

第4章 物理過程の実装

4.1 asuca における物理過程の組み込みの考え方¹

4.1.1 時間変化率の取り扱い

asuca における物理過程の実装にあたって考慮すべき点の一つに時間変化率の取り扱いがある。図 4.1.1 は、asuca における時間積分ループの模式図 (荒波ほか 2012) であるが、一般に、力学、物理を含めた複数の過程による時間変化率の相互の取扱いには任意性がある。この問題は、力学—物理過程カップリング (たとえば Dubal et al. (2006) など) と呼ばれ、計算安定性や計算精度に関わる重要な課題の一つである。時間変化率

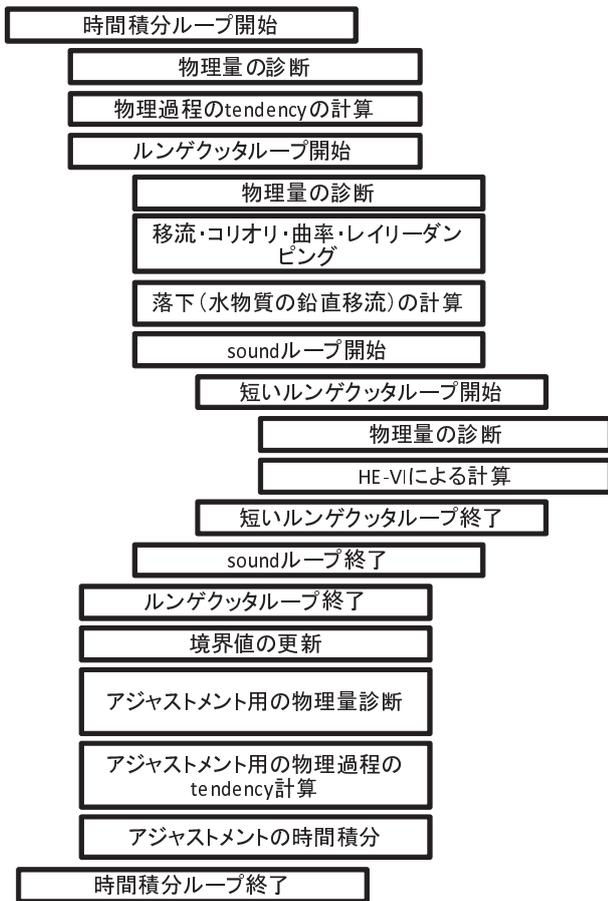


図 4.1.1 asuca の時間積分ループ。荒波ほか (2012) より。

の取り扱いには、大きく分けてパラレルプリッティングとシーケンシャルプリッティングと呼ばれる 2 つの方法がある。パラレルプリッティングでは、ある物理量 ϕ を時刻 n から積分する際、各過程の時間変化率を時刻 n の状態から独立に求める。Malardel (2013)

の表記に従うと、次のように記述できる。

$$d\phi = \frac{\partial\phi^n}{\partial t} \Big|_1 dt + \frac{\partial\phi^n}{\partial t} \Big|_2 dt + \dots + \frac{\partial\phi^n}{\partial t} \Big|_i dt + \dots \quad (4.1.1)$$

ここで、時間変化率の添字 $1, 2, \dots, i$ は、それぞれの過程を表す。一方、時間積分間隔 Δt と比較して、パラメタライズする現象の時間スケールが短い場合には、時間変化率の計算に際し、別の過程による Δt 間の物理量の変化を取り込む必要があり、これを取り扱うのがシーケンシャルプリッティングである。シーケンシャルプリッティングでは、

$$d\phi = \frac{\partial\phi^n}{\partial t} \Big|_1 dt + \frac{\partial\phi^1}{\partial t} \Big|_2 dt + \dots + \frac{\partial\phi^{i-1}}{\partial t} \Big|_i dt + \dots \quad (4.1.2)$$

のように、表すことができる。ここで、上付き添字の $1, 2, \dots, i-1$ は、それぞれ各過程での時間変化率が、その前に計算した過程の時間変化率を加味した場を用いて計算されることを示す²。

パラレルプリッティングで計算する複数の過程の時間スケールが短い場合に問題が大きくなる例を考察する。たとえば、力学と雲物理過程で問題が起きうるケースとして、上空である程度大きな量の霰 (あられ) が計算され、それが気温 0 度を超える層に落下してきているような状況を考える。パラレルプリッティングの場合には、その大きな霰の値を元に、霰が融解する時間変化率が計算されると同時に、鉛直移流により、その大きな量の霰が別の格子に移っていく時間変化率が独立に計算される。それぞれの時間変化率が、時間積分後の値が負にならないように設計されていたとしても、独立に計算されたこれらの時間変化率の合計により、時間積分後の値が負にならないことは保証されない。一方、シーケンシャルプリッティングを用いれば、一旦移流により求められた値を仮積分値として、その仮積分値をもとに時間変化率が計算されるので、最終的な物理量は負にならないことが担保される。このような極端な例に限らずとも、シーケンシャルプリッティングでは、別の過程による時間変化率が取り込まれるため、異なる過程によって得られる時間変化率を、より整合の取れた形で扱うことができる。このとき、現象のタイムスケールが長い過程から順に計算すること、すなわち計算の順序が重要であることも実装に際して注意すべきポイントの一つである。

¹ 荒波 恒平 (第 4.1.1 項)、石田 純一 (第 4.1.2 項)

² 仮の時間積分値という意味で時刻レベルと同じく上付きで示されているものとする。

4.1.2 力学過程と物理過程で用いる変数の違い

asuca への物理過程の組み込みにおいては、物理過程で計算される時間変化率と力学過程で扱う基礎方程式の時間変化率とを合わせて時間積分を行うことが必要となる。その際に、力学過程の定式化の考え方と物理過程の定式化の考え方が異なることがあり、数値予報モデルの予報変数としての物理量と、物理過程が用いる物理量が異なりうる。従って、数値予報モデルが必要とする時間変化率と物理過程が算出する時間変化率で物理量が同一とは限らないといった問題がある。

一般に、数値予報モデルの力学過程の構築にあたっては、第 2.6.1 項で述べた通り、様々な予報変数を取ることが可能である。例えば、asuca においては質量保存の式、運動量保存の式、温位保存の式、水物質の保存の式から実際に用いる方程式系を導出する（第 2.1 節）。その際に、水物質の保存の式では、水物質の密度の全密度に対する比 q_α ($\alpha = v, c, r, i, s, g$ でそれぞれ水蒸気、雲水、雨、雲氷、雪、霰を表す) を用いる。また、乾燥大気の状態方程式を湿潤大気に拡張するために、

$$\theta_m = \theta \left(1 + \left(\frac{1-\epsilon}{\epsilon} \right) q_v - \sum_{\alpha \neq v} q_\alpha \right) \quad (4.1.3)$$

で表される物理量 θ_m を導入する（ここで、 θ は温位、 ϵ は乾燥大気的气体定数 R_d と水蒸気的气体定数 R_v の比）。また、座標変換を行うことにより、予報変数は物理量にヤコビアンを乗じたものとなる。さらに、気圧傾度力項と浮力項の計算における桁落ち誤差を避けるために、密度 ρ と $\rho\theta_m$ を基本場と偏差に分けている。これらはそれぞれの数値予報モデルにおいて工夫するところであり、一般にはモデルによって方式が異なる。

一方、物理過程の構築に際しては、各プロセスにおいて独立に定式化を行っている。例えば、JMA-NHM で用いられているバルク法雲物理過程（原 2012a）については水物質の密度と湿潤大気密度の比を用いて様々な素過程の計算を行い、この時間変化率を求める。また、相変化に伴う熱の時間変化率は温位の時間変化率として求められる。JMA-NHM の場合は温位を予報変数としているため、雲物理過程が計算する温位の時間変化率を用いてそのまま時間積分できる。しかし、asuca における予報変数は $\rho\theta_m$ の基本場からの偏差であるため³、何らかの対応が必要となる。また、asuca で用いる水物質の密度の全密度に対する比と雲物理過程で用いる水物質の密度の湿潤大気密度の比の違いも考慮しなければならない。

このような場合の対応として以下の 2 点が考えられる。

1. 物理過程の定式化の過程において、力学過程と同様に変数変換・座標変換を行い、力学過程と物理

³ さらに、ヤコビアンも考慮する必要がある。

過程とで同じ物理量を用いる。

2. 予報変数を物理過程で用いる物理量に変換して物理過程に与え、物理過程で計算したある物理量の時間変化率を予報変数の時間変化率に変換する。

1 の対応は 2 の対応と比べて余計な変換を伴わない分、高速な動作が期待できる反面、力学過程に合わせて物理過程の定式化からやり直す必要があるなど、開発コストは増大する。2 の対応は逆に、物理量の変換を考慮する必要があるものの、既存の物理過程の導入が比較的容易となること、他のモデルと物理過程を共用できること、といった長所がある。物理過程で求めた時間変化率を asuca の予報変数へ変換する場合、たとえば、雲物理過程で $\Delta\theta, \Delta q_\alpha$ が計算されたとすると、予報変数 $\rho\theta_m/J$ の時間変化率へ変換する必要がある（ここで、 J は座標変換のヤコビアン）、 ρ の時間変化がないものとして

$$\begin{aligned} \Delta \left(\frac{1}{J} \rho \theta_m \right) &= \frac{\rho}{J} \Delta \left(\theta \left(1 + \frac{q_v}{\epsilon} - \sum_{\alpha} q_\alpha \right) \right) \\ &\approx \frac{\rho}{J} \left\{ \Delta \theta \left(1 + \frac{q_v}{\epsilon} - \sum_{\alpha} q_\alpha \right) + \theta \left(\frac{\Delta q_v}{\epsilon} - \sum_{\alpha} \Delta q_\alpha \right) \right\} \end{aligned} \quad (4.1.4)$$

のように求めることができる⁴。なお、これは $\Delta\theta\Delta q_\alpha$ のようなクロスタームを微小として省略していることに相当する。

現業モデルである JMA-NHM の後継として asuca を利用するという観点では、JMA-NHM に組み込まれている物理過程のうち、まず最初に現業モデルで利用されているものを原則的にそのまま移植する⁵ ことを考えている。原 (2012b) による物理過程ライブラリは、当初から asuca と JMA-NHM の物理過程のプログラムコードの共有化が念頭におかれており、この目的に適していることから、物理過程ライブラリを導入することとしている。物理過程ライブラリ概念図を図 4.1.2 に示す。物理過程ライブラリは複数のモデルから利用されることが念頭におかれており、図中の“Vars”と“Tendency”は、それぞれライブラリに渡す物理量とライブラリから出力される物理量の時間変化率である。予報モデルが扱う物理量は予報モデルによって異なる場合があり、物理過程ライブラリを利用する場合には、それぞれ予報変数から適切にライブラリに渡す物理量へ変換し、出力された時間変化率を予報変数の時間変化率に変換する必要がある。即ち、上述の 2 の考え方に基づく対応を意味する。

⁴ JMA-NHM で用いられている雲物理過程では、水物質の密度と湿潤大気密度の比を用いているので、水物質の密度と全密度の比への変換も必要となる。

⁵ ただし、既存の物理過程に問題があれば、修正を行うことは必然であり、その場合は現業モデルで利用しているものとは厳密には異なりうる。

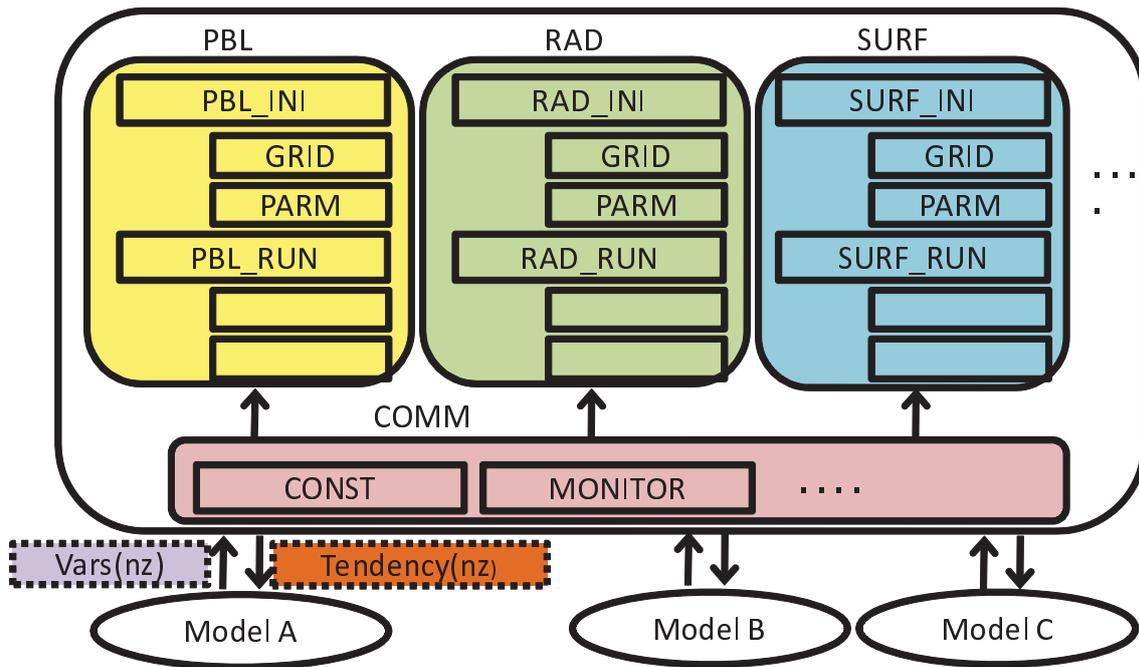


図 4.1.2 物理過程ライブラリの概念図。原 (2012b) より。複数の予報モデルから利用可能なように設計されている。“Vars(nz)”と“Tendency(nz)”はそれぞれライブラリに渡す物理量とライブラリの出力である時間変化率を表す。予報モデルはそれぞれ物理量及び時間変化率の変換を行う。また、物理過程ライブラリは鉛直 1 次元による実装となっており、“Vars(nz)”と“Tendency(nz)”は鉛直 1 次元の配列である。ただし、nz は鉛直層数を表す。

4.2 asuca における物理過程の実装の例¹

4.2.1 境界層・地表面・放射過程の実装

境界層・地表面・放射過程については、第 4.1 節で述べた通り、物理過程ライブラリ (原 2012b) を用いる。また、これらの過程については、相対的に遅い過程 (slow physics) と考え、第 4.1.1 項で述べたシーケンシャルスプリッティングでなく、パラレルスプリッティングとしている。この場合、3 段階ルンゲクッタ法の各ステップで計算する方法と、最初のステップで時間変化率を計算して 3 段階ルンゲクッタ法のステップ中は同じ値を使う方法があり、計算効率の観点から後者を採用している。なお、JMA-NHM で採用しているリーブフロッグ法では、積分時間間隔を Δt_{LF} としてこれらの物理過程は $2\Delta t_{LF}$ で時間積分を行っている (荒波ほか 2012)。一方、asuca で採用している 3 段階ルンゲクッタ法では、積分時間間隔を Δt_{RK3} とした場合、上記の方法は Δt_{RK3} で時間積分を行うことに相当する。経験的に $\Delta t_{RK3} \sim 2\Delta t_{LF}$ の関係があり²、上記のように計算する場合の物理過程の計算安定性は、JMA-NHM における安定性とほぼ同じになると期待できる。

¹ 石田 純一、原 旅人 (第 4.2.1 項)、荒波 恒平、原 旅人 (第 4.2.2 項)

² 例えば、JMA-NHM による LFM においては $\Delta t_{LF} = 8$ 秒であるが、LFM に向けた asuca においては $\Delta t_{RK3} = 50/3 \approx 16.666$ 秒でテストしている。

さて、草開 (2012) で述べられている通り、境界層過程と地表面過程はインプリットに結合される必要があり、計算順序に依存関係がある。また、地表面熱収支の計算に必要な短波放射と長波放射は放射過程の出力であり、放射過程と地表面過程の順序に依存関係がある。そのため、パラレルスプリッティングであっても完全に計算順序が自由となるわけではなく、組み込み際には以下の 1 から 4 の順序となる。

1. 放射過程
2. 地表面過程
3. 境界層過程
4. 地表面過程と境界層過程のカップラー

なお、これらの物理過程の組み込みにあたっては、物理過程ライブラリに含まれる GABLS2、GABLS3 のテスト (原 2012b) のための鉛直 1 次元モデルを参考にしている。従って、この計算順序はそこで採用されているものと全く同じである。

これらの物理過程の実装においては、付録 A.1 にある通り、水平方向のループを外側として OpenMP によるプロセス内の並列化を適用し、その中で、上述の順序でそれぞれの物理過程のサブルーチンをコールする。asuca における 3 次元変数や水平のみの 2 次元変数は、物理過程ライブラリに引き渡す際には鉛直 1 次元の変数やスカラー変数となる (図 4.1.2 も参照のこと)。

```

!$OMP PARALLEL DO &
!$OMP PRIVATE(pt_lc, qv_lc) &
!$OMP PRIVATE(tend_pt_lc, tend_qv_lc)
do j = 1, ny
do i = 1, nx
! ファーストタッチの例
! 変数へ値を代入する時点で、
! ローカルにメモリが確保される。
do k = 1, nz
...
pt_lc(k) = pt(k,i,j)
qv_lc(k) = qv(k,i,j)
...
end do
...
! 物理過程ライブラリの呼び出し
call A(pt_lc, qv_lc, ...)
call B(pt_lc, qv_lc, ...)
...
! 物理過程が計算する鉛直1次元の時間変化率を
! 3次元の配列に詰め替える。
do k = 1, nz
...
tend_pt(k,i,j) = tend_pt_lc(k)
tend_qv(k,i,j) = tend_qv_lc(k)
...
end do
end do
end do
!$OMP END PARALLEL DO

```

図 4.2.1 ファーストタッチを適用した物理過程ライブラリの利用例。

これらの変数はライブラリの計算において頻繁に参照されることが考えられるため、「ファーストタッチ」によるメモリ割り当てを行い、メモリアクセスの高速化を試みている。ファーストタッチとは、最初にデータを参照したときに、メモリに領域を確保することを指す。OpenMPによる並列化においては、プロセス内のスレッドはメモリを共有することを前提としている。しかし、プロセッサから共有メモリへのアクセス速度が均等でないアーキテクチャがある³。例えば、現在のスーパーコンピュータシステムで用いるSR16000M1においては、プロセッサ直下のメモリ（ローカルメモリ）へのアクセス速度と直下でないメモリ（リモートメモリ）へのアクセス速度が異なり、ローカルメモリの方が高速である。そのような場合、メモリアクセス速度が速いメモリに領域を確保することが高速化につ

³ このようなアーキテクチャをNUMA (Non-Uniform Memory Access) と呼ぶこともある。

ながる。そこで、OpenMPによる並列化を適用した後、物理過程ライブラリに引き渡す変数を確保・値の設定を行うこととしている。プログラムの利用例を図4.2.1に示す。

pt_lcとqv_lcは一見、無駄なコピーを行っているように見える。しかし、変数pt, qvはローカルメモリに確保されている保証がない一方、pt_lc, qv_lcは各スレッドでメモリが確保され、その際にローカルメモリが用いられることが期待できる。そのため、メモリアクセスが頻繁に行われる場合は、高速化の利点が見込まれる。また、コーディング上、物理過程ライブラリへの引数とする変数を明示することによる分かりやすさも利点になると考えている。なお、第4.1節で述べたように、予報変数と物理過程ライブラリの中で用いる変数が異なる場合は要素変換が必要となる。図4.2.1の例におけるpt, qvは、それぞれ θ , q_v を表しているが、実際の予報変数は $(\rho\theta_m)'/J$, $\rho q_v/J$ であり、予報変数からこれらの物理量へ変換（診断）を行っている。同じ変数が複数箇所で参照される場合には、まとめて診断を行う方が効率的と考えられるが、そうでない場合は、ファーストタッチによるメモリ確保と同時に変数変換も行うとより効率的だろう。

4.2.2 雲物理過程の実装

物理過程ライブラリには、JMA-NHMに組み込まれているバルク法雲物理過程が導入されている(原2012a)。この雲物理過程は、基本的にはJMA-NHMにおける実装を鉛直1次元化したものであるが、asucaにおける定式化、すなわち水物質の落下速度を鉛直移流に含めて取り扱うことができるようになっている。具体的には、落下速度による時間変化率を計算する部分を独立したサブルーチンとし、雲物理過程により計算される時間変化率から除く、などの変更が加えられている。asucaの雲物理過程は、前節の原則に従い、物理過程ライブラリに組み込まれているJMA-NHMの雲物理過程を利用する。

力学過程と雲物理過程をパラレルスプリッティングで扱うことによる問題点は第4.1.1項に述べた通りである。また、雲物理過程には、粒径分布に(陽には)よらない過程(原2012a)等、速い過程が含まれていることを考慮する必要がある。そこで、asucaでは雲物理過程に関してはシーケンシャルスプリッティングを用いることとした。すなわち、図4.1.1のアジャストメントの部分に雲物理過程が実装されており、時間積分全体の構造としては、境界層、地表面過程および放射過程の時間変化率を用いて力学過程による積分が行われた後、この値を仮積分値として、雲物理過程による時間変化率の計算が行われる。

asucaへの雲物理過程の組み込みにあたって必要な作業は、前項の放射、境界層、地表面過程と同様、

- asucaの予報変数から、(鉛直1次元のカラム毎に)

物理過程の入力となる物理量に変換する。

- 物理過程ライブラリにあるテストケースのサブルーチンを参考に、インターフェースサブルーチンを呼ぶ部分を記述する。
- 返ってきた時間変化率を、asuca の予報変数の時間変化率になおす。

であり、物理過程ライブラリおよび asuca 双方が開発効率を意識して独立性の高い設計になっていることにより、非常に容易に実装することができる。

一方で雲物理過程は、特に高解像度において、力学過程との相互作用により計算結果が変わってくるため、組み込みのテストにおいては様々な検討が必要である。前述したように、たとえば asuca と JMA-NHM では、その定式化、離散化等の違いから、必然的に実装についても異なる部分があり、これらを比較するには、部品の評価だけでなくある程度総合的な観点で現象を見るテストも必要になる。そこで、第 4.3.4 項で示されている TRMM-LBA field campaign の観測結果に基づくテストケースを使って実験し、文献にある結果と比較することに加え、実データを用いた予報も行って、簡単に結果を比較した。TRMM-LBA によるテストケースの結果については第 4.3.4 項を参照いただきたい。

物理過程ライブラリ、asuca 双方が開発効率を考慮して、独立性の高い設計となっていることにより、他の物理過程同様、組み込み自体は非常にスムーズに行えることが改めて確認できた。JMA-NHM のものの他に、独自の実装による再構成を進めている雲物理過程についても、一旦物理過程ライブラリの枠組みでのテストが十分に行われれば、asuca への組み込みは、非常に容易であることが期待できる。実モデルへの導入のハードルが大きく下がることで、導入によって得られる知見をスキームの改良そのものに活かすフィードバックも期待される。

4.3 物理過程を含むモデルとしての asuca の評価¹

4.3.1 asuca の鉛直 1 次元での利用

モデルの開発工程の中では、力学過程がある程度できあがってから物理過程の組み込みを行うことが多い。従って、物理過程を含むモデルでテスト・評価を行うと、その結果は力学過程と物理過程の両方の寄与を評価することとなる。しかし、物理過程の組み込みにおいては、第 4.1.1 項で述べた力学-物理過程カップリングの問題があり、計算安定性や精度に影響を及ぼすことから、その検証のためには力学過程の理想実験と同様に、単純化して何らかのリファレンスと比較する必要がある。その際に、物理過程の開発者が行った鉛直 1 次元モデルの結果は大いに参考となる。

物理過程ライブラリの結果と比較するにあたって、asuca を鉛直 1 次元モデルとして利用した際の注意事項を簡単にまとめておく。これは、asuca に純粹に鉛直 1 次元の計算を行うオプションを持たせるのではなく、いくつかの仮定を設けることにより鉛直 1 次元で動作するとみなしているためである。

asuca は水平移流等の水平方向に隣接する格子を参照するために、いわゆるのりしろ領域(幅 2 格子)をもっている。鉛直 1 次元モデルとして利用する際も同様であり、実際の計算領域(水平)が 1×1 であるのに対して、それよりも広い領域をのりしろとして持ち、のりしろ領域を含めて、全てのカラムに同一の鉛直プロファイルを与える。これにより全てのカラムで同じ計算を行うことになる。この方法は鉛直方向の計算のみが必要なきは無駄であるが、鉛直 1 次元モデルは多くの計算資源を必要としないことから、無駄を排除するよりも管理の簡便さを採用している²。この場合、水平微分(水平差分)の計算はゼロとなる。すなわち、第 2.1 節で示した方程式系のうち、実質的に鉛直移流項、鉛直気圧傾度力項、浮力項が残ることとなる³。物理過程ライブラリの鉛直 1 次元モデルはこれらの項を自ら計算せず、外部強制力として与えるのみであることに注意が必要である。また、物理過程をどこに組み込むかに依るが、時間積分法は前進差分か 3 段階ルンゲクッタ法のいずれかに限られる。鉛直方向に伝播する音波が存在し、split-explicit 法により計算される。

4.3.2 GABLS2 のテスト結果の比較

まず、GABLS2 のテスト結果(原 2012c)の比較を紹介する。これは、境界層過程と地表面過程のテストであり、放射過程は含まず、地表面温度は外部強制(あらかじめ指定された時系列)として与えられる。その他には地衡風強制が含まれる。ここで、地表面温度及

¹ 石田 純一(第 4.3.1 項, 第 4.3.2 項, 第 4.3.3 項)、河野 耕平(第 4.3.4 項)

² JMA-NHM に実装されている鉛直 1 次元モデルも同様の考え方に基づいて実装している。

³ コリオリ項も残るがこれを計算しないオプションはある。

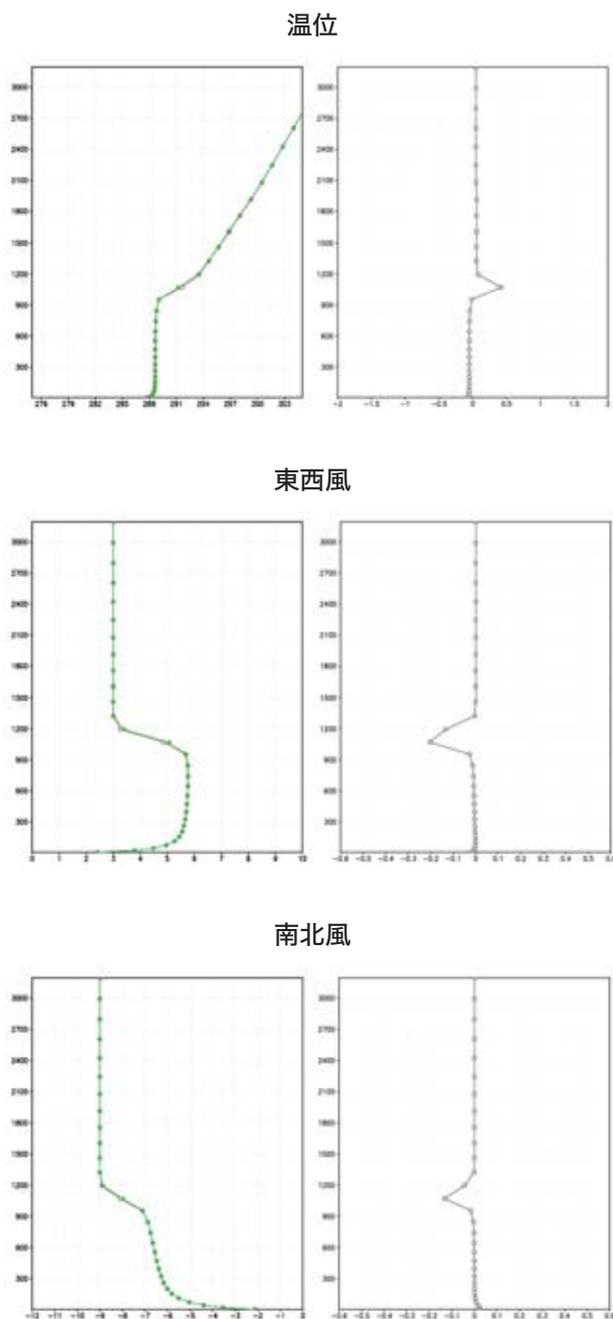


図 4.3.1 GABLS2 の実験結果。積分時間は 1440 分。上段、中段、下段はそれぞれ温位、東西風、南北風の鉛直プロファイルを表す。左列は asuca(緑線)と物理過程ライブラリ(黒線)をプロットしたもの。また、右列は物理過程ライブラリと asuca の差分。

び地衡風強制は GABLS2 の設定に従って与えたために、GABLS2 で想定する設定と全て同じになる。そのため、観測値や他のモデルとの比較も可能である。

比較対象として、物理過程ライブラリに含まれる鉛直 1 次元モデルの結果を用いる。鉛直層の設定は物理過程ライブラリのものに合わせた。

実験結果を図 4.3.1 に示す。これは予報開始から 1440 分後の温位、東西風、南北風の鉛直プロファイルを示

したものである。左列は asuca(緑線)と物理過程ライブラリ(黒線)をプロットしたものであるが、ほとんど違いはないことが分かる。

4.3.3 GABLS3 のテスト結果の比較

次に、GABLS3 のテスト結果(原 2012b)の比較を紹介する。このテストは、境界層過程と地表面過程だけでなく放射過程を含み、地表面過程では地表面温度の予想も行う。ここで注意が必要な点として、GABLS3 の実験には外部強制として地衡風強制などだけでなく、鉛直移流を含むことがある。第 4.3.1 項の通り、asuca を鉛直 1 次元モデルとして利用しても、鉛直流は予報変数であり、鉛直移流項は内在している。この場合、鉛直移流の外部強制を与えることは、予報変数である鉛直流を外部強制値で置き換えることを意味する。われわれのテストの目的は力学コアへの物理過程の組み込みに伴う課題を調査することであり、力学コアを書き換えてしまうとその目的を果たせない。

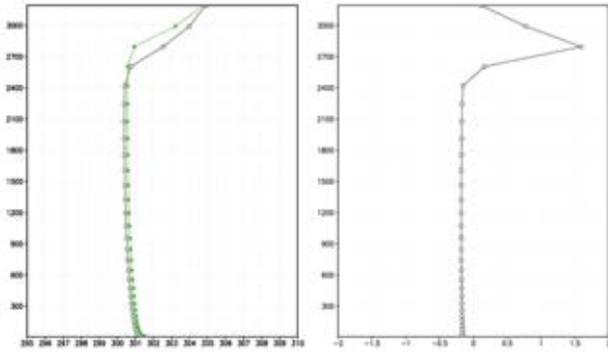
そこで、asuca 及び物理過程ライブラリの 1 次元モデルの双方において、初期値のみは GABLS3 の設定を用い、外部強制値はゼロとする。そして、asuca の結果とリファレンスとして物理過程ライブラリの鉛直 1 次元モデルによる結果を比較することとした。この方法により、境界層過程・地表面過程・放射過程を含むテストが可能となる。ただし、GABLS3 の観測値やモデル比較プロジェクトに参加したモデルと比較ができないので、物理過程の開発として用いるには適さない可能性があるが、組み込みのテストとしては十分である。

実験結果を図 4.3.2 に示す。こちらも図 4.3.1 と同様に、予報開始から 1440 分後の温位、東西風、南北風の鉛直プロファイルを示したものであり、左列が asuca(緑線)と物理過程ライブラリ(黒線)による結果である。概ね、結果は一致していると考えられるが、若干 asuca の方が境界層トップの高度が高いように見える。物理過程ライブラリにおけるテストでは外部強制としての鉛直流を与えないために鉛直移流は全く存在しないのに対し、asuca の場合、鉛直気圧傾度力と浮力のバランスとのずれにより鉛直流が生じて鉛直移流が発生することが、境界層トップの高低差になって現れた可能性がある。しかしながら、違いの全てが鉛直移流の有無だけで説明できるかは未確認であり、引き続き調査を進めたい。

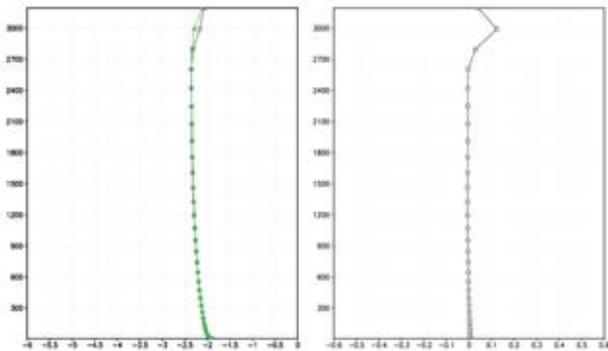
4.3.4 対流雲発達の理想実験

ここでは、熱帯における陸上の対流雲発達について、理想実験の結果を紹介する。この理想実験では、熱帯での観測に基づいた地表面からの顕熱・潜熱フラックスの時系列を強制力としてモデルに与える。この強制によって、混合層が発達していき、浅い対流の形成から深い対流へと遷移していく時間経過を、境界層過程、雲物理過程を含むモデルがどのように表現するかを確

温位



東西風



南北風

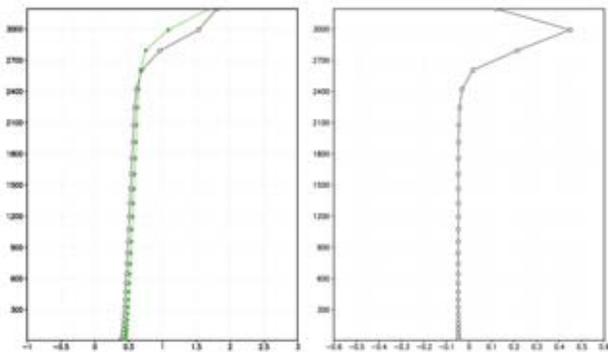


図 4.3.2 GABLS3 の実験結果。積分時間は 1440 分。図の説明は図 4.3.1 と同じ。境界層トップの高度が若干異なっている。

認できる。

この実験の初期値・強制力は、アマゾン熱帯域の対流を調査するために実施された TRMM-LBA field campaign⁴での観測結果に基づいている。森安 (2012) には、この熱帯での観測とそれに基づいた理想実験が提案された背景が要約されており、また、実験設定も詳しく述べられているので適宜参照いただきたい。

⁴ <http://cloud1.arc.nasa.gov/trmmlba/overview>

(1) 実験設定

ここでの asuca の実験は $x-z$ の 2 次元モデルとして行う。水平方向には、格子間隔 $\Delta x = 2$ km で 100 格子を配置し、鉛直方向には、現業の LFM と同じ設定により 60 層を配置した。積分時間間隔は $\Delta t = 15$ 秒とし、予報時間は 6 時間である。

初期状態、強制力は森安 (2012) に述べられた設定と同じであり、初期状態は TRMM-LBA field campaign における熱帯のある地点の高層観測 (現地時間午前 7 時 30 分) をもとに与え、観測に基づいた顕熱・潜熱フラックスを強制力として 6 時間後まで与える。つまりこの理想実験の予報は、現地の午前 7 時 30 分から午後 1 時 30 分までを対象としたものになる。なお、顕熱・潜熱フラックスに最大 $\pm 10\%$ のランダムな摂動を計算時間を通して与えることによって、水平方向の非一様性を表現する。また、主に雲からの放射の効果として気温の時間変化率も強制力として与える。

雲物理過程は現業の LFM と同じスキームを用いている。境界層過程も現業の LFM と同様に改良 Mellor-Yamada Level 3 スキームを用いているが、原 (2012c) の改良が取り込まれている。地表面過程、放射過程については、上述のとおり強制力を別途与える設定であり、この実験では用いられない。

(2) 実験結果

以下で実験の結果を示す。図 4.3.3 は高度 3000 m 以下について水平方向に平均した温位の鉛直分布の時間変化を示しており、黒線が初期時刻の分布である。赤線は、予報開始から 150 分後 (午前 10 時) の分布であり、地表面からの熱の供給によって高度 600 m 付近まで混合層が発達していることが分かる。また、予報時間 150 分以降、徐々に混合層が高くなっていく様子と予報時間 270 分 (青線) から 330 分 (水色線) にかけて広い層にわたって温位が上昇していることが分かる。

図 4.3.4 には、水平方向に平均した雲水の鉛直分布の時間変化を示す。赤線が予報開始から 150 分後 (午前 10 時) の分布であり、上述の混合層の上端にあたる高度 600 m 付近に雲水が存在することが分かる。その時刻 (午前 10 時) の高度 3000 m 以下の雲水の水平-鉛直分布を図 4.3.5 に示す。水平方向の分布としては、薄い雲の層がほぼ一様に全領域に渡っている。図 4.3.4 では、予報時間 150 分以降、予報時間 210 分 (緑線)、270 分 (青線) と徐々に平均高度が上がっていく様子が分かる。

予報時間 180 分以降の対流雲の発達の様子について、図 4.3.6 に雲水の水平-鉛直分布を予報 180 分から 30 分ごとに示す。時間の経過とともに格子サイズ程度の水平スケールの小さな浅い対流が徐々に見られるようになり、そのうちのいくつかが深い対流へと成長していく様子が分かる。図 4.3.3 で広い層にわたる温位上昇が見られた予報時間 270 分から 330 分にかけては、

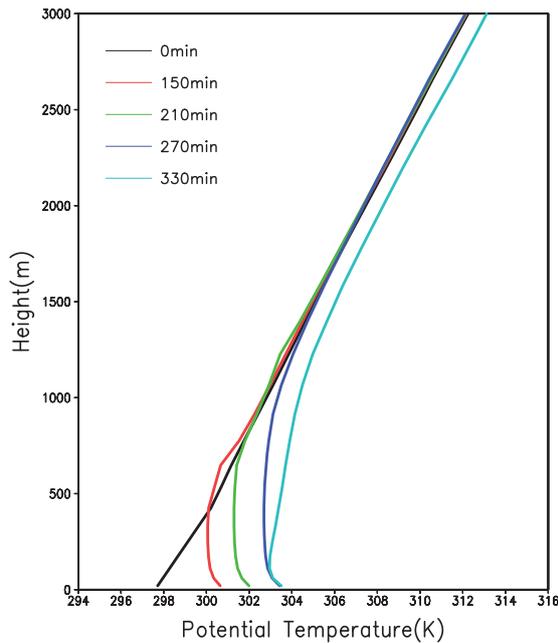


図 4.3.3 水平方向に平均した温位 (K) の鉛直分布。縦軸は地上から 3000 m までの高度。黒線が初期時刻、各色の線は予報時間 150 分、210 分、270 分、330 分の結果を示す。

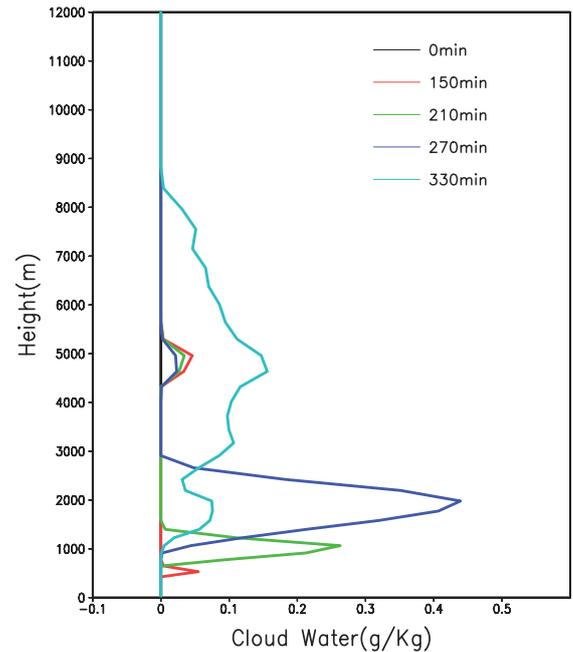


図 4.3.4 水平方向に平均した雲水の混合比 (g/kg) の鉛直分布。縦軸は地上から 12000 m までの高度。黒線が初期時刻、各色の線は予報時間 150 分、210 分、270 分、330 分の結果を示す。

図 4.3.6 で深い対流に成長していく時間帯と対応しており、この対流によって成層不安定が解消されたことを示唆している。

以上の asuca の実験結果は、熱的不安定による対流雲の発達の実験結果として期待される振る舞いであり、また、このテストケースを扱った文献 (Khairoutdinov and Randall 2006; Wu et al. 2009) や JMA-NHM の結果 (森安 2012) と比較して定性的に同等の結果が得られている。なお、asuca の開発の過程において、この理想実験における対流雲の到達高度が上記文献や JMA-NHM による実験結果と比較して明らかに低かったことからモデル全体を精査したところ、水物質を含む場合の定式化の誤りが見つかった。まさに理想実験を行うことの重要性を示す一例と言えよう。

参考文献

荒波恒平, 氏家将志, 原旅人, 2012: 物理過程の数値計算. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 111–119.

Dubal, M., N. Wood, and A. Staniforth, 2006: Some numerical properties of approaches to physics-dynamics coupling for NWP. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 27–42.

原旅人, 2012a: 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, 2012b: 物理過程ライブラリの開発. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 205–208.

原旅人, 2012c: 鉛直 1 次元モデルによる評価 (1)-雲のない陸上の境界層の日変化 (GABLS2). 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 138–149.

Khairoutdinov, M. and D. Randall, 2006: High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 3421–3436.

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.

Malardel, S., 2013: Physics/Dynamics interactions. *ECMWF Meteorological Training Course Lecture Series*, URL http://www.ecmwf.int/newsevents/training/meteorological_presentations/2013/PA2013/Malardel/interface_2013.pdf.

森安聡嗣, 2012: 理想実験による評価-熱帯の対流雲の発達. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 179–185.

Wu, C.-M., B. Stevens, and A. Arakawa, 2009: What controls the transition from shallow to deep convection? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1793–1806.

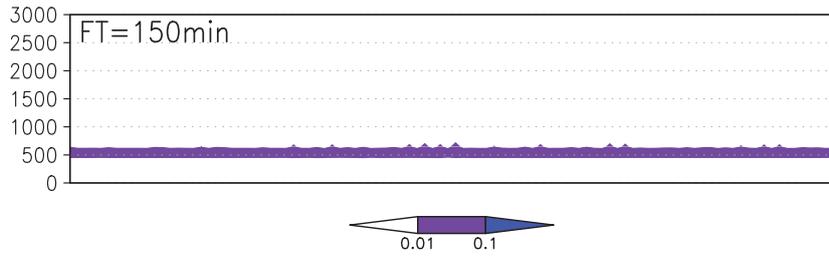


図 4.3.5 雲水（雲氷含む）の混合比 (g/kg) の水平-鉛直分布。縦軸は地上から 3000 m までの高度。横軸は水平方向の計算領域（幅 200km）。予報時間 150 分の結果。

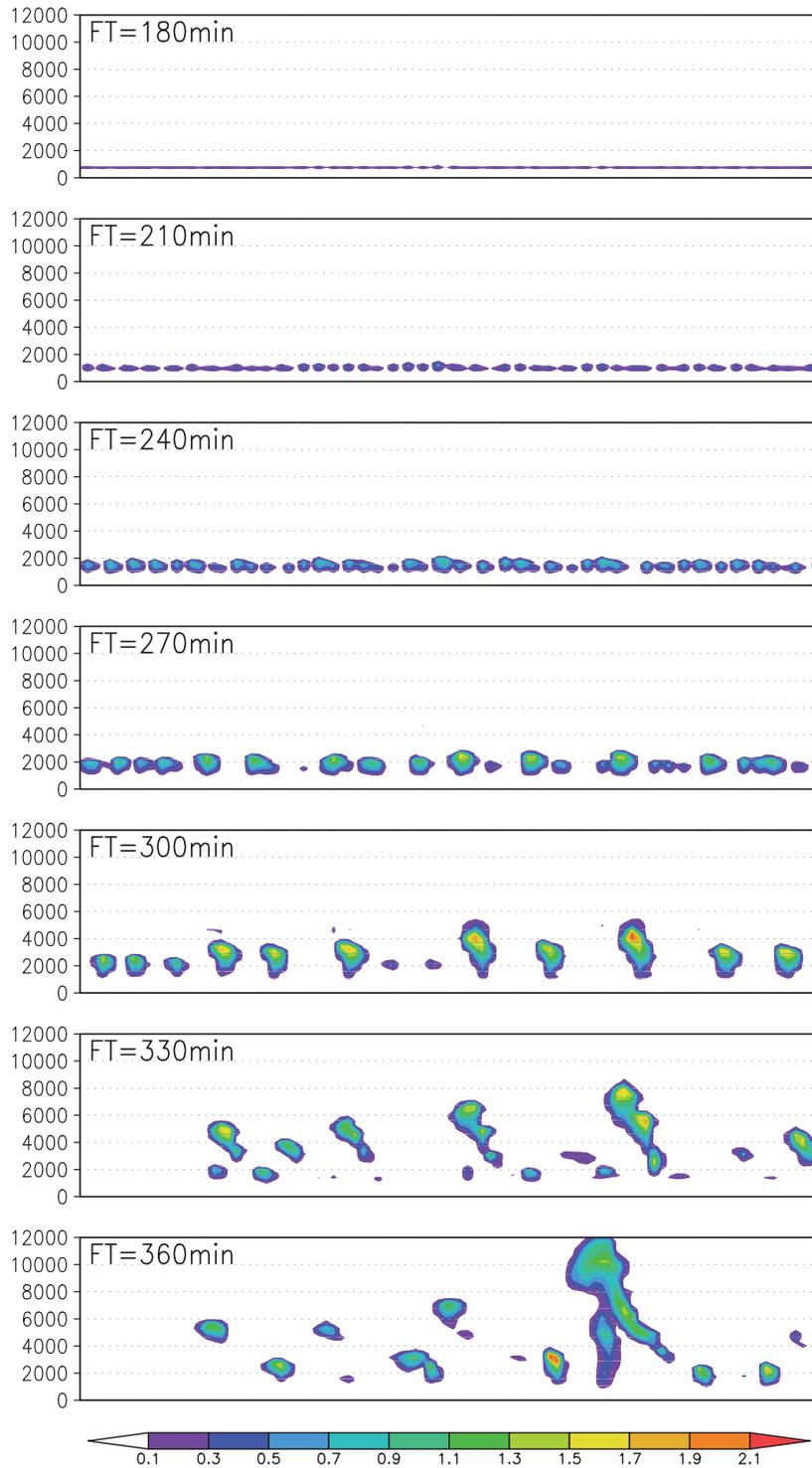


図 4.3.6 雲水（雲氷含む）の混合比 (g/kg) の水平-鉛直分布。縦軸は地上から 12000 m までの高度。横軸は水平方向の計算領域（幅 200 km）。上段から、予報時間 180 分、210 分、240 分、270 分、300 分、330 分、360 分の結果。