



HAL
open science

**SIMULATIONS NUMERIQUES D'EPISODES DE
PRECIPITATIONS INTENSES DOCUMENTES LORS
DE LA CAMPAGNE DE MESURES MAP
(MESOSCALE ALPINE PROGRAMME)**

Franck Lascaux

► **To cite this version:**

Franck Lascaux. SIMULATIONS NUMERIQUES D'EPISODES DE PRECIPITATIONS INTENSES DOCUMENTES LORS DE LA CAMPAGNE DE MESURES MAP (MESOSCALE ALPINE PROGRAMME). Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2005. Français. NNT : . tel-00012199

HAL Id: tel-00012199

<https://theses.hal.science/tel-00012199v1>

Submitted on 3 May 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER
U.F.R. PHYSIQUE-CHIMIE-AUTOMATIQUE

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline :

PHYSIQUE DE L'ATMOSPHERE

présentée et soutenue publiquement par

Franck LASCAUX

le 14 Novembre 2005

Titre :

Simulations numériques d'épisodes de précipitations intenses documentés lors de la campagne de mesures MAP (Mesoscale Alpine Programme).

Directeur de thèse :

Mme Evelyne RICHARD, DR2 CNRS, Laboratoire d'Aérodynamique

JURY

M. Frank ROUX	: Professeur Université Paul Sabatier, Toulouse
M. Hans VOLKERT	: Chercheur senior, IPA/DLR, Munich
M. Wolfram WOBROCK	: Professeur, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand
M. Andrea BUZZI	: Chercheur senior, ISAC/CNR, Bologne
Mme Véronique DUCROCQ	: Ingénieur Ponts et Chaussées, Météo-France, Toulouse



REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de thèse Evelyne Richard, pour son encadrement durant ses 3 années, pour sa gentillesse, ses conseils, et pour m'avoir permis d'assister à de nombreuses conférences internationales toutes enrichissantes, dans différents pays (Etats-Unis, Suisse, Croatie...). J'aimerais aussi remercier Robert Delmas pour m'avoir accueilli au laboratoire d'aérodynamique.

Je remercie ensuite les membres de mon jury de thèse, dont certains ont fait un long déplacement spécialement pour assister à ma soutenance : Hans Volkert et Wolfram Wolbrock, pour leur travail de rapporteur, Franck Roux, pour avoir accepté de présider le jury, Andrea Buzzi et Véronique Ducrocq pour leurs rôles d'examineurs. Merci aussi à Claude Berthet de l'ANELFA et Geneviève Jaubert d'avoir accepté de participer au jury en tant qu'invitées.

J'adresse aussi un merci spécial à François Bouttier, Véronique Ducrocq, Geneviève Jaubert et Frédéric Duret du CNRM à Météo-France pour m'avoir accueilli dans leur équipe, et introduit aux mystères d'ALADIN et de l'assimilation à échelle fine.

Je tiens aussi à remercier tous ceux au laboratoire d'aérodynamique qui m'ont aidé durant ces trois années : les informaticiens Didier, Juan, Laurent, Jérémy, Serge, pour leur aide précieuse sur les secrets de Meso-NH, Fortran, Linux, LaTeX et de l'informatique en général ; Jacqueline Duron, pour son aide sur Diaprog ; Jean-Pierre Pinty, pour les nombreuses discussions, et toute l'aide et les éclaircissements apportés durant la thèse.

Merci aussi à tous ceux qui depuis le début de la thèse et même avant sont devenus des amis : Christelle B., Guillaume, Marie-Pierre, Ivane, Clotilde, Paul, Christelle M., François, Erwan, Marine, Caro, Marc, Olivier, Philippe, Nabil, Julien, Oscar, Pierre, Bastien...j'en oublie certainement mais je n'oublierai pas ma collègue de bureau Aline, qui a su me supporter durant ces 3 années ! Tu nous manqueras, maintenant que tu es au Canada. Soigne bien les caribous, docteur !

Je ne terminerai pas sans remercier ma famille pour leur soutien sans faille, et pour m'avoir donné les moyens d'aller jusqu'au bout de cette thèse. Et merci à Fred, Valérie, Patrice, Jean-Luc, Hélène, Guy, Christine, d'être venu assister à ma soutenance. Vous voir ce jour là m'a fait énormément plaisir.



Table des matières

INTRODUCTION	9
I CONTEXTE SCIENTIFIQUE	17
1 Les précipitations d'automne sur le flanc sud des Alpes	19
1.1 Une climatologie des précipitations alpines	21
1.2 Facteurs déclenchant à grande échelle	22
1.2.1 Conditions favorables à l'échelle synoptique	22
1.2.2 Conditions favorables à mesoéchelle	23
1.3 Influence de la présence de relief sur les précipitations	24
1.3.1 Les précipitations orographiques stratiformes	25
1.3.2 Les précipitations orographiques convectives	25
2 Dispositif numérique / Rappels de microphysique nuageuse	29
2.1 Meso-NH : modèle mesoéchelle non-hydrostatique	29
2.2 La microphysique nuageuse dans Meso-NH	32

2.2.1	Description générale des schémas microphysiques utilisés	32
2.2.2	Description détaillée de certains processus microphysiques	32
II	RESULTATS	39
3	La POI2A de MAP : un épisode fortement convectif	41
3.1	Description de la POI2A	41
3.1.1	Situation synoptique du 17 septembre 1999	41
3.1.2	Observations du système	42
3.2	Simulation numérique de référence de la POI2A	45
3.2.1	Evolution du système en terme de réflectivité radar	48
3.2.2	Champs de précipitation	51
3.2.3	Conclusions	54
4	Test de sensibilité des simulations numériques de la POI2A	55
4.1	Sensibilité au schéma microphysique utilisé	55
4.1.1	Evolution du système en terme de réflectivité radar	55
4.1.2	Champs de précipitations	56
4.1.3	Composition microphysique du système	58
4.1.4	Conclusions	59
4.2	Sensibilité aux conditions initiales	66
4.2.1	D'où proviennent les différences ?	68

4.2.2	Sensibilité au champ d'humidité initial	73
4.2.3	Conclusions	74
5	Assimilation à échelle fine de données mesoéchelles	77
5.1	Rappels sur l'assimilation de données - le schéma 3D-VAR	78
5.1.1	Concepts de base concernant l'assimilation de données	78
5.1.2	Le schéma variationnel 3D-VAR	80
5.2	Création d'une analyse haute résolution en tant que condition initiale de la simulation mesoéchelle de la POI2A	82
5.2.1	L'analyse ALADIN	82
5.2.2	Les données assimilées	84
5.3	Résultats des nouvelles simulations numériques	85
5.3.1	Utilisation de l'analyse opérationnelle en tant qu'ébauche	87
5.3.2	Utilisation de la réanalyse en tant qu'ébauche	92
5.3.3	Conclusions sur l'assimilation à échelle fine de données mesoéchelles	97
6	Le comportement microphysique d'un système en fonction du flux inci- dent	99
6.1	Schéma conceptuel déduit d'observations radar des précipitations orogra- phiques	99
6.2	Une étude comparative de trois POIs de MAP : la POI2A, la POI3 et la POI8	101

6.2.1	La POI2A : cas non bloqué instable	101
6.2.2	La POI3 : cas non bloqué potentiellement instable	102
6.2.3	La POI8 : cas bloqué stable	105
6.3	Simulations numériques des POIs 3 et 8	106
6.3.1	Validation de la simulation numérique de la POI3	107
6.3.2	Validation de la simulation numérique de la POI8	110
6.4	Bilan microphysique des trois POIs	112
6.4.1	Etagement moyen des hydrométéores	113
6.4.2	Les différents processus microphysiques mis en jeu	117
6.4.3	Distinctions entre ascendances et subsidences	119
6.4.4	Conclusion	119
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		123
BIBLIOGRAPHIE		129
Annexe A : figures		139
Annexe B : articles		149

INTRODUCTION

A l'échelle de la planète, la Terre peut être considérée comme lisse (l'image de l'orange représentant la planète et de sa peau représentant l'atmosphère, toutes proportions gardées, est souvent utilisée). En revanche, lorsqu'on s'intéresse aux échelles verticales de l'atmosphère, on ne peut plus négliger la présence de l'orographie. En effet, la majeure partie de la masse atmosphérique se trouve dans la partie inférieure de l'atmosphère, appelée troposphère (90% de cette masse atmosphérique se trouve entre 0 et 16 km). On y trouve aussi presque toute la vapeur d'eau. Ceci implique que la majorité des phénomènes météorologiques se déroule dans cette portion de l'atmosphère : la hauteur du relief est donc du même ordre de grandeur, et ne peut plus être négligée. Ainsi, les influences des montagnes sur l'atmosphère sont nombreuses et importantes et ne se limitent pas à la seule portion inférieure en contact avec la surface. Les grandes chaînes de montagnes telles que le plateau himalayen ou les Alpes jouent un rôle considérable sur le climat global et régional. Un des effets majeurs de cette influence concerne le déclenchement et le renforcement des précipitations. A l'échelle globale il est connu depuis longtemps que les précipitations ont tendance à s'accroître avec l'altitude (Smith, 1979). L'examen des cumuls annuels de précipitation montre très clairement que les zones montagneuses sont sujettes à des cumuls plus importants que les plaines environnantes.

La chaîne alpine.

Les Alpes ont une longueur d'environ 800 km, une largeur d'environ 100 km, et sont caractérisées par une forme de croissant et la présence de nombreuses vallées. La climatologie montre que des épisodes de précipitations intenses se produisent fréquemment durant



la saison automnale sur les flancs sud sous le vent du massif alpin et des reliefs avoisinants. Leurs conséquences en terme de phénomènes à risque (crues éclairs, glissements de terrains, avalanches) occasionnent régulièrement d'importants dégâts matériels et humains. On peut citer par exemple les crues d'octobre 2000 en Italie du Nord qui ont causé 38 morts et des dégâts évalués à 850 millions de dollar US (un maximum de 402 mm en 24 heures a été mesuré à Bognanco). D'autres épisodes durant la décennie précédente ont été tout autant dévastateurs. Les images des crues de Vaison-La-Romaine en septembre 1992 sont encore dans les mémoires, avec 38 victimes, et des dégâts estimés à 400 millions de dollar US (220 mm sont tombés en à peine 3 heures à Vaison-La-Romaine, Sénési et al., 1996). On peut noter aussi la crue éclair de Brig en Suisse en 1993, avec 16 victimes, 15 millions de dollar US de dégâts et 400 mm tombés en 3 jours à Pallenzano dans le Tessin (Stein et al., 2000). Les données socio-économiques précédentes proviennent de la société de réassurance Munich Re (Volkert, 2000).

Comme on l'a déjà noté plus haut, le relief nord-méditerranéen présente un environnement favorable au développement de ces phénomènes. Cela est visible sur la figure 1 qui représente une carte climatologique sur 20 ans des précipitations pour le mois d'octobre (Frei et Schär, 1998). On distingue très bien les corrélations entre maxima de taux de précipitation et les flancs sud du relief.

Les ingrédients pour une crue éclair (Doswell et al., 1996) sont, sans entrer dans les détails pour l'instant, les suivants : humidité importante des basses couches, vitesses verticales permettant la condensation de vapeur d'eau et durée importante des précipitations. Une première explication est que le déclenchement orographique de ces précipitations est associé au fait que l'air chaud peut emmagasiner plus d'humidité que l'air froid. Dans cette région du sud des Alpes, le flux est généralement de sud-sud-ouest à l'avant des perturbations. Avant d'arriver sur les premières pentes, il passe au-dessus de la Méditerranée et est ainsi gorgé d'humidité. Le flux devant suivre le relief est obligé de s'élever (les montagnes exerçant un forçage stationnaire sur les plus basses couches de l'atmosphère), refroidissant alors cette atmosphère initialement chaude et humide. Comme l'air froid ne peut contenir autant d'humidité que l'air chaud, il se condense à un certain niveau pour aboutir à la formation de précipitations. L'air au sommet est plus sec, ayant condensé une grande partie de sa vapeur d'eau, et redescend en se réchauffant à nouveau. C'est pourquoi la plupart des précipitations ont lieu en amont des reliefs alpins.

La recherche atmosphérique dans cette région du globe s'est surtout concentrée sur l'étude des effets de l'orographie alpine sur le temps. Selon Doswell et al. (1996), les épisodes de pluies diluviennes, accompagnés de crues éclairs, sont les événements convectifs produisant chaque année le plus de dégâts. Un des objectifs des services météorologiques, en coopération avec les services hydrologiques (comme cela est rappelé par exemple dans Droegemeier et al, 2000) est de prévoir ces catastrophes afin d'atténuer les dégâts qu'elles peuvent causer. Pour cela, il est nécessaire de progresser dans la connaissance des phénomènes intenses car une grande précision dans leurs localisations (aussi bien spatiale que temporelle) est requise.

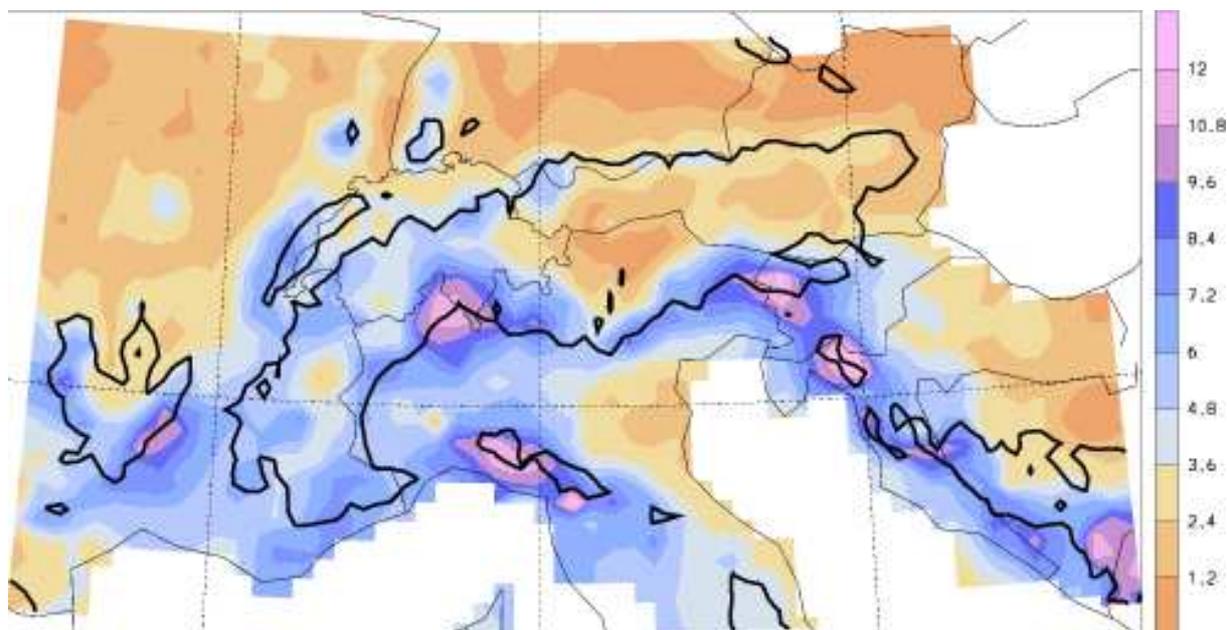


FIG. 1 – Carte climatologique sur 20 ans des fréquences de précipitation intense pour le mois d'octobre. En couleur, pourcentage de jours où le cumul est supérieur à 20 mm/j (Frei et Schär, 1998). Le trait foncé représente la ligne de côte à 800 m.

Les enjeux de la prévision numérique à haute résolution

La prévision des crues éclairs, et des inondations, en particulier lorsqu'elle concerne un bassin versant de dimension relativement petite, est fortement dépendante de la prévision des précipitations. La cause majeure d'incertitude dans la prévision des crues éclairs réside dans le caractère imprévisible de l'atmosphère, à des échelles de temps et d'espace variées (Anthes et al., 1989).

Des progrès dans la prévision numérique à l'aide de modèles numériques à haute résolution ont permis de traiter de manière adéquate la circulation alpine et son impact sur l'accroissement des précipitations. On a ainsi non plus accès seulement à l'échelle meso- α (de 200 km à 2000 km), mais aussi à l'échelle meso- β (de 20 km à 200 km), échelle caractéristique des grands systèmes précipitants, et à l'échelle meso- γ (de 2 km à 20 km) caractéristique des circulations à l'intérieur d'une vallée, ou d'un nuage (voir Orlandi, 1975, pour une classification détaillée des échelles atmosphériques communément utilisées).

Les premiers modèles opérationnels incluant une description des précipitations à méso-échelle ont fait leur apparition il y a une vingtaine d'années seulement. Une des premières études sur le sujet (Nickerson et al., 1986) a mis en évidence l'utilité d'utiliser un modèle tridimensionnel à l'échelle meso- β avec une paramétrisation de la microphysique afin d'obtenir une meilleure description d'un écoulement sur relief et des précipitations

associées.

Un des enjeux de la prévision numérique est l'utilisation de la haute résolution dans les modèles numériques de prévision du temps, couplée à une meilleure définition de l'état initial. Actuellement, on utilise comme initialisation des analyses à grande échelle issues de modèles de prévision globale comme ARPEGE - Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, (Thépaut et al., 1998) - utilisé à Météo-France, ou le modèle du CEPMMT - Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen-Terme. Certains modèles de recherche, initialisés avec ces analyses, permettent néanmoins de descendre à des résolutions plus fines (grâce notamment à la méthode des domaines imbriqués) de l'ordre du kilomètre, et préfigurent la nouvelle génération de modèles opérationnels. A ces échelles, la convection est résolue explicitement, i.e. les nuages et les précipitations ne sont plus paramétrés en tant que processus sous-maille, mais sont représentés explicitement par des équations pronostiques qui prennent en compte les transformations microphysiques et thermodynamiques associées aux changements de phase de l'eau. De plus, la haute résolution permet une représentation plus détaillée du forçage orographique, connu pour jouer un rôle fondamental à mesoéchelle. Une attente majeure de ces outils numériques est la meilleure prévision des phénomènes de petite échelle tels que les orages, les lignes de grain et les lignes convectives précipitantes, ainsi qu'une estimation plus fiable des précipitations qui leur sont associées (Lilly, 1990).

La campagne MAP

Les crues éclairs ne sont pas les seuls événements intenses à se produire fréquemment en zone montagneuse. Il y a aussi les vents violents dans les vallées, ou la turbulence en haute altitude, préjudiciable pour l'aéronautique. C'est dans la perspective d'améliorer la prévision de ces épisodes (en termes de chronologie, d'intensité, de localisation) et en particulier la période de préavis permettant aux autorités compétentes de prendre les mesures adéquates, qu'a été mis en place le programme MAP (Mesoscale Alpine Programme - programme alpin mesoéchelle). En effet, la validation des simulations numériques des phénomènes intenses sur orographie nécessite une vaste base de données expérimentales.

Ainsi, durant la campagne de mesures MAP, un grand nombre d'instruments de mesures (radars, avions, profileurs, radiosondes...) a été déployé permettant de récolter un jeu de données conséquent. Durant les 70 jours qu'a duré la Période Spéciale d'Observation entre septembre et novembre 1999 (SOP - pour Special Observing Period, Bougeault et al. 2001), une quinzaine d'épisodes de précipitations modérés à intenses ont été documentés sur les pentes sud des Alpes, chacun de ces épisodes constituant une Période d'Observation Intensive, ou POI (cf figure 2). Lors de cette expérience de terrain, les zones principalement instrumentées étaient la région du Lac Majeur en Italie du Nord, la Vallée du Rhin en Suisse, ainsi que le col du Brenner en Autriche (figure 3).

Huit objectifs scientifiques ont été dégagés durant l'établissement de la campagne de mesure MAP (publiés dans le *MAP Design Proposal*, Binder et Schär, 1996). Ce sont les suivants :

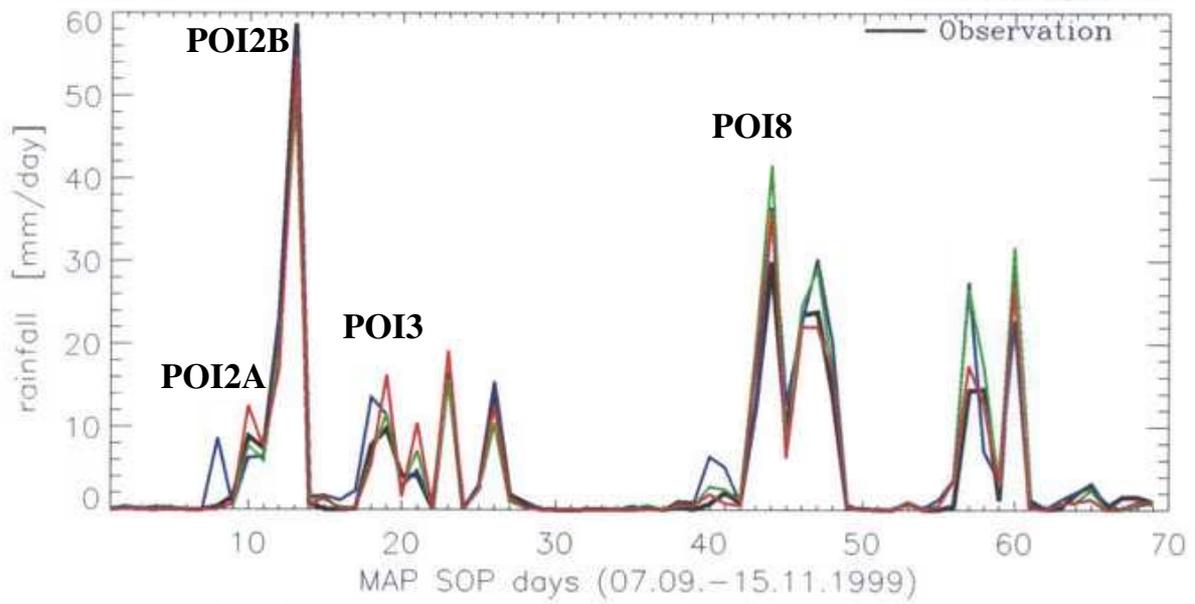


FIG. 2 – Evolution du taux de précipitation durant toute la SOP de MAP. En noir est représenté le taux observé (tiré de Keil et Cardinali 2004).

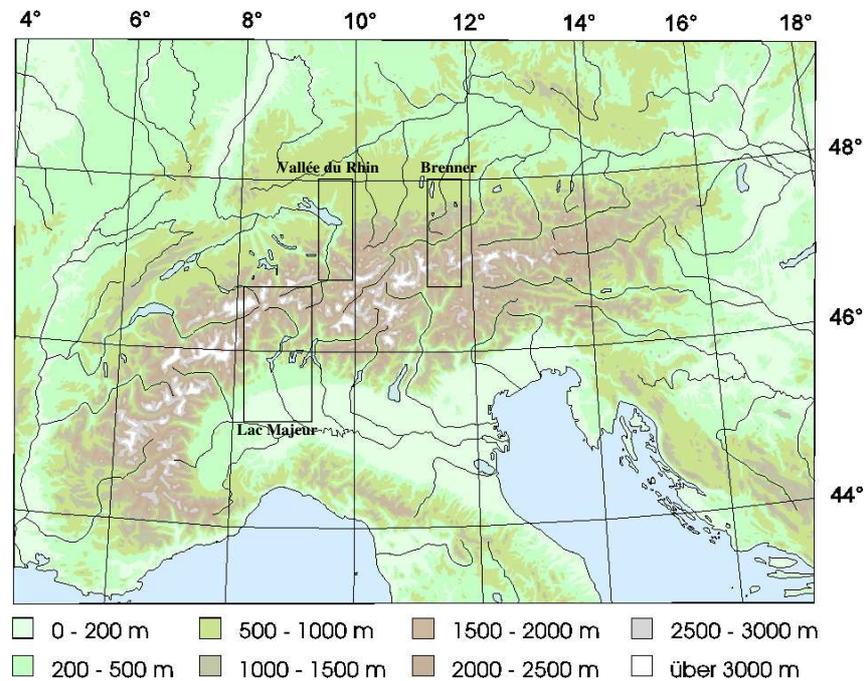


FIG. 3 – Topographie des Alpes (échelle en m) avec les différentes zones d'action de la campagne MAP.

- P1** Mécanismes fondamentaux des précipitations orographiques.
- P2** Influence des anomalies de tourbillon potentiel au niveau de la tropopause sur les précipitations alpines.
- P3** Mesures hydrologiques et prévision d'inondations.
- P4** Dynamique de l'écoulement dans un col.
- P5** Prévision du Foehn dans la vallée du Rhin.
- P6** Déferlement des ondes de relief.
- P7** Structure du sillage engendré par les Alpes.
- P8** La turbulence dans les vallées alpines.

Parmi ces huit objectifs scientifiques, on s'intéressera par la suite surtout au projet P1.

L'objectif 'Mécanismes des Précipitations orographiques' de MAP

Ce projet P1 est concentré sur les mécanismes de base de production ou de renforcement des précipitations orographiques, et implique l'étude de la dynamique des systèmes précipitants de petite échelle (mettant en jeu les systèmes convectifs et leur interaction avec la topographie), et l'étude des mécanismes détaillés de croissance des particules précipitantes.

Il se décline sous la forme de trois questions (Bougeault et al, 1998) :

- 1.** Comment des configurations spéciales de la topographie (comme des massifs montagneux incurvés, des vallées, etc...) exposées à un flux incident de grande échelle (en particulier un flux humide en basses couches) concentrent-elles les précipitations et produisent-elles des pluies intenses et des crues éclairs ?
- 2.** Comment l'écoulement au-dessus d'une topographie complexe modifie-t-il les mécanismes de croissance des hydrométéores précipitants ?
- 3.** Comment la topographie modifie-t-elle, à travers des effets de soulèvement, d'ondes de relief, de blocage ou de guidage, des systèmes de mesoéchelle préexistants (fronts, systèmes convectifs, etc...) ? Pourquoi ces modifications entraînent-elles la localisation, l'intensification et la persistance des précipitations ?

Une connaissance détaillée de l'écoulement près du relief et du contenu en hydrométéores est nécessaire pour répondre aux objectifs scientifiques de ce projet. Dans la zone du Lac Majeur, qui est la zone d'intérêt de cette étude, les observations sont fournies notamment par trois radars. Les mesures Doppler simultanées des radars RONSARD (radar de recherche français) et Monte Lema (radar opérationnel de Meteo Suisse) ont permis de restituer des champs de vent tridimensionnels (Chong et al, 2000). Le radar polarimétrique américain S-POL du NCAR (National Center of Atmospheric Research) donne des informations sur la microphysique du système en permettant d'accéder aux différents types d'hydrométéores présents (méthode d'identification tirée de Vivekanandan et al,

1999, par exemple).

Objectifs de la thèse

Les modèles numériques opérationnels actuels, à domaine limité, permettent de simuler à de courtes échéances des événements et systèmes aux échelles meso- α et meso- β . Cependant on a vu que le forçage orographique joue un rôle important dans le développement, l'intensification et la localisation des précipitations. En région alpine notamment, les épisodes pluvieux à l'origine des crues éclairs sont liés au développement de systèmes précipitants d'échelle inférieure à l'échelle meso- α . Avoir une meilleure estimation des quantités de précipitation est un des enjeux de la campagne MAP, et le passage à des simulations à haute résolution couplées à l'utilisation de schémas décrivant des processus physiques pouvant être complexes (turbulence, microphysique, radiations...) s'avère alors nécessaire.

Le modèle non-hydrostatique Meso-NH, développé conjointement par Météo-France et le Laboratoire d'Aérodynamique, autorise les simulations à haute résolution, grâce notamment à l'utilisation de domaines imbriqués de résolution horizontale croissante. Différents schémas numériques adaptés à la haute résolution sont également disponibles dans Meso-NH. Ce modèle n'est pour l'instant utilisé que dans un cadre de recherche. Son utilisation permet cependant d'améliorer notre compréhension des phénomènes physiques à cette échelle, grâce aux différents tests de sensibilité possibles (conditions initiales, schémas microphysiques utilisés, paramétrisations...).

L'attention de cette thèse se porte surtout sur les processus microphysiques à l'origine des fortes pluies alpines, ainsi qu'à la sensibilité aux conditions initiales d'un événement fortement convectif. Les principaux outils utilisés sont la simulation numérique à haute résolution sur orographie réelle, ainsi que l'assimilation à échelle fine de données mesoéchelles.

Organisation de la thèse

La thèse est structurée en deux grandes parties, elles-mêmes divisées en plusieurs chapitres.

La première partie présente le contexte scientifique. On reviendra notamment sur les connaissances utiles pour cette thèse sur les caractéristiques automnales de la climatologie alpine, ainsi que sur les mécanismes de précipitations orographiques. Le dispositif numérique utilisé est rappelé dans le chapitre suivant. On s'attardera sur les différentes interactions microphysiques entre les hydrométéores pouvant intervenir dans un nuage, et la manière dont ils sont représentés dans le modèle Meso-NH.

La deuxième partie concerne l'étude numérique de différentes POIs de la campagne MAP. Une étude détaillée de l'épisode fortement convectif de la POI2A de MAP est tout d'abord présentée, avec une première simulation numérique mesoéchelle de l'événement, qui servira de simulation de référence. Des tests de sensibilités sont menés à bien, en

étudiant l'impact du choix du schéma microphysique, et des conditions initiales et de forçage, sur la simulation numérique de la POI2A. On verra ensuite comment améliorer l'analyse décrivant l'état initial de l'atmosphère utilisée pour les simulations numériques de la POI2A, en utilisant l'assimilation à échelle fine de données mesoéchelles. L'étude est ensuite élargie à deux autres POIs (la POI3 et la POI8), aux caractéristiques de flux incident différentes, avec une attention toute particulière portée sur les conséquences en terme de comportement microphysique.

Première partie

CONTEXTE SCIENTIFIQUE

Chapitre 1

Les précipitations d'automne sur le flanc sud des Alpes

Ce chapitre s'intéresse dans un premier temps à la climatologie des précipitations intenses en région alpine. Il présente ensuite une description des conditions synoptiques favorables à l'apparition et au développement des systèmes précipitants sur les Alpes. Il se termine par des rappels sur les mécanismes des précipitations orographiques.

Avant de poursuivre, on rappelle quelques notions concernant les régimes orographiques en fonction des caractéristiques dynamiques et thermodynamiques du flux incident (nombre de Froude, analyse d'un radiosondage).

NOMBRE DE FROUDE

Les différents régimes de flux incident sur un obstacle peuvent être caractérisés suivant une grandeur adimensionnelle appelée nombre de Froude (du nom de William Froude, 1810-1878, ingénieur et architecte anglais), qui compare deux forces : la force d'inertie et la force de flottabilité. Ce nombre peut s'exprimer sous la forme :

$$F_r = \frac{U}{NH},$$

où U représente la vitesse du vent perpendiculaire à l'obstacle, H la hauteur caractéristique de l'obstacle et N la fréquence de Brunt-Väisälä ($N^2 = \frac{g}{\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}$, avec θ la température potentielle).

Lorsque le flux incident est caractérisé par un nombre de Froude $F_r \ll 1$, cela signifie que sa vitesse est faible, qu'il est stratifié de manière stable, et/ou que l'obstacle est élevé. Dans un tel cas, le flux contourne l'obstacle s'il s'agit d'un obstacle isolé, ou se retrouve bloqué si la montagne est trop large.

Dans le cas opposé, $F_r \gg 1$ (vitesse importante, instabilité, et/ou faible extension verticale de l'obstacle), le flux peut s'élever en suivant le relief et en subissant peu de déplacement latéral. Ce cas est favorable au déclenchement de précipitations orographiques

intenses et aux ondes de relief, reliées à l'apparition de nuages lenticulaires.

Ce nombre de Froude ne prend pas en compte l'humidité. Hors l'humidité ayant un impact sur la stabilité de l'atmosphère, elle peut potentiellement jouer un rôle important sur la dynamique du flux. Le nombre de Froude humide permet de prendre en compte l'effet de l'humidité. A la différence du nombre de Froude, la fréquence de Brunt-Väisälä est remplacée par la fréquence de Brunt-Väisälä humide :

$$F_r = \frac{U}{N_h H},$$

où N_h est la fréquence de Brunt-Väisälä humide ($N_h^2 = \frac{g}{\theta_v} \cdot \frac{\partial \theta_v}{\partial z}$, avec θ_v la température potentielle virtuelle).

ANALYSE PARTICULAIRE DE STABILITE

Un radiosondage, en première approche, permet de représenter les propriétés thermodynamiques du flux incident sur le relief.

L'analyse particulière de stabilité d'un radiosondage consiste à étudier l'évolution thermodynamique d'une particule d'air lors d'un déplacement vertical d'amplitude fini, et de comparer son état avec celui de l'air environnant. Cela permet d'avoir une idée de la stabilité de l'atmosphère, et d'en déduire l'énergie pouvant être libérée au profit de mouvements convectifs (voir par exemple Triplet et Roche, 1986 ou le tout récent ouvrage de Malardel, 2005).

Deux seuils importants peuvent être déduits de l'étude d'un radiosondage : le niveau de condensation (LCL, pour *lifting condensation level*) et le niveau de convection libre (LFC, pour *level of free convection*). Le LCL est le niveau où une particule d'air humide doit être soulevée pour atteindre la saturation en vapeur d'eau. Le LFC est le niveau jusqu'où la particule, une fois saturée, doit être soulevée pour avoir une flottabilité positive par rapport à l'air environnant. Elle gardera sa flottabilité positive jusqu'au niveau de flottabilité neutre (LNB, pour *level of neutral buoyancy*).

Tant que la particule n'a pas atteint son LFC, la force de flottabilité s'oppose au soulèvement. Par contre, dès que le LFC est dépassé, la force de flottabilité est dans le même sens que le soulèvement. On dit que la particule d'air est conditionnellement instable, l'instabilité ne se manifestant qu'après un soulèvement initial (un forçage orographique par exemple).

L'énergie potentielle convective (CAPE, pour *convective available potential energy*) disponible pour une particule conditionnellement instable est le travail de la force de flottabilité depuis l'altitude initiale de la particule jusqu'à son LNB. La particule devant vaincre une flottabilité contraire au soulèvement tant que son LFC n'est pas atteint, l'énergie convective ne peut être libérée qu'après le franchissement d'une barrière de potentiel ou énergie d'inhibition de la convection (CIN, pour *convective inhibition*). On évalue la CIN de la même manière que la CAPE, le calcul du travail se faisant cette fois depuis

l'altitude initiale de la particule jusqu'au LFC.

Un émagramme (réseau de droites isobares parallèles à l'axe des abscisses sur un réseau de droites isothermes parallèles à l'axe des ordonnées) s'avère très utile à la détermination graphique des différents niveaux seuil évoqués (LCL, LFC, LNB), de la CAPE et de la CIN (qui sont sur un émagramme 761 proportionnelles à l'aire de la région située entre la courbe de température de la particule et celle de l'air environnant - Emanuel, 1994).

1.1 Une climatologie des précipitations alpines

Frei et Schär (1998) ont mis à disposition une climatologie à haute résolution, sur une période de 20 ans, des précipitations alpines. Ils ont utilisé pour cela les valeurs journalières données par un réseau dense de pluviomètres (présents dans plus de 6600 stations).

L'analyse des cartes de précipitations moyennes montre que les maxima de précipitation sont situés le long des reliefs (cf Fig. 1 pour la climatologie du mois d'octobre déjà évoquée dans l'introduction générale). Le flanc sud des Alpes semble de manière générale le plus exposé (zone du Lac Majeur, Cévennes, versant sud des Apennins...). Même si le flanc sud connaît moins de jours de précipitations que le flanc nord (un jour sur quatre contre un jour sur trois), les maxima climatologiques sont situés sur les versants sud. Cela montre que ces maxima de précipitations sur le flanc sud sont liés à des épisodes moins fréquents, mais de forte intensité.

Ces maxima sont sujets à des variations saisonnières, avec des cumuls plus marqués en automne notamment. Pour l'étude des précipitations orographiques, qui est le sujet de cette thèse, la région du Lac Majeur a été choisie comme lieu privilégié d'observation car elle présente selon la climatologie de Frei et Schär (1998) un maximum de précipitations marqué en automne. De plus, une étude statistique (Morel et Sénési, 2002) a mis en évidence que le Lac Majeur est une zone préférentielle de déclenchement des systèmes convectifs de moyenne échelle en Europe.

Lorsque les basses couches, qui concentrent l'essentiel de l'eau des systèmes précipitants, rencontrent le relief, elles peuvent soit passer au-dessus de l'obstacle, soit le contourner avec un mouvement quasiment horizontal : on parle alors respectivement de régimes de franchissement, ou de contournement. En l'absence de force de Coriolis, l'écoulement est contrôlé par le nombre de Froude qui dépend notamment de la hauteur de l'obstacle. A partir d'une analyse bidimensionnelle prenant en compte la force de Coriolis (utilisation du nombre de Rossby $R_o = U/fL$ - avec f le paramètre de Coriolis et L la largeur de l'obstacle dans la direction de l'écoulement), Pierrehumbert et Wyman (1985) montrent que la trajectoire des basses couches s'incurve vers l'ouest pour un flux de sud (dans l'hémisphère nord). Ils mettent aussi en évidence que sous certaines conditions peut apparaître un vent de barrière favorisant le contournement de l'obstacle par la gauche. Ce phénomène déplace le point de séparation du flux vers l'est. Dans le cas des Alpes, par flux de sud, le point de séparation se trouve à l'extrémité est des Alpes (Schneidereit et Schär, 2000).

Schneidereit et Schär (2000) expliquent aussi à l'aide de simulations numériques idéalisées le maximum de précipitation au niveau du Lac Majeur par la concavité de la chaîne alpine dans cette région. Gheusi et Davies (2003) ont mis en évidence grâce à des simulations semi-idéalisées le renforcement local des précipitations par des détails topographiques de plus petite échelle. A l'échelle meso- β , le flux amont de sud qui est dévié vers l'ouest en s'approchant du massif alpin (c'est le phénomène de vent de barrière évoqué précédemment) se heurte à la concavité des Alpes, générant ainsi de la convection et des cumuls importants. Cependant, des détails de plus petite échelle conduisent localement au renforcement des précipitations notamment sur la région du Lac Majeur. Le Lac Majeur est entouré de sommets dont certains dépassent les 3000 m (le Mont Rose, deuxième plus haut sommet des Alpes, culmine à 4634 m), et forme une concavité d'une centaine de kilomètres de diamètre. Le vent converge dans ce cul-de-sac par flux de sud-ouest, et il y a apparition d'un vent de barrière par cas de sud.

1.2 Facteurs déclenchant à grande échelle

1.2.1 Conditions favorables à l'échelle synoptique

L'Europe de l'ouest en automne est témoin du passage de nombreux systèmes dépressionnaires en provenance de l'Atlantique Nord. Combinés à une baisse du flux solaire, des profils atmosphériques instables ou conditionnellement instables propres à déclencher la convection profonde sont fréquemment observés.

Lors du passage d'une dépression, il s'établit en basse et moyenne troposphère un flux de sud-ouest au-dessus des Alpes (cas de sud-ouest). Cette composante de sud est à même de provoquer l'apparition de systèmes convectifs sur le flanc sud du relief alpin. La dépression est souvent liée à un front froid d'orientation nord-sud et se déplaçant vers l'est, front qui lors de sa progression au-dessus du bassin méditerranéen peut générer un fort flux de sud (cas de sud). Il n'est pas rare d'avoir un cas de sud suivant un cas de sud-ouest en automne, un telle succession participant alors à l'entretien de systèmes quasi-stationnaires, sur plusieurs jours. Les cumuls de précipitation peuvent alors être très importants.

La dépression visible en surface par un minimum de pression est associée à la présence d'un thalweg d'altitude caractérisé par une intrusion d'air stratosphérique polaire à des latitudes plus basses. Cette intrusion se présente sous la forme d'un filament à fort tourbillon potentiel, en amont du front, et d'orientation nord-sud depuis la Grande-Bretagne jusqu'à la Méditerranée. On a souvent en altitude la formation d'une zone tourbillonnaire d'air froid, au niveau du fond du thalweg, appelée goutte froide. Un exemple de situation générant un épisode fortement convectif, tiré de Rivrain (1997) est visible sur la figure 1.1.

Massacand et al. (1998) ont mis en évidence l'existence d'un rapport entre les épisodes à fortes précipitations au-dessus de la chaîne alpine et le lent déplacement de ces intrusions

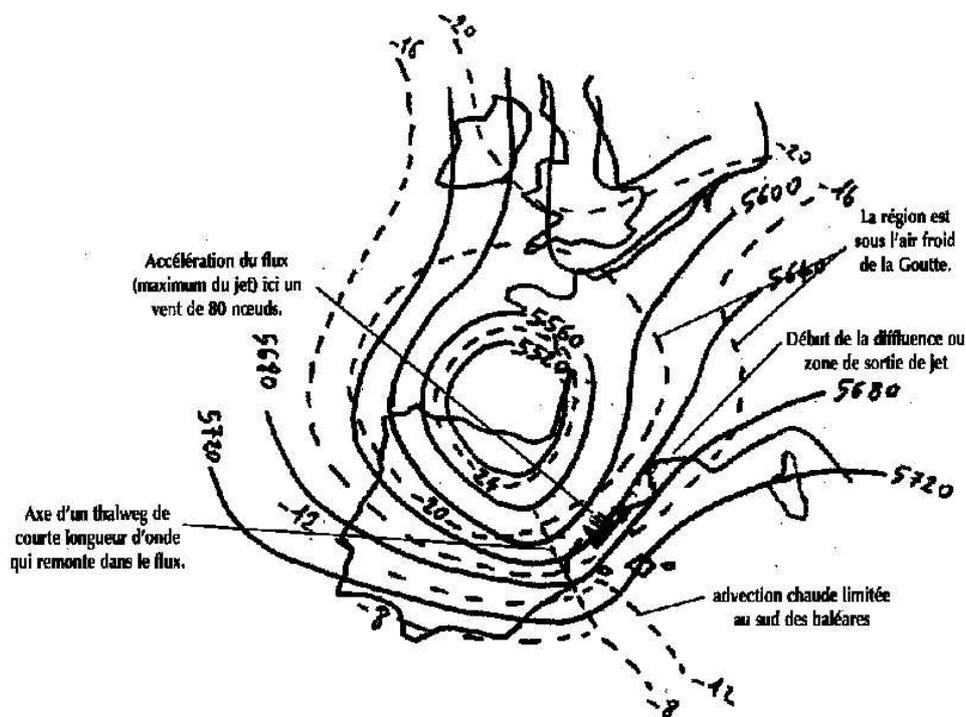


FIG. 1.1 – Configuration d'un champ de géopotentiel et de température à 500 hPa caractéristique d'un épisode à orages violents organisés et localisés (Figure tirée de Rivrain, 1997).

d'air froid vers l'est. A l'échelle synoptique, les caractéristiques dynamiques et thermodynamiques de ces structures sont favorables au déclenchement de fortes précipitations : (i) en renforçant la composante sud du flux ; (ii) en diminuant la stabilité statique juste sous l'anomalie, modifiant ainsi l'équilibre vertical de l'atmosphère (présence d'air froid en altitude) ; (iii) en renforçant les ascendances à l'avant du filament.

1.2.2 Conditions favorables à mésoéchelle

Des éléments mésoéchelles interviennent souvent dans les épisodes à fortes précipitations. Dans la figure tirée de Rivrain (1997), on distingue un thalweg de courte longueur d'onde inclus dans un système dépressionnaire de plus grande échelle. Ce thalweg qui remonte dans le flux renforce localement l'activité frontale et peut aussi augmenter l'intensité du flux humide qui se dirige vers le sud-est de la France ou les reliefs alpins d'Italie du nord (comme dans le cas de la POI2A de MAP étudiée plus loin dans cette thèse). Keil et al. (1998) ont montré l'importance de cette advection d'humidité dans le bilan de l'eau atmosphérique lors de l'épisode de précipitations intenses de juillet 1997 débouchant sur des inondations éclairs en Europe Centrale.

Dans certaines situations, le forçage des basses couches, i.e. leur soulèvement local, joue

un rôle primordial. La convection peut être renforcée par la présence d'un front quasi-stationnaire, perpendiculaire au flux : on parle de forçage frontal (Maddox et al, 1979). Le forçage peut aussi intervenir lorsque le flux est perpendiculaire à une zone montagneuse : on parle alors de forçage orographique.

1.3 Influence de la présence de relief sur les précipitations

L'orographie est connue pour jouer un rôle important sur la distribution des précipitations, sur des échelles variant de l'échelle synoptique à l'échelle meso- γ . De nombreux mécanismes ont été proposés pour prendre en compte le rôle du relief sur la distribution des précipitations. Tous sont liés aux caractéristiques de la chaîne montagneuse (orientation, hauteur, largeur, pente) et aux propriétés du flux incident (stabilité, nombre de Froude, vitesse du vent, humidité). La manière la plus directe par laquelle la montagne agit sur les précipitations est lorsque le flux incident est suffisamment humide pour permettre à la condensation de se produire à l'intérieur d'une couche étendue. Cela est rappelé par Doswell et al. (1996) : les fortes précipitations en montagne sont liées à une ascendance rapide d'air humide induite par le relief. Buzzi et Foschini (1999), à l'aide de simulations numériques, mettent aussi en avant le rôle du massif montagneux dans son ensemble. Ce rôle est plus complexe qu'une simple élévation de l'air sur les pentes. Le flux peut être dévié par la chaîne montagneuse, ou canalisé, générant ainsi l'apparition de jets de basses couches et de zones de convergence. A cela se rajoute l'influence sur la dynamique des échanges de chaleur latente (par exemple, la condensation accentue le franchissement de l'obstacle par le flux au détriment de son contournement).

De manière générale, on a le schéma suivant pour la formation des précipitations : une masse d'air humide soumise à une ascendance subit une détente adiabatique l'amenant à saturation. Il y a alors condensation et formation de gouttelettes nuageuses qui se rassemblent suivant différents processus (cf chapitre suivant pour une description détaillée de certains de ces processus) pour former des hydrométéores de taille suffisante. Ces hydrométéores (gouttes de pluie, neige, graupel, ou grêle) ont une vitesse de sédimentation importante et précipitent alors au sol.

On distingue généralement deux types de précipitations orographiques : les précipitations orographiques stratiformes et les précipitations orographiques convectives. Une distinction simple entre précipitations stratiformes et précipitations convectives est la suivante : lorsque la vitesse verticale de l'air satisfait la condition $|w| < V_{gl}$ avec V_{gl} représentant la vitesse terminale de chute des cristaux de glace, alors les précipitations sont stratiformes (Houze, 1993). Lorsque cette condition n'est pas vérifiée, les précipitations sont convectives.

1.3.1 Les précipitations orographiques stratiformes

Une des premières études sur les précipitations orographiques stratiformes a été réalisée par Douglas et Glaspoole (1947) qui ont mis en évidence la présence en amont des Iles Britanniques, sujettes à de nombreux épisodes pluvieux sur relief, d'un sondage conditionnellement stable.

Les précipitations orographiques stratiformes peuvent être générées par un forçage ascendant d'une couche d'air stable (ou conditionnellement instable mais dont le niveau de convection libre ou LFC, n'est pas atteint). Fraser et al (1973), Hobbs et al (1973), ont documenté à l'aide de simulation 2D un tel cas se développant sur la chaîne montagneuse des Cascades dans l'état de Washington. Lorsque la couche d'air forcée de s'élever par la présence de relief atteint son niveau de condensation, et si elle est suffisamment humide, il y a formation d'un nuage stratiforme. Si les particules croissent assez rapidement, elles peuvent atteindre une taille suffisante et ainsi précipiter au sol. Les mouvements subsidents entraînent la disparition du nuage côté sous le vent. Ce processus de condensation par soulèvement orographique est représenté schématiquement Fig. 1.2a.

Le plus souvent néanmoins, des systèmes précipitants de plus grande échelle (comme ceux générés par le passage d'un front) présents à des niveaux plus élevés se superposent au nuage formé par soulèvement orographique. Ce processus a pour nom seeder-feeder (Bergeron, 1968) : en traversant le nuage orographique de basse couche, la pluie produite par le système de grande échelle collecte l'eau nuageuse et augmente ainsi le taux de précipitation sous le nuage (Fig. 1.2b).

1.3.2 Les précipitations orographiques convectives

Les systèmes convectifs sont à l'origine d'une grande partie des épisodes pluvieux diluviens. En effet, lorsque l'air incident est humide et potentiellement instable, son élévation sur le relief génère de la convection profonde (Banta, 1990) apportant en grande quantité de la vapeur d'eau en altitude augmentant ainsi la production de précipitation et la libération de l'instabilité.

Ce type d'instabilité conditionnelle a caractérisé l'épisode de crue éclair de Big Thompson en 1976 (Caraceña et al. 1979), et se retrouve dans les profils atmosphériques de Chu et Lin (2000) qui ont utilisé des simulations numériques 2D pour classer les épisodes convectifs orographiques en fonction du nombre de Froude humide.

Les nuages ont dans ce cas la forme de cumulus ou cumulonimbus.

Chu et Lin (2000), à l'aide de simulations numériques nuageuses 2D, distinguent trois types de régime de propagation des systèmes convectifs orographiques, en fonction du nombre de Froude humide du flux incident. Dans le régime I à faible nombre de Froude humide, les cellules convectives sont générées par une décélération en amont liée au forçage orographique notamment. Dans le régime II à nombre de Froude humide modéré, le système convectif devient quasi-stationnaire sur les pentes amont et au voisinage des sommets. Dans le régime III, à nombre de Froude humide élevé, deux modes sont iden-

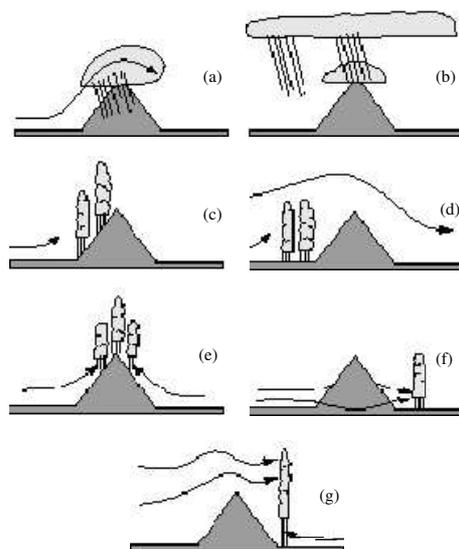


FIG. 1.2 – Exemples de mécanismes de précipitations orographiques (adapté de Houze, 1993). (a) Déclenchement de la condensation par soulèvement orographique. (b) Mécanisme "seeder-feeder". (c) Déclenchement de la convection sur les pentes amont du relief par soulèvement d'une couche d'air humide et instable. (d) Déclenchement de la convection en amont du relief. (e) Déclenchement de la convection par effet thermique. (f) Déclenchement de la convection en aval de l'obstacle par contournement du relief. (g) Convection profonde renforcée sous le vent.

tifiés : un mode quasi-stationnaire similaire au cas II, et un mode de propagation aval. Dans ces trois régimes, le refroidissement dû à l'évaporation des précipitations et le forçage orographique sont importants. Ils ont étendu cette étude numérique en analysant les effets orographiques sur une montagne idéalisée tridimensionnelle (Chu et Lin, 2004), une influence majeure se retrouvant sur le positionnement des maxima de précipitation lors d'un fort flux incident moyen.

Les mécanismes de déclenchement et de renforcement de la convection orographique conditionnent la distribution des précipitations convectives sur le relief. La dynamique de la convection n'est pas abordée ici, pour une étude plus détaillée on peut par exemple se reporter à Houze (1993). Par contre certains des mécanismes à l'origine du déclenchement de la convection, ou de son renforcement, sont répertoriés dans la suite de cette section.

On peut en distinguer trois principaux :

- par soulèvement orographique (forçage direct jusqu'au niveau de convection libre sur la pente amont du relief),
- par effets aérodynamiques (blocage, contournement du relief, convection renforcée sous le vent),
- par forçage thermique (Fig 1.2e). Ce mécanisme intervient quand le réchauffement durant la journée est suffisant, donc surtout en période estivale. Il joue un rôle au mieux secondaire dans les précipitations automnales, et ne sera donc pas abordé plus en avant dans cette thèse.

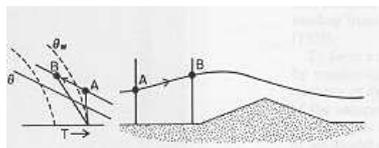


FIG. 1.3 — Prise dans le flux incident, la particule subit une détente adiabatique de A vers B qui déstabilise la colonne d'air, bien en amont du relief (d'après Smith, 1979).

La Fig 1.2c montre une représentation schématique du déclenchement de la convection par soulèvement orographique. Lorsqu'une couche d'air humide noyée dans le flux incident présente une instabilité conditionnelle caractérisée par une CAPE élevée, alors de profonds systèmes convectifs peuvent se développer sur le relief amont.

La convection peut aussi se déclencher en amont du relief (cf Fig. 1.2d pour une représentation schématique). Il y a destabilisation des basses couches bien en amont du relief par étirement vertical. La figure 1.3 tirée de Smith (1979) met en évidence ce phénomène.

Lorsque le flux incident est à faible nombre de Froude, celui-ci peut contourner l'obstacle et créer une zone de convergence en aval à même de déclencher la convection (Fig. 1.2f).

Le dernier mécanisme abordé dans cette partie est le renforcement de la convection profonde en aval (Fig. 1.2g). Ce renforcement résulte des effets combinés d'ascendances dans les couches intermédiaires (associées à la propagation verticale d'ondes générée par le franchissement du relief par le flux incident) et un flux thermique de basse couche.

On a vu les deux types de précipitations orographiques communément admis : précipitations orographiques stratiformes, et précipitations orographiques convectives. Néanmoins, tous les épisodes pluvieux ne sont pas purement stratiformes, ou purement convectifs. La convection peut aussi être prise dans un fond stratiforme (*embedded convection*), nécessaire à la production des précipitations intenses fréquemment observées (Smith, 1982 ; Houze, 1983). Généralement, ces zones convectives ont tendance à devenir stratiformes (Yuter et Houze, 1995 ; Houze, 1997).

Chapitre 2

Dispositif numérique / Rappels de microphysique nuageuse

Le modèle de prévision numérique Meso-NH, développé conjointement par Météo-France et le Laboratoire d'Aérodynamique, intègre un système d'équations non-hydrostatique, a la possibilité de fonctionner sur des domaines imbriqués de résolution croissante et inclut une représentation détaillée des nuages et des précipitations. Ce modèle est un modèle de recherche mais il préfigure la future génération des modèles opérationnels de prévision du temps.

Nous verrons tout d'abord dans ce chapitre une présentation un peu plus détaillée du modèle Meso-NH. Nous nous attarderons ensuite sur des rappels de microphysique nuageuse en détaillant certains processus microphysiques et la manière dont ils sont traités par Meso-NH dans les simulations numériques qui ont été réalisées au cours de cette thèse.

2.1 Meso-NH : modèle mesoéchelle non-hydrostatique

Meso-NH est un modèle numérique non-hydrostatique à aire limitée (Lafore et al., 1998). Le modèle peut intégrer au choix un système d'équations basé sur la formulation anélastique de Lipps et Hemler (1982), le système traditionnel de Williamson et Ogura (1972), ou bien une implémentation simplifiée du système pseudo-incompressible de Durran (1989). On utilise dans cette thèse le système de Lipps et Hemler (1982). Le système anélastique permet de filtrer les ondes acoustiques et d'utiliser une discrétisation temporelle entièrement explicite. Ces équations sont traitées dans un système de coordonnées curvilignes avec des grilles non uniformes : projections conformes sur un plan horizontal, et coordonnées verticales de Gal Chen et Sommerville (1975) qui suivent l'orographie : $\hat{z} = H(z - z_s)(H - z_s)^{-1}$, avec z l'altitude, z_s la hauteur du relief et H la hauteur du modèle.

Pour la discrétisation spatiale, une grille-C dans la terminologie de Arakawa et Messinger (1976) est utilisée. Pour l'évolution temporelle, un schéma explicite "saute-mouton" (leapfrog) est utilisé, avec un filtre temporel (Asselin, 1972). La diffusion horizontale est

introduite via un opérateur du quatrième ordre dans toutes les équations pronostiques afin d'amortir les courtes ondes numériques. Les conditions aux limites sont des conditions aux limites radiatives ou ouvertes. La condition au sommet est formée d'une couche horizontale rigide associée à une couche absorbante pour empêcher la réflexion des ondes de gravité.

Les variables pronostiques du modèle sont les composantes du vent (u, v, w), la température potentielle θ , les rapports de mélange des différentes espèces de l'eau (dépendant du schéma microphysique utilisé dans les simulations).

Les variables u, v, w, θ , et r_v (rapport de mélange de la vapeur d'eau) sont initialisées dans cette thèse à chaque début de simulation par interpolation sur une grille Meso-NH des analyses du CEPMMT.

Plus de détails sur la formulation adiabatique pourront être trouvés dans Lafore et al. (1998).

Le modèle contient plusieurs jeux de paramétrisations physiques reproduisant les différents processus atmosphériques :

- le **schéma de surface** est celui proposé par Mascart et al. (1995) basé sur le formalisme de Louis (1979). Au niveau de la surface, les échanges turbulents sont déterminés en considérant l'écoulement comme stationnaire, homogène horizontalement, et en négligeant les forces de pression et de Coriolis. Sur le continent, le schéma ISBA (Interface Sol-Biosphère-Atmosphère - Noilhan et Planton, 1989), permet d'obtenir les conditions de surface. Sur les océans et les étendues d'eau à l'intérieur des terres, les variables pronostiques sont considérées constantes et la longueur de rugosité est donnée par la formule de Charnock (1955) : $z_{o\text{sea}} = 0.0015 \frac{u_*^2}{g}$, avec u_* la vitesse de frottement.
- le **schéma de turbulence** d'ordre un et demi (Cuxart et al., 2000) est basé sur une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente et une fermeture par la longueur de mélange de Bougeault et Lacarrère (1989). Dans le cas quasi-1D, où seuls les gradients verticaux sont considérés, la longueur de mélange à chaque niveau de l'atmosphère peut être reliée à la distance que peut parcourir une parcelle d'air possédant l'énergie cinétique initiale du niveau, vers le haut, ou vers le bas, avant d'être arrêtée par les effets de flottabilité.
- le **schéma de convection** (Bechtold et al., 2001) est basé sur la formulation à flux de masse de Kain-Fritsch (1993). Ce schéma est utilisé dans les domaines à la résolution horizontale la plus faible. La convection est résolue explicitement via des équations pronostiques dans les domaines dont la résolution horizontale est suffisamment fine.
- le **schéma radiatif** est celui utilisé au CEPMMT (décrit dans Morcrette, 1991), prenant en compte les transferts radiatifs dans les domaines visible et infrarouge en atmosphère claire ou nuageuse,
- et un **schéma microphysique**, dont on parlera plus en détail par la suite.

On s'intéresse dans cette thèse à certains épisodes de précipitations intenses observés durant la campagne MAP. Des études précédentes (Walser et al., 2004; Walser et Schär,

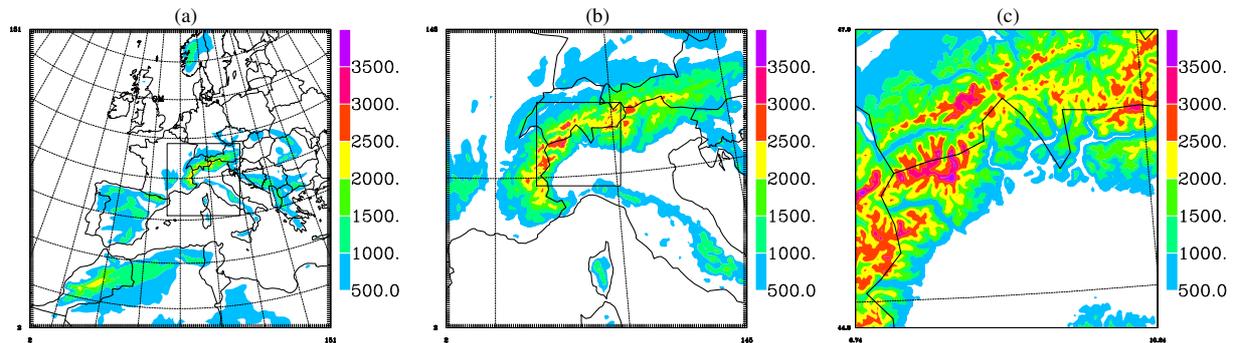


FIG. 2.1 — Domaines de résolution horizontale croissante : (a) 32 km (150x150 points), (b) 8 km (145x145 points) et (c) 2 km (160x160 points). Dans les trois cas, les lignes pleines représentent les parallèles et méridiens (tous les 5°), ainsi que la zone du domaine “fils”. La topographie est indiquée en m.

2004) ont montré que la prévisibilité de la prévision des quantités de précipitations liées à de tels événements dépend fortement du régime de temps et des échelles spatio-temporelles considérées. Pour des épisodes convectifs notamment, les incertitudes dans la prévision augmentent d’autant plus que la résolution horizontale du modèle est faible, l’une des causes étant le caractère chaotique de la dynamique humide rendant peu prévisibles les cellules convectives associées.

La technique interactive appelée *two-way grid-nesting technique* (Stein et al., 2000) permet de faire tourner différents modèles de même résolution verticale, mais de résolution horizontale différente. Afin de simuler la situation synoptique au-dessus de l’Europe de l’ouest, le forçage mésoéchelle de tout le massif alpin ainsi que la structure à petite échelle du système convectif, trois modèles imbriqués de résolutions différentes ont été utilisés (néanmoins, pour des raisons qui seront explicitées ultérieurement, les simulations numériques du chapitre concernant l’assimilation de données mésoéchelles font intervenir deux domaines imbriqués seulement, de résolutions horizontales de 8 et 2 km).

Les mailles sont de 32 km pour le plus grand modèle (assez large pour englober l’évolution synoptique), de 8 km pour le modèle prenant en compte le forçage mésoéchelle de tout le massif alpin, et de 2 km pour le modèle à la résolution la plus fine, centré sur la région du Lac Majeur. La convection est paramétrisée dans les domaines à 32 km et 8 km de résolution, et explicitement résolue dans le domaine à 2 km de résolution horizontale. La grille verticale est la même pour les trois modèles, avec 50 niveaux. Les trois domaines sont visibles figure 2.1.

2.2 La microphysique nuageuse dans Meso-NH

2.2.1 Description générale des schémas microphysiques utilisés

Les schémas microphysiques à 1 moment utilisés lors des différentes simulations numériques présentés dans cette thèse sont les schémas ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998) et ICE4 (Pinty et al, 2002). Ils sont basés sur le schéma de Lin et al. (1983), qui couple une paramétrisation à trois classes pour la phase glace de l'eau et un schéma de Kessler pour les processus chauds. Le schéma ICE3 (ICE4) prédit l'évolution des rapports de mélange de six (sept) espèces de l'eau, dont trois (quatre) pour la phase glace. Les six espèces communes aux deux schémas ICE3 et ICE4 sont : r_v (vapeur d'eau), r_c (gouttelettes nuageuses), r_r (gouttes de pluie), et r_i , r_s et r_g (respectivement glace primaire, neige/agrégats et gouttes gelées/graupels rangées suivant leur ordre croissant de givrage). Le schéma ICE4 intègre en plus le traitement explicite d'une quatrième catégorie pour la phase glace : r_h (grêle).

Les concentrations en pluie, neige, graupel et grêle sont diagnostiquées par de simples lois puissance $N_j = C_j \lambda^{x_j}$ où $j \in [r, s, g, h]$, λ est le paramètre de pente de la distribution en taille et C et x des constantes empiriques tirées des observations radar. La distribution en taille suit une loi γ généralisée :

$$n(D) = N.g(D) = N.\alpha/\Gamma(\nu)\lambda^{\alpha\nu-1}\exp(-(\lambda D)^\alpha)$$

$g(D)$ est la forme normalisée. D est le diamètre (il se réfère à la dimension maximale de la particule considérée). Pour $\alpha = \nu = 1$, $n(D)$ devient la loi de Marshall-Palmer. Pour les relations masse-taille et vitesse-taille, on utilise des lois en puissance : $m = aD^b$ et $v = cD^d$. La caractérisation complète de chacune des catégories peut être visualisée table 2.1.

Un des apports de cette thèse est la validation du schéma microphysique ICE4. En effet seul le schéma ICE3 est pour l'instant intégré dans les modules physiques utilisables par l'ensemble des utilisateurs de Meso-NH.

2.2.2 Description détaillée de certains processus microphysiques

Dans un nuage, les phénomènes microphysiques caractérisant les interactions entre les différents hydrométéores (reproduisant notamment les transferts de masse entre les différentes catégories), et permettant de décrire leur évolution spatiotemporelle, jouent un rôle majeur pour plusieurs raisons. En redistribuant le contenu total en eau entre les différents hydrométéores, en fonction des conditions thermodynamiques du nuage, ils peuvent être à l'origine des précipitations, et influencer la dynamique des systèmes nuageux. Dans cette partie, on décrit quelques processus importants traités dans les schémas microphysiques ICE3 et ICE4.

Paramètre	r_i	r_s	r_g	r_h	r_c	r_r
α	3	1	1	1	3	1
ν	3	1	1	8	3	1
a	0.82	0.02	196	470	524	524
b	2.5	1.9	2.8	3.0	3.0	3.0
c	800	5.1	124	207	$32 \cdot 10^6$	842
d	1.00	0.27	0.66	0.64	2	0.8
C		5	$5 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^{-4}$		10^7
x		1	-0.5	2		-1

TAB. 2.1 – Liste des paramètres utilisés pour caractériser chaque catégorie solide et la pluie (schéma Kessler).

Les processus de nucléation

L'état de surfusion (existence d'eau liquide à des températures négatives) est par définition instable, et cesse à une température dite de nucléation. En dessous de cette température (point de Schaefer), le liquide cristallise même en l'absence de tout germe de cristallisation et passe à un état stable : l'état solide. On parle alors de *nucléation homogène*. Au dessus de cette température, la surfusion peut cesser en présence d'une particule solide appelée noyau glaçogène (noyau d'Aitken soluble). Il s'agit de *nucléation hétérogène*.

Dans les gouttelettes nuageuses l'absence de germes de congélation explique des surfusions intenses avoisinant les -41°C . En deçà de cette température la congélation spontanée des gouttelettes nuageuses en l'absence de noyau glacé est un processus important pour la conversion des petites gouttelettes restantes en cristaux de glace primaire.

Les processus de déposition de vapeur/sublimation

Dans un nuage, la neige ou le graupel peuvent croître par *déposition de vapeur* sur la particule glacée. Le processus inverse (passage de l'état solide qui est celui de l'hydrométéore glacé à l'état de vapeur d'eau) est la *sublimation*.

Les processus collisionnels

Divers processus faisant intervenir des collisions ou de la coalescence entre les particules peuvent intervenir dans un nuage.

En dessous du point de fusion, les gouttelettes de pluie peuvent croître par collection des gouttelettes d'eau nuageuse (*accrétion*). Au dessus, à des températures négatives où coexistent particules glacées et gouttelettes surfondues, les agrégats neigeux croissent par collection de petits cristaux de glace (*agrégation*), ou par *givrage* partiel des gouttelettes nuageuses et des petites gouttes de pluie. Dans Meso-NH, lorsque les gouttes de pluie

collectées sont larges, ou en cas de *givrage intense* par les gouttelettes, la croissance des agrégats est suivie d'une conversion en graupel. En deça d'une taille limite (diamètre de 7 mm, tel que défini par Farley et al, 1989), l'agrégat neigeux continue de croître sans changement de structure. Par contre si sa taille dépasse cette taille limite de 7 mm, alors il y a conversion en graupel.

Les processus d'autoconversion

Le processus de coalescence des cristaux de glace primaire entre eux (*autoconversion de la glace primaire*) pour former de la neige, en altitude, est le seul moyen de former des agrégats neigeux dans un nuage froid.

En phase liquide, donc surtout sous le point de fusion, le processus de collision des gouttelettes nuageuses entre elles (*autoconversion des gouttelettes nuageuses*) pour former des gouttes de pluie est l'unique processus permettant l'apparition des précipitations.

Croissances sèche et humide du graupel

Les graupels sont des collecteurs efficaces de particules nuageuses et d'hydrométéores car ils balayent un volume d'air important durant leur chute. Du fait de la libération de chaleur latente due à l'accrétion de liquide, leur température de surface T_s est généralement plus importante que la température de l'environnement. Tant que T_s reste inférieure à la température de fusion, toutes les gouttelettes nuageuses et les gouttes de pluie captées par le graupel peuvent geler. Cette étape correspond au mode de *croissance sèche*. Lorsque T_s atteint 0°C un fin film liquide persiste à la surface du graupel et tout excédent d'eau est perdu et s'échappe sous forme de goutte de pluie. Cette seconde étape correspond au mode de *croissance humide* qui débouche sur la formation de grêle.

Soit **DRY** le taux de croissance sèche et **WET** le taux de croissance humide. Dans le schéma microphysique, ces deux taux sont comparés. Si **DRY** > **WET**, comme **WET** représente le taux maximum de congélation à la surface du graupel, toute l'eau captée lors de l'accrétion ne peut pas geler entièrement, et la croissance se fait alors suivant le mode humide. Inversement, si **DRY** < **WET**, toute l'eau peut geler sur le graupel et la croissance se fait alors suivant le mode sec.

La formation de la grêle dans le schéma ICE4 est dérivée de ces deux modes de croissance des graupels. La conversion partielle des graupels en grêlons est estimée via l'approche microscopique suivante :

$$\left. \frac{\partial r_h}{\partial t} \right|_{g \rightarrow h} = \left(\left. \frac{\partial r_g}{\partial t} \right|_{g \rightarrow h} \right)^* \times \frac{\mathbf{DRY}}{\mathbf{DRY} + \mathbf{WET}}$$

où $\left(\left. \frac{\partial r_g}{\partial t} \right|_{g \rightarrow h} \right)^*$ est la somme des tendances de r_g avant la conversion en grêle. Le puit correspondant dans le bilan de r_g est $\left. \frac{\partial r_g}{\partial t} \right|_{g \rightarrow h} = - \left. \frac{\partial r_h}{\partial t} \right|_{g \rightarrow h}$. La formulation ci-dessus permet une transition progressive des graupels vers la grêle. Elle est basée sur l'idée que plus les

graupels croissent suivant le mode **WET** (i.e. **DRY** \gg **WET**), plus ils sont épuisés et transformés en grêlons.

Les processus de fusion

Lorsque la température devient positive, les hydrométéores glacés subissent le phénomène de *fusion*. Les petits cristaux de glace primaire fondent instantanément et sont convertis en gouttelettes nuageuses à un taux calculé explicitement dans Meso-NH. Par analogie à la croissance humide du graupel ou de la grêle, l'eau liquide à la surface de l'hydrométéore fortement givré et l'eau qui continue d'être collectée s'échappent alors sous forme de gouttes de pluie.

Le comportement des agrégats neigeux est quant à lui différent lorsqu'on considère le processus de fusion. En effet, lorsque la neige fond, la structure des agrégats s'écroule capturant ainsi l'eau déjà fondue. Il y a densification de l'agrégat, qui tend alors à ressembler au graupel en phase mixte. Il est supposé dans Meso-NH qu'une partie de la neige est transformée en graupel lui-même en train de fondre. Le taux de conversion correspondant représente le mélange d'eau liquide et de glace assez dense pour être considéré comme du graupel. Il n'y a pas d'échange de chaleur lors de cette conversion.

Effet Bergeron-Findeisen

Pour une même température négative, la tension de vapeur saturante (pression partielle des molécules de gaz en équilibre avec la phase liquide pour une température donnée, caractérisant la facilité d'évaporation) par rapport à la glace est inférieure à la tension de vapeur saturante par rapport à l'eau. Or en milieu nuageux coexistent des cristaux de glace et des particules d'eau surfondues. Ainsi la vapeur d'eau est saturante par rapport à la glace, mais pas par rapport à l'eau surfondues. Les gouttelettes subissent donc de l'évaporation, et comme la vapeur d'eau ainsi formée est sursaturante par rapport à la glace, on assiste à une condensation solide sur les cristaux, et donc au final il y a croissance de ces cristaux aux dépens des gouttelettes.

Un récapitulatif des différents processus froids traités dans les schémas microphysiques de Meso-NH est présenté table 2.2 pour les processus communs aux schémas ICE3 et ICE4, et table 2.3 pour les processus spécifiques à ICE4. On peut y voir les termes sources et puits correspondant à chaque processus.

Les interactions existant entre les hydrométéores telles que traitées dans les schémas microphysiques ICE3 et ICE4 sont résumées à la figure 2.2.

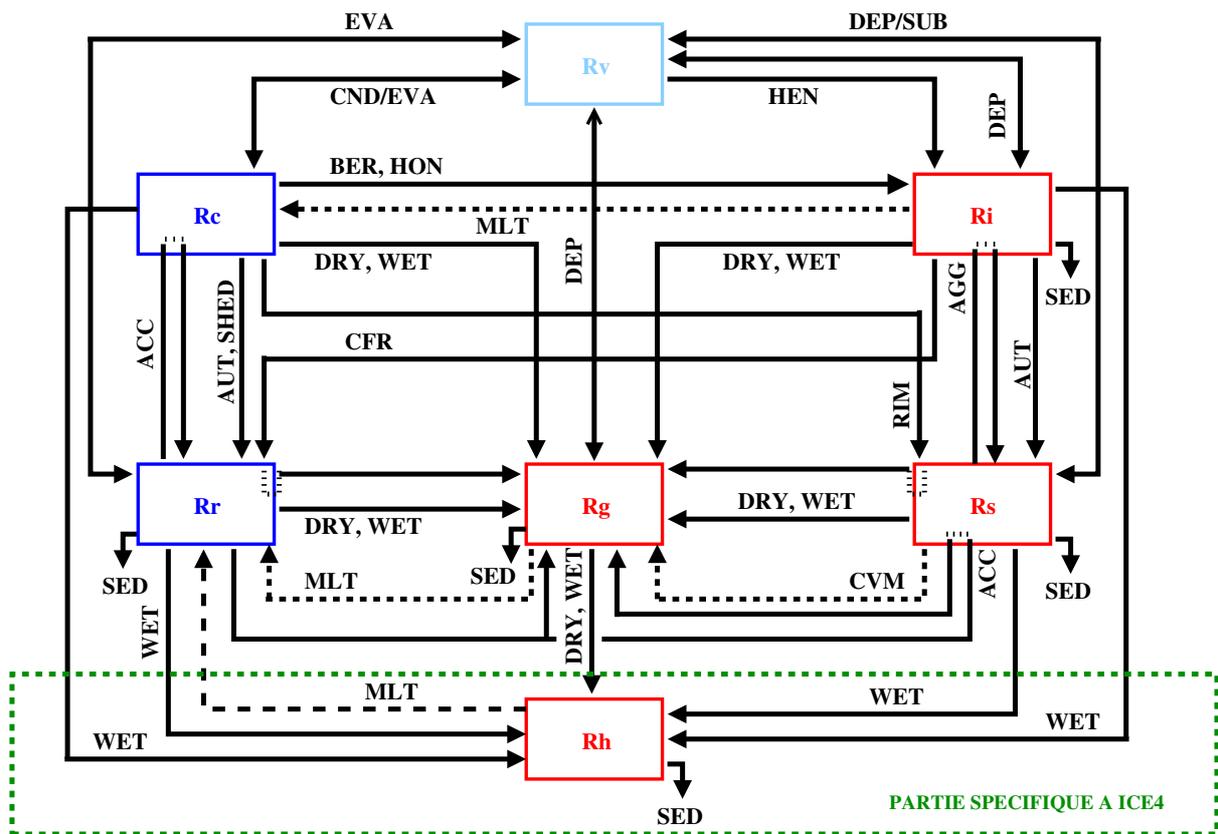


FIG. 2.2 – Processus microphysiques dans les schémas ICE3 et ICE4.

Processus	Mécanisme	Puits	Source
Nucléation hétérogène	$r_v \Rightarrow r_i$	r_v	r_i
Nucléation homogène	$r_c \Rightarrow r_i$ $r_r \Rightarrow r_g$	r_c r_r	r_i r_g
Effet Bergeron-Findeisen	$r_c \Rightarrow r_i$	r_c	r_i
Déposition	$r_v + r_i \Rightarrow r_i$ $r_v + r_s \Rightarrow r_s$ $r_v + r_g \Rightarrow r_g$	r_v r_v r_v	r_i r_s r_g
Sublimation	$(r_i, r_s, r_g) \Rightarrow r_v$	r_i, r_s, r_g	r_v
Autoconversion de la glace primaire	$r_i + r_i \Rightarrow r_s$	r_i	r_s
Agrégation de la glace primaire	$r_i + r_s \Rightarrow r_s$	r_i	r_s
Congélation des gouttes par contact	$r_i + r_r \Rightarrow r_g$	r_r, r_i	r_g
Givrage faible des agrégats	$r_c + r_s \Rightarrow r_s$	r_c	r_s
Givrage intense des agrégats	$r_c + r_s \Rightarrow r_g$	r_c, r_s	r_g
Accrétion de la pluie et des agrégats	$r_r + r_s \Rightarrow r_s$ $r_r + r_s \Rightarrow r_g$	r_r r_r, r_s	r_s r_g
Croissance sèche du graupel	$(r_r, r_c, r_i, r_s) + r_g \Rightarrow r_g$	r_r, r_c, r_i, r_s	r_g
Congélation partielle et perte en eau	$r_c + (r_g) \Rightarrow r_r$ $r_r + (r_g) \Rightarrow r_r$	r_c r_r	r_r, r_g r_r
Croissance humide du graupel	$(r_r, r_c, r_i, r_s) + r_g \Rightarrow r_g, r_h$	r_i, r_c, r_i, r_s	r_g, r_h
Fusion	$r_i \Rightarrow r_c$ $r_g \Rightarrow r_r$	r_i r_g	r_c r_r
Fusion/conversion	$r_s \Rightarrow r_g$	r_s	r_g

TAB. 2.2 – Liste des processus microphysiques froids communs aux schémas microphysiques ICE3 et ICE4 de Meso-NH.

Processus	Mécanisme	Puits	Source
Croissance humide du graupel	$r_g \Rightarrow r_h$	r_g	r_h
Croissance humide de la grêle	$(r_r, r_c, r_i, r_s, r_g) + r_h \Rightarrow r_h$	r_r, r_c, r_i, r_s, r_g	r_h
Fusion	$r_h \Rightarrow r_r$	r_h	r_r

TAB. 2.3 – Liste des processus microphysiques froids spécifiques au schéma microphysique ICE4 de Meso-NH.

Deuxième partie

RESULTATS

Chapitre 3

La POI2A de MAP : un épisode fortement convectif

La topographie de la zone du Lac Majeur, ainsi que la position des radars Ronsard, Monte-Lema et S-Pol sont représentées sur la fig. 3.1. Le Lac Majeur est situé au nord de l'Italie au pied des pentes sud des Alpes, au niveau où ces dernières forment une barrière en arc de cercle, avec un terrain s'élevant rapidement. La partie sud de la région inclut la plaine du Pô entre la mer Adriatique et la mer Ligure, ainsi que les Apennins, montagnes de plus faible élévation que les Alpes.

La zone du Lac Majeur est sujette au passage de nombreux épisodes à fortes précipitations, notamment en automne comme mentionné précédemment. Durant la campagne MAP, nombre de ces épisodes ont été documentés, et ce chapitre concerne l'étude de l'un d'entre eux : la POI2A du 17 septembre 1999.

3.1 Description de la POI2A

Durant cette POI, un intense système convectif orographique s'est propagé au-dessus de la région du Lac Majeur. Des taux de précipitation importants, de plus de 70 mm en 6 heures, ont été enregistrés, et de forts échos radars en altitude (>60 dBz) ont révélé la présence de zones grêligènes.

3.1.1 Situation synoptique du 17 septembre 1999

La situation météorologique de l'événement est décrite à partir des analyses opérationnelles de 1999 du CEPMMT, pour le 17 septembre 1999 à 12 UTC (UTC pour Universal Time Coordinated, ou Temps Universel).

A la surface, une zone de basses pressions avec un minimum de 982 hPa (Fig. 3.2b) est située 15° à l'est des côtes irlandaises, alors qu'une zone de basses pressions secondaire est présente au-dessus de la péninsule italienne et génère un flux de 10 m.s^{-1} au-dessus de la mer Adriatique, dirigé vers le nord-ouest de l'Italie.



FIG. 3.1 – Topographie du Lac Majeur (vue satellite) et position des radars.

A 500 hPa (Fig. 3.2a), une dorsale s'étend de la Hongrie jusqu'à la Scandinavie, et un thalweg de l'Irlande jusqu'au sud de l'Espagne. Le positionnement du front à 12 UTC, ainsi que son déplacement vers l'est, est mis en évidence par l'intrusion d'air stratosphérique à 300 hPa (Fig. 3.3a) en amont du front, qui se caractérise par de fortes valeurs de PV (tourbillon potentiel). La perturbation associée au front au large des côtes est bien visible sur l'image satellite Fig. 3.3c à 18 :30 UTC. Ce front froid pousse le secteur chaud (Fig. 3.2c,d). La présence d'un thalweg de courte longueur d'onde visible sur la carte à 500 hPa sur le sud-est de la France provoque une instabilité de l'air au-dessus de l'Italie par advection d'un air froid et humide dans les couches intermédiaires. La bande précipitante associée apparaît sur l'image satellite à 18 :30 UTC (Fig. 3.3c).

Le flux en altitude est un flux de sud-ouest ($>20 \text{ m.s}^{-1}$ à 500 hPa) au-dessus de l'Italie du Nord.

3.1.2 Observations du système

Le radiosondage de Milan-Linate (Fig. 3.4a) à 12 UTC met en évidence le caractère instable de la POI. Son évolution à 18 UTC (Fig. 3.4b) témoigne d'une destabilisation de l'atmosphère, liée à l'approche du thalweg de courte longueur d'onde qui provoque l'advection d'un air humide en provenance de la méditerranée dans les couches intermédiaires (le radiosondage de Milan montre un flux de sud à 12 UTC à 700 hPa, flux qui devient de sud-ouest à 18 UTC).

Durant les périodes d'observations intensives de la campagne MAP, le réseau de radars Doppler basés au sol mentionné précédemment dans cette thèse (Ronsard, Monte-Lema, et S-Pol) a permis de documenter les systèmes précipitants se développant sur la zone du

3.1 Description de la POI2A

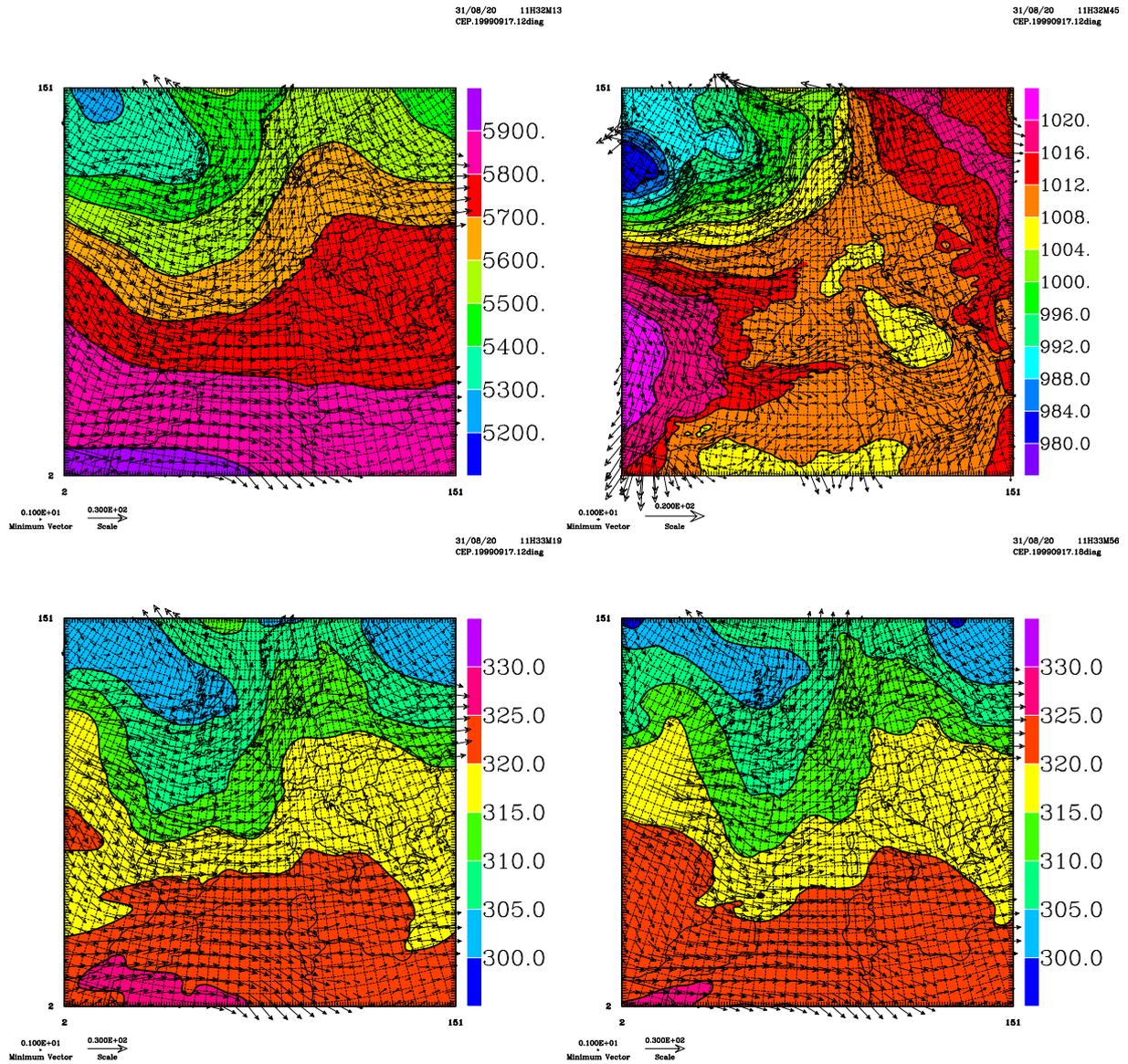


FIG. 3.2 – Cartes synoptiques pour la POI2A, d'après les analyses opérationnelles du CEPMMT. (a) Carte du géopotiel à 500 hPa à 12 UTC le 17 septembre, en m. En traits épais, les thalwegs et la dorsale évoqués dans le texte. Les flèches représentent le vent à 500 hPa en m.s^{-1} (la plus grande a pour valeur 30 m.s^{-1}). (b) Carte de pression équivalente ramenée au niveau de la mer (unité en hPa) à 12 UTC le 17 septembre. Les flèches représentent le vent au premier niveau du modèle, en m.s^{-1} . (c) et (d) Température potentielle (en K) et vent à 500 hPa à 12 UTC et 18 UTC, respectivement.

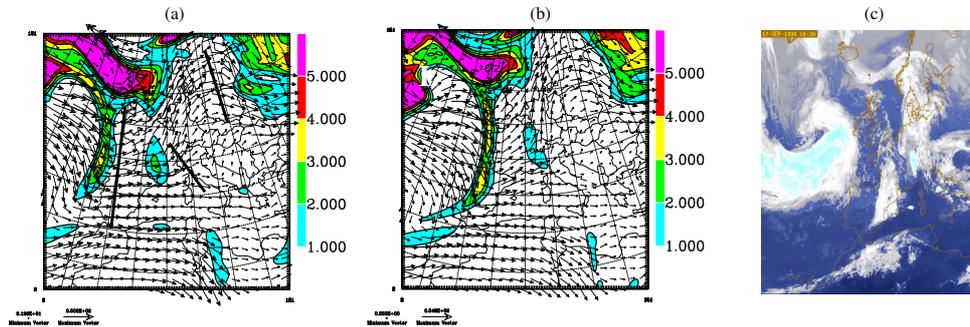


FIG. 3.3 – Champs de PV (tourbillon potentiel, en unité de PV) à 300 hPa (a) à 12 UTC et (b) à 18 UTC, le 17 septembre 1999, superposés au vent à 300 hPa. (c) Carte satellite IR à 18 :30 UTC le 17 septembre.

	MONTE-LEMA MeteoSuisse Suisse	RONCARD CETP France	S-POL NCAR USA
Lat/Lon	(46.042°N,8.833°E)	(45.460°N, 8.517°E)	(45.709°N,8.709°E)
Altitude	1625 m	155 m	305 m
Bande	C	C	S
Type	Doppler	Doppler	Doppler / Polarimétrique

TAB. 3.1 – Quelques caractéristiques des radars déployés sur la zone du Lac Majeur durant les périodes d'observation intensive.

Lac Majeur. Quelques caractéristiques de ces différents radars sont données par la table 3.1.

L'apparition et le développement au-dessus du Lac Majeur du système convectif de la POI2A peuvent être décrits en utilisant les champs radar de réflectivité. Les trois radars présents sur la zone ont effectué des explorations volumiques permettant de visualiser la structure tridimensionnelle des champs de réflectivité.

L'évolution de ces réflectivités observées entre 14 UTC le 17 septembre et 00 UTC le 18 septembre est visible figure 3.5 à 2000 m et à 6000 m. Ces figures proviennent du Map Data Centre - MDC - et sont disponibles à l'adresse suivante : <http://www.map.meteoswiss.ch/>.

Durant les premières heures, entre 14 UTC et 18 UTC, la convection dans la zone du Lac Majeur est limitée aux premières pentes, au nord-ouest des radars. Les faibles précipitations proviennent de cellules convectives, isolées, à faible durée de vie. L'extension verticale de ces cellules est modérée, et elles sont de faible intensité. A partir de 19 UTC, ces cellules se regroupent pour former une ligne convective bien définie, orientée nord-est/sud-ouest (soit dans le sens du vent en altitude comme le montre l'orientation

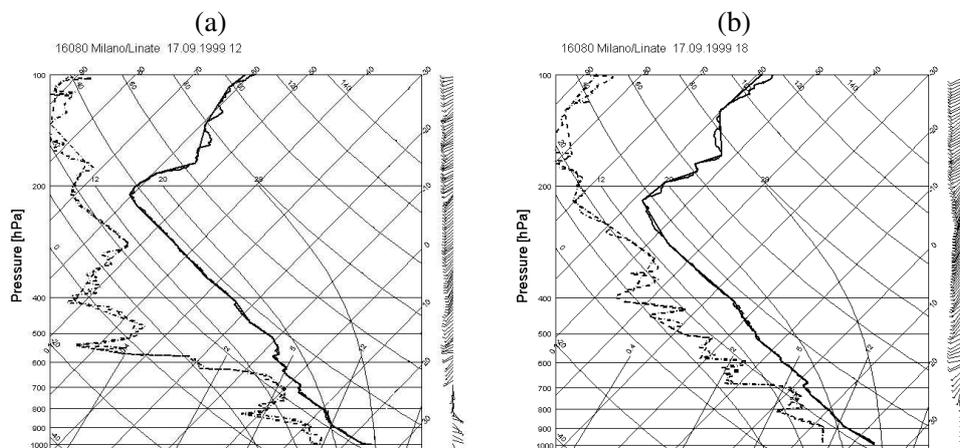


FIG. 3.4 – Radiosondages de Milan-Linate le 17/09/1999 (a) à 12 UTC et (b) à 18 UTC.

des flèches pour le vent à 6000 m sur la figure 3.5). Tabary (2002) a émis l'hypothèse que cet alignement résulte d'un phasage entre le forçage orographique et le forçage induit par le passage du thalweg à courte longueur d'onde à 500 hPa. La convection se trouve ainsi renforcée par la présence combinée de ces deux forçages. Cette ligne convective commence à se propager telle une ligne de grain vers le sud-est du domaine, dans la direction opposée au flux incident. Le système s'intensifie vers 20 UTC. Des cellules convectives apparaissent en amont de la ligne, rendant le système tridimensionnel. Il prend alors une forme reconnaissable en fer à cheval à 22 UTC (Fig. 3.5). L'extension verticale du système est conséquente, avec le sommet des nuages atteignant voire dépassant les 10000 m (cf Fig. 3.6 vers 19 UTC). Le système continue sa progression vers le sud-est, et finalement quitte la zone d'observation des radars après 00 UTC, où des observations satellites montrent une décroissance rapide de son intensité.

3.2 Simulation numérique de référence de la POI2A

L'évolution en temps réel de la POI2A a été mal prévue, même par le modèle haute résolution canadien MC2 (Benoît et al., 1997 ; Benoît et al., 1999), fonctionnant en temps réel avec une maille horizontale de 3 km. La base de données importante fournie par MAP permet l'évaluation de modèles de recherche à haute-résolution, et ce afin d'améliorer les prévisions futures.

Différentes simulations numériques de la POI2A de MAP ont été réalisées à l'aide du modèle de recherche Meso-NH. Dans cette partie sont présentés les résultats de la simulation de contrôle.

La simulation de contrôle (EC-OD1) démarre le 17 septembre 1999 à 12 UTC et dure 18 heures, jusqu'au 18 septembre à 06 UTC. Des études précédentes ont montré

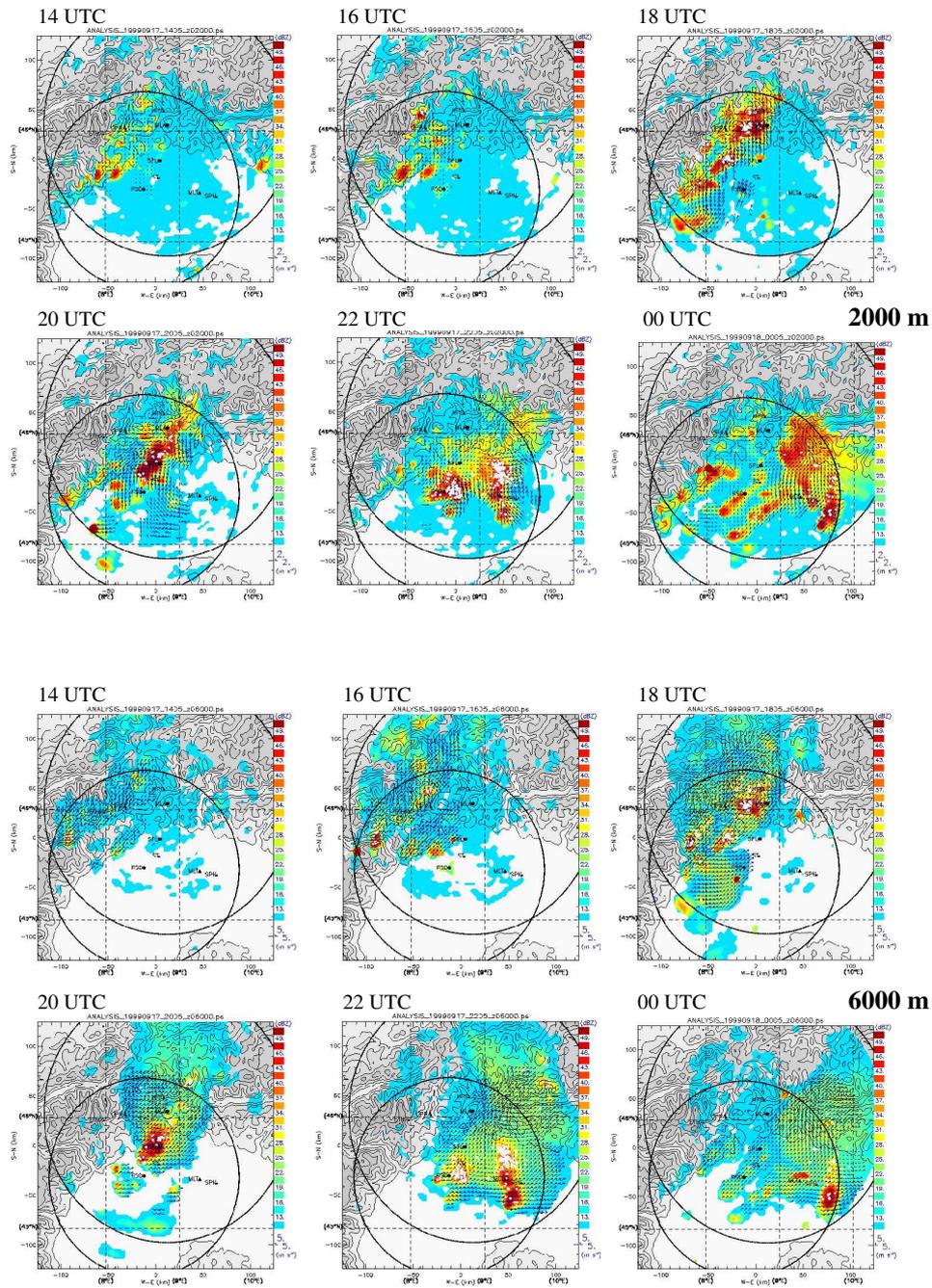


FIG. 3.5 — Evolution du champ de réflectivité radar entre 14 UTC et 00 UTC le 17 septembre 1999 à 2000 m (rangées du haut) et 6000 m (rangées du bas), vu par le composite radar S-Pol, Ronsard et Monte-Lema (unité en dBZ). Les flèches représentent le vent à la même altitude. (D'après Tabary et Scialom, figures disponibles au Map Data Centre - <http://www.map.meteoswiss.ch/>).

3.2 Simulation numérique de référence de la POI2A

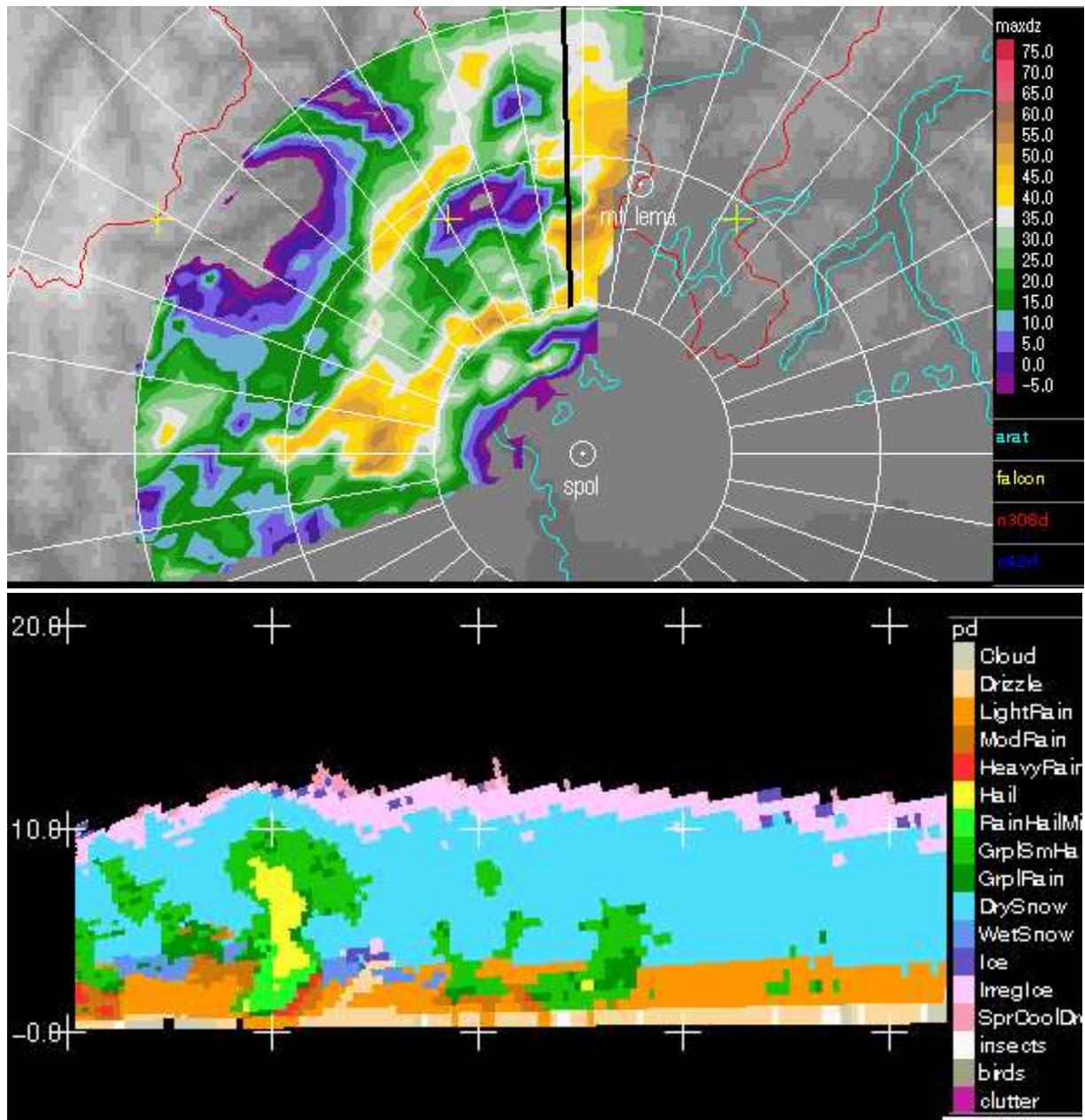


FIG. 3.6 – Coupes radar déduites de S-Pol à 18 :51 UTC. En haut, réflectivité radar à 3000 m. En bas, coupe verticale du contenu en hydrométéores.

la nécessité d'initialiser la simulation de la POI2A avec les analyses opérationnelles de 1999 du CEPMMT plutôt qu'avec les analyses ARPEGE de Météo-France (Richard et al., 2001). Le schéma microphysique utilisé est le schéma ICE3.

Différents jeux de données ont servi à l'analyse et aux comparaisons des sorties du modèle : les réflectivités radar, les champs de précipitation déduits des champs de réflectivité radar, et les mesures au sol des précipitations.

3.2.1 Evolution du système en terme de réflectivité radar

On décrit ici l'évolution du système en terme de réflectivités radar. Les observations des champs de réflectivité radar ont été réalisées par les trois radars Doppler basés au sol : S-Pol, Ronsard et Monte-Lema. Seul le radar polarimétrique S-Pol permet une description microphysique du système. Afin de permettre une comparaison directe entre observations et sorties de modèle, les différentes coupes horizontales de réflectivité ont été tracées sur le même domaine dont les limites sont celles du domaine intérieur à la plus fine résolution horizontale dans le modèle (domaine 3, 2 km de résolution). Concernant les observations, les réflectivités de chacun des radars sont calculées en chaque point du domaine considéré, puis comparées, et seule la valeur la plus forte est affectée au point de grille correspondant. Concernant les sorties du modèles, les réflectivités radars sont calculées de manière diagnostique (toutes les heures entre 12 UTC et 00 UTC) à partir des champs microphysiques (voir l'annexe de Richard et al., 2003, pour l'algorithme de calcul).

Les champs de réflectivité radar observés sont reproduits sur la figure 3.7 à 2000 m et à 6000 m. Les résultats de la simulation EC-OD1 (réflectivités radars équivalentes) sont présentés Fig. 3.8 également à 2000 m et à 6000 m. Durant la première phase de vie du système (jusqu'à 18 UTC), la simulation EC-OD1 reproduit bien l'apparition de cellules de vie isolées, à courte durée de vie. Si l'assemblage de ces cellules en une ligne convective unique est bien simulée, il existe néanmoins un décalage temporel par rapport aux observations. La largeur de la ligne de grain est plus faible, et l'extension spatiale moins importante dans le modèle. Cela est surtout visible à 6000 m où les réflectivités inférieures à 30 dBz couvrent une zone plus étendue dans les observations. En regardant les maxima d'intensité en réflectivité, on peut se rendre compte que si ceux-ci sont relativement comparables à 2000 m (>50 dBz pour les observations, >40 dBz pour la simulation de contrôle), les maxima simulés sont nettement plus faibles à 6000 m (>50 dBz pour les observations, <40 dBz pour la simulation). Par contre le déplacement de la ligne convective vers le sud-ouest, ainsi que son intensification, est bien simulée, même si la localisation spatiale est plus au nord-ouest pour le modèle mettant en évidence le retard pris par la ligne de grain simulée par rapport aux observations. A partir de 22 UTC le système devient tridimensionnel avec le développement d'une cellule convective à l'est de 9° , en avant de la ligne convective initiale. La forme de fer à cheval bien visible dans les observations se retrouve dans la simulation, mais de manière moins nette.

Pour résumer cette comparaison, on peut dire que même si la simulation de contrôle

3.2 Simulation numérique de référence de la POI2A

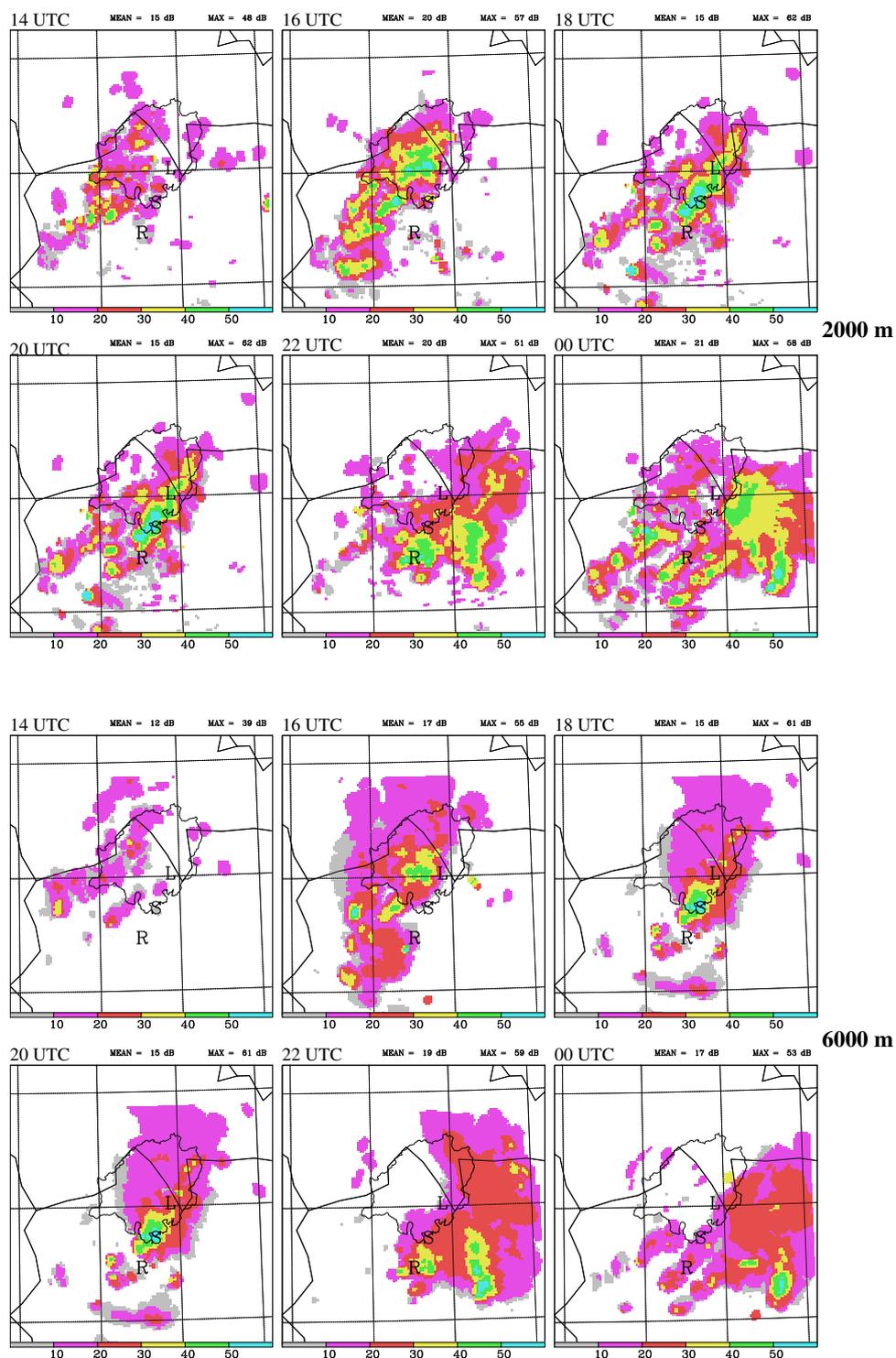


FIG. 3.7 – Coupes horizontales des réflectivités entre 14 UTC et 00 UTC à 2000 m (rangées du haut) et 6000 m (rangées du bas) au-dessus de la région du Lac Majeur vues par le composite radar Ronsard, Monte-Lema et S-Pol. Les lignes pleines représentent les méridiens et parallèles (tous les 1°), le bassin versant de la Toce et du Tessin ainsi que les frontières politiques.

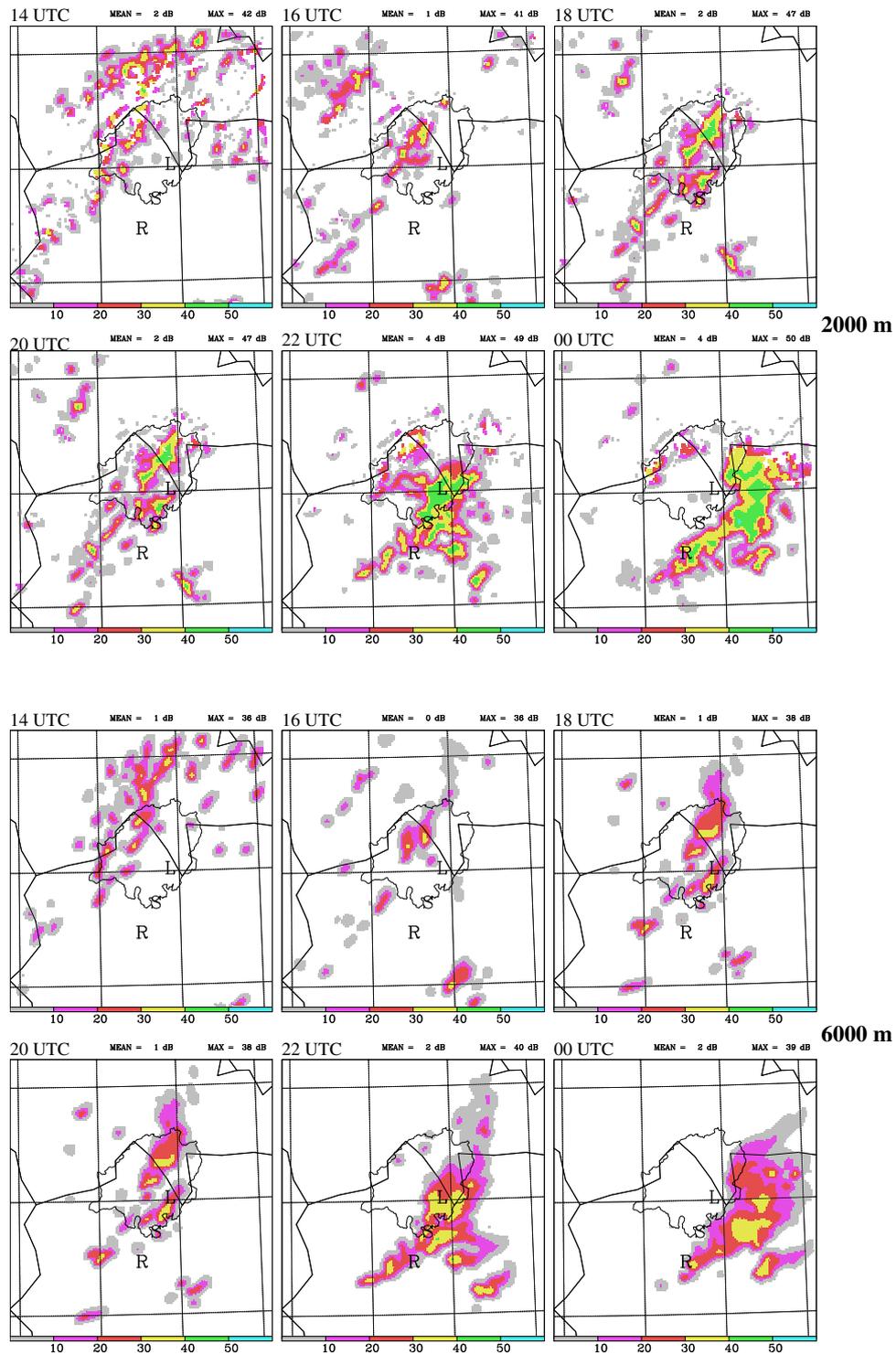


FIG. 3.8 – Identique à la figure 3.7 mais pour la simulation de contrôle EC-OD1.

reproduit bien le développement du système convectif et son déplacement suivant une ligne nord-ouest/sud-est, elle échoue à représenter de manière fidèle son extension spatiale, est en retard par rapport aux observations et ne retrouve pas les zones de forte réflectivité en altitude.

3.2.2 Champs de précipitation

La validation des prévisions des précipitations par les modèles est un des problèmes actuels. Bougeaut (2002) a établi un état de l'art de la vérification des modèles de prévision du temps par les observations, et notamment la validation des modèles à haute résolution en utilisant entre autre les précipitations à la surface. Quand la résolution du réseau d'observations est plus importante que la résolution de la grille du modèle, un champ observé est reconstruit sur la grille du modèle (Cherubini et al., 2002, par exemple, décrivent une technique simple et efficace dans le cas de la validation des cumuls de précipitation sur 24 h du modèle du CEPMMT, à l'aide d'un réseau dense de stations en Europe : ils calculent la moyenne arithmétique de toutes les stations incluses dans une maille du modèle). Néanmoins, de nos jours, la résolution du réseau d'observations est bien souvent inférieure à la résolution des modèles, notamment dans le cas des modèles meso-échelles à haute résolution. On peut dans ce cas interpoler les valeurs du champ du modèle sur chacune des stations, un effet néfaste étant le lissage des sorties du modèle, particulièrement gênant dans la prévision de phénomènes intenses. Une autre technique consiste à utiliser la valeur du modèle la plus proche spatialement de l'observation, mais on ignore ainsi l'erreur due au positionnement.

Dans cette thèse, on procède tout d'abord à une comparaison à grande échelle des champs de précipitations cumulées. Pour cela on utilise les analyses (version 2.0) de Freï et Hällner (2001) avec une résolution proche de 25 km sur l'horizontale (Fig. 3.9a). Il s'agit de cumuls de précipitations sur 24 heures entre le 17 septembre à 06 UTC et le 18 septembre à 06 UTC.

La simulation EC-OD1 ne démarrant que le 17 septembre à 12 UTC, seul l'accès aux précipitations sur 18 heures entre 12 UTC le 17 septembre et 06 UTC le 18 septembre est possible (Fig. 3.9b). La comparaison avec Freï et Hällner reste valable, l'essentiel des précipitations dans la zone du Lac Majeur ayant eu lieu après 12 UTC. Néanmoins, l'absence dans la simulation de la faible bande précipitante observée à l'ouest du domaine (liée ou en partie liée au passage du front) peut s'expliquer par cette différence sur le temps de cumul. Le maximum sur la zone du Lac Majeur est bien retrouvé par la simulation, même si la zone de précipitation semble plus étendue.

Un zoom sur la région du Lac Majeur est ensuite effectué, afin d'avoir une comparaison des précipitations à échelle fine.

De nombreuses stations au sol (315 ont été recensées dans la zone correspondant au domaine recouvert par le troisième modèle), présentes dans la région du Lac Majeur, ne fournissent que des données journalières, ce qui ne permet pas d'avoir des informations suffisantes sur l'évolution du système. On a ainsi seulement accès aux précipitations ac-

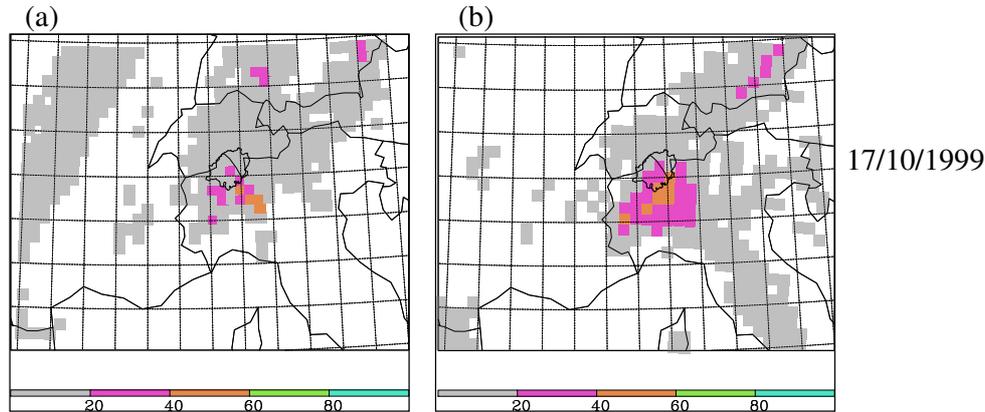


FIG. 3.9 – (a) Précipitations accumulées (en mm) sur 24 heures déduites des analyses version 2.0 de Frei et Häller (2001) avec une résolution horizontale de 25 km entre 06 UTC le 17/09/99 et 06 UTC le 18/09/99. (b) Précipitations accumulées déduites du modèle (résolution horizontale de 32 km) sur 18 heures entre 12 UTC le 17/09/99 et 06 UTC le 18/09/99.

cumulées en 24 heures. Les stations fournissant des données horaires sont beaucoup plus rares (121 dans la même zone).

Le champ de précipitation accumulée déduit des données radar l'a été à partir du composite radar suisse (trois radars basés à Monte-Lema, Albis et La Dôle). Ce réseau fournit des données toutes les cinq minutes, contrairement au réseau de radars de recherche (Monte-Lema, Ronsard et S-Pol), pour lesquels les données ne sont disponibles que toutes les quinze minutes. La majorité des précipitations est intervenue entre 18 UTC et 00 UTC, la comparaison des cumuls entre 12 UTC et 00 UTC est donc significative pour la POI2A. En terme de précipitations instantanées, on retrouve évidemment le retard pris par la simulation de contrôle. De plus, les intensités sont plus faibles, il pleut moins comparé aux observations (on atteint un maximum supérieur à 100 mm/h à 21 UTC dans les observations - Fig. 3.10a - alors qu'à la même heure ce maximum est inférieur à 70 mm/h dans la simulation de contrôle - Fig. 3.10b). Cet écart se visualise sur l'évolution des taux de précipitation horaires (Fig. 3.10c), où le taux de précipitation moyen reste constamment inférieur aux observations. La figure 3.11 montre les champs de précipitations accumulées durant le temps qu'a duré l'expérience de contrôle, soit 12 heures entre 12 UTC le 17/09 et 00 UTC le 18/09. Le cumul dépasse les 200 mm dans les observations pour le maximum, et est inférieur à 90 mm dans la simulation. Si la zone des maxima au niveau des radars est bien localisée, par contre les maxima au sud-est du domaine (vus à la fois par le composite radar et par les stations au sol) sont absents dans la simulation, cela étant sans doute dû au retard pris par la simulation dans l'intensification de la convection liée à l'apparition de la nouvelle cellule convective en aval de la ligne de grain initiale. A noter aussi l'absence dans l'expérience de contrôle de la bande précipitante du nord-ouest.

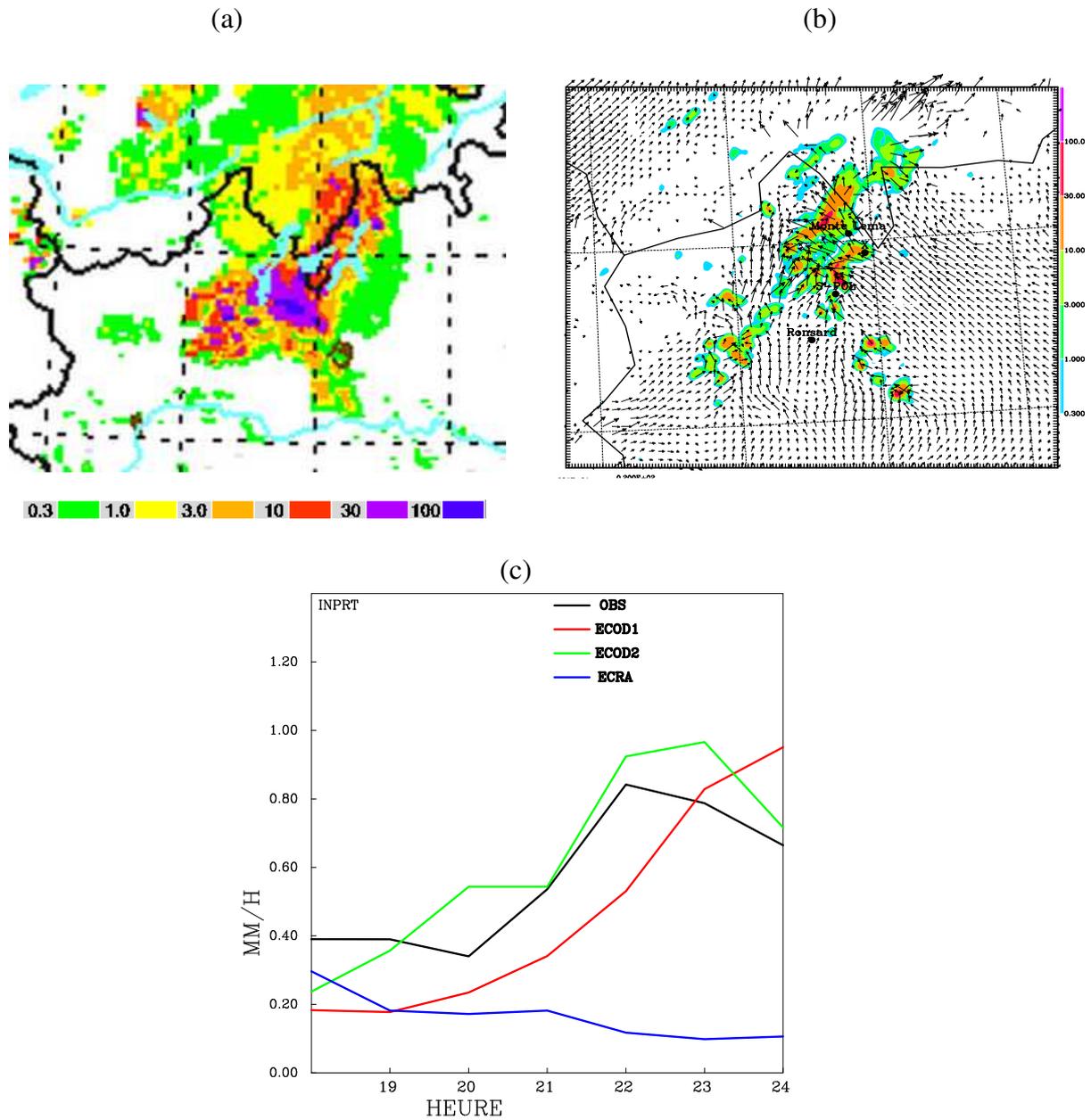


FIG. 3.10 – Précipitations instantanées (en mm/h) à 21 UTC le 17 septembre 1999 (a) déduites des observations radar et (b) calculées avec la simulation de contrôle EC-OD1. En (c), évolution du taux moyen de précipitation horaire entre 18 UTC le 17/09 et 00 UTC le 18/09. La moyenne est réalisée sur le domaine de fonctionnement du radar de Monte-Lema pour les observations (82045 points), et sur le troisième domaine à la résolution horizontale de 2 km pour les simulations (26244 points).

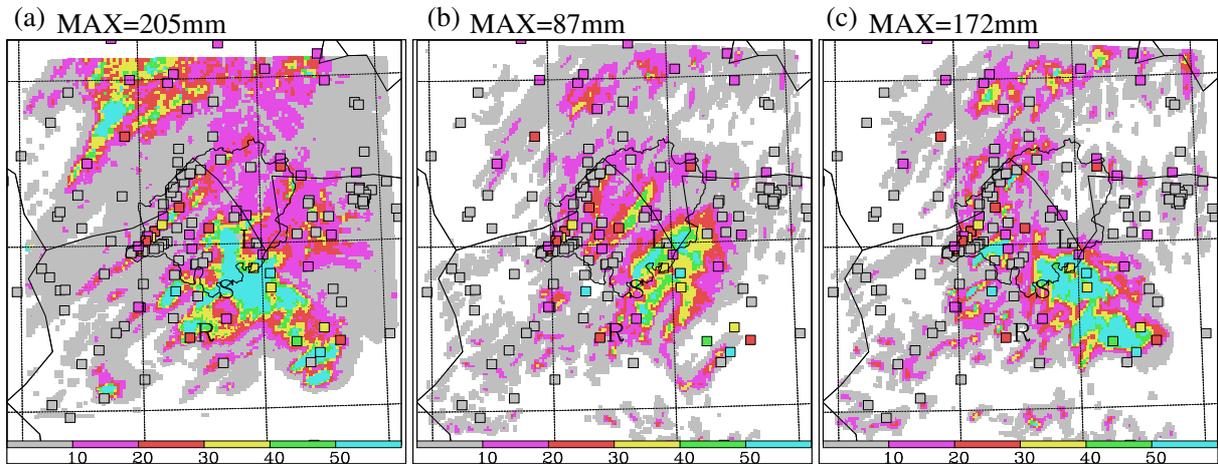


FIG. 3.11 – (a) Précipitations dérivées des radars (en mm) accumulées sur 12 heures (du 17 septembre 12 UTC au 18 septembre 00 UTC) sur lesquelles on a superposé les précipitations mesurées au sol (représentées par des carrés) accumulées sur la même période. (b) Champ de précipitations cumulées sur 12 heures (même période que (a)) pour la simulation EC-OD1. (c) Champ de précipitations cumulées sur 12 heures (même période que (a) et (b)) pour la simulation EC-OD2.

3.2.3 Conclusions

La POI2A est un système fortement convectif, difficile à prévoir avec exactitude à l'aide d'un modèle opérationnel à échelle meso- α à la résolution horizontale insuffisante pour reproduire les détails à petite échelle des cellules orageuses. On voit ici tout l'apport de la haute résolution dans une simulation numérique, qui permet de traiter explicitement des processus qui ne sont pas résolus à des échelles moins fines, comme la convection, et ainsi d'accéder à une meilleure description du nuage. Malgré l'absence de données dans l'analyse initiale (dont la résolution horizontale est de l'ordre de 50 km) sur la composition nuageuse notamment, le modèle non-hydrostatique haute résolution Meso-NH arrive, 6 heures après l'initialisation de la simulation, à reproduire la genèse d'un système convectif d'échelle meso- γ , ainsi que sa propagation ultérieure.

Néanmoins, certains points restent à améliorer, en terme d'intensité de précipitation, de localisation temporelle, et d'extension horizontale du système.

Dans le chapitre suivant, différents tests de sensibilité sont effectués, avec dans un premier lieu un test de sensibilité au schéma microphysique, suivi d'un test de sensibilité aux conditions initiales.

Chapitre 4

Test de sensibilité des simulations numériques de la POI2A

4.1 Sensibilité au schéma microphysique utilisé

Les observations de la POI2A mettent en évidence la présence de grêle en quantité significative dès le début de la phase d'intensification du système vers 19 UTC, comme on peut par exemple le voir dans la coupe verticale présentée Fig. 3.6. Cette présence de grêle explique les tours de forte réflectivité apparaissant en certains endroits du système. De plus, des études précédentes (Richard et al, 2003) ont montré une amélioration dans la prévision du système si on remplace les caractéristiques du graupel par celles de la grêle, hydrométéore plus fortement givré.

Le schéma standard ICE3 utilisé dans la simulation de contrôle prend en compte uniquement trois catégories de particules glacées : la glace primaire, la neige et le graupel. L'introduction d'une quatrième classe dans le schéma microphysique a donc été entreprise : celle de la grêle. Ce nouveau schéma est appelé ICE4.

Une nouvelle simulation numérique a été réalisée (appelée EC-OD2 par la suite), avec cette fois l'utilisation du schéma microphysique ICE4 uniquement dans le troisième domaine (celui à la résolution horizontale de 2 km, centré sur le Lac Majeur). Elle est donc en tout point semblable à la simulation de contrôle, excepté l'utilisation d'un schéma microphysique plus détaillé dans le troisième domaine. Les résultats pour cette simulation sont présentés ci-dessous.

4.1.1 Evolution du système en terme de réflectivité radar

L'évolution du système convectif telle qu'elle est prédite par cette simulation est montrée sur les coupes horizontales de réflectivité radar équivalente de la Fig. 4.2 à 2000 m et à 6000 m.

Une différence majeure entre les expériences EC-OD1 et EC-OD2 est le meilleur positionnement temporel de la ligne de grain dans EC-OD2. Le système convectif reproduit

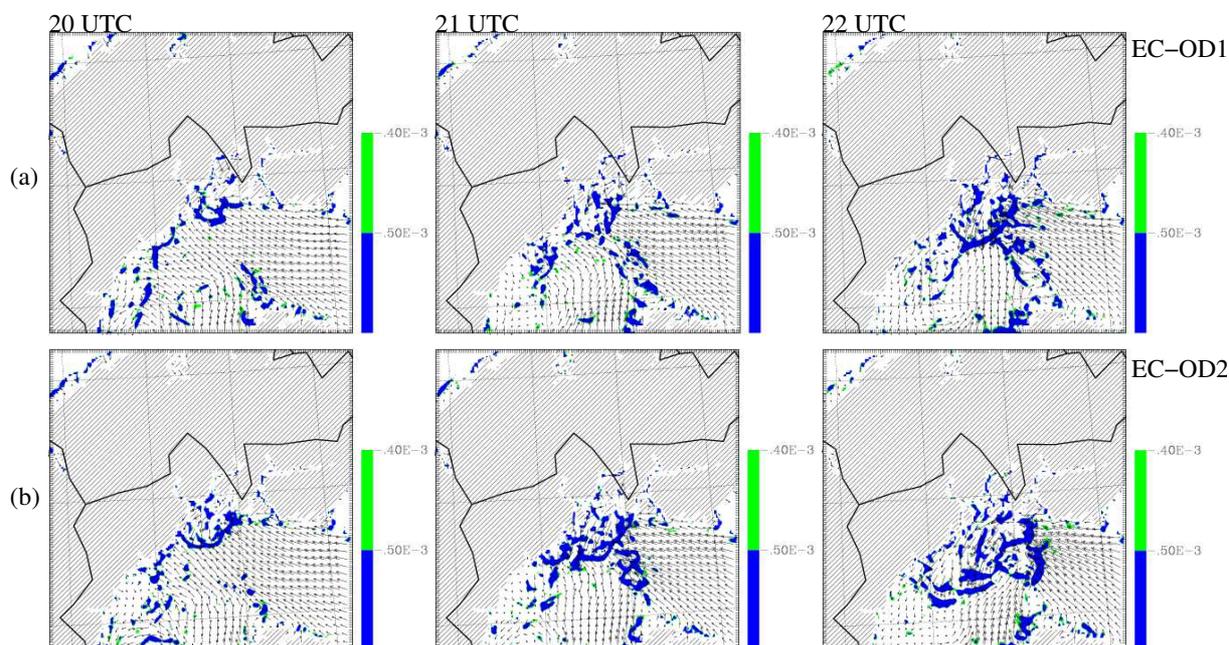


FIG. 4.1 — Champs de vents à 500 m (a) pour la simulation EC-OD1 et (b) pour la simulation EC-OD2. Les surfaces colorées représentent la convergence horizontale à 500 m (en s^{-1}).

par EC-OD2 se déplace bien du nord-ouest vers le sud-est, et est moins en retard que le système reproduit par EC-OD1. Une autre amélioration est la bonne localisation des maxima d'intensité, surtout à 6000 m où ces maxima sont comparables (>50 dBZ dans les tours convectives les plus importantes, à la fois dans les observations et EC-OD2), alors qu'ils sont sous-estimés dans EC-OD1. Cette bonne localisation des fortes réflectivités dans des colonnes s'étendant au-dessus de 6000 m semble indiquer que le modèle reproduit bien la croissance humide du grésil aboutissant à la formation de grêle en altitude, où seule la grêle peut générer des réflectivités aussi importantes. De plus, l'apparition de la nouvelle cellule au moment de l'évolution du système en système tri-dimensionnel est mieux vue par EC-OD2 que par EC-OD1, et la structure en fer à cheval est bien reproduite. Cette intensification du système semble liée à la formation d'une zone de convergence très marquée dans les basses couches (Fig. 4.1). Dans les deux simulations on voit nettement l'apparition de la zone de convergence entre un flux d'est, un flux de retour de nord du au refroidissement (formation d'un bassin d'air froid ou *coldpool*) lié à l'évaporation des précipitations, et un flux de sud en provenance des Apennins.

4.1.2 Champs de précipitations

Les précipitations accumulées sur les 12 heures de la simulation EC-OD2 sont montrées Fig. 3.11c. On peut constater que l'extension vers le sud-est de la zone précipitante (avec

4.1 Sensibilité au schéma microphysique utilisé

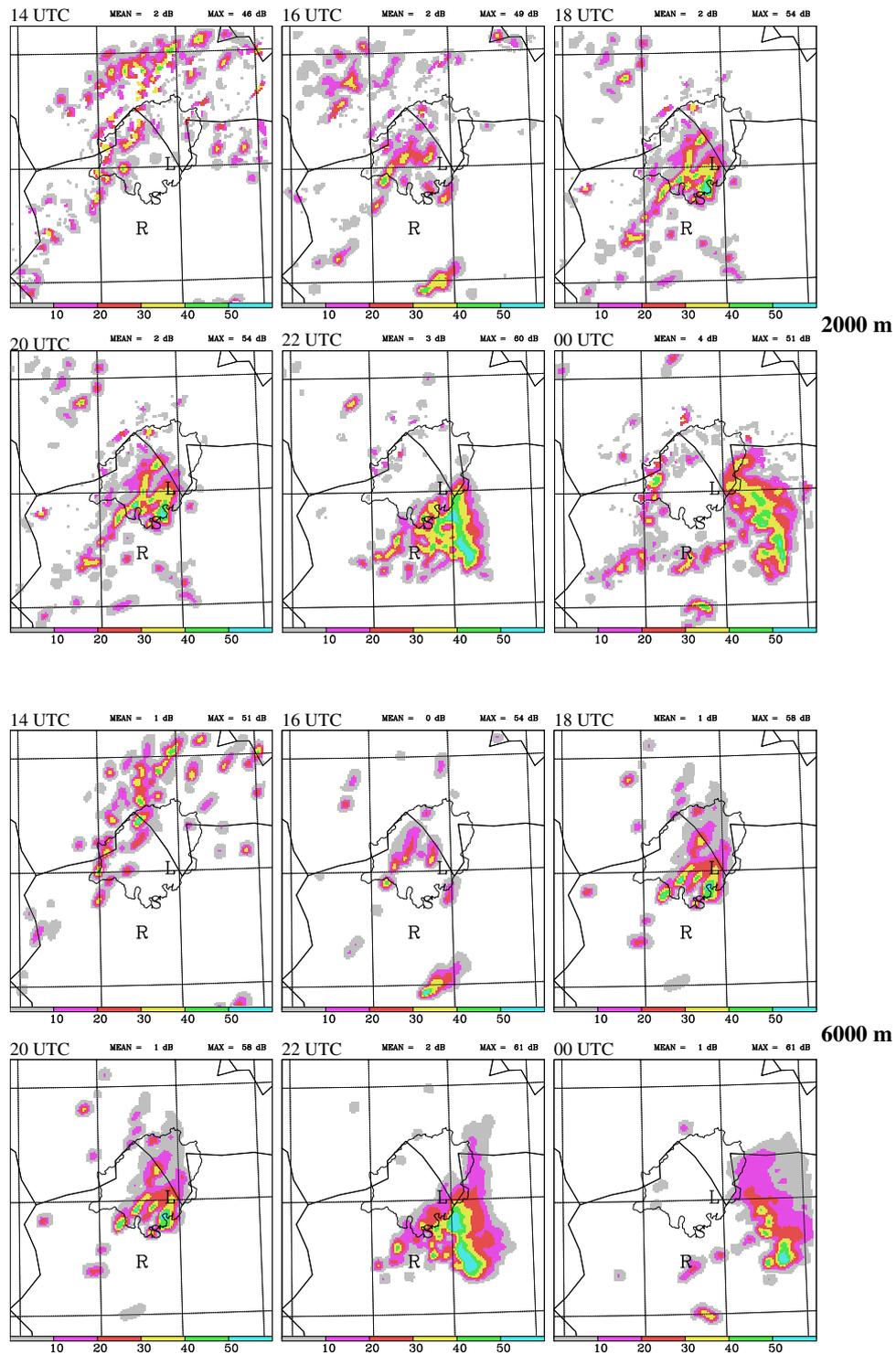


FIG. 4.2 – Identique à la figure 3.7 mais pour la simulation EC-OD2.

des maxima supérieurs à 40 mm) est mieux reproduite par EC-OD2 que par EC-OD1. De plus le maximum sur la zone (172 mm) est beaucoup plus proche du maximum observé qui est de 205 mm. Néanmoins, la bande précipitante du nord-ouest reste absente dans EC-OD2. En terme de précipitations instantanées (Fig. 3.10), on peut voir que l'évolution des précipitations est plus proche des observations que ne l'était la simulation EC-OD1, avec un pic atteint à la même heure que dans les observations.

4.1.3 Composition microphysique du système

Afin d'étudier l'étagement des hydrométéores, des coupes verticales (de la surface à 12000 m) ont été réalisées, et la position de ces coupes est indiquée sur la figure 4.3 pour EC-OD1 et sur la figure 4.6 pour EC-OD2. Ces coupes verticales ont le même positionnement, et sont situées au-dessus des premiers contreforts montagneux de la région du Lac Majeur. La répartition avec l'altitude de différents hydrométéores (pluie, glace primaire, graupel, neige/agrégats pour ICE3, auxquels on rajoute la grêle pour ICE4) est visible figure 4.5 pour EC-OD1 et figure 4.8 pour EC-OD2. La position de l'isotherme 0°C est reportée sur chacune de ces coupes. Les coupes verticales de réflectivité correspondantes sont présentées figure 4.4 pour EC-OD1 et figure 4.7 pour EC-OD2. Dans EC-OD1, au-dessus du point de fusion (entre 3500 m et jusqu'à 12000 m), on constate la présence importante de graupel (jusqu'à 5 $g.kg^{-1}$ entre 21 UTC et 23 UTC). Dans la partie supérieure des cellules (entre 7000 m et 12000 m) apparaît en quantité plus faible la glace primaire. La neige se retrouve entre 6000 m et 12000 m. En-dessous de l'isotherme 0°C, la fusion, la sédimentation du graupel génèrent de la pluie. L'intensification du système au niveau de la coupe verticale se traduit à partir de 20 UTC par l'apparition de quantité importante de graupel. L'examen des coupes verticales de réflectivité figure 4.4 confirme le déplacement vers l'est du système. Le premier contour de réflectivité (>10 dBZ) correspond à la présence significative ($>0.5 g.kg^{-1}$) de graupel au-dessus de l'isotherme 0°C.

EC-OD2 amène des différences notables. La plus importante est bien sûr la présence de grêle. La répartition des hydrométéores autres que la grêle entre eux reste la même. L'examen des coupes verticales de réflectivité pour EC-OD2 (figure 4.7) met en évidence l'apparition par rapport à EC-OD1 de "tours" de hautes réflectivités (>50 dBZ), dénotant la présence de grêle. Ces maximums de réflectivités, s'ils ont une intensité plus marquée que dans EC-OD1, sont néanmoins positionnés sensiblement aux mêmes endroits. La présence de grêle dans des colonnes de faible extension horizontale s'explique par le fait que la grêle ayant une densité importante, sa vitesse de chute l'est également et sa croissance plus rapide. Le temps de résidence de la grêle dans la colonne est plus faible que pour les autres particules, et une fois atteint le point de fusion, elle est en partie convertie en pluie. Un autre fait notable est la présence moins marquée de graupel dans EC-OD2, cela étant sans doute lié au fait que dans le nouveau schéma microphysique utilisé la production de grêle se fait au détriment du graupel. Une comparaison entre les deux simulations montre un étalement plus important du système en altitude pour EC-OD2, dû à la présence plus importante de glace primaire à ce niveau. Cela est surtout visible

à partir de 22 UTC. Cela peut s'expliquer par le fait que l'efficacité de collection par coalescence est maximale pour une interaction glace/liquide, alors qu'elle est plus faible pour une interaction glace/glace. Or, la grêle a une croissance humide (elle est entourée d'un film liquide). Ainsi, le traitement explicite de la grêle par le modèle entraîne une consommation plus rapide des graupels à partir desquels elle se forme. Le graupel, par croissance sèche ou humide, consomme de la glace primaire. Etant donné que les graupels sont moins présents dans EC-OD2, il est normal que la glace primaire soit présente en quantité plus significative dans EC-OD2 dans les niveaux supérieurs.

La catégorie neige/agrégats est quant à elle représentée de manière identique dans les deux simulations, aussi bien en positionnement qu'en intensité.

4.1.4 Conclusions

Dans cette partie on a étudié l'influence du choix du schéma microphysique utilisé lors de simulations numériques d'un épisode convectif intense. Le traitement explicite de la grêle apporte une amélioration notable. Les colonnes de fortes réflectivités (>50 dBZ) s'étendant au-delà de 6000 m d'altitude sont bien restituées par le modèle, aussi bien en position qu'en intensité. A de telles altitudes ces réflectivités sont la trace de la présence de zones grêligènes. Une autre amélioration concerne le meilleur positionnement temporel du système convectif par rapport aux observations radar, ce qui semble indiquer que la grêle a un rôle sur la dynamique du système et sa vitesse de propagation.

Certains points restent néanmoins insuffisants : l'absence de la bande précipitante du nord-ouest, et l'extension spatiale du système.

La partie suivante s'intéresse aux conditions initiales utilisées pour les simulations numériques de la POI2A.

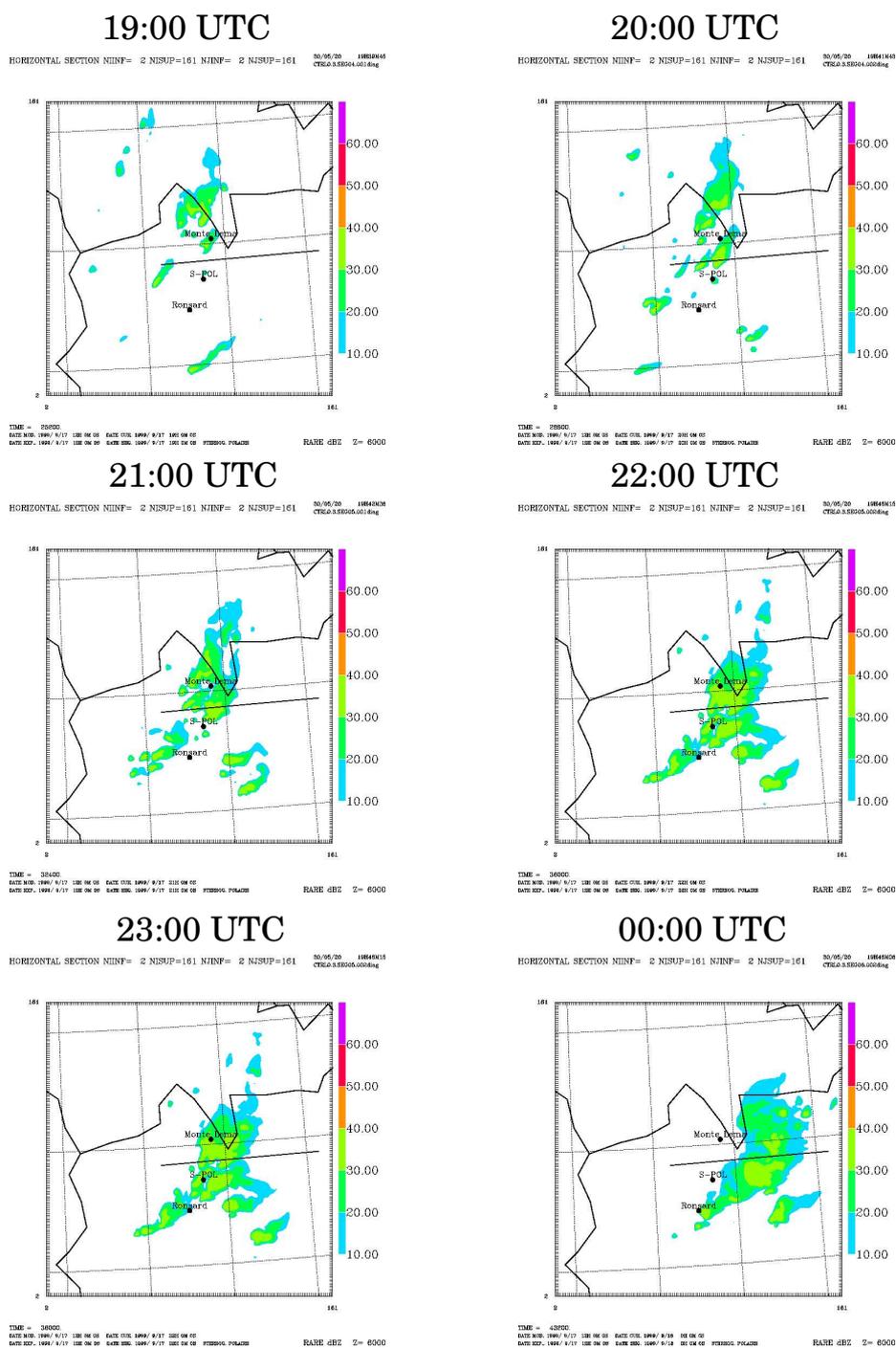
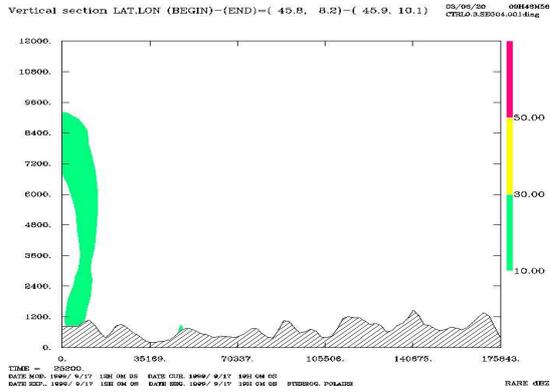


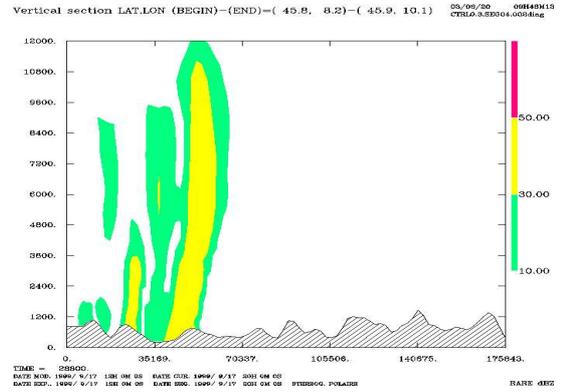
FIG. 4.3 – Superposition des cartes de réflectivités à 6000 m pour EC-OD1 à différentes heures avec le segment correspondant à la coupe verticale des figures suivantes.

4.1 Sensibilité au schéma microphysique utilisé

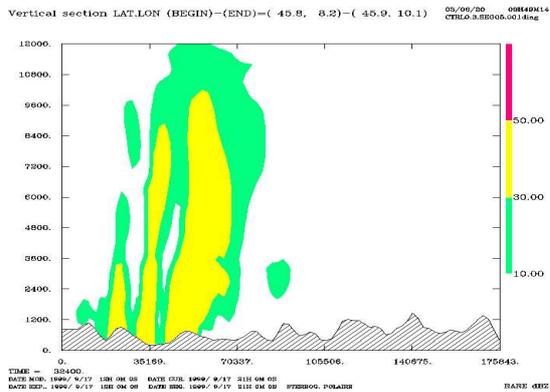
19:00 UTC



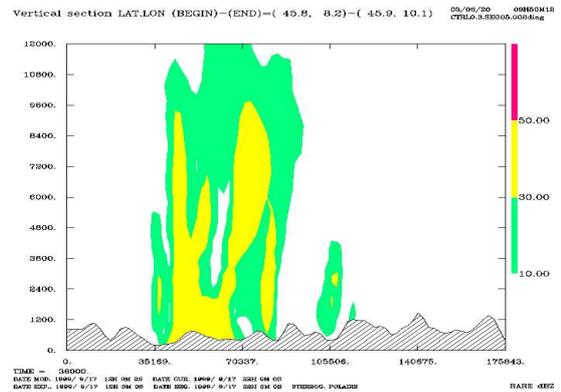
20:00 UTC



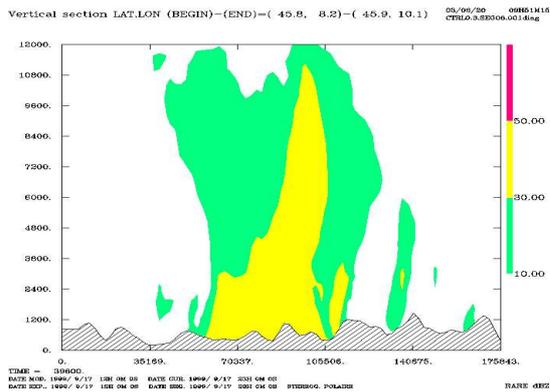
21:00 UTC



22:00 UTC



23:00 UTC



00:00 UTC

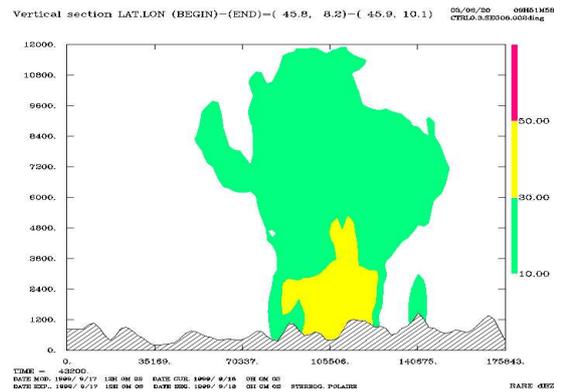
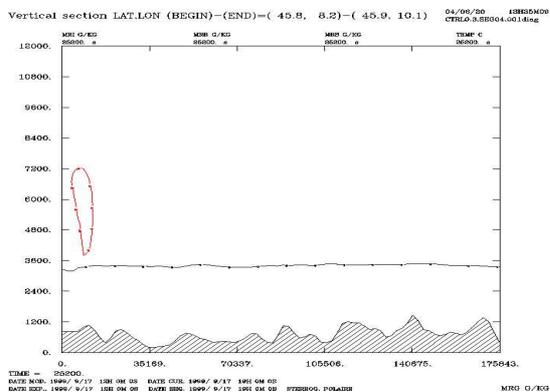
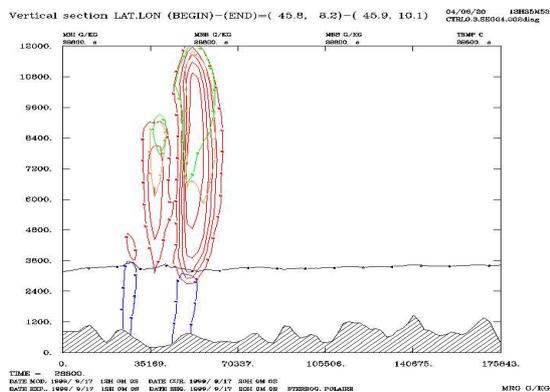


FIG. 4.4 – Coupes verticales des réflectivités pour EC-OD1 (la zone correspondant à la coupe est visible figure 4.3).

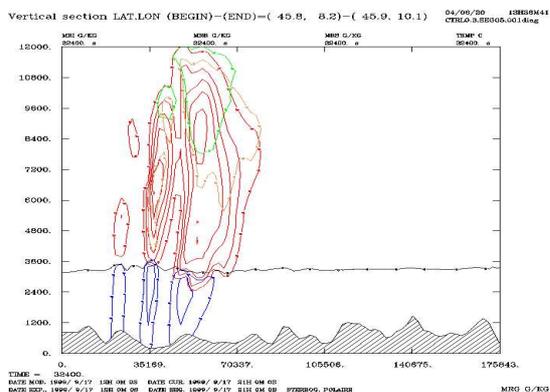
19:00 UTC



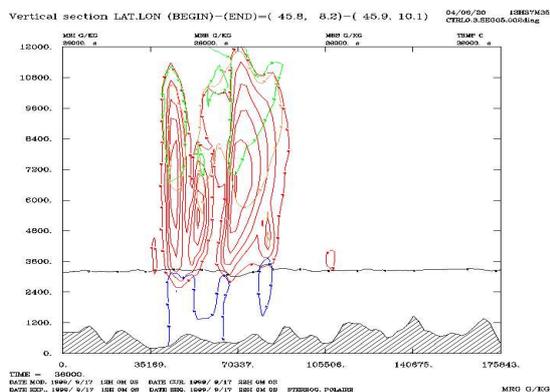
20:00 UTC



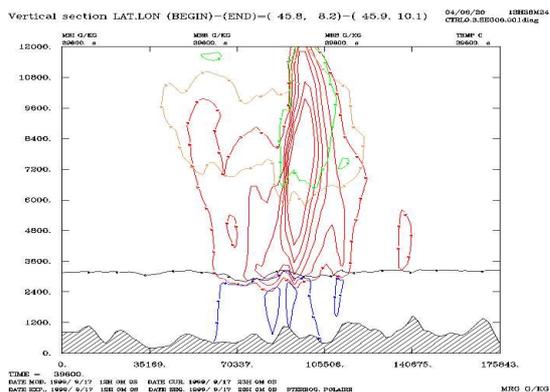
21:00 UTC



22:00 UTC



23:00 UTC



00:00 UTC

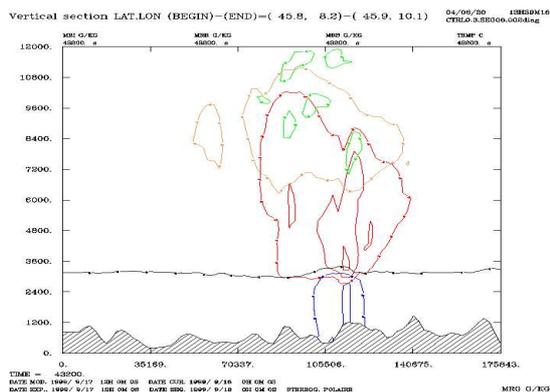


FIG. 4.5 – Coupe verticale de la concentration en hydrométéores dans EC-OD1. La zone correspondant à la coupe est visible figure 4.3. Les isocontours sont espacés de 1 g.kg^{-1} , et le premier isocontour est à 0.5 g.kg^{-1} . En rouge, les graupels. En bleu, la pluie. En vert, la glace primaire. En orange, neige/agrégats.

4.1 Sensibilité au schéma microphysique utilisé

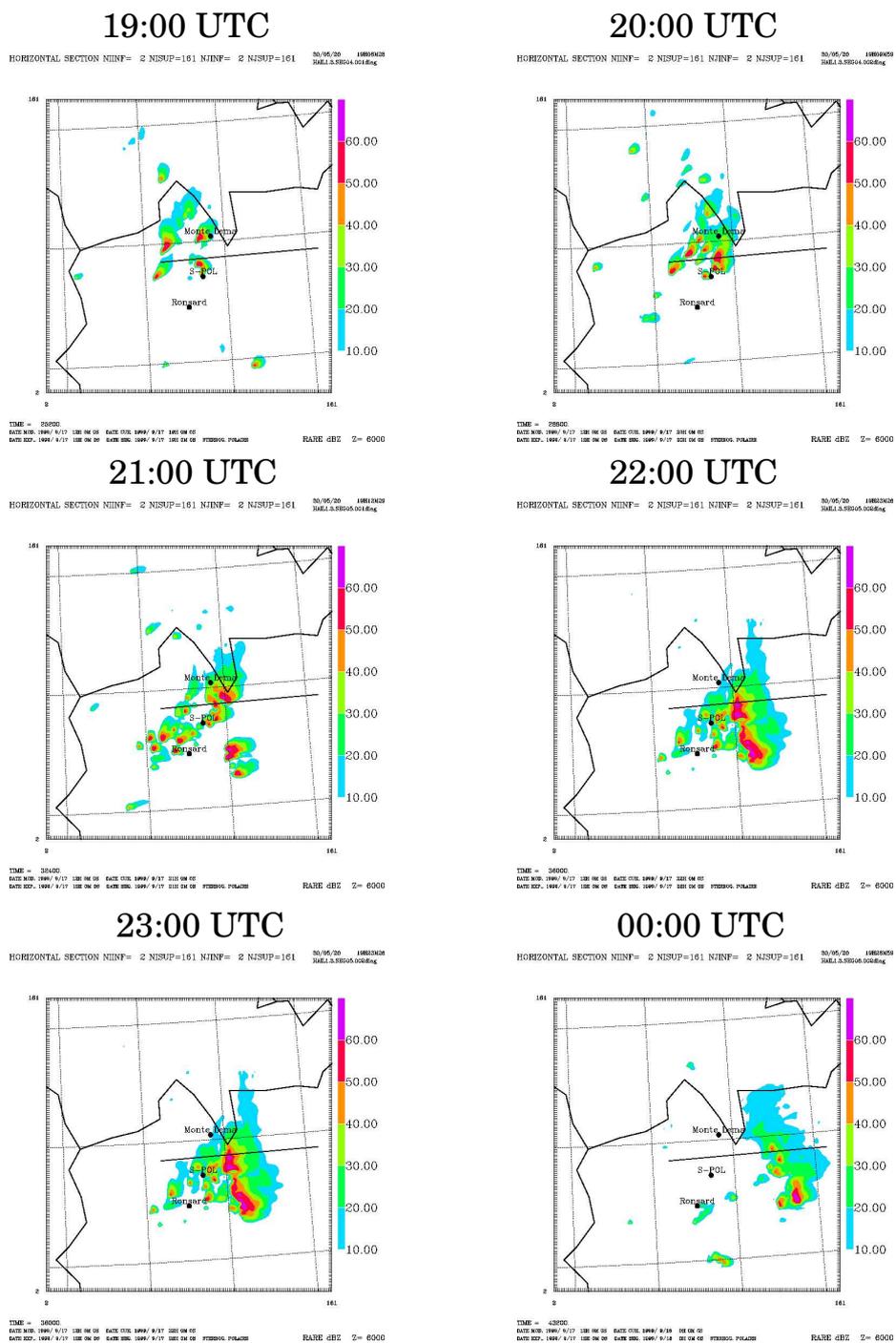
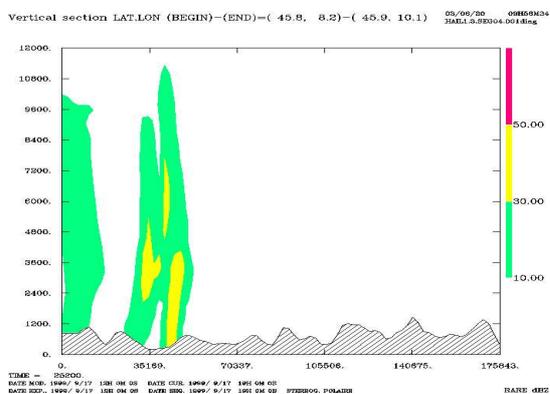
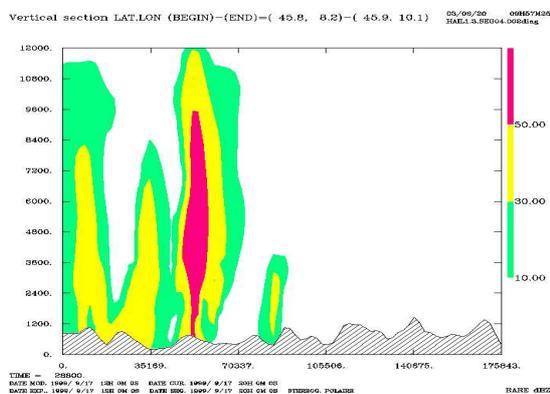


FIG. 4.6 – Superposition des cartes de réflectivités à 6000 m pour EC-OD2 à différentes heures avec le segment correspondant à la coupe verticale des figures suivantes.

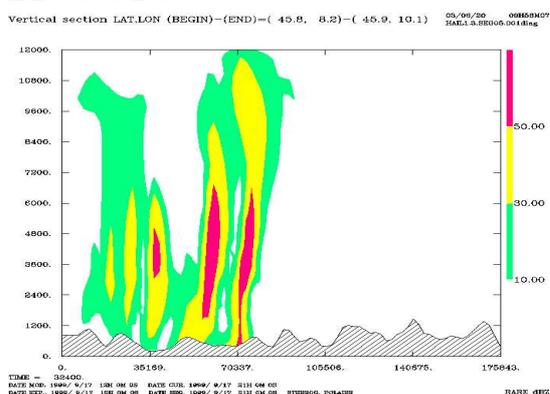
19:00 UTC



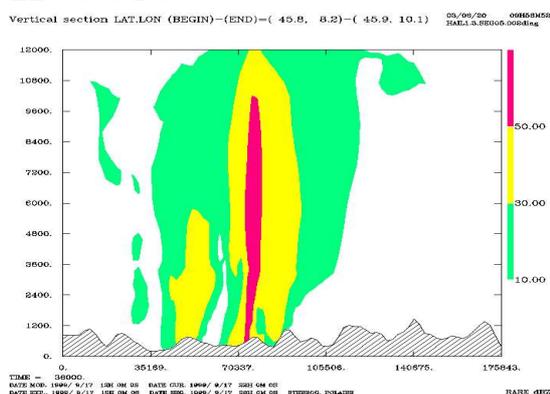
20:00 UTC



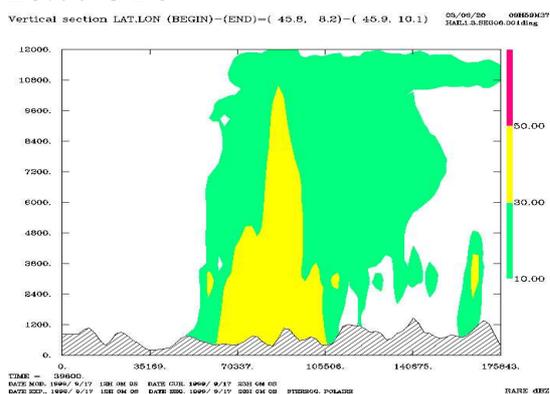
21:00 UTC



22:00 UTC



23:00 UTC



00:00 UTC

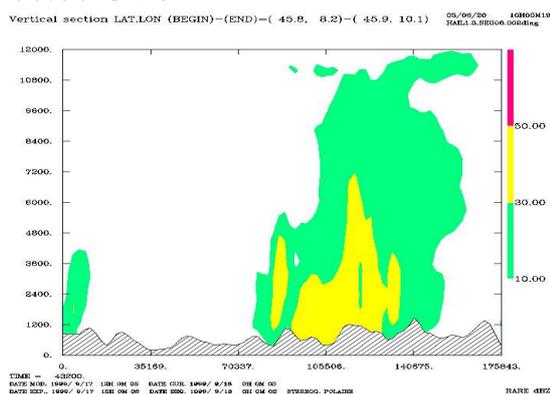
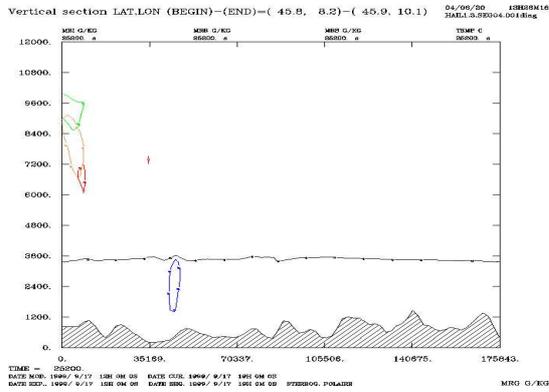


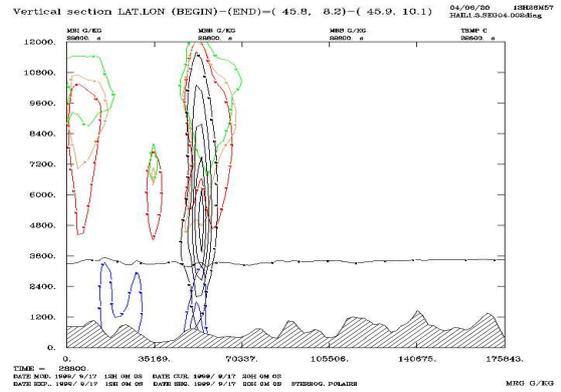
FIG. 4.7 – Coupes verticales des réflectivités pour EC-OD2 (la zone correspondant à la coupe est visible figure 4.6).

4.1 Sensibilité au schéma microphysique utilisé

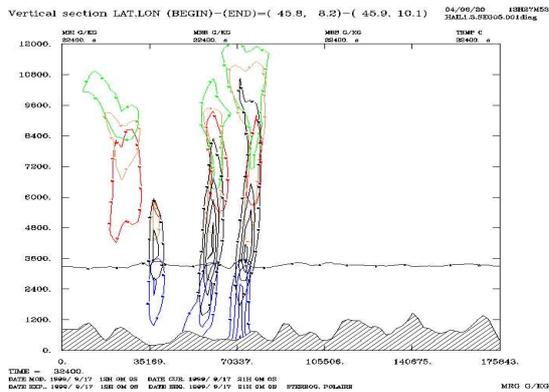
19:00 UTC



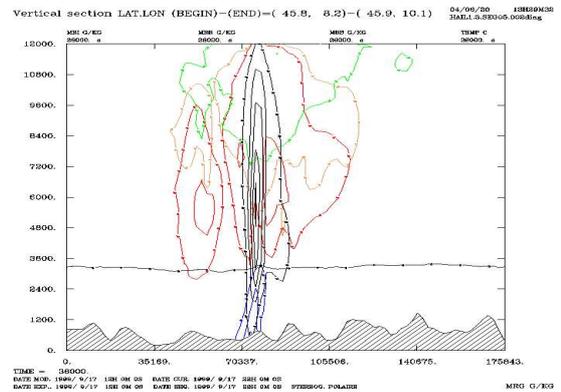
20:00 UTC



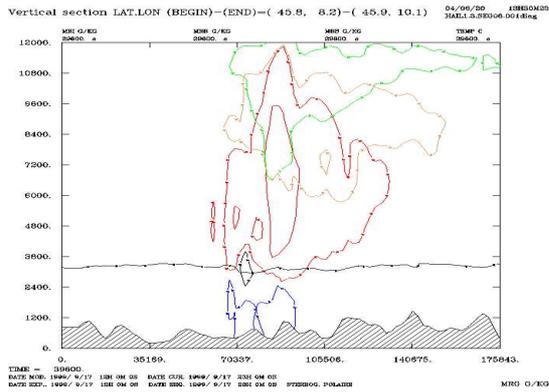
21:00 UTC



22:00 UTC



23:00 UTC



00:00 UTC

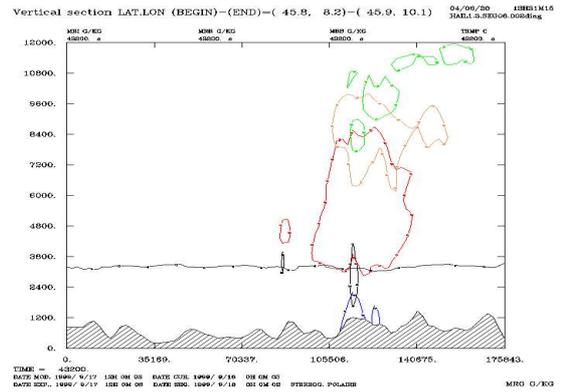


FIG. 4.8 – Coupe verticale de la concentration en hydrométéores dans EC-OD2. La zone correspondant à la coupe est visible figure 4.6. Les couleurs sont les mêmes que pour la figure 4.5. Seule la grêle en noir apparaît en plus. Les isocontours sont identiques.

4.2 Sensibilité aux conditions initiales

Des études précédentes ont déjà mis en évidence la forte sensibilité de la simulation numérique de la POI2A aux conditions initiales (Richard et al., 2001), et de la nécessité de l'initialiser avec les analyses du CEPMMT plutôt que les analyses ARPEGE disponibles à Météo-France. En 2002, le CEPMMT a mis à disposition un jeu de réanalyses couvrant toute la période d'observation spéciale de MAP. Ces réanalyses vont servir dans la suite de ce chapitre à initialiser de nouvelles simulations numériques de la POI2A, toujours avec Meso-NH, en espérant une amélioration notable. Les travaux présentés dans la suite de cette section ont fait l'objet d'une publication (Lascaux et al, 2004, voir Annexe B).

Comparées aux analyses opérationnelles, les réanalyses du Centre Européen incorporent de nombreuses données supplémentaires collectées durant l'expérience de terrain, telles que des données issues des profileurs de vent, de nombreuses observations de surface, ou des données satellites en plus grande quantité (les différences concernant les données entre les deux analyses sont portées table 4.1). Le modèle utilisé au Centre Européen, ainsi que le schéma d'assimilation, ont aussi connu des améliorations (Keil et Cardinali, 2004). Le nombre de niveaux sur la verticale est passé de 50 à 60, une nouvelle orographie a été introduite, ainsi que des changements dans les schémas de convection et de nuages. De plus, la résolution horizontale est plus fine, avec un passage d'approximativement 60 km pour une maille des analyses opérationnelles à une maille de 40 km pour les réanalyses (de T319 à T511, en représentation sphérique harmonique). La fenêtre d'assimilation 4D-Var initialement de 6 heures pour les analyses a été étendue à 12 heures.

Comme on va le voir par la suite, les résultats des simulations initialisées avec ces réanalyses, de manière très surprenante, sont totalement insatisfaisants. La simulation, qui démarre à 12 UTC le 17 septembre, échoue à reproduire l'apparition du système convectif organisé.

Dans un premier temps, nous allons présenter dans cette partie les résultats de la nouvelle simulation numérique de la POI2A. Ensuite nous allons nous attacher à isoler les principales différences existant entre analyse et réanalyse permettant d'expliquer un tel comportement des simulations mesoéchelles. Ces caractéristiques concernent le refroidissement des couches intermédiaires, la convergence en basses couches et le champ d'humidité des basses couches. De manière plus spécifique, d'autres simulations ont été menées à bien afin de tester en détail l'influence de cette humidité initiale.

Hormis les conditions initiales et les conditions au bord, toutes les expériences dont nous allons parler dans cette section ont été réalisées à l'identique, de la même manière que la simulation de contrôle EC-OD1, à savoir : utilisation de trois domaines imbriqués de résolution croissante (32, 8 et 2 km), utilisation du schéma microphysique ICE3 discuté plus haut dans cette thèse, démarrage des simulations à 12 UTC le 17 septembre 1999, intégration sur 12 heures jusqu'à 00 UTC le 18 septembre 1999.

Type d'observation	Instrument	Paramètres mesurés	OPER'99	MAP-suite
SYNOP	données de surf. synop	RH2m,PS	oui	oui & MAP-data
TEMP	radiosondes	u,v,T,q	oui	oui & MAP-data
	Dropsonde europ.	u,v,T	non	MAP-data
PILOT	Europ. profiler	u,v	non	MAP-data
AIREP	AMDAR etc.	u,v,T	oui	plus & MAP-data
SATEM	TOVS AMSU-A	Tb	oui	plus
	TOVS HIRS	Tb	non	oui
	SSM/I	vitesse du vent	non	oui
	SSM/I	TCWV	oui	plus

TAB. 4.1 – Différences dans l'utilisation des observations entre les analyses opérationnelles et les réanalyses (adapté de Keil et Cardinali, 2004) ; OPER'99 pour les analyses opérationnelles, et MAP-suite pour le jeu de réanalyses.

Résultats de la simulation produite à partir de la réanalyse

La simulation EC-RA est donc strictement identique à la simulation de contrôle EC-OD1, hormis l'utilisation des réanalyses du CEPMMT en tant que conditions initiales et de forçage aux bords à la place des analyses opérationnelles.

Les réflectivités équivalentes calculées par le modèle à 2000 m ainsi que le champ de précipitations accumulées sur 12 heures sont visibles Fig. 4.10 (rangée du haut). Pour rappel, les réflectivités correspondantes pour la simulation de contrôle sont représentées Fig. 3.8 à 2000 m, et pour les observations, Fig. 3.7, toujours à 2000 m.

Une zone de faibles précipitations fait désormais son apparition au nord-ouest du domaine, en Suisse. Ces précipitations (qui ont été observées par le composite radar suisse, mais pas par le réseau radar Doppler) sont absentes de la simulation de référence. Cette meilleure description de la bande précipitante peut être considérée comme une amélioration des résultats. Malheureusement, un résultat frappant de cette nouvelle simulation est l'absence totale de convection au-dessus de l'Italie du Nord. Quelques cellules se développent sur les premières pentes des Alpes, mais elles ont une faible durée de vie et ne s'assemblent à aucun moment en un système convectif organisé. Les précipitations restent faibles, et concentrées sur la région montagneuse.

L'évolution du taux de précipitation horaire est tracé Fig. 3.10c. L'absence de développement convectif se traduit par des précipitations quasi-inexistantes après 18 UTC.

Nous allons examiner dans les paragraphes suivants les différences entre l'analyse et la réanalyse du 17 septembre 1999 à 12 UTC expliquant un tel écart dans les résultats de la prévision du système.

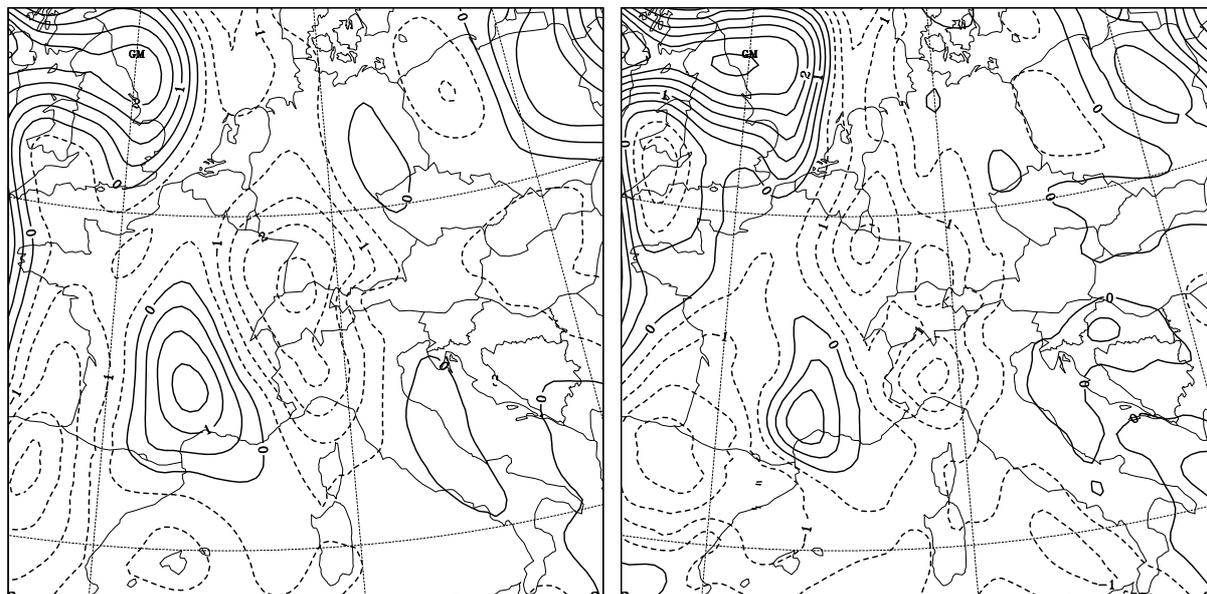


FIG. 4.9 – Différence de champs de température à 7 km d'altitude entre le 17 septembre à 18 UTC et le 17 septembre à 12 UTC pour les analyses opérationnelles à gauche et les réanalyses à droite. Les contours sont tracés tous les 0.5 K. Les valeurs négatives sont représentées par des tiretés.

4.2.1 D'où proviennent les différences ?

LE REFROIDISSEMENT DES COUCHES INTERMÉDIAIRES

Lors d'une étude antérieure, Tabary (2002) a mis en évidence le rôle du thalweg de courte longueur d'onde vers 500 hPa présent au-dessus du sud de la France à 12 UTC le 17 septembre (Fig. 3.2) et a émis l'hypothèse que l'intensification de la convection en fin d'après-midi le 17 septembre est le résultat d'un phasage entre le forçage orographique des basses couches et le forçage des couches intermédiaires lié au passage de ce thalweg. Cette caractéristique est présente à la fois dans l'analyse et la réanalyse. Dans la réanalyse, le refroidissement qui en résulte et qui contribue à destabiliser l'atmosphère dans les couches intermédiaires est globalement moins intense au-dessus des Alpes (Fig. 4.9). Néanmoins son amplitude au-dessus de la région du Lac Majeur est très similaire dans les deux analyses. Il est donc fortement improbable que les différences existant dans les résultats des simulations mesoéchelles proviennent d'une mauvaise description de ce thalweg de courte longueur d'onde.

LE VENT DANS LES BASSES COUCHES

Un autre ingrédient potentiellement nécessaire au développement du système convectif de la POI2A est la présence d'une zone de convergence des vents dans les premiers niveaux de l'atmosphère. La figure 4.11 montre l'évolution du champ de vent horizontal à 500 m dans le 3ème domaine de la simulation, ainsi que le champ de température associé à

4.2 Sensibilité aux conditions initiales

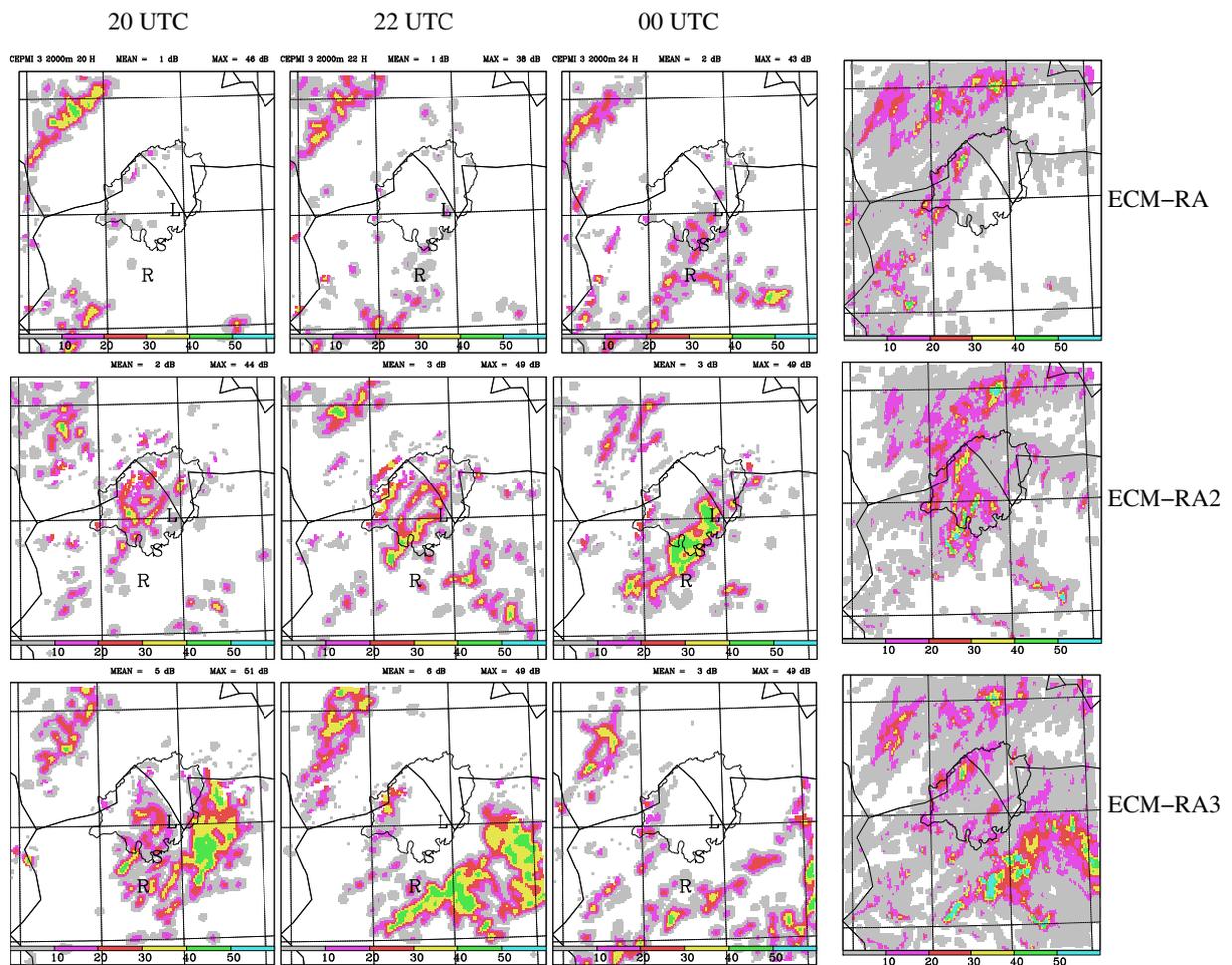


FIG. 4.10 – A gauche : évolution du champ de réflectivité à 2000 m (unité en dBZ) pour les trois expériences basées sur la réanalyse (à 20 UTC, 22 UTC, et 00 UTC). A droite : champ de précipitations accumulées sur 12 heures entre le 17 septembre à 12 UTC et le 18 septembre à 00 UTC. De haut en bas : expérience EC-RA, expérience EC-RA2, expérience EC-RA3.

la même altitude. Dans la simulation de référence (EC-OD1, initialisée avec l'analyse opérationnelle), on constate à 21 UTC la présence d'un bassin d'air froid très marqué, lié à l'évaporation des précipitations en provenance du système convectif. Ce gradient de température se traduit par l'apparition d'un vent de nord dans les très basses couches qui rencontre ensuite sur la plaine le vent d'est en provenance de l'Adriatique, et le vent de sud en provenance des Apennins. Tout cela participe à la création d'une zone de convergence très nette, qui a pour conséquence l'intensification du système et le maintien de la convection dans les premières heures de la nuit.

Dans la simulation basée sur la réanalyse (EC-RA), le bassin d'air froid est bien sûr absent, aucune convection ne se développant sur la zone pouvant générer des précipitations importantes. Par contre le point important à noter est l'intensité beaucoup plus faible du flux de sud, qui ne permet pas de créer la zone de convergence au-dessus de l'Italie du Nord, zone de convergence à même de développer et d'entretenir la convection.

Une comparaison entre analyse opérationnelle et réanalyse à 12 UTC le 17 septembre permet de mettre en évidence l'origine d'un tel écart dans la suite de la simulation mésoéchelle. La figure 4.12 trace la superposition des champs de vent de l'analyse et de la réanalyse à 1000 m. Dans la réanalyse, le flux originaire de l'Adriatique est 2 m/s plus faible que dans l'analyse opérationnelle. De plus, la composante de sud du flux Ligure est trop faible pour envisager l'apparition dans les heures qui suivent de la zone de convergence des basses couches mentionnées précédemment. Une explication de cette atténuation marquée de la composante de sud du flux Ligure peut venir de la topographie plus détaillée dans la réanalyse qui se traduit par des Apennins plus hautes favorisant alors le blocage du vent de sud. Cela a pour conséquence une absence de formation de la ligne de convergence dans la simulation basée sur la réanalyse, ligne qui apparaît dans la simulation de référence basée sur l'analyse opérationnelle. Dans EC-RA, le flux garde une orientation d'est très marquée.

Le problème d'une telle hypothèse, néanmoins, réside dans le fait que les observations disponibles sur la zone (absence de données sur le vent entre 500 et 1500 m à cet endroit) ne permettent pas de conclure à l'intensité, voire à l'existence, d'une telle zone de convergence au-dessus de la plaine d'Italie du Nord dans les basses couches de l'atmosphère.

L'HUMIDITE DES BASSES COUCHES

Un autre écart important entre analyse et réanalyse réside dans l'humidité des basses couches que l'on peut voir Fig. 4.13. Cette figure met en évidence une atmosphère beaucoup plus sèche dans les niveaux inférieurs de la réanalyse. Comparée au radiosondage de Milan à 12 UTC, l'analyse opérationnelle semble certes plus humide, mais la réanalyse est beaucoup trop sèche. Ce biais sec se confirme si on regarde les données GPS sur le contenu en vapeur d'eau disponible. Une telle différence peut suffire en elle-même à expliquer l'inhibition presque totale de la convection dans la simulation EC-RA.

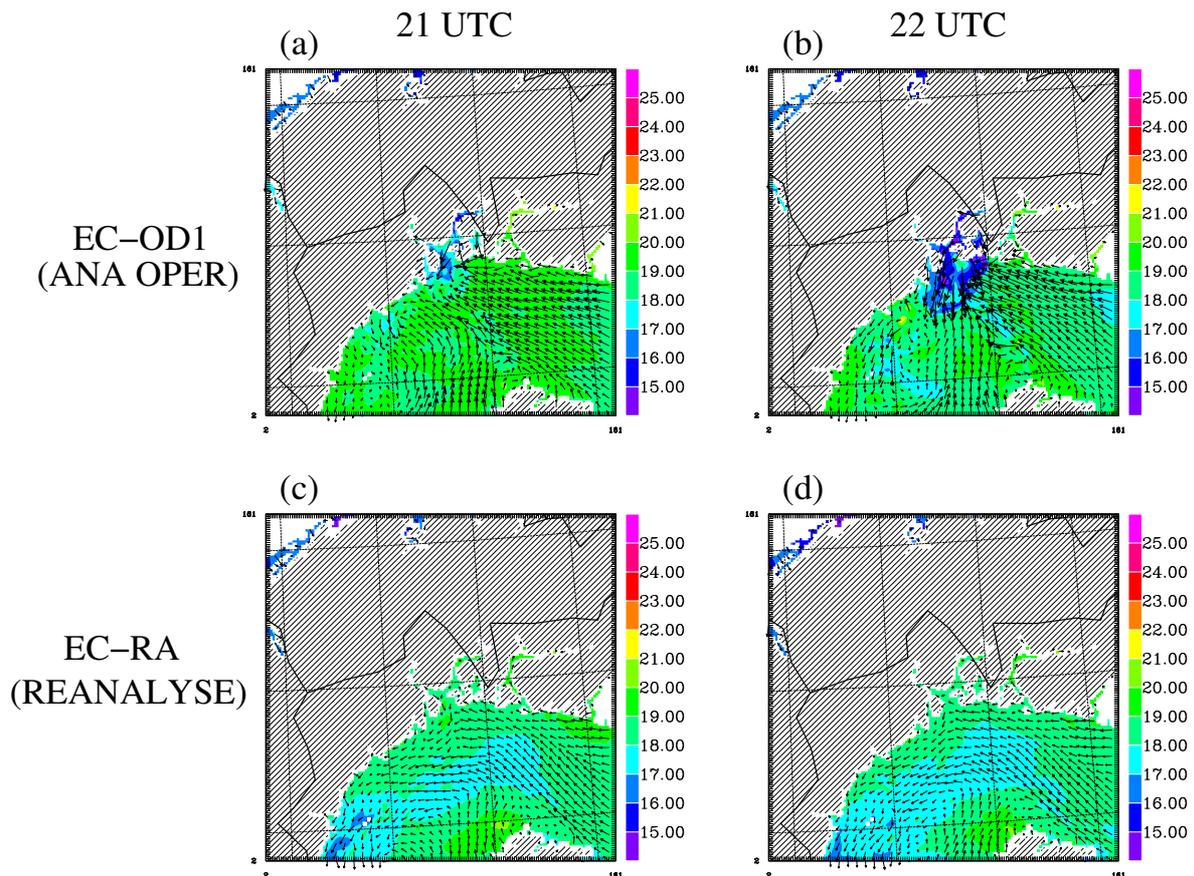


FIG. 4.11 – Coupes horizontales de température à 500 m (en °C), sur lesquelles sont superposés les coupes horizontales du vent à 500 m. (a) Simulation EC-OD1 (analyse opérationnelle), à 21 UTC. (b) Simulation EC-OD1, à 22 UTC. (c) Simulation EC-RA (réanalyse), à 21 UTC. (d) Simulation EC-RA, à 22 UTC.

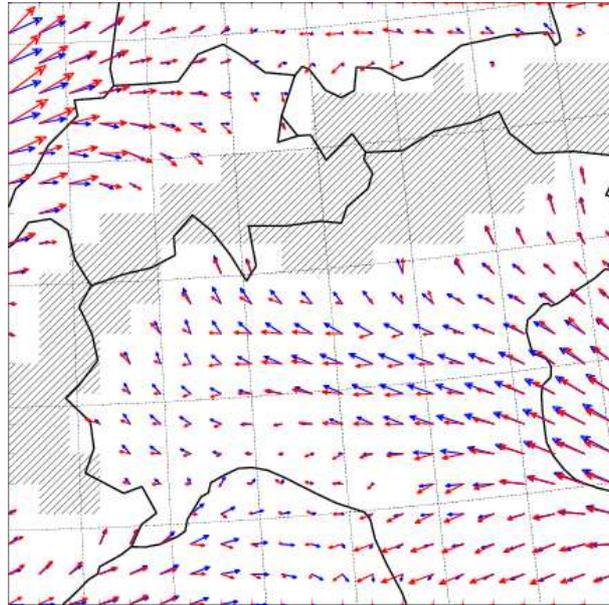


FIG. 4.12 — Coupe horizontale des vents à 1000 m le 17 septembre à 12 UTC pour l'analyse (en bleu) et la réanalyse (en rouge).

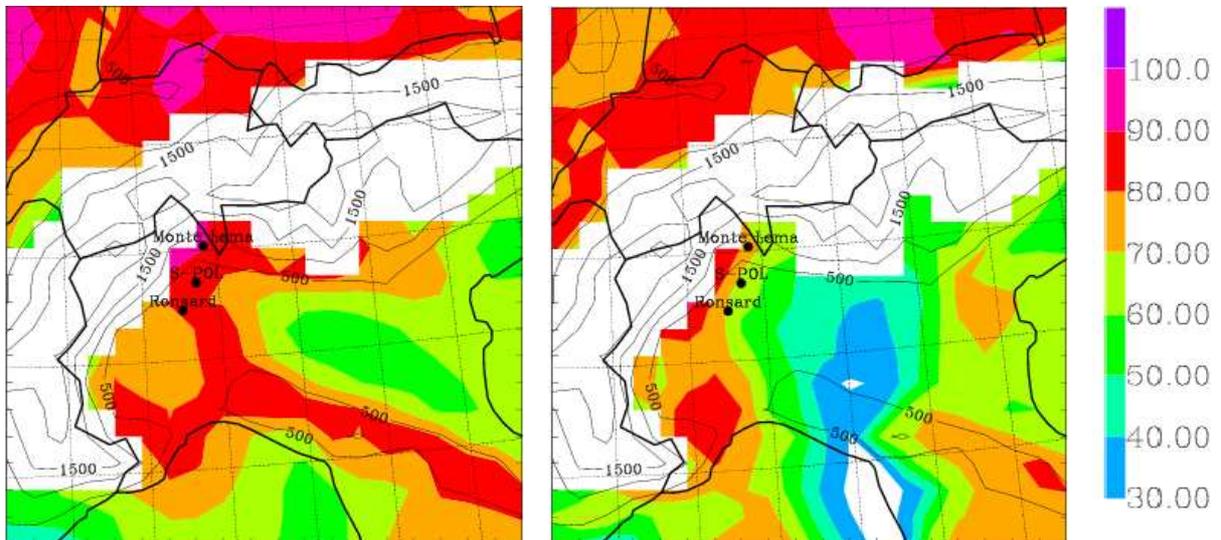


FIG. 4.13 — Humidité relative à 850 hPa le 17 septembre à 12 UTC pour l'analyse opérationnelle (à gauche) et la réanalyse (à droite). Unité en %.

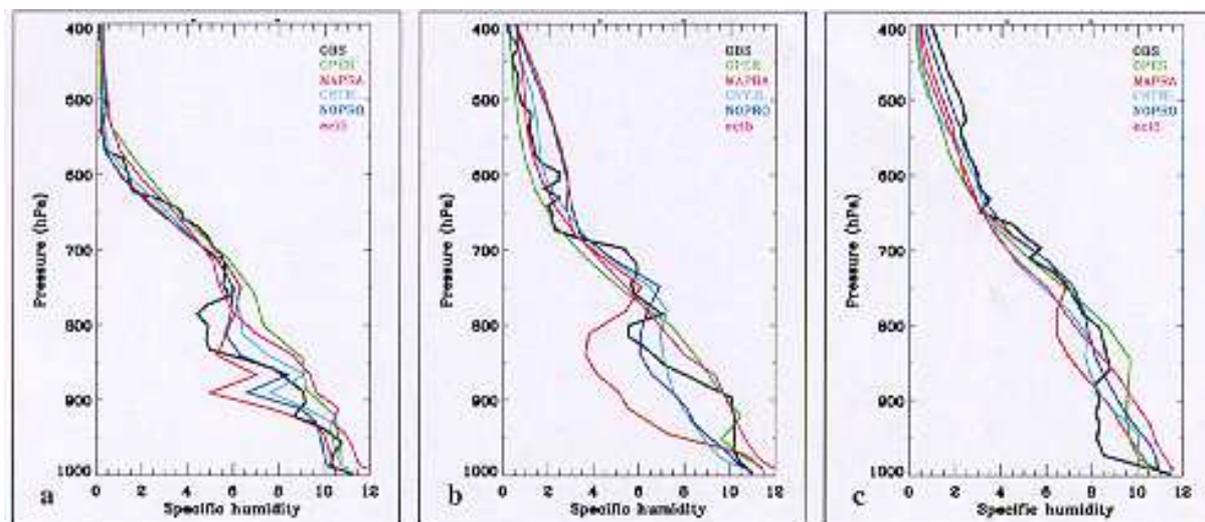


FIG. 4.14 – Intercomparaison des sondages d'humidité à Milan à (a) 12 UTC, (b) 18 UTC et (c) 00 UTC les 17 et 18 septembre 1999. Les profils intéressants sont ceux des observations (en noir), des analyses opérationnelles (en vert), des réanalyses (en rouge) et des réanalyses test (humidité corrigée - en rose). Tiré de Keil et Cardinali, 2004.

4.2.2 Sensibilité au champ d'humidité initial

Afin d'évaluer de manière plus précise l'impact du champ d'humidité initial dans les simulations mesoéchelles de la POI2A, deux expériences supplémentaires ont été réalisées avec Meso-NH (EC-RA2 et EC-RA3). L'expérience EC-RA2 a été initialisée à l'aide de la réanalyse MAP, et est identique à la simulation EC-RA sauf en ce qui concerne le champ de vapeur d'eau initial : à tous les niveaux du modèle, les rapports de mélange de la vapeur d'eau ont été remplacés dans la réanalyse par ceux de l'analyse opérationnelle. Les résultats en termes de réflectivité équivalente, et de cumul de précipitations sur 24 heures sont représentés Fig. 4.10 (rangée du milieu). Contrairement à la simulation EC-RA, un système convectif organisé fait dorénavant son apparition et se déplace vers l'est du domaine. Néanmoins on peut noter que ce système apparaît encore plus en retard que dans EC-OD, et est nettement moins intense. Il reste sous la forme d'une ligne convective mais n'évolue pas en un système tridimensionnel comme les observations le montrent, et comme l'avait reproduit la simulation de référence EC-OD1. Ce résultat tend à montrer que l'impact négatif de la réanalyse MAP sur la simulation ne peut pas être attribué seulement au champ d'humidité initial, même si celui-ci a de manière évidente un rôle important dans la description future du système convectif.

La deuxième expérience (EC-RA3) est motivée par un test de sensibilité conduit au Centre Européen. Afin d'essayer de comprendre les raisons d'un tel comportement des réanalyses pour la POI2A, une attention toute particulière a été portée sur ce cas précis. Suite aux travaux de Keil et Cardinali (2004) il apparaît que l'assimilation des données en provenance du profileur de vent de Lonate Pozzolo (situé entre les radars Ronsard

et S-Pol) engendre une subsidence accrue dans la zone. L'assimilation des données au Centre Européen pour générer les réanalyses MAP s'est faite via l'utilisation de 4D-VAR. Lors de l'assimilation des données sur le vent, ces dernières affectent aussi les champs de température et de pression par l'intermédiaire d'un couplage entre masse et vent, ainsi que l'humidité spécifique par l'intermédiaire du calcul de l'écart-type des erreurs de l'ébauche pour l'humidité. Une expérience test au Centre Européen a été réalisée où le couplage entre vent et humidité a été négligé (l'écart type des erreurs pour l'ébauche en humidité est considéré cette fois comme constant). La réanalyse test résultant de cette expérience montre une correction nette du biais sec, alors que les champs de vent et de masse sont très faiblement affectés.

La simulation EC-RA3 est initialisée à partir de cette réanalyse test. Les résultats de cette expérience sont représentés Fig. 4.10 (rangée du bas). Un système organisé fait aussi son apparition, comme dans EC-RA2. Néanmoins, comparé aux observations de réflectivité radar, son déplacement vers l'est est beaucoup trop rapide, générant ainsi un champ de précipitations très différent de celui observé. L'extension de la zone où les précipitations sont supérieures à 10 mm en 12 heures est moins étendue que dans les observations, et que dans la simulation de référence EC-OD1. En conséquence du comportement dynamique du système différent, notamment à cause d'une vitesse de propagation trop importante, le noyau des précipitations est déplacé vers le sud et le bassin versant du Tessin n'est plus du tout affecté par les précipitations, ce qui bien sûr va induire une large erreur dans une simulation hydrologique.

4.2.3 Conclusions

Ces différentes expériences mettent en avant le rôle important joué par le champ d'humidité initial concernant le contrôle de l'intensité et de la localisation du système précipitant de la POI2A. L'assimilation des données sur le vent du profileur situé à Lonate Pozzolo a un impact négatif sur le champ d'humidité en provoquant un assèchement excessif des basses couches au-dessus de la plaine du Po, ce qui a pour conséquence d'inhiber le développement de la convection dans les simulations numériques. Deux expériences additionnelles, utilisant des champs d'humidité initiaux plus proches de la réalité, présentent de meilleurs résultats que la simulation EC-RA basée sur la réanalyse MAP, mais restent de qualité inférieure à la simulation de référence EC-OD1 initialisée avec l'analyse opérationnelle. Cela laisse supposer que le biais sec du champ initial d'humidité dans la réanalyse n'explique pas à lui seul les comportements différents des simulations numériques.

Ces résultats rejoignent ceux de Hohenegger et Schär (2005) qui ont étudié la sensibilité de la POI2A (entre autres) aux conditions initiales, en introduisant dans le champ initial des perturbations en température. La propagation de l'erreur initiale fait apparaître que le caractère fortement convectif de la POI2A engendre une faible prédictabilité de l'événement.

Il semble qu'une amélioration des simulations ne sera pas obtenue sans une améliora-

tion de l'état initial de l'atmosphère. Revoir la stratégie d'assimilation de données apparaît comme nécessaire, et l'assimilation à échelle fine de données mésoéchelles est une solution à explorer, ainsi que l'assimilation de données non conventionnelles comme les réflectivités radar. On s'intéresse dans le prochain chapitre à la création d'une analyse haute résolution à l'aide du schéma d'assimilation 3D-VAR ALADIN de Météo-France, analyse qui servira de nouvelles conditions initiales pour les simulations numériques de la POI2A.

Chapitre 5

Assimilation à échelle fine de données mesoéchelles

Dans toute simulation numérique du temps l'importance de l'état initial de l'atmosphère est cruciale. On a montré dans le chapitre précédent la très forte sensibilité aux conditions initiales des simulations numériques mesoéchelles de la POI2A, épisode fortement convectif. Une redéfinition des conditions initiales semble être nécessaire afin d'envisager une amélioration de la prévision de ce système.

Les questions abordées dans ce chapitre sont les suivantes :

- Comment améliorer l'état atmosphérique initial ?
- Est-ce que cette amélioration entraînera une meilleure prévision du système convectif de la POI2A ?

L'utilisation de l'assimilation de données permet de répondre à la première question. C'est un outil puissant pour obtenir une analyse plus précise des champs météorologiques. On peut définir l'assimilation de données comme la technique permettant d'intégrer dans un modèle numérique dynamique les informations provenant de différentes observations réparties dans l'espace et le temps, afin de déterminer de manière la plus précise possible l'état de l'atmosphère à un moment donné (Talagrand, 1997).

La méthode utilisée consiste à assimiler des données MAP additionnelles sur une grille ALADIN (Bubnova et al, 1993), à l'aide du schéma variationnel 3D-VAR, de Météo France, afin de créer une nouvelle analyse haute résolution de l'état de l'atmosphère à 12 UTC le 17 septembre 1999.

Dans un premier temps, on présentera quelques notions sur le schéma 3D-VAR ALADIN de Météo-France. Dans un deuxième temps, la manière dont les analyses ALADIN sont générées sera explicitée, avec notamment une description des observations utilisées dans le schéma d'assimilation. Ces nouvelles analyses haute résolution vont servir à initialiser de nouvelles simulations numériques de la POI2A avec Meso-NH, simulations dont les résultats sont présentés en dernière partie.

5.1 Rappels sur l'assimilation de données - le schéma 3D-VAR

5.1.1 Concepts de base concernant l'assimilation de données

Une introduction à l'assimilation de données en météorologie est donnée par Talagrand (1997).

Une analyse est le résultat d'un processus d'assimilation qui consiste à rapprocher une ébauche de l'état vrai de l'atmosphère. Le résultat d'une analyse peut être utilisé comme conditions initiales pour un modèle numérique de prévision du temps. Par exemple, les analyses en provenance du CEPMMT, pour le 17 septembre 1999 à 12 UTC et 18 UTC, et pour le 18 septembre 1999 à 00 UTC ont servi à initialiser et forcer les simulations numériques de la POI2A discutées auparavant dans cette thèse (EC-OD1, EC-OD2, EC-RA, EC-RA2, EC-RA3).

De manière générale, les variables pronostiques d'un modèle sont au nombre de cinq : le géopotential, les deux composantes du vent, la température et l'humidité. Les observations correspondantes n'échantillonnent pas de manière homogène l'ensemble de la grille d'un modèle de prévision numérique. Ainsi, l'information disponible consiste d'une part en un ensemble hétérogène de données in situ et de télédétections échantillonnant l'atmosphère imparfaitement et irrégulièrement dans l'espace et d'autre part en une ébauche (généralement fournie par une prévision à courte échéance). L'assimilation définit un état compris entre l'ébauche et les observations le plus proche de l'état réel de l'atmosphère. L'ébauche décrivant un nombre restreint de variables sur une grille régulière tridimensionnelle, les modifications qui lui sont apportées doivent rester cohérentes avec les équations pronostiques du modèle et conserver les équilibres entre variables, afin d'éviter la propagation d'erreurs qui détériorerait la prévision. La prise en compte du couplage entre la masse et le vent permet non seulement d'éviter l'apparition d'oscillations d'ondes de gravité parasites (Hinkelmann, 1951) mais aussi de tirer le maximum d'informations à partir des observations (en déduisant par exemple des informations sur le champ de vent à partir du champ de température).

Chaque observation est assortie d'une marge d'erreur liée aux instruments, ainsi qu'à la représentativité due à une représentation discrète d'un champ continu. La prévision à courte échéance, issue d'une analyse précédente, et donc appelée ébauche, donne des informations dans des endroits dépourvus d'observations. Cette ébauche est aussi accompagnée d'une marge d'erreur, provenant d'une part des erreurs de l'analyse qui a servi de condition initiale à la prévision précédente, et d'autre part des erreurs du modèle lui-même.

Une première étape importante du processus d'assimilation est le contrôle des données. Les modèles numériques de prévision du temps dépendant fortement des conditions initiales, l'assimilation de données fausses peut avoir une influence néfaste importante sur la prévision. L'ébauche est de manière générale utilisée comme référence, et les données qui s'éloignent trop de l'ébauche sont écartées. L'hypothèse faite ici part du principe que

la qualité du modèle est suffisante. Ainsi, si le modèle est de qualité insuffisante, des observations qui pourraient le rapprocher de l'état réel de l'atmosphère sont rejetées, et la dégradation de la prévision peut s'amplifier.

Les données ne sont jamais directement assimilables. Même lorsqu'il s'agit de données sur les variables pronostiques du modèle (humidité, vent...), il est nécessaire de développer un opérateur d'observation, plus ou moins compliqué, qui permet de passer de l'ensemble des variables du modèle à des variables directement comparables aux observations. Il faut par exemple, pour la température, passer du niveau du modèle au niveau des observations, la grille du modèle étant discrétisée sur la verticale (simple problème d'interpolation). Certaines données sont plus difficilement assimilables, car elles sont liées indirectement aux variables du modèle. La radiançe (Eyre et al, 1993; Anderson et al., 1994) en est un exemple : l'opérateur d'observation permet de passer des variables du modèle sur une colonne à la radiançe. On peut citer également les travaux en cours sur l'assimilation de données GPS, le délai zénithal permettant de retrouver la quantité intégrée de vapeur d'eau sur une colonne atmosphérique (Guerova et al., 2003; Bock et Doerflinger, 2001).

Différents types de schémas d'assimilation de données existent. Les deux schémas variationnels les plus fréquemment utilisés sont le schéma 3D-VAR et le schéma 4D-VAR. Le schéma 3D-VAR se fait suivant une approche séquentielle intermittente : les observations sont traitées en petits lots, à l'heure de l'analyse. Le schéma 4D-VAR diffère du schéma 3D-VAR par l'utilisation d'une dimension supplémentaire, le temps. C'est un schéma rétrospectif, puisqu'il utilise des données postérieures à l'heure d'analyse pour produire une analyse.

De manière générale, ces méthodes génèrent des analyses de qualité supérieure à celles obtenues par les autres méthodes car la couverture des observations est plus large, et l'utilisation d'une fenêtre temporelle lors de l'ajustement aux observations permet une meilleure cohérence avec la physique du modèle.

Le schéma 4D-VAR est toutefois très complexe à mettre en oeuvre et requiert de grosses ressources informatiques. Il est utilisé par les grands centres de prévision mais généralement uniquement à l'échelle globale. A moyenne échelle, du fait de la plus grande complexité des paramétrisations physiques, les méthodes 3D-VAR sont généralement préférées.

Dans la suite de cette thèse, le schéma d'assimilation utilisé sera le schéma 3D-VAR du modèle ALADIN (modèle à aire limitée de Météo-France de résolution horizontale proche de 10 km). Le caractère novateur des analyses ALADIN ne réside pas forcément dans les méthodes d'assimilation retenues mais davantage dans leur résolution spatiale. Les analyses ALADIN permettent en effet de disposer de champs initiaux dont la résolution est deux à trois fois plus fines que ceux issus des analyses ARPEGE ou CEPMMT. On s'attend donc à ce que les structures de mesoéchelle y soient bien mieux décrites. La figure 5.1 schématise le principe de fonctionnement des assimilations 3D-VAR et 4D-VAR.

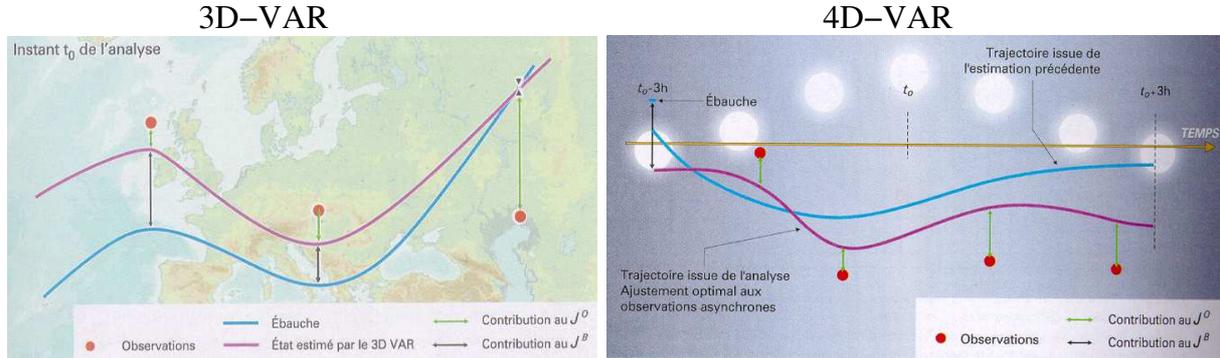


FIG. 5.1 – A gauche, illustration du J_b et du J_o à un instant t_o dans le 3D-VAR. A noter l'observation à droite qui contribue peu à modifier l'ébauche. A droite, principe du 4D-VAR. Ces 2 illustrations sont tirées de Malardel, 2005.

5.1.2 Le schéma variationnel 3D-VAR

La méthode de l'assimilation variationnelle suit deux critères :

- tout d'abord, le respect de la cohérence physique entre les données météorologiques considérées et les équations mathématiques qui régissent le modèle numérique, ceci afin de ne pas propager des inexactitudes dans les calculs relatifs aux échéances suivantes.
- ensuite, elle tient compte du fait que l'atmosphère est une entité continue. Cela implique que chaque modification en un point quelconque de ce continuum doit entraîner des modifications des valeurs de chacun des points du modèle, et pas seulement des valeurs des points les plus proches.

Si on ne prend en compte dans le schéma d'assimilation variationnelle que les informations déduites d'observations à un temps donné (temps auquel la modification sera effectuée), alors les corrections induites ne concernent que les trois dimensions de l'espace : on parle dans ce cas d'assimilation variationnelle tridimensionnelle, ou 3D-VAR.

On note :

- x_a : le vecteur d'état décrivant l'analyse (dimension n),
- x_b : le vecteur d'état décrivant l'ébauche (dimension n),
- x_t : le vecteur d'état décrivant la meilleure représentation possible de la réalité (dimension n),
- y : le vecteur décrivant les observations (dimension p),
- H : l'opérateur d'observation (de n vers p),
- B : matrice de covariance des erreurs à l'ébauche $\epsilon_b = (x_b - x_t)$ (dimension n^2),
 $B = \overline{(\epsilon_b - \bar{\epsilon}_b)(\epsilon_b - \bar{\epsilon}_b)^T}$,
- R : matrice de covariance des erreurs d'observation $\epsilon_o = y - H[x_t]$ (dimension p^2),
 $R = \overline{(\epsilon_o - \bar{\epsilon}_o)(\epsilon_o - \bar{\epsilon}_o)^T}$.

Une hypothèse importante sur laquelle se base le 3D-VAR est l'hypothèse du *linéaire tangent*. L'opérateur d'observation H n'est pas linéaire, mais on peut le linéariser au voisinage de l'ébauche :

$$H(x) - H(x_b) \simeq H(x - x_b)$$

De manière plus générale l'hypothèse du *linéaire tangent* s'écrit sous la forme d'un développement au 1er ordre de Taylor-Young, au voisinage d'un état x pour une perturbation h :

$$H(x + h) = H(x) + Hh + O(\|h\|^2)$$

Par la suite, H représentera l'opérateur d'observation linéarisé.

Le principe de 3D-VAR consiste à minimiser une fonction J appelée *fonction de coût de l'analyse* :

$$J(x) = J_b(x) + J_o(x)$$

qui représente la distance de n'importe lequel des états possibles de l'atmosphère à l'ébauche (souvent une prévision à six heures) représentée par J_b (le J_b retranscrit à la fois les erreurs du modèle, et les covariances entre les variables, et permet de déduire les équilibres entre les variables), et la distance aux observations représentée par J_o . Le vecteur d'état x est une matrice colonne dans laquelle sont groupées toutes les valeurs prises par les variables du modèle nécessaires pour décrire l'état de l'atmosphère.

Les fonctions de coût J_b et J_o peuvent s'écrire de la manière suivante :

$$J_b(x) = (x - x_b)^T B^{-1} (x - x_b)$$

$$J_o(x) = (y - H[x])^T R^{-1} (y - H[x])$$

Le gradient de la fonction de coût J s'écrit alors :

$$\nabla J(x) = 2B^{-1}(x - x_b) - 2H^T R^{-1}(y - H[x])$$

La solution à ce problème de minimisation est cherchée en effectuant des itérations sur la fonction de coût et son gradient afin d'approcher le minimum. Une fois le minimum trouvé, on peut en déduire l'état atmosphérique correspondant qui est l'état le plus proche des observations ne différant que par de faibles variations de l'ébauche, et respectant les contraintes d'équilibre et de cohérence des équations numériques.

La formulation incrémentale de ce problème est utilisée dans le schéma 3D-VAR ALADIN afin de faciliter sa résolution. En posant $d = y - H[x_b]$, appelé vecteur innovation, et $\delta x = x - x_b$, l'incrément, cette formulation revient à résoudre pour δx le problème inverse posé par l'opérateur direct d'observation linéarisé autour du vecteur d'ébauche x_b .

Ainsi, la fonction de coût J se réécrit sous la forme :

$$J(\delta x) = \frac{1}{2} \delta x^T B^{-1} \delta x + \frac{1}{2} (H \delta x - d)^T R^{-1} (H \delta x - d)$$

On obtient le gradient de J par différentiation par rapport à δx :

$$\nabla J(x) = (B^{-1} + H^T R^{-1} H) \delta x - H^T R^{-1} d$$

Ce gradient s'annule au minimum de la fonction de coût, permettant ainsi de déterminer δx_a , qui satisfait la relation :

$$(B^{-1} + H^T R^{-1} H) \delta x_a = H^T R^{-1} d$$

D'où :

$$\delta x_a = x_a - x_b = BH^T (HBH^T + R)^{-1} d$$

HBH^T peut se voir comme la matrice carré des covariances des erreurs de l'ébauche dans l'espace des observations, et BH^T est la matrice rectangulaire des covariances entre les erreurs de l'ébauche dans l'espace du modèle et les erreurs de l'ébauche dans l'espace des observations.

En pratique, le point de départ de la minimisation (ou *first guess*) est pris égal à l'ébauche x_b , même si cela n'est pas nécessairement le cas. Si la minimisation est correcte, elle ne dépend pas de manière significative du choix du *first guess*, mais est sensible au choix de l'ébauche.

Des détails sur l'estimation des erreurs de covariance peuvent être trouvés dans Berre (1999). Le J_b utilisé dans cette étude est le J_b dit *ensembliste* (Belo Pereira et Berre, 2005, Stefanescu et al, 2005).

5.2 Création d'une analyse haute résolution en tant que condition initiale de la simulation mesoéchelle de la POI2A

ALADIN est un modèle de prévision numérique à aire limitée développé à Météo-France. Comme il s'agit d'un modèle à aire limitée, il nécessite l'établissement de conditions aux limites. Ce forçage au bord est réalisé à partir des prévisions ARPEGE qui est le modèle global de Météo-France. Il est utilisé quotidiennement de manière opérationnelle à Météo-France sur la zone Europe. Il couvre un domaine de 2000 km sur 2000 km centré sur la France (ALADIN-France). La zone couverte par le domaine ALADIN-France est visible figure 5.2. Sa troncature spectrale permet une résolution horizontale d'environ 9 km, avec 41 niveaux verticaux.

5.2.1 L'analyse ALADIN

Dans un premier temps, et afin d'être cohérent avec les études numériques précédentes, on utilise comme ébauche pour la création de la nouvelle analyse haute résolution, l'analyse opérationnelle du CEPMMT interpolée sur une grille ALADIN. On procédera ensuite

5.2 Création d'une analyse haute résolution en tant que condition initiale de la simulation mesoéchelle de la POI2A

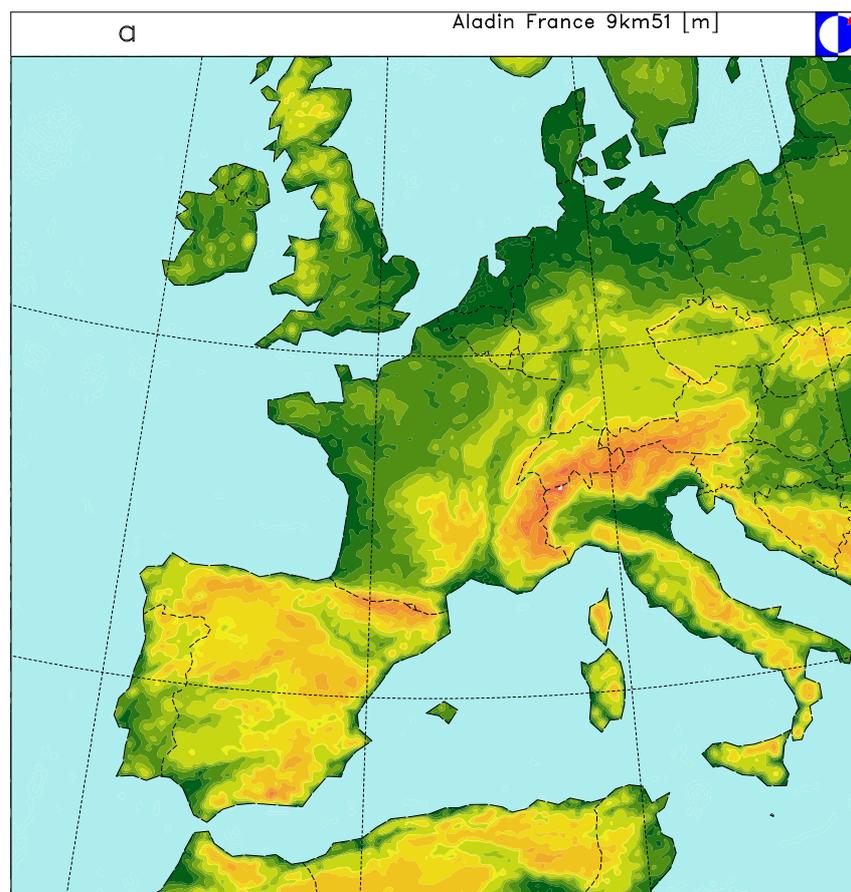


FIG. 5.2 – Domaine ALADIN-France (Source J.D. Gril, équipe GMAP, Météo-France).

à l'utilisation des réanalyses du CEPMMT en tant qu'ébauche, afin de tester l'impact de l'assimilation de données sur l'amélioration des simulations numériques de la POI2A initialisées avec les réanalyses.

Plusieurs étapes sont nécessaires à la création d'une nouvelle analyse haute résolution servant d'initialisation aux simulations mesoéchelles. A partir des fichiers au format GRIB du CEPMMT, une interpolation sur une grille ALADIN couvrant le domaine ALADIN-France visible Fig. 5.2 est entreprise. Il est à noter que certaines données sol (albedo de la neige, densité de la neige) ne sont pas disponibles pour la période considérée, et les schémas de surface du CEPMMT ne correspondent pas directement à ceux du modèle ISBA d'ARPEGE/ALADIN. Il faut donc tout d'abord rajouter les champs relatifs à la neige cité précédemment, ainsi que remplacer les champs de surface par ceux de l'analyse ARPEGE de l'époque. On procède ensuite à l'analyse proprement dite avec l'assimilation de données via le schéma variationnel 3D-VAR ALADIN, pour obtenir une nouvelle analyse haute-résolution qui va servir d'initialisation à de nouvelles simulations numériques de la POI2A.

L'assimilation des données se fait sur une grille ALADIN-France à la résolution horizontale d'environ 9 km. Ce maillage plus fin que celui du Centre Européen va permettre une meilleure description de l'impact d'observations comme l'humidité, dont la variabilité spatiale peut être importante.

Une analyse grande échelle est prise comme guess pour une assimilation à petite échelle, l'hypothèse d'indépendance des observations et du guess n'est alors en théorie plus valable. Néanmoins cela se justifie par le fait que les échelles sont différentes (les données déjà rentrées dans l'analyse grande échelle l'ont été à des longueurs d'ondes différentes).

5.2.2 Les données assimilées

Il existe de nombreux types de données pouvant être assimilées. L'OMM les classe en plusieurs catégories. La table 5.1 répertorie une liste non exhaustive des messages OMM et des variables correspondantes considérées dans l'analyse.

Chacune des classes d'observation peut se diviser en plusieurs sous-type suivant la source des données mesurées ou leur nature. Par exemple les sondages TEMP sont obtenus de trois manières différentes : en phase montante depuis un bateau ou une station de mesure, ou en phase descendante depuis un avion (lâcher d'un dropsonde).

Une première analyse haute résolution est créée en utilisant comme ébauche les analyses opérationnelles du CEPMMT et comme données assimilées les données provenant de six radiosondages haute résolution présents dans la zone MAP et d'un profileur de vent. Les radiosondages utilisés sont situés en France (Ajaccio, Nice, Lyon), Italie (Milan, San Pietro Capofiume) et Suisse (Payerne). Quatre d'entre eux sont situés au sud de la chaîne des Alpes et apportent ainsi des informations sur les caractéristiques dynamiques et thermodynamiques du flux incident (il s'agit de Milan, San Pietro, Ajaccio et Nice). Le profileur de vent est situé à Lonate près de Milan. Les 2 autres radiosondages sont situés de l'autre côté de la chaîne alpine (Lyon et Payerne). Leur assimilation dans le

CLASSE	INSTRUMENTS	Variables pouvant être considérées dans la minimisation	Variables effectivement considérées dans la minimisation
SYNOP	Station de surface	$P_s, T_{2m}, q_{2m}, u_{10}, v_{10}, R, S, SST$	
AIREP	Avion	P, T, u, v	
SATOB	Sat. geos.	P, T, u, v	
DRIBU	Bouée, navire	$P_s, T_{2m}, u_{10}, v_{10}, SST$	
TEMP	Radiosonde	$P, T, u, v, q, u_{10}, v_{10}, T_{2m}, q_{2m}, SST$	P, T, u, v
PILOT	Ballon, Profileur	u, v, u_{10}, v_{10}	u, v

TAB. 5.1 – Colonne de gauche : messages OMM. Deuxième colonne : instruments / type de mesure. Troisième colonne : variables pouvant être considérées dans la minimisation lors de la procédure d'assimilation. Dernière colonne : variables effectivement prises en compte lors du 3D-VAR dans cette étude. P_s : pression de surface; T_{2m} : température à 2 m; q_{2m} : humidité spécifique à 2 m; u_{10}, v_{10} : composantes du vent à 10 m; R : précipitations; S : hauteur de neige; SST : température de surface de la mer; P : pression; T : température; u, v : composante du vent; q : humidité spécifique.

schéma 3D-VAR permettra sans doute une meilleure description de l'atmosphère de ce côté de la chaîne montagneuse. Une amélioration de la bande précipitante non reproduite jusqu'alors par les simulations précédentes est ainsi attendue.

Afin de s'adapter aux nouvelles analyses haute résolution utilisées comme conditions initiales, le protocole numérique des nouvelles simulations numériques diffère quelque peu des simulations de la POI2A présentées dans les chapitres précédents. Pour ne pas perdre d'information lors de l'interpolation sur la grille Meso-NH, le domaine à 32 km de résolution a été abandonné, et le domaine à 8 km agrandi pour couvrir l'Europe de l'ouest (il correspond approximativement au domaine d'ALADIN-France). L'analyse ALADIN sert à initialiser le domaine Meso-NH à 8 km qui est ensuite interpolé sur le domaine Meso-NH à 2 km pour démarrer une simulation numérique en *grid-nesting*. Les domaines utilisés dans ces nouvelles simulations numériques sont représentés Fig. 5.3.

5.3 Résultats des nouvelles simulations numériques

La figure 5.4 résume les différentes simulations numériques mesoéchelles dont nous allons parler dans cette section. Toutes ont été réalisées à l'identique (schéma microphysique ICE4 dans le deuxième modèle, démarrage à 12 UTC le 17/09/1999) exceptées bien sûr les conditions initiales qui changent suivant l'analyse ALADIN utilisée.

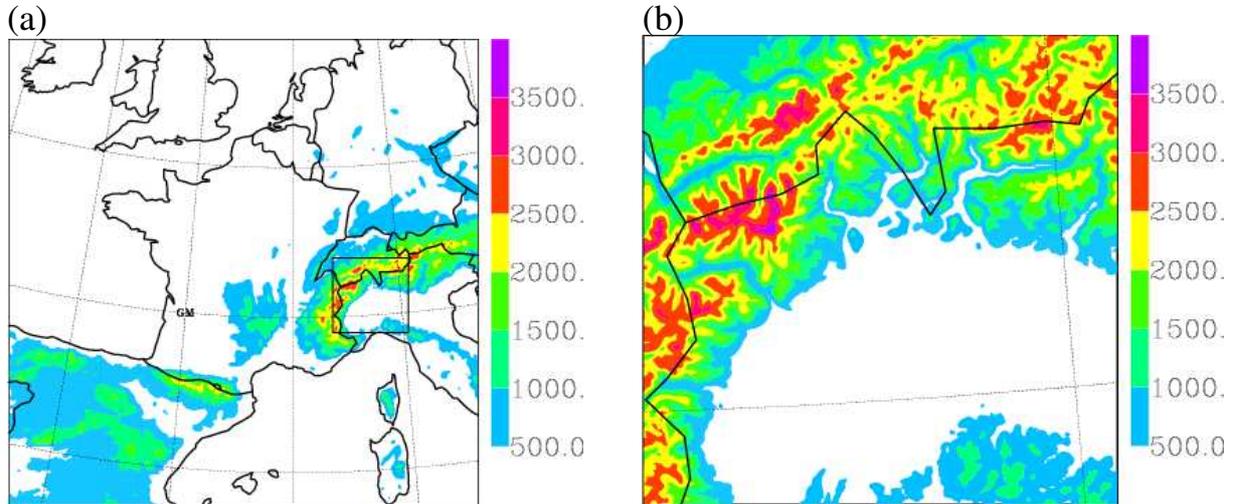


FIG. 5.3 – Domaines de résolution horizontale croissante : (a) 8 km (250x250 points) et (b) 2 km (160x160 points). Les lignes pleines représentent les parallèles et les méridiens (tous les 5°), ainsi que la zone du domaine fils. La topographie est indiquée en m.

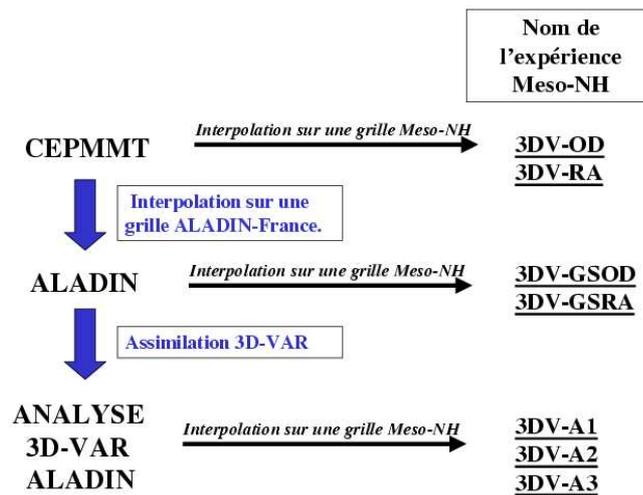


FIG. 5.4 – Résumé des différentes étapes de création d'une analyse et noms des expériences Meso-NH associées.

5.3.1 Utilisation de l'analyse opérationnelle en tant qu'ébauche

Les simulations de référence

L'expérience 3DV-OD est la simulation de référence. Pour cette expérience, l'analyse opérationnelle du Centre Européen est directement interpolée sur une grille Meso-NH. Les résultats en termes de réflectivité radar et de précipitations, dans la zone du Lac Majeur, sont visibles Fig. 5.5a et Fig. 5.6b, respectivement. En raison de la forte sensibilité de l'événement, les résultats ne sont pas strictement identiques à ceux de la simulation EC-OD2, qui diffère de 3DV-OD par l'utilisation des 3 domaines imbriqués de résolutions horizontales croissantes (32, 8, et 2 km, Fig. 2.1). Ils restent cependant similaires. Les différences qui apparaissent entre les simulations EC-OD1 et 3DV-OD sont sans doute liées à la modification du positionnement géographique des bords du domaine où le forçage est réalisé.

Le système se développe bien au-dessus de la plaine, son intensification et son déplacement vers le sud-est sont bien reproduits par la simulation. Une amélioration apparaît concernant l'extension horizontale des plus faibles réflectivités. Le système décrit par 3DV-OD est plus étendu que celui décrit par EC-OD2, ce qui est plus proche des observations. Cela est surtout visible à 6000 m.

Le champ de précipitations cumulées sur 12 heures reste proche de celui reproduit par EC-OD2, avec cependant un maximum plus faible. Le maximum dans la zone géographique des radars est bien retrouvé par 3DV-OD, et la bande précipitante présente dans les observations au nord-ouest du domaine est toujours absente. Il faut néanmoins noter des précipitations importantes dans le nord du bassin versant calculées par 3DV-OD, alors que les observations montrent une absence presque totale de pluie à cet endroit. Une telle erreur dans le positionnement des précipitations pourrait de manière évidente entraîner une mauvaise prédiction lors de simulations hydrologiques.

La deuxième expérience s'appelle 3DV-GSOD. Elle est identique à la simulation 3DV-OD, hormis le fait qu'une double interpolation est effectuée : on interpole tout d'abord l'analyse opérationnelle du CEPMMT sur une grille ALADIN-France, puis ensuite on procède à une nouvelle interpolation sur une grille Meso-NH. Cette double interpolation n'est certainement pas idéale. Mais à cause de la sensibilité importante des simulations de cet épisode, elle est nécessaire afin d'évaluer l'impact possible sur les prévisions numériques, avant d'effectuer l'assimilation mesoéchelle. Les champs de réflectivités radar équivalentes calculées par 3DV-GSOD sont visibles Fig. 5.5b, et les précipitations Fig. 5.6c. Les résultats ne sont pas totalement similaires à ceux de la simulation 3DV-OD, mais leurs caractéristiques sont très proches. Le système se développe au même moment, et se déplace à la même vitesse. En termes de précipitations, la bande convective du nord-ouest est toujours absente, il pleut dans le bassin versant de manière trop importante, et le maximum est toujours situé dans la zone des radars. On constate néanmoins que cette double interpolation est à l'origine d'une légère dégradation des résultats de la simulation concernant les précipitations.

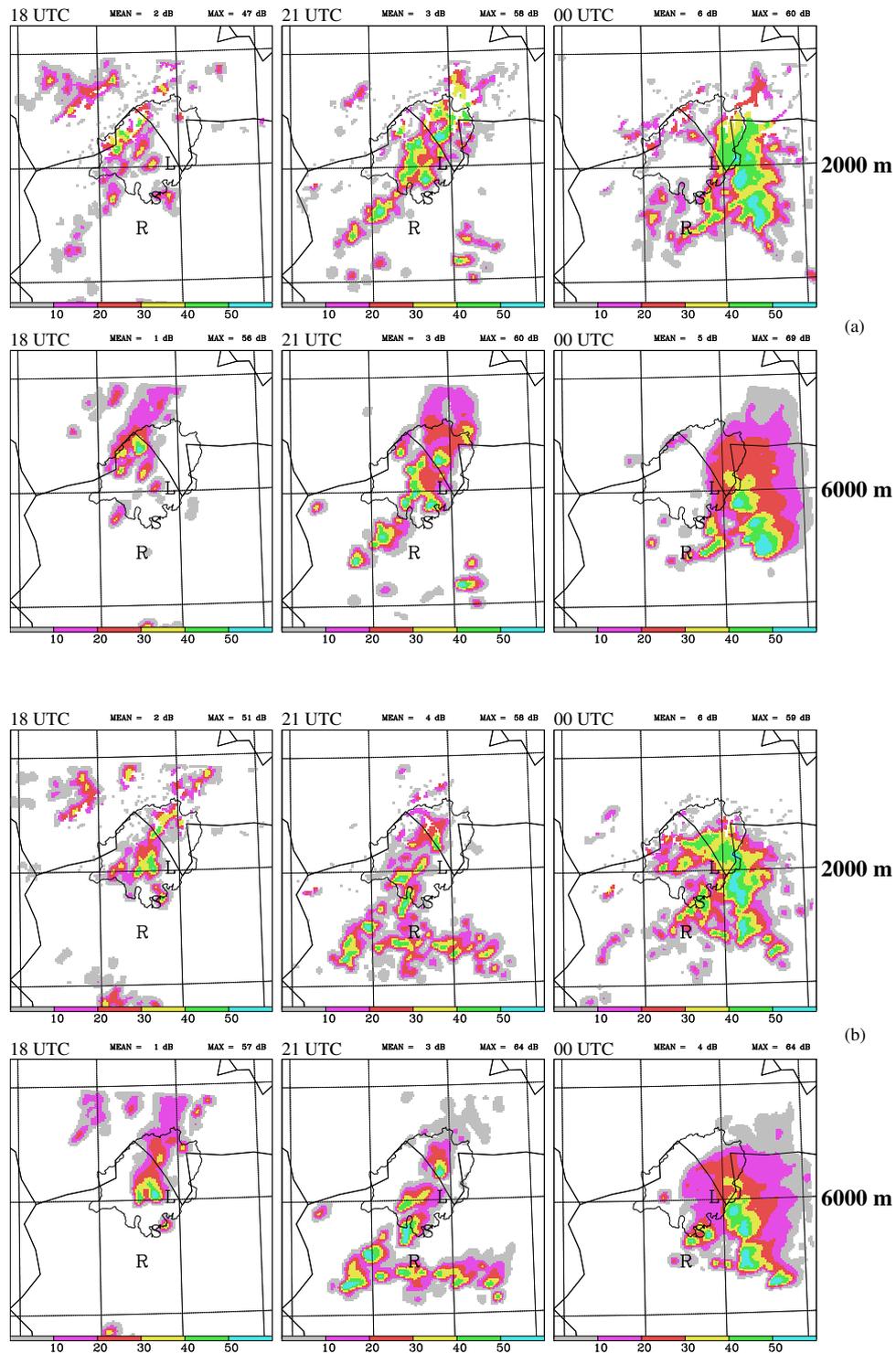


FIG. 5.5 – Reflectivités radar équivalentes (a) pour l'expérience 3DV-OD à 2000 m (rangée du haut) et 6000 m (rangée du bas) et (b) pour l'expérience 3DV-GSOD à 2000 m (rangée du haut) et 6000 m (rangée du bas). Unités en dBz.

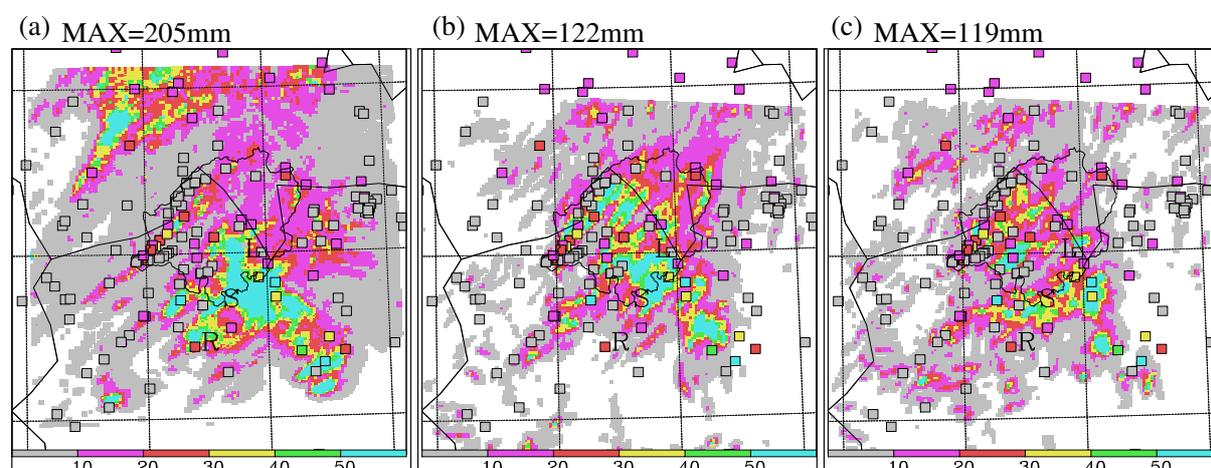


FIG. 5.6 – Précipitations cumulées sur 12 h entre 12 UTC le 17/09/1999 et 00 UTC le 18/09 (a) d'après les observations radar du composite alpin, (b) pour la simulation 3DV-OD, (c) pour la simulation 3DV-GSOD.

Résultats de l'assimilation de données

Dans un premier temps, on interpole les champs issus des analyses opérationnelles du CEPMMT sur une grille ALADIN. L'assimilation des données est ensuite faite sur cette grille ALADIN.

PREMIERE EXPERIENCE : ASSIMILATION DE 6 RADIOSONDAGES ET DU PROFILEUR DE VENT DE LONATE

La première expérience utilise comme conditions initiales cette nouvelle analyse haute-résolution dans laquelle les données des radiosondages haute-résolution de Milan, Nice, Ajaccio, San Pietro, Lyon et Payerne (T, P, u, v), ainsi que les données du profileur de vent (u, v) de Lonate (UHF/VHF) ont été assimilées. Les champs d'humidité, de température et de vent sont ainsi modifiés afin d'être plus proches des observations pour le 17 septembre à 12 UTC. On peut par exemple voir la correction apportée au champ d'humidité sur la figure 5.9a.

La zone du Lac majeur est maintenant légèrement plus sèche dans les basses couches (la différence de 3% en humidité relative reste néanmoins faible - Fig. 5.9a). Cela va bien sûr dans le sens des observations (radiosondage de Milan), qui montraient une analyse opérationnelle un peu trop humide dans les basses couches. La différence notable apparaît dans le nord-ouest du domaine, avec une humidification importante de la zone (plus de 11%), liée à l'assimilation des données en humidité du radiosondage de Payerne. La correction au niveau de Milan est visible Fig. 5.9c, avec le profil vertical d'humidité relative.

Les résultats de l'expérience en termes de réflectivité radar sont montrés sur la figure

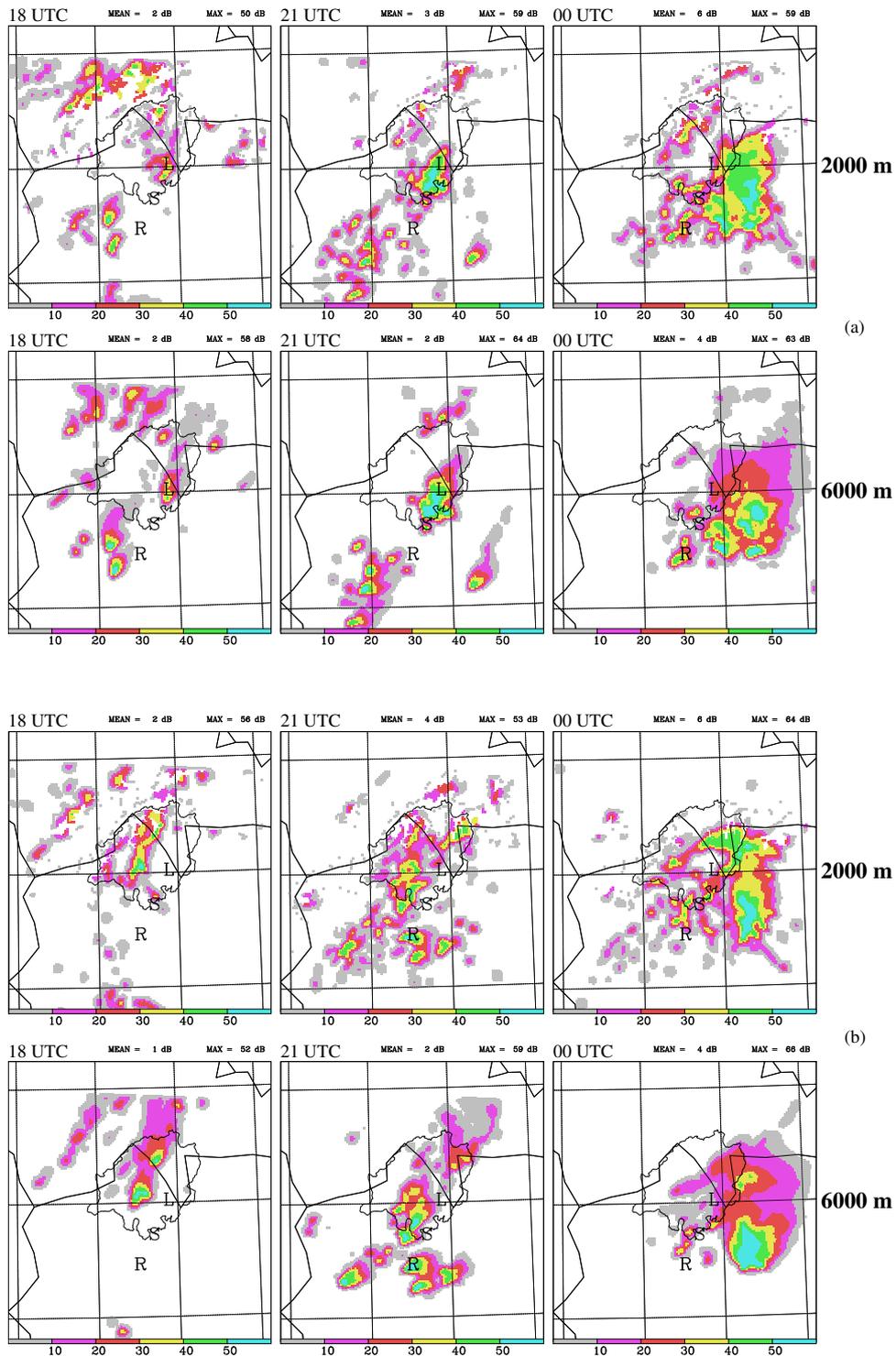


FIG. 5.7 – Reflectivités radar équivalentes (a) pour l'expérience 3DV-A1 à 2000 m (rangée du haut) et à 6000 m (rangée du bas) et (b) pour l'expérience 3DV-A2 à 2000 m (rangée du haut) et à 6000 m (rangée du bas). Unités en dBZ.

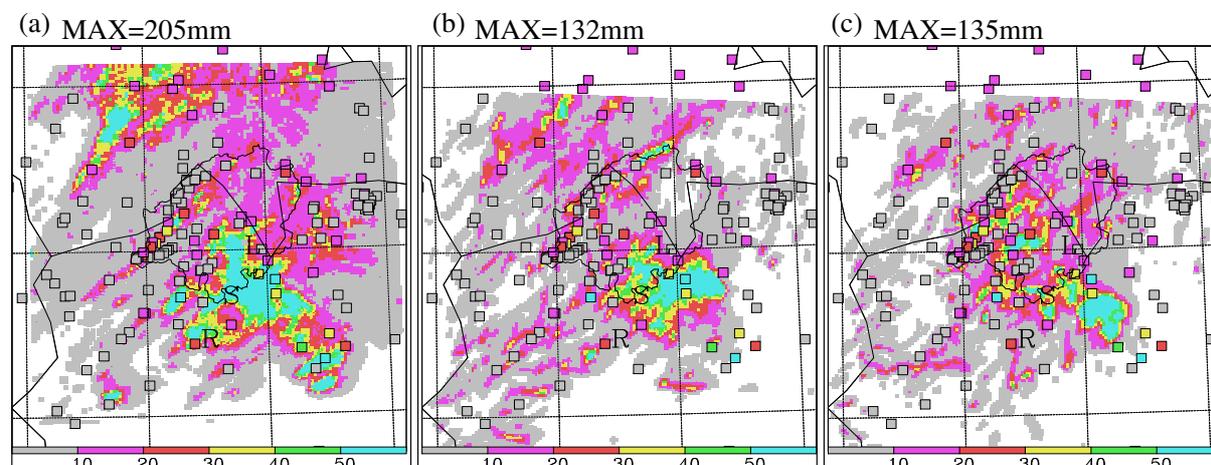


FIG. 5.8 – Précipitations cumulées sur 12 h entre 12 UTC le 17/09/1999 et 00 UTC le 18/09 (a) d'après les observations radar du composite alpin, (b) pour la simulation 3DV-A1, (c) pour la simulation 3DV-A2.

5.7a à 2000 m et 6000 m, et figure 5.8b pour le champ de précipitations cumulées sur 12 heures sur la zone du Lac Majeur.

Les différences dans les champs de réflectivité ne sont pas flagrantes. Néanmoins, on peut voir que le système semble se propager légèrement plus rapidement que dans les simulations de référence, notamment entre 18 UTC et 21 UTC. Il semble aussi un peu moins intense pendant la même période. Il faut aussi noter que malgré l'assimilation des données du profileur de vent de Lonate, on ne constate cette fois aucune dégradation dans la description du système convectif, contrairement à la simulation EC-RA initialisée avec la réanalyse du CEPMMT décrite précédemment dans cette thèse.

Des améliorations notables apparaissent par contre dans le champ de précipitations accumulées sur 12 heures. Trois points peuvent être interprétés comme une amélioration et ainsi faire que la simulation 3DV-A1 est meilleure que les simulations de référence :

- Les précipitations sont maintenant plus concentrées dans le sud-est du domaine, dans la zone géographique des radars, même si la zone de maxima la plus au sud-est (vue à la fois par le composite radar et par les stations au sol) est absente.
- Contrairement aux simulations de référence, le bassin versant de la Toce et du Tessin n'est plus affecté que par de faibles précipitations, ce qui est plus proche des observations.
- Enfin, on constate pour la première fois l'apparition de la bande précipitante dans la partie nord-ouest du domaine, de l'autre côté de la chaîne alpine, même si son extension spatiale est plus faible que dans les observations. Cette amélioration est sans doute due à l'assimilation des données radiosondes de Payerne qui, comme cela était visible Fig. 5.9a, a humidifié les basses couches.

L'assimilation à échelle fine de données mesoéchelle apporte donc dans ce cas particulier une amélioration sensible de la prévision des précipitations. D'autres tests sont néanmoins

nécessaires, afin d'évaluer plus en détail l'impact des données assimilées.

DEUXIEME EXPERIENCE : ASSIMILATION DU RADIOSONDAGE DE MILAN

Une deuxième expérience d'assimilation a été menée à bien. Cette fois-ci, la nouvelle analyse haute résolution est générée en intégrant dans le schéma d'assimilation seulement les données en provenance du radiosondage haute résolution de Milan. Cette deuxième expérience est appelée 3DV-A2. La correction sur le champ d'humidité est montrée à la figure 5.9b.

L'influence est limitée à la plaine du Pô dans les basses couches, la partie nord-ouest n'est plus affectée comme lorsque les données du radiosondage de Payerne sont intégrées dans le schéma d'assimilation (expérience 3DV-A1). La correction au niveau de Milan est visible Fig. 5.9c, avec le profil vertical d'humidité relative.

Les résultats de l'expérience 3DV-A2 en termes de réflectivité radar sont montrés sur la figure 5.7b à 2000 m et 6000 m, et figure 5.8 pour le champ de précipitations cumulées sur 12 heures sur la zone du Lac Majeur.

Le système convectif prédit par cette simulation reste très proche de celui prédit par la simulation initialisée avec le guess ALADIN (3DV-GSOD). Concernant les simulations, et de la même manière que pour l'expérience précédente 3DV-A1, les précipitations sont plus concentrées dans le secteur sud-est du domaine, même si l'extension spatiale du maximum est plus faible. Par contre, tout comme pour la simulation 3DV-GSOD, les précipitations dans le bassin versant sont importantes, et la bande précipitante du nord-ouest absente.

Il semble ainsi que l'assimilation seule des données du radiosondage de Milan entraîne une concentration des précipitations dans le sud-est, mais ne suffit pas à se débarrasser des précipitations présentes au-dessus du bassin versant, et bien sûr ne permet pas de reproduire la bande précipitante du nord-ouest, aucune information nouvelle n'étant apportée dans cette zone.

Ces deux simulations (3DV-A1 et 3DV-A2) utilisent les analyses opérationnelles du CEPMMT interpolées sur une grille ALADIN-France comme ébauche. L'expérience suivante consiste maintenant à utiliser les réanalyses du CEPMMT comme ébauche, pour détecter si ainsi d'éventuelles améliorations peuvent être apportées.

5.3.2 Utilisation de la réanalyse en tant qu'ébauche

Les simulations de référence

Concernant ce jeu d'expériences basées sur les réanalyses, la simulation de référence est 3DV-RA. Pour cette dernière, la réanalyse du 17/09/99 à 12 UTC est directement interpolée sur une grille Meso-NH, toujours en utilisant deux domaines imbriqués de résolutions horizontales respectives de 8 km et 2 km. Les résultats en termes de réflectivité radar et de précipitations sont visibles sur les figures 5.10a et 5.11 (rangée du haut).

5.3 Résultats des nouvelles simulations numériques

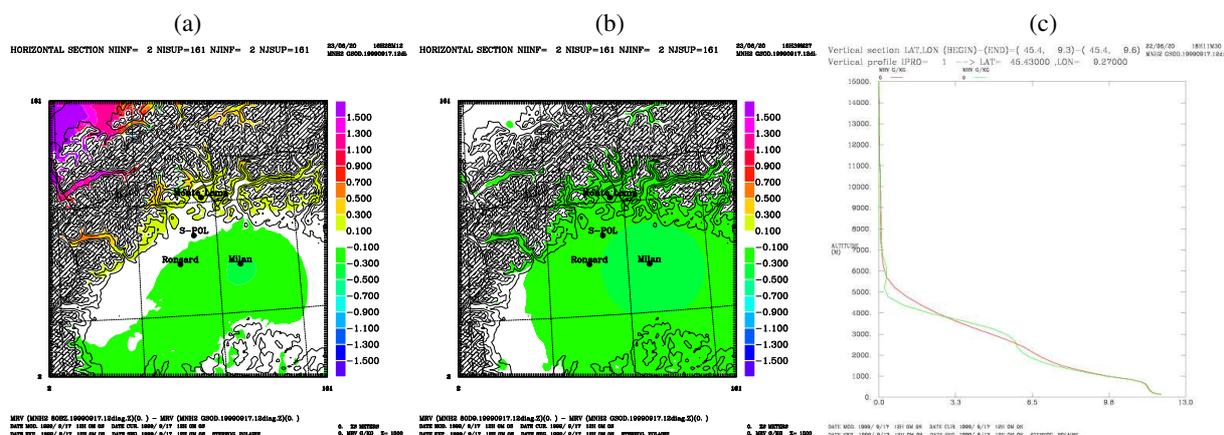


FIG. 5.9 – (a) Différence en rapport de mélange de vapeur d'eau (en g.kg^{-1}) à 1500 m pour le 17 septembre 1999 à 12 UTC entre les analyses 3DV-A1 et 3DV-GSOD ; (b) pareil que (a) mais entre 3DV-A2 et 3DV-GSOD ; (c) profils verticaux de rapport de mélange de vapeur d'eau (en g.kg^{-1} , altitude en m) à Milan pour l'analyse 3DV-GSOD (en rouge) et l'analyse corrigée 3DV-A2 (en vert). Le profil est similaire pour l'analyse 3DV-A1.

Sans surprise, aucune convection ne se développe sur la plaine avant minuit, où les précipitations sont donc quasi-inexistantes à cette heure. Afin de détecter les éventuels futurs impacts à la fois du guess, et de l'assimilation, les comparaisons de réflectivité et de précipitations sont effectuées entre 00 UTC et 04 UTC le 18/09/99. Dans cette simulation de référence 3DV-RA, on constate l'apparition d'un petit système convectif peu intense, d'extension horizontale limitée, et très en retard par rapport aux observations, donnant de faibles précipitations (un maximum de 82 mm à 04 UTC).

De la même manière que dans la section précédente, on regarde tout d'abord l'impact du guess ALADIN en tant que conditions initiales sur la simulation numérique, avant de procéder à l'assimilation de données. La deuxième simulation de référence issue de ce guess s'appelle 3DV-GSRA. Les résultats peuvent être visualisés sur les Fig. 5.10b pour les réflectivités radar équivalentes et Fig. 5.11 (rangée du milieu) pour les précipitations accumulées pendant 12, 14 et 16 heures à partir de 12 UTC le 17/09. De la même manière que pour la simulation 3DV-RA, 3DV-GSRA échoue totalement à reproduire le système convectif avant minuit (pas de développement de convection, peu ou pas de pluie). Par contre, après minuit, un système convectif apparaît, plus intense que dans l'autre simulation de référence 3DV-RA, et donnant lieu à de plus fortes pluies. Le décalage temporelle reste identique. On voit donc que l'importance de l'impact du guess se confirme, et qu'avant même de procéder à l'assimilation des données, il influe de manière non négligeable sur la prévision du système de la POI2A.

On peut voir sur la figure 5.12b une comparaison des profils verticaux d'humidité à Milan entre la réanalyse du CEPMMT directement interpolée sur la grille Meso-NH (3DV-RA - en rouge) et la réanalyse du CEPMMT interpolée une première fois sur la grille ALADIN-France puis une deuxième fois sur la grille Meso-NH (3DV-GSRA - en

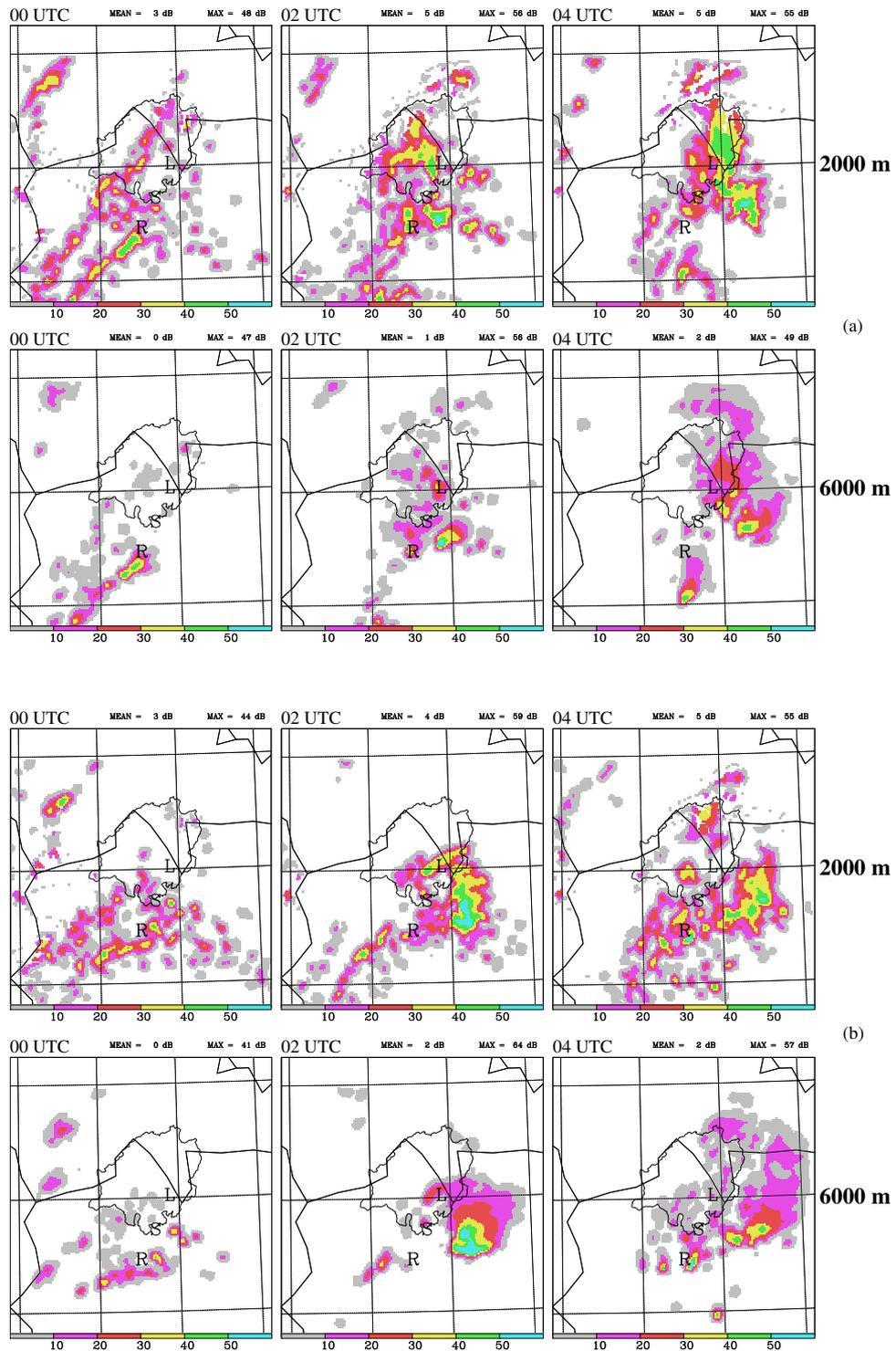


FIG. 5.10 – Reflectivités radar équivalentes entre 00 UTC et 04 UTC le 18/09/99 (a) pour l'expérience 3DV-RA à 2000 m (rangée du haut) et 6000 m (rangée du bas) et (b) pour l'expérience 3DV-GSRA à 2000 m (rangée du haut) et 6000 m (rangée du bas). Unités en dBz.

5.3 Résultats des nouvelles simulations numériques

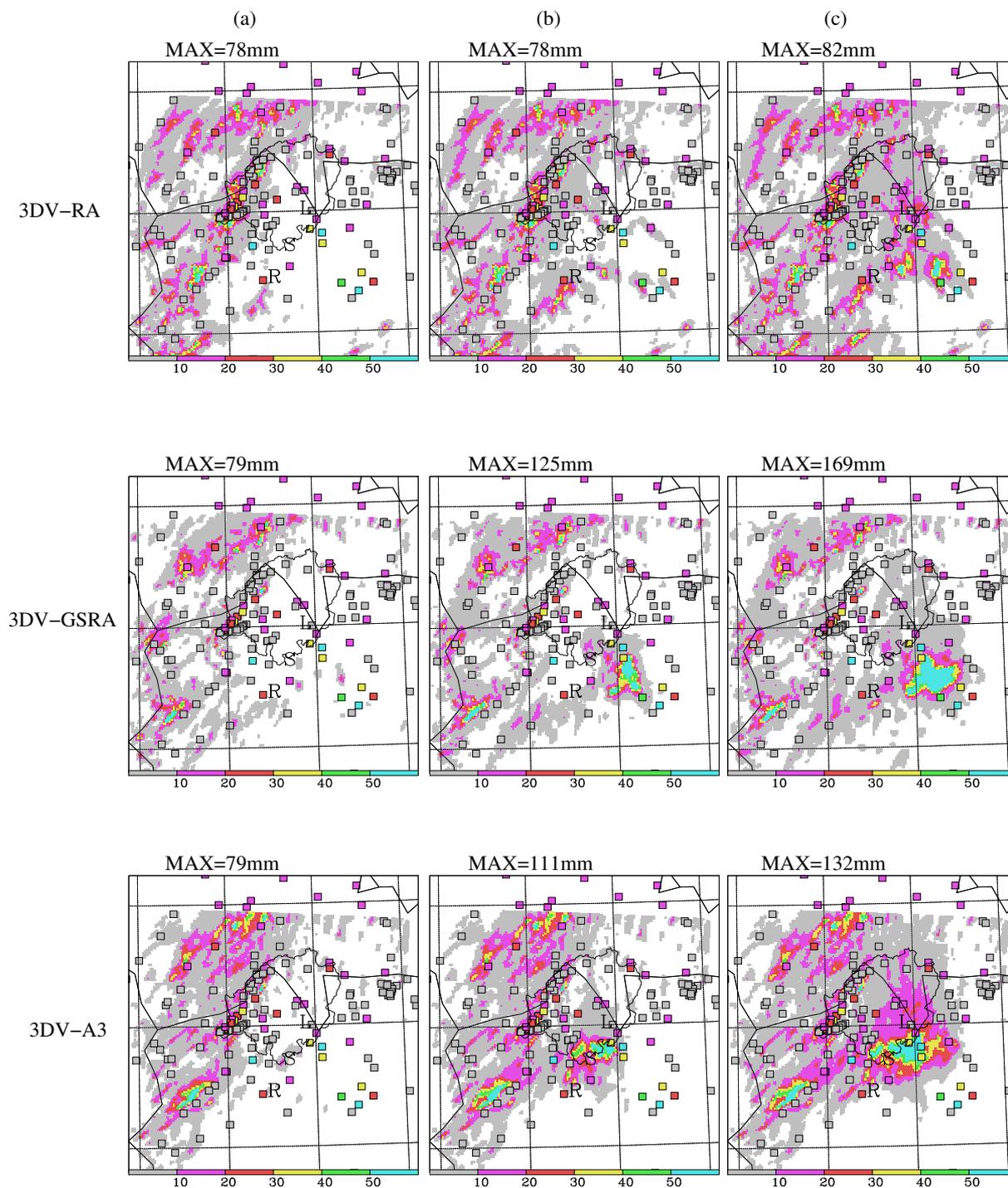


FIG. 5.11 – Précipitations cumulées à partir de 12 UTC le 17/09/99 sur (a) 12 heures, (b) 14 heures et (c) 16 heures. Rangée du haut : simulation 3DV-RA ; rangée du milieu : simulation 3DV-GSRA ; rangée du bas : simulation 3DV-A3.

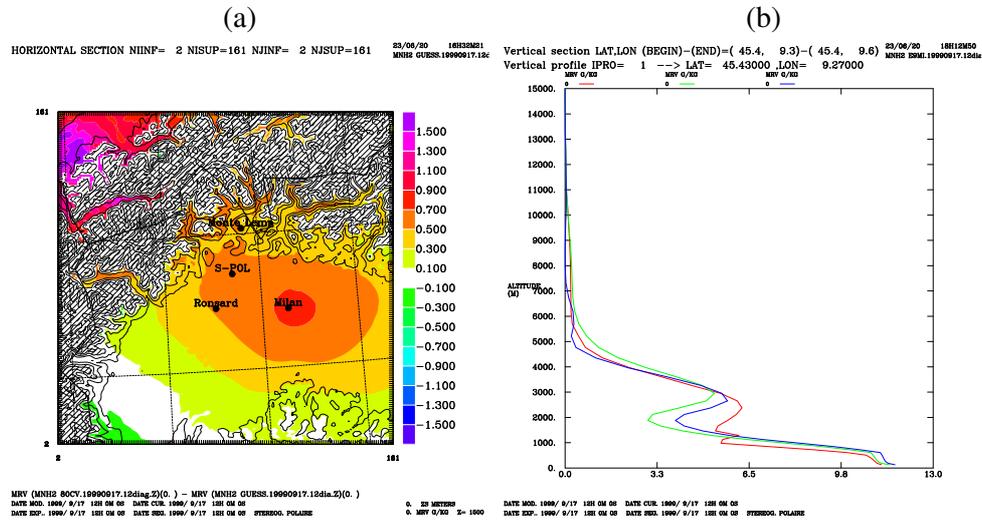


FIG. 5.12 – (a) Différence en rapport de mélange de vapeur d'eau (en g.kg^{-1}) à 1500 m pour le 17 septembre 1999 à 12 UTC entre les analyses 3DV-A3 et 3DV-GSRA ; (b) Profils verticaux d'humidité relative en % à Milan à 12 UTC le 17/09/999 pour 3DV-RA (en rouge), 3DV-GSRA (en vert) et 3DV-A3 (en bleu).

vert).

On constate que le passage sur une grille ALADIN a considérablement asséché la couche pourtant déjà trop sèche dans la réanalyse entre 1000 m et 1500 m. De plus elle se trouve plus haut en altitude, vers 2000 m.

Regardons maintenant les résultats de l'assimilation de données mesoéchelles.

Résultats de l'assimilation de données

Pour créer la nouvelle analyse haute résolution on utilise la réanalyse du CEPMMT comme ébauche et les données des six radiosondages et du profileur de vent mentionnés précédemment. La simulation numérique basée sur cette nouvelle analyse s'appelle 3DV-A3. Les conséquences pour les réflectivités radar équivalentes sont présentées Fig. 5.13 (entre 00 UTC et 04 UTC le 18/09/99 - rangée du bas). Jusqu'à 00 UTC le 18/09, aucune convection ne semble se développer. Par contre, comme cela est visible sur les cartes de réflectivités, un système apparaît après minuit dans 3DV-A3, et est légèrement plus intense, et plus étendu, que dans les simulations de référence. Le décalage temporel est important avec les observations (près de 6 heures), même s'il semble démarrer plus tôt que dans 3DV-GSRA. Les champs de précipitations accumulées sur 12, 14 et 16 heures sont montrés Fig. 5.11 (rangée du bas), et sont comparés avec les champs correspondants tirés des simulations de référence (rangée du haut pour 3DV-RA et rangée du milieu pour 3DV-GSRA).

Le point le plus positif à noter est la meilleure description de la bande précipitante du nord-ouest. On voit aussi que le champ de précipitations cumulées sur 16 heures est

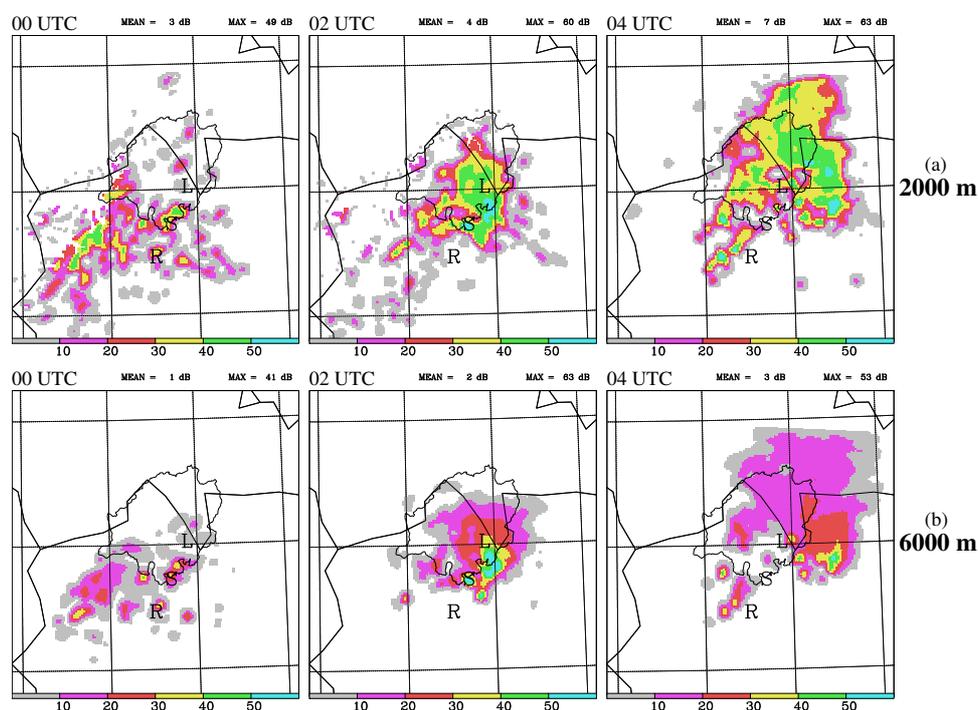


FIG. 5.13 – Reflectivités radar équivalentes pour l'expérience 3DV-A3 entre 00 UTC et 04 UTC le 18/09/99 (a) à 2000 m et (b) à 6000 m. Unités en dBz.

plus étendu dans 3DV-A3 que dans 3DV-GSRA, même si le maximum est plus faible. L'apparition d'un système organisé, même trop tardive, dénote aussi une amélioration dans la prévision du système précipitant. Néanmoins, les améliorations notées restent très insuffisantes.

5.3.3 Conclusions sur l'assimilation à échelle fine de données mesoéchelles

Une amélioration sensible de la prévision du système convectif de la POI2A est obtenue lorsque l'on utilise comme ébauche une analyse qui donne elle même des résultats satisfaisants. Par contre, si l'ébauche donne de mauvais résultats en terme de prévision, comme la réanalyse MAP du 17 septembre 1999 à 12 UTC, l'assimilation de données ne suffit pas à produire une analyse performante. Une explication peut être donnée à cette amélioration insuffisante de la qualité de la prévision lorsque la réanalyse du CEPMMT est utilisée comme guess. Il est possible que certaines observations étant trop loin du guess, elles sont rejetées lors du contrôle des données. Il a en effet été remarqué par exemple que l'assèchement accru des couches intermédiaires dans le guess au niveau de Milan éloigne le guess des valeurs données par le radiosondage de Milan, la correction appliquée étant

alors insuffisante.

De nombreux tests restent à effectuer, concernant notamment le poids donné aux observations, l'intégration des observations de surface dans le schéma d'assimilation...

Il faut aussi noter qu'il s'agit dans cette étude d'une analyse statique. Une amélioration peut être envisagée en faisant tourner un cycle d'assimilation démarrant en amont de la date à considérer pour la nouvelle analyse (utilisation de 3 réseaux horaires (toutes les 6 heures) par exemple, démarrant à 00 UTC le 17/09 pour une analyse finale à 12 UTC le même jour).

Chapitre 6

Le comportement microphysique d'un système en fonction du flux incident

La période d'observation spéciale de MAP a été riche en épisodes pluvieux importants. Dans les chapitres précédents de cette thèse nous avons étudié en détail un de ces événements : la POI2A, au caractère instable très marqué. Ce chapitre étend l'étude à celle de deux autres POIs de MAP : la POI3, et la POI8. Comme nous le verrons par la suite, les trois POIs étudiées ont des caractéristiques de flux incident différentes. Contrairement aux POI2A et POI3 qui sont instable et potentiellement instable, respectivement, la POI8 est stable. De plus le nombre de Froude de l'écoulement incident indique la présence de blocage dans les basses couches contrairement aux deux autres POIs, où le flux possède suffisamment d'énergie pour franchir le relief.

6.1 Schéma conceptuel déduit d'observations radar des précipitations orographiques

Medina et Houze (2003) ont proposé des schémas conceptuels des mécanismes de précipitations orographiques en fonction des caractéristiques du flux incident, en étudiant notamment deux POIs de MAP : la POI8 et la POI2B. Le premier schéma conceptuel (Fig. 6.1a) considère le cas d'un flux bloqué stable similaire à la POI8 au-dessus des premières pentes au nord-ouest du Lac Majeur. Dans ce cas, le flux de très basses couches ne s'élève pas avec le terrain mais reste bloqué (faible nombre de Froude). Seul le flux au-dessus de 900 hPa peut s'élever au-dessus du relief. L'absence d'une élévation des basses couches, et le caractère stable du flux empêchant la formation de cellules convectives pouvant rendre disponible de l'eau liquide pour le givrage, font que les précipitations résultantes sont essentiellement stratiformes. Les particules glacées se forment simplement dans les faibles ascendances, croissent par déposition de vapeur, sédimentent et finalement précipitent au sol de manière stratiforme. Le principal mécanisme augmentant la masse des particules précipitantes dans ce scénario est la déposition de vapeur sur les particules glacées.

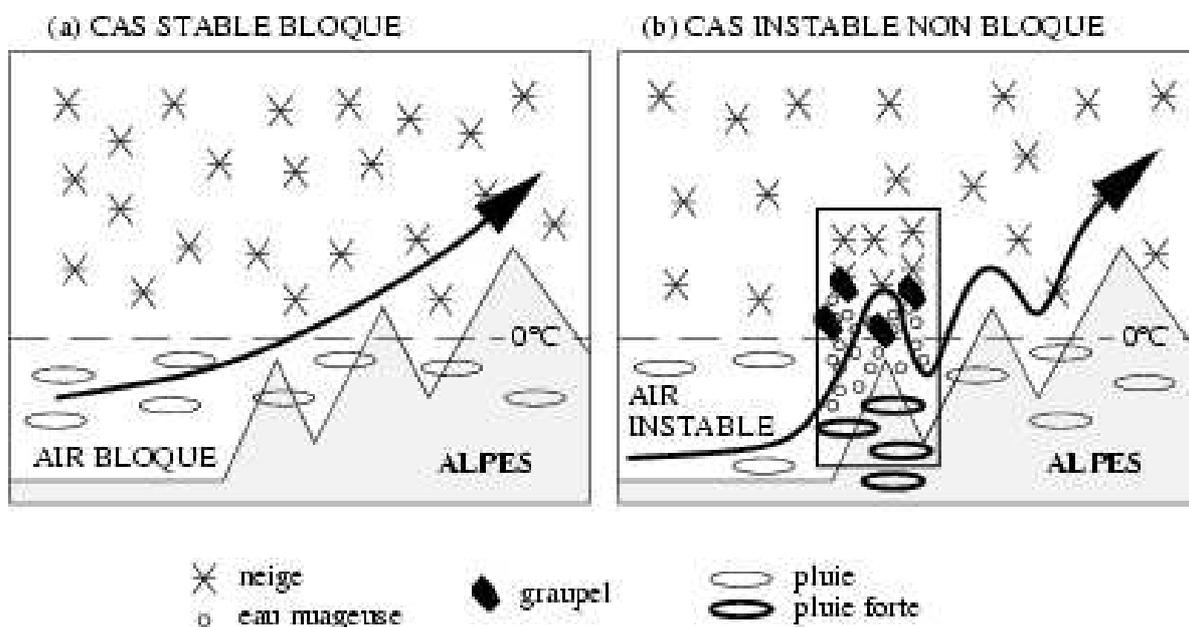


FIG. 6.1 – Modèle conceptuel des mécanismes de précipitations orographiques actif (a) dans le cas d'un flux incident stable bloqué et (b) dans le cas d'un flux incident instable et non bloqué. Adapté de Medina et Houze (2003).

Le deuxième schéma conceptuel (Fig. 6.1b) s'intéresse à un cas non bloqué. Les nuages et précipitations, de manière similaire au cas précédent bloqué, ont un fond stratiforme. Néanmoins, lorsque le nombre de Froude devient important, tout l'air soumis au flux incident peut s'élever au-dessus des pentes, y compris les très basses couches. Ces ascensions marquées amènent dans les couches intermédiaires un air humide sur les pentes, rendant ainsi la quantité d'eau liquide au-dessus des premiers pics plus élevée que dans le cas bloqué. Le givrage important des particules glacées, rendu possible par cet apport d'humidité supplémentaire, a deux effets importants :

- augmenter la masse totale de particules précipitantes sur le premier sommet et,
- produire des particules précipitantes individuelles telles que le graupel ayant des vitesses de chute suffisantes pour tomber rapidement et précipiter au-dessus des premières pentes.

Si outre son fort nombre de Froude, le flux incident humide est instable ou potentiellement instable (comme dans le cas de la POI2B), alors la convection peut se déclencher entraînant la formation de cellules convectives sur le relief lors de l'élévation du flux sur les pentes. La présence de ces cellules convectives combinée à un fond stratiforme entraîne localement l'apparition de zones à très fortes concentrations en eau nuageuse liquide. Il y a ainsi une accentuation des phénomènes de coalescence et de givrage : en dessous du point de fusion, les gouttes de pluie croissent encore plus rapidement par coalescence ; dans les couches plus élevées, le processus de givrage devient majoritaire débouchant sur une croissance rapide des particules glacées. A l'aide d'un schéma unidimensionnel basé

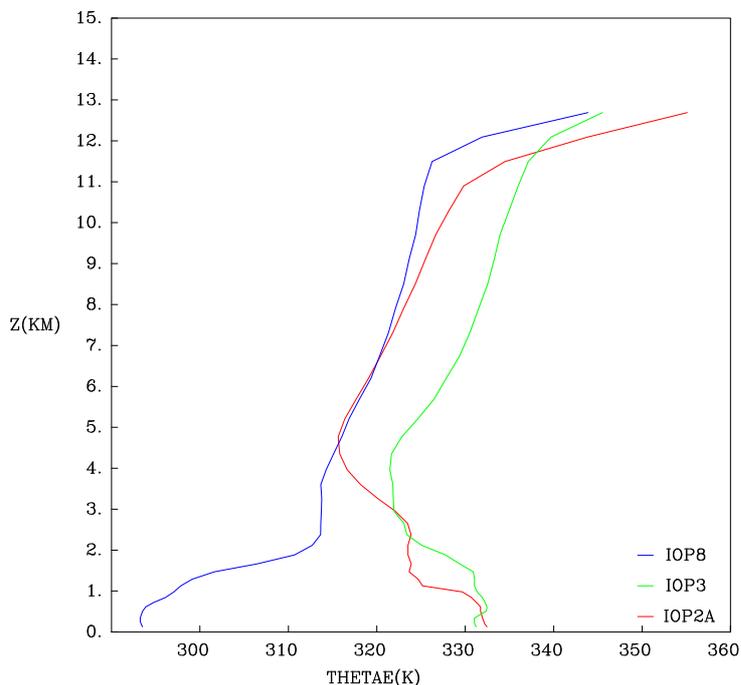


FIG. 6.2 — Profils verticaux moyennés sur 10 heures dans le troisième domaine (160x160 points) de Θ_e (en K) d'après les simulations numériques de référence menées avec Meso-NH (1 valeur par heure pendant les 10 premières heures de la simulation).

sur Kessler (1969), Yuter et Houze (2003) confirment ce scénario et montrent que plus les zones d'ascendances sont marquées, plus les processus convectifs deviennent intenses.

6.2 Une étude comparative de trois POIs de MAP : la POI2A, la POI3 et la POI8

Le but de cette partie est de voir dans quelles mesures les simulations numériques Meso-NH à haute résolution reproduisent les schémas conceptuels de Medina et Houze (2003) décrits précédemment. Il sera fait usage du schéma microphysique ICE4 décrit au début de ce manuscrit, ainsi que de la possibilité offerte par Meso-NH de travailler sur des bilans (une présentation plus détaillée est décrite dans la suite de ce chapitre). Une fois les modèles conceptuels reproduits nous pourrons alors nous attacher à comprendre plus en détail les interactions microphysiques existant entre les différentes catégories d'hydro-météores, chose impossible à faire à l'aide uniquement de données radar.

6.2.1 La POI2A : cas non bloqué instable

La POI2A a été étudiée en détail dans la première partie de cette thèse (se reporter au chapitre 3 pour une description plus complète). Le profil vertical moyen de Θ_e (température potentielle humide) (Fig. 6.2, en bleu) durant les 10 premières heures de la POI met en évidence son caractère instable dans les couches inférieures de l'atmosphère. La forte valeur moyenne sur la zone du Lac Majeur de la fréquence de Brunt-Väisälä (Fig.

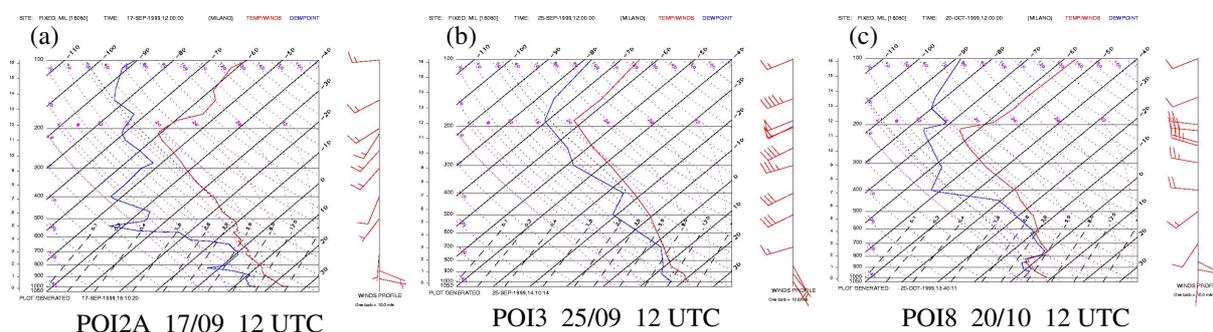


FIG. 6.3 – Radiosondages de Milano-Linate (a) le 17 septembre 1999 à 12 UTC (POI2A), (b) le 25 septembre 1999 à 12 UTC (POI3) et (c) le 20 octobre 1999 à 12 UTC (POI8).

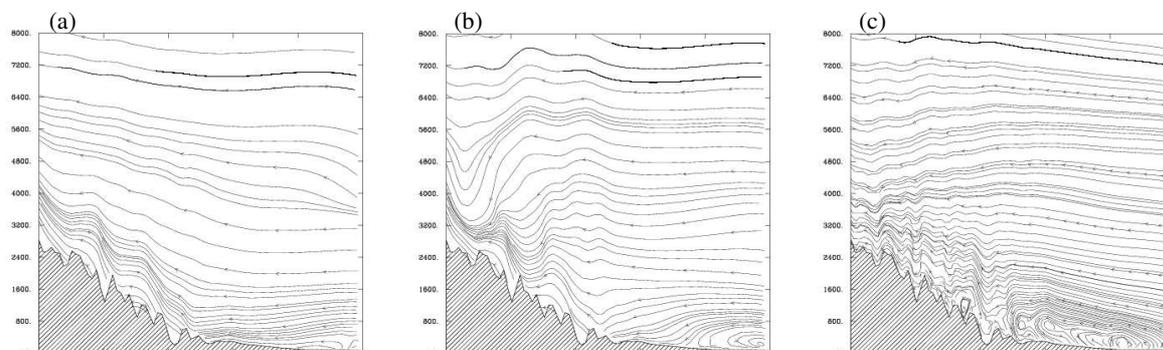


FIG. 6.4 – Coupes verticale du vent dans le plan de la coupe (représentation en ligne de courant) sur une coupe au-dessus du lac Majeur (a) le 17 septembre 1999 à 12 UTC (POI2A), (b) le 25 septembre 1999 à 12 UTC (POI3) et (c) le 20 octobre 1999 à 12 UTC (POI8). La coupe est orientée du nord-ouest vers le sud-est et passe au-dessus du Lac Majeur.

6.5, en rouge) confirme cette instabilité, de même que le radiosondage de Milano-Linate à 12 UTC Fig. 6.3a. Une coupe verticale de vent au-niveau du Lac Majeur (Fig. 6.4a) à 12 UTC, à partir des analyses opérationnelles du CEPMMT, montre bien que même les basses couches de l'atmosphère s'élèvent au-dessus des premières pentes, confirmant ainsi la fait que la POI2A est un cas non bloqué.

6.2.2 La POI3 : cas non bloqué potentiellement instable

La POI3 de MAP s'est déroulée les 25 et 26 septembre 1999 en Italie du Nord. En fin d'après-midi, le 25 septembre, la zone du Lac Majeur a été le cadre de fortes précipitations liées aux passages de cellules convectives persistentes sur le relief, à l'avant d'un système frontal.

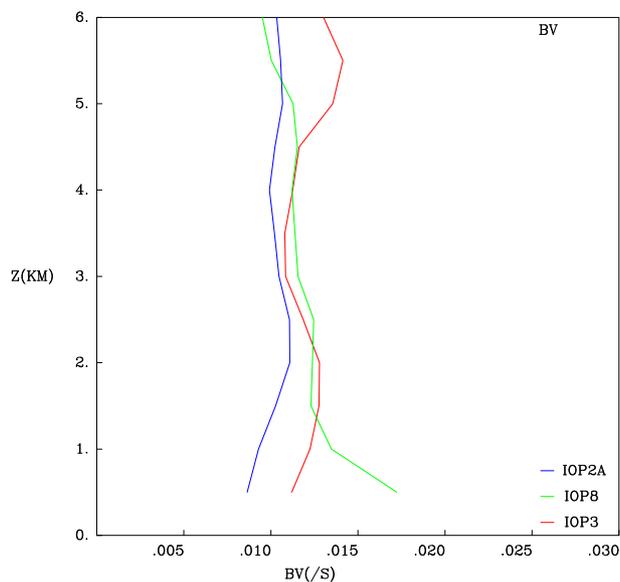


FIG. 6.5 — Profils verticaux moyens de la fréquence de Brünt-Väisälä (en s^{-1}), à Milan-Linate, pour les POI2A, (moyenne à 20 :15 UTC le 17/09/99), POI3 (moyenne à 18 :45 UTC le 25/09/99), POI8 (moyenne à 17 :15 UTC le 21/10/99).

Description de la POI

La situation synoptique de la POI3 est décrite à partir des réanalyses du CEPMMT le 25 septembre 1999 à 12 UTC. Une dépression est située au nord de l'Ecosse (Fig. 6.6b), associée à un thalweg s'étendant jusqu'au Maroc (Fig. 6.6a). Ce thalweg génère un flux de sud-ouest en moyenne troposphère au-dessus de la France et du massif alpin. Des mesures Doppler à 2 km d'altitude (non montrées ici, disponibles au MAP Data Centre) confirment la présence d'un flux de sud-ouest au-dessus de la région du Lac Majeur. Ce flux augmente avec l'altitude, et prend une composante d'ouest plus marquée. De la même manière que pour la POI2A, ce flux emmagasine de l'humidité lors de son passage sur la Méditerranée ce qui laisse présager des précipitations lors de son arrivée sur les premiers contreforts alpins. En avant du thalweg, un front froid traverse lentement les Alpes durant les 2 jours de la POI. Un air chaud et humide est advecté depuis la mer Tyrrhénienne en direction du Tessin et du nord-est du Piedmont italien. Une bande étroite de convergence se stabilise au nord du Lac Majeur durant le week-end, provoquant ainsi de fortes précipitations dans cette zone. La figure 6.7, tirée de la banque de données du MAP Data Centre (MDC), montre une estimation des quantités de précipitations accumulées durant les 2 jours de la POI3. Les précipitations dépassent localement les 300 mm en 48 heures.

A 12 UTC le 25 septembre 1999, la radiosondage de Milano-Linate (Fig. 6.3b) met en évidence la présence d'une couche chaude et humide, potentiellement instable, depuis le sol jusqu'à 700 hPa. Le caractère potentiellement instable de la POI3 est confirmé par

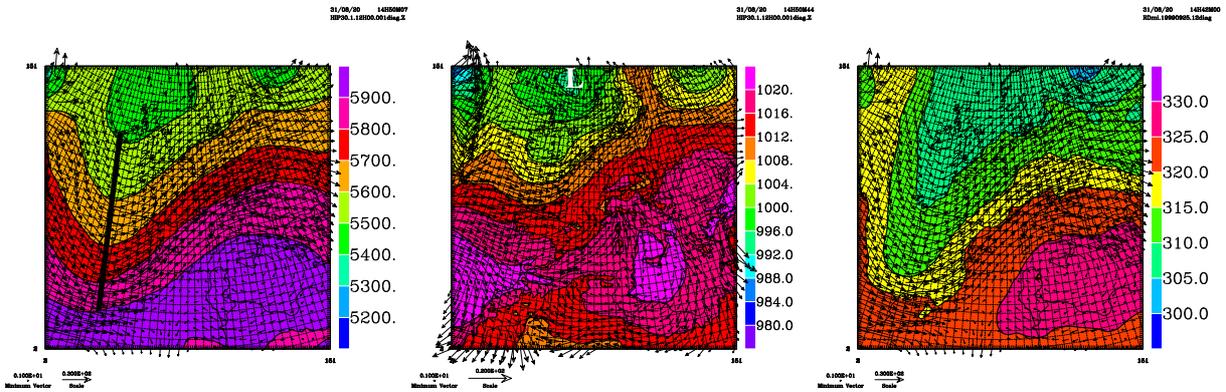


FIG. 6.6 – Cartes synoptiques pour la POI3, d'après la réanalyse du CEPMMT, pour le 25 septembre 1999 à 12 UTC. (a) Carte du géopotential à 500 hPa en m. En trait épais, la position du thalweg mentionné dans le texte. Les flèches représentent le vent à 500 hPa en m.s^{-1} (la plus grande a pour valeur 30 m.s^{-1}). (b) Carte de pression équivalente ramenée à la surface (unité en hPa). Les flèches représentent le vent au premier niveau du modèle, en m.s^{-1} . (c) Température potentielle (en K) et vent à 500 hPa.

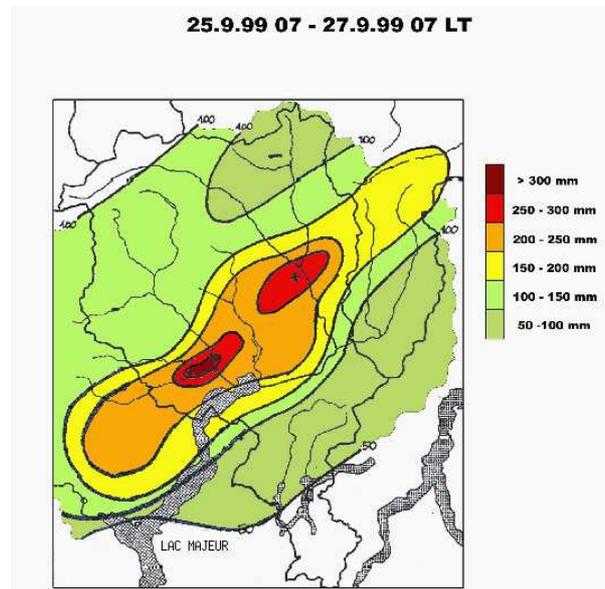


FIG. 6.7 – Estimation des quantités de précipitations durant les 2 jours de la POI3 réalisée par l'Observatoire Météorologique de Locarno Monti (SMI) et complétée par les données pluviométriques de 3 stations du Piedmont (disponible au MAP Data Centre).

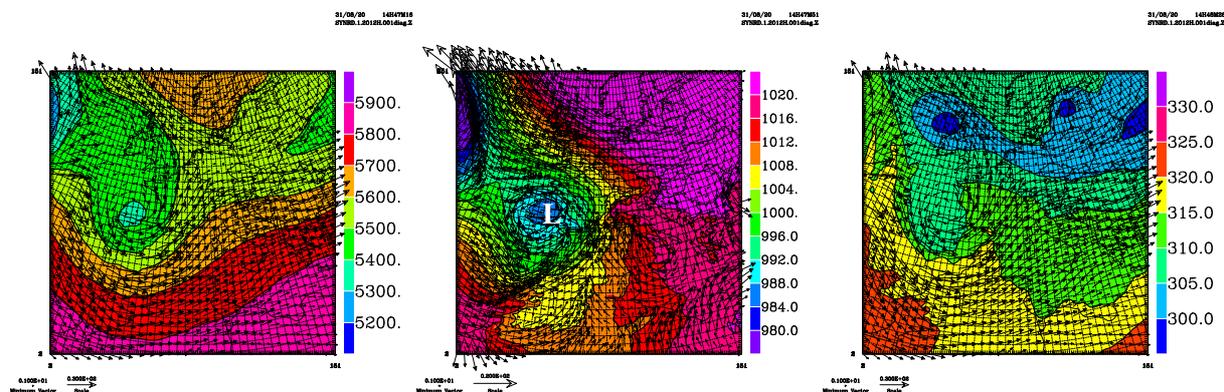


FIG. 6.8 – Cartes synoptiques pour la POI8, d’après la réanalyse du CEPMMT, pour le 20 octobre 1999 à 00 UTC. (a) Carte du géopotentiel à 500 hPa en m. En trait épais, la position du thalweg mentionné dans le texte. Les flèches représentent le vent à 500 hPa en m.s^{-1} (la plus grande a pour valeur 30 m.s^{-1}). (b) Carte de pression équivalente ramenée à la surface (unité en hPa). Les flèches représentent le vent au premier niveau du modèle, en m.s^{-1} . (c) Température potentielle (en K) et vent à 500 hPa.

le profil vertical moyen tiré de la simulation de référence de la température potentielle humide Θ_e (Fig. 6.2, en vert). De plus, la valeur moyenne sur la zone du Lac Majeur de la fréquence de Brunt-Väisälä (Fig. 6.5, en vert) est relativement faible, bien que plus importante que pour la POI2A. Aux abords des premières pentes le flux peut s’élever, comme cela est visible Fig. 6.4b, même si un léger blocage apparaît néanmoins dans les couches les plus inférieures.

6.2.3 La POI8 : cas bloqué stable

La POI8 de MAP s’est déroulée les 20 et 21 octobre 1999, toujours dans la région du Lac Majeur. Cette POI est caractérisée par des précipitations faibles à modérées, mais uniformes et continues dans le temps, au caractère stratiforme marqué.

Description de la POI

La situation synoptique de l’événement est décrite à partir des réanalyses du CEPMMT le 20 octobre à 00 UTC.

Un minimum dépressionnaire au nord-ouest des Pyrénées à 00 UTC le 20 octobre (Fig. 6.8b) se déplace vers l’est. A 12 UTC le 21 Octobre, ce minimum est présent sur la Méditerranée, aux larges des côtes françaises. La présence de ce minimum génère un flux d’ouest à sud-ouest dans les couches élevées de la troposphère, flux qui s’intensifie le 21 octobre en prenant une orientation sud à sud-ouest. Le thalweg associé est à l’origine de précipitations marquées en Italie du nord.

Des cumuls de précipitation dépassant les 100 mm ont été mesurés autout du Lac de Garde, mais ces cumuls sont restés inférieurs à 100 mm dans la région du Lac Majeur.

POI	Nom de l'expérience	Conditions initiales	Date de démarrage	Date de fin	Durée d'intégration
2A	EC-OD2	OPER. CEPMMT	17/09/1999 12 UTC	18/09/1999 06 UTC	18 UTC
3	EC-P3	RA. CEPMMT	25/09/1999 12 UTC	27/09/1999 00 UTC	36 UTC
8	EC-P8	RA. CEPMMT	20/10/1999 12 UTC	22/10/1999 00 UTC	36 UTC

TAB. 6.1 – Caractéristiques des simulations utilisées pour la comparaison microphysique. OPER pour les données opérationnelles et RA pour les réanalyses.

Medina et Houze (2003) ont mis en évidence un environnement proche de la saturation, avec des fréquences de Brunt-Väisälä sèche et humide caractérisant une atmosphère absolument stable. Dans ces conditions stables le flux de basses couches ne peut s'élever au-dessus du relief, et inhibent le développement de la convection. Ce caractère stable de la POI8 se retrouve dans le profil vertical moyen de Θ_e visible figure 6.2, en bleu, ainsi que dans la forte valeur moyenne sur la zone du Lac Majeur (notamment dans les basses couches) de la fréquence de Brunt-Väisälä (Fig. 6.5, en rouge). De plus, on voit bien sur la coupe verticale de vent (Fig. 6.4c) que le flux de la POI8 est bloqué à l'approche des premières pentes surplombant le Lac Majeur.

6.3 Simulations numériques des POIs 3 et 8

On ne rappelle pas ici les résultats des simulations numériques pour la POI2A, dont on a déjà parlé dans un chapitre précédent. L'expérience utilisée est EC-OD2, qui est initialisée avec les analyses opérationnelles du CEPMMT et utilise le schéma microphysique ICE4.

Des simulations numériques des POIs 3 et 8 de MAP ont été effectuées dans les mêmes conditions (avec notamment l'utilisation du schéma microphysique ICE4). Un comparatif des différents protocoles numériques des simulations de chacune des POIs est montré table 6.1. Avant de rentrer en détail dans le comportement microphysique de chacune des simulations, il est important de valider au préalable les résultats en comparant les sorties du modèle avec les observations existantes pour chaque POI. C'est ce qui est entrepris dans le paragraphe suivant. Les données utilisées sont les réflectivités radar, les champs de précipitations radar ainsi que les données pluviométriques des stations fonctionnant sur la zone.

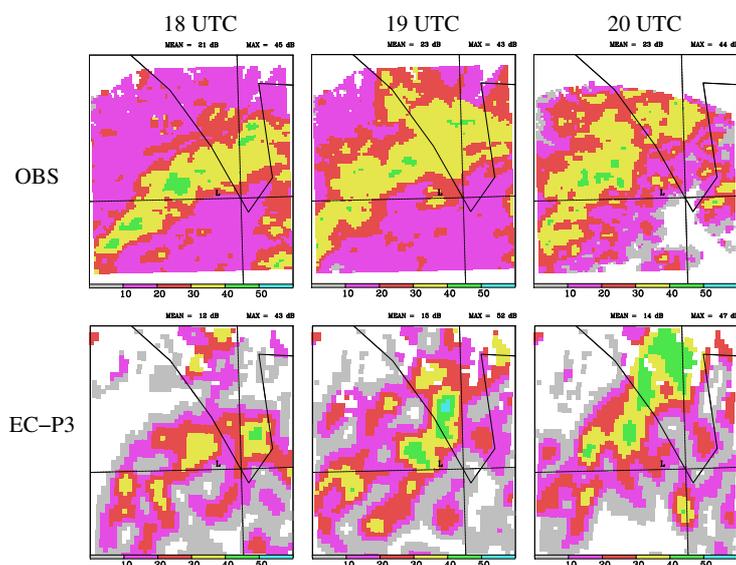


FIG. 6.9 – Réflectivités radar déduites du composite alpin à 18 UTC, 19 UTC et 20 UTC (rangée du haut) à 2000 m le 25 septembre (POI3). Réflectivités radar équivalentes déduites de la simulation EC-P3 à 18 UTC, 19 UTC et 20 UTC à 2000 m (rangée du bas) le 25 septembre (POI3).

6.3.1 Validation de la simulation numérique de la POI3

Champs de réflectivités équivalentes

Les observations radar de réflectivité sont déduites du même composite alpin que pour la POI2A (Pujol et al, 2005). La figure 6.9 montre l'évolution de ces réflectivités à 2000 m entre 18 UTC et 20 UTC le 25 septembre 1999.

Le système est toujours actif après 20 UTC, avec une stagnation des cellules sur les pentes. Des cellules convectives isolées se développent au-dessus des plaines, en relation avec le flux de sud-ouest, se regroupent en atteignant les premières pentes du Lac Majeur et finalement meurent, ou donnent naissance à de nouvelles cellules (Pujol et al, 2005). La simulation mesoéchelle EC-P3 reproduit bien l'apparition de ces cellules et la stationnarité de ces dernières sur les premiers pics. A noter néanmoins l'extension moins importante des faibles réflectivités dans EC-P3 comparé aux observations. Cette stationnarité du système se traduit localement par des précipitations générant localement des cumuls importants.

La figure 6.10b montre l'évolution temporelle des réflectivités radar équivalentes pour la soirée du 25 septembre, en un point situé juste au nord-est du Lac Majeur. Le passage de cellules convectives se caractérise par des maximums de réflectivité en altitude, et l'extension verticale du système atteignant par moment 7000 m (pour des valeurs de réflectivité supérieures à 20 dBZ) montre bien le caractère convectif de l'évènement. L'extension verticale est néanmoins moins marquée que celle du système convectif de la POI2A qui dépasse les 10000 m (Fig. 6.10a).

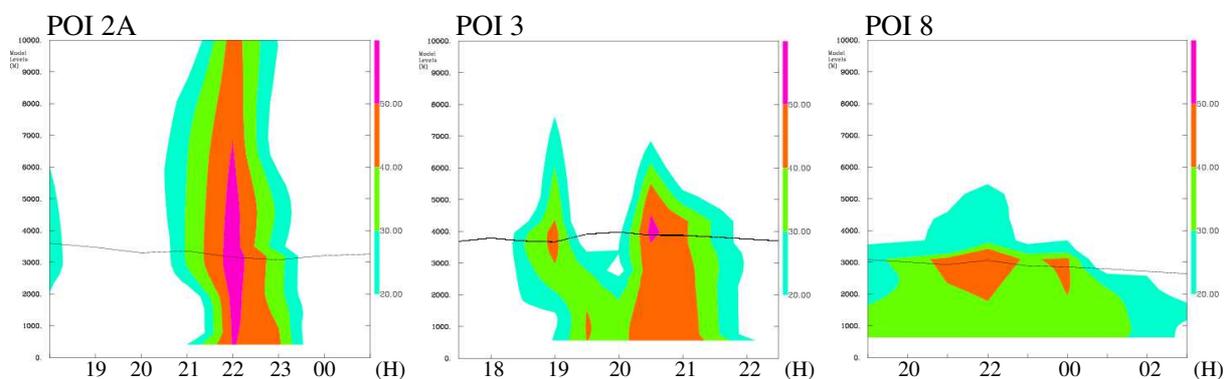


FIG. 6.10 – Evolution temporelle du profil vertical de réflectivité radar (a) au point (46.2N,8.65E) entre 18 UTC et 00 UTC pour la POI2A, (b) au point (46.3N,9.0E) entre 17 :30 UTC et 22 :30 UTC le 25/09/1999 et (c) au point (46.2N,8.8E) entre 19 UTC le 20/10/1999 et 03 UTC le 21/10/1999 pour la POI8. La ligne noire fine représente l'isotherme 0°C.

Précipitations

Dans un premier temps on compare les précipitations observées déduites de Freï et Häller (2001) sur 24 heures avec les précipitations calculées par le modèle dans le domaine à la résolution horizontale de 32 km (Fig. 6.11a et b pour la journée du 25/09 et Fig. 6.11c et d pour la journée du 26/09).

Le modèle est globalement en accord avec les observations de Freï et Häller, avec un bonne localisation du maximum dans la région du Lac Majeur notamment, pour les deux journées du 25 et 26 septembre. Le 26 septembre, un maximum secondaire à la frontière entre l'Italie et la Slovénie est aussi bien reproduit par EC-P3. Néanmoins, la simulation EC-P3 produit trop de précipitation sur les Apennins, et sous-estime l'intensité de la bande précipitante à l'ouest du domaine le 25 septembre. Cette sous-estimation apparente peut provenir du fait que le cumul pour la journée du 25/09 n'est fait que sur 18 heures dans le modèle, alors qu'il est de 24 heures dans les observations. En effet, les 6 premières heures (entre 06 UTC et 12 UTC le 25/09) ne sont pas simulées par EC-P3.

Les observations de précipitations à échelle fine proviennent des données RAIN du radar Monte-Lema (Germann et Joss, 2000), ainsi que des stations horaires dans la région du Lac Majeur (plus d'une centaine sur la zone d'intérêt). La figure 6.12a montre le cumul sur 12 heures entre 12 UTC le 25 septembre et 00 UTC le 26 septembre déduit des observations de Monte-Lema. Le cumul de précipitation correspondant calculé par le modèle est présenté Fig. 6.12b.

Le modèle retrouve bien la bande précipitante d'orientation sud-ouest/nord-est, dans la direction du flux incident, avec des valeurs de maxima similaires. Dans la zone immédiatement au nord du radar Monte-Lema, les stations mettent en évidence l'extension de la bande de précipitation, que ne voit pas le radar de Monte-Lema. Le modèle quant à lui reproduit bien cette extension qui est cohérente avec les valeurs données par les stations.

Cette bande précipitante est liée à l'arrivée des cellules convectives sur les premières

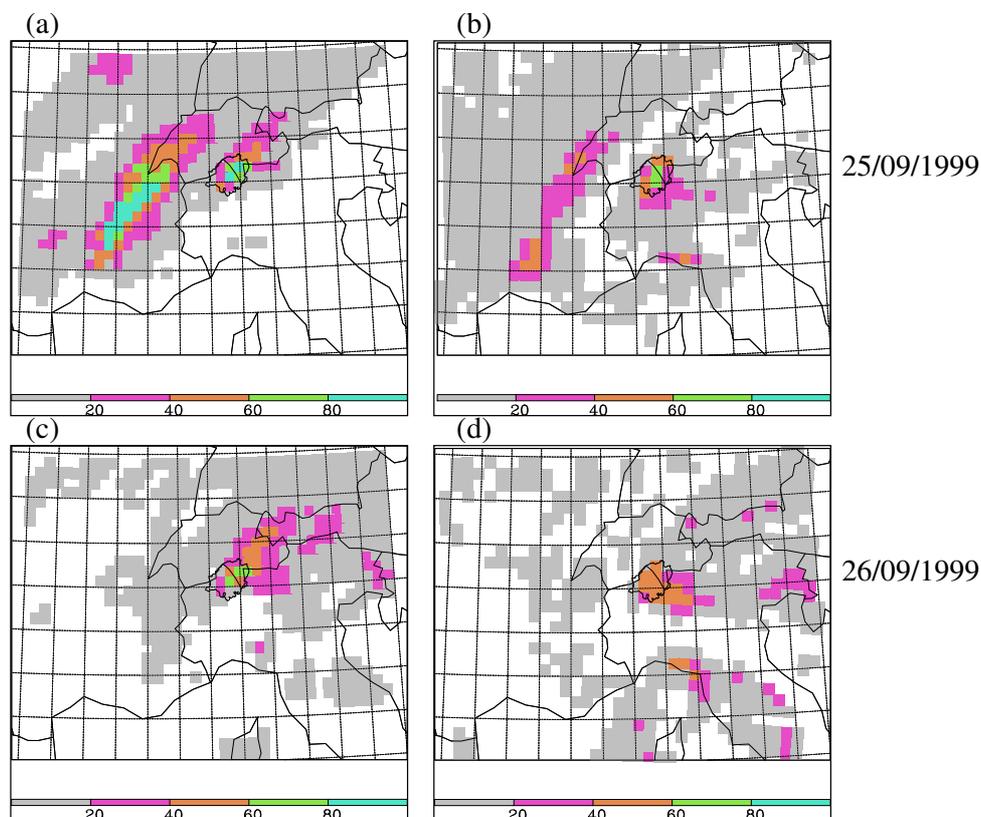


FIG. 6.11 – Précipitations cumulées (en mm) sur 24 heures déduites des analyses version 2.0 de Frei et Häller (2001) avec une résolution horizontale de 25 km (a) pour la journée du 25/09/1999 et (c) pour la journée du 26/09/1999. Précipitations cumulées déduites du modèle (résolution horizontale de 32 km) (b) sur 18 heures entre 12 UTC le 25/09 et 06 UTC le 26/09 et (d) sur 24 heures entre 06 UTC le 26/09 et 06 UTC le 27/09.

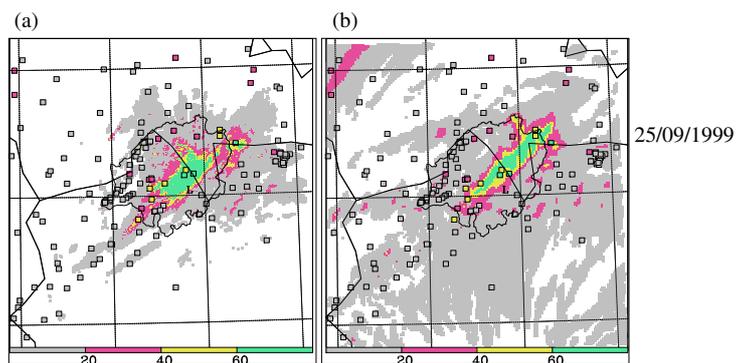


FIG. 6.12 – Précipitations cumulées (en mm) sur 12 heures entre 12 UTC le 25/09/1999 et 00 UTC le 26/09/1999 (a) déduites des données RAIN du radar de Monte-Lema et (b) déduites du modèle (simulation EC-P3). Les valeurs des stations au sol pour la même période sont superposées sous forme de carré.

pententes surplombant le Lac Majeur, et qui restent bloquées sur les premiers pics, générant ainsi de forts cumuls.

De plus, une zone de précipitation au nord-ouest du domaine, vue par les stations (mais pas par Monte-Lema, cette zone étant hors du rayon d'observation du radar), est reproduite par EC-P3.

6.3.2 Validation de la simulation numérique de la POI8

Champs de réflectivités équivalentes

En regardant l'évolution du profil vertical de réflectivité radar en un point situé sur les premiers contreforts alpins au nord du Lac Majeur durant les premières heures de la simulation EC-P8 (Fig. 6.10c), on peut voir que contrairement aux POIs 2A et 3, le système est très peu étendu sur la verticale, et qu'il présente une tendance stratiforme avec des valeurs homogènes temporellement.

Précipitations

De la même manière que pour les simulations numériques EC-OD2 (pour la POI2A) et EC-P3 (pour la POI3), on procède tout d'abord à une comparaison des précipitations grande échelle avec les analyses de Freï et Häller (2001). Les cumuls de précipitations sur 24 heures pour la journée du 21/10/1999 sont représentés sur la figure 6.13. Le maximum de précipitation dans la plaine du Po est bien positionné dans la simulation EC-P8, mais les cumuls sont inférieurs. La simulation s'arrêtant à 00 UTC le 22/10, il est difficile de savoir si ce déficit en précipitation provient de la différence dans la période considérée (24 heures pour les observations, 18 heures pour la simulation). Néanmoins, le modèle tend à générer trop de précipitations sur les pentes sud des alpes orientales.

Les données du produit RAIN de Monte-Lema sont maintenant utilisées pour procéder à une comparaison à échelle fine, dans la zone du Lac Majeur, avec les précipitations déduites de la simulation. Les cumuls sur 12 heures pour la deuxième partie de la journée du 21/10 sont montrés Fig. 6.14a pour les observations radar et Fig. 6.14b pour EC-P8. La zone de précipitations semble légèrement décalée vers l'est. L'extension des précipitations au niveau du radar de Monte-Lema est moins importante dans la simulation numérique (avec néanmoins des intensités comparables), alors que les précipitations sont plus fortes à l'est du domaine dans la simulation, comparées aux observations radars.

Les simulations numériques de chacune des POIs donnent des résultats satisfaisants sur la zone du Lac Majeur, et l'utilisation de bilans microphysiques pour chacune d'entre elle va maintenant nous permettre d'analyser et de comparer leurs comportements en termes d'étagement moyen des hydrométéores et de processus microphysiques majoritaires.

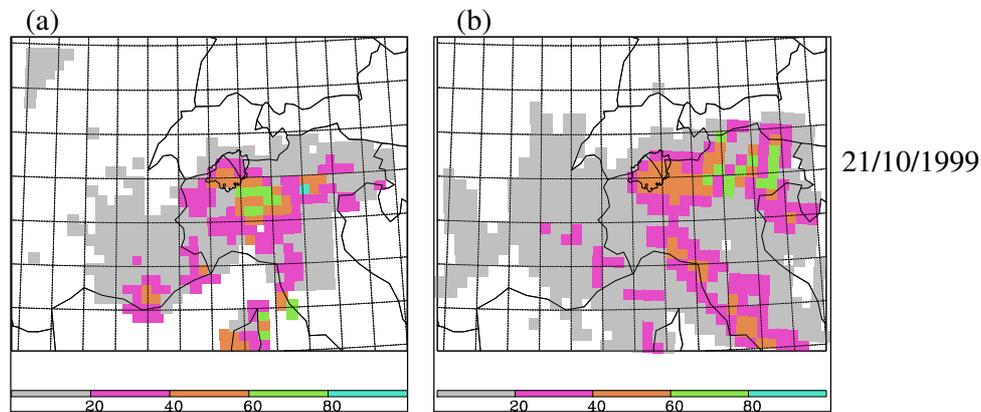


FIG. 6.13 – (a) Précipitations cumulées (en mm) sur 24 heures déduites des analyses version 2.0 de Frei et Häller (2001) avec une résolution horizontale de 25 km pour la journée du 21/10/1999 entre 06 UTC le 21/10 et 06 UTC le 22/10, (b) Précipitations cumulées déduites du modèle (résolution horizontale de 32 km) sur 18 heures, du 21/10/1999 à 06 UTC au 22/10/1999 à 00 UTC.

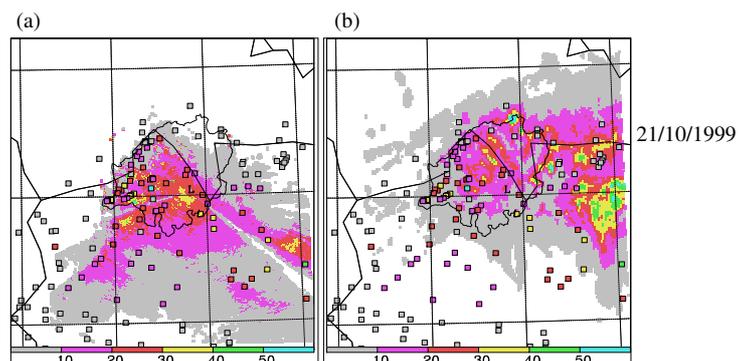


FIG. 6.14 – Précipitations cumulées (en mm) sur 12 heures entre 12 UTC le 21/10/1999 et 00 UTC le 22/10/1999 (a) déduites des données RAIN du radar de Monte-Lema et (b) déduites du modèle (simulation EC-P8). Les valeurs des stations au sol pour la même période sont superposées sous forme de carré.

POI	Période d'intégration des bilans
2A	de 20 :00 UTC à 20 :15 UTC le 17/09/99
3	de 18 :30 UTC à 18 :45 UTC le 25/09/99
8	de 17 :00 UTC à 17 :15 UTC le 21/10/99

TAB. 6.2 – Période d'intégration des bilans microphysiques pour chacune des POIs.

6.4 Bilan microphysique des trois POIs

Le modèle numérique Meso-NH permet de procéder à des calculs de bilans sur les variables microphysiques r_v , r_c , r_r , r_i , r_s , r_g et r_h . Par exemple, pour une variable pronostique r_j , on peut écrire l'équation générique suivante :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\tilde{\rho}r_j) = \underbrace{-\frac{\partial}{\partial x}(\tilde{\rho}Ur_j) - \frac{\partial}{\partial y}(\tilde{\rho}Vr_j) - \frac{\partial}{\partial z}(\tilde{\rho}Wr_j)}_{\text{termes d'advection}} + \underbrace{\sum_{p=1}^{p_{max}} Sr_{jp}}_{\text{sources}}$$

où Sr_{jp} représente le terme source pour r_j due au p^{ieme} processus. Les trois premiers termes du membre de droite correspondent à la contribution des termes d'advection depuis les trois directions de l'espace. Les bilans sont calculés non pas pour la variable physique r_j , mais pour $\tilde{\rho}r_j$, c'est à dire multipliée par la masse d'air sec contenue dans le volume d'une maille du modèle.

Il est possible de procéder à des moyennes temporelles $\frac{1}{t_2-t_1} \sum_{t=t_1}^{t=t_2}$ des processus sur des intervalles de temps supérieurs au pas de temps du modèle, ce qui est utile pour des systèmes présentant des fluctuations temporelles importantes.

Le domaine dans lequel les bilans microphysiques sont calculés est montré sur la figure 6.15. Il contient approximativement autant de points au-dessus de la plaine, et de la montagne.

Pour chaque hydrométéore considéré, la moyenne temporelle des processus sur quinze minutes est calculée (la période correspondante est rappelée table 6.2), ainsi que les valeurs initiale, finale, et moyenne de chacun des rapports de mélange. Les périodes choisies pour la POI2A et la POI3 correspondent à une activité du système bien marquée. Le système de la POI8 reste homogène sur la journée du 21/10, et il a été décidé de choisir la fin d'après-midi (17 UTC) pour effectuer les bilans.

Les trois POIs considérées dans cette étude, nous l'avons vu, présentent des caractéristiques de flux incident différentes. Le modèle conceptuel établi à l'aide de données radar par Medina et Houze (2003) met en avant l'impact de ces différences sur le comportement microphysique des systèmes précipitants. Dans un premier temps nous examinerons l'étagement vertical moyen des hydrométéores pour chacune des POIs, puis ensuite nous entrerons plus en détail dans les processus microphysiques mis en jeu.

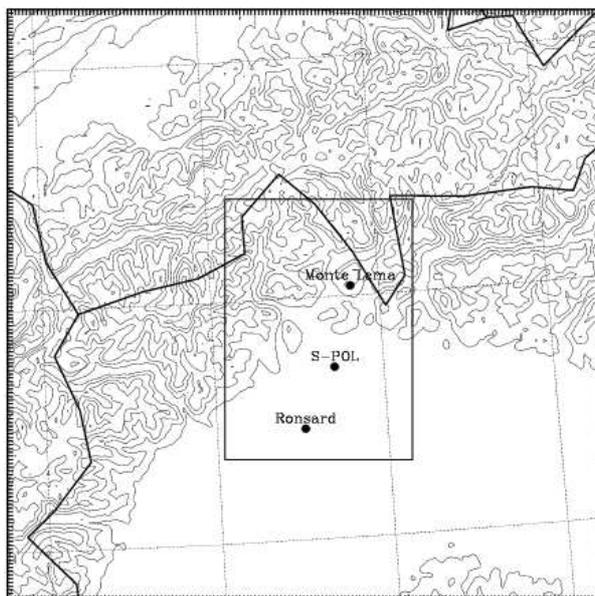


FIG. 6.15 – Topographie (isocontours tous les 500 m) du domaine à la résolution la plus fine (maille horizontale de 2 km). Les points noirs représentent la position des radars. Les bilans sont calculés dans la boîte dont le rectangle noir délimite les bords.

6.4.1 Etagement moyen des hydrométéores

Afin de comparer les distributions verticales moyennes des hydrométéores de chacune des POIs, la moyenne temporelle du rapport de mélange de chacun de ces hydrométéores est moyennée horizontalement tous les 500 m sur la verticale. Les moyennes sont calculées sur la boîte tracée sur la Fig. 6.15, en utilisant tous les points du domaine. Chacun des profils verticaux est comparé avec les observations disponibles pour chacune des POIs (Fig. 6.16). Pour la POI 8, la comparaison est faite avec une coupe verticale des fréquences d'occurrence des hydrométéores déduite des observations radar de S-Pol (Medina et Houze, 2003). Quant aux POIs 2A et 3, les comparaisons sont effectuées avec des coupes verticales déduites d'observations radar, au-dessus du Lac Majeur : le 17/09 à 20h pour la POI 2A (Tabary, 2002) et le 25/09 à 18h30 pour la POI3 (Pujol et al., 2005). Ces comparaisons restent qualitatives, car elles ne portent pas sur les mêmes grandeurs. Elles permettent néanmoins de se rendre compte du bon accord qui existe entre les observations et le modèle, pour chacune des POIs. Les résultats sont représentés sur la figure 6.16.

Comme attendu, la figure 6.16 met en évidence des caractéristiques microphysiques différentes dans les trois POIs. Une première remarque tirée de ces profils verticaux moyens concerne les extensions verticales respectives de chacun des systèmes précipitants des trois POIs. L'activité convective intense durant la POI2A se traduit par une extension verticale très marquée, la plus importante des trois POIs. Les nuages atteignant facilement voire dépassant 10 km d'altitude, on retrouve des maxima de rapport de mélange pour la glace

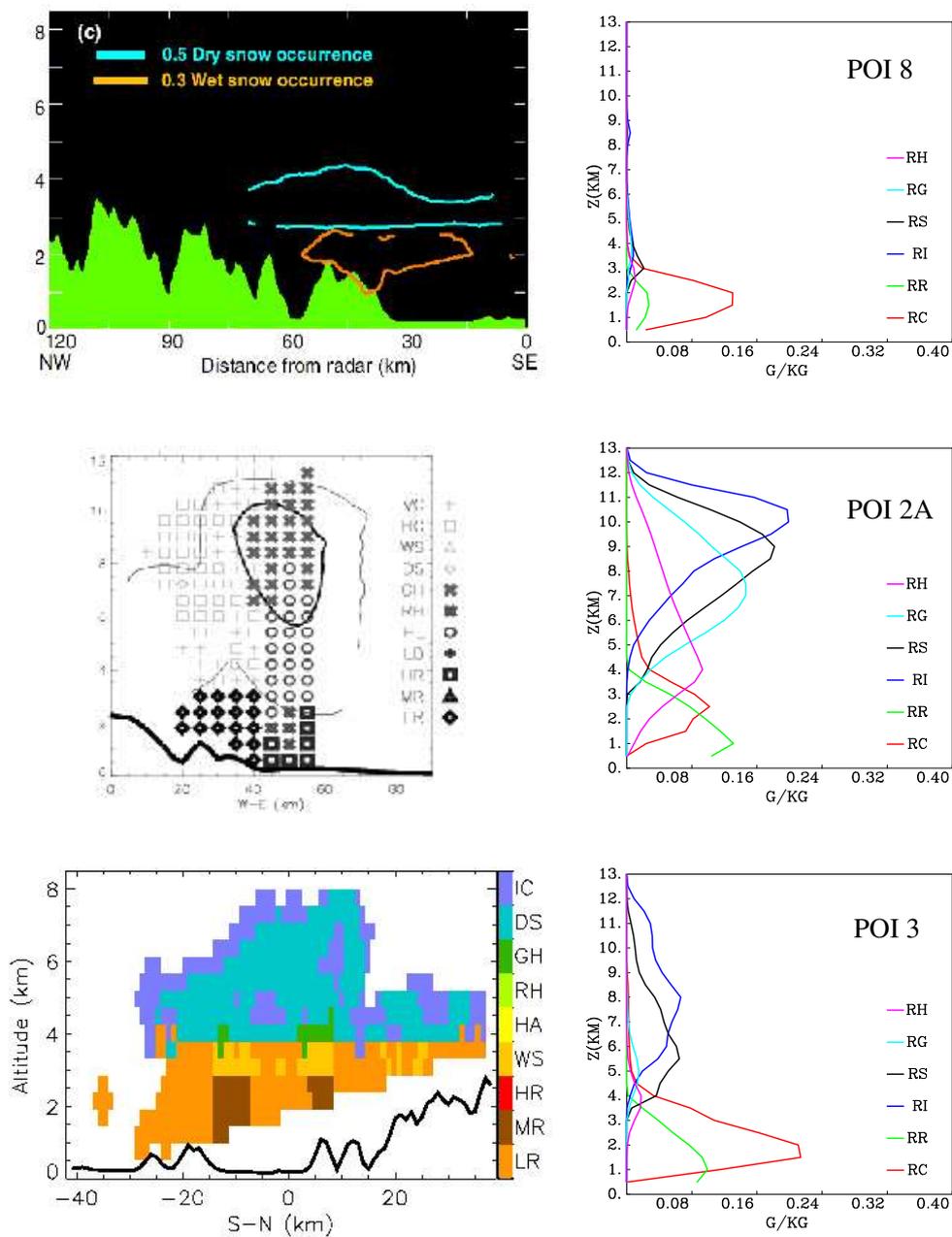


FIG. 6.16 – Colonne de droite : profils verticaux moyens du contenu en hydrométéores pour chacune des POIs dans la boîte visible Fig. 6.15 pour une période d'intégration des bilans de 15 minutes (table 6.2). RH représente la grêle, RG le graupel, RS la neige, RI la glace primaire, RR la pluie, RC les gouttelettes nuageuses (unités en $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$). Les comparaisons sont effectuées avec des observations issues de données radar et reportées dans la colonne de gauche (voir le texte pour plus de détails).

primaire et la neige dans les couches élevées de la troposphère : 0.20 g.kg^{-1} à 10000 m pour la glace primaire, et 0.18 g.kg^{-1} à 9000 m pour la neige. L'isotherme 0°C est élevé, comme le montre la limite d'apparition de rapports de mélange non nuls pour la pluie, soit vers 3500 m d'altitude.

Concernant la POI3, où l'activité convective est moins intense que dans la POI2A et n'intervient que dans des cellules isolées, le système est moins profond, et cela se traduit sur l'étagement moyen des hydrométéores par la présence de maxima moins importants pour la neige et la glace primaire, à des altitudes plus faibles : approximativement 0.08 g.kg^{-1} à 8000 m pour la glace primaire et 0.08 g.kg^{-1} à 5500 m pour la neige. L'isotherme 0°C est sensiblement à la même altitude que celui de la POI2A, environ 4000 m.

La POI8, quant à elle, est à tendance stratiforme, avec un faible développement du système sur la verticale. Ainsi, la majorité des hydrométéores est concentrée dans les couches inférieures, et dépasse à peine 5000 m d'altitude, avec des maxima de 0.02 g.kg^{-1} à 3000 m pour la neige et de 0.01 g.kg^{-1} à 3500 m pour la glace primaire. L'isotherme 0°C est situé vers 3000 m.

Les hydrométéores dominants diffèrent suivant la POI, et suivant si l'on se trouve au-dessus ou en deça du point de fusion.

Au dessus de 0°C , dans la POI2A, la forte activité convective (marquée par des vitesses verticales localement importantes) se traduit par la présence majoritaire des particules fortement givrées que sont le graupel et la grêle (un maximum de 0.15 g.kg^{-1} à 7000 m pour le graupel et un maximum de 0.09 g.kg^{-1} à 4000 m pour la grêle).

Graupel et grêle sont aussi présents dans la POI3 au-dessus du point de fusion, mais en des quantités plus faibles ($< 0.02 \text{ g.kg}^{-1}$ en moyenne), ce qui est en accord avec les restitutions microphysiques déduites des observations radars disponibles à 18 :30 UTC (Pujol et al, 2005).

Durant la période considérée pour la POI8, les particules nuageuses dominantes immédiatement au-dessus du point de fusion sont les agrégats neigeux. On trouve aussi en faibles quantités du graupel et de la grêle. Aucune particule de grêle n'a été observée durant l'ensemble de la POI (Medina et Houze, 2003), ce qui tend à laisser penser que le modèle produit des particules givrées en quantité un peu trop importante. Houze et Medina (2005) suggèrent que la présence de turbulence liée à une combinaison de cisaillement vertical de vent et de stabilité génère localement l'apparition d'ascendances de petite échelle permettant d'augmenter la concentration en eau liquide nuageuse, et ainsi de permettre la formation de graupel par givrage. Néanmoins un tel processus n'est pas représenté dans Meso-NH et n'explique pas la présence de graupel au niveau de l'isotherme 0°C . Nous verrons plus tard que la présence de graupel dans la POI8 peut s'expliquer par la manière dont sont traités les agrégats neigeux subissant le processus de fusion dans Meso-NH.

En dessous du point de fusion, et pour toutes les POIs, l'hydrométéore dominant est bien entendu la pluie. A noter aussi la présence importante d'eau nuageuse dans toutes les POIs en-dessous de 0°C .

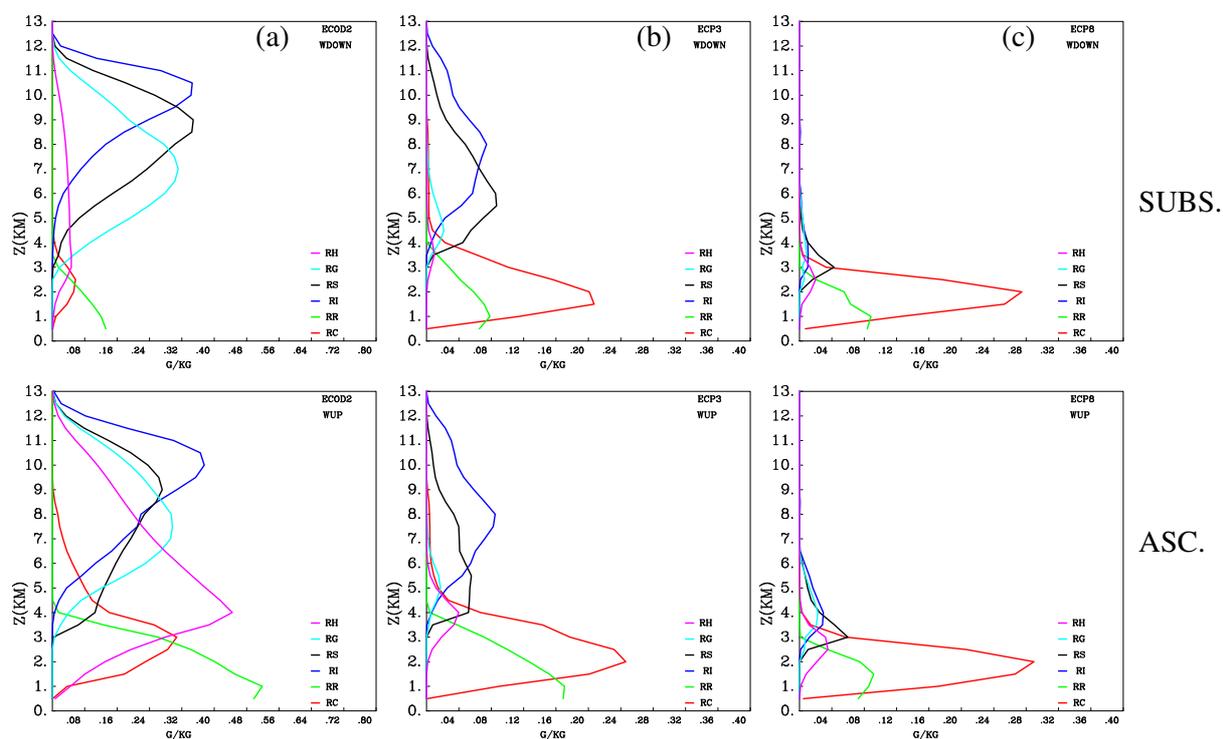


FIG. 6.17 – Profils verticaux moyens du contenu en hydrométéores pour chacune des POIs dans la boîte visible Fig. 6.15 pour une période d'intégration des bilans de 15 minutes (table 6.2). En bas, moyennes réalisées dans les zones d'ascendances (où la vitesse verticale moyenne est supérieure à 0.1 m.s^{-1} pour une colonne s'étendant du sol jusqu'à 13 km pour les POIs 2A et 3, et jusqu'à 6 km pour la POI8). En haut, moyennes réalisées dans les zones de subsidences (où la vitesse verticale moyenne est inférieure à 0.1 m.s^{-1}).

Les répartitions verticales du contenu en hydrométéores pour les POI2A et 3 sont caractéristiques d'événements convectifs (présence de graupel et de grêle), alors que pour la POI8 ce profil vertical moyen traduit un cas à tendance stratiforme (avec de la pluie en dessous de 0°C et de la neige au-dessus).

6.4.2 Les différents processus microphysiques mis en jeu

Chaque processus est moyenné tout d'abord temporellement durant la période de quinze minutes sur laquelle les bilans sont réalisés, puis ensuite horizontalement tous les 500 m sur la verticale. On obtient ainsi son profil vertical moyen. Deux types de profils sont tracés. Tout d'abord, la moyenne est réalisée sur l'ensemble de la boîte où les bilans sont calculés (soit 3000 points), sans distinction entre les points. Ensuite, une distinction est faite suivant les zones d'ascendance et de subsidence. Deux moyennes différentes sont ainsi calculées : l'une sur l'ensemble des points dont la vitesse verticale moyenne de la colonne est inférieure à -0.1 m.s^{-1} (subsidences) et l'autre sur l'ensemble des points où la vitesse verticale moyenne est supérieure à 0.1 m.s^{-1} (ascendances).

Les profils verticaux pour les processus microphysiques les plus actifs dans chacune des POIs sont disponibles en annexe. Les moyennes globales sur la boîte sont représentées sur les figures A1a, A2a et A3a, alors que les moyennes avec application du critère de vitesse verticale sont représentées figures A1b, A2b et A3b.

Le cas de la POI8

Durant la POI8 (figure A1a), le processus dominant en dessous de l'isotherme 0°C aboutissant à la formation de précipitations est la coalescence chaude. En effet, un mécanisme important dans les basses couches est l'autoconversion des gouttelettes nuageuses qui est le seul processus générant de nouvelles gouttes de pluie, gouttelettes de pluie qui ensuite croissent par accréation des gouttelettes nuageuses (processus majoritaire en dessous de la couche de fusion). Les gouttelettes nuageuses, qui servent de combustible à ces processus microphysiques, proviennent majoritairement de la condensation de la vapeur d'eau.

Dans les niveaux les plus élevés, la vapeur d'eau se dépose sur les cristaux de glace favorisant ainsi leur croissance. L'autoconversion de la glace primaire en neige est le processus permettant de faire apparaître les agrégats neigeux. Les flocons de neiges croissent ensuite par agrégation de la glace primaire, et grâce au processus de givrage, qui, même faible, leur permet de croître aux dépens des gouttelettes nuageuses disponibles à ce niveau. Lorsque la neige sédimente, et à travers l'isotherme 0°C , une partie est convertie dans Meso-NH en graupel fondu via le processus de fusion-conversion. Ces graupels en train de fondre augmentent le taux de précipitation. On constate aussi que la présence légère de grêle remarquée dans la section précédente a tendance à augmenter quelque peu le taux de précipitation lorsque les grêlons traversent l'isotherme 0°C (processus de fonte de la grêle).

De manière générale, on voit que les processus microphysiques les plus actifs mettent en jeu les hydrométéores majoritaires dans la POI8, à savoir la neige au-dessus du point de fusion et la pluie en dessous. La coalescence chaude en dessous de 0°C , la déposition de vapeur, l'autoconversion de la glace en neige et l'agrégation de la la glace par la neige au-dessus sont caractéristiques d'un épisode à caractère stratiforme, et correspondent bien au schéma conceptuel pour un cas stable bloqué de Medina et Houze (2003). Les graupels présents au niveau de la couche de fusion sont issus de la conversion de la neige lors de sa fonte.

Le cas des POI2A et POI3

Les POI2A et POI3 sont caractéristiques d'épisodes convectifs, avec néanmoins un fond plus stratiforme. Certains processus sont donc typiques d'un cas stratiforme : coalescence chaude dans les basses couches (autoconversion des gouttelettes nuageuses suivie de l'accrétion des gouttelettes nuageuses par les gouttes de pluie), déposition de vapeur plus haut et croissance des agrégats neigeux.

Néanmoins, comme les événements des POIs 2A et 3 sont plus convectifs, et possèdent une extension verticale importante (les nuages de la POI2A peuvent dépasser les 10 km d'altitude), les processus microphysiques faisant intervenir la phase glace de l'eau deviennent majoritaires. Maintenant, au-dessus de la couche de fusion, le mécanisme majoritaire est le givrage. Le givrage du graupel par exemple s'étend sur une couche verticale allant de 3 km à 9 km. Les particules de grêles sont initiées par la croissance humide du graupel, et ensuite elles croissent par des phénomènes d'accrétion (croissance humide de la grêle, aux dépens des gouttelettes nuageuse, des agrégats neigeux, et des graupels présents dans les niveaux supérieurs) Dans les basses couches, des gouttes de pluie sont toujours formées à partir de l'autoconversion des gouttelettes nuageuses, mais la fonte des graupels, et surtout de la grêle, sont des processus importants augmentant localement les précipitations. Les mécanismes faisant intervenir la neige dans la génération des précipitations (comme la conversion de la neige en graupel suivie de sa fonte, lors du passage à travers l'isotherme 0°C) sont maintenant minoritaires.

De manière générale, les processus sont similaires entre la POI2A et la POI3, avec néanmoins des intensités globalement plus faibles pour la POI3 lié au fait que la convection y est moins étendue que dans le système de la POI2A, avec seulement les passages successifs de cellules convectives isolées.

Il a été déjà noté précédemment que seul le système convectif de la POI2A fournit les conditions nécessaires à la formation d'une couche de graupel et de grêle importante. Le processus microphysique permettant d'expliquer cette différence est la croissance ou la consommation des agrégats neigeux par givrage, qui permet de caractériser la présence de givrage intense dans les niveaux supérieurs. En effet lorsque ce processus présente des valeurs moyennes négatives, comme dans la figure A2a (d), cela signifie que les hydrométéores neigeux qui croissent par givrage atteignent une taille suffisante et sont automatiquement convertis en graupel faisant apparaître un puit pour la neige entre 6000 m et 9000m pour

la POI2A. Ce givrage intense débouche sur la formation de graupels en grande quantité, et n'est pas visible dans la POI3 (Fig. A3a (d)), où seul le givrage simple intervient.

6.4.3 Distinctions entre ascendances et subsidences

La couche de particules fortement givrées (graupel et grêle) est beaucoup plus épaisse dans les ascendances que dans les subsidences (Fig. 6.17). Cela est nettement visible surtout pour la POI2A. La quantité d'hydrométéores liquides (gouttelettes nuageuses et gouttes de pluie) est elle aussi plus importante dans les POI 2A et 3. Elle reste néanmoins similaire dans la POI8.

Les profils verticaux des mécanismes microphysiques suivant les POIs, et suivant si on se trouve dans une ascendance ou une subsidence, sont disponibles sur les Fig. A1b, A2b et A3b.

De manière générale, les processus accréionnels (autoconversion des gouttelettes nuageuses, accréion des gouttelettes nuageuses par les gouttes de pluie dans les premières couches de l'atmosphère, et givrage, croissance humide des particules fortement givrées au-dessus), ont une intensité bien évidemment plus marquée dans les ascendances, due aux vitesses verticales qui maintiennent suffisamment longtemps les hydrométéores en altitude. Ces différences sont beaucoup plus marquées dans les POI 2A et 3 (surtout la POI2A) où les vitesses verticales sont plus importantes, et s'étendent sur une colonne plus grande que pour la POI8.

L'hypothèse selon laquelle les ascendances apportent localement (notamment sur les premiers pics) de l'humidité en quantité importante favorisant la coalescence chaude en dessous de 0°C et le givrage au-dessus semble ainsi confirmée. En effet, en regardant plus en détail le processus de condensation de vapeur en gouttelettes nuageuses, et de déposition sur la glace (processus appelé CDEPI dans les profils - voir table A1), on constate que ce processus est un puit pour les gouttelettes nuageuses (évaporation) et pour la glace (sublimation) dans les subsidences, et une source pour les gouttelettes nuageuses (condensation) et pour la glace (déposition de vapeur) dans les ascendances. Ainsi, dans les ascendances, la quantité d'eau nuageuse rendue disponible est plus importante, et permet de favoriser localement la coalescence chaude dans les bas niveaux, et le givrage plus haut.

Un autre fait notable concerne les particules de grêles. Du fait de la présence plus importante à la fois de particules de grêle, de graupels, et de gouttelettes nuageuses au-dessus de 0°C, les processus de croissance humide du graupel et de la grêle dans la POI2A sont plus marqués, alors qu'ils sont quasiment inexistantes dans les subsidences, où la vitesse verticale ne permet pas de maintenir les hydrométéores les plus denses en altitude.

6.4.4 Conclusion

Le schéma conceptuel de Medina et Houze (2003) concernant les précipitations orographiques a bien été retrouvé, et même approfondi grâce à une meilleure description des

mécanismes microphysiques à l'aide du schéma ICE4 couplé à Meso-NH. Les résultats présentés dans cette partie montrent bien que ce schéma est capable de reproduire différents types de nuages orographiques, aux comportements différents suivant les caractéristiques du flux incident.

Un nouveau schéma conceptuel est représenté Fig. 6.18, très proche de celui établi par Medina et Houze, et incluant les processus microphysiques majoritaires reproduits par la modélisation numérique.

6.4 Bilan microphysique des trois POIs

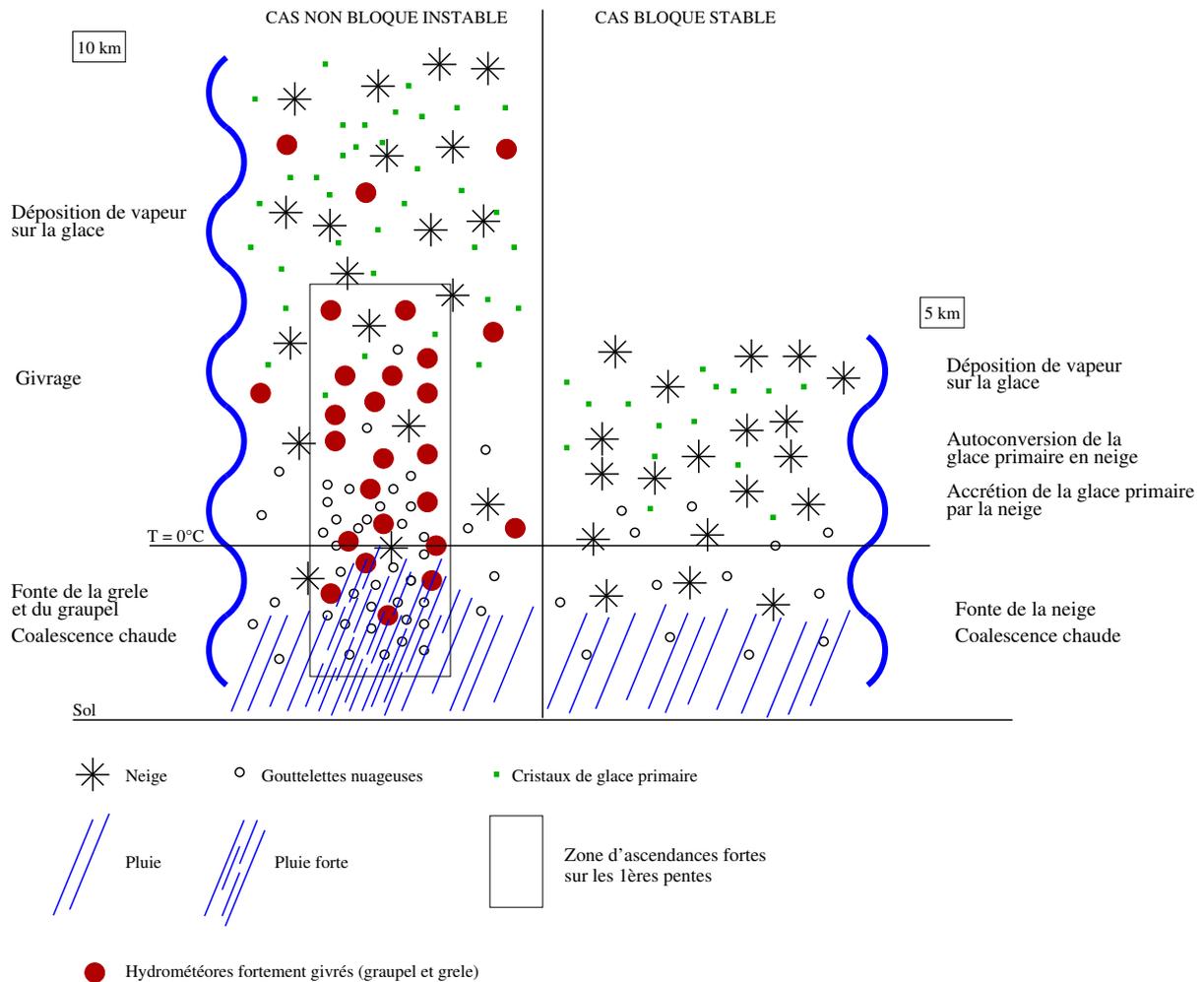


FIG. 6.18 – Le schéma conceptuel déduit d'observations radar (Medina et Houze, 2003) est ici complété avec les processus microphysiques dominants suivant les caractéristiques du flux incident. Dans le cas instable non bloqué, la concentration en gouttelettes nuageuses est localement augmentée sur les premiers pics, augmentant ainsi la coalescence chaude dans les basses couches et le givrage au-dessus de 0°C . Le taux de précipitation est ainsi localement plus fort.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le travail présenté dans cette thèse s'inscrit dans le cadre de l'objectif P1 de MAP (*Mesoscale Alpine Programme*) intitulé "Mécanismes fondamentaux de précipitations orographiques". Ce programme international a été mis en place à la fin des années 90 (la période de terrain s'étendant de septembre à novembre 1999), dans l'optique d'améliorer notre compréhension des processus atmosphériques et hydrologiques à mesoéchelle au-dessus des Alpes (crues éclairs résultant d'orages intenses, vents violents, turbulence d'altitude...). Il a permis de mettre à disposition de la communauté scientifique de nombreux jeux de données nécessaires à la validation des modèles numériques de prévision du temps. L'amélioration de ces modèles numériques passe par une meilleure description des mécanismes de déclenchement et d'intensification des précipitations sur relief.

Principaux résultats

Une contribution de cette thèse concerne l'amélioration des connaissances sur un sujet d'actualité, les phénomènes de précipitations intenses, qui se traduisent souvent par des dégâts matériels et humains importants, notamment en région montagneuse (inondations éclairs, coulées de boues...autant d'évènements souvent classés comme catastrophes naturelles).

L'outil principal utilisé est la modélisation numérique à haute résolution. La première étude réalisée est celle de la POI2A de MAP : le 17 septembre 1999, un intense système convectif a pris naissance sur les premiers contreforts alpins au nord de l'Italie puis s'est propagé vers la plaine, balayant la région du Lac Majeur. Il a été observé par un réseau de trois radars Doppler basés au sol : Ronsard, radar de recherche français, Monte-Lema, radar opérationnel de la Meteo Suisse, et S-Pol, radar polarimétrique américain permettant une restitution microphysique du système. Cet épisode n'est pas le plus important en terme de cumul de pluie, mais il est très intéressant à étudier numériquement du fait de son caractère convectif très marqué. Dans la première partie de cette thèse, des simulations numériques du système précipitant de la POI2A ont été réalisées avec le modèle non-hydrostatique Meso-NH, à l'aide de trois modèles imbriqués de résolution horizontale croissante (le dernier ayant une maille horizontale de 2 km, permettant ainsi une résolution explicite des nuages et de la convection). Ces simulations numériques à l'échelle meso- γ ont mis en évidence l'apport de la haute résolution dans la prévision d'un système convectif. En effet, six heures après le début de l'expérience, un système convectif fait son apparition, avec une structure et une évolution dans le temps très proches des

observations.

Tout n'est pas parfait néanmoins : le système est légèrement en retard, son extension horizontale est moins importante surtout en altitude, et la bande précipitante observée dans le nord-ouest du domaine n'est pas reproduite. Des tests de sensibilité sont donc effectués afin d'améliorer la prévision de l'épisode convectif de la POI2A, toujours à l'aide du modèle Meso-NH.

Le premier test consiste à regarder l'influence du schéma microphysique utilisé dans les simulations numériques. Le schéma standard de Meso-NH (ICE3) ayant été utilisé dans la simulation numérique de référence précédente prédit l'évolution de six espèces de l'eau dont trois pour la phase glace (neige primaire, agrégats neigeux, graupel). Des observations ayant montré une présence importante de grêle durant la période la plus active du système convectif de la POI2A, l'inclusion de la grêle dans le schéma microphysique a été entreprise (schéma ICE4). La nouvelle simulation numérique de la POI2A qui en découle amène des améliorations notables dans la prédiction du système. On constate une meilleure reproduction des tours de haute réflectivité liée à une bonne répartition des hydrométéores sur la verticale (notamment un bon positionnement des particules de grêles). Cette bonne localisation des fortes réflectivités sous forme de colonnes s'étendant au-dessus de 6000 m semble indiquer que le modèle reproduit bien la croissance humide du graupel aboutissant à la formation de grêle en altitude. De plus, le système est moins en retard qu'il ne l'était dans la simulation de référence, dénotant ainsi une influence du traitement explicite de la grêle sur la dynamique du système précipitant.

Certains points restent néanmoins à améliorer, comme l'extension spatiale du système trop faible, et l'absence de la bande précipitante du nord-ouest.

Les simulations numériques citées précédemment ont été initialisées et forcées à l'aide des analyses opérationnelles du CEPMMT de 1999. En 2002, le CEPMMT a mis à disposition de la communauté scientifique un jeu de réanalyses couvrant toute la période MAP, réanalyses générées en intégrant dans le nouveau schéma d'assimilation des données additionnelles issues des mesures de terrain de la campagne MAP. Les réanalyses du 17 septembre 1999 ont été utilisées pour initialiser et forcer de nouvelles simulations numériques de la POI2A, avec comme schéma microphysique le schéma ICE4. De manière surprenante, les résultats sont très décevants : aucune convection n'est à signaler sur la plaine, seules quelques cellules naissent et meurent sur les premières pentes, donnant lieu à des précipitations quasi-inexistantes. Le seul point positif réside dans l'apparition d'une bande précipitante dans le nord-ouest, certes de faible intensité, mais présente, contrairement aux simulations initialisées avec les analyses opérationnelles. Différentes causes possibles expliquant un tel écart dans la prévision du système ont été isolées :

- l'absence de la zone de convergence en basses couches dans la réanalyse du 17 septembre 1999 à 12 UTC (alors qu'elle est présente dans l'analyse opérationnelle). Le problème de cette explication réside dans l'absence de données sur le vent dans les premières couches de l'atmosphère qui pourraient permettre de valider l'existence et l'intensité de cette zone de convergence.
- un assèchement accru localisé au-dessus de la plaine du Po dans la réanalyse, tou-

jours dans les basses couches. Cet assèchement provient de l'assimilation des données du profileur de vent de Lonate, qui accentue la subsidence dans la zone, et affecte le champ d'humidité via le calcul de l'écart-type des erreurs de l'ébauche pour l'humidité. Cette étude a donc pu mettre en évidence une insuffisance dans le schéma d'assimilation du CEPMMT.

La faible prévisibilité du système convectif de la POI2A est ainsi confirmée par cette très forte sensibilité aux conditions initiales.

Un moyen d'améliorer cette prévisibilité semble passer par l'utilisation d'une assimilation à échelle fine de données mesoéchelles, et c'est ce qui a été entrepris dans la suite de cette thèse. La méthode utilisée a consisté à analyser des données en provenance des mesures de la campagne MAP à l'aide du schéma d'assimilation 3D-VAR ALADIN de Météo-France pour obtenir une meilleure description de l'état de l'atmosphère au 17 septembre 1999 à 12 UTC. Les nouvelles analyses haute résolution ainsi obtenues ont servi d'initialisation pour de nouvelles simulations numériques de la POI2A. A la fois l'analyse opérationnelle et la réanalyse du 17 septembre 1999 à 12 UTC ont été utilisées comme ébauche pour le 3D-VAR. Les meilleurs résultats en termes de description du système convectif, et de localisation et d'intensité des précipitations sont obtenus lorsque l'analyse opérationnelle est utilisée comme ébauche. L'amélioration de la simulation numérique basée sur la réanalyse utilisée comme ébauche reste très faible. Il faut noter qu'une double interpolation a été nécessaire avant de procéder à la simulation numérique : une interpolation des champs du CEPMMT vers ALADIN via ARPEGE, puis d'ALADIN vers Meso-NH. Cette double interpolation n'est pas idéale, mais a été nécessaire afin de procéder à cette assimilation à échelle fine sur une grille ALADIN.

Ces travaux montrent que pour avoir une amélioration de la description d'un état initial de l'atmosphère, il semble nécessaire de partir d'une ébauche elle-même déjà assez satisfaisante, surtout lorsque l'on procède à une analyse statique comme celle effectuée dans cette thèse pour le 17 septembre 1999 à 12 UTC. Il faut aussi noter que seuls six radiosondages dans la zone considérée ont été assimilés. Cela se justifie par une comparaison de l'analyse opérationnelle et de la réanalyse du CEPMMT qui semble mettre en évidence des différences surtout à meso-échelle (comme l'humidité des basses couches dans la région du Lac Majeur). Il est bien évident que pour une modification à l'échelle synoptique, l'assimilation de seulement six radiosondages est insuffisante.

L'utilisation d'un cycle d'assimilation d'au moins trois réseaux horaires (soit en partant à 00 UTC le 17 septembre pour une analyse à 12 UTC, avec des échéances toutes les 6 heures) est la prochaine étape envisageable de ce travail, ainsi que l'inclusion des données de surface dans le schéma d'assimilation.

Un autre aspect de cette thèse a été l'extension de l'étude de la POI2A à deux autres POIs de la campagne (les POI3 et POI8) aux caractéristiques de flux incident différentes. Un schéma complet décrivant le comportement microphysique d'un système précipitant en fonction de ses caractéristiques dynamiques et thermodynamiques a été ainsi établi, et validé avec un schéma conceptuel déduit d'observations radar. Le schéma microphysique

ICE4 utilisé, prédisant l'évolution du rapport de mélange de la grêle en plus des trois autres catégories standards pour la phase glace de l'eau, reproduit bien les interactions possibles entre tous les hydrométéores, et met en avant des différences dans les processus microphysiques dominants suivant la POI.

Lorsque le flux incident est caractérisé par un blocage des basses couches à l'approche des premières pentes et une stabilité accrue (comme la POI8), les pluies prennent un caractère stratiforme marqué. Dans les couches supérieures, les hydrométéores dominants sont les agrégats neigeux, et en-dessous de l'isotherme 0°C la pluie et les gouttelettes nuageuses sont majoritaires. Les processus microphysiques associés à ces particules sont les processus les plus actifs, avec la déposition de vapeur sur la glace permettant de faire croître les petits cristaux de glace, qui peuvent ensuite donner de la neige par autoconversion (processus collisionnel). La neige déjà formée croît ensuite par consommation de glace primaire via le processus d'agrégation, et par le processus de givrage aux dépens des gouttelettes nuageuses. La neige ainsi présente en grande quantité sédimente et fond au passage de la couche de fusion pour donner de la pluie. En dessous de 0°C, la coalescence chaude est importante : l'autoconversion des gouttelettes nuageuses en gouttes de pluie permet l'apparition de la pluie dans les basses couches.

Dans le cas où le flux incident est instable ou potentiellement instable (comme pour la POI2A, ou la POI3, respectivement), et non bloqué, le comportement microphysique montre des différences notables. Si la présence d'un fond stratiforme se caractérise par des similitudes entre les trois POIs (présence de neige, processus de déposition de vapeur sur la glace, en altitude, et coalescence chaude plus bas), les processus microphysiques faisant intervenir la phase glace de l'eau sont maintenant majoritaires, dû à l'aspect convectif important des systèmes des POI2A et POI3. Ainsi, les hydrométéores dominants en altitude sont cette fois les particules fortement givrées comme le graupel ou la grêle. Les processus de givrage deviennent majoritaires au-dessus de 0°C. La couche épaisse de grêle présente seulement dans la POI2A provient de la présence d'ascendances plus marquées augmentant le temps de résidence des particules dans le nuage et autorisant ainsi un givrage plus intense que dans la POI3 débouchant sur la formation de particules de grêle.

Bilan

Les travaux de cette thèse mettent en évidence plusieurs points importants dans la prévision numérique mesoéchelle de systèmes précipitants. Tout d'abord, la haute résolution est nécessaire pour une description précise des nuages car elle permet un traitement explicite de la convection avec des équations pronostiques pour les rapports de mélange de plusieurs espèces de l'eau présentes dans les nuages, et permet de retranscrire le forçage orographique des basses couches. Les impacts en termes de localisation des orages, et d'intensité des précipitations associées sont très bénéfiques. Un autre point est l'apport du traitement explicite de la grêle (à l'aide du schéma microphysique ICE4 de Meso-NH) dans la prévision d'un système fortement convectif. D'autres études de cas sont nécessaires pour une validation plus complète du schéma ICE4.

L'amélioration du champ initial de l'atmosphère à l'aide d'une analyse statique à haute

résolution semble pour l'instant limitée lorsque l'ébauche utilisée est de qualité insuffisante, comme la réanalyse du 17 septembre 1999 à 12 UTC. Néanmoins l'utilisation de l'analyse opérationnelle comme ébauche couplée à des observations additionnelles présentes dans la zone MAP montre des résultats encourageants. Les travaux futurs doivent se concentrer sur l'intégration de données supplémentaires (dont des observations de surface) dans un cycle d'assimilation sur plusieurs réseaux horaires (à la différence de l'analyse statique utilisée dans cette thèse).

Quel avenir pour MAP ?

Comme signalé plus haut, tous ces travaux s'inscrivent dans le cadre de la campagne MAP, campagne qui s'est avérée être un grand succès scientifique (avec notamment 160 publications répertoriées durant la période 2000-2004, H. Volkert, 2005). MAP est un projet R&D (*Recherche et Développement*) du programme WWRP (*World Weather Research Program*) de l'OMM (*Organisation Mondiale de la Météorologie*). Il doit se poursuivre par une phase de transfert des connaissances depuis la recherche vers les services opérationnels par réalisation d'un FDP (*Forecast Demonstration Project*). Cette dernière phase de MAP, MAP D-PHASE (*Demonstration of Probabilistic Hydrological and Atmospheric Simulation of flooding Events in the Alps*), est prévue pour 2007. Sa zone d'action sera le Lac Majeur et son but sera de tester en vraie grandeur différentes chaînes de prévision opérationnelles des épisodes de précipitations intenses et des phénomènes de crues associés.

BIBLIOGRAPHIE

- Andersson, E, J. Pailleux, J.-N. Thépaut, J. R. Eyre, A.P. McNally, G. A. Kelly, et P. Courtier, 1994 : Use of cloud-cleared radiances in three/four-dimensional variational data assimilation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120**, 627-653.
- Anthes, R. A., Y. H. Kuo, E. Y. Hsie, S. Low-Nam, T. W. Bettge, 1989 : Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **115**, 763-806.
- Arakawa, A. and F. Mesinger, 1976 : Numerical methods used in atmospheric model. *GARP Tech. Rep.*, **17**.
- Asselin, R., 1972 : Frequency filter for time integrations. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 487-490.
- Banta, R. M., 1990 : Atmospheric processes over complex terrain. *Meteor. Monogr.*, No **45**, Am. Meteor. Soc., 323 pp.
- Bechtold P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart and E. Richard, 2001 : A mass flux convection scheme for mesoscale and global models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 865-889.
- Belo Pereira, M et L. Berre, 2005 : The use of an ensemble forecast approach to study the background error covariances in a global NWP model. *soumis à Mon. Wea. Rev.*
- Benoît, R., M. Desgagné, P. Pellerin, S. Desjardins, and Y. Chartier, 1997 : The Canadian MC2 : a semi-lagrangian, semi-implicit wide and atmospheric model suited for fine-scale process studies and simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2382-2415.
- Benoît, R., et co-auteurs, 1999 : Relative ultrafinescale modelling effort for the MAP field phase. *MAP Newsletter*, **11**, 14-15.
- Bergeron, T., 1968 : On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Acte de congrés, International Cloud Physics Conference*, Toronto.
- Berre, L., 1999 : Estimation of synoptic and mesoscale forecast error covariances in a limited-area model. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 644-666.

- Binder, P. et C. Schär, 1996 : *MAP Design Proposal*, available from the MAP Programme Office, SMI, CH-8044, Zurich, Switzerland. 75pp.
"<http://www.map.meteoswiss.ch/map-doc/proposal.htm>"
- Bock, O., et E. Doerflinger, 2001 : Atmospheric modeling in GPS data for high accuracy positioning. *Phys. Chem. Earth (A)*, **26**, 373-383.
- Bougeault, P. et P. Lacarrère, 1989 : Parameterization of orographic induced turbulence in a mesobeta scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1872-1890.
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R.A. Houze, J. Kuettner, R.B. Smith, R. Steinacker and H. Volkert, 2001 : The MAP special observing period. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **82**, 433-462.
- Bougeault, P. et co-auteurs, 1998 : *MAP Science Plan*, disponible au MAP Programme Office, SMI, Krähbülstrasse 58, CH-8044, Zurich, Suisse.
"<http://www.map.meteoswiss.ch/splan/spindex.htm>"
- Bougeault, P., 2002 : WGNE survey of verification methods for numerical prediction of weather elements and severe weather events. *CAS/JSC WGNE report, No. 18, Appendix C*, <http://www.wmo.ch/web/wcrp/documents/wgne18rpt.pdf>.
- Bubnova, R., A. Horanyi, S. Malardel, 1993 : International project ARPEGE/ALADIN. *LAM Newsletter no 22*, 117-130.
- Buzzi, A. et L. Foschini, 1999 : Mesoscale Meteorological Features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region. *Meteor. Atm. Phys.*, **72**, 131-146.
- Caraceña, F., R. A. Maddox, L. R. Hoxit et C. F. Chappell, 1979 : Mesoanalysis of the Big Thompson storm. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1-17.
- Charnock, H., 1955 : Wind stress on a water surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **81**, 639-640.
- Cherubini, T., A. Ghelli et F. Lalaurette, 2002 : Verification of precipitation forecasts over the Alpine region using a high-density observing network. *Weather and Forecasting*, **17**, 238-249.
- Chong, M., J.-F. Georgis, O. Bousquet, S. Brodzik, C. Burghart, S. Cosma, U. Germann, V. Gouget, R. Houze, C. James, S. Prieur, R. Rotunno, F. Roux, J. Vivekanandan et Z. Zeng, 2000 : Real-time wind synthesis from Doppler radar observations during the Mesoscale Alpine Programme. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **81**, 2953-2962.

BIBLIOGRAPHIE

- Chu, C.-M. et Y.-L. Lin, 2000 : Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3817-3837.
- Chu, C.-M. et Y.-L. Lin, 2004 : Orography effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteor. Atmos. Phys.*, **88**, 1-21.
- Cuxart, J., P. Bougeault et J.-L. Redelsperger, 2000 : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1-30.
- Doswell, C. A., H. E. Brooks, et R. A. Maddox, 1996 : Flash flood forecasting : an ingredient based methodology. *Weather and Forecasting*, **11**, 560-581.
- Douglas, C. K. M., et J. Glasspoole, 1947 : Meteorological conditions in heavy orographic rainfall. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **73**, 11-38.
- Droegemeier, K. K., J. D. Smith, S. Businger, C. Doswell III, J. Doyle, C. Duffy, E. Foufoula-Georgiou, T. Graziano, L. D. James, V. Krajewski, M. LeMone, D. Lettenmaier, C. Mass, R. Pielke Sr., P. Ray, S. Rutledge, J. Schaake et E. Zipser, 2000 : hydrological aspects of weather prediction and flood warnings : report of the ninth prospectus development team of the U.S. Weather Research Program. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **81**, 677-694.
- Durrant, D. R., 1989 : Improving the anelastic approximation. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1453-1461.
- Emanuel, K. A., 1994 : Atmospheric convection. *Oxford University Press*, New-York, 580pp.
- Eyre, J. R., G. A. Kelly, A. P. McNally, E. Andersson, et A. Persson, 1993 : Assimilation of TOVS radiance information through one-dimensional variational analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 1427-1463.
- Farley, R. D., P. A. Price, H. D. Orville et J. H. Hirsch, 1989 : On the numerical simulation of graupel/hail initiation via the riming of snow in bulk water microphysical cloud models. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 1128-1131.
- Fraser, A. B., R. C. Easter, et P. V. Hobbs, 1973 : A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain. Part I : Airflow model. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 801-812.

-
- Frei, C. et C. Schär, 1998 : A precipitation climatology of the Alps from high resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18**, 873-900.
- Frei, C. et E. Häller, 2001 : Mesoscale precipitation analysis from MAP SOP rain-gauge data. *MAP Newsletter No 15*, MeteoSwiss CH-8044, Zurich, Switzerland, 257-260.
- Gal-Chen, T. and C.J. Sommerville, 1975 : On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comp. Phys.*, **17**, 209-228.
- Germann, U. et J. Joss, 2000 : Spatial continuity of Alpine Precipitation. *P.20 de l'acte de congrès du MAP meeting 2000*, 24-26 mai 2000, Bohinjska Bistrica, Slovénie.
- Gheusi, F. et H. C. Davies, 2003 : Autumnal precipitation distribution on the southern flank of the Alps : A numerical-model study of the mechanisms. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 2125-2152.
- Guerova, G., E. Brockmann, J. Quiby, F. Schubiger, C. Matzler, 2003 : Validation of NWP Mesoscale Models with Swiss GPS Network AGNES. *J. of Appl. Meteor.*, **42**, 141-450.
- Hinkelmann, K., 1951 : Der Mechanismus des meteorologischen Lärmes. *Tellus*, **3**, 285-296.
- Hobbs, P. V., R. C. Easter, A. B. Fraser, 1973 : A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain. Part II : Microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 813-823.
- Hohenegger, C. et C. Schär, 2005 : Are convection and instability indices good indicators of the predictability level?. *Acte de congrès, ICAM/MAP, 23-27 Mai 2005, Zadar, Croatie*, p245.
- Houze, R.A., 1993 : Cloud dynamics. *Academic press*, 573pp.
- Houze, R., 1997 : Stratiform precipitation in regions of convection : a meteorological paradox? *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **78**, 2179-2196.
- Houze, R., et S. Medina, 2005 : Turbulence as a mechanism for orographic precipitation enhancement. *J. Atmos. Sci. (IMPROVE Special Issue)*, **62**, 3599-3623.
- Kain, J.S. and J.K.Fritsch, 1993 : Convective parameterization for mesoscale models : the Kain-Fritsch scheme. *Meteor. Monogr.*, **46**, 165-170.
- Keil, C., H. Volkert et D. Majewski, 1998 : The Oder lood in July 1997 : Transport routes

BIBLIOGRAPHIE

- of precipitable water diagnosed with an operational forecast model. *Geophys. Res. Letters*, **26**, No 2, 235-238.
- Keil, C. and C. Cardinali, 2004 : The ECMWF reanalysis of the MAP Special Observing Period. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 2837-2850.
- Kessler, E, 1969 : On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr.*, **10**, N°32, 84pp.
- Lafore, J.P., J. Stein, N. Ascencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fisher, P. Hérel, P. Mascart, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard, and Vilà-Guerau de Arellano, 1998 : The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, **16**, 90-109.
- Lascaux, F., E. Richard, C. Keil and O. Bock, 2004 : Impact of the MAP reanalysis on the numerical simulation of the MAP-IOP2a convective system. *Meteorol. Z.*, **13**, 49-54.
- Lilly, D.K., 1990 : Numerical prediction of thunderstorms-has its time come? *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 779-798.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley et H. D. Orville, 1983 : Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.
- Lipps, F. and R.S. Hemler, 1982 : A scale analysis of deep moist convection and some related numerical calculations. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2192-2210.
- Louis, J.-F., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, **17**, 187-202.
- Medina, S. and R.A. Houze, 2003 : Air motions and precipitation growth in Alpine storms. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 345-374.
- Maddox, R. A., C. F. Chappell, et L. R. Hoxit, 1979 : Synoptic and meso-alpha scale aspects of flash flood events. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **60**, 115-123.
- Malardel, S., 2005 : Fondamentaux de météorologie. *Cépaduès-éditions*, 712 pp.
- Mascart, P., J. Noilhan et H. Giordani, 1995 : A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Boundar. Layer Meteor.*, **72**, 331,344.

- Massacand, A. C., H. Wernli, et H. C. Davies, 1998 : Heavy precipitation on the Alpine south-side : an upper-level precursor. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1435-1438.
- Morcrette, J.-J., 1991 : Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium-range Weather Forecasts forecasting system. *J. Geophys. Res.*, **96**, 9121-9132.
- Morel, C. et S. S en esi, 2002 : A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imaging. Part II : characteristics of European mesoscale convective systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 1973-1996.
- Nickerson, E. C., E. Richard, R. Rosset, D. R. Smith, 1986 : The numerical simulation of clouds, rain, and airflow over the Vosges and Black Forest mountains : a meso- β model with parameterized microphysics. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 398-414.
- Noilhan, J and S. Planton, 1989 : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.
- Orlansky, I., 1975 : A rational subdivision of scales of atmospheric processes. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.
- Pierrehumbert, R. T. et B. Wyman, 1985 : Upstream effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 977-1003.
- Pinty, J.-P. and P. Jabouille, 1998 : A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non hydrostatic model : Simulations of a squall line and of orographic precipitation. *Acte de congr es, Conference on Cloud Physics, 17-21 Ao ut 1998, Everett, USA*, 217-220.
- Pinty, J.-P., E. Richard, and P. Tabary, 2002 : Fine simulations of the MAP-IOP2A precipitating system : comparison with radar data and sensitivity to the hail category. *Acte de congr es, Conference on Cloud Physics, 3-8 June 2002, Ogden, USA*
- Pujol, O., J.-F. Georgis, M. Chong et F. Roux, 2005 : Dynamics and microphysics of orographic precipitation during MAP-IOP3. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, n o611, 2795-2819.
- Richard, E., S. Cosma, P. Tabary, and M. Hagen, 2001 : Numerical simulation of a squall line observed during MAP IOP2a. *Acte de congr es, 30th Conference on Radar Meteorology. Munich, 19-24 Juillet 2001*, 524-526.
- Richard, E., S. Cosma, P. Tabary, J.-P. Pinty and M. Hagen, 2003 : High-resolution nu-

BIBLIOGRAPHIE

- merical simulations of the convective system observed in the Lago Maggiore area on the 17 September 1999 (MAP IOP2a). *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 543-564.
- Rivrain, J.-C., 1997 : Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France. *Phénomènes remarquables n° 4, SCEM, Météo-France*. 93pp.
- Schneidereit, M., et C. Schär, 2000 : Idealised numerical experiment of Alpine flow regimes and south-side precipitation events. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72(2-4)**, 233-250.
- Sénési, S., P. Bougeault, J.-L. Chèze, P. Consentino et R. Thepenier, 1996 : The Vaison-La-Romaine flash flood : Mesoscale analysis and predictability issues. *Weather and Forecasting*, **11**, 417-442.
- Smith, R. B., 1979 : The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. in Geophys.*, **21**, 87-230.
- Smith, R. B., 1982 : A differential model of thermal advection. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 306-309.
- Stefanescu, S. E., L. Berre, M. Belo Pereira, 2005 : The evolution of dispersion spectra and the evaluation of model differences in an ensemble estimation of error statistics for a limited area analysis. *soumis à Mon. Wea. Rev.*
- Stein, J., E. Richard, J.-P. Lafore, J.-P. Pinty, N. Asencio et S. Cosma, 2000 : High resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 203-221.
- Tabary, P., 2002 : Observations radar de systèmes précipitants orographiques pendant l'expérience MAP. *Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse*, 294 pp.
- Talagrand, O., 1997 : Assimilation of observations, an introduction. *J. Meteor. Soc. of Japan*, **75**, 191-209.
- Thépaut, J. N., P. Alary, P. Caille, V. Cassé, J. F. Geleyn, P. Moll, J. Pailleux, J. M. Piriou, D. Puech et F. Taillefer, 1998 : 'The operational global data assimilation system at Météo-France'. *Acte de congrès, HIRLAM 4 workshop on variational analysis in limited area models, Toulouse, France. HIRLAM 4 Project*, 25-31.
- Triplet, J. P., et G. Roche, 1986 : Météorologie générale. 3ème édition, *Météo-France*, 317 pp.

- Vivekanandan, J., S. M. Ellis, R. Oye, D. S. Zrnica, A. V. Ryzhkov et J. Straka, 1999 : Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **80**, 381-388.
- Volkert, H., 2000 : Heavy precipitation in the Alpine region (HERA) : Areal rainfall determination for flood warnings through in-situ measurements, remote sensing and atmospheric modelling. *Meteor. Atm. Phys.*, **72**, 73-85.
- Volkert, H., 2005 : The Mesoscale Alpine Programme (MAP) : a multi-faceted success story. *Acte de congrés, ICAM/MAP, 23-27 Mai 1995, Zadar, Croatie*, 226-230. "<http://meteo.hr/ICAM2005/pdf/sesion-15/S15-01.pdf>".
- Walser, A., D. Lüth et C. Schär, 2004 : Predictability of precipitation in a cloud-resolving model. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 560-577.
- Walser, A. et C. Schär, 2004 : Convection-resolving precipitation forecasting and its predictability in Alpine river catchments. *J. of Hydro.*, **288**, 57-73.
- Wilhelmsom, R. et Y. Ogura, 1972 : The pressure perturbation and the numerical modeling of a cloud. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1295-1307.
- Yutter S. et R. Houze, 1995 : Three dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part III : Vertical mass transport, mass divergence and synthesis. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1964-1983.
- Yutter S. et R. Houze, 2003 : Microphysical modes of precipitation growth determined by S-band vertically pointing radar in orographic precipitation during MAP. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 455-476.

Annexes

ANNEXE A : FIGURES

Ici sont reportées les courbes des profils verticaux moyens des processus microphysiques caractéristiques de chacune des POIs.

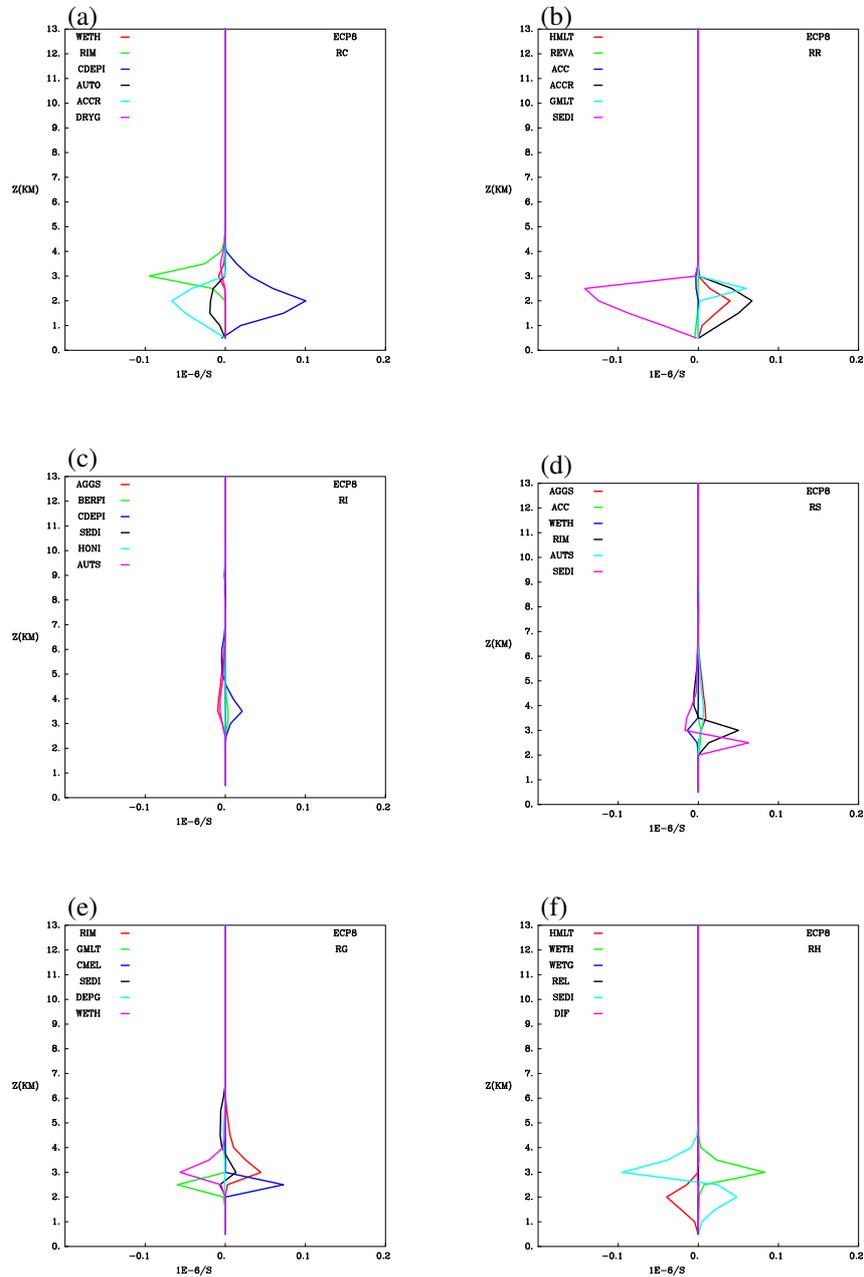
Les figures A1a (POI8), A2a (POI2A) et A3a (POI3) sont élaborées en prenant en compte dans le calcul de la moyenne tous les points de la boîte dans laquelle les bilans sont effectués. Un masque utilisant la vitesse verticale moyenne comme critère est utilisé dans les figures A1b (POI8), A2b (POI2A) et A3b (POI3) : on distingue les zones de subsidence (où la vitesse verticale moyenne reste inférieure à 0.1 m.s^{-1} pour une colonne s'étendant du sol jusqu'à 13 km pour les POI 2A et 3 et jusqu'à 6 km pour la POI8 - l'altitude maximum dépendant de l'extension verticale caractéristique du système précipitant), des zones d'ascendance (où la vitesse verticale moyenne dans les colonnes est cette fois supérieure à 0.1 m.s^{-1}).

Hydrométéore	Nom du processus dans Meso-NH	Mécanismes correspondants
RC	WETH	Consommation des gouttelettes nuageuses par croissance humide de la grêle
	RIM	Consommation des gouttelettes nuageuses par givrage
	CDEPI	Evaporation des gouttelettes nuageuses Condensation de la vapeur d'eau
	AUTO	Autoconversion des gouttelettes nuageuses en gouttes de pluie
	ACCR	Accrétion des gouttelettes nuageuses par les gouttes de pluie
	DRYG	Consommation des gouttelettes nuageuses par croissance sèche des graupels
RR	HMLT	Apparition de goutte de pluie suite à la fonte de la grêle
	REVA	Evaporation des gouttes de pluie
	ACC	Croissance de la neige par accrétion de la pluie et des agrégats
	ACCR	Croissance des gouttes de pluie par accrétion des gouttelettes nuageuses
	GMLT	Fonte du graupel qui donne de la pluie
	SEDI	Sédimentation des gouttes de pluie
RI	AGGS	Agrégation de la glace primaire par la neige
	BERFI	Croissance de la glace primaire aux dépens des gouttelettes nuageuses par effet Bergeron-Findeisen
	CDEPI	Déposition de vapeur sur la glace Sublimation de la glace primaire
	SEDI	Sédimentation de la glace primaire
	HONI	Croissance de la glace primaire aux dépens des gouttelettes nuageuses par nucléation homogène
	AUTS	Apparition de la glace primaire par autoconversion de la neige

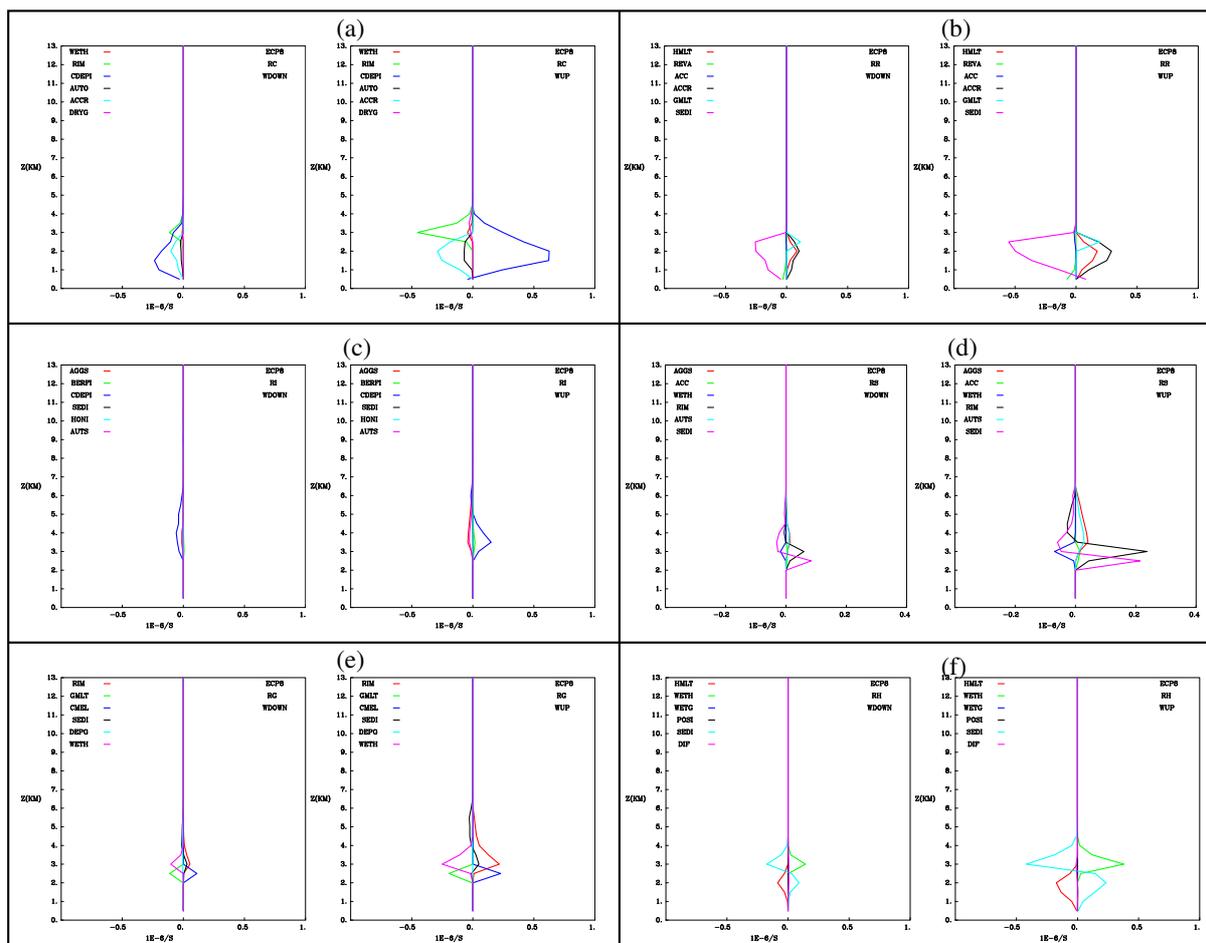
Table A1. Liste des processus pour RC (gouttelettes nuageuse), RR (gouttes de pluie) et RI (glace primaire).

Hydrométéore	Nom du processus dans Meso-NH	Mécanismes correspondants
RS	AGGS	Croissance de la neige par agrégation de la glace primaire
	ACC	Croissance de la neige par accrétion des gouttes de pluie / Conversion en graupel si les gouttes de pluie sont larges
	WETH	Consommation de la neige par croissance humide de la grêle
	RIM	Croissance de la neige par givrage Conversion en graupel pour les gros agrégats
	AUTS	Formation d'agrégats neigeux par autoconversion de la glace primaire
	SEDI	Sédimentation de la neige
RG	RIM	Croissance du graupel par givrage
	GMLT	Fonte des graupels qui donnent de la pluie
	CMEL	Formation de graupel par conversion de la neige en train de fondre
	SEDI	Sédimentation de la glace primaire
	DEPG	Croissance des graupels par déposition de vapeur Sublimation des graupels
	WETH	Consommation des graupels par croissance humide de la grêle
RH	HMLT	Fonte de la grêle qui donnent de la pluie
	WETH	Croissance humide de la grêle
	WETG	Formation de grêle suite à la conversion partielle de graupels croissant en mode humide
	SEDI	Sédimentation de la grêle

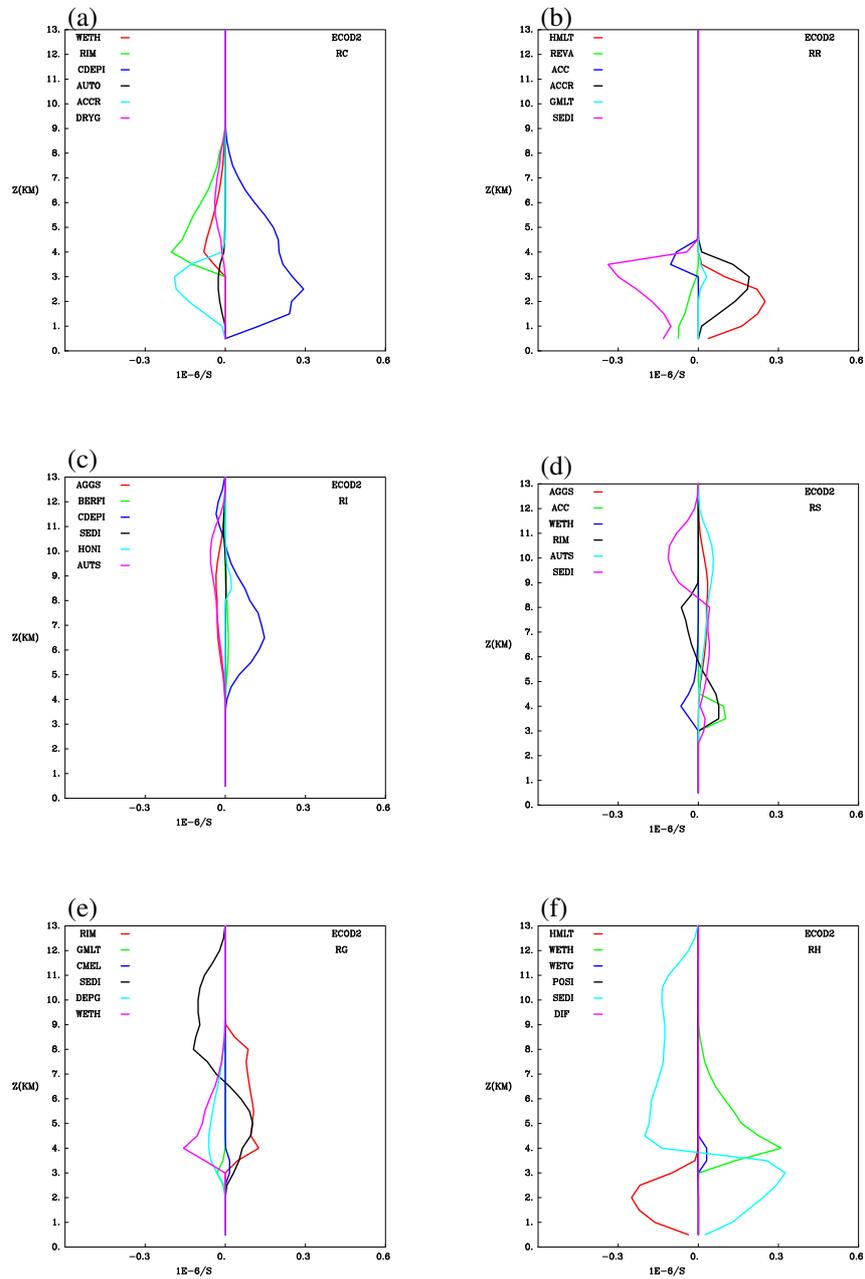
Table A1. (suite) Liste des processus pour RS (agrégats neigeux), RG (graupel) et RH (grêle).



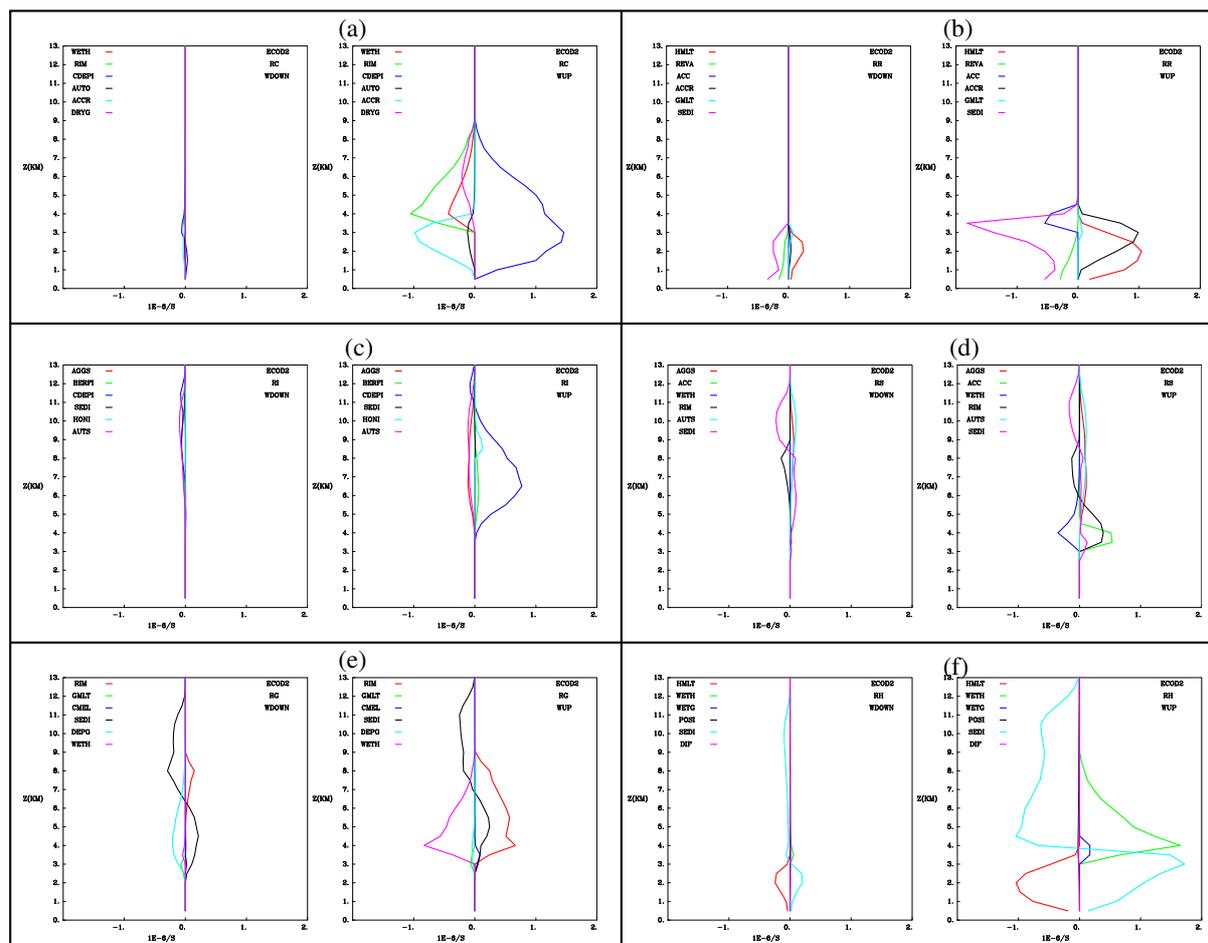
A1a. Profils verticaux moyens (3000 points pour chaque niveau supérieur à 3000 m) des processus microphysiques sur toute la boîte, pour la simulation EC-P8 (POI8) (a) pour RC (gouttelettes nuageuses), (b) pour RR (gouttes de pluie), (c) pour RI (glace primaire), (d) pour RS (agrégats neigeux), (e) pour RG (graupele) et (f) pour RH (grêle). Unité en 10^{-6}s^{-1} . Altitude en km.



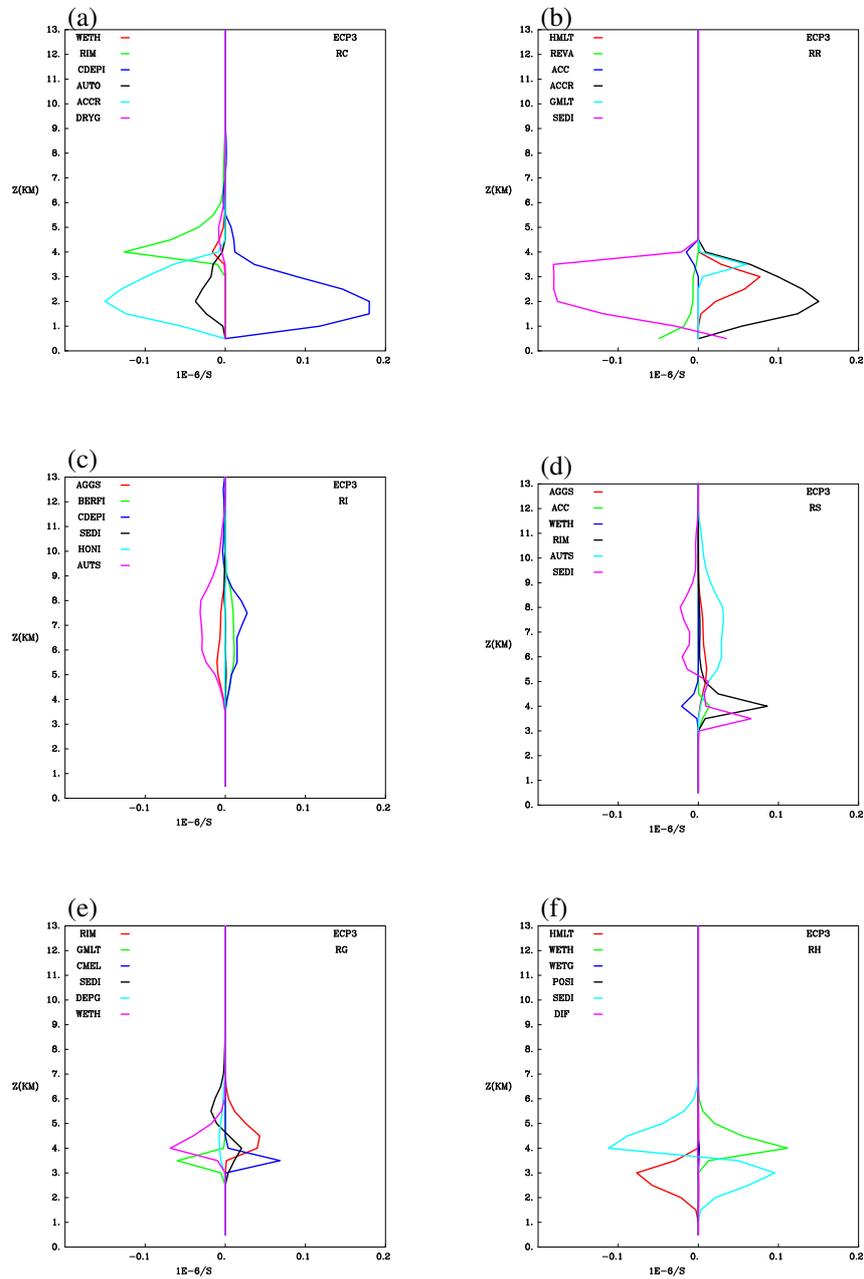
A1b. Profils verticaux moyens des processus microphysiques, avec une distinction entre ascendances (605 points - graphe de droite) et subsidences (246 points - graphe de gauche), pour la simulation EC-P8 (POI8) (a) pour RC (gouttelettes nuageuses), (b) pour RR (gouttes de pluie), (c) pour RI (glace primaire), (d) pour RS (agrégats neigeux), (e) pour RG (graupel) et (f) pour RH (grêle). Unité en 10^{-6} s^{-1} . Altitude en km.



A2a. Profils verticaux moyens des processus microphysiques sur toute la boîte, pour la simulation EC-OD2 (POI2A) (a) pour RC (gouttelettes nuageuses), (b) pour RR (gouttes de pluie), (c) pour RI (glace primaire), (d) pour RS (agrégats neigeux), (e) pour RG (graupel) et (f) pour RH (grêle). Unité en 10^{-6} s^{-1} . Altitude en km.



A2b. Profils verticaux moyens des processus microphysiques, avec une distinction entre ascendances (661 points - graphe de droite) et subsidences (644 points - graphe de gauche), pour la simulation EC-OD2 (POI2A) (a) pour RC (gouttelettes nuageuses), (b) pour RR (gouttes de pluie), (c) pour RI (glace primaire), (d) pour RS (agrégats neigeux), (e) pour RG (graupel) et (f) pour RH (grêle). Unité en 10^{-6} s^{-1} . Altitude en km.



A3a. Profils verticaux moyens des processus microphysiques sur toute la boîte, pour la simulation EC-P3 (POI3) (a) pour RC (gouttelettes nuageuses), (b) pour RR (gouttes de pluie), (c) pour RI (glace primaire), (d) pour RS (agrégats neigeux), (e) pour RG (graupel) et (f) pour RH (grêle). Unité en 10^{-6}s^{-1} . Altitude en km.

ANNEXE B : ARTICLES

Dans cette annexe est reporté tout d'abord l'article publié dans le journal Meteorologische Zeitschrift de février 2004, présentant des résultats du chapitre 2 de la deuxième partie de cette thèse (sensibilité de la POI2A de MAP aux conditions initiales).

Le deuxième article mis à la suite est l'article soumis au Quaterly Journal of Royal Meteorological Society, et concerne les travaux résumés dans la dernière partie de cette thèse sur le comportement microphysique de trois POIs de MAP aux caractéristiques de flux incident différentes.

Impact of the MAP reanalysis on the numerical simulation of the MAP-IOP2a convective system

Franck Lascaux*, Evelyne Richard*¹, Christian Keil** and Olivier Bock***

* Laboratoire d'Aérodynamique, CNRS/UPS, OMP, 14 av. E. Belin, 31400 Toulouse, France,

** ECMWF, Reading, England,

*** Service d'Aéronomie, CNRS/UVSQ, Paris, France

(publié dans *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. **13**, No. 1, 49-54, February 2004)

ABSTRACT

Numerical simulations of the convective system observed during the MAP IOP2a have been performed with the Meso-NH mesoscale model, using a threefold nesting technique with horizontal mesh-sizes of 32, 8 and 2km. The reference experiment initialized from the operational ECMWF analysis of 17 September 1999 12 UTC succeeds reasonably well in initiating the convective line over the Alpine foothills and reproducing its propagation towards the East. The sensitivity of these results to the reanalysis products is investigated. In the ECMWF MAP reanalysis, the lower atmosphere above Northern Italy is found considerably drier than in the operational analysis. As a consequence, convection is almost entirely inhibited in the mesoscale simulations based upon the reanalysis. Different sensitivity experiment further highlight the strong dependence of the mesoscale results upon the initial moisture fields.

1 Introduction

The Intensive Observing Period (IOP) number 2a of the Mesoscale Alpine Programme (MAP, BOUGEAULT et al., 2001), took place on 17 September 1999. Between 12 UTC and 24 UTC, a deep convective system developed over the southfacing slopes of the Alps, in the Lago Maggiore area. In the late afternoon initially isolated convective cells triggered by the topography merged into a well defined squall line. During the early night, the line propagated towards the south-east over the plain where it intensified and evolved into a more complex three-dimensional system.

Different simulations of this event have been performed using the French non-hydrostatic model Meso-NH (LAFORÉ et al., 1998). In a former study, RICHARD et al. (2001) showed the sensitivity of the results to the initial conditions. A simulation initialized with the French analysis (ARPEGE) failed to reproduce the system whereas the same simulation based upon the operational analysis of the European Center Medium-range Weather Forecast (ECMWF) was quite successful (RICHARD et al, 2003). This later simulation (referred to as ECM-OD) is used as a reference to study the impact of the MAP-reanalysis, recently performed at ECMWF.

¹corresponding author : Evelyne Richard, Laboratoire d'Aérodynamique, CNRS/UPS, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France, e-mail : rice@aero.obs-mip.fr

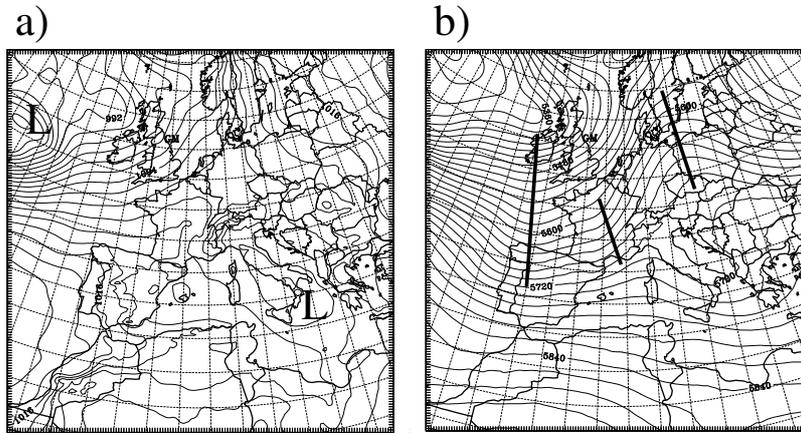


Figure 1 : Synoptic situation of 17 September 1999, 12 UTC diagnosed by the ECMWF operational analysis. (a) Mean sea level pressure (contours every 2 hPa). (b) 500 hPa geopotential height (contours every 20 m). The thick lines in (b) indicate the locations of the trough, ridge, and short-wave trough mentioned in the text.

Compared to the operational analysis, the MAP reanalysis includes a lot of additional data collected during the field experiment, in particular wind-profiler data and numerous surface observations. It also benefits from the most recent improvements of the ECMWF assimilation system (among them, an increase of the horizontal resolution - from approximately a 60 km mesh-size to a 40 km mesh-size - and a wider use of satellite products). A comprehensive discussion of the MAP reanalysis can be found in KEIL and CARDINALI (2003). The Meso-NH simulation of the IOP 2a event has been reconducted, based upon the reanalysis data set. Quite unexpectedly, the new experiment (ECM-RA hereafter) significantly departs from the control run. Different features of the reanalysis that could explain the contrasted behaviour of the mesoscale simulations are examined. These features are the mid-level cooling, the low-level wind convergence, and the low-level moisture. To specifically address the impact of the low-level moisture, two additional experiments were carried out.

Except for their initial and boundary conditions, all the simulations were run identically, at high resolution with a 2-way interactive grid-nesting method for horizontal grid-sizes of 32, 8 and 2 km. In the innermost domain, cloud and precipitation are explicitly resolved with the standard microphysical scheme of the model which predicts the mixing ratio evolution of 6 water species, including a 3-class ice scheme : pristine ice, snow/aggregates and graupel. All the simulations start on 17 September 1999, 12 UTC and were integrated for 12 hours.

2 Synoptic situation

On 17 September 1999, at 12 UTC, a 982 hPa surface low is located 15° west of Ireland, whereas, a secondary low (1004 hPa) stands over the Italian Peninsula (Fig.1a) and induces a southeasterly flow of 10 m/s over the Adriatic sea towards north-western Italy. At 500 hPa, a ridge is extending from Hungary to Scandinavia, and a trough from Ireland to the western Spain

(Fig.1b). Between these two features, a short-wave trough is located over southern France. As this trough progresses eastward, the atmosphere above northern Italy is destabilized by advection of cold moist air in the mid-levels.

3 Results of the control simulation

The IOP 2a convective system was well observed with a ground-based network of three Doppler radars (S-Pol, Ronsard and Monte-Lema) located in the Lago Maggiore area. A gridded composite reflectivity field was obtained by taking for each grid cell the maximum value of the three radars. The composite reflectivity fields at 2000m are shown in Fig.2a,b, and c at 18 UTC, 21 UTC and 00 UTC, and are used to assess the model results (ECM-OD) shown in Figs 2e, f, and g. This simulation succeeds reasonably well in initiating the convective line, and depicting its propagation toward the south-east and its later evolution in a more complex convective cluster, even though a weak time delay can be observed.

The precipitation field deduced from the Swiss operational radar composite (build from Monte Lema, Albis and La Dôle), is reproduced in Fig.2d and can be compared with the model field shown in Fig.2h. The narrow precipitation band occurring in the north-west of the domain is not present in the simulation but the location and intensity of the main precipitation core over Italy are quite consistent with the observations.

4 Results of the simulation based upon the reanalysis

The ECM-RA simulation is strictly identical to ECM-OD except it was initialized and forced at the lateral boundaries with the MAP reanalysis instead of the operational ECMWF analysis. The computed reflectivity fields and the accumulated precipitation are shown in the third row of Fig.2. Some light precipitation now occurs over Switzerland, in the north-west of the domain. This precipitation (not seen by the Doppler radar network but visible in the Swiss composite) was not depicted by the control run. This could be considered as an improvement of the results. But the most striking departure from the control experiment is the quasi absence of convection over Italy. A few cells develop over the Alpine slopes but do not assemble in any organized system. Precipitation remains quite weak and is concentrated in the mountainous area.

5 Where do the differences come from ?

5.1 The mid-level cooling

In a previous study, TABARY (2002) stressed the role of the mid-level short-wave trough and hypothesized that the convection intensification in the late afternoon was the result of a phasing between the orographic forcing and the passage of the small scale trough. This feature is present in both the analysis and the reanalysis. In the reanalysis, the resulting cooling which contributes to destabilize the atmosphere is globally less intense over the Alps (Fig.3). However its amplitude over the Lago Maggiore area is quite similar in both analyses. Furthermore the comparison (not shown) with the Milano Linate soundings of 12 and 48 UTC indicates that the thermodynamical structure at the mid and upper levels is fairly correct in both analyses. It is therefore unlikely that the differences of the mesoscale simulations originate from a different

depiction of the short-wave trough.

5.2 The low-level wind

Another potential ingredient in the development of the IOP2a convective system is the convergence of the low-level winds. In the control run there is a clear indication that the system in its mature phase is sustained by the convergence between a southwestern flow coming from the Ligurian sea and an eastern flow originating from the Adriatic. In this respect, the analysis and reanalysis of 12 UTC significantly differ as it can be seen on Fig. 4 which shows the superimposition of the analysed and reanalysed wind fields at the 1km height. In the reanalysis the flow originating from the Adriatic is 2 m/s weaker than in the analysis. Moreover, the south component of the Ligurian flow is so weak that a convergence between the two airstreams is now unlikely to occur. This difference is probably related to the increase of the horizontal resolution of the reanalysis. In the reanalysis, the Apennines mountains are higher and the blocking of the southern flow is favoured. As a consequence in the ECM-RA experiment no convergence line forms and the flow over the plain remains homogeneously easterly oriented. Unfortunately, the available observations do not allow to really conclude about the strength or even the presence of low-level convergence over the plain.

5.3 The low-level moisture

A further discrepancy between the analysis and the reanalysis is found in the low level moisture represented in Fig.5. This figure evidences that the lower layers of the atmosphere are considerably drier in the reanalysis. Compared to the Milano Linate sounding, the operational analysis was too moist but the reanalysis is much too dry. This dry bias is also confirmed by the GPS data. Such a difference might be sufficient in itself to explain why convection is almost entirely inhibited in the ECM-RA simulation. In the reanalysis, over the Lago Maggiore area, the convective available potential energy is halved and drops below 500 J/Kg. The reanalyses of 06 UTC and specially 18 UTC also present a dry bias over this region.

6 Sensitivity to the the moisture field

To specifically evaluate the impact of the humidity field on the mesoscale simulation, two additional experiments were performed (referred to as ECM-RA2 and ECM-RA3). ECM-RA2 was initialized from the reanalysis just as ECM-RA but the vapor mixing ratio field was replaced by the one of the operational analysis. The results for the equivalent reflectivity field and accumulated precipitation are presented in the fourth row of Fig.2. In contrast to ECM-RA, an organized convective system develops over the plain and moves eastward. However this system, appears later and is much weaker than in the control experiment ECM-OD. Its efficiency in term of precipitation is weak. These results tend to indicate the negative impact of the reanalysis should not be ascribed to the moisture field only.

The second experiment called ECM-RA3 was motivated by a sensitivity test performed at ECMWF. In order to investigate why the reanalysis fails to reproduce the observed moisture during IOP2a, further attention was paid to this specific situation. KEIL and CARDINALI (2003) showed the data of the wind profiler of Lonate Pozzolo (located between the Ronsard and S-Pol radars) have modified the wind field by leading to enhanced subsidence. In the 4D Var

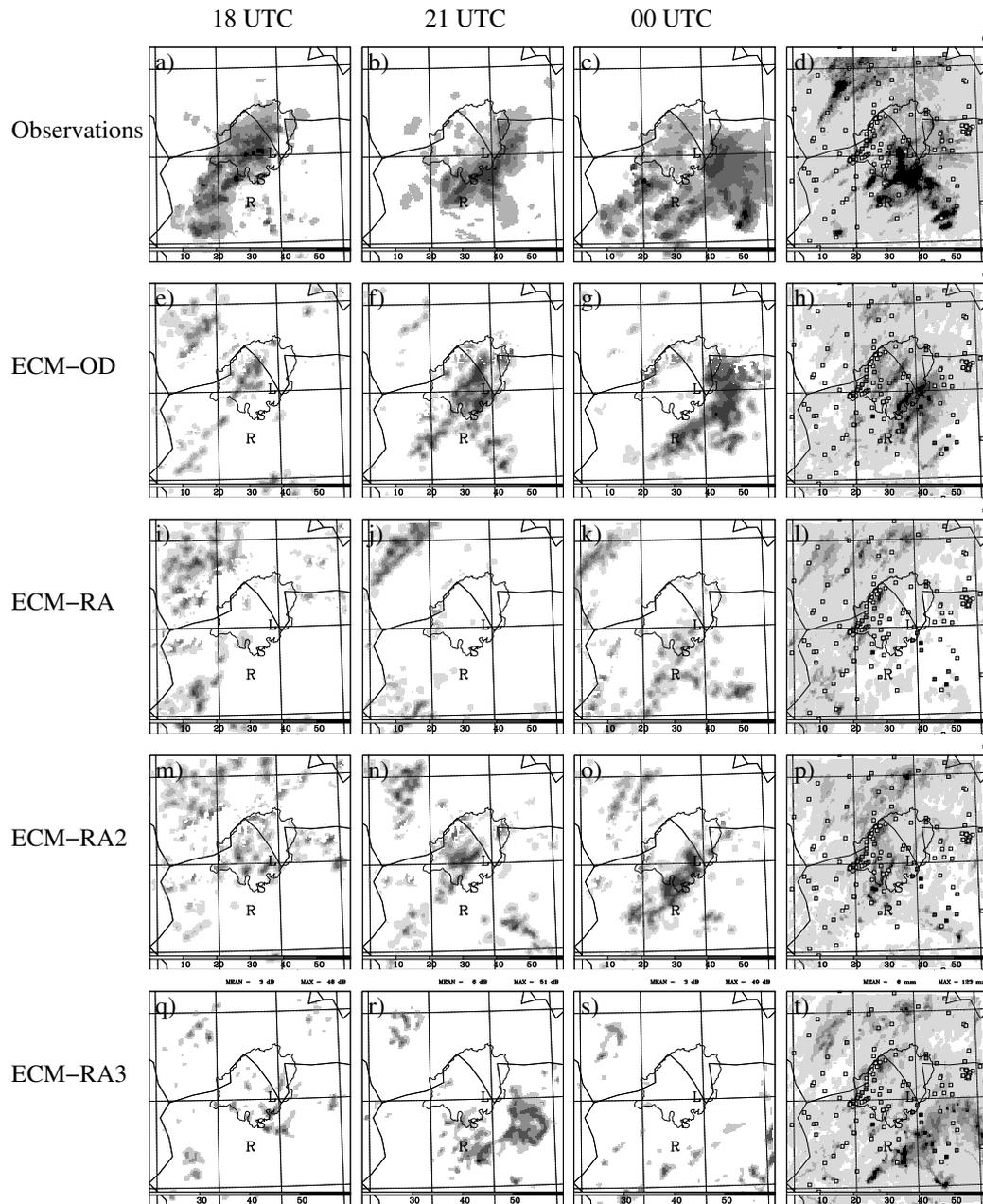


Figure 2 : First three columns, reflectivity fields at 2000 m at 18, 21 and 00 UTC. From top to bottom : observed radar reflectivities (composite from the Ronsard, S-Pol, and Monte-Lema radars), equivalent reflectivities computed in the ECM-OD, ECM-RA, ECM-RA2, and ECM-RA3 experiments (units in dBZ, values below 20 kept white). Last column, 12 h accumulated precipitation field from 17 September, 12 UTC to 18 September, 00 UTC. From top to bottom : radar observations (derived from the Swiss composite), results of the ECM-OD, ECM-RA, ECM-RA2, and ECM-RA3 experiments (units in mm, values below 1 kept white). Rain gauge measurements, represented by squares, are superimposed. The letters R, S and L designate the locations of the Doppler radars (respectively, Ronsard, S-Pol and Monte-Lema) and the contour of the Ticino-Toce watershed is outlined.

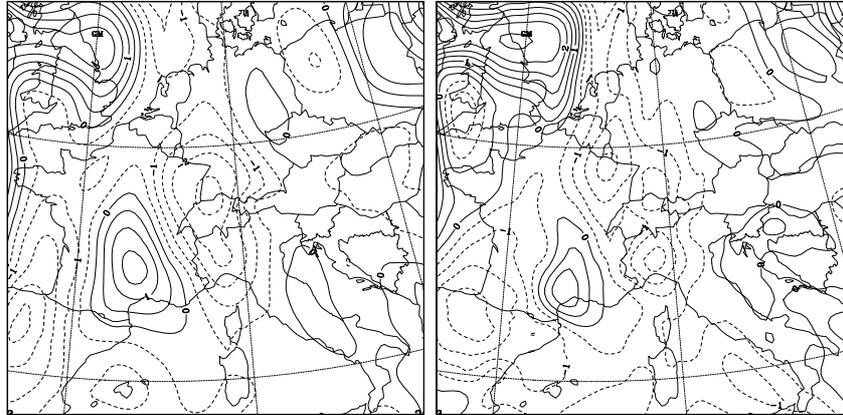


Figure 3 : Differences in the temperature fields at the 7 km height between 17 September 18 UTC and 12 UTC for the operational analyses (left) and the reanalyses (right). The contours are drawn every .5 K and are dashed for negative values.

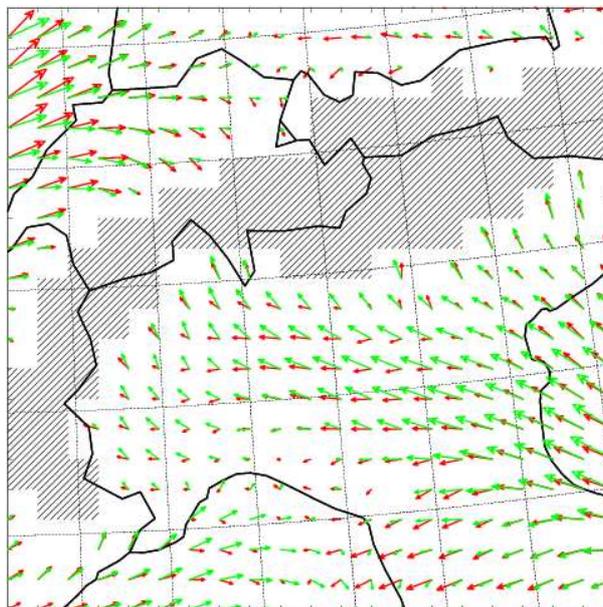


Figure 4 : Horizontal wind fields at the 1 km height on 17 September 12 UTC, in the operational analysis (green vectors) and in the reanalysis (red vectors).

assimilation system, modifications of the wind field affect the pressure and temperature fields via the geostrophic mass-wind coupling and also the humidity field via the humidity background error. In a sensitivity experiment, the coupling of the wind field and humidity field has been denied. In the resulting test reanalysis, compared to the reference reanalysis, mass and momentum fields are only weakly affected whereas the dry bias in the moisture field is corrected.

The Meso-NH simulation ECM-RA3 is based upon the test reanalysis. In contrast to ECM-RA2 experiment, in this experiment, any additional data that could have directly modified the moisture field are retained. The results of this latter experiment are presented in the last row of Fig.2. As in the ECM-RA experiment, an organized system develops over the plains and moves eastward. However, when compared against observations of radar reflectivities, the displacement of the system is too fast leading to a different precipitation field. The area where the precipitation exceeds 10 mm in 12 hours is less extended than in both the observations and the ECM-OD simulation. Furthermore, the precipitation core is displaced towards the south and the Toce Ticino watershed is no longer affected by the precipitation. Such a precipitation field would of course induce a large error in a hydrological simulation.

These different experiments stress the importance of the moisture fields in controlling the intensity and location of the precipitation system. In the reanalysis, the inclusion of the Lonate Pozzolo wind profiler data had a detrimental effect on the moisture field causing an excessive drying over the Po valley, which inhibits convection development in the numerical simulation. The additional numerical experiments, carried with more realistic moisture fields, were comparatively more successful but nevertheless not as good as the control experiment based upon the operational analyses.

7 Conclusions

Different high-resolution simulations of the MAP IOP2a convective system have been conducted with the MESO-NH model. Using different sets of initial conditions lead to contrasted results. The simulation based upon the operational ECMWF analysis produces fairly realistic results whereas the simulations based upon the MAP ECMWF reanalysis completely fails to reproduce the system.

To investigate the reasons of the negative impact of the reanalysis on the mesoscale simulations, analysis and reanalysis have been carefully compared. The most striking discrepancies are found in the lower levels of the atmosphere. In the reanalysis, probably owing to a better description of the topography, the blocking effect of the Apennines is more pronounced. As a consequence, the convergence line which was sustaining the convective system in the analysis-based simulation does not form or appears much weaker when the simulation is driven with the reanalysis. A second clear distinction between the analysis and the reanalysis shows up in the low-level moisture field. As an indirect effect of the assimilation of the Lonate Pozzolo wind profiler data, the reanalysis is much drier than the analysis over the area of interest. This excessive dryness prevents the development of the convection in the mesoscale simulation.

Test experiments specially designed to study the impact of humidity field highlight a very strong sensitivity of the mesoscale simulation results to the initial low-level moisture but also indicate that the negative impact of the reanalysis should not be ascribed to the moisture field only.

No general conclusion should be drawn from this study regarding the quality and the impact of the MAP reanalysis. For most of the other MAP cases, the use of the MAP reanalysis effectively yields an improvement of the mesoscale simulations even though in most cases the improvement was quite limited (e.g. BUZZI et al., 2004). So far and to our knowledge, only the case of IOP2a exhibits such an exceptionally strong sensitivity to the initial conditions. For this particular event, it is likely that a real gain in predictability will not be achieved without the help of mesoscale data assimilation system able to take advantage of non conventional observations like for instance radar reflectivities. Such a work is in progress in Météo-France in the framework of the development of the new French high-resolution forecast model AROME.

References

- BOUGEAULT P., P. BINDER, A. BUZZI, R. DIRKS, R. HOUZE, J. KUETTNER, R.B. SMITH, R. STEINACKER, H. VOLKERT, 2001 : The MAP special observing period. -Bull. Am. Meteor. Soc., **82**, 433-462.
- BUZZI A., S. DAVOLIO, M. D'ISODORO, P. MALGUZZI, 2004 : The impact of resolution and of MAP reanalysis on the simulation of heavy precipitation during MAP cases. -Submitted to Meteorol. Z.
- KEIL, C. and C. CARDINALI, 2003 : The ECMWF re-analysis of the Mesoscale Alpine Programme Special Observing Period. -ECMWF Technical Memorandum, **401**, 36pp.
- LAFORE, J.P., J. STEIN, P. BOUGEAULT, V. DUCROCQ, J. DURON, C. FISCHER, P. HEIREIL, P. MASCART, V. MASSON, J.P. PINTY, J.L. REDELSPERGER, E. RICHARD, J. VILA-GUERAU DE ARELLANO, 1998 : The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations. -Annales Geophysicae, **16**, 90-109.
- RICHARD, E., S. COSMA, M. HAGEN, P. TABARY, 2001 : High-resolution numerical simulations of the squall line observed during MAP IOP2a (17 Sep. 1999). -MAP Newsletter No **15**, 235-238.
- RICHARD, E., S. COSMA, P. TABARY, J.P. Pinty, M. HAGEN, 2003 : High-resolution numerical simulations of the convective system observed in the Lago Maggiore area on the 17 September 1999 (MAP IOP2a). -Q. J. R. Meteorol. Soc. **129**, 543-564.
- TABARY, P., 2002 : Observations radar de systèmes précipitants orographiques pendant l'expérience MAP. -Thèse de l'université Paul Sabatier, Toulouse, 285 pp.

Q. J. R. Meteorol. Soc. (2005), **999**, pp. 1–999

doi: 10.1256/qj.yy.n

Numerical simulations of three different MAP IOPs and the associated microphysical processes

By FRANCK LASCAUX*, EVELYNE RICHARD and JEAN-PIERRE PINTY
Laboratoire d'Aérodynamique, CNRS/UPS, France

(Submitted September 2005)

SUMMARY

The data collected during three contrasted Intensive Observing Periods (IOP) of the Mesoscale Alpine Programme were used to assess the performance of the Meso-NH model with particular emphasis on precipitation and microphysical processes. The model was able to reproduce the intense and moderate convective rain of IOP 2A, and 3 respectively and also the stratiform precipitation associated with IOP 8. Microphysical budget computations were used to derive the mean vertical distribution of the hydrometeors and to quantify the relationships among the different water species. The results of IOP 8 exhibit a shallow stratiform system in which the dominant ice hydrometeor is snow, growing efficiently by vapor deposition. In contrast, the results of IOP 2A show a much deeper system in which graupel and its associated growth modes play an important role. These results are consistent with the two conceptual models of orographic rain that were derived from the MAP radar observations.

KEYWORDS: High-resolution simulation Microphysical processes Mesoscale Alpine Programme

1. INTRODUCTION

Like most of the major mountain ranges, the European Alps exert a strong influence on the space and time distribution of precipitation. In particular, during autumn, heavy rainfalls and consecutive flash floods (e.g. Doswell et al. 1996) frequently occur on the southern side of the Alps, linked to the passage of a baroclinic trough coming from the west (Massacand et al. 1998). These heavy precipitation events are often inaccurately forecasted and can be very devastating. For instance, floods over northern Italy on 14 October 2000 resulted in 37 casualties and 450 million US dollars in damage. To improve the understanding and forecasting of these events was one of the central objectives of the Mesoscale Alpine Programme (MAP). The two-month

* Corresponding author: lasf@aero.obs-mip.fr
© Royal Meteorological Society, 2005.

Special Observing Period (SOP) of MAP, held in the fall of 1999, provided detailed documentation on several major rain events in the South of the Alps (Bougeault *et al.* 2001, Volkert 2005 and references therein).

In recent years, the field of short-range precipitation forecasting has undergone major development with the emergence and consolidation of new numerical models solving the full non-hydrostatic set of equations and thus being able to explicitly resolve moist convection. The development of these new models was accompanied by a substantial refinement of most physical parameterizations, and especially those devoted to the explicit representation of clouds and precipitation. In this context, the MAP data set offered a unique opportunity to test, validate and improve these new high-resolution numerical tools (see Richard *et al.* 2005 for a short review).

In this study, the data collected during three Intensive Observing Periods (IOPs) of MAP are used to assess the performance of the Meso-NH model with particular emphasis on precipitation and microphysical processes. The study is focused on the Lago Maggiore MAP target area for which many radar observations are available and have been processed and analyzed in previous studies. Among these data, the cloud microphysics retrievals - deduced from the S-Pol radar polarimetric observations and based upon the fuzzy-logic method of Vivekanandan *et al.* (1999) - are particularly valuable.

The three IOPs selected correspond to contrasted situations. All of them are associated with an upper-level trough moving eastward with southerly low-level moist flow pointing toward northwest Italy. However, the associated precipitation was notably different: intense and moderate convection for IOPs 2A and 3 respectively, and widespread stratiform rain for IOP 8. These three cases were simulated with the Meso-NH model in the aim of addressing the following questions:

- Is the model able to reproduce the occurrence, location, and intensity of the observed precipitation?
- Is the vertical distribution of the hydrometeors correctly captured?
- What are the important microphysical pathways and how do they differ from one case to another?
- Are they consistent with the conceptual models of orographic precipitation derived from the MAP observations by Medina and Houze (2002)?

The paper is organized as follows. Section 2 provides a description of the model experimental design and analysis method. Sections 3, 4, and 5 are respectively devoted to the IOP 2A, 3 and 8 model results which are compared with the available observations. The microphysical process studies are presented in section 6. A discussion and summary are given in the final section.

2. MODEL DESCRIPTION

(a) *Numerical setup*

The numerical simulations were conducted with the French Meso-NH model (Lafore et al. 1998) developed at Centre National de Recherches de la Météorologie (CNRM) and Laboratoire d'Aérodynamique (LA). The Meso-NH model solves a non-hydrostatic system of equations based upon the Lipps and Hemler (1982) anelastic formulation. The vertical coordinate follows Gal-Chen and Somerville (1975). A C-grid in the formulation of Arakawa and Messinger (1976) is used for the spatial discretization and the temporal scheme is an explicit leapfrog scheme with a time filter (Asselin 1975). In this study, three interactively 2-way nested domains (Stein et al. 2000) were used with horizontal mesh sizes of 32, 8, and 2 km. The area corresponding to the coarsest domain (D1) is shown in Fig. 1(a) together with the location of the nested domains (D2 and

D3). D1 covers the synoptic conditions above western Europe, D2 covers the entire Alpine massif, and D3 is centered above the Lago Maggiore area. The topography of the innermost domain is shown in Fig. 1(b). Subgrid-scale convection is parameterized for horizontal resolutions of 32 and 8 km by a mass-flux convection scheme (Bechtold *et al.* 2001), whereas for the inner grid with a horizontal resolution of 2 km, convection is explicitly resolved.

The initial and boundary conditions used for the simulations of MAP IOP 3 and IOP 8 were taken from the MAP ECMWF reanalyses (extensively described in Keil and Cardinali 2003). For the case of MAP IOP 2A, the ECMWF operational analyses were preferred to the MAP reanalyses since previous studies (Richard *et al.* 2001, Lascaux *et al.* 2004) had shown, for this particular event, a strong sensitivity to the initial conditions and the detrimental effect of the MAP reanalyses.

The beginning and ending times of each simulation are indicated in Table 1. IOP 2A was a short event, the simulation only lasted 18 hours, whereas the simulations of IOP 3 and IOP 8 were both integrated over 36 hours.

(b) *Microphysical scheme*

All the simulations make use of an explicit bulk microphysical scheme. In the first two domains, the microphysical scheme (referred to as ICE3, Pinty and Jabouille 1998) predicts the time evolution of the mixing ratios of six water species: r_v (vapor), r_c (cloud droplets), r_r (raindrops), and r_i (pristine ice), r_s (snow/aggregates), and r_g (frozen drops/graupel) - the three ice species being ordered by increasing degree of riming. This scheme has been recently extended to account for hail particles. The new scheme (referred to as ICE4, Pinty *et al.* 2002) is only used in the inner domain. It includes an additional prognostic variable for the hail mixing ratio, r_h . Figure 2 provides a sketch of the numerous interactions operating between the different water species and Table 2

gives a comprehensive list of the microphysical processes which are taken into account. More details about ICE3 and ICE4 microphysical schemes are given in the appendix.

(c) *Budget computation*

An important tool for this study was the calculation of a full microphysical budget. By quantifying the relationships among water species, one can determine which microphysical processes contribute most to the production and destruction of a specific hydrometeor species. The budget computations were performed in a subdomain centered over the Lago Maggiore area (see Fig. 1(b) for the location). This subdomain is common to the three IOPs and contains approximately half the grid points over the plain, and half the grid points over the mountain. The budget was integrated over 15-minute time periods as indicated in Table 1. These time periods were selected to be representative of the mature phase of each event. The budget computation will be used to derive mean vertical distribution (horizontally and timely averaged) of the different mixing ratios and associated microphysical processes.

3. IOP 2A

(a) *Synoptic situation*

IOP 2A was characterized by the propagation of an intense convective system above the Lago Maggiore area. Precipitation rates of 70 mm in six hours were observed and high reflectivity cores in the radar observations (>60 dBz at 6 km) revealed the presence of hail in significant amounts (Tabary 2002).

The ECMWF analysis was used to describe the meteorological situation on 17 September 1999 at 12 UTC (Figs. 3(a) and (b)). At the surface, a 982 hPa low was located 15° west of Ireland. The associated large-scale cyclonic structure was moving eastward towards Europe. A secondary low (1004 hPa) above the Italian peninsula

generated a 10 m/s flow above the Adriatic towards northwestern Italy. At 500 hPa, a ridge elongated over northeastern Europe from Hungary to Scandinavia and a trough from Ireland to southern Spain. Between these two features, a short-wave trough over southern France was propagating eastward. As a consequence, the atmosphere above northern Italy was destabilized by advection of cold moist air in the mid-levels as shown in Figs. 4(a) and (b) displaying the evolution of the Milano-Linate radiosounding between 12 UTC and 18 UTC.

The mean vertical profile of the equivalent potential temperature, computed for Milano-Linate during the first ten hours of the simulation and plotted in Fig. 5, confirms the strong instability of IOP 2A.

(b) *Reflectivity fields*

Observations of reflectivity over the Lago Maggiore region were provided by a ground-based Doppler radar network composed of three radars: the American S-Pol polarimetric radar from the NCAR, the French C-band research radar Ronsard and the Meteoswiss C-band operational radar located at Monte-Lema. Composite reflectivity fields were obtained by interpolating the three radar fields on a 2 km x 2 km x 500 m grid and by retaining the maximum value of the three radar observations.

The time evolution of the composite radar reflectivity at 2000 m is shown in the top row of Fig. 6. During the first hours of the simulation (from 12 UTC to 18 UTC, not shown) only isolated cells developed over the first slopes of the Alps. Between 18 UTC and 20 UTC, these cells merged into a well defined convective line which started to propagate southeastward. In the evening (21 UTC), the system became more complex with further convection developing ahead of the initial line. After 00 UTC, the system left the observation area and satellite observations showed that it decayed fast.

The time evolution of the equivalent radar reflectivity computed from the model fields (see Richard et al. 2003 for the detail of the computation) is displayed in the bottom row of Fig. 6. Even though the spatial extent of the simulated system appears underestimated, the model succeeds reasonably well in reproducing the development of the convective cells and their merging into a convective line propagating southeastward. Even the further evolution into a three-dimensional system is captured. A vertical cross section of the simulated reflectivity field (Fig. 7(a)) shows quite a deep system with cloud tops reaching 12 km and reflectivity values exceeding 50 dBz up to 10 km. These features are in agreement with the radar observations described in Tabary (2002).

(c) *Precipitation fields*

Figures 8 (a) and (b) show the large-scale accumulated precipitation fields derived from the Frei and Hällner's (2001) analysis (from 17 September, 06 UTC to 18 September, 06 UTC - grid spacing of about 25 km) and the accumulated precipitation field computed by the model in the first domain of the simulation (from 17 September, 12 UTC to 18 September, 06 UTC with a 32 km resolution) respectively. As the simulation was only integrated for 18 hours, a strict comparison with the 24h precipitation analysis is not possible. However, except for the wide precipitation band observed over France (precipitation not higher than 20 mm in 24 hours, occurring in the morning) and a general slight overestimation of the modelled precipitation, observed and simulated fields are fairly similar. In particular, the maximum over the Lago Maggiore region (precipitation higher than 50 mm) is well located in the simulation.

On a smaller scale, the ALPRAD precipitation fields taken from Richard et al. (2003) were used to assess the IOP 2A simulation above the Lago Maggiore area. These fields were derived from the Alpine radar composite of Hagen (1999) but are available only for a limited period of the MAP SOP. Figure 9(a) shows the ALPRAD

precipitation accumulated over 12 hours from 17 September 1999, 12 UTC to 18 September 1999, 00 UTC. The model precipitation field (innermost domain, 2 km resolution) accumulated over the same period is displayed in Fig. 9(c). On both fields, the corresponding raingauge measurements are superimposed. The location of the wide precipitation maximum observed in the southeast of the domain (precipitation rates higher than 40 mm in 12 hours) is well captured by the model. However, the narrow precipitation band present in the northwest of the domain does not appear in the simulation. Another estimation of the surface rainfall was deduced from the RAIN product of the Monte-Lema radar (Germann and Joss 2000). This product is available from the MAP data centre for the whole MAP SOP but needs to be calibrated with raingauge measurements. For this IOP, a multiplying factor of 2 was found to give the best fit between the RAIN data and the raingauge measurements. Figure 9(b) shows the 12-hour accumulated precipitation deduced from the RAIN data. When compared to the ALPRAD field over the same period, it is clear that precipitation north of Monte Lema is poorly observed by the radar in the RAIN product. It is important to bear this in mind, especially when looking at the other two IOPs for which the RAIN product is the only one available.

4. IOP 3

(a) *Synoptic situation*

The IOP 3 event was characterized by continuous orographic precipitation above the Lago Maggiore and the first southfacing slopes of the Alps with observed precipitation rates exceeding 300 mm in 48 hours. A detailed study of this case can be found in Pujol *et al.* 2005.

The 500 hPa geopotential chart from the ECMWF reanalysis of 25 September, 12 UTC (Fig. 3(c)) shows an elongated trough lying over the Atlantic Ocean from west of Morocco to north of Scotland, inducing a southwesterly flow over the western Mediterranean. At low levels (Fig. 3(d)), the southwesterly flow encounters the mountains north of Lago Maggiore and this leads to the formation of convective cells. This flow continued during the whole IOP. At 12 UTC on 25 September, the Milano-Linate radiosounding (Fig. 4(b)) exhibits a layer of warm and wet, potentially unstable air extending from the ground to 700 hPa.

The mean vertical profile of the equivalent potential temperature computed in the model (Fig. 5) at Milano/Linate on 25 September confirms the potential instability of the event. The air is stable in the lowest layers and becomes unstable above approximately 500 m.

(b) *Reflectivity fields*

Observed values of radar reflectivity were derived from the same radar composite as the one used for IOP 2A. Reflectivity fields at 2000m are plotted in the top row of Fig. 10 between 18 UTC and 20 UTC on 25 September. The system was still active on 26 September but the corresponding reflectivities are not shown here. Convective cells were first initiated over the plain, merged when reaching the first slopes of the Lago Maggiore mountains and finally released their water content.

The equivalent radar reflectivities computed from the model are shown on the bottom row. As for IOP 2A, the horizontal extent of the low reflectivities is underestimated in the model. However, the reflectivity maxima associated with the convective cells are well reproduced. In the evening of 25 September and in the morning of 26 September, the convective activity persisted over the mountains leading to a significant amount of accumulated precipitation. The convective system was not as deep as in IOP 2A. The

vertical cross section of the computed reflectivity on 25 September, 18:30 UTC, shown in Fig. 7(b) indicates that cloud tops remained beyond 6000m, which is consistent with the observations shown in Pujol *et al.* 2005.

(c) *Precipitation fields*

As for IOP 2A, the accumulated precipitation fields from Frei and Häller 2001 (from 25 September, 06 UTC to 26 September, 06 UTC, Fig. 8 (c)) were compared with the large-scale precipitation fields computed in the first domain of the simulation (from 25 September, 12 UTC to 26 September, 06 UTC, Fig. 8(d)) The model field shows good agreement with the observed field, with a good location of the precipitation spot above the Lago Maggiore area. However, the simulation produces too much precipitation over the Apennines, and underestimates the large precipitation band on the west of the domain, although this latter discrepancy may be partly explained by the difference in the accumulation period (18 hours in the model, versus 24 hours in the observation).

On a smaller scale, the RAIN product of Monte-Lema was used to compare observations and model results. Fig. 11 shows the 24 hours accumulated precipitation fields from 25 September, 12 UTC to 26 September, 12 UTC, deduced from RAIN and computed in the innermost domain. Both fields exhibit an elongated precipitation pattern, oriented southwest-northeast, and located over the Ticino-Toce watershed. In the model, precipitation extends further to the northeast than in the radar field. However, the model results are consistent with the raingauge measurements. As was already mentioned in section 3b, the Monte Lema radar may not see this region well.

5. IOP 8

(a) Synoptic situation

During IOP 8, a baroclinic cyclone and associated cold front passing south of the Alps produced persistent and widespread precipitation over northern Italy. However the accumulation amounts remained moderate with local maxima hardly reaching 100 mm over northeastern Italy and not exceeding 60 mm over the Lago Maggiore area.

The 500 hPa geopotential chart from the ECMWF reanalysis of 20 October, 12 UTC (Fig. 3(e)) shows a deep cut off low located north of Spain and the corresponding surface chart (Fig. 3(f)) indicates a strong southerly flow impinging on the southern tip of the Alps and the Apennines. The Milano sounding (Fig. 4) reveals close-to-saturation conditions and stable stratification through the lowest few kilometers. The presence of a cold stable airmass over the Po valley (further evidenced in Fig. 5) has been outlined as a distinctive feature of IOP 8 in the previous studies dealing with this case (Medina and Houze 2003, Rotunno and Ferretti 2003, Bousquet and Smull 2003, Steiner et al. 2003).

(b) Reflectivity fields

Observed reflectivity values exhibited a mean stratiform structure with a bright band at 2 km. The reflectivity echoes remained weak, less than 20 dBz for the S-Pol measurements averaged over the whole SOP (see Fig. 14(a) of Medina and Houze, 2003) and less than 40 dBz for the the data collected on 21 October, around 9:30 UTC, by the tail radar mounted aboard the NOAA P3 aircraft (see Fig. 5(a) of Bousquet and Smull, 2003). The simulated reflectivities, shown in Fig. 7(c), are consistent with these observations. The strongest values - 20 to 30 dBz - are confined within the first two kilometers.

(c) Precipitation fields

Simulated and analyzed large scale precipitation are compared in Figs. 8 e and f. As for IOP2a and IOP3, the accumulation periods do not match exactly, 24 hours for the analysis, from 21 October, 06 UTC to 22 October, 06 UTC and 18 hours for the simulation, from 21 October, 06 UTC to 22 October, 00 UTC. In term of localization, model results are not as good as for the other two IOPs. The observed maximum is found over the central Po valley whereas the model maximum is located over northeastern Italy. A similar trend can be noted in the simulation performed with the MM5 model by Rotunno and Ferretti (2003).

On a smaller scale, the comparison was performed for the 24-hour precipitation derived from the RAIN product and accumulated between 21 October, 00 UTC and 22 October, 00 UTC (Fig. 12). For the IOP8 event, possibly due to the stratiform character of the rain, a higher multiplying factor (equal to 6) was found necessary to obtain a reasonable match between the radar deduced precipitation and the raingauge measurements. The radar field exhibits two maxima, one in the south of the Toce-Ticino watershed and a second one over the plain in the southern part of the domain. In the model, the maximum over the Toce-Ticino watershed is misplaced by 20 to 30 km and the second maximum occurs too far north, more over the mountains than over the plain.

6. HYDROMETEOR DISTRIBUTIONS AND DOMINANT MICROPHYSICAL PROCESSES

In a study based upon the Monte-Lema radar observations from Autumn 1998 and 1999, Houze *et al.* (2001) found that the nature of the precipitation over the Lago Maggiore region is a strongly dependent on the Froude number of the flow, Fr , which determines whether the flow is blocked or rises easily over the terrain. In a later study based on MAP IOPs 2B and 8 observations, Medina and Houze

(2003) outlined fundamental microphysical differences between the unstable unblocked cases (low Fr , IOP 2B) and the stable blocked cases (high Fr , IOP8). In the stable blocked case, precipitation is stratiform and essentially derives from the melting of snow. In the unstable unblocked case, rainfall is strongly enhanced via the orographic lifting of low-level moist air. Raindrop coalescence and graupel melting then become the dominant mechanisms in the rain production. In the following, the microphysical structure of the simulated cloud systems of IOPs 2A, 3, and 8 is examined with a view to investigating the extent to which the model results fit the conceptual models of orographic precipitation mechanisms proposed by Medina and Houze (2003).

(a) *Mean vertical structure of the hydrometeors*

To outline the mean vertical distribution of the hydrometeors according to the MAP event, the temporal average of each hydrometeor mixing ratio was horizontally averaged (within the budget box defined in Fig. 1(b)) on constant height surfaces, with a vertical spacing of 500 m. As expected, the mean vertical profiles, displayed in Fig. 13, exhibit significant differences between the three IOPs.

As the convective system of IOP 2A has a considerable vertical extension (cloud tops exceed 10 km), large amounts of ice and snow are found at high levels. The pristine ice mean maximum (0.20 g/kg) is at approximately 10 km, and the snow/aggregates maximum (0.18 g/kg) is located one kilometer below. In comparison with IOP 2A, convection in IOP 3 is less intense and occurs mainly in isolated cells. As a consequence, maxima for pristine ice and snow/aggregates are located at lower elevations: 8 km for pristine ice and 6 km for snow/aggregates. Moreover, these maxima (both equal to 0.08 g/kg) are much weaker. During IOP 2A, large amounts of graupel and hail are present above the freezing level with maximum values reaching 0.15 g/kg at 7000 m for graupel and 0.10 g/kg at 4000 m for hail. Graupel and hail are also present in IOP 3, but only

in very small amounts (less than 0.02 g/kg for the maxima found at 4000 m and 5000 m for hail and graupel respectively). For both IOPs, the vertical layering of the simulated hydrometers is quite consistent with the microphysical retrievals deduced from the S-Pol polarimetric observations. For IOP 2A, Tabary (2002) obtains a thick layer of hail after 20 UTC extending from 2 to 8 km, topped with a mixture of hail and graupel present up to 12 km. For IOP 3, Pujol's (2005) analysis reveals that the dominant hydrometeor type above the freezing level is dry snow found up to 7 to 8 km except in the most convective part of the system in which a mixture of hail and graupel appears between 4 and 5 km. For both IOPs, the amount of hail is as expected to be larger in the updrafts (for instance 0.45 g/kg in the updrafts versus 0.04 g/kg in the downdrafts on average for IOP 2A). This is also consistent with the radar retrievals.

During IOP 8, cloud tops hardly reach 5 km and all the hydrometeors are concentrated in the lower levels. Above the freezing level, the dominant particles are snow and aggregates. The mean snow maximum, 0.02 g/kg, is located at 3000 m. In contradiction with the microphysical retrievals shown in Medina and Houze (2003), but in agreement with the results obtained in a later study (Houze and Medina, 2005), some graupel are also present, embedded in the snow layer. The maximum - less than 0.01 g/kg - coincides with the melting level. In the model, below this level, the graupel production essentially results from the melting of the snow. During the melting process, it is assumed that a given portion of aggregates is converted into melting graupel at a rate representing the mixture of melted water and icy structures dense enough to be categorized as graupel. This type of graupel deriving from the melting snow should be compared with what the radar algorithm identifies as wet snow, which is usually not considered as a specific category in the model microphysical schemes. If we assimilate the melting graupel of the model to the wet snow retrieved from the polarimetric radar observations, the model

results are in agreement with the IO8 observations and fairly well reproduce a shallow stratiform system in which the dominant ice hydrometeors are dry snow and wet snow.

(b) *Main microphysical processes*

In order to better understand the microphysical pathways operating in the three different cases, the vertical profiles of the most significant microphysical processes (averaged over time and horizontally) have been plotted in Fig. 14. The main microphysical tendencies acting on the liquid (rain) and solid (sum of snow, graupel and hail) precipitation are plotted on the bottom and top rows respectively. In each case, they have been normalized by the amount of corresponding precipitation, to better visualize what happens in the upper part of the cloud where the precipitations are weak, as in the case of IOPs 3 and 8.

In the case of IOP8, the main processes leading to solid precipitation are snow growth by autoconversion and aggregation of pristine ice ($AUG = AUT + ACG$) together with vapor deposition (DEP) acting within the same height layer (4 to 6km) and almost in the same proportion. In a thin layer above the freezing level, riming (RIM) takes over to further increase the amount of snow. All other processes remain weak. Below the freezing level, rain formation essentially results, first from snow melting (main contribution to MLT via the conversion-melting process CVM), and then from the accretion of cloud droplets (ACCR). This scenario is consistent with Medina and Houze's conceptual model for the blocked stable case. Vapor diffusion on snow particules (dominant term in DEP) plays an important role and snow melting makes a large contribution to the low-level precipitation.

IOP 3 is representative of moderate convection embedded in a stratiform background. Therefore, typical processes occurring in stratiform precipitation are also present, autoconversion/aggregation of pristine ice and snow riming above the freezing

level, and snow melting and cloud accretion below. However, IOP3 differs from IOP8 in the sense that vapor deposition makes a weaker contribution than in IOP8. Snow growth in the upper part of the cloud essentially derives from autoconversion and aggregation of pristine ice.

In the case of IOP 2A, other processes become important. First, the riming of snow occurs over a much deeper layer (between 4 and 9 km) and is dominated by the contribution of heavy riming. In the model, the distinction between heavy and light riming depends on the size of the rimed particles. Smaller than 7 mm in diameter, the particles are still considered as snow/aggregates (light riming), but larger than this threshold value they are converted into graupel (heavy riming). Then, two other processes have significant contributions, dry growth of graupel (DRY), peaking at 7 km, and wet growth of graupel and hail (WET), constantly increasing from 9 km down to the melting level. Within the melting layer, the solid precipitation grows further by collecting raindrops. As in IOPs 3 and 8, melting and cloud droplet accretion dominate the generation of liquid precipitation but melting now essentially originates from graupel and hail and owing to the larger size of these particles it occurs at a comparatively lower altitude. These results are consistent with Medina and Houze's conceptual model for the unblocked unstable case. Under such flow conditions, the lifting of moisture-laden, low-level air together with the occurrence of embedded convective cells brings enough cloud water above the freezing level to favor graupel production, first by snow riming, then by dry growth. As convection is quite intense in IOP 2A, not all the accreted water can freeze, the wet growth processes take over close to the freezing level. This leads to the formation of substantial amounts of hail.

7. CONCLUSION

A variety of three MAP contrasted cases have been simulated with the French non-hydrostatic model Meso-NH in order to investigate the capability of the model to reproduce intense orographic precipitation and associated microphysical processes. These three events are characterized by different flow regimes. IOPs 2A and 3 exhibit unstable and potentially unstable conditions respectively, with flow over, whereas IOP 8 is characterized by stable conditions and blocked flow in the low levels.

The model succeeds quite well in reproducing the occurrence, location and intensity of the observed precipitation of IOPs 2A and 3, both on the large-scale and on the gamma-mesoscale. More mixed results are found in the case of IOP8. On the large scale, the simulated precipitation occurs too far east. Consequently the fine-scale precipitation in the Lago Maggiore region cannot be as accurately simulated as for IOPs 2A and 3. However, despite the localization error, the microphysical scheme of the model is able to reproduce the stratiform character of the precipitation associated with IOP 8. Furthermore, the clear distinction between the three IOPs is well depicted, deep convection for IOP 2a, reaching 12 km; moderate convection for IOP3, not exceeding 6 km; and stratiform rain for IOP 8, confined to the first 2 km.

Microphysical budget computations carried out during the course of the simulations have been used to derive the mean vertical distribution of the hydrometeors and to quantify the relationships among the different water species. In the case of IOP 2A, the upper part of the cloud is composed of ice particles with an increasing degree of riming as the melting level is approached. Pristine ice, snow aggregates, and graupel peak at 10, 9 and 7 km respectively and a thick layer of hail is found above and below the freezing level located at 4km. In the low levels, liquid precipitation is very intense. Results obtained for IOP 3 are similar but, the vertical extent of the cloud being reduced,

graupel and hail are present in much smaller amounts. In the case of IOP 8, the vertical structure is quite different. Above the freezing level, the cloud is essentially composed of snow aggregates occupying a thin layer less than 2 km deep and below, the liquid precipitation is a quarter of that in IOP 2A. All these results are in good agreement with the cloud microphysics retrievals deduced from the S-Pol radar observations.

In terms of microphysical processes, there are some common features to the three IOPs. In the upper part of cloud, autoconversion and aggregation of pristine ice are the most efficient processes to generate solid precipitation, whereas cloud autoconversion and melting provide the main sources of liquid precipitation in the lower part of the cloud. But there are also some marked differences between the three cases. First, the relative contribution of vapor deposition is much larger in IOP 8 than in IOPs 2A and 3. Second, in all three cases, snow riming is present just above the freezing level but the riming processes become really efficient only in the case of IOP 2A, for which heavy riming takes place and transforms snow into graupel. Finally, only in IOP 2A, is the wet growth of graupel strong enough to generate the formation of hail in significant amounts.

No major inconsistencies were found between the numerical results and the conceptual models of Medina and Houze. In agreement with Medina and Houze's findings, the numerical results of IOP 8, representative of a blocked stable case, exhibit a shallow stratiform cloud deck in which the dominant ice hydrometeor is snow, efficiently growing by vapor deposition. Also in agreement with the conceptual model of an unblocked unstable situation, the numerical results of IOPs 2A and 3 show much deeper systems in which graupel and its associated growth modes play an important role. However, major differences can still be noted between a case of deep convection (IOP 2A) and a case of moderate convection (IOP 3) as wet growth processes and hail formation only appear in

the most convective case. IOP 2A, as the most convective event observed during MAP, and IOP 3, owing to its weak instability, can be viewed as two extreme examples of the unblocked unstable flow prototype in contrast to IOP 2B which is the most representative example of such a flow.

ACKNOWLEDGEMENTS

We wish to thank M. Hagen (from DLR), N. Asencio and P. Tabary (from Météo-France), and O. Pujol (from LA) who carried out or contributed to the radar data analysis. This study has been supported by the CNRS/INSU PATOM (Programme Atmosphère et Océan à Multi-échelles). Computational resources were provided by IDRIS (under project 050569-CP1).

APPENDIX

This section provides a short survey of the microphysical schemes sketched in Fig. 2. Additional information can be found in the Meso-NH scientific documentation (<http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh>).

Pristine ice is initiated by homogeneous nucleation (**HON**) when $T \leq -35^\circ\text{C}$, or more frequently by heterogeneous nucleation (**HEN**, the small ice crystal concentration depends on the local supersaturation over ice). These crystals grow by water vapor deposition (**DEP** as explained below) and by the Bergeron-Findeisen effect (**BER**). The snow phase is initiated by autoconversion (**AUT**) of the primary ice crystals. Snow grows by deposition (**DEP**) of water vapor, by aggregation (**AGG**) through small crystal collection and by light riming after impaction of cloud droplets (**RIM**) and of raindrops (**ACC**). The graupels are produced by the heavy riming of snow (**RIM** and **ACC**) or by rain freezing (**CFR**) when supercooled raindrops come in contact with pristine ice

crystals. According to the efficiency of their collecting capacity on the one hand and to a heat balance equation on the other, graupels can grow either in a **(DRY)** mode or in a **(WET)** mode, respectively. The latter occurs when riming is intense enough for part of the collected water to be unable to freeze, leaving the graupel as a hailstone embryo. In this case, the non-freezable water at the surface of the graupels is shed away (**SHD**) and is converted into raindrops. Both **DRY** and **WET** rates are computed but the most limiting one, the lowest rate, is retained in the ICE3 scheme. In the ICE4 scheme, hail is differentiated from graupel. The hail production rate is estimated as proportional to the **WET** growth rate after normalization by the sum of the **DRY** and the **WET** rates. For the sake of simplicity, hail exclusively grows in **(WET)** mode and never transforms back into graupel.

When $T \geq 0^\circ\text{C}$, the pristine crystals immediately melt into cloud droplets (**MLT**) while the melting snowflakes are simultaneously converted (**CVM**) into graupels. Graupel and hail particles progressively melt (**MLT**) into raindrops as they fall. The other (warm) processes are described by the Kessler scheme: autoconversion of cloud droplets (**AUT**), accretion (**ACC**) and rain evaporation (**EVA**). With the exception of cloud droplets, each condensed water species has a substantial fall speed, thus leading to an integrated sedimentation rate (**SED**).

The coexistence of cloud droplets and small ice crystals in mixed-phase clouds necessitates careful treatment of the fast water vapor exchanges (**DEP** and **CND**). This question refers back to the way supercooled water can be available in vigorous convective clouds. As is usually done, a "floating" water vapor saturation pressure $r_{v,c,i}^{sat}$, is defined by a barycentric formula using the vapor saturation curves over water and ice and the respective mixing ratios r_c and r_i , respectively. In the ICE3/ICE4 schemes, the **DEP** and **CND** rates result from an implicit adjustment relative to $r_{v,c,i}^{sat}$, but with

an original closure where any deficit(excess) of r_v due to the adjustment is directly compensated (absorbed) by the available water phase amount. The adjustment algorithm is non-iterative and 2nd order accurate.

REFERENCES

- | | | |
|--|------|---|
| Arakawa, A. and F. Messinger | 1976 | Numerical methods used in atmospheric model. <i>GARP Tech. Rep.</i> , 17 , |
| Asselin, R. | 1972 | Frequency filter for time integrations. <i>Mon. Wea. Rev.</i> , 100 , 487-490. |
| Bechtold P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart and E. Richard | 2001 | A mass flux convection scheme for mesoscale and global models. <i>Q. J. R. Meteorol. Soc.</i> , 126 , 865-889. |
| Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R.A. Houze, J. Kuettner, R.B. Smith, R. Steinacker and H. Volkert | 2001 | The MAP special observing period. <i>Bull. Am. Meteor. Soc.</i> , 82 , 433-462. |
| Bousquet, O. and B. F. Smull | 2003 | Observations and impacts of upstream blocking during a widespread orographic precipitation event. <i>Q. J. R. Meteorol. Soc.</i> , 129 , 391-410. |
| Doswell, C. A., H. E. Brooks, and R. A. Maddox | 1996 | Flash flood forecasting: an ingredient bases methodology. <i>Weather and Forecasting</i> . |
| Frei, C. and E. Häller | 2001 | Mesoscale precipitation analysis from MAP SOP rain-gauge data. Pp 257-260 in MAP Newsletter No. 15. Meteoswiss, CH-8044, Zurich, Switzerland. |
| Gal-Chen, T. and C.J. Sommerville | 1975 | On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. <i>J. Comp. Phys.</i> , 17 , 209-228. |
| Germann, U. and J. Joss | 2000 | Spatial continuity of Alpine Precipitation. P. 20 in proceedings of the MAP meeting 2000, 24-26 May May 2000, Bohinjjska Bistrica, Slovenia. |
| Hagen, M. | 1999 | The Alpine radar composite. Pp 20-21 in MAP Newsletter No. 11. Meteoswiss, CH-8044, Zurich, Switzerland. |
| Houze, R. A., C. N. James, and S. Medina | 2001 | Radar observations of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998 and 1999. <i>Q. J. R. Meteorol. Soc.</i> , 127 , 2537-2558. |
| Keil, C. and C. Cardinali | 2004 | The ECMWF Re-Analysis of the Mesoscale Alpine Programme Special Observing Period. <i>Q. J. R. Meteorol. Soc.</i> , 130 , 2827-2850. |
| Lafore, J.P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fisher, P. Hreil, P. Mascart, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard, and Vilà-Guerau de Arellano | 1998 | The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: adiabatic formulation and control simulations. <i>Annales Geophysicae</i> , 16 , 90-109. |
| Lascaux, F., E. Richard, C. Keil and O. Bock | 2004 | Impact of the MAP reanalysis on the numerical simulation of the MAP- IOP 2A convective system. <i>Meteor. Z.</i> , 13 , 49-54. |

- 22 F. LASCAUX *et al.*
- Lipps, F. and R.S. Hemler 1982 A scale analysis of deep moist convection and some related numerical calculations. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2192-2210.
- Medina, S. and R.A.. Houze 2003 Air motions and precipitation growth in Alpine storms. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 345-371.
- Massacand, A. C., H. Wernli, and H. C. Davies 1998 Heavy precipitation on the Alpine southside: An upper-level precursor. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1435-1438.
- Pinty, J.-P., E. Richard, and P. Tabary 2002 Fine simulations of the MAP-IOP 2A precipitating system: comparison with radar data and sensitivity to the hail category. *Proc. of the Conference on Cloud Physics, 3-8 June 2002, Ogden, USA*
- Pujol, O, J.F. Georgis, M. Chong and F. Roux 2004 Dynamics and microphysics of orographic precipitation during MAP IOP 3, *submitted to Q. J. R. Meteorol. Soc.*.
- Richard, E., S. Cosma, P. Tabary, and M. Hagen 2001 High-resolution numerical simulation of the squall line observed during MAP IOP2a. Pp 53-56 in MAP Newsletter No. 15. Meteoswiss, CH-8044, Zurich, Switzerland.
- Richard, E., S. Cosma, P. Tabary, J.-P. Pinty and M. Hagen 2003 High-resolution numerical simulations of the convective system observed in the Lago Maggiore area on the 17 September 1999 (MAP IOP 2A). *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 543-564.
- Richard, E., A. Buzzi, G. Zängl et al. 2005 Quantitative precipitation forecasting in mountainous regions - pushed ahead by MAP. *Croatian Meteorological Journal*, **40**, 65-69.
- Rotunno, R. and R. Ferretti 2003 Orographic effects on rainfall in MAP cases IOP 2b and IOP 8. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 373-390.
- Stein, J., E. Richard, J.P. Lafore, J.P. Pinty, N. Asencio and S. Cosma 2000 High-resolution non-hydrostatic simulations of flashflood episodes with grid nesting and ice phase parameterization. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 203-221.
- Steiner, M., O. Bousquet, R. A. Houze, B. F. Smull and M. Mancini 2003 Airflow within major Alpine river valleys under heavy rainfall. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 411-432.
- Tabary, P. 2002 Observations radar de systèmes précipitants orographiques pendant l'expérience MAP. Doctoral thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France
- Vivekanandan J., D. Zrnica, S. Ellis, R. Oye, A. Ryzhkov, J. Straka 1999 Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **80**, 381-387.
- Volkert, H. 2005 The Mesoscale Alpine Programme (MAP): A multi-faceted success story. *Croatian Meteorological Journal*, **40**, 226-230.

TABLE 1. SIMULATION TIMES

Event	Beginning date of the simulation	End date of the simulation	Beginning time of the budget computation
IOP 2A	17 Sep. 12 UTC	18 Sep. 06 UTC	17 Sep. 20:00 UTC
IOP 3	25 Sep. 12 UTC	27 Sep. 00 UTC	25 Sep. 18:30 UTC
IOP 8	20 Oct. 12 UTC	22 Oct. 00 UTC	21 Oct. 17:00 UTC

The budget computations were carried out over a 15 mn period.

TABLE 2. MICROPHYSICAL PROCESSES

Symbol	Mechanism	Sink	Source	Process
V-HEN-I	$rv \Rightarrow ri$	rv	ri	Heterogeneous nucleation
C-HON-I	$rc \Rightarrow ri$	rc	ri	Homogeneous nucleation
R-HON-G	$rr \Rightarrow rg$	rr	rg	"
C-BER-I	$rc \Rightarrow ri$	rc	ri	Bergeron-Findeisen effect
V-DEP-I	$rv+ri \Rightarrow ri$	rv	ri	Deposition (Sublimation)
V-DEP-S	$rv+rs \Rightarrow rs$	rv	rs	"
V-DEP-G	$rv+rg \Rightarrow rg$	rv	rg	"
V-CND-C	$rv \Rightarrow rc$	rv	rc	Condensation (Evaporation)
C-AUT-R	$rc+rc \Rightarrow rr$	rc	rr	Autoconversion of cloud droplets
I-AUT-S	$ri+ri \Rightarrow rs$	ri	rs	Autoconversion of pristine ice
I-AGG-S	$ri+rs \Rightarrow rs$	ri	rs	Aggregation of pristine ice
R-CFR-(I)G	$ri+rr \Rightarrow rg$	rr	rg	Raindrop contact freezing
I-CFR-(R)G	$ri+rr \Rightarrow rg$	ri	rg	"
C-RIM-S	$rc+rs \Rightarrow rs$	rc	rs	Light riming of aggregates
C-RIM-(S)G	$rc+rs \Rightarrow rg$	rc	rg	Heavy riming of aggregates
S-RIM-(C)G	$rc+rs \Rightarrow rg$	rs	rg	"
C-ACC-R	$rc+rr \Rightarrow rr$	rc	rr	Accretion of rain and cloud droplets
R-ACC-(S)G	$rr+rs \Rightarrow rg$	rr	rg	Accretion of rain and aggregates
S-ACC-(R)G	$rr+rs \Rightarrow rs$	rs	rg	"
C-DRY-G	$rc+rg \Rightarrow rg$	rc	rg	Dry growth of graupel
R-DRY-G	$rr+rg \Rightarrow rg$	rr	rg	"
I-DRY-G	$ri+rg \Rightarrow rg$	ri	rg	"
S-DRY-G	$rs+rg \Rightarrow rg$	rs	rg	"

TABLE 2. CONTINUED

Symbol	Mechanism	Sink	Source	Process
C-SHD-(G)R	rc+rg=>rr	rc	rr	Water shedding
C-WET-G	rc+rg=>rg	rc	rg	Wet growth of graupel
R-WET-G	rr+rg=>rg	rr	rg	"
I-WET-G	ri+rg=>rg	ri	rg	"
S-WET-G	rs+rg=>rg	rs	rg	"
S-WET-(G)H	rs+rg=>rh	rs	rh	Hail formation
G-WET-(S)H	rs+rg=>rh	rg	rh	"
C-WET-H	rc+rh=>rh	rc	rh	Wet growth of hail
R-WET-H	rr+rh=>rh	rr	rh	"
I-WET-H	ri+rh=>rh	ri	rh	"
S-WET-H	rs+rh=>rh	rs	rh	"
G-WET-H	rs+rg=>rh	rs	rh	"
I-MLT-C	ri=>rc	ri	rc	Melting of pristine ice
G-MLT-R	rg=>rr	rg	rr	Melting of graupel
H-MLT-R	rh=>rr	rh	rr	Melting of hail
S-CVM-G	rs=>rg	rs	rg	Conversion melting
R-EVA-V	rr=>rv	rr	rv	Rain evaporation

List of the microphysical processes and corresponding sinks and sources. In the symbol names, the first letter identifies the sink species (V,C,I,R,S,G, or H for vapor, cloud, pristine ice, rain, snow, graupel, or hail respectively), the next three letters give the short name of the microphysical process, and the last letter identifies the source species. An optional letter is added in parenthesis to recall the name of the reactant species in case of three-component process.

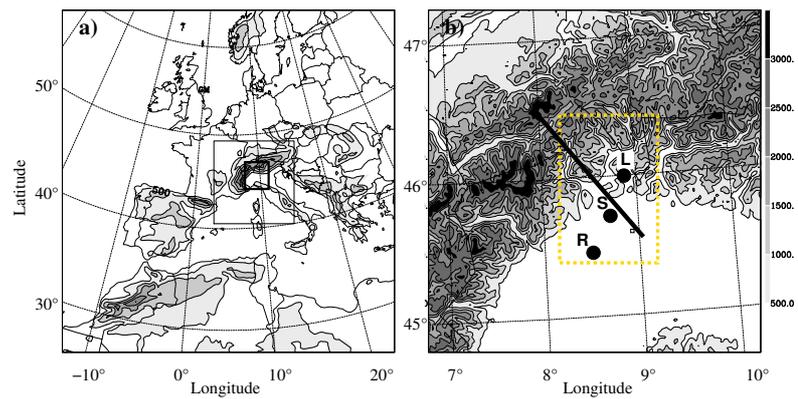


Figure 1. a) Geographical domains used for the nested simulation. The outer frame shows the 32 km grid-mesh domain and its topography, the location of the 8 km (2 km) grid-mesh domain is indicated with thin (thick) lined square. b) Topography (in m) of the 2 km grid-mesh domain, and locations of the three radars (R,S, and L for Ronsard, S-Pol, and Monte Lema respectively). The dashed square corresponds to the subdomain used for the microphysical budget computation and the thick solid line indicates the location of the vertical cross-section shown in Fig. 7.

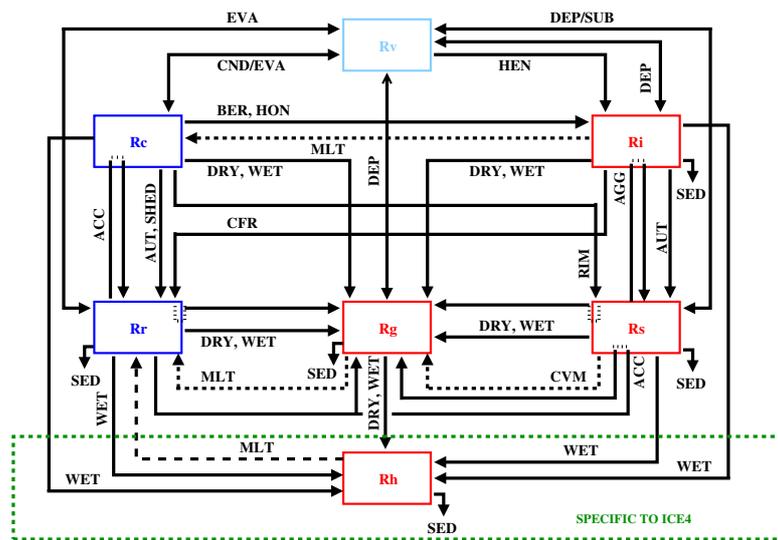


Figure 2. Sketch of the ICE3 and ICE4 microphysical schemes. $r_v, r_c, r_r, r_s, r_g,$ and r_h refer to water vapour, cloud droplets, raindrops, pristine ice, snow/aggregates, graupel, and hail respectively. The different microphysical processes are designated by a group of three letters (EVA, DEP, etc; see Table 2 for the complete list).

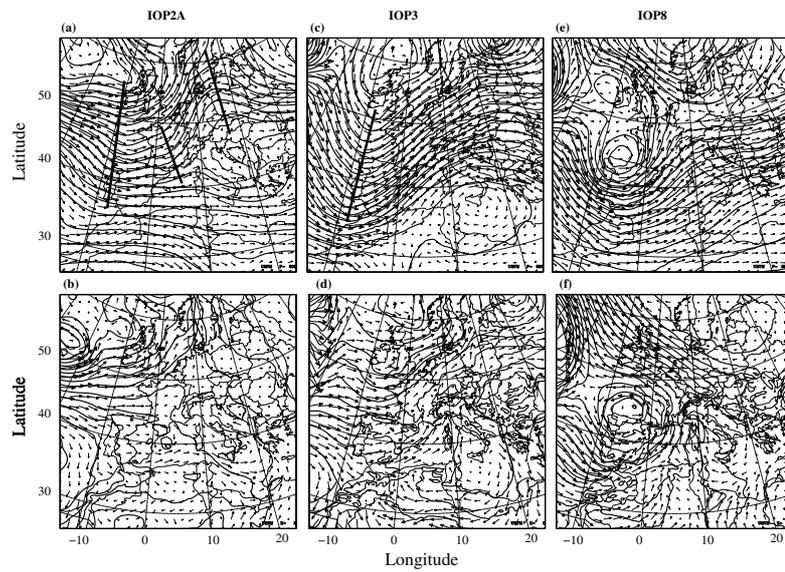


Figure 3. Synoptic situations of 12 UTC, 17 September 1999 (IOP 2A), 25 September 1999 (IOP 3) and 20 October 1999 (IOP 8). Top row: 500 hPa geopotential height (contours every 30 m) and wind vectors. Bottom row: mean sea level pressure (contours every 3 hPa) and surface wind vectors. The thick lines in (a) and (c) indicate the locations of the troughs or ridges mentioned in the text.

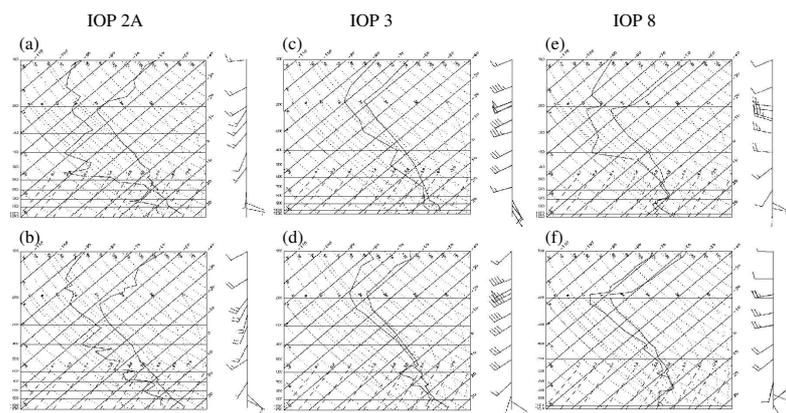


Figure 4. Milano radiosoundings at 12 UTC (top) and 18 UTC (bottom) for IOP 2A (17 September 1999), IOP3 (25 September 1999), and IOP 8 (20 October 1999).

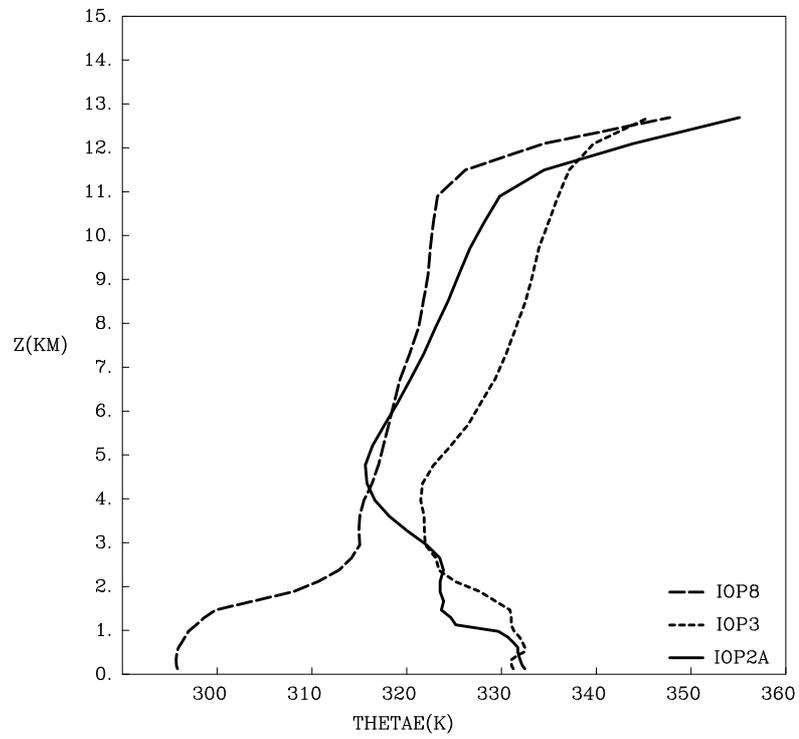


Figure 5. Mean vertical profile of the equivalent potential temperature for IOP 2A, IOP 3, and IOP 8 at Milan-Linate computed in the model and averaged over the first ten hours of each simulation.

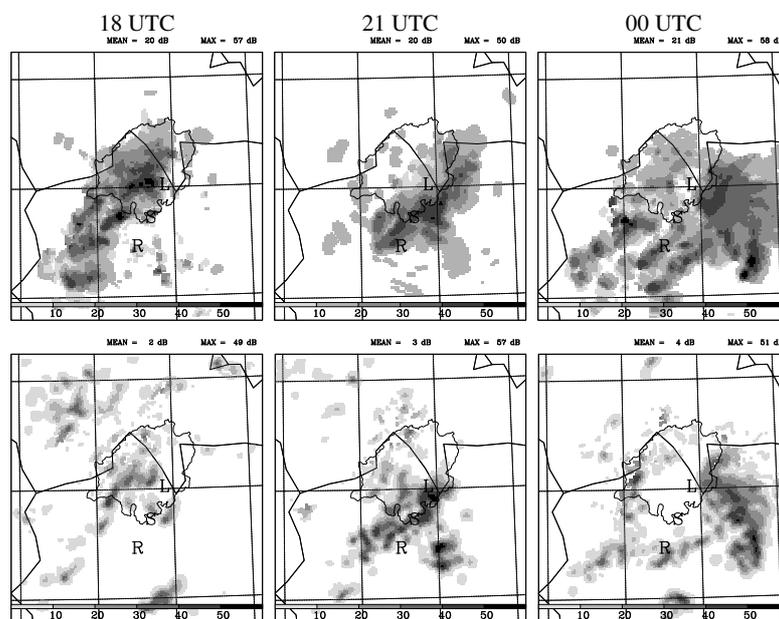


Figure 6. Time evolution of the radar reflectivity (in dBz) at 2000 m for IOP 2A from 17 September 18 UTC to 18 September 00 UTC. Top row, observed fields from the radar composite. Bottom row, results from the simulation. The closed contours indicate the limits of the Toce-Ticino watershed. The other contours correspond to a rough representation of the political borders between France, Italy and Switzerland. The locations of the Monte-Lema, S-Pol, and Ronsard radars are indicated by the letters L, S, and R respectively.

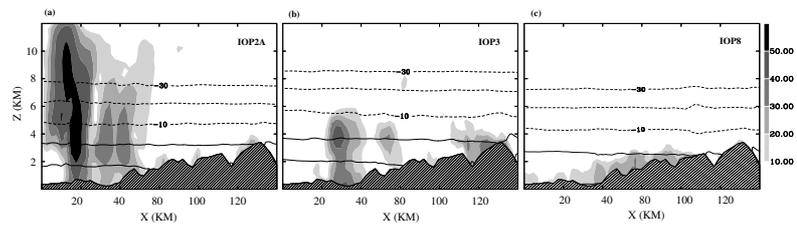


Figure 7. Vertical cross section of the simulated radar reflectivity (in dBz) and temperature (in C) along the line shown in Fig. 1(b) for (a) IOP 2A : 17 September 1999, 20:00 UTC; (b) IOP 3 : 25 September 1999, 18:30 UTC and (c) IOP 8 : 21 October 1999, 17:00 UTC.

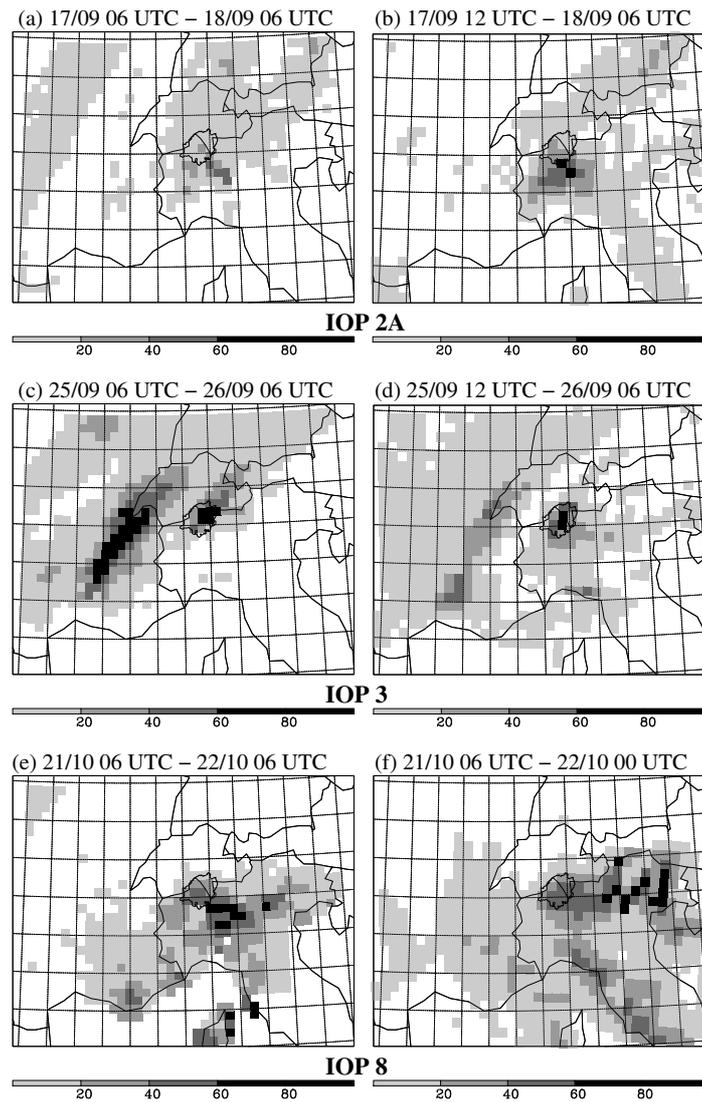


Figure 8. Large scale precipitation fields (in mm). (a), (c) and (e): 24-hour accumulated precipitation as deduced from precipitation analysis version 2.0 of Frei and Häller (2001) averaged over a 25 km grid-mesh domain. (b), (d), and (f): 18-hour accumulated precipitation computed in the 32 km grid-mesh model. Beginning and ending times of the accumulation periods are indicated on top of each frame.

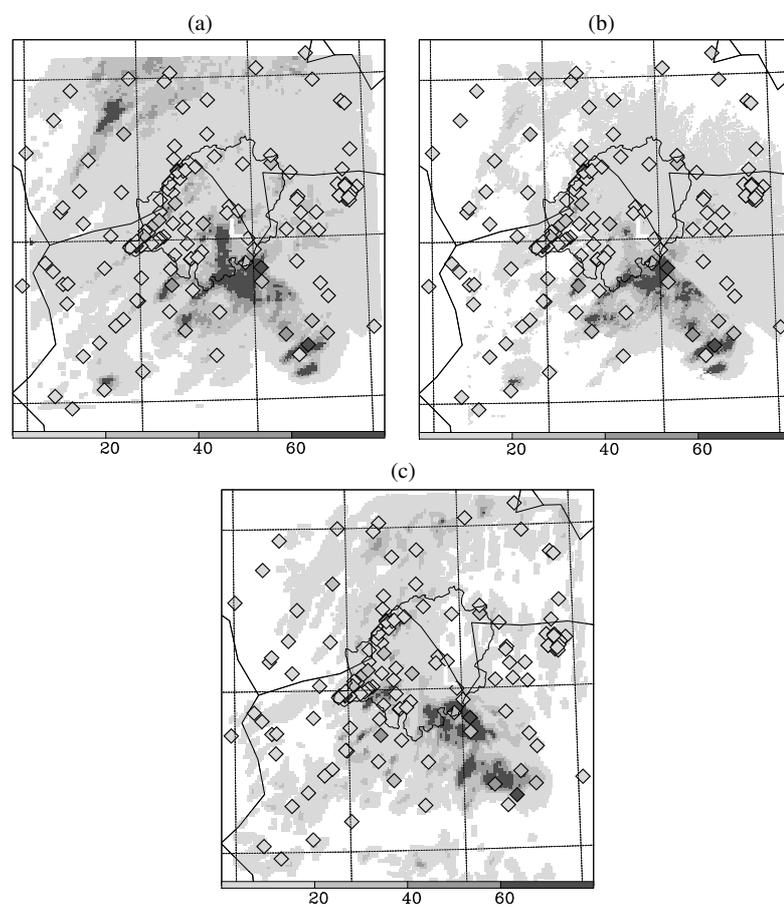


Figure 9. 12-hour accumulated precipitation (in mm) from 17 September 1999 12 UTC to 18 September 00 UTC (a) deduced from the alpine radar composite, (b) deduced from the RAIN data product, and (c) computed in the 2 km grid-mesh domain. The corresponding raingauge measurements, represented by diamonds, are superimposed on each plot.

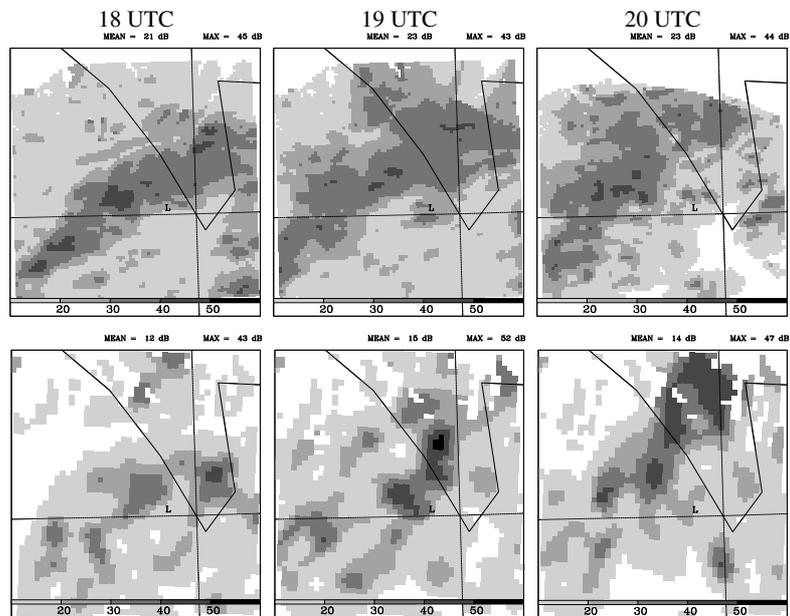


Figure 10. Same as Fig. 6, but over a smaller domain centered above the Lago Maggiore area and for IOP 3, 25 September from 18 UTC to 20 UTC.

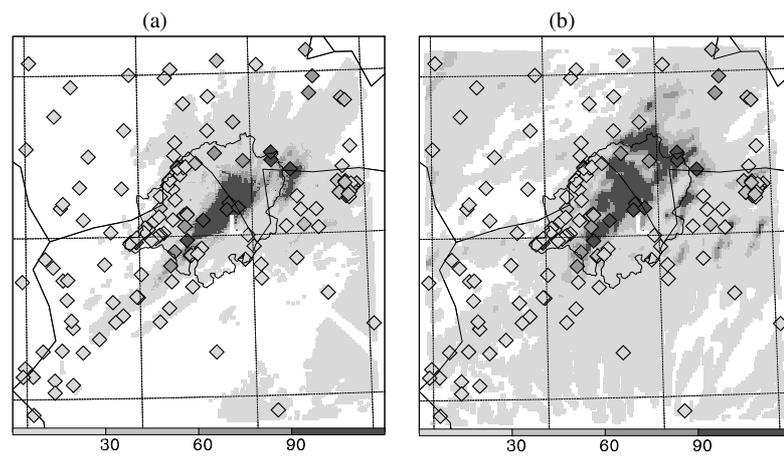


Figure 11. 24-hour accumulated precipitation (in mm) from 25 September 12 UTC to 26 September 12 UTC (a) deduced from the RAIN data product and (b) computed in the 2km grid-mesh domain. The letter L indicates the location of the Monte Lema radar.

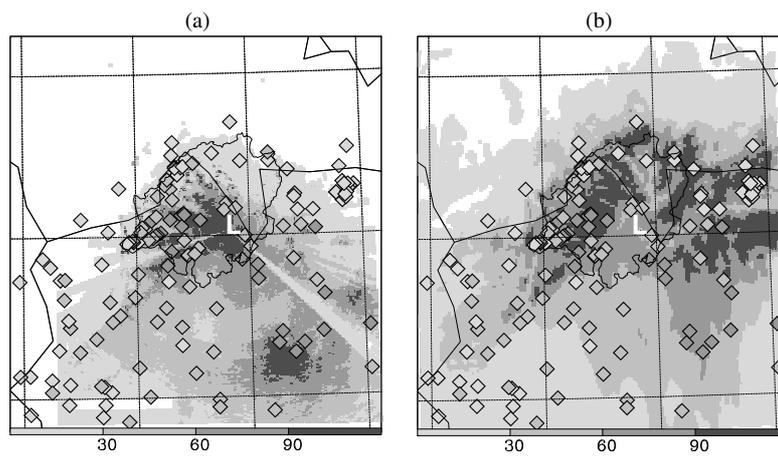


Figure 12. 24-hour accumulated precipitation (in mm) from 21 October 00 UTC to 22 October 00 UTC (a) deduced from the RAIN data product and (b) computed in the 2km grid-mesh domain. The letter L indicates the location of the Monte Lema radar.

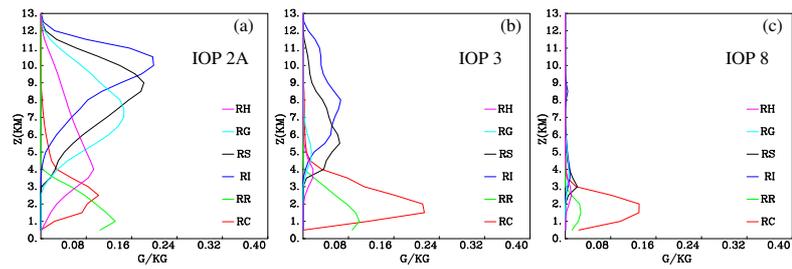


Figure 13. Mean vertical structure of the hydrometeors computed in the budget box shown in Fig. 1(b) for (a) IOP 2A, averaged between 20 UTC and 20:15 UTC on 17 September 1999, (b) IOP 3, averaged between 18:30 UTC and 18:45 UTC on 25 September 1999, and (c) IOP 8, averaged between 17:00 UTC and 17:15 UTC on 20 October 1999. RH, RG, RS, RI, RR, RC designate the mixing ratios of hail, graupel, snow/aggregates, pristine ice, rain water, and cloud water respectively.

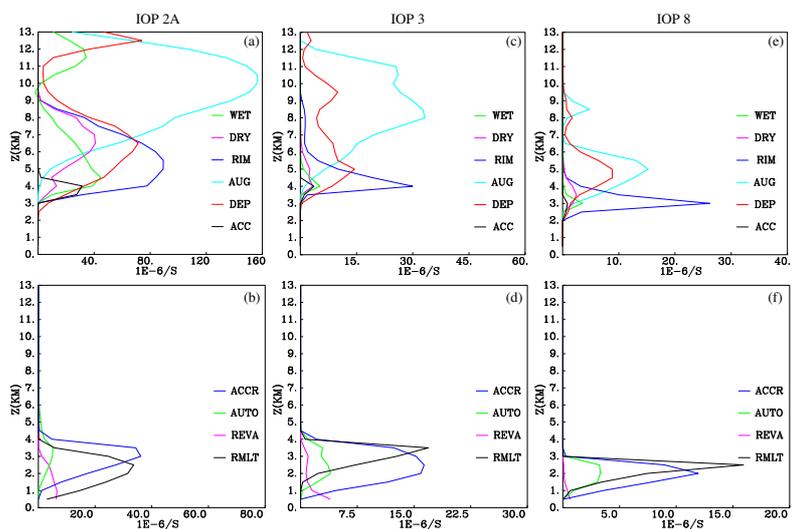


Figure 14. Mean vertical structure of the main microphysical processes involved in IOPs 2A, 3, and 8. Top row: Normalized sources acting on the solid precipitation (RS+RG+RH) with DRY=C-DRY-G+C-DRY-I+R-DRY-G, RIM=C-RIM-(S)S+C-RIM-(S)G, AUG= I-AUT-S+I-AGG-S, DEP=V-DEP-S+V-DEP-G, and ACC=R-ACC-(S)G. Bottom row row: Normalized sources acting on the liquid precipitation (RR) with ACCR= C-ACC-(C)R, AUTO=C-AUT-R, REVA=R-EVA-V, RMLT=G-MLT-R+H-MLT-R. Same averaging periods as in Fig. 13.