

第4章 トピックス

4.1 豪雨監視・予測技術の開発¹

今まで、豪雨・豪雪・突風等の顕著現象の数値予報精度が不十分なために、豪雨監視・予測技術の開発を目的に全国予報技術検討会等が行われ、顕著現象発生判断材料としての概念モデルが提案されてきた。しかし、発生要因として取り上げられた気象要素は、概念モデル毎に異なっていた。これは、発生要因に対する予報官の着目点が曖昧だったためである。近年、豪雨に関する研究が進み、その発生要因として着目すべき気象要素は固まりつつある（例えば、Kato 1998; Yoshizaki et al. 2000; Kato and Goda 2001; Kato et al. 2003; Kato 2005; Kato 2006; Kato et al. 2007; Yamasaki 2009）。今後は、それらの着目要素を豪雨発生判断材料として考えるべきである。また、現業システムでは、数値予報資料や観測データは提供されているものの、双方を利用した総合的なシステムになっておらず、着目要素を活かせるものになっていない。

豪雨監視・予測技術も含めて、気象庁では昨年度まで技術開発を分野横断的に検討し効率的に進めるため、次の3つの技術開発項目：

- ① 数値モデルの技術開発
- ② 豪雨の監視・予測の技術開発
- ③ 次期静止衛星利活用の技術開発

に対応して、気象庁モデル技術開発推進本部、豪雨監視・予測技術開発推進委員会、静止衛星データ利活用技術検討会（図 4.1.1 旧体制）が設置されていた。しかし、それぞれが単独に組織化されていたために、一体的な技術開発推進体制になっていなかった。

2010年3月に、上記の3つの技術開発項目間における情報共有と相互連携により一体的な推進を図るとともに、これらの技術開発に共通する外部機関との連携・協働の促進等（戦略的な方針とその計画の作成も含む）による総合的な技術開発体制を構築することを目的に、新たに、気象庁技術開発推進本部（本部長：気象庁長官）が設置された。推進本部の傘下には、上記の技術開発項目①～③に対応して、モデル技術開発部会、豪雨監視・予測技術開発部会、静止衛星データ利活用部会（図 4.1.1 新体制）が置かれ、その中の豪雨監視・予測技術開発部会には「運動学的予測グループ」と「診断的予測グループ」の2つの作業グループが設置された。

運動学的予測グループは、2006年4月に気象庁予報部・観測部・気象研究所が協力してレーダーに

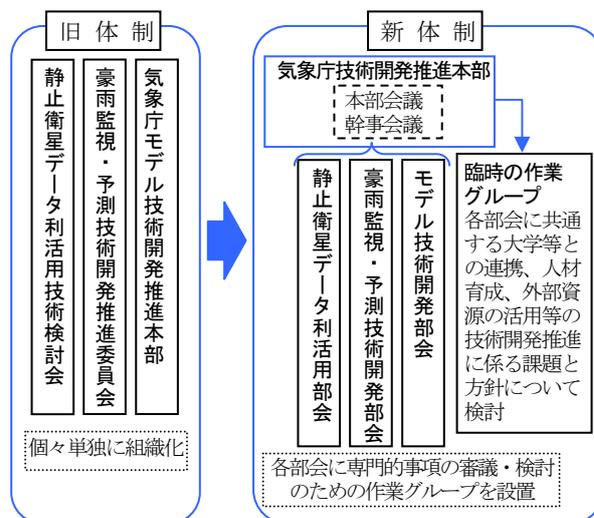


図 4.1.1 気象庁における技術開発推進体制の統合・強化

関連する技術開発を目的に設置された「レーダースタック開発プロジェクトチーム」が発展したもので、解析雨量・降水短時間予報・降水ナウキャストに関わる技術開発を行うことになっている。なお、運動学的予測とは、降水短時間予報・降水ナウキャストに基づいて客観的に予警報に関わる豪雨を予報することである。竜巻注意情報や雷ナウキャストについては、上記プロジェクトチームが中心となって現業化を行った。

診断的予測グループは、最初に述べた豪雨発生の着目要素を抽出するとともに現業システムの問題点を解決することを目的に、今回新たに設置されたものである。診断的予測グループでは、2009年度から5か年計画として実施されている気象研究所融合型研究「顕著現象の機構解明に関する解析的・統計的研究」（図 4.1.2）のサブ課題2「顕著現象の要因に関する解説資料の作成」を発展的に気象庁の課題として実施することで、予報官の診断的予測技術の向上を目指す（具体的な計画は次項を参照）。参考までに、サブ課題1では気象庁非静力学モデルを用いた力学的ダウンスケール手法を用いて、顕著現象の実態把握・機構解明を行っており、その研究成果も豪雨発生の着目要素の抽出に資するものである。

ここで、診断の意味するところについて説明する。診断とは集中豪雨などの顕著現象について、過去の典型的事例からえられた発生要因に関する知見に基づき、大気状態（特にメソスケールの風や水蒸気の分布など）および現象（レーダーや衛星で把握した豪雨の分布など）の現在に至るまでの推移を把握し、

¹ 加藤 輝之

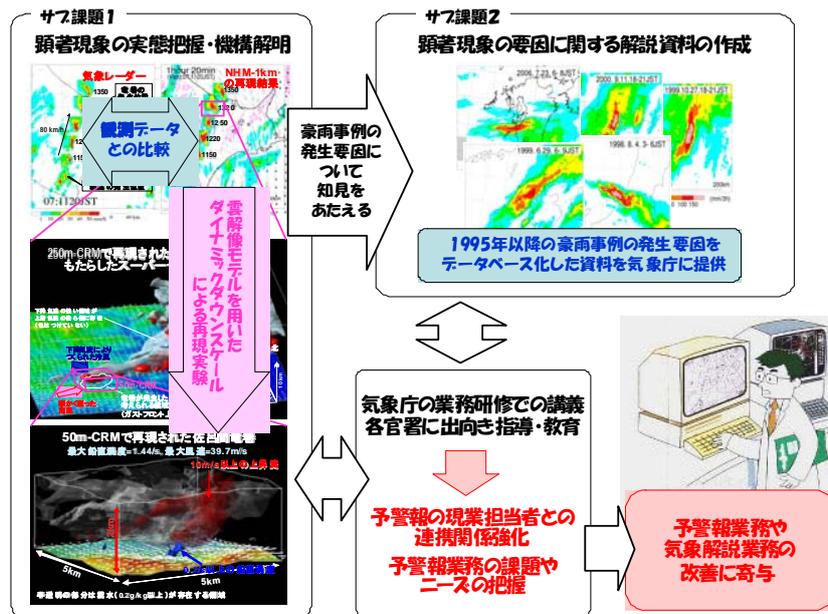


図 4.1.2 顕著現象の機構解明に関する解析的・統計的研究

- ① 現在の現象のステージ（発生期、成熟期または衰退期）
- ② 現象の原因となる可能性のあるすべてのメカニズム（例：「海陸風の収束に伴う降水である可能性が高いが、もっとシビアな現象につながるものである可能性もある。地形性の不安定降水の可能性は低い。」）

などを主観的に判断することである。また、現在の診断をもとに、数値予報、運動学的予測やこれまでの知見を加えて、現象の今後の推移をある程度定量的に予測する（例：「1時間降水量が30mmで終わる可能性が高いが、100mmになる可能性もある」）ことを、「診断に基づく予測（診断的予測）」と定義している。

本節では、豪雨監視・予測技術開発部会での診断的予測グループの開発計画（第 4.1.1 項）および雲解像モデル²（CRM）の診断的予測への利用の意義（第 4.1.2 項）を述べ、CRM の結果から統計的にわかった梅雨期・暖候期での豪雨発生の判断材料（第 4.1.3 項以降）について示す。

4.1.1 診断的予測グループの開発計画

2010 年度からの診断的予測グループの開発計画（案）を表 4.1.1 に示す。担当部局は運動学的予測グループ同様に気象庁予報部・観測部・気象研究所であり、プロダクト（数値資料と観測データ）の作

成者・提供者と利用者が連携して開発を進める。まず、予報官の診断的予測の能力向上を目的に、降水系の監視に関わるデータベースの作成を行う。具体的には 1995 年以降の解析雨量を用いて豪雨事例の客観的抽出を行い、客観解析データや雲解像モデル（CRM）の結果を用いて豪雨事例の環境場の統計的な把握を行う。その上で、豪雨に関する統一的な着目点を抽出する。これらの調査結果を踏まえ、豪雨事例を解析するためのマニュアル（事例解析の具体例を含む）を作成する。豪雨解析マニュアル第 1 版は 2011 年度前半までに提供する予定である。

予報官支援を目的としたシステムを開発項目として、統合ビューワへの反映を目指し、統一的な描画ツールの整備および降水セルの追跡等の新たな資料の作成・提供を行う。そのために、新たなデータサーバーを気象庁内に整備し、5～10 年分の数値予報・観測データを蓄積することで地方官署への調査用過去データの提供や地方官署からの統一的な描画ツールの利用を可能とする。豪雨解析マニュアルおよび上記データサーバーを利用することで、2010 年度からの 3 年計画で行われる全国予報技術検討会（検討項目：市町村を対象とした警報改善を踏まえて、大雨等の警報の精度向上に向けた予報技術の検討）と連携を図る予定である。また、予報作業が効率的に行われるように提供されるプロダクトの取捨選択やデータ可視化技術の開発も行う。それらの結果も踏まえ、新たに指導原理となる大雨予報指針を作成する計画である。

予報作業の訓練システムとして、豪雨事例再経験 OJT システムを新たに構築する。このシステムは文

² 本章で用いる雲解像モデル（Cloud Resolving Model）が意味するものは積乱雲が解像できる水平分解能を持つ数値モデルであり、具体的には 1～2km 以下の水平分解能を持つ気象庁非静力学モデルを指す。

表 4.1.1 診断的予測グループの 2010 (H22) 年度からの年次計画 (案)

	開発項目	開発課題	年次計画					担当部局	
			短期	中期			長期		
			H 22 年度	H 23 年度	H 24 年度	H 25 年度	H 26 年度		H 27 ～ 30 年度
診断的 予測 グループ	診断的 予測	降水系の監視・データベースの作成	○	○	○	○	○	予報課 数値予報課 観測課 気象研究所	
		豪雨に関する統一的な着眼点の調査	○	○	○	○	○		
	指針 (指導原理)	事例解析マニュアルの作成	○	○	○	○	○		
		大雨予報指針の新規作成		○	○	○	○		
	資料	数値予報の 活用	降水予報ガイダンスの改良	○	○	○	○	○	数値予報課
			局地モデルの利用法		○	○	○	○	予報課 数値予報課 観測課
メソアンサンブル予報の利用法			○	○	○	○	観測課 気象衛星課 気象研究所		
衛星データの 活用	ラピッドスキャンデータの利用法		○	○	○	○			
シ ス テ ム	予報官支援	統合ビューワへの反映	○	○	○			予報課 数値予報課	
		豪雨事例再経験 OJT システムの構築		○	○	○	○	情報通信課 観測課	

字通り、過去の豪雨事例を現業システム風に実時間で再経験できるもので、予警報発表のタイミングを OJT として習得できることを考えている。同様のシステムは、大阪管区气象台で防災情報作成訓練システムとして作成されて過去に利用されたことがある。また、米国大気海洋庁 (NOAA) にも同様のシステム (<http://www.wdtb.noaa.gov/tools/wes/>、最終アクセス日付：2010 年 9 月 1 日) があり、予報官の訓練に利用されている。

その他には、2013 年から本運用される計画の局地モデル (LFM)、次期スーパーコンピュータシステム運用中に試験運用されるメソアンサンブル予報や次期静止気象衛星のラピッドスキャンデータ (2.5 分毎に日本列島周辺を観測) の利用法の検討なども診断的予測グループの開発項目になっている。

4.1.2 雲解像モデルの診断的予測への利用

気象研究所融合型研究「顕著現象の機構解明に関する解析的・統計的研究」では、水平解像度 1km の気象庁非静力学モデル (本章では今後、1km-CRM と略す) を用いて、2007 年から梅雨期・暖候期の九州・四国地方を対象に数値実験を行っている。その

結果を用いて豪雨発生時の大気状態を統計的に調査することで、診断的予測で用いる統一的な着目点を抽出することができる。また、その着目点の妥当性については、客観解析データ (メソ解析や全球解析など) から、豪雨発生時及びそうでない場合での大気状態の違いを統計的に調査することで判断する。

診断的予測で用いるべき豪雨発生時の着目点としては、積乱雲の発生・発達から豪雨をもたらすメソ対流系への組織化を考慮し、下層の相当温位³・中層の相対湿度および温度・鉛直方向の風速差などが考えられる。統一的な着目点を提示するためには、それらの判断すべき高度と値を決定する必要がある。次項以降に、1km-CRM の結果から統計的に分かった、豪雨発生を診断的に予測するときの下層水蒸気場として着目すべき高度 (第 4.1.3 項) と目安となる相当温位の値 (第 4.1.4 項) について述べる。

ここでは、1km-CRM の降水の再現性について、2008 年 6 月～8 月の 3 か月積算降水量 (図 4.1.3)

³ 積乱雲の発生・発達しやすさは、温度・水蒸気量を考慮した湿潤大気の保存量である相当温位の下層での値に大きく依存する (詳しくは、吉崎・加藤 2007 を参照)。

から示す。1km-CRMの実行には、メソ解析を初期値・境界値として実行した水平分解能5kmの気象庁非静力学モデル(5km-NHM)の予想値を用い

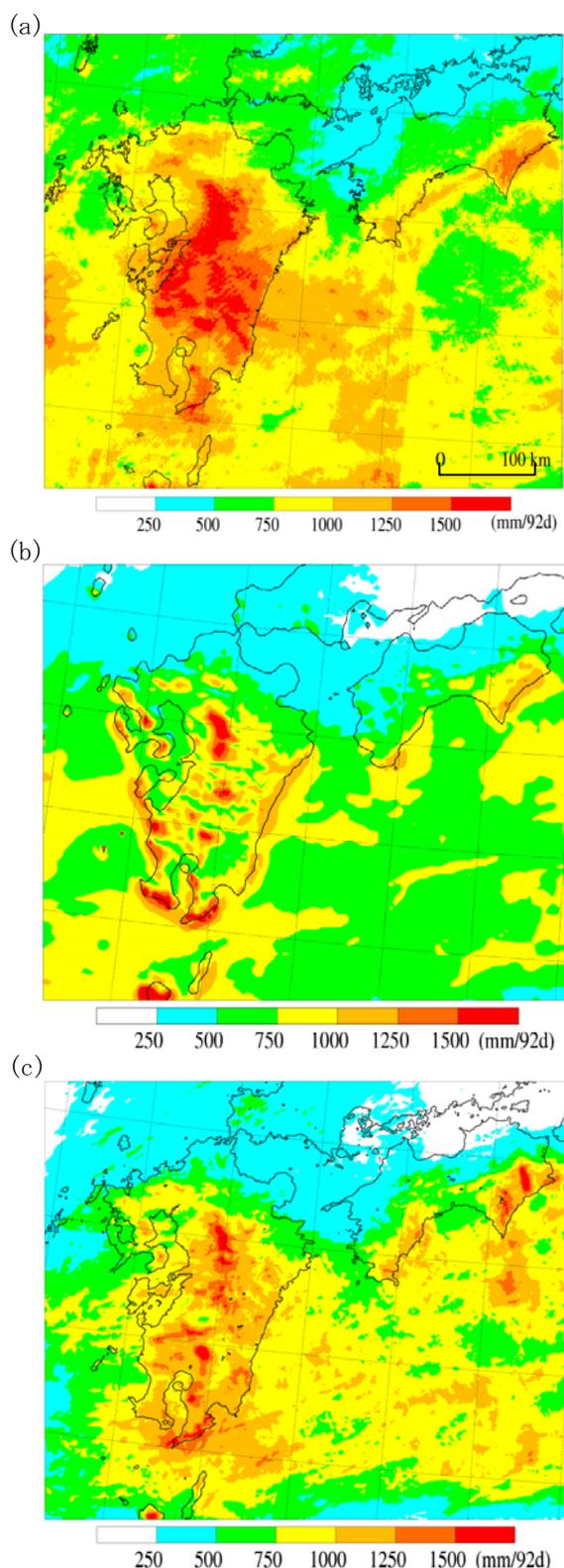


図 4.1.3 2008年6月～8月の3カ月積算降水量。(a) 解析雨量, (b) 5km-NHM, (c) 1km-CRMの予想結果。なお、解析雨量の海上にみられる不連続線は複数のレーダーの重ね合わせに起因する。

た。また1km-CRMの初期値は、5km-NHMによる、00, 06, 12, 18UTCを初期値とする12時間予想の3時間予想値から作成した(1km-CRMの予想時間は9時間)。積算降水量は各モデルの後半6時間値から計算した。両モデルともメソモデル(MSM)とほぼ同じ設定で実行したが、1km-CRMでは対流のパラメタリゼーションを利用していない。ただし、雪とあられの数密度は予報している(MSMでは診断的に判断している)。5km-NHMは日本列島をほぼ覆う2500×2000kmの領域(図略)、1km-CRMは図4.1.3cで示す領域で実行した。

解析雨量(図4.1.3a)には、九州の山岳部を中心に3か月で1500mmを超える降水がみられ、四国では太平洋沿岸付近を中心に降水が多い。5km-NHM(図4.1.3b)では、四国での降水分布の再現性はかなり良いが、九州では沿岸部に不自然な降水が予想され、その分山岳部の降水が少なくなっている。なお、この原因は、Kain-Fritsch対流パラメタリゼーションが沿岸部で過剰に働くためであることが分かっており、その改善が2010年度中に行なわれる予定で、MSMでは不自然な降水がかなり抑えられるようになる(第2.7節参照)。その一方、1km-CRMが予想した降水分布(図4.1.3c)をみると、5km-NHMにあった不自然な降水域はなく、降水量は解析雨量に比べてやや少ないものの、良い再現性を示している。なお、九州の西海上で降水が少ないのは、モデルの境界付近で5km-NHMの結果に近づけるように設定したためである。

4.1.3 下層水蒸気場として着目すべき高度

豪雨に関する診断的予測では、どの高度の水蒸気場に着目すべきかが一番重要なポイントとなる。豪雨は複数の積乱雲によってもたらされる。その積乱雲を作り出すのは下層から持ち上げられた水蒸気であり、その水蒸気の起源となる高度は積乱雲の雲底高度よりも必ず下層に当たる。すなわち、豪雨をもたらす積乱雲の雲底高度を調べることで、水蒸気場として着目すべき高度を抽出できるわけである。しかし、雲底高度は非降水時にはライダーなどを用いて観測することはできるが、残念ながら降雨時に面的に観測できる手段がない。そこで、前項で説明した1km-CRMの結果から、2008年4月～8月に九州・四国付近で予想された積乱雲の雲底高度を上昇流の強さ別に統計的に調査した(図4.1.4)。ここで、積乱雲は個々の水平格子に対応する鉛直コア⁴での上昇流の最大値が1.0 m s⁻¹以上の領域に存在するとし、その雲底高度は積乱雲が鉛直方向に33%傾

⁴ 鉛直コアは、二次元の各水平格子に対する鉛直一次元の気柱(カラム)である。ここでは、そのカラムに含まれる格子での上昇流の最大値を探索した。

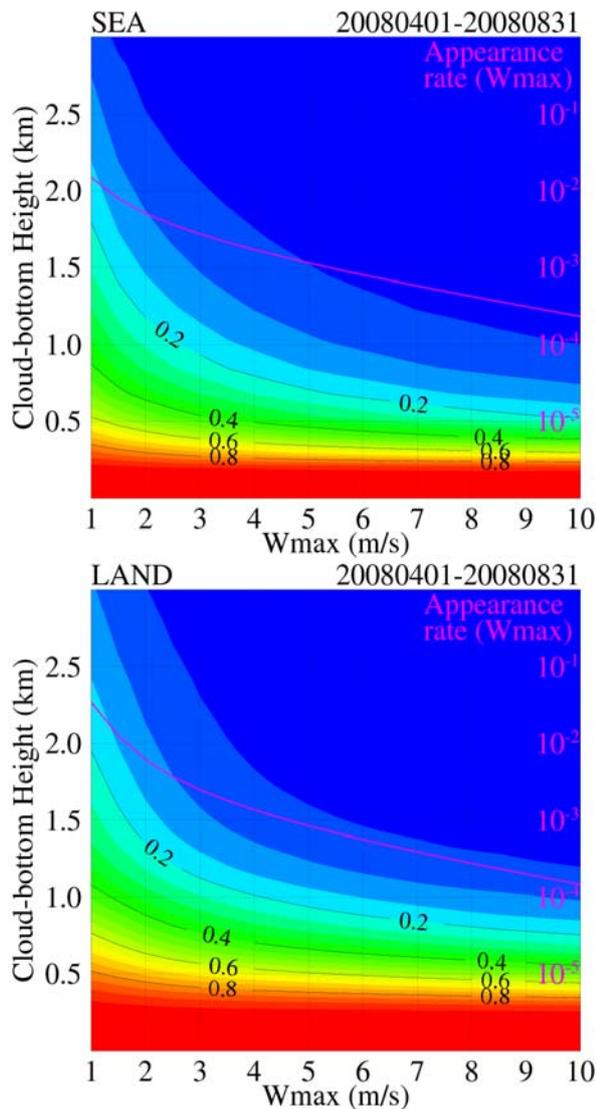


図 4.1.4 海上(上図)と陸上(下図)での 1km-CRM の鉛直コア内の最大上昇流 (W_{max}) に対する雲底高度 (Cloud-bottom Height) の出現頻度分布 (地表向きに積算)。高度は海拔高度である。統計期間は 2008 年 4 月～8 月で、統計領域は九州・四国付近。ピンクの等値線は W_{max} に対する雲底高度の出現率を示す。

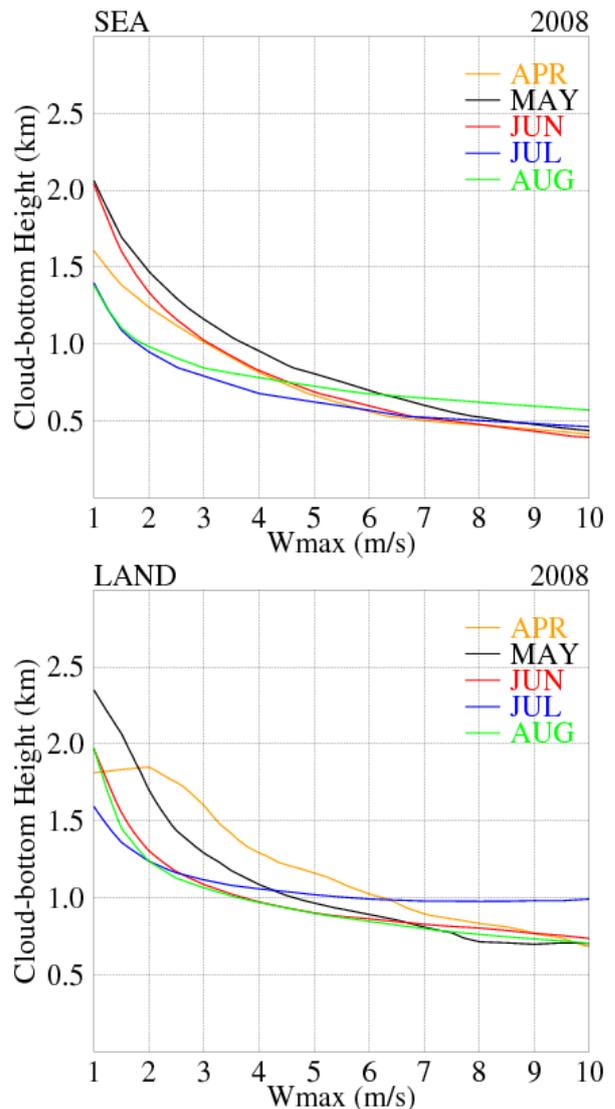


図 4.1.5 海上(上図)と陸上(下図)での 1km-CRM の鉛直コア内の最大上昇流 (W_{max}) に対する 80% の雲底高度が含まれる層の上端高度の月変化。図 4.1.4 の 0.2 の等値線に対応する。

いている場合⁵も考慮して、雲水量 $1.0 \times 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ を閾値に用いて決定した。一般的に、積乱雲中の上昇流が強いほど強い雨となる。

図 4.1.4 で示した雲底高度 (海拔高度) の出現頻度は上空から地表面に向けての積算値で、例えば 0.2 の等値線はそれより上空に雲底高度が 20% 現れ、80% はその高度よりも下層に存在することを示している。また、横軸の数値は最大上昇流 (W_{max}) 以上のケースを示す (例えば、1 は $W_{max} \geq 1 \text{ m s}^{-1}$ の場合)。海上、陸上とも、 W_{max} が強くなるほど

雲底高度は下層に現れるようになり、 W_{max} が 10 m s^{-1} 以上の場合、その 80% (0.2 の等値線) は海上では高度 500m、陸上では高度 750m 以下にみられる。陸上で高くなるのは、山岳が存在するために地表面が高いのが主な理由である。また、雲底高度がもっとも高頻度に現れる高度 (図 4.1.4 の等値線がもっとも混んでいる高度に対応) は、海上で高度 250m 付近、陸上で高度 400m 付近に存在する。以上の結果は、積乱雲を作り出す水蒸気が雲底高度以下から流入し、かつ上昇流が強いほど強雨になることを考えると、特に豪雨をもたらす水蒸気の多くは高度 500m 以下からもたらされることを示唆している。

⁵ 鉛直コアだけでなく、最大上昇流が存在する高度を起点に積乱雲が最大 33% 傾いていることを想定して、周囲の格子についても雲底高度を探索した。

Wmax に対する雲底高度の出現率を図 4.1.4 のピンクの等値線で示す。この数値は積乱雲の存在割合を示すが、Wmax が小さい場合 ($< 2 \text{ m s}^{-1}$) は雄大積雲、乱層雲や衰退期の積乱雲等も含まれていると考えられ、その影響で 1km 以上に雲底高度が現れる割合が多くなっている。Wmax が小さい場合、陸上の方が海上よりも出現率が高く、Wmax が大きくなると逆に海上の方が陸上よりも出現率が高くなっている。また、 $W_{\text{max}} > 1 \text{ m s}^{-1}$ では出現率が 1~4% であるが、 $W_{\text{max}} > 10 \text{ m s}^{-1}$ になると出現率はその 100 分の 1 程度になり、強い上昇流を持つ発達した積乱雲はあまり出現しないことを意味している。

雲底高度の季節変化を、1km-CRM が予想した 80% の雲底高度が含まれる層の上端高度の月変化 (図 4.1.5) から見てみる。80% の雲底高度が含まれる層の季節変化は、Wmax が小さい場合には 500m 程度の変動はあるが、Wmax が大きい場合 ($> 5 \text{ m s}^{-1}$) にはその変動は非常に小さい。また、2007 年~2010 年についても同様に調査したところ、雲底高度の出現特性については 2008 年とほぼ同じ結果 (図略) がえられ、雲底高度の年変化も非常に小さいことがわかった。これらのことは、梅雨期・暖候期に豪雨発生を診断的に予測するためには下層水蒸気場として常に高度 500m 付近を着目すべきことを示唆している。なお、着目すべき場所は予報官の受け持つ予報区分領域ではなく、その下層風上側の領域であり、内陸部であれば谷沿いに暖湿流が流入してくる風上の海上領域の高度 500m 付近の水蒸気場をみればよいことになる。

今までは豪雨発生を判断する下層水蒸気場として、

シヨワルターの安定指数 (SSI) を代表例に 850hPa 面が研究分野だけでなく、予報の現業でも重視されてきた。ここでは下層水蒸気場としては高度 500m 付近 ($\sim 950\text{hPa}$) を見るべきであることを統計的に示したが、850hPa 面については言及していない。高度 500m と 850hPa 面の相当温位との関係については加藤 (2009) が客観解析データや高層観測データを用いて調査しており、850hPa 面の相当温位は高度 500m の相当温位が高くて必ずしも高くなく、850hPa 面は全く下層水蒸気場を表現していないことが統計的に示されている。逆に、850hPa 面の水蒸気場は主として対流活動の結果であり、豪雨の要因を示すものではないことも示されている (詳細については、加藤 (2011) を参照)。また、950hPa 面ではなくて高度 500m を使う理由は、地表面に近い情報を利用するとき高度が変動することが好ましくないためである。すなわち、発達した低気圧や台風の周辺では 950hPa 面は地表面付近になるだけでなく、950hPa 以下に発達した台風においては、950hPa 面の存在しない領域が出てくるためである。

4.1.4 豪雨発生の目安となる相当温位の値

豪雨発生を診断的に予測するための下層水蒸気場としては、相当温位が高いほど積乱雲が発生・発達しやすいので、相当温位で判断するのが一番容易である。そこで、その目安を見出すために、前項同様に 1km-CRM の結果から雲底高度での相当温位について統計的に調査した。相当温位は保存量であるため、下層から積乱雲の雲底高度まで持ち上げられた気塊の相当温位の値が下層水蒸気場として着目す

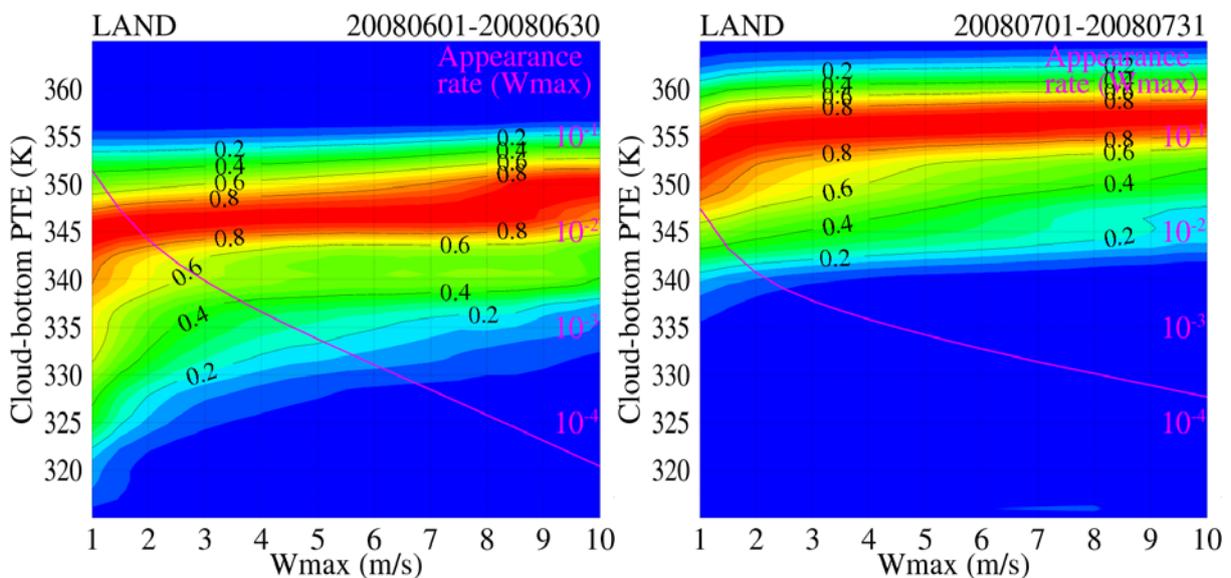


図 4.1.6 陸上での 1km-CRM の鉛直コア内の最大上昇流 (Wmax) に対する 2008 年 6 月 (左図) と 7 月 (右図) の雲底高度での相当温位 (Cloud-bottom PTE) の出現頻度分布 (Wmax 毎に最大値で規格化し、暖色系ほど出現率が高い)。統計領域は九州・四国付近。ピンクの等値線は Wmax に対する雲底高度の出現率を示す。

べき目安となる。

2008年6月と7月の九州・四国付近の陸上を例に、1km-CRMが予想した雲底高度での相当温位の値(図4.1.6)を見てみると、Wmaxが大きくなるにしたがって相当温位の値も大きくなっている。これは、強い上昇流を持つ発達した積乱雲ほど、それを作り出した下層気塊が持つ相当温位の値が高いことを意味する。言い換えれば、流入する気塊の相当温位が高いほど積乱雲が発達できることを示している。具体的にWmaxが 10.0 m s^{-1} 以上の発達した積乱雲の場合、6月では流入する気塊の相当温位が345K以上、7月では355K以上のときに多く現れていることがわかる。それらの値は、豪雨を診断的に予測するときの下層水蒸気場としての相当温位の目安として利用できる。なお、7月に相当温位の値が大きくなる主な要因は海面水温の上昇である。

ここで示したのは2008年6月と7月の九州・四国付近での目安となる値であるが、2007年～2010年の統計結果でもほぼ同じ値を示したので、西日本の梅雨期である6月では「高度500mでの345K以上の相当温位」、7月では「高度500mでの355K以上の相当温位」を診断的予測での豪雨発生のための必要条件とみることができそうである。しかし、これらの値は必要条件であって、十分条件ではないため、そのような値が観測されたり予想されたりした場合でも豪雨が発生するとは限らないので、注意して欲しい。

4.1.5 今後の豪雨発生の必要条件抽出の試み

今後、診断的予測グループでは、前節で述べた下層(高度500m)の相当温位だけでなく、中層の相対湿度および温度・鉛直方向の風速差などから考えられる診断的予測で用いるべき豪雨発生の必要条件の抽出を試みる。このような試みを行い、多くの必要条件を抽出することで、少しでも豪雨発生の必要十分条件に近づけることを目指している。また、九州・四国付近だけでなく、日本列島の地域による違いについても調査し、メソ解析や全球解析などを用いて必要条件が与えられたときにどの程度豪雨が発生しているかについても調べる予定である。それらの調査結果にもとづき、豪雨事例のデータベースを作成することになっている。

なお、高度500mの情報(相当温位、水蒸気フラックスなど)については、2010年度中に統合ビューワで表示可能となるので、利用して頂きたい。

参考文献

加藤輝之, 2009: 下層水蒸気場を表現する高度について～気圧面から絶対高度の気象学へ～, 日本気象学会 2009年度春季大会予稿集, B303.

加藤輝之, 2011: 平成22年度予報技術研修テキスト, (発行予定).

吉崎正憲・加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 応用気象学シリーズ4. 朝倉書店, 187pp.

Kato, T., 1998: Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 97-128.

Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899-924.

Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01- Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations - *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 993-1013.

Kato, T., 2005: Statistical study of band-shaped rainfall systems, the Koshikijima and Nagasaki lines, observed around Kyushu Island, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 943-957.

Kato, T., 2006: Structure of the band-shaped precipitation system inducing the heavy rainfall observed over northern Kyushu, Japan on 29 June 1999, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 129-153.

Kato, T., S. Hayashi, and M. Yoshizaki, 2007: Statistical study on cloud top heights of cumulonimbi thermodynamically estimated from objective analysis data during the Baiu season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 529-557.

Yamasaki, M., 2009: A Study of the Mesoscale Convective System under Vertical Shear Flow in the Latently Unstable Atmosphere with North-South Asymmetry. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 245-262.

Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao, K. Manabe and X-BAIU-98 Observation Group, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 835-856.

4.2 オフライン陸面モデル¹

4.2.1 はじめに

地球に入射する太陽放射の約半分は地表面に到達する(会田 1982)。地表面はそれらのエネルギーを吸収する他に、顕熱・潜熱フラックス、赤外放射として大気にエネルギーを放出し、エネルギーの再配分を行う。特に地表面と大気の間でやりとりされる顕熱・潜熱フラックスは大気境界層の駆動源となり、大気下層の構造に大きく影響する。地表面の中でも陸面は海面に比べて熱容量が小さいため、温度の日変化、季節変化が大きい。メソスケールの気象においては、地表面過程は地上付近の気温や湿度の予測(原ほか 2008)、海陸風等の局地循環の形成(近藤ほか 1994)に影響することが知られている。特に、積雪面では、粗度や、熱・水収支が他の地表面種別と大きく異なるため、積雪は日単位の短い時間スケールだけでなく季節単位の長い時間スケールでも大気に大きな影響を及ぼす。

数値予報は、時間と空間についての偏微分方程式に従う系の時間発展を、ある初期条件、境界条件の下で数値的に解くというものである。当然、大気モデルにとっての下部境界条件である積雪や土壤水分・温度等の地表面状態の推定が大気の予報にとって重要になる。土壤温度や土壤水分の解析に関しては、近年、衛星データや地上観測を用いた陸面データ同化の研究が欧州をはじめとして盛んに行われているが(Drusch et al. 2009; Bruce 2009など)、気象庁内や日本国内での研究は少なく、実用にはまだ技術的な課題が多い。積雪深、または積雪域の解析は従来から行われており、最適内挿法(中村 2009)や修正法(Drusch et al. 2004)、観測密度に応じて第一推定値や解析手法を切替える方法(Schraff and Hess 2003)などが利用されている。このときに利用する第一推定値の品質も積雪状態を解析する上で重要である。

メソ数値予報システムにおける積雪域解析(積雪深は解析していない)では、第4.2.4項で述べるように修正法と呼ばれる手法を用いているが、第一推定値としては積雪なしとしていることに相当する。そのため、観測密度が疎な地域で積雪が観測されると、積雪域が周囲に広がりすぎ、気温の予測が大きく外れてしまう例がたびたび見られる。図4.2.1は2009年1月9日15UTCにおける、メソモデル(MSM)地表面種別を示している。河口湖で積雪が観測された影響を受けて、積雪域解析では伊豆半島の北部まで積雪域が広がっている。図4.2.2はMSMによる御殿場の気温予測の時系列である。地表面が積雪である

と、陸面よりもさらに熱容量が小さいため、ルーチンMSMでは日没以降、急激に気温が低下し、観測との差が大きくなっている。一方、地表面種別の積雪域をすべて陸にした感度実験(図4.2.2の青線)では急激な気温の低下が見られず、観測された気温の変化に追随している。このことから、急激な気温低下は積雪域を実際より広げすぎて解析したためと考えられる。また、MSMでは、積雪域は予報期間中変化しないため、積雪域解析の影響は予報後半へも持続する。したがって、適切な積雪域解析を行うには観測だけでなく、良い第一推定値の情報も必要である。

地表面状態を推定する手法として、観測データや大気の解析値を強制力として与えて陸面モデルを駆動するオフライン陸面解析と呼ばれる手法がある(大気と相互作用しないという意味において「オフライン」と呼ばれる)。この手法は数値予報モデルで用いられる既存の陸面モデルを用いるため、陸面データ同化に比べ簡便であることが利点である。オフラインモデルの利用例としては土壤水分の推定手法や旱魃(かんばつ)監視に利用されている北アメリカのNLDAS(North American Land Data Assimilation System, Mitchell et al. 2003)がある。気象庁では季節予報の陸面初期値(徳広 2002)や長期再解析および気候データ同化サイクルにおいてオフライン陸面モデルを用いた陸面・積雪解析が行われている。

現在、数値予報課ではオフライン陸面モデルの情報を積雪域解析の第一推定値として、メソ数値予報システムの初期値に反映できるよう、開発を進めている。本節では、まずオフライン陸面モデルの概要について述べる。次に、メソ数値予報システムの下部境界条件として大きな影響を及ぼす積雪域に注目して、オフライン陸面モデルによる積雪予測の精度を示し、メソ数値予報システムにおける積雪域解析への利用、予報への影響について述べる。

4.2.2 オフライン陸面モデルの概要

(1) 陸面モデル

開発に用いる陸面モデルは、気象庁非静力学モデルならびに全球モデルにオプションとして実装されている陸面モデルSiB0109(大泉・三浦 2008; 平井・堀田 2009)のオフライン版(以下、オフラインSiB)である。MSMで使われている地表面過程(原ほか 2008)の比較を表4.2.1に示す。SiB0109はSellers et al. (1986)の簡易植生モデルをもとに、積雪モデルの導入、部分雪の考慮、土壤水分の相変化の考慮、土壤温度の予報の多層モデル化などの変更がなされたものである(Hirai et al. 2007)。

¹ 氏家 将志・草開 浩

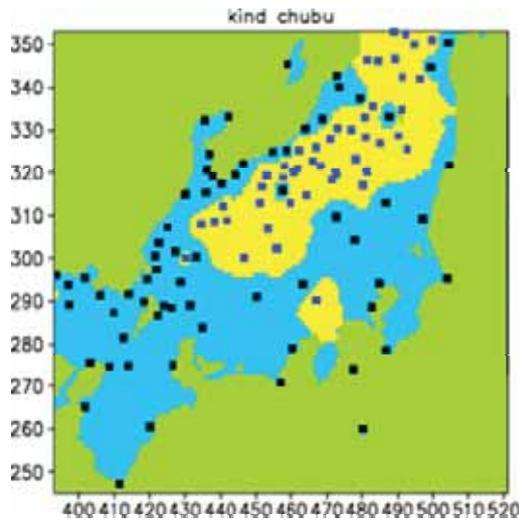


図 4.2.1 2009 年 1 月 9 日 15UTC における地表面種別。色はそれぞれ緑：海、水色：陸、黄色：雪を示す。青と黒の四角はそれぞれ積雪深 5cm 以上、1cm 未満が観測された地点を示す。積雪深が 1cm 以上 4cm 以下の地点は空間代表性が低いとみなし、除外している。

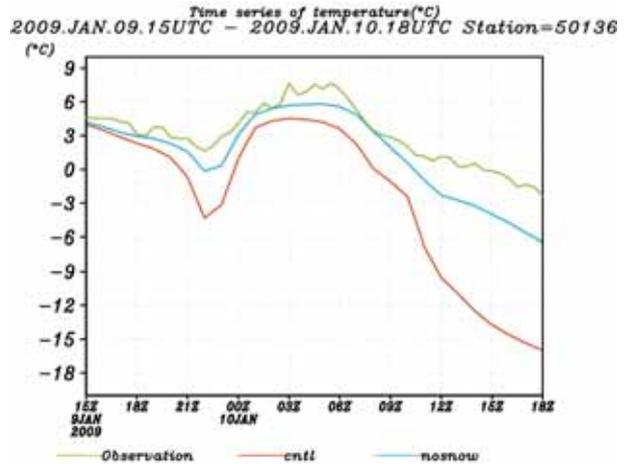


図 4.2.2 2009 年 1 月 9 日 15UTC 初期値の御殿場（静岡県）における、狭領域 MSM (102×102 格子) による気温の時系列。緑：観測、赤：ルーチン MSM と同じ設定、水色：積雪域を陸に置き換えた実験

表 4.2.1 MSM の地表面過程と SiB0109 の比較

	MSM	SiB0109
植生の扱い	気孔抵抗のみ考慮	植生モデルを解く
土壌温度	熱拡散モデル	熱拡散モデル
土壌水分	強制復元法	3層拡散モデル、相変化を考慮
積雪	地表面種別として与える	積雪モデルを解く

SiB0109 は主に植生モデル、積雪モデル、土壌モデルで構成されている。植生モデルは Sellers et al. (1986) にほぼ準拠しており、植物の蒸散や葉面にたまった水の蒸発、大気-土壌-植生間の熱と水の交換などを考慮している。土壌モデルでは、熱について4層、水について3層の拡散モデルを解いており、土壌水分の液体-固体間の相変化を考慮する。積雪モデルでは、雪温度を熱拡散方程式で解く。水に関しては降水による新雪層の形成や、積雪層間から土壌への浸透までの水の移動を計算する。また積雪層の層数は積雪の質量に応じて、最大4層まで変化する。

(2) 大気強制

陸面モデルを駆動するには、大気境界条件を与える必要がある。この境界条件として与える大気情報は、「大気強制」と呼ばれる。陸面モデルと大気強制の概念図を図4.2.3に示す。大気強制は一方的に陸面モデルに与えられ、陸面モデルの変化にともなって、強制が変化することはない。本節で扱う大気強制として、風と気温は毎時大気解析から与える。下向き短波放射フラックスは、日本域ではアメダスの日照時間を回帰式によって日射量に変換したものを与え、それ以外ではMSMの予報値を与える。下

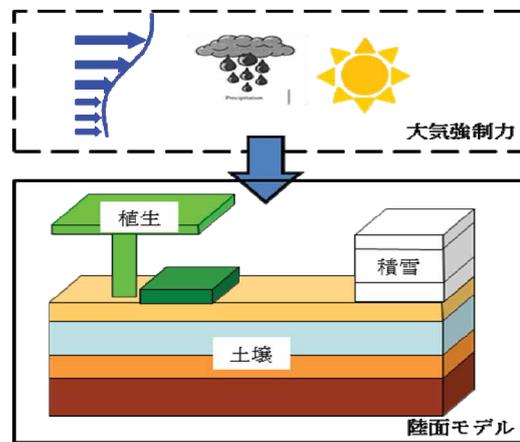


図 4.2.3 SiB0109 と大気強制力の概念図。図中の矢印は外部強制を与えていることを表す。

向き長波放射フラックスは、観測をしている地点が館野の1地点のみで面的に不十分なため、MSMの予報値を与える。降水量としては、日本域は解析雨量を与え、それ以外ではMSMの予報値を与える。降水の雨雪判別は、MSMの予想降水量が解析雨量の1/2以上となる場所では、MSMで予想された降水種別が妥当であると判断して、MSMの予報値の雪水比から判別した。MSMの予想降水量が少ない場所では、毎時大気解析の地上気温が0℃以下で雪、そ

れ以上では雨と判別した。

4.2.3 検証

オフラインモデルの結果を積雪域解析の第一推定値として使うためには、オフラインモデルがどのくらいの精度を持っているか検証する必要がある。解析は格子点データとして行われるため、地点の検証だけでなく、広域的な検証も必要である。特に積雪に関しては、積雪の有無の情報が重要であるため、積雪深はもちろん、積雪域（積雪の広がり）の検証が必要となる。一般に、陸面モデルの評価において困難な点は、検証に必要な観測データが少ないことである。土壌温度や土壌水分などは、研究用に観測している地点のデータを利用する（Hirai et al. 2007）など、検証場所が限定されるため、陸面モデルの総合的な評価を行うことは難しい。しかし、積雪深については、地上気象観測やアメダスで観測されており、また、積雪域については衛星観測のプロダクトが利用できる場合があり、広範囲での検証が行える。衛星データは広い範囲で観測できる反面、プロダクトの特性や精度には注意して検証に利用する必要がある。例えば、気象庁で作成しているマイクロ波イメージャSSM/Iを用いた積雪域プロダクト（操野 2001）の日本域での適中率は季節にもよるが60%~70%、見逃し率が20~30%、空振り率が10%程度と、空振りよりも見逃しが多い傾向にある。

日本の積雪データに関しては、地上気象観測、アメダスが利用可能であるため、他の要素に対して比較的検証が容易である。しかし、アメダス観測の局所性の強さや、積雪を観測している地点の分布が多雪地帯に集中しているなど、観測密度に地域差があるため、ある程度広い領域で平均的な検証を行う場合はサンプル数や観測データの持つ空間代表性にも注意する必要がある。

本節では積雪深・積雪域の検証には地上気象観測とアメダスの積雪深を利用した。SSM/Iの積雪域データに関しては、前述の傾向を考慮し、検証には用いなかった。

(1) 地点検証

まず、積雪深の検証をアメダスの積雪観測地点ごとに行った。図4.2.4は稚内、秋田、那須における積雪深のアメダス観測値（赤線）とオフラインSiBの計算結果（緑線）を時系列で示したものである。積雪深の増減の傾向については、どの地点においても観測と類似していた。量的にみると、秋田では観測値とほぼ重なっており、よい予想ができています。しかし、稚内と那須については、積もり始めは一致しているが、積雪深が減少傾向にあるときに観測値と

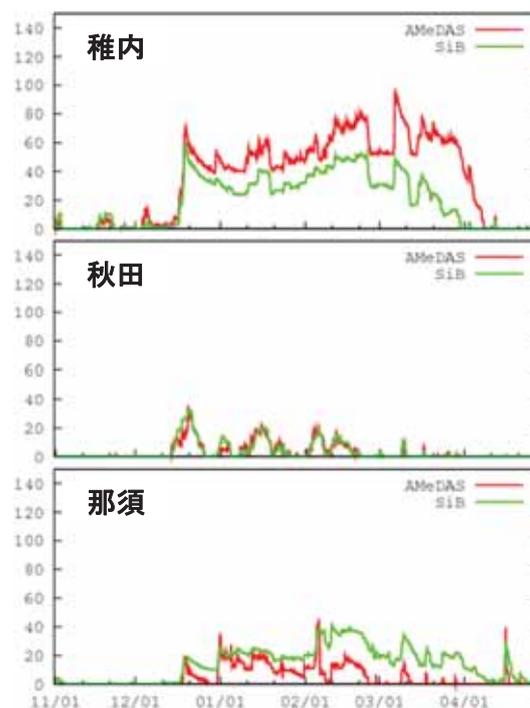


図 4.2.4 アメダス積雪深（赤）とオフライン SiB 積雪深（緑）の時系列（地点は上から稚内、秋田、那須）。期間は2009年11月1日~2010年4月30日。縦軸は積雪深（cm）を表す。

の差が大きくなっている。稚内は2009年12月19日前後の積雪深の1度目のピーク時までは観測値とほぼ一致しているが、これ以降はオフラインSiBの計算結果が過小となっている。那須も稚内と同様、積雪深の増加については観測値とよく合っているが、減少傾向時は稚内とは逆で、オフラインSiB計算結果が過大となっている。

ここで、オフラインSiBの積雪深がどのような変化傾向を持つか調べるために、北海道、東北、関東地方それぞれの全アメダス積雪観測点におけるオフラインSiB計算結果を観測値と比較した。図4.2.5は、アメダスで積雪を観測し始めた時間を始点として、アメダスとオフラインSiBの積雪深を2次的にプロットし、その軌跡を示したものである。図の対角線上（黒太線）に軌跡がのれば、観測値と一致していることを表す。東北や関東については、軌跡の大半は対角線よりも上を通過しており、多くの地点においてオフラインSiBの積雪深が過大であることを表している（図は省略するが、北陸や山陰などでも同様な傾向がみられた）。北海道については、オフラインSiBが過大となるものと過少となるものが同等に存在し、明瞭な傾向は確認できなかった。

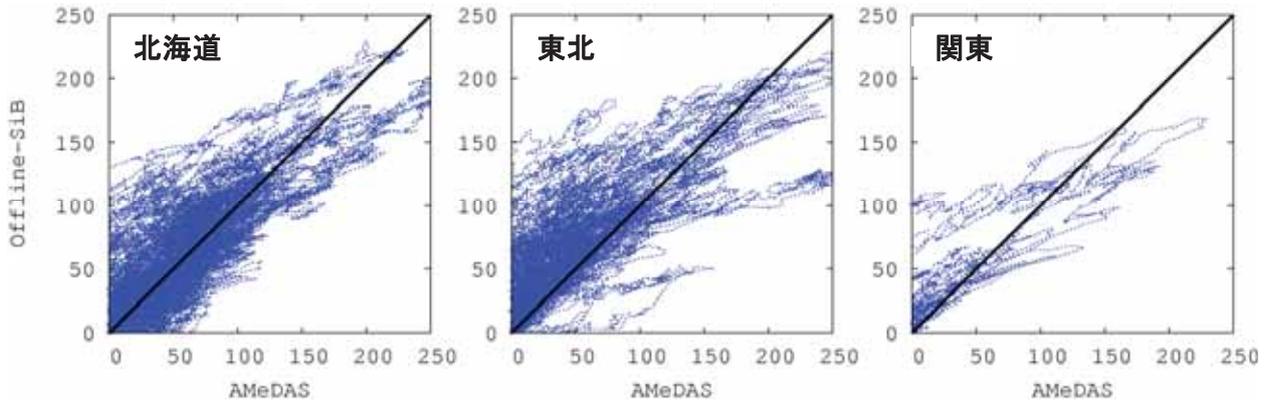


図 4.2.5 アメダス積雪深とオフライン SiB 積雪深の時間変化の軌跡 (領域は左から北海道、東北、関東)。期間は 2009 年 11 月 1 日～2010 年 4 月 30 日。軌跡は、アメダス積雪深が 0 以上となった時を始点とし、再びアメダス積雪深が 0 になるまでを線で結んだものであり、当該エリアの全アメダス地点について示した。横軸はアメダス積雪深 (cm)、縦軸はオフライン SiB 積雪深 (cm) を表す。

(2) 地域検証

ここでは地域ごとの積雪域の特性を調べるために、領域を図4.2.6のように分割して積雪域の検証を行った。検証格子については40kmに設定し、積雪深が5cm以上²の地点または格子を積雪ありとみなして積雪被覆率を以下のように定義した。

$$(\text{積雪被覆率}) = \frac{(\text{積雪ありの地点または格子数})}{(\text{領域内すべての地点または格子数})}$$

オフラインSiBの格子と、積雪観測の分布には密度に差があることには注意が必要であるが、本節では、モデルの格子から検証格子に直接変換した場合と、モデルの格子を観測点に内挿したあと、検証格子に変換した場合 (つまり、サンプル数をオフラインSiBと観測とで合わせる) 場合の2種類の手法を用いた。図4.2.7はそれぞれの地域での積雪被覆率の時系列である。積雪形成からピークの間は、北日本や東日本の日本海側では変動を良く表現している。東日本の太平洋側や西日本の日本海側では、検証格子への変換方法によって被覆率にばらつきがみられるが、おおむね変動を表現している。しかし、3月中旬以降の融雪期にさしかかると、観測に比べ、オフラインSiBは被覆率の減少が緩やかである。(1)の地点検証で見られた傾向が地域的に見ても現れている。この特徴は融雪期になり積雪観測地点数が減少する前から見られ、また検証格子への変換手法によらず現れている。そのため、これらの精度の悪化はモデルと観測でサンプル数が異なることによる影響ではな

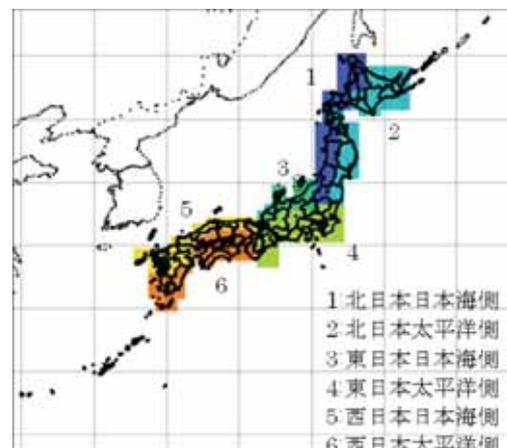


図 4.2.6 検証格子 (40km) と地域名。地域は天候のまとめや、全般予報で使われる区分をもとに作成。ただし、西日本太平洋側と沖縄・奄美は積雪観測数が非常に少ないため、検証対象から外した。

く、実際にオフラインSiBの融雪が遅く、積雪域が過多であることを示している。

(3) 積雪過程に着目した感度実験

(1)、(2) で得られたような積雪深を直接メソ数値予報システムの積雪域解析の入力として導入した場合、実際に比べて広範囲の積雪域となることが予想され、地上気温の予報精度を悪化させる可能性がある。後述するように、積雪域解析では観測データも考慮されるが、良い積雪域解析を行うためにも、第一推定値の質を良くすることは重要である。そこで、オフラインSiBの積雪深が減少傾向時に観測に比べて過大予想となる点を改善するために、積雪モデルの改良を試みた。オフラインSiBに組み込まれている積雪モデルにおいて、積雪が減少するメカニズムは“圧密”と“融解”である。圧密は、積雪が

² 現行の積雪域解析では、全球積雪深解析を読み込んだ際に、積雪域の有無の閾値を 5cm としているため、それに合わせた。

自身の重さで圧縮されることで体積が減少する効果である。融解は、日射や土壌からの熱により雪が溶けることで積雪を減少させる。積雪密度 $\rho_{sn}(k)$ の予報方程式は、

$$\frac{\partial \rho_{sn}(k)}{\partial t} = \frac{W(k)}{\eta} \rho_{sn}(k) \quad (1)$$

で表される。すなわち、第 k 層の密度の時間変化は積雪表面から第 k 層の midpoint までの雪の重量 $W(k)$ に比例し、積雪のつぶれにくさである圧縮粘性係数 η に反比例する。積雪温度の予報は、まず熱拡散方程式を解き、その後で積雪内の水の相変化によって生じた潜熱を加えるという流れで行っている。オフライ

ンSiBで使われている熱拡散方程式の熱伝導率は密度の単調増加関数で表されている。つまり、密度が大きくなると熱伝導率も高くなり、結果として融解が早まると言える。平井・堀田（2009）では、新雪の初期密度についてカナダ気象局の陸面モデル CLASS の方法と梶川（1989）の方法を組み合わせた方法へ変更し、圧縮粘性係数の決め方についても新雪の部分については梶川ほか（2006）を参考にした係数へ変更した。さらに、熱伝導率の計算式については、大泉・保坂（2000）の方法から Douville et al. (1995) の方法に変更した。これらの変更により、雪密度が増加し、融雪も促進され、冬季における大気下層気温の低温バイアスが軽減されたとしている。

上記の変更を参考にして、新雪における圧縮粘性係数の決め方について、梶川ほか（2006）に基づい

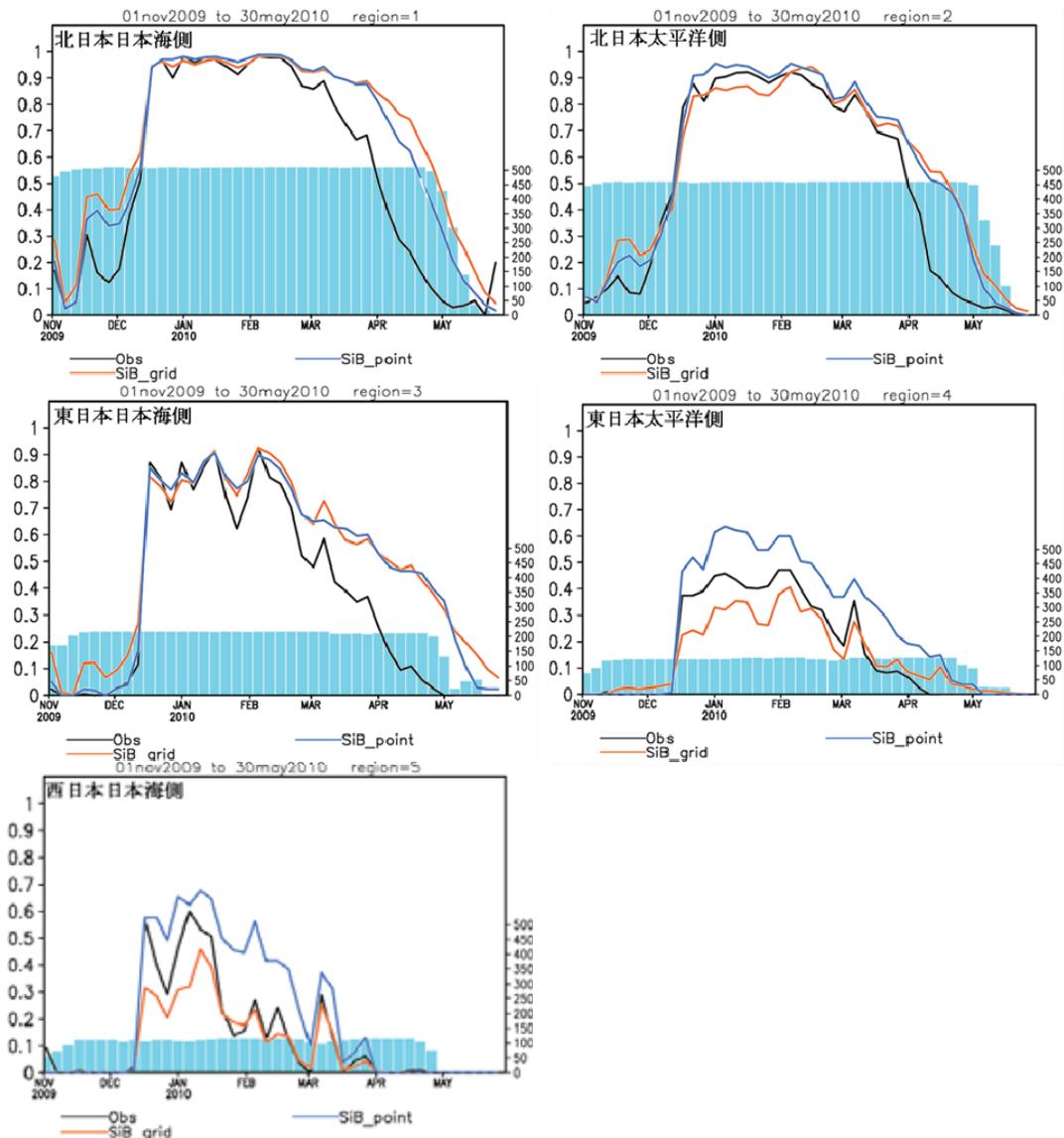


図 4.2.7 地域別の 5 日平均の積雪被覆率の時系列（折れ線グラフ、左縦軸）と観測数（棒グラフ、右縦軸）。黒実線：アメダスによる積雪深観測。赤実線：オフライン SiB（モデル格子から検証格子に変換）、青実線：オフライン SiB（観測地点に内挿後、検証格子に変換）。

た係数へ変更した実験 (TEST1)、TEST1に加えて新雪の初期密度計算を平井・堀田 (2009) のものに変更した実験 (TEST2)、さらにTEST2に加えて、熱伝導率計算をDouville et al. (1995) とした実験 (TEST3) を行った。図4.2.8は、2009年6月1日を初期時刻としたオフラインSiBの計算結果 (CNTL) と、上記式変更を行った実験 (TEST1、TEST2、TEST3) について対アメダス検証を行った結果である。TEST1では平均誤差に多少の変化 (12月19日～12月21日ごろ) がみられるものの、CNTLとほぼ同じであった。これに比べて、TEST2では実験期間全体を通してCNTLよりも小さくなっており、改善傾向がみられた。TEST3はTEST2と比べてほとんど変化しなかった。

これらの実験から、現行のオフラインSiBで予測される積雪深は、積雪の入力である新雪の初期密度に大きく影響されることがわかった。しかし、積雪の減少期間である12月20日以降ではバイアスが大きいままであり、オフラインSiBで積雪の減少が遅れる根本的な原因はほかに存在すると考えられる。

4.2.4 積雪域解析への利用

この節では、前節で検証したオフラインSiBの積雪深計算結果を、積雪域解析へ利用する具体的な方法について述べる。

(1) 現行のメソ数値予報システムにおける積雪域解析

はじめに、メソ数値予報システムにおける、積雪

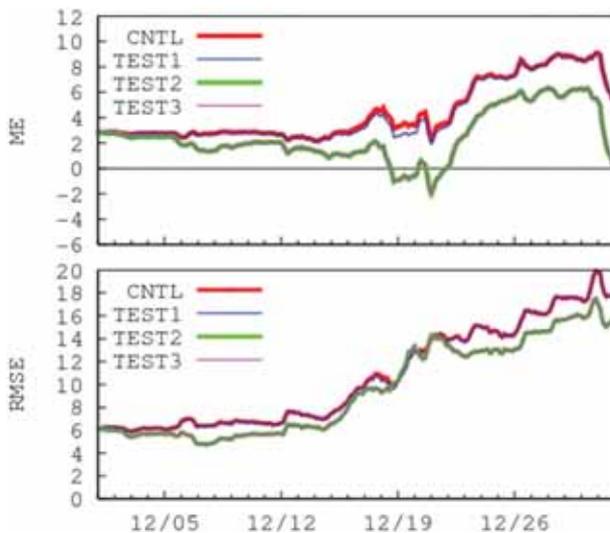


図 4.2.8 積雪深の対アメダス検証結果。期間は2009年12月1日～12月31日 (実験の初期時刻は2009年6月1日)。赤線がCNTL、青線がTEST1、緑線がTEST2、ピンク線がTEST3を表す。上図は平均誤差 (cm)、下図は平方根平均二乗誤差 (cm) を表す。

域解析について詳細を説明する。

格子点をj, 観測点をiとすると、ある格子jの積雪域kind (j) は以下のように判別される。まず、観測点i における積雪の有無を判別する。

$$isnow(i) = \begin{cases} 0 & \text{積雪なし} \\ 1 & \text{積雪あり} \end{cases} \quad (2)$$

次に、格子点j からの距離 r_{ij} (km)に応じて観測値の重み w_{ij} を決める。また距離がR以上離れた点の重みはゼロとする。このときのRを探索半径と呼ぶ。 α は重みを調整するパラメータで、現在は1としている

$$c_{ij} = \begin{cases} \frac{1}{1 + \alpha r_{ij}^2} & r_{ij} < R \\ 0 & r_{ij} \geq R \end{cases} \quad (3)$$

$$w_{ij} = \frac{c_{ij}}{\sum_i c_{ij}} \quad (4)$$

最後に観測値を重み付け平均し、閾値によって格子点での積雪の有無を判別する。

$$rsnow(j) = \sum_i w_{ij} isnow(i) \quad (5)$$

$$kind(j) = \begin{cases} \text{陸} & rsnow(j) < 0.5 \\ \text{雪} & rsnow(j) \geq 0.5 \end{cases}$$

周囲 (距離R以内) に積雪観測のない格子については全球積雪深解析 (水平解像度 $1^\circ \times 1^\circ$) から積雪域を決める。探索半径Rは60kmとしているが、これは、観測による修正が日本域全体をカバーできるようにするためである。実際、探索半径を半分にすると観測による修正が全く入らない格子点が現れる (図略)。上記の解析手法の場合、式 (5) からわかるように、従来の積雪域解析には第一推定値の情報が全く入っていない。そのため、観測の情報がそのまま解析に反映される。また、探索半径内に1点だけ観測地点がある場合、1km離れていても、59km離れていても、観測地点の積雪の有無がそのまま格子点での積雪の有無に反映される。そのため、観測密度が疎な地域では、遠くの観測地点の影響を受けやすい。したがって、図4.2.1のような積雪域の広がり過ぎが現れやすくなる。

(2) オフラインSiBの利用

式 (5) に第一推定値 (ここではオフラインSiBか

ら求めた積雪域を用いる。閾値は5cmとした。)の情報を入れ、周囲の誤差(観測と第一推定値の差)の情報によって第一推定値isnowgが修正されるようにすると式(5)は以下のように修正される。

$$rsnow(j) = isnowg(j) + \sum_i w_{ij} (isnow(i) - H(isnowg)) \quad (6)$$

ここで、Hは格子点から観測点に内挿する演算子である。この場合、観測点iで観測、第一推定値ともに「積雪あり」または「積雪なし」であれば、周囲へ観測の影響が及ぶことはない。式(5)は式(6)でisnowg(j)=0、つまり、第一推定値は全て「積雪なし」であると言い換えることもできる。そのため、現行の積雪域解析では、積雪観測の少ない地域で積雪が観測されると、第一推定値に誤差があるとみなされて積雪域の修正が周囲に大きく広がることになる。修正法を用いた積雪域解析では、第一推定値を観測値で修正するため、より適切な積雪域となることが期待できる。

(3) 積雪域解析および予報への影響

図4.2.9は式(6)を用いて解析した地表面種別である。多雪地帯では積雪域の分布は式(5)を用いた場合と大きく変わらないが伊豆半島では積雪域の広がりや抑えられている。また、中部山岳や紀伊山地で積雪域が現れている。これは第一推定値であるオフラインSiBの影響が表れたものだが、観測がない領域のため妥当性の判断は難しい。

図4.2.10は変更した積雪域解析を用いて予報を行った場合の御殿場での気温の時系列である。積雪域の広がりが抑えられている影響で、図4.2.2の地表面種別の積雪域を陸にした場合の感度実験に近い変化を示しており、気温の変化が観測に近づいている。このように積雪域解析の改良によって、気温予測の精度向上が期待できるが、積雪形成期・融雪期でのインパクト、大気上層への影響などの詳細な調査も必要である。

4.2.5 まとめと今後の課題

地表面状態の初期値の推定方法として、観測される降水・放射や大気の解析値を強制力にした、オフラインSiBによる陸面解析の概要について述べた。積雪域の検証に関しては、地点時系列でみると、積雪の形成・融解の特徴を概ねとらえていることがわかった。しかしながら、積雪深が減少しにくく、特に融雪期で積雪域が過多となることがわかった。感度実験の結果から、融雪には積雪の密度が大きく影響していることがわかり、積雪モデル自身の改良が

今後必要であることを示した。また、オフラインSiBから出力される積雪情報を第一推定値に用いた積雪域解析を試みた。解析手法の変更により、多雪地帯では解析結果に大きな違いは見られないが、積雪観測が少ない地域で、積雪域の広がりすぎを抑えられることがわかった。さらに、修正した積雪域解析の結果を用いて予報を行った結果、積雪域の広がりすぎを抑えたことにより、気温の予測が改善されることを示した。

現在、オフラインSiBの積雪の情報をメソ数値予報システムの積雪域解析に導入できるよう開発を進めている。今後は陸面モデル自身の改良はもちろん、積雪深の解析-予報サイクル化を通じた第一推定値の精度向上による積雪域解析の改良も必要である。また、本節では、積雪の要素のみについて注目したが、気温の変動には土壌水分の変化も大きく影響している。よって、積雪以外の要素についての検証を通じて、オフライン陸面解析の持つ情報を可

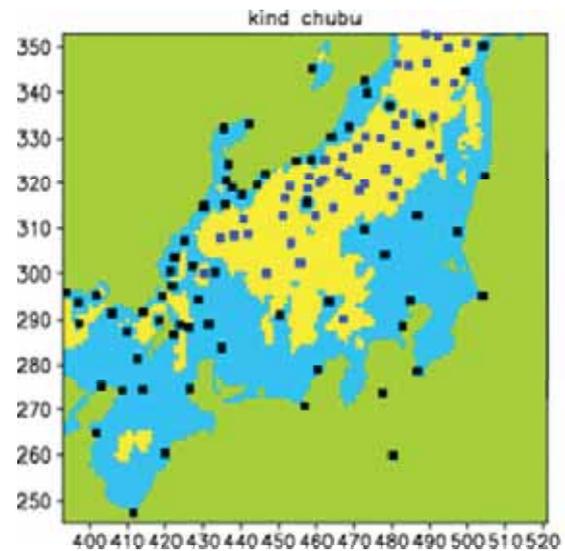


図 4.2.9 図 4.2.1 と同じ。ただし、積雪域解析を変更したもの。

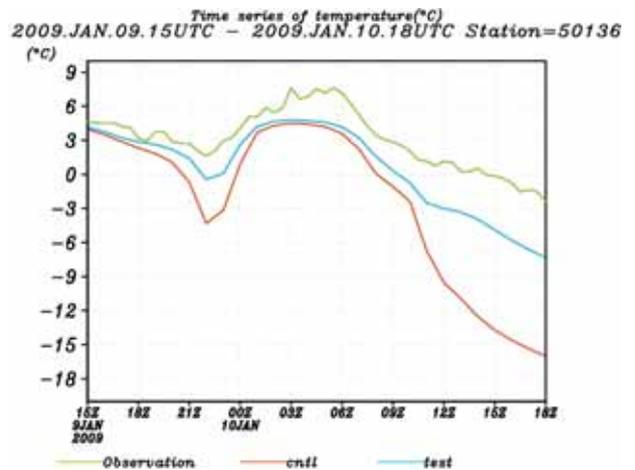


図 4.2.10 図 4.2.2 と同じ。ただし、水色の線は積雪域解析を修正したものを示す。

能な限りMSMの初期値に反映させていくための開発も重要である。

陸面解析で得られる初期値は予報モデルで予測される物理量と整合していることが望ましい。最終的には、予報モデル自身にも陸面解析と同じ陸面モデルを導入することで陸面解析の情報を最大限に活かせることを目指している。

参考文献

- 会田勝, 1982: 大気と放射過程. 東京堂出版, 22pp.
- 大泉三津夫, 保坂征弘, 2000: 陸面過程. 数値予報課報告・別冊第46号, 気象庁予報部, 48-66.
- 大泉三津夫, 三浦大輔, 2008: JMA-NHMに組み込んだ新陸面モデル. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 187-194.
- 梶川正弘, 1989: 新積雪の密度と降雪粒子の結晶形との関係. 雪氷, **51**, 178-183.
- 梶川正弘, 佐藤昇, 遊馬芳雄, 菊池勝弘, 2006: 北極域における新積雪の密度と圧縮粘性率. 雪氷, **68**, 278-285.
- 操野年之, 2001: 衛星による観測データを用いた監視資料の作成(マイクロ波による積雪情報抽出アルゴリズムの開発及び季節予報業務への利用) . 平成13年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 27-34.
- 近藤裕昭, 有沢雄三, 鷲野伊津志, 尾形和彦, 木村富士男, 斉藤朝夫, 鈴木基雄, 高橋俊二, 中西幹郎, 中埜幸宏, 水野建樹, 安楽岡頭, 吉門洋, 劉発華, 若松伸司, 1994: 局地循環モデルの相互比較—昼間の海風の場合. 天気, **41**, 23-32.
- 徳広貴之, 2002: 陸面解析の現業化. 平成14年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 76-77.
- 中村貴, 2009: 全球積雪深解析. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 11-14.
- 原旅人, 大泉三津夫, 三浦大輔, 2008: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 166-194.
- 平井雅之, 堀田大介, 2009: 陸面過程. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 99-108.
- Bruce, M., 2009: Recent progress in land surface modelling and assimilation at the Met Office, *Presentation of 31st EWGLAM and 16th SRNWP meetings*.
- Douville, H., J.-F. Royer, and J.-F. Mahfouf, 1995: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. part I: Validation in stand-alone experiments. *Climate Dyn.*, **12**, 21-35.

- Drusch M., K. Scipal, P. de Rosnay, G. Balsamo, E. Andersson, P. Bougeault, and P. Viterbo, 2009: Towards a Kalman Filter based soil moisture analysis system for the operational ECMWF Integrated Forecast System, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L10401, doi:10.1029/2009GL037716, 2009.
- Drusch, M., Vasiljevic, D., and Viterbo, P, 2004: ECMWF's global snow analysis: Assessment and revision based on satellite observations. *J. Appl. Meteorol.*, **43** (9) , 1282-1294.
- Hirai, M., T. Sakashita, H. Kitagawa, T. Tsuyuki, M. Hosaka, and M. Oh'izumi, 2007: Development and Validation of a New Land Surface Model for JMA's Operational Global Model Using the CEOP Observation Dataset. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85A**, 1-24.
- Mitchell, K.E. and Co-authors, 2003: The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS): Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. *J. Geophys. Res.*, **109**, D07S90, doi:10.1029/2003JD003823.
- Schraff, C. and H. Hess, 2003: Snow Analysis. *A Description of the Regional Nonhydrostatic model LM Part III, Data Assimilation*. 73-75p.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A Simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 48-66.