

立方体地球の気象学 (part2)

目次

1	はじめに	2
2	現実の地球の熱帯大気循環	3
3	円筒形地球の大気循環	5
4	乾いた対流	7
5	ハドレー循環の形成	8
6	ハドレー循環のメカニズム	11
7	空気塊の状態変化	12
8	亜熱帯ジェット気流と貿易風	13
9	台風	14
10	渦巻の実験	15
11	渦巻の発達するメカニズム (CISK)	15
12	斜面風	17
12.1	立方体地球の地表面と地球の斜面	17
12.2	斜面風のバランス	18
12.3	斜面風のモデル	20
12.4	無次元化	21
12.5	計算結果	22
12.6	斜面風に伴う現象	24
13	立方体地球の海洋	25
13.1	水は縮まない	25
13.2	水に沈む 100 の氷	25
13.3	海洋循環	26
13.4	ソルトフィンガー	27
13.5	風成循環	27
13.6	エクマン収束	28
13.7	湧昇域	28
13.8	最後に	28

1 はじめに

Part 2 では、海がある側面の大気環境について考察する。図 1 は、海の存在範囲を示したものである (Part1 の復習)。海水は、一辺 1 万 km の正方形の中央部に、凸レンズ状に積もっている。立方体の中心部での海水の深さ (厚さ) は 285km で、半径は 1712km である。この範囲は、現実の地球の緯度 19 度より低緯度の海洋に対応する。

大気は、海洋の上に積もっている。図 2 は、気圧の分布を示したものである。海面上の気圧は 9 気圧で、現実の大気より、気圧が高い。海岸線から 60km ほど内陸に行くと、1 気圧になる。

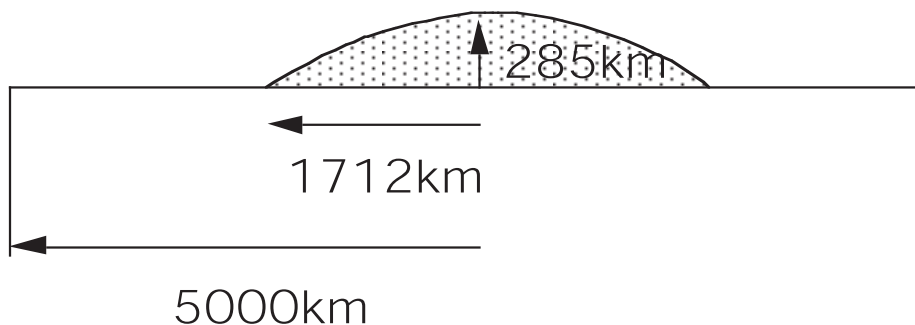


図 1: 海洋の存在範囲 (Part 1 図 9 再掲)

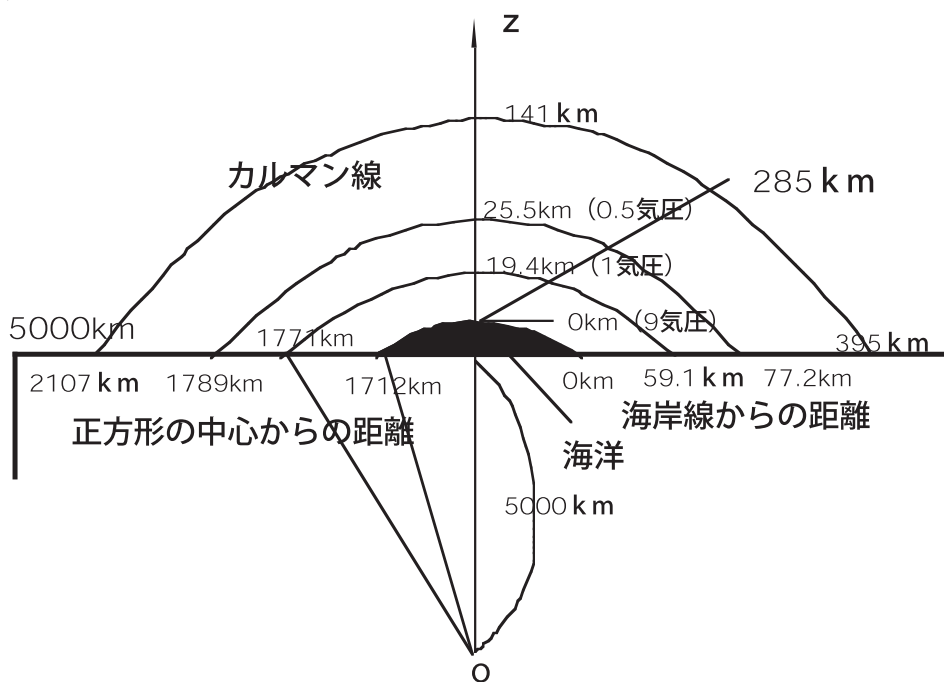


図 2: 海洋上の大気存在形態 (Part 1 図 13 再掲)

このような大気・海洋の存在形態を現実の地球の熱帯大気存在形態と比較してみると、以下の相違点が目立つ。

- 1) 海面上の気圧が 1 気圧ではなくて、9 気圧であること。

- 2) 大気も海洋も、球面を覆っているのではなく、球面の一部を切り取った形になっていること。そのため、凸レンズの縁に当たる地域の境界条件が、現実の地球と異なっている。

海面上の気圧が1気圧であることは、気温などの点で、現実の大気とかなり異なっていることを示唆する。ここでは、この違いはひとまず置いて、地上気圧が1気圧の大気環境について考察する。そうすると、違いは、境界条件であるが、海洋に関しては、現実の地球でも、大陸の存在によって、存在範囲が東西に限られているから、立方体地球の条件とそれほど異なるわけではない。

大気の場合、現実の地球は地球を取り巻いて1周できるが、立方体地球の大気は、等緯度線に沿って地球を1周できない点が異なっている(図3)。その点では、立方体地球の大気は、現実の地球の海洋と似ているのである。

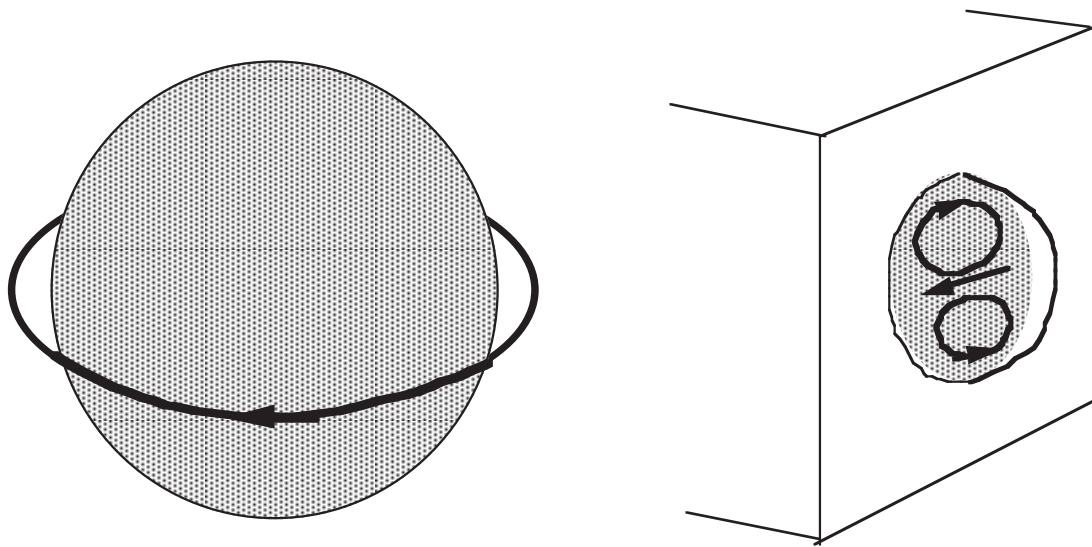


図 3: 現実の地球 (左図) と立方体地球 (右図) の大気循環の比較

放射環境は、現実の熱帯大気の放射環境とほとんど同じであるから、立方体地球の大気環境は、現実の地球の熱帯の大気環境とかなり似ていることが予想される。そこで、立方体地球について考察する前に、現実の地球の熱帯大気循環について考察する。

2 現実の地球の熱帯大気循環

図4は、静止気象衛星「ひまわり」の画像である。左は、水蒸気画像で、雲のない部分も、水蒸気の濃度で可視化することができる。白い部分が対流圏上・中層の湿った大気、黒い部分が乾いた大気である。中緯度は、気流が東西方向に伸びているが、熱帯は、そのような傾向が見られない。積乱雲の雲頂から吹き出すアンビル(カナトコ雲)が棚引いている様子が分かる。大気循環が、中高緯度と低緯度では異なることを示唆している。右は、赤外画像を1ヶ月間重ね合わせて、夏の平均的な雲の分布を示したものである。熱帯に雲が集中していることがわかる。そこは、熱帯収束帯という。その隣の緯度帯の雲のない部分を亜熱帯高気圧という。

大気循環は、普通、東西方向に平均して、緯度・高さ分布で示すことが行われる。図5は、その模式図で、円の中に描かれた矢印は地面付近の風、円の外に描かれた矢印は、子

午面内の循環を示す。前者を帯状流、後者を子午面循環という。

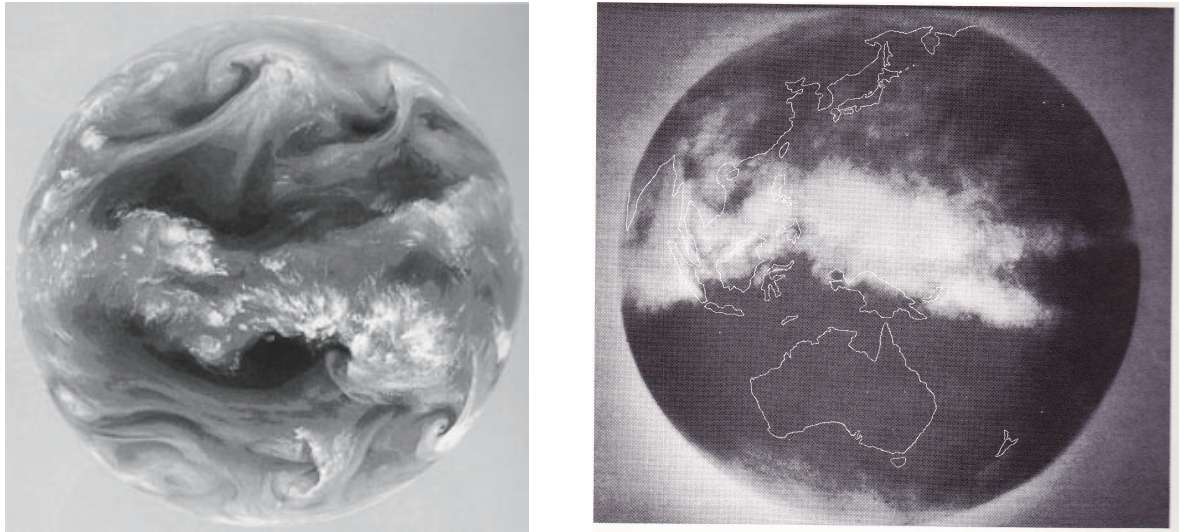


図 4: 静止気象衛星「ひまわり」の画像。左: 全球水蒸気画像 (気象庁提供) 右: 1979年7月の1ヶ月平均の雲の分布 (赤外画像)

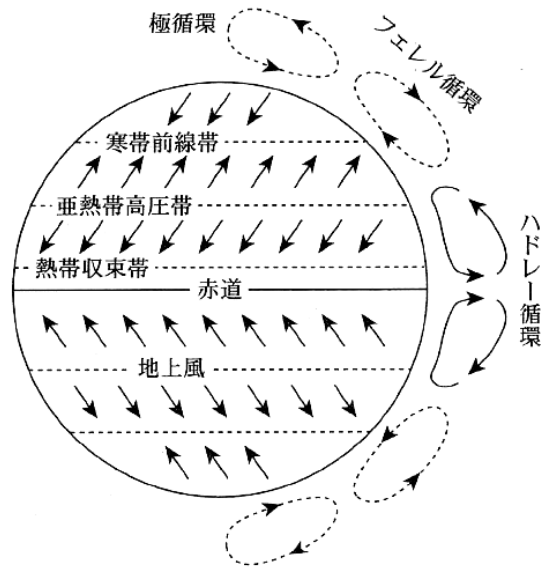


図 5: 大気大循環の概念図 (田中博, 「偏西風の気象学」, 成山堂書店, 2007)

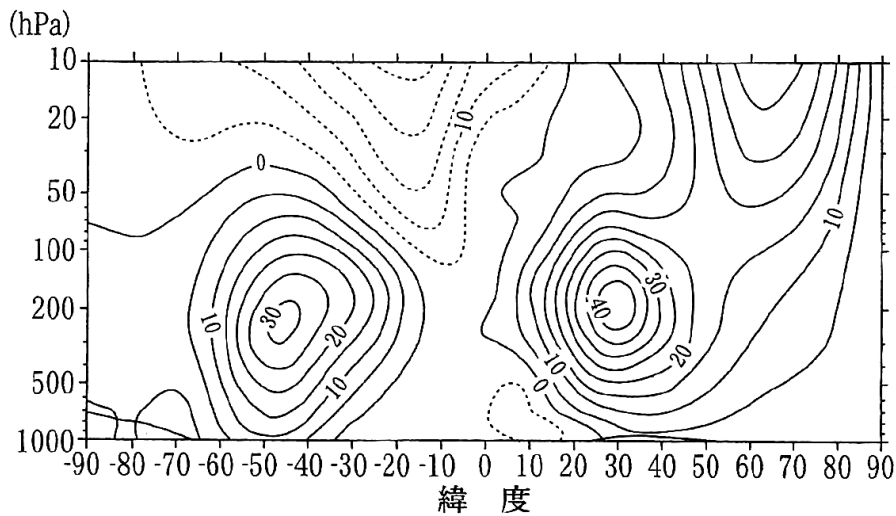


図 6: 東西風速の子午面分布 (田中博, 「偏西風の気象学」, 成山堂書店, 2007)

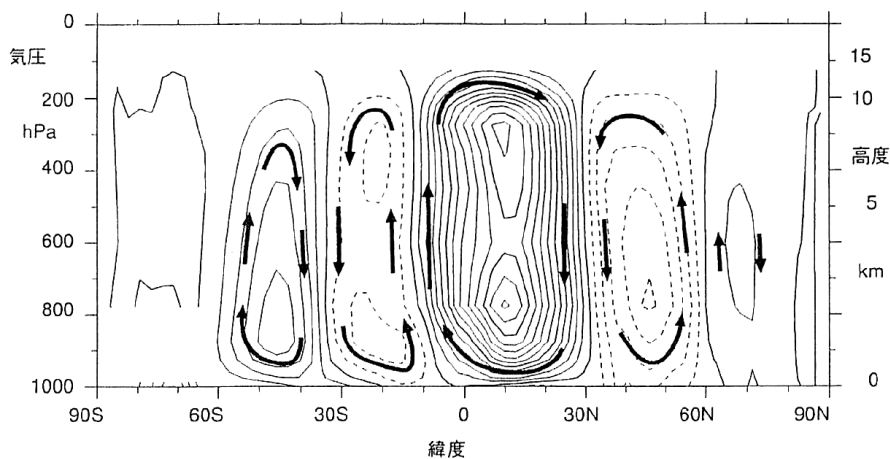


図 7: 現実の地球の子午面循環。赤道近くの循環はハドレー循環。1月の平均値。(「キーワード気象の事典」, 朝倉書店, 2002)

図 6 は、带状流の緯度・高さ分布を示したものである。熱帯の地面付近は、風が弱いことを示している。図 7 は、南北鉛直面 (子午面) 内の循環を示したものである。北半球と南半球で、それぞれ、3 つの循環に分かれている。低緯度の循環をハドレー循環、中緯度の循環をフェレル循環、高緯度の循環を極循環という。立方体地球の大気には、このうち、ハドレー循環に対応する循環が形成されるもと予想される。

3 円筒形地球の大気循環

球の地球と立方体の地球では、形状が、かなり変化している。球の地球から立方体の地球へ飛躍する前に、その中間型の地球について考察してみよう。図 8 に示すような円筒形の地球である。左は、完全な円筒であるが、右は、球の地球から南北緯度 30 度以南を切り取った太鼓状の地球である。どちらも、側面は海洋と大気でおおわれているとする。また、この問題では、仮想的に、重力は円筒の側面に垂直であるとする。

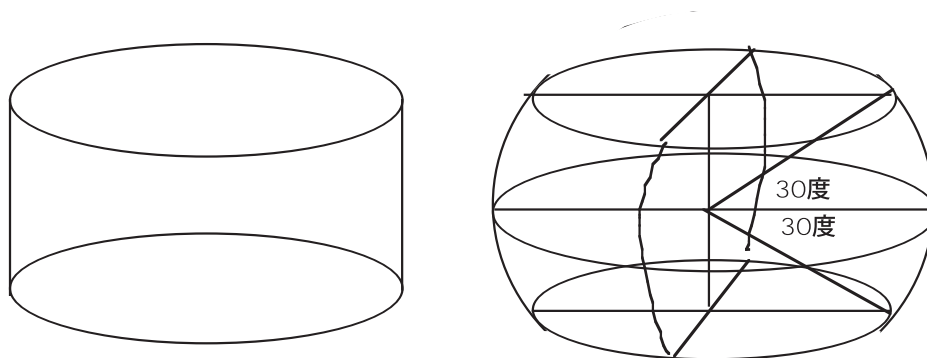


図 8: 円筒状の地球。左は、側面が円筒の場合、右は、側面が球の一部である場合。どちらも、側面は海洋でおおわれ、その上を大気がおおっている。仮想的に、重力は側面に垂直であるとする。

円筒形の場合、太陽放射のエネルギーは、側面に均一に与えられるから、大気層は、下面を均一に加熱されることになる。そのとき、大気内部にどのような運動が生じるのであろうか。

水平の流体層を下面から均一に加熱したとき、細胞状の対流が生じることが知られている。発見者の名前に因んで、ベナール対流という。図 9 の上図は、流体層を側面から見た図である。右の図は、温度の鉛直分布で、もしも、対流が生じなければ、温度は、直線的に変化する。左の図は対流の様子を示したものである。一定の間隔で、上昇流と下降流がくり返される。下図は、対流の様子を上から見たものである。対流が生じている状態の液面に、アルミ粉を均一に撒くと、アルミ粉は流れに乗って、収束域に集まる。それによって、対流のパターンが可視化される。

大気中でも、似た現象が生じる。図 10 は、冬の北西季節風が東シナ海上を吹き渡るとき、海上に発生するベナール対流である。上昇気流の中に雲が発生するので、対流のパターンが可視化される。

寒気層の厚さが約 1km で、その内部に対流が発生する。実験室内のベナール対流と異なる点は、大きさを別にするれば、大気中の対流では、雲が発生することである。雲は、大気中の水蒸気が凝結したものである。それに伴って、凝結熱が発生して、大気を温める。1 g の水蒸気が凝結すると、約 600cal の熱が発生する。その熱が大気を温めるので、流体の中に熱源があるようなものである。

実験室内のベナール対流と、大気中のベナール対流 (気象学では、中規模細胞状対流 (MCC = meso-scale cellular convection) という) は、どこが違うのであろうか。

- 1) 潜熱が発生すると、細胞の縦横比 (上昇流から隣の上昇流までの距離を対流層の厚さで割った数値) が大きくなる。すなわち、対流の細胞は扁平になる。
- 2) 実験室内の対流は、上昇域も下降域も不安定な成層であるが、大気中では、上昇域のみ不安定で、下降域が安定な成層になることがある。そのような場合は、常に、潜熱の効果が重要である。それ故、そのような対流をベナール対流と区別して、積雲対流という。

円筒形の地球では、MCC が発生することが予想される。ところが、実際の熱帯海洋上では、MCC は発生しない。その代わりに、図 7 に示すように、それぞれの半球で、ひと

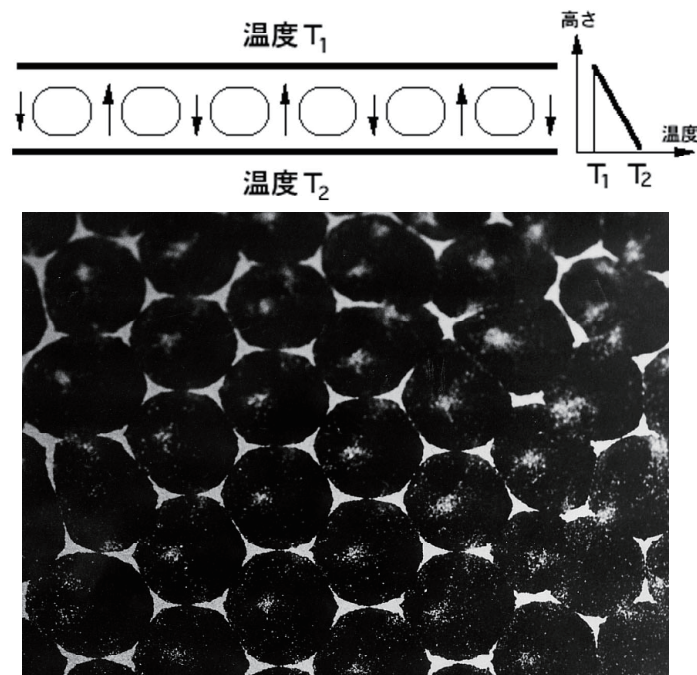


図 9: ベナール対流。上：側面から見た温度分布と流れの方向、下：上から見たときの流れのパターン。アルミ粉で可視化。

つづつの対流細胞が生じる。その部分だけ書き直した図が、図 11 である。このような循環がハドレー循環である。ハドレー循環の上昇域が、熱帯収束帯、下降域が、亜熱帯高気圧である。

熱帯の海域は、かなり均一に加熱されている。なぜ、沢山の細胞にならずに、半球で、ただひとつの循環になるのだろうか。

4 乾いた対流

高温の外部熱源から熱を供給されて駆動される対流を「乾いた対流 (dry convection)」という。室内の暖房が、その例である。

床暖房とストーブでは、室内の温度分布、気流のパターンに違いがある (図 12)。床暖房では、床が下面から均一に加熱される。上昇流と下降流は、ランダムに分布し、室内の温度分布は一様になる。中立成層である。それに対して、ストーブは、ストーブが発熱体で、その付近に上昇流が集中する。温められた空気は、天井に溜まるので、上下に温度差ができる。安定成層である。前者が、ベナール対流、後者がハドレー循環に対応する。

熱帯大気循環は、海面から加熱されるので、加熱の方式としては、床暖房に似ている。しかし、実現している循環は、ストーブによる循環と似ている。乾いた対流では、床暖房で、ストーブのような循環になることはありえない。湿った対流 (wet convection = 積雲対流) ならではの特殊事情による。

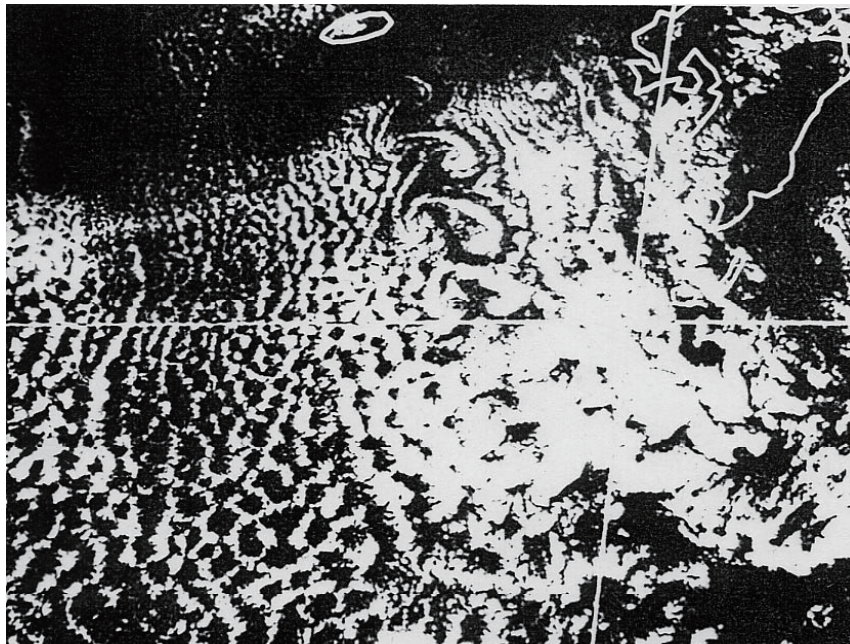


図 10: 大気中に見られるベナール細胞。中規模細胞状対流 (MCC)。

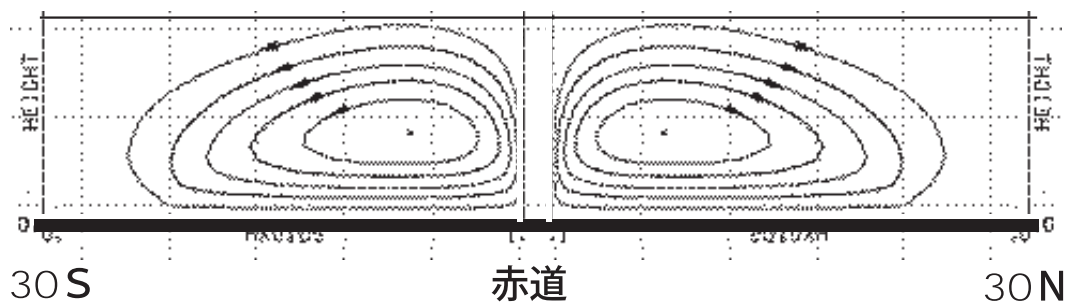


図 11: ハドレー循環の模式図

5 ハドレー循環の形成

図 13 に、ハドレー循環の構造を示す。この図を見ると、上昇流が狭く、下降流が広い。一方、平均的なハドレー循環の構造 (図 7) を見ると、上昇流の南北幅は、下降流の南北幅と、ほぼ同じである。この違いがなぜ生じたかという点、積乱雲はいつも赤道上に立つわけではなく、さまざまな緯度帯に発生する。それを平均すると、図 7 のようになる。一方、積乱雲が赤道の近くで発生したスナップショットを見ると、図 13 のようにみえる。

さて、ハドレー循環が定常的に維持されるのは、次のようなプロセスによる。

- 1) 海面から水蒸気が蒸発する。もしも、大気全体が飽和していたら、蒸発は停止し、ハドレー循環も停止する。海面から水蒸気が蒸発していることがハドレー循環の必須の条件である。このことは、海面に接している空気が常に未飽和になっていることを意味する。
- 2) 対流の高さは、対流圏全層に及ぶ。気温は、 6.5 /km で低下する (図 14 参照)。高

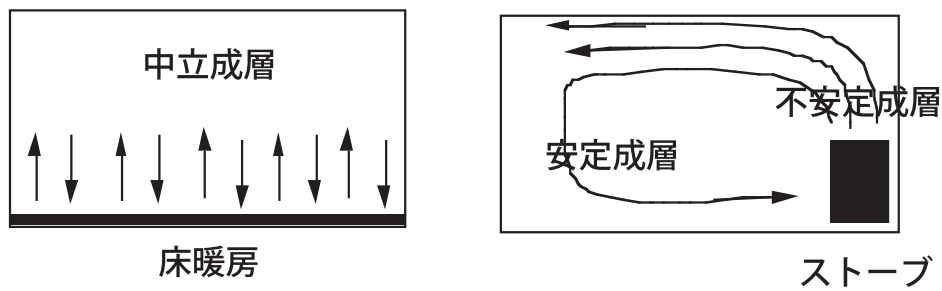


図 12: 室内の暖房の 2 つの方法。左：床暖房、右：ストーブ。

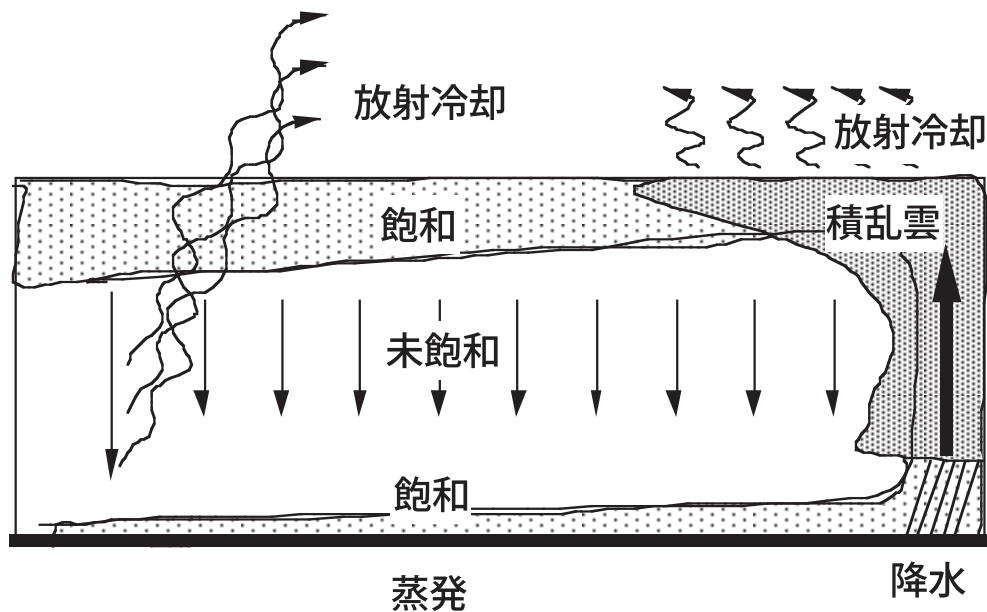


図 13: ハドレー循環の仕組み

度 10km として、6.5 の温度差がある。対流圏上部は飽和しているが、その空気が下降すると、未飽和になる。6.5 /km の温度差が維持されることが、ハドレー循環の必須の条件である。

- 3) 蒸発によって飽和した空気は、熱帯収束帯に運ばれ、そこで、強制的に上昇する。そのためには、強制的に上昇させるための上昇気流が必要になる。この上昇気流が、太鼓型の側面による太陽放射の差分加熱による。従って、円筒形の地球では、ハドレー循環は発生しない。
- 4) 強制上昇により自由対流高度 (図 14 参照) まで持ちあげられた空気塊は、浮力を得て、対流圏上部まで、自動的に上昇する。潜熱の解放による浮力が、ハドレー循環の駆動源である。
- 5) 空気は、その温度の飽和水蒸気圧以上に水蒸気を含むことができないので、持ちあげられた水蒸気は、ほとんど凝結して、降水になる。降水によって、大気が除湿されるのである。定常状態では、蒸発量と降水量は等しい。もしも、蒸発量のほうが降水量よりも多いと、大気全体が湿ってくる。最後は、大気全体が飽和し、積乱雲の外側の温度勾配も湿潤断熱減率になり、積乱雲は停止する。また、海面が飽和す

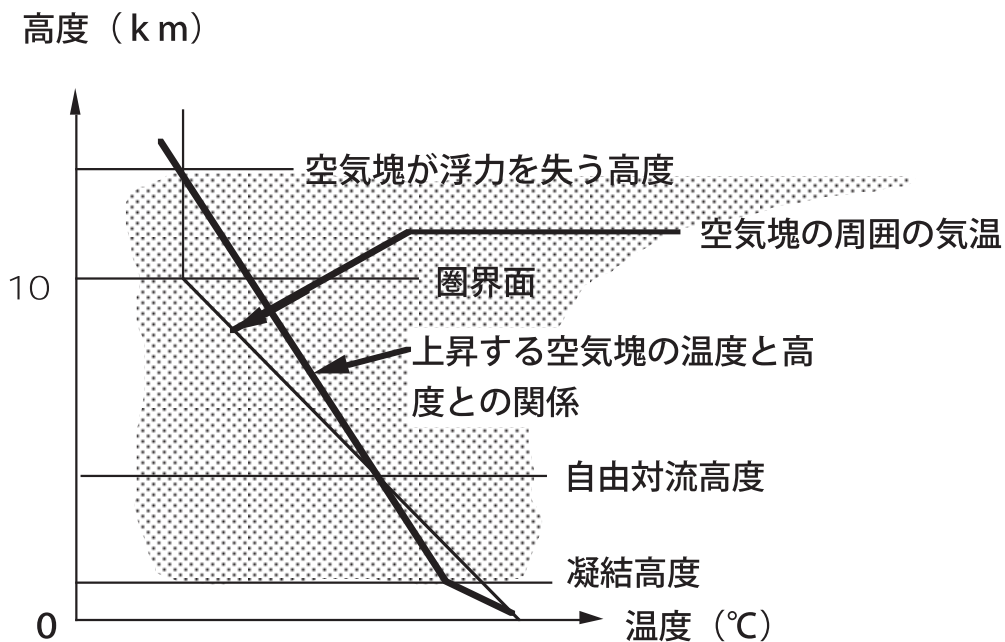


図 14: 積乱雲内部の温度と周囲の温度との関係

れば、蒸発も停止する。その結果、ハドレー循環は消滅する。

- 6) 海面からの蒸発によって、海から熱が失われる。定常状態が維持されるためには、海面温度は一定に保つ必要がある。その熱は、日射によって補われる。日射による海面の加熱がハドレー循環の必須の条件である。
- 7) 海面から失われた熱は、積乱雲の内部で解放され、大気を加熱する。
- 8) 海面から一様に熱が与えられるが、その熱は潜熱で、その場で上昇気流を生まない。熱帯収束帯に運ばれて、はじめて発熱して大気を加熱する。ストーブ型の加熱になるわけである。そのためには、ハドレー循環が、最初に存在することが必須である。ハドレー循環が潜熱で維持されていることを考えると、これは、循環論法的になってしまう。実は、ハドレー循環の発生には、初期条件として、潜熱の解放によらない循環が必要である。それは、地球が球面による太陽放射の差分加熱による。
- 9) 潜熱の解放によって、大気は加熱されるが、熱は無尽蔵に発生するから、加熱だけでは、定常状態は維持できない。大気を冷却させる仕組みが必要である。それは、放射冷却である。放射冷却は、アンビルの上面と大気中に含まれる水蒸気から放射される赤外線による。アンビルは、放熱器の役割を果たしている。一方、下降気流は乾燥断熱減率 (10 /km) で昇温するが、下降している過程で、放射冷却で温度が下がり、 6.5 /km の温度が維持される。この温度勾配を維持するためには、温室効果 (大気中から赤外線が放射される現象) が必須である。
- 10) ハドレー循環は、鉛直面内の循環であり、地球の自転の作用は必要ない。しかし、地球が自転しているために、付随的な現象が生じる。亜熱帯ジェット気流と貿易風の発生である。ハドレー循環によって、赤道上空の大気のリングは、北緯 30 度まで運ばれる。赤道半径は、 6378km である。北緯 30 度の自転軸からの距離は、 5524km である。地球自転の角速度を ω とすれば、 $\omega = 2\pi / 86400 \text{ rad/s} = 7.2722 \times 10^{-5}$

rad/s である。赤道直下の空気塊が北緯 30 度まで移動したとすると、角運動量保存則から、角速度が増加する。その角速度を ω とすれば、

$$5524\text{km} \times 5524\text{km} \times \omega = 6378\text{km} \times 6378\text{km} \times \omega_0$$

が成り立つ。故に、

$$\omega = 1.333 \omega_0 = 9.69 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$$

である。固体地球の角速度との差は、 $2.42 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ である。風速にすると、154m/s の西風になる。これが、北緯 30 度における理論的な亜熱帯ジェット気流の風速であるが、実際は、40m/s 程度である (図 6 参照)。

一方、下層では、赤道に集まる気流が生じるので、角運動量保存則から東風が形成される。それが貿易風である。貿易風は地面付近に吹くので、海面との摩擦によって、角運動量を得る。その結果、固体地球は、角運動量を失う。固体地球が失った角運動量は大気に蓄積され、いわゆるスーパーローテーションが発生する。その結果が亜熱帯ジェット気流である。

6 ハドレー循環のメカニズム

図 14 に示したように、大気の温度分布は、 $6.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ の気温減率で上空ほど温度が低い。前述のように、海面上と対流圏上部 (高度 10km) では、 $65 \text{ }^\circ\text{C}$ も温度差がある。この温度差の間に、熱帯の大気が挟まっている。熱帯大気はヒートパイプに対応した働きをする。

積乱雲が水蒸気を大気上部に運ぶため、対流圏上部は水蒸気で飽和している。しかし、その空気が下降すると、温度が上昇し、未飽和になって、海面まで運ばれる。それ故、蒸発が持続して、下面から水蒸気の供給が持続する。水蒸気で飽和した海面近くの空気は、熱帯収束帯に運ばれる。

熱帯収束帯に運ばれた空気は上昇するが、そのときの温度変化を図 14 に示した。雲ができるまでは、乾燥断熱減率 (約 $10 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$) で上昇するが、雲が発生すると、湿潤断熱減率 (約 $5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$) で上昇する。しばらくは、周囲の空気より上昇する空気塊のほうが重いので、強制的に持ちあげられないと、上昇しない。しかし、自由対流高度まで上昇すると、空気塊は、周囲の空気より軽くなって、浮力で、対流圏上部まで上昇する。水蒸気が凝結する際に放出する凝結熱が空気を加熱するからである。

圏界面まで上昇すると、そこで、水平に吹き出して、アンビルができる。アンビルは熱の放熱板である。その上面から宇宙に向けて赤外線が逃げる。放射冷却が行われるのである。

上昇した空気は、亜熱帯高気圧圏内を下降する。下降する空気は乾燥断熱減率で温度が上昇するはずであるが、実際は $6.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ の温度傾度になる。それは、空気に含まれる水蒸気から赤外線が放射され、放射冷却によって、下降する空気が冷やされるからである。

海面上の空気は常に未飽和なので、水蒸気は無限に蒸発する。それでも、海水の量は変化しない。蒸発した水蒸気はすべて降水として海にもどるからである。

海水は塩水である。蒸発するのは水だけで、塩は蒸発しない。そのため、蒸発する海域の塩分は増加していく、一方、雨は淡水であるから、熱帯収束帯の下にある海水の塩分濃度は次第に薄まっていく。もしも、海水が動かなければ、ハドレー循環によって、海水の塩分が、濃い部分と薄い部分に分かれていくはずである。実際は、海水が流動するために、塩分の分離は、ある範囲内に限られている。

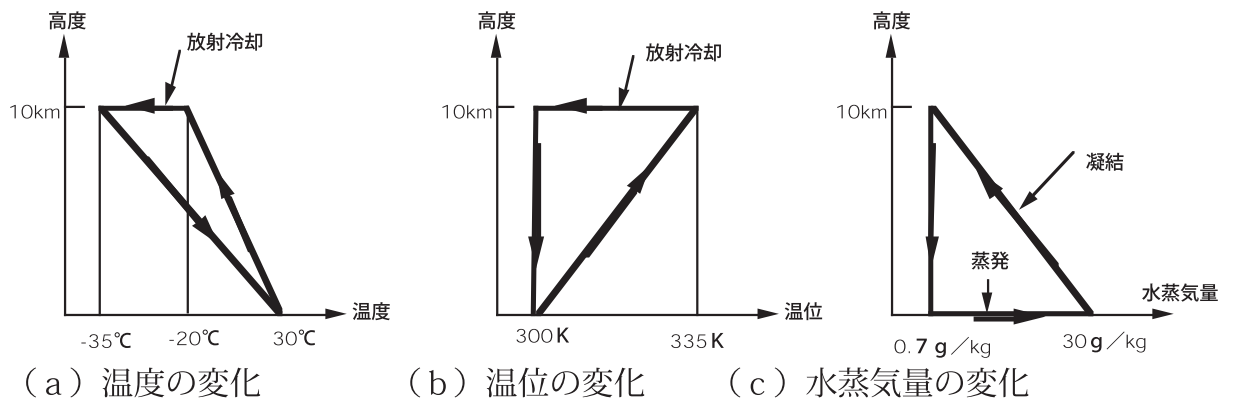


図 15: 理想化されたハドレー循環における空気塊の状態変化

7 空気塊の状態変化

ハドレー循環の空気の動きは、カルノーサイクルに似ている。カルノーサイクルでは、2つの等温過程と2つの断熱過程の組み合わせによって、熱が高温源から低温源に伝達され、外部に仕事をやる。

図 15 は、理想化されたハドレー循環における、空気塊が循環するときの温度、温位 (= エントロピー)、水蒸気量 (比湿で表した水蒸気量) の変化を示したものである。ここで、ハドレー循環では、簡単のために下降域を断熱過程と見なすことにしよう。等温環境である海面から空気に与えられた潜熱 (気化熱) は、積乱雲内部の上昇域で解放されて、空気を温める。加熱された空気は浮力で対流圏上部に運ばれ、そこで、放射冷却によって冷やされる。断熱過程と見なした下降する過程では、空気塊の温位も水蒸気量も保存される。下降域の水蒸気量は、対流圏上部の飽和水蒸気量と等しいことが分かる。従って、下降するに従って、相対湿度は下がってくる。それに対して、上昇域では、上から下まで、湿度 100% である過程である。

水蒸気の潜熱の解放がなければ、ハドレー循環は駆動しない。それでは、最初に、熱帯大気循環が静止していたとして、どのように、ハドレー循環が始まるのであろうか。そこで、重要な要素を忘れていたことに気がつく。地球が球面であるということである。

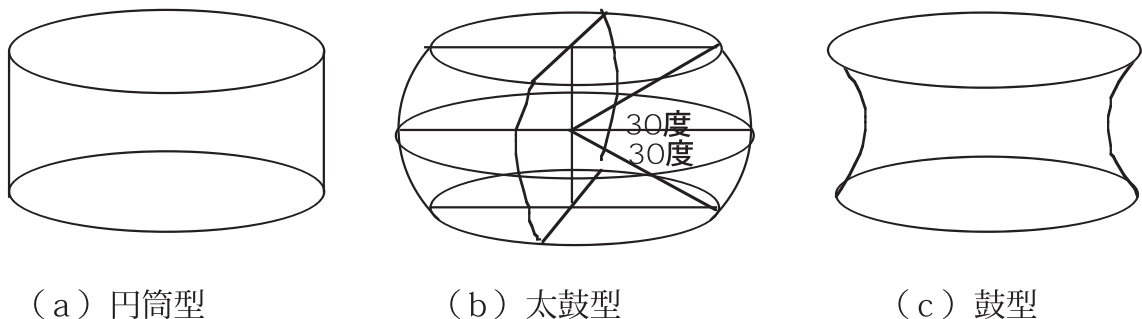


図 16: 仮想的な地球の形。いずれも、中心軸のまわりに自転している。仮想的な地球の形。いずれも、中心軸のまわりに自転している。

8 亜熱帯ジェット気流と貿易風

地球の球面効果を考察するために、図 16 に示すような 3 種類の形状の地球 (?) を比較してみよう。熱帯大気に興味があるので、南北 30 度より低緯度の部分のみを考える。現実の地球は太鼓型である。

もしも、地球が円筒型であれば、海面は均一に加熱される。その場合は、床暖房方式になり、ハドレー循環は発生しない。熱帯海洋上に、積乱雲がランダムに発生する世界が実現するだろう。ところが、太鼓型と鼓型の地球であれば、海面に降り注ぐ太陽光線のエネルギー量が緯度によって変化し、南北方向に温度差ができる。その温度差によって、図 17 に示したような子午面循環が励起される。子午面循環によって、水蒸気が赤道に集められ、そこで、強制的に上昇する。一度、潜熱が解放されると、その浮力が、南北の温度差による循環を強化するのである。すなわち、太鼓型でも、鼓型でも、ハドレー循環が駆動される。

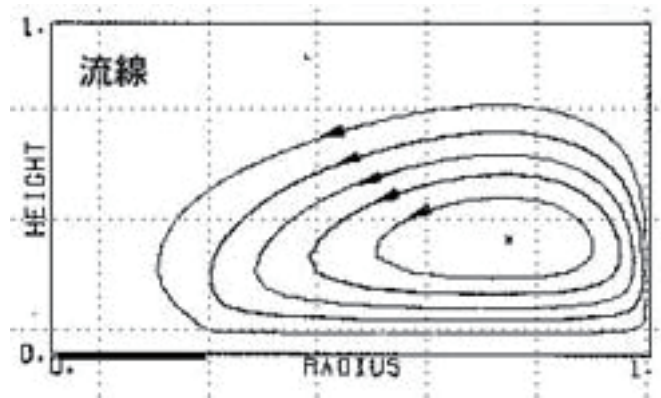


図 17: 南北の温度差によって生じる子午面循環。室内実験に対応。右端が赤道、左端は北緯 30 度。

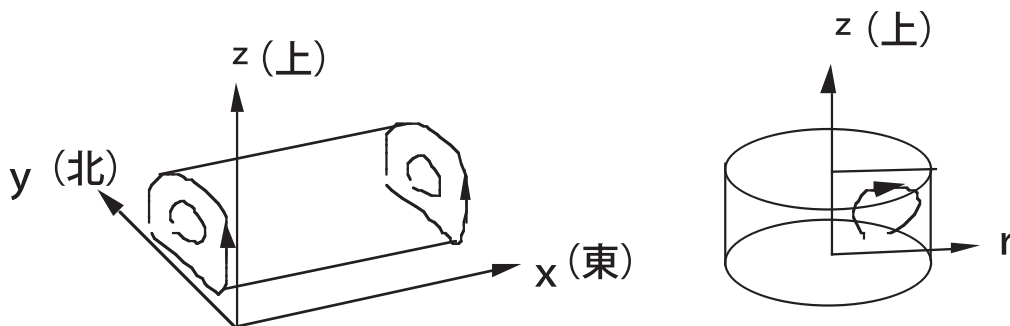


図 18: 循環の構造。左：ハドレー循環、右：台風

ところが、地球が自転しているために、太鼓型と鼓型では、現象に大きな違いが生じる。ハドレー循環の上部では、赤道上の空気が緯度 30 度まで運ばれる。太鼓型では、地球の自転軸と空気の距離が短くなるために、空気の回転が速くなり、西風が発生する。それが亜熱帯ジェット気流である。一方、下層では、赤道に近づく空気は自転軸から離れるため、地球上から見ると、東風が発生したように見える。それが貿易風である。すなわち、地球が太鼓型であるために、ハドレー循環の副産物として、亜熱帯ジェットや貿易風が発生するのである。

もしも、地球が鼓型であると、気流の方向は反対になる。ハドレー循環の上部には、東風のジェット気流が吹き、貿易風は西風になる。

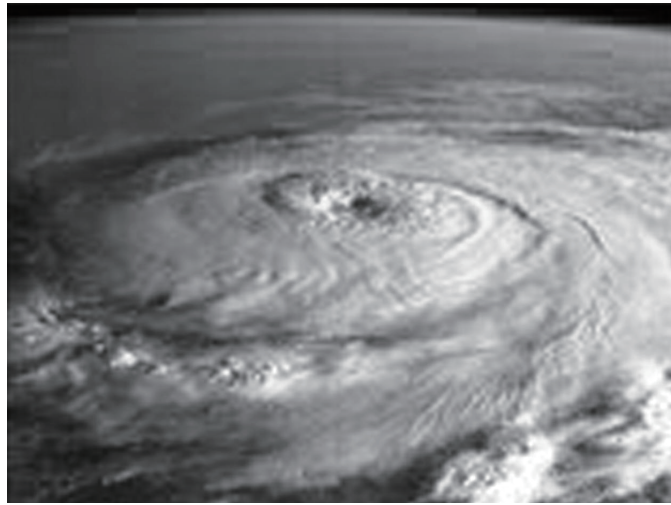


図 19: 台風の上部から吹き出すアンビル (カナトコ雲)

9 台風

台風とは、北太平洋の西側 (東経 180 度より西側) で発生する熱帯低気圧の地方名である。気象庁は、最大風速が約 17m/s 以上のものを台風と呼び、それ以下のものは「弱い熱帯低気圧」と呼ぶ (気象情報等では、「弱い」を省略して「熱帯低気圧」を用いる)。

因みに、北太平洋の東側で発生する熱帯低気圧はハリケーンという。北大西洋で発生する熱帯低気圧もハリケーンという。インド洋で発生する熱帯低気圧はサイクロンという。南半球でも熱帯低気圧は発生するが、地方名はない。単に、熱帯低気圧 (tropical cyclone) という。私たちににとっては、台風がなじみ深いので、台風で熱帯低気圧を代表させることにしよう。以下の内容は、ハリケーンにもサイクロンにも当てはまる。

面白いことに、台風の鉛直断面内の循環は、ハドレー循環と似ている。但し、以下の相違点がある。

- 1) ハドレー循環が 2 次元的であるのに対して、台風は軸対称的である。ロールケーキと、デコレーションケーキの違いに似ている (図 18)。
- 2) 循環の高さは同じだが、水平スケールが異なる。ハドレー循環は、3000km の水平スケールであるが、台風の半径は 500km 程度である。
- 3) ハドレー循環は北側の上空にジェットが形成されるが、台風は、眼のまわりの風速が最大になる。

第 3 番目の違いは、地球が太鼓型だからである。もしも、鼓型であると、さらに、台風に似てくるはずである。太鼓型の地球に、なぜ、台風が発生するのだろうか。それには、渦巻に伴う鉛直断面内の循環が重要な役割を果たしている。

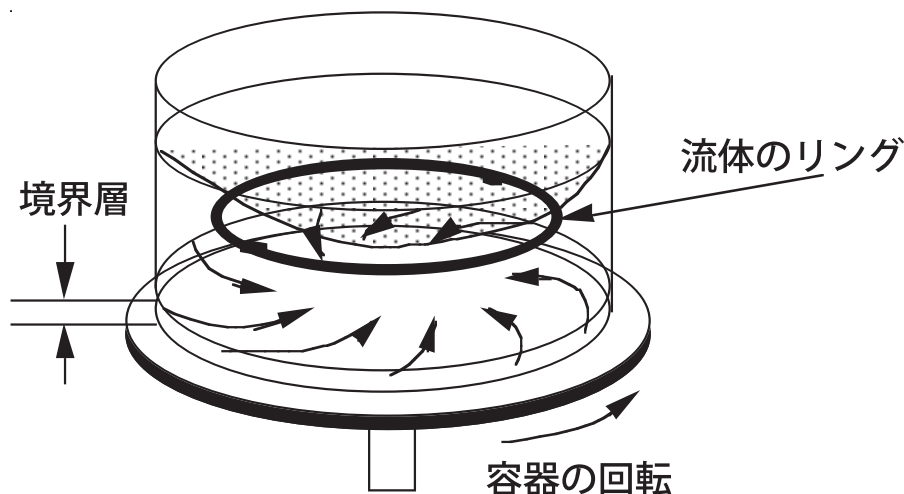


図 20: 渦巻の構造

10 渦巻の実験

台風のメカニズムを理解するために、簡単な実験を行ってみよう。円筒容器に水を入れて、回転台に載せ、一定の回転数で反時計まわりに回転させる(図 20)。しばらく時間がたつと、容器内の水は、容器と全く同じ回転を行うようになる。その状態を剛体回転という。

剛体回転が実現したら、容器の回転数をわずかに落とす。しかし、水は慣性で回転を続けるので、容器に対して、反時計まわりの渦巻が発生したように見える。

しばらく、渦巻は持続するが、次第に減速して容器の回転になじむ。渦巻が消えてしまうわけである。このプロセスを渦巻のスピンダウンという。

水に粘性がなければ、スピンダウンは起こらない。水は慣性で、回転を持続するだろう。(容器に相対的な)回転が止まるのは、水の粘性の作用である。粘性がまさつとなつて、水の回転にブレーキをかけるのである。しかし、水が容器の底面と擦れあって、ブレーキがかかるわけではない。

容器の底近くに、厚さ 1mm の境界層ができる。境界層の内部では、床のまさつのために、水にブレーキがかかり、渦巻の水流が多少弱くなる。すると、水の回転に伴う遠心力よりも、水面が傾いて出来る圧力の作用が勝り、境界層の内部の水は、らせん状に中心部に向かう。水が中心部に集まるのである。その水は境界層の上に抜けだして渦巻の内部に入り、渦巻を外側に押す。

渦巻のなかに、図 21 左側の図に示すような水のリングを考えてみると、押されることによって、リングの半径が大きくなる。すると、リングの回転が遅くなる。リングの回転と容器の回転が等しくなったところで、渦巻は消滅する。これが、渦巻が消えるメカニズムである。

底の平らな茶碗に入れたお茶をかき混ぜて渦巻を作ると、茶殻が渦巻の中心に集まる。それは、境界層の中のらせん状の流れによるのである。

11 渦巻の発達するメカニズム (CISK)

渦巻が消えるメカニズムは、台風を発達させるメカニズムと同じである。渦巻が消えるプロセスをスピンダウンというが、渦巻が発達するプロセスはスピナップという。

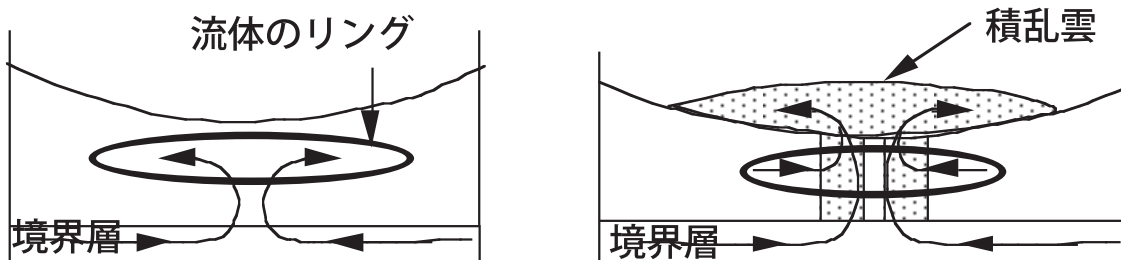


図 21: スピンドウン (左図) とスピニアップ (右図)

台風が発生するためには、まず、熱帯海洋上に、渦巻ができることが必要である。渦巻の発生原因は、貿易風の変動によるものであろうが、よく分からない。最初に渦巻がなければ、いくら積乱雲が発生しても、台風にならない。それが、台風の発生個数が限られている原因である。図 22 は、1 年間に発生する台風の発生個数の年ごとによる変化であるが、20～40 個の間で、大きく変動していることが分かる。それは、台風発達に必要な渦巻の発生の都合による。

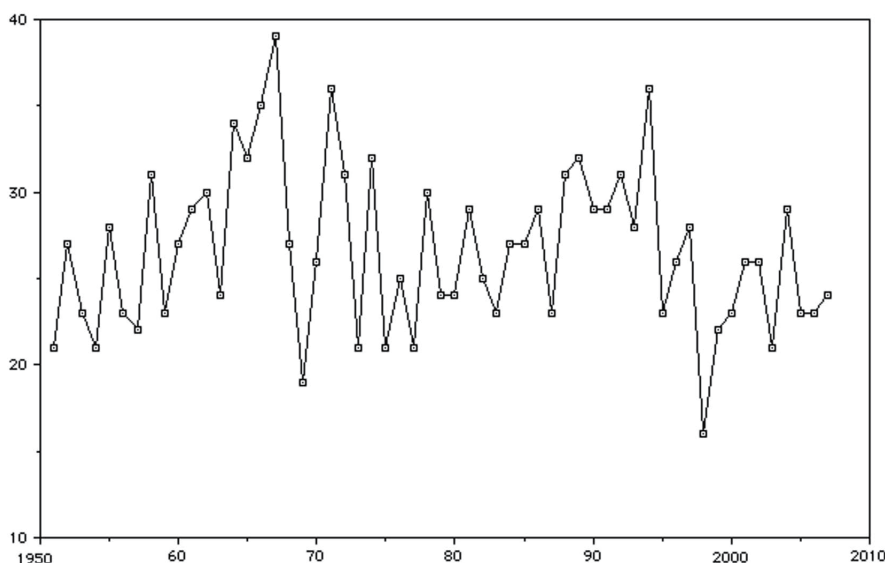


図 22: 1950 年以降の毎年の台風発生数の変動

渦巻の境界層内部のらせん状の気流に乗って、海面から蒸発した水蒸気が渦巻の中心部に集められ、そこで、上昇する。上昇した気流が自由対流高度に達すると、積乱雲内部で発生した潜熱によって大気が加熱され、その浮力で、上昇気流が加速される。

積乱雲は、上昇するに従って、大きくなる。それは、積乱雲の外部の空気を吸い込むからである。この現象を連行(エントレインメント)という。積乱雲は発達するときは、空気を吸い込み、消滅するときは、空気を吐き出す。

積乱雲の吸い込み効果によって、渦巻のリングは、押し広げられるどころか、中心に吸い寄せられる。その結果、渦巻が強化される。それが、台風の風が強い理由である(図 21 の右側の図)。

渦巻が強化されると、境界層内部の空気の吸い込みも強化され、水蒸気がますます渦

巻の中心部に集められるようになる。いわば、燃料の補給が促進されるのである。その結果、上昇気流が強くなり、ますます、連行による空気の吸い込みが大きくなる。これが、台風が発達する仕組みである。この仕組みをシスク (CISK : conditional instability of the second kind) という。

12 斜面風

12.1 立方体地球の地表面と地球の斜面

立方体地球の大気の運動には様々な特徴がある。そのうちの一つは、地表面に沿った流れである。

前編 (Part 1) で述べたように、重力は、ほぼ、立方体地球の中心に向かって作用している。そこで、正方形をなす立方体地球のひとつの側面では、面の中心を除いて、重力の向きは地面と斜交している。これは地表面に沿った流れを考える際に重要である。

それでは、重力の向きが地表面に斜交している場合に、どのような効果があるだろうか。立方体地球の大気も、現実の地球の大気と同様に、基本的には重力によって成層状態にある。すなわち、「温度が低(くて密度が大きい)流体は「下」の方に、すなわち、地球中心により近い方に存在する。逆に「温度が高(くて密度が小さい)流体は「上」の方に、すなわち、地球中心からより離れたところに存在することになる。これは、海がドームのような形状になるのと同じ理由である。ただし、大気は気体であるので、圧縮性があるために、単に温度の高低で比較するのではなく、圧力による効果を含めた温位で比較しなければならないことは注意する必要がある。

このように考えると、地表面は成層している流体を「上下方向」に対して斜めに仕切る境界面であるといえる。これは現実の地球の場合の斜面に相当する。立方体地球の地表面は、大気全体を取り囲む巨大な斜面であると見なすことができるのである。そこで、立方体地球の地表面に沿った大気の流れは、現実の地球上で観察される斜面に沿った流れ(斜面風)と同様に考えることができるであろう。

地球上では、次のような斜面風が観察できる。

- 山谷風

山の斜面は面によっては日中に太陽光線を受けやすいので、温まりやすいことが考えられる。しかし、より重要なのは、高高度の空気は、一般的に圧力の変化に伴う断熱冷却の効果で気温が低いことである。そのため、標高が高いほど、日射を受けた斜面は効率的に周囲の大気を温める働きがある。形成された暖かい空気は上昇流となる。いわば山岳地域が低気圧になって風が吹き込んでくるので、このような風系の原因を山岳地域の熱的低気圧と表現することがある。

一方、夜間は逆のことが起こり、斜面下降流が発生する。このような局地的な循環は山谷風と呼ばれている。

- カタバ風

南極大陸は、中心部が盛り上がり、お椀を伏せたような形状になっている。冬季、陸面付近で冷却された大気は斜面に沿った斜面下降流となって流れ出る。このような風はカタバ風と呼ばれている。

立方体地球の場合、斜面の角度は約 19 度である。大規模にこれほどの急斜面が続く地形は地球上には存在しない。将来、人工構造物でそのようなものを造ることができたら、その時こそ、立方体地球と同様の現象が起こるだろう。

12.2 斜面風のバランス

複雑な斜面の斜面風を考えることは一般的に困難である。しかし、立方体地球の場合には、非常に単純な地形であるので、斜面風の性質を考えやすい。立方体地球では、斜面風の研究が進んでいることであろう。

斜面下降流は、周囲の空気よりも冷たく重い空気が斜面を下るので、斜面に沿った流れになることは容易に予想される。しかし、立方体地球の場合には、地球のチベット高原が大気に対して熱源として作用するのと同様に、斜面は熱源としての役割を果たすことが多いであろう。その上、下からの上昇流がある場合、水蒸気が凝結することによって凝結熱が発生し(潜熱が解放され)、上昇流が強化されることが考えられる。そのような場合、強い浮力を得て、上昇流が斜面から離れて重力の反対方向に上昇することも考えられる。斜面から離れるような流れは、とても複雑になることだろう。

しかし、ここでは、一つには簡単のために、上昇流が斜面に沿ったままであると考えることにする。そのように考える理由は他にもある。考える斜面は、地球上ではあり得ない程の大規模な急斜面である。成層状態などとの兼ね合いにもよるが、一般的に急斜面では、流れは斜面に沿いやすい。また、後述するように、斜面から離れた領域では、非常に低温になっていると考えられるので、混合で空気は効果的に冷却されるであろう。このような理由からも、ここでは斜面に沿った流れのみであるとする。

熱力学的バランス

それでは、斜面ではどのような熱バランスが成り立つであろうか。あるいは、斜面や斜面上の空気の温度を決める要素は何であろうか。主に次のような要因がある。

1) 太陽からの短波放射

大気は太陽光についての透過率が高く、それに対して地表面では太陽から放射(短波放射)の反射や吸収が起こる。太陽光線の吸収が地表面で起こるので、そこが大気に対して熱源になりうる。

季節と時刻を指定すれば、立方体地球の側面から見て、太陽がどのような高度 ϕ にあるかを決定できる。アルベド A は適宜設定すれば太陽からの短波放射量を見積もることができる。

2) 長波放射

一方で、地表面は赤外線放射(長波放射)によって冷却される。また、大気中に温室効果ガス(主に水蒸気)が存在すると、大気は地表面に向かって長波放射で温める。

地面からの長波放射量はシュテファン・ボルツマンの法則によって、地表面温度の関数として見積もることができる。

大気からの下向き長波放射量は、決定するのが難しい。対流圏では、放射と対流が両方共その役割を果たすので、様々な困難がある。簡単に見積もるために灰色大気放射モデルで考えてみると、下向き放射量は上空から計測した光学的厚さに比例して増加すると考えられる。しかし、それでも、水蒸気分布がわか

らなければ下向き長波放射量を推計することができないし、大気中の温度分布も決めなければならない。

こうした事情があるため、積雲対流モデルを利用して、予備的に海洋上の温度分布と水蒸気分布を推計し、以降の計算の目安にした。

3) 地中への熱伝導

地表面の上から加えられた熱の一部は地中へ伝導していくことが考えられる。また、一方では、地中に蓄えられた熱が、地表面を温めることもある。

これらは、適当な物性値を仮定し、地中の熱伝導モデルを作成すれば見積もることができる。

4) 顕熱と潜熱

放射とは別に、地表面の熱は伝導・対流の形で大気に伝わっていく。地表面と大気との温度差に伴って、大気に伝わる場合(顕熱)と、地表面の水分が蒸発して大気に伝わり、それが上空で凝結することで熱が放出される場合(潜熱)とがある。

斜面を上がってくる流れは水蒸気が豊富であろう。そこで、潜熱については考えないことにする。

また、次に述べる大気の渦拡散によって顕熱が大気へ伝わるとする。

5) 移流・渦拡散

大気の流れがあると温度が変化する。例えば暖かい空気が流れてくると温度が上がる。このような流れの働きを移流という。大気は成層しているので、温位が低い空気が下方にあり、温位が高い空気が上方にある。そこで、下方からの流れには冷却効果があり、上方からの流れには加熱の効果がある。

また、大気の流れは複雑で、乱流状態にあると考えられる。乱流状態では、大気がよくかき混ぜり、温位を均一にするような作用(渦拡散)が働く。顕熱として地表面から放出された熱は、渦拡散によって上空へ伝わっていくことになる。

これらの要因によって温度分布が決定される。

力学的バランス

日射量は日変化する。しかし、ある程度時間が経過すると、ほとんど定常的な流れが実現するであろう。そのような流れでは、どのような力学的なバランスが成り立っているだろうか。

大気の運動を考える際には次のような要因を考えることができる。

1) 重力と圧力の効果

流体を動かす力には重力と圧力差による力(圧力勾配)がある。重力の作用する方向に沿って考えると、重力と圧力勾配は、ほぼつり合っている(その釣り合いを静力学平衡という)。ここで、静力学平衡にある流体の一部に、例えば軽い空気の塊があったとしよう。軽い空気の上端で、周囲と気圧が同じであり、軽い空気の中でも静力学平衡が成り立っているとすると、軽い空気の中の上下の圧力差は、周辺に比べて小さくなる。その結果、全体では、軽い空気の内外の圧力差によって重力と反対方向に力を受けることになる。これが浮力である。浮力は斜面風を駆動する重要な要因である。

2) 摩擦・渦粘性

地表面は静止している。そこに大気の流れが発生すると、大気は静止している地表面によって減速させられる(地表面摩擦)。また、大気が乱流状態にあるために、大気同士で運動量を交換しあう。そこで、流れが場所によって異なると、同じ速度になるような作用(渦粘性)が働く。

これらの要因によって大気の運動が決定されることになる。

12.3 斜面風のモデル

大気の温度は運動に影響を与え、大気の運動が温度に影響を与える。それぞれを単独で求めることはできず、両者を組み合わせて考えなければならない。そこで、現象の性質をよく抽出していると考えられるようなモデルを作成して、同時に解くことを考える。

話を簡単にするために、斜面を横切る方向には均一であるとする。また、重力の作用する方向に比べて、斜面に沿った方向については、放射などの外的要因の変化が小さいとして考える。このような問題設定は、プラントルの斜面風の理論にその原型を見ることができ。しかし、プラントルが斜面の負の温度偏差を設定し、下降流を考えたのに対して、ここでは斜面の温度を放射などの要因で自律的に決定することとし、上昇流も斜面に沿っているとした(図 23)。

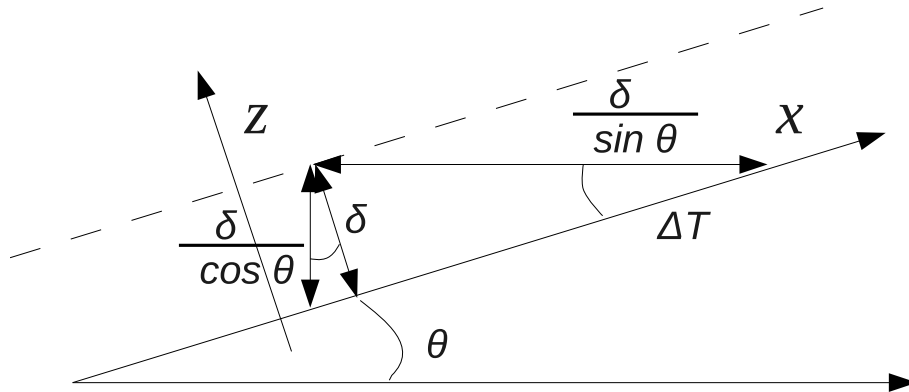


図 23: 斜面風の問題設定

簡単のために、非圧縮の流体の基礎方程式系であるブシネスク流体の方程式系で考える。渦拡散・渦粘性は、分子粘性と同様の形で表現されるとする。さらに、斜面に沿った方向(x 方向)と斜面を横切る方向(y 方向)には一様であるとする。そこで、 x あるいは y で微分した項はゼロになると考えられる。すると、運動方程式と連続の式と温度についての式は次のようになる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \alpha g T \sin \theta \quad (1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + w \frac{\partial w}{\partial z} = \nu \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \alpha g T \cos \theta \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \Gamma u \sin \theta \quad (4)$$

ただし、記号は次の通りである。

t	時刻
u, w	x, z 方向の流速
T	温度偏差
ν	渦粘性係数 (動粘度)
κ	渦拡散係数
ρ	基準となる密度
g	重力加速度
T_0	同じ高度で十分遠方の温度
α	体膨張率
Γ	温度の鉛直変化率 (断熱変化、潜熱の効果を含む)
θ	「水平面」に対する斜面の角度

斜面上 ($z = 0$) で、斜面に垂直な方向の流れはない ($w = 0$)。これと式 (3) から w は常に 0 となる。すると、基礎方程式は次のように簡単化される。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \alpha g T \sin \theta \quad (5)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \alpha g T \cos \theta \quad (6)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \Gamma u \sin \theta \quad (7)$$

このうち、式 (6) は圧力を診断的に決めるための式であるので、この問題では扱う必要が無い。なお、温度偏差 T は $z \rightarrow \infty$ でゼロになるようなものを想定している。

12.4 無次元化

今考えているような状況で、斜面風の風速や、流れの層の厚さはどのように決定されるだろうか。もちろん、上の式を何らかの方法で解けば良い。しかし、様々なパラメタがあるために、それらを変えると結果が変わるようでは見通しが悪い。このような状況では、無次元化という方法を用いることで見通しをよくすることができる。

具体的には、次のような操作を行う。地表面での温度偏差を ΔT とし、 T を ΔT で無次元化し、無次元化された温度偏差 T' を

$$T' \equiv T / \Delta T$$

で定義する。斜面に沿った流速 u 、斜面に垂直な方向の座標 z については、簡単な計算から、それぞれ、 $\sqrt{\frac{\kappa \alpha g}{\nu \Gamma}} \Delta T$ と $\sqrt[4]{\frac{\kappa \nu}{\alpha g \Gamma \sin^2 \theta}}$ で無次元化すると良いことがわかる。

$$u' \equiv u / \left(\sqrt{\frac{\kappa \alpha g}{\nu \Gamma}} \Delta T \right)$$

$$z' \equiv z / \sqrt[4]{\frac{\kappa \nu}{\alpha g \Gamma \sin^2 \theta}}$$

このように変数変換すると無次元化された変数についての式を得る。

$$D \frac{\partial u'}{\partial t'} = \frac{\partial^2 u'}{\partial z'^2} + T' \quad (8)$$

$$Pr D \frac{\partial T'}{\partial t'} = \frac{\partial^2 T'}{\partial z'^2} - u' \quad (9)$$

ここで、 D と Pr は無次元量であり、次のように定義される。

$$D \equiv \frac{1}{\tau} \sqrt{\frac{\kappa}{\nu \alpha g \Gamma \sin^2 \theta}}$$
$$Pr \equiv \frac{\nu}{\kappa}$$

ただし、 τ は地表面温度の時間変化を表す時間スケール (地球ならば 24 時間) である。渦粘性・渦拡散を考える場合にはプラントル数と呼ばれる無次元量 Pr は 1 ($\kappa = \nu$) としよ。すると、この方程式系は、 D を唯一の無次元量とする方程式系であることがわかる。しかも、 $\kappa = \nu$ としたことから、 D は、浮力による振動周期 ($2\pi/\sqrt{\alpha g \Gamma}$) と地球の自転周期に $\sin \theta$ をかけたものとの比になっていることがわかる。 D が 1 よりも十分小さければ (浮力による振動の周期が短ければ、あるいは斜面が十分急峻であれば)、時間変化項は無視でき、いつも定常的であると考えてよい。

12.5 計算結果

斜面風のモデル、地表面の温度を決定するモデル、地中の温度を計算するモデルの、3つのモデルを組み合わせて、適当なパラメタを仮定して数値計算を行った。計算例を以下に示す。予備的に斜面でない、海面上の積雲対流についての数値計算を行い、斜面から離れた大気構造についてある程度検討した。以下では、斜面風について、春分点の条件で 100 日分の数値計算を行い、最後の 4 日分について図に示した。

1) 海面近くでの斜面風

海面近くの斜面について考える。厚い大気のために、下向き長波放射量は 900 W/m^2 程度あり、上空は雲に覆われ、アルベドは 0.8 程度とする。また、基本場の気温を 65 とした。

結果 (図 24) を見ると、ほぼ周期的に気温と風速が変動し、継続的な時間変化は無くなっていることがわかる。直達日射が少ないことと、大気の熱容量が大きいために、気温の日変化は少ない (1 程度)。風速は地表面付近では弱く、上空でも強くない (最大で 2 m/s 程度)。

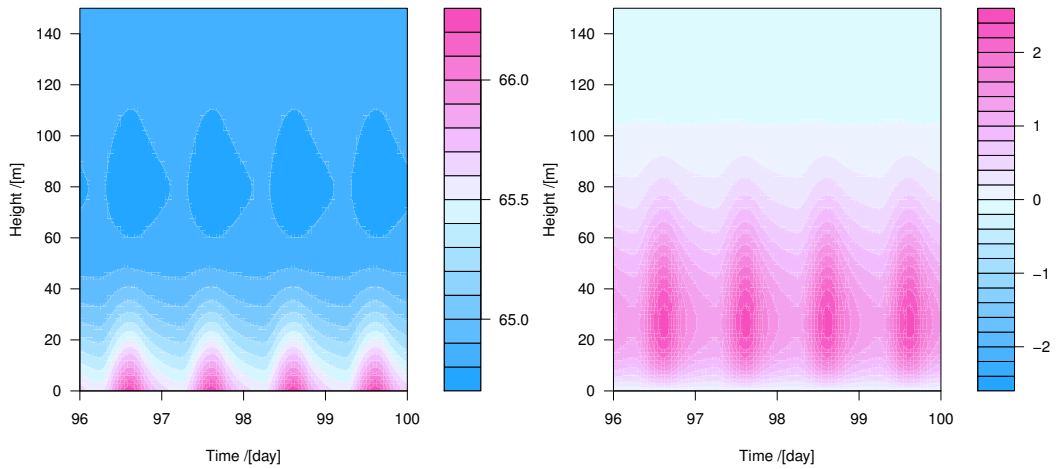


図 24: 海面付近での斜面上空の温度 (左図。単位は摂氏温度) と風速 (右図。単位は m/s) の時間高度断面図

2) 1 気圧の高度での斜面風

1 気圧に対応した高度で考える。斜面から離れると、気温は極めて低く、また、乾燥していると考えられる。しかし、斜面付近は、ある程度の気温と水蒸気量が保たれているであろう。そこで、下向き長波放射量を、地球と同程度に 340W/m^2 とし、基本場の気温を 2 とした。斜面の雲は後述するようにロール状態流が発生すると予想されるので雲の切れ間が見えるだろう。そこで、アルベドは低く、 0.3 程度とする。

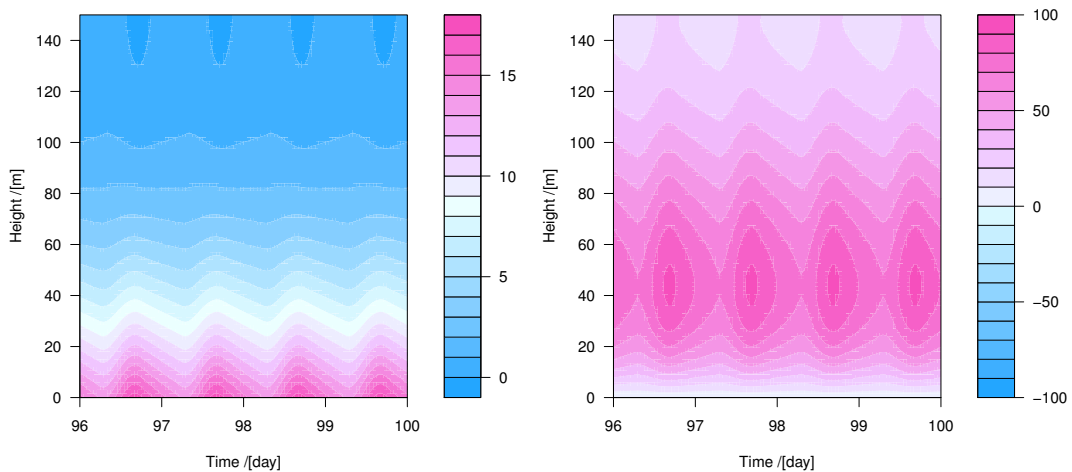


図 25: 1 気圧の高度での斜面上空の温度 (左図。単位は摂氏温度) と風速 (右図。単位は m/s) の時間高度断面図

結果 (図 25) を見ると気温の日変化量は大きくない (4 以下)。一つには下向き長波放射量を一定としていることにその理由がある。しかし、もう一つの理由は気温の

バランスにある。高温の日中は谷風が強く、夜間になると弱くなる。谷風による調節が、気温の日較差を減らしていると考えられる。

また、地表面付近の温度は上空と 20 程度の温度差がついている。このような温度差を浮力として、強めの風が吹いている。上空では 100m/s 近い。

3) 0.5 気圧の高度での斜面風

同様の理由によって、下向き長波放射量を 200W/m^2 とし、基本場の気温を -3 とし、アルベドは 0.3 とした。

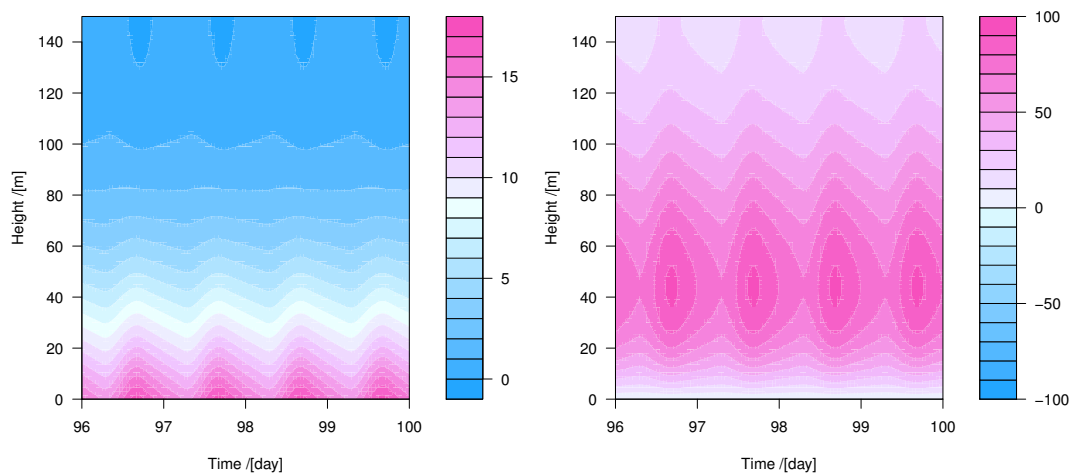


図 26: 0.5 気圧の高度での斜面上空の温度 (左図。単位は摂氏温度) と風速 (右図。単位は m/s) の時間高度断面図

結果 (図 26) を見ると、基本場の温度と下向き長波放射量が少ないにも関わらず、気温の変化の様子は 1 気圧のときとあまり変わらない。これは、大気の密度が減少していることと関係している。温度が拡散するモデルでは、密度が減少すると、温度とともに運べる熱量は減少するからである。

12.6 斜面風に伴う現象

斜面風に伴って観察されるであろう現象についてコメントを付け加える。

一つは雲の発生である。湿潤断熱な環境では、上昇流が生じると断熱膨張過程で気温が下がり、露点に達して水の凝結が起これ、雲が発生する。現実の地球でも海風が陸地に侵入していくところでは、雲が発生している様子をよく観察する。同時に凝結熱も発生するために、斜面風が浮力を得てますます加速する可能性があることは既に述べた。しかし、斜面の温度が比較的高い温度に保たれ続け、凝結を阻害するだろうこと、また、斜面から離れた乾燥した空気との混合が生じるであろうことから、それが結果を大きく覆すことはないとした。そして、凝結熱による効果は、式 (4) の I に含まれているとして扱うことにした。

数値計算の結果に見られるように、斜面の温度は斜面から離れた場所よりも高温になっている。また、斜面に沿って上昇する流れは、鉛直方向に変化し、シア一流となっている。

モデルでは斜面を横切る方向 (y 方向) には一様であるとしたが、このような場合には、 y 方向に不均一になり、ロール状の対流が発生することが知られている。雲によって可視化されたロールを巻きながら上昇していく流れが観察されるであろう。

13 立方体地球の海洋

13.1 水は縮まない

立方体地球の表面で大気に覆われている面積は、現実の丸い地球にくらべてはるかに小さく、数パーセントしかない。その分、立方体地球の単位面積の地面の上に乗っている大気量は丸い地球に比べて大量になるが、大気圏の厚さ (カルマン線の高度) は2倍以下である。これは、空気の圧縮性が高く、地面の上に乗る大気が多くなって圧力が高くなると、大気が収縮して体積が小さくなるからである。

これに対して水の圧縮率は空気よりはるかに小さく、圧力がかかっても体積はそれほど大きく変わらないので、海の面積が小さくなると、それだけ海は深くなる。そのため、四角い地球の海のある面では、海の存在感は大きく水深は 285km もあり、直径も海のない面の大気圏より大きい。(丸い地球の海の平均水深は 3.8km。もっとも深いマリアナ海溝で約 11km である。)

13.2 水に沈む 100 の氷

丸い地球の世界では、氷は液体の水の上に浮く。これは実に奇妙な現象で、通常は固体のほうが液体よりも密度が大きく、同じ温度ならば固体は液体の中に沈むはずである。個体が液体の上に浮くという奇妙な性質は、水分子の構造に起因し、水分子がお互いに結合して、氷の結晶構造をとるときに、液体の水に比べてどうしても「隙間」が大きくなってしまうためである。

また、氷には 10 種類以上の結晶構造が存在する (図 27)。我々が丸い地球の上で普通に氷と呼んでいるものは、六方晶系の結晶構造をとる氷 I_h である。雪が六角形を基本とした形になっているのはこのためである。この氷をマイナス 100 くらいまで冷やすと、少し結晶構造が変わってダイヤモンド構造の氷 I_c となる。

立方体の地球上では、この見慣れた氷は海面近くには存在しない。海の表面水温が 65 もあるからである。しかし、深海の圧力が高いところでは、温度が 100 くらいでも氷が存在する。しかも、その氷は液体の水よりも重く、海底に沈むことになる。その氷は氷 VII と呼ばれ、ダイヤモンド構造の氷 I_c の構造を 2 つ嵌め合せた構造 (ダイヤモンド構造の結晶の隙間に、もう一つのダイヤモンド構造を入れた形) となっている。

水は温度、圧力によってさまざまな形態をとるが、それらすべての状態が詳しくわかっているわけではない。一方で、水は生物の存在に必要なだけでなく、地球のマントル対流などでも重要な役割を果たし、地球そのものの進化に大きな影響を与えてきたと考えられている。水は我々にとって、ありふれた物質であるが、とても奇妙で不思議な物質でもあり、地球上のあらゆる現象に深くかかわる極めて重要な物質である。

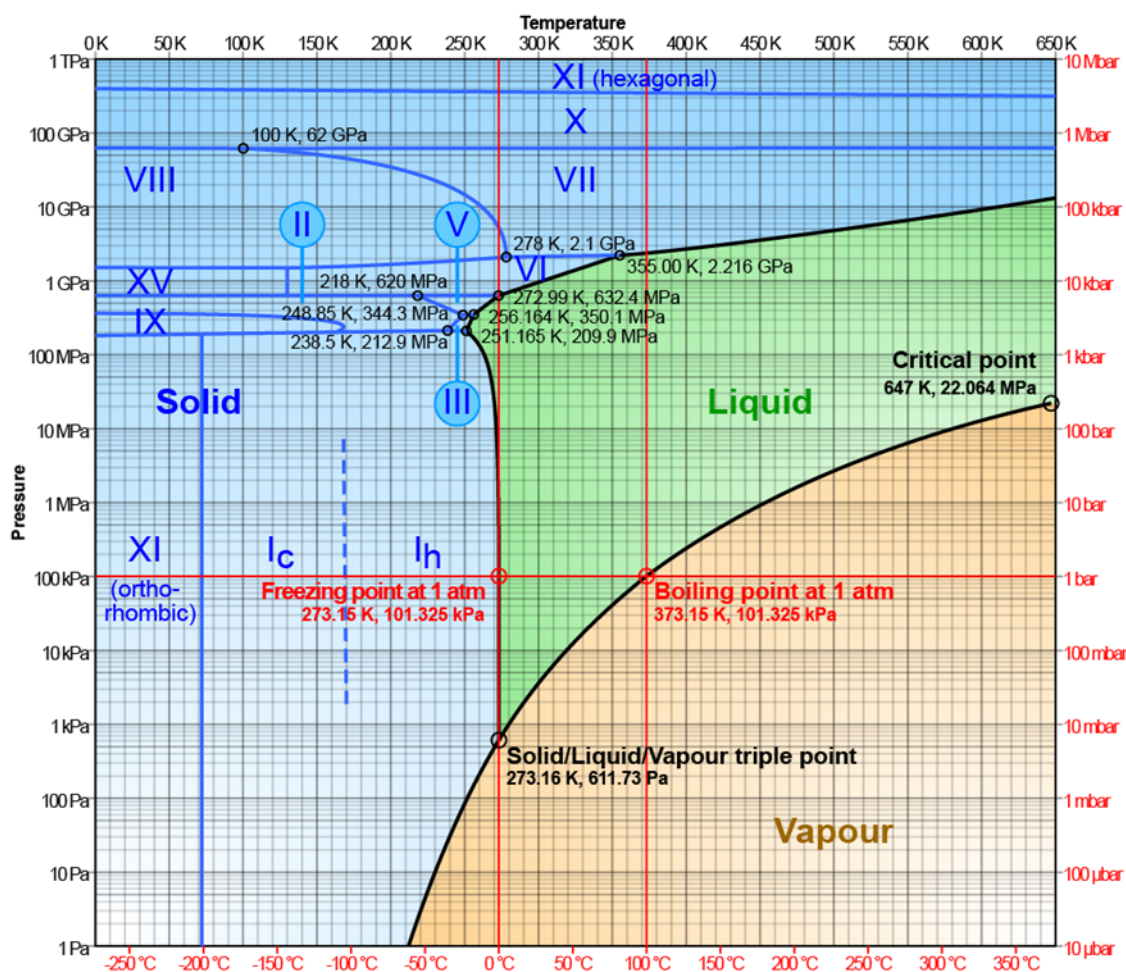


図 27: 水の相図。横軸は温度で縦軸が圧力。1 気圧は約 100kPa である。
(<http://www.answers.com/topic/ice>)

13.3 海洋循環

丸い地球の海では、赤道域と極域で約 30 の海面水温の差があり、極域で深層に海水が沈みこむ場所がある。そして、海全体が深層まで含めて千年単位の時間をかけて循環している。これに対して、立方体地球の海は狭く、最も緯度の高い地点でも約 20 °である。そのため、緯度による温度差はほとんどなく、丸い地球のような循環は起こらない。また、火性活動もない¹ため、深層に達するような深い対流は起こらず、深層はほぼ安定成層状態で止まっている(と考えられる)。

四角い地球の海で海水の密度差を変化させる最大の要因は、山から流れ出る淡水(地下水を含む)である。これは、高い山から急斜面を流れ下ってくるため、上層の海水に比べて非常に冷たく、上層の下に潜り込んで低温低塩分の中層を作る。この中層の水は徐々に上層の水に取り込まれてゆく。上層は高温のため蒸発が盛んで、中層に比べて高温高塩分である。

熱も塩分も上層から中層に拡散していくが、ソルトフィンガーのために塩分の拡散が速くなり、上層と中層の塩分差は比較的小さく保たれ、安定成層が保たれる。

¹火性活動があるということは、地球内部が熱いということなので、立方体地球の大きな山(辺と角)を維持することができない。立方体地球は冷え切っていることが大前提となる。

13.4 ソルトフィンガー

立方体地球の海の上層と中層のように、低温低塩分の海水の上に高温高塩分の海水が乗っているような状況では、熱と塩分の拡散係数の違いから、ちょっと奇妙なことが起こる。

まず、塩分と熱では分子レベルの拡散係数は熱のほうが大きい。そのため、高温高塩の上層と低温低塩の中層の境界ではまず、温度が一様化し、境界の上の塩分濃度の高い層が、中層の塩分濃度の低い層より重くなり、不安定となって対流が起こる。上層から沈降してきた塩分濃度の高い水は、中層で周囲の水にさらに冷やされ、さらに重くなって、どんどん下に落ちてゆく。逆に、中層から上昇してきた塩分濃度の低い水は、上層で高温の水に熱せられ、さらに軽くなってさらに上昇する。このような仕組みで、結果的に塩分が熱よりも早く運ばれる。

もともと「塩分のほうが熱より拡散が遅い」ことが原因となって、逆に「塩分のほうが熱より早く拡散する」という不思議な結果を生む。

13.5 風成循環

丸い地球では、風の力で海面付近に強い海流ができる。黒潮や湾流はその典型である。立方体地球でも海上に風が吹けば同様に海流ができる。立方体地球の海は狭いが、基本的に丸い地球同様、南北半球にそれぞれ高気圧性の風が吹くと考えられるので、それに伴い、海の上層も高気圧性の海流ができる。さらに、コリオリの力が緯度変化する効果(効果)により、渦の中心が西に偏り、海の西岸に強い海流ができる。これは丸い地球の黒潮や湾流に相当する流れである。

丸い地球では、北半球に一つ巨大な台風が常に存在するため、その部分は逆に低気圧性の循環となり、全体では図のような海流となる(図 28)。

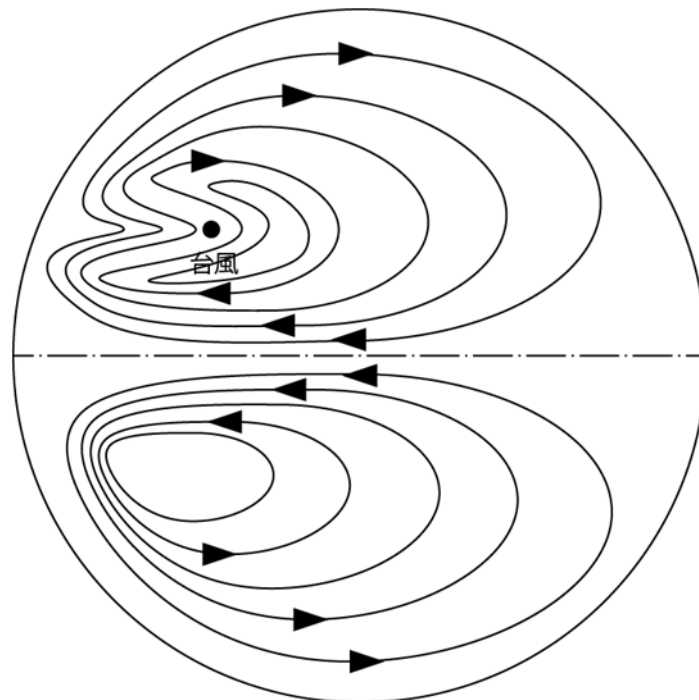


図 28: 海洋の風成循環

13.6 エクマン収束

上記のような風成循環は、結果的に海上の大気の風と似たパターンになるが、風が直接このような流れを作るわけではない。風の直接的影響を受けるのは海の上層のごく浅い部分(丸い地球では100m くらいまでの部分。エクマン境界層と呼ぶ。)だけである。北半球の場合、地球の自転の影響で海面での流れは風下に対して右にずれて流れ、水深が深くなるにつれ、このずれは大きくなる。エクマン層全体で平均すると、風下に対して右90度の方向に流れる。南半球の場合はその反対に左90度に流れる。その結果、北半球でも南半球でも、高気圧性の風の下エクマン層では、その高気圧の中心に向かって水が流れ込んでくることになる。これをエクマン収束と呼ぶ。このエクマン収束により、上層の厚さが厚くなり、その部分の圧力が上がると同時に、その下の層(立方体地球では中層)との境界を押し下げる。そして、この「高圧部」を右に見るように海の中にも高気圧性の循環が形成されることになる。この流れは、上層の薄いエクマン層だけでなく密度がほぼ同じ上層全体に及ぶ。丸い地球では、この上層の厚さは約1kmあり、黒潮などの風成循環の流れもその程度の深さまで及ぶ。

13.7 湧昇域

台風のように低気圧性の風が吹く場所では、海のエクマン層の中は発散場となり、上層の厚さが薄くなる。そして中層の海水が海面近くまで上昇してくる。このような場所を湧昇域という。立方体地球の台風は、同じ場所にとどまっているため、極めて強い湧昇を引き起こす。

太陽の光は深海まで届かないため、活発な生物の活動域は基本的に海の表面近くに限られる。その生物が死ぬとその死骸は海の中層に落ちて分解されるため、生物に必要な栄養塩は深海に多く、上層にはほとんどない。湧昇域では、そのような栄養塩に富む海水が深海から光の届く浅い部分に上昇してくるため、生物の活動が活発になり、よい漁場となる。

このような湧昇は低気圧性の風の下だけでなく、赤道域に東風が吹くことでも起こる。赤道の北側ではエクマン層の中を海水が北に流れ、南側ではコリオリの力が逆向きになるため、南側に流れる。そのため、その間の赤道では、表層の水がなくなってそれを補うように湧昇が起こる。さらに、赤道上ではコリオリの力が働かないため、表面の水は風下に流される。そのため、赤道の東側の陸地に近いところでは特に強い湧昇が起こる。丸い地球ではペルー沖の湧昇域が有名である。

海の循環(特に鉛直循環)は、生物の活動に極めて重要であり、生物生産性を律速する。立方体地球では巨大台風域を除いて、丸い地球よりかなり海洋循環は弱いと考えられる。したがって、立方体地球の海の生物生産性は、丸い地球に比べるとかなり小さいものと思われる。

13.8 最後に

このストーリーは、立方体地球に高度な知的生命体が存在することを前提に、それが成立する可能性を、現在の我々の知識をもとに、できるだけ論理的に探ったものである。「立方体の地球」という幾何学的な初期条件、境界条件だけから、このような生命環境が出来る可能性はあっても、必ずしも必然性はない。

視点を变えて、地球外知的生命が我々の丸い地球の歴史を想像したとして、人類の存在を知らずに、高度な知的生命体の出現を予想することは不可能であろう。そもそも、本来

生物にとって毒であるはずの酸素を生命活動に利用し、効率的に生命エネルギーを生み出すなどという奇想天外なストーリーを誰が思いつくだろうか？生物はとてつもない発明家である。そして、それを実際に実行して、自分自身の生存環境そのものを根本的に変えてしまう実業家でもある。仮に我々が物理的、化学的、生物学的基礎過程を完全に知り尽くしていたとしても、それをこのように組み合わせることは、到底思いつかない。

これまでの地球の歴史がそうであるように、地球の将来についても、おそらく奇想天外な展開が待っている。それを、今、我々が予想することなどできない。しかし、それでよいではないか。想定外の展開を恐れるのではなく楽しもう。それは、どんな推理小説よりもはるかに面白いはずである。