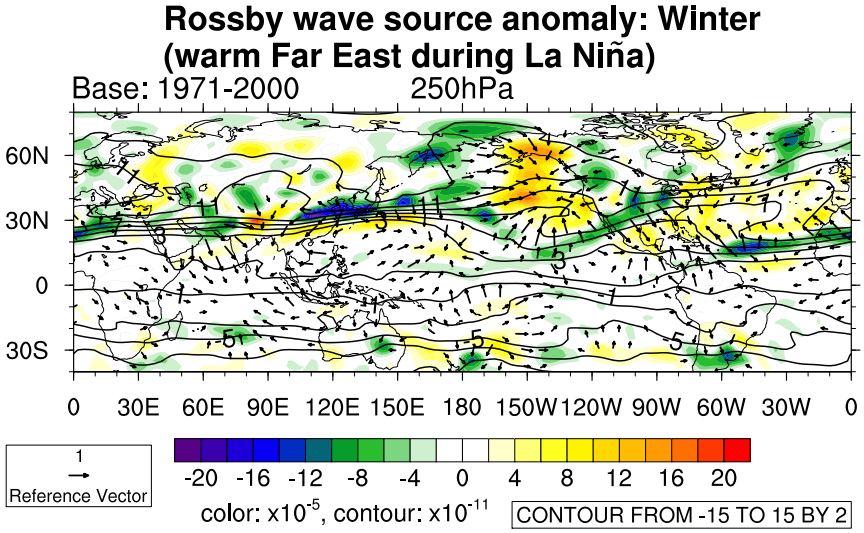
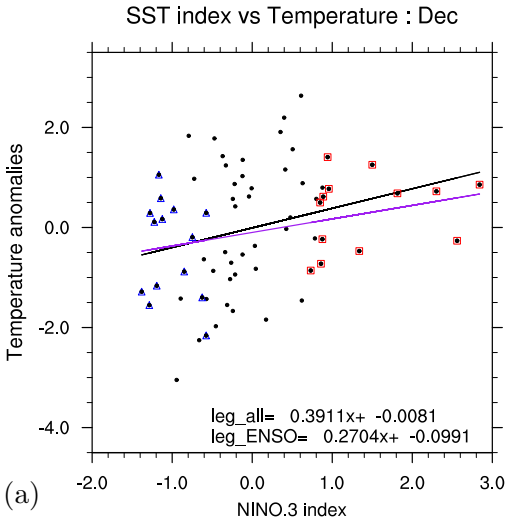
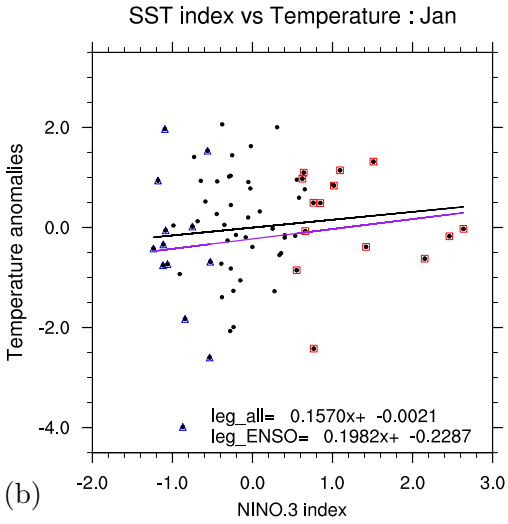


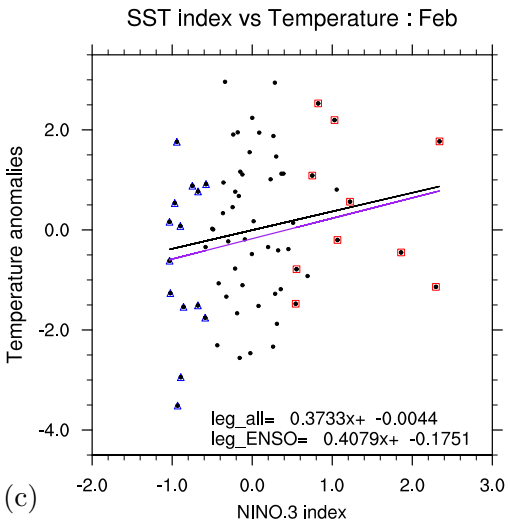
図 3.15:
図 3.14 と同様。ただし、非典型事例の解析である。



(a)

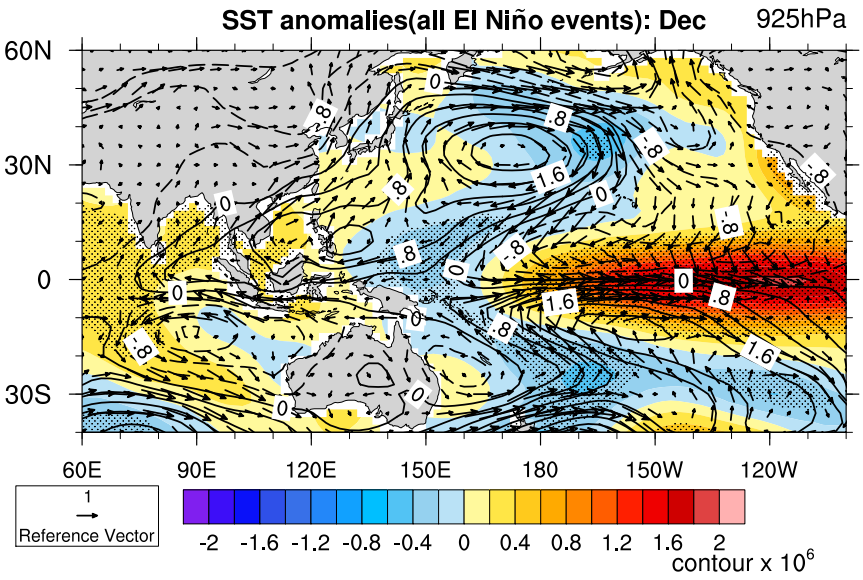


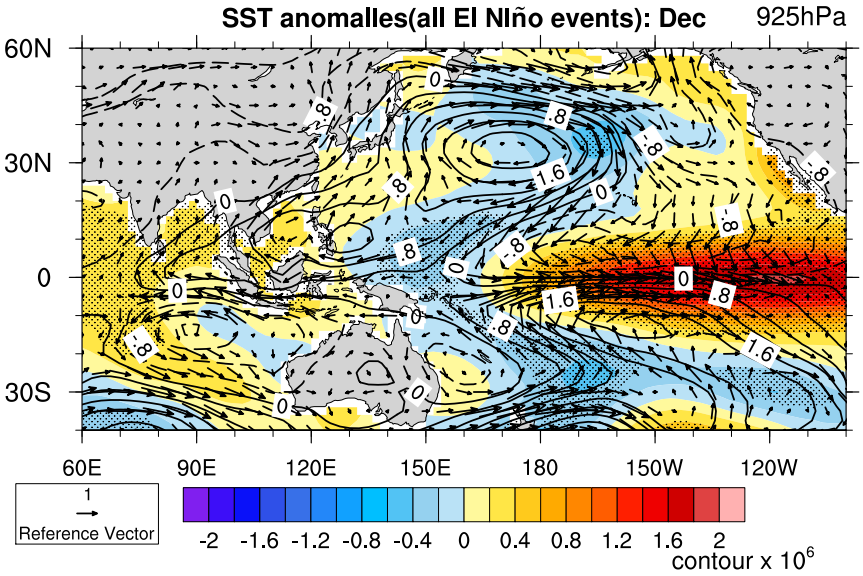
(b)



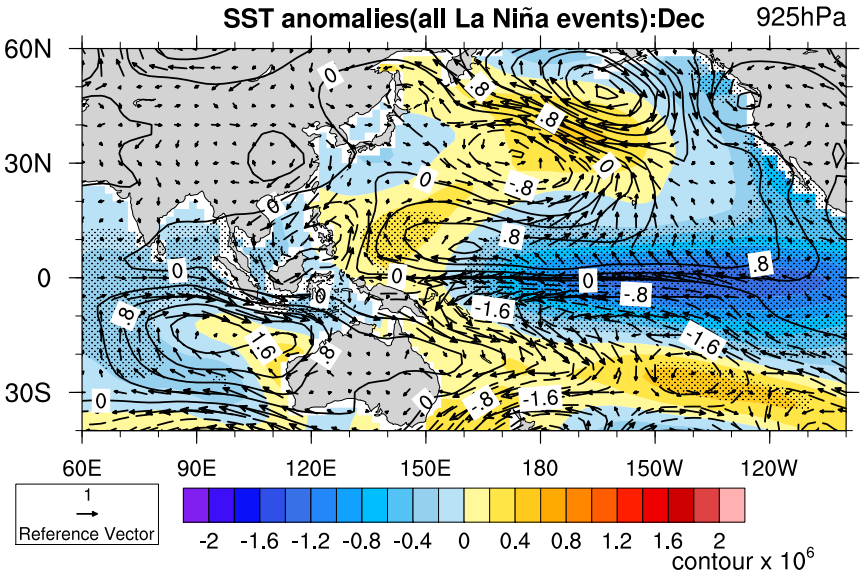
(c)

図 3.16: 月ごとの極東域の気温偏差と NINO.3 インデックスの関係。
図 3.1 と同様。ただし、月ごとの関係を示している。(a) は 12 月、(b) は 1 月、(c) は 2 月を示す。


SST anomalies(all El Niño events): Dec
925hPa
60N
30N
0
30S
60E
90E
120E
150E
180
150W
120W
1
Reference Vector
-2
-1.6
-1.2
-0.8
-0.4
0
0.4
0.8
1.2
1.6
2
contour x 10^6

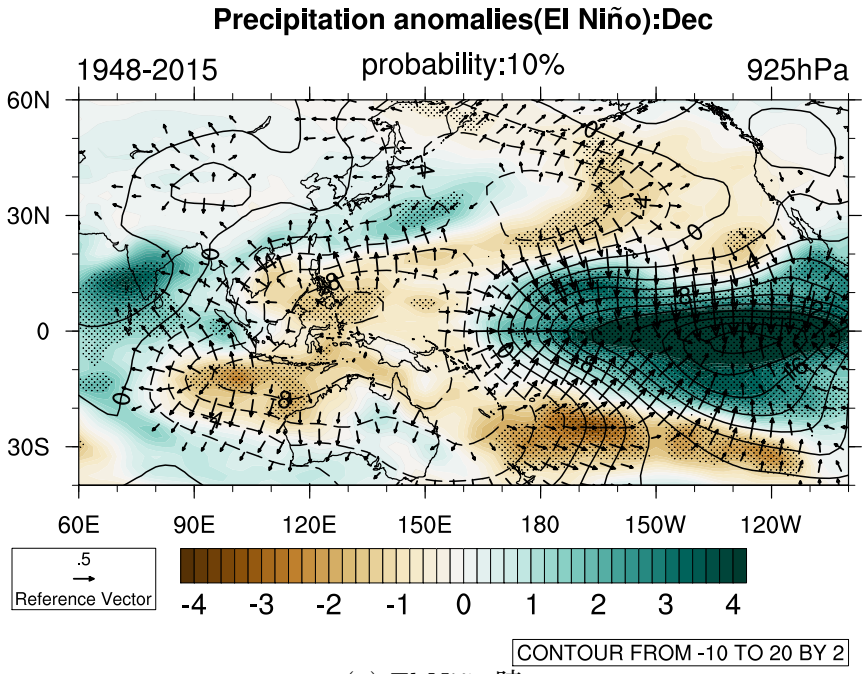


(a) El Niño 時

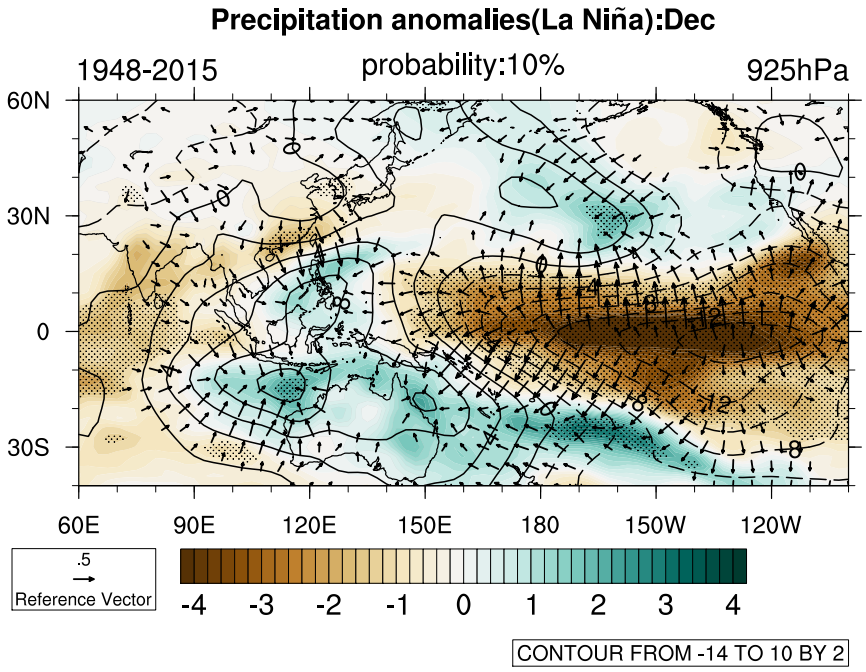


(b) La Niña 時

図 3.17: 12 月の熱帯域の海面水温と循環偏差（El Niño）
(a)、(b) は El Niño 時と La Niña 時それぞれの海面水温と風、925hPa 面の流線関数偏差を示す。カラーが SST 偏差（K）、コンターとベクトルがそれぞれ 925hPa 面の流線関数（m^2/s）と風（m/s）の偏差を示し、ハッチは SST の 90%の有意性のある領域を示す。

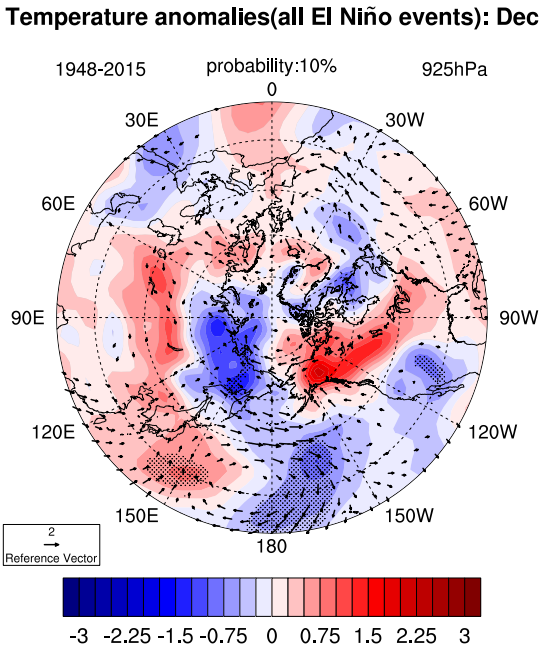


(a) El Niño 時

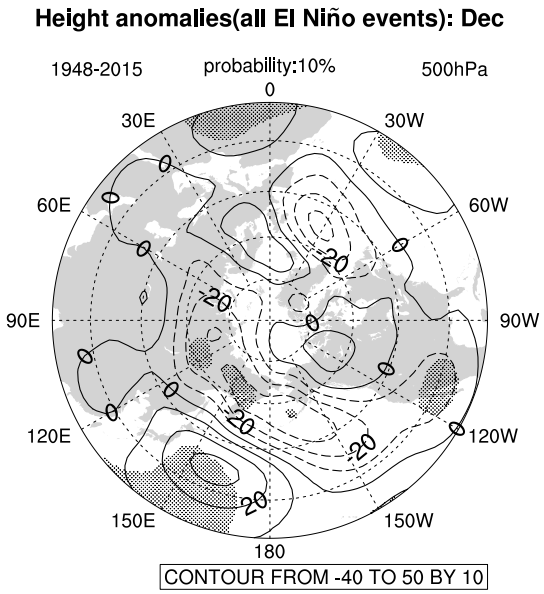


(b) La Niña 時

図 3.18: 12 月の降水量と収束 · 発散の合成図
(a)、(b) は El Niño 時と La Niña 時それぞれの熱帯域の 12 月の降水量と収束 · 発散の合成図を示す。カラーが降水量の偏差（Kg/m^2）、コンターとベクトルがそれぞれ 925hPa 面の速度ポテンシャル（m^2/s）と発散風（m/s）の偏差を示し、ハッチは降水量において 90%の有意性のある領域を示す。大きさが 0.3m/s より小さいベクトルは省略。

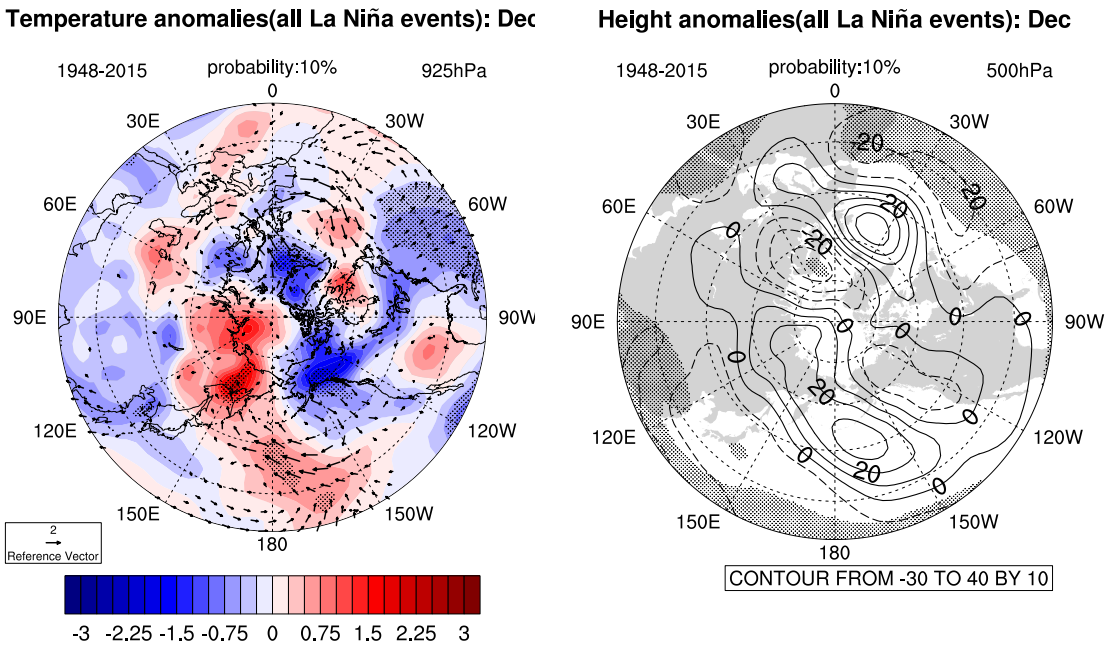


(a) 925hPa 面の気温場偏差



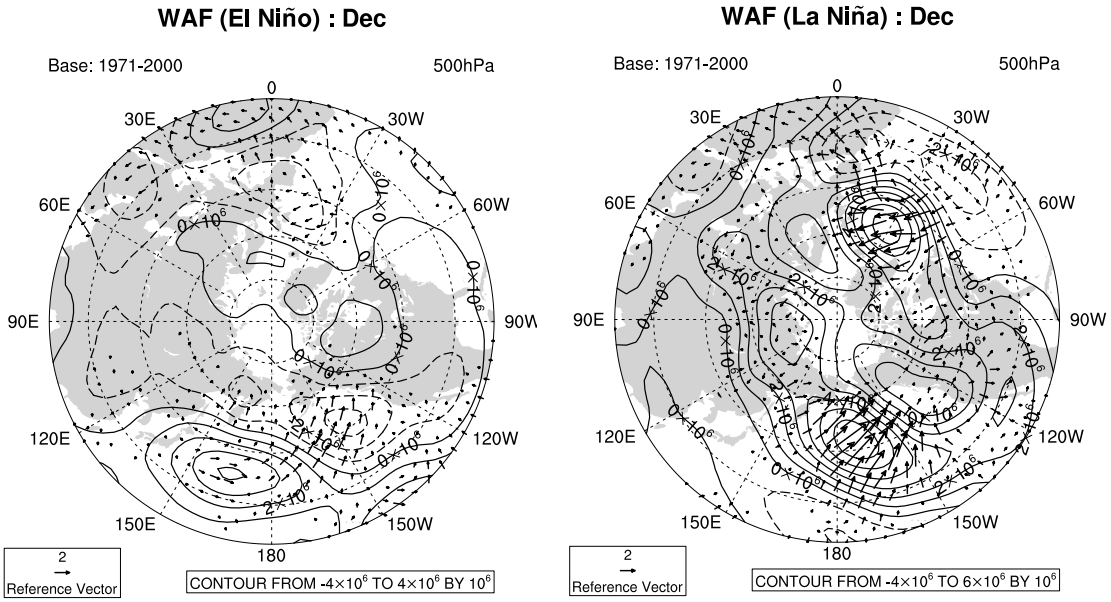
(b) 500hPa 面の高度場偏差

図 3.19: 12 月の気温場と高度場の合成図（El Niño）
(a) は北半球（20° 以北）925hPa 面の気温場偏差の様子である。カラーは気温場偏差（K）を表す。(b) は (a) のときの 500hPa 面の高度場偏差の様子である。コンターで高度場偏差（m）を表す。ハッチはそれぞれ 90%の有意性を示す。



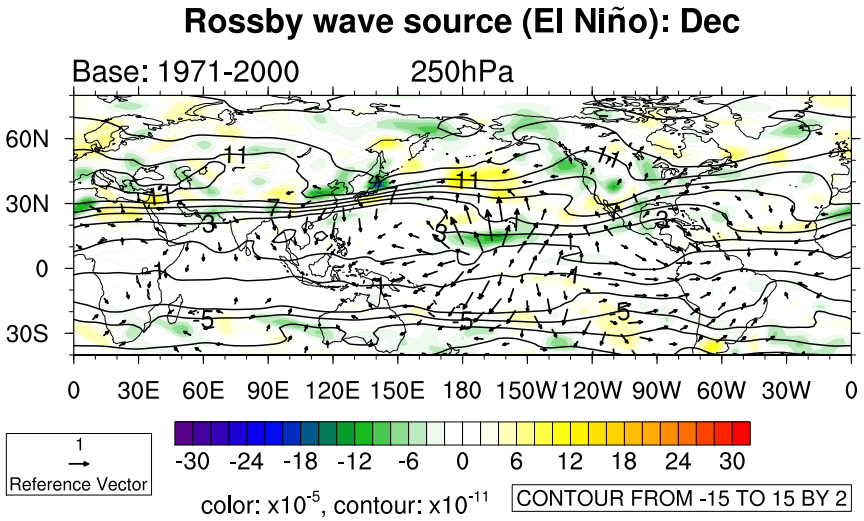
(a) 925hPa 面の気温場偏差　　(b) 500hPa 面の高度場偏差

図 3.20: 12 月の気温場と高度場の合成図（La Niña）
図 3.19 と同様である。ただし、La Niña の事例での解析結果である。



(a) El Niño 時　　(b) La Niña 時

図 3.21: 12 月の波の活動度と流線関数偏差
(a)、(b) はそれぞれ典型事例の El Niño、La Niña の北半球（20° 以北）500hPa 面の波の活動度と流線関数の様子である。コンターは流線関数偏差（m^2/s）、ベクトルは波の活動度フラックス水平成分（$^2s^{-2}$）を表す。大きさが $0.3m^2s^{-2}$ より小さいベクトルは省略。気候値は 1971 年から 2000 年の平均値である。



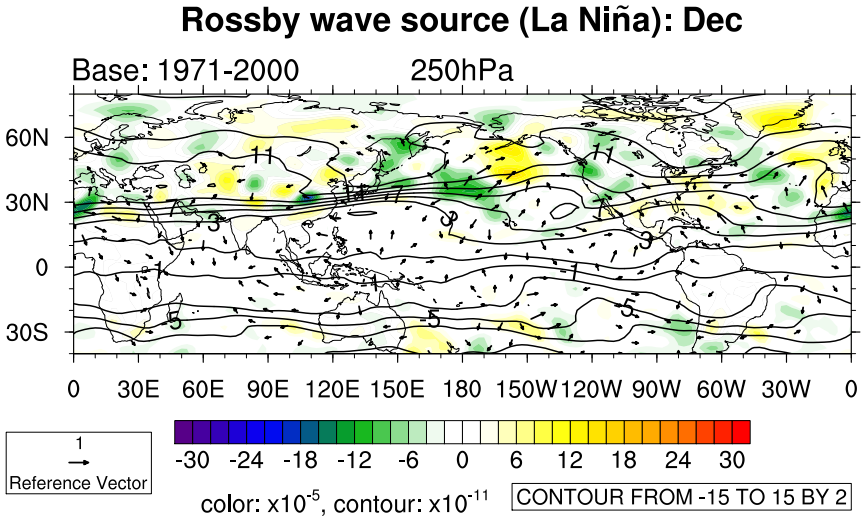


図 3.22: 12 月における発散風と渦度源の偏差の合成図
上段は El Niño 時、下段は La Niña 時における発散風の偏差（ベクトル, m/s）、絶対渦度（コンター, s^{-1}）、渦度源の偏差（カラー, s^{-2}）を示す。大きさが 0.3m/s より小さいベクトルは省略。気候値は 1971 年から 2000 年の平均値。

3.2.6　2 月の熱帯海面水温偏差の分布の違い

2 月の熱帯域から中緯度帯の SST、流線関数、風の偏差のコンポジット解析の結果を図 3.23 に示す。

まず図 3.23 の熱帯域の SST 偏差に注目すると、東太平洋赤道域だけでなく El Niño 時にはフィリピン海・海洋大陸・インド洋、La Niña 時にはフィリピン海・インド洋など西太平洋熱帯域にも有意な SST の変動が見られる。El Niño 時、La Niña 時ともにフィリピン海の有意な SST 偏差の領域は拡大し、また El Niño 時には海洋大陸から東シナ海まで有意な領域が拡大している。一方で、La Niña 時には海洋大陸とインド洋の有意な領域は見られなくなっている。

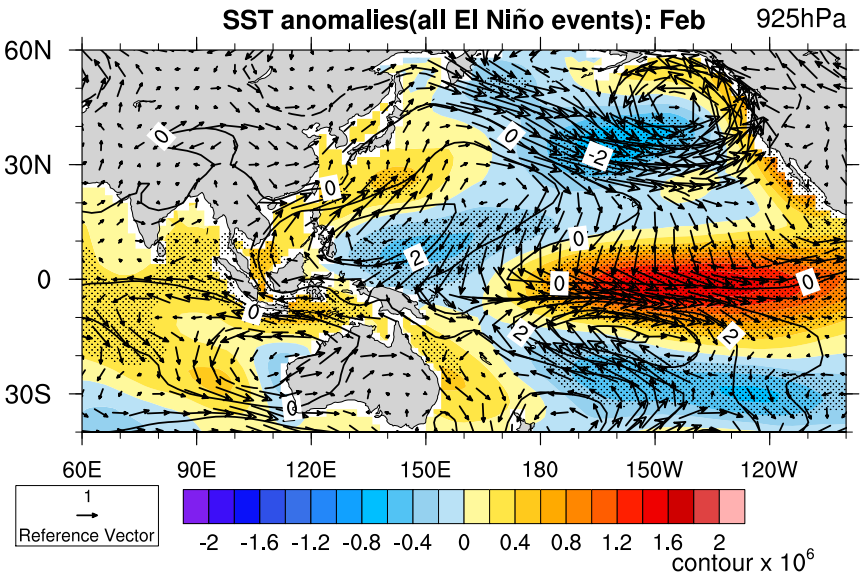
次に大気場偏差に注目すると、12 月と同様に El Niño 時には Wang et al.（2000）で指摘されたフィリピン海上の高気圧性循環偏差が見られる。ただし、その偏差は La Niña 時には低気圧性循環偏差である。しかしながら、12 月と比較してその偏差はフィリピン海上では強くなっているが、日本の東側の循環偏差は弱くなっている。12 月の La Niña 時には、東太平洋赤道域の SST 偏差に伴う高気圧性循環偏差が El Niño 時よりも西に張り出していたが、2 月になるとそれが見られなくなっている。そのため、フィリピン海の低気圧性循環偏差と日本の南東に位置する低気圧性循環偏差で 1 つの大きな低気圧性循環偏差を構成しているが、El Niño 時と同様にその偏差はフィリピン海上では強くなっているが、日本の東側では弱くなっている。これらの偏差の分布は典型事例（図 3.8(a) と図 3.9(a)）によく似ている。

3.2.7　2 月における降水量と収束 · 発散の変化

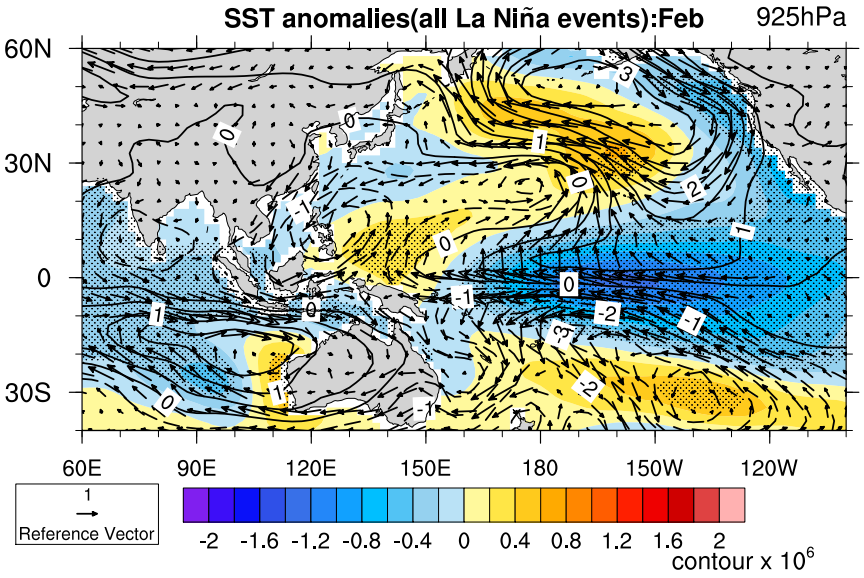
2 月の El Niño 時、La Niña 時の熱帯域の降水量と収束 · 発散の合成図を図 3.24 に示す。図 3.24 を 12 月の合成図（図 3.18）と比較すると、速度ポテンシャルも降水量の変動も大きくなり、有意な領域も拡大している。El Niño 時には 12 月からフィリピン海と日本の東側に発生する高気圧性の循環偏差は発達したため（図 3.23(a)）、収束 · 発散が強くなり極東域への影響が大きくなっている。La Niña 時も El Niño 時と同様にそれらの循環偏差が発達したため（図 3.23(b)）、収束 · 発散が強くなり極東域への影響が大きくなっている。しかしながら、日本は降水量の変化の境界に位置しているため、日本への影響は小さい。

3.2.8　2 月の気温場と高度場

2 月の 925hPa 面の気温場と 500hPa 面の高度場の解析結果を図 3.25 と図 3.26 に示す。まず、El Niño 時の対流圏下層の気温場と高度場（図 3.25(a)、(b)）に注目すると、極東域で卓越していた南北双極子の南側の高度場偏差は衰退し北側の高度偏差は強化している。またそれらの作用中心は南へ移動し、有意ではないが極東域で暖冬傾向が見られる。しかしながら、南北双極子の作用中心が南へ移動したことにより、その北側の作用中心の影響

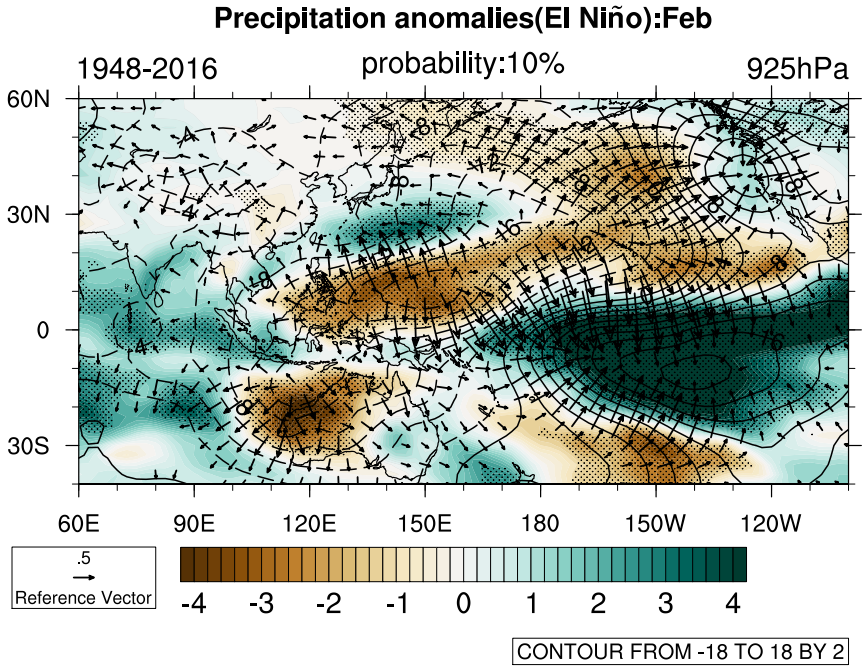


(a) El Niño 時

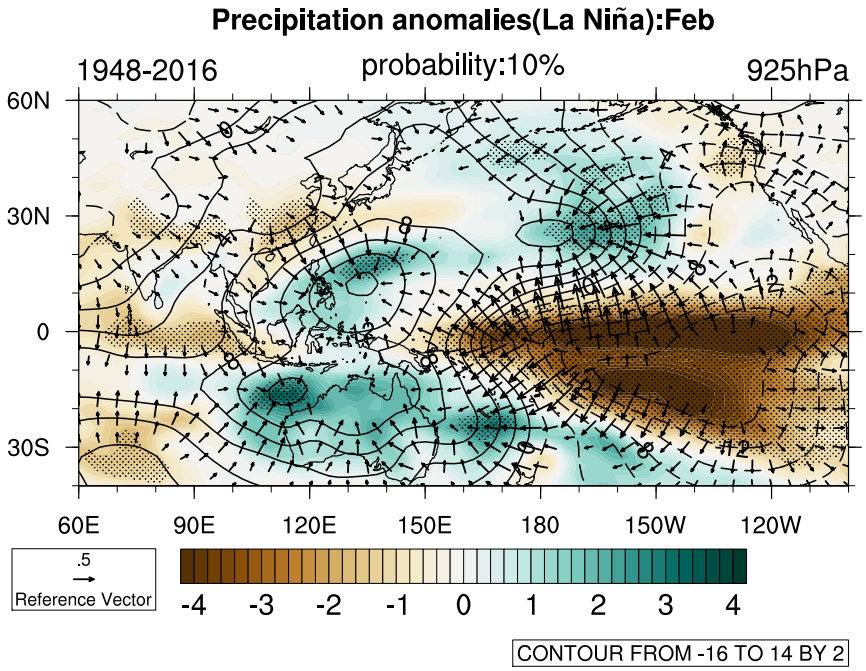


(b) La Niña 時

図 3.23: 2 月の熱帯域の海面水温と風の偏差（El Niño）
(a)、(b) は El Niño 時と La Niña 時それぞれの熱帯域の様子を示す。カラーが SST 偏差（K）、コンターとベクトルがそれぞれ 925hPa 面の流線関数（m^2/s）と風（m/s）の偏差を示し、ハッチは SST の 90%の有意性のある領域を示す。

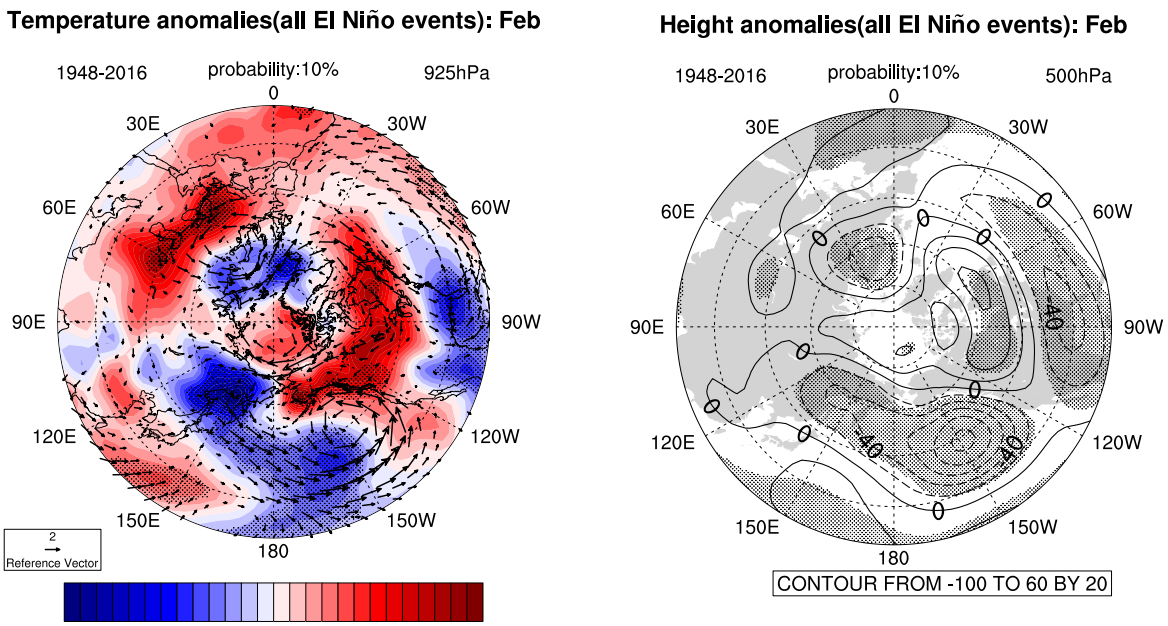


(a) El Niño 時



(b) La Niña 時

図 3.24: 2 月の降水量と収束 · 発散の合成図
(a)、(b) は El Niño 時と La Niña 時それぞれの熱帯域の 2 月の降水量と収束 · 発散の合成図を示す。カラーが降水量の偏差（Kg/m^2）、コンターとベクトルがそれぞれ 925hPa 面の速度ポテンシャル（m^2/s）と発散風（m/s）の偏差を示し、ハッチは降水量において 90%の有意性のある領域を示す。大きさが 0.3m/s より小さいベクトルは省略。



(a) 925hPa 面の気温場偏差

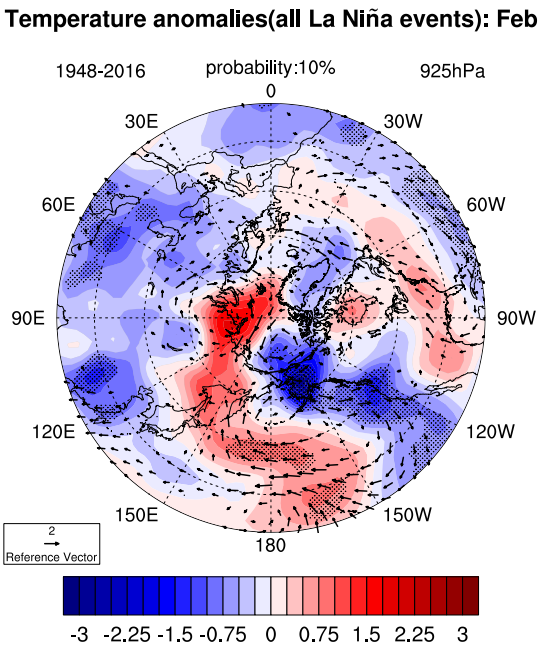
(b) 500hPa 面の高度場偏差

図 3.25: 2 月の気温場と高度場の合成図（El Niño）
(a) は北半球（20° 以北）925hPa 面の気温場偏差の様子である。カラーは気温場偏差（K）を表す。(b) は (a) のときの 500hPa 面の高度偏差の様子である。コンターで高度場偏差（m）を表す。ハッチはそれぞれ 90%の有意性を示す。

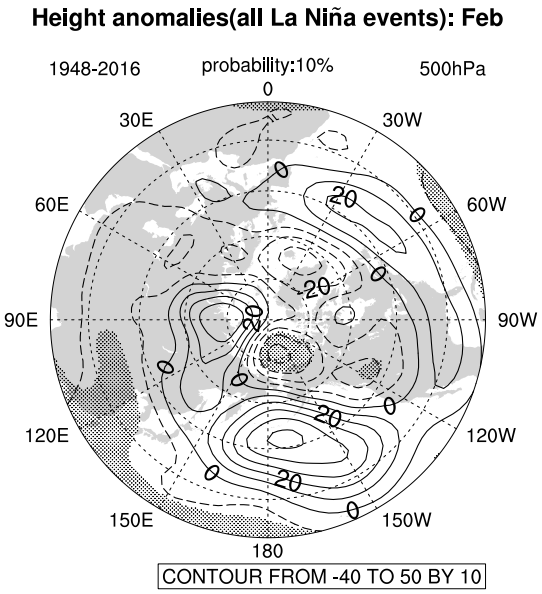
を受けて、北海道はむしろ寒冬傾向が見られる。さらに、12 月には見られなかった PNA パターンが卓越し統計的有意性も見られるようになっている。

次に、La Niña 時の対流圏下層 925hPa 面の気温場と 500hPa 面の高度場（図 3.26(a)、(b)）に注目すると、12 月の比較してわずかに寒冬傾向が弱まっている。特に注目すべきは、南北双極子の北側の高度場偏差は強くなり、北海道での暖冬傾向は有意になる。それに対応する南北双極子状の高度場偏差には有意性は見られないが、12 月と比較して作用中心がわずかに南西に移動している。また作用中心の一部に有意性が見られないが、El Niño 時と同様に PNA パターンが卓越している。

これらの様子は 3.1.3 節の典型事例の解析結果である dipole パターンによく似ているが、節 3.1.4 の非典型事例の特徴も持ち合わせている。

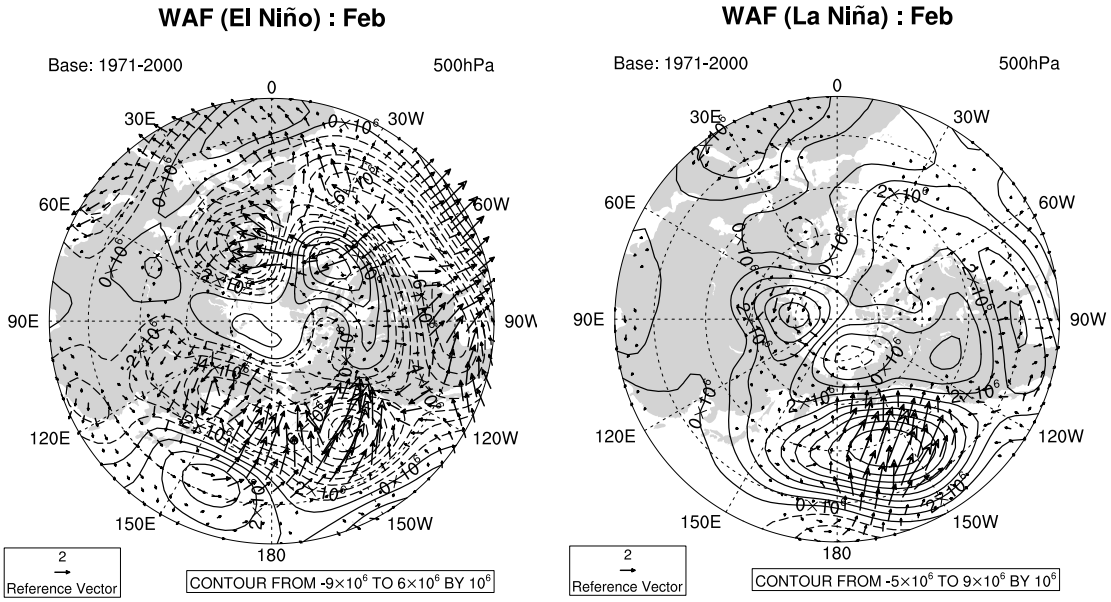


(a) 925hPa 面の気温場偏差



(b) 500hPa 面の高度場偏差

図 3.26:
図 3.25 と同様である。ただし、La Niña の事例での解析結果である。



(a) El Niño 時の 2 月　　(b) La Niña 時の 2 月

図 3.27: 2 月の波の活動度
(a) は El Niño 時の、(b) は La Niña 時の 2 月の 500hPa 面の流線関数偏差（m^2/s）と TN flux（$^2s^{-2}$）をそれぞれ示している。大きさが 0.3^2s^{-2} より小さいベクトルは省略。気候値は 1971 年から 2000 年の 2 月の平均値を用いている。

3.2.9　2 月における波の活動度

2 月の波の活動度フラックスの解析結果を図 3.27 に示す。12 月と比較して波の活動度フラックスは 2 月の方が全体的に大きく、特に北太平洋と北大西洋に強い波の活動度フラックスが見られる。それらは太平洋から北米大陸へ、大西洋から北大西洋と通ってヨーロッパへとロスビー波を伝播している。これは 12 月と比較して、PNA パターンの位相と位置は不変で振幅が変わっていることからもわかる。また 12 月では La Niña 時の方が波の活動度フラックスは大きかったが、2 月では El Niño 時の方が大きい。

3.2.10　2 月における渦度源の解析

2 月における渦度源を式（2.1）を用いて解析したの結果を図 3.22 に示す。まず、図 3.28 の El Niño 時を見ると、太平洋赤道域と北米大陸西岸から発散している発散風偏差が中央太平洋中緯度域の強風軸あたりで収束している。また、日本上からフィリピン海に向かう発散風偏差が見られる。12 月と比較すると、太平洋から大西洋にある発散風偏差とその収束 · 発散が強くなっており、それに伴って渦度源偏差の振幅も大きくなっている。この 12 月から 2 月にかけての変化と PNA パターンの発達は整合的である（節 3.2.8 参照）。

一方で、La Niña 時を見てみると、El Niño 時と比較して、発散風偏差が小さいことがわかる。発散風偏差がその収束 · 発散が弱いことは、高度偏差の振幅が El Niño 時と比較して小さいことに整合的である。また、12 月から 2 月にかけての変化は北米大陸東岸あたりで大きく、それに伴って PNA パターンが明瞭になっている。

3.2.11 まとめ

この節の結果を整理する。対流圏下層の極東域の寒暖で ENSO の事例を全事例において月ごとに分類し、コンポジット解析を行うと 12 月と 2 月でいくつか違いが見られた。12 月では極東域上で dipole パターンが卓越し、PNA パターンは明瞭ではない。しかし、2 月になると dipole パターンは衰退し、PNA パターンが卓越する。12 月では、フィリピン海上の循環偏差は発達途中であるが、dipole パターンの作用中心をもとに極東域へ向かう南北風成分を卓越させる 1 つの大きな循環偏差を構成する。一方、2 月ではフィリピン海上の循環偏差は発達したものの、日本の東側に位置する偏差が衰退し、アリューシャン上の循環偏差が強くなっている。そのため、極東域へ向かう南北風成分も弱くなり、西太平洋熱帯域から極東域への影響は弱くなっている。このような SST と高度場の違いから、降水量偏差も顕著に見られる。降水量偏差の分布は 12 月では熱帯内に留まっており極東域では見られないが、2 月になると極東域あたりでも見られるようになっている。これはフィリピン海上とアリューシャン上の循環偏差の発達に対応したものだと考えられる。しかしながら、日本に注目すると日本はその偏差の節に位置しているため、影響があるとは断言できない。ただし、12 月と 2 月の偏差の位置と度合いを考慮すると、2 月の方が降水量は日本の南側で El Niño 時には多雨傾向、La Niña 時には少雨傾向、北側ではその反対の影響を受けやすいと考えられる。

次に、渦度源と波の活動度について述べる。まず、渦度源においては 12 月から 2 月にかけて太平洋から大西洋にある発散風偏差とその収束 · 発散が強くなっており、それに伴って渦度源偏差の振幅も大きくなっている。波の活動度では 12 月と比較して波の活動度フラックスは 2 月の方が全体的に大きく、特に北太平洋と北大西洋に強い波の活動度フラックスが見られる。それらは太平洋から北米大陸へ、大西洋から北大西洋と通ってヨーロッパへとロスビー波を伝播している。これらの 12 月から 2 月にかけての変化と PNA パターンの発達は整合的である。これは 12 月と比較して、PNA パターンの位相と位置は不変で振幅が変わっていることからもわかる。

以上より、12 月から 2 月にかけて ENSO の影響は弱くなっていくことがわかった。これは Wang et al.,（2000）の結果に整合的で、フィリピン海と日本の東側の循環偏差の発展 · 衰退に伴って極東域の気温偏差が変化していると考えられる。寒暖で分けた解析結果と比較すると、12 月には典型事例によく似ており、2 月には非典型事例の特徴も持つようになっている。

3.3　2015/16 年の事例解析

2015/16 年の El Niño の気温場と高度場の解析結果を図 3.29 に示す。まず、高度場（図 3.29(b)）に注目すると、日本の東側とその北側に作用中心を持つ南北双極子状の高度場偏差が位置している。極東域西部に負の高度場偏差が位置している。一方で、PNA パターンは明瞭ではないがアリューシャン上の高度場偏差は卓越している。そのため、対流圏下層の気温場（図 3.29(a)）に注目すると、極東域の西側では寒冬傾向が強く、東側では暖冬傾向が強い。極東域で平均すると、気温場偏差はわずかに負になる。しかし日本に注目すると、この事例では暖冬傾向にあることがわかる。

次に、太平洋熱帯域の SST と風の偏差を図 3.30 に示す。SST 偏差に注目すると、東太平洋赤道域の SST は非常に高温であるが、非典型事例のように東に留まっている。また、フィリピン海、海洋大陸の SST 偏差のコントラストは明瞭である。大気場に注目すると、日本の東側に位置する高気圧性循環偏差とフィリピン海の高気圧性循環偏差は明瞭で、日本へ向かって南風が卓越している。この特徴は典型事例に見られる特徴によく似ている。

以上より、2015/16 年の El Niño は日本の東側に南北双極子状の高度場偏差が位置しているため、dipole パターンのように見える。しかしながら、極東域西部の負の高度場偏差が dipole パターンよりも強く、対流圏下層の気温場偏差を負にしている。したがって、2015/16 年の El Niño はやや東に移動した dipole パターンのため、極東域では日本のみ暖冬であった。

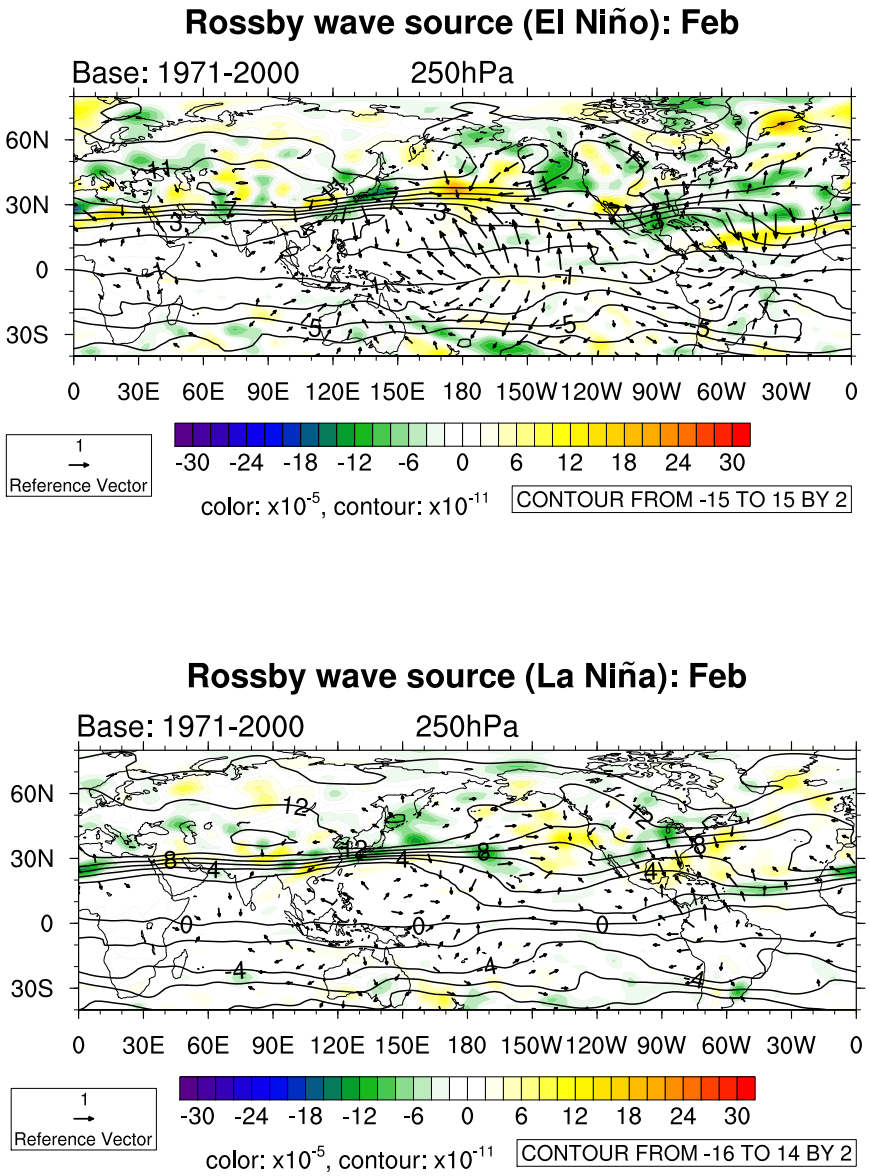
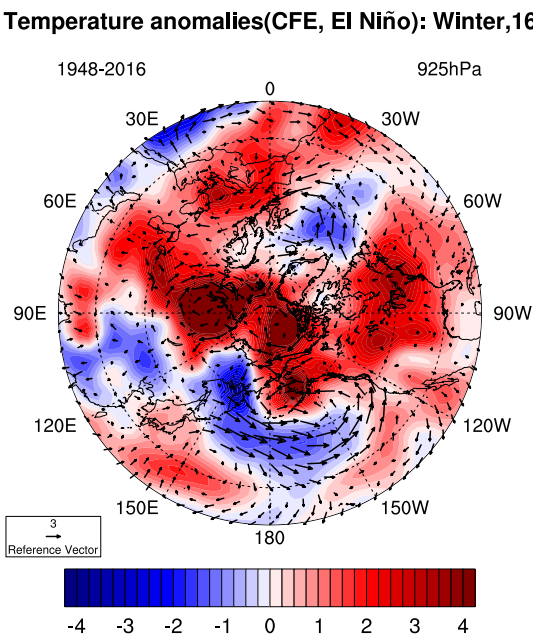
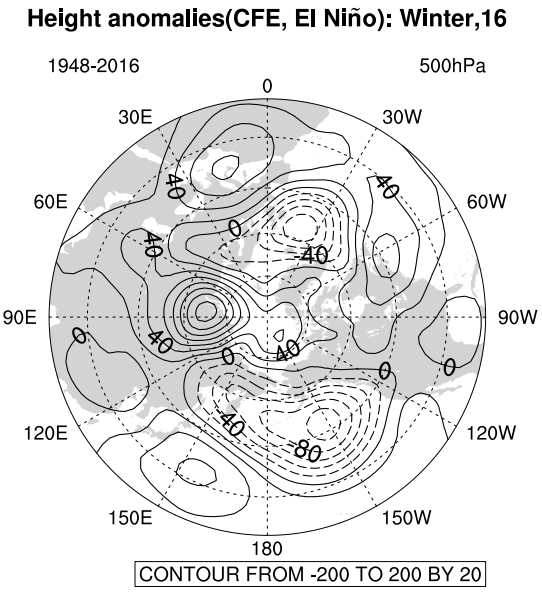


図 3.28:
図 3.22 と同様。ただし、2 月のみでの解析結果。



(a) 925hPa 面の気温偏差



(b) 500hPa 面の高度偏差

図 3.29: 2015/16 年の El Niño の気温場と高度場の偏差
(a) は北半球（20° 以北）925hPa 面の気温場偏差の様子である。カラーは気温場偏差（K）を表す。(b) は (a) のときの 500hPa 面の高度場偏差の様子である。コンターで高度場偏差（m）を表す。

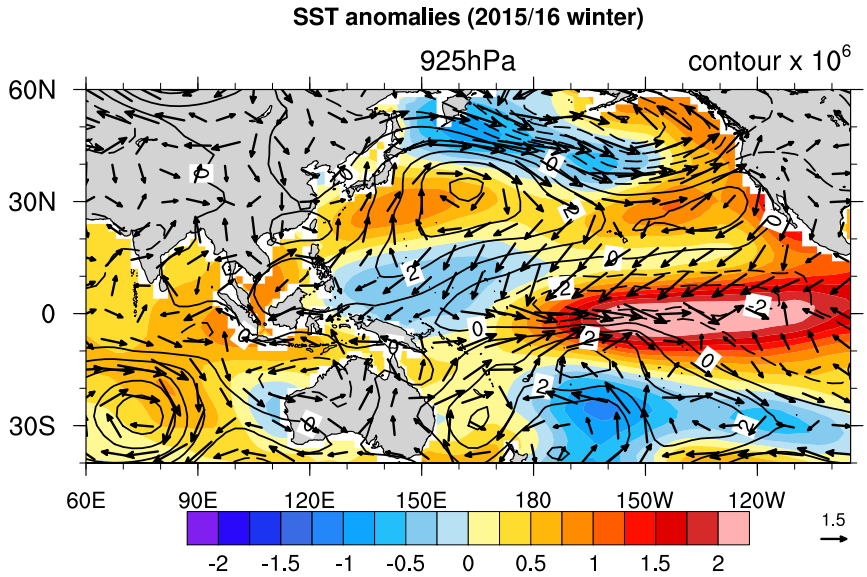


図 3.30: 2015/16 年の El Niño における太平洋熱帯域の海面水温と風の偏差
熱帯域の SST と風の偏差を示す。カラー が SST の偏差（K）、コンターとベクトルがそれぞれ 925hPa 面の流線関数（m^2s^{-1}）と風（m/s）の偏差である。

4　結論

本研究では、ENSO 時に見られる対流圏下層極東域の寒暖との関係について、ENSO を極東域の寒暖で分類しコンポジット解析を行うことにより、それぞれの特徴と違いを調査した。また、季節内にも注目し、12~2 月の各月のみでもコンポジット解析を行った。

まず、ENSO 時に見られる対流圏下層極東域の寒暖との関係について、季節平均値を用いて極東域の寒暖に分類して解析を行った。解析には NCEP Reanalysis-1 データを用いて、1948 年以降に発生した ENSO を対象に温暖化トレンドを考慮して解析を行った。その際、NINO インデックスが ±0.5 を 6ヶ月以上連続して超えている月が、12~2 月にある場合はその冬を ENSO 時の冬としている。その結果、大気の応答として大きな違いがあることがわかった。1 つ目は全事例のうち 70%ほどを占める典型事例（El NIño 時の暖冬、La Niña 時の寒冬）で見られる dipole パターンである。この dipole パターンは日本の東側とその北側に作用中心を持ち、El Niño 時には日本の東側の作用中心は正の偏差である。この偏差パターンは WP パターンがやや北に移動した WP-like パターンにも見える。もう 1 つは全事例のうち 30%ほどを占める非典型事例（El NIño 時の寒冬、La Niña 時の暖冬）で見られる EU&PNA パターンである。この EU&PNA パターンは、PNA パターンは非常に卓越しており統計的にも有意な結果となっている。この 2 つのパターン、特に dipole パターンと EU パターンは Takaya and Nakamura（2013）で極東域の寒暖との関係が指摘されており、ENSO に限って解析をしていないこの先行研究と本研究との結果は矛盾しない。典型事例と非典型事例の間には、太平洋熱帯域の海面水温やその上空での大気の応答にも違いが見られた。SST の違いとしては、東太平洋赤道域の偏差が典型事例では非典型事例と比較して、より西にまで分布しており、さらにフィリピン海や海洋大陸といった西太平洋熱帯域にも有意な偏差が見られる。それにより、フィリピン海上に高度場偏差が見られ、dipole の作用中心と結合し 1 つの高度場偏差を構成する。そのため、極東域へ向かう南北風成分が卓越するとこで、降水量と気温場へ影響を及ぼす。ただ、ENSO 時におけるこの 2 つのパターンの成因は未解明の課題として残されているが、少なくともこの 2 つのパターンの発生と極東域の寒暖との関係は明らかとなった。

もう 1 つ重要なことは、典型事例と非典型事例を比較すると、事例数が多い典型事例で PNA パターンが見られず、事例数が少ない非典型事例で PNA パターンが見られることである。また、PNA パターンは非典型の事例の解析では他の高度場偏差と比較して非常に卓越している。このことから、PNA パターンは ENSO のときによく現れるのではなく、事例数は少ないものの振幅が大きいために、ENSO 全体で現れるように見えているだけであることを示唆している。

次に、ENSO 時の天候の季節内変動に注目し、全事例で月ごとに解析した。ここでは解析する月のインデックスが ±0.5 を 6ヶ月以上連続して超えている状態を ENSO 時の月とした。対流圏下層の極東域の寒暖で月ごとに分類し、コンポジット解析を行うと 12 月と 2 月で、いつか違いが見られた。12 月で は極東域上で dipole パターンが卓越し、PNA パターンは明瞭ではない。フィリピン海上の高度場偏差は発達途中であるが、南北双極子の南側

の作用中心をもとに極東域へ向かう南北風成分を卓越させる 1 つの大きな循環偏差を構成する。しかし、2 月になると dipole パターンは衰退し、PNA パターンが卓越する。フィリピン海上の循環偏差は発達したものの、日本の東側に位置する偏差が衰退し、アリューシャン上の循環偏差が強くなっている。そのため、極東域へ向かう南北風成分も弱くなり、西太平洋熱帯域から極東域への影響は弱くなっている。このような SST と高度場の違いから、降水量の偏差も顕著に見られる。降水量偏差は 12 月では熱帯内で留まっており極東域では見られないが、2 月になると極東域あたりでも偏差が見られるようになる。これはフィリピン海上とアリューシャン上の循環偏差の発達に対応したものだと考えられ る。しかしながら、日本に注目すると、日本はその偏差の節に位置しているため、影響があるとは断言できない。ただし、12 月と 2 月の偏差の位置と度合いを考慮すると、2 月の方が日本の降水量は南側で El Niño 時には多雨傾向、La Niña 時には少雨傾向、北側ではその反対の影響を受けやすいと考えられる。以上より、12 月から 2 月にかけて ENSO の影響は弱くなっていくことがわかった。寒暖に分けた解析結果と比較すると、12 月には典型事例によく似ているが、2 月には非典型事例の特徴も併せ持つようになる。

次に、事例解析として行った 2015/16 年の El Niño について述べる。2015/16 年の El Niño は 97/98 年に次ぐ過去 3 番目の強さであった事例である。コンポジット解析だけでなく、個々の事例とコンポジット解析との比較をするために解析を行った。その結果、2015/16 年の El Niño は日本の東側に南北双極子状の高度場偏差が位置しているため、dipole パターンのように見える。しかしながら、極東域西部の負の高度場偏差が dipole パターンよりも強く、対流圏下層の気温場偏差を負にしている。したがって、2015/16 年 の El Niño はやや東に移動した dipole パターンのため、極東域では日本のみ暖冬であった。

最後に、今後の課題について述べる。本研究では季節予報の重要な指標となっている ENSO について、極東域の寒暖との関係を明らかにした。これまで、ENSO 時には PNA パターンが対流圏中層から上層に見られ、極東域の寒暖は El Niño 時には暖冬、La Niña 時には寒冬傾向にある。しかしながら、本研究で明らかとなったように、ENSO の特徴と極東域の寒暖には 2 つのパターンがあることが示されたが、その成因の力学的な理解までは追求できていない。長期再解析データに含まれる ENSO の事例は限られているため、データ解析だけでは限界がある。今後は、モデルも用いて ENSO の再現実験と上記のパターンの成因の力学的な理解をする必要がある。このことが明らかになることで、ENSO 時の季節予報の精度向上が期待される。

謝辞

指導教員である榎本剛 准教授には、気象学の基礎や解析手法、発表について 2 年間にわたって丁寧なご指導をいただきました。そのおかげで解析技術や発表など、入学当初よりかなり成長したことを実感しています。心より感謝致します。また、副指導教員である向川均 教授と重尚一 准教授、また井口敬雄 助教には合同セミナーでの多くの指摘 · 助言をいただきました。

研究室では、時長宏樹特定准教授と吉岡大秋先輩には熱帯大気や ENSO、また NCL の使い方など様々なことを優しく教えていただきました。

秘書さんである西出依子さん、小関旬子さんにも大変お世話になりました。ここに深く感謝致します。

そして、学部生の頃からご指導頂いている京都産業大学 理学部 高谷康太郎 准教授には、大変お忙しい中、卒業後も指導して頂きました。ここに深く感謝致します。

最後に、京都大学大学院の同期の皆様、先輩方に支えられました。ありがとうございました。

付録

Gill（1980）では、無次元化された浅水方程式（Matsuno, 1966）

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{1}{2}yv &= -\frac{\partial p}{\partial x} \\
\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{2}yu &= -\frac{\partial p}{\partial y} \\
\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= -Q \\
w &= \frac{\partial p}{\partial t} + Q
\end{aligned}$$

は、レイリー摩擦やニュートン冷却を考慮して定常状態を考えると次の方程式系

$$\epsilon u - \frac{1}{2}yv = -\frac{\partial p}{\partial x} \tag{4.1}$$

$$\epsilon v + \frac{1}{2}yu = -\frac{\partial p}{\partial y} \tag{4.2}$$

$$\epsilon p + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -Q \tag{4.3}$$

$$w = \epsilon p + Q \tag{4.4}$$

となる。(u, v) は (x, y) 方向の風、w は鉛直風、p は気圧、Q は加熱率、ϵ は微小量を表す。ここで、モデルは 1 層であるが、傾圧第一モードで下端と上端で気圧と水平風が異なるように cos 型で与えており、鉛直風と加熱率は層の中心で最大となるように sin 型で与えている。また、大気は初期状態で静止している。さらに、強制の東西波数 k が小さく $2\epsilon k \ll 1$ を満たしているとき式（4.2）は

$$\frac{1}{2}yu = \frac{\partial p}{\partial y} \tag{4.5}$$

となる。さらに、簡単のため新たに次の変数

$$q = p + u \tag{4.6}$$

$$r = p - u \tag{4.7}$$

を用いると式（4.3）と式（4.1）から

$$\epsilon q + \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{2}yv = -Q \tag{4.8}$$

$$\epsilon r - \frac{\partial r}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{2}yv = -Q \tag{4.9}$$

そのとき、式（4.5）は

$$\frac{\partial q}{\partial y} + \frac{1}{2}yq\frac{\partial r}{\partial y} - \frac{1}{2}yr = 0 \tag{4.10}$$

と書ける。ここで、

$$\frac{dD_n}{dy} + \frac{1}{2}yD_n = nD_{n-1}$$
$$\frac{dD_n}{dy} - \frac{1}{2}yD_n = -D_{n+1}$$

という特性を持つ次の放物柱関数 $D_n(y)$ を用いて q, r, v, Q を書き直す。

$$D_n(y) = \exp(-\frac{y^2}{4})H_n(y) = (-1)^n \exp(\frac{y^2}{4})\frac{d^n}{dy^n}\exp(-\frac{y^2}{2})$$

ここで、$H_n(y)$ はエルミート多項式である。q を例にすると

$$q = \sum_{n=0}^{\infty} q_n(x)D_n(y)$$

それらを式（4.8）から式（4.10）に代入すると

$$\left.\begin{aligned} \epsilon q_0 + \frac{dq_0}{dx} &= -Q_0 \\ \epsilon q_{n+1} + \frac{dq_{n+1}}{dx} - v_n &= -Q_{n+1} \quad n \gg 0 \end{aligned}\right\} \tag{4.11}$$

$$\epsilon r_{n-1} - \frac{dr_{n-1}}{dx} - nv_n = -Q_{n-1} \quad n \gg 1 \tag{4.12}$$

$$\left.\begin{aligned} q_1 &= 0 \\ r_{n-1} &= (n+1)q_{n+1} \quad n \gg 1 \end{aligned}\right\} \tag{4.13}$$

式（4.11）から式（4.13）に L を熱源のある東西方向の距離として南北対称な熱源

$$Q = F(x)D(y)$$

$$F(x) = \begin{cases} \cos kx & (|x| < L) \\ 0 & (|x| > L) \end{cases}$$

$$k = \pi/2L$$

$$D_0, D_1, D_2, D_3 = (1, y, y^2 - 1, y^3 - 3y)\exp(-\frac{1}{4}y^2)$$

に対して微分方程式を解いて p, u, v, w を求める。すると、

$$
\begin{aligned}
p &= \frac{1}{2}q_0(x)\exp(-\frac{1}{4}y^2) + \frac{1}{2}q_2(x)(1+y^2)\exp(-\frac{1}{4}y^2) \\
u &= \frac{1}{2}q_0(x)\exp(-\frac{1}{4}y^2) + \frac{1}{2}q_2(x)(y^3-3)\exp(-\frac{1}{4}y^2) \\
v &= 0 + \{F(x) + 4\epsilon q_2(x)\}y\exp(-\frac{1}{4}y^2) \\
w &= \frac{1}{2}\{\epsilon q_0(x) + F(x)\}\exp(-\frac{1}{4}y^2) + \frac{1}{2}\{F(x) + \epsilon q_2(x)(1+y^2)\}\exp(-\frac{1}{4}y^2)
\end{aligned}
$$

が得られる。上式の第 1 項目はケルビン波、第 2 項目はロスビー波応答を表す。

参考文献

Halpert, M. S., and Ropelewski, C. F., 1992: Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, 577–593.

Honda, M. and Nakamura, H. 2001: Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic Lows. Part II: Its significance in the interannual variability over the wintertime Northern Hemisphere. *J. Clim.*, **14**, 4512–4529.

Huang, B., V.F. Banzon, E. Freeman, J. Lawrimore, W. Liu, T.C. Peterson, T.M. Smith, P.W. Thorne, S.D. Woodruff, and H.-M. Zhang, 2014: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 4 (ERSST.v4): Part I. Upgrades and intercomparisons. *Journal of Climate*, in press, doi:10.1175/JCLI-D-14-00006.1

Huang, B., P. Thorne, T. Smith, W. Liu, J. Lawrimore, V. Banzon, H. Zhang, T. Peterson, and M. Menne, 2015: Further Exploring and Quantifying Uncertainties for Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) Version 4 (v4). *Journal of Climate*, in press, doi:10.1175/JCLI-D-15-0430.1

Hoskins, B. J and Karoly, B. J., 1981: The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. *J. Atmos. Sci*, **106**, 447–462

Kalnay et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-470

Liu, W., B. Huang, P.W. Thorne, V.F. Banzon, H.-M. Zhang, E. Freeman, J. Lawrimore, T.C. Peterson, T.M. Smith, and S.D. Woodruff, 2014: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 4 (ERSST.v4): Part II. Parametric and structural uncertainty estimations. *Journal of Climate*, in press, doi:10.1175/JCLI-D-14-00007.1

Matsuno, T., 1966: Quasigeostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.

The NCAR Command Language (Version 6.3.0) [Software]. (2016). Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/TDD. http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5

NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.cdc.noaa.gov/ （2017 年 1 月 24 日閲覧）

Ropelewski, C. F. and Halpert, M. S., 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115(8)**, 1606–1626.

Sardeshmukh, Prashant D. and Hoskins, Brian J., 1988: The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228–1251

Takaya, K. and H. Nakamura, 2001:A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally-varying basicflow. *J.Atmos.Sci.*, **58**, 608–627.

Takaya, K. and H. Nakamura, 2013: Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. *J. Climate*, **26**, 9445–9461.

Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. 1981 : Teleconnection in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812

Wang et al., 2000 : Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536

Wang, B. and Zhang, Q., 2002: Pacific–East Asian Teleconnection. Part II: How the Philippine Sea Anomalous Anticyclone is Established during El Niño Development*. *J. Climate*, **15**, 3252–3265

気象庁: エルニーニョ/ラニーニャ現象に関する知識
`http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/index.html`（2017 年 1 月 22 日閲覧）

北本朝展, 1994: デジタル台風（国立情報学研究所）
`http://agora.ex.nii.ac.jp/cgi-bin/weather-chart/search_day.pl?lang=ja&year=1977&month=2&day=16`（2017 年 1 月 22 日閲覧）