

## 論 文

## 2005年12月22日の神戸における記録的大雪

廣田伸之\*, 草開浩\*\*, 牧田広道\*\*\*

Record snowfall in Kobe on 22 December, 2005

Nobuyuki HIROTA, Hiroshi KUSABIRAKI and Hiromichi MAKITA

## 要 旨

2005年12月22日に、神戸で4cmの積雪を記録した。これは過去10年間で最も多い積雪深であった。観測データや数値実験結果の解析から、この大雪には以下の3つの要因が寄与していたことがわかった。

## (1) 雪雲の発生・発達

強い寒気を伴う上空の気圧の谷の影響で大気安定度が低下したため、日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)上で背の高い雪雲が形成された。

## (2) 雪雲の流れ込み

上空の気圧の谷通過に伴いJPCZが徐々に南下したこと、及びJPCZ北側の下層北北西気流がJPCZ付近を上昇・加速したことで、下流の南側に形成された中層の強い北西風により、雪雲は中国山地を越えて神戸まで流入した。

## (3) 地上気温の低下

広範囲な降雪に先行した局地的な降雪と総観スケールの寒気移流により、神戸では本格的な降雪が始まる前から地上気温が氷点下まで低下していた。その後、4時間近くやみ間なく降雪が続く中で気温が氷点下のまま持続した結果、4cmもの積雪に至った。

## 1. はじめに

2005年12月21日から22日にかけて強い冬型の気圧配置となり、神戸では22日午前に4cmの積雪を観測した。12月に神戸で観測した積雪深としては観測史上第2位であり、1999年に神戸海洋気象台が現在の場所に移転してからの10年間では、他の月も含めて1cm以上の積雪を観測した3日間のうちの最深積雪であった。

この影響で、神戸市内では、人身事故、物損事故

などの被害や、路線バスの全線一時運休などの交通障害もたらされた。このように、積雪状態になることが少ない神戸では、ひとたび積雪状態になると社会に与える影響が大きい。これを軽減するためには、降雪や積雪を的確に予報する必要がある。

12月22日は、日本海側以外にも瀬戸内側や太平洋側でも大雪となった。例えば、22日の最深積雪は広島で12cm、高知で5cm、鹿児島で11cm、名古屋で13cmが観測された。このような状況下にあ

\* 関西航空地方気象台南紀白浜空港出張所(現大阪管区気象台)、

\*\* 関西航空地方気象台神戸空港出張所(現気象庁予報部)、\*\*\* 大阪管区気象台

(2009年9月7日受領、2010年11月2日受理)

って、今回の神戸での大雪については十分な予報を行うことができなかった。この原因としては、当時現業で用いていた数値予報モデルでは降雪の予測が十分でなかったことや、予報現場において、積雪状態になることがまれである神戸における降雪と積雪のメカニズムの理解が十分でなかったことなどが考



第1図 本文中に出てくる主な地点の位置関係。

えられる。

本研究では、今回の事例についての降雪と積雪のメカニズムを明らかにし、予報現場において大雪の予測をする上での着眼点を示すことを目的に、主に次の2点に着目をした解析を行った。

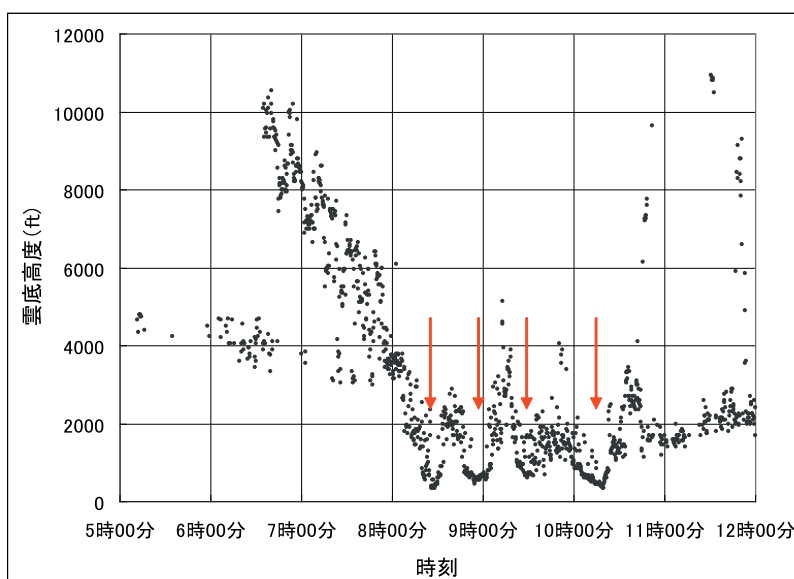
- (1) 神戸に降雪をもたらした雪雲の発生・発達と流入のメカニズム
- (2) 神戸で積雪状態の持続に寄与した地上気温低下の要因について

解析は、主に予報現業における実況監視作業で使用している観測データを用いた。更に、(1)については観測結果を補うため気象庁非静力学モデル(JMANHM)による数値実験を行い、その結果の解析も行った。(1)については第2章と第3章、(2)については第4章で述べる。

## 2. 神戸に降雪をもたらした雪雲の特徴と環境場

### 2.1 神戸での降雪と積雪状況

第1図に神戸と本文中に出てくる主な地点の位置関係を示す。神戸では21日20時30分(本稿では時刻は全て日本時間で表記する)からみぞれ、23時30分過ぎからは雪となった。22日は前日からの雪は00時過ぎに一旦やみ、未明から明け方にかけて晴れであった。その後、07時頃から再び降り始



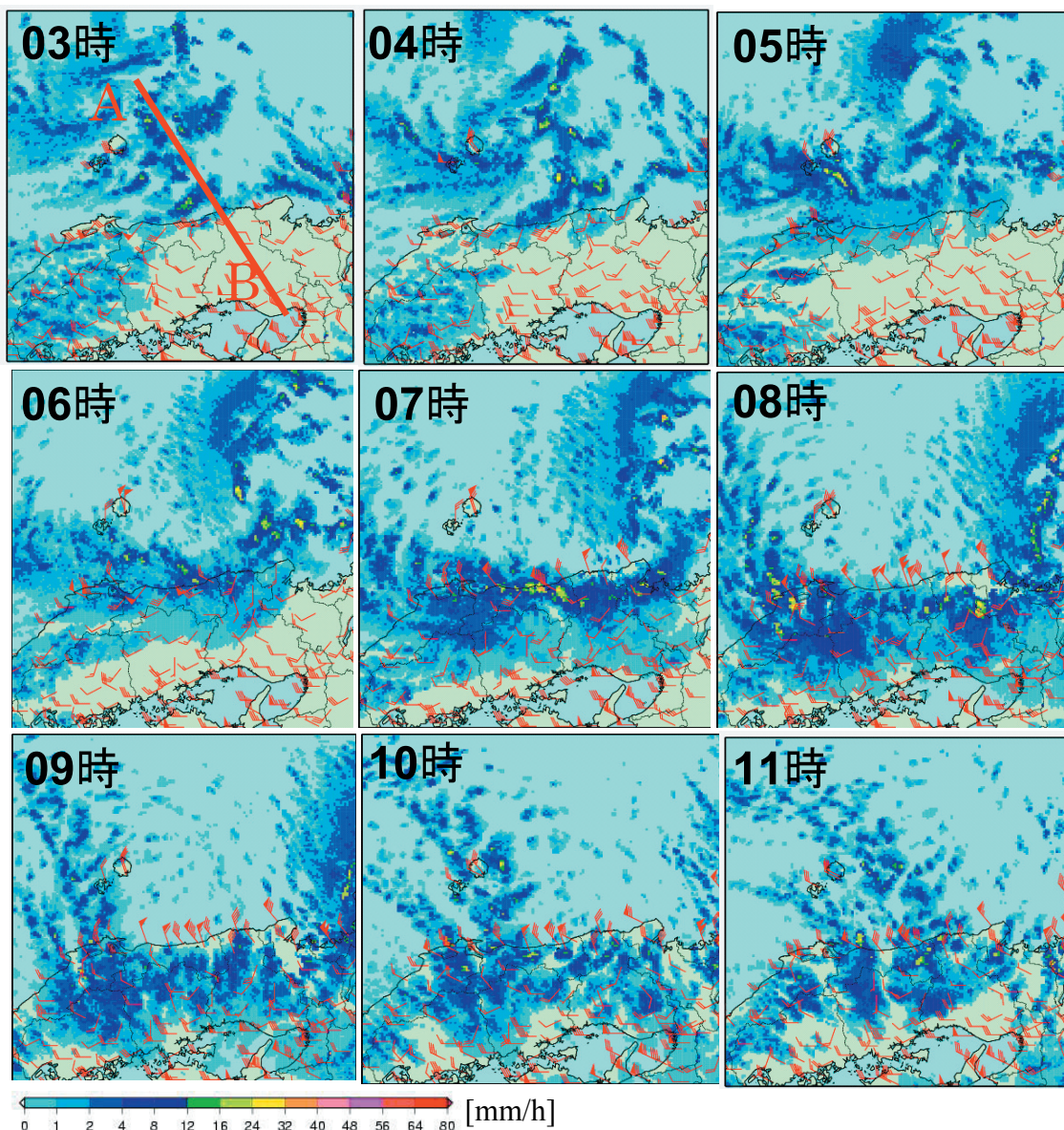
第2図 22日05時から12時の神戸空港のシーロメータによる雲底高度の時系列。赤矢印は降雪が強まった時間帯を示している。

めた雪は 11 時まで約 4 時間近くも降り続き、積雪深は 09 時に 2cm、11 時に 4cm となった。

第 2 図は神戸海洋気象台に近い神戸空港に設置されたシーロメータの観測結果を示す。雲底高度は 07 時前から徐々に下がり始め、08 時を過ぎた頃から急激に低下している。雲底高度の急激な低下は降雪の強まりに対応していると考えられる。08 時以降、4 回に渡り雲底高度の急激な低下が観測されており（第 2 図の矢印の時間帯）、断続的に降雪が強まっていたことを示している。

## 2.2 レーダー及びシーロメータの観測結果

レーダー画像（第 3 図）を見ると、22 日 03 時には海上に散在していたエコーがまとまりながら次第に南下し、05 時には東西に帯状となって山陰地方沿岸に達した。帯状エコーはその後も南下を続け、07 時には兵庫県のほぼ全域を含む京都から中国地方までの領域を広く覆った。この時、帯状エコー域の北部にあたる山陰地方沿岸部には、鳥取県を中心に東西に線状の強いエコーが見られた。帯状エコー域はその後も南下を続け、09 時には大阪府の

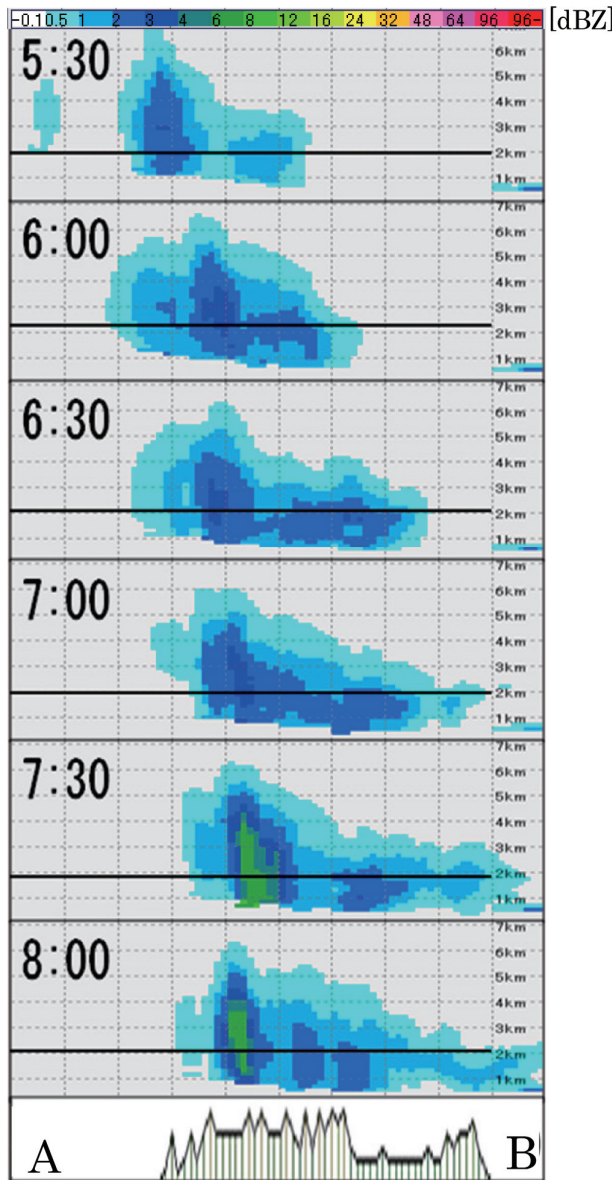


第 3 図 22 日 03 時から 11 時にかけてのレーダーエコーとアメダス風。  
アメダス風の長矢羽は  $2\text{ms}^{-1}$ 、短矢羽は  $1\text{ms}^{-1}$ 、ペナントは  $10\text{ms}^{-1}$  を示す。



全域を覆って和歌山県まで達した後、次第に弱まりながら散在していったが、神戸付近では11時頃までエコーに覆われた状態が続いた。

大阪レーダーで観測されたエコーの鉛直断面図(第4図)によると、第3図と同様にエコー域が時間とともに南に広がりながら徐々に南下している様子が見て取れる。エコー頂高度はエコー域の北側



第4図 大阪レーダーのエコー断面図。  
断面図は第3図平面図の線分(AB)の方向に設定した。断面図の左側が日本海。断面図上端にエコー強度スケール、断面図下端に断面の地形起伏を表す。断面図中の太線は高度2kmを表す。

ほど高く、最も高いところでは6kmを超えていた。これは冬季としては背の高い雪雲に発達していたことを示唆している。一方、エコー域の南側で神戸付近まで達した部分のエコー頂高度はおおむね2から3kmであった。

### 2.3 総観場

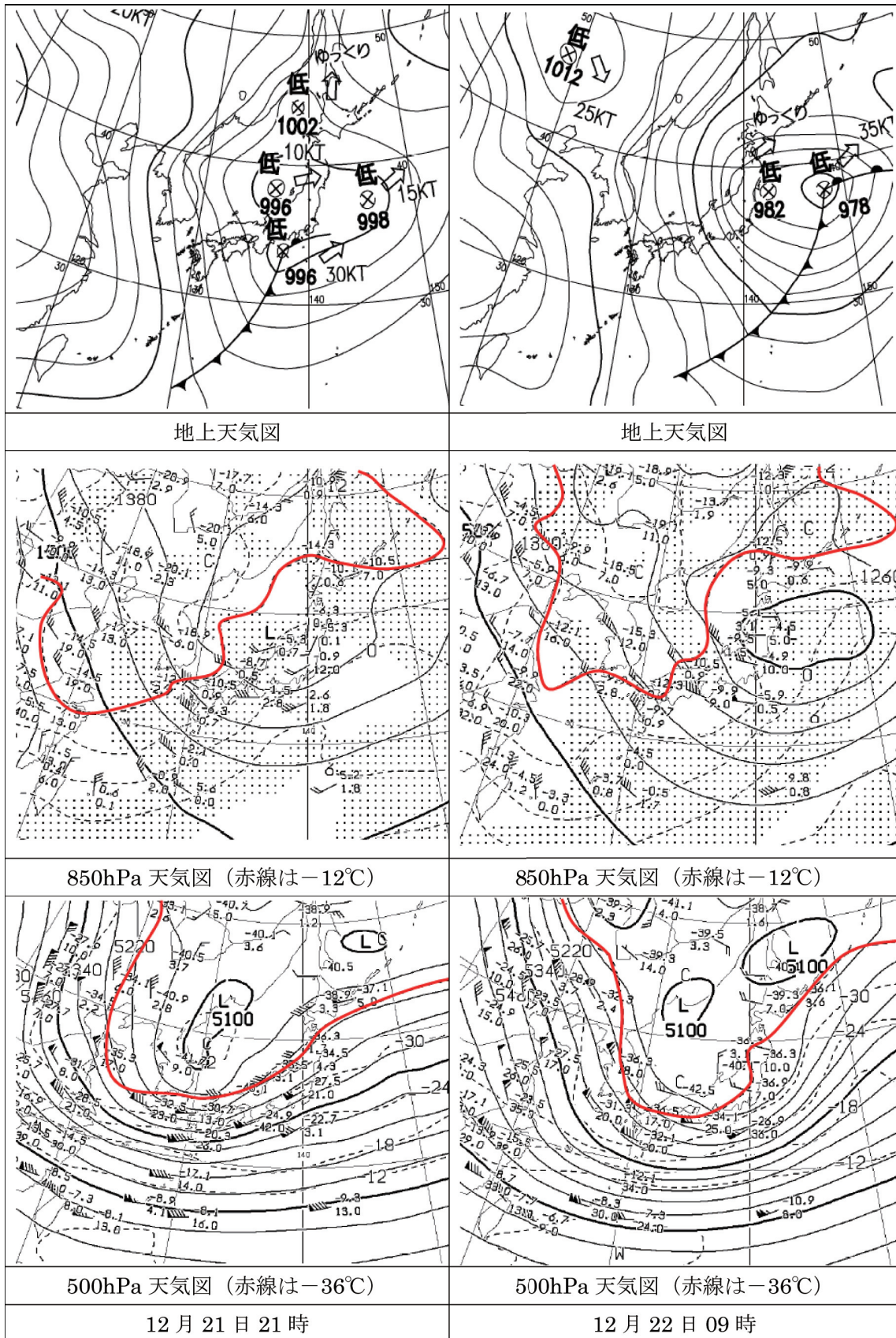
第5図に、21日21時と22日09時の地上天気図と850hPa面、500hPa面の高層天気図を示す。21日の昼頃から夕方にかけて低気圧が発達しながら山陰沖を通過し、21日21時には低気圧は能登半島沖に達した。このとき、西日本は低気圧後面の下層の寒気移流場に入り始めた。朝鮮半島上空には、強い寒気を伴う深い気圧の谷があった。

低気圧は21日夜から22日朝にかけて、発達しながら日本海を東進し、22日09時には本州南岸を発達しながら北東進した低気圧と三陸沖で合流した。この時点で日本付近は気圧傾度が一層大きくなり、大陸からの寒気移流が強まった。上空の気圧の谷は、22日09時で中部地方上空に位置し、西日本はその後面に入った。西日本上空では、西北西から北西の北寄りの風向に変わった。一方、上空の寒気の軸は西日本に残り、22日09時の米子上空の気温は850hPaで-10.4℃、700hPaで-20.6℃、500hPaで-42.5℃であった。これは平年に比べてかなり低く、非常に強い寒気が西日本上空まで流れ込んでいたことがわかる。

### 2.4 衛星画像の特徴

衛星赤外画像(第6図)によると、21日15時に朝鮮半島の北東海上から南東方向に伸びる雲域が形成されていた。この雲域は、日本海寒帯気団収束帯(JPCZ; 浅井, 1988)に対応すると考えられる。JPCZに伴う雲域は、22日朝にかけて発達しながら日本海を南下し、06時頃には山陰地方にかかった。JPCZに伴う雲域は、その後中国山地を越え瀬戸内や大阪湾へ流入した。レーダー画像(第3図)と比較すると、レーダーで観測された帯状のエコー域は、日本海を南下したJPCZに対応していることがわかる。

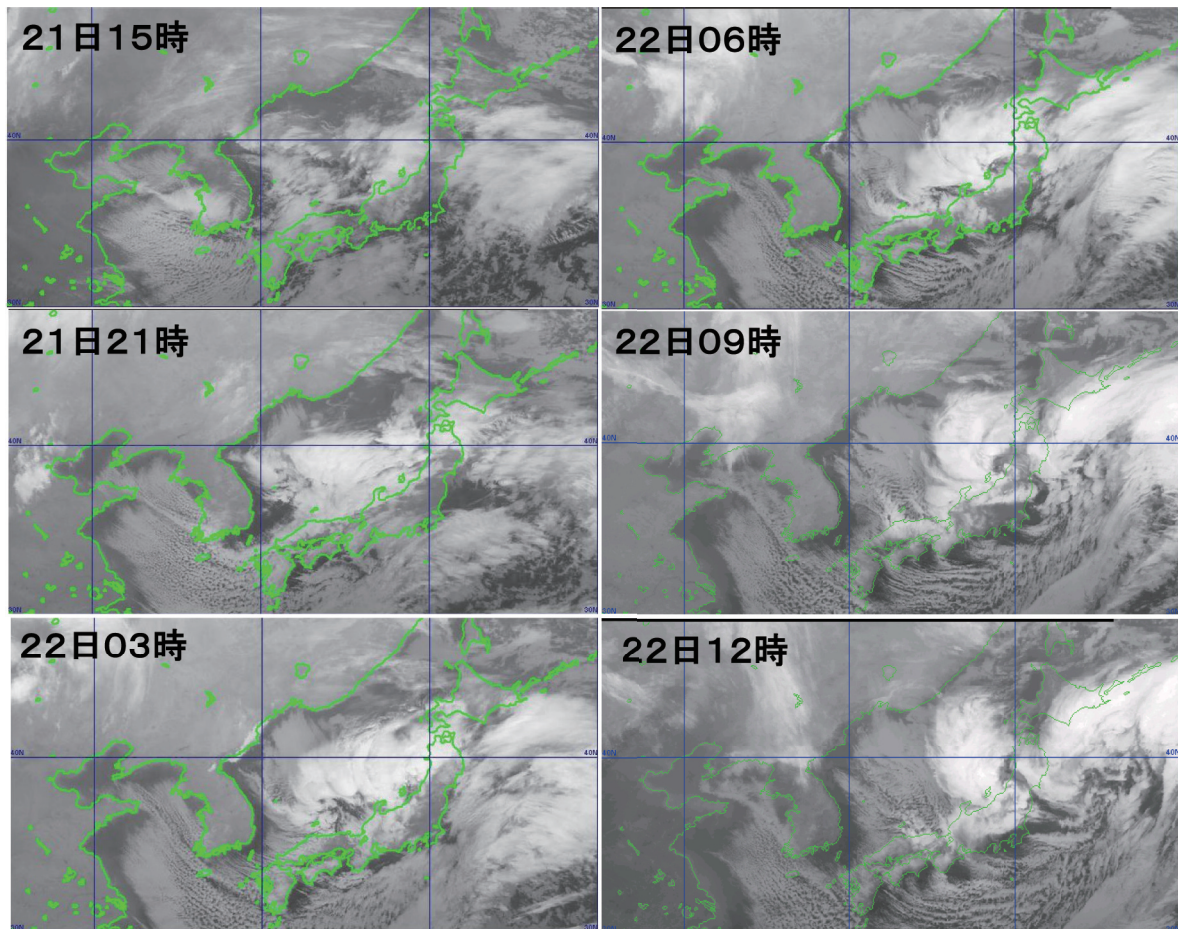




第5図 12月21日から22日にかけての総観場の天気図。

左列は21日21時，右列は22日09時で，上から地上天気図，850hPa面天気図，500hPa面天気図をそれぞれ示す。





第6図 21日15時から22日12時にかけての衛星赤外画像.

## 2.5 下層収束

第7図は、香住、豊岡（以上、兵庫県）、西郷（島根県）、倉吉（鳥取県）の地上風の時系列を示している（地点の位置関係は第1図参照）。風向に着目すると、香住では06時過ぎ、豊岡で07時頃、西郷で04時頃、倉吉で07時30分頃に、いずれも西または南西から北寄りへ変化している様子が見られる。一方、これらの風向変化が観測された時刻のレーダー画像（第3図）を見ると、線状の強いエコーが通過する時刻と風向変化が観測された時刻がほぼ一致していた。

鳥取のウィンドプロファイラ（WPR）で観測された上空の風向・風速の時系列を見ると（第8図）、06時過ぎに降水粒子に伴うと思われる強い下降流を観測したタイミングで、高度1.5kmより下層では西寄りから北寄りへの風向の変化が見て取れる。これは線状の強いエコーが通過したタイミングと

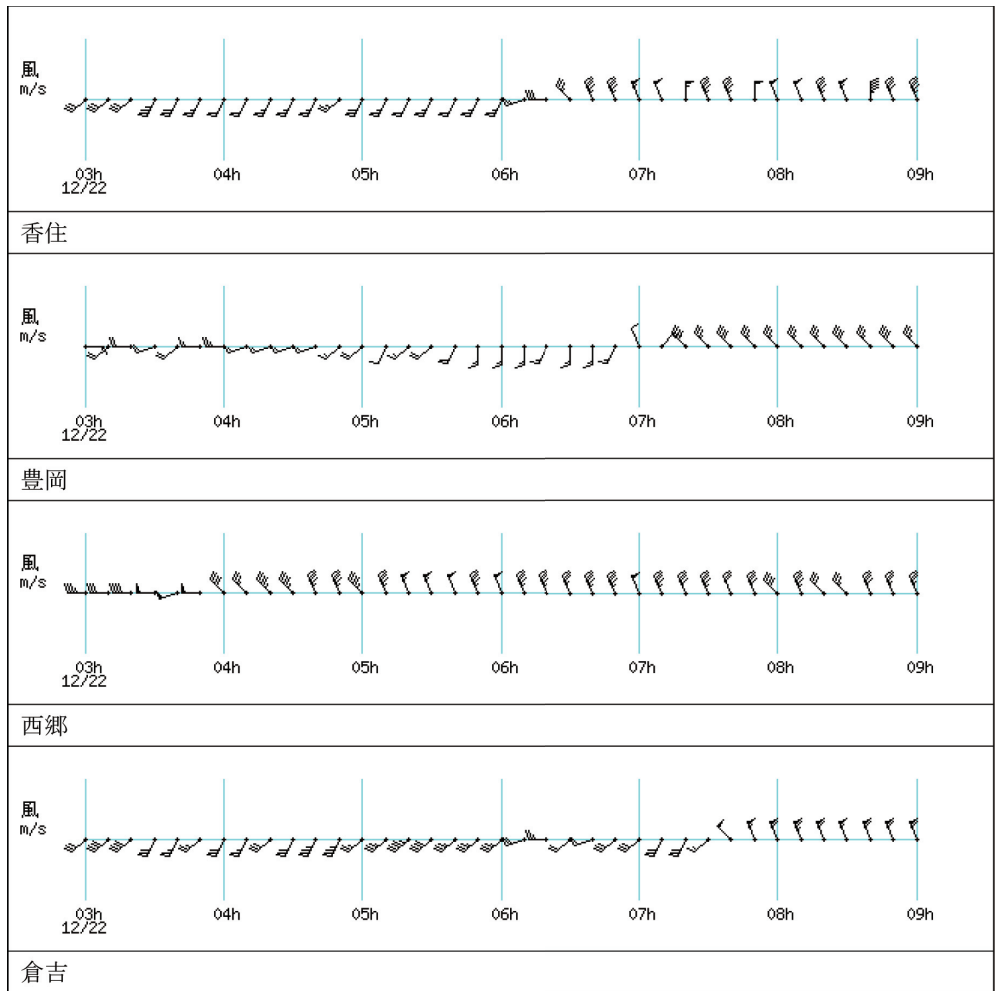
ほぼ同じである。

以上のことから、山陰沿岸の東西の走向に形成された発達した雪雲は、西風と北風による下層風の収束に伴っていることがわかる。前節で述べたように、この下層風の収束はJPCZに伴うものであると考えられる。

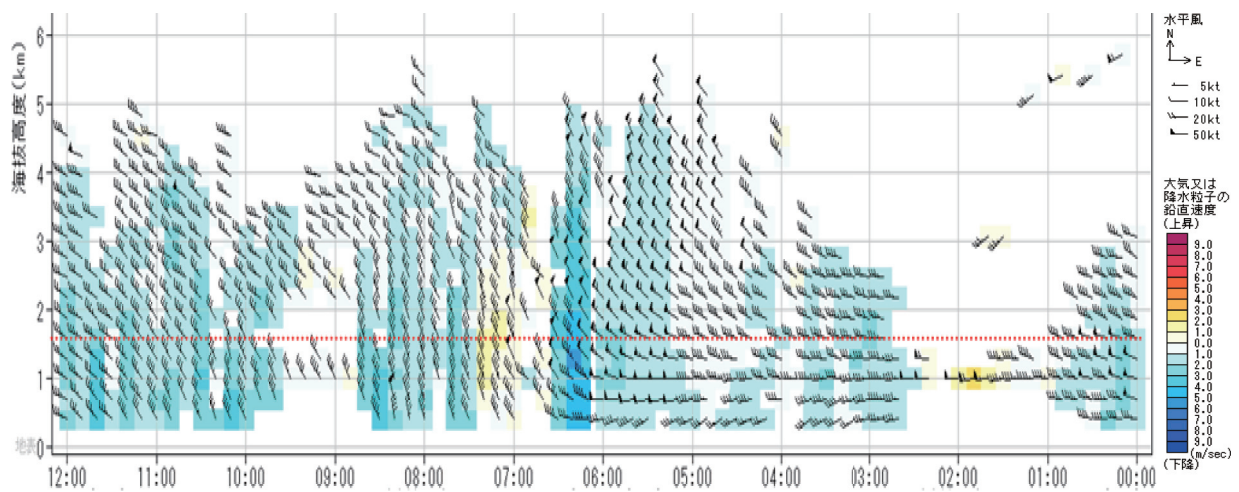
## 2.6 大気鉛直構造と対流雲

前節で述べたように、雪雲はJPCZに伴う下層の収束線付近で発達していた。その環境について詳しく把握するために、21日から22日の大気鉛直構造を調べた。第9図は、21日09時から22日21時の米子上空の気温鉛直プロファイルである。21日21時は09時と比べて500hPaより下層で顕著な気温低下が見られ、400から500hPaに安定層が形成されている。また、500hPaより下層では気温減率も大きくなっており、大気安定度の低下による対





第7図 山陰地方沿岸(上から, 香住, 豊岡, 西郷, 倉吉)の22日03時から09時のアメダス風の時系列. アメダス風の長矢羽は $2\text{ms}^{-1}$ , 短矢羽は $1\text{ms}^{-1}$ , ペナントは $10\text{ms}^{-1}$ を示す.

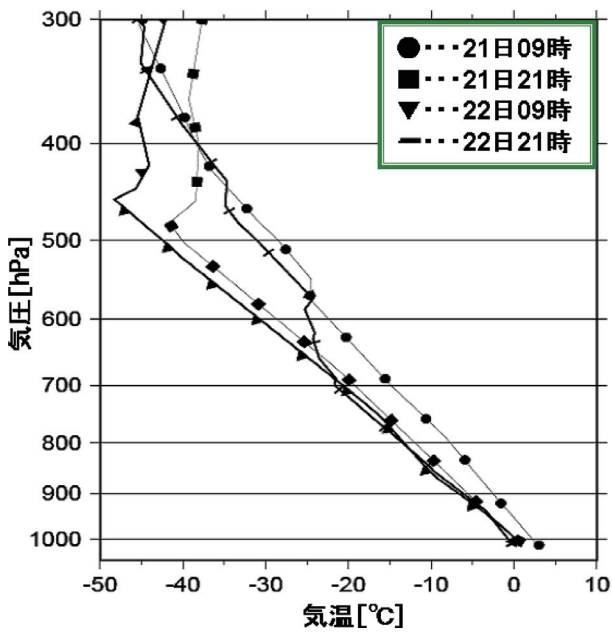


第8図 22日00時から12時までの鳥取ウィンドプロファイラによる水平風(矢羽根, 単位はkt)と降水粒子の鉛直速度(ハッチ, 単位は $\text{ms}^{-1}$ )の時系列. 時間経過は図の右から左へ進み, 赤点線はおおむね1.5kmの高度を示す.

流混合層の発達が示唆される。寒気のピークは22日09時であった。この時安定層は引き続き400から500hPaと非常に高い高度に形成されており、厚い対流混合層が維持されていたことが示唆される。対流混合層上端付近の気温は、衛星で観測された山陰沿岸の雪雲の雲頂輝度温度(-40から-50℃)に相当しており、対流混合層の発達に伴って背の

高い雪雲が形成されていたことがわかる。その後、22日21時には700hPaより上層で高温化している一方、これより下層ではほとんど変化していない。この結果、対流混合層上端の高度は降下し、安定層が形成された高度も600から700hPa付近まで降下した。

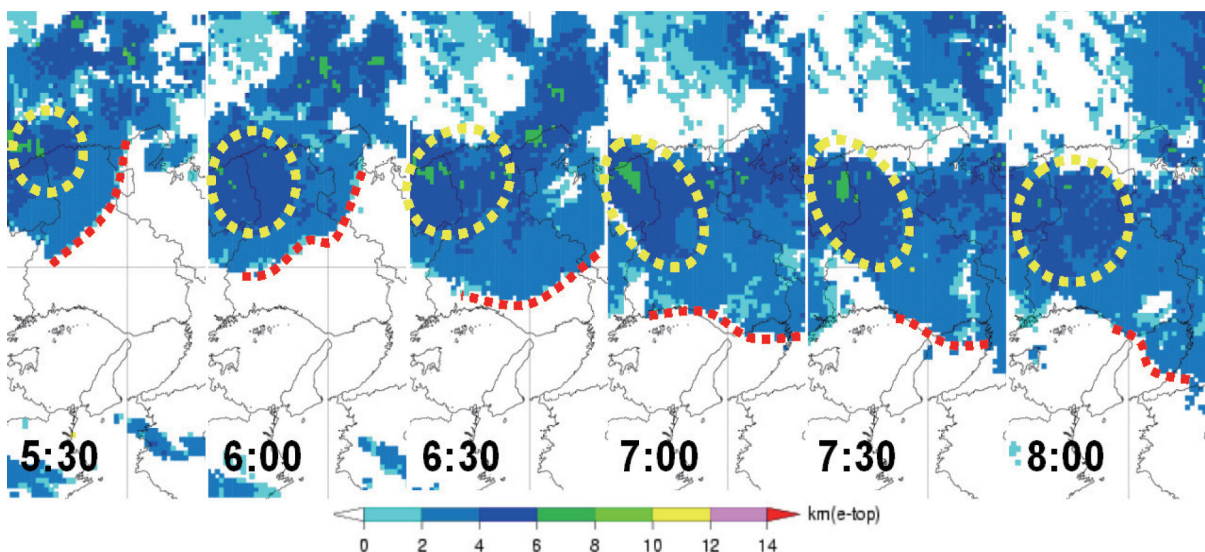
ここで示したように、21日夜から22日朝にかけては、上空の強い寒気移流により、大気安定度が低下した。このため、対流混合層が500hPaという高い高度にまで発達し、それに伴いJPCZ付近で背の高い雪雲が形成されたと考えられる。



第9図 21日09時から22日21時の米子上空の気温鉛直プロファイル

### 2.7 雪雲内部の気流構造

雪雲が日本海から神戸へどのように流入したかを考察するために鳥取のWPRの観測データを用いて調べた(第8図)。22日04時頃から高度2kmより上空で徐々に西北西風から北西風が変わり、発達した雪雲がかかり始めた05時頃には風速が強まって50kt以上の強風となった。下層では40kt程度の西南西から西北西風であったのが、やはり発達した雪雲がかかり始めた05時過ぎには風速が約50ktに強まった。その後、06時過ぎには下層の高度1km以上の風向も北西に変わり、上層まで含めて50kt程度の強風が維持された。07時以降は高度3km以



第10図 22日05時30分から08時までのエコー頂高度の時間経過  
赤い点線はエコー域の南～東端の移動を、黄色い点線は着目するエコー域をそれぞれ示す。



下で北北西風、高度3から5kmで北西から西北西風となり、風速は50kt未満となった。

雪雲に相当するエコー域南側境界は時間とともに南東へ進んでおり、エコー頂高度は2から4km程度であった(第10図)。これは、鳥取WPRで観測された高度2km以上の北西風とおおむね対応しているように見える。また、JPCZに伴う発達した雪雲が通過したと思われる05時30分頃から07時頃にかけて、風速が50kt程度に強化されていたのも特徴である。

3. 数値実験

3.1 目的と概要

当時の現業数値予報モデル(領域スペクトルモデル; RSM)では総観スケールの温度場などはおおむね予測できたものの、大雪の原因となったJPCZやそれに伴う雪雲は予測できず、神戸での降雪も的確に予想することはできなかった。その原因の1つとしては、モデルの解像度の粗さ(水平解像度20km)が考えられる。そこで、JMANHMを用いたより高解像度の実験を行うことによってJPCZや雪雲の再現性を確認し、その結果の解析から、観測データによって示唆された雪雲や環境場の特徴についてより詳細な解析を行う。

数値実験の主な設定については第1表及び第11図で示す。その他の仕様はおおむね現業メソモデル(MSM)と同じである(原, 2008)。水平解像度20kmのJMANHM(実験名: RF20km)を全球モデル(GSM; 水平解像度60km)にネストして実行し、更にそれにネストする形で水平解像度5kmのJMANHMを実行した(実験名: RFnest)。これ以降は、RFnestの実験結果のみを示す。

3.2 結果

第12図は、RFnest実験による1時間降雪量とレーダーエコー強度を比較したものである。実験結果には以下のような特徴が見られた。

- (1) 朝鮮半島東部から山陰沿岸にかけての気層下層には西北西風と北西風の収束帯(JPCZ)が現れており、その周辺で観測された形状や走向に近

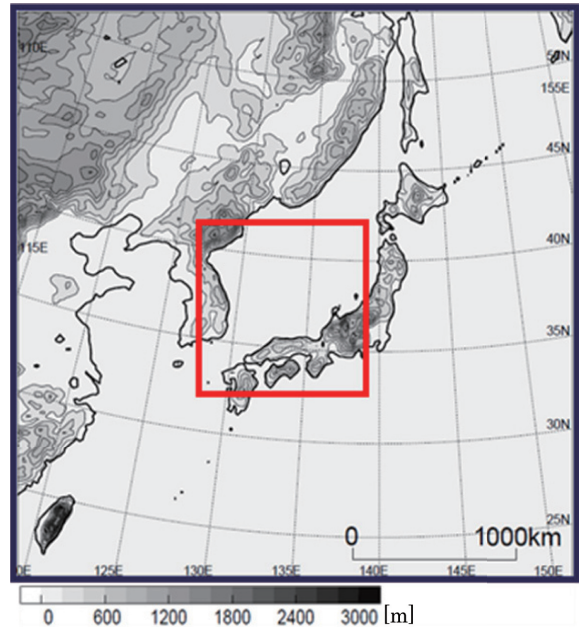
い降雪域を再現した。

- (2) 再現された降雪域は実況と比べてやや東にずれており、南下のタイミングも実況より2時間程度遅れていた。
- (3) 山陰沿岸や内陸部の地上風は実況と異なっていたが、瀬戸内や大阪湾での地上風は実況をほぼ再現していた。
- (4) 神戸以东での降雪は再現できた。しかし、神戸以西(姫路から中国山陽地方)では降雪が再現できなかった。

RFnest実験では、JPCZや降雪域の位置や移動については実況からややずれている点が見られたものの、その形状や周辺の風の場合などの特徴はほぼ再

第1表 数値実験の設定(それぞれの計算領域は第11図参照)

実験名	RF20km	RFnest
解像度	20km	5km
格子数	172×172×40	202×202×40
中心位置	北緯38.0度、東経134.0度	北緯37.0度、東経133.5度
初期値(初期時刻)	GSM60km (200512211200UTC)	RF20km (200512211200UTC)
降水過程	雲物理過程(3-ice、氷相のみ2-moment) Kain-Fritschスキーム	
その他	適応水蒸気拡散なし	

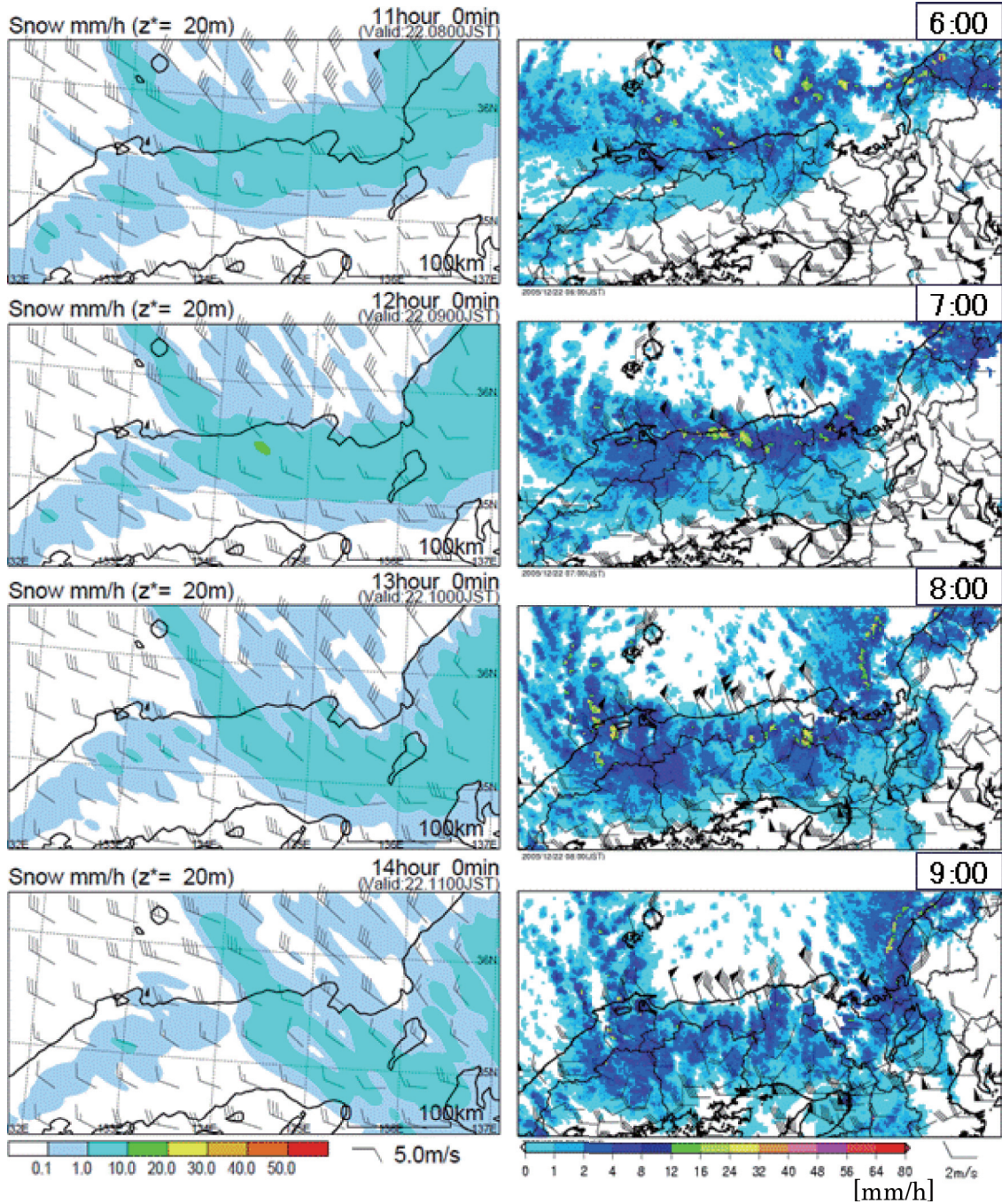


第11図 数値実験の計算領域(外側がRF20km, 内側(赤の四角)がRFnest)。等値線とグレースケールは数値モデル内の地形を表す。

現できた。よって、JPCZ と降雪域及びその環境場の解析に、実験結果を使用することが可能であると考える。

### 3.3 JPCZ と環境場

第 13 図 a は、JPCZ が山陰沖まで南下した 22 日 05 時の持ち上げ凝結高度 (LCL), LCL と自由対流高度 (LFC) の気圧高度差 (dLFC) を示す。JPCZ 付近を中心に山陰沖の日本海上では、LCL や



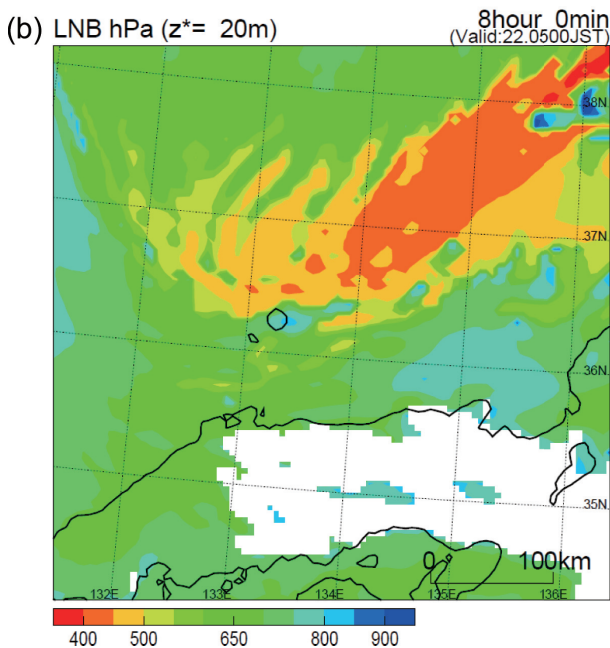
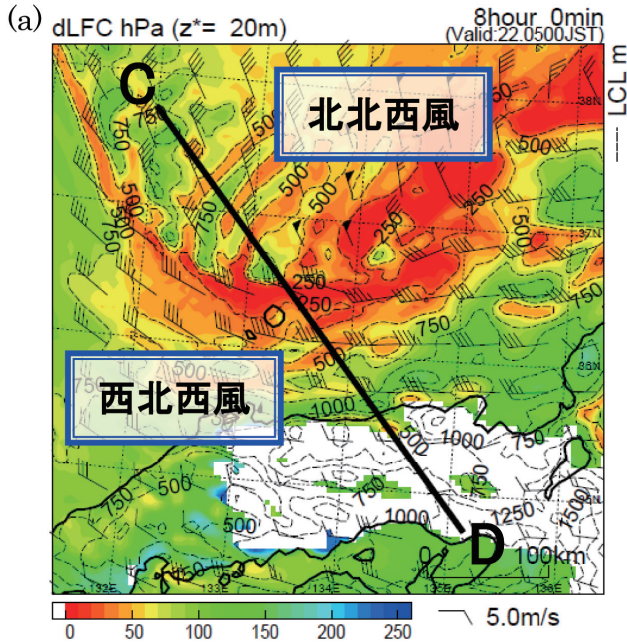
第 12 図 数値実験による 1 時間降雪量 (左列) とレーダーエコー強度 (右列) の比較。

左列の矢羽はモデル最下層 (地上約 20m) の風で、長矢羽は  $5\text{ms}^{-1}$ 、短矢羽は  $2.5\text{ms}^{-1}$ 、ペナントは  $25\text{ms}^{-1}$  を示す。

右列の矢羽はアメダス (地上約 10m) の風で、長矢羽は  $2\text{ms}^{-1}$ 、短矢羽は  $1\text{ms}^{-1}$ 、ペナントは  $10\text{ms}^{-1}$  を示す。



dLFC の値が小さく、対流が起こりやすい環境となっていた。中立浮力高度 (LNB) を見ても、JPCZ 付近で 400 から 500hPa を示している (第 13 図 b)。



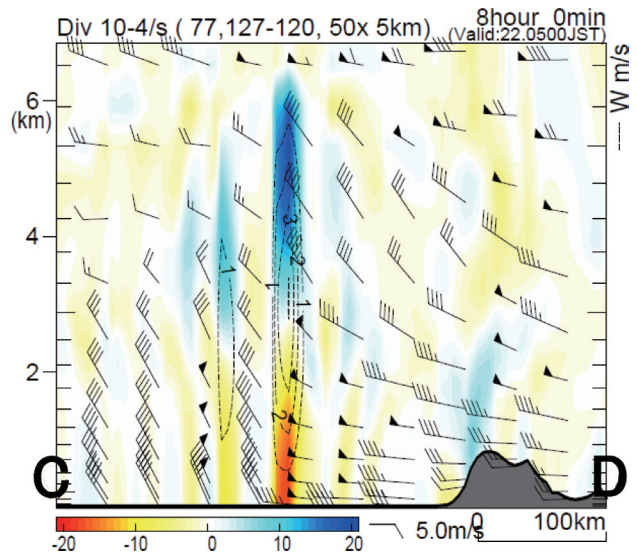
第 13 図 2005 年 12 月 21 日 21 時を初期値としたときの 8 時間後 (FT=8 : 22 日 05 時) における、(a) 地上約 20m の気塊に対する LCL 及び dLFC の分布と (b) 高度約 20 m の LNB の分布。

LCL は破線で 250m 間隔、dLFC は凡例で示す。矢羽はモデル最下層 (地上約 20m) の風を表す。長矢羽は  $5 \text{ ms}^{-1}$ 、短矢羽は  $2.5 \text{ ms}^{-1}$ 、ペナントは  $25 \text{ ms}^{-1}$  を示す。

これは、高層観測結果 (第 9 図) とほぼ一致しており、JMANHM でも深い対流が発生しうる環境場を再現していたことがわかる。第 14 図には、第 13 図 a の線分 CD における鉛直流と水平発散の鉛直断面を示す。JPCZ 下層には北北西風と西北西風の収束域が見られ、その厚みは約 2km である。これも WPR の観測結果 (第 8 図) とおおむね一致する。

### 3.4 神戸への雪雲の流入

第 15 図には、JMANHM で再現された JPCZ 付近の雪雲 (雪の混合比) と水平風の分布を示す。雪混合比の分布を見ると、レーダー観測 (第 3 図) で見られたように、時間とともに雪雲が南東方向に広がり、近畿地方に流入する様子が再現されている。鉛直断面図によると、雪雲は北西側ほど発達し、南東に行くにつれて雲頂が低くなっている様子も見て取れ、これもレーダーで観測された特徴 (第 4 図) とよく一致している。鉛直断面図では、発達した雪雲下層の西北西風から下層北側の北北西風



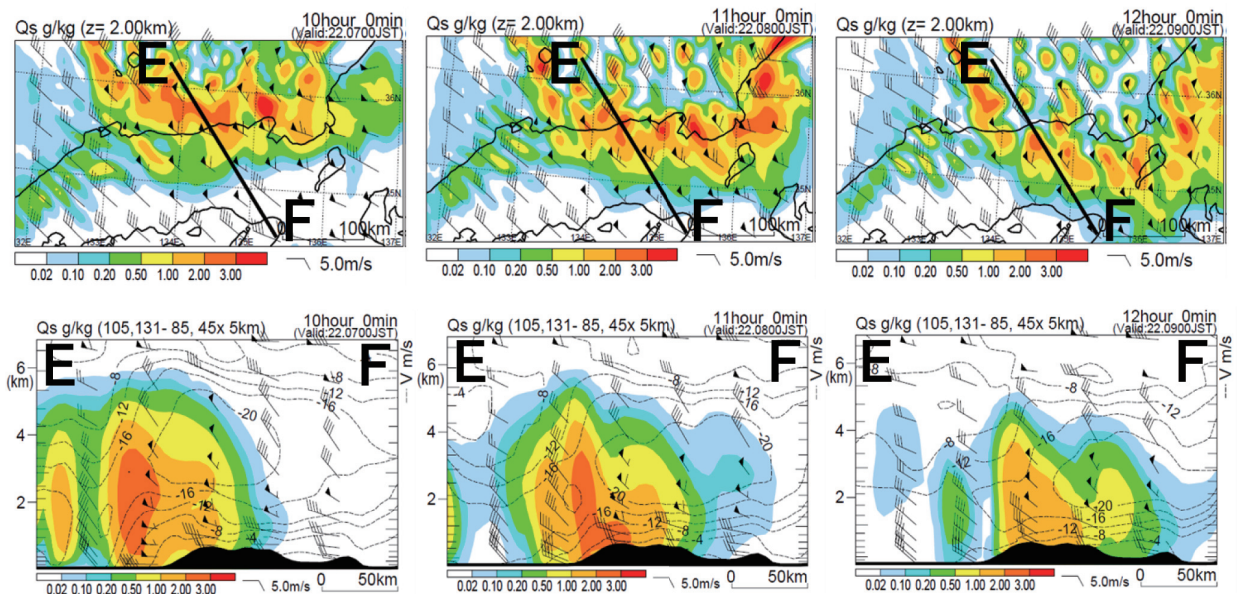
第 14 図 2005 年 12 月 21 日 21 時を初期値としたときの 8 時間後 (FT=8 : 22 日 05 時) における第 13 図の線分 CD における鉛直断面図 (色 : 水平発散、破線 : 鉛直流)。矢羽は各描画高度の水平風を表す。長矢羽は 10kt、短矢羽は 5kt、ペナントは 50kt を示す。

への風向変化や、高度 2km 以上ではほぼ雪雲の領域に対応して北西風が分布している点、及び雪雲付近で風速が 50kt 以上とその前後に比べて強化されている点など、鳥取 WPR (第 8 図) で観測された水平風の時系列に見られた特徴が、空間分布としても良く再現されている様子が見て取れる。

鉛直断面図によると、雪雲は、高度 2km 以上で雪雲に対応して分布している北西風によって南東に広がり、神戸付近に流入しているように見て取れる。ここで、神戸上空へ達した気塊の動きを調べるために、22 日 09 時の神戸上空を始点とした後方流跡線解析を行った (第 16 図)。高度 1km の気塊は、JPCZ を西から回り込むように流入していた。2km 及び 3km の気塊は JPCZ の北西側から流入しており、22 日 06 時から 07 時に山陰沖で東西に伸びた降雪域を通過していた。これらの気塊を西から見ると、降雪域を通過する際に 2 から 3km 上空へ上昇し、その後神戸へ流れ込んできた様子が見て取れる。

後方流跡線解析の結果から、雪雲を神戸へ流入させた北西風は、JPCZ 北側下層の北北西風が下層南側の西北西風との収束によって形成された上昇

流によって鉛直輸送されたものであることが示唆される。雪雲に流入した北北西風から雪雲内の北西風への風向変化については、持ち上げられた高度の環境風の影響を受けたものと思われる (吉崎・加藤, 2007)。また、雪雲中の風速の強化については、鉛直断面図 (第 14 図, 第 15 図下段) によると上層の強風域との繋がりは見られず、それとの関連は小さいように見られる。下層の気塊が上層に持ち上げられた際に、下層より上層の空気の密度が小さくなるために、運動量の保存から風速が強まる効果も考えられるが、暖候期と比べて持ち上げられる高度が低いために、その効果は小さいと思われる。このため、この加速は、雲中の降雪粒子生成に伴う非断熱加熱により気層が暖められ気圧が下がることによって生じる気圧傾度力によるもの (逆に吹き出す風は減速) であると考えられる (Kato, 1998)。ここで、地表付近を含む下層では風速の強化は顕著ではない (第 7 図, 第 8 図)。これは、下層で降雪粒子の蒸発による冷却が生じ、気圧低下の効果が小さくなっているためであると思われる。



第 15 図 2005 年 12 月 21 日 21 時を初期値としたときの 10 時間後 (FT=10: 22 日 07 時), 11 時間後 (FT=11: 22 日 08 時), 12 時間後 (FT=12: 22 日 09 時) の雪混合比 (色) と風向・風速の分布図。

上段: 高度 2km 面, 下段: 上段の線分 EF の断面。下段の破線は V 成分風速 (北向きが正, 間隔は 4m/s) を表す。



### 3.5 まとめ

水平解像度 5km の JMANHM を用いた数値実験によって、水平解像度 20km の現業数値予報モデルでは予測できなかった JPCZ とそこでの雪雲の発達、更に神戸での降雪までよく再現することができた。JPCZ では下層 2km 以下に水平風の収束が見られた。JPCZ やその周辺では LCL や dLFC が低く、対流の起こりやすい環境であった。また、大気安定度が小さいことから LNB が高く、雪雲が発達しやすい環境であった。

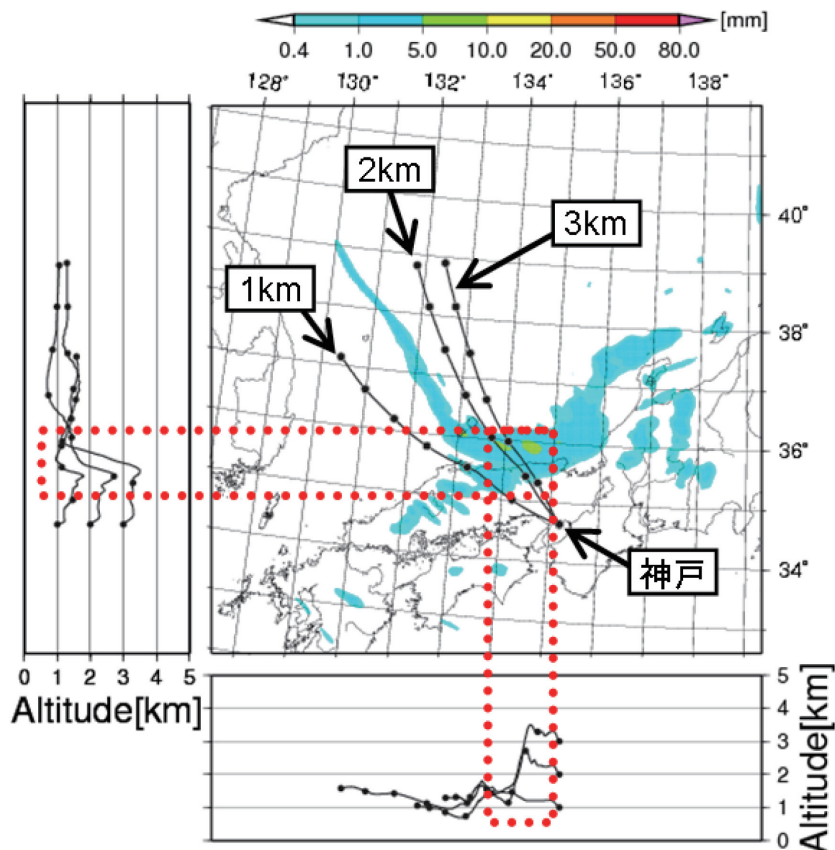
JPCZ 付近では北側下層から流入する北北西風が上昇し、雪雲に対応する領域で北西風域が形成されていた。大規模場に伴う JPCZ の南下に加えて、雪雲はこの北西風によって神戸に流入したものと考えられる。

### 4. 地上気温の低下

#### 4.1 積雪に対する地上気温低下の重要性

これまで述べてきたように、神戸では 22 日 07 時過ぎから 11 時頃まで約 4 時間、やみ間なく降雪を観測した。しかしながら、神戸のように大都市で海に面する地域では内陸に比べて冬季の地上気温は高めとなることが多いため、降雪があっても必ずしも積雪状態になるとは限らない。例えば、大阪で 5cm の積雪となった 2008 年 2 月 9 日の事例では、神戸でも昼頃から夕方まで 5 時間以上も降雪が続いたが積雪状態にはならなかった。この原因として、降雪時の神戸の地上気温は 0.9 から 1.8℃で大阪より 0.5 から 1.0℃程度高かったことが考えられる。

一方、本事例日の神戸の最低気温は -2.0℃、海上の神戸空港でも -1.4℃まで低下し、降雪の続いた時



第 16 図 神戸上空を始点とした後方流跡線解析。

流跡線上のドットは 1 時間ごとの粒子位置を示す。図中の 1km, 2km, 3km は、流跡線解析の始点高度を表す。凡例は 22 日 07 時における 1 時間降雪量を表す。左矩 (く) 形図と下矩形図はそれぞれ西方向と南方向からの流跡線投影図を表す。

間帯の地上気温は常に氷点下であった。神戸海洋気象台が現在の沿岸部に移転した1999年9月以降、最低気温が $-2.0^{\circ}\text{C}$ 以下となったのはわずか7日しかない。しかも、本事例日を除く6日は全て1月下旬から2月上旬の平年値が1番低い時期に観測しており、12月に $-2.0^{\circ}\text{C}$ を観測したのは過去10年間でも本事例日だけであった。

このように、降雪期間中に地上気温が氷点下で持続したことも、今回記録的な積雪になった大きな要因の1つと考えられる。そこで、今回の地上気温の低下に着目し、その原因について考察する。

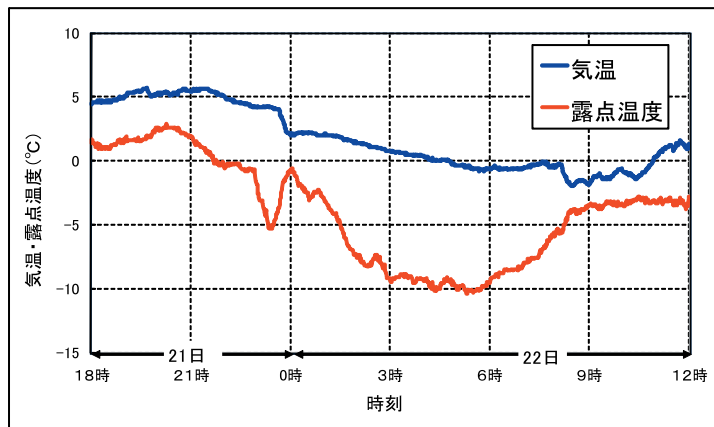
#### 4.2 神戸における地上気温変化の特徴

第17図は、21日18時から22日12時までの神戸の気温と露点温度の経過を示す(神戸空港でもほぼ同様の経過を示していた)。この図から、気温の

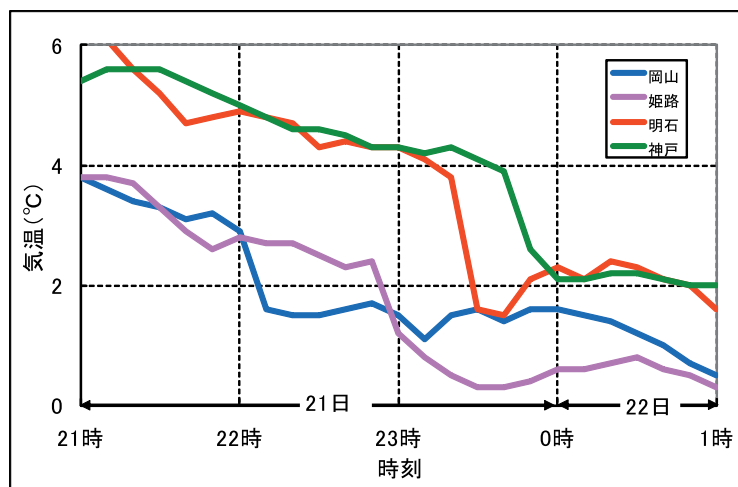
変化に関して以下の4つの特徴を挙げることができる。

- ① 22日00時前に気温の急低下が見られる。
- ② 22日00時頃から05時頃にかけて気温は徐々に低下し、05時頃氷点下になった。
- ③ 05時から08時頃まで気温はほぼ横ばいで推移した。
- ④ 08時から08時30分頃にかけて再び気温の急低下があり、この日の最低気温を観測した。

このうち、④で見られた気温低下は、露点温度が上昇していることと降雪が強まっていたと考えられる時間(第3図)に対応していることから、降雪粒子の蒸発に伴うものと思われる。その後も、降雪が続いた期間にわたって地上気温を氷点下に維持させて、積雪状態の持続に直接寄与していたと考えられる。このような機構は多くの積雪事例で見ら



第17図 21日18時から22日12時の神戸の気温と露点温度。



第18図 21日21時から22日01時の兵庫県と岡山県の瀬戸内海沿岸のアメダスによる気温変化。

れる一方、本事例において特徴的な点は、降雪が始まる前から地上気温が氷点下になっており、既に積雪状態になりやすい環境にあったことである。これには、上記①と②の気温低下が寄与しているように見られる。以下では、この2点の気温低下の要因について考察する。

#### 4.3 21日夜遅くにかけての気温低下

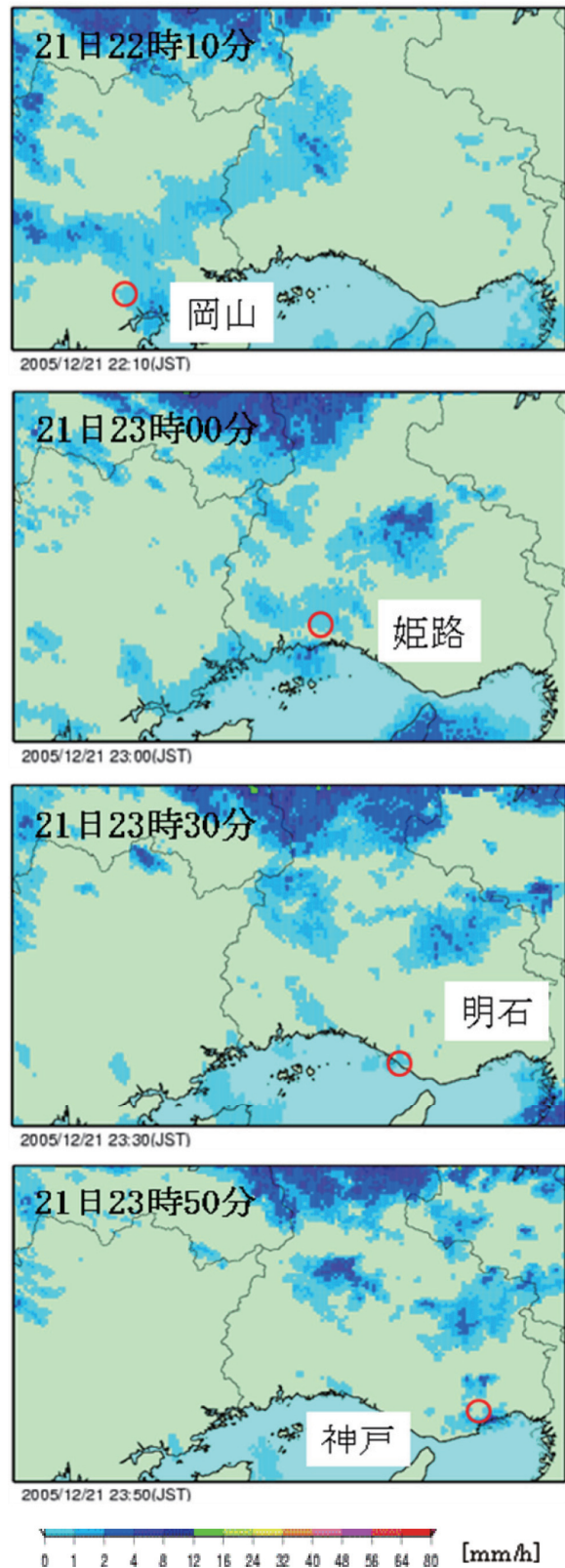
第18図は、岡山県沿岸から兵庫県沿岸にかけてのアメダス観測所における気温の時系列を示している。岡山では21日22時頃に10分間で1°C程度の気温低下が見られる。この気温低下は、岡山→和気(図省略)→家島(図省略)→姫路→明石→三木(図省略)→神戸の順に岡山県から兵庫県の瀬戸内沿岸を東に伝播しているように見える。

レーダー画像を見ると、中国山地を越えた雪雲に相当するレーダーエコーが21日21時頃から22日00時頃にかけて岡山県から兵庫県を東進していた(第19図)。各観測所付近をこのエコーが通過する時刻と気温低下の時刻はほぼ一致する。更に第17図によると神戸では22日00時前の気温低下と同時に露点温度が上昇していることから、この気温低下は降雪粒子の蒸発によるものと推測できる。

一方、第17図によると、この気温低下の直前に露点温度の急低下も見られる。これは降雪直前に何らかの原因で地表付近がより乾燥し、直後の降雪に伴う降雪粒子が蒸発しやすい環境になっていたことを示唆している。この傾向は、約1時間前に姫路でも観測されおり(図省略)、雪雲に先行する乾燥域が存在した可能性がある。

#### 4.4 22日未明から明け方の気温低下

神戸の03時の地上気象観測、衛星赤外画像、関西空港の定時観測から、阪神間は22日未明から明け方は晴れていたと判断できる。このため、この期間に見られた気温低下の要因としては、放射冷却の寄与が考えられる。しかし、神戸では10分平均風速でも8m/s以上の風が吹いていた。強風の下では大気が混合しやすいため、放射冷却による地上気温の大幅な低下は起こりづらい。晴れていること



第19図 21日22時10分から23時50分にかけてのレーダーエコーの推移。赤丸は観測点の位置を示す。



から、降雪粒子の蒸発の寄与もないため、他に気温を低下させる要因としては寒気の移流が考えられる。総観場（第2.3節）で見た通り、21日夜から22日朝にかけては、西日本付近は強い寒気移流場にあった。定量的な評価は難しいが、22日00時から05時頃にかけてのなだらかな気温低下は、主に寒気移流によるものであると考える。

#### 4.5 まとめ

22日早朝は降雪が始まる前から地上気温は氷点下まで低下していた。地上気温が氷点下まで低下した原因について調べ、以下の2つの要因があることがわかった。

- ①先行する雪雲からの降雪粒子の蒸発
- ②総観スケールの寒気移流

本事例の気温低下において、主な原因は②の寒気移流であった。一方で、①による気温低下への寄与もあった。①による気温低下をもたらした雪雲は本事例の積雪をもたらした雪雲とは全く異なるものであり、積雪には直接の影響はない。しかし、その後の寒気移流の効果と合わせて、本格的な降雪直前に氷点下まで気温が低下したことに寄与した可能性がある。

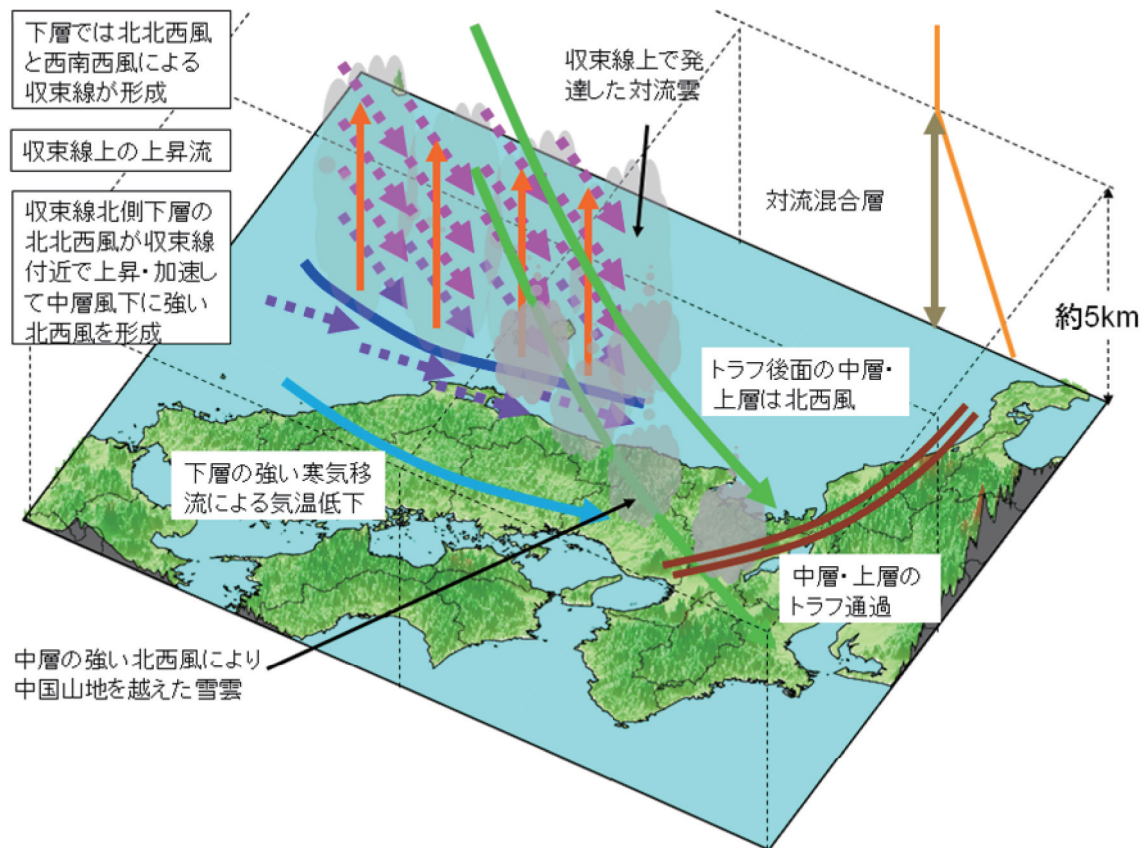
#### 5. まとめ

2005年12月22日に強い冬型の気圧配置の中、神戸で4cmの積雪深を観測するなど記録的な大雪となった。第20図には本研究によって得られた大雪時の雪雲や環境場についての概念図を示す。観測データや数値実験結果の解析から、この大雪には以下の3つの要因が大きく寄与していたことがわかった。

##### (1) JPCZ 上での雪雲の発生・発達

朝鮮半島北東部から山陰沿岸にかけて見られた JPCZ 上に雪雲が形成され、強い寒気移流による大気安定度の低下に伴い、雲頂高度が5から6kmになるまでに発達した。

##### (2) 雪雲の神戸への流れ込み



第20図 2005年12月22日の神戸での大雪の概念図。地形データにはUSGSのGTOPO30を利用。

上空の気圧の谷の東進により、近畿地方上空の風が西寄りから北寄りに変化して、JPCZ やそれに伴う雪雲が徐々に南下した。また、JPCZ 北側下層で卓越していた北北西気流が JPCZ 付近で上昇・加速して、JPCZ 南側の中層に強い北西風域を形成した。これらにより、雪雲は中国山地を越えて神戸まで隙間なく流入した。

### (3) 地上気温の低下

21 日夜遅くから 22 日明け方にかけて、大規模な降雪に先行した局地的な降雪と総観スケールの寒気移流により、神戸では本格的な降雪が始まる前から地上気温が氷点下まで低下していた。4 時間近くやみ間なく降雪が続く中で、気温が氷点下のままで持続した結果、4cm もの積雪に至った。

## 6. 予報現場における今後の課題

予報現場において大雪の予報をする上で、今回の事例解析を通じて明らかになった課題として、以下の 2 点を挙げる。

- (1) 今回の事例では、6km を超える背の高い雪雲が形成されていたこと、JPCZ の南下に伴って雪雲も南下していたことが事前に実況資料から判断できる。大雪の予報という観点で考えれば、これらの雪雲が中国山地を越えて近畿地方まで南下してくるかどうかの見極めが重要であると考えられる。そのためには、安定度を含めた総観場の把握と WPR やレーダー指数の監視が重要である。
- (2) 地上気温低下についての判断も重要である。冬季の早朝に気温が低くなるのは、放射冷却による場合が多い。しかし、今回の事例において神戸で早朝に低温となったのは放射冷却よりも寒気移流の影響が大きかった。また、氷点下まで低下したことには、移流だけでなく局地的な降雪による影響もあった可能性がある。放射冷却や寒気移流による気温低下は、予報現場においても現業数値予報モデル及び気温ガイダンスなどで予測できる。しかし、局地的な降雪による気温の低下は、現業数値予報モデルや JMANHM

を用いてもその予測は非常に困難である。本事例のように数値予報モデルでは予測しきれない気温低下については、実況監視が非常に重要になる。気温が氷点下まで下がるか下がるか下らないかの判断やその定量的な評価が今後の課題である。

## 謝辞

本調査で気象庁予報部予報課の西村修司氏には衛星画像等の解析について有益なコメントを頂きました。また、付録の写真提供は大阪管区気象台予報課の小島豊氏によるものです。両氏には紙面を借りて御礼申し上げます。

## 参考文献

- 浅井富雄 (1988) : 日本海豪雪の中規模的様相. 天気, 35, 156-161.
- 原旅人 (2008) : 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予報課報告・別冊第 54 号. 気象庁予報部. 68-72.
- Kato, T. (1998): Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 503-520.
- 吉崎正憲・加藤輝之 (2007) : 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, 187.



## 付録 A. 当日の様子



第 A1 図 場所は神戸市兵庫区の国道 2 号線. 撮影時間は 2005 年 12 月 22 日 08 時 22 分. 07 時 30 分頃は積雪となっていないかった.



第 A2 図 場所は神戸市中央区の神戸ポートアイランドへ向かう道路. 撮影時間は 2005 年 12 月 22 日 08 時 26 分.



第 A3 図 場所は神戸市中央区港島の神戸ポートアイランド周辺. 撮影時間は 2005 年 12 月 22 日 08 時 35 分.



第 A4 図 場所は神戸港. 神戸港に停泊する“啓風丸”. 撮影時間は 2005 年 12 月 22 日 08 時 51 分.



第 A5 図 場所は神戸港. 神戸港に停泊する“啓風丸”. 撮影時間は 2005 年 12 月 22 日 08 時 51 分.



第 A6 図 場所は神戸港. 神戸港周辺の駐車場の様子. 撮影時間は 2005 年 12 月 22 日 08 時 52 分.