

修士論文
C3VP
(Canadian CloudSat/CALIPSO Validation Project)
期間中に五大湖周辺で観測された筋状降雪雲の解析
Lake Effect Snowband Clouds
around the Great Lakes
during C3VP Period

北海道大学大学院 理学院宇宙理学専攻 気象学研究室

西村理恵

Rie Nishimura

2008年1月31日

要旨

Canadian CloudSat/CALIPSO Validation Project (C3VP) の一環で行われた集中観測の期間中、五大湖ヒューロン湖東岸域のカナダオンタリオ州南部、King City のレーダーで筋状降雪雲が観測された。本研究で解析した事例は、2006年2月4-7日と2007年1月19-21日に発生した。2事例の内、前者を Case1、後者を Case2 と以降呼ぶ。2事例は、Lake-Effect Snowstorms で発生した降雪雲であった。Case1 は、1本の降雪雲が24時間持続していた。Case2 は、4本の降雪雲が9時間、2本の降雪雲が6時間持続していた。Case1 と Case2 で見られた降雪雲は、強さや構造に違いがあった。Case1 は、筋状降雪雲の周囲にも弱い降雪域が存在したが、Case2 は、Case1 よりも細い筋だけが見え、周囲の弱い降雪域は存在しなかった。このような筋状降雪雲が発生した時の総観場を天気図から見ると、Case1 では、五大湖上空を短波トラフと低気圧が通過した後に発生し、Case2 では、上空トラフ通過中、寒冷前線を伴った低気圧の通過後に、筋状降雪雲が発生していた。Case2 では、同時刻に五大湖東のセントローレンス湾上で、低気圧の急速な発達も見られた。Case1 と Case2 では、その強さは異なるものの、五大湖上空を低気圧が通過し、その後の北西風と寒気移流の状況下で発生したという点が共通していた。地上での気温低下や天気図の気温分布から、Case2 の方が強い寒気を伴う事例であった。筋状降雪雲が発生する時の環境場と特徴を明らかにするため、メソスケール数値モデル MM5 を用いた。MM5 による計算結果は、降雪雲の発生位置が南に数 km から 10km ずれていたが、形状や総観場はよく再現していた。計算結果からは、寒気移流による湖面と 850hPa の気温差や降雪雲が見られる時の北西風など、Lake-Effect Snowstorms 発生時の特徴が確認できた。また、筋状降雪雲が、上昇流域に対応しており、地上風の収束と地形による強制上昇によって引き起こされていた。特に、Case1 と Case2 のような降雪雲の強さと構造の違いを生み出したのは、収束の強さである。これらは、観測の各データからも確認することができ、MM5 によって得られた降雪雲発生時の環境場と特徴は、今後同地域での LES 発生を判断する上で一つの指標になると考えられる。本研究対象の 2 事例だけでなく、過去に同地域で発生した LES と筋状降雪雲について解析を行うことで、より同地域での LES と筋状降雪雲発生メカニズムや特徴を明らかにできると考えられる。

目次

1	はじめに	2
2	衛星 CloudSat と検証プロジェクト C3VP の紹介	4
2.1	CloudSat について	4
2.2	Canadian CloudSat/CALIPSO Validation Project (C3VP) について . .	5
3	Lake Effect Snowstorms (LES) について	7
4	使用データ	9
5	観測データによる解析	10
5.1	Case1 : 2006 年 2 月 4 - 7 日	10
5.2	Case2 : 2007 年 1 月 19 - 21 日	12
5.3	観測データからみる環境場と筋状降雪雲の特徴	13
6	モデルによる計算	15
6.1	MM5 について	15
6.2	パラメータ・領域設定と計算について	16
7	モデル計算結果による解析	17
7.1	MM5 の結果からみる Case1	17
7.2	MM5 の結果からみる Case2	20
7.3	MM5 の結果からみる筋状降雪雲の発生と特徴	22
8	考察	23
8.1	レーダー画像と MM5 計算結果の比較	23
8.2	筋状降雪雲の発生について	24
9	まとめ	26
*	図表	29

1 始めに

Lake-Effect Snowstorms (LES) とは、冬季に低気圧や寒冷前線の通過後、寒気が湖上を吹送する際に発生する現象で、風下側沿岸部に降雪をもたらす (Liu and Moore, 2004)。五大湖周辺域では重要な降雪現象の一つである。同様の現象は、日本海や Great Slat Lake などでも発生する。対象とする五大湖沿岸部では、LES を要因とする降雪が年間降雪量の半分以上占めており (Liu and Moore, 2004)、約 1 日の間に 150 - 250 cm の降雪をもたらすこともあり (Niziol et al., 1989)、冬季の気象において LES は重要である。LES 発生を判定する一番大きな指標は、湖面と 850 hPa の温度差であり (Holroyd, 1971)、温度差や風向、潜熱、地形などが LES の強さに影響する (Lavoie, 1972)。また、LES の特徴の一つは、湖上及び海上から発生する筋状・帯状の雲であり、これが降雪をもたらす。

本研究では、図 1 に示す、ヒューロン湖とオンタリオ湖の間にあるカナダ、オンタリオ州南部 KingCity に設置されたレーダーで筋状降雪雲が観測された 2 事例を対象とする。この 2 事例を選択した理由は、3 点ある。一つ目は、同地域での LES 研究事例が少ないことである。LES の研究事例は、ミシガン湖やエリー・オンタリオ湖沿岸のアメリカ側が多い。これは、それらの湖岸にシカゴやバッファローなどの都市があり、人口が多いことが原因であり、逆にヒューロン湖は、五大湖の中でもっとも周辺人口が希薄である。二つ目は、Canadian CloudSat/CALIPSO Validation Project(C3VP) という衛星観測データの検証プロジェクトとして、集中観測の期間に観測された事例であること。C3VP とは、NASA を中心として 2006 年 4 月に打ち上げられた衛星 (CloudSat/CALIPSO) の観測データの検証を目的とする。冬季に地上観測・航空機観測などを集中的に実施し、様々なデータが集められている。三つ目は、2 事例に共通点と相違点があることである。共通点は、降雪雲の発生した地域や概形、総観場、相違点は、降雪雲の数、強さ、持続時間である。それぞれの総観場やメソスケール場を比較することで、筋状降雪雲発生を考えることが可能となる。

この 2 事例は、2006 年 2 月 4 - 7 日と 2007 年 1 月 19 - 21 日に観測された。それぞれ本論文では、Case1、Case2 と名づける。National Climate Data Center(NCDC) が提供する天気図から総観場を見ると、上空トラフの通過や低気圧の五大湖上空通過など、この 2 つの事例は LES の特徴が共通していた。Case1 は短波トラフであり、低気圧が急激に発達しながら五大湖上空を通過し、その後に筋状降雪雲が発生した。Case2 は、五大湖上空を寒冷前線を伴う低気圧が通過し、さらに別の低気圧から延びた寒冷前線が五大湖上にあるときに、筋状降雪雲が発生した。通過した低気圧の強さに違いはあるが、どちらも低気圧後面に五大湖周辺域が位置し、寒気移流が起こっている時に降雪雲は発生していた。レーダーで観測された筋状降雪雲の形状に関しても、類似点と相違点がある。どちらもヒューロン湖東岸からオンタリオ湖西岸に向かって、北西から南東に降雪雲が伸びていたが、筋状降雪雲の詳細な構造は異なっていた。Case1 では、メソスケールの渦が観

測域を通過した後、幅 10km、長さ 300km の 1 本の筋状降雪雲が発生していた。降雪雲は、約 24 時間持続し、最終的に幅 40km、長さ 400km の大きさになった。また、降雪雲の周囲には弱い降雪域が存在していた。Case2 では Case1 に比べ細い筋状降雪雲がはっきりと数本見られ、9 時間ほど持続した。その後一度形状が崩れ、2 本の筋状降雪雲が再び発生して、約 6 時間存在した。2 本の降雪雲のサイズは、幅 10km、長さ 100km であった。

本研究では、カナダのオンタリオ州南部で筋状降雪雲が観測された 2 事例を対象に、共通点と相違点に着目しながら、何が寄与して、Case1 と Case2 のような筋状降雪雲は形成維持されたのか、その環境場を明らかにしていく。天気図や地上観測データから総観場を掴み、さらに詳細なスケールや要素の状況を掴むために、数値モデル (MM5) を用いて解析を行っていく。次の 2 章では衛星 CloudSat と検証プロジェクト C3VP について、3 章では Lake-Effect Snowstorms についてのレビューを行う。4 章では使用データの紹介をする。5 章では、各観測データから解析対象事例の特徴を見る。6 章で使用するモデルの紹介と計算の設定を示し、7 章でモデルの計算結果を元に LES の環境場などについて議論する。8 章で考察を行い、最後に 9 章でまとめを述べる。

2 衛星 CloudSat と検証プロジェクト C3VP の紹介

本研究の解析対象となった事例は、Environment Canada を中心に実施される Canadian CloudSat/CALIPSO Varidation Project(C3VP) の期間中に観測された。本章では、CloudSat 等の衛星と C3VP についての紹介及び説明を行う。

2.1 CloudSat について

CloudSat は、NASA・Canadian Space Agency(CSA)・Colorado State University(CSU)・U. S. Air Force(USAF) 等によって打ち上げられた雲観測衛星である。これまでの観測衛星は、可視光や赤外域のマイクロ波を受動的に利用したセンサーで、地球上の雲を詳細に捉えてはいたが 2 次元的なものであり、雲の厚さや雲水・氷の鉛直分布、放射特性といった 3 次元的な特徴は得られていなかった。雲の厚さは、太陽放射の反射や温室効果への寄与など地球の気候や気象に直接影響を与える重要な要素である。例えば、気候モデルにおける温暖化の予測を行った際、モデルによってその結果にはばらつきがある。雲の鉛直分布に関するパラメータはモデル毎に異なることが原因のひとつである。鉛直分布や重なり合った雲層は直接的に放射加熱の鉛直分布や大きさに影響するし、さらに、放射加熱は大規模循環であるハドレー循環や深い対流性雲システムに大きな影響を及ぼす。また、雲大気中にある雲水や氷の割合・雨水粒子の成長などもモデルに導入されているが不確かな部分も多く、全球規模での検証はできていない。降水量についてはモデル間で大きな差はないものの、鉛直積算した総雲水量(液・固)を比べると差が大きい。

雲の鉛直分布や各相の分布、特性を知ることはこのような問題を解決し、気象予報や気候予測を改良することに繋がる。そのために、CloudSat は雲分布や特性に関する情報を雲の鉛直分布観測を通して得ることを目的としている。また CloudSat は、宇宙からの観測衛星では初めて 94-GHz 雲プロファイリングレーダーを使用しており、94-GHz レーダーの実証も目的の一つである。CALIPSO は、CloudSat と同時に NASA・Centre National d'Etudes(CNES) を中心として打ち上げられた衛星である。正式には Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations と表記する。広視野カメラ・ライダー・赤外ラジオメータを搭載し、雲・エアロゾル観測を目的とする。

CloudSat と CALIPSO は 2006 年 4 月に打ち上げられ、A-train という衛星群の一端を成している。他には、Aqua・PARASOL・Aura・OCO (2008 年打上予定) が A-train に含まれる。各衛星の搭載機器、観測対象は表 1 に示す。A-train は、各衛星が列車のように縦列連帯をなし、数秒から数分の間隔で同じ軌道で観測を行う。同軌道をほぼ同時刻に観測することで個々の衛星から得られるデータの相互利用が A-Train の特徴である。図 2 に示すのが A-Train の概観である。現在、一番先頭には Aqua 衛星があり、その後方約 60 秒に CloudSat 衛星、CloudSat 衛星の前方約 15 秒に CALIPSO 衛星が飛行し

ている。CloudSat の観測域は、CALIPSO Lidar が最低 50% を同時に観測し、Aqua 搭載ラジオメータの観測幅内を通過する。CloudSat 搭載レーダーは、レーダー精度において 350-400km の高度にある、レーダー搭載衛星である熱帯域降雨観測衛星 TRMM ほど高くはない。しかし、CloudSat の観測から得られるデータ群の一部は、同領域を観測している Aqua・CALIPSO のデータを使用することで求められる。例えば、雲の光学的厚さは Aqua 搭載の MODIS のデータ、雲の発生や反射率、減衰という項を含んだ雲の幾何学的分布は、CALIPSO 搭載のライダーのデータを用いて求められる。単体の衛星観測では得られなかった情報を、A-Train に属する他の衛星観測で補うという他にはない特徴を CloudSat 衛星や CALIPSO 衛星が属する A-Train 衛星群は持っている。

CloudSat/CALIPSO と A-train には以上のような新しい試みがなされ、気象予報・気候予測を行う上で重要な雲や大気に関する情報を獲得することを目指している。

2.2 Canadian CloudSat/CALIPSO Validation Project (C3VP) について

C3VP は、Environment Canada(EC) が中心となり実施している CloudSat/CALIPSO のデータ検証プロジェクトである。CloudSat 検証プロジェクトが行われる背景には、観測データの処理アルゴリズムに雲の微物理パラメータに関して、単純化した仮定を用いていることにある。そのため、現場観測やリモートセンシング観測など、衛星とは独立した観測から得られたデータと比較して、慎重かつ徹底的な評価が必要である。特に、北緯 40 - 60 度の中高緯度に位置するカナダは、冬季 -20 近い気温となる地域もあり、降雪も多いことから C3VP では CloudSat データのカナダの冬季気候への適用性に重点をおいている。

C3VP の活動として行われているのは、冬季の地上集中観測・航空機観測、放射シミュレータの開発である。地上観測には、図 3 に示す EC の展開するネットワークが使用される。降水強度観測、地上での集中観測は、上記各図◇で示すカナダの 4 地点 (CARE, EUREKA, BRATT'S LAKE, IQALUIT) で冬季に行われる。地上集中観測の一例として、CARE の観測機器を紹介する。CARE に設置される機器は、レーダー、ライダー、放射計、ゾンデ、シーロメータ、雨量計、ウィンドプロファイラー、など全 19 点。雲分布、雲の種類、降水の種類、雲水・雲氷量、降水の有無、降水・降雪量、雲位相、雲の微物理という CloudSat で観測されるものと同じデータを地上から観測している。

航空機観測は、CloudSat の通過軌道に合わせて、2006 年 10 月 - 2007 年 3 月に実施されている。飛行経路は、CARE 周辺のケベック州・オンタリオ州の上空で、16 日周期で同地点を通過する CloudSat の軌道に対し、条件にあう 10 日ほどの期間を決めて観測を行う。その条件は、

- CARE - オタワ間を CloudSat 軌道と 6 分の 5 は同期して飛行
- CARE 付近の上空を夜間に CloudSat が通過

- CARE 付近の天気に興味深い時、CloudSat と同期しなくても飛行

である。搭載機器は、レーダー、ライダー、バルク微物理プローブ、雲スペクトルメータ、ラジオメータ・サーモメータなど、雲やエアロゾルの微物理や雲水量などの雲組成、太陽・赤外放射を観測対象とする。

以上のように C3VP では様々な機器を用いて観測が行われているが、同期間に観測された LES の事例に関しての解析等はされていない。本研究で得られた情報が、カナダでの LES 事例の理解に繋がり、C3VP においても参考できるものになればと考える。

3 Lake Effect Snowstorms (LES) について

LES は、冬季の五大湖周辺において、局所的な降雪量をもたらす現象である。1983年11月29日から12月1日に、エリー湖東岸のバッファロー周辺に100cmを越える降雪が(Niziol, 1987)、1995年1月2日から5日には、オンタリオ湖東岸域で最大157cmの降雪が観測された(Ballentine et al., 1998)。LES は、北極からの寒気が相対的に暖かい湖の上を通過する時に発生する。冷たく乾燥した大気は、湖から熱と水蒸気を受け取り、その結果、潜熱と顕熱が供給される。これが LES の降雪雲を発生させる対流を引き起こすことになる。

Holroyd(1971) は、LES 発生時の 850hPa の温度を調べ、湖面温度が 850hPa 温度よりおおよそ 13 度以上高いことを述べた。Lavoie(1972) は、下部のフラックス一定層、逆転層によって抑えられたよく混合された惑星境界層、その上にある安定層という、3 層大気を仮定した数値計算を行った。その結果、湖面温度が LES 発生に重要な要素であることを示した。またその他に、風向や潜熱解放、地形が LES の強さに大きな寄与を持つと指摘した。LES の強さの指標となるものは、他にも色々と挙げられている。Niziol(1987) は、湖と 850hPa の気温差、境界層の風向、下層逆転層の存在とその高度、地上と 850hPa までの風向変化を挙げる。特に、風向の変化は、LES で発生する筋状・帯状雲形成に寄与する。変化が小さければ、強い 1 本のバンド雲、大きくなると、バンド構造は崩れるとしている。他には、Byrd et al.(1991) が、逆転層の強さも LES の発達に寄与すると述べている。Sousounis and Fritsch(1994)、Sousounis and Mann (2000) は、メソスケールモデル MM4 を用いた、湖がある場合とない場合での計算結果から、総観規模や局所的な気象システム、降水に与える湖の効果を述べている。

LES の特徴である筋状雲の形成は、風によって支配される。先ほど述べたように、Niziol(1987) は、地上から 850hPa までの風向は、筋状雲の向きと位置を決めるとしている。。また、Peace and Sykes(1966) は、流線解析を行い、筋状雲がある下層に風の収束があることを示している。Holroyd(1971) は、主に湖岸で摩擦によって起こる収束と、湖中心線にそって熱的に起こる収束が、バンド雲を形成すると述べている。LES で発生する雲の形状については、衛星 GOES の撮影した画像を元にした Kristovich and Steve(1994) や、ミシガン湖を対象として、衛星写真や数値計算を用いた Hjelmfelt(1990) によっても行われた。それぞれ分類に違いはあるが、LES で見られる雲の特徴は、850hPa 付近の風に平行な多数の筋状雲、もしくは、湖の長軸に平行な 1-2 本の筋状雲ということができる。

LES は、過去様々な視点から研究がなされている。しかし、個々の五大湖について見ていくと、ミシガン湖南西岸のシカゴやエリー湖東岸のバッファローなど湖に面したアメリカ側の都市周辺の事例が多数を占めており、ヒューロン湖下流側に位置するカナダのオンタリオ州の事例は少ない。その中で、Liu and Moore(2004) は 1992-1999 の期間にカ

ナダ、オンタリオ州南部で発生した降雪事例を LES によるものとそうでないものに分け、総観場のコンポジット解析を行い、その特徴を示している。図 4 に示すのは、LES である時と LES でない時の総観場のコンポジットである。LES である時は、五大湖北方のハドソン湾上空に低圧、低温のアノマリーが存在している。それにより、五大湖では寒気移流となっていることがわかる。逆に LES でない時は、低圧アノマリーは五大湖の東に位置し、温度のアノマリーはほとんどない。結果として、LES である時のような寒気移流は起こっていない。また、図 5 に示す低気圧の通過率からも、五大湖周辺を通過する低気圧の進路が LES の発達に寄与していることがわかる。LES の時、低気圧は五大湖上空を北東へと通過し、LES でない時は、東へと通過している。図 6 の L1 が LES が発生する時に関係する低気圧の概観、L2 が LES でない時の降雪に関係する低気圧の概観である。低気圧の中心がヒューロン湖北東にある場合、ヒューロン湖上を極からの寒気が通過することで、オンタリオ州に LES の降雪が発生する要因となっている。上記の論文では、オンタリオ州南部を対象にした LES の総観場を明らかにしている。本研究では、それを参考にし、同地域の LES 2 事例に関して中規模解析を行う。

4 使用データ

本研究に使用するデータは、C3VP より提供していただいたレーダー画像、地上観測データ、National Oceanic and Atmospheric Administration(NOAA) の National Climate Data Center(NCDC) の天気図、National Centers for Environmental Prediction(NCEP) の客観解析データである。

レーダー画像は、Meteorological Service of Canada(MSC) が展開するレーダー群のひとつであり、C3VP の地上集中観測点 CARE の南南東約 30km に位置する King City で観測された。図 7 の赤で示す WKR が KingCity、青で示す XET が CARE サイトである。KingCity に設置されているレーダーは、周波数 4-8GHz の C-band dual polarization scanning Doppler radar である。レーダー画像の解像度は、1km/pixel と 0.5km/pixel の二種類あり、それぞれ半径 240km と 120km 程の範囲を捉える。レーダー画像は、反射因子 (Z_H)、ドップラー速度、偏波間反射因子差 (Z_{DR})、偏波間相関係数 (ρ_{HV}) などを用い、降雪帯の形状や降雪強度、位置の変化などを観測している。今回は、そのうち反射因子とドップラー速度の画像を使用する。

総観場を見るために、地上、850hPa、500hPa、300hPa 各高度の天気図を使用する。地上環境場の変化を見るために、図 7 の緑で示す地上各点での観測データを使用する。地上観測データは、1 時間ごとの雲底高度や視野、雲量など最大 12 要素のデータが含まれる。今回は、その中で風向風速、気温、平均海面気圧、相対湿度を使用する。

NCEP 客観解析データは、緯度傾度 1 度格子の全球データで、ジオポテンシャルハイト、風、温位、相対湿度などが含まれる。NCEP 客観解析データは MM5 の計算を行う際の初期値として使用する。

5 観測データによる解析

5.1 Case1 : 2006 年 2 月 4 - 7 日

5.1.1 レーダー画像から見る降雪帯

図 8 - 10 に KingCity レーダーによる反射因子画像を、2006 年 2 月 4 日 18UTC から 2006 年 2 月 7 日 00UTC まで 3 時間毎に示す。画像が捉える範囲は、半径およそ 240km である。

2006 年 2 月 4 日 18UTC - 2 月 5 日 06UTC には低気圧前面に存在する強い降雪域が見られる。2 月 5 日 06UTC - 12UTC には、レーダー観測領域を南西から北東に通過する渦の形をはっきりと捉えている。渦の中心は、2 月 5 日 06UTC に KingCity の南西 200km、2 月 5 日 09UTC に南西 120km、2 月 5 日 12UTC に北東 60km に存在する。渦の通過後、2 月 6 日 00UTC 頃から弱い降雪域の中に筋状の降雪雲が出来始める。2 月 6 日 06UTC には、KingCity の西北西から東南東に延びる一本の降雪雲をはっきり存在している。降雪雲は、2 月 7 日 00UTC まで、形状と発生位置をほぼ維持していた。降雪雲の中で、青色で示される反射強度の強い領域が存在する。発生当初から、筋状降雪雲の上流側にあったが、2 月 6 日 21UTC - 7 日 00UTC には下流側に移動している。降雪雲のサイズは、2 月 6 日 12UTC には幅 10km 長さ 300km だったが、2 月 7 日 00UTC には幅 40km 長さ 400km になった。また、筋状降雪雲の周囲に、白で示される弱い降雪域が常に存在している。この降雪域の幅は、およそ 120 - 160km である。

図 11 にレーダーで観測されたドップラー速度を、2 月 5 日 00UTC から 2 月 7 日 00UTC まで 12 時間毎に示す。画像が捉える範囲は、半径およそ 120km である。レーダーに対して、赤は遠ざかる、青は近づくことを示す。2 月 5 日 00UTC は、東風であったのが、2 月 5 日 12UTC には南西風になっている。これは先ほど反射強度の画像にもあった、渦の通過による風向きの変化と言える。2 月 6 日 00UTC 以降は、西風から北西風が吹いており、降雪帯の向きと対応していることがわかる。

5.1.2 天気図による総観場解析

図 12 - 15 に各高度における天気図を示す。図 12 より、2 月 4 日 12UTC - 5 日 12UTC に、五大湖上空で低気圧が急速に発達していることがわかる。中心気圧は 996hPa から 980 hPa と、24 時間に 24hPa 以上の低下しているので、爆弾低気圧と言える。レーダーで観測されたメソスケール渦は、五大湖上空を通過するこの低気圧に対応する。低気圧発達時期の 850hPa 面の様子は、図 13 から、2 月 4 日 12UTC には、北上してきた地上低気圧の真上までトラフが東進している。さらに上空、500hpa と 300hPa について、図 14 - 15 より、2 月 4 日 00UTC の時点では、850hPa 面のトラフよりも東にあったトラフが、次第に追いつき、2 月 5 日 12UTC ではほぼ同位置に達している。2 月 6 日 00UTC

には、500 と 300hPa 面でも閉じた低気圧が存在している。また、そのトラフは、2月4日 12UTC - 5日 12UTC の期間に、波長がおよそ 25 度の短波トラフとなっている。

帯状降雪雲発生の前後について、850hPa 面に注目する。2月5日 12UTC - 6日 12UTC に、低気圧の西 - 北西の領域に -10 から -15 の寒気が張り出している。この寒気が、低気圧後面の北西風によって五大湖上空に運ばれ、LES の一因になったと考えられる。Liu and Moore(2004) の指摘した総観場と比較をしても、Case1 はよい一致を示している。LES 時の低気圧の位置、寒気存在、そして低気圧の進路である。前者 2 点については先に示したが、最後の低気圧の進路についても、五大湖の南から北北東へと通過しており、図 5 と一致する。

5.1.3 地上観測データで見る地上の様子

前節で述べた、低気圧の発達・通過、筋状降雪帯の発生に伴って、地上の様子はどのように変化していったかを地上における観測データから見ていく。図 16 - 18 に各地点での海面気圧 (上図)、気温・相対湿度 (中図)、風速・風向 (下図) の時間変化を示す。風向は、北風を 0 度とし、時計回りにとった角度で表す。各グラフの横軸は共通して、2月4日 00UTC からの経過時間を示す。レーダー画像で渦が観測されたのが、グラフ上の横軸 24 - 36 で表される 2月5日 00UTC - 2月5日 12UTC の間で、筋状降雪帯が観測されたのがグラフ上の横軸 48 - 72 で表される 2月6日 00UTC - 7日 00UTC の間である。図 19 - 21 には、風と海面気圧 (左図)、気温と相対湿度 (右図) を示す。

図 16 - 18 より、全地点において、2月4日 12UTC 頃から気圧が低下を始め、2月5日 00UTC - 12UTC の間に最低気圧となったことがわかる。これは総観場において、低気圧が接近、通過した時間、レーダー画像で渦が観測された時間にあたる。また、低気圧通過に伴って気温と湿度の低下、風向の変化が共通して各点で起こっている。気温は 10 弱、湿度は 10 - 20 % 低下した。大きいところでは、YQA で 15 近い気温の低下となる。風向は、低気圧通過前 60 - 90 度の北東 - 東風から、通過後 270 - 300 度の西 - 北西風に変化した。これは低気圧の前面と後面における風向の違いになる。通過後の気温低下は、天気図でも見たように、低気圧後面の寒気移流によるものである。

図 19-21 に各時刻における観測点での様子を示す。図 19(b) 2月4日 12UTC - 図 20(a) 2月5日 12UTC より、低気圧通過に伴う風向の変化、気圧の低下がわかる。図 20(b) 2月6日 00UTC - 図 21(a) 2月7日 00UTC が帯状降雪雲の観測された時間にあたる。2月5日 12UTC と比較して、気温と湿度の低下がはっきりとわかる。先ほどと同様、冷たく乾燥した空気が流れ込んでいるといえる。また、ここで注目すべきは風の場合である。地点数が少ないのではっきりとは言えないが、帯状降雪雲が観測された付近に収束があるように見え、降雪雲の移動や強度の変化に影響した可能性がある。

5.2 Case2 : 2007 年 1 月 19 - 21 日

5.2.1 レーダー画像で見る降雪帯の変化

図 22-23 に反射因子画像を、2007 年 1 月 19 日 18UTC から 2007 年 1 月 20 日 09UTC まで 1 時間毎に示す。筋状降雪雲が観測され始めたのは、1 月 19 日 18UTC 頃である。弱い降雪域の中に、3-4 本の筋が現れ、1 月 19 日 21UTC には、多数の筋がはっきりと見ることができる。降雪雲は、西北西から東南東に延びている。1 月 19 日 21UTC の時点で、降雪雲の周りに弱い降雪域は見られない。時間の経過と共に、降雪雲の筋の数は減少し、1 月 20 日 00UTC には 3 本程になる。KingCity の北 80 - 100km にあった降雪雲は、次第に南下し、1 月 20 日 03UTC には、KingCity 上空に移動した。同時刻頃に筋状の形が一旦崩れるが、その後、1 月 20 日 04 UTC から 06UTC にかけて、北西と西北西から延びる 2 本の筋状降雪雲が形成される。この時の降雪雲は、幅 10km 長さ 100km 程である。その後、降雪雲は弱まっていき、1 月 20 日 09UTC 以降次第に消えていった。図 24 には、ドップラー速度の画像を 1 月 20 日 00UTC から 1 月 20 日 09UTC まで 3 時間毎に示す。ドップラー速度画像は半径 120km の範囲を捉える。1 月 20 日 00UTC - 06UTC にかけて、降雪雲に吹く風が西北西風から北西風に変化しながら、降雪雲が南下していることがわかる。

5.2.2 天気図による総観場解析

レーダー画像より、帯状降雪帯が観測された時間は 1 月 19 日 18UTC - 1 月 20 日 09UTC であった。まず各高度を順に見ていく。図 25 の地上天気図より、1 月 19 日 00UTC、五大湖上空と南南西の海上に弱い低気圧がある。それぞれ北東へ進み、後者は 1 月 20 日 00UTC には五大湖の東海上に非常に強い低気圧として発達した。前者は寒冷前線を伴っており、また五大湖通過後にはさらに北にある低気圧から伸びる寒冷前線が、五大湖上に存在している。寒冷前線は、1 月 19 日 - 20 日の期間、常に五大湖上にあることから、寒気が流れ続けていたと言える。図 26 より、Case1 のような短波ではないが、五大湖上空をトラフが通過している。また地上で見られた低気圧は、850hPa 面でも見られる。温度について見ると、トラフの後方に寒気があることがわかる。最も気温の低いところで -20 度の強の寒気が存在している。これは、Case1 で見られた寒気よりも 5 - 10 度低く、Case2 の方が強い寒気が流れ込んでいたと言える。図 27 - 28 より、500 と 300hPa 面ともに五大湖上空にトラフの存在が見られ、850hPa 面にあるものよりも波長が長くなっている。地上で発達した低気圧に対応した閉じた低気圧は、見られないが、1 月 20 日 00UTC - 21 日 00UTC の間にトラフの波長が短くなっていることがわかる。

Case1 と同様に、850hPa 面に注目する。1 月 19 日 12UTC には、低気圧ではなくトラフとして、五大湖北のハドソン湾上に低圧部が存在する。トラフの軸の後方、西側には -25 度の寒気が存在しており、トラフに沿って吹く北西風による寒気移流が発生したと

考えられる。Liu and Moore(2004) の指摘した総観場と比べ、弱くはあるが低気圧が北へ通過した点、850hPa 面に寒気が存在した点など、Case1 と同様に一致する。

5.2.3 地上観測データで見る地上の様子

図 29 - 31 に各地点での要素の時間変化を示す。横軸は、1月18日00UTCからの経過時間を表す。図 32 - 34 に各時間での地上観測点の様子を示す。先ず、図 29 - 31 より、帯状降雪雲が観測されたのは、1月19日18UTC - 1月20日09UTC、グラフ横軸の1月18日00UTCからの経過時間は、42 - 54hourの間になる。1月18日00UTCから気圧が低下し、1月19日06UTC頃全地点で最低気圧である。これは、地上天気図で五大湖上空に存在した低気圧によるものである。その後、帯状降雪雲が観測された時間に、気温の低下が起こっている。大きいところで15 近い低下である。同時間、地上天気図では寒冷前線が、ヒューロン - ミシガン湖上を横断するように存在し、850hPa 面では - 20 の寒気が存在していた。そのために、起こった気温の低下と言える。強い低気圧の通過はなかったため、風速はそれほど大きくないが、方位方向が270 - 330度の西風 - 北北西風が降雪雲のある時間に吹いている。また風向は、降雪雲の延びていた方向に対応する。

次に、図 32 - 34 より、図 32 では南西風であったのが、図 33(a) 1月19日12UTCになると、西風 - 北西風へと変わっている。また、図 29 - 31 に見たように、図 33 に示す期間で気温低下は顕著である。最も気温が下がったのは、図 34 に示す1月21日00UTCであるが、この時の風はほぼ無風の状態である。同図に示す (b) 1月21日12UTC - (c) 22日00UTCには、気温は -8 から -10 と低いが、風向が南 - 南東へと、筋状降雪雲が見られた時から大きく変化している。

5.3 観測データからみる環境場と筋状降雪雲の特徴

本章で述べた、観測で見られた環境場と降雪帯の特徴をまとめると、以下のようになる。また、2事例に共通した特徴は、低気圧の通過とその後の寒気移流である。

- Case1
 - 850hPa 面気温 -10 から -15
 - 地上気温 -6 前後
 - 地上 - 850hPa 気温差 5 - 10K
 - 西北西風 - 西風 (2006年2月6日00UTC - 8日00UTC)
 - 降雪帯 1本
 - 降雪帯持続 1日強
 - 降雪帯周囲に弱い降雪域
- Case2
 - 850hPa 面気温 -20 強

- 地上気温 -8 から -10
- 地上 - 850hPa 気温差 10 - 15K
- 西風 - 北西風 (2007年1月19日12UTC - 20日12UTC)
- 降雪雲 4本 から 2本
- 降雪雲持続 9時間 と 6時間
- 降雪雲のみはっきりと存在

6 モデルによる計算

5章では、降雪雲の変化の様子と特徴、総観場と地上の様子をそれぞれ観測されたデータから見てきた。しかし、発生した降雪雲のスケールは数 10 - 数 100km 程度のメソスケールであり、その発生や持続に関わる環境場を明らかにするために、本研究では、数値モデル MM5 を使用する。

6.1 MM5 について

MM5 は、ペンシルバニア州立大学・NCAR によって開発されたメソスケール数値モデルである。特徴として、(1) 非静力学 (2) σ 座標 (3) 計算域のネスト が挙げられる。また、積雲対流や微物理過程などについて様々なパラメータを備えており、条件に適したものを選択して計算を行うことができるモデルである。

MM5 に使用されている基礎方程式は以下の通りである。

Pressure

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p \nabla \cdot \mathbf{V} = -\mathbf{V} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left(\frac{\dot{Q}}{c_P} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right)$$

Momentum(x-component)

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = \\ -\mathbf{V} \cdot \nabla u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - e w \cos \alpha - \frac{u w}{r_{earth}} + D_u \end{aligned}$$

Momentum(y-component)

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = \\ -\mathbf{V} \cdot \nabla v - u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) + e w \sin \alpha - \frac{v w}{r_{earth}} + D_v \end{aligned}$$

Momentum(z-component)

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\rho_0}{\rho} \frac{g}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g p'}{\gamma p} = \\ -\mathbf{V} \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{g R_d}{c_p} \frac{p'}{p} + e u \left(\cos \alpha - v \sin \alpha \right) - \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w \end{aligned}$$

Thermodynamics

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla p' + \rho_0 g w + \frac{Q}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right)$$

Advection terms

$$\mathbf{V} \cdot \nabla A \equiv mu \frac{\partial A}{\partial x} + mv \frac{\partial A}{\partial y} + \dot{\sigma} \frac{\partial A}{\partial \sigma}$$

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v$$

Divergence term

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = m^2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + m^2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\rho_0 g}{p^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma}$$

σ Derivation

$$\sigma = \frac{p_0 - p_{top}}{p_{surf} - p_{top}} = \frac{p_0 - p_{top}}{p^*}$$

各変数は、 $\gamma = C_p/C_v$ 、 g : 重力加速度、 f : コリオリパラメータ、 R_d : 乾燥空気の気体定数、 r_{earth} : 地球半径、 m : 質量、 p : 圧力、 ρ : 密度、 α : 比容、 T : 温度、 θ : 温位、 Q : 熱量、 C_p : 定圧比熱、 \mathbf{V} : 速度ベクトル、 u : x 方向速度、 v : y 方向速度、 w : z 方向速度、 D : 乱流拡散項を表す。添え字は、 A_0 : 基本場、 A' : 基本場からの偏差、 $\dot{A} = DA/Dt$ を表す。

6.2 パラメータ・領域設定と計算について

Case1 は、図 35 に示す 4 領域、Case2 は、図 36 に示す 3 領域の設定で計算を行った。初期値には、緯度経度が 1 度格子の NCEP 客観解析値を用いた。計算時間は、Case1 が 2006 年 2 月 4 日 00UTC - 7 日 00UTC の 72 時間。一番内側の domain4 のみ 2006 年 2 月 5 日 00UTC からの 48 時間である。Case2 は、2007 年 1 月 19 日 00UTC - 21 日 00UTC の 48 時間である。そして、Case1・2 共に、domain3 の計算結果を入力値として、図 37 に示す 1 領域のみで計算を行った。それぞれ、複数領域での計算を Run1、単領域のみでの計算を Run2 と以降では呼ぶこととする。計算時間は、Run1 と同様、Case1 が 72 時間、Case2 が 48 時間である各計算における詳細なパラメータの設定は、表 2 に一覧を示す。表 2 より、Case1 と Case2 では領域が異なるが、大きな差はないので、ここでは Case2 の計算領域を図 37 に示す。

7 モデル計算結果による解析

7.1 MM5 の結果からみる Case1

まず、図 38 - 41 に各高度場の総観場を示す。図 38 に示す地上総観場より、2006 年 2 月 4 日 00UTC に五大湖の南に位置した弱い低気圧の、北進と共に成長する様子が見られる。それと同時に、五大湖周辺の風の場合は、2006 年 2 月 4 日 00UTC の弱い南西風から 2 月 5 日 00UTC の北東風、さらに 2 月 6 日 00UTC の 10m/s を越える北西風へと変化する。低気圧が通過した 2 月 6 日 00UTC 以降、五大湖周辺域は低気圧の後面に位置する。低気圧の北西風により、265 - 270K の寒気が流れ込み、約 10K 気温が低下している。図 39 に示す 850hPa 総観場より、地上と同様に低気圧の発達・通過に伴って、寒気が流れ込んでいる様子が見られる。特に、2 月 6 日 00UTC - 7 日 00UTC には、温位 265 - 270K の寒気が五大湖上空に存在する。これは、地上とほぼ等しい温位であり、大気の状態は中立に近い。図 40 に示す 500hPa 総観場より、2 月 4 日 00UTC - 12UTC のトラフ東進時に 288 - 296K の寒気が、北緯 45 度付近の南方まで張り出している。トラフが五大湖上空を通過する間に、下層で見られた低気圧が、500hPa でも閉じた低気圧として発達している。また先ほど述べた寒気ほどではないが、低気圧性循環によって 300 - 304K の寒気が五大湖上空に流れている。2 月 5 日 12UTC - 2 月 7 日 00UTC に低気圧が北東へ進む間、500hPa の風は、東 - 南東風から北西風へと変化した。図 41 の 300hPa 総観場でも、500hPa と同様にトラフの通過と低気圧発達が認められる。各高度場において共通していることは、トラフ及び低気圧の五大湖上空通過による風向の変化と寒気移流である。最も強い寒気が五大湖上空にあった時間は、高度によって異なる。地上、850hPa では、低気圧通過後の 2 月 6 日 00UTC - 2 月 7 日 00UTC、500hPa、300hPa では、低気圧発達前の 2 月 4 日 00UTC - 12UTC である。特に、地上と 850hPa が最も冷えていた 2 月 6 日 00UTC - 2 月 7 日 00UTC では、その温位がほぼ等しく、大気は中立に近い状態であると言える。

Holroyd(1971)、Lavoie(1972) は、大気の状態、つまり地上(湖面)と 850hPa の温度差が、LES が発生するかどうかを決める重要な指標であるとした。図 42 - 43 に地上と 850hPa 面の気温分布を示す。ヒューロン湖上に注目すると、2 月 5 日 00UTC には、地表気温が 272 - 274 K、850hPa 面気温が 270K と、気温差は 4K 程である。低気圧通過に伴い、2 月 5 日 12UTC - 06UTC の間、850hPa 面では、低気圧による寒気移流の存在が顕著である。2 月 6 日 06UTC には、850hPa 面の温度は 260K 以下となっている。それに対し、湖面直上の温度は 265 - 268K である。地上と 850hPa 間の温度差は、低気圧通過後の寒気移流により、10K 近くまで大きくなった。Holroyd(1971) のいう 13K 程ではないが、LES が発生しうる温度差であり、不安定な大気の状態であったとわかる。

温度差に関連して、湖からの潜熱と顕熱の供給、つまり湖の存在が、降雪帯の形成に及

ばす影響を考える。そのために、Run1 と同様の領域と設定のもと、湖面からの潜熱・顕熱フラックスがないとして計算を行った。潜熱は、水面から大気への蒸発によって輸送される熱で、大気の比湿、飽和比湿が影響する。顕熱は、水面から大気への熱伝導によって輸送される熱で、水面温度と気温の差が影響する。水面上に乾燥した冷たい空気があると、大気に輸送される潜熱・顕熱が大きくなる。結果を図 44 に示す。フラックスがない場合には、ある場合と比べ、雪混合比の存在する範囲はほぼ同じである。今回の計算では、設定の段階で湖からのフラックスを完全に 0 とできていなかったため、フラックスがある場合と同じ範囲に雪混合比が現れたと考える。フラックスを完全に無くすことはできていないが、湖面からのフラックスは、ありとなし、それぞれの設定での計算において、ありの場合となしの場合の 10 倍以上の大きさであった。湖からの潜熱と顕熱の供給の効果を見る上では、十分な差だと考える。フラックスがある場合に筋状で現れる混合比の多い部分を見ると、0.150 - 0.175 g/kg であるのに対し、フラックスがない場合の同じ場所では、0.025 - 0.075 g/kg と半分以下の値である。また、フラックスがない場合には、ある場合ほどはっきりとした筋状構造も見られない。以上の結果から、筋状降雪雲の発生に湖の存在は重要であり、湖からの潜熱・顕熱フラックスが重要な要素であると言える。

次に、Run2 の結果を元に、レーダー画像との比較をしながら降雪帯の構造について議論を進める。図 45 - 60 は地上 ($\sigma = 0.995$) と 850hPa 面の各雲物理量の混合比分布を示す。各図において、2月4日 18UTC - 2月6日 00UTC に低気圧による渦と、その後 2月6日 00UTC - 2月7日 00UTC に筋状構造が現れている。850hPa 面では、各混合比において渦と筋状構造が見られ、渦状の時のの方がその値は大きい。しかし、氷晶混合比だけは渦状構造の時の見られる時にはほとんどなく、筋状構造の現れる時から分布が見られた。地上では、低気圧通過後に雲水と雨水がほとんど見られず、氷晶は 850hPa 面と同様に筋状構造が見られる 2月6日 00UTC 頃から発生した。以上に述べた、混合比分布の見られない時間の図は掲載していない。詳しく、各混合比の分布について調べると、2月5日 06UTC - 18UTC には、雪・霰混合分布が雲水・雨水混合比の分布のさらに巻き込む外側に位置する。それぞれが低気圧性循環による寒気移流と暖気移流に対応し、雲水は暖気側全体、雨水は暖気の内側、霰は寒気の暖気より、雪は寒気の霰より外側に多く分布している。氷混合比は、図 56 に示す 2月6日 00UTC 頃から発生したと述べたが、同時刻に図 43 の 850hPa 面の気温分布では、260K 前後の寒気が流れこみ冷えていることがわかる。これが氷の発生を促したと考えられる。氷晶の分布に注目してみると、2月6日 12UTC では雪が多く分布する場所で値が小さい。これは、氷晶から雪への成長がより起こったために、氷は減少したと考えられる。また、図 43 に示す温度分布より、同じ範囲で周囲より 1 - 2K 高いことがわかる。これは、潜熱の解放が原因と対流による温度移流が原因として考えられる。どちらがより大きく寄与したのかは、見積もりが必要である。

地上における筋状構造中の混合比分布は、雪が最も大きい。霰の分布も見られるが、その量は 0.00002g/kg 以下と雪の 0.075 - 0.125g/kg に比べわずかしかない、ここで生じる降雪は雪によるものであった。

図 61 - 66 に、筋状構造に対し垂直にとった断面図上の風や各混合比を示す。低気圧通過前後に分けて、変化を調べる。低気圧通過前の 2 月 4 日 12UTC には、地表付近で特に大きな鉛直運動もなく、雲水と雨水が 1000m 以下に、氷と雪と霰が 4000m 以上に分布する。この時間帯は、弱い雨が降っていたと考えられる。低気圧通過中の 2 月 5 日 00UTC - 12UTC には、自由対流高度より上空で強い上昇流が発生し、雲水、雨水、雪、霰も全高度に広く分布している。混合比の値で見ると、一番大きいのは雪である。この時は、雪を主にして、雨や霰の混ざった降水があったと考えられる。低気圧通過後の 2 月 6 日 00UTC 以降は、それ以前と分布が大きく変化する。それまで存在しなかった氷が、自由対流高度付近を雲底とする雲として分布する。また、雲水は自由対流高度付近に、強い上昇流のある地点にのみ存在し、雨水は、2 月 6 日 12UTC 以降見られない。同図に示す相当温位から、同じ高度を低気圧通過中と比べると 10K 近く温位の低下が見られる。先に温位や気温分布で見たのと同様である。この気温低下が、下層雲に氷晶雲を形成したと言える。

雪と霰は、自由対流高度以下の何ヶ所かに、雪の混合比で 0.06 - 0.1g/kg の大きな値をとる領域が存在する。2 月 6 日 12UTC について、図 49 と比較すると、ジョージア湾南東岸とヒューロン湖東岸から南西へと延びる、雪混合比の多い筋状構造の断面を捉えていることがわかる。また、雪や霰が多く分布する場所では、上昇流が発生している。特に、図 65(e) 2 月 6 日 12UTC - (f) 7 日 00UTC に見られる、中央付近の雪混合比の大きな場所は、図 61 より 0.08m/s の上昇流の発生がわかる。その他の時間にも、大きさこそ 0.01 - 0.02m/s と小さいが、雪混合比の多い場所では上昇流がある。そこで、筋状構造が見られる時の鉛直運動の様子を、水平風の様子とともに見る。図 67 - 69 には、地上の収束、流線、900hPa 面での鉛直運動、850hPa 面上の流線を示す。図 67 - 69 の流線が密なところに、図 47 - 60 の筋状構造が存在する。また、図 69 で示された地上の収束域に、図 68 では水蒸気フラックスが向いており、900hPa 面に上昇流が発生している。さらに、図 69 では、上昇流の上空を地上とほぼ同じ方向へ密な流線が通過している。北西から吹く地上風が湖からの水蒸気フラックスをもたらし、収束することで上昇流が発生した。そこで、降雪雲が形成され、上空 850hPa の風によって風下に運ばれることで、筋状降雪雲が発生したと考えることができる。

また、図 37 に示す高度分布図を見ると、900hPa 面に生じる上昇流には地形による強制上昇で発生した部分もあることがわかる。特に顕著なのは、エリー湖東側である。600m とそれほど高い山ではないが、高度変化の大きな場所は、わずかな距離で 200m から 500m となっている。急勾配である湖岸と地形変化が激しい沿岸域では、それに対応するように上昇流が発生している。その大きさは、大きいところで 0.8m/s 以上となっている。ヒューロン湖東側にもエリー湖ほど急勾配ではないが、高度 500m の領域がある。ヒューロン湖東岸から高度 500m の領域間では、斜面に沿うように 900hPa の上昇流が発生し大きくなっている。以上から、地上風の収束と、地形による強制上昇が、筋状構造を形成する上昇流発生に寄与した可能性があると言える。

7.2 MM5 の結果からみる Case2

Case1 と同様に 70 - 73 に各高度の総観場を示す。2007 年 1 月 19 日 00UTC から 1 月 20 日 00UTC にかけて、五大湖東のセントローレンス湾上で低気圧が急速に発達している。この低気圧発達を通して、五大湖上空の風が南西風から北西風へと変化し、低気圧後面に五大湖が位置することから寒気移流が起こっていることが分かる。それにより、地上、850hPa 面共に、275 - 280K から 265 - 270K と 10K 温位が低下している。

図 74 - 75 に地上と 850hPa 面の気温分布を示した。1 月 19 日 12UTC に、地表面気温は 269 - 272K、850hPa 面気温は 261 - 262K である。筋状構造の現れ始めた 1 月 19 日 18UTC には、地表面気温が 268 - 270K、850hPa 面気温が 258 - 261K となり、気温差は、8 - 9K から 10 - 11K へと 2K 近く大きくなっている。その後 1 月 20 日 18UTC まで、気温差は一定して、10 - 12K なので、LES が発生する不安定な大気場が維持されたことがわかる。

湖面と大気の温度により大きさの左右される、潜熱と顕熱フラックスがない場合、ある場合に形成される筋状構造は見られない。図 76 より、1 月 20 日 00UTC - 06UTC にヒューロン湖西岸から東南東にオンタリオ湖上まで延びる 1 本の筋は、フラックスなしの場合存在しない。特にヒューロン湖東岸上に存在する、混合比の強い分布域の混合比の大きさは、フラックスがある場合 0.3g/kg 以上、ない場合 0.05g/kg であり、5 倍以上の差がある。Case2 と比べ大きさは倍であり、気温差が筋状構造の強さに影響することがわかる。

Run2 の結果から得られる地上、850hPa 面の各混合比分布を図 77 - 84 に示す。地上において、雲水、雨水混合比はほとんど見られないので、掲載していない。ヒューロン湖から流れ込む北西風により生じる筋状構造をはっきりと見ることができる。図 78 - 79 (c) 1 月 20 日 00UTC には、ヒューロン湖上の北部と南部から、そして、ジョージア湾中央から東南東に延びる筋が 3 本、ヒューロン湖岸から延びる短い筋が 3 本ある。複数存在する筋は 同図 (d) 1 月 20 日 06UTC に 1 本になり、一番強い混合比を示していた、ヒューロン湖上北部から延びる筋の南側に移動した。同図 (e) 1 月 20 日 12UTC になると 1 本になった筋は、向きを南東 - 南南東へと変え、さらに南下した。

各雲物理量の混合比分布を調べると、850hPa 面の雲水は、湖上に多く、発生する場所は湖上流の岸から、距離にして数 10km 下流側である。850hPa 面の雨水は、雲水に比べ筋状構造のみがはっきり現れている。筋の位置は雲水で見られるものと同じであるが、発生位置は雲水よりも下流にある。さらに、氷晶の 850hPa 面での分布を比較すると、雨水の筋状構造が存在する場所では、氷晶が少ない。図 74 - 75 より、雨水の筋状構造の部分は、周囲より相対的に気温が高い部分に対応する。また、雪と霰に関して見ても、明確な筋が存在する領域は、氷晶の分布が少なく、気温が相対的に高い所である。地上における雪と霰の分布は 850hPa 面と類似しているが、氷晶は違う。ヒューロン湖と下流域に限っ

て見れば、氷晶は湖上のみ存在している。特に、1月20日00UTC - 12UTCにその様子が見られる。これらをまとめると以下のようなことが言える。湖面と大気気温差により、湖からの潜熱・顕熱フラックスが生じる。湖上の気温は -5 以下であるので、水蒸気は氷晶へと変化しやすいと考えられる。対流や水平風により運ばれる中で、成長が起こり、下流において雪や霰が増加する。雪や霰の多い場所は、氷晶から雪・霰への成長が起きた結果、氷晶の混合比は減少する。その過程で運ばれた潜熱により、図75にあるように、筋構造のある場所は気温が高くなる。雲水は、上空に運ばれた水蒸気が凝結してできる。そのため下層にはほとんど存在しない。氷と同様に雲水も成長し、雨水や雪などへと変化する。後ほど述べるが、強い筋構造がある場所では、強い上昇流が存在する。上昇流によって雲水や氷の成長が促され、雨水、雪、霰の筋がはっきりできたと考えられる。

次に、鉛直運動と混合比の鉛直分布の様子を図85 - 90の鉛直断面図を示す。図85より、地上から自由対流高度付近まで、 0.08m/s 以上の強い上昇流が、数ヶ所で生じている。図88より、氷晶混合比は雲底を自由対流高度付近に持つ雲として存在しており、上昇流の強い場所では、混合比の値と雲頂も高くなっている。図89 - 90より、雪と霰混合比は、上昇流のある場所と同じ場所に存在している。図86より、雲水は雲底付近どころに存在している。その位置は、上昇流のある場所に対応する。図77 - 84で見られた筋状構造の位置は、上昇流の位置と一致する。

図91 - 93に地上、 850hPa 面の流線、地上での収束、 900hPa 面の鉛直運動を示す。図91では、雪や霰混合比が筋状に延びる場所に流線の集まりと風の収束が見られる。図91 - 92より、特に強い筋状構造が存在した1月19日18UTC - 1月20日12UTCでは、5本近い流線が風下で集まり、その収束域に対応して、 900hPa 面では上昇流が発生している。図78 - 79の(c) - (e)に見られる、1月20日00UTCから18UTCにかけての筋状構造の向きの変化と南下が、収束域と上昇流の位置の変化によるものだとわかる。1月20日18UTCになると、図77 - 84に示す各混合比の値も小さく、筋状構造も弱くなっている。前の時間に比べると、地上での流線の集まりが弱くなり、収束の値も小さくなっている。それにより、上昇流とフラックスも弱くなり、混合比の大きさも小さくなったと考えられる。

1月20日00UTCに、ヒューロン湖上等から延びる、強い筋が3本と、ヒューロン湖沿岸から延びる筋が3本あると述べた。収束と鉛直運動の場を比べると、前者は大きな収束が発生させた上昇流によって、後者は、湖岸の地形高度変化による上昇流によって形成されたことがわかる。前者の筋に対応する強い収束は存在するが、後者に対応する収束は見られない。また、鉛直運動では、前者では 0.6m/s 、後者では 0.2m/s という大きさの上昇流が発生している。これらから、Case1で述べたヒューロン湖東岸の地形高度変化が、後者の筋を発生させる上昇流を生み出したことがわかる。

7.3 MM5 の結果からみる筋状降雪雲の発生と特徴

本章においてわかった、筋状降雪雲の発生と特徴についてまとめる。

総観場での特徴は、五大湖上空に寒気移流が発生すること、大まかに北西風であることである。寒気移流の強さ、つまり湖面と 850hPa 面の気温差は、降雪雲の発生に影響する。北西風は、ヒューロン湖から潜熱と顕熱を十分に受け取り、下流域であるカナダのオンタリオ州南部に向かう筋状降雪雲を発生させる。筋状降雪雲の発生に影響するのは、地上風の収束と地形、地上と上空の風向である。地上風の収束が起きる場所では、収束の強さに比例して強い上昇流が発生し、降雪雲を発生させる。地形の勾配が急な場所では、強制上昇による上昇流が発生しやすいが、収束によるものよりは弱い。強い筋状降雪雲を形成するのは、地上風の収束と言える。風向の変化は、それに伴い降雪雲の向きを変化させる。筋状降雪雲の強さに影響するのは、地上風の収束の強さと気温差である。先ほど述べたように、収束が強ければ、強い上昇流が発生し、気温差が大きければ、大気が受け取る潜熱と顕熱は大きくなり、発生する降雪雲は強くなる。

8 考察

MM5 計算結果から得られた、筋状降雪雲形成と維持・発達メカニズムについて、観測データとの考察を行う。

8.1 レーダー画像と MM5 計算結果の比較

厳密に言えば、MM5 の結果で示したものは混合比なので、レーダーの反射因子と一致する要素ではない。しかし、雨水や雪など各混合比の分布は、レーダーが捉える大気中の雨や雪をそれぞれに分け、高度別に見ていると考えれば、比較することは可能である。レーダーは、高度 360m、さらに 27m の塔の上に設置されている。ビーム仰角は ± 0.1 度以下なので、レーダーは設置高度 500m 付近の降水や降雪を捉えており、地上の混合比分布にほぼ対応する。ここでは、7 章で示した図 45 - 51 と図 77 - 79 の地上での混合比分布をレーダー画像との比較に用いる。

Case1 について見る。2月6日 06UTC - 2月7日 00UTC の間、図 9 - 10 に示すレーダー画像では、その中央に筋状降雪雲を捉えている。降雪雲は、主にジョージア湾南東岸とヒューロン湖東岸北部から、エリー湖北西岸まで東南東に延びている。図 49 に示す地上の雪混合比より、2月6日 06UTC - 12UTC でレーダー画像に見られた位置よりも、南に 100km 程の所に広がりを持った筋状構造がある。ただし、レーダー画像で見られる程、はっきりした筋状構造ではない。筋状構造の延びる向きは、レーダー画像と比べて大きな差はない。MM5 の地上雪混合比に見られる筋状構造は、次第に北上し、2月6日 18UTC - 7日 00UTC にはレーダーとほぼ同位置に存在する。MM5 計算結果において、筋状構造の位置がずれた理由は、通過した低気圧にある。図 38 - 10 に示す地上天気図やレーダー画像、図 19 - 21 に示す地上観測点での気圧と風向の変化から、低気圧中心が KingCity レーダーの上空を通過したのは、2月5日 00UTC - 12UTC の間である。図 19 - 20 に示す各観測点における風向より、先程述べた時間に、各点で東風から西風に変化している。図 94 より、MM5 計算結果で同様の地上風の風向変化が起きるのは、2月5日 12UTC - 2月6日 00UTC の間であり、MM5 における低気圧の進行が、観測より約 12 時間遅れている。これによる風の場の違いが、レーダー画像と MM5 における筋状構造位置の違いを生んだと考える。

次に、Case2 について見る。1月19日 18UTC - 1月20日 09UTC まで、図 22 - 23 に示すレーダー画像に見られた降雪雲と、図 78 - 79 に示す MM5 計算結果の雪や霰混合比は、筋状構造の位置が南か北へ 40km ずれている以外は、形状や本数など、良い一致を示している。特に、1月20日 00UTC - 06UTC にかけて、降雪雲の向きが東南東から南東へと変化する様子も、MM5 計算結果で示された。レーダー画像では、1月20日 10UTC 以降について示していないが、MM5 の雪混合比で見られる、ジョージア湾から南東に延

びる弱い筋状構造と、ヒューロン湖から南東に延びる筋状構造のエリー湖にかかる下流部分を、レーダーは捉えていた。1月20日09UTCにMM5計算結果が示すヒューロン湖から延びる筋状構造は、上流側のヒューロン湖沿岸上で強い混合比分布を示したが、レーダーでは、ヒューロン湖上に降雪雲は見られない。実際に、雲が発生していないことも考えられるが、LESであれば、湖上もしくは湖沿岸から雲は出来ると考えられる。降雪雲の強度が弱くなったことと、レーダーからの距離が離れていたことにより、レーダーでは捉えきれなかったと考えられる。

8.2 筋状降雪雲の発生について

前節、5章、7章より、本研究の対象とした2事例の筋状降雪雲発生について議論する。

総観場について述べる。3章で紹介したようにLiu and Moore(2004)は、五大湖上空を北東へと低気圧が通過し、寒気移流の時に、カナダのオンタリオ州南部でLESが発生するとした。Case1は爆弾低気圧が、Case2は、Case1ほど強くはないが、寒冷前線を伴った低気圧が通過しており、Liuらの指摘するLESの状況と一致していた。Case1は、低気圧が強く、後ろから高気圧などに押されなかった。これが、風向と寒気移流を維持したと考えられる。Case2は、寒冷前線を伴った低気圧の他に、五大湖北に位置する低気圧から伸びる寒冷前線が通過した。五大湖上空を低気圧が通過した後、高気圧が南西から接近していた。寒冷前線の通過は、強い寒気移流を発生させたが、高気圧の接近により風向が変化した。低気圧だけでなく、その後に存在する高気圧や寒気移流の強さが、LESの強さや持続時間などを判断する、総観場における指標になると思われる。

850hPa面に存在した寒気と湖面の温度差について述べる。地上気温は低下し、2事例とも-6から-10近くになった。五大湖は冬季結氷する事で知られているが、結氷していれば湖からの潜熱と顕熱の供給がなくなり、7章で示したように、本事例のような明確な筋状降雪雲は発生しない。よって、ヒューロン湖表面は水面であり、その温度は低くても0前後と考えられる。そうであると、湖面と850hPa面の気温差は、LESを発生させるのに十分な大きさである。特にCase2の場合は、気温差が10から15Kと大きく、供給される水蒸気量と熱量が、Case1より大きいと考えられる。それにより、発生する上昇流やレーダーで観測された降雪雲は、Case2の方が強かったといえることができる。

風向の変化について考える。前章で、風の収束のある位置に筋状構造が存在すること、また、筋状構造は上空の風に沿うことを述べた。Case1では、若干の変化はあるものの、ほぼ2日間地上風は、西風-北西風であった。図13に示す850hPa天気図より、850hPa面の風も北西風が持続している。風の方が長時間維持されたことが、Case1の降雪帯を持続させた要因である。Case2では、西風から北西風へと変化しながら、12時間ほど風の方が維持していた。図34より、1月20日12UTCに地上は無風である。図??に示す850hPa天気図より、850hPa面の風は、01/19 12 UTCに北西風であったのが、01/20 12UTCにはほぼ北風に変化している。レーダーで観測された降雪雲は、1月19日

18UTC から 1 月 20 日 01UTC 頃まで東南東に延びていたものが、次第に南東に変化し、弱くなっていた。Case2 の降雪雲は、850hPa 面の風向の変化によって向きが変わり、地上が無風となり収束がなくなったために消えたといえる。また、厳密に言うことは出来ないが、図 20 - 21、図 32 - 33 より、Case1、Case2 とともに、レーダーで筋状降雪雲が観測された位置に、観測各点での風ベクトルが向き、収束があることがわかる。

図 37 より、ヒューロン湖東岸とオンタリオ湖西岸の範囲に、高度 300 - 500m、ジョージア湾沿岸東部に 300 - 400m、エリー湖東岸域に 300 - 600m という比較的高度の高い地域が存在する。特に、ジョージア湾南西岸とエリー湖西岸では、わずかな数 km の距離の中で、100 - 300m 高度が変化している。また、エリー湖東岸域は、等高度線から見ても、高度変化が大きく、急な地形だと言える。LES は、高度 1000m 付近という低い位置に雲底を持つことから、それらの高度変化が LES におよぼす影響は大きいと思われる。Case1 と Case2 の降雪雲が発生している場所は、5 章で見たように、ヒューロン湖東岸の北寄りから真ん中付近、さらに Case2 ではヒューロン湖北東部からジョージア湾の南西岸である。それらの領域は、ヒューロン湖沿岸でも比較的地形高度の変化が大きい場所にあたり、前章で述べたように、地形により強制上昇が発生しやすい場所である。特に Case2 の降雪雲は、上流のジョージア湾南西岸付近で強く観測されており、地形の効果が収束以外にも降雪雲の強さに影響したと考えられる。

7 章で得られたメカニズムから、観測データを用いて筋状降雪雲について説明することができた。しかし、地上風の収束に関しては、おおよその位置を特定するに留まる。Case1 のように、筋状降雪雲が 1 本であればいいが、Case2 のように、強い筋状降雪雲が数本発生する場合は、今回使用した観測データだけでは、位置を正確には決めることができない。また、2 事例とも、筋状降雪雲の本数や強さは違っていたが、ヒューロン湖東岸、もしくはジョージア湾南西岸から東 - 南東へと延びるといふ、発生位置と方向は同じであった。風向と収束が原因であることは述べたが、このような収束がどのようにして起こるのかは疑問である。北西風の時偶発的に生じるのかどうか、そうでなければ、地形など他の要素が影響するのかなどを、モデルの計算領域を広く取る、上流域の風の場を調べるなどして判断する必要がある。

9 まとめ

ヒューロン湖東岸域のカナダ、オンタリオ州南部 KingCity のレーダーで観測された、LES 2 事例について解析を行った。2006 年 2 月 4 日 - 7 日に観測された事例を Case1、2007 年 1 月 19 日 - 21 日に観測された事例を Case2 と呼ぶ。Case1 は、2006 年 2 月 6 日 00UTC から 2 月 7 日 00UTC に、ヒューロン湖東岸から東へ延びる一本の降雪雲が観測された。Case2 は、2007 年 1 月 19 日 18UTC から 20 日 00UTC の間に 3 - 4 本、その後 1 月 20 日 12UTC にまで 2 本の降雪雲が観測された。その向きは、東南東から次第に南東へと変化した。Case1 は、降雪雲の周りに弱い降雪域があったのに対し、Case2 は、降雪雲のみがはっきりと見られた。

Case1、Case2 とともに、五大湖周辺域が上空を通過した低気圧の後面に位置し、寒気移流の状況下で降雪雲が発生した。降雪雲発生時の環境場の特徴は、Case1 の時、850hPa 面には -10 から -15 の寒気が存在し、地上では西風 - 北西風が吹いていた。また地上でも寒気移流により気温が -6 前後になった。Case2 の時は、850hPa に -15 から -20 の寒気が存在し、Case1 と同様、地上では西風 - 北西風であり、気温は -8 から -10 であった。Case1 と Case2 における環境場の違いは、寒気の強さと風向の変化である。寒気は先ほど述べた通りである。風向については、Case1 が降雪帯の見られた 2006 年 2 月 6 日 00UTC - 7 日 00UTC の間、ほぼ一定して地上、850hPa で西風 - 北西風である。Case2 は、2007 年 1 月 19 日 18UTC では西風だったが、以降には北西風へと変化した。降雪雲は弱くなっていった。また、1 月 20 日 12UTC では無風に近い状態であった。これらの違いが降雪帯の形成に与えた影響と、オンタリオ州南部で LES が発生する時の状況、それに寄与する要素を明らかにするために、数値モデル MM5 を用いて計算を行った。その結果、本事例のような筋状降雪雲が発生する時の特徴が明らかになった。総観場は、低気圧通過後の北西風と寒気移流が存在する。850hPa の寒気が強いほど、湖から発生する上昇流が強く、形成される降雪帯も強いものになる。地上風の収束域には、上昇流が存在し、同じ位置に筋状降雪雲が形成される。地上風の収束が強いほど、強い降雪雲が発生する。

観測データやレーダー画像を改めて見直すと、Case1 では風向がほぼ一定であり、その期間、降雪雲が観測されたことや、Case2 では風向の変化に伴い、降雪雲の向きが変化し、無風になった頃には降雪雲が消えたことが理解できる。地上観測点における風向からわかる、およその収束の位置は、レーダー画像における降雪雲の位置と一致する。レーダー画像において、強い降雪雲が見られた Case2 は、Case1 よりも地上風の収束が強かったと考えられる。Case1、Case2 において降雪雲が発生し始めた場所、もしくは強い降雪雲が現れた場所は、地形高度の変化が大きい場所である。地形高度の変化によって、上昇流が強制的に生じることも原因である。

MM5 の計算結果から、観測データで見られた事例を捉え直し、LES 事例としての特徴

を述べることができた。本研究で扱ったのは、2 事例のみであるが、過去同地域で発生した多くの事例を対象とし、総観場やメソスケール場を解析することで、LES と筋状降雪雲発生環境場や特徴をより理解できると考える。

MM5 の計算を通して得られたデータは、降雪帯の詳細な位置などに関しては若干のずれがあったものの、その構造などは比較的よく再現していた。C3VP や CloudSat によって観測されたデータと比較検証することで、LES における雲や降雪の様子をより詳しく理解できると考える。7 章で示した、各混合比の鉛直分布図は、CloudSat が撮影する雲の鉛直構造図と比較、水平面での混合比分布をレーダーで観測する反射因子に計算しなおして、レーダー画像と比較することなどが挙げられる。また、観測データをモデルの計算に用いることができれば、モデルによる降雪帯の再現性も向上すると考える。

謝辞

本研究を進めるにあたって、御指導いただいた琉球大学理学部物質地球科学科教授、遊馬芳雄先生に深く感謝致します。5 章と 7 章で使用した観測データの多くは、Environment Canada の Peter・Rodriguez 氏、David R.Hudak 博士から頂きました。本研究を進めるにあたり、非常に重要なデータを頂けたことを感謝致します。

MM5 の利用においては、名古屋大学地球水循環研究センター研究員、加藤雅也氏作成の資料、描画ツール (Graph-GMT) を使用させていただきました。MM5 のプログラム変更では、北海道大学理学研究院宇宙理学専攻助手、小高正嗣先生、名古屋大学加藤氏から助言と御協力を頂きました。論文執筆の際には、所属研究室の先輩である花房瑞樹氏からの助言や、北海道大学環境科学院、嶋田宇大氏との討論があつて筆を進めることができました。皆さまの助力があつたからこそ、本論文を書き上げることができたと思います。改めて、皆さまの御力添えに感謝致します。また、これまでの期間支えてくれた、家族、友人方にも感謝致します。ありがとうございました。ここに記して、謝辞とさせていただきます。

参考文献

- [1] Ballentine, J. R., 1998, Mesoscale Model Simulation of the 4-5 January 1995 Lake-Effect Snowstorm. *Wea. Forecasting*, **13**, 893-920.
- [2] Holroyd, E. W., 1971, Lake-Effect Cloud Bands as Seen From Weather Satellites. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1165-1170.
- [3] Hoskins, B. J. and Hodges, K. I., 2002, New Perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks, *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1041-1061.
- [4] Hudak, D., Rodriguez, P., Lee, W. G., Ryzhkov, A., Fabry, F., Donaldson, N., 2006, Winter Precipitation Studies with a Dual Polarized C-band Radar. *Proceeding of ERAD 2006*.
- [5] 菊地勝弘・大畑哲夫・東浦将夫, 1995, 『降雪現象と積雪現象 (基礎雪氷講座 2)』. 古今書院, 272pp.
- [6] Liu, A. Q. and Moore, G. W. K., 2004, Lake-Effect Snowstorms over Southern Ontario, Canada, and Their Associated Synoptic-Scale Environment, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2595-2609.
- [7] 水野量, 2000, 『雲と雨の気象学 (応用気象学シリーズ 3)』. 朝倉書店, 196pp.
- [8] Niziol, T. A., 1987, Operational Forecasting of Lake Effect Snowfall in Western and Central New York, *Wea. Forecasting*, **2**, 310-321.
- [9] 小倉義光, 2000, 『総観気象学入門』. 東京大学出版会, 289pp.
- [10] Peace, R. L. and Sykes, R. B., 1966, MESOSCALE STUDY OF ALAKE EFFECT SNOW STORM, *Mon. Wea. Rev.*, **94**, 495-507.
- [11] Stephens, L. G., Vane, G. D., Boain, J. R., Mace, G. G., Sassen, K., Wang, Z., Illingworth, J. A., O'Connor, J. E., Rossow, B. W., Durden, L. S., Miller, D. S., Austin, T. R., Benedetti, A., Mitrescu, C., and The CloudSat Science Team. , 2002, THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1771-1790.
- [12] Williams, G. C., 1963, Weather Note : AN OCCURRENCE OF LAKE SNOW ONE OF THE DIRECT EFFECT OF LAKE MICHIGAN ON THE CLIMATE OF THE CHICAGO AREA, *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 465-467.

図表

表 1 A-Train の各衛星、搭載機器と特性、成果物 (Stephens et al.,2002).

TABLE 1. Sensor complement and related products of the A-Train.			
Spacecraft	Payload	Characteristics	Cloud and aerosol products
Aqua Lead constellation spacecraft	MODIS	36-channel visible radiometer, 2300-km-wide swath, variable resolution from 0.25 to 1 km.	Land, ocean, and atmospheric products. The latter include cloud and aerosol optical depths and particle size information, as well as cloud emissivity and cloud-top height.
	AIRS/ AMSU-A/ HSB	Combination of IR and microwave sounders. Swath of $\pm 50^\circ$, resolution of IR sounder ~ 10 km.	Temperature and moisture profiles in clear atmosphere. Some cloud properties.
	AMSR-E	6-channel microwave radiometer, 1445-km swath, asymmetric FOV with variable resolution from $\sim 6 \times 4$ km (89 GHz) to 43×75 km (6 GHz).	LWP, column water vapor, liquid precipitation, principally confined to ocean regions.
	CERES	Broadband and spectral radiances converted to fluxes, resolutions at nadir ~ 20 km.	TOA radiation budget. Primary product is time mean fluxes but instantaneous fluxes are also produced.
CloudSat Lags Aqua by a variable amount but less than 120 s	94-GHz radar (CPR)	500-m vertical range gates from surface to 30 km. High sensitivity, FOV approximately 1.4 km.	Cloud profile information, liquid and ice water content profiles, precipitation. The information is obtained by combining the radar measurements with Aqua measurements including MODIS and AMSR-E as well as with the CALIPSO lidar.
CALIPSO Separation is maintained by CloudSat. Lags CloudSat by 15 ± 2.5 s	Lidar (CALIOP)	532- and 1064-nm channels with depolarization. FOV of approximately 300- and 70-m resolution.	Cloud profile information primarily of upper-tropospheric clouds. Optical depth of thin cirrus. Aerosol profiles with attached optical depth estimates. Aerosol information requires averaging over 10s of kms especially in daylight.
	IIR	3-channel IR radiometer with a FOV of 1 km, swath 64 km.	Cirrus cloud optical properties.
PARASOL Lags CALIPSO by ~ 2 min	POLDER	9-channel polarimeter with channels in the visible and near-infrared. Resolution of 5 m, swath of 400 km.	Cloud and fine mode aerosol optical depths and particle sizes.
Aura Lags Aqua by about 15 min	HIRDLS	IR limb sounder.	Trace gases and stratospheric aerosol.
	MLS	Microwave limb sounder.	Trace gases, ice content of thin upper-tropospheric cloud.
	TES	IR imaging spectrometer, 0.5×5 km resolution, narrow swath and variable pointing.	Trace gases, could also provide high spectral resolution data on clouds.
	OMI	UV grating spectrometer, 13×24 km resolution.	Ozone and aerosol index.

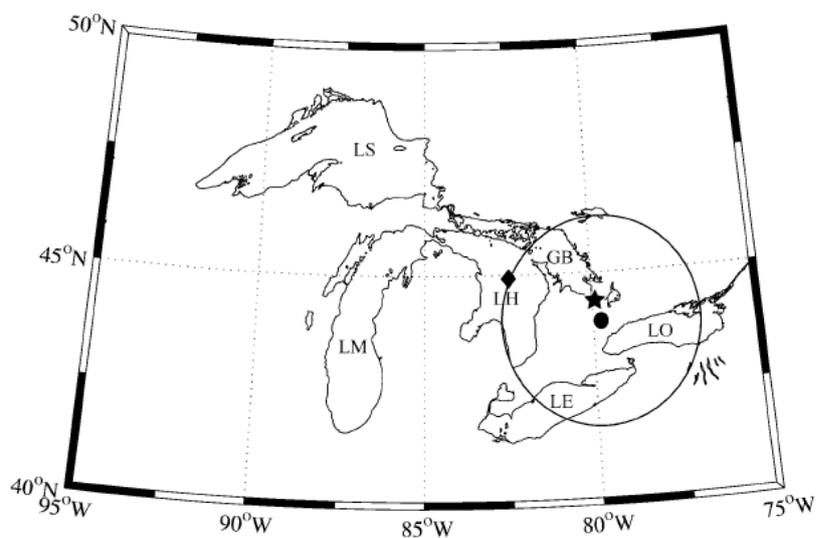


図1 五大湖周辺域 (Liu and Moore, 2004). LS - スペリオール湖, LM - ミシガン湖, LH - ミシガン湖, LE - エリー湖, LO - オンタリオ湖, GB - ジョージア湾. ● - KingCity レーダー. ●を中心にした円 - レーダー観測域.

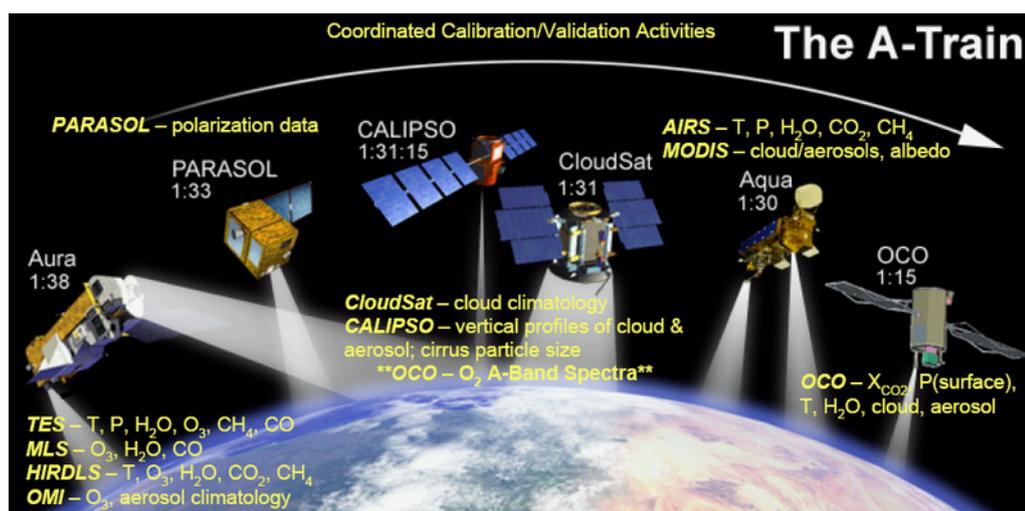


図2 A-train を成す衛星群.

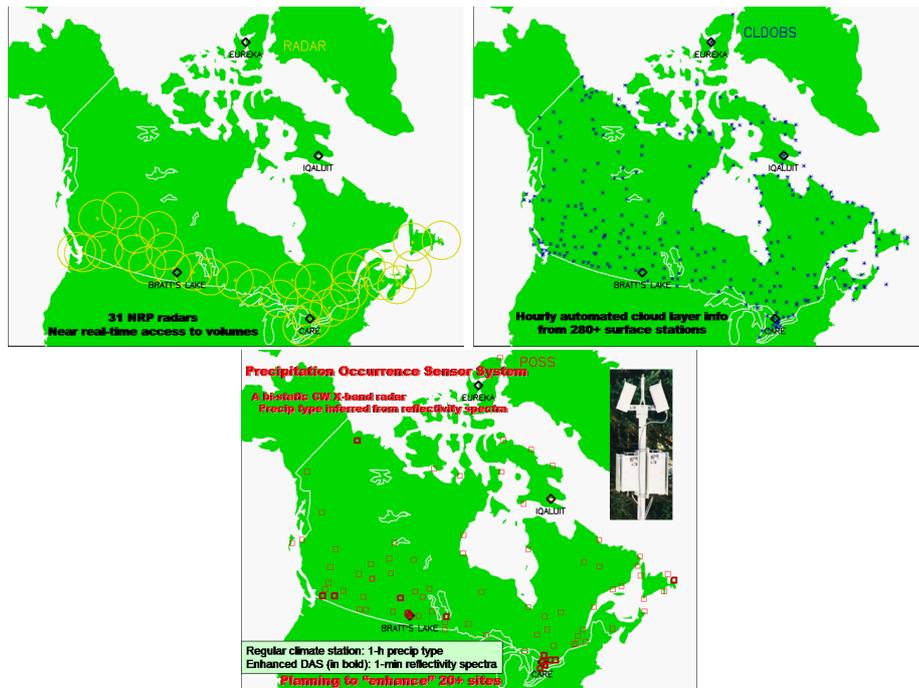


図3 ECの展開する地上観測ネットワーク。左上：黄色がレーダー地点，黄色円がレーダー観測域，全31地点。右上：青地点で1時間毎の雲観測，280地点強。下：赤で示されたのが降水観測地点，太四角が1分毎の反射スペクトル観測，細四角が1時間毎の降水タイプを観測。

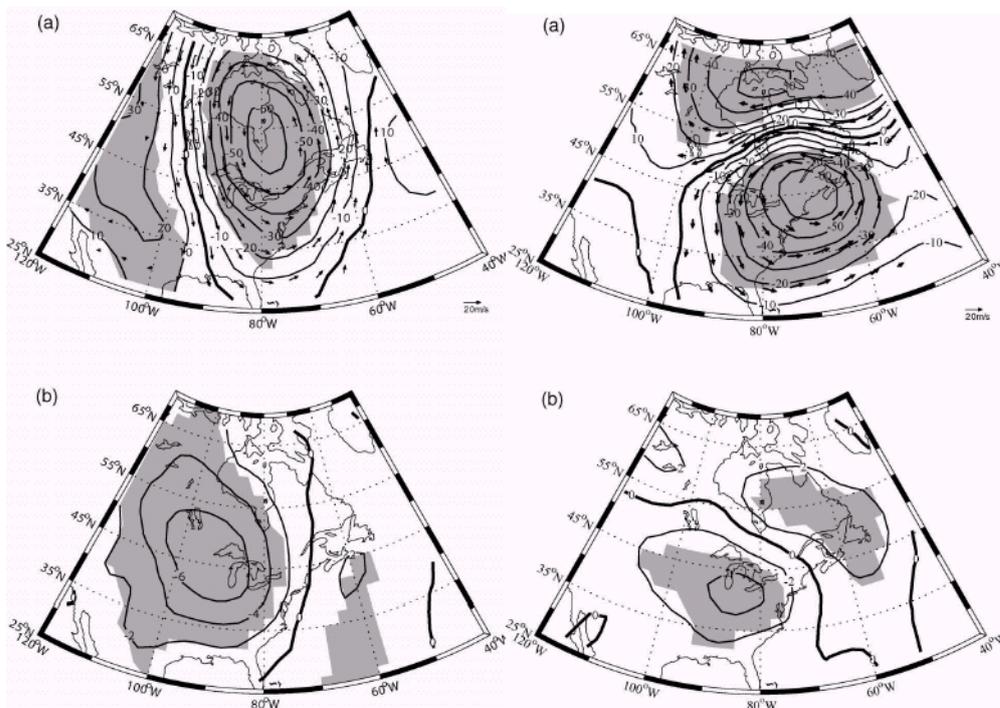


図4 総観場のコンポジット図。左図：LESによる降雪発生時，右図：LESでない降雪発生時。それぞれ850hPa面の(a)気圧と風の偏差，(b)温位偏差。Liu and Moore(2004)。

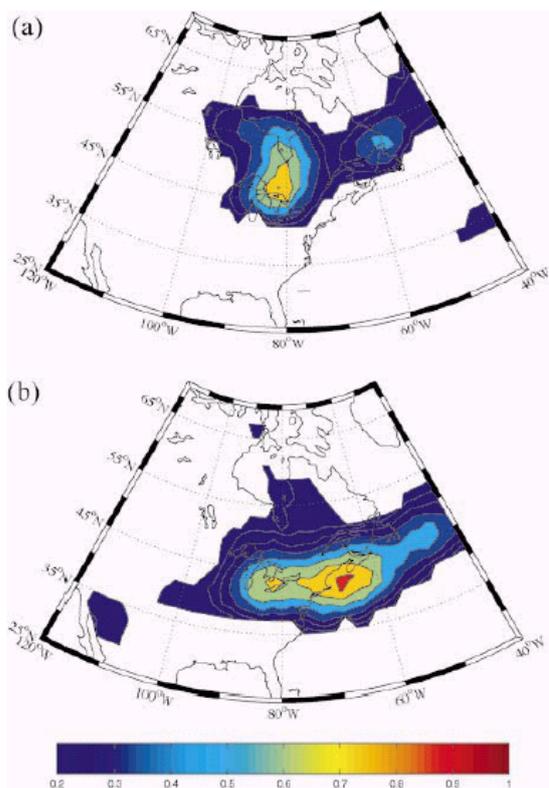


図5 低気圧の通過率. (a) LESの時, (b)LESでない時. Liu and Moore(2004).

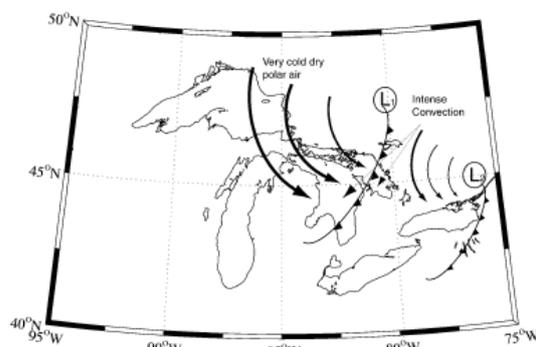


図6 低気圧概観. L1 (左): LESの時, L2 (右): LESでない時. Liu and Moore(2004).

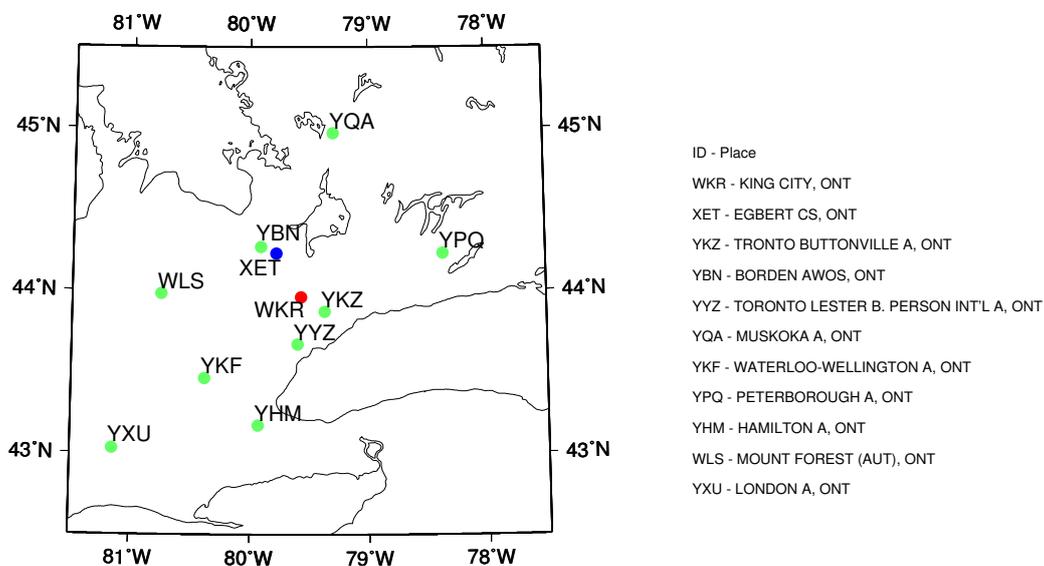


図7 地上観測地点. 全10地点, XET(青)- CARE, WKR(赤)- KingCity.

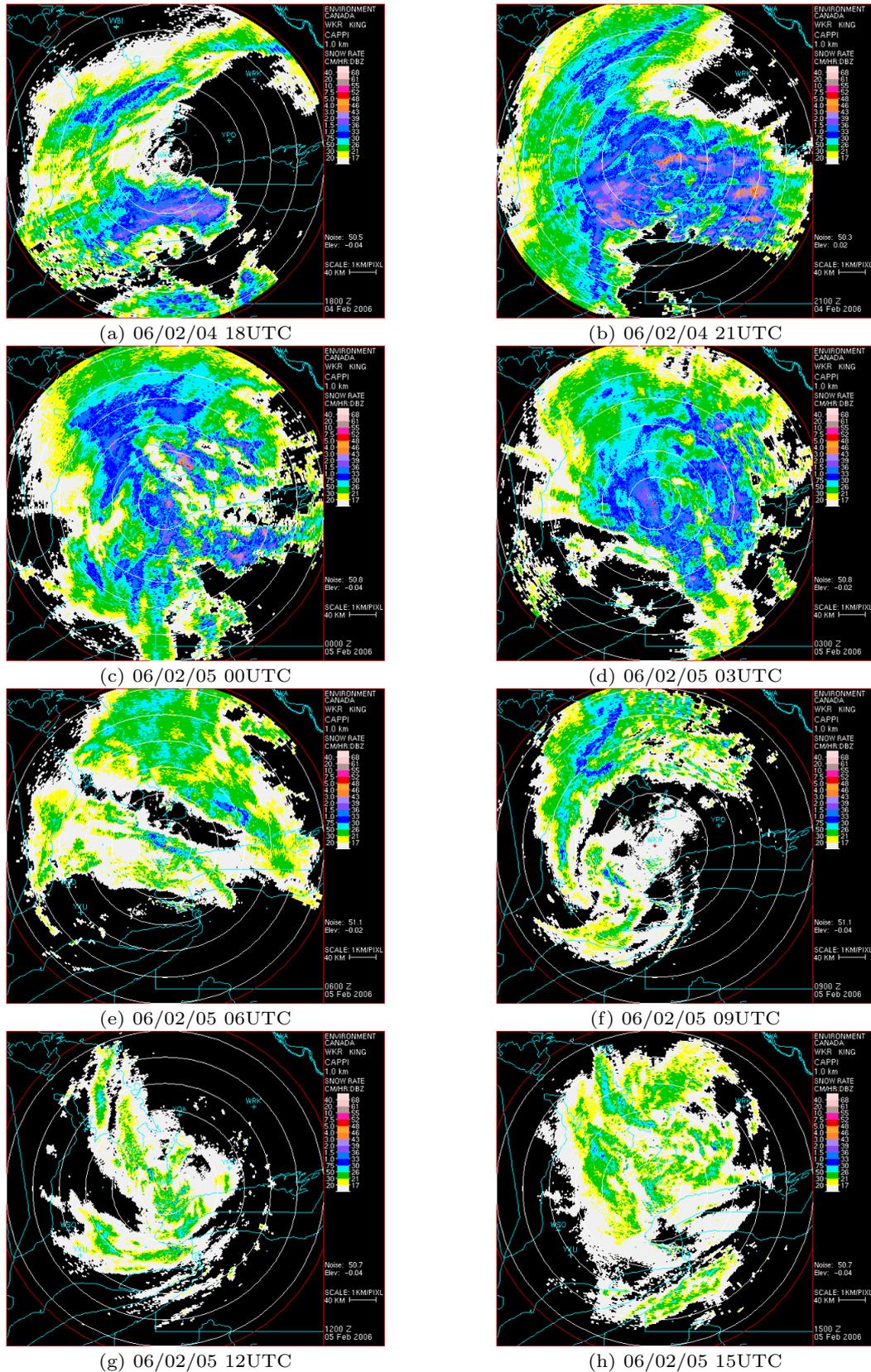


図 8 Case1 KingCity レーダーで観測された反射因子. (a) 2006 年 2 月 4 日 18UTC, (b) 2006 年 2 月 4 日 21UTC, (c) 2006 年 2 月 5 日 00UTC, (d) 2006 年 2 月 5 日 03UTC, (e) 2006 年 2 月 5 日 06UTC, (g) 2006 年 2 月 5 日 09UTC, (g) 2006 年 2 月 5 日 12UTC, (h) 2006 年 2 月 5 日 15UTC.

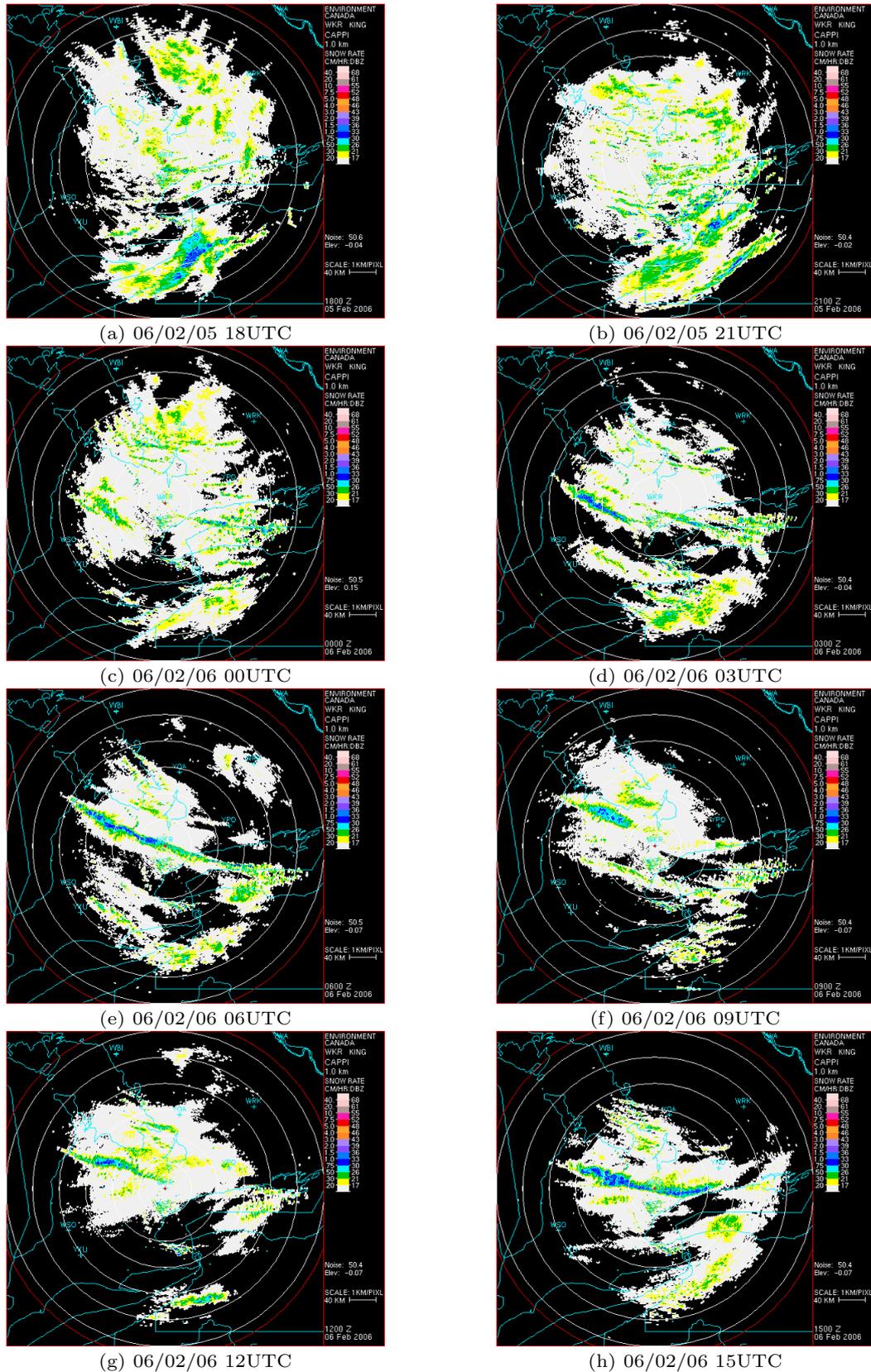


図9 Case1 KingCity レーダーで観測された反射因子。(a) 2006年2月5日18UTC, (b) 2006年2月5日21UTC, (c) 2006年2月6日00UTC, (d) 2006年2月6日03UTC, (e) 2006年2月6日06UTC, (f) 2006年2月6日09UTC, (g) 2006年2月6日12UTC, (h) 2006年2月6日15UTC。

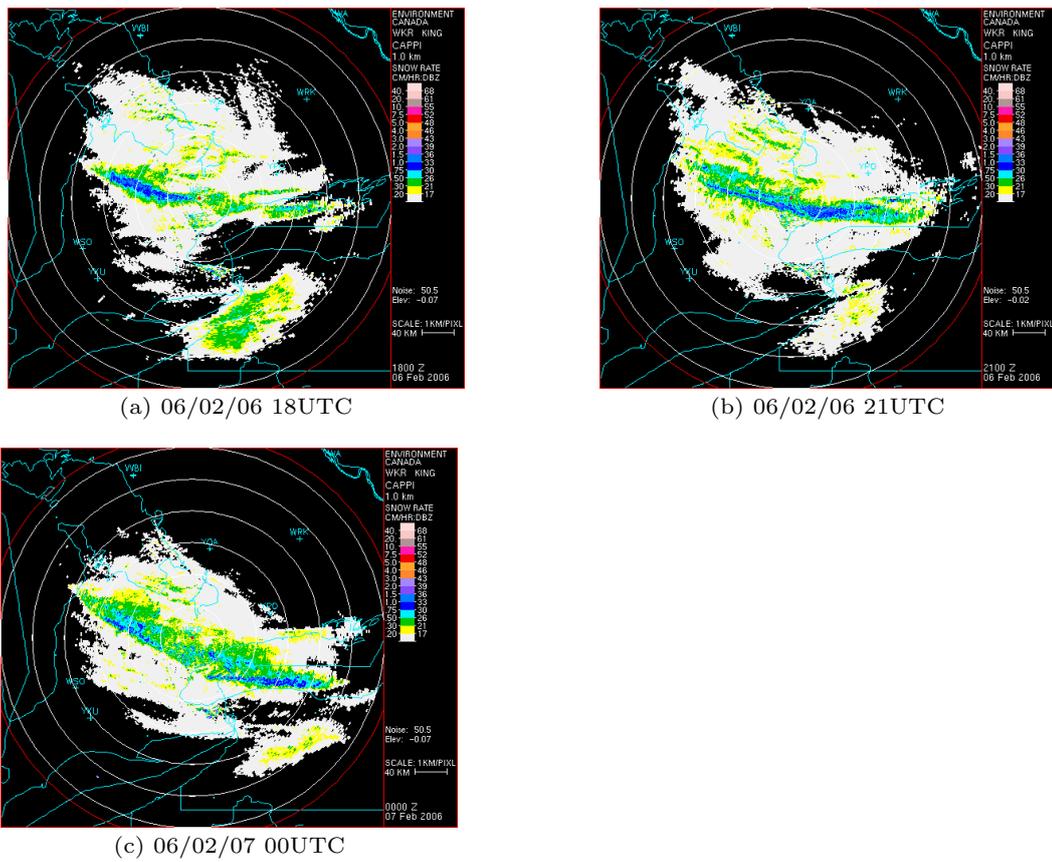


図 10 Case1 KingCity レーダーで観測された反射強度. (a) 2006 年 2 月 6 日 18UTC, (b) 2006 年 2 月 6 日 21UTC, (c) 2006 年 2 月 7 日 00UTC.

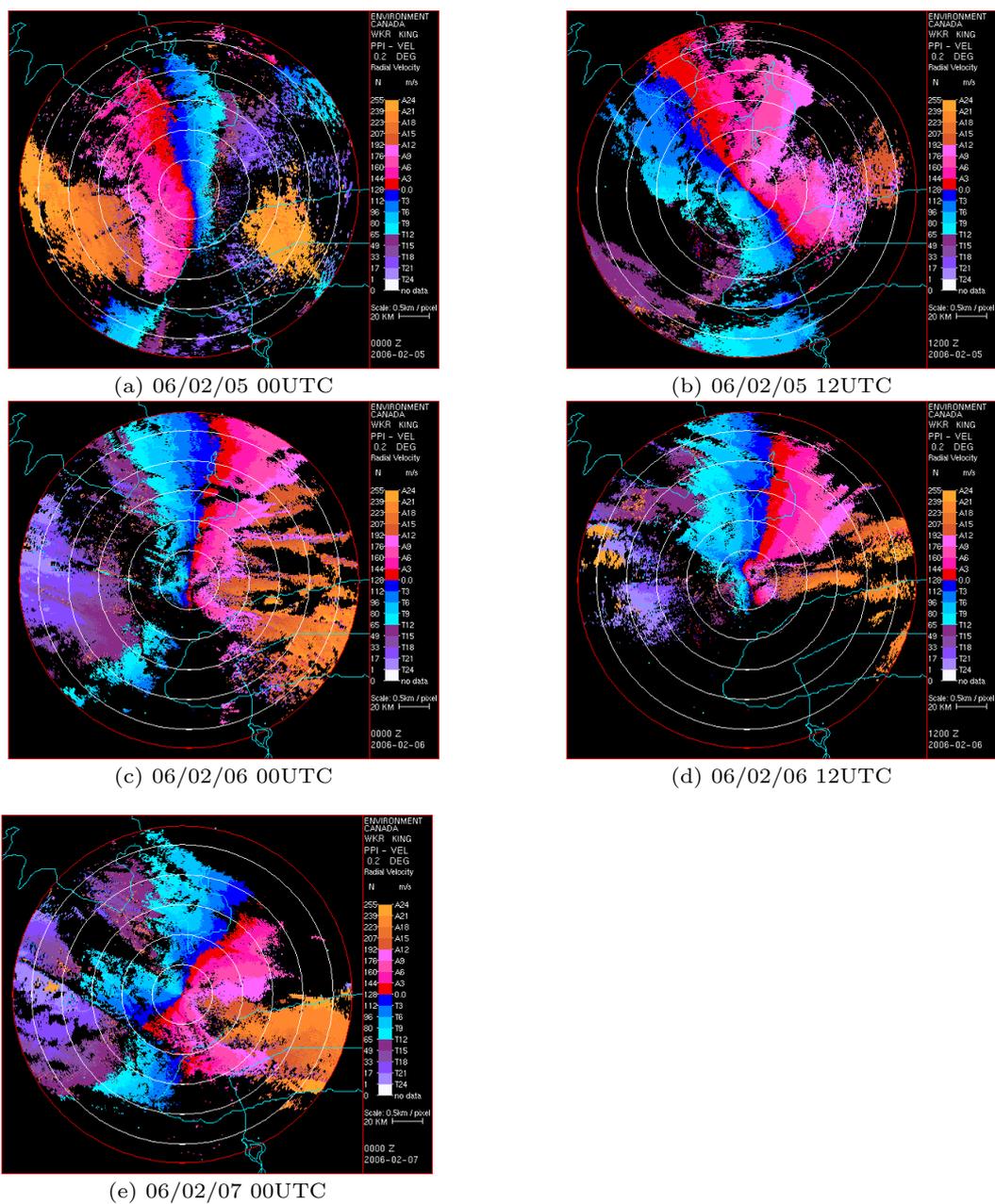


図 11 Case1 KingCity レーダーで観測されたドップラー速度. (a) 2006 年 2 月 5 日 00UTC, (b) 2006 年 2 月 5 日 12UTC, (c) 2006 年 2 月 6 日 00UTC, (d) 2006 年 2 月 6 日 12UTC, (e) 2006 年 2 月 7 日 00UTC.

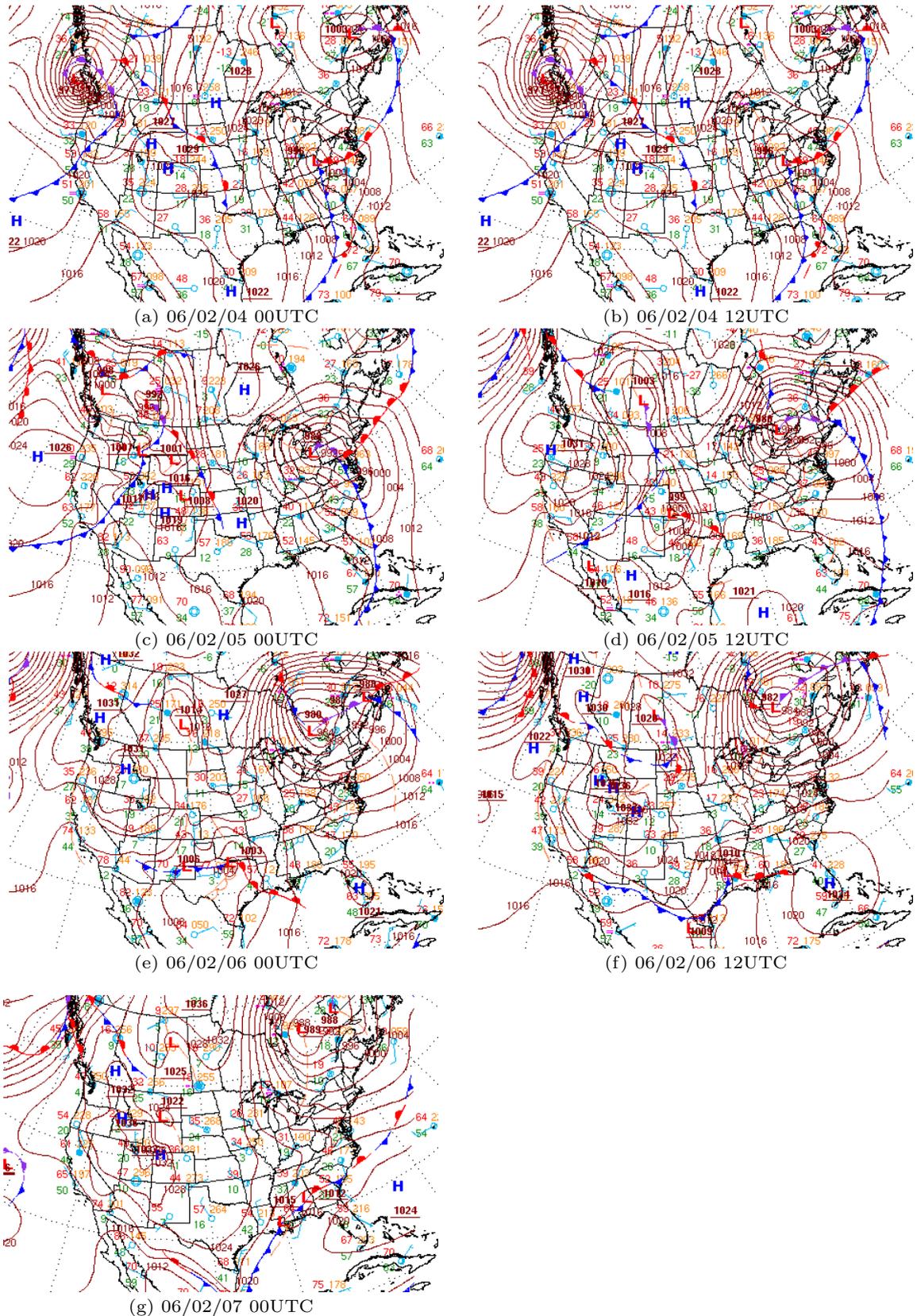


図12 Case1 : 地上天気図. 等圧線 - 4hPa 毎. (a) 2006年2月4日00UTC, (b) 2006年2月4日12UTC, (c) 2006年2月5日00UTC, (d) 2006年2月5日12UTC, (e) 2006年2月6日00UTC, (f) 2006年2月6日12UTC, (g) 2006年2月7日00UTC.

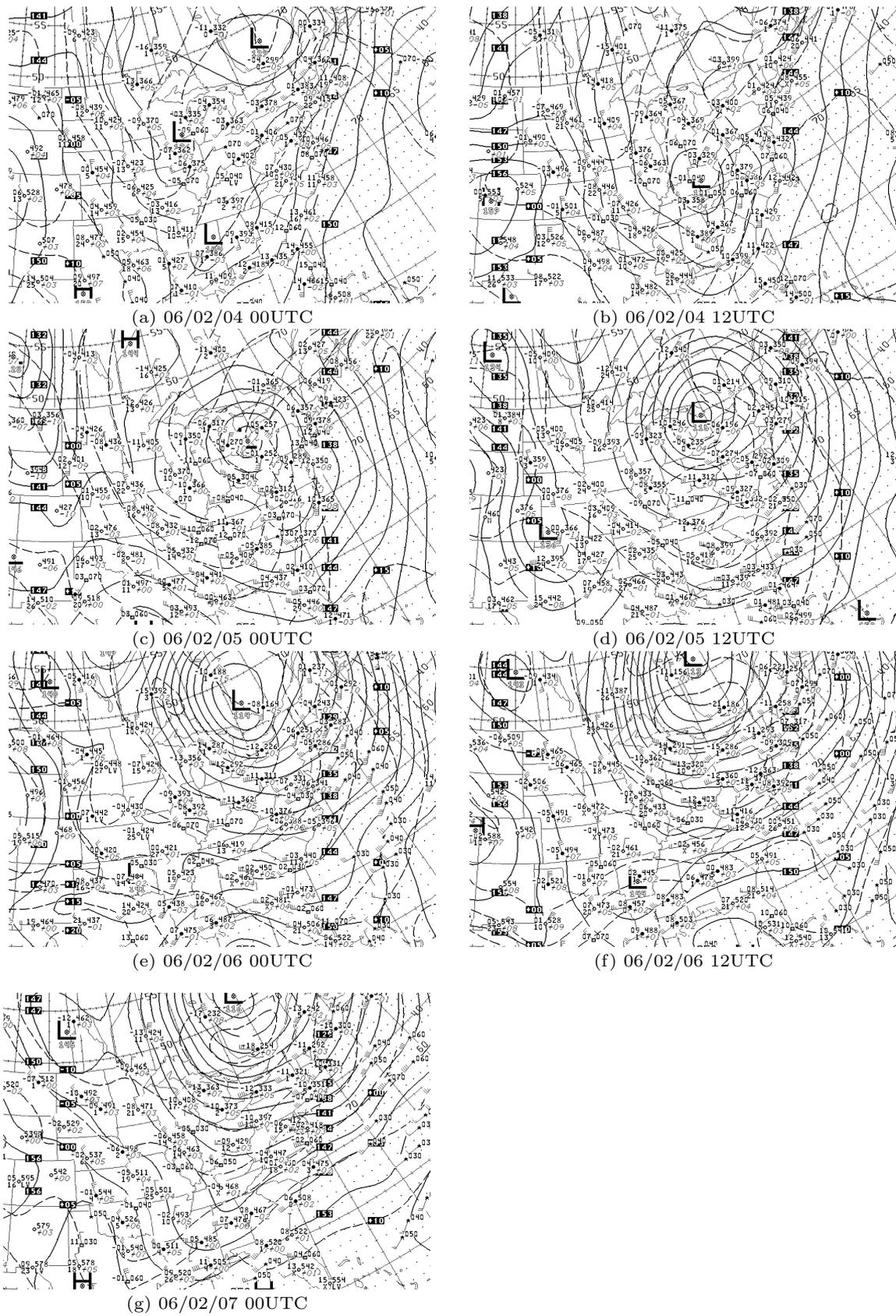


図 13 Case1 : 850hPa 天気図. 等高線 - 実線, 30m 毎、等温線 - 点線, 5 毎.
各図の時刻は, 図 12 と同じ.

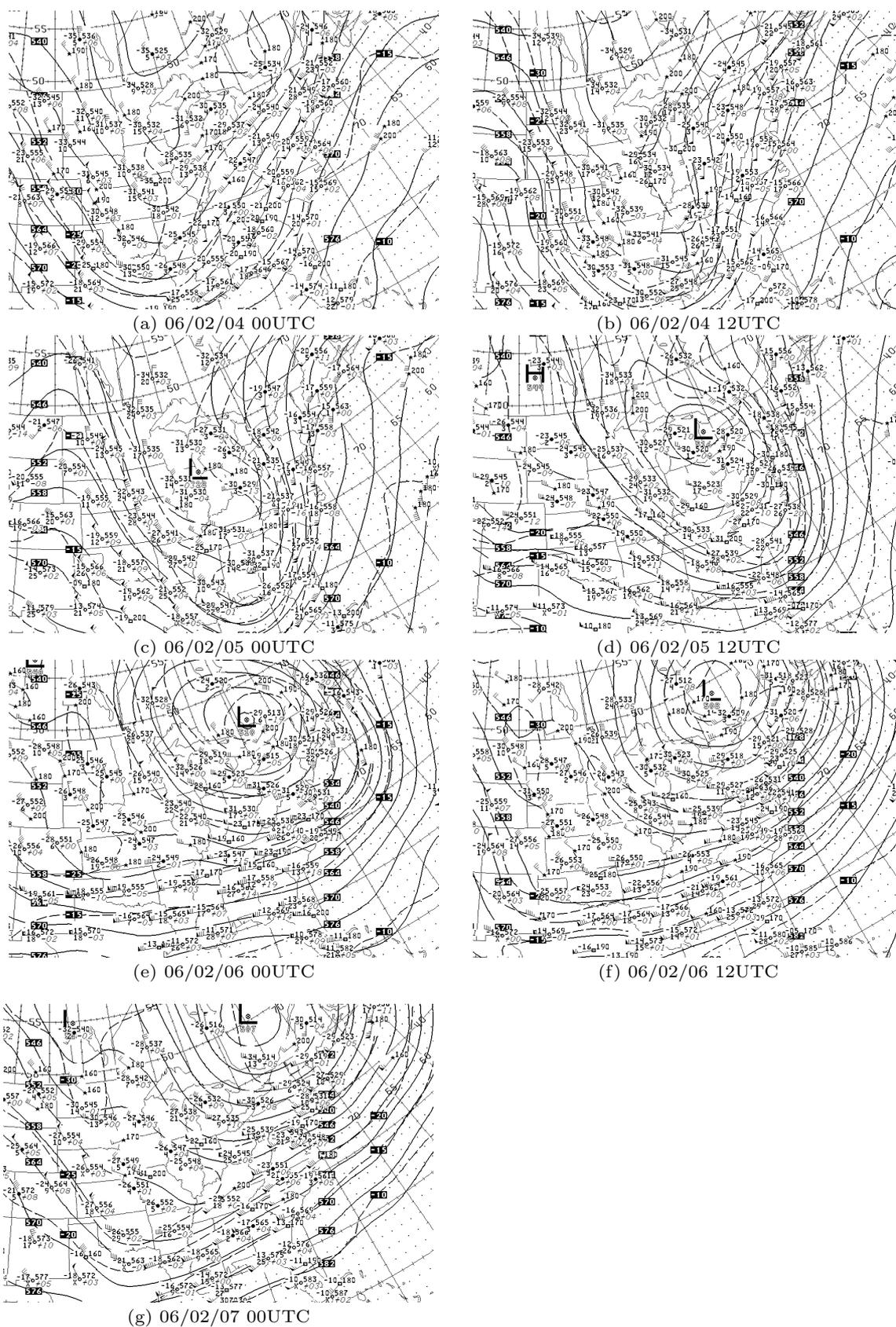


図 14 Case1 : 500hPa 天気図. 等高線 - 実線, 60m 毎, 等温線 - 点線, 5 毎.
各図の時刻は, 図 12 と同じ.

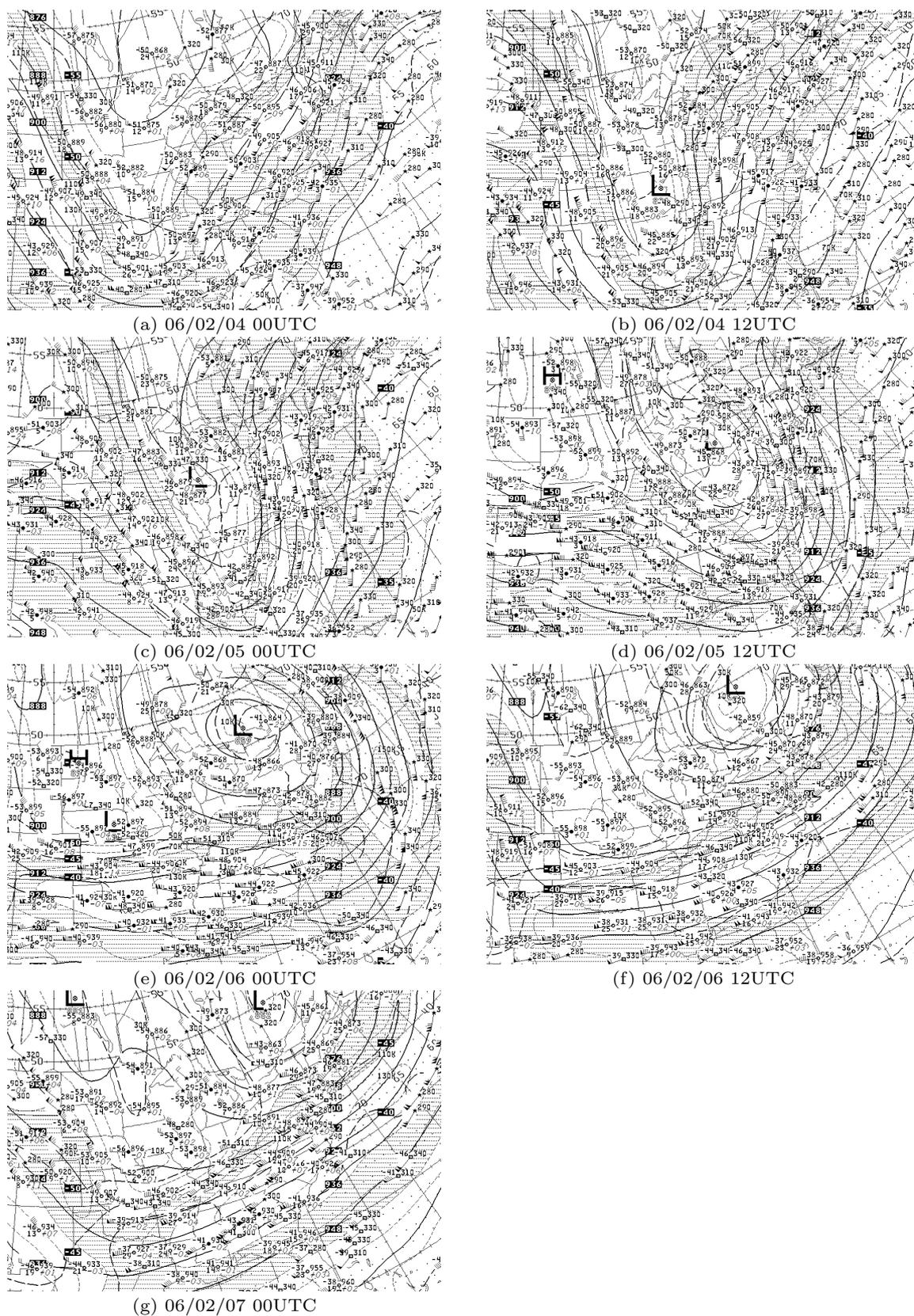


図 15 Case1 : 300hPa 天気図. 等高度線 - 実線, 120m 毎, 等温線 - 点線, 5 毎, 斜線部分 - 強風域. 各図の時刻は, 図 12 と同じ.

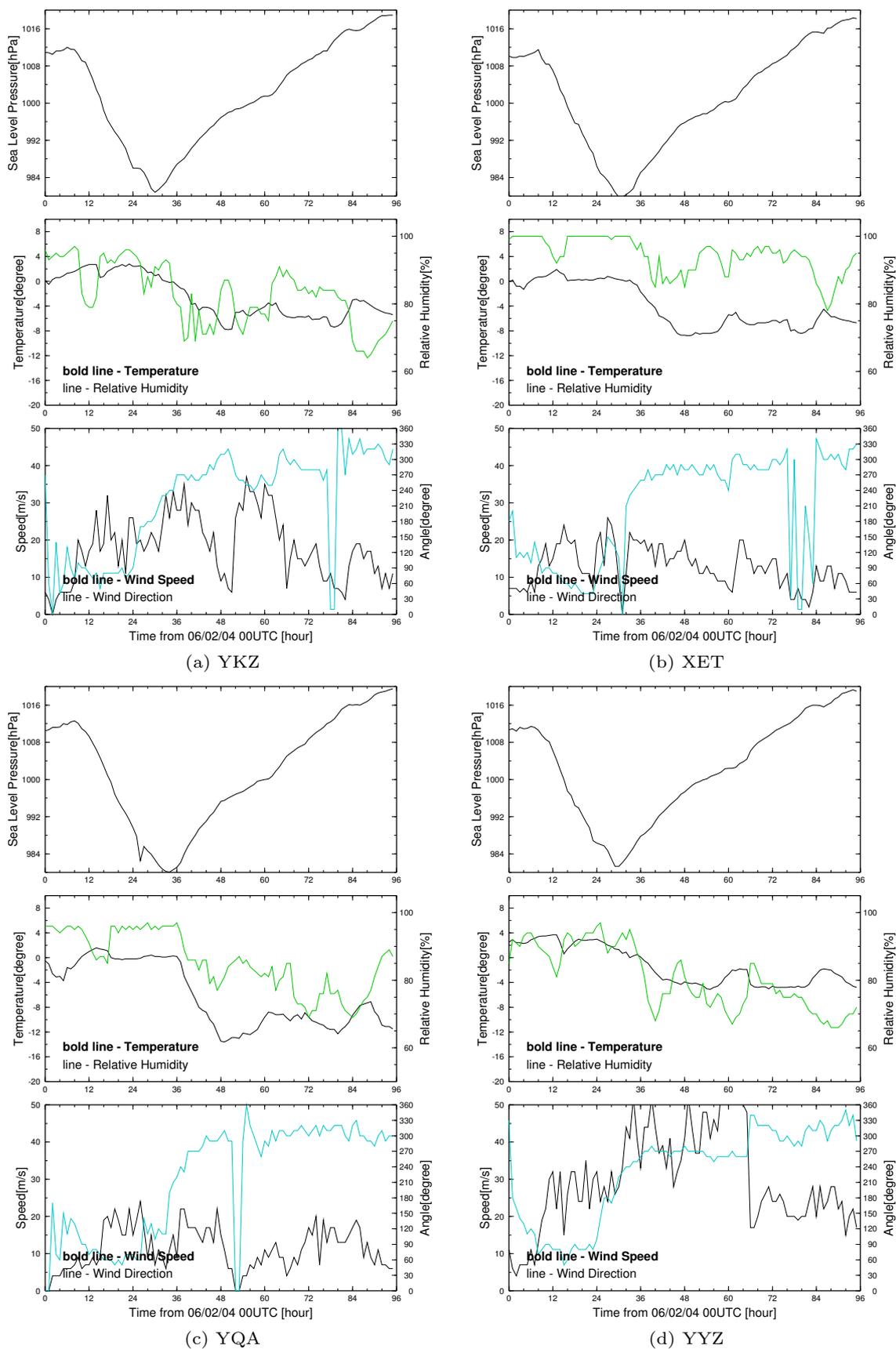


図 16 Case1 地上各点での各要素の時間変化. 3 枚組 (上 : 気圧, 中 : 気温, 相対湿度, 下 : 風向, 風速). (a) YKZ, (b) XET, (c) YQA, (d) YYZ.

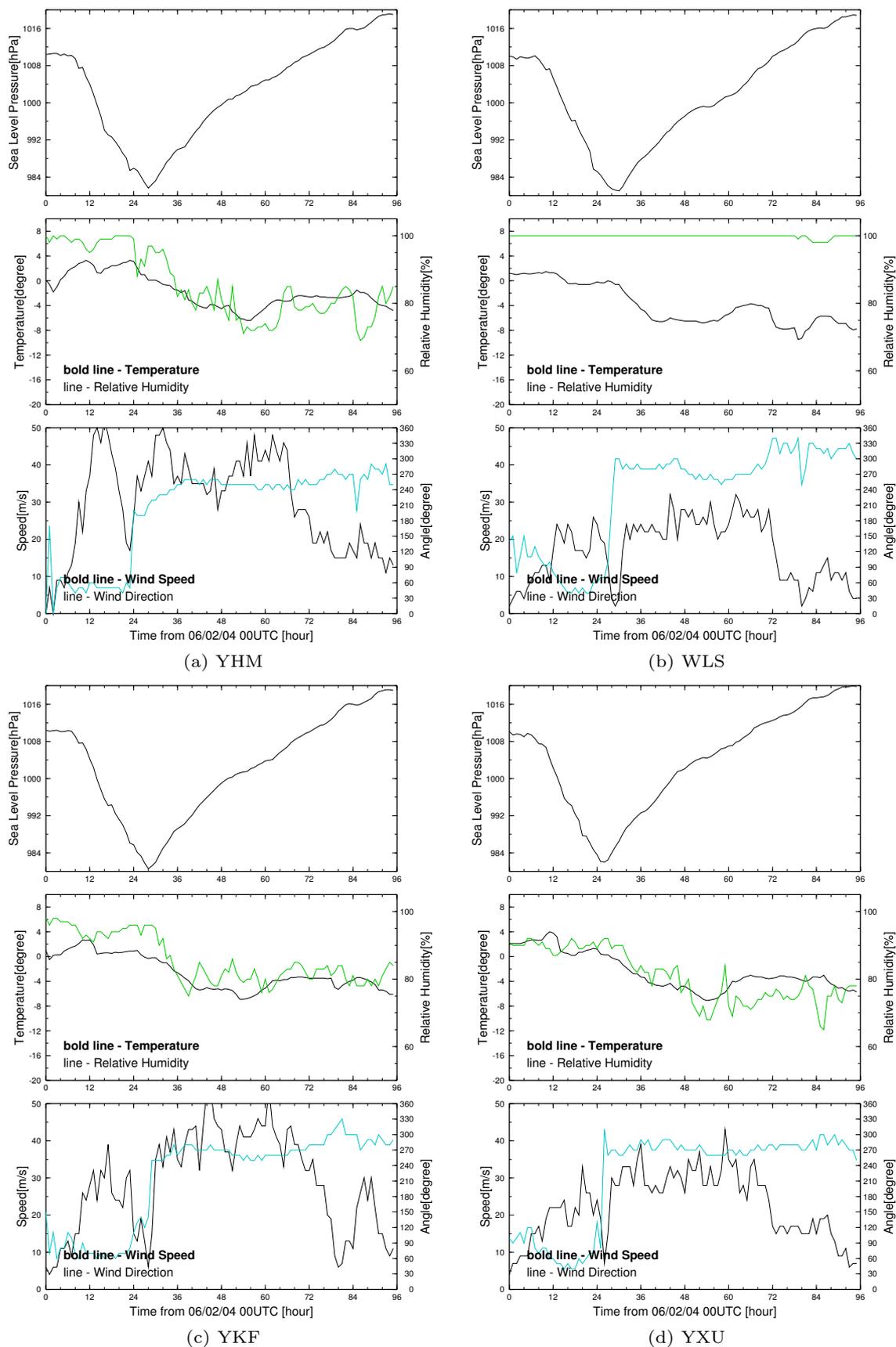


図 17 Case1 地上各点での各要素の時間変化。(a) YHM, (b)WLS, (c) YKF, (d) YXU.

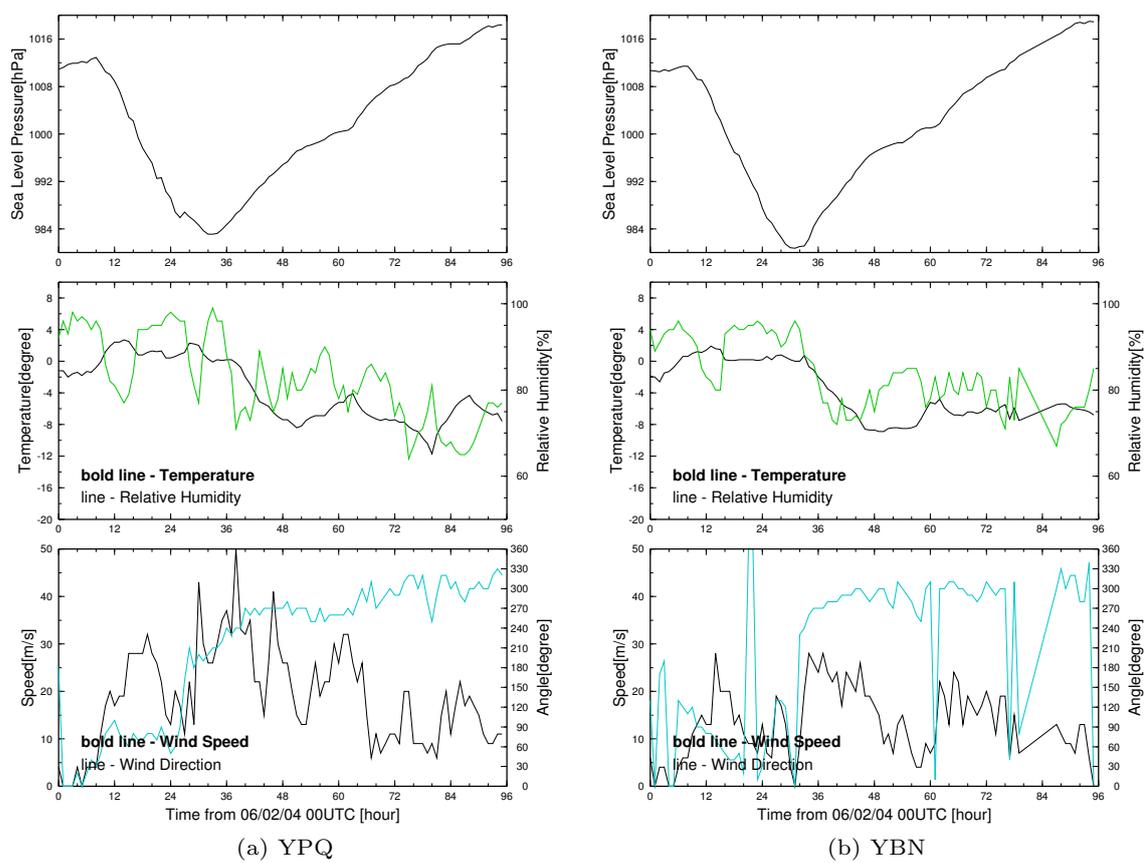


図 18 Case1 地上各点での各要素の時間変化. (a) YPQ, (b) YBN.

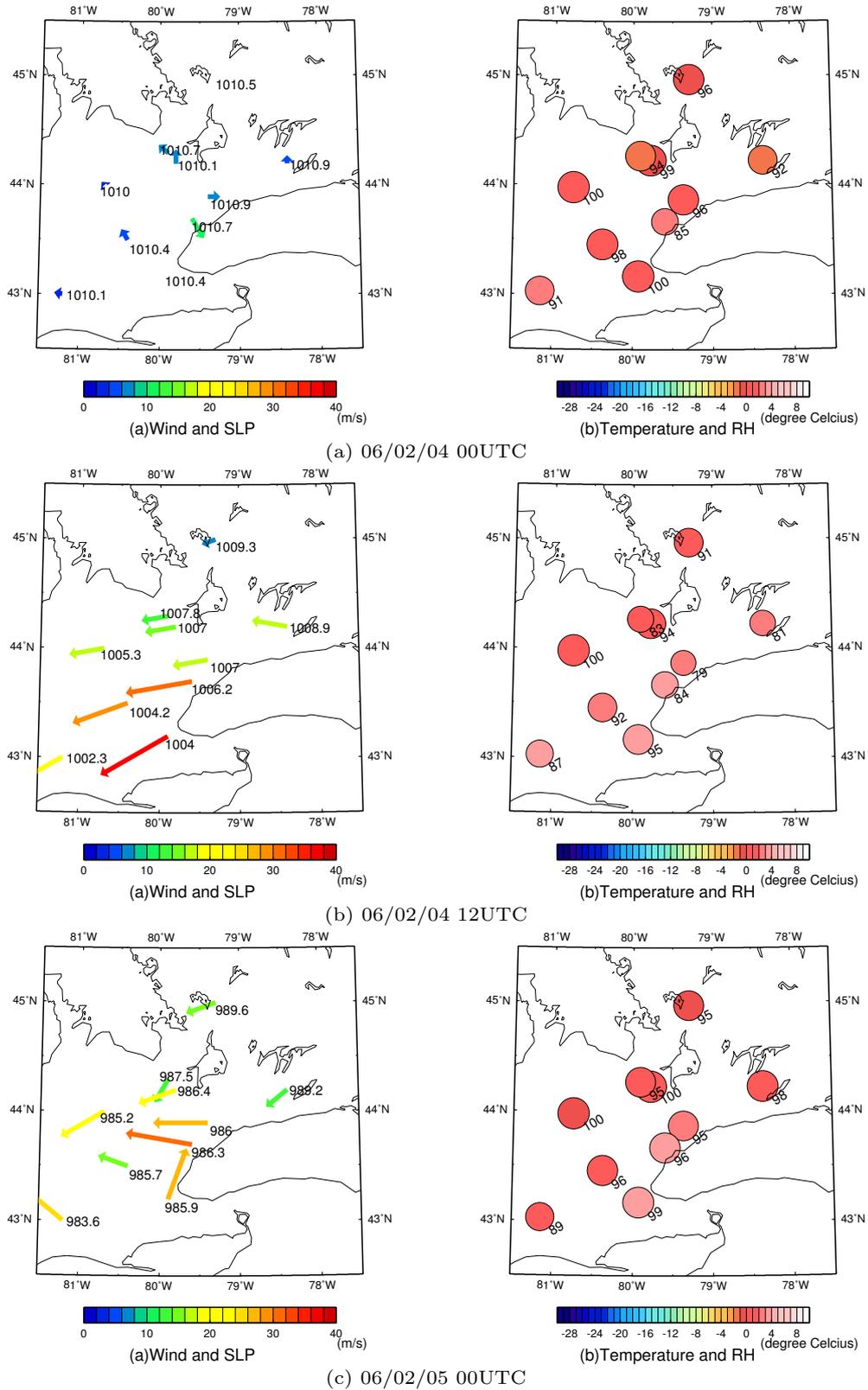


図 19 Case1 地上観測点の様子. 2 枚組 (左 : 風 - 矢印, 海面気圧 - 数字, 右 : 気温 - 色, 湿度 - 数字). (a) 2006 年 2 月 4 日 00UTC, (b) 2006 年 2 月 4 日 12UTC, (c) 2006 年 2 月 5 日 00UTC.

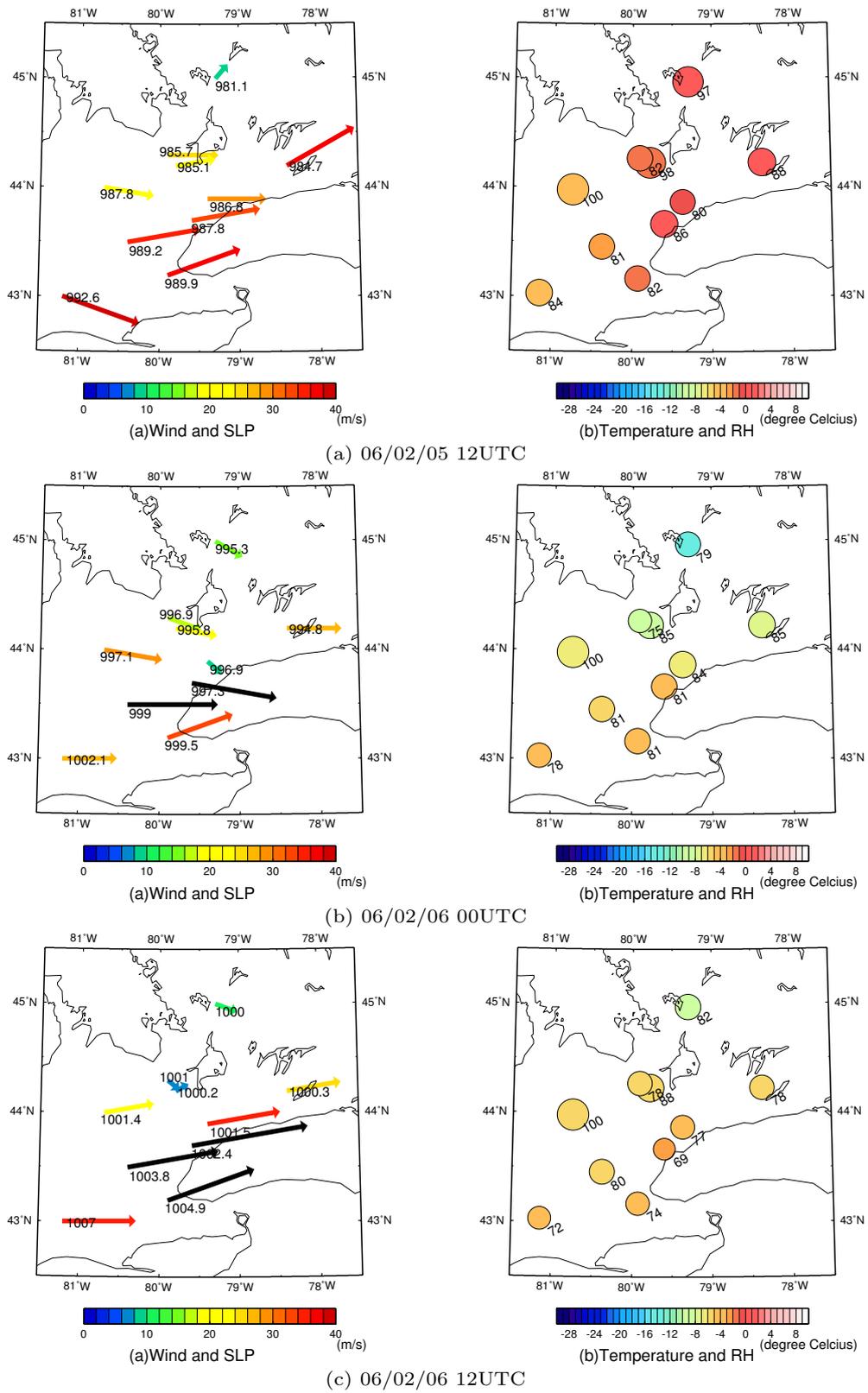


図 20 Case1 地上観測点の様子. (a) 2006 年 2 月 5 日 12UTC, (b) 2006 年 2 月 6 日 00UTC, (c) 2006 年 2 月 6 日 12UTC.

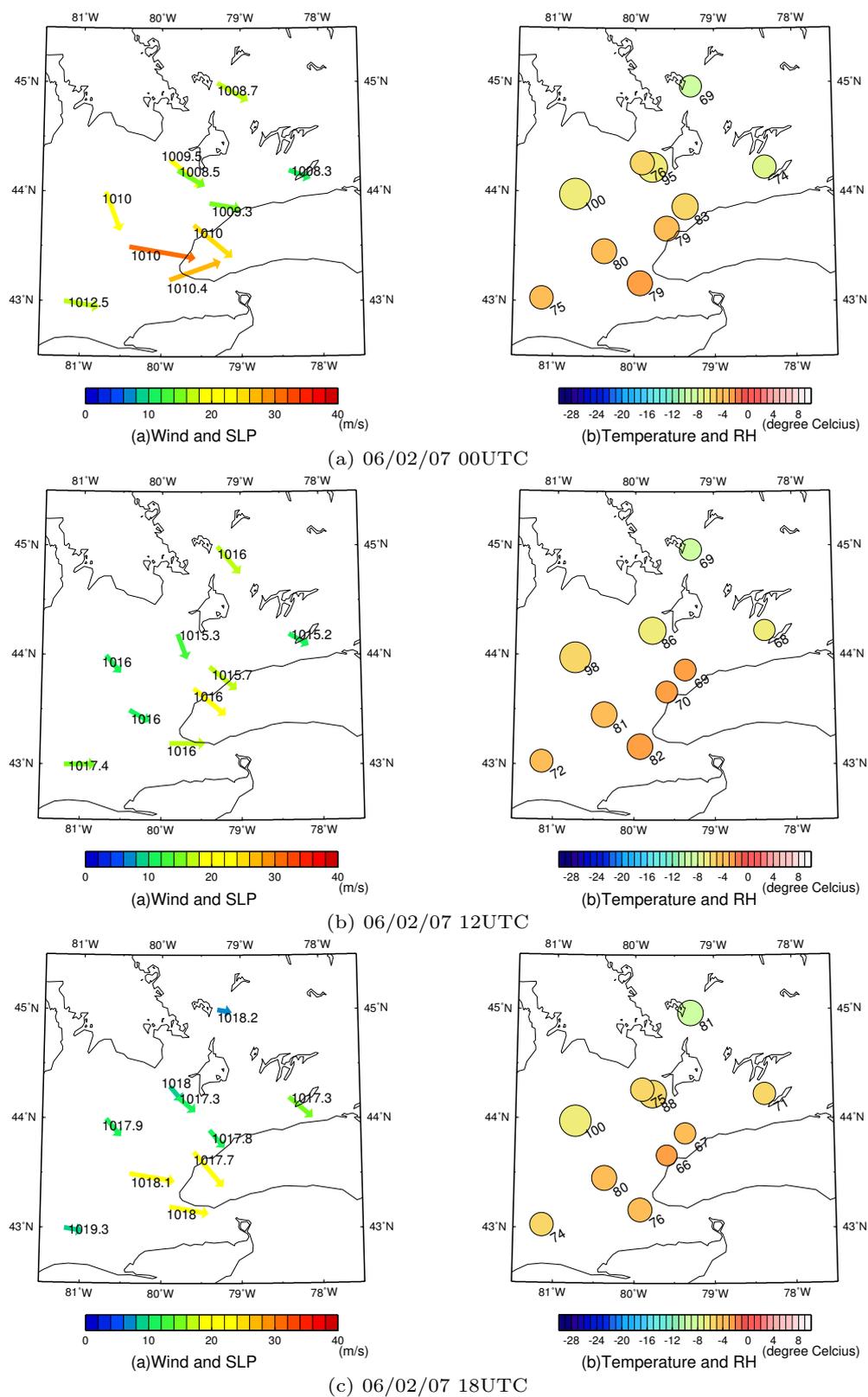


図 21 Case1 地上観測点の様子. (a) 2006 年 2 月 7 日 00UTC, (b) 2006 年 2 月 7 日 12UTC, (c) 2006 年 2 月 7 日 18UTC.

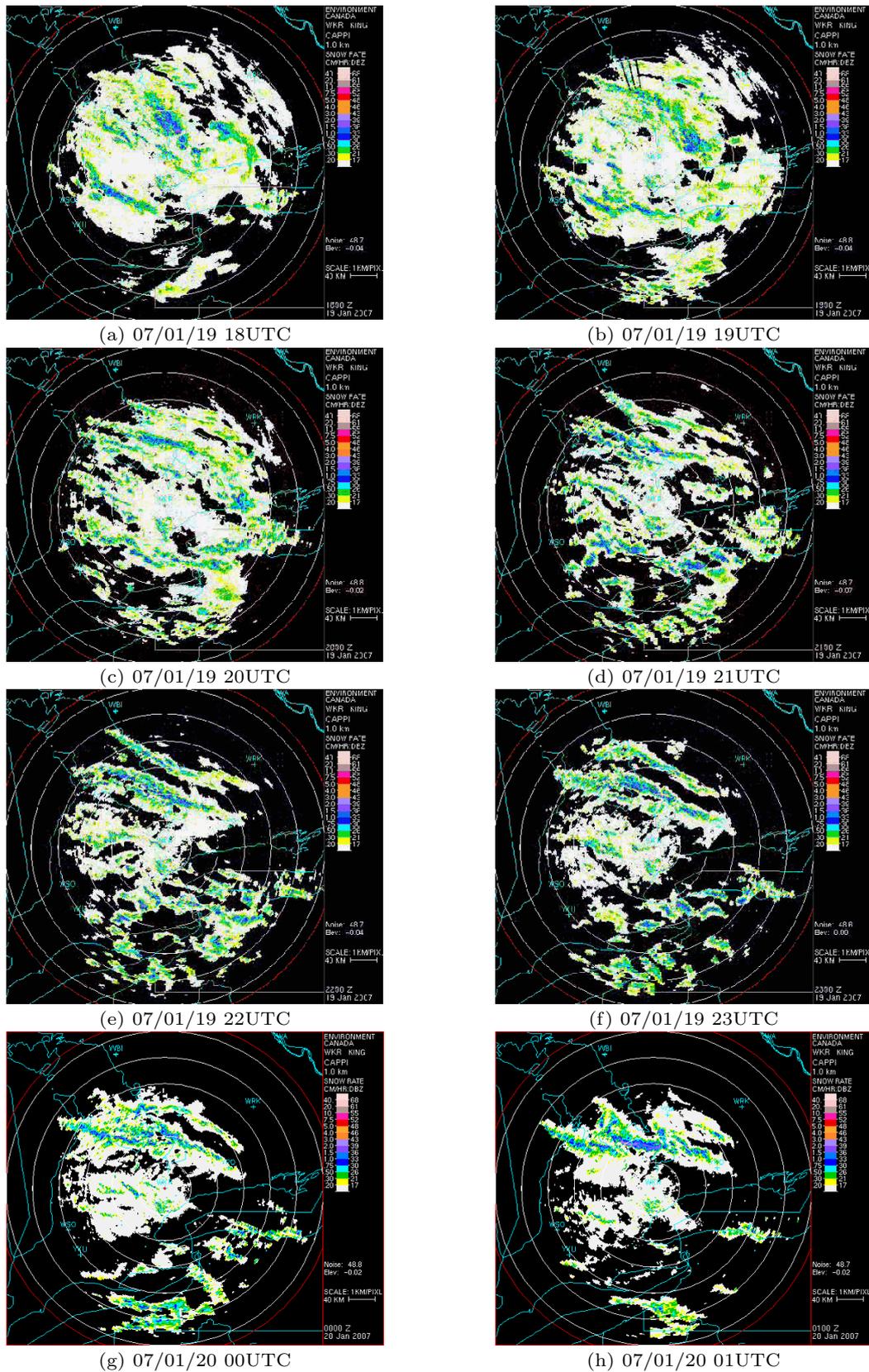


図 22 Case2 KingCity レーダーで観測された 反射強度. (a) 2007 年 1 月 19 日 18UTC, (b) 2007 年 1 月 19 日 19UTC, (c) 2007 年 1 月 19 日 20UTC, (d) 2007 年 1 月 19 日 21UTC, (e) 2007 年 1 月 19 日 22UTC, (f) 2007 年 1 月 19 日 23UTC, (g) 2007 年 1 月 20 日 00UTC, (h) 2007 年 1 月 20 日 01UTC.

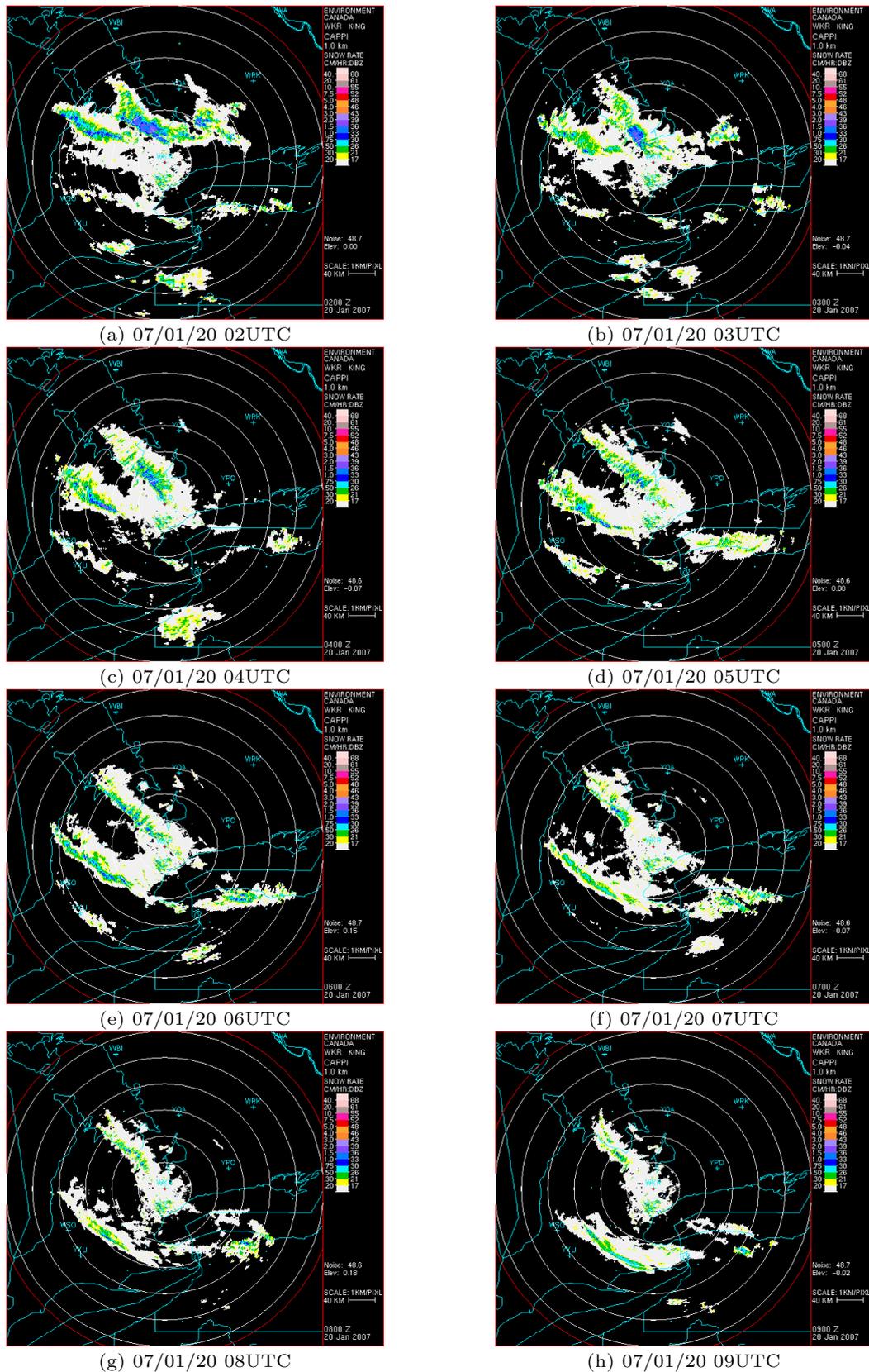


図 23 Case2 KingCity レーダーで観測された 反射強度. (a) 2007 年 1 月 20 日 02UTC, (b) 2007 年 1 月 20 日 03UTC, (c) 2007 年 1 月 20 日 04UTC, (d) 2007 年 1 月 20 日 05UTC, (e) 2007 年 1 月 20 日 06UTC, (f) 2007 年 1 月 20 日 07UTC, (g) 2007 年 1 月 20 日 08UTC, (h) 2007 年 1 月 20 日 09UTC.

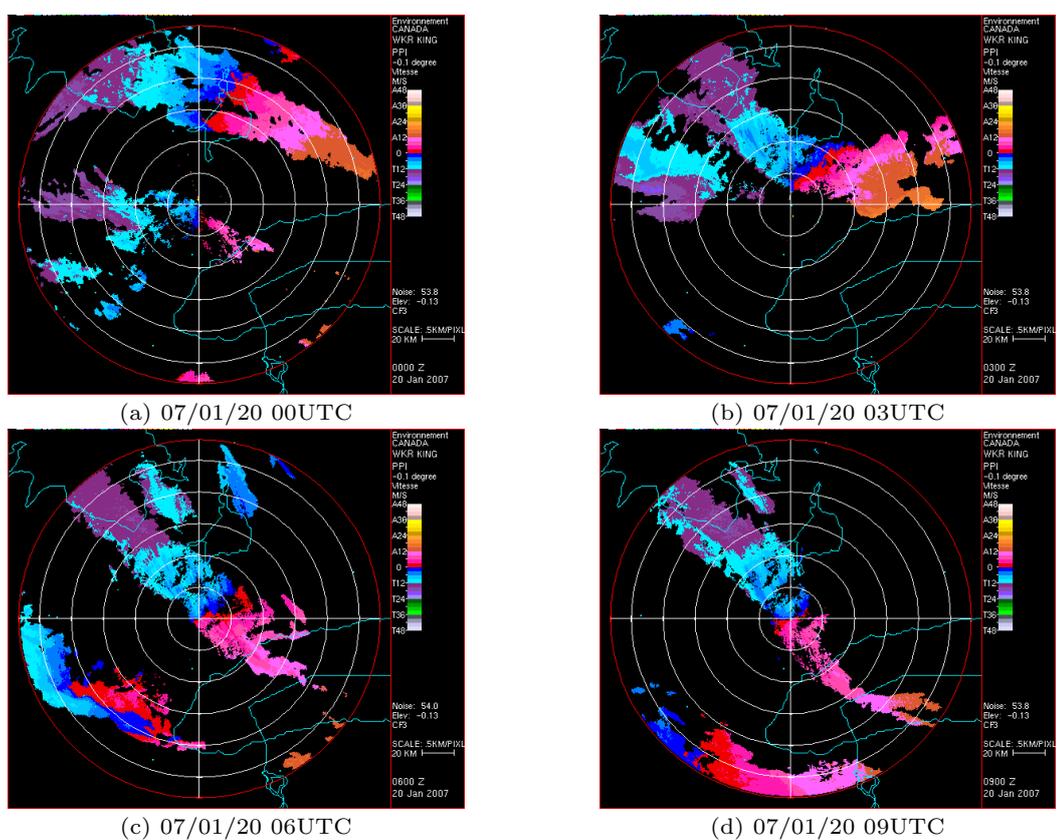


図 24 Case2 KingCity レーダーで観測されたドップラー速度. (a) 2007 年 1 月 20 日 00UTC, (b) 2007 年 1 月 20 日 03UTC, (c) 2007 年 1 月 20 日 06UTC, (d) 2007 年 1 月 20 日 09UTC.

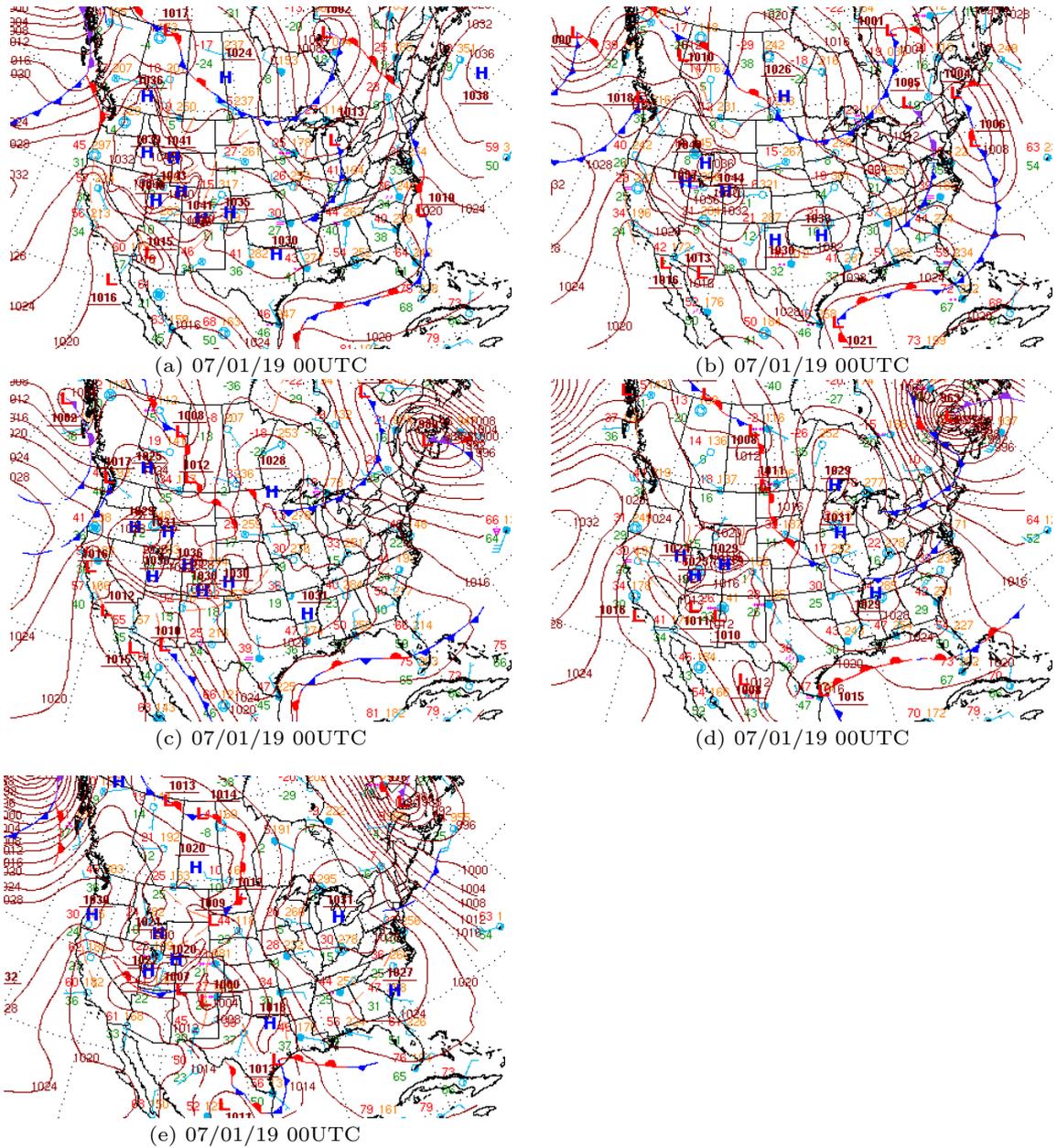


図 25 Case2 : 地上天気図. 等圧線 - 実線, 4hPa 毎. (a) 2007 年 1 月 19 日 00UTC, (b) 2007 年 1 月 19 日 12UTC, (c) 2007 年 1 月 20 日 00UTC, (d) 2007 年 1 月 20 日 12UTC, (e) 2007 年 1 月 21 日 00UTC.

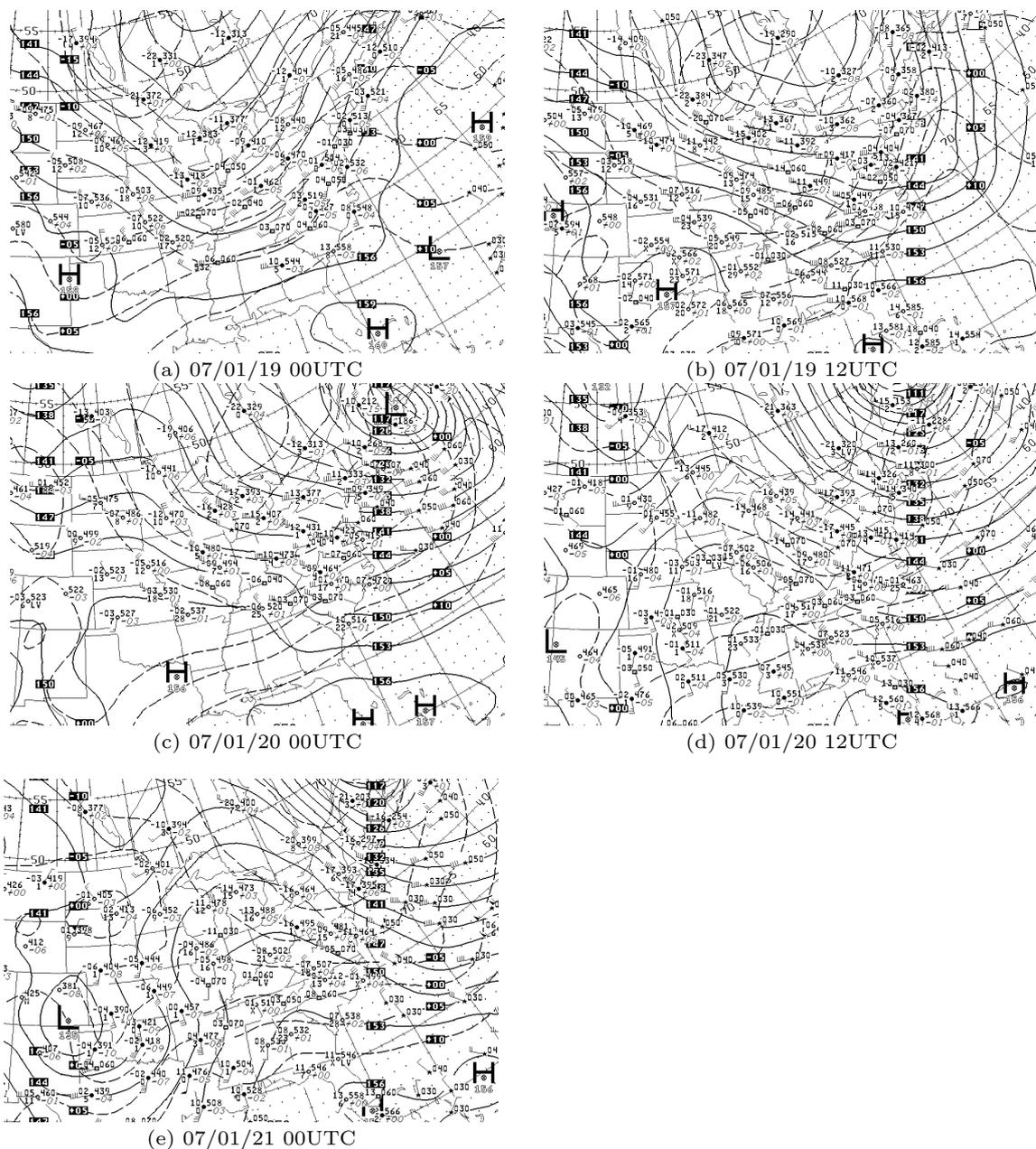


図 26 Case2 : 850hPa 天気図. 等高度線 - 実線, 30m 毎, 等温線 - 点線, 5 毎.
各図の時刻は, 図 25 と同じ.

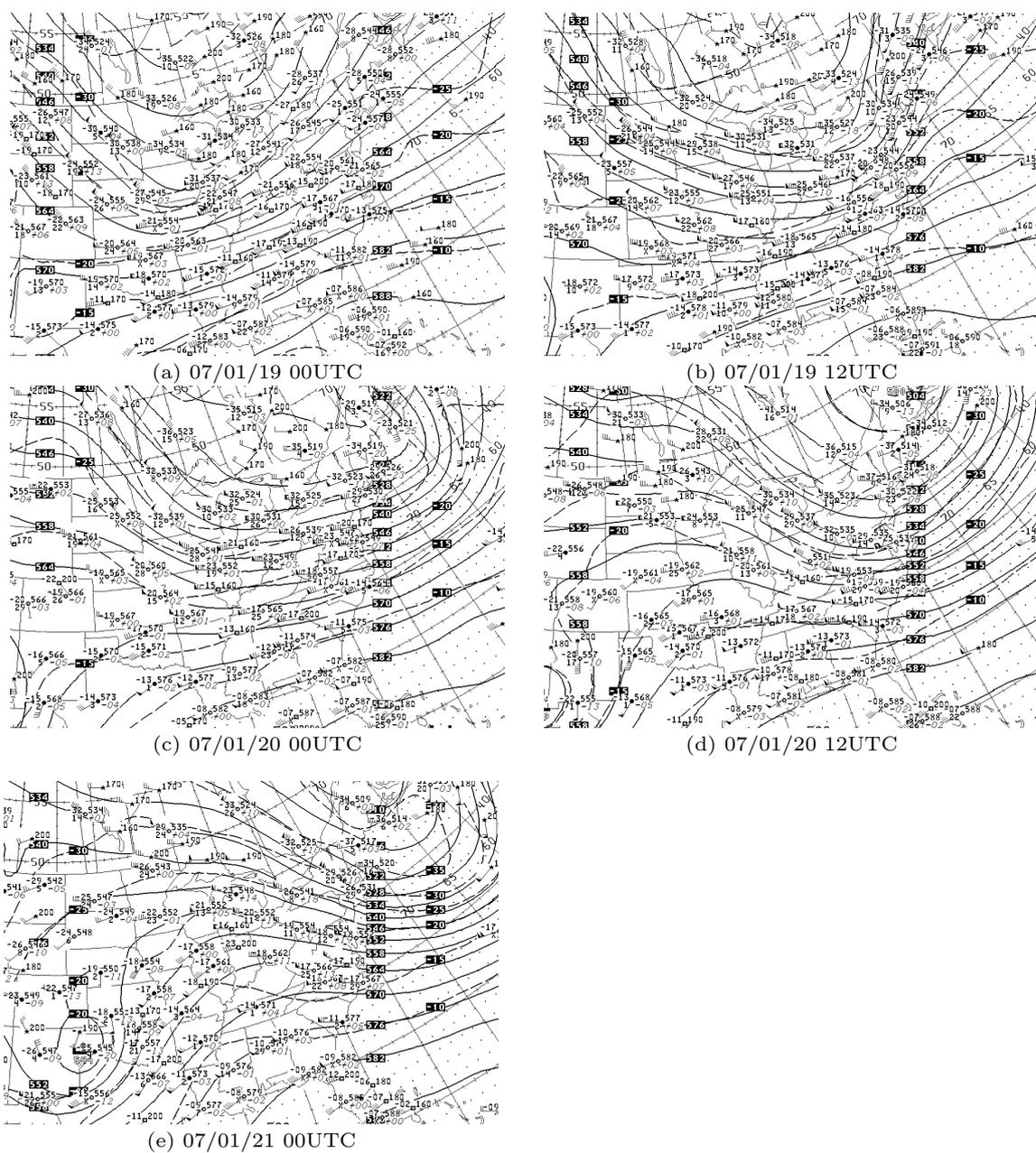


図 27 Case2 : 500hPa 天気図. 等高度線 - 実線, 60m 毎, 等温線 - 点線, 5 毎.
各図の時刻は, 図 25 と同じ.

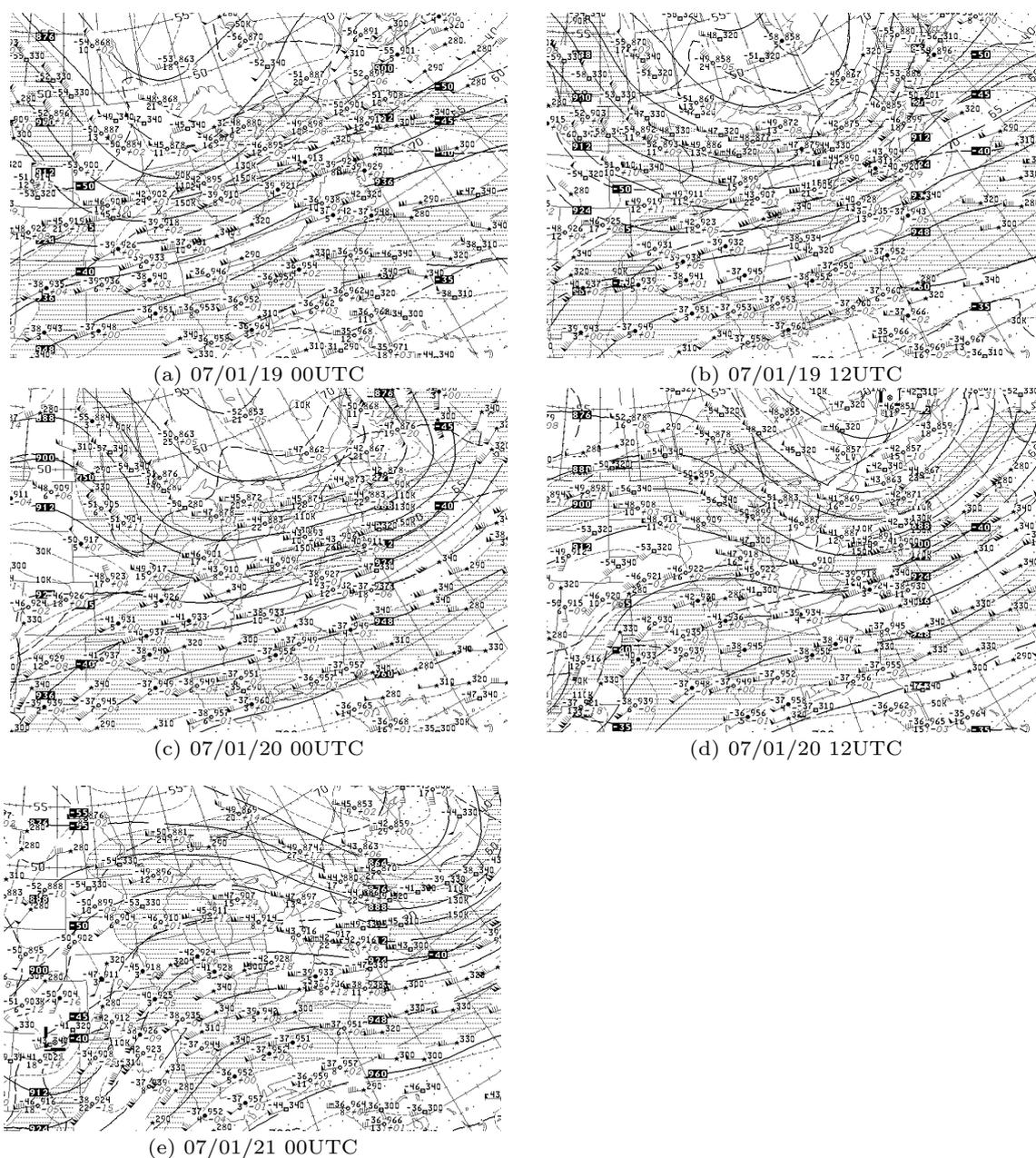


図 28 Case2 : 300hPa 天気図. 等高度線 - 実線, 60m 毎, 等温線 - 点線, 5 毎, 斜線域 - 強風軸. 各図の時刻は, 図??と同じ.

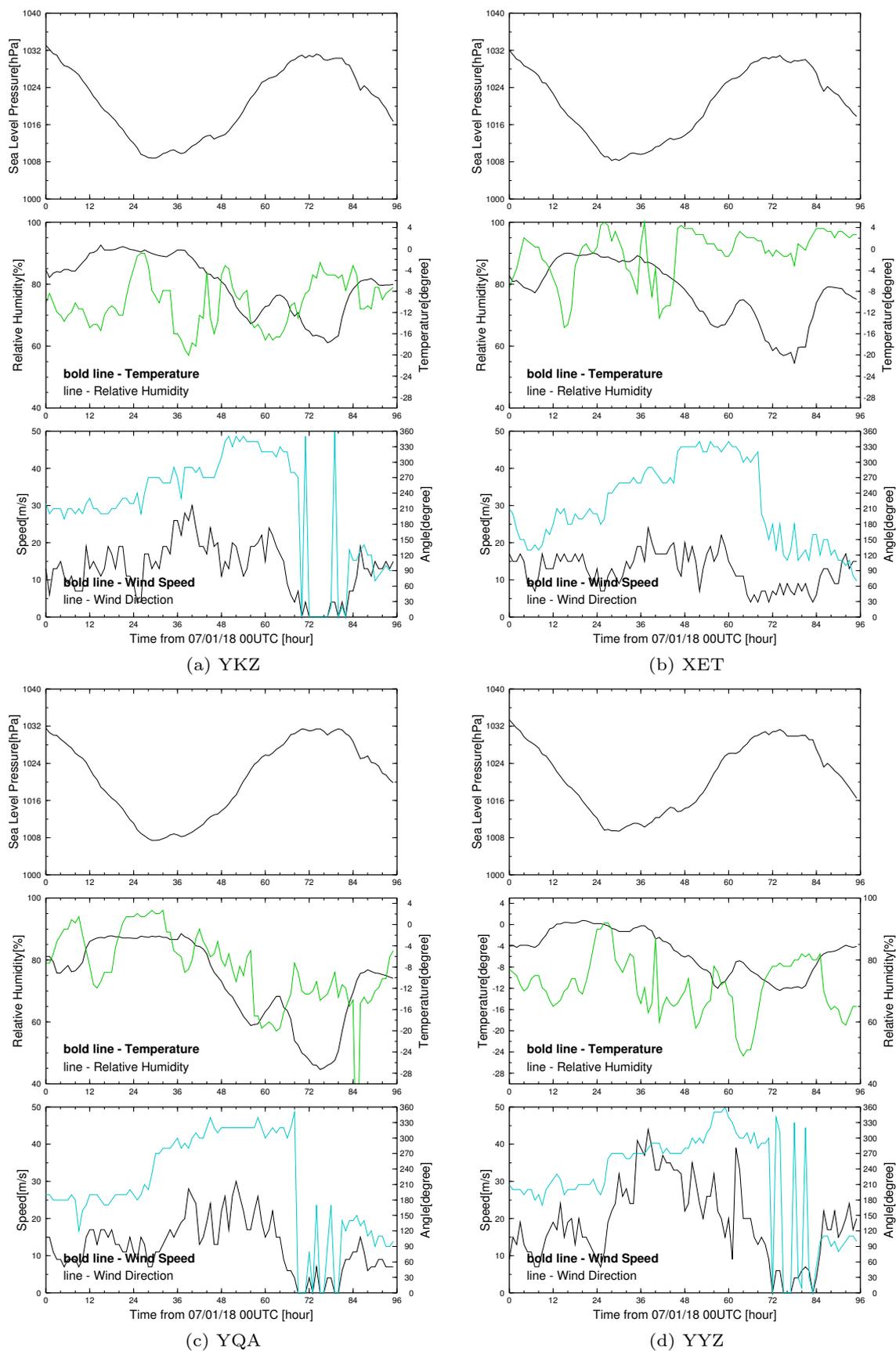


図 29 Case2 地上各点での各要素の時間変化. 3 枚組 (上 : 気圧, 中 : 気温, 相対湿度, 下 : 風向, 風速). (a) YKZ, (b) XET, (c) YQA, (d) YYZ.

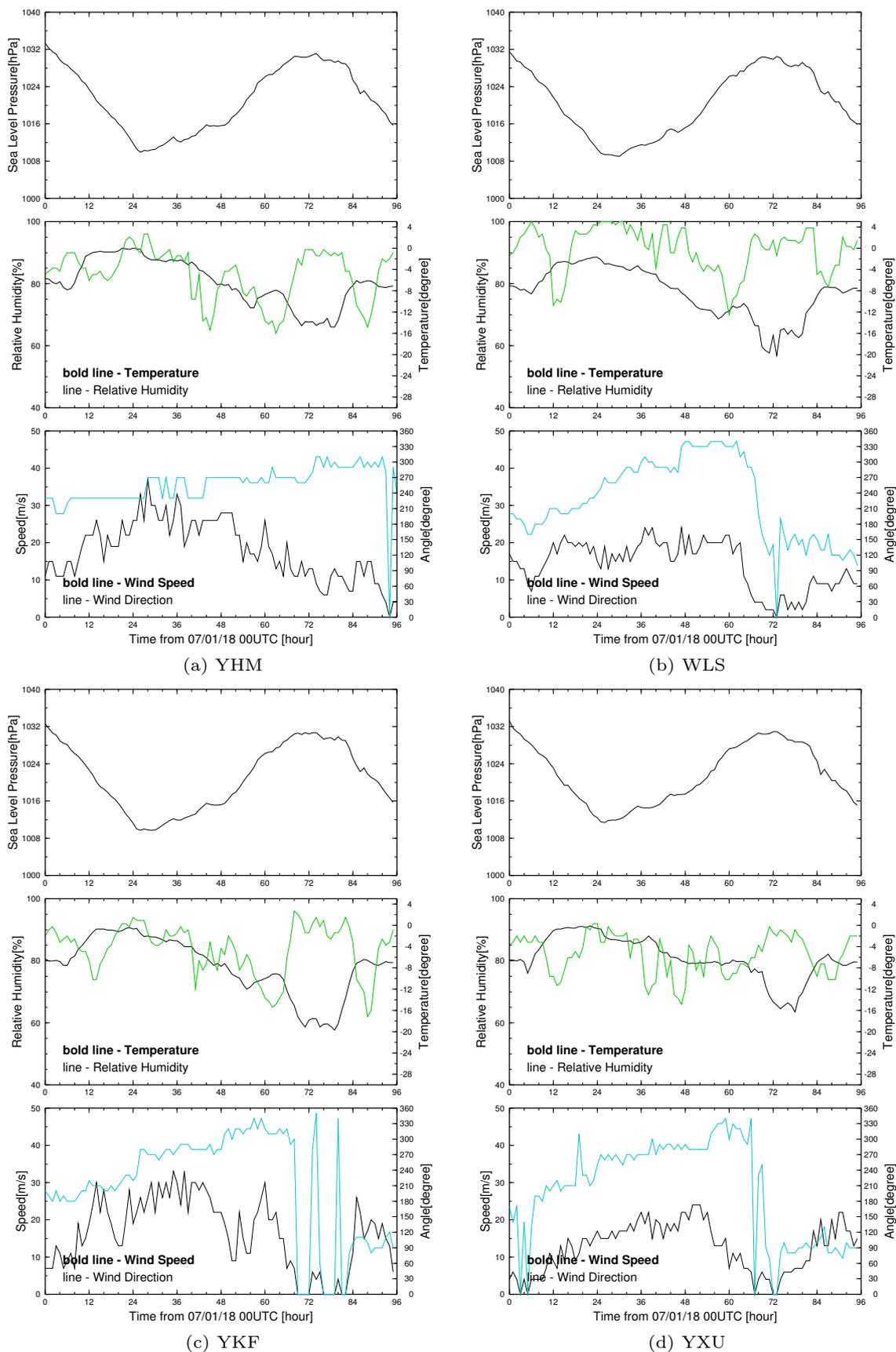


図 30 Case2 地上各点での各要素の時間変化. (a) YHM, (b) WLS, (c) YKF, (d) YXU.

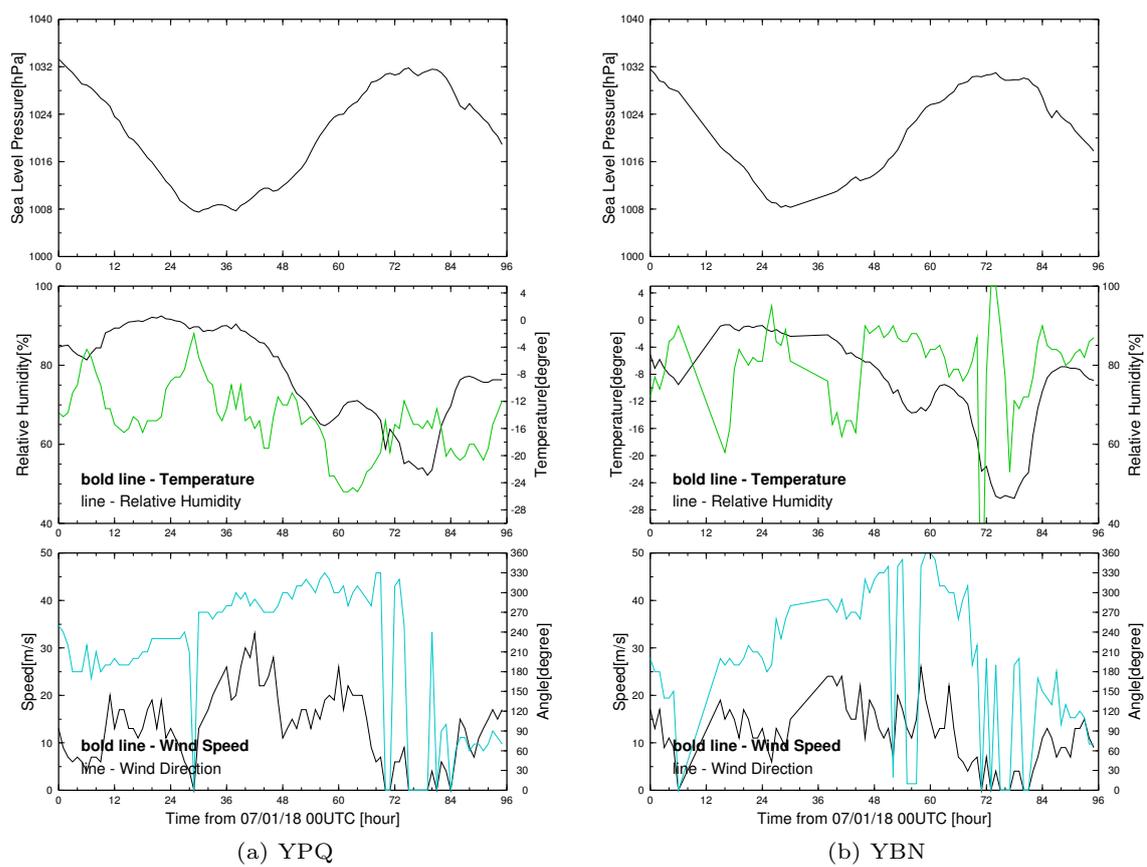


図 31 Case2 地上各点での各要素の時間変化. (a) YPQ, (b) YBN.

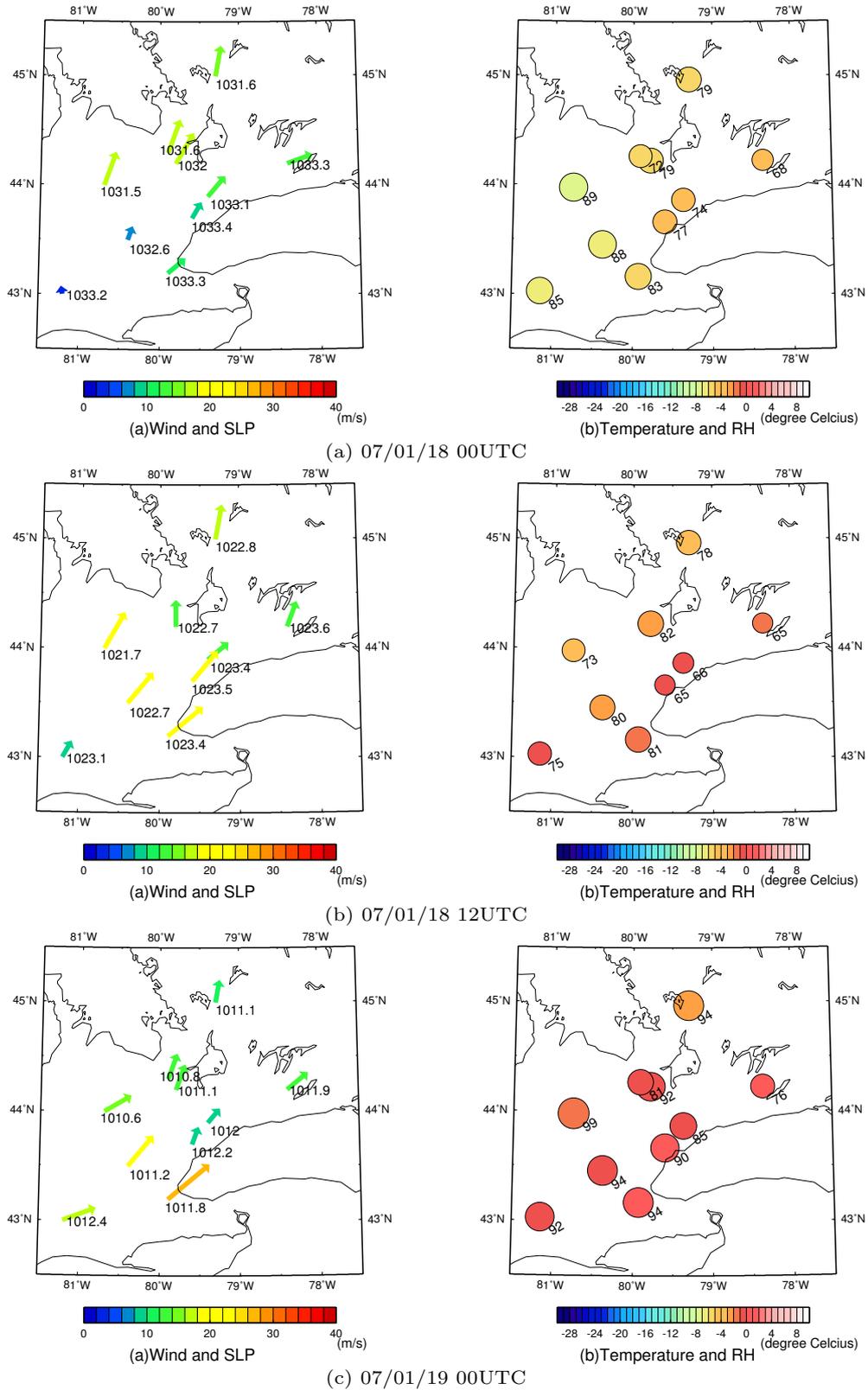


図 32 Case2 地上観測点の様子. 2 枚組 (左 : 風 - 矢印, 気圧 - 数字. 右 : 気温 - 色, 湿度 - 数字). (a) 2007 年 1 月 18 日 00UTC, (b) 2007 年 1 月 18 日 12UTC, (c) 2007 年 1 月 19 日 00UTC.

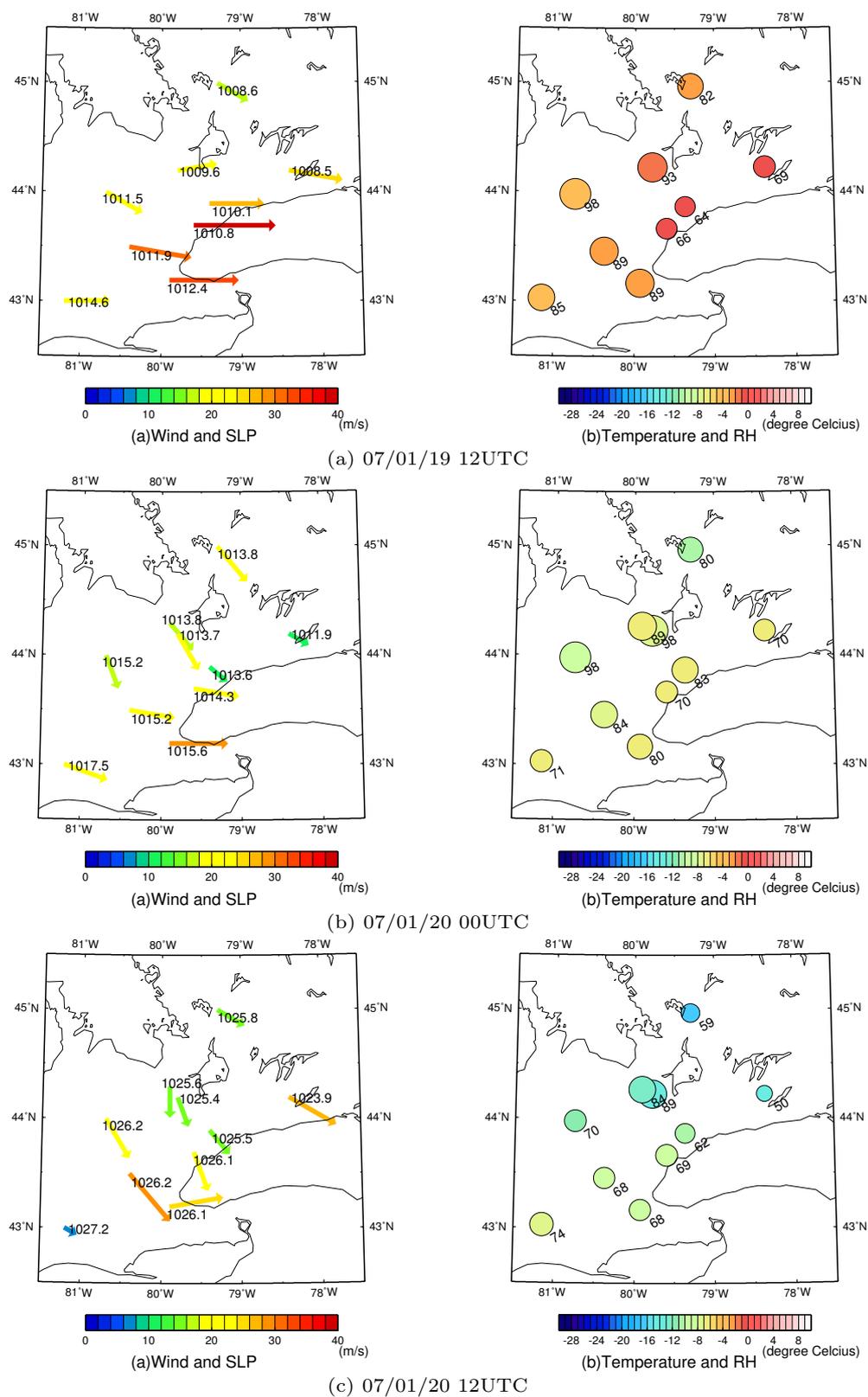


図 33 Case2 地上観測点の様子. (a) 2007 年 1 月 19 日 12UTC, (b) 2007 年 1 月 20 日 00UTC, (c) 2007 年 1 月 20 日 12UTC.

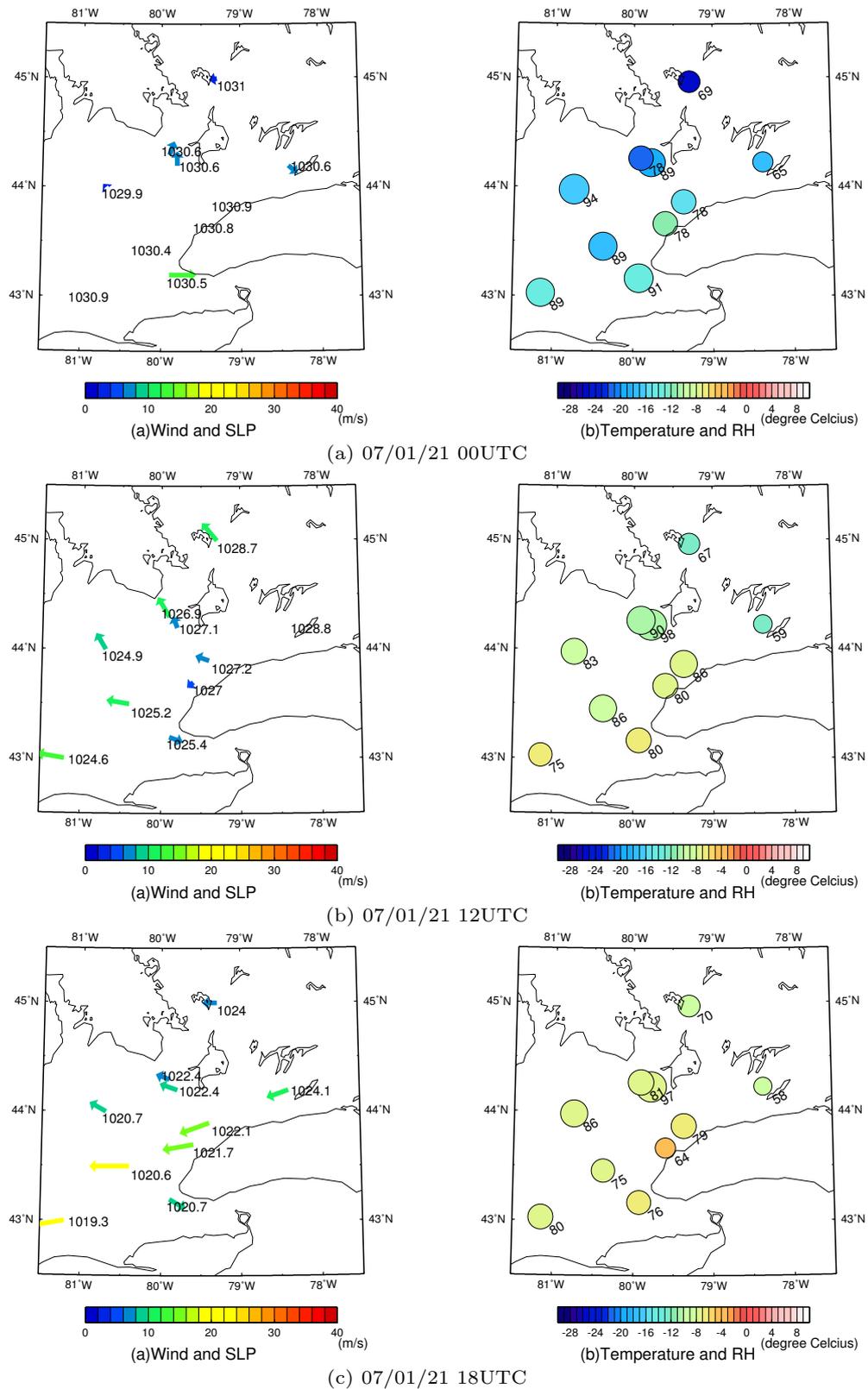


図 34 Case2 地上観測点の様子. (a) 2007 年 1 月 21 日 00UTC, (b) 2007 年 1 月 21 日 12UTC, (c) 2007 年 1 月 21 日 18UTC.

表 2 MM5 パラメータ・領域設定

Case1 - Run1		
domain1	90 km, 65×75	
domain2	30 km, 118×118	
domain3	10 km, 136×168	
domain4	3.3 km, 199×217	
Vertical Resolution	23	
Cumulus	Grell(1-3), None(4)	
Microphysics	Reisner graupel Explicit Moisture	
PBL	MRF	
Calculating Time	04 Feb 2006 00UTC - 07 00UTC (1-3) 05 Feb 2006 00UTC - 07 00UTC (4)	
Case2 - Run1		
domain1	54 km, 75×100	
domain2	18 km, 121×136	
domain3	6 km, 181×181	
Vertical Resolution	28	
Cumulus	Grell(1-2), None(3)	
Microphysics	Reisner graupel Explicit Moisture	
PBL	MRF	
Calculating Time	19 Jan 2007 00UTC - 21 00UTC	
Case1 - Run2		Case2 - Run2
Horizontal Res.	2km, 250×250	2 km, 280×280
Vertical Res.	33	33
Cumulus	None	None
Micro	Reisner2	Reisner2
PBL	MRF	MRF
Cal. Time	04 Feb 2006 00UTC - 07 00UTC	19 Jan 2007 00UTC - 21 00UTC

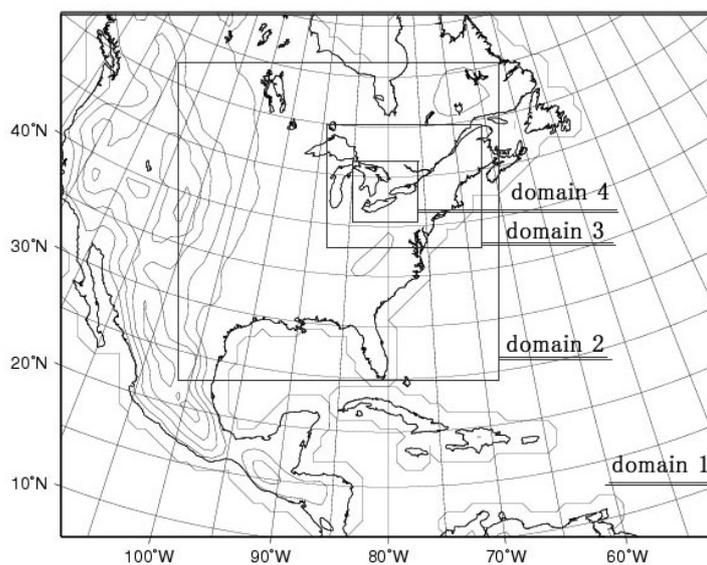


図 35 Case1 - Run1 の領域設定設定. 外側から順に domain 1, 2, 3, 4.

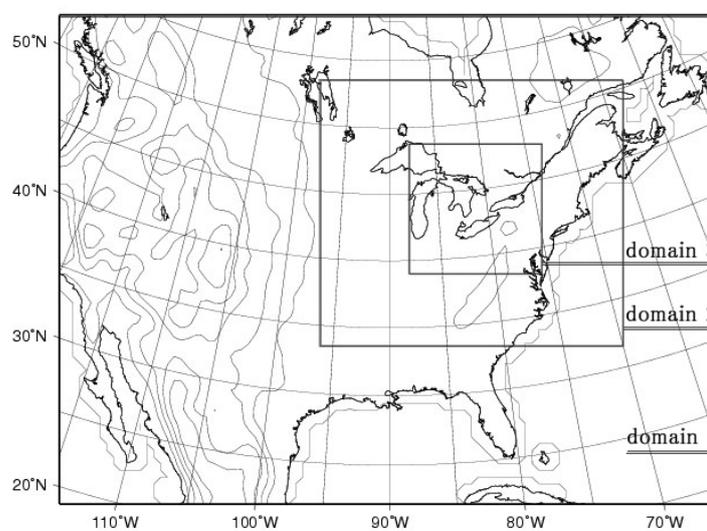


図 36 Case2 - Run1 の計算領域設定. 外側から順に domain 1, 2, 3.

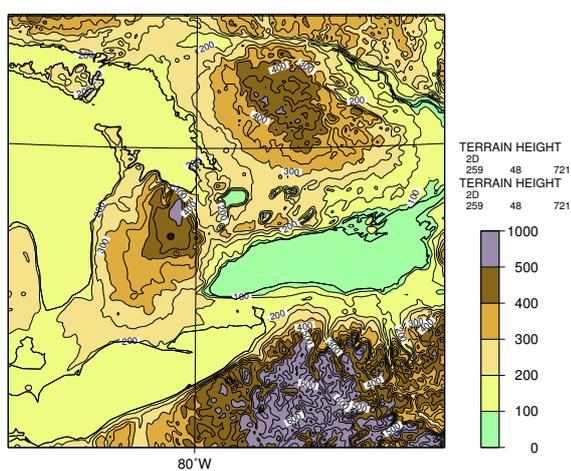


図 37 Run2 の計算領域と地形高度分布. 等高線間隔は 50m.

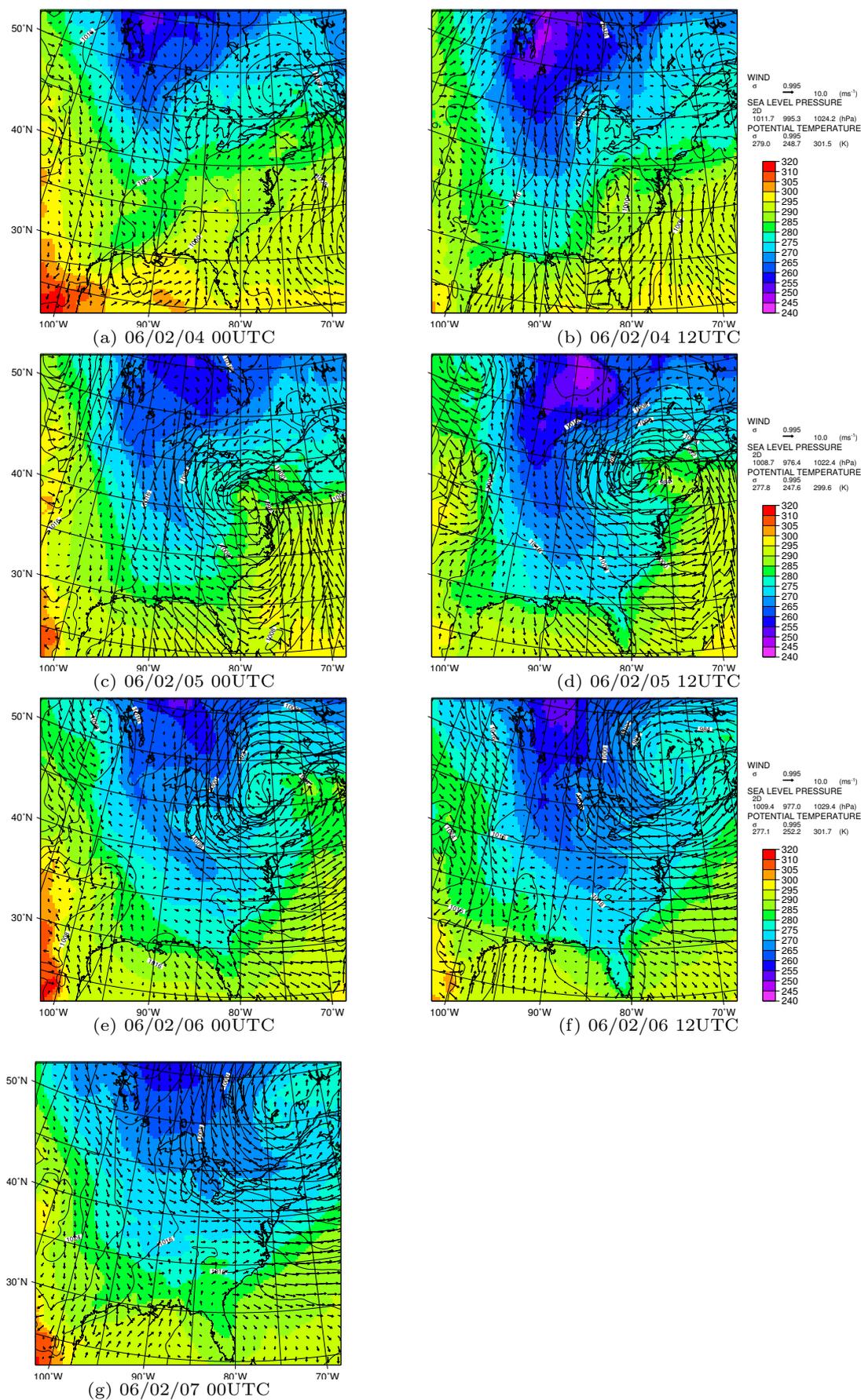


図 38 地上総観場. 海面気圧 - 実線, 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. (a) 2006 年 2 月 4 日 00UTC, (b) 2006 年 2 月 4 日 12UTC, (c) 2006 年 2 月 5 日 00UTC, (d) 2006 年 2 月 5 日 12UTC, (e) 2006 年 2 月 6 日 00UTC, (f) 2006 年 2 月 6 日 12UTC, (g) 2006 年 2 月 7 日 00UTC.

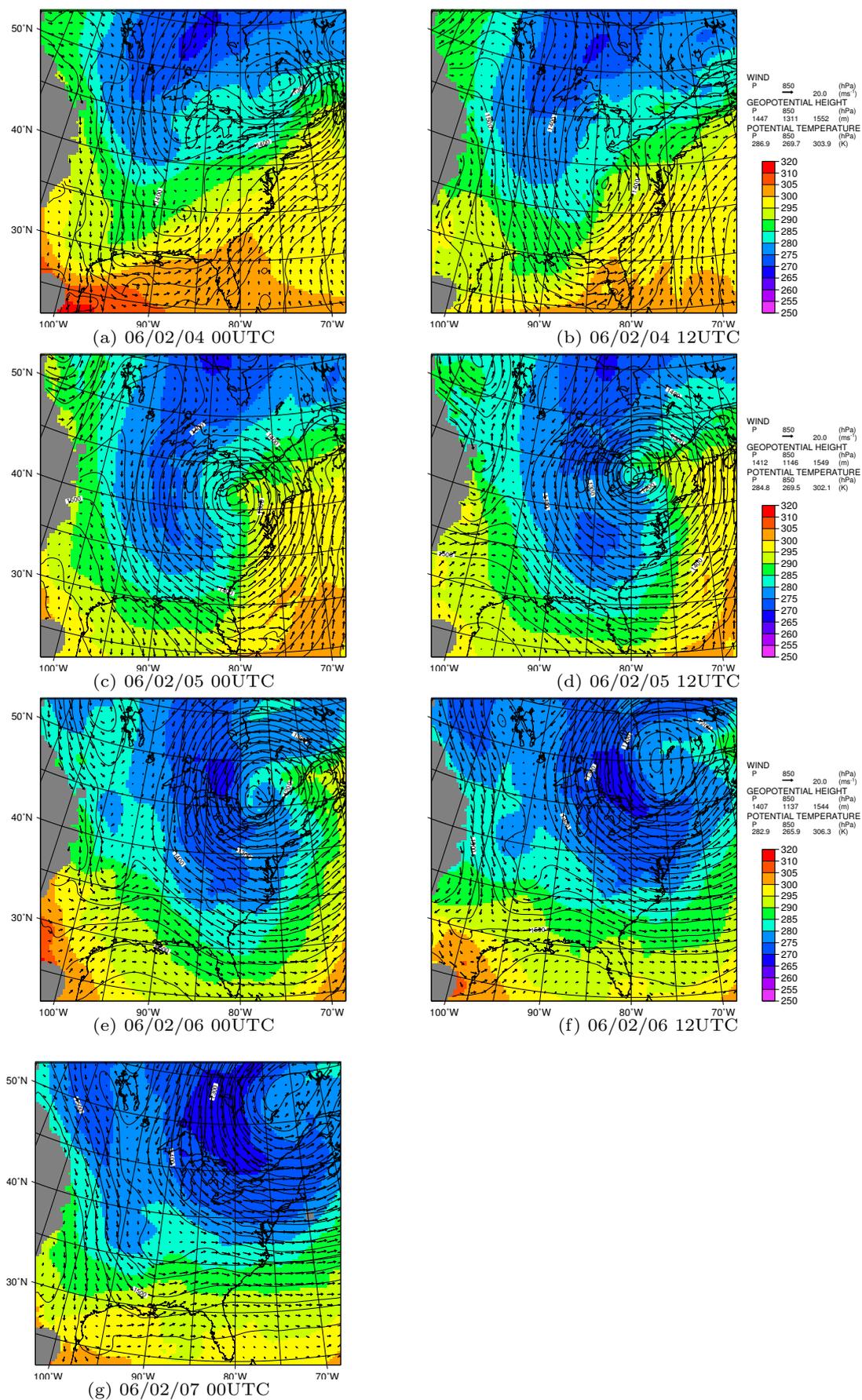


図 39 850hPa 総観場. ジオポテンシャルハイト - 実線線, 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. 各図の時刻は, 図 38 と同じ.

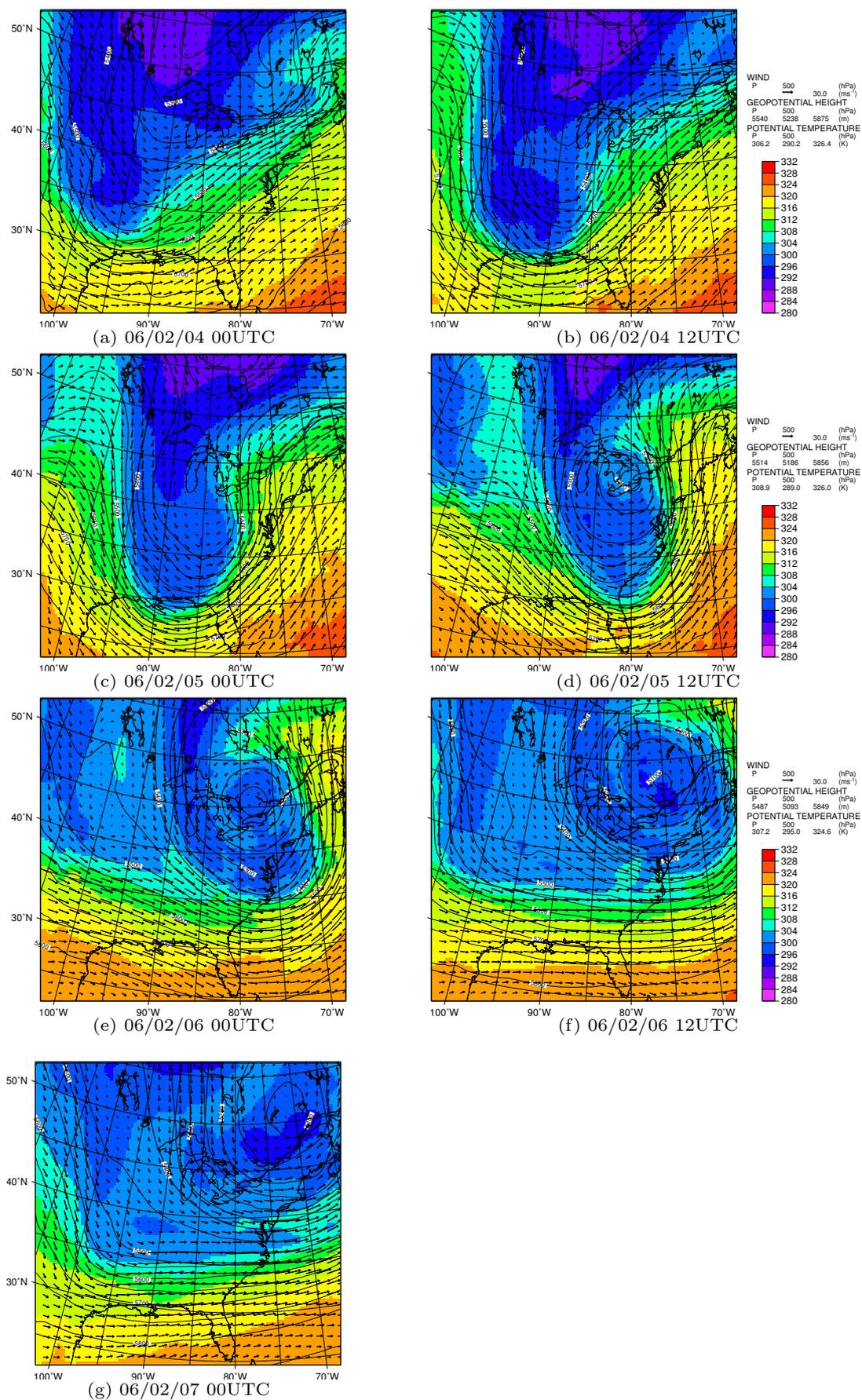


図 40 500hPa 総観場. ジオポテンシャルハイト - 実線, 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. 各図の時刻は, 図 38 と同じ.

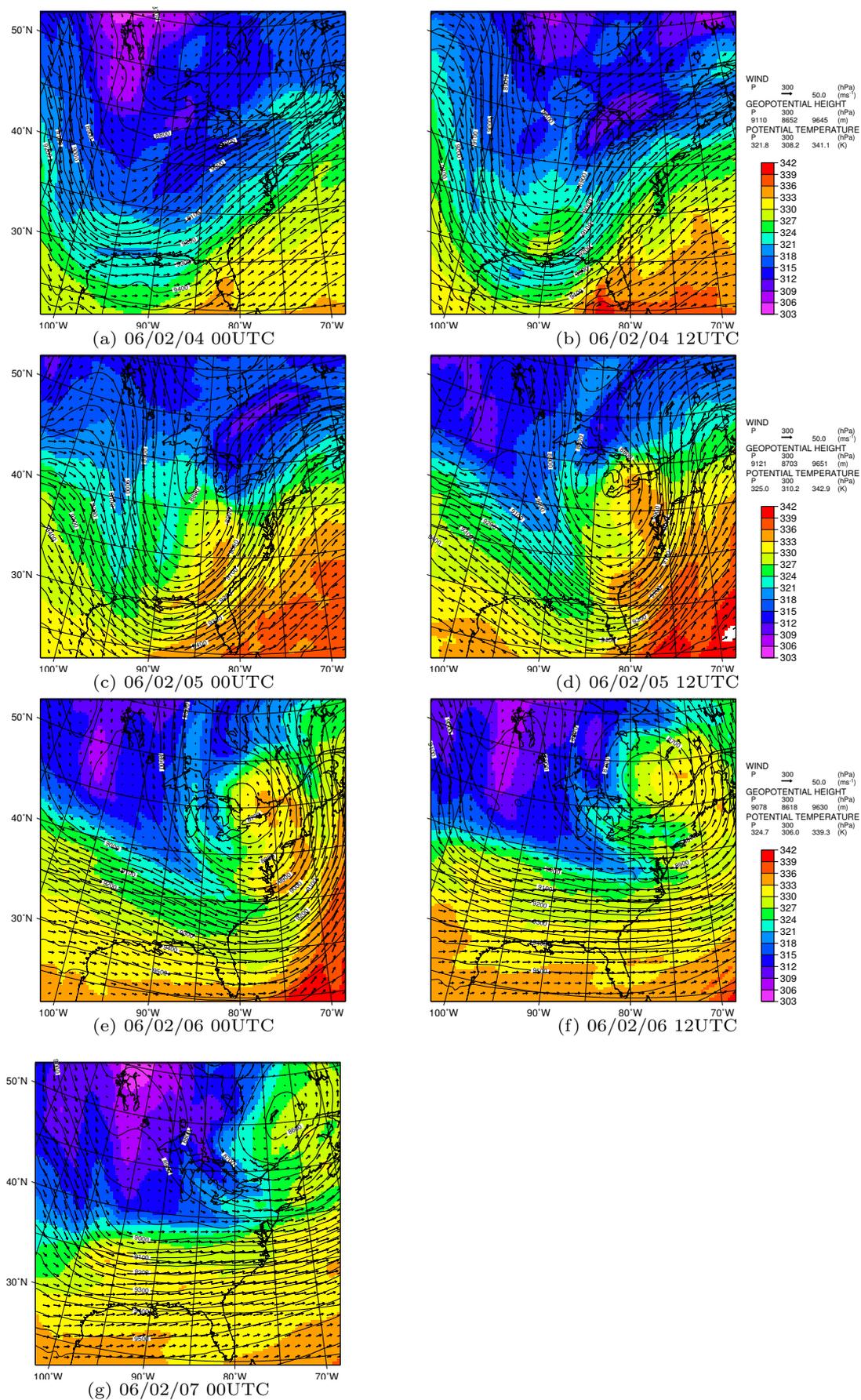


図 41 300hPa 総観場. ジオポテンシャルハイト - 実線, 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. 各図の時刻は, 図 38 と同じ.

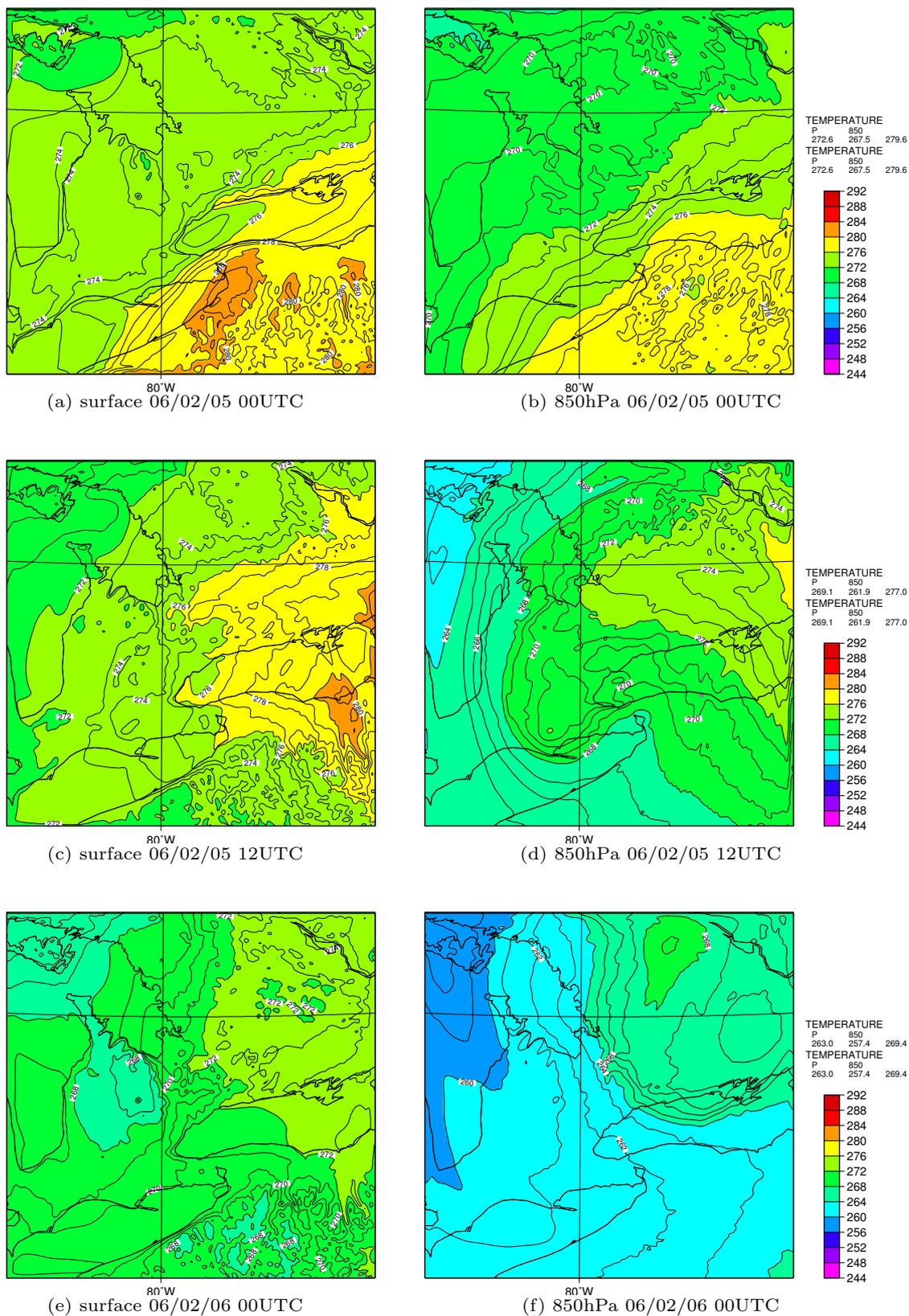


図 42 Case1 地表面 ($\sigma = 1$) と 850hPa 面の気温分布. 2006 年 2 月 5 日 00UTC の (a) 地表面気温, (b) 850hPa 面気温, 2006 年 2 月 5 日 12UTC の (c) 地表面気温, (d) 850hPa 面気温, 2006 年 2 月 6 日 00UTC の (e) 地表面気温, (f) 850hPa 面気温.

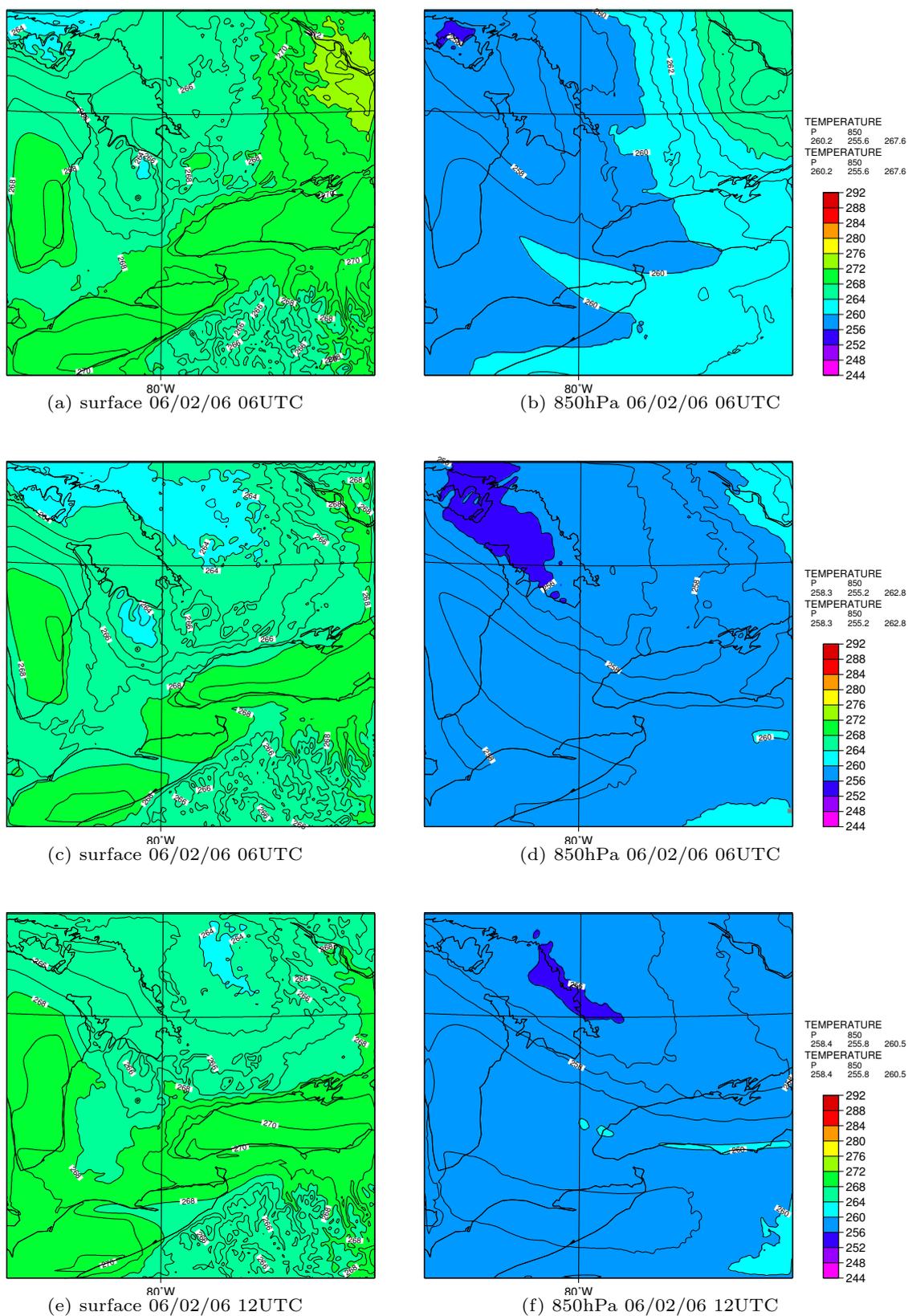


図 43 Case1 地表面 ($\sigma = 1$) と 850hPa 面の気温分布. 2006 年 2 月 6 日 06UTC の (a) 地表面気温, (b) 850 hPa 面気温, 2006 年 2 月 6 日 12UTC の (c) 地表面気温, (d) 850 hPa 面気温, 2006 年 2 月 6 日 18UTC の (e) 地表面気温, (f) 850 hPa 面気温.

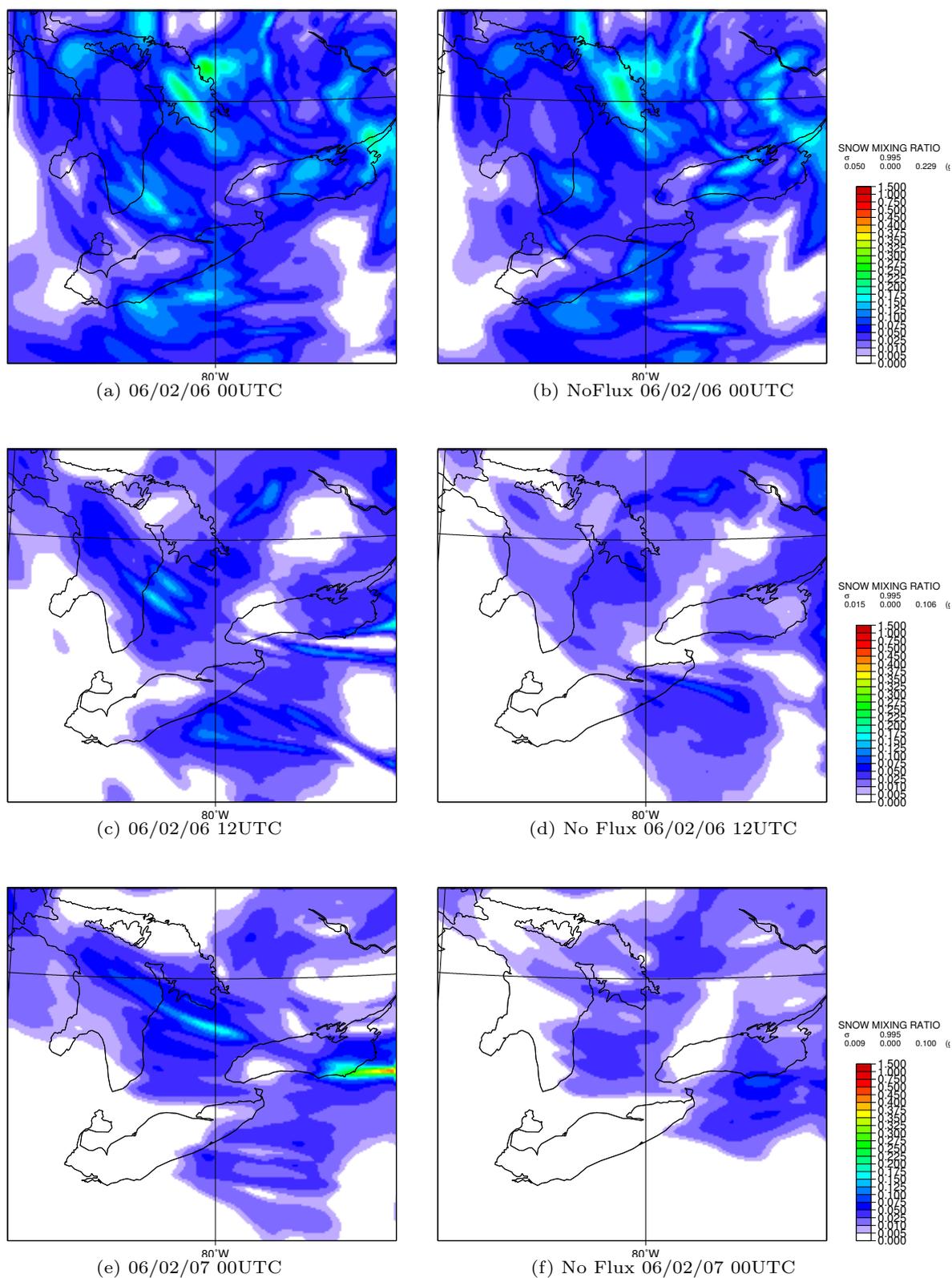


図 44 Case1 潜熱・顕熱フラックス有無による $\sigma = 0.995$ の雪混合比分布. . 2006 年 2 月 6 日 00UTC の (a) フラックス有, (b) フラックス無, 2006 年 2 月 6 日 12UTC の (c) フラックス有, (d) フラックス無,, 2006 年 2 月 7 日 00UTC の (e) フラックス有, (f) フラックス無.

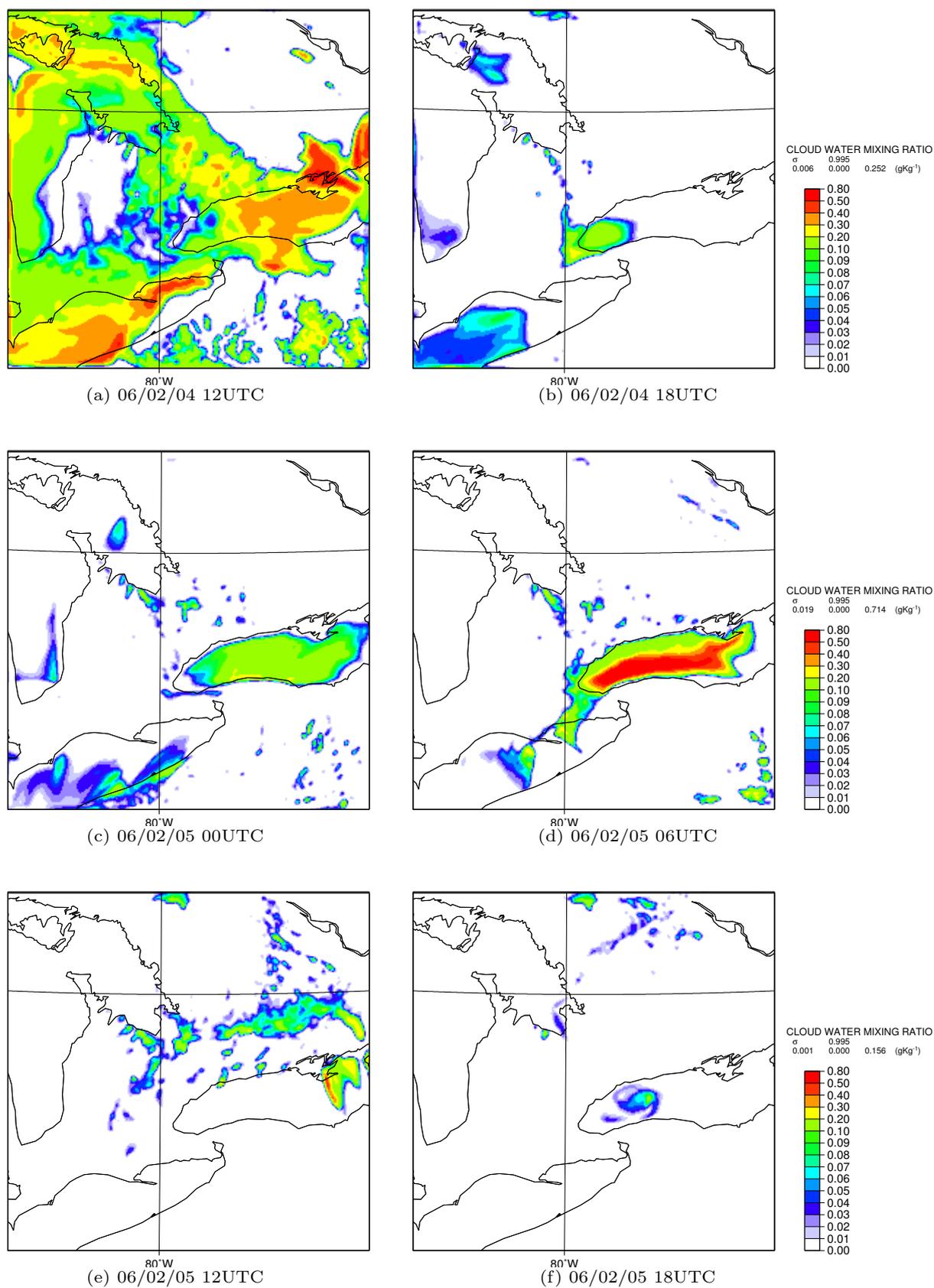


図 45 Case1 地上 ($\sigma = 0.995$) の雲水混合比. (a) 2006 年 2 月 4 日 12UTC, (b) 2006 年 2 月 4 日 18UTC, (c) 2006 年 2 月 5 日 00UTC, (d) 2006 年 2 月 5 日 06UTC, (e) 2006 年 2 月 5 日 12UTC, (f) 2006 年 2 月 5 日 18UTC.

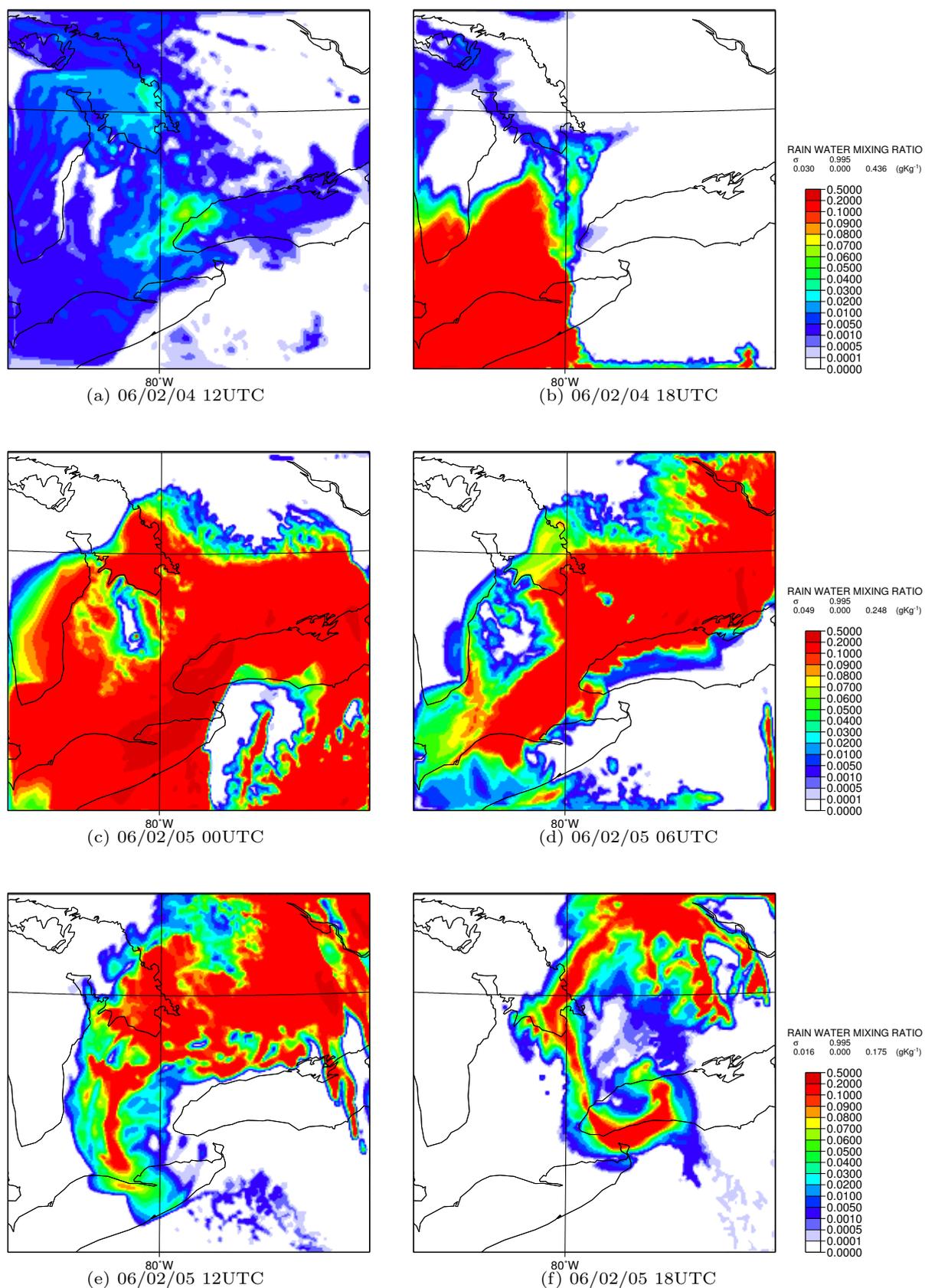


図 46 Case1 地上 ($\sigma = 0.995$) の雨水混合比. 各図の示す時間は図 45 と同じ.

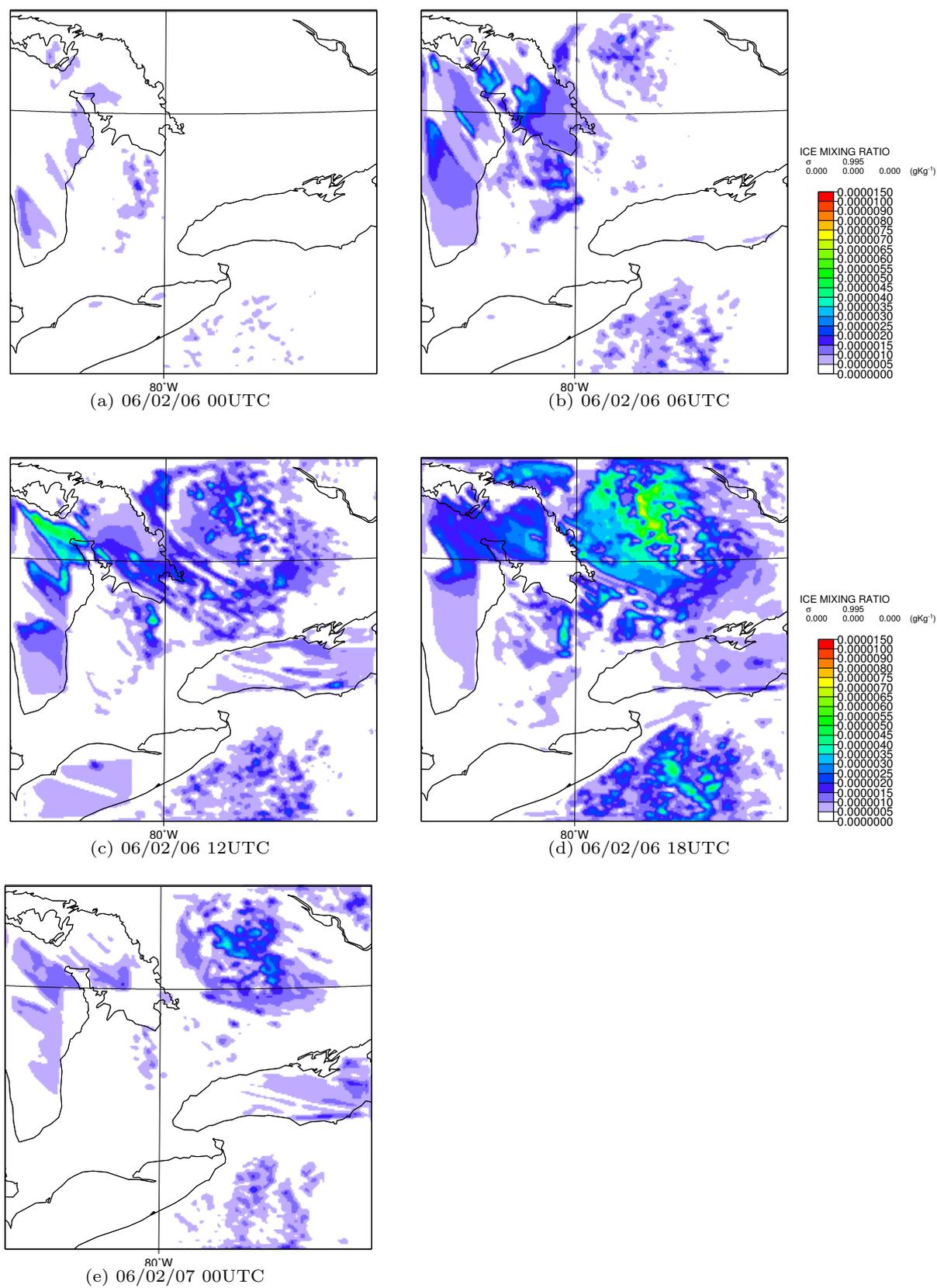


図 47 Case1 地上の水混合比. (a) 2006 年 2 月 6 日 00UTC, (b) 2006 年 2 月 6 日 06UTC, (c) 2006 年 2 月 6 日 12UTC, (d) 2006 年 2 月 6 日 18UTC, (e) 2006 年 2 月 7 日 00UTC.

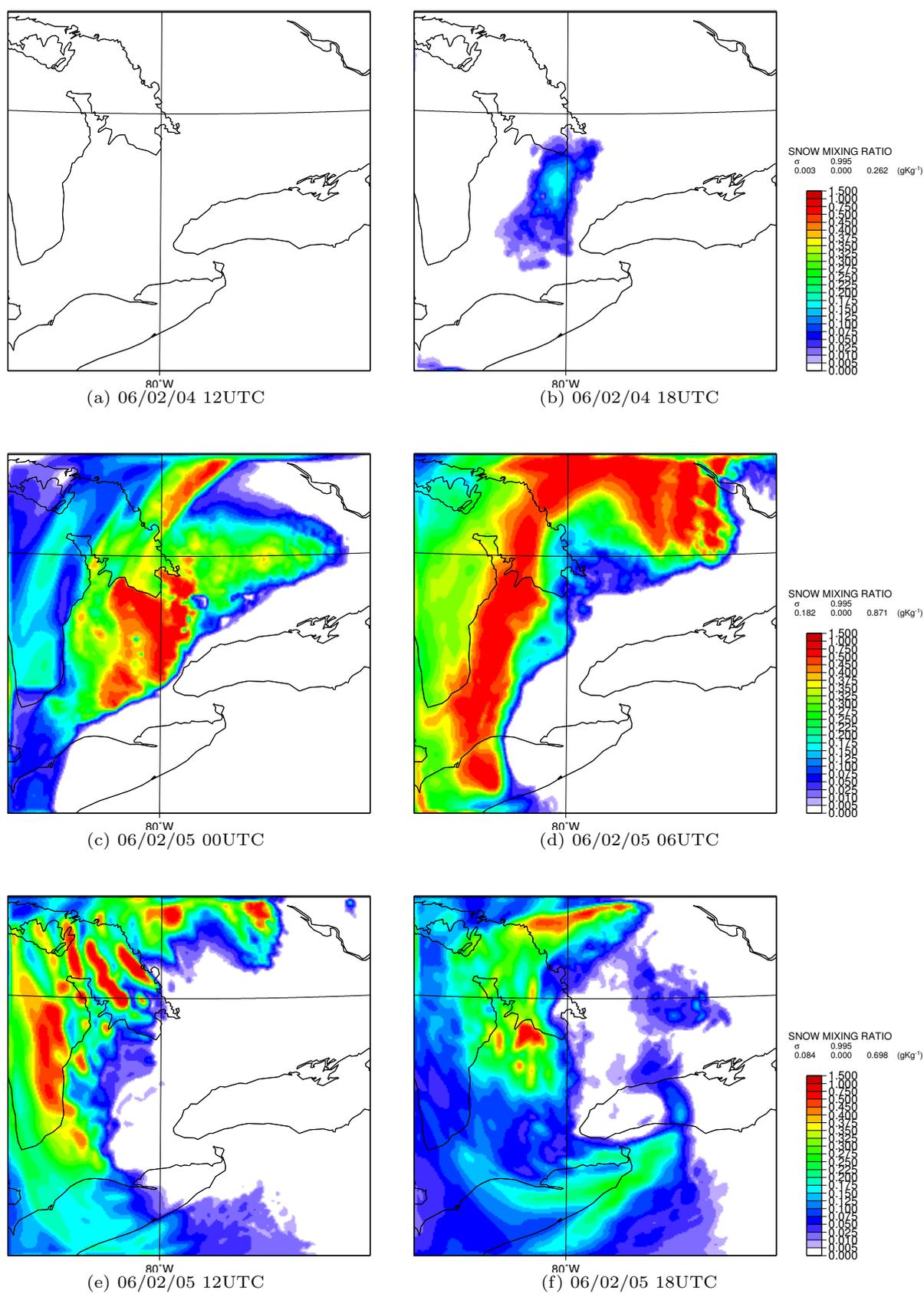


図 48 Case1 地上の雪混合比. 各図の時刻は図 45 と同じ.

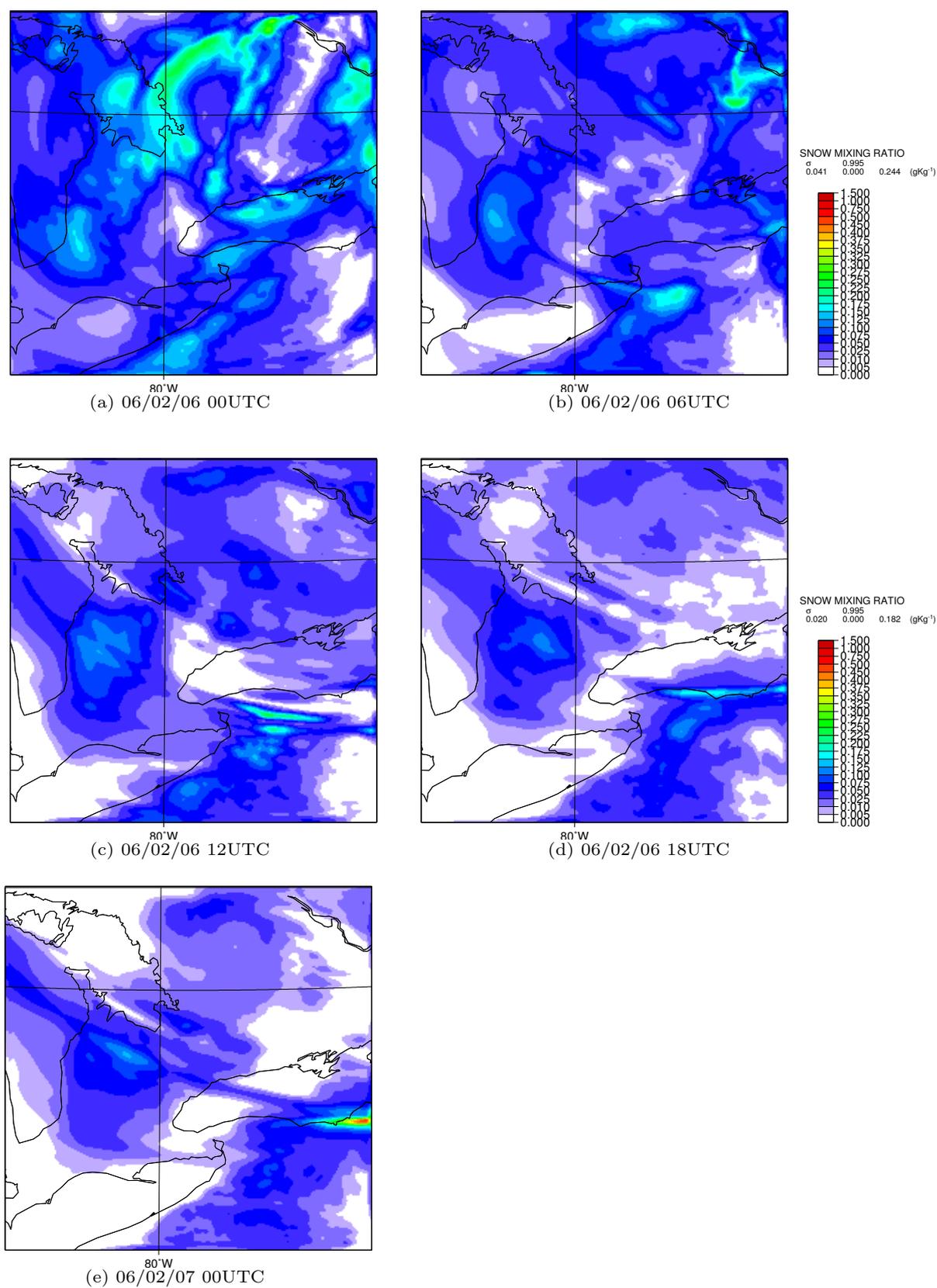


図 49 Case1 地上の雪混合比. 各図の示す時間は図 47 と同じ.

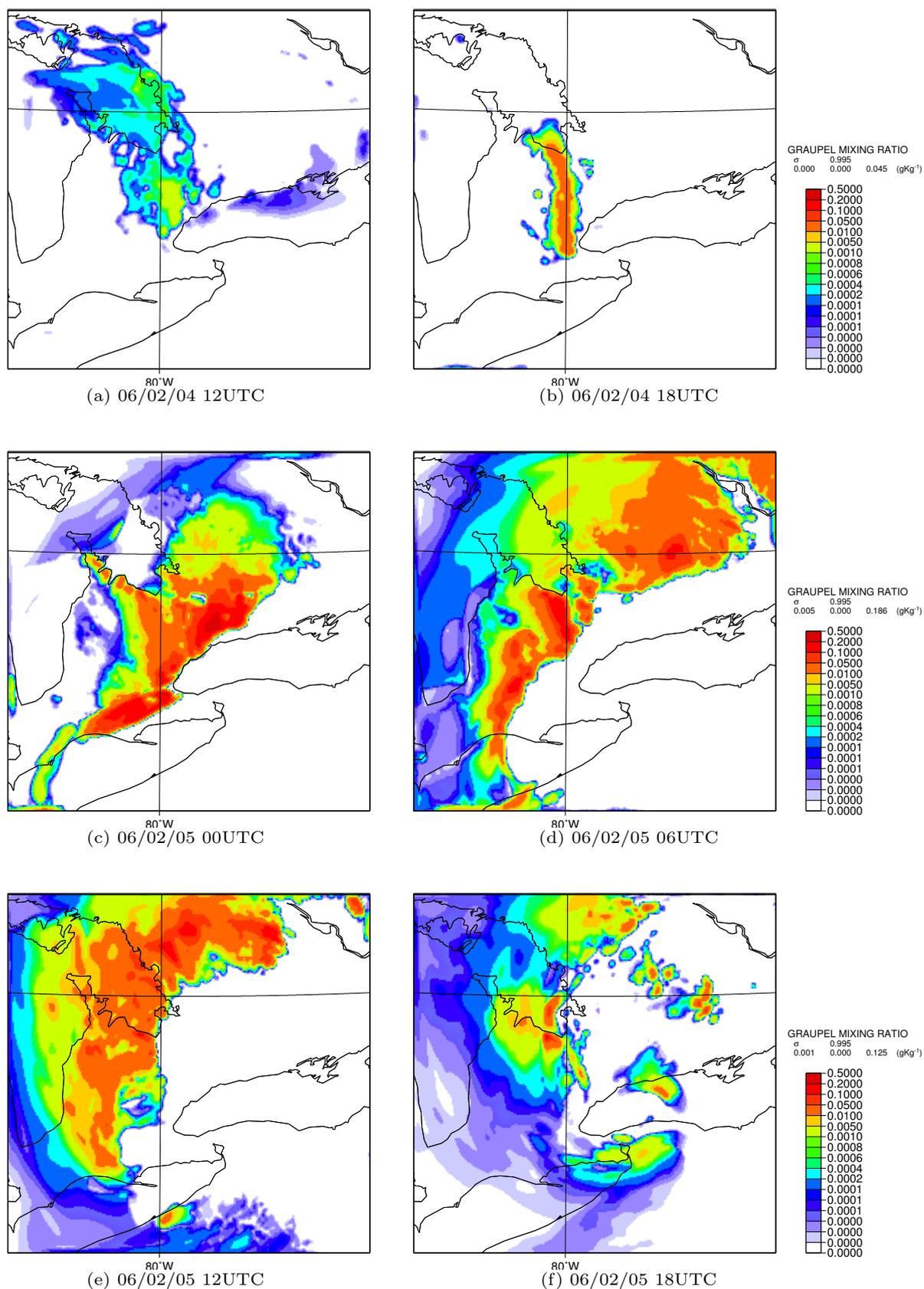


図 50 Case1 地上の霰混合比. 各図の示す時間は図 45 と同じ.

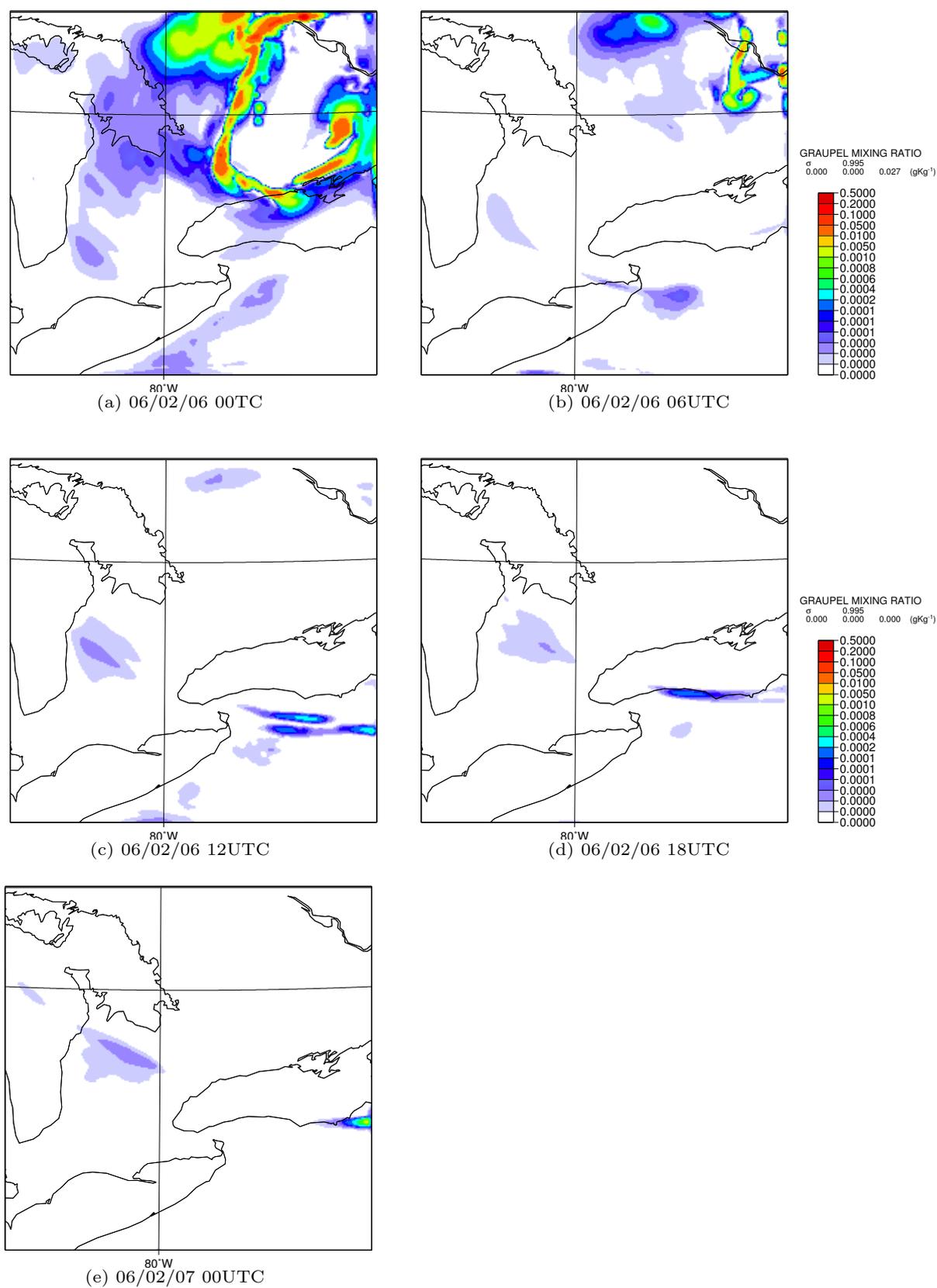


図 51 Case1 地上の霰混合比. 各図の示す時間は図 47 と同じ.

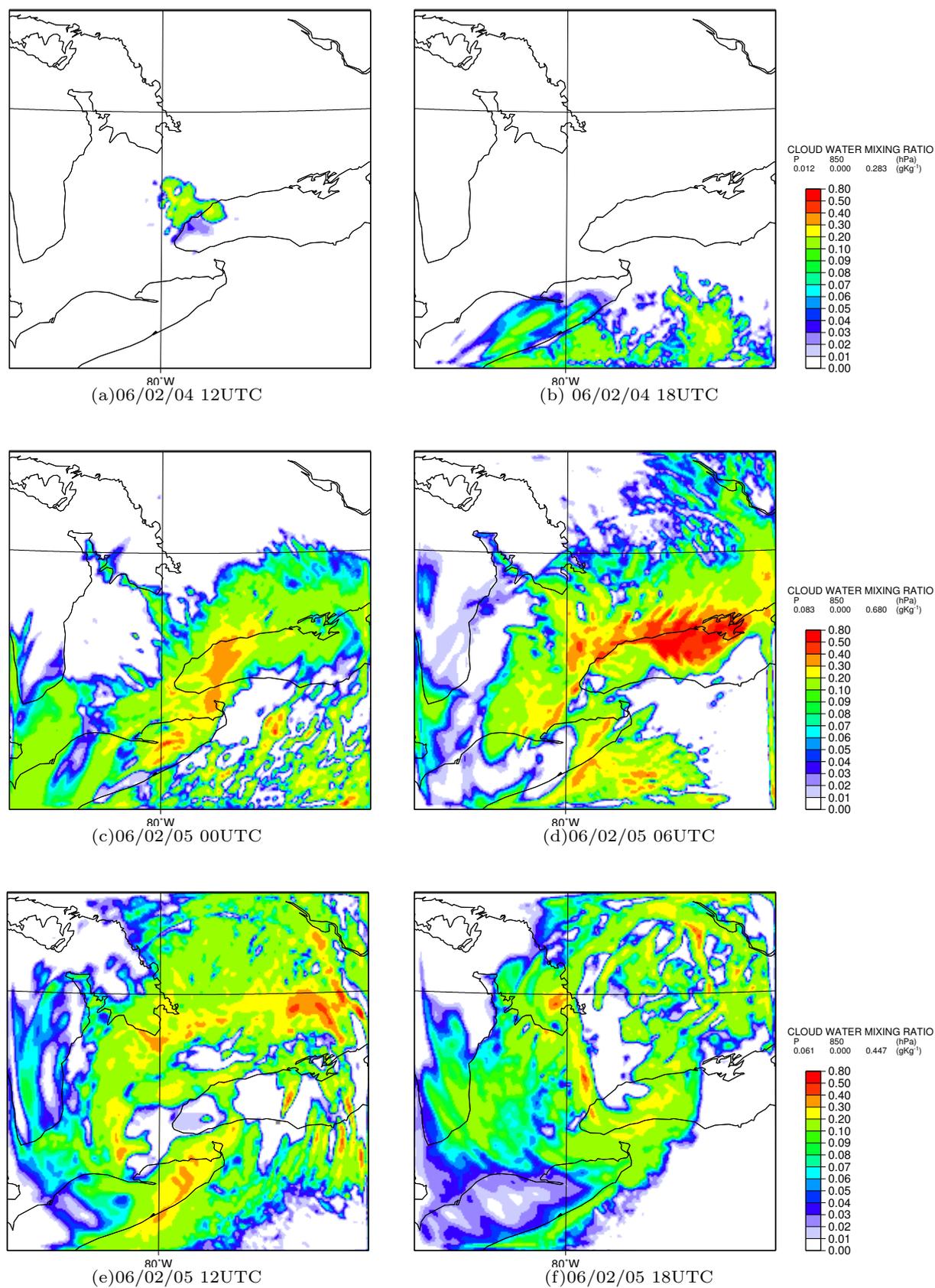


図 52 Case1 850hPa 面の雲水混合比. (a) 2006 年 2 月 4 日 12UTC, (b) 2006 年 2 月 4 日 18UTC, (c) 2006 年 2 月 5 日 00UTC, (d) 2006 年 2 月 5 日 06UTC, (e) 2006 年 2 月 5 日 12UTC, (f) 2006 年 2 月 5 日 18UTC.

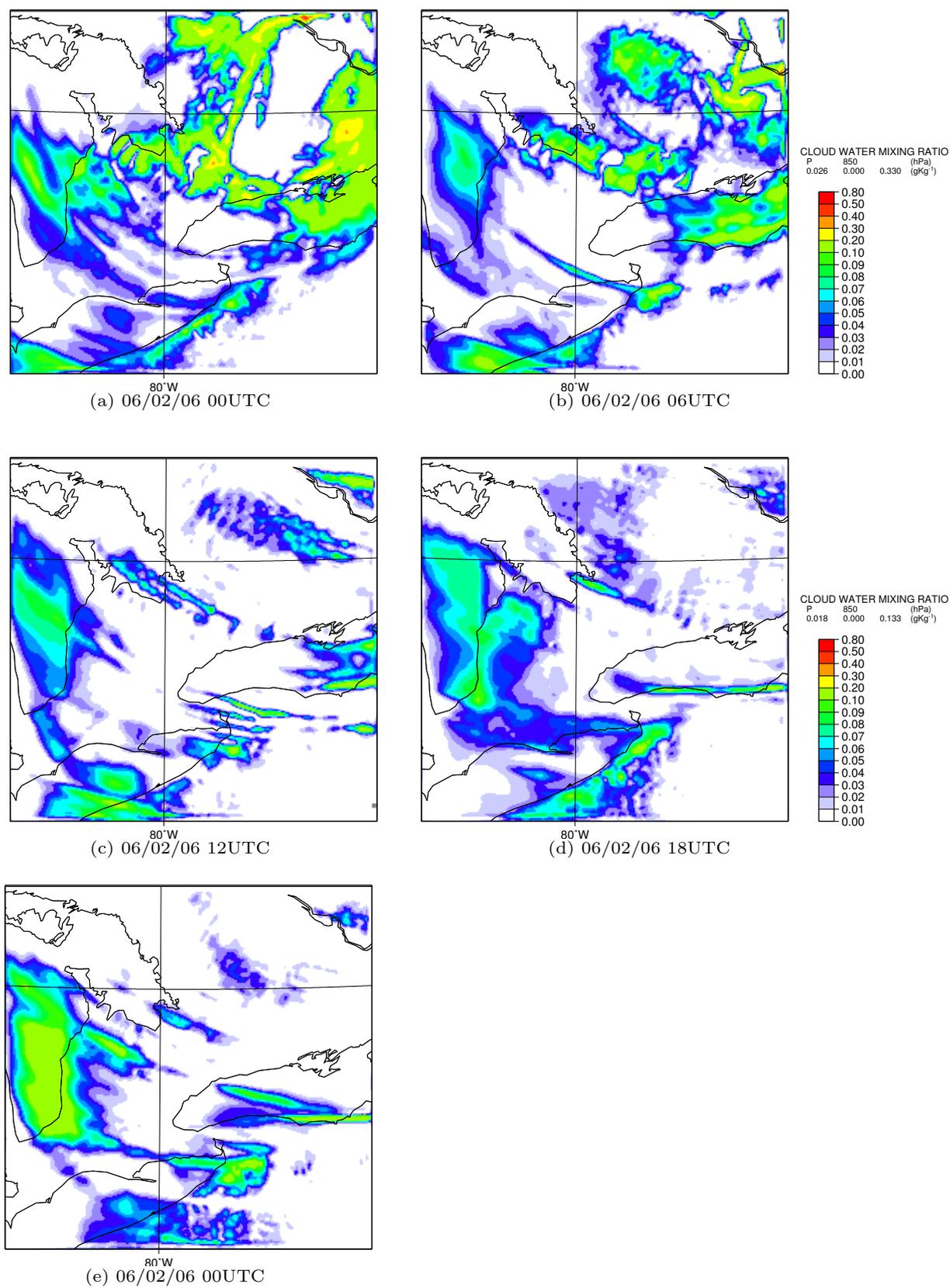


図 53 Case1 850hPa 面の雲水混合比. (a) 2006 年 2 月 6 日 00UTC, (b) 2006 年 2 月 6 日 06UTC, (c) 2006 年 2 月 6 日 12UTC, (d) 2006 年 2 月 6 日 18UTC, (e) 2006 年 2 月 7 日 00UTC.

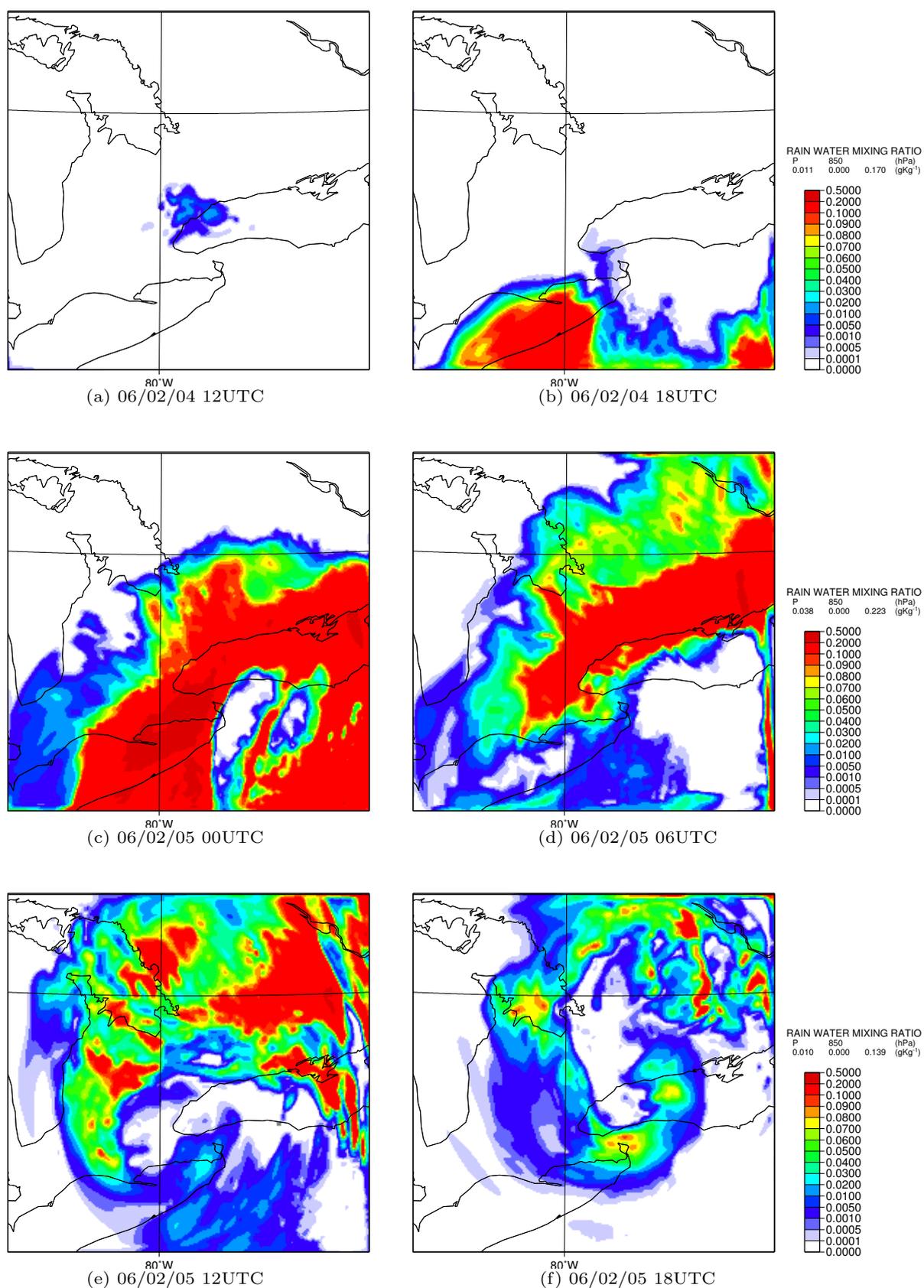


図 54 Case1 850hPa 面の雨水混合比. 各図の示す時間は図 45 と同じ.

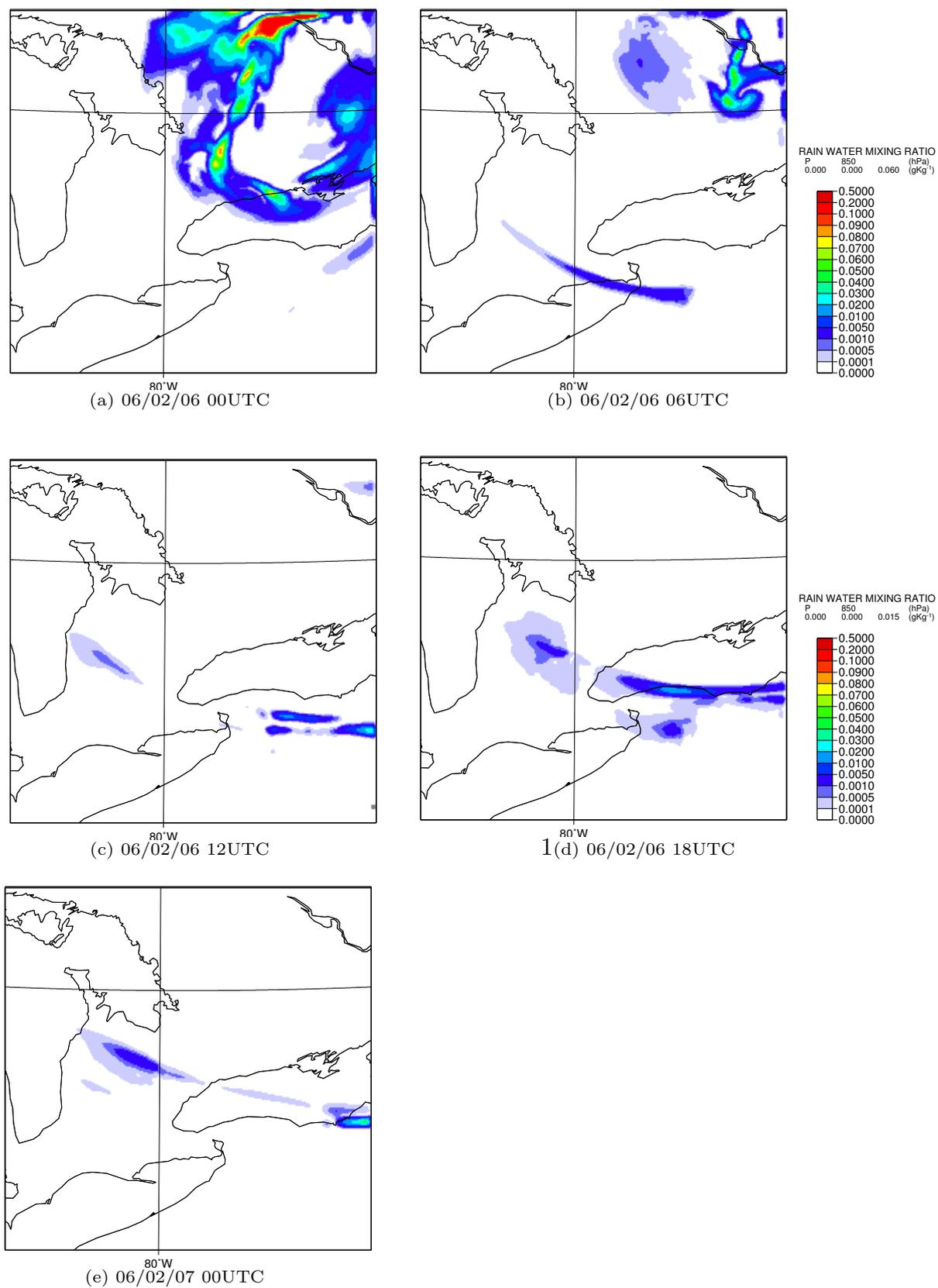


図 55 Case1 850hPa 面の雨水混合比. 各図の示す時間は図 47 と同じ.

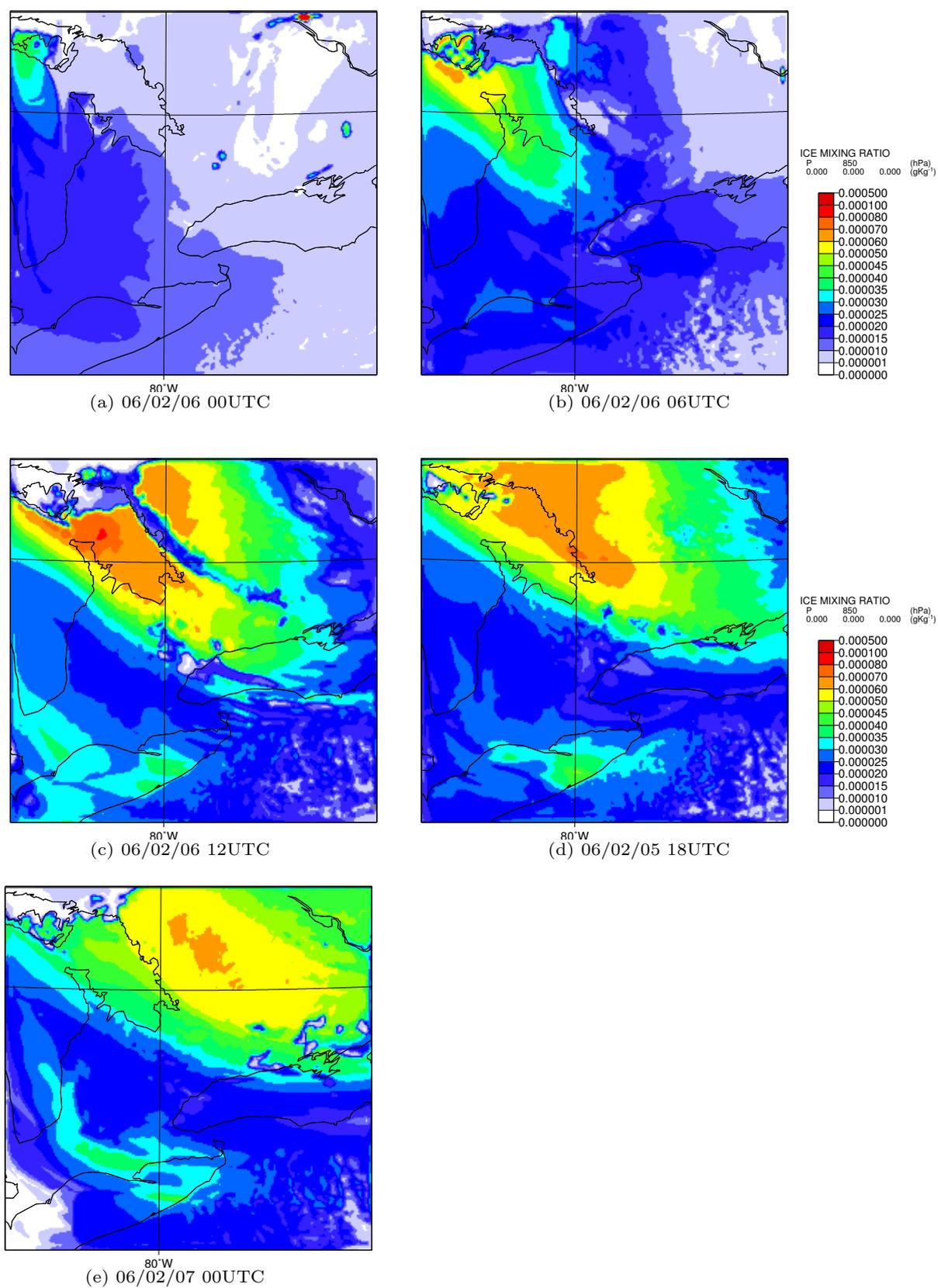


図 56 Case1 850hPa 面の氷混合比. 各図の示す時間は図 47 と同じ.

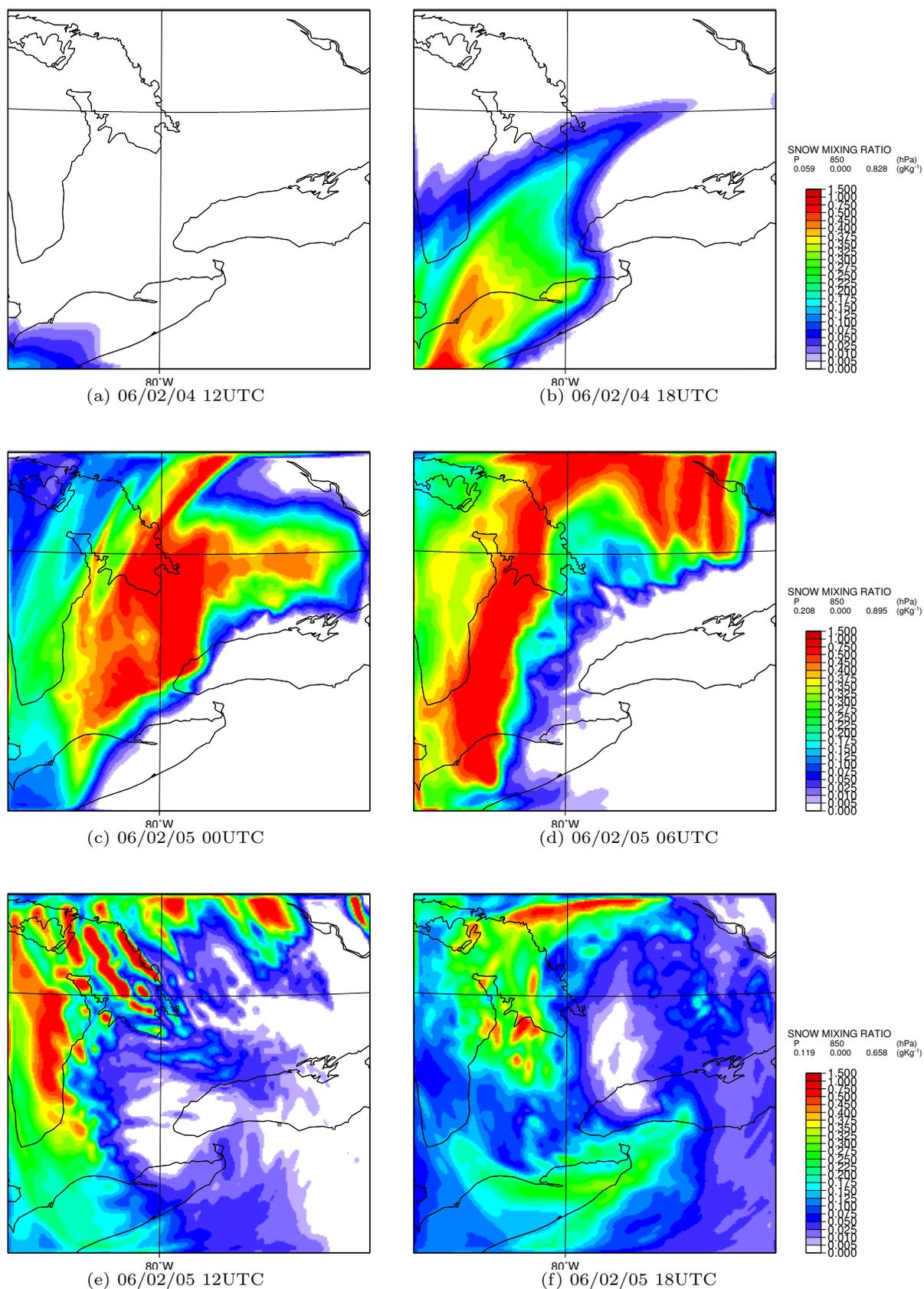


図 57 Case1 850hPa 面の雪混合比. 各図の示す時間は図 45 と同じ.

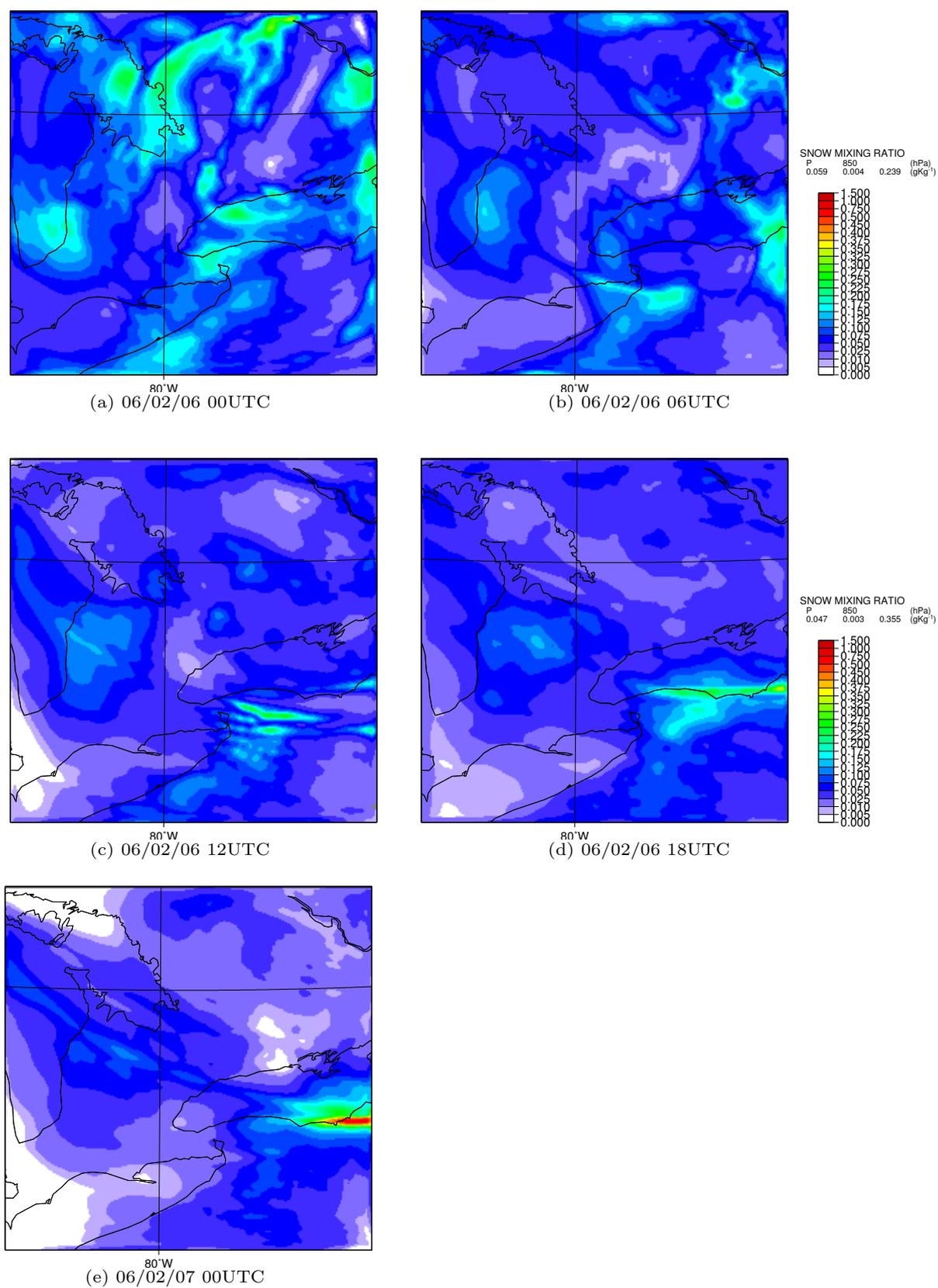


図 58 Case1 850hPa 面の雪混合比. 各図の示す時間は図 47 と同じ.

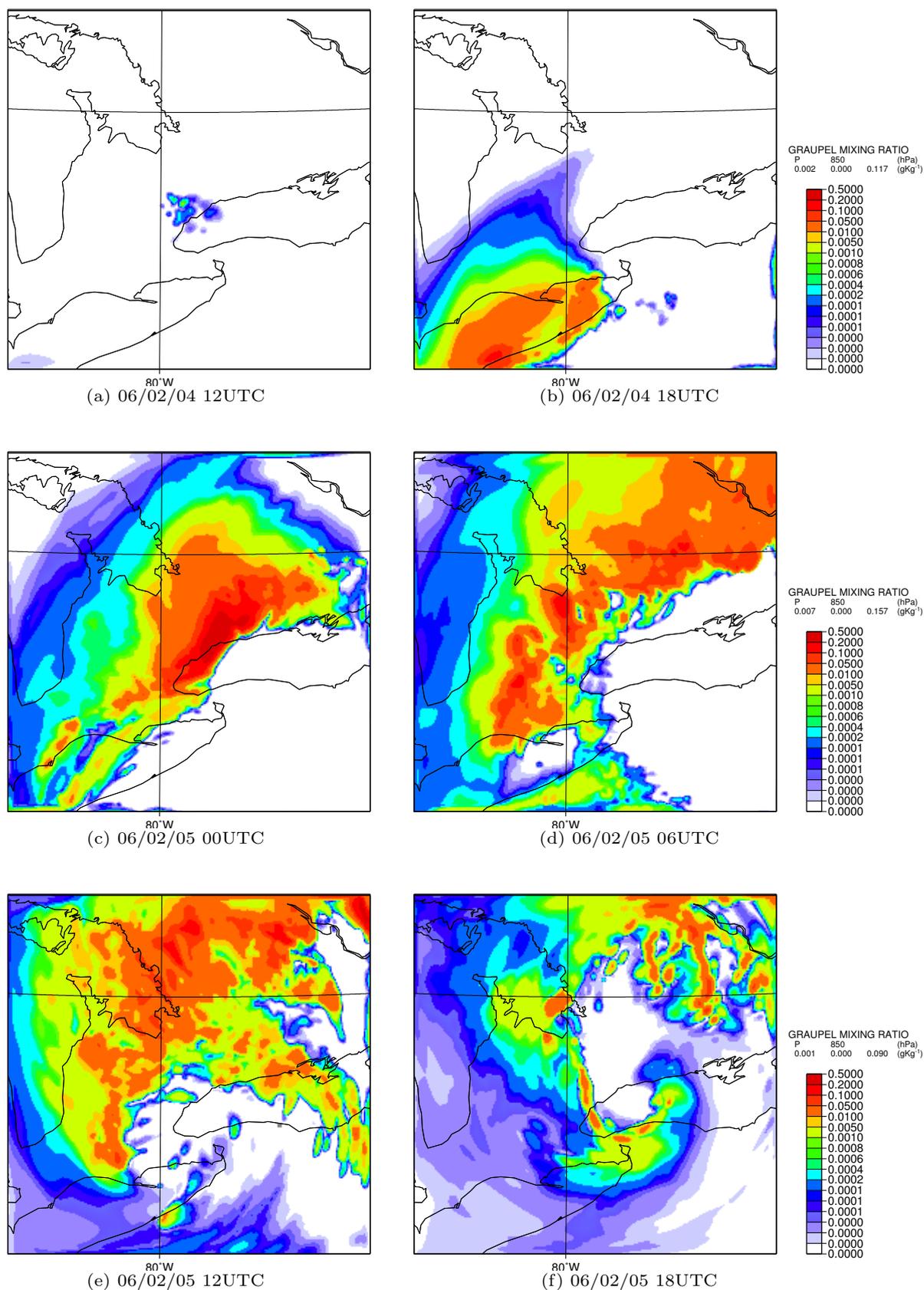


図 59 Case1 850hPa 面の霰混合比. 各図の示す時間は図 45 と同じ.

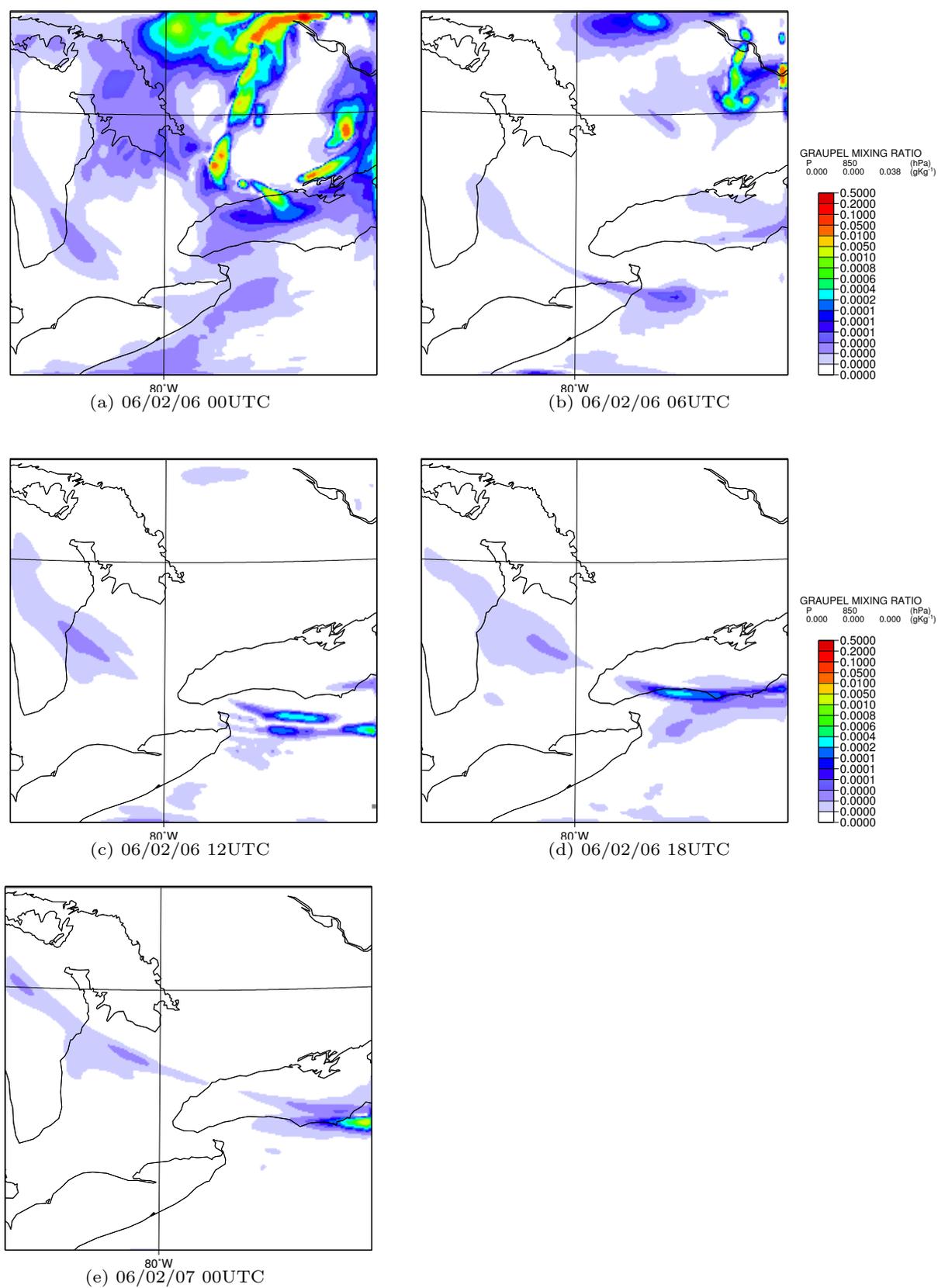


図 60 Case1 850hPa 面の霰混合比. 各図の示す時間は図 47 と同じ.

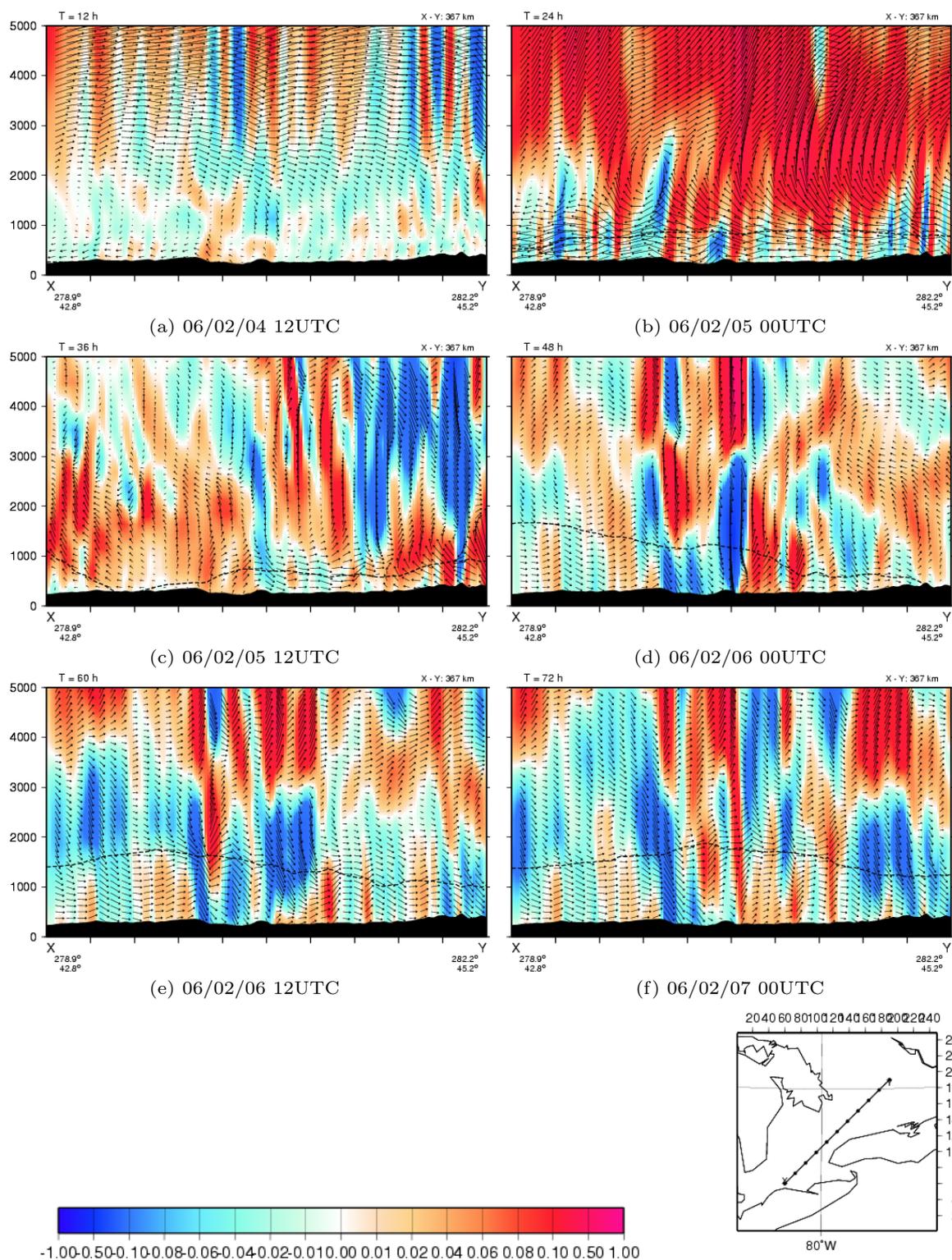


図 61 Case1 鉛直断面図. 鉛直運動 - 色, 面に沿う風 - 矢印, 破線 - 自由対流高度. 断面図は左下地図上の左下 X と右上 Y を結ぶ線上をとり, 右下側から見た図, (a) 2006 年 2 月 4 日 12UTC, (b) 2006 年 2 月 5 日 00UTC, (c) 2006 年 2 月 5 日 12UTC, (d) 2006 年 2 月 6 日 00UTC, (e) 2006 年 2 月 6 日 12UTC, (f) 2006 年 2 月 7 日 00UTC.

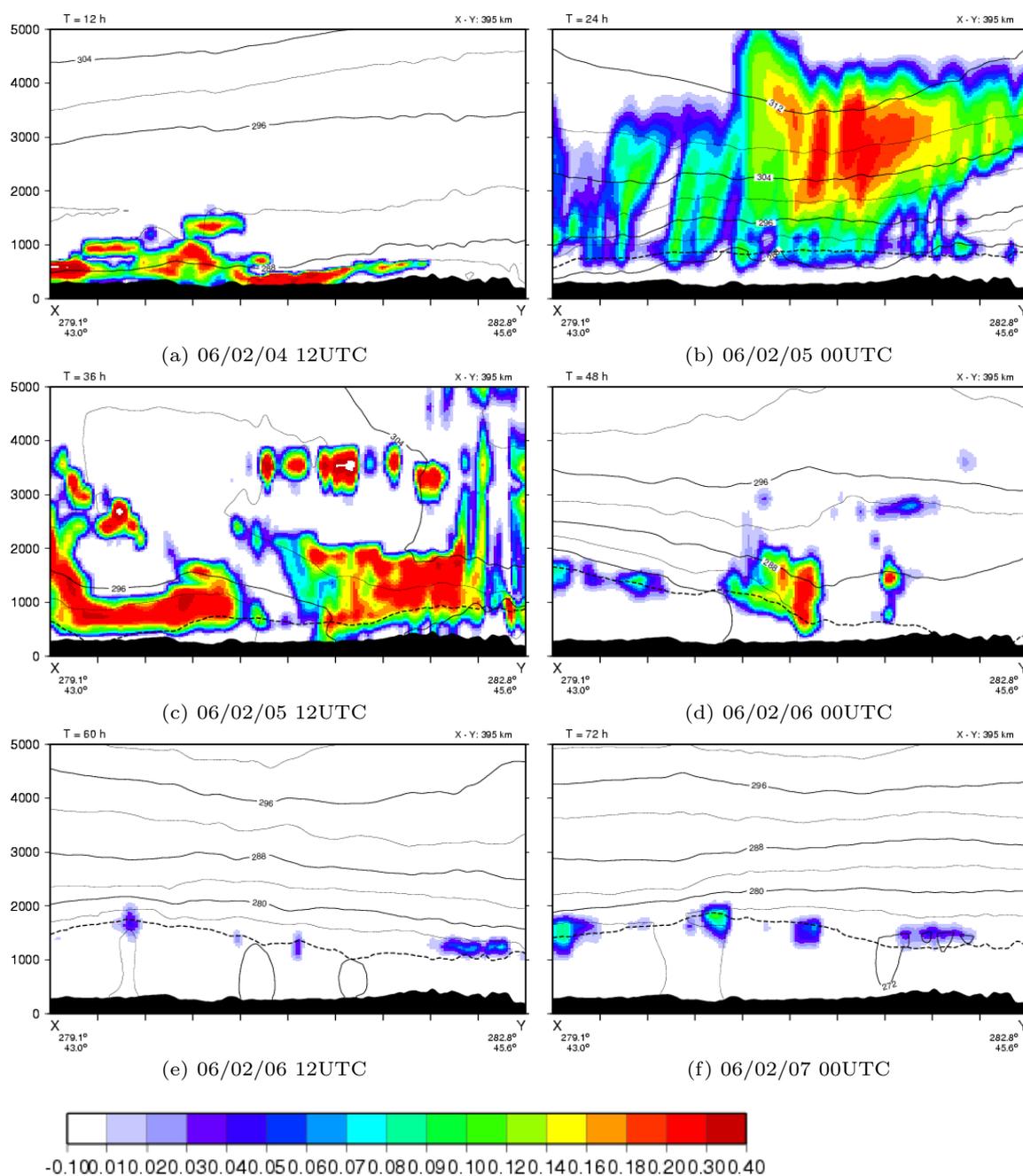


図 62 Case1 雲水混合比の鉛直分布. 単位は $[g/kg]$. 相当温位 - 実線, 4K 毎, 自由対流高度 - 点線. 鉛直断面を取った線は鉛直運動断面図と同じ. 各図の時刻は, 図 61 と同じ.

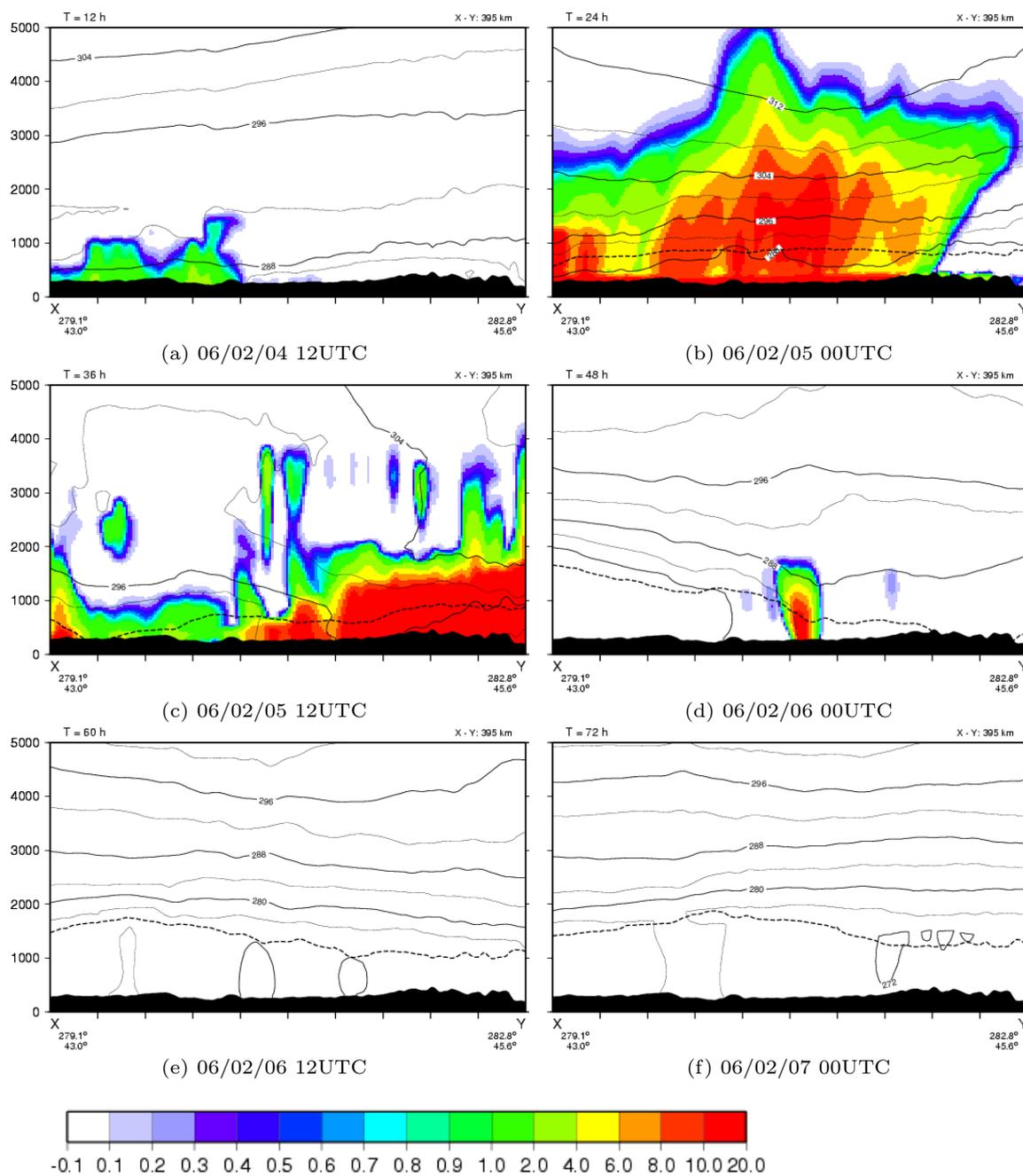


図 63 Case1 雨水混合比の鉛直分布. 単位は $[10^{-2} \text{ g/kg}]$. 相当温位 - 実線, 4K 毎, 自由対流高度 - 点線. 断面を取った線は鉛直運動の断面図と同じ. 各図の時刻は, 図 61 と同じ.

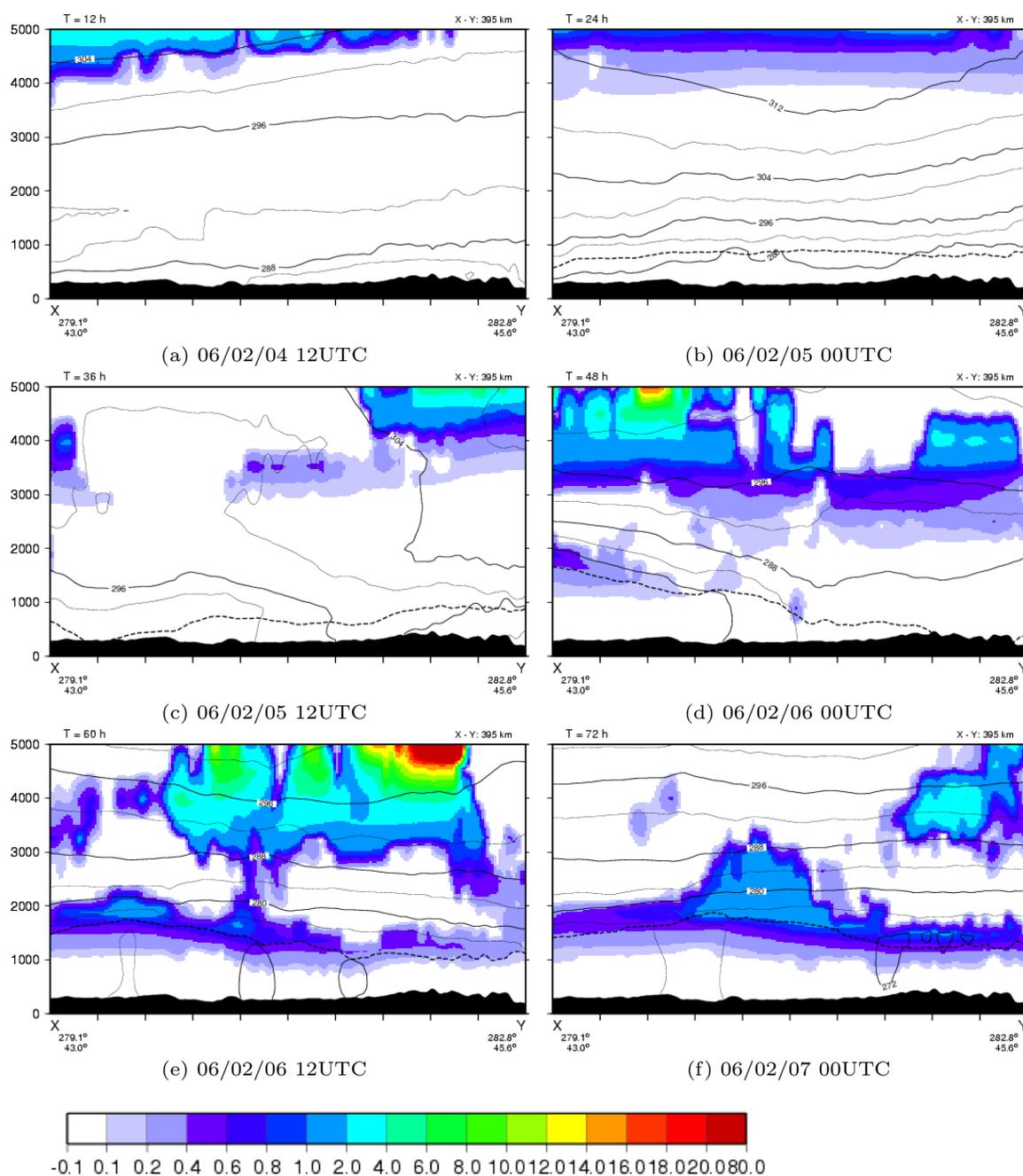


図 64 Case1 氷晶混合比の鉛直分布. 単位は $[10^{-4} \text{ g/kg}]$. 相当温位 - 実線, 4K 毎, 自由対流高度 - 点線. 断面を取った線は鉛直運動の断面図と同じ. 各図の時刻は, 図 61 と同じ.

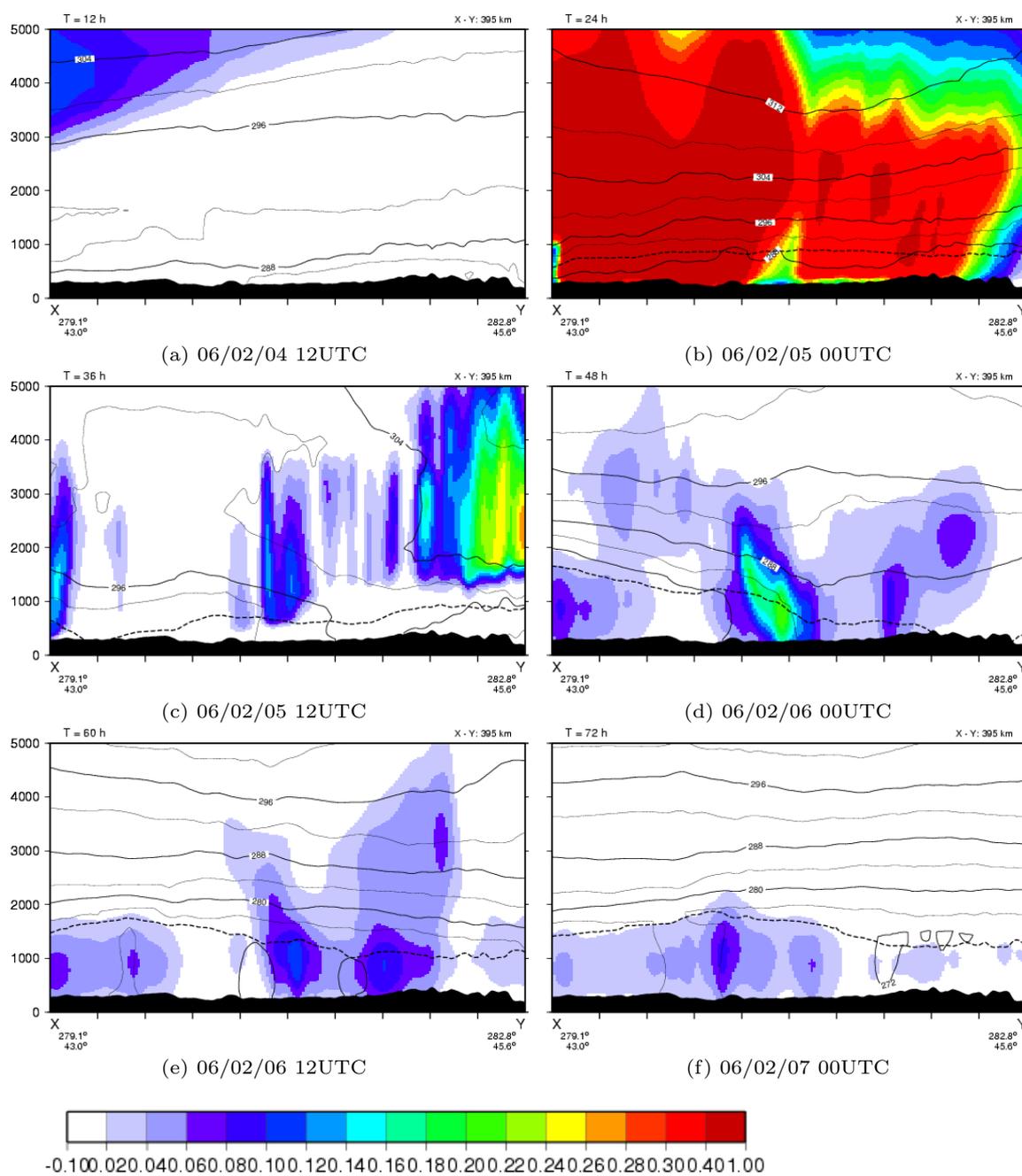


図 65 Case1 雪混合比の鉛直分布. 単位は $[g/kg]$. 相当温位 - 実線, 4K 毎, 自由対流高度 - 点線. 断面を取った線は鉛直運動の断面図と同じ. 各図の時刻は, 図 61 と同じ.

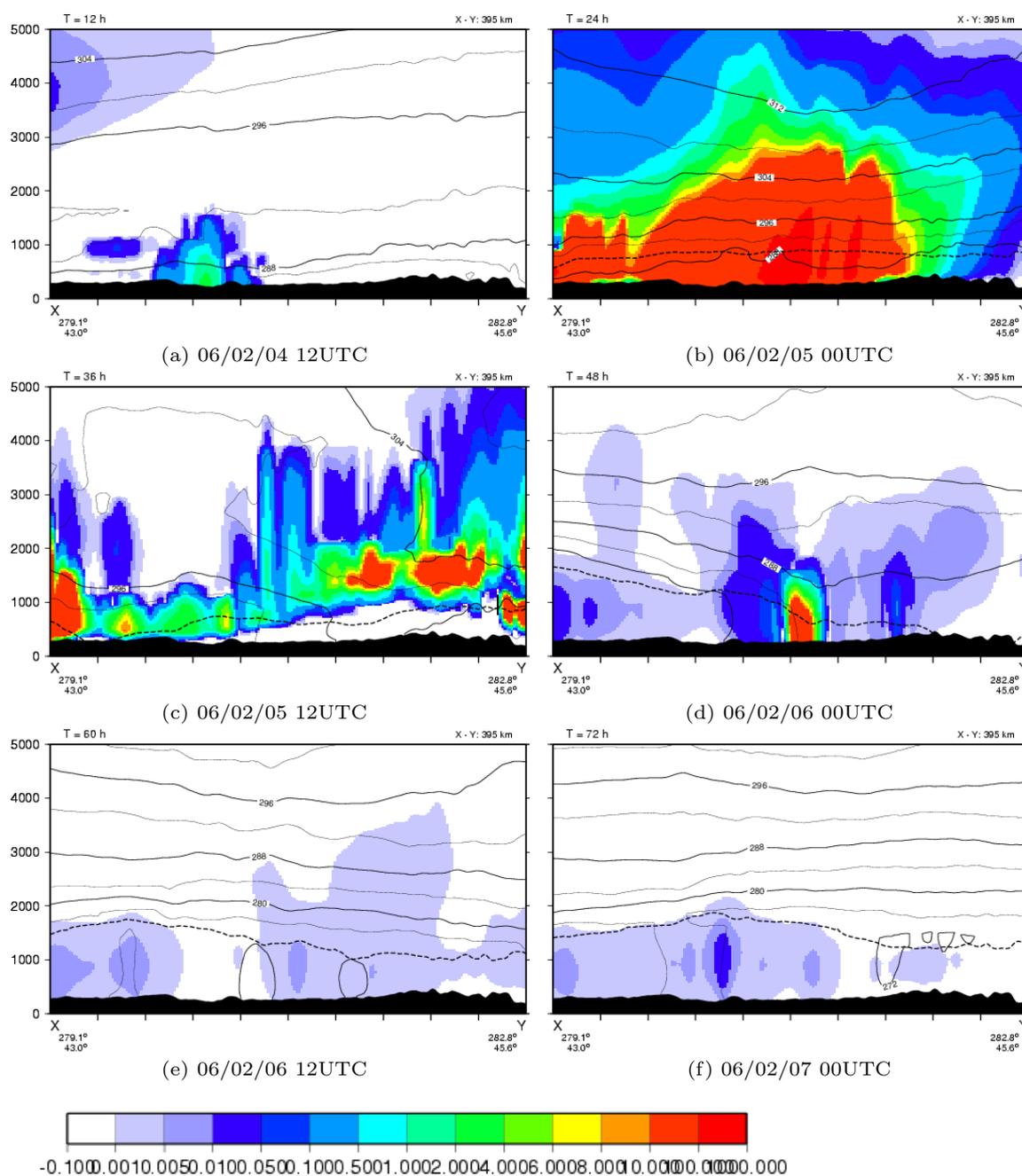


図 66 Case1 霰混合比の鉛直分布. 単位は $[10^{-3} \text{ g/kg}]$. 相当温位 - 実線, 4K 毎, 自由対流高度 - 点線. 断面を取った線は鉛直運動の断面図と同じ. 各図の時刻は, 図 61 と同じ.

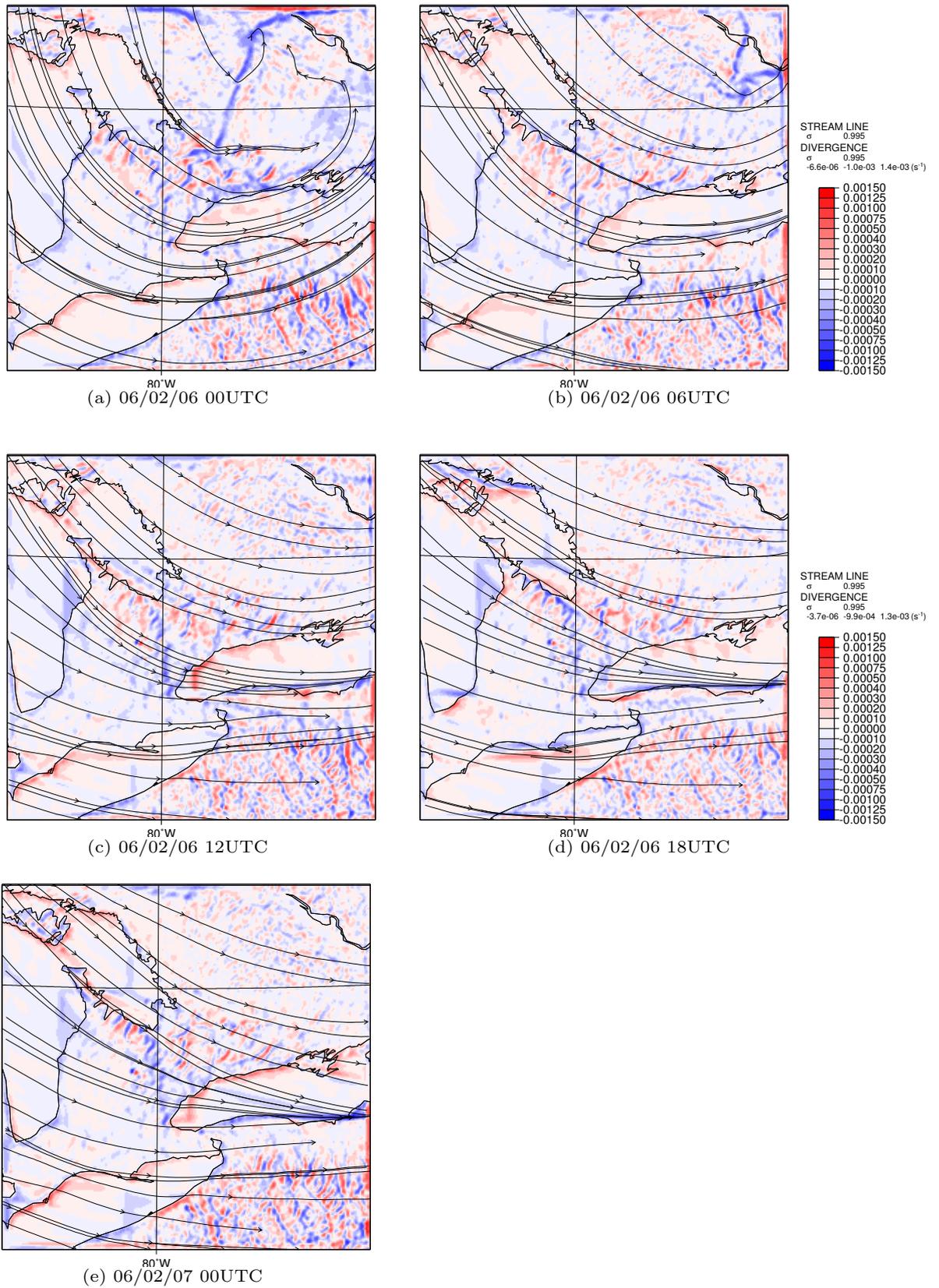


図 67 Case1 地上 ($\sigma = 0.995$) の流線 - 実線, 収束発散 - 色 (赤 : 発散, 青 : 収束). 上段左 : 2006 年 2 月 6 日 00UTC, 上段右 : 2006 年 2 月 6 日 06UTC, 中段左 : 2006 年 2 月 6 日 12UTC, 中段右 : 2006 年 2 月 6 日 18UTC, 下段左 : 2006 年 2 月 7 日 00UTC.

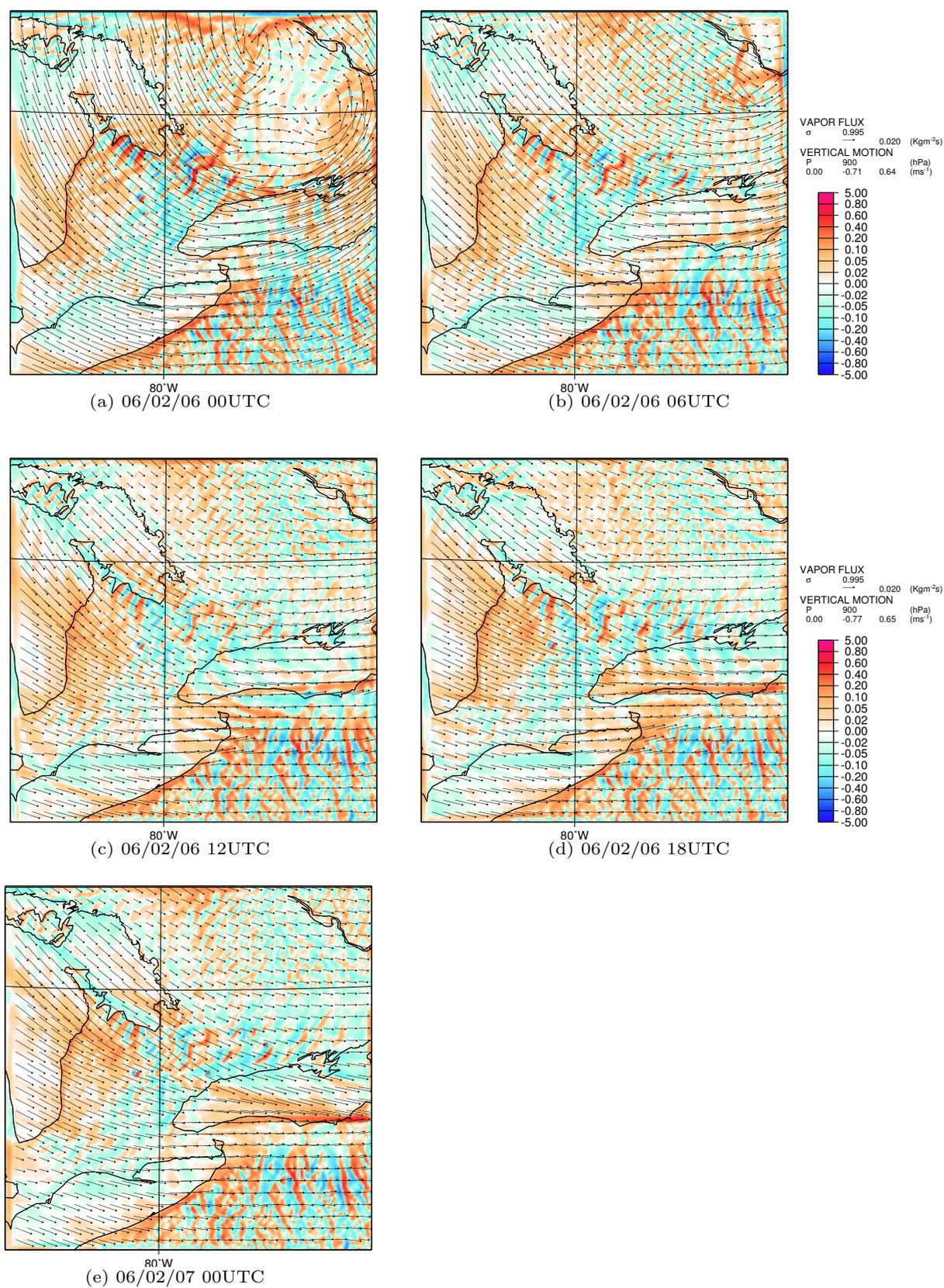


図 68 Case1 地上 ($\sigma = 0.995$) 水蒸気フラックス - 矢印, 900hPa の鉛直速度 - 色 (赤 : 上昇流, 青 : 下降流). 各図の時刻は, 67 と同じ.

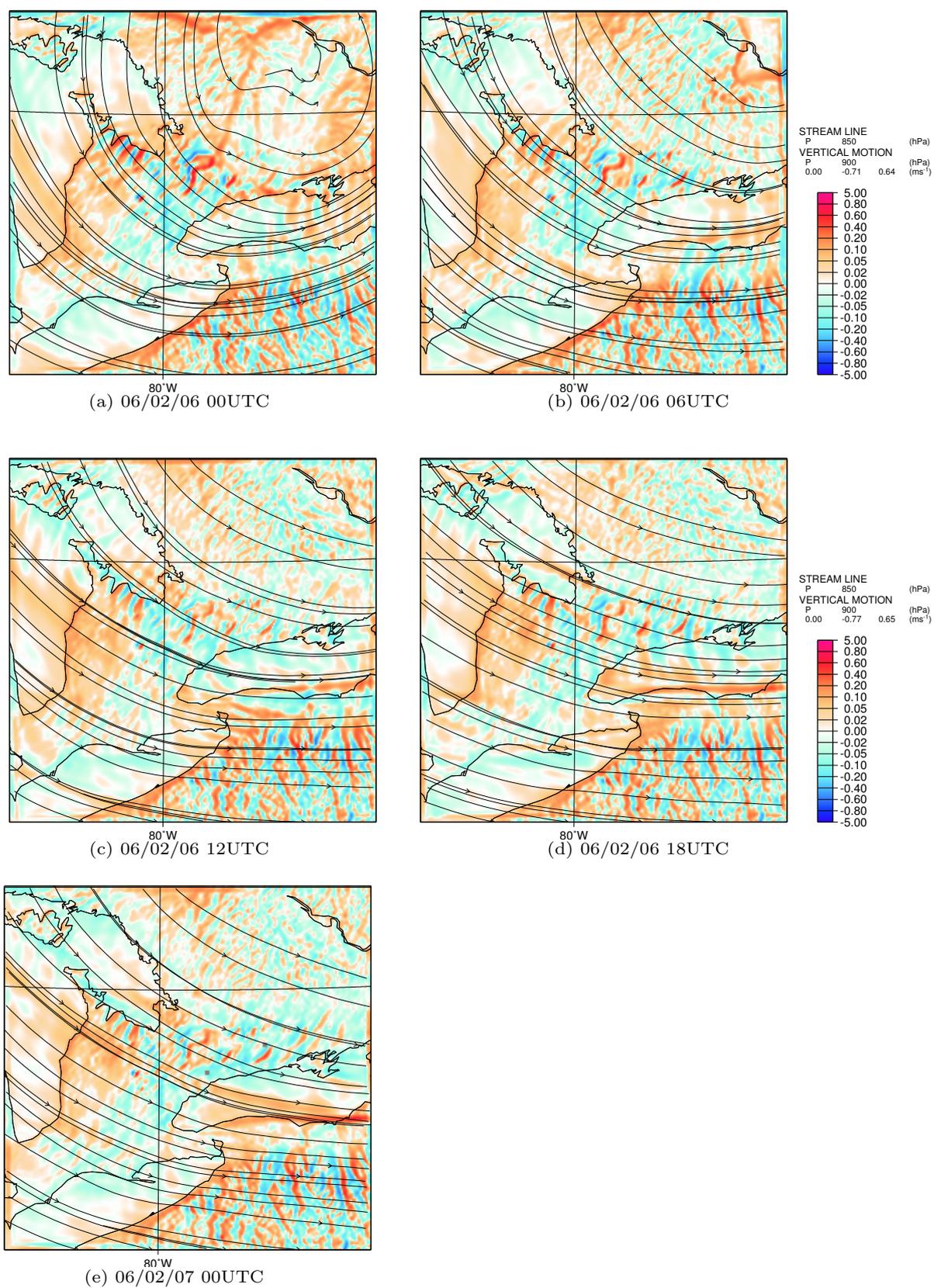


図 69 Case1 850hPa 面上の流線 - 実線, 900hPa 面上の鉛直速度 - 色 (赤 : 上昇流, 青 : 下降流). 各図の時刻は, 67 と同じ.

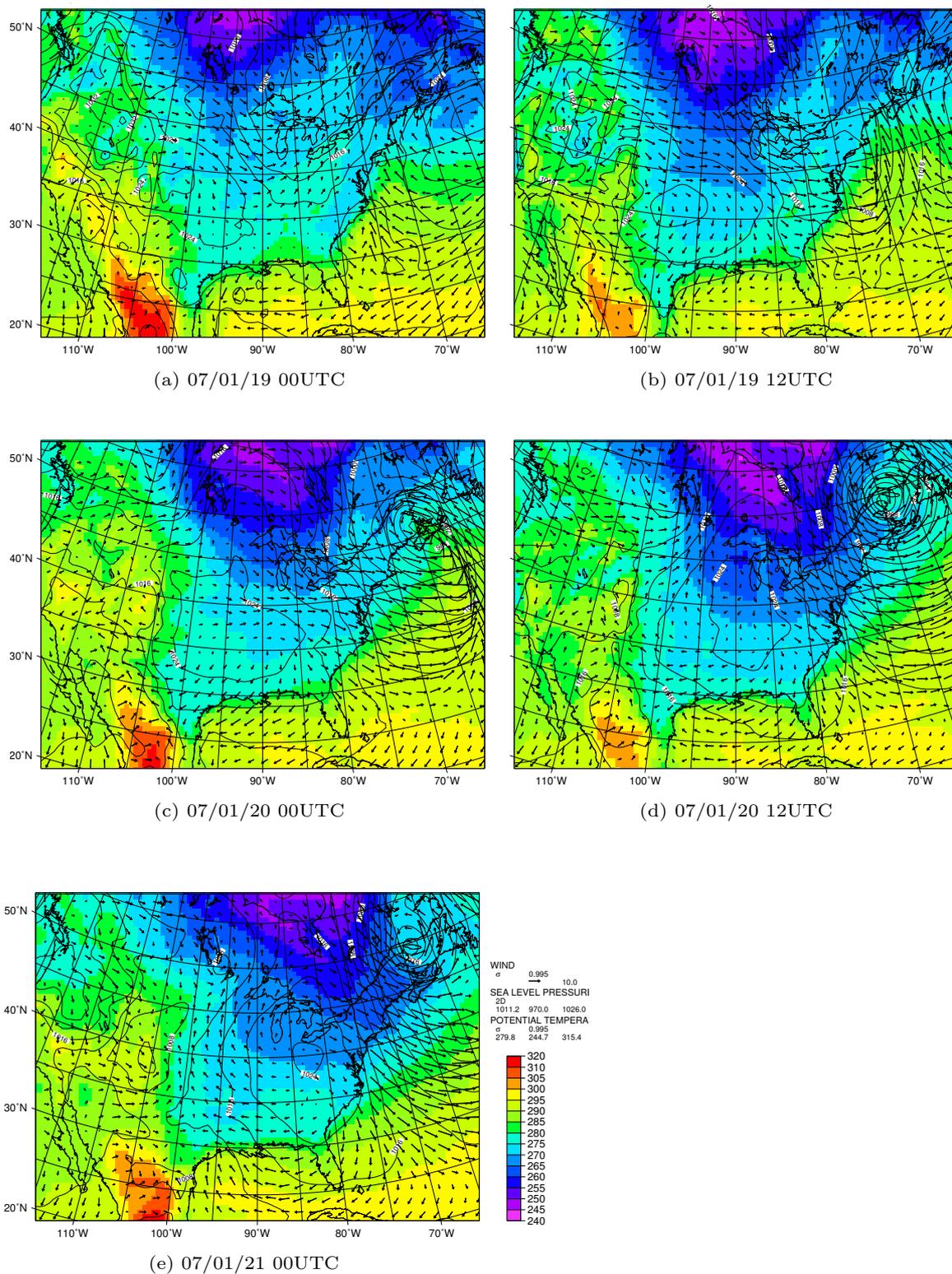


図 70 地表総観場。海面気圧 - 実線, 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. (a) 2007 年 1 月 19 日 00UTC, (b) 2007 年 1 月 19 日 12UTC, (c) 2007 年 1 月 20 日 00UTC, (d) 2007 年 1 月 20 日 12UTC, (e) 2007 年 1 月 21 日 00UTC.

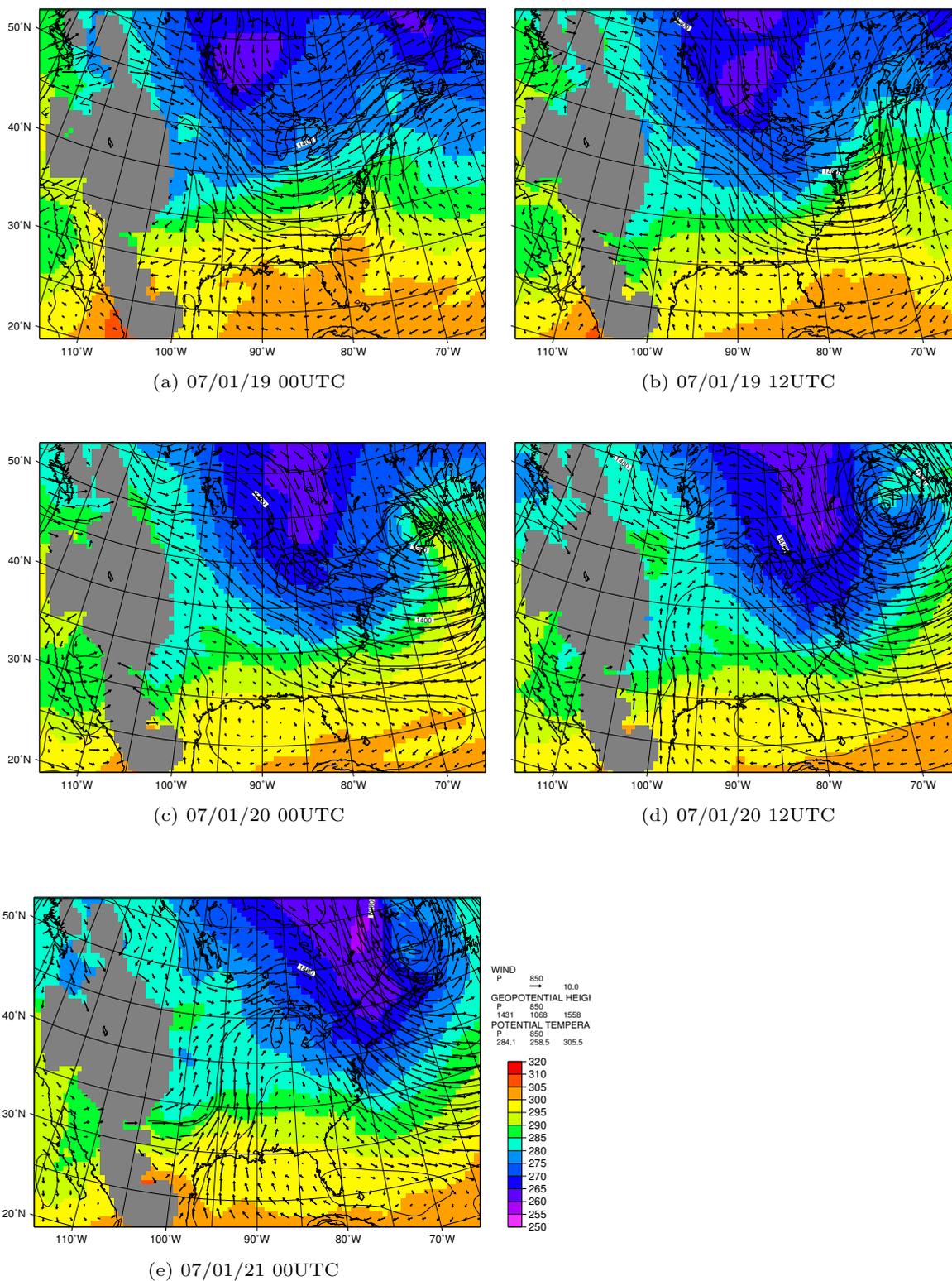


図 71 850hPa 総観場. ジオポテンシャルハイト - 実線, 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. 各図の時刻は, 図 70 と同じ.

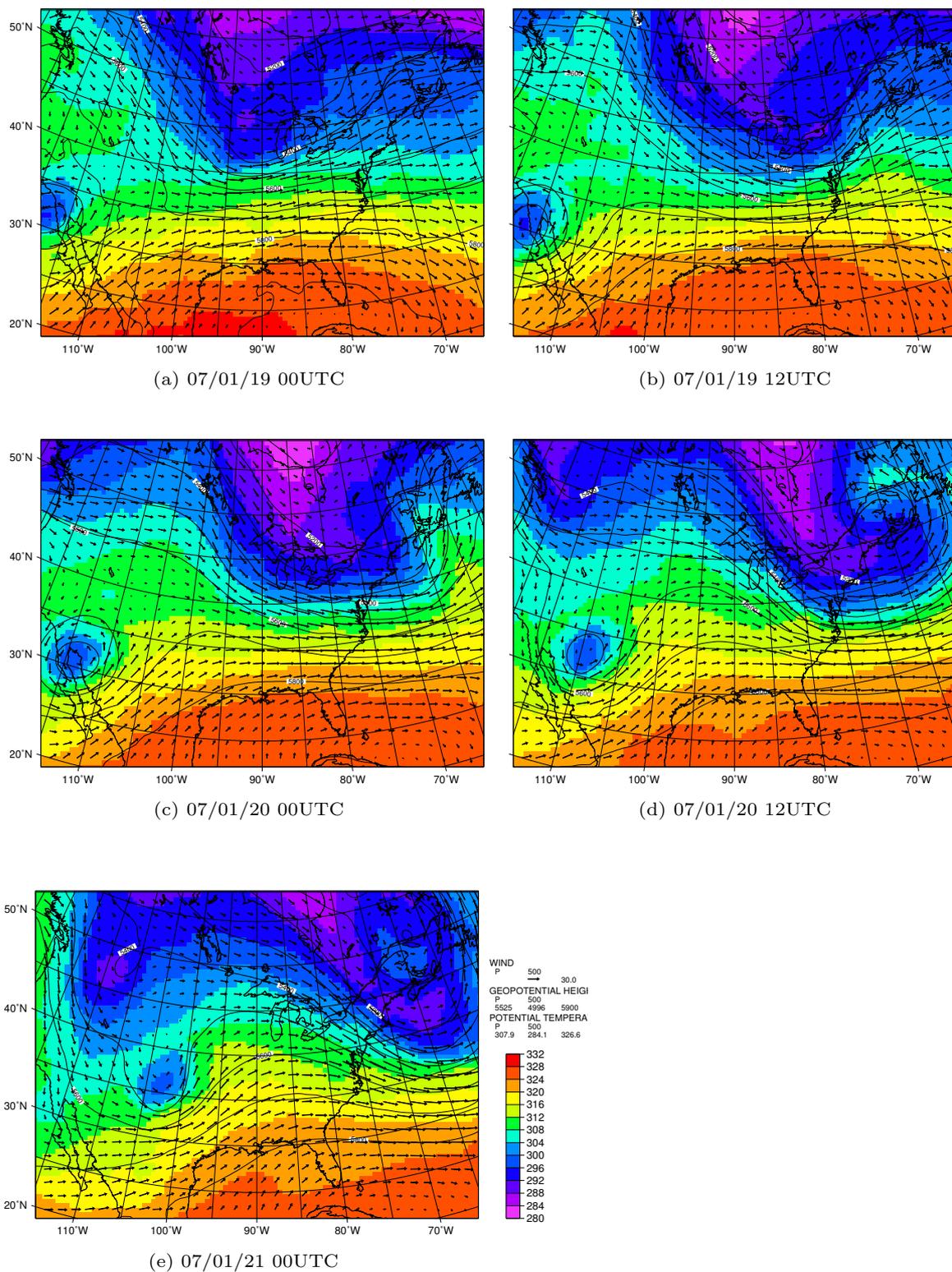


図 72 500hPa 総観場. ジオポテンシャルハイト - 実線, 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. 各図の時刻は, 図 70 と同じ.

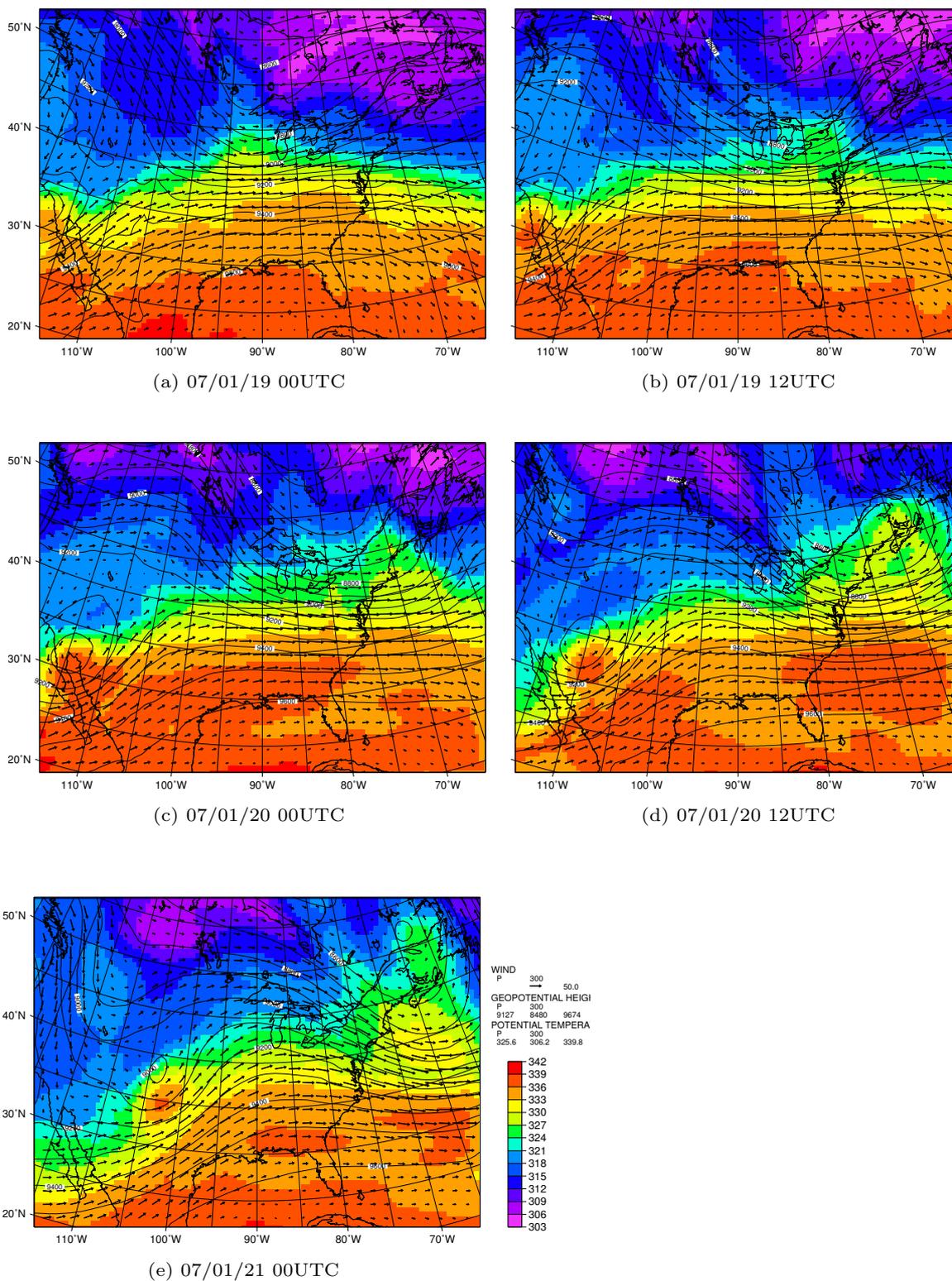


図 73 300hPa 総観場. ジオポテンシャルハイト - 実線, 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. 各図の時刻は, 図 70 と同じ.

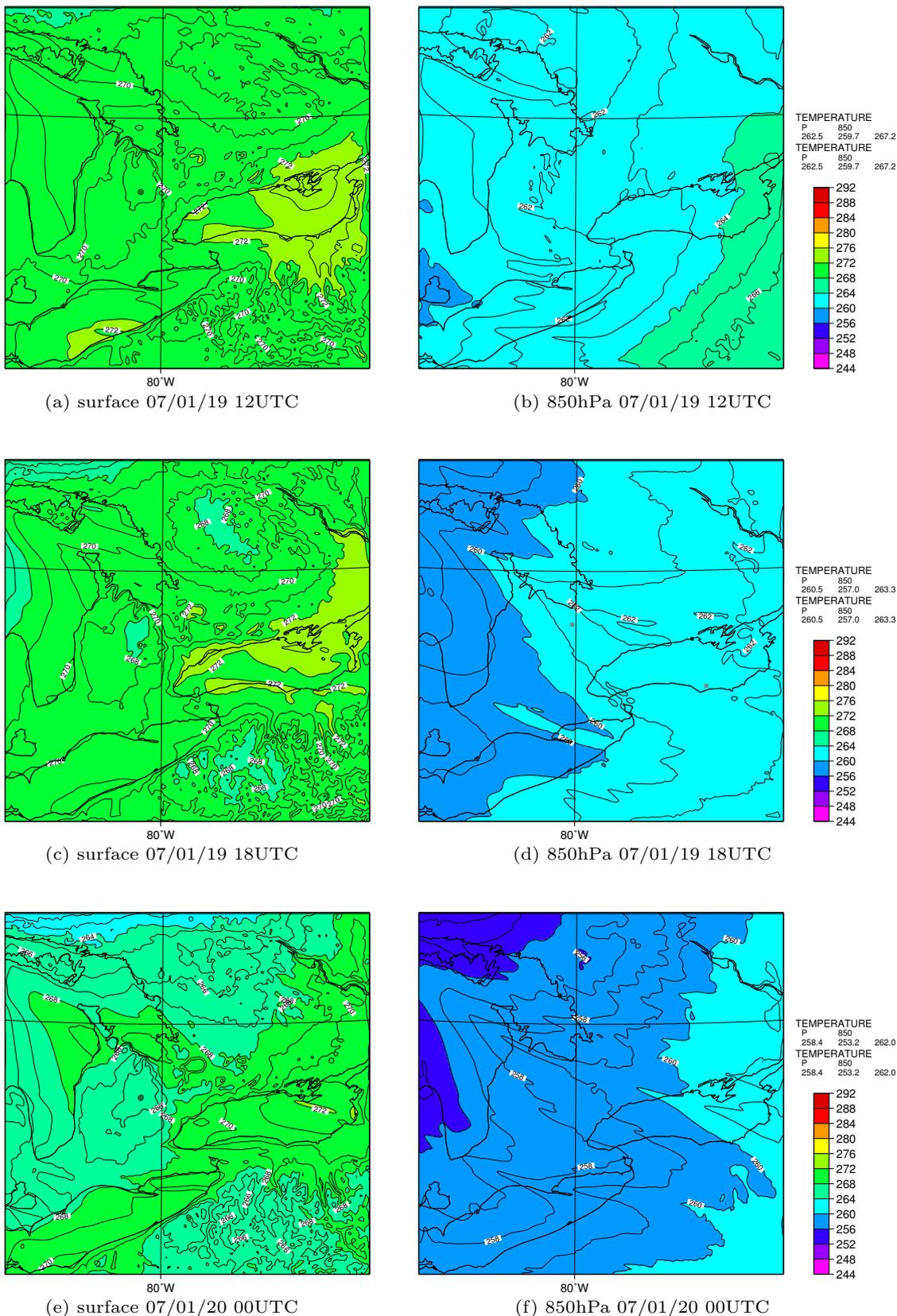


図 74 Case2 地表面 ($\sigma = 1$) と 850hPa 面の気温分布. 2007 年 1 月 19 日 12UTC の (a) 地表面気温, (b) 850hPa 面気温, 2007 年 1 月 19 日 18UTC の (c) 地表面気温, (d) 850hPa 面気温, 2007 年 1 月 20 日 00UTC の (e) 地表面気温, (f) 850hPa 面気温.

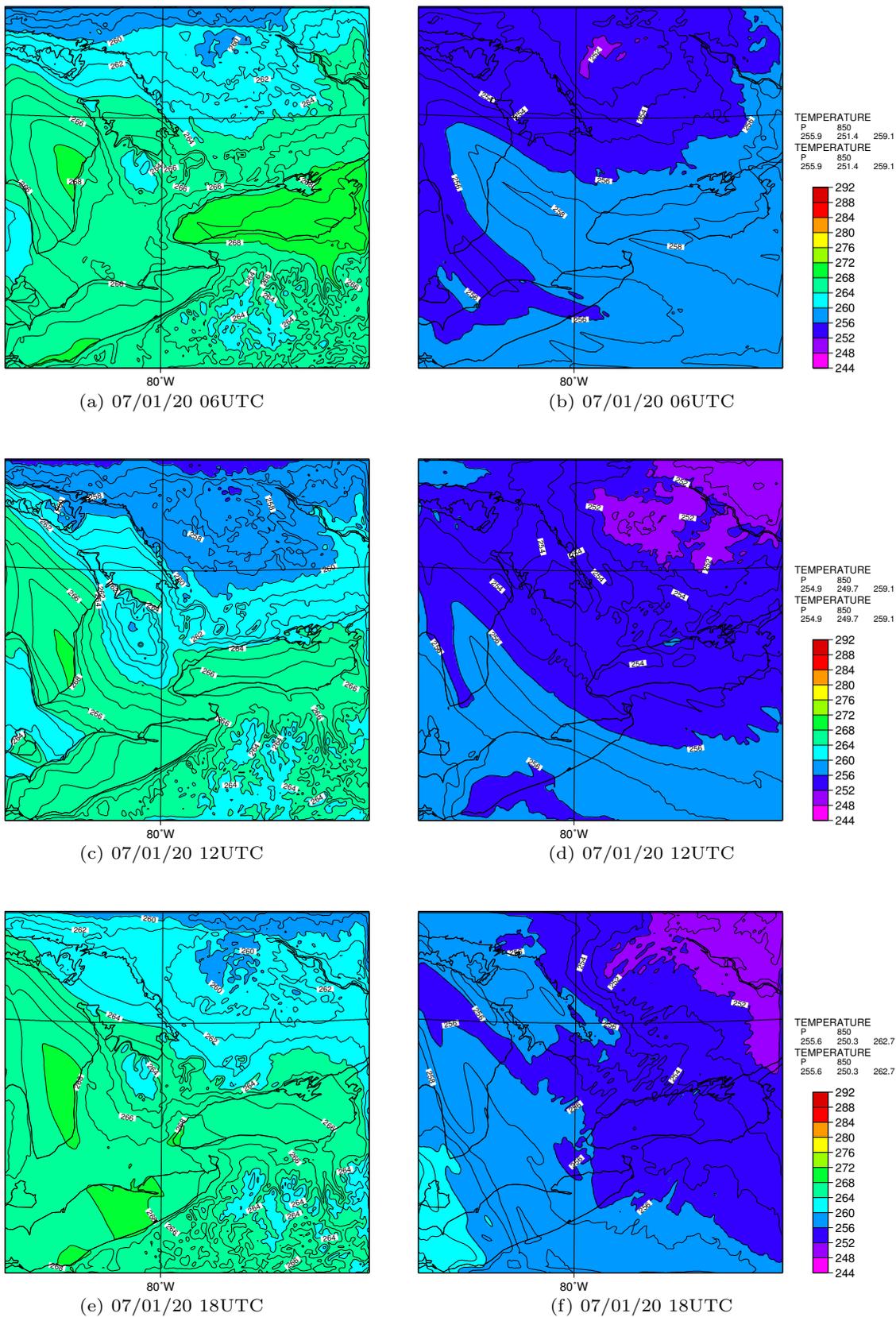


図 75 Case2 地表面 ($\sigma = 1$) と 850hPa 面の気温分布. 2007 年 1 月 20 日 06UTC の (a) 地表面気温, (b) 850hPa 面気温, 2007 年 1 月 20 日 12UTC の (c) 地表面気温, (d) 850hPa 面気温, 2007 年 1 月 20 日 18UTC の (e) 地表面気温, (f) 850hPa 面気温.

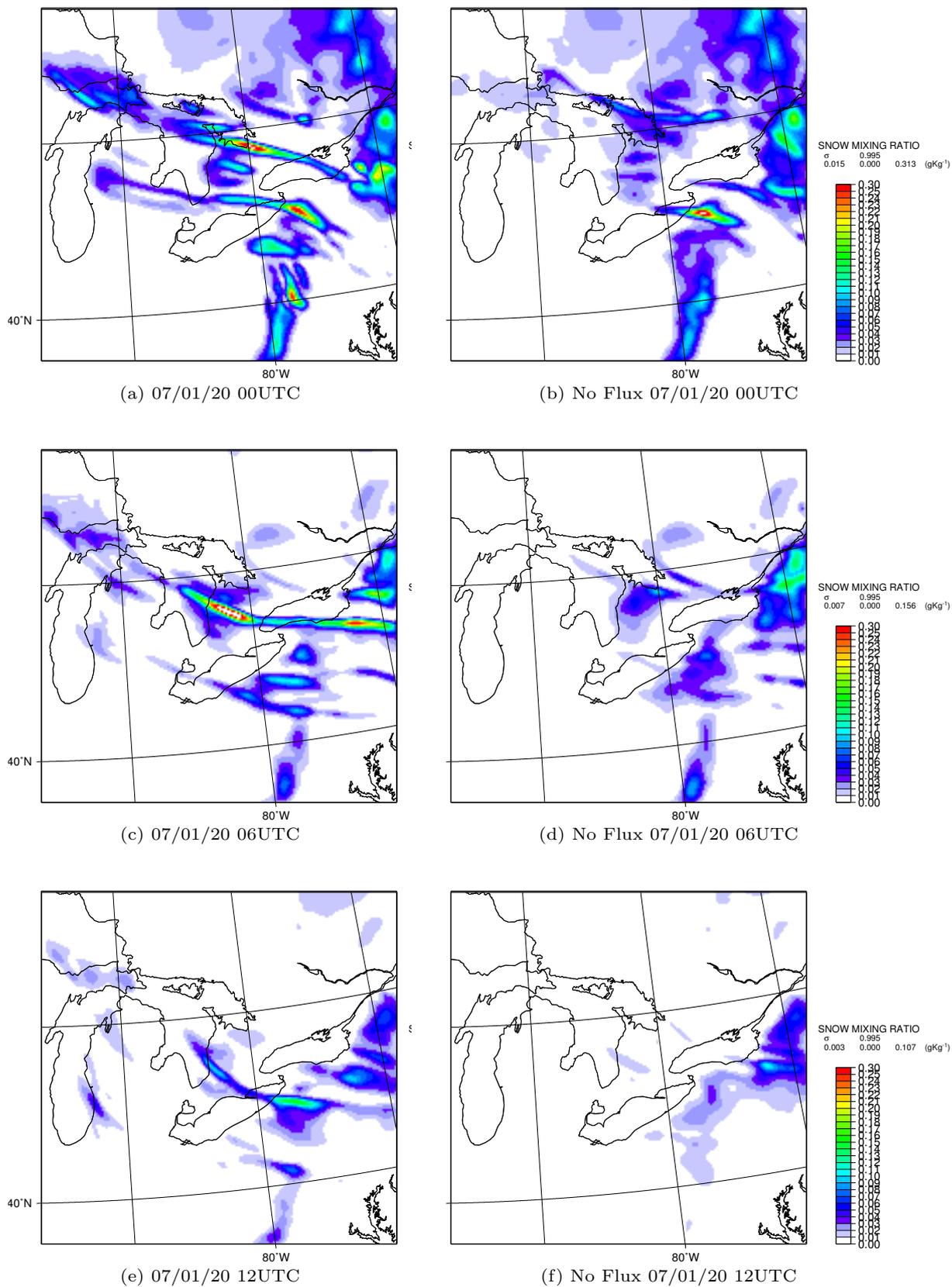


図 76 Case2 潜熱・顕熱フラックス有無による $\sigma = 0.995$ の雪混合比分布. 2007 年 1 月 20 日 00UTC の (a) フラックス有, (b) フラックス無, 2007 年 1 月 20 日 06UTC の (c) フラックス有, (d) フラックス無, 2007 年 1 月 20 日 12UTC の (e) フラックス有, (f) フラックス無.

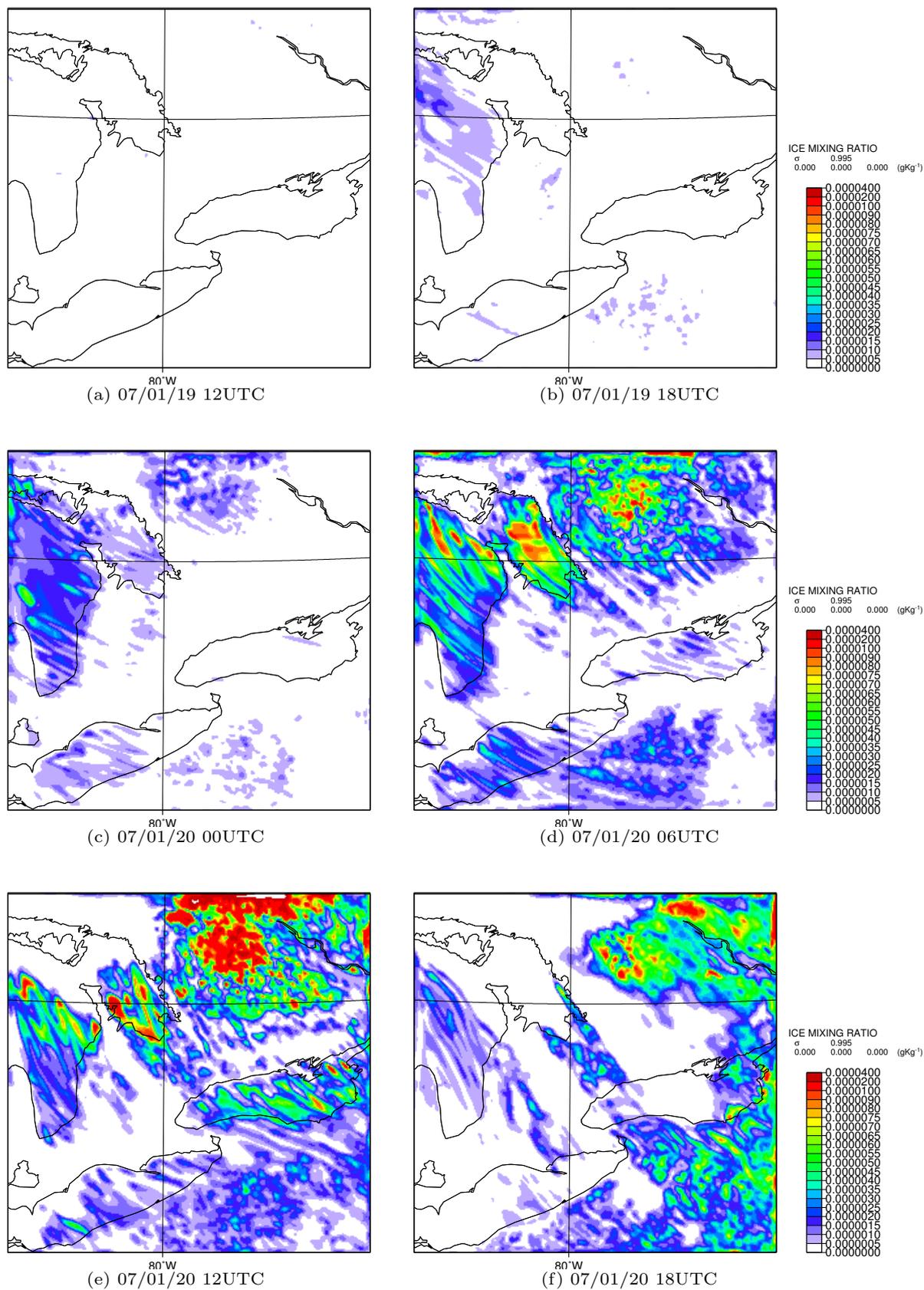


図 77 Case2 地上の水混合比分布. (a) 2007 年 1 月 19 日 12UTC, (b) 2007 年 1 月 19 日 18UTC, (c) 2007 年 1 月 20 日 00UTC, (d) 2007 年 1 月 20 日 06UTC, (e) 2007 年 1 月 20 日 12UTC, (f) 2007 年 1 月 20 日 18UTC.

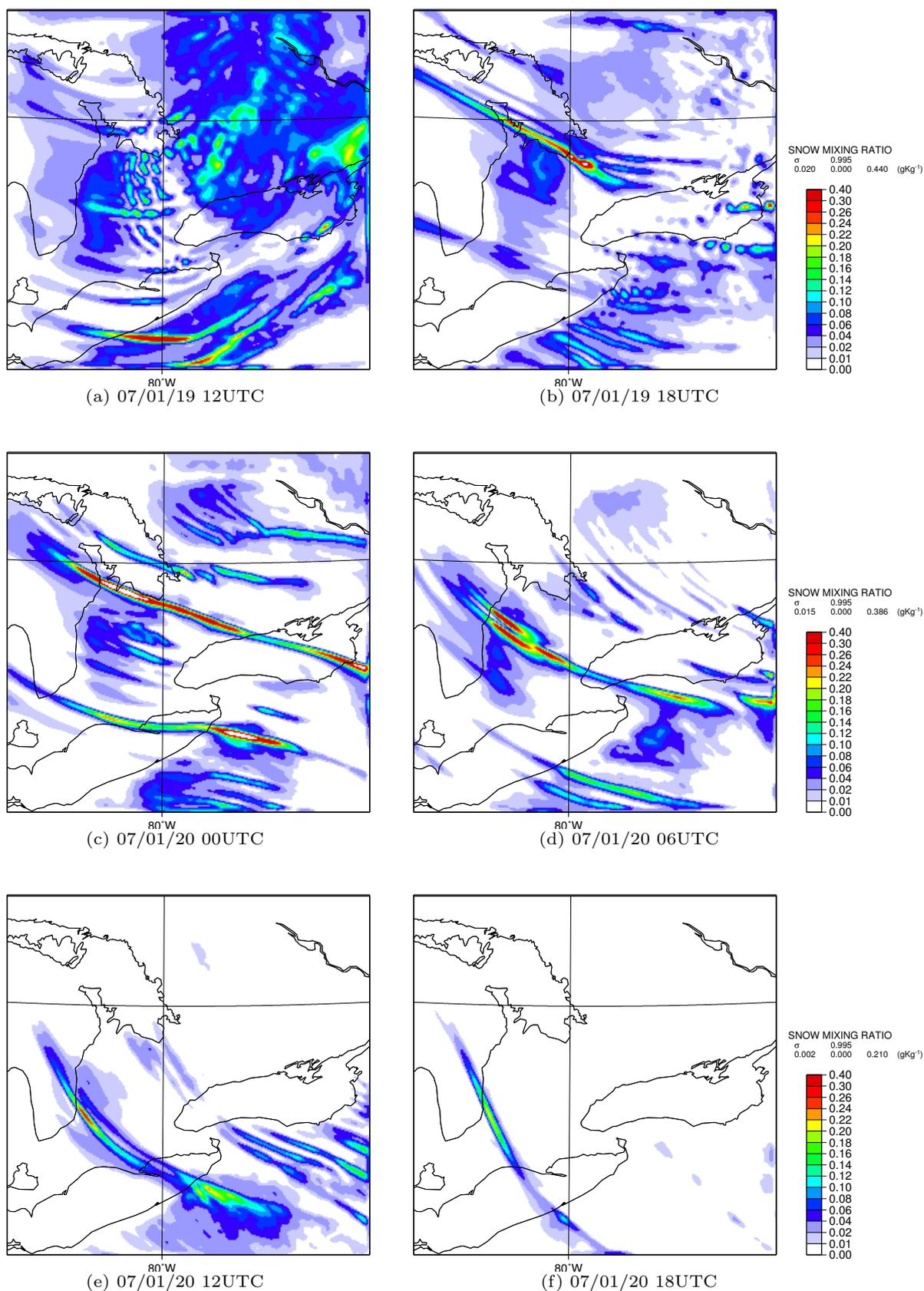


図 78 Case2 地上の雪混合比. 各図の時刻は図 77 と同じ.

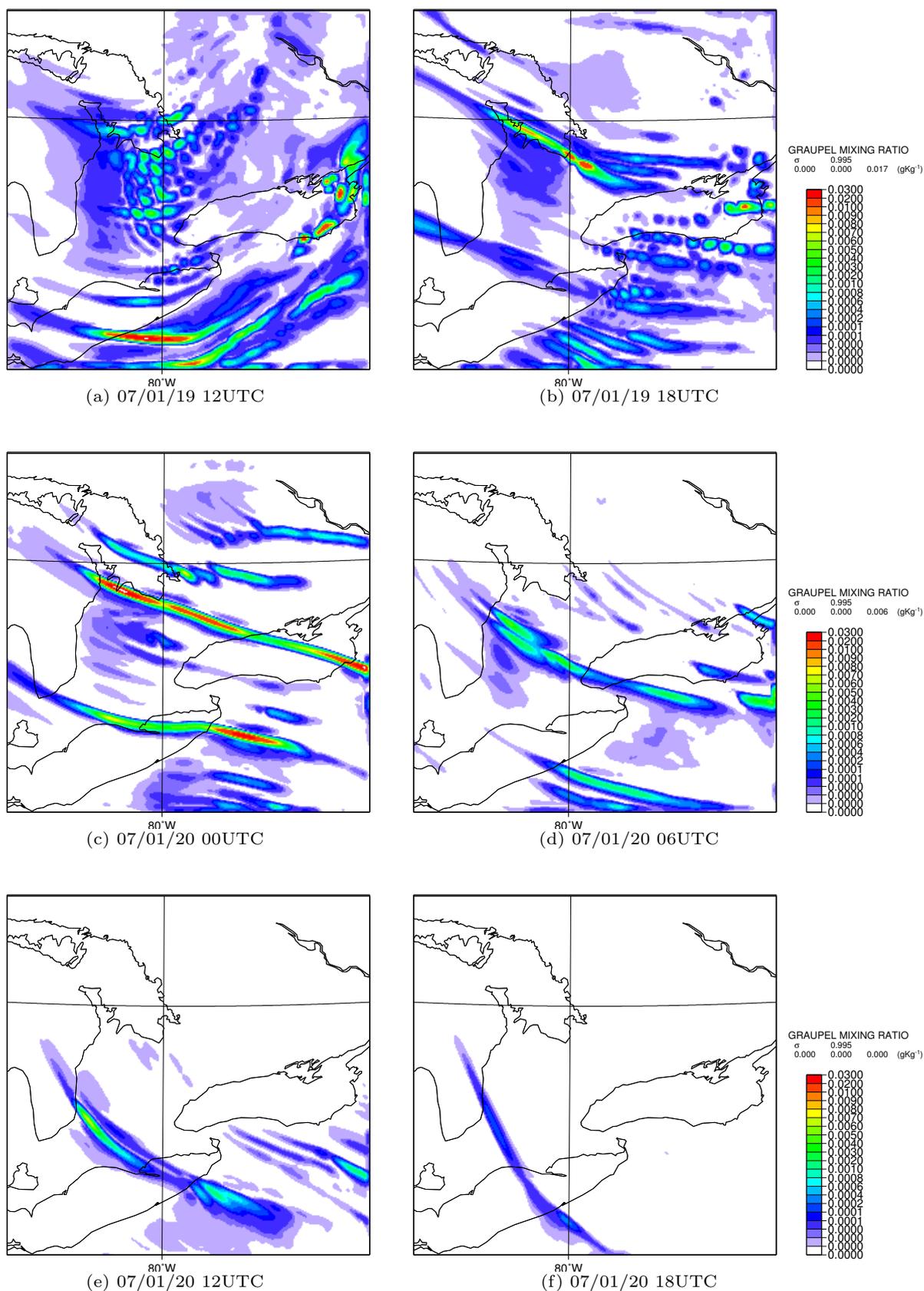


図 79 Case2 地上の霰混合比. 各図の時刻は図 77 と同じ.

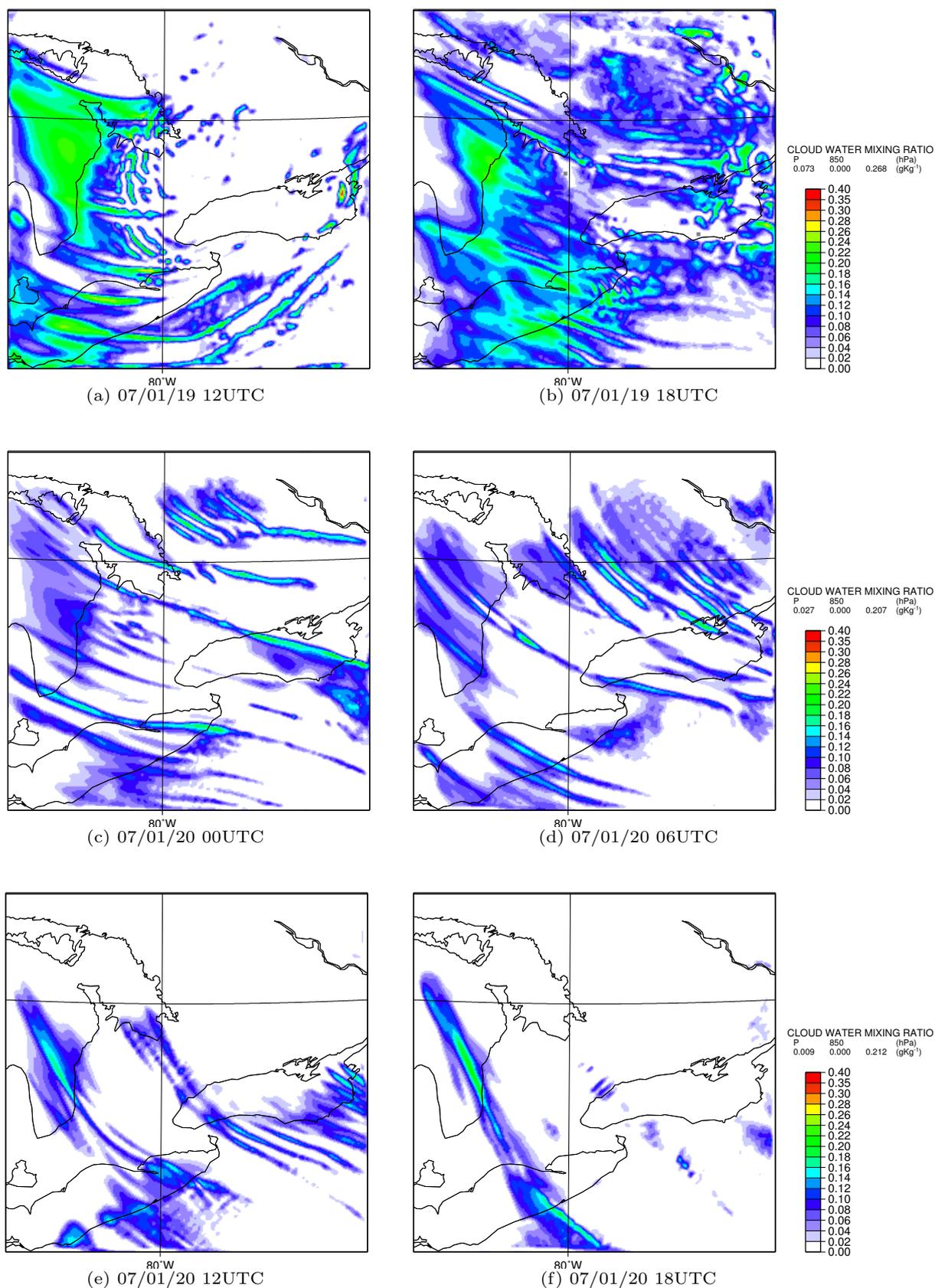


図 80 Case2 850hPa 面の雲水混合比. 各図の時刻は図 77 と同じ.

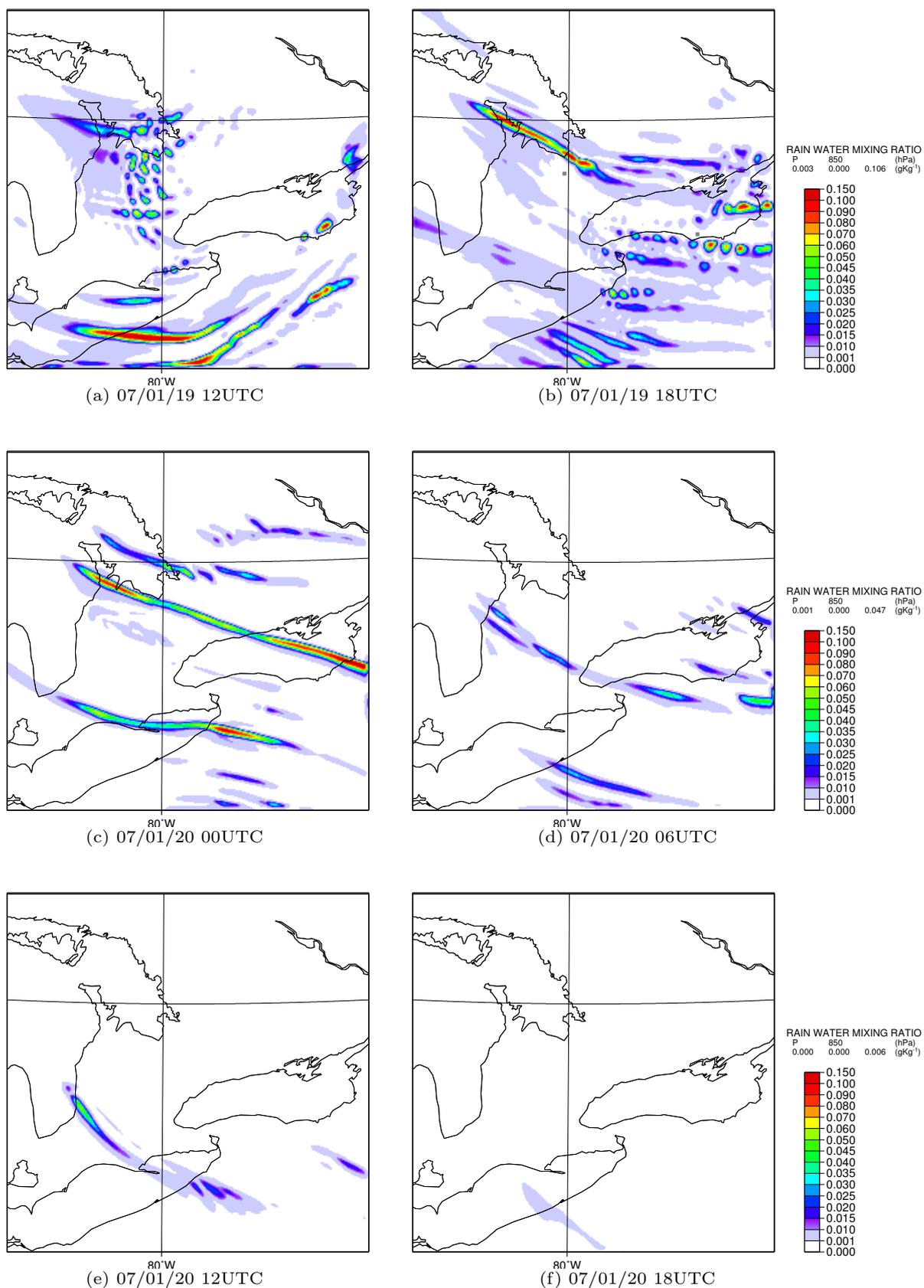


図 81 Case2 850hPa 面の雨水混合比. 各図の時刻は図 77 と同じ.

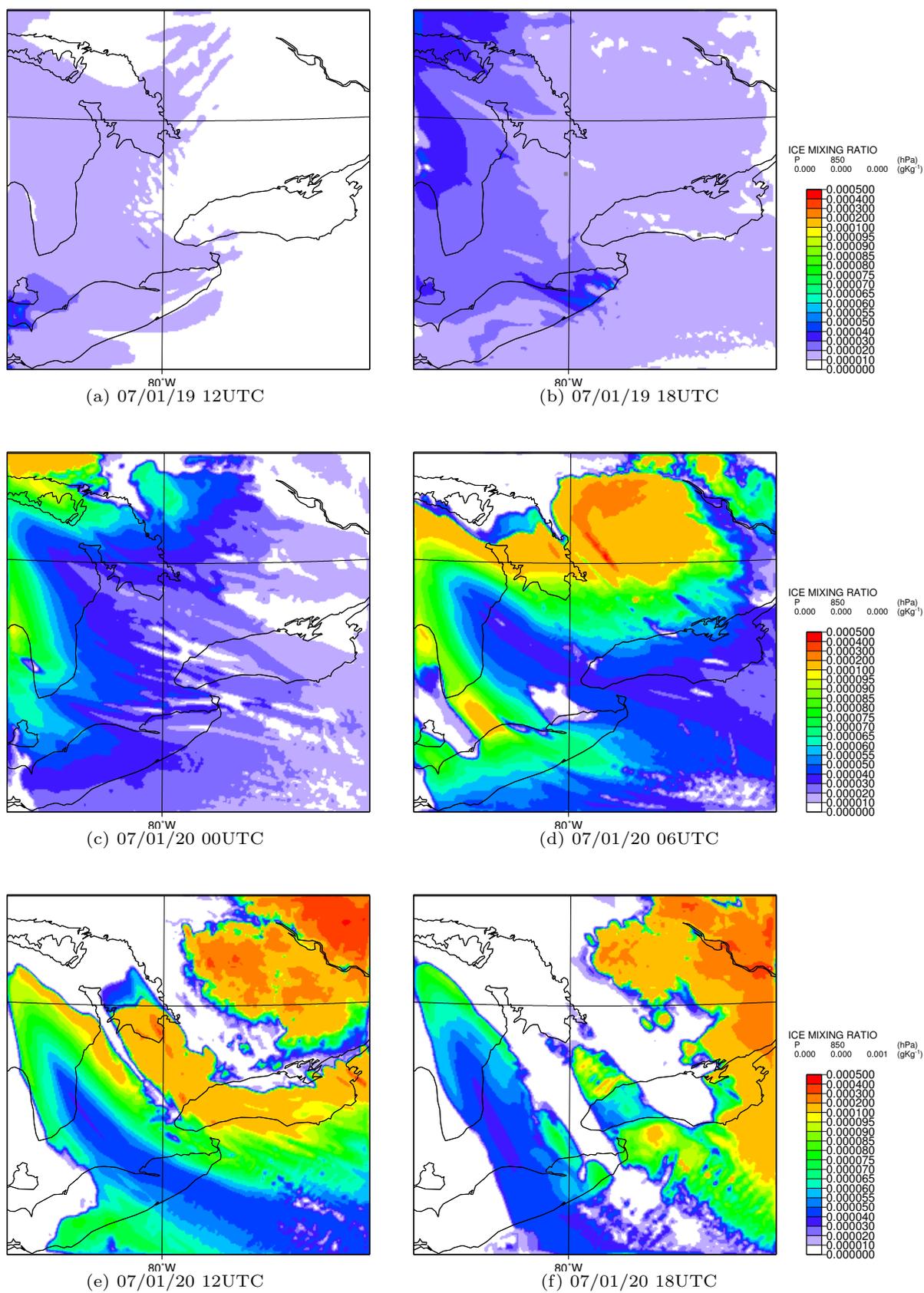


図 82 Case2 850hPa 面の氷混合比. 各図の時刻は図 77 と同じ.

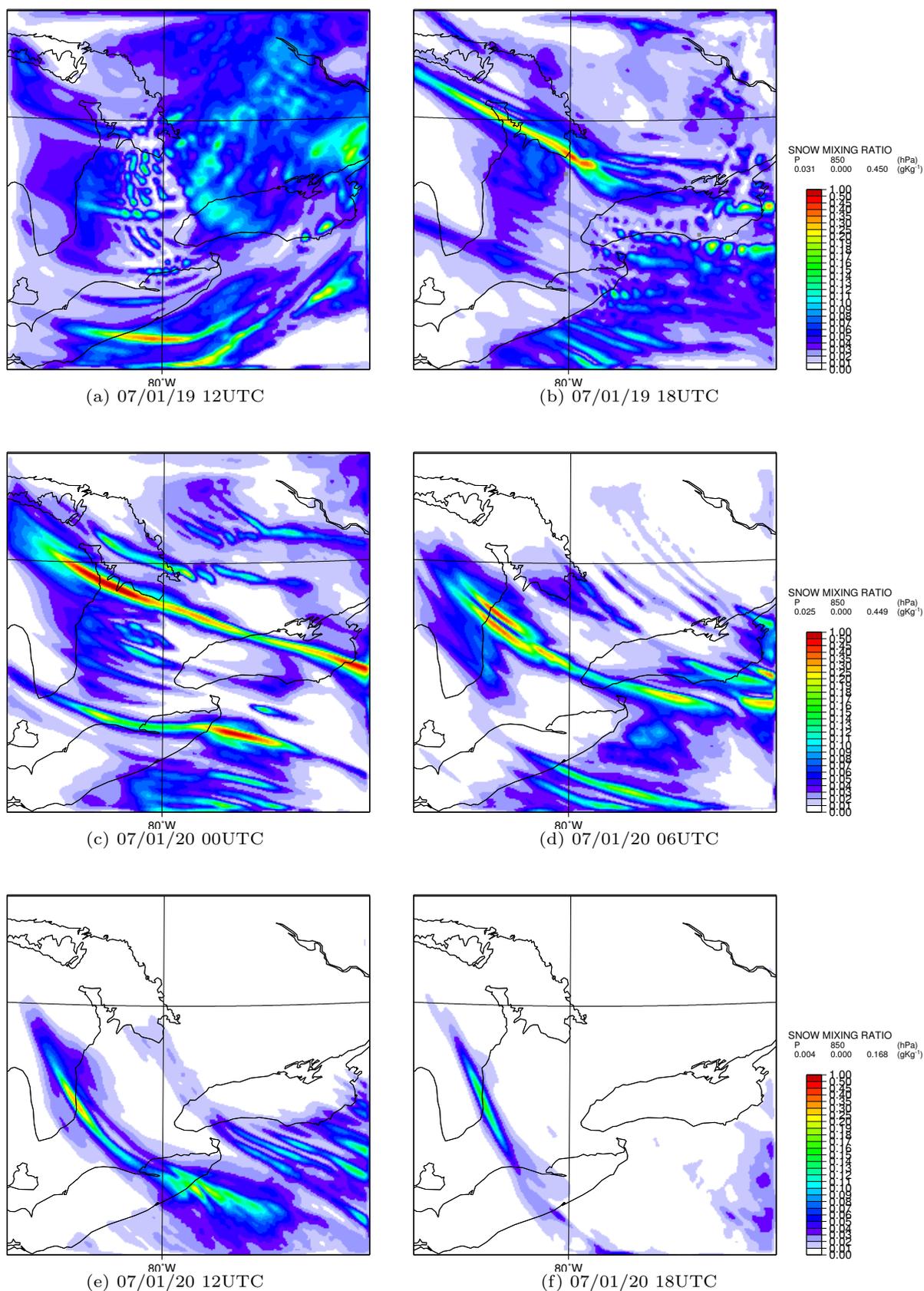


図 83 Case2 850hPa 面の雪混合比. 各図の時刻は図 77 と同じ.

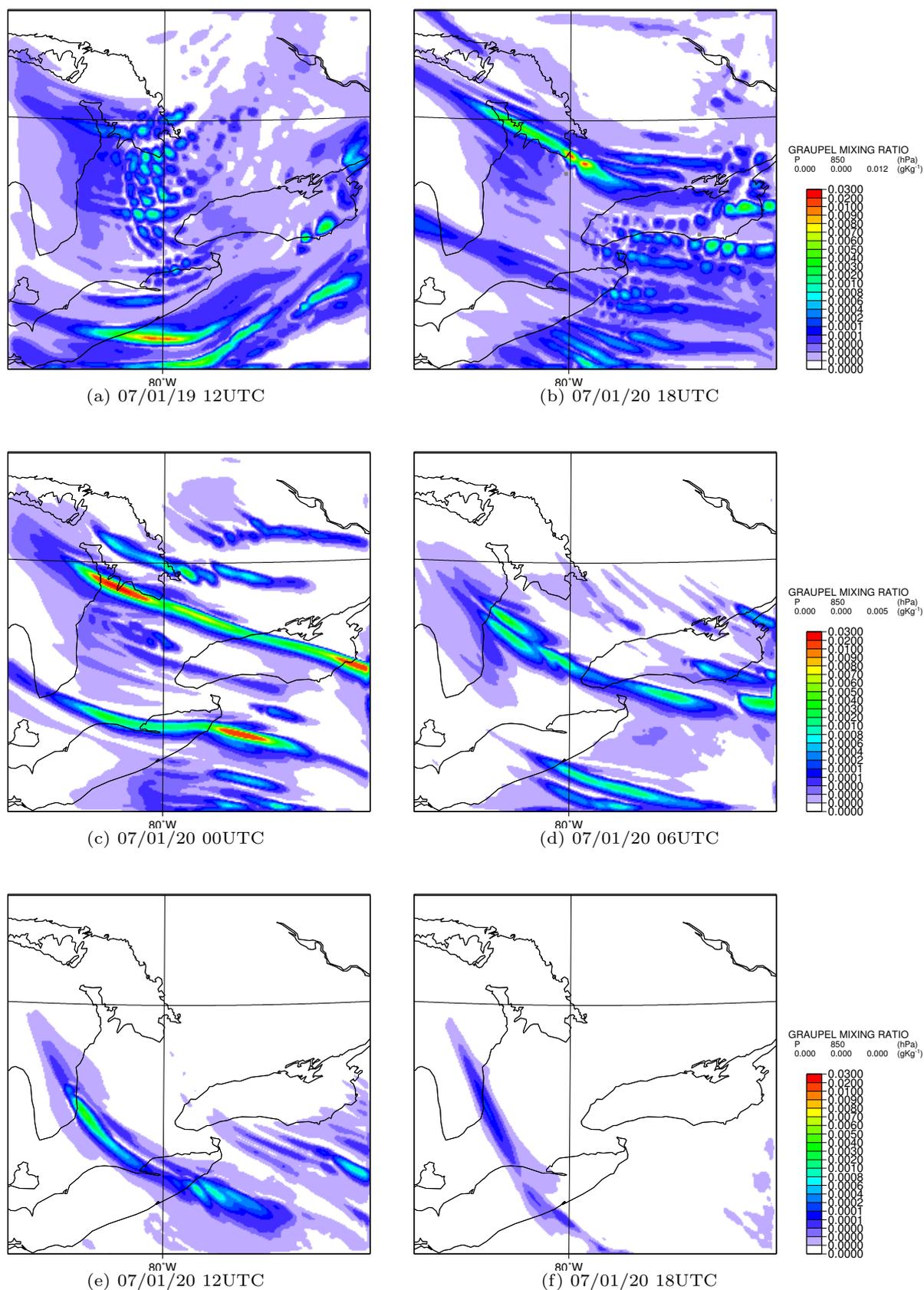


図 84 Case2 850hPa 面の霰混合比. 各図の時刻は図 77 と同じ.

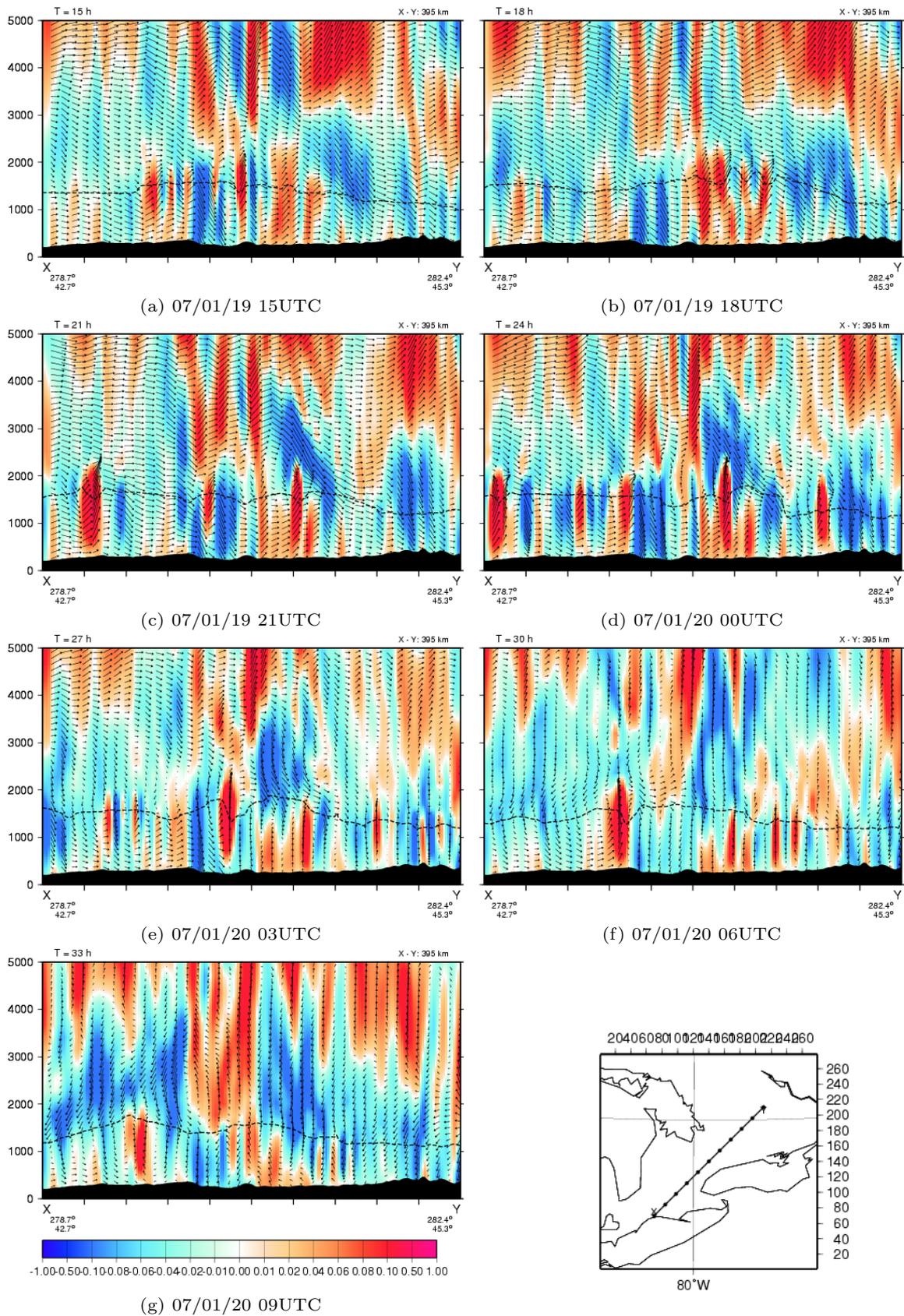


図 85 Case2 筋状降雪帯に垂直な面上での運動の様子。鉛直運動 - 色, 面に沿う風 - 矢印, 破線 - 自由対流高度. 断面は右下地図上の左下 X から右上 Y の線上でとり、右下側から見た図. (a) 2007 年 1 月 19 日 15UTC, (b) 2007 年 1 月 19 日 18UTC, (c) 2007 年 1 月 19 日 21UTC, (d) 2007 年 1 月 20 日 00UTC, (e) 2007 年 1 月 20 日 03UTC, (f) 2007 年 1 月 20 日 06UTC, (g) 2007 年 1 月 20 日 09UTC.

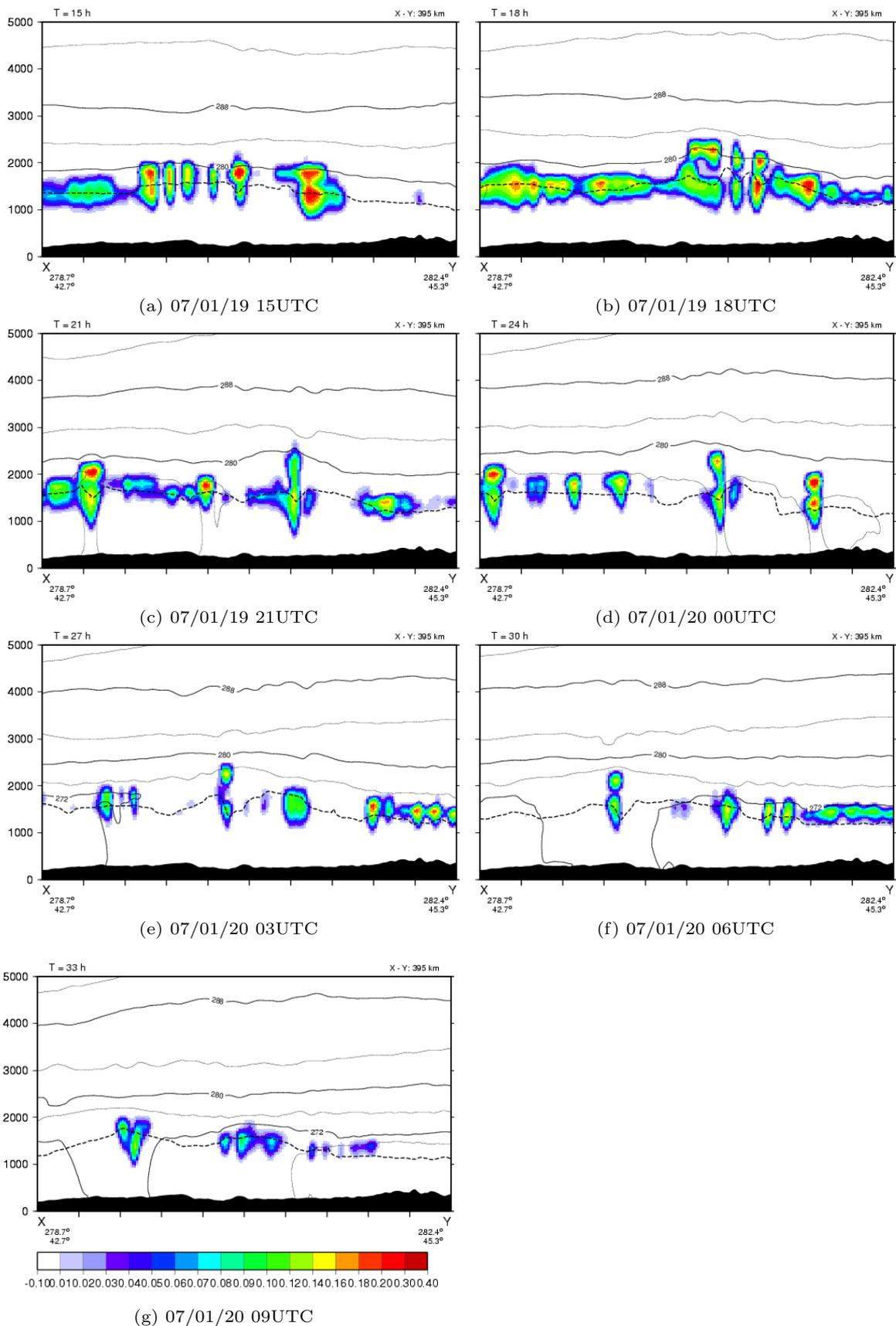


図 86 Case2 雲水混合比の鉛直分布. 単位は [g/kg]. 相当温位 - 実線, 4K 毎, 自由対流高度 - 点線. 断面を取った線は鉛直運動の断面図と同じ. 各図の時刻は, 図 85 と同じ.

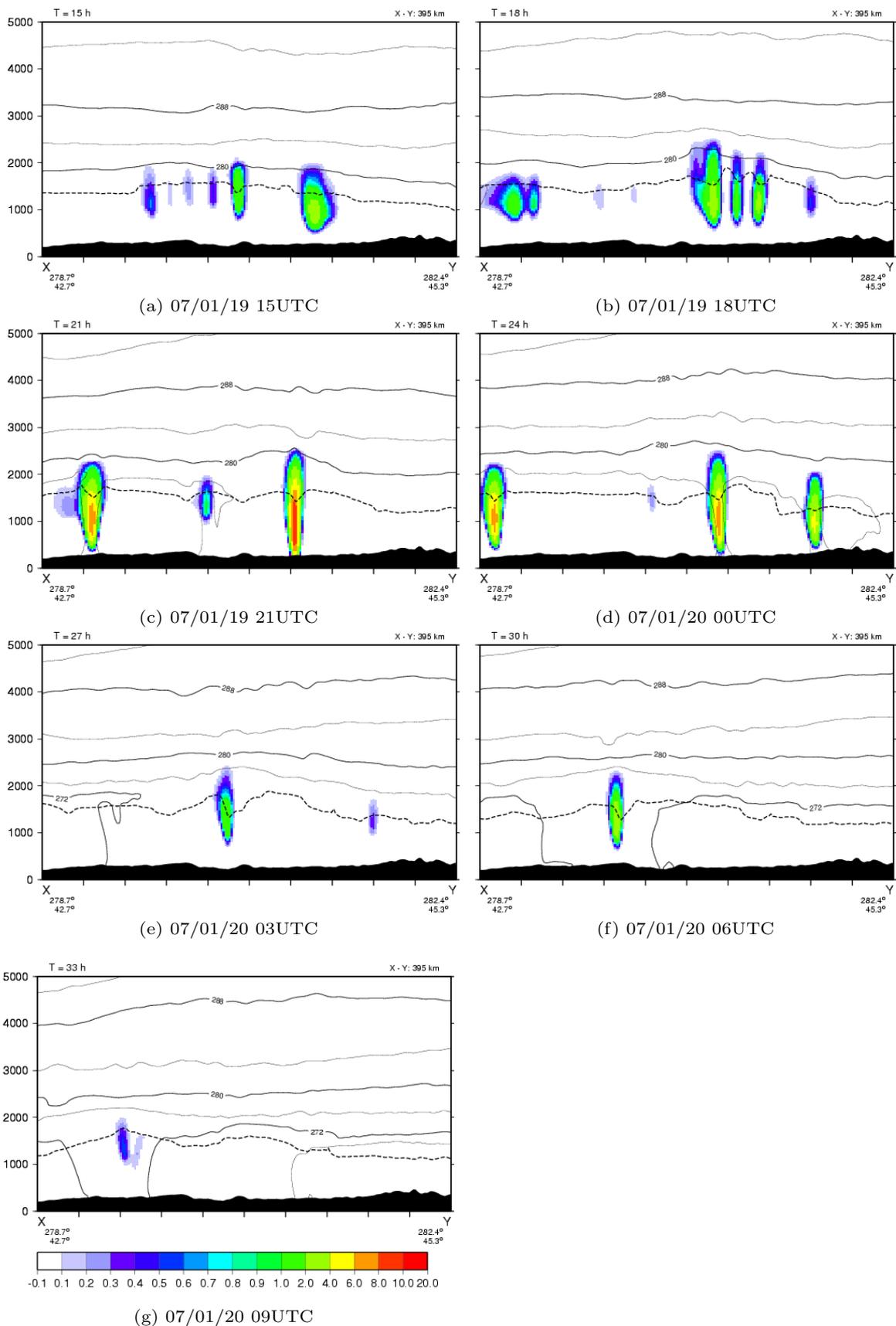


図 87 Case2 雨水混合比の鉛直分布. 単位は $[10^{-2} \text{ g/kg}]$. 相当温位 - 実線, 4K 毎, 自由対流高度 - 点線. 断面を取った線は鉛直運動の断面図と同じ. 各図の時刻は, 図 85 と同じ.

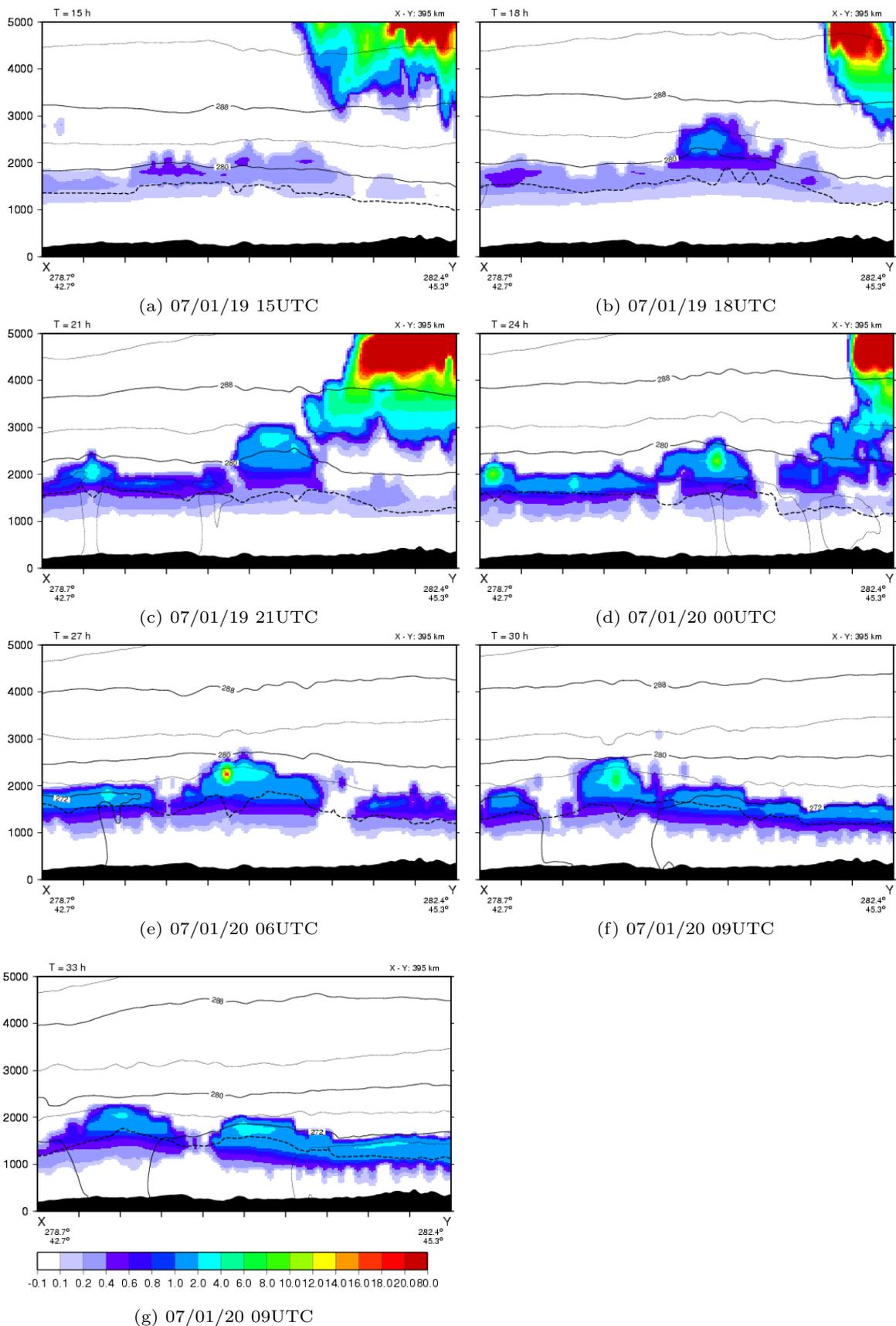


図 88 Case2 氷晶混合比の鉛直分布. 単位は $[10^{-4} \text{ g/kg}]$. 相当温位 - 実線, 4K 毎, 自由対流高度 - 点線. 断面を取った線は鉛直運動の断面図と同じ. 各図の時刻は, 図 85 と同じ.

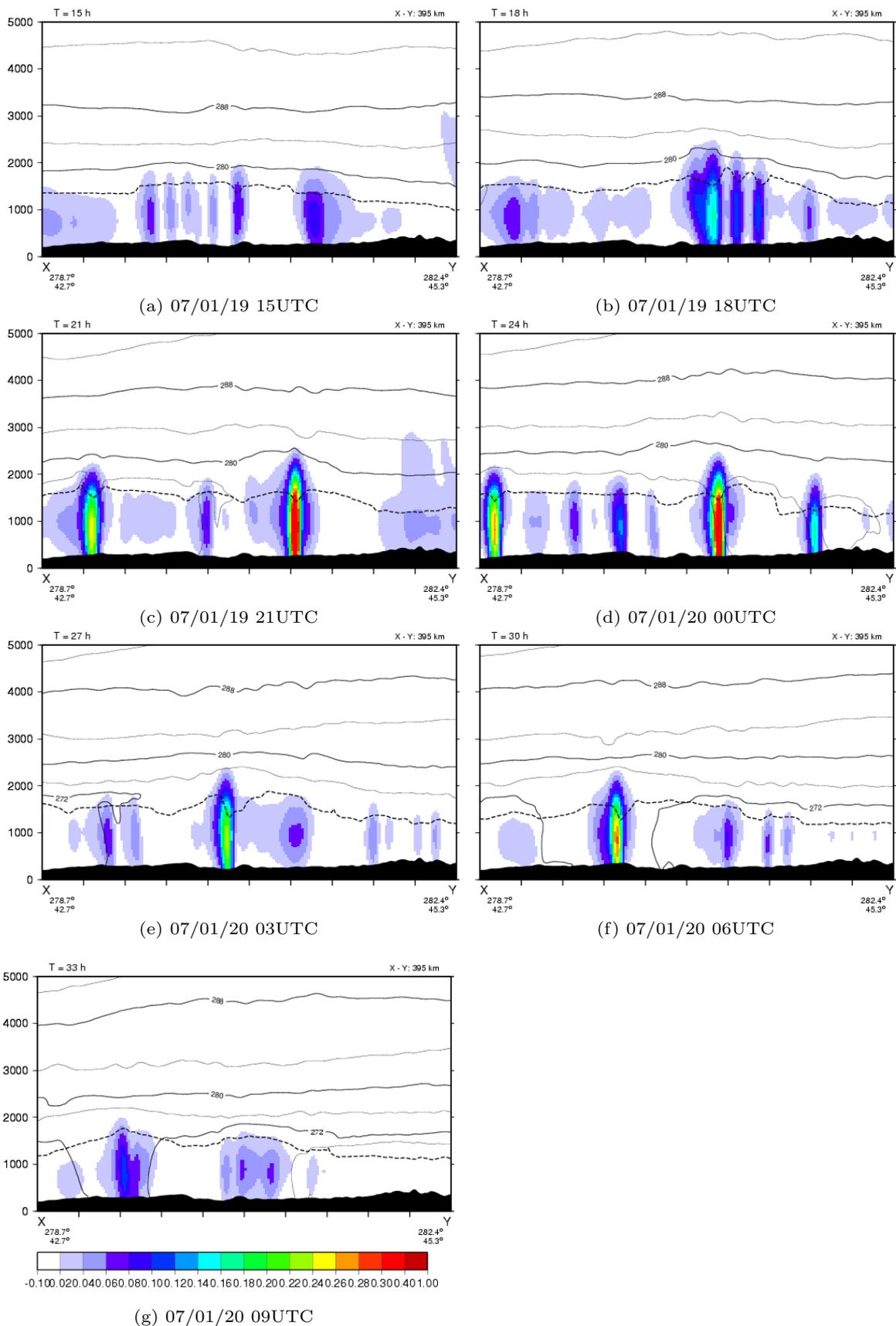


図 89 Case2 雪混合比の鉛直分布. 単位は [g/kg]. 相当温位 - 実線, 4K 毎, 自由対流高度 - 点線. 断面を取った線は鉛直運動の断面図と同じ. 各図の時刻は, 図 85 と同じ.

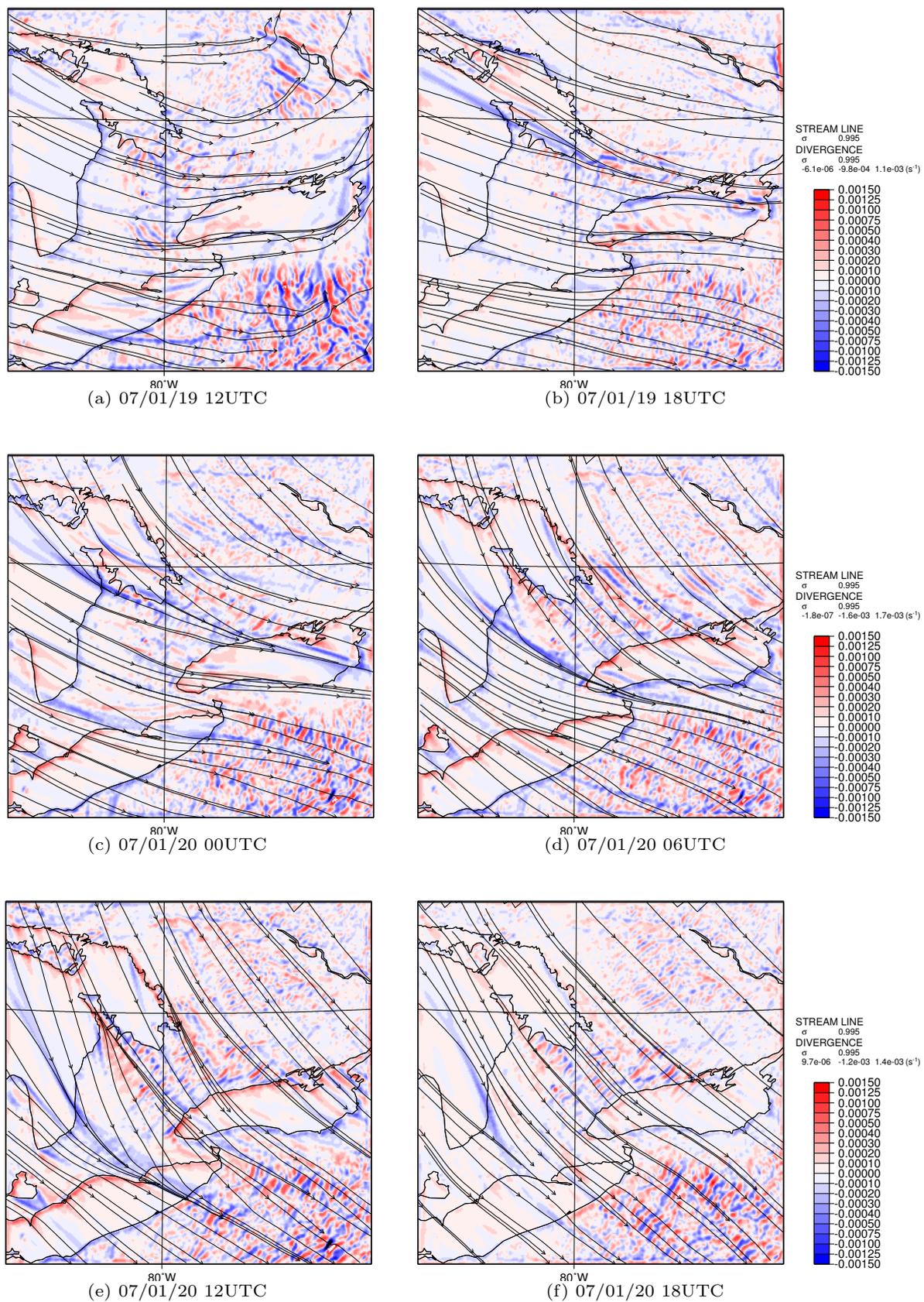


図 91 Case2 地上 ($\sigma = 0.995$) の流線 - 実線, 収束発散 - 色 (赤: 発散, 青: 収束). (a) 2007 年 1 月 19 日 12UTC, (b) 2007 年 1 月 19 日 18UTC, (c) 2007 年 1 月 20 日 00UTC, (d) 2007 年 1 月 20 日 06UTC, (e) 2007 年 1 月 20 日 12UTC, (f) 2007 年 1 月 20 日 18UTC.

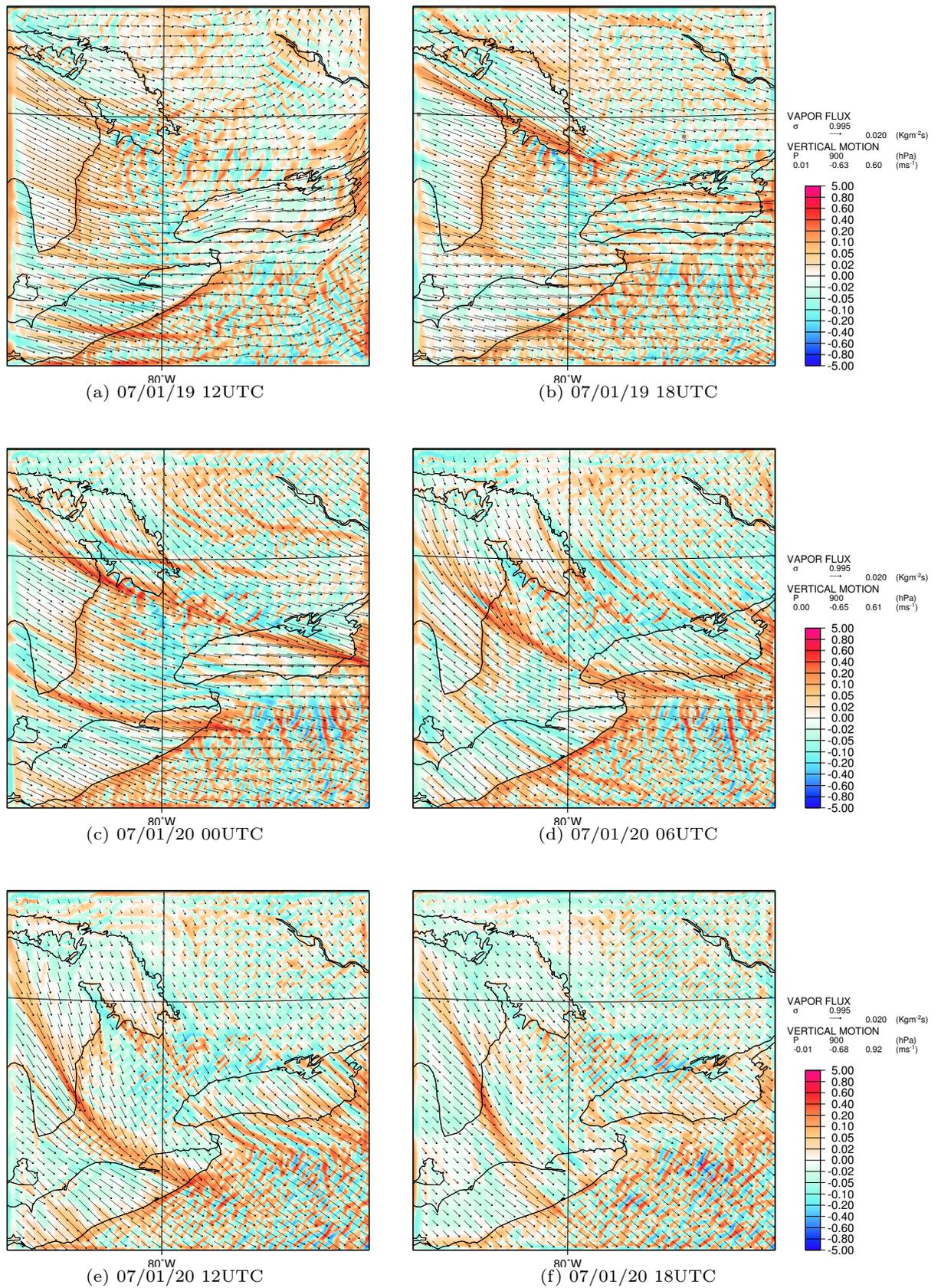


図 92 Case2 地上 ($\sigma = 0.995$) 水蒸気フラックス - 矢印, 900hPa 上の鉛直速度 - 色 (赤 : 上昇流, 青 : 下降流). 各図の時刻は, 図 91 と同じ.

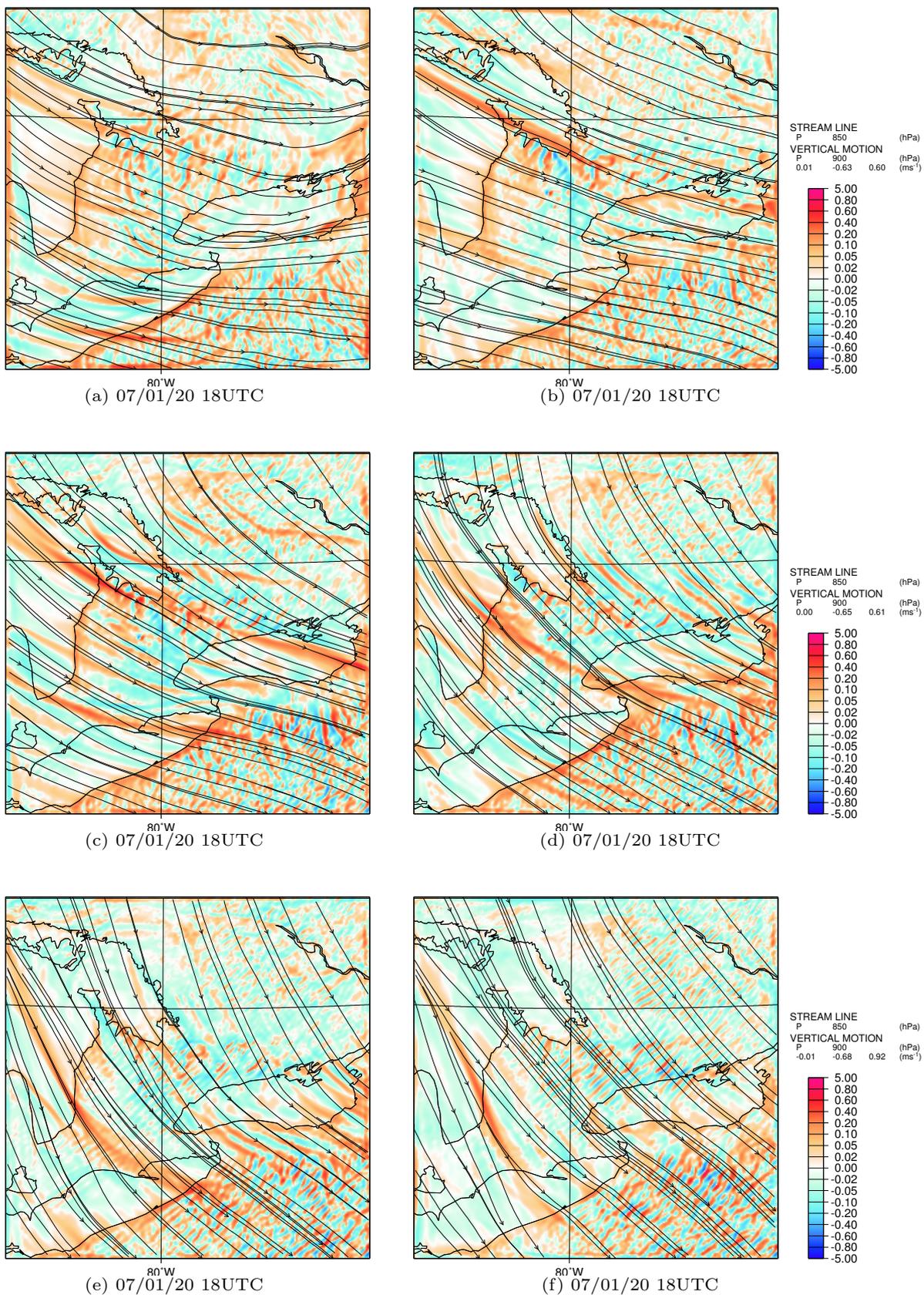


図 93 Case2 850hPa 面上の流線 - 実線 と 900hPa 面上の鉛直速度 - 色 (赤 : 上昇流, 青 : 下降流). 各図の時刻は, 図 91 と同じ.

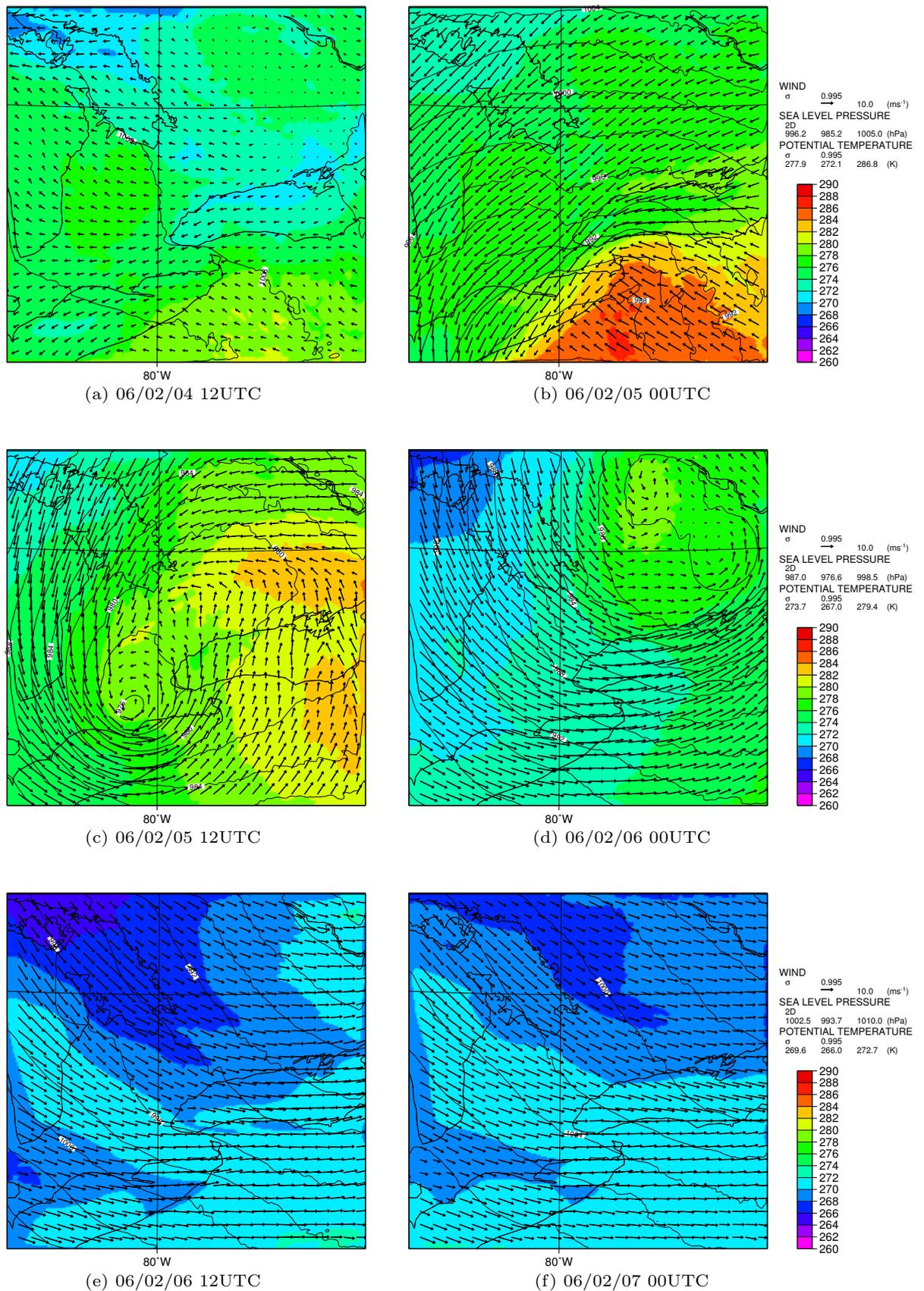
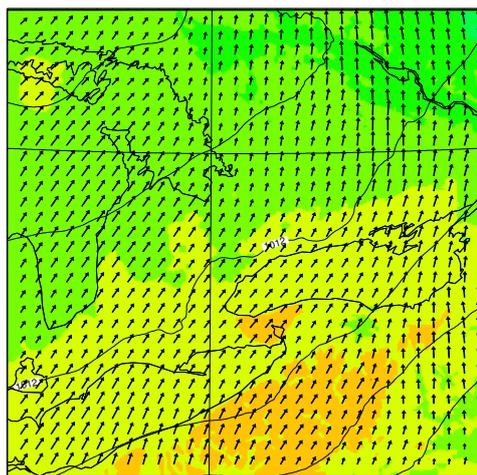
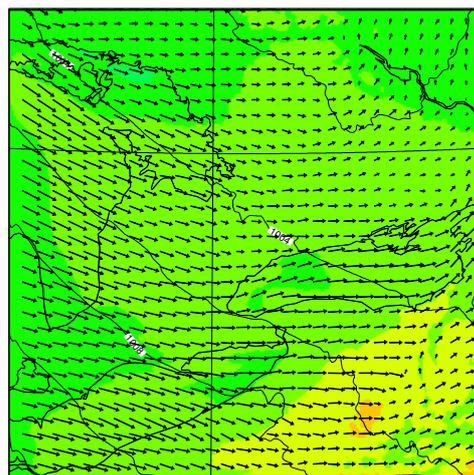


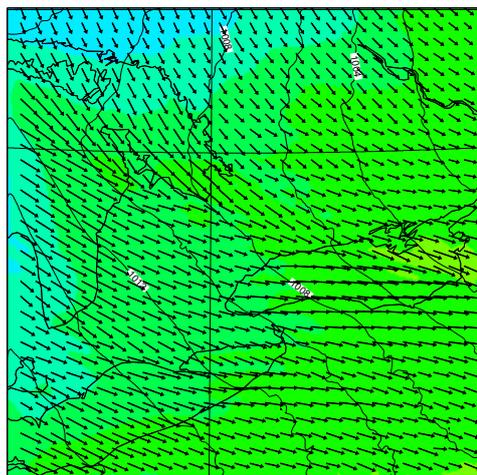
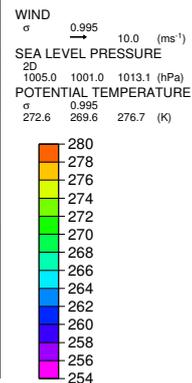
図94 Case1 地上の様子. 海面気圧 - 等高線 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. (a) 2006年2月4日12UTC, (b) 2006年2月5日00UTC, (c) 2006年2月5日12UTC, (d) 2006年2月6日00UTC, (e) 2006年2月6日12UTC, (f) 2006年2月7日00UTC.



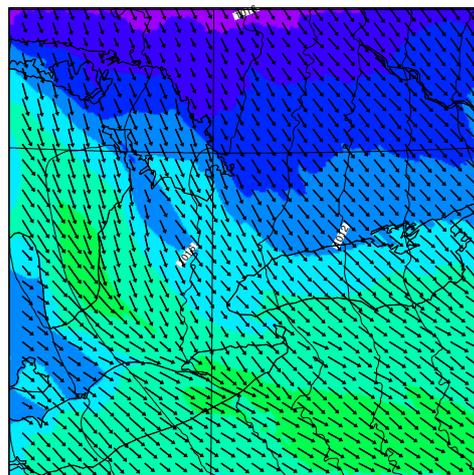
(a) 07/01/19 00UTC



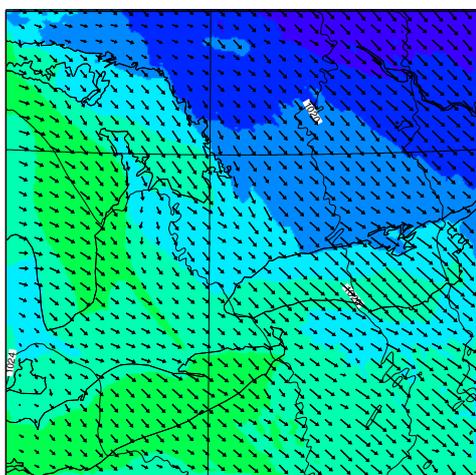
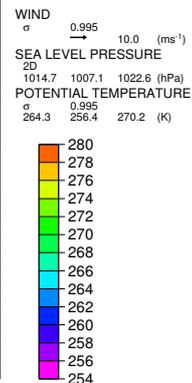
(b) 07/01/19 12UTC



(c) 07/01/20 00UTC



(d) 07/01/20 12UTC



(e) 07/01/21 00UTC

図 95 Case2 地上の様子. 海面気圧 - 等高線 4hPa 毎, 温位 - 色, 風ベクトル - 矢印. (a) 2007 年 1 月 19 日 00UTC, (b) 2007 年 1 月 19 日 12UTC, (c) 2007 年 1 月 20 日 00UTC, (d) 2007 年 1 月 20 日 12UTC, (e) 2007 年 1 月 21 日 00UTC.