

安定と不安定

廣 田 勇*

1. 安定・不安定とは

テレビの天気予報番組で、「今日は上空に寒気が入ってきて大気の状態が不安定となり、午後から各地で雷雨が予想されます…」という解説をしばしば聞きます。気象学の知識のない人がこの説明を聞いたとき、「不安定」の意味を、「晴れている天気が長続きせず時々雨が降る変わり易い（安定しない）状態」と受け止めるかもしれません。たしかにその理解はあながち見当違いとも言えないでしょう。

世間一般で使われる言葉としては、「この不況のなかでA社の経営は安定している」とか、「X国の政治情勢は極めて不安定で、大統領の退陣を求める民衆は…」などの表現を新聞テレビでよく見かけます。前者は、生産・販売のバランスがよく取れていて相場の変動の影響を殆ど受けていない、といった意味でしょう。野球解説の「今日の先発投手のピッチングは安定している」というのも、相手側がバントや盗塁などのゆきぶり攻撃をかけてきても球速・コントロールに乱れが無いことです。一方、後者の「政情不安定」とは、権力者の些細な失政や発言がきっかけとなって民衆暴動の火種を大きくするような場合です。人の心理状態を表す「情緒不安定」も同様で、相手の何気ない一言ですぐ怒ったり悲しんだりすることを表しています。

このような具体的な事例からもすぐわかるように、「安定・不安定」とは、「あるシステムに外部から何らかの力が加えられたとき、それを現状に引き戻すことが出来るか否か」という見方捉え方のことです。日常的な社会用語では、かなり漠然とした（定量的でない）判断基準でこの言葉が使われますが、これを自然

法則に基づいて厳密に定義するのが科学用語の安定・不安定 (stability, instability) という概念です。

夏目漱石の『吾輩は猫である』に、寺田寅彦をモデルにした水島寒月という理学士が登場し、主人公の苦沙弥先生からいま何を研究しているかと訊かれて、「団栗のスタビリティを論じて併せて天体の運行に及ぶ」という論文を書いた云々の返事をする場面が出てきます。漱石は寅彦を通して物理学の素養を深めていたようで、力学的安定という概念のみならず、ラプラスが『天体力学』のなかで太陽系惑星の軌道運動が摂動に対して安定であることを証明したことも知っていたに違いありません。

物理学の立場から安定性の概念が使われている点では気象学もその例に漏れません。本文の冒頭に述べた「大気が不安定」というのは、実は日常語ではなく、厳密な気象学用語なのです。

2. 静的安定度と対流の発生

まずは小学校の理科で勉強した「対流」の復習から始めましょう。水を入れた鍋を下から加熱するとやがてポコポコと対流が生じます。食卓で熱い味噌汁のお椀をじっと見ていると蜂の巣状の綺麗な模様が浮かんでくるのも同じことです。原理は簡単で、温度が一定の液体なら何の運動も生じませんが、下からの加熱あるいは上面での蒸発による冷却で液体に上下の温度差が作られると、下層の高温の部分は上層の低温の部分より密度が小さいため相対的に軽くなり、ほんの僅かの揺らぎでもあれば、重力の作用で上下転倒しようとするからです。

この現象を流体物理学の立場から厳密に議論したのがロード・レイリーの「対流の不安定理論」で、対流セルの大きさは上下温度勾配や液体の物性（粘性係

* Isamu HIROTA, 京都大学名誉教授.

© 2012 日本気象学会

数、温度伝導率、体積膨張係数)などで決まることが知られています。前回(気象のABC, No. 4, 58巻8号)の「波のいろいろ」で述べた「熱交換にとって最も効率の良い運動形態が選択的に発生発達する」、あるいは「液体全体の位置エネルギーが最小の安定状態になるような運動が生じる」と理解できます。

天気予報で言う「大気が不安定」もこの熱対流の話と本質的には同じだと言えます。しかし、実際の大気にレイリーの不安定理論を適用しようとすれば、鍋のなかの液体の話とは少し異なった状況を考えなければなりません。

その第一は、高山には夏でも雪が残っていることからわかるように「気温は上空にゆくほど低い」ことです。大気には「気温減率」があり、1 km 上がる毎に気温が5~6度下がることはご存知でしょう。(乾燥大気と湿潤大気の違いは今とりあえず無視して貰って結構です)。しかし、上空のほうが低温であっても、それだけで直ぐには上下転倒の対流が起きるとは限らないのは、上空の気圧が低いからです。気圧と温度がともに低いとき空気の密度がどうであるかは、ボイル・シャルルの法則(気体の状態方程式)だけからではわかりません。

このことを正しく表現するのが夫々の場所の気温と気圧で決まる「温位」という気象物理量です。温位の「位」とは英語の potential temperature のポテンシャルの訳語で、テキストによっては「ポテンシャル温度」と書かれている場合もあります。

この温位とは、やや堅苦しい言葉でいえば「断熱不変量」、つまり熱の出入りが無ければ場所が動いて気圧が変わっても保たれる量です。定義から、上空の空気塊をそのまま(熱の出入りなしに)地上に引き下ろしてきたときの温度です。もし、そのようにして地上に引きおろしてきた空気が周囲の気温より高ければ、軽いので浮上し再び元の位置まで戻ります。反対に、温位の低い地上の空気塊を上空に持ち上げたときは周囲の気温より低くなりますから沈降します。これはまさに、強制的な揺らぎに対する復元作用です。要するに、この便利な「温位」という量で見たときの大気の鉛直構造が、上空ほど温位が高ければ安定、その逆なら不安定ということになります。これを「大気の静的安定度」と言います。静的とは文字通り運動を伴わない場に関する安定度という意味で、背景場の持つ運動(流れの空間分布)に起因する力学的不安定と区別されます。

ひとつだけ注意しておくなら、先に「乾燥大気と湿潤大気の違いは無視」と言いましたが、実際の大気には水蒸気が含まれているので、その凝結・蒸発過程における潜熱の出入りがあります。そのため、静的安定度の厳密な議論のためには温位の代わりに水蒸気潜熱の効果をも含めた「相当温位: equivalent potential temperature」が用いられます。(この「相当」という訳語も「相当に」曖昧ですが我慢しましょう)。ここでは静的安定度の基本的概念の理解のために敢えて単純な乾燥大気について述べたものです。

以上で、「上空に寒気が入って大気が不安定」の気象学的な裏付けをおわかりいただけたことでしょう。温位(および相当温位)の定義と熱力学方程式からの導出は、いずれ然るべき教科書でしっかりと学んで下さい。実を言えば、熱力学の諸法則に基づいて断熱減率を「厳密に」計算するにはかなり複雑な算術を必要とします。エマグラムなどで用いられる湿潤断熱曲線の求め方は丸山(1973)の詳しい説明があります。

3. 力学的不安定

流れのある場における安定・不安定の話も気象力学の重要な課題です。その安定度を決める要因としては、流れの持つ鉛直・水平シア、温度分布等の背景場の状況に加えて、重力やコリオリ力などのパラメーターが関与します。以下に幾つかの不安定現象の例を示します。ただし、これまで度々注意してきたように、個々の術語を覚えこむのではなく、その共通する意味合いを納得することが大切です。

3.1 ケルヴィン・ヘルムホルツ不安定

流れに鉛直方向の速度勾配(シア)と密度勾配のあるとき生じます。秋の夕暮れどきなど、上空の西風が強いとき、渦巻き状の美しい雲の列が並んで見ることがあります。横から見たその形は、氷屋さんの暖簾の図案「波に千鳥」の波にそっくりです。その数学的表現はさほど難しいものではありませんから教科書で調べてみて下さい。肝心なことは、この波(ケルヴィン・ヘルムホルツ波、略してK-H波)が、上下方向に運動量を交換してシア流を一様化する「はたらき」を持っていることです。

3.2 順圧不安定

これも古典的な流体物理学の中で、19世紀末にロード・レイリーによって定式化された不安定性です。理論的には大変面白く数学演算にもなかなか味がみえますから腕に覚えのある方は少し骨のあるテキストに挑

戦ってみて下さい（たとえば、新野 1981）。

順圧（バロトロピック）とは高さ方向に無関係な水平面上の運動のことで、極めて大まかにいえば水平発散の無視できる対流圏中層に適用できます。東西風が（西風ジェットのように）南北方向に特殊なシアーを持つとき、風速の南北勾配（つまり過度）の分布がある条件を満たすならば不安定化して波を作り出します。このプロセスを順圧不安定と言います。その不安定波の「はたらき」は、当然のことながら過度分布を一様化させること（ジェットが強くなり過ぎないようにすること）です。

しかし、現実大気の観測データから、これが順圧不安定波だ、という典型的な事例を取りだすことは簡単ではありません。むしろ、大循環論のなかで、この「順圧過程」により中緯度西風ジェットが維持されていることのほうに意味があると言えます。

3.3 傾圧不安定

この不安定問題は、すでに前回の解説（波のいろいろ）で述べました。日々の天気予報の主役である移動性高低気圧が地球の中緯度を取り巻く波として捉えられること、その波の発生発達は放射に起因する極・赤道間の温度差によるものであること、などです。南北温度差は、これも初回に説明した「温度風」の原理から、中緯度での東西風速の鉛直構造（端的には対流圏上層の西風ジェットの強さ）と結び付けられますから、「傾圧不安定理論」の要点は、与えられた背景場の鉛直シアーの函数として最も発達しやすい東西波数が決まる、という「傾圧不安定ダイアグラム」で表現されます。（ダイアグラムの具体例は、たとえば廣田（1992）のテキストを参照）。それによると、現実大気の風速分布では東西波長が4～5000kmのものが最も良く発達する（実現する）ことがわかります。これはまさに観測と良く一致しています。その意味で「傾圧不安定」は上にのべた順圧不安定に比べてリアリティの強いものだと言えます。この不安定波の「はたらき」である南北熱交換作用については前回は詳しく述べましたのでここでは繰り返しません。

3.4 波の崩壊

上で述べた不安定理論はいずれも、流れの中で「微少な擾乱」が発達する条件を示したものです。数学の言葉でいえば、波の2次効果は無視した「線形理論」です。そのような議論では、最も発達しやすい性質を持った波が選択されて実現する、ということころまでは良いのですが、それでは不安定波が発達して充分振幅が

大きくなったときその先に何が起きるか、という点には答えられません。まともに扱おうとすれば「有限振幅波の非線形効果」というゴツイ問題に直面せざるを得ません。（現在でも天気予報の難問である「ブロッキング現象」などがその実例です）。ここでは、数学的な問題をサラリとかわして現象論の立場から「大きくなった波の末路」を考えてみましょう。

前回「波のいろいろ」で述べた「大気下層で励起され成層圏以高に伝搬してゆく重力波」は、エネルギーを保存する限り、低圧で密度の小さい高層では振幅が大きくなります。その結果、「波の崩壊」が生じます。このイメージは有名な葛飾北斎の浮世絵『富嶽三十六景；神奈川沖裏波』を思い出しただけであれば結構です。まともな用語に戻れば、これは「有限振幅波の不安定現象」です。この不安定のもたらす作用は、上方に輸送してきた波の運動量を崩壊した場所に捨て去るわけですから、その高度における風系の変化をもたらすことになります。

重力波のみならず、これも前回に述べた強制ロスビー波の上方伝搬に伴ってもやはり波の崩壊が起こり得ます。現在の成層圏中間圏大循環論では、このような波の崩壊（wave breaking）が重要なカギを握っているのです。これも廣田（1992）を参照して下さい。

以上のことから、大気中の「不安定現象」とは日常語で使うような「変わり易く落ち着かない状態」のことではなく、「場の均一性や平衡状態を保つべく（目的にかなった）必然性を持って発生する物理過程である」との認識が生まれるはずですが、数式は苦手だと言って力学理論を敬遠していた方は、目から鱗が落ちたでしょうか。

4. 気候の安定性

昨今は地球温暖化問題などの関連で「気候変動」の言葉をしばしば目にします。しかし本当に気候の変動とはどのようなことなのでしょう。気温や降水量のような「気候値」が時間とともに増えたり減ったりすることがあるのでしょうか。過去の観測値に基づく統計的記述はともかくとして、「気候変動」の言葉（概念）は様々なところでやや安易に使われているように思われます。

ここでは安定不安定の考え方の例として、最も簡単な「地球の熱バランス」の見地から「気候の安定性」を考えてみましょう。

温度が一定の一様な球体を考えます。熱過程に要す

る時間スケールは自転時間（24時間）より充分長いので昼夜の違いは無視します。季節変化もいまは関係ありません。この球体が太陽から受ける熱量は太陽定数 S で決まります。一方、地球から宇宙空間に赤外放射で逃げてゆく射出量は地球の温度で決まります（ステファン・ボルツマンの法則）。この両者の兼ね合いから地球の「放射平衡温度」が求められます。

問題は太陽放射が総て地球表面で吸収されるのではなく、ある反射率（アルビード A ）で目減りすることです。アルビードとは「白さ」の意味で、人工衛星から見た地球の写真でわかるように、雲や雪氷で白く見える割合のことです。現実の地球のアルビードは、ほぼ $A=0.30$ 、すなわち太陽入射エネルギーの7割を地球が受け止めています。この平衡の式に具体的な数値を入れてみると、地球の平均温度として255Kという値が得られます。これは大雑把に言って、対流圏中層の全球平均とほぼ一致しますから、この熱バランスの考え方が正当であることがわかります。（いわゆる「温室効果」はこの議論では直接関係しません）。

そこまでは良いのですが、この熱バランスの考え方を安直に使った大きな間違いがありました。1960年代のこと、地球の平均気温が10年間で0.5度ほど下がったときがありました。現在言われている地球温暖化は過去100年間で僅か0.7度程度ですから10年間で0.5度という気温低下は確かに大きな値です。そのとき、「地球は寒冷化している。やがて氷河期に襲われる」といった類の煽動的な題目の通俗本が出回りました。その議論の根拠はこうです。何らかの原因による気温の低下→雪氷量の増大→アルビードの増大→地球の受熱量の減少→更なる気温低下→更なる雪氷量の増加→氷河期の到来。まるで「風が吹けば桶屋が儲かる」話を彷彿とさせる巧妙な筋書きに見えます。なるほどそうかと信じた人も多かったようです。

これは系外から与えられた初期の変動が自己増幅をもたらす「気候の不安定」とも言えそうですが、最大の誤りは上記の話の鎖の中で「気温の低下による地球からの赤外放射の減少」が全く無視されていたことです。気温の低下→アルビードの増大→地球の受熱量の減少、までは良いとしても、気温の低下に伴う赤外放射減少と受熱量減少との比較、つまり会計帳簿で言えば収入減と支出減の差が赤字か黒字かを正しく見積もらなければならないはずで

す。そもそも地球全体でみたとき雲量や雪氷量が気温の変化にどう対応しているのか、それに応じてアルビー

ドの値はどう変化するのかを定量的に押えることは現在でも不明の点が多々残されている大問題です。廣田（1979）は定性的ながらこの問題に関する熱の出入りを算定し、気温低下に伴う赤外放射量の減少のほうがアルビード増加による受熱量の減少より大きいこと、すなわち現在の気候は熱の揺らぎに対して復元作用を持つ「安定状態にあること」を示しました。少なくとも50年前の氷河期襲来説は誤りだったわけです。

もうひとつ蛇足を加えます。この氷河期襲来説が詭弁であることを見破る方法として、ギリシャ時代のソフィストよろしく、僅かな気温上昇→雪氷量の減少→アルビードの減少→受熱量の増加→更なる気温の上昇、という「エセ地球温暖化」の筋書きも作れるはずですが、それを言った人は誰もいませんでした。この場合も、地球の高温化に伴う赤外放射の増大（つまり冷却効果）を正しく見積もらなければならないのは言うまでもありません。

しかし気候の安定性の議論はこれだけに留まるものではありません。最近、過去の地球には「スノーボールアース」と呼ばれる低温の平衡状態が存在したことが知られ始めています。これと現在の「温暖な安定状態」とが時間軸に沿ってどう繋がっているのか、その理解のためには、「気候の安定・不安定」という大きな問題を考える必要があります。「気候変動論序説」（廣田 1979）と「大気大循環と気候」（廣田 1981）では地球温度の安定不安定および異なる平衡状態間の遷移過程に関する一般的概念を提起しました。何億年前といったような長い時間スケールだけではなく、21世紀末の温暖化予測などの作業のなかでも、ここに述べたような安定不安定論を背景とした「思想性のある研究」が望まれます。

参考文献

- 廣田 勇, 1979: 気候変動論序説. 山本義一編「大気環境の科学4」, 東京大学出版会, 190-201.
 廣田 勇, 1981: 大気大循環と気候. 東京大学出版会, 124pp.
 廣田 勇, 1992: グローバル気象学. 東京大学出版会, 148pp.
 木村龍治, 1983: 地球流体力学入門. 東京堂出版, 247pp.
 丸山健人, 1973: 質疑応答. 天気, 20, 504.
 新野 宏, 1981: 順圧不安定の力学. 天気, 28, 53-82.
 小倉義光, 1999: 一般気象学 (第2版). 東京大学出版会, 308pp.