



HAL
open science

Méthodes de prévision d'ensemble pour l'étude de la prévisibilité à l'échelle convective des épisodes de pluies intenses en Méditerranée

Benoît Vié

► **To cite this version:**

Benoît Vié. Méthodes de prévision d'ensemble pour l'étude de la prévisibilité à l'échelle convective des épisodes de pluies intenses en Méditerranée. Sciences de la Terre. Université Paris-Est, 2012. Français. NNT : 2012PEST1166 . pastel-00805613

HAL Id: pastel-00805613

<https://pastel.hal.science/pastel-00805613>

Submitted on 28 Mar 2013

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.

UNIVERSITÉ — — PARIS-EST

Thèse présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Paris-Est

Spécialité : Sciences et Techniques de l'Environnement

par

Benoît Vié

Ecole Doctorale : SCIENCES, INGÉNIERIE ET ENVIRONNEMENT

Méthodes de prévision d'ensemble pour l'étude de la prévisibilité à l'échelle convective des épisodes de pluies intenses en Méditerranée.

Thèse soutenue le 29 novembre 2012 devant le jury composé de :

Olivier Talagrand	<i>Rapporteur</i>
Christian Keil	<i>Rapporteur</i>
Olivier Nuissier	<i>Examineur</i>
Évelyne Richard	<i>Examineur</i>
Jean-Pierre Chaboureau	<i>Examineur</i>
Chiara Marsigli	<i>Examineur</i>
Véronique Ducrocq	<i>CoDirecteur de thèse</i>
Bertrand Carissimo	<i>Directeur de thèse</i>

Météore :

1. Tout phénomène qui se passe dans les régions supérieures de l'atmosphère.
2. Aujourd'hui, il se dit de tout phénomène de chaleur, de lumière, d'électricité qui se passe à la surface de terre, en relation avec l'atmosphère, et aussi de différents états de l'atmosphère elle-même.

Météores aériens, les vents.

"Le météore dont la prépondérance se fait sentir partout est le vent; tous les météorologistes sont d'accord là-dessus". [Boillot, Monit. univ. 8 juill. 1867, p. 898, 5e col.]

Météores aqueux, le serein, la rosée, la pluie, la neige, la grêle, le givre, etc.

Météores ignés, les feux-follets, les éclairs, le tonnerre, les étoiles filantes, les bolides.

Météores lumineux, l'arc-en-ciel, les parhélies, les aurores boréales, etc.

3. En particulier, toute apparition brillante, étoile filante, globe de feu, etc.

"En 1696 il parut dans une grande partie de l'Italie un météore aussi lumineux que la lune en son plein". [Fontenelle, Guglielmini.]

Résumé

Méthodes de prévision d'ensemble pour l'étude de la prévisibilité à l'échelle convective des épisodes de pluies intenses en Méditerranée

L'évaluation de l'incertitude associée à la prévision numérique du temps à haute résolution, et en particulier l'estimation de la prévisibilité des événements de fortes précipitations en région méditerranéenne, sont les objectifs de ce travail de thèse.

Nous avons procédé à l'étude de quatre sources d'incertitude contrôlant la prévisibilité de ces événements : la description des conditions d'échelle synoptique, la représentation des conditions atmosphériques à méso-échelle (notamment le flux de basses couches alimentant le système convectif), le rôle de processus physiques complexes tels que l'établissement d'une plage froide sous orage, et enfin la définition des conditions de surface.

Pour quantifier l'impact de ces différentes sources d'incertitude, nous avons opté pour la méthode des prévisions d'ensemble avec le modèle AROME. Chaque source d'incertitude est étudiée individuellement à travers la génération de perturbations pertinentes, et les ensembles ainsi obtenus sont évalués dans un premier temps pour des cas de fortes précipitations.

Nous avons aussi procédé à une évaluation statistique du comportement des prévisions d'ensemble réalisées sur des périodes de prévision longues de deux à quatre semaines. Cette évaluation, ainsi que celle de systèmes de prévision d'ensemble échantillonnant plusieurs sources d'incertitude simultanément, permettent d'établir une hiérarchisation de ces sources d'incertitude et enfin quelques recommandations en vue de la mise en place d'un système de prévision d'ensemble à échelle convective opérationnel à Météo-France.

Mots-clés

prévisibilité ; précipitations intenses ; échelle convective ; prévision d'ensemble

Laboratoire d'accueil

Cette thèse a été réalisée au sein de l'équipe MICADO du CNRM/GAME, Météo-France/CNRS, 42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse

Abstract

Convective scale predictability of highly precipitating events in the south-east of France : a study using ensemble prediction systems

This PhD thesis aims at quantifying the uncertainty of convection-permitting numerical weather forecasts, with a particular interest in the predictability of Mediterranean heavy precipitating events.

Four uncertainty sources, which impact the predictability of these events, were investigated : the description of the synoptic-scale circulation, the representation of meso-scale atmospheric conditions (especially the low-level jet feeding the convective systems with moist and unstable air), the impact of complex physical processes such as the setting up of a cold pool, and the definition of surface conditions.

To quantify the impact of these four uncertainty sources, the ensemble forecasting technique was chosen, using the AROME model. Each uncertainty source is studied separately through the definition of dedicated perturbations, and the resulting ensembles are first evaluated over heavy precipitation case studies.

We then proceed to a statistical evaluation of the ensembles for 2- and 4-week long forecast periods. This evaluation, completed with the design of ensembles sampling several uncertainty sources together, allows us to draw some practical tips for the design of an operational convective scale ensemble forecasting system at Météo-France.

Keywords

predictability ; heavy precipitation ; convective scale ; ensemble forecasting

Remerciements

Cette thèse n'est ni le commencement ni l'aboutissement d'un questionnement personnel et perpétuel. Ce n'en est pas moins une étape importante de mon petit bonhomme de chemin, qu'elle a parfois semé de doutes et d'interrogations. Rien ne m'est plus important que ma famille pour progresser sur ce cheminement, et c'est à elle que j'adresse toutes mes pensées et mes plus chaleureux remerciements. Et tout particulièrement à mes parents, qui m'ont guidé jusqu'ici, accompagné lors de chaque virage important, sans jamais m'imposer leur choix, ont su écouter mes états d'âmes et m'aider à les dépasser.

Cette thèse est la concrétisation d'un travail mené, depuis maintenant plus de trois ans, en compagnie de mes encadrants. Je tiens à remercier Olivier Nuissier qui s'est chargé de la supervision de ma progression au quotidien, depuis l'apprentissage technique des systèmes de lancement d'expériences de prévision, jusqu'à l'importante relecture de ce manuscrit, sans oublier les nombreux conseils prodigués en cours de route quant à l'orientation des recherches et l'interprétation physique des simulations numériques. Tout cela en parallèle de ses propres travaux, ce qui lui valut un emploi du temps extrêmement chargé!

Véronique Ducrocq, co-directrice de thèse, malgré ses occupations de chef du GMME au CNRM et ses responsabilités dans l'organisation de la campagne de mesure HyMeX, a su garder un œil sur mes travaux, et me pousser vers toujours plus de clarté et de rigueur dans l'identification des problématiques scientifiques, le choix des méthodes d'investigation et la présentation des résultats. Les commentaires et suggestions de François Bouttier, qui a rejoint mon encadrement en cours de thèse, notamment ses connaissances et sa compréhension des méthodes de prévision probabiliste, m'ont aussi été très bénéfiques.

Mon travail était également suivi par Bertrand Carissimo, mon autre co-directeur de thèse, et, au sein de mon comité de thèse, par Évelyne Richard et Loïk Berre. Le regard extérieur qu'ils ont porté sur ma thèse m'a incité à ne rien tenir pour acquis et m'a permis de garder une certaine ouverture d'esprit.

Je remercie enfin les rapporteurs Olivier Talagrand et Christian Keil, ainsi que Chiara Marsigli et Jean-Pierre Chaboureau, examinateurs, d'avoir accepté d'évaluer mon travail.

Mais une thèse réussie est avant tout une histoire humaine. J'ai eu la chance extraordinaire d'intégrer une équipe conviviale et accueillante, où, malgré une timidité certaine et un brin d'asociabilité, une petite place s'est faite pour moi. Au fil des cafés gourmands et des repas de Noël, des discussions méridiennes et des concours de prévision, j'ai beaucoup apprécié votre compagnie, et ne m'en vais qu'avec tristesse, ne serait-ce que pour traverser le couloir.

Table des matières

Remerciements	9
Introduction	13
I De la nécessaire quantification des incertitudes de prévision	19
1 Prévisibilité des pluies intenses en Méditerranée	21
1.1 Les événements fortement précipitants du bassin méditerranéen	22
1.1.1 Climatologie	23
1.1.2 Systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires	25
1.1.3 Réponse hydrologique	26
1.2 Mécanismes physiques impliqués	27
1.2.1 Conditions synoptiques favorables	27
1.2.2 Ingrédients de méso-échelle	28
1.2.3 Mécanismes de soulèvement	29
1.3 Études de sensibilité	31
1.3.1 Conditions atmosphériques de méso-échelle	31
1.3.2 Température de surface de la mer	32
1.3.3 Surfaces terrestres et humidité du sol	34
1.4 Conclusion	36
2 Quantification des incertitudes de prévision	37
2.1 Développement des modèles à échelle convective	38
2.1.1 Apport des modèles à échelle convective	38
2.1.2 L'incertitude de la prévision	39
2.2 La prévision d'ensemble	40
2.2.1 Principe de la prévision d'ensemble	41
2.2.2 Différentes techniques d'initialisation des prévisions d'ensemble	43
2.2.3 Représentation de l'erreur de modélisation	50
2.2.4 Évaluation des prévisions d'ensemble	51
2.2.5 Systèmes de prévision d'ensemble actuels	53
2.3 Prévision d'ensemble à aire limitée	54
2.3.1 Modèles à convection paramétrée	55
2.3.2 Modèles à convection profonde résolue	56
2.4 Outils et méthode de travail	59
2.4.1 Le modèle AROME	59
2.4.2 Méthode de travail	61
II Mesure de l'incertitude provenant des conditions initiales et aux limites	63
3 Conditions aux limites et conditions initiales	65
3.1 Résumé de l'article : Conditions aux limites <i>vs.</i> conditions initiales	66

3.2	Article : CR EPS for Mediterranean HPEs : LBCs <i>vs.</i> ICs	67
4	Perturbation sélective des observations dans l'assimilation d'ensemble	89
4.1	Stratégie de perturbation pour les HPEs	90
4.1.1	Perturbations orientées de paramètres de basses couches	90
4.1.2	Assimilation d'observations virtuelles sur la mer Méditerranée	91
4.1.3	Les cas d'étude	93
4.2	Perturbations sélectives et orientées	93
4.2.1	Après une analyse	93
4.2.2	Lors d'un cycle d'assimilation	95
4.3	Effet sur les prévisions	99
4.3.1	Évolution de la dispersion au cours d'une prévision	99
4.3.2	Prévisions de précipitations	101
4.4	Impact de l'assimilation d'observations virtuelles en mer	103
4.5	Conclusion	106
III	Vers une prise en compte de l'erreur de modélisation	109
5	Incertitude associée aux paramétrisations microphysiques	111
5.1	Méthode et cadre de l'étude	112
5.1.1	Le schéma de microphysique chaude dans AROME	112
5.1.2	Le cas du 20 octobre 2008	113
5.1.3	Perturbation de l'autoconversion, de l'accrétion et de l'évaporation	116
5.2	Résultats	118
5.2.1	Rôle de l'évaporation	118
5.2.2	Perturbation des trois tendances	125
5.3	Conclusion	128
6	Incertitude liée à la représentation de la surface	131
6.1	Représentation de la surface et méthodes de perturbation	133
6.1.1	Présentation du modèle SURFEX	133
6.1.2	Assimilation de surface	136
6.1.3	Représentation de l'incertitude des paramètres physiographiques	136
6.1.4	Perturbation des paramètres pronostiques (TG, WG, SST)	138
6.1.5	Les prévisions d'ensemble réalisées	139
6.2	Résultats	143
6.2.1	Impact de perturbations atmosphériques sur la surface	143
6.2.2	Croissance des perturbations de surface dans un cycle d'assimilation	145
6.2.3	Impact des surfaces perturbées issues des cycles d'assimilation	147
6.2.4	Impact des perturbations aléatoires des paramètres pronostiques	150
6.2.5	Incertitude provenant des paramètres physiographiques	152
6.3	Conclusion	156
7	Évaluation hydro-météorologique d'un système de prévision d'ensemble	159
7.1	Résumé de l'article	160
7.2	Article	161
	Synthèse et perspectives	179
	Table des figures	183
	Liste des tableaux	189
	Bibliographie	192

Introduction

L'intuition du temps

Les chasseurs-cueilleurs de la préhistoire devaient déjà, au même titre que certains animaux, avoir une certaine intuition des conditions météorologiques et du cycle des saisons. Qu'il s'agisse de voir venir la pluie afin de s'abriter à temps, de sentir le vent pour approcher sa proie sans être repéré, ou encore d'identifier les saisons propices à la cueillette de différentes plantes et fruits, l'homme préhistorique, sans en comprendre les mécanismes, percevait naturellement le temps.

La sédentarisation et l'agriculture l'ont nécessairement conduit à porter une attention plus particulière aux conditions climatiques, à appréhender le cycle saisonnier, à observer puis tenter de prévoir les changements de temps ayant une influence sur les récoltes. Le temps est devenu ainsi la préoccupation première – et ce n'est pas un hasard que Zeus prenne tant d'importance parmi les dieux Grecs.

Cette intuition s'est très largement développée dans les mondes paysans et maritimes, dépendant fortement des conditions atmosphériques. Des siècles d'observation de la nature, du ciel et de leurs liens leur ont permis d'identifier nombre de signes observables afin d'anticiper – si ce n'est de prévoir – le temps. Ces connaissances, largement disparues de nos sociétés citadines moins sujettes aux caprices du ciel, restent transmises par les multiples dictons et proverbes qui témoignent d'un intérêt particulier, presque scientifique, pour le sujet. Si certains proverbes, notamment lorsqu'ils se rapportent aux astres ou aux saints du calendrier, sont plutôt fantaisistes, d'autres, fondés sur l'observation du ciel, de phénomènes optiques, du comportement des animaux, etc, sont plus largement vérifiés et maintenant expliqués par la physique d'aujourd'hui.

Les débuts d'une science

Les balbutiements d'une science météorologique sont déjà présents en Égypte ancienne, où les crues du Nil sont une préoccupation primordiale. Il incombe aux prêtres égyptiens de prévoir le mieux possible le niveau qu'atteindra la crue du Nil. Ils ont construit pour cela plusieurs nilomètres, des dispositifs permettant de mesurer le niveau de l'eau dans le fleuve. À partir de comparaisons entre les niveaux mesurés et les relevés des années précédentes, ils tentaient d'extrapoler le niveau de la crue à venir.

C'est aussi par l'eau que les chinois ont abordé la question du temps. Publié au III^e s. av. J.-C., le *Lüshi Chunqiu* fait déjà mention du cycle de l'eau, de l'écoulement des rivières et fleuves vers la mer, jusqu'à l'évaporation des eaux maritimes. La science météorologique chinoise culminera au XIII^e s., avec un réseau important de pluviomètres et de nivomètres

(instruments de mesure des précipitations neigeuses).

C'est aux philosophes grecs que revient le mérite d'avoir rationalisé l'environnement, et transformé la compréhension de la nature en une science ne faisant plus appel à l'intervention des dieux. Aristote a rassemblé, organisé, critiqué et complété les travaux de ses prédécesseurs avec une rigueur indéniablement scientifique, et composé *Les Météorologiques*. La météorologie est alors un champ d'étude bien plus étendu qu'actuellement, et comprend l'ensemble des phénomènes naturels : en plus de l'atmosphère, elle s'intéresse à l'étude des astres et des comètes, l'origine des tremblements de terre, ou encore la formation des métaux et des différents corps, et englobe ainsi des éléments de physique, d'astronomie, de géologie. . .

En dépit de quelques interprétations erronées, cet ouvrage montre une compréhension étonnante des phénomènes météorologiques. Le cycle de l'eau, notamment l'évaporation et la condensation, et les conditions de formations des différents types d'hydrométéores (pluie, grêle, rosée, etc) sont déjà bien expliqués et liés à la chaleur. La théorie des vents expose déjà le contraste entre les régions chaudes de l'équateur et les pôles. Le troisième livre s'intéresse aux phénomènes lumineux, et propose notamment une étude optique et géométrique poussée des arcs-en-ciel.

Les Météorologiques font loi pendant des siècles, et ne seront redécouverts en Europe que vers le XIII^e s., grâce à des traductions depuis l'arabe. Descartes publie son *Discours de la méthode* en 1637 et y joint trois appendices montrant la mise en application de sa méthode scientifique, parmi lesquels *Les Météores* s'intéresse à l'ensemble des phénomènes atmosphériques. La science météorologique prendra réellement son essor à partir du XVII^e s., avec le développement d'instruments de mesure, notamment le baromètre, le thermomètre et l'hygromètre.

L'invention du baromètre, attribuée à Torricelli, marque un tournant de la météorologie, puisqu'elle accompagne la prise de conscience du poids de l'air, de la pression atmosphérique, et du lien étroit entre les variations de pression et les changements de temps. L'invention du thermomètre, au XVII^e s. également, précède largement la compréhension de la notion de température. L'humidité, pourtant très sensible – les rhumatisants en souffrent, elle frise les cheveux des femmes, le sel de cuisine se gorge d'eau, etc –, se révèle difficile à mesurer. Si l'on sait depuis le XV^e s. que le poids de la laine dépend de l'humidité, cela n'en fait pas pour autant un moyen de mesure précis. Il faut attendre le début du XIX^e s., et une meilleure compréhension de la composition de l'air, de la vapeur d'eau et de l'humidité, pour que soit créé le psychromètre, appareil à mesurer l'humidité à partir de la température du thermomètre mouillé.

L'organisation de réseaux météorologiques et les débuts de la prévision du temps

Quelques scientifiques entrevoient alors le besoin d'un important réseau de mesure. Après que le chevalier de Borda a comparé, vers 1770, les mesures de pression réalisées simultanément en différents lieux et déduit, notamment, le déplacement d'ouest en est des dépressions, Lavoisier évoque en 1790 la possibilité de prévoir le temps jusqu'à deux jours à l'avance, à condition de disposer d'observations journalières de paramètres météorologiques.

Toutefois, l'Académie des Sciences se disperse sur tant de sujets d'étude qu'elle ne

peut accorder suffisamment d'attention à la météorologie. Le premier réseau d'observation français est mis en place par la Société royale d'agriculture créée en 1761, puis par la Société de médecine qui a rapidement compris l'importance d'étudier simultanément les épidémies et les conditions atmosphériques.

Avec l'invention du télégraphe (les premiers essais du télégraphe de Chappe ont lieu en 1794), les observations peuvent enfin être transmises rapidement à un bureau central chargé de leur analyse. Le télégraphe, en France, d'abord réservé à l'usage de l'État, est ouvert aux communications privées en 1851. Le Verrier est nommé à la tête de l'Observatoire de Paris en 1853. Le 14 novembre 1854, la flotte alliée en charge du blocus du port russe de Sébastopol est décimée par une violente tempête. Réunissant des observations réalisées dans toute l'Europe des 12 au 16 novembre, Le Verrier montre que l'arrivée de la tempête aurait pu être anticipée, et obtient ainsi la mise en place d'un vrai service météorologique et d'un réseau de stations de mesures. Le réseau compte 24 stations françaises, auxquelles s'ajoutent progressivement des observations provenant de toute l'Europe, et l'Observatoire de Paris produit dès 1857 le *Bulletin international de l'Observatoire de Paris*.

La compréhension théorique des écoulements atmosphériques progresse en parallèle. Brandes met en évidence en 1820 le lien entre la direction du vent et les lignes isobares, préfigurant ainsi la météorologie synoptique. La météorologie dynamique se développe à la fin du XIX^e s., notamment grâce aux travaux de Bjerknes, qui participe au développement de la théorie des fronts (1917). La prévision du temps reste cependant très empirique et assez éloignée de la recherche, se limitant le plus souvent à une extrapolation à partir des mouvements passés de l'atmosphère. Malgré quelques belles réussites, telles que l'organisation du plan de vol de la première traversée d'est en ouest de l'Atlantique en avion (1930), la prévision progresse peu jusqu'à l'avènement des prévisions numériques.

Les travaux de Bjerknes mettent en place un cadre d'étude mathématique pour la prévision du temps, formulée comme l'évolution de conditions initiales par des lois physiques (équations d'Euler, conservation de la masse et de l'énergie). Richardson utilise pour la première fois des méthodes numériques de résolution des équations différentielles. Il publie en 1922 la résolution manuelle de son système d'équations pour la situation du 20 mars 1910, mais, à cause d'un pas de temps trop long et de conditions initiales mal équilibrées, son calcul aboutit à un résultat irréaliste (une hausse de pression de 145 hectopascals en six heures). Malgré cela, confiant dans le potentiel de sa méthode, il imagine et décrit l'organisation de sa célèbre usine à prévisions regroupant 64 000 personnes dans un amphithéâtre pour assurer la prévision du temps sur tout le globe. Ce rêve issu de la pensée déterministe se réalisera finalement à l'ère des ordinateurs et supercalculateurs.

Chaos et prévisibilité

Ce déterminisme qui revendique la possibilité de tout prévoir moyennant une connaissance suffisamment exacte de l'état actuel d'un système et des équations physiques régissant son évolution, se heurte parfois au caractère chaotique du système, à l'importance du hasard tel que l'explique Poincaré dans *Science et méthode* en 1908, utilisant parmi d'autres l'exemple de la météorologie :

« Une cause très petite, qui nous échappe, détermine un effet considérable que nous ne pouvons pas ne pas voir, et alors nous disons que cet effet est dû au hasard. »

« Les météorologistes voient bien (...) qu'un cyclone va naître quelque part ; mais où, ils sont hors d'état de le dire ; un dixième de degré en plus ou en moins en un point quelconque, le cyclone éclate ici et non pas là, et il étend ses ravages sur des contrées qu'il aurait épargnées. Si on avait connu ce dixième de degré, on aurait pu le savoir d'avance, mais les observations n'étaient ni assez serrées, ni assez précises, et c'est pour cela que tout semble dû à l'intervention du hasard. »

Lorenz (1963, entre autres), s'intéresse de près à la dépendance très forte de l'évolution de certains systèmes dynamiques à d'infimes variations des conditions initiales, qu'il identifie dans un système pourtant très simple, avant de généraliser à l'atmosphère ; c'est alors qu'on parle de chaos. Dès lors que se répand cette idée que la prévision déterministe ne saurait être parfaite, apparaît la notion de prévisibilité de l'atmosphère, c'est à dire la mesure de notre aptitude à prévoir l'évolution de l'atmosphère. On dira ainsi d'un phénomène météorologique qu'il est plus ou moins prévisible selon sa sensibilité à des modifications de faible amplitude des conditions atmosphériques. La notion de prévisibilité est donc étroitement reliée à l'incertitude associée aux prévisions déterministes du temps.

Applications de la météorologie

Les implications de la météorologie sur les activités humaines sont nombreuses et, par conséquent, les applications des prévisions du temps le sont également. Il convient de faire la distinction entre les applications ayant pour but une augmentation de productivité, comme par exemple pour l'agriculture, ou plus récemment la maîtrise de la consommation d'énergie, et les missions de sécurité publique.

Parmi ses missions de service public, citons par exemple la carte de vigilance, mise en place après les deux tempêtes Lothar et Martin de fin décembre 1999, en collaboration avec différents ministères. Elle est destinée à alerter tant le public que les médias et les partenaires institutionnels (préfectures, mairies, sécurité civile, pompiers, etc) en cas de situation dangereuse. La liste des dangers météorologiques pris en compte pour l'élaboration de la carte de vigilance comprend actuellement les vents violents, les orages, les fortes pluies, les inondations, les fortes vagues et le risque de submersion, les épisodes de grand froid et de canicule, les avalanches, et enfin la neige et le verglas.

La vigilance rouge (niveau d'alerte maximal) n'est que rarement utilisée. Ce fut le cas lors du passage de violentes tempêtes (Klaus en 2009, voir la carte de vigilance fig. 1, Xynthia en 2010), ou pour des épisodes de fortes précipitations orageuses du pourtour méditerranéen et les inondations qui en résultent, comme sur le Gard en septembre 2002, ou sur le sud-est de la France en novembre 2011.

Pour prévoir de tels événements, les prévisionnistes disposent de modèles numériques de plus en plus performants. Des modèles à haute résolution, comme le modèle opérationnel AROME à Météo-France, résolvent explicitement la convection profonde. Les structures produites par ces modèles, par exemple dans le cas des systèmes convectifs et des orages, sont très réalistes, mais la prévision n'est pas exacte pour autant, et le prévisionniste manque d'outils pour estimer l'erreur de la prévision. Pourtant, par exemple pour les orages cévenols, en raison de la petite taille des bassins versants montagneux et de leur topographie, de faibles variations de positionnement ou d'intensité des précipitations peuvent



Carte de vigilance météorologique
Diffusée le vendredi 23 janvier 2009 à 20h23
Valable jusqu'au samedi 24 janvier 2009 à 16h00

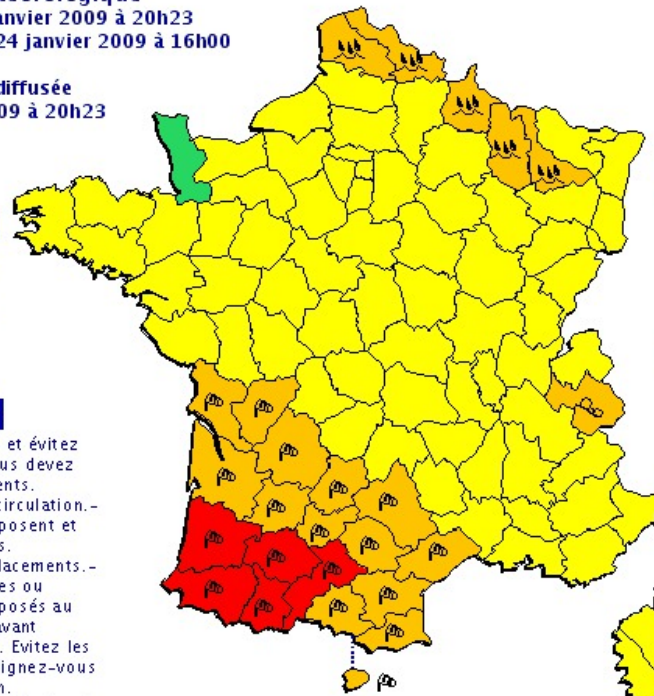
Actualisation de la carte diffusée
le vendredi 23 janvier 2009 à 20h23

Commentaires Météo-France

Tempête exceptionnelle sur le sud du pays samedi. Très fort risque d'avalanche sur la Savoie. Fortes crues dans une douzaine de départements.

Conseils des pouvoirs publics

Vent/Rouge – Restez chez vous et évitez toute activité extérieure. – Si vous devez vous déplacer, soyez très prudents. – Empruntez les grands axes de circulation. – Prenez les précautions qui s'imposent et n'intervenez pas sur les toitures.
Vent/Orange – Limitez vos déplacements. – Prenez garde aux chutes d'arbres ou d'objets. – Rangez les objets exposés au vent. Crues: Renseignez-vous avant d'entreprendre un déplacement. Evitez les abords des cours d'eau. – Renseignez-vous sur les conditions de circulation.
Avalanches: Conformez-vous aux instructions et consignes de sécurité en montagne



5 départements en Rouge.
20 départements en Orange.



Rouge : Une vigilance absolue s'impose: des phénomènes dangereux d'intensité exceptionnelle sont prévus; tenez-vous régulièrement au courant de l'évolution de la situation et respectez impérativement les consignes de sécurité émises par les pouvoirs publics.

Orange : Soyez très vigilant; des phénomènes dangereux sont prévus; tenez-vous au courant de l'évolution de la situation et suivez les conseils de sécurité émis par les pouvoirs publics.

Jaune : Soyez attentif si vous pratiquez des activités sensibles au risque météorologique ou de crues; des phénomènes habituels dans la région mais occasionnellement dangereux (ex: mistral, orage d'été, montée des eaux) sont en effet prévus; tenez-vous au courant de l'évolution de la situation.

Vert : Pas de vigilance particulière

Les cartes de vigilance météo paraissent 2 fois par jour à 06h et 16h

En cas de vigilance orange ou rouge, des bulletins de suivi sont disponibles.

FIG. 1 : Carte de vigilance publiée par Météo-France le 23 janvier 2009 à 20h23 pour la tempête Klaus.

modifier radicalement les inondations qui en découlent.

La nécessité d'évaluer l'incertitude associée aux prévisions apparaît donc clairement. La connaissance de cette incertitude permettra de mieux définir le risque d'occurrence d'un phénomène dangereux, son intensité possible, et les régions susceptibles d'être touchées.

Objectifs de la thèse et méthode de travail

Dans ce contexte, ce travail de thèse poursuit un double objectif. L'étude de l'incertitude des prévisions à haute résolution, à travers la mise en place d'une prévision d'ensemble à échelle convective opérationnelle à l'horizon 2014, fait partie des axes de recherche prioritaires de Météo-France. La prévision d'ensemble avec AROME est mentionnée dans le Contrat d'Objectifs et de Performances 2012-2016 entre l'État et Météo-France, notamment pour améliorer les prévisions de phénomènes convectifs et précipitants d'une part, et de visibilité pour l'aéronautique d'autre part. Cette thèse est donc un travail exploratoire, visant à identifier les différentes sources d'incertitude pesant sur les prévisions AROME et évaluer leur importance, pour permettre de choisir au mieux la configuration du futur système opérationnel.

Dans la perspective de la campagne de mesure HyMeX, dont la période d'observation

spéciale (SOP) dédiée aux événements fortement précipitants en région méditerranéenne a eu lieu à l'automne 2012, ce travail de thèse s'intéresse particulièrement aux systèmes convectifs responsables de pluies intenses. Les méthodes de prévision d'ensemble mises en place seront utilisées pour évaluer la prévisibilité des événements fortement précipitants méditerranéens – cette prévisibilité étant différente pour chaque situation. Durant la campagne de mesure HyMeX, de nombreuses observations utiles à la compréhension des systèmes convectifs et à la validation des prévisions ont été réalisées. Un système de prévision d'ensemble AROME en temps réel a aussi été expérimenté.

Le premier chapitre de cet ouvrage présente les événements fortement précipitants, qui nous seront d'un intérêt particulier, notamment leurs conditions météorologiques favorables et les processus impliqués, ainsi que des éléments de leur prévisibilité. Le chapitre 2 présente quant à lui la méthode de prévision d'ensemble, utilisée dans ce travail pour évaluer l'incertitude des prévisions à haute résolution, et les différentes sources d'incertitude qu'il nous faudra prendre en compte.

Nous avons ensuite mené l'étude de chaque source d'incertitude individuellement. Pour chacune, une méthode permettant d'évaluer son impact sur les prévisions est établie. Elle est d'abord appliquée à des cas d'étude de fortes précipitations, avant d'être étudiée statistiquement sur des périodes de validation plus longues (de 15 jours à un mois). Des prévisions d'ensemble prenant en compte simultanément plusieurs de ces sources sont enfin réalisées afin d'échantillonner au mieux l'incertitude de prévision.

La partie 2 présente l'impact des incertitudes portant sur les conditions initiales et aux limites des prévisions, à l'aide de perturbations générales (chapitre 3), puis par une méthode de perturbation des conditions initiales établie spécifiquement pour les cas de fortes précipitations méditerranéennes (chapitre 4).

Dans la partie 3 sont étudiées les incertitudes liées aux erreurs de modélisation à travers les paramétrisations microphysiques (chapitre 5), puis une étude des incertitudes provenant de la représentation des conditions de surface (chapitre 6). Enfin, deux ensembles combinant les méthodes de représentation des incertitudes sur les conditions initiales, aux limites, et les erreurs de modélisation sont évalués au chapitre 7.

Première partie

De la nécessaire quantification des incertitudes de prévision

Chapitre 1

Prévisibilité des pluies intenses en Méditerranée

Contenu

1.1	Les événements fortement précipitants du bassin méditerranéen	22
1.1.1	Climatologie	23
1.1.2	Systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires	25
1.1.3	Réponse hydrologique	26
1.2	Mécanismes physiques impliqués	27
1.2.1	Conditions synoptiques favorables	27
1.2.2	Ingrédients de méso-échelle	28
1.2.3	Mécanismes de soulèvement	29
1.3	Études de sensibilité	31
1.3.1	Conditions atmosphériques de méso-échelle	31
1.3.2	Température de surface de la mer	32
1.3.3	Surfaces terrestres et humidité du sol	34
1.4	Conclusion	36

1.1 Les événements fortement précipitants du bassin méditerranéen

Maurice Pardé, hydrologue, dans son article *Averses et crues fantastiques dans le Roussillon en octobre 1940* publié en 1941 dans *La Météorologie*, décrit et analyse l'épisode pluvieux extraordinaire qui dévasta les Pyrénées-Orientales, l'Aude et la Catalogne du 16 au 21 octobre 1940. De très fortes précipitations survenues durant ces six jours, atteignant des intensités exceptionnelles le 17 octobre, furent observées, notamment par l'instituteur de l'école de Saint-Laurent de Cerdans, qui ne mesura pas moins de 2050 millimètres au total et 1000 millimètres pour la seule journée du jeudi 17 octobre. La description qui suit est extraite de l'étude de M. Pardé.

“Le climat méditerranéen si plaisant par sa chaleur ou sa tiédeur, la pureté prédominante de son azur et l'absence ou la rareté des brouillards ou des pluies fines durables, comporte cependant de véritables fléaux. (...) Le plus néfaste est la possibilité de pluies accablantes accompagnées de flamboiements électriques et parfois de grains tempétueux.”

“Les averses méditerranéennes typiques (...) se concentrent en paroxysmes uniques ou répétés de brève durée, d'une fureur inimaginable, affirment les témoins, pour ceux qui n'y ont point assisté. Ces écroulements, ces explosions de nuages justifient bien les termes étrangers de wolkenbruch, cloudburst, nubwifragio.”

“Ce qui s'est passé en octobre 1940 autour du Canigou (...) rivalise avec les cataclysmes les plus effrayants de l'Ardèche, des hauts Gardons, de la Cèze supérieure, de l'Erieu, etc... Cela fut même pire en ce qui concerne le transport des matériaux.”

“Lors (de ce) cataclysme (...), des mascarets d'une origine spéciale, et particulièrement redoutables, balayèrent les lits, emportant sous leur choc, berges, constructions, arbres, et charriant, avec un fracas de cauchemar, puis déposant pêle-mêle de multiples épaves, des cailloux et des blocs par centaines de milliers ou par millions.”

“Les tourbillonnantes et mugissantes coulées liquides et solides (...) ont multiplié les ruines. En France au moins 200 immeubles succombèrent. (...) La gare d'Amélie fut rasée, deux usines électriques (...) pulvérisées; en Catalogne, les vallées (...) éprouvèrent des massacres encore plus terribles de maisons et en particulier d'usines”.

“Le flot emporta les cultures, les prairies, les arbres fruitiers sur des milliers d'hectares dans les hauts bassins où il remplaça la terre cultivable par des accumulations hideuses de cailloux, de blocs ou de sables grossiers, dévastation irréparable avant des siècles peut-être. (...) On déplora plus de 300 morts en Catalogne et près de 50 en France dont la moitié à Amélie et aux environs.”

1.1.1 Climatologie

Si le cataclysme rapporté par M. Pardé est bien d'une ampleur exceptionnelle (ses cumuls de pluie rappelant ceux portés par les cyclones tropicaux), les régions côtières de la Méditerranée occidentale n'en restent pas moins habituées aux orages violents et aux pluies torrentielles dont elles sont fréquemment victimes. Responsable de graves inondations, d'éboulements ou de glissements de terrain, le déluge se fait parfois dévastateur et meurtrier. Hamadache et al. (2002) rapporte plus de 800 morts à Alger en novembre 2001, on dénombre plus de 60 victimes dans le Piémont italien en novembre 1994 (Buzzi et al., 1998), entre autres. Parmi les événements mémorables en France, citons, outre la catastrophe du Roussillon en octobre 1940, les inondations du Languedoc les 3–4 octobre 1958 (36 morts), de Nîmes le 3 octobre 1988, de Vaison-la-Romaine le 22 septembre 1992, ou encore du Gard les 8–9 septembre 2002. Plus récemment, le Var a été touché le 15 juin 2010, avec près de 400 mm à Draguignan. Le tableau 1.1 présente les plus forts cumuls quotidiens de précipitation mesurés sur les régions méditerranéennes, à comparer aux 650 millimètres de précipitation moyenne annuelle à Paris (sur la période 1971–2000). Les dégâts provoqués sont d'autant plus considérables qu'une grande partie de ces précipitations tombe en fait en quelques heures seulement.

TABLE 1.1 : Cumuls quotidiens observés pour les plus forts événements sur les régions méditerranéennes.

Date	Région	Cumul maximum
Octobre 1827	Ardèche	792 mm
Septembre 1900	Gard	950 mm
Octobre 1940	Roussillon	1000 mm
Novembre 1982	Roussillon	610 mm
Octobre 1993	Corse	906 mm
Novembre 1999	Corbières	624 mm
Septembre 2002	Gard	690 mm
Juin 2010	Var	400 mm

L'étude climatologique sur la période 1958–2010 des fortes précipitations (fig. 1.1) montre que des cumuls quotidiens de plus de 200 millimètres sont enregistrés plusieurs fois par an dans le sud-est de la France, et touchent principalement l'Hérault (45 épisodes), le Gard (59 épisodes) et l'Ardèche (64 épisodes).

La figure 1.2 (d'après Ricard et al., 2012) montre la localisation des maxima de précipitations pour tous les épisodes de pluies intenses observés de 1967 à 2006. Ces fortes précipitations sont majoritairement localisées sur les contreforts des Cévennes, des Pyrénées, et dans une moindre mesure des Alpes, soulignant le rôle important du relief, mais certains événements sont observés plus en amont.

Ces pluies diluviennes se produisent plus fréquemment à l'automne (fig. 1.3, d'après Ricard et al., 2012), lorsque la mer Méditerranée, plus chaude, alimente les basses couches de l'atmosphère en énergie et humidité, favorisant des profils verticaux instables propices au déclenchement de la convection profonde. Cette instabilité est parfois renforcée par de

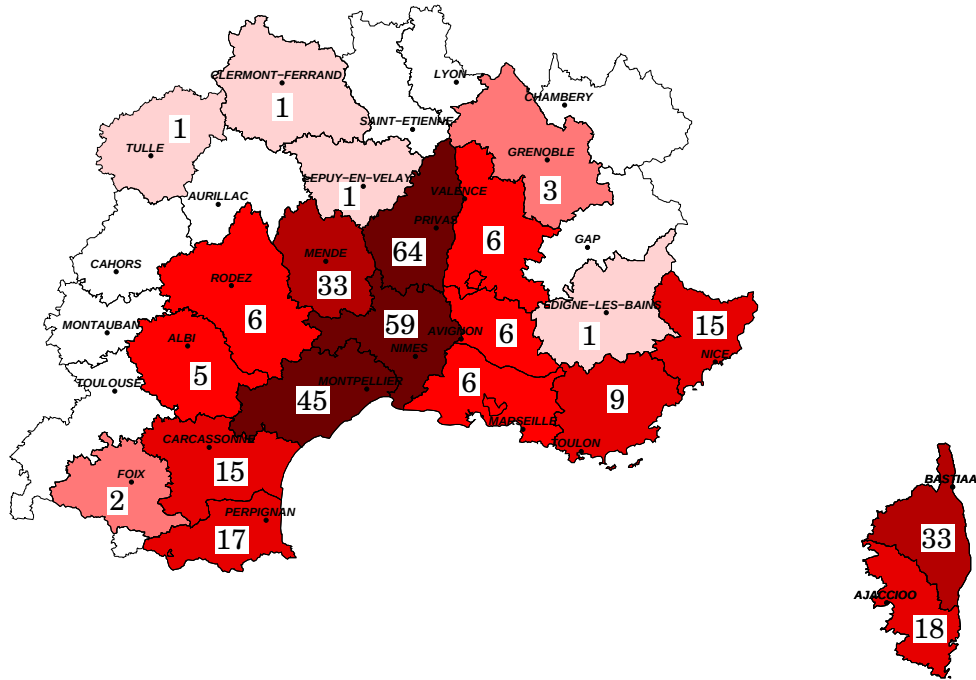


FIG. 1.1 : Par département, nombre de jours pour lesquels le cumul quotidien de précipitations a excédé 200 mm en au moins une station du département, sur la période 1958–2010. Source : Météo-France.

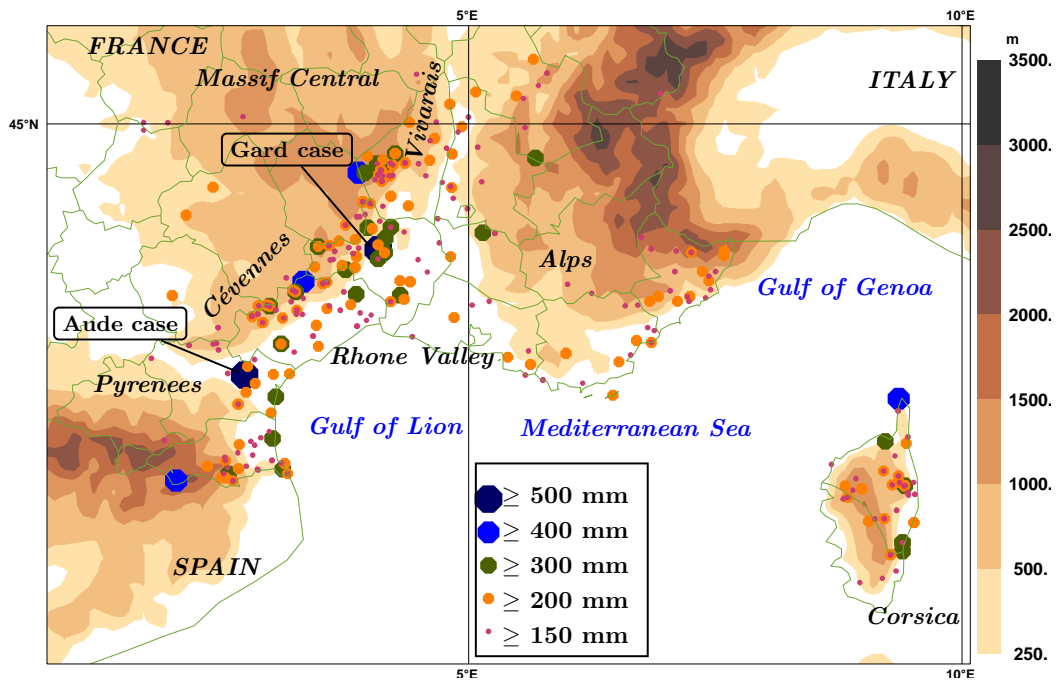


FIG. 1.2 : Position des maxima journaliers de précipitations pour chaque événement dépassant 150 mm.j^{-1} localement, sur la période 1967–2006 (d'après Ricard et al., 2012).

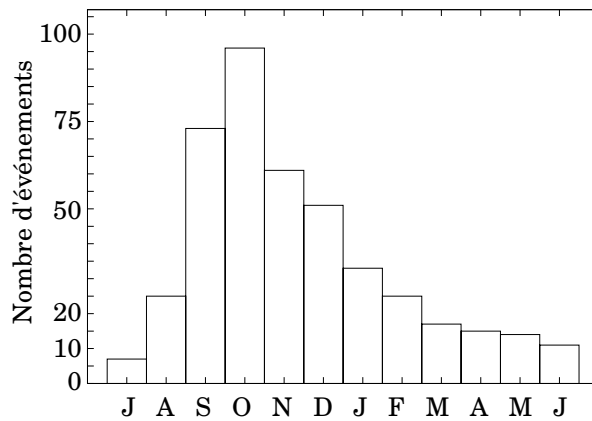


FIG. 1.3 : Répartition mensuelle des cas de fortes précipitations ($> 150 \text{ mm.j}^{-1}$) pour la période 1967–2006 (d’après Ricard et al., 2012).

l’advection d’air froid en altitude.

Deux types de systèmes météorologiques distincts, parfois associés, occasionnent de tels événements fortement précipitants (Heavy Precipitating Events, HPEs) en Méditerranée nord-occidentale. Si les systèmes convectifs de méso-échelle (Mesoscale Convective Systems, MCSs) sont responsables du plus grand nombre d’épisodes de fortes pluies (Rivrain, 1997), les précipitations moins intenses associées à des systèmes frontaux quasi-stationnaires, si elles perdurent plusieurs heures, voire plusieurs jours, peuvent également produire de très forts cumuls. L’épisode des 1–3 décembre 2003, ayant causé une crue majeure du Rhône, est un bon exemple de ce genre de situation. Des précipitations de nature essentiellement stratiforme, pendant 3 jours, ont touché une large région, de l’Hérault à la Loire et aux Bouches-du-Rhône. Des cumuls de plus de 300 mm sur les 3 jours ont été observés, des cellules convectives isolées dans la perturbation de grande échelle ont donné près de 150 mm sur l’Hérault.

1.1.2 Systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires

Les précipitations de très forte intensité sur de courtes durées sont souvent liées à une activité convective importante. Une cellule convective se forme dans une masse d’air conditionnellement instable lorsque l’air des basses couches est soulevé, par exemple par le relief. Un courant ascendant se développe, l’humidité condense sous forme de gouttelettes et/ou de cristaux de glace selon la température de l’environnement. Lorsque les hydrométéores deviennent trop lourds pour être portés par le courant ascendant, ils précipitent et forment des courants descendants qui peuvent être amplifiés par l’évaporation d’une partie des précipitations.

En l’absence de variation verticale du vent horizontal (cisaillement de vent), les précipitations et les courants subsidents associés stoppent l’ascendance convective, et la cellule se dissipe. On parle d’orage monocellulaire ou isolé, d’une extension d’une dizaine de kilomètres, et dont le cycle de vie ne dépasse pas une heure. Si les précipitations peuvent être intenses, l’orage est court et généralement non stationnaire, les cumuls ne sont donc pas importants.

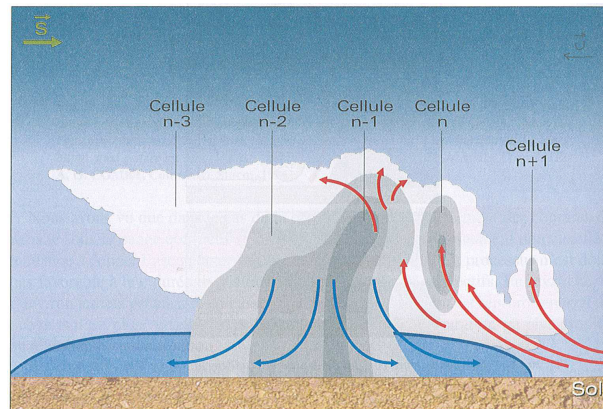


FIG. 1.4 : Schéma conceptuel d'un orage multicellulaire en ligne. Le vecteur \vec{S} correspond au cisaillement vertical du vent. Source : Malardel (2005) d'après COMET (1996).

En revanche, si le cisaillement de vent est suffisant, et si l'environnement instable permet la génération de nouvelles cellules convectives, la convection peut s'organiser en orages multicellulaires (fig. 1.4). Houze (1993) parle de MCS lorsque l'extension spatiale du système nuageux précipitant dépasse 100 km. Ils sont composés de plusieurs cellules à différents stades de maturité, les plus anciennes advectionnées par le flux moyen forment une partie stratiforme, alors que de nouvelles cellules sont constamment régénérées. Le déplacement apparent du système est alors la somme du déplacement par advection des cellules convectives, et de la propagation du système par génération continue de nouvelles cellules.

Les plus forts cumuls de précipitation sont obtenus lorsque la création de nouvelles cellules a lieu face au vent et compense l'advection des cellules précédentes, on parle alors de MCS quasi-stationnaire. Ces systèmes sont généralement très reconnaissables sur l'imagerie satellite à la forme en V (Rivrain, 1997) prise par l'enclume nuageuse. Les nouvelles cellules se forment alors à la pointe du système, toujours orientée face au vent. C'est là que la convection est la plus intense, et les réflectivités radar et les précipitations les plus fortes.

1.1.3 Réponse hydrologique

Les énormes volumes d'eau déversés lors de ces épisodes de fortes précipitations provoquent des crues importantes à différentes échelles. Des pluies étendues, soutenues durant plusieurs jours, peuvent induire des inondations importantes de grands cours d'eau, à l'image de la crue du Rhône début décembre 2003. Le rapport de la Compagnie Nationale du Rhône indique un débit moyen journalier maximum de près de $11500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Beaucaire le 3 décembre 2003.

Un système convectif stationnaire de plus petite échelle pourra quant à lui provoquer des crues-éclair. Le pourtour méditerranéen est largement constitué de régions montagneuses. Les bassins versants, de taille moyenne (de l'ordre de 1000 km^2), sont souvent escarpés et favorables à un ruissellement important. Leur temps de réponse aux précipitations très court les rend très sensibles aux fortes pluies produites par des MCSs. Les ruisseaux et rivières peuvent se transformer en flots meurtriers en l'espace de quelques heures.

Bien que ces pluies soient fréquentes dans la région, la connaissance de leurs mécanismes est encore assez limitée. D'une part, plusieurs processus physiques sont impliqués dans

l'écoulement des eaux pluviales. Notamment, on distingue deux contributions au ruissellement : le ruissellement sur surface saturée, et le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol, qui peuvent se combiner (Ambroise, 1999; Latron et Gallart, 2008). D'autre part, des moyens de mesure souvent insuffisants pour capturer les composantes de très petite échelle des systèmes considérés, des estimations de débits difficiles dans les conditions de crues, et une mauvaise connaissance de l'état initial du sol compliquent l'étude des crues-éclair.

Les études hydrologiques de ces phénomènes se font cependant de plus en plus nombreuses. Les inondations du Gard provoquées par les très fortes pluies de septembre 2002 ont par exemple fait l'objet de nombreuses études (Ruin et al., 2008; Delrieu et al., 2005). Des simulations de débits adaptées à ces bassins versants, utilisant des observations radar à haute résolution, mais également des précipitations produites par des modèles à fine échelle, permettent maintenant de simuler ces crues-éclair. Vincendon et al. (2010) présentent ainsi un système de prévision des crues-éclair adapté aux bassins versants méditerranéens.

Toutefois, les prévisions de débits pour ces crues-éclair souffrent de nombreuses incertitudes, associées d'une part à la modélisation hydrologique des bassins versants, et d'autre part aux erreurs des prévisions de précipitations utilisées. Les simulations de débits sont ainsi très sensibles à l'humidité des sols avant l'événement, et surtout à la répartition spatiale et temporelle à très petite échelle des précipitations. L'incertitude des prévisions de précipitations est la source majeure d'incertitude pour les prévisions de crues (Le Lay et Saulnier, 2007; Vincendon et al., 2009).

1.2 Mécanismes physiques impliqués

1.2.1 Conditions synoptiques favorables au développement de ces systèmes

De nombreuses études de cas (Rivrain, 1997; Nuissier et al., 2008, entre autres) ont permis d'identifier une configuration d'échelle synoptique favorable à la génération d'un HPE sur le sud-est de la France. La présence d'un thalweg d'altitude, évoluant parfois en goutte froide, à l'ouest de la France, induit une circulation cyclonique sur la Méditerranée. Dans les basses couches, un dipôle formé d'une zone dépressionnaire sur l'Espagne et d'un anticyclone sur l'Europe de l'est ou les Alpes canalise un flux de basses couches de sud à sud-est vers les côtes. Nuissier et al. (2008) insistent aussi sur l'évolution lente de la circulation d'échelle synoptique, qui favorise l'entretien et la stationnarité du système convectif.

Nuissier et al. (2011) ont réalisé une étude climatologique des événements de pluies intenses sur le sud-est de la France pour toute la période 1960–2001. Ils ont montré que plus de 75% des HPEs ont lieu pour des conditions d'échelle synoptique correspondant aux deux types de temps CSW (Cyclonic SouthWesterly) et CS (Cyclonic Southerly), illustrés fig. 1.5. Dans les deux configurations, un thalweg d'altitude est bien présent à l'ouest. La classe CS est aussi caractérisée par une dorsale marquée sur l'Europe centrale. La circulation cyclonique sur le sud-est de la France est légèrement diffluyente, ce qui favorise l'instabilité de la masse d'air. Dans les basses couches, le flux d'humidité est important (plus fort dans CSW), prend une orientation de sud-est plus marquée dans CS, mais apporte toujours les ingrédients nécessaires au déclenchement et au maintien de la convection profonde.

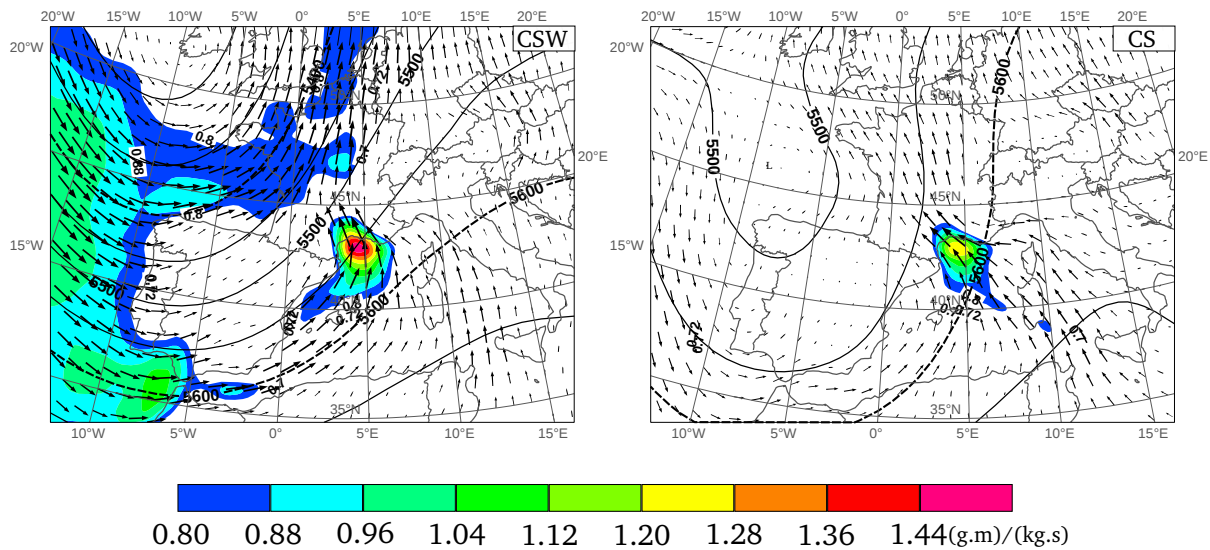


FIG. 1.5 : Schémas synoptiques CSW (gauche) et CS (droite). Flux d'humidité (couleurs, $\text{g.m.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$), et vent (flèches, m.s^{-1}) à 925 hPa, et géopotentiel à 500 hPa (isoligne, m). D'après Nuissier et al. (2011).

1.2.2 Ingrédients de méso-échelle

Ricard et al. (2012) ont analysé 40 HPEs de la période 2002–2006, touchant les quatre régions françaises principalement affectées par des précipitations intenses (le Roussillon, les Cévennes, les Alpes du sud et la Corse), pour identifier les ingrédients de méso-échelle communs à ces événements, et nécessaires au développement et à la stationnarité de la convection. Dans tous les cas, les basses couches sont caractérisées par une circulation de sud à sud-est d'air gorgé de chaleur et d'humidité après son passage au dessus de la Méditerranée. Duffourg (2010) a montré que, selon les conditions, de 40% à 60% de l'humidité du flux de basses couches provient de l'évaporation de la mer Méditerranée, le reste provenant de sources plus lointaines. L'orientation et l'intensité du flux varient selon les régions considérées.

La masse d'air est rendue instable par ces flux de chaleur et d'humidité en basses couches, ainsi que par l'advection d'air plus froid en altitude liée à la présence fréquente d'un thalweg à l'ouest de la France. La CAPE (Convective Available Potential Energy) est une mesure de l'instabilité de l'atmosphère, par le calcul de l'énergie qui peut être convertie pour une particule d'air en énergie cinétique lors de son ascendance du point de convection libre jusqu'au niveau d'équilibre thermique. Les valeurs les plus importantes, de l'ordre de 2000 J.kg^{-1} , sont situées en amont sur la mer Méditerranée, on observe en moyenne de 500 à 1000 J.kg^{-1} près des côtes (Ricard et al., 2012). La masse d'air est propice au déclenchement de convection profonde, si l'air des basses couches est soulevé jusqu'à son niveau de convection libre. La figure 1.6 montre les conditions de basses couches pour les HPE de longue durée sur la période 2002–2006.

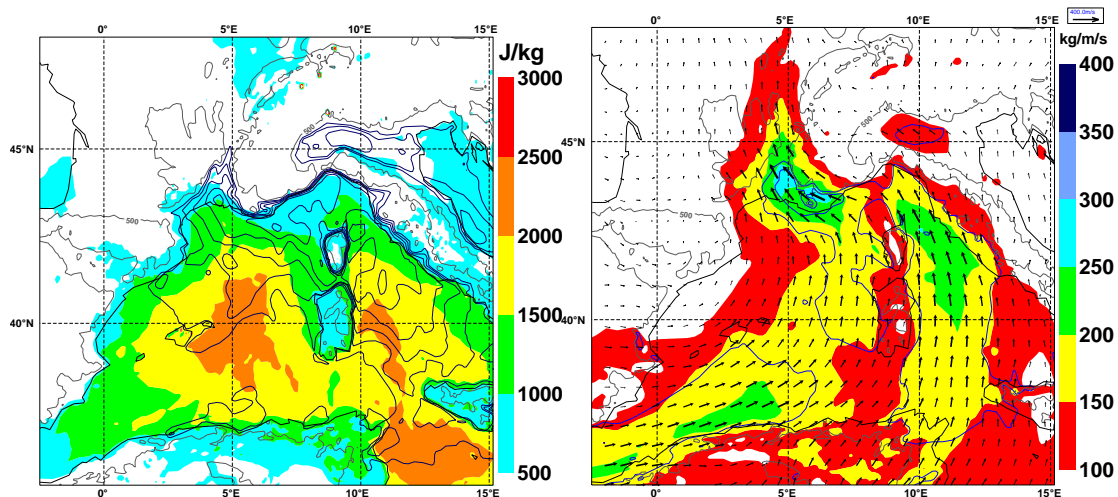


FIG. 1.6 : Analyse composite pour les HPE de plus de 36h entre 2002 et 2006. Gauche : CAPE (J.kg^{-1}) et eau précipitable (contours tous les mm au dessus de 29 mm) ; Droite : flux d'humidité intégré de 700 à 1000 hPa (flèches et couleur, $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) et vitesse du vent à 925 hPa (contours tous les 5 m.s^{-1} au dessus de 10 m.s^{-1}). Le contour gris marque l'altitude 500 m. (d'après Ricard et al., 2012).

1.2.3 Mécanismes de soulèvement

Différents mécanismes peuvent participer au soulèvement des masses d'air instables des basses couches pour déclencher la convection. Les ascendances d'échelle synoptique peuvent jouer un rôle, mais sont en général insuffisantes. Les mécanismes de soulèvement par le relief, par effet d'une convergence du flux de basses couches, ou par la plage froide sous orage sont présentés ci-après. D'autres mécanismes de soulèvement sont possibles. Schumacher (2009) montre par exemple qu'une cellule convective génère des ondes de gravité en surface, lesquelles peuvent, si les basses couches sont suffisamment instables, déclencher de nouvelles cellules convectives. Ducrocq et al. (2008) ont montré que ces différents processus interagissent de manière complexe et peuvent coexister. L'importance de chacun peut dépendre de variations des conditions environnementales (notamment des caractéristiques du flux de basses couches).

Soulèvement par convergence de basses couches

Une convergence du flux de basses couches génère un courant ascendant capable de déclencher la convection. C'est un mécanisme courant dans la région, impliqué par exemple dans les trois cas étudiés par Ducrocq et al. (2008), dont celui du Gard en septembre 2002 (Delrieu et al., 2005). Il permet notamment de déclencher de la convection sur mer en l'absence totale de forçage orographique et avant qu'un courant de densité et une plage d'air froid sous orage n'aient pu se former. Il peut être forcé par la circulation d'échelle synoptique, provoqué par la déviation du flux par des reliefs, ou encore résulter d'une dépression secondaire en surface, comme pour l'HPE du 15 juin 2010 étudié par Bresson (2011).

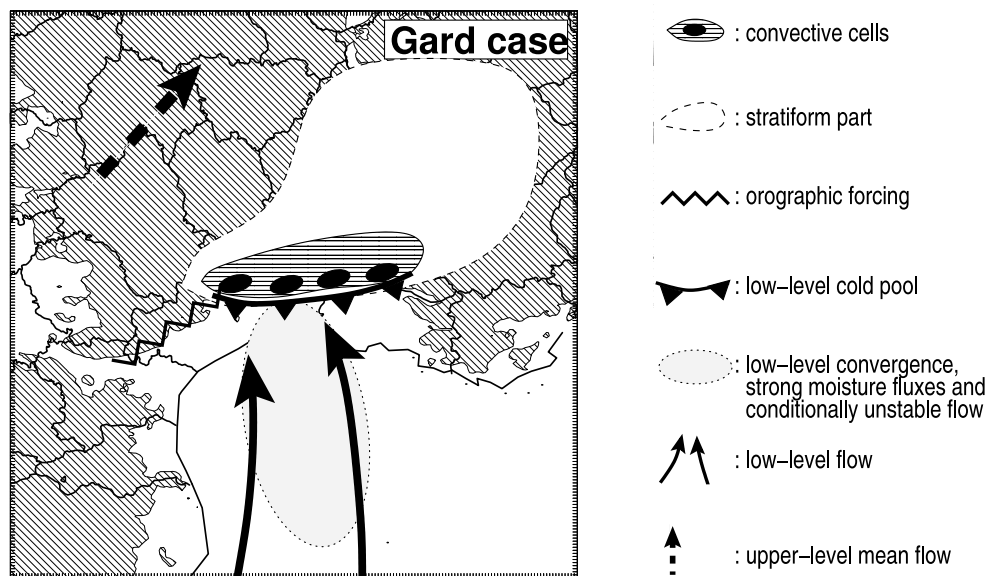


FIG. 1.7 : Représentation schématique du système convectif et du rôle de la plage froide sous orage pour le cas du Gard, les 8–9 septembre 2002. Figure extraite de Ducrocq et al. (2008).

Soulèvement par la plage froide sous orage

Lorsque les précipitations s'évaporent dans une zone d'air sec située sous le système précipitant, elles la refroidissent et induisent un courant subsident. Il se forme ainsi sous le système précipitant une plage d'air froid, de densité supérieure à son environnement. La différence de flottabilité entre le flux de basses couches, chaud et instable, et cette masse d'air froid, provoque un soulèvement du flux incident au niveau du bord d'attaque de la plage froide. Ce mécanisme permet la régénération du système convectif face au vent en déclenchant de nouvelles cellules convectives, et est observé notamment lors de cas de fortes précipitations en plaine, comme pour les crues du Gard les 8–9 septembre 2002, pour lesquelles ce processus de soulèvement était dominant (Ducrocq et al., 2008; Delrieu et al., 2005). La figure 1.7, extraite de Ducrocq et al. (2008) montre ce mécanisme schématiquement.

Soulèvement orographique

Le soulèvement orographique est le mécanisme le plus important pour les HPEs méditerranéens. Lorsqu'un flux de basses couches suffisamment rapide et instable rencontre le Massif Central, il aura tendance à s'élever pour franchir le relief, plutôt qu'à le contourner. Ce soulèvement permet de déclencher la convection, et favorise aussi la stationnarité du système précipitant, tant que le flux de basses couches apporte l'humidité et l'instabilité nécessaire à entretenir la convection profonde. C'est le mécanisme typique des cas de fortes précipitations localisées sur les Cévennes.

Le relief agit aussi sur les deux mécanismes précédents. Si les conditions sont favorables à la formation d'une plage froide sous orage, le forçage orographique peut être le déclencheur initial de la convection, avant que les pluies ne produisent la plage froide qui pourra déplacer

le système précipitant en amont du flux, plus loin des montagnes. Le relief peut également favoriser le confinement de la plage froide, empêchant son étalement et renforçant donc son rôle de soulèvement du flux de basses couches. Le relief peut également dévier le flux de basses couches et en favoriser la convergence, Bresson et al. (2012) ont notamment montré l'importance dans cette région du flux de contournement des Alpes.

1.3 Études de sensibilité

De nombreuses études de sensibilité ont été menées afin de mieux cerner la prévisibilité de ces événements. Si les conditions atmosphériques ont bien un impact très important sur ces systèmes précipitants, différents travaux montrent aussi la sensibilité aux conditions de surface.

Le travail de revue de Pielke (2001) montre bien l'impact de la surface sur l'atmosphère, tant dans la couche limite atmosphérique, que pour des prévisions à méso-échelle ou encore dans le cadre de prévisions climatiques. Les conditions de surface (température et humidité du sol, type de sol, caractéristiques de la végétation, albédo, etc) influencent directement le bilan énergétique de la surface, et les flux de chaleur sensible, de chaleur latente et de quantité de mouvement entre la surface et la couche limite atmosphérique. Ainsi, les conditions atmosphériques de basses couches sont modifiées, parfois au point d'induire des circulations de méso-échelle, de type brise de mer.

Nous présenterons d'abord la sensibilité des HPEs aux conditions atmosphériques de méso-échelle, notamment aux caractéristiques du flux de basses couches qui alimente le système convectif. Concernant la sensibilité aux conditions de surface, nous nous intéresserons au rôle de la température de surface de la mer, puis à celui des surfaces terrestres, notamment l'humidité du sol.

1.3.1 Conditions atmosphériques de méso-échelle

Les systèmes convectifs de méso-échelle produisant ces fortes précipitations sont très sensibles aux conditions atmosphériques de méso-échelle. Ducrocq et al. (2002) ont réalisé différentes simulations pour 5 cas de fortes précipitations, concernant les Cévennes ou les précipitations en plaines dans le nord de la France. Ils ont réalisé des simulations à haute résolution (2,5 km) initialisées soit par des analyses de grande échelle, soit bénéficiant de la technique d'initialisation de Ducrocq et al. (2000). Cette méthode consiste à initialiser la prévision juste après le déclenchement de la convection, à partir d'une interpolation optimale des observations de surface, et en corrigeant les conditions initiales d'humidité et contenu en hydrométéores d'après les observations radar et satellite infra-rouge. Ils ont montré que, pour 4 cas, la haute résolution ne suffit pas à bien représenter l'événement, une bonne représentation des conditions météorologiques de méso-échelle (par exemple, un flux de basses couches proche de la saturation) est indispensable.

Gallus et Segal (2001), avec un modèle d'une résolution horizontale de 10 km, montrent également cet impact très fort d'une correction d'humidité d'après les observations, notamment à travers l'élimination de couches sèches là où des échos radars sont observés. L'étude statistique de Jansa et al. (2001) montre que pour 90% des événements de fortes précipitations une petite dépression de surface est observée près du système précipitant. La

position de cette dépression détermine les régions touchées par les précipitations à travers son impact sur l'orientation et la vitesse du flux de basses couches.

Afin d'évaluer l'impact de modifications de vitesse et d'humidité du flux de basses couches en amont sur la position et l'intensité du système précipitant simulé, ainsi que sur les mécanismes de soulèvement impliqués dans l'initiation et l'entretien de la convection, Bresson et al. (2012) ont mis en place un cadre d'étude idéalisé, à partir des conditions observées par le radiosondage de Nîmes le 8 septembre 2002 à 12 UTC, pendant l'événement extrême sur le Gard. Le flux de basses couches de sud-sud-est, humide et conditionnellement instable, est large d'environ 100 km. La vitesse du vent et l'humidité sont maximaux au centre du jet et décroissent sur ses bords. Leur simulation de référence produit un système convectif sur les plaines immédiatement au sud des Cévennes, associé au développement d'une plage froide sous orage.

Plusieurs simulations font varier la vitesse du vent au centre du jet de 10 à 40 m.s^{-1} . Le volume de précipitations ainsi que l'extension du système précipitant augmentent avec la vitesse du vent. Un déplacement du système accompagne aussi les modifications de vent. Pour des vents plus forts que dans la simulation de référence, le système est poussé vers le relief, et aucune plage froide n'est observée. Au contraire, pour des vents plus faibles, la mise en place d'une plage froide par évaporation des précipitations est rendue possible et le système est déplacé sur mer.

D'autres simulations font varier l'humidité de l'environnement, et donc le contraste avec l'humidité du flux de basses couches. Les précipitations sont plus intenses et moins étendues lorsque l'humidité environnementale est réduite. L'assèchement de l'environnement favorise également l'évaporation des précipitations, donc l'établissement de la plage froide sous orage et le déplacement des systèmes sur la mer. La figure de synthèse 1.8 montre la position du maximum de précipitation pour chaque simulation, ainsi que les expériences dans lesquelles une plage froide a été simulée.

1.3.2 Température de surface de la mer

La modélisation des interactions de surface entre le flux de basses couches et la mer Méditerranée est importante pour l'étude des événements fortement précipitants. Cette interaction est complexe et à double sens : les flux de chaleur sensible et latente au dessus de la mer Méditerranée ont un impact important sur le flux de basses couches (notamment sur l'humidité et la température), et ces flux de surface dépendent également des caractéristiques de la circulation en basses couches (notamment à travers la vitesse du vent qui favorise l'évaporation).

Les systèmes précipitants sont donc très sensibles à la température de surface de la mer (SST). Buzzi et al. (1998) ont mené plusieurs tests de sensibilité pour le cas de fortes précipitations ayant affecté le Piémont les 4 et 5 novembre 1994. En particulier, ils ont comparé leur simulation de référence à une expérience dans laquelle les flux de surface ont été supprimés. Cette suppression a très peu d'impact sur les précipitations sur les Alpes, essentiellement stratiformes, mais rend plus difficile le déclenchement de la convection. En l'absence des flux de surface, le modèle ne produit plus de convection sur mer, et les précipitations convectives sur les Appenins sont diminuées de 40%. Ils suggèrent également que la prise en compte de ces flux est essentielle au bon pré-conditionnement du système.

Lebeaupin et al. (2006) ont réalisé un test de sensibilité à la température de surface

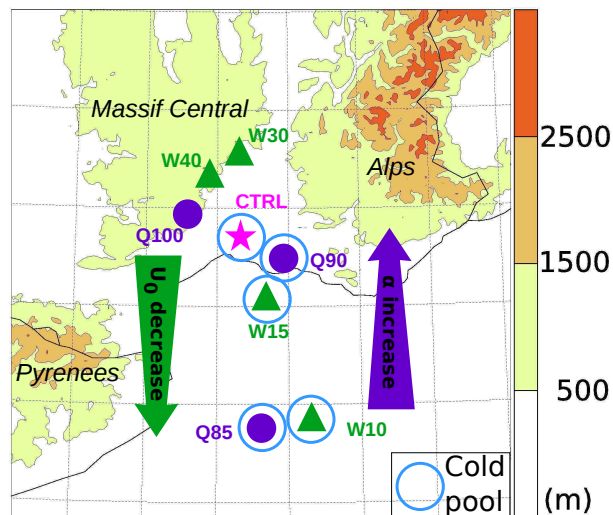


FIG. 1.8 : D'après la fig. 9 de Bresson et al. (2012). Position du maximum des précipitations cumulées sur 24 h pour l'expérience de contrôle (étoile), les tests de sensibilité au vent (triangles) et à l'humidité (points). Les cercles marquent la formation d'une plage froide. La flèche verte (resp. violette) montre le déplacement du système lorsqu'on ralentit le flux (resp. lorsqu'on augmente l'humidité de l'environnement).

de la mer, pour trois cas de fortes précipitations (sur l'Aude les 12–13 novembre 1999, sur le Gard les 8–9 septembre 2002 et sur l'Hérault le 3 décembre 2003), avec le modèle à échelle convective Més0-NH. Leur expérience de référence utilise la SST fournie par l'analyse ARPEGE. Des expériences appliquent à cette SST une perturbation constante et homogène spatialement de $\pm 3^\circ\text{C}$. Une simulation utilise l'analyse hebdomadaire de SST réalisée par le Centre de Météo Spatiale à partir des données du satellite Advanced Very High Resolution Radiometers (AVHRR), qui montre des structures plus fines que l'analyse ARPEGE, telles qu'une anomalie froide dans le golfe du Lion.

Les perturbations de SST constantes et homogènes dans l'espace ont un impact important sur la simulation des fortes précipitations. Pour les cas de systèmes convectifs de méso-échelle, la SST a un impact sur l'intensité et la localisation des précipitations. Pour une SST plus élevée, les flux air-mer sont renforcés, ce qui humidifie et déstabilise le flux de basses couches, la convection est donc plus intense. Pour une SST plus faible, elle est diminuée, voire supprimée au profit de précipitations stratiformes. Pour le cas de précipitations liées à un système frontal quasi-stationnaire, la dépendance à la SST est moins importante. Lebeaupin et al. (2006) montrent également que, pour les trois cas, l'impact des perturbations de SST est important après six heures de simulation et le reste au cours de la prévision (la SST n'évolue pas en cours de prévision dans ces expériences).

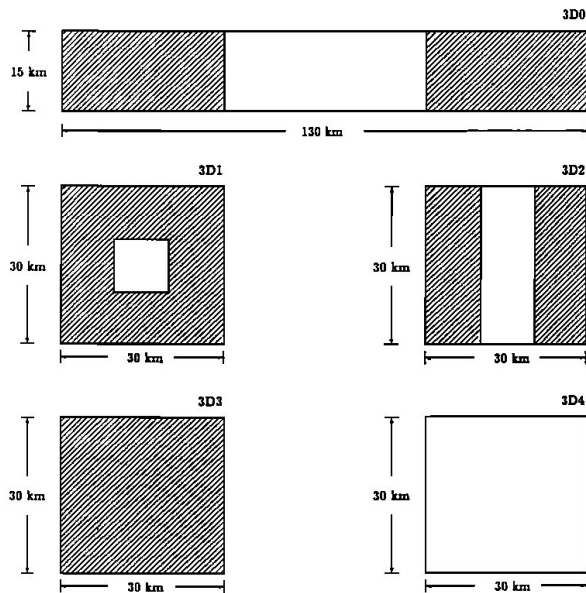
Leurs résultats ne montrent pas d'effet de la meilleure résolution apportée par l'analyse des données AVHRR, les faibles différences observées sont plutôt liées à la différence de température moyenne sur le bassin méditerranéen nord-occidental qu'aux structures de méso-échelle.

1.3.3 Surfaces terrestres et humidité du sol

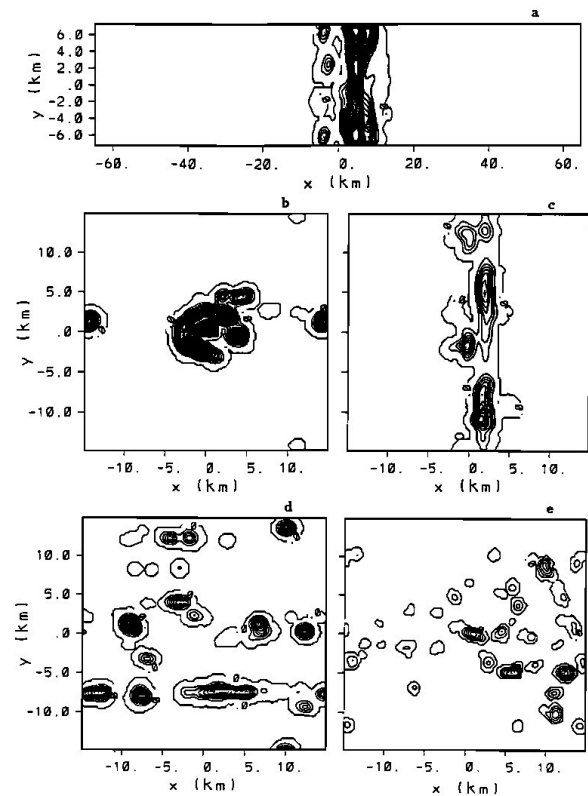
L'humidité du sol détermine la répartition des échanges surface-atmosphère entre flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente. Pour un sol plus humide, le flux de chaleur latente sera plus important, l'humidification de l'atmosphère permettra donc des volumes de précipitations plus importants (voir par exemple les liens établis entre irrigation et précipitations, Segal et al., 1998; De Ridder et Gallée, 1998). Au dessus de sols plus secs, le flux de chaleur sensible domine, ce qui peut favoriser le déclenchement de convection.

Yamada (2008) a comparé la prévision de la convection pour un sol sec et un sol humide sur un plateau himalayen. Avec un sol humide, la convection se déclenche plus tard, les nuages sont plus bas et les précipitations au sol plus importantes (notamment en raison de la plus faible évaporation des précipitations dans les basses couches). Avec un sol sec, les ascendances convectives sont beaucoup plus fortes et plus larges. L'impact de l'humidité du sol dépend toutefois des conditions atmosphériques. Pan et al. (1996) ont montré que, si les basses couches de l'atmosphère sont humides, un sol sec favorisant le flux de chaleur sensible est nécessaire au déclenchement de la convection. Au contraire, pour une atmosphère déjà instable mais sèche, un sol humide permettant un flux d'humidité important favorisera la convection.

Plusieurs études montrent le lien entre les hétérogénéités de surface d'une part, et la mise en place de circulations atmosphériques de méso-échelle et le déclenchement de la convection d'autre part. Mahfouf et al. (1987) ont montré, à l'aide de simulation à méso-échelle en 2D, que des circulations atmosphériques ayant les mêmes caractéristiques que la brise de mer peuvent être générées sur terre, à la frontière entre deux régions dont les surfaces sont différentes. Avissar et Liu (1996) ont réalisé des simulations de convection à une résolution de 250 m, au dessus de surfaces présentant différents schémas d'humidité du sol. La forme des hétérogénéités de surface influence différemment la convection dans chaque simulation (fig. 1.9). Notamment, pour un carré de sol sec entouré de sols humides, la convection est forte et contrainte au dessus du sol sec. Un exemple très frappant est aussi proposé par Pielke et al. (1997), pour un cas de forte convection initiée par une ligne sèche (séparant deux masses d'air ayant des contenu en vapeur d'eau différents) dans les grandes plaines. Leur simulation utilisant la couverture végétale réelle reproduit un système orageux, alors que la simulation utilisant une surface de prairie homogène ne produit qu'une ligne de petits cumulus (fig. 1.10).



(a) conditions de surface



(b) Précipitations

FIG. 1.9 : (a) Conditions de surface des simulations réalisées par Avissar et Liu (1996), sols secs (blanc) et humides (hachures). (b) Prévisions de précipitations associées, contours tous les 2 mm (a), 1 mm (b-d), 0,5 mm (e). Figures extraites de Avissar et Liu (1996).

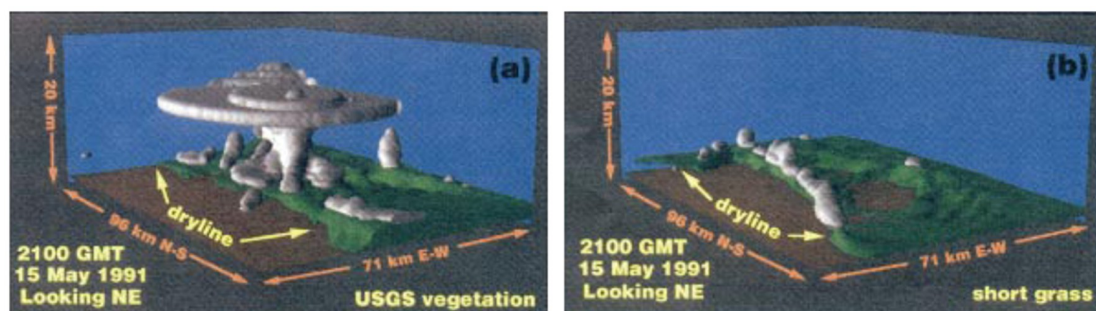


FIG. 1.10 : D'après la 11^e fig. couleur de Pielke et al. (1997). Simulation de convection générée par une ligne sèche (dryline) en présence d'une végétation provenant des données de l'US Geological Survey (a) et d'une couverture homogène de prairie (b).

1.4 Conclusion

Les événements de fortes précipitations qui touchent le pourtour du bassin méditerranéen, souvent associés à des systèmes convectifs de méso-échelle, ont donc fait l'objet de nombreuses études, qui se sont intéressées aux conditions météorologiques favorables à ces épisodes, aux différents mécanismes physiques impliqués dans le déclenchement, l'entretien et la stationnarité de ces systèmes convectifs, ainsi qu'à la sensibilité de ces systèmes à différents paramètres tels que le flux d'humidité dans les basses couches ou la température de surface de la mer.

Cette connaissance des HPEs méditerranéens va orienter l'étude de leur prévisibilité, autour de quatre axes principaux :

- L'incertitude portant sur les conditions d'échelle synoptique.
- La représentation du flux de basses couches, et plus généralement des conditions atmosphériques de méso-échelle.
- Les différents mécanismes de soulèvement et leur interaction avec les précipitations (notamment l'évaporation et la plage froide sous orage).
- Les flux de surface, à travers la représentation de celle-ci, en particulier les conditions de température de surface de la mer.

Chapitre 2

Quantification des incertitudes de prévision

Contenu

2.1	Développement des modèles à échelle convective	38
2.1.1	Apport des modèles à échelle convective	38
2.1.2	L'incertitude de la prévision	39
2.2	La prévision d'ensemble	40
2.2.1	Principe de la prévision d'ensemble	41
2.2.2	Différentes techniques d'initialisation des prévisions d'ensemble .	43
2.2.3	Représentation de l'erreur de modélisation	50
2.2.4	Évaluation des prévisions d'ensemble	51
2.2.5	Systèmes de prévision d'ensemble actuels	53
2.3	Prévision d'ensemble à aire limitée	54
2.3.1	Modèles à convection paramétrée	55
2.3.2	Modèles à convection profonde résolue	56
2.4	Outils et méthode de travail	59
2.4.1	Le modèle AROME	59
2.4.2	Méthode de travail	61

2.1 Développement des modèles à échelle convective

La résolution des modèles de prévision numérique du temps augmente parallèlement aux capacités de calcul. Depuis les années 1990, des simulations à échelle kilométrique ont été réalisées avec des modèles de recherche, tels que Méso-NH (Lafore et al., 1998) et MM5 (Grell et al., 1993). Ces modèles ont montré la valeur des prévisions à haute résolution, en particulier pour les événements météorologiques à fort impact, dont les précipitations intenses responsables de crues-éclair.

2.1.1 Apport des modèles à échelle convective

Anquetin et al. (2005) ont réalisé une comparaison des simulations provenant de différents modèles météorologiques (parmi lesquels le modèle de grande échelle BOLAM, ou Méso-NH à échelle convective) sur le cas de fortes précipitations des 8–9 septembre 2002 sur le Gard. Bien que tous les modèles utilisés sous-estiment les précipitations, les modèles de recherche non-hydrostatiques d’une résolution horizontale d’environ 3 km réduisent ce biais des prévisions de précipitations. Tous les modèles simulent des précipitations trop au nord, mais l’utilisation d’une assimilation de données à méso-échelle pour l’initialisation des prévisions améliore les résultats des modèles de recherche (voir également Chancibault et al., 2006; Ducrocq et al., 2002).

À la suite de ces recherches, les centres nationaux de prévisions se sont lancés dans la prévision opérationnelle à échelle convective, avec le modèle AROME en France en 2008, et par exemple les modèles COSMO-DE en Allemagne (résolution horizontale de 2,8 km, opérationnel en 2007, Seifert et al., 2008) et British Unified Model en Angleterre (résolution horizontale de 4 km, opérationnel en 2007, Davies et al., 2005).

Les études comparatives de modèles de prévision à échelle convective face à des modèles globaux ou régionaux à maille plus large et pour lesquels la convection doit être paramétrée soulignent l’apport de la haute résolution. Lean et al. (2008) et Roberts et Lean (2008) comparent ainsi les prévisions de précipitations de trois versions de l’Unified Model britannique à des résolutions respectives de 12, 4 et 1 km. Seul le modèle à 1 km de résolution résout explicitement la convection, qui est entièrement paramétrée dans le modèle à 12 km et partiellement dans le modèle à 4 km. Le déclenchement de la convection et le début des averses est le plus poché des observations pour le modèle à 1 km (environ 1/4 h d’avance, contre 1h30 d’avance pour le modèle à 12 km). Le modèle à 1 km produit des précipitations plus fortes dans les régions actives où le modèle à 12 km ne parvient pas à reproduire les intensités observées (cas des 3 août 2004 et 25 août 2005, respectivement dans Roberts et Lean, 2008; Lean et al., 2008), et le modèle à 4 km ne reproduit pas la structure de la ligne de grain du 25 août 2005.

Baldauf et al. (2011) présentent une évaluation du modèle allemand COSMO-DE (2,8 km). Ils relèvent le bon comportement du modèle pour des cas de convection en 2007, notamment des supercellules ou de la convection frontale. Le cycle diurne des précipitations est mieux représenté dans COSMO-DE que dans les modèles GME et COSMO-EU (respectivement 30 et 7 km de résolution), COSMO-DE étant le seul des trois modèles à représenter correctement le cycle de vie de la convection, avec deux pics de précipitations entre 07 et 08 UTC le matin, et entre 15 et 16 UTC l’après-midi.

La version pré-opérationnelle d’AROME a été validée par rapport à ALADIN pour les

paramètres du temps sensible et la précipitation (Seity et al., 2010). AROME est sensiblement meilleur, tant en terme de biais que de RMSE, dans la troposphère et spécialement dans les basses couches. Sur un cas de forte convection, le 4 septembre 2008, alors qu'ALADIN est incapable de produire des précipitations sur l'Hérault, AROME les prévoit dès 00 UTC. L'étude montre qu'AROME simule correctement les caractéristiques du système convectif et de son environnement : une forte convergence du vent de basses couches, la CAPE dépasse 2000 J.kg^{-1} , un fort cisaillement de vent, le courant ascendant atteint 25 m.s^{-1} , pour un système simulé d'échelle caractéristique 50 km (contre 35 observés).

2.1.2 L'incertitude de la prévision

Les simulations à échelle convective ne sont toutefois pas parfaites, les travaux cités précédemment ainsi que différentes études de cas en montrent les limitations. Si les modèles à haute résolution donnent une bonne indication de l'heure et de l'endroit où la convection peut avoir lieu, ils ne sont pas capables de prévoir précisément les cellules convectives isolées dans un sens déterministe (Baldauf et al., 2011). Baldauf et al. (2011) et Lean et al. (2008) remarquent également que les modèles résolvant la convection ont tendance à produire trop de petites cellules très intenses, notamment dans le cas d'un ciel de traîne suivant le passage d'un front froid.

Les CRM souffrent du problème de la double peine lorsqu'on leur applique les calculs de scores classiques : si le CRM reproduit une cellule convective avec un décalage spatial de quelques points de grille, son score sera pénalisé une première fois par la non prévision de la cellule observée, puis une seconde fois par la fausse alerte associée à la cellule simulée. Ainsi, le gain apporté par la haute résolution n'est visible dans les scores de précipitation que pour des échelles largement supérieures à la résolution du modèle, ce qui fait dire à Roberts et Lean (2008) que les détails de très fine échelle peuvent être considérés comme du bruit. L'évaluation des prévisions à haute résolution par les méthodes traditionnelles de validation point-à-point est donc difficile, et de nouvelles méthodes tiennent compte des informations sur la structure et l'intensité des cellules convectives (Gilleland et al., 2009).

Des erreurs de prévision pour les cas de très fortes précipitations méditerranéennes ont aussi été relevées. Ainsi, les simulations à échelle convective (avec les modèles MM5 et MésO-NH, entre autres) étudiées par Anquetin et al. (2005) sur le cas du Gard en septembre 2002 présentaient toutes un décalage des précipitations, trop au nord par rapport aux observations, ainsi qu'une sous-estimation des cumuls de pluie. Pour le cas du Var, le 15 juin 2010, étudié par Bresson (2011), de nombreuses simulations AROME et MESO-NH ont été réalisées sans parvenir à une représentation réellement satisfaisante des précipitations, surtout sur la seconde phase de l'événement. Le modèle AROME a été confronté à plusieurs cas de fortes précipitations depuis sa mise en service opérationnel. Vincendon et al. (2011, voir aussi Vincendon, 2010, chapitre 11) ont analysé les prévisions de précipitations horaires AROME pour 12 événements de fortes pluies sur les Cévennes (dépassant localement 70 mm en une journée) compris entre septembre 2008 et octobre 2009, à l'aide de la méthode SAL (pour Structure, Amplitude, Localisation) proposée par Wernli et al. (2008). Au total, ce sont plus de 1000 champs de précipitation horaire qui ont été analysés. L'erreur de localisation des précipitations est inférieure à 50 km dans 80% des cas, et le premier (troisième) quartile de la distribution des erreurs d'amplitude correspond à une sous(sur)-estimation de 30% (voir fig. 2.1).

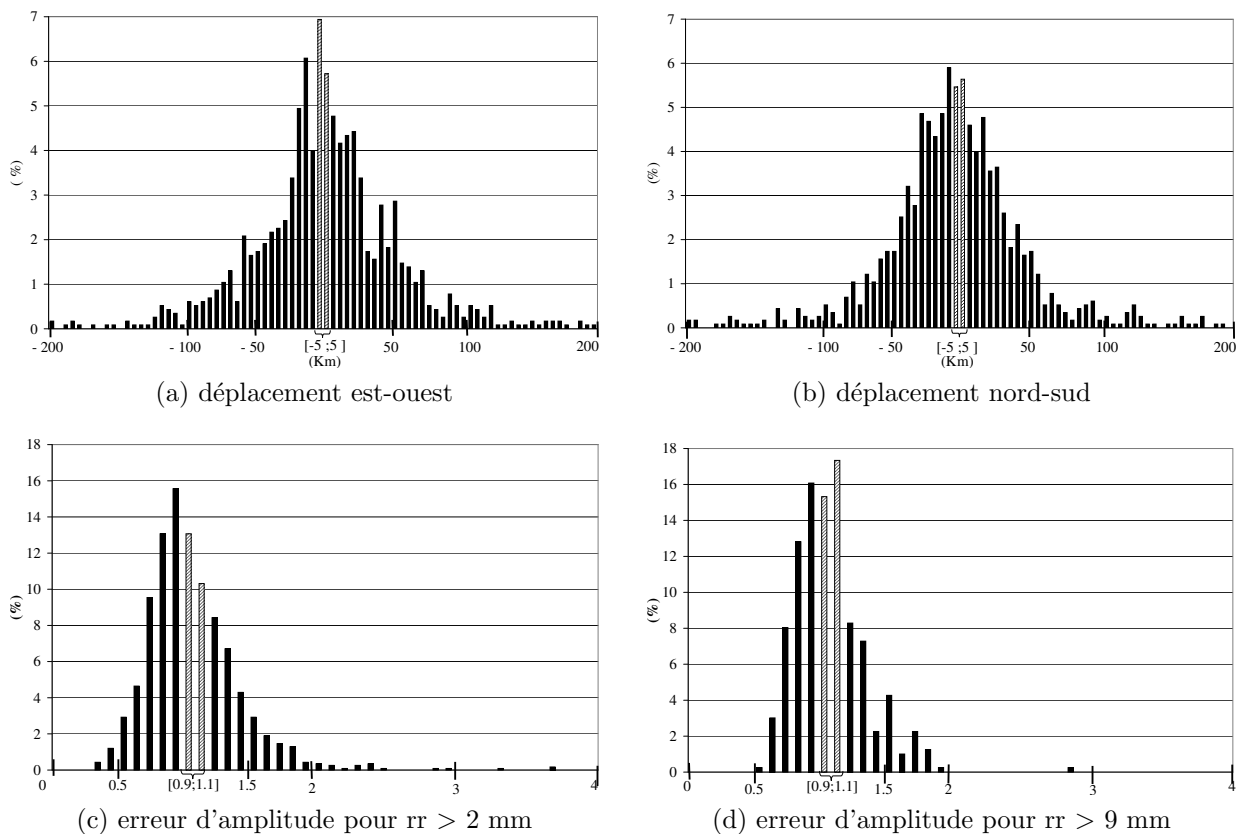


FIG. 2.1 : Erreurs de positionnement des objets précipitants (pour $rr > 2$ mm) dans les directions (a) E–O et (b) N–S. Erreur d’amplitude des précipitations pour les objets précipitants pour un seuil de (c) 2 mm et (d) 9 mm. Histogrammes issus de Vincendon et al. (2011).

Pour des bassins versants de l’ordre de quelques centaines de km^2 , un déplacement du système précipitant de quelques dizaines de kilomètres suffit à fausser complètement la prévision de crue en faisant tomber la pluie sur un bassin versant voisin. Même sans un tel déplacement du système, les prévisions hydrologiques sont très sensibles à de petites modifications des champs de pluie. Ainsi, Le Lay et Saulnier (2007) montrent que la prise en compte de l’hétérogénéité spatiale de la pluie à l’intérieur du bassin versant affecte sensiblement la prévision de débit. Des erreurs typiques du modèle atmosphérique ont donc un impact important sur les prévisions de débit, ce qui explique l’intérêt porté à l’estimation de l’incertitude liée à chaque prévision météorologique de fortes précipitations.

2.2 La prévision d’ensemble

Le besoin de quantifier l’incertitude des prévisions météorologiques est reconnu depuis bien avant les premières prévisions numériques du temps. Ainsi, Cooke (1906) proposait d’attacher un nombre à chaque bulletin de prévision reflétant la confiance du prévisionniste, allant de 1 pour un événement très peu probable à 5 pour un événement presque certain, ce qui n’est pas sans rappeler l’indice de confiance actuellement communiqué par Météo-

France. À l'époque, il donnait ce type de prévision en exemple pour le sud-ouest australien : *“Fine weather throughout (5) except in the extreme southwest where a few light coastal showers are possible (2). Warm or sultry for the present inland (4), but a cool change is expected on the west and southwest coast (4), which will gradually extend throughout (4).”*

Si l'incertitude de la prévision peut toujours, comme dans l'exemple précédent, être estimée subjectivement par le prévisionniste qui dispose maintenant de beaucoup plus d'informations, ou par des méthodes statistiques s'appuyant, par exemple, sur une climatologie des erreurs du modèle de prévision numérique, ou sur différents prédicteurs (tels que la dispersion entre deux jours successifs pour Molteni et Palmer, 1991), nous nous intéresserons ici à la quantification objective de l'incertitude de chaque prévision numérique prise individuellement.

2.2.1 Principe de la prévision d'ensemble

Comme le formulait déjà Bjercknes (1904), la prévision numérique du temps nécessite une représentation suffisamment précise de l'état de l'atmosphère à un instant donné, et un modèle numérique des lois physiques gouvernant l'évolution de l'atmosphère. Les erreurs des conditions initiales et de modélisation sont ainsi les deux principales sources d'incertitude pesant sur les prévisions numériques, identifiées par Lorenz (1990). Pour des prévisions à courte échéance, les erreurs de conditions initiales expliquent la majeure partie de l'incertitude de la prévision, notamment en raison du caractère chaotique de l'atmosphère. Le chaos, tel que mis en évidence par Lorenz (1963) pour un système déterministe simple, est l'extrême dépendance de l'évolution du système à une perturbation infime des conditions initiales. Dans le cas de la prévision numérique du temps, cela implique que les erreurs inévitables dans la représentation de l'état initial de l'atmosphère, ne seraient-elles dues qu'à l'approximation liée à la discrétisation sur la grille du modèle, vont croître rapidement jusqu'à rendre la prévision sans valeur. Toutefois, dans un système chaotique comme l'atmosphère, le rythme de croissance des erreurs initiales dépend lui aussi des conditions initiales. Selon les conditions météorologiques, une même perturbation des conditions initiales peut avoir un impact limité (on parle alors d'une situation à forte prévisibilité), ou croître très rapidement et rendre la prévision déterministe très incertaine. C'est pourquoi les estimations simples de l'incertitude, par exemple à partir d'une climatologie des erreurs du modèle, sont de peu d'utilité.

L'équation de Liouville

Sous l'hypothèse du modèle parfait (c'est à dire que l'on néglige pour l'instant l'erreur de modélisation), prévoir l'incertitude d'une prévision numérique revient à estimer l'incertitude sur les conditions initiales, et son évolution dans le temps par le modèle numérique. Si l'on note $X(t)$ le vecteur représentant l'état de l'atmosphère à un instant donné, et F le modèle dirigeant son évolution, on peut écrire simplement :

$$\frac{d}{dt}X(t) = F[X(t)]$$

On peut ici remarquer que la croissance d'une perturbation x_0 de l'état initial X_0 est gouvernée par le jacobien $J = dF/dX$, aussi appelé modèle linéaire tangent, ou par

son intégrale, le propagateur tangent linéaire $M_t = \exp[\int_{t_0}^t J(t')dt']$, selon les équations équivalentes suivantes :

$$\begin{aligned}\frac{d}{dt}x(t) &= J[x(t)] \\ x(t) &= M_t x_0\end{aligned}\tag{2.1}$$

Pour un modèle au moins quadratique, la croissance d'une perturbation initiale dépend donc bien de l'état initial. En représentant l'incertitude sur les conditions initiales X_0 par une fonction de densité de probabilité $\rho(X, t_0)$, il est intéressant de noter que l'évolution de $\rho(X, t_0)$ en $\rho(X, t)$ par la dynamique du modèle est gouvernée par l'équation de Liouville, parfaitement déterministe :

$$\frac{\partial \rho(X, t)}{\partial t} + \sum_{k=1}^N \frac{\partial}{\partial X_k} (F_k[X] \rho(X, t)) = 0\tag{2.2}$$

L'équation de Liouville peut être résolue pour trouver la valeur de ρ pour tous X et t , selon l'équation (Ehrendorfer, 1994) :

$$\rho(X, t) = \frac{\rho(X_0, t_0)}{\exp(\int_{t_0}^t \text{tr}[J(t')]dt')}$$

La résolution de cette équation pour des systèmes non linéaires de très grandes dimensions est problématique. Pour pouvoir calculer la valeur de ρ pour un état X et une échéance t donnée, l'utilisation de cette équation nécessite en outre d'identifier l'état initial X_0 au temps t_0 , c'est à dire d'inverser le modèle de prévision. Le modèle n'étant pas linéaire, on ne peut réaliser cette opération que sur son modèle linéaire tangent, ce qui peut déjà poser problème à des échéances courtes de l'ordre d'un ou deux jours, et n'est pas envisageable pour des échéances plus longues, auxquelles l'approximation linéaire n'est plus valable. Plus difficile encore, si l'on s'intéresse à la probabilité d'un événement, par exemple l'occurrence de pluie à Paris dans trois jours, il faudra réaliser cette inversion et la résolution de l'équation pour chaque état X de l'espace des phases qui soit associé à des précipitations sur Paris.

On peut cependant tirer une première information du calcul direct de $\rho(X, t)$ à partir d'un état initial prédéfini X_0 à t_0 . En considérant que la valeur de ρ en X_0 (resp. $X(t)$) est représentative de la probabilité que l'état réel du système se trouve dans un proche voisinage de X_0 (resp. $X(t)$), alors le rapport entre $\rho(X(t), t)$ et $\rho(X_0, t_0)$ nous donne une première indication de la prévisibilité du système. Si $\rho(X(t), t) > \rho(X_0, t_0)$, c'est que le système se dirige vers un point d'équilibre stable et est assez prévisible.

Fabrication des conditions initiales

Avant de détailler différentes méthodes de prise en compte de l'erreur d'analyse, il convient de revenir brièvement sur l'établissement de ces conditions initiales pour les prévisions atmosphériques. L'assimilation de données a pour objectif de produire, à partir des observations disponibles de l'atmosphère, et d'une ébauche (X_b) produite par une prévision antérieure, l'état le plus probable de l'atmosphère, l'analyse X_a . Dans un système d'assimilation 3D-VAR, on détermine cet état en minimisant la fonction de coût suivante :

$$J(X) = \frac{1}{2}(X - X_b)^T B^{-1}(X - X_b) + \frac{1}{2}(HX - Y)^T R^{-1}(HX - Y) \quad (2.3)$$

où B et R sont respectivement les matrices de covariances d'erreurs d'ébauche et d'observation, H l'opérateur d'observation et Y le vecteur des observations. En posant $d = Y - HX_b$, l'incrément d'analyse est déterminé par l'annulation du gradient de J :

$$(B^{-1} + H^T R^{-1} H)(X_a - X_b) - H^T R^{-1} d = 0 \quad (2.4)$$

$$X_a - X_b = BH^T (HBH^T + R)^{-1} d \quad (2.5)$$

Si l'on introduit l'état réel (inconnu) du système X_t à l'instant d'analyse dans l'équation 2.4, et en supposant que les erreurs d'observation et les erreurs d'ébauche ne sont pas corrélées, on peut obtenir une estimation de la matrice de covariances d'erreur d'analyse A (Barkmeijer et al., 1998, entre autres) :

$$(B^{-1} + H^T R^{-1} H)(X_a - X_t) = B^{-1}(X_b - X_t)H^T R^{-1}(Y - HX_t)$$

$$(B^{-1} + H^T R^{-1} H)A(B^{-1} + H^T R^{-1} H) = B^{-1} + H^T R^{-1} H$$

$$A^{-1} = B^{-1} + H^T R^{-1} H = \nabla \nabla J \quad (2.6)$$

Cette relation fournit un moyen d'estimer numériquement l'inverse de la matrice des covariances d'erreur d'analyse, et permet de définir une norme à l'instant initial adaptée à l'erreur d'analyse. Les limites de cette approche proviennent du fait que l'on n'obtient ainsi qu'une approximation de A^{-1} , et, à travers l'utilisation d'une matrice B climatologique, l'estimation de l'erreur d'analyse ne dépend pas de l'état de l'atmosphère.

2.2.2 Différentes techniques d'initialisation des prévisions d'ensemble

Quelques travaux se sont intéressés à une simplification du problème de l'évaluation de l'évolution temporelle de la PDF, par exemple en se restreignant à ses premiers moments (Epstein, 1969). Pour surmonter le problème du coût numérique, Leith (1974) introduit la méthode dite *de Monte Carlo*, qui pose les bases de la prévision d'ensemble telle qu'elle est utilisée aujourd'hui : il s'agit de générer un ensemble suffisamment grand d'états initiaux échantillonnant la PDF $\rho(X, t_0)$, de réaliser une prévision pour chacun de ces états initiaux, et d'évaluer au mieux la PDF $\rho(X, t)$ pour une échéance donnée à partir de l'ensemble de prévisions obtenu.

En 1983, Hoffman et Kalnay proposent une approche nettement moins coûteuse, puisqu'elle évite d'avoir à lancer plusieurs prévisions simultanées à partir de différents états initiaux. En regroupant plusieurs prévisions successives, initialisées à des temps décalés, mais toutes valables au même instant t , ils fabriquent un ensemble de prévisions à partir des prévisions déterministes opérationnelles ne nécessitant donc pas de temps de calcul supplémentaire.

L'augmentation des moyens de calcul disponibles dans les grands centres de prévision ainsi que l'amélioration des modèles — donc la réduction de l'erreur de modélisation — dans les années 1990 a permis la mise en opérations de systèmes de prévision d'ensemble, au Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT, en 1992, voir Molteni et al., 1996) et au NCEP américain (National Centers for Environmental Prediction, Toth et Kalnay, 1993). Toutefois, les ressources de calcul ne permettent pas un très grand nombre de simulations, et les efforts de recherche se focalisent sur la méthode de génération des perturbations des conditions initiales.

Les vecteurs singuliers

Échantillonner correctement $\rho(X, t_0)$ à l'aide d'un ensemble requerrait un très grand nombre d'états initiaux et donc de prévisions. Le CEPMMT a donc choisi une approche différente pour générer les états initiaux de sa prévision d'ensemble. Lorenz (1965) a montré que la croissance de faibles erreurs d'analyse suit des directions privilégiées de l'espace des phases. Le CEPMMT a choisi de construire les états initiaux de son système de prévision d'ensemble de façon à explorer ces directions de plus forte croissance des erreurs dans le futur (Molteni et al., 1996).

La croissance d'une perturbation initiale d'amplitude correspondant à l'erreur d'analyse est approximativement linéaire pendant une période d'environ deux jours (Lacarra et Talagrand, 1988, entre autres). Pendant ce laps de temps, on peut donc considérer que l'approximation du modèle par son tangent linéaire reste valable, et que la croissance d'une perturbation suivra l'équation 2.1. On peut alors calculer la croissance σ d'une perturbation au cours de son évolution entre t_0 et t par le propagateur tangent linéaire M_t :

$$\sigma = \frac{\langle x(t), x(t) \rangle^{\frac{1}{2}}}{\langle x(t_0), x(t_0) \rangle^{\frac{1}{2}}} = \frac{\langle M_t x(t_0), M_t x(t_0) \rangle^{\frac{1}{2}}}{\langle x(t_0), x(t_0) \rangle^{\frac{1}{2}}}$$

où $\langle \dots, \dots \rangle$ représente un produit scalaire. En définissant M_t^* l'opérateur adjoint de M_t pour le produit scalaire choisi, l'équation précédente devient :

$$\sigma = \frac{\langle M_t^* M_t x(t_0), x(t_0) \rangle^{\frac{1}{2}}}{\langle x(t_0), x(t_0) \rangle^{\frac{1}{2}}}$$

$M_t^* M_t$ étant autoadjoint, il est diagonalisable dans une base orthogonale, et ses valeurs propres sont réelles et positives. Ainsi, les directions de plus grande croissance d'une perturbation initiale entre les temps t_0 et t seront les vecteurs propres associés aux plus grandes valeurs propres de $M_t^* M_t$. Ces vecteurs sont appelés vecteurs singuliers de M_t .

Les vecteurs singuliers obtenus par cette méthode dépendent du choix de plusieurs paramètres utiles à leur construction. La fenêtre temporelle choisie pour le calcul de ces vecteurs singuliers, appelée période d'optimisation, répond à plusieurs contraintes. Le calcul des vecteurs singuliers repose sur l'approximation du modèle d'évolution du système par son tangent linéaire. La période d'optimisation ne doit donc pas dépasser la durée de validité de cette hypothèse, et sera donc limitée à 24 ou 48 h. La période d'optimisation ne doit pas non plus être trop courte, afin d'identifier les structures instables intéressantes pour la prévisibilité à moyen terme (généralement des perturbations baroclines).

Le choix d'une norme pour le calcul de l'amplitude des perturbations est également très important. Barkmeijer et al. (1998) mentionnent la norme énergie totale utilisée au

CEPMMT tant pour les conditions initiales que finales. La structure des vecteurs singuliers obtenus à l'aide de cette norme a été étudiée entre autres par Hartmann et al. (1995) et Hoskins et al. (2000). L'énergie des vecteurs singuliers est d'assez petite échelle, et localisée dans les régions de forte instabilité barocline. Ils ont la forme de paquets d'ondes, fortement inclinés vers l'ouest, de plus forte amplitude en moyenne troposphère pour des altitudes d'environ 700 hPa. Au cours de la prévision, les perturbations se redressent, et s'établissent plus fortement en basse et haute troposphère. Hartmann et al. (1995) montrent également que des vecteurs singuliers de trop grande extension spatiale sont moins aptes à produire de la dispersion que des vecteurs singuliers de petite échelle, pour une énergie totale identique. Une limite de la norme énergie totale est qu'elle ne prend pas en compte l'humidité et donc les effets diabatiques. Hoskins et Coutinho (2005) présentent l'impact d'un calcul utilisant une norme prenant en compte l'humidité. Ils montrent que l'utilisation d'une norme humide est nettement plus intéressante pour des cas de fortes tempêtes en Europe.

Il est possible de définir deux normes distinctes pour les instants initial et final. On peut notamment définir la norme utilisée pour les conditions initiales à partir de la matrice des covariances d'erreur d'analyse A sous la forme $\langle x(t), x(t) \rangle_A = x(t)^T A^{-1} x(t)$. Barkmeijer et al. (1999) utilisent l'approximation de A^{-1} par la hessienne de la fonction de coût de l'assimilation de donnée, présentée précédemment, pour calculer la norme associée à la matrice A . Ils ont comparé les vecteurs singuliers obtenus ainsi à ceux produits à l'aide de la norme énergie totale. Les vecteurs singuliers calculés par les deux méthodes produisent une dispersion comparable pour des prévisions à deux jours d'échéance, mais ils présentent d'importantes différences de structure. Les vecteurs singuliers obtenus en utilisant la norme associée à la hessienne de la fonction de coût ont une plus grande extension spatiale, et leur énergie est maximale à une altitude d'environ 300 hPa. Cette différence est liée au fait que la matrice B , utile à l'approximation de A^{-1} , ne représente pas d'erreurs de petite échelle liées à la situation atmosphérique.

Enfin, il reste à créer les perturbations à partir des vecteurs singuliers choisis. Au CEPMMT comme à Météo-France, on utilise des combinaisons linéaires de différents vecteurs singuliers, afin que chaque perturbation ait une énergie mieux répartie dans l'espace, en conservant des structures de fine échelle mais d'amplitude plus faible. L'échelle des perturbations est choisie de façon à correspondre aux statistiques d'erreur d'analyse. Chaque perturbation construite est ajoutée et retranchée à l'analyse de contrôle pour produire deux états initiaux symétriques.

Le breeding

À l'inverse des vecteurs singuliers qui ciblent les directions de plus forte croissance dans le futur (sous l'hypothèse d'une croissance linéaire), la technique du breeding mise en place opérationnellement au NCEP fin 1992 (Toth et Kalnay, 1993, 1997) isole les directions de croissance la plus importante lors de la période d'assimilation précédant la prévision. Elle repose sur l'idée que l'erreur d'analyse est principalement contrainte par la dynamique de l'atmosphère jusqu'à l'instant initial.

La méthode du breeding est liée à la détermination des vecteurs de Lyapunov du système. Les exposants de Lyapunov sont une autre mesure courante de la croissance de perturbations autour de l'état initial, dans le cadre d'un système linéaire. Pour tout vecteur X de l'espace des phases, on peut calculer :

$$\lambda(X) = \lim_{t \rightarrow \infty} \frac{1}{t} \ln\left(\frac{\|M_t X\|}{\|X\|}\right)$$

$\lambda(X)$ est un des N exposants de Lyapunov, avec N la dimension de l'espace des phases. La direction associée au plus grand exposant de Lyapunov du système se trouve simplement en intégrant l'évolution d'une perturbation initiale explorant toutes les directions de l'espace des phases. Au bout d'un temps suffisant, l'écart avec la trajectoire de référence est déterminé par ce seul exposant maximum. Les vecteurs de Lyapunov associés aux N exposants λ_i sont les vecteurs propres de l'opérateur

$$\lim_{t \rightarrow \infty} \frac{1}{t} (MM^T)^{\frac{1}{2t}}$$

La technique du breeding explore l'évolution d'une perturbation aléatoire introduite à l'instant t_i . Deux évolutions du système jusqu'à l'instant $t_i + \Delta t$ sont réalisées à partir de l'état de référence et de l'état perturbé, à l'aide du modèle complet non-linéaire. À l'instant $t_i + \Delta t$, on produit un nouvel état de référence, par exemple par une assimilation de données à partir de l'état non perturbé. L'écart entre les prévisions issues des conditions initiales perturbées et non perturbées est remis à l'échelle de la perturbation initiale, puis appliqué au nouvel état de référence. Cette opération est répétée jusqu'à arriver au temps t_0 d'initialisation des prévisions.

Les vecteurs de Lyapunov ont l'inconvénient d'être calculés pour des perturbations infinitésimales. Ainsi, dans le cas de l'atmosphère, les vecteurs et exposants de Lyapunov seraient liés à l'instabilité convective de petite échelle plutôt qu'aux perturbations baroclines, qui croissent moins vite initialement mais ont plus d'impact à long terme. Dans la mise en place du breeding, le choix d'un Δt suffisamment long assure de bien prendre en compte les incertitudes d'échelle synoptique.

Un avantage important de la méthode du breeding est l'utilisation, durant tout le processus de croissance des perturbations initiales, du modèle complet, non-linéaire. Au contraire de la méthode des vecteurs singuliers qui suppose une croissance d'abord linéaire des perturbations initiales, la méthode du breeding permet de sélectionner les directions de plus forte croissance des perturbations pendant la période d'assimilation en tenant compte de l'ensemble des instabilités réduisant la prévisibilité.

Au NCEP, les membres de l'ensemble sont regroupés par paires, utilisant des perturbations opposées. À chaque étape, la nouvelle perturbation est calculée comme la différence des deux membres perturbés, puis mise à l'échelle et ajoutée (retranchée) à l'analyse de contrôle. Cette façon de faire fabrique un ensemble de conditions initiales centré sur l'analyse de contrôle. Toth et Kalnay (1997) ont montré que les résultats sont meilleurs que pour un ensemble de cycles de breeding indépendants. L'amplitude des perturbations initiales aléatoires est choisie en fonction des statistiques d'erreur d'analyse. La structure des perturbations et leur croissance en sont alors représentatives (Toth et Kalnay, 1993).

L'assimilation d'ensemble et le filtre de Kalman d'ensemble

Différentes méthodes d'assimilation d'ensemble représentent l'erreur d'analyse en échantillonnant les différentes sources d'erreur du processus de prévision et d'assimilation. Houtekamer et al. (1996) ont mené une expérience de simulation des erreurs du système d'assimilation (System Simulation Experiment, SSE). L'erreur d'observation est représentée

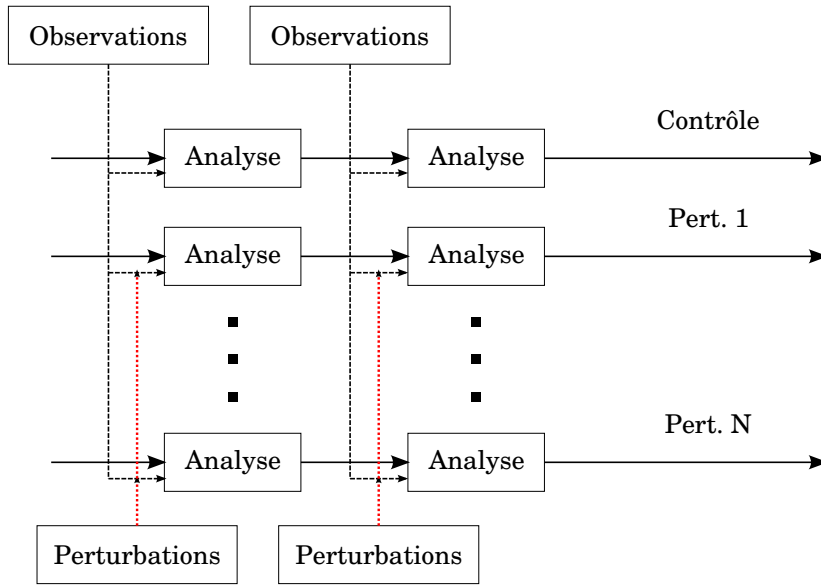


FIG. 2.2 : Méthode d'assimilation d'ensemble. Les flèches pleines montrent les prévisions pour chaque membre. Le cycle d'assimilation du membre de contrôle utilise les observations originales. Les membres 1 à N utilisent des observations perturbées aléatoirement selon l'erreur d'observation.

par l'ajout d'une perturbation aléatoire. L'erreur de modélisation était aussi représentée par une série de perturbations du modèle (dans la formulation de la diffusion, les paramétrisations de la convection, des ondes de gravité...) et des conditions de surface (température de surface de la mer, albédo...). Le schéma 2.2 présente une expérience d'assimilation d'ensemble utilisant la méthode des observations perturbées.

Les méthodes d'assimilation d'ensemble reposent sur les équations du filtre de Kalman étendu, que l'on retrouve à partir des équations établies dans le cadre du système d'assimilation. La production de l'analyse respecte toujours l'équation 2.5. On introduit la notation $K = BH^T(HBH^T + R)^{-1}$ pour le gain du filtre de Kalman. La nouveauté par rapport au système d'assimilation 3D-VAR est l'évolution des matrices de covariance d'erreur d'ébauche et d'analyse au cours du cycle d'assimilation. Ainsi, on peut calculer A à partir de B et de l'équation 2.5 :

$$\begin{aligned}
 X_a &= X_b + K(Y - HX_b) \\
 X_a - X_t &= X_b - X_t + K(Y - HX_t - H(X_b - X_t)) \\
 X_a - X_t &= (I - KH)(X_b - X_t) + K(Y - HX_t) \\
 A &= (I - KH)B(I - KH)^T + KRK^T \\
 A &= (I - KH)B - BH^TK^T + K(HBH^T + R)K^T \\
 A &= (I - KH)B
 \end{aligned}$$

En introduisant une matrice Q représentant les erreurs de modélisation, on pourra aussi

obtenir B^t , la matrice de covariance des erreurs d'ébauche à l'instant t , à partir de A^{t-1} , la matrice de covariance des erreurs d'analyse à l'instant précédent. Les équations du filtre de Kalman étendu sont donc, avec \mathcal{M} le modèle complet non-linéaire de l'évolution du système entre t et $t + 1$:

$$X_a^t = X_b^t + K(Y - HX_b) \quad (2.7)$$

$$K = B^t H^T (HB^t H^T + R)^{-1} \quad (2.8)$$

$$A^t = (I - KH)B^t \quad (2.9)$$

$$X_b^{(t+1)} = \mathcal{M}(X_A^t) \quad (2.10)$$

$$B^{(t+1)} = MA^t M^T + Q \quad (2.11)$$

Grâce à l'évolution temporelle des matrices de covariance des erreurs d'ébauche et d'analyse, les statistiques d'erreur utilisées lors de l'assimilation de données sont dépendantes de l'écoulement, contrairement aux matrices climatologiques utilisées dans un schéma d'assimilation 3D-VAR par exemple. Cependant, le coût de cette méthode la rend inutilisable sous cette forme pour le système atmosphérique.

La méthode du filtre de Kalman d'ensemble a été développée comme une méthode de Monte-Carlo pour obtenir à moindre coût une estimation des matrices de covariance d'erreurs d'ébauche et d'analyse. Elle repose sur l'utilisation des membres d'un ensemble pour estimer les statistiques d'erreur. La configuration est similaire à la méthode des observations perturbées, sauf qu'on utilise cette fois les membres de l'ensemble pour estimer les matrices A , B , et le gain K du filtre de Kalman. Nous noterons maintenant X_a et X_b l'ensemble des ébauches et analyses, c'est à dire $X_a = (x_{a1}, \dots, x_{aN})$ et $X_b = (x_{b1}, \dots, x_{bN})$, où les x_{ai} et x_{bi} sont les analyses et ébauches de chacun des N membres de l'ensemble. On peut alors approcher la matrice B par l'expression suivante

$$B \approx \hat{B} = \frac{1}{N-1} X'_b X_b'^T$$

où $X'_b = (x_{b1} - \bar{x}_b, \dots, x_{bN} - \bar{x}_b)$ est la matrice des écarts de chaque membre à la moyenne de l'ensemble. Cette approximation de B est utilisée pour estimer à son tour une matrice de gain \hat{K} du filtre de Kalman, qui sert ensuite à l'étape d'analyse. Si X_b est représentatif de l'erreur d'ébauche, alors on a $E[\hat{B}] = B$. Plus le nombre de membres de l'ensemble est grand, plus cette approximation est précise.

Le filtre de Kalman d'ensemble souffre d'un problème de divergence. Au fil du temps, la variance de l'ensemble diminue et celui-ci s'éloigne de la réalité. Cet effet est particulièrement important si les observations ne sont pas perturbées pour chaque membre. On peut alors montrer que :

$$E[\hat{A}] = E[(I - \hat{K}H)\hat{B}] - E[\hat{K}\hat{R}\hat{K}^T]$$

Par comparaison avec l'équation 2.9, un biais négatif de l'estimation des statistiques d'erreur d'analyse est évident. La perturbation des observations réduit ce problème de divergence, mais ne le supprime pas complètement. Pour éviter ce problème, Houtekamer et al. (1996) regroupent les membres en deux sous-ensembles, et la phase d'analyse de chaque sous-ensemble utilise les statistiques d'erreur estimées par l'autre sous-ensemble.

Cette méthode permet de stabiliser le filtre de Kalman d'ensemble, et est d'autant plus intéressante que l'ensemble est petit.

Ces méthodes d'assimilation d'ensemble, contrairement aux vecteurs singuliers ou au breeding, sont indépendantes d'une éventuelle analyse de contrôle, ou de référence. Des méthodes hybrides permettent de faire interagir une prévision déterministe de référence, souvent de meilleure résolution que les prévisions d'ensemble, avec ces méthodes d'assimilation d'ensemble. On peut ainsi simplement utiliser les statistiques d'erreur produites par l'assimilation d'ensemble, et donc dépendantes de l'écoulement, pour réaliser l'analyse du modèle déterministe. Une autre approche, la technique de l'Ensemble Transform Kalman Filter (ETKF), consiste en une transformation des perturbations d'ébauche, déterminées par les écarts entre les différents membres et l'ébauche de contrôle, en perturbations d'analyse, en s'assurant que l'estimation des statistiques d'erreur d'analyse après la transformation soit toujours en accord avec l'équation 2.9.

Études comparatives

Depuis leur mise en service opérationnel dans les années 1990, les différentes méthodes de génération d'ensembles globaux ont fait l'objet d'importantes études, faisant apparaître un certain nombre de variantes et/ou améliorations. Différents travaux se sont appliqués à comparer la performance de systèmes de prévision d'ensemble utilisant ces différentes techniques.

Hamill et al. (2000) ont mené une comparaison des techniques de breeding, des vecteurs singuliers, et des observations perturbées, à l'aide d'un modèle quasi-géostrophique. Ils ont montré que la méthode des observations perturbées a de meilleures propriétés statistiques que les deux autres techniques. Ils ont relié cette performance à la qualité de l'assimilation produite par ce système, et au fait que cette technique permet une bonne estimation de l'erreur d'analyse quotidienne : contrairement au breeding et aux vecteurs singuliers, la méthode des observations perturbées produit des variations réalistes de dispersion initiale de jour en jour. Buizza et al. (2005) ont comparé les systèmes du CEPMMT, du NCEP et du MSC, qui utilisent chacun une des trois techniques, mais chacun avec un modèle différent. Ils ont conclu que le système du CEPMMT, utilisant les vecteurs singuliers, est plus performant, mais que ce résultat reflète plus la qualité du modèle et de son système d'assimilation (utilisé pour produire l'analyse de contrôle des simulations) que de la méthode de fabrication des perturbations.

Descamps (2007) a procédé à une comparaison détaillée de quatre systèmes de génération d'ensembles : les vecteurs singuliers, le breeding, le filtre de Kalman d'ensemble et l'Ensemble Transform Kalman Filter (ETKF). Dans le cas de l'ETKF, on produit les états initiaux à l'aide de perturbations appliquées à une analyse de contrôle, comme pour les vecteurs singuliers et le breeding. Les écarts des ébauches à l'ébauche de contrôle sont transformés en perturbations d'analyse de façon à ce que les statistiques d'erreur d'ébauche et d'analyse soient conformes à l'équation du filtre de Kalman étendu qui les relie. La comparaison a été réalisée d'abord sur un modèle de Lorenz et un modèle quasi-géostrophique, mais surtout menée avec le modèle opérationnel ARPEGE. Les résultats, conformes aux travaux cités précédemment, montrent que le net avantage du filtre de Kalman d'ensemble et de l'ETKF se retrouve dans un cadre réaliste. Il apparaît donc clairement que les méthodes visant à échantillonner le mieux possible l'erreur d'analyse produisent également les meilleurs résultats en prévision.

2.2.3 Représentation de l'erreur de modélisation

La théorie classique du chaos insiste sur la part importante de l'incertitude provenant des conditions initiales de la simulation. Les différentes méthodes présentées jusqu'ici s'intéressaient donc principalement à la quantification de l'erreur d'analyse. Une autre source d'incertitude importante pour les prévisions numériques provient du modèle lui-même, qui représente imparfaitement l'évolution de l'atmosphère. La représentation de l'erreur de modélisation est évidemment importante pour la phase de prévision, mais aussi pour la phase d'assimilation, étant donné qu'elle participe à l'erreur d'ébauche.

Nous avons déjà mentionné, à propos de l'assimilation d'ensemble, les premières expériences de Houtekamer et al. (1996). Afin de représenter l'erreur de modélisation, leur ensemble utilisait des reliefs différents ainsi que des perturbations de surface (longueur de rugosité et albédo), et plusieurs schémas de paramétrisation différents pour la diffusion horizontale, la convection, le forçage radiatif et la traînée des ondes de gravité. Cette approche est intermédiaire entre les ensembles multi-modèles, pour lesquels chaque membre utilise un modèle totalement différent, et la perturbation des paramètres physiques. Cette dernière méthode tient compte du fait que les schémas de paramétrisations, utilisés pour représenter notamment les processus physiques sous-maille, font appel à de nombreux paramètres, fixés à leur valeur la plus probable ou à une valeur qui produit des résultats corrects, mais dont la valeur peut être modifiée raisonnablement.

Au CEPMMT, deux approches stochastiques sont utilisées pour représenter l'erreur de modélisation dans la prévision d'ensemble. Le besoin d'introduire des sources d'énergie cinétique dans le modèle est justifiée par Shutts (2005). Il a montré qu'à des échelles proches de la taille de la maille, le bilan d'énergie cinétique des modèles numériques est biaisé, ils présentent une trop grande dissipation. Cette dissipation trop importante est liée à des effets numériques mais aussi des processus physiques sous-maille mal représentés, tels que la présence d'un système convectif, qui doivent être pris en compte comme une source d'énergie cinétique à l'échelle de la maille du modèle. Les schémas de type Spectral Stochastic Backscatter Scheme compensent ce déficit par l'introduction aléatoire de sources d'énergie cinétique, à travers des perturbations de la fonction de courant.

L'autre approche, complémentaire, la perturbation stochastique des tendances physiques (SPPT), s'intéresse à l'erreur de modélisation provenant de l'ensemble des paramétrisations physiques. Cette méthode est présentée par Buizza et al. (1999). L'évolution dirigée par le modèle numérique se compose de deux parties : la dynamique, qui correspond à la résolution numérique du système d'équations gouvernant l'évolution de l'atmosphère, et l'effet des différentes paramétrisations physiques (convection, hydrométéores, etc). Plutôt que de représenter séparément l'incertitude provenant de chaque schéma de paramétrisation, cette méthode représente directement l'incertitude cumulée de l'ensemble des paramétrisations physiques. Le schéma SPPT applique donc une perturbation multiplicative aléatoire à la tendance produite par les paramétrisations physiques pour le vent, la température et l'humidité. Palmer et al. (2009) montrent que ces deux schémas de perturbation stochastique ont un impact positif sur les prévisions d'ensemble, et améliorent sensiblement la dispersion de l'ensemble et son erreur moyenne. Cette amélioration est surtout sensible dans les tropiques.

Pour Palmer (1999), les approches multi-modèles (ou multi-physiques) et stochastiques correspondent à deux points de vue différents sur l'erreur de modélisation. Chaque paramétrisation physique a pour objectif de représenter l'effet sur chaque maille de phéno-

mènes non représentés à l'échelle du modèle. Pour des conditions atmosphériques fixées à l'échelle de la maille, de nombreuses organisations sous-maille sont possibles, et le schéma de paramétrisation physique produit une tendance moyenne de l'ensemble de ces organisations. L'approche multi-modèles revient à considérer que, quelles que soient les conditions atmosphériques à l'échelle de la maille, cette moyenne n'est pas connue avec certitude, et les différents schémas de paramétrisation développés pour chaque processus l'estiment différemment. Au contraire, l'approche de la physique stochastique représente l'incertitude autour de la moyenne calculée par le schéma de paramétrisation, et donc la variabilité des situations possibles pour des conditions atmosphériques données.

2.2.4 Évaluation des prévisions d'ensemble

L'évaluation d'une prévision probabiliste, sauf dans le cas où la probabilité prévue est nulle ou entière, ne peut pas se faire à partir d'une unique observation. Cette évaluation ne peut donc pas être menée sur un unique cas d'étude, et doit être conduite de manière statistique pour un nombre suffisamment important de prévisions. Toth et al. (2003) et Candille et Talagrand (2005) présentent les caractéristiques désirables d'un système de prévision d'ensemble et différents moyens de l'évaluer.

Un système de prévision d'ensemble doit présenter deux caractéristiques importantes. La première, la fiabilité, mesure le bon accord des probabilités prévues avec les fréquences d'occurrence effectivement observées. Ainsi, pour un nombre suffisant de réalisations, si, pour l'ensemble des jours pour lesquels la probabilité prévue de pluie est de 30%, la fréquence d'occurrence de précipitations est bien de 30%, l'ensemble est fiable. Plus généralement, pour un ensemble fiable, on peut appliquer le même raisonnement à la prévision d'une PDF. Toutefois, s'assurer de la fiabilité de l'ensemble n'est pas suffisant. Par exemple, une prévision constante de la probabilité climatologique de l'occurrence de précipitations est parfaitement fiable, mais aussi inutile. La mesure de la fiabilité de l'ensemble s'accompagne donc toujours de la mesure de sa résolution, c'est à dire sa capacité à différencier les situations où l'événement a plus ou moins de chances de se produire que la probabilité climatologique.

Les méthodes d'évaluation des prévisions probabilistes peuvent être regroupées en deux catégories. La première s'intéresse au cas le plus simple de prévision probabiliste qu'est la prévision de la probabilité d'occurrence d'un événement, tel que : "la température maximale est supérieure à 25°C". Parmi ces scores, nous présenterons le score de Brier, le diagramme de fiabilité et les courbes ROC (Relative operating characteristics). La seconde généralise cette approche et s'intéresse à l'évaluation de la prévision de la PDF de variables continues, et comprend notamment le Discrete Ranked Probability Score (DRPS) et son extension le Continuous Ranked Probability Score (CRPS). Enfin, des statistiques telles que l'erreur moyenne de l'ensemble et sa dispersion apportent une information supplémentaire.

Diagramme de fiabilité

Pour un ensemble à N membres, on définit aisément la probabilité prévue d'occurrence d'un événement comme étant $p = n/N$, où n est le nombre de membres ayant prévu l'événement. On obtient donc $N + 1$ valeurs possibles de p . En considérant un échantillon important de prévisions et les observations associées, on peut, pour chaque valeur de p , calculer la fréquence d'observation de l'événement $o(p)$. Le diagramme de fiabilité est la

représentation de $o(p)$. On comprend immédiatement que, pour un ensemble parfaitement fiable, la courbe obtenue correspond à la diagonale $o(p) = p$.

Courbes ROC

La courbe ROC permet de mesurer la résolution de l'ensemble. Pour chaque valeur s possible de p , on transforme la prévision probabiliste en une prévision déterministe en définissant que l'événement est prévu si $p \geq s$, c'est à dire si au moins s membres ont prévu l'événement. À partir de cette prévision et de l'observation, on peut déterminer la probabilité de détection $POD(s)$ et le taux de fausses alarmes $FAR(s)$ associés au seuil s choisi. Le POD et le FAR sont eux-mêmes calculés pour une prévision déterministe à partir d'une table de contingence. On obtient la courbe ROC en traçant les valeurs de $POD(s)$ en fonction de $FAR(s)$, l'aire située sous cette courbe mesure la résolution de l'ensemble. Une prévision parfaite est associée à une probabilité de détection de 1 et un taux de fausses alarmes nul, et à une aire sous la courbe ROC de 1.

Score de Brier

Le score de Brier (Brier, 1950) est la mesure quadratique $E[(p - o)^2]$, que l'on approche à partir d'un jeu de J prévisions probabilistes et leurs observations associées par :

$$BS = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J (p_j - o_j)^2$$

où o_j vaut 1 si l'événement a été observé, 0 sinon. Pour un système déterministe parfait, on aura donc $BS = 0$. On définit aussi le Brier Skill Score (BSS) pour comparer le système de prévision étudié et une référence par

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{ref}}$$

où la référence peut être une prévision affectant toujours la probabilité climatologique d'occurrence de l'événement, une réanalyse, ou toute autre prévision déterministe ou probabiliste.

D'après Murphy (1973), le score de Brier peut être décomposé de façon à faire apparaître trois termes :

$$BS = \frac{1}{J} \sum_s n_s (s - \bar{o}_s)^2 - \frac{1}{J} \sum_s n_s (\bar{o}_s - \bar{o})^2 + \bar{o}(1 - \bar{o})$$

$$BS = B_{rel} - B_{res} + \bar{o}(1 - \bar{o})$$

où s représente toujours l'ensemble des valeurs possibles de p , n_s et \bar{o}_s le nombre de réalisations et la fréquence d'observation de l'événement pour chaque probabilité prévue s , et \bar{o} la fréquence climatologique d'occurrence de l'événement. B_{rel} est une mesure de la fiabilité de l'ensemble : pour un ensemble fiable, les fréquences observées sont égales aux probabilités prévues, donc $s = \bar{o}_s$ et $B_{rel} = 0$. B_{res} mesure la résolution de l'ensemble. Le troisième terme, $\bar{o}(1 - \bar{o})$, est indépendant du système de prévision, et reflète la difficulté de prévoir l'événement correctement : il est maximal pour une fréquence climatologique de 0,5, et nul pour une fréquence climatologique de 0 ou 1.

DRPS et CRPS

Le DRPS se construit à partir de la définition du score de Brier, pour une variable continue représentée par plusieurs seuils au lieu d'un. Considérons $K > 2$ valeurs possibles de la variable choisie, ordonnées $x_1 < \dots < x_K$, qui définissent les événements $A_k = \{X \leq x_k\}$ pour $k = 1, \dots, K$. Le RPS discret est défini par :

$$DRPS = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K BS_k$$

où BS_k est le score de Brier calculé pour l'événement A_k . Par extension, on peut définir le RPS continu comme l'intégrale du score de Brier pour toutes les valeurs possibles de X :

$$CRPS = \int_{-\infty}^{+\infty} BS(x) dx$$

$$CRPS = E\left(\int_{-\infty}^{+\infty} [F(x) - H(x - x_0)]^2 dx\right)$$

où $F(x) = p(X \leq x)$, x_0 la valeur observée, et H valant 0 si $x - x_0 < 0$ et 1 sinon.

Dispersion, erreur quadratique moyenne et histogramme de rang

L'erreur moyenne de l'ensemble et sa dispersion sont les statistiques les plus fréquemment utilisées pour caractériser le comportement d'un ensemble. On considère qu'un bon ensemble échantillonne correctement la PDF de l'état de l'atmosphère. Dans ce cas, on ne doit pas pouvoir distinguer statistiquement l'analyse vérifiante des membres de l'ensemble. En particulier, sa distance à la moyenne de l'ensemble (l'erreur moyenne de l'ensemble) doit être équivalente à la distance moyenne des membres de l'ensemble à leur moyenne (la dispersion de l'ensemble).

Les histogrammes de rang (ou diagrammes de Talagrand, Talagrand et al., 1997) sont un autre moyen de vérifier le comportement statistique de l'ensemble. On le construit à partir d'un jeu de réalisations (prévisions et vérification) assez important de la manière suivante. Pour chaque élément de ce jeu de réalisations, les N prévisions définissent $N + 1$ classes $-\infty < x_1 < x_2 < \dots < x_N < +\infty$. La valeur vérifiante tombe dans une de ces classes, dont on incrémente le compteur. En répétant l'opération pour toutes les réalisations, la première classe contiendra le nombre de réalisations pour lesquelles la vérification était inférieure à tous les membres de l'ensemble, etc.

Si l'analyse vérifiante (ou l'observation) est bien statistiquement indifférentiable des membres de l'ensemble, l'histogramme de rang doit être plat (elle a autant de chances de se trouver dans n'importe quelle classe). Un diagramme asymétrique indique souvent un biais de la moyenne de l'ensemble. Un diagramme symétrique en forme de U (resp. de U inversé) peut être produit par un ensemble sous-dispersif (resp. sur-dispersif).

2.2.5 Systèmes de prévision d'ensemble actuels

Le système opérationnel de prévision d'ensemble global de Météo-France, la PEARP (pour Prévision d'Ensemble ARPEGE), utilise le modèle ARPEGE, avec une grille étirée

de résolution horizontale maximale 15,5 km sur la France et 65 niveaux verticaux. Elle comprend 35 membres, pour des échéances allant jusqu'à 4,5 jours. Les conditions initiales combinent les différences produites par un ensemble d'assimilation 4D-VAR de 6 membres et des vecteurs singuliers calculés pour plusieurs régions cibles. Elle représente également les erreurs de modélisation par l'utilisation aléatoire de 10 schémas de paramétrisations physiques.

Le système de prévision d'ensemble du CEPMMT comprend 51 membres (un membre de contrôle, et 50 membres perturbés), à une résolution de 32 km pour 62 niveaux verticaux pendant 10 jours, puis à une résolution de 64 km jusqu'au 15^e jour. Les conditions initiales sont aussi construites autour de l'analyse de référence à partir d'un ensemble d'assimilation de 10 membres à une résolution réduite et de vecteurs singuliers. L'erreur de modélisation liée aux paramétrisations physiques est prise en compte par l'activation de perturbations stochastiques des tendances physiques (SPPT, voir Buizza et al., 1999). Les erreurs liées aux effets sous-maille sont simulées par le schéma SKEB (Stochastic Kinetic Energy Backscatter scheme) qui perturbe les tendances de vortacité selon le taux de dissipation de l'énergie cinétique.

Le système de prévision d'ensemble opérationnel au NCEP est composé d'un membre de contrôle, et de 20 membres à une résolution de 55 km pendant 8 jours, puis environ 75 km jusqu'au 16^e jour, avec 42 niveaux verticaux. Les perturbations des conditions initiales sont obtenues à partir de la technique du breeding, et modifiées par une transformation d'ensemble semblable à l'ETKF. Les erreurs de modélisation sont également représentées par des perturbations stochastiques appliquées aux tendances physiques.

Le SMC utilise un filtre de Kalman d'ensemble pour produire les conditions initiales de son système de prévision d'ensemble global. Leur système d'assimilation comprend 192 membres regroupés en 4 sous-ensembles de 48 membres chacun, ce qui permet de calculer les statistiques utilisées pour l'assimilation d'un sous-ensemble à partir des trois autres pour éviter que l'ensemble d'analyses produit ne soit sous-dispersif (Mitchell et Houtekamer, 2009). La prévision d'ensemble comprend ensuite 20 membres à une résolution d'environ 66 km et 40 niveaux verticaux, jusqu'à 16 jours d'échéance. Chacun de ces 20 membres utilise une analyse différente, et les schémas stochastiques SPPT et SKEB sont utilisés pour représenter l'erreur de modélisation.

2.3 Prévision d'ensemble à aire limitée

Avec l'augmentation de la puissance de calcul disponible, et la mise en service de modèles numériques à aire limitée, d'abord régionaux d'une échelle d'une vingtaine de kilomètres, puis de modèles à haute résolution résolvant explicitement la convection (CRM, pour Cloud-Resolving Models), le besoin d'une prévision probabiliste a évolué. La prévision d'ensemble à échelle synoptique s'intéresse principalement à la prévision des transitions entre régimes de temps, à l'incertitude sur le passage de cyclones ou de dépressions des moyennes latitudes de grande échelle. Les perturbations générées par le breeding et les vecteurs singuliers, de nature principalement linéaire, bien adaptées à l'instabilité barocline de l'atmosphère, sont moins pertinentes à l'échelle kilométrique, où les processus fortement non-linéaires et à seuil dominant.

Les CRM sont plus utiles à la prévision d'événements extrêmes et dangereux de petite échelle spatiale et temporelle, comme par exemple dans le cadre de ce travail les orages

et les fortes précipitations. C'est pourquoi, alors que la prévision d'ensemble globale a été construite d'emblée comme un moyen de mesure de l'incertitude, des méthodes de simulation d'ensemble sont d'abord appliquées à des cas d'étude, dans des tests de sensibilité (Wandishin et al., 2010; Van Weverberg et al., 2010; Argence et al., 2008, entre autres). Les caractéristiques des modèles, ainsi que les objectifs, sont très différents du cadre de la prévision d'échelle synoptique.

Hohenegger et Schär (2007a) ont comparé la croissance des erreurs dans un modèle d'échelle synoptique (le modèle du CEPMMT) et un CRM (le Lokal-Modell allemand, d'une résolution horizontale de 2,2 km). Ils ont montré que le temps de doublement de l'erreur initiale est de 4 h à échelle convective contre 40 h pour le modèle global. De même, selon leur mesure, l'approximation par le modèle linéaire tangent (utile par exemple pour la méthode des vecteurs singuliers) est valable pendant 1h30 pour le CRM (54 h pour le modèle global). Les erreurs importantes touchent aussi des paramètres/régions différents : alors que l'incertitude du modèle de grande échelle se retrouve sur des paramètres synoptiques tels que le géopotentiel à 500 hPa (Z_{500}), la croissance d'erreurs dans le CRM est plus forte dans les basses couches, notamment pour la température à 2 mètres (T_{2m}).

La prévisibilité des modèles à échelle convective est limitée par les instabilités convectives non-linéaires, et très sensible aux conditions initiales de la simulation. Ducrocq et al. (2002) ont montré que les modèles résolvant la convection ont besoin de bonnes conditions initiales à méso-échelle pour être performants, notamment une bonne représentation de l'humidité dans les basses couches. Hohenegger et Schär (2007b) ont étudié la propagation des erreurs initiales dans le modèle COSMO (d'une résolution horizontale de 2,2 km). À partir de trois méthodes de génération de perturbations des conditions initiales (l'initialisation décalée, l'ajout d'une bulle chaude gaussienne, et la perturbation aléatoire du champ 3D de température), ils ont montré qu'après la dissipation d'une partie de la dispersion par des ondes de gravité, les instabilités convectives propagent rapidement l'incertitude initiale. L'amplitude et la localisation de l'incertitude après quelques heures est indépendante de la perturbation initiale, et plutôt déterminée par l'environnement. Walser et al. (2004) avaient également montré que l'incertitude liée à la convection peut se propager pour affecter des échelles synoptiques.

Les modèles à aire limitée souffrent aussi d'une source d'erreur supplémentaire, par rapport aux modèles globaux : ils ont besoin de conditions aux limites, fournies à une résolution spatiale et temporelle insuffisante par un modèle de plus grande échelle, lui-même entaché d'erreurs. De plus, un CRM n'est pas capable de représenter correctement les grandes longueurs d'onde, toute l'information sur les grandes échelles provient du modèle coupleur (Laprise, 2003), lui-même incertain. Ces différences importantes, ainsi que le coût numérique très important des prévisions à haute résolution, qui oblige à se contenter d'un petit nombre de membres, expliquent le besoin de mettre au point des méthodes de génération d'ensemble dédiées à l'échelle convective.

2.3.1 Modèles à convection paramétrée

Le problème des conditions aux limites a été abordé par Molteni et al. (2001) et Marsigli et al. (2001). Ils proposent d'utiliser les membres du système de prévision d'ensemble du CEPMMT comme conditions aux limites pour leurs simulations régionales (avec le modèle LAMBO, d'une résolution de 20 km). Pour réduire le nombre de membres de leur

ensemble, ils proposent un algorithme de sélection de certains membres représentatifs de la prévision d'ensemble du CEPMMT, à partir d'une classification des membres ayant le même comportement. Ils ont testé cette méthode pour 4 cas de fortes précipitations. Pour les deux cas les plus prévisibles, les prévisions issues des membres représentatifs des classes les plus peuplées sont bonnes. Pour chacun des deux cas de faible prévisibilité, au moins un membre de l'ensemble à haute résolution, associé à une classe faiblement peuplée, indique la possibilité d'occurrence d'un événement extrême. Leur technique de sélection permet donc de conserver une part importante de la variabilité de l'ensemble de grande échelle.

Avec des modèles de prévision régionaux, d'une résolution de 10 à 30 km, la convection n'est pas explicitement résolue. Ils disposent d'une paramétrisation de la convection profonde. Ce schéma est une source d'erreur importante pour les simulations numériques. Stensrud et al. (2000) ont montré, en comparant l'impact de perturbations des conditions initiales et des paramétrisations physiques du modèle, qu'il est indispensable de prendre en compte les erreurs de modélisation dans le cadre d'une simulation d'ensemble à cette échelle, notamment en ce qui concerne le comportement du schéma de convection lorsque le forçage synoptique des ascendances est faible. Zhang et al. (2006) et Meng et Zhang (2007) ont mis en place un filtre de Kalman d'ensemble avec le même modèle. Ils ont montré sa grande sensibilité à la prise en compte des erreurs du schéma de convection, et insistent sur le fait que ce système est plus performant pour les grandes échelles que pour les variables sensibles à des processus de méso-échelle.

2.3.2 Modèles à convection profonde résolue

Les modèles numériques résolvant la convection profonde (à des échelles de l'ordre de 1 à 4 km) sont beaucoup plus coûteux que les modèles régionaux à convection paramétrée. Un ensemble à échelle convective aura donc nécessairement un nombre de membre bien plus limité, pour couvrir une région moins étendue. Toutefois, des études comparatives de ces ensembles ont mis en évidence un avantage important pour les simulations à échelle convective, même limitées à un très petit nombre de membres. Clark et al. (2009), à partir de prévisions d'ensemble pour 23 dates du printemps 2007 à des échelles de 4 et 20 km, ont montré qu'un ensemble de 5 membres à échelle convective (4 km de résolution) est bien plus performant pour la prévision des précipitations qu'un ensemble de 15 membres à 20 km de résolution. Hohenegger et al. (2008) trouvent aussi un gain important en augmentant la résolution de 10 à 2,2 km, notamment lié à une meilleure représentation du relief. Clark et al. (2010a) expliquent cela par l'incapacité des modèles à convection paramétrée à représenter correctement les cellules convectives, alors que les CRMs produisent des simulations réalistes (en termes de vent, de cisaillement, de CAPE, etc) et représentent mieux leurs trajectoires.

La prévision d'ensemble à échelle convective est ainsi devenue un axe de recherche prioritaire des grands centres de prévision météorologique, d'abord sous forme d'études de sensibilité et de prévisibilité des événements extrêmes. Des travaux récents s'intéressent à la qualité statistique de ces ensembles à partir d'études sur des périodes longues ou sur un grand nombre de cas, en vue de la mise en place d'une future prévision d'ensemble à échelle convective opérationnelle. Aux États-Unis, la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) organise chaque année au printemps une grande campagne de tests de systèmes (numériques et humains) de prévision et d'alerte pour les phénomènes dangereux

(Spring Experiment, Clark et al., 2011b; Kong et al., 2007), incluant des prévisions d'ensemble à échelle convective avec le modèle WRF-ARW à une résolution de 4 km. Gebhardt et al. (2011), du Deutscher Wetterdienst (DWD, Allemagne), travaillent à la mise en place d'un système de prévision d'ensemble avec leur modèle COSMO-DE à une résolution de 2,8 km, et en proposent une évaluation statistique sur une période de 15 jours.

Les recherches actuelles visent à identifier les différentes sources d'incertitude pesant sur les prévisions numériques à haute résolution, estimer l'importance de chacune, et identifier le meilleur moyen d'échantillonner chacune de ces sources d'incertitude, tout en conservant un nombre de membres raisonnable. L'étude des caractéristiques statistiques des prévisions d'ensemble de précipitations a permis à Clark et al. (2011a) d'estimer à une dizaine le nombre de membres nécessaire pour conserver l'essentiel de l'information probabiliste fournie par leur ensemble complet (17 membres).

Conditions initiales

La forte dépendance des CRMs aux conditions initiales (Ducrocq et al., 2002) impose de tenir compte de l'erreur d'analyse pour échantillonner correctement l'incertitude associée à une prévision à haute résolution. Clark et al. (2011a) suggèrent que les perturbations initiales doivent représenter l'erreur à l'échelle du modèle numérique utilisé, se contenter de perturbations produites par un modèle de plus grande échelle ne permet pas d'obtenir des résultats optimaux. Différentes manières de créer les états initiaux requis par une prévision d'ensemble à échelle convective sont proposés dans la littérature. La technique d'initialisation décalée (Hohenegger et Schär, 2007b; Hohenegger et al., 2008; Walser et al., 2004, entre autres) consiste à lancer des prévisions à des instants successifs, et à les comparer sur leur période de recouvrement (fig. 2.3). Certains travaux utilisent l'information d'ensembles de plus grande échelle, soit par interpolation directe (par exemple Hohenegger et al., 2008), soit comme construction de perturbations autour d'une analyse de référence (notamment les ensembles de la Spring Experiment de la NOAA, voir par exemple Clark et al., 2009). Hohenegger et Schär (2007b) utilisent des perturbations du champ de température initial, soit par l'inclusion d'une bulle chaude, soit par une perturbation aléatoire sur l'ensemble du domaine.

Le développement d'ondes de gravité fait décroître les perturbations initiales dans les tout premiers pas de temps (Walser et al., 2004; Hohenegger et Schär, 2007b). Les perturbations sont ensuite rapidement amplifiées par les instabilités convectives, jusqu'à affecter la prévisibilité à l'échelle synoptique dans le voisinage de systèmes convectifs (Walser et al., 2004). La prise en compte de l'incertitude provenant des conditions initiales est importante surtout pour les premières échéances. Après quelques heures, leur effet diminue, et les régions où les différences persistent semblent plutôt déterminées par l'environnement et les conditions synoptiques (Hohenegger et Schär, 2007b).

Conditions aux limites

Bien que d'autres sources d'erreur soient présentes, telles que l'interpolation spatio-temporelle des conditions de couplage à partir des prévisions de grande échelle, ou encore la méthode de couplage (couplage aux bords, nudging des grandes échelles...), l'incertitude provenant des conditions aux limites est généralement prise en compte à travers l'utilisation de différents membres d'une prévision d'ensemble globale comme coupleurs pour les

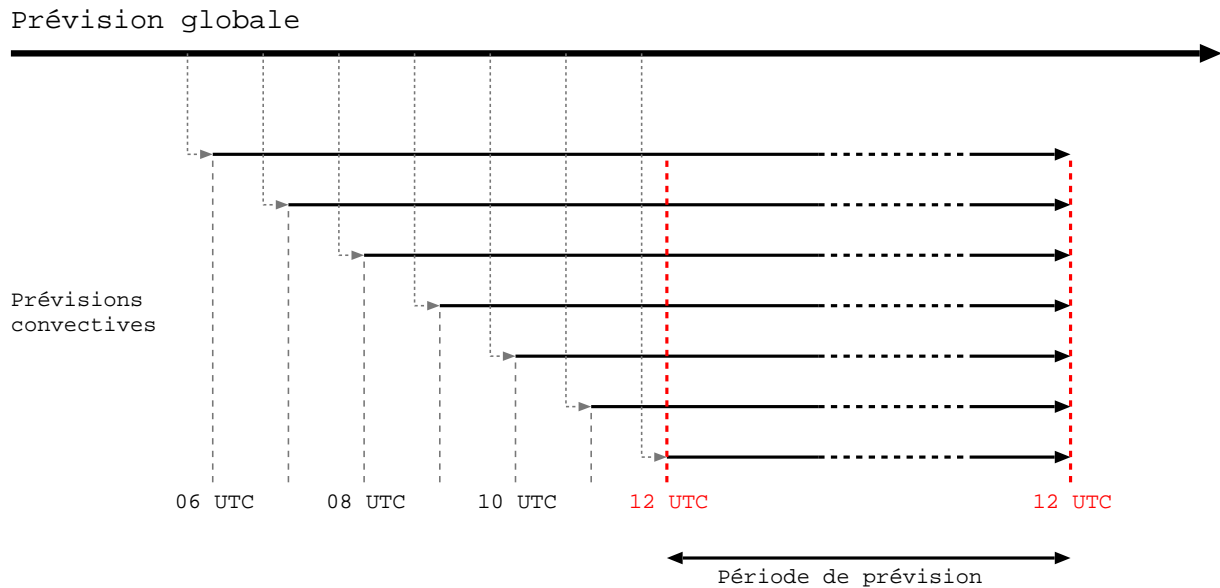


FIG. 2.3 : Méthode d’initialisation décalée. Des prévisions à échelle convective sont initialisées à des heures successives à partir d’un modèle de plus grande échelle, et vérifiées sur leur période de recouvrement.

prévisions à haute résolution. Gebhardt et al. (2011) utilisent, au lieu d’un ensemble de grande échelle, des prévisions de plusieurs modèles distincts. Si l’ensemble de grande échelle a plus de membres que l’on ne peut en faire tourner à échelle convective, une stratégie de sélection de membres représentatifs est parfois mise en place, d’après Molteni et al. (2001), comme par exemple par Hohenegger et al. (2008). Considérer cette source d’incertitude est essentiel au delà de quelques heures d’intégration, lorsque son effet devient plus important que celui des perturbations des états initiaux (Hohenegger et al., 2008).

Nuissier et al. (2012) ont procédé à une comparaison objective de plusieurs ensembles de 8 membres utilisant des stratégies différentes pour la sélection des conditions aux limites. Deux ensembles utilisent un tirage aléatoire des membres de la PEARP utilisés comme coupleurs pour les prévisions AROME. Deux ensembles utilisent la méthode de Molteni et al. (2001), l’un avec les paramètres standards, l’autre avec des paramètres liés aux fortes précipitations (tels que le flux d’humidité à 925 hPa). Pour deux cas de fortes précipitations, les 15–16 juin 2010 (sur le Var), et les 7–8 septembre 2010 (sur le Gard et l’Ardèche), appliquer une sélection par classification des membres de la PEARP produit de meilleurs résultats qu’un choix aléatoire. L’ensemble utilisant des prédicteurs adaptés aux fortes précipitations pour réaliser la classification produit encore une meilleure analyse, et l’incertitude de prévision est mieux localisée.

Erreur de modélisation

Plusieurs méthodes sont aussi proposées pour représenter l’erreur de modélisation. Gebhardt et al. (2011) modifient certains paramètres choisis parmi les paramétrisations

du modèle, concernant par exemple la distribution de taille des gouttelettes d'eau ou la longueur de mélange utilisée par le schéma de turbulence. Pour les ensembles à échelle convective utilisés par la NOAA lors des Spring Experiments, l'erreur de modélisation est représentée par l'utilisation de différents schémas microphysiques, schémas de surface et de couche limite (voir par exemple Clark et al., 2010b). Fresnay et al. (2012) s'intéressent spécifiquement, dans le cadre d'une étude d'impact sur des fortes précipitations, au schéma microphysique, d'une part en modifiant des paramètres gouvernant par exemple la distribution de taille des gouttelettes, d'autre part en modifiant les tendances de divers processus tels que l'évaporation.

Les perturbations de la physique du modèle ont moins d'impact sur les prévisions à haute résolution que les perturbations de conditions initiales et aux limites (Clark et al., 2010a). En comparant un ensemble intégrant toutes les perturbations à un ensemble ne considérant que l'erreur de modélisation, Clark et al. (2010b) montrent que les perturbations de la physique expliquent à peine 10% de l'incertitude sur les champs de masse (géopotential, pression au niveau de la mer), et de 30% à 50% de l'incertitude pour les paramètres de basses couches (température, humidité...). Gebhardt et al. (2011), dans des ensembles n'utilisant pas de perturbations des conditions initiales, montrent que l'erreur de modélisation domine pour les premières échéances (6 h), mais que c'est ensuite l'incertitude provenant des conditions aux limites qui prend le plus d'importance.

Bouttier et al. (2012) ont évalué l'apport de perturbations de la physique du modèle pour un ensemble utilisant déjà différentes conditions initiales et aux limites. Leur ensemble de référence utilise une assimilation d'ensemble AROME pour produire les conditions initiales, et les conditions de couplage proviennent de différents membres de la prévision d'ensemble à grande échelle PEARP. Un second ensemble reprend la même configuration, en y ajoutant des perturbations stochastiques des tendances physiques du modèle. Les tendances physiques de vent, température et contenu en eau sont ainsi modifiées à chaque pas de temps et en chaque point de grille. Ils ont montré que la prise en compte de l'erreur de modélisation par cette technique améliore la fiabilité et la dispersion de l'ensemble, et que son effet augmente avec les échéances.

2.4 Outils et méthode de travail

2.4.1 Le modèle AROME

Cette étude est réalisée avec le modèle à échelle convective opérationnel de Météo-France, AROME. Il a été développé pour compléter le système de prévision numérique du temps, qui comporte les modèles ARPEGE et ALADIN. ARPEGE est le modèle global opérationnel de Météo-France, il utilise une grille étirée d'une résolution horizontale proche de 10 km sur la France pour 60 niveaux verticaux, et dispose d'un système d'assimilation de données 4D-VAR (Courtier et al., 1994). ALADIN est un modèle régional utilisé opérationnellement sur l'Europe de l'ouest à une résolution horizontale de 7,5 km pour 70 niveaux verticaux, qui dispose d'un système d'assimilation 3D-VAR (Fischer et al., 2005) et utilise des conditions aux limites fournies par ARPEGE toutes les 3 heures.

La configuration opérationnelle d'AROME en 2012 utilise 60 niveaux verticaux et une résolution horizontale de 2,5 km, qui le place donc hors de la zone grise de la convection (3 à 6 km) dans laquelle la convection profonde est partiellement représentée par le modèle mais

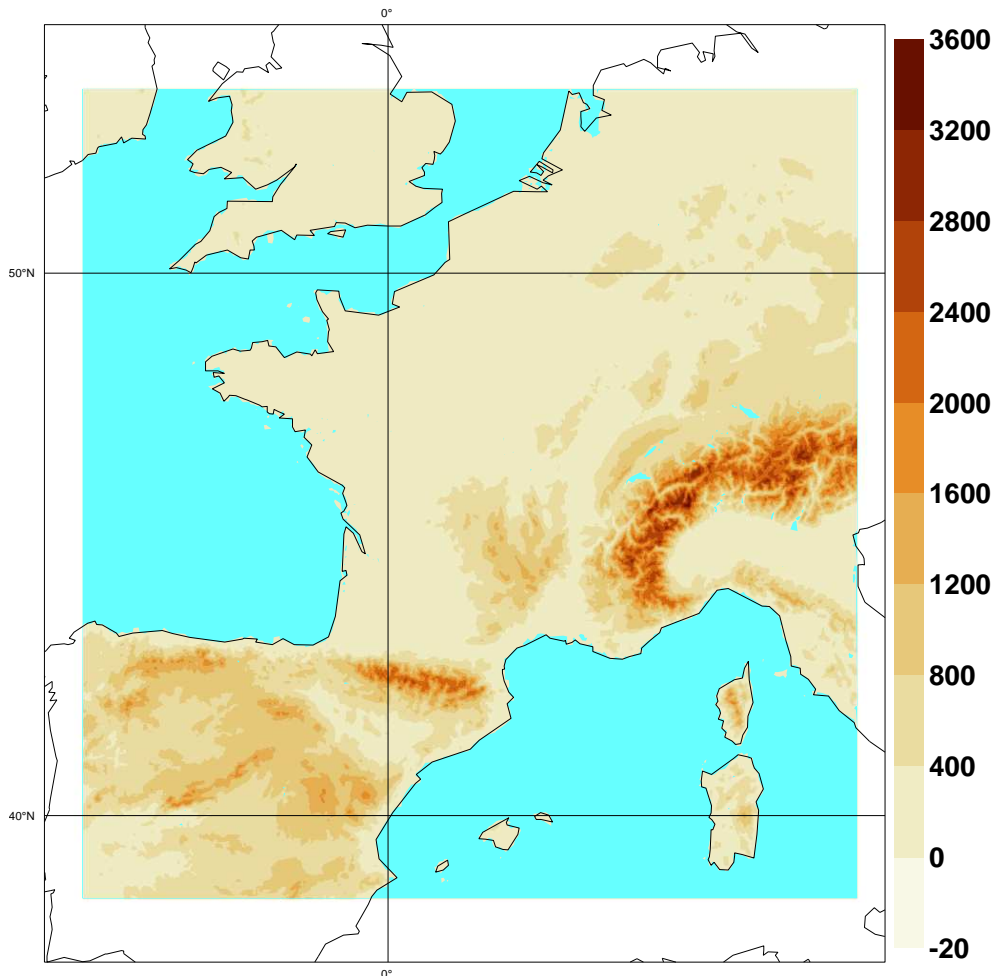


FIG. 2.4 : Domaine de prévision AROME opérationnel en 2012, altitude (m).

doit encore en partie faire l'objet d'une paramétrisation. La figure 2.4 montre le domaine de prévision FRANGP opérationnel en 2012. Le modèle et sa configuration opérationnelle sont décrits succinctement ci-après, pour plus de détails, se référer à Seity et al. (2010).

AROME partage la dynamique spectrale non-hydrostatique d'ALADIN-NH (Bubnova et al., 1995; Bénard et al., 2010), utilisant un schéma numérique semi-implicite et semi-lagrangien pour la résolution des équations d'Euler pour un fluide compressible. Les paramétrisations physiques ont été adaptées du modèle de recherche Mésos-NH (Lafore et al., 1998). AROME utilise le schéma microphysique ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998), qui représente l'évolution pronostique de cinq classes d'hydrométéores en plus de la vapeur d'eau : les gouttelettes d'eau nuageuse et les gouttes de pluie, la glace primaire, le graupel et la neige. À une résolution de 2,5 km, la convection profonde est supposée résolue par le modèle et ne nécessite donc pas de paramétrisation. En revanche, l'effet sous-maille de la convection peu profonde est représenté par le schéma de Pergaud et al. (2009), et le schéma de turbulence développé par Cuxart et al. (2000) utilise la longueur de mélange de Bougeault et Lacarrere (1989).

AROME utilise le module de surface externalisé SURFEX. Le relief est calculé à partir de la base GTOPO30, les données physiographiques proviennent d'ECOCLIMAP (Masson et al., 2003). Les flux sont calculés pour chaque maille du modèle en fonction de la proportion de sol, de ville, de mer et de lac que comporte la maille. SURFEX est aussi utilisé pour diagnostiquer les paramètres du temps sensible (température et humidité à 2 m, vent à 10 m) sous le niveau le plus bas du modèle (17 m).

AROME dispose de son propre système d'assimilation 3D-VAR dérivé de celui d'ALADIN. Les statistiques d'erreur d'ébauche sont adaptées à l'échelle convective et estimées à l'aide d'un ensemble d'assimilation AROME de 6 membres (Berre et al., 2006). Le système d'analyse 3D-VAR est utilisé dans un cycle d'assimilation tri-horaire. Les observations assimilées comprennent les radio-sondages, les mesures de stations au sol, les données de profilers de vents, de bouées et bateaux, d'avions, ainsi que les GPS. Des observations satellites sont également assimilées : le vent des AMVs et scattéromètres, les radiances micro-onde AMSU-A et -B des satellites *Aqua* et *NOAA-15,-16,-17*, les radiances infrarouge HIRS de *NOAA-17*, ainsi que les radiances visibles et infrarouge SEVIRI de *METEOSAT-8*. Enfin, AROME assimile les données radar de vent doppler, qui améliorent nettement les prévisions de précipitations grâce à une meilleure représentation des convergences de basses couches associées à la convection, et les réflectivités radar, utilisées pour corriger l'humidité par une approche 1D+3DVAR (Caumont et al., 2010).

2.4.2 Méthode de travail

Nous avons choisi d'explorer les différentes sources d'incertitude pesant sur les prévisions AROME à l'aide de simulations d'ensemble. Afin de pouvoir comparer les ensembles produits, tous ont le même nombre de membres, fixé à 11 (une prévision de contrôle et dix prévisions perturbées) pour des raisons de coût numérique. Le choix des méthodes de génération d'ensemble découle directement de l'identification des différentes sources d'incertitude ainsi que de l'étude de sensibilité des événements de fortes précipitations.

L'évaluation des prévisions d'ensemble réalisées est problématique. Les prévisions d'ensemble doivent être évaluées de manière statistique sur un grand nombre de cas. Mais lorsque, comme ici, l'étude porte sur un phénomène particulier, et une région précise, il faut au contraire réduire l'échantillon de manière à ce que les résultats ne soient pas parasités par des situations totalement différentes. Pour maximiser le nombre de réalisations, tous les points de grille du modèle AROME sont utilisés dans l'échantillon, alors même qu'il peut y avoir une corrélation entre les erreurs de points voisins. D'autre part, l'effet des erreurs d'observation dans le calcul de scores a été négligé (un test mené sur les ensembles de la partie II n'a pas montré d'impact important). Enfin, le faible nombre de membres situe les ensembles réalisés à la limite entre une étude de sensibilité, pour laquelle chaque membre peut être étudié indépendamment, et une prévision probabiliste.

Nous avons discuté au chapitre précédent de l'importance du forçage d'échelle synoptique d'une part, et des conditions de basses couches à méso-échelle d'autre part, pour le déclenchement de systèmes convectifs, leur évolution et leur stationnarité. Les ensembles présentés dans la partie II ont été construits afin d'évaluer la prévisibilité de ces événements au regard de ces deux sources d'incertitude. Des ensembles couplés à la prévision d'ensemble globale PEARP représentent l'incertitude provenant des conditions aux limites d'échelle synoptique. D'autres ensembles utilisent une méthode d'assimilation d'observations per-

turbées afin d'échantillonner l'incertitude liée à la représentation des paramètres de basses couches à méso-échelle.

La partie III explore les autres sensibilités des événements de fortes précipitations, relevées au chapitre précédent. L'importance de processus physiques complexes, tels que l'évaporation des précipitations et le développement de plages froides sous orages, a motivé la mise en place d'un ensemble représentant l'incertitude liée à la paramétrisation de la microphysique chaude (chapitre 5). De même, la sensibilité aux flux de surface, notamment à la température de surface de la mer, nous a conduit à mettre en place différentes perturbations des conditions de surface (chapitre 6).

La méthode de travail établie consiste en l'étude séparée de chaque source d'incertitude. Pour chacune d'entre elles, dans un premier temps, les ensembles générés sont étudiés sur des cas de fortes précipitations, afin d'isoler l'impact des perturbations sur la prévisibilité de ces événements. Dans un second temps, les perturbations sont évaluées de manière statistique sur une période plus longue, afin d'étudier l'impact de chaque perturbation sur l'incertitude des prévisions à échelle convective. Enfin, des ensembles combinent plusieurs des méthodes de perturbation mises en place, pour vérifier si la prise en compte simultanée de plusieurs sources d'incertitude améliore les performances de l'ensemble (chapitre 7).

Deuxième partie

Mesure de l'incertitude provenant
des conditions initiales et aux limites

Chapitre 3

Conditions aux limites et conditions initiales

Contenu

3.1	Résumé de l'article : Conditions aux limites <i>vs.</i> conditions initiales	66
3.2	Article : CR EPS for Mediterranean HPEs : LBCs <i>vs.</i> ICs .	67

3.1 Résumé de l'article : Simulations d'ensemble à échelle convective des événements fortement précipitants méditerranéens, incertitude des conditions initiales et aux limites

Dans un premier temps, en admettant que l'erreur de modélisation contribue moins à l'incertitude des prévisions à échelle convective que les conditions initiales et aux limites, plusieurs ensembles ont été construits pour évaluer séparément l'impact de l'incertitude provenant de l'échelle synoptique à travers les conditions aux limites, et l'incertitude de méso-échelle sur les conditions initiales. Ces ensembles utilisent le modèle AROME dans sa configuration opérationnelle en 2008.

L'incertitude provenant des conditions aux limites est étudiée par l'utilisation des membres de la prévision d'ensemble globale de Météo-France, la PEARP, dans sa version opérationnelle en 2008. La PEARP utilisée ne comptait alors que 11 membres, nous avons donc réalisé des ensembles AROME à 11 membres également.

Pour l'expérience AROME-PEARP1 (voir la fig. 1 de l'article), les prévisions PEARP sont réalisées à 00, 06, 12 et 18 UTC chaque jour. Chaque membre de la PEARP sert de coupleur à un cycle d'assimilation ALADIN, pour procéder à une descente d'échelle entre la PEARP (23 km sur la France) et AROME. Chaque cycle d'assimilation ALADIN fournit alors les conditions aux limites à un cycle d'assimilation tri-horaire AROME semblable à la configuration opérationnelle. Les prévisions longues (à 24 h d'échéance) sont lancées à 12 UTC chaque jour.

L'expérience AROME-PEARP2 est similaire, mais aucune assimilation de données n'est réalisée avec ALADIN, qui est utilisé en descente d'échelle dynamique. On s'attend ainsi à ce que les prévisions ALADIN soient plus proches des membres de la PEARP et en retiennent le plus d'information possible.

L'expérience AROME-PEARP3 est similaire à AROME-PEARP2 (pas d'assimilation avec ALADIN), mais les prévisions ALADIN sont couplées à la PEARP du réseau précédent. Par exemple, une prévision ALADIN de 00 à 06 UTC est couplée aux échéances 6 h à 12 h d'une prévision PEARP initialisée à 18 UTC la veille. Les conditions aux limites utilisées auront alors plus de dispersion, mais aussi plus d'erreurs.

L'incertitude provenant des conditions initiales à méso-échelle est évaluée par la méthode d'assimilation d'observations perturbées (Houtekamer et al., 1996), tirant parti du système d'assimilation à méso-échelle 3D-VAR d'AROME. Les conditions aux limites, identiques pour chaque membre, sont fournies par la prévision ALADIN opérationnelle. L'expérience AROME-PERTOBS utilise un membre de contrôle dont les observations ne sont pas perturbées, et 10 membres utilisant des observations perturbées aléatoirement dans leur cycle d'assimilation.

AROME-PEARP1 et AROME-PERTOBS sont évalués sur une période continue d'un mois, du 6 octobre au 5 novembre 2008 compris. Pour des raisons de coût de calcul, AROME-PEARP2 et AROME-PEARP3 ont été lancés sur une sous-période, du 15 octobre au 1 novembre 2008, après avoir vérifié que la réduction de la période d'étude à 18 jours ne change pas les conclusions de l'étude des deux ensembles précédents. Le comportement des ensembles pour deux cas d'études de HPEs méditerranéens est aussi analysé. Le cas des 1-2 novembre est caractérisé par un forçage synoptique important, une dynamique

d'altitude prononcée et un flux de basses couches très fort produisant des précipitations continues sur les Cévennes. Les précipitations du cas du 20 octobre sont localisées sur les plaines en amont du relief, le système convectif est plus dirigé par des processus de méso-échelle (développement d'une plage froide sous orage notamment).

L'évaluation statistique des ensembles a montré que les deux méthodes ensemblistes donnent de bons résultats, mettant en évidence l'apport des prévisions d'ensemble par rapport aux prévisions déterministes. Autant l'étude statistique que l'analyse des deux cas d'étude révèlent les différences d'impact de perturbations des conditions initiales à méso-échelle ou des conditions aux limites. Il est essentiel de tenir compte des incertitudes sur les conditions initiales à méso-échelle pour les premières heures de simulation. Après quelques heures (environ 12 h dans notre étude), l'incertitude provenant des conditions aux limites domine. La part de chaque source dans l'incertitude de la prévision varie aussi selon les conditions synoptiques : lorsque la circulation d'échelle synoptique est forte, l'incertitude est plus largement dominée par les conditions aux limites. Les différences initiales à méso-échelle sont quant à elles plus importantes pour les systèmes isolés impliquant des processus de méso-échelle complexes, comme le cas du 20 octobre 2008.

Sachant l'importance des conditions de basses couches dans le déclenchement et le maintien des systèmes convectifs, nous avons évalué la dispersion des ensembles pour ces niveaux. Tous sont sous-dispersifs (la dispersion est plus faible que l'erreur de prévision). Ce caractère sous-dispersif s'atténue en fin de prévision dans les expériences AROME-PEARP, lorsque les conditions aux limites ont plus d'effet. Pour AROME-PEARP2 et AROME-PEARP3, la suppression de l'assimilation de données avec ALADIN est nettement bénéfique en termes de dispersion, surtout aux échéances intermédiaires (12 h). Dans AROME-PERTOBS au contraire, les premières échéances sont meilleures mais l'utilisation d'un couplage unique pour tous les membres explique que la dispersion diminue rapidement.

La sous-dispersion des ensembles produits peut s'expliquer par le fait que chacun des ensembles ne prend en compte qu'une seule source d'incertitude. Dans cet article, l'incertitude provenant des conditions aux limites d'une part, et des conditions initiales à méso-échelle d'autre part, ont été étudiées. Nous nous intéresserons dans les chapitres suivants à la représentation des erreurs de modélisation, puis de représentation des flux de surface. Enfin, nous mettrons en place des ensembles prenant en compte simultanément plusieurs de ces sources d'incertitude afin d'évaluer l'impact de la combinaison de différentes perturbations sur le comportement des ensembles et leur dispersion.

3.2 Article : Cloud-Resolving Ensemble Simulations of Mediterranean Heavy Precipitating Events : Uncertainty on Initial Conditions and Lateral Boundary Conditions



Cloud-Resolving Ensemble Simulations of Mediterranean Heavy Precipitating Events: Uncertainty on Initial Conditions and Lateral Boundary Conditions

BENOÎT VIÉ, OLIVIER NUISSIER, AND VÉRONIQUE DUCROcq

CNRM-GAME, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

(Manuscript received 4 May 2010, in final form 28 September 2010)

ABSTRACT

This study assesses the impact of uncertainty on convective-scale initial conditions (ICs) and the uncertainty on lateral boundary conditions (LBCs) in cloud-resolving simulations with the Application of Research to Operations at Mesoscale (AROME) model. Special attention is paid to Mediterranean heavy precipitating events (HPEs). The goal is achieved by comparing high-resolution ensembles generated by different methods. First, an ensemble data assimilation technique has been used for assimilation of perturbed observations to generate different convective-scale ICs. Second, three ensembles used LBCs prescribed by the members of a global short-range ensemble prediction system (EPS). All ensembles obtained were then evaluated over 31- and/or 18-day periods, and on 2 specific case studies of HPEs. The ensembles are underdispersive, but both the probabilistic evaluation of their overall performance and the two case studies confirm that they can provide useful probabilistic information for the HPEs considered.

The uncertainty on convective-scale ICs is shown to have an impact at short range (under 12 h), and it is strongly dependent on the synoptic-scale context. Specifically, given a marked circulation near the area of interest, the imposed LBCs rapidly overwhelm the initial differences, greatly reducing the spread of the ensemble. The uncertainty on LBCs shows an impact at longer range, as the spread in the coupling global ensemble increases, but it also depends on the synoptic-scale conditions and their predictability.

1. Introduction

Heavy precipitating events (HPEs) frequently occur over the western Mediterranean regions, mainly in autumn, producing disastrous flash floods that have been responsible for many casualties and heavy damages in recent decades. Such high-impact events have been well observed and studied over all the western Mediterranean regions (see Buzzi et al. 1998; Penarrocha et al. 2002; Ducrocq et al. 2003; Nuissier et al. 2008; Ducrocq et al. 2008, among others). While large amounts of precipitation can accumulate over several days when frontal systems are slowed down and strengthened by coastal mountains, some of these Mediterranean HPEs can be attributed to back-building quasi-stationary mesoscale convective systems (MCSs) staying over the same area for several hours, producing large rainfall totals in a very short time (typically over 200 mm in 6–24 h).

Using nonhydrostatic cloud-resolving models (CRMs) improves the realism of simulated precipitating systems, because of enhanced representation of the water cycle and resolved deep convection. The HPEs considered here depend strongly on both synoptic-scale circulation patterns (Nuissier et al. 2008, 2010, manuscript submitted to *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*) and convective-scale flow characteristics and processes (Ducrocq et al. 2008; Bresson et al. 2009). The intrinsic predictability of these HPEs is directly related to the variety of physical processes involved in their triggering and evolution. Strong, slowly evolving synoptic-scale conditions (e.g., a large upper-level trough northwest of the region of interest inducing a diffluent southerly flow over the Mediterranean regions) help make these HPEs more predictable. Other mechanisms also increase the predictability, such as the triggering of deep convection by orographic lifting. In contrast, other processes, in particular at the convective scale (e.g., microphysical processes, turbulence, and convective instability) and their complex interactions, involving nonlinearities and threshold effects, reduce that predictability. Precise forecasting of both the location and intensity of the quasi-stationary MCSs involved in

Corresponding author address: Benoît Vié, CNRM/GMME/MICADO, 42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse CEDEX, France.
E-mail: benoit.vie@meteo.fr

HPEs is thus still very challenging, and yet the hydrological response of the Mediterranean steep coastal watersheds is very sensitive to the precise location of the heaviest precipitation (Chancibault et al. 2006; Vincendon et al. 2010). The hydrological runoff forecasts may be strongly affected by the uncertainty of the atmospheric rainfall forecasts. Walser et al. (2004) have studied the predictability of precipitation in CRMs and suggest that, for convective precipitation, the uncertainty may be so large that runoff forecasts derived from a single deterministic CRM may have no value.

Quantifying the uncertainty associated with cloud-resolving forecasts is therefore a crucial issue. Probabilistic forecasts have been a subject of research since the 1960s. At that time, Epstein (1969) proposed integrating the Liouville equation, which describes the temporal evolution of a probability density function (PDF). Both the imperfect knowledge of the initial PDF and the prohibitive numerical cost of this integration led to the development of ensemble prediction (Leith 1974). Using ensemble prediction systems (EPSs) is now a well-known approach, which has been developed since the 1990s for medium-range synoptic-scale forecasting. Such global operational EPSs generate a set of atmospheric states sampling the probability density function for the initial state with different techniques. Global EPSs were first implemented at the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) using the computation of singular vectors (Molteni et al. 1996), and at the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) through the breeding modes technique. The Meteorological Service of Canada used an ensemble data assimilation technique and, more recently, an ensemble Kalman filter to generate the initial conditions (ICs) of their ensemble (Houtekamer et al. 2009). The characteristics and performance of ensembles generated by these different techniques have been well studied and compared (Descamps and Talagrand 2007; Buizza et al. 2005; Hamill et al. 2000).

However, these methods designed to generate a global, large-scale ensemble cannot be easily adapted to limited-area CRMs. Hohenegger and Schär (2007b) found that the tangent-linear approximation for CRMs has no value beyond 7 h. As physical parameterizations at smaller scales show stronger nonlinearities, convective-scale perturbations grow much faster and even impact the large-scale predictability. The sensitivity to ICs (Ducrocq et al. 2002) is also different between parameterized and resolved convection. Moreover, in addition to the uncertainties on ICs and the model errors, cloud-resolving ensembles must also consider the uncertainty due to lateral boundary conditions (LBCs), since they are run over a limited area. Through a spectral approach of the

one-way nesting, Laprise (2003) investigated the different resolved scales between global and limited-area models. He showed that long wavelengths cannot be represented in the LAM and thus are only introduced by the LBCs. All of these reasons, as well as the much higher computing time at fine resolution, call for the development of a dedicated ensemble generation method that samples all the uncertainty sources.

Recent studies make use of a wide range of techniques to create ensembles with regional, limited-area, convection-parameterizing models (typically at a 10–20-km resolution). Zhang et al. (2006) applied an ensemble Kalman filter (EnKF) approach to generate different ICs. Stensrud et al. (2000) showed that the impact of model errors (represented by different physical parameterizations) and uncertainty on ICs depends on the large-scale forcing for upward motion. Grit and Mass (2002) used multi-model large-scale conditions to initialize and drive their ensemble. Marsigli et al. (2001) and Molteni et al. (2001) used a selection of a few representative members from the global ECMWF EPS to drive their regional model. These last three studies use different LBCs and different ICs for each member. Nutter et al. (2004) evidenced the link between coarsely resolved, temporally interpolated LBCs and ensemble underdispersion.

For convection-resolving ensembles, various generation methods have also been explored. Hohenegger et al. (2008) applied a clustering technique on global EPS members to both generate CRM ICs and provide coupling conditions. They showed that the benefit of using a CRM ensemble depended on the synoptic-scale conditions. They also found that the LBCs tended to overwhelm the differences in ICs after about 12 h. Walser et al. (2004) used a shifted initialization technique, with an amplification of the ensemble spread at the beginning of the comparison day. Through four case studies, they suggest that convective activity reduces predictability at scales much larger than the convective cells. Hohenegger and Schär (2007a) compared the shifted initialization technique to two different methods of perturbation of the initial fields: applying a local Gaussian-shaped temperature perturbation in the domain, or adding random perturbations at each point of the 3D temperature field. They concluded that the three ensembles were approximately equivalent and highlighted the same area of limited predictability. They also showed that initial differences can grow and propagate to affect the whole domain in a few hours.

Few works have assessed the behavior of cloud-resolving ensembles in terms of probabilistic forecasts based upon a long evaluation period. During April–June 2007, as part of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Hazardous Weather Test Bed

Spring Experiment, a real-time convection-resolving (4-km grid mesh) ensemble experiment was conducted (Kong et al. 2007). The ensemble members were generated both through perturbations of initial states from a control member and through different physical parameterizations. Clark et al. (2009) compared a subset of this CRM ensemble to a regional ensemble over a selection of 23 days. They found that the high-resolution ensemble, despite a lower number of members, provided better forecasts.

Although the benefit of high-resolution ensembles is demonstrated in these studies, most of them are based on a limited number of cases. They do not provide much information about the impact of the different sources of uncertainty on CRM forecasts, and often involve subjective tuning of perturbations. The most important points concern the relative impact of each source of uncertainty on the forecast and their respective links with the atmospheric situations. Moreover, the method providing the best sampling of each uncertainty source and/or the best forecast results needs to be assessed. Finally, if a high-resolution EPS has to sample all the uncertainty sources, it is necessary to figure out their optimal combination through a limited number of members. Roebber et al. (2004) highlighted the advantages and disadvantages of high-resolution modeling and ensemble forecasts, and identified some major remaining challenges. At this time, these scientific issues about the methods for generating a cloud-resolving ensemble remain open questions.

The present work assesses the different impact on CRM forecasts of uncertainties on convective-scale ICs and synoptic-scale LBCs, assuming the perfect-model hypothesis. For that purpose, it sets up a new framework in an operational context. Four distinct ensembles are designed to separately sample these two uncertainty sources, and are evaluated first over a one-month period and then for two specific case studies.

Based upon the operational forecast suite at Météo-France, the high-resolution ensemble experiments benefit from convective-scale data assimilation in a 3-hourly rapid update cycle for the whole month. In our strategy, the impact of uncertainty on synoptic-scale LBCs is represented through three ensembles using LBCs provided by a global EPS. A last ensemble assesses the uncertainty on convective-scale ICs through a convective-scale ensemble data assimilation technique. Instead of modifying the ICs for each member directly, before each data assimilation step, the observations are randomly perturbed according to their observational error. This technique is known to provide a good sample of the analysis error (Berre et al. 2006) and performs well at computing covariance matrices of background errors, but had not yet been used to generate a cloud-resolving EPS.

The numerical experiments set up and the scores used are described in section 2. Section 3 presents a probabilistic evaluation of these ensembles over a one-month period. Section 4 provides a detailed analysis of two specific cases of Mediterranean HPEs. Conclusions are presented in the final section.

2. Description of the ensemble experiments

a. *The cloud-resolving model: AROME*

This study was performed with the operational CRM Application of Research to Operations at Mesoscale (AROME) from Météo-France (Bouttier 2007; Seity et al. 2010). The model configuration operational in late 2008 was used. AROME was run at a horizontal resolution of about 2.5 km over a domain mainly covering France. The vertical grid comprised 41 vertical levels. AROME is based on the nonhydrostatic version of the adiabatic equations of the limited-area model Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International (ALADIN; Benard 2004; Bubnova et al. 1995), using physical parameterizations from the research model Méso-NH (Lafore et al. 1998). The bulk microphysics scheme following Caniaux et al. (1994) governs the prognostic equations of the six water variables: water vapor, cloud water, rainwater, primary ice, graupel, and snow. Shallow convection is parameterized by the eddy diffusivity Kain-Fritsch (EDKF) scheme (Pergaud et al. 2009) and the turbulent scheme follows Cuxart et al. (2000). No deep convection parameterization is used, as it is considered that deep convection is explicitly resolved at this resolution.

AROME uses LBCs interpolated from ALADIN forecasts (about 10-km horizontal resolution over France), with a coupling frequency of 3 h. ALADIN is itself driven by the global model Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE, about 15-km horizontal resolution over France), also with a coupling frequency of 3 h. ALADIN is used as an intermediate step in the down-scaling of synoptic-scale circulations to prevent too large a gap in resolution between AROME and the applied LBCs. Both ALADIN and AROME have their own data assimilation cycle based on a three-dimensional variational data assimilation (3D-VAR) scheme. A comprehensive description of the ALADIN 3D-VAR data assimilation scheme used in the present study has been given by Fischer et al. (2005) and Montmerle et al. (2007). The AROME 3DVAR assimilation system is based on the ALADIN 3DVAR one, but with different background and observation statistics to cope with the finer resolution of the AROME model better (Yan et al. 2009; Boniface et al. 2009). The observation thinning is also less restrictive for AROME, allowing assimilation

TABLE 1. Characteristics of the different ensemble experiments.

Expt name	Large-scale conditions	ALADIN downscaling procedure	AROME data assimilation
AROME-PEARP1	PEARP EPS	Data assimilation cycle	Unperturbed obs
AROME-PEARP2	PEARP EPS	Dynamical downscaling	Unperturbed obs
AROME-PEARP3	PEARP EPS run 6 h earlier	Dynamical downscaling	Unperturbed obs
AROME-PERTOBS	ARPEGE deterministic forecast	Deterministic data assimilation cycle	P0: unperturbed obs + P1-P10: perturbed obs

of observations at higher spatial resolutions. The background error covariances are estimated by an ensemble-based method (Berre et al. 2006) applied to the ALADIN and AROME systems, individually. The AROME data assimilation system uses a rapid forward sequential assimilation cycle with a 3-hourly data analysis frequency, whereas the ALADIN one is updated at only a 6-hourly data analysis frequency.

The observations assimilated in the 3D-VAR ALADIN and AROME systems as of October 2008 included those from radio soundings, screen-level stations, wind profilers, GPS, buoys, ships, and aircraft. Assimilated satellite data included horizontal winds from atmospheric motion vectors (AMVs) and the QuickSCAT scatterometers, Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)-A and -B radiances from the *NOAA-15*, *-16*, *-17*, and the *Aqua* satellites, High-resolution Infrared Sounder (HIRS) radiances from *NOAA-17*, and clear-air Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) radiances from the *Meteosat-8* satellite. In addition, AROME assimilates Doppler radial winds from the weather radar network over France.

Three ensembles were designed to assess the impact of uncertainty on large-scale LBCs by driving the AROME simulations with the members of the Météo-France global short-range EPS Prévision d'Ensemble ARPEGE (PEARP) (downscaled through ALADIN). One more ensemble was created to assess the impact of uncertainty on convective-scale ICs through an ensemble data assimilation technique. The four ensembles are presented below and their features are briefly summarized in Table 1.

b. The AROME-PEARP ensemble experiments

The PEARP EPS used in this study has 11 members, and considers only errors in ICs. The PEARP system uses a stretched horizontal grid over the globe, allowing a grid spacing of about 23 km over western Europe. The control run is similar to the ARPEGE operational deterministic forecast. The ICs for the other 10 members are obtained by adding perturbations to the control run. The perturbation method blends a breeding technique and calculation of 12-h dry singular vectors. The perturbations are computed to get an optimal spread at

a 12-h forecast range. For this study, the PEARP was run 4 times daily at 0000, 0600, 1200, and 1800 UTC. The 24-h forecasts are issued at 1200 UTC, whereas only 6-h forecasts are run at 0600, 1200, and 1800 UTC.

1) AROME-PEARP1

Figure 1 describes the model chain and set-up of the AROME-PEARP1 experiment. The figure shows a 36-h sequence of our experiments. The 24-h forecasts issued at 1200 UTC, and the preceding assimilation cycles are drawn in black. The continuing assimilation cycles after 1200 UTC, which will be used to issue the next-day forecasts, are represented in light gray. The first line shows PEARP forecasts.

For each PEARP member, the following downscaling procedure was applied, resulting in an 11-member AROME ensemble. The downscaling of the PEARP members at the AROME resolution follows the Météo-France NWP suite operating in late 2008, except that the ARPEGE deterministic forecast is replaced by each PEARP member forecast.

First, a 6-hourly data assimilation cycle was carried out with the ALADIN system (middle row of Fig. 1), using the PEARP forecast as LBCs. LBCs were updated every 3 h. For instance, the LBCs used in the 6-h ALADIN forecast run starting at 1800 UTC were the 0-, 3-, and 6-h forecasts arising from the PEARP run starting at 1800 UTC.

Then, the ALADIN forecast from the ALADIN data assimilation cycle was used as LBCs to perform a 3-hourly AROME data assimilation cycle (bottom row of Fig. 1). AROME LBCs were updated every 3 h. The 24-h forecasts were performed at 1200 UTC every day. This ensemble will be called AROME-PEARP1 hereafter.

2) AROME-PEARP2

A second experiment (hereafter AROME-PEARP2) has been performed by removing the assimilation of observations in the ALADIN 3D-VAR scheme from the LBCs downscaling procedure. ALADIN performed only a dynamical downscaling the PEARP forecasts. By doing this, the LBCs used for the AROME runs should be closer to the original PEARP forecast. Since the ALADIN data assimilation reduces the spread between

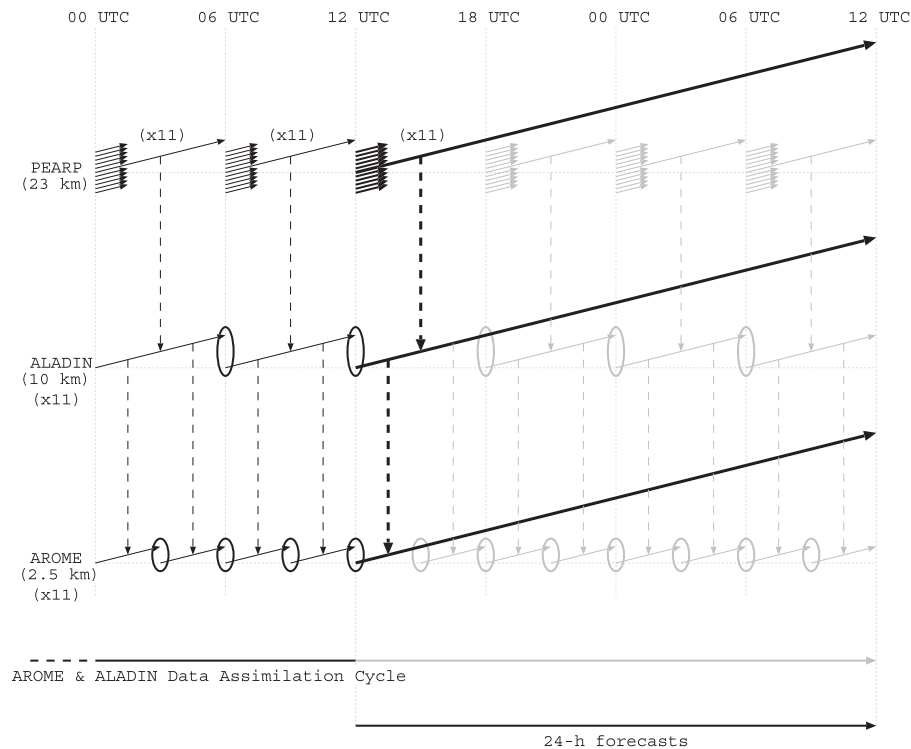


FIG. 1. The AROME-PEARP1 ensemble experiment. Plain (thick) arrows represent short (long) model runs. Vertical dashed arrows indicate coupling relationships. Each PEARP member provides LBCs to one ALADIN data assimilation cycle, itself providing LBCs to one AROME data assimilation cycle with data analysis every 3 h. Each day, 24-h AROME forecasts are run, starting from the 1200 UTC analysis of each AROME data assimilation cycle. The continuing assimilation cycles after 1200 UTC (independent from the 24-h forecast) are shown in light gray.

the ALADIN forecasts used as LBCs for the AROME forecasts, the spread of the AROME-PEARP2 ensemble should grow faster.

3) AROME-PEARP3

Since the PEARP ensemble spread grows over time to become optimum between 12 and 24 h, another experiment (hereafter AROME-PEARP3) was set-up using a PEARP run 6 h earlier to provide LBCs to the AROME simulations. For example, instead of using LBCs coming from the 1200 UTC PEARP run for an AROME run starting at 1200 UTC, the 0600 UTC PEARP run was extended up to 30 h and then down-scaled through ALADIN. The spread of the PEARP ensemble thus had more time to grow. However, this meant that the forecast errors also had more time to grow. The benefit of using an earlier PEARP run as LBCs was thus not obvious and was worth examining through the AROME-PEARP3 experiment. As in AROME-PEARP2, ALADIN was run for dynamical downscaling without data assimilation.

c. The AROME-PERTOBS ensemble experiment

To assess the impact of uncertainty on convective-scale ICs, an ensemble data assimilation technique, as described by Berre et al. (2006) and Houtekamer et al. (1996), has been used. The variational assimilation of randomly perturbed observations (in the observational error range) sampled the analysis error. The uncertainty on LBCs was not considered in this experiment. The mesoscale deterministic ALADIN forecast, for which LBCs are provided by the ARPEGE deterministic forecast, provided the same coupling conditions for all members, as for the deterministic AROME forecast.

In this ensemble experiment, 11 parallel AROME data assimilation cycles were run, as shown by Fig. 2. The control member (P0), similar to the operational deterministic forecast, used unperturbed observations through the 3-hourly data assimilation cycle. The 10 perturbed members used randomly perturbed observations following a Monte Carlo approach: each observation o was extracted from the observations database with its

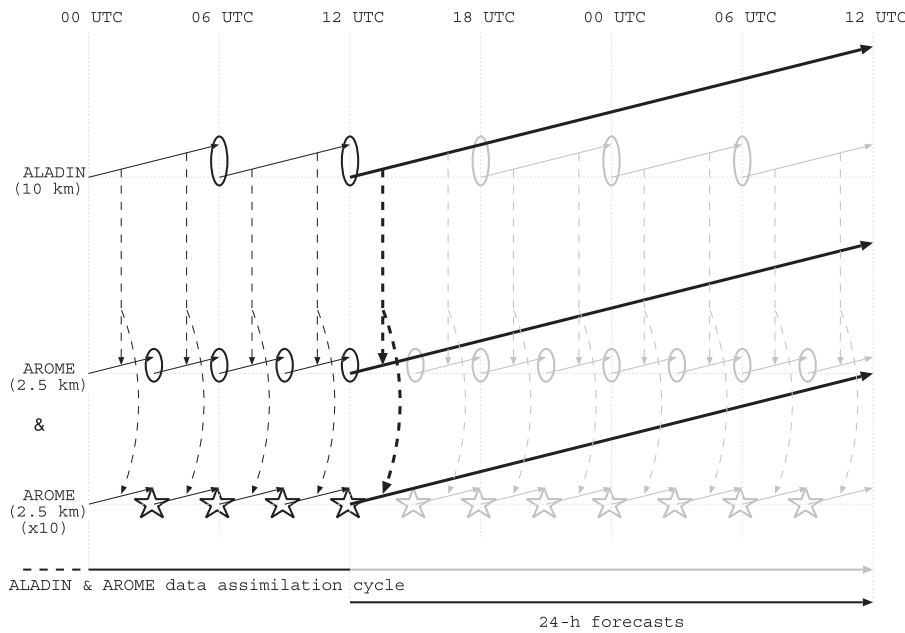


FIG. 2. The AROME-PERTOBS ensemble experiment. The AROME ensemble members all take their LBCs from the deterministic ALADIN forecast. One AROME data assimilation and forecast cycle uses standard observations (ovals). Ten parallel cycles use randomly perturbed observations during the data assimilation cycles (stars).

observational error σ_o , a normally distributed random number r was drawn (with 0 expectation, and unit variance), and the perturbed observation was computed as $o + \sigma_o r$. Thus, the assimilation of randomly perturbed observations every 3 h created different ICs for the AROME members. This 11-member ensemble will be called AROME-PERTOBS hereafter.

d. Probabilistic scores

Different measures can be used to evaluate the statistical behavior of EPSs. The scores used in this study are briefly presented below, a more detailed description of probabilistic evaluation of ensemble forecasts can be found in Talagrand et al. (1997) and Toth et al. (2003).

1) RELATIVE OPERATING CHARACTERISTICS

The ROC is a measure of the resolution of the ensemble relative to binary events. For a given probability threshold s between 0 and 1, the probabilistic forecast is transformed into a deterministic one, considering that the event is predicted if the probability is $p \geq s$. A 2×2 contingency table is built from all forecast-observation pairs (every grid point and date of simulation) and the probability of detection (POD) and false-alarm rate (FAR) are thus computed similarly to the deterministic scores. The ROC curve is then obtained as a plot of $POD(s)$ versus $FAR(s)$. The area under the ROC curve

measures the quality of the ensemble: the larger the area, the better the resolution of the ensemble.

In this study, the thresholds used were $s = 1/11, \dots, s = 10/11, s = 1$. With 11-member ensembles, $p \geq s = k/11$ means that at least k members predicted the event.

2) RELIABILITY DIAGRAM

Reliability diagrams were also computed, to assess whether the forecast probabilities fit the observed frequencies. If the computed probabilities are accurate, any given event should happen 30% of the times when it is predicted with a probability of 30%, so the curve of observed frequencies plotted against forecast probability should be close to the diagonal for a good ensemble forecast.

3) RANK HISTOGRAM

The rank histogram is a measure of the statistical consistency of the ensemble forecast (Talagrand et al. 1997). Let us consider a scalar variable x . At one time and location, an N -member ensemble gives us N forecast values of x , which define $N + 1$ intervals $(-\infty < x_1 < x_2 \dots < x_N < +\infty)$. The verification value is in one of these $N + 1$ intervals. By repeating this process for each forecast and observation pair (at each verification point and for every ensemble forecast) and counting the

verification values in each interval, we build the rank histogram.

The flatter the histogram, the better is the ensemble reliability. A U-shaped histogram is the sign of an underdispersive ensemble (the verification value is too often outside the ensemble extrema), a J-shaped histogram is the sign of a biased and/or underdispersive ensemble.

Building and interpreting a rank histogram with precipitation data is difficult as precipitation values are often null. For global EPSs, rank histograms are often calculated for the higher troposphere (e.g., Z_{500}). As this study focused on HPEs, low-level convective-scale parameters closely related to the triggering, intensity, and stationarity of HPEs were selected instead (e.g., temperature, humidity at 925 hPa, etc.).

4) BRIER SKILL SCORE

The Brier score (BS) is a measure of the forecast of a binary event, for instance precipitation exceeding a given threshold, and is defined as follows:

$$BS = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (p_i - o_i)^2,$$

where M is the number of forecast–observation pairs used to compute BS, p_i is the forecast probability for this event to happen, and $o_i = 1$ if the event happened, $o_i = 0$ if not. A perfect deterministic forecast has a BS equal to 0, and the worst forecast has a BS equal to 1. The BS obtained by a given forecast can then be compared to the one for a reference forecast by computing the Brier skill score (BSS):

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{ref}}.$$

A perfect forecast has $BSS = 1$. In this study, the deterministic AROME forecast was chosen as the reference.

5) INFLUENCE OF THE OBSERVATION ERRORS ON THE SCORES

These probabilistic scores assume that the observations used as the reference are perfect. Some studies have shown that considering the uncertainties on observations can change the computed scores (Candille and Talagrand 2008; Bowler 2006). Among the different methods available to account for observation uncertainty, the perturbed ensemble method was used in this study: scores were computed first from the forecast precipitation fields, and then recomputed after adding a random noise to all the forecast precipitation values. The differences in scores after addition of a Gaussian

noise sampling a 10% error in precipitation observations were minimal, and are therefore not shown in this paper.

3. Overall performance of the ensembles

The AROME–PEARP1 and AROME–PERTOBS ensembles were run over one full month from 6 October 2008 to 5 November 2008 inclusive. This time window was chosen because of the occurrence of 4 HPEs during that month (7, 8, 20, and 21 October, and 1–2 November). The period also included different atmospheric conditions, with drier days in the first two weeks and rainy conditions afterward. Important convective activity (identified by precipitation and lightning impacts) occurred on 7, 8, and 20–24 October 2008, and from 30 October to 5 November 2008, mostly over southeastern France and the Mediterranean Sea.

An examination of the AROME–PEARP1 and AROME–PERTOBS ensembles over shorter periods included in the 31-day period showed that their behavior is not significantly different, and the conclusions are unchanged. Therefore, to save computing time, the AROME–PEARP2 and AROME–PEARP3 data assimilation cycles were run only over 18 days, from 0000 UTC 15 October 2008 to 1200 UTC 1 November 2008 inclusive. They thus encompassed three of the four HPEs. These two ensembles were initialized at 0000 UTC 15 October 2008, with the AROME–PEARP1 3-h forecasts.

a. Comparison between AROME–PEARP1 and AROME–PERTOBS

1) PRECIPITATION

The ROC scores computed for 24-h accumulated precipitation forecasts against the observations are shown in Figs. 3a,b. The observations came from the Météo-France mesoscale hourly surface station network over France. Approximately 53 500 observations were used to compute the scores over the 31-day period. For the rain–no-rain threshold (0.5 mm, Fig. 3a), both ensembles perform very well and have similar ROC values, showing that both ensembles have a good resolution. For intermediate thresholds (10 mm, Fig. 3b), the areas under the ROC curves are smaller than for the rain–no-rain threshold. The AROME–PEARP1 ensemble shows a slightly better resolution than the AROME–PERTOBS one.

Higher thresholds (not shown) give ROC values around the diagonal, which indicate that the ensembles have no resolution, still with an advantage for the AROME–PEARP1 ensemble. These results may not be representative, however, due to the diminishing number of cases: about 150 observations over 100 mm and 550 observations over 50 mm.

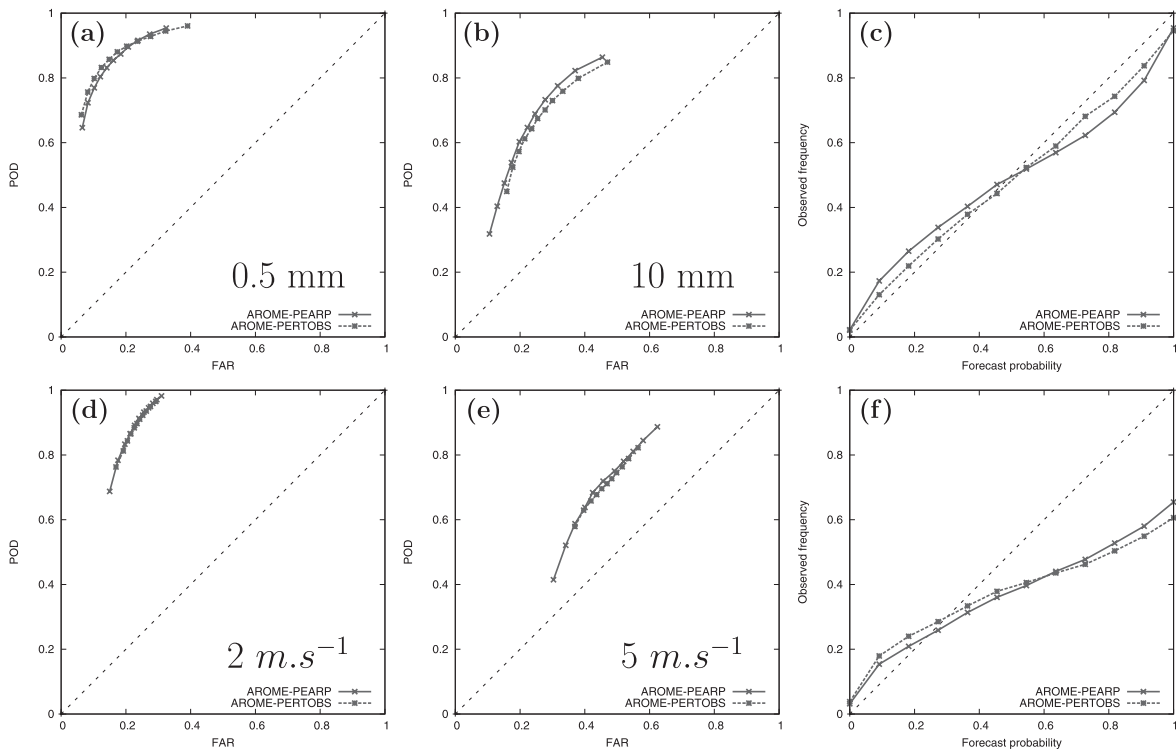


FIG. 3. The ROC curves for precipitation thresholds of (a) 0.5 and (b) 10 mm and for 10-m wind speed thresholds of (d) 2 and (e) 5 m s⁻¹. Reliability diagrams for (c) precipitation and (f) 10-m wind speed.

The reliability diagram (Fig. 3c) computed for precipitation intervals shows curves close to the diagonal indicating good reliability of the two ensembles. Both ensembles are slightly overconfident, the AROME-PERTOBS being a little more reliable than the AROME-PEARP1 ensemble.

BSSs computed for different thresholds are shown in Table 2. The BSS is positive for both ensembles and every threshold, which indicates that the two ensembles produce valuable probabilistic information when compared to the deterministic forecast. The AROME-PEARP1 ensemble gives better scores throughout the range of precipitation thresholds. It is also worth noting that both ensembles obtain higher scores for the highest thresholds, suggesting that they provide even better information (cf. the deterministic forecast) for the HPEs in which we are interested.

The ROC and the reliability diagram were also computed limiting the validation sample to HPE days. A day was considered as an HPE one if at least one rain gauge observation exceeded 100 mm (24 h)⁻¹. Over the 31-day period, 11 days matched this criterion: 7, 8, 20, 21, 22, 23, 30, and 31 October and 1, 3, and 4 November 2008. Figure 4 shows the precipitation scores for these days. They are very similar to the monthly scores overall. For higher precipitation thresholds, such as 50 mm (Fig. 4b), both ensembles perform a little better than over the 31-day period (not shown).

2) OTHER LOW-LEVEL PARAMETERS

A validation against surface observations for 2-m temperature, 2-m humidity, and 10-m winds was also carried out at different forecast ranges for the whole month. Since all three variables behave similarly, only

TABLE 2. The BSSs computed for different precipitation thresholds for both the AROME-PEARP1 and AROME-PERTOBS ensembles. The reference is the deterministic AROME forecast.

Threshold (mm)	0.5	2	5	10	20	30	40	50	75	100
AROME-PEARP1	0.32	0.32	0.29	0.28	0.31	0.30	0.31	0.27	0.37	0.40
AROME-PERTOBS	0.32	0.32	0.28	0.22	0.24	0.26	0.27	0.23	0.30	0.33

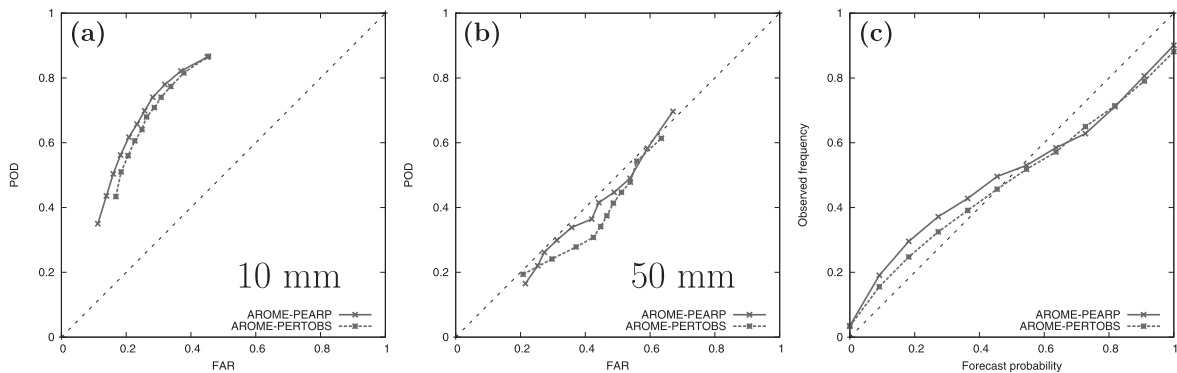


FIG. 4. The ROC curves for precipitation thresholds of (a) 10 and (b) 50 mm and (c) reliability diagram for precipitation computed over the days when an HPE occurred.

results for 10-m winds are shown in the following. Figures 3d,e,f show the ROC scores and reliability diagrams for 10-m wind speed at a 24-h forecast range. The ROC curves for the 2 and 5 m s⁻¹ thresholds (Figs. 3d,e) again show that both ensembles have good resolution. The reliability diagram (Fig. 3f) shows strong overconfidence for high forecast probabilities: events forecast with a probability of 1 have an observed frequency of about 60%. This may be related to the underdispersion of both ensembles for low-level parameters (evidenced by rank histograms, see below). If all members predict a 10-m wind speed between 2 and 3 m s⁻¹, since the ensemble is

underdispersive, there is a chance that the observation will fall out of that range.

Rank histograms were computed for mesoscale low-level parameters that are known to have an impact on the triggering and development of Mediterranean HPEs (Ducrocq et al. 2008), such as the 925-hPa wind speed. Considering the few available observations at that height, the 3-hourly high-resolution deterministic AROME analyses were used as reference.

The AROME-PEARP1 ensemble shows marked underdispersion at all forecast ranges (Figs. 5a-d). Only the convective-scale data assimilation performed in

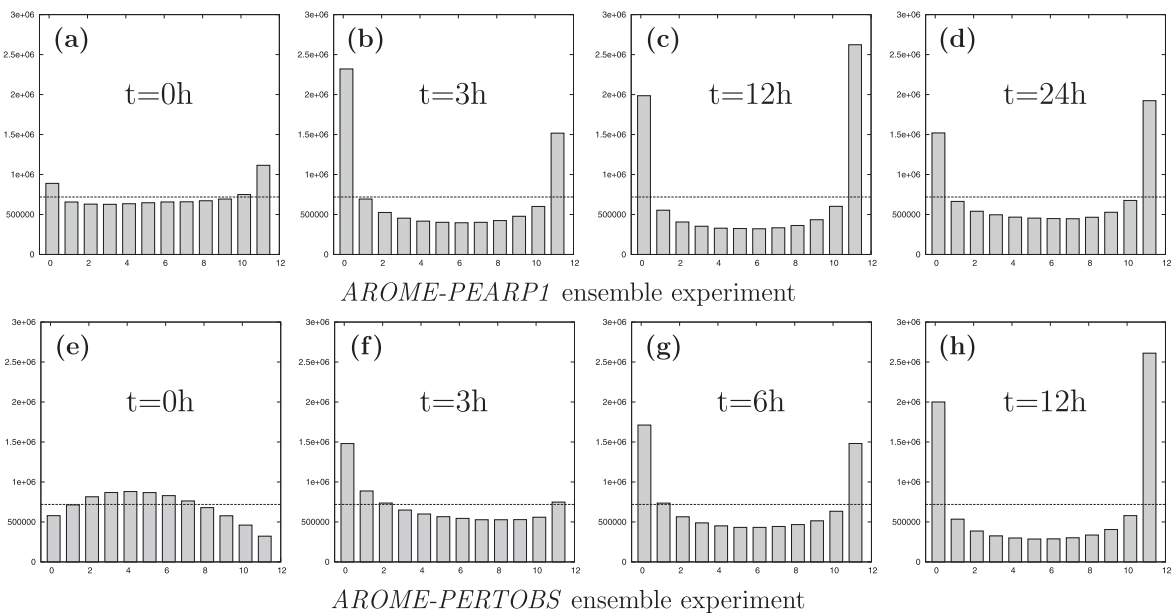


FIG. 5. Rank histograms for the 925-hPa wind speed. (a) AROME-PEARP1 ensemble for ICs and forecast ranges of (b) 3, (c) 12, and (d) 24 h. (e) AROME-PERTOBS ensemble for ICs and forecast ranges of (f) 3, (g) 6, and (h) 12 h. The dashed line stands for an ideal flat histogram.

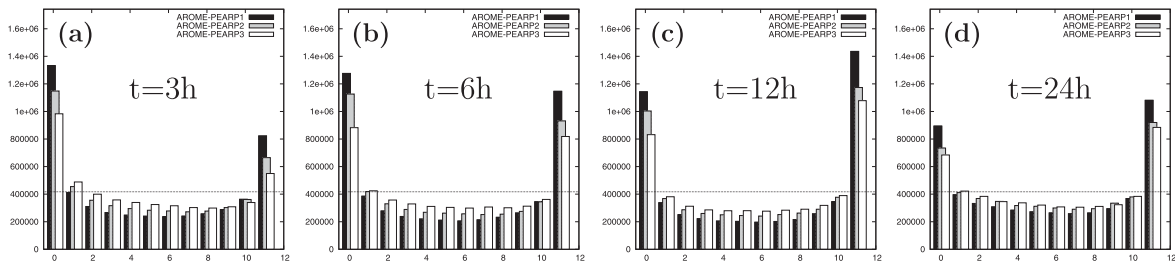


FIG. 6. Rank histograms for the 925-hPa wind speed from 15 Oct 2008 to 1 Nov 2008 at forecast ranges of (a) 3, (b) 6, (c) 12, and (d) 24 h. AROME-PEARP1 (black boxes), AROME-PEARP2 (gray boxes), and AROME-PEARP3 (white boxes).

AROME helps it remain close to the observations in the ICs. The histogram degrades during the first 12 h, but is slightly better after 24 h than at a 12-h forecast range. This is consistent with the perturbation used to generate the coupling PEARP ensemble. The singular vectors calculated for the global short-range ensemble PEARP have a maximum perturbation growth over the mid-tropospheric region, and these perturbations need time to propagate downward and impact the lowest levels. Thus, histograms computed at 500 hPa indicate that the ensemble has a much better spread at this height. Moreover, the LBCs propagate gradually inside the AROME domain and have a growing impact with time. The computation of ensemble spread shows that it grows over time, although it is not large enough after 24 h compared to the forecast error (not shown). Another effect contributing to the underdispersion of the ensemble is the data assimilation performed in the ALADIN cycle (as shown below).

Other low-level parameters (e.g., temperature, humidity, and conditional instability) behave like wind speed. The mean sea level pressure as well as the 500-hPa geopotential height have different histograms, exhibiting a bias of the ensemble (not shown).

Rank histograms computed for the AROME-PERTOBS ensemble are shown for ICs and forecast ranges of 3, 6, and 12 h in Figs. 5e–h. The ensemble spread is better over the early hours of simulation compared to the AROME-PEARP1 ensemble, because of the greater differences in ICs. But, as the initial differences are overwhelmed by the LBCs, the ensemble spread vanishes over time.

b. Scores for the AROME-PEARP2 and AROME-PEARP3 experiments

Figure 6 shows rank histograms for all three AROME-PEARP ensembles, for forecast ranges of 3, 6, 12, and 24 h. The benefit of removing the ALADIN data assimilation step from the downscaling procedure is shown by the better histogram for the AROME-PEARP2 ensemble compared to the one of AROME-PEARP1. Performing a dynamical downscaling instead of a data

assimilation cycle with ALADIN gives LBCs closer to the PEARP runs and thus a larger spread. The gain is significant at all forecast ranges.

Using an earlier PEARP run to provide LBCs further enhanced the histograms, as shown by the fact that the AROME-PEARP3 ensemble produces the best histogram. Compared to the AROME-PEARP2 ensemble, there is an improvement at all forecast ranges. The benefit is greater at short ranges (up to 12 h). When the PEARP starting time is shifted by 6 h, the gain in spread outweighs the error growth in the meantime. The differences between the rank histograms for the AROME-PEARP2 and AROME-PEARP3 ensembles become smaller after 24 h. All three AROME-PEARP ensembles have very similar ROCs, reliability diagrams, and BSSs (not shown).

c. Impact of the synoptic-scale conditions

The synoptic-scale circulation seems a dominant factor controlling the relative impact of ICs and LBCs. The quality of daily rank histograms was evaluated through a “flatness factor” defined as the ratio between the height of the two side columns and the height of the two middle columns. Correlations between this quality and the average of different atmospheric parameters (such as the 500-hPa wind speed or 24-h accumulated precipitation) over the AROME domain were computed. No significant correlation was found for the AROME-PERTOBS ensemble. The quality of AROME-PEARPs ensemble histograms is well correlated to both the mean 500-hPa wind speed (at a forecast range of 12 or 24 h) and the 24-h accumulated precipitation. Therefore, histograms and probabilistic scores were computed separately for days with a mean 500-hPa wind speed (at a 12-h forecast range) above (under) the monthly median. Figure 7 shows rank histograms at 12 h for days with strong (weak) synoptic-scale forcing. The AROME-PEARPs ensembles perform better for days with a strong synoptic circulation (Fig. 7a).

Probabilistic scores for precipitation for days with a strong synoptic forcing show little differences between

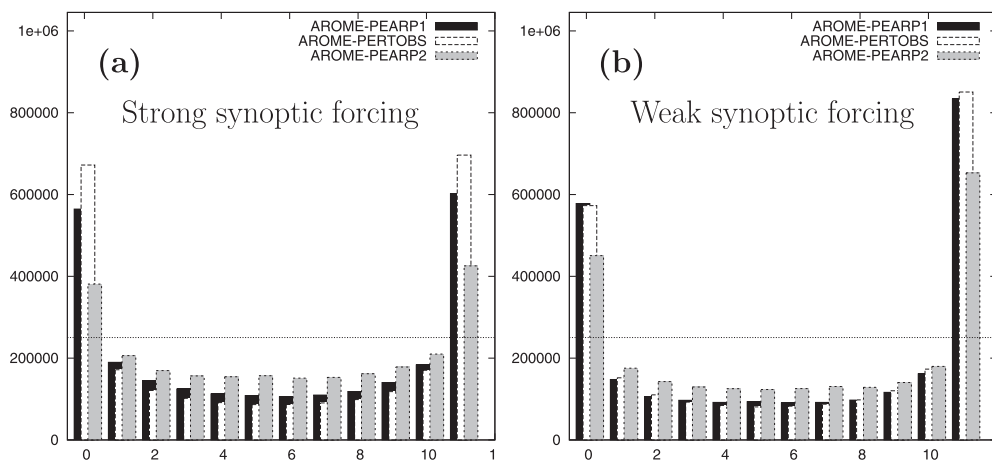


FIG. 7. Rank histograms for the 925-hPa wind speed at a forecast range of 12 h, computed for days with a (a) strong and (b) weak synoptic forcing. AROME-PEARP1 (black boxes), AROME-PEARP2 (gray boxes), and AROME-PERTOBS (white boxes).

ensembles for low thresholds, and an advantage for the AROME-PEARP1 ensemble for thresholds over 10 mm (not shown). For days with a weak synoptic forcing (which are also days with little precipitation, so the scores may be less significant), the differences are a bit larger, the AROME-PERTOBS ensemble is better for low thresholds, whereas the AROME-PEARP1 ensemble performs better over 10 mm (not shown).

4. Detailed analysis for two HPEs

Following the probabilistic and overall evaluation of the two ensembles, this section presents an analysis and discussion for two of the HPEs that occurred during the 31-day period. They were chosen because they were significantly different, and associated with two different meteorological situations. The first one is a good example of convective precipitation developing in a quasi-stationary frontal system. The second case is an isolated MCS developing in a much weaker synoptic-scale circulation.

a. Description of the cases

1) CASE 1: 1–2 NOVEMBER 2008

Precipitation began progressively in the morning of 1 November 2008, associated with a trough over western France. Convection formed by noon and radar reflectivities showed an organized line of high reflectivities at 1400 UTC, which strengthened over the night with reflectivities as high as 60 dBZ (Fig. 8c). By the end of the night and in the morning of 2 November 2008, convective cells had formed over the sea and the convective system moved southwestward to produce high precipitation over the Aude region (Fig. 8d, the Gard and Aude

regions are shown in Fig. 8b). Rainfall amounts for case 1 were high, reaching 365 mm in 24 h (Fig. 8e).

The analysis of low-level conditions (Fig. 8b) clearly shows a very strong low-level jet that brings moist, unstable air to the Massif Central foothills. This south to southeasterly jet at 0000 UTC takes a more easterly component beyond 0900 UTC. The upper-level synoptic-scale conditions are shown in Fig. 8a for 0000 UTC 2 November 2008. An upper-level low is cut off from the polar air mass west of the region, evidenced by the 1.5-PVU surface height. It induces a strong upper-level southwesterly flow over southeastern France, with a growing divergence over time. The airmass instability is thus increased.

2) CASE 2: 20 OCTOBER 2008

Case 2 was a completely different type of HPE. As shown by Fig. 9a, the synoptic-scale context was characterized by much weaker baroclinic activity over southern France, with only a small anomaly in 1.5-PVU surface height over southeastern France. The quasi-stationary MCS is not located over the Massif Central foothills but upstream over the plain (Fig. 9b). A detailed study of this situation (F. Duffourg 2009, personal communication) revealed that the MCS was driven by very finescale mechanisms such as the forming of a low-level cold pool and the triggering of deep convection by small orography features.

At 0600 UTC 20 October 2008, some convective cells formed over the Mediterranean Sea, then intensified, formed a convective line and moved northeastward. At 1300 UTC, a fully developed MCS had become quasi-stationary over the Gard region. The MCS then moved

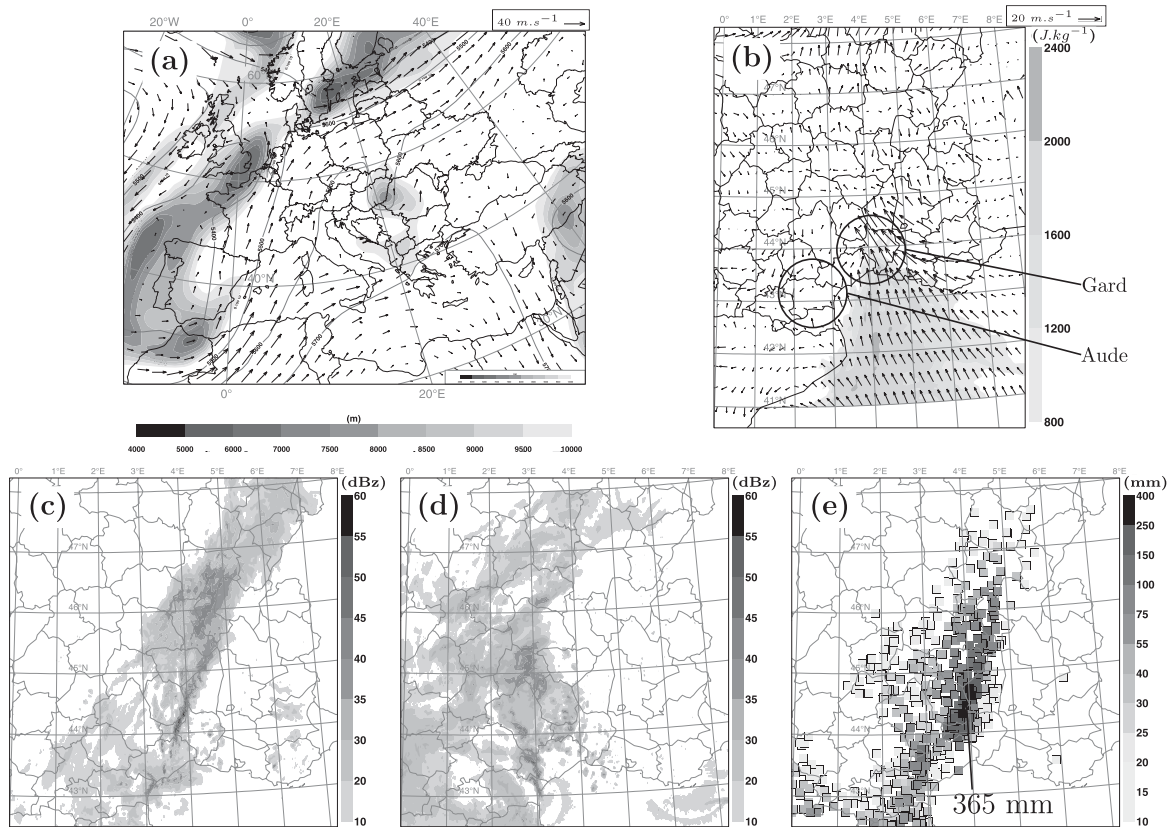


FIG. 8. (a) Synoptic-scale conditions from ARPEGE analysis at 0000 UTC 2 Nov 2008: 500-hPa geopotential height (black contours) and wind (arrows), and 1.5-PVU surface height (color shading). (b) Low-level mesoscale conditions from AROME analysis at 0000 UTC 2 Nov 2008: 925-hPa wind (arrows) and CAPE (gray shading). Observed radar reflectivities at (c) 2200 UTC 1 Nov 2008 and (d) 0800 UTC 2 Nov 2008. The 24-h accumulated precipitation at (e) 1200 UTC 2 Nov 2008. In (b), thin lines delineate the French departments (administrative areas of France), among which the Gard and the Aude are labeled.

southward to reach the coast at 1700 UTC and dissipated by the end of the day. The accumulated observed precipitation (Fig. 9c) showed that the MCS produced more than 150 mm in 6 h.

b. Results

1) CASE 1

Figures 10 and 11 show the 24-h accumulated precipitation for all members of AROME-PEARP1 and AROME-PERTOBS experiments, respectively. There are obvious differences between the AROME-PEARP1 ensemble members, in location as well as in intensity. A local maximum of only 177 mm in 24 h is simulated by member 5, whereas 331 mm is obtained by member 2 (Figs. 10c,f). Some of the members reproduce the rainfall amounts quite well. The AROME-PERTOBS ensemble members show less variability between members, with respect to both the location of precipitation and the

maximum of accumulated precipitation. The maximum ranges from 184 mm for member 9 to 232 mm for member 4 (Figs. 11e,j).

Time series of 3-h accumulated precipitation averaged over the southeast of France are shown in Fig. 12 for the observations and the forecast of each member. The AROME-PEARP1 ensemble (Fig. 12a) shows good variability, and several members capture the precipitation peak with good timing and intensity.

For this case, neither the AROME-PEARP2 (not shown) nor the AROME-PEARP3 (Fig. 12b) experiments performed as well as the AROME-PEARP1 ensemble, with an underestimation of precipitation between 6 and 9 h. This case is characterized by a strong upper-level synoptic-scale circulation and large uncertainties on the global forecast. In this context, the spread of the ensembles grows too rapidly for much to be gained by removing the data assimilation in ALADIN or using an earlier PEARP run to provide LBCs. In the meantime,

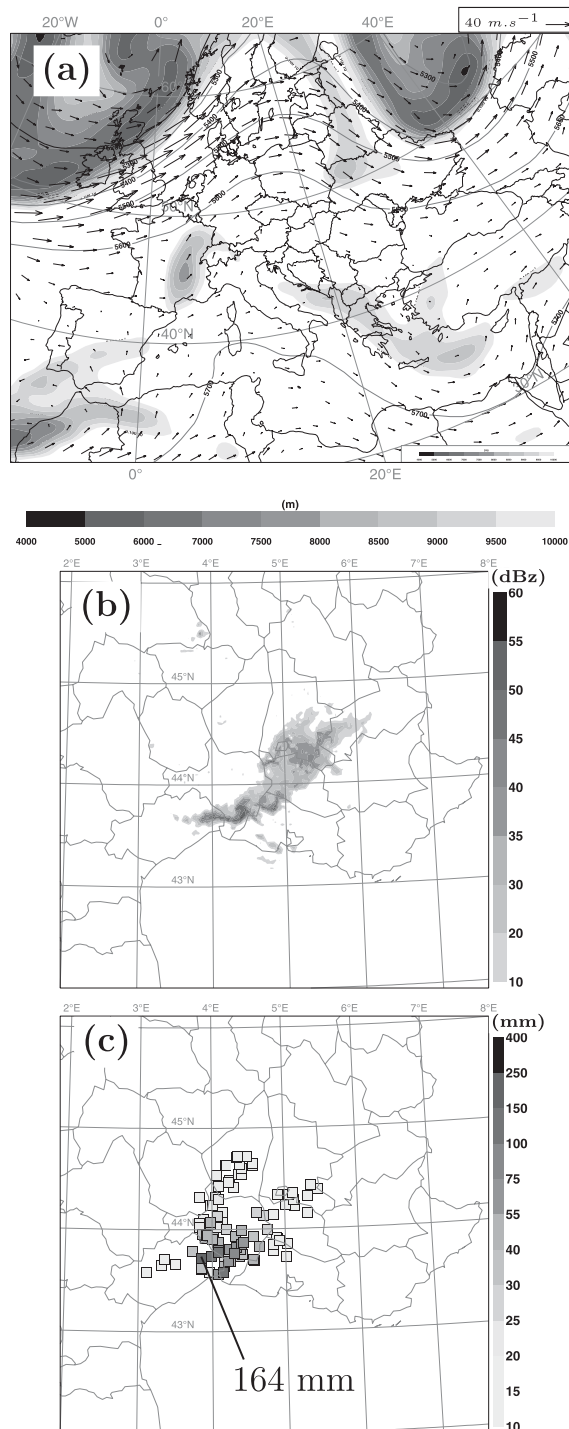


FIG. 9. (a) As in Fig. 8a, but for 1200 UTC 20 Oct 2008. (b) Observed radar reflectivities for 1500 UTC 20 Oct 2008. (c) The 24-h accumulated precipitation for 0000 UTC 21 Oct 2008.

the errors become much larger in the AROME-PEARP2 and AROME-PEARP3 ensembles compared to the AROME-PEARP1. Thus, for this case, using the latest PEARP run with ALADIN data assimilation yields improvements in the high-resolution forecasts.

The AROME-PERTOBS ensemble (Fig. 12c) performs well during the first 12 h, with precipitation of the different members well distributed around the observations. However, none of the ensemble members are able to simulate the precipitation peak, and, over time, all the members tend to produce very similar precipitation forecasts. After some time (around 9 h for this case) the synoptic-scale conditions that are used as LBCs tend to propagate within the AROME domain and overcome the differences in the initial states, resulting in a decrease in forecast spread.

In the case of a strong synoptic-scale forcing with large uncertainties on the global forecast, the impact of LBCs is predominant. The uncertainty associated with high-resolution forecasts cannot be accounted for by the uncertainty on ICs only.

2) CASE 2

Considering the timing of this event, the 24-h AROME forecasts were run at 0000 UTC instead of 1200 UTC, to encompass the whole event from the triggering to the decay stage.

As was expected for case 2, because of weaker synoptic-scale forcing, the AROME-PERTOBS ensemble performs better than it does for case 1, with a greater variability between members, whereas the AROME-PEARP1 ensemble is not as convincing as for case 1.

Time series of precipitation show that the AROME-PEARP1 ensemble (Fig. 13a) fails to capture the precipitating event. This ensemble produces from 43 mm to 69 mm in 24 h when 164 mm was observed. This behavior is very similar to the AROME deterministic forecast.

For this case, both the AROME-PEARP2 and AROME-PEARP3 ensembles perform much better than AROME-PEARP1. They produce similar time series of precipitation, and some of their members capture the precipitation peak quite well. Time series of precipitation for the AROME-PEARP3 ensemble are shown in Fig. 13b. In this respect, the AROME-PEARP2 ensemble is slightly worse than AROME-PEARP3 (not shown), with fewer members capturing the precipitation peak and a tendency to simulate too much precipitation during the last hours of the forecast. However, the location of precipitation is better represented in some of the AROME-PEARP2 ensemble members.

The benefit of removing the data assimilation in the downscaling procedure is clear for this case. The impact of

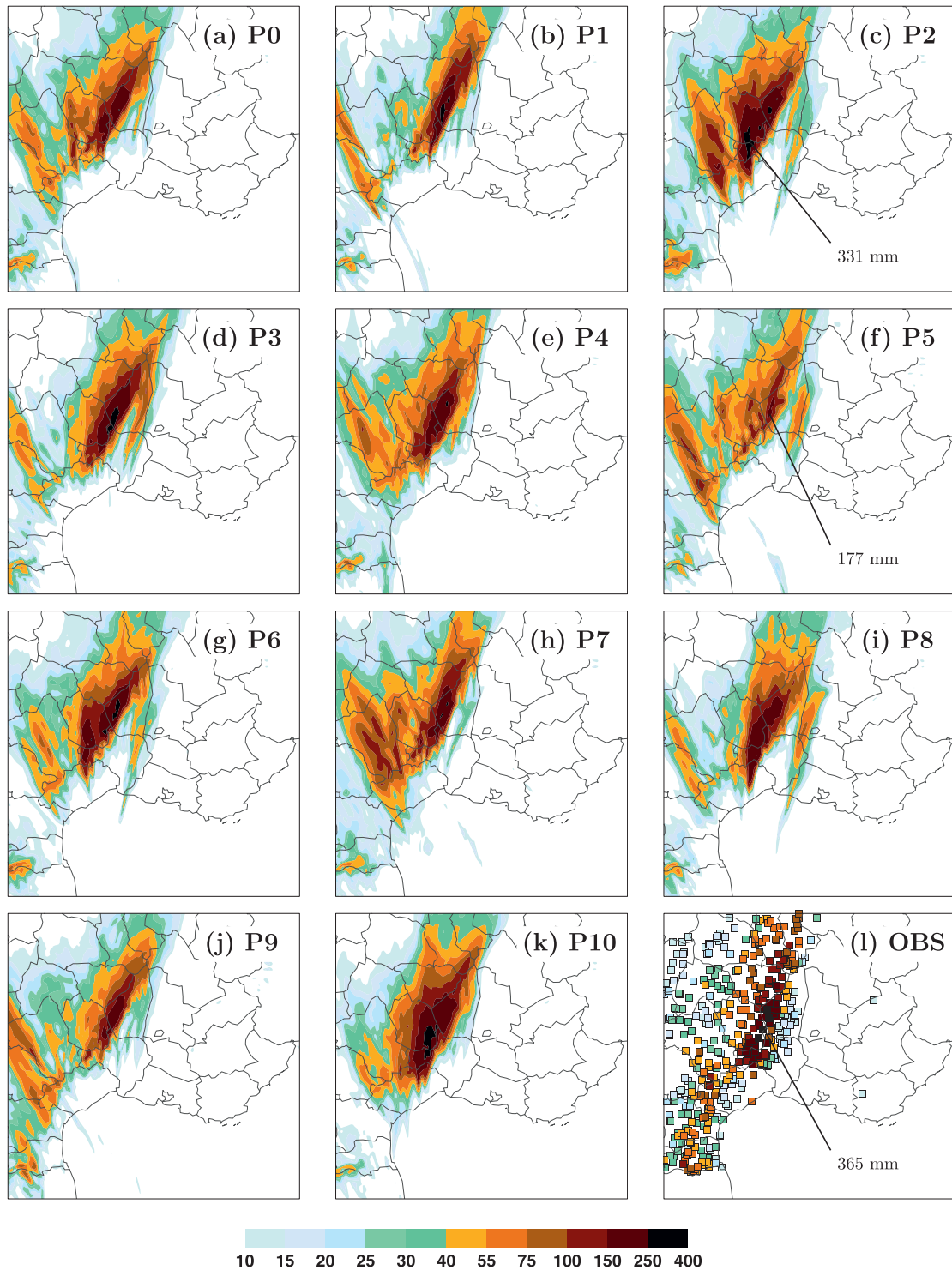
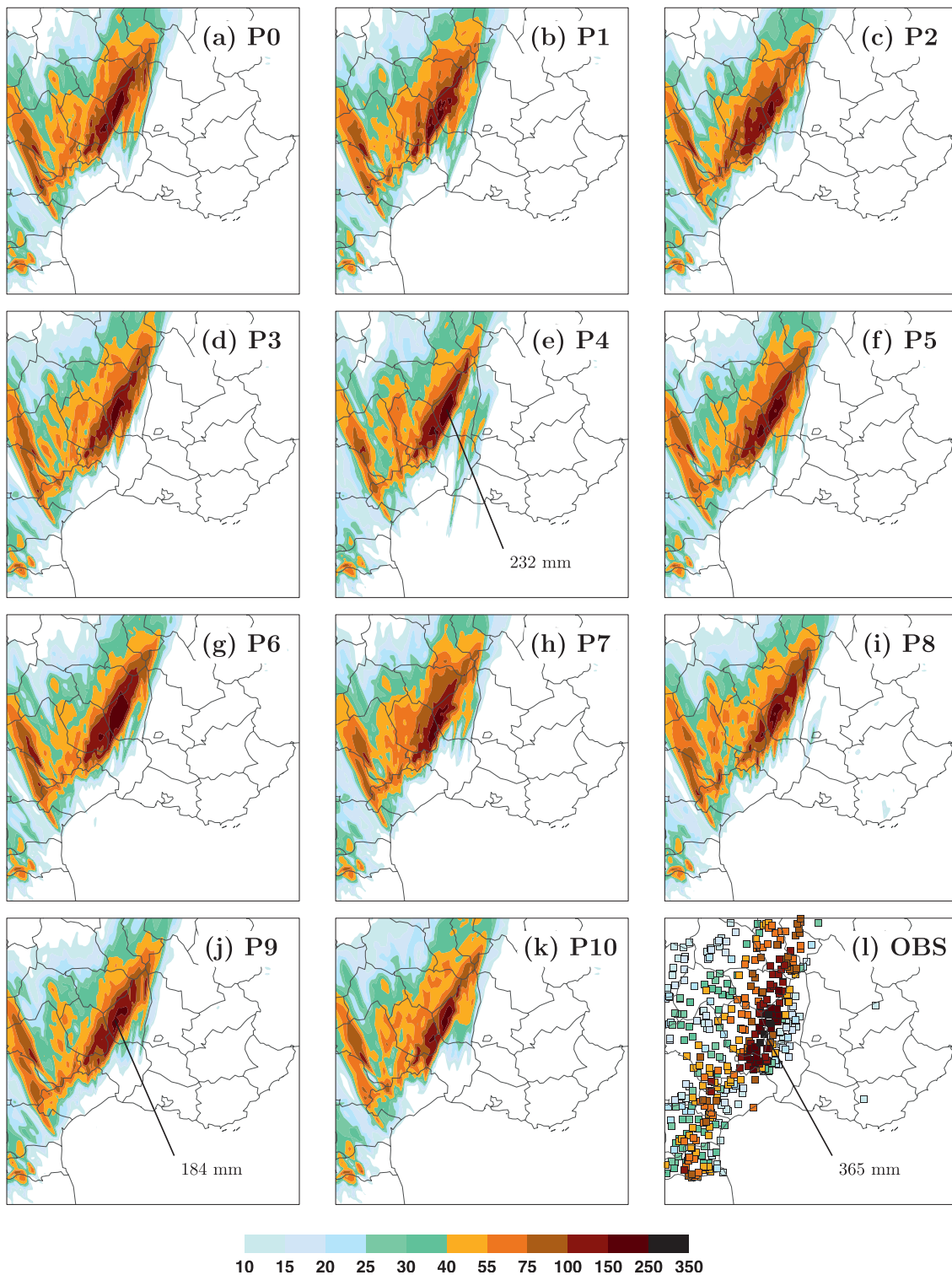


FIG. 10. (a)–(l) The 24-h accumulated precipitation (mm), at 1200 UTC 2 Nov 2008, for the 11 AROME-PEARP1 ensemble members. Rain gauge observations are shown in (l).



10 15 20 25 30 40 55 75 100 150 250 350

FIG. 11. As in Fig. 10, but for the AROME-PERTOBS ensemble.

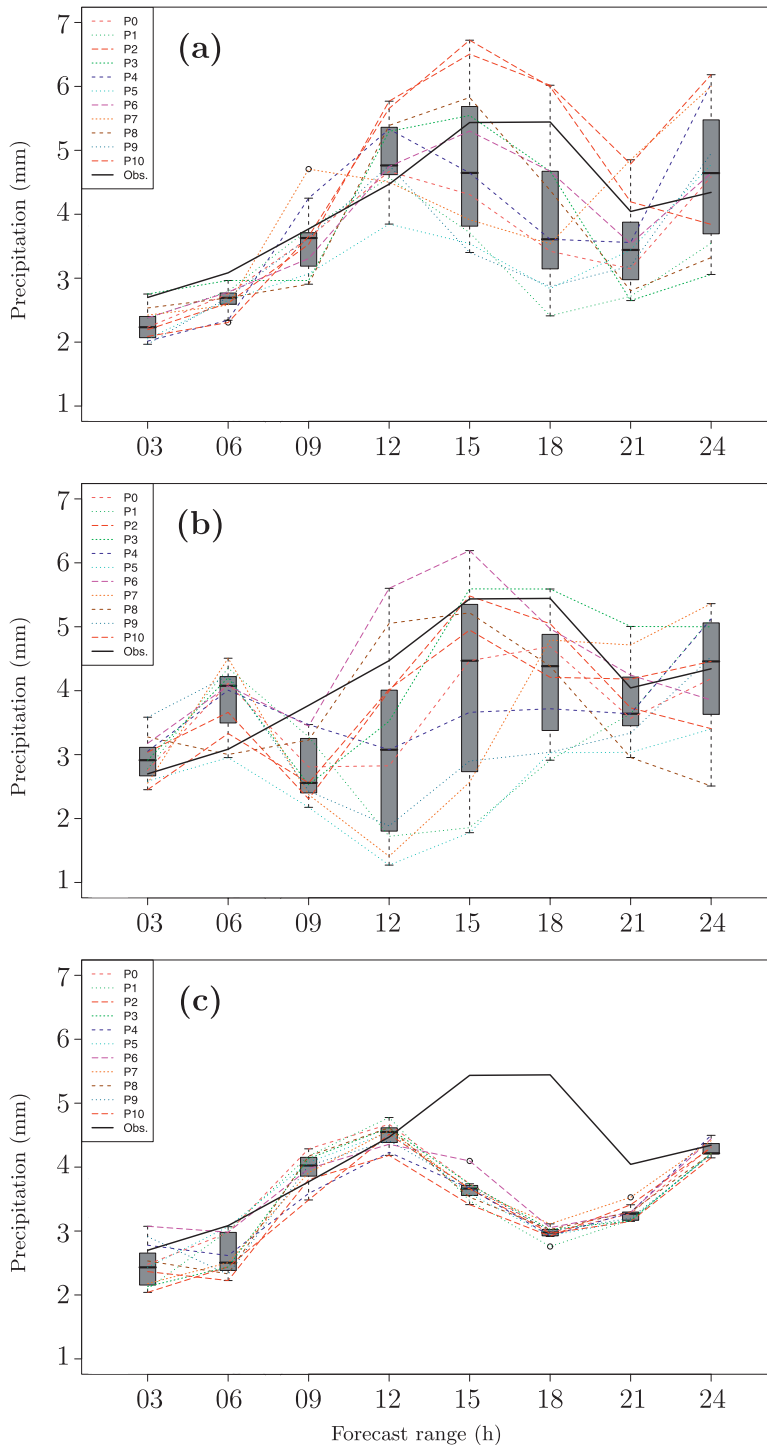


FIG. 12. The 3-h accumulated precipitation, averaged over the domain used for Fig. 10 display (mm): (a) AROME-PEARP1 ensemble, (b) AROME-PEARP3 ensemble, and (c) AROME-PERTOBS ensemble from 1200 UTC 1 Nov 2008 to 1200 UTC 2 Nov 2008. The solid black line is for rain gauge observations, dashed lines and boxes are for the ensemble forecast. The box-and-whisker plot shows the median, lower, and upper quartiles, and the small dots stand for outliers.

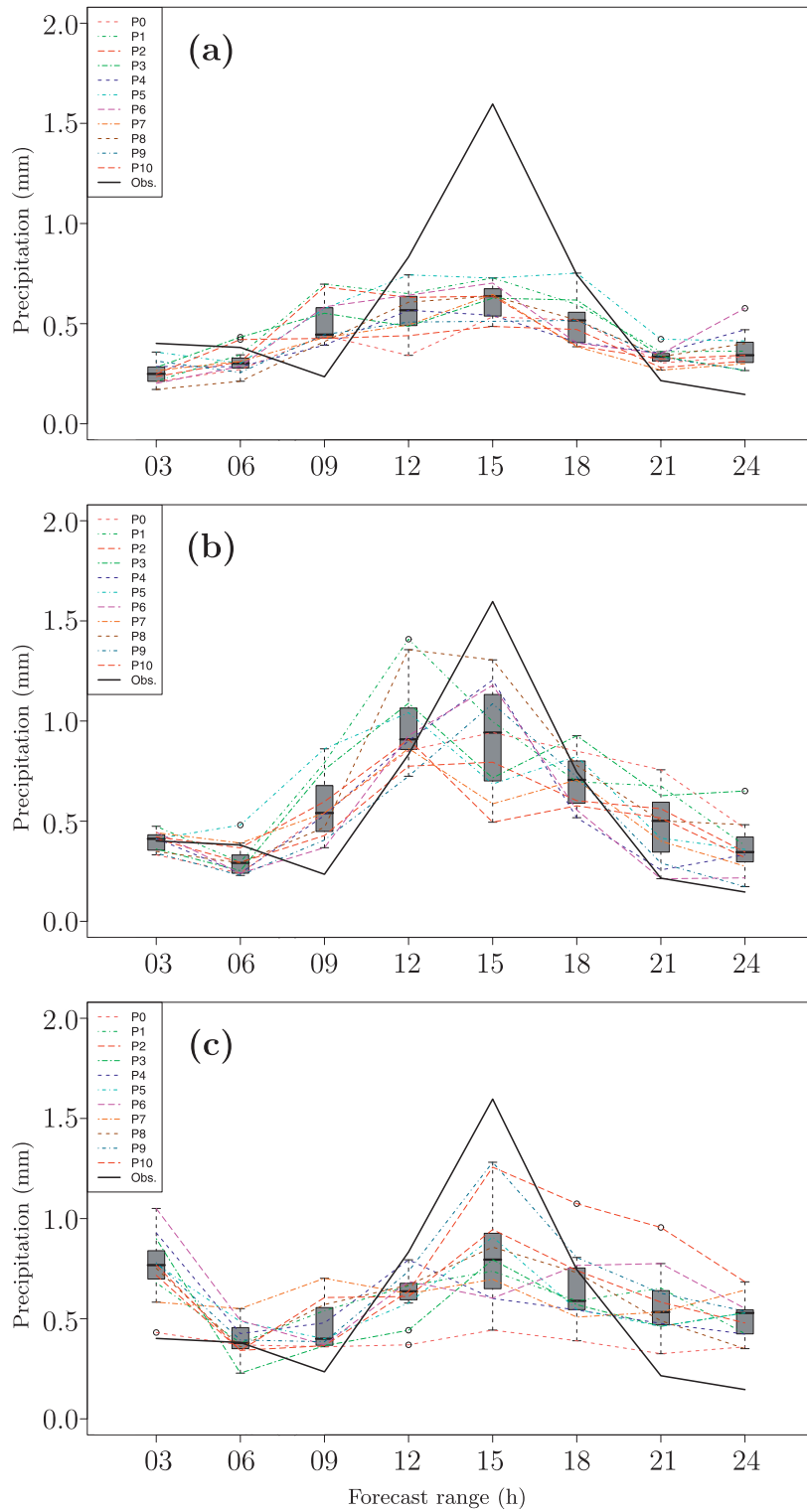


FIG. 13. As in Fig. 12, but for case 2 from 0000 UTC 20 Oct 2008 to 0000 UTC 21 Oct 2008.

using an earlier PEARP run is more uncertain, yielding better results on some aspects but not all.

The AROME–PERTOBS ensemble (Fig. 13c), in contrast, has some members that capture the precipitation peak fairly well. Although the time series of precipitation show an underestimation in precipitation forecasts, the maximum precipitation produced by the ensemble members ranges from 62 to 281 mm, to be compared with the observed 164 mm. The benefit of creating this ensemble with finescale perturbations in the ICs was clear for this case, since the P0 run completely missed this event. The precipitating systems simulated by all members are very different. Some members show high rainfall rates produced by very intense convective cells, while other members show larger and weaker systems. This reveals the lower predictability of this system compared to case 1. Case 2 mainly involved finescale and convective processes known to disrupt predictability.

The comparison between case 1 and case 2 indicates that the synoptic-scale conditions, and mainly the strength of the circulation, have an important effect on the behavior of both ensembles. A weaker synoptic-scale circulation leads to an enhanced impact of the differences introduced in the ICs. The initial convective-scale perturbations can last for a longer time.

3) GEOGRAPHICAL ANALYSIS OF ENSEMBLE SPREAD

To complete this study, the spatial distribution of ensemble spread was examined. Figure 14 shows, for case 2, the 925-hPa wind speed ensemble spread after 18 h for AROME–PERTOBS and AROME–PEARP2. As already stated, the AROME–PERTOBS ensemble spread diminishes with time. After 18 h, the remaining spread is located exactly on the active regions (MCSs, fronts, etc.), and no information on the predictability remains in the vicinity. On the contrary, the AROME–PEARP2 ensemble spread grows with time, and highlights a more extended area around the active regions. For instance, AROME–PEARP2 samples more uncertainty on the frontal activity entering the domain by the northwest corner. The impact of synoptic-scale conditions and uncertainty is again highlighted here. Both ensembles show a similar spread around the MCS, showing that the uncertainty on this system comes from both the uncertainties on ICs and LBCs. However, the AROME–PEARP2 ensemble spread suggests a larger uncertainty on the low-level jet upstream the HPE.

5. Conclusions

This study assessed the impact of uncertainty on LBCs and convective-scale ICs in cloud-resolving simulations,

with a focus on Mediterranean heavy precipitating events (HPEs). Four distinct high-resolution ensembles were created with the AROME cloud resolving model to separately evaluate the uncertainty associated with convective-scale ICs on the one hand and synoptic-scale LBCs on the other.

The impact of uncertainty on synoptic-scale conditions was assessed through the three AROME–PEARPs ensembles, the members of which were driven by the PEARP global, short-range ensemble members. To quantify the uncertainty on convective-scale ICs, an ensemble data assimilation technique was used to create the AROME–PERTOBS ensemble. For that purpose, the observations were randomly perturbed before the assimilation by the AROME 3D-VAR assimilation system, thus generating different ICs for the ensemble members.

The probabilistic evaluation of these two ensembles over a 31-day period gave very promising results for precipitation forecasts. Although they considered the uncertainty sources separately, they already provided valuable probabilistic information compared to the deterministic forecast; they gave comparable scores. This may be because of the accumulation of precipitation over 24 h (there are more differences over the last 12 h). For low-precipitation thresholds, very large areas are concerned, which also contributes to good but similar scores. At a 10-m height, forecasts were found to be very similar, probably because of the importance of surface conditions. Scores computed at 925 hPa show larger differences between the ensembles.

Overall, the AROME–PEARP1 ensemble had a little more resolution whereas the AROME–PERTOBS ensemble was a little better in terms of reliability. For high-precipitation and wind thresholds, the AROME–PEARP1 ensemble slightly outperformed the AROME–PERTOBS one.

However, both ensembles were shown to be strongly underdispersive for low-level fields. The AROME–PEARP1 ensemble spread grew over time but the ensemble was still strongly underdispersive after 24 h. The AROME–PERTOBS ensemble had a better rank histogram during the first hours, but the spread diminished over time due to the use of single LBCs.

The impact of uncertainty on LBCs has been further studied through the AROME–PEARP2 and AROME–PEARP3 ensembles. It was shown that removing the data assimilation from the downscaling procedure of the large-scale ensemble members improved the rank histograms. Indeed, this data assimilation step moves the large-scale ensemble members toward the same set of observations, thereby reducing spread. Using an earlier PEARP run to provide coupling conditions, so that the initial perturbations of the large-scale forecast had more

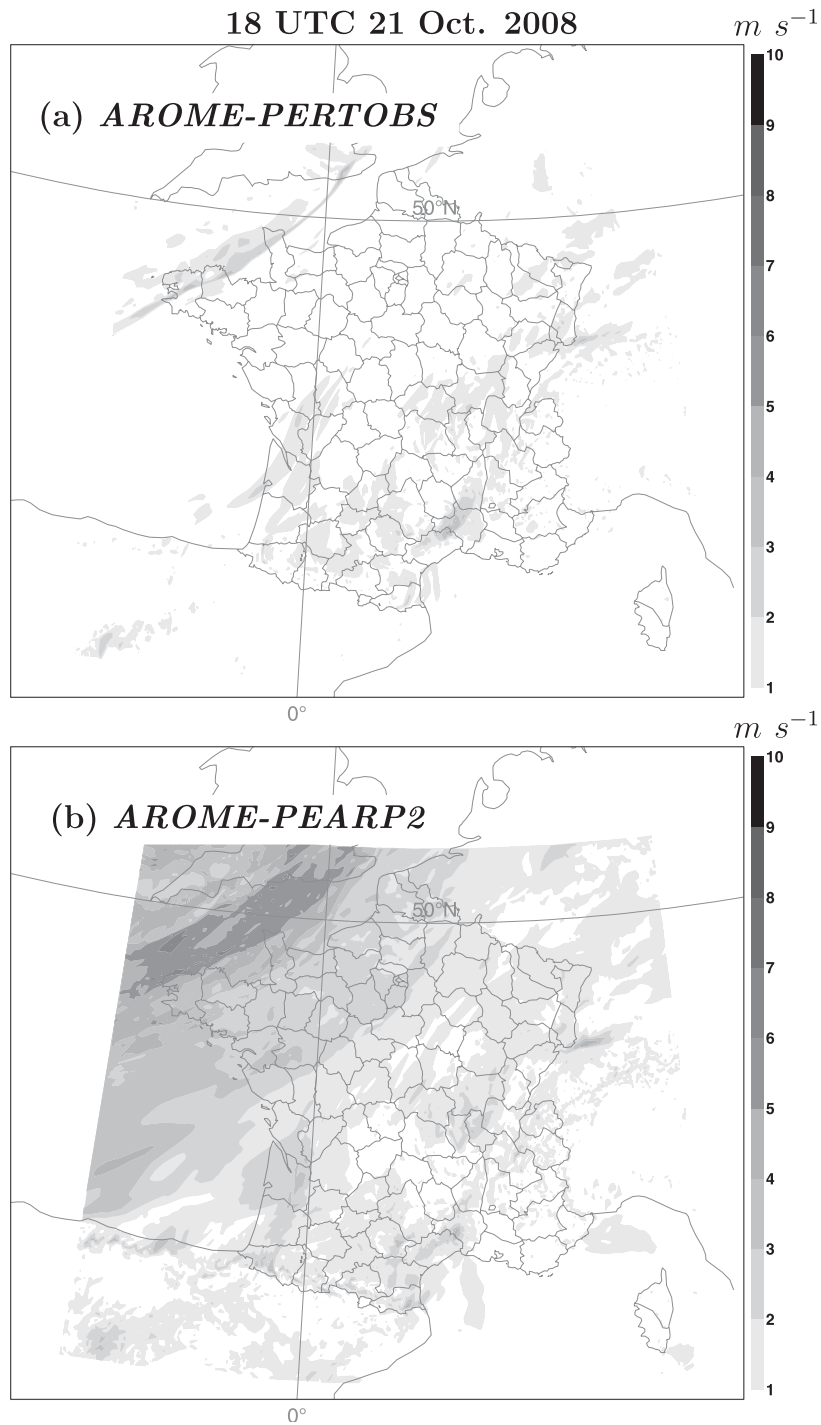


FIG. 14. The 925-hPa wind speed spread ($m s^{-1}$) at 1800 UTC 21 Oct 2008 (forecasts issued at 0000 UTC 20 Oct 2008 for an 18-h forecast range) for (a) AROME-PERTOBS and (b) AROME-PEARP2.

time to grow, further improved the ensemble spread, mostly at intermediate forecast ranges (around 12 h).

To provide the best sampling of the uncertainty on LBCs, it is necessary to retain the maximum information about that uncertainty in the downscaling procedure. Thus, a better solution would be to use a higher-resolution global EPS so as not to need an intermediate downscaling model in the ensemble configuration. Since some information is lost through the temporal interpolation of LBCs, a higher LBCs update frequency would also improve the ensemble. Another solution would be to have an intermediate downscaling ensemble taking into account all the uncertainty sources instead of the LBCs only, but this involves more research on this aspect and requires longer computing time.

Both the probabilistic evaluation and the results for the two Mediterranean HPEs concur to show that the two uncertainty sources have different impacts on the cloud-resolving simulations. The uncertainty on convective-scale ICs has a stronger impact over the first hours (<12 h) of simulation, before the LBCs overwhelm differences in initial states. The uncertainties on LBCs have a growing impact at a longer range (beyond 12 h).

The results for the two cases of HPE also reveal that the impact of both uncertainty sources depends strongly on the large-scale meteorological situation. When the synoptic-scale dynamics are predominant in driving the HPE (e.g., when a trough interacts with the larger-scale baroclinic westerly flow), the impact of uncertainty on LBCs is by far more important than the impact of uncertainty on convective-scale ICs. When the synoptic-scale circulation is weaker and the HPE is mainly driven by local and mesoscale processes, convective-scale initial perturbations have more impact on the simulated precipitating systems.

The design of a future convective-scale EPS thus has to combine both uncertainty sources. It would be possible to apply the ensemble data assimilation technique to each member of the large-scale EPS, but this approach is far too expensive in computing time since it involves the computation of 11×11 members in our configuration. A solution less demanding in computer time is to apply one perturbation of ICs for each PEARP member (i.e., to build an ensemble similar to AROME-PEARP2, but using perturbed observations for the AROME convective-scale data assimilation cycles for members 1–10). This approach is currently under investigation.

Several scientific issues remain to be addressed in future work. The ensemble data assimilation strategy could be refined (i.e., more relevant perturbations of observations, dealing with areas where fewer observations are available, etc.). Since global EPSs have a large number of

members, a selection will have to be made of a few members to drive a cloud-resolving ensemble at a reasonable computing cost. This paper has focused on the ICs and LBCs, but model errors remain to be investigated (e.g., physical parameterizations, surface conditions, etc.). Results for these aspects will be reported in forthcoming papers.

Acknowledgments. The authors thank Dr. L. Descamps for his useful insight on ensemble evaluation. The authors also gratefully acknowledge the two anonymous reviewers for their relevant comments and suggestions. This work was carried out in the framework of the MEDUP project funded by ANR “Vulnérabilité Milieux Climat.”

REFERENCES

- Benard, P., 2004: On the use of a wider class of linear systems for the design of constant-coefficients semi-implicit time schemes in NWP. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1319–1324.
- Berre, L., S. E. Stefanescu, and M. Belo Pereira, 2006: The representation of the analysis effect in three error simulation techniques. *Tellus*, **58A**, 196–209.
- Boniface, K., and Coauthors, 2009: Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting. *Ann. Geophys.*, **27**, 2739–2753.
- Bouilloud, L., and Coauthors, 2010: Coupling the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model for Mediterranean flash-flood forecasting: Description, calibration, and validation. *J. Hydrometeor.*, **11**, 315–333.
- Bouttier, F., 2007: Arome, avenir de la prévision régionale (AROME, the future of regional forecasting). *Meteorologie*, **58**, 12–20.
- Bowler, N. E., 2006: Explicitly accounting for observation error in categorical verification of forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1600–1606.
- Bresson, R., D. Ricard, and V. Ducrocq, 2009: Idealized mesoscale numerical study of Mediterranean heavy precipitating convective systems. *Meteor. Atmos. Phys.*, **103**, 45–55.
- Bubnova, R., G. Hello, P. Bénard, and J.-F. Geleyn, 1995: Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 515–535.
- Buizza, R., P. L. Houtekamer, Z. Toth, G. Pellerin, M. Wei, and Y. Zhu, 2005: A comparison of the ECMWF, MSC, and NCEP global ensemble prediction systems. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1076–1097.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2369–2383.
- Candille, G., and O. Talagrand, 2008: Impact of observational error on the validation of ensemble prediction systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 959–971.
- Caniaux, G., J. Redelsperger, and J. P. Lafore, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: General description and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2046–2074.
- Chancibault, K., S. Anquetin, V. Ducrocq, and G.-M. Saulnier, 2006: Hydrological evaluation of high-resolution precipitation forecasts of the Gard flash-flood event (8–9 September 2002). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 1091–1117.

- Clark, A. J., W. A. Gallus Jr., M. Xue, and F. Kong, 2009: A comparison of precipitation forecast skill between small convection-allowing and large convection-parameterizing ensembles. *Wea. Forecasting*, **24**, 1121–1140.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1–30.
- Descamps, L., and O. Talagrand, 2007: On some aspects of the definition of initial conditions for ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3260–3272.
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore, and F. Orain, 2002: Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: On the importance of the initial humidity field. *Wea. Forecasting*, **17**, 1236–1256.
- , G. Aullo, and P. Santurette, 2003: Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 Novembre 1999 sur le sud de la France (Heavy precipitation and flash-floods over southern France, 12–13 November 1999). *Meteorologie*, **42**, 18–27.
- , O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, and T. Thouvenin, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 131–145.
- Epstein, E. S., 1969: Stochastic dynamic predictions. *Tellus*, **21**, 739–759.
- Fischer, C., T. Montmerle, L. Berre, L. Auger, and S. Stefanescu, 2005: An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3477–3492.
- Grimit, E. P., and C. F. Mass, 2002: Initial results of a mesoscale short-range ensemble forecasting system over the Pacific Northwest. *Wea. Forecasting*, **17**, 192–205.
- Hamill, T. M., C. Snyder, and R. E. Morss, 2000: A comparison of probabilistic forecasts from breeding, singular-vector, and perturbed observation ensembles. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1835–1851.
- Hohenegger, C., and C. Schär, 2007a: Predictability and error growth dynamics in cloud-resolving models. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4467–4478.
- , and —, 2007b: Atmospheric predictability at synoptic versus cloud-resolving scales. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1783–1793.
- , A. Walser, W. Langhans, and C. Schär, 2008: Cloud-resolving ensemble simulations of the August 2005 Alpine flood. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 889–904.
- Houtekamer, P. L., L. Lefaiivre, J. Derome, J. Ritchie, and H. L. Mitchell, 1996: A system simulation approach to ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1225–1242.
- , H. L. Mitchell, and X. Deng, 2009: Model error representation in an operational ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2126–2143.
- Kong, F., and Coauthors, 2007: Preliminary analysis on the real-time storm-scale ensemble forecasts produced as part of the NOAA hazardous weather testbed 2007 spring experiment. Preprints, *22nd Conf. on Weather Analysis and Forecasting/18th Conf. on Numerical Weather Prediction*, Park City, UT, Amer. Meteor. Soc., 3B.2. [Available online at http://ams.confex.com/ams/22WAF18NWP/techprogram/paper_124667.htm.]
- Lafore, J., and Coauthors, 1998: The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.*, **16**, 90–109.
- Laprise, R., 2003: Resolved scales and nonlinear interactions in limited-area models. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 768–779.
- Leith, C. E., 1974: Theoretical skill of Monte Carlo forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 409–418.
- Marsigli, C., A. Montani, F. Nerozzi, T. Paccagnella, S. Tibaldi, F. Molteni, and R. Buizza, 2001: A strategy for high resolution ensemble prediction. II: Limited-area experiments in four Alpine flood events. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 2095–2115.
- Molteni, F., R. Buizza, T. N. Palmer, and T. Petroliaigis, 1996: The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 73–119.
- , —, C. Marsigli, A. Montani, F. Nerozzi, and T. Paccagnella, 2001: A strategy for high resolution ensemble prediction. I: Definition of representative numbers and global-model experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 2069–2094.
- Montmerle, T., F. Rabier, and C. Fischer, 2007: Relative impact of polar-orbiting and geostationary satellite radiances in the Aladin/France numerical weather prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 655–671.
- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin, and S. Anquetin, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 111–130.
- Nutter, P., D. Stensrud, and M. Xue, 2004: Effects of coarsely resolved and temporally interpolated lateral boundary conditions on the dispersion of limited-area ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2358–2377.
- Penarrocha, D., M. Estrela, and M. Millan, 2002: Classification of daily rainfall patterns in a Mediterranean area with extreme intensity levels: The Valencia region. *Int. J. Climatol.*, **22**, 677–695.
- Pergaud, J., V. Masson, and S. Malardel, 2009: A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Bound.-Layer Meteor.*, **132**, 83–106.
- Roebber, P. J., D. M. Schultz, B. A. Colle, and D. J. Stensrud, 2004: Toward improved prediction: High-resolution and ensemble modeling systems in operations. *Wea. Forecasting*, **19**, 936–949.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2011: The AROME-France convective scale operational model. *Mon. Wea. Rev.*, in press.
- Stensrud, D. J., J.-W. Bao, and T. T. Warner, 2000: Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2077–2107.
- Talagrand, O., R. Vautard, and B. Strauss, 1997: Evaluation of probabilistic prediction systems. *Proc. ECMWF Workshop on Predictability*, Reading, United Kingdom, ECMWF, 1–26.
- Toth, Z., O. Talagrand, G. Candille, and Y. Zhu, 2003: Probability and ensemble forecasts. *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Sciences*, I. T. Joliffe and D. B. Stephenson, Eds., Wiley, 137–163.
- Vincendon, B., and Coauthors, 2010: Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model version dedicated to Mediterranean flash-floods. *J. Hydrol.*, **394**, 256–266, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.012.
- Walser, A., D. Lüthi, and C. Schär, 2004: Predictability of precipitation in a cloud-resolving model. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 560–577.
- Yan, X., V. Ducrocq, G. Jaubert, P. Brousseau, P. Poli, C. Champollion, C. Flamant, and K. Boniface, 2009: The benefit of GPS zenith delay assimilation to high-resolution quantitative precipitation forecasts: A case-study from COPS IOP 9. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 1788–1800.
- Zhang, F., Z. Meng, and A. Aksoy, 2006: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part I: Perfect model experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 722–736.

Chapitre 4

Perturbation sélective des observations dans l'assimilation d'ensemble

Contenu

4.1	Stratégie de perturbation pour les HPEs	90
4.1.1	Perturbations orientées de paramètres de basses couches	90
4.1.2	Assimilation d'observations virtuelles sur la mer Méditerranée . .	91
4.1.3	Les cas d'étude	93
4.2	Perturbations sélectives et orientées	93
4.2.1	Après une analyse	93
4.2.2	Lors d'un cycle d'assimilation	95
4.3	Effet sur les prévisions	99
4.3.1	Évolution de la dispersion au cours d'une prévision	99
4.3.2	Prévisions de précipitations	101
4.4	Impact de l'assimilation d'observations virtuelles en mer . .	103
4.5	Conclusion	106

Perturber aléatoirement chaque observation selon son erreur d'observation, comme dans l'expérience PERTOBS du chapitre précédent, permet d'échantillonner la part de l'erreur d'analyse provenant de l'imperfection des observations (combinaison de l'erreur de mesure, et de l'erreur de représentativité de l'observation). Cette méthode produit donc des différences initiales dont la moyenne spatiale est nulle, les perturbations positives et négatives sur l'ensemble du domaine se compensant.

Dans le cas des HPEs méditerranéens, l'initiation de la convection, autant que l'intensité maximale du système et sa stationnarité, sont sensibles plus particulièrement à certains paramètres des basses couches, tels que l'intensité du flux d'humidité dirigé vers la côte et l'instabilité conditionnelle de la masse d'air, et à certains processus physiques comme l'humidification de la masse d'air en amont du système par évaporation au dessus de la mer Méditerranée. La sensibilité des HPEs méditerranéens à différentes caractéristiques de l'environnement a été présentée dans le chapitre 1.

Nous nous intéressons donc ici à la définition de perturbations de l'environnement d'une part plus homogènes spatialement, suivant une tendance choisie pour chaque membre de l'ensemble (par exemple, en favorisant des perturbations positives pour un membre donné), et d'autre part appliquées aux paramètres les plus importants identifiés par les précédentes études de sensibilité. Nous avons donc restreint les perturbations aux basses couches, et aux observations de vent, d'humidité, et de température.

L'orientation des perturbations et la sélection des paramètres perturbés permet de mieux évaluer la sensibilité de chaque système précipitant simulé à une modification identifiée de l'environnement. Par exemple, on pourra déterminer si un environnement dans les basses couches globalement plus chaud, ou un vent plus fort, que dans l'analyse de contrôle est plus propice à de fortes précipitations convectives.

Une autre caractéristique des analyses produites par la méthode d'assimilation d'observations perturbées, comme mise en place dans PERTOBS, est le manque de dispersion dans les régions disposant de peu d'observations, telles que la mer Méditerranée. Dans ces régions, on s'attend à ce que l'incertitude soit plus importante, donc la dispersion de l'ensemble également. C'est le cas dans les ensembles globaux : dans les régions bien observées, même si les observations sont perturbées, l'assimilation contraint les membres à rester suffisamment proches des observations et donc limite la dispersion. Au contraire, dans les régions mal observées, au cours d'un cycle d'assimilation d'ensemble, la dispersion peut croître plus fortement.

Pour un ensemble à aire limitée, la dispersion sur mer, qui plus est aux bords du domaine, est fortement réduite par l'utilisation de conditions aux limites identiques. Pour mieux quantifier l'impact de perturbations plus importantes, c'est-à-dire plus représentatives de l'incertitude d'analyse, dans ces régions sur les HPEs, notamment lié à des modifications du flux de basses couches méditerranéen, une méthode de perturbation de pseudo-observations, ou observations virtuelles, est mise en place.

4.1 Stratégie de perturbation pour les HPEs

4.1.1 Perturbations orientées de paramètres de basses couches

Rappelons que les perturbations aléatoires des observations utilisées dans l'ensemble PERTOBS de Vié et al. (2011) étaient obtenues selon la formule $Pert = rand \sigma_o$, où σ_o

TABLE 4.1 : Perturbations des observations de vent, humidité et température dans les basses couches, pour chaque membre. 0 signifie que ce paramètre n'est pas perturbé, + (-) signifie que l'on oriente les perturbations vers des valeurs positives (négatives).

Membre	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Vitesse du vent	0	+	-	0	0	0	0	+	+	-	-
Humidité	0	0	0	+	-	0	0	+	-	+	-
Température	0	0	0	0	0	+	-	0	0	0	0

représente l'erreur d'observation et *rand* un nombre aléatoire compris entre -1 et 1, et appliquées à toutes les observations assimilées. Pour orienter les perturbations appliquées, les ensembles PERTOBS-SEL utilisent simplement une formule du type $Pert = (rand + \alpha) \sigma_o$, où α peut être positif ou négatif.

Une première expérience a été réalisée pour le cas du 20 octobre 2008, avec trois analyses successives à 18, 21 UTC le 19 octobre et à 00 UTC le 20 octobre. Une prévision 24 h est lancée à 00 UTC le 20 octobre 2008. Pour ce cas, les perturbations ont été calculées avec $\alpha = \pm 1$. Les perturbations ont été appliquées uniquement aux observations de température et humidité à 2 m, et aux deux composantes du vent à 10 m, selon le tableau 4.1. La vitesse du vent est modifiée par une amplification indépendante des deux composantes u et v , elle peut donc être accompagnée d'un changement de direction.

Une seconde expérience a été réalisée sur le cas des 6–7 septembre 2010. Afin de couvrir tout l'événement, et de mieux étudier la croissance de dispersion des conditions initiales de l'ensemble, le cycle d'assimilation est plus long que dans la première expérience et démarre 24 h avant la première prévision. Pour des raisons de temps de calcul, les prévisions longues sont limitées à 12 h, période pendant laquelle les différences de conditions initiales ont le plus d'impact. Pour mieux représenter l'incertitude sur le flux de basses couches, les perturbations, moins importantes ($\alpha = \pm 0,5$), ne sont plus appliquées uniquement aux observations de surface, mais à toutes les observations situées sous 700 hPa. Par exemple, les observations de radiosondages ou de profilers de vent situées sous 700 hPa sont perturbées. Enfin, pour mieux étudier l'impact de perturbations de la vitesse du vent, les deux composantes u et v du vent sont modifiées dans les mêmes proportions, sans changement de direction.

4.1.2 Assimilation d'observations virtuelles sur la mer Méditerranée

Pour un modèle régional à échelle convective, la perturbation des conditions initiales par une assimilation d'ensemble a moins d'impact sur les régions disposant de peu d'observations, comme la mer Méditerranée dans notre cas, d'autant plus que celle-ci est proche des bords du domaine et donc fortement influencée par les conditions imposées aux limites, identiques pour chaque membre. Pour mieux échantillonner l'erreur d'analyse sur les régions méditerranéennes et la sensibilité des prévisions de précipitations à l'incertitude portant sur les conditions du flux de basses couches qui en résulte, nous avons choisi, plutôt que de perturber directement l'analyse, d'utiliser une technique d'assimilation d'observations

virtuelles. Les modifications ainsi obtenues respectent alors mieux l'équilibre dynamique du modèle grâce à l'utilisation du schéma d'assimilation 3D-VAR.

Cette technique consiste à créer des observations virtuelles, dans notre cas à partir de l'analyse AROME opérationnelle, dans des régions mal couvertes par le réseau d'observation. Ces observations virtuelles peuvent ensuite être utilisées lors de l'assimilation de données, soit telles quelles, soit après leur avoir appliqué une perturbation comme dans les ensembles PERTOBS et PERTOBS-SEL.

Afin de perturber différemment le centre et les bords du flux de basses couches, nous avons disposé les observations virtuelles par rangées de trois à des longitudes variant de 4,4E à 6,6E. Pour modifier le flux sur une région étendue, trois rangées ont été disposées pour des latitudes allant de 41,8N à 42,6N. Le tableau 4.2 liste les coordonnées des 9 observations virtuelles utilisées, pointées sur la figure 4.1. Chaque observation virtuelle contient une information de température à 2 m, d'humidité à 2 m, et de vent à 10 m. L'écart entre la valeur choisie pour l'observation virtuelle (c'est à dire l'analyse opérationnelle) et l'ébauche du membre de contrôle, pour un cas à 00 UTC le 20 octobre 2008, est de l'ordre de 0,5 K sur la température, 10% pour l'humidité spécifique, et 1 m.s⁻¹ pour la vitesse du vent.

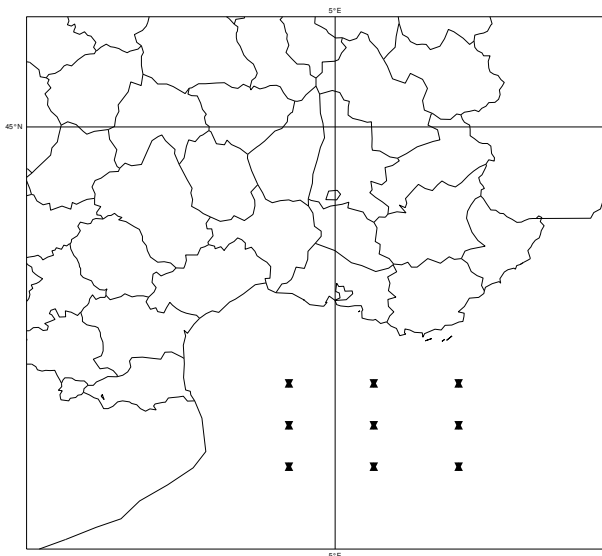


FIG. 4.1 : Position des observations virtuelles.

Observation	Latitude	Longitude
Virtual 1	42,6	4,4
Virtual 2	42,6	5,5
Virtual 3	42,6	6,6
Virtual 4	42,2	4,4
Virtual 5	42,2	5,5
Virtual 6	42,2	6,6
Virtual 7	41,8	4,4
Virtual 8	41,8	5,5
Virtual 9	41,8	6,6

TABLE 4.2 : Coordonnées des observations virtuelles.

Un ensemble OBS-VIRT a été réalisé en appliquant des perturbations aléatoires aux observations, comme dans PERTOBS. Un ensemble OBS-VIRT-SEL a été réalisé avec des perturbations sélectives et orientées, comme pour PERTOBS-SEL. Les perturbations appliquées aux observations réelles de OBS-VIRT-SEL sont identiques à celles utilisées dans PERTOBS-SEL (les mêmes nombres aléatoires ont été repris). Ces deux ensembles ont été lancés pour le cas du 20 octobre 2008, dans la même configuration que la première expérience PERTOBS-SEL.

4.1.3 Les cas d'étude

Le cas du 20 octobre 2008 est présenté au chapitre 3. Il s'agit d'un système convectif de méso-échelle isolé, sur les plaines au sud du Gard et de l'Hérault, caractérisé par un forçage synoptique faible et un rôle important de processus physiques complexes, notamment la mise en place d'une plage froide sous orage ayant favorisé le déplacement des précipitations vers le sud.

Les 6 et 7 septembre 2010, une forte activité convective sur les Cévennes interagit avec un front qui traverse la France. Dans la soirée du 6 septembre, un système convectif se développe sur le Gard, puis se déplace vers les Bouches-du-Rhône dans la nuit. Ce système produit localement sur le Gard jusqu'à 300 mm de précipitations pendant la nuit. Après s'être dissipée vers 06 UTC, la convection est relancée vers 09 UTC sur le Gard et l'Ardèche par l'approche d'un front. Le système est très intense à 14 UTC, lorsque le front passe sur les Cévennes, avant d'être déplacé vers l'est par le front. Des cumuls de précipitations atteignant localement 150 mm sur Nîmes ou 250 mm dans l'Ardèche viennent s'ajouter à ceux produits au cours de la nuit précédente.

4.2 Impact des perturbations orientées sur les différences de conditions initiales

4.2.1 Après une analyse

Les analyses produites à partir d'observations perturbées sélectivement selon cette méthode sont très nettement différentes de celles que l'on obtient en perturbant aléatoirement chaque observation. La figure 4.2 montre un exemple de la différence d'analyse entre deux membres utilisant la même ébauche mais des observations perturbées aléatoirement. Pour comparaison, la figure 4.3 montre les différences obtenues entre les membres utilisant la même ébauche mais des perturbations d'observations opposées (membres 1 et 2, 3 et 4, 5 et 6).

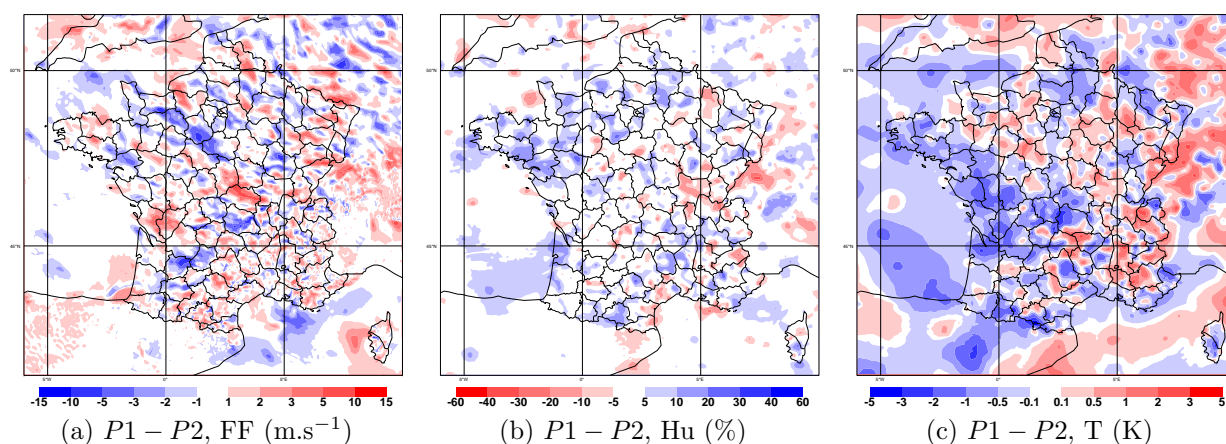


FIG. 4.2 : Différences des analyses de (a) vitesse du vent (m.s^{-1}), (b) humidité relative (%) et (c) température (K) à 950 hPa, calculées entre deux membres de PERTOBS.

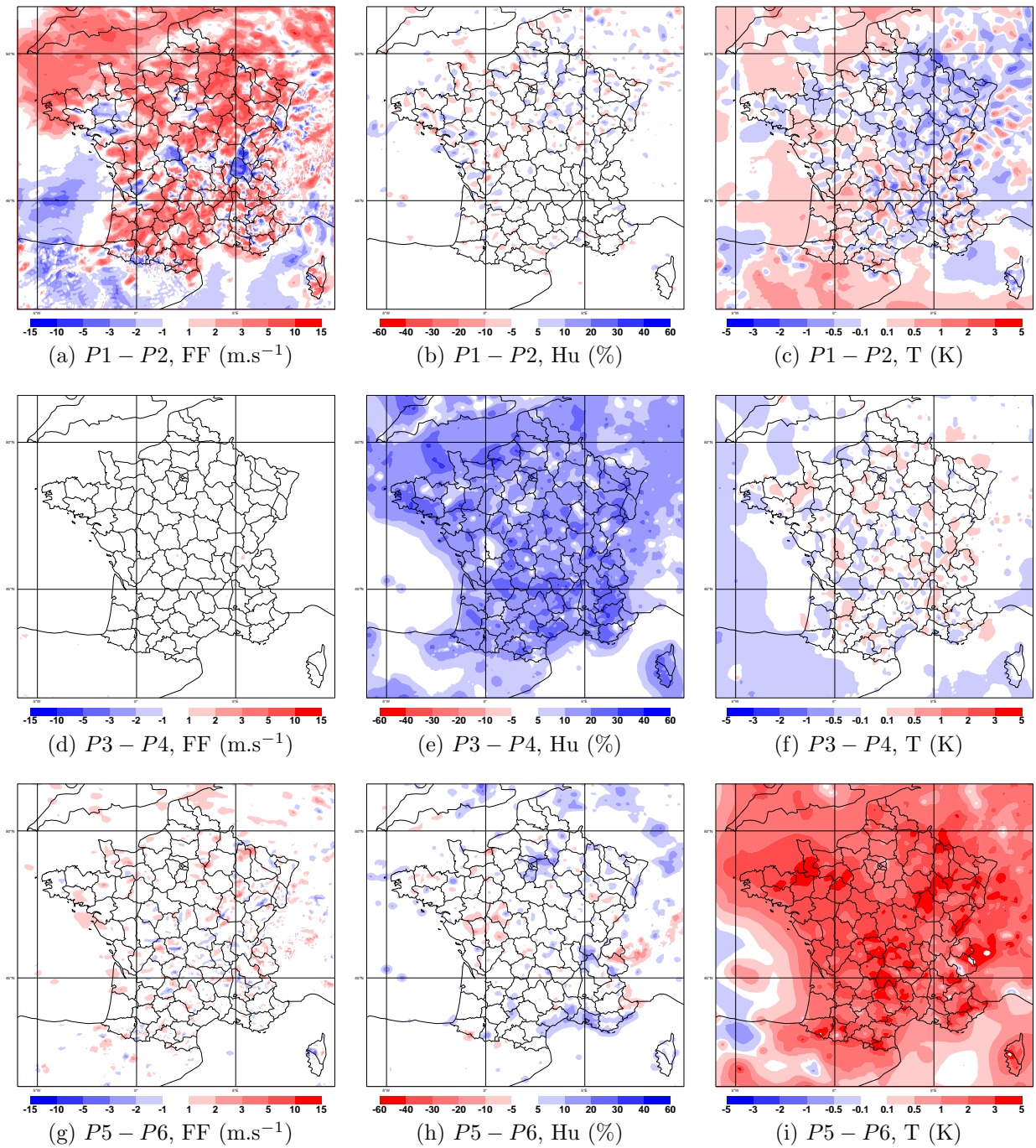


FIG. 4.3 : Différences des analyses de (a,d,g) vitesse du vent (m.s^{-1}), (b,e,h) humidité relative (%) et (c,f,i) température (K) à 950 hPa, calculées entre des paires de membres de PERTOBS-SEL utilisant des perturbations sélectives opposées, avec la numérotation des membres du tableau 4.1.

Les différences produites par des perturbations aléatoires centrées en 0 ont une échelle spatiale caractéristique plus petite (de l'ordre de 50 km), avec une alternance dans l'espace de régions de différence positive et négative. Les différences se retrouvent pour chaque paramètre modifié par le processus d'assimilation puisque toutes les observations sont perturbées. Au contraire, les perturbations sélectives et orientées produisent par construction des différences beaucoup plus cohérentes spatialement (fig. 4.3 e,i). Dans PERTOBS-SEL, l'effet des perturbations n'est pas limité au paramètre modifié. On remarque en effet l'impact de l'assimilation 3D-VAR qui, à travers la définition de la matrice de statistiques d'erreurs d'ébauche, produit des incréments d'analyse différents même pour des paramètres non perturbés dans les observations. Ainsi, par exemple, les membres 1 et 2, pour lesquels seules les observations de vent ont été perturbées, présentent des différences d'analyse en température (fig. 4.3 c). Ces différences sont toutefois sensiblement plus faible que celles produites par la perturbation directe des observations de température dans les membres 5 et 6 (fig. 4.3 i).

Les prévisions issues de PERTOBS-SEL refléteront donc plus fortement l'impact de chacun des paramètres, par exemple l'évolution du système dans un environnement globalement plus humide (membre 3) ou plus chaud (membre 5) dans les basses couches que l'analyse de contrôle. Toutefois, on remarque que la technique d'assimilation d'observations perturbées produit très peu de différences là où peu d'observations sont disponibles, notamment au dessus de la mer Méditerranée, alors que les HPEs considérés dans cette étude sont très sensibles au flux de basses couches dans cette région, en amont du système convectif.

4.2.2 Lors d'un cycle d'assimilation

Lors d'un cycle d'assimilation d'observations perturbées, les analyses ainsi obtenues sont utilisées pour produire, par une courte intégration du modèle numérique (une prévision 3 h dans notre cas), l'ébauche utilisée par chaque membre lors de l'analyse suivante. Ainsi, la dispersion des analyses proviendra d'une part des perturbations appliquées aux observations lors de l'analyse, et d'autre part de la dispersion des ébauches, différentes pour chaque membre. La dispersion des analyses croît au cours du cycle d'assimilation, jusqu'à se stabiliser à un niveau représentatif de l'erreur d'analyse. La figure 4.4 montre l'évolution de la dispersion moyennée spatialement de la température et de l'humidité relative à 925 hPa, pour les ensembles PERTOBS (en rouge) et PERTOBS-SEL (courbes bleues) pour le cas du 6–7 septembre 2010. La dispersion des analyses de l'ensemble de référence se stabilise après 5 analyses (soit 15 heures). La dispersion de PERTOBS-SEL se stabilise plus tard, notamment en humidité relative (après 8 analyses, soit 24 heures), et reste toujours inférieure à celle de PERTOBS.

Lorsqu'on s'intéresse cette fois à des paires de membres plutôt qu'à l'ensemble complet (courbes en pointillés de la figure 4.4), on remarque que la dispersion de l'ensemble PERTOBS-SEL est largement contenue dans les membres utilisant les perturbations d'observations pour le paramètre choisi. Mais la perturbation sélective d'un paramètre dans les observations finit par créer des différences significatives sur d'autres paramètres. Par exemple, les membres 3 et 4 de PERTOBS-SEL utilisant des perturbations d'humidité relative atteignent une dispersion en température comparable à deux membres de PERTOBS.

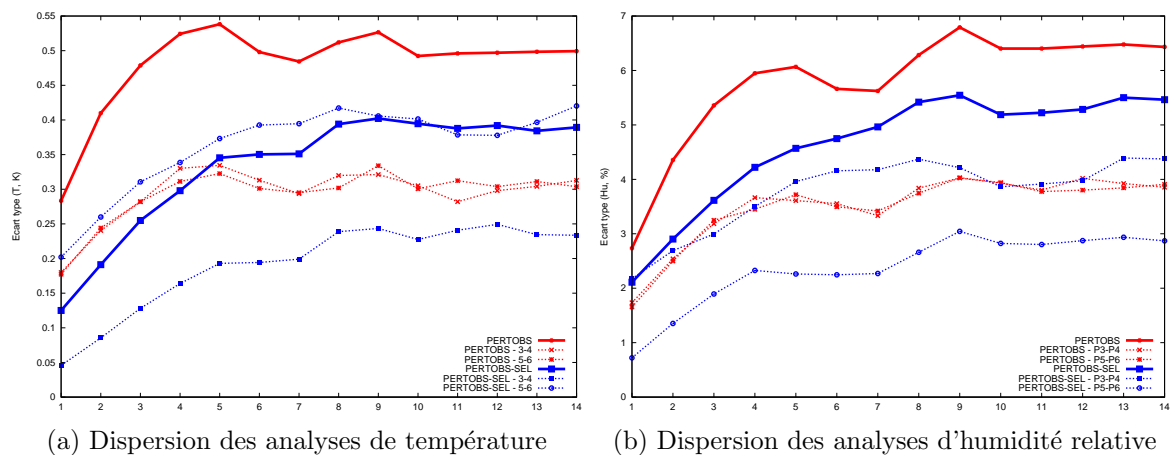


FIG. 4.4 : Évolution de la dispersion des analyses de (a) température et (b) humidité relative à 925 hPa au cours d'un cycle d'assimilation, pour PERTOBS (rouge) et PERTOBS-SEL (bleu). En trait plein, la dispersion de l'ensemble, en pointillés, la dispersion calculée à partir de deux membres.

En complément de la dispersion, la figure 4.5 présente l'évolution de la différence de température et d'humidité relative entre deux membres, moyennée spatialement. Comme nous l'avons remarqué après une unique analyse, la différence moyenne oscille autour de 0 entre deux membres de PERTOBS. Au contraire, entre les membres de PERTOBS-SEL utilisant des perturbations opposées, la différence moyenne est évidemment importante pour le paramètre perturbé dans les observations, mais on remarque aussi par exemple que l'humidification des observations est associée à des analyses plus froide (fig. 4.5 a, membres 3 et 4).

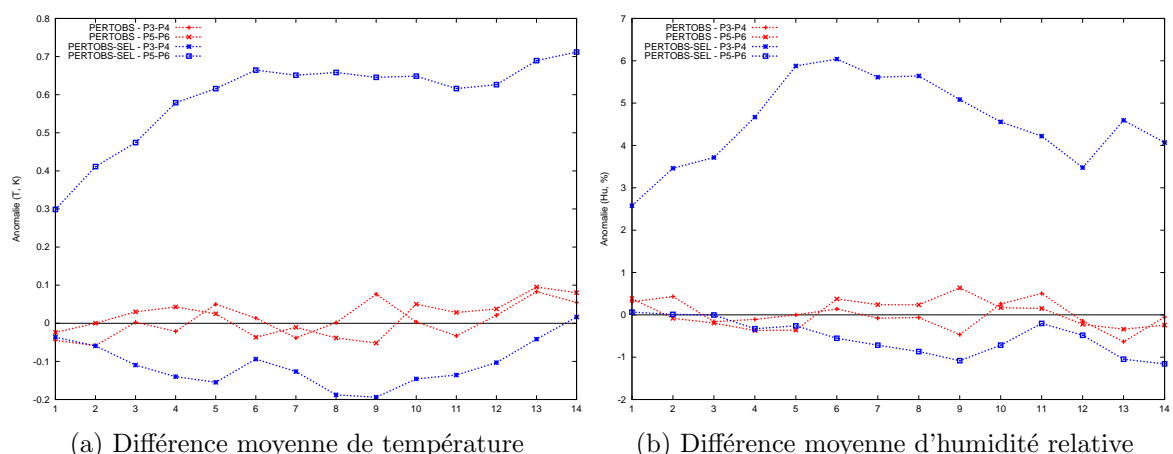


FIG. 4.5 : Évolution de la moyenne spatiale de la différence des analyses de (a) température et (b) humidité relative à 925 hPa entre deux membres au cours d'un cycle d'assimilation.

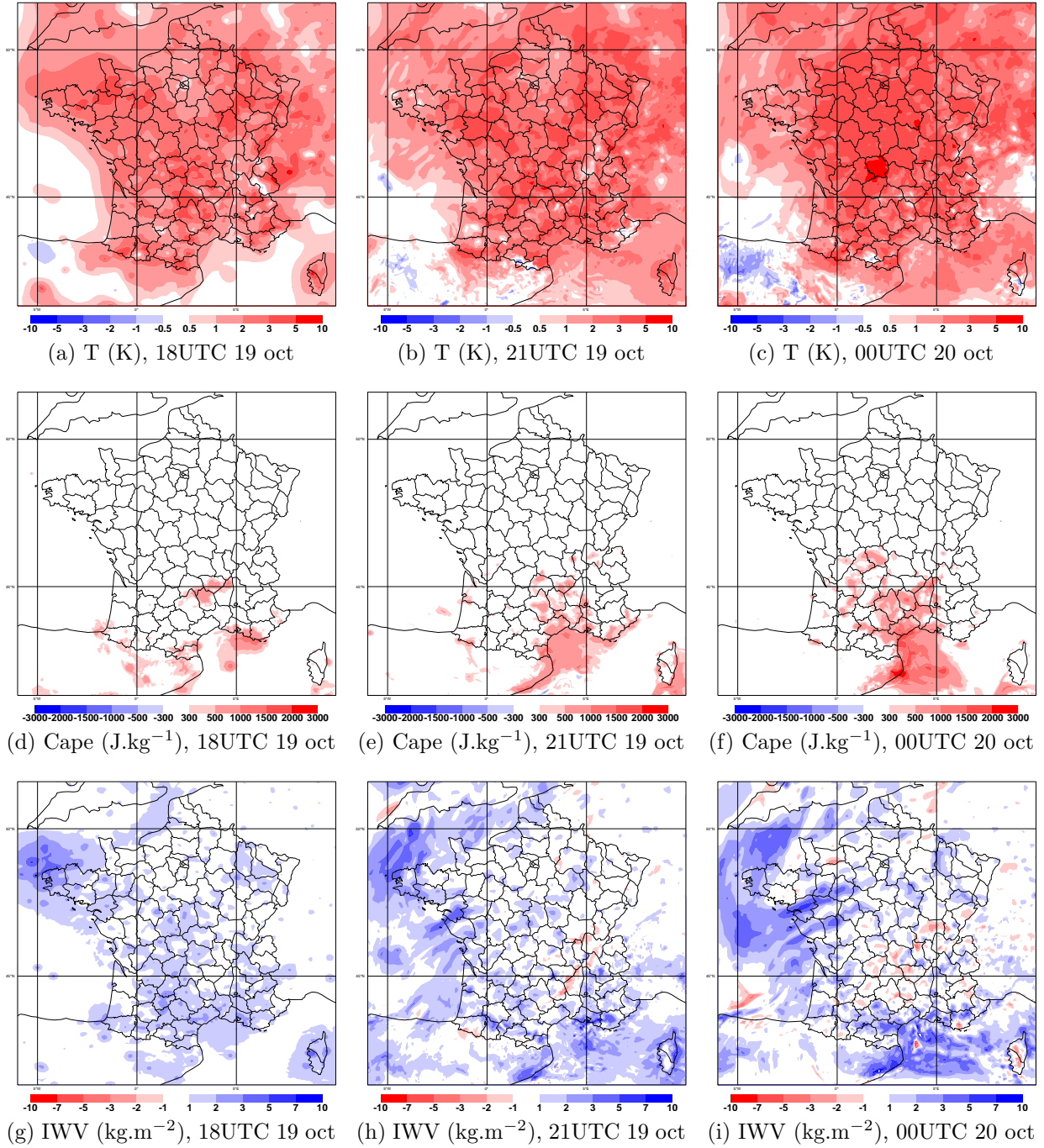


FIG. 4.6 : Différences des analyses de (a–c) température (K), (d–f) Cape (J.kg^{-1}) et (g–i) vapeur d'eau intégrée (kg.m^{-2}) à 950 hPa des membres 5 et 6 de PERTOBS-SEL, après (a,d,g) une, (b,e,h) deux et (c,f,i) trois analyses.

La figure 4.6 présente l'évolution de la différence entre les membre 5 (perturbations positives des observations de température) et 6 (perturbations négatives des observations de température) de PERTOBS-SEL pour trois analyses successives partant d'une ébauche commune à 18 UTC le 19 octobre 2008. La différence de température est importante dès la première analyse sur la France métropolitaine où se trouvent l'essentiel des observations assimilées (fig. 4.6 a–c). Elle s'amplifie au cours des analyses suivantes, et s'étend surtout à la mer Méditerranée, où le manque d'observations ne permet pas à une analyse unique de créer des différences. On retrouve cet impact sur la CAPE (fig. 4.6 d–f) avec des différences sur mer qui pourront avoir un impact important sur la prévision d'un HPE. En effet, le déclenchement de cellules orageuses est favorisé par une instabilité convective importante. Les différences de vapeur d'eau intégrée sur la verticale (fig. 4.6 g–i) montrent que l'augmentation de température provoque une forte humidification de l'air au cours du cycle d'assimilation, surtout sur mer, sans doute liée à une évaporation plus importante.

La figure 4.7 présente les différences d'analyse entre les membres 3 (perturbations positives des observations d'humidité) et 4 (perturbations négatives des observations d'humidité) après trois analyses (au même temps que les panels c, f et i de la fig. 4.6). On retrouve le refroidissement associé à l'humidification des observations, mentionné précédemment. Les différences sur mer sont moins importantes que pour les perturbations de température, on observe notamment que les perturbations d'humidité ne produisent que de faibles différences de vapeur d'eau intégrée sur la méditerranée (fig. 4.6 c, à comparer avec la fig. 4.6 i). Ainsi, sur la Méditerranée, étant donné le peu d'observations, les perturbations des observations d'humidité relative produisent beaucoup moins de différences sur l'humidification de la masse d'air en amont du système précipitant que les perturbations d'observations de température, grâce à leur impact sur l'évaporation sur la Méditerranée.

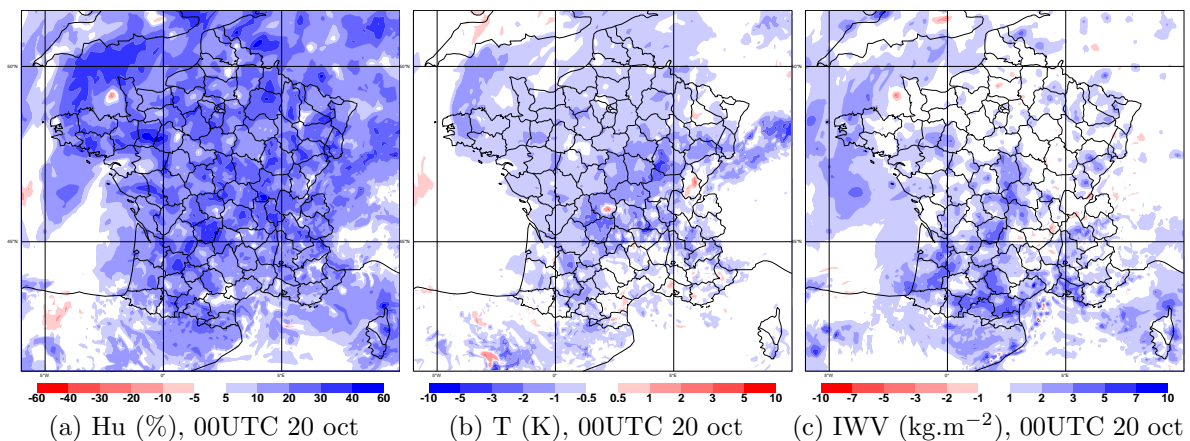


FIG. 4.7 : Différences des analyses (a) d'humidité relative (%), (b) de température (K) et (c) de vapeur d'eau intégrée (kg.m⁻²) à 950 hPa des membres 3 et 4 de PERTOBS-SEL, après trois analyses.

4.3 Effet sur les prévisions

4.3.1 Évolution de la dispersion au cours d'une prévision

Les ensembles d'analyses produits par ces deux méthodes de perturbation des observations ont donc des caractéristiques différentes. Les prévisions d'ensemble initialisées avec ces analyses montrent également des différences de comportement. La figure 4.8 montre l'évolution de la dispersion de prévisions d'ensemble pour le cas du 20 octobre 2008, initialisées à 00 UTC, pour la température et l'humidité relative à 925 hPa. PERTOBS-SEL a alors bénéficié de trois analyses successives d'observations perturbées, alors que le cycle d'assimilation de PERTOBS a été initialisé le 6 octobre 2008 (voir l'expérience AROME-PERTOBS de Vié et al., 2011).

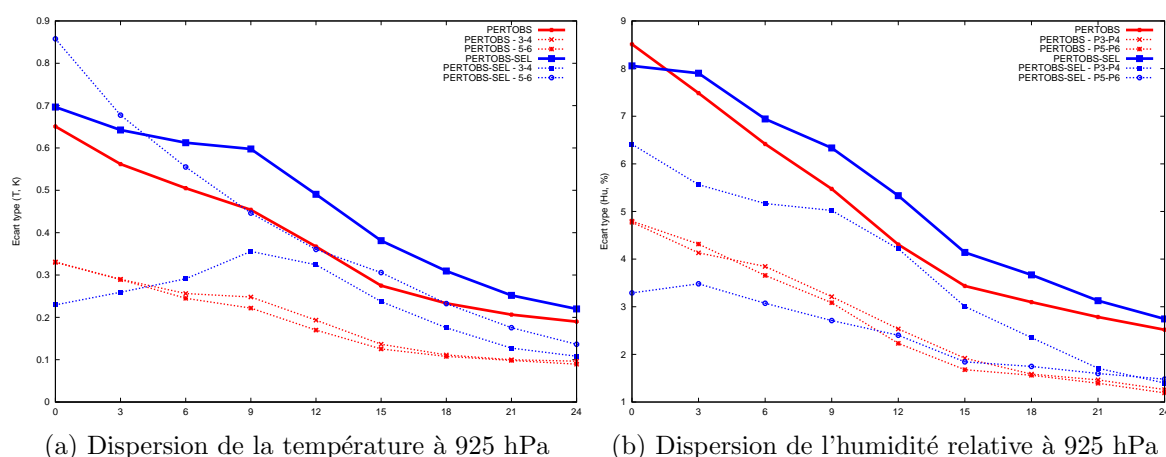


FIG. 4.8 : Évolution de la dispersion de (a) la température et (b) l'humidité relative à 925 hPa au cours d'une prévision d'ensemble 24 h initialisée à 00 UTC le 20 octobre 2008, pour PERTOBS (rouge) et PERTOBS-SEL (bleu). En trait plein, la dispersion de l'ensemble, en pointillés, la dispersion calculée à partir de deux membres.

Les deux ensembles ont une dispersion initiale du même ordre, tant en température qu'en humidité relative. Rappelons que les perturbations sont plus fortement orientées dans cette expérience de 2008 ($\alpha = \pm 1$) qu'elles ne le sont dans l'expérience de 2010 qui a servi à produire les figures 4.4 et 4.5, mais que le cycle d'assimilation est plus court, ce qui explique qu'on ne retrouve pas ici le même écart entre les deux ensembles. La dispersion de l'ensemble PERTOBS diminue linéairement au cours des 15 premières heures de prévision avant de se stabiliser, et le comportement de la dispersion entre deux membres de l'ensemble se comporte pareillement.

La décroissance de la dispersion de l'ensemble PERTOBS-SEL est plus lente au cours des premières heures de prévision (environ 9 h). La cohérence spatiale des différences d'analyse semble ainsi leur permettre d'avoir un impact à plus long terme sur les prévisions à échelle convective. La dispersion calculée en température (fig. 4.8 a) entre les membres 5 et 6 de PERTOBS-SEL décroît rapidement, signe que la perturbation initiale étant sans doute de trop forte amplitude par rapport à l'environnement imposé par les conditions aux limites. En revanche, la dispersion en température des membres 3 et 4 (utilisant des per-

turbations d'humidité) croît pendant 9 heures de prévision, signe que la cohérence spatiale des perturbations d'humidité (fig. 4.7 a) favorise les différences d'évolution des prévisions de température. La figure 4.9 illustre la décroissance de la différence d'humidité relative à 950 hPa entre les membres 3 et 4 de PERTOBS-SEL (panels a–c), ainsi que l'établissement et le maintien d'une différence de température de plus grande échelle spatiale (panels d–f) que pour deux membres de l'ensemble PERTOBS (fig. 4.10).

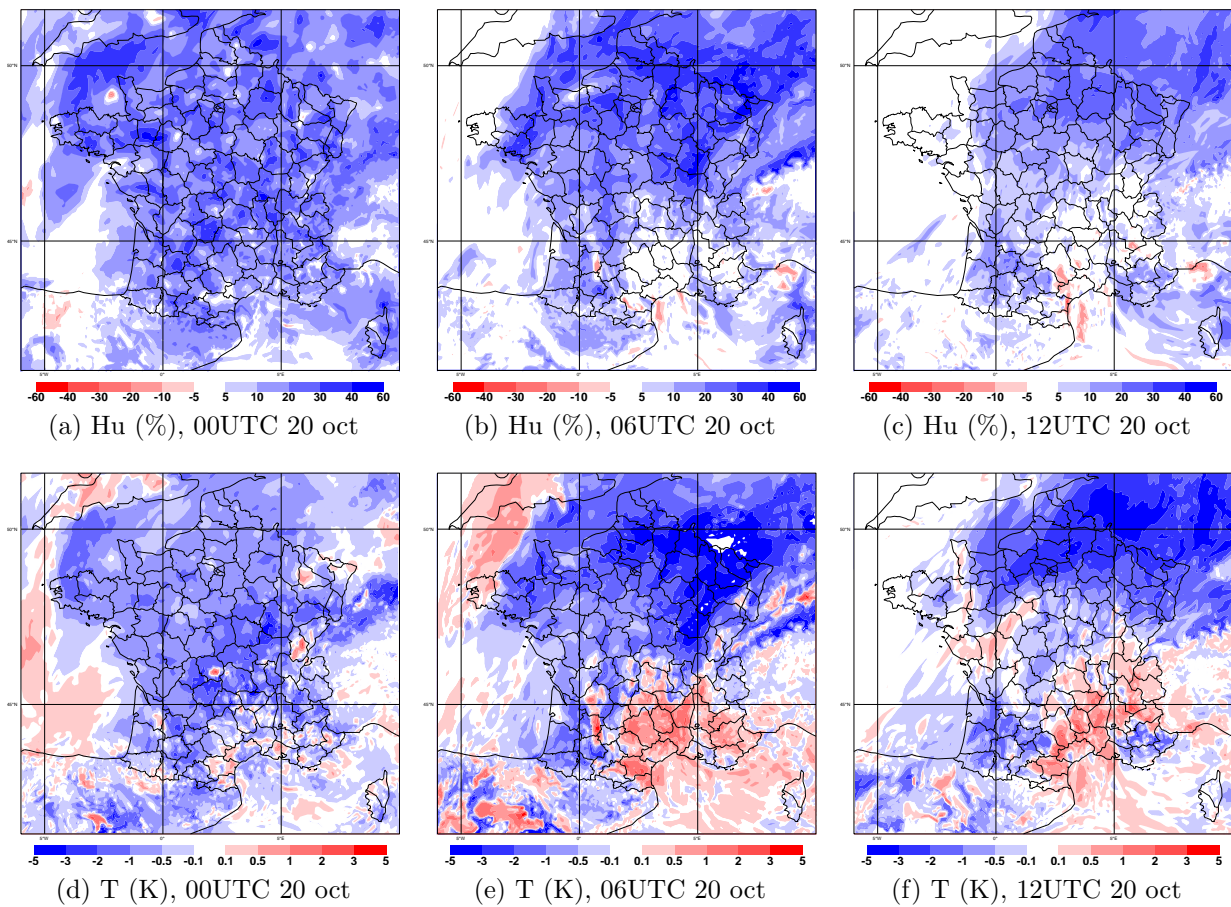


FIG. 4.9 : Différences (a–c) d'humidité relative (%) et (d–f) de température (K) à 950 hPa des membres 3 et 4 de PERTOBS-SEL, dans (a,d) les conditions initiales et après (b,e) 6 et (c,f) 12 h de prévision.

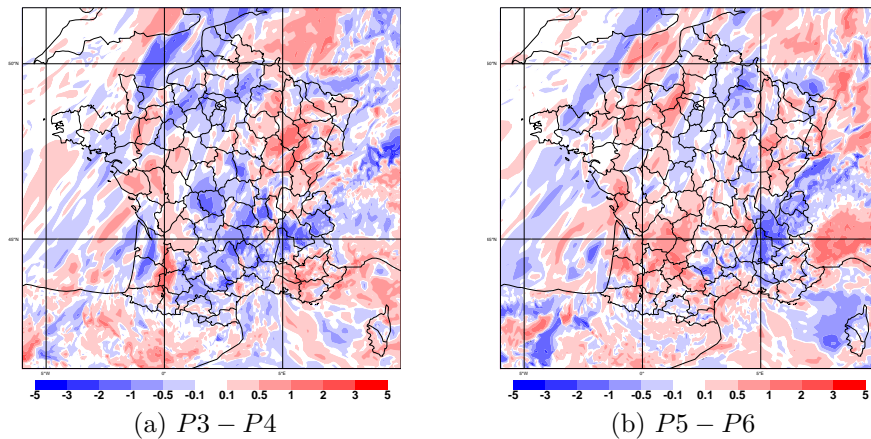


FIG. 4.10 : Différences de température (K) à 950 hPa des membres (a) 3 et 4, (b) 5 et 6 de PERTOBS, à 12 UTC le 20 octobre 2008 (après 12 h de prévision).

4.3.2 Prévisions de précipitations

Les cumuls 24 h de précipitations prévus par les 11 membres des ensembles PERTOBS et PERTOBS-SEL sont présentés respectivement dans les figure 4.11 et 4.12. Tous les membres de l'ensemble PERTOBS prévoient des précipitations sur le Gard, parfois l'Hérault, mais toujours trop au nord-ouest, près des Cévennes. Certains membres (7, 10) produisent des cumuls maximum du même ordre de grandeur que les observations.

Les membres de PERTOBS-SEL montrent de plus importantes différences. Les cumuls, légèrement plus faibles, sont surtout plus contrastés. Certains membres (1, 7) prévoient plus de 100 mm localement, alors que d'autres (6, 10) ne dépassent pas 50 mm.

L'ensemble PERTOBS-SEL semble indiquer une forte sensibilité du système précipitant aux perturbations orientées appliquées aux observations. Les membres produisant de fortes précipitations sont associés à des perturbations positives de la vitesse du vent (P1, fig. 4.12 b), de l'humidité (P3, fig. 4.12 d), des deux (P7, fig. 4.12 h). Les perturbations positives de la température (P5, fig. 4.12 f) produisent également un fort cumul, qui peut s'expliquer par l'augmentation de l'instabilité (CAPE) et du contenu en eau renforcé par évaporation sur la Méditerranée (voir fig. 4.6 i). Nous avons donc une indication de la faible prévisibilité de ce système convectif, ainsi que des paramètres à surveiller pouvant permettre d'anticiper un événement remarquable (par exemple un flux un peu plus humide) ou simplement des précipitations orageuses plus classiques pour la région.

Pour l'expérience menée sur le cas des 6–7 septembre 2010, les différences entre PERTOBS et PERTOBS-SEL sont dans l'ensemble plus faibles. Ceci s'explique d'une part par l'orientation moins forte des perturbations d'observations (pour ce cas, $\alpha = \pm 0,5$) par rapport au cas du 20 octobre 2008, et d'autre part par l'initialisation des prévisions après un cycle d'assimilation d'au moins une journée, qui permet des différences plus importantes des paramètres non perturbés dans les observations. Malgré cela, l'ensemble PERTOBS-SEL permet parfois d'identifier des paramètres ayant un effet plus important sur les systèmes précipitants.

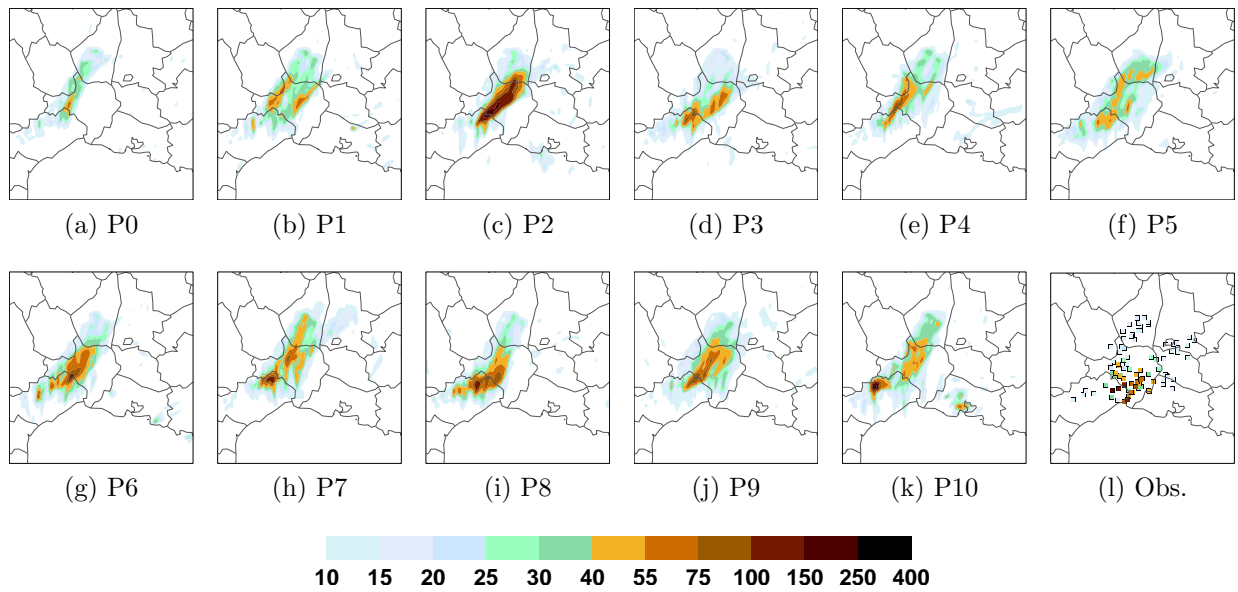


FIG. 4.11 : Précipitations (mm) cumulées sur 24 h, à 00 UTC le 21 octobre 2008. (a-k) 11 prévisions de l'ensemble PERTOBS, et (l) observations.

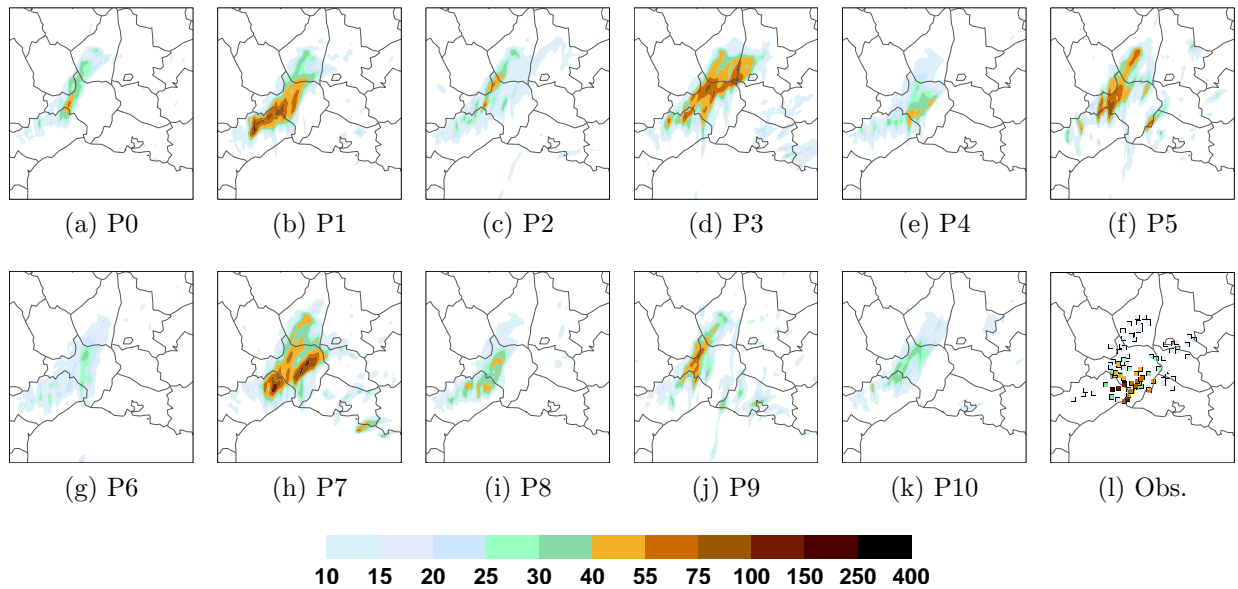


FIG. 4.12 : Précipitations (mm) cumulées sur 24 h, à 00 UTC le 21 octobre 2008. (a-k) 11 prévisions de l'ensemble PERTOBS-SEL, et (l) observations.

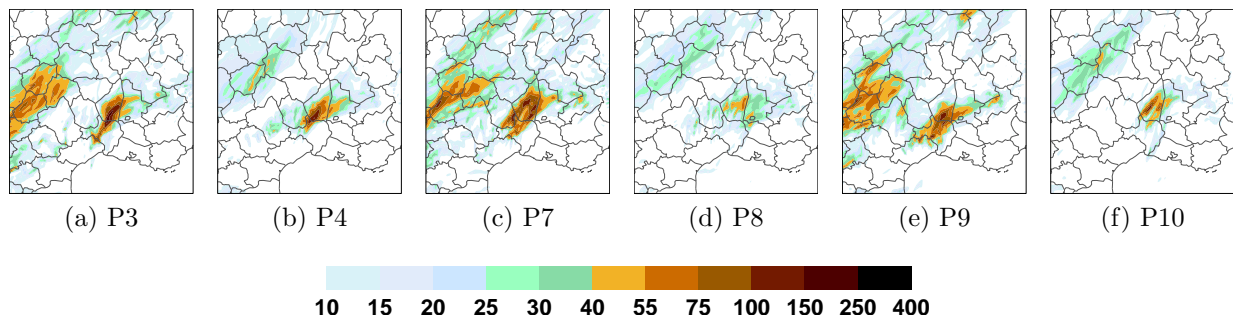


FIG. 4.13 : Précipitations (mm) cumulées sur 12 h, à 06 UTC le 7 septembre 2010, pour 6 prévisions de l'ensemble PERTOBS-SEL.

La figure 4.13 présente les cumuls 12 h de précipitations pour certains membres de l'ensemble PERTOBS-SEL à 06 UTC le 7 septembre 2010 (les prévisions étant initialisées à 18 UTC le 6 septembre). Pour ce cas, on remarque par exemple que le système convectif situé au nord du Gard est peu sensible aux perturbations d'humidité seules, mais plus aux perturbations simultanées de vent et d'humidité. L'incertitude portant sur les précipitations frontales arrivant par l'ouest est en revanche dominée par la sensibilité à l'humidité des conditions initiales.

4.4 Impact de l'assimilation d'observations virtuelles en mer

Nous avons vérifié précédemment pour les perturbations sélectives et orientées que les différences produites sur la mer Méditerranée pour les différents paramètres perturbés sont plus faibles que sur la France continentale où les observations sont nombreuses (voir les figures 4.3 et 4.6). Les différences sur la Méditerranée sont plus importantes pour des paramètres modifiés indirectement par le modèle lors des prévisions courtes, comme la vapeur d'eau intégrée augmentée par évaporation lorsque la température est plus élevée (fig. 4.6 i). Au cours des cycles d'assimilation utilisant les perturbations sélectives des observations pour les cas de 2010, il arrive même que la différence sur la Méditerranée soit inversée par rapport aux perturbations des observations sur terre (par exemple, une humidification des observations peut s'accompagner d'une humidité plus forte sur terre mais plus faible sur mer).

Nous présentons ici le comportement de l'expérience OBS-VIRT-SEL utilisant les observations virtuelles présentées précédemment. Sur les figures suivantes, les croix indiquent l'emplacement de ces observations virtuelles. Rappelons que, pour les observations réelles, les mêmes perturbations ont été utilisées dans OBS-VIRT-SEL que dans PERTOBS-SEL.

La figure 4.14 montre les différences, pour certains membres et paramètres, entre OBS-VIRT-SEL et PERTOBS-SEL, après une seule analyse utilisant les observations perturbées, à 18 UTC le 19 octobre 2008 (mêmes conditions que pour la figure 4.3). On retrouve les conclusions tirées précédemment de la perturbation orientée des observations, sur la mer Méditerranée. Ayant introduit 9 observations sur mer, les perturbations y ont un effet qu'elles n'ont pas dans PERTOBS-SEL, et, par exemple, l'humidification des observa-

tions conduit donc à une humidité relative sur mer plus élevée dans OBS-VIRT que dans PERTOBS-SEL.

Après trois analyses successives utilisant les perturbations d'observations, les différences entre OBS-VIRT-SEL et PERTOBS-SEL pour les membres 3 (perturbations positives des observations d'humidité) et 5 (perturbations positives des observations de température) sont présentées figure 4.15. L'impact des observations virtuelles introduites dans OBS-VIRT-SEL est ainsi mis en évidence, et suit le comportement identifié pour PERTOBS-SEL (par exemple, la hausse de température s'accompagne d'une plus forte instabilité, et d'une augmentation du contenu en vapeur eau). Alors que dans PERTOBS-SEL, la vapeur d'eau intégrée sur la Méditerranée était peu modifiée par les perturbations d'humidité relative (fig. 4.7 c), le contenu en vapeur d'eau dans la région ciblée est sensiblement augmenté dans OBS-VIRT-SEL (fig. 4.15 d). Ces observations virtuelles permettent donc bien d'introduire les perturbations souhaitées dans le flux de basses couches en amont des systèmes précipitants.

Toutefois, l'impact sur les prévisions de précipitations de ce cas d'étude est assez faible. Les cumuls 24 h prévus par chacun des membres de l'ensemble OBS-VIRT-SEL sont présentés fig. 4.16 (a–k). L'ensemble est plus contrasté en termes de maxima de précipitation. Les maxima produits sont légèrement supérieurs à ceux de PERTOBS-SEL pour les membres utilisant des perturbations positives des observations d'humidité, un peu plus faibles pour leurs homologues utilisant des perturbations négatives. La différence principale avec PERTOBS-SEL est une indication de risques de précipitations orageuses sur la côte, entre le Var et les Bouches-du-Rhône.

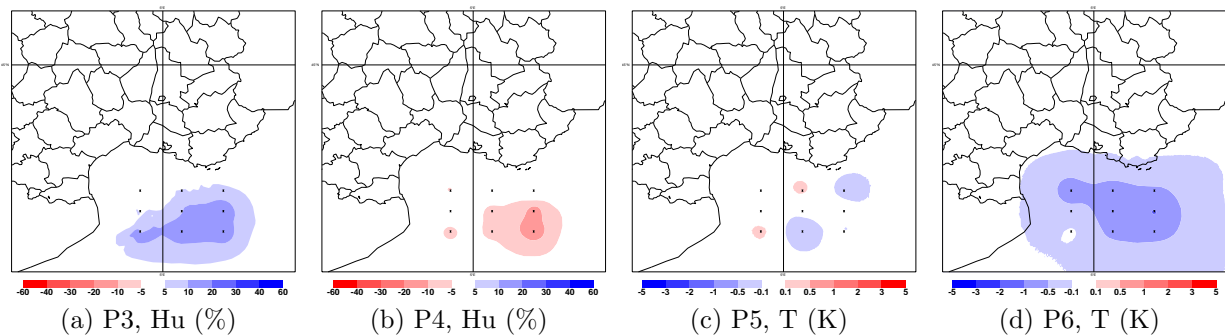


FIG. 4.14 : Différence (a,b) d'humidité relative (%) et (c,d) de température (K) à 950 hPa des membres (a) 3, (b) 4, (c) 5 et (d) 6 de OBS-VIRT-SEL et PERTOBS-SEL, après une analyse d'observations perturbées, à 18 UTC le 19 octobre 2008. Les croix marquent l'emplacement des observations virtuelles utilisées dans OBS-VIRT-SEL.

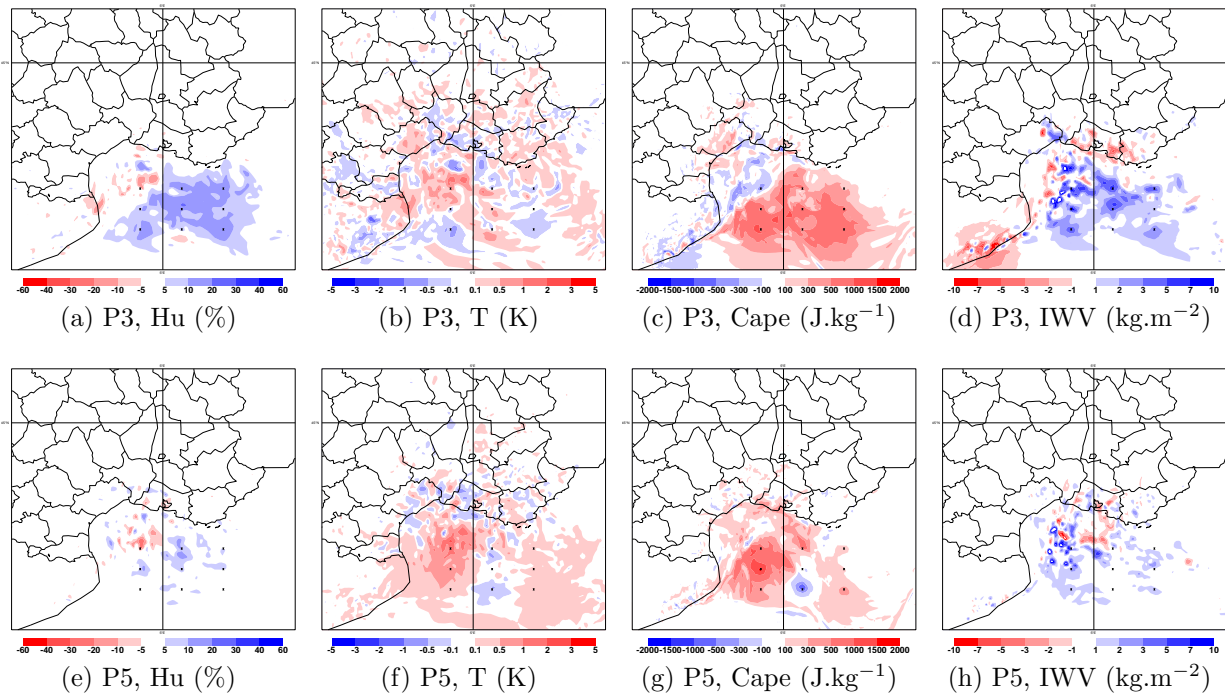


FIG. 4.15 : Différence (a,e) d'humidité relative (%), (b,f) de température (K), (c,g) de CAPE ($J.kg^{-1}$) et (d,h) de vapeur d'eau intégrée ($kg.m^{-2}$) à 950 hPa des membres (a-d) 3 et (e-h) 5 des ensembles OBS-VIRT-SEL et PERTOBS-SEL, après trois analyses d'observations perturbées, à 00 UTC le 20 octobre 2008. Les croix marquent l'emplacement des observations virtuelles utilisées dans OBS-VIRT-SEL.

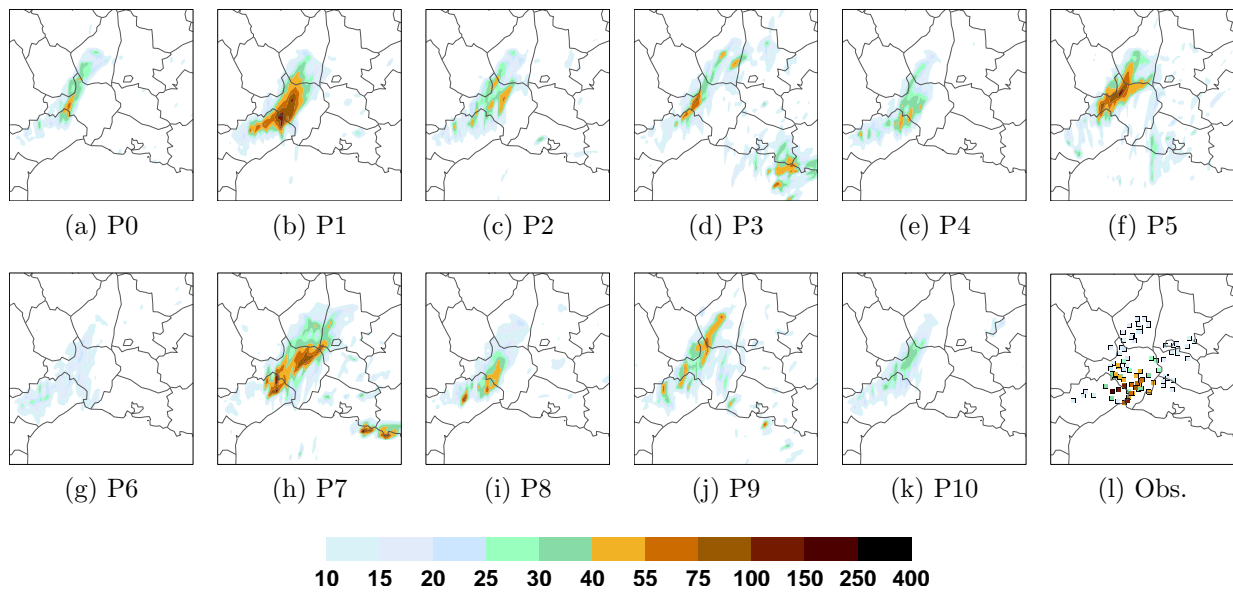


FIG. 4.16 : Précipitations (mm) cumulées sur 24 h, à 00 UTC le 21 octobre 2008. (a-k) 11 prévisions de l'ensemble OBS-VIRT, et (l) observations.

4.5 Conclusion

Nous avons mis en place dans ce chapitre une méthode de perturbation des observations permettant d'obtenir des modifications des conditions initiales plus adaptées à l'étude de la prévisibilité des HPEs. Au lieu d'une perturbation aléatoire à moyenne nulle de toutes les observations utilisées lors de l'assimilation, l'expérience PERTOBS-SEL emploie des perturbations différentes pour chaque membre, affectant des paramètres ayant un impact fort sur les systèmes précipitants (température, humidité et vent de basses couches), et à moyenne non nulle. Chaque membre permettra ainsi d'étudier la sensibilité de la prévision de précipitations à un paramètre en particulier, par exemple, un membre utilisera des perturbations positives de l'humidité de basses couches et montrera donc le comportement du système dans un environnement plus humide.

D'autre part, une méthode de génération et d'assimilation d'observations virtuelles à été établie afin de mieux échantillonner l'incertitude d'analyse dans les régions où le réseau d'observation est moins dense, notamment sur la mer Méditerranée. L'utilisation de ces observations virtuelles perturbées dans l'ensemble OBS-VIRT-SEL permet donc de mieux représenter l'incertitude portant sur les caractéristiques du flux de basses couches, auxquelles les systèmes précipitants sont très sensibles.

La méthode de perturbation sélective des observations dans PERTOBS-SEL produit bien des différences d'analyse plus cohérentes spatialement que la perturbation aléatoire de PERTOBS, et des perturbations plus importantes pour les paramètres perturbés. Toutefois, au cours d'un cycle d'assimilation, l'impact des modifications pour des paramètres non perturbés n'est plus négligeable. Il est alors plus difficile de conclure quant à la sensibilité du système précipitant simulé à une paramètre plutôt qu'à un autre.

Au cours d'une prévision, dans PERTOBS-SEL, grâce à la cohérence spatiale plus importante des différences d'analyses, la dispersion de basses couches décroît plus lentement, notamment en début de prévision (au cours des 9 premières heures). La dispersion entre deux membres peut même augmenter pour des paramètres non perturbés dans les observations. Par exemple, pour deux membres utilisant des perturbations sélectives d'humidité de basses couches, la cohérence spatiale des différences d'humidité produit une augmentation de l'écart type de température.

Pour le cas de précipitations du 20 octobre 2008, l'ensemble PERTOBS produit peu de dispersion, et semble indiquer un événement d'une intensité assez prévisible. Au contraire, l'ensemble PERTOBS-SEL montre de plus grandes différences de précipitations prévues, soulignant la faible prévisibilité de ce cas, et donne des indications des caractéristiques du flux de basses couches ayant le plus d'impact sur le système convectif.

Alors que l'ensemble PERTOBS-SEL pouvait conduire à des modifications du flux de basses couches opposées à la perturbation choisie pour les observations (par exemple, un flux plus sec alors que les observations d'humidité étaient perturbées positivement), les modifications du flux de basses couches dans OBS-VIRT-SEL sont cohérentes avec la perturbation choisie. L'impact de ces observations virtuelles sur les analyses sur la mer Méditerranée a été vérifié, mais elles n'ont pas produit de différences significatives sur les prévisions de précipitations du cas étudié.

L'étude du chapitre 3 montre que la dispersion introduite dans les conditions initiales de PERTOBS diminue très rapidement, dès les premières heures de prévision. Dans le cadre de la mise en place d'un système de prévision d'ensemble à échelle convective, s'assurer d'une plus grande cohérence spatiale des perturbations d'observations permettrait de maintenir une meilleure dispersion de l'ensemble dans les basses couches durant les premières heures de simulation. Toutefois, l'approche présentée dans cette partie est extrême, puisqu'elle consiste à orienter les perturbations pour l'ensemble du domaine. Une approche plus modérée, à expérimenter, serait d'appliquer un filtrage spatial aux perturbations, en conservant une moyenne nulle des perturbations.

Une autre faiblesse de l'assimilation d'ensemble à échelle convective, mise en évidence dans ce chapitre pour la mer Méditerranée, est le manque de dispersion produite dans les régions où le réseau d'observation n'est pas suffisamment dense, où l'erreur d'analyse est donc mal représentée. Le problème serait moins visible dans un ensemble utilisant simultanément des conditions aux limites différentes pour chaque membre, mais toujours présent. L'utilisation d'observations virtuelles permet d'y remédier, mais soulève de nombreuses questions, concernant le nombre et l'emplacement de ces observations virtuelles, leur génération... Un autre moyen actuellement étudié à Météo-France est l'amplification correctrice des différences d'analyses. On contrôle alors mathématiquement la dispersion des conditions initiales, au prix de possibles incohérences physiques dans les états initiaux.

Troisième partie

Vers une prise en compte de l'erreur de modélisation

Chapitre 5

Incertitude associée aux paramétrisations microphysiques

Contenu

5.1	Méthode et cadre de l'étude	112
5.1.1	Le schéma de microphysique chaude dans AROME	112
5.1.2	Le cas du 20 octobre 2008	113
5.1.3	Perturbation de l'autoconversion, de l'accrétion et de l'évaporation	116
5.2	Résultats	118
5.2.1	Rôle de l'évaporation	118
5.2.2	Perturbation des trois tendances	125
5.3	Conclusion	128

5.1 Méthode et cadre de l'étude

Pour bien échantillonner l'incertitude de prévision, il est nécessaire de tenir compte des erreurs de modélisation, en complément des incertitudes sur les conditions initiales et aux limites. Les sources d'erreur de modélisation sont nombreuses. Les approximations utilisées dans les systèmes d'équations implémentés, la discrétisation du système atmosphérique, ou encore l'utilisation de paramétrisations pour représenter des processus sous-maille sont autant de sources d'erreur. L'erreur de modélisation est évidemment importante lors de la prévision, mais elle doit aussi être prise en compte pendant le cycle d'assimilation, au cours duquel elle participe à l'erreur d'ébauche, et donc à l'incertitude portant sur les conditions initiales de la prévision.

Les études de sensibilité présentées au chapitre 1 ont montré le rôle important que jouent des processus physiques de méso-échelle complexes dans l'entretien et la stationnarité des systèmes convectifs. Notamment, un mécanisme de soulèvement identifié met en jeu l'évaporation des précipitations et le refroidissement associé des basses couches dans la formation d'une plage froide sous orage, qui favorisera à son tour le déclenchement de nouvelles cellules convectives. Nous étudions donc dans cette partie des perturbations appliquées aux paramétrisations des processus impliqués dans la génération et l'évolution de la pluie dans le modèle, afin d'identifier l'impact de cette source d'incertitude sur la prévisibilité des HPEs.

Nous reprenons ici les perturbations du schéma de la microphysique chaude proposées par Fresnay et al. (2012) pour le modèle Méso-NH, que nous avons implémentées dans le modèle AROME. Nous présentons ici l'impact de ces perturbations pour le cas d'étude du 20 octobre 2008. L'évaluation statistique de l'apport de la prise en compte de cette source d'incertitude dans un ensemble sera présentée au chapitre 7.

5.1.1 Le schéma de microphysique chaude dans AROME

AROME utilise le même schéma microphysique à un moment que Méso-NH. La vapeur d'eau, l'eau liquide nuageuse, l'eau de pluie, le graupel, la glace et la neige sont représentés par leur seul rapport de mélange. Le schéma de Kessler utilisé pour la microphysique chaude fait évoluer les contenus en vapeur d'eau, en eau nuageuse et en eau de pluie par les équations suivantes :

$$\begin{aligned}\frac{d}{dt}(\rho_d r_v) &= \rho_d (P_{EVAP} - P_{CON}) \\ \frac{d}{dt}(\rho_d r_c) &= \rho_d (-P_{ACC} - P_{AUTO} + P_{CON}) \\ \frac{d}{dt}(\rho_d r_r) &= \rho_d (P_{ACC} + P_{AUTO} - P_{EVAP} + P_{RS})\end{aligned}$$

avec r_v , r_c et r_r les rapports de mélange en vapeur d'eau, eau nuageuse et eau de pluie, ρ_d la densité de la fraction d'air sec. P_{CON} , P_{EVAP} et P_{RS} sont respectivement les sources associées aux processus de condensation/évaporation, d'évaporation de la pluie, et de sédimentation de la pluie. P_{AUTO} correspond à l'autoconversion, et P_{ACC} à l'accrétion. L'autoconversion est le seul processus permettant l'initiation de la pluie. Au delà d'un seuil de contenu en eau fixé à $0,5 \text{ g.m}^{-3}$, des gouttelettes de pluie se forment à partir de

l'eau nuageuse. Une fois que ces gouttelettes de pluie sont formées, le rapport de mélange en eau de pluie augmente principalement par l'accrétion, la collecte d'eau nuageuse par les gouttes de pluie lors des collisions.

5.1.2 Le cas du 20 octobre 2008

Parmi les cas d'étude évoqués précédemment, nous avons retenu celui du 20 octobre 2008, pour lequel les forçages orographiques et synoptiques sont moins importants, et les processus physiques de méso-échelle dominant. Les conditions d'altitude de l'analyse ARPEGE du 20 octobre 2008 à 12 UTC (fig. 5.1 a) montrent une petite anomalie basse de la tropopause sur le sud-est de la France, mais la situation ne présente pas de dynamique d'altitude remarquable. Les précipitations très localisées (fig. 5.1 b) sont produites par un système convectif de méso-échelle quasi-stationnaire isolé alimenté par un flux de sud-est sur la Méditerranée.

Les réflectivités observées (fig. 5.2) montrent que la convection s'organise vers 12 UTC, le MCS se déplace ensuite progressivement vers le sud. L'étude réalisée par Ardilouze (2009) à l'aide de simulations Méso-NH à 500 m de résolution montre que l'initiation de la convection (entre 07 et 09 UTC) se fait au dessus des premiers reliefs, d'une altitude inférieure à 200 m. Dans une seconde phase, le déplacement du système vers le sud est lié au développement d'une plage froide sous orage. Le refroidissement associé est visible sur les séries temporelles de température observées à Nîmes-Garons et Montpellier (fig. 5.3), qui présentent une chute brutale de température à 14 et 16 UTC respectivement, non visible à Sète.

La prévisibilité de cet événement est très faible. Nous avons déjà montré (chapitre 3) que la prévision de cet épisode est très sensible aux perturbations de conditions initiales. Les travaux d'Ardilouze (2009) et de Fresnay et al. (2012) montrent que les prévisions de précipitations sont nettement meilleures (en localisation et en intensité) lorsqu'on les initialise à 06 UTC, juste avant le début de la convection, plutôt qu'à 00 UTC.

Ils mettent aussi en évidence l'apport important d'une forte résolution (500 m) du modèle de prévision. Pour Ardilouze (2009), elle permet de simuler le déclenchement de la convection sur les premiers reliefs, ce qui n'apparaît pas dans ses prévisions à 2,5 km de résolution. Le système est aussi plus déplacé vers le sud, en meilleur accord avec les observations. Pour Fresnay et al. (2012) également, les prévisions à 500 m de résolution positionnent correctement le système précipitant, et les perturbations des tendances microphysiques y ont plus d'impact.

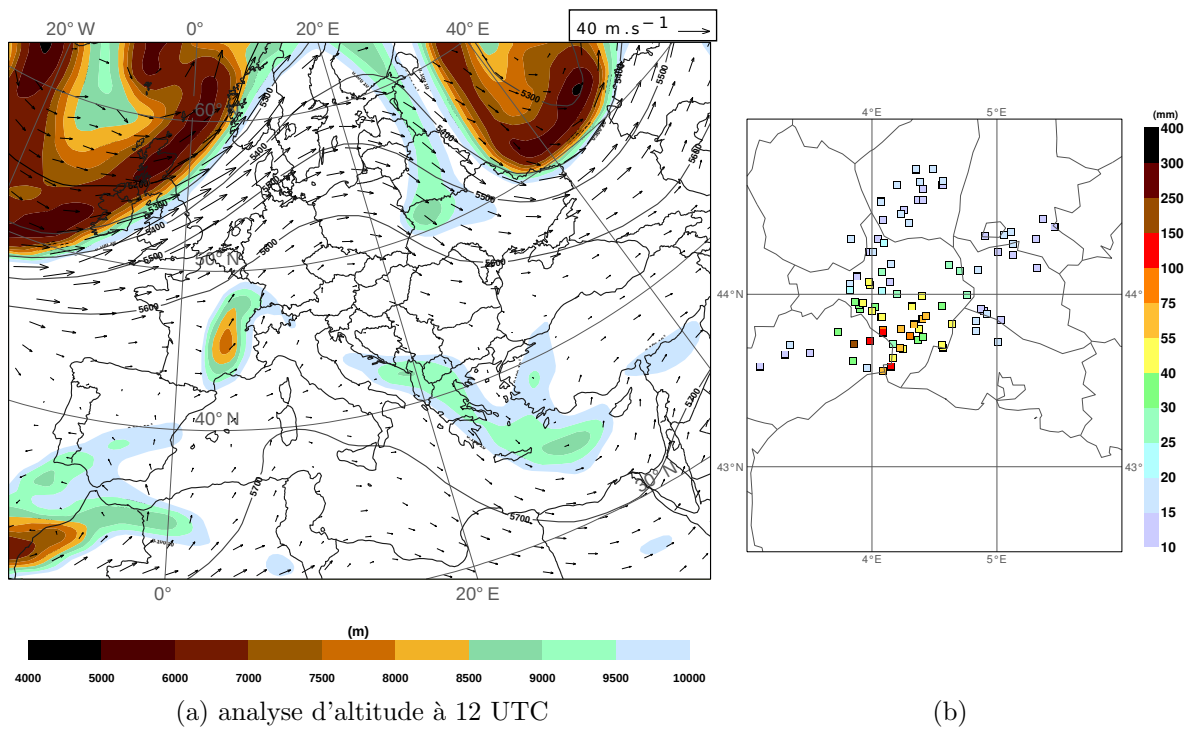


FIG. 5.1 : (a) Analyse d'altitude ARPEGE à 12 UTC le 20 octobre 2008 : géopotentiel (contours) et vent à 500 hPa, altitude de la surface à 1,5 PVU. (b) Cumul 24h de précipitations observé à 00 UTC le 21 octobre 2008.

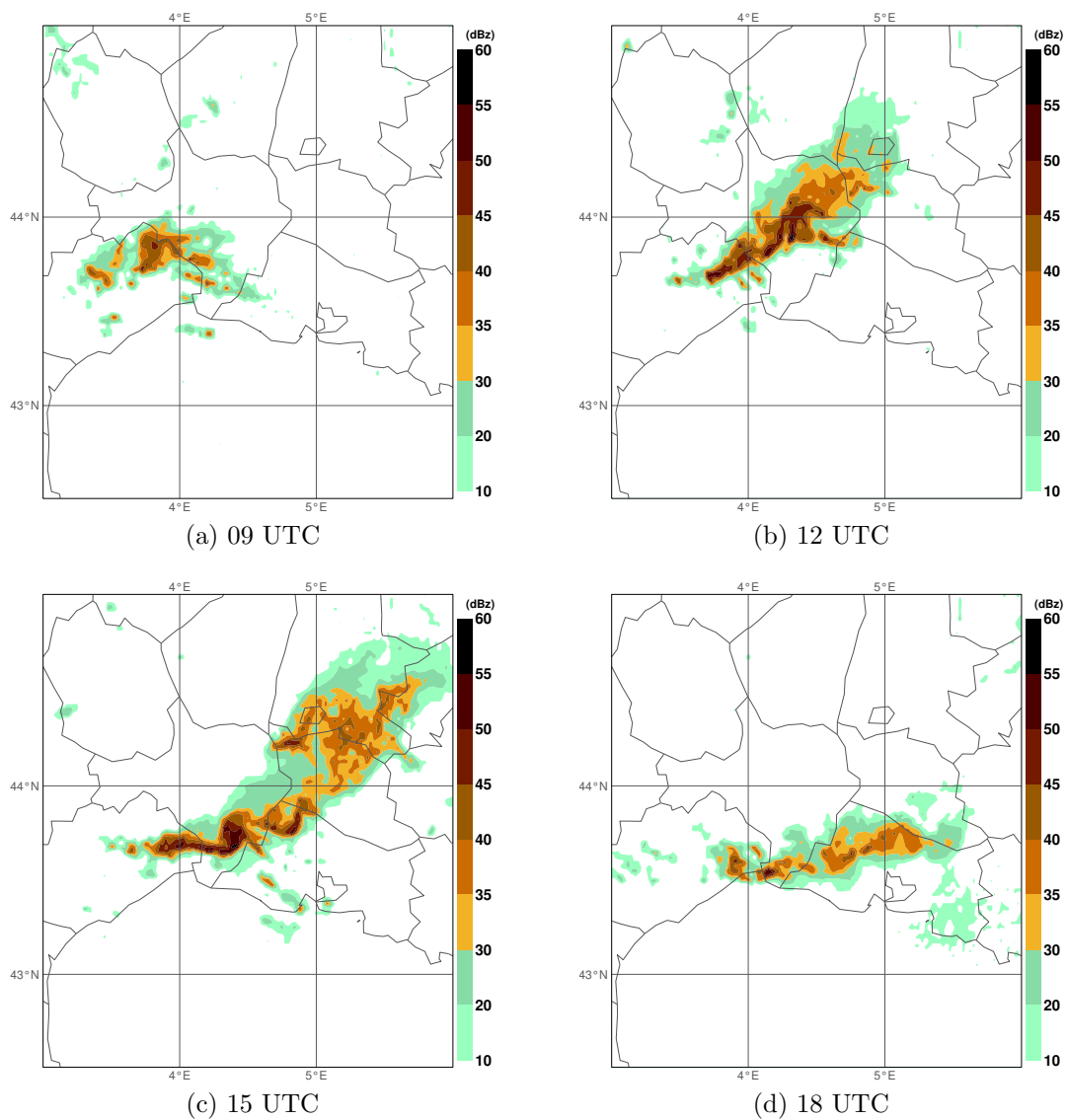


FIG. 5.2 : Réflectivités radar (dBz) observées le 20 octobre 2008.

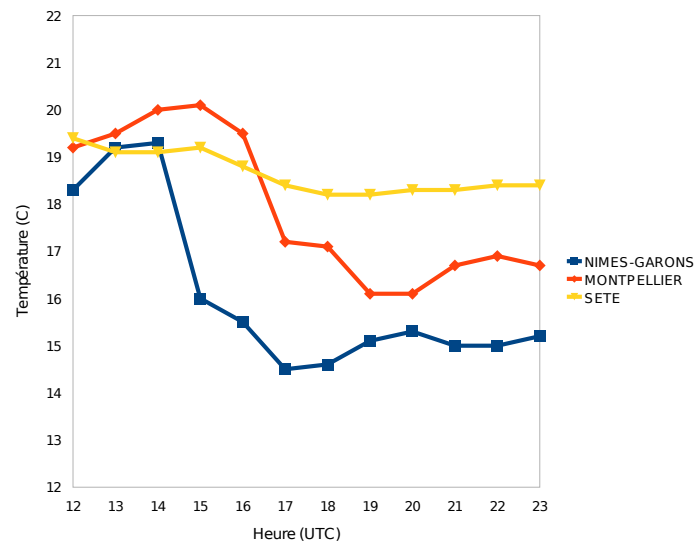


FIG. 5.3 : Températures à 2 m (C) observées le 20 octobre 2008 de 12 à 23 UTC, à Nîmes-Garons, Montpellier et Sète.

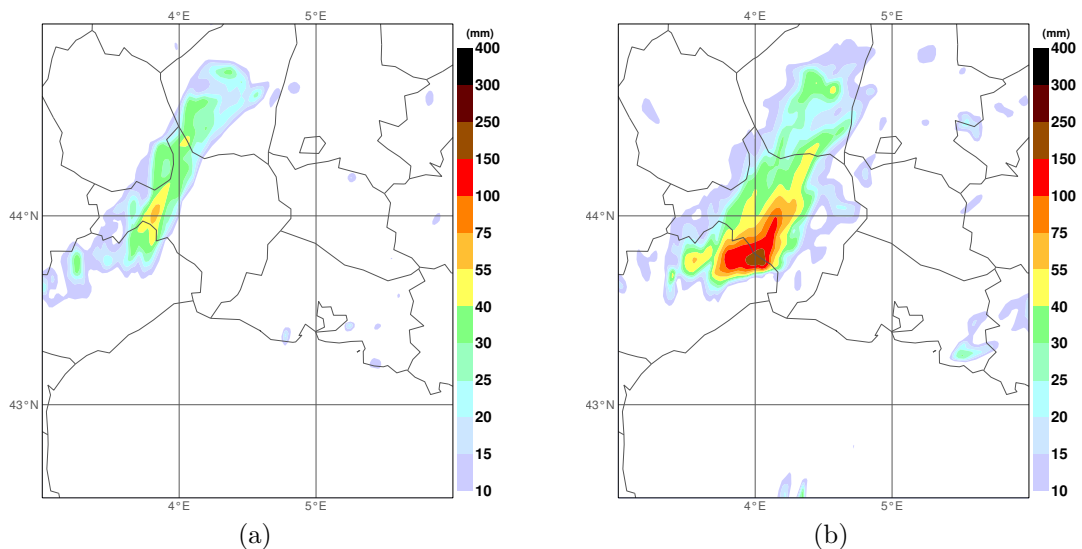


FIG. 5.4 : Cumuls 24 h de précipitations simulés par (a) la prévision AROME opérationnelle et (b) le membre 8 de l'ensemble COMB, le 21 octobre 2008 à 00 UTC.

5.1.3 Perturbation de l'autoconversion, de l'accrétion et de l'évaporation

Nous reprenons ici la méthode proposée par Fresnay et al. (2012) pour le schéma de microphysique chaude. Les tendances d'autoconversion (P_{AUTO}), d'accrétion (P_{ACC}) et d'évaporation de la pluie (P_{EVAP}) sont perturbées en leur appliquant un coefficient multi-

plicatif constant dans l'espace et dans le temps. On s'assure toutefois que chaque tendance perturbée soit toujours limitée par la disponibilité de sa source. Par exemple, la quantité d'eau précipitante évaporée ne peut excéder la quantité d'eau précipitante disponible. Ainsi, si l'eau précipitante est déjà complètement évaporée dans la simulation de référence, l'augmentation de l'évaporation des précipitations n'aura pas d'impact.

Pour l'étude du cas du 20 octobre 2008, un premier ensemble de prévisions utilisant des perturbations des tendances microphysiques a été réalisé à partir de l'analyse AROME opérationnelle à 00 UTC le 20 octobre 2008, en utilisant la prévision ARPEGE opérationnelle pour fournir les conditions aux limites. Compte tenu de l'erreur importante de la prévision opérationnelle AROME produite avec ces conditions initiales et aux limites (voir le cumul 24 h de précipitations fig. 5.4 a), les résultats n'en seront pas commentés.

Nous avons choisi d'utiliser les conditions initiales et aux limites du membre 8 de l'ensemble COMB, qui a produit un système satisfaisant du point de vue de la localisation et de l'intensité du système. En effet, le déplacement des fortes précipitations vers le sud et leur intensité (voir le cumul 24 h de précipitations fig. 5.4 b) sont bien anticipés.

Trois ensembles ont été construits pour échantillonner l'incertitude associée à chacune des tendances séparément. L'ensemble PERTPHY-EVAP (resp. PERTPHY-ACC et PERTPHY-AUTO) applique un coefficient multiplicatif à l'évaporation des pluies P_{EVAP} (resp. l'accrétion P_{ACC} et l'autoconversion P_{AUTO}). Le coefficient multiplicatif choisi pour chaque membre des ensembles est précisé dans le tableau 5.1. Pour chacun de ces trois ensembles, le membre 4 (avec un facteur multiplicatif égal à 1) est le membre de référence non perturbé.

L'ensemble PERTPHY combine des perturbations de chacun des trois paramètres, en utilisant les valeurs présentées dans le tableau 5.2.

TABLE 5.1 : Facteurs multiplicatifs appliqués à l'évaporation des précipitations (pour PERTPHY-EVAP), à l'accrétion (pour PERTPHY-ACC) ou à l'autoconversion (pour PERTPHY-AUTO), pour chaque membre.

Membre	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Coeff. mult.	0	0,25	0,5	0,75	1	1,25	1,5	1,75	2	3	5

TABLE 5.2 : Facteurs multiplicatifs appliqués à l'autoconversion, l'accrétion et l'évaporation des précipitations pour chaque membre de l'ensemble PERTPHY.

Membre	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Autoconversion	1	0,75	0,75	0,75	0,75	1,25	1,25	1,25	1,25	1	1
Accrétion	1	0,75	0,75	1,25	1,25	0,75	0,75	1,25	1,25	1	1
Évaporation	1	0,75	1,25	0,75	1,25	0,75	1,25	0,75	1,25	0,5	1,5

5.2 Résultats

5.2.1 Rôle de l'évaporation

L'évaporation des précipitations joue un rôle important dans le mécanisme de formation de la plage froide sous orage. Pour étudier l'impact de perturbations de ce paramètre, l'ensemble PERTPHY-EVAP utilise des perturbations appliquées uniquement à la tendance d'évaporation de la pluie. La moyenne spatiale des précipitations 24 h est présentée dans le tableau 5.3. Lorsque l'évaporation des précipitations diminue, le volume des précipitations au sol augmente logiquement.

TABLE 5.3 : Cumul 24 h de précipitation (mm) moyenné sur le domaine représenté fig. 5.5, pour chaque membre de l'ensemble PERTPHY-EVAP.

Membre	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Précip. moy.	7,30	6,97	6,76	6,67	6,37	6,57	6,43	6,70	6,54	6,51	6,15

Les cartes de précipitations cumulées sur 24 h produites par chaque membre de l'ensemble PERTPHY-EVAP sont présentées fig. 5.5. Tous les membres produisent un système positionné au sud, entre le Gard et l'Hérault, sans qu'un lien entre l'évaporation et un déplacement du système soit établi. Toutefois, la dispersion des précipitations produites par les différents membres de l'ensemble (fig. 5.6) est localisée au sud, face au flux de basses couches. Les perturbations appliquées à l'évaporation ont donc un impact plus important sur la génération des nouvelles cellules convectives face au vent.

La figure 5.7 présente, après trois heures de simulation, la température potentielle virtuelle (θ_v) à 1000 hPa et les précipitations 3 h pour les membres 0 (sans évaporation des précipitations), 4 et 9 (avec une évaporation triple), autour des précipitations alors sur la Méditerranée. Les trois simulations, issues des mêmes conditions initiales, ont produit des précipitations similaires. On observe bien à cette échéance le refroidissement des basses couches associé à l'évaporation des précipitations.

La figure 5.8 présente les régions où la θ_v à 1000 hPa est inférieure à 293 K, et le contenu en eau de pluie à 800 hPa, pour les membres 0, 4 et 9, à 06, 12 et 18 UTC. À 06 UTC, avant le déclenchement de la convection, les basses couches sont caractérisées par la présence d'air froid et dense sur la côte et dans la vallée du Rhône, alors que le flux méditerranéen est plus chaud. Les trois simulations présentent peu de différences sur terre. Le flux méditerranéen est moins chaud pour une évaporation plus importante des précipitations, en lien avec les précipitations sur mer au cours des premières heures de simulation. En cours de simulation, cette zone d'air froid diminue. À 12 UTC, elle n'est plus visible qu'aux abords immédiats du relief. Les trois membres produisent des précipitations sur les Cévennes. La masse d'air froid a une extension spatiale similaire dans les trois simulations, elle est un peu plus marquée lorsque l'évaporation des précipitations est plus importante.

Les différences entre les trois simulations sont plus marquées à 18 UTC (fig. 5.8 g–i). Les précipitations importantes entre 12 et 18 UTC ont produit une masse d'air froid plus étendue et plus intense pour le membre 9 utilisant une évaporation renforcée. Le système précipitant est alors déplacé vers le sud-est. Pour le membre 0, sans évaporation des précipitations, la masse d'air froid s'est encore significativement réduite.

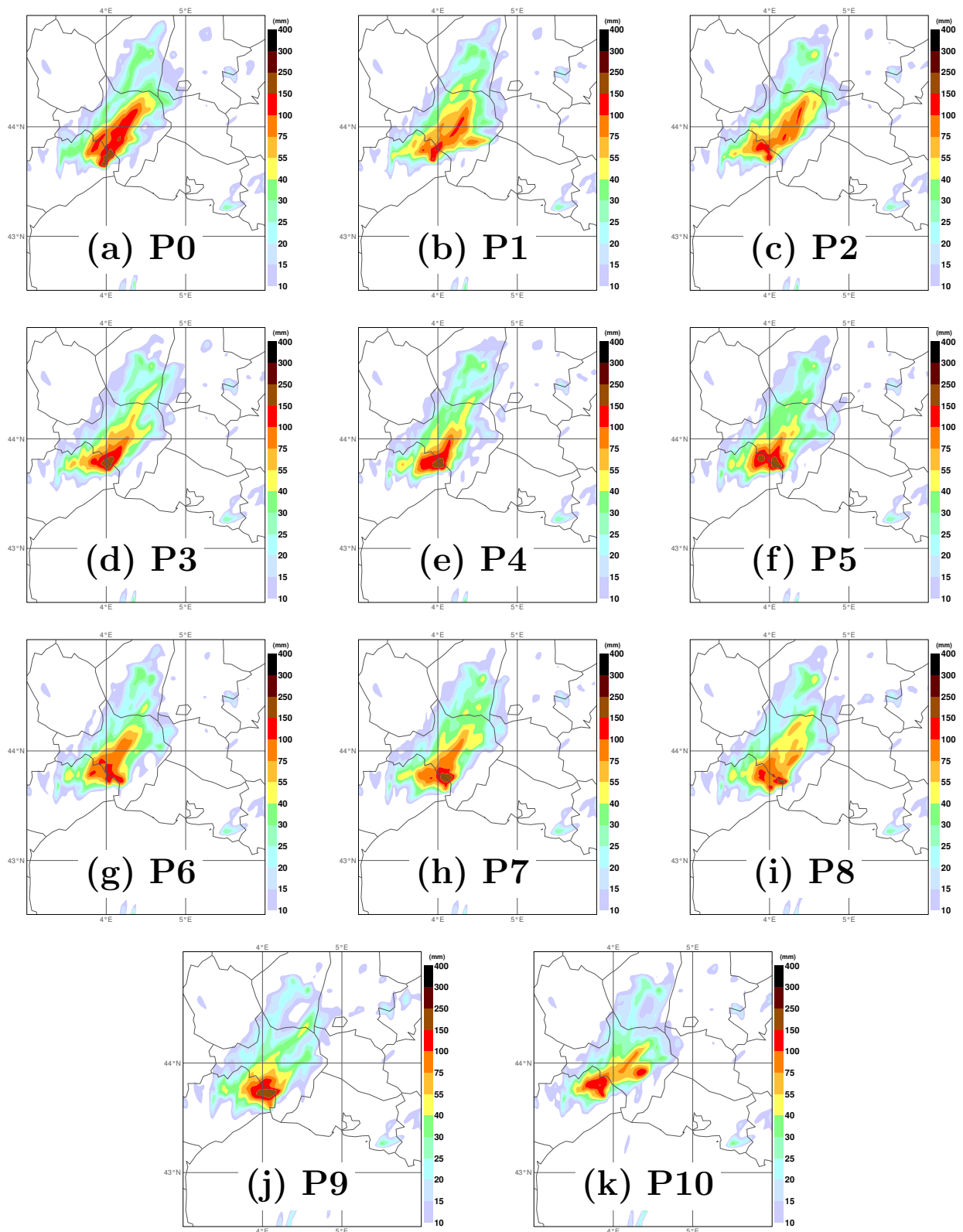


FIG. 5.5 : Précipitations cumulées sur 24 h (mm), à 00 UTC le 21 octobre 2008, pour chaque membre de l'ensemble PERTPHY-EVAP.

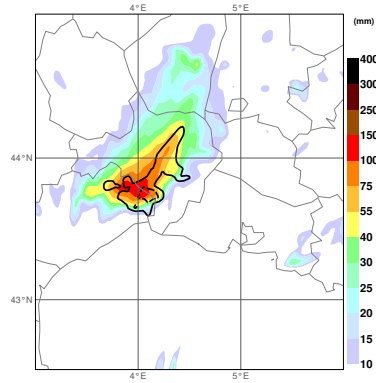


FIG. 5.6 : Précipitations cumulées sur 24 h le 21 octobre 2008 à 00 UTC, moyenne (mm, couleurs) et dispersion (mm, contours à 20 et 50 mm) de l'ensemble PERTPHY-EVAP.

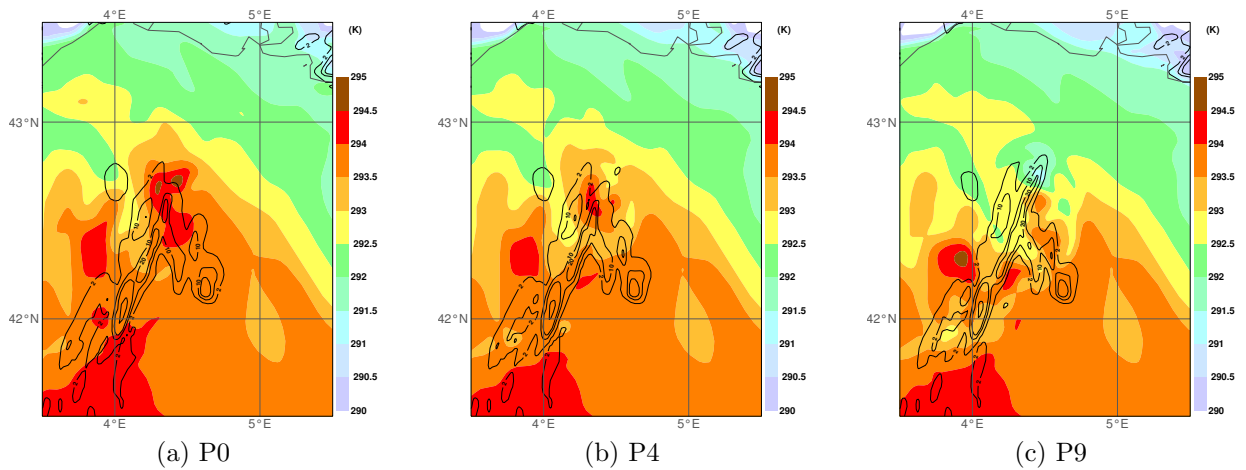


FIG. 5.7 : θ_v à 1000 hPa (couleurs, K) et précipitations 3 h (contours, mm) à 03 UTC le 20 octobre 2008, pour les membres 0, 4 et 9 de PERTPHY-EVAP.

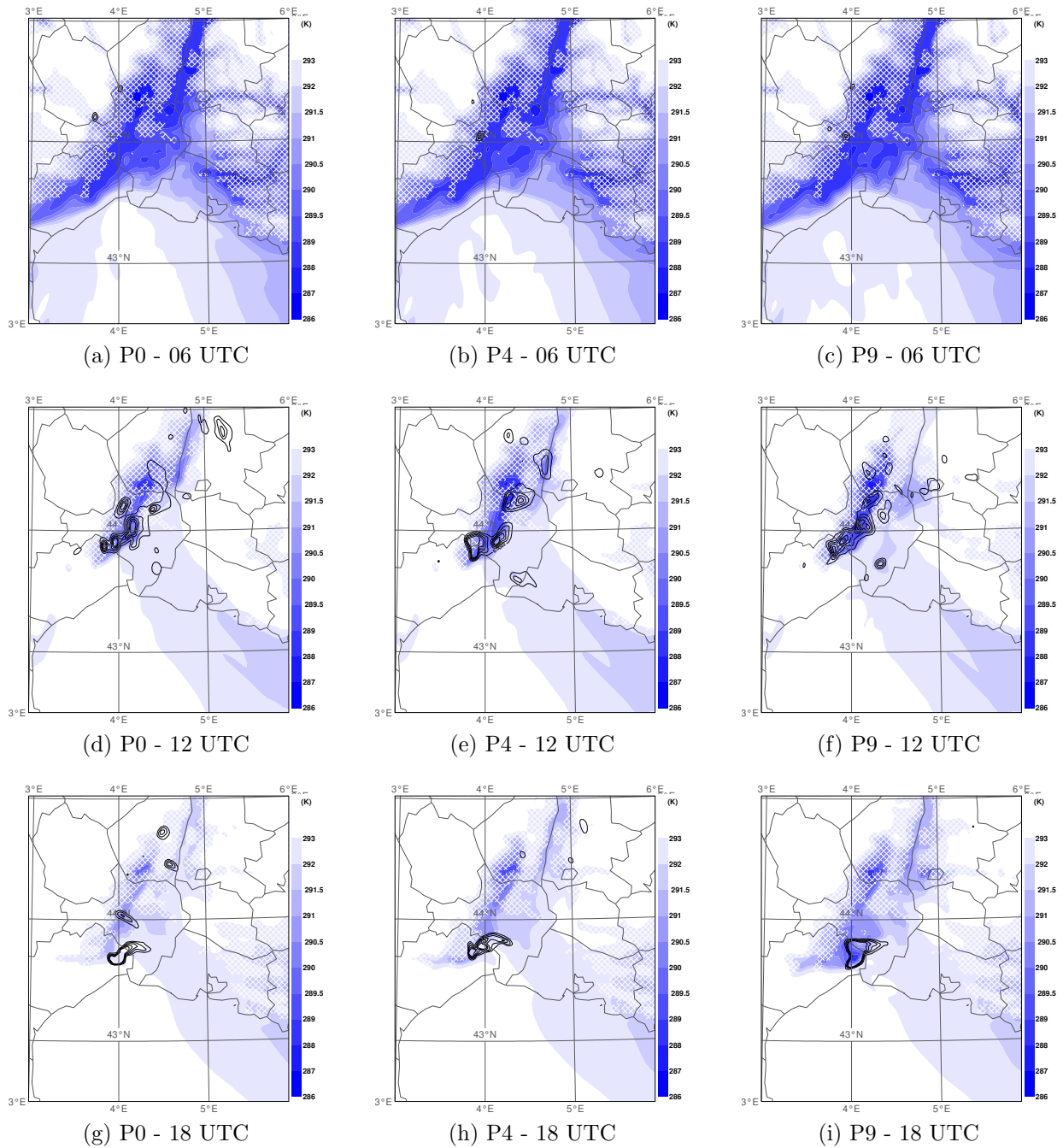


FIG. 5.8 : θ_v à 1000 hPa (couleurs, K) inférieure à 293 K et contenu en eau de pluie (contours, kg.kg^{-1} , premier contour à $2.10^{-4}\text{kg.kg}^{-1}$), à (a–c) 06, (d–f) 12 et (g–i) 18 UTC le 20 octobre 2008, pour les membres 0 (gauche), 4 (centre) et 9 (droite) de PERTPHY-EVAP. Les hachures blanches marquent les régions où la pression de surface est inférieure à 1000 hPa.

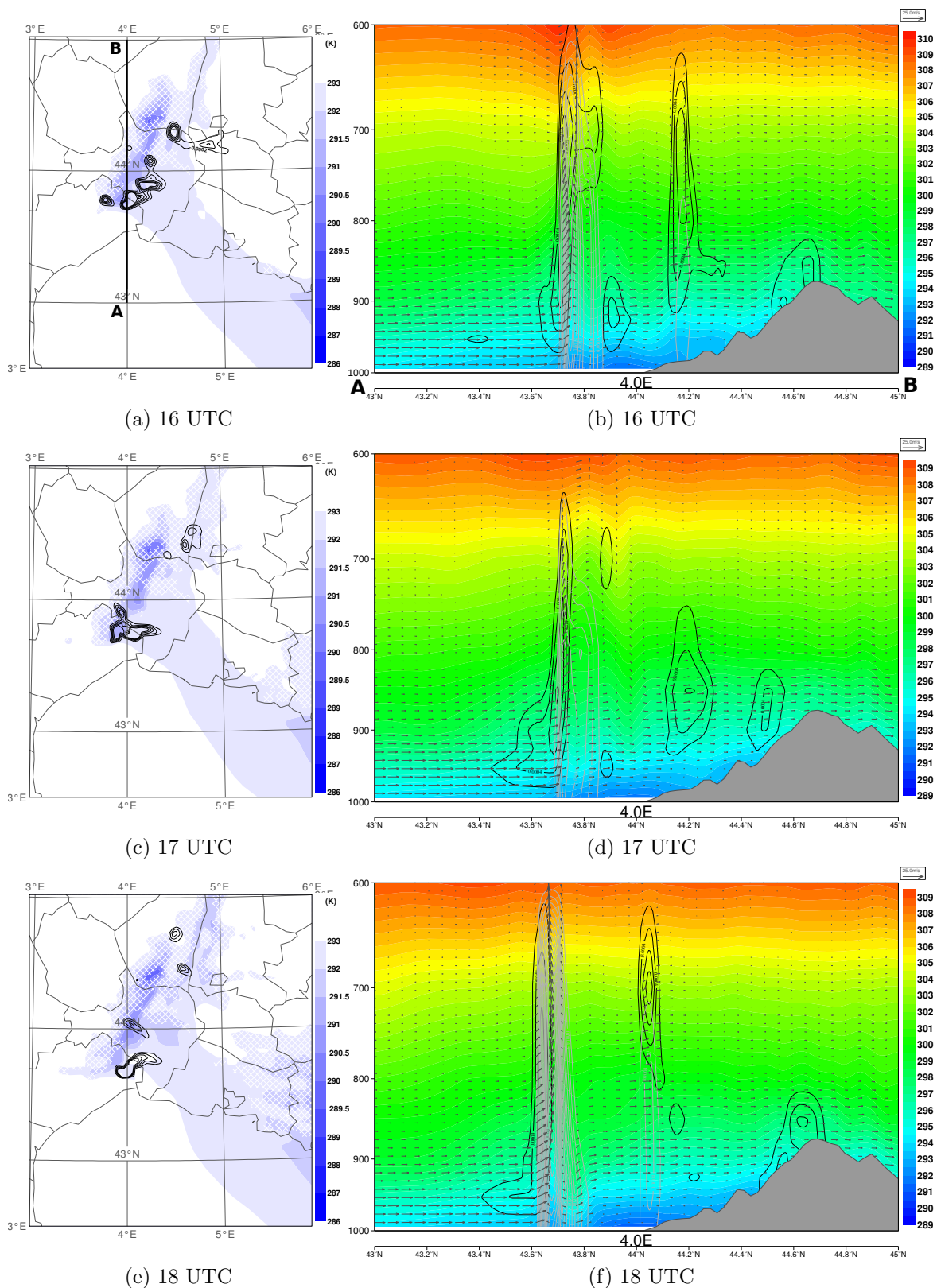


FIG. 5.9 : Gauche : comme fig. 5.8 de 16 à 18 UTC pour le membre 0 de PERTPHY-EVAP. Droite : Coupes verticales de 1000 à 600 hPa de θ_v (couleurs, K), contenu en eau nuageuse (contours noirs, kg.kg^{-1}) et en eau de pluie (contours gris, kg.kg^{-1}), vent parallèle au plan de coupe (flèches, m.s^{-1}). La trace A-B de la coupe est montrée en (a).

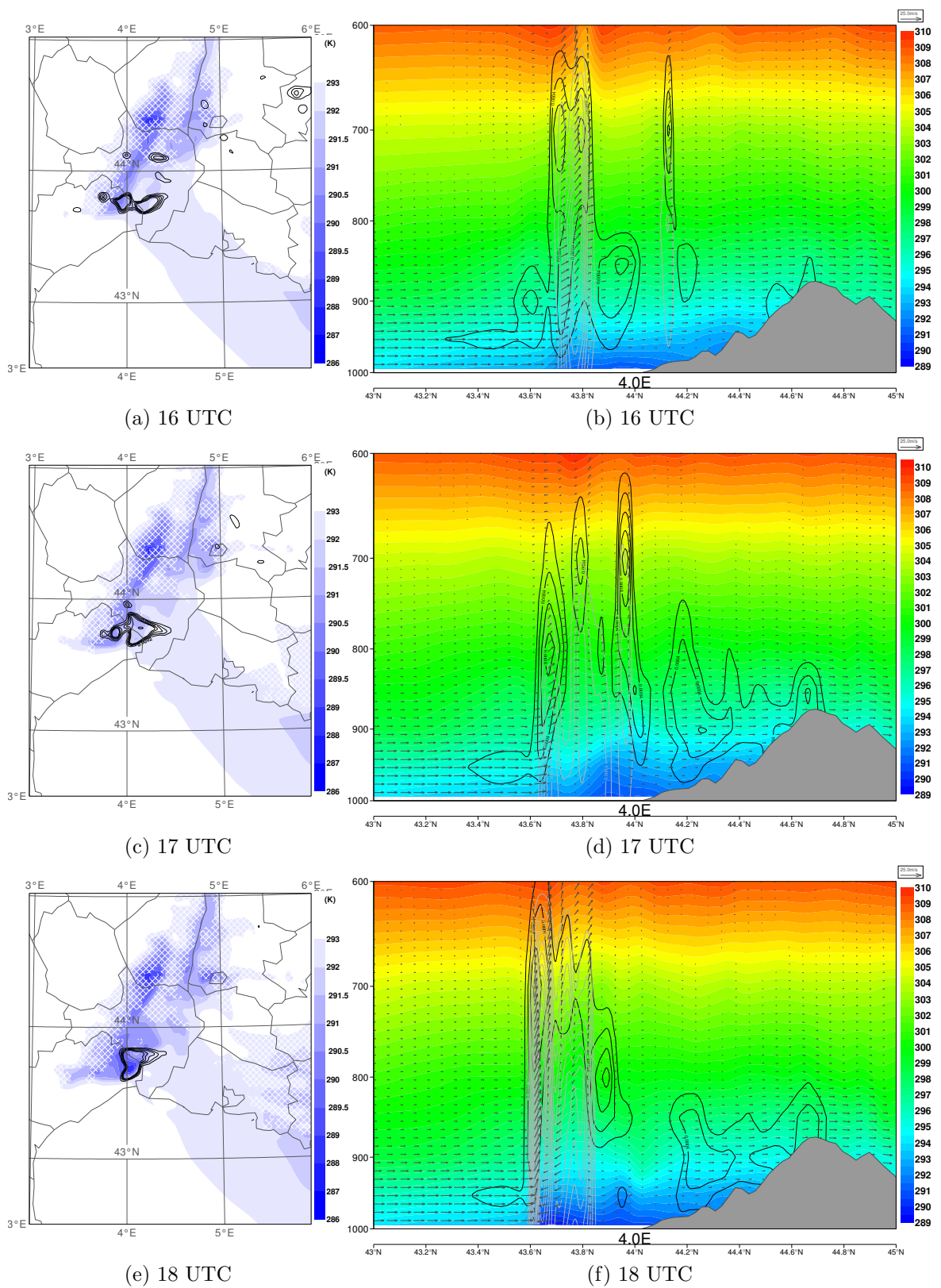


FIG. 5.10 : Comme la fig. 5.9 pour le membre 9 de PERTPHY-EVAP.

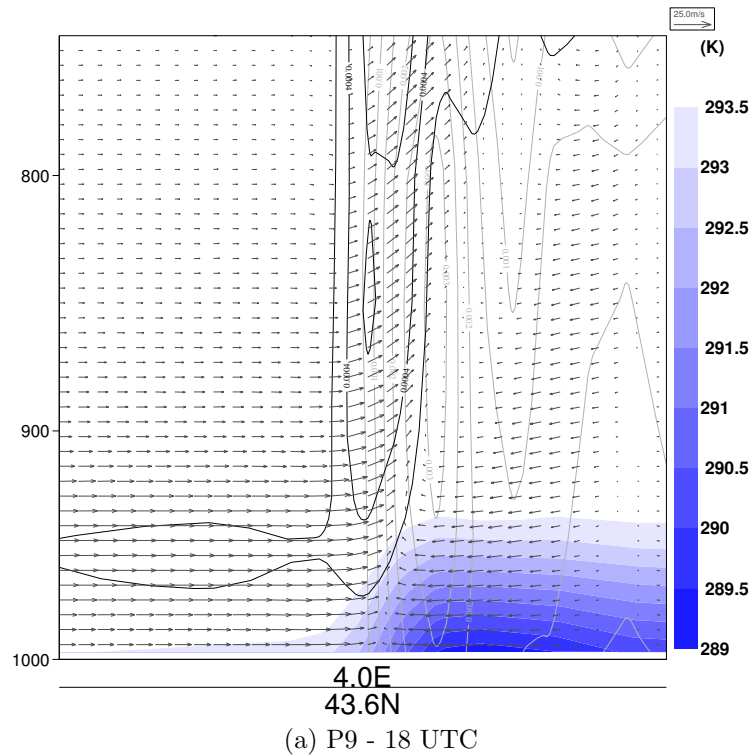


FIG. 5.11 : Comme pour les coupes verticales de la figure 5.9, pour le membre 9 de PERTPHY-EVAP à 18UTC. La coupe suit le méridien 4°E, entre 43,4°N et 43,8°N, pour des pressions comprises entre 1000 hPa et 750 hPa.

La figure 5.9 présente l'évolution de θ_v à 1000 hPa de 16 à 18 UTC, ainsi que des coupes verticales de θ_v (couleur), contenu en eau nuageuse (contours gris) et contenu en eau de pluie (contours noirs), selon le méridien à 4°E entre 43°N et 45°N, pour le membre 0. Les précipitations s'accompagnent d'une subsidence, mais, en l'absence d'évaporation des précipitations, celle-ci ne s'accompagne pas d'un refroidissement et apporte plutôt de l'air plus chaud dans les basses couches.

La figure 5.10 est similaire, mais pour le membre 9. Le refroidissement des basses couches dû à l'évaporation des précipitations est cette-fois nettement visible. Sur la coupe verticale réalisée à 18 UTC (fig. 5.10 f), on retrouve une subsidence très marquée, plus forte que pour le membre 0, et un étalement de la plage d'air froid vers le sud qui s'oppose au flux incident. Le zoom sur la plage froide (fig. 5.11) à 18 UTC montre bien un gradient horizontal de θ_v de près de 4 K autour de 43,6°N, la convergence en basses couches entre le flux incident et l'étalement de la plage froide (flux de nord), et le soulèvement du flux incident.

5.2.2 Perturbation des trois tendances

Le tableau 5.4 présente les cumuls 24 h de précipitations moyennés spatialement pour les différents membres de chaque ensemble réalisé. Bien que les cumuls de précipitations ne varient pas linéairement avec le coefficient de perturbation, des volumes de précipitations plus importants sont associés à une autoconversion ou une accrétion renforcée, ou une évaporation diminuée. Ce sont les perturbations de l'accrétion qui produisent le plus de variations du volume de précipitations au sol.

Dans l'ensemble PERTPHY, on retrouve cette tendance. Parmi les membres 1 à 8 qui combinent les trois perturbations, les quatre produisant les volumes les plus importants sont les membres 3, 4, 7 et 8 qui correspondent bien à une accrétion renforcée. Les deux membres produisant le plus de précipitations (3 et 7) correspondent à une augmentation de l'accrétion combinée à une diminution de l'évaporation. Le membre produisant le plus de précipitations est le membre 7, qui utilise aussi une autoconversion renforcée.

Lorsque l'on compare les membres de PERTPHY deux à deux, de façon à isoler l'impact de la perturbation d'un paramètre (par exemple, les membres 1 et 5 utilisent les mêmes perturbations pour l'accrétion et l'évaporation, mais pas pour l'autoconversion), on retrouve les mêmes conclusions : plus de précipitations sont produites par une augmentation de l'autoconversion ou de l'accrétion, et par une diminution de l'évaporation des précipitations.

TABLE 5.4 : Cumuls 24 h de précipitations (mm), moyennés sur le domaine représenté fig. 5.5, pour chaque membre des ensembles PERTPHY-AUTO, PERTPHY-ACC, PERTPHY-EVAP et PERTPHY. En gras, la simulation de référence.

Membre	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
PERTPHY-AUTO	5,67	6,31	6,77	6,57	6,37	6,52	6,94	6,79	6,96	6,97	7,09
PERTPHY-ACC	5,52	5,93	6,24	6,39	6,37	6,97	7,60	7,15	7,37	7,69	8,10
PERTPHY-EVAP	7,30	6,97	6,76	6,67	6,37	6,57	6,43	6,70	6,54	6,51	6,15
PERTPHY	6,37	6,35	6,30	6,91	6,70	6,45	6,35	7,08	6,73	6,76	6,43

La figure 5.12 montre la moyenne et la dispersion des précipitations obtenues pour les ensembles PERTPHY-AUTO, PERTPHY-ACC et PERTPHY, l'ensemble PERTPHY-EVAP étant présenté fig. 5.6. Les précipitations moyennes de chaque ensemble sont similaires. La dispersion produite par PERTPHY-AUTO est la moins étendue. Elle est localisée avec les précipitations les plus fortes en moyenne, mais plus forte au sud-est de la région affectée par les précipitations.

L'ensemble PERTPHY-ACC produit la dispersion la plus étendue spatialement. La dispersion est plus forte au sud-est également, et décalée par rapport aux fortes moyennes, ce qui indique que les membres de l'ensemble déplacent différemment le système vers le sud-est. Les membres utilisant une accrétion réduite produisent des précipitations moins intenses mais déplacées vers le sud (voir les membres 1 à 3, fig. 5.13 b–d). Une accrétion plus forte produit des précipitations plus importantes, mais, à l'exception du membre 9, sans déplacement important vers le sud (voir fig. 5.13).

Dans l'ensemble PERTPHY, c'est pourtant selon la perturbation choisie pour l'autoconversion qu'on observe les plus grandes différences de positionnement des précipitations. Les

moyennes et dispersions des précipitations calculées pour deux sous-ensembles, composés des membres 1 à 4 (utilisant une autoconversion réduite) et 5 à 8 (utilisant une autoconversion augmentée), sont nettement différentes (fig. 5.14). Avec une autoconversion renforcée, les perturbations de l'accrétion et de l'évaporation des pluies produisent des précipitations plus fortes en moyenne, et une dispersion importante, sur le sud du Gard. Avec une autoconversion réduite, les mêmes perturbations ne produisent pas ce déplacement du système et cette incertitude de localisation des précipitations. Ainsi, l'impact des perturbations appliquées n'est pas seulement la somme des perturbations prises individuellement. Même si les perturbations appliquées à l'autoconversion produisent moins de dispersion en intensité et en position du système, il est important de les prendre en compte pour représenter l'erreur de modélisation liée à ce schéma de microphysique chaude.

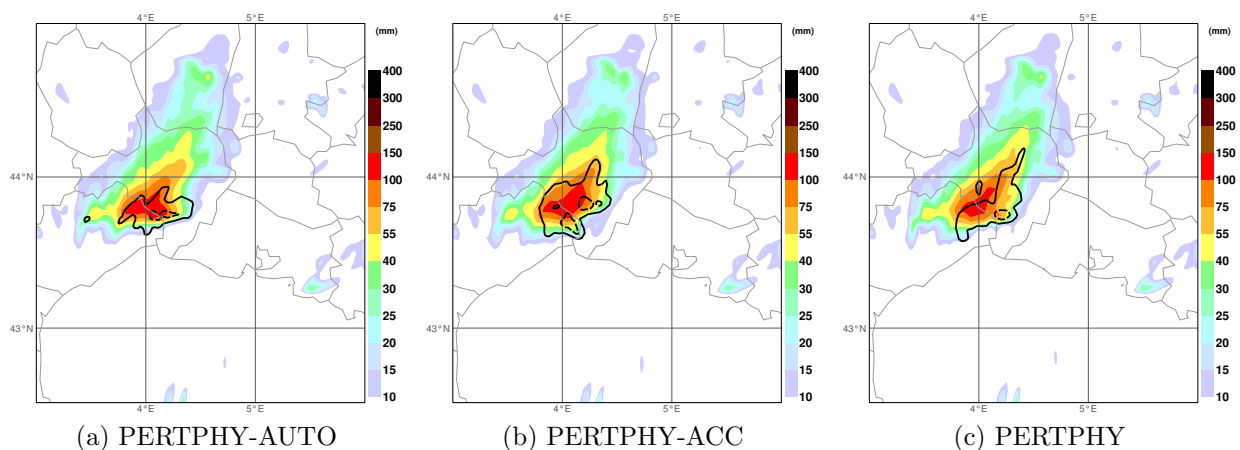


FIG. 5.12 : Précipitations cumulées sur 24 h le 21 octobre 2008 à 00 UTC, moyenne (mm, couleurs) et dispersion (mm, contours à 20 et 50 mm) des ensembles (a) PERTPHY-AUTO, (b) PERTPHY-ACC et (c) PERTPHY.

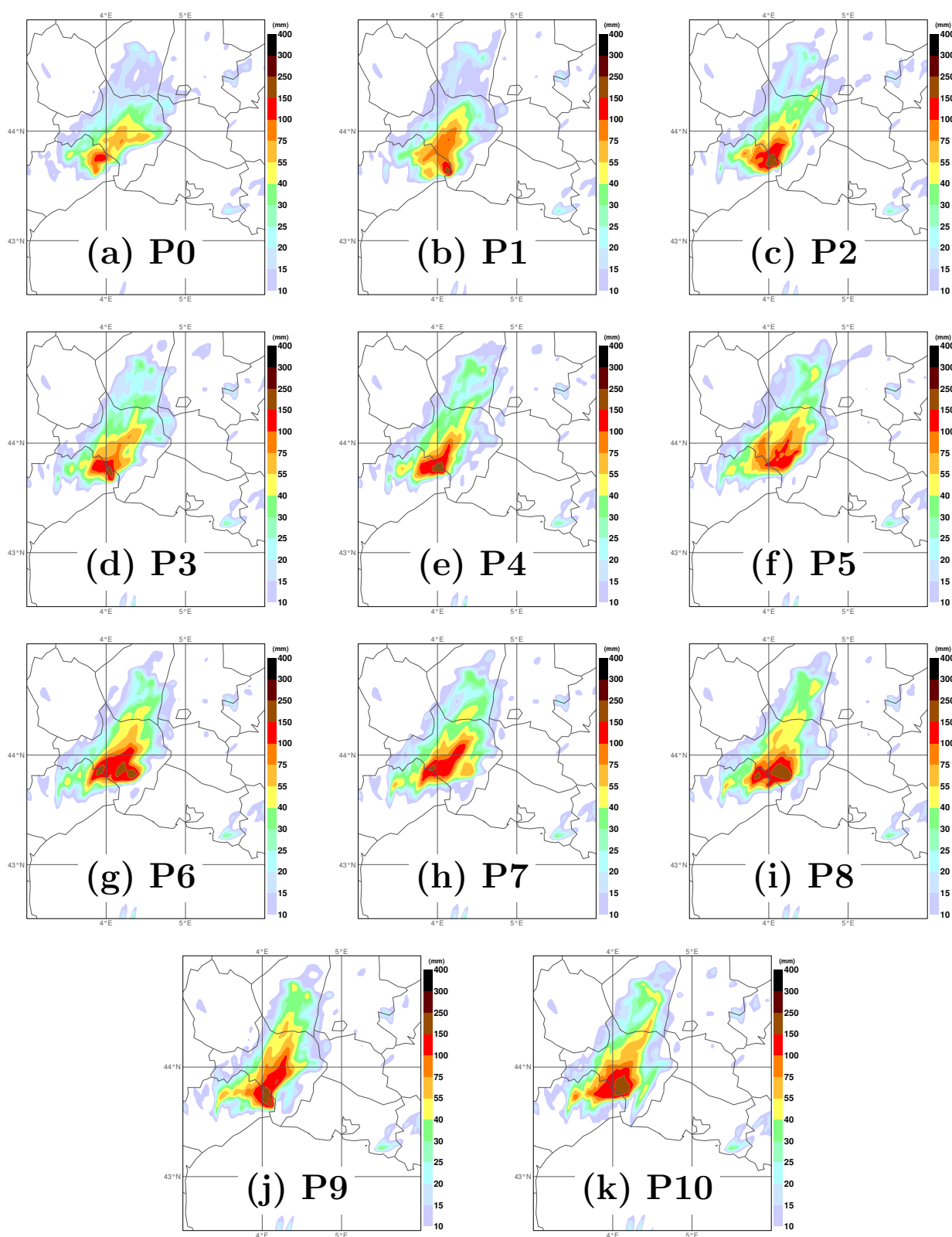


FIG. 5.13 : Précipitations cumulées sur 24 h (mm), à 00 UTC le 21 octobre 2008, pour chaque membre de l'ensemble PERTPHY-ACC.

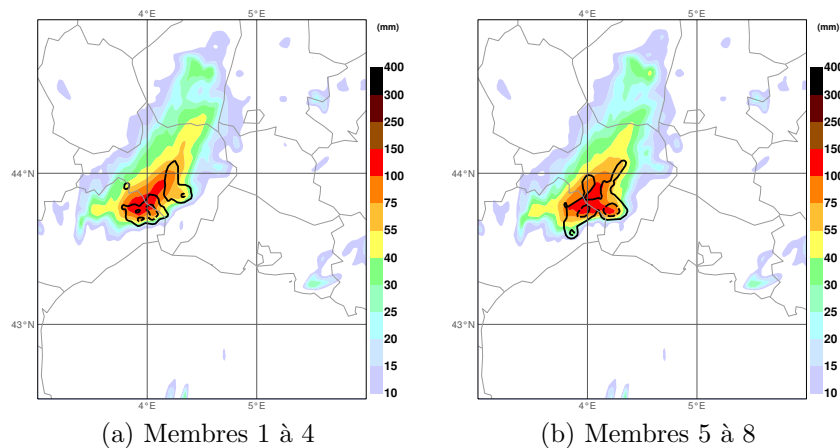


FIG. 5.14 : Précipitations cumulées sur 24 h le 21 octobre 2008 à 00 UTC, moyenne (mm, couleurs) et dispersion (mm, contours à 20 et 50 mm) pour deux sous-ensemble de PERTPHY, composés des membres (a) 1 à 4 et (b) 5 à 8.

5.3 Conclusion

Nous avons étudié dans ce chapitre une partie de l'erreur de modélisation, provenant des paramétrisations du schéma de microphysique chaude, qui participe à l'incertitude associée aux prévisions de précipitations. Le cas d'étude choisi est l'événement du 20 octobre 2008 sur le Gard. Le forçage synoptique très faible, et l'importance des mécanismes physiques de petite échelle, notamment le rôle de la plage froide sous orage, pour assurer le déclenchement et la stationnarité de ce système convectif isolé, en font un cas idéal pour évaluer l'incertitude provenant des paramétrisations des processus microphysiques.

La stratégie mise en place, suivant l'étude de Fresnay et al. (2012), utilise des perturbations appliquées aux tendances d'autoconversion, d'accrétion et d'évaporation des pluies dans le schéma de microphysique chaude, qui régit l'évolution des contenus en vapeur d'eau, en eau nuageuse et en eau de pluie. Les perturbations appliquées à chaque tendance sont d'abord étudiées séparément par trois ensembles, puis dans une prévision d'ensemble utilisant les trois perturbations simultanément.

L'évaporation des précipitations, et le refroidissement de l'air qui lui est associé, jouent un rôle important dans la formation de la plage froide sous orage. Nous avons mis en évidence la présence de cette plage froide dans les prévisions AROME, et l'impact de modifications de l'évaporation sur les conditions de basses couches. Pour une évaporation des précipitations réduite, voire supprimée, le flux subsident entraîné par les précipitations n'est pas refroidi. Au contraire, avec une évaporation des précipitations renforcée, on observe nettement la formation d'une plage froide, et un gradient de θ_v important dans les basses couches. Ce gradient, face au flux de sud méditerranéen, et accompagné d'un courant d'étalement de nord, provoque le soulèvement de masses d'air instables et le déclenchement de nouvelles cellules convectives en amont.

Les perturbations de l'accrétion sont celles qui produisent le plus de dispersion des précipitations, tant en volumes totaux sur la région d'intérêt qu'en termes de positionnement du système plus ou moins au sud du Gard. L'autoconversion prise isolément semble avoir moins d'impact. Dans l'ensemble PERTPHY, qui combine des perturbations ap-

pliquées à chacune des trois tendances microphysiques, l'impact des perturbations de l'autoconversion semble cependant important, les membres de l'ensemble ayant un comportement nettement différent selon le signe de la perturbation appliquée à l'autoconversion.

Dans chacun de ces ensembles, l'impact des perturbations est localisé au sud-est de la région touchée par les précipitations, face au flux méditerranéen incident. L'incertitude de prévision associée aux erreurs de modélisation de la microphysique chaude est donc surtout importante pour les mécanismes d'initiation de la convection et de régénération des systèmes convectifs par déclenchement de nouvelles cellules, et donc pour la stationnarité des systèmes précipitants.

L'étude a été menée pour un cas d'étude particulier, impliquant fortement des processus de méso-échelle complexes. L'évaluation statistique de cette approche échantillonnant l'incertitude associée aux erreurs de modélisation dans le schéma de microphysique chaude est présentée au chapitre 7, ainsi qu'une discussion pour deux autres cas d'étude d'octobre et novembre 2008.

L'étude menée dans ce chapitre était focalisée sur la microphysique chaude. La même étude devrait être conduite pour les paramétrisations de la microphysique froide. En coupant l'autoconversion, on empêche la formation de gouttelettes d'eau à partir d'eau liquide nuageuse. Pourtant, la prévision utilisant une autoconversion nulle produit des cumuls de précipitation localement supérieurs à 100 mm en 24 h, ce qui indique qu'une large partie des précipitations passe par la phase glacée. Des perturbations similaires appliquées à la microphysique froide auront donc certainement un impact aussi significatif.

Chapitre 6

Incertitude liée à la représentation de la surface

Contenu

6.1	Représentation de la surface et méthodes de perturbation . .	133
6.1.1	Présentation du modèle SURFEX	133
6.1.2	Assimilation de surface	136
6.1.3	Représentation de l'incertitude des paramètres physiographiques	136
6.1.4	Perturbation des paramètres pronostiques (TG, WG, SST) . . .	138
6.1.5	Les prévisions d'ensemble réalisées	139
6.2	Résultats	143
6.2.1	Impact de perturbations atmosphériques sur la surface	143
6.2.2	Croissance des perturbations de surface dans un cycle d'assimilation	145
6.2.3	Impact des surfaces perturbées issues des cycles d'assimilation .	147
6.2.4	Impact des perturbations aléatoires des paramètres pronostiques	150
6.2.5	Incertitude provenant des paramètres physiographiques	152
6.3	Conclusion	156

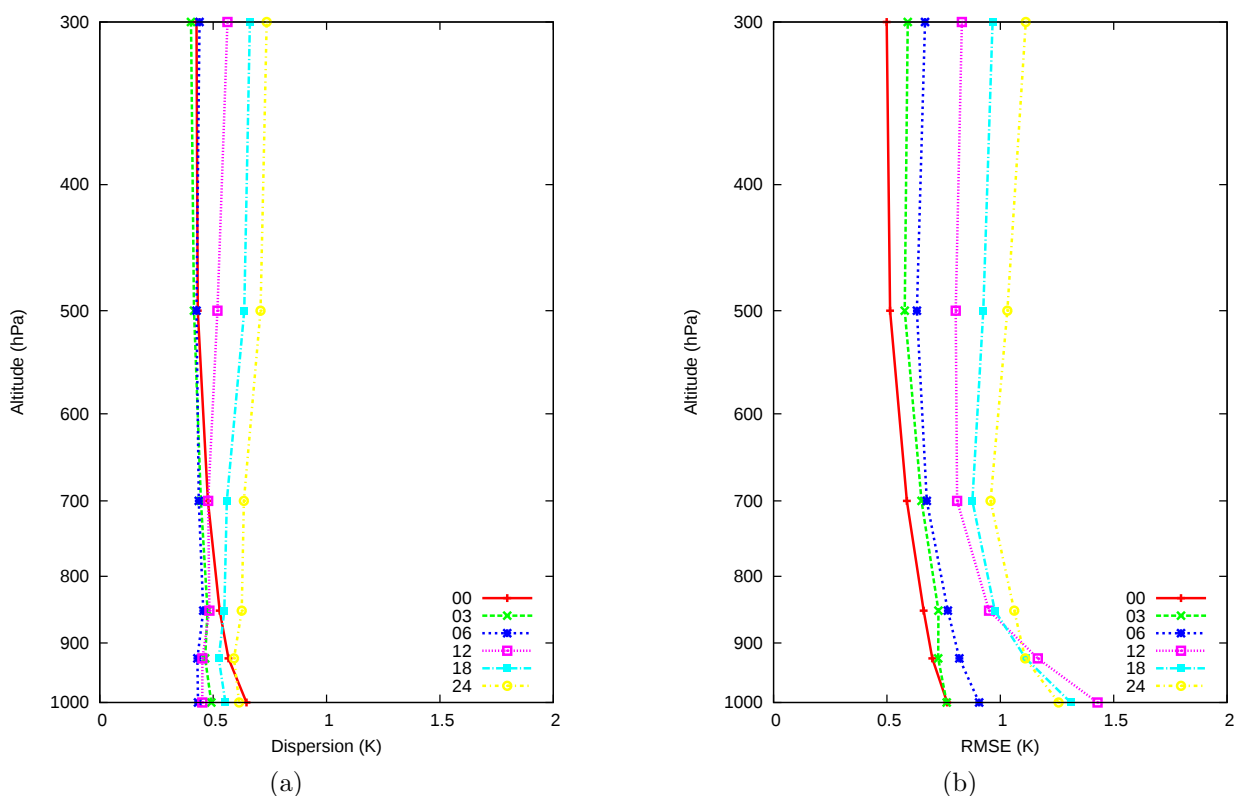


FIG. 6.1 : (a) Dispersion (K) et (b) erreur quadratique moyenne de température (K) en fonction de l'altitude, pour différentes échéances de prévision, en moyenne sur 18 prévisions.

Il a été montré précédemment que les ensembles réalisés conservent un caractère sous-dispersif, notamment dans les très basses couches. La figure 6.1 montre, en fonction de l'altitude et de l'échéance de prévision, la dispersion de température et l'erreur quadratique moyenne, moyennées sur le domaine de simulation et sur 18 jours de prévision. On considère qu'un ensemble a une bonne dispersion lorsque celle-ci correspond à l'erreur de prévision. Dans ce cas, aux premières échéances (3 et 6 h), alors que l'erreur quadratique moyenne de l'ensemble augmente à tous les niveaux, la dispersion de l'ensemble dans les basses couches diminue très fortement.

La configuration d'AROME opérationnelle en 2008 et utilisée dans les chapitres précédents ne dispose pas d'analyse de surface. Les variables pronostiques de surface (température et contenu en eau du sol) sont réinitialisées toutes les six heures à partir d'une interpolation de l'analyse de surface produite par le modèle coupleur ALADIN. Ainsi, dans l'expérience PERTOBS (décrite au chapitre 3), tous les membres ont donc les mêmes conditions de surface, ce qui peut expliquer une partie de la forte perte de dispersion observée dans les basses couches.

Nous nous intéressons donc ici à l'impact sur les prévisions atmosphériques de perturbations appliquées à différents paramètres de surface. Nous étudierons séparément l'incertitude provenant de deux composantes de la représentation de la surface. D'une part, les erreurs de prévision des paramètres pronostiques de surface, la température et l'humidité

du sol, ainsi que de température de surface de la mer, seront examinées. D'autre part, l'incertitude liée à la représentation des caractéristiques physiographiques de la surface (composition du sol, couvert végétal...) sera évaluée.

6.1 Représentation de la surface et méthodes de perturbation

Les interactions surface-atmosphère dans AROME sont gérées par le modèle de surface externalisé SURFEX (Le Moigne et al., 2009). SURFEX regroupe l'ensemble des schémas de surface implémentés à l'origine dans Méso-NH dans un module indépendant. Dans sa version utilisée par AROME, SURFEX comprend ainsi le schéma de surface ISBA (Interaction between Soil Biosphere and Atmosphere, Noilhan et Mahfouf, 1996) pour les sols et la végétation, le modèle TEB (Town Energy Budget) pour la représentation des flux au dessus des régions urbanisées, et une paramétrisation des flux au dessus des surfaces maritimes.

À chaque pas de temps et pour chaque maille du modèle, AROME fournit à SURFEX le forçage atmosphérique (température, humidité spécifique...) et radiatif, qui produit en retour les flux moyens de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente, ainsi que certaines propriétés radiatives (albédo...). Dans AROME, SURFEX est également utilisé pour diagnostiquer le vent à 10 m ainsi que la température et l'humidité à 2 m, grâce à son schéma de couche limite (SBL, Masson et Seity, 2009). SBL est un modèle de turbulence 1D qui fait le lien entre le premier niveau atmosphérique (17 m pour AROME) et la surface.

6.1.1 Présentation du modèle SURFEX

Dans SURFEX, chaque maille est composée d'une fraction de terrain naturel, de terrain urbanisé, d'océan, et de lac. Les flux sont calculés séparément pour chaque catégorie par le schéma de surface adapté, puis moyennés en tenant compte de la proportion qu'occupe chacune de ces catégories dans la maille. L'occupation des sols est fournie par la base de données ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) à une résolution de 1 km. Les interactions entre SURFEX et AROME sont illustrées figure 6.2.

La température et l'humidité du sol du modèle ISBA sont des variables pronostiques, représentées sur deux couches de sol, qui seront notées ci-dessous TG1 et WG1 pour la couche de surface, TG2 et WG2 pour la couche inférieure. Elles évoluent donc à chaque pas de temps de la simulation, selon les forçages atmosphériques et radiatifs fournis par le modèle atmosphérique.

L'évolution de la température du sol est régie par les équations :

$$\begin{aligned}\frac{\partial T_s}{\partial t} &= C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\Pi}{\tau}(T_s - T_2) \\ \frac{\partial T_2}{\partial t} &= \frac{1}{\tau}(T_s - T_2)\end{aligned}$$

avec T_s la température de surface et T_2 sa moyenne sur un jour (τ), H et LE les flux de chaleur sensible et latente, R_n le rayonnement net à la surface, et C_T une capacité thermique détaillée plus bas.

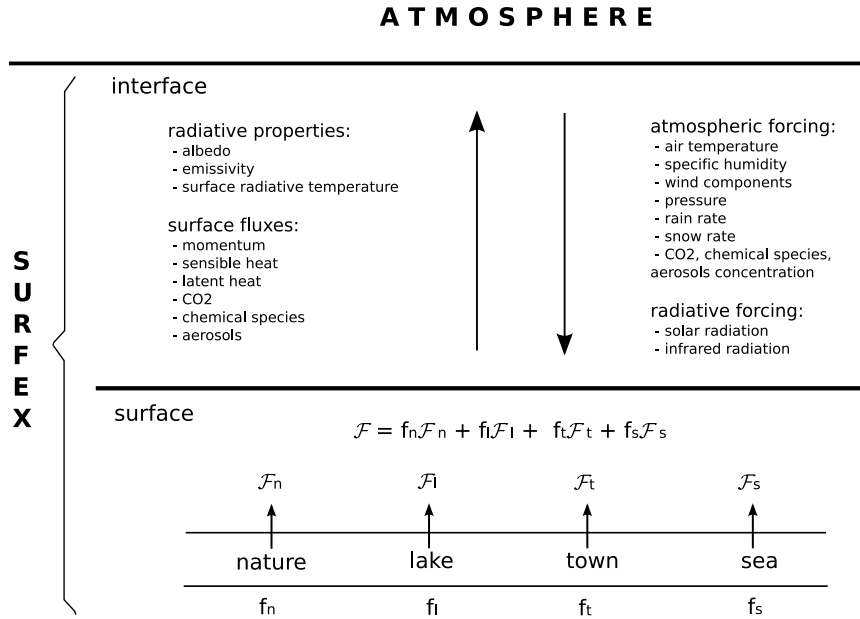


FIG. 6.2 : Échanges entre le modèle de surface externalisé SURFEX et un modèle atmosphérique. SURFEX décompose chaque maille en quatre surfaces (naturelle, urbaine, océan et lac), calcule une moyenne des flux obtenus pour chaque type de surface pondérée par la fraction de la maille qu'il occupe. Figure extraite de Le Moigne et al. (2009).

Le contenu en eau du sol évolue selon les équations :

$$\frac{\partial WG1}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (WG1 - WG_{eq})$$

$$\frac{\partial WG2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) - \frac{C_3}{d_2 \tau} \max[0; (WG2 - W_{fc})]$$

avec P_g le flux d'eau liquide dans le sol, E_g l'évaporation de surface, E_{tr} le taux de transpiration, ρ_w la densité de l'eau liquide. d_1 est fixée à 1 cm, et d_2 est la profondeur de la couche de sol représentée par WG2. WG_{eq} représente le contenu en eau à l'équilibre, et W_{fc} la capacité au champ.

Pour chaque type de sol, SURFEX, et en particulier le modèle ISBA, utilisent différents paramètres physiographiques ayant un impact sur le comportement radiatif de la maille et les calculs de flux de chaleur entre la surface et l'atmosphère, comme par exemple la composition du sol et la présence de végétation. Ces paramètres n'évoluent pas en fonction de la prévision atmosphérique, et sont initialisés à partir de la base de données ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) à des valeurs climatologiques fixées pour chaque décade de l'année. Cette utilisation d'une valeur climatologique peut être une source d'incertitude. Nous présentons ci-dessous certains de ces paramètres, dont l'incertitude est importante et l'impact sur les prévisions atmosphériques peut être intéressant.

Capacité thermique de la végétation

La capacité thermique du sol (C_g) est calculée en fonction notamment de l'humidité du sol. La capacité thermique de la végétation (C_v , $\text{K.m}^2.\text{J}^{-1}$) est en revanche fixée dans SURFEX à 10^{-5} et 2.10^{-5} $\text{K.m}^2.\text{J}^{-1}$ pour les végétations hautes et basses respectivement.

C_v intervient dans les équations d'évolution de la température du sol à travers le coefficient C_T , calculé comme suit :

$$C_T = \left(\frac{(1 - veg)(1 - p_{sng})}{C_g} + \frac{veg(1 - p_{snv})}{C_v} + \frac{p_{sn}}{C_s} \right)^{-1}$$

où veg représente la fraction de neige sur la maille, p_{sng} , p_{snv} , p_{sn} sont les fractions de sol nu, de végétation et de la maille couverte de neige.

L'impact sur la température de surface est donc de moduler l'amplitude des variations de température de surface imposées par le rayonnement et les flux de chaleur. Pour un C_v plus fort, C_T et la tendance de T_s sont plus forts.

Résistance de surface minimale

La résistance de surface (R_s , s.m^{-1}) représente la résistance opposée par la surface au transfert d'eau depuis la couche racinaire vers le feuillage et influe donc sur l'évapotranspiration. La résistance de surface minimale R_{smin} est obtenue pour un sol bien arrosé, et est utilisée pour le calcul de R_s . Dans ECOCLIMAP, des valeurs typiques sont attribuées à chaque type de couverture végétale (par exemple, 40 s.m^{-1} pour des cultures, 250 s.m^{-1} pour des arbres à feuilles persistantes).

R_{smin} , à travers le calcul de R_s , a un impact sur l'évaporation de la végétation, si celle-ci est positive uniquement. Dans ce cas, l'évaporation liée à la transpiration des plantes est calculée comme suit :

$$E_{tr} = veg(1 - p_{snv}) \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_s) - q_a)$$

où δ dépend seulement de l'humidité du sol, R_a (résistance aérodynamique) dépend notamment de la vitesse du vent et des longueurs de rugosité, q_{sat} est l'humidité spécifique à saturation et q_a l'humidité spécifique atmosphérique. R_s est calculée suivant la formule :

$$R_s = \frac{R_{smin}}{F_1 F_2 F_3 F_4 LAI}; F_1 = \frac{f + R_{smin}/R_{smax}}{1 + f}; f \sim \frac{1}{LAI}$$

où F_2 , F_3 et F_4 ne dépendent pas de l'indice foliaire (LAI) et de R_{smin} .

Dans le cas où l'évaporation de la végétation est positive, un R_{smin} plus élevé correspond donc à une augmentation de R_s , donc à une baisse de l'évaporation liée à la transpiration des plantes, et donc à refroidissement moins important. Si l'évaporation de la végétation est négative, un changement de R_{smin} n'a aucun impact.

Indice foliaire

L'indice foliaire (LAI, $\text{m}^2.\text{m}^{-2}$) de la base de données ECOCLIMAP est calculé selon le type de végétation. Comme R_{smin} , le LAI joue un rôle important si l'évaporation de la végétation est positive. Dans ce cas, une augmentation du LAI correspond à une diminution de R_s , donc à une augmentation de la transpiration et du refroidissement associé.

Longueurs de rugosité

La longueur de rugosité associée à la végétation ($z_{0_{veg}}$, m) est fixée dans ECOCLIMAP en fonction de la couverture du sol (Masson et al., 2003). Pour un sol sans végétation, la valeur est fixe. $z_{0_{veg}}$ dépend du LAI pour les cultures et les herbacées (par exemple, $0, 13LAI/6$ pour les herbacées), et de la hauteur des arbres pour les régions boisées ($0, 13h$). Les longueurs de rugosité associées à la végétation et au relief ont un impact tant sur les flux de chaleur sensible et latente que sur les flux de quantité de mouvement.

6.1.2 Assimilation de surface

Depuis novembre 2010, la configuration opérationnelle d'AROME dispose de son propre schéma d'assimilation pour la surface. Les observations de température et d'humidité à 2 m ainsi que de température de surface de la mer sont utilisées pour corriger les champs de surface de l'ébauche.

L'assimilation de surface sur terre est réalisée en deux temps. D'abord, des analyses de T_{2m} et Hu_{2m} sont réalisées par une interpolation optimale, à partir des observations de stations au sol et des champs du modèle. Ensuite, les incréments d'analyse obtenus sont utilisés pour corriger les températures et contenus en eau du sol. L'incrément d'analyse de température du sol s'obtient directement de la T_{2m} :

$$\begin{aligned}\Delta T_s &= \Delta T_{2m} \\ \Delta T_2 &= \frac{\Delta T_{2m}}{2\pi}\end{aligned}$$

Les incréments d'analyses d'humidité du sol sont des combinaisons linéaires des incréments d'analyse de T_{2m} et Hu_{2m} , dont les coefficients dépendent de la nature du sol et de la végétation, de l'heure solaire et de la couverture nuageuse (Giard et Bazile, 2000; Mahfouf, 1991) :

$$\begin{aligned}\Delta WG1 &= \alpha \Delta T_{2m} + \beta H u_{2m} \\ \Delta WG2 &= \gamma \Delta T_{2m} + \delta H u_{2m}\end{aligned}$$

Sur mer, l'analyse de température de surface de la mer OSTIA (Donlon et al., 2012) est utilisée, et corrigée à partir des observations de SST disponibles.

6.1.3 Représentation de l'incertitude des paramètres physiographiques

Une méthode a été mise en place pour étudier l'importance des caractéristiques du sol et du couvert végétal. Les champs physiographiques n'évoluant pas au cours de la prévision, des perturbations aléatoires directes de ces champs ont été utilisées.

Pour fabriquer les perturbations appliquées à chaque maille du modèle, un premier champ de nombres aléatoires compris entre -1 et 1 est généré. À ce stade, les perturbations sont de très petite échelle. Pour une masse d'air en déplacement au dessus de la surface, les perturbations positives et négatives alternent très rapidement, et risquent donc d'avoir peu d'impact. Pour obtenir des perturbations de plus grande échelle, le champ de nombres aléatoires est moyenné spatialement sur 25 points de grille dans chaque direction, puis

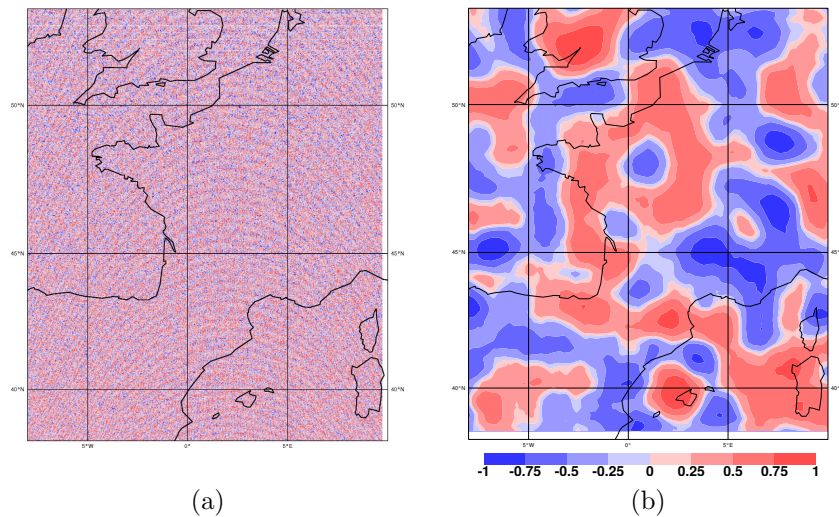


FIG. 6.3 : Exemple de tirage aléatoire (a) avant et (b) après filtrage utilisé pour calculer les perturbations appliquées aux différents paramètres de surface.

corrigé pour obtenir des valeurs toujours comprises entre -1 et 1 avec une variance similaire au tirage initial. La figure 6.3 montre un exemple des nombres aléatoires avant et après correction.

Pour les paramètres physiographiques, la perturbation est construite comme un pourcentage de la valeur climatologique, obtenu par produit du nombre aléatoire $rand$ avec le pourcentage maximal de perturbation choisi pour chaque paramètre. Par exemple, pour l'indice foliaire : $LAI_{pert} = LAI(1 + 0,5 rand)$.

Les pourcentages de perturbation des différents paramètres physiographiques ont été choisis afin de représenter l'incertitude portant sur chacun d'entre eux. Pour C_v , Noilhan et Planton (1989) utilisent la valeur constante de $10^{-3} \text{K.m}^2.\text{J}^{-1}$. Delire et al. (1997) ont procédé à une calibration de C_v sur leurs 3 sites d'étude. Ils ont obtenu des valeurs de $1, 2 \cdot 10^{-5}$, $0, 4 \cdot 10^{-3}$ et $5 \cdot 10^{-3} \text{K.m}^2.\text{J}^{-1}$. L'erreur simulée du flux de chaleur en fonction de C_v croissant assez fortement autour de son minimum pour le site d'étude forestier (voir leur figure 5), nous nous sommes limités dans cette étude à une amplitude maximale de perturbation de 30%.

Delire et al. (1997) ont aussi procédé à une calibration de R_{smin} pour optimiser les simulations de flux. Pour leurs 3 sites, les courbes de RMSE en fonction de la valeur de R_{smin} sont assez plates (voir leur figure 5), une perturbation de R_{smin} de l'ordre de 30% ne dégrade pas trop fortement les simulations. Cette amplitude de perturbation permet aussi de conserver la distinction entre les différentes couvertures végétales, et sera donc utilisée dans notre étude.

Masson et al. (2003) ont comparé le LAI calculé dans ECOCLIMAP à une base de données d'observations mondiales, dont la densité est toutefois plus importante en Europe et en Amérique du Nord. Leurs résultats, présentés par type de couverture, montrent une erreur quadratique moyenne allant jusqu'à $1,5 \text{m}^2.\text{m}^{-2}$, pour des valeurs de LAI généralement comprises entre 0 et $7 \text{m}^2.\text{m}^{-2}$. Leur figure 9 montre également une variabilité allant jusqu'à 50% de la valeur affectée dans ECOCLIMAP, qui sera donc l'amplitude de perturbation choisie. La longueur de rugosité de la végétation étant liée au LAI, nous avons utilisé la

même amplitude de perturbation maximale que pour le LAI, soit 50%. La même valeur a été utilisée pour la longueur de rugosité associée au relief sous-maille, z_{0rel} .

6.1.4 Perturbation des paramètres pronostiques (TG, WG, SST)

Comme nous l'avons déjà évoqué au chapitre 1, les conditions de surface, telles que la température et l'humidité du sol, ont un impact sur la circulation atmosphérique, à travers les flux de chaleur sensible et latente. Réciproquement, des perturbations appliquées aux prévisions atmosphériques produiront des différences de température et d'humidité du sol, qui sont deux variables de surface pronostiques. Par exemple, des différences de température de l'air dans les basses couches, de couverture nuageuse et donc de forçage radiatif, ou de précipitations, auront un impact sur l'évolution de TG et WG. Dans l'ensemble PERTOBS présenté au chapitre 3, le rappel à une unique condition de surface provenant de l'analyse du modèle coupleur ALADIN ne permettait pas à ces différences de s'établir. Avec l'assimilation de surface disponible dans la version d'AROME opérationnelle depuis 2010, même si les observations utiles à l'assimilation de surface ne sont pas perturbées, des modifications de surface (de TG et WG) se construisent et se propagent à partir des perturbations atmosphériques.

Plusieurs méthodes ont été développées afin de prendre en compte l'incertitude portant sur les paramètres pronostiques de surface et son impact sur l'atmosphère, mais aussi pour étudier l'impact de l'incertitude atmosphérique sur les conditions de surface.

Impact de perturbations atmosphériques sur la surface

Afin d'étudier la croissance des différences de surface à partir de modifications des conditions atmosphériques, une expérience d'assimilation d'ensemble atmosphérique PERTOBS-ATM est réalisée. Comme pour l'expérience PERTOBS (voir chapitre 3), des perturbations sont appliquées aux observations atmosphériques avant l'analyse de données. Les observations utilisées par le système d'assimilation de surface ne sont pas perturbées, et donc identiques pour chaque membre de l'ensemble.

Au cours d'un cycle d'assimilation, on pourra donc suivre l'évolution des conditions de surface des différents membres de l'ensemble, et identifier l'impact de l'atmosphère sur la surface, notamment la propagation de l'incertitude atmosphérique en incertitude de température et humidité du sol.

Perturbation des observations dans l'assimilation de surface

Afin de représenter la part de l'incertitude portant sur les conditions de surface liée au schéma d'assimilation de surface, une expérience d'assimilation d'ensemble de surface a été mise en place. Pour cet ensemble PERTOBS-SURF, seule l'assimilation de surface utilise des observations perturbées aléatoirement, l'assimilation atmosphérique utilise quant à elle les mêmes observations non perturbées pour chaque membre.

Au cours d'un cycle d'assimilation, les perturbations de surface (TG, WG et SST) introduites vont produire des différences de conditions atmosphériques. Cette expérience permettra d'étudier la croissance et la stabilisation des perturbations de surface, ainsi que l'impact de ces perturbations sur l'atmosphère. Cette méthode a aussi l'avantage de produire des

perturbations de SST. La comparaison avec l'assimilation d'ensemble atmosphérique donnera donc une indication de l'importance de la prise en compte de l'incertitude associée à la température de surface de la mer.

Perturbations aléatoires directes des variables pronostiques

La méthode des perturbations aléatoires, mise en place pour représenter l'incertitude des paramètres physiographiques, peut aussi être utilisée pour les paramètres pronostiques TG, WG et SST, comme alternative aux méthodes d'assimilation d'ensemble. Il est ainsi possible de perturber ces trois paramètres soit conjointement, comme dans les expériences d'assimilation d'ensemble, soit au contraire individuellement, afin d'évaluer l'impact de chacun de ces trois paramètres sur les prévisions atmosphériques.

Pour ces paramètres, la perturbation est alors le produit du nombre aléatoire et d'une amplitude de perturbation maximale, par exemple : $TG1_{pert} = TG1 + (1,5 \text{ rand})$.

Les amplitudes maximales de perturbation de TG et WG ont été choisies en accord avec les différences maximales obtenues entre une analyse de surface de référence et une analyse de surface utilisant des observations perturbées. Des valeurs de 1,5 K et 0,01 kg.kg⁻¹ ont été retenues pour TG1 et WG1, 0,22 K et 0,003 kg.kg⁻¹ pour TG2 et WG2.

Pour la température de surface de la mer, l'évaluation de l'analyse OSTIA montre que le RMS est de l'ordre de 0,5 K, jusqu'à 0,84 K pour la Méditerranée (Donlon et al., 2012). Une amplitude maximale de perturbation de 1 K a été choisie, qui correspond aussi à l'amplitude des différences obtenues par une analyse d'observations de surface perturbées.

6.1.5 Les prévisions d'ensemble réalisées

Toutes les prévisions d'ensemble réalisées comprennent un membre de contrôle non perturbé, et 10 membres perturbés. Les différents types d'ensembles sont présentés ici. Le tableau 6.1 récapitule les différentes prévisions d'ensemble longues effectuées.

Cas d'étude : 6–7 septembre 2010

Différentes prévisions d'ensemble, présentées ci-dessous, ont été réalisées pour le cas de fortes précipitations des 6 et 7 septembre 2010. L'analyse à 500 hPa de 12 UTC le 6 septembre 2010 (fig. 6.4) montre que le thalweg à l'ouest de la France a progressivement repoussé la dorsale présente les jours précédents. Il s'accompagne d'un front froid en surface (fig. 6.4) et d'un flux de sud-ouest en altitude qui advecte de l'air chaud et instable sur la France. À l'avant de ce front, le flux méditerranéen génère un épisode orageux et de fortes précipitations dans la nuit du 6 au 7 septembre 2010 sur le Gard et les Bouches-du-Rhône. De 19 UTC à 23 UTC, la convection s'établit sur l'Hérault et le Gard, puis s'étend vers les Bouches-du-Rhône et le Vaucluse de 00 UTC à 03 UTC le 7 septembre. Alors que le système se dissipe à partir de 06 UTC, l'approche du front froid provoque une nouvelle activité convective sur le Gard et l'Ardèche, jusqu'à la Loire, de 09 UTC à 18 UTC. Le cumul de précipitations observé sur deux jours est présenté figure 6.5.

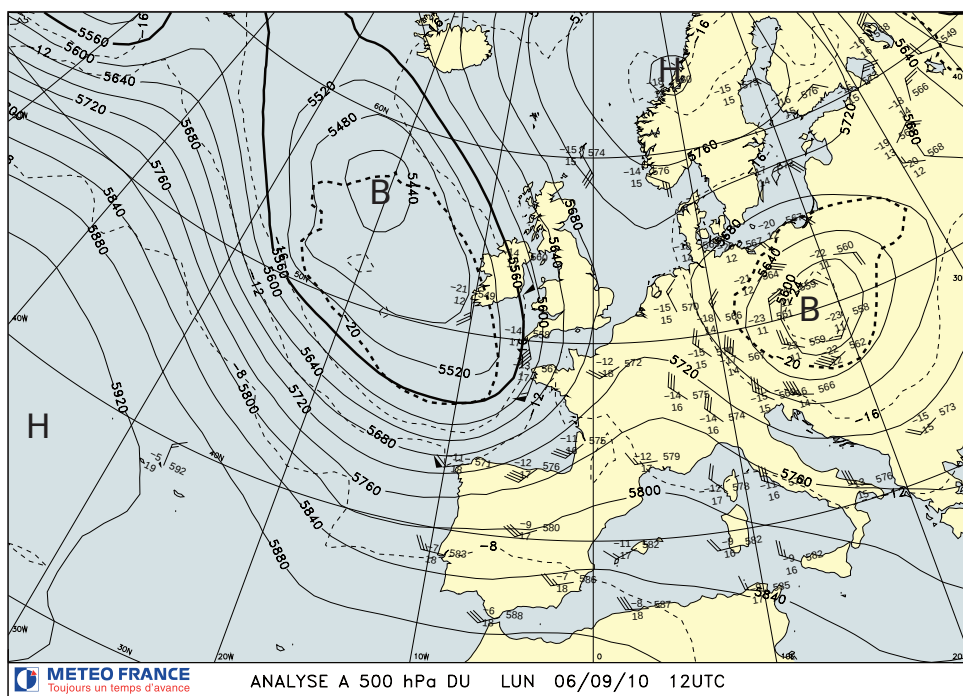
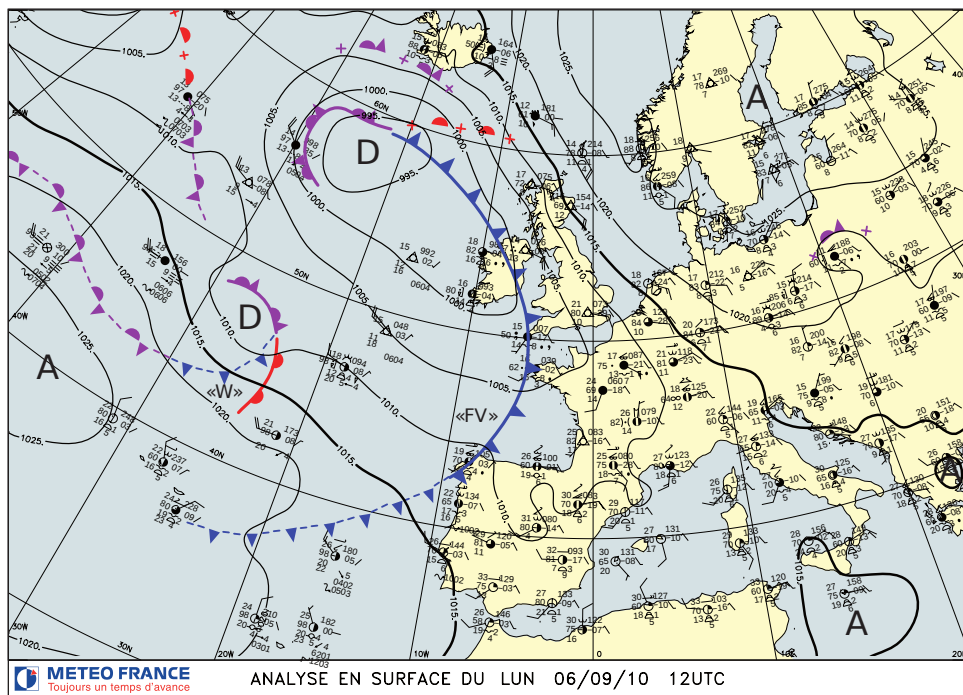


FIG. 6.4 : Analyses en surface et à 500 hPa, à 12 UTC le 6 septembre 2010. Source : Météo-France.

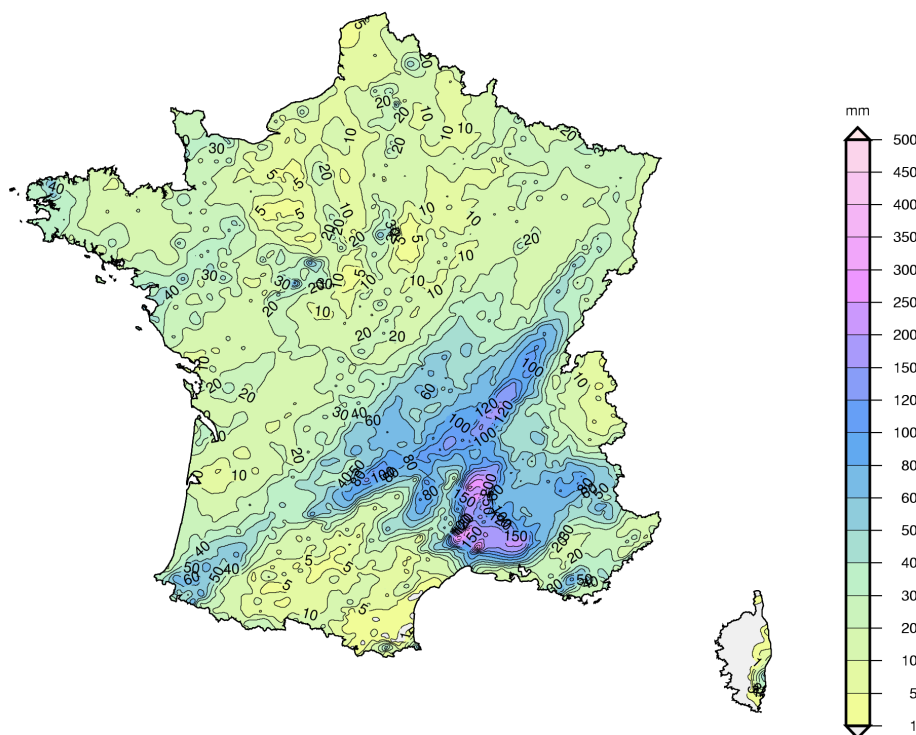


FIG. 6.5 : Précipitations cumulées des 6 et 7 septembre 2010. Source : Météo-France.

Les expériences PERTOBS-ATM et PERTOBS-SURF

Les expériences de cycles d'assimilation d'ensemble atmosphérique (PERTOBS-ATM) et de surface (PERTOBS-SURF) sont initialisées à 21 UTC le 5 septembre 2010, et poursuivies jusqu'à 18 UTC le 6 septembre 2010, avec des analyses toutes les trois heures. Ces deux cycles d'assimilation permettront d'étudier la croissance des perturbations de surface, et leur lien avec les conditions atmosphériques.

Ainsi, à 18 UTC le 6 septembre 2010, deux jeux de conditions de surfaces perturbées seront disponibles, issues de chacun de ces deux cycles d'assimilation. Afin de mesurer l'impact de ces deux méthodes de représentation de l'incertitude de surface sur une prévision AROME, deux prévisions d'ensemble longues sont aussi lancées à 18 UTC le 6 septembre 2010. Les caractéristiques de la prévision d'ensemble longue PERTOBS-ATM (resp. PERTOBS-SURF) sont les suivantes :

- Les conditions aux limites de tous les membres sont identiques, fournies par la prévision ARPEGE opérationnelle du 6 septembre 2010 à 18 UTC.
- Les conditions initiales de tous les membres sont identiques, fournies par l'analyse AROME opérationnelle du 6 septembre 2010 à 18 UTC.
- Chaque membre utilise les conditions de surface provenant du membre correspondant du cycle d'assimilation PERTOBS-ATM (resp. PERTOBS-SURF), à 18 UTC le 6 septembre 2010.

Les perturbations aléatoires

Pour les variables pronostiques (TG1, TG2, WG1, WG2), comme pour la température de surface de la mer et pour les paramètres physiographiques, une méthode de perturbation aléatoire a été mise en place. Les ensembles produits seront nommés de manière explicite PE-TG, PE-WG, PE-SST, PE-CV, PE-RSMIN, PE-LAI, PE-ZOVEG et PE-ZOREL, selon le paramètre perturbé. L'ensemble PE-ALL combine les perturbations de TG, WG et SST : une perturbation est appliqué à chacun des trois paramètres pour chaque membre, afin de comparer cet ensemble à PERTOBS-SURF. Dans PE-ALL, les perturbations appliquées aux trois paramètres ne sont pas corrélées. Les perturbations appliquées sont présentées dans le tableau 6.1.

Tous les membres de tous les ensembles sont initialisés à 18 UTC le 6 septembre 2010 à partir de l'analyse AROME opérationnelle, et leurs conditions aux limites sont fournies par la prévision ARPEGE opérationnelle.

TABLE 6.1 : Caractéristiques des différents ensembles réalisés. Dans PERTOBS-ATM, les modifications de TG et WG sont obtenues indirectement par les perturbations atmosphériques. L'amplitude des modifications de TG, WG et SST dans PERTOBS-SURF est produite par les cycles d'assimilation, et non prescrite. Les amplitudes des perturbations appliquées à PE-ALL sont les mêmes que pour les ensembles PE-TG, PE-WG et PE-SST.

Nom	Méthode de fabrication des surfaces	Paramètres perturbés	Amplitude maximale
PERTOBS-ATM	Assim. ens. atm.	-	-
PERTOBS-SURF	Assim. ens. surf.	TG, WG, SST	-
PE-ALL	Pert. aléa.	TG, WG, SST	-
PE-TG	Pert. aléa.	TG1, TG2	1,5 ; 0,22 K
PE-WG	Pert. aléa.	WG1, WG2	0,01 ; 0,003 kg.kg ⁻¹
PE-SST	Pert. aléa.	SST	1 K
PE-CV	Pert. aléa.	CV	30%
PE-RSMIN	Pert. aléa.	RSMIN	30%
PE-LAI	Pert. aléa.	LAI	50%
PE-ZOVEG	Pert. aléa.	ZOVEG	50%
PE-ZOREL	Pert. aléa.	ZOREL	50%

6.2 Résultats

6.2.1 Impact de perturbations atmosphériques sur la surface

Le tableau 6.2 montre l'évolution de la dispersion des conditions initiales de surface au cours du cycle d'assimilation de l'expérience PERTOBS-ATM, en moyenne sur le domaine de prévision. Nous rappelons qu'ici seule l'assimilation atmosphérique utilise des observations perturbées. La température de surface TG1 est très rapidement modifiée par les conditions atmosphériques. La dispersion de TG1 atteint dès la seconde analyse (0,37 K, 00 UTC) plus de la moitié de la valeur autour de laquelle elle semble se stabiliser (autour de 0,6 K), bien que la dispersion des conditions atmosphériques ne soit pas encore stabilisée. La dispersion de TG2 augmente plus progressivement car il faut plus de temps pour propager les différences à la couche de sol inférieure. La dispersion de TG2 n'est pas encore stabilisée à 18 UTC. De la même manière, la dispersion de WG1 et WG2 augmente d'analyse en analyse.

La figure 6.6 (a,b) montre la dispersion obtenue après la première prévision de 3 h, pour les paramètres TG1 et WG1, sur le domaine de prévision. Au contraire de la dispersion de température de surface qui est répartie sur l'ensemble du domaine, la dispersion du contenu en eau du sol est très localisée, et liée à la dispersion des précipitations (fig. 6.6 c). La figure 6.7 montre la dispersion des analyses de TG1 et WG1 à 00, 06, 12 et 18 UTC. Celles-ci évoluent avec le passage de la perturbation en avant du front et les précipitations associées. Il faut attendre que les précipitations aient largement progressé, à 18 UTC le 6 septembre 2010, pour obtenir une dispersion étendue à tout le domaine. D'autre part, les faibles différences entre la première prévision 3 h (fig. 6.6 b) et l'analyse de surface suivante (fig. 6.7 e) montrent que l'assimilation de surface (qui utilise les mêmes observations pour tous les membres de PERTOBS-ATM) a peu d'impact sur le contenu en eau du sol.

TABLE 6.2 : Dispersion moyenne des analyses de surface produites par PERTOBS-ATM au cours d'un cycle d'assimilation.

	TG1 (K)	TG2 (K)	WG1 (kg.kg ⁻¹)	WG2 (kg.kg ⁻¹)
5/09, 21 UTC	0	0	0	0
6/09, 00 UTC	0,37	0,03	0,002	0,00009
6/09, 03 UTC	0,44	0,06	0,003	0,00015
6/09, 06 UTC	0,41	0,09	0,004	0,00022
6/09, 09 UTC	0,58	0,10	0,006	0,00061
6/09, 12 UTC	0,77	0,12	0,009	0,00050
6/09, 15 UTC	0,71	0,14	0,014	0,00091
6/09, 18 UTC	0,52	0,15	0,021	0,00117

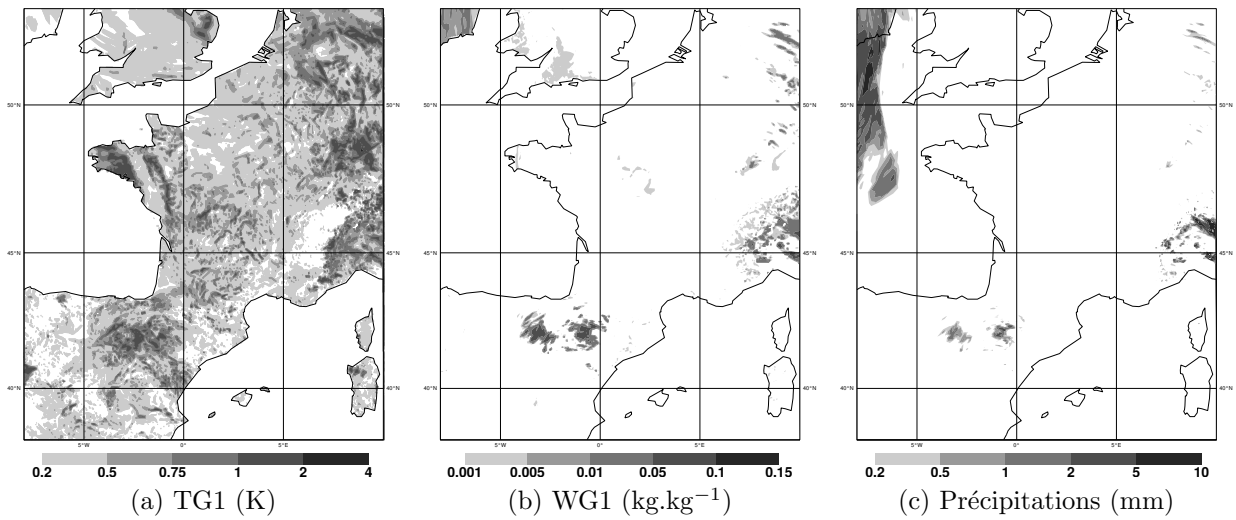


FIG. 6.6 : Dispersion (a) de température et (b) d'humidité du sol (TG1, WG1) de l'ensemble PERTOBS-ATM après une prévision 3 h. Dispersion des cumuls 3 h de précipitations à 00 UTC le 6 septembre 2010 (c).

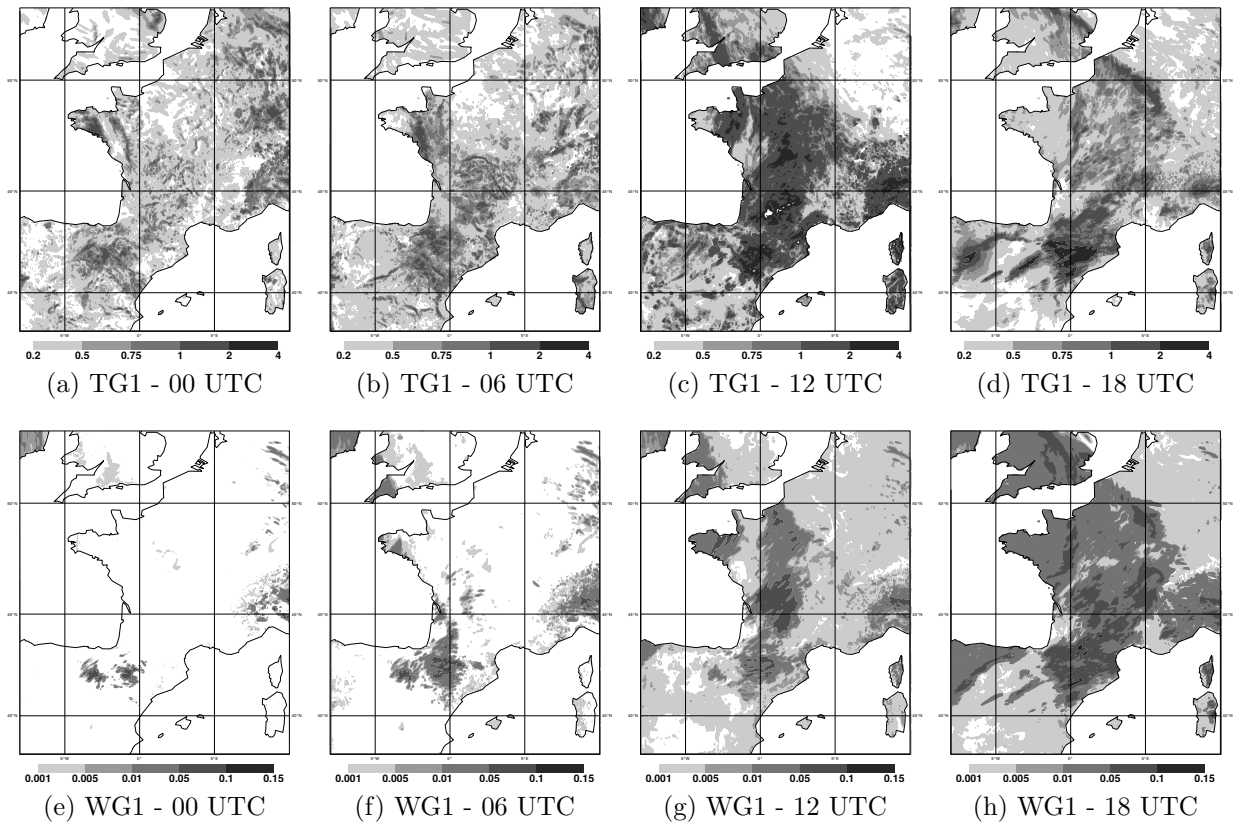


FIG. 6.7 : Dispersion de l'ensemble PERTOBS-ATM pour l'analyse (a-d) de température du sol (TG1, K) et (e-h) de contenu en eau du sol (WG1, kg.kg⁻¹) à 00, 06, 12, 18 UTC le 6 septembre 2010.

6.2.2 Croissance des perturbations de surface dans un cycle d'assimilation

L'assimilation d'observations perturbées au cours de l'analyse de surface produit des différences de température et d'humidité du sol, comme dans l'ensemble PERTOBS-ATM, mais aussi de température de surface de la mer (SST). Nous rappelons qu'ici seule l'assimilation de surface utilise des observations perturbées. Le tableau 6.3 montre l'évolution de la dispersion moyenne des conditions initiales de surface au cours du cycle d'assimilation. La figure 6.8 montre la dispersion obtenue à 00 UTC et en fin de cycle, à 18 UTC le 6 septembre 2010, pour la température et le contenu en eau du sol ainsi que la température de surface de la mer.

TABLE 6.3 : Dispersion moyenne des analyses de surface produites par PERTOBS-SURF au cours d'un cycle d'assimilation.

	TG1 (K)	TG2 (K)	WG1 (kg.kg ⁻¹)	WG2 (kg.kg ⁻¹)	SST (K)
5/09, 21 UTC	0,41	0,06	0,000003	0,000005	0,25
6/09, 00 UTC	0,43	0,10	0,0003	0,00005	0,30
6/09, 03 UTC	0,45	0,13	0,0006	0,0001	0,33
6/09, 06 UTC	0,45	0,14	0,0010	0,0002	0,32
6/09, 09 UTC	0,50	0,15	0,0018	0,0001	0,31
6/09, 12 UTC	0,58	0,16	0,0032	0,0004	0,34
6/09, 15 UTC	0,58	0,16	0,0048	0,0006	0,39
6/09, 18 UTC	0,54	0,17	0,0092	0,0007	0,37

La dispersion obtenue pour les températures du sol (TG1 et TG2) est du même ordre de grandeur que dans l'ensemble PERTOBS-ATM. Toutefois, on observe des différences de répartition spatiale de cette dispersion. La dispersion de PERTOBS-ATM est plus faible sur l'Allemagne et l'Espagne au sud de 40°N, et plus forte sur les régions traversées par la perturbation (figs. 6.7 d et 6.8 a). Les très faibles dispersions moyennes obtenues pour WG1 et WG2 en début de cycle confirment que l'assimilation de surface a très peu d'impact sur le contenu en eau du sol. La dispersion obtenue pour WG1 (fig. 6.8 b et d) est nettement inférieure à celle produite par l'expérience PERTOBS-ATM (fig. 6.7 e et h), mais les régions ayant une dispersion plus importante sont les mêmes que pour l'expérience PERTOBS-ATM, même à 00 UTC. Le contenu en eau du sol est donc essentiellement modifié par les différences atmosphériques induites par les modifications de surface plus que par l'assimilation d'observations perturbées dans le schéma de surface.

Au contraire de la dispersion de WG1 qui est liée aux précipitations, à 00 UTC, après la seconde analyse de surface utilisant des observations perturbées, la dispersion de température du sol (TG1) est plus homogène spatialement (fig. 6.8 a). On remarque encore des patches de dispersion plus importante liés à l'assimilation des observations perturbées. À 18 UTC (fig. 6.8 d), quelques patches montrent encore l'impact direct de l'assimilation d'observations perturbées, mais l'essentiel de la dispersion semble lié aux conditions atmosphériques et au passage du front : le système s'équilibre progressivement entre les perturbations de surface appliquées par l'assimilation d'observations perturbées et les mo-

difications atmosphériques qui en résultent.

La SST n'évolue pas au cours d'une prévision. La SST est modifiée au cours de l'analyse de surface, produite à partir de l'analyse OSTIA et des quelques observations in-situ disponibles. L'analyse OSTIA n'étant pas perturbée, et les observations étant très peu nombreuses, la dispersion de SST produite par l'ensemble (fig. 6.8 c,f) a les mêmes caractéristiques à 18 UTC qu'en début de cycle à 00 UTC, notamment une grande échelle spatiale et une amplitude similaires.

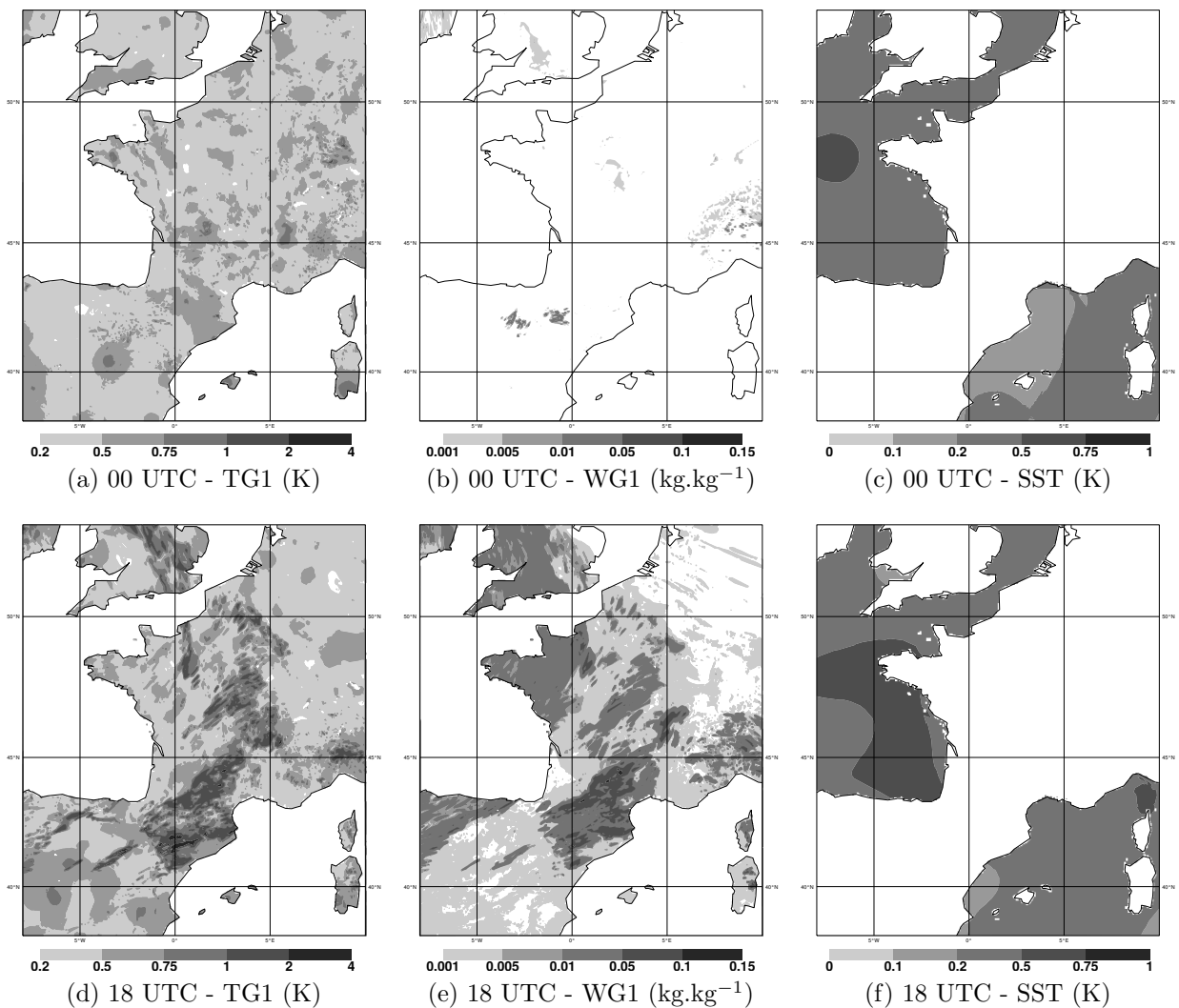


FIG. 6.8 : Dispersion des analyses de surface de l'ensemble PERTOBS-SURF à (a-c) 00 et (d-e) 18 UTC le 6 septembre 2010, pour (a,d) la température du sol (K), (b,e) l'humidité du sol (kg.kg⁻¹) et (c,f) la température de surface de la mer (K).

6.2.3 Impact des perturbations de surface obtenues par les assimilations d'ensemble sur les prévisions AROME

Pour analyser l'impact des perturbations des conditions de surface obtenues sur les prévisions atmosphériques, deux ensembles ont été lancés le 6 septembre à 18 UTC, à partir d'un unique état initial de l'atmosphère et de conditions aux limites identiques pour chaque membre, mais utilisant les analyses de surface produites par les deux cycles d'assimilation présentés. Les figures 6.9 et 6.10 montrent, à 3 h et 12 h d'échéance respectivement, la dispersion de chaque ensemble pour la température à 2 m, l'humidité spécifique et la vitesse du vent à 950 hPa.

Après 3 heures de simulation, les perturbations des conditions de surface ont généré des différences importantes de T_{2m} sur terre. La dispersion en T_{2m} approche 0,5 K sur un large arc allant du nord de l'Espagne au nord de la France, et dépasse localement 1 K. La dispersion d'humidité spécifique à 950 hPa est encore faible, mais co-localisée avec la dispersion de T_{2m} . L'impact sur la vitesse du vent est encore très faible.

Pour l'ensemble PERTOBS-SURF, les différences sur terre touchent les mêmes régions que pour PERTOBS-ATM, mais sont d'amplitude plus faible, ce qui est en accord avec l'amplitude des perturbations initiales notée précédemment. L'impact des perturbations de température de surface de la mer est important, tant pour la T_{2m} que pour l'humidité spécifique à 950 hPa.

À l'échéance 12 h, la dispersion de l'ensemble PERTOBS-ATM pour la température à 2 m et l'humidité spécifique à 950 hPa a nettement diminué, et est co-localisée avec les régions d'instabilité atmosphérique ou sujettes à de la convection. Seule la dispersion de la vitesse du vent à 950 hPa a augmenté, comme construite par le modèle à partir des différences atmosphériques visibles après 3 h de simulation. On retrouve le comportement de l'ensemble PERTOBS-ATM étudié dans la partie II, ce qui laisse penser que les perturbations issues de la surface ont moins d'impact à cette échéance et que la dispersion résulte surtout des différences atmosphériques créées durant les trois premières heures de prévision. La dispersion moyenne de surface après 3 h de prévision n'est plus que de 0,13 K pour TG1 (soit une diminution de 75%), et 0,015 kg.kg⁻¹ pour WG1 (diminution de 30%). La couche de sol inférieure a plus d'inertie et maintient sa dispersion initiale au cours des trois premières heures, mais elle a aussi moins d'effet sur l'atmosphère.

L'ensemble PERTOBS-SURF montre un comportement différent. La température et l'humidité de la première couche de sol perdent aussi rapidement leur dispersion (diminution de 80% pour TG1, 30% pour TG2 à l'échéance 3 h). Mais la SST n'évoluant pas pendant la prévision, les perturbations initiales sont maintenues au cours de la prévision, et la dispersion atmosphérique de l'ensemble sur mer se renforce sensiblement. On observe notamment une forte dispersion en humidité spécifique sur la Méditerranée, au niveau du flux de basses couches qui advecte de l'air chaud et humide vers le Massif Central, ce qui peut avoir un impact important sur la prévision du HPE.

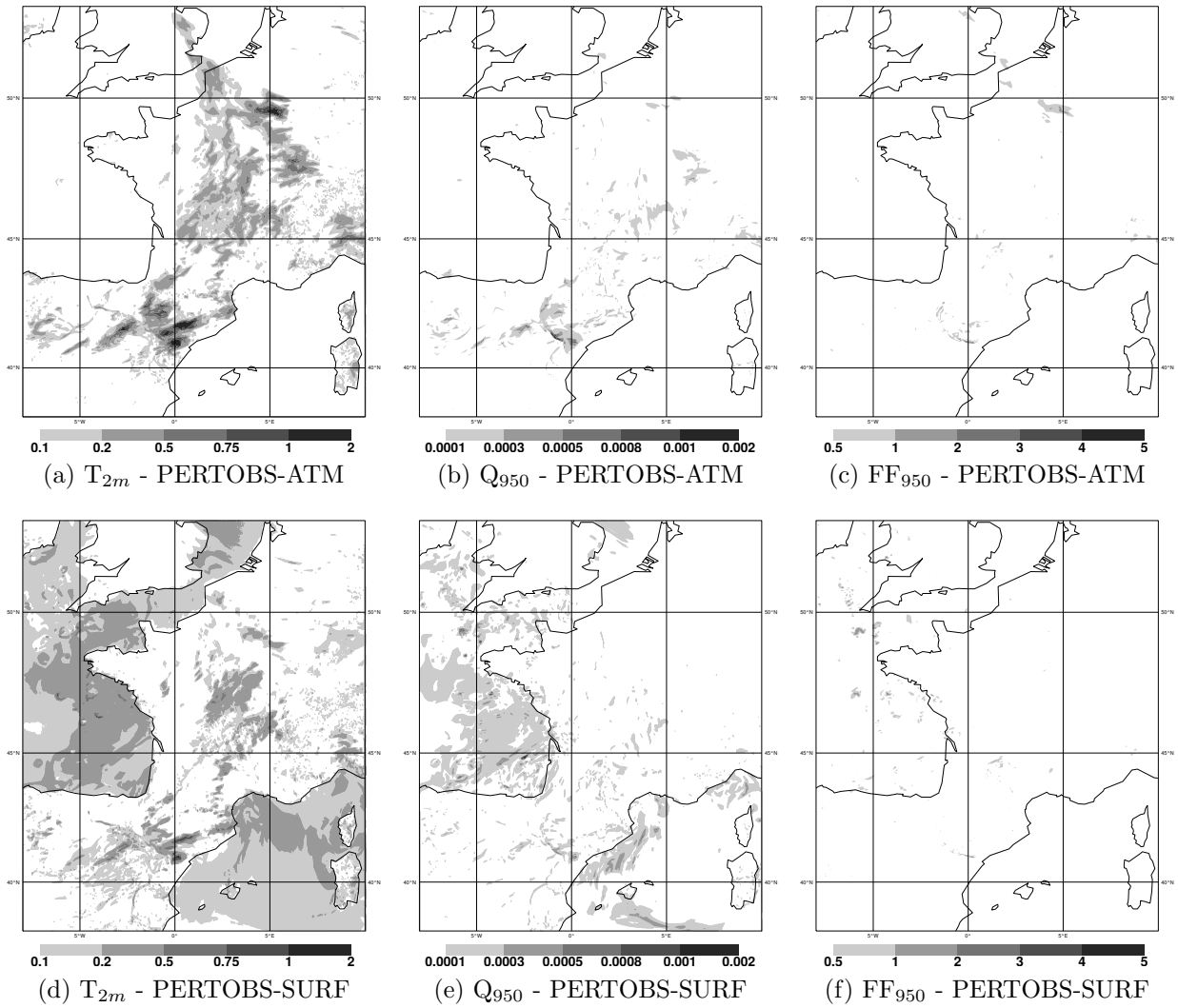


FIG. 6.9 : Dispersion (a,d) de température à 2 m (K), (b,e) d'humidité spécifique (kg.kg^{-1}) et (c,f) de vitesse du vent à 950 hPa (m.s^{-1}), après 3 h de simulation, pour les ensembles (a-c) PERTOBS-ATM et (d-f) PERTOBS-SURF.

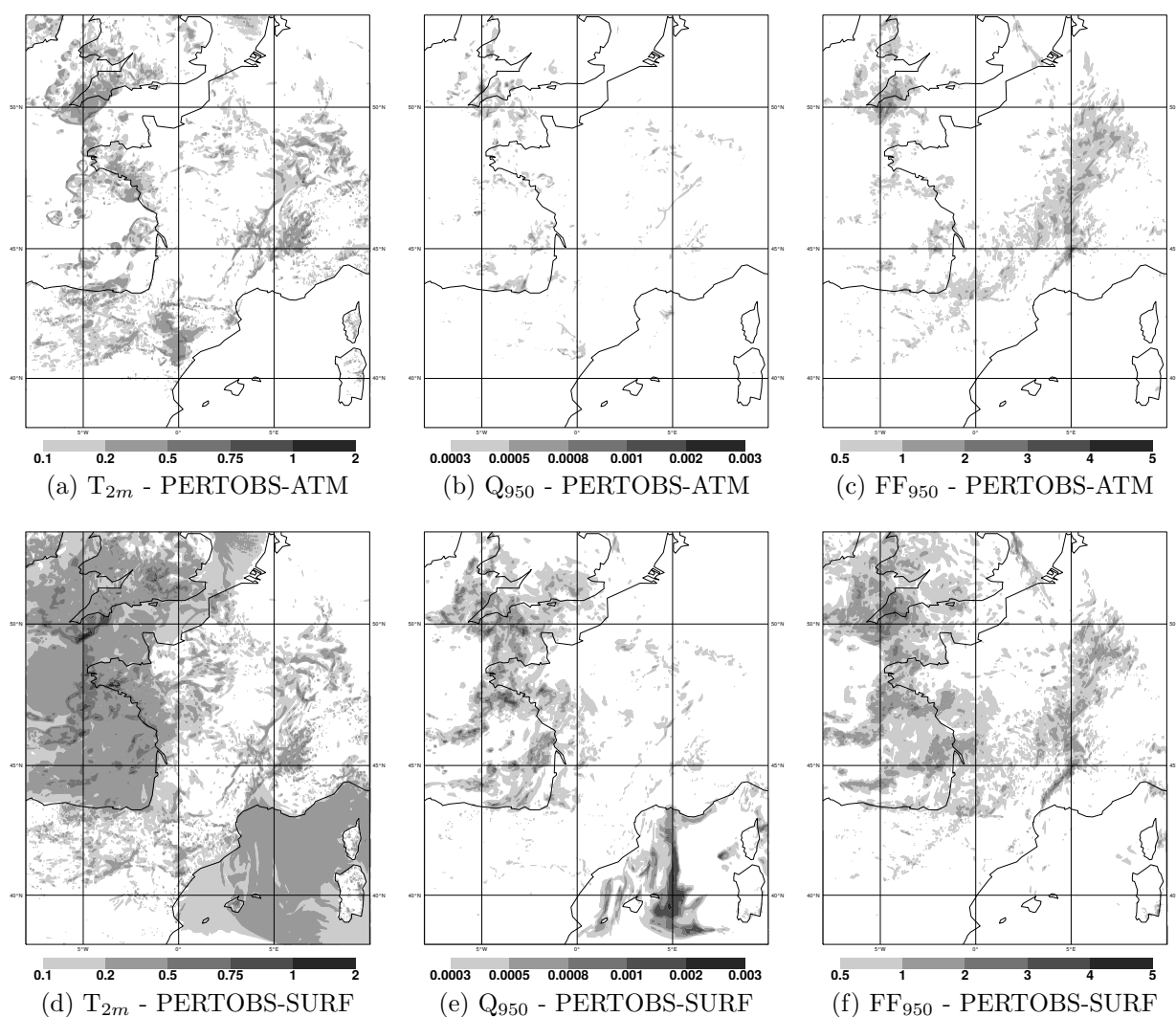


FIG. 6.10 : Dispersion (a,d) de température à 2 m (K), (b,e) d'humidité spécifique (kg.kg^{-1}) et (c,f) de vitesse du vent à 950 hPa (m.s^{-1}), après 12 h de simulation, pour les ensembles (a-c) PERTOBS-ATM et (d-f) PERTOBS-SURF.

6.2.4 Impact des perturbations aléatoires des paramètres pronostiques sur les prévisions AROME

Dans les ensembles PERTOBS-ATM et PERTOBS-SURF, la température et l'humidité du sol ainsi que la SST sont perturbées simultanément. La comparaison des ensembles PE-ALL, PE-TG, PE-WG et PE-SST permet de détailler l'impact de chacun de ces paramètres perturbé séparément. La figure 6.11 représente la dispersion initiale de l'ensemble PE-ALL pour les paramètres TG1, WG1, SST. Pour l'humidité du sol, cette méthode produit une dispersion moyenne de l'ordre de $0,001 \text{ kg.kg}^{-1}$, dont la répartition spatiale est plus homogène que pour les expériences PERTOBS-ATM et PERTOBS-SURF. La dispersion moyenne de TG1 est de $0,63 \text{ K}$, et celle de SST $0,43 \text{ K}$.

La figure 6.12 présente les dispersions de température à 2 m, humidité spécifique à 950 hPa et précipitations cumulées sur 12 h pour les prévisions à 12 h des quatre ensembles. L'ensemble PE-SST contient l'essentiel de la dispersion observée dans l'ensemble PE-ALL. L'impact sur l'humidité spécifique à 950 hPa est remarquable, comme pour l'ensemble PERTOBS-SURF, et se retrouve dans la dispersion des précipitations. Les perturbations de la SST, à travers les modifications du flux de basses couches, ont un effet important sur les prévisions de précipitations associées au HPE. On retrouve donc ici l'impact important de la SST montré par Lebeaupin et al. (2006) et présenté au chapitre 1. Les perturbations de température du sol apportent de la dispersion supplémentaire sur terre, près du front froid sur lequel les perturbations de SST ont peu d'impact (voir le cumul de précipitations et la température à 2 m). Les perturbations appliquées à l'humidité du sol n'ont pas d'effet significatif sur la prévision.

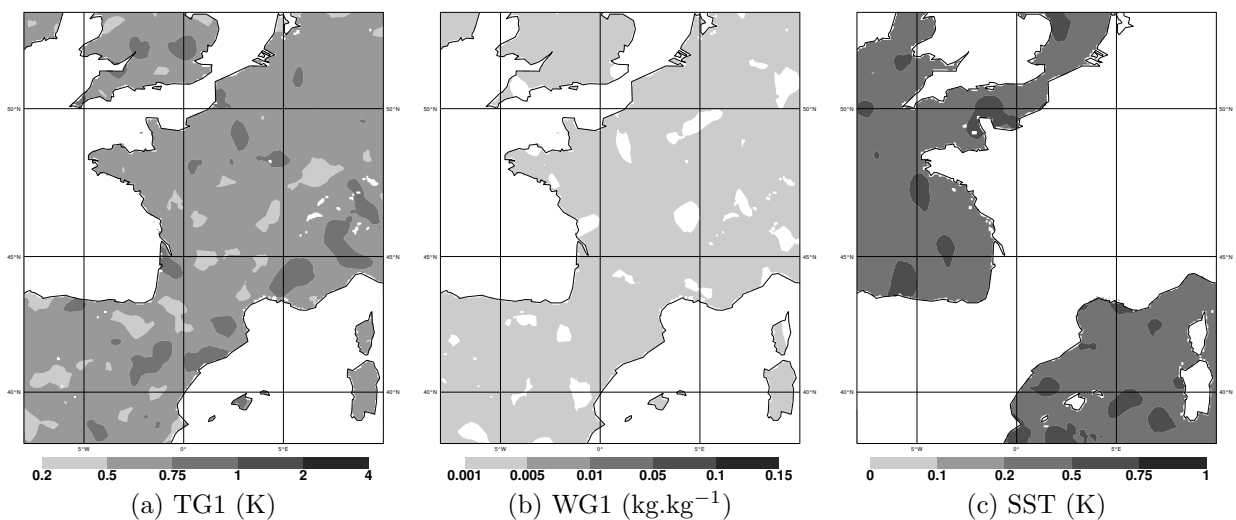


FIG. 6.11 : Dispersion initiale (a) de température du sol (K), (b) d'humidité du sol (kg.kg^{-1}) et (c) de température de surface de la mer (K) pour l'ensemble PE-ALL.

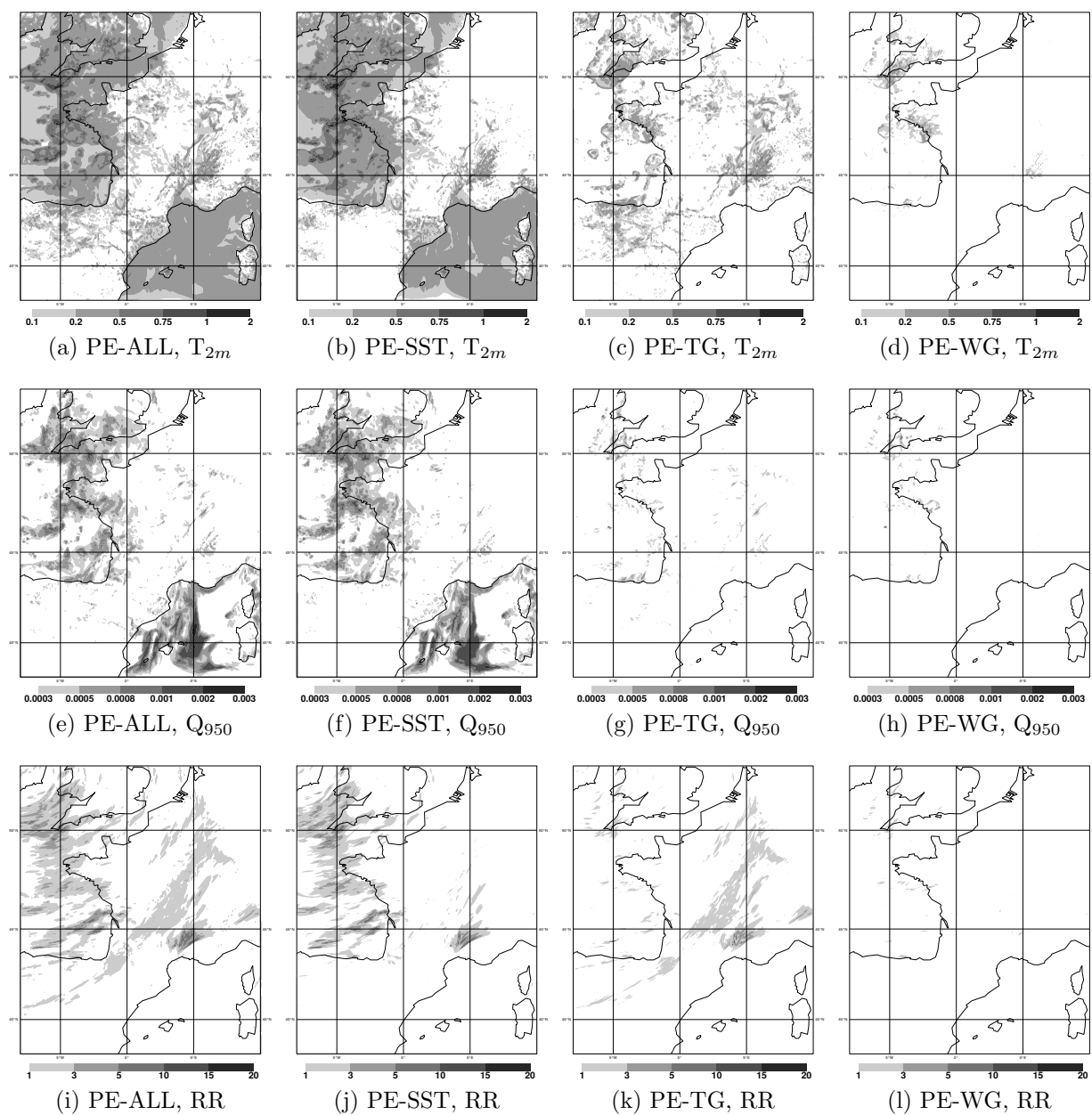


FIG. 6.12 : Dispersion (a–d) de température à 2 m (K), (e–h) d’humidité spécifique à 950 hPa (kg.kg^{-1}) et (i–l) de cumul de précipitations sur 12 h (mm), pour les ensembles (a,e,i) PE-ALL, (b,f,j) PE-SST, (c,g,k) PE-TG et (d,h,l) PE-WG, à l’échéance 12 h, valable à 06 UTC le 7 septembre 2010.

6.2.5 Incertitude provenant des paramètres physiographiques

Une partie de l'incertitude associée à la modélisation des flux de chaleur entre la surface et l'atmosphère est reliée aux caractéristiques de la surface. Cette part de l'incertitude est étudiée ici à travers l'impact de perturbations aléatoires des paramètres présentés précédemment.

Capacité thermique de la végétation

La dispersion de C_v résultant des perturbations aléatoires appliquées dans PE-CV est présentée fig. 6.13 (a). La figure 6.14 présente d'une part l'évolution de la TG1 au cours des trois premières heures de la simulation de référence (a), et d'autre part la dispersion de TG1 produite par l'ensemble PE-CV après 3 h de prévision (b). On observe bien la corrélation importante entre forte évolution de la température du sol pendant la période et forte dispersion produite par l'ensemble PE-CV.

La dispersion de l'ensemble à échéance 12 h est présentée figure 6.15 (a–d). La perturbation de C_v a un impact important sur la température à 2 m (fig. 6.15 a), et produit plus de dispersion que la perturbation directe de la température du sol (fig. 6.12 c), grâce à son impact continu au cours de la simulation, alors que les perturbations de température du sol sont fortement réduites dès les premières heures de prévision. La dispersion en TG1 de l'ensemble PE-CV à échéance 3 h (fig. 6.14 b, 0,15 K en moyenne) est d'ailleurs déjà plus importante que celle produite par les ensembles PE-TG (0,09 K en moyenne) et PERTOBS (0,13 K en moyenne). Les perturbations de C_v modifient donc rapidement la température de surface, et donc la T_{2m} , mais il faut plus de temps ensuite pour que les perturbations atmosphériques croissent, et la dispersion du cumul de précipitations à échéance 12 h est légèrement inférieure à celle que produisent les perturbations directes de TG.

Résistance de surface minimale et indice foliaire

La figure 6.13 (b, c) présente la dispersion de R_{smin} et de LAI obtenue par les perturbations mises en place, et la dispersion de chaque ensemble à échéance 12 h est présentée figure 6.15. Les deux paramètres agissent sur le calcul de flux à travers le calcul de la résistance de surface, et leur perturbation produit des résultats très similaires. Les deux ensembles PE-RSMIN et PE-LAI ont très peu de dispersion, et celle-ci est localisée sur les régions déjà identifiées sur tous les ensembles comme ayant une très forte sensibilité aux petites perturbations appliquées. Le peu d'impact des perturbations de R_{smin} et de LAI sur les prévisions AROME pour ce cas d'étude peut s'expliquer par des conditions atmosphériques peu propices à de l'évaporation de surface, et ces perturbations devraient être testées pour des conditions atmosphériques plus sèches et ensoleillées.

Longueurs de rugosité

La dispersion de $z0_{veg}$ et $z0_{rel}$ obtenue par les perturbations aléatoires est présentée figure 6.16. La dispersion produite par les ensembles à échéance 12 h est montrée figure 6.17. La perturbation des deux paramètres a un impact similaire, l'ensemble PE-ZOREL produisant systématiquement légèrement plus de dispersion, probablement parce que l'amplitude des perturbations est plus importante. À l'exception de la température à 2 m, les deux paramètres ont un impact du même ordre que celui de C_v à échéance 12 h.

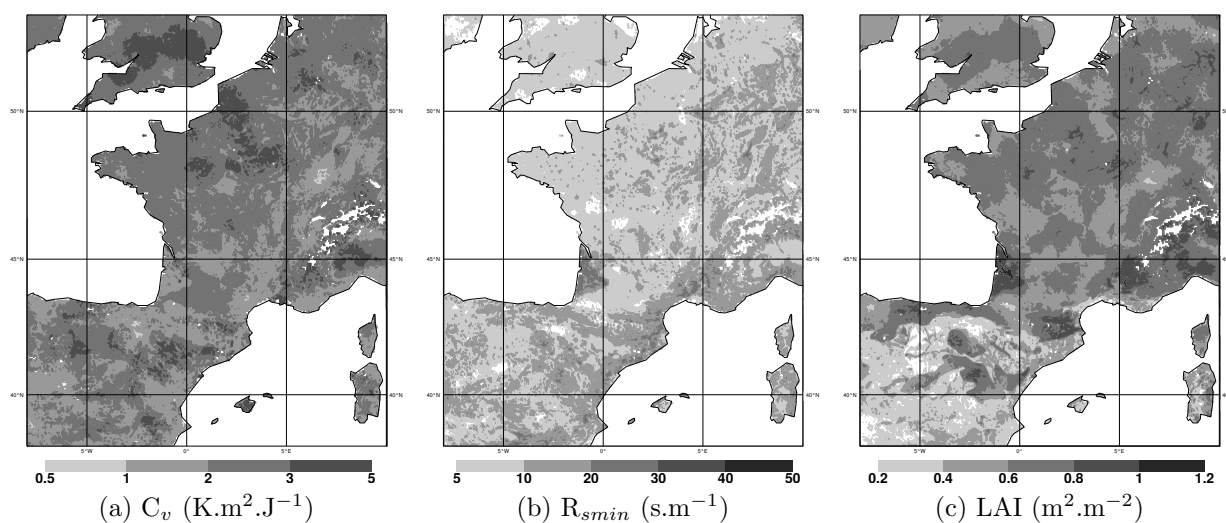


FIG. 6.13 : Dispersion de (a) la capacité thermique de la végétation ($\text{K.m}^2.\text{J}^{-1}$) pour l'ensemble PE-CV, (b) de résistance de surface minimale (s.m^{-1}) pour l'ensemble PE-RSMIN et (c) d'indice foliaire ($\text{m}^2.\text{m}^{-2}$) pour l'ensemble PE-LAI.

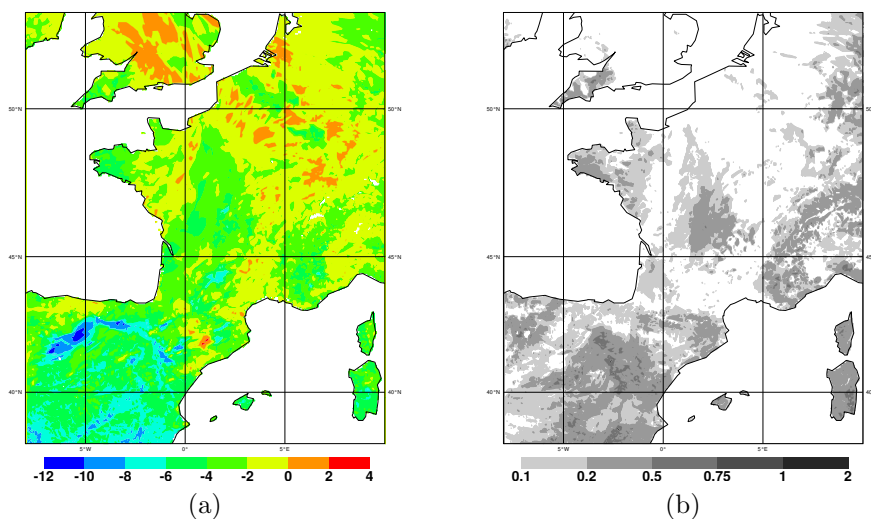


FIG. 6.14 : (a) Évolution de la température de surface (TG1, K) de 18 à 21 UTC le 6 septembre 2010 dans la prévision de contrôle. (b) Dispersion de la température de surface (TG1, K) à 21 UTC le 6 septembre 2010 pour l'ensemble PE-CV.

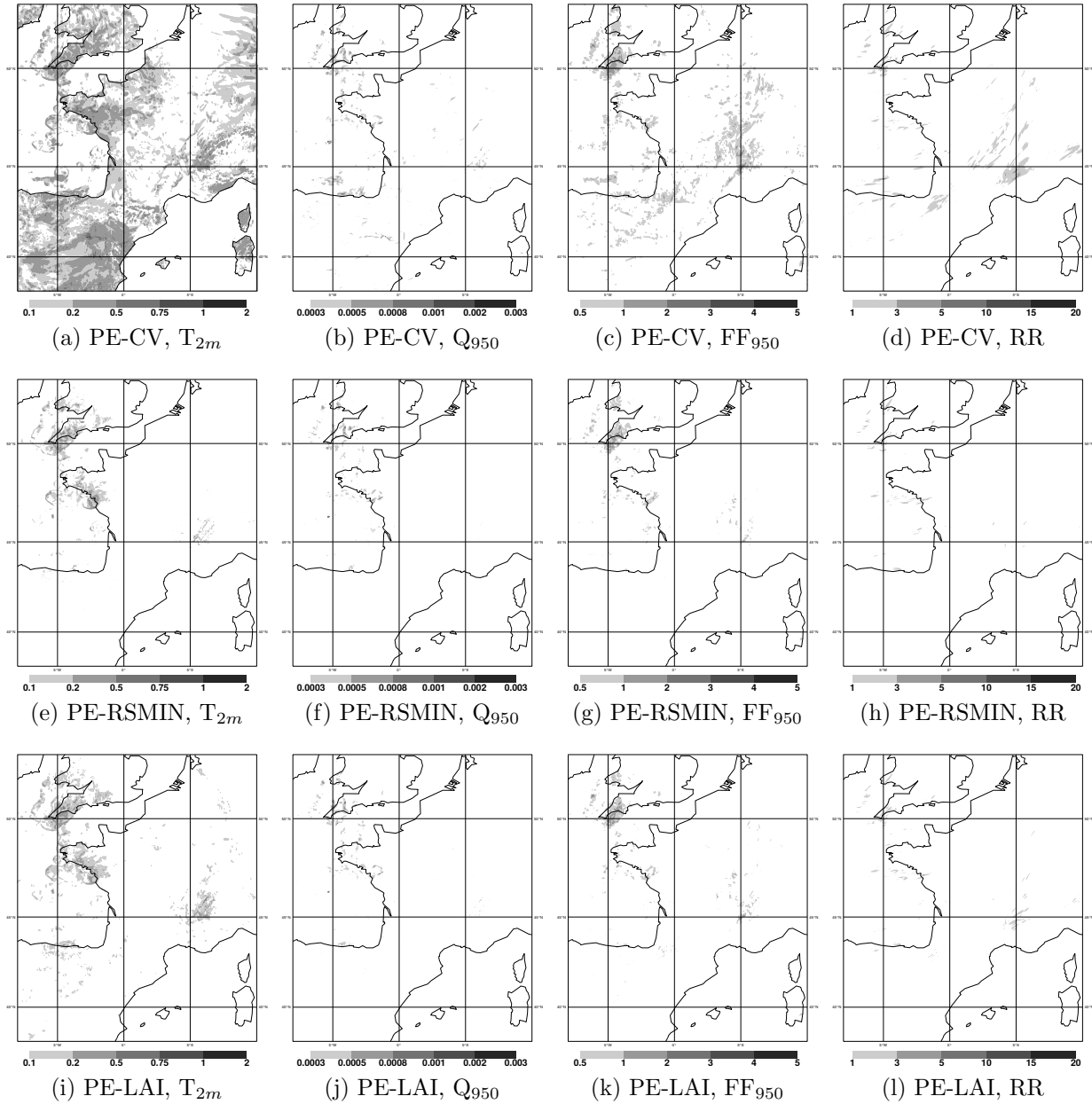


FIG. 6.15 : Dispersion (a,e,i) de température à 2 m (K), (b,f,j) d'humidité spécifique (kg.kg^{-1}), (c,g,k) de vitesse du vent (m.s^{-1}) à 950 hPa, et (d,h,l) de cumul de précipitations sur 12 h (mm), pour les ensembles (a-d) PE-CV, (e-h) PE-RSMIN et (i-l) PE-LAI, à l'échéance 12 h, valable à 06 UTC le 7 septembre 2010.

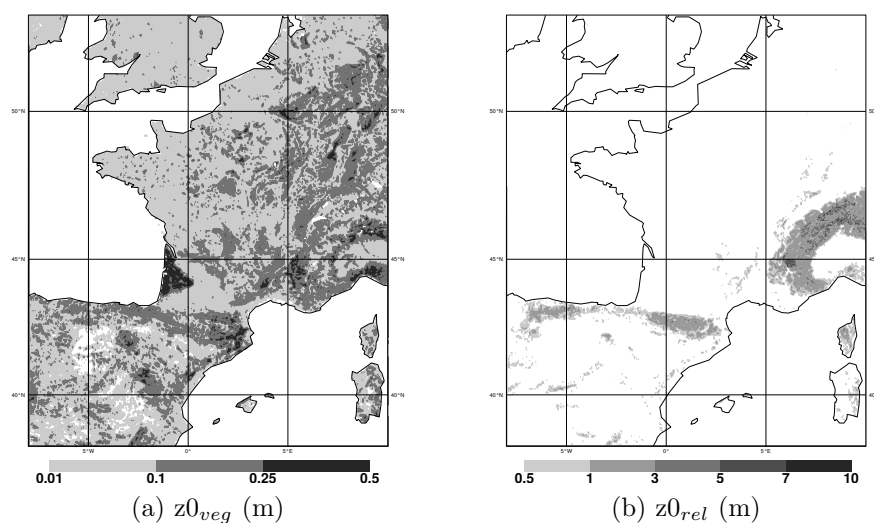


FIG. 6.16 : Dispersion (a) de longueur de rugosité associée à la végétation (m) pour l'ensemble PE-ZOVEG, et (b) de longueur de rugosité associée à l'orographie sous-maille (m) pour l'ensemble PE-ZOREL.

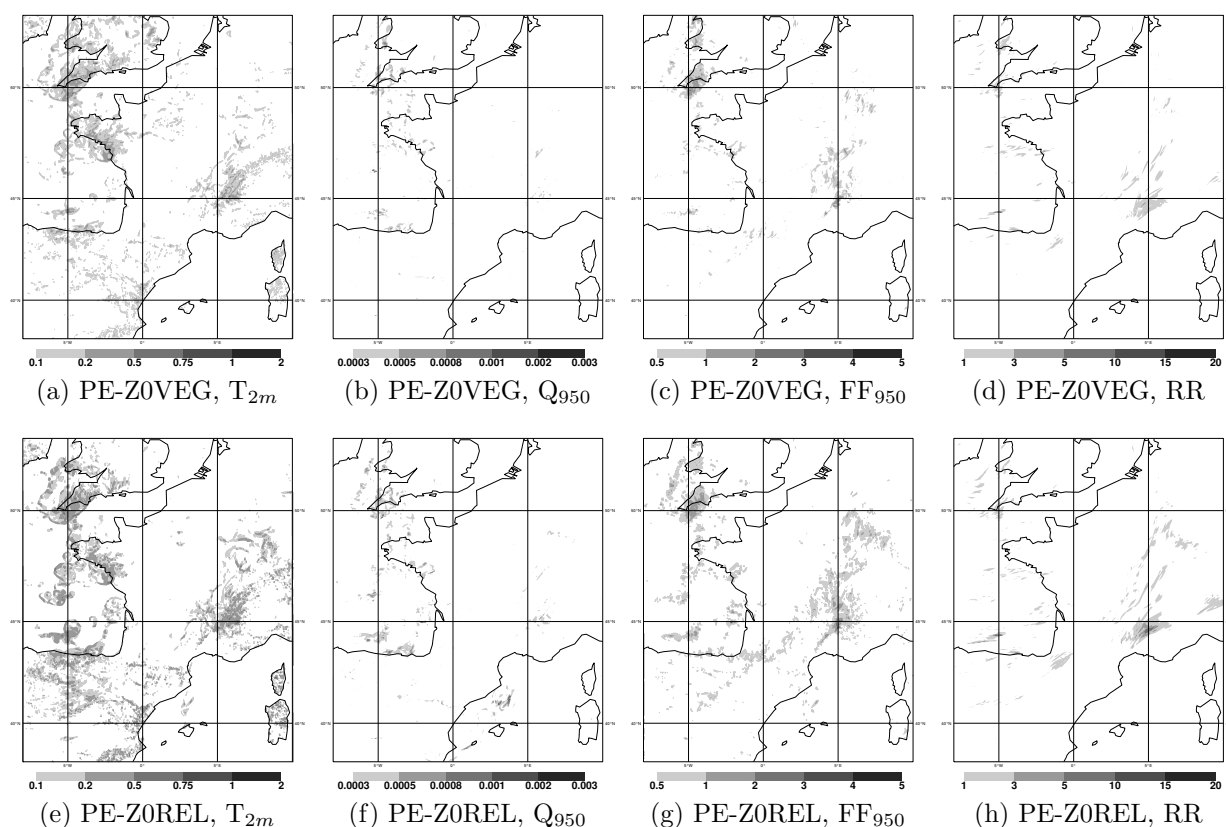


FIG. 6.17 : Dispersion (a,e) de température à 2 m (K), (b,f) d'humidité spécifique (kg.kg^{-1}), (c,g) de vitesse du vent (m.s^{-1}) à 950 hPa, et (d,h) de cumul de précipitations sur 12 h (mm), pour les ensembles (a-d) PE-ZOVEG et (e-h) PE-ZOREL, à l'échéance 12 h, valable à 06 UTC le 7 septembre 2010.

6.3 Conclusion

La sensibilité des prévisions AROME à différents paramètres de surface a été évaluée à l'aide de prévisions d'ensemble ciblant chaque paramètre individuellement, ainsi que deux expériences utilisant un cycle d'assimilation perturbé pour établir les conditions initiales de surface. Ces tests, bien que menés sur un unique cas d'étude, la nuit du 6 au 7 septembre 2010, ont mis en évidence les différences de comportement de l'ensemble selon le paramètre perturbé.

Les paramètres pronostiques de surface (température et contenu en eau du sol) évoluent pendant la prévision, en lien avec les paramètres atmosphériques. Ainsi, des perturbations des conditions atmosphériques (obtenues ici par une assimilation d'ensemble atmosphérique) produisent des différences de température et d'humidité du sol. En utilisant l'assimilation de surface maintenant disponible dans AROME plutôt qu'en rappelant la surface d'AROME vers l'analyse du modèle coupleur, ces différences persistent au cours du cycle d'assimilation, produisant ainsi simplement des conditions de surface différentes pour chaque membre.

La même méthode d'assimilation d'ensemble peut également être appliquée au schéma d'assimilation de surface. Les observations de température et d'humidité à 2 m, ainsi que quelques observations de température de surface de la mer, sont perturbées et produisent des différences d'analyse de température et de contenu en eau du sol, ainsi que de température de surface de la mer. Au bout d'un cycle d'assimilation d'une journée, la dispersion de température du sol ainsi obtenue est du même ordre que par la perturbation de l'atmosphère. Cette méthode a en revanche très peu d'impact sur l'humidité du sol qui, au cours du cycle d'assimilation, n'acquiert sa dispersion que progressivement, après que les perturbations de température de surface ont généré des différences de conditions atmosphériques.

Ces perturbations initiales de surface ont été testées dans un ensemble utilisant des conditions aux limites et des conditions initiales atmosphériques identiques pour chaque membre, pour réaliser une prévision à échéance 12h. La dispersion de température du sol est réduite de 75% en seulement trois heures de prévision sous l'effet des conditions atmosphériques initialement identiques. Ensuite, la dispersion de l'ensemble n'est plus créée par les différences de surface, mais évolue à partir des différences atmosphériques générées pendant ces premières heures. En revanche, les perturbations de température de surface de la mer, qui n'évoluent pas au cours de la prévision, ont un impact plus important tout au long de la prévision. Dans ce cas d'étude, les perturbations de SST produisent une dispersion importante d'humidité spécifique dans le flux de basses-couches sur la Méditerranée.

L'analyse de l'impact individuel de chacun de ces trois paramètres montre que les perturbations de SST expliquent la plus grande part de la dispersion atmosphérique, tant sur mer que pour les fortes précipitations sur le sud-est. Les perturbations de température du sol sont importantes surtout pour les courtes échéances, et complémentaires des perturbations de SST : dans ce cas, elles ont un impact sur le front froid qui traverse la France, sur lequel les perturbations de SST n'ont pas d'effet. Les perturbations de contenu en eau du sol semblent avoir moins d'impact sur les prévisions.

Les paramètres physiographiques, utiles au calcul des flux entre la surface et l'atmosphère, sont fixés à une valeur climatologique selon la saison et n'évoluent pas au cours de la prévision. Parmi les paramètres étudiés, la capacité thermique de la végétation a le

plus d'impact sur les prévisions. À 12 h d'échéance, elle produit même plus de dispersion pour la température à 2 m que la perturbation des conditions initiales de température du sol. Comme les perturbations de SST, les perturbations de C_v ont un impact au cours de toute la simulation, et les deux sont très complémentaires, agissant sur des régions différentes.

Les perturbations de la résistance de surface minimale et de l'indice foliaire, caractéristiques de la végétation, produisent très peu de dispersion des prévisions pour ce cas d'étude. Les deux paramètres ont un effet comparable, puisqu'ils interviennent dans le calcul de la transpiration des plantes. Ce cas est peu propice à une forte transpiration des plantes, et l'impact de ces deux paramètres doit être étudié pour des conditions atmosphériques différentes. Les perturbations des longueurs de rugosité liées à la végétation et à l'orographie sous-maille ont moins d'impact sur les prévisions 12 h que les perturbations de température du sol, de température de surface de la mer, et de capacité thermique de la végétation, mais produisent tout de même une dispersion intéressante notamment pour les fortes pluies sur les Cévennes.

L'étude présentée dans cette partie, conduite pour un seul événement de fortes précipitations, doit être poursuivie et menée pour d'autres conditions météorologiques. Si l'impact des perturbations de LAI et R_{smin} et des modifications d'humidité du sol est très faible pour ce cas, les prévisions seront peut-être beaucoup plus sensibles à ces paramètres pour d'autres phénomènes atmosphériques, comme par exemple des orages isolés en été, lorsque l'évapotranspiration est sans doute plus importante. Remarquons également que les perturbations aléatoires utilisées sont statiques et non corrélées entre les différents paramètres. Il peut être intéressant de mettre en place des perturbations évoluant dans le temps, par exemple si certaines erreurs dépendent du cycle diurne, et de tenir compte des interdépendances entre les paramètres (par exemple entre la longueur de rugosité associée à la végétation et le LAI).

Ce seul cas d'étude fournit toutefois des indications intéressantes pour la prévisibilité des événements fortement précipitants et la prise en compte des incertitudes liées aux conditions de surface dans les ensembles à échelle convective. Les prévisions AROME, notamment, mais pas uniquement, pour les HPE, semblent très sensibles à la température de surface de la mer. Il paraît donc indispensable, pour bien échantillonner l'incertitude dans un ensemble AROME, de prendre en compte l'incertitude portant sur la SST. La perturbation de certains paramètres physiographiques, comme l'inertie thermique de la végétation, est intéressante également, leur impact étant continu au cours de la prévision.

Chapitre 7

Évaluation hydro-météorologique d'un système de prévision d'ensemble

Contenu

7.1	Résumé de l'article	160
7.2	Article	161

7.1 Résumé de l'article : Évaluation hydro-météorologique d'un système de prévision d'ensemble à échelle convective pour les événements fortement précipitants méditerranéens

Cet article, publié dans la revue *Natural Hazards and Earth System Sciences* (NHES), a pour objectif de montrer l'impact de la prise en compte simultanée des différentes sources d'incertitude étudiées précédemment. Pour cela, la période et deux des trois cas d'études sont les mêmes qu'au chapitre 3, et les ensembles utilisent une configuration similaire. Les ensembles E1 et E2 (respectivement AROME-PEARP2 et AROME-PERTOBS dans Vié et al., 2011) servent de référence.

Un ensemble E3 tient compte simultanément de l'incertitude provenant des conditions initiales et aux limites, en combinant les techniques utilisées pour E1 et E2 : chaque cycle d'assimilation AROME utilise des observations perturbées, et des conditions de couplage provenant d'un membre de la PEARP. L'évaluation statistique de cet ensemble sur la période de 18 jours du 15 octobre au 1^{er} novembre 2008 montre une nette amélioration de la dispersion par rapport à E1 et E2. Il est bénéfique de prendre en compte simultanément les incertitudes provenant des conditions initiales et des conditions aux limites. L'amélioration est surtout importante pour des échéances moyennes (6 à 12 h), pour lesquelles l'ensemble E2 a déjà perdu l'essentiel de sa dispersion, et l'ensemble E1 n'en a pas encore suffisamment. Pour des échéances plus longues, l'impact plus fort des conditions aux limites fait que les ensembles E1 et E3 ont le même comportement.

Un autre ensemble, E4, prend de surcroît en compte une partie de l'erreur de modélisation, associée au schéma de microphysique chaude. Nous avons repris la méthode de perturbation des tendances d'autoconversion (conversion des gouttelettes d'eau nuageuse en gouttelettes d'eau de pluie), d'accrétion (collecte de gouttelettes d'eau par les gouttes d'eau de pluie par collision) et d'évaporation de la pluie, développée au chapitre 5. Aucune différence statistique n'a pu être mise en évidence entre E3 et E4. Les perturbations microphysiques appliquées ne jouent que sur les fortes précipitations, leur effet n'est pas visible en moyenne sur une période longue.

En plus de l'évaluation statistique classique des prévisions météorologiques, l'article met en place un processus innovant d'évaluation hydro-météorologique des prévisions d'ensemble pour les cas de fortes précipitations. Des diagrammes d'intensités maximales de précipitations permettent une comparaison à différentes échelles spatiales et temporelles des champs de précipitations prévus par les ensembles. Les prévisions de précipitations sont ensuite utilisées en entrée d'un système de prévision d'ensemble de débits pour trois bassins versants de la région Cévennes-Vivarais (voir Vincendon et al., 2011), afin d'étudier l'apport des ensembles pour la prévision des crues-éclair.

L'analyse des prévisions de précipitations 24 h produites par les différents ensembles pour 3 cas d'étude (20, 21–22 octobre, 1–2 novembre 2008) montre des différences entre E1 et E3, donc l'impact de la prise en compte simultanée des incertitudes portant sur les conditions initiales et aux limites. Cet impact est très faible pour le cas des 1–2 novembre, qui présente un forçage synoptique et orographique très fort. Il est le plus marqué pour le cas du 20 octobre, pour lequel le forçage synoptique est plus faible, et les conditions initiales et

les processus physiques plus importants. L'impact des perturbations microphysiques dans E4 n'est visible que pour ce cas du 20 octobre 2008.

Les diagrammes d'intensités maximales de précipitations montrent, pour différentes durées et surfaces de cumul, les intensités maximales observées ou prévues. Ils permettent donc de comparer la structure spatio-temporelle des précipitations dans différentes prévisions et dans les observations. Les diagrammes calculés à partir des observations des cas des 21–22 octobre et 1–2 novembre montrent la stationarité des systèmes pendant plusieurs heures, au contraire du cas du 20 octobre dont le diagramme indique que les précipitations ont duré moins longtemps. L'erreur moyenne des intensités maximales des différents ensembles ne montre pas de différences entre les ensembles E1, E3 et E4. L'ajout des perturbations de conditions initiales, puis des paramétrisations microphysiques ne change donc pas le comportement moyen des ensembles.

En revanche, les différences entre les trois cas d'étude sont importantes. Pour le cas du 20 octobre, les diagrammes semblent indiquer que les cellules convectives simulées ont une intensité comparable aux observations, mais qu'elles ne se sont pas organisées en un système convectif, les précipitations ont été trop étendues dans l'espace et dans le temps (ce qui correspond aux séries temporelles de précipitations présentées fig. 13b de Vié et al., 2011). Pour le cas des 1–2 novembre, l'intensité simulée est correcte pour des courtes échelles spatio-temporelles, mais largement surestimée pour des échelles plus grandes. Les précipitations affectent fortement l'ensemble des Cévennes et sont trop étendues dans les prévisions par rapport aux observations.

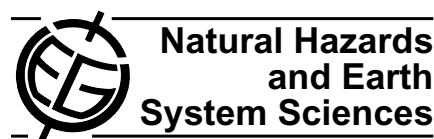
Les prévisions hydrologiques ont été réalisées pour les cas des 21–22 octobre et 1–2 novembre 2008 (le cas du 20 octobre a produit des précipitations plus au sud qui n'ont pas affecté les bassins versants étudiés). Pour le cas du 1–2 novembre, les différences entre les trois ensembles sont minimales. Pour le cas du 21–22 octobre, on observe en revanche des différences significatives, notamment pour le plus au sud des trois bassins versants, celui des Gardons. Pour ce cas, l'impact des perturbations microphysiques produit donc des différences sur la face au vent du système, où le système se régénère par déclenchement de nouvelles cellules convectives. On retrouve ainsi un résultat présenté au chapitre 5.

Cet article met donc en évidence les points suivants :

- Un système de prévision d'ensemble doit prendre en compte l'ensemble des sources d'incertitude de la prévision. Ici, la combinaison du couplage à la PEARP et de l'assimilation d'observations perturbées améliore nettement la dispersion de l'ensemble.
- Les perturbations de la microphysique chaude, proposées pour les cas de fortes précipitations, n'ont pas d'effet en moyenne sur la dispersion de l'ensemble. Cette seule perturbation est insuffisante pour représenter l'erreur de modélisation.
- L'impact des perturbations des tendances de la microphysique chaude est cependant visible pour deux des trois cas de fortes précipitations étudiés, et, pour le cas du 21–22 octobre, les différences sont visibles dans les prévisions hydrologiques de débits.

7.2 Article : Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system for Mediterranean heavy precipitating events

Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2631–2645, 2012
 www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/2631/2012/
 doi:10.5194/nhess-12-2631-2012
 © Author(s) 2012. CC Attribution 3.0 License.



Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system for Mediterranean heavy precipitating events

B. Vié¹, G. Molinié², O. Nuissier¹, B. Vincendon¹, V. Ducrocq¹, F. Bouttier¹, and E. Richard³

¹Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique (GAME) – URA1357, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

²LTHE, Laboratoire d'études des transferts en hydrologie et environnement – (CNRS, UJF, IRD, INPG), Grenoble, France

³Laboratoire d'Aérodynamique, CNRS et Université de Toulouse, Toulouse, France

Correspondence to: B. Vié (benoit.vie@meteo.fr)

Received: 28 February 2012 – Revised: 26 June 2012 – Accepted: 6 July 2012 – Published: 21 August 2012

Abstract. An assessment of the performance of different convection-permitting ensemble prediction systems (EPSs) is performed, with a focus on Heavy Precipitating Events (HPEs). The convective-scale EPS configuration includes perturbations of lateral boundary conditions (LBCs) by using a global ensemble to provide LBCs, initial conditions (ICs) through an ensemble data assimilation technique and perturbations of microphysical parameterisations to account for part of model errors. A probabilistic evaluation is conducted over an 18-day period. A clear improvement is found when uncertainties on LBCs and ICs are considered together, but the chosen microphysical perturbations have no significant impact on probabilistic scores.

Innovative evaluation processes for three HPE case studies are implemented. First, maxima diagrams provide a multi-scale analysis of intense rainfall. Second, a hydrological evaluation is performed through the computation of discharge forecasts using hourly ensemble precipitation forecasts as an input. All ensembles behave similarly, but differences are found highlighting the impact of microphysical perturbations on HPEs forecasts, especially for cases involving complex small-scale processes.

tense rainfall events occurring over the small and steep Mediterranean hydrological catchments can trigger catastrophic flash-floods, threatening both people and property. The most dramatic of these events have been extensively studied (see Buzzi et al., 1998; Nuissier et al., 2008; Ducrocq et al., 2008, among others). It was shown that their predictability is strongly affected by the complex interactions of different small scale processes, such as convective instability or microphysical processes.

Thus, although Convection-Permitting Models (CPMs) simulate realistic precipitating systems, forecasting those systems precisely remains a great challenge, and still the hydrological runoff forecasts for such small catchments are very sensitive to both the rainfall maximum intensity and location. It is, therefore, essential to evaluate the uncertainty of convective-scale forecasts.

Ensemble prediction is now a well-known tool for quantifying uncertainties of weather forecasts. While global, medium-range Ensemble Prediction Systems (EPSs) are operational since the 1990s to assess the predictability of large-scale atmospheric flows, the design of convection-permitting EPSs adapted to the evaluation of the predictability of local, high-impact weather is still at an early stage. The different sensitivity to Initial Conditions (ICs), the faster growth of convective-scale perturbations due to the more nonlinear physical parameterisations, the need to account for the uncertainty of the Lateral Boundary Conditions (LBCs), as well as the much higher computing time required by CPMs make it difficult to adapt the methods used to generate global EPSs.

1 Introduction

The north-western Mediterranean basin is frequently hit by Heavy Precipitating Events (HPEs), mainly during the fall. The mesoscale convective systems associated with these HPEs typically produce over 200 mm in 6–24 h. Such in-

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

Thus, the design of a convection-permitting EPS remains an open question.

Recent studies on convection-permitting EPSs have explored various techniques to generate ensembles. Hohenegger et al. (2008) compared different downscaling procedures to generate both ICs and LBCs for their convection-permitting EPSs and found that the added value of the CPM forecasts varied with the synoptic-scale conditions. For their model set-up, the impact of uncertainty on LBCs became predominant after 12 h. Hohenegger and Schär (2007a) focused on the impact of differences in the initial conditions and compared a shifted initialisation technique to perturbations in the initial temperature field. They showed that all methods had a similar impact and identified the same region of lower predictability. Gebhardt et al. (2011) designed three ensembles to sample the uncertainties on LBCs and model physics, separately at first, and then together. They found that physics perturbations are dominant over the first 4 to 6 h of simulation. The LBCs have generally more impact on the convection-permitting ensemble spread after 6 h, although in some cases physics perturbations have a strong impact on longer forecast ranges as well. They also concluded that sampling both sources of uncertainty together increased the ensemble quality. Fresnay et al. (2012) studied the sensitivity of a CPM to the auto-conversion, accretion and evaporation tendencies, for a Mediterranean HPE. Perturbations of these microphysical tendencies mostly impacted rainfall intensity, but sometimes displaced the precipitating systems as well. Clark et al. (2009, 2010), using data from the 2007 NOAA Hazardous Weather Testbed Spring Experiment, discussed the factors influencing the growth of ensemble spread and highlighted the value of convection-permitting ensemble forecasts compared to regional EPSs, despite the lower number of members.

Vié et al. (2011) assessed the relative impact on CPM forecasts of uncertainties associated with convective-scale ICs and synoptic-scale LBCs. Comparing distinct ensembles over both a 1-month period and case studies of HPEs, they showed that the impact of these two sources of uncertainty were different. Initial perturbations mostly impact short forecast ranges, while uncertainty coming from the LBCs rapidly becomes predominant (after 12 h in their experiment set-up) and accounts for most of the ensemble spread. However, even if initial perturbations have generally little impact beyond 12 h, they remain important for some of the HPE case studies. Both ensembles had satisfying probabilistic scores, but suffered from a strong lack of spread, especially for low-level parameters, known to strongly influence Mediterranean HPEs.

The present work assesses the benefit of accounting for these two sources of uncertainty in a single convection-permitting EPS, both in terms of ensemble spread and probabilistic scores. In an effort to sample model errors, a convection-permitting ensemble including perturbations of the microphysics scheme is also evaluated.

Table 1. Characteristics of the different ensemble experiments.

Experiment name	LBCs	Data assimilation	Microphysical perturbations
E1	PEARP EPS	Unperturbed obs.	No
E2	ARPEGE deterministic fc.	Perturbed obs.	No
E3	PEARP EPS	Perturbed obs.	No
E4	PEARP EPS	Perturbed obs.	Yes

Designing and comparing convection-permitting EPSs for rare, high-impact events also raises the question of probabilistic forecast verification and evaluation. In addition to the common probabilistic evaluation using ensemble scores such as rank histograms and Relative Operating Characteristics (ROC) curves, an innovative evaluation is performed over three case studies of Mediterranean HPEs. The computation of maxima diagrams provides a multi-scale assessment of simulated and observed rainfall, as in Ceresetti et al. (2012), in relation with the structure of the precipitating systems. Precipitation forecasts are also used as input for hydrological ensemble runoff forecasts, to assess the value of our ensembles for flash-flood forecasting.

This paper is structured as follows. In Sect. 2, the forecasting system is detailed. Section 3 presents the results of the probabilistic evaluation of the ensemble forecasts over an 18-day period. The evaluation of the ensembles for the three case studies is performed in Sect. 4, using both maxima diagrams and hydrological discharge forecasts. Conclusions are drawn in the last section.

2 Methodology

2.1 The convection-permitting model AROME

The operational CPM Application of Research to Operations at Mésoscale (AROME) from Météo-France was used in this study. The AROME forecasting system is extensively described in Seity et al. (2010). It is based on adiabatic, non-hydrostatic equations from the limited-area ALADIN model. An horizontal grid-spacing of 2.5 km and 41 vertical levels are used. AROME uses physical parameterisations from the research model Meso-NH (Lafore et al., 1998), including a bulk, one-moment microphysics scheme following Caniaux et al. (1994) which represents six water species. An eddy diffusivity Kain-Fritsch (EDKF) scheme (Pergaud et al., 2009) is used for shallow convection parameterisation, and the turbulent scheme follows Cuxart et al. (2000).

AROME has its own 3D-VAR data assimilation scheme, with background and observation statistics adapted to its fine resolution (Yan et al., 2009; Boniface et al., 2009). Ground-based observations, as well as satellite data and doppler radial winds from the weather radar network are assimilated.

Table 2. Multiplying factors applied to the auto-conversion, accretion and evaporation tendencies, for each member of the E4 ensemble.

Ens. member	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Autoconversion	1	0.75	0.75	0.75	0.75	1.25	1.25	1.25	1.25	1	1
Accretion	1	0.75	0.75	1.25	1.25	0.75	0.75	1.25	1.25	1	1
Evaporation	1	0.75	1.25	0.75	1.25	0.75	1.25	0.75	1.25	0.5	1.5

Table 3. Brier Skill Score computed for different precipitation thresholds for the E1, E2 and E3 ensembles. The reference is the deterministic AROME forecast. Bold numbers for each threshold show the best performing ensemble.

threshold (mm)	0.5	2	5	10	20	30	40	50	75	100
E1	0.33	0.29	0.27	0.26	0.33	0.35	0.36	0.27	0.29	0.26
E2	0.29	0.28	0.27	0.22	0.23	0.26	0.26	0.23	0.31	0.31
E3	0.35	0.31	0.29	0.26	0.33	0.38	0.38	0.29	0.34	0.33

2.2 The ensemble forecasts

Clark et al. (2011) showed that most of the probabilistic quantitative precipitation forecast skill for a convection permitting ensemble is obtained with around 10 members for forecast lead times up to 30h. All the ensembles described below are composed of 11 parallel AROME data assimilation cycles, with a 3-hourly data analysis frequency. One 24-h forecast is issued each day at 12:00 UTC. Two ensembles sample the uncertainty separately on LBCs and convective-scale ICs. Another ensemble combines the representation of both uncertainty sources, the last one also accounts for part of model uncertainty as well as through the perturbation of microphysical tendencies. Table 1 summarises the characteristics of these four ensembles.

The E1 ensemble (named AROME-PEARP2 in Vié et al., 2011) samples the uncertainty coming from the imperfect LBCs by driving the 11 AROME data assimilation cycles and forecasts with the members of the Météo-France global, short-range EPS, called Prévision d'Ensemble ARPEGE (PEARP). The PEARP members are first down-scaled using the regional model ALADIN to prevent a large gap in resolution. The E2 ensemble (named AROME-PERTOBS in Vié et al., 2011) assesses the impact of uncertainty on convective-scale ICs through an ensemble data assimilation technique, as in Berre et al. (2006) and Houtekamer et al. (1996). The analysis error is sampled by the cycled assimilation of randomly perturbed observations (every 3h), creating different ICs for each of the 11 E2 forecasts. Each member has LBCs provided by the operational, deterministic ALADIN forecast.

The E3 ensemble combines the two methods to generate an ensemble accounting for both uncertainty on the LBCs and the ICs at convective scale. Each of the 11 members of E3 uses randomly perturbed observations in its data assimilation cycle, as in E2, and uses LBCs provided by one member of the PEARP ensemble as in E1. Figure 1 describes the numerical set-up for the E3 ensemble. The 24-h forecasts issued

daily at 12:00 UTC, and the preceding assimilation cycles, are drawn in black. Running assimilation cycles are shown in light grey.

Based on the E3 ensemble, E4 in addition accounts for model errors in its representation of forecast uncertainty. Perturbations of the warm rain microphysical parameterisation, as in Fresnay et al. (2012), are introduced during the data assimilation and forecasts. Auto-conversion of cloud droplets into raindrops, accretion of cloud droplets by raindrops and rain evaporation processes are perturbed by applying a multiplying factor to each tendency. This factor is constant in both space and time, that is, for one given member of the ensemble, the multiplying factor is the same at each grid point and throughout the whole data assimilation and forecast period. The perturbations selected for each member ranged from 0.5 to 1.5 (Table 2).

An ensemble, E5, has been specifically designed to study the impact of microphysical parameterisation perturbations alone, using a single set of initial and lateral boundary conditions for all members.

3 Statistical evaluation

The ensembles are evaluated over the same period used in Vié et al. (2011), which corresponds to 18 consecutive days, from 15 October 2008 to 1 November 2008 inclusive. This period includes days with different atmospheric conditions. Precipitation and lightning observations (not shown) indicate that convective activity occurred on 20–24 October 2008 and from 30 October to 1 November 2008. The statistical evaluation of our ensembles was carried out for 24-h accumulated precipitation, surface and low-level parameters. Definition of the scores used in this study can be found in Vié et al. (2011).

Rank histograms are a measure of ensemble spread. An ensemble with an adequate spread would produce a flat histogram, a U-shaped histogram highlights a lack of spread in the ensemble forecast. Figure 3 shows rank histograms

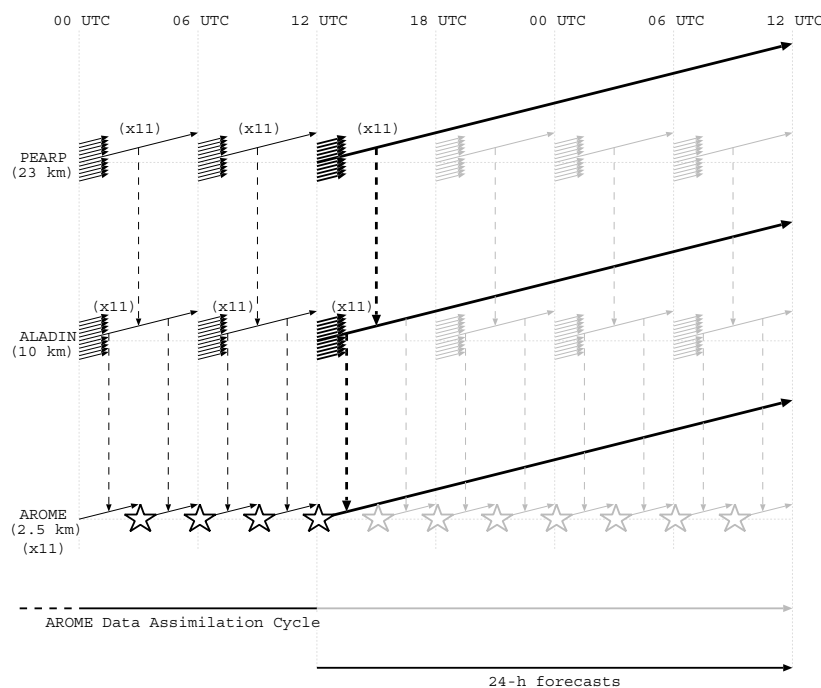


Fig. 1. The E3 ensemble experiment. Each nested model run is schematised along one row. Each plain (thick) arrow indicates the behavior of the eleven ensemble members (x11) short (long) runs. Their coupling along time is figured by the vertical dashed arrows. Each PEARP member provides LBCs to one ALADIN downscaling forecast, itself providing LBCs to one AROME data assimilation cycle with data analysis using randomly perturbed observations (stars) every 3 h. Each day, 24-h AROME forecasts are run at 12:00 UTC. The continuing assimilation cycles after 12:00 UTC are shown in light grey.

for the three ensembles E1, E2 and E3, computed for wind speed at 925 hPa, against the operational AROME analysis, for forecast ranges of 3, 6, 12 and 24 h. Although the E3 ensemble is still under-dispersive at all forecast ranges, the combined use of the ensemble data assimilation technique and different coupling conditions for each member clearly yields a better spread than each method used separately. It is especially interesting that the improvement is larger for intermediate forecast ranges (6 to 12 h), when the impact of initial spread is already largely reduced and the use of different LBCs begins to produce significant spread.

Brier Skill Scores (BSS) computed for different thresholds of 24-h accumulated precipitation, using the operational deterministic AROME forecast as reference, are shown in Table 3. A perfect forecast has $BSS = 1$. Positive BSSs for all three ensembles and every threshold highlight the added value of a probabilistic forecast compared to a single deterministic forecast. The E3 ensemble has better scores than any of the other two ensembles for each precipitation threshold (equal to E1 for 10 and 20 mm), which again shows the benefit of sampling both sources of uncertainty simultaneously.

Relative Operating Characteristics (ROC) and reliability diagrams (computed for precipitation intervals of $0 < 0.5 <$

$2 < 5 < 10 < 20 < 50 < +\infty$, and wind intervals of $0 < 1 < 2 < 4 < 6 < 8 < 10 < +\infty$) are shown in Fig. 4 for 24-h accumulated precipitation and 10-m wind speed, computed against ground-based observations (hourly rainfall amounts provided by automated raingauges, 10-m wind speeds measured by automated land-surface stations). ROC curves for E1 and E3 are very close, both for wind speed and precipitation. Both ensembles, thus, have a similar resolution. However, reliability diagrams, especially for precipitation (Fig. 4c), show that the E3 ensemble has a better reliability.

Figure 4 also shows that the addition of microphysical tendencies perturbations in the E4 ensemble has very little impact on the probabilistic scores. This is confirmed by rank histograms shown in Fig. 5 among other scores and parameters computed for this ensemble (not shown). The microphysical perturbations applied in the E4 ensemble focus only on warm microphysical processes. Thus, one can expect an impact of these perturbations for precipitating days, much less for days with no rain. For this reason, no significant effect was found on probabilistic scores applied to the whole period.

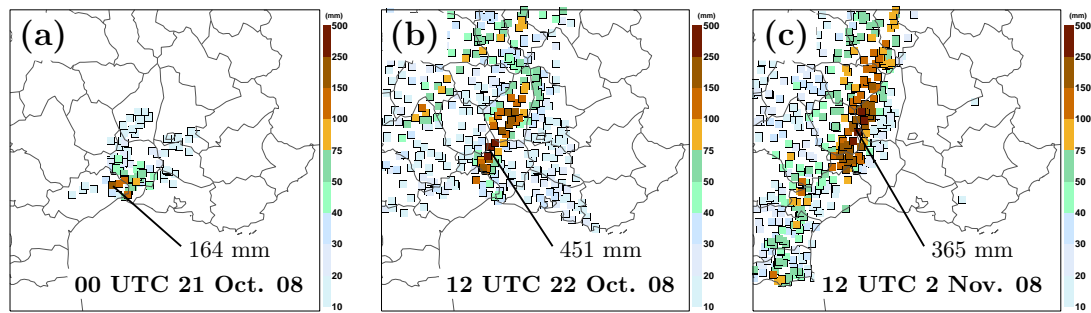


Fig. 2. Observed 24-h accumulated precipitation (mm) at (a) 00:00 UTC 21 October 2008, (b) 12:00 UTC 22 October 2008 and (c) 12:00 UTC 2 November 2008.

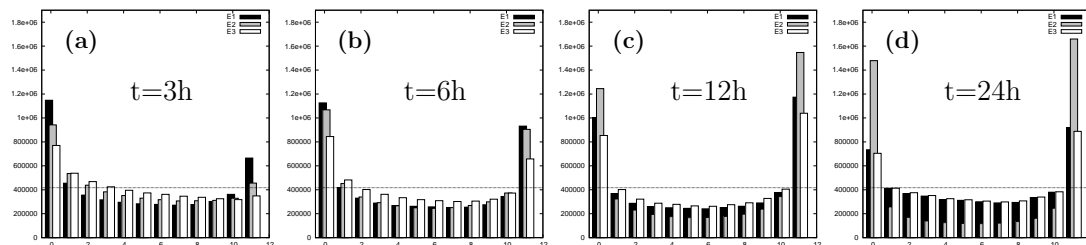


Fig. 3. Rank histograms for the 925-hPa wind speed from 15 October 2008 to 1 November 2008 at a forecast range of (a) 3, (b) 6, (c) 12 and (d) 24 h. E1 (black), E2 (gray) and E3 (white).

4 Heavy Precipitating Events case studies

During this 18-day period, three HPEs occurred on 20, 21–22 October and 1–2 November 2008, as evidenced by the 24-h accumulated precipitation observations for these events (Fig. 2).

On 20 October 2008 (Case 1), a quasi-stationary MCS formed over the plain upstream of the Massif Central foothills, between 13:00 UTC and 17:00 UTC. Synoptic scale conditions showed only a weak baroclinic activity and the MCS was driven mainly by mesoscale mechanisms involving interaction with a low-level cold pool. Due to the convective activity beginning around 06:00 UTC, 24-h ensemble forecasts were issued at 00:00 UTC for this case, to simulate the whole event.

On 21–22 October 2008 (Case 2), localised convective cells formed between 10:00 UTC and 16:00 UTC over the Massif Central, ahead of a cold front moving south-eastward. Then, convective activity decreased with the cold front approaching south-eastern France, to evolve into an organised convective line from 21:00 UTC. The convective system merged with the cold front and intensified until 06:00 UTC, then the system decayed and moved south-eastward over the sea. This system produced 450 mm of precipitation in 24 h locally.

On 1–2 November 2008 (Case 3), convection formed in connection with a large trough over western France. A very

strong low-level jet, bringing moist, unstable air, was lifted by the Massif Central. An upper-level low, at the west of the region, induced a strong divergent flow over south-eastern France. Rainfall amounts up to 365 mm in 24 h were observed.

4.1 Ensemble precipitation forecasts

Figure 6a–c shows the ensemble average and spread of 24-h accumulated precipitation forecasts for Case 3, for the E1, E3 and E4 ensembles, respectively. There are only minor differences between the three ensembles. Since this case is largely driven by the synoptic-scale forcing, it was expected that members using the same LBCs would behave similarly, and perturbations of initial conditions or physics parameterisations have little impact. For some members, the difference between E1 and E3 is slightly greater than between E3 and E4. For instance, for member 4 (Fig. 6d–f), E3 and E4 have similar maximum precipitation accumulation, a little higher than in E1, and both produced a secondary precipitation line south-east of the main precipitation area.

Case 2 involves both mesoscale processes and interactions with synoptic-scale conditions. Figure 7 shows ensemble averages of 24-h accumulated precipitation (a–c) and individual forecasts from members 8 and 9 (d–i). There are more significant differences between ensembles for this case, showing the greater impact of perturbations on initial

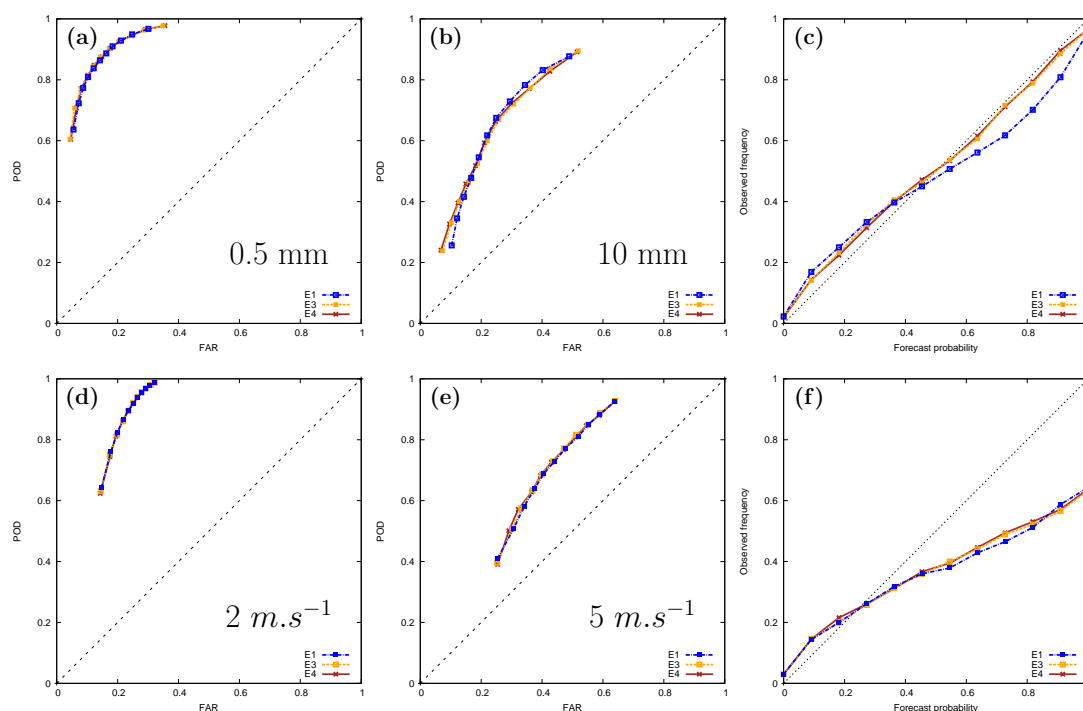


Fig. 4. ROC curves for precipitation thresholds of (a) 0.5 and (b) 10 mm and for 10-m wind speed thresholds of (d) 2 and (e) 5 $m.s^{-1}$. Reliability diagrams for (c) precipitation and (f) 10-m wind speed.

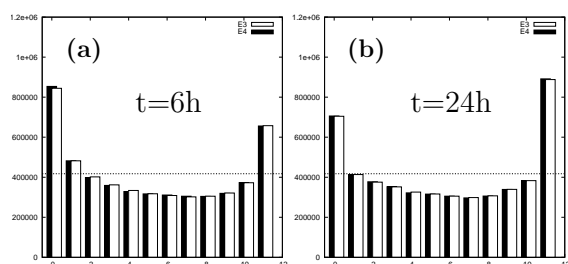


Fig. 5. Same as Fig. 3 for E3 (white) and E4 (black), at forecast ranges of (a) 6 and (b) 24 h.

conditions than for Case 3. E1 produces higher rainfall totals, as shown by the ensemble mean, as well as forecasts from members 8 and 9. For all ensembles, the ensemble spread reaches similar values and is collocated with maximum rainfall amounts, but E3 and E4 have a slightly more extended 20 mm spread region. Differences between the E3 and E4 ensembles remain small, and are especially much smaller than between E1 and E3 (see for instance members 8 and 9, Fig. 7d–i). Perturbations of the microphysical parameterisations again bring little improvement to these probabilistic forecasts.

The quasi-stationary MCS on 20 October 2008 (Case 1) is mainly driven by mesoscale processes. It is, therefore, expected that the impact of initial conditions and microphysical perturbations will be larger than for the previous two cases. Ensemble averages of 24-h accumulated precipitation (Fig. 8a–c) show higher rainfall amounts for E1. For all ensembles, the ensemble spread highlights that the uncertainty is larger on the south-eastern side of the precipitating system. Members from different ensembles show greater differences than in the previous cases, highlighting the more important impact of perturbations of ICs and microphysical parameterisations. However, the impact of microphysical perturbations still seems smaller, for instance in members 5 and 8 (respectively, in Fig. 8d–f and g–i).

Overall, combining different LBCs and perturbations to the observations in the mesoscale data assimilation produces significant differences. As Vié et al. (2011) found, the impact of the addition of initial conditions perturbations in the E3 ensemble depends on the atmospheric conditions, and is larger for days with a weaker synoptic-scale circulation. The perturbation of microphysical parameterisations has a much smaller impact, noticeable only for Case 1 when the system is mainly driven by a rain evaporation induced cold-pool. To further assess the impact of microphysical perturbations, an E5 ensemble forecast is issued for Case 1. Unique initial and

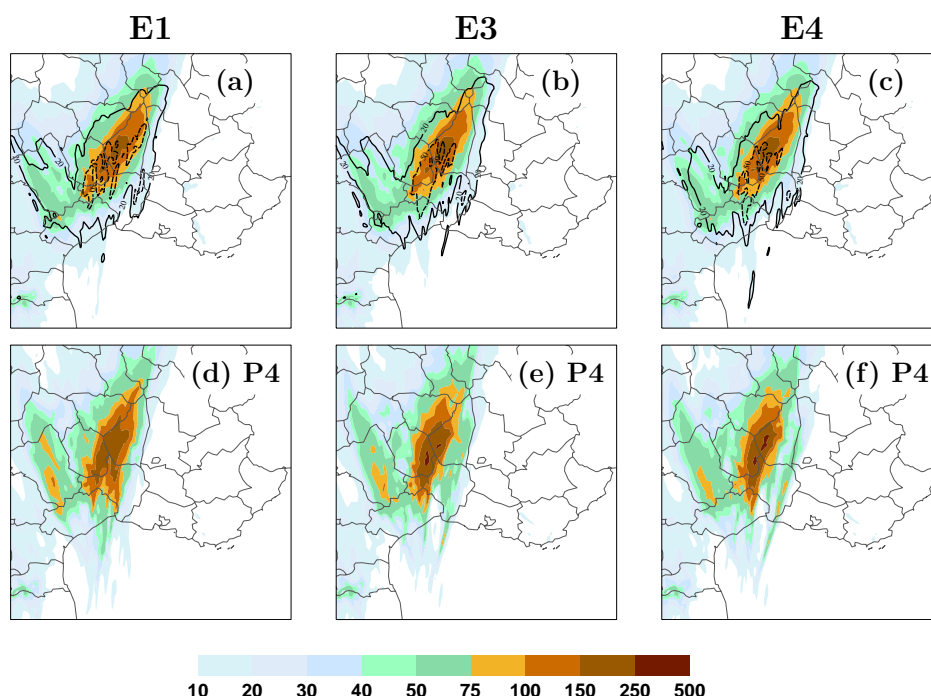


Fig. 6. 24-h accumulated precipitation forecasts (mm) for Case 3, at 12:00 UTC 2 November 2008. (a–c) Ensemble mean (colour shading) and standard deviation (solid contour: 20 mm, dashed contour: 50 mm), and (d–f) precipitation forecast by member 4, from the E1 (left), E3 (centre) and E4 (right) ensembles.

lateral boundary conditions for all members come from the member 8 of the E3 ensemble. The 24-h accumulated precipitation produced by the E3 member 8 is shown in Fig. 8h. These initial and lateral boundary conditions were chosen because the issued forecast simulated an intense system southward over the plains.

This case involved interactions between the moist, unstable low-level jet and a low-level cold pool, pushing the convective system southward. The microphysical perturbations are expected to have the most impact on this kind of simulation where mesoscale processes are important. In this case, one could expect the rain microphysical perturbations to impact the evaporative cooling and, therefore, affect both rainfall intensity and position. Figure 9 shows 24-h accumulated precipitation forecasts from the 11 E5 ensemble members, as well as the ensemble mean and standard deviation in panel (l). It shows moderate differences on the intensity and spatial structure of rainfall, as well as on the position of the precipitating systems. The ensemble spread is clearly located on the south-eastern side of the precipitating system, showing that the microphysical perturbations have more impact on the triggering of convective cells.

Figure 10 shows, for all ensembles, the virtual potential temperature ensemble spread, as well as the 292 K contour of the ensemble average of the virtual potential temperature,

at 15:00 UTC 20 October 2008. Microphysical perturbations in the E5 ensemble indeed have an impact at the edge of the low-level cold air region, where the new convective cells are triggered. However, even in this case where mesoscale processes play an important role, the impact of microphysical perturbations is weaker than that of lateral boundary conditions and even more initial conditions. In this case, the cold air pool which helps the triggering of convection over the plains is present in initial conditions (at 00:00 UTC 20 October 2008, not shown).

4.2 Scale-dependent analysis of heavy rainfall

Ramos et al. (2005) introduced severity diagrams, a scale-dependent analysis of extreme rainfall events based on their return period. In order to avoid extrapolating rainfall intensities by means of probability density functions of extreme values, we perform here an assessment of maximum rainfall intensities, through maximum intensity diagrams similarly to Ceresetti et al. (2012). Therefore, rainfall intensities of the studied events are accumulated by means of moving average operations over all the possible combinations of the discrete temporal and spatial scales.

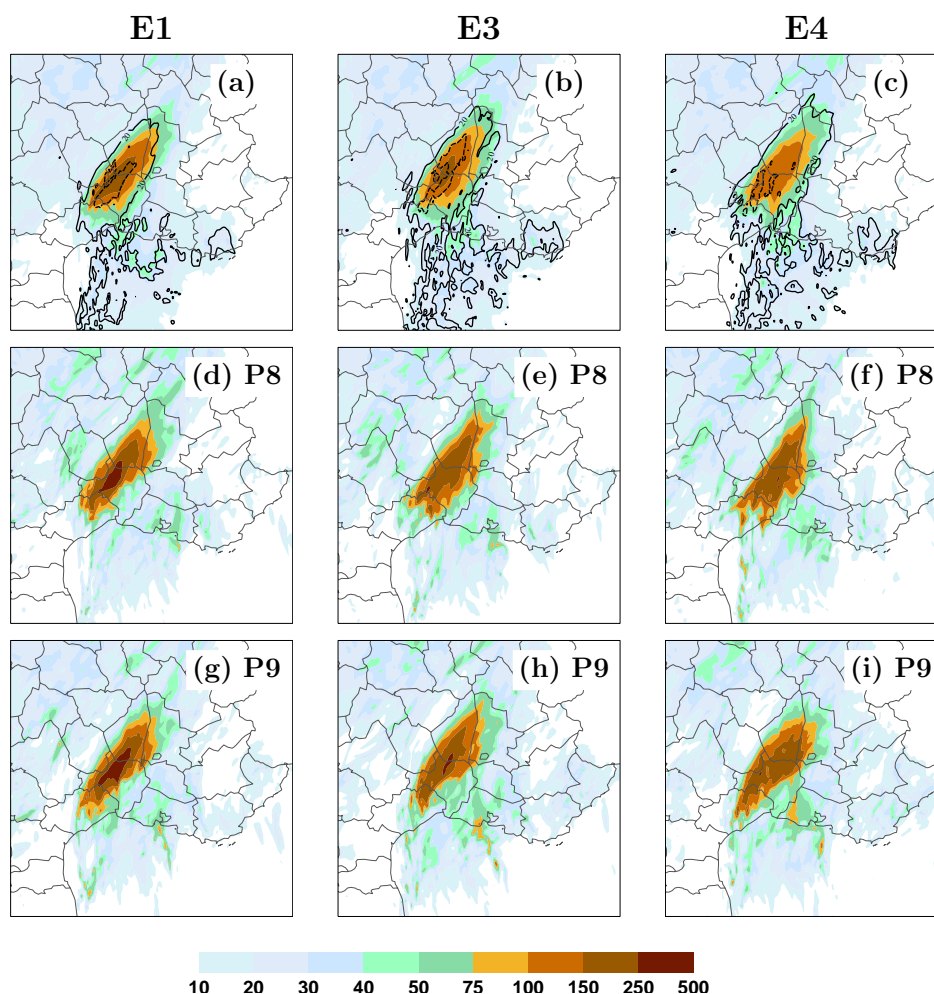


Fig. 7. Same as Fig. 6, for Case 2 at 12:00 UTC 22 October 2008, for members 8 (d–f) and 9 (g–i).

The shape of maxima diagrams gives information about the characteristics of the observed or simulated precipitating system.

Figure 11a–c shows the maximum observed rainfall intensities during the three HPEs for a range of spatial and temporal scales. Case 1 yields the lowest intensities, with a maximum around 55 mm h^{-1} for small spatial and temporal accumulation scales, while Cases 2 and 3 reach over 70 mm h^{-1} .

The maximum diagrams also allow a scale-dependent comparison and give information about the characteristics of the observed or simulated precipitating system. For Case 1, rainfall intensities remain high for accumulation over large areas for very short integration duration (one to two hours), but decrease very rapidly with a growing accumulation time. For the other two cases, rainfall intensities for accumulation durations longer than 3 h remain more important, and the di-

agrams display a more symmetric decrease in intensity with increasing spatial or temporal scales. Berne et al. (2009) have depicted the rain-cell structures highlighting the advection role. The symmetric figures for Cases 2 and 3 show the stationarity of the convective systems, while Case 1 shows some advection.

Figure 12 shows, for each ensemble and each case, the normalised difference between the average forecast maximum intensity and the observed maximum intensity (defined as $\frac{\text{mean}(\text{max}[\text{sim}]) - \text{max}[\text{obs}]}{\text{max}[\text{obs}]}$). These diagrams show no differences between the E1, E3 and E4 ensembles. The structure and behaviour of precipitating cells and systems are, therefore, not significantly changed by the different perturbations.

For Case 1, Fig. 12a–c shows that the maximum intensities simulated for scales between 30 and 80 km, and accumulation durations of 1 to 3 h, are underestimated by around

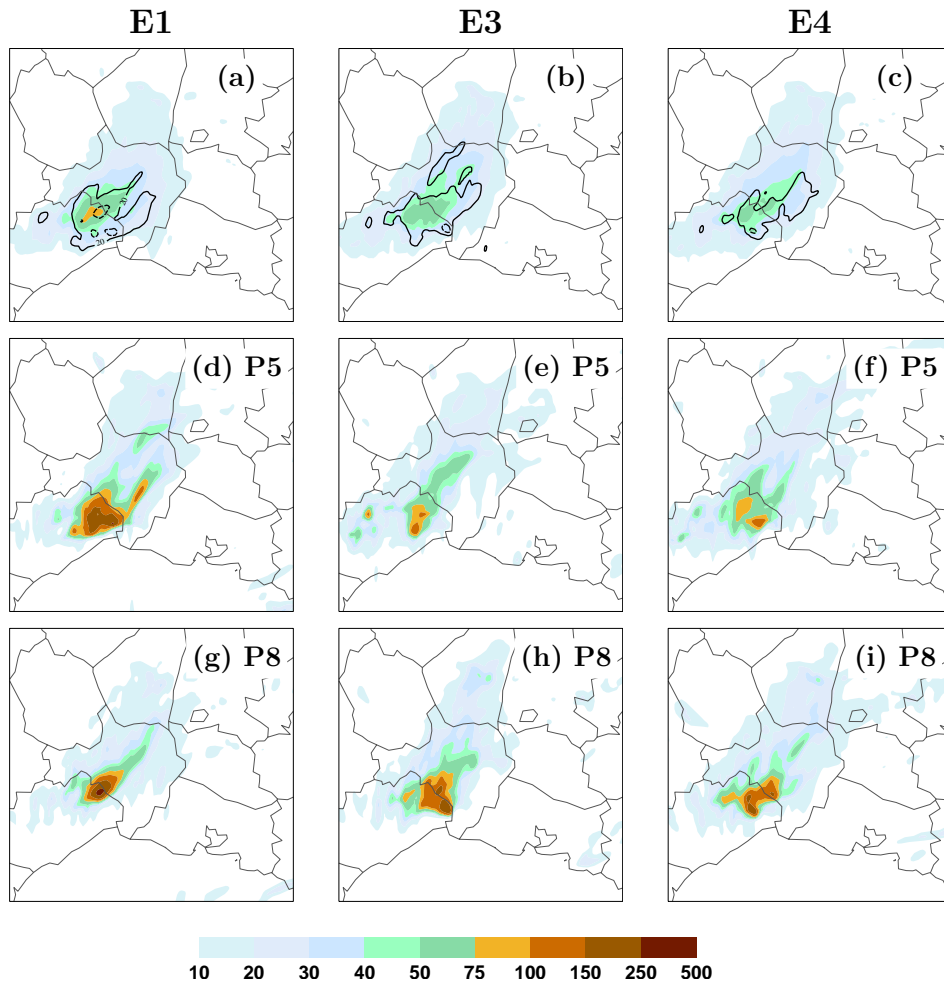


Fig. 8. Same as Fig. 6, for Case 1 at 00:00 UTC 21 October 2008, for members 5 (d–f) and 8 (g–i).

50 %. For smaller spatial scales, the simulated maxima are close to the observed ones. This indicates that the convective cells simulated for this case have a correct intensity, but they did not organise into a convective system as large as was observed. Simulations for Case 1 also exhibit an overestimation of maximum intensities for larger spatial and temporal scales (50 km, 18 h). This may be caused by disorganised convective cells producing precipitation in a larger region than was observed, and the simulations producing too much light rain. This is consistent with time series of average precipitation, which show that the peak of precipitation is underestimated, but precipitation is overestimated before and after the peak (see Vié et al., 2011, their Fig. 13b).

The ensembles perform better for Case 2 (Fig. 12d–f), with only an underestimation of about 30 % for spatial scales under 30 km and an overestimation for spatial scales around

50 km. Ensemble forecasts for Case 3 (Fig. 12g–i) produce a more symmetric maxima diagram, with an underestimation of maximum intensities for small spatial and temporal scales and a strong overestimation of intensities for large scales. This shows that the intensity of convective cells is only slightly underestimated, but the simulated precipitating system has a wider extension than the observed one. In both cases, the simulated precipitating region is more extended than in the observations and covers most of the Cévennes. This may indicate that the orographic forcing is too strong in the numerical model.

4.3 Hydrological ensemble discharge forecasts

An evaluation of the AROME ensembles performance for flash-flood forecasting was performed through the computation of hydrological ensemble discharge forecasts using the

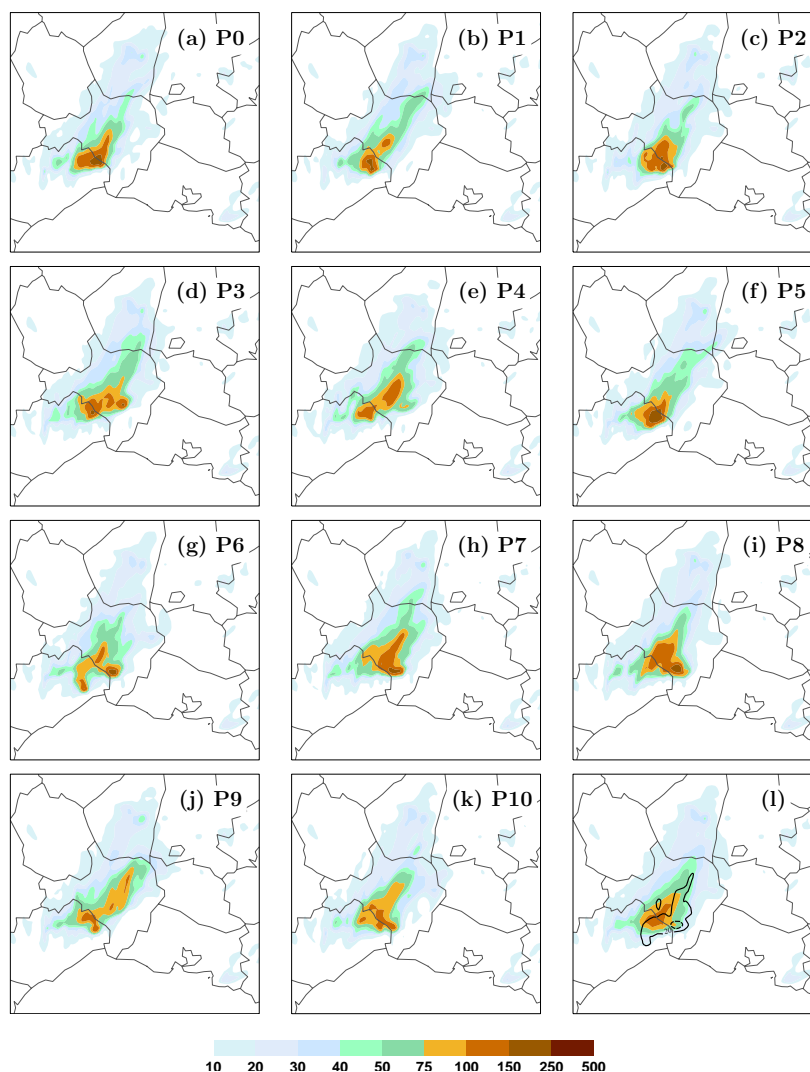


Fig. 9. 24-h accumulated precipitation forecasts (mm) for Case 1, at 00:00 UTC 21 October 2008, from each member of the E5 ensemble. Panel (l) shows the ensemble mean (colour shading) and 20 mm (solid) and 50 mm (dashed) standard deviation contours.

ISBA-TOPMODEL coupled system. This system is a full coupling between the land surface model ISBA, which manages soil water budget on soil columns, and TOPMODEL which takes care of the lateral redistribution of soil moisture based on the topography. This coupled system is run in forecasting mode, using hourly precipitation data (as well as other surface parameters, such as humidity and temperature) from the AROME ensemble members to produce runoff forecasts. Initial conditions are prepared by a 48-h run before the event, started from a larger scale soil analysis (for soil moisture and temperature) and driven by the observed precipita-

tion data during these 48 h. For more details on this forecasting chain, refer to Vincendon et al. (2011) (their Sect. 2.1).

Discharge forecasts were performed for three catchments of the Cévennes-Vivarais region, at Vallon Pont d'Arc for the Ardèche river, at Bagnols-sur-Cèze for the Cèze river and at Boucoiran for the Gardons river (Fig. 1 of Vincendon et al., 2011). Since the precipitating system on 20 October 2008 (Case 1) produced rainfall over the plains south of these three catchments, no hydrological forecasts are performed for this case. Ensemble discharge forecasts were computed for Cases 2 and 3, on 21–22 October and 1–2 November 2008, for the E1, E3 and E4 ensembles.

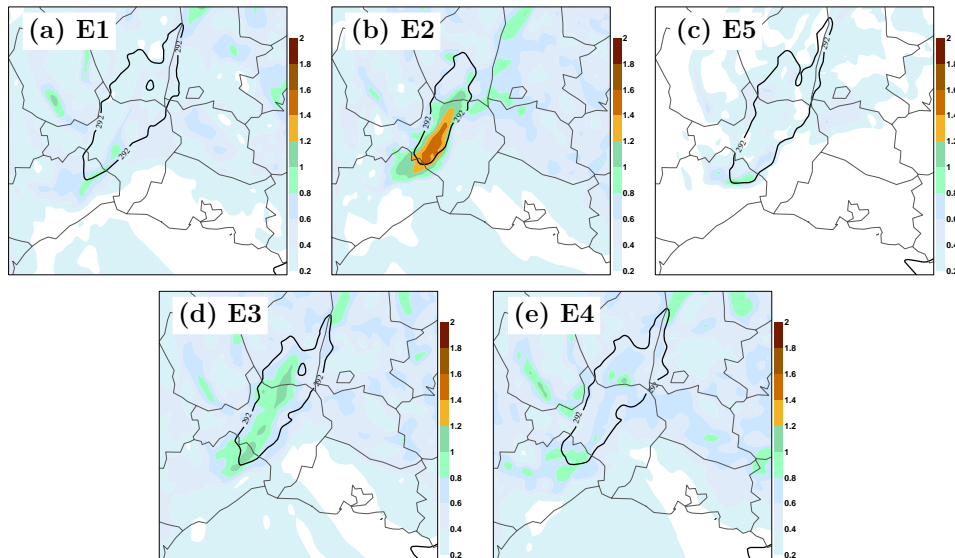


Fig. 10. Virtual potential temperature, ensemble spread (colour shading) and 292 K contour of the ensemble mean (black), at 15:00 UTC 20 October 2008, for (a) E1, (b) E2, (c) E5, (d) E3 and (e) E4.

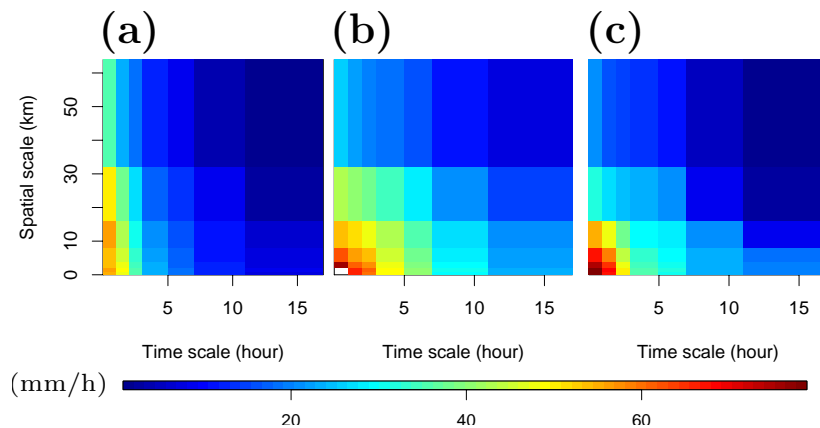


Fig. 11. Maxima diagrams: maximum observed rainfall intensities (mm h^{-1}) as a function of accumulation duration and area, for (a) Case 1, (b) Case 2 and (c) Case 3.

Discharge simulations for Case 3 do not show significant differences between the three ensembles. Forecasts for the Gardons river for each ensemble are shown in Fig. 13. As detailed in the previous section, most of the uncertainty on this case emerges from the synoptic-scale conditions. LBCs have a dominant impact on the AROME forecasts, so that the three ensembles produced similar precipitation forecasts, and the hydrological forecasts behave similarly as well.

Figure 14 shows discharge forecasts for the E1, E3 and E4 ensembles for the Ardèche, Cèze and Gardons rivers for Case 2. As previously stated, the E1 ensemble produced

higher rainfall totals than E3 and E4, which explains that hydrological forecasts driven by the E1 ensemble members simulated stronger discharges. This is especially clear for the Cèze (Fig. 14d–f) and Gardons (Fig. 14g–i) rivers. Differences exist between E3 and E4, although they are again weaker than differences between E1 and E3. Discharge forecasts from both ensembles are close for the Ardèche river (the northernmost catchment). For the Cèze river, and even more for the Gardons (the southernmost catchment), the E3 ensemble members produced a shifted discharge peak either too early or too late at 12:00 UTC and 20:00 UTC

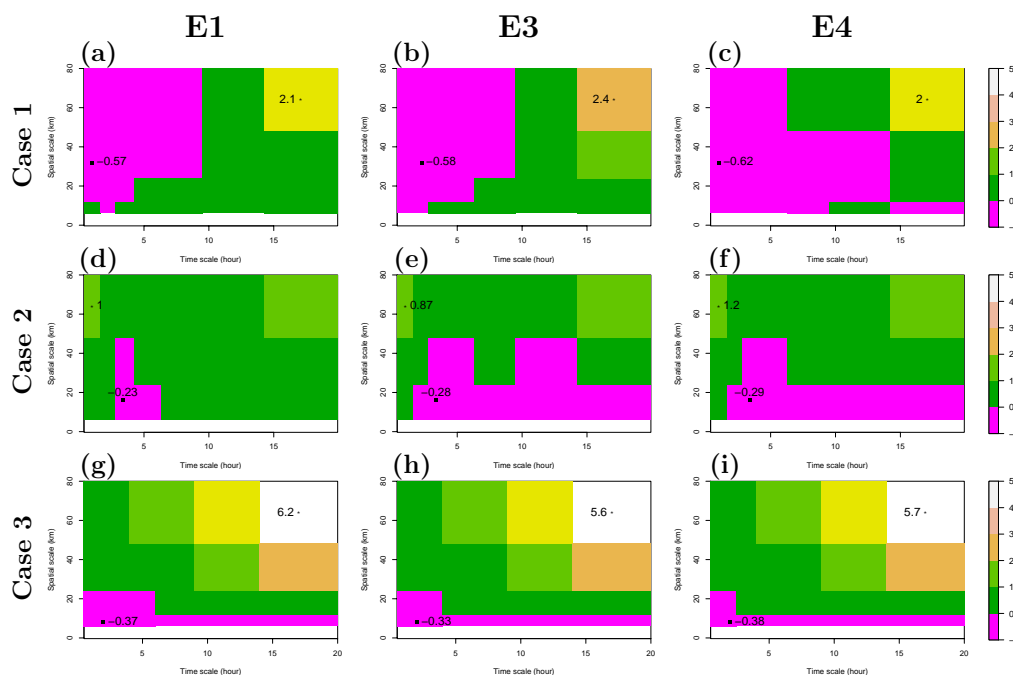


Fig. 12. Normalised anomalies of average forecast maximum intensity relative to the observed maximum intensity, for (a–c) Case 1, (d–f) Case 2 and (g–i) Case 3, and for the (a,d,g) E1, (b,e,h) E3 and (c,f,i) E4 ensembles. Extreme values are plotted on each diagram.

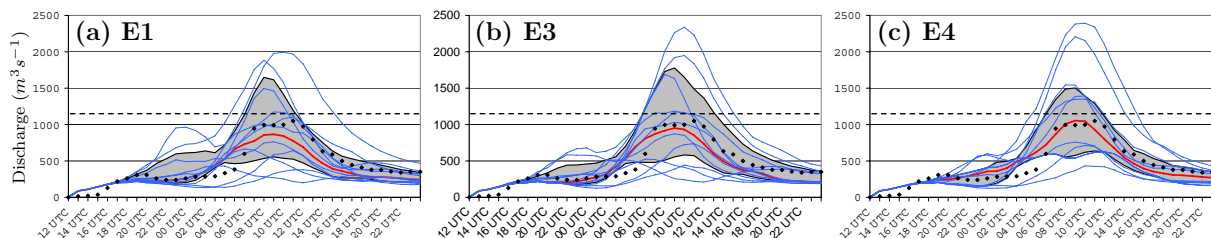


Fig. 13. Observed and forecast hydrological discharge for the Gardons river for Case 3, from 12:00 UTC 1 November 2008 to 00:00 UTC 3 November 2008, for the (a) E1, (b) E3 and (c) E4 ensembles. Hourly observed discharge is plotted as black diamonds, blue lines stand for each ensemble member, the ensemble median is shown in red. The grey shading represents the interquartile range. Dashed lines represent the discharge for a reference flood on each watershed.

22 October 2008 at Bagnols-sur-Cèze (Fig. 14e) and at 02:00 UTC and 12:00 UTC 22 October 2008 at Boucoiran (Fig. 14h). The E4 ensemble produces a single peak, around 16:00 UTC 22 October 2008 at Bagnols-sur-Cèze (Fig. 14f), and 10:00 UTC 22 October 2008 at Boucoiran (Fig. 14i). These differences affect more the southernmost catchment, which is where the convective system is regenerated, that is, where new convective cells are created. This could be explained by the role of the microphysical parameterisation during the triggering of convection, or their impact on

mesoscale mechanisms, such as the development of a cold pool, as discussed in Sect. 4.1.

5 Conclusion

Previous research on convection permitting ensemble forecasts by Vié et al. (2011) assessed the impact of uncertainties separately on initial conditions and lateral boundary conditions. The present study focused on the combination of both uncertainty sources in a single ensemble, and on the assessment of part of model errors through the addition of

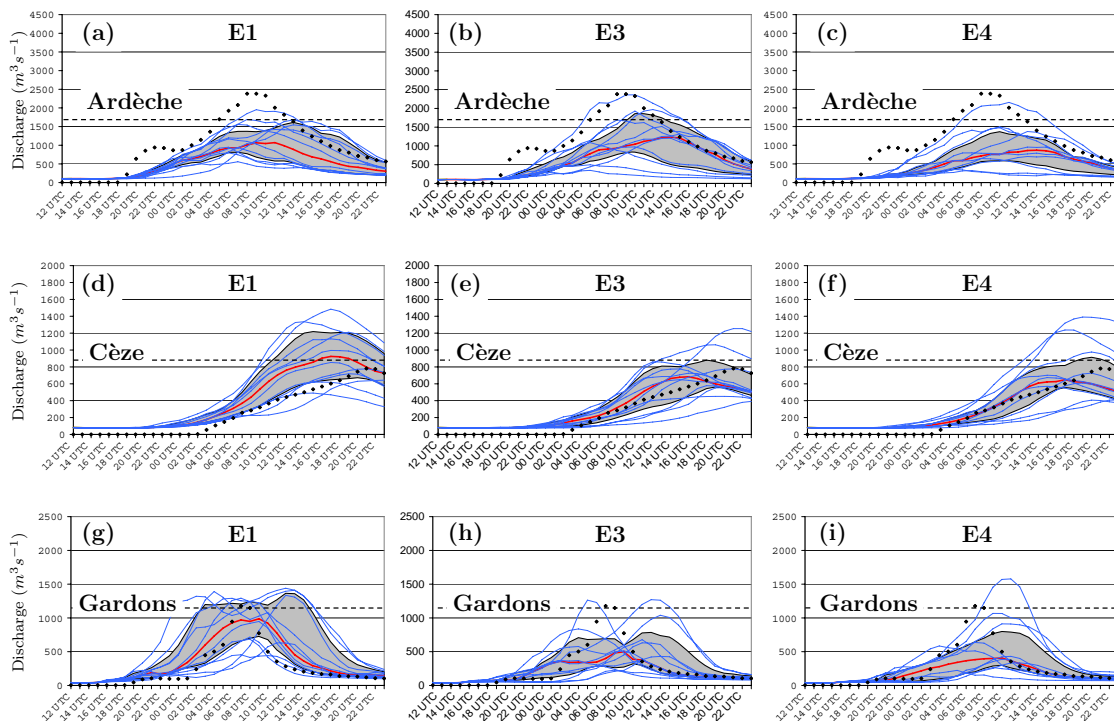


Fig. 14. Same as Fig. 13, for (a–c) the Ardèche, (d–f) the Cèze and (g–i) the Gardons rivers, for Case 2, from 12:00 UTC 21 October 2008 to 00:00 UTC 23 October 2008, for the (a,d,g) E1, (b,e,h) E3 and (c,f,i) E4 ensembles.

microphysical perturbations. Following Fresnay et al. (2012), and focusing on HPEs, perturbations were applied to the auto-conversion, accretion and evaporation tendencies.

The ensembles were evaluated using probabilistic scores on an 18-day period, including three HPE case studies. For the three case studies, an innovative evaluation process was set up. Rainfall forecasts were evaluated in a scale-independent framework using maxima diagrams Ceresetti et al. (2012). Furthermore, a hydrological evaluation was conducted through ensemble discharge forecasts for typical Mediterranean coastal watersheds, as in Vincendon et al. (2011).

The statistical evaluation showed the benefit of accounting for both uncertainties on initial and lateral boundary conditions in the E3 ensemble. Probabilistic scores are either as good as, or better than any of the E1 and E2 ensembles taken separately. Moreover, a significant gain in ensemble spread has been found, especially for intermediate forecast ranges, when the E1 and E2 ensembles performed the worst. The statistical evaluation of the E4 ensemble showed no improvement over the E3 ensemble. An impact of the perturbation of the microphysical parameterisation was found for the HPE case studies. This impact is more important when the convective system involves complex mesoscale processes, such as a low-level cold pool on 20 October 2008, than for systems

having stronger interactions with the synoptic-scale circulation (on 21–22 October and 1–2 November 2008). However, even for the HPE on 20 October 2008, these perturbations had a weaker impact than perturbations of either initial or lateral boundary conditions.

The hydro-meteorological evaluation of our ensembles on the three case studies confirms that the E1, E3 and E4 ensembles behave quite similarly. Maxima diagrams show that the perturbations used in the ensembles have no noticeable impact on the characteristics of the simulated precipitating systems. For Case 1, they confirm that the peak of precipitation is underestimated, and indicate that simulated convective cells do not organise into a well-formed convective system. For Cases 2 and 3, the forecast convective cells are slightly weaker than observed, but the precipitating system has a wider extension over the Cévennes mountains.

The hydrological discharge forecasts for HPEs on 21–22 October and 1–2 November 2008 also show small differences between ensembles. Differences are more important on 21–22 October 2008, especially for the southernmost watershed. This shows that, despite having little noticeable impact on the 24-h accumulated precipitation forecasts, the microphysical perturbations can affect the convective system initiation and development, at scales that are relevant for flash-flood forecasts. The impact of microphysical perturbations

seems located at the southern end of the precipitating system, where the convection is continuously regenerated by the triggering of new cells.

Overall, the three chosen microphysical perturbations, focusing on precipitation, have no impact on probabilistic scores. They may affect ensemble forecasts of heavy precipitating events, although not as much as initial or lateral boundary conditions. Another approach to sample the model error in ensemble forecasts is detailed in Bouttier et al. (2012). They use the ECMWF stochastic perturbation of physics tendencies (SPPT) scheme, adapted to convective-scale forecasts. They found an improvement in probabilistic scores as well as on case studies, even on low-level fields despite the lack of surface perturbations. To specifically enhance the spread at lower levels, it is planned to investigate perturbations of surface fields and surface-atmosphere fluxes. Further research also focuses on different parameterisations, such as the turbulence one. These scientific issues will be addressed in forthcoming studies.

Acknowledgements. This work was carried out in the framework of the MEDUP project (grant ANR-07-315 VULN-06-001), funded by the Vulnérabilité Milieux et Climat (VMC) programme of ANR. The authors thank the two reviewers for their comments and suggestions.

Edited by: P. Drobinski

Reviewed by: R. Rotunno and another anonymous referee



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Berne, A., Delrieu, G., and Boudevillain, B.: Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation, *Adv. Water Resour.*, 32, 1031–1042, 2009.
- Berre, L., Stefanescu, S. E., and Belo Pereira, M.: The representation of the analysis effect in three error simulation techniques, *Tellus A*, 58, 196–209, 2006.
- Boniface, K., Ducrocq, V., Jaubert, G., Yan, X., Brousseau, P., Masson, F., Champollion, C., Chéry, J., and Doerflinger, E.: Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting, *Ann. Geophys.*, 27, 2739–2753, doi:10.5194/angeo-27-2739-2009, 2009.
- Bouttier, F., Vié, B., Nuissier, O., and Raynaud, L.: Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble, *Mon. Wea. Rev.*, accepted, doi:10.1175/MWR-D-12-00031.1, 2012.
- Buzzi, A., Tartaglione, N., and Malguzzi, P.: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes, *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2369–2383, 1998.
- Caniaux, G., Redelsperger, J., and Lafore, J. P.: A Numerical Study of the Stratiform Region of a Fast-Moving Squall Line. I. General Description and Water and Heat Budgets, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2046–2074, 1994.
- Ceresetti, D., Anquetin, S., Molinié, G., Leblois, E., and Creutin, J.-D.: Multiscale Evaluation of Extreme Rainfall Event Predictions Using Severity Diagrams, *Wea. Forecasting*, 27, 174–188, 2012.
- Clark, A. J., Gallus Jr., W. A., Xue, M., and Kong, F.: A Comparison of Precipitation Forecast Skill between Small Convection-Allowing and Large Convection-Parameterizing Ensembles, *Wea. Forecasting*, 24, 1121–1140, 2009.
- Clark, A. J., Gallus Jr., W. A., Xue, M., and Kong, F.: Growth of spread in convection-allowing and convection-parameterizing ensembles, *Wea. Forecasting*, 25, 594–612, 2010.
- Clark, A. J., Kain, J. S., Stensrud, D. J., Xue, M., Kong, F., Coniglio, M. C., Thomas, K. W., Wang, Y., Brewster, K., Gao, J., Wang, X., Weiss, S. J., and Du, J.: Probabilistic Precipitation Forecast Skill as a Function of Ensemble Size and Spatial Scale in a Convection-Allowing Ensemble, *Mon. Wea. Rev.*, 139, 1410–1418, 2011.
- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1–30, 2000.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeaupin, C., and Thouvenin, T.: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 131–145, 2008.
- Fresnay, S., Hally, A., Garraud, C., Richard, E., and Lambert, D.: Heavy precipitation events in the Mediterranean: Sensitivity to cloud physics parameterisation uncertainties, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, in press, 2012.
- Gebhardt, C., Theis, S. E., Paulat, M., and Ben Bouallègue, Z.: Uncertainties in COSMO-DE precipitation forecasts introduced by model perturbations and variation of lateral boundaries, *Atmos. Res.*, 100, 168–177, 2011.
- Hohenegger, C. and Schär, C.: Predictability and error growth dynamics in cloud-resolving models, *J. Atmos. Sci.*, 64, 4467–4478, 2007a.
- Hohenegger, C., Walser, A., Langhans, W., and Schär, C.: Cloud-resolving ensemble simulations of the August 2005 Alpine flood, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 889–904, 2008.
- Houtekamer, P. L., Lefavre, L., Derome, J., Ritchie, J., and Mitchell, H. L.: A system simulation approach to ensemble prediction, *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1225–1242, 1996.
- Lafore, J., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hereil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J., Redelsperger, J., Richard, E., and de Arellano, J.: The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, 16, 90–109, 1998, <http://www.ann-geophys.net/16/90/1998/>.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., and Anquetin, S.: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 111–130, 2008.
- Pergaud, J., Masson, V., and Malardel, S.: A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction, *Bound.-Layer Meteor.*, 132, 83–106, 2009.
- Ramos, M. H., Creutin, J.-D., and Leblois, E.: Visualization of storm severity, *J. Hydrol.*, 315, 295–307, 2005.

B. Vié et al.: Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system

2645

Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V.: The AROME-France Convective-Scale Operational Model, *Mon. Wea. Rev.*, 139, 976–991, 2010.

Vincendon, B., Ducrocq, V., Nuissier, O., and Vié, B.: Flash-flood ensemble forecasts based on convective-scale NWP, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1529–1544, 2011, <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/11/1529/2011/>.

Vié, B., Nuissier, O., and Ducrocq, V.: Cloud-resolving ensemble simulations of Mediterranean heavy precipitating events: uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions, *Mon. Wea. Rev.*, 139, 403–423, 2011.

Yan, X., Ducrocq, V., Jaubert, G., Brousseau, P., Poli, P., Champollion, C., Flamant, C., and Boniface, K.: The benefit of GPS zenith delay assimilation to high-resolution quantitative precipitation forecasts: a case-study from COPS IOP 9, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135, 1788–1800, 2009.

Synthèse et perspectives

Les régions côtières du bassin méditerranéen sont fréquemment touchées par des épisodes de fortes précipitations, pouvant être à l'origine de crues-éclair dévastatrices, comme, par exemple, à Vaison-la-Romaine le 22 septembre 1992. Les systèmes convectifs de méso-échelle responsables de certains de ces événements montrent une très forte sensibilité à de petites variations des conditions atmosphériques, tant en ce qui concerne les intensités maximales de précipitations que leur localisation. Une prévision précise de la localisation et de l'intensité des précipitations est d'autant plus nécessaire que la topographie des bassins versants méditerranéens rend leur réponse hydrologique extrêmement sensible aux caractéristiques spatio-temporelles des précipitations.

Afin de mieux quantifier la prévisibilité de ces événements, et d'estimer l'incertitude associée à leur prévision par des modèles numériques à haute résolution, nous avons opté pour la technique des prévisions d'ensemble. Cette méthode est reconnue et utilisée opérationnellement par les plus grands centres de prévision pour estimer l'incertitude des prévisions à échelle globale. Les prévisions à échelle convective demandent un temps de calcul très important, et représentent des processus beaucoup plus fortement non linéaires. Les méthodes de prévision d'ensemble globale ne sont donc pas toutes généralisables (notamment les vecteurs singuliers, qui reposent sur l'approximation du modèle par son tangent linéaire). La mise en place d'une prévision d'ensemble à échelle convective est donc une problématique récente et une question toujours ouverte.

Le travail de thèse présenté ici avait donc pour objectif d'explorer l'impact de différentes sources d'incertitude pesant sur les prévisions à échelle convective avec le modèle AROME. Dans le cadre de la campagne de mesure HyMeX, nous nous sommes intéressés plus particulièrement à l'étude de la prévisibilité des événements de précipitations intenses méditerranéens. D'autre part, les résultats obtenus permettent de tirer des recommandations en vue de la mise en place à Météo-France d'un système de prévision d'ensemble à échelle convective opérationnel.

La méthodologie retenue permet d'évaluer l'importance des différents facteurs limitant la prévisibilité des HPEs méditerranéens. Ainsi, différentes méthodes de génération de simulations d'ensemble ont été proposées pour l'étude de la variabilité de chacun des paramètres et processus identifiés :

- La sensibilité des HPEs méditerranéens aux conditions d'échelle synoptique a été explorée à l'aide de différentes simulations d'ensemble utilisant des conditions limites fournies par la prévision d'ensemble globale de Météo-France, la PEARP.
- L'impact de la représentation des conditions de basses couches à méso-échelle sur la prévisibilité de ces événements a été étudié par des expériences d'assimilation d'observations perturbées, soit aléatoirement, soit de façon à identifier des paramètres contrôlant plus précisément cette prévisibilité.

- Des perturbations des paramétrisations de la microphysique chaude, notamment l'évaporation des précipitations, ont été implémentées pour représenter la sensibilité des systèmes fortement précipitants aux processus physiques tels que l'établissement d'une plage froide sous orage.
- Enfin, à la suite de différentes études montrant la sensibilité de la prévision de ces HPEs aux conditions de surface, notamment la température de surface de la mer, à travers les flux de chaleur latente et sensible, des perturbations des conditions de surface dans les prévisions AROME ont été développées.

Les différentes méthodes de perturbation dédiées à l'étude de chacune de ces sources d'incertitude ont d'abord été étudiées séparément. Les ensembles produits ont été systématiquement testés sur des cas de fortes précipitations, avant d'en réaliser une évaluation statistique sur une période de prévision allant de 15 à 30 jours. Enfin, des ensembles utilisant plusieurs techniques de perturbation simultanément ont été générés, afin de vérifier si la prise en compte de plusieurs sources d'incertitude permet d'améliorer les prévisions d'ensemble produites.

À travers l'étude de plusieurs cas différents de systèmes convectifs ayant produit de fortes précipitations, nous avons trouvé que la prévisibilité dépend du cas étudié, et principalement des processus impliqués dans le déclenchement et le maintien de la convection. Par exemple, si le déclenchement de la convection est principalement dû au soulèvement orographique et à un forçage synoptique important, comme pour le cas du 1^{er}-2 novembre 2008, la prévisibilité de l'événement est assez bonne. En revanche, pour un système convectif isolé, plutôt sur les plaines, impliquant des processus physiques complexes tels que la mise en place d'une plage froide sous orage, comme pour le cas du 20 octobre 2008, la prévisibilité sera plus faible.

L'incertitude portant sur les conditions d'échelle synoptique joue un rôle important pour l'ensemble des cas étudiés. Elle explique notamment la plupart de la perte de prévisibilité pour des échéances comprises entre 12 et 24 heures, et serait encore plus prépondérante pour des prévisions plus longues.

L'incertitude associée aux conditions initiales à méso-échelle, notamment à la représentation du flux de basses couches, est quant à elle plus importante pour des échéances plus courtes, jusqu'à 12 heures. Elle limite d'autant plus la prévisibilité d'un événement que le forçage synoptique est moins important. L'étude des perturbations sélectives de certains paramètres montre que la prévisibilité des systèmes convectifs n'est pas toujours limitée par le même paramètre. Ainsi, les perturbations sélectives peuvent indiquer, par exemple, si le système est plus sensible à des modifications de l'humidité ou du vent dans les basses couches.

Les prévisions sont généralement peu sensibles aux perturbations de la microphysique chaude implémentées. Cette partie de l'erreur de modélisation a un impact plus marqué pour les événements impliquant des mécanismes de soulèvement de méso-échelle (plage froide, convergence du flux de basses couches) complexes, et son effet est essentiellement localisé sur la face au vent du système, où celui-ci se régénère par déclenchement de nouvelles cellules convectives. L'étude menée montre que cette approche doit également être poursuivie par l'implémentation de perturbations similaires appliquées à la microphysique froide, puisqu'une part importante des précipitations produites passe par la phase solide.

Parmi les conditions de surface, c'est l'incertitude portant sur la température de surface de la mer qui semble limiter le plus la prévisibilité des HPEs. Le cas étudié montre que

la SST est responsable d'une incertitude importante sur le flux d'humidité dans les basses couches, et donc sur les précipitations produites par le système convectif. La capacité thermique de la végétation a aussi un impact intéressant, à travers des modifications de la température du sol tout au long de la prévision. Au contraire, les perturbations initiales de température du sol ne semblent importantes qu'aux premières échéances.

Cette étude de prévisibilité à méso-échelle était focalisée sur les événements de fortes précipitations. Elle mérite d'être complétée par un travail similaire pour d'autres phénomènes météorologiques locaux pour lesquels la prévision AROME est spécialement intéressante, tels que le brouillard, les orages estivaux isolés, les vents forts... Pour ces situations, les facteurs limitant la prévisibilité peuvent être différents. Par exemple, certaines perturbations de surface ayant eu peu d'impact sur le cas de fortes précipitations étudié (telles que la perturbation du LAI, qui joue sur l'évapotranspiration) peuvent être plus importantes dans d'autres conditions météorologiques.

Les études de cas de fortes précipitations ont été complétées par l'évaluation statistique des ensembles pour des périodes de 15 à 30 jours. Certains résultats déduits des études de cas sont aussi vérifiés pour ces périodes de prévision plus longues. Ainsi, on retrouve la différence d'impact entre l'incertitude provenant des conditions aux limites d'échelle synoptique d'une part, et des conditions initiales à méso-échelle d'autre part. Ces dernières sont importantes pour les premières heures de prévision, mais rapidement dominées par l'incertitude provenant des conditions aux limites. On retrouve aussi statistiquement que l'impact des perturbations des conditions initiales est plus important lorsque la circulation d'échelle synoptique est moins marquée.

Les perturbations de la microphysique chaude ont un impact moyen négligeable sur les prévisions d'ensemble. Elles ont été fabriquées spécifiquement pour les cas de fortes précipitations, et n'échantillonnent pas suffisamment l'incertitude de modélisation pour un ensemble à visée plus générale. L'incertitude provenant de la représentation des conditions de surface n'a été étudiée que pour un cas de fortes pluies, mais est susceptible d'avoir plus d'impact sur les prévisions d'ensemble, notamment dans les basses couches.

Les scores des ensembles montrent déjà en l'état une valeur ajoutée de la prévision probabiliste par rapport à la seule prévision déterministe AROME. Toutefois, les ensembles réalisés présentent tous une forte sous-dispersion en basses couches. Le fait de combiner en un seul ensemble la prise en compte des incertitudes provenant des conditions aux limites et des conditions initiales améliore sensiblement le rapport entre la dispersion et l'erreur moyenne, surtout aux échéances intermédiaires (autour de 12 heures).

Cette thèse a donné lieu à la publication de deux articles en tant que premier auteur, présentés dans ce manuscrit. Vié et al. (2011), publié au *Monthly Weather Review*, présente l'impact de la prise en compte de l'incertitude provenant des conditions aux limites d'échelle synoptique, et des conditions initiales à méso-échelle. Vié et al. (2012), publié dans *Natural Hazards and Earth System Sciences*, présente la combinaison de plusieurs sources d'incertitude en un ensemble, et définit un processus d'évaluation hydro-météorologique innovant pour les cas de fortes pluies. Trois autres publications sont étroitement reliées à ce travail de thèse : Vincendon et al. (2011) s'intéressent à la prévisibilité hydrologique des crues-éclair provoquées par les HPE, Nuissier et al. (2012) proposent une méthode de sélection de membres représentatifs de la PEARP pour produire les conditions aux limites d'un ensemble AROME, Bouttier et al. (2012) présentent une adaptation à l'échelle convective du

schéma SPPT pour prendre en compte l'erreur de modélisation.

L'ensemble de ces résultats permet de dégager quelques recommandations et pistes de travail en vue du choix de la configuration du futur système de prévision d'ensemble à échelle convective de Météo-France :

- Bien que l'importance de chaque source d'incertitude puisse dépendre de plusieurs facteurs, tels que le phénomène étudié, l'échéance de prévision, ou encore les conditions météorologiques, il semble nécessaire de prendre en compte toutes les sources d'incertitude simultanément pour produire les meilleurs résultats. Le choix de la méthode utilisée pour représenter l'incertitude provenant de chaque source peut cependant être adapté selon les objectifs attribués au système de prévision d'ensemble.
- L'utilisation d'un ensemble de grande échelle pour échantillonner l'incertitude provenant des conditions aux limites du domaine semble adéquate. Toutefois, la simplicité apparente de la méthode masque des questions scientifiques ouvertes : Comment choisir un certain nombre de membres représentatifs parmi l'ensemble global (voir Nuisier et al., 2012) ? Faut-il combiner les membres de plusieurs réseaux de la prévision d'ensemble globale, de façon à augmenter la dispersion de l'ensemble, au prix d'une possible augmentation de l'erreur de prévision ?
- La prise en compte de l'erreur d'analyse à méso-échelle soulève également de nombreuses interrogations. La méthode de perturbation des observations dans des cycles d'assimilation parallèles est extrêmement coûteuse en temps de calcul. Si elle est retenue, différentes pistes restent à explorer, telles que le filtrage spatial et/ou temporel des perturbations appliquées aux observations et la représentation de l'incertitude des statistiques d'erreur utilisées dans l'assimilation.
D'autres méthodes peuvent également être envisagées afin de diminuer le nombre de cycles d'assimilation parallèles à maintenir. Des variantes du filtre de Kalman d'ensemble, comme l'Ensemble Transform Kalman Filter (ETKF) peuvent permettre d'estimer l'erreur d'analyse et de générer un jeu de conditions initiales à partir d'un seul cycle d'assimilation.
- La perturbation des tendances de la microphysique chaude est insuffisante. Même en ce qui concerne les fortes pluies, il est indispensable de s'intéresser également, au minimum, à la microphysique froide. L'incertitude provenant d'autres schémas (paramétrisation de la turbulence, rayonnement...) doit aussi être prise en compte. La technique de perturbation stochastique des tendances physiques (SPPT, Bouttier et al., 2012) est actuellement étudiée à Météo-France pour représenter l'erreur de modélisation liée aux paramétrisations dans son ensemble.
- L'étude de l'incertitude liée à la représentation de la surface doit également être approfondie. La perturbation de la température de surface de la mer paraît essentielle, au moins pour le domaine AROME-FRANCE. La perturbation des paramètres physiographiques représentant les caractéristiques du sol doit être étendue à d'autres paramètres et complétée par des études de cas météorologiques différents ainsi qu'une évaluation statistique. Remarquons également que certaines erreurs peuvent ne pas être constantes dans le temps (si elles dépendent par exemple du cycle diurne), et qu'il faudrait tenir compte de l'interdépendance de certains paramètres (par exemple, la longueur de rugosité de la végétation dépend du LAI).
- Un travail complémentaire doit être engagé sur le post-traitement des sorties de l'ensemble, qui permet d'améliorer à moindre coût les propriétés statistiques des

prévisions probabilistes. Deux approches complémentaires sont à étudier. L'habillage des prévisions déterministes produites par chaque membre (kernel dressing) consiste à leur affecter une valeur probabiliste, il est d'autant plus important que le nombre de membres de l'ensemble est petit. La calibration de l'ensemble permet d'autre part de corriger les éventuels biais de l'ensemble, ou de représenter l'incertitude provenant de sources non prises en compte en corrigeant les probabilités prévues ou la dispersion de l'ensemble.

- Enfin, il convient surtout de bien anticiper les besoins et les différentes utilisations que l'on compte faire des prévisions d'ensemble à échelle convective. Du cahier des charges auquel l'ensemble doit répondre (échéance de prévision, phénomènes d'intérêt particulier...) dépendront d'une part les techniques utilisées pour générer l'ensemble, et d'autre part les systèmes de post-traitement et d'évaluation des performances de l'ensemble. Une solution polyvalente serait de ne pas utiliser de techniques de perturbation spécifiques à certains événements dans la génération de l'ensemble, celles-ci pouvant ne pas être optimales pour toutes les situations, mais de développer des systèmes d'évaluation et de post-traitement distincts pour chaque utilisation de la prévision d'ensemble.

Table des figures

1	Carte de vigilance publiée par Météo-France le 23 janvier 2009 à 20h23 pour la tempête Klaus.	17
1.1	Par département, nombre de jours pour lesquels le cumul quotidien de précipitations a excédé 200 mm en au moins une station du département, sur la période 1958–2010. Source : Météo-France.	24
1.2	Position des maxima journaliers de précipitations pour chaque événement dépassant 150 mm.j ⁻¹ localement, sur la période 1967–2006 (d’après Ricard et al., 2012).	24
1.3	Répartition mensuelle des cas de fortes précipitations (> 150 mm.j ⁻¹) pour la période 1967–2006 (d’après Ricard et al., 2012).	25
1.4	Schéma conceptuel d’un orage multicellulaire en ligne. Le vecteur \vec{S} correspond au cisaillement vertical du vent. Source : Malardel (2005) d’après COMET (1996).	26
1.5	Schémas synoptiques CSW (gauche) et CS (droite). Flux d’humidité (couleurs, g.m.kg ⁻¹ .s ⁻¹), et vent (flèches, m.s ⁻¹) à 925 hPa, et géopotentiel à 500 hPa (isoligne, m). D’après Nuissier et al. (2011).	28
1.6	Analyse composite pour les HPE de plus de 36h entre 2002 et 2006. Gauche : CAPE (J.kg ⁻¹) et eau précipitable (contours tous les mm au dessus de 29 mm) ; Droite : flux d’humidité intégré de 700 à 1000 hPa (flèches et couleur, kg.m ⁻¹ .s ⁻¹) et vitesse du vent à 925 hPa (contours tous les 5 m.s ⁻¹ au dessus de 10 m.s ⁻¹). Le contour gris marque l’altitude 500 m. (d’après Ricard et al., 2012).	29
1.7	Représentation schématique du système convectif et du rôle de la plage froide sous orage pour le cas du Gard, les 8–9 septembre 2002. Figure extraite de Ducrocq et al. (2008).	30
1.8	D’après la fig. 9 de Bresson et al. (2012). Position du maximum des précipitations cumulées sur 24 h pour l’expérience de contrôle (étoile), les tests de sensibilité au vent (triangles) et à l’humidité (points). Les cercles marquent la formation d’une plage froide. La flèche verte (resp. violette) montre le déplacement du système lorsqu’on ralentit le flux (resp. lorsqu’on augmente l’humidité de l’environnement).	33
1.9	(a) Conditions de surface des simulations réalisées par Avissar et Liu (1996), sols secs (blanc) et humides (hachures). (b) Prévisions de précipitations associées, contours tous les 2 mm (a), 1 mm (b–d), 0.5 mm (e). Figures extraites de Avissar et Liu (1996).	35

1.10	D'après la 11 ^e fig. couleur de Pielke et al. (1997). Simulation de convection générée par une ligne sèche (dryline) en présence d'une végétation provenant des données de l'US Geological Survey (a) et d'une couverture homogène de prairie (b).	35
2.1	Erreurs de positionnement des objets précipitants (pour $rr > 2$ mm) dans les directions (a) E-O et (b) N-S. Erreur d'amplitude des précipitations pour les objets précipitants pour un seuil de (c) 2 mm et (d) 9 mm. Histogrammes issus de Vincendon et al. (2011).	40
2.2	Méthode d'assimilation d'ensemble. Les flèches pleines montrent les prévisions pour chaque membre. Le cycle d'assimilation du membre de contrôle utilise les observations originales. Les membres 1 à N utilisent des observations perturbées aléatoirement selon l'erreur d'observation.	47
2.3	Méthode d'initialisation décalée. Des prévisions à échelle convective sont initialisées à des heures successives à partir d'un modèle de plus grande échelle, et vérifiées sur leur période de recouvrement.	58
2.4	Domaine de prévision AROME opérationnel en 2012, altitude (m).	60
4.1	Position des observations virtuelles.	92
4.2	Différences des analyses de (a) vitesse du vent ($m.s^{-1}$), (b) humidité relative (%) et (c) température (K) à 950 hPa, calculées entre deux membres de PERTOBS.	93
4.3	Différences des analyses de (a,d,g) vitesse du vent ($m.s^{-1}$), (b,e,h) humidité relative (%) et (c,f,i) température (K) à 950 hPa, calculées entre des paires de membres de PERTOBS-SEL utilisant des perturbations sélectives opposées, avec la numérotation des membres du tableau 4.1.	94
4.4	Évolution de la dispersion des analyses de (a) température et (b) humidité relative à 925 hPa au cours d'un cycle d'assimilation, pour PERTOBS (rouge) et PERTOBS-SEL (bleu). En trait plein, la dispersion de l'ensemble, en pointillés, la dispersion calculée à partir de deux membres.	96
4.5	Évolution de la moyenne spatiale de la différence des analyses de (a) température et (b) humidité relative à 925 hPa entre deux membres au cours d'un cycle d'assimilation.	96
4.6	Différences des analyses de (a-c) température (K), (d-f) Cape ($J.kg^{-1}$) et (g-i) vapeur d'eau intégrée ($kg.m^{-2}$) à 950 hPa des membres 5 et 6 de PERTOBS-SEL, après (a,d,g) une, (b,e,h) deux et (c,f,i) trois analyses.	97
4.7	Différences des analyses (a) d'humidité relative (%), (b) de température (K) et (c) de vapeur d'eau intégrée ($kg.m^{-2}$) à 950 hPa des membres 3 et 4 de PERTOBS-SEL, après trois analyses.	98
4.8	Évolution de la dispersion de (a) la température et (b) l'humidité relative à 925 hPa au cours d'une prévision d'ensemble 24 h initialisée à 00 UTC le 20 octobre 2008, pour PERTOBS (rouge) et PERTOBS-SEL (bleu). En trait plein, la dispersion de l'ensemble, en pointillés, la dispersion calculée à partir de deux membres.	99
4.9	Différences (a-c) d'humidité relative (%) et (d-f) de température (K) à 950 hPa des membres 3 et 4 de PERTOBS-SEL, dans (a,d) les conditions initiales et après (b,e) 6 et (c,f) 12 h de prévision.	100

4.10	Différences de température (K) à 950 hPa des membres (a) 3 et 4, (b) 5 et 6 de PERTOBS, à 12 UTC le 20 octobre 2008 (après 12 h de prévision).	101
4.11	Précipitations (mm) cumulées sur 24 h, à 00 UTC le 21 octobre 2008. (a–k) 11 prévisions de l’ensemble PERTOBS, et (l) observations.	102
4.12	Précipitations (mm) cumulées sur 24 h, à 00 UTC le 21 octobre 2008. (a–k) 11 prévisions de l’ensemble PERTOBS-SEL, et (l) observations.	102
4.13	Précipitations (mm) cumulées sur 12 h, à 06 UTC le 7 septembre 2010, pour 6 prévisions de l’ensemble PERTOBS-SEL.	103
4.14	Différence (a,b) d’humidité relative (%) et (c,d) de température (K) à 950 hPa des membres (a) 3, (b) 4, (c) 5 et (d) 6 de OBS-VIRT-SEL et PERTOBS-SEL, après une analyse d’observations perturbées, à 18 UTC le 19 octobre 2008. Les croix marquent l’emplacement des observations virtuelles utilisées dans OBS-VIRT-SEL.	104
4.15	Différence (a,e) d’humidité relative (%), (b,f) de température (K), (c,g) de CAPE (J.kg^{-1}) et (d,h) de vapeur d’eau intégrée (kg.m^{-2}) à 950 hPa des membres (a–d) 3 et (e–h) 5 des ensembles OBS-VIRT-SEL et PERTOBS-SEL, après trois analyses d’observations perturbées, à 00 UTC le 20 octobre 2008. Les croix marquent l’emplacement des observations virtuelles utilisées dans OBS-VIRT-SEL.	105
4.16	Précipitations (mm) cumulées sur 24 h, à 00 UTC le 21 octobre 2008. (a–k) 11 prévisions de l’ensemble OBS-VIRT, et (l) observations.	105
5.1	(a) Analyse d’altitude ARPEGE à 12 UTC le 20 octobre 2008 : géopotentiel (contours) et vent à 500 hPa, altitude de la surface à 1,5 PVU. (b) Cumul 24h de précipitations observé à 00 UTC le 21 octobre 2008.	114
5.2	Réflexivités radar (dBz) observées le 20 octobre 2008.	115
5.3	Températures à 2 m (C) observées le 20 octobre 2008 de 12 à 23 UTC, à Nîmes-Garons, Montpellier et Sète.	116
5.4	Cumuls 24 h de précipitations simulés par (a) la prévision AROME opérationnelle et (b) le membre 8 de l’ensemble COMB, le 21 octobre 2008 à 00 UTC.	116
5.5	Précipitations cumulées sur 24 h (mm), à 00 UTC le 21 octobre 2008, pour chaque membre de l’ensemble PERTPHY-EVAP.	119
5.6	Précipitations cumulées sur 24 h le 21 octobre 2008 à 00 UTC, moyenne (mm, couleurs) et dispersion (mm, contours à 20 et 50 mm) de l’ensemble PERTPHY-EVAP.	120
5.7	θ_v à 1000 hPa (couleurs, K) et précipitations 3 h (contours, mm) à 03 UTC le 20 octobre 2008, pour les membres 0, 4 et 9 de PERTPHY-EVAP.	120
5.8	θ_v à 1000 hPa (couleurs, K) inférieure à 293 K et contenu en eau de pluie (contours, kg.kg^{-1} , premier contour à $2.10^{-4}\text{kg.kg}^{-1}$), à (a–c) 06, (d–f) 12 et (g–i) 18 UTC le 20 octobre 2008, pour les membres 0 (gauche), 4 (centre) et 9 (droite) de PERTPHY-EVAP. Les hachures blanches marquent les régions où la pression de surface est inférieure à 1000 hPa.	121

5.9	Gauche : comme fig. 5.8 de 16 à 18 UTC pour le membre 0 de PERTPHY-EVAP. Droite : Coupes verticales de 1000 à 600 hPa de θ_v (couleurs, K), contenu en eau nuageuse (contours noirs, kg.kg^{-1}) et en eau de pluie (contours gris, kg.kg^{-1}), vent parallèle au plan de coupe (flèches, m.s^{-1}). La trace A-B de la coupe est montrée en (a).	122
5.10	Comme la fig. 5.9 pour le membre 9 de PERTPHY-EVAP.	123
5.11	Comme pour les coupes verticales de la figure 5.9, pour le membre 9 de PERTPHY-EVAP à 18UTC. La coupe suit le méridien 4°E, entre 43,4°N et 43,8°N, pour des pressions comprises entre 1000 hPa et 750 hPa.	124
5.12	Précipitations cumulées sur 24 h le 21 octobre 2008 à 00 UTC, moyenne (mm, couleurs) et dispersion (mm, contours à 20 et 50 mm) des ensembles (a) PERTPHY-AUTO, (b) PERTPHY-ACC et (c) PERTPHY.	126
5.13	Précipitations cumulées sur 24 h (mm), à 00 UTC le 21 octobre 2008, pour chaque membre de l'ensemble PERTPHY-ACC.	127
5.14	Précipitations cumulées sur 24 h le 21 octobre 2008 à 00 UTC, moyenne (mm, couleurs) et dispersion (mm, contours à 20 et 50 mm) pour deux sous-ensemble de PERTPHY, composés des membres (a) 1 à 4 et (b) 5 à 8.	128
6.1	(a) Dispersion (K) et (b) erreur quadratique moyenne de température (K) en fonction de l'altitude, pour différentes échéances de prévision, en moyenne sur 18 prévisions.	132
6.2	Échanges entre le modèle de surface externalisé SURFEX et un modèle atmosphérique. SURFEX décompose chaque maille en quatre surfaces (naturelle, urbaine, océan et lac), calcule une moyenne des flux obtenus pour chaque type de surface pondérée par la fraction de la maille qu'il occupe. Figure extraite de Le Moigne et al. (2009).	134
6.3	Exemple de tirage aléatoire (a) avant et (b) après filtrage utilisé pour calculer les perturbations appliquées aux différents paramètres de surface.	137
6.4	Analyses en surface et à 500 hPa, à 12 UTC le 6 septembre 2010. Source : Météo-France.	140
6.5	Précipitations cumulées des 6 et 7 septembre 2010. Source : Météo-France.	141
6.6	Dispersion (a) de température et (b) d'humidité du sol (TG1, WG1) de l'ensemble PERTOBS-ATM après une prévision 3 h. Dispersion des cumuls 3 h de précipitations à 00 UTC le 6 septembre 2010 (c).	144
6.7	Dispersion de l'ensemble PERTOBS-ATM pour l'analyse (a–d) de température du sol (TG1, K) et (e–h) de contenu en eau du sol (WG1, kg.kg^{-1}) à 00, 06, 12, 18 UTC le 6 septembre 2010.	144
6.8	Dispersion des analyses de surface de l'ensemble PERTOBS-SURF à (a–c) 00 et (d–e) 18 UTC le 6 septembre 2010, pour (a,d) la température du sol (K), (b,e) l'humidité du sol (kg.kg^{-1}) et (c,f) la température de surface de la mer (K).	146
6.9	Dispersion (a,d) de température à 2 m (K), (b,e) d'humidité spécifique (kg.kg^{-1}) et (c,f) de vitesse du vent à 950 hPa (m.s^{-1}), après 3 h de simulation, pour les ensembles (a–c) PERTOBS-ATM et (d–f) PERTOBS-SURF.	148

6.10	Dispersion (a,d) de température à 2 m (K), (b,e) d'humidité spécifique (kg.kg^{-1}) et (c,f) de vitesse du vent à 950 hPa (m.s^{-1}), après 12 h de simulation, pour les ensembles (a-c) PERTOBS-ATM et (d-f) PERTOBS-SURF.	149
6.11	Dispersion initiale (a) de température du sol (K), (b) d'humidité du sol (kg.kg^{-1}) et (c) de température de surface de la mer (K) pour l'ensemble PE-ALL.	150
6.12	Dispersion (a-d) de température à 2 m (K), (e-h) d'humidité spécifique à 950 hPa (kg.kg^{-1}) et (i-l) de cumul de précipitations sur 12 h (mm), pour les ensembles (a,e,i) PE-ALL, (b,f,j) PE-SST, (c,g,k) PE-TG et (d,h,l) PE-WG, à l'échéance 12 h, valable à 06 UTC le 7 septembre 2010.	151
6.13	Dispersion de (a) la capacité thermique de la végétation ($\text{K.m}^2.\text{J}^{-1}$) pour l'ensemble PE-CV, (b) de résistance de surface minimale (s.m^{-1}) pour l'ensemble PE-RSMIN et (c) d'indice foliaire ($\text{m}^2.\text{m}^{-2}$) pour l'ensemble PE-LAI.	153
6.14	(a) Évolution de la température de surface (TG1, K) de 18 à 21 UTC le 6 septembre 2010 dans la prévision de contrôle. (b) Dispersion de la température de surface (TG1, K) à 21 UTC le 6 septembre 2010 pour l'ensemble PE-CV.	153
6.15	Dispersion (a,e,i) de température à 2 m (K), (b,f,j) d'humidité spécifique (kg.kg^{-1}), (c,g,k) de vitesse du vent (m.s^{-1}) à 950 hPa, et (d,h,l) de cumul de précipitations sur 12 h (mm), pour les ensembles (a-d) PE-CV, (e-h) PE-RSMIN et (i-l) PE-LAI, à l'échéance 12 h, valable à 06 UTC le 7 septembre 2010.	154
6.16	Dispersion (a) de longueur de rugosité associée à la végétation (m) pour l'ensemble PE-ZOVEG, et (b) de longueur de rugosité associée à l'orographie sous-maille (m) pour l'ensemble PE-ZOREL.	155
6.17	Dispersion (a,e) de température à 2 m (K), (b,f) d'humidité spécifique (kg.kg^{-1}), (c,g) de vitesse du vent (m.s^{-1}) à 950 hPa, et (d,h) de cumul de précipitations sur 12 h (mm), pour les ensembles (a-d) PE-ZOVEG et (e-h) PE-ZOREL, à l'échéance 12 h, valable à 06 UTC le 7 septembre 2010.	155

Liste des tableaux

1.1	Cumuls quotidiens observés pour les plus forts événements sur les régions méditerranéennes.	23
4.1	Perturbations des observations de vent, humidité et température dans les basses couches, pour chaque membre. 0 signifie que ce paramètre n'est pas perturbé, + (-) signifie que l'on oriente les perturbations vers des valeurs positives (négatives).	91
4.2	Coordonnées des observations virtuelles.	92
5.1	Facteurs multiplicatifs appliqués à l'évaporation des précipitations (pour PERTPHY-EVAP), à l'accrétion (pour PERTPHY-ACC) ou à l'autoconversion (pour PERTPHY-AUTO), pour chaque membre.	117
5.2	Facteurs multiplicatifs appliqués à l'autoconversion, l'accrétion et l'évaporation des précipitations pour chaque membre de l'ensemble PERTPHY.	117
5.3	Cumul 24 h de précipitation (mm) moyenné sur le domaine représenté fig. 5.5, pour chaque membre de l'ensemble PERTPHY-EVAP.	118
5.4	Cumuls 24 h de précipitations (mm), moyennés sur le domaine représenté fig. 5.5, pour chaque membre des ensembles PERTPHY-AUTO, PERTPHY-ACC, PERTPHY-EVAP et PERTPHY. En gras, la simulation de référence.	125
6.1	Caractéristiques des différents ensembles réalisés. Dans PERTOBS-ATM, les modifications de TG et WG sont obtenues indirectement par les perturbations atmosphériques. L'amplitude des modifications de TG, WG et SST dans PERTOBS-SURF est produite par les cycles d'assimilation, et non prescrite. Les amplitudes des perturbations appliquées à PE-ALL sont les mêmes que pour les ensembles PE-TG, PE-WG et PE-SST.	142
6.2	Dispersion moyenne des analyses de surface produites par PERTOBS-ATM au cours d'un cycle d'assimilation.	143
6.3	Dispersion moyenne des analyses de surface produites par PERTOBS-SURF au cours d'un cycle d'assimilation.	145

Bibliographie

- B. AMBROISE (1999). *Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1 - processus et facteurs*. Revue des sciences de l'eau, 11 (4) : 471–496.
- S. ANQUETIN, E. YATES, V. DUCROCQ, S. SAMOUILAN, K. CHANCIBAULT, S. DAVOLIO, C. ACCADIA, M. CASAIOLI, S. MARIANI, G. FICCA, B. GOZZINI, F. PASI, M. PASQUI, A. GARCIA, M. MARTORELL, R. ROMERO, ET P. CHESSA (2005). *The 8 and 9 september 2002 flash flood event in france : a model intercomparison*. Natural Hazards and Earth System Science, 5(5) : 741–754.
- C. ARDILOUZE (2009). *Modélisation à très haute résolution des pluies intenses méditerranéennes*. Master's thesis, Université Paul Sabatier Toulouse III.
- S. ARGENCE, D. LAMBERT, E. RICHARD, J.-P. CHABOUREAU, ET N. SÖHNE (2008). *Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the mediterranean : a case study*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 134(636) : 1775–1788.
- R. AVISSAR ET Y. LIU (1996). *Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing*. J. Geophys. Res., 101(D3) : 7499–7518.
- M. BALDAUF, A. SEIFERT, J. FÖRSTNER, D. MAJEWSKI, M. RASCHENDORFER, ET T. REINHARDT (2011). *Operational convective-scale numerical weather prediction with the cosmo model : Description and sensitivities*. Mon. Wea. Rev., 139(12) : 3887–3905.
- J. BARKMEIJER, F. BOUTTIER, ET M. VAN GIJZEN (1998). *Singular vectors and estimates of the analysis-error covariance metric*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 124(549) : 1695–1713.
- J. BARKMEIJER, R. BUIZZA, ET T. N. PALMER (1999). *3d-var hessian singular vectors and their potential use in the ecmwf ensemble prediction system*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 125(558) : 2333–2351.
- L. BERRE, S. ECATERINA ȘTEFĂNESCU, ET M. BELO PEREIRA (2006). *The representation of the analysis effect in three error simulation techniques*. Tellus A, 58(2) : 196–209.
- V. BJERKNES (1904). *Das problem derwettervorhersage, betrachtet vom standpunkte dermechanik und der physik (the problem of weather prediction, considered from the viewpoints of mechanics and physics)*. Meteorologische Zeitschrift, 21 : 1–7. (translated and edited by Volken E. and Brönnimann, S. – Meteorol. Z. 18 (2009), 663–667).
- P. BOUGEAULT ET P. LACARRERE (1989). *Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model*. Mon. Wea. Rev., 117(8) : 1872–1890.
- F. BOUTTIER, B. VIÉ, O. NUISSIER, ET L. RAYNAUD (2012). *Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble*. Mon. Wea. Rev., pages –.
- E. BRESSON (2011). *Mécanismes de formation des systèmes convectifs quasi-stationnaires en Méditerranée nord-occidentale. Application au cas du 15 juin 2010 sur le Var*. PhD thesis, Université Toulouse III Paul Sabatier.

- E. BRESSON, V. DUCROCQ, O. NUISSIER, D. RICARD, ET C. DE SAINT-AUBIN (2012). *Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the northwestern mediterranean complex terrain*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, pages n/a–n/a.
- G. W. BRIER (1950). *Verification of forecasts expressed in terms of probability*. Mon. Wea. Rev., 78(1) : 1–3.
- R. BUBNOVA, G. HELLO, P. BÉNARD, ET J.-F. GELEYN (1995). *Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system*. Mon. Wea. Rev., 123 : 515–535.
- R. BUIZZA, P. L. HOUTEKAMER, Z. TOTH, G. PELLERIN, M. WEI, ET Y. ZHU (2005). *A comparison of the ECMWF, MSC and NCEP global ensemble prediction systems*. Mon. Wea. Rev., 133 : 1076–1097.
- R. BUIZZA, M. MILLEER, ET T. N. PALMER (1999). *Stochastic representation of model uncertainties in the ecmwf ensemble prediction system*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 125(560) : 2887–2908.
- A. BUZZI, N. TARTAGLIONE, ET P. MALGUZZI (1998). *Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood : Role of orography and moist processes*. Mon. Wea. Rev., 126 : 2369–2383.
- P. BÉNARD, J. VIVODA, J. MAŠEK, P. SMOLÍKOVÁ, K. YESSAD, C. SMITH, R. BROŽKOVÁ, ET J.-F. GELEYN (2010). *Dynamical kernel of the aladin-nh spectral limited-area model : Revised formulation and sensitivity experiments*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 136(646) : 155–169.
- G. CANDILLE ET O. TALAGRAND (2005). *Evaluation of probabilistic prediction systems for a scalar variable*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 131(609) : 2131–2150.
- O. CAUMONT, V. DUCROCQ, E. WATTRELOT, G. JAUBERT, ET S. PRADIER-VABRE (2010). *1d+3dvar assimilation of radar reflectivity data : a proof of concept*. Tellus A, 62(2) : 173–187.
- K. CHANCIBAULT, S. ANQUETIN, V. DUCROCQ, ET G.-M. SAULNIER (2006). *Hydrological evaluation of high-resolution precipitation forecasts of the Gard flash-flood event (8-9 september 2002)*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 132 : 1091–1117.
- A. J. CLARK, W. A. GALLUS, M. XUE, ET F. KONG (2010a). *Convection-allowing and convection-parameterizing ensemble forecasts of a mesoscale convective vortex and associated severe weather environment*. Wea. Forecasting, 25(4) : 1052–1081.
- A. J. CLARK, W. A. GALLUS JR., M. XUE, ET F. KONG (2009). *A comparison of precipitation forecast skill between small convection-allowing and large convection-parameterizing ensembles*. Wea. Forecasting, 24 : 1121–1140.
- A. J. CLARK, W. A. GALLUS JR., M. XUE, ET F. KONG (2010b). *Growth of spread in convection-allowing and convection-parameterizing ensembles*. Wea. Forecasting, 25 : 594–612.
- A. J. CLARK, J. S. KAIN, D. J. STENSRUD, M. XUE, F. KONG, M. C. CONIGLIO, K. W. THOMAS, Y. WANG, K. BREWSTER, J. GAO, X. WANG, S. J. WEISS, ET J. DU (2011a). *Probabilistic precipitation forecast skill as a function of ensemble size and spatial scale in a convection-allowing ensemble*. Mon. Wea. Rev., 139(5) : 1410–1418.
- A. J. CLARK, S. J. WEISS, J. S. KAIN, I. L. JIRAK, M. CONIGLIO, C. J. MELICK, C. SIEWERT, R. A. SOBASH, P. T. MARSH, A. R. DEAN, M. XUE, F. KONG, K. W. THOMAS, Y. WANG, K. BREWSTER, J. GAO, X. WANG, J. DU, D. R. NOVAK, F. E. BARTHOLD, M. J. BODNER, J. J. LEVIT, C. B. ENTWISTLE, T. L. JENSEN, ET J. CORREIA (2011b). *An overview of the 2010 hazardous weather testbed experimental forecast program spring experiment*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93(1) : 55–74.
- E. COOKE (1906). *Forecasts and verifications in western australia*. Mon. Wea. Rev., 34(1) : 23–24.

- P. COURTIER, J.-N. THÉPAUT, ET A. HOLLINGSWORTH (1994). *A strategy for operational implementation of 4d-var, using an incremental approach*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 120(519) : 1367–1387.
- J. CUXART, P. BOUGEAULT, ET J. REDELSPERGER (2000). *A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126 : 1–30.
- T. DAVIES, M. J. P. CULLEN, A. J. MALCOLM, M. H. MAWSON, A. STANFORTH, A. A. WHITE, ET N. WOOD (2005). *A new dynamical core for the met office’s global and regional modelling of the atmosphere*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 131(608) : 1759–1782.
- K. DE RIDDER ET H. GALLÉE (1998). *Land surface-induced regional climate change in southern israel*. J. Appl. Meteor., 37(11) : 1470–1485.
- C. DELIRE, J.-C. CALVET, J. NOILHAN, I. WRIGHT, A. MANZI, ET C. NOBRE (1997). *Physical properties of amazonian soils : A modeling study using the anglo-brazilian amazonian climate observation study data*. J. Geophys. Res., 102(D25) : 30119–30133.
- G. DELRIEU, V. DUCROCQ, E. GAUME, J. NICOL, O. PAYRASTRE, E. YATES, P.-E. KIRSTETTER, H. ANDRIEU, P.-A. AYRAL, C. BOUVIER, J.-D. CREUTIN, M. LIVET, S. ANQUETIN, M. LANG, L. NEPPEL, C. OBLED, J. PARENT-DU CHÂTELET, G.-M. SAULNIER, A. WALPERSDORF, ET W. WOBROK (2005). *The catastrophic flash-flood event of 8-9 september 2002 in the Gard region, France : A first case-study for the Mediterranean Hydro-meteorological Observatory*. J. Hydrometeorol., 6 : 34–52.
- L. DESCAMPS (2007). *Définition des conditions initiales des prévisions d’ensemble. Liens avec l’assimilation de données*. PhD thesis, Université Paris VI.
- C. J. DONLON, M. MARTIN, J. STARK, J. ROBERTS-JONES, E. FIEDLER, ET W. WIMMER (2012). *The operational sea surface temperature and sea ice analysis (ostia) system*. Remote Sensing of Environment, 116(0) : 140 – 158. jce :title;Advanced Along Track Scanning Radiometer(AATSR) Special Issuej/ce :title;.
- V. DUCROCQ, J.-P. LAPORE, J.-L. REDELSPERGER, ET F. ORAIN (2000). *Initialization of a fine-scale model for convective-system prediction : A case study*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 126(570) : 3041–3065.
- V. DUCROCQ, O. NUISSIER, D. RICARD, C. LEBEAUPIN, ET T. THOUVENIN (2008). *A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 134 : 131–145.
- V. DUCROCQ, D. RICARD, J.-P. LAFORE, ET F. ORAIN (2002). *Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France : on the importance of the initial humidity field*. Wea. Forecasting, 17 : 1236–1256.
- F. DUFFOURG (2010). *Sources et transports d’humidité pour les évènements de pluies intenses en région méditerranéenne : caractérisation et assimilation à mésoéchelle de radiances satellitaires infrarouges*. PhD thesis, Université Toulouse III – Paul Sabatier.
- M. EHRENDORFER (1994). *The liouville equation and its potential usefulness for the prediction of forecast skill. part i : Theory*. Mon. Wea. Rev., 122(4) : 703–713.
- E. S. EPSTEIN (1969). *Stochastic dynamic predictions*. Tellus, 21 : 739–759.
- C. FISCHER, T. MONTMERLE, L. BERRE, L. AUGER, ET S. STEFANESCU (2005). *An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131 : 3477–3492.

- S. FRESNAY, A. HALLY, C. GARNAUD, E. RICHARD, ET D. LAMBERT (2012). *Heavy precipitation events in the mediterranean : sensitivity to cloud physics parameterisation uncertainties*. Natural Hazards and Earth System Science, 12(8) : 2671–2688.
- W. A. GALLUS ET M. SEGAL (2001). *Impact of improved initialization of mesoscale features on convective system rainfall in 10-km eta simulations*. Wea. Forecasting, 16(6) : 680–696.
- C. GEBHARDT, S. E. THEIS, M. PAULAT, ET Z. BEN BOUALLÈGUE (2011). *Uncertainties in cosmo-de precipitation forecasts introduced by model perturbations and variation of lateral boundaries*. Atmos. Res., 100 : 168–177.
- D. GIARD ET E. BAZILE (2000). *Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global nwp model*. Mon. Wea. Rev., 128(4) : 997–1015.
- E. GILLELAND, D. AHJEVYCH, B. G. BROWN, B. CASATI, ET E. E. EBERT (2009). *Intercomparison of spatial forecast verification methods*. Wea. Forecasting, 24(5) : 1416–1430.
- G. A. GRELL, J. DUDHIA, ET S. D. R. (1993). *A description of the fifth-generation penn state/ncar mesoscale model (mm5)*. Technical report, NCAR/TN-398+STR.
- B. HAMADACHE, A. TERCHI, ET O. BRACHEMI (2002). *Study of the meteorological situation which affected the west and the center of Algeria in general and Bab-el-oued in particular on 10 november 2001*. In *Proceedings of 4th EGS Plinius Conference on Mediterranean storms*.
- T. M. HAMILL, C. SNYDER, ET R. E. MORSS (2000). *A comparison of probabilistic forecasts from breeding, singular-vector, and perturbed observation ensembles*. Mon. Wea. Rev., 128 : 1835–1851.
- D. L. HARTMANN, R. BUIZZA, ET T. N. PALMER (1995). *Singular vectors : The effect of spatial scale on linear growth of disturbances*. J. Atmos. Sci., 52(22) : 3885–3894.
- R. N. HOFFMAN ET E. KALNAY (1983). *Lagged average forecasting, an alternative to monte carlo forecasting*. Tellus A, 35A(2) : 100–118.
- C. HOHENEGGER ET C. SCHÄR (2007a). *Atmospheric predictability at synoptic versus cloud-resolving scales*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 11 : 1783–1793.
- C. HOHENEGGER ET C. SCHÄR (2007b). *Predictability and error growth dynamics in cloud-resolving models*. J. Atmos. Sci., 64 : 4467–4478.
- C. HOHENEGGER, A. WALSER, W. LANGHANS, ET C. SCHÄR (2008). *Cloud-resolving ensemble simulations of the August 2005 Alpine flood*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 134 : 889–904.
- B. J. HOSKINS, R. BUIZZA, ET J. BADGER (2000). *The nature of singular vector growth and structure*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 126(566) : 1565–1580.
- B. J. HOSKINS ET M. M. COUTINHO (2005). *Moist singular vectors and the predictability of some high impact european cyclones*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 131(606) : 581–601.
- P. L. HOUTEKAMER, L. LEFAIVRE, J. DEROME, J. RITCHIE, ET H. L. MITCHELL (1996). *A system simulation approach to ensemble prediction*. Mon. Wea. Rev., 124 : 1225–1242.
- R. A. J. HOUZE (1993). *Cloud Dynamics*, volume 53 of *International Geophysics Series*. Academic Press, Reading, Massachusetts.
- A. JANSÁ, A. GENOVES, M. A. PICORNELL, J. CAMPINS, R. RIOSALIDO, ET O. CARRETERO (2001). *Western mediterranean cyclones and heavy rain. part 2 : Statistical approach*. Meteorological Applications, 8(1) : 43–56.

- F. KONG, M. XUE, K. K. DROEGEMEIER, D. BRIGHT, M. C. CONIGLIO, K. W. THOMAS, Y. WANG, D. WEBER, J. KAIN, S. J. WEISS, ET J. DU (2007). *Preliminary analysis on the real-time storm-scale ensemble forecasts produced as part of the NOAA hazardous weather testbed 2007 spring experiment*. In *Preprints of the 22th conf. on weather analysis and forecasting and 18th conf. on NWP, 25-29 June 2007, Park City, UT*.
- J.-F. LACARRA ET O. TALAGRAND (1988). *Short-range evolution of small perturbations in a barotropic model*. *Tellus A*, 40A(2) : 81–95.
- J. LAFORE, J. STEIN, N. ASENCIO, P. BOUGEALT, V. DUCROCQ, J. DURON, C. FISCHER, P. HEREIL, P. MASCART, V. MASSON, J. PINTY, J. REDELSPERGER, E. RICHARD, ET J. DE ARELLANO (1998). *The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : Adiabatic formulation and control simulations*. *Ann. Geophys.*, 16 : 90–109.
- R. LAPRISE (2003). *Resolved scales and nonlinear interactions in limited-area models*. *J. Atmos. Sci.*, 60 : 768–779.
- J. LATRON ET F. GALLART (2008). *Runoff generation processes in a small mediterranean research catchment (vallcebre, eastern pyrenees)*. *Journal of Hydrology*, 358(3–4) : 206 – 220.
- M. LE LAY ET G. M. SAULNIER (2007). *Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events : Case of the 8-9 september 2002 cévennes-vivarais catastrophic event*. *Geophys. Res. Lett.*, 34(13) : L13401.
- P. LE MOIGNE, A. BOONE, J.-C. CALVET, B. DECHARME, S. FAROUX, A.-L. GIBELIN, C. LEBEAUPIN, J.-F. MAHFOUF, E. MARTIN, V. MASSON, D. MIRONOV, J. NOILHAN, P. TULET, ET B. VAN DEN HURK (2009). *SURFEX scientific documentation*. CNRM/GAME, Météo-France/CNRS, Toulouse, France.
- H. W. LEAN, P. A. CLARK, M. DIXON, N. M. ROBERTS, A. FITCH, R. FORBES, ET C. HALLIWELL (2008). *Characteristics of high-resolution versions of the met office unified model for forecasting convection over the united kingdom*. *Mon. Wea. Rev.*, 136(9) : 3408–3424.
- C. LEBEAUPIN, V. DUCROCQ, ET H. GIORDANI (2006). *Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts*. *J. Geophys. Res.*, 111(D12) : D12110–.
- C. E. LEITH (1974). *Theoretical skill of monte carlo forecasts*. *Mon. Wea. Rev.*, 102(6) : 409–418.
- E. N. LORENZ (1963). *Deterministic nonperiodic flow*. *J. Atmos. Sci.*, 20(2) : 130–141.
- E. N. LORENZ (1965). *A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model*. *Tellus*, 17(3) : 321–333.
- E. N. LORENZ (1990). *Effects of analysis and model errors on routine weather forecasts*. In *Proceedings of the 1989 ECMWF Seminar on Ten years of medium-range forecasting*, pages 115–128.
- J.-F. MAHFOUF (1991). *Analysis of soil moisture from near-surface parameters : A feasibility study*. *J. Appl. Meteor.*, 30(11) : 1534–1547.
- J.-F. MAHFOUF, E. RICHARD, ET P. MASCART (1987). *The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations*. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26(11) : 1483–1495.
- C. MARSIGLI, A. MONTANI, F. NEROZZI, T. PACCAGNELLA, S. TIBALDI, F. MOLteni, ET R. BUZZA (2001). *A strategy for high resolution ensemble prediction. II : Limited-area experiments in four Alpine flood events*. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127 : 2095–2115.
- V. MASSON, J.-L. CHAMPEAUX, F. CHAUVIN, C. MERIGUET, ET R. LACAZE (2003). *A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models*. *J. Climate*, 16(9) : 1261–1282.

- V. MASSON ET Y. SEITY (2009). *Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes*. J. Appl. Meteor. Climatol., 48(7) : 1377–1397.
- Z. MENG ET F. ZHANG (2007). *Tests of an ensemble kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. part ii : Imperfect model experiments*. Mon. Wea. Rev., 135(4) : 1403–1423.
- H. L. MITCHELL ET P. L. HOUTEKAMER (2009). *Ensemble kalman filter configurations and their performance with the logistic map*. Mon. Wea. Rev., 137(12) : 4325–4343.
- F. MOLTENI, R. BUIZZA, C. MARSIGLI, A. MONTANI, F. NEROZZI, ET T. PACCAGNELLA (2001). *A strategy for high resolution ensemble prediction. I : Definition of representative numbers and global-model experiments*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 127 : 2069–2094.
- F. MOLTENI, R. BUIZZA, T. N. PALMER, ET T. PETROLIAGIS (1996). *The ECMWF ensemble prediction system : Methodology and validation*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122 : 73–119.
- F. MOLTENI ET T. N. PALMER (1991). *A real-time scheme for the prediction of forecast skill*. Mon. Wea. Rev., 119(4) : 1088–1097.
- A. H. MURPHY (1973). *A new vector partition of the probability score*. J. Appl. Meteor., 12(4) : 595–600.
- J. NOILHAN ET J.-F. MAHFOUF (1996). *The isba land surface parameterisation scheme*. Global and Planetary Change, 13(1–4) : 145–159.
- J. NOILHAN ET S. PLANTON (1989). *A simple parameterization of land surface processes for meteorological models*. Mon. Wea. Rev., 117(3) : 536–549.
- O. NUISSIER, V. DUCROCQ, D. RICARD, C. LEBEAUPIN, ET S. ANQUETIN (2008). *A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 134 : 111–130.
- O. NUISSIER, B. JOLY, A. JOLY, V. DUCROCQ, ET P. ARBOGAST (2011). *A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern france*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137(660) : 1812–1827.
- O. NUISSIER, B. JOLY, B. VIÉ, ET V. DUCROCQ (2012). *Uncertainty of lateral boundary conditions in a convection-permitting ensemble : a strategy of selection for mediterranean heavy precipitation events*. Natural Hazards and Earth System Science, 12(10) : 2993–3011.
- T. PALMER, R. BUIZZA, F. DOBLAS-REYES, T. JUNG, M. LEUTBECHER, G. SHUTTS, M. STEINHEIMER, ET A. WEISHEIMER (2009). *Stochastic parametrization and model uncertainty*. Technical Report 598, ECMWF.
- T. N. PALMER (1999). *Predicting uncertainty in forecasts of weather and climate*. Technical Report 294, ECMWF.
- Z. PAN, E. TAKLE, M. SEGAL, ET R. TURNER (1996). *Influences of model parameterization schemes on the response of rainfall to soil moisture in the central united states*. Mon. Wea. Rev., 124(8) : 1786–1802.
- M. PARDÉ (1941). *Averses et crues fantastiques dans le roussillon en octobre 1940*. La Météorologie.
- J. PERGAUD, V. MASSON, ET S. MALARDEL (2009). *A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction*. Bound.-Layer Meteor., 132 : 83–106.
- R. A. PIELKE, T. J. LEE, J. H. COPELAND, J. L. EASTMAN, C. L. ZIEGLER, ET C. A. FINLEY (1997). *Use of USGS-provided data to improve weather and climate simulations*. Ecol. Appl., 7 : 3–21.
- S. PIELKE, ROGER A. (2001). *Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall*. Rev. Geophys., 39(2) : 151–177.

- J.-P. PINTY ET P. JABOUILLE (1998). *A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations*. In *Proceedings of the Conf. of Cloud Physics*, Everett, WA, USA. Amer. Meteor. soc.
- D. RICARD, V. DUCROCQ, ET L. AUGER (2012). *A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern mediterranean area*. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51 : 468–488.
- J.-C. RIVRAIN (1997). *Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la france*. In *Phénomènes remarquables*, volume 4. Météo-France.
- N. M. ROBERTS ET H. W. LEAN (2008). *Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events*. *Mon. Wea. Rev.*, 136(1) : 78–97.
- I. RUIN, J.-D. CREUTIN, S. ANQUETIN, ET C. LUTOFF (2008). *Human exposure to flash floods – relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of september 2002 in southern france*. *Journal of Hydrology*, 361(1–2) : 199 – 213.
- R. S. SCHUMACHER (2009). *Mechanisms for quasi-stationary behaviour in simulated heavy-rain-producing convective systems*. *J. Atmos. Sci.*, 66 : 1543–1568.
- M. SEGAL, Z. PAN, R. W. TURNER, ET E. S. TAKLE (1998). *On the potential impact of irrigated areas in north america on summer rainfall caused by large-scale systems*. *J. Appl. Meteor.*, 37(3) : 325–331.
- A. SEIFERT, M. BALDAUF, K. STEPHAN, U. BLAHAK, ET K. BEHENG (2008). *The challenge of convective scale quantitative precipitation forecast*. In *Preprints of the 15th Int. Conf. Cloud and Precipitation*, Cancun, Mexico.
- Y. SEITY, P. BROUSSEAU, S. MALARDEL, G. HELLO, P. BÉNARD, F. BOUTTIER, C. LAC, ET V. MASSON (2010). *The arome-france convective-scale operational model*. *Mon. Wea. Rev.*, 139(3) : 976–991.
- G. SHUTTS (2005). *A kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612) : 3079–3102.
- D. J. STENSRUD, J.-W. BAO, ET T. T. WARNER (2000). *Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems*. *Wea. Forecasting*, 128 : 2077–2107.
- O. TALAGRAND, R. VAUTARD, ET B. STRAUSS (1997). *Evaluation of probabilistic prediction systems*. In *Proceedings of the ECMWF Workshop on Predictability*, pages 1–26. ECMWF, Reading, UK.
- Z. TOTH ET E. KALNAY (1993). *Ensemble forecasting at nmc : The generation of perturbations*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74(12) : 2317–2330.
- Z. TOTH ET E. KALNAY (1997). *Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method*. *Mon. Wea. Rev.*, 125 : 3297–3319.
- Z. TOTH, O. TALAGRAND, G. CANDILLE, ET Y. ZHU (2003). *Forecast Verification : A Practitioner’s Guide in Atmospheric Sciences*, chapter Probability and ensemble forecasts, pages 137–163. Wiley. I. T. Joliffe and D. B. Stephenson, Eds.
- K. VAN WEVERBERG, N. P. M. VAN LIPZIG, L. DELOBBE, ET D. LAUWAET (2010). *Sensitivity of quantitative precipitation forecast to soil moisture initialization and microphysics parametrization*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649) : 978–996.
- B. VINCENDON (2010). *Apport des modèles météorologiques de résolution kilométrique pour la prévision des crues rapides méditerranéennes : vers une prévision d’ensemble des débits en région Cévennes-Vivarais*. PhD thesis, Université Toulouse III – Paul Sabatier.

- B. VINCENDON, V. DUCROCQ, S. DIERER, V. KOTRONI, M. LE LAY, M. MILELLI, A. QUESNEY, G.-M. SAULNIER, D. RABUFFETTI, L. BOUILLOUD, K. CHANCIBAULT, S. ANQUETIN, K. LAGOUVARDOS, ET P. STEINER (2009). *Flash flood forecasting within the preview project : value of high-resolution hydrometeorological coupled forecast*. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 103 : 115–125. 10.1007/s00703-008-0315-6.
- B. VINCENDON, V. DUCROCQ, O. NUISSIER, ET B. VIÉ (2011). *Flash-flood ensemble forecasts based on convective-scale nwp*. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11 : 1529–1544.
- B. VINCENDON, V. DUCROCQ, G.-M. SAULNIER, L. BOUILLOUD, K. CHANCIBAULT, F. HABETS, ET J. NOILHAN (2010). *Benefit of coupling the isba land surface model with a topmodel hydrological model version dedicated to mediterranean flash-floods*. *Journal of Hydrology*, 394(1–2) : 256 – 266. [jce :title;Flash Floods : Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls;/ce :title;](#)
- B. VIÉ, G. MOLINIÉ, O. NUISSIER, B. VINCENDON, V. DUCROCQ, F. BOUTTIER, ET E. RICHARD (2012). *Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system for mediterranean heavy precipitating events*. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(8) : 2631–2645.
- B. VIÉ, O. NUISSIER, ET V. DUCROCQ (2011). *Cloud-resolving ensemble simulations of mediterranean heavy precipitating events : uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions*. *Mon. Wea. Rev.*, 139 : 403–423.
- A. WALSER, D. LÜTHI, ET C. SCHÄR (2004). *Predictability of precipitation in a cloud-resolving model*. *Mon. Wea. Rev.*, 132 : 560–577.
- M. S. WANDISHIN, D. J. STENSRUD, S. L. MULLEN, ET L. J. WICKER (2010). *On the predictability of mesoscale convective systems : Three-dimensional simulations*. *Mon. Wea. Rev.*, 138(3) : 863–885.
- H. WERNLI, M. PAULAT, M. HAGEN, ET C. FREI (2008). *Sal—a novel quality measure for the verification of quantitative precipitation forecasts*. *Mon. Wea. Rev.*, 136(11) : 4470–4487.
- H. YAMADA (2008). *Numerical simulations of the role of land surface conditions in the evolution and structure of summertime thunderstorms over a flat highland*. *Mon. Wea. Rev.*, 136(1) : 173–188.
- F. ZHANG, Z. MENG, ET A. AKSOY (2006). *Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part I : Perfect model experiment*. *Mon. Wea. Rev.*, 134 : 722–736.

Résumé

L'évaluation de l'incertitude associée à la prévision numérique du temps à haute résolution, et en particulier l'estimation de la prévisibilité des événements de fortes précipitations en région méditerranéenne, sont les objectifs de ce travail de thèse.

Nous avons procédé à l'étude de quatre sources d'incertitude contrôlant la prévisibilité de ces événements : la description des conditions d'échelle synoptique, la représentation des conditions atmosphériques à méso-échelle (notamment le flux de basses couches alimentant le système convectif), le rôle de processus physiques complexes tels que l'établissement d'une plage froide sous orage, et enfin la définition des conditions de surface.

Pour quantifier l'impact de ces différentes sources d'incertitude, nous avons opté pour la méthode des prévisions d'ensemble avec le modèle AROME. Chaque source d'incertitude est étudiée individuellement à travers la génération de perturbations pertinentes, et les ensembles ainsi obtenus sont évalués dans un premier temps pour des cas de fortes précipitations.

Nous avons aussi procédé à une évaluation statistique du comportement des prévisions d'ensemble réalisées sur des périodes de prévision longues de deux à quatre semaines. Cette évaluation, ainsi que celle de systèmes de prévision d'ensemble échantillonnant plusieurs sources d'incertitude simultanément, permettent d'établir une hiérarchisation de ces sources d'incertitude et enfin quelques recommandations en vue de la mise en place d'un système de prévision d'ensemble à échelle convective opérationnel à Météo-France.

Abstract

This PhD thesis aims at quantifying the uncertainty of convection-permitting numerical weather forecasts, with a particular interest in the predictability of Mediterranean heavy precipitating events.

Four uncertainty sources, which impact the predictability of these events, were investigated : the description of the synoptic-scale circulation, the representation of meso-scale atmospheric conditions (especially the low-level jet feeding the convective systems with moist and unstable air), the impact of complex physical processes such as the setting up of a cold pool, and the definition of surface conditions.

To quantify the impact of these four uncertainty sources, the ensemble forecasting technique was chosen, using the AROME model. Each uncertainty source is studied separately through the definition of dedicated perturbations, and the resulting ensembles are first evaluated over heavy precipitation case studies.

We then proceed to a statistical evaluation of the ensembles for 2- and 4-week long forecast periods. This evaluation, completed with the design of ensembles sampling several uncertainty sources together, allows us to draw some practical tips for the design of an operational convective scale ensemble forecasting system at Météo-France.