

平成 24 年度 卒業論文

成層圏突然昇温とその前後の対流圏循環との連関

Tropospheric Circulation before and after

the Stratospheric Sudden Warming

三重大学 生物資源学部
共生環境学科 自然環境システム学講座
地球環境気候学 509340
古田 仁康
指導教員：立花義裕教授

目次

1 章 序論	4
1-1 研究背景	
1-2 研究目的	
2 章 大気・海洋	7
2-1 大気	
2-1-1 ジオポテンシャル高度	
2-1-2 北半球環状モード(Northern Annular Mode:NAM), 北極振動(Arctic Oscillation:AO(NAO))	
2-2 海洋	
2-2-1 エルニーニョ・ラニーニャ現象	
3 章 使用データ	10
3-1 NCEP/NCAR 再解析データ	
3-2 HadISST データ	
4 章 解析手法	11
4-1 移動平均	
4-2 気候値, 偏差値	
4-3 コンポジット解析	
4-4 Index 定義	
5 章 解析結果	13
5-1 エルニーニョ・ラニーニャ期間の定義	
5-2 NAM index のコンポジット解析	
6 章 考察・まとめ	19
引用文献	

概要

1948 年，ドイツの気象学者シェルハーグ (R.Scherhag)によって，成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming; SSW) と呼ばれる大気現象が発見された．短期間に 20~30 度も気温が上昇する SSW は，1971 年，日本人の松野太郎氏によって，対流圏から上方に伝播する大振幅のプラネタリー波と成層圏における平均風との相互作用が主原因で発生するものであることが説明された(Matsuno^[1],1971)．SSW はその発見以降，平均すると 1 回/2 年の頻度で発生しているが，おおよそ 10 年の周期で発生頻度が異なり，なぜ SSW が 10 年周期の変動をとるのかはまだ完全に解明されていない．

近年の研究において，SSW 発生後，成層圏大気と対流圏大気とが相互作用し，対流圏における北極上空の低気圧を維持させることが発見された(Baldwin and Dunkerton^[2], 2001)．成層圏－対流圏の結合時における成層圏の大気運動場の理解は，成層圏から対流圏への化学物質の輸送や対流圏の長期予報を知る上で非常に重要なことである．本研究では，大規模な海洋変動であるエルニーニョ・ラニーニャ現象時に発生した SSW を分類，コンポジット解析し，成層圏－対流圏間の大気運動に違いが生じるかについて解析した．

1 章 序論

1-1 研究背景

絶え間なく変動する地球大気によって、私たちの生活は大きく左右される。そのため地球大気の運動の理解、予測に対して、多くの関心が寄せられ研究されてきた。特に激しく活発に運動が発生する対流圏に対して頻繁に研究がされてきた一方で、成層圏は上層に行くに従って温度が上昇する層であるため大気が非常に安定しており、私たちの生活に影響を及ぼすような激しい大気現象はないと考えられていた。

しかし 1948 年ドイツの気象学者シェルハーグ(R.Scherharg) がゾンデを用いた気象観測によって成層圏突然昇温(Stratospheric Sudden Warming;SSW)とよばれる大規模な大気現象を発見する。この発見はそれまでの成層圏に対する考え方を変えるものであり、当時の気象学者を大変驚かせた。SSW とは冬半球成層圏の強い西風が弱まり、時に東風に反転し、冬極成層圏の気温が短期間に 40 度から 50 度も昇温する現象であり、日を追うごとに気温上昇が弱まりながら次第に下層に移動していく。この SSW は、対流圏から鉛直に伝播する大振幅のプラネタリー波と成層圏における平均風との相互作用によって発生しうる。(Matsuno, 1971)。プラネタリー波とは非常に長い波長を持ち、その長さは東西波数 1 のとき北緯 45 度で緯度線と同じ約 30000km になる。気象学において、惑星自身の大きさに匹敵する波数 1~3 の波をプラネタリー波とよぶ。このプラネタリー波は対流圏内で絶えず生成されている。最も持続するプラネタリー波は、偏西風がチベット山岳やロッキー山脈への衝突による力学的効果と、大陸と海洋上での加熱される大気非対称による熱的效果によってもたらされる。

また SSW にはいくつか異なった種類が存在している。Labizke [1977]はこうした冬の擾乱を大昇温(Major Warming)、小昇温(Minor Warming)、カナダ昇温(Canadian Warming)の三つに区分した。さらに最終昇温(Final Warming)とよばれる昇温は、冬の成層圏循環が夏の成層圏循環へと転換するときが発生するものであり、11 月~3 月に発生するほかの昇温とは異なり 2 月以降にしか発生しない。世界気象機関(WMO)は、冬季において北緯 60 度、10hPa の帯状平均東西風が東風になり、北緯 90 度の気温が北緯 60 度よりも高くなるものを大昇温と定義しており、この基準を満たさない昇温を小昇温としている。カナダ昇温は初冬にアリューシャン高気圧の増幅に伴って発生する昇温とされており、[Tomikawa pdf]。

SSW は平均すると二年に一度の頻度で発生しているが、Tomikawa のまとめた 1978/79 年の冬以降の大昇温カレンダー(図 1)を見ると、発生する年と発生しない年がそれぞれ連続している場合が多いことがわかる。発生しない年が連続した 1990 年代は、昇温が発生しなかったために、オゾン破壊を停滞させる温度環境がつけられず、北極オゾンホールを成長させる要因となった。このような SSW の発生頻度は約 10 年スケールの変動をし、その原因はまだ解明されていない。

SSW を引き起こすプラネタリー波の波数の違いによって、その水平構造は大きく異なる。SSW の大半は波数 1 のプラネタリー波を起因とし、波数 2 のプラネタリー波が卓越する SSW

1-2 研究目的

SSWはその発見以降、気象学者らによって多くの研究がなされてきた。SSWが励起されるメカニズム、SSWが対流圏大気に影響をあたえる場合があることは知られているが、SSWを引き起こすプラネタリー波がどのように励起されているかについてはまだ完璧な解答を得ていない。プラネタリー波がどのような条件下でどのように励起されるかを明らかにすることができれば、対流圏に影響を与えうるSSWの予測につながり、対流圏の長期予測の可能性を向上することができる。本研究では成層圏突然昇温の発生に深く関わるエルニーニョ・ラニーニャによって励起された成層圏突然昇温がその発生後、対流圏大気との結合に差が生じるのかについて解析した。

2章 大気・海洋

2-1 大気

2-1-1 ジオポテンシャル高度

ジオポテンシャル(Geopotential)とは、地球上のある場所の高度を地球上のある場所の高度を示す指標であり、単位質量を平均海面からその場所の高度まで引き上げるのに要する仕事量で表される。すなわち、位置エネルギーを質量で割った値に等しい。

地球の平均海面を基準として鉛直方向に z 軸をとり、物体のする仕事を計る。平均海面からの高さ z によってジオポテンシャルを定義すると、式(2.1)と表される。

$$\Phi = \int_0^z g dz$$

Φ : ジオポテンシャル, g : 重力加速度, z : 高度

$$\Phi_1 - \Phi_2 = R_d \int_{p_1}^{p_2} T d(\ln p)$$

$$\Phi_1 - \Phi_2 = R_d \int_{p_1}^{p_2} \frac{T}{p} dp$$

ジオポテンシャル Φ を標準重力加速度 g_0 で割った量をジオポテンシャル高度 Z とよぶ。

$$Z = \frac{\Phi}{g_0} = \left(\frac{1}{g_0} \right) \int_0^z g dz$$

対流圏内での重力加速度 g の値は、標準重力加速度 g_0 の値でほとんど一定であり、ジオポテンシャル高度 Z と普通の高度 z はほとんど同じである。現在の高層天気図は、等圧面上の天気図があり、そこに描かれている等高度線は等ジオポテンシャル線である。等圧面上でジオポテンシャル高度が低い地点は、気圧が低い。多くの場面で計算に便利のため、ジオポテンシャル高度を用いて解析を行った。

2-1-2 北半球環状モード(Northern Annular Mode: NAM), 北極振動(Arctic Oscillation: AO(NAO))

北半球環状モード(Northern Annular Mode: NAM)は、3次元的に見て成層圏にまで達する順圧的な構造をもつ北極振動(Arctic Oscillation: AO)のことをいう。AOは北半球においても顕著にあらわれる半球規模の大気の偏差構造であり、Thompson and Wallace(1998)によってこの名称が用いられた。近年その偏差構造が顕著な長期的傾向を示していることから、特に注目されてきている。この構造を詳しくみると、負偏差の中心は北極ではなく、アイスランド付近にあり、中緯度の正偏差も北大西洋と北太平洋で大きな値を示す。これは平均状態では蛇行して谷となっているところで流れが帯状になることに対応している。北大西洋および北太平洋で波動の波活動度が大きいこととも関連していることが示唆される。また成層圏にまで到達する構造の高さから、成層圏における極夜ジェットの変動と相互作用があることが示唆されている。

短い時間スケール(数日から季節内変動)の AO/NAO については大気内部の力学によるものだと考えられているが、数年から数十年スケールの変動の原因については十分解明されていない。しかし、気候変動における海洋の役割という観点から、長いスケールを持つ海洋の変動が AO/NAO の長期変動にかかわっていることは十分予想される。このことは大気大循環モデルを用いた、海面水温の変動を与える実験によって、観測された NAO の長期変動が再現された報告もあるが、一方で中高緯度の海面水温変動はそれ自身、待機の影響を大きく受けているため、単純に海洋が原因であるとは断定できない。

2-2 海洋

2-2-1 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の海面水温が平年に比べて高くなり、その状態が1年程度続く現象である。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はラニーニャ現象とよばれる。ひとたびエルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生すると、日本を含め世界中で異常な天候が起こると考えられている。(気象庁)

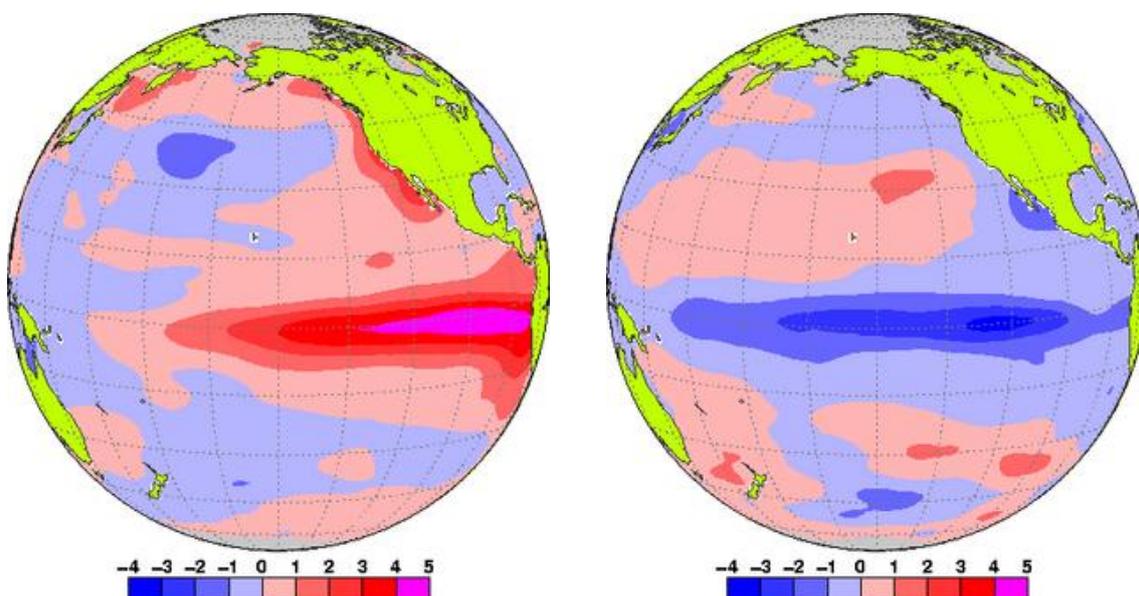


図2 1997/98 エルニーニョ現象(1997年春に発生、1998年春に終息)が最盛期にあった1997年11月における月平均海面水温平年偏差(左)及び、1988/89 ラニーニャ現象(1988年春に発生、1989年春に終息)が最盛期であった1988年12月の月平均海面水温平年偏差(右)

赤色は平年より高く、青色は平年より低く、色の濃さは平年偏差より大きいことを示している。

エルニーニョ・ラニーニャ現象発生時には、熱帯の対流活動が平常とは異なる場所で活発となるため、熱帯域の大気の東西循環が変動する。活発した熱帯対流圏による変化により、「ロスビー波」とよばれる波が波動として中・高緯度に伝播し、中・高緯度大気の大気を変動させる。これに伴いテレコネクションの一つである太平洋-北アメリカ(PNA)パターンが形成されやすい。この ENSO に伴った PNA パターンにより、成層圏に伝播する惑星波活動が変化し SSW の頻度が変化することを、大気大循環モデルを用いた実験から確認された。

3章 使用データ

3-1 NCEP/NCAR 再解析データ

本研究では、アメリカ環境予報センター(National Centers for Environmental Prediction: NCEP)/アメリカ大気研究センター(National Centers for Atmospheric Research: NCAR)Reanalysis Project に基づいて解析された NCEP/NCAR 再解析データを用いている。その中でジオポテンシャル高度、地表気温、気温、風向の日平均データを使用し、日平均値は1日6時間毎に4回観測されたデータを平均したものを日平均としている。水平グリッド間隔は2.5度×2.5度で、鉛直方向に17層ある3次元データである。解析対象期間は1958年1月1日から2012年12月31日としている。

3-2 HadISST データ

HadISST (Hadley Center Sea Ice and Sea Surface Temperature data sets) は、英国ハドレーセンターによって作成された海氷量と海面水温のデータセットである。水平グリッド間隔は1度×1度で、1870年から現在に至るまでの月別データである。近年のデータには、AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) や SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager) による衛星データと IABP (International Arctic Buoy Programme) などによる漂流ブイデータを取り込んでいる。本研究では海水面温度の月平均データを使用している。

4章 解析手法

4-1 移動平均

移動平均とは、時系列データを平滑化する手法であり、適切な移動平均の時間スケールによって、対象のデータに含まれる長周期変動成分と短周期変動成分をわけることができる。本研究では、単純移動平均(Simple Moving Average :SMA)を行い、総観規模擾乱と中間規模擾乱よりも長いプラネタリー波による変動を抽出するために、移動平均の時間スケールを 31 日と設定した。長周期変動成分と短周期変動成分を求める式は以下のとおりである。

$$DATA_{long} = \frac{DATA(t-15) + DATA(t-14) + \dots + DATA(t) + \dots + DATA(t+14) + DATA(t+15)}{31}$$

$$DATA(t)_{short} = DATA(t) - DATA(t)_{long}$$

4-2 気候値, 偏差値

NCEP/NCAR 再解析データの日データ(1958年1月1日~2012年12月31日)を用いて、ジオポテンシャル高度, 地表気温, 気温, 風向に対して気候値を求めた。気候値は毎日の値の 55 年平均に 30 日のローパスフィルターをかけたものである。以降偏差値は気候値からの偏差を示す。この偏差は 30 日より長い周期を含んだ気候値からの差をとっているため、30 日より短い総観規模波動周期と中間規模波動周期を含んだ値をもつ。

4-3 コンポジット解析

コンポジット解析(Composite analysis;合成図解析)とは、ある条件で標本を抽出視、その標本の平均値を使って、初めに設定した条件と母集団の関係性を探る手法である。本研究では、WMO で定義された大昇温の条件を満たしたものを大昇温として抽出した。また 20 日移動平均を加えて、極域大気の気温が最も昇温した日を基準日(key day;±0 日目)とした。大昇温事例の key day を基準として、key day 前後の大気偏差場をコンポジット解析した。大気偏差のコンポジット解析した式を下記に示す。

$$\overline{SSW'(d)} = \frac{SSW_1'(d) + SSW_2'(d) + \dots + SSW_{n-1}'(d) + SSW_n'(d)}{n}$$

4-4 Index 定義

NAM : 本研究では, 北緯 20 度~87.5 度, 0 度~360 度の領域において, 帯状平均したジオポテンシャル高度の値に対しての EOF 第 1 モードを算出したものとして定義した. 算出した EOF 第 1 モードと日々のジオポテンシャル高度を掛け合わせたものに標準化を行う. 本研究では, 解析を行う対象期間を 1958 年~2002 年の 45 年間の, 11 月 17 日~翌年 4 月 9 日までの 144 日として, 日々変動のみを考慮している. また 1000hPa~10hPa までの各層において EOF 第 1 モードを算出する. 算出した EOF 第一モードと日々のジオポテンシャル偏差値を掛け合わせた値が正をとるとき, その日々の気圧配置は極域に低気圧偏差, 中緯度域に高気圧偏差が卓越していることを示す. 負の値をとるときは, 逆の気圧配置をとることを示す. EOF 第一モードと日々のジオポテンシャル偏差値との積算値をインデックス値とし, この値を各層で求める.

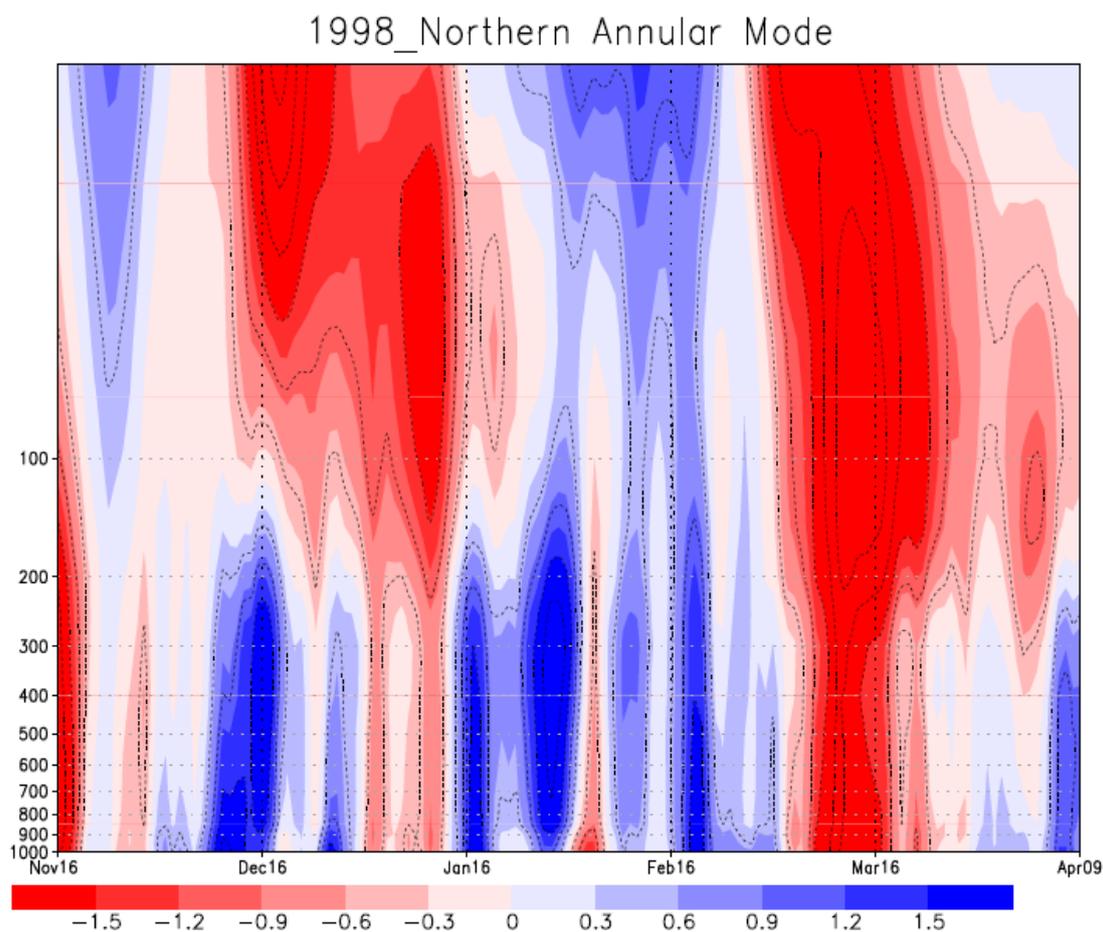


図 3 1998 年 2 月下旬に発生した成層圏突然昇温が対流圏大気と結合した事例 11 月 16 日~4 月 9 日までの日々のインデックス値を, 1000hPa~10hPa の 17 層で求めた. 縦軸は高度, 横軸は時間を示す. 青色は正の Index, 赤色は負の Index を表す.

5章 解析結果

5-1 エルニーニョ・ラニーニャ期間の定義

エルニーニョ・ラニーニャ現象の期間に発生した SSW をそれぞれ分類するために、HadISST 海面海水温データを用いてエルニーニョ・ラニーニャ現象とその期間を次のように定義した。北緯 3.5 度～南緯 3.5 度, 西経 90.5 度～149.5 度(ENSO 海域)の海面水温において, 海面水温の基準値(1958 年～2002 年までの 45 年平均)との差の 5 ヶ月平均値が 6 ヶ月以上連続して $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上となった場合をエルニーニョ現象, -0.5°C 以下となった場合をラニーニャ現象とし, それぞれの現象が発生した期間を調べた。

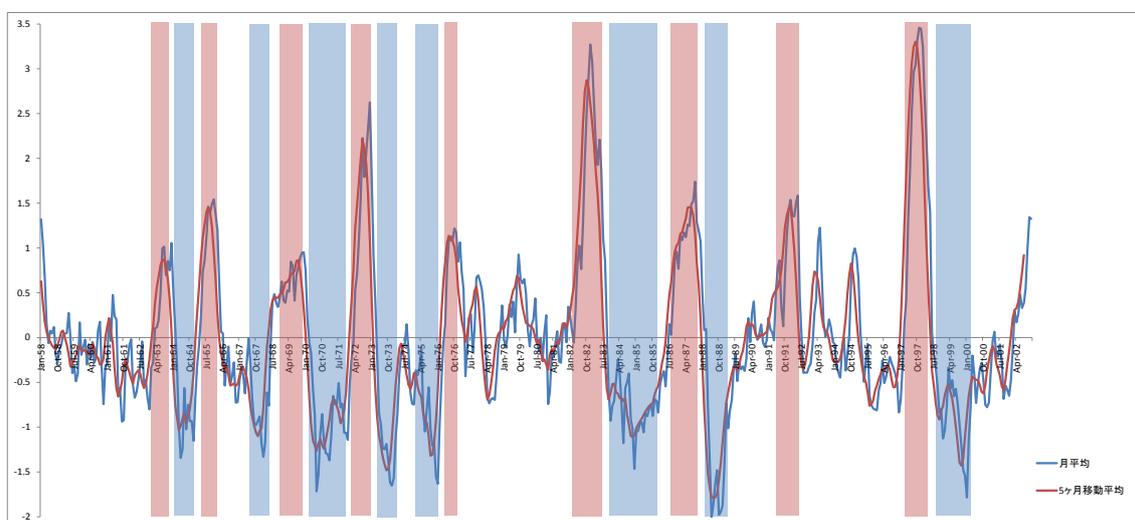


図 4 1958 年 1 月～2002 年 12 月までの ENSO 海域における平年値からの海水温差
赤色はエルニーニョ発生期間, 青色はラニーニャ発生期間を示す。
縦軸は気温差, 横軸は 1958 年 1 月～2002 年 12 月までの時間を表す。

5-2 NAM index のコンポジット解析

ENSO(エルニーニョ・ラニーニャ)期間内で発生した成層圏突然昇温を分類し、SSW の発生日である Key day 0 を基準として揃え、その 10 日前から 20 日後までの NAM index 値のコンポジット解析を行った。

図 5 の 500hPa 面でのインデックス値を比較すると、大昇温発生後 12 日目ごろからエルニーニョ期・ラニーニャ期ともに負のインデックス値、正のインデックス値にそれぞれ変動していることがわかる。

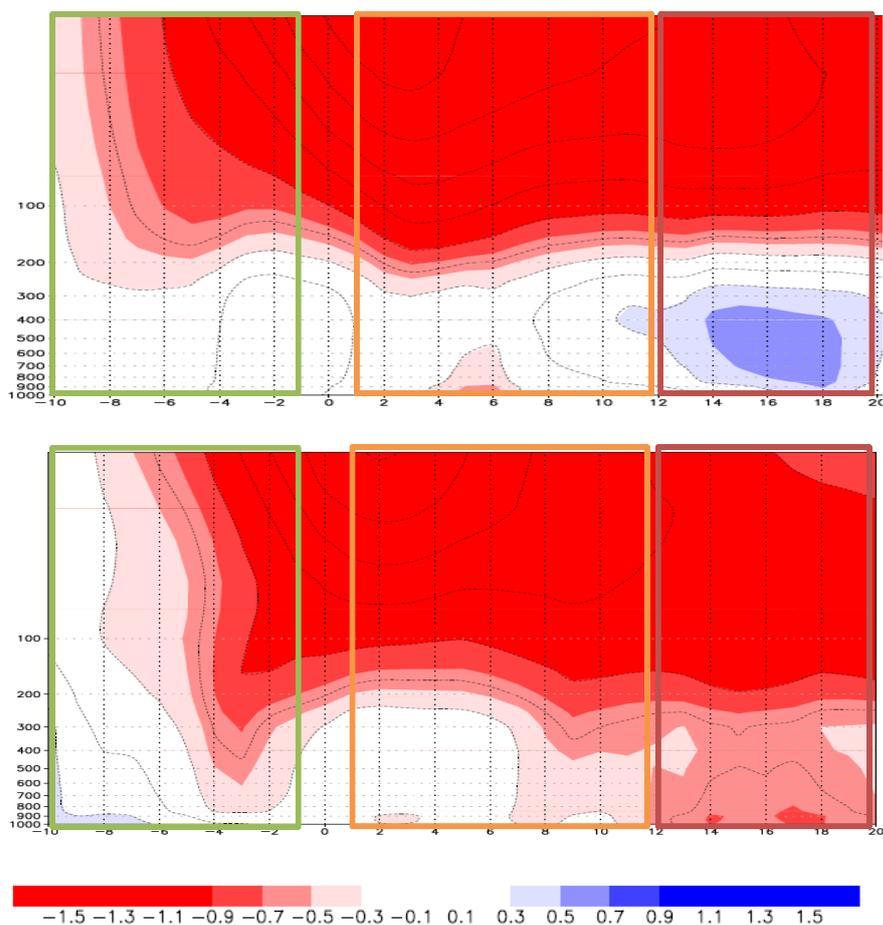


図 5 上(下): エルニーニョ(ラニーニャ)期間内で発生した成層圏突然昇温発生前後の NAM Index のコンポジット図. 縦軸は高度, 横軸は成層圏突然昇温発生 10 日前から 20 日後までの時系列図.

昇温発生前後の期間を 3 つに分ける.

緑色の枠線(期間 1)は昇温発生 9 日前から発生 1 日前,

燈色の枠線(期間 2)は昇温発生 1 日後から発生 11 日後,

赤色の枠線(期間 3)は昇温発生 12 日後から発生 20 日後をそれぞれ示す.

期間 1(SSW 発生日から-9 日~-1 日)

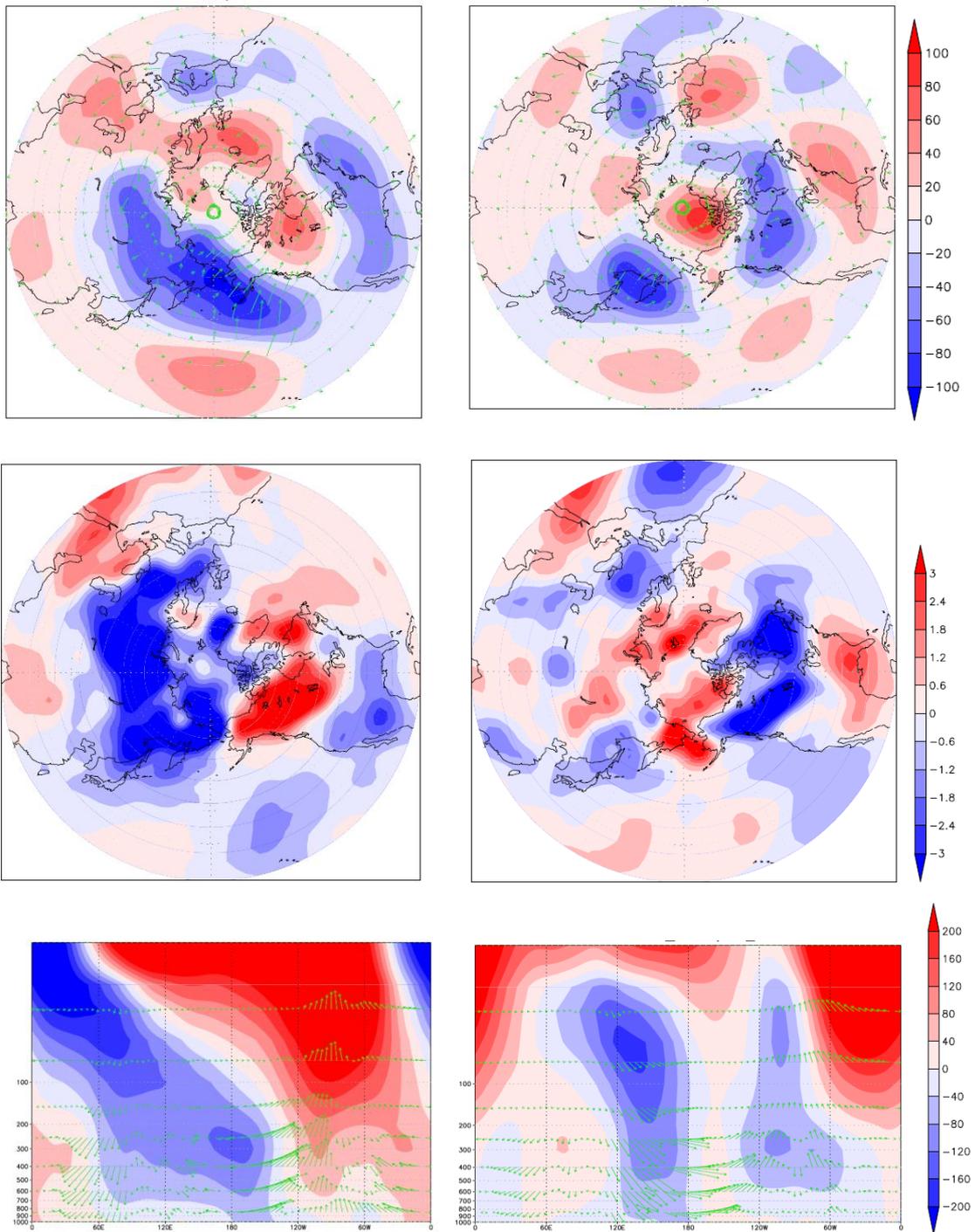


図 6 上：左(右)はエルニーニョ(ラニーニャ)期の 500hPa のジオポテンシャル偏差図
 中：左(右)はエルニーニョ(ラニーニャ)期の 1000hPa の気温偏差図
 下：左(右)はエルニーニョ(ラニーニャ)期の北緯 60 度の鉛直断面図

期間 2(SSW 発生+1 ~ +11 日)

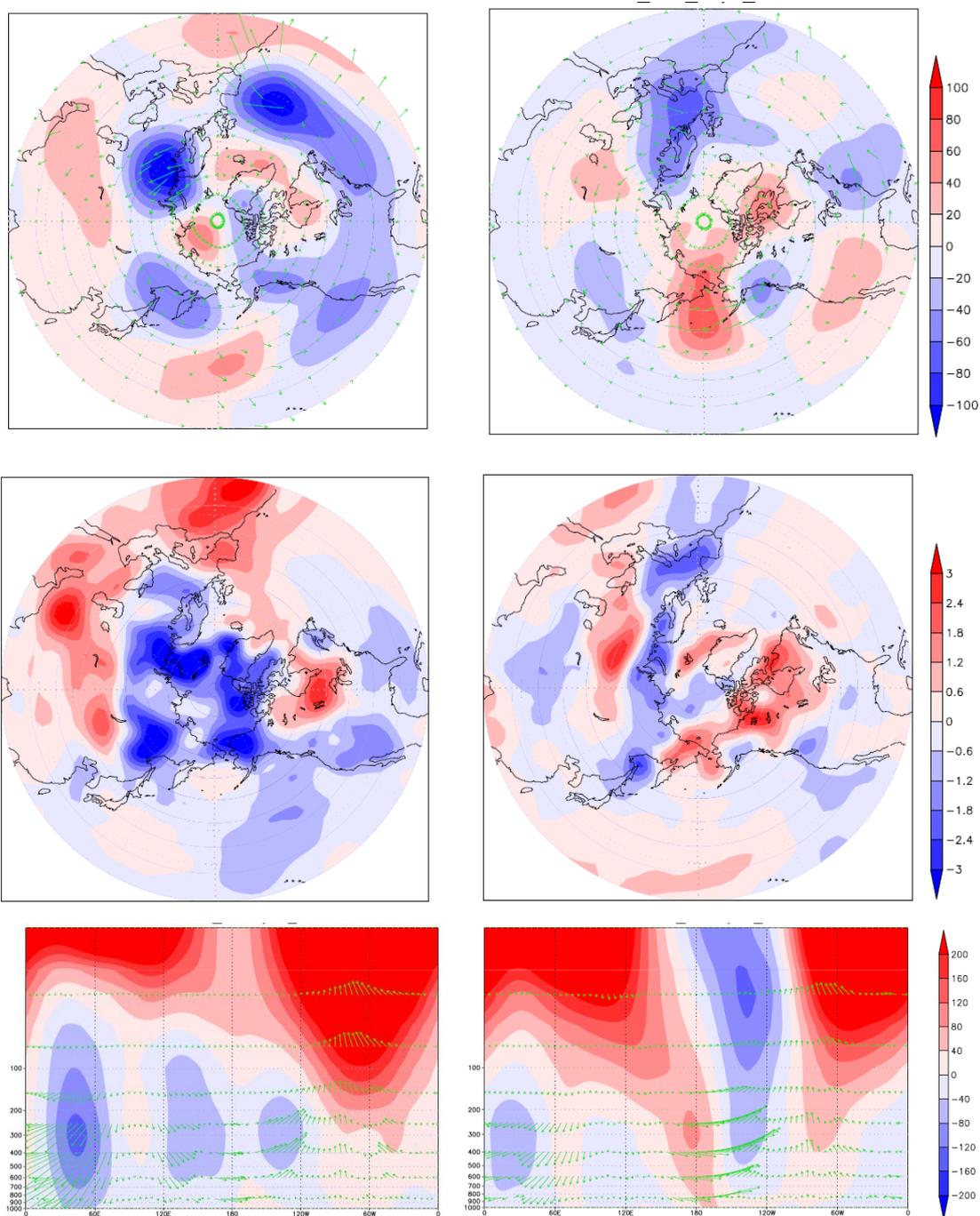


図 7 上 : 左(右)はエルニーニョ(ラニーニャ)期の 500hPa のジオポテンシャル偏差図
 中 : 左(右)はエルニーニョ(ラニーニャ)期の 1000hPa の気温偏差図
 下 : 左(右)はエルニーニョ(ラニーニャ)期の北緯 60 度の鉛直断面図

期間 3(SSW 発生+ 12 ~ + 20)

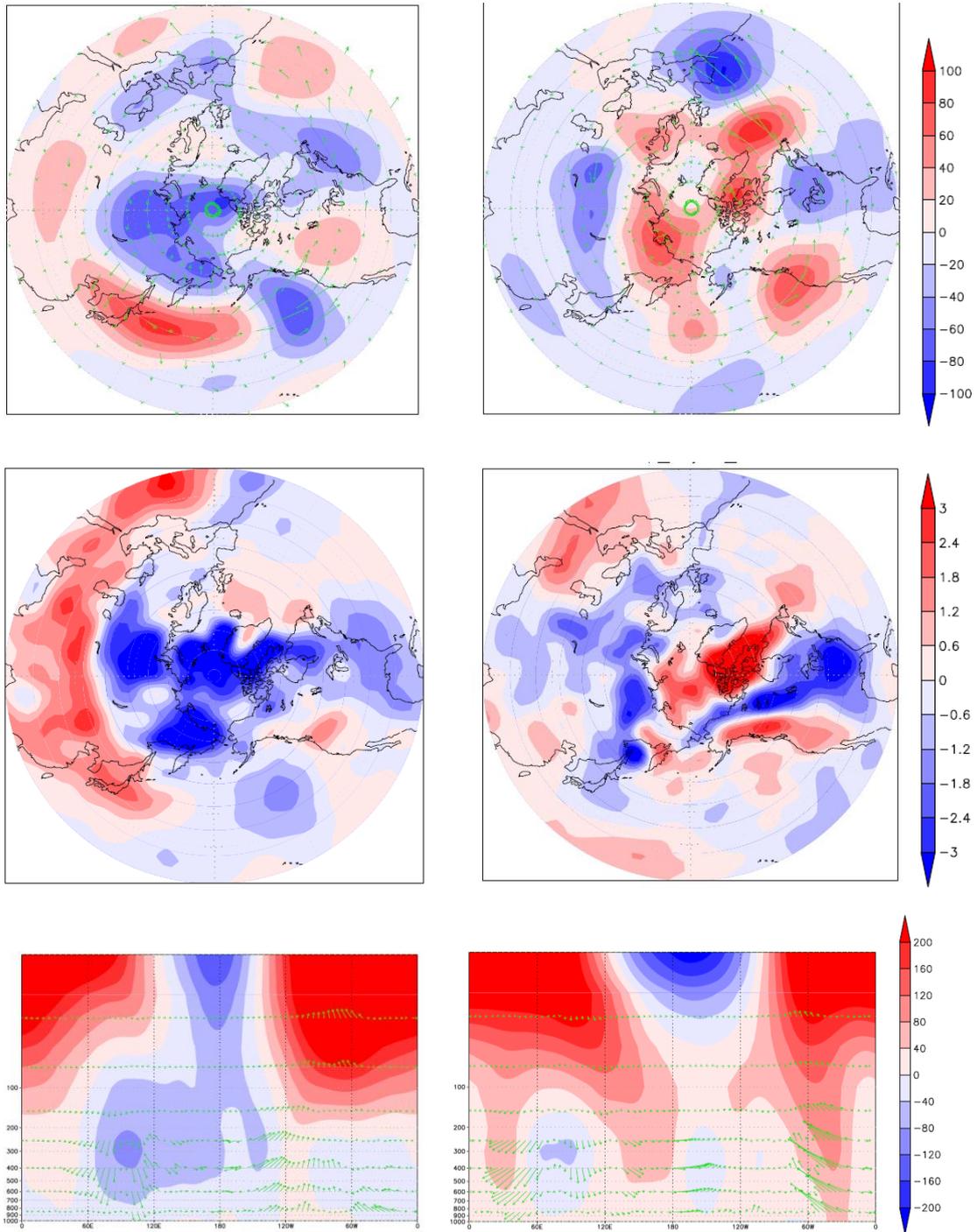


図 8 上：左(右)はエルニーニョ(ラニーニャ)期の 500hPa のジオポテンシャル偏差図
 中：左(右)はエルニーニョ(ラニーニャ)期の 1000hPa の気温偏差図
 下：左(右)はエルニーニョ(ラニーニャ)期の北緯 60 度の鉛直断面図

期間 1 :

エルニーニョ期では、太平洋中緯度上空に高気圧偏差がみられ、北アメリカ大陸へと波が伝播していることがみてとれる。これは熱帯太平洋域の高温偏差によって励起された北太平洋・北米パターン(Pacific – North American pattern: PNA)というテレコネクションである。それに伴って地表面気温も高温偏差を形成していた。この PNA パターンによって SSW が励起することは報告されており、本研究でもそれを確かめることができた。

ラニーニャ期の昇温発生前ではすでに極域大気は負の気圧偏差傾向にあり、エルニーニョ期の地表気温とは異なり、北アメリカ大陸は負の温度偏差であった。オホーツク海上には地表面から対流圏上部までつたつた寒冷渦のような低気圧偏差がみられた。この寒冷渦は偏西風の蛇行によるシベリア高気圧の強まりによって引き起こされたと推測でき、日本に寒気をもたらさう。

期間 2 :

エルニーニョ・ラニーニャ期それぞれの鉛直断面図をみると、成層圏で生じた高気圧偏差は対流圏大気へは届いておらず、成層圏からの影響はないと考えられる。そのためこのときの対流圏 500hPa 面の偏差は、対流圏内部の力学のみが働いていると推測できる。ただしラニーニャ期のジオポテンシャル偏差図をみると東経 180 度付近の高気圧偏差が対流圏上部に伝達し波列が形成していることがわかる。このことは昇温発生後も成層圏への影響が続く傾向にあることを示している。

期間 3 :

エルニーニョ期では極渦の強まりに対応して、高緯度帯に負の気温偏差が卓越し、日本を含むユーラシア中緯度帯で正の気温偏差が広がった。

ラニーニャ期における極域の高気圧偏差が広がりは偏西風の弱まりを意味し、成層圏突然昇温による高気圧偏差がユーラシア大陸北東部へと影響し、負の気温偏差をもたらしたように見える。

図 8 下を見比べると、こうした違いは成層圏の高気圧偏差が東経 130 度、対流圏上部の気圧偏差に及んだかどうかで生まれている可能性がある。東経 130 度、対流圏上部にエルニーニョ期には負の気圧偏差、ラニーニャ期には正の気圧偏差がみられる。このシベリア北東部あたりの気圧偏差に成層圏の影響が効いているとすれば、成層圏突然昇温とユーラシア極東部の大気が密接なつながりもつことが示唆され、大昇温前後の極東大気の前報を向上させることができる。

6章 考察・まとめ

ENSO(エルニーニョ・ラニーニャ)期間内に発生した成層圏突然昇温(SSW)によって、昇温発生後に対流圏に及ぼす影響の違いが生まれるかをコンポジット解析して調べた。それぞれの期間内で発生したSSWを分類しコンポジット解析した結果、ENSO時に発生したSSWの発生後では、それぞれ対流圏への影響の及び方に違いがあることを確かめた。

エルニーニョ期間内に発生したSSWのコンポジット解析の結果から、昇温発生前にはユーラシア、北アメリカ大陸に強い温度コントラストが存在しており、昇温発生後には対流圏のNAM indexが正に転じる傾向にあった。この正のNAMによる極渦の強まりに対応して、偏西風が高緯度で維持され、ユーラシア中緯度帯に正の気温偏差が生まれたと考えられる。

一方ラニーニャ期間内に発生したSSWのコンポジット解析結果から、昇温発生前にNAM indexが負を形成しつつあり、対流圏中緯度で負の温度偏差が生じていることがわかった。さらに昇温発生14日後から再び負のNAM indexに転じ、ユーラシア中緯度帯に負の温度偏差が広がっていた。これは対流圏極域大気に高気圧偏差が存在することで、偏西風が蛇行し中緯度帯に寒気を運んだ結果だと推測される。

しかしこうした対流圏のNAM変動は成層圏によってもたらされたかどうかはまだわかっていない。エルニーニョ時ではSSW発生後、対流圏NAMが正に転じ成層圏の影響は対流圏に及ばなかった。この正のNAMを形成した要因は、エルニーニョによる影響と対流圏大気そのものによる影響の二つがあったと思われる。ただしENSOによる大気の長周期変動は除いているため、対流圏内部の変動のほうが強く効いていたと推測される。このことはラニーニャ時のSSW発生後の大気変動についてもいえ、エルニーニョ時とは逆の影響を受けて正反対の結果が生まれたと推定される。またこうした対流圏内部の変動はどちらも昇温発生後から約2週間という同じ期間を経てからのものであり、成層圏突然昇温を引き起こした大気場が、その後の大気場に何かしら影響を与えた可能性も考えられるため、今後はこうした視点からも解析を進めていく。

引用文献

- [1] Matsuno, T., (1971), A dynamical model of stratospheric warmings. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1479-1494
- [2] Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J (2001), Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes, *Science.*, 294, 19
- [3] Charlton, A. J., and L. M. Polvani (2007), A new look at stratospheric sudden Warmings. Part 2: Evaluation of numerical model simulations, *J. Clim.*, 20, 470-488.
- [4] 富川喜弘, (2008): MTI-他領域間結合の物理—*MTI-HandBook*, 成層圏突然昇温と中層大気循環
- [5] 富川喜弘, (2010): IUGONET 中間報告会, 成層圏突然昇温の長期変動, http://www.iugonet.org/meetings/2010-08-16/26_tomikawa.pdf

謝辞

本研究を進めるにあたり，卒業論文指導教員の立花教授から専門知識や研究手法，発表方法など細かく丁寧にご指導頂きました。深く感謝申し上げます。研究内容については小寺邦彦氏，中村哲氏にもご相談にのって頂き，有益なアドバイスをいただき厚くお礼申し上げます。また，三重大学生物資源学部共生環境学科自然環境システム学講座の先生方には，合同ゼミでの貴重なご意見，授業を通して，物理学の基礎と陸空海にわたる多様な視点を学ぶことができ，深く感謝しております。さらに計算機の使い方やプログラミングの組み立て方を丁寧にご指導して下さった先輩方，特に小松謙介氏には研究を始めたころから多大なるご協力を賜りました。心より感謝いたします。