

## 第4章 数値予報モデル

### 4.1 数値予報モデル概要<sup>1</sup>

数値予報モデルは、数値予報全体の流れの中でも、未来の値を計算するという中心の部分である。天気予報用の数値予報モデルでは、大気現象を支配する物理法則をコンピュータで解く。この物理法則が複雑な方程式であるため、ある座標系上・時間方向においてとびとびの値で表現することによって、コンピュータで解くことが可能になる。コンピュータで解くことから、これを「数值的に解く」とも言う。

数値予報モデルでは大気の状態をできるだけ忠実に表現する能力を持つことが望ましい。数値予報モデルで考慮される過程を図4.1.1に示す。地球大気中には、大規模な擾乱からメソスケール擾乱、さらに小さな乱流や衝撃波などさまざまな時間・空間スケールの現象が存在する。この中で、天気予報が対象とする大気中の波動は、総観規模の傾圧不安定波やロスビー波、そしてスケールの大きな内部重力波であり、これらを正確に予測するために、大気の流れを基本として、積乱雲の発生発達、雲と放射の相互作用、境界層の大気の流れに伴う運動量・熱・水蒸気の輸送など、数値予報モデルで取り扱う過程は非常に複雑なものとなっている。一方、音波や衝撃

波といった波動は、天気予報が対象とする大気現象に影響を与えることはほとんどなく、数値予報モデルで正確に解く必要はないので、必ずしもすべての物理法則が考慮され正確に解かれている、というわけではない。

本章では、専門家が必要としている詳細には踏み込まず、各計算手法のねらいを中心に概要を解説する。なお数値予報モデルが対象とする気象、大気科学の基礎的知識については、小倉(1999)や日本気象学会(1998)などを参考にさせていただきたい。

### 4.2 基礎方程式

物理法則として数値予報モデルで用いられる基礎方程式について解説する。

静力学平衡 ((1-2)参照) の仮定をする方程式系を「プリミティブ方程式系」、その方程式系を採用した数値予報モデルを「プリミティブモデル」あるいは「静力学モデル」という。一方、静力学平衡の仮定をしない方程式系を「非静力学方程式系」、その方程式系を採用したモデルを「非静力学モデル」という。

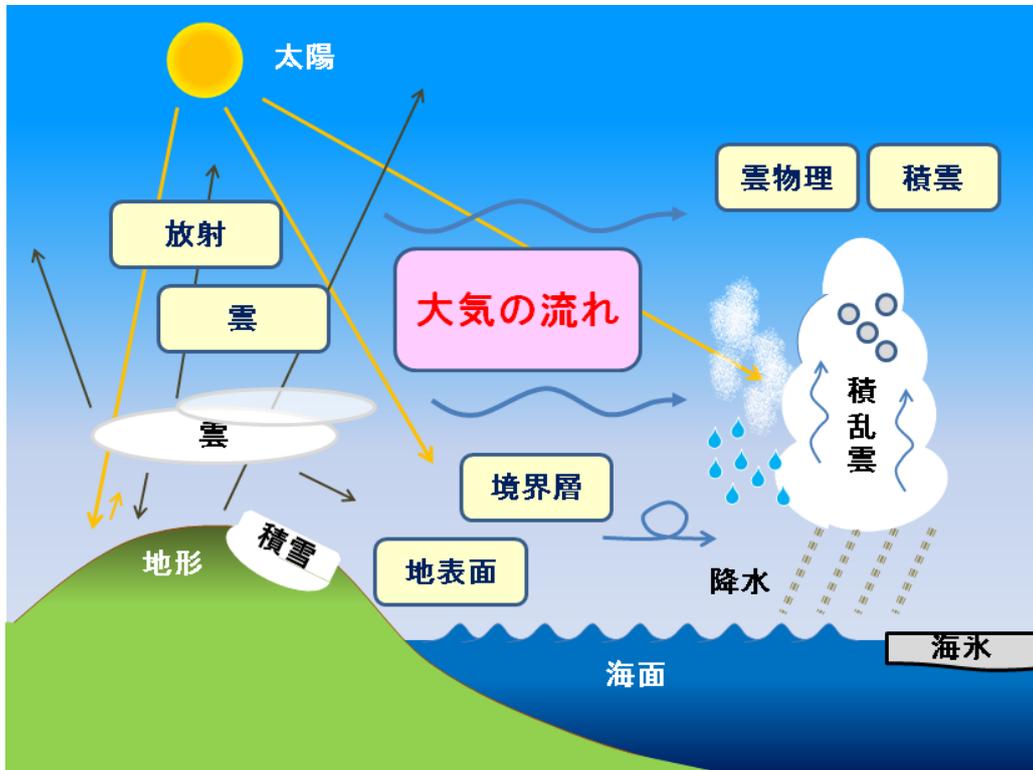


図 4.1.1 数値予報モデルで考慮される過程

<sup>1</sup> 第4章 室井 ちあし

### (1) 運動方程式

図4.1.1の大気の流れ（風）を支配する方程式である。大気は3次元空間の中を運動するので、方程式も水平（2方向）と鉛直（1方向）の3つにより記述される。

#### (1-1) 水平方向(2方向)

$$\begin{aligned} \boxed{\text{水平速度の時間変化率}} &= - \boxed{\text{水平速度の移流}} \\ &+ \boxed{\text{地球自転の効果（コリオリ力）}} \\ &+ \boxed{\text{水平の気圧傾度力}} \\ &+ \boxed{\text{外力}} \end{aligned}$$

#### (1-2) 鉛直方向

$$\begin{aligned} \boxed{\text{鉛直速度の時間変化率}} &= - \boxed{\text{鉛直速度の移流}} \\ &+ \boxed{\text{地球自転の効果（コリオリ力）}} \\ &+ \boxed{\text{鉛直の気圧傾度力}} \\ &+ \boxed{\text{重力}} + \boxed{\text{外力}} \end{aligned}$$

「静力学平衡」（もしくは「静水圧近似」）を仮定する場合（発達した積乱雲等でなければ、かなりよい精度で成り立つ）は、上記の式に代えて以下の式が用いられる。

$$0 = \boxed{\text{鉛直の気圧傾度力}} + \boxed{\text{重力}}$$

この式は、大規模な運動で卓越するふたつの力が釣り合っている状態を示し、鉛直速度の時間変化率を予報する必要がないため、計算量が少なくなるというメリットがある。

### (2) 連続の式(質量保存の式)

空気が増えたり減ったりすることはなく、保存されていることを表す方程式。静力学モデルでは、(1-2)の代わりにこの式と(1-1)による水平方向の風の計算結果を用いて、上昇流が求められる。

$$\begin{aligned} \boxed{\text{空気密度の時間変化率}} &= - \boxed{\text{密度の移流}} \\ &+ \boxed{\text{収束・発散による密度変化}} \end{aligned}$$

### (3) 熱力学方程式

大気の温度変化に関する方程式である。温度の代

わりに温位で表される場合もある。

$$\begin{aligned} \boxed{\text{温度の時間変化率}} &= - \boxed{\text{温度の移流}} \\ &+ \boxed{\text{断熱圧縮・膨張による変化}} \\ &+ \boxed{\text{非断熱加熱}} \end{aligned}$$

### (4) 水蒸気の方程式

大気の水蒸気の変化に関する方程式である。

$$\begin{aligned} \boxed{\text{比湿の時間変化率}} &= - \boxed{\text{比湿の移流}} \\ &+ \boxed{\text{相変化に伴う加湿}} \end{aligned}$$

### (5) 気体の状態方程式

大気の状態に関する関係式である。気圧、密度、温度の3つの変数の間には以下のような関係がある。

$$\boxed{\text{気圧}} = \boxed{\text{空気密度}} \times \boxed{\text{気体定数}} \times \boxed{\text{温度}}$$

### (6) その他

第4.5節で述べる物理過程の計算に必要な物理量として、水物質に関しては、雲をより詳細に表現するためバルク法の雲物理（第4.5.3項）では水の形態は水蒸気・雲水・雨・雲氷・雪・霰の категорияに分類され、そのcategory毎に水蒸気の方程式と同様の式を考える。また雲のパラメタリゼーション（第4.5.2項）では雲水に関する方程式が考慮されることがある。さらに、大気の乱流エネルギーや地中温度などの物理量の方程式を考える場合がある。

## 4.3 数値予報モデルの全体構造

基礎方程式は第4.2節で見たように、一部を除いて、ある物理量について時間変化率を求めるという形になっている。したがって実際の数値予報モデルのプログラムも、物理量毎に時間変化率を求め、それにある時間（積分時間間隔）を掛けることによって、未来の物理量を求める、という構造になる。

数値予報モデルの流れを図4.3.1に示す。基礎方程式に基づき、時間積分されて未来の値が求められる量を「予報変数」と呼び、予報変数から時間積分を経ずに求められる量を「診断量」と呼ぶことがある。数値予報モデルのうち、基礎方程式にあらわに表現されている移流や気圧傾度力といった時間変化率を求めるところと、実際に時間積分を行うところをあわせて、「力学過程」（または「力学フレーム」）と呼ぶ。一方、それ以外の外力、非断熱加熱、相変化に伴う加湿の効果を計算する部分や、それらの計算に必要な大気以外とのやりとりや内部的な変化

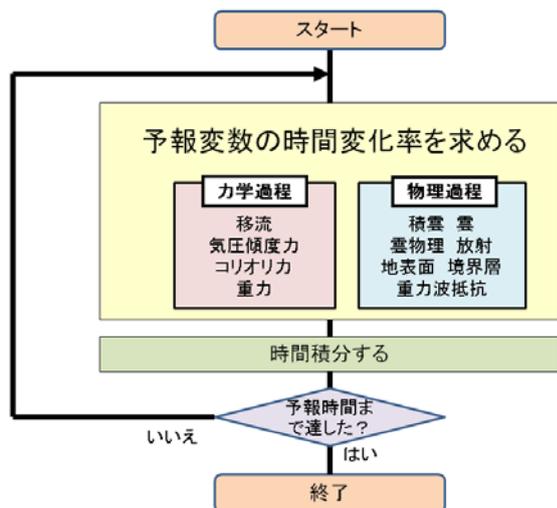


図 4.3.1 数値予報モデルの流れ

を考慮することなどを「物理過程」と呼ぶ（原2012a）。前者について 第4.4節で、後者について第4.5節でそれぞれ解説する。

なお、計算手法のことを「スキーム」と呼ぶことがある。総称として例えば「移流スキーム」「境界層スキーム」などと呼称されることもあり、考案者や成果発表者の名前をとって「荒川－シューバートスキーム」などと書かれることもある。

#### 4.4 力学過程

力学過程は、基礎方程式をどのような座標系を用いて、どのように離散化を行い、どのように時間積分をするかという、数値予報モデルの基本構造をなす部分である。たとえ同じ基礎方程式を用いた数値予報モデルであっても、その基本構造の中身は同じとは限らず、それぞれの数値予報モデルによって特徴がある。

##### 4.4.1 座標系・空間離散化

###### (1) 座標系

一般に物理法則は、3次元空間をターゲットとして直交座標系で記述される。このまま解くことも可能であるが、地球はほぼ球体であることを利用して方程式を解きやすい形式に書き換えることがよく行われる。全球モデルでは球座標系に変換される（図4.4.1）ことにより、重力は常に鉛直方向下向きに働き、また水平方向2成分はどの緯度経度でも直交していることから、解きやすくなる。領域モデルでは投影法によって平面に投影した座標系に変換される（図4.4.2）。これに基づき方程式を変換することにより、地球が球体である効果を考慮する。特に予報領域が広いモデルでは重要である。

鉛直方向の座標系については、気圧座標系か高度

座標系かに大きく分かれる（図4.4.3）。気圧座標系のメリットとして、観測が気圧に対する高度や気温という値で測られる場合においては取り扱いがしやすいことがあげられ、デメリットとしては地表面や海面の高さが気圧としては一定値ではないため、取り扱いが複雑になることがあげられる。高度座標系ではこのメリットとデメリットが逆になると考

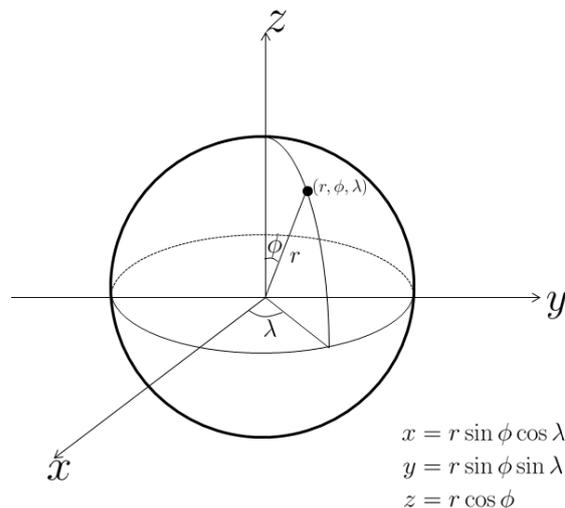


図 4.4.1 球座標系

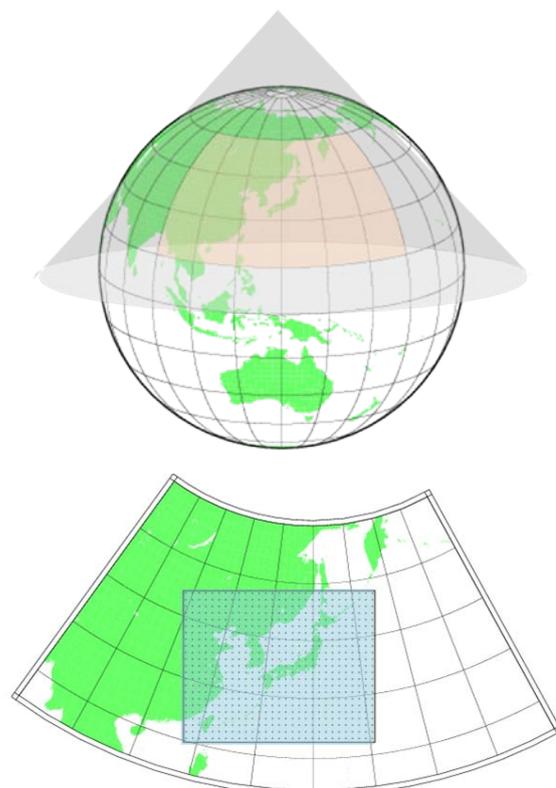


図 4.4.2 ランベルト座標系。円錐に投影し、上図のオレンジ色の領域（下図）から長方形の範囲（水色）を切り出して、予報領域とする。

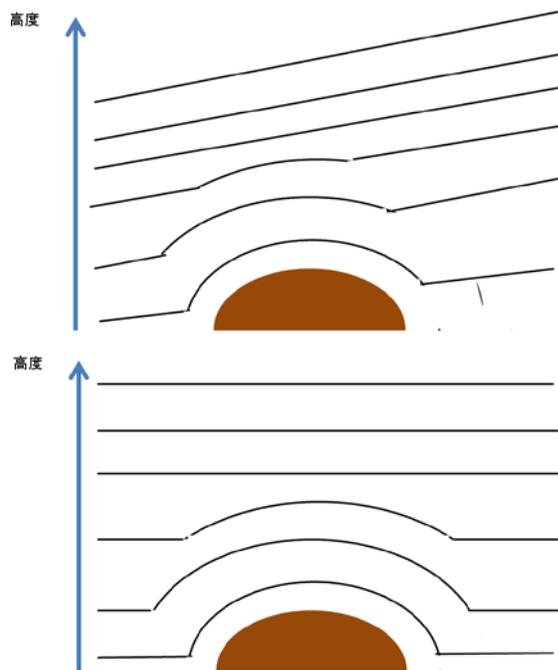


図 4.4.3 鉛直座標として用いられるハイブリッド座標。気圧座標（上）と高度座標（下）

えて良い。さらに、非静力学モデルでは気圧（もしくは密度）が予報変数になるため気圧座標系を採用することは原理的に困難で、高度座標系が利用されることが多い。気圧座標・高度座標いずれを採用するとしても、地上付近では地形に沿った層配置が、一方上層では地形の影響を受けない層配置が都合がよいため、両者を組み合わせた「ハイブリッド座標」もよく採用される（石田 2008）。図4.4.3は上下どちらもハイブリッド座標である。

## (2) 空間離散化

一般に大気中のさまざまな物理量は、図4.4.4の「元の分布」のような連続的な分布をしている。しかしこのままではコンピュータで取り扱うことが

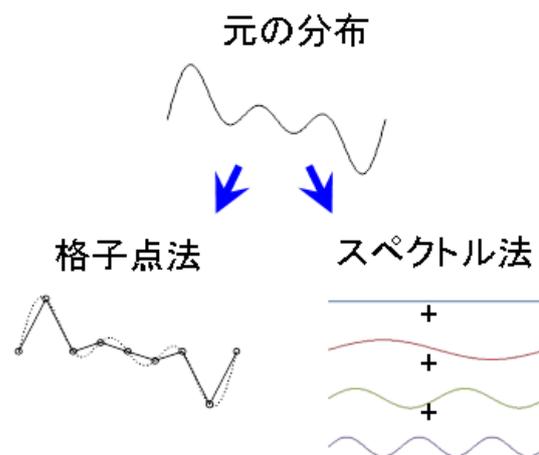


図 4.4.4 格子点法とスペクトル法の模式図

困難なため、「とびとびの値」を考えて連続的な分布を構成していると考え（これを「離散化」という）。そうすることにより、基礎方程式にある微分項などを近似的に求めることが可能になる。

この元の空間分布をとびとびの値で表現する方法として、大きく分けて格子点法とスペクトル法の2種類がある（図4.4.4）。前者を採用したモデルを「格子モデル」、後者を採用したモデルを「スペクトルモデル」と呼ぶ。格子点法は、地球大気を覆う格子の模式図（図1.2.2）で示したとおりの「メッシュ」を考える方法で、一方スペクトル法は波の重ねあわせにより状態を表現したものである。スペクトル法よりも格子点法の方が直感的な理解がしやすいが、力学過程の計算精度という点ではより高精度で計算できるスペクトル法の方が有利である。格子点法をより高度にしたものとして、有限体積法がある。有限体積法は、格子間隔が一定であれば格子点法と全く同じであるが、格子間隔が一定でない場合でも、保存性を保ちつつ精度よく計算ができるというメ

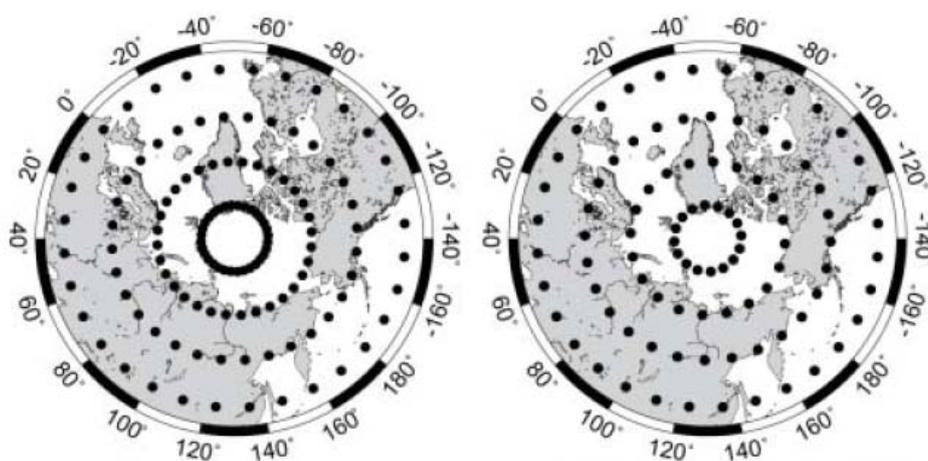


図 4.4.5 標準ガウス格子（左）と適合ガウス格子（右）（TL15の例）

表 4.4.1 スペクトルモデルの切断波数と格子間隔の関係

切断波数	本研修テキストでの標記	格子間隔 (北緯 30 度)	格子間隔 (赤道)
TL959	20km	18km	21km
TL479	40km	36km	42km
TL319, T213	55km	54km	63km
TL159, T106	110km	108km	125km
T63	180km	180km	209km
T42	270km	271km	313km

リットがあり、最近の数値予報モデルで用いられることも多い。

離散化の基本的な考え方から言えば、格子点法の場合はメッシュを細かく、スペクトル法では考える波の数（単位長に含まれる波の数を「波数」、波長が最短の波の数を「切断波数」という）を多く計算したほうが精度は高い。全球スペクトルモデルの場合は、切断波数をつけて T213やTL959などと表記する。Tは、波数の切断を東西波数・全波数の空間で三角形(Triangular)型で行うことに由来し、TLは後述するセミラグランジュ法を採用した場合のガウス格子が1次(Linear)であることを示しており、TLから始まるモデルは、セミラグランジュ法を採用したスペクトルモデルを意味することになる。

全球モデルでは、格子点法で緯度経度方向に格子点を考えた場合は、両極付近で格子点が集中して取り扱いが困難であるため、スペクトル法が使われることが多い。しかし最近では、両極の取り扱いを工夫した格子点法あるいは有限体積法による全球モデルも登場してきている。一方領域モデルでは格子点法が一般的であるが、かつて気象庁では領域スペクトルモデルが利用されていた。

スペクトルモデルの場合でも、物理過程は、例えば陸面や海面の効果や雲の生成など、波の重ねあわせと考えるよりは局所的な効果や変化と考えるほうが都合がよい。これらを考慮するためには格子上で効果を計算し、波数毎の効果に変換するという処理が行われる。この際に用いられる格子を「変換格子」と呼ぶ。変換格子にもいくつかのタイプがあるが、気象庁全球モデルでは「適合ガウス格子」(宮本 2005; 岩村 2008) が、季節予報モデルなど一部の全球モデルでは「標準ガウス格子」が用いられている。適合ガウス格子では、中高緯度の格子が標準ガウス格子よりも、精度に影響がない範囲で少なくなっているため、格子間隔が全体的に均一となり、また格子点数が少なくなるため物理過程の計算量も減少するというメリットがある (図4.4.5)。

スペクトルモデルの場合の「解像度」については、切断波数を使用する場合と、変換格子の格子間隔を使用する場合がある。厳密には前者で表記することが正しいが、本研修テキストや様々な資料では、プロダクト利用者へのわかりやすさを重視して、なるべく後者を用いている。例えばTL959の全球モデルの場合、赤道には1920個の格子点がある。赤道上では地球一周が約40000kmであるため、東西方向の格子間隔は約21km、北緯30度ではやや狭まって約18kmとなる。また南北方向は赤道上の東西方向と同じである。そこで解像度として一般的に格子間隔20kmと表記している。様々な解像度・切断波数に対する格子間隔を表4.4.1に示す。

また格子点法においては、予報変数をどのように格子点に配置するかでいくつかのタイプがある (図4.4.6)。わかりやすく言えば、将棋のように格子の中央に置くか、囲碁のように格子の交点に置くかということである。横方向は中央で縦方向は交点、という配置もある。詳細は省略するが、この配置により計算のしやすさや計算結果の精度が異なるという事情があり、実際には予報変数に応じてこれらを組み合わせて用いることが多い。気象庁メソモデル・局地モデルで使われている気象庁非静力学モデルでは、Cグリッド (図4.4.6の右) の配置が用いられている。これは数値予報モデル内部の格子点配置であって、数値予報GPVはすべての予報変数で同じ点 (Aグリッド) の格子に内挿して作成されている。

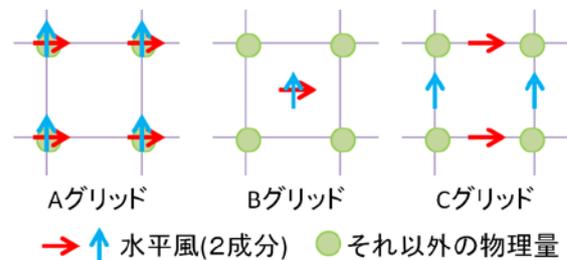


図 4.4.6 格子点法で使われる様々な配置

鉛直方向についても、水平方向と同様の原理であるが、スペクトルモデルの場合でもスペクトル法が用いられるのは水平方向のみで、鉛直方向には通常は格子点法が用いられる。一般に大気の流れは上層へ向かうほど水平方向の流れが卓越し、下層ほど鉛直方向の流れの変化が大きくなるため、鉛直層の配置については下層ほど細かく設定されることが多い (気象庁モデルの設定は図4.7.3を参照)。

#### 4.4.2 時間積分と計算安定条件

数値予報モデルの計算は図4.3.1に示した通り、さまざまな変数の時間変化率を求め、時間積分を行うという手順になる。第4.4.1項の空間離散化により各

方程式の時間変化率を求めることができるので、次のステップは時間積分である。空間離散化と同様、時間積分をなんらかの形に変換・離散化する必要があり、ここであらわれるもの、すなわち時間方向の離散化を「時間積分法」といい、空間の格子間隔と同様、時間積分の刻み幅を「積分時間間隔」と呼ぶ。

空間離散化で、例えば20kmメッシュより1kmメッシュの方が、精度が高いという事情と同様、時間方向も1時間間隔よりも1分間隔で計算を行った方が一般的には精度が良い。しかしそれでは計算時間が膨大になるため、精度を著しく落とさない範囲で可能な限り積分時間間隔を伸ばして迅速に計算する、という方針が基本である。

一方で、安定な計算のため、取りうる積分時間間隔には上限がある。これを「CFL条件」<sup>2</sup>という。

$$\frac{\text{格子間隔}}{\text{積分時間間隔}} > \text{実際の流れの速さ}$$

これを満たさなければ、計算により流れに沿って情報を伝えることができなくなり、計算が破綻してしまう（精度が悪いという状態よりさらに悪化して、無意味な計算をして物理的にありえない値を出力してしまう）ことになる。例えば、格子間隔10kmのところを風速50m/sの風が吹いていれば、CFL条件から決まる積分時間間隔の上限は  $10000 / 50 = 200$ 秒となる。実際の気象では場所によって風速が異なるが、場所によって積分時間間隔を変えることはしないため、最も厳しい（風速が大きい）場所における制限が適用されることになる。この積分時間間隔のとり方には、最初から厳しい気象条件を想定して、ある固定の積分時間間隔を予め決める場合と、その時の大気の流れに応じて積分時間間隔をその都度決める場合とがある。

積分時間間隔を長くとり計算時間を短縮することは、とりわけ現業数値予報モデルにとっては重要なことであり、例えば、天気予報にとって正確に予測することが重要ではない重力波の効果を計算する際に、「陰解法（インプリシット法）」と呼ばれる手法を用いてその振幅を抑制して計算時間を短縮することが可能となる。それ以外の重要な効果を従来の「陽解法（イクスプリシット法）」で解き、あわせて「セミ・インプリシット法（半分は陰解法）」と呼ばれている。この場合でも移流によるCFL条件は適用される。

この移流におけるCFL条件による積分時間の上限を回避するために開発された手法が、セミラグランジュ法である。セミラグランジュ法は、大気中の

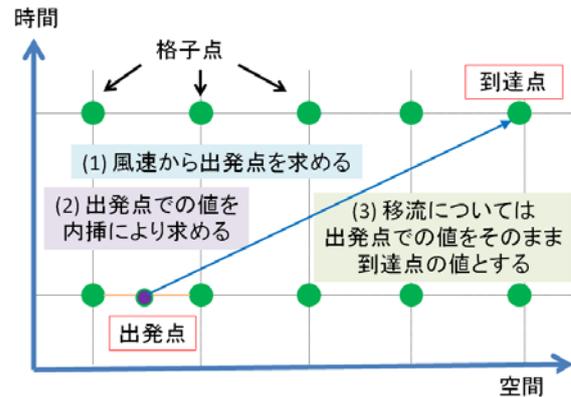


図 4.4.7 セミラグランジュ法の模式図

粒子を追いかけるというラグランジアン的な発想で計算されるため、計算により情報が伝わる速度を考える必要がなく、積分時間間隔の上限がない。一方、すべてラグランジアン的な発想では、大気中の一部のみを計算するといった偏りが生じるため、積分する毎に粒子をとりなおして、できるだけ均一に計算するように工夫されている（図4.4.7）。したがって、半分（「セミ」）という言葉をつけ、「セミラグランジュ法」と呼ばれる。積分時間間隔の上限がないといっても、あまり長くすると精度が低下することから、実際には予報精度に大きな影響が出ない範囲で決められている。20kmメッシュの大気モデルで与えられる積分時間間隔はCFL条件では100秒程度であるが、セミラグランジュ法を採用した全球モデルの積分時間間隔は10分としている。

#### 4.4.3 その他

この他、数値積分を安定に実行するために、数値拡散やダンピングといった、元々の物理法則にはない処理が加えられることがある。

「数値拡散」は、モデルで表現される最小スケールの波にエネルギーが過度に蓄積するのを防ぐため、小さなスケールの波を人工的に減衰させる処理であり、第4.5.6項で述べる境界層内の乱流輸送によってもたらされる拡散の効果とは区別される（田宮2009）。

モデルの上層付近では、「スポンジ層」あるいは「緩和領域」と呼ばれる緩衝帯が設けられ、波による乱れを減衰させるダンピングをかけることがある。上層のフィルターは大気中の波動のニセの反射を防ぐことが主な目的である。領域モデルではこれに加えて、側面境界付近に「緩和領域」も設定される。ここでは外側モデルとの地形や解像度ギャップを抑え、外側モデルと予測が大きくずれないようにするため、徐々に外側モデルの値に近づけるダンピングが行われる。緩和領域内の予測値については、こうした処理をおこなっていない予報モデルの内

<sup>2</sup> CFL とはCourant-Friedrichs-Lewyの略で、この条件を説明した3人の名前をとったものである。

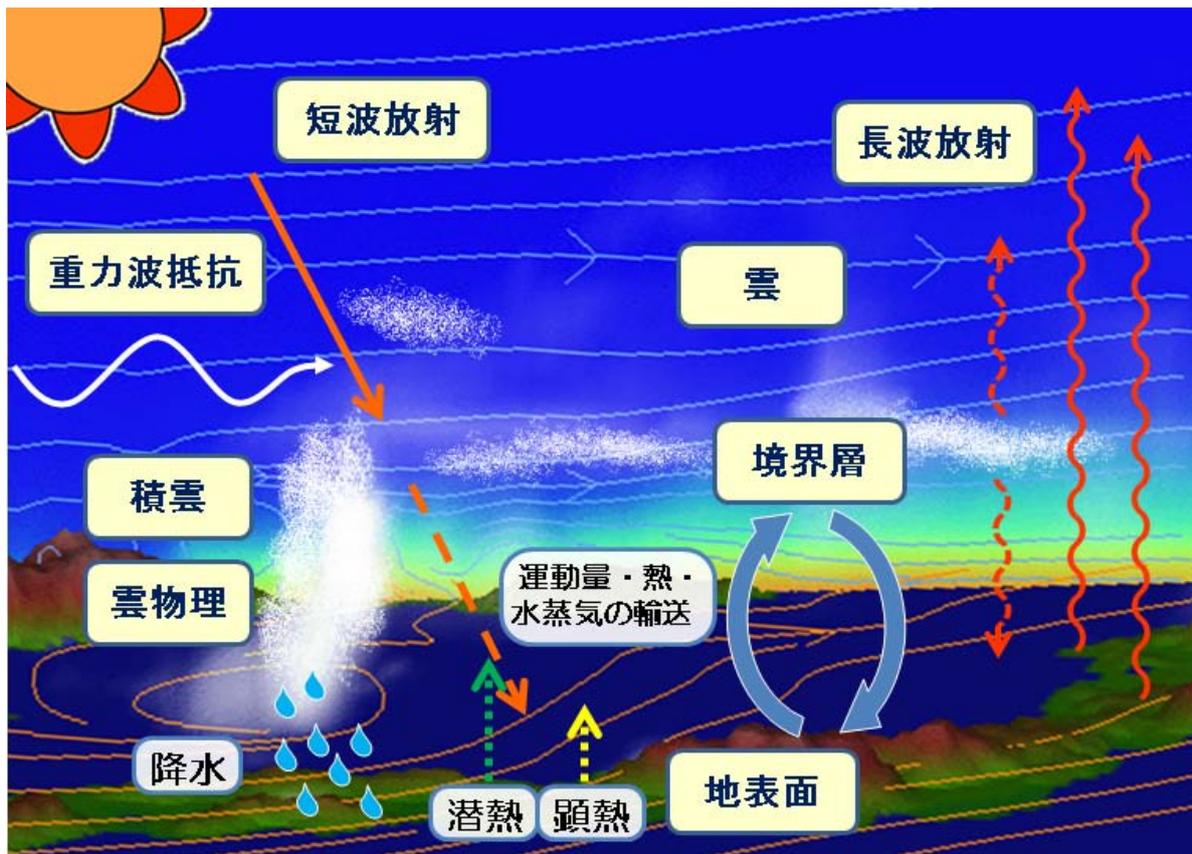


図 4.5.1 数値予報モデルの物理過程の模式図

側と比較して、精度が低下することに注意が必要である。

#### 4.5 物理過程

物理過程は、方程式の各項で直接は現れない効果や、離散化した際に物理量が格子平均で取り扱われることにより格子平均からのズレが実際の格子の内部に生じる効果を考慮する部分である。数値予報モデルで考慮されている主な物理過程の模式図を図4.5.1に示す。

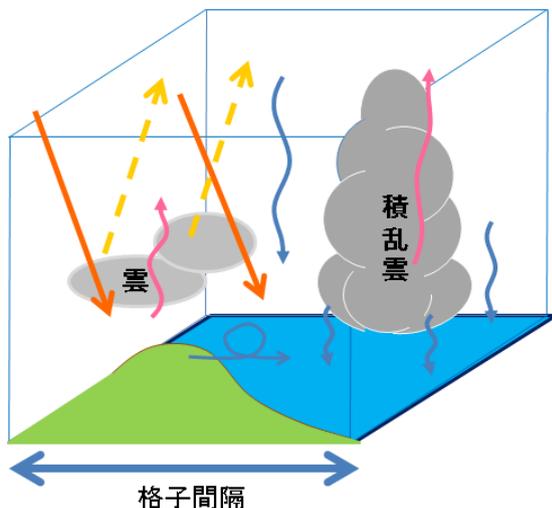


図 4.5.2 サブグリッドスケールの現象の模式図

例えば、ひとつひとつの雲は、中には発達した積乱雲や水平方向に広がった層雲が発生することもあるが、多くの場合は現在の数値予報モデルで設定される格子間隔よりも小さい。したがって、格子平均の物理量により直接雲の存在をすべて表すことはできない。しかし雲は大気において放射量に影響を及ぼす重要な要素であり、また雲はその中で降水粒子が生成・落下することにより地上に降水をもたらすものであるため、天気予報の精度にとっては非常に重要である。数値予報モデルで直接その存在を表すことができないからといって、それによる効果を見捨てることはできず、その存在やそれによる効果を何らかの形で表現する必要がある。

ひとつの格子の中の一部で生じている現象を近

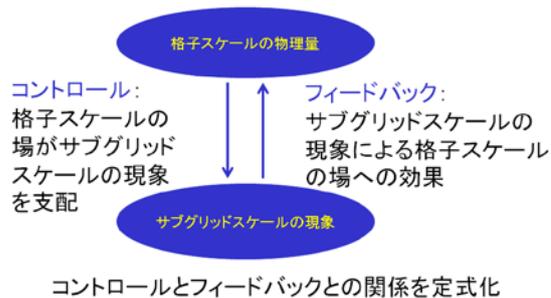


図 4.5.3 パラメタリゼーションとは

似的に取り扱うことから、「サブグリッドスケール」の現象の効果(図4.5.2)を扱っている、と言い、その効果を評価することを「パラメタリゼーション」という。パラメタリゼーションは図4.5.3のように、格子スケールの物理量とサブグリッドスケールの現象との相互作用(コントロールとフィードバック)を表現したものである。

物理過程が予報精度に与える影響は非常に大きく、物理過程の高度化や精緻化が数値予報モデルの重要課題である。一方で、格子点の平均値のみで現象を表すことに限界があるほか、各物理過程のメカニズムは未解明の部分が依然多く、根拠のあいまいなパラメータや仮定が入っている場合もあり、その改良に向けて、観測とモデルの予測との比較に関する国際プロジェクトなどによる調査研究も盛んに行われている。

ここでは現在の数値予報モデルで考慮されている物理過程のうち主なものについて、概要を解説する。実際の気にはいろいろなスケールの現象が共存している。ここは積雲、ここは境界層などと厳密に分類することは難しいという考え方もあるが、数値予報モデルでは一定の手順により計算する必要があるため、便宜上いくつかの物理過程に分けて計算をしている。

以下では、なるべく基本的な共通の考え方について解説を行っているが、物理過程・パラメタリゼーションには様々な種類があり、格子間隔による特性の違いなど、それぞれの予報モデルに適した形で改良や調整も数多くなされている。細かい点についてはモデル毎に差異があり、実際とは異なる説明も含まれていることはご了解いただきたい。

#### 4.5.1 積雲

積雲は特に熱帯で顕著に発生・発達し、熱や水蒸気の鉛直輸送に大きな役割を果たし、ひいては気大循環に大きな影響を与えている。また熱や水蒸気を鉛直方向に分配した結果として、水蒸気が凝結する。凝結した水蒸気は降水として落下するか、雲水として放出される。

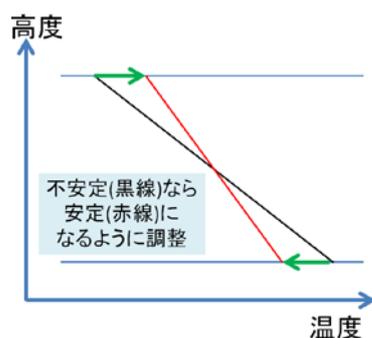


図 4.5.4 湿潤対流調節の模式図

現在の現業数値予報モデルは、非常に発達した積乱雲を局地モデルで表現可能であるケースを除けば、積雲を直接表現するだけの十分な分解能を持たない。直接表現できないからといって積雲を何らかの形で表現しなければ、数値予報モデルの予想は、雲ひとつない晴れか、もしくは非現実的な降水か、のどちらかの極端な予想になってしまう。したがって、数値予報モデルの中における便宜上の取り扱いを行い、熱や水蒸気の鉛直方向の再分配を行う仕組みを導入している。これを「積雲対流パラメタリゼーション」という(小森 2012)。

ここでは代表的な積雲対流パラメタリゼーションをいくつか紹介する。手法によりコントロールとフィードバックの考え方に違いがある部分もあるが、大気中に成層不安定な状態があり、これを運動エネルギーに変換して熱・水蒸気・運動量を鉛直輸送して成層安定な状態にする、という基本的な役割は共通である。

#### (1) 湿潤対流調節

大気の鉛直分布が条件付き不安定である場合に対流が発生したと考え、安定となるように温度と水蒸気の鉛直分布を調節する(図4.5.4)。不安定かどうかの判定は、モデルの隣り合う鉛直層の値を比較して行われる。

場の安定度のみに着目しており、積雲のふるまいを考慮していないことから、現在となっては古典的な手法と言える。

#### (2) マスフラックススキーム

マスフラックススキームと呼ばれる積雲対流パラメタリゼーションでは、積雲のふるまいやそれによる大気への影響を表現するために、積雲対流に伴う鉛直方向の質量輸送(マスフラックス)を追跡することによって、その質量とともに鉛直流で輸送される運動量、熱、水蒸気の輸送量を見積もる。積雲の中の上昇流は、積雲周辺の乾いた冷たい空気を取り込み(これを「エントレインメント」と呼ぶ)、積雲内部の湿った暖かい空気の一部を放出しながら(これを「デトレインメント」と呼ぶ)上昇していく。浮力がゼロになった高度が雲頂となり、上昇流の空気は全て放出される。また雨滴の蒸発による冷却や落下する降水粒子の摩擦による対流性下降流、積雲の外では積雲内の上昇流を補う補償下降流ができる。

ここではケイン-フリッチ(KF)スキームと荒川-シューバート(AS)スキームを紹介する。ケイン-フリッチスキームでは格子内の積雲の効果をひとつの積雲で代表させているのに対して、荒川-シューバートスキームでは複数の積雲をまとめて扱って

いるという点が異なる。そのような意味で前者はより高解像度向き、後者は低解像度向きであると言え、気象庁メソモデルでは前者、全球モデルでは後者が、それぞれ採用されている。

ケイン-フリッチスキームでは、モデルの各格子あたり、ひとつの積雲（一組の上昇流と下降流、そして補償下降流）を考える（図4.5.5）。持ち上げ凝結高度まで断熱的に持ち上げた気塊の仮温度が、格子スケールの大気の仮温度よりも高ければ、その気塊は浮力を持つと考えて積雲を発生させる。持ち上げた気塊の仮温度を求める際には、上昇流にもとづいて決められた摂動が考慮されている（成田・森安2010）。発生した積雲では、雲底や雲頂だけではなく中間の高度でも、周囲の大気とエントレインメントやデトレインメントにより熱や水蒸気が混合される。

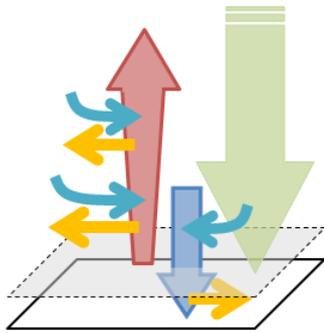


図 4.5.5 ケイン-フリッチ (KF) スキームの模式図。赤、青の鉛直方向の矢印はそれぞれ上昇流、下降流に伴うマスフラックス、水色、黄色の水平の矢印はそれぞれエントレインメント、デトレインメント、緑の下方向の矢印は補償下降流を示す。

荒川-シューバートスキームでは、モデル各格子あたりにいろいろな高さの積雲（複数の上昇流、ひとつの下降流、さらに補償下降流）があると考え（図4.5.6）。積雲の高さの違いはエントレインメントの起き方の違いに対応し、ある高さの積雲が発生するかどうかやその活動の強さは、雲底と雲頂の間の大気の安定度に関連する量である「雲仕事関数」

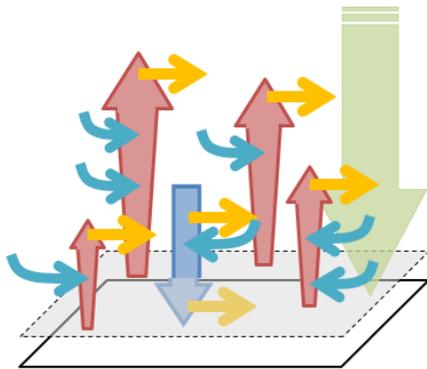


図 4.5.6 荒川-シューバート(AS)スキームの模式図。矢印の意味は図 4.5.5 と同じ。

によって決まる。またエントレインメントは中間の高度でも起きる一方、デトレインメントは雲頂でのみ起きるとする。

#### 4.5.2 雲

雲はモデルの中で、格子スケールに近いそれ以上のスケールの雲を表現している部分である。大気中の実際の雲は格子スケールに近い場合であっても、格子全体を雲が覆ってはいないことが多いため、部分的に雲が存在している状態「部分雲」を考慮することもある。部分雲の過程ではモデル格子内の雲量と水蒸気や雲水など水物質の分布や部分的な凝結を考慮することになる。

以前は部分雲を考慮せず、格子スケールで大気が過飽和の状態になれば凝結が起こるとする「大規模凝結」が用いられていた。近年では水蒸気や総水量から診断的に雲量を求めるなど簡便な雲や、さらに雲量を予報する形式、時間発展を考えて記述するスキームへと高度化が進みつつある（中川 2012）。

##### (1) スミス(Smith)スキーム

水蒸気と雲水量を合計した量（総水量）が格子内で一様ではなく、ある確率密度関数に従って分布しているとされている。総水量が予報されるが、雲量、雲水量は時間変化率を求めて時間積分を行うのではなく、各時間ステップで平衡に達していると考えて、診断的に求められる。

##### (2) テイドケ(Tiedtke)スキーム

比湿や雲水量に加え、雲量が予報される。これにより、雲が移流する効果を直接考慮することができる、また長い時間をかけて徐々に消滅していく雲、といったものも表現可能となっている。

#### 4.5.3 雲物理

大気中の水は気体・液体・固体の状態が存在する。予報モデルは、かつては解像度も十分細かくはなく物理過程も簡便であったことから、大気中の水の多くを占める気体の水蒸気が物理法則としてまず考慮された。その後前述の積雲や雲のパラメタリゼーションが開発され、雲の精緻化のために液体の雲水が予報変数化されるなど発展を遂げてきた。一方、メソスケール現象の集中豪雨等のモデルによる予測が盛んになるにつれ、こうした大気中の水の取り扱いをより正確に行う必要性が叫ばれてきた。

このような経緯から、水の状態をいくつかのカテゴリーに分類し、相変化を考慮することによってカテゴリー毎の量を予報し、雲の発達・衰弱の様子を正確に表現しようというのが雲物理である（原2012b）。予報用ではなく雲の振る舞いの理解に目的

を絞って計算するモデルを「雲モデル」といい、雲を解像するだけの分解能をもち詳細な雲物理を組み込んだ予報モデルを「雲解像モデル」と呼ぶことがある。微細な雲物理という意味で「雲微物理」と呼ぶこともある。一般に、現業の数値予報モデルの雲物理は、計算時間との兼ね合いから、研究用の雲解像モデルのそれよりも簡略化されている。

大気中の凝結した水は、様々な形態や大きさで存在し、その形態や大きさによって相変化の特性は細かく変わってくる。粒子ひとつひとつを予報するのは現実的ではないので、形態毎に集団的に状態を記述する簡便な方法（これを「バルク法」と言う）が考えられる。ほかに、形態に加えてさらに粒径をいくつかのカテゴリーに分けて、大きさのグループ毎に状態を記述する方法があり、これを「ビン法」という。しかし依然計算コストが大きいという課題があり、現在の数値予報モデルで利用されている雲物理は「バルク法」である。

バルク法の雲物理では一般に、水の形状は水蒸気・雲水・雨・雲氷・雪・霰と分類される（図4.5.7）。このそれぞれについて粒径分布をあらわす変数として、「混合比」と「数濃度」が用いられる。混合比のみを用いているスキームを「1モーメントスキーム」、両者を用いているものを「2モーメントスキーム」と呼ぶ。前者は計算は少なくなるが、粒径分

布の表現の幅が制限されるという欠点もある。すべての状態量を2モーメントスキームにするのではなく、一部のみ2モーメントにするという手法も時には用いられる。

#### 4.5.4 放射

大気中には可視光・赤外線を中心にいろいろな波長の電磁波が飛んでいる。この伝播とそれによるエネルギーの吸収・放出を表現するのが放射である（長澤 2012）。大きく、短波放射と長波放射に分けて計算される。大気は太陽からの短波放射によって加熱され、大気自ら長波放射を出して冷却されている。大気中に雲があることで太陽からの日射を反射・吸収し地面に到達する放射量を減少させるとともに、雲から長波放射が周囲に出ることにより周囲の温度分布に影響を与える。地上気温の予測精度や雲の生成・消滅にも直接影響するとともに、大気の熱収支全体をコントロールする非常に重要なプロセスでもあり、長期間の予測精度にも重要な過程である。

雲がある場合の放射の計算はかなり複雑になり、それぞれの格子における雲をどのように決めるのか、雲が放射に与える効果をどのように考えるか、鉛直方向に雲がどのように重なっているか、などが問題となる。

雲が放射に与える効果については、雲の不透明度に相当する「光学的な厚さ」を便宜上計算し、これを放射で利用することが行われている。

雲の重なり方（これを「オーバーラップ」と呼ぶ）については、無相関に重なっている「ランダムオーバーラップ」、必ず最大限に重なっている「マキシマムオーバーラップ」、および隣り合う層は重なっていて他はランダムという両者の組み合わせの「マキシマムランダムオーバーラップ」がよく用いられる。ランダムオーバーラップは計算コストが低い鉛直層数に依存する（層数が多くなれば全雲量が大きくなる）という欠点がある一方、マキシマムオーバーラップは下層雲と上層雲がお互いに全く関係なくとも常に重なり合っている事になり、あまり現実的でない。

放射は地球大気の成層状態を精度よく表現するために重要な物理過程のひとつであるが、計算時間がかかることが難点である。第4.3節で述べたように、数値予報モデルではいろいろな効果の時間変化率を各格子点、各時刻について求めることが原則であるが、放射については空間・時間方向とも「間引き」が行われることがある。これにより計算時間を短縮することが可能となる。

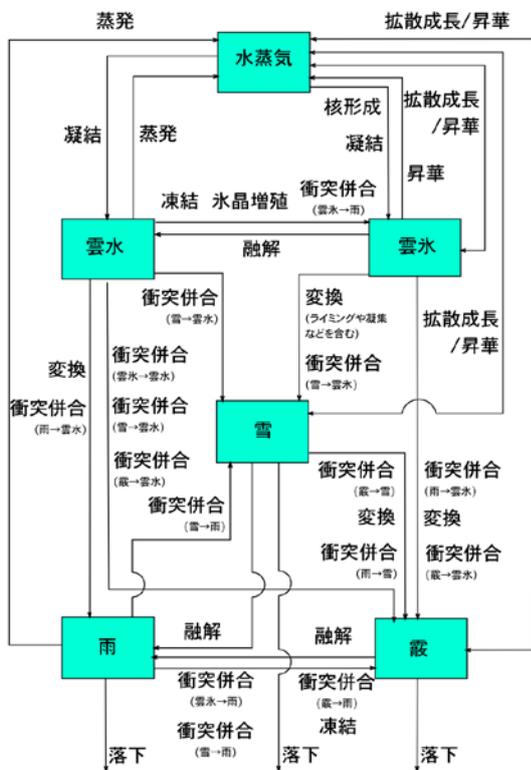


図 4.5.7 雲物理の模式図

#### 4.5.5 地表面

地表面は、地球の表面のうち陸上についてそこに生育する植生の状態や積雪の有無などを反映させることで、海面とあわせて地球大気の下境界条件として、運動量・熱・水蒸気を大気に与える役割を果たす(草開 2012)。地表面と呼ばれるが、多くの場合は表面だけではなく地中の土壌の温度や水分量といった状態も取り扱われる。地表面過程は放射と同様、地上気温などのプロダクトに直接影響を与えるほか、大気の成層状態に大きな影響を与えることから、長期間の予測精度にも重要な過程である。

全球モデルや気候研究用のモデルの陸上部分では、「陸面モデル」と総称されるやや複雑なモデルがよく利用される(図4.5.8)。陸面モデルでは地表被覆(植生の種類、積雪の有無、土壌水分量などの状態)を考慮して地中の温度と含水量を予測する。植生の状態は例えば、広葉樹や針葉樹、砂漠といった分類が用いられる。陸面モデルでは、キャノピー層(樹木に相当)と下草(芝生や裸地面)の種類や状態、気孔の開き度合いなどに応じて、大気との熱交換を大きく左右する蒸発散の効率を「抵抗」というパラメータを変化させることによって、夏は葉が茂り冬は枯れるといったことも考慮し、熱や水蒸気輸送の日変化や年変動を表現している。大気から凝結して落下した降水は地中に染み込み、一部は地中深くまで達して地下水となって流れ出る(ランオフ)ほか、一部は地面から大気へと蒸発により戻っていく、といった過程も表現される。土壌水の凍結や融解、あるいは樹木が徐々に伸びていくといった植生の経年変動は、現業の数値予報モデルでは考慮されない。

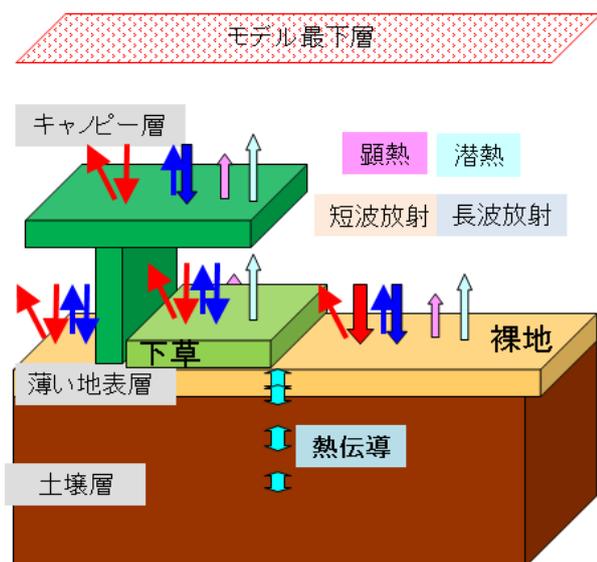


図 4.5.8 地表面(陸面モデル)の模式図

予報時間が短いメソモデルでは、「平板モデル」と呼ばれる簡便な地表面がモデル化されている。このモデルではキャノピー層は考えずに、地中を4層に分けて、熱伝導方程式を解くことにより各層の地中温度を予測する(図4.5.9)。地表面の種類を陸、海、雪、海氷と4つに分類、すなわち陸面としては陸と雪の2つに分類(これは「陸面モデル」の分類数よりも大幅に少ない)し、初期値と最下層の温度を気候値で与えることにより解くことができる。簡便であり地上気温の予測にはある程度は有効であるが、(メソモデルの平板モデルでは)土壌水分を正確に考慮していないなど精度には限界があり、例えば乾燥した日が続き日中の気温が上がる猛暑は、この手法で直接予測するには限界がある。

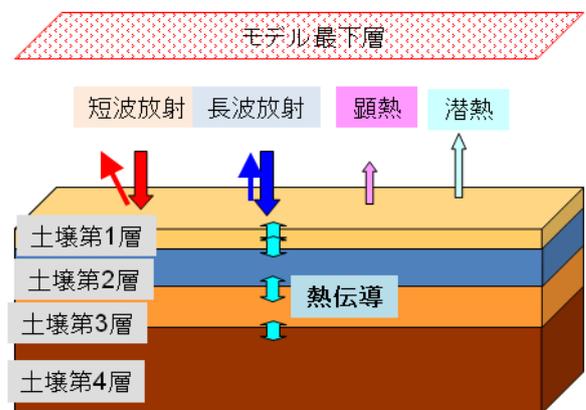


図 4.5.9 地表面(平板モデル)の模式図

地球表面のうち海面の効果についても、数値予報モデルの中ではこの地表面で取り扱われる。海と陸とは熱容量が大きく違い、地球大気の状態を表現するには海面の効果も正しく表現することが必要である。短期予報・週間予報のモデルでは海洋の状態を予測することはせず、海面水温を下境界条件として与え、境界層によりその効果を取り入れることが一般的である。さらに予報時間が長い季節予報では、大気海洋結合モデルも利用される。大気海洋結合モデルでは、大気モデルと海洋モデル、それぞれ時間積分が行われ、一定の時間間隔毎に大気モデルの最下層の下向きフラックスと海洋モデルの海面での上向きフラックスを交換することにより、相互のフィードバックが考慮される。

#### 4.5.6 境界層

大気の上層とは異なり、地表面付近では乱流が卓越し、それによって運動量・熱・水蒸気の鉛直輸送が行われている。この高さ2km程度までの大気の層を「大気境界層」といい、その上の層は「自由大気」と呼ばれる。この大気境界層で生じている現象のスケールは、現在の数値予報モデルの分解能よりも小さいため、乱流による輸送がもたらす効果はパラメ

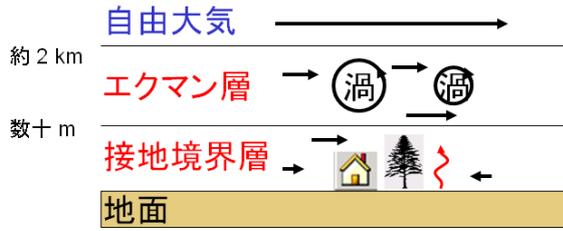


図 4.5.10 境界層の模式図

タリゼーションの対象である（米原 2012）。

境界層はさらに、「エクマン層」と「接地境界層」に分けられる。地表面付近では、運動量や熱の鉛直輸送量は高さによらず近似的に一定とみなされる。この高さ数十メートルの層を接地境界層と呼ぶ（図 4.5.10）。接地境界層を考えるためには、地表面状態に関する情報も必要となる。

境界層のパラメタリゼーションは、ある物理量を格子平均とそこからのズレに分けて考えることにより、モデルに取り入れられている。格子平均の値は数値予報モデルの格子点値そのものである。一方、そこからのズレは当然ながら未知であり、これを何らかの方法で格子平均の値を用いて近似的に表すこと（クロージャー）が必要となる。この近似的な手法で頻繁に用いられるのが「メラー(Mellor)–山田のクロージャーモデル」である。近似の精度により、レベル2のメラー–山田モデル、レベル3のメラー–山田モデルなどがある。レベルが高いほど計算精度は高いが計算コストがかかるという欠点がある。

#### 4.5.7 重力波抵抗

重力波抵抗とは、大気の流れを制御する効果のうち、周期の比較的短い重力波による効果を取り出して表現したものである。主に上空の風を減速させる効果があることから、抵抗という言葉が使われる。大気中には様々なスケールの重力波があるが、小さなスケールの重力波による効果は、解像度が十分細かい数値予報モデルでは直接表現できないため、パラメタリゼーションの対象である（金浜 2012）。

一般に小さなスケールの重力波には地形によるものと地形以外の要因によるものがある。地形による重力波抵抗とは、山岳などに風があたることにより波が発生し、それが上空に伝搬してつぶれるときに風を減速させ、大きな循環にも影響を与えるものであり（図 4.5.11）、大気下層の運動量を上空に輸送するという役割を持つ。

全球モデルでは地形による重力波のみが考慮されている。一方、メソモデルでは解像度が十分高いため、この効果はサブグリッドではなく、力学過程

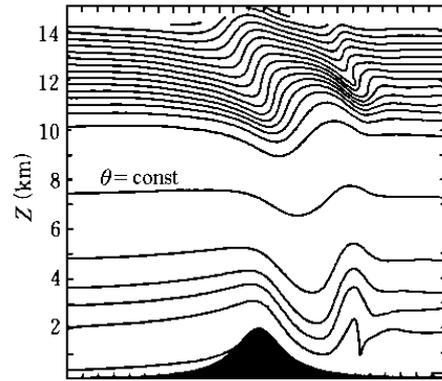


図 4.5.11 地形性重力波抵抗の模式図

で直接表現されているとみなし、重力波抵抗は導入されていない。

#### 4.6 アンサンブル予報

第1章の概要でも述べたように、数値予報の目指すところは天気予報の客観化であり、精度の高い大気の状態の把握と高精度の予測に重点をおき、技術開発がこれまで進められてきた。一方で、観測が十分でないことや予報モデルの分解能が十分細かいこと、さらにモデルの特に物理過程に不完全な面が多々あるといった事情により、決定論的予報に加えてその不確実性を考慮した「アンサンブル予報」が必要という考えが強まり、アンサンブル予報が現業数値予報では拡充しつつある。アンサンブル予報のプロダクトの利用にあたっては、予測のばらつき（「スプレッド」）や確率的情報といった決定論的予報にはない特徴や現在のアンサンブル予報の特性を十分理解することが必要である。

図 4.6.1は、アンサンブル予報で表現する予測不確実性を、2つの事例（2006年台風第7号と2007年台風第5号）の台風進路予報に対して示したものである。青い丸印の地点に台風が接近するかどうかを予測するとしよう。左列は決定論的予報で作成される台風進路予報である。この上下2つの台風進路予報によれば、青い丸印の地点には台風は接近しないとされる。一方、右列はアンサンブル予報から作成した台風進路予報である。上の事例では青い丸印の地点に台風が接近する可能性があり、下の事例では接近する可能性はほぼないことを、それぞれ示している。実際に台風は、上の事例では青い丸印の地点に接近し、下の事例では接近はしなかった（黒線）。このように、アンサンブル予報では、決定論的予報では得ることができない不確実性に関する情報を得ることができる。

一般に大気の不確実性を考慮したアンサンブル

予報のためには

- (1) 初期値の誤差
- (2) 予報モデルの不完全性
- (3) 海面水温など境界条件の誤差

を考慮する必要があるとされている。

このうち(1)の初期値の誤差については、微小な「摂動」を初期値に意図的に加えることにより考慮される。初期値の誤差は場所によって大きく異なり、観測のみから特定することはできない。また摂動は、天気予報に意味がある（時間とともに成長する）誤差を取り出すことが望ましいが、ランダムに摂動を加えただけでは、予測の不確実性を正しく考慮することは難しい。そこで、成長する誤差を合理的に取り出すために活用されるのが「初期摂動作成手法」である。その中のひとつの手法である「特異ベクトル法」とは、ある「評価時間」でこれから最大に成長する摂動を検出する手法であり、通常の予報モデルより簡略化し解像度も落としたモデルを用いて、どこの摂動が予測不確実性に重要そうかが計算される。

(2)の予報モデルの不完全性については、その精度

や予測へのインパクトから考えて、予報モデルの物理過程に着目した考慮が行われることが多い。「確率的物理過程強制法」では、予報モデルの物理過程で計算した予報変数の時間変化率を、ある一定の幅でランダムに変化させることにより予報モデルの不確実性が表現される（米原 2010）。このほか、複数の種類の予報モデルを実行させる「マルチモデルアンサンブル」の手法も研究では盛んであるが、得られた予測結果を確率情報とみなせるかどうか、特定のモデルが常に精度が高いのではないかと、といった議論もある。

(3)の境界条件については、不完全性を考慮するためには必要だと考えられているが、天気予報用のアンサンブル予報では実用化はされていない。海面水温の誤差については、台風予報や季節予報、地球温暖化予測などへの影響は従来から指摘されており、今後研究や実用化に向けた取り組みが進んでいくであろう。

#### 4.7 気象庁の数値予報モデル

ここまでは、近年の数値予報モデルで利用されて

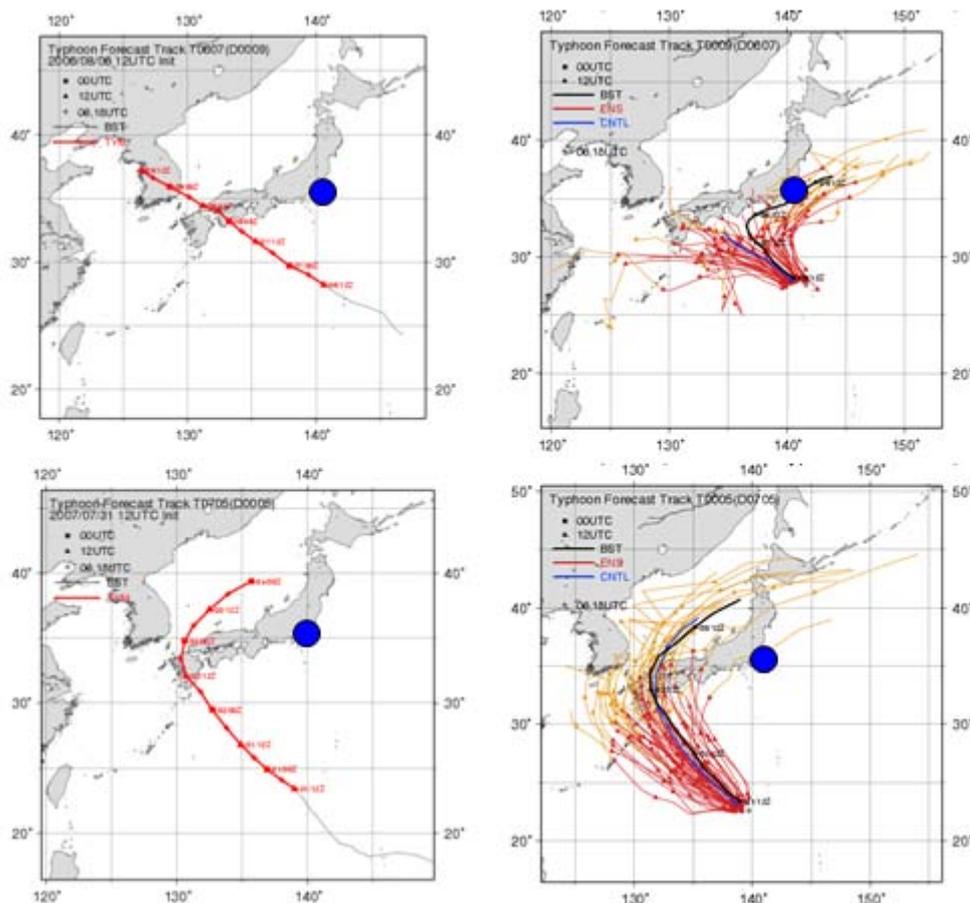


図 4.6.1 台風進路予報における表現されるアンサンブル予報による予測不確実性。上は 2006 年台風第 7 号、下は 2007 年台風第 5 号に対する予測、左列は決定論的予報、右列はアンサンブル予測による台風進路予報図。赤線・黄線は数値予報モデルによる予測、青線はアンサンブル平均、黒線はベストトラックを示す。

いる技術について一般的に述べてきた。ここでは気象庁で現業的に実行されている数値予報モデルについて、具体的に述べる。表4.7.1に気象庁の主な数値予報モデルの仕様についてまとめる。またメソモデルと局地モデルの予報領域を図4.7.1に、各モデルの日本周辺の地形分布を図4.7.2に、また各モデルの鉛直層の配置を図4.7.3に示す。

#### 4.7.1 全球モデル (GSM; Global Spectral Model)

全球モデルは文字通り、地球全体を予報領域とした数値予報モデルであり、短期予報、週間天気予報、台風予報を支援している。また全球モデルの予測値はメソモデルの側面境界値に利用されるほか、波浪モデルへの入力としても利用される。また、アンサンブル予報モデルや季節予報モデル、地球温暖化予測モデルにも、解像度など一部の仕様は異なるものの、基本的には同じ技術が使われている。

全球モデルは、1988年にスペクトル法を採用し静力学平衡の仮定をした「プリミティブ方程式系」を基礎方程式として実用化され、その後高解像度化と物理過程改良を重ねて、2007年11月から水平約20kmメッシュ(TL959)鉛直60層のモデルの運用を行なっている(北川 2006; 岩村 2008)。台風予報については従来の台風進路予報のほか、分解能が高まったことで台風強度についても発達・衰弱傾向がある程度示しうる程度まで精度が向上している。

#### 4.7.2 メソモデル (MSM; Meso-Scale Model)

メソモデルは防災気象情報、飛行場予報を支援することを目的に、水平5kmメッシュ鉛直50層で運用を行なっている数値予報モデルである。格子点法を採用し、非静力学方程式系を基礎方程式とした非静力学モデルである。

メソモデルは、2001年3月に水平10kmメッシュのモデル(当時は静力学平衡を仮定し、かつスペクトルモデル)として本運用が開始された。2004年9月に非静力学モデルが導入され、2006年3月に水平5kmメッシュに高解像度化し、現在に至っている。詳細な雲物理が組み込まれ、境界層も高度化されているのが大きな特徴である。積雲対流パラメタリゼーションも併用している。

メソスケールの現象を精度よく予測し、ある程度の水平スケールをもつ大雨を表現できるなど、全球モデルにはない特徴を持つ。

#### 4.7.3 局地モデル (LFM; Local Forecast Model)

羽田空港周辺の飛行場予報を支援することを目的に、2012年8月に水平2kmメッシュの数値予報モデルとして運用を開始した(第2部第1章参照)。モデルのプログラムはメソモデルと同じものである。

ただし積雲対流パラメタリゼーションは用いられていない。

水平分解能が細かいことにより、発達した積乱雲を直接表現することが可能となっており、集中豪雨や突風など激しい現象の予測精度向上が期待されている。

#### 4.7.4 週間アンサンブル予報モデル

週間天気予報の予測不確実性に関する資料を提供し、確率情報・信頼度情報の作成作業を支援するため、2001年年3月から本運用が開始された。予報モデルは全球モデルの低解像度版の水平約55kmメッシュ(TL319)鉛直60層のモデルで、物理過程は20kmメッシュの全球モデルと同じものを利用している。2007年11月に初期摂動作成手法として北半球域と熱帯域を対象とした特異ベクトル法を導入し、その後改良を重ねて現在では地球全体の初期摂動を考慮している(山口 2011)。また2010年12月に確率的物理過程強制法を導入し、予報モデルの不確実性も考慮している(米原 2010)。下部境界条件の誤差は考慮していない。

#### 4.7.5 台風アンサンブル予報モデル

台風進路予報を支援するため、2008年から運用を開始しているアンサンブル予報モデルである。予報モデルは週間アンサンブル予報モデルと同じ解像度を持ち、物理過程も全く同じである。初期摂動は、北西太平洋領域と熱帯擾乱周辺のみ考慮されている(太田・佐藤 2010)。

#### 4.7.6 その他の数値予報モデル

他に気象庁で運用している数値予報モデルとして、1か月予報、異常天候早期警戒情報を支援するための1か月アンサンブル予報モデル、3か月予報や暖寒候期予報を支援するための3か月・暖寒候期アンサンブル予報モデル、大気汚染予報を支援する化学輸送モデル、火山噴火に伴う降灰を予測する移流拡散モデルなどがある。

各モデルの技術開発は共通するところが多く、短期予報・週間天気予報の数値予報モデルとこれらを協力し、精度向上を目指す取り組みを行なっている。

### 4.8. 数値予報モデルの将来

日々の高低気圧の動向、台風の発達衰弱といった、我々の日常生活に直接影響する大気現象の予測を目指した数値予報モデルは、現在では天気予報作成作業には欠かせない数値予報資料を提供する強力なツールへと進化を遂げた。これには、気象学の進歩、現象のメカニズム解明が進んだこと、さらにスーパーコンピュータが大幅に性能向上したこと、そ

れとともに数値計算技術や予報モデルに組み込まれる物理過程が高度化したことが非常に大きい。

全球モデル、メソモデルの2つのモデルを技術基盤として今後さらに発展・飛躍させることが必要である。様々な利用目的に見合った数値予報モデルの開発・運用を効率的・効果的に進めるためには、なるべくひとつの技術で多目的を達成するという「シームレス」なモデル開発が必要である。そのためには、さまざまな視点からの評価・検証を行い、モデルの特性調査や課題などの情報共有を円滑に進めていくことが一層求められる。

今後も数値予報モデルは高解像度化、高度化が進むであろう。現在の解像度ではひとつひとつの雲を解像することができず、積雲や雲のパラメタリゼーションなど物理過程が必要であった。では、今後さらに高解像度化が進めば、これらの物理過程は必要なくなるのであろうか。現時点では明確な結論は出しておらず、今後こうした視点での研究開発も進められていくと思われる。

#### 参考文献

- 石田純一, 2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程式系と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 27-43.
- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 太田洋一郎, 佐藤芳昭, 2010: 台風アンサンブル予報システムの改善. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-70.
- 小倉義光, 1999: 一般気象学(第2版). 東京大学出版会, 308pp.
- 金浜貴史, 2012: 重力波抵抗. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 100-110.
- 北川裕人, 2006: モデルの概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.
- 草開浩, 2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 8-29.
- 小森拓也, 2012: 積雲対流. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 42-69.
- 田宮久一郎, 2009: 水平拡散. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 63-67.
- 長澤亮二, 2012: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 90-99.
- 中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 70-73.
- 成田正巳, 森安聡嗣, 2010: メソモデルの対流スキームの変更. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 53-61.
- 日本気象学会, 1998: 新教養の気象学. 朝倉書店, 144pp.
- 原旅人, 2012a: 数値予報モデルにおける物理過程の役割. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 2-7.
- 原旅人, 2012b: 雲物理過程. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 70-89.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 39-42.
- 山口春季, 2011: 週間アンサンブル予報における初期摂動作成手法の改良. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20-24.
- 米原仁, 2010: 週間アンサンブル予報へのモデルアンサンブル手法の導入. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62-65.
- 米原仁, 2012: 境界層過程. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 8-29.

表4.7.1 気象庁の主な数値予報モデルの仕様（2012年10月末現在）

	全球モデル (GSM)	メソモデル (MSM)	局地モデル (LFM)
予報領域	全球	日本周辺	東日本領域
側面境界値	(不要)	全球モデル	メソモデル
予報変数	風（水平2成分）、温度、比湿、地上気圧、雲水量	風（3成分）、温位、気圧、比湿、＜雲水、雲氷、雨、雪、あられ＞の混合比、雲氷の数濃度、乱流エネルギー、液水温位自己相関、総水量自己相関、液水温位と総水量の揺らぎの相関	メソモデルと同じ。ただし雲氷の数濃度は除く。
時間積分法	セミラグランジュ法	リープフロッグ法+アセリンフィルター	
積分時間間隔	10分	20秒	8秒
鉛直座標	$\sigma$ -P ハイブリッド	$z^*$ - $z$ ハイブリッド	
鉛直層数	60	50（注）	60（注）
最上層の高さ	約65km	約22km	約20km
展開関数系	球面調和関数	-	-
切断波数	三角切断 959	-	-
格子座標	適合ガウス格子	ランベルト座標系	
水平格子点数	[1920（赤道付近）-60（極付近）]×960	721×577	551×801
水平格子間隔	約20km	約5km	約2km
積雲	荒川-シューバート(AS)	ケイン-フリッチ(KF)	(適用しない)
雲	スミス	確率分布密度に基づき診断 (放射でのみ利用)	
雲物理	雲水から降水への変換率のみ考慮	バルク法 雲氷は2モーメント、 その他は1モーメント	バルク法 1モーメント
放射	短波3時間毎 長波3時間毎	短波・長波とも15分毎	
地表面	陸面モデル	平板モデル	
境界層	メラー-山田レベル2のクロージャーモデル	メラー-山田レベル3のクロージャーモデル	
重力波抵抗	短波・長波	(適用しない)	
海面水温	海面水温解析より		
海水	海水解析より		
積雪	積雪深解析より	積雪域解析より	
オゾン	3次元気候値		
エアロゾル	3次元気候値		

(注) このうち最上層と最下層の2層は、計算の便宜上設定されているものであり、物理量の予報は行われていない。

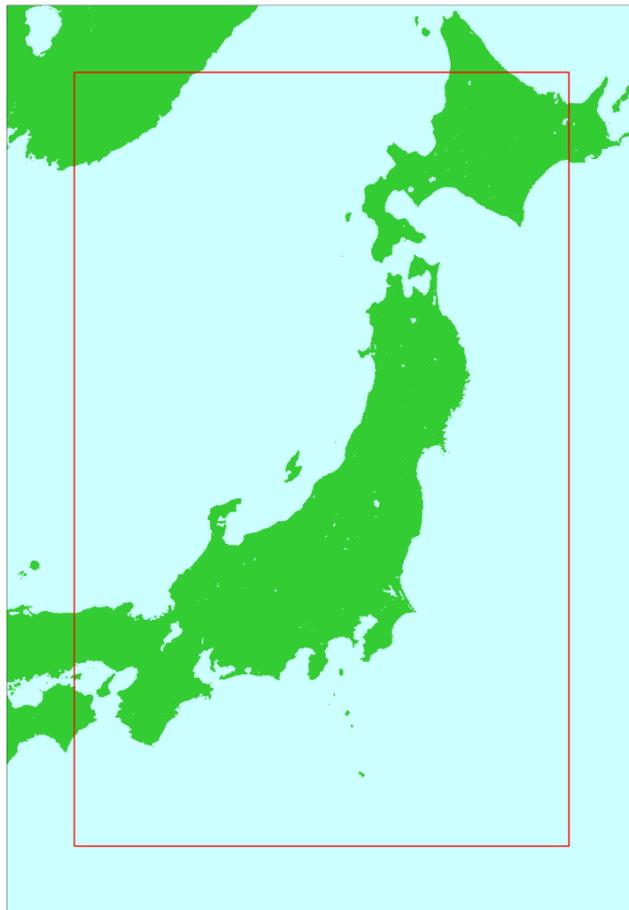
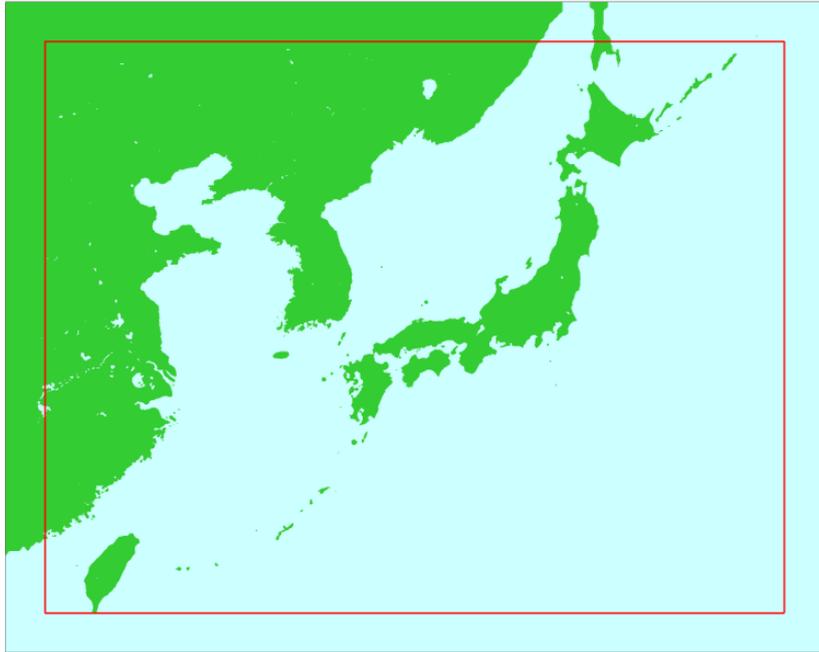


図4.7.1 メソモデル（上）と局地モデル（下）の予報領域。  
赤線の外側は側面境界の緩和領域（第4.4.3項参照）。

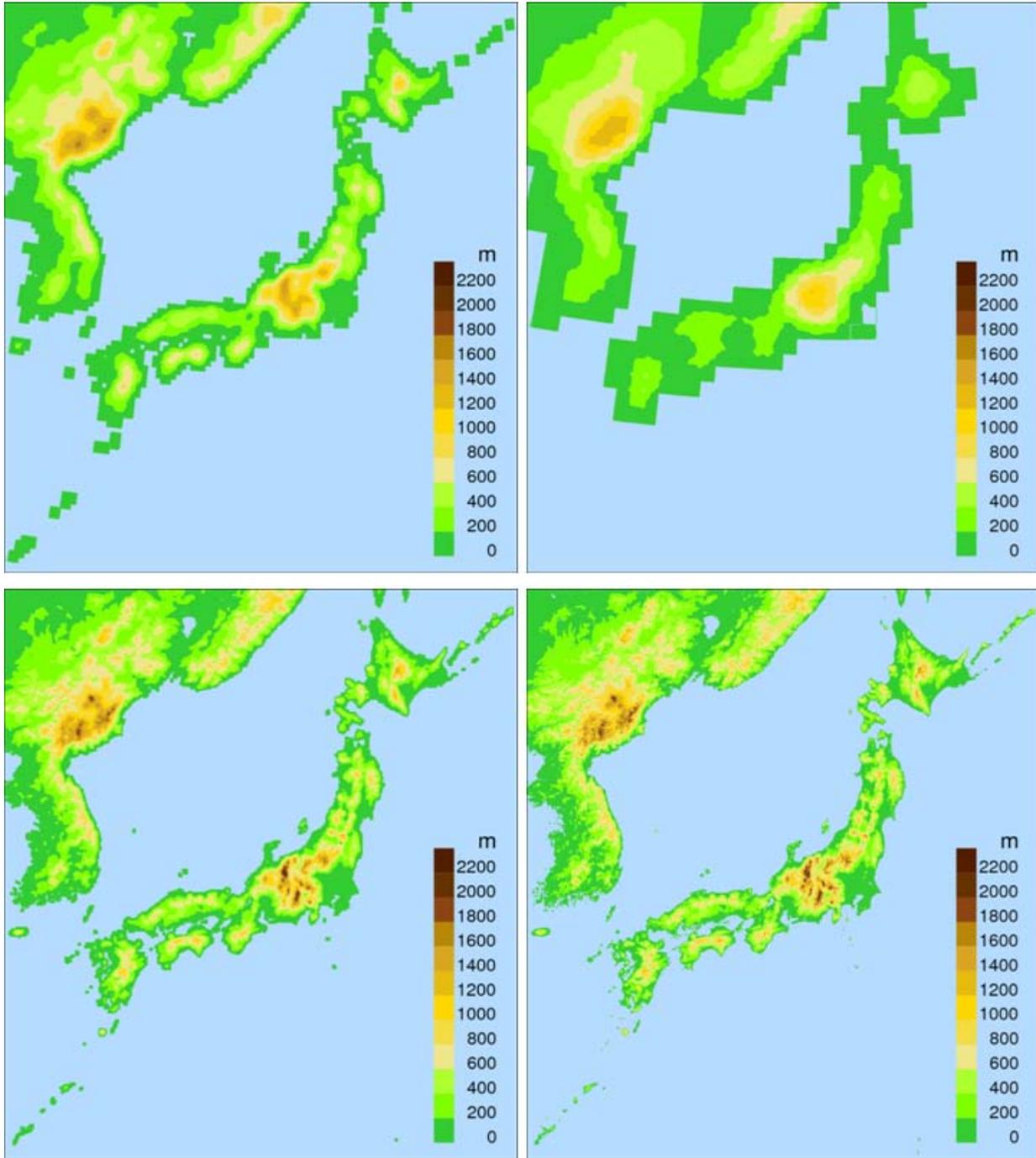


図 4.7.2 予報モデルの地形（日本周辺のみ）  
 全球モデル（左上）、週間・台風アンサンブル予報モデル（右上）、  
 メソモデル（左下）、局地モデル（拡張予定のもの）（右下）

