

自然災害 2018 その1の1

松本治彦

1. 水の性質・海流

融解熱、気化熱

固体が液体に、液体が気体になるとき、相変化の過程で温度は変わらない。
しかし、熱を吸収する。この熱を潜熱という。

固体→液体のとき融解熱

液体→気体のとき気化熱

水の融解熱・気化熱はどれくらい？

0°C 1 g の水は、0°C 1 g の氷よりも 79.7cal だけ多くのエネルギーを持っている（水の融解熱）

100°C 1 g の水蒸気は、100°C 1 g の湯よりも 539.8cal だけ多くのエネルギーを持っている（気化熱）。

気化熱は全ての物質で最大

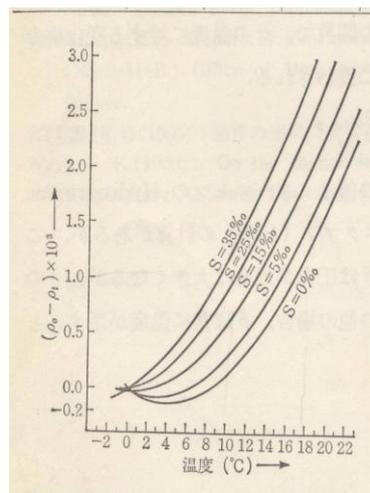
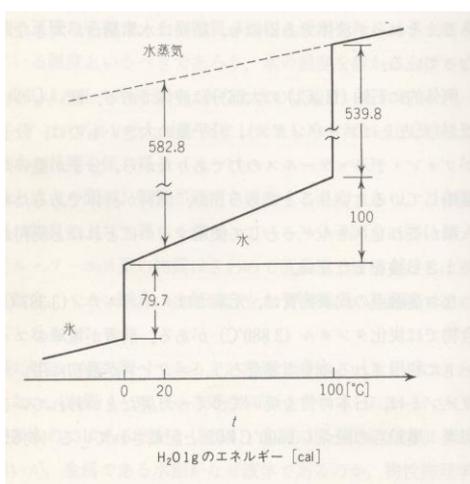
気候緩和、発汗による体温調節

融解熱はアンモニアを除いて最大

水は凍りにくく、氷は融けにくい

水と水蒸気、20°Cでは 582.8cal の差？台風のエネルギー？

純水、海水の密度と温度の関係



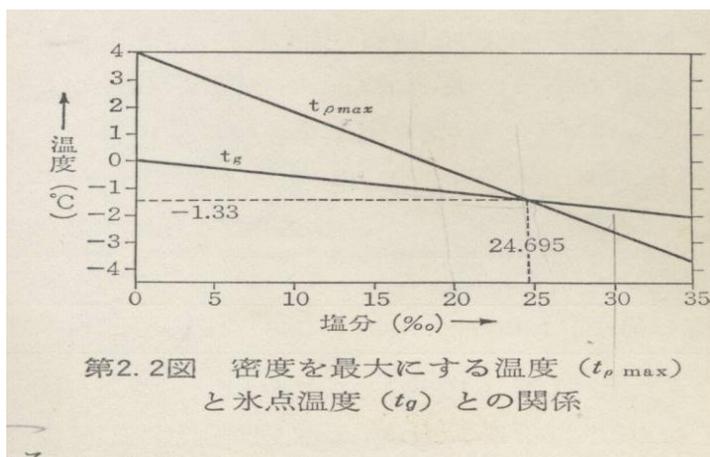
密度

最大密度は4℃（3.97℃純水）のとき、湖水などの鉛直循環の原因

氷の密度は水より小さい

氷は水の表面に浮く、下層の水は凍らず、水中の中で生物生存が可能

海水の最大密度と氷点降下



塩分 24.7‰が分岐点

塩分が 24.7‰より高いか、低いかによって、海の表面の凍結と海水の対流過程が決定的に異なる？

表面張力

水は液体の中で最大。

水は大きな相互引力を持つ。

水が高い木の梢（こずえ）まで上昇するのは、この表面張力による。

水の比熱

比熱とは；ある物質の比熱Cとは、その物質の1gを1℃だけ上昇させるのに必要な熱量

水の比熱は約1 cal/g · k

水の比熱はアンモニアを除いて最大

水は熱しにくく、冷えにくい

海洋性気候など気候緩和

生体の温度調節に役立つ

熱伝導率

液体の中で最大

生体内の熱の伝導に役立つ

海流

海洋と我々の生活

地球表面の約 70%は海 人間は色々な面で海の影響を受ける
黒潮の大蛇行 エルニーニョ現象 食生活にも直接影響

流れの種類

吹送流 (すいそうりゅう) 地衡流 (ちこうりゅう) 潮流 (ちょうりゅう)
湧昇流 (ゆうしょうりゅう) 沈降流 (ちんこうりゅう)

吹送流

岸壁などで釣りをしているときに風が吹くと、その方向に釣り糸が流される。この流れが吹送流。

太平洋の十分に深い海域で、同じような風が一定時間同じ方向に吹くと、吹送流の流れる方向は図 3 のように、北半球では、表面で風に対して 45 度右にずれる。

このような現象はなぜ起きるのか？

深さによって流れる方向が異なるが、全体として水はどの方向に運ばれるのだろうか？

南半球で同様な風が吹いた場合には、流れはどの方向に流れるのか？

吹送流の流れる向き

潮流

潮汐現象;主に地球と月とが引き合う万有引力と遠心力との関係により生じる。

潮流;潮汐現象は海面が上がったり、下がったりする現象ですが、この運動に伴って起こる海水の水平運動を潮流と言います。

特徴 1;この流れは吹送流と異なり、海面から海底までほぼ一様な速さの流れです。

特徴 2;干潮から満潮にかけて流れる潮流を上げ潮流、満潮から干潮にかけて流れる潮流を下げ潮流とよび、二つの流れは 180 度方向が異なっている。

特徴 3;潮汐残差流が生じ、これがしばしば汚染物質の拡散の原因となる。

潮汐現象

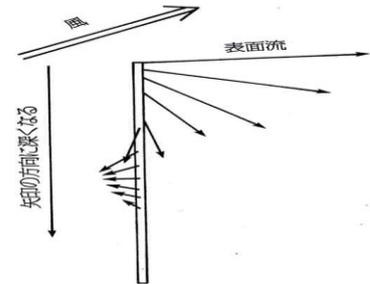


図 3 吹送流の流れる向き

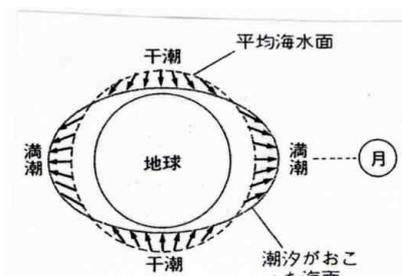


図50. 起潮力の分布と満潮・干潮

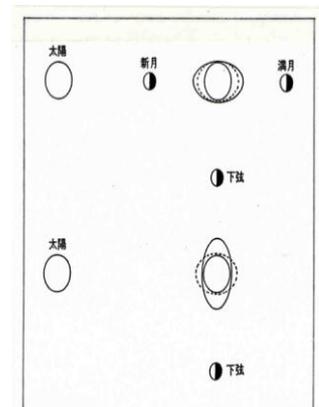


図 2-3 大潮 (上段) と小潮 (下段) の時の月による平衡海面 (実線) と太陽による平衡海面 (破線)

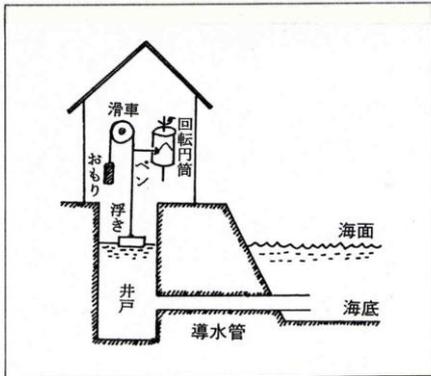


図4-3 検潮所

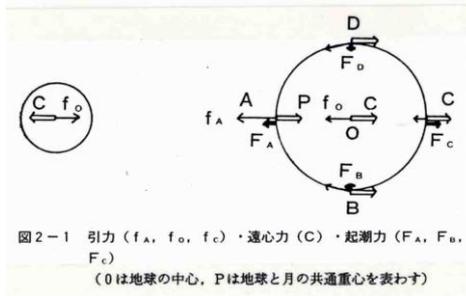


図2-1 引力 (f_A, f_o, f_c)・遠心力 (F_A, F_B, F_C)
(Oは地球の中心, Pは地球と月の共通重心を表わす)

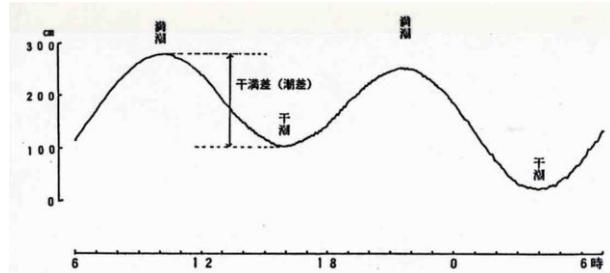


図4-2 本多式検潮器によって得られた海面変化記録の例

地衡流

地衡流；圧力勾配力とコリオリの力が釣り合った状態で流れている海流。

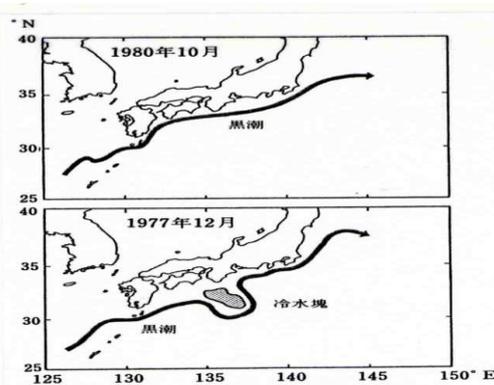
半永久的に流れている海流は地衡流。

黒潮もその1つ。黒潮をはさんで沖側の海面は日本南岸沿いに比べて約1メートルも高くなっている。

もし、黒潮がなくなったら、南岸の海面はどうなると思いますか？

黒潮の断面

黒潮の大蛇行



第4-4-3図 本州南方の黒潮の流路
上：直進型(1980年10月)
下：大蛇行型(1977年12月)

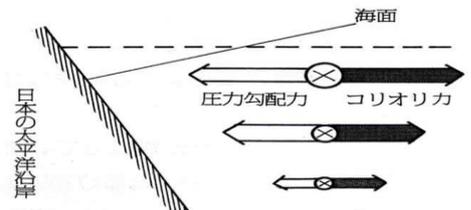


図5 黒潮の断面

湧昇流・沈降流

上下方向の流れは水平方向の流れに比べて非常に小さい。

例えば、深い層の水が表層に戻っていく速度は1年間に3メートルぐらいの速さと考えられている。

しかし、この弱い流れが海洋の大きい範囲での水の交換に大切な役目を果たしている（お風呂の湯を考えてみてください）。

図6の説明

カリフォルニア沿岸を事例にして説明します。

この沿岸では、夏に風が岸に沿って平行に吹きます。

そうすると、吹送流によって岸近くの水は図のように沖の方向に運ばれます。

この運ばれてしまった表層水を補うために、図のように下層の水が上昇してきます。

この流れを湧昇流と呼んでいます。それでは、風が逆に吹くとどうなるでしょうか？

これが南半球の場合はどうなるのでしょうか？

北半球で湧昇流の起こるしくみ

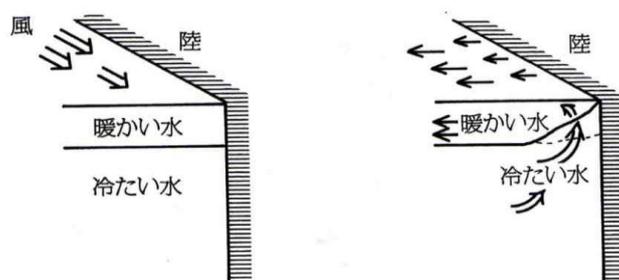


図6 北半球の沿岸で湧昇（ゆうしょう）のおこるしくみ

2. 風

1. 気圧の差は何によってできるのか？

風が起こる理由

風とは空気の運動、「空気を運動させている力は何か」

地球上に吹く風は、4種類（気圧傾度力、コリオリの力、摩擦力、遠心力）が関係

このうち、「気圧傾度力」以外は、空気が動き始めてから働く

水圧で水流が生じるように気圧差で風が生じる

二つの場所 A、B での気柱の重さが異なれば、地表の気圧は異なり、気圧差によって、風が起こる

気圧の高い方から低い方に向かって働く力が「気圧傾度力」

気圧を天気図の等圧線で表す

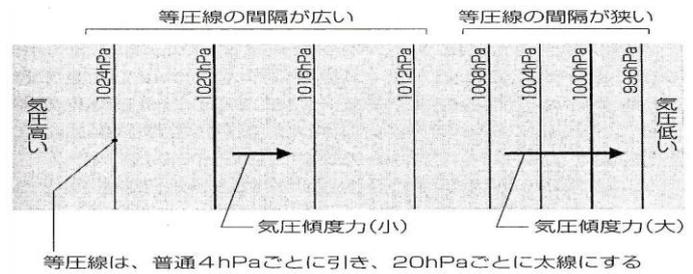
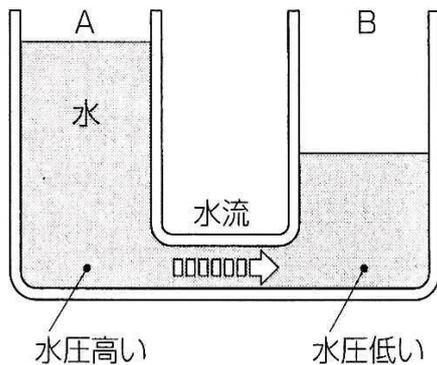
天気図には、場所によって気圧がどのように異なるかを表している

等圧線；気圧が等しい地点をなめらかな線で結んだもの

気圧傾度力は、等圧線に直角の向きに働き、等圧線の間隔が狭いほど大きい（強い風が吹く）

水圧差で水流が生じる

等圧線の間隔と気圧傾度力



実際の天気図は、各地点での気圧の観測値を、高度 0m、海面の高さで観測が行われた時の値に補正

この補正された気圧が海面気圧。

海面気圧で描かれた天気図が地上天気図

補正は大まかには観測点の標高が 100m 上昇することにおよそ 10hPa をたす

等圧線を描くと、線が同心円状にとじた場所ができる。同心円の中心の気圧が周囲よりも高いのが高気圧、低いのが低気圧

等圧線と高気圧・低気圧

気柱が温まると上空で高気圧、地上で低気圧に

図を見ると①の2つの気柱は重さが等しく、地上の気圧は等しく気圧傾度力は働かない

②では A、B2つの場所に温度差ができ、冷たくなった A の気柱は体積が小さく高さが低くなる

暖かくなった B の気柱は体積が大きくなり高くなる

高さが変化しても2つの気柱の内部にある空気を構成する分子の数が変化しない

A、Bの気柱の重さは依然として同じ、地上における気圧も同じ

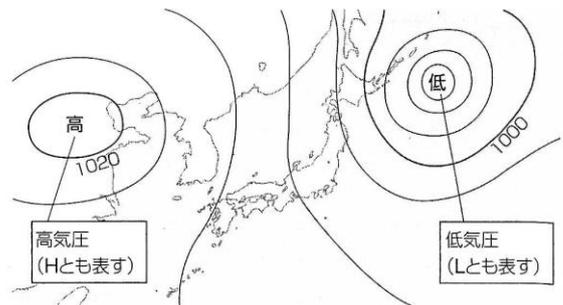
ところが、上空では重要な変化が起こる

②の破線で示した高さをみると、Aの気柱はこの高さから上が短い、Bでは上に長く伸びている、つまりこの高さでは、AよりBの上空にある空気の方が重く、気圧が高い

こうなると、③のように、気圧の高いBの上空から気圧の低いAの上空に向かって気圧傾度力が生じ、空気が動く

Aの気柱の重さが増え、Bの気柱の重さが減る

気柱の重さが増え、Aの地表の気圧は大きく、Bの地表の気圧は小さくなる



冷たい空気のある場所 A の地上気圧は高く、暖かい空気のある場所 B の地上気圧は低くなる

地表付近では、生じた気圧傾度力に応じて、A から B に向かって風が吹き込む。

暖かい気柱と冷たい気柱

2. 地上の風はどのように吹くのか

コリオリの力

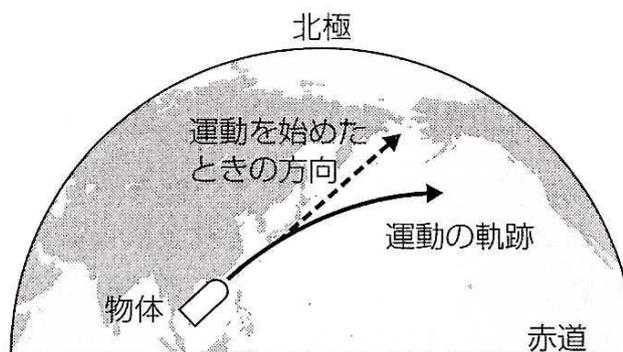
気圧傾度力が生じると、空気が水平方向に動き出す

空気の運動する場所は、回転する球体の表面で物理的に特殊な環境、空気はまっすぐに運動できない

まっすぐに運動しようとしても、それを曲げようとする力が働く

コリオリの力は北半球では、物体や空気の運動方向に直角で右向きに働く。大きさは高緯度へ行くほど大きく、低緯度に行くほど小さく、赤道上では 0

北半球で物体が運動する様子



地上に吹く風の向きは等圧線に直角ではない

「北西の風が強まり」とは、「北西の方向から吹いてくる風」との意味

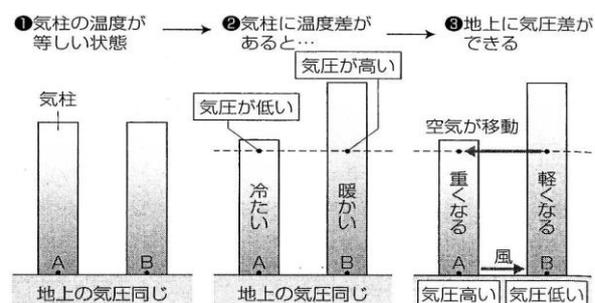
動き出した空気は、力が釣り合っても静止せずに運動し続ける（慣性の法則）

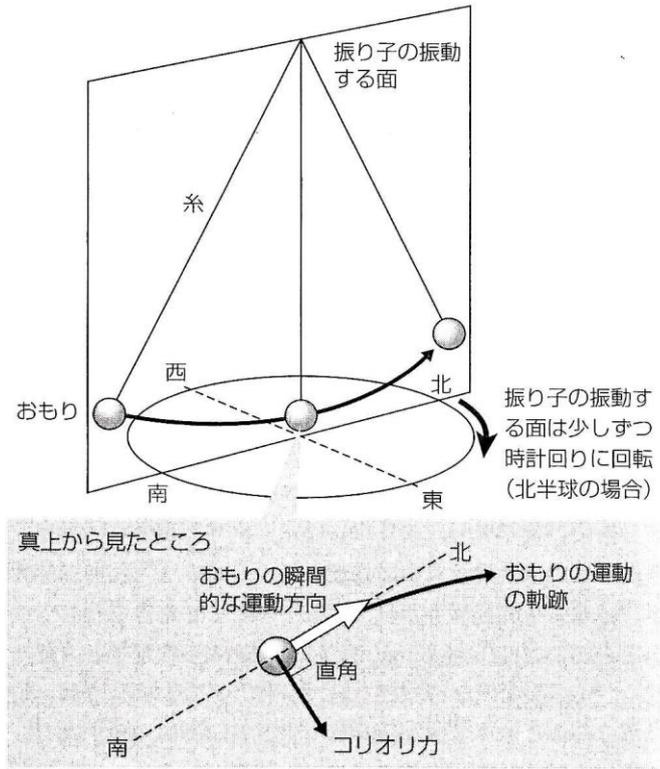
今、風が一定の速さと向きで吹いていると仮定、運動する空気に働く力の 1 つ目は気圧傾度力、2 つ目はコリオリ力、3 つ目は地表との摩擦力

等圧線が湾曲している場合には、さらに遠心力

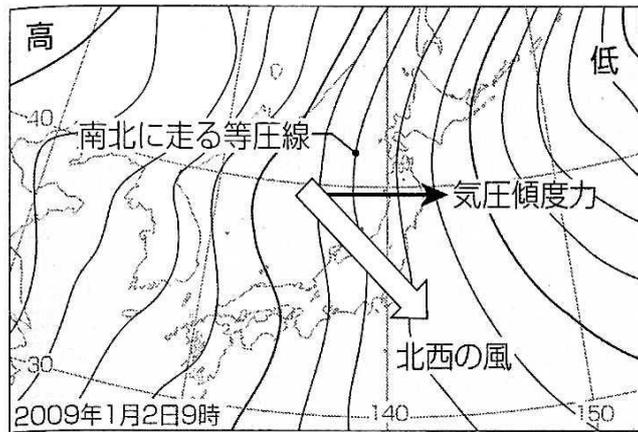
気圧傾度力は等圧線に直角方向、コリオリ力は風の向きに対して直角、地上との摩擦力は風の向きとはちょうど逆向き

フーコー振子とコリオリ力

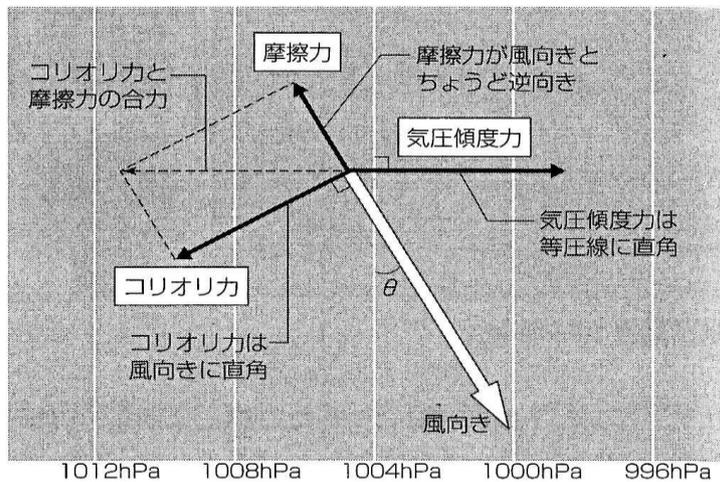




北西の風



地上で吹く風における力のつり合い



高気圧と低気圧のまわりの風

風向きは等圧線に対する角度が陸上で 30～45 度、海上で 15 度くらい。風はどの場所でも等圧線に対して直角から右にずれた方向に吹き、全体としては低気圧も高気圧も渦巻き状

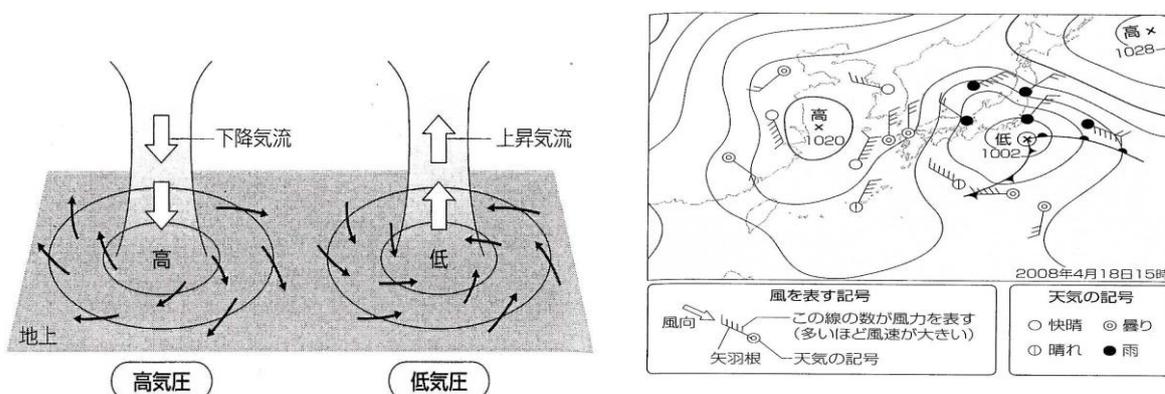
低気圧の周りでは、反時計回りに中心に吹き込む風、中心に空気が集まり、その空気は上空へと上昇（上昇気流）

高気圧の周りでは、時計回りに渦巻きながら、中心から周囲へと吹き出す風、中心付近に足りなくなる空気を補うように、上空から空気が下降（下降気流）

地上天気図で天気の記号である○印の北側に矢羽根がついていれば「北の風」

高気圧と低気圧の周囲の風

天気図の例



3. 上空を吹く風はどうなっているのか

上空では風は等圧線に平行に吹く

摩擦が小さくなり 0 のとき、風の方向は等圧線に平行「気圧の低い側を左手に見ながら進む向き」

等圧線に対し平行な風が地衡風(高度 1000m 以上)

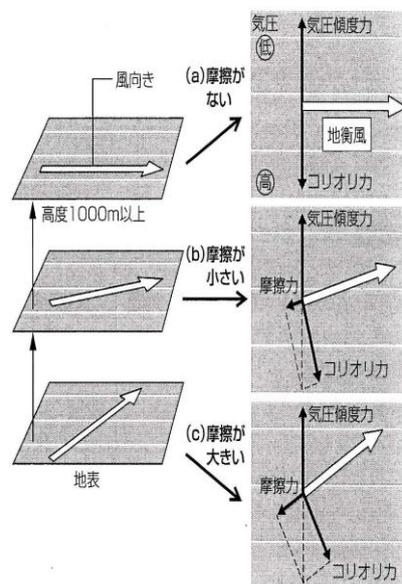
等圧線が平衡でなく湾曲している場合、風は曲がりながら吹くので、遠心力が働く。この場合に関係する力は 4 つ

4 つの力が釣り合ったときの風向きは、やはり等圧線に平行、このような遠心力も考えた風は傾度風

地衡風

上空の気圧を表す天気図

高層天気図は、地上天気図と異なり、描かれる線は気圧の等しい点を結んだ等圧線ではない。等圧面と地表面が交わる線が地上天気図の等圧線。900hPa 等圧面は地上とは交わらず、上空だけに広



がる

図で 300hPa の等圧面をみると、地球大気の標準では、高度 9000m 付近の気圧

それはあくまで平均的な値、場所で等圧面高度は少しずつ異なる

地形図の等高線は土地の標高が等しい点を結んだもの

気象学で扱う等圧面もこれと同じ方法を適用、等圧面の高度が等しい点を結んで線を描く。この線が等高度線

この図が等圧面天気図、高層天気図は等圧面天気図

図の 9000m の線上で A 点と B 点の気圧を比べると、A 点は、300hPa の等圧面より

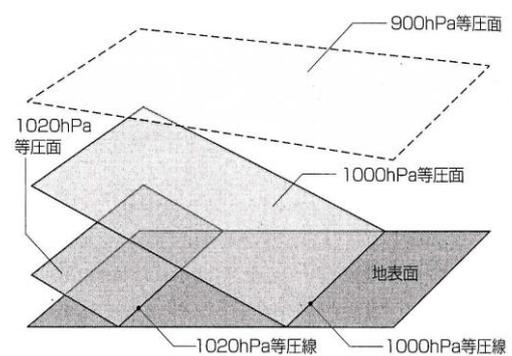
上にあるので、気圧は 300hPa よりも低い

一方、B 点は逆に 300hPa の等圧面よりも

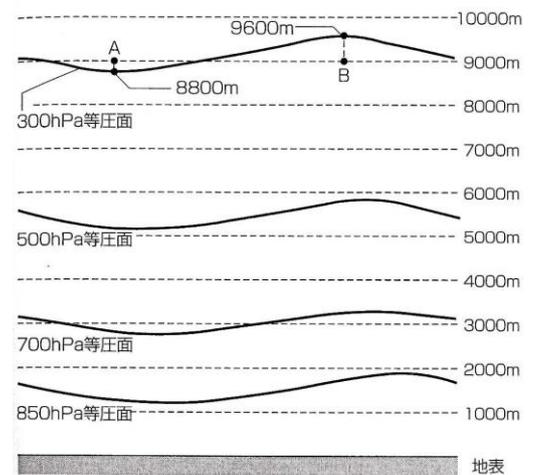
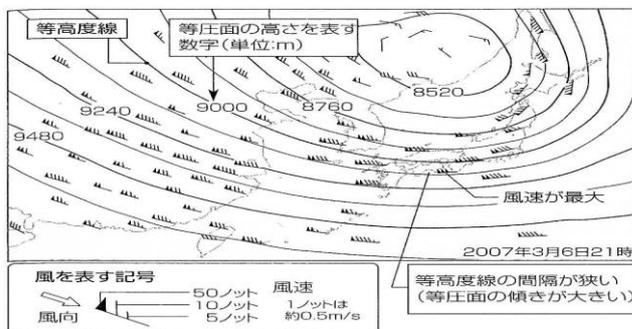
下にあるので、気圧は 300hPa よりも高い

つまり、高層天気図は、等高度線の数値が大きいほど気圧が高い

線の間隔が狭いほど気圧差が大きく、気圧傾度力が大きい。



地上天気図の等圧線を上空に延長



等圧線（断面図）

三百 hPa 高層天気図

等圧面天気図の種類	基準高度	対流圏における位置	平均温度
300hPa 等圧面天気図	9600m	上層	約 -47℃
500hPa 等圧面天気図	5700m	中層または上層	約 -22℃
700hPa 等圧面天気図	3000m	中層	約 -4.5℃
850hPa 等圧面天気図	1500m	下層	約 5.3℃

上空の等圧面天気図

4. 地球規模の風はどうなっているか

赤道低圧帯と熱帯収束帯

「温められた気柱は、上空で気圧が高くなり、地上で気圧が低くなる」という「気圧のセオリー」

高緯度より日射量が多い赤道付近では、気柱が温められ、地上気圧が低い

これが赤道低圧帯で気圧の低い地帯

南北から吹き込む風がぶつかり上昇気流ができ、積乱雲が活発に発生

そうしてできた帯が熱帯収束帯。地表の熱は、直接大気を温めるのではなく、水蒸気の潜熱として上空に運ばれ、雲の発生によって放出。その熱は、上空の風と共に高緯度に運ばれる

赤道低圧帯と熱帯収束帯

亜熱帯高圧帯と貿易風帯

赤道低圧帯の上空から中緯度の上空に向かう風にコリオリ力が働き、風は曲げられ、西風に

風が東西方向に流れ、上空の風はそのまま高緯度へと達することはできない

赤道上空から常に空気が流れているので、中緯度の気柱には空気がたまり、地上の気圧が高まる

中緯度のできる気圧の高い地帯が亜熱帯高圧帯

亜熱帯高気圧（上空から地上へ空気が下降）

断熱圧縮で温度上昇、相対湿度が低下、熱く乾燥した空気をとらえた高気圧を作り出す。陸上にできると、砂漠の気候をもたらす

日本の夏の太平洋高気圧（小笠原高気圧）は海洋上にできた亜熱帯高気圧。海上を吹き渡る間に、湿った風になる

日本の夏の太平洋高気圧（小笠原高気圧）は海洋上にできた亜熱帯高気圧。海上を吹き渡る間に、湿った風になる

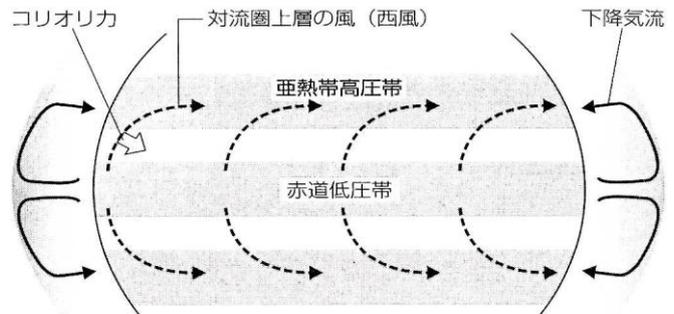
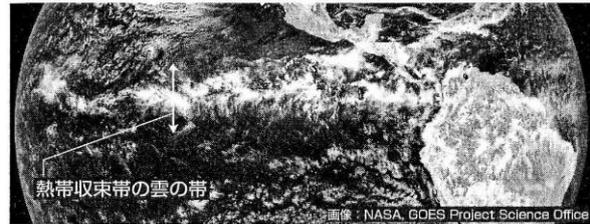
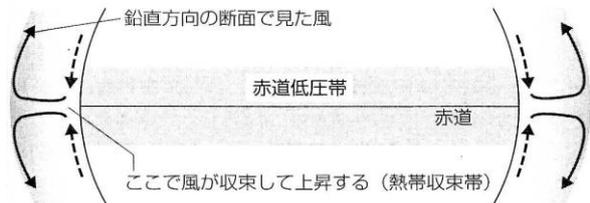
赤道からの風は中緯度で西風に

亜熱帯高圧帯の上空に吹く西風は、秒速 30m 程度、地球をぐるっと1周

この強い風は亜熱帯ジェット気流

亜熱帯ジェット気流の下では下降気流

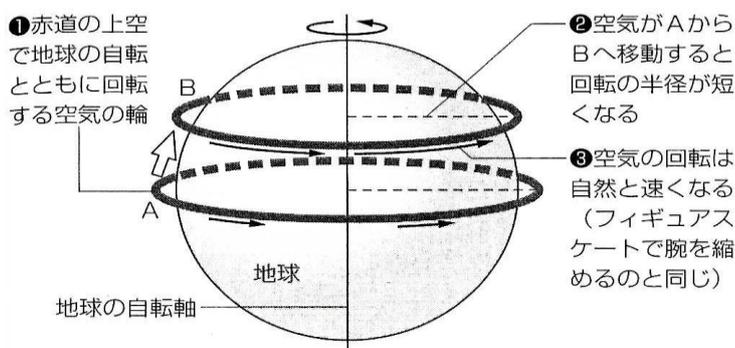
これは、Bの輪がAの輪よりも小さく、空気は狭い場所に収束することになるから



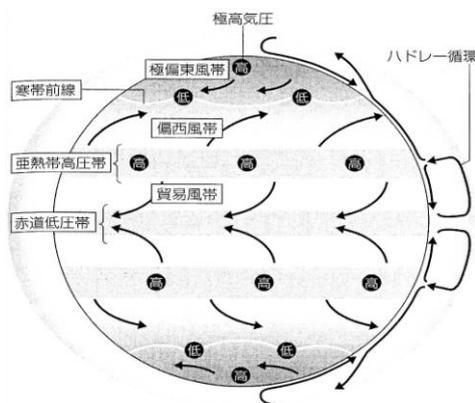
風は西風で高緯度へは行かず、下降気流とならざるを得ない

ハドレー循環（亜熱帯高圧帯と赤道低圧帯の間にある大気の大きな循環）で下降してきた空気は、南下する北東貿易風（コリオリ力で右に曲げられる）と北上する偏西風の二つに分かれる。

亜熱帯ジェット気流



大気大循環モデル



偏西風帯と寒帯前線

亜熱帯高圧帯から高緯度側へ吹く地上風は、コリオリ力で右へ曲げられ、西風にこのような中緯度に吹く大規模な西風が偏西風

地上に吹く偏西風は北アメリカ大陸西岸の北部や、ヨーロッパの西岸では、比較的明確

日本は偏西風帯に属すが、地上風は1年中西風というわけではない

日本でも、上空の西風は明確。日本に限らず、偏西風は上空で顕著、これは貿易風が地上付近の風であるのとは対照的

上空の西風は、高層天気図をみるとわかる

図は中緯度から高緯度にかけて北極側からみた 300hPa 等圧面の高層天気図。上空 9000m 付近の平均的気圧分布を示している。これをみると、高緯度に行くほど低くなっており、上空の風はほぼ西風。こうして生じる上空の西風も、やはり偏西風と呼ばれる。中緯度から高緯度にかけての上層は偏西風が吹いており、これは地上の偏西風帯よりもずっと広い緯度範囲である

上空九千 m の平均気圧

地上の風に戻ると、亜熱帯高圧帯から吹く風は高温だが、高緯度には極方面の冷たい空気がある。

温度の異なる空気がぶつかり合う境目の地帯が寒帯前線

寒帯前線は低緯度からきた暖かく軽い空気が高緯度の冷たく重い空気の上昇、雲が発生しやすい地帯

日本付近は、偏西風帯であるだけでなく、寒帯前線のかかる場所でもある

寒帯前線の上空には特に強い西風があり、寒帯前線ジェット気流という。この強風の成因は、寒帯前線のところにある南北の大きな温度差。気柱のセオリーのように、等圧面は暖気側の方が高く、等圧面の傾きは急になっている。これは高層天気図でみると、等高度線の間隔が狭くなっており、大きな気圧傾度力に対応して、強い風が吹く。

寒帯前線ジェット気流は、亜熱帯ジェット気流と比べて変化が激しく、南北に蛇行、常に形を変える。

日本上空から北アメリカ大陸西岸上空では、2つのジェット気流が接近して流れることが多く、世界で最もジェット気流が強い地域。風速が秒速 100m 以上も珍しくない。

時速 360 km、新幹線を超える速さ

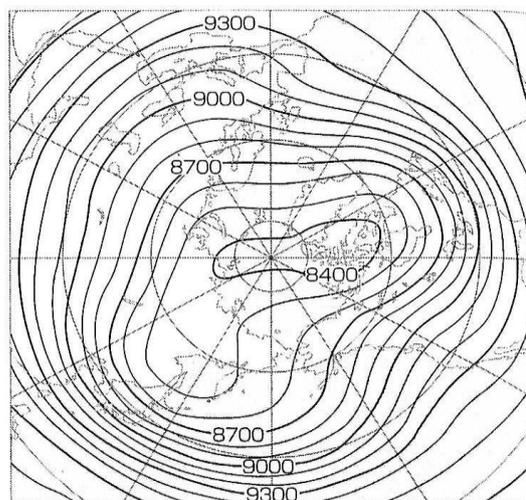
極近くでは日射が少なく、放射で冷え続けている

このため気柱は冷えて縮み、低い

対流圏界面の高さも、赤道付近が 18 km、中緯度では 11 km、に対して 8 kmほど

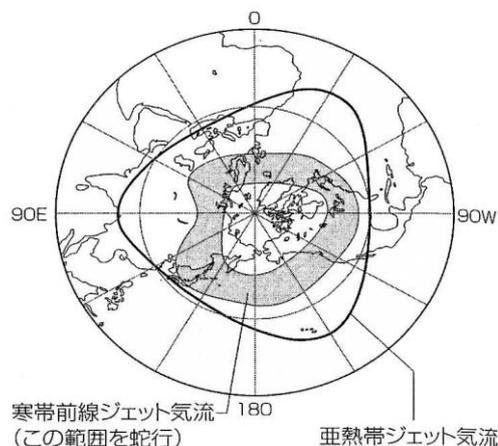
気圧が低い上空に中緯度方面から空気が流れ込み、地上気圧は高い。これが、極高気圧。極高気圧からの風は、コリオリ力で東風、この風が極偏東風、ただし、この上空では、偏西風帯と同様にほぼ西風

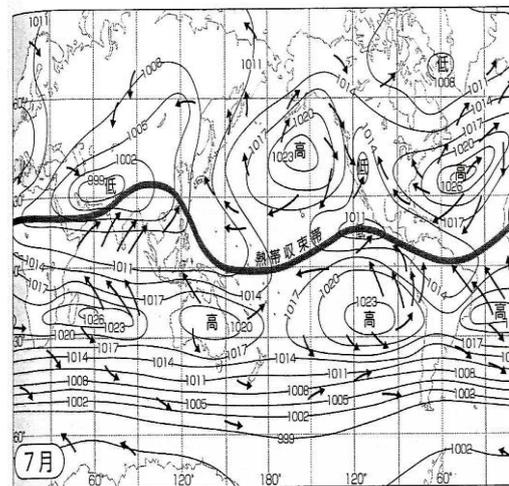
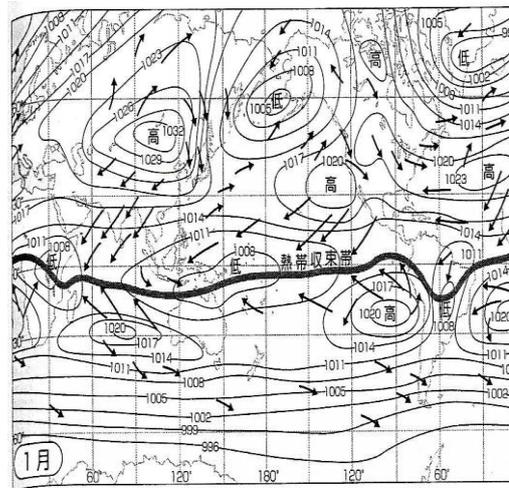
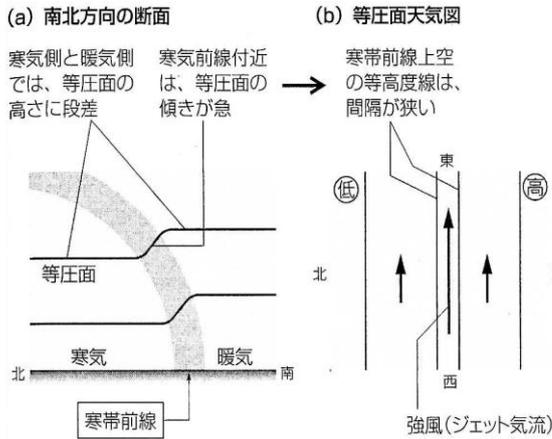
極高気圧からの風は、コリオリ力で東風、この風が極偏東風、ただし、この上空では、偏西風帯と同様にほぼ西風



ジェット気流の位置

寒帯前線上空の気圧傾度とジェット気流





5. 大陸と海が生み出す季節風

実際の世界の気圧と風

実際の観測データと単純化したモデルがよく一致するのは南半球。亜熱帯高気帯と、南緯 40~60 度の偏西風帯は夏も冬も帯状の地帯として明確

大しけとなる航海の難所「吠える 40 度線、狂える 50 度線、絶叫する 60 度線」

北半球は複雑、太平洋は夏に亜熱帯高気圧がはっきり存在、冬は逆に大きな低気圧

日本からインドの地域は冬に大陸から海洋に向かう風、逆に夏は海洋から大陸へ向かう風。夏と冬では風向きが逆の地域がある。これらの風を季節風またはモンスーンという。

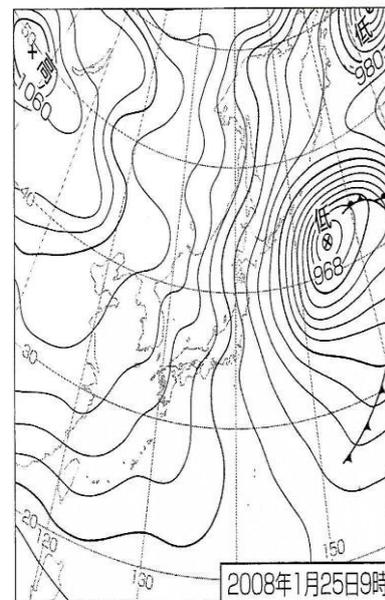
世界の平均的気圧配置

冬の季節風のしくみ

北半球に季節風が吹くのは、中緯度にユーラシア大陸があり、陸と海で比熱が異なる。

日本は世界中で最も冬の季節風が強く吹く地域
大陸上に高気圧、海洋上に低気圧が発達、「西高東低」の気圧配置、この時の高気圧がシベリア高気圧。冬の季節風は冷たいだけでなく、大陸上から吹く風のため、非常に乾燥

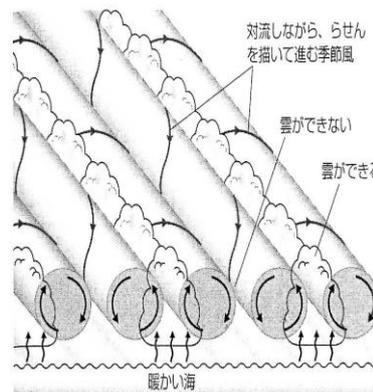
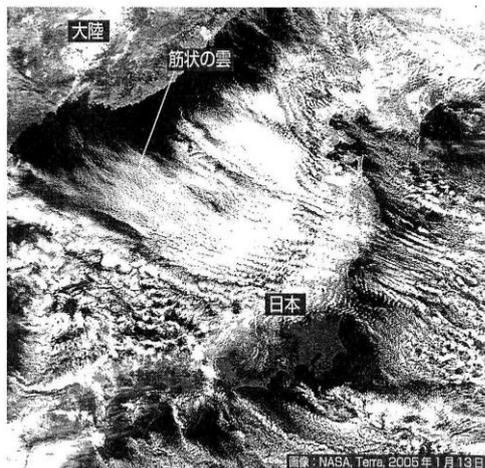
日本の場合、大陸との間に日本海、ここに南から暖流（対馬海流）が流れ込む。冬で



も10℃前後の暖流は、マイナス10℃前後の冷たい季節風の下層を温め、水蒸気を供給し湿らす。この状態は「不安定」で積乱雲が発達しやすい。列島の中心に走る山脈に季節風があたり、上昇気流も雲の発達を助ける。世界でも有数の多雪地帯となる

冬の地上天気図

季節風に伴う筋状の雲

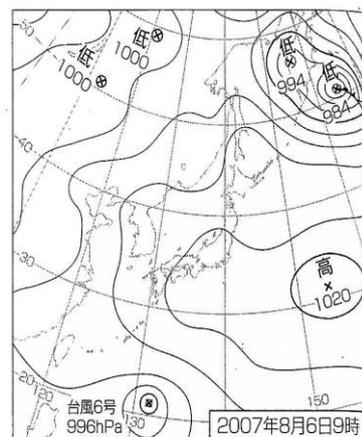


筋状の雲を作るらせん状の風

夏の季節風

海から湿った風が大陸に吹き込み、モンスーンが吹き始めると雨が増える。

夏の地上天気図



6.局地風

(海陸風、山谷風、建物と風)

海陸風；陸地と海（または湖）では熱的性質が異なるので、水面の温度の日変化は陸地に比べて非常に小さい。

そのため、海岸（または湖岸）付近で局地風循環の現象が生じる。

つまり、日中は地面の温度が水面より高い。それに応じて陸上と海上とで気圧差が生じ、海から陸に向かって風が吹く（海風）。

夜間には、事情は逆になり、風は陸から海に向かって吹く（陸風）。この両者を総称して海陸風という。

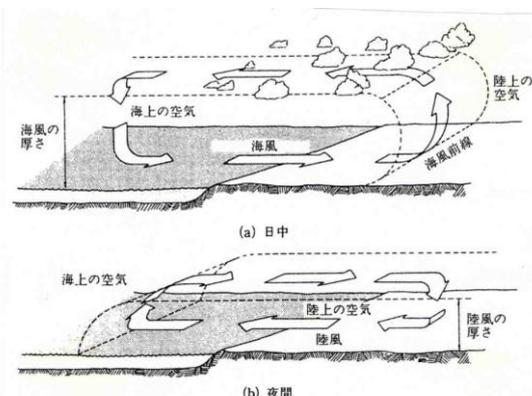


図 3-9 海陸風の模式図 (T. R. Oke, 1987: *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., Methuen より)

このような風は夏型の天気のとくに最も発達する。

海陸風

山谷風

谷間は、各斜面で日射の受け方が異なり温度差が生じ、谷間特有の風系を作る
海陸風と同様、夏の高気圧性の天気のとくに最も発達。

日中は谷の斜面に接する空気は地表面から暖められ、それらの上方にある空気よりも高温になる

その結果、斜面に沿って登る流れが生じる（谷風）。それを補うように谷の中心部で下降流ができる。

夜になると、放射冷却で熱的事象は逆転し、斜面に沿って下降する風が生じる（山風）。

両者を総称して、山谷風と呼んでいる

山谷風

障害物のまわりの風

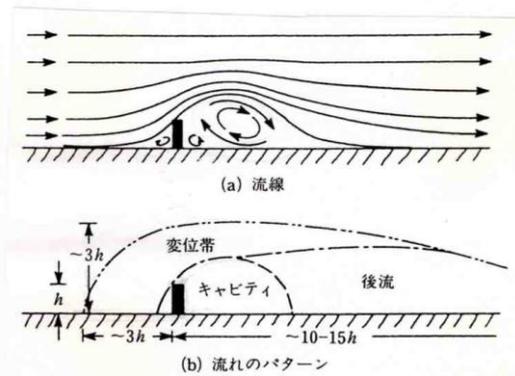


図 3-15 流れに直角に置かれた障害物のまわりの風

建 物

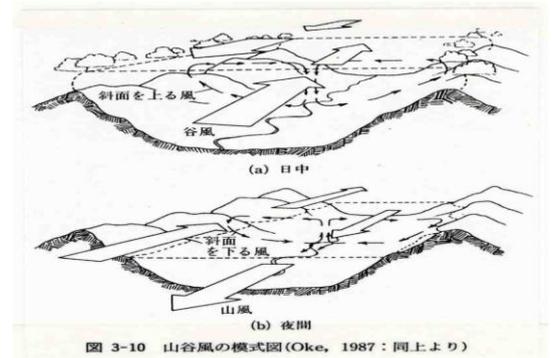


図 3-10 山谷風の模式図(Oke, 1987: 同上より)

と風

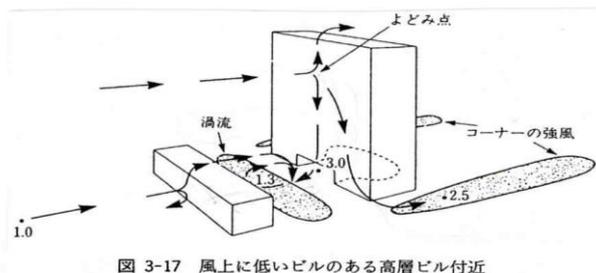


図 3-17 風上に低いビルのある高層ビル付近

3. 雲・雨・雪

1. 雲が空に浮かんでいられるのは？

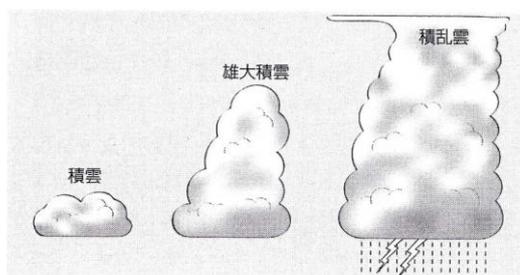
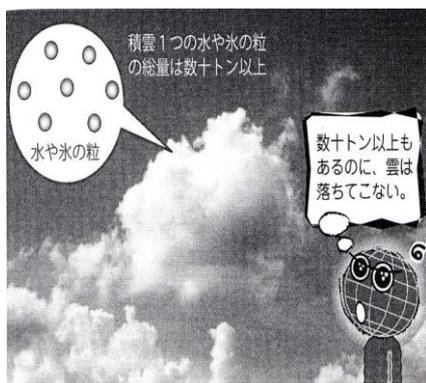
雲はなぜ地上に落ちてこないのか？

わた雲（積雲）；晴天時にぽっかり浮かんだ雲

入道雲（雄大積雲）；積雲が発達して厚みが増したもの
 積乱雲；雄大積雲が発達し、雷をとともう雨を降らせるようになったもの
 雲の粒；雲はどれも、たくさんの小さな水滴や氷の粒の集まり
 雲1つの重さ；雲の粒の総量は数十トンになる

積雲・雄大積雲・積乱雲

積雲の重さ

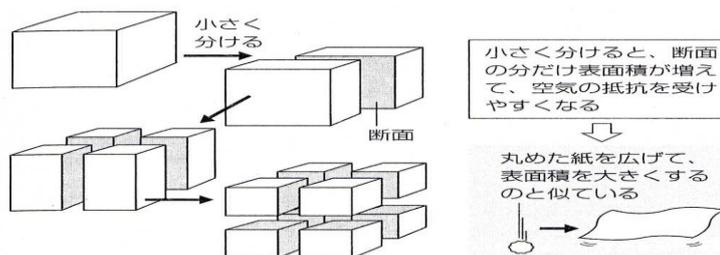
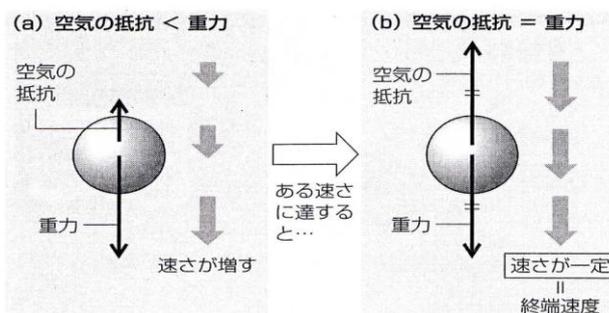


雲の粒は落ち続けている

雲の粒1個の大きさ；半径 0.01 mm 程度
 重力と空気抵抗；雨粒は重力と空気抵抗を受ける
 終端速度；空気抵抗と重力が釣り合った速さのこと
 雲の粒の落下速度；半径 0.01 mm では終端速度は秒速 0.01m (1m 落下に 1 分以上かかる)
 しかし、数時間のうちには、雲は 100m や 200m 落下する

空気の抵抗と重力

小さく分けると表面積が増加



水滴の半径と落下速度

半径	終端速度	種類
0.0001mm	0.0000001m/s	凝結核※1
0.010mm	0.01m/s	典型的な雲の粒
0.050mm	0.27m/s	大きい雲の粒
0.100mm	0.70m/s	霧雨の粒
0.500mm	4.0m/s	小さい雨の粒
1.000mm	6.5m/s	典型的な雨の粒
2.500mm	9.0m/s	大きい雨の粒

※1 → p.32 で解説



積雲は上昇する空気の中でできる

積雲は、地上付近から泡のように上昇する空気のかたまりの中でできる
日射により周囲よりも強く熱せられると、その空気のかたまりは、周囲の空気より軽くなり、上空にいく

このように温められて浮かび上がる泡のような空気を「サーマル」という

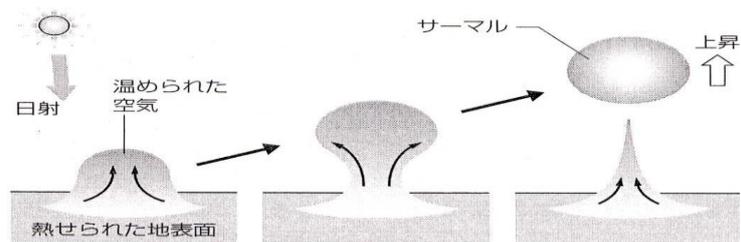
このような上昇する空気の流れが「上昇気流」

雲の粒は上昇気流

に支えられ、雲全体

も落ちない

サーマルの上昇



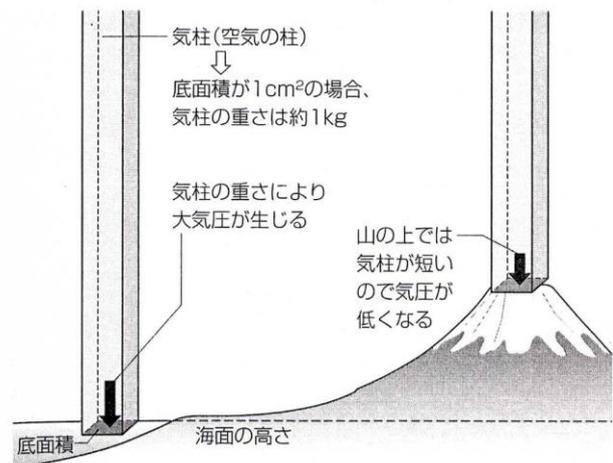
2. 温められた空気を上昇させる力は何か?

大気圧によって生じる浮力

周囲より温度の高い空気が上昇するのは、浮力が働いているから
ヒマラヤ山脈高度 5 km 付近で空気は地上の 60%、高度 50 km で

0.1%、宇宙ステーションのある高度 400 km で地上の 4000 億分の 1、500 km では空気は宇宙に逃げていく。

大気の 90% は地上から高度 16 km の層に集中



大気圧は気圧の重さで生じる

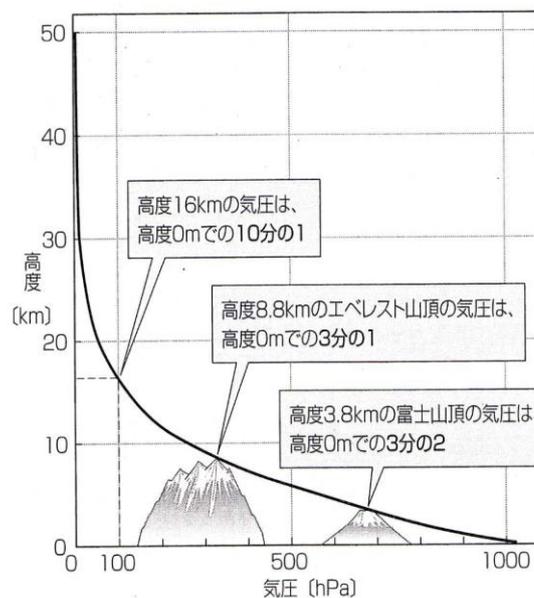
大気の鉛直方向の気圧分布

大気を地上からてっぺんまで、切り取った底面積 1 cm^2 の「気柱」の重さは 1 kg
この重さが気柱の底面に加わり、大気圧を生む

標高 0 m (海面上) と標高 3776 m 富士山山頂では、気柱の長さが異なり、気圧も異なる。

標高が高いほど気圧は低い

気圧の単位 ; hPa (ヘクトパスカル) 標高 0 m の気圧が 1 気圧で 1013.25 hPa



空気のかたまりを考える

気圧傾度力 ; 気圧差によって生じる力
静力学平衡 ; 気圧傾度力と重力が同じ場合

浮力 ; 気圧傾度力と重力の差

大気中の空気のかたまりが受ける気圧傾度力と重力 分子の衝突で気圧が生じる (もう1つの観点)

気体分子は飛び回り、それらが衝突することによって気圧が生じる

飛び回る分子は衝突しあい、乱雑に運動、多数の分子が面にあたり、圧力が生じる
高度の低いところほど密度が大きいので、気圧も大きい

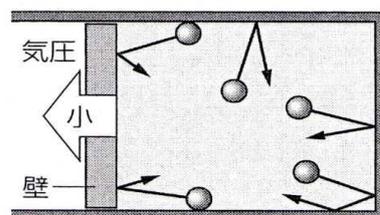
気体分子の運動と温度には密接な関係

気体の温度が高いほど分子は激しく運動し、気圧は大きい

気体の状態方程式 ; $PV = nRT$ P 圧力、V 体積、n 分子数、T 温度、R 気体定数

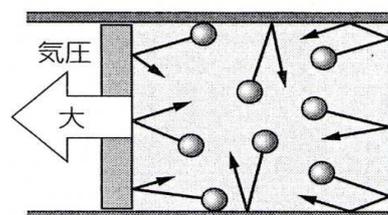
気体分子の数と気圧の関係

(a) 分子が少ない(密度が小さい)



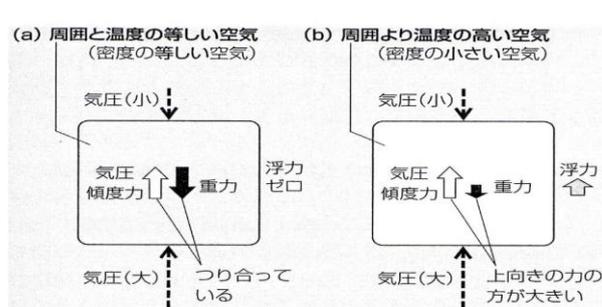
分子の壁への衝突が少ない

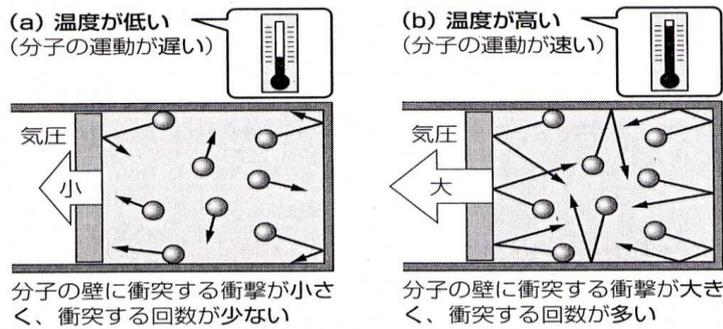
(b) 分子が多い(密度が大きい)



分子の壁への衝突が多い

気体分子の温度と気圧の関係





3. 水蒸気を含む空気は重くない？

空気中の水蒸気は空気分子と同等

雲の粒は空気中の水蒸気が小さな水滴に変化して、空気中に現れたもの

アボガドロの法則；一定の温度、一定の気圧、一定の気体に含まれる分子の数は気体の種類にかかわらず同じ。

気体が 1 気圧、0℃、22.4L に含まれる気体分子の数は約 6×10^{23} 個

空気組成（乾燥時）は窒素 78%、酸素 21%

窒素の分子量 28、酸素の分子量 32、水蒸気は 18

水蒸気を多く含んだ空気は軽くなる

空気の組成

空気中にどれだけの水蒸気が存在できるのか？

分圧；乾燥した 1 気圧 (1013hPa) の空気は気体の種類で分け、窒素 0.78 気圧 (790hPa)、酸素 0.21 気圧 (213hPa)

ドルトンの分圧の法則；各気体の分圧の和は、全体の気圧と等しい

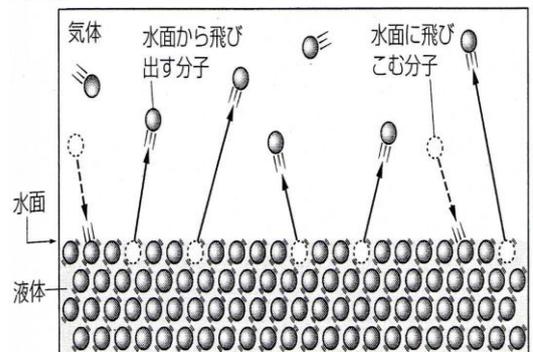
水蒸気圧；水蒸気分圧

気液平衡；蒸発と凝結する水分子の数が等しいときで、この状態が水蒸気が飽和しているとう

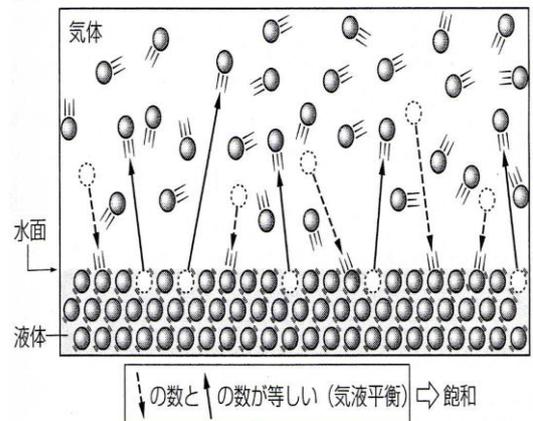
永久ガス（乾燥空気）			可変ガス		
気体名	化学式	体積比[%]	気体名	化学式	体積比[%]
窒素	N ₂	78.08	水蒸気	H ₂ O	0～4
酸素	O ₂	20.95	二酸化炭素	CO ₂	0.038
アルゴン	Ar	0.93	メタン	CH ₄	0.00017
ネオン	Ne	0.0018	一酸化二窒素	N ₂ O	0.00003
ヘリウム	He	0.0005	オゾン	O ₃	0.000004
水素	H ₂	0.00006	エアロゾル [※]		0.000001
キセノン	Xe	0.000009			

※エアロゾルとは、分子より大きい微小な固体や液体の粒子。

(a) 蒸発が進んでいるとき ○はすべて水分子



(b) 飽和しているとき



飽和しているときの水蒸気圧が飽和水蒸気圧

水面を飛び出す分子と飛び込む分子

温度によって空気の湿る限度は変わる

水蒸気が存在できる量は、水と水蒸気の温度によって決まる

100℃で沸騰が起こるのは、飽和水蒸気圧が1気圧だから

気圧が73.8hPaの場合、水はわずか40℃で沸騰する

飽和水蒸気圧と温度の関係

4. 水蒸気はどう雲の粒に変わるのか

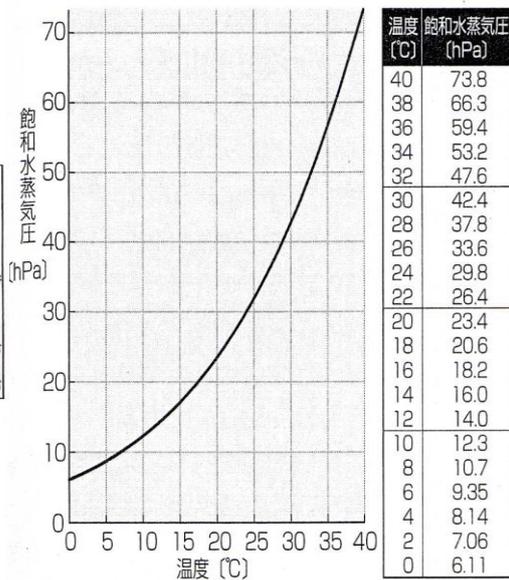
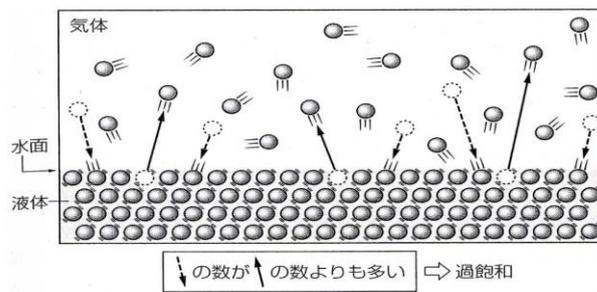
過飽和という状態

実際の気中では、空気中の水蒸気圧は飽和をわずかに超えて大きくなることもある

雲が発生するとき、水蒸気はわずかに

過飽和

過飽和の状態



きれいな空気から雲の粒はできない

エアロゾル; 土ぼこり、火山灰、スス、

海塩粒子などで、水蒸気粒子よりはずっと大きく、雲の粒よりはずっと小さい

吸湿性; 水と親しみやすい性質

凝結核; 雲の粒となるエアロゾル

水蒸気・凝結核・雲の粒の半径と数

温度が下がると空気は湿る

絶対湿度; 空気中の実際の水蒸気量

相対湿度; 飽和水蒸気圧に対して、実際の水蒸気圧が何%になっ

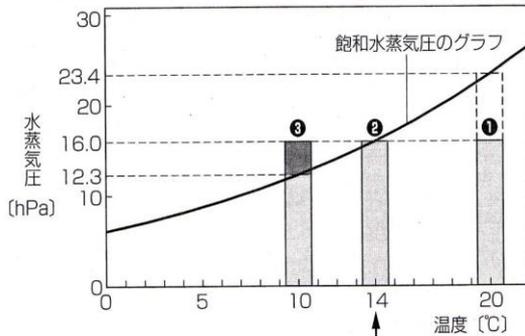
ているかを表すもの

露点; 温度が下がり、相対湿度が高くなり、飽和になった状態の温度を言う (自然界の露、結露)

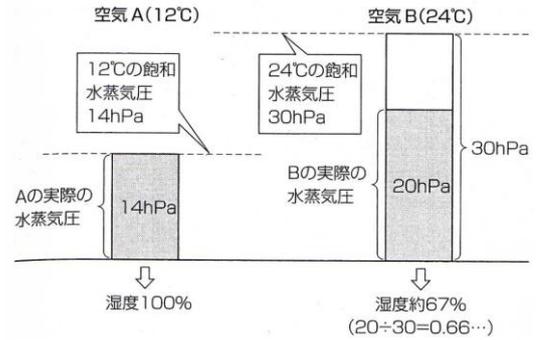
種類	だいたいの半径	数 (1 cm ³ 当たり)
水蒸気分子	10 ⁻⁴ μm	10 ¹⁷ 個
小さな凝結核	0.2 μm 以下	1000 ~ 10000 個
大きな凝結核	0.2 ~ 1.0 μm	1 ~ 1000 個
巨大凝結核	1.0 μm 以上	1 以下 ~ 10 個
典型的な雲の粒	10 μm 以上	10 ~ 1000 個

相対湿度

露点



注：各温度における飽和水蒸気圧は、
図1-12の表の数値による



雲ができるとき空気はどうして冷えるのか？

空の高い所に上ったサーマル（温められた空気のかたまり）が冷えて露点に達し、さらに過飽和になれば、凝結核に水蒸気が凝結して、雲の粒になる

空気は熱を伝えにくい物質、外側から内側まで冷えるのには非常に長い時間がかかる（壁の断熱材）

気体は膨張すると温度が下がる？

高度上昇で気圧低下し、空気のかたまりは膨張する

膨張すると、内側の気体分子の運動が弱まり、温度が下がる

断熱膨張；熱の出入りなく空気を膨張させることで、空気の温度を下げる働き

乾燥断熱減率；乾燥した空気が断熱膨張で温度が下がる割合で、1 kmで 10°C下がる

湿潤断熱減率；飽和空気で、1 kmで 4~6°C下がる

断熱圧縮；熱の出入りなく空気が圧縮すること

気体の分子を膨張させると分子の運動は遅くなる

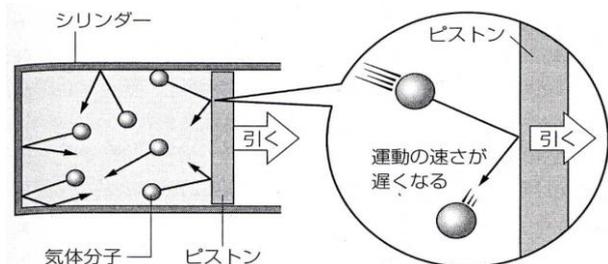
雲はつくられては消えている

雲の粒は落ち始めてもその速度が非常に遅く、上昇気流によって支えられる

しかし、サーマルの上昇が止まった雲は上昇気流支えられず、ゆっくりと落下し始め、乾いた空気に触れて蒸発する

雲一つひとつの寿命は短く、数十分

空に雲がたくさん浮かんでいる風景は、生成と消滅の繰り返しの場面



5. 雲ができる大気の構造

雲ができる高さは決まっている

積乱雲の背の高さには限界があり、日本付近では高度 11 km、この高さまで発達すると、頂上付近は水平方向に広がり始める（かなとこ雲）

かなとこ雲

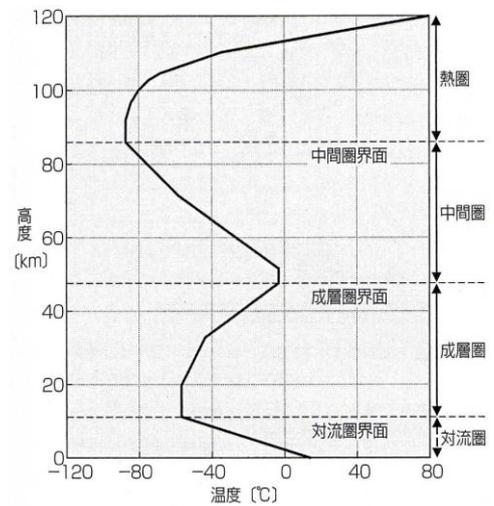


対流圏のしくみ

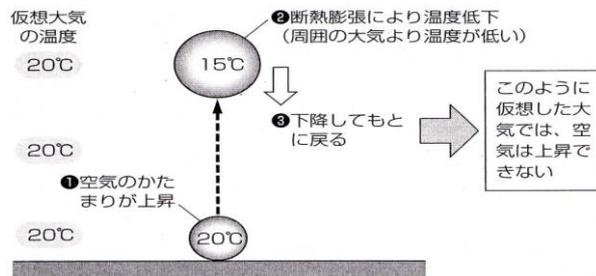
気温減率、対流圏、対流圏界面、対流

成層圏・中間圏・熱圏・オゾン層

熱圏は高度 500 km まで、それ以上は外気圏で気体分子の運動速度が地球の重力をふりきる脱出速度を超えているので、空気が宇宙空間へ逃げ出す。



流



ラ

大気の鉛直方向の温度分布

大気の温度が上空まで一定なら、空気は上昇できない

6. 雲には同様な種類があるのか

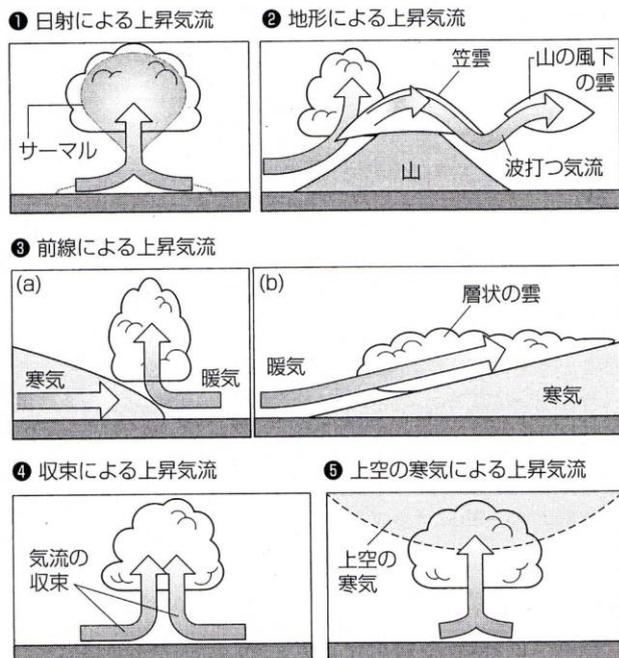
いろいろな上昇気流のできかた

日射による上昇気流、地形による上昇気流、前線による上昇気流、収束による上昇気流、上空の寒気による上昇気流

雲を作る上昇気流

雲の分類の仕方

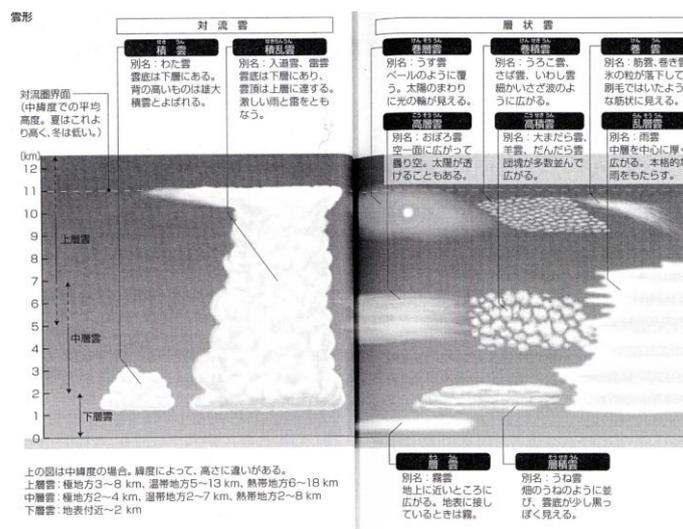
厚さ 11 km の対流圏の中で



きる雲は、高さによって上層、中層、下層の3つに分かれる

さらに発達の方でも分けられ、対流によって鉛直上向きに成長する対流雲、水平方向に広がる層状雲という

これらの分け方を組み合わせ、雲を10種類に細分した国際的に統一した分類が十種雲形という



対流雲；「積雲」と「積乱雲」

「巻雲」；最も上層にできる刷毛ではいたような雲、薄い感じで、筋状になる。また、すべて氷晶でできている

「～積雲」(団塊状の雲が層状に広がる)

上層にできるのは「巻積雲」(さば雲、いわし雲) 魚のうろこ状、氷の結晶

中層にできるのは「高積雲」(羊雲) 羊の群れ状、水の粒または氷の結晶

下層にできるのは「層積雲」(うね雲) 積雲の大きさ団塊、畑の畝のよう、水の粒、少し黒っぽい

「～層雲」(層状に平に広がる)

上層には「巻層雲」空が透けて見え、薄いベールをかけたよう、薄曇りの天気、氷の結晶、太陽の周りに「暈(かさ)」が生じる

中層には「高層雲」もっと厚い層状の雲、おぼろ雲

高層雲がもっと厚さをまし、下層や上層まで広がると「乱層雲」本格的な雨をもたらす

下層には「層雲」地上に接しているときは霧、霧雲、霧雨、霧は冷たくなった地表がその上の空気を冷やすことで発生

雨と雪

1. 雲の粒から雨粒へ成長

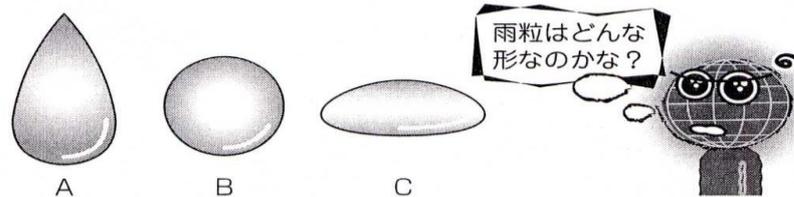
雨粒の形と大きさ

落下する水滴（半径 3 mm 限界）は、半径 1 mm 程度ではほぼ球形、半径が 2 mm 超でつぶれた饅頭形

雲の粒は簡単には雨粒にならない

典型的な雨粒の半径は雲粒の 100 倍、体積では 100 万倍。

雨粒の形



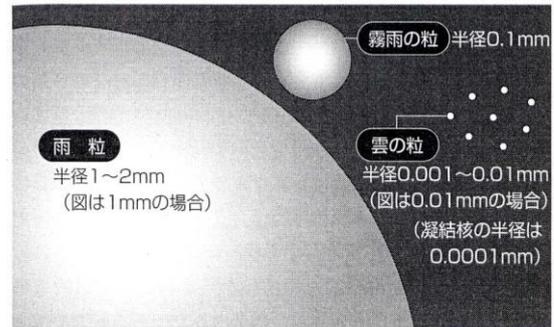
雨粒・霧雨の粒・雲の粒

雲の粒の「独占的」な成長

塩化ナトリウム、硫酸、硫化アンモニウムなどを含む凝結核は、雲の粒に溶け込む（イオン）

イオンは水分子を引き付け、水分子が液面から飛び出し水蒸気になることを抑制

雲の中でイオンを含んだ粒子が速く成長



少数の塩粒がもとになって降る「暖かい雨」

海上の大気は海塩粒子を多く含む

この粒子は他よりサイズが数倍～10 倍、吸湿性にすぐれ、飽和していない空気から水蒸気を吸着

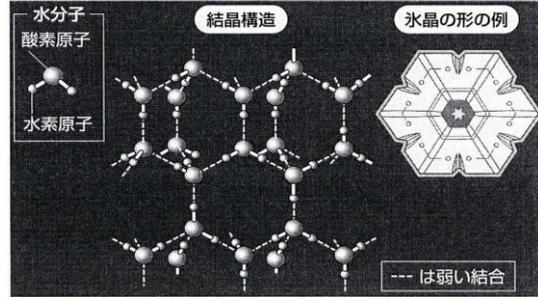
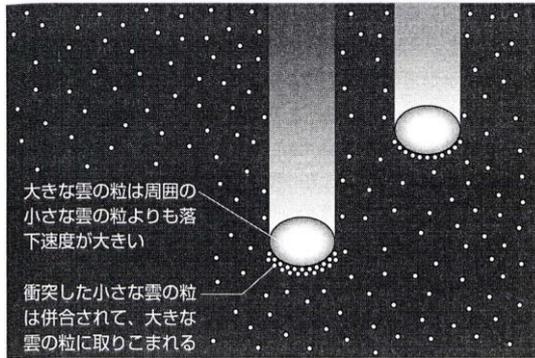
この粒子は生まれた時から独占的に成長できる

大きくなった粒子は小さい雲の粒よりも落下速度が大きく、小さい雲の粒と衝突し、合体し大きくなる（衝突併合過程）

暖かい雨は、熱帯の海で積雲から降る雨に多い

雲発生後 20 分程度で雨が降る、シャワーのような雨

衝突併合過程



2. 日本付近の雨はどのように降るか？

「冷たい雨」のもととなる氷晶の生成

冷たい雨；雲の中の氷の粒が大きく成長、落下時に融けて雨粒に

積乱雲の上部の温度は常に氷点下

氷晶；氷でできた雲の粒

雲粒；液体の雲の粒

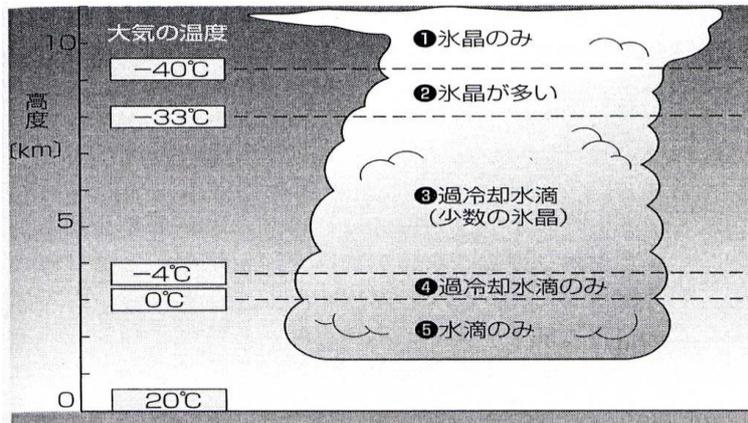
過冷却水；0℃以下でも凍らない水

水分子が結晶するときの構造

生き延びる結晶の種が成長、水滴全体が凍る

過冷却水滴が自然に凍るのは、マイナス 33℃以下。マイナス 40℃ではほぼ 100%の雲粒全体が凍る。

鉱物、火山灰、黄砂、ヨウ化銀などの氷晶核はマイナス 33℃以上でも簡単に凍る



鉱物でできた土壌粒子は、空気中の水蒸気が直接凍りついて氷晶になる（昇華凝結）

積乱雲内部の上昇気流で生じる氷晶と水滴の分布

雲の中で氷晶が成長し雪の結晶に

生成した氷晶は、周囲の水蒸気分子を集めながら、昇華凝結で成長

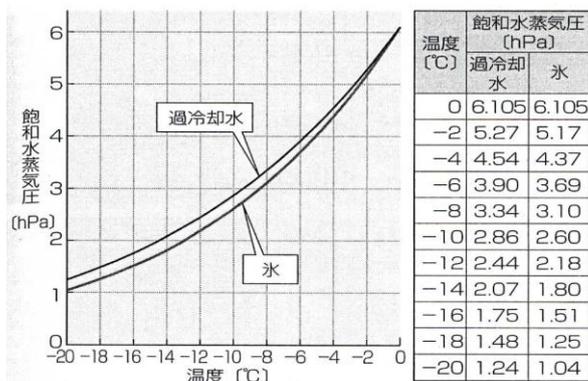


雪の結晶

雪が地上まで落ちるのは、地上気温 2℃以下

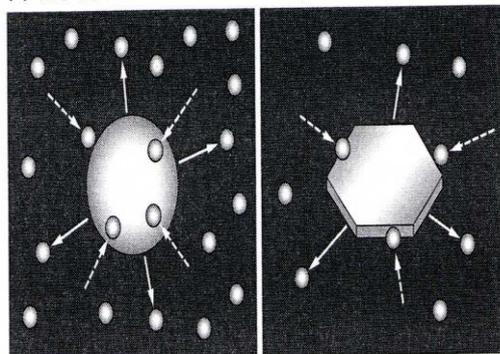
途中の大気の湿度が低いとき雪は融けにくい

↓
雪の粒から水蒸気が蒸発し、温度が上が



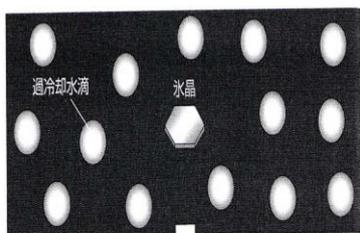
りにくい (蒸発で熱を奪う)

(a) 過冷却水に対する飽和 (b) 氷に対する飽和

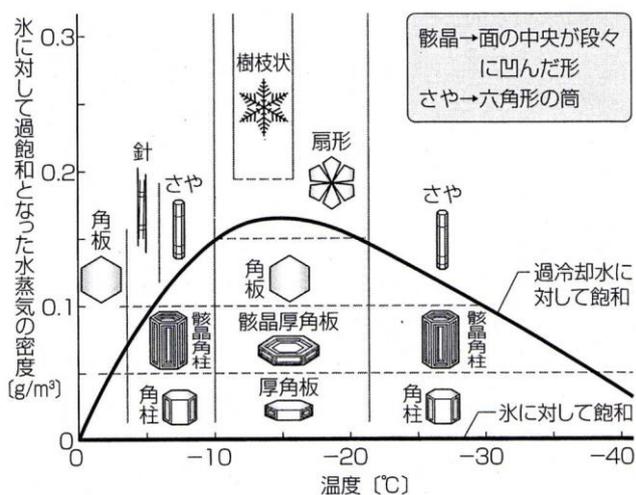
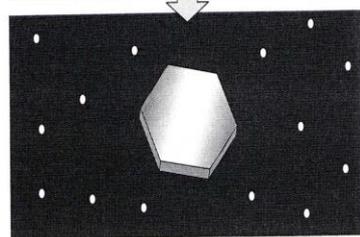


水から飛び出すの数が水に飛びこむの数が等しいときに、水蒸気は飽和している
氷から飛び出す水分子は、水からの場合よりも少ないので、周囲の水蒸気が (a) より少ないときに飽和する

過冷却水と氷に対する飽和水蒸気圧の違い
飽和蒸気圧と温度の関係



氷晶の成長過程
雪の結晶の形



氷晶が落下しながら合体して大粒の雨に

図は暖かい雨と冷たい雨のしくみをまとめたもので、海塩粒子が多いか少ないか、雲が暖かいか冷たいかが両者の分かれ目

熱帯では；地上が 30°C でも 5000m では氷点下、赤道付近の対流圏界面は中緯度より高い、**積乱雲の雲頂は 18 km**

雲頂で氷晶ができるほど高く成長した雲では、冷たい雨のしくみが働いて雨が降る

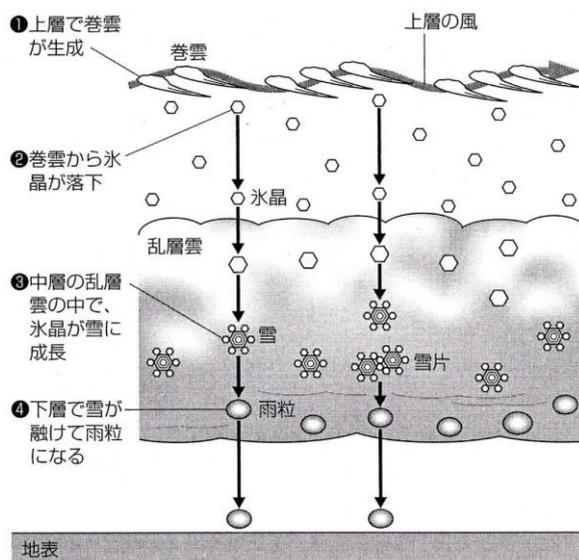
暖かい雨と冷たい雨

層状雲から冷たい雨が降るしくみ

上層の巻雲は、その下の乱層雲に氷晶を落下させる

それが核となり、過冷却水滴の雲粒の豊富な乱層雲で氷晶過程で氷晶が成長、雪ができる、これが融けて地上に落ちると雨になる

層状雲から降る雨のしくみ



上層の巻雲から中層の雲へと落下する氷晶

3. 自分で殖える積乱雲の不思議

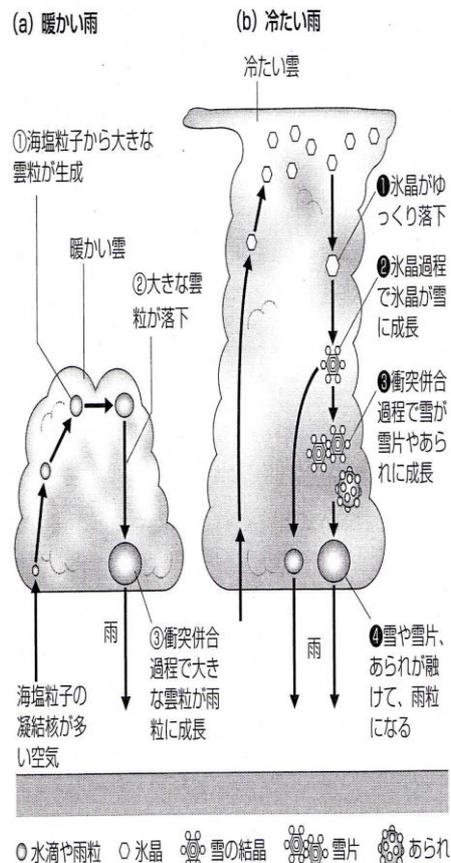
「非常に激しい」と言われる雷雨の雨量

1時間に20、30、50mm以上の激しい雨を降らせるのは、発達した積乱雲。表「雨の強さを示す指標」、「土砂降りの雨」「バケツをひっくり返したような」「滝のような」「恐怖を感じる」

1時間に50mmとは；10km四方で0.05m×1万m×1万m=500万m³、東京ドーム4杯分

雨の強さを表す指標

このような激しい雨では、山間部は崖崩れ、土砂が押し流される土石流、土砂災害。都市部では、放水のスピードが追い付かずm道路や住宅、地下街に浸水する「都市型水害」



生き物のような積乱雲の一生

積乱雲の1個は「降水セル」積乱雲の発生から消滅まで、3つの段階

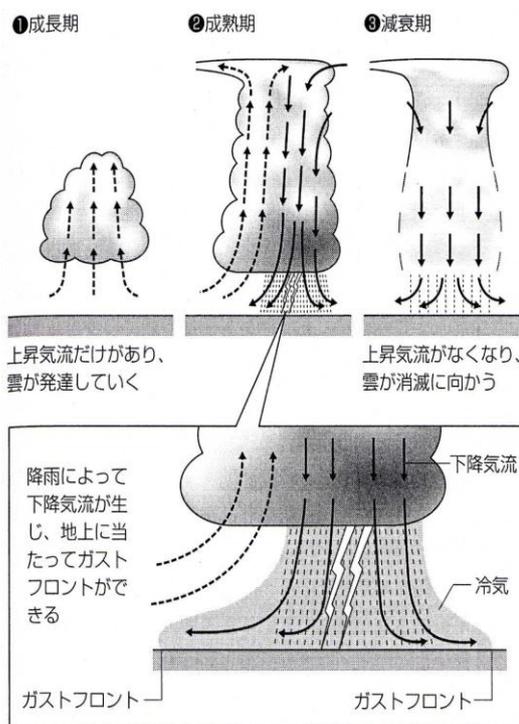
成長期；上昇気流で積雲が成長、雨はまだ降らない

成熟期；雷発生、雲の中であられと氷晶が衝突するとき、それぞれが電気を帯びる

予報用語	1時間雨量(mm)	イメージ	人への影響や災害
やや強い雨	10以上～20未満	ザーザーと降る。	地面一面に水たまりができる。この程度の雨でも長く続くときは注意が必要。
強い雨	20以上～30未満	土砂降り。	傘をさしていてもぬれる。道路が川のようになる。側溝や下水、小さな川があふれ、小規模の崖崩れが始まる。
激しい雨	30以上～50未満	バケツをひっくり返したように降る。	山崩れ・崖崩れが起きやすくなり、危険地帯では避難が必要。都市部では下水管から雨水があふれる。
非常に激しい雨	50以上～80未満	滝のように降る。	傘はまったく役に立たない。都市部で地下街に雨水が流れこむ場合がある。マンホールから水が噴出。土石流などが起こりやすい。多くの災害が発生。
猛烈な雨	80以上	息苦しくなる圧迫感。恐怖を感じる。	雨による大規模な災害の発生するおそれ強く、厳重な警戒が必要。

積乱雲の一生

水分子の一部が電離、水素イオン(+)や水酸イオン(-)が移動
 帯電した小さな氷晶は上昇気流で上に
 帯電したあられは下の方に落ちる
 プラスとマイナスの電気帯びた粒子が、雲の中で別々の部分に分かれる
 プラス、マイナスの電気が別々の場所で蓄積、蓄積した電気は雲の内部や雲同士、雲と地上の間に流れ、この電流が雷の稲妻となる
 雷鳴は本来、電流の流れにくい空気中を無理に電流が流れるときの衝撃音
 稲妻の電流が流れるのは0.1秒程度
 雷鳴は「パリッ」、「ゴロゴロゴロ」、長く伸びる稲妻の経路による



稲妻の一方の端が観測者から3 km、もう片方の端が4 kmの場合、観測者に届く時間に約3秒の差、雷鳴は3秒に引き伸ばされ「ゴロゴロゴロ」と聞こえる

成熟期で重要なことは、雲を発達させる上昇気流と別の部分では、下降気流がある
 下降気流は、積乱雲の下の地表に当り、向きを変え、水平に進む

この水平方向の気流が、その外側の空気とぶつかる部分が「ガストフロント」という
 「ガスト (gust=突風) は風の急激な乱れの意味

積乱雲から下降する空気は、雨滴からの水の蒸発で熱を奪われて冷やされ、重いかたまりとなって落下し、地表に到達するものがある (ダウンバースト)。

ダウンバーストはきわめて強い下降気流、航空機の墜落の危険性、空港では気象レーダーで積乱雲の観測

これが地表で水平方向に向きを変えると、トップとなり樹木や住宅をなぎ倒す積乱雲による降雨の領域が広がって激しくなると、下降気流が強まり、上昇気流を打ち消すようになる

積乱雲の成熟期は 15～30 分ほど

衰退期；弱い雨とともに、下降気流だけになって、積乱雲は消滅に向かう

冷たい下降気流で生じたガストフロントは、もともと地表にあった暖かい空気を下から押し上げ、新たな上昇気流を発生させる

別の雲のガストフロントと衝突して上昇気流となる場合もある

新たな積雲が発生し、積乱雲となることもある

ある積乱雲から「子」、「孫」の積乱雲が近辺に発生し、成長期、成熟期、減衰期の積乱雲が混ざった集団を「気団性雷雨」という

(夏の夕立)

ガストフロントによる新たな降水セルの発生

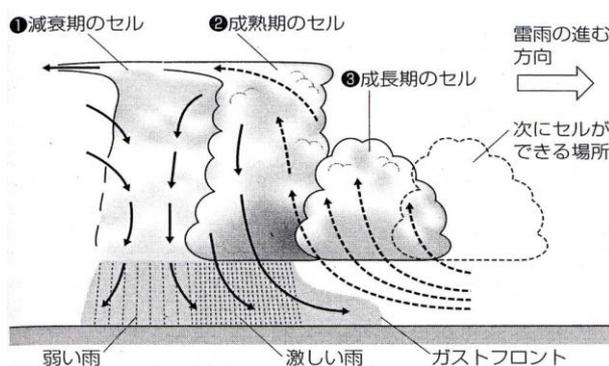
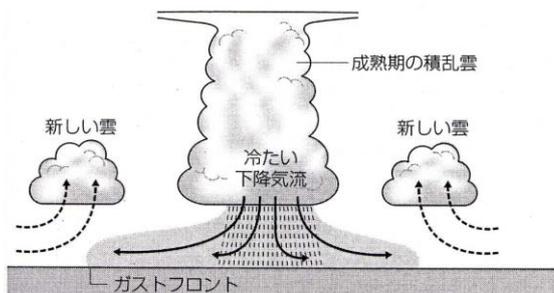
自己組織化される積乱雲の群れ

美しい雪の結晶；水分子が「自己」のもつ性質（酸素原子とむつびつく2つの水素原子の角度や電荷の偏りなど）をもとに、自然と規則正しく結びつき、六角形

を基本に結晶の形が「組織」される積乱雲；ガストフロント、新たな雲の発生、整然と組織化される

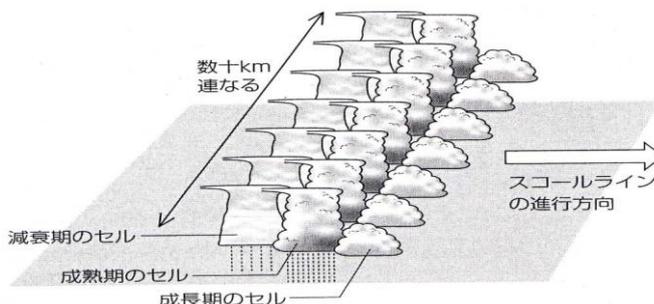
マルチセル (multi=多重)；図のマルチセル型の雷雨は、新たな降水セルは決まった場所に発生、全体として右側に進む

数時間続く激しい雷雨となる（日本でよく見られる



マルチセル型雷雨の構造

スコールライン；長く数十kmにわたる線状（ライン状）に組織化された雷雨で、進行方向がラインとは直角方向に速



い速度で移動するもの

テーパリングクラウド (**tapering**=先が細い) ; 個々の降水セルの進行方向が、セルが線状に連なる方向と同じになっている。同じ場所に留まりやすく、集中豪雨となる。気象衛星画像では、「にんじん」の先のような形、にんじん形の雲ともいう。

スコールラインの構造

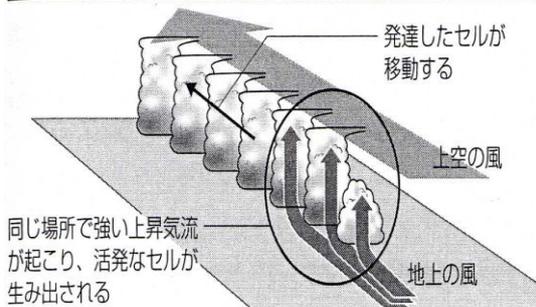
テーパリングクラウド

強い竜巻を発生させるスーパーセル

スーパーセルは、単一の積乱雲、1つの雲の中に上昇気流と下降気流の起こる場所が分かれている

上昇気流の領域の中で育った氷の粒が下降気流の領域に落ちる、上昇気流の領域から離脱し、降水粒子となる(降水による上昇気流の弱体化はない)

スーパーセルは、寿命が長く数時間持続、上昇気流、下降気流も強力発生には、地上と上空で大きく風向きや風速が異なることが必要



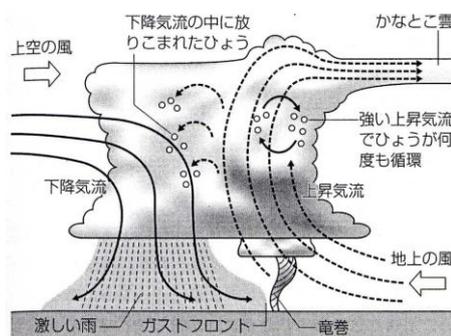
スーパーセル

乾燥した空気の中を降水粒子が落下すると、降水粒子の表面から水が盛んに蒸発し、熱を奪って冷え、周囲の空気が冷たくなって、下降気流が強力になる、ガストフロントが上昇気流の発生を助ける

ひょうが、何度も同じ雲の中で循環し、次第に大きなサイズに成長

スーパーセルは、強力な上昇気流によって竜巻を発生させる

竜巻は渦巻く強力な上昇気流、速さは秒速 50~100m、渦の半径は数 m~数百 m



4. 豪雨はどのような時に発生するのか

大気の「安定」と「不安定」

どのような条件の時に積乱雲が発達して豪雨になるのか？

「大気が安定か不安定か」不安定の時、激しい対流が起こり積乱雲が発達、安定の時、対流雲は発達しない

水蒸気の持つ潜熱とは何か？

物質は固体、液体、気体の間を状態変化するとき、熱を放出したり吸収したりする
周囲へ放出する熱は「凝結熱」「凝固熱」「昇華熱（昇華凝結熱）」、周囲から熱を奪う熱は「蒸発熱（気化熱）」「融解熱」「昇華熱（昇華蒸発熱）」、これらの熱は状態変化が起こらないときは現れないので、潜んでいる熱「潜熱」と呼ばれる

分子間の間隔が狭い液体は、分子同士が引き合う力が強い、この力を振り切って分子がバラバラに飛び回る気体になるには、エネルギーが必要

水の三態変化と1g当りに出入りする熱量

そのため、水が水蒸気になるには、周囲から熱(エネルギー)を奪う「蒸発熱の吸収」

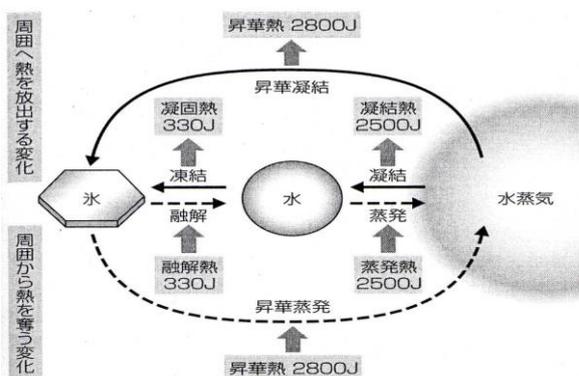
逆に、水蒸気から水になるときは、熱を放出「凝結熱の放出」

水蒸気が液体の水になるとき、1g 当り放出される潜熱は 2500 ジュール、水 1g に 1 ジュールの熱を

与えると 0.24℃温度が上昇する、これは信じられないほど大きな熱

水 100g を 6℃上昇させるだけの熱が水蒸気 1g から生じる

水 1g が蒸発するには、2500 ジュールの熱を周囲から奪う、水 100g を 6℃温度低下させるだけの熱を吸収する



湿った空気があると不安定になる

飽和した空気が断熱膨張すると、水蒸気が凝結するときに潜熱を放出するので、乾燥断熱減率よりも小さい(湿潤断熱減率)

乾いた空気であれば安定である大気が、湿って飽和した空気では不安定になる(条件付き不安定)

「下層の湿った空気」と「上空の寒気」

平均よりも上空で温度が低くなっている場合「上空の寒気」、下層から上昇した空気の方が温度が高く、不安定となる

夏、上空に寒気があると、積乱雲が発達し、夕立となる

南の海上から湿った南風が大気の下層に入ってきたときも大気は不安定なり、積乱雲が発達

このように、大気の不安定は「上空の寒気」「下層の湿った空気」という条件になった

時に生じる

冬に日本海の上空に寒気が入り、海上で下層の空気が湿って不安定な状態になると積乱雲が発達

