

大気中の大規模拡散*

木 田 秀 次**

1. はじめに

本稿では大気中に起こっている種々の拡散現象のうちとくに大規模拡散と呼ばれるものについて記述する。それで、まず大規模拡散の意味とその範囲について少々触れておくとしよう。

最もよく知られている拡散過程は分子拡散と乱流拡散である。これらは身近な現象であり視覚的にも納得することができる。ところが、大規模拡散はその名の通り大規模運動によって引き起こされる拡散である。そのためその現象を身体で知るということは普通には困難である。何千 km も離れた幾つかの地点で物理的なある量を観測しそれを解析した結果として大規模拡散の存在が確かめられるものである。その著しい、古典的な例として、大気組成の均一性をあげることができるだろう。大気の組成成分である酸素や二酸化炭素などは、地上の生命活動に大きく関係しているのでその source や sink の場所が地球上で不均一である。それにもかかわらず、観測によると約 90 km までのいわゆる中性大気全体で $N_2-O_2-CO_2$ の混合比はほとんど一定になっている。すなわち、少なくともその高さまでは大気が十分によく混合し十分に速く入れ替わっていることを示している。この事実を分子拡散や乱流拡散で説明することは無理である。この例に限らず、他の物質の分布をみてもやはり同様のことが言える。このように、大気中のある物質を低緯度から高緯度にまた下層から上層へと拡散させる機構はいったい何であるか。

大規模現象と呼ばれるものは、いわゆる総観規模またはそれ以上のものを指すが、極く大ざっぱには3～

4,000km 以上のスケールである。この規模では、時間的規模も大きくなり、少なくとも数日程度以上のものを指す。この種の運動系としては、天気図などで周知の温帯低気圧（単に高低気圧とか長波とか呼ばれることもある）や成層圏で顕著な超長波などが大規模な渦または波の代表である。またこれらの渦擾乱の他に子午面循環や東西風循環なども大規模現象である。大気中には大規模現象より小さな運動系として、中小規模擾乱（約100～2,000km）や小規模擾乱（約1～100km）などがあり、これらも対流圏内の拡散に寄与していることだろう。そこで、大気中の地球的な拡散過程を概念的に述べるならば、まず大規模拡散が source や sink の地球的分布の不均一性をならし、その結果ある程度均質に混合した大気は中小規模・小規模の渦によっていっそう混合する。そして最終的な混合の仕上げは乱流や分子拡散によってなされる。このような意味から大規模拡散は、局地的な物質分布の説明をするには不適当なものであって、地球的な大規模な物質分布についてのみ適用せられるべき機構である。

拡散と呼んでいる現象は、何らかの運動上の乱れによって起こるものである。しかし、ここでは流れによる移流も含めて拡散という。言葉としては輸送という方が適当かも知れないが、この辺りのことについてはあまりこだわらなくてもいいだろう。

2. 大気大循環の概略

大気中に大循環と呼ぶに足る循環系が発見されたのはどれほど昔のことかは、筆者のよく知るところではない。しかし季節風を利用して外洋を航海していた人々は大循環を知っていたかも知れない。それはともかくとして、低緯度の貿易風に対して科学的に議論したのが、有名な Hadley (1735) である。彼は議論の中で、太陽の日射量の緯度的分布を考慮して、低緯度と高緯度との間の対流的な子午面循環を論じている。その後、彼の説は

* On Large-scale Diffusion in the Atmosphere.

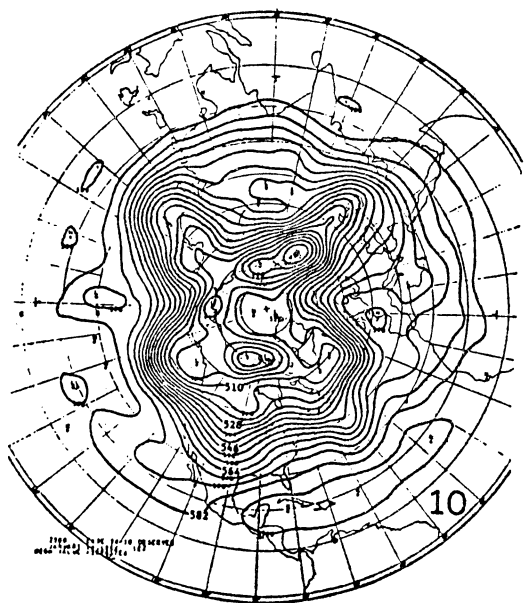
この解説は、大気電気研究会主催の「K_r-85 に関するシンポジウム (1976, 12)」の報告集 (pp. 14-23) から転載したものである。

** H. Kida, 気象研究所予報研究部。

多少の変形を受けているが本質は今日でも生きていると言えそうである。ただ注意すべき点は、このような子午面循環は風速が微弱であるため直接的に観測されたというのではないことである。いっぽう、第2次大戦中にアメリカや日本で高層気象の関心が昂まり、観測によってジェット気流が発見され、その偏西風が地球を取り巻いていることも明らかにされた。これは、ずばり観測された運動である。こうして地球をめぐる風系が確認されるにつれ、大気大循環論が活発に展開されるようになった。本稿のテーマに沿って言うならば、火山の爆発による火山灰が地球上をおおうという現象から大循環や大規模拡散の存在を考えていた人がいたことも確かである。

以上のようなことをなぜかく述べたかという点、もともと地球大気が大循環がなければならないという前提はないからである。すなわち、小規模な運動が卓越していついっこうにかまわぬはずである。しかしながら、現実には大規模運動こそがわが地球大気の主役の現象である。地球規模の観測とその解析によってのみ認識される大気大循環の存在がわれわれに最も深くかかわっているというのはおもしろいことだ。しかし今日では気象衛星の出現で、大気大循環を視覚的に納得できる時世になった。

さて、つぎに観測などから得られた大気大循環の姿を概見し、その後で大循環形成の機構について簡単に説明



第2図 北半球の500mb面高度の分布(第1図と同時刻). 約5~6kmの高度に相当。



を加える。これにより大規模拡散を考える基礎としよう。

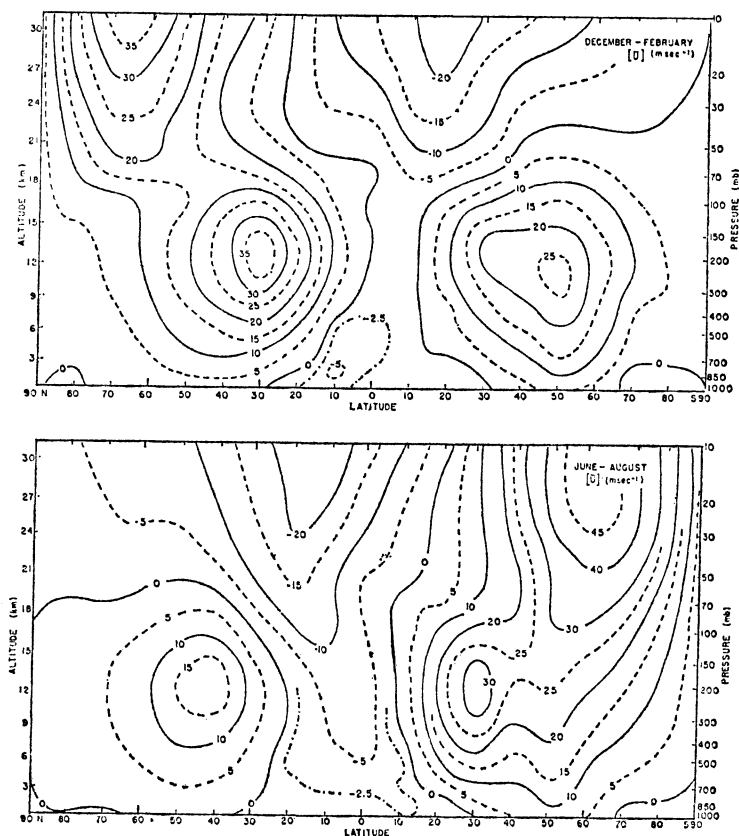
まず第1図。これは北半球のある日の地上気圧配置である。中高緯度に高気圧や低気圧の渦がいくつかあるのが見える。しかし、低緯度ではそのような明確な渦はない。実際には、低緯度にも中高緯度にもこの天気図で表現されない小規模擾乱が重なって存在しているはずである。地上気圧配置だけでは大気の構造を正しく知ることができないので、第2図に大気中層に当たる500 mb等圧面高度場が示されている。これを見渡すと地上の場合よりも渦の数が少なくなっていて全体にのっぺらしているのに気づく。

しかも、渦というよりは波に近い。要するに地上の気圧配置よりも単純な気圧配置である。さらに、上層の20km 辺りになるといっそう単純になる(第3図)。この高度では超長波が著しい。これらの天気図を数多く解析

してみると、対流圏では長波(4~5,000 km)が卓越し、成層圏になると超長波(1~20,000 km)が卓越していることが分かる。さて再度、図を見直そう。先には擾乱に注目したが、等圧線のもう一つの特徴として、周極的なことに気がつく。すなわち、ある1本の等圧線に沿ってたどって行くと極をぐるりと一周する。

この特徴は、一般に上層ほど目立つ。等圧線が周極的であることは風が周極的であることを意味する。こういうことは地表付近では見当たらない。以上のことから大気大循環の3次元構造の特徴として、上層ほど、(1) 擾乱のスケールが大きくなり、(2) 風の場合が周極的になる、ことが指摘できる。

図には示さないけれども、気温についてもほぼ同様のことが言える。(2) のことから、地球大気の基本構造を決定する本質的なものは、低緯度と高緯度の(熱的)対立関係であることが暗示されている。別の表現をするな



第4図 風の東西成分の経度平均分布。横軸は緯度、縦軸は高度を表す。上図は12月~1月平均、下図は6月~8月平均 (Newell *et al.*, 1970)。

らば、たとえ地表の条件が山や海で不均質になっても、そのことは大気大循環の基本構造にとってあまり重要でない（ただし超長波などの擾乱を強制するものとしては重要である）。

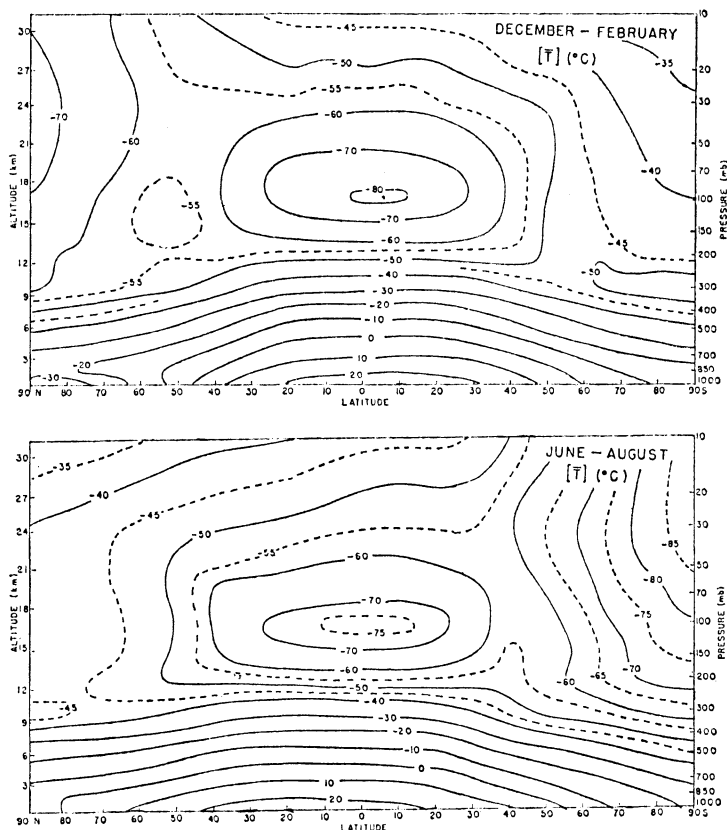
大気的基本的な構造が周極的であることを確かめた上でつぎの図を見てみよう。第4図と第5図とはそれぞれ風の東西成分(u)と気温との経度平均が描かれている。時間に関しても平均している。したがって、先述した(1)はこの平均値からの偏差として表現されるものである。さらに、第6図として風の子午面成分(u, w)の経度平均が示されている。ただし、図はその流線が描かれている。これがいわゆる子午面循環である。

第4図の東西風の分布を見ると、赤道付近の低緯度で東風があり、それより極側はおおむね西風になっている。その中でとくに強風になっているところが亜熱帯(30度付近)にある。これが偏西風のジェット気流である。正しく言うならば、この気流は亜熱帯ジェット気流

(J_s)と呼ぶべきものである。ジェット気流にはもう1つ別系統のものがあって、それは中高緯度に現われ偏西風の中を大きく南北に蛇行している。蛇行しているせいで、それを経度平均した場合には、第4図のように見かけ上見えなくなる。これをとくに寒帯前線ジェット気流(J_p)と呼ぶ。 J_p が蛇行して最も低緯度に近づいた辺りでは J_s と重なって見えることも頻々である。

第5図の気温については、対流圏の中高緯度の傾圧性の特徴である。成層圏ではその名の通り気温分布が比較的一様であるが、冬の高緯度は対流圏と同じように気温南北傾度が大きい。このような気温構造は、さきの東西風の構造と温度風の関係を通じて力学的に対応すべきはずのものであるが、事実その関係はほぼ満されている。

つぎに第6図の子午面循環を検討しよう。一目瞭然なことは、対流圏には3つの循環(cell)が形成されていることである。低緯度と中緯度のそれぞれの循環は、



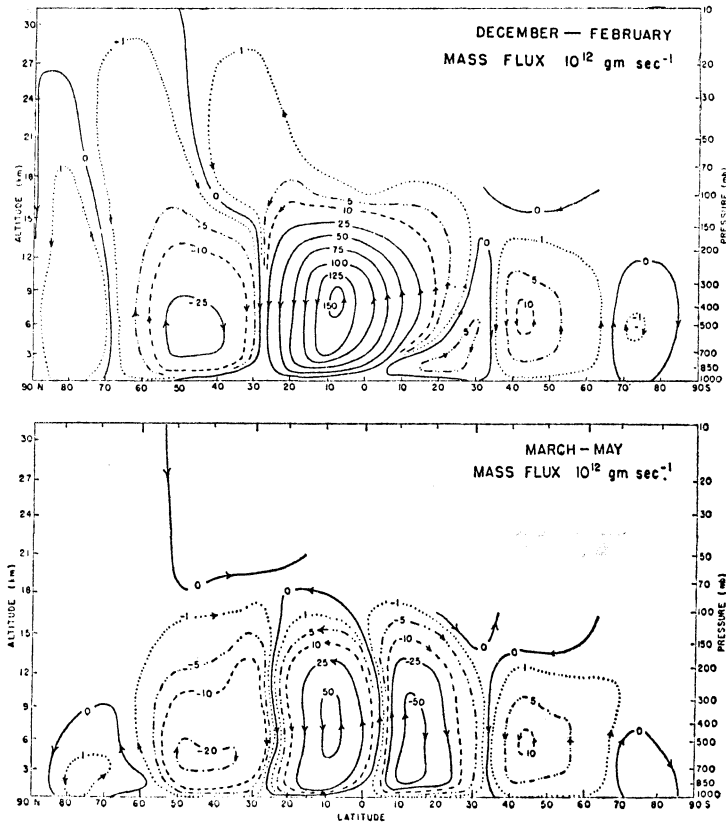
第5図 気温の経度平均分布（第4図に対応する）。

Hadley cell と Ferrel cell と名付けられている。成層圏では、後でも触れることであるが、2つの循環が著しく、それぞれ対流圏の Hadley cell と Ferrel cell の延長のような関係にある。子午面循環に関しては直接循環と間接循環の呼び名もある。前者は高温域で上昇流、低温域で下降流の関係が、後者はそれが逆関係であるものを言う。したがって Hadley cell は直接循環、Ferrel cell は間接循環である。

以上で大気大循環の概略をつかむことができたかと思われるが、つぎにこうした大循環がどのようにして形成されるかをきわめて簡略に記述しよう。その説明のために第7図として概念的な流れ図が示されている。

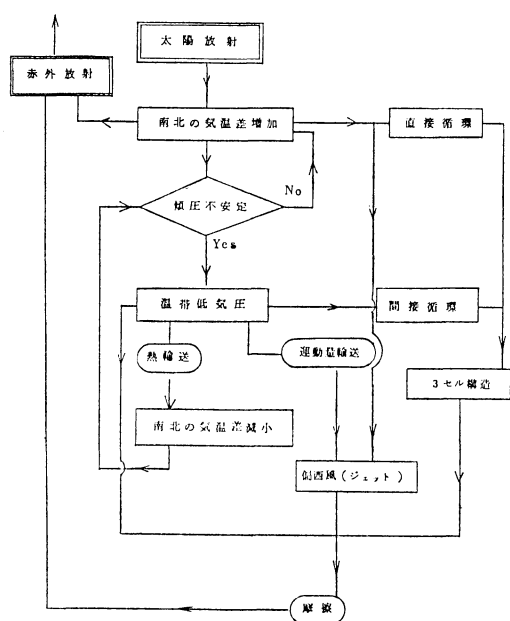
大気大循環のエネルギー源は、言うまでもなく太陽放射である。この放射エネルギーは地球上に一様にふりそそぐが、地球が丸いために低緯度と高緯度との間で熱収支の不均衡が生じる。これが原因になって気温の南北傾

度が生じる。ところが、この気温の南北傾度がある一定以上になると、傾圧不安定と称している力学的不安定の状態になり擾乱が発生する。その擾乱が天気図等でみられる高低気圧の渦である。重要なことは、この渦が低緯度の熱を高緯度に向けて輸送することである。その結果高緯度の気温は高まり、気温の南北傾度がゆるむ。またこの渦は熱のみならず、(西風の)運動量をも高緯度側へ輸送する。そのために低緯度では運動量を失い東風となり、いっぽう、中高緯度では運動量が留まって西風となる。高低気圧の渦は中緯度で卓越していて、その2次的作用でその緯度に間接循環としての子午面循環をつくる。これが Ferrel cell であると考えられている。以上の一連の機構は、約10日の周期をもって1サイクルを終わる。したがってこれより十分に長い時間で大循環を見たときには、一種の平衡状態にあると考えられるので、それを大気大循環の準平衡と呼ぶ。



第6図 子午面循環の流線分布。上図は12月～1月平均、下図は3月～5月平均。

大気大循環の流れ図（半球のみ）



第7図 大気大循環の形成と維持。

3-1 大気の運動の見方

周知のことだが、流体の運動を表現する場合 Euler の見方と Lagrange の見方がある。前者は空間座標の関数として流体の状態を記述するが、後者はある流体素片に注目してその変化を追跡する。すなわち流体の持つある物理量を a とすると、Euler 表現では、

$$a = f_1(x, t)$$

と表わすが、Lagrange 表現によると、

$$a = f_2(n, t)$$

となる。ただし、 x は空間座標での位置を、 n は流体素片の名前を示す、 t は時間である。

ところで、前章で紹介した大気大循環は Euler の見方での描像である。気象学の世界ではこうした見方が主流であるが、少し考えてみれば大循環という語はそもそも Lagrange 的な意味を表わしている。あたかも、身体が血がめぐっているように、大気中を空気がどのようにめぐっているか、循環しているか、ということのはずである。この見方に沿って大気大循環を見るならば、中学生にも容易に理解できる大循環像を提供できるように思われる。しかしながら、流体力学を少しでもやった人なら知っているように、流体の運動は Euler 表現の方が Lagrange 表現よりもはるかに簡単な形式で記述できるといふ利点がある。そのために、運動方程式を解くという

研究方法をとるときには Euler 表現を借りるわけである。しかし、これがもともと流体の運動の見方をも Euler 的にさせてしまい、本来分かり易い Lagrange 風の物理的イメージを構築する努力を妨げている傾向があるのではないだろうか。さいわい、最近では大型の電子計算機が普及し、運動方程式系を数値的に解く方法が進歩して、必ずしも Lagrange の見方が困難ではなくなってきた。とは言え、それは Lagrange 方程式系を扱うということではなく、解くことにかけては長年経験が積まれてきた Euler 方程式系を使うが、その解を利用して Lagrange 的解釈をするということである。1960年代中頃からそのような手法で大気の運動を研究する人が出てきた。

原理的には Euler の見方も Lagrange の見方も同一の物理的内容を表わすものである。しかし見方の違いが案外と初歩的な誤解を生む元になることがある。その一例として、さきの第6図を見て欲しい。この図にある子午面循環は速度の子午面成分を経度時間平均して得られたものであるが、この循環を見て、空気素片そのものもこの流線に沿って運動していると頻々多くの人が誤解する。後節でも示すように、この循環と空気の運動とは異なっている。これは、矛盾ではなく見方の違いに起因している。

物質の循環のように空気素片の運動・移動を直に扱う方が適する問題では、前章のような大気大循環像は時に注意深くあらねばならない。本稿で示そうとしている大規模拡散の議論は、Lagrange 的見方に立つものである。拡散とは名づけているものの、表題を Lagrange 的大気大循環としても通るものである。この立場の議論は気象力学の中では未熟であるが、最近とくに大気汚染の問題に関連して関心が高まってきた観点である。

3-2 低緯度の運動と拡散

大気中を空気素片がどのように循環しているかを論じるに当たって、便宜上大気を4つの領域に分けることにする。それらは、低緯度対流圏、成層圏、中高緯度のトロポポーズ付近、中高緯度の対流圏の4つである。これらの区分は空気の運動にそれぞれ特徴があることに因る。

この節では低緯度対流圏での空気素片の動きを見るわけだが、実のところあまりよく分かっていない問題が多いので、筆者の偏見や想像が相当に入っているものとして読んでいただきたい。低緯度のことがよく分かっていない事情は、これまで詳しい観測が為されなかったことが大きな原因であろう。それでも最近では低緯度の気象の

重要性が認識されて GARP など重視されている。

低緯度には Hadley cell と呼ぶ顕著な子午面循環が存在する。この低緯度領域には第1～3図で見たように渦らしい渦はなく、Hadley cell が直に存在している。この点中高緯度とは大いに異なる環境である。気象衛星によると、Hadley cell の上昇流域では雲の密度が大きく積雲対流活動の盛んことが示されている。いっぽう、その下降域では雲は少なく、地表での亜熱帯高気圧帯を形成している。このように、目立った（大規模な）擾乱がないことから、空気素片は Hadley cell の流れに沿って子午面上を運動すると考えられる。つまりこの場合には、Euler 的運動と Lagrange 的運動がおおむね一致する。これならば話は非常に単純で分かり易いことになる。しかし、もしも実際にこのような運動が起こっているとすれば、つぎのような疑問がわいてくるだろう。Hadley cell はその流線が閉曲線になっている。したがって、ある流線に乗っている空気素片はその閉曲線上にとじ込められて、それ以外の所へは移れないことになる。これだと拡散が期待できなくなる。こうした問題は Hadley cell の実態を無視しているために起こったものである。それで議論を元に戻して考えてみよう。Hadley cell とは何か。

その循環の機構はつぎのように考えられる。低緯度の対流圏を特徴づける積雲対流は地表（海面）で得た潜熱を大気中に放出する点で重要である。この放出熱で大気は加熱され気温が上がり、それが結局その地域で上昇流が生まれる元になる。このことは先ほどの気象衛星からの観測事実に合う。ところが、その積雲対流の運動をより詳しく見るとなかなか複雑である。すなわち、積雲そのものは対流圏の下層から上層までのごく狭い範囲の上昇流に対応するが、その周辺は質量連続の関係から下降流が生じている。下降流は断熱圧縮により昇温をもたらす。その昇温の起源は積雲における水蒸気潜熱の開放である。潜熱が、下降流の断熱圧縮という形を借りて広範囲の大気を暖めるわけである。手の込んだ過程である。この積雲対流活動の中での空気素片の動きを考えてみると、狭い範囲の積雲領域では急上昇するが、その周りの広い範囲ではゆっくりと下降する。こうして上下の空気は入れ替わり、垂直拡散が行なわれるのであろう。ところで、積雲対流に伴う大気の昇温化は、その地域のある一定の範囲（積雲の上昇域と周辺の下降域を含む程度の広さ）の平均的な上昇流につながる。これが Hadley cell の上昇流に対応すると考えられる。この辺りの考え

は現在研究が進行中のものであって、将来多少の変化はあるかも知れないが、ほぼ本質はついていると思われる。以上のことをまとめ直すと、Hadley cell の上昇流とは積雲対流活動によるものであり、その積雲域の上昇流（上向質量輸送）が周辺の下降流（下向質量輸送）より少し大きめで、その差としての質量輸送が上向きになったものである。したがって Hadley cell の上昇流はざらざらそのものが観測できるといったものではないのである。こういう実態であるから空気素片の動きは第6図の流線とは一致しない。これでさきの疑問の、空気がある流線にとじ込められる必然性はなくなった。結論的には、低緯度の対流圏は活発な積雲対流により垂直方向には十分よく混合される。また、水平方向には Hadley cell の水平運動により混合する。

それでは拡散の時間スケールとしてはどの程度になるのかを考えてみよう。上下の拡散は積雲対流が直にきくから、その上昇流の大きさを $1\sim 10\text{m/s}$ とすると、対流圏の深さが 15km ほどであるから、 $1\sim 10$ 時間で空気は入れ替わることになる。ところが、水平方向には、Hadley cell の水平運動を約 1m/s とすると、赤道-亜熱帯の距離が約 $3,000\text{km}$ あることを考えて約1カ月の時間を要して南北が入れ替わる。この数値を低緯度対流圏の混合の時間スケールと考えてよさそうである。筆者の不勉強のせいで、この見積もりを何かの観測事実とつぎ合わせるとどうなのかよく分からない。それにまた、低緯度には顕著な大規模擾乱がないという暗黙の条件で議論を進めてきたことは、やはり問題として残るであろう。事実、停帯性・移動性の超長波や偏東風波動それに熱帯性低気圧が存在し、さらには ITCZ が必ずしも同一緯度を東西に延びているわけでもない。これらがいったいどのように低緯度対流圏の大規模拡散に寄与しているかを明確に論じている人はないように思われる。

3-3 成層圏の運動と拡散

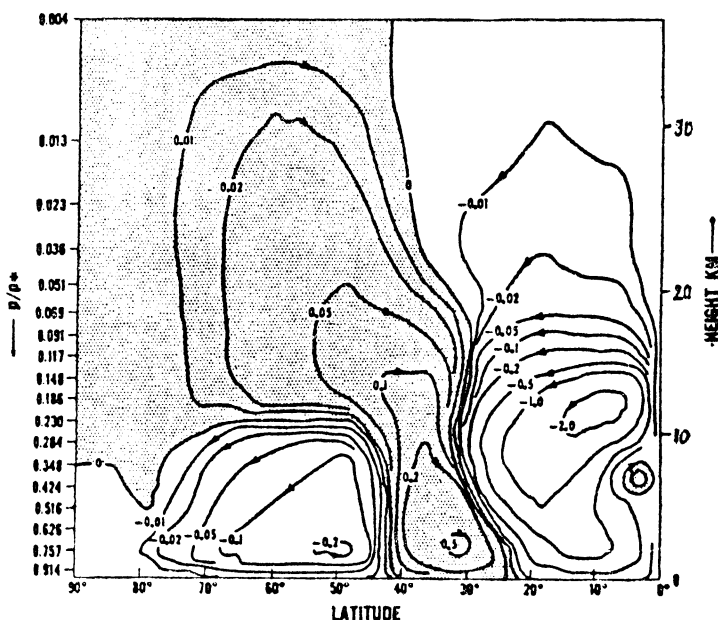
気温の垂直分布は一般的には上方ほど気温が低く、その減少の程度は 1km につき 6.5°C の割である。ところが、ある高度以上になると気温は一定またはいくぶん高くなる。その領域を成層圏と呼び、下側の対流圏と区別する。境目目をトロポポーズという。成層圏内の気温分布は第5図で示されている通りだが、冬の高緯度を除き、いわゆる逆転層の様相を呈している。これでは対流圏のような雲対流や乱流渦は生じない。

成層圏の力学的な面での観測や研究は、やはり第2次大戦以降に始まったと思ってよいだろう。ジェット気流

のような著しい現象でさえ、やっとその頃に発見されたことを思えば納得されよう。さて成層圏の観測で、本稿の主題に関連する重要な研究に登場してもらおう。それはオゾンや水蒸気の観測である。戦後まもない頃に、Brewer (1949) はイギリス上空の水蒸気分布を観測し成層圏の空気がきわめて乾燥しているのに注目した。地球の表面にはその70%の面積を占めて満々たる海が横たわっているにもかかわらず、わずか10kmほど上空で信じられないほど乾いた空気があることに彼は驚いたに違いない。彼は、空気が乾燥するためには気温が低ければよいことを思い、イギリス上空の成層圏の空気は大気中で最も低温の領域、すなわち赤道上空のトロポポーズ付近を経由してきたに違いないと推論し、低緯度から中高緯度への空気の流れを提案した。この提案は別の観点からも支持を受けた。それはオゾンの方面からであった。Dobson (1951, 1956) は、太陽紫外線で生成されるオゾンが日射の強い低緯度よりも日射の弱い中高緯度に多く存在する観測事実の説明には、Brewer のような流れを考えれば矛盾がなくなることを論じている。こうした事情から、成層圏（正しくは下部成層圏）での低緯度→中高緯度への大気の流れを、とくに Brewer-Dobson model と呼ぶことがある。この名称は対流圏の Hadley cell などのようには普及していないようだ。

いっぽう、1950年代は例の核実験が盛んになり、その放射性のチリの拡散が社会問題化した。それに伴いチリの拡散の研究が各国で行なわれた。それらの観測的研究は Brewer や Dobson が考えたモデルと調和するものであったが、いくつかの混乱を生むことにもなった。ちょうどその頃から、成層圏をも含む大規模拡散の見方に一つの特徴が出てきたように筆者には思える。1950年代後半にもなると、成層圏の気象観測が各地で行なわれるようになっており、成層圏天気図もルーチンのに作られた。そして、成層圏の大規模擾乱（とくに超長波）がいやでも目につくことになり、それが渦輸送として拡散に寄与することが常識となった。すなわち、拡散を渦拡散係数の形で表現または理解する方向が一般化した。もちろんそのこと自体は誤まりというものではないが、さきに述べた Brewer のように、空気素片の動きとして成層圏の拡散を見る立場をある程度片隅に追いやかねないものであった。さきの3-1節で述べた言葉を借りるならば、Lagrange 的見方よりも Euler 的見方が普及した。これは、観測地点が固定されているということにより自然の成り行きと言うべきであろう。

それで、成層圏の大規模拡散についての Euler 的理解の一つの到達点とも言える Hunt・Manabe (1968) の研究を見てみよう。彼らの研究方法は数値シミュレーション



第8図 子午面循環の流線分布 (Manabe・Hunt, 1968) による数値シミュレーションの結果。

yonによるものである。ここではその方法を具体的に説明することは省く。要するに、理論的に大気の生き写しの模型がつくれ、それが大型電子計算機に内蔵されていると思えばよく、あたかも地球大気を宇宙船から眺めるような感じで、計算機の中の模型大気を想像すればよい。第8図が彼らの模型大気が生みだした子午面循環の様子である。第6図の実際の大気のそれと比べるとよく似ていることが分かる。成層圏には低緯度と中高緯度にそれぞれ直接循環と間接循環が存在する。成層圏の大循環としては、これら子午面循環の他に超長波という大規模な擾乱が存在する。これが渦拡散の主役である。結局、子午面循環と擾乱が合わさってどのような拡散が起こるのか。赤道上空約20km (50mb) の高度で核実験をした場合を想定して、そのチリの拡散を数値シミュレーションした結果を模式的にまとめたものが第9図である。図中の矢印は物質(チリ)の輸送の方向を示し、 M は子午面循環によるもの、 E は擾乱によるものを表わしている。また $+$ と $-$ はそれぞれ収束と発散を意味する。この例では拡散物質の出発点は赤道上空にあるので、それはまず子午面循環の上昇流に乗って上昇し、やがて極向きに流れ、亜熱帯辺りで下降する。その下降の途中、チリは擾乱によって一部は赤道方向に戻るが、大部分は渦輸送で極方向に運ばれる。その結果、中高緯度にはチリが留まる。

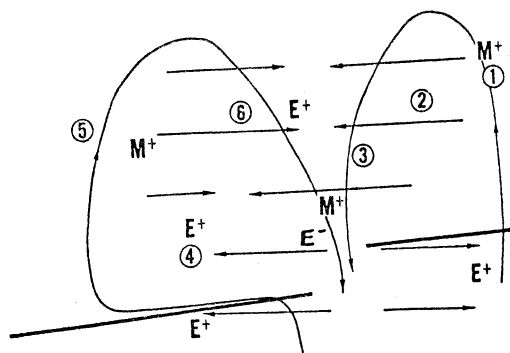
しかし、それもまた高緯度での上昇流により上昇して、再び亜熱帯に戻る。こうして、成層圏内の大規模拡散が完成する、というわけである。成層圏の物質の一部は対流圏に流出するが、これについては次節に述べる。

Hunt-Manabe の模式図は、さきに述べた Brewer-Dobson model と相当な隔たりがあるように見える。こ

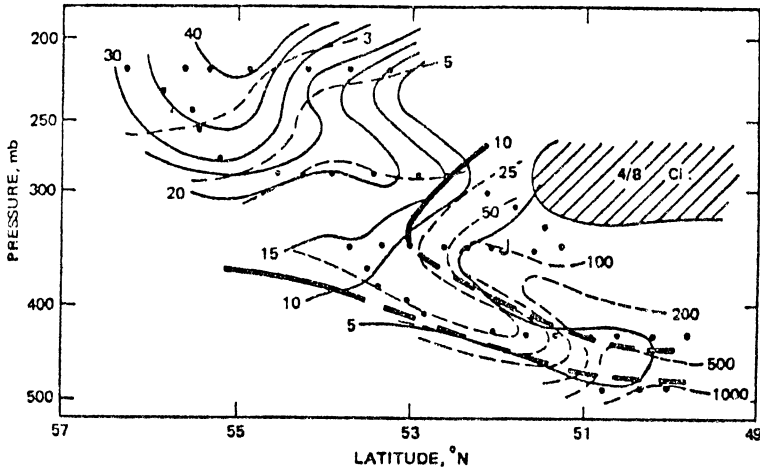
の点の不調和は何が問題であるか明確にされるべきであるが、その一つの解釈を与えたのが、[Matsuno (1972) や Uryu (1974) の理論である。彼らは大気中を上向きに伝播する超長波を扱ったがこの擾乱は非線型効果によって間接循環を誘導するものの、空気素片の実質的な移動は引き起こさないと指摘した。つまり、超長波は物質の拡散をもたらさないとするのである。それで、もう一度第9図を見てみよう。超長波は中高緯度において振幅が大きいので、これによって誘導される間接循環は、図中の子午面循環の一方に相当すると考えられる。すなわち、超長波という擾乱の v や w 成分を経度平均して見えるのが、この間接循環であり、それからのずれとして見たのがいわゆる擾乱成分で、第9図の E に当たる。つまり第9図の M も E も超長波を見ているというわけである。また $M+$ と $E-$ とが組み合わさっていることは、理論で指摘されている「空気素片の Lagrange mean の移動がない」ことに対応する。このように解釈することで、Hunt-Manabe 説も Brewer-Dobson 説も互いに他を否定する関係でないことが分かる。

それでつぎに議論を進めなければならない。超長波などの擾乱が物質の拡散に重要でないとなるといったい何によって拡散(空気の移動)が生じるのか。それを考えるためには初歩的な考察でことが足りる。空気は断熱過程のときには温位が保存することを思い出すだけでよい。成層圏の空気についてももちろんこの保存則は成り立つから、仮に成層圏で熱の source や sink がないとすれば、そこでの空気は等温位面を離れることができないはずである。もし、下層から超長波が伝播してきても、その場合には等温位面が大きく波立つだけのことである。したがって、空気素片がその等温位面を離れて移動するためには熱の source や sink を必要とする。さて、そう考えて実際の大気を見ると、成層圏では低緯度で加熱があり、中高緯度で冷却が起きている。この条件で生じる空気素片の移動は、成層圏内の等温位面が上方ほど高い気温の温位面であることを考え合わせれば、低緯度で上昇、そして中高緯度で下降でなければならない。すでにこのような考え方に立って成層圏の循環を計算していたのが Murgatroyd・Singleton (1961) であり、彼らの示した下部成層圏の循環はまさに Brewer-Dobson model に一致するものであった。以上のようにして、成層圏(とくに下部成層圏)内の大規模拡散の本質的な機構が明らかになってきた。

この節の最後に、成層圏の空気はどこからどのように



第9図 成層圏内の物質拡散の模式図(赤道上空20 km に起源をもつ物質の場合)。図中の数字は輸送の各段階を示す。



第10図 オゾン混合比と比湿の子午面断面図。実線がオゾン、破線が比湿を示し、太い実線、破線はトロポポーズを表わす。Jはジェット気流。

して入ってきたかという問題に触れておこう。どこからという点は、すでに説明してきたことで大まかには片づいている。というのは、成層圏の循環がBrewer-Dobsonのようなのだとすれば、成層圏への流入口は低緯度でなければならぬ。もう少し具体的に、低緯度のどの辺りでどのようにして流入するのかとなると、くわしいことは分かっていないとするのが妥当であろう。流入の場所としては、さきにBrewerが推論した以上のアイデアもないので彼にならって言うと、赤道付近の最も気温が低くなる辺りでトロポポーズを横切るものと思われる。侵入の機構としては、熱帯気象の研究者達が指摘しているように、背の高い積雲がトロポポーズを突き過ぎて安定な成層圏に侵入すると想像される。この過程は局所的な現象であるが、空間・時間平均した場合には上向きの質量輸送が現われるというものであろう。この事情はHadley cellの上昇流の起こり方と似ている。

3-4 成層圏から対流圏へ

大気中の空気の移動に関してこれまで述べてきたことは、低緯度対流圏に出発したある空気素片は成層圏に入ると、Brewer-Dobsonの循環に乗って中高緯度に進み、そこで徐々に下降する。その途中、空気素片は超長波擾乱によって(南北に2~3,000km, 上下に2~3kmの)ゆさぶりを受けてつとトロポポーズ近くまで沈み下り、というものであった。この文脈から、つぎの空気素片の行き先は一つしかないことになる。つまりそれは対流圏に混入するしかない。問題はどのような機構によって対流圏に入るか、である。

成層圏と対流圏との間の空気の交換については、以前からいくつかのモデルが提案されている。その代表的なものを列挙すると、(1) B-D循環が対流圏まで延びているとするもの、(2) トロポポーズ・ギャップを通り抜けて対流圏に進入するもの、(3) 温帯低気圧の作用によるもの、(4) トロポポーズの高度が高まることによるもの、その他(5) 乱流によるもの、などなどがある。この中で最後の(5)については乱流的な渦の存在自体が疑問であるし、多少存在しても本質的ではないだろう。この過程による混合を認めると、さきにも述べたような成層圏内の極度の乾燥を説明するのが難しくなる(なぜなら、その渦によって対流圏の湿った空気が成層圏に入ることになるから)。つぎに、(4)についてであるが、トロポポーズの高度が変わることの原因が問題である。日々のその高さを調べると変動しているわけだが、その原因は対流圏の低気圧活動に関連している。これはよく知られたことである。しかし、(4)において言わんとしていることは、主として季節変化のことを指しているとして理解される。もしそうだとすれば、(4)説に対してつぎのような疑問が湧く。実際の地球大気は季節変化があるのだが、仮想的に準平衡(年平均またはある特定の季節)の大気大循環を考えると、その場合には当然トロポポーズの高度はほぼ一定に保たれるだろう。この状態でももちろん成層圏と対流圏の空気の交換は起こるはずであるから、(4)は説得力を失う。しかし、トロポポーズの高度がどのような機構で季節変化するかについてもっと詳しいことが分かれば、現実の

大気に関して(4)説の評価も高まるかも知れない。また、(4)説の解釈の仕方によっては、さきに述べた(5)やそれ以外の説と同一の内容のことを言っているにすぎないとも思われる。いずれにせよ、筆者にはこの(4)説はそのままではなじめないものを感じる。

さて、つぎは都合上(2)説について述べる。このギャップ流出口モデルはある意味で最もポピュラーな説であるし、今でもそう思っている人も多いはずである。しかし、これに関してはやや注意深い理解をしておく必要があるように思われる。それを説明しよう。さきの第2章で大気大循環の構造の概略を記述したが、その中でジェット気流のことを書いた。ジェット気流には亜熱帯の J_s と中高緯度の J_n との2系統があり、前者は周極的だが後者は蛇行を特徴とする。 J_s は Hadley cell の下降が起こる辺りの緯度に位置し、低緯度トロポポーズと中緯度トロポポーズとの大きな切れ口(ギャップ)に重なっている。これを普通にはトロポポーズ・ギャップと言っている。もう一方の J_p は発達した温帯低気圧に随伴しており、やはりギャップのような構造がつくられる。したがって、これもトロポポーズ・ギャップと強いと言うならば、ギャップには2系統あることになる。

亜熱帯のギャップは規模も大きく、それを見ていると、成層圏と対流圏との空気が混合するのにいかにも都合な様相を呈している。等温位面の分布を見ても、そのギャップを水平に横切るように成層圏と対流圏をつないでいる。このことは、短期的にはほぼ断熱運動する空気がその等温位面に沿って準水平運動すればやすやすと出入りすることができる条件でもある。これらを背景にして、成層圏放射性物質の降下を調べていた人達は、亜熱帯から中緯度にかけて降下量が大きいことを観測し、これはそのギャップからもれてきたものに違いないと推定した。こうして(2)説は重視され一般にも普及した。しかし、観測者の全てがそれに同意していたわけではなかった。その理由は簡単である。空気素片がギャップを通過して対流圏に混入したことを実際に確かめる証拠がなかったからである。

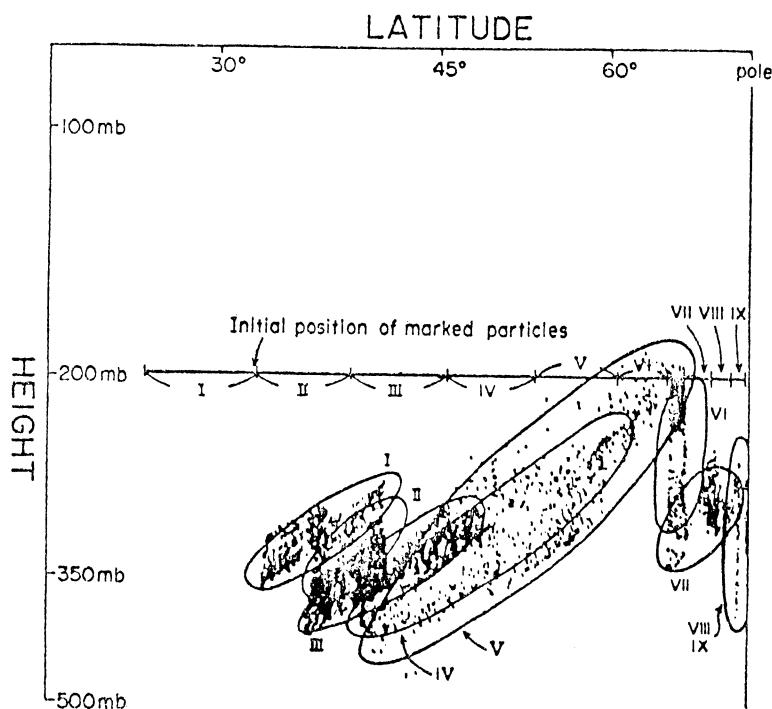
ところが、もう一方の観測者達は放射性物質の降下が温帯低気圧と相関があることに気づいていた。その種の解析には同時に大気鉛直構造などにも注意深かったもので、どのようにして成層圏の空気が対流圏に降りてくるかを調べた。それによると、たとえば Briggs・Roach (1963)の第10図のように、低気圧にはトロポポーズ高度に J_p があり、そしてその付近のトロポポーズは折れ曲

がったような構造を示し、その折れ曲がった部分には成層圏の空気がくさびを打ち込んだように対流圏へ延びている。この図を見てこれらの多くの人達は(2)説に関して形をかえて支持することになった。すなわち、「成層圏の空気がギャップを通過して対流圏に進入する」という結論になり、このこととさきほどの亜熱帯の本来のギャップ説との関係があいまいなまま今日に至っている。また、多くの人はあいまいになっていることさえ気づいていないのが実状である。

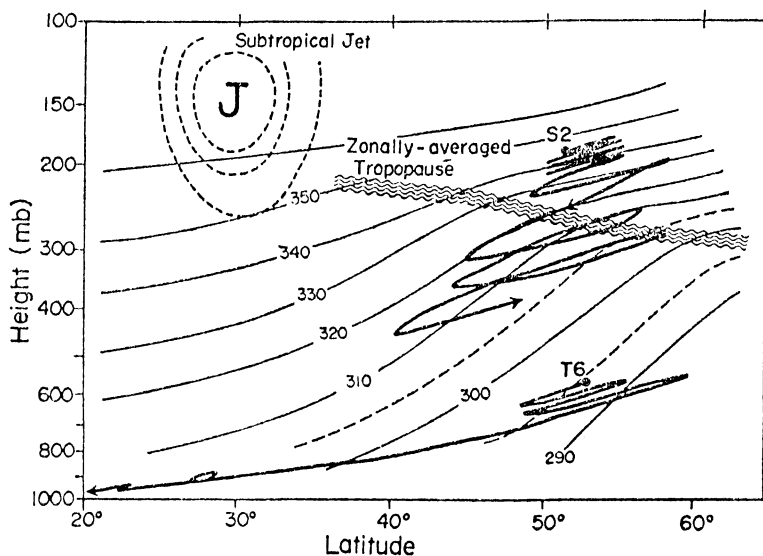
筆者による最近の数値シミュレーションによる研究では、その結論は修正されるべきであるという結果を得ている。つまり、成層圏から対流圏へ空気が侵入するのには、ギャップという構造は不必要であるということになる。亜熱帯のギャップはもちろんだが、温帯低気圧のそれも不要なのである。

第10図は観測事実である。したがって発達した温帯低気圧が何らかの重要な役割を担っていることは確かである。Reed(1955), Danielsen(1959), Staley (1960, 1962), Reiter (1963), Mahlman (1966), Miyake *et al.* (1962)らは発達した温帯低気圧の重要性を指摘した人達であるが、筆者はこれら先達の拓いた道に沿い、「低気圧のどのような性質が成層圏の空気を対流圏に進入させるのか」を数値モデルで検討した。数値モデルは、理論的につくった大気の模型であるが実際の大気のように振る舞うと考えてよい。ただし、われわれのモデルが表現し得る現象のスケールは4~500km以上である点で、実際の大気と異なる。実際の大気について研究する場合には、観測データが限られていて3次的に把握するのに困難がつきものであるが、数値モデルを用いるとその困難は完全に避けられ、大気の3次元構造について十分な情報を手中に収めることができる利点がある。

第11図を見ていただきたい。縦軸は気圧座標を示し、横軸は緯度である。図中の200mb高度に描かれている水平線は、ある時点にこの位置にある空気素片の集団を表わしている。それが30日後には各々の空気素片が拡散・移動して、楕円で囲まれている点々のように分布する。楕円のワクとその番号は、空気素片の初期の緯度(高さは200mb面)がどのものであるかを知るためにつけられている。Ⅲ, Ⅳ, Ⅴなどが中緯度の空気に相当する。ⅠとⅡは亜熱帯、Ⅳ~Ⅸは高緯度に属する。30日後の分布を見ると、中緯度グループは下降しつつもある一定の傾斜をもって南北に大きく拡散しているのが特徴である。図には描かれていないが、トロポポーズは200mb



第11図 トロポポーズ付近の空気の移動。横軸は緯度の sin スケールである。



第12図 空気素片のトラジェクトリ子午面断面の様子。30日間の移動。

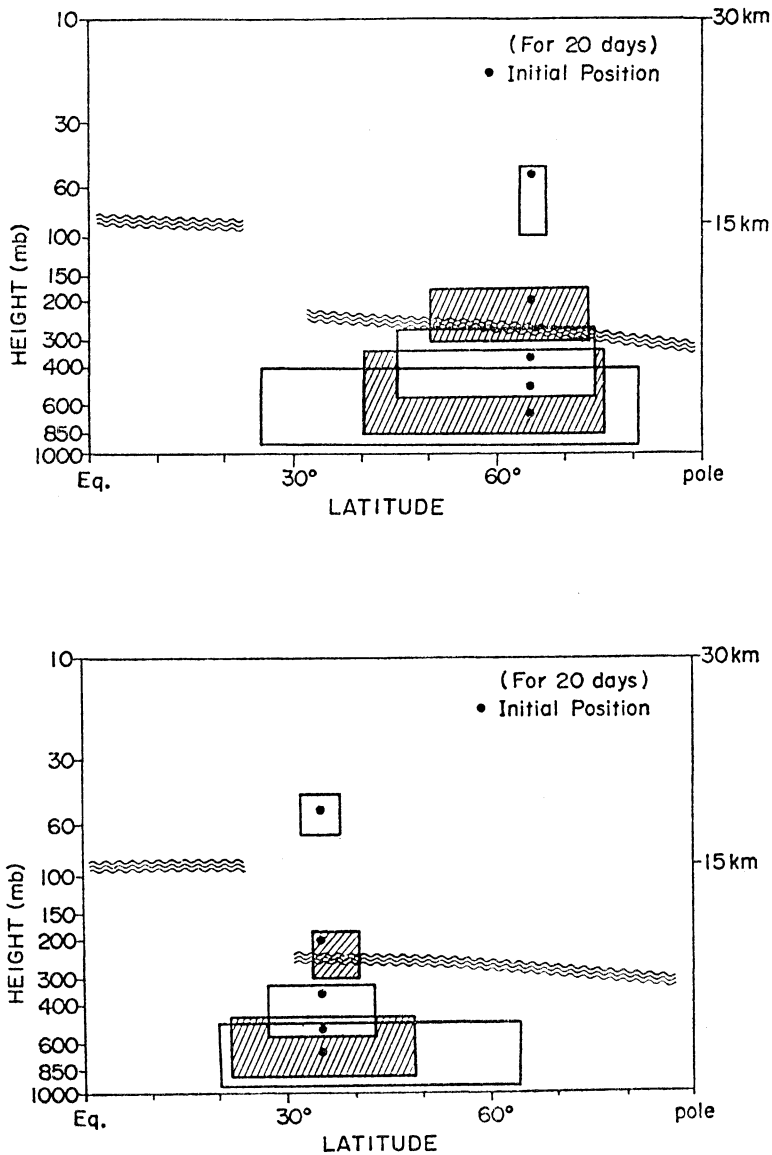
と 300mb の中間辺りに在る。したがって、中緯度グループはそれを横切って対流圏に進入しているのが分かる。いっぽう高緯度では直進的に下降している。この図

で見る限りさきほどの (2) 説 (亜熱帯ギャップ流出説) は否定されている。

以上のような集団としての拡散とは別に、ある 1 個の

空気素片にのみ注目してその移動を見てみると、それはたとえば第12図のようになる。Vグループの中から一つを例にとって子午面断面に投影した30日間の運動を描いたものである。もちろん3次元的には偏西風によって西から東へ流されている。したがって、この図の南北振動は蛇行運動を示すものと理解しなければならない。この図に示されているような経過を経て、成層圏の空気は対

流圏の空気になる。具体的に説明を加えるならば、低気圧西方の北風に乗って緯度で60度付近の空気が一気に40度付近の中層対流圏に下降している。最も下降した辺りでは、偏西風にしばし流される。それもやがて低気圧の東側で上昇し、中には成層圏レベルにも達する。しかし、このような斜め下降と斜め上昇との間に正味の下降効果が生じていることは注目される。力学的な推察を少



第13図 中高緯度の空気素片の拡散。黒丸は初期位置、長方形は拡散の極値。期間は20日間である。

少行なったことによると、この正味の下降運動は、温帯低気圧の発達をうながした傾圧不安定の変化に原因があると思われるが、なお今後の検討が必要である。

数値モデルは4~500km以下の現象は表現できないことをさきに書いた。また低気圧に伴う J_P やギャップ（正しくはトロポポーズの折れ曲がり）のスケールは第10図に見る通り100km程度である。したがって、当然のことながら数値モデルには J_P もギャップもない。しかし、成層圏の空気は対流圏に侵入している。このことは示唆的である。

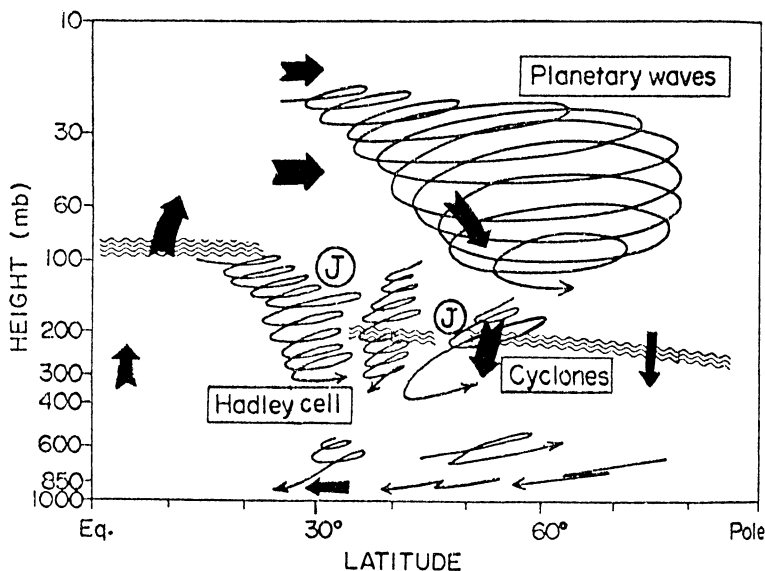
高緯度では、中緯度と事情が多少異なっているようだ。そこでは夏季を除いて、強い冷却が起こっている。そのために空気は常に沈降する。すなわち、温帯低気圧という渦によらなくとも、放射冷却によって成層圏の空気は対流圏に入り得ることが分かる。

3-5 中高緯度対流圏の拡散

低緯度対流圏に出発し成層圏を経由してきた空気は、いよいよわれわれの住む中高緯度対流圏にやってきた。トロポポーズを横切って対流圏に侵入した空気は、いったん緯度40度辺りに滞在する。しかし、それも長くはいつかない。それは、温帯低気圧によって著しく大きな南北の拡散が生じるからである。その拡散の程度を示す例として、さきと同じく筆者の数値シミュレーションの結果を見るとしよう。第13図がそれである。図中の黒丸が

一種のポイント・ソースを表わす。すなわち、その位置（高度と緯度）にあって経度が異なる空気素片の集団を考える。つまり、東西方向に延びる糸のようなものを考える。それで、それが日の経つにつれどのように（各部分が）変位するかを見ようというわけである。第13図は20日間における変化の程度を長方形のワク組みで示している。このワクは、20日間で最も大きく変位した範囲である。この規模から、対流圏の拡散の時間スケールをごく大ざっぱに約1ヵ月と見積もることができる。ただ、少し注意をうながすべきは、筆者の数値モデルは必ずしも完全なものではないから、もちろん上に示した見積もりはいくぶん変更され得る。しかし、オーダを誤るということはないだろう。たとえば、観測的研究として、Palmén (1951)は対流圏の南北交換は20日の程度と見積もっている。おそらくこの辺りが妥当なところであろう。

最後に空気素片を古巣の低緯度に戻してやる必要がある。この帰路の様子は第12図の T_6 と記されているものから読み取れる。この空気素片 T_6 は対流圏下層で低気圧西方の北風に乗って南下し、そのまま亜熱帯高圧帯に侵入している。そして、結局低緯度のHadley cellに巻き込まれてしまう。このようなプロセスがどの程度の頻度で起こるのか、きっちりと計算されていないので詳しいことは分からないが、興味の持たれる課題である。



第14図 空気素片の大循環模式図。太い矢印は時間平均的移动を表わし、細い矢印は個々の運動の軌道を表わす。

4. まとめ

大気中を空気がどのように循環するかを大急ぎで述べてきたわけだが、それをまとめる意味から最後に第14図を示しておこう。図の太い矢印が Lagrange 的に見た大循環を表わしているが、これによると半球上に1つのセルを形成しているのが分かる。あたかも、低緯度の Hadley cell を拡張したように見える。この大循環の循環速度は一周するのに約5~10年と見積もることができる。この見積もりの根拠は、成層圏の滞留時間を1~2年とし、大気全体に対する成層圏の質量比を約1/5と仮定したことである。

以上のことから、Kr 85 のように10年程度の寿命をもつ放射性物質なら大気全体を、十分によく拡散していると考えてよさそうである。また、逆に Kr 85 の世界的分布を観測することは、大気の大規模拡散が筆者の言うようなものであるかを確かめる上でも役立つと思われる。

最後に、本稿の3-4と3-5節は主として筆者の最近の論文(1977)から取り出したものであることをおことわりしておく。

おわりに

「人はいずこより来たりていずこへ行くか」とはゴーギャンの絵の主題であるが、それにならって言うと、この解説の主題は「空気はどこからやって来てどこへ飛ぶか」ということになる。この問題は、おそらく大昔から数多くの人々の脳裏を横切った素朴な疑問であろう。筆者自身そういう問題をあえてでもないこうでもないと考えめぐらせるのが何より楽しい。

昨年末、大気電気研究会の池辺さん(名大)から、原子力発電から放出される Kr 85 の諸問題についてシンポジウムを行なうので、地球規模の大気拡散の話をせよ、ただし大気電気や放射性物質を専門とする人たちが相手なので、できるだけやさしく解説せよ、との依頼を受け、筆者なりに話題を提供した。その後、その話の内容はシンポジウムの報告集の一部として印刷された。それを、天気に掲載してはどうかと天気編集委員の木村さんと東大理学部の松野さんとお奨め下さったので、ここに再印刷することにした。転載に当たって、少々修正したり追加しようかとも考えたが、もともこの解説は気軽に読まれるべきものであるし、また文章も一気書きあげたものなので、修正や追加をするとかえって読みにくくなるだろうと判断し、単純なミスを改める程度にとどめた。このような趣味的なレビューに貴重な誌面をさいて下さった関係者に深く感謝します。

文 献

- Briggs, J. and W.T. Roach, 1963: Aircraft Observations Near Jet Stream, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **89**, 225-247.
- Brewer, A.W., 1949: Evidence for a World Circulation Provided by the Measurements of Helium and Water Vapour Distribution in the Stratosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **75**, 351-363.
- Dobson, G.M. B., 1951: Recent Work on the Stratosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **77**, 488-494.
- , 1956: Origine and Distribution of Polyatomic Molecules in the Atmosphere, *Proc. Roy. Soc., A*, **236**, 187-193.
- Danielsen, E.F., 1959: The Laminar Structure of the Atmosphere and Its Relation to the Concept of a Tropopause, *Arch. Met. Geophys. Biokl. A. Bd.*, **11**, H. 3, 203-232.
- Hadley, G., 1735: Concerning the Cause of the General Trade Winds, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **39**.
- Hunt, B.G. and S. Manabe, 1968: Experiments with a Stratospheric General Circulation Model: II. The Large-Scale Diffusion of Tracers in the Stratosphere, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 503-539.
- Kida, H., 1977: A Numerical Investigation of the Atmospheric General Circulation and Stratospheric-Tropospheric Mass Exchange: II. Lagrangian Motion of the Atmosphere, *J. Met. Soc. Japan*, **55**, 77-88.
- Mahlman, J.D., 1966: Relation of Stratospheric-Tropospheric Mass Exchange Mechanisms to Surface Radioactivity Peaks, *Arch. Met. Geophys. Biokl. A. Bd.*, **15**, H. 1, 1-24.
- Manabe, S. and B.G. Hunt, 1968: Experiments with a Stratospheric General Circulation Model: I. Radioactive and Dynamic Aspects, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 477-502.
- Matsuno, T., 1972: unpublished.
- Miyake, Y., K. Saruhashi, Y. Katsuragi and T. Kanazawa, 1962: Seasonal Variation of Radioactive Fallout, *J. Geophys. Res.*, **67**, 189-193.
- Murgatroyd, R.J. and F. Singleton, 1961: Possible Meridional Circulation in the Stratosphere and Mesosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **87**, 125-135.
- Newell, R.E., D.G. Vincent, T.G. Dopplick, D. Ferruzza and J.W. Kidson, 1970: The Energy Balance of the Global Atmosphere, the Global Circulation of the Atmosphere (Ed. by Corby),

- Roy. Met. Soc., 42-90.
- Palmén, E., 1951: The Role of Atmospheric Disturbances in the General Circulation, Quart. J. Roy. Met. Soc., 77, 337-354.
- Reed, R.J., 1955: A Study of a Characteristic Type of Upper-Level Frontogenesis, J. Met., 12, 226-237.
- Reiter, E.R., 1963: A Case Study of Radioactive Fallout, J. App.Met., 2, 691-705.
- Staley, D.O., 1960: Evaluation of Potential-Vorticity Change near the Tropopause and the

- Related Vertical Motions, Vertical Advection of Vorticity, and Transfer of Radioactive Debris from Stratosphere to Troposphere, J. Met., 17, 591-620.
- Staley, D.O., 1962: On the Mechanism of Mass and Radioactivity Transport from Stratosphere to Troposphere, J. Atm. Sci., 19, 450-467.
- Uryu, M., 1974: Mean Zonal Flow Induced by a Vertically Propagating Rossby Wave Packet, J. Met. Soc. Japan, 52, 481-490.

==== 会員の広場 =====

GMS 打上げに成功

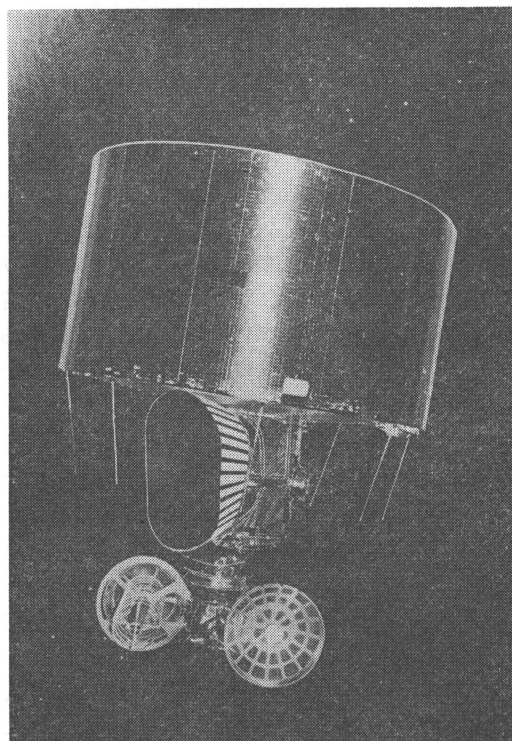
わが国最初の静止気象衛星 GMS は、7月14日午後7時39分（日本時間）に、米国フロリダ州ケープカナベラル射場から NASA の 2914 型デルタロケット第 132 号機で打上げられ、総ての操作が正常に働き 18 日午後 16 時35分に東経 140 度の静止軌道に投入された。

GMS は、米国の 2 個の GOES, ヨーロッパの Meteosat, ソ連の GOMS と共に、5 個の静止気象衛星網を形成して FGGE に参加する他、わが国の予報精度の向上と Severe Storm の real time の把握に役立たせることとなる。これらの衛星のうち、米国は 2 個の現用機と予備機 1 個を打上げており現用機が故障の時は直ちに予備機に交替できる体制をとっている。Meteosat は、11 月上旬に GMS と同じデルタロケットで打上げられる予定である。GOMS は来年後半に打上げの予定であるが、詳しいことは不明である。

打上げに用いられたデルタ 2914 ロケットは全長 35.4 m, 直径 2.44 m, 重量約 133 トンで、静止軌道に投入された GMS の重量は約 315 kg であった。ロケットは 3 段式で第 1 段周辺には 9 本の固体補助ロケットが取付けられ、初期の推力増強が図られている。

GMS の主要ミッションは、VISSR (Visible and IR Spin Scan Radiometer) による雲画像の撮影、雲画像を処理しファクシミルの形にしての利用局への放送、無人観測所のデータの収集、太陽プロトンの測定である。雲画像からは、上層風、雲頂高度、海面温度等が計算され、また、広範囲の気象状況を知ることができる。

写真は GMS の外観で、高さ約 270 cm, 本体の直径 216 cm で太陽電池で覆われ毎分 100 回転している。



S-band と UHF の空中線は機械的デスパン方式で、空中線と本体の間に VISSR の開口部が見える。

GMS は、各機能の性能の検査が行なわれ正常に動作することが確認されると、10月中旬に宇宙開発事業団から気象庁に移管される予定である。

小平信彦（気象衛星センター）

“天気” 24.8.