

超高層大気のエネギー論的考察

1970年2月20・21日に東大宇宙航空研究所において、「中間圏・電離圏の大気力学とエネギー収支に関するシンポジウム」が行なわれた。このシンポジウムは“下層大気との力学的結合”，“エネギー論と化学”，“電場と地磁気”，“将来計画（観測および大気物理研究所）”のテーマについて総合報告と論文の発表が行なわれた。

エアロノミイの専門家は中間圏やその上の大気中の擾乱のエネギー源として、成層圏以下を重視する一方、気象学者の関心も中間圏からさらに下部熱圏まで向けられていることがこのシンポジウムの開かれた背景であろう。残念なことには気象関係の分野からは限られた範囲の参加しなかつた。その概要はシンポジウム報告として印刷されているが、その配布も限られているので、その中から特に2つの総合報告を選んで、天気紙上に掲載することとした。大気潮汐と超高層の放射の問題は最近発展が目覚ましい。天気紙上に解説がなかつたことから選定したものであるが、とくに著者において天気の解説記事として書き直していただいたものである。

(編集委員)

551.543 : 525.6

大気の潮汐に関する最近の話題*

沢 田 竜 吉**

はじめに

大気潮汐の研究が最近活発になっている。中間圏・電離圏の力学に関して潮汐振動によるエネギー伝播の役割が大きく浮かび上がったからである。本文の内容は“最近の”と言いながら、かなりの部分を一般的な潮汐論の解説に当てる。大半の方がこの分野に関係のうすい方々であろうと考えたからである。したがって文献をさかのぼって調べようとする方も殆んどあるまいと思って文献は省いた。

1. 大気潮汐の問題

海の潮汐が月と太陽の引力による海の振動現象である

ことはよく知られているが、“空気の世界”である大気にも同様な潮汐現象が存在することは一般には余り知られていない。海の潮汐が日常生活に重要な役割を演ずるのに反し、大気の世界は全くといって良い程に一般の人には縁のない現象であるからだろう。

大気の世界は、海のそれと同じく、月と太陽がそれぞれ一定の周期で大気をゆさぶるために生ずる大気全体の振動現象である。しかし海の世界との大きな違いが二つある。第一に大気の世界は太陽の熱によるゆさぶりが大きな役割を演ずるが、海にはそのようなことがない。第二に大気の世界には主としてその圧縮性のために振動の様相が大気の下層から上層に到る各層で複雑な変化を示すが、海の世界にはこのような垂直構造は問題にならない。大気潮汐の理論的な面での特異性はこの第二の点に

* Some Topics on the Atmospheric Tide

** R. Sawada 九州大学理学部物理学教室

—1970年7月27日受理—

あると言える。大気をゆさぶるエネルギーが大気の上層に向けて流れていく途中で、通過する気層が様々な反応を示し、遂には超高層における分子運動に吸収されていく全過程の力学の物語である。

理論と実測によれば、潮汐振動は地面付近では全く微小なもので、かすかな（しかし規則正しい）気圧や風の振動の統計的処理を通してのみ知れる程度のものであるが、高度と共に次第に大きな振動の性格をあらわし、100キロ以上の（いわゆる熱圏といわれる）超高層では、他の原因による諸変動の大きさに匹敵し、大気潮汐に伴う気圧や風の振動は最も重要な話題の一つとなっている。

超高層の空気は多かれ少かれ電離しているから、風は電流であり、その周期的な変化は超高層に周期的に方向と大きさが変化する電流が流れていることを意味する。この周期的な電流が地球磁場の磁力線を周期的に横切って地球磁場に日変化をおこすのであって、大気潮汐の現象はこの分野でも重要な話題となっている。

大気全体の振動であるにも拘らず、長い研究の歴史を通じて、その精密な検出はほとんど地上気圧の日変化の統計的解析を通してのみ行なわれ、その他の要素については極めて少なく、いわんや高層における振動の直接観測は全く少ない。

地上気圧の解析を通じて検出されている潮汐振動は次の諸成分である。

(1) 太陽によるもの（太陽潮）：

- i) 24時間周期のもの（太陽1日潮）
- ii) 12時間周期のもの（太陽半日潮）
- iii) 8時間周期のもの（太陽1/3日潮）
- iv) 6時間周期のもの（太陽1/4日潮）

(2) 月によるもの（太陰潮）：

これには12時間25分（位）のもの（太陰半日潮）だけが検出されている。

これらの中で最も良く解析され、長期にわたって興味を中心となってきたのは太陽半日潮であったが、数年前に俄かに太陽一日潮の機構が脚光をあびた。

太陰半日潮についても最近にいたって解析が進み、現在100カ所以上の気圧振動が知られるようになった。わずかではあるが、地上風の解析も加わって新たな興味を呼んでいる。

2. 太陽半日潮の機構

静かな日の気圧変化は午前・午後とも10時（地方時）頃に極大となって、半日周期の性格が目立つ。気温など

の要素の日変化とは全く違っている。もちろん、気圧の日変化を調和分析すれば、1日周期のものも、1/3日や1/4日周期のものも混じっていることがわかるが、それらのどれよりも半日周期のものがきわだって大きいのである。これら各成分の世界分布、特に1日周期のものと半日周期のものとのそれを比較すると、両者は随分と違った分布をしていることがわかる。半日周期のものは、その振巾が赤道から極地方に向けて整然として減少していき、最高気圧のおこる時刻も10時（地方時の午前・午後）とほぼ一定している。このことから、半日周期の気圧変化をおこしている振動が明らかに全地球的な規模の大気の振動だということが推定される。この大規模な大気振動がいわゆる太陽半日潮と呼ばれるものである。

これに反し、1日周期の気圧変化の世界分布は全く不規則で、全地球的な規模の振動によるとはとても思えない位だ。もともと、1日周期の現象で顕著なものは海陸風とか山谷風のように局地的な規模のものが多い。もしも1日周期の全地球的な振動（すなわち太陽1日潮）があまり大きなものでなければ、上記のような局地的な（しかし強い）現象の蔭にかくされてしまうだろう。

ごく最近まで、太陽1日潮による気圧変化の世界分布の実態がつかめず、したがって理論的にも興味ある対象とならないで、単に半日潮に比べてはるかに小さい振動として取り上げられなかった。1日潮についての最近の発展については次節で述べることにし、ここでは半日潮が何故1日潮より“はるかに”大きいのかについての話をしよう。

太陽半日潮の原因が、海の潮汐のように単純な引力の結果でないことは当然といえる。潮汐をおこす引力の強さは月の方が太陽の2.2倍も大きいのであるから、引力によるものだとしたら月に従うもの（太陰半日潮）の方が大きいはずであろう。そうだとすると（海の場合と同様に）潮のいわば干満の時刻は毎日1時間近くづつおくれしていく必要があろう。実際は気圧変化で見ると毎日一定の時刻に極大となり、明らかに太陽に関係し、月は無関係なのである。しかし太陽の影響だとすると、もうそれは熱によるとしか考えられまい。とすると、なぜ1日周期の振動が小さく、半日周期のものが大きくなるのだろうか。熱による影響の最も象徴的な気温変化は明らかに圧倒的に1日周期の性格のものではないか。

ケルビンが1882年に“大気が12時間という固有周期を持っている振動体”であれば、大気をゆさぶる色々な外力の中の、12時間周期のもののみをエネルギーを吸収

し、共鳴をおこすだろうと考えた。大気潮汐の機構を考える上で、外力もさることながら、大気自体の構造に着眼したわけである。この、いわゆる共鳴説にはその後長く輝かしい歴史が続いたが、そのクライマックスは恐らく1936年にベケリスがその数学的・理論的裏付けに成功した時であつたようだ。1930年代の中頃ともなれば、成層圏の存在はもちろん、さらに50キロ付近にかけて相当な高温になっていることも（音の異常伝播現象などを通じて）推定されていたし、その上空は再び低温らしいことさえも、ある程度わかるようになっていた。ベケリスは当時の知識からみて極めて現実的な気温の高度分布をもつモデル大気を設定し、そのような大気を持つ固有周期の一つがちょうど12時間に極く近いことを理論的に証明した。共鳴説はその理論的裏付けを得たわけである。さらに興味をそそったのは、彼の計算によると、この12時間周期の振動は30キロ位の高度に節があって、その上と下とは振動の位相が逆になることである。

さて、ベケリスが現実的と考えた大気モデルは必ずしも真に現実的ではなかったことが、第二次大戦後のロケット観測と理論的研究によって明らかになった。

ロケットによると、50キロ付近の、いわゆるストラトポーズ（成層圏の頂上）はベケリスが考えたような高温（350°K位）ではなく、それより数10~100°K位も低いのが普通らしい。すくなくとも世界中の平均としてはベケリスの模型は50キロ付近が高温すぎるということになった。一方では、この頃から使われだした高速度の計算機による研究が進行し、大気が12時間という固有周期を持つためには矢張り50キロ付近の温度がベケリスの仮定した程度の高温であることが必要であることが確認された。これらの計算によると、現実の大気の固有周期としては、10時間30分位のものが考えられるだけである。共鳴説はこうして1950年代の末頃にはすっかり基礎がくずれってしまった。

それでは「何故、気圧が1日2回の極大を示すのか」という問題が再び振り出しに戻つた形となった。1960年代の研究は太陽半日潮が共鳴振動ではなく、普通の強制振動であるという立場から、何が強制力であるかの探究といった形をとった。その結果、すくなくとも地上の気圧振動に関する限り、大半の原因は成層圏・中間圏におけるオゾンが昼間、太陽紫外線を吸収して周囲の空気を暖める作用にあり、一部が対流圏内の水蒸気による太陽放射の吸収によるという考えに固まった。

共鳴説が提唱された頃の考え方を想起すると、大気の

太陽潮が熱的なものだとすると、1日周期の気圧振動の方が半日のものより大きくなって良さそうなものだというのであった。共鳴説はこの問いに対する有効な答であつたはずなのだ。それが否定されてしまえば、再びこの問題を、しかし今度は問い掛けの仕方が違って、何故1日周期の気圧振動が小さいのかという疑問に答える必要が出てきたのであった。

3. 太陽1日潮の機構

地上の気圧変化で見ると、1日周期の変化は不規則で、全地球的な規模の振動（太陽1日潮）の様子を率直には見せてくれない。海陸風などのように顕著で局地的な現象の影響が重なっているからである。というわけで太陽1日潮の実態は半日潮の研究の陰にかくれたまま、長い間判らないままであった。

しかしラジオ・ゾンデによる観測や、ロケット観測の結果は数十キロの高層では1日周期の風の振動が大きく登場していることを示し、また流星観測によつても、80~100キロ付近の風の振動に1日周期のものが大きな割合を占めることがわかった。こうして、太陽1日潮は少くとも高層大気では地上気圧に見られるような小さな振動ではないということがほぼ推定されるようになった。

1965年に初めて、ハウリッツは局地的現象を除く工夫をした上で、地上気圧の1日周期の振動の世界分布を調べ、その振巾の緯度分布として次の実験近似公式を得た。

$$\text{振巾 (1日潮)} = 0.593 \cos^3 \varphi \text{ mb}$$

φ は緯度で、赤道から極に向けて $\cos \varphi$ の3乗に比例して減少していくことを示している。気圧の最高は午前5時（地方時）過ぎである。同じくハウリッツによる半日周期の気圧振動の近似公式は

$$\text{振巾 (半日潮)} = 1.16 \cos^3 \varphi \text{ mb}$$

であるから、1日周期のものは半日のものの約半分の振巾ということになる。この二つの公式を見較べると、振巾が違うだけなので、これらを生じている大気振動の機構もほぼ同じ仕掛けのもののように想像されよう。理論的な研究によると、この推察とは違って両者の機構に本質的な差があることが判った。半日潮の場合は大気をゆり動かす半日周期の振動エネルギーが波となって上下に伝播する性質をもっているのに反して、1日潮の場合には振動が波として上下に伝播するのは低緯度地方だけで、南北30度より緯度の高い地方では上下方向には伝播しないという特別な性質をもっている。しかも波動伝播

が存在する低緯度地方でもその上下方向の波長は極めて短かい(例えば28キロ, 11キロ, 7キロなど)。

太陽1日潮をおこすのは半日潮と同じく, オゾン・水蒸気などによる周期的な太陽紫外線の吸収であるが, 上記の理論によると, これらの物質の周期的な太陽放射の吸収は中緯度・高緯度地方では吸収した層だけをゆり動かすだけで, そのエネルギーは上下に波動として伝わらない。わずかに熱帯地方で吸収されたエネルギーだけが上下に波動伝播するだけということになる。それも, 振動のエネルギー源となるオゾン層の厚さが, 1日潮の上下の波長よりはるかに厚いということも各高度での強制振動を相殺する形にしてしまうものだ。

太陽1日潮が, 特に地上の気圧振動に大きくあらわれないことの説明はこのようにして得られた。また上空では必ずしも半日潮よりは小さくないという色々の観測結果も決して矛盾しないわけである。

この高緯度地方における1日周期と半日周期の振動の本質的な差をおこしているのは実は地球の自転の周期と波の振動周期との関係によるのであるが, その詳細はここでは省く。

最後に, 上述の1日潮の機構についての理論的研究は1966年で, 京都大学の加藤進とシカゴ大学のリンゼンが全く同時に, 独立に素晴らしい発見をしたのであった。

4. 超高層における太陽潮の解析

潮汐振動は地上でこそ気象変化に較べて問題にならない位に小さいものだけれど, 高度と共に段々とその重要さが増すことは実測例や理論からも知られている。

現在までの所, かなりの精度で潮汐の様子を知らせてくれているのは, 流星観測である。砂粒程の微粒子(流星の大半はこの程度の大きさの粒子)が大気中に侵入する際に, その径路の空気は電離される。1秒も経たない間に再び中和してしまうのだけれど, その短い時間の間に地上よりこの“電離した空気”の動き(すなわち風)をレーダーで観測するわけである。上記のような流星は夜となく昼となく極めて多いので, 何年かの観測をすると(地上気圧のような精度はないが)日変化の模様を統計的に解析することができるわけである。有効な高度は80~100キロ前後であるが, 現在世界中で数カ所程度しかない。これらの観測によると潮汐にともなう風の日変化は, 他の原因による風と同等の大きさで, 顕著な季節変化をすることがわかった。

流星観測とは別に, ロケットを打ち上げて, 超高層で色々の発光物質を放出し, それが作る発光雲を追跡して

風を観測する方式も盛んに行なわれ出した。“盛んに”とはいっても, ロケット発射によるので, 地上におけるレーダー観測のように1日に何回も観測するというわけにはいかない。統計学の示す所によると“ n 分の1日の周期の現象”を調和分析で求めるには少なくとも1日に“ $2n+1$ ”回の観測をする必要がある。1日潮だと3回だが, 半日潮だと5回ということになる。3回はともかく, 5回は一寸むずかしい。しかし, 一つのアイデアがある。というのは, 発光雲の実験は, 発光に適する日出・日没時が主で, ほぼ半日の間隔で行なわれていることに着目するのである。何日間か(長期間ほど良いが), その観測をした結果, 日出頃と日没頃の夫々の平均の風が計算できたとする。平均風だから不規則な変動は消去されていると考える。したがってその内容は次のような成分から成り立っていると考えられる。

$$\boxed{\text{日出(没)時の平均風}} = \boxed{\text{季節の風}} + \boxed{\text{日出(没)時の1日潮の風}} + \boxed{\text{日出(没)時の半日潮の風}}$$

ここで, 季節の風と書いたのは日中一定の風のことである。着眼点は半日潮による風が日出時と日没時で(約12時間々隔なので)同じことである。

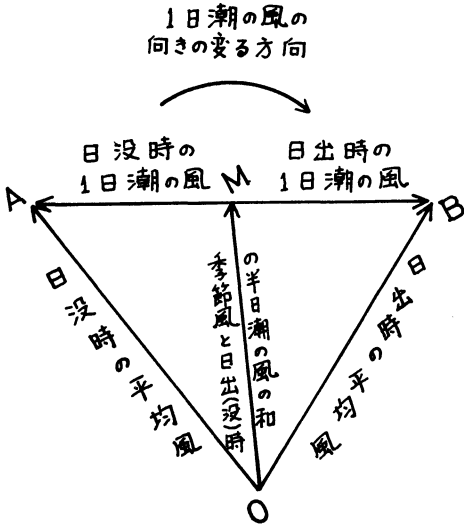
そこで, 日没時の風の式から, 日出時の風の式を差し引くと

$$\boxed{\text{日出時の平均風}} - \boxed{\text{日出時の1日潮の風}} = \boxed{\text{日没時の平均風}} - \boxed{\text{日没時の1日潮の風}}$$

$$= \boxed{\text{季節の風}} + \boxed{\text{日出(没)時の半日潮の風}}$$

という関係があることがわかる。第1図はこれを図示したものである。

この関係を用いれば, 日出(没)時における観測から1日潮の風を解析することができる。しかし, これからは半日潮を抜き出すことはできない。このためにはもう1回の観測が必要である。初期には日出(没)時に限られた人工発光雲の実験が最近では, 例えばトリメチル・アルミニウムのような物質を放出して夜半でも発光させることができるようになった。そこで, この結果を付け加えると, 第2図のように半日潮を解析することができる。第1図の結果をそのまま使うことにし, これに夜半の平均風を付け加えた解析を図示してある。着眼点は, 1日潮による風が(北半球では)時計の針と同じ方向に回転することが理論的にも, 流星などの観測結果からも確かめられているので, 第1図で見付けた日没時の1日



第1図 日出(没)時の平均風の分解
MはABの中点

潮の風 MA を90度だけ時計針の方向に回わしたものの MD が夜半の1日潮の風になるという点である。

この種の解析は、観測回数が増せば、1/3日潮の分離も原理的には可能となる。しかしながら、地上気圧の精密な調和分析と較べて、このやり方は精度の点で大きな問題を含んでいる。それがどのようなものであれ、観測が現状のようである限り、この種の方法には捨て難いものがある。

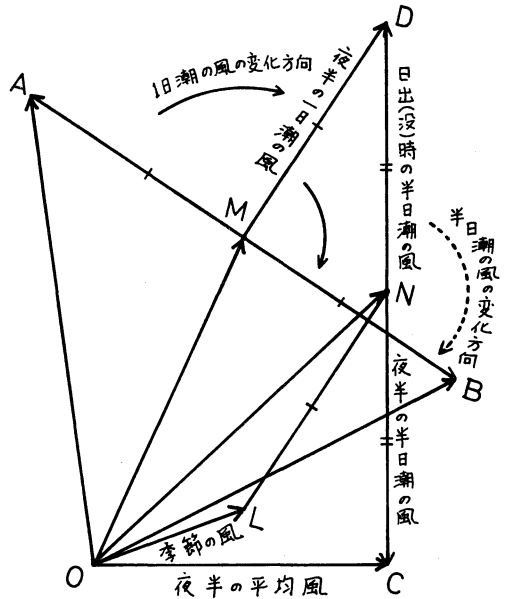
さて、上下方向の波動伝播に関する限りは風向の高度変化の方向と運動エネルギーの流れの方向とは明確な関係があることは理論的に確立している。中間圏上部から熱圏底部にかけて、風向は高さと共に時計の針と同方向に廻っていることが多くの実測例が示しているが、これは運動のエネルギーが上方に向けて流れていることを示している。空気密度を S、風速を V とすると、単位容積当たりの運動のエネルギーは ρV^2 の半分であるから、上述の結果はこれらの超高層では ρV^2 という量が上方に向けて流れていることになる。もしも途中で全く吸収されないうで上方に流れているものならば

$$\rho V^2 = \text{一定 (高度に無関係に)}$$

ということになる。95~135キロ辺の実測によると、これにほぼ従う(精度が悪いが)のは1/3日潮の風だけで、1日潮と半日潮の風については

$$\rho V^2 \propto e^{-az} \quad a > 0, \quad z \text{は高度}$$

といった形の関係式を満足するという結果がでている。



第2図 日出・日没・夜半の平均風の分解
 \vec{OA} , \vec{OB} , \vec{OM} は第1図に同じ
NはDCの中点, $\vec{MD} = \vec{LN}$

これはエネルギーが上方に流れる際に途中の気層で次々と吸収されて、エネルギー量が次第に減っていることを意味する。ということは、1日潮や半日潮はこれらの超高層で吸収されるが、1/3日潮は吸収されないうで上方に伝播するということである。1/3日潮の正確な解析はまだないと見て良いが、上記の特異な結果や、夏冬で位相が逆転するという性質などを持つ1/3日潮の研究は興味がある。なお風向が高さと共に時計針の方向に回るのは130キロ辺りまでで、それより上空では逆転する場合もあるという報告もあり、エネルギーの吸収問題と併せて今後の検討が待たれる。

5. 太陰半日潮の統計解析

月の引力による大気の振動も地上の気圧振動を生ずるが、今の所では周期12時間25分位の、いわゆる太陰半日潮にとまなるものだけが統計的に検出されている。その緯度分布は近似的に

$$\text{振巾 (太陰半日潮)} = 0.0552 \cos^3 \varphi \quad \text{mb}$$

で与えられる。気圧が極大になるのは月の南中後約30分というのが平均の姿である。まことに小さいこの気圧変化は、太陽半日潮の振巾にくらべても20分の1以下で、まして天気変化にとまなる気圧変化にくらべれば全く問題にならない。通常の気圧の報告だって10分の1mbま

であるから、一寸やそとでは検出できない。馬鹿々々しい騒音の中から、かすかで妙なる楽の音を聞き分けようといった類である。

太陰半日潮による気圧変化をある時刻に観測して値を得たとすると、その値には純粹に潮汐による小さな変化量 L のほかに、不規則でかなり大きな誤差を含んでいる。この誤差の大きさを e とする。このような観測を（一定の太陰時に） N 回行なったとする。統計学の教える所によると、この N 個の観測値の和の含む誤差は Ne でなく $\sqrt{N}e$ だという。つまり 1 回の観測に関する限りは

$$l = L \pm e$$

だが、このような観測を繰り返すと

$$l_1 + l_2 + \dots + l_N = NL \pm \sqrt{N}e$$

となる。したがって、 N 回観測の平均値 \bar{l} については上式を N で割って

$$\bar{l} = L \pm \frac{e}{\sqrt{N}}$$

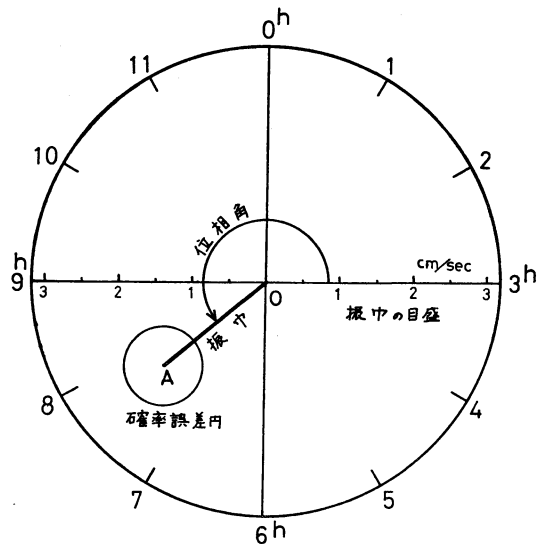
となる。誤差 e が求める L よりかなり大きなものであっても、 N を十分大きくすれば、平均値はますます L そのものに近づくことになる。太陰潮の検出法として知られるチャップマン・ミラー法は上記の原理を利用したもので、今までの検出の大半はこれによっている。1969 年に開かれた“月の影響に関する国際委員会”では、この方法をもっと理解し易いように昔の論文を書き直す必要が認められ、その答として 1970 年になってチャップマン等による新しい解説が出て、電子計算機の使用を考えてフォートランによるプログラムまでが紹介された。

現在、世界中で 104 カ所の気圧について太陰半日潮が検出され、地上風や地上気温についての若干の解析もあ

るが、高層大気におけるものは地磁気や電離層観測を通じた間接的な推定があるだけである。

6. 太陰半日潮による地上風の変化

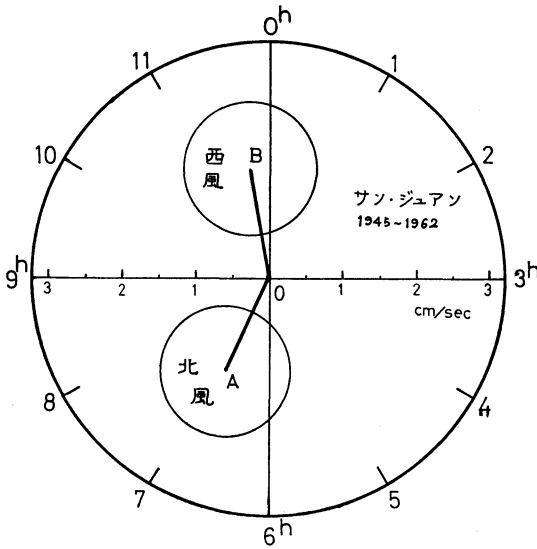
地上風も太陰半日潮のために 12 時間 25 分位の周期で変化するが、その大きさは毎秒 1 センチ程度という弱さである。毎日の風の変動は毎秒何メートルという程度のもので普通であるし、観測も 10 分の 1 メートル（毎秒）の桁までしか読まない。このような実情のもとで、毎秒 1 センチという大きさの太陰潮の風を求めるのは大変なことだ。もちろん、これには前節で述べたチャップマン・ミラー法を使うが、現在までに十分な精度で決定された例は一つもない。現在までのところたった 7 カ所の決定



第 3 図 潮汐振動の図示

第 1 表 地上風の太陰半日潮

地名	緯度	統計期間	統計日数	北風成分			西風成分		
				振巾 cm/sec	位相	確率誤差 cm/sec	振巾 cm/sec	位相	確率誤差 cm/sec
ウブサラ	59.9°N	1874-1957	25752	0.64	204	0.37	0.75	179	0.27
グリンズボロ	36.1°N	1945-1962	6182	1.3	191	1.0	1.3	86	1.0
ホンコン	22.3°N	1890-1939, 1947-1959, 1963-1966	22892	1.0	98	0.4	2.2	69	0.4
サン・ジュアン	18.5°N	1945-1962	6203	1.4	245	0.9	1.5	100	0.9
アガディーヤ	15.5°N	1941-1962	7650	1.5	267	0.7	0.6	253	1.0
バルボア	9.0°N	1941-1961	7435	1.2	209	0.6	0.6	195	0.8
モリーシアス	20.1°S	1916, 1917, 1920-1923	5730	1.2	176	0.6	1.0	220	0.6



第4図 地上風の太陰半日潮 (サン・ジュアン)

が、しかも不十分な精度でなされているだけである。その結果を第1表にまとめて示す。風を北風と西風の二つの成分にわけて、夫々について統計したものである。この表には統計資料の大きさと、風の両成分について、夫々の振巾・位相・確率誤差がのっている。この解析結果は第3図のような図上に図示することもできる。

これには普通の時計の表面と同じように時刻を目盛っている。ただし太陰潮の場合は時刻は太陰時だと思えば良い。これに第1表のような振巾・位相角を図示するには、先づ3時の方向の半径を基準として位相角を矢印の方向(反時計廻り)に測り、その角度の半径上に振巾の長さの直線 OA を引けばよい。振巾のための目盛は3時方向の半径上その他に目盛っておけばよい。この図の周囲に目盛った時刻は極大の値をとる時刻を与える(第3図の例では7時40分)。なお、点Aを中心とした円が画いてあるが、これは確率誤差円というもので、統計結果の精度を与える。すなわち OA は観測値の平均であるが、観測値の半数はこの円内に、残りの半数がこの円の外にバラついていて存在するという意味をもっている。この円が小さければ精度が良いといえる。一般にこの円の半径(第1表の確率誤差)が振巾 OA の1/3以内であれば統計の結果は十分な精度をもつと考えられる。さて、第4図はサン・ジュアンの統計結果を図示したものである。振巾が1.4とか1.5cm/secなのに、確率誤差が0.9cm/sec という大きさであるから、前述の意味

では十分な精度の決定とは言えない。第1表をみるとホンコンの西風成分を除くと全部が不十分な決定だということがわかる。ホンコンにしても北風成分の方が悪いので結局不十分だといえよう。

さて、太陰半日潮の理論によれば、地上風の変化は次のような性格のものである

(イ) 振巾は1cm/sec程度。

(ロ) 西風成分の位相角が北風成分の位相角より大きい。これは風向が時間と共に時計針と同じ方向に廻ることを意味する。ただし南半球ではこれと逆。

ところが、第1表の結果は、その決定精度が不十分であるとは言え、一致して次の性格を示している。

(イ) 振巾は理論通り1cm/secの程度。

(ロ) 西風成分の位相角が北風成分のそれより小さい。したがって、風向が時間と共に時計針と逆向きに変化する。これは理論と正反対である。南半球(モリーシアス)では正反対に回る。

この理論と実測のきわだった食違いは何によるのであろうか。地面摩擦は現在の理論には考慮されていないが、果して摩擦の影響なのだろうか。もしそうだとしたら、富士山頂のような(摩擦層の上の)所では矢張り理論通りにゆくだろうか。仲々興味のある所だが、何しろ太陰潮の決定は大変な仕事で、地上風の満足な決定には100年以上の観測値が必要なのである。一つのアイデアとして、何処かである季節に静穏な状態のかなり続く時をねらい、精密な微風観測を行えば、案外に短かい観測で決定できるかも知れない。

7. 太陰半日潮の季節変動

太陰半日潮の中心的課題の一つはその著しい年変化の原因が何かということである。この年変化の特長は、一言で言えば位相角が冬は小さく、夏に大きくなる点である。地上気圧の位相変化に明確にあらわれ、極大の気圧がおこるのは冬は月の南中後2時間後(太陰時)位なのに、夏は南中直後である。この原因としては色々考えられようが、理論的な試みとして従来挙げられてきたのは

(イ) 大気の垂直温度分布、特に50キロ付近の温度の季節変動によるものと

(ロ) 帯状風の(したがって南北の温度分布の)季節変動によるものとする

二つの考え方である。いずれも、月の引力が大気の下層をゆり動かしたときのエネルギーが大気上層に流れてゆく、その透過を規定する要素である。現実には両者の原

因を共に含んでいるのであり、どちらの方がより大きな影響を生ずるかとなると、必ずしも明らかではなかった。最近の理論的研究によると、両者の役割には本質的に違った面があることがわかった。すなわち、帯状風の方は振動の緯度分布に影響を与えるが、垂直温度分布の方はそのような能力がない。季節変動を考慮する上で、緯度分布の季節変動に着目する必要があるというわけである。緯度分布といえば、太陰潮の世界分布には大規模な異常分布があることが認められている。それが海の影

響なのかどうか、まだ未解決である。季節変化と異常分布はこれからも話題をにぎわしてゆくであろう。

これらに関係して、太陰潮の熱的過程についても色々反省がおこりそうだ。従来は断熱変化を仮定したが、地面からの熱や成層圏・中間圏での冷却の問題を取り入れる必要もあるし、それに熱圏に入ると次第に熱伝導が大きく浮かび上がって、断熱変化の仮定がくずれるだろう。このような要素がどう作用するかは大変興味がある。

日本気象学会誌 気象集誌

第II輯 第48巻 第3号 1970年6月

岸保勘三郎：大気中における中間スケールのじょう乱の特性について（I）	173—184
柳井迪雄・村上勝人：スペクトル解析による熱帯波動擾乱の研究	185—197
松本誠一・常岡好枝：梅雨前線に発生する波状擾乱のタイムラプス合成エコー分布	198—203
小倉義光・近藤洋輝：二重成層流体中の対流運動の線型安定性	204—216
宇加治一雄・松野太郎：対流槽の側壁が対流の発生に及ぼす効果	217—223
関岡満：日本付近で台風が温帯低気圧に変る際に気象衛星から見られる雲の状態	224—233
足立崇・葛西俊之：NIMBUS II APT 写真のステレオ解析（II）ステレオ解析法の改良	234—242
菊地勝弘：南極昭和基地で観測された固体降水の畸形	243—249
樋口敬二・牛木久雄：極地方および上層の大気中における活性化氷晶核の観測	250—254

要報と質疑

宇津雄平・佐野 慄：凍結電位におよぼす溶存電解質の影響	255—258
花房龍男：水蒸気の乱流輸送量算定のための簡便法	259—262