

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

グロース ベッター

第7巻 第1号

—目 次—

特 集

Ultich. Rüge : 世界の気候変動

(Met. Abhand. 1965年51巻2号)

(紹介者) 長期予報管理官 和田英夫・石井恵美子)

1968年8月

L. F. グ ル ー プ

目 次

A. 序 文	1
B. 主 要 部	2
1. 典拠と方法	2
2. 事 実	5
2. 1 温 度	5
2. 11 気温の世界的変動	5
2. 111 その地域変動	11
2. 12 海水温の変動	20
2. 121 その地域変動	23
2. 13 氷 の 状 況	24
2. 14 太陽活動との関係	25
2. 2 降 水	26
2. 21 その地域変動	27
2. 22 熱帯及び亜熱帯	30
2. 23 太陽活動との関係	34
2. 24 蒸 発	35
2. 25 雷 雨 度 数	35
2. 26 ま と め	35
2. 3 大 陸 度	36
2. 4 気 圧	37
2. 41 気圧変動量	39
2. 42 太陽活動との関係	39
2. 5 風	40
2. 6 雲 量 と 日 照	40
2. 7 熱 帯 低 気 圧	41
2. 8 氷 河 の 変 動	42
3. 機構：大気大循環の変動	43
3. 1 概念とモデル	43
3. 2 1750年以降の世界的な大循環の変動	45
3. 21 20世紀の循環	51
3. 22 大循環の大規模示数	56
3. 23 海水温のフィードバック	63

3. 24	氷況と大西洋循環	64
3. 25	熱帯低気圧との関係	65
3. 26	まとめと批判	66
3. 3	太陽活動との関係	67
3. 4	氷河期の循環	69
3. 5	「南半球振動」と「南半球指向」	69
3. 6	気候年代史	70
4. 原	因	74
4. 1	太陽の原因：太陽放射	75
4. 11	太陽定数	75
4. 12	太陽黒点及び白斑	77
4. 2	天文学的原因	78
4. 3	地球上の原因：入射及び放射	79
4. 31	太陽入射	79
4. 311	火山灰	81
4. 312	炭酸ガス「理論」	82
4. 313	オゾン	85
4. 314	水蒸気	86
4. 32	出射（アルベド）	87
4. 4	気候変動の理論	88
4. 41	収支問題としての気候変動	88
4. 411	エネルギー経済	89
4. 412	水経済	89
4. 42	気候変動の熱力学的概観	90
4. 43	周期性の問題について	92
4. 44	古気候学理論	92
4. 45	A. Defant による思考実験	95
5. 要	約	96
C. 結	論	97
文	献	101

A. 序 文

「世界的な気候変動！」この文句は、センセーションを呼ぶ新聞の大見出しにもなり、同時に科学の研究題目にもなるのではないだろうか。なんとしてもこのような変動は、人類の歴史、文化や経済の形態に影響を及ぼし、そこで世間の最高の関心事となるものである。

これを反映して気候変動を問題とする論争的寄稿や仮説が数限りもなくあるので、残念なこと無責任な考え方がいくらかでもさばれるようになっている。理論家たち、というと物理数学者たちは、つい最近までは控えめにしていたのであるが、それはこの研究分野を不信任の雲がおおっているからである。だがしかし、非難の余地のない科学的方法は世界気候の変わりやすいことを証明し、その可変性が否定され得ないし、その影響の結果は、自然界にも社会にも明らかに見えている。1961年ローマのWMOシンポジウムでR.C. Sutcliffeは報告して(1963年)、気候という概念は経験的なものでその定義はいろいろまちまちの任意的なものであること、問題とすべきはむしろあらゆる空間的・時間的尺度における熱力学系としての大気の動向を論ずるという問題であることを述べた。われわれの課題は、この動向を分析すること、それによりわれわれの科学の注目すべき豊富さを示すことである。大気が物理的に孤立した閉鎖系とみなされなくて、宇宙空間と地球表面との間で仲介者の機能をはたしていることは、大気の熱収支の、したがって世界気候のゆらぎや変化の分析をきわめて困難にしている。大気の探索のための近代的方法をC.C. Wallén(1963年)が叙述して、才1の段階ではある一つの気候要素の観測された変動を大循環に関係させて解釈すること、才2段階では大循環の変動を熱平衡と関係づけ、才3段階では最終原因としての太陽放射と結び付けることであると述べた。それでわれわれは本文で、まず気候諸要素の長年の経過を追求し、次に大循環に関してはその原因や理論のいくつかを略述する。

たくさんあるいろいろな叙述の中で、気候変動を何かしら一つの「世界的」関係に結び付ける叙述はわずかしかない。そこで題目の範囲を妥当な限度に制限しようとする、それには最近200年くらいの測器による判定だけをもつと詳細に見わたさねばならない。地域的研究結果は、広域的意義のあるものだけを取り入れ、たとえばアイスランドや南オークニー諸島の気候であるが、それによってわれわれの正確になった知識は大西洋からヨーロッパへかけての区域を強調することになる。気候変動の三次元的分析という包括的試みは20世紀のものならありそうなのに、文献中にそんな試みはただの一つもないので、大循環変動も地上天気図資料から引き出さねばならない。

今日の気候学のこの最も重要な、しかも最も論争の多い研究分野における進歩は非常に到達困難なものであるが、その理由は世界気候の基礎理論が未発達であるからであり、また観測事実をわれわれの知識の基礎とすると、それをきわめて綿密な注意をもって判断しなければならないからであって、すでに多くのまじめな理論を追い越した新しい観測事実がしょっちゅう付け加えられているのである。この場合われわれはまだほんの最初のところにいる、と Sutcliffe は指摘し、なにしろエネルギー収支、放射交換、蒸発サイクル、降水サイクル、熱伝導の基礎項目が10%以内さえも周知のものになっていないのだから、と言っている。海洋学や太陽物理学のような隣接の知識領域は世界的気候変動という一つの複雑な映像の中へようやくだんだんにきざみ込まれつつある。

B. 主 要 部

1. 典拠と方法

気候変動の定義はまちまちで任意的なものであるが、しかし年々歳々の天候変化を除外しようという目的にはなっている。相当長い年月のことならば、それらの定義は、統計学からみて偶然以上の傾向を生じさせるかもしれない。すなわち、大気という熱力学系は迅速に作用する、だが気候という熱力学系はその下の境界条件である陸、海、水をも包含し、これらのものはもっとずっとゆっくりしたフィードバック機構を運営し、エネルギー所得と気候の地理的分布との真の変化を可能にする (Sutcliffe)。これらの変化に心をくだしているのが普通の定義である。

1935年ワルシャワの国際気象会議は「気候平均値」という概念を1901年から1930年までの期間の30年平均値だと理解することを勧告したが、1957年ワシントン会議は同様に1931年から1960年の期間を「標準平均値」期間と決定した。「気候の変動」は二つの30年平均値の間の差であり、「気候の変化」というのは、偏差が分散値以上になっているときはじめてそう言われる。文献の中ではこのような相違についての注意がほとんどない。

J.V.Hannは気候変化を厳密に解釈して記録あるいはその他の確認の開始いらい同一方向に進展しているものとし、リズム的で周期的で時間に制限された経過を気候変動と名づけた。

A.Wagner (1940年) は一般の用語法に従って変動とは、少なくともある変転の全部をすべて見わたせるという、つまり人間の1代〔訳註：通常30年〕よりも短い、そういう現象であると評価した。

E.B.Kraus (1960年)は気候変動("climatic fluctuations")を定義して「地球の大部分に対して個々の気圧形成の存続期間にくらべれば長い期間のあいだ影響を及ぼし、しかもその特徴が少なくとも2年間はびつたり一致している現象」であるとした。H.V.Rudloffに従つてこれと気候変化("climatic changes")との間に区別がたえられ、後者の結果としては植物生育、水収支、栽培形態、動物群の様相が変わり、その様相は新しい条件に適応するとされた。その新しい気候期間は数十年間続き、その期間には以前の時代の気候は通常の移り変わりの外の極端な場合にのみ出現する。気候変化が長期間であればあるほど、それだけ変動の幅が小さい。

気候は時間の関数である(Wagner)。長年の変動がある一つの平均値の確率誤差をうわまわる場合、この平均値はどこか一つの時期にだけ関連させてもよい。われわれの現在の気候は、この世紀の変わりめごろの気候途切れ(A.Schmauss, 1932)で、はじめてはっきり認められた125年周期の変化から生じている。W.Dammann(1961)は西部ドイツの例をあげて、どんなふうにして時間的変化が気候境界の空間的移動からも起こりうるかを示した。その転移の月は次のことを決定する。すなわち乾そうの冬の後には4月と10月が特に多湿となり、またその逆に、海洋性が前進してくる場合には雨量最小が夏に移動させられ、大陸性の増大する場合にはそれがもっと早い時期にさせられる。さらにまた、例年にくらべて乾そうのひどい夏、多い冬季雨量、高い雨量密度は時々もっと雨方の気候要素を暗示することがある。ヨーロッパのわく内ではS.Gregory(1954)が、ケッペンの気候境界の長年にわたる移動がかなりあると明示することにさえ成功した。

気候の変動や変化の分類は、それぞれ異なった原因があるらしいその存続期間によって(C.E.P.Brooks, 1949)分類できるし、また証拠の種類によってもできるが、この種類による方法でG.Manley(1953)は次のように分類した。

1. 測器観測の中に見られ、不規則な存続期間と振幅とのあるやや小さな変動(10の1乗年のオーダーのもの)は、25年ないし100年にわたっていて、測器、氷河状態、水位、収穫高、年輪から読み取られる。
2. 後氷河期の時代および歴史時代における変動(10の2乗年)は250ないし1,000年間活動し(たとえば大西洋隣接地域の海退)、極値観測、年輪の化石、考古学的発見、氷碛と沈積物、C¹⁴の年代測定、花粉分析からわかってくる。
3. 氷河時代の変動(10の4乗年)は氷河時代の位相(たとえばヴュルム氷河時代、25,000年前)に関係するもので、間氷期の動植物相、花粉分析、深海ボーリング、雪隠や永久凍結土の

変動から推論される。

4. 地質時代の変動（小さなのは10の6乗年、大きなのは10の8乗年）は、氷河時代と生物の種の育成の時代とであり、化石類、 C^{14} の年代測定、地質学的研究により立証される。

最も古い気象学記録とみなされているのは、1337年から1344年までオクスフォードでの風と天気に関するMerleの毎月の叙述である。これよりも事実の解明の多いのはエレズント海峡のフヴェン島におけるTycho de Braheの観測で、これは冬に南東風の多いことと雨の代りに雪が30%多くなることを報告した。1621年から1650年に書かれたヘッセン国の方伯ヘルマン四世の日記は、風向、降湿度数、雷雨、霧、霜、暑熱を記載している。この日記には鋭敏な観察の天性が見られるし、またW. Lenke (1930)は、この日記の正確で具象的な文章は、今日の誰にもとてもできないものだと激賞している。

気候変化の間接的例証は、均質の観測値の出そろった時代を遠く飛び越えた昔にもある。H. H. LambとA. I. Johnsonは、たとえば870年ころに始められたアイスランドの海氷、地震、火山噴火の観測を、人類学上の理由から特に信用すべきものとみなしている。彼らはまたさらに、1500年以後のヨーロッパの小麦価格、ドイツの中世のぶどう収穫高の特徴、1440年以降の日本の諏訪湖の結氷の日付、9世紀以後の日本の桜の開花、西暦300年からの中国の降雨度数を証拠として出している。もしこれにわれわれが、大きな湖水や河川の水位変化に関する、また過去2000年間の津波、厳冬、かんばつの夏に関する報告を付け加えるならば、そうすればわれわれは気候歴史学者の研究資料の大ざっぱの断面図を得ることになる。

最初のころの、もちろん原始的で不均質の測器観測は、17世紀にさかのぼっている。それでManley (1961)は1680年からのロンドンの月平均温度を計算することができた。

18世紀のなかばころヨーロッパ「観測所網」が作られたので、このため1750年から1759年までの10年間以後の気圧の各地平均図を算出して作ることができる(Lamb and Johnson 参照)。

移動平均値の作成の方法はG. Hellmann このかた今もなお、気候傾向を発見するのに非常に便利なものだとは判明している。その判定のためには統計的有意性の検定がぜひとも必要であるが、しかしそれでもやはりその検定の詭弁的適用をしないよう用心すべきであり、また物理的に根拠のない相関関係をこじ付けてもいけない。累積(積算)曲線は概観をしやすいけれども、周期的平均値を強調するものである。最良の方法に関しては一致した意見が存在せず、たとえば過去20年の寒冷化の傾向は、厳密に言えば意義がないものであり、しかしもっと短期のゆらぎでも辺境気候の植物生育の中や浮氷帯の中に長期間にわたる結果を残すものである

(Wallén, 1963)。

長年の温度観測値の中にある傾向があるかのように、ややもすれば見せかける、そういう組織的な過誤の原因を、J.M.Mitchell (1953) は一つの図表にまとめた。測器に関する要因 (温度計の設置や検定)、観測関係の要因 (平均値の式、読み取りの時刻)、そして地域気候の要因については、不備のない情報が存在していなければならない。最後のもののうち最も重要なのは場所の変わることのほか、都市の影響であって、これは比較観測がなければ除去が困難である。Mitchellによれば、これは都市人口の数字の平方根に比例し、100年間で $+1^{\circ}\text{F}$ である。G.S.Callendar (1961) は西ヨーロッパの都市観測所につき30年間に 0.1°C までの過度の加温を得た。彼は「世界気象記録」のすべての観測値列の75%を、90年にわたる各緯度帯の温度の世界的傾向の追求に十分なほど均質で信用すべきものであると認めた。

II 事 実

2.1 温 度

2.1.1 気温の世界的変動

気温の世界的な変動は、すでに早くから R.Scherhag (1936, 1939) と A. Wagner (1940) によつてその概要が報告されている。G.S.Callendar (1961) H.H.Lamb, A.I.Johnson (1959, 1961a), L.Lysgaard (1949), J.M.Mitchell (1961a, 1963), R.Scherhag (1950), H.C.Willett (1950a) らによる近年の発表は、過去と現在に対する我々の知識を補ってくれるものである。

Lysgaardの秀れた詳細な著書は、比較的長期にわたる世界のすべての温度変化を含み、総観気候変動に基礎をおいているため、多くの著者の拠り所となっている。長期傾向の世界的、帯狀的分布の考察、その振幅、時期的特徴等の考察は、より大きな変動の解釈、物理的判断に役立つ。

帯狀の全体傾向：これについては、Willett が最初の体系的な研究を提出し、後に Mitchellが引きついだ (1961a, 1963)。両者とも、 10° の帯狀域毎にある観測所毎の、1844から1959 (Abb.1) までの連続する5年間について世界平均気温の年傾向及び冬期の傾向を算出した。1855年以前の傾向は下降気味であったが、その後冬季に 1.2°F 、年平均で 0.8°F にもおよぶ明白な温暖化が始まった。

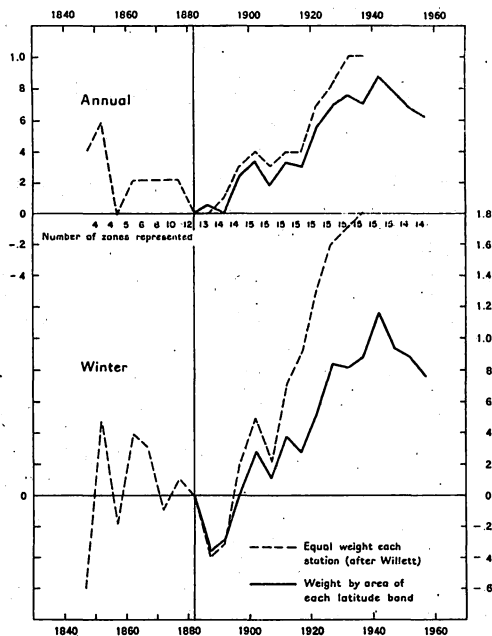


Abb.1 1880-84年を起点とした5年平均の世界における平均気温の長期傾向。上は年平均，下は冬期間に対するもの。
(Mitchell 1963)

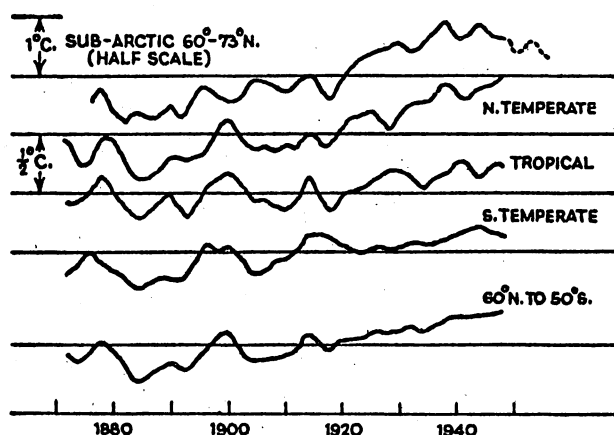
1940年代の初期に最高点に達したあと、気温は依然として高い水準を保ちながらも20年前に戻りつつある。MitchellはWillettの元の高すぎるその値を、各地帯をおよっている表面の観測精度に応じて、低めに修正した。何故ならば、1890から1940年までの50年間の温暖は、帯状に非常に不均衡に分布して、 40°N より極方向へ、それと赤道の少し南側に集中した。年気温の帯状変化は、短期変動にはあてはまらないが、赤道の両側 60 度地帯まで等しくなった。それが冬では全く異ってくる。北半球では年々の温暖化は非常に強まり、それに対して位相及び振幅面では短い変動が似てきた。高緯度の過度の温暖化は1920年に始まり1940年比較的急速な寒冷化と交替した。南半球高緯度帯では対照的变化は見つけられなかった。むしろ南極海域での悪化した氷状態についての報告と、下降の傾向が一致した。このWillettの発表に対して、F.Prohaska (1954)は、年平均が激しく変動する地域での5年平均から成り立っていないような見掛け上の変化の見本例であるとして、強く異論を唱えた。これについては対立した多くの意見がある (Scherhag 1936) ので、両半球の位相の傾向は一般に平行しているのかいないのか、問題はまだ未解決のまま残されている。熱帯 (30°

N-30°S)では、1822年以来、ほぼ1°F暖くなり、1940年以後は0.3°F寒くなっている。

Mitchellは又、帯状の傾向がどの位の中で代表されるものかという疑問を追求した。観測のある地域一たいていは大陸一では、1890-1939にかけての世界的な温暖化の統計的な有意性は南半球の方に存在する。

1940-1959の寒冷化は最高に有意であるが、これは熱帯及び世界全体としてもよい。観測のない地域の傾向は一致して零であったこと、又大洋上では反対に陸上よりも資料が少く、恐らく反対にはなっていないだろうという論理的な仮定のもとに、有意性は全球的にもテストされている。その後、南半球に見られるように、1940年までの温暖化は高い有意性があるが、最近の寒冷化はそうではない。

Callendarは全地球上にわたって分布した600個所の気温系列の年平均から、同じ結論を引き出した。(Tab.1)それによると5年間に測られた平滑値からは短期変動を、20年間の移動平均からは長期変化を得た。帯状の変化図(Abb.2)は、1875と1915年の間に起ったすべての大変動が、中緯度と熱帯で同時に生じたことを示している。



A bb.2. 各緯度帯で積算した気温のゆらぎ、5か年平均を偏差で

示す(平年値1901-1930の平均, Callendar1961)

その後、振幅は減り、変化が強かく乱され、北では、顕著な正の傾向が強まった。熱帯は小さいが顕著な変化でその傾向に従った。1900年以後のこの変動は高緯度帯から出てきた残留変動と見られている。

傾向の地理的分布：1900/19から、1920/39 (Abb.3) にいたる年及び冬季平均気温の全球的な変化は、Mitchellによれば、観測所の少ない地域でのみWillett と相違するという。その特徴は、極周辺の温暖化は北の高緯度帯のみにとどまり、その温暖の程度は北極の大西洋域で最も大きく、カナダで中断される。南アフリカ、西アフリカは時々寒冷になり、南アメリカの寒冷地域は南極にその関連が求められる。冬季には、 20°N と 40°N の間にある乾燥地帯では、一年を通じて温暖化している南東ユーラシア大陸を通して、負の偏差が広がっている。Willett は、1881/1900から1901/20までの（相対的にはさして重要ではない）変化図の中に、それを含ませなかった。（Willett は1860/79—1880/99までの世界的解析を為しえなかった。ヨーロッパ、北アメリカは、高緯度ではわずかに暖くなり、低、中緯度ではわずかに寒くなったようである。）全体では地表面の85%が温暖化した (Abb.3)。1920/39から1940/59の変化値は再び減少して、北極地方の温暖化は終りをつけ、寒冷化は南インド洋・子午線帯と並行してアメリカ海岸山脈まで及んでいる。1940/49から1950/59 (Abb.4) まで、北極、北シベリア、カナダ群島、少し離れて西の南アメリカ、亜南極にいたるまで、地上の大部分が寒冷化した。それに対してアメリカ、東ヨーロッパ、東アジア、ブラジル、インドネシアが暖くなった。全体では逆に、地表面の80%が寒くなった。Abb.3とAbb.4を比較してみると、個々にはほとんど相似を示さない帯状傾向の広がりが見られる。この変動の地理的分布は、一つの期間から他の期間へと独立に移行している。

この最初に全球的規模で測定された気候変動の経過は、1940年まではScherhag (1936, 1950) とWagner (1940) の10年平均で代表される。Wagner は1886/95から1911/20までの資料から、場所によっては 0.5°C 以上になる大陸の温暖と不確かな大洋の寒冷化とを解析した。1921/30年の最大の海洋性と強い循環の現われた10年間に、Scherhagは北半球の平均を求め、これによって $+1^{\circ}$ の気温等変化線が環状に極を取り囲み、西グリーンランドとスピッツベルゲンを通り、 60°N の極方向へ向って正の偏差は 2°C に、冬には $+3.5^{\circ}\text{C}$ までにさえ増加する。赤道に向うにしたがって次第に減少し、大陸では再び限定されるが、ラブラドル、中部大西洋、西地中海ではblankとなっている。一方東グリーンランドとシベリアの氷海は、以前には寒冷であったが、1921—30には最も強い温暖化を示した。

1931—40は温度が主として寒帯で引き続き高まり（例えばProhaska）、偏差の中心はハバランダ近くにあった。オーストラリア、アフリカ、内陸アジアでは明瞭な後退が記録され

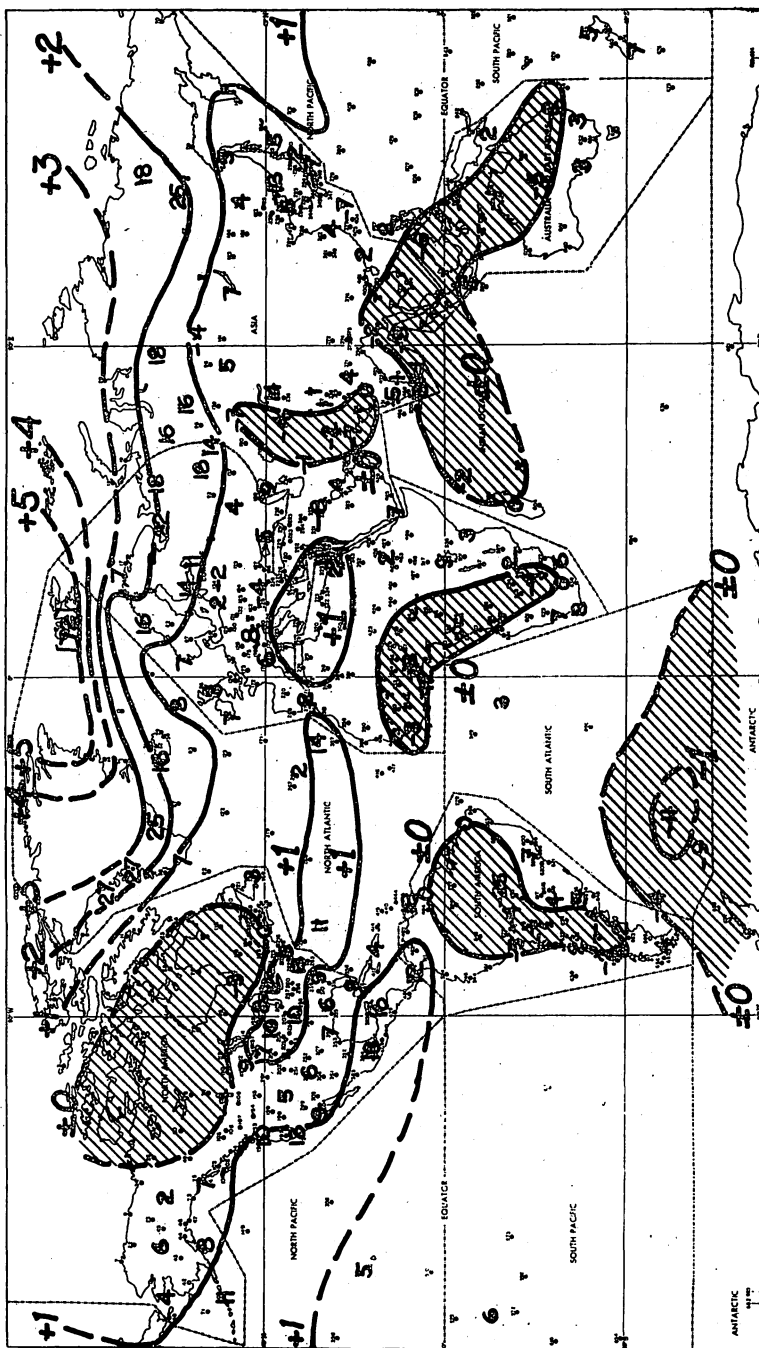


Abb.3 1900-19と1920-39の各20年間の年平均気温の変化 (Mitchell 1963)

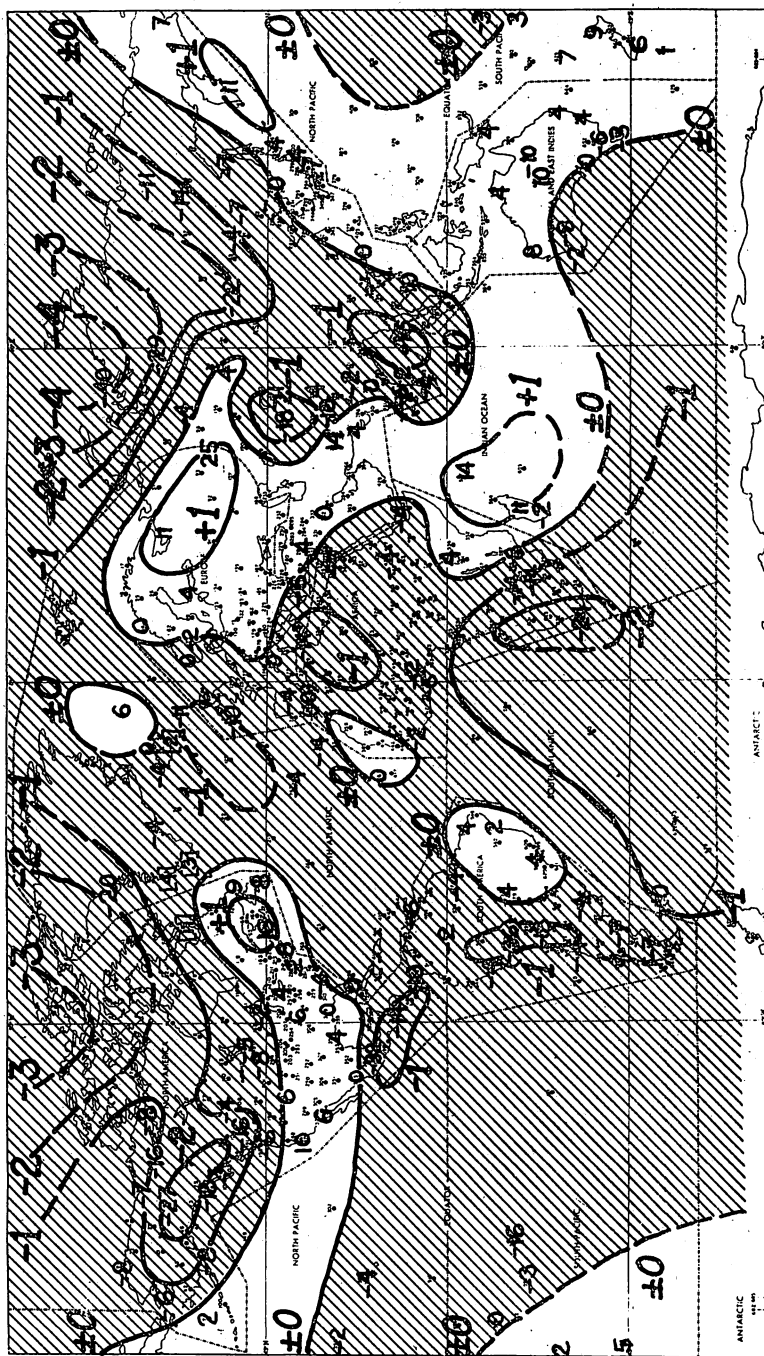


Abb.4 1940-49と1950-59の各10年間の年平均気温変化 (Mitchell 1963)

た。中緯度帯の75か所の観測のうち、47か所は寒く、28か所は暖くなった。地球上の213か所のうち、3分の2は暖かく、3分の1は寒くなった。残念ながら1931/40から1941/50までの変動の文献に欠けているため、Mitchellの調べた1940/49-1950/59の研究に関連づけることができない。

夏の平均気温の変化は、年平均に対する冬季の大きな影響力をはっきりと把握しにくくするので、あまり記述されていない。1911/40と1881/1910との7月の平均気温差については、Lysgaardのものがよい。それによると、北スカンジナビア、北アメリカの中心部における1°C以上の大きな気温上昇に対して、西グリーンランドの0.2°Cの弱い下降が対比している。さらに下降範囲は内陸アジア、南アジアのモンスーン地域に広がっている。南半球の中緯度帯の冬(7月)は、北方のニュージーランドで寒くなった。

総括：20世紀の気温状態は、Mitchell(1963)によれば次のような特性をもつ。

1900-1939 40年間連続する温暖化

1920-1939 全球的な気温平均化

1940-1959 一様な寒冷化

1851/1900から1901/50(Schell 1961a)の温暖化は、最も強く北極に影響を及し(Jacobshavn + 1.5°C)、低緯度の山岳(0.4°C)や大陸(Tiffis + 0.1°C)と同じように、海岸からの影響をうける観測点には最も弱く作用した。

地理的分布と気温変化の特徴との間の関係は、発見されなかった。全球的な偏差は当然、地理的モードとも、大循環変動とも関連してないはずである。その解決は、気候変動に原因する各因子に対して与える大気の最初の熱反作用を、大気の力学的な不安定度に加えられた二次的な変動から区別するために、経験的な方法手段に委ねられている(Mitchell)。

この百年間の気候変動が、中緯度帯に短かく温和な冬と、長く暖かい夏とをもたらし、動植物の生育が北へ広がり、間作物の栽培を許すことにもなるならば、19世紀の小氷河期、オ3期の気候悪化の回復について、楽観的な見方ができることになる。これは、現在では、ヨーロッパ地域でのみ証明されている。

2.1.1.1 その地域変動

19世紀の大西洋-ヨーロッパ域：長期にわたるヨーロッパの気温変化傾向に特異なことは、最少値が非常に異ったさまざまな時期に現われることである。この現象について、L.Lysgaard

(1949), G. Manley (1953), D. J. Schove (1950, 1961a) らが、それぞれ説明を加えているが、互いに一致した結論には達していない。Manley は Lysgaard の当時の平均気温の換算に疑問を抱き、Scherhag (1960) はヨーロッパの中心の引き続く温暖の外見上の拡大を、主として都市の影響に帰し、Schove は、1859/88 アイスランドに始まり、1871/1900 ノールウェイに現われ、後南東ヨーロッパにひろまった最近の温度上昇の兩への指向を認めた。もしそうならば、個々の極値はハバランダに7年早く、ロンドンにはコペンハーゲン(温暖1824, 1863, 1897, 寒冷1839, 1890)より3年遅く達したことになる。Scherhag (1939) は冬の気温変化から、1850年頃中部ヨーロッパは、ひんぱんに寒くなったが、1851/70年にはかなり温和になった。その間、北、南、それに北西ヨーロッパは1880年に至るまでも、一層寒さが厳しくなった。二次的な最少値が南ヨーロッパから中部ドイツへ移ったところ、1871/90年の温暖は北ヨーロッパ全体にまたがり、1910年アイスランドに達した。西地中海では、1939年にはまだ冷期間であった。

Fay (1958) の発表した標準期間 (Abb. 5) の30年間の平均偏差には議論がわかれている。すなわち、1795年ころの冬の気温は、エジンバラ (E), ベルリン (B), ヴィルナ (W) では最小、コペンハーゲン (C) では平年以下、ウィーン (V) ではいくらか平年並であった。

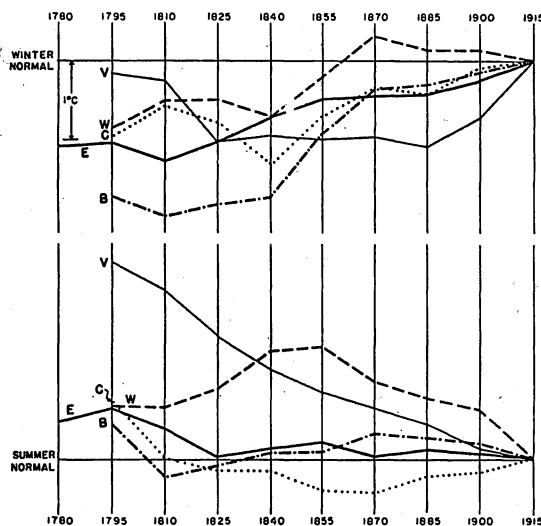


Abb. 5 夏と冬の気温偏差の経過 (1915年を標準,
Fay 1958)

30年後、ヴィルナは暖かく、ウィーンは寒くなった。1855年には、エジンバラ、ベルリ

ン、ヴィルナで平均値が急に増大し、コペンハーゲン、ヴィルナでは1825-1840間の時々の寒冷化にも作用されなかった。19世紀末、ヴィルナの小さくなっている気温経過を除くならば、曲線は上をむいている。1795年の夏は全体に暖かった（スカンディナヴィアは例外）。1825年、エジンバラ、コペンハーゲン、ベルリンは平年値へさがり、ウィーンは寒くなり、ヴィルナ、ストックホルムはいくらか暖かくなった。1855年、ヴィルナが最も暖かい夏を記録したとき、エジンバラ、ベルリンは暖かく、コペンハーゲン、ウィーンは寒かった。1885年コペンハーゲンの平均気温は上昇し、ヴィルナ、ウィーンは、ひき続き寒かった。Fayはこの気温変化から循環モデルをたてて、それから説明しようとした。

総合すると、今日では一般に適用した（H.Flohn 1957b）1775/1811の年平均値は、南西ヨーロッパを除いて、19世紀末まで下降し（1℃前後）、1901/30は平年値であったという印象をうける。1851/1900の西ヨーロッパ、中部ヨーロッパの冬は、3°も寒く、夏はほぼ暖かった。ウィーン、グリーニッチ、トロントハイムの最も高い30年平均は、1930年代の末まで有意性を越えてはいなかった。10年平均は、英国のように境界のある地域内ではかなりの差を示し、局地変動が多い。（Callendar 1958a）

20世紀の大西洋-ヨーロッパ域：大西洋は海洋学的・地理学的特色をもっており、また気候的にも北半球の他の地域とは異つた特徴をしている。その縁辺では、ほぼあらゆる地域に対して、循環の先行現象を伴っている。このことは、20世紀におけるヨーロッパの様な温暖化作用が再びくり返えされ得ないことから理解されるだろう。現在の資料からは、世界的に各種の文献を基にしようとしなにかぎり、せいぜい個々の国の間での比較とか、個々の観測所系列からの豊富な概要を見いだすくらいのものである。しかしこれに関連し発生する問題を詳しく体系ずけて構成することは、当面の研究の枠外に属することである。

C.S.Callendar (1958a), E.Goedecke (1955), F.Kortüm (1955), H.H.Lamb, A.I.Johnson (1959), I.I.Schell (1961a)らのそれぞれの研究と、P.Hupfer (1962)の概要とは、簡潔な展望を我々に示してくれる。決定的な気候の転換が行なわれた1890年以後、年平均気温は、ヨーロッパでは南部を除いて次の時代に急上昇をとげた。その上昇傾向は30年間に及んで冬と春に最も強く現われ、一方夏と秋は1920年まで涼しくなった。1925/30年も一つの転換期をもたらした。1940/42年の寒冬は、ヨーロッパ中央部で一部で一時的に19世紀の水準までその10年平均を下降させたが、その後は温暖化が続いた。1931/50年の平均は、北西ヨーロッパ全体にかけて、特に夏

と秋のせいで“気候平均”より暖かかった。1901/50年の平均は、次の地域の過去200年間の記録にあてはめてみると、イギリスでは1701/50年とまったく同じ高温で、大陸の観測点ブラーグとウィーンでは1801/50年の平均に等しく、その他の6つの観測所では最高記録であった。1949/54年には、バレンツ湖で 2° 、バルト海一帯で $0.5 \sim 0.8^{\circ}$ 平年より温暖であった。1940年以後の冬の気温下降は、どの地点でも有意性のある限界に達していない。LambとJohnsonはイギリスの平野部にある観測所での積雪日数を数えあげ、1920/39から1940/57までの増加が2倍になったことを確認した。夏の気温は1940年にロシアで、1950年には北半球の多くの地点でも下かりはじめた。又、最近では涼しい春が多くなっている。しかし最も新しい説明についての、まとまった量的な記述は見当らない。

中部ヨーロッパ

H.Brezowskyはド・ビルト+ベルリン+ウィーンの季節毎の気温偏差を、1880—1950年間について10年移動平均で調べ6期に区分した。

- 1) 1885—1895 秋と冬の気温は極小になり、春は平均していたが、夏はかなり涼しかった。
- 2) 1895—1906 著しい温暖化が生じた。しかし春と夏は涼しくなった。
- 3) 1906—1909 短いが、重要な気温の下降が後をついだ。春と夏は依然として回復しなかった。
- 4) 1909—1920 全般的に温暖化が強まり、特に冬の温暖化が目立ち、それが春にも及んだ。これに対し秋は寒くなった。
- 5) 1928—1939 盛夏と秋が原因して年平均が上昇(2° 以上)し、冬の気温は変動した。
- 6) 1939年以降 温暖化は後退したが、寒冬の出現にもかかわらず年平均は平年を上まわっていた。Kortümによって計算された同一観測所で測定された5年平均値は、大戦中の冬を経て、元へ戻る傾向を増しながらも上昇していた。ボンダムでは、1944/53から1954/63の平均は 0.9° 下がり、現在は1940年以後で最も低い値を示している。

(Abb.6)

K.Rocznik (1962)は、それぞれの経過の特殊性を永年傾向で提示した。200年間の変動のうち、1911—1920の夏は最も低い平均気温(17.7°)を示しているのに対

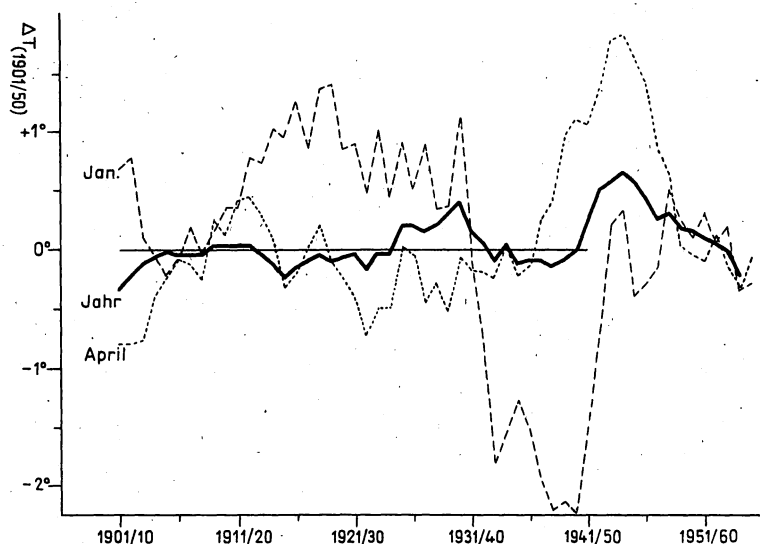


Abb. 6 ボツダムの気温偏差経過 (10年移動平均)

し、1931—1950の夏は最高の平均気温 (18.8°) が続いた。またこの間に、1922—1929の涼しい夏、1932—1939の暖かい夏、1953—1958の湿潤な夏という経過があった。同じことが温和な冬の周期にもあてはまり、最近のそれを我々は1948—1953に体験した。Rocznik は統計から、長年の温暖傾向には夏は除かれ冬のみ関係してくることを推論した。—F. Steinhauser (R.G. Veryard 1963による) は、気温変量は海洋に強く影響されて、1870/80年代、1930/40年代に記録した最大値の中間にあって、1901—30にはその半分に減少したことを認めている。—P. Hupfer (1962) によれば、1901—60の年平均積算曲線を見ると、1909年までは負の偏差が優勢であり、その後1921年まで曲線は上向きとなり、1930—39年には記録を更新し、これによってその変化が偶発の域を越えていることが分る。その後温暖化は、1940/42に一時中断されはしたが、なお現在にいたるまで続いており、1953年の転換期がこの傾向を緩やかにしている。

このような異常さは、少くとも18世紀以来1回だけであることが、この現象の多様性から理解される。そしてこのことは今日の大きな気候の不安定さからも証明される。

北ヨーロッパ及び北海

フィンランドは、地球の人口密度の濃い地域の中で、近年最も印象的な気候変動に見舞われ

た。J.Keränen (1955)によれば、その変動は春、盛夏及び初冬に集中した。最も暖かかった時期、1934/38は南西のキールの平年値と一致した。これは、気候的にはフィンランドは500 Km 南西へ移動したとも言える。1899/1908から1929/38までの冬季は、フィンランド北部で2-3°C、南部で1-2°Cも暖かくなった。年平均は全般的に1°から2°高くなり、氷海に面する海岸一帯では特に著しい。また内陸のヘルシンキでは、1939年の10年平均が1850年より5°C上まわった。

スウェーデンはH.W.Ahlmann (1953, 1955), G.H.Liljequist (1949), C.C.Wallen (1953, 1955)らによって詳細に研究された結果、同じような南北差を示している。代表的なストックホルムの記録では、1770年代、1850年代、1930-40年代の三時期が暖夏として卓越している。平滑された曲線は、1790年から1862/91年の最寒期までに1°C下降した。20世紀に入つての上昇は、北部ですでに1910年前に始まり、中部ヨーロッパと同じに1.5°Cを記録して、カレズアンドーでは3°の上昇をみたが、南部では時期的にもっと遅く現われた。一方、1890/1910年来続いた下降は、1927年になってはじめて一時的に平年値に回復した。1930/55の夏は、最北端部では再び冷却化に向つたが、南部では1955年にもなお弱いながらも温暖化をとどめていた。夏季の気温変動度及び年振幅の永年変化は、1901/30に著しい極小を示し、1950年以降改めて減少に向つてゐる。月変化としては、1800年以後最初に1月が温かくなり、1910/39の極大を経て、これまでになかった寒冷化を示した(特に北スウェーデン)。最近では、春・秋ともに全体的に暖かくなっており、年平均曲線も1800年以後ゆっくりと上昇している。

ノールウェイの気候は、T.Hesselberg, B.J.Birkeland (1940/43, 1956)及びT.W.Johannessen (1958)のまとめた研究によると、同じように好調に経過した。1890-1940の間の全国平均値は0.6°Cの温度上昇を示し、そのうち地理的には内陸と北部、又時期的には冬季と1931/40の10年間で最高の値を記録している。北部では早くから(1891/20以後)夏季の気温が急速に上昇していたが、スピッツベルゲンではただ冬の気温のみ6.2°Cの温暖化を示して、これまでのすべての記録を破った(1911/20-1931/35 + 9°C, 年平均 + 2°C)。そこでは、1917-1922の急激な上昇ぶりがことに目立ち、+7°Cに及ぶ冬季(平年2-3°C)の上昇度は、1940年まで続いた温暖化の中でも最右翼の位置を占めている。総括すると、ノールウェイでは1921/50は1911/40よりわずかに暖かく、1941/50は、才二次大戦中の冬の熱不足が補なわれないままの続きから、1931/40より0.4°C寒かった。

デンマークの気候については、L.Lysgaard (1950, 1963) がいくつか規準になるものを挙げている。それによると、1940年以前は厳しい冬はまれであり、温和であることが多かった。それに比して1941/50の10年間は、厳しい冬はなお一層厳しく、温和な冬は一層温和になった。一方、涼しい夏はいくらか涼しくなったが、暖かい夏はそんなに暖かくならなかった。

イギリスは気象観測系列について長い伝統を誇っている。J.Glasspoole (1955)の研究とE.Goedecke (1955)によって註釈のつけられたManleyの計算によれば、1月の気温は1760年以降20世紀にいたるまで常に上昇を続け、12月も飛躍的に上昇した。夏と秋は、1885年以前の非常に長くつづいた下降が終って、1930年まではわずかに温暖化の傾向を見せている。冬季は、ほとんど鏡像のように他の季節に、特に秋に比例している。その偏差曲線は1918/27に極大となり、その後 2.4°F 低い1937/46の極小期を通して、1942/51の更新された平らな極大へと連なっている。1922/31から1929/38にかけて、年平均が 0.7°F も急激に増加した原因は、春・秋もそれほど劣っていた訳ではないが、主として 1.8°F も気温の高くなった夏にある。1954年には10年平均の極大を上まわったようである。

アイスランドでは、19世紀後半の30年平均は、長期の平均値より低かったが、1901年以後は上まわった。J.Eythorsson (1949)の報告によれば、1859/88に 0.7°C の負の最大偏差が、1919/48には $+0.7^{\circ}\text{C}$ の正の最大偏差がスティツキショールムで現われた。1871/1900から1909/38の気温上昇はノールウェイのそれより 0.2°C 上まわり、北部ではもつと早くから始まっていたようで、相対的にはアクレウリに $+2^{\circ}\text{C}$ をもたらしした。

1910/19—1926/35の間、5カ所の観測所の平均で 1.4° から 3°C の値を得た冬の温暖化が始まった後にはじめて、10年平均は1915年の極小から高くなって、1940年代に頂点に達した。しかしAhlmann (1953)によると、1925年までよりは高い状態にあった。春季は1913/22—1926/35にかけて、最初は飛躍的に暖かくなったが、その後はゆるやかになり($2-2.5^{\circ}\text{C}$)、40年代に再び寒くなった。夏と秋は、1933/42まで、ゆるやかな上昇の傾向を示しながら激しく変動した。ノールウェイの観測所トロムセイと比較してみると、年及び冬の気温曲線はともに重なるが、一方アイスランドの夏は、1900年以前は温暖で、それ以後は明らかにノールウェイより寒くなった。

グリーンランド及び大西洋北極圏の温暖化については、R.Lange (1958) が、その異常の始まりと終りとを移動平均よりもよく確認できる平均偏差積算曲線を使って、取り扱っている。西グリーンランド海岸一帯における変動は明らかに大西洋側とは別の規律に従っている。とはいえ両者とも上向きの長期傾向を示して、すなわち、西岸では1880-1899及び1917-1922の年平均は低く、1923-1936は常に高かったが、他方東岸では1925年に温暖化が始まり、1958年に至つてもなお続いている（それに対し、ハンブルグでは1893年まで寒かった）。7月には $+1^{\circ}\text{C}$ の30年間以上にわたる上昇が1926年に始まったが、西グリーンランドには現われなかった。1月は1911年までグリーンランド全体が寒かった。非常に強い温暖化によって、1926年以来平年値を上まわる気温が生じたが、1955年には1882/1911年よりも北西部で 6° 、南西部で 2.5°C 高くなった。

1940-1943に厳寒の1月が、1936/45のなだらかな下降の中でハンブルク-東グリーンランドスビッツベルゲンの三角の地域に明白に現われたが、一方、西グリーンランドにあった1930/39の1月の極小は例年通りであった。1926/55の後、温暖化は停滞しているようでもあり、ゆっくりと衰えていくかのようでもあった。何故ならばスビッツベルゲンとベーレン島の1955年の10年平均は、2月及び4月では1931/40よりなお高かったが、他の季節では不規則な後退を示している。

東ヨーロッパ

ソビエト地域の変化については、E.S.Rubinstein (1959) と I.E.Buchinsky の翻訳によってようやく身近かに知ることができた。それによると、冬季に特に明瞭に現われる10年単位の温暖傾向は、1930年代に頂点に達し、西部では気温の減少にとって代られたが、北極圏の海岸一帯では温暖化が1950年まで続いた。ウクライナ地方の観測所で観測した気温変動は、明白な循環性と、19世紀後半から1897/1906にかけての上昇とを示した。1848/57と1890/99の後の下降も、その上昇の中にかくされてしまった。1920年代の傾向は長期間の平均と一致し、1930年代はいくらか暖かく、1940年代には再び寒さを増した。その後、気温偏差は 0.5°C 前後で平年値を上まわっていた。

北アメリカ

G.Manley (1954) は大西洋の両側について、その長期の温度曲線を比較して、よく一致することを示した。しかしながらニューハブンとトロントで見られた「暖気の峯」は1880年西ヨーロッパでは見当らず、又1840年代後半では西ヨーロッパの「寒気の谷」に向きあってさえいた。長期にわたる上昇は北部（カナダ）で大きかった。

アメリカ合衆国

1896/1915-1916/35 (A.Wagner 1940) : 年変動は増大し北西部において徐々に暖かくなっている夏と寒さのましている冬と一致している。南東部やミシシッピー盆地でも、それに対応する変化が起こっている。1908/17-1928/37, 冬季 (J.H.Conover 1953) : ロッキー山脈のみ寒冷になり、その他の地域では 3°C も暖かくなった (ミシシッピー盆地)。J.B.Kincer (1946) は、1921/40の期間をアメリカの温暖期と呼んだ。

1906/30-1931/55 (H.E.Landsberg 1960) : 地球全体の温暖化の中で、25年平均の変化は 0.8°F の値を示した。その上、 40°N 以北の観測所では $+1.0^{\circ}\text{F}$, $35-40^{\circ}\text{N}$ では $+0.7^{\circ}\text{F}$, 35°N 以南では 0.5°F を記録した。とくに気温は五大湖で最も高く、年平均及び夏の気温はロッキー山脈でも上昇した。南西部では上昇はそれほど広い範囲にはわたらず、南部のアブラチャに向かって不確実であるが負の偏差に移行した。1876年に終わった最寒期の10年に比べて、1930/39には東部で $2-3^{\circ}\text{F}$, 西部で $3-4^{\circ}\text{F}$ 暖かくなった (Kincer)。すべてこの季節に、最初 (1904/13) に夏に現われたと同じ傾向が続いた。

1931/40-1941/50 (M.Rodewald 1952) : 40年間にわたって温暖化が進行したが、その後の経過は次のように逆転した。すなわち、正の温度偏差は 0.4°C から 0.1°C に減り、大西洋側へ移動した。一方、カリフォルニアの負の偏差は中西部へ拡がって、 -0.7°C に及んだ。42州のうち、36の州がその前の10年より寒くなった。

カナダは、R.W.Longley (1954) によれば、1879/88年間に極小となった。1903年に寒い時代が終わったとき、その後の温暖化が時期的、地域的に局限されていた変動を消してしまった。海洋性気候の東カナダでは、1903-26の寒冷化にもかかわらず、最近の10年間 (1943/52) で大部分暖かくなった。西部にあるオーパー湖の偏差曲線はそこで大きく変り、1947年後の5年間の急速な下降線はけん著なものがある。アルベルタでは、その下降のおかげで、全体の永年の温暖傾向を失ってしまった。

南半球の高緯度帯

地球の豊富な寒冷タンクとしての南極大陸は、その熱制御によって他の気候帯に影響を与えると思われている。南極大陸自体からは長期にわたって均質の観測記録は得にくいので、南極の流氷地域の島々から得たデータによって、間接的に結論に導かれる。自然の微小な変化の中に、より大きな重要性がひそんでいるものであるとして、Callendar (1958a) はロ

ーリー島 (61°S , 45°W) を地上で最も重要な観測地点と見なしている。高緯度地帯での年平均 3.7°C にも及ぶ変動—北半球の同緯度のトルスハウン (ファロー諸島) では 2°C —は、実際の傾向を覆いかくす恐れがあると Prohaska (1951) は述べている。ローリー島でもグリムゼイ (67°N , 18°W) でも、1920年代の終りに特に大きな振動を記録しているが、それぞれ南オークニー諸島 (亜南極) での1931 / 50の一時的な下降と、一方ではアイerlandにおける有名な温暖化に関連していた。それによると、ローリー島には1903年の観測開始以来、意味深い気候変動の明瞭な徴候が欠けていた。しかし、Schell (1961b) は1903 / 20—1921 / 40に 0.4°C 寒冷になったことを発見し、それを覆氷日数の年平均が185日から213日に増大したと結びつけた。1941 / 50の結氷状態は、開水面となる唯一の月である3月以後では、夏の気温のゆるやかな下降と減少する年変化とに定期的に平行して、早くなった。南極大陸の周辺に置かれた観測所でも、北半球の高緯度帯に起ったような極端な変化は記録されなかった。H. Wexler (1959, 1961) は、リトル・アメリカ (78°S , 16°W) について1912—58の傾向に $+4^{\circ}\text{F}$ の偏差を認めたが、穿孔プロフィールによれば、氷の温暖化は50年間に 2°F となっている (Mitchell 1961aを参照) ことからみれば、有意性に乏しいとしている。ここでも我々は、観測所の諸設備がますます拡大しているために、制御されてない一種の「都市の影響」を考慮に入れねばならない。

2.12 海水温の変動

北大西洋の水温の永年変化については、J. Smed (1952ff.) の論文を参照できるが、それに比べると遠隔の海域については資料に乏しく、全く知られていないところもある。

J. Bjerknes (1959, 1960, 1962 / 63), H. J. Bullig (1954), G. Neumann (1950), H. Riehl (1956), R. Scherhagらを含む多くの研究者の発表によれば、大洋と大気は熱交換を通して互に関連しているため、水温は気候変動のメカニズムの中で非常に重要な一環をなしている。

イギリスの海軍本部はすでに185年前から水温測定を行っていたので、Lamb 及び Johnson (1959) はその資料を引用して、現在の数値との代表的な比較を試みた (Abb. 7a, b)。

1800年頃、暖かい北大西洋海流は現在より南を流れていて、西ヨーロッパ海岸の手前で右へ曲折していた。そのため、当時ベルムダ群島の北及び東の広い海域が著しく暖かくなっていた。一方ラブラドル海流はアメリカの海岸一帯を南下して、温暖の極大の中心のすぐ北西に 3°C に及ぶ負の偏差をもたらした。 50°N 以北では、偏差値は今日より低かった。北緯 0° と

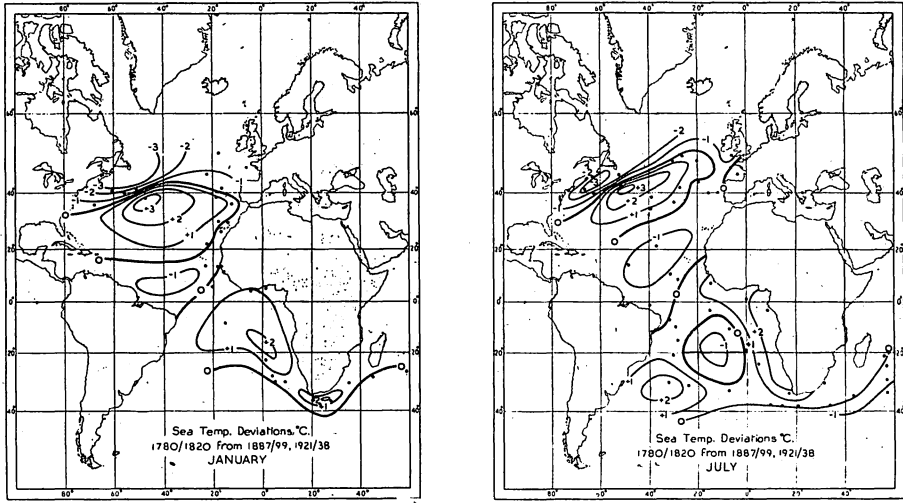


Abb. 7 a 海水温偏差分布図 (°C)

" 7 b "

} (Lamb, Johnson 1959)

20°Nの間の寒域については、メキシコ湾にわずかな暖流をそそぐ北赤道海流の、南への偏差に原因が求められるだろう。

次の永年傾向の地理的区分は、Lamb並びにJohnsonの論文を基にして、その展望を一層押し広げたものである：

a) 北緯60°Nの地域では、1800年以来現在に至るまで、恐らく途切れることなく温暖化の一途を辿った。

アイスランドとノールウェイの間の海域では、最大偏差値3-4°Cが、1890-1940で半分になった (E.Kuhlbrodt 1954を参照)。P.R.Brown (1953) 報告によると、1930/39-1940/49の平均偏差は、アイスランドの東から南東にかけて、グリーンランドの近くで暖かい北大西洋海流に直接接する海域では、極大で1°C下がり、末端のイルミンガー海流の領域では上昇した。気象観測船A及びMは、1951/60になお一層高い平均値を観測した (M.Rodewald 1963)。

b) 北大西洋の中緯度帯では、変動は複雑になっている。1900-1929の中のある極小は、北から南へとその活動を中止した。1932年以後、正の偏差はアイスランドの南55-60°Nに、また少い偏差ではあるが50-55°Nにも現われた。そこでは1960年の今日でも、なお正の偏差が持続されているようである。Bjerknesの作成した27.5°Wの地点に

おける南北プロファイル (Abb.8)を見ると, 47.5°N ではもはや長期の寒冷化をとどめていない。アイルランドからラブラドルにいたる広い海域は, P.R.Brown (1963)の研究した $1880-1960$ の 43°N , 52.5°W の地域と同様に, それぞれの長期傾向をもってない。

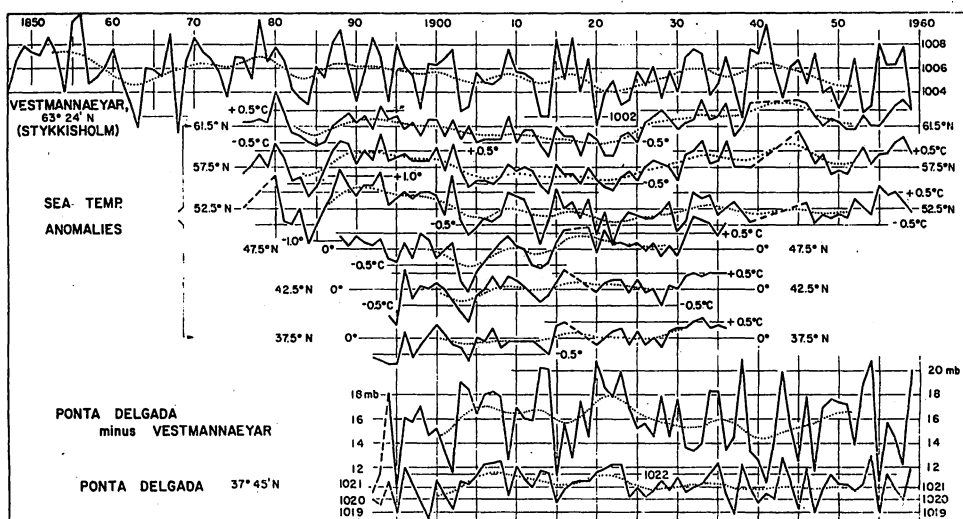


Abb.8 アイスランドーアゾレス間の海水温経年変化図 (Bjerknes 1963)

上段: ベスィマナエルの海面気圧経年変化

下段: ポンタ・デルガダとベストマナエルの気圧差の経年変化 (東西指数)

およびポンタ・デルガダの気圧の経年変化

その地域では, $1912/21$ の極小の後に, 温暖化が $1950/54$ まで続き, その後に 2.5°C におよぶ寒冷化が 1959 年まで続き, 永年の温暖 ($1890-1952+3.9^{\circ}\text{C}$) が一様に進んでいた雨よりの地域でも -2° の偏差を示して活動的であった。

アゾレス群島の周辺では, 1904 年の極小後は弱いながら正の傾向が支配的であった。最も強い温暖化は, $1890/97-1926/33$ に $+2^{\circ}\text{C}$ の偏差をもって, 雨=ニューファウンドランドの雨がわに出現したが, これは, 雨西大西洋とザルガツソ海ではメキシコ湾流に沿って $+0.5^{\circ}\text{C}$ に減少していった (Bjerknes 1962)。同じように, アメリカの海岸ではボストンに見られるような最高の上昇 (40 年間で $+1.1^{\circ}\text{C}$)があったが, 雨に下がったメキシコ湾岸では, -0.4°C と減少して, そこではすでに 1925 年から 1950 年の間

に、気温の場合と同様極大を過ぎてしまっていた (Rodewald 1956)。北西ヨーロッパの海域でも、1880/1920-1920/60の温暖化は+0.5°Cの偏差を示している。ところが1951/60の10年間では、Rodewaldの独自の研究によると、大西洋上のすべての気象観測船、とくにD船の観測は、アメリカ海岸及びカリブ海の偏差曲線が負に向って下降していることを示しているが、一方気象観測船I,Jは正の偏差を観測した。平均図はC船のそばに寒域を示しており、その寒域が亜寒帯から亜熱帯の温暖の極大域を分離し、この10年間に遠く南西方に拡大させた。この3つの偏差中心は、Bjerknes 周期 (1926/33) 以後、西よりの傾向がある。

C) 大西洋熱帯域 (30°N-30°S) では、1800-1950の間で水温が1.5°C上昇した。その間、40年間の減少傾向は、Brown (1963) が赤道の北側にのみあらためて確認しているところの1910-1920の著しい極小へ向った。その後続いた0.5-1.0°Cにおよぶ上昇は、多かれ少なかれ、すべての地域をつつみ、1940/49に現われた何回かの下降によってその偏差もなだらかになったが、7°N地帯では最大であった (G.J. Roden 1962)。

d) 南大西洋は、Abb.7を参照すると、セントヘレナ島周辺と希望峰の南で1°C暖かくなった。

e) 北太平洋上の 観測船の観測によると、北大西洋におけると同じく1946/55の期間に0.4-0.5°Cの正の偏差が優位を占めている、とRodewald (1956) は述べている。亜熱帯では、この正の偏差が東から西にかけて増加したが、アメリカの西海岸は全く影響をこうむらなかったため、1946/55の水温、気温は共にかなり低かった。1958年までの北大西洋の水温は、1890-1939年の平均より1°C高くなっている。その変動は、経度、緯度、によって変化し、低緯度帯にのみ統一された活動をもたらした永年傾向と明らかに一致する (Bullig)。40°N以北では、秋・冬の気温増加は大きく、春・初夏の気温増加は小さい (Kraus 1960) が重要な季節差は存在しない。50°Nより極の間では、夏季に正、冬季に負の偏差があることをNeumanが発見した。比較的大きな変動が、年々についてもあり、それはアメリカ東海岸に沿う気温の急下降する地域に、才一次世界大戦の時期に生じている (Riehl)。大太平洋の極前線の気圧傾度は1920年まで増しその後1933年まではコンスタントであった。

2.121 その地域変動

Goedeckeによって提示された気温年偏差の積算曲線によると、ドイツ湾では1903から

1914までコンスタントで、北大西洋の極小期につづく1929年までは、水温はゆっくりと上昇している。1930年以後、北海南部では特に3月が1901/30の平均に対して相対的に寒くなり、他方1924年以降の夏季並びに1928年以降の秋の各月は温暖化が強まった（ヘルゴランド1931/50，9月+1.0℃）。しかし北海南部とは反対に北部一帯では気温の増大が東西方向にわたって減少した。

大陸が海岸近くの海域に与える熱伝導の一例として、燈台船エルベ4号は1931/50の期間にエルベ河口で+0.8℃にもおよぶ正の年偏差を記録している。この年偏差は、1940年代に出現した結氷の大きかった冬によって大きく区切られている。バルト海でも、少くとも時々には温暖の傾向を示した（Hupfer 1962）。そのうちバルト海では、1931/60の気温は後半で標準期1901/30の平均を1℃上まわっていた。最後の10年間では温暖化は続かなかった。

2.1.3 氷の状況

北大西洋は広い面にわたって北極海の流氷の流入を許しているので、アイスランド近辺に出現する氷の度数を長年観測することにより、極の氷量の変動をさぐる手がかりを与えてくれる。Lamb及びJohnson（1959）は1840—1854の間の極小と、1920年以降は、流氷が1865/74の12—16週間に比べ、1週間ほど短くなっている近年の減少傾向とに高い有意性を与えている。なお冬の終りの流氷限界は1911/20には71.2°Nにあって、その前後の時期よりほぼ1°南よりであった。（Schell 1956）。1920年以後、アイスランドの近辺は多年にわたって開水面となっていたが、ようやく1949年のはじめと終りに、年10週間以上の結氷が認められた。北極海の海水が1958年以後全般的に増加したことについては、最近Lambが指摘している（1963a）。

19世紀の変り目に現われた小氷河期には、氷限はフェレーエル群島のすぐ北にあったようだが、バレンツ海の氷限位置はほとんど変らなかった（Rodewald 1956b）。一方、17世紀初頭と18世紀半ばヨーロッパにいく度か厳冬が訪れた後には、東グリーンランドとノバヤゼムリヤ島の間に時折開水面が見られたと、LambとJohnson（1961a）は指摘している。1830年、1890年後の数10年間に出現した莫大な流氷分離は、2度と補充されなかった。氷量は1870年頃の最大から1920年には300年来の極小へと減少し、それにつれて気候も完全に新軌道にそつて展開したことから、Rodewaldはこの気候の展開状態について「弁証法的逆転」の疑いをさえ抱いた。1893/95年にかけて、Nansenは「フラ

ム」号によって365 cmにおよぶ年々の氷の層厚を観測した。しかし、1937/40年には、砕氷船「セドウ」号は218 cmを観測しているにすぎない。Ahlmann (1953) は、1924—1944の期間における流氷の減少を100万km²と見積った。何回かの探検の結果、1920年代30年代の流氷の漂流は、1880年代及び1950年代に比べて30~50%ほど多くなった。今日観測される漂流は以前の流れと交叉し、カナダ北極圏の内側で円を描いている。北極海東部の氷況に現われた小変動は、最近では大西洋の変動と逆位相となった。そのため、Schellの論によると、1901/20から1921/39にかけて北大西洋の氷限が後退し、それに対応して北太平洋側では同程度の前進があったことになる。

南極の海水については、ほとんど知られていない。1773年、Cookは今日の流氷限界より1~2南よりを航行している。19世紀の間に、氷況は悪化した模様である。とくに悪い年(1929-31, 1904-07, 1898-99等)には、氷山が希望峰の近くまで押しよせてきた。

2.14 太陽活動との関係

F. Baur (1956/58), H. Müller—Annen (1961), J. Nordö (1955) R. Scherhag (1949), H. C. Willett (1949b, 1961a), H. Wexler (1953, 1956)ら、多くの研究者が太陽黒点期と黒点周期の間の気温変動の解明に努力を向けている。ことに、我々には太陽黒点周期の「2倍」の22年と89年周期とに興味をもたれる。Willett (1961a) は世界的に気温変動のあった1900/19から1920/39の偏差図を作成して、89年周期の才2期から才3期にかけて現われる温暖の最初の総観図とした。その間紫外線は増加している。Willettの以前の論文によれば、40年平均は次のように「活動的」又は「非活動的」な黒点周期を生じるといふ。1755—94は正、1795—1834は負、1835—1874は正、1875—1914は負、1915—1954は正。

Nordöによれば、最初の非活動期は、中部ヨーロッパ及びストックホルムに寒冬と2番目の冷夏とをもたらした。Müller—Annenは最近の太陽黒点周期を10期について調べ、中部ヨーロッパでは振幅の大きい周期のときの冬は小さい周期のときより寒く、夏は暖くなると述べた。Baurは温和な冬の出現を、彩層の爆発現象から説明しようとした。しかし両者の場合とも気温の変動はなめらかなので、その差は真の気候変動としては考えられていない。

太陽黒点の極大期と極小期の間の北半球の温度差に関して、Wexlerは1900—1939

の1月と7月を平均しその結果、極大期にはアメリカ中央部と北ヨーロッパで8°F低い1月平均が、反対にカナダとアラスカでは同じ8°Fの高い1月平均が現われた。Wexlerは有意性テストを行なわなかったので、Baurが9周期(1886-1957)について彼の方法を進めたが、同じような最大偏差は見いだされなかった。Willettは黒点周期の2倍を適用して成果をあげた。すなわち彼は、黒点数の極小期から比較的大きな5極大期(1843-1848, 1867-1870, 1889-1893, 1913-1917, 1933-1937)までと、その間に点在する小さな極大期までとに分けて、冬の気温変動との関連を観察した。それによると、大きな極大期には北アメリカ中央部からグリーンランドを越えてスカンディナビアに及ぶ地域が寒冷となり、小さな極大期にはアメリカ東部及び北ヨーロッパが暖かくなった。

太陽黒点の極小期には雲量の多い熱帯が+0.6°C暖くなるはずであるというケッペンの古典的な説は、H.P. Berlage(1957)の新らしい論文で定性的に確証され、その上極方向に向う暖かい海流にまであてはめられた。しかしながら、A.J. Troup(1962)とG.S. Callendar(1961)によれば、1928年の黒点極小以後、その位相は逆転し、時折モンスーンの影響をうける2, 3の観測所で負の相関が持続していることは、ケッペンの関係の漸減を思わせる。Troupはその相関を全くの偶然の所産であり、偏差の周期性の原因は純粋に地球自身の性質であるに違いと述べている。Scherhag(1949)はベルリンの気温偏差曲線の中にも、89年の黒点周期と関連のありそうな飛躍を見せる2つの位相群を発見した。大ざっぱに言えば、中緯度及び高緯度地帯では、熱帯地方に見られるような単純な相関関係は確実には見られない。

2.2 降 水

降水量分布の変動は、降水が気温のような状態ではない現象であるため、原則としては把握しにくい。降水量は、半乾燥地帯や熱帯の気候変動を解析する時のみ活用できる。多くの研究も、降水量が気温より不規則な変化をなしているため、統計上の試みもほとんど役に立たないことを示している。我々が利用しうるこれまでの世界的な展望は1940年で終わっているので、そのあとの時期については個々の体系的な資料で満足せざるを得ない。

1940年までの世界的な状況: Wagnerの作成した1886/95-1911/20の降水量偏差図をみると、40°Nと30°Sの間の広い地域にわたって降水量が20%以上も減少していることが分るが、熱帯内陸では場所によっては増加してるところもあった。全地球的には、降水量の南北対照が鋭くなった。すなわち、乾燥した亜熱帯高压帯は一層乾燥し、湿潤な偏西風帯は一層雨がちになった。この傾

向は、1921/30の10年変動の中でくり返えされた。熱帯の降雨は一定の地域に集中的に多く、東アジアの中緯度帯・北大西洋北部の降水量不足は、全体に西へ拡がった。又1921/40の平均は、熱帯において強まった季節風や対流による降水によって、長期平均の中でも際だって多くなっている (K.Krames 1951/52)。

この変動を地理上の分布からだけ理解しようとするならば、これまでの明確な気候変動についての観念を抹殺することになる。例として、1931/40における北半球の1月降水量偏差を、標準期のそれと比較しよう (J.R.Mather 1954)。というのは北アフリカ、東南アジア、五大湖周辺では有意な値で全降水量は少なく、Wagnerの考えでは、莫大な量が中緯度・高緯度に分布しているという。一般的に陸上では冬に寒一乾又は暖一湿の組合せが支配的であり、一方北半球の海洋では暖一乾又は寒一湿という対をなしている。Kramesによれば、気温及び降水量の永年変化が一年中負に相関している低緯度帯は別として、7月は反対の関係が該当する (S.W.Haude 1963)。

その他について統計的な有意性を望め得ないので、これらの結果から世界的に理論上から帰納できる役に立つ結果をひきだすことはできそうにもない。

1881/1910—1911/40の地球全体の降水量変動については、慎重にLysgaard (1949, 1950) がその結果を示した。1月降水量はヨーロッパ、北アメリカ、とくにインドネシアで明らかに増大し、西アフリカ、中央アジア、東アジアでは減少した。なお7月の変動は散まんて、マレーの多島海に著しい過剰をとどめるだけだった。年々の降水量の増大は、北極及び北半球の中緯度帯に不規則に分布し、フィリピンでは最大であった (+400 mm)。一方、負の偏差域はアメリカ、アフリカ (西アフリカ -700 mm)、マラヤ、オーストラリアにあった。Lysgaard が手に入れたすべての観測所の記録では、降水量の平均偏差は地球全体で -2.5 mm、北半球で -0.3 mm である。

2.21 その地域変動

大西洋—ヨーロッパ域

ヨーロッパ各地域の降水量偏差は決して一致しない。

1780から1820までの期間は、D.J.Schove (1949, 1950) によれば、北西ヨーロッパで非常に乾燥し、また場所によっては湿潤で、地中海は平年並であった。

1850—1890の降雨量はイギリス及びヨーロッパ大陸で極小であり、スコットランドの

極大と対応している。このように20世紀における降水量の南北対照の強化は、南北ヨーロッパの間に生じた差についても合致する。すなわち、北部ではアルプスからコーカサスにかけて降雨量が20%（風上側ではとくに多い）増加したのに対し、地中海全域では25%の減少をみた（K.W.Butzer 1957）。1885/95年は拡大された不連続期として、R.G. Veryard（1963）がその特徴を示した。近年（1949/54）東グリーンランド及び北海からアルジェリアにかけての子午線帯は、標準期に比べ平均して湿潤で、他方東ヨーロッパ、東大西洋は乾燥した（F.Kortüm 1955）。

中部ヨーロッパは、20世紀に入ってから湿潤な条件が特に秋に生じている。夏の降水は不規則に変動した。降水度数は平常の分散の限界内で変動していた。北西ドイツにおける1931/50の年間の降雨量は、Dammann（1957）の詳細な研究に従えば、1891/1930よりいくらか増加しており、月によっては著しくなっている。しかし、ボツダムではその永年傾向はけん著ではなかった（Hupfer）。南ドイツでは、時々（1928/38, 1939/51）夏の降水量に大きな過剰があった。この事実は、迫りくる降水不足について知りたいという世論を否定していることになる。Dammannの論拠によれば、夏降雨量/夏日数の商は減少し、夏の気候は高まる水の需要と大きな蒸発のために乾燥化していることは事実であるが、降水不足になることはあり得なかった（Abb.9）。

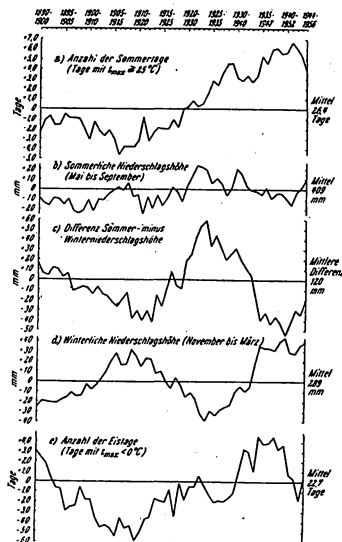


Abb.9 西ドイツの気候要素の変化（11年移動平均，65年間の平均からの偏差，Dammann 1961）

1954/58年は極端に雨の多い夏が続き、1959年には逆に乾燥した。それぞれの傾向とも、今日まで均衡をとり戻すことはなかった。

東ヨーロッパでは、今世紀初め乾燥地帯全域が湿潤化した (Buchinsky 1963)。そのうち、キエフでは海洋性気候であった1920年代、1930年代にそれ以前の70年間より40%も多い降水があったが、現在の平均は20-25%増である (Lamb, Johnson 1961a)。Buchinskyによれば、1932/41はソビエト連邦の98%の地域に非常な多雨をもたらしたが、1942/51には、おびただしい降水のあった平野部で南東部方面から徐々に再び極小へ減じた。そこでは1880年代と1930年代の湿潤期、1870年代と1920年代の乾燥期の2つの時期があった。

ノールウェイでは、1890年から1940年まで降水量はほぼ10%増大した (Hesselberg, Birkeland 1940/43, 1956)。山脈の内側のみ降水量が少なかった。その結果、正の偏差は春には北へ移動し、秋には東部や南東部の地域的な過剰まで相殺してしまった。1941/50には大きな変動はなかった。

イギリスについては、236年にわたる降水観測記録を展望してみる。LambとJohnson (1961a)は10年移動平均によっても7月の長期傾向を発見できなかった。18世紀後半の7月は雨勝ちで、1750/59の7月偏差は、1860/69の乾燥期におけると同じく、分散の2倍値を越していた。20世紀に入ると、秋・冬に、1920年代には夏季にも平年以上の年降水量が現われた。その中に含まれている多様で、地域的、季節的な差についてはGlasspooleが論述している。

アイスランドで、唯一の長期観測記録をもつスティツキョールムでは、降水量は気温と平行して高まっている (Eythorsson)：すなわち、1871/1900は平均して648mm、1901/30は680mmの降雨があった。5年移動平均を見ると、1921/25以後急に異常な高偏差が出現した。

地中海域

地中海の降水量偏差については、W.Haude (1963), P.Queney (1950), N. Rosenan (1963) が詳細に報告している。それらを総合すると、北西アフリカの大西洋寄りでは1871/1900-1901/30の真冬の増大が、春季の減少と完全に相殺されたため、年降水量は少なかった。東部一帯では、Rosenanによると、激しい変動がアテネとローマにしばしば同時に現われた。1890年に最大降雨量が記録されてから後、20世紀前半は明らかな乾燥化をみせた。Haudeの地中海における冬季雨量積算曲線は1930年に頂点を

示し、もっと早い時期に頂点をもつアラブ諸国では、1920年代、30年代、局地的には50年代に明白な極小へ下降している。インド半島部からアラビア、イタリアをこえて大西洋までの地帯の雨量は、1931/50に長期平均より10%減少した。Haudeはこの変動を、50°地帯にあるヨーロッパ大陸の観測所で観測した変動と対比してみた。その結果、湿潤期と乾燥期の間の振幅は15~45%であった。

アメリカ合衆国

合衆国では、亜熱帯乾燥地帯がしばしば内陸部の農業平野を覆い、莫大な経済的損失を与えることがある。そのため、これについてさまざまな論文が発表された。(J.R.Tannehill 1947)。Schove (1961c)は気候年代全体に、乾燥に敏感に反応する樹木の年輪を活用した。その結果分ったことは、1776年は、半乾燥地帯で長い乾燥化の初期にあたり、その後は南方へ移動する正と負の偏差が交互に現われた。1911/30では、北西部以外は湿潤であった。1929/35には、中西部が悪評高い乾燥化に見舞われたとき、メキシコ海岸と大西洋岸では強い降雨があった(Conover)。1941/50の降水量はその前の10年より全体に7%多く、同時に乾燥地帯が南へ移行した(Rodewald 1952)。最後の変化は1950年代にテキサスで降水量の不足期を形成し、一方北部では新たな降雨不足が暗示された。しかしながらH.E.Landsberg (1960)はこの単純化された変化過程を1906/30-1931/55の傾向の中に確認できなかったし、又A.N.Dingle (1955)もこの60年間における何か一方的に有意性をもつ変動を確認できなかった。

2.2.2 熱帯及び亜熱帯

赤道多雨地の雨量の重要な変動については、E.B.Kraus (1954, 1955, 1958)が詳しい研究を示し、その研究を現在にまで延長した(1963)。彼は19世紀に現われた気候の急変をけん著な現象として、高緯度では見当たらないため低緯度における降水量の永年変化から指摘することができた。世紀の変わり目に、熱帯地方の観測所の積算曲線に現われた急下降(例Abb.10, 11e)は、1907/31には負の偏差へ変った。1874/98年の約30%もある過高との較差は、平常の分散の平均値より3倍も大きくなっている。Krausは間接的な所見から、湿潤期は1820年頃始まったと結論した。1912-1922年は短期間であるが、いくらか湿潤であった。1930年代に積算曲線はなだらかになり、1940年以後最終的に再び上昇した。又Krausは、乾燥地帯の辺縁にあつて単一の熱帯雨季のある観測所で(例Abb.12)、さらに北アメリカ及びオーストラリアの東岸の亜熱帯地方で(Abb.11

b + c), 最も明確な変動の結果を発見した。

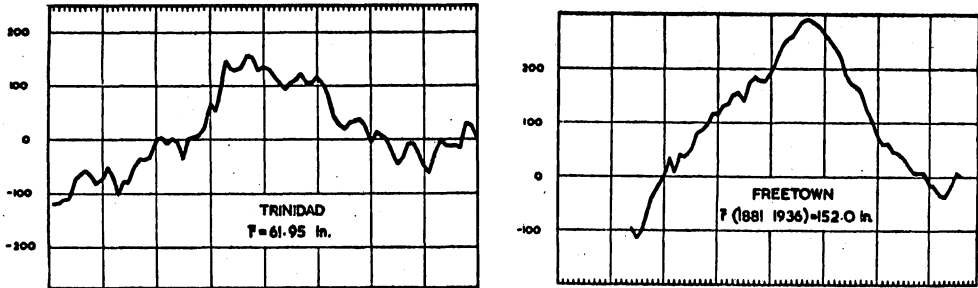


Abb.10 降水量偏差の積算曲線(%)

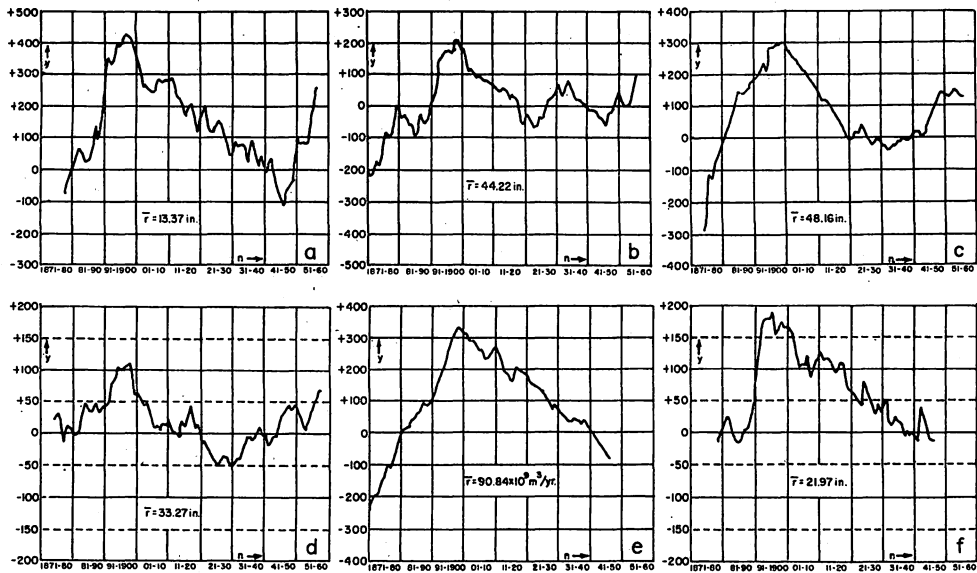


Abb.11 各地降水量の1881-1940年の平均からの偏差の積算,
(Kraus, Lorenz 1963b)

- (a) North-West New South Wales (b) Queensland
(c) Carolina Coast (d) India (e) Aswan
(f) Central Cape Province

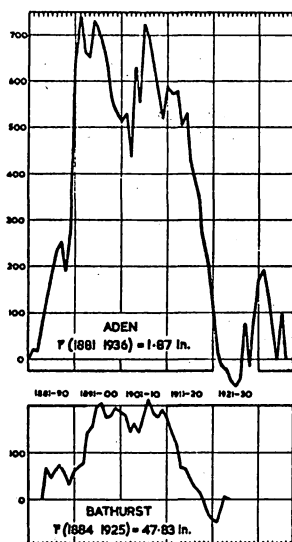


Abb. 12 降水量偏差の積算曲線

(Kraus 1955 a)

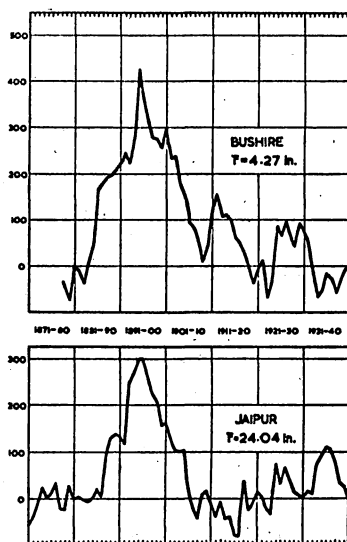


Abb. 13 降水量偏差の積算曲線

(Kraus 1955 a)

アデンでは、1906—1925の雨量は1881/1936の平均の61%に減った。西アフリカの赤道地帯の降雨も、世紀が変わってから少くなったようであり、ただ7月、8月にのみ勢いを増している。同時に、ペルシャ湾 (Abb. 13)、近東の海岸地帯 (Roseman)、パンジャブ地方 (Butzer)、また砂漠地帯の北側でも冬の降雨はほとんど少くなり、Queneyによれば、アルジェリアでは春に降雨が多かった。Haudeのまとめによると、地中海域では1884—1905の期間は特に雨が多く、やっと1925年から1950年代にかけて減少した。これらの条件から、北半球では亜熱帯乾燥地帯の拡大、熱帯多雨帯の縮少、1900年以降の雨季の短縮が生じていることをKrausは明らかにしている。

恐らく南半球の亜熱帯にも同じことが言えるだろう (図 11 a + f)。1894年南アフリカとオーストラリア内陸部の半乾燥地帯に、突然春の降雨がなかった (Kraus 1958)。そのため、オーストラリアでは降水量が10年平均で平年以下になった (1896—1915は50%のマイナス)。この期間は、冬の降雨量のゆっくりとした増加をもってしても補うことができなかった。Krausは1919から1943まで続いた上昇を、統計上からも確かめた。南アフリカのケープコロニーでは、降雨量は1900年の極大から1930年の極小までの間で約200 mm、30%も減少した (W.L.Hofmeyr, B.R.Schulze 1963) が、他方アルジェリアの観測所で同程度量の増加を記録して、乾燥期から回復したことが

W.Schwerdtfeger (1955) によって証明された (1902/11—1941/50 + 200 mm = 25%, Lamb, 及び Johnson 1959, Rodewald 1954 を参照)。

W.Haude はこの 70 年間に

- a) サハラ砂漠の気候条件は拡大したか、あるいは
- b) 乾燥地帯は一般に南方又は北方へ移動したか、あるいは
- c) その転移は不規則に分布したか、

等の疑問がまだ解決されていないとして提示し、従って一般化された形で Kraus が a) の意味を確認したことに疑いをもった。たいてい熱帯の測定記録は短期間なので、その積算曲線では永年変化について他の気候帯との確実な比較はほとんどできなかった。Khartum では、1901 年の観測開始以来 1919 年までの夏の降雨量は 1920—1950 より 68 mm 少なかったのに対し、地中海東部は冬の降雨が減少した。亜熱帯の降水量及び気温の変動は負の相関をなしている (北東アフリカでは 1°C の温暖化に伴い、降水量は 40% 前後減少した。) ので、夏には温和なアレキサンドリアに湿潤冷涼なスーダンが、冬には乾燥温暖のアレキサンドリアに温暖のスーダンが対応している。

アジアの季節風は、季節毎によく変化して、特殊な位置を占めている (Abb. 14) が、年間降雨量はほとんど変わらない。それで 1898 年以後インドに影響を与えた乾燥期は、統計上の吟味のできるほどのものではなかった。1828—1835 又は 1947—1951 のように容易に恐ろしい飢饉をもたらす短かい乾燥期は、変動の幅が大きいことを説明している。(K.N.Rao 1963)。インドの東岸にあるマドラスでは、1813—1880 と 1881—1940 の平均はほぼ同じで、このときは初夏の降雨量が多すぎたので、秋には減少した。南西季節風の分流にその縁辺が接しているジャイプール (Abb. 13) は、乾燥地帯と同じく大きな変動を示した。オセアニアの冬の季節風がポートダーウィン (Abb. 14) で 1897 年以後減少していることを示しており、その傾向は 1914/23 の強い過剰が再びマイナスを除去するまでつづいた。ジャカルタとメダンの観測所の積算曲線は 1921 年に初めて頂点に達し、それに対し今世紀初頭のスマトラ西岸、とくに卓越風向の風下側に降雨量不足が明瞭に現われた。M.Rodewald (1954) は、K.J.Schmidt—Ten Hoopen (1951) によって発見された変動原則、それは熱帯内部の収束の変動と関連して、インドネシアの北部と南部に逆並行の雨量変動をもたらすという結果に注目した。すなわち、1925 年の南部の極小は北部の極大に対応した。得られた偏差は法外な値で、西ボルネオでは 1916/26 の 11 年間の総雨量は、1924/34 年間のそれより約 8500 mm, 24% 多かつた。

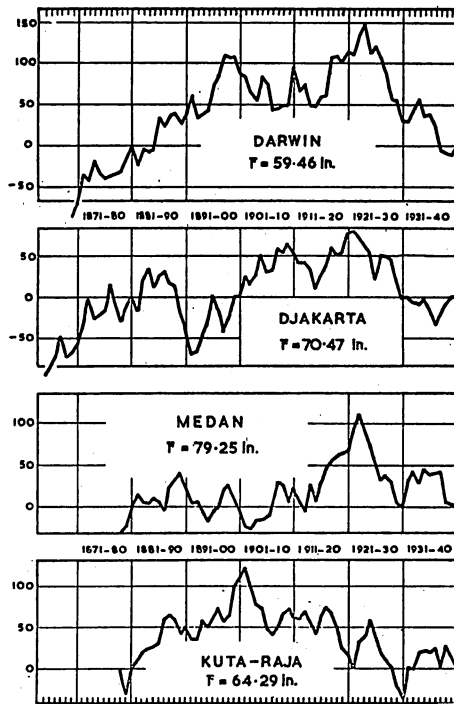


Abb. 14 オーストラリア, アジアの季節風地区の降水量偏差
の積算曲線 (Kraus 1955a)

極東の南東季節風帯では, T.Yamamoto (1956, 1960) の研究によれば, 18世紀から1870/1920にかけて夏の降雨量は増加した。1948/57の10年間には, 西
南日本で再度の多雨量を記録した。

2.23 太陽活動との関係

太陽黒点周期と, 気候的な活動をする降雨量変動との統計上の相関は, 気温におけるよりも一層疑問が多い。何故ならば, かつて降雨と微粒子放射との物理的な関係が考えられたこともあったが, 増加する凝結に必要な前提であることが証明されなかったし, 他面, 気象の観測系列そのものがたいてい9年から10年の周期を含んでいるからである。

G.W.Brier (1961) は2・3の長期のデーターから移動平均したものの年計を, 特別なスペクトル分析にかけたところ, 11年あるいは22年の周期も, また頻度の大きい非周期のゆらぎを測ることのできる他のどんな周期性も発見できなかった。H.Wexler (1953,

1956)は、F.Baur (1956/58)に忌避された自分の方法に従つて、アメリカ、北ヨーロッパ、北西ヨーロッパの各地に湿潤冷涼の7月をもたらした黒点極大期を、黒点極小期と比較した。H.C.Willettによると、極小期に対して、近年の大きな極大期に北ヨーロッパと北大西洋にあった降水過剰が南へ転位し、一方小さな黒点極大期にはメキシコ湾と南スカンディナ비아半島の間の地域が乾燥した。似た現象がオーストラリアの降水にあった。しかし太陽黒点周期の経過に伴って現われた天候の傾向は、気候変動とは見なされない。

2.2.4 蒸 発

降水も蒸発もともに地球上の水収支循環の一環である。蒸発に対しては、これまで簡易で一般的で拘束力のある測定方法がないので、我々は永年変化を規定することができない。中緯度帯で気温と降水量が増加したための蒸発の加速は、直接の手段では証明されない。これに関しては、W.Dammann (1957a), W.Haude (1963a), F.Kortüm (1955), K.Wege (1961)の労作に述べられている。低緯度地帯の90%が該当する降水量の減少は、Kraus (1958)によれば、減少した蒸発量と関連させられるべきで、高緯度帯における経過を補償することはとても考えられなかった。

2.2.5 雷雨度数

K.Cehak (1956)によってなされた解析によると、漸次統一されていった観測が正確であるとする限りにおいて、大西洋—ヨーロッパ域での雷雨の度数は、世紀の変わり目まで多く、全体に増えた。1915—1925の間、雷雨活動は一時的に衰え、局地的には著しい差異のあるのを考慮に入れないならば、1941/50の10年間以来、ヨーロッパの雷雨は2番目の少なさであった。太陽活動との関係についての研究は近くなされるであろう。

2.2.6 まとめ

降水量変動に対する我々の知識を展望するとき、20世紀に入ってから尖鋭化した降水の南北対照についてのWagnerの論文に賛同できる。中緯度帯は湿潤になり、亜熱帯は乾燥した。1894年以後熱帯に現われた20—30%に及ぶ著しい降水量の減少は、その傾向が小さくなったので、1940年までに、遅くとも1950年までに、19世紀の状況を回復した。そのさい、Haudeによって報告された状態にある高緯度帯と中緯度帯が、制約されて互いに従属して現われている。

大きな変動の振幅は一般に気候帯の縁辺に現われ、気候上の勾配が強められているその場所で最も容易に明らかになる。これは、中緯度帯の北限で気温に、そして南では降水にあてはまる。降水が集中する中心地帯である内陸熱帯での変動は重要で、そこでは最も多い雨量が世界的尺度で測られる。局地的な効果は、総観的な観察を著しく困難にさせている。最近の気温変動との関係も、太陽黒点との関係も各地ではっきりと知られていない。それにもかゝらず、この降水量の変動に、地質時代の氷河期の解明が基礎をおいているのである。それに対して、力学的な現象である降水の、広範囲な従属性が、大循環の枠内で確実にかつ容易に推察される。

2.3 大陸度

気候の大陸度をめぐるいろいろな概念は（その計算は海洋上では問題にならないが）多く、の研究者に数学的に定式化するという問題を提起した（H. Berg, W. Gorczynsky, E. Henze）英語による専門文献では、単に毎年平均気温変動の振幅が大陸度として理解されている。一方中央ヨーロッパでは、季節による降水量分布に大陸度の考えが導入されている。たとえば Henze（Wege 1961を参照）によれば、初夏の降雨量の増大は秋の降雨に比較して大陸度の高まりを意味しているし、又その気候に大陸度の性格がはっきり現われるときには、降水量の極小は冬に転位し、年間降水量としては変化しないだろう、と Dammann（1961）は述べている。

Lamb 及び Johnson の報告によると、イギリス中央部、東京、アリススプリングス（オーストラリア）の10年移動平均による7月—1月気温差は、19世紀には下降の傾向を示した。ところが1825年と1890年の2つの2次極大が、その傾向と逆になっているようである。その3カ所の観測所とも、1910—1930に温和な冬と涼しい夏をもたらした極小と、1940/45の2—3°C 高い最後の極大とについて、同じ曲線となつている。この状況に対して、ベルリン、コペンハーゲン、ウィーンの大陸度曲線が対応している（Fay 1958）が、ウィルナにおいてのみ海洋性と大陸性の気候が微妙な差で交互に入れ替った。なおヨーロッパの観測所では、1930年頃の不規則に下降している傾向が、全般的な上昇運動と一致している（Ahlmann 1953, Manley 1953）。Wege も同じく1901/30から1931/60までの平均によって得た中部ヨーロッパの初夏の降雨量増加から、しばしば訪れた低気圧性の天候状態にもかかわらず、大陸度が増加したことを結論した。ノールウェイに関しては Hesselberg と Birkeland（1940/43）の報告が挙げられる。それによれば、今世紀は1940年まで海洋性気候であったが、年平均には最寒日と最暖日の特徴ある遅れが現わ

れていない。

2.4 気 圧

気圧は、気温や降水における意味での気候要素として観測されることは少なく、むしろその気圧傾度は大循環の状態を表現するものとして観察されている。Rodewald (1954) は、気圧が「気候表示」の役割を果たすとは考えていない。というのは、本来「気候表示」というものは、方向や値とともに完全に变化する気圧こう配の中心にあつて、なお妨げをうけずにとどまることのできるものであるからである。他方、気圧面の上昇、下降は必然的に他の要素の変化の原因となる。Brier (1947) が Historical Weather Maps 1900—1939 の気圧表から解析した結果をみると、1909—1934 年の間に北半球の全気団はかなり気圧の減少を生じた。そのさい北の中高緯度の低気圧に対して、赤道では弱いながら反対の傾向が対照している。

気圧の永年変化：高緯度や熱帯で気圧が下降し、また亜熱帯で上昇をすることはあつたが、20世紀の最初の $\frac{1}{3}$ の間気圧の南北対照は強まった。この現象は気圧の強い中心部の付近で著しかった。この傾向を、A. Wagner (1940) は 1886/95—1911/20 の変動に、R. Scherhag (1936) は 1921/30 の変動に、L. Lysgaard (1949, 1950) は 1881/1910—1911/40 の変動に当てはめてみた。Scherhag (1950) によると、1921/30 から 1931/40 にかけて、気圧は北半球の 40°N と南半球の 20°S で再び増加した。この地帯では、変動は逆方向を示していたが、赤道地方ではその影響は小さかった。すなわち、1890—1925 の気圧上昇は、1931/40 には気圧下降と入れ替り、長期平均 (1875/1940) にまで戻った。Lysgaard の作成した 1 月偏差図では、中緯度の気圧は陸上で高く、海上で低くなつていて、それが 7 月偏差図では気圧減少の中心は大陸に、増加のそれは海洋にあつた。1940 年以後についての平均偏差図は、Mitchell (1963) によつて発表された。Wege の研究 (Abb. 15) によると、1931/60 の 1 月の気圧は 1901/30 に比べて、北大西洋—ヨーロッパ域の北部で 3.6 mb の上昇、南部では最高 3.9 mb の下降があつたことが分る (ミラノ)。また 1931/40 の 10 年間の傾向は、連続していたようである。一方、7 月の気圧は東部で増加し、西部で減少したため、季節風の現われやすい傾向の逆転が、Lysgaard の偏差図に現われている。

気候の転移の前に現われる気圧極大は、各地点で同時に出現するのではなく、Schöve (1950 1961a, 1961c) によると、近年の温暖化と同じく北半球の中緯度をこえて南へ移動し

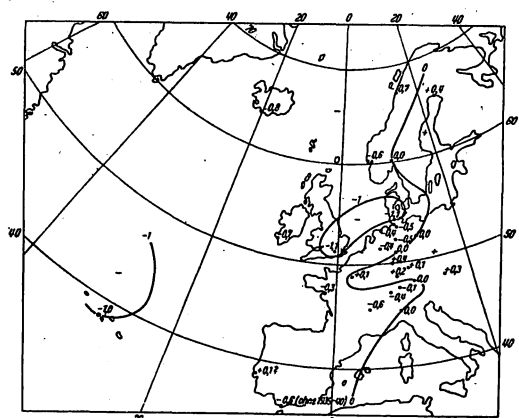
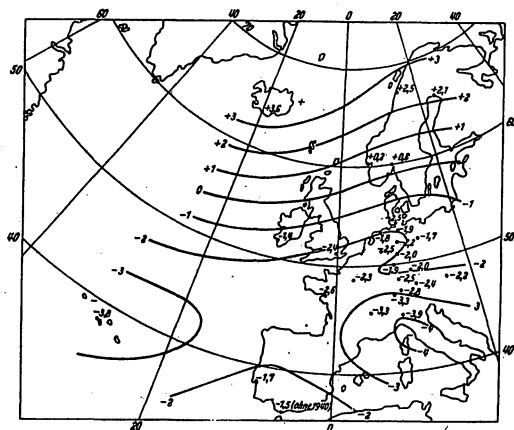
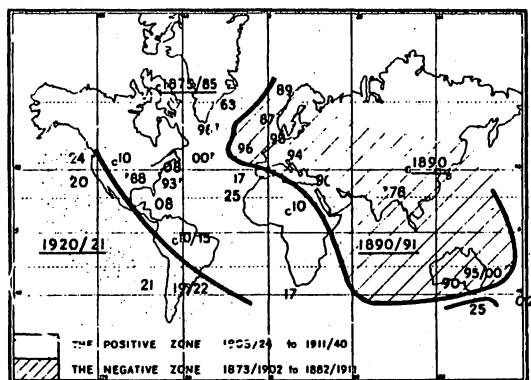
Abb. 9a. Juli. Δp (1931—1960) — (1901—1930) in mbAbb. 15 7月(上図)と1月(下図)の(1931—60)と
(1901—30) 気圧変化 (単位 mb. Wege 1961)

Abb. 16 気圧極大の時期の分布図 (1860—1930, Shove 1961 a)

た (Abb. 16)。すなわち極圏では 1866/95 に、アイスランドには 1851/80 に、中部ヨーロッパ及びイギリスでは 1881/1910 に 30 年平均の最大が現われた。一方地中海地方では、それは 1901/30 の標準期と一致するが、アゾレス諸島では 1906/35 であった。次の 20 世紀の気圧極小がどのように個々に南へ転移したかについては、Schove は説明していない。

2.4.1 気圧変動量

年々の気圧変動量は、気候変動のある別の面を形成する。Lamb 及び Johnson が詳説しているように、広く散在する多くの観測所で、1800—1830 と 1850—1870 の 7 月に、特に高い変動量を記録した。一方 1800 年頃の寒冬は、年々のわずかな変動量によって特徴づけられていた。その変動量はヨーロッパでは 1830 年代になってはじめて、異常な極大に向った (St. Petersburg 1830 年 1039.3 mb, 1831 年 1007.9 mb, 1838 年 1039.0 mb, 1839 年 999.3 mb)。1930 年の極小は世界的な現象で、1 月・7 月に現われた (例外 Jacobshavn)。現在の増加はそれぞれ統計誤差の限界を越えている。

2.4.2 太陽活動との関係

気温や降水におけると同様、気圧と太陽黒点相対数との間の相関の研究に非常な努力がはらわれている。Brooks (1949) 及び Berlage (1957) によれば、黒点数の増減とともに気圧が増したり減したりする。しかも大陸では冬に、海洋では夏にその傾向が現われる。Wexler (1953, 1956) によって 1900—1930 の間の 4 周期について発見された関係から Baur (1956/58) は証明を試み 1920/1959 の 4 周期を平均してみたが、その中では Wexler のいうセル構造は再発見されなかった。

Willett (194b, 1961a) は「2 倍」の黒点周期に従って撰択し、約 100 年程度の期間についてそれを応用して、信頼しうる結果を得た。それは極小から次の大きな極大 (時には連続する 3 年間の冬の平均) まで、気圧は 70°N で 2 mb 高く、40°N では 0.5 mb 低くかった。黒点極大が小さな群に属している時には、イギリス及びバルト海東部の南で気圧の上昇があった。しかし大気大循環についての推論は、ことに短命の電離層のじょう乱でも似た反応を示すから、軽々しく評価することはできない。

2.5 風

気圧傾度の変化の方が広い地域の、その時々気流状況をよく代表すると見なされているので、風の観測から直接原因を推論しうることがまれである。そのため、局地的な気候要素としての風の永年変化の研究は、気圧偏差図 (Lysgaard, Hesselberg, Birkeland) を用いるか、もしくは個々の観測所の観測結果に局限するかどうかである。

風の測定がどのような科学的価値を有するかは、H.J. Bullig (1954) の作成した、大西洋の北貿易風についての図表が示している。非常な長年月における風のごくわずかな転移や発生は水温 (寒流移流, 浮力, 混合), 蒸発及び降水量の消長に作用する (G.J. Roden 1962)。D.J. Schove (1950) はイギリスに現われた風成分の個々の頻度を傾向曲線にまとめたが、気圧傾度の状況から風の偏差との関連を確認できなかった。局地風が気温変動の原因となる気流の永年変化を隠してしまう例として、J.H. Conover がロッキー山脈の風下地域を挙げている。何世紀か前に、不十分であったり又は欠陥の多い器械によって観測された気圧は、風向や風力の記録によってその正誤を試したり、補正したりすることができる (例 F. Loewe 1952)。H.H. Lamb (1963a) は、北海南部について、1550—1959 の期間に現われた主風向を10年平均して、暫定的な表を得た。それによると、1560—1720の1月は、以後2度とないほど北風と東風が優勢であり、1700—1890では南よりの風が多く、7月については1910年までがこれに該当する (ここでは等圧線方向が問題になっている)。

北ヨーロッパ及び中部ヨーロッパでは、気圧の変化にもかかわらず、1901/30に合成された風のベクトルは、それ以前より西風の成分が卓越しており、それが最近の数十年間に減少して再び南風へ逆転したことが明らかになった。その後1931/60になると、東風と北風 (夏季にはない) の成分が割合小さい値であるが、北海で増大した (P. Hupfer)。

2.6 雲量と日照

空を覆う雲量の程度は観測者によって観測されるので、10年毎に改訂される規定によってそのデーターの均質性を保っている。これに関連してWagnerは、日照継続時間の評価は世界的にはあまり有効ではないのではないか、しかも長期の日照変化の定義は果して放射収支の推測に正確な基盤を提供するものだろうかと訴えている。

ヨーロッパ大陸では、オーストリアについてA. Wagner (1940) とF. Steinhauser (1957)、フィンランドについてJ. Keränen (1955)、ドイツについて

H.Götschmann (1960) が報告しているように、日照時間は少くとも1915-40の期間は延びたという。ドイツで1940年に始まった年計の下降は、夏季の日照の状況が影響していることをGötschmannが証明した。反対に、春と秋には現在(1957)に至るまで日照が豊富になった。そのためバルト海西部では、1931-1960の夏の平均は1901-1930より確実に5%雲量が増している。これは、大陸の温暖化による大気的不安定性で説明されている(Hupfer 1961)。又イギリスでは、Glasspoole (1955)によると気温と日照が同じに相互変化して、1943/52における日照は1936/45の3.83時/日に代って4.06時/日と増え、春は50年前より多かつたが、秋には日射はいつも短かつた。

大西洋熱帯域で雲量が減少したことについては、Bullig (1954)とG.J.Roden (1962)の報告がある。またジャカルタでは1908年の極小から1930/32年の極小にかけて日照時間が増大したことが、M.Rodewald (1954)によって報告された。

2.7 熱帯低気圧

熱帯低気圧の報告は、以前はその危険地域への船舶航行の密度に依存していたという事情から、その発生度数が当初よりも増加した報告がされたようだ。現在では航空機とレーダー装置の発達によって完全な監視網が作られ、230年前から低気圧発生数の観測に大きな見落しはなくなった。このような状況の下で、C.L.Jordan (1962)が5年移動平均から算出した1930年以降の台風とハリケーン頻度には、明らかに増加の傾向がうかがわれる。M.Rodewaldの手になる大西洋低気圧の、印象深い積算曲線(1958)は、1931年という年を一つの転換期として特記している。何故ならば1911-1930の間ではハリケーンの発生は年平均5個にとどまっていたが、それに対して1931-1950は10個を数える。その中ではアメリカの東岸における比率が大きい(J.Namias 1955)。

しかしながら長年にわたる永続的な傾向は存在しなかったように見える。むしろJordan作成の台風曲線は、太陽黒点周期に近似する12年の周期で変動しているが、一万のハリケーンは1886年から1910年の間ではそのような傾向はなかったようである。ともかく統計的な研究は、周期、傾向、相関関係の解明にあまり効果をもたらさなかった(年々の相関係数(Kkf.), 台風とハリケーン度数は+0.04)。

また水温との直接の比較については、H.Riehl (1956)もただある「確かな」平行の傾向があると提示しただけである。この場合9月のハリケーンの経路にのみ、両者の相関が卓

越する。すなわち9月のハリケーンは1910—1920の間は西進してメキシコ湾にまで来襲し、湾の水温は極小になったが、1934—1944になると再び西大西洋内に局限された。

これらの変動を一層よく理解するためには、大気大循環の研究をまっぴらに始めてなされるものである。

2.8 氷河の変動

氷河の消長は一形態学上の事実と並んで一入射と放射、暖気と寒気の移流、それと結びついている伝導現象に、また湿度、季節毎の降水量分布、および氷河削磨、降雪の持続に関係している。北ヨーロッパにおける長期及び短期の気温変動は、夏の暖かさが不変であるときに、春と秋の気温変化が氷河削磨の大変動をもたらすことを教えている (G. Manley 1949)。

1750年頃ヨーロッパと北アメリカの山岳氷河は、最後の氷期以後はじめて大きく膨張した。ことにスカンディナヴィアでは著しく、アルプス及びアイスランドは小さかった。その後の200年間に氷河は後退したが、著しい変動が並行した。その中でも、1850年から1880年の間に起ったアルプス氷河とコーカサス氷河の前進は最も有名である。20世紀前半は急速な氷河後退の特徴を有したが、その後退も最近20年間では緩慢になってきた。H. W. Ahlmann (1953)によると、1950年には大陸氷河のうち90%以上、アイスランドで67%が後退した。北東グリーンランドの北極氷河は、1940年代にその流域の2%を失った。アラスカでは氷河の垂直の厚さが再び増し、後退は明らかに遅滞していた。アビシニア地方の山頂の雪線はアルプスと同様の傾向を有することが、J. Hövermann (1954)により証明された。中央アフリカでは、1930年以後氷河舌は以前に比べて急速に後退した。同様の変化が小アジア、南アメリカ、ニュージーランドに見られる一方、南極では均衡状態にあるようである。H. Wexler (1956)は、氷河後退と太陽黒点活動との間にある長期傾向では、対応する正の相関関係があり、それについて彼のおお異論の余地のある方法を用いて説明している。

個々の氷河変動については詳細な資料があるが、それぞれ独自の方法を使用して、気象の観点からは離れている。

3. 機構：大気大循環の変動

各気候要素の変動については、世界各地からたえず報告がある。これらの資料は気候についての知識をふやし、十分にしてくれるゆえ、我々は諸種の事実を集め、整理し、体系だてることができる。このような方法で気候変動の概念が確立されてきた。だが事実をつなぎ合せ、知識を増すだけでは十分でなく、事実の間に存在する隠れた因果関係に対する組織的な探求とその解明によって、はじめてその知識は科学となりうる。その意味で我々にとっては、大気大循環の変動を研究することが気候変動の解明に才一步を踏みだすことになる。

今日では誰でも、寒冷、湿潤、乾燥など天気が半球上に分布している様子を、毎日の天気図に見ることができる。等圧線が南から北へ流れているところでは高温の空気が流れ、海から陸地へ風が吹いているところでは天気は雨がちとなる。また気候が変動する理由を、その土地の特性に求めようとは誰も思わないであろう。とくに中緯度では水平に移流する暖気は、直接太陽入射によるより百倍も大きくなる。それ故気候変動の理由として大気の暖気と寒気の源泉から流出する流れを分配し、また年々新しい配分を行う機構、すなわち大気大循環に目を向けるべきことは明白である。

一般に定性的な状態については、気候の変動に大循環の変動が関連していることがかなり明白になってきている。S. Petterssen (1949) は最近の温暖化を例にとって、水平交換過程の変動だけでは必ずしも十分な説明ができないことを示した。また Scherhag は、20世紀の気温上昇が各緯度圏で強まり、それまで子午線方向のが最も強いこの配の領域で最大であったという事実をあげ、それは南方からの移流の増大に起因すると述べている。しかしながら、実際には北風を伴う補償流でも気温は上昇している。それ故こゝでは根本的な原因の問題には触れずに、まず長期の大循環の変動で年々の大きな気候の変動を説明しようというのである。

3.1 概念とモデル

大循環の変動を解析するためには、多くの特徴的な主気流や作用中心が利用される。中緯度帯の偏西風の循環を解析するために、C. G. Rossby は東西指数を導入し、それを定義して東西指数とは $35^{\circ}\text{N} - 55^{\circ}\text{N}$ の間の子午線気圧差で、すべての経度について平均したものとした。それによれば、ベクトル風が大であるとき、すなわち強い東西循環は高指数と分類され、低指数は値が小さく、東西循環が弱いことを示す (Willett)。すなわち、

1) 高緯度の高指数=強く北へ転移する地上偏西風、長波の高層気流、東西へ向かう気圧系、

高緯度の子午線方向の強い気温下降、少ない気団交換

2) 低緯度の高指数=低指数への過程、高まる南北循環、亜熱帯では強いジェット気流

3) 低指数=地上偏西風の完全な消滅、セル循環の形成、高緯度に力学的な高気圧発生、東西方向の気団、帯状の気温下降、高層風における活発なトラフの形成と切離

J. Namias (1950) は、対流圏を流れる偏西風の半球の全モーメント量は年間を通じて同じであり、モーメントの分布のみが、言い換えれば極の寒冷低気圧の偏心に伴って偏西風の形が変るのだ、という推定を述べた。しかしこの仮定もあらゆる研究に完全に基礎をおいているわけではなく、若い研究者 (Lamb と Johnson) は、これを全球的な大循環の変動からも証明しようとしている。

東西指数の型にしたがって作成される各地域の気圧断面図は、全地上にまたがっていて、大循環のその時々状態を示すので、そこに現われた傾向を解析することが気候変動を物理的に解明するための第一歩を意味する。天気図のなかった以前の時代には、個々の観測所の間の気圧差 (例えば、ロンドンとエジンバラ、コペンハーゲンとエジンバラなど) が大循環の強さの指標として使われていた (Lysgaard 1949)。こうした場合、Lamb (1961b) が1960年10月に現われた北大西洋の循環の特に著しい例——通常はつきりと見られるアイスランド低気圧がイギリスに1000マイル近づいた——で示したように、原則として循環の強さと位置は区別されねばならない。また1963年1月、アイスランドの気圧が平年より28 mb 高く、アゾレス群島で12 mb 低くなったとき、たった1カ月の値が低指数の意味での年気圧下降の平均や10年間の1月平均の値をも変えてしまうことが分った。これは、循環量はスカラー的ではなく、ベクトル的な風速が有要であることを示唆している。

一方東西循環及び南北循環の変化過程を、総観的な気流型から認識しようとする試みもなされている。A. Defant (1924) は気圧偏差の状態によって循環を4つの型に区分し、F. Baur (1956) は対流圏の気温分布を8つの型に分類した。またB. L. Dserdsejewski (1961, 1962, 1963) は対流圏における低気圧経路の東西及び南北成分に従って、次のような4つの型を挙げた。すなわち、

1) 極高気圧の周りを通る低気圧：高緯度の東西循環

2) 1方向への極寒気の溢出 (東西流の妨害)：子午線方向の移流、しかしまだほとんど東西流

3) 多方向への極寒気の溢出：南北循環 (北アメリカ—極—東ヨーロッパの気圧の尾根)

4) 北極圏にあって北へ向かう低気圧経路：優勢な東西循環 (大西洋—極—北太平洋の谷)

この方法は事実を正しく把握するのに役立つものだが、残念なことに西欧の文献では十分に論議されていないため、Dserdsejewski が南北循環の成分の様な増加と減少の度数を統計しているけれども、その研究を無条件にこれまでの成果に組み入れることはできない。

このような力学的な方法は多くの労力を必要とするので、これまで一般には用いられていなかった。それゆえ低気圧、高気圧または低気圧移動の度数の永年変化については、文献が少ない。しかし北大西洋の温暖化については、とくにPetterssen (1949), Bjerknes (1958) の南北交換の研究、Brezowsky (1952), Hupfer (1961), Wallen (1953) のはん天候の研究がある。ともあれ気圧変動の平均図と気圧指数は我々の研究のよい助けとなり、これによつてはじめてLysgaard, Scherhag及びWagnerらが最近80年間の大循環の変動についての研究を確立した。

3.2 1750年以後の世界的な大循環の変動

数年前(1959年), Lamb と Johnson は次のような見解を発表した。その内容は、気象器械が開拓されはじめたばかりの頃にすでに、総観的な研究を正しく認識するのに十分な気圧の観測がなされていたというものである。そこで彼らは平均分散値が $\sigma < \pm 2.5$ mb (夏は ± 1 mb)にとどめられる範囲で、1750年以降の各10年について1月及び7月の地上気圧平均図を世界全体について作成した(1959, 1961a)。彼らは又この平均図を、小氷期以後の大循環の永年変動を調べるうえで有力な手段となるとしている。

1790/1829と1900/39の2時期を比較すると、その40年間の1月平均は互いに非常な相違を示している(Abb, 17, 18)。前者の1790/1829の時期は、過去200年のうちで最も弱い冬の循環を伴っていた「小氷期」を含んでいる。この時に、グリーンランドとバルト海沿岸諸国では高圧となり、一方ノールウェイ海と西大西洋の地上トラフの領域では低圧となり、亜熱帯高気圧が弱まって2つのセルに分裂した。このことはグリーンランドと東カナダの間に豊富な寒気の蓄積があったことを示している。海水温変動の図(Abb, 7a)をみると、最も強い熱のこう配が南偏していることが分るが、そのためアイスランドは主低気圧経路の北側にはいった。寒冷な東風は、ほぼ中部ヨーロッパ全体を吹きまくり、スカンジナビア上空で南へ向きを変えた。

最近では、世界的に冬の東西循環が強まり、西大西洋のトラフは浅くなって東へ移動した。アゾレス高気圧とアイスランド低気圧との気圧差は20 mb から28 mbに増大し、地球全体では10 mb 増えている(Scherhag 1936)。グリーンランドとバルト海沿岸諸国では

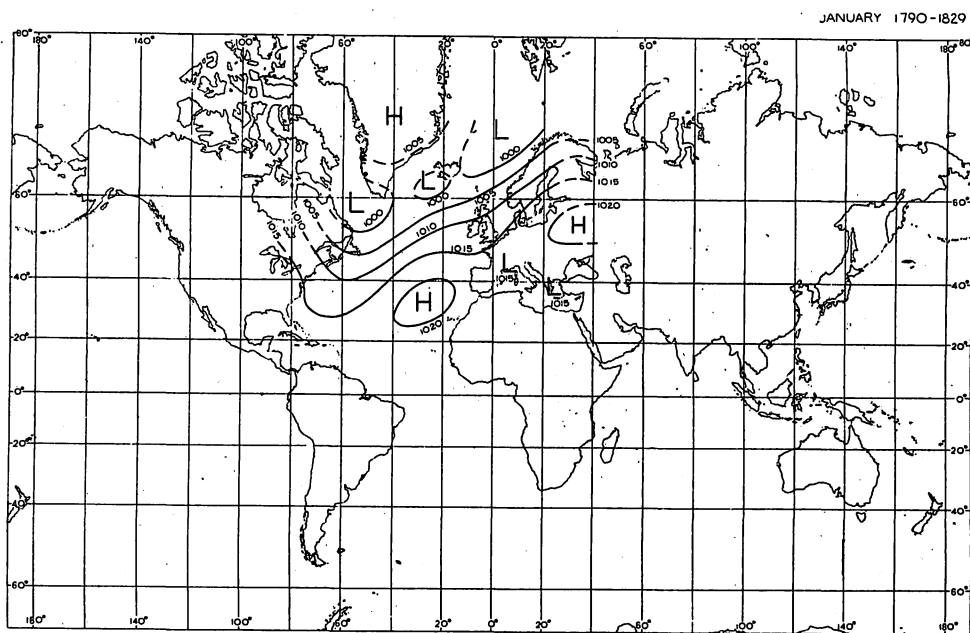


Abb. 17 1790-1829 年間の 1 月の平均海面気圧 (Lamb and Johnson 1959)

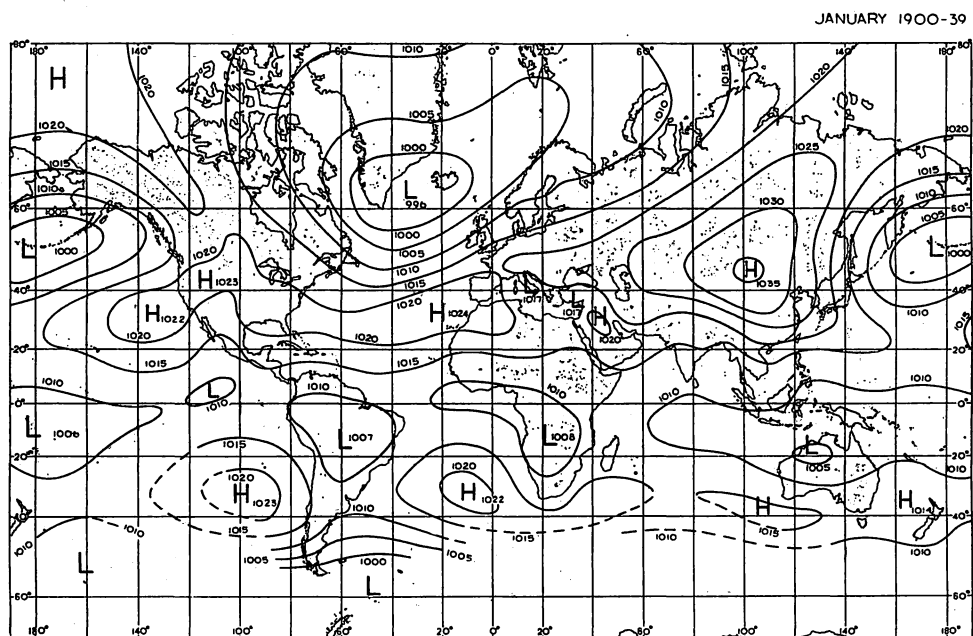


Abb. 18 1900-39 年間の 1 月の平均海面気圧 (Lamb and Johnson 1959)

気圧水準が下降したため、ヨーロッパは温和な南西の風、地中海西部では冷涼な北風（Sch-
erhag 1939）、アイスランドでは南東風が卓越した。この全循環系は40年間に北へ
3~4° 移動した（Lamb 1961b）が、氷限は1~2° 動いたのみだった（Schell
1956）。

7月平均図では、1790/1829と1900/39との差違（Abb. 19, 20）は
それほど明瞭ではないが、後者の時期に極端な循環型が現われた。まず南スカンジナビアをお
おっていたアゾレス高気圧の分流が今世紀に入って消滅し、偏西風が北よりの成分を強めて大
陸に前進した。

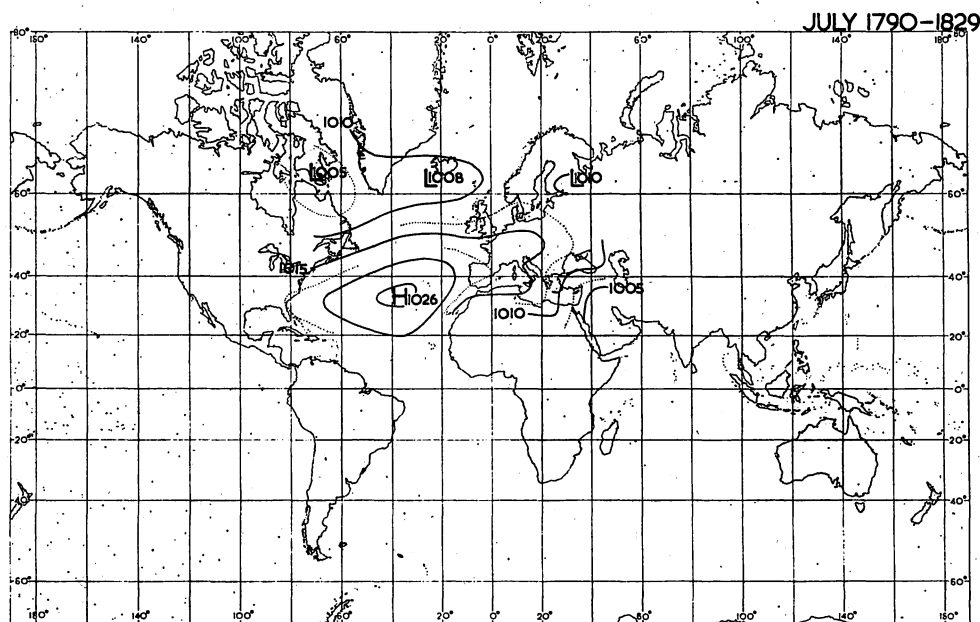


Abb. 19 1790—1829年間の7月の平均海面気圧 (Lamb and Johnson 1961a)

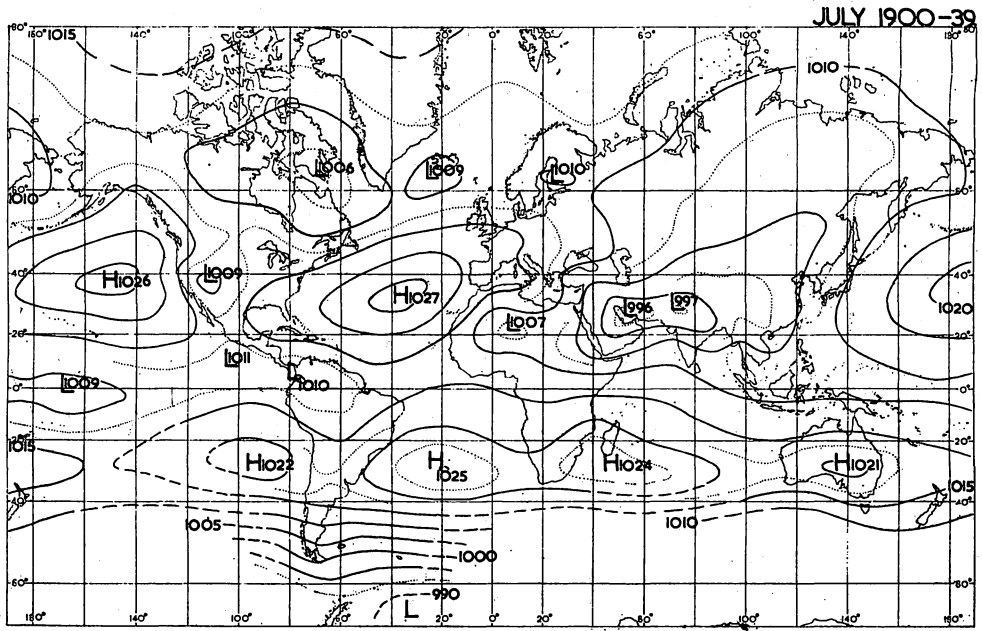


Abb. 20 1900—39年間の7月の平均海面気圧 (Lamb and Johnson 1961a)

10年平均図を利用するならば、1790年からは北大西洋一帯について、1850年からは北半球の主要な高低気圧域について、1910年以後は世界全体についての概要を得ることができる。この10年平均図は、大循環の表現としての地上天気図が持たざるをえないいくつかの制約にもかかわらず、最も重要な変化を表わしているし、また統計面からの評価をなしうるし、さらに周知の気候の諸事実と比較することもできる。

1830年以前及び19世紀後半に現われた弱い循環期は、1940年代と1920—1939の強い循環期と相互に交代した。1950/59の平均では時折前世紀型の傾向をみせている。1800年頃、弱い循環が続いて寒冬が多かったことは、北大西洋にあった相対的に小さなこう配と気圧変動量によって明白に説明される。小氷期の厳冬を説明するため、LambとJohnsonはブロッキングの状態によるよりも、持続的にじょう乱の発達する循環に基づく方がはるかに多いとし、その証明としてトロントハイムの気圧曲線を挙げた。それは1816/25以後から平均値があがり、その後北極の氷が南に広く拡がった時点で、一時循環が強化されたことを示している。1810/19の冬は何年か南西の流れが強くと、この時には各捕鯨

船から北極への道が広く開かれているという報告がしばしばなされている。1830年以後は亜寒帯の低気圧トラフの前面にあったグリーンランドの高圧部が後退して、ヨーロッパ及び地中海では気圧の最も高い10年が始まった。スカンジナビアでは夏、冬ともブロッキングの出現がけん著で、高緯度地方は勢力の強い偏西風に囲まれていた。またスペイン上空の東風は強い貿易風に合流した。乾燥の続いているオーストラリアでは、高圧帯はずっと南よりを覆っていたが、それはチリ上空ではまっすぐ北へ後退している。(Lamb 1963b)。1840-1879年はアイスランド低気圧の強まる徴候があったが、ヨーロッパに寒冬をもたらした1880-1899年に再びその徴候が現われた。

20世紀初めにあらわれた循環の転換には著しいものがあった。すなわちアゾレス高気圧とアイスランド低気圧が強まり、北東へ広がった。気圧傾度は10年以内に50%増大して、1920/29に極大(1830/39の平均の125%)を迎え、この10年間は、中部ヨーロッパに最も暖かい冬をもたらした強い循環が世界的に見られた。極冠上では1911-1920の気圧はなお強まっているように見え(Scherhag 1936)、1921/30に冬の温暖化が北極へ侵入したあと、1930-1939年亜寒帯低気圧の谷がスピッツベルグの南海上の開水面に新しい中心を形成した。ベルムダ群島の西には独立した高気圧セルが発生し、Conover(1953)によれば、気温正偏差域の中心はアメリカ中西部へ移った。東太平洋の気圧傾度の増加は、亜熱帯高気圧が極の方へ位置を変えたので、ロッキー山脈南部に一連の寒冬をひきおこした。1940年、氷域が最も後退したとき、再び冬季の循環が活動的になった。すなわちアイスランド低気圧は1930/39から1940/49まで気圧の深まりは5mbに達し、地中海低気圧の動きは活発になった(Dammann 1957a, Wege 1961)し、また1950/59の10年平均は前世紀の特徴をはっきり示していたが、北極の氷がただちに南へ押し出されることはなかった。最近10年間の気圧傾度の変化(Mitchell 1963, Abb. 21)は、例えばアラスカの北極気団の冬期における出現度数の増加や、アメリカ北東部や日本への海洋性の暖気の流入等を裏付ける。またヨーロッパでは東西流が強力でシベリア寒気の流出を妨げ、高温が続いていることがわかる。

基本的な傾向は次のとおりである：大循環は1800年から20世紀の3、40年代まで冬季に強まった。南半球では、気圧断面図をみると最大は20年早く起っている。

初期の頃の7月気圧図のけん著な特色は、中部ヨーロッパの南西部に独自の中心をもつ高気圧の尾根が、フランスから北ロシア一带に及んでいることである。しかし、1820年代にはすでに、イギリスにある北風の成分をもつ流れがヨーロッパ大陸の気圧下降と一致して、その

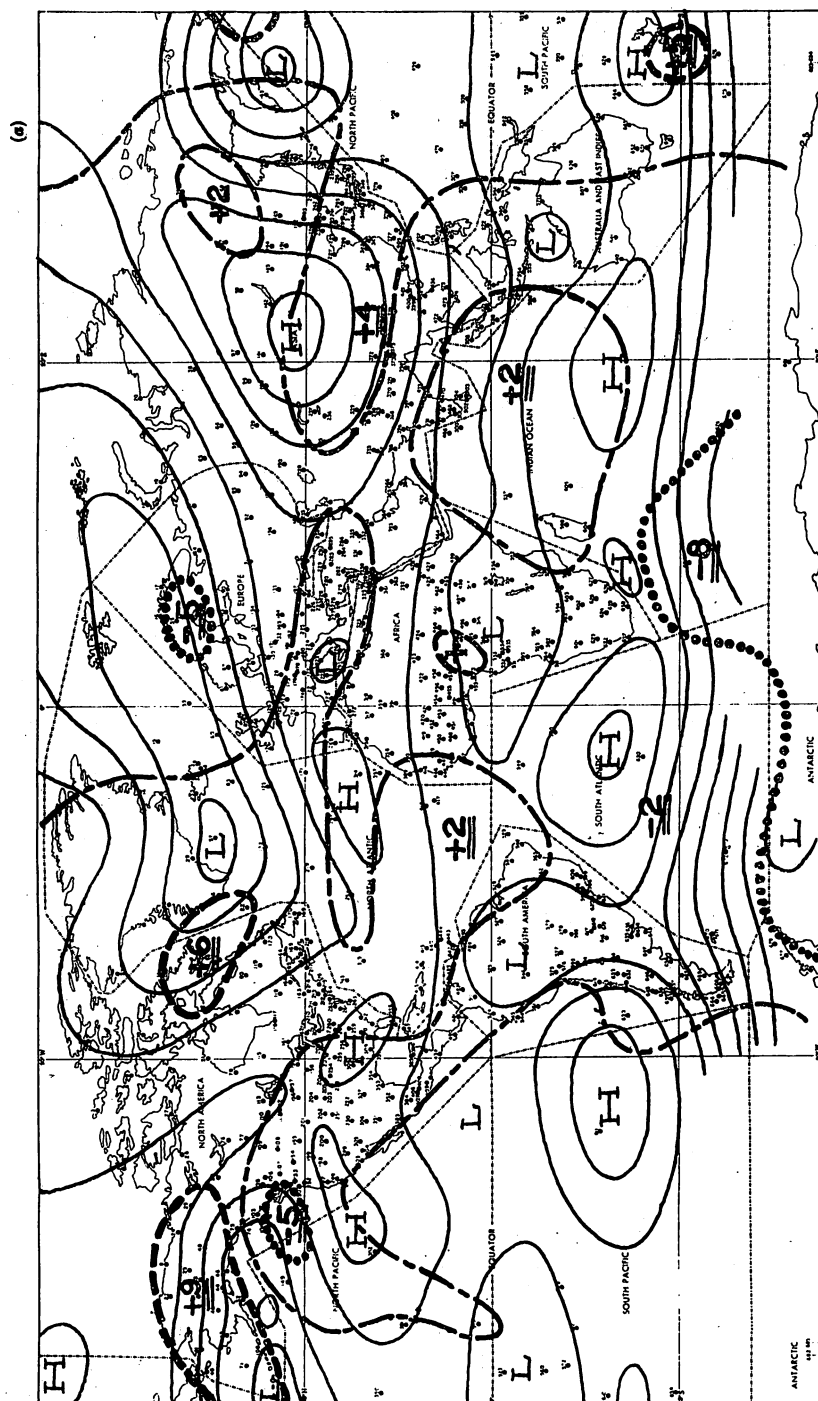


Abb. 21 1950-59 年間の平均気圧分布と 1940-49 年間からの変化 (Mitchell 1963)

時期の夏の猛暑をたえず中断していた (Manley 1949, 1961)。同じ頃、アメリカ大西洋岸にあった地上トラフは1月も同様特に深まった。1840-1879には、ヨーロッパの気圧こう配がさらに北西の方向に曲がり、一方ボスニア湾では低気圧はまれにしか発生せず、スウェーデンでは大陸性の気候が夏に時々出現した (Wallen 1955)。1860年代にイギリス南東部に現われた乾燥した夏は、弱い高気圧性をおびた等圧線によって示されている。また、くさび状のアゾレス高気圧に影響されて、1900-1909の7月にもイギリスは寡雨であった。今世紀の最初の10年に始まった夏季の循環強化はその後も続いたが、1910-1919と1940-1949の年のみ、スカンジナビアの気圧上昇によって妨げられた。このことから、1930年西ヨーロッパ及び中部ヨーロッパの夏が温暖で地域によっては湿潤になったこととか、西風の地上気流の反転とかの説明を求めることはできない。これに関して、LambとJohnson及びLysgaardも東大西洋における海水温の上昇を考慮に入れている。

3.21 20世紀の循環

RodewaldとScherhagは20世紀の世界的な現象として、偏西風の増大を挙げている。彼らは又その増大現象が1897/98の気候の断層期から1931/32の転換期までの時期に限られることを発見した。その結果、Rodewald (1958)は循環の転換という現象について新しい概念を広めた。0-180°Wの東西指数によって確立されたこの考えは、過去、現在にわたっての諸研究の成果を立証した (S. Petterssen 1949, R. Scherhag 1950, M. Rodewald 1957, H. Müller-Annen 1961)。それによると北半球における東半球では、東西指数の積算曲線が1926/28の冬と1937の夏に頂点に達している。500mb面のこう配 (50-60°N, 60°W-60°E)では、東西指数は1914-1918に著しい下降を示し、その後1931年に最大が現われている。1957/59までの下降傾向は、全年にわたってこの3つの東西指数に共通している (Abb. 22a-c)。

東西指数についてのこれらの似たような報告は、「弱い」循環と「強い」循環の特徴を示し、その複雑性の一面を明らかにしている。だが、季節風と循環の帯状型、あるいは子午線型と帯状型といった対照的な関係については、ほとんど留意されてない。

1930年代における大西洋極域の温暖化は、Petterssenが論じているように、南北交換の強化によって強められた (= 低指数型循環)。ユーラシア大陸では

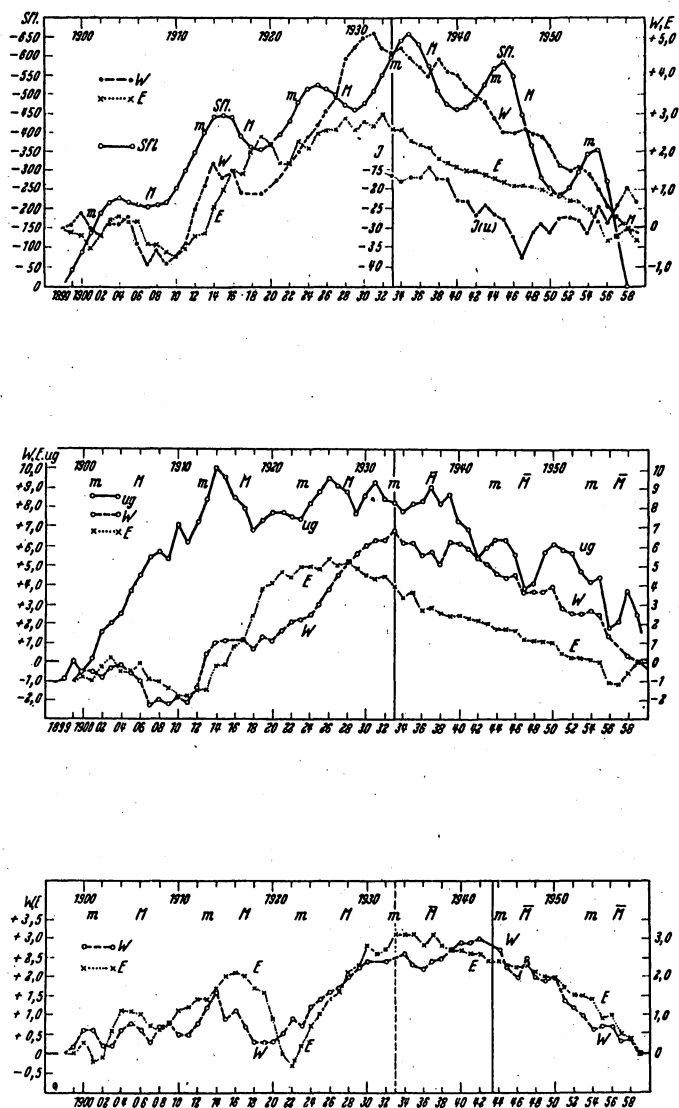


Abb. 22 (Müller-Annen 1960)

a) 1899-1959 年間の東西指数と太陽黒点数の積算曲線

b) 1899-1959 年間の冬期の東西指数積算曲線

c) 1899-1959 年間の夏期の東西指数積算曲線

W = 西半球の東西指数 (全球の $35-55^{\circ}$ N)E = 東半球の東西指数 (全球の $35-55^{\circ}$ N)J = 500 mb 面における東西循環の相対指数 ($40-72^{\circ}$ N, 20° W- 80° E, 1938-57)Ug = 500 mb 面における東西指数 ($50-60^{\circ}$ N, 60° W- 60° E)

季節毎の気圧変動が年々増す傾向があり、1920-1940には冬のシベリア高気圧がバルト海まで拡がり、そこに大きな大陸性の影響を及ぼした。またこれに伴う南へ向う流れの傾向があつて、それによつてヨーロッパの北海に特に暖冬が起こつたことが理解される。それにもかかわらず、スカンジナビア東部、中部ヨーロッパ、デーヴィス海峡の平均気圧分布からだけでは気温の負の偏差が期待され、精々暖かい春が認められるにすぎない。ここで我々は矛盾した立場になる。何故ならば1930/39の10年には少くとも地中海東部の低気圧の発達によつて強化された南北交換が、LambとJohnsonの地上天気図によつても理解されているからである。低気圧の活動がフィンランドから西のノールウェイ海へ移つたので、地上の暖気が東ヨーロッパへ流れ、それはまた急激な気圧傾度を伴つて北方へのびた。1890から1950/54までの70°N, 0-40°Wにおける北風の成分の減少と現在のその増加とは、前記との関連から説明される(Lamb 1963a, b, HesselbergとBirkeland 1940/43)。地上の逆転層がとりはらわれたことは、同様に温暖化を助け、またスピッツベルゲンでは無風日が減少した(HesselbergとJohannessen 1958)。しかるに、1917-1922に突然現われた一時的な気温上昇は、大循環を調べてみても平年の移動平均には現われていない。もともとラブラドル海の縁辺では、低気圧性の渦活動が北極圏からの移流を調節しているが、一方極冠を越えての激しい流出は寒域における気団の滞留期間を縮めた。Kraus(1956)によれば、同じように、強化されたアジア高気圧の東側に発生する補償流内では極東における冬の気温が急降下するのを妨げたという(1911/40と1881/1910を対比)。実際、東アジアでは1918/27の冬は寒く、逆にヨーロッパでは異常に温和な天候が支配していた。Yamamoto(1960)は日本の気候要因を示して、1918/47は1888/1917より季節風の卓越した時期で、1948/57の期間は再び東西流が勢力を増したと発表している。一般に、1700-1890の例に示されるように、ヨーロッパの冬が寒冷である時には、日本には温和な冬が出現するといふことが言える(Lamb 1961b)。この説明は循環の減少で寒気の移流が弱まることに求められるだろうが、必ずそうであるとは限らない。

アジア大陸では、夏のゆるい気圧下降がその周辺における季節風の効果に大きな影響を与えた(Kraus 1956)。ヨーロッパでは冷たい北西気流が東へ拡がり(1930年まで)、一方東アジアでは気温が上昇した(Yamamoto)。インドネシア北部の降水量、これは北半球から侵入し、アジアの気圧配置に左右される湿潤な収束気団に影響されるが、1925年に最小を記録した(Schmidt-Ten Hoopen 1951)。北インドの季節風低気圧の

強化は統計的に有意性をもっている。実際に南北方向の気圧傾度が増したが、しかし雨を伴う南西風が以前より多くの湿潤をもたらさず、また内陸へも侵入しなかった (Butzer) ので、その結果西海岸では季節風の出現が4日ないし5日早くなったに過ぎない。

Kraus は、ユーラシア大陸の気候変動は大循環の強化による季節風の影響に基づくことを、証明しようとした。この30年間における南子午線循環型への転移は、北ヨーロッパ及び中部ヨーロッパに対して海洋の影響を和げた。Brezowsky (1952) 並びに Wallen (1953) の、「ヨーロッパは天候状態の分類」の助けを借りて完成した循環型の季節変化についてという論文から引用すると、次のようなことが認められる。即ち、1930年頃中部ヨーロッパでは帯状の天候状態の増加がとまり、西ヨーロッパでは夏季に極方向へ変位する亜熱帯高気圧に代って、上層に寒冷な谷が現われ、その前面では暖気が北へ運ばれて中部ヨーロッパの夏は温和になった。そこで Wege (1961) によれば、季節風の北風が、高気圧の南西軸型のために衰えたので、その結果北海には気圧下降、ドイツ中部山岳 (7月) には気圧上昇をもたらし、大陸は放射の増大によって温暖になった (Abb. 15) という。

スカンジナビア半島でも平年の平衡のとれた子午線型ないし帯状型循環の状態が、1918/37からは南子午線型へ移った。その後の20~30年間に帯状循環の度数が49%から59%へ増加した。この後南北流が減少して、北半球の高緯度の温暖化もゆるんできた。例を挙げると、リックスグレンセンでは1935年以来、ハバランダでは1941/50の期間は1931/40より 0.7°C 低くなった。中部ヨーロッパでは、1949/54の平均で南西及び西型の天候状態が全年を通じて常に平年を上まわって出現した。1931/60の標準期の平均では、1901/30の平年期間に比べてすべての子午線型の天候状態が約2.4%増加し、帯状型の天候状態は約1.9%減少している。なお、詳細は P. Hupcer の論文 (1961) に述べられている。

ヨーロッパに特徴的に現われる東西及び南北循環の対照を、Brezowsky (1952) は北極にある寒冷極の位置の変動と結びつけた。それによると、寒冷極の重心が北極の東に向かうときは、アメリカ、ヨーロッパでは温和な帯状型の冬が優勢になる。弱い低気圧性の場の時は寒冷極はヨーロッパの北海に入りこんで、ヨーロッパに北からの寒気の移流を容易にさせる。また寒冷極が西に偏しラブラドルで強まると、すべての高気圧が西へ拡がるので、寒冷な子午線型の冬が支配的になる。この時シベリア高気圧は北ヨーロッパに現われる。

1900/19の平均から1920/39の平均を引いた500mb天気図の差は、Willertt (1961a) の説によれば、極低気圧の動きに応じた転位を含んでいる。すなわち北

大西洋では高層気流が強化され、それと共に多くの暖気が北の巨大な両大陸の北東象限へ移流したため、地上で気圧が減少したが、高層では平衡が保たれていた。また大循環の変動に初めて三次元解析を試みたWillettの研究は、北極をリング状にとりまく温暖化の内部の寒冷面について新しい解明をもたらした。それによると、ラブラドルとカナダにある負の偏差域は、対流圏の寒冷極の接近によって直接形成され、一方中央アジアの寒域は舌状の寒気の吹出しによるよりも、偏西風のジエット気流が北方へ移動したことに起因すると述べている。これによって移流が減少したところでは、寒気団と関連している大陸の寒冷化が活発になることが理解される。

夏の循環の変動についても同様に、Willettは北アメリカにある寒冷極の強化と東アジアの中緯度帯における偏西風の弱화에原因を求めた。季節によって転移する海陸の対照性によって、中緯度では夏季に影響が逆になるため、気温の変化は全体としては大陸性の特性を備えている。冬季に気圧が下降する地域は夏季には上昇し、冬わずかししか暖かくなならないところ(40°N)では、夏は暑くなる。

非貿易風地域では、熱帯の循環過程に固有な永年変動が、ほとんど論証されていない。気圧変動(Scherhag 1950)は蒸発-降水サイクルの遅れを示唆し、またKraus(1955a)とButzer(1957)によってすでに言及されたところの、今世紀の最初の2,30年代に起った回帰線における高気圧帯の拡大についても説明を与える。これは西アルジェリアにおける春の降雨、ジエノバ及びキプロスの低気圧、パンジャブ地方における冬の降雨等の減少で、南半球では南オーストラリアの冬の降雨の減少として起っている。これに対してKraus(1954, 1963b)はオーストラリアの300mb面の風と降水量との長年の相関に基づき、それから優勢な西よりの上層気流が今世紀初めの冬の降雨量の増加と夏の降雨量の減少を、すなわち異った気候型を誘引したに違いないという一般的な考えを引き出した。彼は間接的な方法で次のことを結論した。それは低、中緯度で偏西風が弱まり、極の方へ移動した時期に、赤道の偏西風が300mb面で非常に発達し、赤道の方へおしやられて、積雲の発生が妨げられ、北オーストラリアでは季節風による夏の降雨期間が短縮したことである。それゆえオーストラリア、北アメリカ、アジアの各東海岸の熱帯及び中緯度では、降雨帯が別々に分離して、その年平均がまちまちになっている。

貿易風は高緯度の循環と広域にわたって関連し、その気圧傾度を測り、偏西風と貿易風とを比較することができる。この統計上の相関と物理学的な理由とを、Bjerknes(1958), Bullig(1954), LambとJohnson(1959, 1961a)が提出した。

3.2.2 世界的な大循環指数

LambとJohnsonが示しているように、北大西洋の偏西風($40-50^{\circ}\text{N}$, 40°W)と北東貿易風($30-10^{\circ}\text{N}$, 60°W)における気圧傾度は、それによって指向されたアゾレス高気圧の縁辺では多少変化した(Kkf. 1880-1958 1月+0.53±0.09, 7月+0.3)大まかな観察の結果、その10年及び40年移動平均は1820-1840, 1880-1900の主極小と1860-1880, 1920-1940の極大の間を変動しており、年々ゆるやかな上昇の傾向を見せている(1月1830-1930+10%, 総気圧差+25%, Abb. 23-26を参照)。しかしこの場合に、大循環の主流を正しく把握することは、その位置が10年単位の長さを保っていないので難しい。時折高い相関が得られるとき(A. Defant 1924)は、多分好都合な流れの転位を伴うような指数も得られるだろう。

北半球と同じように、南大西洋($45-50^{\circ}\text{S}$, 75°W)の偏西風と南東貿易風($20-10^{\circ}\text{S}$, 0°W)の変動は一致していて、最近の極大は1920年にあった。赤道をはさんで北と南の循環系の間には、その基本的な傾向としては非常に弱く、統計的にはさして有意でない類似性しかないことが、LambとJohnsonによって発見された。また、おくれ相関もよい結果がなかった。南半球の冬の気圧傾度は、信頼しうる観測が開始されて以来むしろ増加しているし、インド及び東南アジアの夏の季節風におけるその増加率はかなり小さく、不均一ではばらばらになっている。南北流を表わす中緯度の東西の気圧断面図は、長期のゆらぎ(月)と、ほとんど認められないくらいの正の長期傾向とを示している。北海+支那海+ニューファウンドランド, Lamb 1936b)。その極大は北海と西大西洋間、すなわちアイスランド低気圧とアジア高気圧の間でたびたび出現している。その最後の1920/39の極大は、東西指数と同じく、アゾレス高気圧とアジアの気圧極大の周りで強まったこう配を表わしているが、統計的な有意性は勿論ない(Abb. 27)。

さらに緯度の指数と循環の気圧中心とに相関が求めることもできる。この最もよい相関関係として、アイスランド低気圧とアゾレス高気圧がある(Kkf. 1880-1958 1月+0.63±0.07)。両方とも40年移動平均からみた冬の循環強化の割合は、今世紀に入って1~2°南へ、アジアの尾根は北へ約1°移動した(Abb. 28)。しかしその中心がどの程度弱くなったか、又はその拡がりやどのくらい変化したかは確信できない。J. R. Mather (1954)によれば、アゾレス群島、アイスランド、ロシアに現われた作用中心の全体の動きを見ると1931/40の冬の平均で経度5-10°転位しており、しかも高圧部は西へ、低

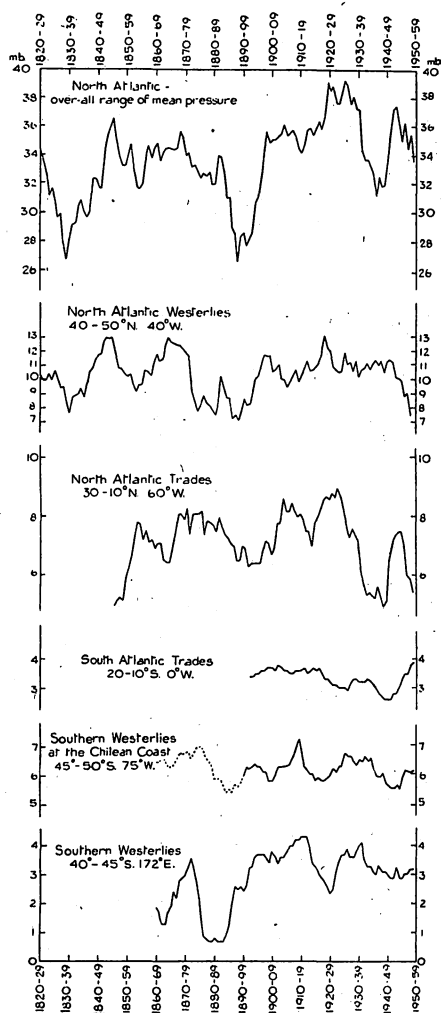


Abb. 23 1月の循環強度指数としての気圧差 (10年移動平均, Lamb and Johnson 1959)

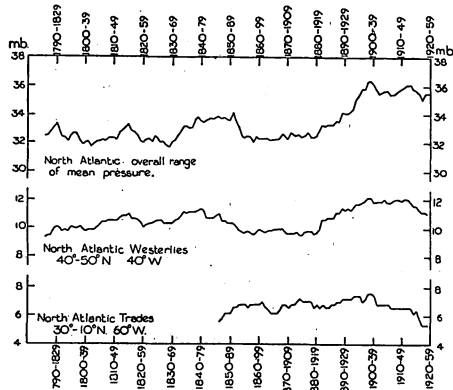


Abb. 24 1月の循環強度指数としての気圧差 (40年移動平均, Lamb and Johnson 1959)

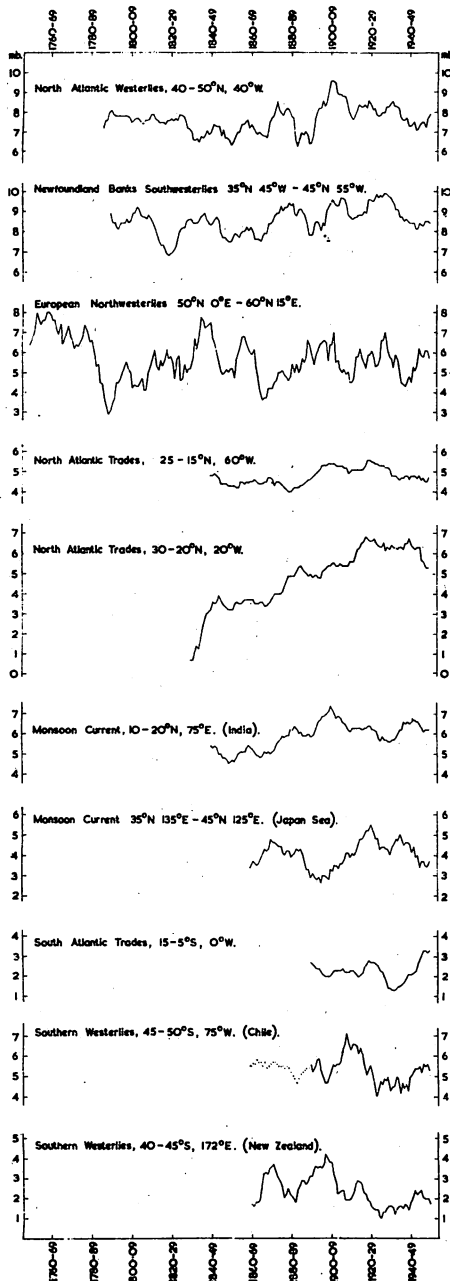


Abb. 25 7月の循環強度指数としての気圧差 (10年移動平均 Lamb and Johnson 1961a)

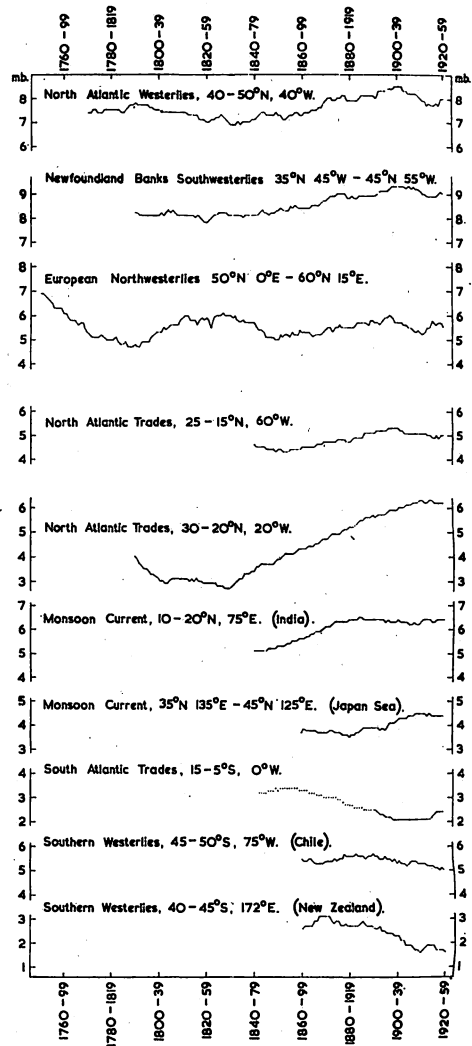


Abb. 26 7月の気圧差 (40年移動平均, Lamb and Johnson 1961a)

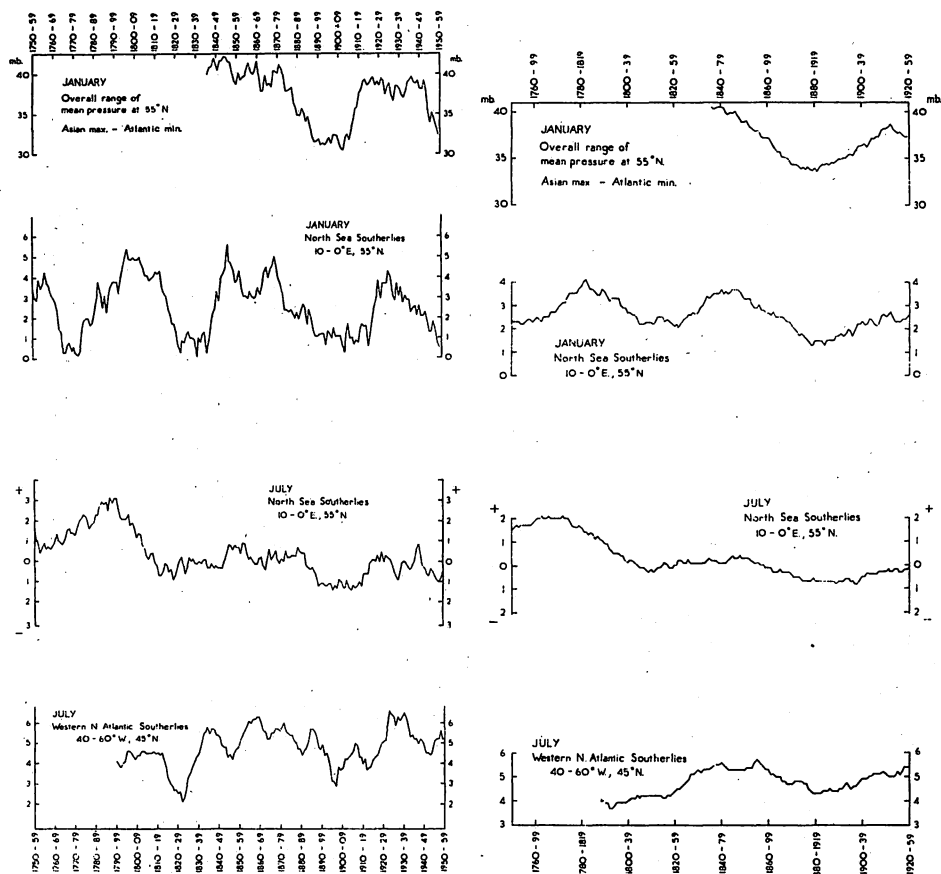


Abb. 27 7月の循環強度指数としての気圧差 (左: 10年移動平均, 右: 40年移動平均, Lamb and Johnson 1961a)

圧部は東へ移動した。さらに、半球あるいは全球的な例としてアゾレス高気圧とチリの尾根の間に平行な関係が存在するかもしれないが、余り問題にならない。

「熱帯の谷」は大西洋では1840-1930の1月(7月)に 2°S (8°N)に著しく現われ、1920/59は 1°S (9°N)にあった。インドの夏の季節風の領域($50-90^{\circ}\text{E}$)では、熱帯の谷は地形と結びついてほぼ固定していたが、さらに東のオーストラリアでは1900-1930に赤道から約 4° 遠のいた(Abb. 28, 29)。しかし、これはオーストラリアに季節風による降雨の減少を認めているKraus(1954, 1955a)とRode-wald(1954)の研究とは一致しない。そこでTroup(1962)はダーウィンの気圧上昇を、赤道の低気圧の谷が北方へ転移したことに原因するところのジャカルタの気圧下降

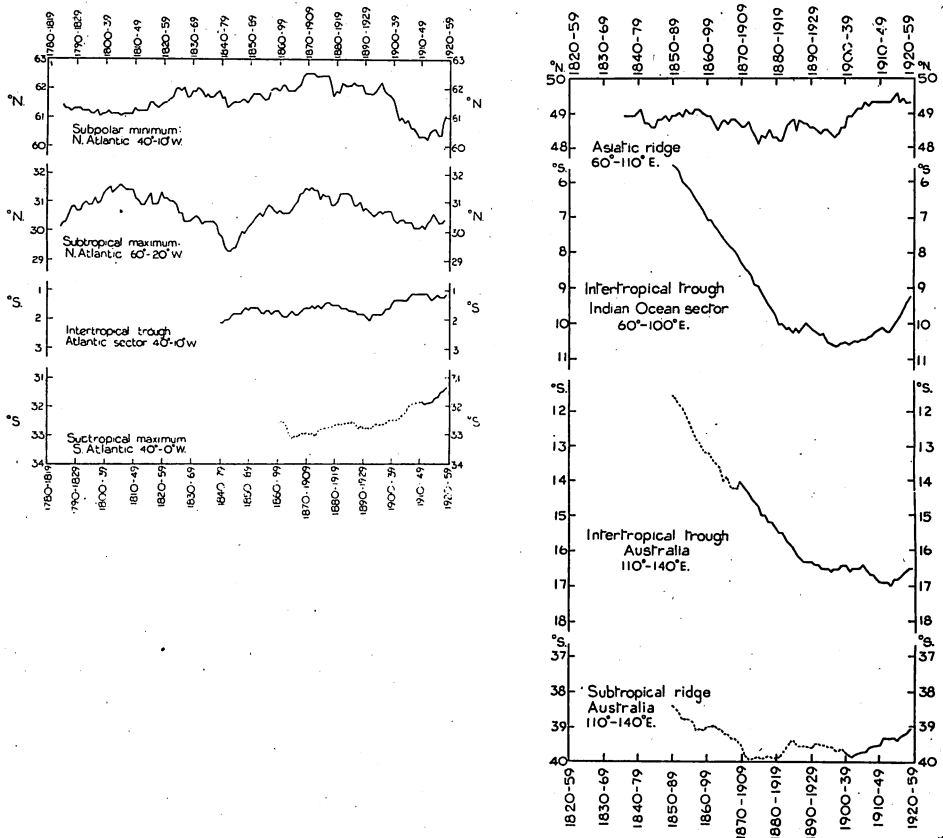


Abb. 28 a), b) 1月における気圧場の緯度による変化(40年移動平均 Lamb and Johnson 1959)

と関連させた(1月)。一方1月に南半球の高圧帯がわずかに南へ移動したことが知られているし、(Veryard 紹介の J. F. DE Lisle 1963, Rodewald 紹介の E. L. Deacon 1954) また、7月には赤道方面への転移が非常に著しく、地球の東半分では1860年以來、 $3-4^{\circ}$ の移動をみている(= 低指数)。この現象は半乾燥地帯における降水量の変動を十分に説明し、(東)アジア季節風の気圧傾度の傾向から冬の北風と夏の南風が生じることを示している(Lamb 1963b)。

循環の強さと作用中心の緯度との関係を統計上から探求することは、無益であることが実証されている。それは大西洋の偏西風の強さの変動がアイスランド低気圧の状態と相関があるかのように思われるからである(Kkf. 極方向への転移/循環の強さ 1880-1958について相関係数+0.39, ± 0.10)。恐らくはアソレス高気圧の位置とも相関しているかもしれ

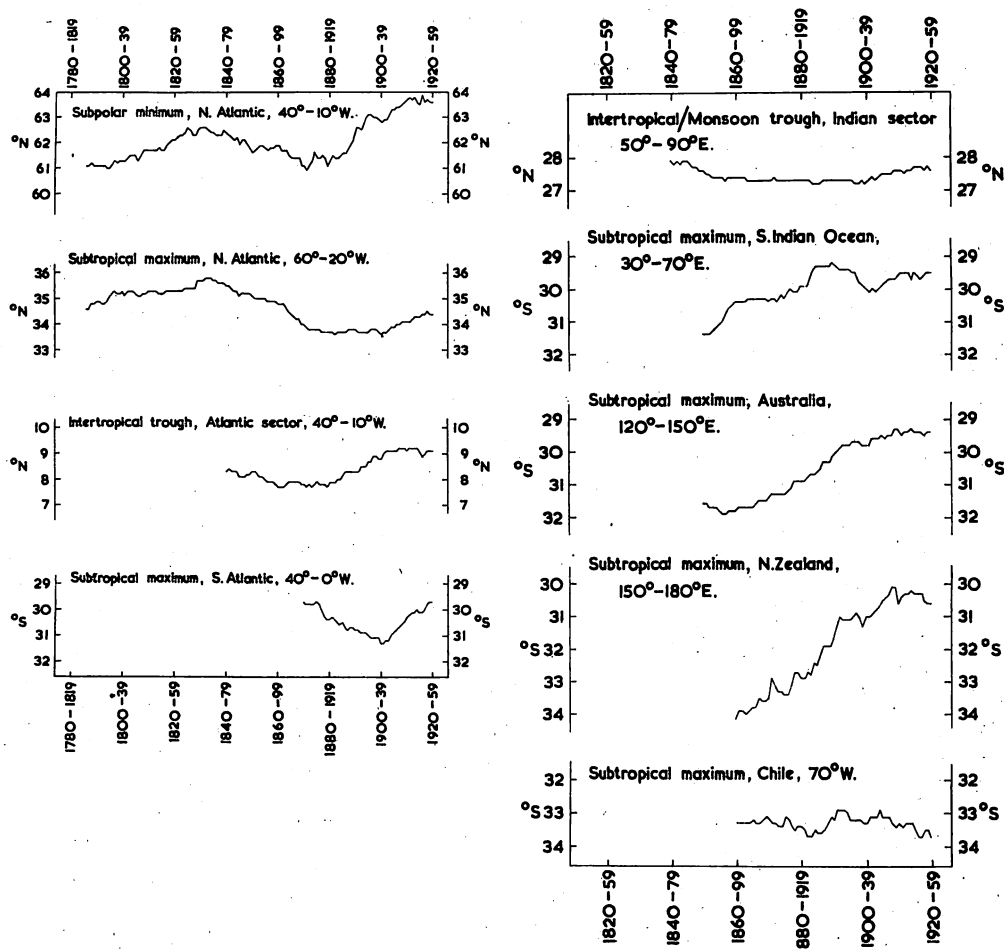


Abb. 29 a), b) 7月における気圧場の緯度による変化(40年移動平均, Lamb and Johnson 1961a)

れないが、両者とも10年単位では位相が逆になっているため、長期周期をもつ変動ではその結びつきは消えてしまっている。多分、氷の状況が、また大循環の他の部分では地形の影響(風上、風下)が支配力をもっているためであろう。これは、循環の強化は、主低気圧形成が極へ転移するのと同じのものであるとか(Brezowsky 1952, Butzer 1957, Mather 1954, Scherhag 1939, 1950), または長期の極の寒冷低気圧の状態に依存するという仮設が、慎重に研究されねばならない。

気団の移流に重要な準定常的な谷と尾根の位置(Abb. 30, 31)をよく考察することによって、世界的な気候変動を力学的に取り扱う方法が明らかになっている。100-105°W

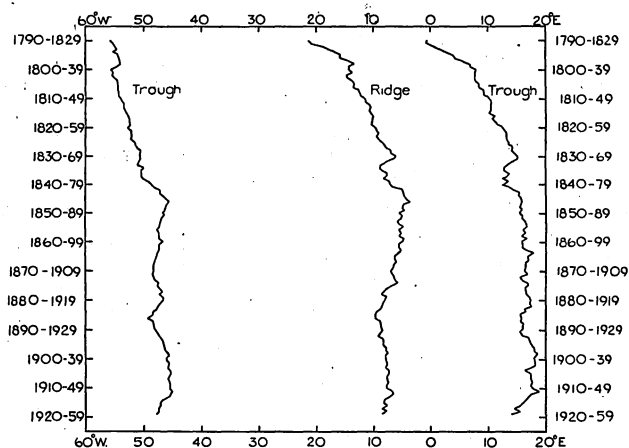


Abb. 30 大西洋地区 45°N における準定常的な地上の気圧の谷と尾根の位置の経度 (40年平均, Lamb, Johnson 1959)

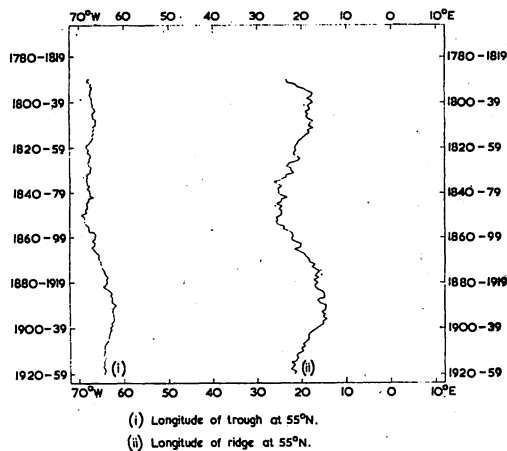


Abb. 31 7月の大西洋地区における準定常的な気圧の谷と尾根の位置の経度 (40年移動平均, Lamb, Johnson 1959)

では、北アメリカにある高層の谷の合流域の下に地上気圧の最大があつて、その軸は1850年以來移動していない。これを前提として、LambとJohnsonはロスビー公式に縦つて、西大西洋の地上トラフの状態（ポストン1786-1825: 1012 mb, 1919-1958: 1018 mb = 東への転移、有意性多し）の40年移動平均から長期の偏西風の風速変化を決めた。弱い循環（19世紀半ば）と強い循環（20世紀初頭）の周期は、遅くなったり早くなったりする下流の西大西洋のトラフ、東大西洋の尾根、東ヨーロッパの谷の転移の中に、

言いかえれば縮少したりする長波の中に明瞭な特徴が表われている。それによると、西よりの上層気流は1850/89の平均で16 m/秒から1895/1934の平均19 m/秒に速くなった。1900/39以後、長波が再び西へ移動する前兆が増した。45° Sの地上トラフは冬の偏西風にも同じ傾向のあることを示唆している。南半球ではすでに1900年頃最大に達している(F. Loewe 1952を参照)。

3.2.3 海水温のフィードバック

水温の偏差と大気大循環の変動との間に見られる関連性は、対称的な存在である南半球でも確実に見られることであろう。しかしそこでは観測基盤が十分でないのでこの場合外部からの影響に敏感に反応を示す北大西洋における機構を研究することによって、その多目的な研究を満足させることができると考えられる。この海域では、北極海から流出した極氷がラブラドル海やヨーロッパの北海を通して、ブラジル海岸沖で二分する赤道海流とつながるところの強力な暖流にぶつかる。J. Bjerknes は何度かにわたり(1958, 1959, 1960, 1962), メキシコ湾流の加速化, 55° N以南の偏西風の強化, アメリカ東岸における南風成分の増大等の気象原因として、大西洋高気圧の強化が見られること、それによつて寒域側における海洋性の極前線が押しあげられたことを強調している。ここで観測された変化は、直接放射による影響や海洋循環のいずれの変動にも対応する動きを見せていない。50-60°Nにおける気温の下降は30° Wで極大を示したが、これは暖流の移流にもかかわらず、根本的には1900/29の高指数期間に低気圧性の風速が増大したことに原因が求められる。この低気圧性の風が二次的に海面をかきみだし、冷却した。そのためアイスランド低気圧の域内では、1890/97から1926/33まで海水温と気圧の偏差は同じようなゆらぎに支配され、海洋では(平滑された)大気の変動に追従する傾向を免れえなかった(Abb. 8を参照)。このため大気のうず度が増加して寒冷な深層水を海水面へ押しあげたので、海洋では南半球も含めて鉛直の昇降流がこの長期の変動に加わった、とBjerknesは考えた。すなわち、偏差の最大の振幅とアイスランドの気圧との相関係数の最高(1882-1939+0.80)は、偏西風帯ではアゾレスとアイスランドの中間に現われた。48° N以南では移流による昇温が優勢になった。すなわち、気圧傾度が急になると海水は暖かくなると考えられる。同様に高気圧的な回転をする暖水層がザルガッソー海で厚さを増し、わずかながら海面の温度が上がったことは、強化された亜熱帯高気圧の間接的ではあるが、論理的な影響と言えるであろう。Bullig (1954)はケープヴェルデ島附近における寒冷な湧昇流に関して、同じような傾向をもつ次

の法則を発見した。それは風の偏差が続けば続くほど、海水温の偏差は逆の徴候をいよいよ明らかにしていくというのである。また海水温の偏差域が拡く移動するという説は、Bullig, G. Neumann (1950), Riehl (1956) らによって否定されている。

Rodewald は最近 (1963) Bjerknes の研究した 1951/60 の 10 年間についての相関関係を証明するために、1952 から 1959 まで広域にわたって海水が約 0.3°C 冷却した現象を、スカラー的な風速が約 7.5% 増大したことに対照させてみた。この両要因とも Bjerknes の研究では、C 船で最大を観測している。そして孤立した気圧下降の明らかな中心 (1899/1939, 1951/60) から判断すると、長期の周期性があったようである。この最後の 10 年間における気圧変化について、Rodewald は局地的な気圧の変数を用いるさいの注意を与えている。というのは、アイスランド低気圧とアゾレス高気圧の間の気圧変化は零に等しく、一方偏西風内の気圧傾度はラブラドルとイギリスを結ぶ気圧下降の軸の南側でかなり増し、北西大西洋にいる気象観測船の観測によると、海水温は上昇しているということである。これは、すなわち南へ拡がる極渦が中緯度における海水の冷却化と関連のあることを示している。

Bjerknes は物理的な過程にもとづいて、水温の変化は大気の大循環にその原因をもつことを強調しているが、それを大陸における各気候要素についてもあてはめることはできなかった。これは大気に対する海水面のフィードバックを考えても明白である。事実、1930/39 に低気圧が漸次浅まってきたとき (= 低指数期)、アイスランドの海水温は 1890 年代の温度値に上昇した。同時に広域に及んだ温暖化は高緯度の大気の動きに結びついていた。今世紀の最初の三分の 1 世紀に深まりを見せたアイスランド低気圧と強化された亜熱帯高気圧とが、中部大西洋における子午線型の水温こう配を大きくさせた。しかし Bjerknes によれば、太平洋にあるより大きな傾圧性は大気に大きな傾圧度を生じさせたという。

初期の前線上の低気圧は傾圧性の極大の地帯にそってその北側を移動するので、そのためアイスランド附近ではイギリスの西側におけるよりも定常的に低気圧の出現度数が多くなった。これは海水を一層冷却にし、大気と海洋のフィードバック機構に連鎖反応を惹き起すだろう。このことから Bjerknes は北大西洋の最近の気候の傾向と持続とを説明しているが、反転の問題は未解決のままである。恐らく中緯度帯の偏西風とともに、同時に強化された貿易風の蒸発-降水サイクルの中に、この問題の部分的な、また時間的な解決が存在するであろう。

3.2.4 氷況と大西洋循環

前節で述べたように、氷況、循環の強さ、そしてアイスランド低気圧の状態と三者の間には

錯綜した関係がある。Schell (1956) によれば、次の10年間に現われた極端な氷の条件は、平均気温における偏差の徴候を内包しているという。

北ヨーロッパ域における降水量の増加(5-10%)は1921/50氷域がわずかに拡大したと一致しており、その以前では1911/20に一時的な増加があったが降水量は永年平均の95%になっていた。

Lamb と Johnson は、冬季における氷況は北大西洋にある低気圧中心の緯度の位置により、氷況の強さやグリーンランドの高気圧がよりよく大気大循環と関連すると考えた。一方、7月をみると最低気圧は18世紀にかけての氷界の後退に明らかに追隨しているが(Abb. 27), 1850-1890 その傾向の中断を生じている。最近の10年平均では、冬期のアイスランド低気圧は極域から遠ざかっているようであり、そのため氷は北方で増加し、今では氷界は以前より南に位置する。Schell 研究からも、20世紀には北大西洋にある主低気圧経路の年平均が、氷界の変化と軌を一にしていなかったことが明らかにされた。しかし閉じた低気圧の出現度数は、1911/20の年平均627個から1931/38の年平均541個へ減少している。1900/19から1920/39までの変化をさらに調べると、薄い氷況の下で、低気圧は南の領域では著しく減少し、北極圏の70-75°以上では増加していることが分った。この増加はL.A. Witels (Veryard 1963を参照)によれば東経の度の増すにつれ大きくなっている。さて弱い循環のときには北極圏の縁辺でも海水が氷結せず、したがって南への流出は少なくなる。氷結の条件がきびしい場合には、温度こう配が急なために活発な空気の交換が要求される。それでこの2つの対立した、しかも同時性をもたない傾向によって、氷況が大循環の長期指数として表わされることは認められにくい。

3.25 熱帯低気圧との関係

Ballenzweig, Kraus (1960), Rodewald (1958) らは、1930年以後ハリケーン活動が強化されたことの理由として、アメリカ東岸における700mb面の平均図に特徴的に強く現われた大西洋高気圧との関連性をあげた。この状況が地中海へは寒気の侵入を増し、それによってジェノバ低気圧を発生させ、同じく30-40°Nにおいて偏西風の弱化を助長したと述べている。Bjerknes (1958)によれば、1906/13から1930/37まで、夏期に北東貿易風の北風の成分が増え、とくに秋(1-4月はなし、Bullig 1954を参照)には西大西洋で有意性をもつ南風の成分が増した。これは一方では中緯度の高層流に平年を上まわって現われたブロッキングと切離との好条件となり(=低指数)、他方低気圧領域周辺に

おける湿度の増大と湿気の輸送を活発化したという。この同じ要因が、Kraus によれば、東オーストラリアの海岸にはひんばんな降雨と低気圧をもたらしているという。Bjerknes と Rodewald は低・中緯度ではそれと結びついて子午線方向に暖気の交換が増し、北極には温暖化の位相が遅く現われたことに注目した。

3.26 まとめと批判

「気候の変動はオーに大循環の変動の帰結である」(Brezowsky 1952)

各地の気候条件が循環の型に依存していることは今日十分確かめられており、またこのことは高緯度の気温について最もよく証明されることが確認されている。北極の寒気の吹出しが強化され持続すると、高緯度では降水量が不足するがシベリアにおいてのみ逆現象が現われる。中緯度(亜熱帯)では循環過程のもつ多様性によって、多くの、しかも長周期の可能性をそれ自身に備えている。また低緯度では帯状の運動が意義をもっていると云われている。

Lamb と Johnson は大気の大循環の歴史に現われる定常的な変転の型を示して、その中では南北成分は50—100年の周期で変動し、その強さは19世紀の半ばから1930年までほとんど全年にわたって初めはゆっくりと、1890年からは急に増加していると述べている。これは南半球では20年早く頂点に達している。また18世紀にも、海水の融解と永久凍上の境界は当時はもっと南に位置しており、このかぎりでは今日より偏位していたから、それ以後よりも強い偏西風はともに長期の弱い循環の時期に南へ転移し、1900年頃の強い循環期に北へもどつた。

赤道での温度の上昇はまだよく分らないまま残されている。これが移流によるのか交換に起因するのか、まだ説明されていない。どの熱源からも同じように高められた熱の供給が冬期の子午線方向の温度こう配を強化しているはずであり、地上で観測されたように冬でもそれは、減少していない。それが純粹に交換の問題であるならば、多量の熱が高緯度へ流出するのであるから、熱帯は寒冷になるはずである(Lamb 1963a)。それゆえ Petterssen は熱こう配の純理論的な変化の原因を、観測が不十分であるが、自由大気中にあるとして、単なる運動の循環エネルギーの減少という結論をさけた。それによると、ヨーロッパ北部での降水量の増加ということは、鉛直の気温減率が急になったとも考えられる。

Lysgaard は、循環の増加は一般的な温暖化の原因というよりむしろ結果である、と考えている。Angstrom (Mather 1954を参照)によれば、大気の大循環は偏差の分布に対しては決定的な作用を果すにもかかわらず、地表面の気温そのものとは殆んど無関係らしいと言っ

ている。これに対して、北極の温暖化はその遅れの故に、循環の増加に従う二次的な結果と見られている (Scherhag)。

近年の循環の強化が世界気候に与えた影響は実に大きく広範囲に及んだため、なお数10年さかのぼって追跡し、その初めの頃に逆転の動きを見ることができる。2,3の研究者は、現在の気候が全体に不安定になったこと、北極では氷況が完全に変化しもはや元には立ち戻りえないと考えている (Manley 1953, 1961, Rodewald 1956b, Wallen 1955, Willett)。一方例えばイギリスに以前には見られなかった冷夏の非常に長い時期があり、今までにないようなある極端な天候が現われている (1947年以降)。Schoveは16世紀前半と20世紀の気候の経過に類似性を見出して、暗い予測を発表している (1949)。しかしManleyによって我々は「すべての現象はすでに一度だけの存在にすぎない」という印象を得ており、現在の気候の変化はごく普通で小さく、たかだか不規則な平均25年の長さのゆらぎにすぎないようにも見える。

3.3 太陽活動との関係

Willett は大気大循環に対する外部からの影響についての推論を、統計的及び綜観的な基礎に依って確実なものにするために、我々がたびたび引用してきた論文 (1961a) の中で次の事項を論議した。

1. ヨーロッパ及び北東大西洋上空において電離層の突然のじょう乱 (微粒子放射) に直接左右される気圧の変化
2. 強いUV放射の前後の1日に起る500mb面の高度の変化

この最初の場合は太陽黒点の極小から次の大きな極大まで、才2の場合は次の小さな極大までの期間における冬季の気圧変化との間には驚くほどの類似性がある。このことからWillettは次のような重要な結論を引きだした：

小さい黒点極大期には大循環の相対的な帯状の特性、高緯度では優勢な偏西風 (UV放射)；
大きい極大期に偏心を伴うブロッキング (微粒子)；

さらに太陽黒点を89年周期へ拡大敷衍し、有意な気候変動のあることを示した。すなわち
最初の4分の1期：低・中緯度に東西流，海洋性気候，

次の4分の2及び4分の3期：循環流の極方向への転移，世界的な温暖化，50°N以南における季節的な海陸対照の強化，

最後の4分の1期：高緯度にブロッキングを伴う低指数循環。

全体として冬期における循環の変動は、このような経過をたどるように思われるが、19世

紀と20世紀に現われた根本的な気候の違いを説明するにさいしては、89年周期でも十分ではない(例. 1787, 1871, 1957年の氷況には全く異なるものがあった(Rodewald 1956b))。すなわちアイスランドでは、1784年は1年の半分を氷で囲まれていたが、1957年はすでに40年来ほとんど結氷を見なかった。)ともあれ Müller-Annén (1960) は Willett とは別途に、同じ仮説を擁護している。それは、周期的な変化は高緯度をも含むとき、普通の東西指数だけでは十分に理解されない (Abb. 20a を参照)、そこでは予想以上のこう配の強化が1905/07の小さい黒点極大にも現われている、ということである。もちろん極端な東西指数は、太陽黒点の異常の間にある (Baur 1949, 1958) のだから、黒点数の増大中、東西循環は強まり、極大期と減少するさいとに弱まる。

Dammann (1957b) は西ドイツにおける気候の帰趨を定式化して次のように述べた。すなわちドイツ上空では黒点極大のたびに気圧が高まり、ただ小さい極大のさいアゾレス高気圧が強まり、プラネタリ循環の増大を示す(霜日数多く、結氷日少ない)。それに対して大きい極大期には冬の大陸高気圧が張り出し、その後季節風循環に影響されて東西循環が弱まってくる。夏期には、黒点極大期に東ヨーロッパの気圧が下がり、そのためドイツは涼しい天候が支配的となる。そして黒点極大がさらに大きくなるときは、暖かい季節にアゾレス高気圧が中部ヨーロッパへ指向する。このとき放射の状態が移流よりも支配的となり、夏の気候は大陸性になる。(Dammann はよく考慮された体系を示した。その短所は活動的な気候の変動に、わずかな意義しか与えていないことである。)

太陽黒点の極小期に現われる寒冬の出現について、Baur (1958) は太陽面における白班活動の増加と同時に成層圏における子午線方向の気圧こう配に関連させようとした。北ヨーロッパ上空およびアジア-北極圏の冬の高気圧域内に発生する高圧部は、寒気の流れを西の方の東ヨーロッパへ転移させ、一方東アジアは暖かい冬となった。

Willett (1961b) は "Atlas of planetary solar climate" を北アメリカ上空における循環との、2, 3の興味ひく相関の解明に利用した。太陽指数のうち $75 - 135^{\circ}W$ における高層偏西風の強さと類似を示すものはなにもないが、太陽入射の全天指数は500mb面をみると、1900-1960の1月において、小規模ではあるが7月においても、地理学的緯度と有意な負の関係を示している。また1900-1939の1月の太陽黒点相対数/500mb面の強い気流の状態、同様に1940-1959の7月の国際磁気特性数/700mb面の相関は有意な負であり、他のものはすべて偶然のようにみえる。Lamb (1963b) はその中で、異常に乱された太陽活動とともに最近の黒点周期には、北大西洋の気圧帯や風速帯が赤道方向へ向う傾向を見せていること、を認めた。

なお中緯度帯の気候における11年のリズムについては、最新の文献では全く黙殺されている。

3.4 氷河期の循環

洪積世における大循環は基本的に今日と差異がないものと見なされている。Willett によれば、原則的な変化として、偏西風帯で低気圧性の活動に刺激を与える極渦の収縮と拡大とから成っている。近年の循環の変動は、氷河期の時代における状態についての推論を許すことになる。

1934年 G.C. Simpson は氷河期に氷河となった地域と、今日冬期に降雪をみる地表の被覆の状態を考察して、地上の気圧配置は本質的には同じであるという結論をひき出した。主要な相違点は結氷した北大西洋にある。そこでは低気圧の中心が $40-50^{\circ}$ 緯度帯で深められた。結氷面を維持するところの降雪は、当時の7月気圧配置に原因が求められる。すなわち海洋は陸の気団より冷たくはなりえないので、開水面では高圧となる傾向は存在しなかった。真夏に現われる気温のコントラストは、氷-陸の境界を完全に分断する。Schell (1961b) はとくに、洪積世の氷塊があるところでは気温は $1851/1900$ から $1901/50$ までまさしく上昇をとげたことに注目した。Mather (1954) は、 $1929/38$ の10年間の気圧変化の傾向を逆に用いて Simpson の作成した氷河期の循環モデルを、 $1899/1928$ の1月気圧配置図で確認した。20世紀の初め、縮小した氷面は、寒気を大きく調節することができなかったので、気圧偏差は単に変化の方向を示したにすぎない。

Willett は氷期における大循環の完全なモデルを示した (1950b, 1949a, 1953, 他に Butzer, Flohn)。彼のこの研究は暴風状の帯状偏西風が、亜熱帯高気圧の弱化によってではなく、極渦の膨張・縮小に左右されて南へ転移するという現象に基礎をおいている。このため貿易風-蒸発の関係が能率よくなり、世界的に湿潤のサイクルが加速された。氷河の前進は、低緯度における強力なブロッキングの発生という特徴をもつ夏循環に基づいており (=活動的な低指数)、その周辺では低気圧が結氷面の西縁に沿って極の方へ移動し、高層に現われたおびただしい数のトラフは、南よりの流れの力学的な帰結である。

3.5 「南半球振動」と「南方指向」

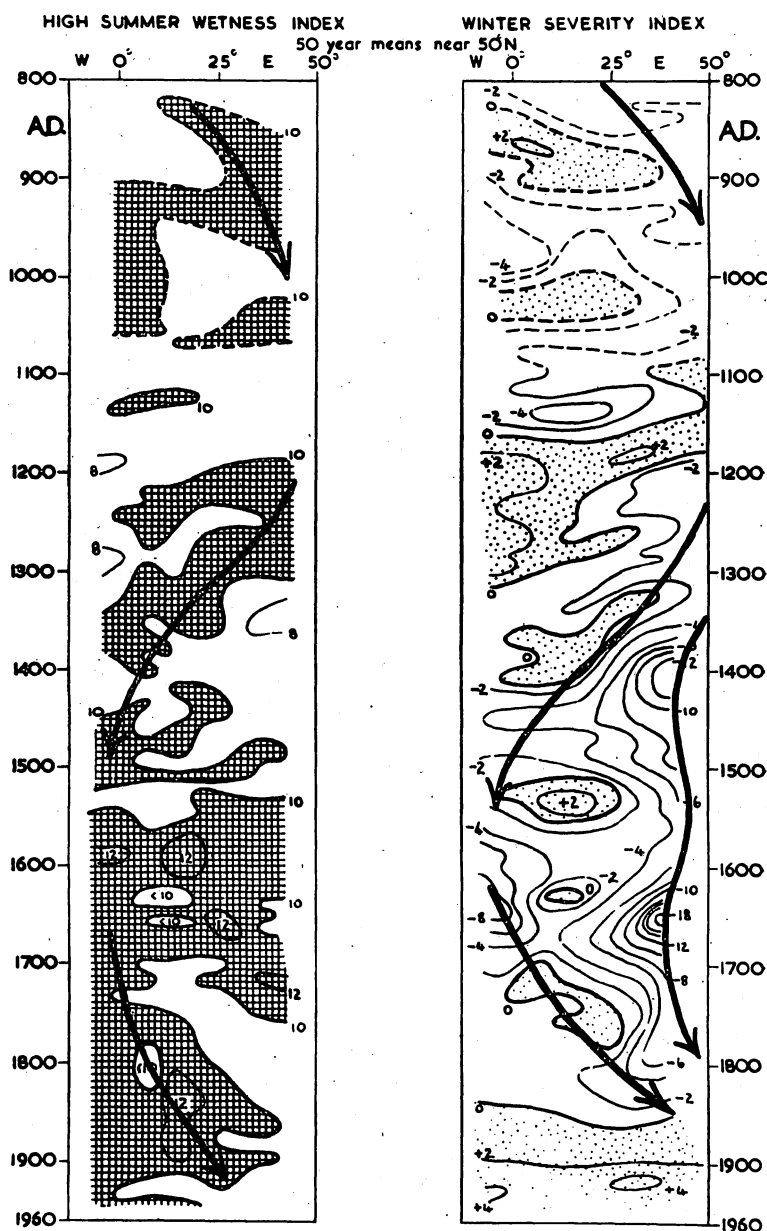
H.P. Berlage (1957, 1960, 1961) は "Southern Oscillation" を定義して、インドネシア上空のイースター島高気圧と赤道低気圧のトラフの間の大気大循環における振動であり、太平洋とインド洋の水分の循環に関連しているとした。その振動は遠く隔

た観測所毎の気圧偏差と気温偏差の相関に基づいて示され、その平均振動期間は28カ月になっている。風の鉛直プロファイルによると、熱帯の自由大気中では気流の方向の東西反転には同じサイクルがあることを示している。「南半球振動」の永年変化は、気候としての意義を有し、太平洋上では大循環が強まるとその持続と振幅は減少する(例: 1931/38)。「南半球振動」は1910年まで最も明白に見られた。Troup(1962)はこれを太陽黒点周期に対応する南太平洋循環の反作用とした。Willett(1949a)によれば、関与する中心の気圧偏差は太陽黒点相対数と正の相関をしているということであり、Berlageによれば熱帯では永年の気圧下降のために負であるという。恐らくこの相関関係のこのような傾向は気温の場合と同様であろう。

D.J. Schove(1950, 1961)は気温、降水量、気圧などの異常な位相が南へ転移する現象について、「南方指向」という概念をつくりだした。これは既知の循環の変化では説明されえないからである。最近の東西指数の増加は19世紀と20世紀の気候に大きな差異をもたらしたが、位相の反転はない。このことから一仮定であるが一高気圧リングを強いて想定させる。この高気圧リングは、1880年頃北極圏を離れ、(実体ははっきりしない)南方指向に従い、1919年ついに回帰線に現われている(Abb. 16を参照)。これに対応して平年以上の降水量、急激な気圧傾度、深い気圧を伴う対応したリングがあった。Schoveは50年以上にわたって分布した5つの位相を、イギリスの気候及びアメリカの降水量について実証した。彼はこの偏差の発祥地を海洋と推定した。1950年以来彼はこの仮説をかなりの程度完成に近づけることができたが、まだ他の研究者によってこの仮説が採りあげられたり、あるいは矛盾を指摘されたことはない。

3.6 気候年代史

LambとJohnsonは12世紀にわたる歴史的な記録から厳冬と湿潤な夏とを研究した結果、その研究を大気大循環の長期変動の問題にまで拡張、ヨーロッパを通る緯度50°にひかれた横断面の気候年代史を新たにまとめあげた(1961a, 1961b, 1963b)。イギリスにおける厳冬は夏とわずかな正の関係があり、また2,300年の間では中部ヨーロッパや東ヨーロッパの厳冬と負の相関があったことから、地理的な分離は必然的なものであることが証明された。だが1150年と1250年の間と1850年以降のみは、暖冬の傾向が一般的であった。日本の冬はヨーロッパ内に根本的な変化がおこると、逆の傾向となるが、これについてはまだ統計的に確かめられてはいない。C.E.P. Brooks(1949, 1954), H. Flohn(1957a), G. Manley(1953, 1961), I. I. Schell(1961



A b b . 3 2 紀元前 8 0 0 年からの欧州 (5 0 N 付近) における各経度に対する夏の湿潤度と冬の寒・暖の 5 0 年平均値の変化。ハッチ域は乾燥期の 7 . 8 月における過剰な湿潤、砂目域はきびしい寒冬 (1 2 , 1 , 2 月) に比べて非常に温暖であったことを示す。矢印は気候変動の期間中の最大偏差の範囲の動きを見やすくするために書かれている。気候変動のなかった時代 (1 0 0 0 - 1 2 0 0 暖い時代, 1 5 5 0 - 1 7 0 0 寒い時代, 1 9 0 0 年初期の暖い時代) には, すべての経度で同じ傾向となっている。

a) 及び D.J. Schove (1961a, 1961c) 等の部分的な研究は、我々の気候史的知識をとりまとめるのに役立つ。

Lamb と Johnson は次のように5つの時代を挙げた (Abb. 32) :

800-950: 低気圧経路は西ヨーロッパの北辺を経て、東ヨーロッパ上空で東へ転移する浅い高層トラフへ向った: 東ヨーロッパでは1年中北風が多く、初めの頃寒く地中海東部に非常に厳しい冬 (アドリア海, ボスボラス海峡, ナイル河に流水), のち暖かい冬と湿潤な夏, 終り頃には同じ傾向が東ヨーロッパにも現われている。

950-1200: 偏西風はいく分衰え, 1年中高緯度に限定された (= 高指数), 中部ヨーロッパでは中部高圧状態が増加する: 良好な気候は, アイスランド及びグリーンランドでも続き (夏期は今日より $2-4^{\circ}\text{C}$ 暖かく, 中部ヨーロッパは $+1^{\circ}\text{C}$), 流水ほとんどなく, 乾燥した夏 (11世紀の北アメリカは湿潤), 時々寒冬, 日本では寒い春となっている。個々には 1100-1170 の冬は東西循環が弱まったとき北海とバルト海で北風の成分が支配的となったため, いくぶん厳しさを増した。また南風はロシアに暖冬をもたらした。

1200-1550: 偏西風は年間を通して再び赤道方向へむかいはじめ, 非常に速度をはやめたが (高指数→低指数), 北ヨーロッパ上空の冬のブロッキングは解消されなかった: 強い西南西の風, はげしい高潮, 雨がちの夏, これは南東ヨーロッパにおいても同じ, またしばしば出現した寒冬 (例. 1429-1443), これはロシアでは悲惨なまでの規模に達した。両方とも東から西へ動いた。その間快適な夏 (1360-1430) と暖かい冬 (1500-1550) の期間は全緯度圏に現われた。1400年以降適度のvarietyやすい風, 北海には海水が増加し, 終りには一時的に後退。

1550-1700: 小氷期は短波長を伴う弱い循環によって特徴づけられる (おそらく低指数)。冬季には低気圧が南を通過したため, 中部ヨーロッパと西ヨーロッパには東風多く, イギリス, ノールウェイ海, ロシアには冷たい北風が吹いた: 寒冬は南ヨーロッパにすら出現, 1624-1634年トルコでは氷河が前進, アベシニア地方に降雪あり。西風のさいには全緯度圏が湿潤な夏。1590年代と1690年代は最悪の気候であったと云われる—イギリス中央部では 1°C つめたい夏, 年間降水日は平年より11%も上まわる, 今日より二倍も多い降雪 (Manley)。中部ヨーロッパでは異常な時期はいくらか和いで現われたようである (Flohn: 1680-1740 暖か—海洋性)。北ヨーロッパでは氷河が前進し, 野や畑を埋めた。アルプス氷河も成長したが, 低温のため時期的には遅れて谷間へ押し込んだ。アイスランドでは穀物の栽培を断念せねばならなかったし, また強力な流水が船舶の航行を妨げた。

1700-1960: 「小氷期」後, 偏西風が増大して高緯度への復帰を見せはじめて気候は

回復したが（→高指数），11世紀及び12世紀の良好な状態に戻りはしなかった。このとき北極の氷量はまだ非常に多かった。1700-1750年の冬は西ヨーロッパで非常に暖かく，1730年以後はヨーロッパ全体におよんだため（東西流），相対的に夏は乾燥した。アルプス氷河は後退し，それに対し北ヨーロッパとカナダの氷河の膨張は19世紀の終りによりやく最高に達した。18世紀後半になると，不活潑な循環と東風のため2，3年寒冬が出はじめた。その後東西流が徐々に増大し，1850年以後は特に著しく，20世紀への転換期には中断したが，1950年頃明らかに再びおさまった。冬季は南西の風でたいい暖かであり，局地的には厳冬がのこり，それが1740年代，1780年代，1830年代，1880年代，1940年代というふうに周期的に現われた。乾燥した夏は1740年代，1770年代，1860年代，1940年代，20世紀への転換期に出現している。北大西洋の海水温は上昇した。気候の回復は1700年以後西ヨーロッパや中央ヨーロッパに始まり，その後北部や東部にも広がった。ヨーロッパの気候の変動は，Lamb と Johnson によれば，東大西洋上層のくさび状高圧部と東ヨーロッパ上空のトラフの位置と強さによるとしている。この変化は大気大循環の緯度による特性と強さによって制約され，それとともに（ロッキー山脈の風下では）上層流の長波が伸びたり縮んだりする。東西方向の流れの傾向とは反対に，ブロッキングすなわち南北成分の流れは50-100年の周期で振動しているようである。多くの研究者も「強まった」循環の下で，必らずしも同じ状態にならないことを認めている。例えば18世紀に北大西洋で夏の循環がずっと南の氷況に影響されて強まったが，それにもかかわらず大陸では暖かく，高気圧性の夏が支配的であったこともある。亜寒帯低気圧のトラフの位置とヨーロッパ，北アメリカおよび北極圏の西部の気候は，太陽活動に対する諸条件がこれらを解決しないかぎり，大西洋の氷界と関連していると考えてよからう。しかし前代の気候の大気大循環についての結論は，確実な経路をへた思考と，近代の天候の史実によって周知となった典型的なパターンによって導かれたものであること，世界的・永年の気温変化の変動は結局 2°C 以上にはならなかったこと等を忘れられてはならない。

4. 原因

大気大循環の変動の原因は一般にその熱的性格に求められていた。しかるに誰れも完全に満足する結果を得られないため、理論家の多くはこれまでの既存の研究コースの正しさに疑いを向け、一般に外からの原因を仮定しなければならないのではあるまいかという多くの疑問を表明した。C. E. P. Brooks (1954) は、永年の変動は恐らく大気大循環自身か、あるいは海洋循環や氷冠との相関に内在している自然の規則性といったものをもっている、と論じた。R. C. Sutcliffe は最近 (1963) これについて研究し、どのようにして惑星循環型が2, 3週間あるいは数週間後に崩れ、さらに再び出現するかを指数サイクルで説明した。それによると、その変化は年間を通じて外的な原因を受けずに、ゆらぎと長期傾向が相互に重なりあっているという。その外的な原因の大きさは、年々天候の変化と歩調を一にせず、相対的には恐らくとるに足りないものなので、Sutcliffe は観測された気候の変動は実際には機構内部の特性にそなわっていると見なした。また大気とその下方の境界面、特に海洋とのフィードバックは数百年単位の変動やその振幅の大きさを条件づけているという。このほとんど知られていないメカニズムを通じてエネルギー取得の変化とその地理的分布が生じる。その結果それぞれの気候変化と共に短波長の太陽エネルギーが獲得されたり失なわれたりすることによって雲量の変化も起りうるからである。さらに大気-海洋のシステムは長年にわたってその状況を自らコントロールしているので、ここでは興味をひく変動の解明に外的な原因は必要としないことが論じられている。

Sutcliffe の考えは新しい創造的な道への研究を示している。しかし我々が気候変動の原因に対するこれまでの研究を中止する時期であると思ったり、あるいはこれで満足していたりするならば、太陽放射や大気の透過性による考察に基づく気候変動の原因についての多くの仮説は、ほとんど根拠の薄弱なものになってしまうだろう。しかしながら過去30年間の業績が否認されないかぎり、たとえこれらの仮説ですべての問題が明瞭に解決されないとしても、それらを理由もなく否定しすることはできない。おそらく現代の諸方法はフィードバックの機構を明らかにし、さらに大気にあるきまった運動を認めるような外的原因の役割を定める数量的な評価さえ可能とするであろう。それによれば、Sutcliffe によって引用された近年の気候変動と地質時代の気候変動との間の断絶がなくなり、次に述べるような仮説が一般に適用されるようになるかもしれない。

気候については総括的な理論が非常に少ないので、気候変動の原因についての仮説は、完成された理論のうらうちに欠けているものが多い。たとえば太陽黒点説は確かに物理的な関係を

推測させはするが、それは単なる計算による相関というだけで、それを他には適用できないのである。また新事実の発見も、新しい周期も錯綜した関係をさらに増すだけである。炭酸ガスの「理論」も近年の温暖化が現在停止状態にあることを予想しなかったし、新しい刺激を研究に与えることもなかった。諸事実の間の関係は、例えば降水量分布に伴う気温分布の変化のように、いろいろと解明されておらず、特別なものだけが明らかにされているだけである。それにもかかわらずそれぞれの仮説を完全に否定するのは軽率である。これらは長期的な予測に対するそれぞれの特性に従って評価され、将来の現象をまっぴらして事実即してその証明力を験さなければならぬ。例えばM. Rodewald (1956b)がWillettの太陽説(1951)の再検討を企てたように。

世界の気候を形づくる太陽活動や地球上の活動の自然の原則は、理論にとって必ずしもすべてが有利に構成されているというわけではない。これは特に最近の太陽物理学や化学、放射吸収の不十分な成果にあてはまることである。

4.1 太陽による原因：太陽放射

太陽放射は太陽黒点、太陽面の白斑、潮汐の変動、宇宙塵と関連して変化する。太陽黒点と地球上の気候変動との間に存在しうる関係については、非常に広範囲にわたって文献が存在する一方、宇宙塵についてはただそれが太陽エネルギーを高めることが知られているにすぎない。また、惑星塵は地表面の外縁に入ってくる放射を減少させるだろう。

太陽の変化が気候に及ぼす影響について、LambとJohnsonは彼らの世界的な気候変動についての研究の中で、最初に簡単な展望を与えた。

4.1.1 太陽定数

単位時間に単位面積あたりに地球へ到達するエネルギー量を直接測定することはできないので、補外によって確かめられている。太陽定数を比較することのできる測定は1923-1940年のものだけである。なぜかというそれは日射計がたえず改良され、最終的に「太陽定数」の永年変動からものは不純なものなくなるまで、常に測定値が新たに矯正されているためである。11年という太陽黒点周期は、スペクトルの紫外線域においてのみ証明されている。それにもかかわらず気候の変化は、すべて最終的には太陽定数の変化に帰因されるにちがいないという見解が固執されている。しかしその地球の歴史上の変動は、たとえMilankovic-Zeunerの放射曲線が新知識によって古くさくなったように見えたとしても、ほとんど疑いが

ないであろう (H. C. Willett 1953, M. Schwarzbach 1961)。

2, 3の研究者 (H. Flohn 1963, J. Nordö 1955, H. Wexler 1953, 1956 ほか) は、いくつかの疑問を残しながらも、年平均 0.01% の太陽定数の増加があると主張している。もちろん透明大気の見せかけもありうる。J. M. Mitchell (1961a) が報告しているように一しかし後に再び強く疑問視せざるをえなかったが (Schwyer との論争 1963) ーウラニウムとネプチュニウムによって反射される光の測定から、「太陽定数」が 1953 年まで、太陽黒点の極大活動期を含むこの期間に約 2% 増加したことが証明されている。相関関係をみるためにはこの測定期間は短かすぎるが、この観測によって永年変動に対する 2, 3 の手がかりがもたらされた。19 世紀後半に「太陽定数」が約 0.3% 減少しその後 0.7% 増加したのは、平均 11 年の太陽黒点相対数の傾向に対応している。このことから Mitchell は 1900 年以降、世界平均気温の 0.7°F の上昇と、太陽黒点周期における変動巾を 1°F と算定した。この場合もちろん冬期の昇温のかわりに夏季には強い温暖化が弱まっている (これは北半球の中緯度の大部分に該当する。G. S. Callendar (1961))。この 1°F という値は当時 W. Köppen によって発見されたところの、太陽周期の熱帯における気温変動の値である 0.6 °C を思いださせる。20 世紀には太陽黒点 / 世界気温の相関は逆になり、温暖化は特に冬期と北半球の高緯度に現われたので、太陽定数と世界平均気温の間には単一な関係は存在しないといえる。

大気のどのような反応が、「太陽定数」の変化を理論的に期待させるのだろうか。Willett (1953) は選択された放射だけが大气の多量の熱冷源を制御するだろうから、一般的な放射の変化は必須なものとは見なさなかった。E. B. Kraus (1961) は「太陽定数」の仮定的な変動は地表面の平均気温と南北方向の温度こう配と圏界面の平均高度とに正で相関していると述べているし、Wexler (1953) の推定では雲量とも相関しているという。このことから同じような変化が大气大循環の運動エネルギーにも生じることになる。もし「太陽定数」が 5-10% 減じるならば、S. Fritz (1960), H. C. Willett (1953) その他の推定によれば、世界平均気温は、とくにそれが冬の状況に近いゆえに 2, 3 °C 下降し、これは氷期を誘因するに十分な値であるといわれる。Lysgaard は太陽定数が増大したときの結果を述べている。どうなるかという、主として熱帯が温められ、そのため対流と貿易風、反対貿易風が盛んになる。それに伴って降水量が増加するが、最後に再び熱帯が寒冷になるかどうかはまだ分らない。また亜熱帯高気圧から極に向っては、北方へ転移して強化された低気圧の活動により、多量の降水と温和な冬と冷涼な夏がもたらされるだろうという。

「太陽定数」の変化が太陽黒点の活動とその長期の変動とに関連しているという証明には、異論があつて注目させられる。Willettは典型的な循環の変化を紫外線域とその微粒子放射だけに、実際に測定されたじょう乱を帰因せしめ、Wexlerのように、強い黒体放射が紫外線のその時々増大の陰にかくされてしまうとは仮定しなかった。

最後に、純粋な「太陽定数」の変動と実際の入射の結果は相互に切り離せないものであり、「solar output」と「incoming radiation」は大きな正で相関していると考えられる。実際の入射については後で記すように、同じ仮説が太陽定数の気候に及ぼす影響についてもあてはまる。

4.1.2 太陽黒点と白斑

太陽黒点と太陽白斑は平常の太陽活動のじょう乱を現わしている。太陽黒点は1749年以来連続して観測されており、相対数という国際的に比較しうる基準がある。太陽黒点は太陽の光球面にある強力な渦活動で、数百万km²の面を暗くし、その温度は約1000°も低く、放射を50%引きさげる。太陽黒点は11年の周期をもつ極値の反復現象であり、より長い周期(22年、89年ほか)にも明瞭に分けられる。最近の最大極大は1600年、1778年、1957/58年に現われた。

太陽白斑は紫外線域に高温と強い放射を伴う彩層爆発の現象である。とくに地球磁場では、黒点と同じく白斑にも源をもつと思われる太陽の微粒子放射がとらえられる。

太陽黒点の11年周期は、すでに熱帯の平均気温と北極における気圧との関係をひいて述べたが、ほとんど気候学上では興味をひいていない。一方紫外線放射と微粒子放射の電離層に対する物理的、化学的な影響は確かであるが、対流圏とその熱収支に対する意義には不明なところがある(おそらくオゾン層形成による温室効果に関係あるだろう)。太陽の電子が天候の経過にどのようにして短期のじょう乱を起させるのかという問題を、D. Williams (1961)が論じている。B. L. Dserdsejewski (1961), R. Scherhag (1952), H. C. Willett (1949b, 1953, 1961a)らによって、磁気の変動する日には大気の大西洋とヨーロッパに向う寒気の流出によって中断されることが示された。F. Baur (1958)も紫外線放射を白斑に帰因せしめると同じ結論に達した。激しい紫外線放射は、Willettによれば「小さい」黒点極大のとき支配的で、大気大循環の帯状が南へ転移する段階を出現する(=寒期)。強いじょう乱を起している太陽活動のさいは、強力な微粒子放射を伴い、「大きい」黒点極大、循環の南北型が中緯度の東西指数に現われる。その間ブロッキング

が大西洋の暴風圏を西ヨーロッパの前面に停滞させる。空中障害のない太陽放射のさい（太陽黒点少なし）、東西流が定常化し極渦が縮少する（＝暖期）。

水蒸気の飽和が不変の場合、微粒子が凝結核を増加して雲の粒子の数を増加させるならば、光学的に雲の密度に、それに対応したある期間が観測されねばならない（F. Albrecht 1962）。さらに磁極の近くでは微粒子の侵入にあたって、大気の直接の昇温が必ず起るはずである。

どのように永年の気候変動が太陽活動の傾向に比例しているかは、すでに我々に示されているという考えの下で、短期の太陽黒点活動に対する大気の反能を見るならば、これに関する詳細な研究は一層その意義を増すに違いない。我々の現在の、とくにWillettによって進められた黒点周期についての知識は、すでに気候要素の変化の項で述べたものばかりである。

4.2 天文学的原因

天文学的な諸原因は地球が受けとる太陽放射に大いに影響を与えるが、近年の気候変動の時間尺度では一定と見なされており、その説明にあたっては問題とされていない。それは次の通りである。

1. 地球軌道の離心率，9,200年周期

離心率が極大のとき太陽放射の年変動は30%である。現在は約7%で、離心率が極小のときは変動はなくなるだろう。

2. 黄道の傾斜，4,000年周期

この傾斜は 22° と 24° のあいだで変動しており、現在は 23° で年々約 $0.47''$ 縮まっている。これは季節の交替と極圏の緯度をきめる。これが減少すると季節の差なくなるので、中緯度及び高緯度にある大陸は年平均的で温かくなるだろう（Kramesによる）。

3. 春分点，秋分点の才差運動，2,600年周期

これは恒星天を黄道の極の西へ年約 $50''$ 移動させる。現在は近日点が冬至点の方へわずかに移っているので、太陽放射の年変動は北半球で最も少なく南半球で最も大きい。

4. 極の移動

極が起伏のある大陸と一致するたびに世界的な寒冷化が起ったことの解明にあたって、現在低緯度にある地域では地軸の不規則な移動がその説明に必要とされている（R. W. Fairbridge）。

5. 太陽と月の方位角と近地点

1,600年のリズムで現われるすべての天体の周期の極値から, Brooks と Pettersson (Brooks 1949を参照) は Farbridge (1961) と同じく気候の変動の潮汐説を組み立てている。すなわち深海潮と大潮が潮差の極大時に強まり(最近では1433年), 極の定着氷を破壊する。この現象は氷量その他の条件に依存しているが, 極氷が北大西洋へ流出して西ヨーロッパが寒冷になるか,あるいは暖流が氷の形成を妨げて流水の量が減少するかである。

6. 流星雨

太陽系に源を発する微粒子の侵入は, E. G. Bowen (1956) によれば付加的な凝結核をつくり, それに伴い30日ほど遅れて地球の降水量が増加すると述べている。彼は地球が6.5年毎に横断する流星群の例を挙げて, 周期的な可能性を示した。

4.3 地球上の原因: 入射と放射

A. Wagner (1940) が説明しているように, 北半球における大気大循環が近年強化されることは必然的に大気内部に大きなエネルギー転換を必要とする。彼が可能と考えた4つの型—南半球での補償, 熱消費の新分布, 放射の増加, 入射の増加—のうち, 最後のものだけが観測結果と一致している。この場合, 入射の増加は太陽定数に帰因されるのか大気の透過性によるのかはどちらでも構わない。対流圏への影響は非常に複雑な形で現われ, 出射の増加の一部が蒸発を助長する。それに従って, 上層では多くの凝結熱が放出されるための鉛直の気温傾度が小さくなり, 雲量や雲の上限からの反射が大きくなる。Wagnerによれば地表面で観測された事実とは一致しないけれども, それは地上の気温変化の分布についても同じことが言える。

4.3.1 太陽入射

太陽入射は多くの変動の関数である。なぜならそれは太陽定数と並んで, 地表面に浮遊している塵埃やあるいは火山爆発や熱核爆発によって上層に吹き上げられた塵埃とか空気組成中の炭酸ガスとか水蒸気, 雲量, オゾン分布等に依存しているからである。これらは大気大循環と結びついている。

I. I. Schell (1961b) は入射の変化に応じて南北方向の温度こう配と大気大循環が変化することを論じた。一般に入射が増大したとき地球の温暖化は極方向にいくにつれて減少すると仮定すると, まず第一に大循環が強化される。大循環は高緯度への移流を加速し, A. Defant

(1921)によれば高緯度に温暖化が集中し、暖気流の減少によって、極の温度がいくらか当初の値よりさがるまで南北方向の気温傾度が再び弱められる。その最終的な結果—高まった循環、かなり活発な蒸発、激しい降水—から推察すると、最近南大西洋の高緯度が寒冷になったのは、南半球の低緯度でわずかながら気温が増加したことによることになる。入射がさらに続けて増大するならば、極圏でも気温が上昇し赤道のそれに近づく。反対に入射がたえず減少すれば、急激な南北方向の気温傾度が形成されるだろう。極のマイナスの温度の下では、氷が造られ、放射と一層の冷却が続く。この過程はある期間、すなわちついには赤道の気温が下降するまで続き、(1℃まで)循環、蒸発、降水が強まる。

この仮定は新しいもので、かなり以前の仮定が太陽放射の強まりを循環の強化と同一視しているのと対立しており、氷期の解明に役立つものとして注目される。

大気大循環に関してはH. Wexler (1956, 1960)が2つの説を提示した。冬期には南北方向の気温傾度は入射に平行して変化するが、大陸についてはその熱容量が海洋におけるよりも小さいので特にこの点がいえる。これは入射の多い場合は、偏西風がユーラシア大陸と北アメリカで増大することを意味している。これによって大気大循環の不安定度が高められ、それが蛇行を生じやすくして西海岸にブロッキングを多く発現させる。南北交換の高まりに伴って、同時に雲量が増大し、その影響を補償しない場合は、北極では気温があがる。すなわちここでWexlerは最近の気候変化の解明に第2の「火山灰説」を試みたのである。

Lamb (1958)は入射量の差が小さいときの南北両半球の相互作用の差異を論じた。すなわち入射量が2, 3%になるならば、19世紀の初め(Lamb 1963bを参照)と終りのように、南極大陸では年平均気温が低下し流水が少なくなるため、40° S以南の各緯度圏は相対的に暖かくなり偏西風は南へ転移するだろう。北極洋ではその反対に夏の厚い雲層のため直接の作用はほとんど期待されないが、恐らく大陸の非常な寒冷化が氷の造成作用に寄与することになる。したがって北半球では熱こう配の極大の地帯は赤道方向へ移動すると考えられる。この意味で1940年から1950年までの世界気候の傾向は、入射が多くなったことに起因していると言える。

最近60年間の気温変化を詳しく観察する場合、とくにWexler (1956)によって論じられた仮説の適用は、地上へ透過してきた放射の増大に関して危険な結論をひきだすこともある。晴天の多い亜熱帯では気温の上昇はわずかであり、中央アジアの寒冷域は循環の活動に帰因せうるが、日射の多いオーストラリアでは有意性のある温暖化に欠けている(Callender 1961)。同様に熱帯における降水量も連続した傾向を示すことは少ない。

放射の減少—不活潑な循環—寒冷が強まる北極、これらの説明は事実と矛盾する。

4.3 1.1 火山灰

Sutcliffe によれば、さし迫ってはいないが明らかな疑問が測器で観測された気候の変化の原因に対してもたれており、どのような地球上の活動現象が現在の気候変動に関与しているのだろうかという問題を提起している。オーに激しい火山爆発のさい大気中へ放出される灰がある。それに基づいて W.J. Humphreys (1940) と H. Wexler (1956, 1960) は「火山灰説」をたてた。火山による灰は直接地球に達する太陽入射のうちかなりの部分をさえぎり、長波長の放射は妨げない。これは大気の温室効果を弱める。有名な大爆発 (クラカタア 1883 年 8 月 27 日, カトマイ 1912 年 6 月 6 日, カムチャッカ 1956 年 3 月 30 日) 後 3 年間も太陽放射のすべての波長が月平均 22% 減じた (Wexler 1951)。しかし散乱放射が損失の 75% を補ってその持続的な影響を無効にしたので、地表面の多年の寒冷化と火山活動の間の関係はかくされてしまった。一時クラカタア火山の爆発に伴って現われた年平均 $0.3 \sim 0.6^{\circ}\text{C}$ におよぶ世界的な気温下降 (Willett 1950) は、基本事実として火山灰説の根拠をなしている。Lamb と Johnson (1959) はこの値が全球的な平均気温の中で統計上の偶然値を超えるためには少なすぎると考えた。19 世紀初めの寒冬は、Scherhag (1939) によれば、とくに太陽黒点極小の長期の影響を消し去ってしまったほどのもので、激しい火山活動に帰因されるという。アイスランド (及び全球的に) の火山活動の永年変化はアイスランドの河川や海の氷況と 2, 3 類似しているところがある (Lamb と Johnson)。

A. Defant (1924) によれば規模の大きい火山爆発は「爆発直後に現われ、ほどなく (1, 2 年後) 止む大気大循環の弱化」の原因となるとしている。大気大循環の全バランスが再び元へ戻る期間は 3.5 年と見積られている。煙のヴェールは南北方向の温度こう配と交換を弱め、そして高緯度は寒冷になり循環の強化が新しく始まるだろう。

火山灰を多く伴う火山爆発の 150 年にわたる系列は 1912 年で終わった。Wexler によればその後続く数 10 年間に火山灰は地上に落下し、そのため凝結核の数も平均雲量も減少し空気はきれいになった。実際の入射とその冬の赤道一極の傾度は、大気的良好な透過性によって 1926—1952 年に約 0.2……2% 大きくなったという。

原子爆弾の実験が教えるように、大気の循環の中では灰は高緯度で最初に減少するので、Mitchell (1961a) は新たな火山灰説を想定した。それによれば 1951/60 の寒冷化は 1953 年のアラスカと 1956 年のカムチャッカでの爆発に原因を求めることが可能である。

にもかかわらずこのことは、最近の温暖化の下では2, 3の火山爆発ないしその中断に依拠しているとは信じられないようである。Callendar (1961)は火山灰の多年にわたる作用に対して真剣に疑念を表明した。というのは5年平均をみると該当する気候帯の負の温度偏差は 0.1°C 減少し、20世紀における変化は期待されるようには分布していない。Wexlerの推定が正しいとするならば、Kraus (1960)は、現在は気温が下降しており、活潑な循環期にあると評価しなければならない。しかしLambとJohnsonによれば循環はもっとずっと早くに衰えている。Manley (1961)も1690年及び1720年に起ったアイスランドの火山爆発と当時の西ヨーロッパにおける偶発的な気候現象との間の関係を研究したが、無駄に終わっている。

核爆発は同様に灰と凝結核を大気中に放出するが、しかし気温や降水量に与える影響はごくわずかなものであろう (Sutcliffe, Lamb と Johnson 1959による)。

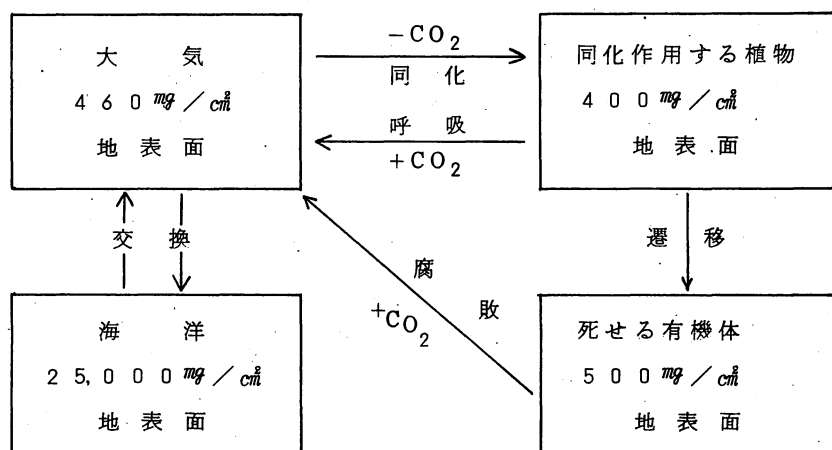
4.3.1.2 炭酸ガス「理論」

20世紀においては、人類の活動によりその気候に考えもしなかったような破局的な変形が生じたのではないかという疑いが、炭酸ガス説によって一時非常に強められた。その最初の提唱はTyndall (1861)とArrhenius (1896)にさかのぼり、疑いもなく気候変動の解明に貢献した。現在におけるすぐれた代表者はG.S. Callendar (1958, 1961)で、少くともMitchell (1963)が1940年にはじまる世界的な気温の下降を確認したときまでは彼の説で代表されていた。近年の温暖化については問題の解決も間近いと信じられていた CO_2 —この現象に対して理論家たちは、さし当って文句もつけず成行きをまちながら対立している。大気中の炭酸ガスについての我々の全知識の現状、それを気候変動の問題へ適用するにあたっての論拠とその反対論について、「ベルリン天気図の付録」が簡潔な形で報告している (H.G. Matthäus 1962)。

炭酸ガスはガス状で空気中に0.03%含まれており、主に $12-18\mu$ の波長範囲にある長波長の大气放射を吸収する。1800年に初めて炭酸ガスが測定されて以来、この永年傾向を確実に決定するためには、その値が均質ではなく、信頼するに十分でない。世界中の石炭と石油の貯蔵量は $13 \cdot 10^{12}\text{t}$ で、工業燃焼のさい年間 $6 \cdot 10^9\text{t}$ の炭酸ガスを大気中へ放出する。G.N. Plass (1961)の推算によると、最近ではそれが 10^{10}t で、これまでの総量の35% (これは年間 $5 \cdot 10^9\text{t}$ である)にさえなり、H. Flohn (1958, 1961)は過去80年間に新しく開発された400万 km^2 の平面積に該当するとして換算した。これは全無機物の循環が大気の炭酸ガス収支に寄与するより多い。Plassはその詳細な論文の中

で(1956a), 大気が交換によって少しも失われなと仮定して, 1800年頃の産業革命以来大気の炭酸ガス含有量の増加を30%, 最近50年間では10%, 現在は年間0.3%と見積っている。このようにして理論上から地表面が暖くなる率は年 0.011°C と算出され, これは1950年まで確実に観測された平均値と一致しているという。

炭酸ガスの自然循環(ダイアグラムを参照)を支配しているのは, 大気と生物圏の間に同化(光合成)―分解作用(呼吸)と腐敗, 大気と水圏の間に非常にかん慢で値の大きい交換(Bolinによれば5年)といった平衡過程である。ただしこのほか10万年スケールで活動し我々の目的には無視しうるもの, すなわち火山爆発から供給される炭素, 死んだ有機物の堆積(石炭層), 風化作用がある。海洋の内部循環については, 海水面と深海の間の鉛直循環が数100年を要することだけが分っている(Plass)。



炭酸ガスの自然循環

(E. Eriksson, P. Welanders 1956による)

生物圏における部分循環は, 有効な交換係数や CO_2 の鉛直こう配と同じくわずかしら知られていないので, Flohn(1958)が残念がるように, 炭酸ガス収支の推定はまだ示されていない。それゆえもしも不正確な測定や主観的な選択基準にまどわされ, それが増加しているように思わせられる場合には, 大気の吸収によって非常に多くの炭酸ガスが奪われていると考えられるだろう。例えば Callendar は1865-1900の期間に平均0.029%, 1900-1935の期間に平均0.0322%の増加を報告しているが, 他方 G. Slocum (1955)

は現存の全測定系列をつかって1816-1901の期間に0.0335, 1904-1940の期間に0.0334の平均値を得た。19世紀と20世紀の中間値の差は統計的には有意性がない。さらにJ.R. Bray(1959)は炭酸ガスの測定試験を変えうるような多くの誤りに言及した。

人為的に乱された炭酸ガス収支を再び平衡に戻そうとする力は、生物の部分循環には認められない。A.N. Dingle(1954), B. Bolin, E. Eriksson(1959)らは、G.N. Plass(1956a)と同じく、大気と海洋の間の交換によってかなりの程度均衡が保たれていると推定した。

最近50年間の気候の変化は炭酸ガスの増加からだけでも定量的に説明されるだろう。何故なら18世紀と19世紀における変化や前史時代の暖期には、ますますもってその量は少なかったのであるから。Plassによれば、もし現在の炭酸ガス含有量が倍になるならば、雲量を変えずと仮定すると世界平均気温は 2.5°C 上昇する。逆に半分になると気温は 2.7°C 下降する。炭素源が2,3000年後に使果されるとすると、大気は現在の含有量の17倍もの酸化物を受け入れねばならないことになる。これは地球全体で気温の上昇が 7°C 以上になることを意味するだろう。

それに比較して南半球の中緯度帯における気温の上昇が小さい理由を、Callendar(1961)は次のように説明した。すなわち炭酸ガスは大部分北半球で発生し、偏西風内部に著しい量を滞留させる。その偏西風帯で特に気温が上昇する。南への輸送は遅れ、炭酸ガスの濃度は海水中の分離によって3分の1だけ希薄になる。最後に熱的な慣性が、予想される大気の熱をほとんど完全に消費する。しかしC.D. Keeling(1960)とH.E. Landsberg(1961a)の見解によれば、半球間の輸送の遅滞と海洋の受け入れは無視される。そして永年の増加はどこでも同じ値になるだろうという。

炭酸ガス説は降水量についても転用されている(たとえばCallendarによって)。降水量は潜熱に対する尺度となるので、この熱の損耗を妨ぎうるすべての過程—炭酸ガスによる吸収—は対流、水滴形成を妨げる。それとともに炭酸ガス説は熱帯の対流性降雨の減少にたいして(1930年以後の増加にではなく)循環の考察をする余地を残している。

大気中の炭酸ガスが非常に増加したときの結果を仮定して、E.B. Kraus(1960)は暗い調子で次のように述べている。初めは今日より量的にのみ温暖で乾燥した気候である。その後圏界面の下方の移流層は移流が中断されるまで徐々に低くなる。地域的なじょう乱と分子の熱伝導は蒸気圧の鉛直方向の平衡を導き、最後に絶えまない霧を伴った暑熱の湿度の高い気候になる。Kraus(1961)は大気の安定度に細心の考慮を払い、個別化した結論に達した。

彼はそれを相関表に要約した (Tab. 2 を参照)。それによると炭酸ガス濃度の変動は地表面気温及び圏界面高度と正で、南北の温度こう配と負で相関しており、洪積世や近年の気候変動の原因として最も疑問の余地のあるところである。

炭酸ガス説は 1890 年以後の世界的な気温上昇とその帯状の分布によく一致するという利点を有している。他面その内容が体系的に完成される以前のことを評価することができないという未解決の問題がある。というのは大気中の炭酸ガスに対するシノブチックな観測網は 1954 年にはじめて組織されたのである。これはある一つの傾向がこれまでなかったことを気づかせたが、間もなく海洋性の極気団のように高気圧性に下降した場合、炭酸ガス含有量は、大陸性の極気流あるいは海洋性の熱帯気流が移流したときより著しく少ないことを示した。そのため炭酸ガスの変動は大気大循環と海水温の長期変動によっても成立しうることになる

(Dingle 1954, ベルリン天気図, Matthäus)。さらに水蒸気の吸収スペクトルは十分に解析されていないため、炭酸ガスの吸収スペクトルから正確に分離できない (Plass)。Dingle によれば、両者を合計すると水蒸気含有量の小さいとき炭酸ガスは熱放射としての意義を得るにすぎないといわれる。とくに我々は炭酸ガスの自然循環における交換過程と平衡状態の内部の変動範囲について、知るところはごく少くない。たとえば C^{14} 測定法は年輪を調べて活性炭素の非常に弱い希薄さを明らかにし、工業燃焼による空気中の C^{12} 含有量の近年の増加と比較している。この解明には Flohn (1958), Bolin と Eriksson (1959) が、また太陽黒点周期との関係については M. Stuiver (1961) が試みた。

4.3.1.3 オゾン

地上からの長波長放射の到達距離と鉛直方向の分布はオゾンによって制約される。オゾンは大気に対して $2 \cdot 10^{-6}$ % の割合いで、とくに波長 9.6μ と 14μ を吸収する。その永年変動は現在のわずかな間接測定からは結論できない。高緯度ではオゾンの濃度は圏界面近くの鉛直運動と関連して変化し、低緯度では紫外線放射によって刺激された電離層の近辺で発生する。直接毎日の気温に作用する効果は少ない。

E.B. Kraus (1958, 1960, 1961, 1963b) と G.N. Plass (1956b, 1961) は、広域におよぶ気候の変動に対するオゾンの意義を質的に評価しようとした。Kraus の考えによれば可能と考えられる原因の大部分が、高緯度の温暖化と亜熱帯地方の東海岸や半乾燥気候帯における降水量との間に負の相関で、反対の傾向となっている。一方では太陽定数または炭酸ガスの増加、小さくなった混濁因子または一次的に高まる海水温、これらすべては地上気温を高め、さらに鉛直安定度を小さくし、対流を活発にするために、降水活動

をも高めるだろう。また仮定的なオゾンの変化は少なくとも正の符号を示すべきだろう。何故ならオゾンが増加すると高緯度は暖かくなり、一方赤道地方では圏界面が低くなって静力学的な安定度は大きくなる。また対流と対流圏放射が妨げられるため雲量は減少し、熱の海陸対立が深まり、貿易風が減速する（Tab. 2 を参照）。すでに記述されたこれらすべての推論は 20 世紀の初めの世界気候に現われており、E.B.Kraus と E.N.Lorenz (1963b) による理論的モデルによっても支持されている。

相関記号：	太陽定数	CO ₂	O ₃
地上気温	+	+	+
南北方向の気温傾度	+	-	-
圏界面高度	+	+	-
圏界面傾斜	+	-	-
降水量	+	+	-
南北方向の降水傾度	+	-	-
傾圧不安定度	+	+	-
大陸度	-	-	+
大気／海洋の南北熱交換の状態	+	+	-

Tab. 2 (Kraus 1961 による)

4.3.1.4 水蒸気

大気中の水蒸気含有量は降水量と蒸発の関数である。また一方ではこれらは温度、大気の飽差及び風速に対して相互関係にある。近年の温暖化にあたって水蒸気含有量が定常であるならば、その時には相対的な湿度は減少しなければならないが、それに対する証拠はないのである (Wexler 1953 を参照)。Flohn (1963) は湿度が不変であり、むしろ蒸気圧と絶対的な水蒸気含有量が高まったと見なしている。この考えは水蒸気含有量を長期の気候変動の原因としてではなく結果と仮定している。

しかしながら次のような 2 次的な現象が現われている。すなわちその混合状態が高度とともに減少しているところの水蒸気の気候的な作用は、 $11 - 40 \mu$ の波長範囲で長波長放射を吸収することに基づいている。また水蒸気は凝結された形でアルベドに影響を及ぼす。大気中の

水蒸気含有量に起因し、それが特に広範な天候におよぼす結果について、J. S. Sawyer (1963) が次のように証明した。すなわち太陽定数が約1%増加したと仮定すると、赤道附近の乾燥した大気は 0.8°C 、極圏では 0.6°C 暖かくなる。しかし水蒸気を多く含む大気中では各々の値が 0.3°C と 1°C の比較できるような値になるが、そのため水蒸気は太陽放射が増大すると大気大循環の強化を弱めるように働くことになる。

水蒸気含有量は気温とともに上昇するので、それに応じて地上への大気の再放射は増加し、気温はさらに高まる。同時に雲の上限からの放射に応じて平均雲量も減少するため、太陽放射は直接地表面に当たる。この自己強化の意義は、直接小さい規模の気温変化を著しく強化しうる点にある。

Kraus (1961) は水蒸気の力学的な影響へ注目した。すなわち水蒸気はあらゆる層で大気を安定させる。もし中緯度と高緯度で安定度が減じるならば、傾圧性乱が多くなる。水蒸気輸送の増大は、特に低緯度では一層の降水と蒸発を誘引し、蒸発は海水温の下降を導きだすと言っている。

4.3.2 出射 (アルベド)

地表面の反射力は水面の0.03から雪面と氷面の0.9まで範囲が広く、その時々雪や氷や植物といった被覆状態が気候変化の重要さを増大する。アルベドの全地上平均は近年の温暖化の期間は定常であると、Flohn (1963) は見をしている。というのは中緯度及び熱帯での開きによる人工的なわずかな増加も、極圏における氷の融解のための減少で相殺されてしまうためである。このため惑星としてのアルベドは厳密に区別される。それは主として2次的な雲量の函数であり、現在0.35という値にある。

地球の雲量は平均54%と評価されているが、その場合層雲の上限に対する反射測定から平均地上アルベド0.43が得られている。Wexler (1953) は月によって反射される地球の光の観測から得た新しい値との差異に関心をもって、どのような気候活動が地上アルベドを0.43から0.35へと減少させたのだろうかという研究を進めた。彼の詳細な放射平衡の計算から、対応して増加した世界気温は 8°C と認められる。この値は氷期と現在の間で増加しつつある気温差の範囲内にある (Wexler 1956)。

アルベドの変化の原因は「太陽定数」の変動、種類と厚さで変化する雲自身の反射力、人工的また火山灰による大気汚染等におけるときの雲量から間接に求められるだろう。Albrecht (1962) はその可能性を氷期の解明にあててみた。しかしながら近年の気候変動の原因とするには議論の余地がある。

4.4 気候変動の理論

4.4.1 収支問題としての気候変動

大循環の変動は熱エネルギーを地上に新たに配分するが、全球的な気候の変化を惹起するに
はいたらない。これは大気収支にアンバランスが生じるからに違いない。地上の熱経済におけ
る収支の釣合は、非常に変化する境界条件とこれまで断片的にしか知られていない別の大きな
条件に起因している。大気系の特徴は、その収支の発展を比較的短かい時間で独自にコントロ
ールするという Sutcliffe の見解を採用するならば、近年の気候変動は、正確に示すことは
できない平衡状態をめぐっての振動と見なされねばならない。

気候変動の収支問題については、H. Flohn (1957a, 1958, 1961, 1963)
がとくに改良された Rossby の方程式を使って詳論している。それによると平衡は存在せず、
不足と過剰が交互に数10年におよぶという。Flohn による方程式は次のとおりである。

$$(1) \text{ 放射経済} \quad Q = (S + H)(1 - a) - (E - G)$$

放射収支 = 有効入射 - 有効出射

$$(2) \text{ 熱経済} \quad Q = U_B + U_L + U_V \pm (\Delta U_B + \Delta U_L + \Delta U_V) + F$$

エネルギー収支 = 熱交換 ± 貯蔵量の変化

$$(3) \text{ 水経済} \quad N_e = V_e + \Delta W, \quad V_e = 0.9 V_M, \quad \Delta W = \Delta W_B + \Delta W_L + \Delta W_M$$

$$N_K - V_K - A_K = V_M - N_M \pm \Delta W$$

$$N_e \pm \Delta W_B \pm \Delta W_M = V_e \pm \Delta W_L$$

A = 流出

a = アルベド

B = 地中

E = 長波長入射

e = 地上

F = 移流

G = 大気からの放射

H = 散乱による天空放射

K = 大陸

L = 大気

M = 海洋

N = 降水量

S = 太陽定数

U = 熱エネルギー伝達

V = 蒸発

W = 貯水量

$$\Delta W_L = \text{大気中の水蒸気貯蔵量} = 2.4 \text{ mm} / \text{年} \cdot \text{m}^2$$

4.411 エネルギー経済

(方程式1:) 放射経済の変量する大きさは:

a = 季節変動 (積雪), 10^6 Km^2 だけの極氷の永年の融解量, 人間によって作られるいろいろの要因

S = 変動は疑わしい (4.11 太陽定数を参照)

$E - G$ = 吸収ガス, (人間による) エアロゾール, 炭酸ガスは G を高め, それによって $E - G$ が減少するため Q は増大する。

$S + H$ = 透過係数 (大気汚染, 水蒸気), 火山活動の少ないときは増大 (4.311 火山灰を参照)

(方程式2:) 放射は地中との熱交換や大気的直接昇温, 蒸発, 貯蔵のために消費される。すなわち雪解けや生物の代謝のさいや熱輸送 F や運動エネルギーの地面摩擦による分散に使われる。

貯蔵された熱量は1880年から1945年まで3つの領域のすべてで増加したが, その後少くとも ΔU_L は増加がとまった。大気昇温 U_L と蒸発 U_V は熱エネルギー的に平衡をもたらす。気温が高まるにつれて蒸発は活潑になる。この関係は非常に敏感で穀物栽培を行う草原における自然景観の変化に関連している。地中加熱 U_B は大陸では海水昇温に対して二次的な役割を演ずる。海水面の熱貯蔵 ΔU_M は大気に対する長期的な供給と海洋と大気のフィードバック機構における緩慢な輸送によって作用をうける。

Bjerknes (1962) によれば海洋の移流と放射の供給は, 大気に対する海洋の熱損失を調節する。その損失は風速と温度差に比例し 30°S と 30°N の間では $23 \cdot 10^{14} \text{ cal/sec}$ の値になり, そのうちの40%が高緯度へ移流される (Kraus 1960)。海水温の短期変動は, 年々の平衡の転移を反映して, 海水面の放射収支を妨げない。放射の供給は強い大気大循環とともに蒸発と雲量が増大するときに変化する。Bjerknes はこのような状況に基づいて, 大気が海水面のエネルギー取得の変化に原因をもつという命題を提示した。

4.412 水経済

(方程式3:) 降水量に関して, ここでは W. Schwerdtfeger の仮定論 (1951) から引用する:

「大気大循環の閉鎖系における年降水量の総量は, 明らかに外部から供給されるエネルギーによって規定されており, ある意味ではそれとともに変化する。」

全球的にみた降水平衡の機構はシノプチックな天候状態の相互作用を表わしている。その天

候状態の出現度数分布が外部から供給されるエネルギー量の減少によって変るならば、地上の降水量もまた変化する。おそらくその新分布は降水量の少ない地域によく現われ、たとえば西海岸では雨はわずかとなるであろう。しかし一定の天候状態の出現数の変化は逆に大気大循環の変化をも意味する。

水経済におけるオ2の因子、蒸発は問題のあるところである。Wundt (Flohn 1958を参照)の推定によると、最近70年間の世界的な気温上昇に対応して蒸発は25mm (=2.5%)増大したという。この提示だけでは活潑な降水量の変動について何も表わしていない。思惑的な推定によると全球的に評価されている融水に関連して海面のゆっくりした上昇から ΔW_L の増加を暗示しているが、のちにFlohnは南極における長期の融水に対する疑念からこの推定を撤回した。Hoinkesは年間1.12mmの海面の昇高を(世界的には証明されていないところの)水温の上昇から推論したけれど(Fairbridge 1961, Flohn 1963),降水量に対する間接的、人工的な影響が比較的広い地域で推定されていることを除けば(FlohnとSchwerdtfeger),水経済における変化についての我々の現知識は全く不明のままである。

4.4.2 気候変動の熱力学的概観

2つの緯度圏の間の帯状の気団輸送は、子午線方向の気圧下降に比例していることが、運動の方程式から理解される(Petterssenを参照)。熱分布の変動が大気大循環の強さとともに変化することも確かであり、しかも気温の極方向の傾度は循環の増大期に弱まり、弱い循環の続く間増加する。

原因と作用は気候の変動の問題をとりあげるさい、相互に切り離すことは難かしい。それゆえ大気内における熱エネルギーや運動エネルギーの変化の過程でも、又その長期の変動を見る場合でも同様に困難である。熱の再配分は大気大循環自身のエネルギー、大気の水蒸気収容力、凝結-降水サイクル、海流等に関係がある。熱エネルギーの運動エネルギーへの急激な転換がより強い貿易風、熱帯におけるおびただしい降雨、速められた海洋の蒸発、鋭い気温こう配、氷域に近いところとの、特に大西洋の東縁と西縁で活潑な熱と湿潤の交換といった条件を伴って、氷河期に起ったにちがいない(Flohn)。減少した循環エネルギーは赤道の多雨帯における湿潤の輸送を弱め、その反対に季節風低気圧は発生しやすくなり、冬季にはシベリア寒冷高気圧の発生を促進させる(Kraus 1960による)。

A. Ångströmは1949年に非常に単純化した仮定の下に、世界平均気温の緯度分布が推定される循環の強さとはよく一致することを立証した。循環の強さが20%変動すると、赤道と極の温度差は現在の 45°C から 60°C へあがるかあるいは 38°C へさがるかである。北大

西洋域の近年の温暖化についてはこの仮定がよくあてはまり、ことに多くの場合に活潑な気流が地上逆転をとり除き、自由大気中で推定される当然の変化を平均してしまうだろう

(Petterssen 1949)。

Ångström の関係は、すでに Willett の気温変化図 (1950) に含まれている負の偏差の面が示しているように、半球の尺度ではそう確実に実現していない。思うに Lamb と Johnson (1959) が気温こう配と循環を熱力学的相互作用として明らかにしたとき、初めて事実に一層近づいたといえる。彼らは海面高度で異った循環指数の月平均を、1949 - 1958 の期間の 500 / 1000 mb のシクネスにおける傾度と相関させた。また彼らはこの最も明らかな関係を 60°E と 120°W の間の北大西洋域上における広域の横断面に発見した (例. 12月 - 1月 + 0.63, かなりの有意性)。地上循環と地上気温の間にある統計的な関連は偶然の域に近いといえるが、しかし Lamb と Johnson は次のような重要な結論を導いた。すなわちブロッキングを無視した場合、北アメリカ上空の南北方向の気温傾度が大きいときは大西洋上で大循環が強くなり、ヨーロッパは再び地上気温の南北差を縮める。これは 1000 マイル下流まで循環が弱まることを意味する。さらに東では結果的に気温の対立が鋭くなる。この原則は時間的また空間的に妥当であり、2, 3 週間の天候経過にあてはまるが、天候状態出現数の持続的な振動は多年にわたるし、時には気候変動さえ生みだす。後者についての原因は明らかに他の方法で外部からの熱供給に求められねばならないだろう。その熱供給が減少すれば、弱い大循環が続いている間、対流圏におけるポテンシャル的な熱こう配が弱められ、そのさい高緯度では地上逆転のために熱による真の影響が妨げられる。

大気大循環と水蒸気分布の狭義の関連を、E.B. Kraus はくり返えし説明した。水蒸気受け入れは主として貿易風循環に起る。弱い貿易風のときだけ蒸発能力が下降する。すなわち大気中の水蒸気含有量が減少すると、熱帯の降水量ばかりでなく循環も一般に減少する、というのは世界のどこでも凝結エネルギーがほとんど放出されず、さらに放射によって多くの熱が失なわれていくからである。しかし極方向への輸送されるべき熱も多くそのままになる。この関係は一定の時間を越えてはじめて発展し、Kraus の見解によれば北極の温暖化と低緯度における多年の乾期を導いたという。海水温が高まれば高まるほど、下層大気中に不安定層の発生が容易になる。降水が少ないことは (海水温が低いために p.23 を参照) 少ない熱エネルギー、少ない循環エネルギー、さらに貿易風の衰弱、蒸発の衰え、再び弱まる降水を意味する。例えば、ある小さな主じょう乱が、全大気系の平衡を破壊しそして大洋と大気間のフィードバックが次の発達を自らひきうけると言われている。

循環エネルギー中の熱エネルギーの変化はポテンシャルとしての気温差、熱源の豊富さ、そ

して熱源と冷源の間の気圧こう配に依存している。熱源の増加は吸収、凝結、伝導、対流の過程から得られ、冷源のそれは主として長波長放射による。W. Dammann (1957b) が認めているように、放射の変化が少ないときは、その作用は熱帯における主熱源から始まる。放射の変化が大きいときはじめて高緯度との熱交換と大陸の熱経済が影響をうける。それによって循環と海陸間の熱交換が後まで関係する。このような時間的経過のさい、ドイツではオーに惑星循環系の、次に季節風循環系の変化が認められる。Petterssen (1949) の北極の西縁域における近年の温暖化についての研究は、このような順列を確認している。

4.43 周期性の問題について

オ一次大戦前、自然科学の研究は正確な解析をオ一義とし、広範囲な事実の資料に拠ることをしなかった頃、気候学者たちもただ「外部の無法則性にある規則をもたらそうと」努力していた (A. Wagner 1940)。彼らは新らたに発見した気候要素の時間的変動を、数学的に正確に定義される時間的変化の重なりとして解釈した。そして新しい周期が探し求められ、物理的基礎によらない人々によって、いろいろの長さをもつ周期が新しく発見され、間もなくその数は数え切れなくなった (H. P. Berlageによって編纂1957)。しかし気候の世界的な関連が認識されるようになってからは、それらは次々と否定されていった。統計に基礎をおいた批判が、このほとんどの偶然性を証明したのである。特に Wagner は多くの批判を受けた Brückner の湿潤寒冷期と乾燥温暖期の35年周期を検討し、これは世界的に見た場合は形式的な推定結果にしかすぎないと反論に成功した。

実際には熱心な周期研究は、気候変動の解析にあたって真の進歩をもたらさなかった。すでに挙げた Köppen の11年周期はたんに小さい振幅を所有しているだけで、そのうえ太陽黒点相対数との相関を反転させてしまった。永年にわたって作用する周期には、太陽黒点の2倍の周期と、その何倍かの範囲(22年, 89年)での変動だけが残されていて、それに Berlage のいう共鳴現象が存在するところの「南半球振動」の20-30カ月周期が加わる。

他のすべての周期は現在の立場からみると確実な研究に基づいていないし、大部分が否定されている。

4.44 古気候学理論

現存する比較的古い氷期理論のほとんどすべては、世紀の変る頃支配的だった自然科学の流れに発しており、古気候学から発展し、気象的な判定をもっていない。C. E. P. Brooks (1955) はかってそれらに適用し基本的な原因に従って一覧表をつくった。その根拠とし

てこれまで述べられたもののほか、地球軌道の要素、造山作用、大陸漂流、地質学的に変化した海陸分布を含んでいる。また M. Schwarzbach (1961) は批判的な前史気候の問題の集大成を行なった。若干の新しい研究はそれがもっとも最近の気候変動論を含むものにかぎり、ここで簡単に紹介する。

この点で G.C. Simpson (1954) の古典的な氷河期概念は幾度も吟味されている。すなわち放射が 5-10% 減少すると仮定すると、世界平均気温は $2, 3^{\circ}\text{C}$ 下降し、しかもとくに暑い熱帯でそうなるだろう。それに伴って南北の気温傾度と惑星循環が弱められる。これが氷期はこの原因では経験的にも惹起されえないという理由である。地球の氷河期の寒冷化は入射の増大によってのみ起因される。そして入射の増大は蒸発-降水サイクルを速め、雲量を高める。太陽定数がある一定の限界を超えて増大したときはじめて、強い大気大循環を伴った間氷期の大雨季が急に現われる。その周期は変りうるもので気候上からは証明されない。

すでに Wagner は Simpson の理論に大きな矛盾があると指摘していた。E.B. Kraus (1960) は近年の気候変化と太陽放射の間の内部的な関連は、Simpson が推し進めたようには存在していないという立場を代表している。氷期は強い循環なしには考えられないが、しかし運動エネルギーの増加は大気の広範囲の冷却からもよく生じうるであろう。

H. Wexler (1953) は、氷河期及び近年の気候変動にはわずかな相違があるだけであるという原則を提唱した。それはどちらの場合も太陽放射が地球大気の唯一のエネルギー源であるからである。1851/1900 から 1901/50 まで気温が最も上昇した地域と洪積世に氷河を形成した地域とが特異の類似性があることから、I.I. Schell (1961b) は長期と短期の気候変動について共通の原因を提示し、Simpson の考えをモデル化した。最初に彼は現在、氷期および間氷期の気温傾度の絶対値 (Tab.3) を対置させてみた。これは全球平均で 11°C (8°C) という予想されうる妥当な値に基礎をおいている。その妥当性を A. Penck が 1938 年氷河期/間氷期 (現在) の気温差について確かめた。

このことから Schell は氷期の氷河形成期の完全像を得た。すなわち入射が減少すると最初に南極が寒冷になり、南半球のアンデス山脈とニュージーランドアルプスの氷河形成が始まる。北極における氷量の増加は北大西洋との熱交換のために最後に始まり、グリーンランドやスカンジナビアより遅いことさえある。その間南極上空の強化された高気圧は降雨を妨げる。ベーリング海峡は北太平洋へ氷流をわずかしかな通過させないため、そこでは気温が対立し、循環が弱いままである。主要な水蒸気源としての北太平洋は最も強い変化をうける。その周辺では流氷が最も拮がる。大気大循環の次の反応は赤道下の広大な大洋上空の貿易風を強める。一方狭い海の縁辺へ極からの寒気が侵入し著しい寒冷と降水量の増加をもたらす、大陸上空では

非常に複雑な大雨季の気候条件が優勢になる。入射の増加があって氷河期自体は高緯度へ移って終りをつけ、代って湿潤な暖気が侵入して氷縁では降雪を雨に移行させる。次に亜熱帯高気圧が広がって降水量の多い偏西風帯を北へ追いやると、極高気圧は小さくなる。融氷後気温の上昇は全く入射次第で、そのさい東西循環と南北交換は非常に衰え、直接的な海陸対立をきわめたせる。最後に Schell (1961a) は一様ではない放射の変化のさい、例えば放射の増加が突然中断され、温暖化が低緯度をおおったが極地方へは広がらなかったような場合、気温の傾向はどのように異りあるいは逆方向のコースさえとりうることにふれた。そのあとの間氷期には南極や北グリーンランドの内陸氷の融解とか亜熱帯における長い大雨季も要求されないにちがいない。ここでもって若干の古気候学の所見が顧慮され、それは他のほとんど弾力性のない仮説とは一致しない。地質学的に寒期の存在がまれなことは、太陽放射の持続的な減少が例外に属していることを証明している。Schell の新らしい氷期理論のスケッチは有望に見え、さらに一層正確な発展が期待されるだろう。

	平均気温			南北の気温傾度		
	現在	氷期	間氷期	現在	氷期	間氷期
80-90°N	-19°C ¹⁾	-70°C ²⁾	0°C ³⁾	}	45°C	93°C ⁷⁾ 27°C ⁷⁾
40-60°N	+10°C	+2°C	+13°C			
0-20°	+26°C ¹⁾	+23°C ⁴⁾	+27°C ⁴⁾			
90°S	-49°C ⁵⁾	-110°C ⁶⁾	-30°C ⁶⁾	} 75°C		

- 1) - Hann-Süring, Lehrbnch der Meteorologie 1937
- 2) - 氷の下海水が偶々高いことから、間氷期-現在の3/11差の外挿による、海水が氷の下で場合によっては高くなるため
- 3) - Brooks (1949)
- 4) - 多数の研究者 (Schellによる)
- 5) - Flowers 1958 (Schellを参照)
- 6) - 北半球からの外挿
- 7) - Ångström 的關係と比較 (Lamb と Johnsonによる)

Tab. 3 (I.I. Schell 1961による、一部補遺)

H.C.Willett (1953) が氷期の原因としては、原則的に地球上の原因を否定しているが、一方 G.N.Plass (1956a, 1961) は「太陽定数」の変動についての仮定を断念し、氷期の解明に炭酸ガス説を応用した。すなわち海洋—大気系の炭酸ガス含有量が7%減るならば、2, 3万年後には大気中の分圧が当初の値の半分になる。より大きい吸収の可能性を考慮しないならば、気温は 3.8°C 低くなる。このときに氷河の形成が始まり、地球の海の容積の5%を失なわれる。炭酸塩は氷の中では同容積の海水におけるよりはるかに少ししか分離しないので、残りの海洋が炭酸ガスを大気中へ放出する。そのため世界平均気温は再び上昇し、氷面は解け、海面はあがり、2, 3万年後にはこの系は再び平衡になる。大気の炭酸ガス含有量が少なくなり、それに伴う新しい周期が始まる。炭酸ガスの総量が $\pm 7\%$ 以上を変動するならば、恒久的な氷期気候 ($117 \cdot 10^{18}\text{gr. CO}_2$ より少ない) かあるいは間氷期 ($123 \cdot 10^{18}\text{gr. CO}_2$ より多い) が出現する。炭酸ガス濃度が半分になると雲の上限が平均 2.2°C 冷却するので、そのため雲の内部に鉛直の気温傾度が強まり降水が発生する。放射が少ししか妨げられないときは南北循環が増し、それは大気に水蒸気を供給する。雲量が増せば増すほどアルベドが大きくなり、気温が低くなる。それに対して大気中の赤外線吸収ガスの濃度が高まれば、雲の上限は宇宙空間への反射をわずかにとどめる。従って雲量と降水量が減少すれば、太陽光線は直接地表面に達し気温をあげる。この効果の絶対量を評価するのはもちろん難しい。

炭酸ガスのすべての源は地質上の経過にある。それは褶曲作用のさい大気中に逃げ数年後に活動する風化の過程で再び元へもどる。地球の内部から多くの炭酸ガスが放出されて(火山)消費されるかぎりには、氷河の形成は遅くなる。これは大きな地質構造の運動のあとでは氷期が指摘されない理由を説明する。

4.45 A. Defant による思考実験

A. Defant の1921年に出された理論的な論文は、「気候変動の理論の基盤」という副題がつけられており、終極的に我々の関心をひく。何故ならこの論文は気候変動の理論的な極論ともいべき立場から特徴づけられているからである。A. Defant は問題の数学的取扱いを定常的な交換の場合についてある解を導いた。それは亜熱帯の気温のじょう乱がその強さを弱め、はやい速度で(20—40日間)南北方向に地球全体に拡がり、太陽黒点活動の11年の変動に対応する温度波が温帯の循環に現われるじょう乱を通じて至るところへ分布することを示している。そのさい本質的な位相の遅れもなく、また極方向に向うにつれて振幅は減少する。交換現象が変動するときの気候変動については、A. Defant は次のような思考実験の概

略を記した：

平均の放射係数 λ ，平均の交換 A ，平均の状態 $\frac{A}{\lambda}$ が与えられているとする。 λ がある原因から大きくなると仮定すると，下層の対流圏は急速に寒冷化し， $\frac{A}{\lambda}$ は前より小さくなる。しばらくすると南北の気温傾度が強まり，交換の大きさ A が増加する。それから再び最初の気温状態が生じる（ $\frac{A}{\lambda}$ 平均，但し A と λ は大きくなっている）：すなわち「この全体の過程は中緯度および高緯度が一時的に平年より寒冷となるモデルを提示する。」

λ が大きくなった状態が衰えると，極方向への熱輸送が増大する。これは気温の南北傾度と大気大循環を弱める。これからより小さな A と平均的な $\frac{A}{\lambda}$ が生ずる：すなわち「最初の段階の寒冷偏差は才2の段階を導き，中緯度および高緯度の温暖化に続く。」それゆえ気候変動はそれ自身で完結されて，再び正常な状態が支配的になる。

5. 要約

長い間，後氷期の気候は一定と見なされていたが，それから後の反論は，成果をあげえなかった周期解析と無益な思索にあげくれた。1930年代に世界的な展望が可能になったとき，現在の全球的な気候変動は，影響の大きい永年変化の現象であり，非常に多方面にわたる研究分野を開拓しうることが分った。そして大気大循環の役割に対する討議が始まった。才二次大戦後，経済力の飛躍が推進されると，人類の活動範囲にある自然界のゆらぎに対する関心も高まった。その原因への疑問は切実になってきた。また一方で時には多くの研究者にその追究を断念させたくらいである。我々はその原因について我々の知るところがいかに少ないかを知っている。

測器で観測された世界的な気候変動の問題について，現在の状態からは次の知識が利用できる：

1. 我々の気候は変動するものである。それは平均値をめぐる変動だけではなく，短期のゆらぎの重複した傾向からも成りたっている。
2. 19世紀の気候の傾向は絶えずわずかながら冷化であった。しかしこのことは世界全部には完全に成立っていない。
3. 20世紀へ変る少し前に気候は全球的に温暖に傾き，40年代の終りに亜北極帯で頂点に達した。中緯度にはしばしば温暖期の形で現われた。この変化はほとんど統計的に確実とされている。
4. 北半球の中緯度で，厳冬がしばしば出現した1940年代以降，極圏から拡がったゆっくりした寒冷化の兆候が増している。

5. 北大西洋の海水温は20世紀には平均して以前より高い。
6. 今世紀の前半に赤道多雨地帯が狭くなり、乾燥地帯が南北方向に広がった。近年の湿度の大きい状態への復帰は低気圧活動の増大と平行している。
7. 40°N 以北の降水量の変化は、今世紀におけるわづかの増加から慎重に論じられているとはいえ、世界的に一致しているという変化の証拠はない。
8. 北大西洋における氷の状態は除々に回復している(1958年前まで?)。氷河は世紀が変わってから後、過去約20年来ゆっくり後退している。
9. 大気大循環は気候変動の伝達機構である。循環の強化は既述の事実と結びついており、それは中緯度では最初に東西方向に、次に(1931年以来)南北方向に働いている。対応する作用中心の運動は規則的に経過しなかった。類似の傾向が貿易風循環に示された。
1940年以来大循環は弱くなっている。大西洋ではその変化が最もきわだって現われる。
10. 気候変動の原因は分らない。多くの仮説がそれぞれの可能性を残しながら完成されていない。太陽放射の変動が最終的な原因であるとする見解は近ごろ再び基盤を得ている(Wallén 1963)。炭酸ガス説については確定的な判断がくだされていない。おそらく多くの因子が作用しているものであろう。特に海洋と大気のフィードバックには特別な顧慮がはらわれている。

A. Wagner (1940) は1940年までの集められた結果を R. Scherhag (1936, 1939) の研究も含めて批判をしながら総括した。最近の研究発表のうち G.S. Callendar (1961), E.B. Kraus (1956), H.H. Lamb と A.I. Johnson (1959, 1961a), L. Lysgaard (1949), J.M. Mitchell (1961, 1963), R. Scherhag (1950), H.C. Willett (1950) らがきわだっている。原因の問題については、特に E.B. Kraus (1961), G.N. Plass (1961), I.I. Schell (1961b), R.C. Sutcliffe (1963), C.C. Wallén (1963), H.C. Willett (1953, 1961a) らが専念している。

C. 結 論

世界的な気候変動の問題については、現在の我々の知識が将来の研究方法に2, 3示唆を与え、かつ今日の気候の説明とその長期の予測に対する質問を生じさせるが、それはまた科学的・経済的進歩の必要性によって要求されてもいる。全球的な気候の傾向の特徴について、現在の研究は、多かれ少なかれ非常に複雑でかつ異った大気の状態を考えて説明している。これ

は一面で、この研究が個々の事実に基づく解析をさらに押し進める必要性を示している。すなわち、年平均値を使って気候の変動を追求することは、年周期で現われる現象の大まかな現象の純化を示しているにすぎない。そして季節による区分で初めて大気への影響とその反応がどのように変化するか認めうる。しかし改善された季節平均でさえもなおかつ理想化されていることがある。各月の平均曲線で表わされているのを見ると、それぞれの月が勝手に独立して動いており、一般に7月が夏を代表するものではないし、「冬」という表現が12月については実に少ししか表わさないことが明らかなのである。たとえば中部ヨーロッパでは4月に温暖な日が卓越するが、一方では3月は冬の変化に従っている (Dammann 1961)。月平均変化の研究は天候変動の問題に一步近づいているが、このような天候変動の基礎については専門の文献が一つも述べていない。月々の平均された変化からの偏差は長期間については欠けてはいるがこの変化により、気候変動のメカニズムについての我々の知識をもとに大気下層の資料からそれを正確に表わすことが可能となろう。また一方においては気候をある総合的な変化として観察しようという努力がはらわれている。たとえば降水については、気温や循環の変化の資料によって明かにするのではなく、付加的な要素である雲量や日射から評価しようというのである。この場合も重要な前提であるところのいろいろの要素のまとまった観測期間自体およびそれに関連したものゝ期間(資料の発行など)が十分でない。この両者とも比較研究を容易にするばかりでなく、その研究を可能にさえするものなのだが、Haude がつくったような時間的にいろいろ重なっている極値の期間についての方法は、新しい洞察を与えてくれる。そうなれば Wagner, Scherhag, Mitchell, Lamb と Johnson のすぐれた体系的な研究が継承され、発展させられるので、少くとも20世紀の状態についてはその気候の持続的な展望がえられるだろう。

最近の天候現象を気候変動の観点から眺めると、1962/63の冬は過大評価ということ でなしに、最も厳しい寒期の1つとして近年の気候史に残るだろう。このとき北極氷の南縁は前世紀の初め以来、晩冬の状態よりさらに南へ移動している (Lamb 1963b)。Scherhag (1963) は2, 3の異常な状態を強調した。すなわち北極東部に全ヨーロッパと同時に高度に負の偏差が現われ、他方北極点と 10°N の間に等偏差線による平面上の面積で 0.1°C の温度過剰を生じた。このように著しいほど気温分布とその偏差の範囲が広がったが、一方では北半球の地表層の熱エネルギーは減少しなかった。このような大きな拡がりでの面積計算による偏差は熱平衡の長期のじょう乱についての役割に非常に有益なものとなるであろう。

当時、観測資料はまだ改善されるべき余地があったにも拘らずそれを使って気候変動を解明しようという試みは少なかった。またこれまでどの時期においても独自の「理論」が現われている。たとえば大気大循環のモデルがまだ明らかになっていなかった時代には、多年にわた

る記録の中に発見される2, 3の外因の変動, たとえば太陽黒点相対数などに関連を求めている。ところが近年の温暖化の傾向を説明する必要性から実際の入射と関連して炭酸ガス説が現われた。そのかたわら, 大気大循環に関する理論が発展してきた。オ二次大戦後になると大気の平衡に与える作用要因として, 人類の活動が認められ, 炭酸ガス説に重きがおかれるようになった。今日では大気系の内部変動は外因を必要としないのではないかという可能性が論議されており, 大気圏と水圏の間の相互作用の役割が強調されている。どの説も目下のところ並列状態にあると言ってよい。

2, 3の著者は新らしい事実に前提をおいて, 試験ずみで効力のあるとされる実際の気候の予測をたてた。もちろんこの発表は, 科学的には地表面だけに基礎をおく補外に基づいているが (Flohn 1963), その補外は熱収支と放射収支をなおざりにしているので (Flohn 1957a), 現在のいろいろの仮定を信頼させることができない。展望を広げれば, 地球軌道の要素の変化は温和な冬と冷涼な夏とを出現しやすくするということもある。Rodewald (1956b) は, 物理的な説明を意識的に避けている Willett (1951) の, 太陽一大気の関係の補外を後に検討した。この補外は1947年の極大を含む80年の太陽黒点周期と気候の最良時代以来の寒冷化傾向に基盤をおいている。それによると世界平均気温は1960/65までとくに北極で下降し (例外地域がある), 降水量は以前に比べて1951-1970に60°N以北で少なくなり, 50°N以南で多くなるだろうという。また氷河はこの50年間に大部分が増えて前進すると述べられている。Willettはこの予測から近年における温暖化の急転換を期待した。事実1957年に現われた黒点極大はその現象をいくらか遅らせているだけなのかも知れない。

Scherhag (1939) は強い循環と温和な冬との関係に基づいて, もっともこの関係は, 1930年代には幾分うまくなかったが, 気温の下り坂の傾向を予測した。すなわち「当時 (1939) の著しい太陽黒点極大は近年に対し気温の低下を促進するだろう。」とした。同じ意味で Schove (1961a) は1961-1980について, 40°N以南に乾燥状態をもたらす低指数型の循環配置を推測した。Liljequist (1949) によって認められたストックホルムの気温系列のピリオドグラム解析は, 北ヨーロッパに20年から25年の涼しい夏を, 1975-1980と1990年代に暖かい夏とを推論させている。けれども Liljequist は自らこの解析の不確実性を証明した。というのは過去100年間についてこの解析を例外なく適用したところ, 逆の場合が表われたからである。Schell (1961b) は現在の気候は合間に寒冷傾向をはさみながら一層温暖化が進み, 極が開氷状態になる (Schwarzbach 1961) ほどではないけれども間氷期の頂点に達することを期待した。炭酸ガス説は炭酸ガ

ス濃度が増すと気温の上昇が続くことを要求するし、火山説は爆発後の数年間にわたって気温の下降を強制する (Plass 1956a を参照)。Sutcliffe (1963) はフィードバック機構に帰因される短期の変動は、大気と海洋の以前のデータについての十分な知識が得られれば、正確に予測されるだろうと見ている。

この問題の完全な解明は、「太陽定数」の変動が十分な時間において監視されないかぎり、ほど遠い。現在我々は早くに気候の発展の傾向 (例 1940 年以來寒冷) を知ることができるが、異論なく受け入れられる予測はない。傾向がどのようになるかを予想することは、科学というよりむしろファンタジーの領域である。

訳者後記：

この論文はベルリン自由大学の卒業論文であり、指導者の Scherhag 教授も推奨したものと聞いている。内容的に説明の不十分な点もあるが、最近の気候変動の論文を網羅し、その概観を試みたものとして読者の必携の書と思うので、こゝに全訳を試みた。さらに詳細な点については、巻末の文献を参照されることを望む。なお初めの序文および主要部の項は気象大学校の和田顕太郎先生に訳をお願いした。こゝに厚くお礼申しあげる。

文 献

- AHLMANN, H.W., 1953: Glacier variations and climatic fluctuations. Bowman Memorial Lecture, No. 3, Amer. Geogr. Soc.
- , 1955 (mit C.C. WALLÉN): Some recent studies in Sweden on the present climatic fluctuation. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 6, 7 - 21
- ALBRECHT, F., 1962: Paläoklimatologie und Wärmehaushalt. Meteor. Rdsch. 15, 38 - 44
- ALISSOW, B.P. DROSDOW, O.A., RUBINSTEIN, E.S., 1956: Lehrbuch der Klimatologie, S. 300 - 345. Berlin 1956
- BAUR F., 1948: Einführung in die Großwetterkunde. Wiesbaden 1948
- , 1949: Zurückführung des Großwetters auf solare Erscheinungen. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. A 1, 358 - 374
- , 1956, 1958: Physikalisch-statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen. Frankfurt a.M. 1956 (Bd 1), 1958 (Bd 2)
- BERLAGE, H.P., 1957: Fluctuations of the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value. Meded. Verh. Nederl. Meteor. Inst. 69
- , 1960 (mit H.J. DE BOER): On the Southern Oscillation, its way of operation and how it affects pressure patterns in the high latitudes. Geofis. pura e appl. 46, 329 - 351
- , 1961: Variations in the general atmospheric and hydrospheric circulation of periods of a few years duration affected by variations of solar activity: N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 354 - 367
- BIRKELAND, B.J. siehe unter HESSELBERG
- BJERKNES, J., 1958: Related fluctuations of tradewinds and northern climates. Geophysica 6 (3/4), 169 - 177, Helsinki 1958
- , 1959: The recent warming of the North Atlantic. in: The atmosphere and the sea in motion, ROSSBY Memorial Vol., 65 - 73, N. Y. 1959
- , 1960: Ocean temperatures and atmospheric circulation. WMO-Bull. 9 (3), 151 - 157

- BJERKNES, J., 1962: Synoptic survey of the interaction of sea and atmosphere in the North Atlantic.
Geofysiske Publ. 24, 115 - 145
- , 1963: Climatic change as an ocean-atmosphere problem.
Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp.
Rome 1961, 297 - 321, Paris 1963
(Text bereits 1962 in Geofysiske Publ. veröffentlicht)
- BOLIN, B. 1959 (mit E. ERIKSSON): Changes in the carbon dioxide content of the atmosphere and sea due to fossil fuel combustion.
in: The atmosphere and the sea in motion, ROSSBY Memorial Vol., 130 - 142, N. Y. 1959
- BOWEN, E.G., 1956: The relation between rainfall and meteor showers.
J. Meteor. 13, 142 - 151
- BRAY, J.R. 1959: An analysis of the possible recent change in atmospheric carbon dioxide concentration.
Tellus 11, 220 - 230
- BREZOWSKY, H., 1952: Säkulare Schwankungen der Zirkulation.
Ber. Dt. Wetterd. Nr. 35, 48 - 56
- BRIER, G.W., 1947: 40-year trends in Northern hemisphere surface pressure.
Bull. Amer. Meteor. Soc. 28, 237 - 247
- , 1961: Some statistical aspects of long-term fluctuations in solar and atmospheric phenomena.
N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 173 - 187
- BROOKS, C.E.P., 1949: Climate through the ages.
N. Y. 1949
- , 1954: The climatic changes of the past thousand years.
Experientia 10, 153 - 158, Basel 1954
- , 1955: Present position of theories of climatic change.
Meteor. Mag. 84, 204 - 206
- BROWN, P.R., 1953: Climatic fluctuation in the Greenland and Norwegian Sea.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 79, 272 - 281
- , 1963: Climatic fluctuation over the oceans and in the tropical Atlantic.
Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp.
Rome 1961, 109 - 123, Paris 1963
- BUCHINSKI, I.E., 1963: Climatic fluctuations in the arid zone of the Ukraine.
Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp.
Rome 1961, 91 - 95, Paris 1963

- BULLIG, H.J., 1954: Atlas der Monatswerte von Wassertemperatur, Wind und Bewölkung auf dem Seeweg Europa - Südamerika. Einzelveröff. Dt. Wetterd. Seewetteramt Nr. 5
- BUTZER, K.W., 1957: The recent climatic fluctuation in lower latitudes and the general circulation of the Pleistocene. Geografiska Ann. 39, 105 - 113, Stockholm 1957
- CALLENDAR, G.S., 1958a: On the present climatic fluctuation. Meteor. Mag. 87, 204 - 207
- , 1958b: On the amount of carbon dioxide in the atmosphere. Tellus 10, 243 - 248
- , 1961: Temperature fluctuations and trends over the earth. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 87, 1 - 12
- CEHAK, K., 1956: Über periodische und säkulare Schwankungen der Gewitterhäufigkeit auf der Erde. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. A 9, 487 - 513
- CONOVER, J. H., 1953: Climatic changes as interpreted from meteorological data. in: Climatic change, 221 - 230, Cambridge 1953
- DAMMANN, W., 1957a: Schwankungen der Sommerniederschläge im Rahmen rezenter Klimaschwankungen in Westdeutschland. Meteor. Rdsch. 10, 197 - 202
- , 1957b: Zum Problem rezenter Klimaschwankungen in Westdeutschland und ihres möglichen Zusammenhanges mit der Sonnenfleckenwelle. Meteor. Rdsch. 10, 113 - 119
- , 1961: Beziehungen zwischen der Raum- und Zeitfunktion im Klima Westdeutschlands, ein Beitrag zum Problem der Klimaschwankungen. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 10, 289 - 310
- DEACON, E.L., 1953: Climatic change in Australia since 1880. Australian J. Phys. 6, S. 209
- DEFANT, A., 1921: Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemäßigten Breiten der Erde. Geografiska Ann. 3, 209 - 265, Stockholm 1921
- , 1924: Die Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation über dem nordatlantischen Ozean 1881 - 1905. Geografiska Ann. 6, 13 - 41, Stockholm 1924
- DIETRICH, G., KALLE, K., 1957: Allgemeine Meereskunde, S. 146. Berlin 1957

- DINGLE, A.N., 1954: The CO₂ exchange between the North Atlantic Ocean and the atmosphere. Tellus 6, 342 - 350
- , 1955: Patterns of change of precipitation in the United States. J. Meteor. 12, 220 - 225
- DSERDSEJEWSKI, B.L., 1961: The general circulation of the atmosphere as a necessary link in the sun-climatic variations chain. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 188 - 199
- , 1962: Fluctuations of climate and of general circulation of the atmosphere in extra-tropical latitudes of the Northern hemisphere and some problems of dynamic climatology. Tellus 14, 328 - 336.
- , 1963: Fluctuations of general circulation of the atmosphere and climate in the twentieth century. Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 285 - 295, Paris 1963
- ERIKSSON, E. 1956 (mit P.WELANDER): On a mathematical model of the carbon cycle in nature. Tellus 8, 155 - 175
- , 1959 (mit B. BOLIN): Changes in the carbon dioxide content of the atmosphere and sea due to fossil fuel combustion. in: The atmosphere and the sea in motion, ROSSBY Memorial Vol., 130 - 142, N. Y. 1959
- EYTHÖRSSON, J., 1949: Temperature variations in Iceland. Geografiska Ann. 31, 36 - 55, Stockholm 1949
- FAIRBRIDGE, R.W., 1961: Convergence of evidence on climatic change and ice ages. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 542 - 579
- FAY, R., 1958: Some variations in European climatic temperature. J. Meteor. 15, 467 - 474
- FLOHN, H., 1957a: Klimaschwankungen der letzten 1000 Jahre und ihre geophysikalischen Ursachen. Dt. Geographentag Würzburg, Tagungsber. u. wiss. Abh.
- , 1957b (mit H. GREBE, J. GRUNOW, K. HEIGEL): Das Observatorium Hohenpeißenberg. Ber. Dt. Wetterd. Bd 5, Nr. 36
- , 1958: Bemerkungen zum Problem der globalen Klimaschwankungen. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 9, S. 1
- , 1961: Man's activity as a factor in climatic change. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 271 - 281

- FLOHN, H., 1963: Klimaschwankungen und großräumige Klimabeeinflussung. Bonner Meteor. Abh. 2
- FRITZ, S., 1960: The heating distribution in the atmosphere and climatic change. in: Dynamics of climate, 96 - 100, N. Y. 1960
- GLASSPOOLE, J., 1955: Recent seasonal climatic trends over Great Britain. Meteor. Mag. 84, 33 - 38
- GOEDECKE, E., 1954: Das Verhalten der Oberflächentemperaturen in der Deutschen Bucht während der Jahre 1872 - 1950 und der Zusammenhang mit dem der nordwesteuropäischen Gewässer. Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresf., Neue Folge 13 (1), S. 1 - 31, Stuttgart 1954
- , 1955/56: Zur Frage der rezenten Klimaschwankungen über den Britischen Inseln und zum Problem der säkularen Erwärmung auf der Nordhalbkugel. Ann. Meteor. 7, 225 - 249
- , 1956: Über langjährige Temperatur- und Salzgehaltsanomalien im Oberflächenwasser der Irischen See. Dt. hydrogr. Z. 9, 121 - 132
- GÖTSCHMANN, H., 1960: Änderung der Sonnenscheindauer in den letzten 40 Jahren. Z. Meteor. 14, 195 - 207
- GREGORY, S., 1954: Climatic classification and climatic change. Erdkunde 8, 246 - 253
- HAUDE, W., 1963a: Über vieljährige Schwankungen der Temperatur und ihre Beziehungen zur Gestaltung des Wasserhaushaltes im nordöstlichen Afrika. Meteor. Rdsch. 16 (5), 134 - 141
- , 1963b: Über vieljährige Schwankungen des Niederschlages im Vorderen Orient und nordöstlichen Afrika und ihre Auswirkung auf die Ausbreitung von Tier und Mensch. Die Erde 94 (3/4), 281 - 312
- HESELBERG, T., 1940/43 (mit B.J. BIRKELAND): Säkulare Schwankungen des Klimas von Norwegen. Geofysiske Publ. 14 (4-6), Oslo 1940 - 1943
- , 1956:(mit B.J. BIRKELAND): The continuation of the secular variations of the climate of Norway 1940 - 50. Geofysiske Publ. 15 (5), Oslo 1956
- , 1958 (mit T.W. JOHANNESSEN): The recent variations of the climate at the Norwegian Arctic stations. Polar Atmosph. Symp. Oslo 1956, Met. Sect., S. 18 - 29, London 1958

- HOFMEYR, W.L.
(mit B.R. SCHULZE) 1963: Temperature and rainfall trends in South Africa during the period of meteorological records. Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 81 - 85, Paris 1963
- HÖVERMANN, J., 1954: Über die Höhenlage der Schneegrenze in Äthiopien und ihre Schwankungen in historischer Zeit. Akad. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl., Nachr. IIa, Nr. 6, S. 111 - 137
- HUMPHREYS, W.J., 1940: Physics of the air. N. Y. 1940
- HUPFER, P., 1962: Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Großen Beltsee seit 1900. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, Bd 17, 355 - 512
- JOHANNESSEN, T.W. siehe HESSELBERG 1958
- JORDAN, C.L., 1962: Variations in the annual frequency of tropical cyclones, 1886 - 1958. Monthly Weather Rev. 90 (4), 157 - 164
- KEELING, C.D., 1960: The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere. Tellus 12, 200 - 203
- KERÄNEN, J., 1955: Die Temperaturschwankungen in Finnland. Meteor. Abh. Fr. Univ. Berlin Bd 2 (4), 25 - 38
- KINCER, J.B., 1946: Our changing climate. Trans. Amer. Geophys. Un. 27, 342 - 347
- KÖPPEN, W., GEIGER, R., 1932: Handbuch der Klimatologie. Berlin 1932
- KORTÜM, F., 1955: Klimaschwankungen der Gegenwart. Arch. Forstwesen 4 (5/6), 569 - 577, Berlin 1955
- KRAMES, K., 1951: Die Korrelation zwischen Temperatur- und Niederschlagsanomalien im Winter der Nordhemisphäre. Geografiska Ann. 33, 210 - 229, Stockholm 1951
- , 1952: Die Korrelation zwischen Temperatur- und Niederschlagsanomalien im Sommer der Nordhemisphäre. Geografiska Ann. 34, 238 - 260, Stockholm 1952
- KRAUS, E.B., 1954: Secular changes in the rainfall regime of SE-Australia. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 80, 591 - 601
- , 1955a: Secular changes of tropical rainfall regimes. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 81, 198 - 210

- KRAUS, E.B., 1955b: Secular changes of east-coast rainfall regimes. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 81, 430 - 439
- , 1956: Secular changes of the standing circulation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 82, 289 - 300
- , 1958: Recent climatic changes. Nature 181, 666 - 668
- , 1960: Synoptic and dynamic aspects of climatic change. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 86, 1 - 15
- , 1961: Physical aspects of deduced and actual climatic change. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 225 - 234
- , 1963a: Recent changes of east-coast rainfall regimes. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 89, 145 - 146
- , 1963b (mit E.N. LORENZ): A numerical study of the effect of vertical stability on monsoonal and zonal circulations. Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 361 - 372, Paris 1963
- KUHLBRODT, E., 1954
(mit P. BINTIG, H.J. BULLIG,
H. MARKGRAF): Klimatologie der nordwesteuropäischen Gewässer. Einzelveröff. Dt. Wetterd. Seewetteramt Nr. 4
- LAMB, H.H., 1958: Differences in the meteorology of the northern and southern polar regions. Meteor. Mag. 87, 364 - 379
- , 1959 (mit A.I. JOHNSON): Climatic variation and observed changes in the general circulation, Pt. 1, 2. Geografiska Ann. 41 (2/3), 94 - 134, Stockholm 1959
- , 1961a (mit A.I. JOHNSON): Climatic variation and observed changes in the general circulation, Pt. 3. Geografiska Ann. 43 (3/4), 363 - 400, Stockholm 1961
- , 1961b: Climatic change within historical time as seen in circulation maps and diagrams. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 124 - 161
- , 1963a: What can we find out about the trend of our climate. Weather 18 (7), 194 - 216
- , 1963b: On the nature of certain climatic epochs which differed from the modern (1900 - 1939) normal. Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 125 - 150, Paris 1963

- LANDSBERG, H.E., 1960: Note on the recent climatic fluctuation in the United States. J. Geophys. Res. 1960, S. 1519 - 1525
- , 1961 (mit J.M. MITCHELL): Korrespondenz zu CALLENDAR 1961. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 87, 435 - 437
- LANGE, R., 1958: Zur Erwärmung Grönlands und der atlantischen Arktis. Ann. Meteor. 8, 265 - 303
- LENKE, W., 1960: Klimadaten 1621 - 50 nach Beobachtungen des Landgrafen Hermann IV. von Hessen. Ber. Dt. Wetterd. Bd 9, Nr. 63
- LILJEQUIST, G.H., 1949: On fluctuations of the summer mean temperature in Sweden. Geografiska Ann. 31, 159 - 178, Stockholm 1949
- LOEWE, F., 1952 (mit A. GRANT, U. RADOK): Eine säkulare Klimaänderung im südlichen Indischen Ozean? Ber. Dt. Wetterd. Bd 7, Nr. 42, S. 11 - 15
- LONGLEY, R.W., 1954: Temperature trends in Canada. Proc. Toronto Meteor. Conf. 1953, 207 - 211, London 1954
- LYSGAARD, L., 1949: Recent climatic fluctuations. Folia Geographica Danica 5, Kopenhagen 1949
- , 1950: On the present climatic fluctuation. Centenary Proc. Roy. Meteor. Soc., 206 - 211
- , 1963: On the climatic variation. Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 109 - 123, Paris 1963
- MANLEY, G., 1949: The extent of the fluctuations shown during the "instrumental" period in relation to postglacial events in NW-Europe. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 75, 165 - 171
- , 1953: Climatic variation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 79, 185 - 209
- , 1954: Climatic change: the problem of transatlantic correlation. Proc. Toronto Meteor. Conf. 1953, 199 - 206, London 1954
- , 1961: Late and postglacial climatic fluctuations and their relationship to those shown by the instrumental record of the past 300 years. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 225 - 234
- MATHER, J.R., 1954: The present climatic fluctuation and its bearing on a reconstruction of Pleistocene climatic conditions. Tellus 6, 287 - 301

- MATTHÄUS, H.G., 1962: Die Bedeutung des Kohlendioxyd-Gehalts der Atmosphäre für die Meteorologie und Klimatologie. Berliner Wetterkarte, Beilage Nr. 47/62
- MITCHELL, J.M., 1953: On the causes of instrumentally observed secular temperature trends. J. Meteor. 10, 244 - 261
- , 1961a: Recent secular changes of global temperature. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 235 - 250
- , 1961b siehe LANDSBERG 1961
- , 1963: On the world-wide pattern of secular temperature change. Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. on climatic change, Rome 1961, 151 - 181, Paris 1963
- MÜLLER-ANNEN, H., 1960: Die Zonal-Zirkulation und die Höhe der Sonnenfleckenzyklen. Meteor. Rdsch. 13, 169 - 178
- , 1961: Über die Schwankungen der Zonalzirkulation (Teil 5). Meteor. Rdsch. 14, 97 - 110
- NAMIAS, J., 1950: The index cycle and its role in the general circulation. J. Meteor. 7, 130 - 139
- , 1955: Secular fluctuations in vulnerability to tropical cyclones in and off New England. Monthly Weather Rev. 83, 155 - 162
- NEUMANN, G., 1950: Über Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche und ihre Beziehungen zur atmosphärischen Zirkulation. Dt. Hydrogr. Z. 3, 206 - 213
- NORDÖ, J., 1955: A comparison of secular changes in terrestrial climate and sunspot activity. Inst. Weather and Climate Res., Norwegian Acad. of Sci. and Letters, Report No 5, Oslo 1955
- PETTERSSSEN, S., 1949: Changes in the general circulation associated with the recent climatic variation. Geografiska Ann. 31, 212 - 221, Stockholm 1949
- PLASS, G.N., 1956a: The carbon dioxide theory of climatic change. Tellus 8, 140 - 154
- , 1956b: The influence of the 9.6μ ozone band on the atmospheric infrared cooling rate. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 82, 30 - 44

- PLASS, G.N., 1961: The influence of infrared absorptive molecules on the climate. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 61 - 71
- PROHASKA, F., 1951: Zur Frage der Klimaänderung in der Polarzone des Südatlantiks. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 3, 72 - 81
- , 1954: Bemerkungen zum säkularen Gang der Temperatur im Südpolargebiet. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 5, 327 - 330
- QUENEY, P., 1950: The variation of precipitation in Algeria, 1850 - 1937. Centenary Proc. Roy. Meteor. Soc., 220 - 224
- RAO, K.N., 1963: Climatic changes in India. Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 49-66, Paris 1963
- RIEHL, H., 1956: Sea surface temperatures of the North Atlantic 1887 - 1936. Univ. Chicago, Contract No. N6ori-02036, Project NR 082-120 Office of Naval Res., Wash. D. C. 1956
- ROCZNIK, K., 1962: Eine Bilanz der Sommer Mitteleuropas für den Zeitraum 1761 - 1960. Meteor. Rdsch. 15, 133 - 136
- , 1962: Das gehäufte Auftreten von milden Wintern seit der Jahrhundertwende. Meteor. Rdsch. 15, 50 - 52
- RODEWALD, M., 1952: Rückgang der Klimaänderung in den Vereinigten Staaten. Geografiska Ann. 34, 159 - 167, Stockholm 1952
- , 1954: Studien über klimatische Schwankungen. Ann. Meteor. 6, 365 - 379
- , 1956: Beiträge zur Klimaschwankung im Meere, 5. Beitrag: Die rezente Erwärmung der atlantischen Küstengewässer Nordamerikas, 6. Beitrag: Die Temperaturen der pazifischen Küstengewässer Nordamerikas von 1920 bis 1951, 7. Beitrag: Die Wassertemperatur und ihre Anomalien bei den japanischen und nordamerikanischen Wetterschiffen im nord-pazifischen Ozean. Dt. hydrogr. Z. 9, 182 - 188, 289 - 298
- , 1956b: H.C. WILLETTS Klima-Prognose. Naturwiss. Rdsch. 9, 142 - 149
- , 1957: Stand und Perspektiven der jetzigen Klimaschwankung. Dt. Geographentag Würzburg, Tagungsber. u. wiss. Abh., S. 215 - 221, 1957

- RODEWALD, M., 1958: Wirbelsturmhäufigkeit und allgemeine Zirkulation.
Ann. Meteor. 8, 167 - 170
- , 1963: Sea-surfaces temperatures of the North Atlantic Ocean during the decade 1951 - 60, their anomalies and development in relation to the atmospheric circulation.
Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 97 - 107, Paris 1963
- ROSENAN, N., 1963: Climatic fluctuations in the Middle East during the period of instrumental record.
Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 67 - 73, Paris 1963
- RUBINSTEIN, E.S., 1959: On the changes of climate in the USSR during recent decades.
Canadian Meteor. Branch. Trans. No 3
- RUDLOFF, H.v., 1956: Die Klimapendelungen der letzten 120 bis 200 Jahre im südlichen Oberrheingebiet.
Ann. Meteor. 7, S. 12
- SAWYER, J.S., 1963: Notes on the response of the general circulation to changes in the solar constant.
Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 333 - 337, Paris 1963
- SHELL, I.I., 1956: Interrelations of arctic ice with the atmosphere and the ocean in the North Atlantic.
J. Meteor. 13, 46 - 58
- SCHERHAG, R., 1936: Die Zunahme der atmosphärischen Zirkulation in den letzten 25 Jahren.
Ann. Hydrogr. 64, 397 - 406
- , 1939: Die gegenwärtige Milderung der Winter und ihre Ursachen.
Ann. Hydrogr. 67, 292 - 303
- , 1948: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose.
S. 355 - 360 Berlin 1948
- , 1949: Die Wintertemperaturen in Berlin und die Sonnenfleckenrelativzahlen.
Arch. Meteor. Geophys. Biokl. A 1, 233 - 246
- , 1950: Betrachtungen zur allgemeinen Zirkulation, 1. Teil: Die Schwankungen der allgemeinen Zirkulation in den letzten Jahrzehnten.
Ber. Dt. Wetterd. Nr. 12, S. 40 - 45
- , 1952: Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52.
Ber. Dt. Wetterd. Nr. 38, S. 51 - 63

- SCHERHAG, R., 1960: Einführung in die Klimatologie, S. 89 - 95
Braunschweig 1960
- , 1963: Die größte Kälteperiode seit 223 Jahren.
Berliner Wetterkarte, Beilage 29/63
- SCHMIDT-TEN HOOPEN, K.J.,
SCHMIDT, F.H., 1951: On climatic variations in Indonesia.
Djawatan Meteor. Geof. Djakarta, Verh. No 41
- SCHOVE, D.J., 1949: European raininess and European temperatures.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 75, 175 - 179
- , 1950: The climatic fluctuation since 1850 in Europe
and the Atlantic.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 76, 147 - 165
- , 1961a: The major pressure oscillation, 1875 - 1960.
Geofis. pura e appl. 49, 255 - 263
- , 1961b: Solar cycles and the spectrum of time since 200 B. C.
N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 107 - 123
- , 1961c: Tree rings and climatic chronology.
N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 605 - 622
- SCHWARZBACH, M., 1961: Das Klima der Vorzeit.
Stuttgart 1961
- SCHWERDTFEGER, W., 1951: Gedanken über ein Ausgleichsprinzip des
atmosphärischen Gesamtniederschlags.
Meteor. Rdsch. 4, 96 - 97
- , 1955: Betrachtungen über eine Klimaänderung in Argentinien.
Meteor. Rdsch. 8, 7 - 10
- SIMPSON, G.C., 1934: World climate during the Quaternary period.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 60, 425 - 478
- , 1957: Further studies in world climate.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 83, 459 - 485
- SLOCUM, G., 1955: Has the amount of CO₂ in the atmosphere changed
significantly since the beginning of the 20th century?
Monthly Weather Rev. 83, 225 - 231
- SMED, J., 1952: Variation of the surface temperature in the
North Atlantic during 1876 - 1952.
Ann. Biologiques 19 (ff.), Conseil Permanent Internat.
pour l'Exploration de la Mer, Kopenhagen 1952 (ff.)

- STEINHAUSER, F., 1957: Die säkularen Änderungen der Sonnenscheindauer in den Ostalpen. 51./53. Jahresber. Sonnblickverein für die Jahre 1953/55, Wien 1957
- STUIVER, M., 1961: Variations in radiocarbon concentration and sunspot activity. J. Geophys. Res. 66 (1), 273 - 276
- SUPAN, A., OBST, E., 1934: Grundzüge der physischen Erdkunde, S. 248 - 267. Berlin 1934
- SUTCLIFFE, R.C., 1963: Theories of recent changes of climate. Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 277 - 284, Paris 1963
- TANNÉHILL, J.R., 1947: Drought, its causes and effects. London 1947
- TROUP, A. J., 1962: A secular change in the relation between the sunspot-cycle and temperature in the tropics. Geofis. pura e appl. 51 (1), 184 - 198
- VERYARD, R.G., 1963: A review of studies on climatic fluctuations during the period of the meteorological record. Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 3 - 35, Paris 1963
- WAGNER, A., 1940: Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Braunschweig 1940
- WALLÉN, C.C., 1953: Variability of summer temperature in Sweden and its connection with changes in the general circulation. Tellus 5, 157 - 178
- , 1955 (mit H.W. AHLMANN): Some recent studies in Sweden on the present climatic fluctuation. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 6, 7 - 21
- , 1963: Changes of climate. Changes of climate, Proc. of the UNESCO/WMO-Symp. Rome 1961, 467 - 485, Paris 1963 (gekürzt:) WMO-Bull. 11, 16 - 20, Geneva 1962
- WEGE, K., 1961: Zum Thema Klimaschwankungen: Die Änderung der Luftdruckverhältnisse zwischen 1901 - 30 und 1931 - 60 am Beispiel der deutschen climat-Stationen. Meteor. Rdsch. 14, 138 - 142

- WEXLER, H., 1951: On the effects of volcanic dust on insolation and weather. Bull. Amer. Meteor. Soc. 32, 10 - 15
- , 1953: Radiation balance of the earth as a factor in climatic change.
in: Climatic change, 73 - 105, Cambridge 1953
- , 1956: Variations in insolation, general circulation and climate. Tellus 8, 480 - 494
- , 1959: A warming trend at Little America, Antarctica. Weather 14, 191 - 197
- , 1960: Possible causes of climatic fluctuations.
in: Dynamics of climate, 93 - 95, N. Y. 1960
- , 1961: Seasonale and secular temperature changes in Antarctica. Ann. of the IGY 1957/58, 11, S. 37 - 38
- , 1961: Additional comments on the warming trend at Little America, Antarctica. Weather 16, 56 - 58
- WILLETT, H.C., 1949a: Longperiodic fluctuations of the general circulation of the atmosphere. J. Meteor. 6, 34 - 50
- , 1949b: Solar variability as a factor in the fluctuations of climate during geological time. Geografiska Ann. 31, 295 - 315, Stockholm 1949
- , 1950a: Temperature trends of the past century. Centenary Proc. Roy. Meteor. Soc., 195 - 206
- , 1950b: The general circulation at the last (Würm) glacial maximum. Geografiska Ann. 32, 179 - 187, Stockholm 1950
- , 1951: Extrapolation of sunspot-climate relationships. J. Meteor. 8, 1 - 6
- , 1953: Atmospheric and oceanic circulation as factors in glacial-interglacial changes of climate.
in: Climate change, 51 - 71, Cambridge 1953
- , 1959: Descriptive meteorology. N. Y. 1959
- , 1961a: The pattern of solar climatic relationships. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 89 - 106

- WILLETT, H.C., 1961b: Review of "Atlas of planetary solar climate with sun-tide indices of solar radiation and global insolation". Bull. Amer. Meteor. Soc. 42, 303 - 304
- WILLIAMS, D., 1961: Sunspot cycle correlations. N. Y. Acad. of Sci., Ann. 95, 1, 78 - 88
- YAMAMOTO, T., 1956: On the climatic change in Japan and its surroundings. Proc. 8th Pacific Sci. Congress 1953, Vol. 2A, S. 1113 - 1128, Univ. of Philippines 1956
- , 1960: On the extraordinary trends of the recent climate in the Far East. J. Meteor. Res. 12, 859 - 867, Tokio 1960 (Engl. Summary)

