



3章 発生メカニズム

3.1 豪雨豪雪の発生要因

積乱雲は発達すると水平スケールで数十kmにも広がりますが、さらに積乱雲は複数で群れをなしたり、あるいは1個の巨大な積乱雲に成長したりします。このような現象を、積乱雲の組織化^{*)}といいます。線状降水帯は組織されたマルチセルの1形態といえます。本章では、さまざまな組織化されたマルチセルの形成メカニズムを詳しくみていきたいと思います。

豪雨豪雪をもたらすメソ対流システムの時間スケール

集中豪雨や豪雪をもたらすのは、いずれも積乱雲ですが、積乱雲が群れをなした時に災害に直結する記録的な降水量が観測されるといってよいでしょう。一般的に、メソスケール(中小規模)といっても、数日から数百kmと幅があり、現象も異なります。現在、メソスケールの空間的大きさは、次のように細分化されています。積乱雲1個のスケールに相当する、数日から10日程度をメソγスケール(2~20日)、積乱雲群に相当する、数十日から数百日をメソβスケール(20~200日)、さらに積乱雲群を形成するメソαスケール(200~2000

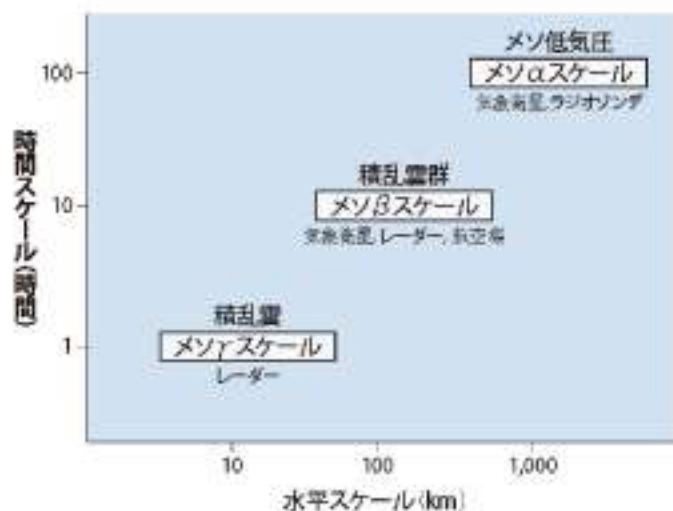


図3.1 メソスケール現象の時空間スケール

日)と分類されます(図3・1)。現象の時間スケールと空間スケールは1対1に対応していますから、大雑把に言えば、メソγスケールは1時間、メソβスケールは10時間、メソαスケールは100時間(数日)となります。

メソαスケールの現象であれば、気象衛星からの観測で十分把握することが可能です。メソβスケールの現象は、気象衛星に加えて気象レーダーの観測が必要となります。メソγスケールになると、通常の気象レーダーでは粗いため、高分解能のレーダー観測が必要となるのです。発生から発達、衰弱まで刻々と変化する積乱雲を把握するためには、時間分解能1分、距離分解能10mの精度が欲しいところなのです。

^{*)}積乱雲の組織化
英語のorganizationが語源。

^{*)}マルチセル(multi-cell)
多雲セルと訳されることが多いが、気象の用語としてマルチセル(multi-cell)とは、1つの対流に対して複数の対流セルがある、対流セルを上下方向に連続的にみえるため、気象学上は単一の対流セルとして扱う。シングルセルは単一の対流セルを多雲細胞とする。また、単一の対流セルはスーパーセル(super-cell)と呼ばれる。最初が誤訳か否か不明。



豪雨豪雪をもたらすマルチセルは、多くのシングルセルが誕生と衰弱を置き替わりながら長時間継続します。そのシステムについて、イラストなども参考にしつつみていきたいと思います。

^{*)}気象衛星
静止気象衛星の可視域後の距離分解能は100km程度、可視域は約4kmである。

^{*)}気象レーダー
迎撃機等のマイクロ波を放射するレーダーの距離分解能は、ビーム方向で100m程度となる。

^{*)}高分解能のレーダー
迎撃機が10m程度の距離分解能がある。



豪雨・豪雪の要因

梅雨前線や台風などさまざまな大気現象に伴い、各地で集中豪雨が発生し、しばしば甚大な被害が生じます。まず、集中豪雨・豪雪の要因をまとめましょう。1000km程度の大きなスケールでみると、①低気圧、前線、台風などの大規模な大気現象を伴う場合と、②大規模な大気現象を伴わないものに大別できます。言い換えると、積乱雲の発生の仕方の違いともいえます。温帯低気圧や台風など大規模現象は、内部構造として自分の中に上昇流を作り出し、いわば強制的に積乱雲を生み出し続けます（強制対流）。それに対して、大規模な現象を伴わない場合は、大気が不安定になり自然発生的に上昇流が形成される必要があります（自由対流、あるいは熱対流）。

① 天気図に現れるような大規模な現象、温帯低気圧、停滞前線、台風などでは、前線面やスパイラルバンドなど大気現象自体の持つ強い上昇流域で、特徴的な積乱雲が形成されます。例えば、低気圧の寒冷前線周辺や暖域、停滞前線周辺やその南側、台風中心付近の壁雲やレインバンドなど、固有な構造を有しています（図3・2）。そこでは、下層収束が強まり、前線面で滑昇する上昇流が形成され、積乱雲が発達します。

② 大規模な大気現象が存在しない場合、比較的安定な時にも豪雨や豪雪が発生します。これらはモンスーン、つまり季節風卓越時の現象として捉えることができます。夏のモンスーンは、太平洋高気圧に覆われた安定した夏型の気圧配

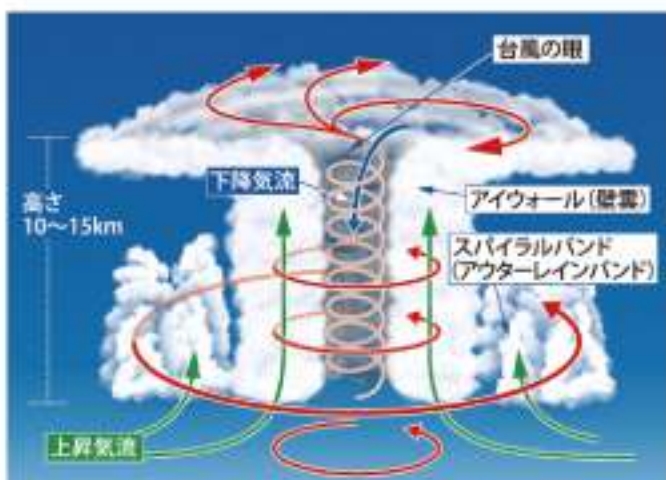


図3.2 台風の断面図

置下で、太平洋からの南風が卓越します。冬のモンスーンは、西高東低の気圧配置下で、北西の季節風が日本海を渡って日本列島に達します。モンスーン卓越時には安定した気団である高気圧に覆われますが、夏は暖かく湿った空気塊が南の海洋上から日本列島に流れ込み、さらに地表面は日射による加熱で不安定になります。冬は対馬暖流の流れている日本海上に寒気が進入して、熱と水蒸気を得ながら下層の大気が不安定になり、対流が発生するのです（気団の変質）。「夏型」の日は、強い日射により地表面が加熱され、海風により水蒸気が輸送され、陸上で対流が活発になります。「冬型」の日も、上空の強い寒気が相対的に暖かい暖流上で加熱され、海上の多量な水蒸気が雲雲のもととなります。いずれの場合でも、積乱雲のエネルギー源である「熱」と「水蒸気」がきちんと用意されているのです。



夏の積乱雲

※1000km程度の大きなスケール
 組織スケール、シノプティックスケール、メソ
 ロスケールなどよばれる。

※大気擾乱が存在しない場合、気団内の現象のことが多い。

※停滞前線
 梅雨前線も停滞前線。

※下層収束
 上昇流が形成される前線面であり、対流が活発な
 低気圧やモンスーンなど、積乱雲の発生、台
 風や前線、あるいは衛星気象衛星などで観測される。

※モンスーン (monsoon)
 季節風のこと。

※安定した気団である高気圧
 日本列島は、夏は高気圧、温帯な小気圧気団、冬
 は低気圧、熱帯したシベリア気団により、季節風が
 出現する。小気圧気団は低気圧気団、シベリア
 気団は高気圧気団である。



3.2 スコールライン

寒冷前線上の積乱雲列

水平スケールで1000kmを超える長さを持つ寒冷前線は、総観スケールの現象であり、暖気と寒気境界です。寒気が暖気の下にもぐり込む形で、前線面上では上昇流が形成され、鉛直方向に積乱雲が発生します。長い前線面で強制的に対流が発生するために、寒冷前線に沿って積乱雲が何十何百と形成され、上空から見る積乱雲の列を成します。この積乱雲列は、気象衛星やレーダーで観ると、非常に幅の狭いバンドが前線に沿って形成されることがわかります。寒冷前線通過時の降水が短時間なのは、この幅の狭いレインバンドが理由なのです。レインバンドは、前線面に沿ってほぼ同時に形成され、前線とともに移動します。自身の積乱雲は、数十分で衰弱して消滅しますが、前線の移動に伴い、常に新しい積乱雲が前線面で発生するため、結果として同じ構造が維持されているようにみえるのです。前線面と進行方向、つまり積乱雲列の方向と周囲の風向は直交します。そのため、寒冷前線に直交するレインバンドの断面の構造はどこでも一緒で、数十kmという狭い範囲で積乱雲が形成されます(図3・3)。また、寒冷前線の後方は、相対的に乾いた寒気が進入するために、雲は発生しにくく、クリアー(晴れ)です。



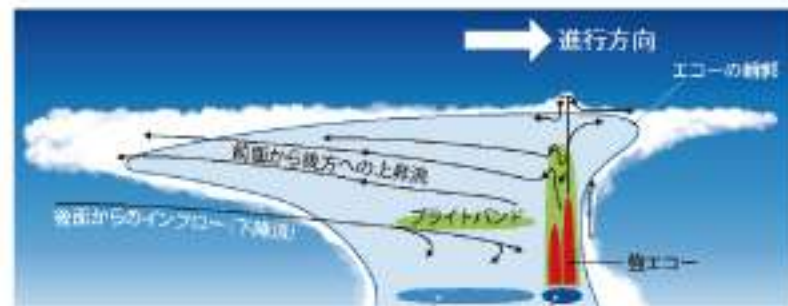
豪雨・豪雪の要因

* 積乱雲列
Narrow Cold Frontal Bandwidth (狭い帯)

* 積乱雲列の方向
前線の方向

* 周囲の風向
前線前面の降層成分と前線後面の北風

* 断面の構造はどこでも一緒
全大気層の断面構造といわれる



後面の層状性降水による降雨域 前面の対流性降水による降雨域
図3.4 スコールラインの構造 (断面図)

スコールライン (squall line)

スコールラインは、積乱雲が長さ数100kmスケールで弧状に並んだもので、線状のメソ対流システムの一つといえます(図3・3)。「熱帯のスコール」とスコールラインはほぼ同じものを指しており、熱帯、中緯度両方でみられます。スコールラインの特徴は、①その名前のとおり、動きが早い点と、②積乱雲列の後面には、かなとこ雲が広がり、レーダーで観ると層状性のエコーが広く分布している点にあります。つまり、スコールラインは、前面の対流性領域と後面の層状性領域を併せ持つメソ対流システムといえます(図3・4)。スコールラインは、寒冷前線の前方に形成されることが多いので、その環境場は寒冷前線とほぼ同様といえます。

スコールラインと寒冷前線の積乱雲列は、積乱雲の並び方や構造は非常に似ていますが、決定的な違いは後面に層状性領域を持つかどうかです。スコールラインとスーパーセルも似ていますが

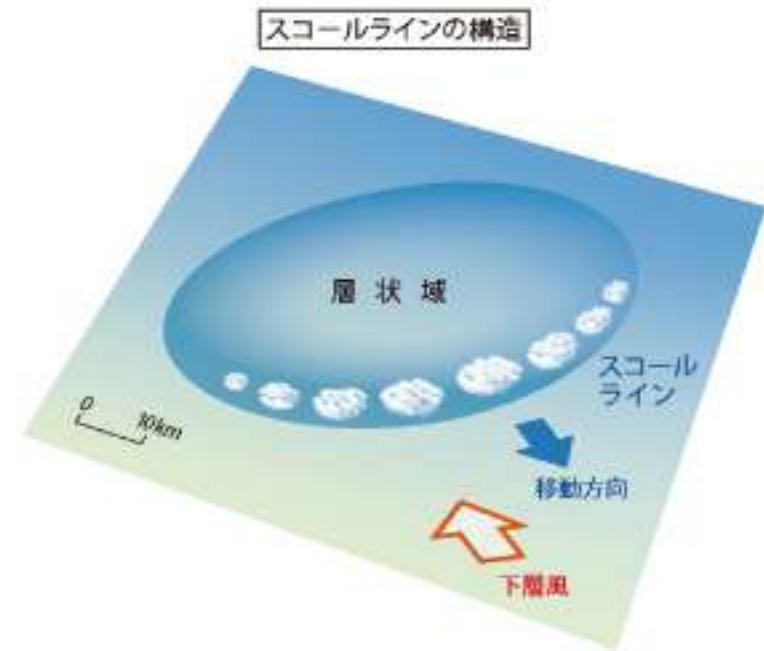
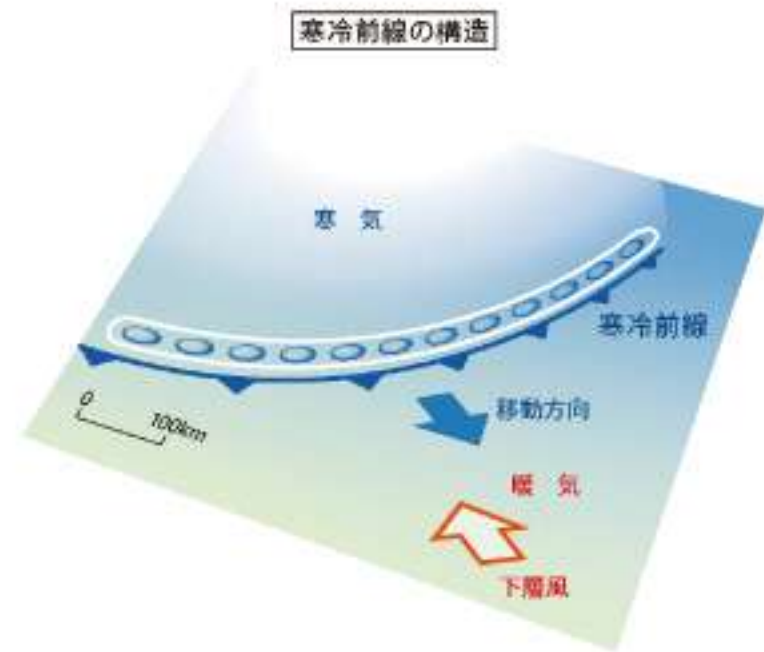


図3.3 寒冷前線とスコールラインの構造



熱帯地域のスコール

※熱帯のスコール
日本では台風のような一過性の雷雨

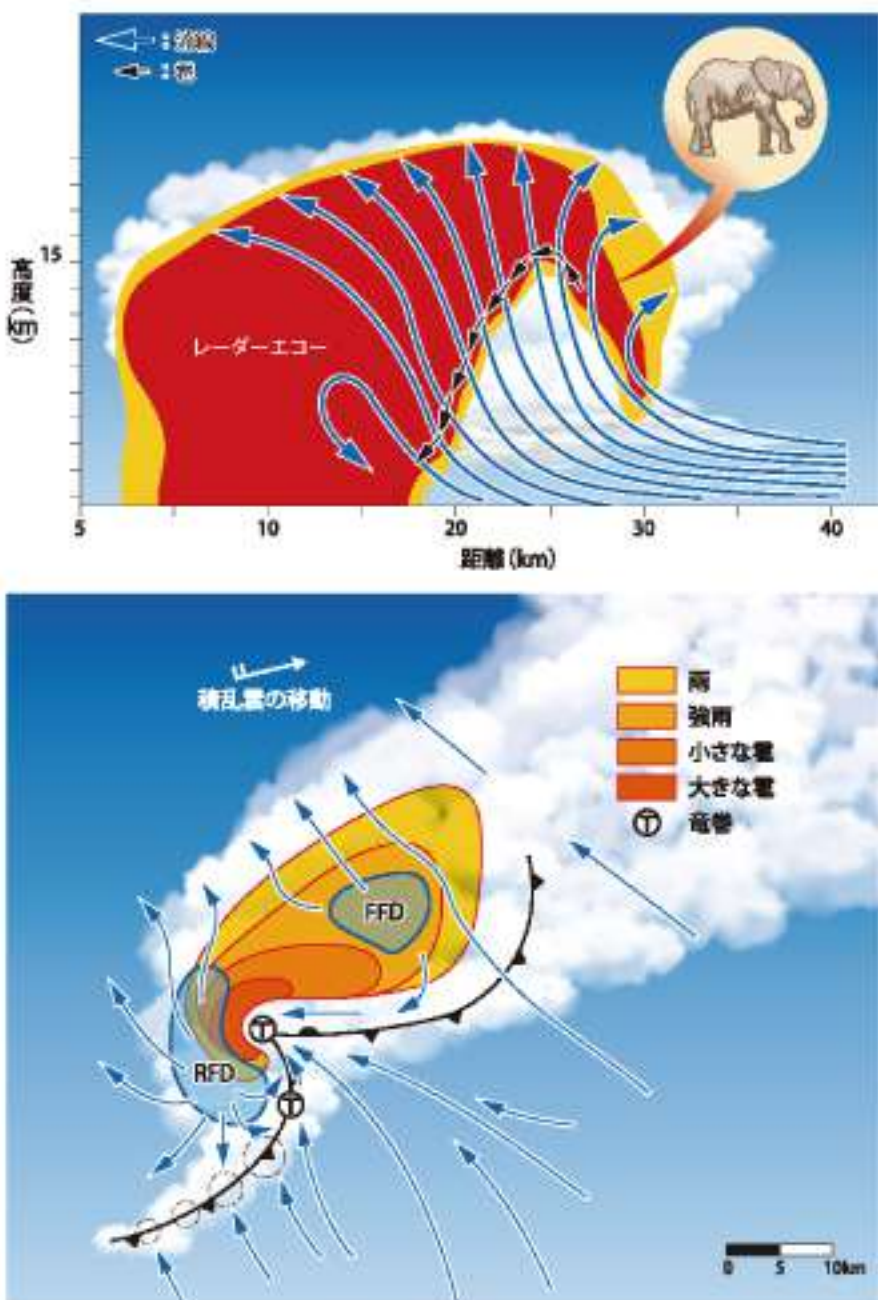


図3.5 スーパーセルの構造
(上) 前後断面図と (下) 降水分布と気流の水平断面図。



いほどどこにあるのでしょうか。

スーパーセル (supercell)

積乱雲が急速に発達して、巨大な積乱雲となり、電巻や雹をもたらしものをスーパーセルとよびます。マルチセルと違うところは、上昇流と下降流がひとつの雲内で共存(住み分け)する点です。上昇流と下降流が3次的にねじれて雲内で1つの循環系が形成され、スーパーセルの内部には、上昇流が最も強い領域に降水粒子が飛ばされた、ノーエコ領域が存在します。降水域は、この強い上昇流域を取り囲み、前方上空にオーバーハングエコーが存在するのが特徴です(図3・5)。平面的にスーパーセルをみると、上昇流域では降水がなく、その周りに降水域、その外側に強雨域が存在するという構造を示します。気象レーダーで観測すると、ドーナツの真ん中のようにエコーのない領域が存在し、その形状から、フックエコーとよべれます。フックエコーの中心付近で電巻が発生し、北側のフック状エコー領域では、ダウンバーストや降雪が生じるのです。強い上昇流と強い下降流が背中合わせで存在するスーパーセルの内部では、30 m/sとか50 m/sに達する上昇流域では電巻が発生し、強い下降流域では、ダウンバーストや降雪・豪雨・落雷が観測されます。このように、上昇流と下降流が共存するスーパーセル内部では、電巻とダウンバーストが隣り合わせて同時に発生します。

スーパーセルの発生条件は、大気的不安定に加えて、高さ方向に風が変化すること

★スーパーセル (supercell)
レーダー気象学では、メソサイクロン (mesocyclone) を有する積乱雲のスーパーセルと定義する。メソサイクロンは、スーパーセル内部に発達される、直径数km程度の循環であり、積乱雲の中心で発達する。

★ノーエコ領域

no echo zone (エコーワール) と、英語で「エコーなし」 no echo area と言われる。オーバーハング
レーダーエコーが放射した波はを散り、雲の鼻のように見える。

★エコーのない領域、エコーフリー

the anvil side of the mesocyclone 領域は、強い上昇流域の存在する領域であり、その北側には、気象レーダーで観測できないエコー域が存在し、そこでは強雨や降雪が観測される。

★フックエコー (hook echo)

雲の鼻の先端にレーダーが観測する電巻のサイン。

★高さ方向に風の变化

上昇に向かって時計回りに風向が変化し、高度が進むと速く、風の向きが「シー」という。