

1. はじめに
2. 何が予報できるのか？
 - 2.1 なぜ予報するのか？
 - 2.2 どのようなことを予報しようとしているのか
 - 2.3 大気現象のスケールと季節予報
 - 2.4 平均天気図
 - 2.5 平年値の話
 - 2.6 なぜ「低（少な）い，平年並，高（多）い」で発表？
3. 長期予報・季節予報で着目する現象
 - 3.1 大気の蛇行，ブロッキング
 - 3.2 天候ベース，天候レジーム
 - 3.3 テレコネクション
 - 3.4 北極振動
 - 3.5 熱帯季節内変動
 - 3.6 エルニーニョ現象
4. 循環場と天候
 - 4.1 予報内容と循環場
 - 4.2 循環指数と天候
5. 気象庁の行っている長期予報・季節予報
 - 5.1 長期予報・季節予報の概要
 - 5.2 長期予報・季節予報の手法
 - 5.3 長期予報・季節予報の課題
予報資料の例

付録

- AN1. 最近の長期予報・季節予報から
 - AN1.1 ロスビー波の（エネルギー）伝播と季節予報
 - AN1.2 赤道季節内変動と季節予報
- AN2. 確率予報の定量的利用に向けて
 - AN2.1 予報の利用状況の変化
 - AN2.2 予報の評価
 - AN2.3 1か月予報ガイダンスの評価
 - AN2.4 ROC，損失軽減率の特性（利用上の留意点）

1. はじめに

気象庁では、天気予報（予報発表時から明後日までの風，天気，気温，降水確率など予報）や週間天気予報（翌日から7日先までの天気，気温などの予報）だけでなく，季節予報（1か月，3か月および暖候期，寒候期の気温，降水量などの概括的な予報）も発表している。しかし，実際のところ季節予報に携わっている人は少なく，最も頻繁に発表している1か月予報でさえ毎週金曜日に発表しているだけで，3か月予報は月1回，暖候期予報や寒候期予報にいたっては年1回の発表である。また，報道等においても頻繁に取り上げられる訳ではないので，ほとんどの方にとっては長期予報，季節予報はなじみのない世界であると思う。この機会に，“気象”や“予報”といってもさまざまなことのあることを知っていただきたいと思う。

また，これから先，気象の“プロ”として，気象に関するさまざまな見解，情報を求められることになる。この研修が今後の皆さんのキャリアに少しでも参考になればと思う。

2. 何が予報できるのか？

2.1 なぜ予報するのか？

まずはじめに、「なぜ長期予報・季節予報を行うのか？」ということについて触れておきたい。日本の長期予報の歴史を紐解いてみよう。1930年代、1934、35、41年とたびたび“大冷夏”に見舞われ、農業への打撃は甚だ大きく、とくに北日本の農村の疲弊は大きかった。また、1941年には太平洋戦争に突入し、食糧の増産はいわば国家的課題であった。このような状況下、何とか情報の提供ができないか、ということから、1942年、中央气象台に研究課が設置され、長期予報・季節予報の実用化にむけ本格化した（中央气象台、1942）。いわば、技術的バックボーンが確立されたから開始したのではなく、ニーズに何とか答えられないか、が出発点である（たとえば、朝倉、1992）。

現在、長期予報・季節予報は、インド、中国、韓国、アメリカ合衆国、イギリス、フランス、ドイツ、オーストラリアなど30か国を上回る国々で行われている。

アメリカ合衆国はいうまでもなくコーン、小麦、大豆、綿花など世界最大の農業国、農産物輸出国である。大陸であるから、天候の年々変動も大きく、ときどき、大規模な干ばつで収穫量が極端に少なくなることもある。これら農作物の収穫量の多寡は自国の経済は勿論、世界経済にも影響を及ぼす。したがって、単に個々の農家だけでなく、政策的にも重要な事柄となっている。アメリカ合衆国海洋大気庁（NOAA National Oceanic & Atmospheric Administration）では、試験的なものを含め、長期予報・季節予報に関する、さまざまな情報を公開しており、ホームページ（<http://www.cpc.noaa.gov/>）から容易に取得することができる。

インドでは、インドモンスーンが弱い（総降水量が少ない）と高温・干ばつとなり、農業に大きな影響が出る。人口の6割以上が農業に従事しているといわれることから、いつモンスーン（雨季）が始まり、どれくらいの降水量となるのかは、国の経済全体にとって重要な事柄である。インド気象局のホームページを覗くと（<http://www.imd.ernet.in/>）、モンスーンの入りや降水量について、長期予報が行われている。

オーストラリアにおいてもたとえば干ばつは農業や畜産業に大きな影響を与える。オーストラリア気象局のホームページ（<http://www.bom.gov.au/>）では農業関係向けのページが用意され、その中には“Drought Statement”があり、干ばつに対する危機意識の高さが窺い知ることができる。

ペルーの太平洋沿岸の平野部では、例年、東からの乾いた風が吹き、乾燥しているが、数年に一度、太平洋からの湿った暖かな西風が吹き、雨が降るなど、全く異なった天候が現出する。このような変動を捉えられれば農業生産に大変プラスとなる。実際1987年には、沿岸の平野部に対し、稲作を奨励したという報道が

あった。

なお、平ほか（2000）が主だった国の季節予報の現状を簡単にまとめているので参照されたい。

では、予報はうまくいっているのか？残念ながら答えはNoである。ちょっと古い調査だが、幾つかの国では、精度が得られなかった、精度が期待できないことから長期予報を実施していないと回答している（気象庁長期予報課，1979）。

その後、さまざまな研究，開発が行われてきた。とくに，電子計算機の高性能化・低廉化にともない，力学的手法，アンサンブル手法等の導入など格段の進歩を遂げた。他方，ニーズもより詳細な事柄，確度の高い情報を求めるようになってきている。

詳細な情報，確度の高い情報に向けて，予測技術，予測のための基盤技術の研究，開発が行われている一方，最近では，予報の利用技術についての関心が高まってきている。これまでは，予測技術の研究・開発に加え，予測情報を活用することにも研究・開発の力を注ぐべきであるとの考えが広まりつつある（たとえば，立平，1990）。NOAA では，大学などと共同して，2003 年から CPASW（Climate Predictin Application Science Workshop）を開催しているが，このワークショップは，予測情報の応用にターゲットを絞っており，開催趣旨にも「予測技術そのものは取り扱わない」ことが明記されている。

2.2 どのようなことを予報しようとしているのか

長期予報・季節予報の開始から，技術の進歩がある一方，ニーズも多様化してきている。あらためて，何が，どんなことが予報できるのか，考えてみよう。日々の天気については，明日，明後日の予報，あるいは週間天気予報などでも“完璧”ではない。週間天気予報でも（予報資料の）“日替わり”ということを実感されていると思う。したがって，週間天気予報よりさらに先のことなど，無理ではないのか，と思える。たしかに，日々の天気を予報しようとするのは無理である。では，日々の天気は無理としても，何か予報できるものはないのか，ということを考えてみよう。

2004 年，プロ野球は合併問題，新規加入，さらには，ストライキなど何かと話題となった。プロ野球は 2 月にキャンプインし，オープン戦を経て，3 月の終わりに開幕となる。開幕前，どこが優勝するか，がよく話題となる。開幕を前に，どのようなことを“根拠”として優勝チームを予想するのであろうか？いうまでもなく，ペナントレースは，各チームがおよそ 140 試合を戦い，その勝率により優勝チームが決まる。開幕前に優勝チームを予想する場合，各チームの 1 試合 1 試合の成績を予想し，それら 420 試合分の試合結果すべてを予想し，順位を予想

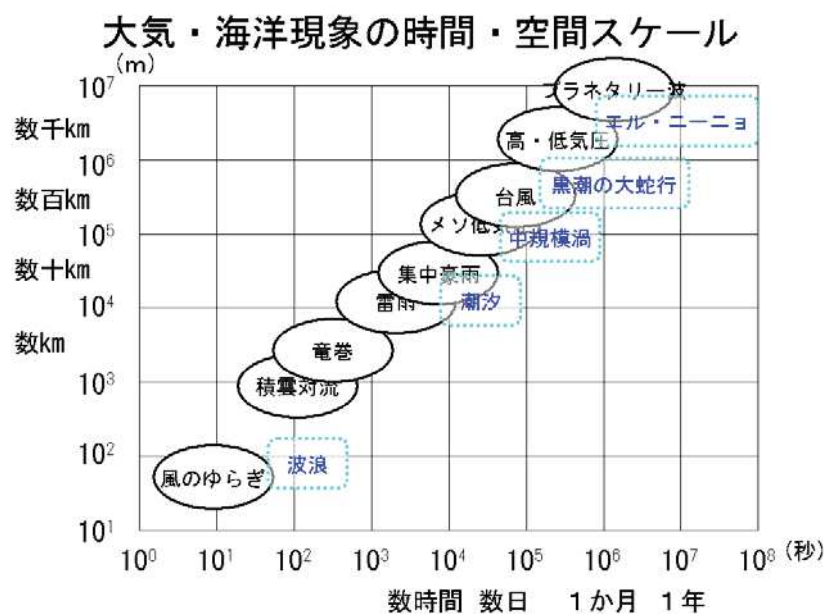
するわけではないであろう。昨年活躍した選手の今年の調子、トレードその他によって新たにメンバーとなった選手などから、それぞれのチームの力（総合力）から判断するのではなかろうか。もちろん、“ひいき”という強烈なバイアスがかかるが。サッカーのJリーグでも同様であろう。

長期予報・季節予報は、いってみれば、開幕前の順位予想と同様、個々の試合の結果（日々の天気）を予想するのではなく、シーズン終了時の順位（成績）を予想するようなものである。

2.3 大気現象のスケールと季節予報

気象のことに話を戻そう。一口に“大気現象”といってもさまざまな現象がある。まずは、現象をちょっと整理してみよう。第2.1図は大気現象の時間スケールと空間スケールを示したものである。大気現象を考える上で、“現象のスケール”は大変重要である。

小さな現象としては、マイクロバースト、竜巻、ダウンバースト、熱雷、積乱雲などがあり、これらの現象は水平スケール10 km程度で、寿命も10分のオーダーである。積乱雲の塊、スーパーセルや、局地的な豪雨といった現象はもう少し大きくなるが、それでも水平規模は数10~100 km、時間的にも数時間である。もう少し大きな現象となると、たとえば、台風があり、これは水平スケール2~300 kmで、寿命は数日といったところである。



第2.1図 大気現象のスケール

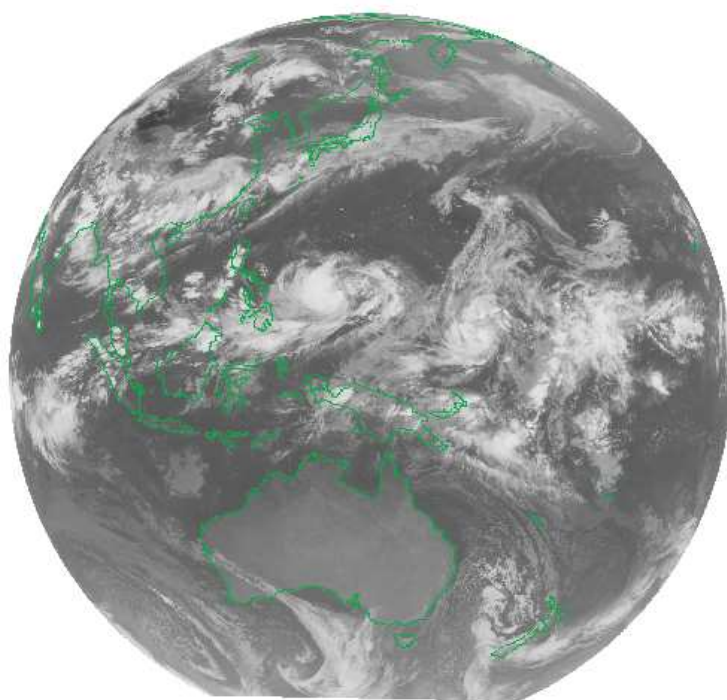
小倉 (1975), Storch *et al.* (1999), 古川ほか (2004) を参考に作成

さらに大きくなると、中間規模擾乱、今日ではメソ α と呼ばれているおよそ1000km程度の低気圧があり、さらにそれより大きな現象として、3~4000 kmのいわゆる総観規模スケールの高気圧・低気圧がある。そしてブロッキング、大気の蛇行などプラネタリー波、地球規模の波動がある。

このように、大気現象は、現象の空間スケールが小さいと寿命が短く、短時間で変動し、空間スケールが大きくなるにつれ寿命が長く、長時間の変動となる、という特徴をもっている。

勿論、実際の大気現象は、ここに示したような現象が単独で存在しているということでは理解できないことがほとんどであり、いろいろなスケールの現象が重なり合っていると見るほうが妥当である。これを“多重スケール構造”（をもつ）という（Ninomiya *et al.*, 1992, 小倉, 1994）。これらの現象は、その規模により特有の振る舞いをする一方、互いに影響しあっている。

長期予報が対象とするのは、空間スケールの大きい現象、寿命の長い現象である。長い時間スケールの現象においては、海の状況も重要になってくる。海の現象と大気現象では空間スケールと時間スケールとの対応が異なっており、取り扱いが一段と難しくなる。



第 2.2 図 静止気象衛星画像 (2002.06.29 12UTC)

では、さまざまなスケールの現象を静止気象衛星の画像から探してみよう（第2.2図）。太平洋上にぼつぼつと小さな対流セルを見出すことができる。熱帯域には中大きな雲の塊（クラウド・クラスター）のあることがわかる。華南から日本列島にかけては帯状に雲が広がっている。さらに北に目を向けると、カムチャツカ半島付近に低気圧にともなううず状の雲も見ることができる。

Nakazawa（1988）は、気象衛星画像を用い、熱帯域にクラウドクラスターの集合体（超雲団）があること、個々のクラウドクラスターは西進するが、超雲団は東進することを解析した。実際、数か月分の連続した気象衛星データを動画にしてみると、赤道域の雲は、ひとつひとつのセルは短い期間で現れては消え、また、小さなクラスターは西進していることが、対流活動域（雲のある領域）はゆっくりと東進していることを確認することができる。このように雲は複雑な動きをしている。

つぎに、中・高緯度の大気の流れで考えてみよう。第2.3図（左）は、500hPa高度場の変動のうち、2.5～6日周期のみの波をとりだし、ある一点と他の地点との同時相関を求めた図で、いわば日々の天気に関係する高・低気圧（総観規模擾乱）の変動を抽出したものである。一方、右は500hPa高度場を1か月平均した後、ある一点と他の地点との同時相関を求めた図で、月平均することで、波長の短い波、高周波の波を除いている。

左図では、東西波長が短く東西方向に大西洋をまたがる範囲で波列が並んでいるのに対し、右図では、波長が長く、およそ大円に並ぶ波列が半球規模で広がっている。大西洋（の1点）との相関であるが、中国大陸から日本列島にかけても負の相関があり、大西洋における変動が日本付近の大気変動とも関連していることを示唆している。長期予報（季節予報）が対象とするのは右図のような現象である（尾瀬，2004）。

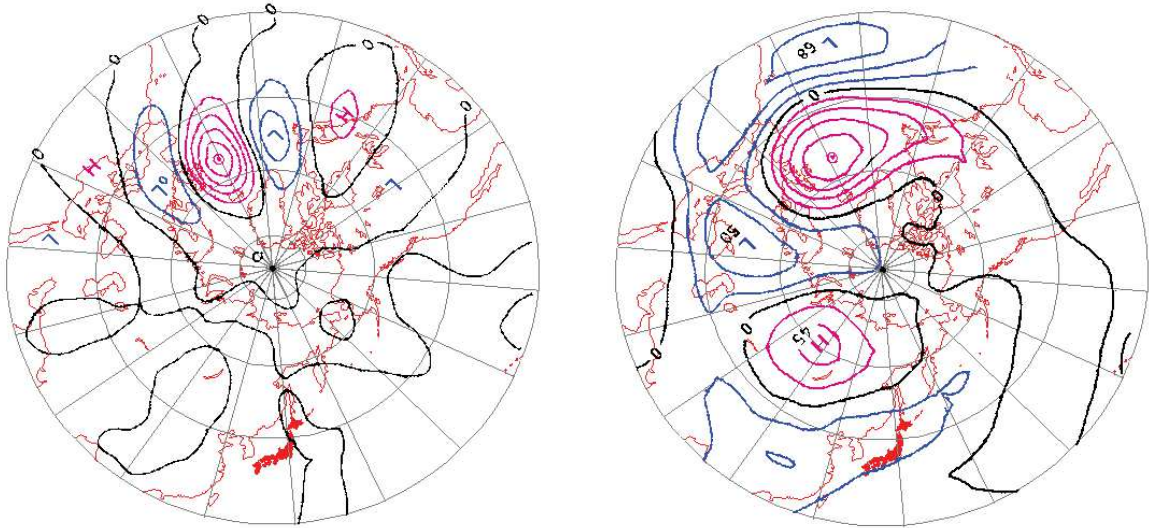
さまざまな現象の様相について見てきたが、まとめると、

- （1）現象の空間スケールと時間スケールに関係がある。
- （2）現象の規模により特有の振る舞いをする。
- （3）規模の異なる現象も互いに影響を及ぼしあっている。

ということになる。

では、このようなさまざまな現象に対し、どのようなことなら（明日、明後日より）先々の予測ができるか、考えてみよう。

もう一度気象衛星画像を思い浮かべ、考えてみよう。



第 2.3 図 短期予報と季節予報の予測現象 (Wallace *et al.*, 1983)

左：2.5～6 日周期のみ波の 1 点同時相関

右：月平均場の 1 点同時相関

まず、熱帯域を考えよう。個々の積乱雲は予測できるであろうか？形を変えつつ且つ比較的短い時間でなくなってしまうような積乱雲ひとつひとつを数日前から予測することは無理である。また、クラスター（積乱雲の塊）も、寿命は（セルに比べれば）少しは長いですが、その様相は変動が激しく、（変動の様相まで含めて予測するのは）難しい。ゆっくりと東へ進む、対流活動の活発な領域、雲のある領域（発生しやすい領域）については予測できるかもしれない。

次に中緯度を考えてみよう。個々の積雲は熱帯同様困難である。ひとつひとつの低気圧や高気圧も、複雑な振る舞いを内包し、また、時間的にもそれほどゆっくりはしておらず、やはり予測は難しそうである。週間天気予報では、このような総観規模の低気圧の位置を予測し、予報しているが、ちょっとした低気圧の進み具合や南北の位置、あるいは他の高気圧や低気圧との位置関係で予報内容は大きく変わってしまうのが現実である。したがって、長期予報が可能とすれば、もっとゆっくり変動するような現象ということになり、たとえば、高気圧や低気圧はどの辺りを通りやすいか、低気圧は発達しやすいか、寒気が入りやすいか、といったことなら予測ができそうである（逆に予測できるとすればそういった事柄になる）。

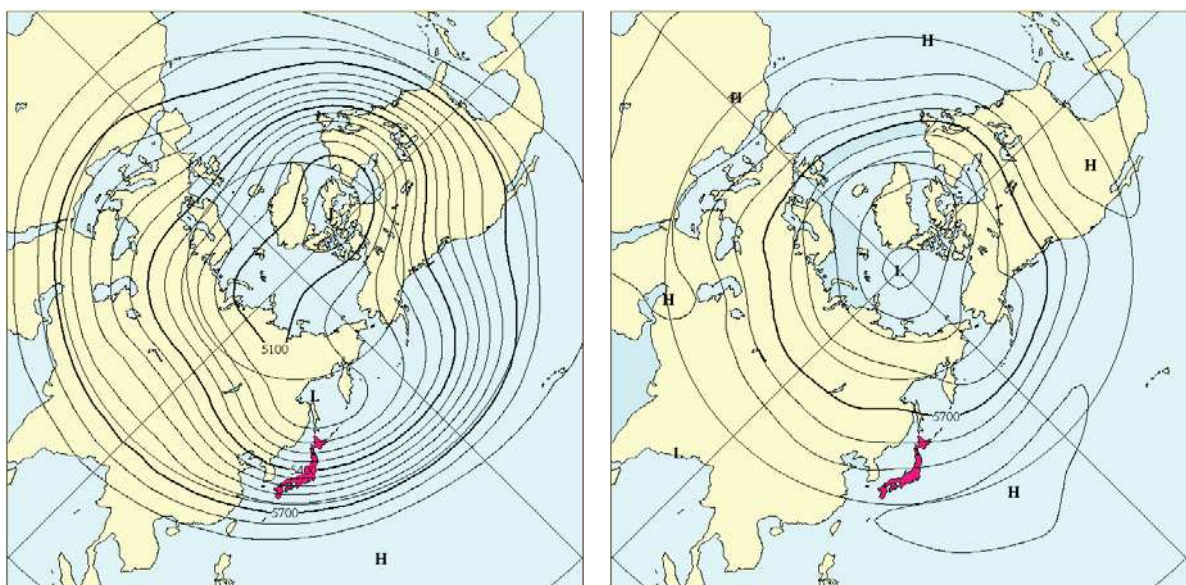
2.4 平均天気図

では、時間・空間的に大きな現象の特徴を見てみよう。といっても、日々の天気図では、時間・空間的に“小さな”現象におおわれ、ゆっくりと変動するよう

な現象は見えない。ゆっくりと変動する現象を見るために、時間平均し、短い時間で変動する現象を取り去ることにしよう*。

ここでは月平均天気図，しかも，30年分を平均したものから，このような大きなスケールの現象の特徴を探ってみる。5日平均や月平均天気図では，その年々の特徴（=年々の変動）は失われることはない。30年平均することで，このような年々の特徴も消え，いわば普遍的に持っている大気の流れの特徴が見えてくる。

第2.4図は1月と7月の500hPa高度の平年の月平均天気図である。まず1月から見てみよう。



第2.4図 500hPa 高度月平均平年天気図
左：1月 右：7月

- (1) 北極を中心に同心円に近い形状をしている。
⇒ 高緯度で高度が低く，低緯度に行くほど高い。
 - (2) 中緯度では東シベリアやカナダ東部へ低圧部が伸びるなど，同心円からのズレが目立つ。
 - (3) 30～60° N 帯で等高度線が込んでいる。
⇒ この帯域で西風が強い
- 次に7月の月平均500hPa高度天気図を見てみると，
- (4) 1月より同心円に近い。
 - (5) 等高度線の間隔が広い
⇒ 西風が弱い
- といったことがわかる。

ともに同心円に近いものの、1月と7月では、等高度線の間隔、トラフやリッジの位置、波長など様相が異なっている。これは季節により大気の流れも異なることを示している（季節変化）。実際の大気は、それぞれの季節ごとの平均的な場を中心に、毎年々々様々な変動をしている。そのような変動の中で月平均場でも現れるようなゆっくりとした変動を長期予報・季節予報は予報対象としている。

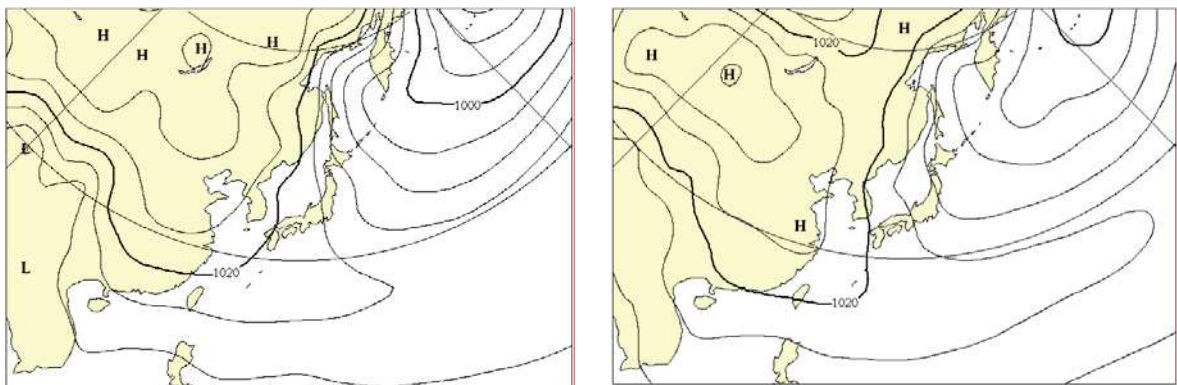
* 平均時間について

時間平均は“ハイカットフィルター”で、高周波成分を除去することができる。総観規模の高・低気圧の波長はおおむね4~5000 kmで、1日におよそ1000 km程度進む。したがって、5日平均すると総観規模の高・低気圧はほぼ見えなくなる。長期予報・季節予報では5日平均した天気図を基礎的資料として用いてきた。半月平均という呼び方をする。

2.5 平年値の話

予測できるとすれば、日々の天気ではなくもっとゆっくりと変動するような量、日々の値を平均しても残るような量、を対象として考えるわけだが、このような量を考える時の基準について話そう。

“（西高東低の）冬型の気圧配置”一晩秋から早春にかけ必ず耳にするーを見てみよう。



第 2.5 図 冬型の気圧配置
2001 年 1 月（左），2002 年 1 月（右）の月平均地上天気図

第 2.5 図は 2001 年 1 月，2002 年 1 月の月平均天気図である。左右いずれも，中国大陸で高压部，アリューシャン列島で低压部の“西で高く，東で低い，西高東低の冬型”の気圧配置となっている。では気温はどうであろうか。東京，大阪

の月平均気温を見てみると（第 2.1 表）、2001 年は「寒い 1 月」であり、2002 年は「暖かい 1 月」であった。しかし、月平均天気図では、寒い年でも、あるいは暖かい年でも「大陸で高圧部、アリューシャン列島付近で低圧部」の「西高東低型」になる。年々の変動の違いより、季節変化が大きいため、季節特有の気圧配置が現れることになってしまう。

第 2.1 東京、大阪の 2001、02 年 1 月の平均気温、平年値

	2001 年 1 月	2002 年 1 月	平年値	平年並の範囲
東京	4.9°C	7.4°C	5.8°C	5.3°C < 平年並 ≤ 6.3°C
大阪	5.2°C	7.2°C	5.8°C	5.6°C < 平年並 ≤ 6.3°C

あらためてふたつの天気図を比較してみよう。サハリン付近の等圧線をみると、2001 年は 2002 年より間隔が狭いことが分かる。等圧線の間隔が狭いと風（北風）が強く、寒気の入りやすいことが想像できる。もう少し東を見てみると、1000hPa の等圧線の位置がかなり違っている。2001 年はカムチャツカ半島の南東付近だが、2002 年は日付変更線付近である。2001 年はアリューシャン列島付近に 1000hPa の等圧線から数えて 3 本目、すなわち 988hPa の等圧線が描かれており、2001 年の 1 月にはアリューシャン列島付近で低気圧が発達しやすかったことがうかがえる。

このように、大陸の高気圧の強い年や弱い年、アリューシャンで低気圧が発達する年、しない年といろいろある（年々変動）ものの、平均天気図では季節変化による西高東低型の気圧配置が目立って、年々の変動がわかりにくい。

予報として重要なのは季節変化でなく、年々の変動であるから、年々の違いがすぐわかるような物差しがほしい。

色々な年を平均して、これを基準に、基準からの「ズレ」をみることで差異を明確にすることができ、違いを容易に認識できるようになる。この基準となる値を平年値とよぶ。WMO（世界気象機関）では、（気温や降水量などは）30 年平均値を用いることを提唱しており、日本でも 30 年平均値を用いている。

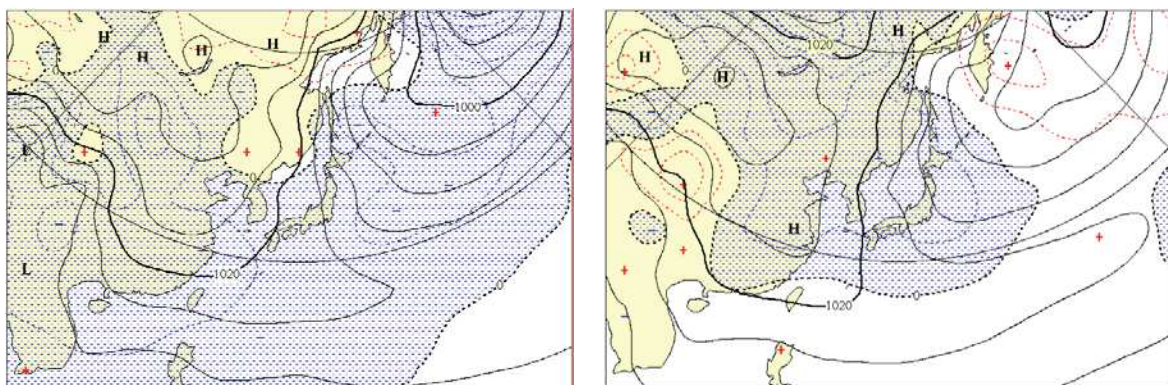
平均天気図に用いる平年値についても同様に考えているが、少々問題がないわけでもない。現在、このような天気図に用いられる値は格子点値（G P V = Grid Pont Values）である。これは地球表面（上空を含め）その名のとおり、ある間隔の格子でおおい、その格子上の値（の集合で）地球全体の大気状態を表現する。基礎となるのは、地上気象観測やゾンデ観測、衛星観測による高層データで、こ

れらを用いて、データ同化と呼ばれる技術（データ同化にもさまざまな手法がある）を用いて格子点値を求めるのだが、たとえば、あまり観測点のない海洋の上空では、衛星データの有無に大きく左右されるし、データ同化の手法によっても違いが生ずる。

かつては、「とにかく長い期間のデータ」を手にすることが重要な課題であったが、今日では、高品質で、均質の長い期間のデータが求められるようになっている。気象庁は電力中央研究所と共同で「再解析」のプロジェクトを実行し（<http://www.jreap.org/>）、過去の観測データを、最新のデータ同化技術で解析しなおし、高品質で長期間均一のデータをえることができた（JRA-25）。再解析期間は1979年1月～2004年12月（26年間）で、データは研究用を目的に公開されている。なお、「再解析」はECMWF（ヨーロッパ中期予報センター）、NCEP（アメリカ環境予報センター）でも実施している。

現在、季節予報の予報資料は、平年値として1971～2000年の30年平均値を用いており、NCEPの再解析データ、ECMWFの再解析データ、気象庁の全球解析のデータを用いているが、順次JRA-25に変更する予定である。

では、先ほどの1月の平均天気図に「平年からのズレ」（平年差）を重ねてみよう（第2.6図）。



第2.6図 冬型の気圧配置

2001年1月（左）、2002年1月（右）の月平均地上天気図と平年差

そうすると、大陸の高気圧の強い年、弱い年、あるいはアリューシャン列島付近で低気圧の発達した年、発達しない年がはっきりとわかるようになる。2001年では、バイカル湖から沿海州にかけて正偏差で、平年より気圧が高く、ベーリング海は負偏差で平年より気圧が低い、すなわち平年より低気圧が発達しやすかったことがわかる。北日本では等圧線が南北に走り、また間隔が狭く、季節風が強く、

寒気が入りやすかったことがわかる。2002年は大陸から日本付近にかけ負偏差で平年より気圧が低く、大陸の高気圧の勢力は(平年より)弱かったことがわかる。また、ベーリング海付近は正偏差で平年より気圧が高く、平年に比べ低気圧の発達は弱かったことを示している。このため、西高東低とはいえ、等圧線の間隔は広く、寒気の入りは弱かったことがわかる。

このように、長期予報・季節予報では“平年からの差”でものごとを考える。

さて、予報では、気温や降水量などの量的なものだけでなく、“天候”についての情報も求められる。気温や降水量などは、30年分の観測値を平均することで“平年”の値を求めることができるが、“平年の天候”は簡単に表せそうにない。しかし、先に述べたように、年々変動に比べ、季節変動が大きいから、その時季々に現れやすい天候を知っておくことは、たとえば、その天候がもともと現れやすいのか、それとも、あまり起こらない天候なのか、というその年々の特徴を捉えるために重要なことである。

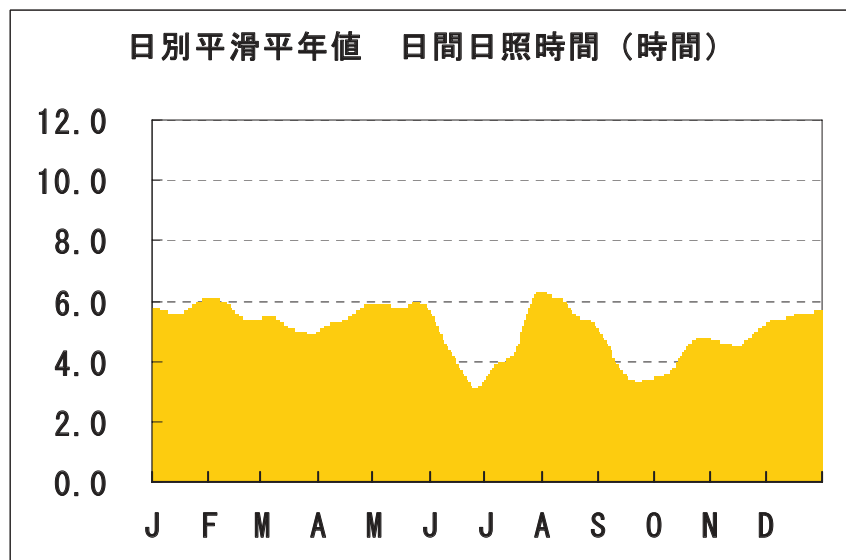
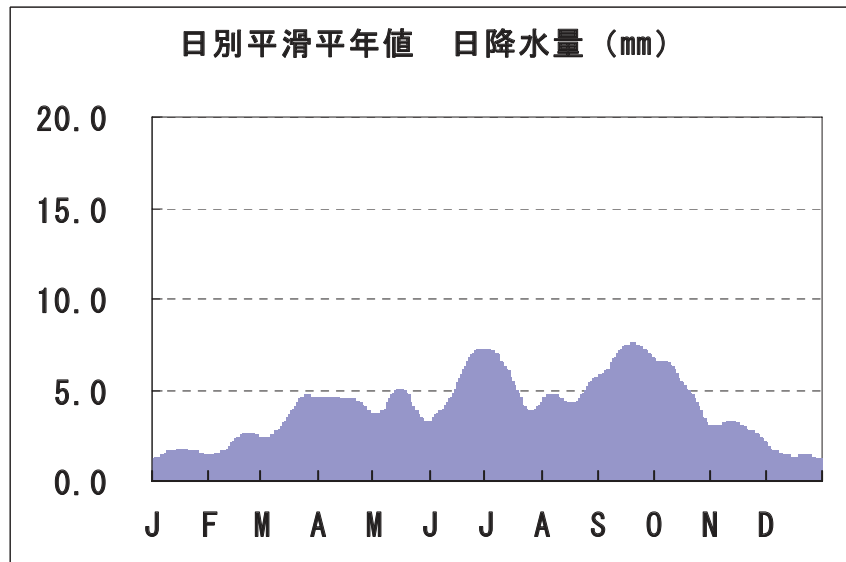
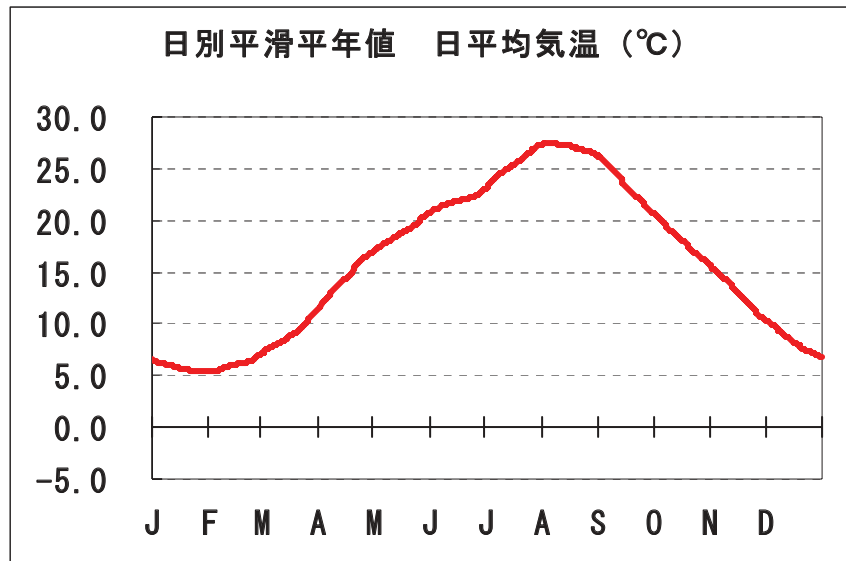
ここでは、東京の気温、降水量、日照時間の日別平滑平年値(第2.7図)から、平年の天候について考えてみることにしよう。

気温は1月の終わりから2月のはじめに最も低く、7月の終わりから8月のはじめに最も高くなるような変動をしている。きれいな正弦波を描くわけではなく、たとえば、6月の終わり頃の上昇は小さく、7月の半ばは大きい。

降水量は、気温よりはるかに細かな変動が見られるが、ごく大雑把に、暖候期に多く、寒候期に少ない。気温が高いと大気中に多くの水分を含むことができ、低いと少なくなる。6月半ばから7月半ばにかけてのピークは「梅雨」で、夏の水の需要期に向けての大切な水資源をもたらす。9月半ばはいわゆる「秋雨(秋霖)」と台風である。秋雨は東日本が顕著で、西のほうに行くと、このピークは小さくなる。台風の経路も季節が進むについて東となるので、そのこともあり、東京など東日本で顕著になる。また、3月半ばから5月半ばにかけ、いくつかのピークが見られる。この時期はぐずつくことが多く、その時々植物の名を用い、「菜種梅雨」、「たけのこ梅雨」、「卯の花くたし」などと表現される。

北日本や東日本の日本海側の地方では、冬場の降水量が多く、北海道の日本海側では梅雨時期のピークは見られない。

日照時間も、「梅雨」や「秋雨」の時期に少なく、秋雨の後、冬場に向かって、少しずつ増えていく。また、春になり、3月から4月半ばに少し減少する。日本海側の地方では、11月の後半から2月にかけて少なく、3月に次第に増えていく。冬の季節風が卓越するにしたがい、曇りや雨、雪の日が増え、春には季節風の弱まりとともに曇りや雨、雪の日が次第に減ってくる。



第 2.7 図 東京の日別平滑平年値
上から、日平均気温、日降水量、日間日照時間

2.6 なぜ「低（少な）い，平年並，高（多）い」で発表？

どんな現象が予測可能か，対象となるような現象について循環場のことを示したが，今度は気温でそのことを考えてみよう。

日々の気温は結構変動が大きい。循環場（気圧系）との対応でいうなら，高気圧や低気圧，前線の動きにより変動するようなものである。では少し平均してみよう。すると日々の細かな変動が見えなくなり，ゆっくりとした“うねり”のようなものが見えてくる。日々の高・低気圧の影響がのぞかれ，いわば天候のベースが表れてくる。さらに平均すると，もっと長い変動，季節変化などが見えてくる。また，平均期間を長くするにつれ，変動の振幅小さくなる。

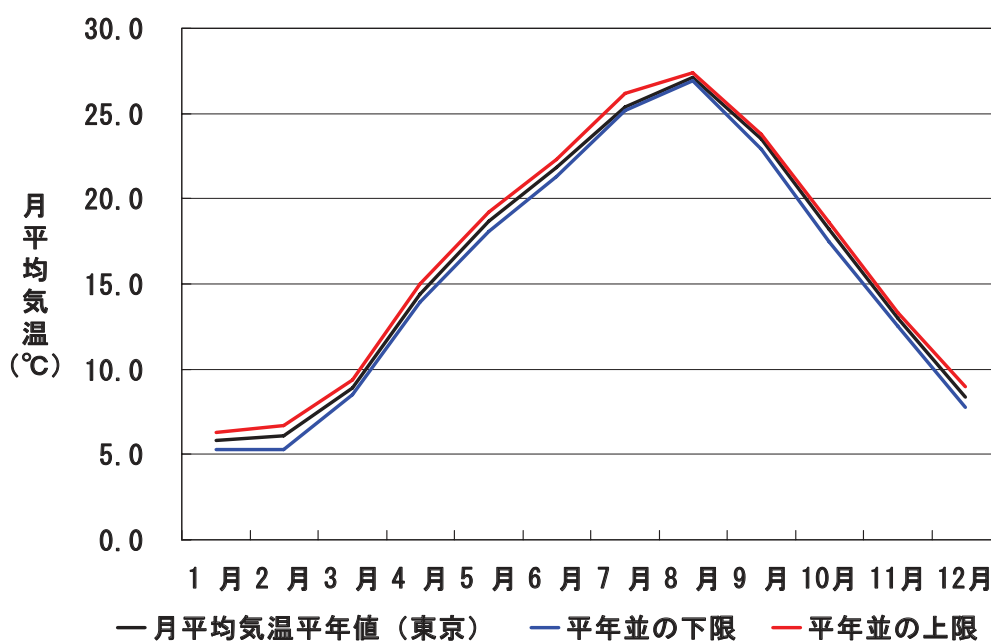
すなわち，

(1) 季節変化が大きく，季節変化に比べ年々の変動は小さい

(2) 日々の変動に比べ，月平均など平均量の変動は小さい

という二つの点に留意しなくてはならない。

日々の予報では，例えば，今日の最高気温は昨日（の最高気温より）3℃ほど高い見込み，などと表現する。あるいは今日より 5℃も低く肌寒いでしょう，などという解説が行われる。前日（当日）の気温は，多くの人にとって記憶にあるであろうし，日々の気温では前日との比較は優れた方法であろう。



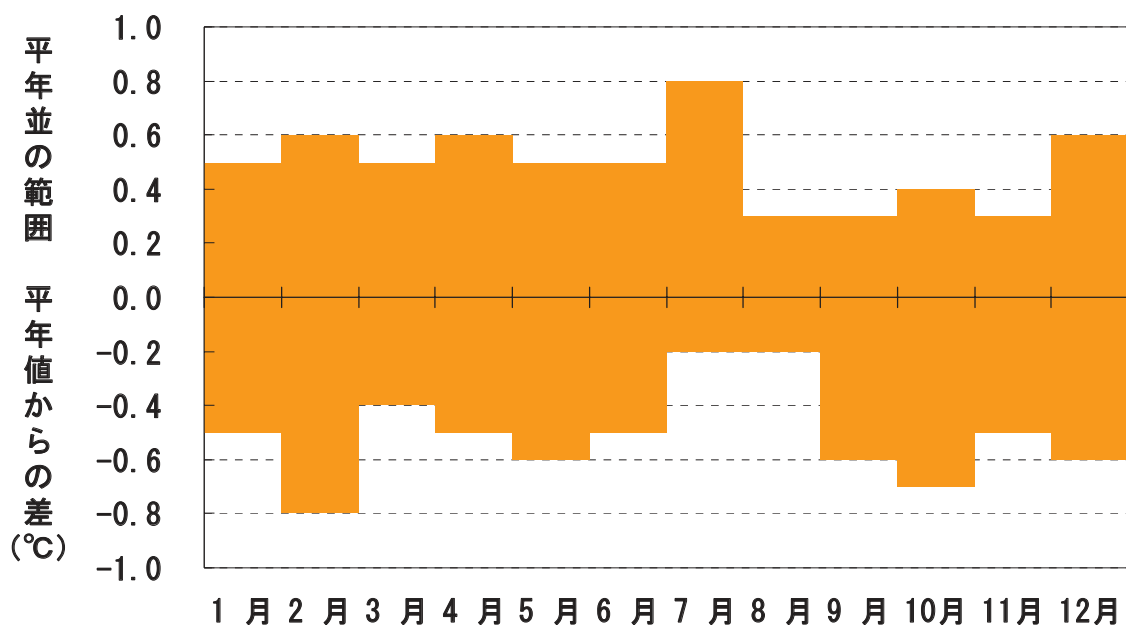
第 2.8 図 東京の月平均気温平年値（黒）と平年並の上限（赤）・下限（青）

では、長期予報・季節予報ではどうであろうか。

東京の月平均気温の平年値を見よう(第 2.8 図)。3本の線を引いてあるが、黒線が月平均気温の平年値、赤い線が平年並の上限、青い線が平年並の下限を表している。季節変化に比べ、平年並の範囲の狭いことが理解できよう。

次に、平年値を基準に見よう(第 2.9 図)。月により違いはあるが、平年並の範囲は概ね $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 程度しかないことがわかる。月平均気温の変動が日々の気温の変動に比べ小さいことが理解できよう。

月平均気温の変動幅は、日々の変動幅に比べるとかなり小さい。日々の気温の変動では、“ 1°C ”はわずかな量だが、平年並の範囲がおおむね $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 程度である月平均気温では、 1°C 高い(低い)ことは、平年値から大きく隔たっていることを示している。平年からの隔たりが大きい時には、そのことのもたらす影響も大きいと考えられるが、日々の気温の変動という物差しで月平均気温の変動をみってしまうと変動の大きさの意味合いを過小評価してしまうおそれがある。したがって、予報において、平年からの隔たりの程度を3つの階級により表現することは、平年から隔たる=大きな影響の出る可能性が大きいか否かという最小限の情報を表しており、世界的に見ても、このような表現が一般的である。

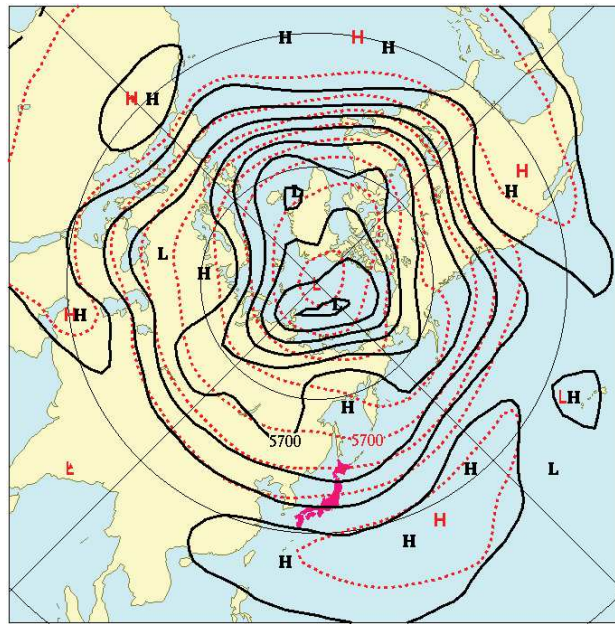


第 2.9 図 東京の月平均気温の平年並の幅

3. 長期予報・季節予報で着目する現象

3.1 大気の蛇行, ブロッキング

“大気の蛇行”や“ブロッキング”は天候に大きく関わる。最近では2003年の夏が典型的な例である(第3.1図)。5700mの等高度線をみると、日本の北で大きく北に凸となっていることがわかる。5760, 5820mの等高度線は逆に南に凸となっており、蛇行、分流が顕著であったことがわかる。



第3.1図 2003年7月の月平均500hPa高度と平年値

ブロッキングは、古くから知られている現象で、本来西風の強い中緯度のある場所で持続的に流れが蛇行し、西風が弱まり、移動性の高・低気圧の経路が阻まれる(ブロックされる)現象である。

さて、ブロッキングは、

- ・突然起こる
- ・頻繁に起こる
- ・起こりやすい場所は特定されている
- ・1週間以上続く

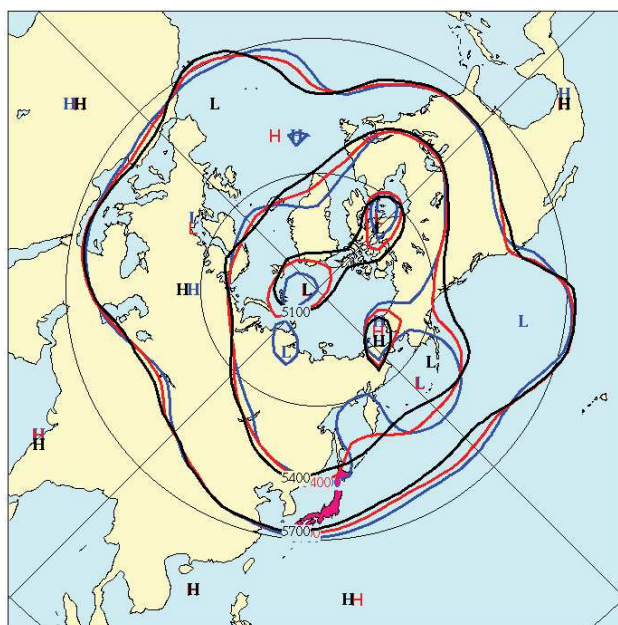
といった特徴をもっている。

“突然”起こる例を示そう(第3.2図)。これは2000年4月に見られた例で、500hPa面の5100, 5400, 5700mの等高度線のみを描いてある。日本の北の5400mの等高度線に注目してもらいたい。4月6~10日の5日平均(黒い線)では、南西から北東方向へ直線に近く描かれているが、2日後の4月8~12日(青い線)

では北側に向かって膨らみ，"Ω" の等高線が現れている。5 日平均のうち 3 日は共通しているにもかかわらず，急激にブロッキングが起きたことがわかる。

"突然" 起こることを除くと，起こる場所がおおむねわかっていることや，比較的長く続くことなど "予測" できそうな感じがする。また，平年の状態からのズレの大きな状態がある程度の期間続くということから，天候も平年から大きく隔たり，社会へもさまざまな影響があり，予測できれば災害や損失の軽減が期待できる。しかしながら，ブロッキングについて十分に解明されているわけではなく，予測は難しいのが現状である。

なお，ブロッキングについては，木本（1993）のレビューがあるので参考にされたい。また，夏季の代表的な例であるホーク海高気圧については，中村ほか（1997）が初夏と盛夏期ではその生成過程や構造が異なるという興味深い解析をしている。



第 3.2 図 ブロッキングが "突然" 起こる例（2000 年 4 月）

黒実線：4 月 6～10 日の 5 日平均

赤実線：4 月 7～11 日の 5 日平均

青実線：4 月 8～12 日の 5 日平均

3.2 天候ベース，天候レジーム

ひとつひとつの高気圧・低気圧の動向にともなう天気ではなく，もう少し長い期間の天気の傾向（あるいは循環の傾向）を指す言葉に「天候ベース」という言

葉がある。ブロッキング（の影響）もこの範疇である。「天候ベース」の概念は、おおむね、

- (1) ある程度の期間続くこと
- (2) 場所的にほぼ固定して停滞すること
- (3) 繰り返し同様のパターンが現れること

という点である。

1979年、Charnny & DeVore が多重平衡解という概念を提唱し、大規模大気運動に関して複数の定常状態がある可能性を指摘した。彼らは、簡単なモデルを用いて、高い山に強い西風があたる時、大きく蛇行する解とあまり蛇行しない解の二つの解が安定的に存在できることを示した。このことは、ブロッキング、大気の蛇行の解明に向けて大変注目された（たとえば、松田ら、1985）。しかしながら、その後、多くの研究者により、モデルの精緻化（現実の大気に近づける）などの試みが広く行われたが、単純なモデルではえられた“二つの解”も、系を複雑にすると、現実的な帯状流（風）の強さや山の高さという条件下において多重平衡解をうるのが難しく、結局研究は急激にしぼんでしまった。

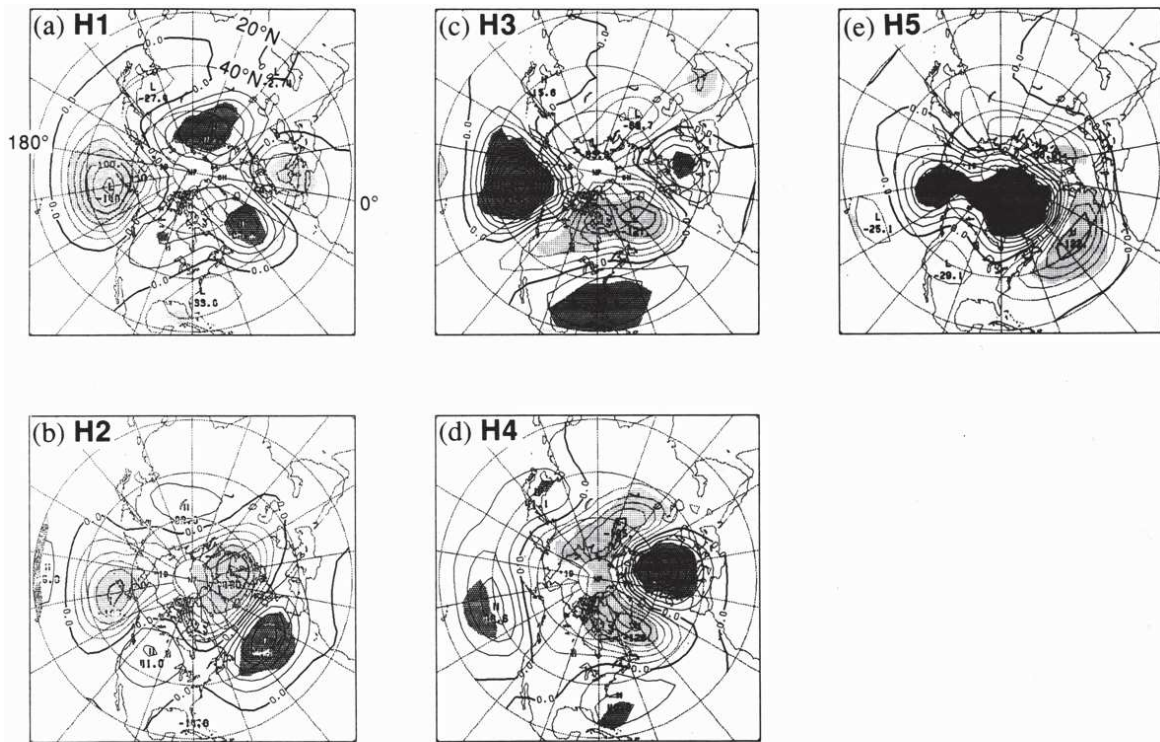


図3. 確率密度関数を用いた方法 (Kimoto, 1987) によって見つかった北半球冬季の5つの天候レジームの700mb 高度偏差の合成図。等値線間隔は20m。濃い陰影、薄い陰影はそれぞれ99%で有意と判断された、正および負の偏差域。

第 3.3 図 北半球冬季の 5 つの天候レジーム (木本, 1992)

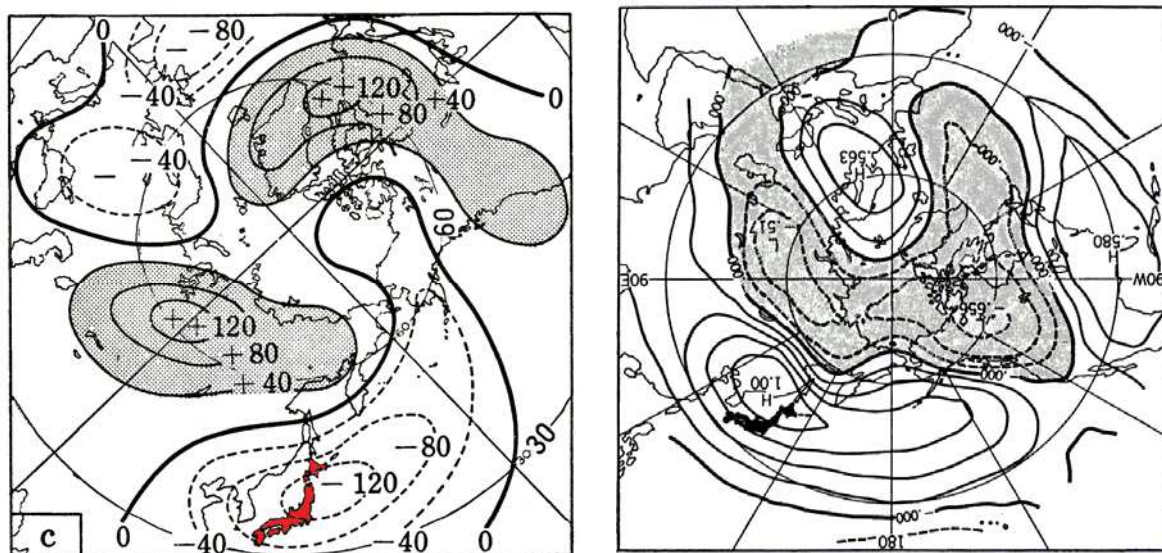
その後 1980 年代後半になって、複数のグループにより、「天候ベース」の客観化が試みられた。ここでは、木本 (1989, 1992) の例を紹介しよう。木本は、日々の天気図を多次元の位相空間に投影し、その確率密度から、準定常的な循環パターンを検出した。このようにしてえられた、冬の北半球 700hPa 高度の偏差パターンが第 3.3 図である。このようなパターンの出現やその遷移が予測できれば (ある期間持続することから)、長い期間の予測が可能となる。

3.3 テレコネクション

古くはタヒチとダーウィンの気圧や、オスロとヤコブスヘン (グリーンランド) の気圧など、遠くかけ離れた地域の気圧や高度がシーソーのように変動することが知られていた。

このような空間的に遠く離れた地域の気圧や高度などが、強い相関をもって変動することを「テレコネクション」とよぶ。遠隔伝播、遠隔結合などの訳語もあるが、「テレコネクション」という言葉がそのまま使われている。

これらが注目されるようになったのは、1980 年頃、1977 年 1 月のアメリカ東部の低温に関して、他の地点との変動と関連付けていくつかの論文が発表されたこと (たとえば, Wallace *et al.*, 1981) や、ロスビー波のエネルギー伝播というメカニズムが説明された (Hoskins *et al.*, 1981) ためである。



第 3.4 図 テレコネクションパターンの例

左：朝倉 (1966) が解析したパターン

右：Wallace (1981) と同様の方法で解析した

Gambo *et al.* (1983) のパターン

Wallace *et al.* (1981) は月平均の北半球格子点値を用い、1点相関によりパターンを抽出した（ひとつの格子点値を基準に北半球すべての格子点との相関を求める。これをすべての格子点値で行い、多数のパターンを抽出した）。

日本（気象庁）では、長期予報の現業的な経験則として、ある地域での変動が数日後に日本付近の天候に影響するような例としていくつか捉えられていた。

そんな例を一例示しておく（第3.4図）。冬季に、日本に持続的に寒気をもたらす循環場のパターンである。左は、朝倉（1966）の解析で、半月程度持続する寒気について、その前後の天気図を合成図解析することで、グリーンランド付近のリッジから日本付近に伝わる波列パターンを抽出した。また、寒気流入前の、ゾーナルな流れから、蛇行パターンへの過程を説明している。

このパターンと同様のパターンは、Wallace *et al.* (1981) によっても得られており、EU (Eurasian pattern) パターンと呼ばれている（右図はWallace *et al.*, 1981 と同様の方法により、Gambo *et al.*, 1983 が求めたもので、700hPaの高度場で求めている）。また、先ほどの木本（1992）の天候レジームにおいても同様のパターン（第3.3図の(d)H4）がえられている。

テレコネクションのメカニズムには、内部変動という場合や、熱帯の海面水温・対流活動といった外力（強制力）により励起されるケースなどがあり、まだはっきりしない点もある。

なお、テレコネクションパターンについては、岸保ら（1986）のレビューを参考にされたい。

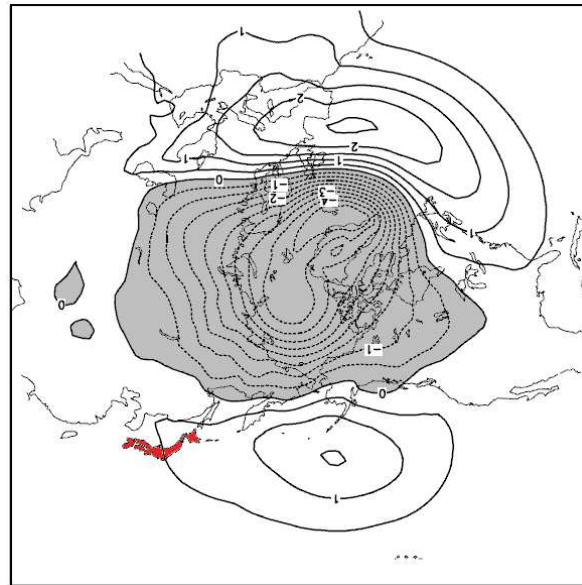
3.4 北極振動

最近注目されている、北極振動（Arctic Oscillation, 頭文字をとってAOという）についても簡単に見ておこう。Thompson *et al.* (1998) によって提唱された、北半球の循環の卓越する変動パターンである。日本では、2000/2001 冬や 2005/2006 冬の低温の説明に用いられ、注目を集めた。

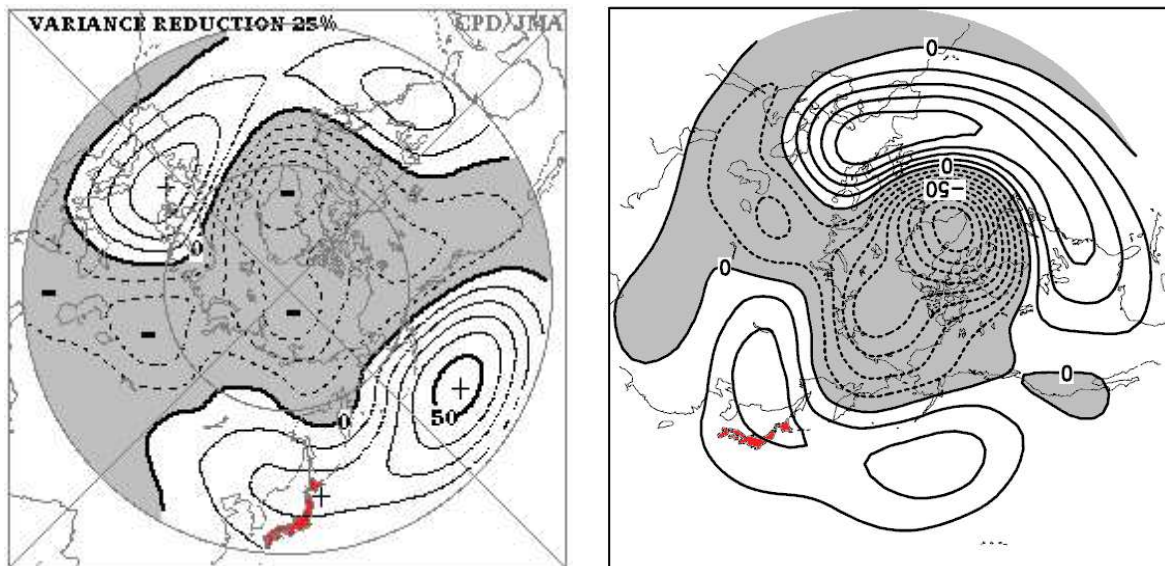
変動のメカニズムやモードそのものの存在も含めさまざまな議論がある（山崎（編），2004，L.F.グループ（編），2002）が、日本の天候との関連や予報の解説などには有用である。

日本（気象庁）では、季節ごとに北半球 500hPa 高度を主成分分析し、そのパターンの長期的な変動を季節予報に利用している。冬季の第1主成分が北極振動に相当し、冬季の第1主成分の固有ベクトルの分布と、AOインデックスと 500hPa 高度場との回帰によってえられたパターンは、ほぼ同様のパターンを示す（第3.6図）。

また、グリーンランド付近を中心とした極付近が同じような変動をすることが抽出されていることから、冬季の第1主成分スコアと北半球極うず指数との間には大きな正相関がある。



第 3.5 図 北半球の卓越する変動パターン (Thompson *et al.*, 1998)



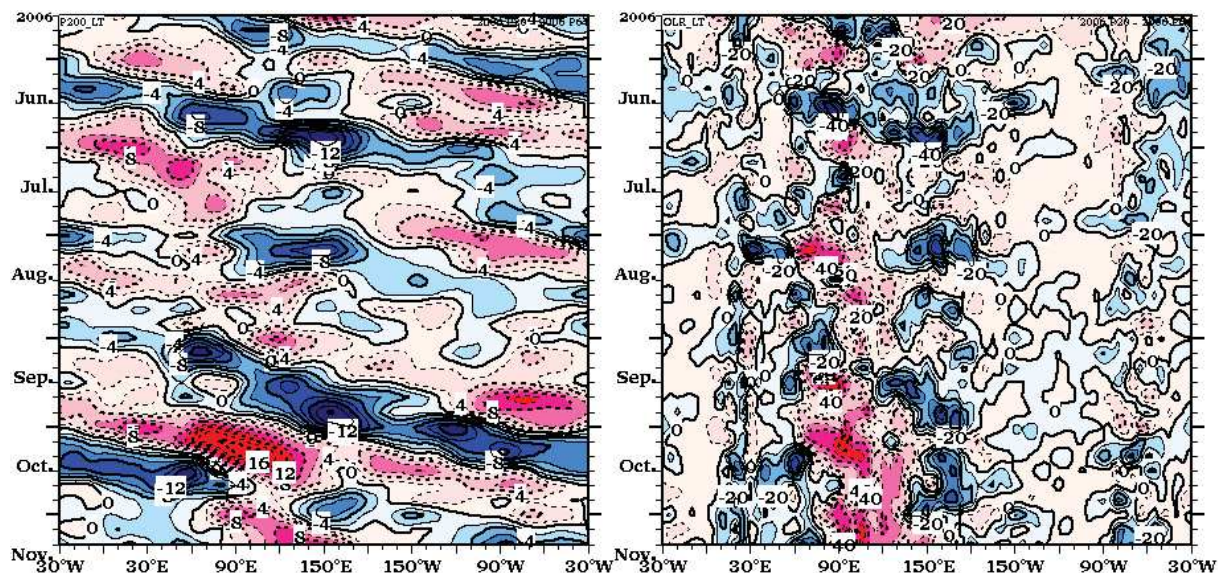
第 3.6 図 冬季の第1主成分の固有ベクトル (左) とAOインデックスに回帰した冬 (12~2月) の500hPa 高度場 (右, 山崎, 2004)

3.5 熱帯（赤道）季節内変動

大気の変動の周期には様々なものがあるが、そのうち数週間から数か月程度の周期の現象が季節内振動（変動）と呼ばれる現象である。このような周期の現象については、古くは中緯度偏西風の変動などの研究で知られていたが、Madden & Julian(1971, 72)が赤道域での海面気圧の変動を解析し、インド洋から太平洋にかけて40～50日の顕著な周期の変動の存在すること、また赤道に沿って東進することを示したことから、赤道域、熱帯域での変動が注目されるようになった。熱帯域の季節内変動は、Madden & Julian Oscillation の頭文字をとってMJOと呼ばれる。

第3.7図の左図は、200hPa速度ポテンシャル平年差の時間経度断面図、右図はOLR（長波長放射量）の平年差の時間経度断面図で、発散域（左図の青い部分）や、対流活発域（右図の青い部分）が時間経過（上から下）に従って西から東へ移っていく様子がわかる。また、強さや速さは必ずしも一定でないこと、発散域と対流活発域が必ずしも一致しないことも分かる。

熱帯域の対流活動は、大気中の水分が凝結する際大量の熱を発する（潜熱放出）ことから、熱帯の循環は勿論、中緯度大気へも大きな影響を及ぼす。このことは「松野-Gill 応答」と呼ばれ1960年代から研究されてきた。季節内変動により



第3.7図 赤道季節内振動の例

左：200hPa速度ポテンシャル平年差の時間経度断面図
 右：OLR（長波長放射量）の平年差の時間経度断面図
 期間は2006年5月第2半旬から11月第2半旬

熱帯域の対流活動の活発な領域が変動することで、中緯度大気の影響も異なってくる。このようなことから注目されているが、たとえば、周期がかわることや、いつも明瞭とは限らないことなど、十分に解明されていない。

なお、熱帯の循環や熱帯季節内変動については、尾瀬（2003, 2004）が簡潔にまとめているので参照されたい。

露木(1989, 1990)は長期間の数値予報における熱帯季節内変動の重要性に加え、15日数値予報実験において、熱帯季節内変動が予想できている時には中緯度に波列状の偏差パターンが現れ、低緯度からの伝播が見られることから、熱帯から中緯度への強制を通じ、北半球の予報のスキルが上がることを示した。

また、ECMWFが2004年の夏の終わりから1か月予報を開始したが、Vitart（2003）は、熱帯の季節内変動の予測について、位相についてはおよそ20日位まで予測スキルがあるものの、200hPaの速度ポテンシャルは積分開始数日後には振幅はかなり弱くなってしまい、とMJOの予測が重要な課題であることを述べている。

このように熱帯季節内変動は中緯度の予報にとっても大変重要な現象である。

3.6 エルニーニョ現象（ENSO）

エルニーニョは、もともと南米ペルーの漁師の間でいわれていた現象で、ペルー沿岸の海面水温は毎年9月頃が最も低く、次第に上昇する（季節変化）。海面水温が上昇すると、プランクトンが減り、プランクトンを求めてカタクチイワシは回遊するようになり、沿岸でカタクチイワシが捕れなくなる。12月のクリスマス頃にこのようなことが起きることから“神の子”という意味のエルニーニョ（スペイン語）と呼ばれていた。

例年だと、3月頃をピークに次第に海面水温は下がっていく（第3.1表）のだが、数年に一度、年末から翌年にかけて大きく上昇し、4月を過ぎてもなかなか下がらないことがあり、このような年はかなりの不漁となる。徐々に、季節変化を指していたものから、この数年に1度、海面水温が上昇することを“エルニーニョ”と呼ぶようになった。

第3.1表 ペルー沿岸の月平均海面水温の平年値（℃）

1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
24.5	26.0	26.3	25.4	24.3	22.9	21.9	20.8	20.5	20.9	21.8	22.9

このこととは全く別に、インドモンスーンを研究していた Walker は 1900 年代の初めに、オーストラリアのダーウィンとタヒチの海面気圧がシーソーのように変動する、すなわち、ダーウィンの気圧が高いときにはタヒチの気圧が低く、ダーウィンの気圧の低いときにはタヒチの気圧が高いことを発見し、南方振動 (Southern Oscillation) と名づけた。

近年、この二つの現象が深く関わっていることが解明された。すなわち、エルニーニョの時には、西部太平洋赤道域の海面水温が平年を下回り、対流活動が（例年より）不活発となり、下層が高気圧性循環となる。中部太平洋赤道域や東部太平洋赤道域では平年を上回り、対流活動が活発、下層が低気圧性循環となる。このため、西部のダーウィンでは気圧が（平年より）高く、タヒチの気圧は低くなる、ことがわかった。このようなことから、二つの名前をつなぎ、"ENSO"とも呼ばれるようになった。

気象庁では海面水温のデータを過去にさかのぼって整備しなおした。これまでのデータは、1946 年以降で、解像度も $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ であったが、このデータ整備により、1891 年以降のより長い期間について、解像度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ で、空白域のない、高品位のデータが利用できるようになった (Ishii *et al.*, 2005)。このデータを解析したところ、熱帯域をはじめ全球的に海面水温には、長期的な上昇傾向があり、最近(1990 年代以降)は高温傾向が続いていることが明らかになった(第 3.8 図)。このため、従来からのように、1961~1990 年の平均値を基準としていては、最近のエルニーニョ現象を適切に評価できないという問題が生じてきた。この上昇傾向を考慮し、海面水温の基準値を、従来の 1961~1990 年の 30 年間の各月の平均値から、その年の前年までの 30 年間の各月の平均値に変更した (石川, 2006)。新しい海面水温の導入と、基準値の変更により、最近の太平洋赤道域の高温傾向など、海面水温の長期的な変動の影響を除いて、エルニーニョ現象をよりの確に把握することが可能になる。

さて、エルニーニョ現象は発生するとおおむね半年~1 年半程度続く。海面水温の分布が通常期から隔たること、熱帯域の対流活動の様相も平年から隔たることになる。熱帯の対流活動は水分が凝結、雲や雨となることで大量の熱を発生させることから、熱帯のみならず中・高緯度へも影響を及ぼす (尾瀬, 2004)。

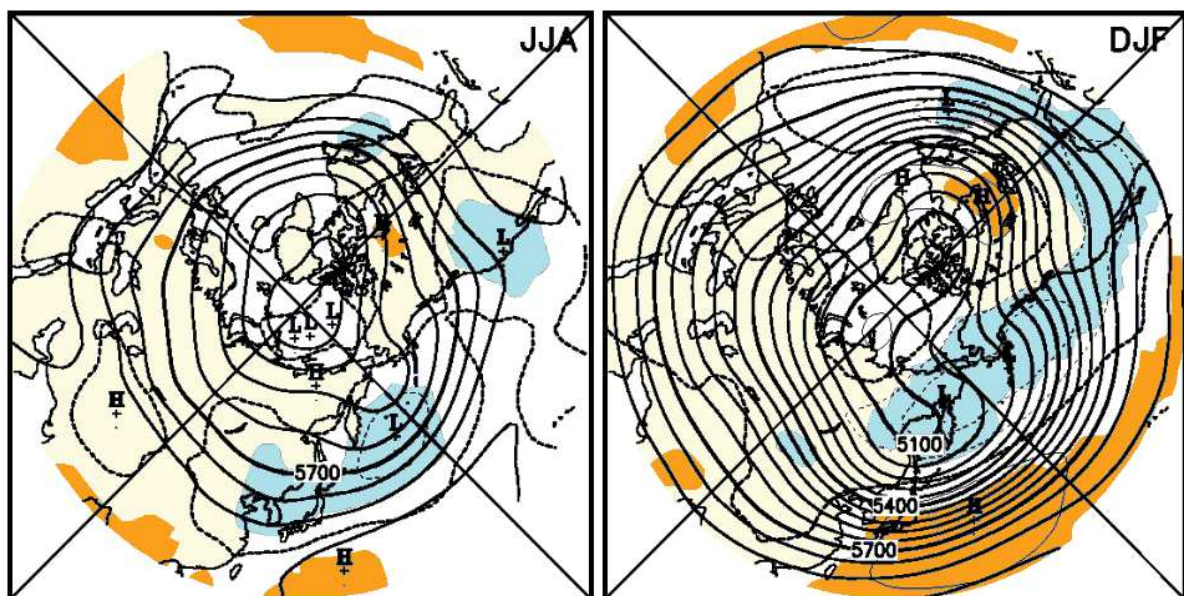
1980 年代に全球的な観測・研究がすすめられ、さらに、エルニーニョ現象とは逆に、中部太平洋赤道域や東部太平洋赤道域の海面水温が平年を大きく下回るような現象も注目されるようになり、ラニーニャ現象と呼ばれるようになった。

エルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生すると、対流の起こりやすい場所が移動する。すなわち、平年ならあまり対流活動が活発でない領域で活発になったり、あるいは平年なら対流活動の活発な領域で不活発になったりする。

このため、熱帯域では、例年あまり雨の降らない地域で大雨となったり、平年ならまとまった量の降雨のある地域が干ばつとなったりする。また、風向きも違って来る。さらには、熱帯の“熱源”の位置が変わることにより、中・高緯度の気象循環にも影響が現れる。

最近では、エルニーニョ現象の発生により例年対流が活発な領域で対流活動が不活発となり、冷源として熱帯や中・高緯度の循環に作用する点に注目した研究もされている（高野ほか，2003）。

第3.9図に、エルニーニョ現象が起こると中・高緯度の循環場がどのようになりやすいのかを示す（田中ら，2001）。日本付近について見てみると、夏季（左）では、 $20\sim 25^{\circ}\text{N}$ で高度が高くなりやすく、日本付近は東西に広く高度が低くなりやすく、エルニーニョ現象のときは高気圧の北への張り出しが弱いことを示している。冬季（右）では、太平洋の広い範囲では、日本付近も含め高度が高くなりやすく、エルニーニョ現象時には暖かな冬（となりやすい）ことを示している。また、沿海州からカムチャツカ半島、アラスカにかけては低くなりやすいことを示し、北日本では寒気の影響を受けることを示している。

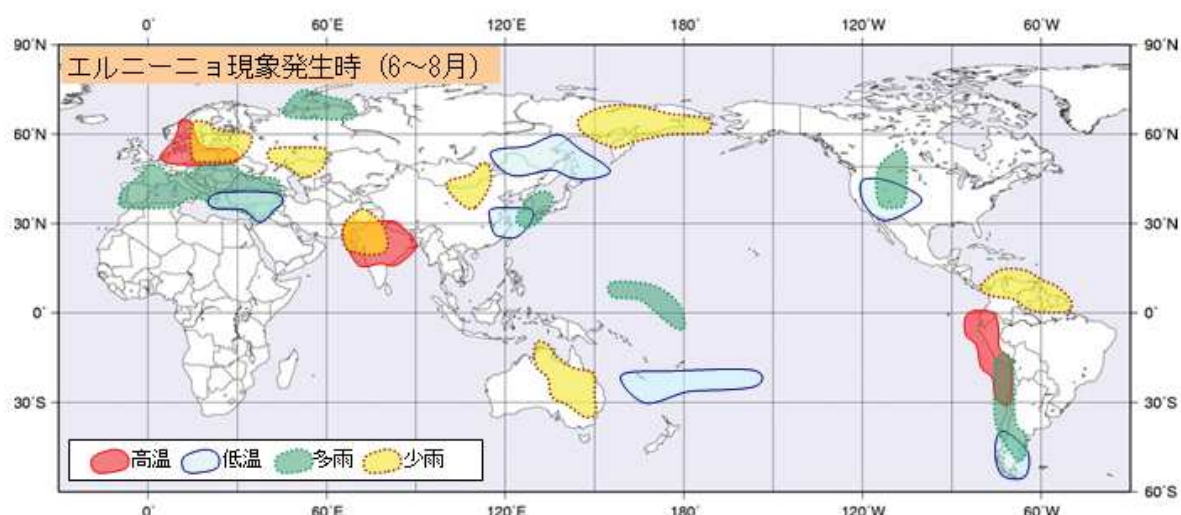


第3.9図 エルニーニョ現象発生時の500hPa高度場
 左：夏季（6～8月） 右：冬季（12～2月）
 橙：非発生時に比べ高度の高いことが有意な領域
 青：非発生時に比べ高度の低いことが有意な領域

エルニーニョ現象発生時の世界の天候についても見ておこう。第 3.10 図にエルニーニョ現象発生時の 6～8 月に現れやすい天候を示す。ヨーロッパ南部，華中から西日本，北米大陸西部など北半球の中緯度帯に低温・多雨の領域が目立つ。亜熱帯ジェットが南下し，低気圧経路や前線の位置が南の偏ることの影響と考えられる。南米大陸では西岸の高温，北東部の少雨が目立ち，エルニーニョ現象により，東風が抑えられることの影響と考えられる。

このように，エルニーニョ現象が発生すると，熱帯のみならず，中・高緯度の地方でも平年から隔たった天候が現れやすくなり，さまざまな社会的影響が起こることから，エルニーニョ現象は注目される。また，半年～1年半程度続くことから，予測ができれば，さまざまな対策を講ずることによって，災害の軽減など大きな効果が期待できることから注目されている。

なお，エルニーニョ現象時の天候や循環場については，平成 18 年度季節予報研修テキストにまとめられているので参考にされたい。



第 3.10 図 エルニーニョ現象時の世界の天候の特徴 (6～8 月)

4. 循環場と天候

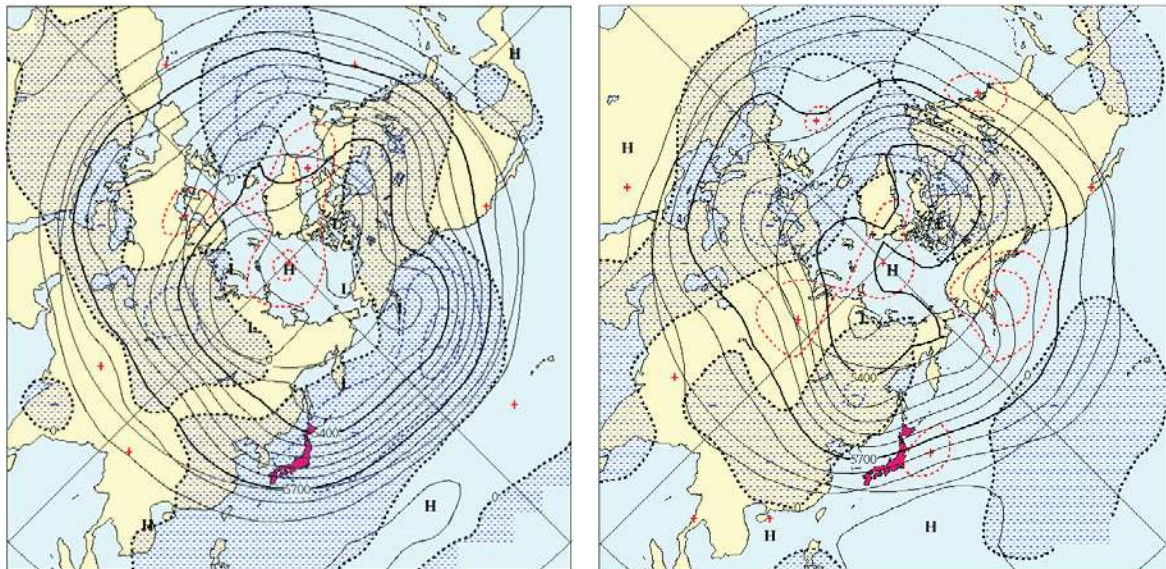
4.1 予報内容と循環場

長期予報で予測できるとすればどういうものがあるのか、ということも“循環場”の観点から見てきた。(予測できるとすれば)日々の高気圧や低気圧の変動より、もう少しゆっくりとした変動が予測の対象となること、このような変動は(季節変化に比べ)小さいので、“平年からのズレ”で見ることがわかったと思う。

しかし、“予報”にはもうひとつ考えねばならない点がある。日々の天気予報でも、長期予報、季節予報でも、予報は“循環場(気圧配置)”についてではなく、晴れ、曇り、雨といった天気や気温、降水量、日照時間など天候についての情報が求められる、ということである。

日々の天気でも、ちょっとした高・低気圧の位置関係、鉛直構造の違いにより、よく似た気圧配置でも晴れたり、曇ったり、あるいはまた、雨が降ったり、降らなかったり、と天気は異なる。長期予報・季節予報で予測の対象とするような、“平均天気図”も同様に、というより、日々の天気以上に、平均天気図と天候が1:1に対応しているわけではない。

例えば、長期予報では、“東谷”、“西谷”という言葉をよく使う。“東谷”であると寒気が流入しやすく、低温になりやすい、“西谷”では暖湿気が入り、低気圧が発達、多雨といわれる。その典型例を第4.1図に示す。



第4.1図 東谷(左)、西谷(右)の500 hPa天気図

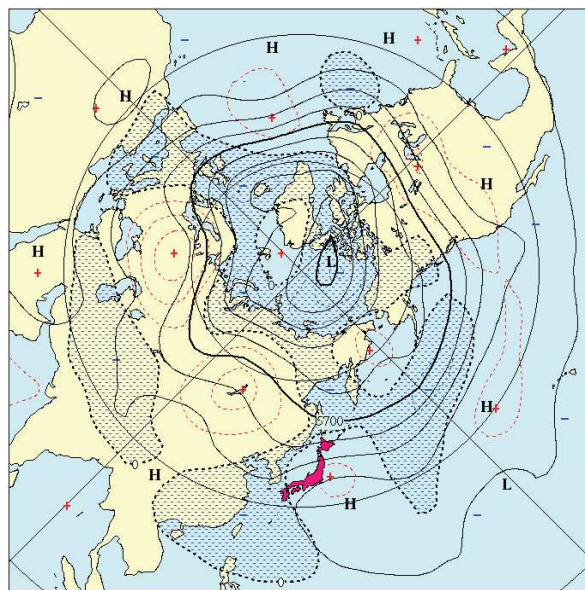
左: 1996年4月 右: 2004年5月

等値線間隔: 実況 60m, 偏差 30m

左は1996年4月の月平均500hPa高度・偏差図で、日本付近は東西に広く負偏差で、東海上に「-」の記号あり、日本列島の東側でより負偏差の大きいことをあらわしている。また、平均的な谷の位置でも北海道の東から日本列島の東側となっている。東日本、西日本の地域平均気温平年差はそれぞれ -1.9°C 、 -2.3°C と平年をかなり下回った。

右は2004年5月の500hPa高度・偏差図である。日本列島の東海上、三陸沖に正偏差の中心があり、日本列島の西、中国大陸では負偏差となっている。平均的な谷の位置もバイカル湖の東から大陸東岸である。日本付近の等高線は西南西から東北東の走向を持ち、南西から暖湿気が入りやすい流れを示している。東日本太平洋側、西日本太平洋側の地域平均降水量平年比は147%、161%と平年をかなり上回った。

短期予報、週間予報では、谷の位置そのものが重要で、谷の位置で“東谷”、“西谷”というが、長期予報・季節予報では、平年に比べ“東谷”か“西谷”が重要であり、日本の西側の高度の平年差と東側の高度の平年差で判断する。上に示した典型例のように、500hPa高度の負偏差域が（日本列島の）東にある、あるいは西にある場合にはわかりやすいが、東西に広く正偏差や負偏差であっても、“東谷”や“西谷”の場合もある。あるいは、平均的な谷の位置が日本列島の西側にあっても、谷が平年より浅い、東側では平年より高度が低いような場合には“東谷”となる。



第4.2図 西谷でも降水量の少なかった例（2002年7月）

おおよそこのような傾向があるとはいえ、天候と1対1に対応するわけではない。たとえば2002年7月は西谷であるが、西日本では降水量は平年を下回った(第4.2図)。また、季節により、その関係が明瞭な時期とそうではない時期がある。

4.2 循環指数と天候

さて、長期予報で予測できるのは大きなパターンであるから、循環場の大きなパターン(特徴)と天候の統計的関係を知っておくことは、天候と循環場との関係を理解する上で、あるいは、天候を解説する上で、さらには、数値予報資料(循環場、ガイダンス)を理解する上でも重要である。

しかし、同じ天気図(循環場)でも注目していることが異なれば、異なる印象になる。天気図(循環場)の特徴を表現する指標があると、そのことを共通の物差しに議論し、理解することが容易となる。そのような循環場の特徴をあらわす指数が循環指数である。主に、500hPa高度を用いて作られてきた。また、近年、エルニーニョ現象や熱帯の中・高緯度への影響についての解析が進んだことから、熱帯の対流活動についての指数も算出され、利用されている。これら指数は、ある領域を平均した量や複数の領域の差などにより定義されるものが多い。

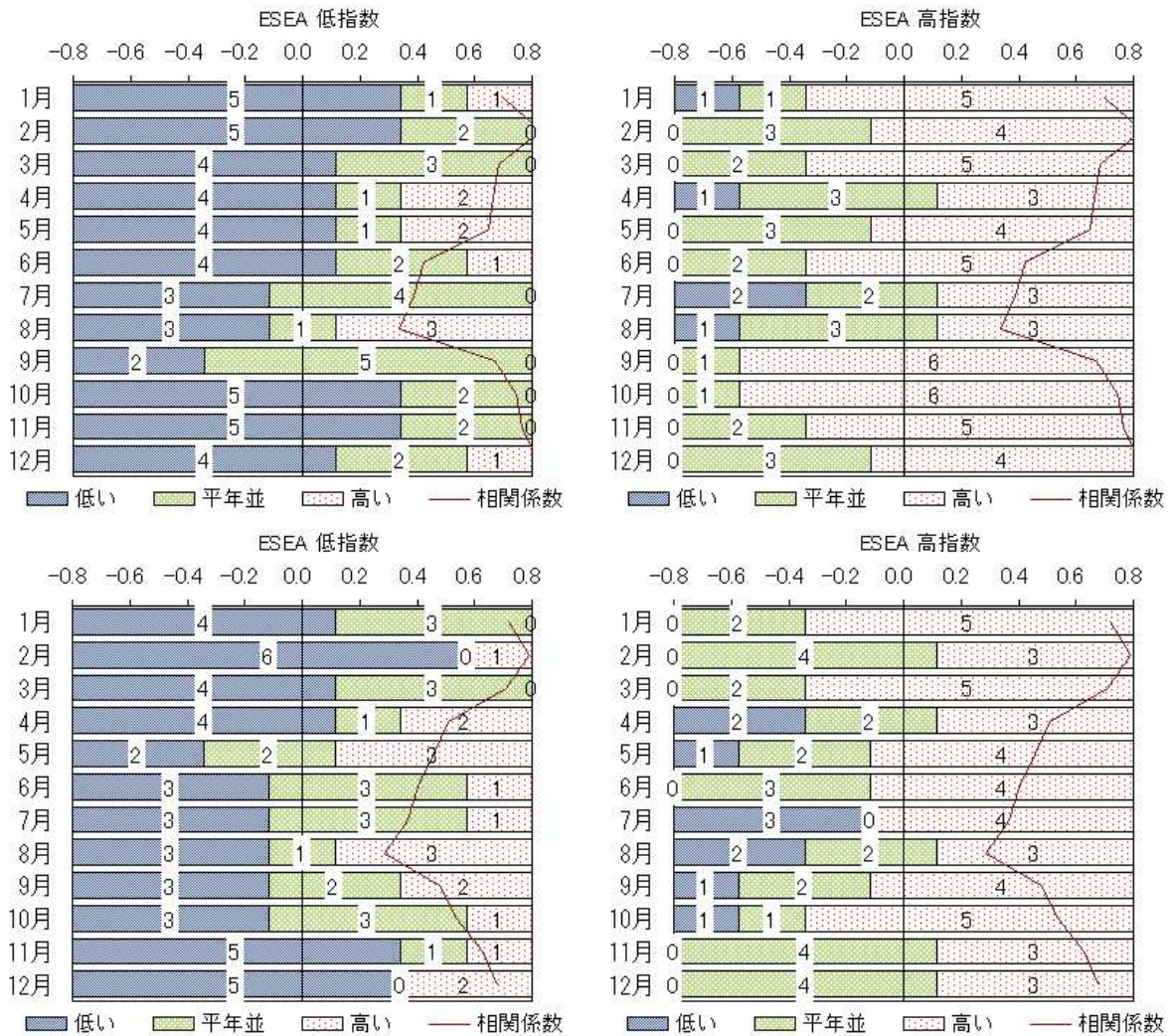
もともと、データや計算機資源といったものの乏しかった時代に考えられたものだが、簡単に算出できることや数字一つで循環場の特徴の一断面を表現できることから今日でも利用されている。とはいえ、ひとつの数字で複雑な大気の状態すべてを表せるわけではなく、さまざまな指数が考えられ利用されているのが現状である。

今回、若林ら(2004)が従来から用いられてきた循環指数に加え、近年用いられるようになった指数類も含め、日本の天候との関係についてまとめた。ここでは、同様に求めた3か月平均についていくつかを紹介する。

なお、紹介する循環指数の定義域については章末にまとめて掲載した。

①東方海上高度と東日本，西日本の気温

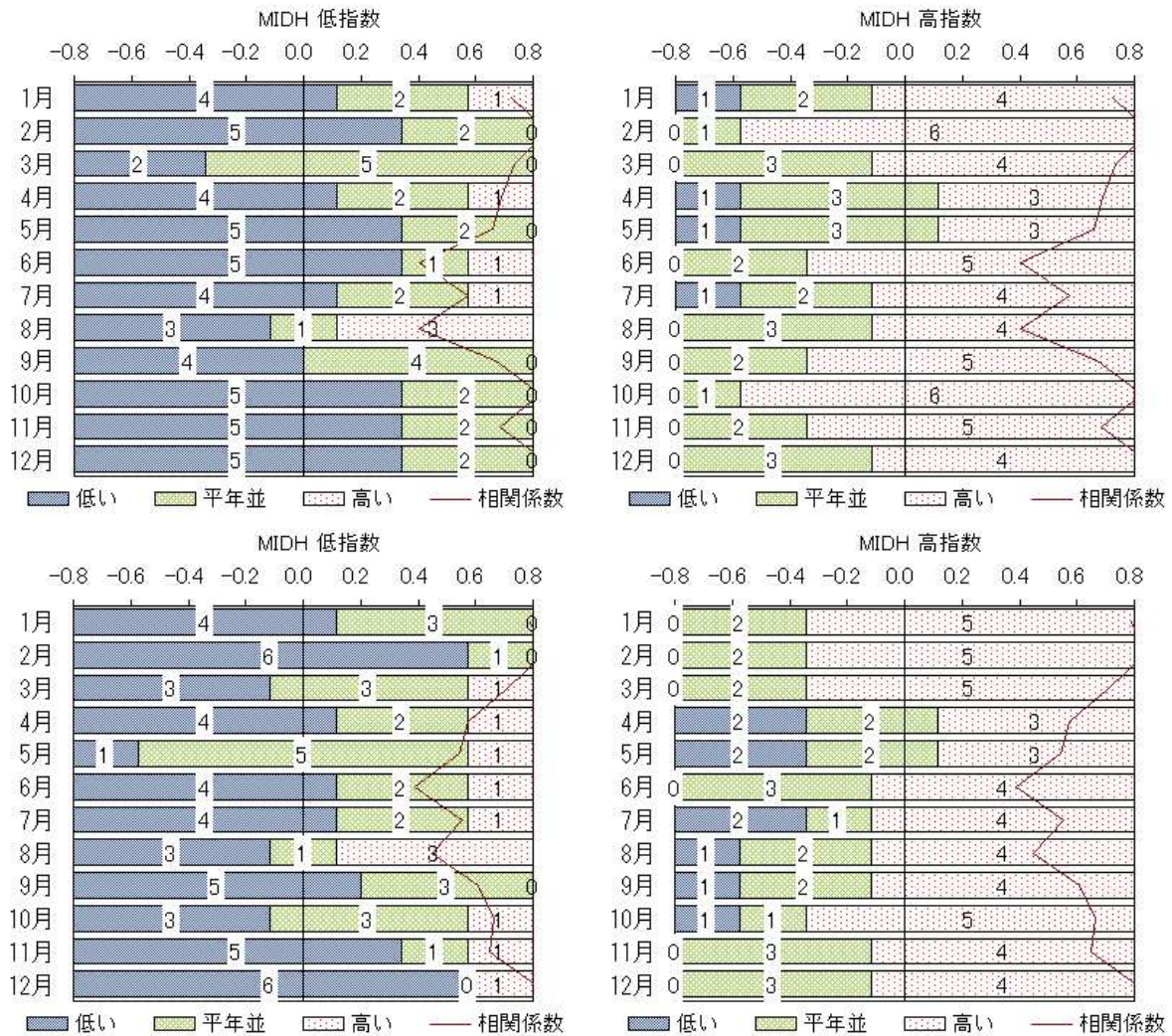
東方海上高度は特に寒候期に正の相関が大きい。東方海上が正偏差か負偏差かで寒気が入りやすいか入りにくいかということをかかなりの確度で判断できる。東日本のほうが明瞭な傾向を示すのは東方海上高度を 40° N (140~170° E) で算出していることの影響であろう。



第 4.3 図 東方海上高度と東日本，西日本の気温
 左上：東方海上高度が低指数のときの東日本の気温
 右上：東方海上高度が高指数のときの東日本の気温
 左下：東方海上高度が低指数のときの西日本の気温
 右下：東方海上高度が高指数のときの西日本の気温
 縦軸の月は×月を中心とする3か月を示す（第 4.6 図まで同様）

②極東中緯度高度と東日本，西日本の気温

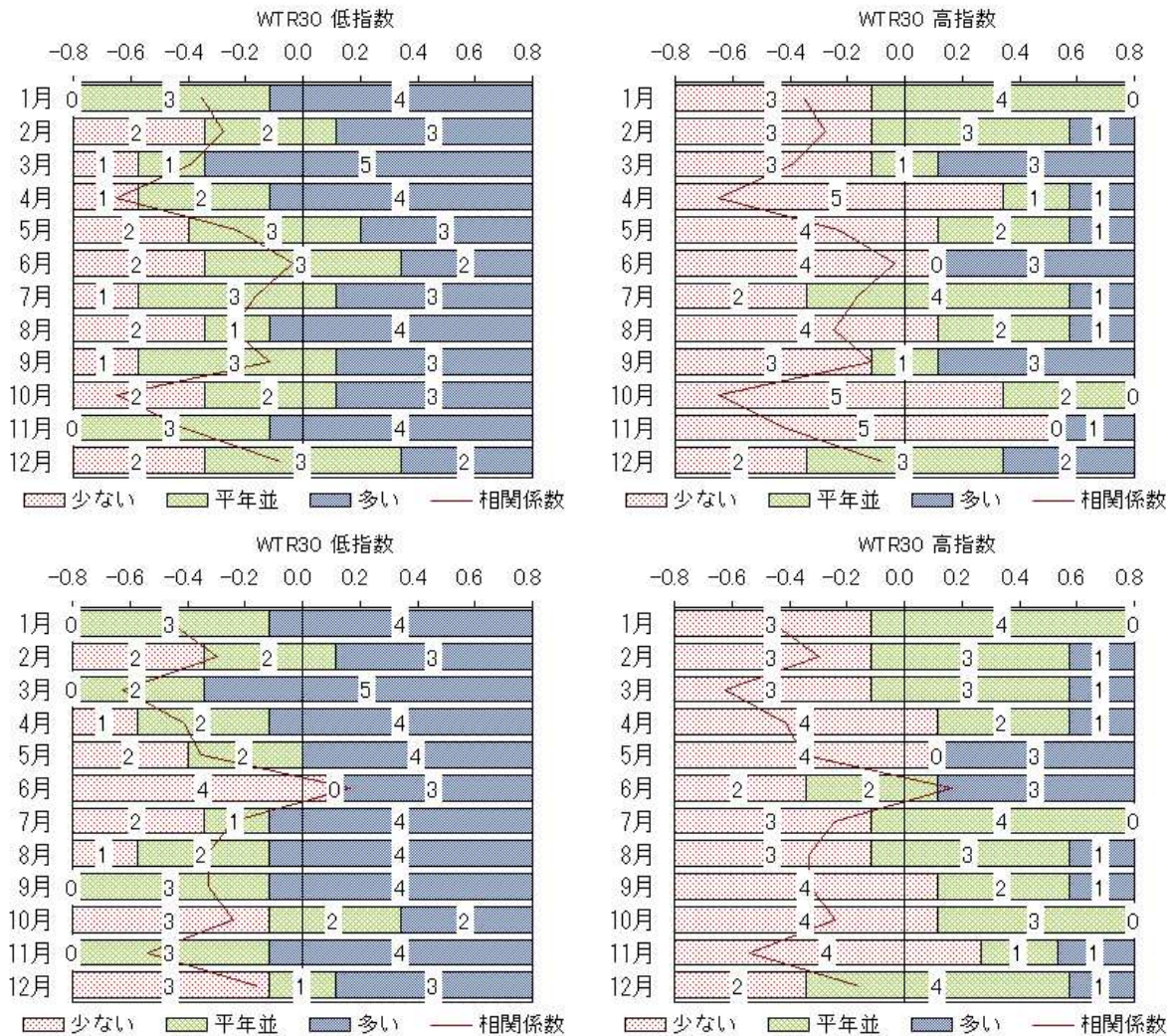
極東中緯度高度も正相関が大きく，東方海上高度同様寒候期に大きい。極東域の 30, 40° N の高度偏差の平均であるから，日本周辺が正偏差か負偏差かを示し，日本周辺の対流圏の平均的温度の高低に対応する指数であるため，日本の気温との正相関は大きい。



第 4.4 図 極東中緯度高度と東日本，西日本の気温
 左上：極東中緯度高度が低指数のときの東日本の気温
 右上：極東中緯度高度が高指数のときの東日本の気温
 左下：極東中緯度高度が低指数のときの西日本の気温
 右下：極東中緯度高度が高指数のときの西日本の気温

③西谷指数 30° N と東日本太平洋側，西日本太平洋側の降水量

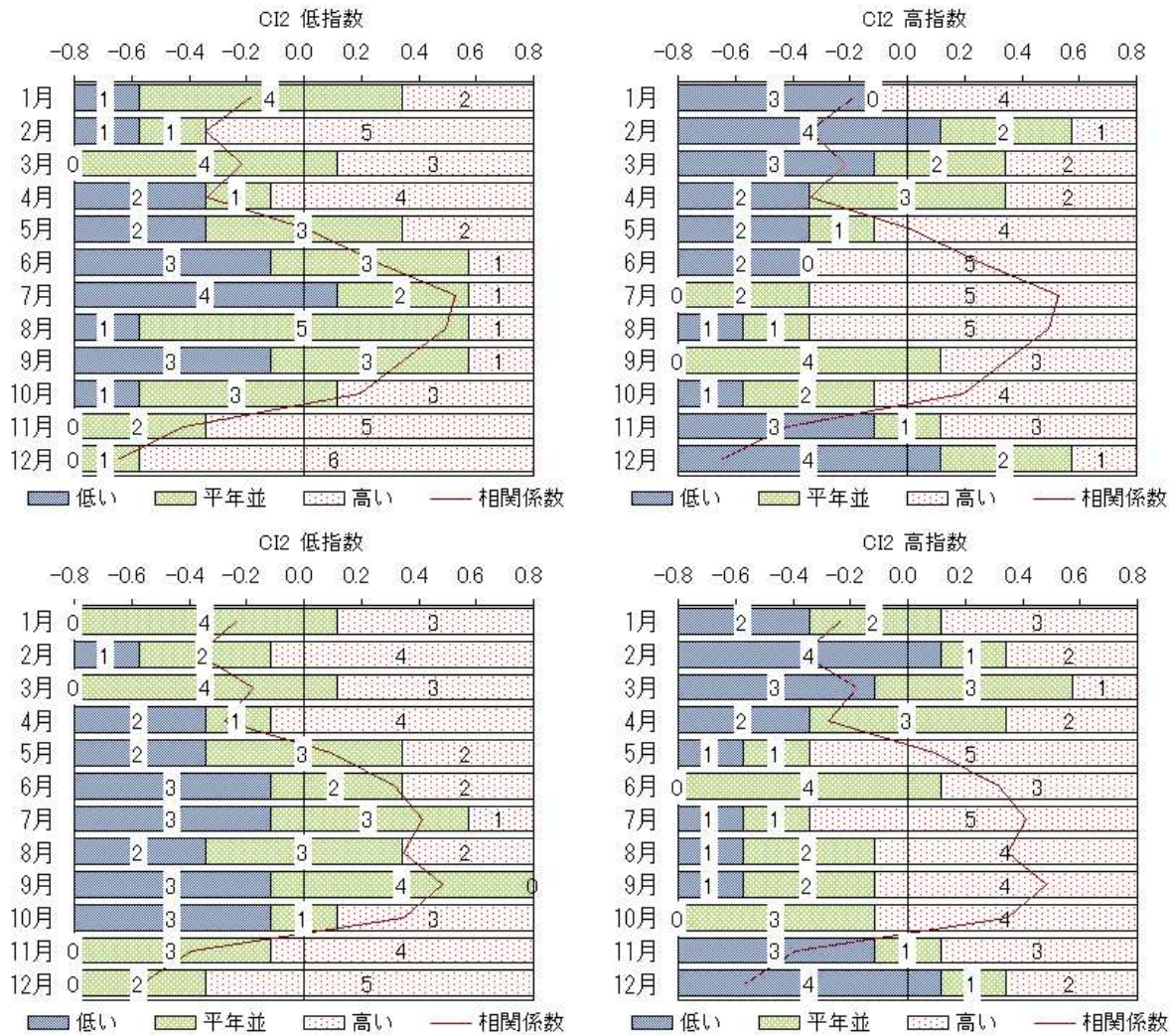
おおむね低指数（西谷）のときには降水量の多い場合が多いが，相関係数は大きくなく，時季によっては負相関の時もある。



第 4.5 図 西谷指数 30° N と東日本太平洋側，西日本太平洋側の降水量
 左上：西谷指数 30° N が低指数（=西谷）のときの東日本太平洋の降水量
 右上：西谷指数 30° N が高指数のときの東日本太平洋の降水量
 左下：西谷指数 30° N が低指数のときの西日本太平洋の降水量
 右下：西谷指数 30° N が高指数のときの西日本太平洋の降水量

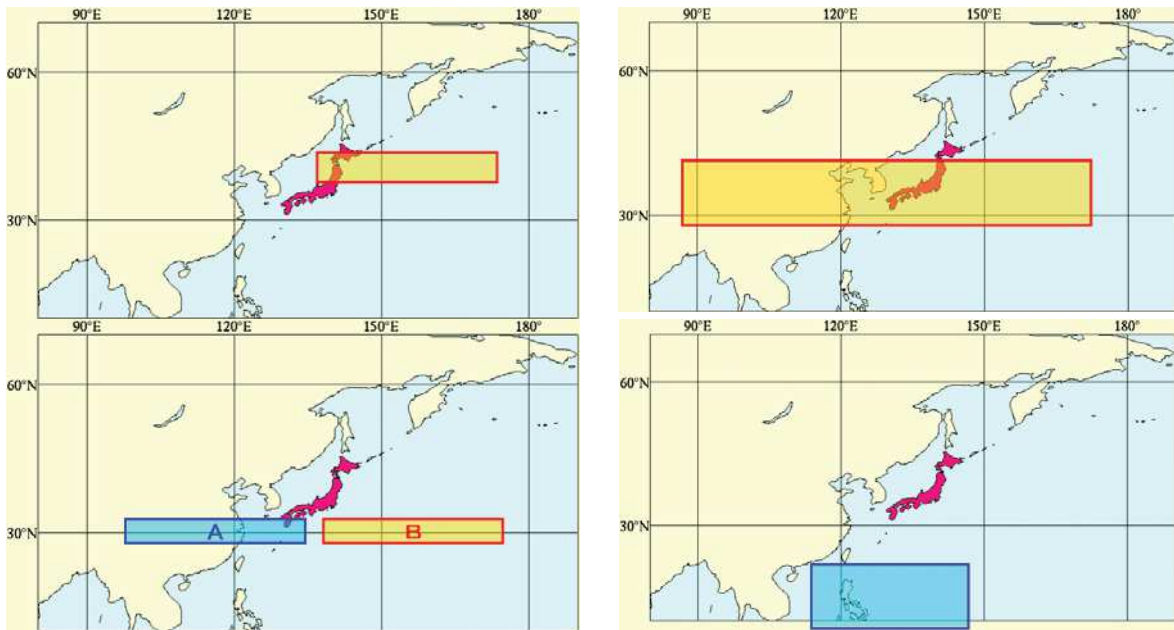
④ 東南アジアモンスーン OLR 指数と東日本，西日本の気温

東南アジアモンスーン OLR 指数は，Wang et al. (1999) が提唱した指数で，フィリピン付近からその東海上 (10~20° N, 115~140° E) の対流活動を表す指数で，正のときに対流活動が活発となるように定義している。東日本，西日本の気温とは夏場に正相関，冬場に負相関となっている。



第 4.6 図 東南アジアモンスーン OLR 指数と東日本，西日本の気温
 左上：東南アジアモンスーン OLR 指数が低指数のときの東日本の気温
 右上：東南アジアモンスーン OLR 指数が高指数のときの東日本の気温
 左下：東南アジアモンスーン OLR 指数が低指数のときの西日本の気温
 右下：東南アジアモンスーン OLR 指数が高指数のときの西日本の気温

なお、もともと、気温（の平年差）と 500hPa 高度（平年差）はよく対応するが、最近では対応の良くない場合が目立つようになってきた。対流圏全体の温度全体が上昇しているが、その程度はより地表付近の上昇が大きい、あるいは上空へ行くほど上昇は小さい。地球温暖化や都市化が何かと話題となっているが、その影響が少なからず現れているのかもしれない。



第 4.7 図 循環指数の定義域

左上：東方海上高度 (40°N , $130\sim 170^{\circ}\text{E}$)

右上：極東中緯度高度 ($30\sim 40^{\circ}\text{N}$, $90\sim 170^{\circ}\text{E}$)

左下：西谷指数 30°N ($(30^{\circ}\text{N}, 100\sim 120^{\circ}\text{E}) - (30^{\circ}\text{N}, 130\sim 170^{\circ}\text{E})$)

(以上 3 つの指数は 500hPa 高度平年差の領域平均あるいは領域平均の差)

右下：東南アジアモンスーン OLR 指数 ($10\sim 20^{\circ}\text{N}$, $115\sim 140^{\circ}\text{E}$)

(OLR の平年差の領域平均の符号を逆にする)

5.3 長期予報・季節予報の課題

5.3.1 予報技術

季節予報においても数値予報の重みが大きくなってきている。アンサンブル予報は、“モデルが完全”であることが前提だが（モデルが完全であるとすれば、初期値に含まれる誤差に起因する予測誤差についての情報もえられる）、完全ではなく、これまでさまざまな改善が行われ、また、これからも改善が図られ、より精緻な予報モデルを開発することになる。摂動も、とくに熱帯の摂動をどのように作成するか、課題である。

予測可能性の話の中で初期値の重要性に触れたように、いかに的確な初期値をうるかも大きな課題で、現在は4次元同化が実用化されてきている。4次元同化では、初期値の時刻から離れた時刻の観測値も、時間のずれを考慮して取り込むことでよりの確な初期値をえられる。初期値は第1種の予測可能性に大きく影響する。1か月予報は、はじめは初期値問題で、次第に第1種の予測可能性の限界を越え、境界値問題となっていく。初期値の改善による1か月予報のとくに前半への影響は大きい。

第2種の予測可能性の観点からは境界条件をどうするかが大きな課題である。地表面過程（植生など）は短い期間の予報にも影響がある。長期予報・季節予報においては雪氷や海面水温が重要である。しかしながら、観測そのものが少ないことなどから、適切な利用にむけて開発が行われているところである。

また、海洋（海面水温）については、現在は、初期時刻の偏差を固定あるいはエルニーニョ予測モデルの海面水温との組み合わせにより与えているが、大気の変動により海面水温も変動することから、大気と海洋を一緒に処理するモデル（＝大気海洋結合モデル）を用いることが望ましく、現在開発を行っている。

現象の予測の重要な課題のひとつは赤道季節内振動の予測である。赤道季節内振動は発見者の名を冠しMJO（Madden Julian Oscillation）と呼ばれる。古くは、露木（1989, 1990）が赤道季節内振動の有無が予測成績に大きな影響のあることを指摘している。また、ECMWF（ヨーロッパ中期予報センター）の1か月システムの解説でも、MJOの重要性と、予測が2週間程度しかできていないこと、振幅が小さいことなどが課題として挙げられている（Vitart, 2003）。

MJOは30～60日程度の周期を持つが、いつも一定の周期とは限らず、また、対流活発領域の東進がはっきりしないこともあるなど、まだ解明されていない点も多い。気象庁の1か月予報資料でも、以前はなかなか予測できなかったが、2004年頃から、振幅は小さい、位相速度が実況より速いといった点が見られるものの、2週間程度先まで予測できるケースが多くなってきた。そのような予報例を付録に示した。

ガイダンスは大きな（循環）場から、小さな領域の予測を統計的に求めるが、このことを力学的に行うことも考えられている。すなわち、全球モデルの結果をネスティングしてより細密なモデルにより数値計算を実行することで、より細かな現象をシミュレートしようという方法で、地球温暖化予測においてはこの手法を用いて細かな予測が試みられている。

5.3.2 応用（利用技術）

定量的な利用に向けて付録2にまとめた。

長期予報・季節予報に限らず、これからは、もっと定量的に利用されるようになると思う。当たる、当たらないではなく、使える（利用できる）、使えない（利用できない）という視点が必要である。

現在の予報は、3つのカテゴリで表現しているが、利用者にとっての閾値と一致するとは限らない。もっと利用しやすい情報の提供が行われる必要がある。また、利用者は行動するための自らの閾値の最適確率値を求めるわけで、そのためには、アウトプットの性能（予測成績）を公開する必要がある。

また、地域平均という予報対象も、利用者にとっては不満かもしれない。予測は大きなパターンの現象が対象であるが、数値予報の格子点値からは、ある特定の地点の気温等を算出することも可能である。ある地点の予測値と地域平均の予測値の差は有意ではなくとも、ユーザとすれば地域全体の平均的な予報より、自分の近くの予報値を利用したいと考えるであろう。今後、長期予報・季節予報ももっと狭い領域の情報が求められるようになるのではなかろうか。

5.3.3 経年変化

1971年以降の気温、降水量、日照時間、循環指数の経年変化について、季節ごとにトレンド解析した結果が平成16年度季節予報研修テキストに掲載されている。その一部を第5.3表に示す。

春、秋にはほぼ全国的に上昇が明瞭で、10年あたりの上昇量は標準偏差の半分程度と大きい。ちなみに、正規分布を仮定すると、平年並の範囲は $\pm 0.42\sigma$ であるから、10年経つと階級が変わってしまうこともある。

また、地上気温と上空の循環場の変動が異なっている点も注目すべき点である。たとえば、春は北～西日本では上昇トレンドがあるものの、極東中緯度高度には有意なトレンドはない。このため、地上気温と極東中緯度高度の変動の差が大きくなっている。ガイダンスは、循環場と気温等との関係に基づき計算されており、気温等の推定に誤差が生ずることになる。

第 5.3 表 有意なトレンドのえられた要素，季節
10 年あたりの上昇（下降）量。括弧内は 1971－2000 年の標準偏差

		春	夏	秋	冬
気 温	北日本	0.4℃ (0.8℃)		0.3℃ (0.8℃)	
	東日本	0.4℃ (0.7℃)		0.4℃ (0.9℃)	
	西日本	0.4℃ (0.6℃)		0.4℃ (0.8℃)	
	南西諸島		0.3℃ (0.5℃)	0.3℃ (0.5℃)	0.3℃ (0.7℃)
日 照 時 間	北日本日本海側		－5% (12%)		
	北日本太平洋側	－3% (7%)	－6% (15%)		
極東中緯度高度			4m (9m)	8m (13m)	

データ期間が短いと(サンプル数が少ないと)安定的な統計関係が得られない，データ期間が長いと，(見かけ上)安定的な統計関係が得られるが，そもそもの母集団の変動が異なっている。ガイダンス作成手法，データ取り扱いについても考える必要がある。

●おわりに

実況を見る眼，
“情報”を活かすところ

この言葉を皆さんに送りたい。

皆さんのまわりにはさまざまな気象資料がある。たとえば、天気図にしても、地上天気図、850hPa、700hPa、500hPa、300hPaなどの実況天気図があり、さらに、予想天気図、これも予想時間ごとに地上天気図、850hPa、700hPa、500hPa、300hPaなどたくさんの天気図がある。そのほかに、気象衛星画像、それも、可視画像、赤外画像、水蒸気画像とある。また、レーダー画像があり、アメダスがあり、さらに、エマグラムなど高層の資料等いろいろある。

これらさまざまな資料は、天気図にせよ、衛星画像にせよ、アメダス、エマグラムにせよ、大気の状態の一段面を示すに過ぎない。大気の状態、現象の一つの切り口を見ているのに過ぎない。高層天気図にしても、限られた気圧面しか見ていない。ひとつの資料ですべてが網羅できるわけではない。

得られた資料（情報）から現象の全体像を構築する、これが解析であり実況を見る眼である。現象の全体像を捉えられることで、限られた予報資料から現象の将来を見通すことができる。すなわち、予測・予報には解析する力が重要なのである。

“情報”は役に立ってこそ価値がある。役に立たないものは“情報”ではない。物理的なデータ量が多いからといって、情報量が多いとは限らない。必要なもの意外はいわばノイズである。膨大なデータから、いかに必要なものを取り出すか、いかにデータを生かすか、この視点を失うことなく、情報の作成・提供を心がけていただきたい。

参考文献

- 朝倉正, 1966, 持続的な全国的低温に至るまでの総観過程, 全国長期予報技術検討会資料, 9-24 (この調査結果も含め, 朝倉の長期予報に関する知見は, 根本順吉, 朝倉正: 気候変化・長期予報, 朝倉書店, 1980, にまとめられている)
- , 1992: 長期予報の歴史と展望<長期予報開始 50 年>, 気象, 426, 8-15.
- Charney, J. G., J. G. DeVore, 1979: Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking, *J. Atmos. Sci.*, 36, 1205-1216.
- 中央气象台, 1942: 中央气象台に企画課並びに研究課の設置, 測候時報, 13, 49-52.
- 古川武彦, 酒井重典, 2004: アンサンブル予報, 東京堂出版.
- Gambo, K. and Kudo, K., 1983: Three-dimensional Teleconnections in the Zonally Asymmetric Height Field During the Northern Hemisphere Winter, *J. Met. Soc. Japan*, 61, 36-
- 岸保勘三郎, 佐藤信夫, 1986: 新しい気象力学, 東京堂出版.
- Hoskins, B. J. Karoly, D., 1981: The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to thermal and Orographic Forcing, *J. ATMOS. SCI.*, 38, 1179-1196.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and KOBE Collection. *Int. J. Climatol.*, 25, 865-879.
- 石川一郎, 2006: エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視と予測, 平成 18 年度季節予報研修テキスト, 2-15.
- 木本昌秀, 1989: 北半球冬季の天候レジーム, *グロースベッター*, 27, 2, 13-33.
- , 1992: 中緯度長周期変動と予測可能性, 数値予報課報告・別冊第 38 号, 64-91.
- , 1993: ブロッキング現象, 気象研究ノート, 179, 319-368, 日本気象学会.
- 気象庁長期予報課, 1979: 諸外国の長期予報業務, 測候時報, 47, 239-243.
- L.F. グループ (編), 2002: 月例会「長期予報と大気大循環」報告, *グロースベッター*, 40, 1-111.
- Madden, R. A. and Julian, P. R., 1972: Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109-1123.
- , 1971: Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708.
- 松田佳久, 余田成男, 1985: 気象とカタストロフィー—気象学における解の多重性—, 気象研究ノート, 151, 日本気象学会.
- 中村尚, 泉卓也, 新保明彦, 1997: オホーツク海高気圧の形成に関わる上層のブロッキングの時間発展とその力学, 気象研究ノート, 189, 177-191, 日本気象学会.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical. Super Clusters within Intraseasonal. Variations over

- the Western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 823-839.
- Ninomiya, K., T. Akiyama, 1992: Multi-Scale Features of Baiu, the Summer Monsoon Over Japan and the East Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 467-495.
- 小倉義光, 1975: 展望—大気と海洋の相互作用, 海洋気象 (小倉義光, 浅井富雄 (編)), 1-6, 東京大学出版会.
- , 1994: 対流細胞の増殖と組織化, 科学, 94, 765-773.
- 尾瀬智昭, 2003, 季節予報の対象としての熱帯マッデンジュリアン振動研究の紹介, 平成15年度季節予報研修テキスト, 29-33.
- , 2004, 気候の変動を理解するための基礎知識, 平成16年度季節予報研修テキスト, 2-24.
- Storch, H. V., F. W. Zwiers, 1999: Statistical Analysis in Climate Research, Cambridge Univ. Press, 494pp.
- 平隆介, 木村吉宏, 2000: 各国の力学的季節予報業務と国際動向, 平成12年度季節予報研修テキスト, 33-39.
- 高野清治, 小林ちあき, 前田修平, 楠昌司, 2003: ENSOの日本への影響 (寒候期), グロースベッター, 41, 22-38.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J. M., 1998: The Arctic Oscillation Signature in The Wintertime Geopotential. Height and Temperature Fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- 露木義, 1989: 15日予報の検証, 数値予報果報告・別冊第35号, 112-138.
- Tsuyuki, T., 1990: Prediction of the 30-60 Day Oscillation with the JMA Global Model and Its Impact on Extended-range Forecasts, *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 183-201.
- 田中昌太郎, 上野幹雄, 2001: ENSOと北半球循環場, 日本の天候, 平成13年度季節予報研修テキスト, 14-26
- Vitart, F., 2003: Monthly Forecasting System, Technical Memorandum, 424, ECMWF
- 若林正夫, 濱田啓次, 2004: 大規模循環場と日本の天候, 平成16年度季節予報研修テキスト, 30-64.
- Wallace, J. M., M. L. Blackmon, 1983: Low-frequency atmospheric variability, Large-Scale Dynamics Processes in the Atmosphere (ed. Hoskins, B. J. and R. P. Pearce), 1091-1107, Academic Press.
- Wang B., Z. Fan, 1999: Choice of South Asian Summer Monsoon Indices, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 80, 629-638.
- 山中吾郎, 2004: エルニーニョ現象, 平成16年度季節予報研修テキスト, 25-28.
- 山崎孝治 (編), 2004: 北極振動, 気象研究ノート, 206, 日本気象学会.

参考書など

◆グローバル気象学（気象の教室1） 廣田勇 東京大学出版会

廣田先生は文章が大変に上手で、多少なりとも興味・知識をもっていると「楽しく」読めてしまう。しかし、じつはしっかりした内容の教科書。

◆大気の大循環（大気科学講座4） 岸保勘三郎，田中正之，時岡達志 東京大学出版会 1982

本格的な教科書。第3章の「観測的事実」から読むことをお勧めします。

◆新しい気象力学 佐藤信夫，岸保甚三郎 東京堂出版

後半にテレコネクションの解説がある。

◆気象の数値シミュレーション（気象の教室5） 時岡達志，山岬正紀，佐藤信夫 東京 大学出版会 1993

◆モンスーン 村上多喜男 東京堂出版

モンスーンやMJOなどを解説。

◆一般気象学（第2版） 小倉義光 東京大学出版会 1999

気象学全般にわたる一番ポピュラーな教科書。

◆気象がわかる数と式 二宮洗三 オーム社 2000

◆キーワード気象の事典 新田尚，木村龍治，住明正，安成哲三，伊藤朋之 編 朝倉書 店 2002

一度習得した知識を確認するときに便利。

◆季節予報研修テキスト 気象業務支援センター

平成11年度 季節予報の確率表現の普及に向けて

平成12年度 力学的季節予報（3か月，暖・寒候期予報）の開始に向けて

平成13年度 新平年値の利用と季節予報のための数値予報モデル

平成14年度 季節予報（3か月，暖・寒候期予報）の改善

平成15年度 季節予報の改善2

平成16年度 気候変動と季節予報

平成17年度 2003年，2004年の異常気象とその要因

平成18年度 エルニーニョ／ラニーニャ現象と日本の天候，平成18年豪雪とその要因

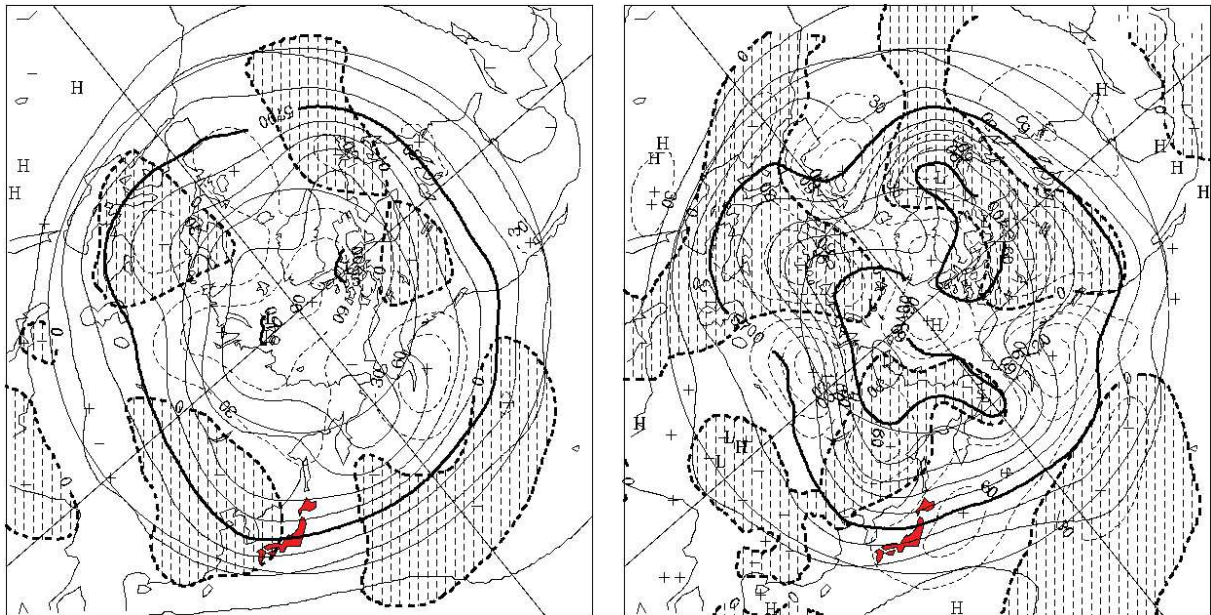
付録

AN1 最近の長期予報・季節予報から

第3, 4章で長期予報が対象とする大気現象やそれら現象と日本の天候について述べた。それらの中のいくつかを実際の予報資料を例に見てみよう。

取り上げるのは、2004年5月7日発表の1か月予報である。第AN1.1図は5月8～6月4日の28日平均500hPa高度・偏差である。左は予想図（アンサンブル平均図）で、大西洋にトラフ・負偏差、ヨーロッパ大陸西岸でリッジ・正偏差、ヨーロッパからロシアにかけてトラフ・負偏差、西シベリアでリッジ・正偏差、中央シベリアから東シナ海、西日本にかけてトラフ・負偏差、東日本から日本の東海上にかけてリッジ・正偏差と、蛇行パターンが予想されている。

右図は同じ期間の解析図で、実況でもほぼ同様のパターンが見られる。北半球全体では負偏差の領域が予想より広がっている。また、日本列島は大きな正偏差におおわれている。予想図は気圧の谷や尾根の位置・強さが異なる26メンバー（当時、現在は50メンバー）を平均するため、どうしても偏差は小さくなってしまう。また、このような蛇行パターンが卓越する場合は、一般には予想は難しい。実際、ちょっとした初期値の違いでその予想は変わってきてしまう（渡辺, 2001）。このようなことを考えれば、よく予想できた例といえよう。



第AN1.1図 5月8～6月4日の28日平均500hPa高度・偏差

左：予想

右：解析

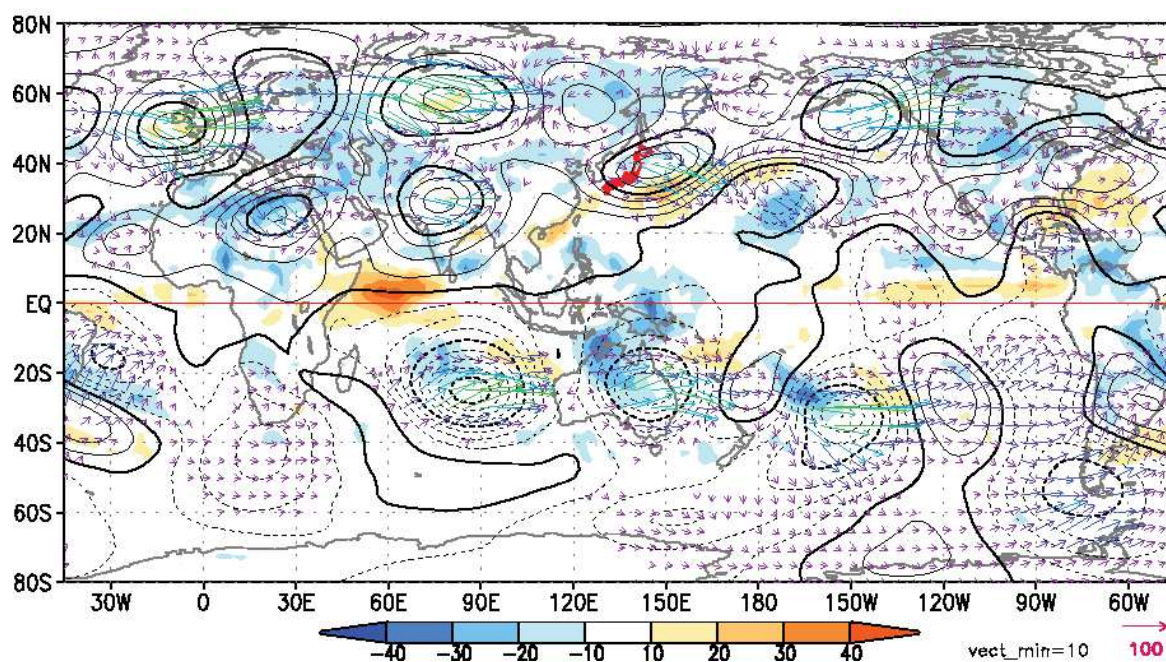
AN1.1 ロスビー波の（エネルギー）伝播

2002年1月中旬の日本の高温について、前田ほか（2004）が亜熱帯ジェットに沿うロスビー波の（エネルギー）伝播によるものであることを示し、予報を行う上で着目すべきであることを強調している。

2004年5月6日の1か月予報資料について、このような観点から見てみよう。

第AN1.2図は30日平均した200hPa 流線関数偏差（と Wave Activity Flux）で、20～30° 帯、50～60° 帯それぞれに、低気圧性循環、高気圧性循環が交互に並ぶ波列を見ることができる。これは、2本のジェット上に定常ロスビー波のエネルギー伝播があったと見ることができる。

といっても、30日を通してこのようなパターンが続いていたわけではない。複数のロスビー波のエネルギー伝播の結果として30日平均でもこのようなパターンが見えるようになった、ということである。実際、このようなエネルギーの伝播が見られたのは3週目までである。



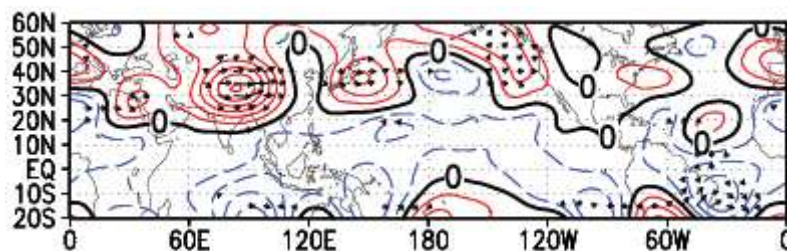
第AN1.2図 2004年5月8日～6月6日の200hPa 流線関数偏差, Wave Activity Flux, および OLR 偏差

1980年代にテレコネクションに関連していわれていた定常ロスビー波のエネルギー伝播は、（テレコネクションがおおむね月平均で抽出されていたこともあって）

月平均で見えるようなものが議論されていたように記憶する。ロスビー波のエネルギー伝播は速く、1回のロスビー波のエネルギー伝播があっても、そのことが月平均循環場に現れるとは限らない。月平均で捕らえられるような場合というのは（これ以外にも、たとえば、1984年8月、2004年11月、12月などで見ることはできる）、波が伝わりやすい状況にあり、次々に伝播がみられ、その結果として月平均図でも表れるということのようである。

では、数値予報では予報できていたのかどうか、見てみよう。

第AN1.3図は摂動を入れていない初期値の28日平均200hPa流線関数偏差（およびWave Activity Flux）予想図である。実況ほど明瞭ではないが、亜熱帯ジェットに沿った波列パターンを見ることができ、数値予報でも（亜熱帯ジェットに沿った）ロスビー波のエネルギー伝播が予測できていた。ただし、すべてのメンバーが同様に予想していたわけではない。ほとんど伝播を予想していないメンバーや、高気圧性循環、低気圧性循環の波長や位相の異なるメンバーなどがあり、アンサンブル平均ではこれほどはっきり現れてはいなかった。



第AN1.3図 28日平均200hPa流線関数偏差，Wave Activity Fluxの予想図

もう一度第AN1.1図で寒帯前線ジェットに沿うロスビー波の伝播を見てみよう。アンサンブル平均図でも、40～50°帯には、ヨーロッパ大陸西岸のリッジ・正偏差，ヨーロッパからロシアにかけてトラフ・負偏差，西シベリアでリッジ・正偏差，中央シベリアから東シナ海，西日本にかけてトラフ・負偏差，東日本から日本の東海上にかけてリッジ・正偏差と，正偏差域，負偏差域が交互に並び“波動”を見ることができ。実況でもほぼ同じように正偏差と負偏差が交互に並んでおり，寒帯前線ジェットに沿うロスビー波の伝播（による偏差パターン）も予想できていたことがわかる。

前田ら（2004）は亜熱帯ジェットに沿うロスビー波のエネルギー伝播の予報への利用について，ジェットそのものの変動が小さく，sourceがあればいつでも伝播すること，したがって，

- ・ 予報時点で伝播が見えているか
- ・ ロスビー波の伝播が予測されているか
- ・ メンバー間のばらつきは？

といった点が留意すべき点で、大西洋やヨーロッパのリッジ・ブロッキングは source となるので、要注意である、と述べている。

長期予報は時間的・空間的に大きな現象を対象とする、と冒頭書いたが、定常ロスビー波のエネルギー伝播は、大西洋やヨーロッパから2、3日で伝わり、波長もそう大きな現象ではない。また、ブロッキングと関連することから、1か月予報の後半での予測は難しいが、実況で30°N帯に高気圧性循環(偏差)、低気圧性循環(偏差)の波列状のパターンが見える(必ずしも明瞭である必要はない)、大西洋などにブロッキングがある、といったような場合、1か月予報の前半における気温の大きな変動について情報が提供できるだろう。

AN1.2 熱帯季節内変動

もうひとつ、熱帯の季節内変動に触れておこう。

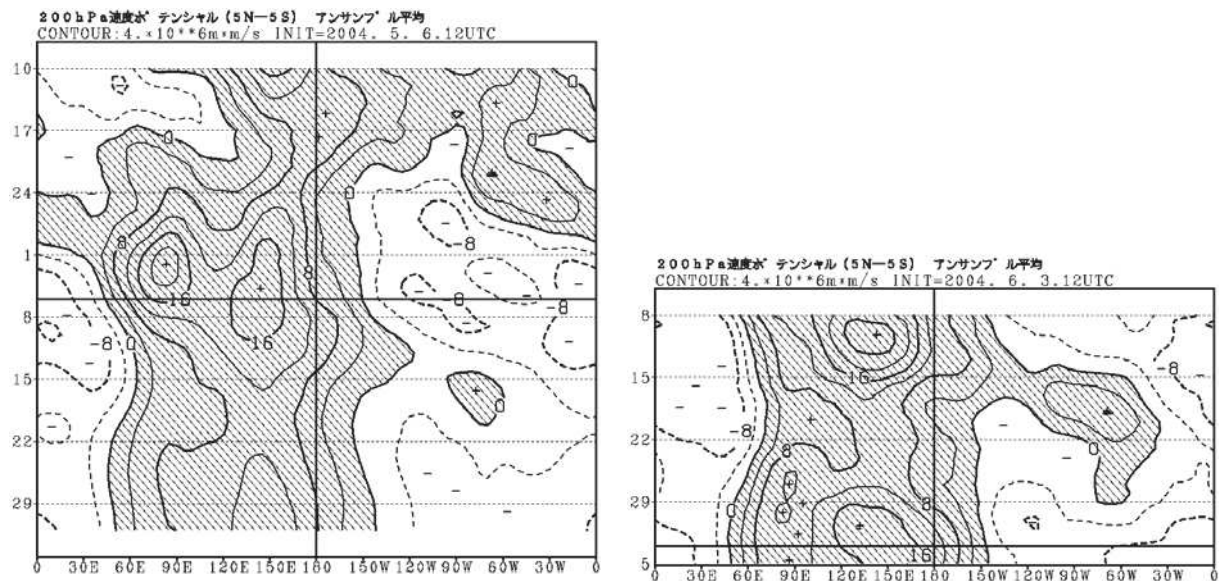
先に、熱帯季節内変動が予想できている時には、中緯度に波列状の偏差パターンが現れ、低緯度からの伝播が見られることから、熱帯から中緯度への強制を通じ、北半球の予報のスキルが上がること(露木, 1989, 1990)を紹介した。

5月8日の1か月予報資料では熱帯季節内変動が予測できていたのか見てみよう。第AN1.4図は200hPa速度ポテンシャルの経度・時間断面図である(速度ポテンシャルについては尾瀬(2004)を参照)。

予報時点の2週ほど前から発散域の東進が見られ、(予報時点では)日本の南(120~150°E)で発散が大きくなっている。その後も東進すると予想し、2週目(15~22日)には90~60°Wで発散が大きくなると予想している。また、予報時点で0°付近に収束域がみられ、(振幅は小さいが)やはり東進することを予想している。

実況でも、予想より少し遅いが、ほぼ同様の位相で発散域の東進が見られる。また、収束域も予想より遅いが東進が見られる。実況に比べ弱い(振幅が小さい)ものの、3週目近くまで季節内変動を予想できていたことがわかる。

冒頭、比較的良く予報できたケースであると述べたが、季節内変動の位相が初期値時点で明瞭であったこと、その東進を予想できていたことが予報成績をよくした一因と考えられる。



第 AN1.4 図 200hPa 速度ポテンシャルの時間経度断面の予想と実況

左図の下半分が予想，右図は実況

参考文献

- 前田修平，佐藤均，2004：大気循環場の変動と予報資料の解釈，平成 16 年度季節予報研修テキスト，65-75.
- 尾瀬智昭，2004：気候の変動を理解するための基礎知識，平成 16 年度季節予報研修テキスト，2-24.
- 露木義，1989：15 日予報の検証，数値予報果報告・別冊第 35 号（力学的長期予報をめざして），112-138，気象庁予報部
- Tsuyuki, T., 1990：Prediction of the 30-60 Day Oscillation with the JMA Global Model and Its Impact on Extended-range Forecasts, J. Meteor. Soc. Japan, 68, 183-201

AN2 確率予報の定量的利用に向けて

AN2.1 予報の利用状況の変化

近年“リスクマネジメント”に対する関心，対処が高まっている。大量点を獲ることより，“失点”を少なくする，少ない得点でも負けない，という高効率求められる，ということであろう。

このような中で求められるもののひとつは“予測情報の活用”である。しかし，必ずしも利用できる予測情報があるとは限らない。“予測困難な事柄への対処”もいろいろ工夫されるようになってきた。“天候デリバティブ”ということばが頻々と活字になるようになってきた。また，その形態も，損害保険会社が引き受けるもののみならず，電力会社とガス会社という天候の影響が相反する企業同士の取引など様々になってきている。また，デリバティブは保険に比べ高価で(補償額の数%)，この値段をどうするかは販社にとって重要な課題であり，値段を下げるために，予測情報を用いることも検討されている(土方，2003)。

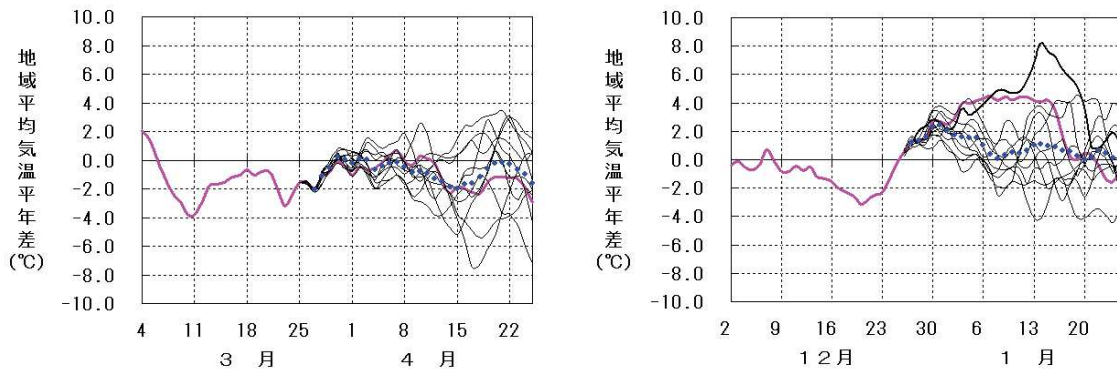
“予測情報の活用”も単に Yes, No ではなく，定量的に利用することにより，最適化を図るようになってきているのではなかろうか。

日々の天気予報の降水確率について考えてみよう。降水確率は1980年にまず東京の予報に導入された。開始直後には批判もあったと記憶するが，1981年に実施された読売新聞のアンケート調査では，すでに，確率を理解し行動していることのがえる結果が出ている(雨宮，1981)。また，今日では，あるのがあたりまえの予報であり，例えば，電車の中での会話などごく当たり前に人々の口に上るようになった。金子(1990)は降水確率の定着した理由について，(もともと不確実なものを)当てることが重要なのではなく，不確実な状況にどう対処するかが問題だという情報の受け止め方に変化があったこと，同じ情報でも受け手によりその解釈はさまざまであり，自主的な選択を重んずるようになったことを指摘している。

降水確率と長期予報(季節予報)では，対象とする現象も，(その現象と個々人の)日常との関わりも異なり，降水確率同様というわけにはいかないかもしれないが，情報の送り手としては，同じ「情報」でも目的(意識)により受け止め方，対処はさまざまであることを認識すべきである。

また，立平(1999)は，予報から最大の利益を引き出す技術にもっと関心を払うべき，と情報の利用技術の重要性を指摘している。

このように，予測情報に対するニーズも高度化しており，高度化に応える予測技術が求められる一方，予報が活用されるには，情報の高度利用のための技術からアプローチも必要である。



第 AN2.1 図 アンサンブル予報の極端な予報例

左：2000 年 3 月 2 日の予報用資料 右：1999 年 12 月 31 日の予報資料

赤実線：関東甲信地方の地域平均気温平年差の実況

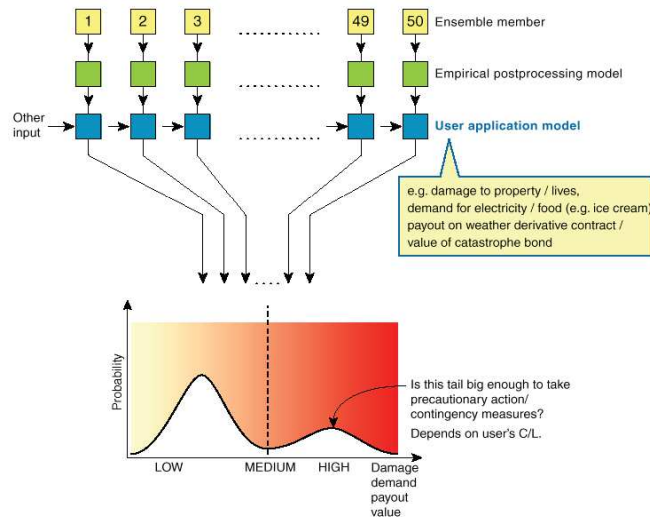
細実線：各メンバーの予想

青点線：アンサンブル平均

実際の予報で考えてみよう。1 月予報に力学的手法が導入されたのは 1996 年 3 月で、水平解像度はおよそ 180 km、鉛直解像度も 30 層、アンサンブルメンバー数も 10 であった。その当時の 1 か月予報に見られた、極端な予報例を示す(第 AN2.1 図)。左は、予報期間の早い時期からメンバー間の違いが大きいが、予報期間後半まで、アンサンブル平均と実況との傾向が似ていた例である。右は、他のメンバーと大きく予測の異なったメンバーが実況に近かった例で、アンサンブル手法を用いることにより、多くのメンバーとは大きく異なる可能性のあることを捉えた例である(渡辺, 2001)。

前者では、特に後半、アンサンブル平均から各メンバーが大きく隔たっており、アンサンブル平均をどの程度信頼してよいのか、判断が難しい。また、後者では、他のメンバーと大きく異なるメンバーの情報をどのように取り込むか問題である。現在はメンバー数が 50 に増えた。数多くの数値予報結果から、どのような“情報”を抽出できるのか、提供できるのか、が課題である。

Palmer *et al.* (2000) は、将来は、数多くのアンサンブルメンバーの予報結果から、個々のユーザの目的とする情報の確率密度関数を提供できないか、ということ提唱している(第 AN2.2 図)。また、渡辺(2002) はあまり芳しい結果は得られていないが、地域平均気温の確率密度関数の推定を試みている。



第 AN2.2 図 アンサンブル予報の利用に向けての提案 (Palmer *et al.*, 2000)

AN2.2 予報の評価

確率予報の定量的利用を念頭に、1 か月予報ガイダンスの評価について述べる。予報の評価については確率予報に限らず、さまざまな方法が提唱されている（たとえば、菊地原，1988 を参照）。近年，Katz, R. *et al.* (1997)，山田 (2001)，Zhu, Y. *et al.* (2002)，Jolliffe, I. T. *et al.* (2003) など経済的な視点を持つものが多くなってきている。

ここでは、信頼度曲線 (Reliability Diagram)，ROC (Relative Operating Characteristics)，損失軽減率 (Economic value) について述べる。

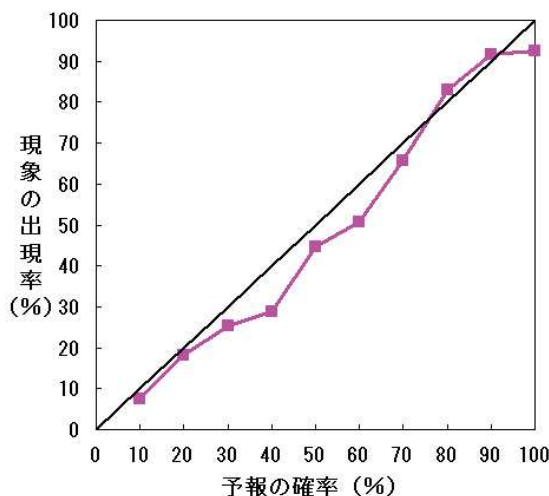
AN2.2.1 信頼度曲線 (Reliability Diagram)

予報の確率値に対し、実際どのくらい現象が出現しているのかを示す図で、横軸に予報の確率値を、縦軸に予報の確率値に対する現象の出現率をとり、線で結んだものである (第 AN2.3 図)。45° の傾きの直線に近いほど予報の確率値と実際の現象の出現率が等しく、予報の確率値の信頼度が高いことになる。

この例では、傾き 45° の直線をやや下回っているが、ほぼ直線に沿って、予報の確率値が大きければ現象の出現率も大きくなっている。ちなみに、この例は、予報としては行っていない、予報期間前半 (1~2 週) の 2 週間平均気温の確率ガイダンスを評価したものである。

これに加え、予報頻度をあわせて描くのが一般的である。ある確率値だけ極端に予報回数が多ければ、仮に “信頼度” が大きくても利用しにくい。同じグラフ内に予報頻度を描くことで、予報の確率値のばらつきを見ることができる。信頼度と予

報頻度は後に述べるROCや損失軽減率に大きく影響する。



第 AN2.3 図 信頼度曲線の例

AN2.2.2 ROC (Relative Operating Characteristics)

ROCは適当な訳語がなく、「アール・オー・シー」、「ロック (カーブ)」などと呼んでいる。ROCを予報の評価に応用したのは Mason (1980, 1982) ではないかと思う。ROCは信号検出理論としてさまざまな分野で利用されてきた。Manson (1982) に引用されている Swets (1973) はタイトルのとおり心理学の論文である。今日では、たとえば、画像解析の分野などさまざまな分野で利用されている。Mason は、確率予報の評価ということではなく、航空気象予報で求められるシビア現象の予報の評価にROCを利用した。また、WMOのWWW (World Weather Watch) においても利用された (Stanski *et al.*, 1989)。

近年ROCが脚光を浴びたのは、ECMWFがアンサンブル予報の評価に導入し (たとえば, Richardson, 1989), また, WMOの確率予報の評価法の標準の一つとなったことからである。実際, ここ数年のアメリカ気象学会の雑誌を開くと, 確率予報, アンサンブル予報に関する論文では, 長期予報に限らず短期予報でもROCや損失軽減率を用いた評価結果を掲載している。

日本では, 先に示した菊地原 (1988) が Mason (1980) の論文を紹介しているほか, 中三川 (1999) が1か月予報についてROC, 損失軽減率を求めている。

ROCは, 予報の評価でよく使われる量のうち「適中率」と「空振り率」のふたつを1枚の図に表し, 予報を評価しようという方法である。

ROCを作成するには, まず, 適中率, 空振り率を第 AN2.1 表の分割表および定

義にしたがって求める。確率の Lower Limit をいくつか決め (たとえば 10% 刻み), Lower Limit より高い確率の予報を「Y e s」, 低いものを「N o」としてそれぞれの Lower Limit 毎に計算する。

第 AN2.1 表 適中率, 空振り率算出の分割表と定義

		実 況		
		Y e s	N o	
予 報	Y e s	適中 (H)	空振り (F A)	H + F A
	N o	見逃し (M)	適中 (C R)	M + C R
		H + M	F A + C R	

【定義】

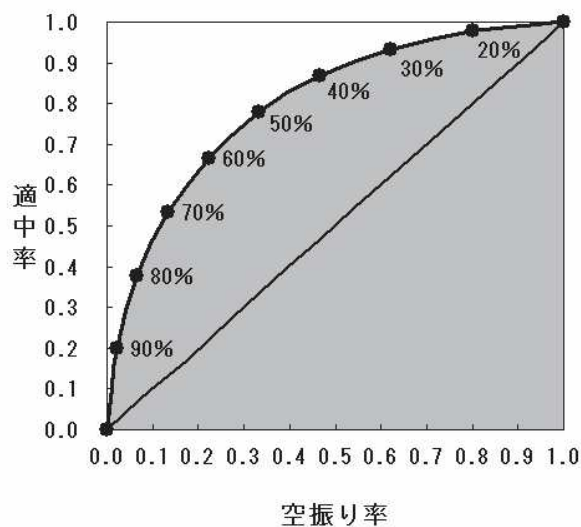
$$\text{適中率 (HR)} = \frac{H}{(H + M)}$$

(Hit Rate)

$$\text{空振り率 (FAR)} = \frac{F A}{(F A + C R)}$$

(False Alarm Rate)

空振り率を横軸に, 適中率を縦軸にプロットし, Lower Limit の順番に点を結ぶことでROCが作成できる。作図例を第 AN2.4 図に示す。この例は, 第 AN2.2 表のような確率 10% の予報を 10 回発表し, うち 1 回適中, 20% を 10 回発表, うち 2 回適中, 以下 90% まで確率に応じて適中するような疑似データから求めた ROC である。



第 AN2.4 図 ROC の例

たとえば50%の点は、50~90%の予報の総数（第AN2.2表の実線と破線で囲まれた数の和）45回が第AN2.1表の（H+M）になり、適中数（H）は第AN2.2表の実線で囲まれた35回となる。10~40%の予報の総数（第AN2.2表の破線と二重線で囲まれた数の和）45回が（FA+CR）、空振り（FA）は第AN2.2表の一点鎖線で囲まれた数の和15回となる。したがって、適中率は78%、空振り率は33%となる。同様に10%毎に適中率、空振り率を求める。

図中の直線は「適中率」＝「空振り率」の場合を示したもので、直線上では「空振り率」と「適中率」が等しく情報がないことを示す。この直線より左側に離れるほど情報のある予報ということになる。

この曲線から、

- ・（予報の）確率値が小さい場合には、適中率大きい空振り率も大きい
 - ・確率値が大きい場合には、空振り率は小さくなるが、「見逃し」が増えることから適中率も小さくなる
- ことが読みとれる。

第AN2.2表 ROCを作成したデータ

		実 況	
		Y e s	N o
予	90%	9	1
	80%	8	2
	70%	7	3
	60%	6	4
	50%	5	5
報	40%	4	6
	30%	3	7
	20%	2	8
	10%	1	9

また、得られた線は（0，0）から（1，1）を繋ぐ曲線となるので、この曲線と適中率＝0、空振り率＝1の直線とで囲まれた面積（第AN2.4図の陰影部の面積）を求めると、この面積が大きいほどよい予報ということになる。疑似データでは当然のことながら左側でかつ直線から離れ、面積も0.79と大きい。

AN2.2.3 損失軽減率 (Economic value)

つぎに、簡単なコスト・ロスモデルを仮定し、予報を利用するとどの程度損失を

軽減できるかを検討しよう。

コスト・ロスモデルをどのようにするか、により結果は変わる。山田 (2001) や、Zhu, Y. *et al.* (2002) は対策をとっても損失がゼロにならないモデルを用いている。ここでは、ある事象が生じたとき、対策をとっていないと損害を蒙り、対策をとっていれば損害はゼロという最も簡単なモデルを仮定する (第 AN2.3 表)。

第 AN2.3 表 仮定したコスト・ロスモデル

	対策をとる	対策をとらない
事象あり	C (対策費)	L (損害)
事象なし	C (対策費)	0

予報を利用して対策をとる、とらないとの決定をした場合の平均的な損失は、第 AN2.1 表の記号を用いて、

$$e = C \times (F A + H) + L \times M$$

と表すことができる。

損失の単位を L とすれば、平均損失 e_i は

$$e_i = \frac{C}{L} \times (F A + H) + M$$

と表すことができる。

$$H + M + F A + C R = 1$$

とする (予報回数を規格化する) と、 $(H+M)$ は現象の平均的な出現率、すなわち気候値となる。これを O とおくと、

適中率 HR, 空振り率 FAR は

$$HR = \frac{H}{(H+M)} = \frac{H}{O}$$

$$FAR = \frac{F A}{(F A + C R)} = \frac{F A}{(1 - O)}$$

となるから

$$e_i = FAR \times \frac{C}{L} \times (1 - O) + HR \times \frac{C}{L} \times O + M$$

となる。さらに

$$HR = \frac{H}{(H+M)}$$

から

$$M = O \times (1 - HR)$$

であるから、

$$e_i = FAR \times \frac{C}{L} \times (1 - O) - HR \times \left(1 - \frac{C}{L}\right) \times O + O$$

となる。

FAR, HR, C/L, O はいずれも0以上1以下であるから, FAR (空振り率) が大きいと損失が大きくなる, 適中率 (HR) が大きいと損失は小さくなること
がわかる。

次に, "完全予報" を考えよう。すなわち, 事象あり (起こる) と予報したときには必ず事象が起こり, 事象なしと予報した場合には事象は起きない, という予報と実況である。

この場合,

$$FAR = 0, HR = 1$$

となり, したがって, 平均損失

$$e_i = FAR \times \frac{C}{L} \times (1 - O) - HR \times \left(1 - \frac{C}{L}\right) \times O + O$$

は,

$$e_p = O \times \frac{C}{L}$$

となる。

では, "予報" などの情報がない場合の対応を考えよう。このような場合は,

$$\text{つねに対策をとる} \quad \Rightarrow \quad FAR = 1, HR = 1$$

もしくは

$$\text{つねに対策をとらない} \quad \Rightarrow \quad FAR = 0, HR = 0$$

という対応になる。

したがって, 平均損失 e_i は,

$$\text{つねに対策をとる場合} \quad FAR = 1, HR = 1 \quad \Rightarrow \quad e_i = C/L$$

$$\text{対策をとらない場合} \quad FAR = 0, HR = 0 \quad \Rightarrow \quad e_i = O$$

となる。

気候値 O のみ既知とすると、 C/L が O より小さいとき対策をとり、逆の場合にはとらないことで損失が軽減されるから、

$$e_c = \min \left\langle \frac{C}{L}, O \right\rangle$$

となる。

予報を利用した場合の損失を完全予報の損失で規格化し、

$$v_i = \frac{e_c - e_i}{e_c - e_p}$$

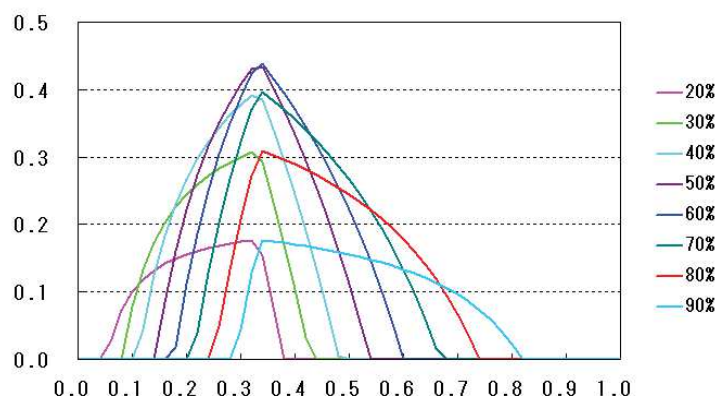
$$= \frac{\min \left\langle \frac{C}{L}, O \right\rangle - \text{FAR} \frac{C}{L} (1 - O) - \text{HR} O \left(1 - \frac{C}{L}\right) - O}{\min \left\langle \frac{C}{L}, O \right\rangle - O \times \frac{C}{L}}$$

が得られる。

v_i は C/L が O に等しい時に最大値 $\text{HR} - \text{FAR}$ となる。右辺の C/L 以外は既知であるから、 v_i は C/L の関数で、ユーザは（自らの） C/L に応じ、最も損失を軽減できる確率値の時に対策をとればよいことになる（第AN2.5図）。

C/L を 0 から 1 まで積分すれば、“予報の価値”を見積もれる。ちなみに第AN2.5図の例では、0.17 となる。

なお、確率予報の評価ではないが、山田（2001）は全ユーザの C/L の分布を仮定し、社会全体にとっての価値を見積もる、という予報の評価を提唱している。



第 AN2.5 図 損失軽減率の例

AN2.3 1か月予報ガイダンスの評価

AN2.2で紹介した方法により、実際の1か月予報ガイダンスを評価してみよう。

1か月予報資料に数値予報が導入されたのは1996年3月で、アンサンブルメンバー数は10であった。2001年3月の計算機システムの更新時に数値予報モデルの水平解像度、鉛直解像度を細かくするとともに、アンサンブルメンバー数も26に拡大した。さらに、2006年3月にはモデルの改良に加え、メンバー数を50メンバーに増やした。ここでは、2001年3月から2004年3月半ばまでの159例の予報資料のガイダンスについて、その評価結果を示す(第AN2.6図)。なお評価対象は、通年の評価のみで、地域ごとに求めたものを合算してある。

現在の1か月予報では、確率ガイダンス、日別予測式、期間平均予測式の3つのガイダンスがある。複数のガイダンスがあるのは、予報作業上は不便で、特に一つが抜きん出ていけばいいのだが、一長一短(というより団栗の背比べ?)である。いずれ整理される、あるいは全く別な(概念の)ガイダンスが作られるであろう。

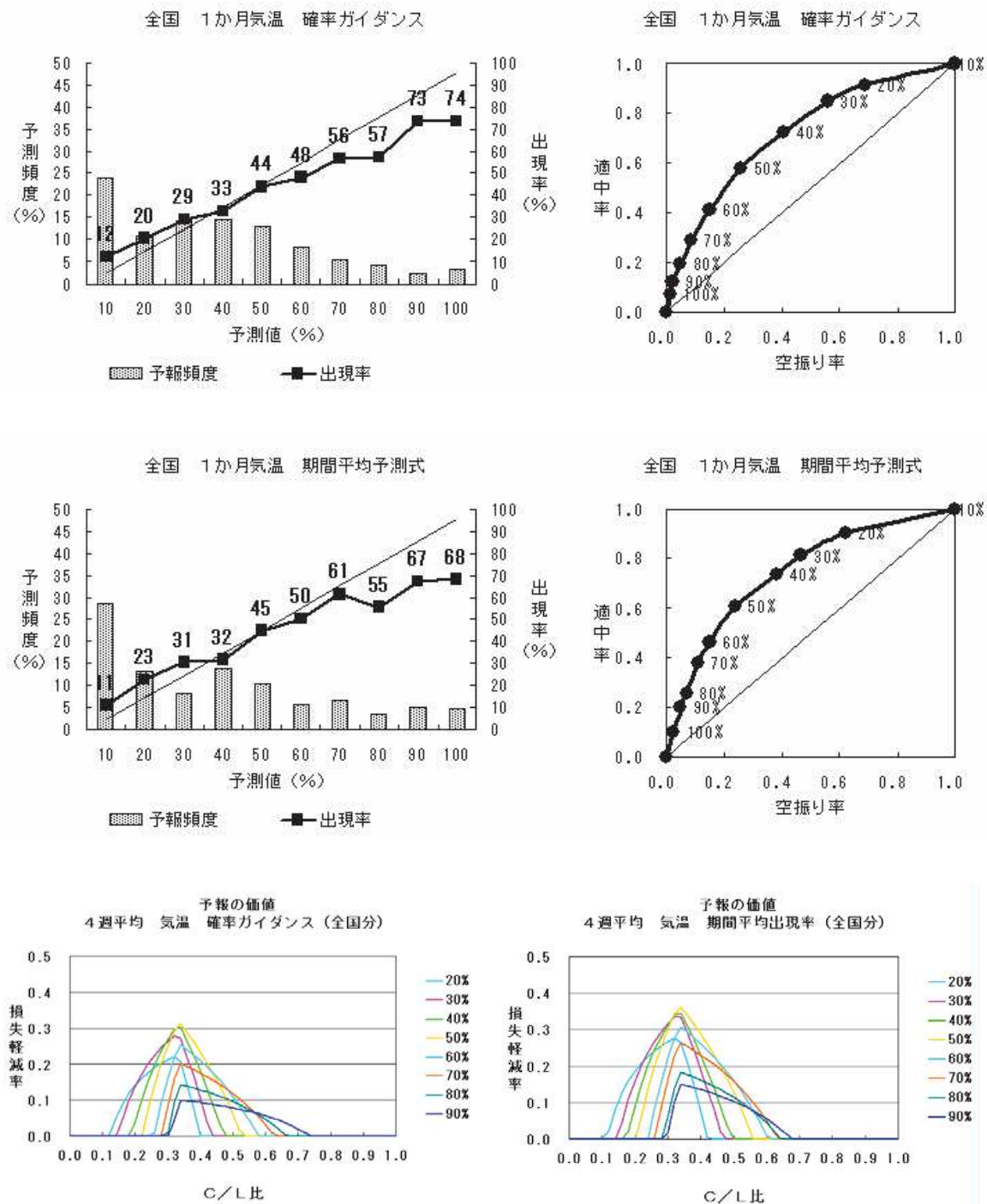
確率ガイダンス、期間平均予測式(の出現率)ともに信頼度曲線は傾斜が小さいがほぼ直線状になっている。確率値が大きい場合、実際の現象の出現は確率値よりおよそ2割程度小さい。逆に小さい値では2割程度出現率が大きい。60%を超える予測頻度は期間平均予測式が約20%、確率ガイダンスが約15%と期間平均予測式のほうが多くなっている。大きな差はないが、確率ガイダンスのほうが信頼度はいくらかよい。

ROCでは、確率ガイダンス、期間平均予測式それぞれの(曲線の下側の)面積は、0.72、0.74と期間平均式のほうがわずかだが大きい。予報確率70%、90%の二つの点に着目し、ふたつのガイダンスの特徴を考えてみよう。

それぞれのガイダンスの70%、90%の空振り率、適中率は第AN2.4表のとおりで、確率ガイダンスに比べ、期間平均予測式(の階級別出現率)は、空振り率、適中率ともに大きくなっている。ROCでは期間平均予測式の70%、90%の点は確率ガイダンスの点に比べ左上に位置する。確率ガイダンスは、期間平均予測式の結果に比べ、空振り率、適中率ともに小さく、“空振りはしないが、見逃しが多い”ことを示している。

第AN2.4表 確率ガイダンス、期間平均ガイダンスの70%、90%の空振り率、適中率

		空振り率	適中率		空振り率	適中率
確率ガイダンス	70%	0.09	0.29	90%	0.02	0.12
期間平均予測式	70%	0.11	0.38	90%	0.05	0.20



第 AN2.6 図 1 か月予報ガイダンスの信頼度曲線，ROC，損失軽減率
 上：確率ガイダンスの信頼度曲線，ROC
 中：期間平均予測式ガイダンスの信頼度曲線，ROC
 下左：確率ガイダンスの損失軽減率
 下右：期間平均予測式ガイダンスの損失軽減率

予報頻度を見てみよう。30%、40%の頻度を見ると、確率ガイダンスのほうが大きい。それぞれ、30%程度の適中率（出現率）があることから、これらの確率値に対して、確率ガイダンスのほうが出現回数の多いことを示している。したがって、70%、90%といった大きな確率値に対する適中率が小さくなる（見逃しが大きい）。空振りも大きな確率値の頻度が小さいことで、大きな確率値における空振り率が小さくなる。このように、ROCは「信頼度」に加え、予報頻度が影響してくる。

同様に、適中率と空振り率を含む損失軽減率も信頼度、予報頻度の双方が影響する。両者を比べると、確率ガイダンスの方が信頼度が良く、期間平均予測式の方が大きな予報確率値の予報頻度が大きい。損失軽減率のピークは期間平均予測式が大きく、確率ガイダンスは、コスト・ロス比の大きなユーザに対しても損失を軽減できる。

すなわち、信頼度の良さが広い範囲のC/L比に対して損失軽減率をもたらし、大きな確率値や小さな確率値の頻度の大きいことが、（見逃しを少なくし）損失軽減率のピークを大きくする。

なお、2カテゴリーの確率予報の評価によく用いられる Brier Score も信頼度と分離度（大きな確率値や小さな確率値の頻度）に基づく指標である（立平，1981，1986）が、信頼度の占める部分が大きい指標である。

AN2.4 ROC，損失軽減率の特性（利用上の留意点）

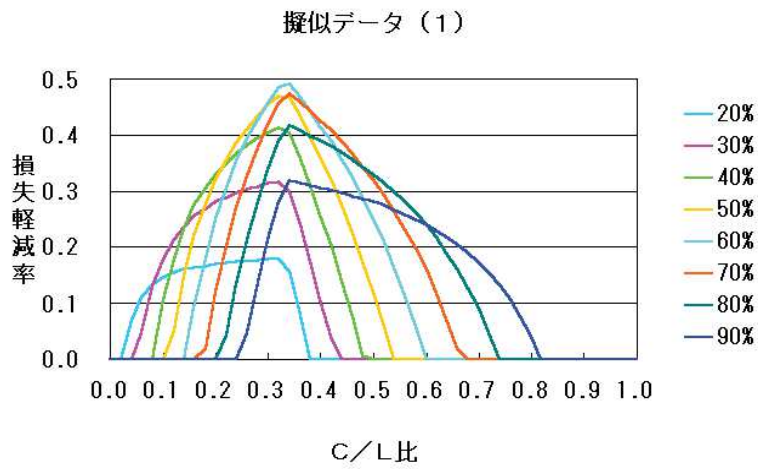
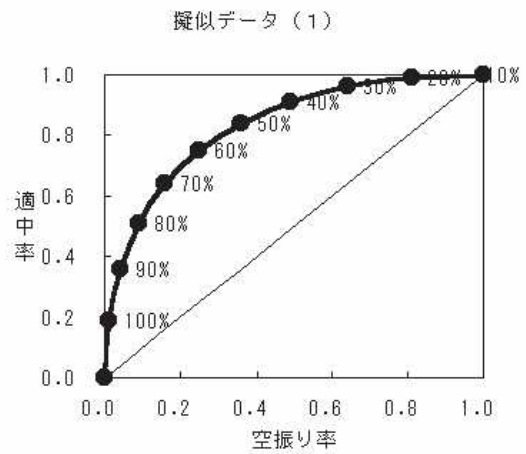
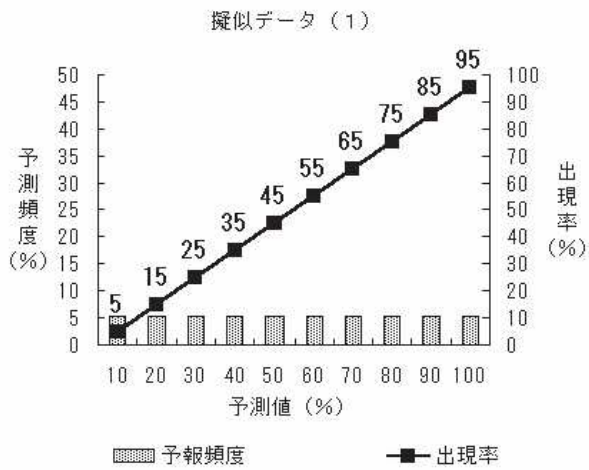
ROCや損失軽減率をもとに、予報を活用していくには、ROCや損失軽減率の特性を理解しておく必要がある。いくつかの仮想データを用い、ROC，損失軽減率の特性を探ってみよう。

特性を考える上で、信頼度が高く、各確率の予報頻度が等しい例（第AN2.7図）を「基準」に、信頼度と（各確率の）予報頻度の違いがROCや損失軽減率にどのように現れるのかを見ていきたい。なお、損失軽減率は仮定するコスト・ロスモデルに依存するが、本文中と同じ最も簡単なコスト・ロスモデルを仮定して求めた。

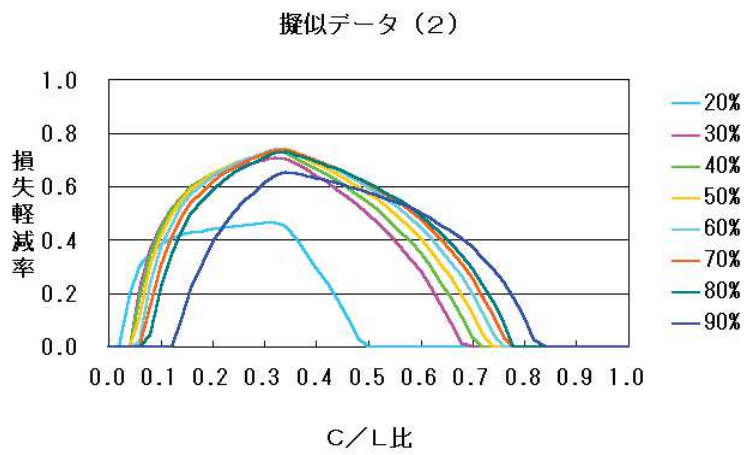
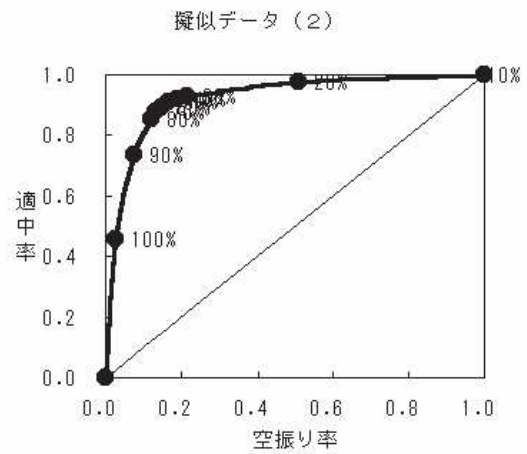
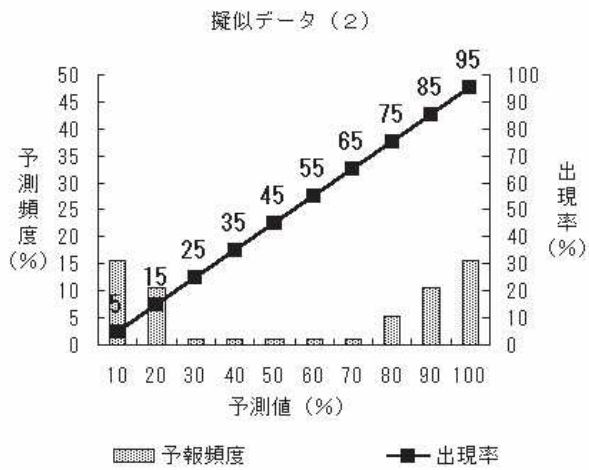
予報頻度が異なるとどうなるのか見てみよう。第AN2.8図は予報の確率値の小さい値、大きな値の予報頻度が大きい例である。いわば、現象があるかないかの「決定論的予報」に近いケースである。信頼度が同じでも、予報頻度が異なるとROC，損失軽減率は大きく様相が異なる。ROCでの評価の目安のひとつに曲線の下側の面積があるが、基準とした例が0.83であるのに対し、0.92と大きく、損失軽減率も大きい。しかし、ROCでは予報確率値30%~80%に対する点がほとんど同じ位置にかたまっている。また、損失軽減率でも20%と90%以外の各予報確率値では確率値による差があまりない。確率値が30%以上であれば確率値による違いがあまりないことになる。

第 AN2.9 図は予報頻度が 30%, 40% や 50% といった気候値に近い値に偏った例である。長期予報・季節予報では、予報期間が長くなるにつれ不確定性が大きくなり、気候値に近い値が多くなる。この例（の予報頻度）は実際の予報資料（ガイダンス）や予報に近いものである。ROC では適中率 = 空振り率の直線にだいぶ近くなる。また、60% 以上の確率値に対する点が左下（適中率 = 0, 空振り率 = 0）の点に近づき、損失軽減率もコスト・ロス比にかかわらずだいぶ小さくなってしまふ。

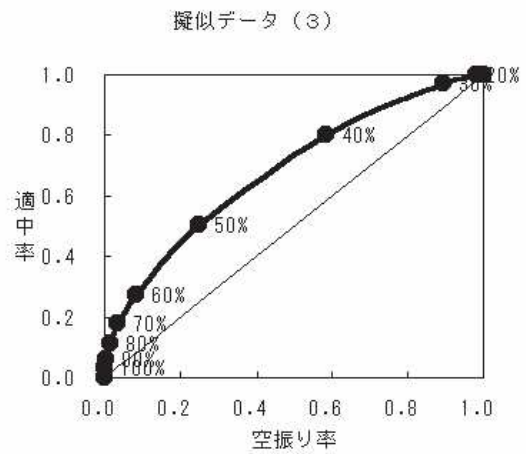
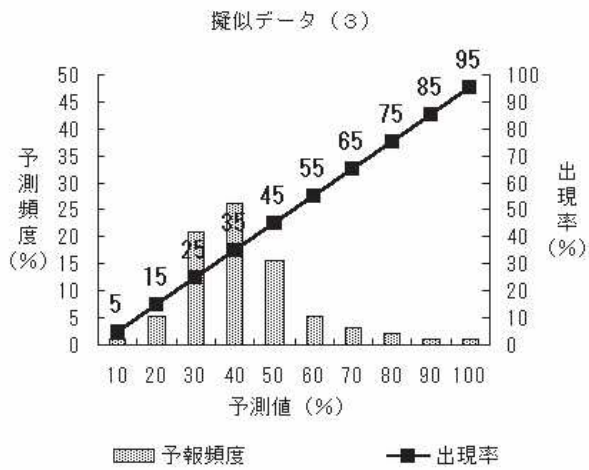
このように、信頼度曲線が良好でも、予報頻度により予報の持つ情報は変わってくる。予報頻度が大きな値や小さな値に集中している場合には、ROC の面積は大きく、また、損失軽減率のピークは大きい。反面、予報確率値の違いによる損失軽減率の差が小さく、予報確率値が 30~80% ではコスト・ロス比に関係なくほとんど同じである。予報頻度が 30~50% に偏るような場合には、ROC の面積は小さく、損失軽減率も小さくなる。予報確率値が大きい場合でも、その値以下で現象が起きている頻度（見逃し）が多く、損失軽減率は大きくならない。



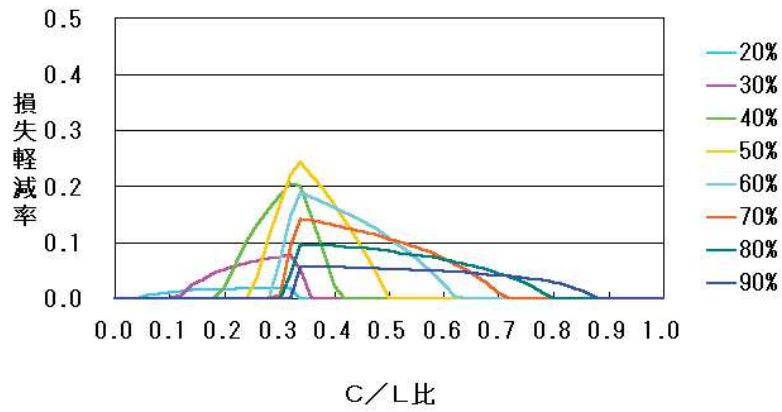
第 AN2.7 図 信頼度，ROC，損失軽減率の例
信頼度高く，予報頻度が均一な例



第 AN2.8 図 信頼度，ROC，損失軽減率の例
信頼度高く，予報頻度が両端に偏っている例



擬似データ (3)



第 AN2.9 図 信頼度, ROC, 損失軽減率の例
信頼度高く, 予報頻度が 30~50% に偏っている例

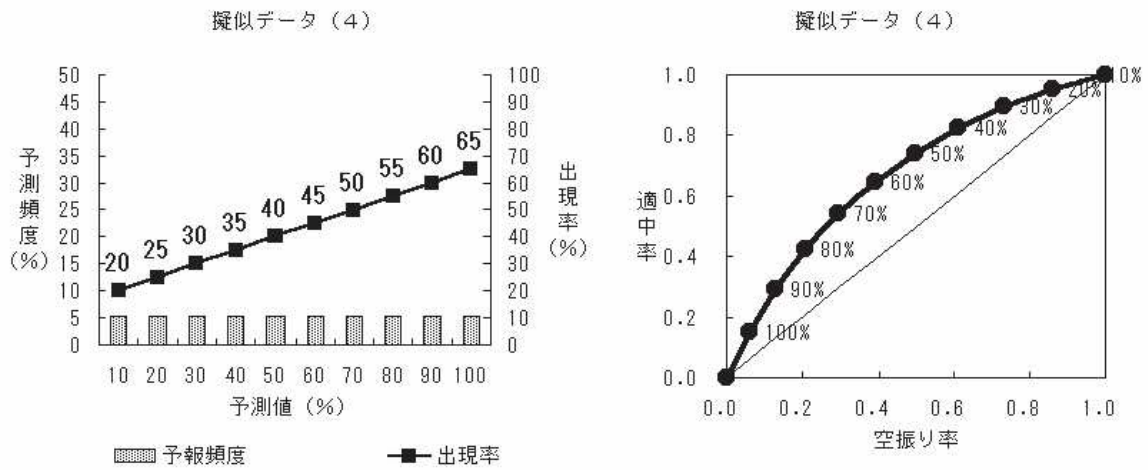
次に信頼度が低くなった場合を見てみよう。信頼度が高い場合同様、予報頻度が均等な場合、両端に偏っている場合、気候値に偏っている場合のROC、損失軽減率のグラフを作成した（第AN2.10図、第AN2.11図、第AN2.12図）。

予報頻度が均一で、信頼度の異なる第AN2.7図、第AN2.10図を比較してみよう。信頼度曲線でその良し悪しは一目瞭然であるが、信頼度が低い場合は、ROCも $y = x$ の線に近づき、よくないことがわかる。ちなみに曲線の下部分の面積は、信頼度が高いケースは0.83、信頼度の低いケースでは0.66である。また、損失軽減率は、コスト・ロス比が気候値と等しい時のピーク値がおよそ0.5から0.25に下がることに加え、損失軽減が期待できるコスト・ロス比も大幅に狭くなる。損失軽減率0.1が期待できるコスト・ロス比を見てみると、信頼度が高い場合には、コスト・ロス比がおよそ0.05から0.75程度と幅が広いのに対し、信頼度が低い場合には、およそ0.25から0.45と気候値に近いコスト・ロス比に限られてしまう。

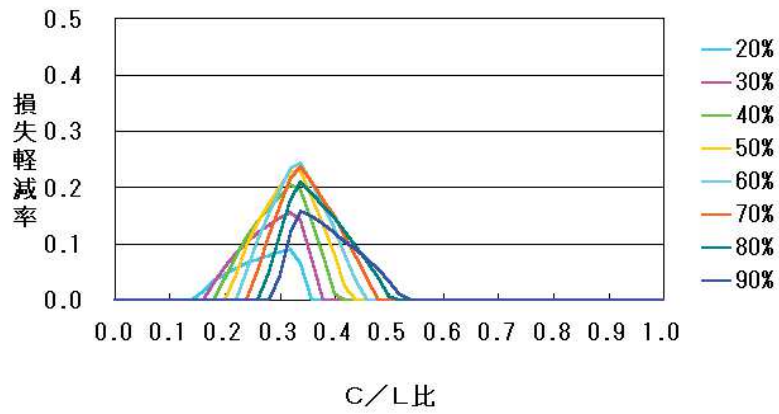
同様に、予報頻度が両端に偏っている場合も、信頼度が低いと損失軽減率のピークは小さくなり、損失軽減が期待できるコスト・ロス比も狭くなる。もともと予報の確率値の違いが損失軽減率に現れにくい、30～80%ではほとんど同じような曲線となる。もし、予報頻度の偏りが小さくなり、信頼度が高くなれば基準とした第AN2.7図に近くなる。予報頻度が両端に偏っているのみ信頼度が低いことは、予報の確率値が適切でないことを示し、逆に、予報確率値が改善できれば多くのユーザが利用できる予報となることを示している。

また、予報頻度が30～50%に偏り、信頼度が低いケース（第AN2.12図）は、予報頻度が気候値に近いところに偏っているから、信頼度が高くても、損失軽減率のピークがもともと小さい。その上、信頼度も低いため、情報はわずかとなってしまふ。

以上の仮想データからみると、「信頼度」が高いことでROC、損失軽減率の評価は高くなる。第AN2.6図に示した1か月予報のガイダンスも、大きな予報確率値にたいする現象の出現率は小さくなるものの、60%以下では信頼度は高く、その結果、ROC、損失軽減率とも情報のあることを示している。また、予報頻度が偏らないことで、予報確率値による適中率、空振り率の差異、損失軽減率の差異が大きくなる。確率予報の改善にはこれらの点に留意する必要がある。

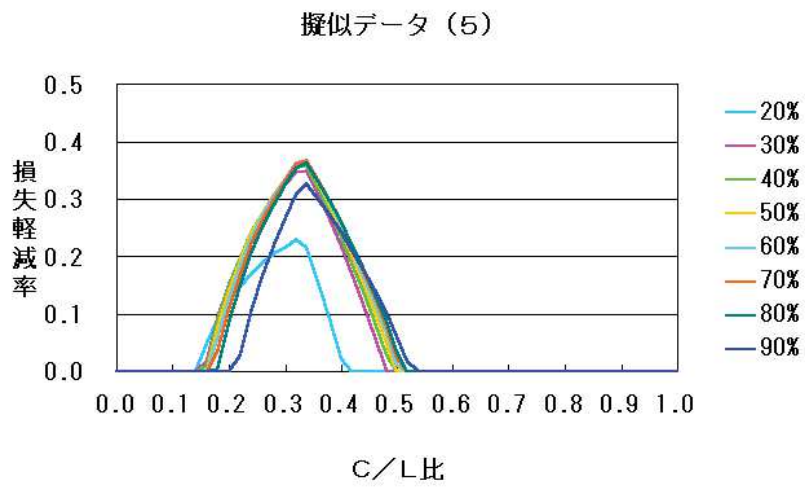
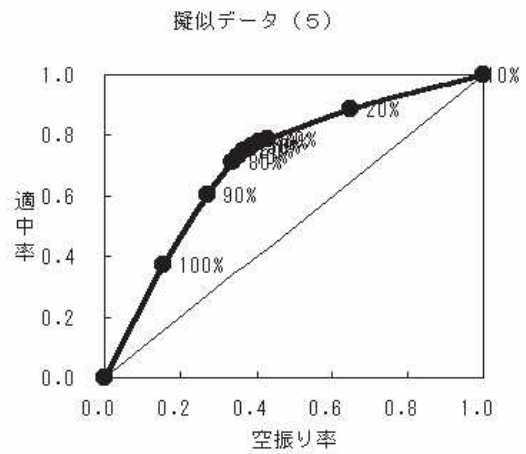
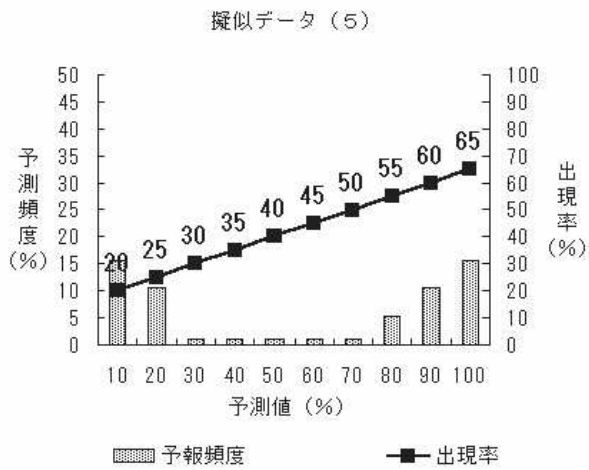


擬似データ (4)

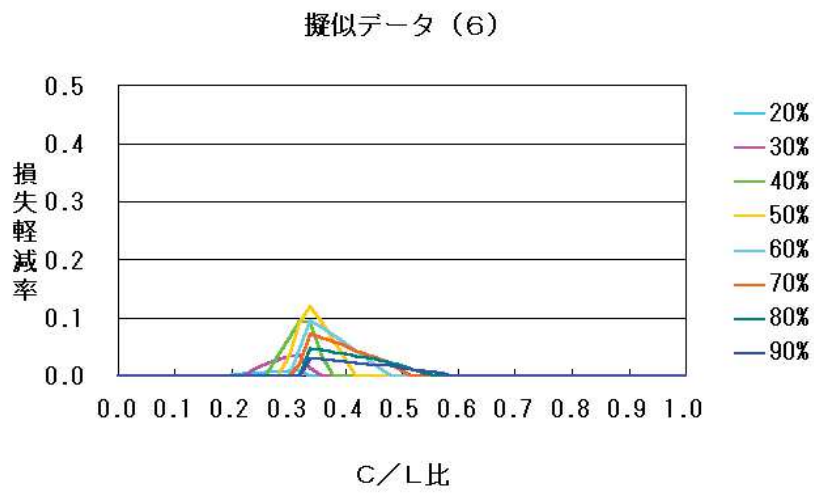
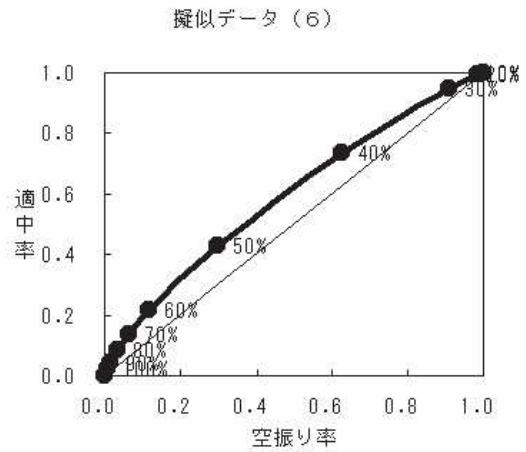
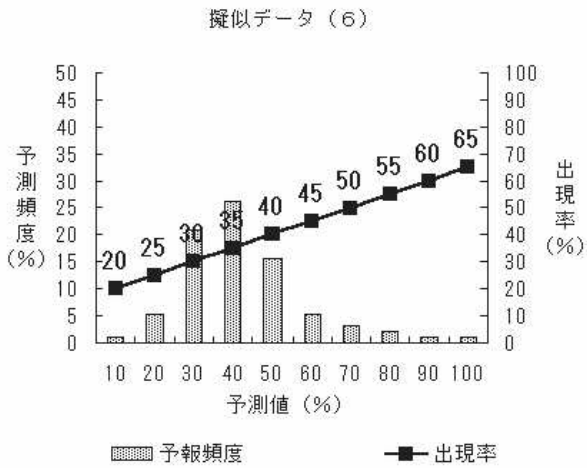


第 AN2.10 図 信頼度, ROC, 損失軽減率の例

予報頻度は均一だが, 信頼度が低い例



第 AN2.11 図 信頼度, ROC, 損失軽減率の例
 予測頻度が両端に偏り, 信頼度が低い例



第 AN2.12 図 信頼度, ROC, 損失軽減率の例
 予報頻度が 30~50% に偏り, 信頼度が低い例

参考文献

- 雨宮正彦, 1981: 降水確率予報への評価, 気象, 25, 6, 6-10
- 土方薫, 2003: 総論天候デリバティブ, シグマベイズキャピタル, 243pp
- Jolliffe, I. T., D. B. Stephenson (ed.), 2003: Forecast Verification – A Practitioner’s Guide in Atmospheric Science, John Wiley & Sons, 254pp
- 金子郁容, 1990: 《不確実性と情報》入門, 岩波書店, 270pp
- Katz, R.W., and A.H. Murphy (ed.), 1997: Economic Value of Weather and Climate Forecasts. Cambridge University Press, 222pp
- 菊地原英和, 1988: 気象予測の検証と評価, 気象研究ノート, 161
- Mason I. B., 1980: Decision-theoretic evaluation of probabilistic forecast using the relative operating characteristic, *The collection of papers presented at the WMO symposium on probabilistic and statistical methods in weather forecasting*, 219–227.
- , 1982: A model for assessment of weather forecasts, *Aust. Met. Mag.*, 30, 291–303.
- 中三川浩, 1999: 確率予報の評価, 平成 11 年度季節予報研修テキスト, 30–43
- Palmer, T.N, J. Barkmeijer, R. Buizza, E. Klinker and D. Richardson, 2000: The future of ensemble prediction, *ECMWF Newsletter*, 88, 2–8
- Richardson David, 1998: Obtaining economic value form the EPS, *ECMWF Newsletter*, No. 80, 8–12
- 立平良三, 1981: 確率予報の精度の評価, 測候時報, 48, 93–97
- , 1986: 新しい天気予報, 東京堂出版, 186pp
- , 1999: 気象予報による意思決定, 東京堂出版, 142pp
- Stanski H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology, *WMO WWW Tec. Rep. No. 8*.
- Swets, J. A., 1973: The Relative Operating Characteristic in Psychology, *Science*, 182, 990–1000
- 渡辺典昭, 2001: 1 か月アンサンブル数値予報の興味深い予報例, 日本気象学会 2001 年春季大会予稿集
- , 2002: 1 か月アンサンブル予報の定量的利用への試み, 平成 13 年度全国季節予報技術検討会資料, 99–101
- 山田眞吾, 2001: コスト・ロス・モデルに基づいた評価指数の提案, 天気, 48, 759–765
- Zhu, Yuejian, Z. Toth, R. Wobus, D. Richardson, K. Mylne, 2002: The Economic Value Of Ensemble-Based Weather Forecasts, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 83, 73–83