

第1章 北極振動の概要

山崎 孝治¹⁾

1) 北海道大学大学院地球環境科学研究科 (yamazaki@ees.hokudai.ac.jp)

1.1 北極振動とは何か

北極振動 (Arctic Oscillation, 略してAOという) は、冬季北半球の循環で卓越する変動パターンである。Thompson and Wallace(1998、以下TW98と略す)が初めてこの言葉を使い、またたくまに研究者の間に広まった。TW98は北緯20度以北の北半球域で冬季(11月~4月)の月平均海面気圧偏差場の主成分分析を行い最も卓越するモード(第1モード)を抽出し、それをその形状からAOと名づけた。AOは北極域の気圧が負の偏差の時、中緯度の海上を中心に正の偏差となる変動である。北極域と中緯度の気圧のほぼ環状のシーソー的変動である。環状であることから北半球環状モード (Northern hemisphere Annular Mode: NAM) とも呼ばれる (Thompson and Wallace, 2000, Limpasuvan and Hartmann, 1999)。

主成分分析は多変量解析手法の一種で互いに相関のある多変量データをできるだけ少数の因子(モード)で元データを表そうとするものである。詳しくは多変量解析の教科書を見ていただくこととして、ここでは簡単に説明する。北半球の各地での海面気圧はランダムに変動しているわけではない。そこで各地点間の変動の関係を表すために各地点間の分散・共分散行列を計算する。全分散を最もよく説明するような各地点の値の線形結合を求める。数学的には分散・共分散行列の固有ベクトル(各地点の係数)・固有値を求める。分散・共分散行列は実対称行列でありその固有値は正の実数である。その最大固有値に対応する固有ベクトルが第1主成分ベクトル(第1モード)であり、一番卓越する空間パターンとなる。第2主成分は第1主成分に直交し、2番目に分散を説明するものとなる。以下同様に固有値の大きさの順番に固有ベクトルが求まり、固有値の総和が全分散となる。第n主成分の固有値を固有値の総和で割ったものを寄与率といい、第n主成分で全分散のどのくらいを説明するかを表す量である。AOの寄与率は22%である。各年・各月の偏差場と主成分との内積を主成分得点(スコア、AOの場合はAOインデックス)とよび、その値が大きな正の値であればその月の偏差場は主成分に近く、大きな負であれば主成分と逆のパターンである。実際に主成分パターンを示すときには主成分ベクトルの代わりに対象とする場の規格化したスコアへの回帰図がしばしば用いられる。この回帰図ではスコアが1標準偏差であったときの実際の場の偏差量を示しているののでわかりやすい。なお、気象学では主成分分析を経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function: EOF) 解析と呼ぶことが多い。

Thompson and Wallace (2000、以下TW2000) は、冬だけでなく年を通した海面気圧の主成分分析を行っても、TW98と同じパターンが第1モードとなることを示し、1年中AOが存在することを示した。これは高度場の変動が冬に大きいために主成分パターンも主に冬の変動を反映しているからと考えられる。また環状モードという立場からは東西平均した場の主成分分析を行うのが自然である。そのような主成分分析を行っても、TW98とほとんど

同じパターンが得られる。図1.1は1958 - 1997年の40年間のすべての月の海面気圧の主成分分析で得られた第1主成分で定義された北極振動を海面気圧の線形回帰係数として示したものである（TW2000のAOインデックスから作成）。負の値は北極域にあり、正の値の中心は中部北大西洋からヨーロッパにかけての領域と北太平洋にある。北極域の負の中心はアイスランド付近にあり、ここは気候学的にアイスランド低気圧がある場所である。一方、大西洋中部の正の中心は気候学的にはアゾレス高気圧がある場所である。即ち、大西洋領域でのAOは、アイスランド低気圧とアゾレス高気圧が共に強まったり弱まったりする変動を表しており、これは北大西洋振動（North Atlantic Oscillation: NAO）として昔から知られていたものである。NAOの力学と長期変動に関しては本号の渡部・木本氏の総合的な解説を参照してほしい。

北極振動は東西平均東西風の偏差を伴っている（図1.2）。北極振動は地表から下部成層圏までほぼ順圧的構造をもち、北緯55度付近と35度付近の間の平均東西風のシーソー的変動である。なお、成層圏までシグナルがあるのは冬季だけである。北極振動は高緯度ジェットの強さの変動であるといえる。成層圏では極の周囲の西風ジェットを極渦というので、対流圏まで含めてここでは極渦という。極渦が強まったり弱まったりする変動が北極振動であるといえる。冬季北半球成層圏の高度場の主成分分析を行うと、環状のパターンが第1主成分となり、極渦の強さの変動が卓越している（Baldwin and Dunkerton, 1999）。

1.2 北極振動の気候への影響

北極振動に伴う500hPaの高度場偏差を見てみよう（図1.3上）。グリーンランド付近を中心とした北極域に負の領域があり、その負領域はカスピ海から中近東へ伸びている。正の領域はヨーロッパを中心に東西に広がり、極東・北太平洋域も正となっている。大西洋ではNAOパターンだが、ユーラシア上ではヨーロッパ・西シベリア・極東で正・負・正の波状のユーラシアパターンが見られる。

AOの正負に伴う実際の高度場をAOインデックスが+2と-2の場合とに分けて示す（図1.3中と下）。AOが正の場合（図1.3中）は大西洋から北欧にかけて偏西風ジェットが強まっている。これに伴い総観規模の低気圧活動も活発になる。逆にAOが負の場合（図1.3下）は大西洋では偏西風ジェットは南偏し、北大西洋ではブロッキング的な流れになる。太平洋域でも、AOが正の場合、流れは帯状であるが、AOが負の場合はオホーツク海まで極渦の中心が南下する一方、アラスカではリッジが強くなり蛇行の強いブロッキング的な流れとなる。つまりAOが正のときはゾーナルな流れが卓越し極渦が強く引き締まっている。これに対しAOが負のときはジェットが蛇行し北大西洋とアラスカでダブルブロッキングのような流れとなる。

当然北極振動は北半球の気温偏差と関係がある。図1.4はAOインデックスに回帰したNCEP/NCAR再解析データ（1949 - 2002年）による冬平均（12,1,2月平均）の地上付近（925hPa）の気温の回帰係数を示してある。即ち、規格化したAOインデックスが1であるときの気温偏差を示す。AOが正（中緯度で気圧が高く北極で低い状態）の位相では、ヨーロッパから東シベリアまでユーラシア大陸北部を中心に高温偏差となる。日本も北日本を中心に高温となる。アメリカ東部も温暖となる。一方、中近東からアフリカ北岸及びカナダ北東部は

寒冷となる (TW98)。AOが負のときは、逆の温度パターンとなる。

日本の気温との関係の例として札幌の気温との関係を示す。図1.5は1945 - 2002年の冬 (12,1,2月平均) のAOインデックスと札幌の平均気温の時系列である。AOが正であれば暖冬、負であれば寒冬になる傾向が見られる。両者の相関係数は0.66で、有意水準99%で有意な相関がある。AOが正であると日本が暖冬になることは図1.1の海面気圧パターンや図1.3の500 hPa高度図からも理解できる。AOが正であるとアリュシャン低気圧が弱まり日本付近は東風偏差となり西風が弱まる。そのため寒気移流が弱まるので日本では暖冬になると考えられる。また500 hPa高度 (図1.3上) は正偏差なので対流圏下層の気温は高い。

AOは北極域に大きな大気循環の変動を持つから、北極振動に伴う海上風の変動及び気温の変動により北極域の海氷や海洋循環に影響を与える (Rigor et al., 2002)。もともと北極海にはポーフォート高気圧があり高気圧性循環となっているがAOが正であると低気圧性循環偏差となりポーフォート高気圧の広がりが小さくなる。北極海の大西洋側ではアイスランド低気圧が強まるので、南風が強まるグリーンランド海やバレンツ海で海氷が減少し、逆にグリーンランドの西のラブラドル海では北風が強まり海氷は拡大する。1990年代以降北極域の海氷面積は減少傾向が見られるが、これは最近の北極振動の正のトレンドによって大部分説明できる。このようなAOの北極域の海氷への影響については池田氏の解説を参照されたい。

1.3 対流圏北極振動の力学

北極振動 / 環状モードは北半球で卓越する変動であるが、では、なぜ卓越するのであるのか。AOを極渦の強さの変動と考えれば、帯状平均東西風の変動がなぜ引き起こされるのかという観点からの解析が可能である。ただし東西平均場、即ち平均子午面循環だけからではAOは説明できない。なぜならAOに伴う平均子午面循環はAOが正の時、対流圏上層の北緯55度付近、即ち西風偏差が正の所で赤道向きでありコリオリ力により西風を減速する方向になっているからである。そのため平均南北流による西風弱化に抗して、西風の正偏差を維持するためには、何らかの波動が西風運動量を極向きに運び、西風を強化しなければならない。従ってAOについて平均東西風と波動の相互作用という視点からの解析が行われた。観測データや大気大循環モデルを用いた解析から、プラネタリー規模及び総観規模の波動擾乱がAOを生成・維持していると考えられる (Ohhashi and Yamazaki, 1999, Yamazaki and Shinya, 1999, Limpasuvan and Hartmann, 1999)。平均流と渦の間に正のフィードバックが働くため、摩擦や放射減衰の存在にも関わらず、大気中で卓越する変動として現れると考えられる。この波と平均流の正のフィードバックを単純化していえば、以下の通りである。トラフ、リッジの丸い波動擾乱が東西に並んでいたとする。もし擾乱の北側で西風が強まり南側で西風が弱まるような南北ダイポール型の偏差があるとすると、擾乱の軸は移流効果によって北東 - 南西に傾く。そうなるとこの擾乱は北向きに西風運動量を運び、擾乱の北側の西風をさらに強化し、擾乱の南側の西風をさらに弱化する。このように西風に南北ダイポール型の偏差があると、擾乱は傾き、南北方向に西風運動量を輸送し、元のダイポール型の東西風偏差を強める。これがtilted trough メカニズム (Kimoto et al, 2001) である。このメカニズムによれば、北極振動の風のシーソーの節は、擾乱 (ストームトラ

ックやプラネタリー波)の活発な緯度にできる。また、Kimoto et al(2001)では、気候平均場の周りで力学方程式を線形化したときの第一特異(準中立)モードとして北極振動と良く似たパターンを得ている。詳しくは木本・渡部両氏の解説を参照願いたい。

一方、別の立場からの解析もある。大気の順圧成分に見られるエネルギーの逆カスケードにより、総観規模の短周期擾乱から帯状流にエネルギーが供給されるプロセスが重要であるとの解析である。通常、エネルギーは波長の長い擾乱から短い擾乱へカスケードし最終的に摩擦で消散するが、逆により長い波長の擾乱へエネルギーが流れることを逆カスケードという。傾圧不安定擾乱をパラメタライズした順圧モデルによる北極振動のこの観点からの力学的解釈については田中氏の解説を参照されたい。

1.4 両半球の環状モード

北極振動(AO)は大西洋域だけをみれば、よく知られた北大西洋振動(NAO)と似ている。NAOとの対比からTW98はAOとネーミングしたと思われる。AOはNAOと似ているが、AOは太平洋側にもシグナルがあり、ほぼ環状である。そこでAOは北半球環状モード(NAM)とも呼ばれるのだが、南半球にも環状モードがありSAMと呼ばれる(Thompson and Wallace, 2000)。南半球の平均東西風は亜熱帯ジェットが1つある状態(single jet)と高緯度にもう1つジェットが現われジェットが二つになる状態(double jet)とがある(例えば、Yoden et al., 1987)。SAMはこのsingle jet-double jetと本質的に同じ現象である。

SAMはNAMよりもいっそう環状である。南半球には極域に南極大陸があるが中緯度は海洋がほとんどで平坦である。一方、北半球には中緯度に大陸と大規模山岳がある。そのため北半球では大振幅の定常プラネタリー波が存在するが南半球では定常プラネタリー波の振幅は小さい。南北の地形の違いがNAMとSAMの違いを生じているものと考えられる。NAMではプラネタリー波と平均東西風の相互作用が大きな役割を果たしているのに対し、SAMでは総観規模擾乱が大きな役割を果たしている(Limpasuvan and Hartmann, 1999)。では、東西一様なSAMの変動とNAMはスムーズにつながるものであろうか。この点に関する面白い研究に関しては、西澤・余田両氏の解説を参照していただきたい。

1.5 成層圏との関係

北極振動(AO)は冬季、成層圏と密接に結びついている。本質的にAOと同じパターンは、成層圏と対流圏の同期した変動を調べた研究でTW98以前にすでに見つかった(例えば、Baldwin et al., 1994, Kadera et al., 1996)。そのため、TW98が現れると成層圏・対流圏相互作用の観点からのAOの研究が間髪を入れず現れた。成層圏にはプラネタリー波と平均流の相互作用による成層圏極夜ジェット振動(Polar night Jet Oscillation)と称する数ヶ月の時間スケールの変動が存在する。対流圏から成層圏へ伝播するプラネタリー波は成層圏の平均東西風を減速する働きをする。初冬に中緯度成層圏界面付近を中心に東西風の弱い領域ができると、平均東西風の変化によりプラネタリー波の伝播特性が変わり、より減速するようになり減速域は極方向・下方へ移動する。成層圏突然昇温も成層圏極夜ジェット振動の弱風の位相が高緯度に達した時に起こる。中高緯度下部成層圏で東西風が十分弱まるとプラネタリー波は成層圏には伝播しにくくなり上部成層圏では西風が強くなる。このような

プロセスで成層圏極夜西風ジェット、即ち極渦は強弱を繰り返す。成層圏での偏差が成層圏下部に達したとき、しばしば対流圏まで伝播し対流圏のAO / NAOパターンが形成される (Kodera et al., 1999, Baldwin and Dunkerton, 1999)。成層圏極夜振動は南北両半球に存在するが、プラネタリー波の振幅が南半球では小さいので南半球の方が周期が長く5,6月（南半球の初冬）から10,11月（春）までかかって上部成層圏から対流圏へ降りてくる。一方、北半球では約3ヶ月で上部成層圏から対流圏へ偏差が降りてくる。これらの成層圏循環と対流圏循環との関係については本号の小寺・黒田両氏の解説を参照してほしい。

成層圏と対流圏の極渦は、上述のように成層圏の極渦が先に変化する。従って、成層圏のAOから対流圏のAO変動、ひいては異常気象が確率的にはあるが予測できる可能性がある (Baldwin and Dunkerton, 2001)。実際、AOが負であるとその後、60日程度の期間に、中緯度の各地で異常低温が起こりやすい (Thompson and Wallace, 2001)。AOが正であれば逆となる。従って成層圏の北極振動は冬季の1,2ヶ月先の長期予報には有益な先行指標となるであろう。

1.6 地球温暖化との関わり

AOインデックスの最近30年の時系列には、10年程度の変動に重なって増加する傾向が見られる（図1.6）。NAOインデックスも同様である。近年の北半球冬季の地表気温の温暖化傾向の半分はAOで説明できる。北極海の水氷面積の長期変動や減少トレンドも冬のAO/NAOの変動とよい関係がある (Rigor et al., 2002)。では、最近のAO/NAOインデックスの増加傾向自身はCO₂など温室効果気体の増加によるもの（いわゆる地球温暖化）であろうか、それとも単なる自然変動なのだろうか。気候モデルによるCO₂増加実験によるとAOは正になるという結果が得られており、どうも前者のようである。即ち、CO₂の増加によってAOが正になりユーラシア大陸を中心に温暖化が大きくなっていると考えられている。その際、成層圏をちゃんと入れたモデルではCO₂増大に伴いAOの位相が変化するが、成層圏の表現が不十分なモデルでは変化しないという結果 (Shindell, et al., 1999) が報告されている。

一方、熱帯の海面水温、特に太平洋・インド洋での上昇がNAOの正のトレンドをもたらしたという研究もあり、なぜAOが正のトレンドを持つか、そのメカニズムについては、まだ決着がついていない。

TW98が出た頃は1960年代以降AOに正のトレンドが見られたが、図1.6の最近（年平均については2001年まで、冬は2002年まで）のAOインデックスをみると正のトレンドは小休止したように見える。今後どうなるか注目に値する。

1.7 北極振動はみかけのモードか

AOは統計的に得られたものであって物理的にはNAOが本質であるという主張がある (Deser, 2000, Ambaum et al., 2001, Itoh, 2002, Christensen, 2002)。その根拠としてAOの太平洋域の中心と大西洋域の中心とは相関がほとんどないことが指摘されている。批判者の立場からは次のようにAOは解釈できる。中緯度域と北極域のシーソーである大西洋のNAOがあり、それとは別にさらに太平洋域にアリューシャン低気圧の変動がある。アリューシャン低気圧が深まるときは北極域で気圧が高くなるシーソーがある。両方のシーソーが重なる

と北極域で変動が大きくなり、主成分分析を行うとAOが卓越するように見えるというものである。一方、AOは物理的に存在するのだが、第2モードとしてPNAパターン（太平洋・北アメリカパターン：Pacific North America）が大西洋域まで延びたパターンがあり、このパターンが中緯度太平洋域と中緯度大西洋域との間で逆相関であるので、AOの太平洋域と大西洋域で現実には相関が見られないのであるという反論もある（Wallace, 2000, Wallace and Thompson, 2002）。このようにAOの実在性をめぐって、論争が続いている。この論争に関しては、伊藤氏の解説を参照されたい。

一方、別の観点からの批判的研究もある。AOの極の負域はアイスランド低気圧の中心に近く、太平洋域の正の領域はアリューシャン低気圧の中心に近い。冬季北半球に卓越する2つの低気圧の強度は晩冬には逆相関になっている。これをアリューシャン・アイスランド・シーソー（Aleutian Iceland Seesaw: AIS）と呼ぶ。AISはまず北太平洋に偏差が発達し、それがPNAパターンを通して大西洋にロスビー波として伝播し、大西洋域でtransient waveとの相互作用によりNAO的パターンが発達する。つまり晩冬のAOにはAISが紛れ込んでいて、初冬のAOはもっと環状であり、AOは季節によって異なる様相を示す。このAISについては、本田・中村両氏らによる解説を参照されたい。

いろいろ批判はあるにせよ、冬季北半球で卓越するパターンはAO（またはNAO）であることの実用的な意味はある。また、ほぼ環状の変動が両半球で卓越し、北半球では地形・海陸分布の影響で変形されるという古くて新しいパラダイムを提出した意義も大きい（Wallace, 2000）。さらに、AOを通じて北半球冬季の季節内変動及び年々変動に関する研究が進んだのでありAOの意義は十分あるというべきであろう。

1.8 まとめ

北極振動は北半球冬季の卓越パターンであり、北極域と中緯度域の気圧の間のシーソー的変動である。北極振動は北半球の気候に大きな影響を与える。北極振動の長期変動は大西洋の海洋循環や北極海の海水・海洋の変動と関係している。北極振動の長期トレンドは地球温暖化と関係しているようである。また成層圏との結びつきも深く、成層圏の北極振動の変化が数週間先行するので、成層圏の状況から対流圏の気候を予測できる。海洋から成層圏まで、また日々から100年スケールの変動まで、広い時空間領域に関係する北極振動は広範囲の研究者を刺激して、今後、気候に関する主要なキーワードとなるであろう。

北極振動に関するホームページは <http://horizon.atmos.colostate.edu/ao/> にある。また北大西洋振動（NAO）に関しては <http://www.ldeo.columbia.edu/NAO/> を参照されたい。

AO SLP (hPa) [annual]

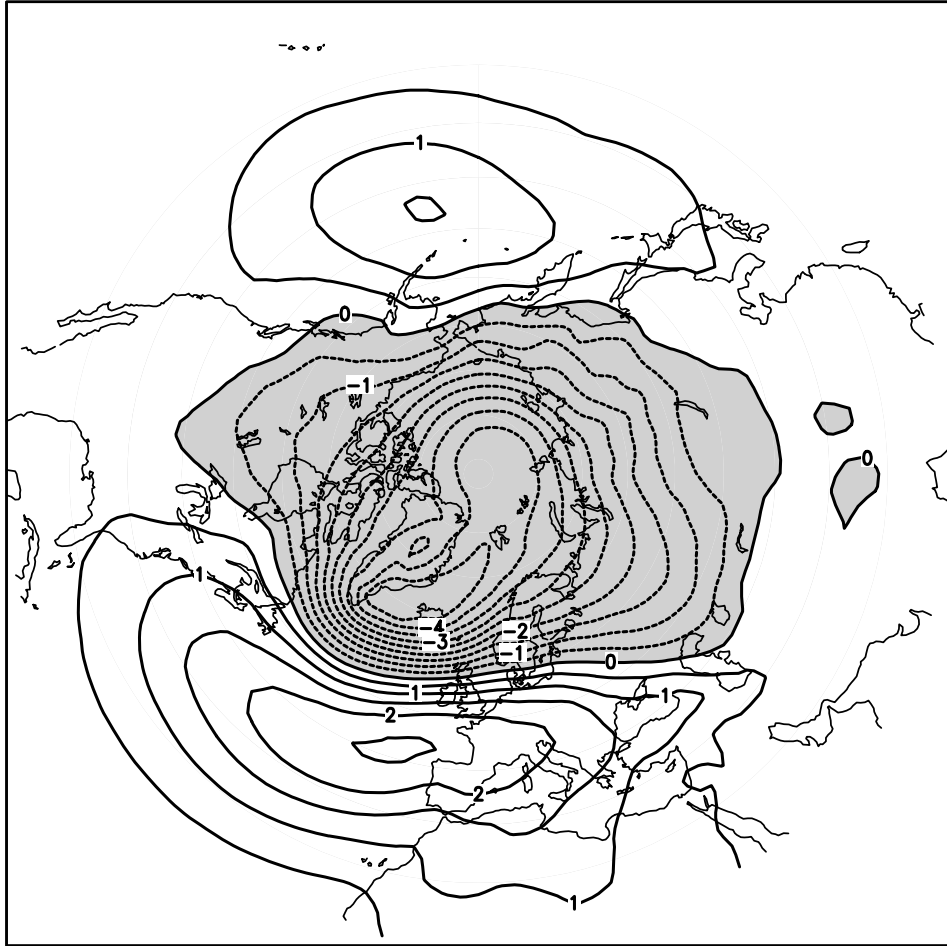


図1.1 北極振動に伴う海面気圧偏差。等値線間隔は0.5hPa。負の領域に陰影。
TW2000のAOインデックス (URLは本文参照) を用いてNCEP/NCAR再解析データの
1958-1997年の各月の海面気圧の回帰係数を求めてプロットした。

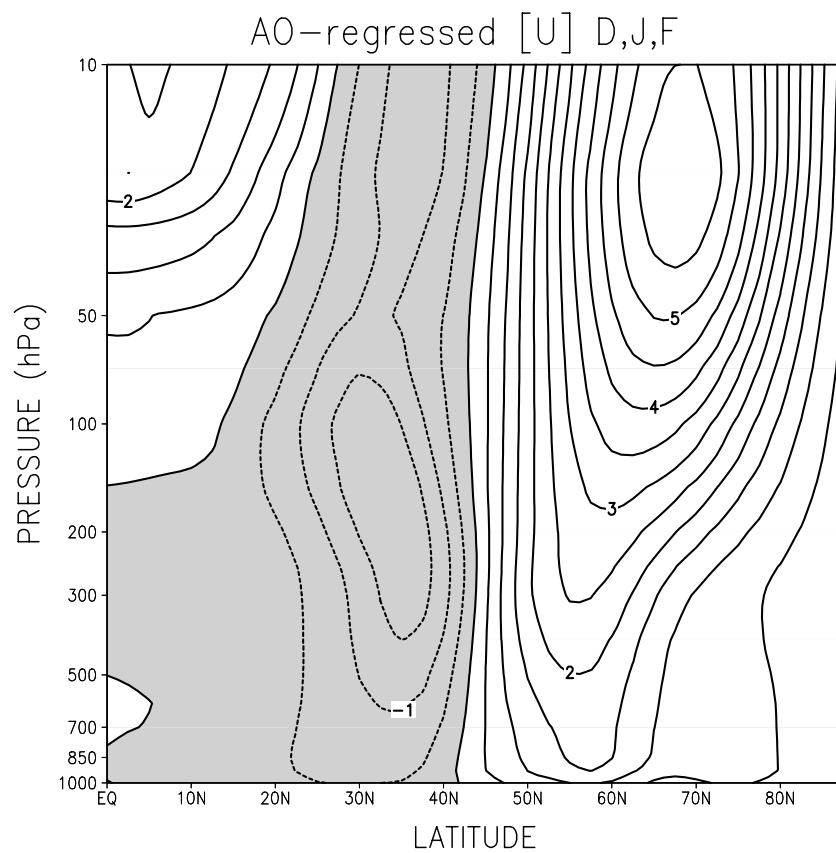
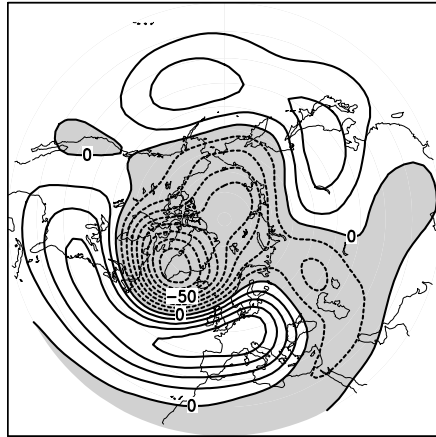
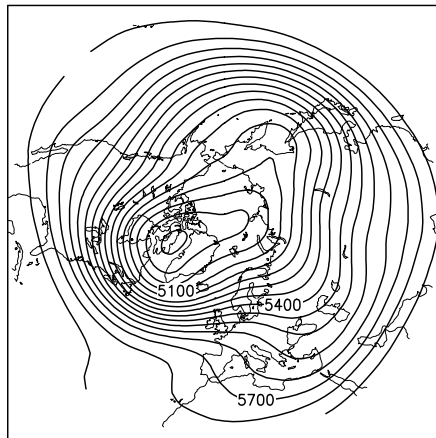


図1.2 AOインデックスに回帰した冬（12, 1, 2月の各月）の東西平均東西風。等値値間隔は0.5m/s。NCEP/NCAR再解析データ（1958-1997年）を使用して作成した。

AO-regressed Z500 D,J,F



AO positive



AO negative

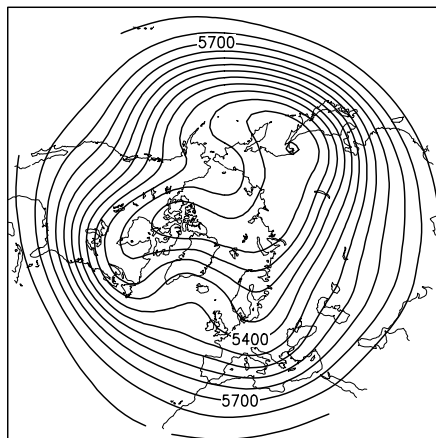


図1.3 (上) AOインデックスに回帰した冬(12, 1, 2月の各月)の500hPa高度場。等値線間隔は10mごと。負の領域に陰影をつけてある。(中) AOインデックスが+2の場合の500hPa高度場。気候値にAO回帰場の2倍を足した。等値線間隔は60m。(下) AOインデックスが-2の場合。他は中央の図と同じ。

AO-regressed Temperature at 925hPa (DJF)

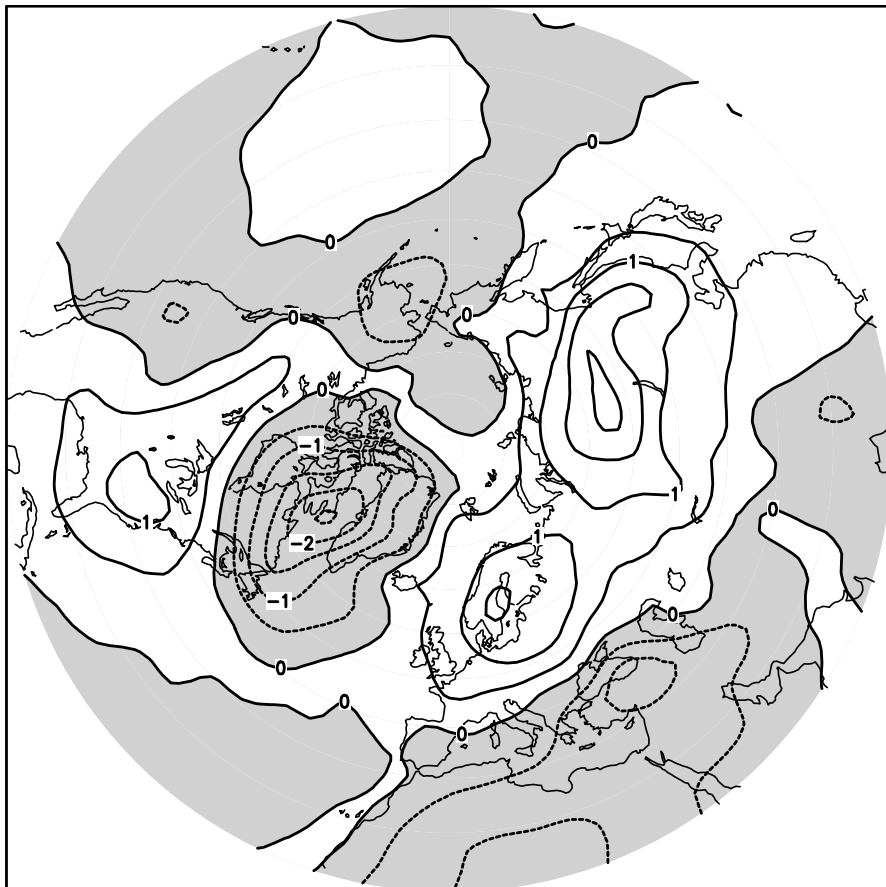


図1.4 AO インデックスに回帰した冬（12, 1, 2 月平均）の925hPaの気温。
NCEP/NCAR再解析データ（1949-2002年）を使用した。

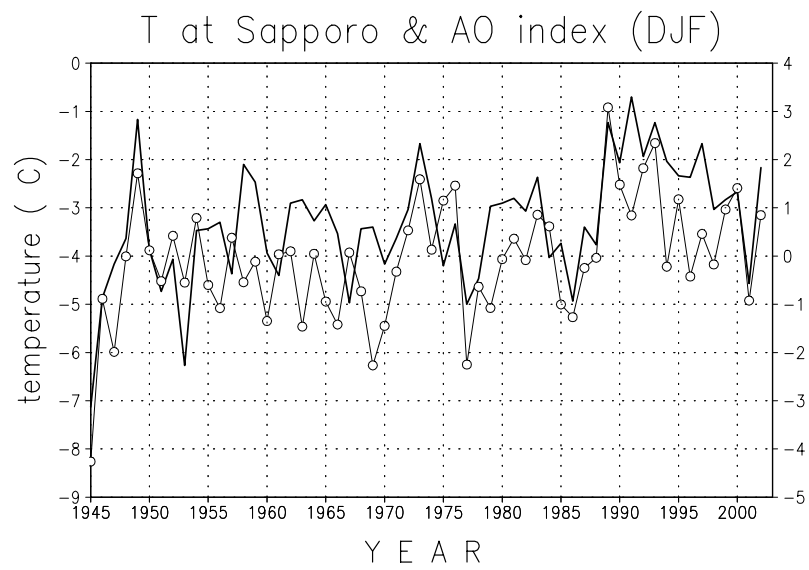


図1.5 冬季（12, 1, 2 月）のAOインデックス（○付きの実線）と札幌の平均気温（太実線）の経年変化。

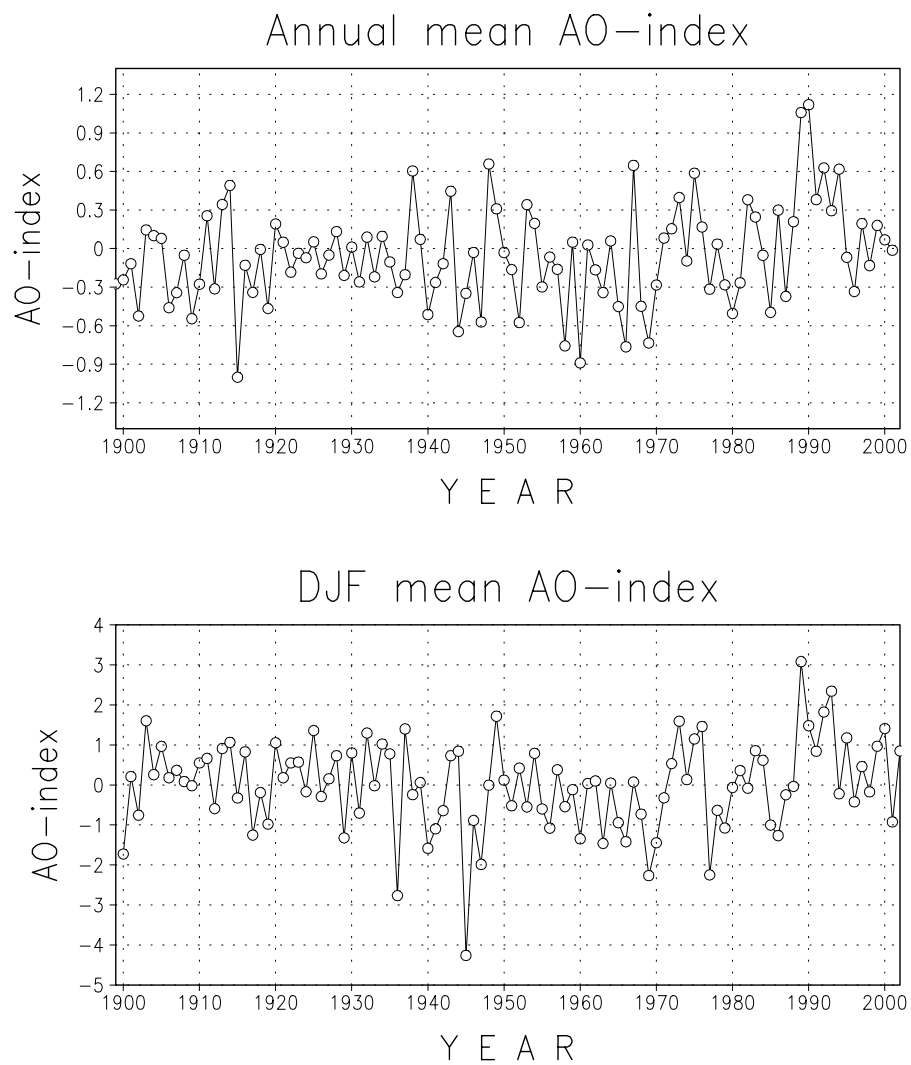


図1.6 AOインデックスの経年変動。上は年平均。下は冬季(12, 1, 2月平均)。