

# グロースベッター

第3巻 第2号

—— 目 次 ——

ボールダーにおける長期予報シンポジウムに出席して 高橋 浩一郎 .....	1
寒候期予報について 和田 英夫 .....	4
南北両半球の気象(Ⅱ) 田辺 三郎 .....	9
26カ月振動についての覚え書 小埜 磐雄 紹介 .....	18
ノルウエー北部におけるオゾンの変動と移流について 渡辺 正雄 紹介 .....	21
イギリスの長期予報の検討 久保木 光熙 紹介 .....	35

1964年 11月

L. F. グループ

## ボールドーにおける長期予報シンポジウム に出席して

高 橋 浩 一 郎

1964年6月29日から7月3日にかけて、ボールドーの国立大気研究センターにおいてW・M・OとI・U・G・Gがスポンサーとなり、Symposium on Research and Development Aspects of Long-range Weather Forecasting が開催された。幸い、筆者は日本学術会議地球物理研究連絡委員会の委員の資格で出席することが出来、また気象研究所の村上多喜雄第三研究室長はW・M・Oの資金で出席することが出来た。

今回のシンポジウムは会合の性格上、また長期予報の現状からいつて討議内容が非常に広く、基礎理論から応用にかけて論じられた。

このシンポジウムへの出席者はアダム・ピヤルクネス・プリノーバ・エリクセン・フロン・ミンツ・ナマイヤス・ラオ・ローレンツ・サットクリフ・ソイヤー・スマゴリンスキー・ウイジツトなどそうそうたる連中である、はじめにアメリカの気象局長のホワイト、大気研究センターのロバートの挨拶があり、ひきつづき各講師の講演、質疑応答が行なわれた。会議は9時から17時まで、ひるに昼食、午前、午後一回ずつ休憩の時間があり、言葉としては英語が用いられた。やむをえないことであるが、用語が英語であることは英語圏以外の人には損であり、討議にはなかなか入れない。また講演も英語圏以外の人達の英語は聞きづらい。

多くの論文がよまれたがその内容を整理してみるといくつかの型にわけられるように思われる。まずその一つは長期予報の可能性、あるいは初期条件の重要性に関する議論である。E. Lorenzの On the Possible reasons for long-period Fluctuation of the general circulation. J. Charneyの Global data requirements for long-range prediction である。これは長い先の状態は、初期条件だけからではきまらず、決定論的には予報出来ない。大体のところ、1~2週間くらいまでは決定論的な予報は出来るだろうが、それ以上では統計的にしか結論は出ない。この意味で長期予報の前途は悲観的だというのである。これは問題の本質をついた一つの議論であり、長期予報の対象は何かということを反省する必要がある。

つぎの問題は大気大循環の数値実験に関するものである。J. Smagorinsky; Implications of dynamical modelling of the general circulation of long range forecasting, A. Win-Nielsen; Some new Observational studies of energy and energy transformations in the atmosphere. Y. Mintz; Very long-term global integrations of the primitive equation of atmospheric motion, C. Leith; Progress of research and development

of a five - level model. T. Murakami; The general circulation in the lower troposphere などがその例である。これらはいずれも大気大循環の数値実験、あるいは数値解析であり、このような仕事はアメリカのように電子計算機によるほう大な計算が容易に出来る国でなければ出来ない仕事である。現状ではただちに長期予報に役に立つとは思われないが今後の週間予報はこのような方向に進むのではなからうか。

これと対照的なのが統計的方報による予想である。

A. Hofmann; The statistical method in long - range prediction, its advantages, disadvantages, limits and prospects. B. Eriksson; Some experiences from studies concerning the possibility of making statistical long - range weather forecasts. J. Litynsky; Statistical methods in long - range weather forecasting, E. Rosini, F. Pellegrini; Tentative forecasting of the 500-mb contour lines at hemispherical scale, (a) statistical, for a pluri - monthly period (Rosini); (b) numerical, for a five - day period (Pellegrini)

などである。これらの研究はヨーロッパ各国から出ていることは興味のあるところである。なお、K. N. Rao はインドにおける統計的方法による夏のモンスーンによる雨量の予報法を紹介した。現在の長期予報ではこのような方法をとるのが現実的であろう。

第3は外界との Energy との交換に関するものである。長期予報の基礎をきづくにはまずこの問題を明らかにする必要がある。海との熱の交換に関しては、J. Namias; On the nature and cause of climatic fluctuations lasting from one month to a few - years; J. Bjerkness: Ocean - atmosphere interaction during the little ice age (18th century A. D.), J. Sawyer. Notes on the possible physical causes of long - term weather anomalies. が説かれた。この問題は日本ではあまり本格的な研究はないようであるが現在世界の気象界の一つの課題となつているようである。

太陽活動関係としては H. Willett; Solar - climatic relationships in the light of normalized climatic data, K. Takahashi; A review on the method of long - range weather forecasting, especially used in Japan の二つである。筆者は一つの重要な問題と思うが懐疑的な人も多い。

以上が主な話題であつたが、J. Adem; Long - range numerical weather - prediction experiments は菊地氏が本紙で紹介しており、不完全な点が多く、色々の質問も出たが、一つの行き方を示すものとして注目を引いた。

アメリカ気象局における週間予報については、W. Klein; Application of synoptic climatology and existing numerical prediction to medium - range forecasting. の講演があつた。

K. Labitzke; The mutual relations between stratosphere and troposphere

auring periods of stratospheric warmings in winter  
は成層圏循環の解析を行なった結果であり、今後開拓すべき分野であろう。なお、同女史は16分の1位日本人の血が入っているそうである。

ソ連からはブリノーバ女史が出席していたが、別に講演はせず、数値計算所長のG・I・Marchukが運動方程式の数値積分についての講演を行なった。

フローンの講演 H・Flohn; Time area anomalies of general atmospheric circulation、は序論的なもので、teleconvection、dynamic climatologyの重要性を述べていた。また、M・Blanc: Requirements of agriculture for long-range forecasts、は農業に長期予報がどのようにつかわれているかを述べたものである。

なお、また、最終日の7月3日の日にはFree discussionが行なわれた。多くの出席者がいろいろのことを述べた。Namiasは例により統計ではない、物理的なシノプティックスの方法を強調していたが、あとの食事の間の談話では彼のいう意味はわからない。統計的方法と同じではないかという批評をする人もいた。海洋の影響を強調する人(たとえばシエル)もあり、長期予報の将来に懐疑的な人もおり、大循環の研究を強調する人もおり、とくにまとまつた結論は出なかつた。それにこの種のdiscussionになると筆者程度の語学ではとうていfollow出来ない。しかし、一般的の感想として、現状では日本における長期予報の研究はそれほどおこなわれておらず、われわれが考えていたこととあまり違つた議論は出なかつたように思う。ただ、各国ともこの問題に関心をもつて来ており、じつくりと取りくまれた場合の将来については考えておく必要があるのではなからうか。

以上がシンポジアムの概要であるが、つぎにワシントンの気象局を訪問したので、そのことを簡単に述べておこう。こんどの局長はロバート・ホワイト博士である。アメリカの気象局も日本の気象庁とよく似ているようであり、この4月に機構改革を行なった、そのもつとも重要なポイントは行政と技術管理を分離し、技術管理の線を一本にしたところにあるらしい。

なお、気象界は現在大きな変換期にきているようであり、大学関係でも気象教室から大気物理研究室というように看板を書き換えつつあるところが多いとのことである。

気象局の長期予報業務はすでにいろいろ紹介されているので、とくに述べる必要はないと思うが、季節予報も特別のところには出しているらしい。その方法は3ヶ月平均の700mb天気図によるもので、主として季節相関により予想天気図を作っているようである。長期予報関係の職員は週間予報も入れてではあるが50人くらいいるとのことである。ナマイヤスは身体の調子がわるく、クライン博士が実際に動いているらしい。

## 寒 候 期 予 報 に つ い て

和 田 英 夫

御存じのように昨年発表した冬の予報の位相が逆になり、もつとも平均すれば予報通りであったのであるが、各方面から長期予報について大きな批判が浴びせられた。中には気象庁は長期予報をやめたらどうかという御親切な勧告もあつた位である。

歴史を振り返るまでもなく、長期予報の研究は夏の予報に始まり、その研究の多くは夏の天候に関連したもので、冬の予報についての研究は極めて少なかつた。また冬の予報については正式な検討会も開催されていない状態であり本庁と北日本の気象官署との間でささやかに行われているに過ぎなかつた。

これには十分な理由があり、昔は長期予報を利用したのは農民という特定の階層に限られており、一般の人は関心がなかつた。ところが戦后、諸産業の発達に伴い夏の予報はもちろんのこと各方面で積極的に冬の予報を利用するようになり、昨冬のような社会問題にまで発展しようとしたのである。昨冬の気象庁の長期予報に対する批判を客観的に見るならば社会の要請が冬の予報にも極めて大きくなつてゐることを示しており、さらに冬の予報の基本的問題について研究調査が必要であることを示している。毎年気象庁では長期予報の検討会を行なつており、昨年は寒候期予報の方法の検討を行なつたが、本年度も昨年と同じ主題について行なうことになつてゐる。編集委員の要請により寒候期予報に関連して私の考へていることを若干次に述べて見たい。

### 寒 候 期 予 報 の 目 標

長期予報の研究は当然一ヶ月予報にその重点がおかれるべきであり、これは数値予報的な方式で将来大きく進歩する可能性が大きい。しかし三ヶ月、或は季節予報となると現在のところ全く違つた方式で進めるより仕方がなさそうである。一方長期予報を利用する多くの人は“異常な天候”の予報を望んでいると思う。例えば今年の夏の予報を振り返つて見ても月発表の大まかな夏の予報のベースが大体適中していたので、一ヶ月予報で若干修正はしたが、どうにかうまくいったと思われる。このような観点からすると夏や冬の予報は案外重要である。まあ夏の予報については20年以上の研究の歴史があり、何とか曲りなりにもうまく行きそうである。しかし寒候期予報となると全く心細い。とりあへずの目標は寒冬か暖冬か、さらにせめて冬期の前半、後半のベースの予想ができればこれに越したことはない。積雪の予報も、もちろん重要であるが暖冬で案外積雪の多い年もあり、この点については別に研究が必要ではあるまいか。

例えば私の前任地の東北地方では、冷夏を大きく夏期の前半低温、後半高温とその反対の型に分けて、その各々の代表年について予報の見地から研究が行なわれている。今のところ春の北半球のパターンから一応大まかな夏の見通しが可能であり、その他の細かい点については気候学的な見解を加味して農業技術関係者に解説を行なつてゐる。極端なことをいうと北日本の夏の予報

は「今年は何年型に似た冷夏の可能性が大きい」という予想さえ適中すれば、少なくとも農家にとっては十分であり、その他の年は適当に予報をしていけばよいと言える。

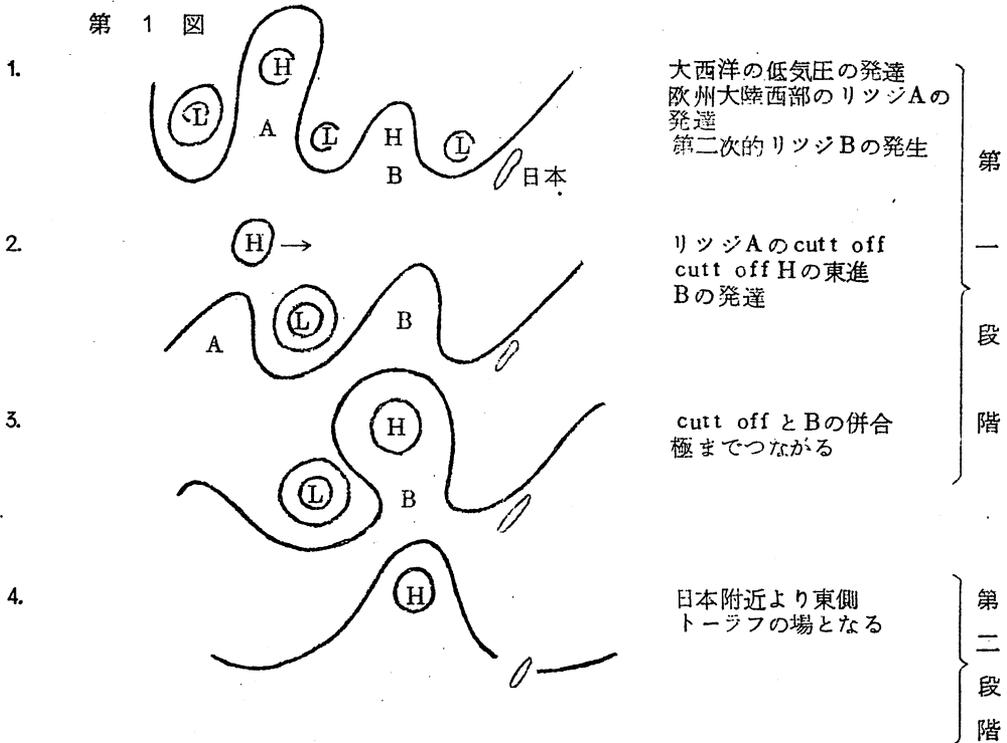
このような観点からすれば冬の予報も各予報中枢単位で、一応過去の気温、積雪を含めた異常を冬について統計的にモデルを撰出して、これらの年の解析および予報の見地から見た検討を行なう必要がある。これは気象庁として必要なことであるが、仲々全国の予報中枢の分まで調査できないので是非お願いしたいことである。

### 持続的な冬の低温のモデル

寒冬、暖冬については須田健さんの立派な研究があり、その概要はよく知られていると思う。

また、1963年の冬についても短期予報の立場からすでに全国予報検討会で行なわれ、結論としては北半球的なブロッキング現象の一環として西日本の寒冬が起こっていることが明白になっている。しかしなぜそのようなブロッキングが起こるかということになると問題が一步も進んでいない。寒冬の予報は—もつとも夏の予報でも同じ場合が多いが—このブロッキング現象の予報に鍵があると思われる。私は特に研究したのでもないが、仙台で7年間、毎日北半球の高層天気図を眺めていて気のついたことに、日本の寒冬ベースが始まるのに二通りの型があるように思われる。その一つは第一図に示し—あるように欧州でブロッキングが起こり、カット・オフした

第 1 図



高気圧が高緯度を東へ進み、季節的に発達し易い東経90度附近のリッジとつながる場合である。これが昔から言われている典型的な西高東低の場合であり、この時には全国的に低温の季節風型となる。1956年の11月中旬ころの寒波がその好例であろう。ところがこれと反対にカムチャツカの方からカット・オフした高気圧が逆行して西進し、定常的な東経90度附近のリッジと連がる場合がある。この時は必ずしも日本全般に低温、裏日本多雪となるとは限らないように見える。1963年の冬がこの好例であろう。

これは昔から地上天気図で同じ冬型に見える時でも、後者の場合には樺太の北方附近にも高気圧があり、北日本ではむしろ北東から南西に等圧線が走っている型になつており同じ冬型の天気図でもかなり特徴があることが知られている。

とにかく両者の型の共通点として500 mb 天気図上で極地方とつながつたリッジが90°E附近で発達することが必要条件であり、これが日本における持続的寒波のモデルとしてあげられる。しかもこのようなパターンの形成には大西洋と太平洋の高気圧のプロッキングが大きな役割を果たしていることは確かであろう。以上述べたようなことは毎日の予報者には常識的なことかも知れないが、カット・オフされた高気圧の東進、西進についての疑問が長い間、私の頭に残っていたのである。ところが1963年の解析から成層圏循環がその動向に大きな関連があり、綜観的立場からもつと探究を進めればその動向が長期予報の立場一少なくとも一ヶ月予報の立場一から大きな目安になりそうであることが分つた。特に1963年のような変則的な寒冬型の予報には成層圏循環は大きな手掛りを与えるのではあるまいか。

## 大気循環の季節変化と冬の天候

グロースベッターでかつて長期予報に関する意見をとつたが、その中で京大の山本先生が長期予報の進歩のためには大気循環の季節変動の研究をもつと進めるべきであることを強調しておられる。私も数年来そのつもりでやつてきたがこの研究は仲々簡単にはいかない。特に地方では資料の点で行きづまってしまう。もちろん理論的な研究も必要であろうが、綜観的立場から見た季節変動の研究さえまだまだ不十分である。例えば500 mb パターンの季節変動一日本でも八重樫氏や柏原氏の研究はあるが一を果して私達はよく理解しているであろうか。日本の周辺については既に常識となつている点も多いが、北半球となるとごく限られた一部の人より理解していないのではあるまいか。特に異常な天候の予想にはノルマルな季節変動との大きな差違に着目すべくことが必要ではなからうか。さらに最近成層圏の循環と関連し、次第に対流圏との相互関係が究明されてきており、私は季節変化の観点からも非常に興味深くまた調査を進むべき部門であろう。

以上は冬の予報だけに限らず一般に共通したことでもあるが、冬の予報については特に夏一秋一冬の季節変化をいろんな観点から検討してみる必要がある。

例えば500 mb パターンの極低気圧の変動に着目するのも一つの方法であろう。既に当室で

調査した結果にもあるが、日本の冬の気温と500mb高度との同時相関では日本附近だけでなく欧州地域やグリーンランド附近にも大きな相関があることは注目すべきことである。おおざっぱにいうならば、極の寒気の代表である極低気圧が極東象限になく、西半球に偏倚している時に日本の冬の気温が高くなるという結果となつている。またこの反対も成立つ。高層天気図が作成されてから、まだ日本には全国的寒冬の年はないので典型的な例があげられない。しかし有名なNamiasのIndex Cycleの論文の中に第1表のような資料がのつている。わづか6年

第 1 表

1000 ~ 700mb の月平均シツクネス

範囲は 0 ~ 180

55 ~ 70

January	Mean Virtual Temperature°C
1944	- 12.8
45	- 12.1
46	- 14.2
47	- 15.7
48	- 13.7
49	- 14.2

間の資料であるが面白いことには1945年(昭和20年)は日本としては稀に見る寒冬多雪の年で、また1月についていうなら1948、49年は著しい暖冬の月であつた。ところが第1表から分るように1945年はアメリカ側の高緯度では他の年に比較して著しく高温になつている。ということは、この年は平均でアメリカ側に存在すべき極低圧の主体が極東側に偏倚していたに違いないことが十分推定される。昭和20年のような異常な日本の寒冬には少なくとも極低気圧の動向が大きな役割を果したのではなからうか。500mbの天気図が作成されてから極低気圧が著しく極東に偏し、しかも持続したことがなく、一方ではこの期間暖冬の続いたのも裏付けとなりそうである。極低気圧の変動と天候との関係については外国にも、日本にもかなり多くの研究がある。しかし私達が綜観的立場から解析する場合困ることは冬にはどうしても極低気圧が二つに分離しており、両者の相互関係を切り離して日本の天候と結びつけ難いことである。この点では例えば500mb天気図上での1000kmメッシュ位で $\bar{z}$ をとり、調査すれば主極低気圧もはつきりし、またその動向もかなり明白になる。さらに月平均からの $\bar{z}$ をとればその強さの程度も分るので調査には大いに参考にならう。さらにはつきりした極低気圧の動向を見るには100mb、50mb天気図がよい。この点成層圏天気図がどうしても必要になつてくる。とにかく極低気圧の動向は日本の冬の天候を大きく左右するし、その変動を予想することが長期予報上重要なことであらう。

## 成層圏循環から見た冬の予報

地方では成層圏天気図がないので、この方面からの調査は困難であろうが、対流圏との関連で気の付いていることを述べよう。成層圏循環の冬の特徴は極低気圧が殆どひとつにまとまり、つまり二波長のパターンが卓越しており、特にアリューシヤンに通常は高気圧が存在していることである。例えば30 mb 天気図上では極低気圧の中心温度が $-8^{\circ}\text{C}$ で、その位置はカナダとノールエーの高緯度地方との間を変動するが、アリューシヤンには高気圧があり $-4^{\circ}\text{C}$ で、その地方の気温は一年中殆ど変化しないと言つてよい。またアリューシヤン高気圧はその年により西進したり、東進したりして冬期間その位置を著しく変えることがある。これらの変動は一体500 mb 或は地上天気図上から見るとどのような相互関係になつているのであろうか。

アリューシヤン高気圧の成因についてはまだよく分つていないが、冬の予報にはその形成を綜観的立場から詳しく調べることが重要であろう。またその高気圧の進行が年によつて著しく異なることは、熱帯地方の成層圏の風に存在する26ヶ月周期との関連も考えられ、案外アリューシヤン高気圧の形成とその年の変動に、熱帯成層圏が大きな役割を果しているのではあるまいか。

また一ヶ月予報的な立場から北半球成層圏のトラフやリッジの追跡により日本における寒波の予報の可能性も大きく、少なくとも日本の予報中枢で成層圏天気図を必要とするのは時間の問題であろう。

## あ と が き

この4月、予報者であるべき私が全く予期しない長期予報管理官の責につくことになりました。長期予報業務の発展についてはいろんな考え方があると思うが、昔と違つて北半球の資料も増えたとし、長期予報という言葉ははずして北半球の大気循環の勉強をするということにすれば賛同者も多くなると思う。気象庁に限らず大学の諸先生にもこの意味で御協力を頂き長期予報を研究する人の層が厚くなることをまず期待したい。幸いW.M.Oでも最近長期予報が主題としてとりあげられ、この方面の世界的な進歩発展が期待されている。

一方、気象庁で永年の私達の宿題であつた長期予報検討会が独立して、今年度から行なわれることになり、会期も2日間もてるようになった。これを機会に単に検討会というだけでなく少しでも学問的なことを身につけるように会を運営したいと考えている。また長期予報業務について現場の直面している問題点についての話し合いの場ともしたいと思つている。

地方の方への協力を仰ぐにはどうしても参考資料の配布が必要であり、何とか努力したいと思つているが何分小人数のこととてできないことが多い。このグロースベッターの編集とても仲々容易なことではない。しかし参考資料配布の方針を定めて早く実施に移したいと考えている。

以上勝手なことばかり書いたようであるが、長期予報業務についての各方面の御協力をこの紙上を借りてお願いしたい。 (7月28日)

## 南北両半球の気象 (Ⅱ)

田 辺 三 郎

### 3. 南北両半球の地形と気象の一端

南極大陸 (Antarctica) の面積は  $13,616 \times 10^3 \text{ km}^2$  (理科年表、以下同じ) あつて、これはほぼ北極海の面積 ( $14,090 \times 10^3 \text{ km}^2$ ) と同一である。他の大陸と比較すると、南アメリカ ( $17,793 \times 10^3 \text{ km}^2$ ) とオセアニア ( $8,558 \times 10^3 \text{ km}^2$ ) の中間にあたつてゐる。

南極大陸の平均標高は 6,000 ft と見られ、IGY に際して開設された基地は、前回の資料に見られるとおり、3,000 m 前後の高度にあつて、殊に 1958 年 暮ソ連探検隊がやく 10 日間滞在した、南極大陸の最奥地点 "到着しがたい極、Inaccessible Pole" は 3710 m の標高を持つてゐる。今南北両半球の地形を比較するために、図 1 に示す方法をとつた。これは北半球のステレオ投影図に南半球の鏡像 (Mirror image) を重ねたものであつて、北半球を主体としたために、南半球の地図は裏返しになつていて、見づらい点もあるが、南極大陸の地形は前回の資料にあるので、それを併用していただくことにする。

ところで、台風とハリケーンの発生や経路の類似性や異なつた点の比較検討のために、北半球の地図を北極を軸にして、太平洋の部分を固定して大西洋の部分をぐるつとまわして、 $130^\circ \text{E}$  と  $80^\circ \text{W}$  の子午線、大休沖繩とフロリダを一致させて検討すると便利が良いが、南北両半球の問題の比較検討のためには、この図が便利である。すなわち南半球の天気図解析上の問題は、この図上で解析する限り、北半球と全く同一に検討すればよく、さらに同時に地形の影響その他の点で、北半球と比較検討出来ることが大きな特徴と考える。

南半球の天気図解析は、方位の北を解析図の上方に行なうのが普通で、気象庁南極観測事務室の清野さんはこの方法によつてゐるとのことであり、メルボルンにある I A A C (International Antarctic Analysis Center) でもそうであるとのことであるが、日本水産の馬場さんは南極点を解析図の上方にしてやつてゐるとのことである。北半球の解析だけやつてゐる者が、急に南半球の天気図解析をやると、前線系が逆でまごつくこともあるが、このためにはデータの記入された図を透写台の上で裏返しにして、Mirror image の上で北半球式に解析し、再び裏返しにして元に戻せばまごつかないが、大体は 1~2 回で慣れるようである。

ところで南極大陸は大体  $70^\circ \text{S}$  から南の部分を含めており、これは北極海が海であるのと比べて全く対照的である。そしてさらに南半球の表面の 80% が水圏であつて、 $40 \sim 50^\circ \text{S}$  の緯度圏について海陸の比率を見ると、北半球では 48 : 52 であるのに、南半球では 97 : 3 とな

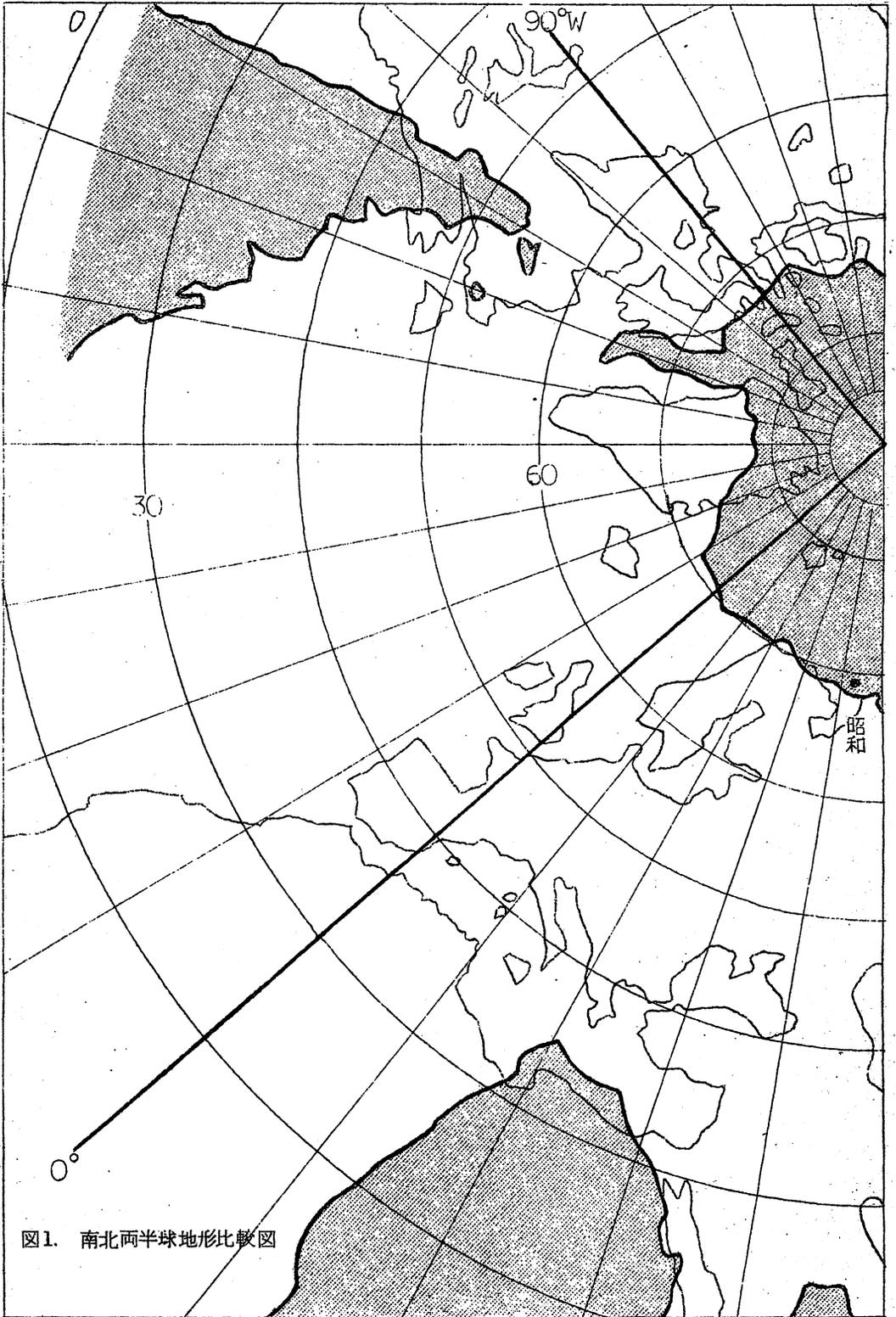
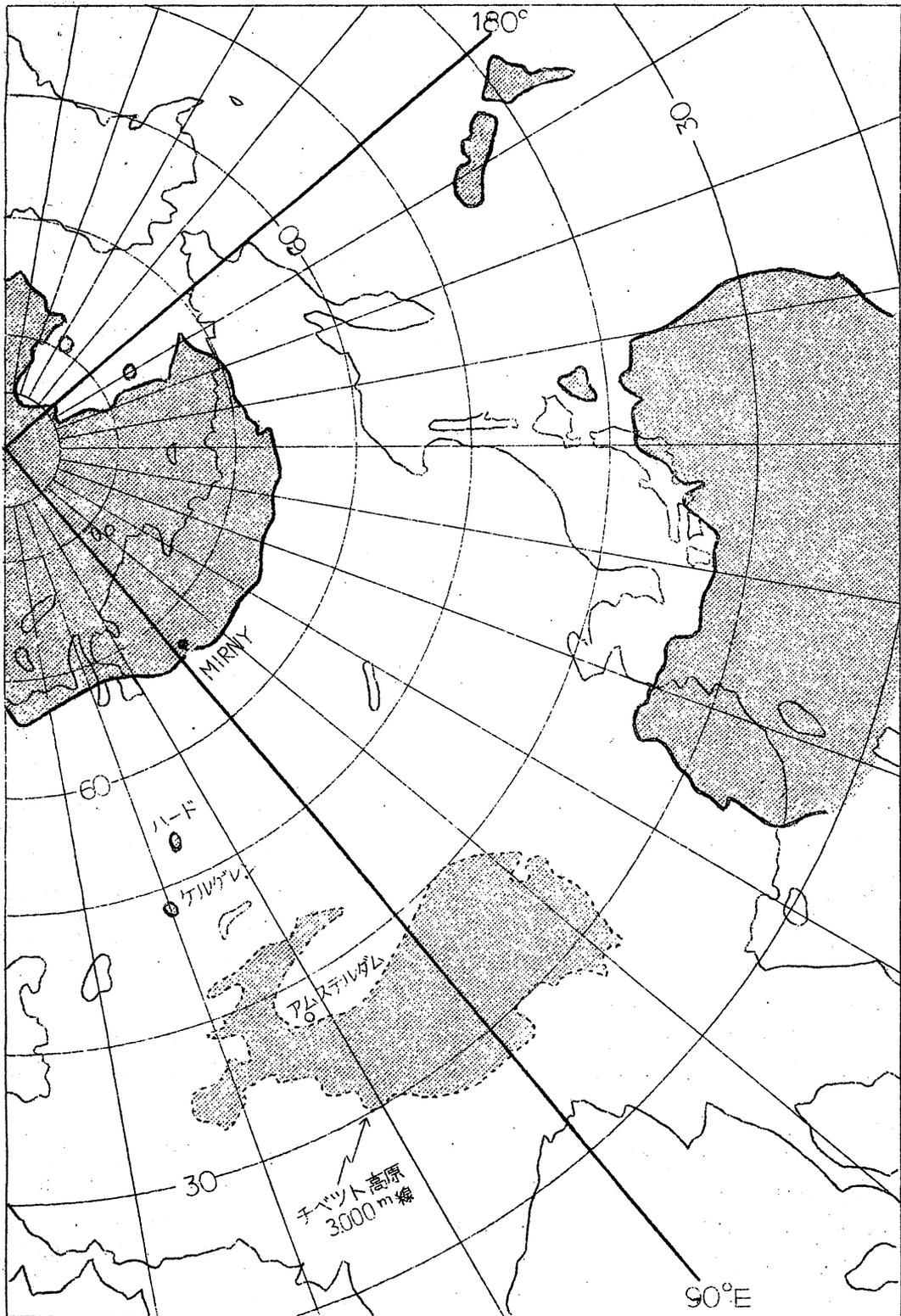


图1. 南北两半球地形比较图



つていて、南半球の中緯度は殆んど海洋ということになる。そしてこれらのことが、南北両半球の大循環に大きな差をあらわしている。

図を見ると南太平洋と南大西洋が、北半球側の大洋に比べて遙かに広いこともさることながらチベット高原を含むアジアと南印度洋の対比は著しいものがある。

北半球においてはアジアとヨーロッパを含めた大きな大陸の中で、北半球の屋根のチベット高原が、夏冬ともに北半球の大循環に大きな影響を与えているが、南半球では対応する地域が広い南印度洋となつている。

南北両半球の大循環の差は端的に言つて、南半球では東西循環が強く、北半球では南北循環が強いが、Lamb<sup>1)</sup>はこの点について、南半球の周極偏西風の運動量は北半球と比較すると、年間を通じて1.5倍であり、南半球の冬は北半球の夏の4倍以上であるとしている。

南印度洋には大体70°Eに沿つて、北の方からアムステルダム島、ケルゲレン島およびハード島があり、これらの島々の気候は他の地域の島の気候とともに、南半球の大循環の特徴を示している。

南ア共和国 Pretoria 気象台の van Rooy はこれを次のように説明している。<sup>2)</sup> すなわちまず一例として Kerguelen 島 (49°20'S, 70°10'E) の月別気温変化を示すと次のようになる。

表1 ケルゲレン島月平均気温および  
緯度平均気温に対する偏差(°C, 1951.1~1954.12)

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
平均気温	7.2	7.3	6.4	5.9	3.8	2.2	1.9	2.5	2.0	2.8	4.3	5.8	4.3
偏差	-1.5	-0.5	-0.8	-0.5	-1.5	-2.1	-1.8	-1.6	-2.7	-3.0	-2.4	-1.8	-1.7

(偏差はケルゲレン島月平均気温より、対応する緯度平均気温を減じたもの)

Koppenによると、夏の平均気温が1°C以下の場合には tundra type の気候としており、またケルゲレン島の年気温較差は5.4°Cであつて、これは isotherm tundra である。そして他の島々の資料を加えて、平均として南半球では tundra または treeless steppe climate が 51°~52°S の地帯に見られることは著しいことであるとしている。

そして北半球では tundra の状態ははるかに高緯度にあつて、Iceland の南と東の海岸にあり(緯度やく64°N)、しかも Iceland の気温の年較差は10°Cを越えていると説明している。

ところで表1のケルゲレン島の月平均気温の緯度圏平均気温からの偏差はいずれも負となつている。van Rooy の資料によると 亜熱極帯の島々のうちで Stanley (51°54'S, 57°52'W 南大西洋南西部ウエツデル海北方の島) や Macquarie 島 (54°30'S, 158°57'E オーストラリアの南東方) などでは気温偏差は正となつており、特にオーストラリア南方海上では平均3.0°Cの大きな正偏差となつている。これは Lamb<sup>1)</sup>によると、南半球の500mb平均高度の各緯度圏ブ

ロファイルによれば、印度洋の100°~110°Eに軸を持つた幅広い著しい気圧の谷があり、一方では南太平洋~オーストラリア地域はきわめてしつかりした気圧の尾根となっており、また van Rooy によれば極の寒気の吹き出しは、船舶の資料によると、110°Eすなわち南極大陸の印度洋側を中心とした幅広い領域で最大の度数を示しているとのことである。これらの結果ケルゲレン島で示した南印度洋の気温に負の偏差があらわれ、また気圧の尾根にあたるオーストラリア南方が正の偏差となつているものと見られる。

#### 4. 両極地方の海洋気候の2~3の比較

前項においては両半球の地形の特性や気候の一端を示したが、両極地方を中心とする気候の比較としてHolcombeの資料<sup>3)</sup>はやや古い点はあるが興味深いところがあるので2~3紹介したい。

##### a) 両極地方のPack-iceの限界について

前項にのべたように両極地方は海陸の分布が全く逆になつている。すなわち北極地方は大陸にかこまれた北極海であり、南極大陸は北極海には匹敵する地域が広い海洋にかこまれているのである。南極大陸は夏の2月においても $4,919 \times 10^3 \text{ Km}^2$  ( $1.9 \times 10^6$  平方マイル)のPack-iceがあり、冬になるとこのPack-iceの面積は更に $8,287 \times 10^3 \text{ Km}^2$  ( $3.2 \times 10^6$  平方マイル)の増加してPack-iceから南の部分の占める面積は北アメリカ(メキシコ、USA、カナダ、アラスカおよびグリーンランドを含め $24,243 \times 10^3 \text{ Km}^2$ )を遙かに越える広い面積を持つようになる。図2は両極地方のPack-iceの限界を比較したものであるが、南極地方はPack-iceの限界は夏と冬で緯度にして平均6.1度の巾を持つているのに北極地方においては12.2度となつて非常に大きな変動を示している。

##### b) 両極地方における0°C等温線の比較

図3は両半球における0°C等温線の夏冬の比較を示したものである。南極大陸においては夏冬ともに同心の相似性が強く、夏と冬の間平均緯度の差は僅か7度である。すなわち夏の0°C等温線の平均緯度は6°4'Sであり、冬は5°7'Sとなつている。これが北半球においては夏は平均7°8'Nであり、冬の平均は5°6'Nであつてその差は22度に達している。

##### c) 低気圧について

図4は低気圧の最大頻度の緯度を示したものである。

南半球における低気圧最大頻度帯の平均緯度は、夏は6°6'Sであり冬は6°4'Sとなつている。これに対して北半球では夏は6°2'N冬は5°7'Nであつて、夏冬の差は南半球の2度に対して北半球では5度に達している。ただしここに示した調査は、極地方とその周囲に限つているので、冬期の北部地中海の低気圧の頻度や日本付近の夏冬の低気圧の頻度は除外されている。従つて、図4に示されたところを見て、図3と対比して、南半球とくに南極周辺では、夏と冬の差が非常に少なく、ほとんど一年を通じてsteadyな状態を示していることがわかれると思われる。次に南北両半球の低気圧の頻度をしらべると、0°、90°E、180°および90°Wの子午線を通る低気圧の

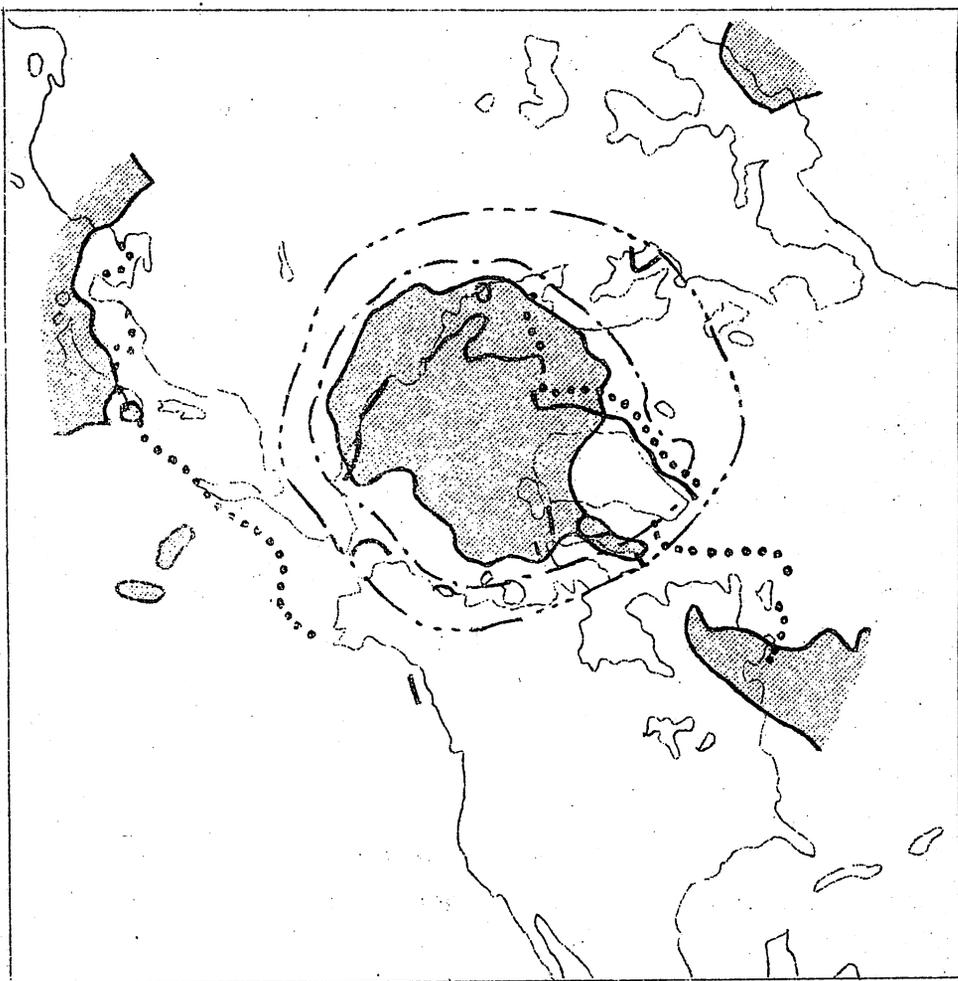


图 2 Pack-ice 限界線

- 北半球夏 (8月)
- ..... 北半球冬 (2月)
- - - - - 南半球夏 (2月)
- · - · - 南半球冬 (8月)

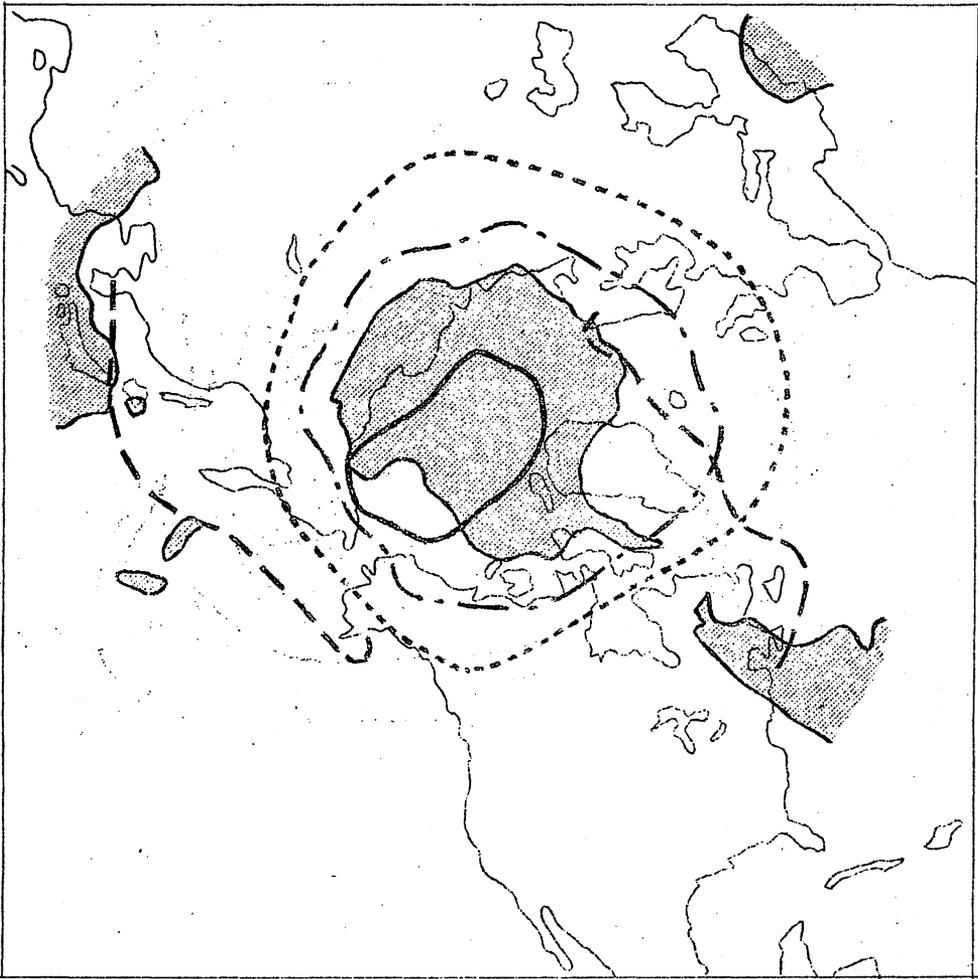


图3 0°C等温线平均图

- 北半球夏（8月）
- 北半球冬（2月）
- 南半球夏（2月）
- 南半球冬（8月）

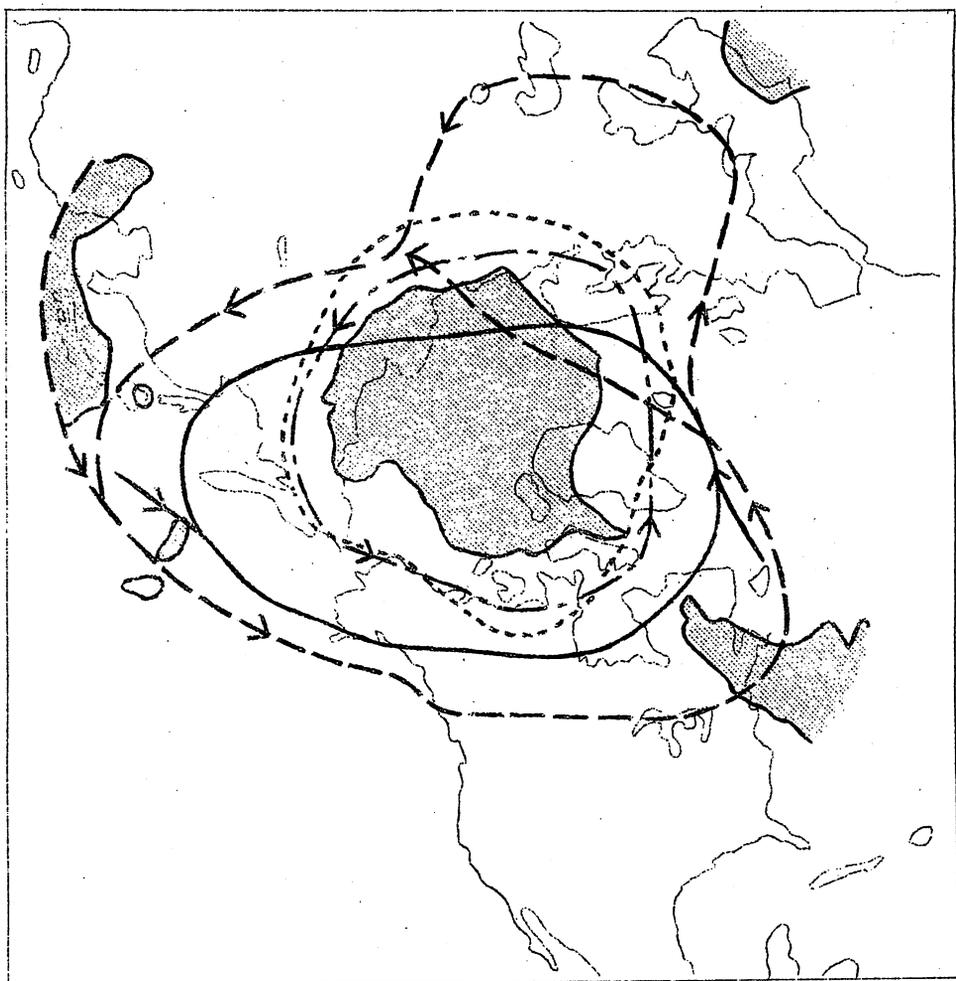


图 4 低气压最大频度线

- 北半球夏 ( 8 月 )
- 北半球冬 ( 2 月 )
- · - · - 南半球夏 ( 2 月 )
- · · · · 南半球冬 ( 8 月 )

数は両半球において大体同一である。すなわち冬（北半球 2 月と南半球の 8 月）の月平均低気圧通過頻度は北半球の 13 に対して南半球では 14 であり、夏（北半球の 8 月と南半球の 2 月）は北半球の 9 に対して南半球は 10 となっている。

#### 文 献

- 1) Lamb, H.H. (1959) : The southern westerlies, a preliminary survey ; main characteristics and apparent association.  
Q. J. R. M. C. 85 (Jan. 1959)
- 2) van Rooy, M. P. (1957) : Meteorology of the Antarctic , Pretoria
- 3) Holcombe .R. M. (1958) : Similarities and Contrasts between the Arctic and Antarctic Marine Climates , Polar Atmosphere Symposium , Part I Meteorogy Section  
Oslo 2 ~ 8 July, 1956. Pergamon Press.

## 26 か月振動についての覚え書<sup>1)</sup>

R. E. Newell : A Note on the 26-month Oscillation, Jour.  
Atmospheric Sci. Vol. 21, 320~321.

最近の Jour. Atmos. Sci. で Staley(1963) は 26 か月振動の理由として、太陽の紫外放射の変動によつて起される非断熱加熱による週期性に基づくものとしている。この覚え書は成層圏循環の変動が対流圏の変動に関連していることを指適するものである。

すでに言われているように (Newell, 1963, 1964; Oort, 1963; Sheppard, 1963; Starr and Wallace, 1964) 下部成層圏は本来、運動エネルギーが位置エネルギーに転換されている強制運動の場で、運動エネルギーは下層から補給され位置エネルギーは放射過程で破壊されているところである。これを示す重要な事実は 15~25 Km 層において傾度に逆らつて極方向への熱の流れがあり (White, 1954; 村上, 1962)。この熱の流れの説明として、次のような傾斜運動の平均斜面は子午面における平均等温位面の傾斜より大きいので極の方へ移転する空気塊は沈降して断熱的に昇温し、赤道方向へ向う空気塊は上昇して冷却すると云うように推察 (Newell 1961; Molla and Loisel, 1962) することができる。同様な仮定は成層圏のエネルギー収支の説明を可能にし (Newell 1961, 1963) これらの運動が大規模な準水平の動 (eddies) の形で主として起つており、26 か月振動の源となるこれらの考えが適切なことは次のようである。

1963年8月カリフォルニアの Berkeley で行なわれ第13回 I. U. G. G. の会議で Dr. B. Rofe は、オーストラリアで観測した成層圏の風と Funk and Garnhan (1962) によるオーストラリアにおける total ozone の 24 か月振動の間に関係があることを指摘した。それは Woomera (31 S) における 20~30 Km の風は A spendale (38 S) でオゾン量が多い冬の期間には東風で、少ない冬の期間は西風であつた。風の観測 (Rofe, 1963) については、1963年9月、M. I. T. の非公式セミナーにおいても提示され、オゾンの収支と成層圏循環について論議した。オゾン収支とつりあうに必要なオゾンの極方向への輸送は前述の (Newell, 1961, 1963) 大規模な動により行なわれ、これらの渦動は運動量輸送にも寄与することになる (Dickinson, 1962; Oort, 1963)。このように渦動が非常に活発であるならば、低緯度における偏東風をそのままにして極の方向により多くのオゾンが、光化学平衡の場所から極方向と下層の方に運ばれるであろう。

Rangarajan (1964) は Kodaikanal (10 N) でオゾンが多い年は Brisbane (27.5 S) では少ない傾向があることを最近指適している、これも前述の意見と一致している。

Dickinson (1962) はすでに次のことに注目していた。それは 1957年7月から 1958年6

1) これらの意見の基になる研究は主として原子力エネルギー委員会において支持されたものである。

月の期間における赤道域の30 mb (約24 Km)の水平運動量の発散は、Reed and Rogers(1962)がCanton島の資料の解析から求めた帯状風の変動から計算したものと符号も大きさも一致していた。Dickinsonの求めた発散は個々の観測所の資料によつて画いた天気図で3か月間の平均から得られた帯状平均運動量の流量から概算したものであり、熱帯域の天気図解析につきまとうかなりの不確実さがあり、またもう少し長い資料期間が必要であつたかも知れない。

下部成層圏において極方向へ気温の増加しているのは運動エネルギーが位置エネルギーに転換される過程のために起つていると考えられる限りにおいては、渦動の活動の増加(恐らくこの領域にエネルギーが移流され)は亜熱帯域により暖かい温度、熱帯により冷たい温度を伴うであろう。

15~25 Kmの領域におけるこれらの渦動はエネルギーを下から受けるならば、作用函数(forcing function)の週期性が期待される場所は上部対流圏の循環に求められ、紫外域のスペクトルの変動にのみ期待する必要はない、しかし上部対流圏において上述の変動を起すに必要な循環の大きさの変動を見つけることは非常にむずかしい問題である。それは対流圏の熱機関から成層圏の冷却機構で要するエネルギーの輸送は比較的少ないためである(Oort, 1963; Newell, 1964)。理想的には垂直方向のエネルギー輸送(例えば12 Km高度面を通じて)をつぎとめることであろう。Landsberg(1962)は26か月振動に密接な関係のある対流圏の多くの気象要素を調査したが、地上気温資料からのものは特に注目している。これは非常に小さいとしても対流圏の循環に実在する振動であるならば、次に対流圏の循環を動かしている同様な振動を求めるのが自然である。このような振動は、いわゆる太陽常数の資料(Abbott, Aldrich and Hoover, 1942)として知られている。しかしこれらの資料は3400 Åから2μ位までの測定にもとずくもので、地上に到達されない紫外線や赤外線の入射エネルギーについては色々な補正をほどこしてある。太陽常数による大気循環の外見上の振動には2つの不確かな点がある。一つは太陽常数の補正から起るもの、もう一つは太陽の資料には外見上大きな振幅の週期はあるが、対流圏の循環にはまだ見つかつていないものがある。対流圏の熱機関として吸収される太陽の波長が、かなり長い期間について人工衛星の高度からつきとめられた事例はまだ聞いていないし、このような測定が遂行できることは誠に望ましいことである。

ShapiroとWard(1962)は太陽黒点数に25か月の振動があることに注目した。Landsbergの論文(1962)でも同様な研究が述べられているが、太陽黒点の変動が太陽から放出される3000 Åから2μの波長とどのように関連しているかはまだ正確には判っていない。黒点はまわりの光球より低い有効温度(effective temperature)であり(Abeti, 1957)太陽黒点の増加にしたがつて対流圏の循環を動かす役目をする太陽放射が減少することが考えられるかも知れない。このことは3000 Å付近の遠紫外域のスペクトルに観測されているものとは丁度逆である。

25~50 Kmの高々度の熱機関は太陽放射の入射にやはり反応するであろうし、紫外域の変化は最も大きな影響があるであろうことは推測される。高々度と対流圏の循環の変動の間には中間

領域として相互作用があるはずで、したがって30Km付近の26か月振動が20Km付近のと同位相でなくてもよいであろう。

この覚え書きの目的は26か月週期の根源が地球外のものか地球内のものかの議論ではない。むしろ下部成層圏の循環の大部分は対流圏の循環によつて動かされているのであろうから、週期性の根源を見つける最も適当な場所は恐らく対流圏の熱機関内にあることを強調するものである。

(小 埜 馨 雄)

文 献 は 省 略

# ノルウェー北部におけるオゾンの変動と 移流について\* (1)

Johan G. Figenschau

ノルウェー北部にある一都市の気象観測所の資料をもとにしてオゾンの変動と移流について解析したもので、一地点の解析と一般論とを関連させて平易にのべ、恰もオゾンの教科書といった感じがする。

第一章から第五章まででオゾンの発生、測定の方法、オゾン調査の歴史的展望などから最近のオゾン変動の流体力学的方程式まで及んでいる。

グロスベッター編集部より紹介を依頼されたが、残念ながらオゾンの知識は皆無なのでこの論文の意を尽すことができるかどうか甚だこころもとない。当紙の頁の関係上3回に分けてのせることにする。

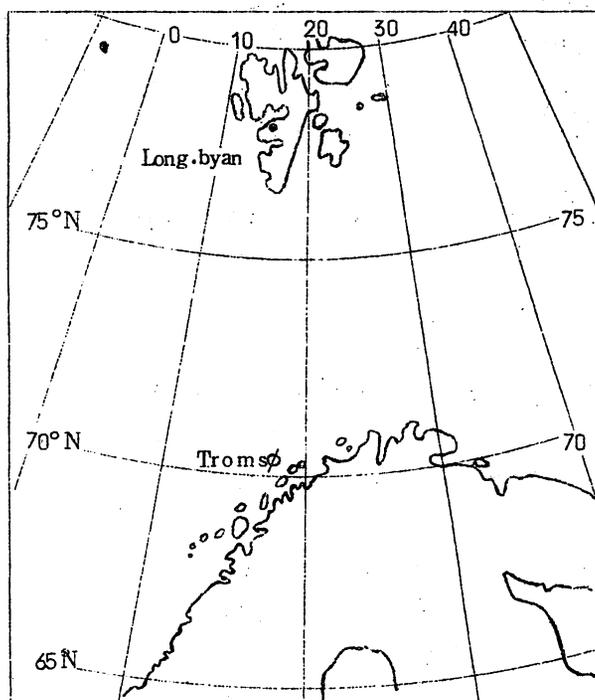
---

\* Meteorologiske Annaler, BD. 4, NR 18

## 要 旨

現在オゾンの測定には光学的な方法が用いられているが、この方法ではオゾンの全量および垂直分布が調らべられる。これを有効に用いるには先づもつてオゾンの性質を知らなくてはならないので、今までの研究から得た成果について歴史的に眺めながら現在のオゾンの研究の足掛りとして行く。

北部ノルウェーの Tromsø 市の観測資料を使い、1952～1956年の5年間について調べた。これによつて分つたことは、一地点の大気中のオゾン量は年によつてかなり違つておりその原因として気象状態の変動がオゾン量の変動に作用していることが考えられるのである。気象の状態は1000mb、トロポポーズ、600mb、それに地上における気象観測の資料を使つて調べ、その結果上部対流圏および下部成層圏における移流がオゾンの変動に大きくきいていようである。又、温度風の効果についての推論からはオゾンの変動は極の対流圏ジェットの変動によつても影響を受けていることが当然考えられる。



第 1 図 Tromsø ( $69^{\circ}7'N, 18^{\circ}9'E$  Gr) と  
Longyearbyen ( $78^{\circ}2'N, 16^{\circ}6'E$ ) の位置

## 第 1 章

### オゾン調査の歴史的展望

オゾン調査の歴史は古く、1845年には化学者でオゾンの発見者である Schonbein が、オゾンは微量ではあるが大気中では、一定の割合で占めているということを確認しようとした。しかしながら、1921年になつて初めてオゾン問題についての全貌を、Fabry と Buisson が分光器を用いて把握し、しかもオゾン量の大部分は上層に存在していることを明らかにした。オゾンの全量は標準状態に直して正しく測るが、その量はせいぜい 0.3 cm であつて、大気の齊一大気としての 8Km に較べて数千分の一にすぎないこともわかつた。しかし乍ら、この量は微量ではあるが、太陽からの放射のうちで波長が  $2900 \text{ \AA}$  以外の紫外線の殆んどを吸収してしまい地上の到達を阻止している。高々度のオゾンの調査はごく最近になつてロケットによつて開発され始めたばかりである。

これまでに得られた結果より疑問になつたことは、オゾン量の大部分が高々度にあつてなぜ下層まで沈降しないかということである。これがためには、オゾンの発生にも言及しなければならない。太陽から入射する短波によつて酸素  $O_2 \rightarrow$  オゾン  $O_3$  の変換によつて発生するので、新鮮なオゾンが絶えず大気中に作られている。ところがオゾンには長波の紫外光線部を吸収する性質があるため、オゾンは破壊され自然オゾンの化学的平衡は大気の上層において作られるという結果になる。しかし乍ら、35Km の高度以下ではこのプロセスは非常に弱いので、この高度まで輸送されて来たオゾンは解離現象には関係せず保存量となつている。このあたりでは、気象的なプロセスが一要因となつている。もつと下がつて来て、大気の下層、とくにトロポポーズの下層の対流圏ではオゾンの分解をおこす要素の量は、非常に多いので上層から沈降してくるオゾン流は光化学的、化学的、或いは接触反応の現象を受けると破壊されやすいようになつている。これら仮説はオゾン生成に関する理論の基礎をなしているものである。

### オゾンの理論および経験的結果

オゾンの主な吸収は Hartley 帯と呼ばれる  $3200 \text{ \AA}$  と  $2000 \text{ \AA}$  との間の波長帯で起きている。この吸収帯の短波長側では、オゾンギャップ、酸素ギャップと呼ばれている単調なオゾンおよび酸素の吸収だけを示す領域がある。Hartley 帯の長波の部分は  $3690 \text{ \AA}$  までのびている Huggins 帯と関係している。この吸収帯は温度によつて左右され、ごく最近の調査の結果、吸収の極大も又温度によつて影響を受けていることが分つた。Chappuis 帯は太陽から入射する放射の極大の領域と一致しているが、この帯は比較的吸収能力が弱く、且つ太陽スペクトルの水蒸気の吸収帯と重ね合つているためにオゾン測定には余り適したものではない。この長波域の吸収性質は大気における熱平衡の問題を論ずる場合に重要な事項である。 $9 \mu$  および  $13.5 \mu$  の間の透過帯にある  $9 \mu$  および  $9.7 \mu$  の間の帯は熱平衡に関して重要な吸収帯である。 $9.6 \mu$  帯の吸収ス

ベクトルは主として気圧  $P$  に関係し、近似的には  $P^{\frac{1}{4}}$  に比例している。Strong は紫外線と遠赤外領域にあるオゾン吸収の同時測定の実験を行つてオゾン層の平均高度を求めた。酸素の吸収に関する性質はオゾン層に関する理論の基礎をなしている。これに関連して、留意すべきことは最大の吸収領域が  $1300 \text{ \AA}$  と  $1750 \text{ \AA}$  との間にあるが、オゾン吸収と overlap する約  $2000 \text{ \AA}$  の波長帯と較らべてさほど重要でないことである。このことは Beer の法則とはかなりくいちがつているが、次のような光の吸収に関する式から確められる。

$$I = I_0 \cdot 10^{-\epsilon t}$$

ここで  $\epsilon$  は  $\text{cm}^2$  当り  $\text{g}$  で表わした気圧  $p$  における大気の吸光係数である。吸収層の厚さ  $l$  を  $1 \text{ cm}$  に等しいと仮定すると、純粋な酸素の  $\epsilon$  は次の式で表わされる。

$$\epsilon(\text{O}_2) = \epsilon_1 \cdot P + \epsilon_2 + P^2$$

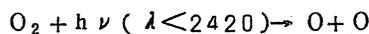
又、 $\text{O}_2$  と  $\text{N}_2$  の任意の混合物に対しては

$$\epsilon(M) = \epsilon_1 \cdot P \cdot C_1 + \epsilon_2 \cdot P^2 \cdot C_1^2 + \epsilon_3 \cdot P^2 \cdot C_1 C_2$$

ここで  $p$  は total pressure を表わし、 $C_1$ 、 $C_2$  は  $\text{O}_2$ 、 $\text{N}_2$  のそれぞれの容積濃度を示している。第3項は他のガスの効果をあらわしている。

これらの経験的な結果は、オゾンのような重いガスを含んでいる層がどのようにして上層大気に存在しているのかを説明し得る手助となつている。がつちりした平衡状態を維持するには、オゾンの連続的な蓄積と破壊消滅が存在しなければならない。室内の実験ではオゾンの光化学的平衡が短波の紫外線の放射によつて形成されることが示唆されている。この反応プロセスによつて、オゾンはこの放射の短波長側が酸素に吸収される時に発生し、長波長の領域で自身の吸収率の割合で再び破壊される。この現象は太陽放射の作用の下で、大気中における光化学平衡の基礎をなしている。この化学平衡をおこしている層の高度では、Hartley 帯の波長域の放射によつてオゾンを生じられるとしているが、実際は Schumann - Runge' と Herzberg 帯の波長域の放射によつて生成されている。これの反対現象としてオゾンの破壊は Chappuis 帯の波長の放射によつておきている。入射する放射はいろいろな波長からなり、そのため吸収能力も種々様々で、大気中の透過距離も異なつている。

Wulf と Denig は次のような2つの光化学反応に基づいてオゾン生成の方程式をつくつた。



両氏は酸素解離量  $h\nu$  に対する値として  $Q_2$ 、オゾン解離量  $h\nu$  に対する値として  $Q_3$  を導入した。 $Q_2$ 、 $Q_3$  はそれぞれ酸素およびオゾンに吸収される量子数をあらわす。

又、2次反応は次のようにおこる。



ここでMは任意のCollision partner を示す。でその結果



$O_2^*$  は煽昂分子。このようなプロセスを経て、平衡層におけるオゾンの式を作った。

$$[O_3] = k [O_2] \cdot [M] \cdot \frac{1}{1 + Q_3 / Q_2}$$

又、この式はオゾンの垂直分布の数値計算のためにも用いられた。この数値計算の結果、10 Kmの高度の以下では空気中のオゾン量は0にひとしく、これは光のオゾン破壊作用が低層ではかなり強いためであることが分つた。又、50 Kmの高度以上の上層になるとオゾン量が再び0に近くなり、オゾン形成する衝突反応の頻度が急速に高度上昇とともに減少し、酸素濃度の減少より大きいことが示唆された。なお、Dutsch はオゾンの垂直分布の性質を更にくわしく調らべるために、この方程式に改良を加えた。

### オゾン測定の方法

これから述べる調査に使用したオゾン資料はドブソンの分光計を用いて得られたものである。場所はTromsøのNordly 観測所のNo 14およびSvalband, LongyearbyenのNo 18である。なお、この測器についての詳細なことはドブソン博士の書いた“ドブソン分光器の使用について”の中にあるので省略する。

オゾン測定の主なものはオゾンの吸収係数が知られている波長領域内で、太陽放射スペクトルの強度を測定する方法である。この領域になると、他の大気中の気体成分による吸収は殆んどない。ドブソンはオゾンの測定にHuggin 帯をつかい、太陽スペクトルの限界にあたる3300 Åから3000 Åまでの紫外線によるオゾンの吸収を用いた。この帯になると吸収が今までより急激に多くなるという特性を利用したところにある。

次ぎに吸収を用いたオゾン測定のモデルについて考察しよう。

地球表面を平坦とし、入射してくる単一光線の強度を大気表面上で $I_0$ 、大気中で $I$ 、入射角をを天頂距離 $Z$ で測るものとする。

$$I = I_0 \cdot 10^{-k \sec Z dh}$$

$dh$  は地球大気のある微小厚さ、 $K$ は $dh$  たる大気の吸収係数である。この $K$ なる量は大気の密

度および組成に大いに関係しているので、高度と共に変わるものである。

光線が地球大気の全層を通過して地表面に達すると、強度  $I$  は次のようになる。

$$I = I_0 10^{-\sec Z \int_0^{\infty} k dh}$$

これを対数計に直すと

$$\log I = \log I_0 - \sec Z \int_0^{\infty} k dh = \log I_0 - K \sec Z$$

$K$  は大気中を垂直に入射してくる時に光線の強度の全減少量で  $K = \int_0^{\infty} k dh$  である。この量は吸収のみならず、散乱にも関係している。なお、次のようにもあらわれる。

$$K = \delta + \beta + \alpha x$$

ここで  $\delta$  は完全に turbid な大気における塵による散乱係数で、粒子の大きさが波長に比して大きいような粒子によるもので、波長の変化には僅かにその値が変わるにすぎない。 $\beta$  は Rayleigh 散乱に対する分子散乱の係数を示し、分子および波長に比して小さい粒子によつておこる。 $\alpha$  は標準状態にある純粋なオゾン を 1 cm の厚さとしたときの問題としている波長の吸収係数である。したがつて、 $X$  は大気中のオゾン量を標準状態に還元した時のオゾン層の厚さで cm で表わす。 $\log I = \log I_0 - K \sec Z$  は  $\sec Z$  の線形の函数であり、 $K$  はえらばれた波長の各々については一定であると考えられるので、 $\log I_0$ 、したがつて大気の限界における種々の波長によりなる光の強度は経験的な外移の仕方であらわれるだろう。

波長が  $\lambda$ 、 $\lambda'$  に対する強度の方程式は次のようになる

$$\log I = \log I_0 - (\alpha x + \beta + \delta) \sec Z$$

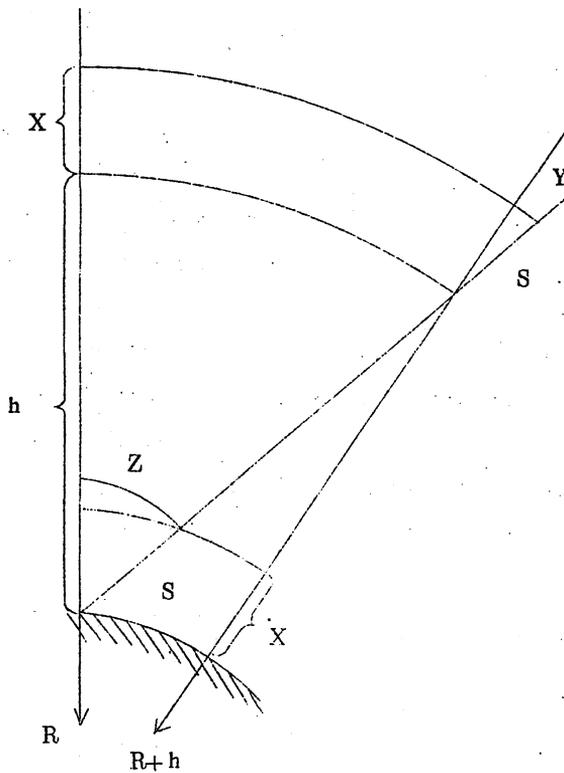
$$\log I' = \log I_0' - (\alpha' x + \beta' + \delta) \sec Z$$

両式を差引き、整理して  $X$  を求めると

$$x = \frac{\log I_0 / I_0' - \log I / I' - (\beta - \beta') \sec Z}{(\alpha - \alpha') \sec Z}$$

地球の曲率、および大気オゾンの重心は大体海拔高度 25 Km という ことなどを考慮すると、 $\sec Z$  に若干の補正が必要となつてくる。

したがつて、



第2図： 地面および高度  $h$  における光の通過距離を  $S$ 、地球の半径として  $R$ 、 $h$  は海拔 2.5 Km にひとしい。  $y$  は高度 2.5 Km のところから見たときの天頂距離。

第2図から、 $S_1 = X \sec Z$ 、 $S_2 = X \sec y$  で、 $S_1 + S_2$ 、 $y + Z$  である。  
 又  $\sin y$  は次のようにし求め得る。

$$\sin y = \frac{R}{R + h} \cdot \sin Z$$

次に、 $\sec Z = m$ 、 $\sec y = \mu$  としてそれぞれ Be mporad 値を用いてオゾン方程式に導入した。これらの値は屈折のみならず、例えば乱流層に対する  $m$  およびオゾン層に対する  $\mu$  など地球曲率を考慮することによつて補正されたものである。ここでは、乱流層は地面にごく近いところにあるという Prandtle の理論を適用した。

結局オゾン測定の final の式は次のようになる。

$$x = \frac{\log I_0/I_0' - \log I/I' - (\beta - \beta') m}{(\alpha - \alpha') \mu}$$

$\log I_0/I_0'$ 、 $(\beta - \beta')$ 、および $(\alpha - \alpha')$ は既知の量なので、観測は単に光の強度 $I$ と $I'$ を測定すれば良い。この論文では、Zenith lightの測定を用いた。これはオゾン測定には天気の良い状態を待つて行なわれるのが通例であるが、これをしたいためにおこなった。ドブソン博士は太陽から入射する直接光の強度を測定することによつて求められるオゾン量と zenith lightの測定から求められた値の間には一定の関係があることを見出した。

今回の観測では雲を上層雲、中層雲、下層雲とに類別して、それぞれの場合についての補正を施した。この $\text{Trans } \phi$ での補正についてはE. T. OnsbergとK. Langlo, Oslsenがくわしく説明しているので参照されたい。オゾンの垂直分布はGötzが考へだした間接的な方法で、所謂Umkehr methodと呼ばれる方法を用いた。なお、この方法についてはGötzの本を参照されたい。《 Die Vertikale Verteilung des atmosphärischen Ozon 》

### オゾン観測表

Nordly観測所・Tromsø, 1965. No. of Instrument 14.

	日付	6/4		25/4
	波長	C		C
	時刻	0926		0924
	空の状態	Sb		Sc
N, N'の計算	平均R	126.3		111.2
	n	38.-		38.-
	(R-n) = N	88.3		73.2
	平均R'	172.-		144.-
	n	37.-		38.-
	(R'-n) = N'	135.-		106.-
yの計算	Docl = 5	06.49		13.22
	L.A.N	11.46		11.42
	Hr. Angle = $\phi$	2.20		2.18
	Z	67.1		60.3
	y	2.52		2.00
sky	$N_2'$	149.-		152.-
	$N_2' - N' = \Delta N'$	14.-		46.-
	$\Delta N$	23.-		09.2
	補正 N	86.-		64.-
オゾン	Xcms	330		300
Light clouds				

第3図 快晴の場合とうすい上層雲がある場合とを例にしてオゾン全量を求める観測表

この外には、直接に測定する方法もあるが、これはラジオ・ゾンデを用いて化学反応をレコードする。

Tromsøで得られた資料はUmkehr観測をもとにしており、3134Åと3324Åの一对の波長における強度測定に基づいてオゾン量が求められている。ドブソンのオゾン photometer ではこの波長を石英プリズムを使つて分離し、石英レンズで平行に導いて photoelectric cell に入るようにしている。この cell は増幅器につながっており、同時に一つの波長を遮蔽することによつて $I$ 、 $I'$ の強度が測られるようになっている。

## オゾン表についてのノート

符録の第1表および第2表にあるオゾン量の値は、標準状態の気圧および気温のときに直されて、単位は $10^{-3} \text{ cm}$  でオゾン気柱の高さを与えられている。

1952 ~ 1956年の5年間、できるだけ毎日の Tromsø の観測資料を用いて大気オゾンの全量を求めた。しかしいろいろなはつきりしない要素が含まれているために、極夜の期間中の天気型、とくに月平均の天気型も調べた。これは一年のうちの暗夜シーズン中に出現するオゾン量の模様を示している。なお、この期間は雲でおおわれたような暗い天気なので、光は非常に弱く、その強度はオゾン測定計の感度ぎりぎりである。このためこれらの測定のみかでの不確定要素について考慮しなければならない。しかし乍ら月平均を使うとこれらの差異はある程と平滑化される。さらに、年を別々に分けてオゾン量の値を調べて見ると、これらのオゾン量の間にはある種の関係が存在している。極夜の期間中の観測は、夏の期間よりも精度が悪くパーセンテージ誤差が大きいのだが資料を用いることにした。誤差は暗夜の期間で、最大0.060 cm、夏には0.005 cm で小さい。ところで、Svalbard では暗夜の期間中の観測はできなかつたが、その外は観測を行なつたので、同じように同平均を作つた。しかし毎年のことではあるが、その平均は観測値からみると、その最初の月がどうもあやしいふしがある。というのは月の初め日に行なわれなかつた点にある。観測が行なわれた初めての日は符録1の第2表にのつている。

これから述べる調査は100 mb面での観測を主にしている。オゾン量の大部分は成層圏内に存在し、100 mb以上の高々度で極大になつているので、このあたりを用いることが妥当のようだが、100 mbでも十分に目的に副うことができるので用いることにした。この等圧面は平均的には15~16 Kmの高度に相当する。なお、最大のオゾン濃度はUmkehr methodによつて大体、海拔25~30 Kmのところにある。

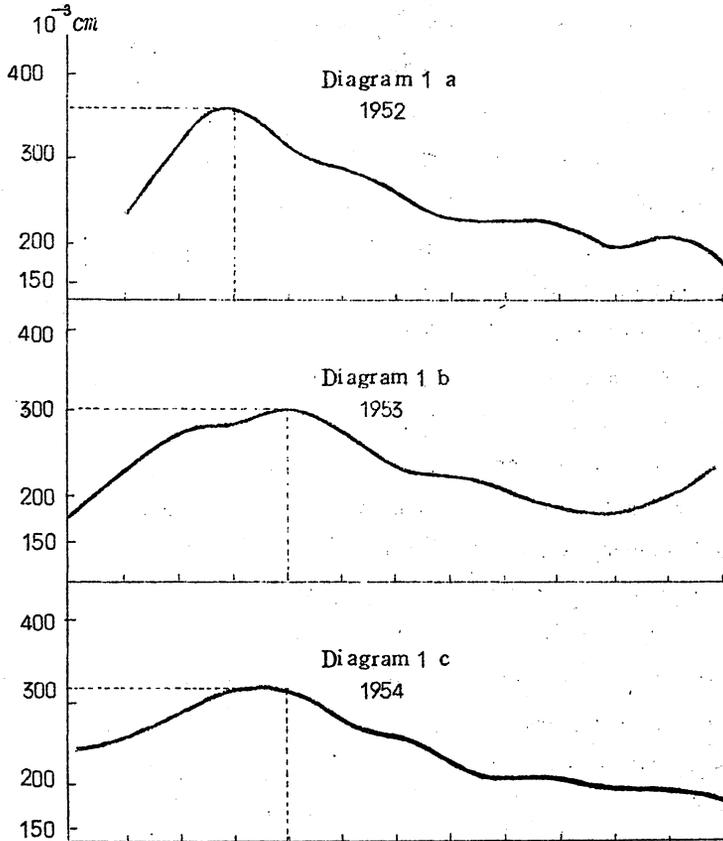
下部成層圏内の状態と関連させて、対流圏内の状態を図にするために、トロポポーズおよび600 mb面を用いた。慣例の500 mb、700 mbを対流圏の状態を代表させる層として用いなかつた理由は平均的に600 mb面は、Tromsø では地上とトロポポーズの間の半分にあたるからである。ラジオゾンデの資料はTromsø にある SKattøra ゾンデ観測所の資料で、午前9時と午後3時の間にオゾン観測が行なわれている。第4 a表から第11表(符録IIと符録III)にあるゾンデ資料の月平均値はノルウェー時刻の午後4時に上げられたものである。気圧面の高さ、トロポポーズの高さはgeopotential meter、温度は $^{\circ}\text{C}$ 、トロポポーズの気圧はmbでそれぞれ表わしている。ゾンデは必ずしも全てが100 mbまで行つているとは限らないので、ゾンデ資料の月平均値が作成された主な理由になつている。トロポポーズ、600 mb面における観測は欠測なく毎日行なわれたので、月平均はこれらのレベルに起つている状態を正しく把握し、完全な平均図を与えている。地面の気候状態はオゾン観測と同じ期間に、SKattøraの気象観測所の観測結果を用いて月平均を作成した。オゾン測定が日中におこなわれたが、同様に地上観測

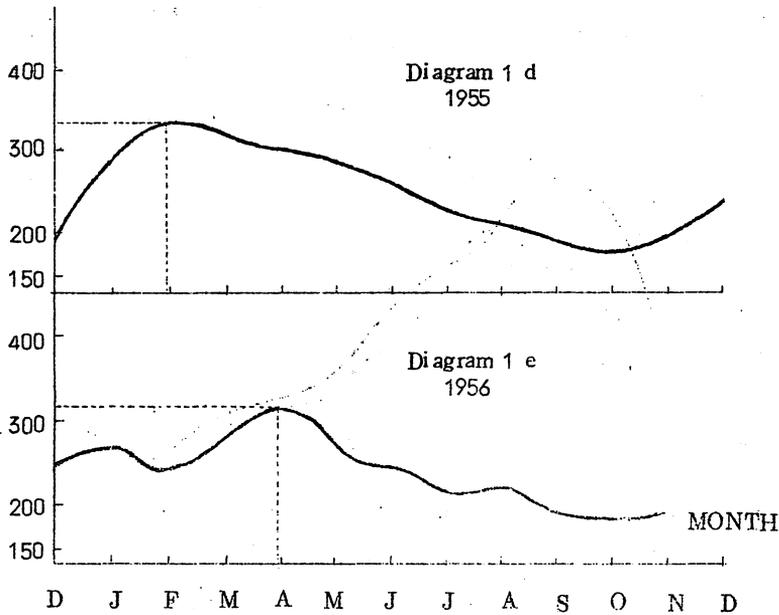
も午後1時に行なわれた。気圧はmb、温度は℃、風はBeaufort階級、降水量はmm、雲量は8分割で観測された。この論文で得られた結果は北部ノルウェーでは局部的であるかも知れないが妥当性があることが強調できる。Kaare Langlo の調査によると、ユーラシア大陸の西部と東部とではオゾン量の間には多少の差がある。これは大雑把には大気状態の特性がユーラシア大陸の東部と西部とではちがっているのも一因である。

## 第 2 章

### オゾンダイアグラム

第4回にあるダイアグラム1 a と 1 e は Tromsø におけるオゾン全量の月平均で、縦軸はオゾン全量で  $10^{-3} \text{ cm}$ 、横軸は月をあらわしている。大気中のオゾン量は月々かなり変動しており、従来の説を再確認している。1月はオゾン量が少ないが、1月をすぎると急激に増加し、2月、3月或いは4月の付近が極大になる。さらにそれ以後は徐々に減少し、10月、11月、或いは12月に極小に達する。ドブソンは年変化の振幅は低緯度になるに従って、比例的に減少し



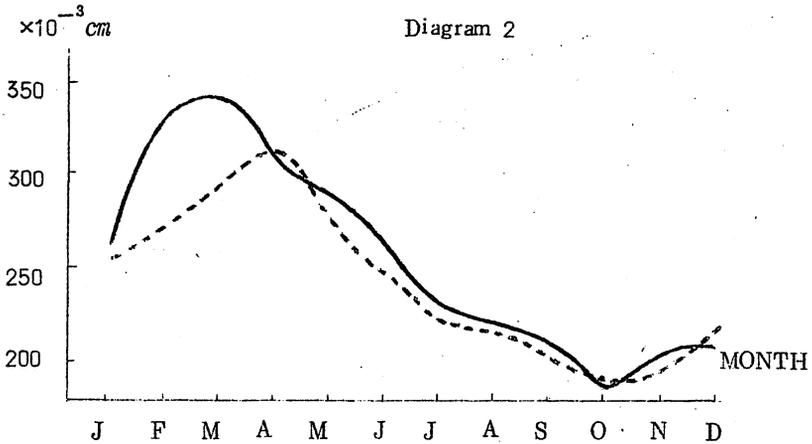


第4図 Tromsø の Nordly 観測所におけるオゾン全量の月平均値の変動をあらわす。

赤道では殆んどなくなることを示した。極大、極小のする期間も赤道に近づくにつれてかわっている。例えばKodaikanal ( $10^{\circ}\text{N}$ ) では極大が初夏におこり、極小は初冬におこっている。ところが非赤道地帯では極大は春に、極小は秋に出現している。1 a~1 eまでの diagram はこの見解に支持を与える材料になつている。この論文でとくに注意したい重要なことは、極大のする月はいつもきまつた月ではなく種々異なつていることである。例えば年の初め、4月以前に極大のする年はほかの年と較べると、最大のオゾン値はずつと高いものとなつている。1955年では極値は既に2月にあらわれ、1952年は3月にでている。これら2つの値はほかの年(1953、1954、1956年)の4月の極大値よりも高い値で、4月から12月まではオゾンのカーブはむしろ全て共通して似ていた。

次に別な角度から調査するため、冬期間で最も類似しているカーブをそれぞれもつて来て1つのカーブに修正し、他のものと比較する方法をとつた。ここでは1952年と1955年は非常に似ているので1つのグループとして両者の平均をとり、1つのカーブで示した。ほかの3つの1953年、1954年、1956年の3年平均を他のカーブとして掲げている。第5図がそれで、両者の差異がはつきりしており、オゾン変動の特性の一つの表わしている。

Kaave Langloはオゾン全量についての global な、且つ季節的な分布を調査したが、その結果は大雑把に言つて、年平均はヨーロッパでは北緯45度を境にして北は一定であるが、南に下がるに従つて急激に減少している。又、この現象をトロポポーズの高度の緯度による変化とも関



第5図 オゾン全量の年変化で、実線は1952年、1955年を平均した月平均値を示し、点線は1953年、1954年、1956年の月平均である。

連させている。TromsbergとOlsen は平年値からのずれ=偏差=は気流の流れの状況に関係し、流れの卓越している方向とかなり相関関係があることを見付けた。又それに、年によつてオゾン全量の年変化の振幅がちがうということは気象の方に原因があることを指摘した。

### 付録 I

#### オゾン表

第1表：TromsøのNordly観測所で観測したオゾン全量の月平均値、期間は1952年から1956年

年 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1952	234	327	360	314	291	261	232	229	228	196	213	127
1953	231	279	291	305	283	237	229	211	192	185	205	243
1954	259	293	315	318	281	263	227	215	213	200	200	191
1955	290	333	321	305	289	267	229	215	197	184	202	243
1956	272	245	277	316	268	248	215	224	192	190	192	

第2表： Svalbard , Longyearbyen で観測したオゾン全景の月平均値。  
 期間は1952年から1956年。

年	月											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Start の日											
1952	"	1/3	364	316	291	250	230	215	208			
1953	"	1/3	300	315	285	241	222	204				
1954	"	1/3	336	327	284	269	246	218	200			
1955	"	18/3	281	291	288	262	234	218	203			
1956	"	23/3	297	319	284	255	221	209	194			

付録Ⅱ 気象観測の表

Skattva zonde観測所で観測した100mb、トロポポーズおよび600mb  
 の月平均。期間1952年～1956年  
 (紙頁の都合上、52・53年だけのせた)

Table 4a 1956年

レベル	気象要素	月											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
100 mb	高度 g.p.m	15362	15391	15925	15965	16269	16522	16633	16376	16128	15888	15790	15463
	気温℃	-64.6	-60.9	-49.1	-51	-44.6	-41.6	-43.2	-41.6	-46.5	-55.3	-57.4	-62.1
トロポ ポーズ	気圧 mb	299	911	317	289	301	279	265	282	284	239	258	302
	高度 g.p.m	8532	8382	8439	9093	8995	9631	10105	9448	9304	10021	9199	8563
600 mb	気温℃	-60.7	-58.5	-54.9	-55	-51.3	-50.5	-50.	-52.5	-53.7	-62.9	-57.3	-56.8
	高度 g.p.m	3840	3866	3978	4018	4112	4152	4175	4101	4040	4133	4011	3784
地上	気温℃	-27.4	-27.9	-25.8	-21.	-18.2	-11.8	-10.1	-14.9	-16.5	-16.5	-21.3	-27.2
	気圧 mb	981.6	986.2	1000.	995.4	10032	994.4	996.7	993.8	989.6	1002.8	996.1	992.3
12GT	気温℃	-4.0	-3.2	-2.2	2.5	5.2	12.3	12.0	9.8	7.2	2.8	-1.5	-4.5
	風 Beauf	2.1	2.4	1.6	2.2	1.8	1.5	1.7	1.8	1.5	2.0	1.6	2.3
	雲 8分割	5.4	6.4	5.0	5.9	6.2	6.3	6.6	5.7	6.9	3.6	5.5	5.2
	降水量mm	12.6	7.8	3.6	6.2	3.7	7.2	11.5	6.5	13.4	2.0	5.1	5.9

場所	月 気象要素	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		100	高度 g.p.m	15374	15548	15374	15671	16224	16553	16525	16473	16174	16001
mb	気温℃	-63.3	-58.5	-60.1	-57.8	-45.-	-46.1	-42.7	-44.7	-48.7	-55.6	-61.-	-60.2
トロポ ポーズ	気圧 mb	300	299	276	271	299	236	263	259	246	254	283	261
	高度 g.p.m	8519	8665	9297	9424	8997	10948	10025	10187	10346	9828	9198	9863
600	高度 g.p.m	3828	3903	3941	989	4082	4296	4169	4198	4100	4094	3910	4034
	mb	気温℃	-28.1	-28.1	-24.6	-23.6	-19.2	-8.3	-11.0	-10.1	-16.1	-16.-	-21.-
地上	気圧 m b	982.4	994.1	991.8	993.9	1000.2	1005.8	894.2	996.6	995.2	996.9	987.9	994.9
	気温℃	-3.8	-5.3	-1.5	1.7	4.8	14.9	14.5	14.5	7.9	6.1	1.3	2.0
	風 Beauf	1.25	2.6	2.4	1.4	1.4	1.5	1.6	1.6	1.6	2.5	2.3	2.8
	雲 8 分割	6.5	5.2	6.7	5.9	6.3	3.6	5.7	5.2	5.6	5.7	6.3	6.3
12GT	降水量 mm	145	77	174	86	32	12	27	12	77	132	136	84

# 英国気象台の長期予報の検討

J.M.Craddock ; Meteorological Office Discussion —— Long - range

Weather forecasting in Great Britain, Met. Mag., Apr. 1964, 98~106.

この討論会は1964年1月20日、Royal Society of Arts の一室でDr.R.C.Sutcliffeの座長の下に開催された。Mr.J.M.Craddockは1953年以来、英国気象台で行つて来た長期予報の、以下にのべる作業の説明を行つた。

## 緒 言

大気ゆるやかな変動に関する調査はNewtonよりはむしろKepler によつて代表される段階である。その主なる内容は法則を探求するというよりは、事実を蓄積すること、規則性や天気図型を認識することである。また考えられる現象は長期間、且つ広域にわたつて起るものである。一方これらの現象のスケールに対応する観測所は比較的新しく、また決定的な結論を得るための基礎的な必要数よりもはるかに少ないものである。観測開始以来の不完全な資料を最大限使つても、なお、もくろまれた長期予報の最大の制約はアイデアよりは情報量の不足であるといえよう。

## 一般的な準備

気象学的な経験は、大気変動の大規模な過程は小さな過程を制御し、また将来の天候は英国の過去および現在の条件によるよりは、むしろ大気循環の大規模な作用によるものであることを教えている。われわれは少なくとも短期予報に使用されるのと同じ領域の変動を調査する準備が必要である。しかし短期予報と異なつて、毎日の総観図を支配する生命の短い波を消去するためにデータを平滑化しなければならない。このことは機械的な計算のルーチン作業を伴うものである。

われわれは現在すでに持続性のあるものを強調するような方法で準備された一連のデータを作つており、全く同様に過去の資料の蓄積を必要としている。なぜならば直接には現在の状況の類似として使用するために、また間接には将来に対して適用される規則性や気圧配置を見出すためである。いかなる場合にも予報の結論の価値は蓄積された有用な資料 (backing library) に比例するといえよう。理論的な面からのもつともらしく見える思いつき、あるいは過去の少数例を参照したサゼンションは豊富な過去の資料 (library) に照らしてみれば正しくないことがすぐに分つてくる。できる限り資料を蓄積することはきわめて重要な仕事で、それは大なる資料源からの収集、照合を行うこと、さらに参照の準備や比較を容易ならしめるに適當な形式の表現をすることである。

## 理論的考察

一般的な物理的原理からゆるやかな大気過程を論ずるいかなる企だても、赤道近くで太陽から受ける熱量が高緯度での放射冷却にバランスするために、極地方へ輸送されるような熱力学的過程を考慮する必要がある。一方理論的解答による企だては、例えば Smagorinsky (1963, Mon. Weath. Rev) や Adem (1962, Tellus) によれば、現在の知識で現業の使用に対して十分に単純化され、しかも複雑な現象を十分に把握するようなモデルを生みだすことは困難である。観測値は特に熱帯や大洋上で甚だ不完全で、その熱力学的モデルをスタートさせるに充分正確な初期条件を明らかにすることは疑問である。

一方、純粋に統計的な準備は周知の統計的なパターンに一致しないものを取り扱わねばならない。大部分の気象的変動は一年の基本的な期間に関係する周期的変化を示している。周期の成分波は過去の値から推定できる。平年値あるいは気候学的期待値と称されるこの推定は、一般には予想値の第一近似とされる。長期予報者は平年からの偏差を予報しなければならない。仮りに平年からの偏差が計算されるならば、その値は過然に起こつたのではないが、しかしまたいかなる定常な周期的パターンにもホローしない形で起こる。これらは常に振動的な時系列をなしておりさらに統計的性質は時間によつて変りやすく、不定であるか、多少年変化によるかの何れかである。

これらの平年からの偏差はまた気象学者や大部分の統計学者によく知られた方法で、特別な相関関係や地形的条件に支配される。資料が表や地図の上に書きこまれる時に、しばしば適当な代表性を要求される資料数は有効な従属資料数よりもはるかに多い。そのためこのような場から計算された統計は実際よりも信頼性があるように見えてくる。

これらの意見は、広く S. G. Walker (1933, Rep. Brit. Ass) によつて試みられたこの種の単純な統計的方法が、殆んど常に失望的な結果を生みだした理由を示すであろう。

これらの困難さに言及したものの、農業や工業の多くの作業段取りが予想された天候によつて計画されることを銘記する必要がある。長期予報が発表されていない場合には、気候学的平年値が仮定されるであろう。長期予報の有益な組織は予報の誤りが何時でも気候学的平年値を用いる場合よりは平均して少ないことを証明している。

このような状況の下で一連の予報の技術的な開発が進められ、過去の例の豊富に蓄積された資料によつて支持された。現在、何時でも有益な指標を見出す方法はないが、時として平年からの偏差を暗示する幾つかの方法から確かな前兆を見出すのである。またある場合には前兆現象が少なく、単に気候学的な平年値の予報を論争していることもある。

## 気温偏差の分布型

最初の試みはロッキー山脈からウラルにわたる全領域の地上の気温偏差の5日平均図を作る準備をルーチンとしてとり入れることであつた (Craddock, 1956, Quart. J. R.). 最初の5日

平均気温偏差図は1955年5月1～5日であつた。1957年からは気圧偏差図も作製された。そして何れも1963年8月まで続けられ、以後5日平均1000～500 mb thicknessおよび1000 mb 図にとつて代られた。

気温偏差の大規模な分布型の調査から1000～500 mb 層の thickness 偏差と大体よく一致していることがわかつた。上層対流圏の環流の状態の指標として、地表付近の気温偏差の分布を使うことができる。若し上層対流圏の現在の環流の状態が、将来の何らかの前兆であるならば、気温偏差の広域の分布型が同じ場合には、同様な過程で経過する傾向があるであろう。この仮定は長期予報の最初の実験的方法の条件とされた(1958, Met. Mag.)。その要旨は次のようである。一連の5日平均図が月末に平均され、その月の気温偏図の近似として代用される。この分布図は過去1881年にまでさかのぼつて、暦日月平均分布図と比較され、最も似ている分布図は類似として選出される。そして類似年の実際の経過が将来の予想の基礎とされる。この場合他の類似年の結果との間に見出される一致によつて、信頼度のウエートがつけられる。

間もなく気温偏差場の大規模な類似は予想のための信頼すべき基礎を生み出すのに、必ずしも充分でないことがわかつた。そのため英国付近や一定の領域に影響する天気型の時間変化にある種の一致がなければならぬという条件を付加した。この条件を加える方法は現在なお用いられており、長期の予想を可能ならしめる唯一の方法である。そして夏に最も成績がよく、春・秋は悪い。また勇気づけるような予報精度を示す月が続くかと思うと、1959年のように全く失敗の月が続くこともある。過去の成績を分析すると、各月に対して予報する代りに、全体の $\frac{1}{3}$ を数える程度かも知れないが、前兆のはつきりした月にだけ予報すれば成績はもつと高いかも知れない。

一つの有効な技術を発見するのにわれわれは8年間費やした。この事実はあらゆる新しいアイデアは将来の独立資料によつてテストされなければならない限り、これは知識がゆつくり発展するものであることを物語っている。若し新しいアイデアが過去の資料でテストできれば、それが有用かどうかは短時日に決められる。この種のテストはわれわれやソヴエートの Siskov (1961, Met. Gidr.) その他によつて試みられた。

このテストは1881年以降の約1000枚(各月の1枚の天気図には約200地点の気温偏差がプロットされている)の資料(backing library)の準備を伴つたことに言及する必要がある。同様なテストは月平均気圧偏差図についてもできるが、これもほぼ同じ量の資料を必要とするであろう。われわれはこれについての若干の調査も行つた。なぜならばドイツおよび米国の原図から、1873年1月以降の各月の気圧分布図および1901～1937年の各月の気圧偏差図の写真コピーを入手したからである。さらに1月と7月だけについては、気候変動の調査のために H. H. Lamb によつて作製された1750年からの気圧分布図が使用された。またわれわれの一連の作図にも匹敵するこれらの地図のスケールの換算は資料をフルに活用する以前に完了しなければならなかつた大きな作業であつた。

## 計算機による類似

若し手による類似の選定の過程の代りに電子計算機によつてその過程がなされるならば、予報法の開発やテストはひとく速くできるようにならう。さらに選定のテクニックは数値的にきまつたルールで与えられるので、全く客観的であり、また人間の予報者には望むべくもないような安定性を保つのである。一方計算機は命令に従うだけなので、あらゆる可能性に対して準備し、与えた命令の意味を理解することが必要であらう。

1957年、気象台で計算機を導入しようとしていることを知つたとき、われわれは計算機に命令を与えるペーパーテープに資料 (backing library) を読みこませる作業を開始した。そしてカード形式で米国や西独の気象台から多くの資料を入手した。Smithsonian World Weather Recordsの大部分を含むその他の資料は英国政府機関の他の部門でカードにパンチされ、その後mechanical converter によつてペーパーテープに変換された。かくして若干予定より遅れたがその年の中に計算機の input のための適当な形式に資料を作りかえることができる。

プログラムはMr. Grimmer と私が分担した。第1の問題は二つの分布図間の類似度を数値的に表現する方法を解決することである。各分布図は一定の格子点の値で表わされ (78地点)、一つ一つのくい違いを合計しなければならない。この作業を古い所からの一連の月に対して行い最もよい類似を選んだ。使用された照合の方法は不一致の自乗平均 (the mean square discrepancy) Bagrou-index の平均 (1955, Met. Gidr), 相関係数、符号の一致率、それに全偏差値を5つのカテゴリーに層別化し、接近した対応値に対してはさらにマークをみつける方法等であつた。これらのものは常に数量的にはつきりした結果を与えるものではないが、しかし幾つかの方法で選定された類似は一つの方法だけで選定されたものよりは結果の判定、引いては精度の高い予報を生みだすのに有利である。類似の選定の他の方法は実験的正規関数 (empirical orthogonal function) の方法 (1963, Quart. J. R.) によつて各分布図を表示することである。選ばれた類似は重要な関数の係数が一番よい一致を示す場合である。これらの形を変えた幾つかの方法で生み出された類似のリストは毎月選出され、長期予報に従事する予報者達 (the panels of forecasters) によつて考慮される。

これらの客観的方法は勿論過去の資料によつて、最もよい方法を見出すための倉大なテストが行なわれた。同時にどのような条件の下に、ある月の気温偏差が他の月の気温偏差を期待できるかを調べ (Craddock & Ward, 1962, Sci. pap. Met. Off)、長期予報の有用な指標を提供している。

## 天気変化の類似

長期予報部門の気候研究所への移換によつて新しい材料とアイデアが提供された。最も重要な材料はH. H. Lamb によつて調査された英国の1873年以来の各年の毎日の天気型の分類である。backing library のこの貴重な追加によつて、過去の月の天気変化を類似に選ぶことが

可能になった。そしてこの方法は直ちに現業にとり入れられた。

次の段階は計算機によつてこの類似を選定することであつた。これにとり組む前に先づLambの分類は各天気型が一つの文字で表わされるようにほん訳された。例えば31文字のグループは3.1日の毎日の天気をあいまいでなく表現することになる。このほん訳は資料を計算機に読みこますのを容易にした。また付随的に teleprinter に分類のコピーを書かせることが可能になった。コード化された天気変化から客観的方法を考案する作業は予期したよりも容易であつた。

一方R. Wardはロンドンの1873年から現在に至る毎日および5日平均の独自の天気の分類を行つた。これはLambの分類よりもローカルな適用性をもつている。この天気型はロンドン上空の1000 mbの気流の方向と気圧分布に基いて行なわれた。この分類もまた計算機のためにコード化され、客観的類似を生みだすために使われる。天気変化を対象としたこれらの方法は暦日上の月、あるいは月半ばにスタートする30日間に対し、長短自在な期間に運用することができる。事実月半ばに始まる予報の最も有力な手段となつている。

#### ルーチンの予報

最も新しい気温および気圧の偏差図は、気温は1881年以來、気圧は1873年以來の同じ暦日の月平均図と比較し、主として類似を選定する予報者グループによつて月末頃考慮される。天気変化の類似は1873年以後の年から選出される。そこでこれらのリストは計算機から客観的に生みだされた同一のリストと比較され、両者のくい違いは再考慮される。普通選出される年は4~8例で、その月の毎日の天気図は夫々2組の予報者グループによつて再度比較調査される。この調査の結果、ある年は捨てられ、またある年はウエートをつけられる。このための協議は予報作業の大きな部分を占める。

第2の討議は検討事項に関連する他の根拠を考慮するためにもたれる。それは北氷洋の氷の状態、積雪域の拡がり、北大西洋の海水温偏差場、さらにDr. F. Baur (1956)によつて提唱された予報則の各項目、当月と翌月の気温の関係等が含まれる。これらの意見はしばしば一定の予報にまとまらない。しかし類似と関係づける場合には貴重な資料を提供するものである。

これらの協議で到達した結論はその月の最後の日の朝行なわれる最終の会報で述べられ、最後の決定がなされる。この会報は前任者によつて運営され、そこで異つた根拠が紹介され、討論される。一般的な同意は予報根拠の裏づけによつて得られる。最後の段階は予報文の起草、印刷、および配布を含んでいる。

月半ばには同様な、しかしより簡結に翌月の半ばまでの、半月オーバーラップした予報が発表される。

#### 予報の監査および監視

以上の類似の選定に基づく予報は一般的な事項(例えば大勢上寒いとか雨量が多いとか)であ

るが、しかし予報をチェックすることは容易ではない。いくらかでも予報の監視を行い、また類似年から抜き出された指標を明かにするため Mr. Ward は英国の選ばれた観測点の天気要素を10分位に階級区分を行った。これらの10分位の値は例えば類似年の各月について雨量が南東部で多く北西部で少ないとか、そのいずれか一つの型、またはつきりした分布型を示さないというようなことを示しており、予報はこれを考慮して表現することができる。チェックに当つては10分数は5階級の組合せのグループに分けられ、各観測点の予報と実況の階級の差によつて印をつける。またわれわれの使っている解釈は、予報則を知らないでランダムに予報している予報者が平年値を予報してもよい点かとれないよになつている。またわれわれの予報と外国の予報との比較のために使っている別の印のつけ方では5文字の印が使われている。つまり、Aは予報と実況の間に大きな誤りがない。Bはよく合っている。以下、Eは全然合っていない等である。

精度を上げるためには予報の監査が大切である。われわれの予報法は過去2年間に急激な膨脹をしているので、どれが一番よいかを語ることはむづかしい。然し今まで使われた主な方法は若し過去8年間の適中した場合の各々に使用され続けてきたとすると、偶然の成功よりはよいであろう。

#### 最近の開発

1962~1963年の寒冬は、概して温暖な期間の近年ばかりでなく、寒冬がしばしば到来した古い時代からも類似を選び出すことが望ましいことを強調した。幸い古い時代の資料の整理や解析は気候変動を調査した Mr. H. H. Lamb によつて、また Oraddock や Ward (1962) によつて殆んど終了した。

1962~63年冬の予報で、米国気象局の成功は英国では広く知れわたつている。1963年5月、Mr. Namias の手ほどきを得るためにワシントンを訪れた。その報告は既に行つた(1964, Met. Mag.)。一つの結論として、北半球の全経度を覆う極中心天気図(circumpolar chart)による取扱いは、われわれの大西洋象限に制約した観点からは見逃すような前兆因子を容易に見出すかも知れない。帰国後、予報資料の中に5日平均の上層天気図を導入できるかどうか考えた。1963年8月、ルーチン作業を大巾に変えることを決意した。つまり手で作製しなければならなかつた5日平均の気温、気圧偏差図を断念し、その代り計算機によつて作られる1000~500 mb thickness, 1000 mb および500 mb 天気図の偏差図を使用することとした。有効な計算機とスタッフの献身的な努力によつて、切り替えは約2カ月で完了した。

#### 結 論

基礎的な調査にはふれなかつたが、Dr. F. Baur の提唱(1956)によるドイツの予報法 Mr. Namias によつて述べられている(1953, Met. Monogr.) アメリカの方法、それに

B. Multanouskij の思想の発展 ( 1963, Mer. Vestnik ) によるソヴェートの長期予報等は多大の注目を与えている。これらの国の長期予報は非常に盛んで、われわれの比ではない。

しかしわれわれが重視している特徴的な点は次のようである。第1に人間による主観的方法と同時に、選定の客観的、計算機による方法の強調、第2に個人として不可避の主観的決断よりはむしろ一団の予報者による会報の運営。第3は過去の豊富な資料の蓄積 ( library ) の重要性、このことは多様な観点から大気の状態を分析し、一面からだけの類似の場合よりはむしろ、あらゆる面から検討して最もよい例を選び出すことができる。最後に多種多様な応用面に威力をもち有効な手段としての計算機の活用にふれなければならない。

結論としてこのようなわれわれの体制は外国のどのような組織にも劣っていない。到達すべき予報精度の向上は期待してよいであろう。

討論の中で Mr. Hay は北米およびロシアの春の気温から英国の夏の気温予想の可能性を示す若干の成果を見出したこと、また Mr. Davis は 100 mb の予想を強調した。Mr. Lamb は物理的過程を含む理解の重要性や気候学の果し得る貢献を強調した。その外、次々と幾人かのスピーカーによつて予報の向上に有益なコメントが行なわれた。Dr. Sutcliffe はスピーカーに感謝して次のように述べた。われわれは長期予報の公表にふみきつた。その上、他の強力な部門はより数値的な、そして熱力学的、理論的方法によつて、ゆるやかな大気変動の変化過程を研究する体制を整備した、と。

(久保木 光 熙 紹介)



