

第4章 数値予報モデル*

4.1 数値予報モデルの概要

天気予報用の数値予報モデルは、大気現象を支配する物理法則の方程式をコンピュータで解き、未来の値を計算する。この物理法則は、複雑な方程式の集まりであり、解析的に答えを求めることができない。そこで、様々な近似により方程式を簡素化した上で、時間・空間方向においてとびとびの値で表現し、初期状態を与えて、コンピュータで時間積分の計算を行うこと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。数値予報モデルは、数値予報全体の流れの中で中心的な役割を果たしており、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。

数値予報モデルにおいて、考慮されている過程を図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、さらに小さな乱流などのさまざまな時間・空間スケールの現象が存在する。これらの現象を波で表現して考えると、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る。これらを正確に予測するため、数値予報モデルでは、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、境界層の大気の乱れに伴う運動量・熱・水蒸気の輸送など、非常に複雑な過程を取り扱っている。一方、音波などのスケールの小さい波動は、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、数値予報モデルでは必ずしもすべてが正確に解かれているわけではない。

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(2016)や、日本気象学会(1998)などを参考にしていきたい。

4.2 基礎方程式

数値予報モデルで用いられる物理法則の基礎方程式を紹介する。

(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)

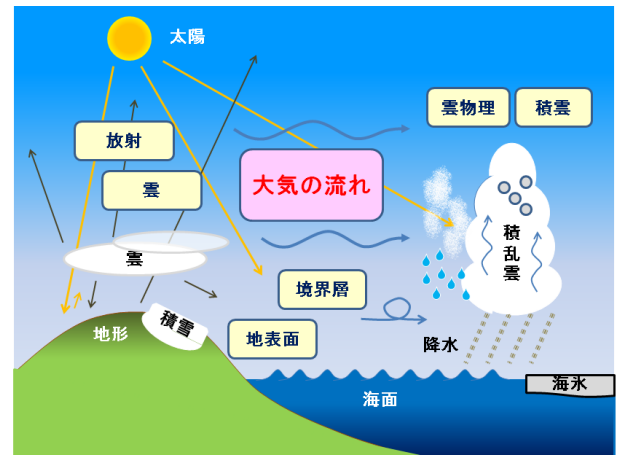


図 4.1.1 数値予報モデルで考慮される過程

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

(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。

静力学平衡の仮定をする方程式系を採用した数値予報モデルを「静力学モデル」という。一方、静力学平衡の仮定をしない非静力学方程式系を採用したモデルを「非静力学モデル」という。

(2) 連続の式(質量保存の式)

空気の質量は、水の相転移を除いて、保存されていることを表す方程式である。静力学モデルでは、(1-2)

* 本田 有機、坂本 雅巳、藤田 匡、室井 ちあし

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。

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

(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。

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

(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。

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

(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

雲をより詳細に表現するために、水蒸気のほかに、水物質の形態として雲水・雨・雲氷・雪・霰を扱う場合（例えば、第4.5.3項で述べるバルク法の雲物理）はそれぞれについて水蒸気の方程式と同様の式を考える。この他、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

第4.2節で見たように、基礎方程式は一部を除いて、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、それにある時間を掛けること（時間積分）によって、未来の物理量を求める、という構造になる。この物理量を「予報変数」と呼ぶ。なお、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。

数値予報モデルの基礎方程式に含まれる移流や気圧傾度力の時間変化率を求める部分と、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と、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

変化を考慮する部分などを総称して「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。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、考案者の名前をとって「荒川-シューバートスキーム」などと呼ばれることもある。

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。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（図4.4.1）に変換することにより、重力は常に鉛直方向下向きに働き、水平方向2成分は緯度経度によらず直交することから、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し、さらに座標の直交性を確保しながら水平2方向の距離の歪みを調整する。従って、特に予報領域が広いモデルにとっては投影法の利用が重要である。

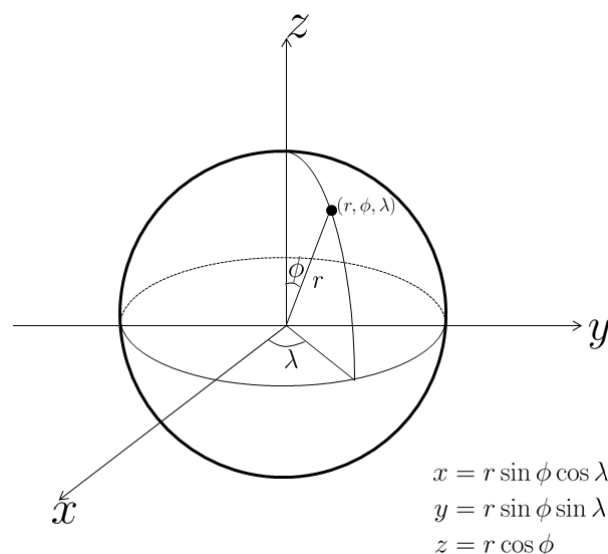


図 4.4.1 球座標系

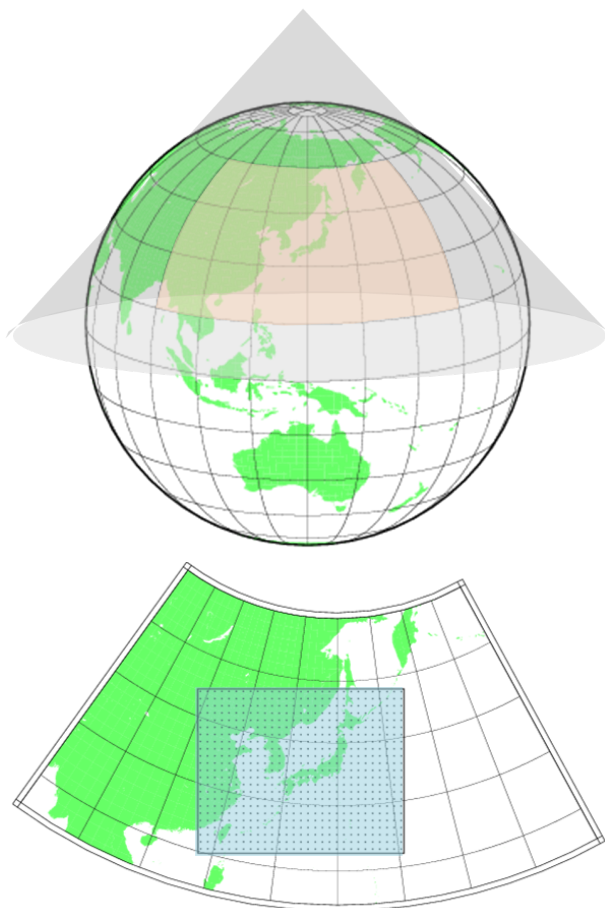


図 4.4.2 ランベルト座標系。円錐に投影し、上図のオレンジ色の領域から下図の長方形の範囲（水色）を切り出して、予報領域とする。

鉛直方向の座標系については、気圧座標系と高度座標系に大きく分かれる（図 4.4.3）。気圧座標系のメリットとして、気圧に対する高度や気温という値で測定できる観測とは比較しやすいこと、デメリットとしては下部境界の気圧は一定値ではないため、等圧面は海上でも下部境界と平行にならず、取り扱いを複雑にする必要が生じ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・高度座標のいずれを採用するとしても、大気の流れに沿うように、大気最下層付近では地形や海面に沿った層配置となるが、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とため、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（図 4.4.3、石田 2008）。

(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困難なため、「とびとびの値」が連続的な分布を構成していると考え

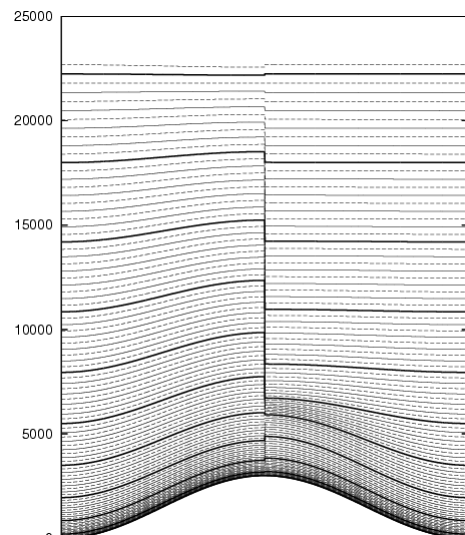


図 4.4.3 最下層で地形に沿った層配置を取る高度座標を基本とする鉛直座標系の例。一番上まで地形の影響が残る鉛直座標系（左）と高度 1 万 m を超えた辺りで地形の影響がなくなるハイブリッド座標（右）。

る。このとびとびの値への置き換えを「離散化」という。離散化により、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。

空間的にとびとびの位置に分布する値から微分計算を扱う方法として、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）。格子点法には計算手法により有限差分法、有限体積法、有限要素法などがあり、ここでは格子点法を使用するモデルを総称して「格子モデル」と呼ぶ。スペクトル法を採用したモデルは「スペクトルモデル」と呼ぶ。格子点法を簡易に示すと、図 4.4.4 で示したように近隣の格子との差分等の演算で予報変数の空間分布やその傾きを考える方法であり、一方スペクトル法は遠方の格子も含めて波の重ねあわせに変換して、波数毎の振幅に変換した変数に微分などの演算を扱う手法である。スペクトル法よりも格子点法の方が直感的に理解しやすいが、スペクトル法では微分項を解析的に計算できるなど、一般的に格子点法よりも精度良く計算できる。

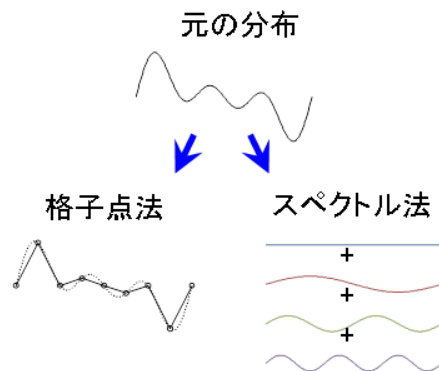


図 4.4.4 格子点法とスペクトル法の模式図

離散化の基本的な考え方から言えば、格子点法の場合は格子間隔を細かく、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、球座標を採用しており、球面調和関数で表される波の重ね合わせで表現されるが、東西波数と全波数の空間で三角切断 (triangular truncation) を行う場合には、先頭に”T” を付けて T213 などと表記する。波と格子の対応はいくつかの方法があり、TL959 のように先頭に”TL” が付く場合には、スペクトル空間では微分方程式の線形項のみを扱うことを想定した線形格子 (linear grid) を採用した場合の解像度の表記である (宮本 2005)。

全球モデルでは、格子点法で等緯度経度格子を用いた場合は、両極付近で格子点が集中して微分計算の取り扱いなどが困難になる。従って、格子点法を用いる場合はその他の格子配置を用いるなどの工夫が必要になる。スペクトル法を用いる場合は極での格子点の集中の問題は緩和されるが、面積の大きく異なる格子が共存することは物理過程なども含めて考えると好ましいことではない。

気象庁全球モデルには「適合ガウス格子」(宮本 2005; 岩村 2008) を使用している。ガウス格子は地球の球体表面の緯度方向の積分をガウスの求積法によって精度よく求めるために使用している。適合ガウス格子では、中高緯度の格子が標準のガウス格子よりも、精度に影響がない範囲で少なくなっているため、格子間隔の非一様性が緩和される。また、物理過程などは局所的な効果や変化として取り扱う方が都合がよいために、格子点の値を直接用いた計算が併用されており、適合ガウス格子の利用によって、標準的なガウス格子より格子点数が少なくなり、物理過程の計算量も減少する (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、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。赤道では地球一周が約 40000 km であるため、東西方向の格子間隔は約 21 km、北緯 30

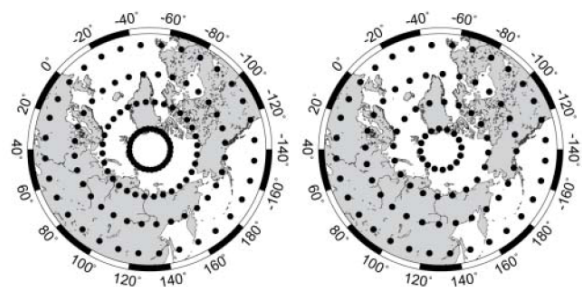


図 4.4.5 標準ガウス格子 (左) と適合ガウス格子 (右) (TL15 の例)

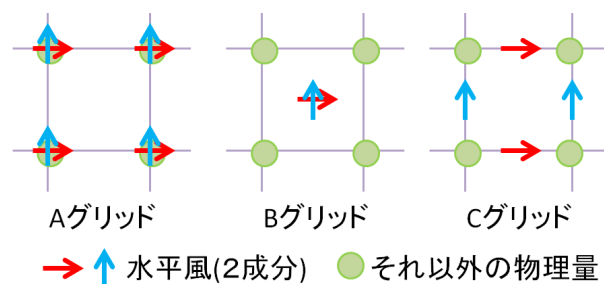


図 4.4.6 格子点法で使われる様々な配置

度ではやや狭まって約 18 km となる。また南北方向は赤道上的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 20 km 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。

格子点法において、Arakawa and Lamb (1977) 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に分類した (図 4.4.6)。わかりやすく言えば、囲碁のように格子の交点に置くか、将棋のように格子の中央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非静力学モデル asuca (気象庁予報部 2014) では、荒川 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が各時刻の予報変数を計算する格子点の配置であって、利用者に提供される数値予報 GPV では全ての予報変数が同じ点にある格子 (荒川 A グリッド) に内挿して作成されている。

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。従って、鉛直層の配置については、地形の影響や境界層の表現等も考慮して、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

数値予報モデルでは、予報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、時間積分もなんらかの形に変換・離散化する必要がある。この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」¹ と呼ぶ。

¹ タイムステップと同義。

空間離散化で、例えば格子間隔を 20 km とするよりも 1 km とした方が、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、現業数値予報モデルでは、設定した格子間隔での予測精度を著しく損なわない範囲で可能な限り積分時間間隔を伸ばして計算時間を短縮する、という方針が基本になる。

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。その一つに、「CFL 条件」²というものがある。

$$\frac{\text{格子間隔}}{\text{積分時間間隔}} > \text{流れの速さ、または波の位相速度}$$

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 10 km のところを風速 50 m/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。

次に、CFL 条件を一部回避して積分時間間隔を長く取るための工夫について紹介する。速度の大き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解くことで、積分時間間隔を CFL 条件に依らず決めることができる。それ以外の波の効果を計算する際には従来の「陽解法（イクスプリシット法）」で解くが、相対的に速度が小さいため、CFL 条件を考慮しても積分時間間隔を大きめに取ることができる。これら 2 つの手法を併用する時間積分法を、半分は陰解法を用いることから「セミ・インプリシット法」と呼ぶ。

更に移流における CFL 条件による積分時間間隔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（図 4.4.7; 松村 2000）。ラグランジュ法では流体のある部分（流体塊）に着目し、それが時間とともにどのように移動し変化するかを追跡する方法である。外力や加熱などの強制がなければ流体塊の運動や状態は変化しないことから、移流による時間変化を考慮する必要がなく、CFL 条件の制約がなくなる。

² CFL とは、この条件を提唱した Courant 氏、Friedrichs 氏、Lewy 氏の頭文字からとったものである。流れの計算を行う場合に物理的に起き得ない追い越しを判定する Lipschitz 条件もあり、これも提唱者の名前にちなんだものである。

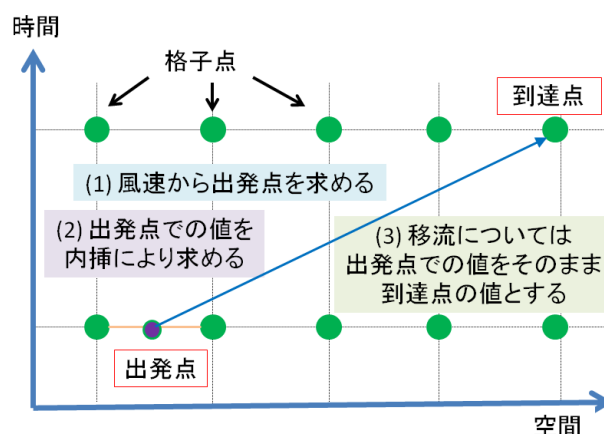


図 4.4.7 セミラグランジュ法の模式図

移流項を計算する時にだけこの手法を用いる計算方法を、セミラグランジュ法という。積分時間間隔の上限がないといっても、流体塊の移動を追跡するため、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。水平格子間隔 20 km 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 400 秒としている。

4.4.3 その他

上記のほか、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に、小さなスケールの波を人工的に減衰させる処理である。

全球モデルの上層付近では、大気中の波動の偽の反射を防ぐことを主な目的として、「スポンジ層」と呼ばれる緩衝帯が設けられる。領域モデルでは、上部境界と側面境界付近に「緩和領域」が設定される。緩和領域では上部・側面の境界条件を与えるモデルとの地形や解像度ギャップを抑え、境界値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、ダンピング処理をおこなっていない数値予報モデルの内側と比較して、精度が低下することがある。緩和領域の影響を避けるため、領域モデルの計算領域は予測対象となる地域に対して十分広く取ってある。

4.5 物理過程

物理過程は、大気の流れに関するもの以外の効果や、離散化により取り扱われなくなった、物理量の格子平均からのズレにより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

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	20 km	18 km	21 km
TL479	40 km	36 km	42 km
TL319, T213	55 km	54 km	63 km
TL159, T106	110 km	108 km	125 km
T63	180 km	180 km	209 km
T42	270 km	271 km	313 km

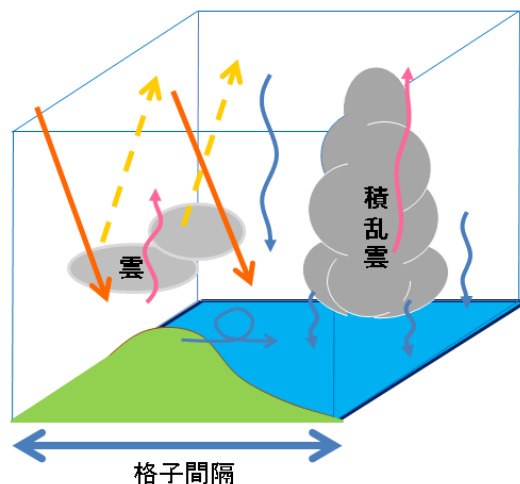
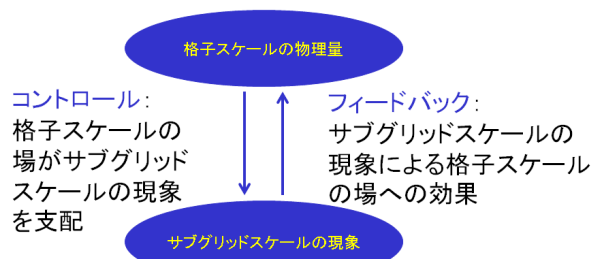


図 4.5.2 サブグリッドスケールの現象の模式図

図を図 4.5.1 に示す。

例えば、数個の格子に渡る広がりを持つほどに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り得るが、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雲の方が多い。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、また雲は其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。格子平均の物理量により直接表現することができない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取り扱うことから、こうした現象のスケールを「サブグリッドスケール」と言い、サブグリッドスケールの現象の効果（図 4.5.2）を近似的に評価することを「パラメタリゼーション」という。このとき、サブグリッドスケールの現象を、格子スケールの物理量から計算する必要がある。この計算では、図 4.5.3 のように、サブグリッドスケールの現象は格子スケールの現象によりコント



コントロールとフィードバックとの関係を定式化

図 4.5.3 パラメタリゼーションとは

ロールされており、そのフィードバックが計算できることを前提としている。

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。格子平均で現象を表すことができない物理過程は観測から得られる現実の大気の大気メカニズムの特徴を模した計算を行う。しかし、各物理過程で用いる大気メカニズムには未解明の部分が依然多い。数値予報実験や過去の運用時の経験則のみから決められたパラメータや仮定が入っている場合もあり、科学的な知見に照らした改良が必要になる。こうした改良に向けて、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。本来、物理過程を積雲過程、境界層過程などと厳密に分類することはできず、その分け方は人為的なものであり、数値予報モデルによってその分け方の詳細は異なる。ここでは、多くのモデルに共通する大きな分類に従って説明する。

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

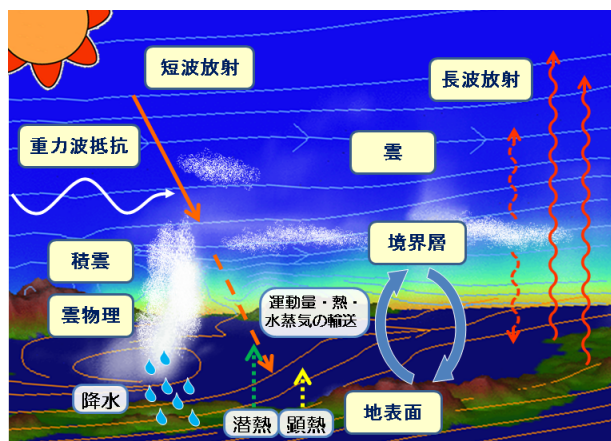


図 4.5.1 数値予報モデルの物理過程の模式図

など、それぞれの数値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、ひいては大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・雲氷として放出される。

現在の現業数値予報モデルは、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、積雲対流パラメタリゼーションにより、熱、水蒸気、運動量の鉛直方向の再分配を行う仕組みを導入している(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。手法により考え方の違いが大きい、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、現実の積雲のふるまいを十分に考慮していないことから、現在となつては古典的な手法と言える。

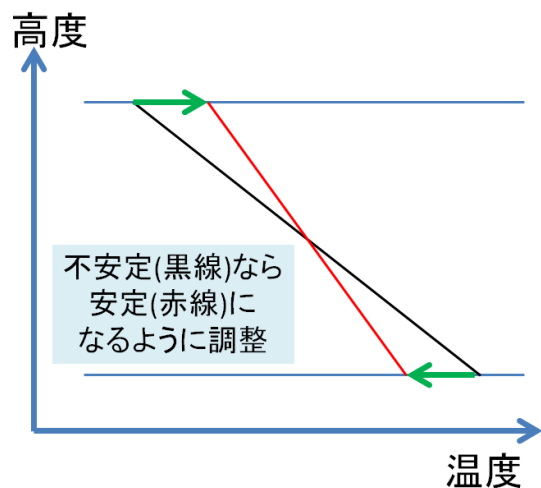


図 4.5.4 湿潤対流調節の模式図

(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大気と水物質の質量輸送(マスフラックス)を計算することによって、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。積雲の中の大気は、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。浮力がなくなり上昇流が止まった高度がマスフラックススキームの計算の上端となる。この上端で上昇流の空気は全て放出される。また、積雲の内部では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に対応した補償下降流ができる。

ここではマスフラックススキームのうち、ケインフリッチスキームと荒川シュバート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代表的なひとつの積雲で代表させているのに対して、荒川シュバートスキームでは複数の積雲を個別に扱っているという点が異なる。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。メソモデルでは混合層の高さや地表面の熱フラックスに基づいた摂動が考慮されて、地形や風の収束による大気の上昇が弱い場合に積雲対流スキームを発動させる工夫を行っている(原 2017)。発生した積雲では、雲底と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。

荒川シュ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、代表的なひとつの下降流、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」など様々な条件によって決まる。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と雲底でのみで起きるとする。

4.5.2 雲

大気中の水は気体・液体・固体の状態で存在し、晴れ、曇、雨、雪など天気予報とも密接に関係している。数値予報モデルにおいても、パラメタリゼーションに

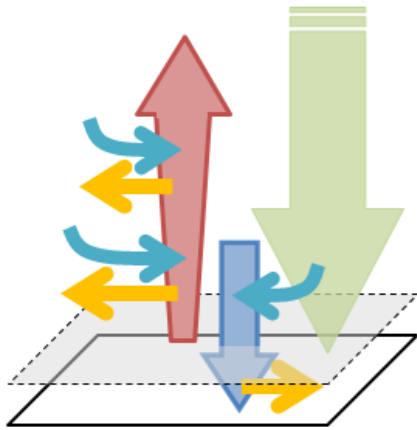


図 4.5.5 ケインフリッチスキームの模式図。赤、青の鉛直方向の矢印はそれぞれ上昇流、下降流に伴うマスフラックス、水色、黄色の水平の矢印はそれぞれエントレインメント、デトレインメント、緑の下方向の矢印は補償下降流を示す。

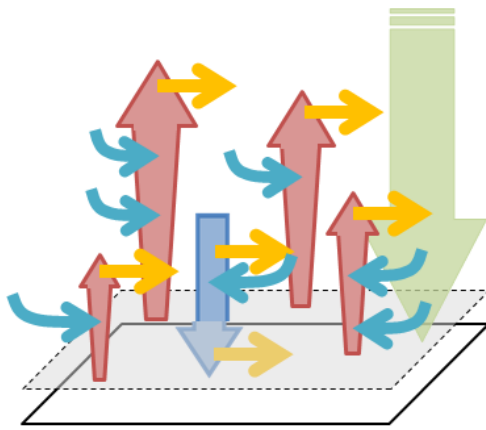


図 4.5.6 荒川-シュバートスキームの模式図。矢印の意味は図 4.5.5 と同じ。

より適切に取り扱う必要がある。

雲の大きさは様々であり、格子間隔が大きい数値予報モデルでは、格子の中に部分的に雲が存在している状態「部分雲」を考える必要がある。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。全球モデルとメソモデルでは、部分雲を取り扱っている。

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)。部分雲を考えるスキームとしては、次のものがある。

(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

大気中の水は相変化を繰り返しており、雲水、雲氷、降水、雪、霰など、様々な状態、形で存在している。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測し、雲の発達・衰弱の様子をより正確に表現しようというのが雲物理である(原 2012b)。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などから、研究用の雲物理よりも簡略化されている。雲物理は、格子間隔の小さいモデルで格子平均値について用いられることもあれば、積雲過程や雲過程の中で取り扱われることもある。

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。しかし計算コストが大きという課題があり、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仮定して粒子の数と質量をあらわす変数として、「数濃度」と「混合比」を用いる。数濃度を診断的に求めて混合比のみを予報変数とするスキームを「1 モーメントスキーム」、両者を予報変数として用いているものを「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がある。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 モーメントにする手法や、1 モーメントスキームで(気温依存性の導入など)粒径分布を拡張する手法が用いられることがある。

4.5.4 放射

大気中には可視光・赤外線を中心 to 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

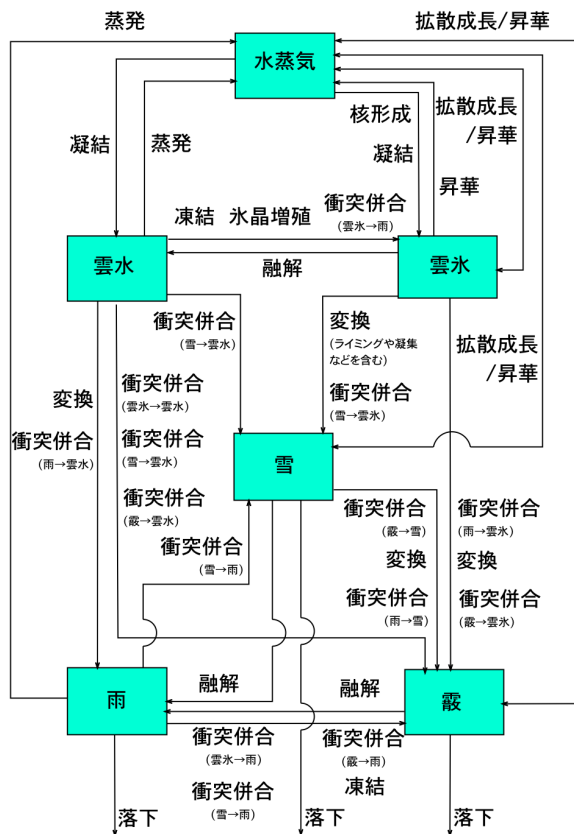


図 4.5.7 雲物理の模式図

ギーの吸収・放出を表現するのが放射過程である（長澤 2012）。放射過程は、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。放射過程は、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と考えるか、などが問題となる。この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。また、雲の重なり方（「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て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。

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）。陸面モデルは、キャノピー（樹木および灌木の林冠）・地面（下草または裸地面）・積雪・土壌などにより構成される。キャノピー・下草を表現する植生の種類には例えば、広葉樹や針葉樹、砂漠といった分類が用いられる。植生の種類や状態、気孔の開き度合いなどに応じて、大気との熱交換・蒸発散の効率を大きく左右する「抵抗」というパラメータ

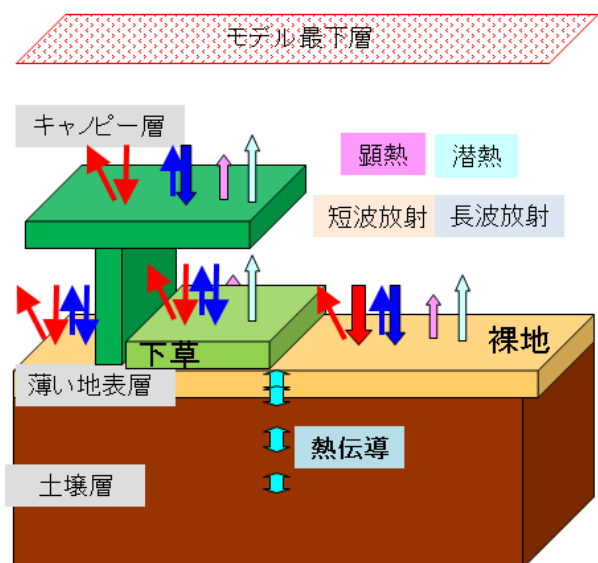


図 4.5.8 地表面（陸面モデル）の模式図

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・水蒸気輸送の日変化や年変動を表現する。ただし、樹木が徐々に伸びていくといった植生の経年変動は、現業数値予報モデルでは考慮されていない。降雪と地上気温などを考慮して積雪の量、温度、水分量、密度を予測する。土壌では地表被覆（植生の種類、積雪の有無）や、土壌の状態などを考慮して温度と水分量を予測する。大気から凝結して落下した降水は土壌に染み込み、一部は土壌深くまで達して地下水となって流れ出る（ランオフ）ほか、蒸発散により大気へと戻っていく、といった過程も表現される。

予報時間が短いメソ・局地モデルでは、「SLAB」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における乱流や放射伝達を陽に考えずに、地表面と地中8層のあわせて9層を配置し、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、海水と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、最下層の温度については気候値を与えている。最上層である地表面については、土地利用の情報を考慮したパラメータ（粗度や熱伝導率など）の調整を施している。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 SLAB では）土壌水分量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く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。

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。海と陸とで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、海面水温を下部境界条件として与え、境界

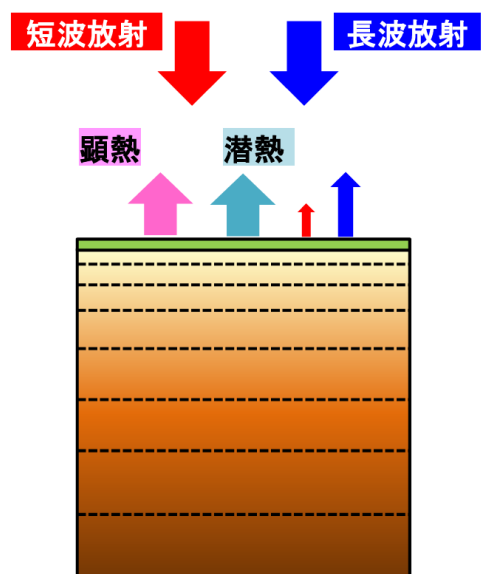


図 4.5.9 地表面 (SLAB) の模式図

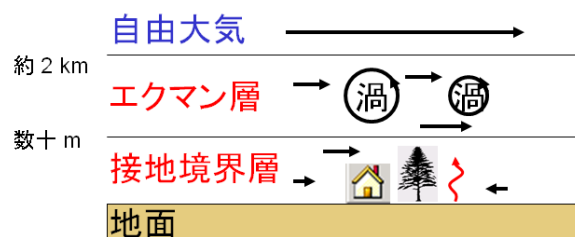


図 4.5.10 大気境界層の模式図

層過程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 2 km 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かなり小さいため、乱流による輸送がもたらす効果はパラメタリゼーションの対象である（米原 2012）。

大気境界層はさらに、「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。大気境界層の中では、対流や移流といった大規模な運動以外に渦拡散などの効果による熱、水蒸気、運動量などの輸送を考慮する必要がある。現実大気に近い予測ができるように、これらのスケールの小さい輸送効果を考慮するために接地境界層の上にエクマン層を想定して、境界層過程の計算を行っている。

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。この近似的な手法としては、「メラー (Mellor)-山田のクロージャーモデル」が頻繁に用いられる（米原 2012）。

4.5.7 重力波

重力波過程では、周期の比較的短い重力波による効果を取り扱う。大気中には様々なスケールの重力波があるが、周期が短く空間スケールの小さい重力波によ

る効果は、積分時間間隔が長く格子間隔が広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、活発な対流などから生じる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。地形等により発生する重力波は、上空の風を減速させる効果があることから、この効果を模した計算を「重力波抵抗」と呼ぶこともある。地形以外の要因による重力波は、対流の活発な場所などから生じて、中層大気へエネルギーを輸送する働きなどがある。

全球モデルでは地形によるものと、地形以外によるものの両方が考慮されている。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。

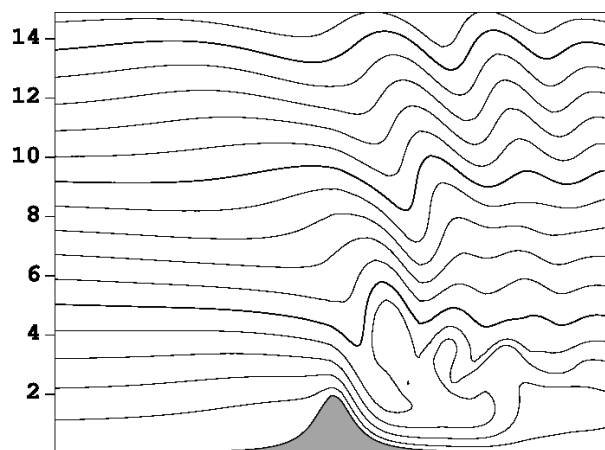


図 4.5.11 地形性重力波抵抗の模式図。左から右へ風が吹いた場合に山の上方に山岳波(定常波)が発生して上空の流れに抵抗が生じることを模式的に示した。

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、大気の状態の把握と予測を高い精度で行うことに重点をおいた技術開発が進められてきた。その結果、現在の数値予報の精度は予報業務にはなくてはならない水準にまで達している。一方で、大気を持つカオスの性質「初期値鋭敏性」により、初期値の誤差が時間積分を進めるにつれ急速に増幅し、数値予報の精度を左右するまでに発達することが知られている。また、誤差の成長の速度は大気の状態にも大きく依存することも知られている。この

ようなことから、数値予報モデルの初期値などに小さな摂動を加えて作成した複数の数値予報の集団(アンサンブル)から大気の状態を確率的に把握し、予測情報の確からしさを得るための手法がアンサンブル予報である。(経田 2016)。

図 4.6.1 に、決定論的予報(上図)とアンサンブル予報(下図)による平成 30 年台風第 5 号の進路予報について示す。上図の赤線と下図の青線(コントロール、摂動を入れない)の予測ではこの台風の中心位置を概ね予想できている。しかし、これらの決定論予報だけでは、予想の不確かさが評価できず、伊豆諸島付近を中心が通過する以外の進路をとる可能性について評価することができない。下図のアンサンブル予報の結果を使えば、台風中心の進路についてどのような可能性があるかについて情報を得ることができる。図 4.6.1 の事例では、決定論予報が実際の進路より離れている時間帯についても、アンサンブルメンバーのばらつきの範囲に実際の進路が含まれており、決定論予報の不確かさを考慮して、実況を捕捉することができている。このように、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アンサンブル予報で得ることができる。

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) 数値予報モデルの不完全性による誤差
 - (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表現できる。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。また摂動が、天気予報に意味がある(時間とともに成長する)誤差を表現していることが望ましいが、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(SV)法」とは、ある「評価時間」でこれから最大に線形成長する摂動を検出する手法である。この手法では、通常の数値予報モデルより簡略化し解像度も落としたモデルを線形化し、これを用いてどここの摂動が予測不確実性に重要そうかが計算される。また、第 3.2.4 項で述べたアンサンブルカルマンフィルタなどのアンサンブルデータ同化では、第一推定値や観測値の持つ誤差を勘案し、大気の流れによって場所や時間によって変動する解析誤差に基づいたアンサンブル摂動が得られる。これらをアンサンブル予報の初期摂動に反映する手法も用いられる。

(2)の数値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、数値予報モデル

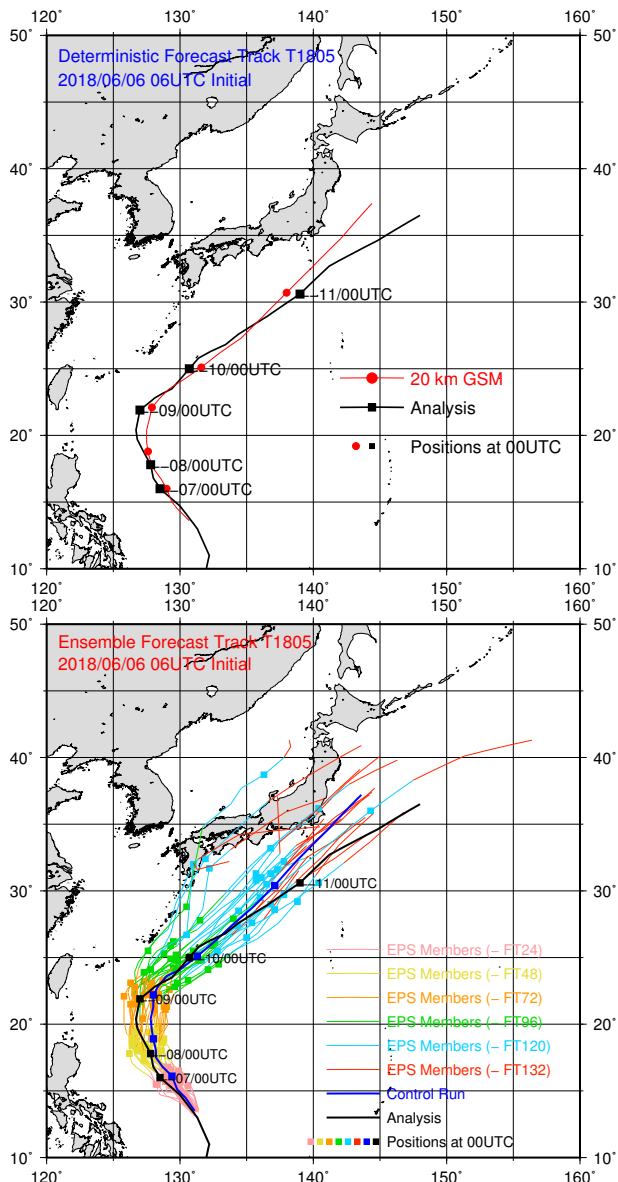


図 4.6.1 平成 30 年台風第 5 号に対する GSM 決定論的予報（上図）と全球アンサンブル予報システム（下図）による台風進路予測図。黒線は気象庁ベストトラック、上図の赤線は GSM の予測、下図の青線は摂動を入れない予測、その他の色がアンサンブル予報の各メンバーの予測による台風中心位置の経路。00UTC の位置に四角のマーカーを付す。

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、数値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数値予報モデルの不確実性が表現される（米原 2010）。このほか、複数の種類の数値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) は、境界条件の不完全性を考慮するための工夫が必要だと考えられている。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、過去のデータから統計的に摂動を求める方法から、海洋混合層モデルなどと結合させる方法まで幅広くあり、継続的に取り組んでいく必要がある。また、領域モデルでは、予報時間が進むにつれて側面境界値の影響を強く受ける。領域モデルのアンサンブル予報の実用化にあたっては、側面境界値の不確実性に対応する摂動を考慮することが重要となる。

アンサンブル予報では、膨大な計算結果が一度に得られる。予測結果を一つ一つ確認していくことは、限られた時間内に行わなければならない予報業務などにおいては困難である。このため、アンサンブル予報の結果を統計的に処理したプロダクトを利用することで、効率的に計算結果を把握して、効果的に利用することが可能となる。代表的なアンサンブル予報のプロダクトを紹介する。これらプロダクトを活用するためには、プロダクトの作成方法や特性などについて理解しておく必要がある。

アンサンブル平均 全アンサンブルメンバーの平均。アンサンブルメンバーのばらつき具合が正規分布に近い場合、最も予測精度が良い予報となり、場合によっては決定論的予報よりも精度が高い。

スプレッド アンサンブルメンバーの標準偏差。アンサンブル予報のばらつき具合を示す。格子点ごとに計算したスプレッドの図から、数値予報の不確実性が大きな場所を特定することができる。

スパゲッティダイアグラム アンサンブルメンバーの等値線図を重ね書きした図。メンバーのばらつき具合を把握することができる。

確率分布図 全アンサンブルメンバーに対して、特定の事象が予測されているメンバーの割合を示す図。着目している事象の予測の確からしさを示す。

箱ひげ図 (EPSgram) 特定の地点でのアンサンブルメンバーの中央値、最大値、最小値、第 1 四分位点、第 3 四分位点の時系列図。第 1 四分位点と第 3 四分位点の間を箱とする。また、中央値を太線で図示する。

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。気象庁の主な数値予報モデルの仕様は付録 A に詳述する。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、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、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。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にも、解像度や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年に静力学平衡の仮定をした静力学方程式系を基礎方程式として、スペクトル法を採用して実用化され、その後高解像度化と力学過程・物理過程の改良を重ねて、2007年11月から水平約20 km メッシュ(TL959)(北川 2006; 岩村 2008)、2014年3月からは鉛直100層(米原 2014)でモデルの運用を行なっている。台風予報については従来の台風進路予報のほか、分解能と精度が高まったことで台風強度のガイダンス作成に利用されることが計画されている(第I部第1.3節参照)。

4.7.2 メソモデル (MSM: Meso-Scale Model)

メソモデルは防災気象情報、航空気象情報の作成を支援することを主な目的に、水平5 km メッシュ鉛直76層で運用を行なっている数値予報モデルである。非静力学方程式系を基礎方程式とし、空間離散化には有限体積法を用いている。

2001年3月に水平10 km 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)として本運用を開始した(萬納寺 2000)。2004年9月に非静力学モデルを導入し、2006年3月に水平5 km メッシュに高解像度化した。さらに、2013年3月に領域を拡張し(越智・石井 2013)、2017年2月には鉛直解像度を増強するとともに力学過程・物理過程を刷新した新しい非静力学モデル asuca(気象庁予報部 2014)に移行して(原 2017)、現在に至っている。全球モデルと比較して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。また、積雲対流パラメタリゼーションを用いている。

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)

局地モデルは、航空気象情報、防災気象情報の作成支援を目的とする、水平2 km メッシュ鉛直58層の数値予報モデルである。2012年8月に東日本領域で1日8回の運用を開始し(永戸ほか 2012)、その後、2013年5月の仕様拡張で、日本を覆う領域での1日24回の運用に移行して(永戸ほか 2013)現在に至っている。2015年1月には、メソモデルに先がけて、新しい非静力学モデル asuca の導入を行っており(原ほか 2015)、数値予報モデルはメソモデルと同様 asuca である。ただし

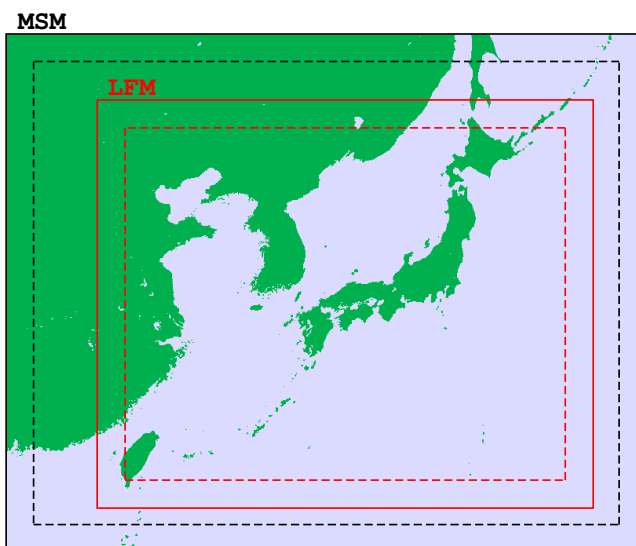


図 4.7.1 メソモデルの予報領域 (黒実線) と局地モデルの予報領域 (赤実線) を示す。それぞれの領域において、破線の外側は側面境界の緩和領域 (第 4.4.3 項参照)。

積雲対流過程については、積雲対流の発生初期における鉛直輸送の表現を主目的としたパラメタリゼーションを用いている(河野・原 2014)。

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局地的な激しい現象を主な予測対象としている。

4.7.4 全球アンサンブル予報システム

全球モデル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に、全球アンサンブル予報システムを運用している。全球アンサンブル予報システムは、週間天気予報のために用いられていた週間アンサンブル予報システム(山口 2011)と、台風進路予報の支援のために運用されていた台風アンサンブル予報システム(太田・佐藤 2010)、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システム(平井ほか 2015)を統合するシステムとして開発されたもので、2017年1月から週間天気予報と台風進路予報の支援のために運用を開始した(山口 2017)。

予報モデルは全球モデルの低解像度版の水平約40 km メッシュ(TL479)鉛直100層のモデルで、物理過程は20 km メッシュの全球モデルで用いているものを利用している。予報モデルの不確実性を考慮するために、2010年12月に週間アンサンブル予報システムに導入された確率的物理過程強制法(米原 2010)を用いており、下部境界条件の不確実性を考慮するために海面水温摂動(太田・堀田 2016a)を導入した。初期摂動には、LETKF(太田・堀田 2016b)とSV(酒井 2008)を組み合わせで作成する手法を用いている。

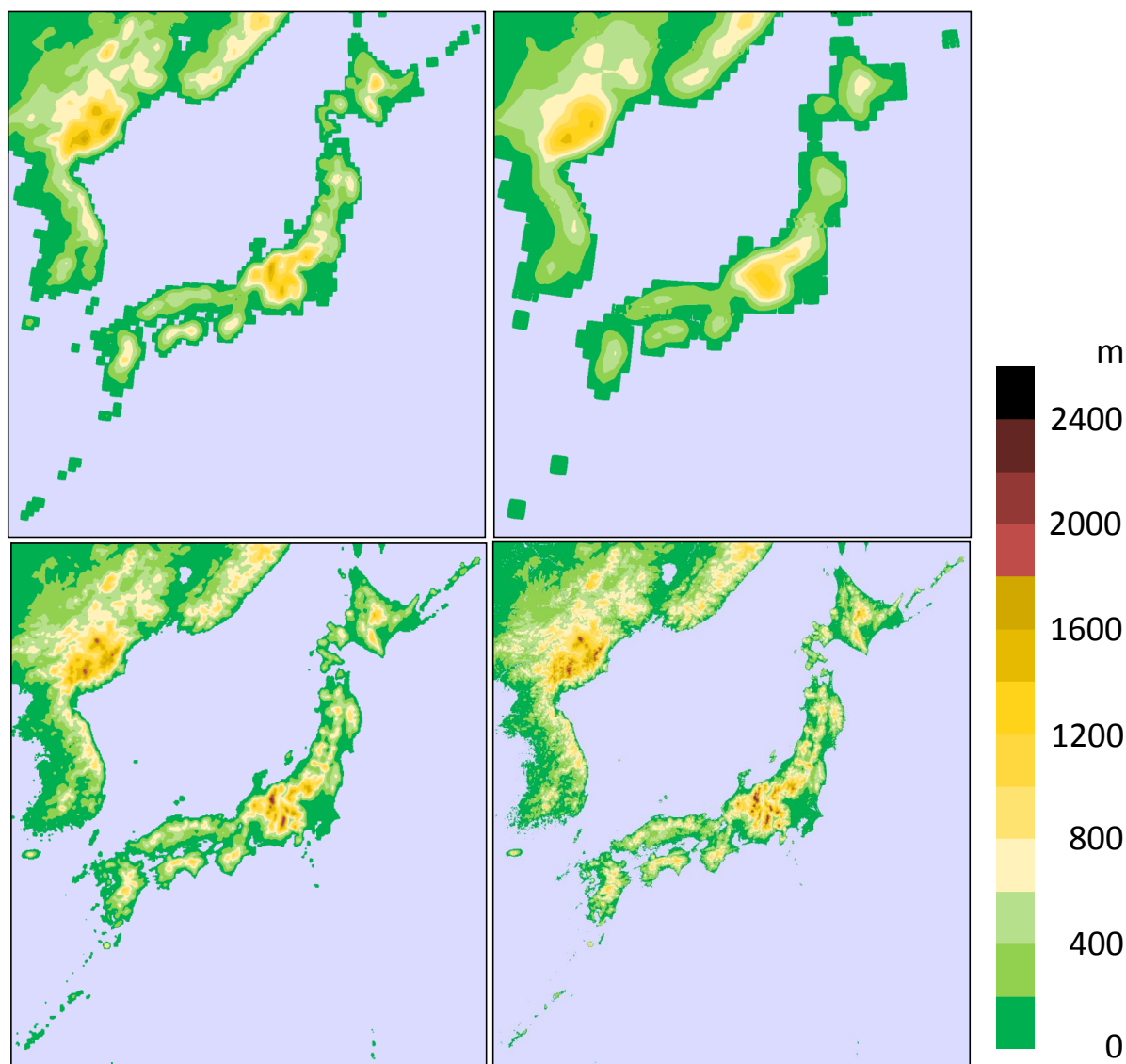


図 4.7.2 数値予報モデルの地形（日本周辺のみ）。全球モデル（左上）、全球アンサンブル予報モデル（右上）、メソモデル（左下）、局地モデル（右下）。

4.7.5 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、3か月予報やエルニーニョ現象の予報などを支援するための季節アンサンブル予報システム、オゾンや二酸化炭素などの大気化学組成を予測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、現業的に波浪・高潮を予測する波浪モデル・高潮モデルなどがある。

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

気象庁は、決定論的数値予報システムとして、全球・メソ・局地モデルの3つを現業運用している。このライ

ンナップはこの先10年は継続するだろう。水平格子間隔は、全球モデルは2007年に20 kmに、メソモデルは2006年に5 kmに高解像度化されて以来変わっていない。局地モデルも運用開始当初の2012年から2 kmと変化はない。一方、スーパーコンピュータの性能は大幅に向上しており、また、きめ細かな気象情報の提供が求められている状況を踏まえ、今後高解像度化をしていくことになるだろう。世界トップクラスの数値予報センターではすでに水平格子間隔として10 km前後の全球モデルを運用しており、同程度まで全球モデルは高解像度化していくことを目標とする。また、領域（メソ・局地）モデルも高解像度化していくことになるだろう。

高解像度化することにより、より詳細な予測結果を提供出来るようになるが、予測精度を向上させるた

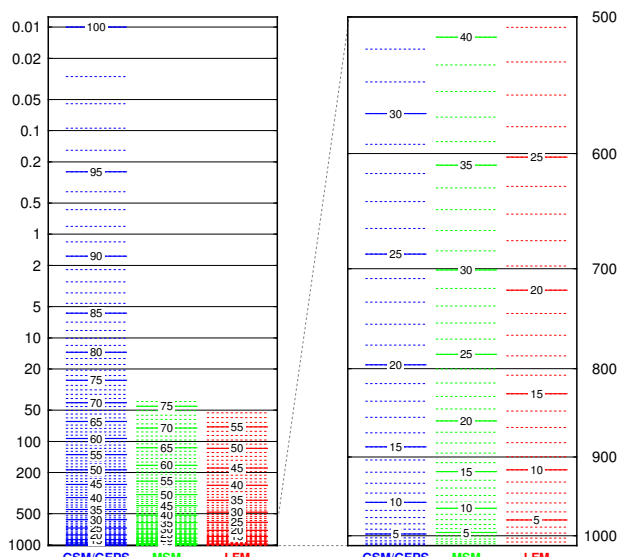


図 4.7.3 鉛直層の配置。縦軸は単位 hPa。線上に層番号を示す。左から、全球モデル、メソモデル、局地モデル。右図は、左図の地上から 500hPa までを拡大したもの。

めには、解像度に適した物理過程を開発する必要がある。高解像度になることで、格子点値を用いて陽に表現できる現象のスケールも小さくなり、サブグリッドスケールの扱いを見直す必要が生じ、従来の手法を見直さなければならない。これは「グレーゾーン」問題と言われ、世界中で多くの研究者が取り組んでいる課題である。一方で、複雑な物理過程の計算に、人工知能 (AI) を活用する研究も進められている。最先端の科学技術も活用しつつ、新しい物理過程の開発を進めていくことになる。

確率論的予測については、2017 年に複数のシステムが統合され、全球アンサンブル予報システムの運用が開始された。一貫した気象・気候情報の提供に向けて更に一步踏み出した。2019 年にはメソアンサンブル予報システム (MEPS) の運用が開始され、メソモデルの予測結果の信頼度情報などが提供可能となる。防災情報として確率情報をどう活用していくのかはまだ模索段階かもしれないが、情報の提供のあり方として、決定論的予測に加えて確率情報・信頼度情報は今後も求められていく。いずれは局地モデルのアンサンブル予報システムの開発にも着手することになるだろう。

更に多くの数値予報システムが将来的には存在することが予見されるが、この他に、海洋モデル、高潮波浪モデル、化学輸送モデル、海水モデルなどそれぞれ独立した数値予報モデルが存在する。現実には、大気と海やエアロゾルなどの大気質などは相互に影響あっている。それぞれのシステムの目的に沿った数値予報システムの予測精度向上・仕様高度化のために、他のモデルとの結合も視野にいれていく必要があるだろう。また、様々なスケールの決定論的予測と確率的予測の情報を統合した最適な情報の作成も模索する必要がある。

る。これらを「階層的な開発」と称して、推進していくことになるだろう。

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 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 永戸久喜, 藤田匡, 原旅人, 2012: 局地モデルの本運用. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-86.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-41.
- 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.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 77-84.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 週間アンサンブル予報システムにおける LETKF の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 66-76.
- 小倉義光, 2016: 一般気象学 (第 2 版補訂版). 東京大学出版会, 320pp.
- 越智健太, 石井憲介, 2013: 領域拡張・予報時間 39 時間化されたメソモデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-17.
- 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.
- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFM としての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108-117.
- 気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 151pp.
- 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.
- 経田正幸, 2016: はじめに. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 1-3.
- 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, 29-41.
- 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.
- 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブル予報システム. 天気, **55**, 515-520.
- 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, 70-75.
- 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.
- 日本気象学会, 1998: 新教養の気象学. 朝倉書店, 144pp.

- 原旅人, 幾田泰醇, 伊藤享洋, 松林健吾, 2015: asuca が導入された局地数値予報システム. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–23.
- 原旅人, 2012: 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, 2012: 雲物理過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 76–89.
- 原旅人, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42–47.
- 平井雅之, 宮岡健吾, 佐藤均, 杉本裕之, 南敦, 松川知紘, 高谷祐平, 新保明彦, 2015: 1 か月アンサンブル予報システムの変更の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1–5.
- 松村崇行, 2000: セミラングランジュ法. 数値予報課報告・別冊第 46 号, 気象庁予報部, 67–84.
- 萬納寺信崇, 2000: 領域モデル (RSM, MSM, TYM). 平成 12 年度数値予報研修テキスト、数値予報課報告・別冊第 47 号 合併号, 気象庁予報部, 23–27.
- 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.
- 山口春季, 2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35–41.
- 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, 8–28.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–3.
- Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, Academic Press, **17**, 173–265.