

水工学シリーズ 05-A-3

台風・集中豪雨の予測技術

徳島地方気象台 台長

大奈 健

土木学会

水工学委員会・海岸工学委員会

2005 年 8 月

台風・集中豪雨の予測技術

Forecasting techniques for Tropical cyclone and Local severe rain

大奈 健

Ken Daina

1. はじめに

気象業務法によると、気象庁の目的は、災害の防止、交通の安全の確保、産業の興隆、福祉の増進等公共の福祉への寄与と国際協力であると想定されている。また、気象業務法では、「気象」とは、大気(電離層を除く)の諸現象、「予報」とは、観測の成果に基づく現象の予想の発表と定義されている。また、「観測」とは、自然科学的手法による現象の観察及び測定と定義されている。これらの定義に従えば、いわゆる「天気予報」とは、自然科学的方法に基づく観測の成果に基づいて、大気の諸現象の予測を国民に発表する行為となる。

気象庁以外の者が予報を行なう場合は、一定の施設と気象予報士を置き、予報士が現象の予想に当たることとなっている。しかし気象庁以外の事業者及び個人による警報は一律に禁止されている。

ここでは、台風・集中豪雨の予測について気象庁の現状と将来展望を紹介する。

2. 大気の構造と基本特性

2. 1 予測技術の発展は観測から

予測技術の発展の歴史を振り返ると、予測する現象が存在している大気の構造はどうなっているのか、そこにどんな現象が起きているのか、それらを支配する物理法則や過程がどうなっているのかの理解と表裏一体であることがわかる。

冬季日本の上空には 70m/sec を超える強い西風 (Jet 気流) があることは、既に昭和の初期に筑波の高層気象台での風船の観測から知られており、第 2 次大戦での風船爆弾のアイデアにも繋がった。風船にはその高度を知り、定高度で飛ばせるために気圧計が搭載されていた。気圧計は現在でも大気中のプラットホームの高度を知る最も信頼のある測器で、水素またはヘリウムガスを気球に詰めた世界中のレーウィンゾンデによる高層気象観測に使われている。

Jet 気流の存在は、偏西風の概念の確立につながった。地球を取り巻く偏西風の構造と高・低気圧の解明は、どうして低気圧が発生し、どのようなメカニズムで発達し、移動スピードの原因等の基本的原理の発見につながった。すなわち、高・低気圧の発生・発達は、力学的に見れば偏西風という基本的な場の不安定化の過程であること、エネルギー的には、不安定化に伴う位置エネルギーから運動エネルギーへの変換であることが分かった。この発見は、偏西風の不安定理論として、それまで種々の経験則を統一的に説明することに成功し、昭和 30 年代からの予報技術に画期的な貢献をし、現在に生き続けている。偏西風についての正確な観測無しには、到底なされ得なかった成果である。台風やハリケーンの観測は、本格的には戦後に始まった。

気象レーダーやドロップゾンデを搭載した米軍の偵察飛行による台風の貫通飛行と、我が国やカリブ海沿岸に展開された気象レーダー観測は、台風の目の存在、立体構造を明らかにし、台風の発展理論やなぜ目が存在するのかななどの解明につながった

こうした観測を通じて得られた個々の知見は、今日の予測技術基盤の確立、特に数値予報モデルの実

用化等に計り知れない貢献をしている。将来も正確な観測なくしては予測技術の発展はありえない。

2. 2 気象現象の特徴的なスケール

気象現象はそれぞれに特徴的なスケールを持ち、空間スケールが大きいほど、時間スケールは長い。地上付近の気圧は約 1,000hPa だが、上空約 30km では 100 分の 1 の 10hPa となり、気象現象の主要部分はこれ以下の層で起こっているとみなしてよい。この 30km の厚さは、地球を直径 50cm の球とみなすと 1mm の厚さに相当する。我々は、1mm の厚さの中で起こる気象現象により、日々の生活を営んでいるのである。我々が日々体験する気象現象は、継続時間や空間的な広がりなどが、千差万別で統一性の無いもののように思われる。しかし、気象現象は、空間スケールが小さい現象ほど時間スケールも短く、逆に空間スケールが大きい現象ほど時間スケールも長いという一種の選択律を持っている。気象現象の特徴を時間スケールと空間スケールにより整理したものを表 1 に示す。

表 1 気象現象の時間・空間スケール

スケール	時間 \ 空間	1 月	1 日	1 時間	1 分	1 秒	
総観規模 大規模		(エルニーニョの影響) 定常波 超長波 潮汐波 プラネター波 ブロッキング 赤道波					マイクロ α スケール
			長波 (傾圧波) 低気圧高気圧				マイクロ β スケール
中間規模			前線 台風 熱帯低気圧				メソ α スケール
				海陸風 スコールライン 内部波・集中 豪雨・雷 クラウドクラスター 山岳波			メソ β スケール
メソスケール 中規模				雷雨嵐・内部重力 波・晴天乱波・都 市化効果			メソ γ スケール
					竜巻・背の高い対 流・短い重力波・ 積乱雲		マイクロ α スケール
中小規模					つむじ風 サーマル・ビル風		マイクロ β スケール
						祖度・乱流	マイクロ γ スケール
日本の分類	気候スケール	総観および 惑星スケール		メソ スケール	マイクロ・スケール		オーランスキーの 分類

・表 1 によると、上空の偏西風が波長 1 万 km 規模で波打つプラネタリー波（超長波とも呼ぶ）が、時間スケールでは月を挟む領域（1 週間から数週間の寿命）のところに現れる。これは、アジア大陸に寒波が表れる時、次の寒波は北米大陸に現れるような地球規模のスケールの現象。

・長波といわれる高・低気圧のグループは、空間スケールが数千 km の所に、時間スケールが日のところにある。これは、高気圧がほぼ日本列島全体を覆うようなスケールで広がり、1 日で日本の東海上へ移動してしまい、また西の方から次の低気圧が顔を出すことに対応している。

・積乱雲等は、空間スケールが km 規模で、寿命は時間規模のところに位置している。これは、真夏の夕立の広がり局地的で、数十分ほど雨宿りをすれば止むとの日常的な経験的事実に一致している。

・社会生活に直接的な影響を与える前線や集中豪雨、雷雨などは、気象用語ではメソスケール現象と呼ばれ、通常の天気予報で最も重点が置かれている対象スケールである。

・鉛直断面で考察すると、積乱雲のように鉛直方向の運動が卓越する縦長の現象と、高・低気圧のように水平的な運動が卓越する横長の現象に分かれているのがわかる。また、上昇流の特徴的な強さは、夫々現象に固有で、例えば積乱雲スケールの現象では 10m/sec、高・低気圧スケールでは数 cm/sec 程度で、現象の激しさに対応している。

・観測の立場からみると当該現象をとらえるための網目の細かさと、網を仕掛ける時間間隔の目安を与えているすなわち、夫々の現象の観測(把握/監視)に際し、どのくらいの空間および時間間隔で観測すれば必要十分かの指導原理を与えるものである。

・気象庁の現在の平均約 17km 間隔のアメダスでは、頭の上の気象がどうなっているかは勿論わかるが、個々の積乱雲の構造の把握には当然限界がある。こうした、離散的な観測点全体から得られる地上のデータは、他の気象レーダーや気象衛星等から得られるデータと総合化されて、メソスケール現象といわれる積乱雲等の集団や前線、高・低気圧の把握が適当であることがわかる。

2. 3 気象現象の相互作用

大気の振る舞いの他の特徴は、こうした顕著な現象が特徴的なスケールを持ちながら、同一時刻に、空間の中にそれらが階層的に存在し、そして各瞬間、時々刻々に他のスケールの現象との間で相互に影響を及ぼし合っていることである。すなわち、地球を取り巻いている超長波の場の中に、もう一段スケールの小さい高・低気圧郡があり、その高・低気圧の中を細かく見ると、もう一段小さいスケールの積乱雲等から構成されている。さらに、ひとつの積乱雲に注目して見ると、一般に複数の対流セル（細胞）がある。上昇流のところで空気が断熱的に膨脹して冷え、水蒸気が飽和して雲粒が生まれる。あるいは雲粒がさらに成長して雨粒となり落下、または他の乾いた領域に運ばれて蒸発するなど、雲の内部や周辺はこうした微小な領域に分かれ、空気の乱れに満ちている。スケールごとの現象は単独で存在するのではなく相互作用の基に存在している。

台風を地上天気図で見ると、地上天気図上ではほぼ円形の等圧線の直径が 500km~1,000km 程度の巨視的な渦であり、それは 1 週間程度の寿命をもっている。衛星写真を見ると、台風及びその周辺は、沢山の小さな積雲や積乱雲の郡から構成されており、それらはいくつかの渦巻状のレインバンド（降水帯）を構成している。特に、台風の目の周辺では積乱雲が壁のように 15km 以上の高さまで林立している。

台風の発達には、個々の雲と大きな場である台風スケールとの相互作用の一例である。個々の積乱雲が水蒸気の凝結により放出する潜熱とそれらの集積効果は、台風の中心付近の空気全体を暖め、軽くし、大きな対流となって上空から周辺に吹きださせる。それを補うように遠方から移流してくる下層の湿った空気は中心に近づくにつれ、反時計回りの回転運動を始める。下層の空気は地面摩擦の影響でほぼ円形の等圧線を横切って、螺旋状に中心へ向かう。上昇せざるを得ない気流は、気圧の低い上空に行くにつれて膨脹して冷え、再び水蒸気が凝結し、雲を作り、潜熱を放出し、自分を含めた周りを暖める。気温は中心付近では上層まで暖かいから、それに対応して中心付近で気圧は低くなる。この過程はある程

度続き巨視的な台風という対流の発達が続く。

この正のフィードバックが台風スケールの系の発達をもたらす。1 個 1 個の雲がどの高さまで、どのくらいの寿命で起こるかは、台風という大きな場に支配され、同時に台風という巨視的な場は、個々の雲の集積の反映で決まる。

大気は、一般にこのようなスケールの現象の間で、発生から発達、衰弱の全過程を通じて他の現象との相互作用があり、運動エネルギーや水蒸気の輸送、水蒸気から水滴への相変化が行なわれている。従って、対象が高・低気圧の予報であっても、他の現象は無視出来ず、相互作用の効果、たとえば雲の効果のモデルの組み込みなどは本質的に重要である。これらの相互作用の性質は後述するように、非線形性と呼ばれ、数値予報モデルの物理過程の組み立ての困難性、観測誤差の増大、予測の限界等に繋がる。

3. 最近の観測手段の特徴

観測手段の近年の発達の方向は、自動化、細密化、リモートセンシング化グローバル化が特徴である。

3. 1 実況監視の強化

気象庁では、降水現象の監視のため、レーダーとアメダスの雨量実況値により 2.5km メッシュごとに、メッシュ雨量データ「レーダー・アメダス解析雨量」を計算している。また、この「レーダー・アメダス解析雨量」を使って、6 時間先までのメッシュごとの降水量予測を実施し、さらに近年 10 分間単位で 1 時間先までの降水量予測「降水ナウキャスト」も実施している（詳細は後述する）。

3. 2 レーダー・アメダス解析雨量

レーダー・アメダス解析雨量（以後解析雨量）の計算処理は、品質管理・一次解析・二次解析・全国合成からなっている。品質管理処理では、弱い地形エコーを統計的手法で除去、レーダーサイト近傍の観測データの推定、異常データの検出を行なう。

一次解析処理は海上の雨量を推定し、二次解析処理では陸上の雨量解析を行なう。

全国合成処理は、レーダー毎に行なわれた解析を斜軸ランベルト座標上で合成する。図 1 に処理の流れを示した。

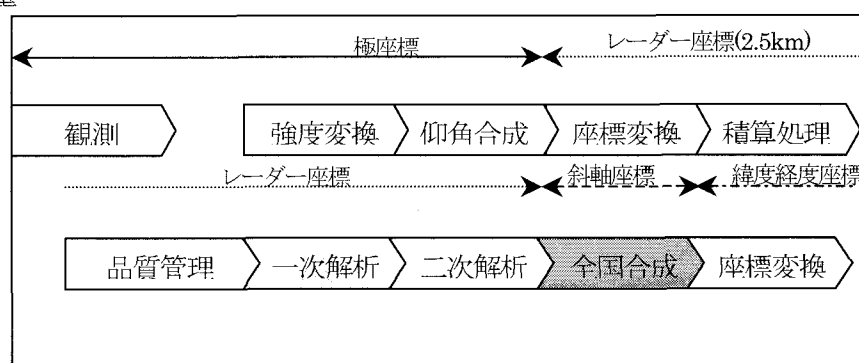


図 1 雨量解析の処理の流れと座標系

3. 3 ウインドプロファイラ

(1) ウインドプロファイラとは

ウインドプロファイラ（以下、WPR）は、電波を上空に発射し、空気の屈折率の不均一（ゆらぎ）によって散乱された電波を再び受信し、ドップラー効果を利用して上空の風向・風速を測定する一種のドップラーレーダーである。

WPR は成層圏～中間圏の超高層大気の風や乱流などを研究するため 1970～1980 年代に開発された「大気レーダー」に由来している。大気レーダーは対流圏の風の測定も可能であることから気象の分野でも注目され、特に対流圏を対象とする大気レーダーを「WPR」と呼ぶようになった。1990 年代に入ると各国の政府気象機関はプロファイラを観測業務に取り入れる準備を始め、米国海洋大気庁 (NOAA) は 1990 年初頭に 30 数台のプロファイラを米国中西部に展開して業務実験を開始し、現在では業務的に運用されている。ヨーロッパ諸国でも各国の WPR を統合的に利用するための実験を行っている。こうした背景の基に日本で展開された WINDAS は、米国の WPR 網に継ぐ第二の現業用 WPR 観測網として登場し、高密度の展開間隔が特徴である（配置図は図 2 参照）。

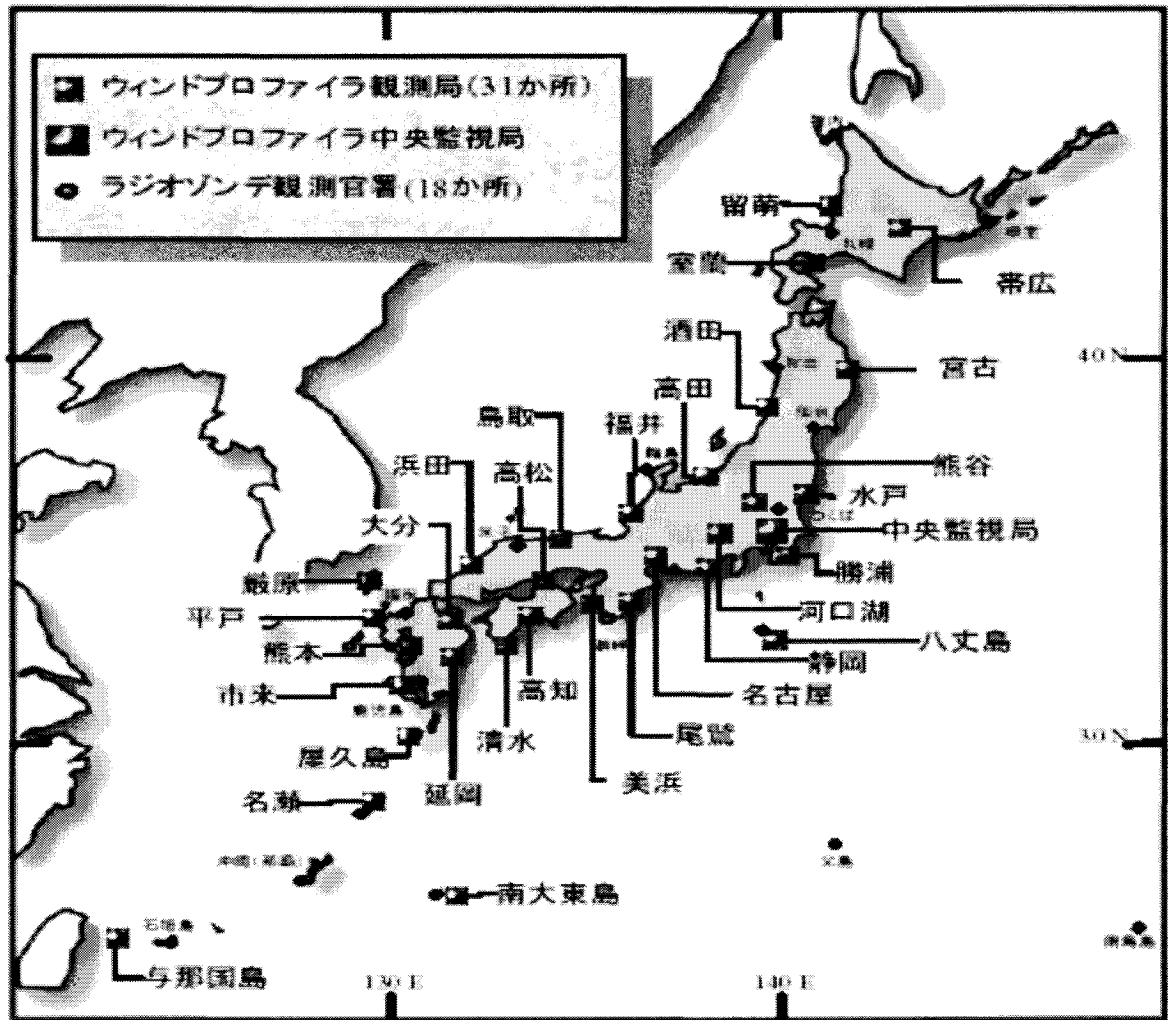


図2 気象庁の高層観測網

WPR が発射する電波は、大気の流れや降水粒子に反応してもどってくる。乱流や降水粒子の分布は高度で大きく変化するから、最大観測高度も変わる。電波の割り当てのもとに、現在世界的に使用されている WPR は表のように 3 種類であり表、図のように観測高度が異なっている。WINDAS の WPR が発射する電波の周波数は 1.3GHz であり、分類では境界層レーダーに相当する(表 2 参照)境界層レーダーの観測最大高度は従来 2~3km であったが、WINDAS では、空中線のサイズの拡大、送信電力の増大、パルス圧縮などの技術により観測性能(最大観測高度) 5km 程度にまで高めた。

表 2 ウインドプロファイラの分類

名称	周波数 (波長)	測定高度
MTS レーダー	50MHz 帯 (6m)	2~数十 km
ST レーダー	400MHz 帯 (75cm)	0.5~15km
境界層レーダー	1,000~MHz 帯 (30~22cm)	0.1~数 km

(2) WPR とドップラーレーダーの相違点

ドップラーレーダーも WPR と同様に上空の風を測定する観測測器である。両者の相違点は、ドップラーレーダーは降水粒子を媒介として風を測定するのに対し、WPR は主として大気そのものにより散乱された電波を受信し風を測定する点である。したがって、ドップラーレーダーは探知範囲に雨や雪が存在する場合に限り風を観測することができる。WPR は晴天時においても風を観測することができる。

ただし、WPR は降水粒子による散乱波も受信できるので、全天候型の風測定レーダーといえる。またドップラーレーダーは、アンテナをほぼ水平に向けて周囲を走査し、レーダーを中心とする円内の風のビーム方向成分（視線成分）を面的に観測できるのに対して、WPR はほぼ鉛直上向きに向けたビームによって上空の風の鉛直分布を測定する。

（３）WPR が風を観測するしくみ

WPR は、図 3 のように 5 つのビーム方向（鉛直方向および仰角約 80 度に傾けた東、西、南、北方向）に向けて電波のパルスを発射する。発射された電波は大気または降水粒子によって散乱され、再び WPR のアンテナにもどってくる。この時、散乱体である大気の乱流または降水粒子は風によって移動しているから、ドップラー効果によって受信波の周波数が少し変化する。WPR は、受信した電波の周波数が、送信した電波の周波数からどれだけズレているか（ドップラーシフト）を検知し、そのズレの大きさからビームを発射した方向に沿った風の色度（ドップラー速度）を測る。

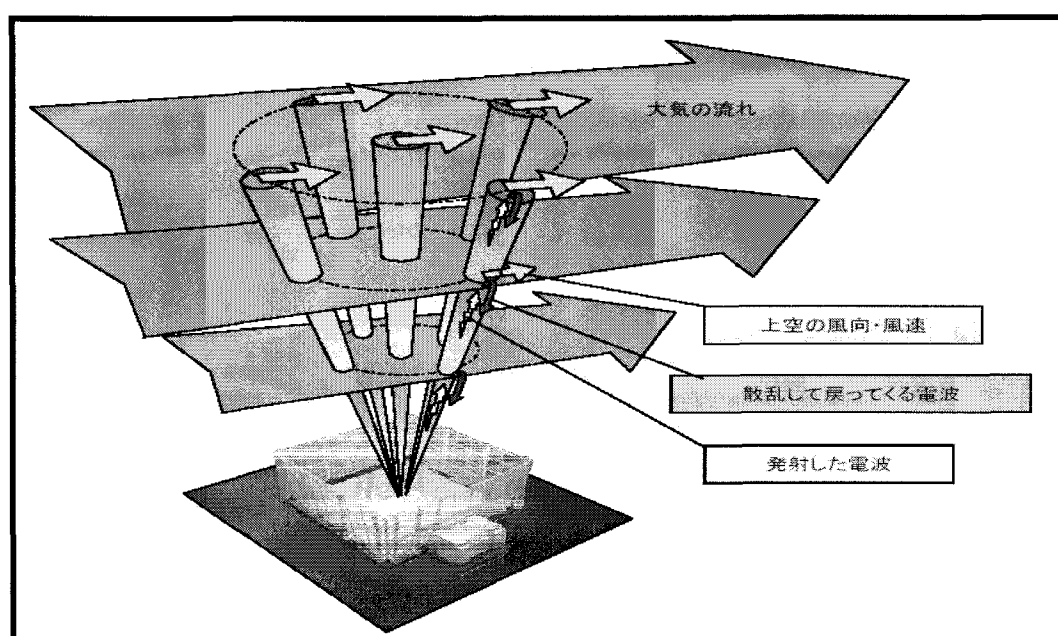


図 3 ウインドプロファイラの測風のしくみ

4 数値予報

4. 1 数値予報の原理

数値予報とは、『大気の状態を支配する物理法則に基づき、これらの物理量の時間変化を定量的に求めることにより、将来の大気の物理的な状態を予測する方法である』といえる。実用的な数値予報では、実際の大気の運動と同じ法則に従うモデル大気をコンピュータの中に数値的に表現し（シミュレーションを行い）、しかも実際の現象が推移して行く時間よりも早く計算を終了し、予測を得るのが不可欠な要件である。かつて、先人たちは、この数値予報に挑戦したが、如何せん当時のコンピュータの計算スピードが、実際の現象の進む時間に勝てなかった。コンピュータの最大の威力は、分かっている原理に則り、早く計算を終え、予測の時間的余裕、すなわち「予測」を可能にしたことである。後述するように、短期予報、台風予報、週間予報では、いずれも観測終了時刻からおよそ 6 時間以内に、それぞれの有効期間をカバーする予測を完了している。

数値予報の実行に際しては、先ず大気の運動を支配する方程式（支配方程式）を確定する必要がある。次に、その方程式を用いてある時刻の観測値を初期条件として解けば、その結果が予測である。数値予報の結果は、一般に仮想の格子点上で求まるから、GPV(grid point value)と呼ぶ。

実際の各地域や時間帯を対象に、晴れ、雨などの予報として世間に発表するために、GPV の結果が天

気に翻訳される。前述の一般的手順がここでも踏まれる必要がある。実際のモデルは極めて複雑で、支配方程式が非線形であることから、計算方式の採用や膨大な量の繰り返し計算が必要である。

4. 2 支配方程式

大気中には種々の現象があり、相互に影響を及ぼし合っている。これらの現象の物理的関係を支配する規則が支配方程式で、以下の5つから成り立っている。

- ・大気という流体の運動方程式⇒ニュートンの運動の法則を流体力学に適用したもの。
- ・熱力学方程式⇒熱力学の第1法則と呼ばれ、大気の運動に伴う熱エネルギーの保存則。
- ・連続の式⇒質料保存則と呼ばれ、運動に伴い質料は不生不滅である法則。
- ・気体の状態方程式⇒大気の密度は、気圧、気温、組成で決まるという法則。
- ・水蒸気の保存の式⇒水に関する不生不滅の法則

支配方程式を具体的に記述する中で重要なことは、大気中に起こっている種々の非常に複雑な物理過程のエッセンスを、予報モデルの目的(24時間予報、週間予報、台風予報、気候予報等)に照らして、如何に的確にモデル大気の中に表現するかである。この部分が予報精度の根幹を握っているといっても過言ではない。例えば、大気は水蒸気という気体を含んでいるため、空気塊上昇に際して、それが凝結し、雨や雪、雹等に形を変える過程(相変化)がある。この効果は非断熱過程と呼ばれる。これらのプロセスは一般に数値予報で扱われる格子点の間隔より小さい(サブグリットスケール)現象であることから、支配方程式の中で容易に計算できない。このような過程の効果を格子点の値で間接的に表現せざるを得ない。数値予報モデルの中に、この効果を取込むことを、現象をパラメタライズする、またはパラメタリゼーションという。モデルにこのような物理過程を正當に取込まないと、例えばモデルの大気の中で雨がうまく降らず、実際の雨も予測できない。こうした物理過程の研究は非常に重要であり、今後の予報精度の向上の鍵を握っている。図4に数値予報モデルが取り扱っている物理過程の概念を示す。

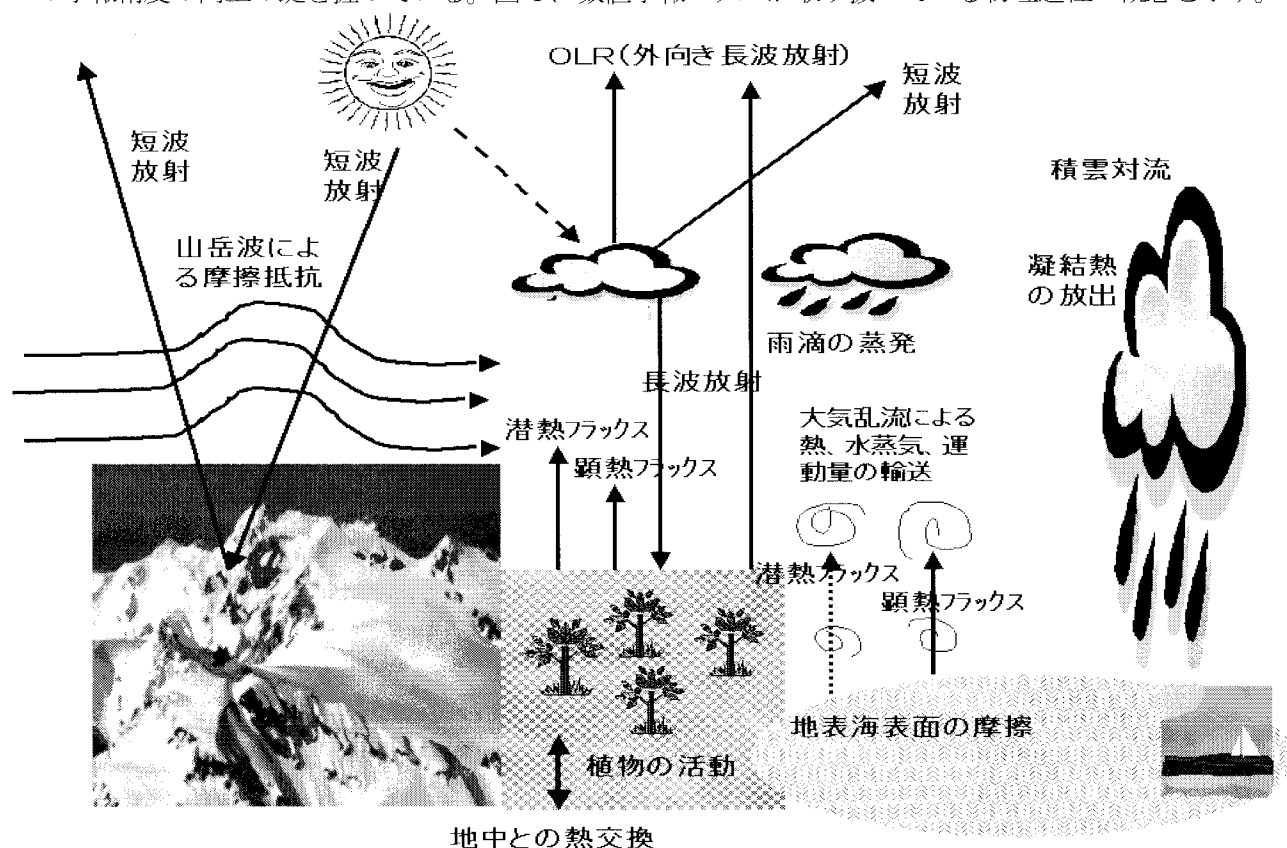


図4 数値予報の物理過程概念図

4. 3 支配方程式をどう解くか

運動方程式の一部は、

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} + (2\Omega \sin \phi) v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + F_x$$

ここで、 u 、 v 、 w はそれぞれ風の東向き、北向き、鉛直方向の成分を、また P は気圧、 ρ は密度、 F_x は摩擦力を表す。さらに、 Ω は地球自転の角速度、 ϕ は緯度を示す。

また、熱力学方程式は

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + H$$

ここで、シーターは温位で気温に類似した量である。 H は非断熱過程に伴う温位の変化を示す。

これらの式を見ると、左辺の項は、大気の運動そのものを示す風（ u 、 v 、 w ）や温位についての時間変化の割合を示す偏微分であり、右辺の各項は風、温位、気圧、密度などの空間分布と空間微分（傾度）で示されている。したがって、ある時期時刻に右辺の各項の値が計算されれば、同時に時間変化の割合が決まることを示している。気象予測は、この連立方程式系を時間積分することに相当する。大気の運動が本質的に非線形と述べたがこれは方程式の右辺の項の中に、予測すべき量（従属変数）やその微分量が積の形となっていることによる。

支配方程式は、各瞬間瞬間の時刻で、地表から上空まで、山の上から谷間まで、ビルから路地まで等々、大気中のあらゆる場所で満足される必要がある。しかしながら、實際上この方程式系を解く場合、時間及び空間についての微分を差分に置き換え、また、各項の値を有限個の地点で定義せざるを得ない。このことを連続量の有限個の表現あるいは離散化という。数値予報では、先ずモデル大気中に仮想的に規則的な網を幾重にも作り、網目の各節ごとに点(格子点)を設ける。当然、格子点の配置は立体的な3次元となる。先ずある初期時刻に格子点毎に、支配方程式の右辺の値を計算する。この値は、同時に、この瞬間の各格子における左辺で表現される時間変化に相当すべきである。したがって、この傾向を微小時間だけ外挿し（時間積分のタイムステップ）新たな場が得られる。この結果を再び元の支配方程式の右辺に代入し、新たに時間変化の割合を求める。さらに微小時間外挿する。この作業を反復して繰り返し、予測を行なう。

4. 4 気象庁の代表的な予報モデル

気象庁の数値予報モデルは1959年の北半球順圧モデルに始まり、1973年にはプリミティブモデルを導入し、以後計算スキーム・物理過程・初期値作成手法などを高度化しながら今日に至っている。2001年3月からは、水平分解能10kmのメソ数値予報モデル（以下MSM）が運用を開始している。このモデルは、防災気象情報の高度化を支配することを目的に導入されたものだが、水平解像度と予報領域などを除いたモデルの基本的仕様は領域スペクトルモデル（以下RMS）と同じで、プリミティブ方程式系を用いている。

プリミティブ方程式系は、準地衡風近似などのフィルター方程式とは異なり、流体の運動を支配するナビエ・ストークスの式にほぼ従った方程式系を用いているが、鉛直方向の運動方程式を静力学平衡の関係に置き換える静力学近似をおこなっている。静力学近似を用いることにより、水平発散の鉛直積分

で地表気圧の変化を知ることができ、空気の重みの積み重ねで気圧が計算できる。この近似は、大気の運動の鉛直方向のスケールが水平スケールに比べて十分小さいことを前提としている。RSM では、概ね 100 km 以上のスケールの現象を予測対象にすることを想定し、積雲対流などに伴う降水は格子スケール以下の現象としてパラメタライズしており、その手法は MSM でも踏襲されている。

一方、集中豪雨などの顕著な降水現象の多くは、積乱雲やメソ対流系擾乱と呼ばれる積乱雲の集合体によって引き起こされる。これらの現象の水平スケールは通常数十 km 以下で、静力学近似が十分な精度では成り立たない。また、水の相変化に伴う潜熱の開放と雲内水物質の分布が、運動場と降水域の決定に重要な役割を果たしている。従って、顕著降水現象の予報には、雲の微物理過程を含む水平分解能 5km 以下の静力学近似を行わないモデル（非静力学モデル、あるいは非静水モデル）を用いることが望ましい。また、局地的な地形の影響を受ける風も、非静力学モデルの方が正しく表現することができる。表 3 に気象庁の数値予報モデルの概要を示す。

（１） 全球モデルの概要（GSM）

全球モデル（GSM）は明後日予報と週間予報を支援するとともに、領域モデル（RSM）、台風モデル（TYM）への側面境界条件提供を通じて短期予報・台風予報や防災気象情報の支援資料作成に貢献している。また、波浪モデル・海水モデルへの大気境界条件提供、有害物質輸送モデル・火山灰拡散予測モデルへの気象予測値提供、航空気象情報のための支援資料、観測データの国際的品質監視業務の支援などに幅広く活用される(図 5 参照)。

全球モデル（GSM）は 1996 年 3 月に現在の水平解像度（約 55km、0.5625 度）での運用が始まり 12 月には雲水量を予報変数に導入し、積雲対流に地形性上昇流や境界層乱流の効果を取り入れさらに、放射課程にエアロゾルの効果を考慮した。これらによって、熱帯の循環場の表現が改善されるなど予報精度の向上が図られた。解像度等の概要は表 3 参照。

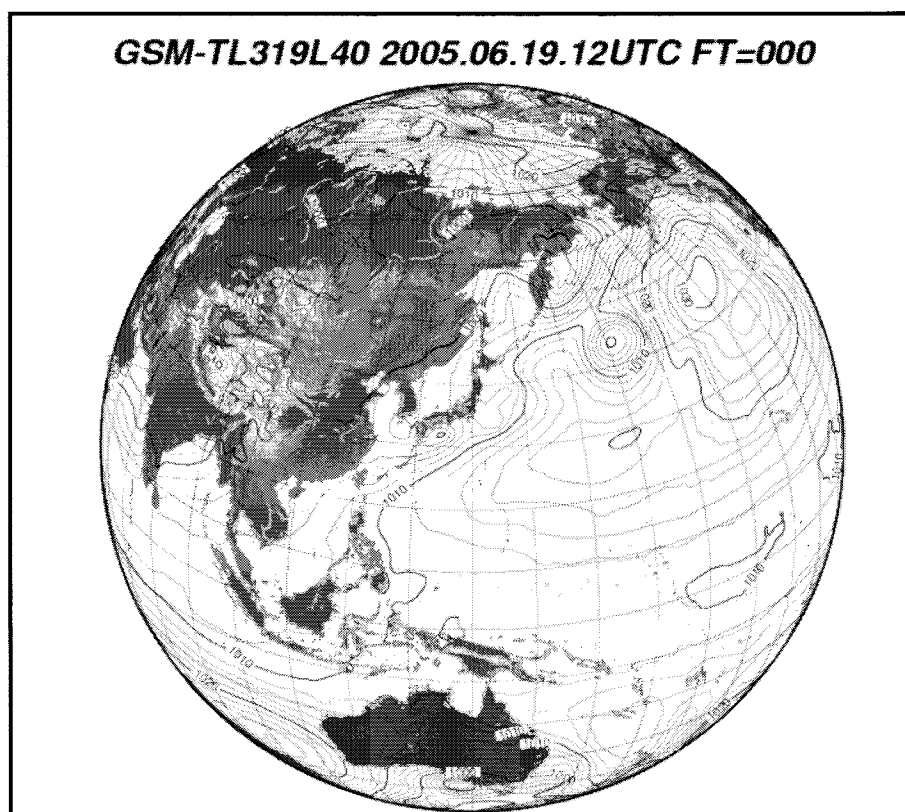


図 5 2005. 6. 1912UTC における GSM 実況図

(2) 領域モデルの概要

領域モデルは、RSM、MSM、TYM の 3 つのモデルがあり、RSM、TYM は静力学モデル、MSM は平成 16 年 10 月より非静力学モデルである。

ア 領域モデル (RSM)

RSM は短期・量的予報の支援のため、1 日 2 回、2 日間予報が行われる。モデルの水平分解能は 20km、水平格子数は 325×257、鉛直層は 40 層。予報機関後半に日本に達する擾乱を初期時刻からモデル領域内に捕らえられる。解像度等の概要は表 3 参照。

イ メソ数値予報モデル (MSM)

メソ数値予報モデル (MSM) は防災気象情報の高度化の支援を目的とし、1 日 4 回 (00、06、12、18UTC 初期値) の予報を行い、初期時刻の 1 時間半後には 18 時間予報の計算が終了する。RSM より水平分解能が高いことに加えて、予報の回数が多いこと、予報を提供する時刻が早いことが特徴である。

速報性を重視するため、観測データの入電間待ち時間 (カットオフタイム) は短く設定されている。それでも日本のラジオゾンデ、地上観測、WPR、レーダー・アメダス解析雨量等は初期値に取り組みされる。解像度等の概要は表 3 参照。

ウ 台風モデル (TYM)

台風モデル (TYM) は、鉛直層の数は 25 層、水平分解能は 24km。台風進路・強度の予測を主として実施。全球解析から初期値を得ている。

4. 5 メソ・領域解析の台風ボーガス

台風が低緯度の海洋上にあるときには台風周辺の観測データは極めて少ない。このため、台風の位置や強度が真の状態からずれていても、ほとんど修正されことなく次の解析場に引き継がれる。台風の位置がずれたままの解析値を初期値とした予報では、その後の台風の予報にも誤差が生じることは避けられない。そこで、気象庁では、解析した台風中心位置・中心気圧・強風半径をもとに、試験式に基づいた典型的な台風構造 (これを「台風ボーガス」と呼ぶ) を作って第一推定値に埋め込むことで、台風に関する情報を解析値に反映させている、台風ボーガスの作成手順

- ① 強風半径と台風中心位置でのコリオリパラメタから、ボーガスを埋め込む領域の大きさを決める。
- ② 中心気圧と①で決めたボーガス領域の境界における第一推定値の気圧、および強風半径から、実験式をもとに海面気圧の分布を決める。
- ③ モデルで表現できないような、大きな気圧傾度にならないように中心気圧の調整を行う。
- ④ ボーガス領域内に気圧の観測データがある場合、それに合わせて中心付近の気圧傾度の調整を行う。
- ⑤ 実験式をもとに、上層 300hPa までの各指定気圧面の高度の分布を決める。
- ⑥ 海面気圧や高度をもとに、傾度風の関係で各層の風を求める。下層 (1,000～925hPa) については摩擦を考慮した修正 (風速を弱め、風向を台風中心方向にずらす) を行う。
- ⑦ 第一推定値に表現されている、台風の周りの高度と風から非対象成分 (台風中心を軸とする軸対象成分からのずれ) を取り出し、⑥までで作成したボーガスに加える。
- ⑧ 高度と整合するように気温を求める。

このようにして、作成されたボーガス構造から以下の要素を取り出し擬似観測データとして初期値に取り組む。

- a 台風中心の海面気圧。
- b 台風中心から半径 200km 間隔の同心円周上に等間隔に配置した 6～12 点 (半径 200km の円周に 6 点、400km の円周に 8 点、半径が 600km 以上の場合は 12 点) の海面気圧及び 1,000～300hPa までの指定面の風。ただし、ボーガス領域内のみ。
- c 台風中心から半径 100km の円周上に等間隔に配置した 4 点の海面気圧及び 1,000～ 300hPa まで

の指定面の風（メソ解析のみ）。

4. 6 擬似観測型台風ボーガスの効果

2002 年台風第 21 号の事例。台風第 21 号は、観測データの少ない領域を高速で北上したため、図 6（a）のように台風ボーガスを使わないメソ解析では台風中心位置が大きくずれている。また、観測の豊富な本州沿岸では観測に基づいた解析が行われたため、結果として南北に伸びた不自然な低圧部が表現されている。これに対して台風ボーガスを使用した場合は図 6（b）、中心位置の誤差が小さくなり等圧線の形も台風特有の同心位置の誤差が小さくなり等圧線の形も台風特有の同心円になっている。

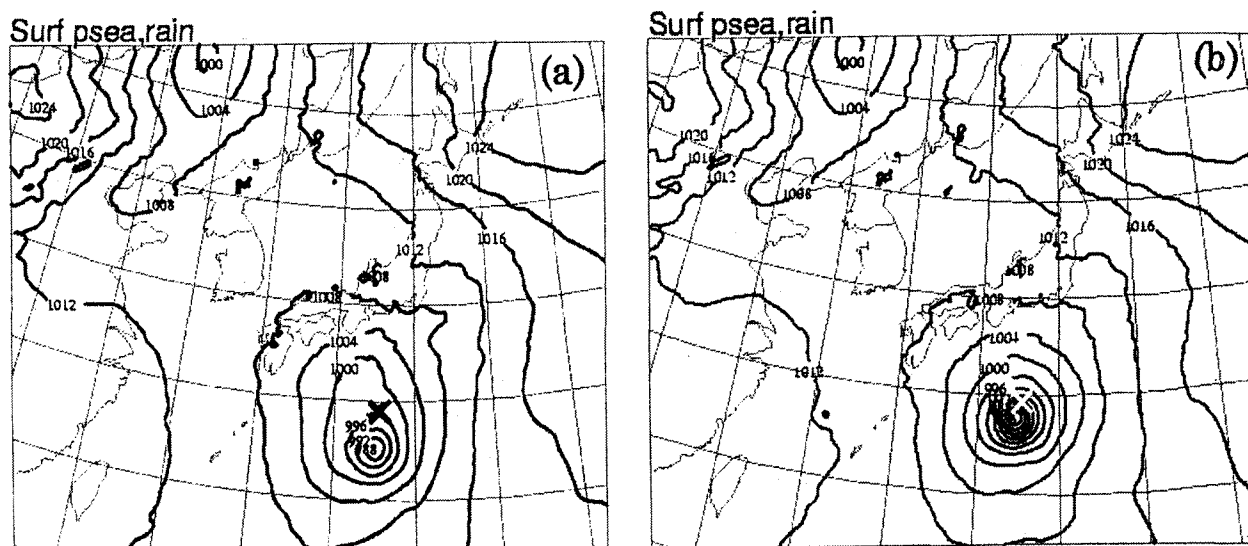


図 6 台風ボーガス使用時と未使用時のメソ解析の比較表

表 3 主な数値予報モデルの概要

数値予報モデルの種類	予報領域と水平方向	予報時間	予報回数	モデルを用いて発表する予報
全球モデル(GSM)	地球全体 55km	3.5 日間 9 日間	1 日 1 回	府県天気予報 週間天気予報
領域モデル(RSM)	東アジア 20km	2 日間	1 日 2 回	分布予報・時系列予報 府県天気予報
メソモデル(MSM)	日本周辺 10km	18 時間	1 日 4 回	防災気象情報 降水短時間予報
台風モデル	北西太平洋の台風周辺 24km	3.5 日間	1 日 4 回	台風予報

4. 7 数値予報の最近の動き

予報モデルに関しては大きな課題が二つある。一つは、静力学近似をおこなっていることにある。静力学近似では、鉛直方向の運動方程式において、重力と気圧傾度力をバランスさせている。静力学近似は、水平運動スケールが鉛直運動スケールよりも十分大きい場合により精度で成り立つ。しかし、夏の発達した積乱雲ではこの仮定が成立しないし、MSM の解像度をさらに高める場合、この近似はもはや適用できなくなる。従って、これからの高解像度数値予報には、静力学近似を排除した非静力学モデルが必要となる。

もう一つの重要な課題は降水過程にある。静力学 MSM では、降水過程に大規模凝結と積雲パラメタリゼーションを用いている。大規模凝結では、飽和した格子点で過飽和分の水蒸気を凝結させて地上降水とする。積雲パラメタリゼーションでは、格子間隔よりも小さなスケールの対流が生じることを考えて、モデル大気が格子スケールで飽和していなくても降水が生じ、成層を安定化する。どちらの場合も、凝結した高度よりも低い層での蒸発や、雨水が大気を引きずる効果（ウォーターローディング）を考慮するものの、凝結した水蒸気は基本的には直ちに地上降水としてモデル大気から除去される。

しかし、現実の大気では凝結した降水が直ちに大気から除去されるわけではない。また大気中には、水蒸気と雨だけでなく、雲水や雲氷、雪、あられなど様々な水物質が存在し、これらが様々な過程（凝結、併合、分裂、落下、融解等）によって発生、成長また消滅している。これらの過程は、降水形成速度や降水効率、潜熱の開放や放射の効果を通して降水予測に大きな影響を及ぼす。大雨の予測精度をこれまで以上に改善するためには、これらの過程の精緻化が必要である。

非静力学モデル（以下 NHM : Non-Hydrostatic Model）では静力学近似が排除され、また、降水過程を精密に扱う雲微物理過程が組み込まれている。このよう点から、NHM の採用により上記二つの課題を解決することができると期待されている。

4. 8 数値予報モデルの予測結果（GPV）の天気への翻訳

（1）ガイダンス

予測結果は、あくまでも仮想的な格子上で風速 15m/s、気温 20 度、気圧 1010hPa、湿度 60% のように数値予報の格子点ごとの値である GPV として得られる。飛行機のように上空を飛ぶ場合は、これらの GPV およびその簡単な線形的加工でほとんどの目的が達せられる。

しかし、離陸・着陸に際しては、空港というポイントのしかもその時刻の情報が必要である。人々の生活圏は地表という面であり、一方予報モデルの仮想的な格子点で表現される地表面は、実際の地表面とは異なる。また実生活では格子点より細かい（表 3 参照）情報あるいは特定ポイントの情報が必要である。さらに数値予報モデルで得られる気象要素以外に防災情報や天気情報が求められる。このように、数値予報モデルの結果がイコール防災情報や天気予報とはならない。このため、数値予報 GPV の翻訳のプロセスが必要である。

気象庁では、GPV に連動した種々の翻訳アルゴリズムを作成しており、ガイダンスもその範疇である。翻訳を的確に行わないと、数値予報モデルのレベルでは予報精度は良くても天気予報の精度が悪い場合も出てくる。ガイダンスの基本理念は、GPV からある事象（天気等）への変換アルゴリズムである。

例えば、過去 5 年間、ある特定地点で実際に降水の起こった時間や日に対応して特定の格子点の GPV を選び、その GPV と実際の降水量との重相関回帰式を予め求めておく（必要な GPV についての係数の決定）。その係数を毎日の数値予報 GPV に適用して、GPV から天気等に直接（翻訳）変換を行う手法。

なお、気象庁の現行ガイダンスは、MOS（Model Output Statistics）方式が主流であり、MOS の発展した形態である、回帰式の係数を予測の都度、最適に調整するカルマンフィルター方式や逐次学習し、最適の予報をするニューラルネット方式である。

(2) 短時間降水量予測

降水域の移動ベクトルを使った実況の外挿と地形による降水系の発達衰弱の効果を取り入れた降水量予測（補外予測）を6時間先まで実施している。

補外予測を対応する時間帯のメソ数値予測モデル（MSM：10 km格子の数値予報モデル、予測時間 18 時間）による降水量予測と重みを付けて結合することにより、予報後半での補外予測の精度低下をカバーする手法（図7参照）。

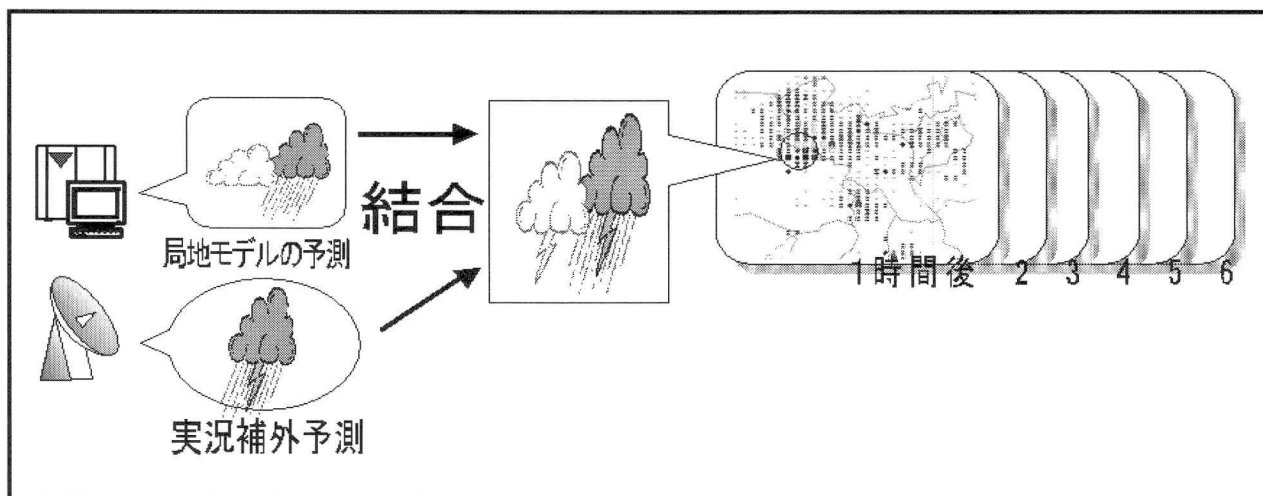


図7 降水短時間予報の概念図

(3) 降水ナウキャスト

観測された気象レーダーデータと移動ベクトルを基に作成した短時間予報（10分単位1時間先まで）ツール（図8参照）。



図8 降水ナウキャスト

5 気象予報の限界

数値予報モデルによる予測は原理的に誤差を伴うこと、その誤差は時間と共に増大する。また、予報期間の限界は、実用上、グローバルモデル（GSM）では約2週間、台風では2、3日程度、積乱雲などの集合体であるメソ β 現象（スケールを考慮：表3参照）では1日程度、孤立した積乱雲（メソ γ 程度）の場合では数時間程度である。以下モデルの限界と誤差について記述する。

5.1 連続量を離散化して表現していることによる限界

数値予報モデルでは、本来連続量である大気現象を、有限個の立体的な格子点で表現している。このため、表現できる現象の細かさは、格子間隔に依存し、水平及び鉛直方向に自ずと下限がある。気象では、格子間隔の5～8倍程度のスケールの現象が表現の限界である。それ以下の細かいスケールの現象の予測は無理である。RSMは格子間隔が20kmであるから、100～160kmより大きなスケールしか表現できない。

モデルの解像度と表現可能な現象との関係は図9にまとめてある。

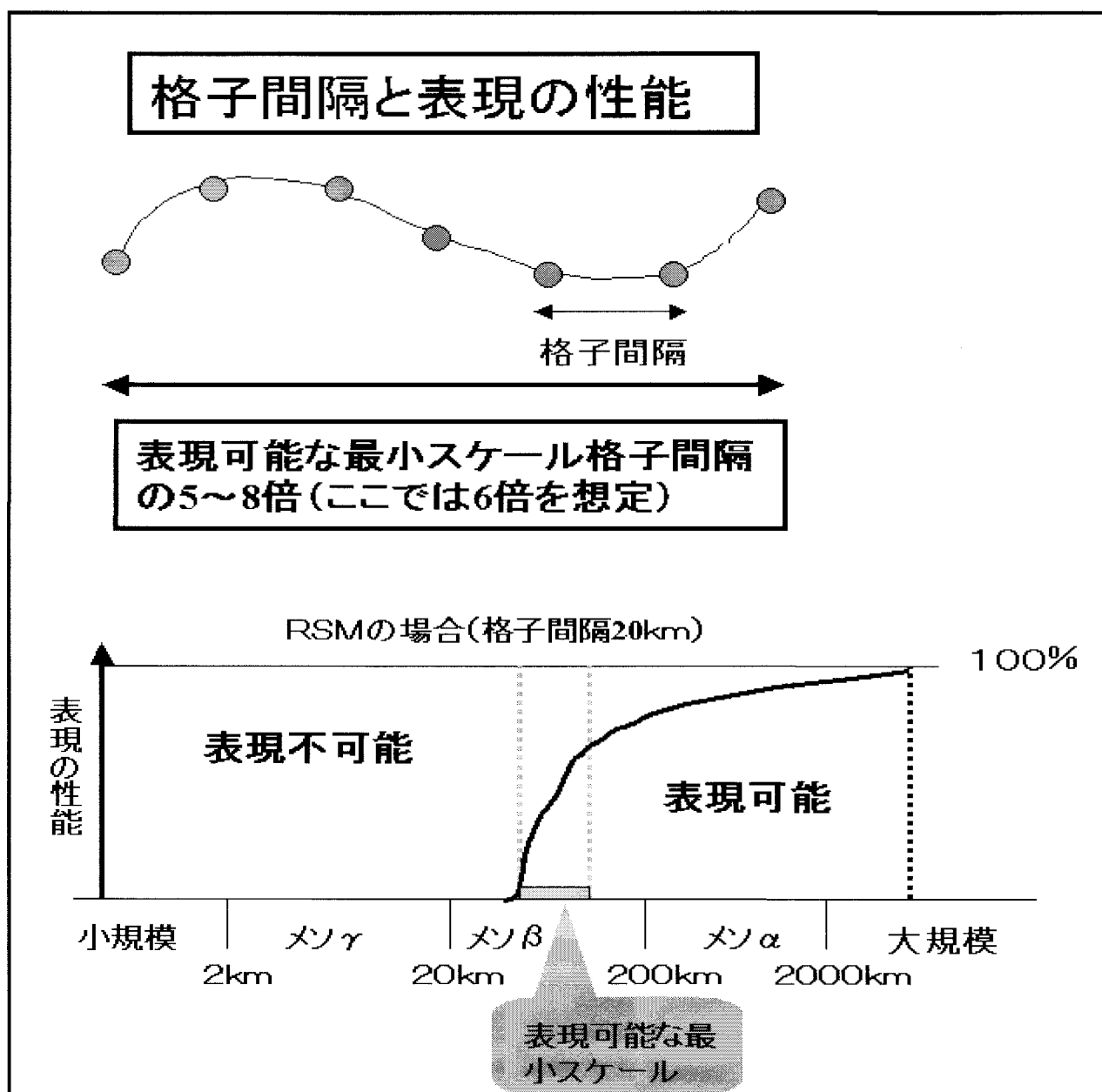


図9 数値予報の格子間隔と表現の性能

5. 2 実際の地形が変形されて表現されることによる限界

地表面は数値予報モデルの下面境界条件である。地形がどう表現されるかにより、その上の擾乱の表現も制約される。数値予報モデルの地形は、30 秒（約 1 km）メッシュの GTOPO30×30 から新たに作成する GTOPO30 は国土地理院（GSI）や米国地質調査所（USGS）などの国際協力によって実現した高解像度全球標高データである。海陸分布についても米国地質調査所が公開している 30 秒（約 1 km）メッシュの全球土地利用データ（GLCC）を用いて新たに作成する。これによって、従来よりも精密な地形と海陸分布が得られるが、実際の地形とは誤差がある。

5. 3 初期値に含まれる誤差による限界

数値予報モデルでは、すべての情報が格子点上で表現される。初期時刻の観測値に含まれている種々の種類の誤差が、数値予報結果に影響を与える。観測現場で観測の際に誤差が生じる可能性が有る。また、高層観測のネットワークの密度はモデルの格子間隔より粗い場合が多いことから、格子点への内挿等の変換過程で初期値に誤差が生じる。

5. 4 物理過程の不完全さによる限界

RSM及びMSMモデルでは、水平の格子間隔はそれぞれ 20 km、10 kmであり、それらより細かな雲の存在などによる水蒸気や熱の輸送等の物理過程は、容易に扱えないためパラメタリゼーションの手法が取られる。パラメタリゼーションでは、例えば、水蒸気の凝結による加熱の割合は格子点での上昇流の強さに比例する等の、何らかの仮定をせざるを得ず、あくまでも現象の近似に過ぎない。このような物理過程の組み込みの仕方も、予測誤差の原因となる。

5. 5 誤差の成長による限界

大気中では、一般に温度場や風の場合などの条件によって、いくつかの不安定擾乱が発達し得る（時間とともに気圧等の振幅が増す）。このため様々な原因で生じた誤差が不安定擾乱となる可能性がある。また、たとえ初期時刻には誤差が見えないくらい小さかったとしても、非線形によって結果が全く異なった状態になり得る。特に初期場が、その後の状態の時間的な発展の分岐点に近い位置にある場合には、僅かな誤差でも早い時間内に大きな相違となって現れる。

6 メソ天気概念モデル

各地方気象台では、気象学知見に基づき、地域特有の気象現象の解明を試みている。特にメソβ～メソγのような小スケールの現象や、複雑な地形での気象現象の予測は、数値予報で表現できない。例として、徳島地方気象台が平成 16 年度に解析した短時間強雨の解析事例を掲載する。

南東風卓越場における短時間強雨のメソ解析

徳島地方気象台

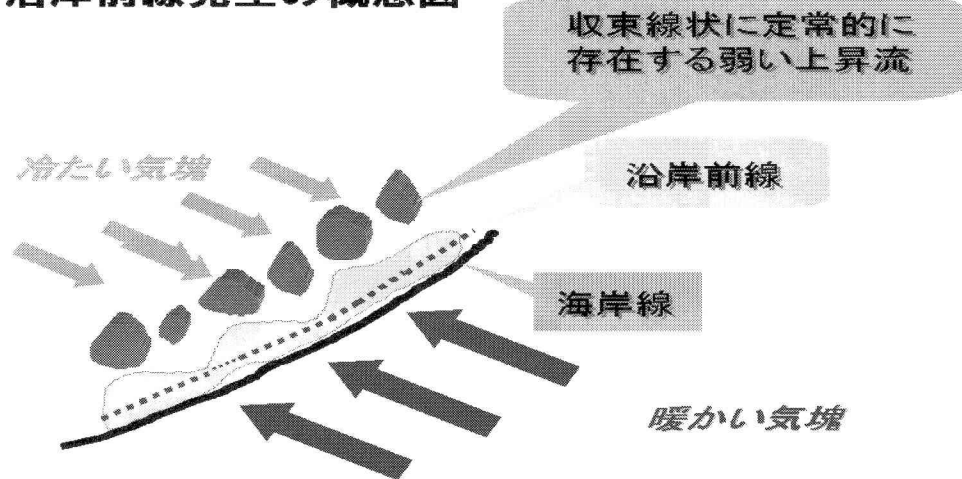
この事例では、海上からの暖湿気流と山の風上側で下層の空気が淀み寒気層が形成されることにより局地的な不連続線が形成された。不連続線を挟む気温傾度が大きくなることにより前線の活動が活発化し短時間強雨が発生した。発生機構の主たる原因は、暖湿気流の流入は変化が少ないことから下層寒気に着目した。弱い降水により斜面が冷やされ、斜面風が発生し下層寒気を山から海岸に向かって運搬する。斜面風の先端部分と暖湿気流の混合する場所において短時間強雨が発生した。

現象の種類 高気圧後面の南東風卓越場における短時間強雨

現象発生年月日 2004 年 5 月 2 日

発生期

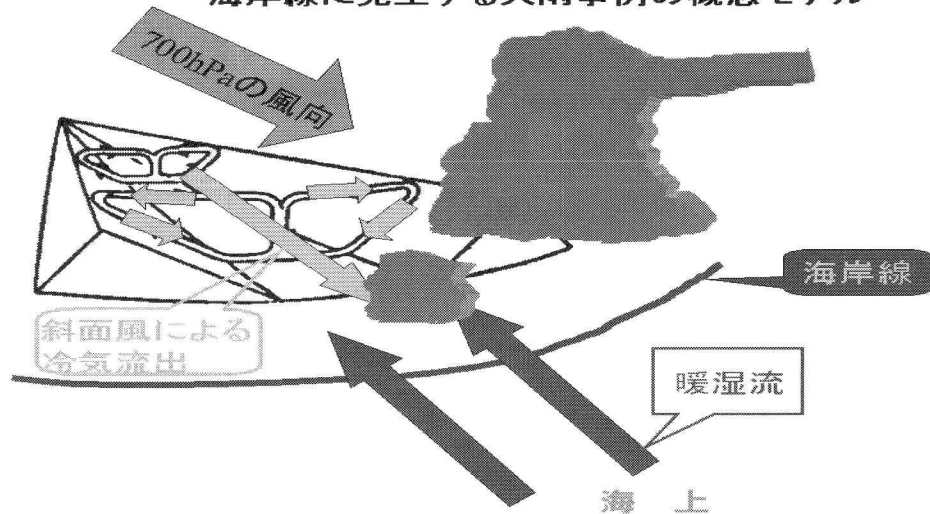
沿岸前線発生概念図



発達期

～最盛期

海岸線に発生する大雨事例の概念モデル



キーワード：沿岸前線、斜面風

着目点の解説

- 1.発生期は、徳島県南東沿岸部に吹く南東の暖湿気流及び陸地寒気による沿岸前線の発生の確認⇒アメダス、部外観測資料（気温、風向・風速の監視）上記上段の図参照。
注意点：海陸の温度傾度が小さい事例や、温度傾度が逆の事例もある（実際は、観測資料が少ないため下層寒気の確認できない）ためレーダーエコーにより沿岸前線発生の確認。
- 2.沿岸前線の一部が下層冷気移流により強化され、対流活動が活発になる⇒斜面風の確認（部外観測資料の気温、湿度の変化を監視）。上記下段の図参照。
- 3.消滅期は概念図を作成していないが、下層冷気の移流及び暖湿気流とも弱まる⇒気温、風解析で確認するとともに、レーダーエコーの監視。

7 おわりに

気象予測は技術から見ると数値予報の発展と共に進歩し人が介在する分野は減少しつつあるとの意見もあるが、気象学の知見に基づく解析は、小スケールの現象や日本のような複雑な地形の予測の精度を上げるためには不可欠な分野である。さらに、数値予報の限界を踏まえ、数値予報を修正する技術も人の手による概念モデルの構築が重要である。また、情報の流通・加工からみると、気象庁が実施する観測のデータや数値予報資料（主として GPV）が公開され、公衆にはマスメディアをとおして今まで以上にきめ細かな気象資料が短時間のうちに提供されている。興味有る関係者は団体であれ個人であれリアルタイムでオンラインにより自己のコンピュータにデータを取り込んで加工することが可能になった。

現在は、受身の情報時代から自己の目的に合った情報を取捨選択し、目的に合った加工を施す能動的な情報時代へと変遷した。

気象庁の予報分野での任務は、防災情報の充実が優先するが、併せて社会活動にとっての基盤的また共通的な気象予測の精度向上と基礎データや技術の公開である。

今回、社団法人土木学会のお世話により、「第 41 回 水工学に関する夏季研修会」で講義の場を与えていただいた。平成 16 年は全国的に、台風・大雨により大きな被害を受け防災のフォローアップがあらゆる機関によって提言され、推進されている。夏季研修会での講義が、防災を担う研修生の一助となればとの思いから原稿を執筆した。

参考文献

- [1] 気象庁 数値予報課報告・別冊第 47 号 (2000) 数値予報解説資料(33)
- [2] 気象庁 数値予報課報告・別冊第 49 号 (2003)
- [3] 小倉義光 (1984) 一般気象学 東京大学出版会
- [4] 廣田 勇 (1992) グローバル気象学 東京大学出版会