



HAL
open science

Prévisibilité des épisodes météorologiques à fort impact : sensibilité aux anomalies d'altitude

Simon Fresnay

► To cite this version:

Simon Fresnay. Prévisibilité des épisodes météorologiques à fort impact : sensibilité aux anomalies d'altitude. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2014. Français. NNT : . tel-00986467

HAL Id: tel-00986467

<https://theses.hal.science/tel-00986467>

Submitted on 2 May 2014

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le 11/02/2014 par :

Simon FRESNAY

Prévisibilité des épisodes météorologiques à fort impact : sensibilité aux anomalies d'altitude

JURY

PR. FRANK ROUX
CHANTAL CLAUD
KONSTANTINOS LAGOVARDOS
PR. ROMUALDO ROMERO MARCH
YVON LEMAITRE
DOMINIQUE LAMBERT
EVELYNE RICHARD
PHILIPPE ARBOGAST

Président du jury
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur
Co-directeur
Co-directeur

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de Recherche :

Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560)

Directeur(s) de Thèse :

Dominique LAMBERT, Evelyne RICHARD et Philippe ARBOGAST

Rapporteurs :

Chantal CLAUD et Konstantinos LAGOVARDOS

THESE Université de Toulouse - **Simon FRESNAY**

Prévisibilité des épisodes météorologiques à fort impact : sensibilité aux anomalies d'altitude.

Soutenance Mardi 11 février 2014, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse

Directeurs de thèse Dominique LAMBERT, Evelyne RICHARD et Philippe ARBOGAST

Laboratoire Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560), Observatoire Midi-Pyrénées

Discipline Physique de l'Atmosphère

Les épisodes de fortes précipitations, caractéristiques du climat méditerranéen, souffrent parfois d'importantes erreurs de prévision. Ces erreurs proviennent essentiellement d'incertitudes sur les conditions initiales du modèle ou la représentation des processus physiques. L'impact des différentes sources d'incertitudes est classiquement étudié à partir de prévisions d'ensemble. Au cours de ce travail, nous avons développé une méthodologie d'ensemble visant à étudier la sensibilité des prévisions à différentes configurations initiales des anomalies dynamiques d'altitude. Ces anomalies sont des zones à fort gradient, susceptibles de constituer des zones d'erreurs de prévision privilégiées. Elles sont par ailleurs un précurseur connu des perturbations météorologiques.

La méthodologie proposée repose sur l'advection de la variable conservative associée aux anomalies d'altitude : le tourbillon potentiel (PV). Le modèle utilisé, MIMOSA, advecte le PV sur un niveau isentrope, sur une grille de haute résolution, permettant de mieux représenter les petites échelles et les zones de gradient tout en contrôlant les grandes échelles grâce à une relaxation vers un PV de contrôle. Le PV MIMOSA a été introduit dans un modèle en équations primitives à l'aide d'un outil d'inversion du PV. Le choix retenu pour l'inversion est un algorithme qui fournit des solutions équilibrées au sens des équations du modèle.

Différentes configurations d'advection du PV ont fourni un ensemble de conditions initiales au modèle de prévision ARPEGE. Cet ensemble dénommé ARPEGE-MIMOSA, a été appliqué à 5 cas réels de fortes précipitations : le premier épisode, ou « catastrophe de Draguignan » sur le département du Var le 15 juin 2010, est associé à une prévisibilité particulièrement faible ; les 4 autres cas ont été observés en 2012 durant la campagne HyMeX et ont été utilisés comme un premier échantillon pour évaluer l'apport statistique du système de prévision d'ensemble ARPEGE-MIMOSA.

Le cas du 15 juin 2010 a fait l'objet d'une étude détaillée, qui a notamment confronté l'impact de perturbations d'altitude à celui des perturbations de basse-couche. Pour cette situation, nous concluons que les incertitudes des champs d'altitude ont joué un rôle mineur durant la première phase de l'épisode en raison d'une absence de couplage entre les anomalies de surface et d'altitude. Le rôle des incertitudes de surface a été examiné au moyen de plusieurs expériences perturbées : des modifications manuelles de la pression au niveau de la mer et du champ d'humidité se sont avérées toutes deux capables d'améliorer la première phase de l'épisode. Cette amélioration a été attribuée au déclenchement d'un système fortement précipitant le long d'une zone frontale. Pour la seconde phase de l'épisode, nous avons mis en évidence le rôle de l'humidité à travers une simulation qui permet de se rapprocher du scénario observé sans toutefois atteindre le niveau de précipitation observé. Une explication alternative a été alors proposée, mettant en jeu l'insuffisance du modèle à reproduire la progression d'une onde d'altitude dans un contexte fortement diabatique.

Enfin, une évaluation objective du système de prévision d'ensemble ARPEGE-MIMOSA a été réalisée à partir des 4 cas HyMeX. Les résultats obtenus avec l'ensemble ARPEGE-MIMOSA ont été comparés aux résultats issus de deux systèmes de prévision d'ensemble opérationnels. Cette comparaison a permis de mieux quantifier l'erreur de prévision attribuable à la seule dynamique d'altitude et de mettre en évidence la valeur ajoutée du système ARPEGE-MIMOSA pour les seuils de fortes précipitations.

Mots-clés : *épisodes de fortes précipitations ; dynamique de méso-échelle ; anomalies de tourbillon potentiel ; système convectif de méso-échelle ; sensibilité aux conditions initiales ; système de prévision d'ensemble ; circulations géostrophiques*

Simon FRESNAY

Predictability of high-impact weather events : sensitivity to upper-level anomalies

Heavy precipitation events, which are a feature of the Mediterranean climate, may be erroneously forecast. These errors most often originate either from uncertainties related to initial conditions or the representation of physical processes. The impact of various sources of uncertainty is commonly investigated through ensemble prediction. Within this study, an ensemble methodology has been developed aiming to study forecast sensitivity to upper-level dynamical anomalies. These anomalies exhibit strong gradients which are prone to forecast errors and are furthermore precursors of meteorological disturbances.

The proposed methodology is based on the advection of the conservative variable associated to upper-level anomalies : the potential vorticity (PV). The employed model, MIMOSA, performs the PV advection on an isentropic level over a high-resolution grid, which allows a better simulation of the fine-scale structures and gradients, and relaxes the large-scale component towards the analysed PV. MIMOSA PV was implemented into a primitive equation model through a PV-inversion tool. A specific algorithm was chosen, which provides a balanced solution belonging to the model solution subspace.

Different advection model configurations yield a full set of initial conditions for the ARPEGE weather prediction model. The ensemble, so-called ARPEGE-MIMOSA, has been applied to 5 real case studies. The first case, also known as the “Draguignan catastrophe” over the Var region on 15 June 2010 was associated to an enhanced lack of predictability ; 4 other cases were observed in 2012 during the HyMeX field campaign and have been used as a first sample to evaluate the statistical improvement of the ARPEGE-MIMOSA ensemble prediction system.

The case of 15 June 2010 has been thoroughly investigated, addressing in particular the respective role of the upper-level anomalies and the low-level anomalies. For this case, it is concluded that upper-level uncertainties only played a minor role during the first stage of the event, arguing that there is no coupling between surface and upper-level anomalies. The role of surface uncertainties is investigated through a set of perturbed experiments : manual modifications of the sea level pressure and humidity fields are each seen to improve the first stage of the event. This improvement is attributed to the triggering of a precipitating disturbance along a frontal zone. For the second stage of the event, the role of humidity is emphasized, based on a simulation which brings the situation closer to the observed event, but without yielding a correct precipitation pattern. An alternative explanation is given, highlighting model discrepancies on the evolution of an upper-level wave in a highly-diabatic environment.

Finally, an objective evaluation of the ARPEGE-MIMOSA ensemble prediction system from the 4 latter cases has been carried out. Results from ARPEGE-MIMOSA are compared to these from two operational ensemble prediction systems. This comparison led us to a better quantification of the errors related to the upper-level dynamics. It is shown that the ARPEGE-MIMOSA system exhibits some skill for the heavy precipitation thresholds.

***Key words** : heavy precipitation events ; meso-scale dynamics ; potential vorticity anomalies ; mesoscale convective system ; initial-condition sensitivity ; ensemble prediction system ; ageostrophic circulations*

Ce travail a été réalisé avec le soutien du Fonds AXA pour la Recherche
<http://www.axa-research.org>

Remerciements

Cette thèse a pu être réalisée et soutenue grâce au soutien de nombreuses personnes au Laboratoire d'Aérodynamique, à Météo-France ou ailleurs. Je remercie le Fonds AXA pour la Recherche pour le financement accordé à ce projet. Je remercie chaleureusement mes directeurs de thèse, Dominique Lambert, Evelyne Richard et Philippe Arbogast, ainsi que Karine Maynard, qui se sont montrés d'une grande disponibilité pour m'encadrer durant ces 3 années et avec qui j'ai acquis une expérience essentielle de la recherche scientifique. Je remercie Dominique et Evelyne pour leur accueil dans l'équipe PAME du Laboratoire d'Aérodynamique sur ces 4 dernières années. Je remercie Philippe et Karine pour m'avoir initié à la «PV thinking» depuis mon stage de Master 2 au CNRM. Je remercie mes rapporteurs, Chantal Claud et Kostas Lagouvardos, pour leur appréciations personnelles avant la soutenance. Je remercie Chantal et Alain Hauchecorne, de l'IPSL, pour leur soutien technique sur l'utilisation du modèle MIMOSA. Je remercie Romualdo Romero pour son accueil et son aide au Meteorology Group à l'Université des Iles Baléares. Je remercie toute l'équipe du Laboratoire d'Aérodynamique, pour leur gentillesse et leur disponibilité, et notamment son directeur, Frank Roux. Je remercie spécifiquement tous les doctorants et autres proches collègues pour leur expérience, leur soutien et leur bonne humeur (FYCTAGLTCFEMFBCMSAAJPHSRF...). Enfin je ne saurais oublier toutes les personnes qui m'ont soutenu parmi mes amis et ma famille.

Table des matières

Introduction	9
1 Etat des connaissances sur la prévisibilité de fortes pluies en Méditerranée	13
1 Contexte du temps violent en Méditerranée	14
1.1 Eléments climatologiques	14
1.2 Flux humide dirigé vers un relief	17
1.3 Dynamique des perturbations des latitudes moyennes et organisation de la convection	19
1.4 Caractérisation des HPE du sud de la France	23
2 Prévisibilité météorologique	27
2.1 Incertitudes inhérentes à une simulation météorologique	27
2.2 Utilisation de l'incertitude	29
3 Objectifs de la thèse	33
2 Inversion du tourbillon potentiel : fondements et application à fine échelle	37
1 Le tourbillon potentiel, ou PV	38
1.1 Définitions	38
1.2 Inversion du PV : généralités	39
2 Revue des méthodes d'inversion	39
2.1 Le modèle quasi-géostrophique	39
2.2 Méthode de Davis and Emanuel [1991] : utilisation de la balance de Charney	41
2.3 Méthode de Arbogast et al. [2008] : utilisation d'un équilibre implicite au moyen de filtres digitaux	43
3 Comparaison de deux inversions à méso-échelle réalisées avec Ar08 et DE	44
3.1 Présentation des expériences	44
3.2 Détails de la procédure pour appliquer DE	46
3.3 Résultats 1 : champs initiaux	47
3.4 Résultats 2 : prévision	51
4 Résumé et discussion	52

3	Advecter le tourbillon potentiel à fine échelle	57
1	Advection du PV sur niveau isentrope	58
1.1	Historique	58
1.2	Surface isentrope et limite diabatique	59
1.3	Advection passive d'un champ	60
1.4	Advection passive du PV sur niveau isentrope	61
2	Le modèle MIMOSA	62
2.1	Advection passive	63
2.2	Relaxation vers un champ de référence	64
3	Utilisation de MIMOSA à l'échelle météorologique	65
3.1	Choix du domaine	66
3.2	Adaptation aux données disponibles	66
3.3	Simulations de contrôle	68
3.4	Sensibilité aux paramètres de MIMOSA. 1 : Sans relaxation . .	71
3.5	Sensibilité aux paramètres de MIMOSA. 2 : Avec relaxation . .	77
4	Conclusion	80
4	Cas du 15 juin 2010. 1 : Etude des incertitudes et des ingrédients dynamiques	81
1	Problématique	82
2	Présentation de l'épisode et identification de la prévisibilité	83
2.1	Contexte géographique	83
2.2	Observations des précipitations et du système nuageux	84
2.3	Incertitudes d'analyse et de prévision	88
3	Etude de la dynamique : du signal basse-fréquence aux ingrédients de la méso-échelle	98
3.1	Composante de basse-fréquence	98
3.2	Evolution temporelle de l'échelle synoptique	99
3.3	Ingrédients dynamiques à méso-échelle : caractérisation et prévisibilité	102
4	Conclusion	106
5	Cas du 15 juin 2010. 2 : Rôle de la dynamique d'altitude et autres précurseurs	109
1	Introduction	110
2	Rôle de la dynamique d'altitude	110
2.1	Diagnostic avec un système de prévision d'ensemble traditionnel	110
2.2	Prévision d'ensemble basée sur l'utilisation du modèle MIMOSA	114
3	Expériences avec corrections de l'état initial	121
3.1	Motivations et procédure	121
3.2	Impact sur les ingrédients de méso-échelle	125
3.3	Impact sur les précipitations	127
3.4	Impact sur la circulation verticale	130

3.5	Discussion additionnelle	136
4	Synthèse des chapitres 4 et 5	144
4.1	Vers un schéma explicatif de la séquence dynamique	144
4.2	Une faible sensibilité aux anomalies d'altitude	147
6	Evaluation objective d'un système de prévision d'ensemble basé sur le tourbillon potentiel	149
1	Présentation des quatre cas étudiés	150
1.1	Données de référence	150
1.2	Cas 1 (29/09/2012, également HyMeX- <i>IOP8</i>)	151
1.3	Cas 2 (20/10/2012, également HyMeX- <i>IOP15a</i>)	155
1.4	Cas 3 (26/10/2012, également HyMeX- <i>IOP16</i>)	155
1.5	Cas 4 (11-12/11/2012)	156
1.6	Résumé	157
2	Application de l'ensemble de modifications du PV d'après MIMOSA . .	158
2.1	Etat initial	158
2.2	Prévision d'ensemble ARPEGE-MIMOSA (EM)	159
2.3	Résumé et discussion	164
3	Evaluation objective de l'ensemble	166
3.1	Présentation des méthodes d'évaluation	166
3.2	Evaluation et comparaison avec 3 autres ensembles	168
4	Conclusion	173
	Conclusion	175
	A Formulations des vitesses pour MIMOSA	191
0.1	Projection	191
0.2	Cas particuliers de trois projections	192
	Listes des publications, conférences et campagnes expérimentales de l'auteur	195

Introduction

Le bassin méditerranéen est une région connue pour ses aléas météorologiques. Sa climatologie fait état de nombreux cas de fortes précipitations, tempêtes et canicules. Le régime pluviométrique est très contrasté à l'échelle de l'année, l'essentiel des précipitations se produisant sous forme de quelques orages diluviens. On parle d'événements de forte précipitation (ou HPE, de l'anglais : *heavy precipitation event*). Ces épisodes favorisent une évolution rapide des cours d'eau méditerranéens, ceux-ci présentant un fort différentiel entre leur régime d'étiage et leur régime de crue. Le phénomène prend dans les cas les plus intenses la forme de crues-éclair, constituant un risque majeur pour les rives exposées. La **Fig. 0.1** illustre les dégâts que peuvent causer de telles crues-éclair.

Cet aléa se conjugue à une vulnérabilité particulière des régions méditerranéennes en raison de leur forte densité en population et infrastructures (145 millions d'habitants dont 23 aires urbaines de plus de 1 millions d'habitants). Le projet européen FLASH a dressé un inventaire des coûts associés pour chaque pays de l'ouest méditerranéen (France, Espagne, Italie, Algérie) : les coûts économiques sont estimés en moyenne entre plusieurs dizaines et plusieurs centaines de millions d'euros par an et le nombre de victimes peut être particulièrement élevé sur des régions vulnérables comme ce fut le cas pour la catastrophe d'Alger en 2001, avec plus de 700 victimes.

Cette exposition justifie les programmes de recherche météorologique mis en place depuis une quinzaine d'années et dans lesquels la France s'investit notablement. Bien que principalement motivé par le contexte alpin, le programme MAP (Mesoscale Alpine Programme, 1995-2007) fut le premier à mettre en oeuvre des moyens importants pour améliorer la connaissance des fortes pluies méditerranéennes. MEDEX (Mediterranean Experiment, 2000-2012) avait pour objectif l'étude des dépressions méditerranéennes et de leurs impacts (dont les fortes précipitations). MEDEX a notamment conduit à la constitution d'une base de données détaillée sur les cas des 20 dernières années. Depuis 2010, la problématique des fortes précipitations en Méditerranée est au coeur du programme international HyMeX (<http://www.hymex.org>). Ce programme, axé plus généralement sur l'étude du cycle de l'eau en Méditerranée, a organisé à l'automne 2012 une campagne d'observations intensives spécifiquement dédiée à l'étude des fortes précipitations du bassin méditerranéen nord-occidental.

Depuis MAP, on a pu identifier le schéma de la circulation atmosphérique qui est régulièrement associé aux fortes précipitations méditerranéennes. Celui-ci implique la



Fig. 0.1 – Destructons suite à une crue-éclair de la Salz à Rennes-les-Bains (Aude) le 26 septembre 1992.

présence d'un flux de basse-couche d'origine marine. Ce flux transporte un air chaud qui s'est humidifié au contact de la mer Méditerranée. Il constitue alors une source d'énergie importante. Lorsqu'il se heurte aux reliefs côtiers, l'air chaud et humide est contraint de s'élever, initiant des développements nuageux et précipitants. Si le système convectif qui en résulte demeure stationnaire ou quasi-stationnaire pendant plusieurs heures sur une même région, il peut conduire localement à des cumuls de précipitations très importants.

Fréquemment, l'apparition d'ascendances n'est pas le seul fait du soulèvement orographique. Le schéma identifié de la circulation atmosphérique implique également des anomalies d'altitude. Ces anomalies, intimement liées à une variable de l'écoulement appelée tourbillon potentiel, ont la capacité de contrôler à la fois les flux de basse-couche et d'induire des ascendances de grande échelle. Leur pouvoir précurseur a déjà été mis en évidence sur l'initiation de dépressions dans le régime des latitudes moyennes, à la fois sur des situations idéalisées et des cas réels. Pour la région méditerranéenne, diverses études ont montré que ces anomalies pouvaient jouer un rôle important tant sur l'intensité et la localisation des précipitations que sur leur chronologie. Néanmoins, les contributions respectives des processus de surface (convection, dépressions, fronts) et d'altitude restent à établir.

La capacité de prévision -ou prévisibilité- de ces épisodes de précipitations intenses est limitée à la fois par la nature chaotique de l'atmosphère et par les approximations effectuées dans le processus de prévision. La prévisibilité des phénomènes convectifs est souvent faible et requiert de ne pas d'utiliser une seule prévision d'un modèle comme une représentation probable de la réalité. C'est pourquoi les méthodes de prévision d'ensemble font l'objet d'un intérêt croissant. Celles-ci consistent à réaliser plusieurs prévisions qui ne diffèrent entre elles que de par l'ajout de perturbations de taille et localisation soigneusement contrôlées. Cette méthode fournit à la fois les bornes extrêmes des scénarios possibles ainsi que des probabilités de dépasser un seuil donné.

Nous proposerons dans ce travail de thèse une méthodologie de prévision d'ensemble peu explorée jusqu'ici et fondée sur des perturbations des anomalies d'altitude. Elle né-

cessitera en premier lieu de définir une stratégie de perturbation. A cette fin, nous utiliserons les propriétés conservatives du tourbillon potentiel lors d'advections lagrangiennes pour construire un ensemble d'anomalies d'altitude légèrement modifiées. Cette méthode permet en outre de reconstruire des structures de fines échelles ou des zones de forts gradients qui échappent à l'analyse opérationnelle.

Nous utiliserons ensuite une méthode d'inversion pour initialiser un modèle météorologique à partir des anomalies ainsi construites. La phase d'inversion correspond à la traduction d'une information de tourbillon potentiel vers une information de vent et de température, qui soit cohérente avec les équilibres connus de l'atmosphère. L'inversion du tourbillon potentiel est souvent appliquée à des situations de grande échelle en supposant un équilibre simplifié de la dynamique atmosphérique. Néanmoins, rares sont les méthodes qui ont cherché à considérer un équilibre d'ordre supérieur, dont on ne peut plus s'affranchir à fine échelle. Nous utiliserons une méthode récemment développée à Météo-France, dont les performances ont déjà été démontré sur des situations de tempêtes.

Le travail s'appuiera sur l'étude de cinq épisodes de précipitations intenses. Le premier correspond à la catastrophe de Draguignan de juin 2010. Cet épisode exceptionnel à plus d'un titre fera l'objet d'une analyse météorologique détaillée, afin de comprendre les processus mis en jeu et de discuter les impacts respectifs des anomalies d'altitude et de surface sur les précipitations. Les 4 autres épisodes se sont produits lors de la campagne HyMeX de l'automne 2012. Ils seront utilisés comme un échantillon représentatif de fortes précipitations méditerranéennes. Notre méthode d'ensemble sera alors évaluée dans une optique statistique, à l'aide des scores habituellement utilisés pour la prévision d'ensemble.

Le plan du manuscrit s'établit comme suit. Le chapitre 1 propose une synthèse bibliographique sur les épisodes de fortes précipitations en Méditerranée et les méthodes permettant d'évaluer leur prévisibilité. Une attention particulière sera portée aux cas du sud-est de la France. Le chapitre 2 expose les bases théoriques du problème d'inversion du tourbillon potentiel, compare et discute différentes méthodes d'inversion. Le chapitre 3 décrit le modèle d'advection lagrangienne utilisé pour obtenir un champ de tourbillon potentiel à fine échelle et explicite la sélection des paramètres permettant de construire un ensemble de réalisations différentes. Les deux chapitres suivants sont consacrés au cas du 15 juin 2010. Le chapitre 4 analyse les problèmes de prévisibilité propres à cette situation exceptionnelle en examinant la séquence des prévisions opérationnelles déterministes et ensemblistes et en identifiant les ingrédients dynamiques présents. Le chapitre 5 discute plus spécifiquement le rôle des processus d'altitude face au processus de surface. Il permet de mieux cerner les interactions qui ont conduit à la faible prévisibilité de la situation. Enfin, le chapitre 6 présente l'évaluation objective de la méthode d'ensemble proposée, sur la base des 4 cas HyMeX, en comparaison avec les systèmes de prévision d'ensemble opérationnels. Le manuscrit se termine par une conclusion, résumant les principaux résultats obtenus et proposant un ensemble de perspectives.

Chapitre 1

Etat des connaissances sur la prévisibilité de fortes pluies en Méditerranée

Sommaire

1	Contexte du temps violent en Méditerranée	14
1.1	Eléments climatologiques	14
1.2	Flux humide dirigé vers un relief	17
1.3	Dynamique des perturbations des latitudes moyennes et or- ganisation de la convection	19
1.4	Caractérisation des HPE du sud de la France	23
2	Prévisibilité météorologique	27
2.1	Incertitudes inhérentes à une simulation météorologique . . .	27
2.2	Utilisation de l'incertitude	29
3	Objectifs de la thèse	33

Dans ce chapitre, nous présentons tout d'abord l'état des connaissances en matière d'intempéries méditerranéennes en examinant leur climatologie ainsi que les facteurs météorologiques conduisant à leur mise en place. Nous nous intéressons ensuite aux différentes méthodes qui permettent d'en évaluer la prévisibilité.

1 Contexte du temps violent en Méditerranée

1.1 Eléments climatologiques

a. Dépressions

La Méditerranée est une région propice au développement de dépressions. Une climatologie des dépressions méditerranéennes survenues depuis 1995 a été réalisée dans le cadre du programme européen MEDEX (<http://medex.aemet.uib.es>), dédié à l'étude des événements météorologiques méditerranéens à fort impact socio-économique. Les dépressions sont connues pour être statistiquement associées à des HPE. Jansa et al. [2001] ont notamment montré que l'essentiel ($\approx 90\%$) des HPE sur la côte espagnole est associé à un centre dépressionnaire dans le proche voisinage.

En comptant le nombre de cyclones présents par maille de $2.25^\circ \times 2.25^\circ$, Campins et al. [2011] ont calculé pour l'ensemble du bassin une fréquence moyenne de dépressions supérieure à 5 an^{-1} ce qui est comparable à la fréquence obtenue sur le rail des dépressions atlantiques (Hanson et al. [2004]). Cette fréquence augmente notablement sur deux régions bien identifiées, la région de Chypre et le golfe de Gênes, où elle est estimée à plus de 40 an^{-1} . La carte de la **Fig. 1.1** représente la fréquence estimée des cyclogénèses (c'est à dire des dépressions en formation) et identifie les zones les plus actives. On retrouve les deux régions citées précédemment comme des régions propices à la cyclogénèse (fréquence supérieure à 10 an^{-1}) mais on peut aussi remarquer des zones secondaires comme la région du nord de l'Algérie à l'Espagne, qui est d'un intérêt particulier pour les HPE dans l'ouest de la Méditerranée. Les dépressions méditerranéennes sont généralement de courte durée de vie (majoritairement inférieure à 12 h et très rarement supérieure à 72 h, Campins et al. [2011]) mais ont la propriété d'être souvent quasi-stationnaires ce qui généralement en aggrave les conséquences.

Les dépressions méditerranéennes sont parfois de taille très réduite, avec un diamètre inférieur à 300 km (Picornell et al. [2001]) : on parle alors de dépressions de méso-échelle. Certaines dépressions de méso-échelle connaissent une forte activité convective à symétrie circulaire, correspondant partiellement à des caractéristiques de cyclones tropicaux, on parle alors d'ouragans méditerranéens (en anglais, *medicane*) (Lagouvardos et al. [1999], Moscatello et al. [2008], Chaboureau et al. [2012], Tous and Romero [2013]). Un inventaire des *medicanes* analysés depuis 1983 a été réalisé par l'Université des Iles Baléares, sur la base d'imagerie satellitaire et des analyses opérationnelles (<http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/MEDICANES>). Les cyclones de méso-échelle peuvent néanmoins échapper aux moyens traditionnels d'observation et souffrir d'une mauvaise représentation dans les analyses. Ils sont alors une

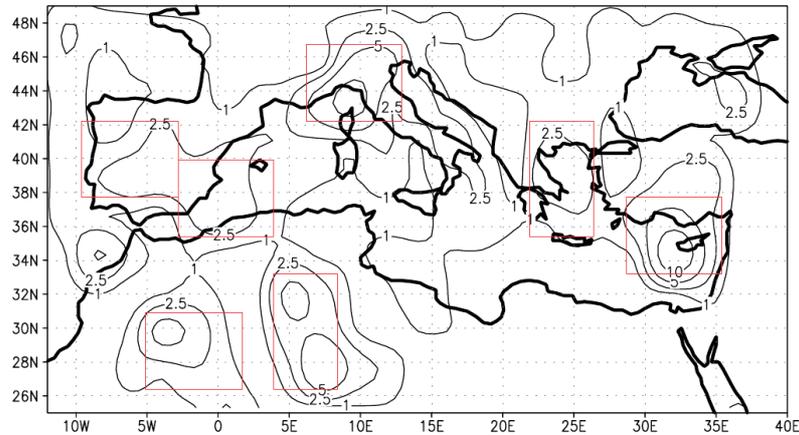


Fig. 1.1 – Occurrence moyenne de cyclogénèses en Méditerranée (événements par an, iso-lignes 1, 2.5, 5, et 10), d'après [Campins et al. \[2011\]](#). Les données sont calculées comme le nombre de cyclogénèses identifiées par maille de $2.25^\circ \times 2.25^\circ$. Les carrés rouges identifient les zones de cyclogénèse principales.

source d'incertitude importante dans la prévision.

b. Climatologie des précipitations

Les régions du pourtour méditerranéen disposent de longues séries d'observations et la climatologie des précipitations y est assez bien connue. Une particularité importante dans le nord-ouest du bassin est un maximum climatologique en automne, faisant suite à un minimum climatologique en été. On retrouve nettement une telle caractéristique dans le sud de la France ([Ricard et al. \[2012b\]](#)) ou dans l'ouest de l'Espagne ([Ramis et al. \[2013\]](#), [Homar et al. \[2010\]](#), [Llasat et al. \[2010\]](#)). La **Fig. 1.2** extraite de [Funatsu et al. \[2009\]](#) illustre les caractéristiques du cycle annuel de la convection au moyen d'une détection automatique des situations précipitantes effectuée à partir d'une sélection de canaux d'observation satellitaire. Ce résultat révèle un cycle caractéristique de la Méditerranée : les orages se développent majoritairement sur le continent en été et gagnent la Méditerranée en automne.

[Frei and Schär \[1998\]](#) ont étudié à partir des stations de surface la climatologie des précipitations sur les régions s'étendant des Alpes au sud de la France. Ils montrent que les pluies ont un maximum climatologique sur la pente du relief, sous-entendant le rôle important joué par ce dernier. Deux zones de relief sont particulièrement exposées : la face sud des Alpes au nord de l'Italie (région du Lac Majeur), avec un cumul moyen de précipitation de 150 mm en octobre, et le flanc sud-est du Massif Central (région Cévennes-Vivarais) en France, avec un cumul moyen de 105 mm en octobre. Les fortes précipitations de la région alpine ont fait l'objet du programme international MAP dont la campagne de terrain s'est déroulée en 1999 ([Bougeault et al. \[2001\]](#), [Richard et al. \[2007\]](#), [Rotunno and Houze \[2007\]](#)).

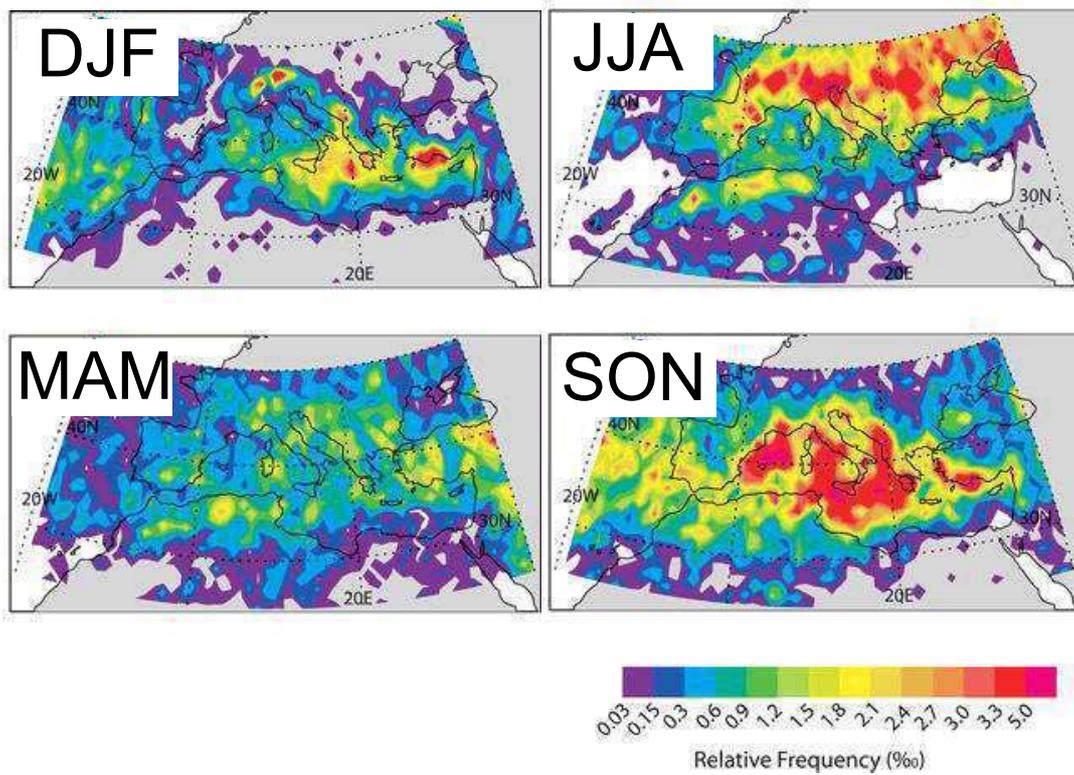


Fig. 1.2 – Variabilité spatiale saisonnière des HPE sur la zone méditerranéenne sur la période 2001-2007, d'après [Funatsu et al. \[2009\]](#). Les données sont calculées comme la fréquence (en partie par 1000) de convection profonde, déterminée à l'aide d'une combinaison de canaux de l'imagerie satellitaire. Trimestres DJF (hiver), MAM (printemps), JJA (été) et SON (automne).

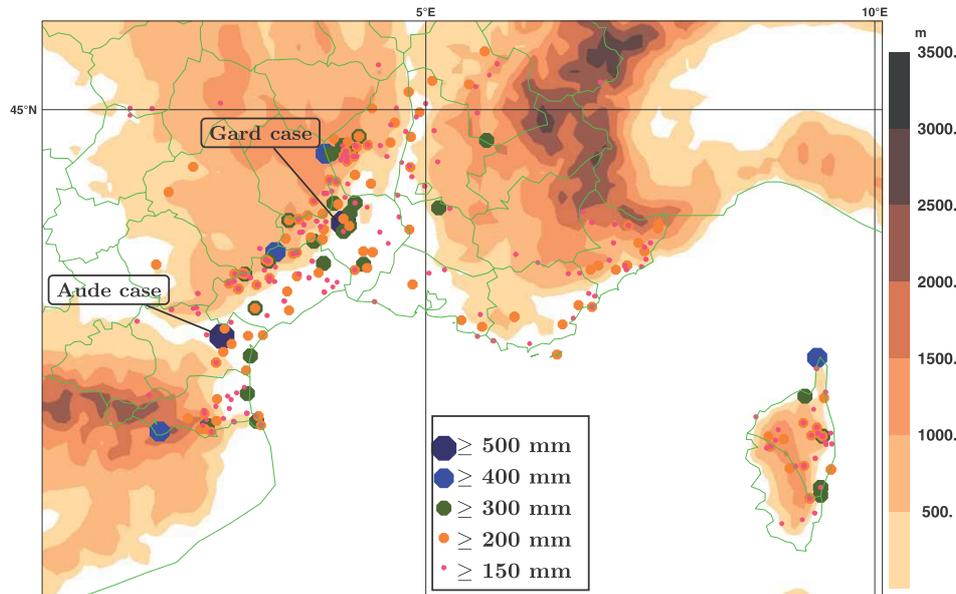


Fig. 1.3 – Distribution géographique des HPE au sud de la France de 1967 à 2006, d’après Ricard et al. [2012b]. La largeur des points indique le cumul de précipitations maximal observé sur 24 h pour chaque HPE.

Dans le contexte du programme HyMeX et de sa phase préparatoire, les HPE du sud de la France ont fait l’objet d’une attention particulière. La climatologie de Ricard et al. [2012b] portant sur les HPE de 1967 à 2006 montre qu’en France des cumuls journaliers supérieurs à 200 mm sont possibles en tout point du littoral et de la basse vallée du Rhône mais que les épisodes les plus fréquents et les plus intenses se produisent sur les Cévennes (**Fig. 1.3**). Les HPE sont aussi relativement fréquents sur les Pyrénées orientales et la façade est de la Corse. Le risque de HPE est moins élevé sur la région Provence-Alpes-Côte-d’Azur (PACA) : aucun cumul journalier supérieur à 300 mm n’avait été enregistré sur la période considérée avant l’épisode du Var en juin 2010.

Afin de décrire les mécanismes locaux mis en jeu dans les HPE, nous utiliserons en première approche le problème académique d’un flux humide dirigé vers un relief. Nous présenterons ensuite le contexte synoptique dans le lequel se développent les perturbations méditerranéennes et le type d’organisation convective qui en résulte. Enfin nous préciserons quelques caractéristiques propres aux HPE du sud-est de la France.

1.2 Flux humide dirigé vers un relief

a. Nombre de Froude

L’approche la plus simple pour prévoir le comportement d’une masse d’air humide et stable, à l’approche d’un relief est de considérer le nombre de Froude, qui s’exprime ici comme $Fr = \frac{U_0}{N_0 h_0}$ où U_0 est la vitesse du flux (normal au relief), $N_0^2 \propto \partial\theta/\partial z$ la fréquence de Brunt-Väisälä (mesure la stabilité statique de la masse d’air) et h_0 la

hauteur caractéristique du relief. Lorsque $Fr \ll 1$, la stabilité statique et la hauteur du relief empêchent l'air de franchir le relief, le flux est défléchi de part et d'autre de l'obstacle (e.g. [Smith \[1980\]](#)). Au contraire, lorsque $Fr \gg 1$, la vitesse du flux est suffisante pour contre-balancer les effets de stabilité et d'obstacle, l'écoulement peut franchir le relief, conduisant à des nuages voire des précipitations sur la pente amont si le seuil de condensation est atteint.

b. Instabilité conditionnelle

Le raisonnement en nombre de Froude nécessite néanmoins une adaptation en cas d'une masse d'air saturée en humidité, telles les situations observées lors la campagne MAP ([Rotunno and Houze \[2007\]](#)). En effet, la chaleur latente dégagée par la condensation déstabilise rapidement l'atmosphère et permet à l'air de franchir le relief malgré un nombre de Froude défavorable. [Miglietta and Rotunno \[2009\]](#) ont montré à partir de simulations d'un flux barotrope sur un relief symétrique que l'intensité des précipitations sur le relief était alors fortement conditionnée par deux paramètres supplémentaires : le niveau théorique de convection libre (LFC, de l'anglais *level of free convection*) et l'énergie potentielle de convection disponible (CAPE, de l'anglais, *convective available potential energy*). Ces derniers paramètres caractérisent l'instabilité conditionnelle : la CAPE est libérée à condition de forcer l'air de surface à s'élever jusqu'au LFC. [Miglietta and Rotunno \[2009\]](#) mettent également en évidence le rôle des plages froides (refroidissement au sol créé par l'évaporation des précipitations sous une cellule convective) pour forcer l'air à s'élever de plus en plus en amont du relief (**Fig. 1.4**). Ce concept de propagation rétrograde (par rapport au flux) de la convection explique que la prévision des pluies orographiques en contexte d'instabilité conditionnelle est un problème complexe qui va être fortement sensible à l'initiation des premières cellules convectives.

c. Flux dévié par le relief

La complexité tri-dimensionnelle du relief doit aussi être prise en compte pour expliquer des maxima de précipitations très localisés. Des expériences de sensibilité sur des cas idéalisés ont été conduites par [Bresson et al. \[2012\]](#) pour les Cévennes, [Schneider and Schär \[2000\]](#) et [Gheusi and Davies \[2004\]](#) pour les Alpes. Elles montrent que dans les deux cas, le flux de basse-couche subit une déviation forcée au sud des Alpes (situation avec $Fr \ll 1$) et dirigée vers l'ouest lorsque le flux moyen est de sud. Dans le cas du Lac Majeur, la géométrie concave du relief parvient à bloquer le flux de basse-couche et l'oblige à s'élever pour franchir la barrière alpine. De plus, une indentation particulière du relief au niveau du Lac Majeur favorise une convergence locale qui amplifie le maximum de précipitations. En France il se produit un flux de contournement au sud des Alpes, lequel rejoint le flux qui remonte naturellement du sud dans le golfe du Lion ([Bresson et al. \[2012\]](#)), forçant alors la confluence sur un axe pointant vers les Cévennes.

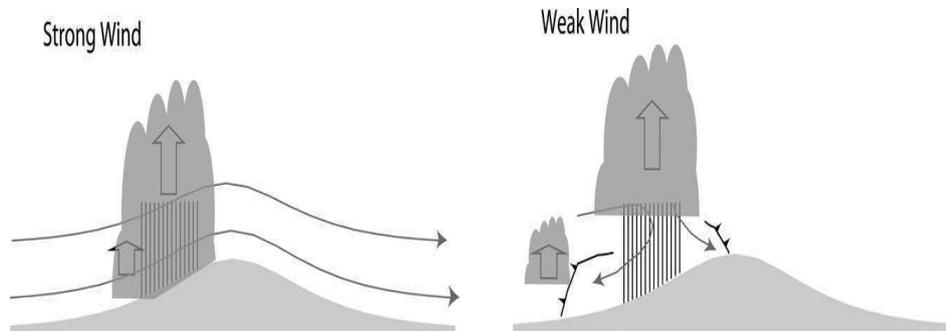


Fig. 1.4 – Concept de «propagation rétrograde» de la convection dans un modèle de flux unidirectionnel dirigé sur un relief moyen, d’après [Miglietta and Rotunno \[2009\]](#). Dans les deux situations, l’air possède une instabilité conditionnelle, ce qui déclenche des ascendances convectives et des précipitations sur le flanc au vent du relief. A gauche, situation de flux rapide : la plage froide est mince ou évacuée vers l’aval et ne perturbe pas l’installation de la convection sur la pente du relief. A droite, situation de flux lent : la plage froide est renforcée et reste bloquée sur la pente, ce qui propage la convection de façon rétrograde vers la plaine amont.

d. Jet de basse-couche

Le jet de basse-couche est une organisation du flux en un tube de vent fort près du sol. Il est associé à un fort cisaillement qui va exacerber les flux turbulents. La typologie des jets de basse-couche est difficile à établir ([Stensrud \[1996\]](#)). Ils s’observent dans des contextes très variés : à l’avant d’une zone frontale, sur le flanc d’un relief ou encore au niveau d’une zone à fort contraste thermique (exemple : les Grandes Plaines aux Etats-Unis). Dans le contexte des HPE méditerranéens, le jet de basse-couche est un ingrédient considéré comme primordial puisqu’il augmente le flux de chaleur latente de la mer vers l’atmosphère, et lorsqu’il est dirigé sur le relief subit une ascendance forcée propice à une forte libération de chaleur latente et à la génération de précipitations intenses. Le rôle prédictif du jet de basse-couche a notamment été mis en évidence par [Romero \[2001\]](#). En modifiant la dynamique sur la base des anomalies de tourbillon en altitude, il montre que la localisation du HPE résultant est liée à la position de l’air riche en vapeur d’eau et à l’orientation du jet de basse-couche. De façon plus générale, le développement d’un jet de basse-couche est considéré comme un acteur important du développement des orages sévères dès lors que les conditions d’un couplage avec le courant jet d’altitude sont réunies ([Uccellini and Johnson \[1979\]](#)).

1.3 Dynamique des perturbations des latitudes moyennes et organisation de la convection

Les HPE sont souvent associés à l’arrivée d’une onde dépressionnaire (ou *thalweg*) d’altitude qui fournit une configuration propice à la convection : ascendances de grande échelle, mise en place d’un flux de sud, ainsi que le développement de perturbations

baroclines (cyclogénèse, frontogénèse).

a. Configurations synoptiques associées aux HPE

Un thalweg d'altitude situé à l'ouest de la zone fortement précipitante est présent pour la plupart des HPE méditerranéens. La **Fig. 1.5**, extraite de [Martínez et al. \[2008\]](#), montre une classification des configurations atmosphériques de grande échelle (ou situations synoptiques) associées aux HPE continentaux de l'ouest Méditerranée (France et Espagne). Ces configurations ont été calculées sur une période de 7 ans (1997-2004, incluant 472 HPE). Six classes synoptiques sur huit montrent nettement un thalweg à l'ouest de la zone précipitante (AP1, AP2, AP3, AP5, AP6, AP7) et sept classes sur huit montrent un flux de sud à ouest sur la zone précipitante. La classe restante est associée à un flux de nord-ouest et concerne des HPE sur l'est de l'Espagne. On montre donc que l'arrivée d'un thalweg d'altitude associé à un flux de sud à ouest est une configuration largement discriminante pour analyser un HPE sur les côtes françaises et espagnoles. Un résultat similaire a été établi par [Martius et al. \[2006\]](#) pour les HPE des Alpes italiennes. La présence majoritaire d'un thalweg d'altitude à l'ouest de la zone précipitante est également confirmée pour les HPE détectés par satellite sur toute la zone méditerranéenne dans l'étude de [Funatsu et al. \[2009\]](#).

b. Rôle précurseur d'un thalweg d'altitude

Le rôle d'un thalweg d'altitude peut s'expliquer à partir d'un modèle quasi-géostrophique à deux couches ([Phillips \[1951\]](#)). Ce modèle capture en effet le premier ordre des interactions entre la surface et l'altitude d'une situation barocline (situation avec fort gradient de température sur une surface isobare). Un résultat majeur est que l'onde dépressionnaire dans la couche inférieure doit se situer juste en aval d'une onde dépressionnaire dans la couche supérieure pour entrer en interaction barocline. L'instabilité barocline est à la fois source d'ascendances de grande-échelle mais aussi du processus de cyclogénèse.

Un thalweg d'altitude correspond aussi à une intrusion d'air stratosphérique dans la troposphère. Il est associé à de fortes valeurs de tourbillon potentiel (une définition détaillée sera donnée au chapitre 2) et à un abaissement de la tropopause. En particulier, un profond thalweg dans un flux d'ouest est associé à une anomalie de tourbillon potentiel étirée vers le sud, qui prend alors le nom de *PV-streamer* («bannière» de tourbillon potentiel). [Hoskins et al. \[1985\]](#) ont schématisé l'effet d'une anomalie de tourbillon potentiel en haute troposphère lorsqu'elle se déplace dans une zone barocline : elle induit une circulation cyclonique en basse-couche (**Fig. 1.6a**) qui provoque une advection chaude et le développement d'une onde dépressionnaire en aval du thalweg d'altitude (**Fig. 1.6b**) permettant ainsi de converger vers les conditions d'instabilité barocline. Ceci met en avant le remarquable rôle précurseur d'une anomalie de tourbillon potentiel en haute troposphère comme un forçage de la cyclogénèse. De par le lien étroit entre la cyclogénèse et l'organisation des flux de basse-couche, une modification

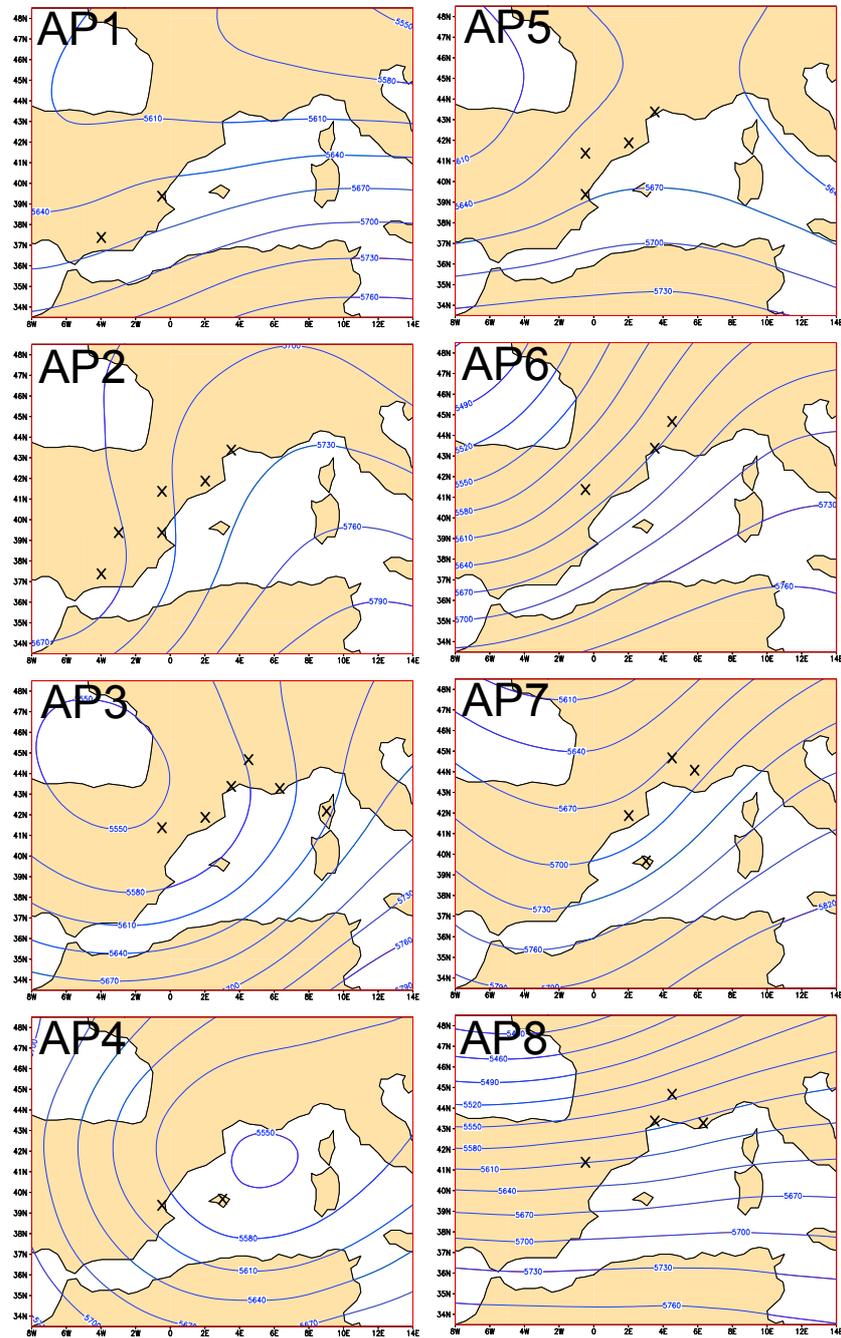


Fig. 1.5 – Classification des situations synoptiques associées aux HPE dans l'ouest Méditerranée, d'après *Martínez et al. [2008]*. Altitude du niveau 500 hPa (lignes bleues, intervalle de 100 m) et régions impactées par le HPE pour chaque situation (une croix symbolise chaque région). Le nom de chaque situation synoptique reprend la numérotation originale de l'auteur.

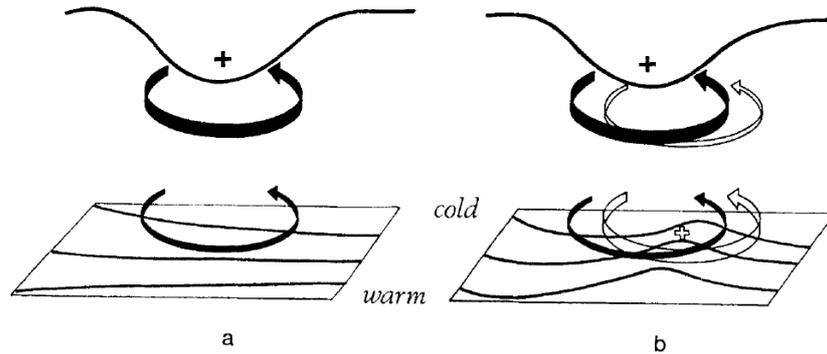


Fig. 1.6 – Rôle précurseur d'une anomalie de tourbillon potentiel sur le développement d'instabilité barocline, d'après [Hoskins et al. \[1985\]](#). Les lignes noires en bas symbolisent le gradient de température en basses-bouches. La ligne noire en haut symbolise l'altitude de la tropopause. Les flèches noires montrent la circulation induite par l'anomalie d'altitude (symbole + en noir) alors que les flèches blanches montrent l'action en retour de l'anomalie de surface (symbole + en blanc). Cf. texte pour des explications détaillées.

du thalweg d'altitude peut conduire à moduler notablement les conditions d'un HPE, dans un contexte barocline.

Le lien dynamique décrit ci-dessus a motivé plusieurs études qui ont consisté à modifier l'intensité et la position des structures de fort tourbillon potentiel avant l'occurrence d'un HPE en Méditerranée ([Fehlmann et al. \[2000\]](#), [Romero \[2001\]](#), [Martín et al. \[2007\]](#), [Romero et al. \[2006\]](#)). Elles montrent qu'un décalage de l'anomalie tourbillon potentiel conduit généralement à un décalage dans le même sens de la dépression de surface. Lorsque le jet de basse-couche impliqué dans le HPE est conditionné à méso-échelle par une telle dépression, le décalage de la dépression se répercute alors directement sur la position du HPE. Dans le cas où le jet de basse-couche s'organise à plus grande échelle, en lien avec une circulation dépressionnaire étendue sur la Méditerranée ou le proche océan Atlantique, le HPE est alors moins sensible à des modifications de l'anomalie de tourbillon potentiel. Un autre argument important est que le renforcement du tourbillon potentiel ralentit sa propagation dans le flux d'ouest et favorise in-fine la stationnarité des jets de basse-couche et donc l'aggravation du risque de HPE.

Par ailleurs, le rôle précurseur d'un thalweg d'altitude sur la convection peut s'interpréter à partir des modifications qu'il induit sur l'environnement. En premier lieu, les ascendances de grande échelle peuvent constituer un forçage direct de la convection si le LFC est atteint. De plus, un thalweg d'altitude correspond à une anomalie froide en altitude qui réduit la stabilité statique de la troposphère, augmentant ainsi le risque de convection.

c. Systèmes convectifs de méso-échelle

L'intensité et la répartition des précipitations convectives sont aussi fortement dépendantes de l'organisation convective. Nous avons déjà évoqué le mécanisme de propaga-

tion rétrograde. Celui-ci peut aboutir à l'organisation d'un système convectif de méso-échelle (MCS, de l'anglais *mesoscale convective system*) pour lequel un équilibre se met en place entre la régénération de cellules convectives d'un côté et l'évacuation du contenu en eau nuageuse et particules de glace de l'autre. Ceci donne au système orageux une vitesse de groupe inférieure à la vitesse de propagation des cellules convective qui le composent. Un MCS peut se produire en l'absence de forçage orographique notable voire en mer lorsque d'autres mécanismes purement dynamiques arrivent à forcer une propagation rétrograde de la convection et faire en sorte que le système s'auto-entretienne.

La littérature est abondante sur les cas de lignes de grain (e.g. Houze Jr [2004], Caniaux et al. [1994]) où la convection la plus intense dessine une ligne perpendiculaire au déplacement et précède une partie dite stratiforme dans laquelle la convection est dominée par des processus de plus grande échelle. La partie stratiforme est associée à une large plage froide au sol qui contraste avec un fort réchauffement diabatique à moyenne altitude. Dans une ligne de grains, le courant de moyenne altitude est accéléré au niveau de la partie stratiforme et accentue l'évaporation des précipitations. Sous l'effet du refroidissement diabatique, il plonge vers le sol sous la forme d'un courant descendant qui force d'autres cellules convectives à se déclencher en aval. Le tout permet alors une propagation rapide vers l'avant, à contre-courant du flux de basse-couche.

Toutefois de nombreux HPE méditerranéens obéissent à un schéma différent. Une courte climatologie réalisée en Catalogne par Rigo et al. [2004] sur la base des images radar montre que de nombreux MCS (12 sur 28 identifiés comme des MCS à organisation notable) présentent une organisation convective linéaire avec une partie stratiforme réduite. (e.g. Fig. 1.7a). Comme ont noté Rigo et al. [2004], cette observation semble rejoindre les travaux de Parker [2007] qui ont mis en évidence l'organisation de certains MCS avec une partie stratiforme parallèle (Fig. 1.7b) et un courant descendant très localisé sur le flanc d'une ligne convective orientée dans le sens du flux. Ces orages peuvent devenir quasi-stationnaires (e.g. Fig. 1.7a) et augmenter ainsi le risque de HPE. Ces résultats semblent également rejoindre les résultats obtenus par Bresson et al. [2012] dans des simulations idéalisées dans le sud de la France. L'organisation de tels MCS est d'après Parker [2007] typiquement associée à un fort cisaillement de vitesses en altitude. Ils peuvent donc se produire sous un courant-jet d'altitude, même loin des côtes en l'absence de tout forçage orographique.

1.4 Caractérisation des HPE du sud de la France

Après avoir décrit les contextes locaux et synoptiques des HPE, nous précisons dans les paragraphes suivants les spécificités des HPE du sud de la France.

a. Environnement météorologique

Une classification des situations synoptiques associées aux épisodes de pluie modérée et aux HPE dans le sud de la France (majoritairement sur les Cévennes) a été établie

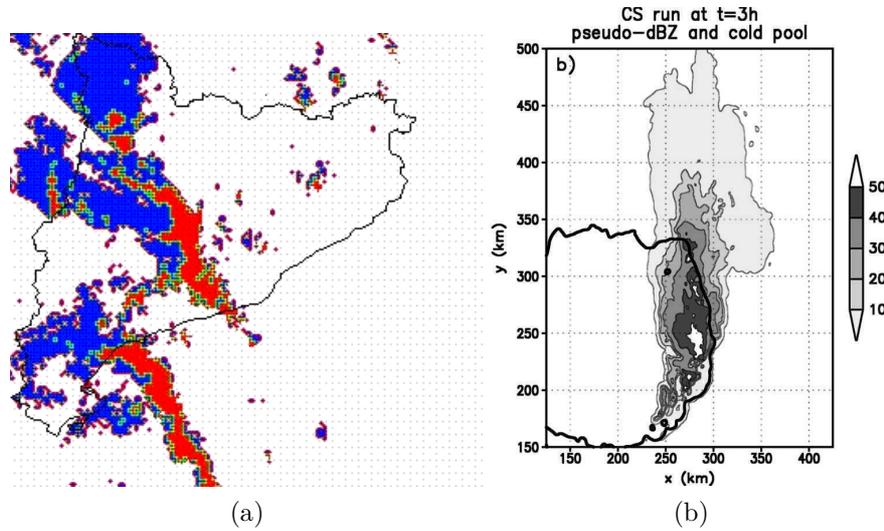


Fig. 1.7 – Organisation de MCS avec partie stratiforme réduite ou parallèle, identifiées comme des modes d'organisation stationnaire de la convection en Méditerranée. a) Traitement d'une image radar sur 2 MCS touchant la côte nord-est de l'Espagne (Catalogne), d'après [Rigo et al. \[2004\]](#). La couleur rouge (resp. bleu) identifie la partie convective (resp. stratiforme). b) Simulation idéalisée d'après [Parker \[2007\]](#) montrant la réflectivité radar (plages grisées) et le contour de la plage froide (en gras, isoligne -2 K) après 4 h d'échéance.

par [Nuissier et al. \[2011\]](#). Trois classes sur les quatre obtenues, représentant 85% des épisodes, montrent un flux de sud-ouest (niveau 500 hPa) sur la France et confirment la présence d'un thalweg d'altitude ou une anomalie isolée à l'ouest de la zone méditerranéenne. Les 3 classes montrent un flux de basse-couche (niveau 925 hPa) orienté au sud-est, dirigé perpendiculairement à la barrière des Cévennes. L'intensité du thalweg d'altitude et du flux d'humidité en basse-couche apparaissent comme un critère discriminant des HPE. L'étude montre que 70% des HPE pouvaient être attendus avec une sélection appropriée de paramètres de l'échelle synoptique.

[Ricard et al. \[2012b\]](#) ont proposé une étude plus régionalisée avec l'aide de simulations méso-échelle de type *hindcast* (c'est à dire forcées par des analyses au lieu de prévisions de grande échelle) des HPE depuis 2002. Ils montrent que les HPE sont traditionnellement associés au passage de l'ouest vers l'est d'un jet de basse-couche en Méditerranée, juste à l'avant d'un front qui fait basculer le vent vers l'ouest et met finalement fin à l'épisode. Pendant la phase mature d'un HPE sur les Cévennes, malgré un flux orienté au sud-ouest en altitude (niveau 500 hPa), la région des Cévennes est touchée par un fort flux intégré d'humidité venant du sud (quantifié en moyenne à 200 kg/m/s) associé à un maximum local de vent en basse vallée du Rhône. Pour les HPE en région Provence-Alpes-Côte-d'Azur (PACA) (**Fig. 1.8a-b**), les caractéristiques sont assez comparables, mis à part que le jet de basse-couche est décalé vers l'est et le maximum secondaire en vallée du Rhône est très affaibli. Les HPE sur les régions Languedoc-Roussillon (LR) (**Fig. 1.8c-d**) et Corse sont associés à une situation synop-

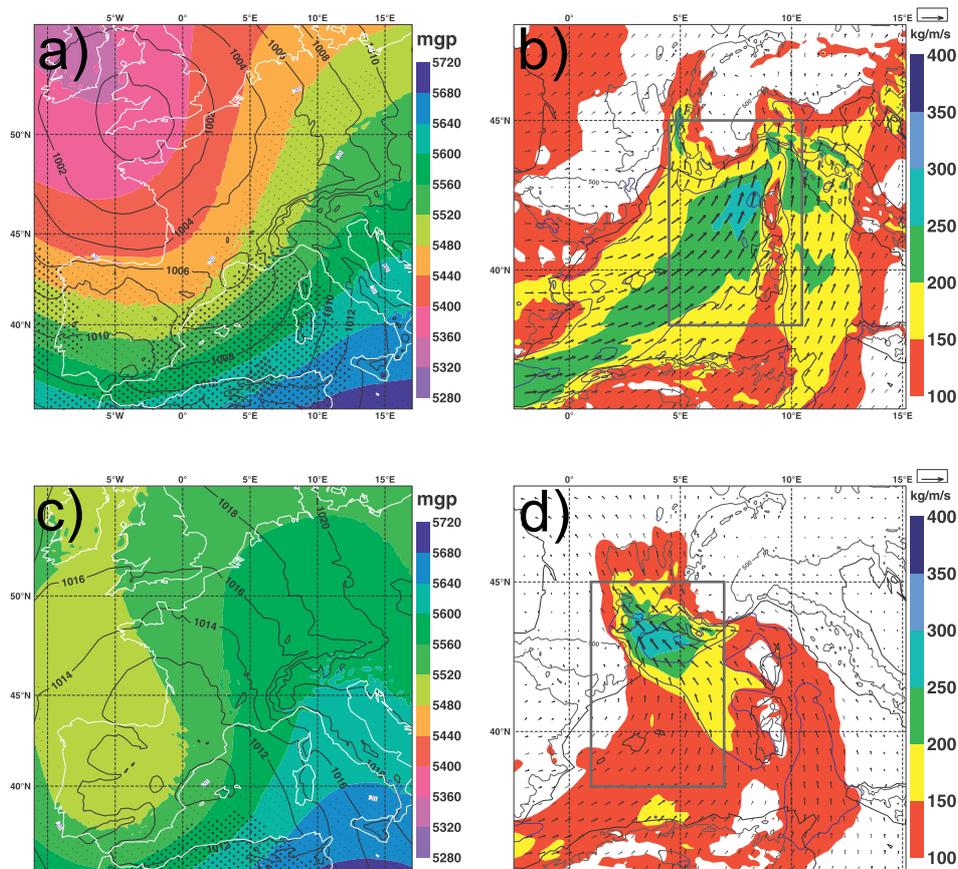


Fig. 1.8 – Composites de l’environnement à méso-échelle, associé aux HPE sur l’ouest (Languedoc-Roussillon ; a,b) et l’est (Provence-Alpes-Côte-d’Azur ; c,d) du sud de la France d’après Ricard et al. [2012b]. A gauche (a,c), altitude du niveau 500 hPa (plages colorées, intervalle : 60 dam) et pression au niveau de la mer (lignes noires, intervalle : 2 hPa). A droite (b,d), vecteur-flux intégré d’humidité sur la couche 700-1000 hPa (magnitude en plages colorées, intervalle : 50 kg/m/s).

tique plus caractéristique d’un *PV-streamer* qui affaiblit la composante zonale du flux aussi bien en altitude qu’en basse-couche. La circulation dépressionnaire est alors plus large sur l’ouest de la Méditerranée, gagnant le sud-ouest de la France et conduit à un flux d’humidité de sud-est dirigé sur la région LR et la région PACA. Cette étude démontre la variabilité des situations météorologiques associées à un épisode sur le sud de la France mais aussi met en évidence une discrimination des régions touchées en fonction de la situation météorologique.

b. Schémas conceptuels pour 3 cas

Il convient également de rappeler les résultats obtenus par Ducrocq et al. [2008] pour 3 HPE en octobre 1995 (cas des Cévennes), novembre 1999 (cas de l’Aude) et septembre 2002 (cas du Gard). Cette étude a permis de proposer un schéma explicatif

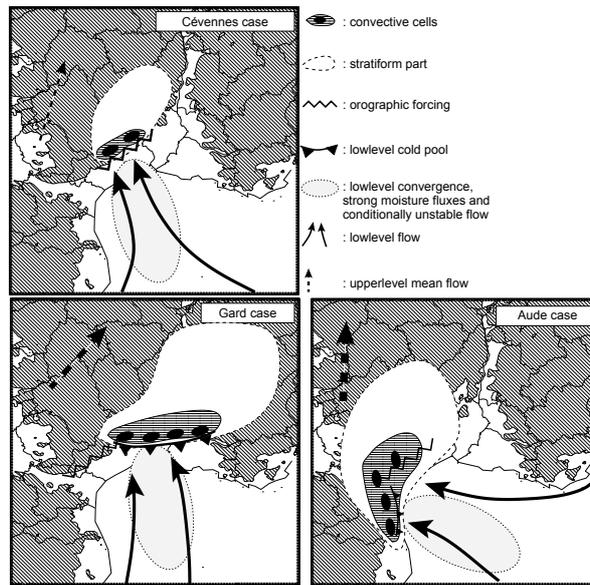


Fig. 1.9 – Schéma explicatif pour 3 HPE dans le sud de la France, d’après [Ducrocq et al. \[2008\]](#). Cf. texte pour les explications détaillées.

de la stationnarité des orages pour chacune des régions impactées. (**Fig. 1.9**).

Le cas des Cévennes et le cas de l’Aude correspondent à une situation de *PV-streamer* et un flux d’altitude de sud à sud-ouest proche de la classe CS de [Nuissier et al. \[2011\]](#), alors que le cas du Gard correspond à une situation caractéristique d’un flux de sud-ouest avec profonde dépression d’altitude au nord-ouest de la France (classe CSW d’après [Nuissier et al. \[2011\]](#)). L’orage du Gard s’est développé de façon précoce, à peu près 14 h à l’avant d’un front. Sa persistance a été provoquée par un flux continu de sud en basse-couche dirigé sur le relief, et une intensification de la convergence à l’approche du front. La durée exceptionnelle de l’épisode, conduisant à des cumuls exceptionnels, est ici en lien avec la propagation lente du front vers l’ouest. L’épisode est aussi célèbre comme un cas typique de propagation rétrograde des précipitations, conduisant à des inondations sévères en plaine. Il a été montré que la plage froide sous orage s’est développée à grande échelle sur les contreforts du Massif central et basse vallée du Rhône, perpendiculairement au flux de basse-couche. Ceci rejoint le schéma de [Miglietta and Rotunno \[2009\]](#) (**Fig. 1.4b**) dans l’hypothèse d’une composante normale au relief relativement faible devant l’intensité de la convection. Le cas des Cévennes est plus conforme à la climatologie, avec des précipitations localisées sur les sommets, en lien avec un flux rapide et l’absence de plage froide sur les contreforts (**Fig. 1.4a**). Pour finir, le cas de l’Aude présente une plage froide limitée mais qui a eu un rôle pour décaler les précipitations en plaine. Le cas de l’Aude est surtout marqué par une situation de forte confluence entre les Pyrénées et le Massif Central.

En résumé, la développement d’une plage froide, conditionnée à la fois par l’intensité des premiers orages et la géométrie du relief, apparaît comme un élément majeur pour expliquer la stationnarité des précipitations à contre-courant d’un flux rapide en

basse-couche. On note de plus que l'arrivée d'un front de basse-couche joue un rôle important pour accentuer les ascendances mais n'est pas systématique. En particulier, la convergence peut être naturellement exacerbée par une forte confluence entre deux massifs montagneux (cas de l'Aude).

Nous avons vu que la situation synoptique a un fort caractère discriminant pour détecter l'occurrence d'un HPE en Méditerranée mais que des processus de fine échelle peuvent aboutir à des changements de scénario concernant la localisation, l'organisation et l'intensité des précipitations. Nous abordons maintenant le problème de la prévisibilité de tels événements.

2 Prévisibilité météorologique

Bien que l'adjectif «prévisible» appartienne au vocabulaire courant, la notion de prévisibilité telle qu'utilisée en météorologie peut s'avérer complexe. La prévisibilité caractérise la faculté de prévoir l'état d'un système. Celle-ci dépend de la réponse théorique du système ainsi que de la précision du modèle de prévision et des ses conditions initiales. La nature non linéaire et le comportement chaotique de certains systèmes atmosphériques face à des erreurs initiales infinitésimales font qu'ils demeurent non prévisibles même avec un modèle parfait. Il y a donc une limite supérieure (ou intrinsèque) de prévisibilité que l'on peut définir comme la capacité maximale théorique de prévision qu'on pourrait atteindre avec un modèle parfait. Bien que les modèles de prévision s'améliorent constamment, ils sont loin d'être exacts et ne fournissent qu'une approximation de l'évolution temporelle de l'atmosphère. En particulier, ils ne représentent pas explicitement l'ensemble des processus de petite-échelle dont certains (comme la convection humide) vont très rapidement affecter les grandes échelles. Il existe donc également une limite inférieure à la prévisibilité que l'on peut définir comme la capacité de prévision qu'il est possible d'atteindre avec un système de prévision donné. A cet égard, certains auteurs distinguent la prévisibilité d'un système - inhérente à un modèle théorique - et la capacité prédictive d'un modèle - dépendante des hypothèses de modélisation.

Face à une situation mal connue, il est plus juste de parler d'incertitudes plutôt que d'erreurs. Nous détaillerons en premier lieu la nature et les conséquences des incertitudes dans une prévision météorologique puis nous présenterons les outils pertinents pour aborder l'évaluation de la prévisibilité.

2.1 Incertitudes inhérentes à une simulation météorologique

a. Nature des incertitudes

Une simulation météorologique consiste à intégrer dans le temps un état initial à l'aide d'un modèle représentant l'ensemble des interactions connues dans la troposphère et les flux avec ses milieux environnements (surface terrestre, biosphère, stratosphère,...). Cette procédure est déterministe et aboutit toujours au même état final

pour un modèle donné et un état initial donné. L'erreur caractérisant l'état final est alors causée par l'erreur sur l'état initial et/ou une erreur sur le modèle. Ces erreurs, ou incertitudes, sont inévitables et découlent à la fois d'un besoin de simplification lors de la simulation et d'une connaissance imprécise de l'état initial. Elles découlent aussi en grande partie des contraintes d'utilisation : on doit pouvoir initialiser et obtenir les résultats d'une simulation en quelques heures dans le contexte d'une prévision opérationnelle. Une simplification importante réside dans la résolution des équations du modèle sur une grille discrète dont la résolution est au mieux de quelques kilomètres. Il s'ensuit qu'un ensemble de processus de méso-échelle ou d'échelle convective doit être paramétré, i.e. calculé uniquement sur la base de variables moyennes sur la maille. Les incertitudes peuvent être représentées à des densités de probabilité (PDF), qui stipulent les probabilités d'avoir une erreur donnée et conduisent à une vision probabiliste de la prévision.

b. Propagation des erreurs

La prévisibilité s'étudie essentiellement à partir de la propagation de perturbations dans un modèle donné. Cette méthode appliquée aux systèmes dynamiques consiste à introduire des perturbations à un instant donné sur l'état de l'atmosphère et à suivre l'évolution de ces perturbations au cours de l'intégration temporelle du modèle. L'état du système est alors dit instable lorsque l'injection d'erreurs initialement faibles conduit à un scénario perturbé fortement différent du scénario non perturbé. L'atmosphère est connue pour être le siège d'instabilités, expliquant une évolution non-linéaire, pouvant aboutir à un comportement chaotique. Cette nature chaotique est à l'origine de la limite intrinsèque de prévisibilité mentionné ci-dessus. Ce comportement se vérifie de manière évidente à l'échelle convective (Lorenz [1963]) mais la perte de prévisibilité affecte également l'échelle synoptique. A partir d'un modèle simplifié de l'atmosphère, Lorenz [1965] a montré que l'amplitude des erreurs pouvait doubler lors d'une intégration de 4-5 jours et qu'au delà de 7 jours la situation à grande-échelle ne pouvait plus être raisonnablement décrite.

Ces considérations générales sur la prévisibilité doivent être précisées selon le régime considéré (Lorenz [1965]) et l'échelle étudiée. Lorenz [1969] a montré que les erreurs aux fines échelles se propagent rapidement aux grandes échelles. L'impact de ces erreurs au bout d'un jour est alors similaire à l'impact qui aurait été généré par des erreurs réalistes d'observation sur la grande-échelle. Dans certaines situations, les erreurs sur l'échelle convective impactent significativement et rapidement la grande échelle. Hohenegger et al. [2006] ont étudié un critère de croissance d'une erreur de la convection vers la grande-échelle à partir d'une linéarisation de la propagation des ondes de gravité. Leurs résultats indiquent que les ondes de gravité peuvent se propager à contre-courant si la vitesse caractéristique du flux est inférieure à une valeur critique. Ainsi, les situations de flux lent et de faible stabilité statique sont propices à accumuler les erreurs de la convection sur une région donnée et ainsi créer une perturbation perceptible à grande-échelle.

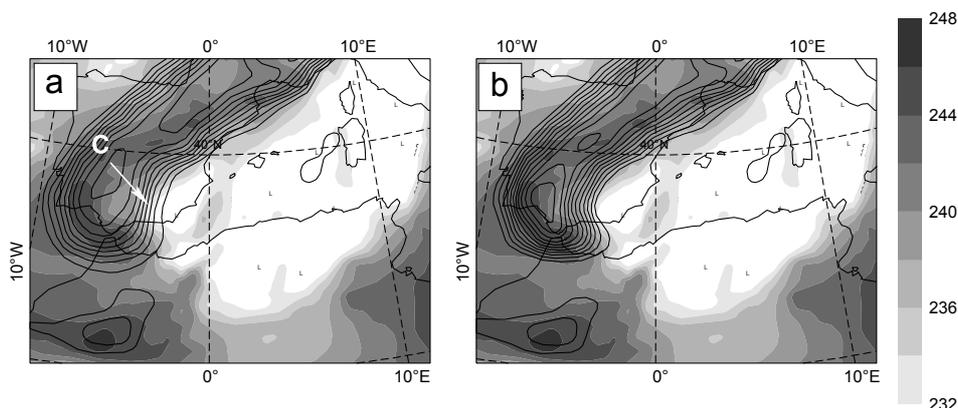


Fig. 1.10 – Correction d’une analyse sur la base des observations, d’après [Argence et al. \[2009\]](#) (HPE au nord de l’Algérie, 9 novembre 2001). Température de brillance du canal «vapeur d’eau» observée (plages grisées, intervalle : 2 K) et tourbillon potentiel à 300 hPa (contours noirs, intervalle : $0.5 \text{ PVU} - 1 \text{ PVU} = 1e-6 \text{ K.s}^{-1}.\text{kg}^{-1}$) avant (a) et après correction (b). La modification est localisée sur la zone C, et cherche à améliorer la corrélation entre le tourbillon potentiel et la température de brillance.

2.2 Utilisation de l’incertitude

a. Correction sur la base des observations

L’assimilation de données consiste à initialiser un modèle sur la base d’une ébauche (généralement issue d’une prévision précédente à court terme) et d’observations. Elle minimise une fonction coût qui exprime à la fois la distance entre les observations et l’ébauche. La métrique utilisée est alors fonction des variances d’erreur sur l’ébauche et les observations. Le jeu d’observations utilisé peut être restreint à la date de l’initialisation (procédure 3D-VAR) ou bien de façon plus sophistiquée prend en compte les observations disponibles sur une fenêtre temporelle (procédure 4D-VAR, cf. une description détaillée dans [Bouttier and Courtier \[2002\]](#)). Les variances d’erreur d’ébauche sont quantifiées à l’aide d’une climatologie des erreurs préalablement établie et adaptée à la situation donnée (saison, région).

Cette procédure statistique, bien qu’ayant permis d’améliorer sensiblement la fiabilité des prévisions, peut néanmoins être associée à des erreurs importantes, notamment en cas de situations à faible densité d’observations et/ou faible probabilités climatologiques. C’est pourquoi la correction manuelle reste un exercice encore usité dans le contexte de la prévision opérationnelle et dans le contexte de la recherche météorologique. Une telle correction a été réalisée sur la base de l’inversion du tourbillon potentiel par [Røsting and Kristjánsson \[2008\]](#) et [Argence et al. \[2009\]](#) pour améliorer respectivement la prévision d’une tempête sur l’Europe du Nord et d’un HPE au nord de l’Algérie (**Fig. 1.10**).

L’inversion du tourbillon potentiel développée par [Arbogast et al. \[2008\]](#) (utilisée par [Argence et al. \[2009\]](#)) construit un champ, dit initialisé, à partir d’un champ donné de tourbillon potentiel ou autres champs intimement liés au tourbillon potentiel comme

la pression, le vent ou la température. Cette procédure a été plusieurs fois utilisée dans le service de prévision de Météo-France pour l'évaluation de tempêtes à fort impact, pour lesquelles des modifications du tourbillon potentiel d'altitude ou de la pression en surface ont permis la construction d'états initiaux corrigés aboutissant à une meilleure prévision. Une première évaluation statistique de la méthode a été réalisée par [Arbogast et al. \[2012\]](#) sur un cas de tempête et montre que 7 prévisionnistes proposant une correction du tourbillon potentiel d'altitude, chacun ayant ses propres critères d'expertise, conduisent à une meilleure prévision après inversion du tourbillon potentiel. Cette procédure sera à la base des modifications de l'état initial réalisées dans ce travail de thèse.

b. Prévision d'ensemble

La correction de l'analyse sur la base d'observations est une méthode subjective qui consiste à identifier des erreurs et ne peut être opérée systématiquement. Dans un cadre objectif et systématique, on peut aussi quantifier la prévisibilité en évaluant comment se transforme une PDF au cours de la simulation. Numériquement, cela consiste à échantillonner la PDF des erreurs initiales par des solutions du modèle et à réaliser l'intégration avec le modèle pour chacun des membres : on parle de prévision d'ensemble. On peut de plus échantillonner une distribution de probabilité sur tous les paramètres arbitraires, non flux-dépendants, du modèle. Avec un échantillonnage suffisant, on obtient au final un ensemble de scénarios perturbés, pour lesquels on peut calculer une PDF finale. Cette méthode permet également de détecter des scénarios à faible probabilité, qui peuvent néanmoins correspondre à une évolution possible de l'atmosphère.

La prévision d'ensemble en météorologie a d'abord été évoquée par [Leith \[1974\]](#) sur la base d'un échantillonnage aléatoire des erreurs (type Monte-Carlo). Toutefois appliquée à une dynamique réaliste de l'atmosphère, cette méthode ne se projette pas efficacement sur les modes instables de l'atmosphère et ne fournit les caractéristiques attendues de la PDF finale qu'au prix de très nombreuses réalisations. D'autres méthodes ont dû être envisagées, cherchant à sélectionner des états initiaux $\mathbf{X}'_i = \mathbf{X} + \boldsymbol{\epsilon}_i$ tels que la tendance temporelle des \mathbf{X}'_i soit significative, permettant alors d'échantillonner plus rapidement la PDF finale.

On peut citer la méthode des vecteurs singuliers ([Mureau et al. \[1993\]](#)), qui se décrit de la façon suivante (**Fig. 1.11**) : on calcule les vecteurs singuliers $\boldsymbol{\epsilon}_i$ associés à une version \mathbf{M} linéarisée du modèle, autrement dit qui maximisent le rapport $\frac{\|\mathbf{M}\boldsymbol{\epsilon}_i\|_c}{\|\boldsymbol{\epsilon}_i\|_e}$ suivant des normes choisies $\|\cdot\|_c$ et $\|\cdot\|_e$. Cette méthode est notamment utilisée pour définir la prévision d'ensemble du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (CEPMMT ou CEP). On peut aussi trouver les modes les plus instables d'un modèle non-linéaire de façon itérative en réinjectant la différence créée par une perturbation donnée à l'état initial, créant des vecteurs $\boldsymbol{\epsilon}_i$ chaque fois «élevés» (en anglais, *bred vectors*) ([Toth and Kalnay \[1997\]](#)).

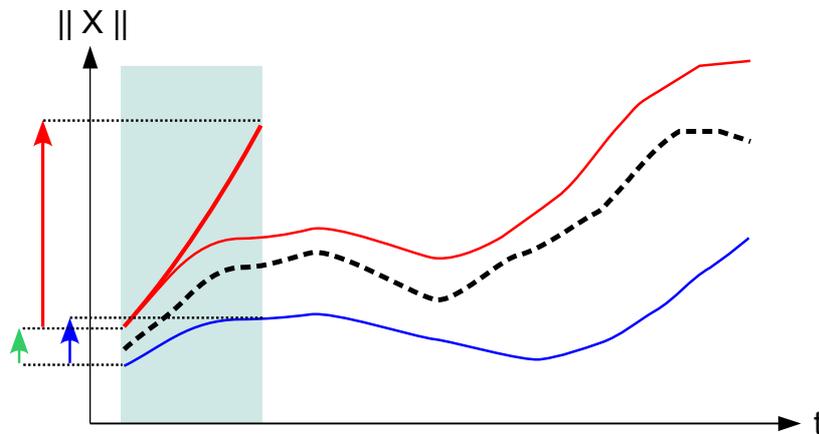


Fig. 1.11 – Utilisation des vecteurs singuliers pour échantillonner un ensemble sur la base des modes instables. Les courbes montrent l'évolution temporelle d'une norme arbitraire $\|\mathbf{X}\|$ résumant l'état \mathbf{X} de l'atmosphère. Sont représentées l'évolution réelle (ligne noire pointillée), la prévision opérationnelle (ligne bleue fine), l'évolution issue d'un vecteur singulier (ligne rouge fine). La prévision opérationnelle est issue d'un état initial qui est légèrement différent de la réalité. Le carré bleu montre la fenêtre temporelle qui sert à définir le vecteur singulier. L'évolution de la prévision opérationnelle (flèche bleue) dans cette fenêtre aboutit à un état $\mathbf{F}(\mathbf{X})$ où \mathbf{F} est l'opérateur-modèle. La ligne rouge épaisse marque l'évolution linéaire issue d'un vecteur singulier ϵ_i (flèche verte), correspondant à la croissance maximale $\frac{\|\mathbf{M}\epsilon_i\|}{\|\epsilon_i\|}$ (flèche rouge) où \mathbf{M} est la version linéarisée de \mathbf{F} . Une fois le vecteur singulier calculé, on obtient un scénario perturbé (ligne rouge fine) qui se projette sur un mode instable dans la fenêtre définie et ainsi permet d'échantillonner un scénario nettement différent de la prévision opérationnelle.

Une autre méthode d'ensemble est l'assimilation d'ensemble : elle consiste à utiliser les erreurs sur les observations pour développer une stratégie d'ensemble. Dans une version simple du filtre de Kalman d'ensemble, une répétition du cycle d'analyse sur des observations chaque fois perturbées permet d'évaluer en première approche les erreurs de prévision (Houtekamer et al. [1996]). Une version plus évoluée consiste à recalculer l'erreur d'ébauche sur la base du filtre de Kalman d'ensemble (Hamill and Snyder [2000]). Ainsi, on alimente la matrice de covariance d'erreur d'ébauche nécessaire à l'assimilation variationnelle, mais suivant une procédure adaptée au flux (flux-dépendante).

c. Evaluer la prévisibilité à l'échelle convective

La construction d'un système de prévision d'ensemble visant à échantillonner réaliste-ment l'échelle convective est un problème relativement récent, en comparaison avec les méthodes pour l'échelle synoptique. Ceci s'explique par la nature fortement non-linéaire des processus qui ne permet pas d'utiliser la méthode des vecteurs singuliers. La prévision d'ensemble du CEP est combinée à ce jour à des perturbations de la physique, suivant une version modifiée de Buizza et al. [1999], qui correspondent à une démarche de perturbation aléatoire. Bouttier et al. [2012] a évalué une méthode similaire dans le modèle d'échelle convective de Météo-France (AROME). Une démarche comparable a été poursuivie par Fresnay et al. [2012], Hally et al. [2013], Leoncini et al. [2012] pour évaluer la sensibilité des précipitations à des perturbations aléatoires des constantes ou tendances du schéma de microphysique ou turbulence. Le résultat principal est que la valeur ajoutée dépend du cas étudié : elle est plus grande pour les situations de flux synoptique lent. Ceci rejoint à la fois les études théoriques de Hohenegger and Schär [2007] et de Miglietta and Rotunno [2009] qui ont mis en évidence le rôle de l'échelle convective sur ses propres conditions d'évolutions lorsque le flux synoptique est lent. Une autre méthode reconnue pour évaluer la prévisibilité convective aux latitudes moyennes consiste à réaliser un ensemble de simulations à échelle convective avec différentes conditions initiales et différentes conditions aux limites : Vié et al. [2011] ont montré que de tels ensembles ne capturent pas assez de scénarios différents (ensembles sous-dispersifs) et que l'erreur sur les conditions aux limites domine rapidement l'erreur sur les conditions initiales après 12 h.

d. Un système de prévision d'ensemble utilisant le tourbillon potentiel

Le rôle précurseur d'une anomalie de tourbillon potentiel sur les perturbations météorologiques a suggéré l'idée d'échantillonner l'incertitude sur la base uniquement du tourbillon potentiel. Avec l'outil d'inversion du tourbillon potentiel, on aboutit in fine à un ensemble d'états initiaux, chacun s'associant à une distribution différente de tourbillon potentiel. De plus, l'organisation du tourbillon potentiel en structures cohérentes permet d'échantillonner l'incertitude sur la base de modifications géométriques simples.

Avec les hypothèses d'un écoulement quasi-géostrophique à tourbillon potentiel uniforme, Plu and Arbogast [2005] ont montré que la PDF bimodale d'une cyclogénèse

pouvait être retrouvée à faible coût sur la base de perturbations appliquées aux paramètres géométriques contrôlant les structures cohérentes. Il est montré notamment que le calcul de vecteurs singuliers non contraints initialement ne permet pas de retrouver la bimodalité. Ceci met en évidence que les processus non-linéaires de l'interaction barocline sont très sensibles à des modifications géométriques des structures cohérentes. Dans le cas d'une atmosphère réelle, il est attendu que des modifications géométriques des structures cohérentes de PV permettent d'échantillonner des scénarios de croissance non-linéaire des erreurs, et donc à une représentation multi-modale de la PDF finale.

Dans la perspective d'une prévision d'ensemble, le choix des modifications géométriques objectives du tourbillon potentiel reste à définir. Vich et al. [2011a] et Vich et al. [2011b] ont développé une méthode sur la base d'un champ de guidage qui délimite les volumes de tourbillon potentiel à modifier. Sur chaque volume sont appliqués deux types de perturbation : une perturbation en intensité et une perturbation en localisation. Les perturbations sont échantillonnées suivant une PDF obtenue dans la climatologie récente. Deux champs de guidage ont été testés : le champ haute-fréquence d'anomalies par rapport à un état lissé, aboutissant à une perturbation des zones de gradient (**Fig. 1.12a**) ; le champ de sensibilité objective basé sur l'intégration du modèle adjoint (**Fig. 1.12b**). Malgré son attrait, il est montré que la méthode utilisant le modèle adjoint apporte moins de valeur ajoutée à l'ensemble que la méthode des «gradients». Ce dernier résultat peut s'expliquer à cause de l'incapacité du modèle adjoint (linéaire) à reproduire la sensibilité réelle. La méthode des «gradients» permet d'échantillonner les incertitudes de façon systématique, sur la base d'erreurs climatiques non flux-dépendantes.

3 Objectifs de la thèse

La synthèse précédente a permis de mettre en évidence un ensemble de questions sur les rôles respectifs des processus de surface et d'altitude d'une part et les méthodes utilisées pour évaluer la prévisibilité d'autre part. Pour les épisodes de fortes pluies en Méditerranée du fait de la vaste gamme d'échelles impliquées, ces questions ne sont pas pleinement résolues. La construction d'un système de prévision d'ensemble à même de décrire l'incertitude des structures méso-échelle du tourbillon potentiel permettrait d'examiner plus avant le rôle des anomalies d'altitude sur de tels épisodes. Nous définissons alors les objectifs de la thèse de la façon suivante :

Construire une prévision d'ensemble fondée sur diverses réalisations des structures de méso-échelle du tourbillon potentiel.

Hauchecorne et al. [2002] ont construit un modèle d'advection lagrangienne (MI-MOSA) qui reproduit le tourbillon potentiel à fine échelle en combinant les étapes d'advection et de relaxation. Les étapes d'advection simulent l'essentiel de la dynamique atmosphérique puisque en l'absence de phénomènes diabatiques, le tourbillon potentiel est parfaitement conservé. Les étapes de relaxation ont pour but de rappeler

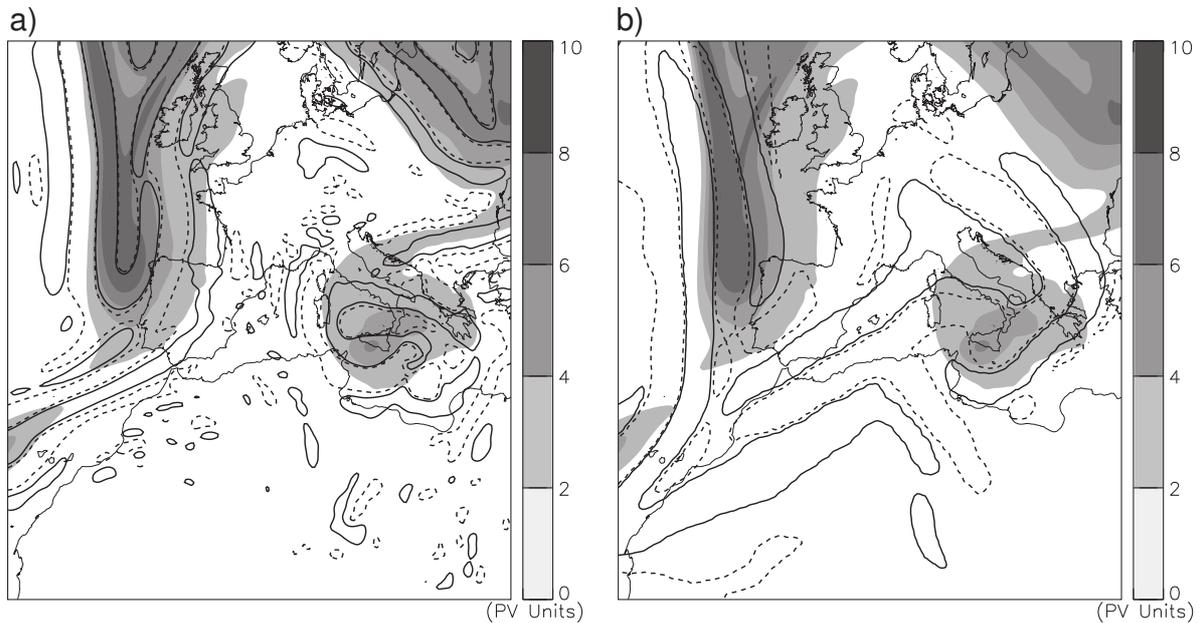


Fig. 1.12 – Illustration dans [Vich et al. \[2011b\]](#) de deux stratégies pour sélectionner les volumes du tourbillon potentiel à modifier. Les contours marquent un seuil défini sur le champ de la haute-fréquence spatiale (gradients) (a) ou sur le champ de sensibilité au tourbillon potentiel calculé par le modèle adjoint (b). Trait pointillé pour un dépassement de seuil en valeur négative. Tourbillon potentiel non-modifié (plages grisées, unité : PVU).

la grande échelle du tourbillon potentiel vers des données de contrôle tout en conservant des gradients de fine échelle.

Contrairement à la méthode de perturbation des gradients de [Vich et al. \[2011a\]](#), un tel modèle a l'avantage de fournir, un ensemble de réalisations flux-dépendantes. De plus, l'advection lagrangienne fournit mathématiquement des structures de plus haute-résolution qu'un traitement du tourbillon potentiel à la résolution des analyses.

Mieux caractériser le lien entre la méso-échelle des anomalies d'altitude et les fortes précipitations en Méditerranée.

Les études de [Romero \[2001\]](#) et [Martín et al. \[2007\]](#) suggèrent une relation assez linéaire entre des modifications de tourbillon potentiel sur la méso-échelle α et les ingrédients de surface (dépression, jet de basse-couche). Néanmoins, cette relation linéaire est insuffisante puisque, comme le remarque [Vich et al. \[2011b\]](#), une méthode de perturbation du tourbillon potentiel utilisant la sensibilité du modèle adjoint (linéaire) ne fournit pas autant de dispersion sur les scénarios de précipitation qu'une méthode basée sur une perturbation systématique des gradients du tourbillon potentiel. Ceci suggère à la fois le rôle de processus non-linéaires entre les dépressions et les anomalies d'altitude (expliquant les limitations du modèle adjoint) ou la nécessité d'étudier d'autres ingrédients. Le cas complexe des inondations du Var du 15 juin 2010, associé à une faible

prévisibilité, servira de cadre principal à cette étude.

Explorer le potentiel d'un système de prévision d'ensemble fondée sur diverses réalisations des structures de méso-échelle du tourbillon potentiel.

Une première évaluation du système de prévision d'ensemble ainsi construit sera effectuée sur un ensemble de 5 cas d'étude. La comparaison des variances de prévision sur différents champs dynamiques permettra de dégager des hypothèses sur les modalités des interactions entre les précipitations et les champs d'altitude. Une confrontation des performances de l'ensemble proposé vis-à-vis de celles fournies par les systèmes opérationnels existants permettra d'explorer le potentiel offert par notre méthodologie.

Chapitre 2

Inversion du tourbillon potentiel : fondements et application à fine échelle

Sommaire

1	Le tourbillon potentiel, ou PV	38
1.1	Définitions	38
1.2	Inversion du PV : généralités	39
2	Revue des méthodes d'inversion	39
2.1	Le modèle quasi-géostrophique	39
2.2	Méthode de Davis and Emanuel [1991] : utilisation de la balance de Charney	41
2.3	Méthode de Arbogast et al. [2008] : utilisation d'un équilibre implicite au moyen de filtres digitaux	43
3	Comparaison de deux inversions à méso-échelle réalisées avec Ar08 et DE	44
3.1	Présentation des expériences	44
3.2	Détails de la procédure pour appliquer DE	46
3.3	Résultats 1 : champs initiaux	47
3.4	Résultats 2 : prévision	51
4	Résumé et discussion	52

Le variable tourbillon potentiel est la variable centrale de cette thèse dans la mesure où elle synthétise la dynamique atmosphérique. En effet, sous l'hypothèse de transformations adiabatiques le tourbillon potentiel est conservatif. De plus, la spécification de conditions d'équilibre entre les champs de masse (température) et de vent ainsi que des conditions limites assure son inversibilité comme nous le verrons plus loin dans ce chapitre. On appelle généralement cette manière de penser la dynamique par l'expression anglaise «*PV thinking*» (Hoskins et al. [1985]).

Pratiquement, nous exploiterons le principe de conservation lors d'advections lagrangiennes du tourbillon potentiel. Nous utiliserons l'inversion du tourbillon potentiel pour initialiser des modèles météorologiques et étudier ainsi à travers des simulations la sensibilité de perturbations aux modifications initiales du tourbillon potentiel.

Nous rappellerons en premier dans ce chapitre les définitions et les propriétés fondamentales du tourbillon potentiel. Puis nous détaillerons les méthodes d'inversion existantes, en revenant sur les hypothèses d'échelle sous-jacentes. Enfin, deux méthodes plus sophistiquées que l'inversion quasi-géostrophique mais toutefois basées sur des hypothèses d'échelle un peu différentes seront appliquées sur un champ de tourbillon potentiel à fine échelle. Une intégration temporelle dans un modèle aux équations primitives permettra de discuter d'une part de leur caractère équilibré, et d'autre part de leur impact sur la prévision d'un épisode de fortes pluies méditerranéennes. Enfin, la synthèse des résultats justifiera le choix de la méthode d'inversion.

1 Le tourbillon potentiel, ou PV

1.1 Définitions

Nous détaillons ici plusieurs formulations du tourbillon potentiel (qui sera nommé pour toute la suite : PV, d'après l'anglais *potential vorticity*), telles qu'elles peuvent être présentées dans la littérature.

Il a été introduit dans sa forme la plus connue par Ertel [1942] pour un écoulement d'un fluide parfait sur un plateau en rotation (de vecteur-rotation Ω). Le vecteur-tourbillon absolu s'écrit alors $\zeta = \nabla \times \mathbf{V} + 2\Omega$ avec \mathbf{V} champ des vitesses du fluide. Ertel a d'abord démontré la conservation, pour toute variable conservative α dans l'écoulement, du produit :

$$Q = \rho^{-1} \zeta \cdot \nabla \alpha \quad (2.1)$$

avec ρ masse volumique du fluide. Il suit immédiatement qu'un écoulement adiabatique, conservant la température potentielle θ , conserve également le produit :

$$P = \rho^{-1} \zeta \cdot \nabla \theta \quad (2.2)$$

où P est le PV d'Ertel.

A l'échelle synoptique, le PV d'Ertel est dominé par la composante verticale ζ du tourbillon, fournissant l'approximation verticale du PV d'Ertel :

$$P \approx \rho^{-1} \zeta \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.3)$$

Ce résultat rejoint l'étude de Rossby [1940] qui avait montré, pour une atmosphère adiabatique, non-visqueuse et hydrostatique, la conservation d'un PV vertical entre deux niveaux isentropes :

$$P_R = -g(f + \zeta_\theta)/\delta p \quad (2.4)$$

où $\zeta_\theta = (\partial v/\partial x)_\theta - (\partial u/\partial y)_\theta$ est le tourbillon horizontal calculé sur une surface isentrope, et δp profondeur verticale exprimée en différence de pression.

1.2 Inversion du PV : généralités

L'inversion du PV est l'opération qui permet, pour une distribution P de PV donnée dans l'espace, de retrouver la distribution des deux variables \mathbf{V} et θ . Le problème d'inversion du PV est fondamentalement sous-déterminé, puisqu'il s'appuie sur la résolution d'une équation impliquant trois inconnues. Le PV devient inversible lorsque des conditions d'équilibre (ou balance) entre les variables inconnues sont imposées. Ainsi, la méthode d'inversion du PV doit être adaptée aux hypothèses d'échelle puisque ces dernières détermineront une ou des conditions d'équilibre entre vent et température. D'après Hoskins et al. [1985], la procédure d'inversion du PV d'Ertel impose de :

1. spécifier la condition d'équilibre reliant \mathbf{V} et θ . Ces équations doivent être cohérentes avec les hypothèses d'échelle et l'ordre d'approximation souhaité,
2. spécifier un état de référence θ_{ref} de la température,
3. spécifier des condition limites,
4. résoudre $P = F(\mathbf{V}, \theta)$ d'après ce qui précède.

La deuxième condition implique que l'on inverse en réalité l'écart à un PV de fond associé au tourbillon planétaire : $P_{ref} = \rho^{-1} f \partial_z \theta_{ref}$ avec $f = 2\boldsymbol{\Omega} \cdot \mathbf{k}$ le paramètre de Coriolis. L'inversion du PV consiste alors à retrouver les champs $\theta' = \theta_{tot} - \theta_{ref}$ et \mathbf{V} associés à l'anomalie de PV définie par $P = P_{tot} - P_{ref}$.

2 Revue des méthodes d'inversion

2.1 Le modèle quasi-géostrophique

a. Description du modèle

Le modèle quasi-géostrophique est un modèle très utile pour étudier les mécanismes de grande échelle aux latitudes moyennes. Il apparaît qu'à grande échelle le nombre de Rossby est petit devant l'unité ($Ro \ll 1$). Il est défini par $Ro = U_0/(fL_0)$ où U_0 et L_0 sont respectivement la vitesse et la longueur caractéristiques de l'écoulement. Lorsque les termes d'ordre Ro^2 et Ro^3 sont négligés dans l'équation adimensionnée du tourbillon et de la thermodynamique et que seuls les termes d'ordre 0 sont conservés dans l'équation de la divergence on obtient le modèle quasi-géostrophique. La variable du modèle est le vent géostrophique :

$$\mathbf{V}_g = f^{-1} \mathbf{k} \times \nabla_p \Phi \quad (2.5)$$

où Φ est le géopotentiel.

Le modèle s'écrit alors finalement :

$$\begin{cases} \frac{D_g \mathbf{V}_g}{Dt} = \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial t} + (\mathbf{V}_g \cdot \nabla) \mathbf{V}_g = -f_0 \mathbf{k} \times \mathbf{V}_a \\ \frac{D_g \theta'}{Dt} = -\frac{\partial \theta_{ref}}{\partial z} w \end{cases} \quad (2.6)$$

avec $\mathbf{V}_a = \mathbf{V} - \mathbf{V}_g$ vent agéostrophique.

b. PV quasi-géostrophique

Le modèle quasi-géostrophique peut prendre une forme particulièrement compacte : le tourbillon pseudo-potentiel quasi-géostrophique encore appelé QGPV ([Charney and Stern \[1962\]](#)) est conservé par une particule suivant le vent géostrophique. Il prend la forme suivante :

$$q = f + \zeta_g + f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\theta'}{d\theta_{ref}/dp} \right) \quad ; \quad \frac{D_g q}{Dt} = 0 \quad (2.7)$$

où $f = f_0 + \beta(y - y_0)$ (définition du β -plan), $\zeta_g = \nabla \times \mathbf{V}_g$ est le tourbillon géostrophique, θ' l'écart à un profil de référence θ_{ref} . Le QGPV est proche de la forme linéarisée du PV d'Ertel dans la mesure où il sépare linéairement le champ de vitesses (tourbillon géostrophique) et le gradient vertical de θ .

c. Inversion du QGPV

Grâce à l'équilibre géostrophique $\zeta_g = f_0^{-1} \Delta \Phi$ et l'approximation hydrostatique : $\partial \Phi / \partial p = -\rho^{-1}$, on peut réécrire le QGPV en fonction de Φ uniquement :

$$q = f + f_0^{-1} \Delta \Phi + f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{S_0} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \quad (2.8)$$

avec $S_0 = (\rho_{ref} \theta_{ref})^{-1} d\theta_{ref}/dp$ une mesure de la stabilité statique de référence. Le problème d'inversion du QGPV consiste alors à résoudre l'équation 2.8 en Φ . On peut ensuite retrouver le vent géostrophique par la relation 2.5 et la température par l'approximation hydrostatique : $\partial \Phi / \partial p = -p/(RT)$.

La linéarité du QGPV (Eq.2.8) montre qu'en séparant le champ total de QGPV en parties q_i , on peut isoler le champ Φ_i , et a-posteriori le champ $(\zeta_g, \theta)_i$, associé à chaque partie q_i . La décomposition du QGPV en parties est notamment justifiée par l'analogie avec l'électrostatique développée par [Bishop and Thorpe \[1994\]](#). Ces auteurs ont exprimé la perturbation q' au QGPV de fond q_a sous la forme d'une divergence :

$$q' = \nabla \cdot \mathbf{D}'_q \quad \text{avec} \quad \mathbf{D}'_q = \left(\frac{\partial \Psi'}{\partial x}, \frac{\partial \Psi'}{\partial y}, \epsilon_q \frac{\partial \Psi'}{\partial \bar{z}} \right) \quad (2.9)$$

où Ψ' est la fonction de courant géostrophique et ϵ_q est une fonction de la stabilité statique et \bar{z} une coordonnée verticale. Cette formulation est analogue au champ électrostatique \mathbf{E} et au potentiel V associés à une charge isolée :

$$q = \epsilon_0 \nabla \cdot \mathbf{E} \quad \text{avec} \quad \mathbf{E} = \left(\frac{\partial V}{\partial x}, \frac{\partial V}{\partial y}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (2.10)$$

où ϵ_0 la perméabilité du milieu libre. Il suit trois propriétés importantes du QGPV :

1. une anomalie isolée de QGPV se comporte comme une charge qui induit une anomalie de fonction de courant (ou de géopotential) à distance.
2. la profondeur d'influence sur la verticale est conditionnée par une fonction de la stabilité statique ϵ_q qui joue un rôle analogue à la constante diélectrique et exprime donc la perméabilité du milieu libre (extérieur à l'anomalie).
3. le champ total induit par plusieurs anomalies de QGPV suit le principe de superposition analogue au potentiel associé à plusieurs charges de signes égaux ou contraires. (cf. figures 5 et 6 dans [Bishop and Thorpe \[1994\]](#)). Ce résultat a des implications pratiques puisqu'il permet d'inverser le QGPV «par parties».

d. Inversion du PV d'Ertel

En dépit du caractère non-linéaire du PV d'Ertel, il est possible d'appliquer un certain nombre de principes énoncés plus haut dans le cadre quasi-géostrophique. Par exemple, [Thorpe \[1985\]](#) a calculé numériquement l'inversion d'une anomalie symétrique du PV d'Ertel à la tropopause sous l'équilibre du vent du gradient montrant de façon similaire la symétrie et l'action à distance sur le champ de vent et de θ , ainsi que la variation de profondeur d'influence en fonction de la stabilité statique. L'inversion d'une anomalie de forme simple située à la tropopause sont présentés sur la **Fig. 2.1**.

2.2 Méthode de [Davis and Emanuel \[1991\]](#) : utilisation de la balance de Charney

a. Formulation

[Davis and Emanuel \[1991\]](#) (dénommés ci-après DE) ont utilisé l'équilibre non-linéaire de [Charney \[1955\]](#), dit «balance de Charney», pour construire un problème d'inversion d'ordre supérieur au modèle quasi-géostrophique. Pour faire court, cette méthode retient un ordre de plus dans les équations adimensionnées. Le vent non-divergent continue de dominer mais cette fois la balance est non-linéaire. On aboutit alors au système suivant, formulé avec la fonction de courant Ψ et la fonction d'Exner $\pi = (p/p_0)^\kappa$ comme la coordonnée verticale :

$$\begin{cases} \Phi &= \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + 2 \left(\left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x \partial y} \right)^2 - \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} \right) \\ q &= \frac{g \kappa \pi}{p} \left((f + \Delta \Psi) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \pi^2} + \nabla \left(\frac{\partial \Psi}{\partial \pi} \right) \cdot \nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \pi} \right) \right) \end{cases} \quad (2.11)$$

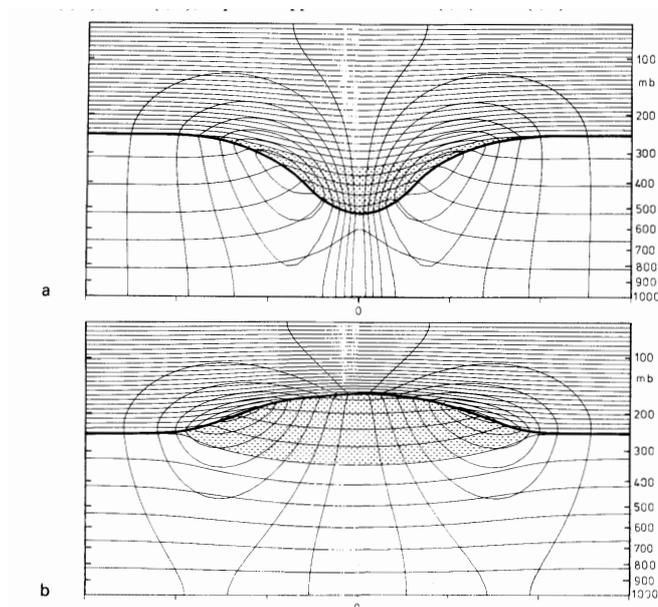


Fig. 2.1 – Résultat de l'inversion d'une anomalie symétrique de PV sous l'équilibre du vent de gradient. Anomalie positive (a) et négative (b). Coupe au centre de l'anomalie de PV ($P - P_{ref}$, aire pointillée), du champ de vent transverse (contours) et de θ (lignes horizontales). Coordonnée verticale en niveaux pression. D'après Thorpe [1985].

b. Diagnostic de la divergence

Il faut noter que la résolution en Ψ fournit le seul vent non-divergent. Riemer et al. [2008] ont utilisé l'«équation oméga» du modèle quasi-géostrophique, ce qui consiste à diagnostiquer les vitesses verticales de grande échelle à partir du vent géostrophique. DE sont allés plus loin et ont écrit un système pronostique complet utilisant une dérivation temporelle du système 2.11 pour définir $\partial q / \partial t$, et la vitesse verticale «oméga».

Le diagnostic de la divergence est intéressant à la compréhension dynamique des interactions entre anomalies. Néanmoins, lorsque l'on veut initialiser un modèle avec le résultat de l'inversion, l'utilisation d'une méthode d'initialisation sur la base des modes non-linéaires normaux (Baer and Tribbia [1977]) est recommandée. Cette méthode a été utilisée par exemple par Fehlmann and Davies [1997] et Schlemmer et al. [2010] suite à l'inversion du PV. Dans Martín et al. [2007] et Vich et al. [2011a], le vent non-divergent est ajouté aux vitesses verticales pré-existantes.

c. Discussion

La méthode de DE est encore largement utilisée aujourd'hui pour effectuer des expériences de sensibilité à des anomalies de PV. Les études peuvent concerner la sensibilité à des anomalies de PV présentes dans l'atmosphère. Elles peuvent aussi concerner la sensibilité à des modifications de PV. Une réflexion sur le choix des conditions aux limites doit être menée au préalable.

Elle est quasi-exclusivement appliquée avec une version d'attribution 'par parties' (également décrite dans DE) qui reprend le principe de superposition des champs induits par plusieurs anomalies de QGPV (cf. b.). Comme le PV de DE n'est pas linéaire, il faut trouver un compromis sur l'attribution des termes non-linéaires ce qui est ici réalisé avec une méthode d'égalité répartition entre toutes les parties q_i . De plus, relier telle ou telle partie de la condition aux limites à telle ou telle partie du PV intérieur est arbitraire.

2.3 Méthode de Arbogast et al. [2008] : utilisation d'un équilibre implicite au moyen de filtres digitaux

a. Introduction

La méthode a été conçue pour être compatible avec la géométrie du modèle global développé à Météo-France (ARPEGE) et au CEP (Arbogast et al. [2008], dénommés ci-après Ar08). La méthode a été utilisée dans le cadre d'études de sensibilité au PV (Argence et al. [2009], Ricard et al. [2012a]). Elle sert également d'outil opérationnel pour corriger des états initiaux du modèle quand ils paraissent erronés (Arbogast et al. [2012]).

Lorsqu'on applique une correction équilibrée, au sens de l'équilibre géostrophique ou de Charney, à un état solution des équations du modèle, on aboutit à un état qui n'est plus dans l'espace des solutions du modèle. La conséquence est l'apparition d'une phase de spin-up, qui se manifeste par l'émission d'ondes de gravité, ces dernières n'étant atténuées que par diffusion. La méthode d'Ar08 choisit alors de construire des solutions dont on contrôle le PV (définition d'Ertel) et qui sont solutions des équations du modèle. Contrairement à la méthode de DE, la méthode d'Ar08 ne pose donc pas explicitement un équilibre, elle impose à la solution de résulter d'une procédure d'initialisation dynamique. Cela permet d'éviter les «chocs» initiaux dans la prévision.

b. DFI

L'initialisation par filtres digitaux (DFI, Lynch and Huang [1992]) est l'implémentation pratique d'une méthode de filtrage temporel des modes temporels rapides. On applique le filtre à des intégrations avant et arrières du modèle autour de l'état initial. Cela fournit alors un état dit «initialisé» qui est solution des équations du modèle et aussi dénué des modes rapides parasites.

c. Formulation d'Ar08

Dans l'algorithme d'Ar08, le rappel au PV est effectué à la fin d'une application de la DFI, suivant une méthode variationnelle qui utilise la contrainte du PV. La fonctionnelle que l'on cherche à minimiser est l'énergie de la différence entre la solution recherchée \mathbf{X} et celle de la solution initialisée \mathbf{X}_i . La norme d'énergie J pour un état $\mathbf{X} = (D, \zeta, \theta)$,

avec $D = \nabla \cdot \mathbf{V}$, est définie par :

$$J(\mathbf{X}) = \frac{1}{2} \int_{\Omega} \zeta \Delta^{-1} \zeta + D \Delta^{-1} D - \sigma (\partial_p \bar{\theta})^{-1} \theta'^2 d\Omega \quad (2.12)$$

où θ' est l'écart à un profil Θ de référence. Elle généralise la formulation quasi-géostrophique (cf. annexe dans Ar08).

Ici, l'inversion du PV non-linéaire est une séquence d'inversions linéaires. La partie linéaire est obtenue suivant une décomposition de la forme : $F = P + R + N$ (cf. Eq.3 dans Ar08) avec R composante du PV liée à la stratification de référence et N partie non linéaire. Le résidu non-linéaire est estimé à chaque itération lors de l'étape d'initialisation dynamique.

L'algorithme se réalise alors comme suit :

1. Pour $k=0$: initialisation de type «départ à froid» : on calcule une solution (ζ^0, D^0, θ^0) sous un équilibre linéaire, similaire à une inversion quasi-géostrophique. Pour cela, on résout le problème variationnel avec une solution initialisée (ζ_i, D_i, θ_i) mise à zéro.
2. Pour $k=1, \dots, n$:
 - (a) on calcule la solution initialisée $(\zeta_i^k, D_i^k, \theta_i^k)$ par initialisation DFI sur les champs $(\zeta^{k-1}, D^{k-1}, \theta^{k-1})$, fournissant alors les termes non-linéaires dans la contrainte du problème variationnel.
 - (b) on cherche alors la solution $\mathbf{X}^k = (\zeta^k, D^k, \theta^k)$ qui minimise la fonctionnelle suivante :

$$J(\mathbf{X}^k - \mathbf{X}_i^k) - \int_{\Omega} \Lambda (F(\mathbf{X}^k) - P_i^k) d\Omega \quad \text{avec} \quad P_i^k = P + R + N_i^k$$

3 Comparaison de deux inversions à méso-échelle réalisées avec Ar08 et DE

3.1 Présentation des expériences

L'exercice est appliqué sur la situation du 14 juin 2010 à 18 UTC, pour laquelle on dispose du champ de PV (P_A) fourni par le modèle ARPEGE et d'un champ modifié localement par un modèle d'advection à fine échelle du PV (P_{AM}). Le modèle d'advection sera décrit en détail au chapitre 3. P_A et P_{AM} ont été extraits à une résolution horizontale de 0.1° . La figure **Fig. 2.2** présente l'incrément de PV à inverser $P_{AM} - P_A$ au niveau 250 hPa et en coupes verticales. L'incrément de PV est centré sur une zone de dimensions approximatives 500×1500 km centrée en mer entre l'Espagne et l'Algérie. Au niveau 250 hPa, l'incrément de PV montre des structures de petite échelle (exemple sur le sud de la France) et associant des valeurs positives et négatives. Au niveau 400 hPa, les valeurs positives dominant (**Fig. 2.2b-c**), suggérant que les champs issus de l'inversion à ce niveau seront qualitativement proches des champs induits par une anomalie de PV positif.

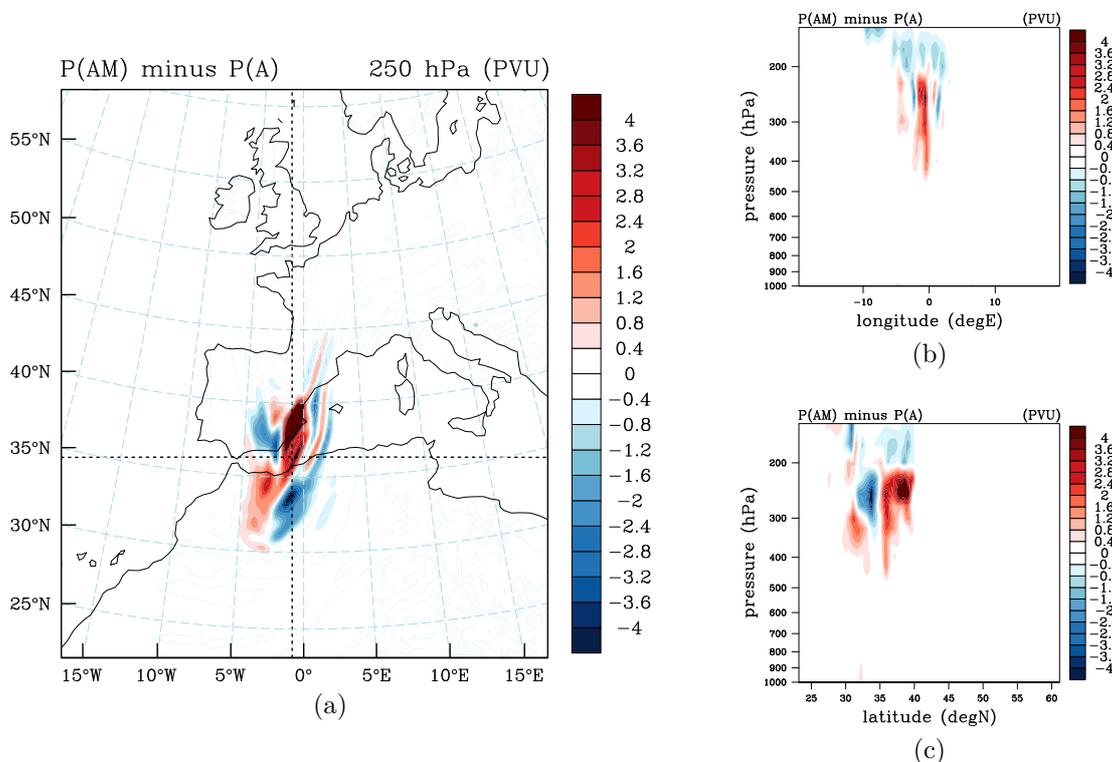


Fig. 2.2 – *Incrément de PV (intervalle : 0.4 PVU) avec les 2 méthodes d’inversion. a) Incrément du PV à 250 hPa (couleur) et altitude du niveau 500 hPa (intervalle : 40 m) avec axes des coupes verticales, b) incrément du PV en coupe verticale zonale, c) Incrément du PV en coupe verticale méridienne. En coupe verticale, les axes sont logarithmiques en niveau pression (hPa).*

Les champs résultants de l’inversion (avec Ar08 ou DE) serviront ensuite de conditions initiales pour initialiser d’une part, le modèle spectral global ARPEGE et, d’autre part, un modèle en points de grille à aire limitée (MM5). MM5 (5^{ème} génération du modèle de méso-échelle développé par l’Université de Pennsylvanie et le Centre National de Recherche Atmosphérique – NCAR – des Etats-Unis, [Grell et al. \[1994\]](#)) est un modèle à aire limitée, non-hydrostatique et à coordonnée «sigma» (la coordonnée suit le terrain en surface et un niveau de pression en altitude). Dans le cas d’Ar08, l’inversion est réalisée dans l’espace des coefficients spectraux d’ARPEGE. Les champs inversés sont ensuite interpolés sur la grille de MM5. Dans le cas de DE, les champs de PV sont extraits d’ARPEGE et interpolés sur la grille de MM5 avant inversion, ainsi que les données pour définir les conditions aux limites.

Nous réaliserons au final 6 expériences, incluant 4 expériences avec un PV modifié :

- les champs originaux d’ARPEGE, sans implémentation MIMOSA, seront intégrés avec ARPEGE (CTRL-ARP) et MM5 (CTRL-MM5).
- le PV P_{AM} sera inversé avec :
 1. Ar08 et intégré avec ARPEGE (Ar-ARP) ou MM5 (Ar-MM5)

2. DE et intégré avec MM5 (DE-MM5)

- le PV après inversion de DE sera ré-interpolé dans ARPEGE et inversé avec Ar08 puis intégré avec ARPEGE (DE2-ARP)

La dernière expérience (DE2-ARP) a pour but de vérifier si les différences entre l'inversion avec AR08 et DE sont dues aux conditions limites latérales de DE, aux différences de conditions d'équilibre ou à un éventuel défaut de convergence de l'une des deux méthodes.

3.2 Détails de la procédure pour appliquer DE

La méthode de DE a été appliquée dans des conditions les plus proches possibles d'Ar08, dans le cadre d'un stage avec Pr. Romualdo Romero, du Groupe de Météorologie à l'Université des Iles Baléares, Espagne. La procédure d'inversion similaire à celle utilisée dans [Vich et al. \[2011a,b\]](#).

a. Domaine d'inversion

Nous utiliserons une grille en projection conforme de dimension 170×200 avec une résolution de 21 km à l'origine, correspondante au domaine de la **Fig. 2.2**. Un tel domaine permet de garder l'incrément de PV relativement loin du bord et en même temps d'avoir un domaine adapté pour une simulation sur l'Europe et la Méditerranée. La résolution est dégradée par rapport à la résolution originale (soit $0.1^\circ \approx 11$ km dans la direction méridienne) car DE est classiquement appliqué sur des grilles de taille égales ou inférieures à 200×200 points. Les champs (P, θ, \mathbf{V}) originaux sont interpolés sur la grille d'inversion avec un schéma d'interpolation simple bilinéaire. Pour appliquer DE, la coordonnée verticale sera définie en niveau pression entre 1000 et 100 hPa avec une discrétisation fine sur la verticale : $\delta p = 50$ hPa pour les niveaux inférieurs à 500 hPa, et $\delta p = 25$ hPa pour les niveaux supérieurs.

b. Procédure d'inversion suivant [Vich et al. \[2011a,b\]](#)

La méthode consiste à calculer les champs équilibrés (sous-entendu respectant le système 2.11) induits par le nouveau PV P_{AM} et ensuite d'injecter la différence dans les champ originaux (non-équilibrés). Cette méthode suppose de réaliser 2 fois l'inversion, et permet de garder les hautes fréquences de la situation originale pour initialiser une simulation avec des échelles fines.

Dans le détail, la procédure se décrit de la façon suivante :

1. inversion de P_A , en résolvant le système 2.11 avec une condition aux limites $\Phi = \Phi_A$ et $\Psi = \Psi_A$ aux bords. La solution est obtenue par une méthode itérative (méthode de sur-relaxations successives) sur la base des champs originaux (Φ_A, Ψ_A) . On obtient un champ (Φ_{iA}, Ψ_{iA})
2. inversion dans les conditions similaires de P_{AM} qui fournit un champ (Φ_{iAM}, Ψ_{iAM})

3. calcul des champs de différence $(\delta\Phi_i, \delta\Psi_i)$. On note que :
 - par égalité des conditions aux limites, les différences deviennent nulles à la frontière du domaine, donc la méthode suppose bien qu'on cherche l'effet du nouveau PV simplement loin des bords du domaine.
 - la connaissance de Ψ fournit le seul vent non-divergent
4. addition des champs de différence au champ original, qui contient des plus hautes fréquences. Le nouveau champ de géopotential se définit alors comme suit :

$$\Phi_{AM}^{DE} = \Phi_A + (\Phi_{iAM} - \Phi_{iA})$$

Avec cette méthode il n'est ajouté aucune divergence au champ initial donc aucune vitesse verticale.

3.3 Résultats 1 : champs initiaux

Nous présentons le résultat des champs de PV (calculé après inversion) à 250 hPa et 400 hPa, du vent à 400 hPa et 850 hPa, et du géopotential à 400 hPa et 850 hPa pour les 4 expériences d'inversion. Les champs sont présentés sous forme d'incrément par rapport aux champs originaux : CTRL-ARP pour l'inversion avec Ar08 et CTRL-MM5 pour l'inversion avec DE.

a. Ar-ARP

L'incrément de PV ($P_{AM/ARP}^{Ar} - P_{A/ARP}$) à 400 hPa (**Fig. 2.3e**) est, comme attendu, associé à un renforcement d'une circulation cyclonique (valeurs positives sur **Fig. 2.4a**) et d'une anomalie négative de géopotential (voir **Fig. 2.5a**). Cet effet est présent mais nettement atténué à 850 hPa (**Fig. 2.4e** et **Fig. 2.5e**).

b. Ar-MM5

Pour le vent et le géopotential, ces champs sont le résultat d'une interpolation simple des champs de vent, température et géopotential de CTRL-ARP et Ar-ARP. Le PV est alors recalculé sur la grille de MM5 (ici, avec des surfaces isobares espacées de 25 hPa) et son incrément présenté (**Fig. 2.3b,f**). Visuellement, l'incrément de PV ($P_{AM/MM5}^{Ar} - P_{A/MM5}$) est alors qualitativement comparable à Ar-ARP mais quantitativement atténué. Ceci montre que le changement de modèle peut impacter significativement l'incrément de PV, ici en lien avec un changement de résolution.

c. DE-MM5

L'incrément de PV ($P_{AM/MM5}^{DE} - P_{A/MM5}$) (**Fig. 2.3c,g**) montre à nouveau une atténuation d'amplitude par rapport à Ar-MM5. Par comparaison avec Ar-MM5, il suit que l'atténuation dérive cette fois-ci de l'application de la méthode de DE. L'incrément de vent (**Fig. 2.4c,g**) est assez comparable à Ar-DE (ou Ar-MM5) dans l'intérieur du

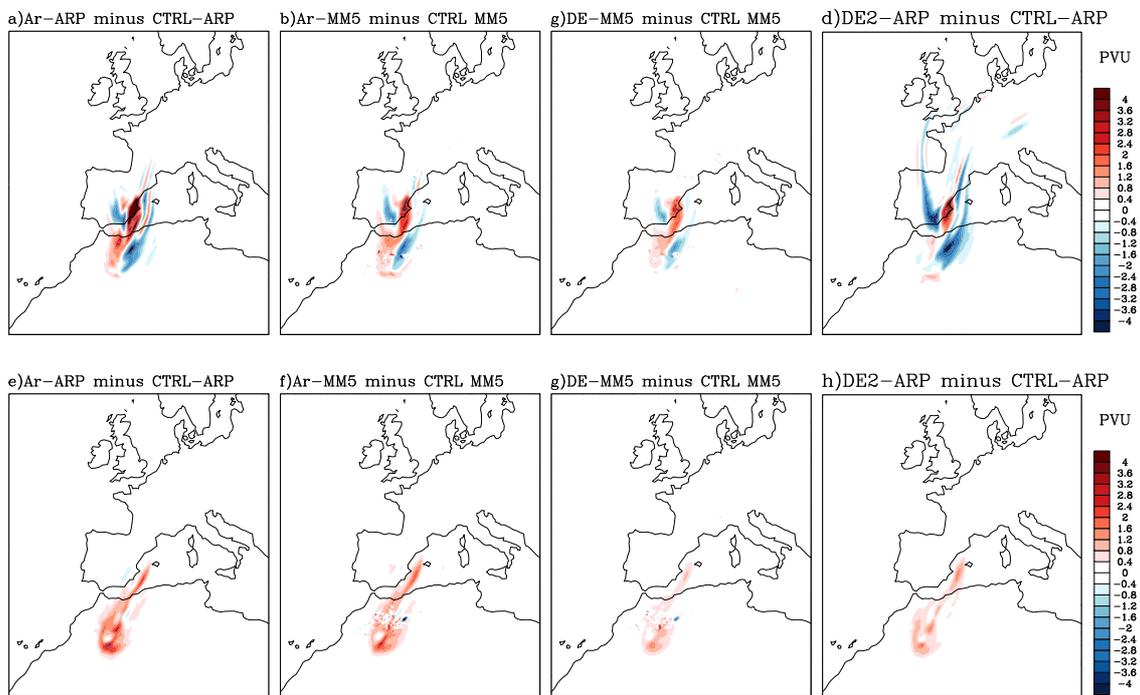


Fig. 2.3 – Incrément de PV (intervalle : 0.4 PVU) aux niveaux 250 (a-d) et 400 hPa (e-h) à l'état initial (après inversion) pour Ar-ARP (a,e), Ar-MM5 (b,f), DE-MM5 (c,g), DE2-ARP (d,h).

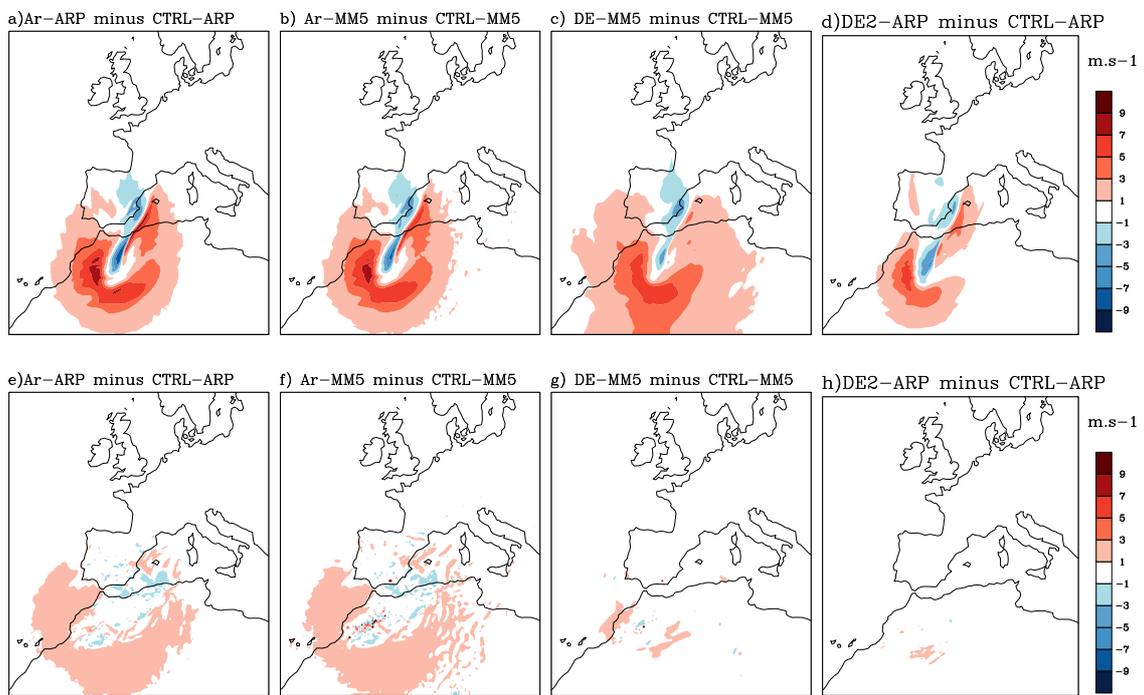


Fig. 2.4 – Incrément de vent (module, intervalle : 2 m.s^{-1}) aux niveaux 400 (a-d) et 850 hPa (e-h) à l'état initial (après inversion) pour Ar-ARP (a,e), Ar-MM5 (b,f), DE-MM5 (c,g), DE2-ARP (d,h).

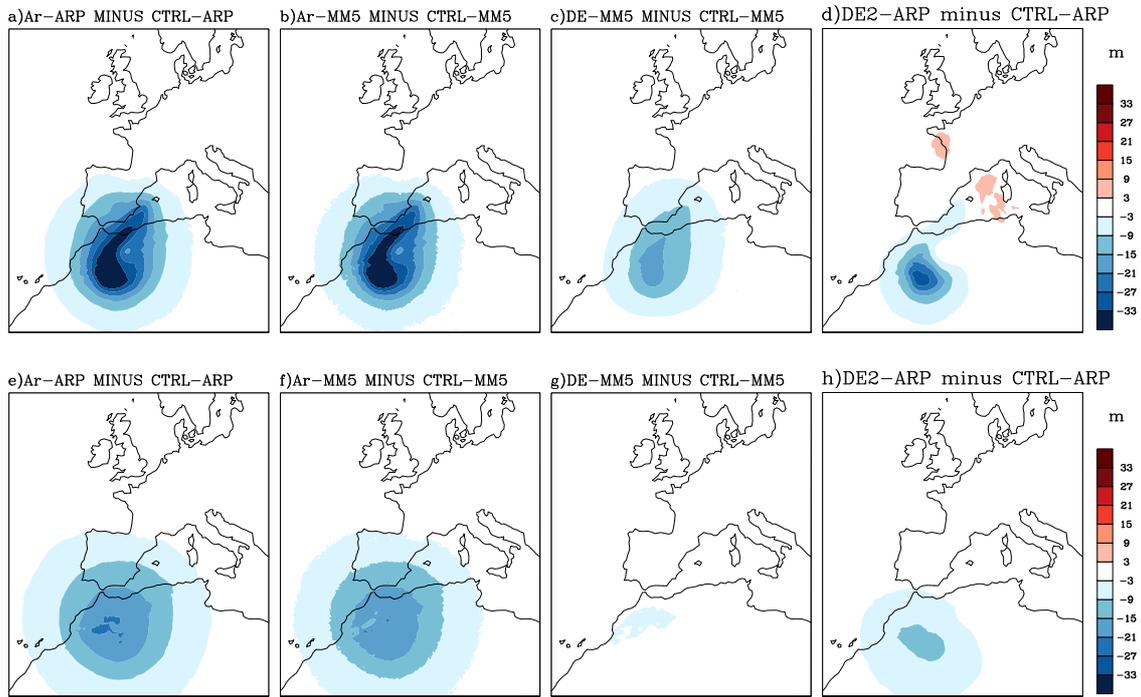


Fig. 2.5 – Comme **Fig. 2.4** mais pour l'incrément d'altitude géopotentielle (intervalle : 6 m).

domaine, mais s'en écarte nettement sur le bord sud du domaine puisqu'il prend des valeurs significatives immédiatement sur le bord. L'incrément de géopotential (**Fig. 2.5c,g**) est encore plus visiblement affecté avec une perte importante d'amplitude.

d. DE2-ARP

L'incrément de PV peut s'écrire ($P_{DE2/ARP}^{Ar} - P_{A/ARP}$) avec $P_{DE2/ARP}$ ré-interpolation de $P_{AM/MM5}^{DE}$ dans la géométrie d'ARPEGE. Il est visiblement affecté par la procédure d'interpolation (**Fig. 2.3d,h**), notamment au niveau 250 hPa. Néanmoins, nous pouvons utiliser le niveau 400 hPa comme une référence intéressante où l'incrément de PV est qualitativement comparable à DE-MM5. L'incrément de vent est alors atténué par rapport à Ar-ARP (**Fig. 2.4d,h**) mais contrairement à DE-MM5 n'est pas propagé jusqu'au bord sud. Dans la partie sud du domaine, l'incrément de géopotential (**Fig. 2.5d,h**) se situe du point de vue de l'amplitude comme un intermédiaire entre Ar-ARP et DE-MM5, mais se rapproche nettement d'Ar-ARP pour l'échelle des structures. Dans la partie nord du domaine, un incrément positif apparaît, contrairement à Ar-ARP et DE-MM5, semblant résulter de l'incrément négatif de PV (**Fig. 2.3d**).

e. Discussion

Il apparaît ici un problème clairement lié aux conditions aux limites avec DE-MM5 : puisqu'on fixe le géopotentiel Φ comme une constante sur le bord, il s'ensuit que tout creusement de Φ à l'intérieur du domaine augmente le gradient de Φ sur le bord, et donc l'incrément de vent se propage jusqu'au bord. L'atténuation générale de l'incrément de PV résultant signe ici probablement une convergence insuffisante de l'algorithme, ne conservant pas le PV défini par DE (approximation non-divergente).

L'interprétation de DE2-ARP est compliquée par un changement de géométrie depuis MM5 vers ARPEGE. Ainsi, nous avons obtenu un incrément de PV qualitativement similaire à l'incrément DE-MM5 avec une augmentation d'amplitude au niveau 400 hPa. Néanmoins, nous pouvons évaluer que la structure de l'incrément de vent respecte bien mieux Ar-ARP que DE-MM5 dans la mesure où l'incrément ne se propage pas aux limites. Ceci tend à indiquer que la propagation de l'incrément vers le bord sud est une limitation due à un domaine à aire limitée. De plus, nous observons que la structure de l'incrément de géopotentiel respecte bien mieux Ar-ARP en géométrie, mais reste significativement plus faible en amplitude. Ceci suggère que sans le problème des conditions aux limites, l'algorithme de DE doit être capable de retrouver des structures plus fines que DE-MM5 mais n'est probablement pas capable de retrouver l'amplitude d'Ar-ARP.

3.4 Résultats 2 : prévision

Les simulations avec ARPEGE sont intégrées à partir d'une inversion du PV qui inclut une initialisation dynamique. En considérant que DE2-ARP simule une inversion de l'ordre de DE, la comparaison entre Ar-ARP et DE2-ARP permet alors de juger la seule différence à l'ordre de l'inversion du PV entre Ar et DE. En conséquence, nous comparerons d'abord les seules simulations Ar-ARP et DE2-ARP, à la fois à l'échelle de l'Europe (**Fig. 2.6**) et sur la zone-cible de notre étude – ouest de la Méditerranée (**Fig. 2.7**).

Nous nous sommes d'abord intéressés à l'évolution des perturbations de vent à 6 et 12 h d'échéance, pour les niveaux 400 et 850 hPa. Les perturbations sont définies comme l'écart à la prévision de contrôle CTRL-ARP. Pour les deux niveaux, les perturbations croissent avec le temps mais la structure des perturbations est assez similaire entre les deux expériences. Ceci peut être vu à l'échelle de l'Europe (**Fig. 2.6g-l**) mais plus nettement à l'échelle de la Méditerranée (**Fig. 2.7g-l**). Leur intensité est systématiquement plus forte dans Ar-ARP (**Fig. 2.6d-f,j-l**) que dans DE2-ARP (**Fig. 2.6a-c,g-i**).

Nous pouvons aussi voir l'impact sur les précipitations entre 0 et 12 h d'échéance (**Fig. 2.8a-c**). Il apparaît que l'impact sur la zone étudiée (ouest de la Méditerranée) est globalement faible mais on observe une intensification dans Ar-ARP par rapport à DE2-ARP et dans DE2-ARP par rapport à CTRL-ARP. Cette amplification a lieu sur la bande de précipitations entre l'Algérie et la Corse, soit une zone concernée par des

plus grandes perturbations du vent à 850 hPa.

Le diagnostic peut être poursuivi à plus longue échéance. Nous avons étudié les perturbations à 36 h d'échéance (**Fig. 2.6c,f,g,l** et **Fig. 2.7c,f,g,l**). De la même façon qu'au début de la simulation, la structure des perturbations est notablement conservée au premier ordre mais avec des intensités plus fortes dans Ar-ARP que dans DE2-ARP. Un examen des précipitations entre 12 et 36 h d'échéance (**Fig. 2.8d-f**) montre une sensibilité plus importante, en particulier la structure des précipitations dans Ar-ARP est assez différente de CTRL. DE2-ARP se situe comme un scénario intermédiaire entre Ar-ARP et CTRL-ARP. Ces modifications concernent la méso-échelle β et donc sont importantes pour la prévision des précipitations sur une région donnée.

L'évolution des perturbations de vent a enfin été étudiée dans DE-MM5, intégré avec MM5 (**Fig. 2.9**). Elles montrent rapidement (à 6 h d'échéance) une évolution moins cohérente que DE2-ARP (**Fig. 2.8**). Ceci est une conséquence d'un spin-up prononcé, suivant le fait que les champs initiaux issus de DE ne sont pas solutions du modèle utilisé.

4 Résumé et discussion

Après avoir rappelé les bases théoriques sur le PV et son inversion, nous avons testé deux méthodes d'inversion utilisées actuellement dans la littérature : celle de [Davis and Emanuel \[1991\]](#) (DE) et de [Arbogast et al. \[2008\]](#) (Ar08). La première méthode (DE) fixe les conditions d'inversion du PV mais peut être associée à plusieurs choix dans l'application (inversion du PV total ou attribution par parties). Nous avons suivi les choix de [Vich et al. \[2011a\]](#) consistant à réaliser l'inversion du PV non modifié et du PV modifié, dans la géométrie de MM5. L'inversion de DE considère un ordre d'inversion supérieur à l'ordre quasi-géostrophique mais peut souffrir de limitations d'utilisation du fait d'une application à un domaine limité. La deuxième méthode (Ar08) combine à chaque itération la résolution d'un PV linéarisé et une initialisation dynamique (intégration symétrique dans le modèle pour filtrer les tendances rapides) pour recouvrer les termes non-linéaires.

Les deux méthodes ont été testées sur un incrément de PV comportant des structures de fine échelle. Cette expérience rejoint le but poursuivi dans la suite de ce travail, qui est d'échantillonner différentes situations initiales sur la base de modifications à fine échelle du PV. La comparaison des deux méthodes est ici rendue difficile par la taille limitée du domaine utilisé pour la méthode de DE et des conditions aux limites prescrites. Ce défaut est confirmé par l'utilisation d'Ar08 sur le PV issu de DE, qui est plus à même de recouvrer des champs non influencés aux limites. La comparaison des intensités de PV et des incréments entre les différentes expériences nous suggère que Ar08 est probablement plus apte à recouvrer des incréments de forte amplitude, en comparaison de DE, bien que ce résultat ne puisse être totalement confirmé.

L'exercice est également étudié du point de vue d'une prévision (correspondant ici à une situation de fortes précipitations en Méditerranée) pour deux simulations

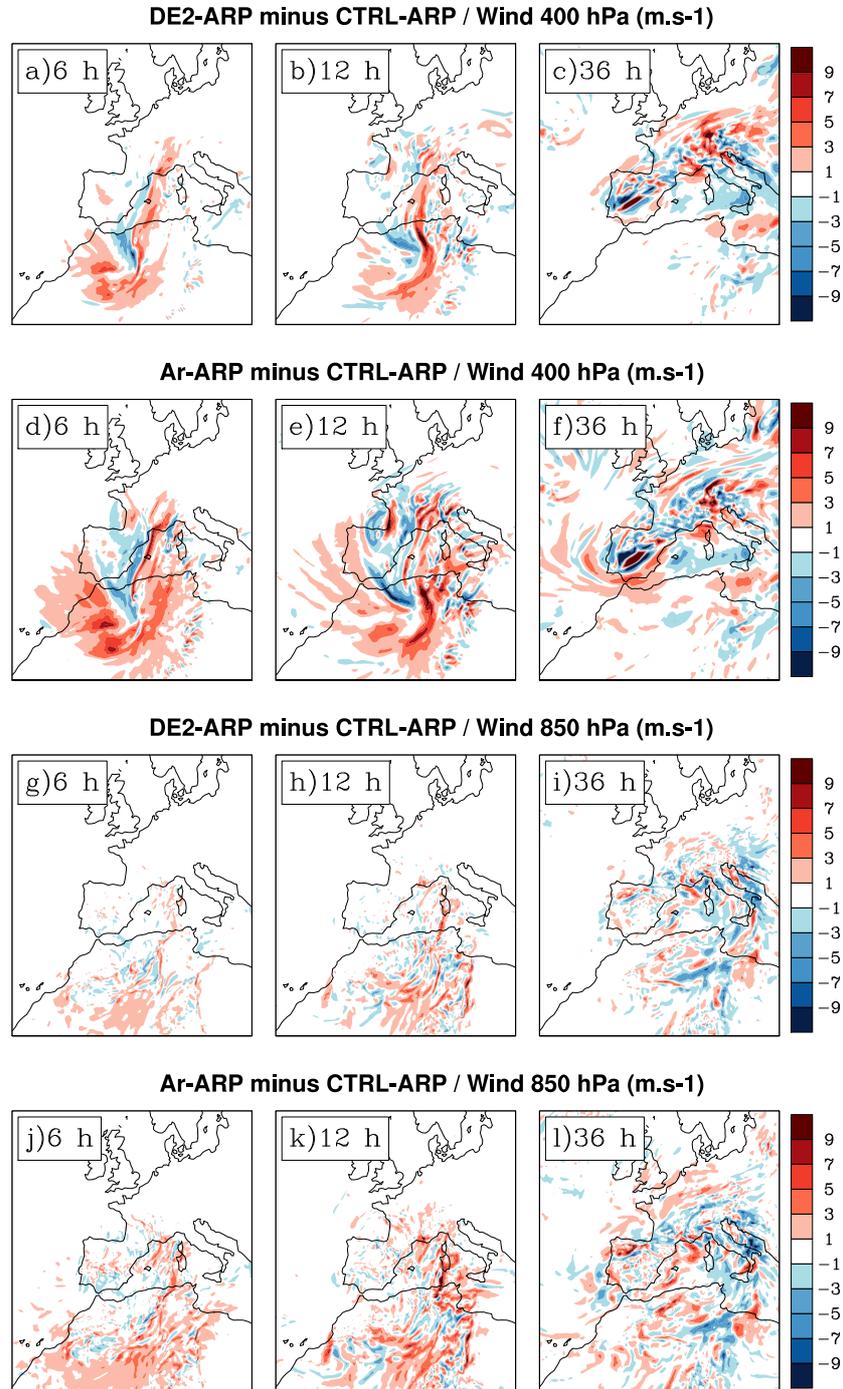


Fig. 2.6 – Comme **Fig. 2.4** pour DE2-ARP (a-c,g-i) et Ar-ARP (d-f,j-l) pour les niveaux 400 hPa (a-f) et 850 hPa (g-l) après 6 h (a,d,g,j), 12 h (b,e,h,k) et 36 h (c,f,i,l) de simulation.

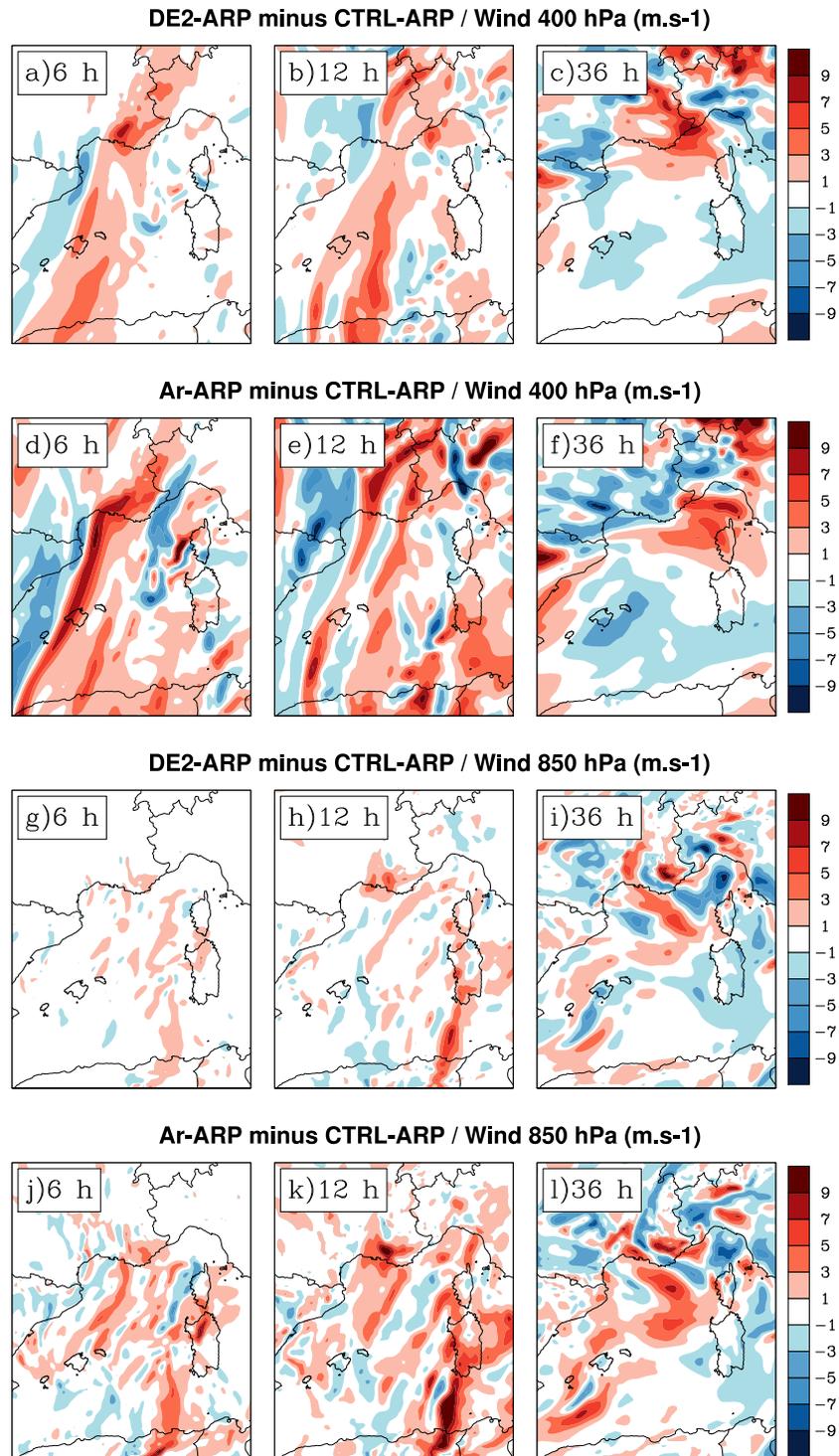
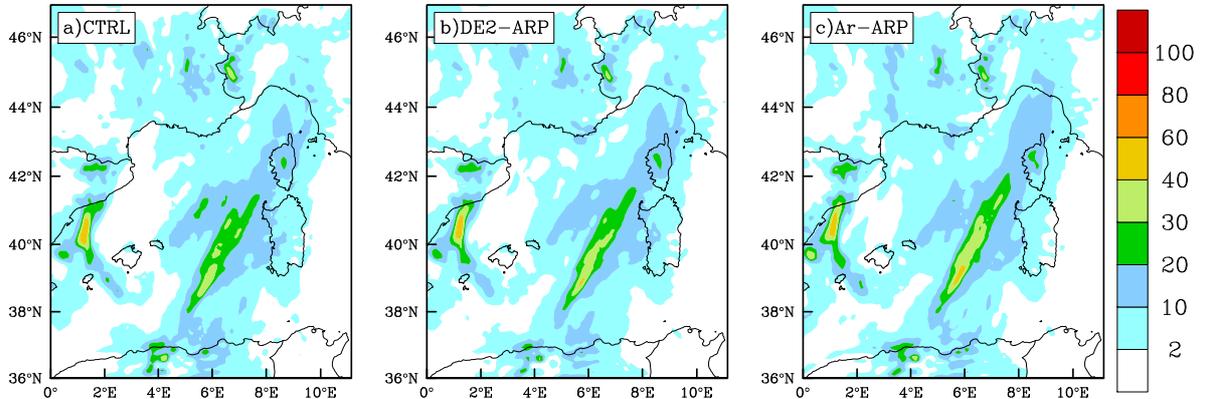


Fig. 2.7 – Comme Fig. 2.6. Zoom sur l'ouest de la Méditerranée.

12-hr rainfall (mm) - 12 hrs lead time



24-hr rainfall (mm) - 12 to 36 hrs lead time

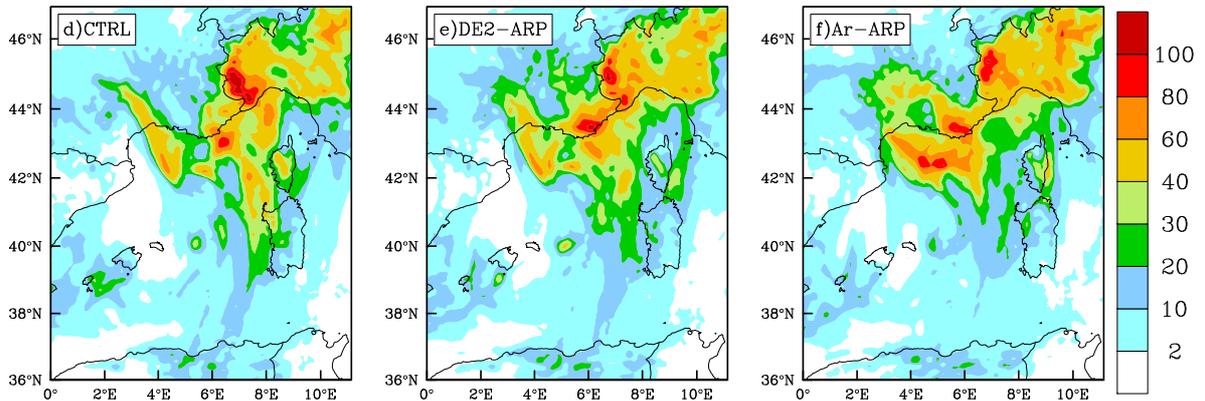


Fig. 2.8 – Résultat comparé des précipitations (unité : mm) sur l’ouest de la Méditerranée, sur les 12 premières heures (a-c) et de 12 à 36 h (d-f) après initialisation, dans les 3 expériences avec ARPEGE : CTRL-ARP (a,d), DE2-ARP (b,e), Ar-ARP (c,f).

DE-MM5 minus CTRL-MM5 / Wind 400 hPa (m.s-1)

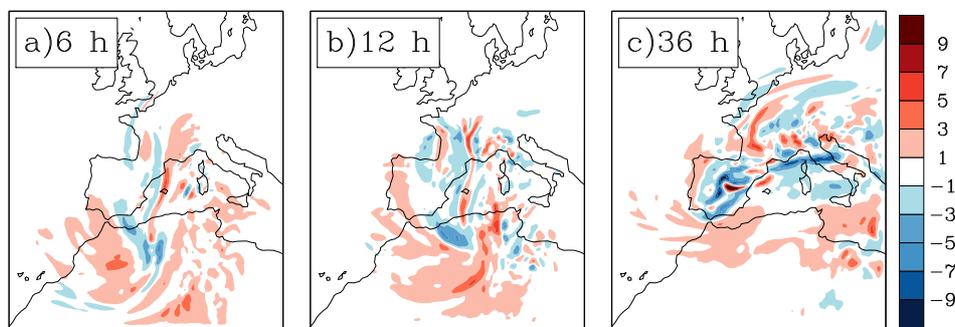


Fig. 2.9 – Comme Fig. 2.6a pour DE-MM5.

ARPEGE : l'une est initialisée par l'inversion du PV MIMOSA avec Ar08 (Ar-ARP) , l'autre simule l'inversion du même PV avec DE (DE2-ARP). Il est vu que l'intensité des perturbations de vent introduites augmente avec le temps et avec l'intensité de la perturbation initiale. La structure des perturbations est assez similaire entre les deux expériences, même à 36 heures d'échéance. Cela se traduit à la méso-échelle β par des perturbations du champ de précipitation : elles sont plus fortes dans dans Ar-ARP que dans DE2-ARP.

En conclusion, on suggère sur un exemple qu'un équilibre d'ordre supérieur dans l'inversion du PV produit des modifications plus importantes des champs de vent et de précipitation à 36 h d'échéance, de par une meilleure conservation des intensités du PV (lorsqu'on recalcule le PV a-posteriori).

Notons qu'il est très difficile d'obtenir une bonne convergence de DE dans des conditions opérationnelles où le domaine d'inversion est choisi sur la base de la zone des précipitations, et non précisément par rapport à la structure de PV étudiée. Ici, malgré la distance entre l'incrément de PV et le bord du domaine, c'est l'intensité de l'incrément qui rend le domaine mal adapté. Ce problème avait été rencontré par [Vich et al. \[2011a\]](#), ces auteurs avaient utilisé un domaine de prévision sensiblement plus petit pour retarder l'impact des conditions aux limites. Néanmoins, un tel exercice paraît contre-indiqué dans les situations à flux rapide. Un autre choix est de diminuer la résolution de la grille d'inversion, mais ceci se fait au détriment de la sensibilité aux fines structures de PV. Dans notre cas, suivant la motivation d'inverser des structures de PV à méso-échelle, il est alors naturel de choisir l'algorithme d'Ar08 qui propose un équilibre d'ordre supérieure et l'absence de contrainte sur la taille du domaine (domaine global). Cet exercice, moins contraignant du point de vue de la convergence, est néanmoins plus exigeant en coûts de calcul.

Chapitre 3

Advecter le tourbillon potentiel à fine échelle

Sommaire

1	Advection du PV sur niveau isentrope	58
1.1	Historique	58
1.2	Surface isentrope et limite diabatique	59
1.3	Advection passive d'un champ	60
1.4	Advection passive du PV sur niveau isentrope	61
2	Le modèle MIMOSA	62
2.1	Advection passive	63
2.2	Relaxation vers un champ de référence	64
3	Utilisation de MIMOSA à l'échelle météorologique	65
3.1	Choix du domaine	66
3.2	Adaptation aux données disponibles	66
3.3	Simulations de contrôle	68
3.4	Sensibilité aux paramètres de MIMOSA. 1 : Sans relaxation .	71
3.5	Sensibilité aux paramètres de MIMOSA. 2 : Avec relaxation .	77
4	Conclusion	80

Ce chapitre décrit le problème de l'advection à fine échelle du tourbillon potentiel (PV) sur une surface isentrope et son application avec le modèle MIMOSA (Modélisation Isentrope à Méso-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection).

Nous rappellerons en premier les bases théoriques de l'advection du PV sur surface isentrope. Ensuite, nous présenterons le modèle d'advection utilisé (MIMOSA). Enfin, ce modèle sera testé avec différentes configurations et seront discutés les paramètres pouvant être modifiés pour obtenir un ensemble de réalisations MIMOSA dans l'ordre de grandeur des erreurs sur la méso-échelle.

1 Advection du PV sur niveau isentrope

1.1 Historique

L'analyse des écoulements atmosphériques sur surface isentrope est utilisée depuis longtemps pour suivre les trajectoires des particules et évaluer le mélange des masses d'air. On a d'abord étudié le transport de l'humidité spécifique sur une surface isentrope ([Grimminger \[1938\]](#)). [Rossby \[1940\]](#) a utilisé le PV à la place de l'humidité avec une définition du PV en coordonnées isentropes (cf. chapitre 2). L'association des fortes valeurs de PV avec la stratosphère permet de suivre l'évolution des intrusions stratosphériques. La subsidence caractéristique des intrusions stratosphériques peut alors être interprétée comme l'advection passive du PV sur des surfaces isentropes inclinées ([Reed and Danielsen \[1958\]](#)). Le tourbillon potentiel est également un excellent traceur pour étudier le vortex polaire stratosphérique. Ces résultats ont motivé le développement de techniques pour simuler l'évolution des filaments de PV dans la stratosphère ([Vaugh and Plumb \[1994\]](#), [Orsolini \[1995\]](#)).

Néanmoins, le PV est un traceur dynamiquement actif : il contient dans sa formulation le vent qui l'advectione lui-même. Ceci rentre en concurrence avec l'idée d'advectioner le PV comme un traceur passif. Une vision de la dynamique comme contrainte par le PV conduirait à utiliser de façon répétitive l'inversion du PV après plusieurs itérations du schéma d'advection pour reconstituer le champ de vitesses qui est en équilibre avec le PV advectioné. Cet exercice a été appliqué dans un modèle idéalisé par [McIntyre and Norton \[2000\]](#) et sur un cas réel par [Fehlmann and Davies \[1997\]](#). Ces considérations ont motivé une étude par [Wirth et al. \[2005\]](#) avec un modèle idéalisé d'une intrusion stratosphérique à l'échelle synoptique (**Fig. 3.1**). Les auteurs montrent qu'au coeur de l'anomalie (intrusion de fort PV dans un environnement à faible PV), le PV adopte une structuration cohérente, dénuée de filamentation, qui est caractéristique d'un traceur dynamiquement actif. Plus on s'éloigne du coeur (vers la basse stratosphère ou la haute troposphère), plus la filamentation est importante.

Ainsi, la structure filamentaire du PV est prévue par les modèles théoriques et justifie l'utilisation d'un modèle d'advection passive pour recréer des fines structures du PV. Cette utilisation devra néanmoins être discutée suivant l'altitude choisie, relativement aux anomalies de PV structurées de façon cohérente.



Fig. 3.1 – Structures de PV au niveau d’un vortex vertical (en terme d’anomalie par rapport à un état de référence) simulant une intrusion stratosphérique, d’après [Wirth et al. \[2005\]](#). La première image caractérise le «cœur» de l’intrusion (altitude de référence z_0) : elle montre une structuration cohérente et l’absence de filamentation des anomalies. L’écart avec z_0 (vers le haut ou le bas dans une atmosphère réelle) augmente de gauche à droite. On observe que la filamentation des anomalies s’intensifie quand on s’éloigne vers le haut ou le bas du cœur de l’anomalie.

1.2 Surface isentrope et limite diabatique

Il convient de discuter avant la notion de surface isentrope. Cette notion est définie sans ambiguïté à grande échelle pour une atmosphère à forte stratification verticale. Elle se retrouve dans la définition du PV d’après [Rossby \[1940\]](#), comme la quantité conservée par une particule d’axe vertical bornée par deux surfaces isentropes. Cette approche a également amené [Haynes and McIntyre \[1987\]](#) à développer un point de vue du PV comme un composé ρP (appelé PV-substance, où P est le PV d’Ertel et ρ la masse volumique) qui n’est pas capable de franchir une surface isentrope si l’écoulement est adiabatique.

Dans le cas diabatique, une particule subit une tendance de température potentielle $\dot{\theta}$ qui l’éloigne de la surface isentrope. Du point de vue de la surface isentrope, il en résulte un flux de masse transverse aux isentropes (ou isentrope-transverse). L’équation de conservation du PV s’écrit en coordonnées z comme :

$$\rho \frac{DP}{Dt} = \zeta \cdot \nabla \dot{\theta} + \nabla \times \mathbf{F} \cdot \nabla \theta \quad (3.1)$$

avec \mathbf{F} forces de viscosité. On peut utiliser l’approximation du IPV (cf. chapitre 2) pour aboutir à une équation en coordonnées isentropes ([Hoskins et al. \[1985\]](#)) :

$$\frac{D_h P}{Dt} \simeq P^2 \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\dot{\theta}}{P} \right) \quad (3.2)$$

Ainsi, dans le cas d’un écoulement horizontal, le changement diabatique du PV est fonction de la différentielle verticale du chauffage diabatique mais aussi du PV initial. [Haynes and McIntyre \[1987\]](#) ont montré, dans l’hypothèse d’une forte stratification

verticale, que l'évolution diabatique du PV pouvait aussi être matérialisée sur une surface isentrope comme une concentration/dilution de la PV-substance. Cette propriété trouve une limite seulement à fine échelle lorsque des singularités apparaissent sur la distribution de θ (Kieu and Zhang [2012]).

Malgré quelques limitations, les considérations théoriques évoquées conduisent naturellement à développer l'advection du PV sur niveau isentrope pour étudier la dynamique en cas d'une stratification verticale dominante, même en cas diabatique, et résume alors essentiellement la dynamique à un problème de trajectoires bi-dimensionnelles. L'extension diabatique, qui correspond à un flux de masse isentrope-transverse, nécessite une correction périodique des valeurs de PV.

1.3 Advection passive d'un champ

a. Formulation lagrangienne

La trajectoire d'un point M dans un champ de vitesses \mathbf{V} s'écrit :

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt}(M, t) = \mathbf{V}(\mathbf{X}(M, t), t) \quad (3.3)$$

avec \mathbf{X} champ de positions. On dit aussi qu'on calcule l'advection de M dans le champ de vitesses \mathbf{V} .

En considérant une propriété ψ conservative dans l'écoulement ($D\psi/Dt = 0$), alors on peut réaliser l'association suivante après un délai τ :

$$\psi(\mathbf{X}(M, t_0 + \tau), t_0 + \tau) = \psi(M, t_0 + \tau) = \psi(M, t_0) = \psi(\mathbf{X}(M, t_0), t_0) \quad (3.4)$$

Considérons maintenant un ensemble discret de points M_i associé aux valeurs conservées $\psi(M_i)$. L'intégration de 3.3 combinée avec 3.4 donne une description $\psi(\mathbf{X}, t + \tau)$ par advection de chaque point M_i . On réalise alors l'advection passive du champ ψ .

b. Reconstitution du champ final

L'advection passive en formulation lagrangienne permet de reconstituer :

- un contour $\psi = \psi_0$. Cette méthode est réalisée en échantillonnant à t_0 les points M_i sur une isoligne connue $\psi(M_i) = \psi_0$ connue. Elle permet d'étudier de façon graphique l'évolution du champ mais est mal adaptée à la reconstitution d'un champ continu et donc à l'initialisation d'un modèle météorologique. Une itération longue de la méthode peut être réalisée en ré-échantillonnant de nouveaux M_i avec $\psi(M_i) = \psi_0$ le long d'un contour reconstitué (méthode CAS - chirurgie par advection de contour, Waugh and Plumb [1994]).
- le champ ψ par interpolation spatiale. Cette méthode est réalisée en échantillonnant à t_0 les points M_i de façon dense, par exemple sur une grille régulière haute-résolution, et en reconstituant le champ final par interpolation spatiale. Cette méthode a l'avantage de redéfinir un champ entier, dans l'hypothèse que les positions $\mathbf{X}(M_i, t + \tau)$ sont distribuées de façon dense dans l'espace. Une itération

longue peut alors être réalisée avec des étapes régulières de remaillage sur la grille haute-résolution.

c. Autre méthode : RDF

Il faut noter que les méthodes lagrangiennes précédentes permettent de reconstruire un champ de haute résolution $\psi(\mathbf{X}, t > t_0)$ à partir d'un champ $\psi(\mathbf{X}, t_0)$ de résolution inférieure. Une méthode a été développée par [Sutton et al. \[1994\]](#) pour reconstruire un champ à haute-résolution à l'instant t_0 en appliquant l'advection passive dans le sens arrière. Cette méthode, sous le nom de RDF (de l'anglais *Reverse Domain Filled*) commence par échantillonner les points M_i sur une grille à haute-résolution à l'instant t_0 . Ensuite, les points M_i sont advectés en arrière jusqu'à un instant $t_{-1} < t_0$ et sont associés à une valeur $\psi(M_i, t_{-1})$ par interpolation spatiale. Enfin, les valeurs calculées de $\psi(M_i, t_{-1})$ sont propagées à l'instant t_0 par association des trajectoires des M_i et remplissent alors la grille d'échantillonnage haute-résolution. On crée alors, par construction, des structures de haute-résolution. Cette méthode a été employée par de nombreux auteurs pour étudier le vortex stratosphérique polaire (e.g. [Schoeberl and Newman \[1995\]](#), [Newman and Schoeberl \[1995\]](#)) et plus rarement pour le voisinage de la tropopause ([Morgenstern and Carver \[2001\]](#)). Sa valeur ajoutée reste néanmoins débattue au cas par cas. En comparant avec des observations, [Fairlie et al. \[1997\]](#) évalue une faible valeur ajoutée par rapport à des analyses lorsque les deux jeux de données sont comparés avec un nombre réduit d'observations. [Dragani et al. \[2002\]](#) évalue que la méthode peut se montrer performante par rapport aux autres méthodes lagrangiennes, tout en notant que l'augmentation de la résolution de la grille d'échantillonnage n'apporte pas une forte valeur ajoutée.

1.4 Advection passive du PV sur niveau isentrope

a. Forme différentielle

Soit le système de coordonnées cartésiennes (x, y, θ) où θ est la coordonnée verticale (sous l'hypothèse $\partial\theta/\partial z > 0$) et u, v les composantes horizontales du champ de vitesses. L'équation de trajectoire en hypothèse isentrope s'écrit alors :

$$\begin{cases} Dx/Dt(M, t) = u(x(M, t), y(M, t), \theta(M), t) \\ Dy/Dt(M, t) = v(x(M, t), y(M, t), \theta(M), t) \\ D\theta/Dt(M, t) = 0 \end{cases} \quad (3.5)$$

Suivant le principe de l'advection passive (P est conservé dans l'écoulement tri-dimensionnel), on retrouve alors le champ $P(\mathbf{X}, t + dt)$ par calcul de l'advection des M_i dans le champ de vitesses $(u, v)(\mathbf{X}, t)$ sous hypothèse adiabatique, i.e. $\theta(M_i) = cte$, pour situer M_i sur la verticale. Dans le système de coordonnées (x, y, θ) la forme différentielle de l'advection en hypothèse isentrope se réduit à un problème d'advection horizontale point par point. Dans le cas d'un champ isentrope $P(x, y, \theta_0, t)$, on est intéressé par le

déplacement des $M_i(\theta_0)$ appartenant à une même surface isentrope pour retrouver le champ $P(x, y, \theta_0, t + dt)$. On se ramène alors à un problème d'advection horizontale sur le niveau θ_0 :

$$\begin{cases} Dx/Dt(M, t) = u(x(M, t), y(M, t), \theta_0, t) \\ Dy/Dt(M, t) = v(x(M, t), y(M, t), \theta_0, t) \end{cases} \quad (3.6)$$

On réalise alors l'advection du PV sur niveau isentrope

b. Intégration temporelle

Le problème de l'advection isentrope sur un niveau θ_0 pour un chemin intégral entre les temps t_0 et t_1 s'écrit :

$$\begin{cases} x(M, t_1) = x(M, t_0) + \int_{t_0}^{t_1} u(x(M, t), y(M, t), \theta_0, t) dt \\ y(M, t_1) = y(M, t_0) + \int_{t_0}^{t_1} v(x(M, t), y(M, t), \theta_0, t) dt \end{cases} \quad (3.7)$$

On note que dans une intégration temporelle, le problème n'est pas strictement une advection horizontale : à chaque pas d'intégration, le vent doit être reconsidéré sur le niveau isentrope θ_0 aux coordonnées de M .

L'évolution de (x, y) fournit alors la projection isentrope du mouvement, dans l'hypothèse de coordonnées cartésiennes. Plus généralement avec un système de coordonnées curvilignes sur la sphère, on peut se rapprocher localement - dans le temps et l'espace - d'un système de coordonnées cartésiennes. La transformation de l'espace réel à l'espace de la projection conserve donc localement la forme obtenue en (3.6) mais oblige à redimensionner les vecteurs-vitesse.

En Annexe A, nous détaillons les hypothèses permettant cette transformation et les formulations résultantes pour la projection azimuthale équidistante (projection originale de MIMOSA), la projection de Mercator et la projection de Lambert conforme (toutes deux utilisées par le modèle météorologique de méso-échelle Mésos-NH). L'équation d'advection dans l'espace de la projection s'écrit :

$$\begin{cases} d\hat{x}(M, t) = \hat{u}(\hat{x}(M, t), \hat{y}(M, t), \theta_0, t) dt \\ d\hat{y}(M, t) = \hat{v}(\hat{x}(M, t), \hat{y}(M, t), \theta_0, t) dt \end{cases} \quad (3.8)$$

avec (\hat{x}, \hat{y}) coordonnées cartésiennes de M et (\hat{u}, \hat{v}) vecteur-vitesse, tous les deux dans l'espace de la projection.

2 Le modèle MIMOSA

Le modèle MIMOSA (Modélisation Isentrope à Méso-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection) a été développé par Alain Hauchecorne, de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), et présenté la première fois dans [Hauchecorne et al. \[2002\]](#). Le nom du modèle rappelle les motivations originelles : il s'agissait de construire un modèle

donnant la distribution de l’ozone stratosphérique à fine échelle pour quantifier les processus de diffusion dans le vortex polaire stratosphérique. La distribution prévue par le modèle pouvait être comparée à des stations d’observations depuis le sol.

Le modèle MIMOSA donne fondamentalement une distribution du PV, qui peut être statistiquement reliée à une distribution de l’ozone stratosphérique (Danielsen [1968]). Bien que nous présenterons et utiliserons MIMOSA dans le seul but d’obtenir une distribution du PV en haute troposphère et basse stratosphère, la performance de MIMOSA a pu être évaluée par comparaison avec des observations d’ozone stratosphérique : Heese et al. [2001] ont calculé sur 2 profils de mesure que la corrélation entre le PV prévu par MIMOSA et l’ozone stratosphérique mesuré par LIDAR s’étendait de 0.5 à 0.7 et qu’une tolérance maximale de 1 degré améliorerait la corrélation à 0.8.

2.1 Advection passive

a. PV advecté

Dans une utilisation routinière, on ne connaît que des informations sur le vent total (analyse par assimilation de données ou prévision par un modèle numérique). Ainsi il est plus immédiat d’advecter passivement sur niveau isentrope le PV dans le champ de vent total, fournissant une variable appelée «PV advecté» ou APV. Cet exercice n’est alors pas strictement une simulation adiabatique où le PV est conservé dans le champ de vent qui lui-même résulte de l’hypothèse adiabatique. Il s’ensuit que le champ du APV correspondra à une version géométriquement déformée du champ de PV d’un modèle diabatique. Dans la version complète de MIMOSA, on utilise le APV comme une ébauche qui contient les fines échelles, avant un rappel (d’échelle contrôlée) vers un modèle complet de l’atmosphère.

b. Schéma temporel

On discrétise l’équation 3.8 avec un schéma de Runge-Kutta 2. Pour un point M_{ij} de la grille (dans l’espace de projection), une itération se définit de la façon suivante :

$$\begin{cases} \mathbf{X}^1 & = \mathbf{X}(M_{ij}, t_n) + \delta t \mathbf{V}(\mathbf{X}(M_{ij}, t_n), t_n) \\ \mathbf{X}^2 & = \mathbf{X}^1 + \delta t \mathbf{V}(\mathbf{X}^1, t_{n+1}) \\ \mathbf{X}(M_{ij}, t_{n+1}) & = (\mathbf{X}^1 + \mathbf{X}^2)/2 \end{cases} \quad (3.9)$$

avec $\mathbf{X} = (\hat{x}, \hat{y})$, $\mathbf{V} = (\hat{u}, \hat{v})$ et $\delta t = t_{n+1} - t_n$ le pas de temps du modèle.

La précision du schéma temporel pour advecter passivement un champ est principalement limitée par la disponibilité des champs de vent dans le temps et l’espace et la stratégie de remaillage. On utilise une méthode d’interpolation bi-linéaire pour obtenir le vecteur-vitesse en chaque nouvelle position $\mathbf{X}(M_{ij}, t_n)$ et \mathbf{X}^1 . De plus, (u, v) et donc (\hat{u}, \hat{v}) sont disponibles avec un délai τ supérieur (généralement 6 fois) au pas d’advection δt : nous avons testé un schéma qui utilise le vent le plus proche temporellement (ou vent alterné) et un schéma d’interpolation linéaire.

Enfin, des étapes de remaillage sur une grille haute-résolution sont nécessaires pour réaliser une itération longue. MIMOSA utilise un schéma d'interpolation d'ordre 2 qui préserve les moments d'ordre 2 (cf. Annexe 2 dans Hauchecorne et al. [2002]). La diffusion numérique associée aux étapes de remaillage d'un schéma lagrangien doit être ici jugée utile, puisqu'elle simule les processus diffusifs réels de l'atmosphère (Konopka et al. [2013]). Il a été vérifié dans MIMOSA que le schéma d'interpolation produisait une diffusion comparable à des estimations réelles (Hauchecorne et al. [2002]).

2.2 Relaxation vers un champ de référence

a. Idée directrice

Pour une itération longue, le réalisme de MIMOSA suppose que la grande échelle du PV soit cohérente avec les processus diabatiques de grande échelle. MIMOSA contient une option de relaxation de la grande échelle du APV vers la grande échelle d'un PV de référence, qui préserve la fine échelle contenue dans le APV. La simplicité du rappel diabatique est liée au fait qu'elle s'applique sur un champ de PV reconstitué dans l'espace (remaillage). Au contraire, Dritschel and Ambaum [2006], pour une méthode d'advection de contours, proposent d'utiliser les termes diabatiques d'un modèle de référence pour recalculer la tendance du PV en chaque particule.

En tenant en plus compte d'une diffusion numérique représentative de la diffusion réelle (cf. 2.1), il est alors possible d'utiliser MIMOSA sur des itérations longues, sous-entendue l'existence d'un PV de référence disponible tout au long de la simulation. A chaque nouvelle prévision de CEP, on peut par exemple alimenter une simulation longue MIMOSA hors-ligne avec un faible coût de calcul, et suivre l'évolution d'un PV à fine échelle en cohérence avec la prévision du CEP. Une telle prévision MIMOSA est réalisée quotidiennement par l'IPSL pour le vortex polaire stratosphérique (cf. base de données ETHER, <http://www.pole-ether.fr>)

b. Formulation

Pour un champ du APV q , la relaxation vers un champ de référence q^{ctrl} consiste à ajouter un incrément «de grande échelle» Δq pondéré par le poids de relaxation $w = 1 - e^{-\tau/t_r}$ où τ est le délai de remaillage en nombre d'itérations, et t_r est une constante de temps de relaxation (normé par δt) à choisir par l'utilisateur. L'effet d'une modification de t_r sur w pour différents τ peut être visualisé **Fig. 3.2**. Pour un τ donné, augmenter t_r revient à diminuer le poids de relaxation. La relaxation est d'autant plus forte que le délai de remaillage τ est long.

L'incrément Δq est défini pour chaque point $M(x, y)$ comme une différence de PV lissée dans un domaine circulaire D centré en M :

$$\Delta q(x, y) = \left(\sum_{N_i \in D(x, y)} w'_i \right)^{-1} \sum_{N_i \in D(x, y)} w'_i \Delta q_i \quad (3.10)$$

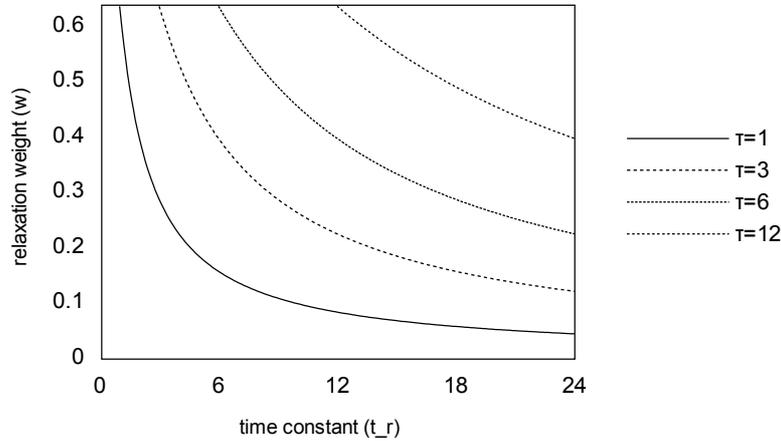
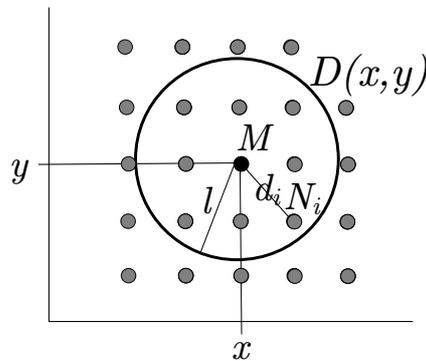


Fig. 3.2 – Sensibilité du poids de relaxation w à des modifications de la constante de relaxation t_r (en abscisse) pour différents temps de remaillage τ .

avec $\Delta q_i = q_i - q_i^{ctrl}$ et le poids $w'_i = 1 + l^2 - d_i^2$ avec $d_i = d(N_i, M)$. Le paramètre l est la longueur de lissage, permettant de contrôler l'échelle sur laquelle la relaxation agit.



3 Utilisation de MIMOSA à l'échelle météorologique

L'utilisation de MIMOSA dans une finalité météorologique a déjà été proposée par l'équipe porteuse du projet à l'IPSL (Claud et al. [2007]). Les auteurs avaient adopté une configuration du modèle similaire à celle utilisée originellement par Hauchecorne et al. [2002] sur une grille de résolution 37 km définie par une projection azimuthale équidistante. Nous proposons ici une adaptation du modèle pour une grille sensiblement plus fine. Pour réduire le temps de calcul et dans le but éventuel d'associer MIMOSA à une simulation météorologique du modèle Méso-NH (modèle de recherche co-développé

par le Laboratoire d'Aérodynamique et Météo-France), nous avons choisi d'adapter MIMOSA à un domaine à aire limitée. De plus, nous discuterons attentivement les options du schéma d'advection et des conditions de couplage.

3.1 Choix du domaine

Comme toute simulation sur un domaine à aire limitée, il faut tenir compte de deux contraintes fondamentales : le coût de calcul et la vitesse de propagation de l'information des conditions aux limites. Dans le cas d'une advection passive du PV, l'information des conditions aux limites sera propagée avec une vitesse caractéristique des vents aux latitudes moyennes. Pour étudier le PV à la tropopause, on devra tenir compte d'une composante de vent d'ouest rapide devant la composante méridienne, d'où un domaine qui sera étendu sur l'Atlantique et placera la région méditerranéenne dans la moitié droite du domaine.

Le domaine choisi pour évaluer dans cette partie le comportement de MIMOSA sur la région méditerranéenne est présenté **Fig. 3.3** sous le nom de MIMOSA-1. C'est une projection conforme de Lambert, pour conserver au mieux les distances et les angles aux latitudes moyennes tout en limitant la distorsion dans la direction zonale. Elle est définie par une latitude de référence $\lambda_0 = -10$, un facteur de conicité $K = 0.5$, et une rotation nulle $\beta = 0$. Le domaine est borné au sud-ouest par le point de coordonnées géographiques (14.9, -46.6) et au nord-est par le point (65.7, 62.7). La distance couverte entre l'ouest de la Méditerranée et le bord ouest du domaine est de l'ordre de 5000 km, la largeur méridienne est de l'ordre de 6000 km au centre du domaine.

3.2 Adaptation aux données disponibles

a. Données disponibles

L'utilisation de MIMOSA à l'échelle météorologique doit être adaptée à la disponibilité des données météorologiques traditionnellement utilisées. Nous considérerons les analyses CEP (ou ARPEGE aux chapitres 5 et 6) comme les données d'initialisation et de couplage, disponibles avec une fréquence de 6 h et couvrant le globe. Les données sont originellement extraites des niveaux modèle et sont interpolées sur le niveau isentrope choisi (θ_0) et sur une grille associée au domaine MIMOSA-1, de dimension 302×252 pts et de résolution centrale 25 km.

b. Résolution

Nous discuterons plusieurs valeurs du rapport de résolution entre la grille de 25 km et la grille haute-résolution : $n_{grid} = \{1, 3, 6\}$, permettant de résoudre des filaments de largeur minimale $25/6 \simeq 4$ km. [Methven and Hoskins \[1999\]](#) ont montré que le choix d'un rapport $n_{grid} > 6$ conduisait à simuler des filaments non-crédibles au sens qu'ils sont excessivement sensibles à un changement de n_{grid} (filaments «parasites») ou que leur largeur était trop fine devant leur déplacement (filaments «mauvais»). Dans notre

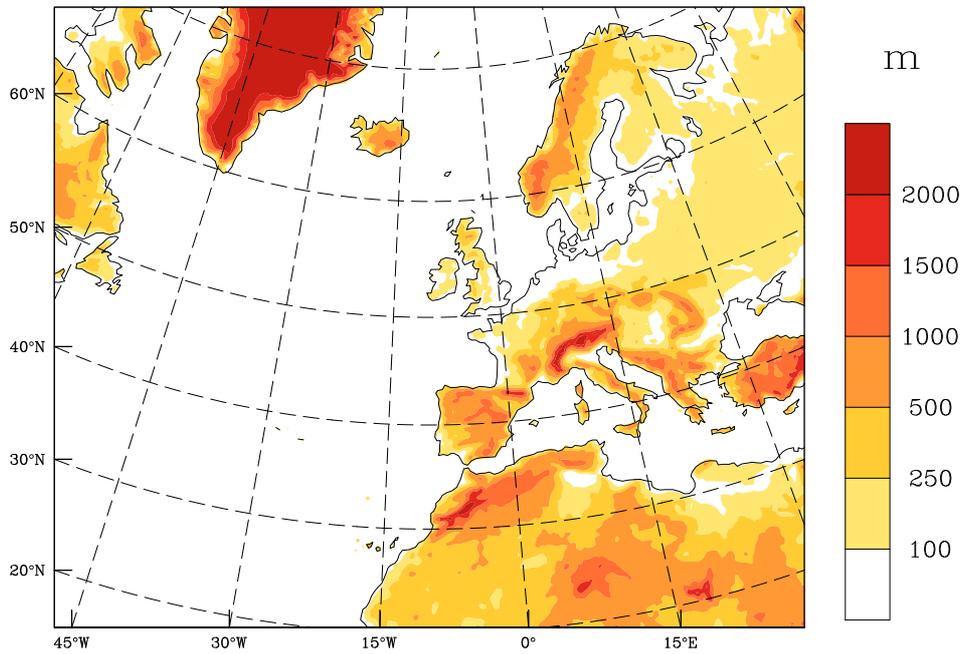


Fig. 3.3 – Domaine MIMOSA-1 couvrant l’Europe et le nord de l’océan Atlantique, choisi pour évaluer le comportement de MIMOSA sur la région méditerranéenne. Altitude en dégradé de couleurs.

cas, notons de plus que des filaments de largeur inférieur à 4 km pourront difficilement être assimilés par un modèle météorologique et jouent probablement un rôle négligeable dans la dynamique à méso-échelle.

c. Paramètres d’advection

Nous avons choisi de garder un pas d’advection $\delta t = 1$ h, suivant le choix de [Claud et al. \[2007\]](#). Ce choix respecte une faible disponibilité temporelle (toutes les 6 h) des vents sur la grille 25 km qui ne rend pas nécessaire l’utilisation d’un pas de temps à l’échelle de la minute. Ainsi, nous sommes dans le cas où les données de couplage doivent être fournies avec une fréquence supérieure à la fréquence des données disponibles : pour cela, nous testerons le choix d’un vent «alterné» (méthode du plus proche voisin) ou d’un vent interpolé linéairement dans le temps.

L’interpolation en vent alterné est la méthode du plus proche voisin : pour un intervalle $[t_0, t_1[$ on choisit d’abord le vent disponible à la date t_0 puis on utilise le vent à la date t_1 , avec un saut instantané à $(t_1 - t_0)/2$. Il faut préciser que dans l’hypothèse où le vecteur-vitesse réel de M évolue linéairement dans le temps ($\mathbf{V}(M, t) = \mathbf{V}(M, t_0) + (t - t_0)\mathbf{a} = \mathbf{V}(M, t_1) + (t - t_1)\mathbf{a}$), alors l’utilisation d’un vent alterné se justifie uniquement si on réalise l’intégration sur l’intervalle entier, d’après l’égalité :

$$\int_{t_0}^{t_1} \mathbf{V}(M, t) dt = \int_{t_0}^{(t_1-t_0)/2} \mathbf{V}(M, t_0) dt + \int_{(t_1-t_0)/2}^{t_1} \mathbf{V}(M, t_1) dt \quad (3.11)$$

Relaxation	Durée T	Résolution n_{grid}	Fréquence remaillage τ	Fréquence couplage f	Interpolation vent
Non	24 h	6	6 h	6 h	alterné

Tab. 3.1 – Paramètres des simulations de contrôle MC0 et MV0.

Ceci déconseille alors fortement l'utilisation de MIMOSA sur les échéances intermédiaires aux échéances du vent disponible.

d. Condition aux limites latérales

Le PV constitue également une donnée de couplage aux bords du domaine. Dans un cadre général où la fréquence de couplage peut être modifiée, nous avons utilisé une interpolation linéaire dans le temps entre les données disponibles. Nous attirons l'attention sur le fait qu'une utilisation d'un grand domaine couvrant l'Atlantique limite grandement l'impact des conditions aux limites sur l'Europe pour une simulation à l'échelle de la journée. La sensibilité aux conditions aux limites ne sera donc pas étudiée dans cette partie.

e. Condition aux limites verticales

De nombreuses surfaces isentropes sont localement indéfinies par intersection avec le sol. Le problème est notamment observé en Afrique du Nord qui est associé à un réchauffement marqué comparé aux latitudes moyennes. Ainsi, nous choisissons une valeur minimale de θ_0 au cas par cas, comprise entre 300 et 320 K, pour limiter les surfaces indéfinies. La valeur maximale de θ_0 est choisie à 400 K, se situant en moyenne à une pression comprise entre 100 et 200 hPa, soit typiquement au-dessus de la tropopause aux latitudes moyennes. L'intervalle entre deux niveaux isentropes est choisi égal à 2 K pour garder une résolution adéquate en troposphère (le gradient vertical de θ dans la troposphère est typiquement bien inférieur à celui de la stratosphère).

3.3 Simulations de contrôle

La simulation de contrôle est réalisée pour fournir un champ de PV sans relaxation (PV=APV) sur 2 cas d'étude aux dates t_f suivantes : le 01/11/2008 à 12 UTC (cas C, simulation MC0) et le 19/07/2007 à 18 UTC (cas V, simulation MV0). Le premier cas est un épisode de fortes pluies dans le sud de la France (Vié et al. [2011], Fresnay et al. [2012]) tandis que le deuxième cas est un épisode orageux conséquent sur la France, ayant fait l'objet d'observations intensives (campagne COPS, Corsmeier et al. [2011]). Les paramètres de la simulation sont résumés **Tab. 3.1**. T est la longueur de la simulation (le début de la simulation est défini à une date $t_0 = t_f - T$), n_{grid} le rapport de résolution, τ la fréquence de remaillage et f la fréquence de couplage.

Les résultats de *MC0* et *MV0* sont présentés respectivement **Fig. 3.4** et **Fig. 3.5** pour le niveau 320 K en comparaison du PV de l'analyse CEP, à la fois à l'échelle synoptique (domaine entier sur l'océan Atlantique et l'Europe), et à une échelle réduite sur le sud de la France, correspondant au haut de la méso-échelle (méso- α). Dans l'analyse qui suit, nous assimilerons le APV, résultat des simulations de contrôle, au PV MIMOSA.

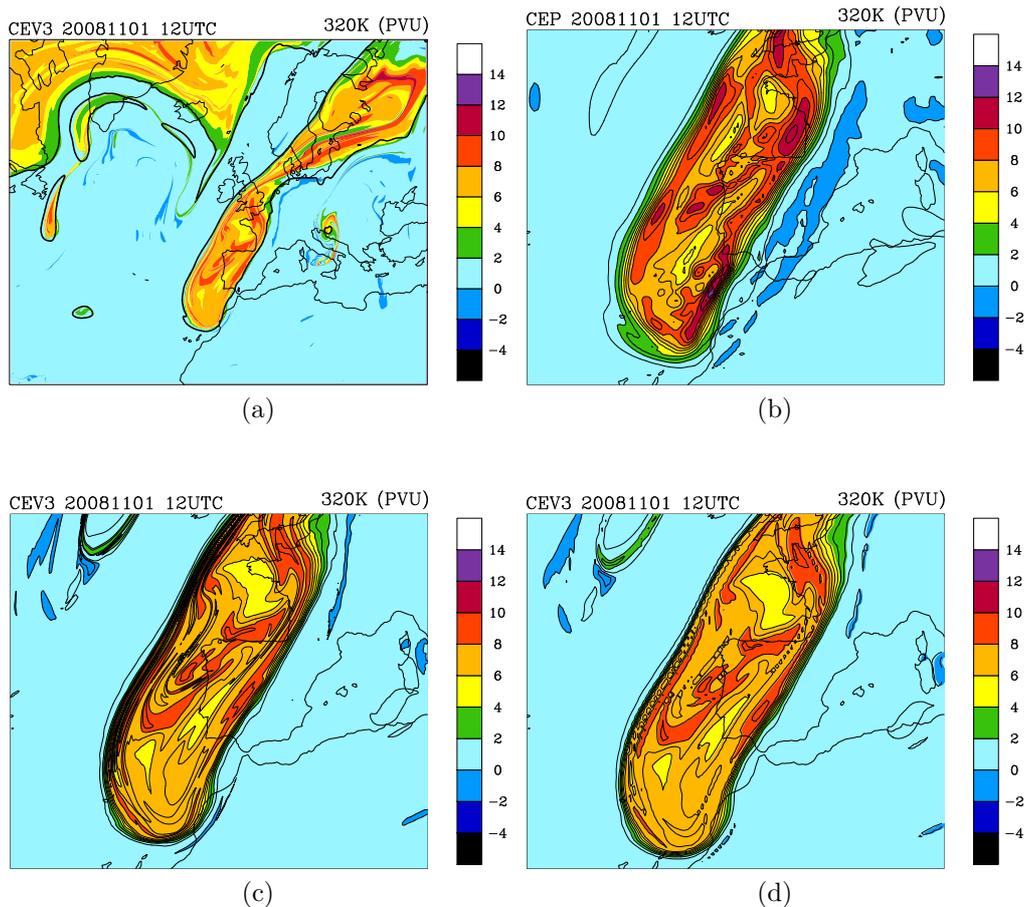


Fig. 3.4 – PV au niveau 320 K le 01/11/2008 à 12 UTC (cas C) : a) superposition du PV MIMOSA de *MC0* (plages colorées, intervalle : 2 PVU) avec l'isoligne 2-PVU du PV CEP (contour épais) sur le domaine MIMOSA-1. b,c,d) zoom sur le PV au voisinage de la France (intervalle contours : 1 PVU) : PV CEP (b), PV MIMOSA sur la grille MIMOSA (c), PV MIMOSA ré-interpolé sur la grille CEP (d).

La comparaison de l'isoligne 2-PVU entre CEP et MIMOSA à l'échelle synoptique (**Fig. 3.4a** et **Fig. 3.5a**) permet de vérifier le réalisme de MIMOSA sur la déformation des structures de PV : malgré les incertitudes sur CEP, il est attendu qu'à l'échelle synoptique, les contours soient très bien corrélés. Dans la partie droite du domaine (partie du domaine peu sensible aux conditions aux limites) une bonne corrélation est vérifiée sur chacun des deux cas d'étude, permettant de valider le travail d'adaptation de

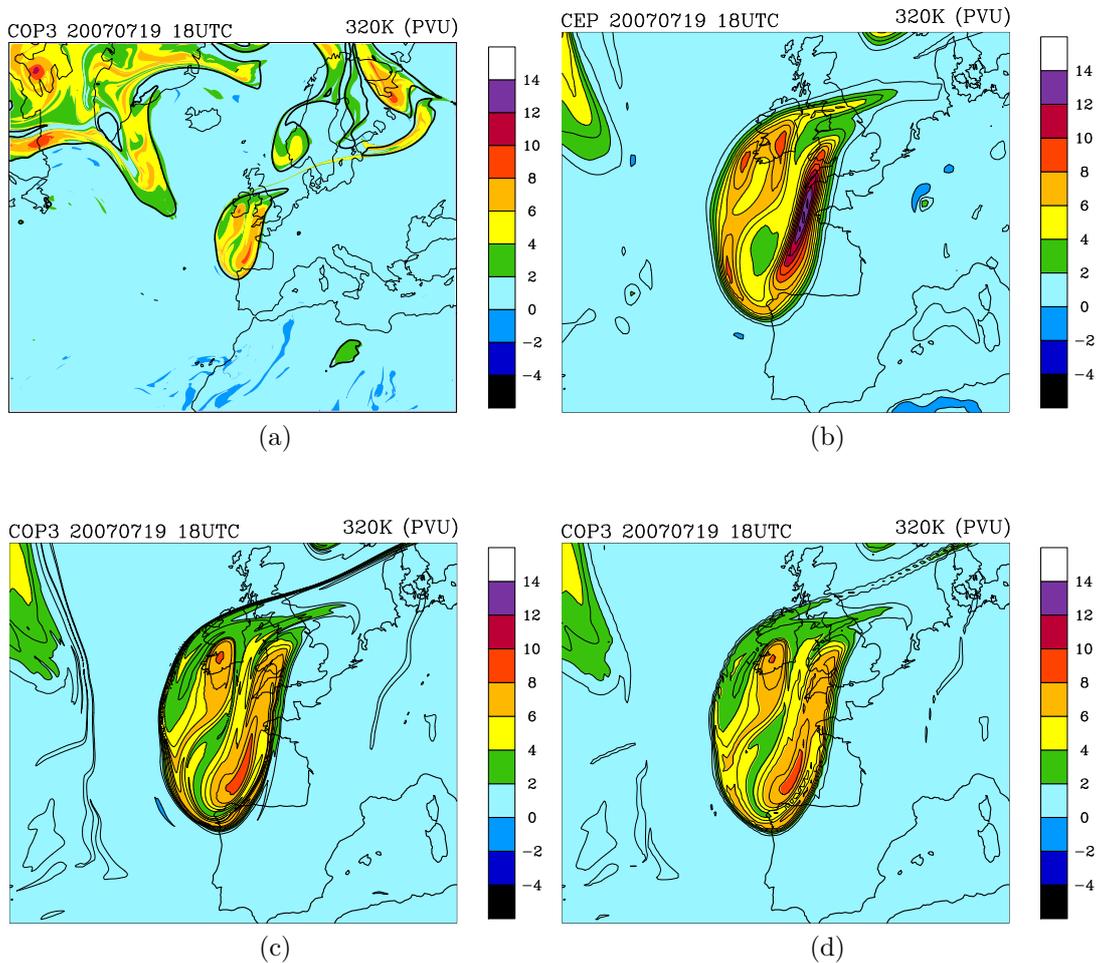


Fig. 3.5 – Comme **Fig. 3.4** mais pour le 19/07/2007 à 18 UTC (cas V, PV MIMOSA de MV0).

MIMOSA à une projection conforme. Dans la partie gauche du domaine, la corrélation entre le PV MIMOSA et le PV CEP est également bonne à grande échelle, justifiant à priori des conditions aux limites réalistes.

Les gradients du PV MIMOSA sur la grille haute-résolution (**Fig. 3.4c** et **Fig. 3.5c**) sont comparés avec l'analyse CEP (**Fig. 3.4b** et **Fig. 3.5b**). Comme attendu d'un modèle d'advection sur une grille 6 fois plus fine que sur l'analyse, les gradients sont localement renforcés. On remarque que le gradient est surtout intensifié sur le bord de l'anomalie, étant associé à un fort cisaillement horizontal (non montré). MIMOSA produit des gradients moins forts dans l'intérieur de l'anomalie, en lien avec un champ de cisaillement plus faible. Les gradients peuvent être également discutés lorsqu'on ré-interpole le PV MIMOSA sur la grille du CEP (**Fig. 3.4d** et **Fig. 3.5d**). La réinterpolation est réalisée avec une moyenne des données de haute-résolution sur la grille de sortie. On observe toujours un gradient renforcé du PV MIMOSA sur le bord

de l'anomalie qui prouve que les gradients relativement relâchés sur CEP sont aussi une conséquence de la géométrie du modèle et/ou de la méthode d'initialisation.

En reprenant la même comparaison que précédemment (champ ré-interpolé sur la grille CEP), nous pouvons étudier les différences sur les intensités du PV. On note une sous-estimation des intensités à l'intérieur des structures de fort PV dans le PV MIMOSA par rapport à CEP. Cette différence suggère fortement une intensification diabatique du PV par refroidissement radiatif au sommet de la troposphère. Cette intensification, résultant d'un différentiel positif du chauffage diabatique a été illustrée nettement par [Chagnon et al. \[2012\]](#) en calculant les termes diabatiques de l'évolution du PV. Elle déconseille en conséquence l'utilisation de MIMOSA sans relaxation sur des échelles de temps trop longues.

La position et l'intensité des structures de PV négatif dans MIMOSA sont faiblement corrélées avec le PV CEP (**Fig. 3.4b** et **Fig. 3.4d**). On interprète ce résultat comme le rôle du réchauffement diabatique nuageux se développant à l'avant de l'anomalie d'altitude ([Chagnon et al. \[2012\]](#)), qui tend à créer des zones de PV négatif. Notons que l'inversion du PV s'appliquera au seul PV positif, donc ces différences ne seront pas conséquentes pour une étude de sensibilité au PV MIMOSA.

En résumé, les simulations de contrôle, en mode «adiabatique» (APV), permettent d'évaluer le comportement général de MIMOSA à l'échelle météorologique et d'en déduire en première approche quelques limitations pour une approche déterministe. Il apparaît que MIMOSA capture très bien l'échelle synoptique du PV lorsqu'il fonctionne sur un domaine limité. A plus fine échelle, les intensités du PV souffrent logiquement d'une erreur liée à des processus diabatiques communément identifiés (refroidissement radiatif, réchauffement nuageux). La comparaison avec les analyses soulève des incertitudes sur la réalité des gradients et filaments de PV. Une utilisation de MIMOSA sous différentes configurations permettra d'échantillonner un ensemble de distributions de PV entre la vision de l'analyse et la vision d'un APV à haute-résolution.

3.4 Sensibilité aux paramètres de MIMOSA. 1 : Sans relaxation

Dans le but d'utiliser MIMOSA dans le contexte d'une approche d'ensemble, nous avons évalué la sensibilité de MIMOSA à des modifications de plusieurs paramètres fondamentaux. [Hauchecorne et al. \[2002\]](#) ont établi que la fréquence des données disponibles et l'intensité du vent sont les paramètres les plus sensibles du modèle et qu'au contraire, la résolution de la grille MIMOSA n'apporte pas une forte sensibilité.

Néanmoins, ces statistiques ont été établies avec une option de relaxation, qui tend à atténuer la sensibilité du seul schéma d'advection. Nous reconsidérerons ici l'étude de sensibilité aux paramètres de MIMOSA pour une advection passive, pour chacun des deux cas d'étude. Pour une date finale fixée, on étudiera la sensibilité à l'heure d'initialisation, laquelle concerne doublement la distribution du PV entré en conditions initiales de MIMOSA et la durée de la simulation. De plus, nous évaluerons les différences entre différentes interpolations du vent aux instants intermédiaires. Ce choix est

préférée à une modification du champ de vent uniforme (perturbation du vent constante dans le temps et dans l'espace) comme dans Hauchecorne et al. [2002]. Enfin, nous évaluerons la sensibilité au rapport de résolution n_{grid} et au délai de remaillage τ . La liste des expériences est détaillée **Tab. 3.2** et les résultats présentés à la fois en terme de PV (**Fig. 3.6**) et différence de PV (**Fig. 3.7**).

	cas <i>C</i>	cas <i>V</i>
initialisation retardée $t_0 = t_f - 12$ h ($t_0 = t_f - 24$ h)	MC1	MV1
interpolation linéaire du vent (vent alterné)	MC2	MV2
délai remaillage $\tau = 12$ h ($\tau = 6$ h)	MC3	MV3
rapport résolution $n_{grid} = 3$ ($n_{grid} = 6$)	MC4	MV4

Tab. 3.2 – Tableau des expériences réalisées pour étudier la sensibilité à l'advection passive. En première colonne, paramètre modifié par rapport au contrôle (le paramètre du contrôle est rappelé entre parenthèses).

a. Date d'initialisation

Le PV de *MC1* (**Fig. 3.6a**) et *MV1* (**Fig. 3.6b**) montre des structures d'échelle moins fine que la simulation de contrôle, résultant d'une durée plus courte de la cascade des grandes échelles vers les petites échelles. En particulier, le gradient est moins fort sur le côté gauche du *PV-streamer* dans *MC1*. On note de plus l'atténuation du filament au nord-ouest du *PV-streamer* dans *MC1* et une augmentation notable des intensités dans la structure de fort PV de *MV1*. La différence de PV par rapport aux simulations de contrôle correspond en grande partie à l'information apportée par l'analyse à $t_f - 12$ h et donc la prise en compte supplémentaire de phénomènes diabatiques sur l'intervalle $[t_f - 24 \text{ h}, t_f - 12 \text{ h}]$ [qui n'apparaissent pas dans le contrôle (sauf implicitement dans le champ de vent advectant). Une variation sur l'heure d'initialisation du modèle permet donc d'échantillonner à la fois différentes échelles sur le PV final ainsi que différentes intensités des termes diabatiques entre l'heure d'initialisation la plus tardive et la plus récente.

b. Choix du schéma d'advection

La différence obtenue entre un vent alterné (*MC0*, **Fig. 3.4c**, et *MV0*, **Fig. 3.5c**) et un vent interpolé linéairement (*MC2*, **Fig. 3.4c**, et *MV2*, **Fig. 3.4c**) est plutôt faible sur les structures de fort PV, mais se visualise plus nettement sur les filaments de PV (voir le filament au nord-ouest du *PV-streamer* dans *MC2*). Néanmoins, tout décalage sur le contour de l'anomalie du PV conduit dans une zone de fort gradient

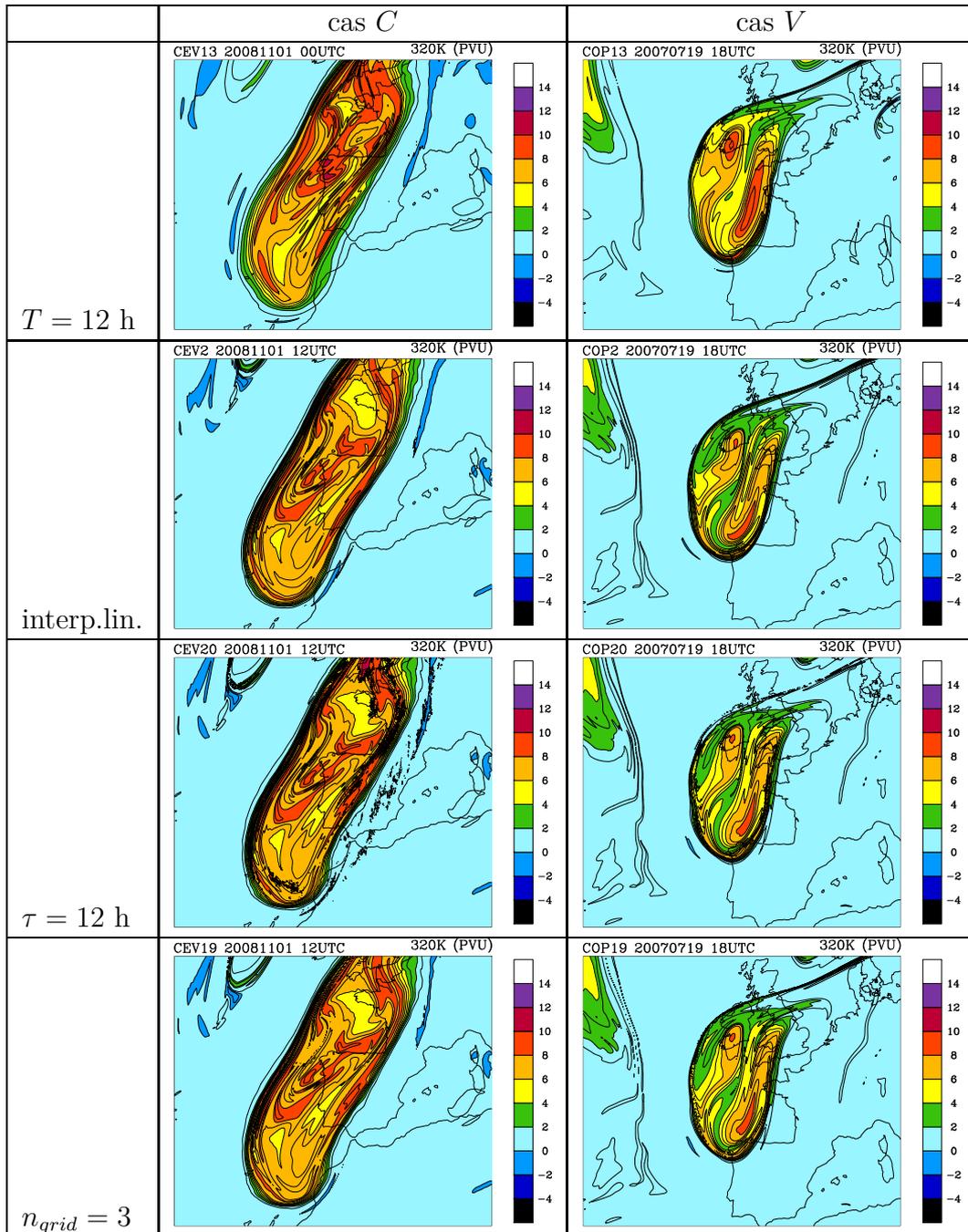


Fig. 3.6 – PV au niveau 320 K obtenu avec les simulations MIMOSA pour le cas C (01/11/2008 12 UTC, 2^{ème} colonne) et le cas V (19/07/2007 18 UTC, 3^{ème} colonne). Chaque simulation est obtenue en faisant varier un paramètre (1^{ère} colonne, cf. texte) par rapport à la simulation de contrôle (**Fig. 3.4c** et **Fig. 3.5c**). Intervalle des contours : 1 PVU.

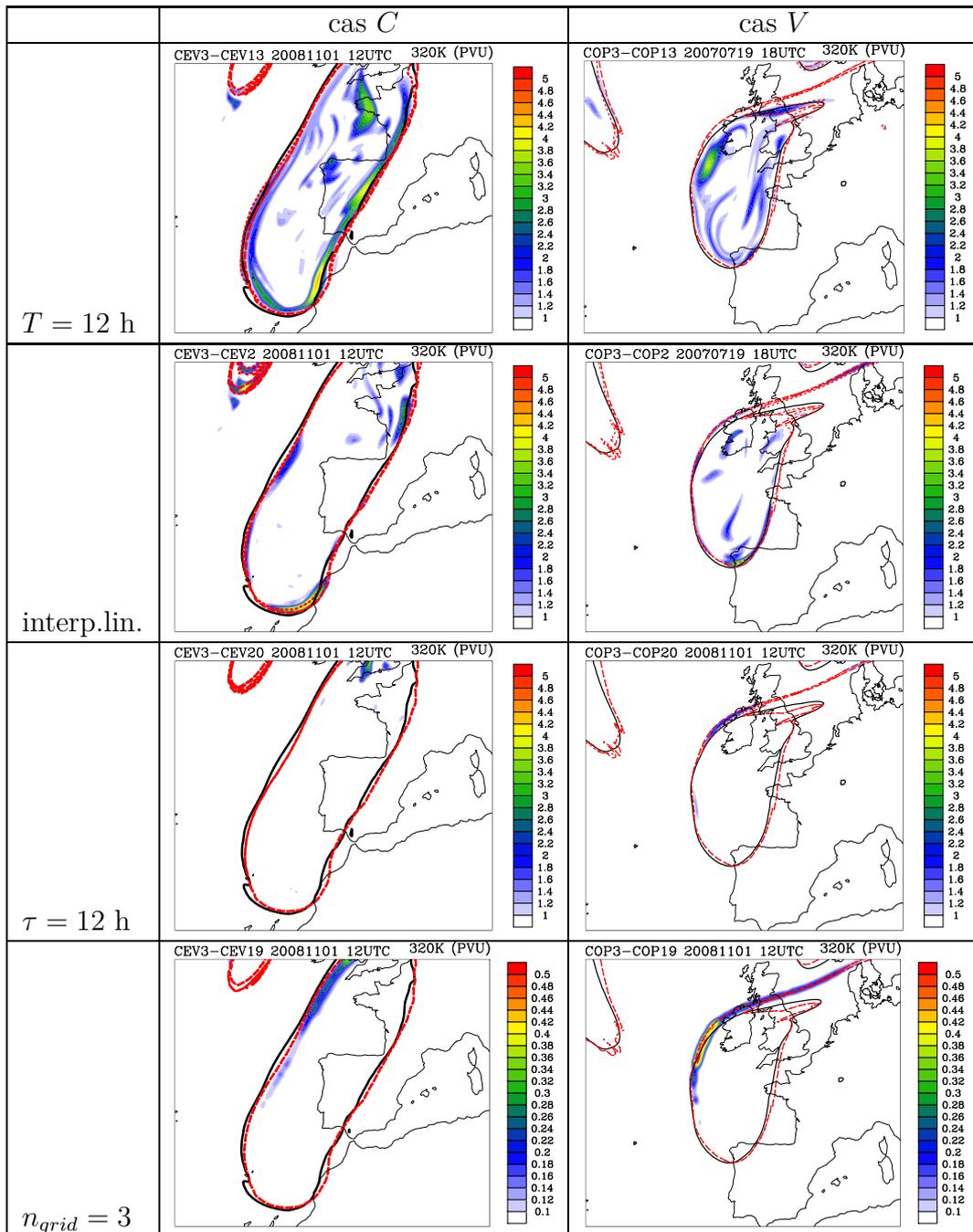


Fig. 3.7 – Module de la différence de PV (plages de couleur) obtenue avec les simulations MIMOSA par rapport au contrôle, pour le cas C (01/11/2008 12 UTC, 2^{ème} colonne) et le cas V (19/07/2007 18 UTC, 3^{ème} colonne). Chaque simulation est obtenue en faisant varier un paramètre (1^{ère} colonne) par rapport à la simulation de contrôle. Est également tracé l'isoline 2-PVU pour le contrôle (tiretés longs), la nouvelle simulation MIMOSA (tiretés courts), et le CEP (trait plein). Intervalle pour la différence de PV : 0.2 PVU, sauf dernière ligne : 0.02 PVU.

à une différence de PV conséquente (la différence atteint 3 à 4 PVU au sud du *PV-streamer* de *MC2*, **Fig. 3.7c**, et de la structure de *MV2*, **Fig. 3.7d**) et doit donc être interprétée comme une sensibilité importante pour la dynamique.

La corrélation est calculée entre le champ CEP et le champ MIMOSA pour chacun des deux schémas d'advection, pour chacun des deux cas d'étude, et pour le champ entier sur le domaine MIMOSA-1 ou le zoom (**Tab. 3.3**).

	<i>C</i> MIMOSA-1	<i>V</i> MIMOSA-1	<i>C</i> zoom	<i>V</i> zoom
vent alterné	0.939	0.934	0.945	0.914
interpolation linéaire	0.931	0.932	0.946	0.907
différence	+0.008	+0.002	-0.001	0.007

Tab. 3.3 – Corrélation calculée entre le champ CEP et le champ MIMOSA pour chacun des deux schémas d'advection (vent alterné ou interpolation linéaire), pour chacun des deux cas d'étude, et pour le champ entier (domaine MIMOSA-1) ou le zoom (cf. **Fig. 3.4** et **Fig. 3.5**). En dernière ligne, différence de corrélation : $\text{correl}(\text{vent alterné}) - \text{correl}(\text{interpolation linéaire})$.

On vérifie d'abord que la corrélation est toujours supérieure à 0.9 sur les deux échelles considérées (domaine entier ou zoom), démontrant que les deux schémas d'advection échantillonnent réalistement le déplacement des structures de fort PV. La différence de corrélation semble à l'avantage du schéma avec vent alterné, mais la corrélation est meilleure pour le schéma avec interpolation linéaire sur le zoom du cas *C*, ce qui ne permet pas d'établir un biais systématique d'un schéma par rapport à l'autre. Le schéma d'un vent alterné s'apparente à une évolution frontale où le vent évolue soudainement dans l'intervalle f . Une telle évolution s'observe surtout localement, donc l'utilisation d'un schéma de vent alterné sur un domaine entier ne peut être jugé plus réaliste par nature, malgré des scores de corrélation plus élevés en moyenne.

c. Stratégie de remaillage

Sur les deux cas d'étude (*MC3*, **Fig. 3.7e**, et *MV3*, **Fig. 3.7f**), on observe une augmentation du bruit par rapport au contrôle (**Fig. 3.4c** et **Fig. 3.5c**) au niveau des zones à fort gradient (bord des structures de fort PV), plus visiblement sur *MC3*. Les filaments semblent atténués par rapport au contrôle mais la différence de PV (lissée) (**Fig. 3.7e-f**) montre un impact globalement négligeable. Ceci montre qu'un filtrage du bruit doit conduire à un champ quasiment équivalent au contrôle. Très localement néanmoins, le remaillage produit des différences non-négligeables, atteignant 3 PVU (haut de **Fig. 3.7e**). La sensibilité au remaillage cherche aussi à évaluer l'impact d'une économie des étapes de remaillage, lesquelles ont un coût de calcul important lorsqu'elles sont en plus utilisées avec relaxation. Nous concluons qu'un remaillage avec un délai $\tau > 6$ h tend à dégrader visuellement les structures à fort gradient.

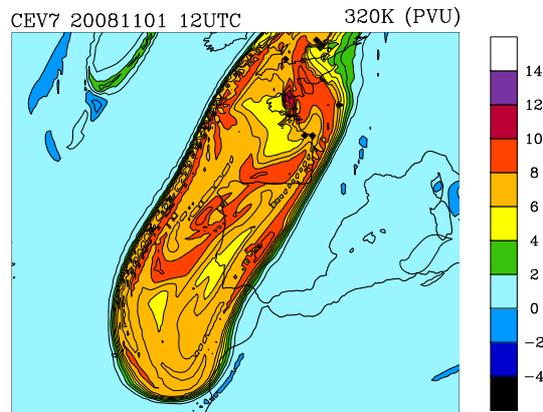


Fig. 3.8 – Comme *MC0* mais avec un rapport de résolution $n_{grid} = 1$.

d. Résolution de la grille haute-résolution

Le PV de *MC4* (**Fig. 3.6g**) et *MV4* (**Fig. 3.6h**) montre de très faibles différences (inférieures à 0.5, **Fig. 3.7g-h**) par rapport aux autres sensibilité étudiées et l'isoligne 2-PVU ne montre aucun écart significatif à l'échelle considérée. Ceci nous autorise à généraliser les simulations avec $n_{grid} = 3$ comme un compromis entre la visualisation de structures fines de PV et un coût de calcul diminué. Si on réalise une dégradation supplémentaire de la résolution avec $n_{grid} = 1$ pour le cas C (**Fig. 3.8**), nous obtenons logiquement un résultat quasiment équivalent à la **Fig. 3.4d** où le PV du contrôle ($n_{grid} = 6$) avait été ré-interpolé sur la grille du CEP ($n_{grid} = 1$). Dans le dernier cas, il s'agit d'une propriété connue des modèles lagrangiens : en raison d'une faible diffusion numérique (diffusion uniquement présente au remaillage), pour une grille de sortie identique, un modèle lagrangien accentue nettement les gradients par rapport à ceux prévus ou analysés par un modèle semi-lagrangien.

e. Vers une sélection de paramètres à modifier

La sensibilité d'une simulation MIMOSA sans relaxation (PV=APV), sur le domaine MIMOSA-1, et dans les conditions d'une prévision à 24 h sur l'ouest de l'Europe, a été établie à travers différents paramètres : Elle permet de cibler la gamme dans lequel les paramètres peuvent être modifiés tout en conservant une simulation cohérente à l'échelle synoptique et le choix des paramètres à modifier (dans la gamme décrite) pour échantillonner différentes distributions de PV significativement différentes entre elles. Nous dressons le constat suivant :

- Initialisation : il apparaît des différences importantes (localement supérieures à 4 PVU) suite à un changement de la date d'initialisation, lesquelles traduisent l'ampleur supposée des processus diabatiques entre les deux dates d'initialisation. Dans le cas *V*, même une initialisation à $t_f - 12h$ (non-montré) conduit à un écart important par rapport à CEP sur les intensités du PV. Nous jugeons alors qu'une initialisation trop précoce de MIMOSA ($t_0 < t_f - 24 h$) doit être généralement

évitée.

- Schéma d'advection : il n'est pas vu de biais systématique d'un schéma avec vent alterné par rapport à une interpolation linéaire, malgré des scores meilleurs pour le premier schéma en moyenne. L'utilisation des deux schémas se justifie pleinement n'ayant pas d'a priori sur l'organisation du champ de vent, le premier schéma étant mieux adapté à des évolutions frontales, le deuxième schéma à une évolution de plus grande échelle.
- Remaillage : sur une simulation de 24 h, le remaillage peut être retardé de 6 à 12 h avec peu d'impact sur le PV, mais produit un champ bruité mal adapté à la visualisation.
- Résolution : sur une simulation de 24 h, le rapport de résolution n_{grid} peut être modifié de 6 à 3 tout en conservant une description à fine échelle du PV. Un rapport inférieur conduit à un champ mal adapté à la visualisation.

Du point de vue dynamique, nous cherchons à implémenter des anomalies significatives de PV, dans la gamme de variation acceptable évoquée ci-dessous. Une observation des différences (**Fig. 3.7**) peut être interprétée en terme d'anomalies de PV à un état de référence (CEP) et ainsi guider notre choix des paramètres à modifier.

On suppose que les plus fortes anomalies de PV seront obtenues en modifiant l'initialisation. Cette hypothèse est renforcée par le fait que notre application vise des perturbations hautement convectives, lesquelles sont associées aux plus fortes tendances diabatiques de la dynamique atmosphérique. De plus, les différences sur les gradients de PV entre deux initialisations différentes conduisent à un déplacement pouvant être significatif du contour des fortes structures de PV.

Une variabilité secondaire est également apportée par l'utilisation de deux schémas d'advection. Le choix du vent aux échéances intermédiaires est connu pour être le problème le plus sensible dans un modèle d'advection passive (e.g. [Stohl et al. \[1995\]](#)). La faible fréquence de disponibilité des données de couplage (6 h), combinée à une résolution fine (≈ 25 km) qui sous-entend des structures de haute-fréquence, peut expliquer pourquoi le schéma d'interpolation linéaire n'a pas un net avantage par rapport à un schéma de vent alterné.

3.5 Sensibilité aux paramètres de MIMOSA. 2 : Avec relaxation

a. Exemple d'une simulation avec relaxation

Le résultat d'une simulation avec relaxation entre t_0 et t_f est présenté **Fig. 3.9**. Les paramètres sont choisis comme *MC3* et *MV3* ($n_{grid} = 3$) avec en plus :

- constante de temps de relaxation : $t_r = 6$ h
- longueur de lissage : $l = 9\Delta x$ (équivalent au choix dans [Claud et al. \[2007\]](#) : $l = 18\Delta x$ pour $n_{grid} = 6$).

Le PV obtenu a des intensités assez similaires à *MC1* et *MV1* (initialisation retardée). Ceci s'explique parce que le PV CEP qui initialise *MC1* et *MV1* est aussi

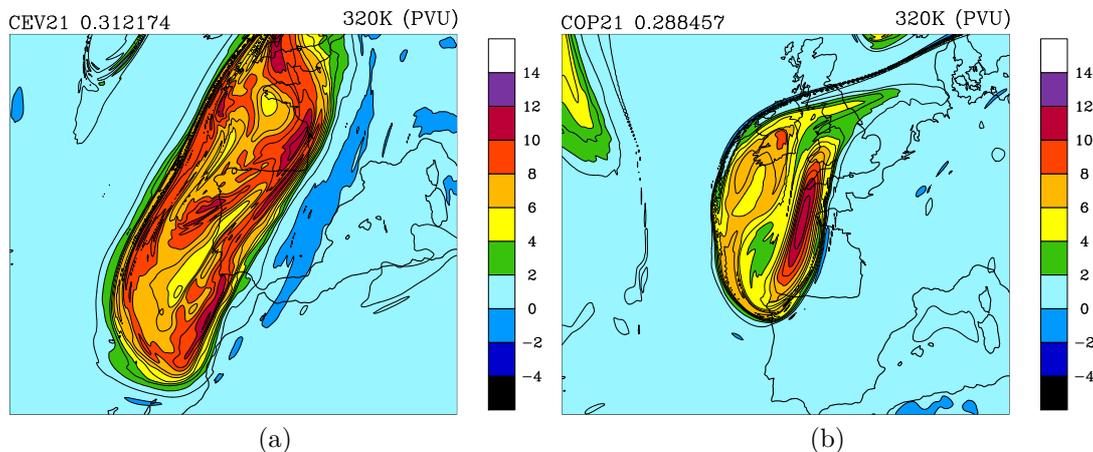


Fig. 3.9 – Comme **Fig. 3.4d** et **Fig. 3.5d** mais avec activation de la relaxation vers le champ CEP.

un PV qui contraint la simulation avec relaxation. Ainsi, les deux méthodes tiennent compte implicitement de tous les processus diabatiques avant la date d'initialisation de *MC1* et *MV1*. Une telle simulation crée également des forts gradients sur le bord de la structure de fort PV, en accord avec toutes les simulations MIMOSA précédentes. En effet, MIMOSA relaxe seulement la grande échelle, et calcule les fines échelles suivant le principe d'une advection passive.

b. Sensibilité à l'initialisation et au schéma d'advection

Ayant retenus précédemment (sans relaxation) la sensibilité de MIMOSA à l'initialisation et au schéma d'advection, nous réalisons une série de simulations avec relaxation en faisant varier les deux paramètres précédents. Elles sont comparées en terme de RMSE (erreur moyenne quadratique) et de corrélation avec CEP (Corr) ou avec un champ MIMOSA de référence ($Corr_M$) (cf. **Tab. 3.4**). $Corr_M$ est une mesure de la variance attendue en terme de positionnement des structures de fort PV pour un ensemble utilisant les mêmes paramètres de relaxation.

En premier lieu, on note que les scores par rapport au CEP sont systématiquement améliorés avec MIMOSA relaxé. Ceci traduit logiquement l'effet de la relaxation qui est de proposer un PV plus proche du PV de référence (CEP). En particulier le score de *RMSE* est sensible au fait que les intensités sont améliorées quelle que soit l'échelle fine obtenue.

La RMSE augmente chaque fois avec T , ce qui est cohérent avec le schéma de MIMOSA : on relaxe (ou pas) la grande échelle vers le PV CEP mais une simulation longue accentue toujours la cascade vers les petites échelles, celle-ci augmentant la différence avec CEP. La corrélation avec CEP (Corr) diminue également avec T : cela signifie pour une simulation avec relaxation que la cascade vers les petites échelles ou un effet insuffisant de la relaxation modifie l'organisation des structures de fort PV.

La corrélation avec un champ MIMOSA $T = 24$ (Corr_M) diminue également lorsqu'on change l'initialisation, pour des raisons similaires. Ces effets sont néanmoins considérablement atténués avec la relaxation par rapport aux résultats sans relaxation. Le score Corr_M , qui est normalisé par nature sur la simulation à $T = 24$, diminue bien plus rapidement sur la simulation sans relaxation : à $T = 12$, la perte de corrélation est de -0.0001 avec relaxation alors qu'elle atteint -0.036 sans relaxation. Ceci prouve que la cascade d'échelle (commune aux simulations avec ou sans relaxation) ne produit pas une sensibilité très forte devant l'absence de prise en compte des phénomènes diabatiques (simulation sans relaxation).

Le changement d'initialisation produit une sensibilité toujours plus forte qu'un changement du schéma d'advection. On peut évaluer une sensibilité combinant les deux changements avec la différence de Corr_M entre les schémas d'advection pour chaque initialisation (dernière ligne du tableau). Les résultats montrent que, partant d'une différence de corrélation du même ordre à $T = 12$, un ensemble avec relaxation combinant les deux changements présentera moins de variance (différence entre $+0.0015$ à $+0.0034$) qu'un ensemble sans relaxation (différence entre $+0.0011$ à $+0.0173$). Un ensemble avec relaxation devrait utiliser des simulations initialisées avec T plusieurs fois supérieur à 24 pour obtenir la même variance qu'un ensemble sans relaxation utilisant des simulations initialisées avec $T \leq 24$.

	$T = 24$	$T = 18$	$T = 12$	$T = 24$ NR	$T = 18$ NR	$T = 12$ NR
vent alterné						
RMSE	0.312	0.294	0.276	1.035	0.852	0.796
Corr	0.9951	0.9957	0.9962	0.9453	0.9637	0.9685
Corr_M	1	0.9991	0.9980	1	0.9863	0.9647
interpolation linéaire						
RMSE	0.311	0.291	0.267	1.034	0.887	0.841
Corr	0.9952	0.9958	0.9964	0.9457	0.9606	0.9646
Corr_M	0.9966	0.9968	0.9965	0.9827	0.9723	0.9636
différence						
Corr_M	+0.0034	+0.0023	+0.0015	+0.0173	+0.0140	+0.0011

Tab. 3.4 – Erreur moyenne quadratique (RMSE) et corrélations du PV MIMOSA avec PV CEP (Corr) et un PV MIMOSA de référence (Corr_M) pour chacun des deux schémas d'advection, et pour différentes initialisations ($T = t_f - t_0$). Simulations avec relaxation (colonnes 1 à 3) et sans relaxation (NR, colonnes 4 à 6) pour le cas C. Statistiques calculées sur le zoom. Le PV de référence est choisi avec/sans relaxation comme vent alterné et $T = 24$ h.

Nous retenons que l'utilisation de la relaxation diminue nettement les différences entre plusieurs configurations d'initialisation et du schéma d'advection. La prise en compte de phénomènes diabatiques, qui est l'effet recherché de la relaxation, est aussi implicitement prise en compte lorsqu'on fait varier l'initialisation dans un modèle d'ad-

vection passive. Enfin, la relaxation est associée à un coût de calcul sensiblement plus important. Le choix de la relaxation peut donc s'avérer peu judicieux dans l'optique d'un échantillonnage de plusieurs distributions de PV avec une variance suffisante. Compte-tenu néanmoins de l'augmentation des différences par rapport au CEP avec une initialisation de plus en plus lointaine (légères augmentation de RMSE et baisse de corrélation), une partie d'un ensemble de PV peut être constituée d'expériences relaxées avec une date d'initialisation éloignée ($T > 24$).

4 Conclusion

Nous avons présenté un modèle d'advection de PV, MIMOSA, utilisé à l'IPSL pour étudier la dynamique et la diffusion de l'ozone stratosphérique du vortex polaire. Poursuivant les travaux de [Claud et al. \[2007\]](#), nous avons proposé une configuration de MIMOSA pour recouvrir des structures méso-échelles du PV à proximité de la Méditerranée. Une simulation de contrôle a été réalisée pour deux cas d'étude, en advectant le PV pendant 24 h sans relaxation. Il est montré qu'elle reproduit bien la grande échelle du PV de référence, les différences concernant seulement la méso-échelle. Nous avons répété l'exercice en changeant plusieurs paramètres du modèle (schéma d'advection, fréquence de remaillage, résolution de la grille) ainsi que les conditions initiales. Ceci a montré que le schéma d'advection et les conditions initiales sont les deux paramètres les plus importants sur le résultat final. Une forte limitation est vue sur le choix des conditions initiales, lorsqu'elle est appliquée sans relaxation, nous obligeant à garder seulement des échéances inférieures à 24 h. Les autres paramètres affectent la cohérence visuelle des filaments de PV mais impactent peu le champ de PV final. L'ajout de relaxation atténue significativement ces sensibilités précédemment décrites. Il est jugé que l'ajout de relaxation permet d'obtenir une variance significative seulement au bout de 24 h.

Dans l'optique de construire un système de prévision d'ensemble économe en coûts de calcul, nous choisirons donc de perturber le schéma de vent et les conditions initiales sans relaxation pour obtenir l'essentiel des membres. Pour des échéances $T \geq 24$ h et une fréquence des analyses $\tau = 6$ h, cela permet de définir 8 membres perturbés (4 conditions initiales différentes et 2 schémas d'advection). Deux autres membres seront générés en utilisant une échéance de 48 h avec relaxation.

Notons qu'un tel ensemble simule les deux méthodes de perturbations de [Martín et al. \[2007\]](#) et [Vich et al. \[2011a\]](#) : une consistant à décaler la structure de PV et donc les zones de gradient (perturbations du schéma d'advection et des conditions initiales), l'autre consistant à modifier l'amplitude (obtenu par modification de la durée d'advection passive). Néanmoins, elles ont ici la propriété d'être flux-dépendante. Par exemple, dans un environnement peu diabatique, notre méthode permettra d'obtenir des intensités de PV peu différentes. Enfin, notre méthode permet de générer des structures de PV à méso-échelles, qui ne sont pas accessibles par une modification sur la grille des analyses.

Chapitre 4

Cas du 15 juin 2010. 1 : Etude des incertitudes et des ingrédients dynamiques

Sommaire

1	Problématique	82
2	Présentation de l'épisode et identification de la prévisibilité	83
2.1	Contexte géographique	83
2.2	Observations des précipitations et du système nuageux	84
2.3	Incertitudes d'analyse et de prévision	88
3	Etude de la dynamique : du signal basse-fréquence aux ingrédients de la méso-échelle	98
3.1	Composante de basse-fréquence	98
3.2	Evolution temporelle de l'échelle synoptique	99
3.3	Ingrédients dynamiques à méso-échelle : caractérisation et prévisibilité	102
4	Conclusion	106

1 Problématique

L'épisode du 15 juin 2010 est un cas récent de fortes précipitations sur le Var (sud-est de la France) connu sous le nom de «catastrophe de Draguignan». Il a causé des pertes humaines et d'importants dommages économiques à Draguignan et dans son voisinage (est-Var). Cet épisode a été le plus conséquent en France depuis les inondations du Gard en 2002 (ce dernier a été étudié par [Nuissier et al. \[2008\]](#)). Bien qu'un tel épisode ne soit pas inédit pour la région méditerranéenne, il est associé à plusieurs caractéristiques rares : une période de l'année à faible probabilité climatologique (le mois de juin est statistiquement un des mois les plus épargnés), un record absolu de précipitations pour le Var sur les observations depuis 50 ans ([Rouzeau et al. \[2010\]](#)) et une faible prévisibilité. Les questions ouvertes et la complexité inhérente à ce cas sont plusieurs raisons pour lesquelles nous avons développé une analyse détaillée. Elle permet notamment d'évaluer quel est le rôle joué par les structures à méso-échelle de la dynamique d'altitude dans un cas à faible prévisibilité.

Cet épisode a fait l'objet d'une étude approfondie par Emilie Bresson dans une thèse au Centre National de Recherches en Météorologie ([Bresson \[2011\]](#), dénommée ci-après Br11) portant sur les mécanismes atmosphériques en jeu. Cette étude s'est basée sur des simulations à très court terme et à l'échelle convective, forcées par des analyses recalculées. Bien que présentant différentes prévisions opérationnelles et suggérant le rôle d'une dépression en mer pour créer un flux maritime dirigé sur le Var, cette étude ne porte l'accent ni sur la faible prévisibilité des précipitations à des échéances un peu plus longues (initialisations 12 h avant le début de l'épisode), ni sur l'identification de précurseurs dynamiques.

Une étude a également été publiée par [Nuissier et al. \[2012\]](#) dans le cadre de la prévisibilité convective à très court terme. Ils ont construit un ensemble de simulations à échelle convective, initialisé de façon unique 6 heures avant l'événement, mais associées à des choix différents de couplage. Différentes stratégies pour sélectionner les conditions de couplage ont été définies, chacune faisant l'objet d'un ensemble. Ils obtiennent une variance notable à partir de 12 h d'échéance (soit 6 h après le début de l'épisode terrestre), ce qui prouve que l'épisode a été partiellement sensible à la dynamique de grande échelle. Néanmoins, sur les 6 premières heures de l'épisode, la variance obtenue est plus faible et aucun membre des différents ensembles n'arrive à capturer l'occurrence d'un pic de précipitations et l'intensité moyenne observée sur les 6 premières heures. Cette mauvaise précision de l'ensemble peut-être causée par un temps de propagation lent de l'information aux limites, des erreurs sur les conditions initiales ou dans le modèle utilisé.

Dans ce premier chapitre, on présentera l'ensemble des éléments connus sur la prévisibilité et les incertitudes de ce cas, nous permettant de sélectionner deux scénarios différents et de caractériser les ingrédients dynamiques en jeu. Dans une première partie, nous rappellerons les caractéristiques de l'épisode (géographie, observations sur les nuages et les précipitations) et présenterons les incertitudes dans l'analyse et la prévision à l'aide de deux modèles de résolution comparable (~ 10 km) : ARPEGE (modèle

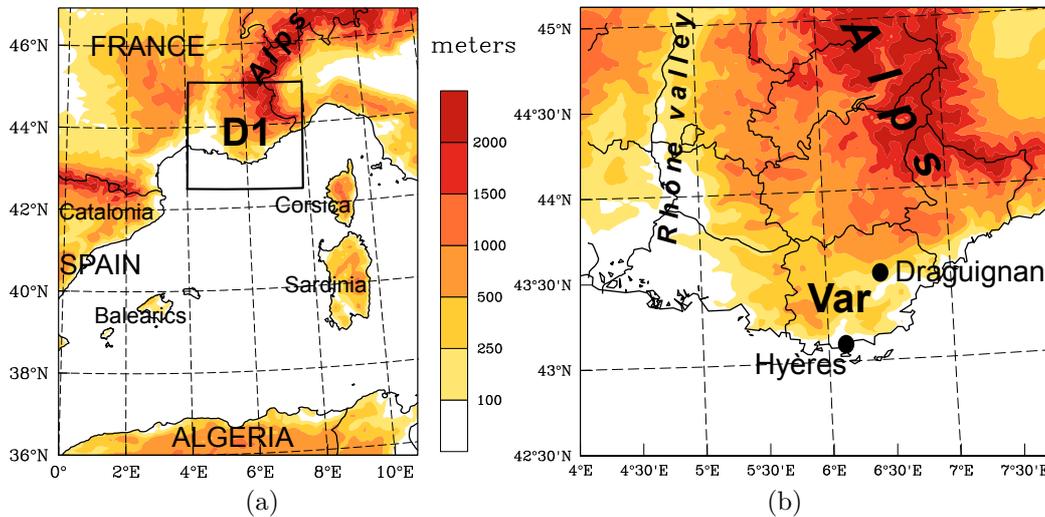


Fig. 4.1 – Géographie des régions étudiées pour le cas du Var avec topographie (couleur, unité : m). a) domaine ouest de la Méditerranée (D0) avec localisation du domaine D1. b) domaine D1 couvrant la région Provence-Alpes-Côte-d’Azur avec localisation du département du Var et des villes de Draguignan et Hyères.

global de Météo-France) et IFS (modèle global du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme, qui sera nommé ici CEP). Ces deux modèles seront à la base de l’étude réalisée par la suite. Dans une seconde partie, nous réaliserons une étude de la dynamique depuis l’échelle synoptique jusqu’à la méso-échelle (méso- β). Nous chercherons alors à identifier les facteurs dynamiques principaux et à étudier leur prévisibilité, parmi ceux usuellement considérés pour un épisode de fortes précipitations. Ceci nous amènera à identifier deux scénarios différents, représentatifs de l’incertitude de prévision à courte échéance.

Nous discuterons dans un chapitre ultérieur le rôle de la dynamique d’altitude sur les précipitations, face à d’autres précurseurs.

2 Présentation de l’épisode et identification de la prévisibilité

2.1 Contexte géographique

La **Fig. 4.1a** présente le domaine principal de l’étude, nommé D0, entre 36°N et 46°N sur l’ouest méditerranéen. Le domaine D1 est centré sur la région Provence-Alpes-Côte-d’Azur (PACA) et sera utilisé pour réaliser des scores sur les prévisions de précipitations. Une version de D1 étendue plus au sud ou plus à l’ouest sera également utilisée. La géographie intérieure à D1 est présentée sur la **Fig. 4.1b**, montrant la limite des départements dont le Var et la localisation de plusieurs villes d’intérêt (Hyères et

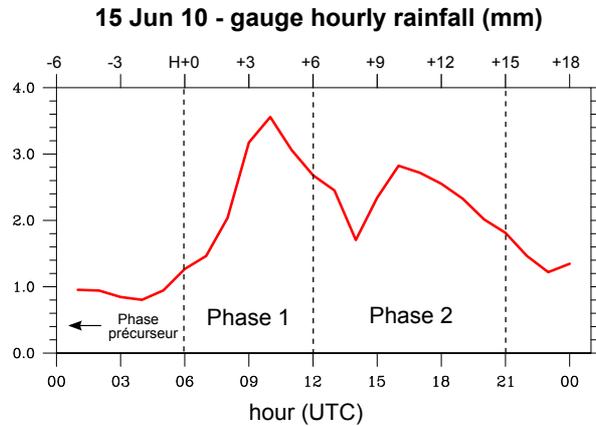


Fig. 4.2 – Série temporelle des précipitations horaires (unité : mm) le 15 juin 2010. Les données sont obtenues par la moyenne spatiale des observations au sol (pluviomètres) sur le domaine D1. Les données sont pointées à la fin de chaque intervalle horaire. L'axe du bas montre l'heure UTC alors que l'axe du haut montre le système de datation utilisé dans le reste de l'étude.

Draguignan).

Nous reprenons ici les principales caractéristiques géographiques des domaines étudiés, faisant également référence à la Fig. 8.12 de Br11. Toutes les régions côtières de l'ouest Méditerranée sont associées à un relief qui dépasse 250 m, souvent 500 m (sud des Alpes, Corse, Sardaigne, Catalogne, Algérie), constituant une contrainte orographique importante pour les perturbations atmosphériques. La région PACA est marquée par un relief s'abaissant des Alpes (plus de 1500 m) vers la côte varoise au sud. Le Var a néanmoins la particularité de présenter un massif secondaire dans sa partie sud : le massif de la Sainte-Baume, supérieur à 500 m, qui se prolonge sur le massif des Maures. La vallée entre le sud des Alpes et ce massif secondaire est le lit du principal cours d'eau du département : l'Argens. La ville de Draguignan se situe dans la vallée de l'Argens mais est traversée par la rivière de la Nartuby, qui prend sa source au sud des Alpes. L'épisode catastrophique du 15 juin 2010 a été analysé comme résultant principalement de la crue éclair de la Nartuby et de ruissellements excessifs venant du nord et se propageant ensuite dans le bassin aval de l'Argens jusqu'à la côte (Rouzeau et al. [2010]).

2.2 Observations des précipitations et du système nuageux

a. Identification de deux phases

L'évolution horaire des précipitations moyennes sur le domaine D1 est présentée sur la Fig. 4.2. Elle est calculée par moyenne spatiale après que les observations (pluviomètres terrestres) ont été interpolées sur la grille ARPEGE (grille régulière de résolution 0.1°). Cette procédure se distingue de Nuissier et al. [2012] qui ont calculé la moyenne

des observations présentes dans le domaine. La séquence temporelle montre que les précipitations ont fortement augmenté sur les terres à partir de 6 UTC (temps universel coordonné) le 15/06 et sont revenues à un niveau faible peu avant 0 UTC le 16/06. La quantité maximale des précipitations sur le domaine D1 a été observée entre 9 UTC et 12 UTC. Nous choisirons de référencer pour toute l'étude suivante le temps par rapport à la date du 15/06 à 06 UTC. Cette date sera appelée «H+0», la date du 14/06 18 UTC sera appelée «H-12», la date du 15/06 18 UTC sera appelée «H+12», etc. (cf. axes du haut et du bas sur la **Fig. 4.2** pour une correspondance entre les deux systèmes de datation.)

La séquence temporelle montre deux principales vagues, que nous qualifierons de «phase 1» et «phase 2». Nous avons choisi les définitions suivantes : la phase 1 concerne la période entre H+0 et H+6 et la phase 2 la période entre H+6 et H+15. Ce choix met l'accent sur l'initiation (croissance du signal de précipitation) de chaque phase (avant H+4 pour la phase 1, avant H+10 pour la phase 2). De plus ce choix permet de suivre l'information de prévisibilité apportée par [Nuissier et al. \[2012\]](#), qui obtient des scénarios fortement précipitants surtout à partir de H+6. On note que notre phase 1 constitue à peu près la «phase 1a» de Br11 tandis que notre phase 2 rassemble la «phase 1b» et à la «phase 2» de Br11. Enfin, on appellera «phase précurseur» toute l'évolution atmosphérique précédant H+0 (le plus souvent, à partir de H-12).

b. Evolution spatiale

L'évolution spatiale est présentée pour le système nuageux (température de brillance du canal infrarouge 10.8 μm) sur la **Fig. 4.3a** et pour les précipitations instantanées (cumul sur 5 minutes estimé d'après les réflectivités radar – produit lame d'eau PANTHERE de Météo-France) sur la **Fig. 4.3b**

On voit nettement à H+2 une signature traduisant une organisation en MCS (système convectif de méso-échelle) : les précipitations forment un paquet large, dense et localement très intense (cumul > 4 mm/5 min) dans la partie sud en mer ; l'imagerie satellitaire montre une signature de nuages à sommets très froids ($T_b < 215$ K) s'évasant en forme de V, caractéristique d'un orage à propagation rétrograde qui se régénère au niveau de la pointe ([McCann \[1983\]](#)). Ce MCS résulte de l'évolution d'un système déjà présent au large durant la phase précurseur (H-2), visible à la fois sur l'imagerie infrarouge ($T_b < 225$ K) et sur l'imagerie radar des précipitations (cumul > 2 mm/5 min). Cet orage s'est développé autour de H-3 au nord-est de Minorque (cf. Fig. 6.4 dans Br11). A l'ouest de cet orage, une perturbation est visible à H-2 avec des précipitations qui sont plus modérées que l'orage (cumul < 2 mm/5 minutes) et alignées du sud-ouest au nord-est. Le signal de cette perturbation préexistante se perd dès H+0 en raison de la croissance du MCS. Jusqu'à H+6 (fin de la phase 1), l'évolution des précipitations est principalement marquée par un déplacement vers le nord et l'est du MCS, durant lequel les très fortes intensités à H+2 en mer se déportent à H+4 sur les terres de l'est du Var. L'imagerie des précipitations suggère une organisation en MCS linéaire à partie stratiforme parallèle ([Parker \[2007\]](#)).

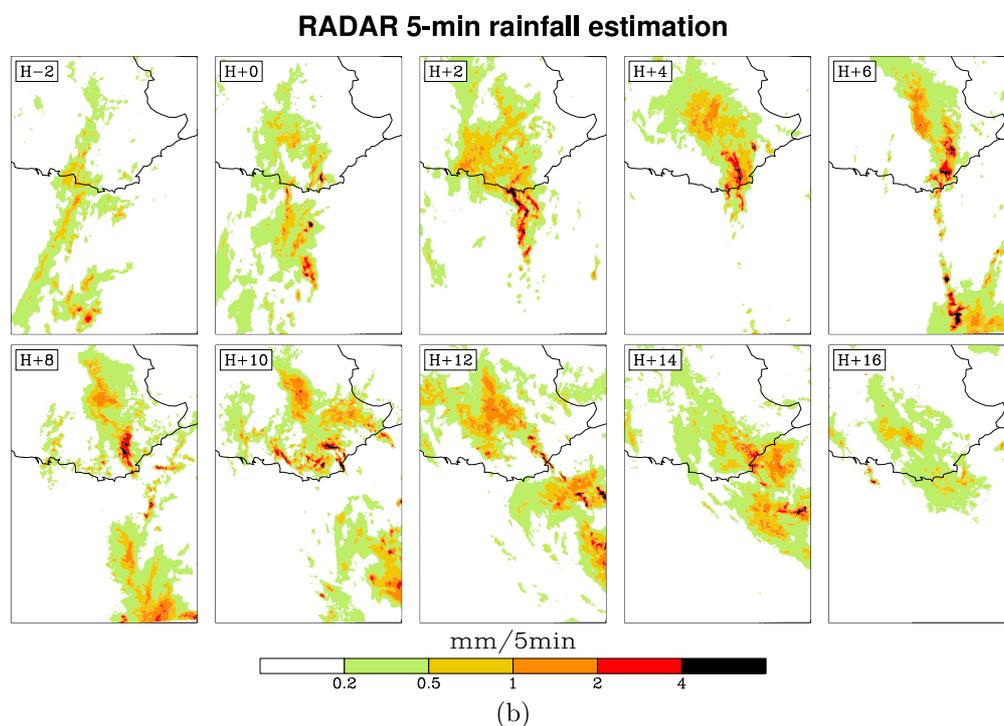
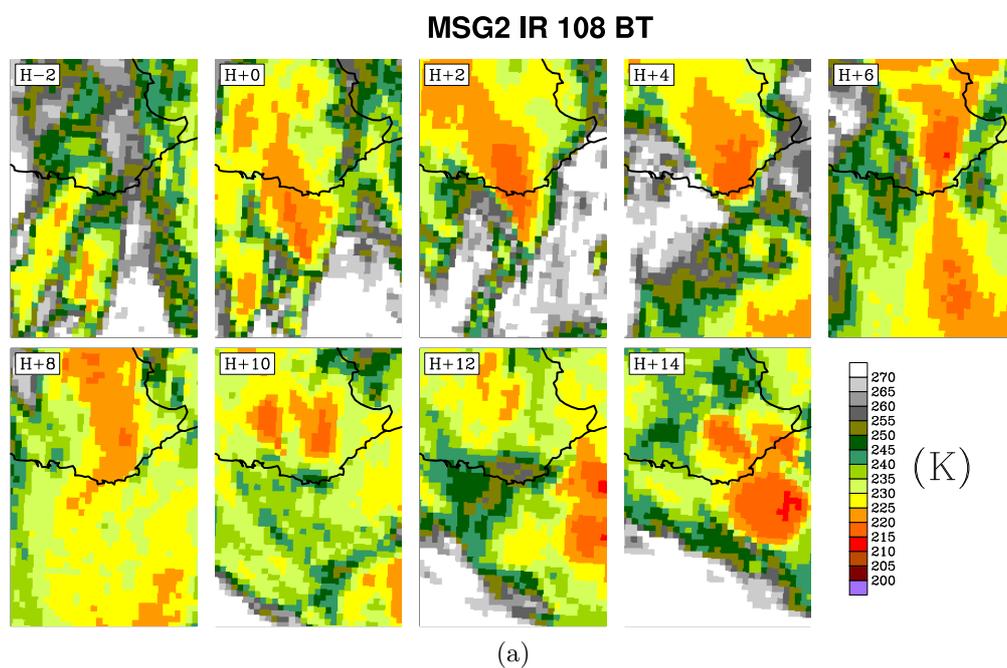


Fig. 4.3 – Séquence de H-2 à H+16 sur le domaine D1 étendu au sud de a) la température des nuages (canal 10.8 μm du satellite MSG2, unité : K), b) les précipitations (cumul sur 5 minutes estimé d'après les réflectivités radar, unité : $1 \text{ mm} = 1 \text{ L.m}^{-2}$). La séquence est identifiée par un temps relatif à l'heure H (soit 6 UTC le 15 juin 2010, cf. Fig. 4.2).

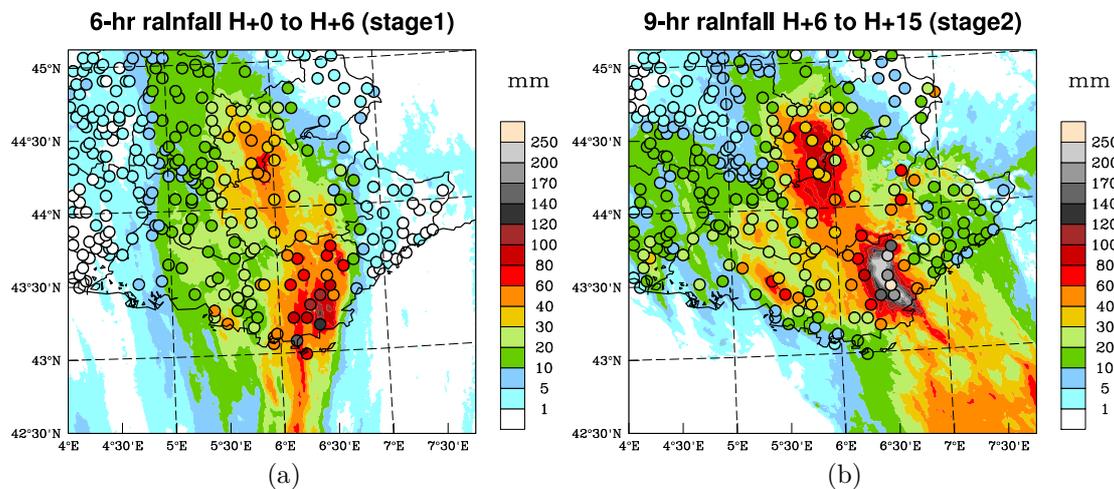


Fig. 4.4 – Distribution spatiale des précipitations sur le domaine D1 pour a) la phase 1, b) la phase 2 (cf. définitions dans le texte). Cumul estimé d’après les réflectivités radar (lame d’eau PANTHERE, plages de couleur) et observations des pluviomètres (cercles colorés). On note une surestimation du cumul-radar sur la partie nord du domaine pour les deux phases et une sous-estimation du maximum de la phase 1 (149 mm à Hyères).

De H+6 (début de la phase 2) à H+16, le système précipitant est stationnaire avec des fortes intensités (cumul > 4 mm/5 minutes) qui se répètent sur l’est du Var. L’organisation montre néanmoins une plus grande complexité qu’en phase 1 : à H+10, le MCS perd son organisation linéaire et l’imagerie satellitaire montre un dédoublement des sommets nuageux. A H+12, on retrouve une organisation linéaire des précipitations mais suivant un couloir très étroit et n’étant pas associée à des sommets nuageux très froids. De plus, ce couloir étroit est orienté différemment du MCS initial. L’évolution complexe des orages ne sera pas traitée dans le travail ci-après (le lecteur pourra se référer à Br11 pour une analyse à l’échelle convective). Nous retiendrons pour la phase 2 que les conditions dynamiques ont été probablement favorables à la persistance de fortes précipitations sur le Var.

c. Cumuls sur 6 heures

Pour chacune des deux phases, le cumul sur 6 heures est présenté sur la **Fig. 4.4** : l’estimation issue des réflectivités radar (lame d’eau PANTHERE) permet de fournir une information continue dans l’espace et notamment en mer, tandis que les observations au sol (pluviomètres) permettent de corriger cette estimation. On note une surestimation systématique des intensités par le radar sur le sud des Alpes (nord de D1).

La phase 1 est associée à une assez grande étendue spatiale : l’isohyète 40 mm occupe la moitié du Var et couvre également un axe en mer qui traduit l’arrivée de l’orage depuis le sud. Le cumul maximal est de 149 mm à la pointe sud du Var (Hyères) tandis que plusieurs observations font état d’un cumul supérieur à 80 mm dans le centre

du département. On retrouve également des cumuls supérieurs à 40 mm sur le sud des Alpes. La phase 2 est associée à une étendue spatiale assez comparable (sur la base des pluviomètres, soit en négligeant les forts cumuls sur le sud des Alpes), mais avec un maximum local nettement plus important (261 mm aux Arcs-en-Argens). Ces résultats montrent que le MCS initial a apporté de fortes précipitations sur une échelle étendue, expliquant un maximum d'intensité en moyenne sur D1 (**Fig. 4.2**). L'accumulation locale de pluie a été plus forte en phase 2, en lien avec une succession ininterrompue de fortes précipitations sur un axe étroit, malgré l'absence d'organisation orageuse à la méso-échelle α et β (uniquement une ligne convective à la méso-échelle γ).

Du point de vue de la prévision hydrologique, la phase 2 est la plus critique. Néanmoins, la phase 1 doit être absolument prise en compte dans l'évaluation de l'épisode : elle a apporté des cumuls entre 60 et 150 mm et est responsable d'une plage froide qui entre en jeu dans la dynamique du MCS pendant la phase 1 (cf. 8.1.2.2. dans Br11). Cette plage froide a probablement joué aussi un rôle pendant la phase 2. Nous consacrons l'essentiel de notre étude au déclenchement de la phase 1, faisant donc intervenir la phase précurseur.

2.3 Incertitudes d'analyse et de prévision

a. Incertitudes d'analyse

Ces incertitudes peuvent être illustrées par une comparaison des analyses et des prévisions issues des différents centres opérationnels. Nous avons représenté la séquence des analyses des systèmes ARPEGE et CEP pour la pression au niveau de la mer (MSLP) d'une part (**Fig. 4.5-Fig. 4.6**), le PV et le rapide de jet en altitude d'autre part (**Fig. 4.7-Fig. 4.8**). Pour la MSLP, des observations sont ajoutées (toutes les observations en mer – réseau SHIP – ainsi qu'une sélection de stations terrestres – réseau SYNOP).

En première observation, il y a un accord entre les deux systèmes d'analyses sur la méso-échelle α , concernant la présence d'un système dépressionnaire et son évolution schématique dans le temps. Une différence nettement visible est que le CEP est le seul à analyser une dépression circulaire de méso-échelle à H+0 (**Fig. 4.5f**). Cette caractéristique tend aussi à se retrouver à H+6 (**Fig. 4.6b**).

La dépression analysée par le CEP à H+0 est à la fois une conséquence de la prévision précédente initialisée à H-6 (utilisée comme ébauche, non montré). Mais elle peut aussi être une conséquence de l'assimilation d'observations entachées d'erreur. En particulier, une donnée du réseau SHIP fournit une valeur de 1013 hPa sur la côte sud de la France (**Fig. 4.5e-f**), qui doit être jugée improbable au vu des valeurs terrestres voisines au nord (autour de 1011 hPa). Or, l'assimilation d'une telle observation conduirait à une surpression au nord-ouest de la dépression et au renforcement de son gradient, ce qui est représenté sur l'analyse du CEP (**Fig. 4.5f**). Au contraire, l'analyse d'ARPEGE (**Fig. 4.5c**) propose un champ de MSLP qui semble rejeter cette valeur de 1013 hPa. Ceci tend à montrer que la dépression analysée par CEP pourrait être surestimée dans

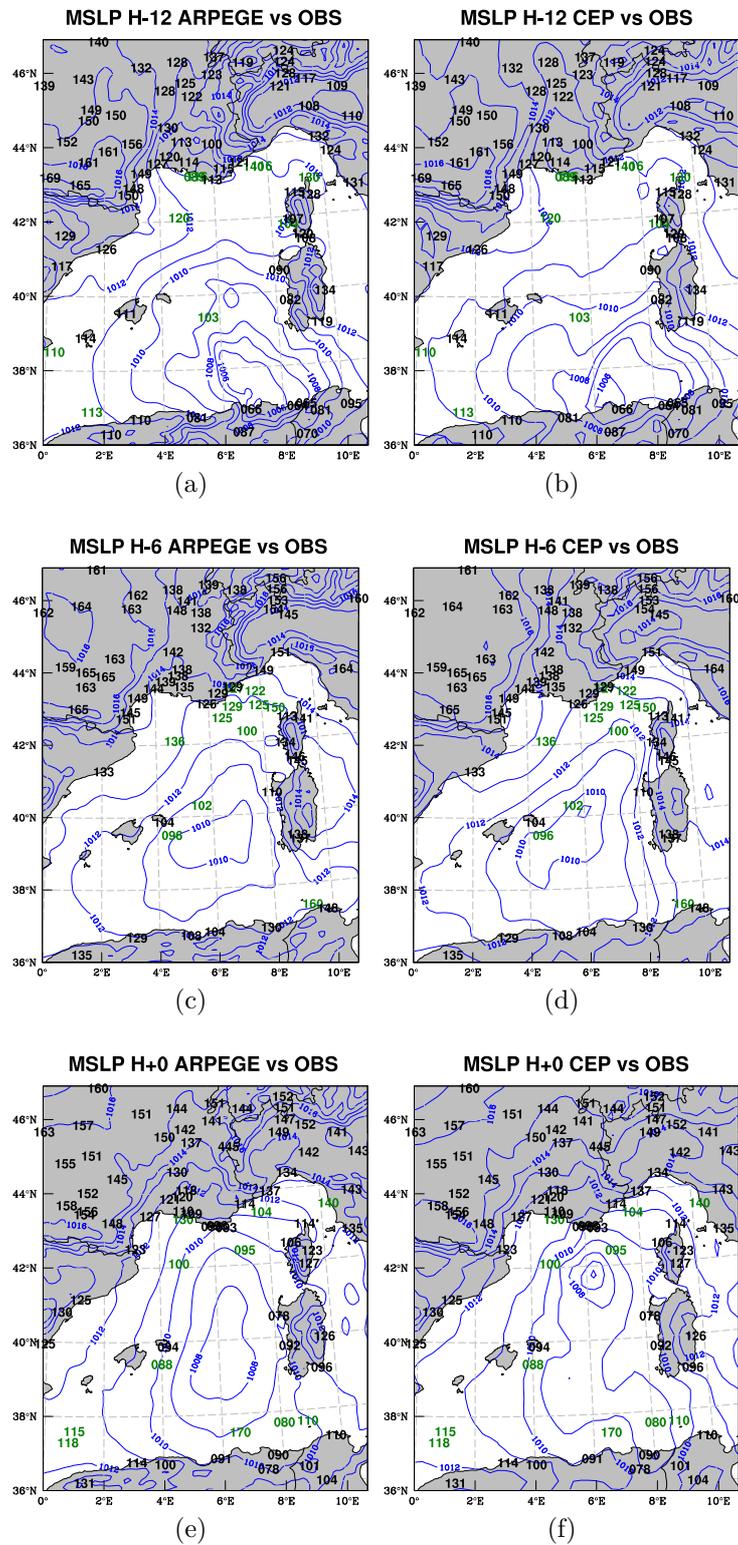


Fig. 4.5 – Comparaison pour la MSLP des analyses ARPEGE (a,c,e) et CEP (b,d,f) à H-12 (a,b), H-6 (c,d), H+0 (e,f) (contour, intervalle : 1 hPa) sur le domaine D0. Observations du réseau terrestre (SYNOP, en noir) et du réseau mer (SHIP, en vert). Les observations sont codées en dixièmes de hPa (uniquement 3 derniers chiffres).

2. PRÉSENTATION DE L'ÉPISODE ET IDENTIFICATION DE LA PRÉVISIBILITÉ

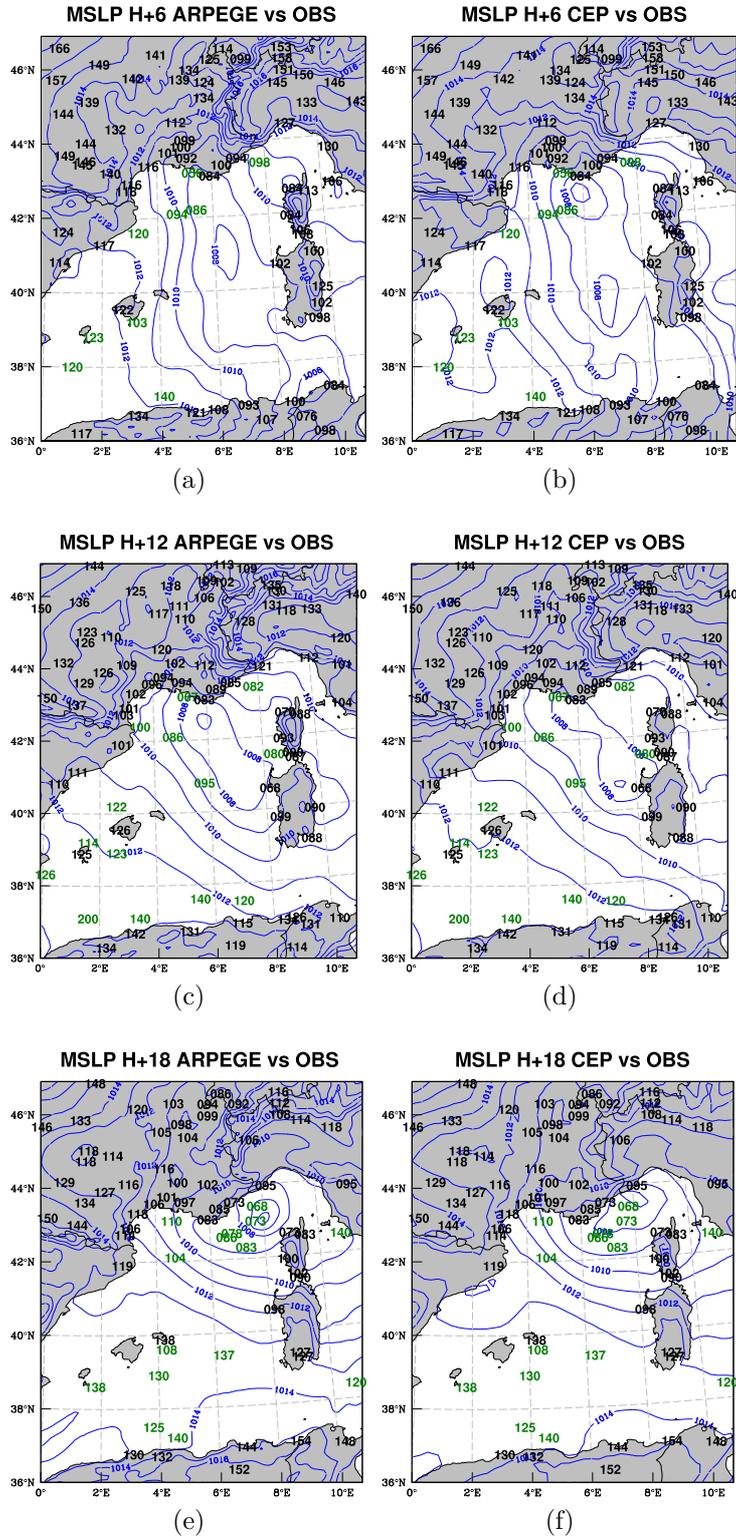


Fig. 4.6 – Comme Fig. 4.5 à H+6 (a,b), H+12 (c,d) et H+18 (e,f).

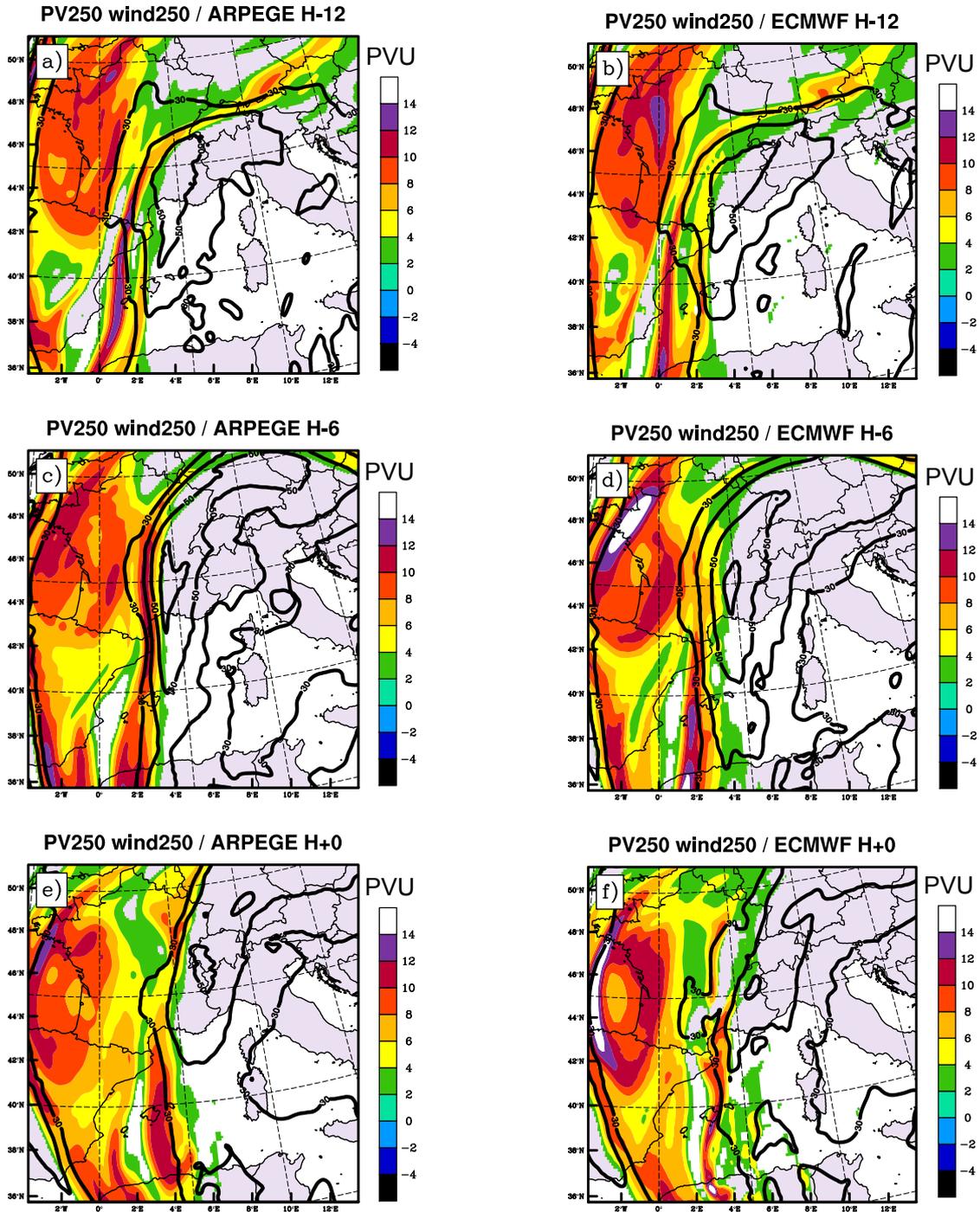


Fig. 4.7 – Comparaison pour le niveau 250 hPa des analyses ARPEGE (a,c,e) et CEP (b,d,f) à H-12 (a,b), H-6 (c,d), H+0 (e,f). PV (plages colorées, intervalle : 2 PVU) et intensité du vent (intervalle des contours : 10 m.s⁻¹). Le domaine ici est une version élargie du domaine D0.

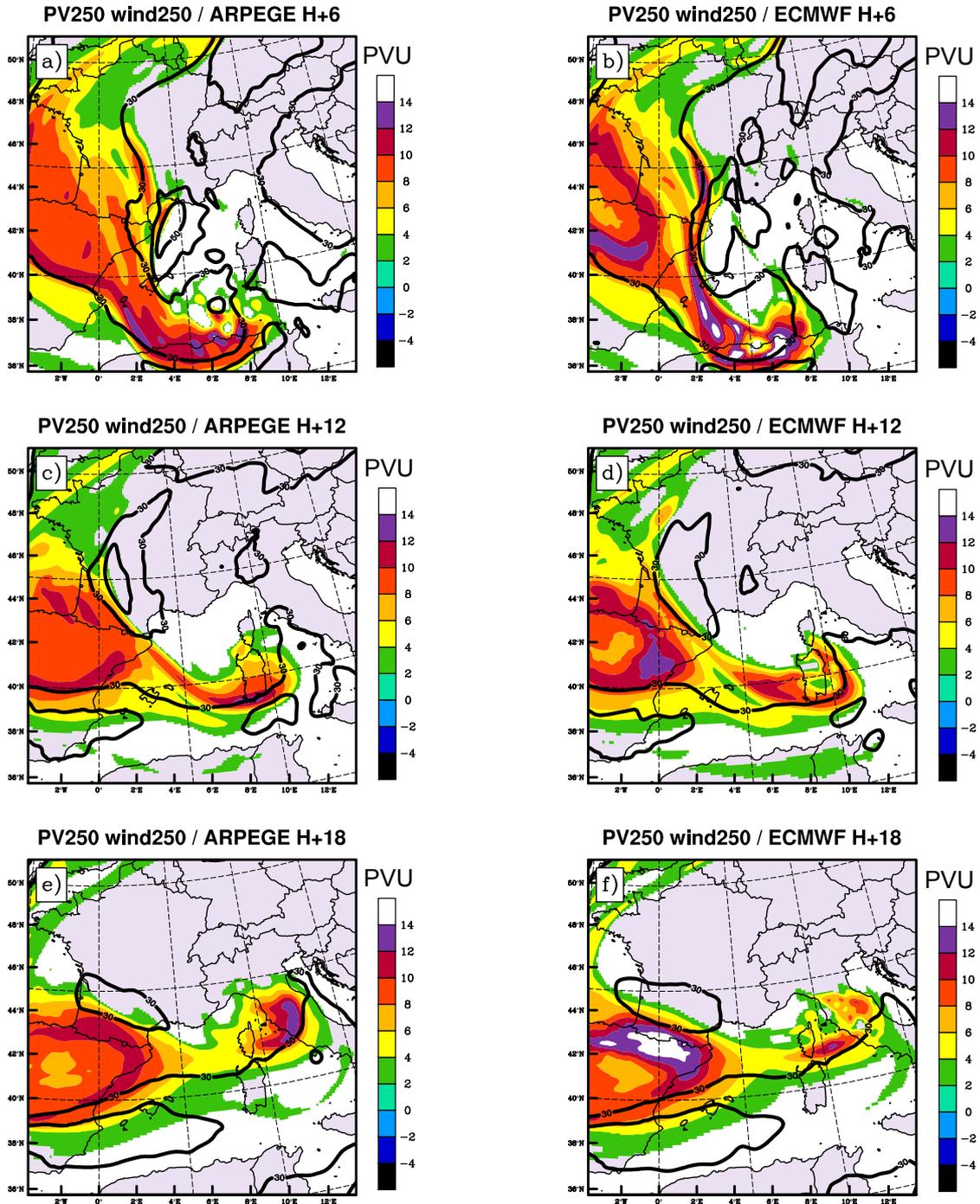


Fig. 4.8 – Comme Fig. 4.7 à H+6 (a,b), H+12 (c,d) et H+18 (e,f).

ARPEGE analysis error diagnostic

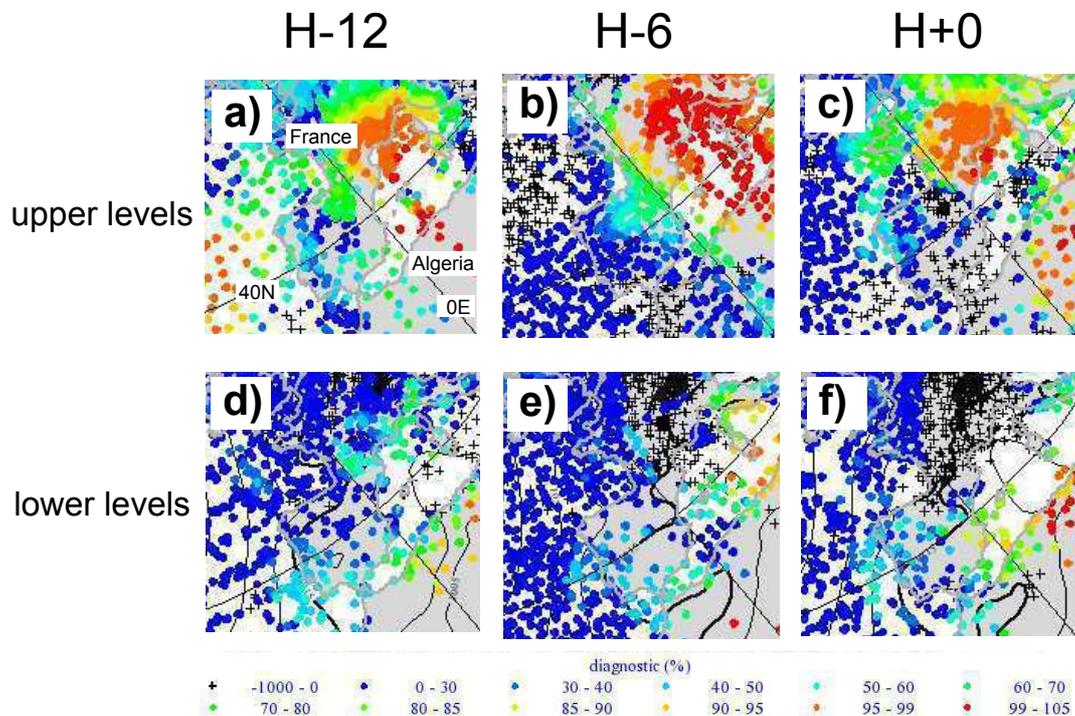


Fig. 4.9 – Diagnostic d’erreur des analyses ARPEGE pour les niveaux d’altitude (a-c) et les basses couches (d-f) à H-12 (a,d), H-6 (b,e) et H+0 (c,f) sur l’ouest de l’Europe. Observations pointées et colorées en fonction de du diagnostic d’erreur. Le diagnostic est calculé comme la distance entre les observations et les analyses, normalisée par la variance d’erreur de prévision : une valeur supérieure à 99% indique une incohérence forte de l’analyse par rapport aux observations.

l’intensité de son gradient. On note également des différences sur la méso-échelle β à H-12 au nord de l’Algérie. Celles-ci seront considérées dans une étude de sensibilité aux champs de basse-couche (cf. chapitre 5).

Le champ de PV et du rapide de jet (à 250 hPa) montre des caractéristiques générales bien identifiées, concernant la position et la géométrie du rapide de jet et des gradients de PV. Comme la MSLP, des différences sont visibles sur la méso-échelle β . On voit sur l’analyse CEP à H+0 (**Fig. 4.7f**) que la structure du PV dans l’ouest de la Méditerranée a une taille plus réduite par rapport à ARPEGE et le rapide de jet qui remonte sur l’Europe centrale est assez nettement modifié dans sa partie sud. Une différence d’analyse sur la partie sud du courant-jet est également notée à H-6 (**Fig. 4.7c-d**).

Une quantification des incertitudes peut également être réalisée sur l’analyse en utilisant un diagnostic d’erreur suivant les travaux de Desroziers et al. [2005]. On suit l’hypothèse que l’analyse est une réalisation d’une distribution gaussienne, dont la lar-

geur est donnée par la variance d'erreur d'analyse. Une valeur supérieure à 99% indique une probable erreur d'analyse. Ce diagnostic est réalisé à la fois pour les niveaux de basse-couche et les niveaux d'altitude, ici uniquement pour la phase précurseur (H-12 à H+0).

A H-12 et H+0, on note avant tout une faible densité d'observations de basse-couche en mer. Ce manque d'observations peut être relié aux différences entre ARPEGE et CEP sur le minimum dépressionnaire au nord de l'Algérie à H-12 et au sud de la France à H+0. A H-6, la densité des observations est généralement plus grande. A l'ouest de la Sardaigne, elles restent rares et le diagnostic d'erreur prend des valeurs modérées à fortes sur les observations disponibles. Les observations d'altitude sont nombreuses à H-6 et H+0 et montrent un fort diagnostic d'erreur au sud de la France. A H-12, on retient également un fort diagnostic d'erreur sur les observations en altitude disponibles à la longitude des Baléares (3°E) alors que les observations sont rares un peu plus à l'est sur la Méditerranée.

En résumé, la situation souffre d'incertitudes notables sur la réalité des champs météorologiques analysés. Des différences visibles existent entre les analyses ARPEGE et CEP concernant les champs de surface et d'altitude, en particulier une analyse nettement différente de la dépression à H+0. Les diagnostics d'erreur de l'analyse ARPEGE font ressortir sur certaines analyses une faible disponibilité des observations de surface et des incertitudes importantes sur les champs d'altitude. En particulier, les incertitudes sur l'analyse de H-12 nous guident quant aux choix d'études de sensibilité sur cette initialisation : il paraît judicieux de modifier le PV d'altitude sur le domaine sud-ouest méditerranéen et sur la MSLP au nord de l'Algérie (peu de données d'observation).

b. Prévisibilité des précipitations

Nous discutons maintenant la prévisibilité des précipitations en exposant l'ensemble des prévisions initialisées entre H-30 et H-6 pour ARPEGE et CEP. Les résultats sont présentés sur une grille de résolution 0.1° pour ARPEGE et 0.125° pour CEP. Ces deux modèles utilisent une paramétrisation de la convection avec une maille de l'ordre de 10 km. En conséquence, ces modèles permettent d'évaluer la prévisibilité de l'échelle synoptique et de la méso-échelle β et α mais ne seront pas utilisables pour diagnostiquer la prévisibilité à l'échelle convective.

Nous pouvons illustrer sur la situation du 15 juin 2010 la différence entre une prévision à l'échelle convective (modèle AROME à 2.5 km de résolution, **Fig. 4.10**) et une prévision ARPEGE (**Fig. 4.11a,c** - 4^{ème} colonne). Pour la phase 1, AROME prévoit un orage donnant entre 20 et 50 mm dans l'intérieur du Var, alors que ARPEGE ne prévoit que 10 à 20 mm et plus au sud qu'AROME. Pour la phase 2, AROME prévoit un épisode plus étendu mais nettement en-dessous le maximum observé (entre 40 et 60 mm dans les terres, très localement 80 mm) et mal localisé. ARPEGE prévoit une deuxième phase également faible avec 10 à 20 mm dans les terres. Ainsi, bien que la prévision peut être sensible au modèle utilisé (la prévision à l'échelle convective a la capacité de prévoir des forts noyaux isolés de précipitation avec une meilleure prise en

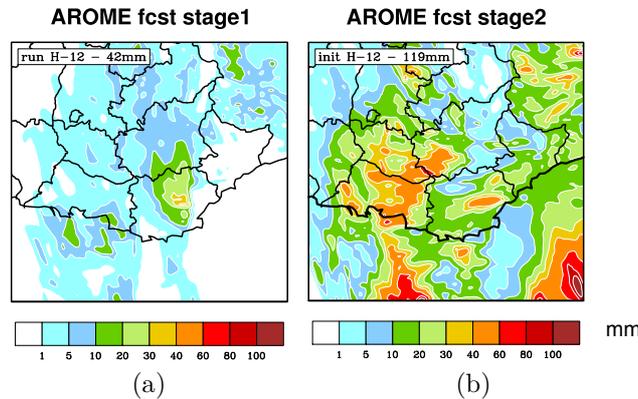


Fig. 4.10 – Prédiction sur le domaine D1 issue du modèle à échelle convective AROME (Météo-France, résolution 2.5 km) initialisé à H-12. Cumul sur a) 6 heures de la phase 1, b) 9 heures de la phase 2. Le maximum local est indiqué en haut à gauche de chaque carte.

compte du relief), l'ampleur de l'épisode réel reste néanmoins nettement sous-estimée dans les deux modèles. Nous utiliserons le fait qu'un modèle comme ARPEGE sera plus adapté pour étudier la méso-échelle sur un domaine couvrant toute la Méditerranée et l'utilisation d'un schéma de paramétrisation rend plus immédiate la relation entre des paramètres de méso-échelle et le déclenchement de précipitations associé.

La **Fig. 4.11** présente la distribution spatiale (domaine D1) des précipitations à la fois pour la phase 1 (cumul sur 6 h) et la phase 2 (cumul sur 9 h), pour les 5 initialisations différentes de CEP et ARPEGE. Tous les scénarios montraient sur le domaine (incluant la mer) un cumul de pluie localement supérieur à 20 mm pour la phase 1 et localement supérieur à 50 mm pour la phase 2. Mais la prévision a été instable sur l'occurrence d'un événement plus conforme aux observations. On note que malgré l'incapacité des modèles à prévoir l'échelle convective explicitement, de nombreux scénarios ARPEGE (resp. CEP) voyaient un cumul supérieur à 40 mm (resp. 90 mm) pour la phase 2 sur les terres. Ceci met l'accent sur une situation de méso-échelle favorable à de fortes pluies, même sans la connaissance de l'organisation convective.

La **Fig. 4.12** présente la séquence temporelle des prévisions du point de vue de la moyenne et de la corrélation avec les observations sur le domaine D1. Il apparaît que les prévisions ARPEGE et CEP manifestent une dispersion sensiblement différente. Les prévisions ARPEGE sont toutes associées à une faible corrélation pendant la phase 2 (entre H+6 et H+9), alors qu'elles ont une grande dispersion sur l'intensité. Les prévisions CEP sous-estiment l'intensité pendant la phase 1 alors que la dispersion augmente en phase 2. La dispersion sur la corrélation est aussi plus grande sur CEP que ARPEGE. Ce dernier point suggère que des contraintes externes (comme le relief) pourrait avoir un poids plus fort avec ARPEGE qu'avec CEP sur la localisation des pluies. En particulier, la prévision ARPEGE montre de nombreuses fois un axe précipitant à l'ouest de D1 (basse vallée du Rhône et golfe du Lion) qui ne correspondait pas aux observations.

De nombreuses prévisions voient une tendance généralement croissante des précipitations entre H-6 et H+15. Des scénarios dépassent même l'ampleur réellement observée

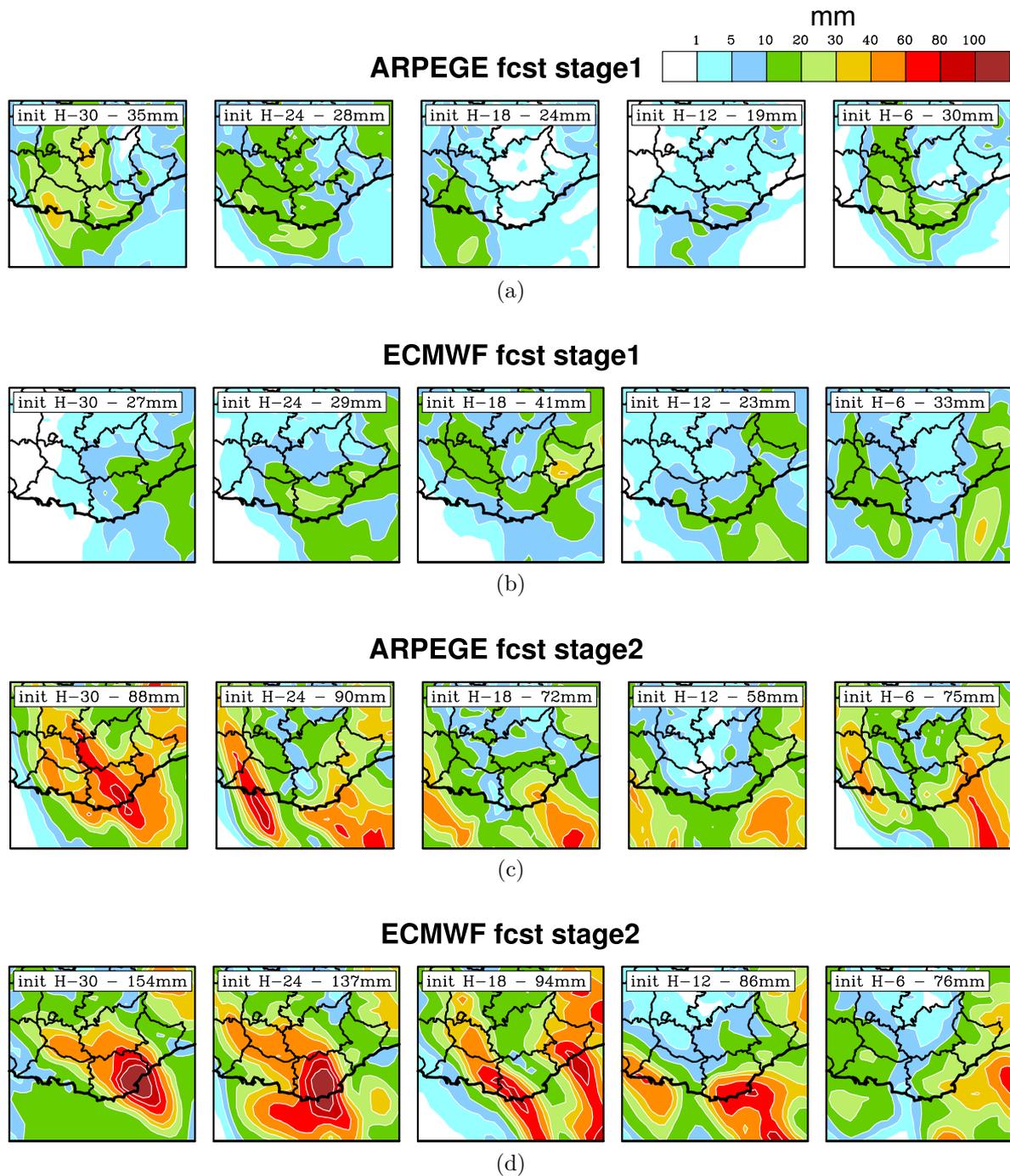


Fig. 4.11 – Panneau des précipitations prévues par ARPEGE (a,c) et ECMWF (b,d) sur le domaine D1, pour les initialisations de H-30 à H-6 (de gauche à droite) pour : a,b) la phase 1 ; c,d) la phase 2. Chaque prévision est associée au cumul maximum prévu sur le domaine. Unité : mm.

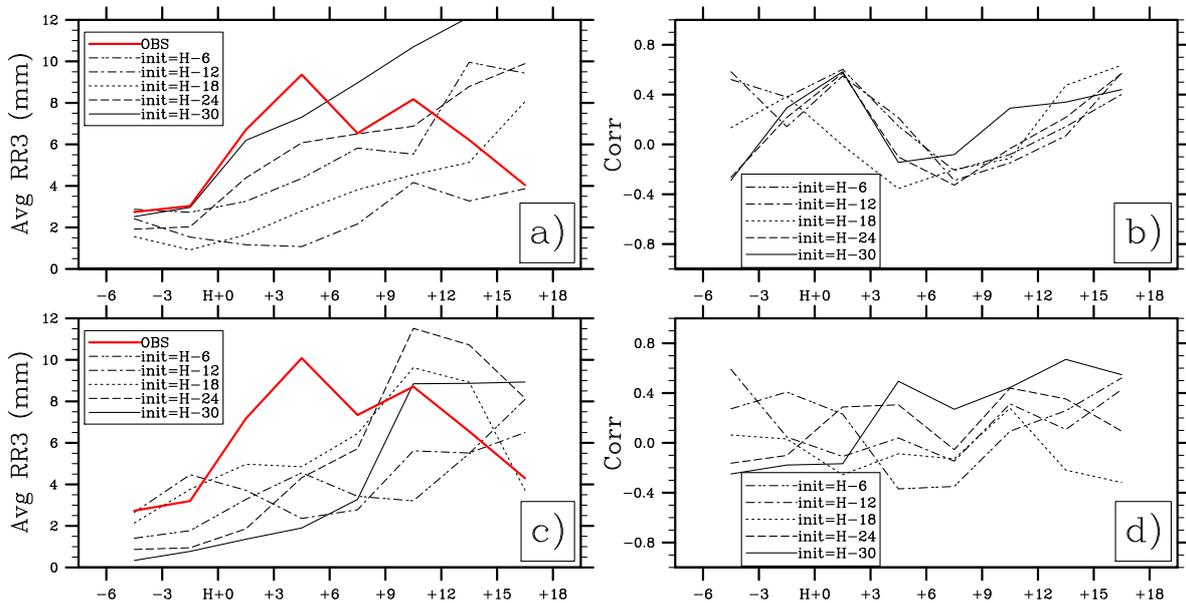


Fig. 4.12 – Série temporelle des prévisions de précipitation sur le domaine D1 pour le cumul moyen (a,c, unité : mm) et la corrélation avec les observations (b,d). Prévisions initialisées de H-30 à H-6 pour (a-b) ARPEGE et (c-d) CEP (lignes noires). Les observations au sol (ligne rouge) sont moyennées sur (a) la grille ARPEGE et (c) la grille CEP. Cumul de pluie sur 3 h pointé au milieu de l'intervalle.

après H+12 (en moyenne sur D1), alors que l'observation a montré un déclin à partir de H+12. Le problème de chronologie, qui n'exclut pas du tout des scénarios fortement précipitants, nous signifie que d'une certaine manière, la situation générale était favorable à un HPE sur D1 mais que la prévisibilité était faible quant à une survenue plus précoce.

Il faut noter de plus l'évolution singulière des prévisions ARPEGE, qui montrent des scénarios de plus en plus faibles pour la phase 1 entre l'initialisation de H-30 et celle de H-12 (**Fig. 4.11a** et **Fig. 4.12a**). Seule l'initialisation de H-6 voit un signal à nouveau significatif. Ceci nous amènera à discuter les mécanismes durant la phase précurseur (de H-12 à H+0) et les raisons de cette faible prévisibilité.

Cette comparaison des prévisions nous amène à conclure que la phase 1 de l'épisode a présenté une prévisibilité faible, dans un contexte où les initialisations les plus tardives étaient parmi les moins précipitantes. Au contraire, la phase 2 est souvent mieux prévue en intensité (surtout CEP), mais avec une forte incertitude sur la localisation. Néanmoins, l'amélioration de la phase 2 coïncide aussi avec une tendance à la surestimation des précipitations après H+12 : de nombreux scénarios prévoient même une moyenne de pluie supérieure au maximum observé de la phase 2. On note que l'erreur de chronologie reproduit celle observée dans les ensembles à échelle convective de [Nuissier et al. \[2012\]](#), ce qui suggère que les erreurs de prévision sont principalement liées à des erreurs sur les conditions initiales et non à l'insuffisance d'une paramétrisation de la

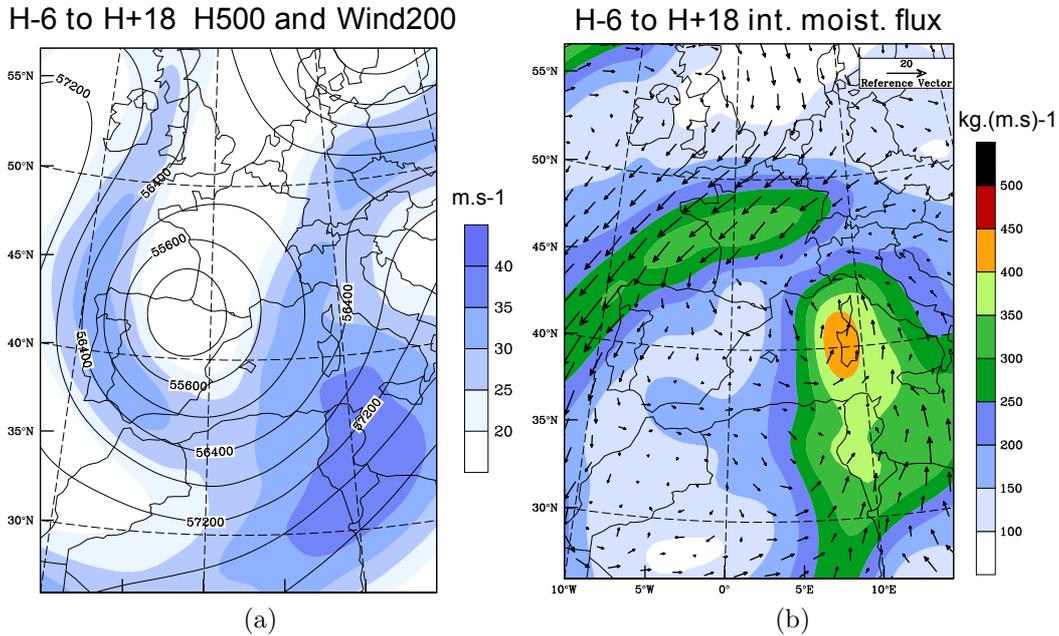


Fig. 4.13 – Analyse «basse-fréquence» de la situation synoptique associée à l'événement, calculée avec la moyenne de H-6 à H+18 des analyses ARPEGE avec 1° de résolution sur l'Europe de l'ouest et l'Afrique du Nord. a) Intensité du vent à 200 hPa (couleurs, intervalle : 5 m.s⁻¹) et géopotentiel à 500 hPa (contours, intervalle : 600 J.kg⁻¹). b) Flux intégré d'humidité de 1000 à 700 hPa (couleurs, intervalle : 5 kg.m⁻¹.s⁻¹) et vent à 925 hPa (flèches, vecteur de référence : 20 m.s⁻¹).

convection profonde. Ceci justifie a posteriori le choix d'une étude basée sur le modèle ARPEGE et la nécessité d'étudier les ingrédients de méso-échelle. Nous présentons en section suivante une étude de la dynamique, depuis une composante basse-fréquence vers la méso-échelle, visant à établir le lien entre l'information de prévisibilité ci-dessus et celle associée à différents ingrédients dynamiques.

3 Etude de la dynamique : du signal basse-fréquence aux ingrédients de la méso-échelle

3.1 Composante de basse-fréquence

Nous présentons ici des champs de basse-fréquence associés à l'événement, sur les deux phases, calculés comme la moyenne des 5 analyses ARPEGE entre H-6 et H+18. Une telle méthode permet d'obtenir une composante lissée, privilégiant la grande échelle, centrée au milieu de l'épisode, tout en limitant le poids des erreurs d'analyse. La composante obtenue permet également de se rapprocher alors des composites présentés dans la littérature.

La **Fig. 4.13a** montre la composante d'altitude avec le géopotentiel à 500 hPa et

l'intensité du vent à 200 hPa (ce dernier étant choisi pour être comparé aux composites de la littérature). On observe la domination d'une anomalie d'altitude isolée (goutte froide) sur le nord de l'Espagne, qui dirige un flux de sud sur le sud de la France. Elle est bordée sur sa face ouest, sud et est, par un courant-jet, qui matérialise une situation de flux rapide sur le sud de la France. La dorsale sur l'Europe centrale qui précède la goutte froide remonte à la latitude 50°N. Le régime de [Martínez et al. \[2008\]](#) qui est le mieux corrélé quant à la position de la goutte froide est AP3, classé comme le troisième régime le plus favorable aux HPE sur la région PACA. Les deux régimes de [Ricard et al. \[2012b\]](#) les plus proches sont associés à CR (HPE en Corse) et LR (HPE en Languedoc-Roussillon) pour la position de la goutte froide, mais l'information de la dorsale est plus caractéristique de CR.

Nous avons regardé également le vent et le flux d'humidité intégré en basse-couche (**Fig. 4.13b**), car ces deux variables sont fréquemment représentées dans la climatologie et les études de cas. Le vent est tracé à 925 hPa et le flux d'humidité respecte le calcul de [Ricard et al. \[2012b\]](#), effectué sur l'épaisseur 700-1000 hPa. La première observation est que l'épisode est dominé par une circulation cyclonique étirée du nord au sud sur l'ouest du bassin méditerranéen, qui met en jeu deux flux très différents (vent de nord à la hauteur du golfe du Lion, vent de sud à l'ouest de la Corse et de la Sardaigne). Le flux d'humidité au niveau du vent de sud atteint des valeurs supérieures à 400 kg.m⁻¹.s⁻¹ de la Tunisie à la Sardaigne. Ces valeurs dépassent nettement celles obtenues dans les valeurs obtenues par [Ricard et al. \[2012b\]](#) pour le composite CR (flux inférieur à 200 kg.m⁻¹.s⁻¹ à l'est de la Corse et la Sardaigne) et se rapprochent des valeurs obtenues pour le composite SA (HPE en PACA, flux supérieur à 250 kg.m⁻¹.s⁻¹ à l'ouest de la Corse). Néanmoins la localisation de la circulation de basse-couche semble éloignée des composites : sur le régime AP3 de [Martínez et al. \[2008\]](#), le composite de MSLP suggère une dépression préférentiellement localisée entre la Catalogne et les Baléares, alors que la dépression était plus à l'est dans l'épisode du 15 juin 2010 (**Fig. 4.13b**).

En résumé, la situation basse-fréquence d'une goutte froide sur le nord de l'Espagne faisant remonter un flux de sud sur la France semble bien cohérente avec l'attente d'un HPE dans le sud-est de la France, plusieurs critères étant même caractéristiques d'un HPE précisément sur la région PACA. Ceci semble corroborer le fait que les prévisions ARPEGE et CEP étaient favorables, du point de vue de la grande échelle, à un épisode de pluies intenses. Mais la comparaison avec les composites explique mal les caractéristiques synoptiques de la dépression en mer et du flux d'humidité (notamment son intensité). De plus, l'échec des prévisions initialisées à H-12 montre qu'une gestion adéquate des processus de méso-échelle était une condition supplémentaire pour prévoir le HPE.

3.2 Evolution temporelle de l'échelle synoptique

L'analyse des champs basse-fréquence a permis d'évaluer objectivement que la situation, du point de vue de la grande échelle, était statistiquement favorable à un HPE sur le sud de la France. Dans une stratégie de descente d'échelle, nous évaluons maintenant

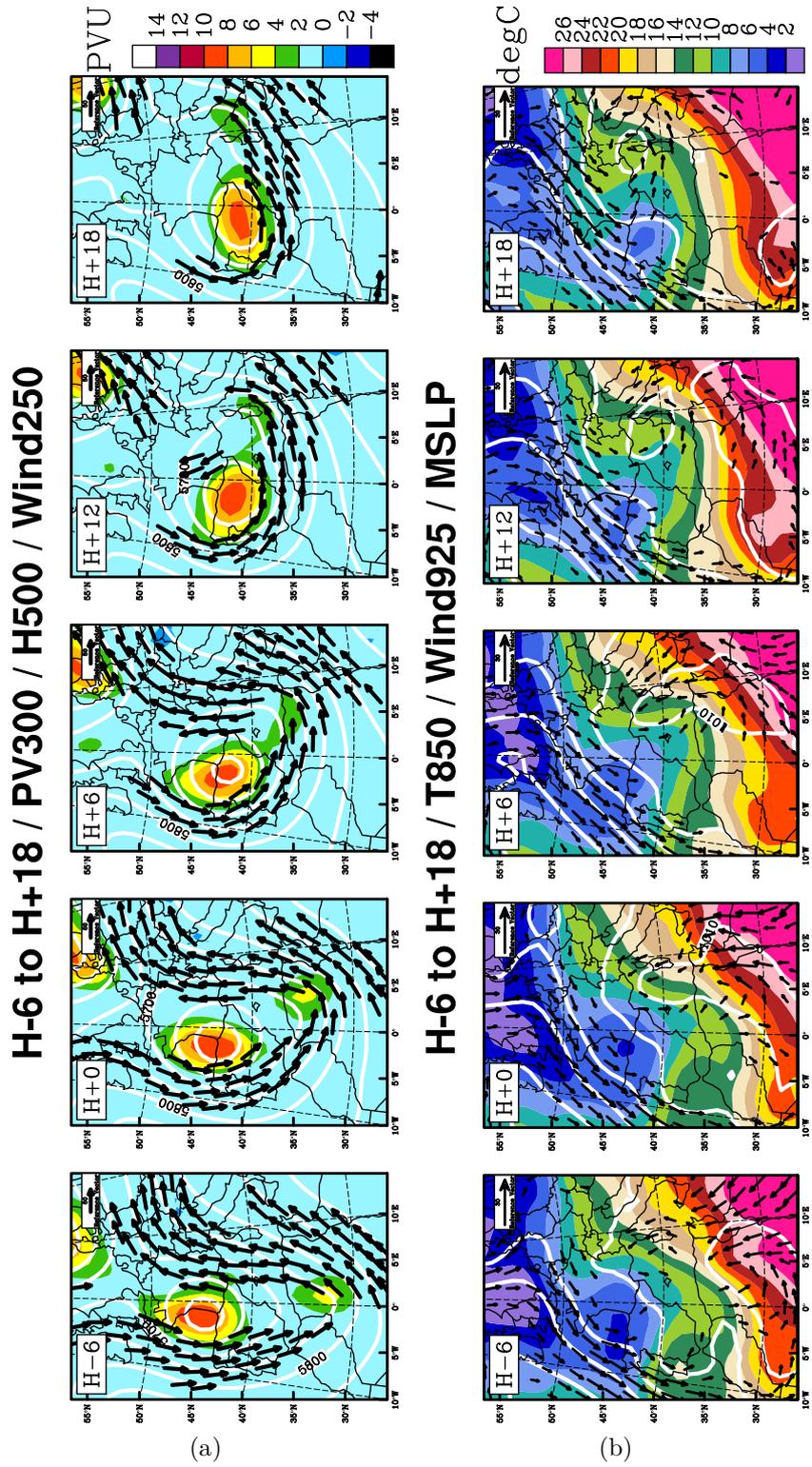


Fig. 4.14 – Cf. légende page suivante.

Fig. 4.14 – Séquence temporelle de la situation synoptique entre H-6 et H+18 pour les niveaux d'altitude et les basses couches, d'après les analyses ARPEGE avec 1° de résolution. a) PV à 300 hPa (couleurs, intervalle : 2 PVU), géopotential à 500 hPa (contours, intervalle : 200 J.kg⁻¹) et vent à 250 hPa (flèches, référence : 50 m.s⁻¹, seulement magnitude supérieure à 40 m.s⁻¹). b) Température à 850 hPa (couleurs, intervalle : 2°C), pression réduite au niveau de la mer (contours, intervalle : 4 hPa) et vent à 925 hPa (flèches, référence : 30 m.s⁻¹, seulement magnitude supérieure à 5 m.s⁻¹). Même domaine que **Fig. 4.13**.

l'évolution temporelle de la dynamique à l'échelle synoptique : celle-ci est présentée de H-6 à H+18 avec des champs extraits de l'analyse ARPEGE à une résolution de 1° (qui ne montre donc pas le détail de la méso-échelle).

a. Champs d'altitude

La **Fig. 4.14a** montre d'abord les champs d'altitude avec le PV à 300 hPa, le courant-jet à 250 hPa et le géopotential à 500 hPa. La goutte froide décrite dans la composante basse-fréquence est associée à une anomalie de PV marquée et peu mobile : son centre se décale en 24 h du golfe de Gascogne au nord de l'Espagne. Le voisinage de la goutte froide obéit à une évolution beaucoup plus rapide, qui n'est pas traduite explicitement sur la composante basse-fréquence : les niveaux d'altitude sont à H-6 marqués par une anomalie secondaire de PV sur l'Algérie qui explique l'étirement du thalweg et du courant-jet suivant une orientation nord-sud. A ce moment, le courant-jet s'établit nettement de sud sur tout l'ouest du bassin méditerranéen. Avec le temps, l'anomalie secondaire remonte, atteignant la centre de l'Italie 24 h plus tard (H+18). La cinématique se rapproche nettement d'une interaction idéalisée entre deux vortex quasi-géostrophiques de taille et d'intensité (intégrale du PV) différentes ([Ozugurlu et al. \[2008\]](#)).

On note que jusqu'à H+6, le courant-jet reste orienté au sud de la France à l'Europe Centrale. A H+12 et H+18 le courant-jet sur la France est plus nettement affecté. Ceci nous suggère que durant la phase 1, la situation d'altitude a peu évolué sur le sud de la France et s'apparente à une dynamique quasi-stationnaire. Au contraire, la phase 2 a marqué une situation nettement évolutive de la dynamique dans lequel le flux d'altitude a basculé au SE et ralenti. On note aussi que l'anomalie de PV principale est relativement bien conservée au sens intégral alors que l'anomalie secondaire a perdu de l'intensité. Ceci met en évidence l'importance des phénomènes diabatiques dans la zone du flux de sud.

b. Champs de basse-couche

Les champs de basse-couche sont présentés sur la **Fig. 4.14b**, montrant la MSLP, le vent à 925 hPa ainsi que la température 850 hPa. Ils montrent principalement une dépression qui s'isole en mer (H+0) et subit un pivotement de son axe, comparable à l'évolution du thalweg d'altitude. Cela a pour conséquence d'entretenir de H-6 à H+6

un flux de basses-couche de sud-est sur le Var. La dépression remonte de l'Algérie au niveau d'une situation nettement barocline. Le pivotement du gradient de température explique que le vent de SE a également apporté un air de plus en plus chaud sur le Var de H-6 à H+6, couvrant la phase 1. La phase 2 (de H+6 à H+18) est au contraire marquée par un affaiblissement du gradient de température et le changement du vent de basses-couche (tournant visiblement au NE à H+18), associé à un déplacement de la dépression vers le mer de Ligure (nord-Italie).

c. Synthèse

En combinant les deux informations, la phase 1 semble essentiellement concernée par une situation quasi-stationnaire en flux de sud, qui est une propriété reconnue pour des HPE dans le sud de la France (e.g. Bresson et al. [2012]). Mais contrairement au modèle d'un flux unidirectionnel, il s'agit ici d'une situation barocline où le vent de basse-couche est très variable dans l'espace (s'établissant de nord dans le golfe du Lion et de sud-est au sud du Var). Au contraire, la phase 2 est marquée par une évolution plus complexe, qui peut correspondre à 1) une cinématique d'interaction entre deux anomalies de PV, aboutissant à un pivotement des champs à la fois en surface et en altitude. 2) un scénario de cyclogénèse en mer de Ligure. Du point de vue de la convection sur le sud de la France, l'environnement de la phase 2 est alors nettement moins stationnaire que la phase 1.

3.3 Ingrédients dynamiques à méso-échelle : caractérisation et prévisibilité

L'analyse précédente permet de sélectionner plusieurs ingrédients de méso-échelle, parmi ceux habituellement utilisés dans les études météorologiques. Nous retenons de porter une attention particulière 1) d'une part aux les fronts en basse-couche (850 hPa) et au rapide de jet en altitude (250 hPa), ces deux ingrédients sont bien adaptés pour renseigner sur la dynamique d'une zone barocline quasi-stationnaire ; 2) d'autre part à la dépression de surface, étant donnée sa proximité avec les précipitations étudiées et sa capacité à changer l'orientation des flux de basse-couche. De ce point de vue, nous considérerons les jets de basse-couche comme une réponse à la dépression de surface ou au front de basse-couche.

Suivant les prévisions des précipitations (**Fig. 4.11**), nous avons confronté la séquence temporelle de ces ingrédients pour un scénario fortement précipitant (ARPEGE initialisé à H-30) et faiblement (ARPEGE initialisé à H-12). Nous précisons que les prévisions intermédiaires avaient proposé remarquablement une transition entre ces deux scénarios (non-montré).

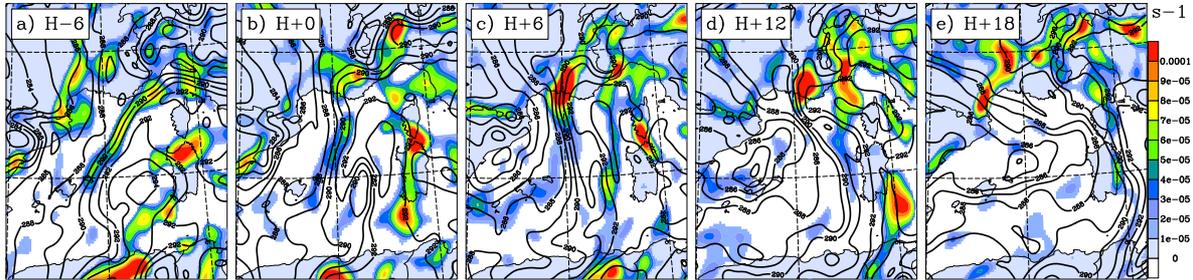
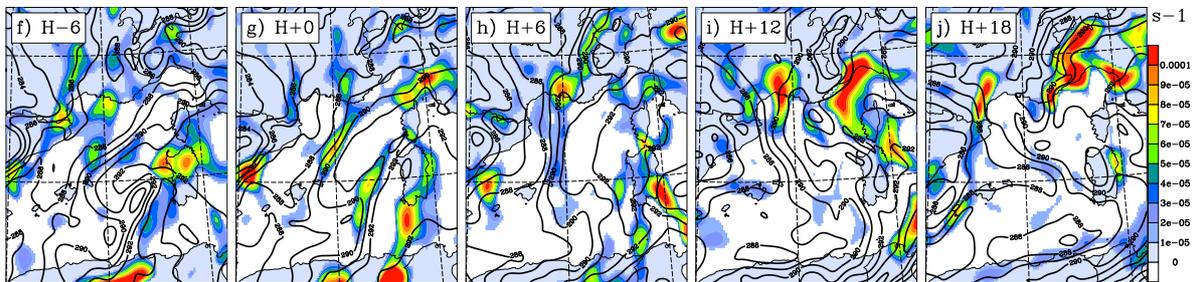
init=H-30 / Conv850 / ThetaE850**init=H-12 / Conv850 / ThetaE850**

Fig. 4.15 – Comparaison de 2 prévisions ARPEGE initialisées à H-30 (a-e) et H-12 (f-j) pour le front de basse-couche sur le domaine D0. Convergence du vent à 850 hPa (couleurs, intervalle : $1e-5 \text{ s}^{-1}$) et température potentielle équivalente à 850 hPa (contours, intervalle : 1 K).

a. Front de basse-couche

Les fronts de basse-couche sont identifiés en coupe horizontale comme une combinaison d'un gradient de θ_e (température potentielle équivalente) et d'une signature allongée de convergence à 850 hPa (**Fig. 4.15**). Ce diagnostic a été préféré au *Thermal Front Parameter* qui ne prend pas en compte explicitement la convergence. De façon générale, on retrouve un fort gradient de θ_e qui pivote dans le sens cyclonique, comme il a été analysé à l'échelle synoptique (**Fig. 4.14b**). Une signature frontale apparaît nettement de H-6 à H+6 sur l'initialisation de H-30 au sud de la France. Elle exacerbe d'abord la convergence en mer (H-6) puis dans les terres, à l'ouest du Var (H+0, H+6, H+12). Enfin, la convergence est fortement atténuée sur le sud de la France (H+18). Un tel scénario se reproduit également sur l'initialisation de H-12, mais avec un retard de 6 h (jusqu'à H+12) et des caractéristiques frontales (gradient et convergence) moins marquées.

b. Dépression en mer

La **Fig. 4.16** présente les deux prévisions en terme de MSLP. Une évolution de la prévision est très visible : l'initialisation de H-30 montre un scénario de dépression assez

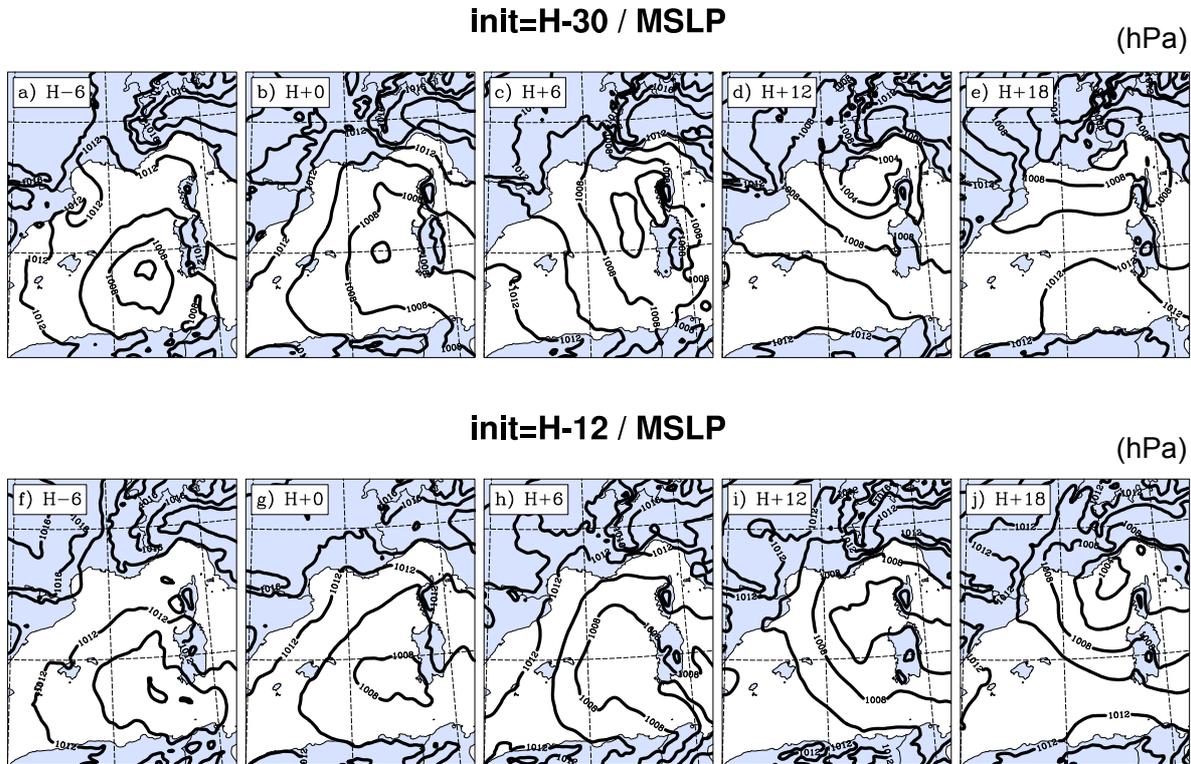


Fig. 4.16 – Comme Fig. 4.15 pour la MSLP (intervalle : 2 hPa).

allongée suivant une direction méridienne à H+0 et s'isolant entre la région PACA et la Corse avec un minimum inférieur à 1004 hPa à H+12 ; l'initialisation de H-12 montre un scénario où la dépression est initialement (H+0) plus au sud avec un pivotement moins marqué et aboutit 12 heures plus tard (H+12) à un stade moins avancé de cyclogénèse (minimum supérieur à 1004 hPa, isobares non fermés et position nettement plus au sud). On peut résumer la séquence comme précédemment en disant que l'initialisation de H-12 propose généralement un retard de 6 heures par rapport à l'initialisation de H-30 et un scénario de cyclogénèse moins accentué.

c. Rapide de jet

Enfin, nous présentons sur la **Fig. 4.17** les deux prévisions du rapide de jet. L'initialisation de H-30 montre nettement un scénario de jet qui place la Méditerranée en entrée droite à H-6 et H+0. A H+6, le rapide de jet présente un nouveau maximum en mer, puis s'atténue fortement dans le reste de la séquence. L'initialisation de H-12 montre à H-6 un scénario de jet un peu similaire à l'initialisation de H-30, mais la prévision est nettement différente à H+0 où le jet est décalé vers l'est et ne présente plus de situation d'entrée droite. Le scénario réapparaît à H+6 avec un rapide de jet décalé vers l'ouest. Un rapide de jet persiste à H+12 sur la France mais atténué. A H+18, la prévision est très similaire à l'initialisation de H-30.

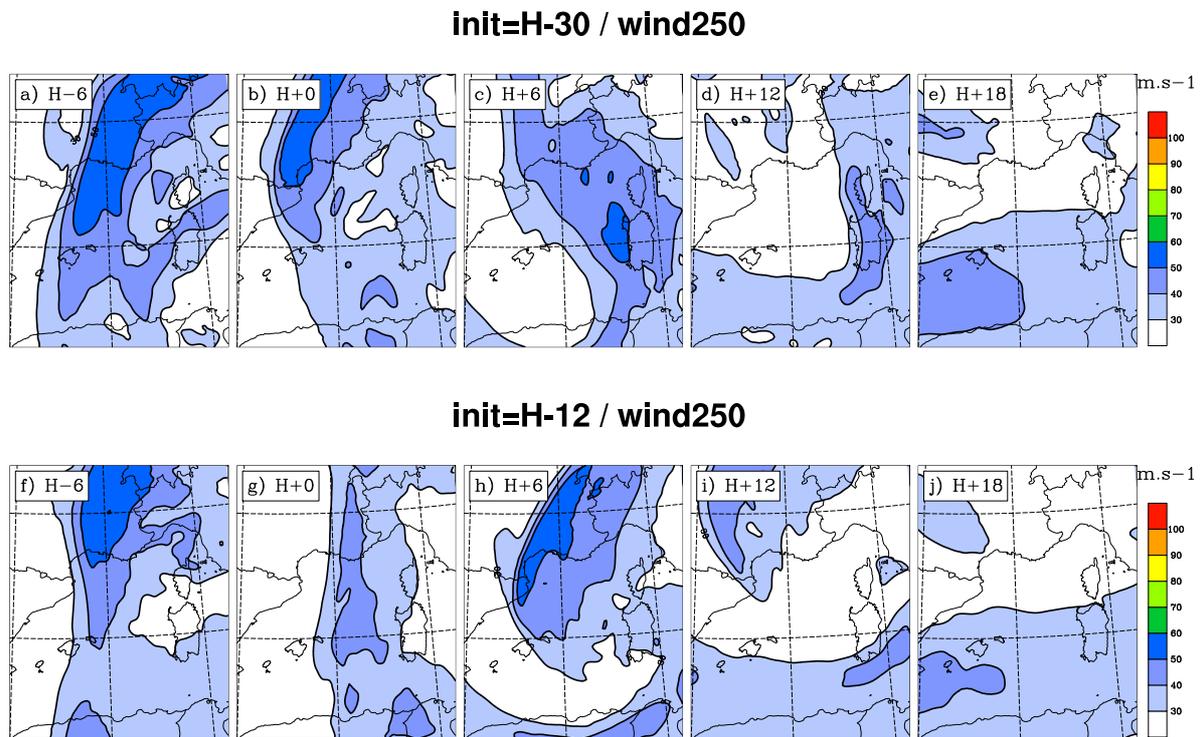


Fig. 4.17 – Comme **Fig. 4.15** pour le module du vent à 250 hPa (intervalle : 10 m.s^{-1}).

d. Synthèse

La comparaison d'une prévision fortement précipitante (initialisation de H-30) et d'une autre faiblement précipitante (initialisation de H-12), extraites du panel des 5 prévisions de précipitations présenté (**Fig. 4.12**), met en évidence quatre points d'intérêt :

1. Les deux initialisations prévoient tous deux une situation frontale au sud de la France qui subit un pivotement et une dépression qui remonte d'Algérie vers la mer de Ligurie.
2. L'initialisation de H-12 atténue le creusement de la dépression et l'intensité du front (gradient de θ_e et convergence) par rapport à l'initialisation de H-30
3. L'initialisation de H-12 montre un retard général de 6 h sur la chronologie du front et de la dépression en mer, par rapport à l'initialisation de H-30
4. L'évolution du rapide de jet sur l'initialisation de H-30 place le sud de la France en entrée droite à H-6 et H+0, alors que seulement à H-6 sur l'initialisation de H-12. De plus, l'évolution du rapide de jet est nettement différente entre les deux prévisions, jusqu'à H+18.

Le point 1 est un moyen de confirmer la réalité des ingrédients dynamiques cités malgré les incertitudes d'analyse. Le point 2 suggère que l'augmentation des pluies est fortement liée à l'amplification des anomalies de surface (front ou dépression). Le

point 3 met en évidence le problème de chronologie dans la séquence de la dynamique (position de la dépression, inclinaison du front). Enfin, le point 4 suggère une forte sensibilité des champs d'altitude, qui diffèrent surtout à partir de H+0, alors que des différences existaient déjà à H-6 sur la dépression en mer.

Une comparaison des analyses de la phase précurseur (**Fig. 4.5** et **Fig. 4.7**) montre que l'initialisation de H-30 est la plus proche de la réalité pour la chronologie des ingrédients de surface mais plus éloignée pour la séquence des champs d'altitude. Nous suggérons alors que la prévisibilité des précipitations sur le Var, à la fois pour la phase 1 et pour la phase 2, est moins dépendante de la prévisibilité des champs d'altitude que ceux de surface.

4 Conclusion

Une analyse de la séquence temporelle du cas du 15 juin 2010 a été réalisée pour les précipitations et le système nuageux, mettant en évidence deux principales phases. L'étude comparée des analyses de deux modèles différents (ARPEGE et CEP) met en évidence de nombreuses incertitudes sur la méso-échelle des champs dynamiques, aussi bien en surface qu'en altitude. Ceci est appuyé par un diagnostic d'erreur d'analyse, qui met en évidence des zones de sensibilité particulière en raison 1) du manque d'observations, 2) d'un désaccord manifeste entre les analyses et les observations.

La prévisibilité des précipitations est étudiée à l'aide de 5 initialisations différentes d'ARPEGE et du CEP. Il est montré que la phase 1 a été généralement sous-estimée, alors que la phase 2 souffre d'incertitudes notables de localisation. On note de plus que les dernières initialisations ne sont pas les plus performantes et que les prévisions d'ARPEGE sont de moins en moins précipitantes depuis l'initialisation de H-30 vers l'initialisation de H-12.

Une étude sur la dynamique d'échelle synoptique montre que la phase 1 est associée à une situation barocline quasi-stationnaire. La phase 2 est marquée au contraire par une évolution plus rapide dans laquelle les caractéristiques baroclines s'affaiblissent nettement. Cette phase est associée à l'isolement d'une dépression au voisinage du Var et à des changements rapides du vent de basse-couche en mer.

Sur la base de deux prévisions très différentes, nous avons identifié des ingrédients dynamiques : un front de basse-couche au sud de la France (phase 1), une dépression qui remonte d'Algérie et qui s'isole à méso-échelle vers le golfe de Ligurie à la fin de l'épisode, enfin un rapide de jet à évolution rapide (malgré une situation barocline quasi-stationnaire à l'échelle synoptique). Il a été montré que la prévision la plus faiblement précipitante a des anomalies dynamiques moins prononcées que la prévision la plus précipitante. Mais les analyses des champs d'altitude (resp. de surface) concordent mieux avec la prévision faiblement (resp. fortement) précipitante, suggérant que les conditions de surface ont un rôle déterminant dans la prévisibilité.

Nous proposons au chapitre suivant une étude détaillée visant à approfondir cette hypothèse. Nous chercherons d'abord à visualiser la relation entre les niveaux d'altitude

et les précipitations à travers plusieurs systèmes de prévisions d'ensemble. Puis nous chercherons à corriger l'analyse à H-12 pour aboutir à un scénario plus réaliste de précipitations. L'étude sera menée plus en détail pour la phase 1, qui obéit à des mécanismes de la méso-échelle β et γ (dynamique frontale). Pour la phase 2, nous tiendrons compte d'une prévision initialisée au début de la phase 1 (à H+0) comme une référence pour cette phase.

Chapitre 5

Cas du 15 juin 2010. 2 : Rôle de la dynamique d'altitude et autres précurseurs

Sommaire

1	Introduction	110
2	Rôle de la dynamique d'altitude	110
2.1	Diagnostic avec un système de prévision d'ensemble traditionnel	110
2.2	Prévision d'ensemble basée sur l'utilisation du modèle MIMOSA	114
3	Expériences avec corrections de l'état initial	121
3.1	Motivations et procédure	121
3.2	Impact sur les ingrédients de méso-échelle	125
3.3	Impact sur les précipitations	127
3.4	Impact sur la circulation verticale	130
3.5	Discussion additionnelle	136
4	Synthèse des chapitres 4 et 5	144
4.1	Vers un schéma explicatif de la séquence dynamique	144
4.2	Une faible sensibilité aux anomalies d'altitude	147

1 Introduction

Nous avons suggéré dans le chapitre 4 que l'épisode du 15 juin 2010 était plus fortement déterminé par les champs de surface que d'altitude. Ceci nous amène à approfondir la réalité du lien entre la configuration d'altitude et les précipitations sur le Var face à d'autres précurseurs. En première partie, nous chercherons à évaluer le rôle de la dynamique d'altitude à l'aide d'une prévision d'ensemble : un premier ensemble extrait du CEP, un second ensemble construit à partir du PV MIMOSA (cf chapitre 3). Dans le premier ensemble, le grand nombre de membres nous permettra de mener explicitement une étude de corrélation entre la dynamique et les précipitations. En deuxième partie, nous nous focaliserons sur la prévision ARPEGE initialisée 12 h avant l'épisode. Nous avons mené une étude de sensibilité basée à la fois sur des modifications des champs de surface mais aussi de l'humidité. Les modifications de l'état initial (PV MIMOSA, champ de surface, humidité) font appel à l'inversion du PV (cf chapitre 2). Une attention particulière sera donnée aux circulations agéostrophiques transverses au flux général pour la phase initiale de l'épisode et sur l'interaction de structures de PV pour la phase suivante de l'épisode.

2 Rôle de la dynamique d'altitude

Nous utiliserons d'abord un système de prévision d'ensemble traditionnel, permettant d'accéder à une gamme élargie de scénarios (150 membres). Nous utiliserons ensuite le modèle d'advection de tourbillon potentiel MIMOSA (cf. chapitre 3) pour réaliser 10 états perturbés de la dynamique d'altitude à H-12.

2.1 Diagnostic avec un système de prévision d'ensemble traditionnel

a. Définition de l'ensemble

Le système utilisé est l'ensemble opérationnel fourni par le CEP, avec une résolution de 32 km, initialisé chaque fois à 0 et 12 UTC. Nous avons retenu un regroupement des membres de 3 initialisations (H-18, H-30 et H-42), portant la taille de l'échantillon à 150 membres. L'initialisation de H-6 a été mise de côté en raison d'une trop grande sous-dispersion des prévisions. L'ensemble du CEP, dans sa configuration de juin 2010, considère des perturbations de l'état initial suivant la méthode des vecteurs singuliers appliqués (Buizza and Palmer [1995]). Mais elles considèrent aussi des perturbations stochastiques des tendances physiques, suivant la technique de Buizza et al. [1999].

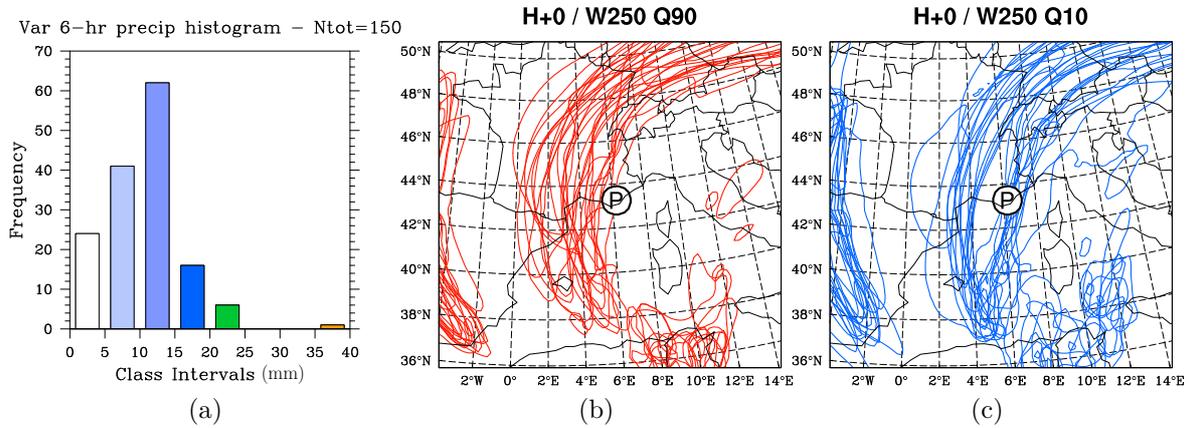


Fig. 5.1 – Représentation «spaghetti» du courant-jet dans l'ensemble de 150 membres (cf. texte) pour les deux classes extrêmes de P . Histogramme de P dans l'ensemble (a). Isotach 40 m.s^{-1} à 250 hPa à $H+0$ pour les classe de précipitations $Q90$ ($P > 9^{\text{e}}$ décile) (b) et $Q10$ ($P < 1^{\text{er}}$ décile) (c). P est le cumul de précipitations entre $H+0$ et $H+6$ (phase 1) dans un carré de largeur 2° centré sur le Var.

b. Corrélation entre la configuration du jet et les précipitations sur le Var (phase 1)

Nous cherchons ici à relier l'occurrence statistique de fortes précipitations sur le Var durant la phase 1 avec la configuration du courant-jet, dont la prévisibilité était faible pendant la phase 1. La variable référente pour les précipitations, nommée P , est la moyenne des précipitations dans un carré de largeur 2° centré sur le Var (correspondant au point P sur les cartes présentées).

L'histogramme de P (**Fig. 5.1a**) montre une distribution de type gamma avec un maximum (taille de la classe : $N > 60$) pour la troisième classe (entre 10 et 15 mm) et une décroissance rapide ($N < 10$ pour la classe 20-25 mm), suivie de deux classes vides entre 25 et 35 mm, et un membre extrême isolé (en anglais, *outlier*) dans la classe 35-40 mm. Un calcul basé sur la lame d'eau radar nous donne une valeur réelle de 20.5 mm (en moyenne sur le carré défini) et montre que l'outlier est un scénario bien plus extrême que l'observation.

Une analyse de la distribution en déciles donne :

- premier décile : $Q10 = 3.5 \text{ mm}$
- dernier décile : $Q90 = 16 \text{ mm}$

Le scénario réel est dans la catégorie des 10% scénarios les plus précipitants de l'ensemble. On cherchera alors à distinguer la configuration du jet associée à $P > Q90$ (qui sera nommée classe « $Q90$ »), par opposition à la configuration associée à $P > Q10$ (qui sera nommée classe « $Q10$ »).

Pour représenter schématiquement la géométrie du rapide de jet, nous avons tracé l'isotach 40 m.s^{-1} à $H+0$ de chaque membre (représentation «spaghetti») pour les

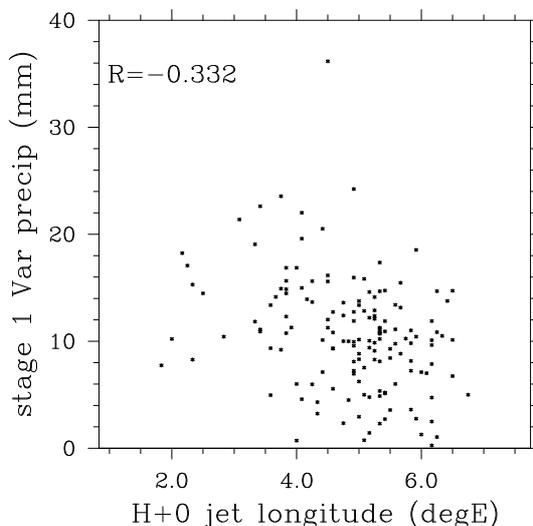


Fig. 5.2 – Diagrammes X-Y sur l'ensemble de 150 membres montrant la longitude du courant-jet à H+0 (en abscisse) en fonction de P (en ordonnée). Le coefficient de corrélation (R) entre X et Y est indiqué. La longitude du courant-jet est calculée comme la moyenne de longitude entre 3 maxima de vent à 40, 44 et 48°N.

classes Q90 et Q10. Les résultats sont montrés sur la **Fig. 5.1b-c**. En premier lieu, on vérifie que l'ensemble créé est un peu dispersif du point de vue de la méso-échelle mais n'échantillonne pas des scénarios très différents du point de vue de l'échelle synoptique : tous les membres prévoient un courant-jet de sud qui remonte de Méditerranée à l'Europe Centrale. La séparation des scénarios est très nette : les cas Q90 sont associés à un courant jet décalé à l'ouest, seul 1 membre voit l'isotach 40 m.s^{-1} recouvrir le point P. Le courant-jet présente dans ce cas une forte courbure anticyclonique (relativement à un flux de sud) et se prolonge sur le sud de l'Allemagne. En comparaison, les cas Q10 sont associés à un courant-jet plus à l'est (l'isotach 40 m.s^{-1} recouvre P pour tous les scénarios). La courbure anticyclonique est alors plus faible.

Compte-tenu de cette distinction binaire sur la géométrie du courant-jet entre les scénarios Q10 et Q90, nous avons choisi de mettre en rapport l'intensité des précipitations en P avec la longitude du courant-jet. Cette dernière est calculée au moyen de la moyenne sur 3 latitudes (40, 44 et 48°N) : pour chaque latitude on repère le maximum de vent et la longitude associée. Le diagramme X-Y est présenté sur la **Fig. 5.2** avec le score de corrélation de Pearson : $R=-0.332$. Le signe de R est cohérent avec le schéma présenté au paragraphe précédent mais la significativité statistique d'une corrélation linéaire est assez faible. L'examen du diagramme X-Y montre une variance non négligeable qui ne permet pas d'évaluer assurément une relation fonctionnelle. L'effet des perturbations physiques, qui obéissent à un coefficient aléatoire, peut être avancé comme une cause de cette variance. Notons pour finir que l'outlier est associé à un courant-jet faiblement décalé à l'ouest (longitude supérieure à 4°E).

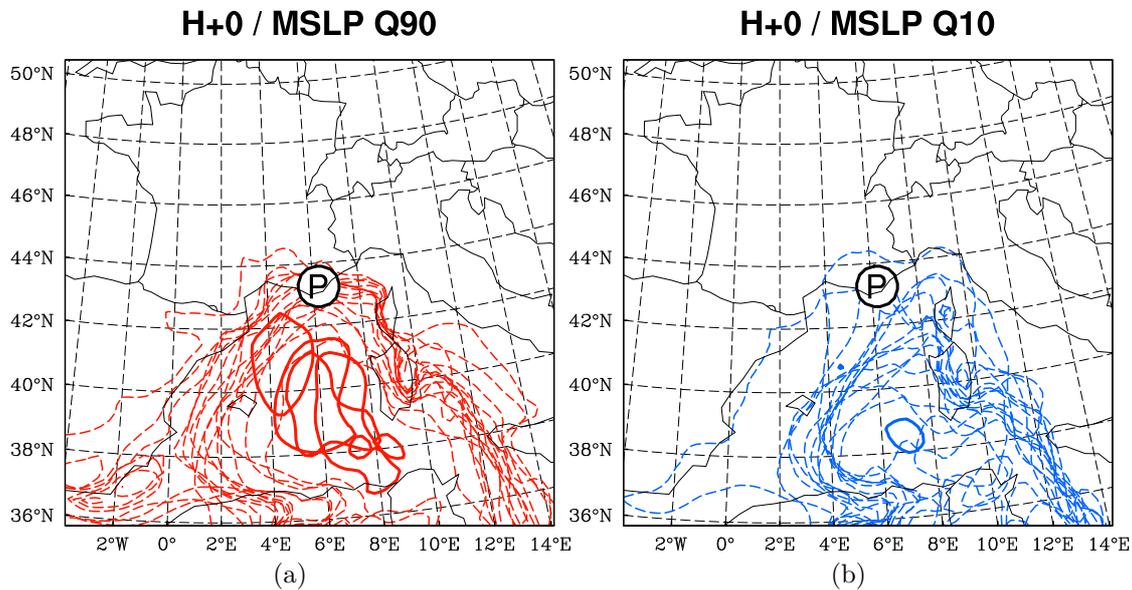


Fig. 5.3 – Comme **Fig. 5.1b-c** pour les isobares 1005 (trait plein) et 1010 hPa (trait pointillé) de la MSLP.

c. Diagnostic supplémentaire avec la MSLP

Un diagnostic supplémentaire a été réalisé avec la MSLP pour identifier où se place la situation réelle. Il a d'abord été tracé 2 isobares (1005 et 1010 hPa) de la MSLP à H+0 pour les scénarios Q10 et Q90 (**Fig. 5.3**). Les scénarios Q90 montrent en majorité un champ de MSLP plus creux au sud de la France que les scénarios du Q10, avec de nombreux scénarios où la MSLP est inférieure à 1005 hPa en mer. Au contraire, un seul scénario Q10 voit une MSLP aussi basse. Ce résultats suggère à la fois un rôle des champs de surface sur les précipitations mais aussi un lien avec la configuration du courant-jet. Nous avons prolongé ce résultat au moyen d'un diagramme X-Y confrontant la longitude du courant-jet à la MSLP de Minorque (39.9° N/4.2° E) dont l'observation réelle était de 1009.4 hPa. Le diagramme est présenté sur la **Fig. 5.2a**, il montre une forte corrélation symbolisée par un coefficient de Pearson significatif : $R = 0.782$. En particulier, une MSLP supérieure 1008.5 hPa rend peu probable tous les scénarios où le courant-jet est à une longitude inférieure à 4° E. Ceci est cohérent avec les analyses qui, même empreinte d'incertitudes, montraient un courant-jet centré en 6° (**Fig. 5.4b**).

d. Discussion

L'analyse statistique de 150 membres issus de prévisions d'ensemble initialisées entre H-42 et H-18 permet de comprendre la variabilité des prévisions de précipitation pour la phase 1. Bien que présentant une variance non négligeable, la distribution des classes extrêmes (Q90 et Q10) est nettement associée à deux configurations différentes du courant-jet et de la dépression : un scénario où le jet est décalé vers l'ouest et associé

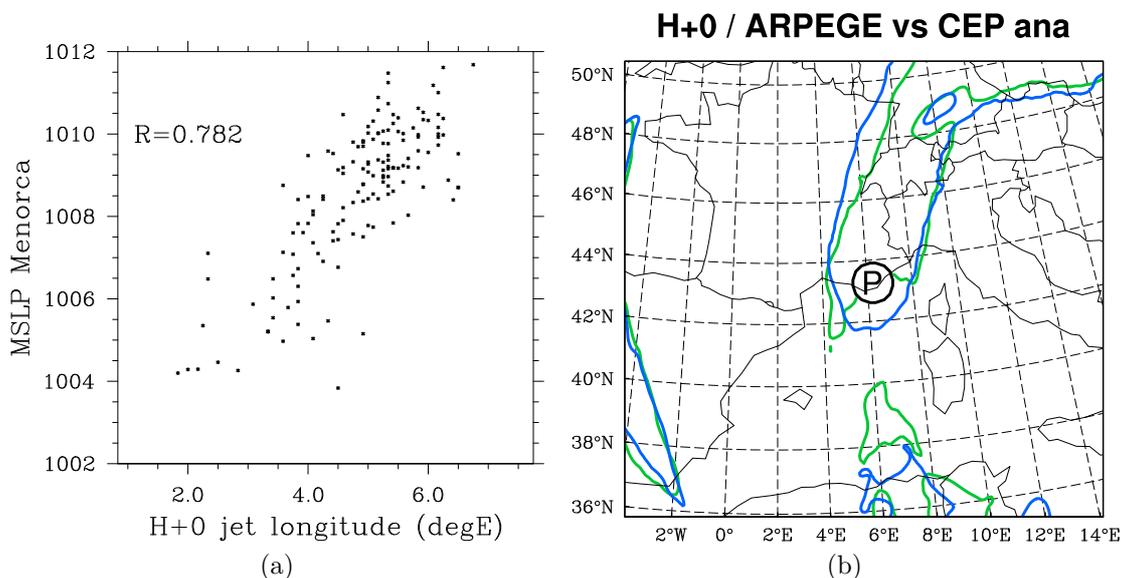


Fig. 5.4 – a) Comme **Fig. 5.2** avec la MSLP à Minorca ($39.9^{\circ}N/4.2^{\circ}E$) en ordonnée. b) Superposition de l'isotach 40 m.s^{-1} analysé à H+0 d'ARPEGE (bleu) et CEP (vert).

à une dépression plus creuse au sud de la France est statistiquement plus précipitant qu'un scénario où le jet reste droit et recouvre le Var avec une dépression moins creusée au sud de la France. L'évolution d'une configuration Q90 vers Q10 apparaît donc comme la première explication d'un affaiblissement des précipitations entre les prévisions ARPEGE initialisées à H-30 à H-12. Néanmoins, comme suggéré dans les 150 membres, une configuration plus proche de la classe Q10 (en terme de longitude du courant-jet) n'est néanmoins pas entièrement incompatible avec un épisode de fortes précipitations. En particulier, l'outlier est associé à un jet faiblement décalé vers l'ouest. De plus, les observations (MSLP de Minorca et analyses du jet) sont cohérentes avec l'idée que la situation réelle était plus proche d'une configuration Q10 et donc de la prévision initialisée à H-12 que de celle initialisée à H-30. Le scénario Q90 traduit nettement une interaction de méso-échelle α (situation d'entrée droite d'un rapide de jet). Le scénario Q10, statistiquement peu précipitant, suggère alors que des mécanismes de plus petite échelle (méso-échelle γ) sont à étudier. En premier lieu, cela nous incite à considérer la sensibilité à des perturbations à fine échelle du tourbillon potentiel (PV) d'altitude.

2.2 Prévision d'ensemble basée sur l'utilisation du modèle MI-MOSA

a. Introduction

Nous cherchons à évaluer la sensibilité de la prévision ARPEGE initialisée à H-12 (faiblement précipitante) à des perturbations à fine échelle du PV d'altitude. Les perturbations du PV sont obtenues à l'état initial à l'aide d'un ensemble de réalisations

numéro	T	schéma vent	relaxation
1	6	altern.	non
2	6	interp.	non
3	12	altern.	non
4	12	interp.	non
5	18	altern.	non
6	18	interp.	non
7	24	altern.	non
8	24	interp.	non
9	48	altern.	oui
10	48	interp.	oui

Tab. 5.1 – Paramètres des 10 simulations MIMOSA utilisées pour construire l'ensemble EM.

MIMOSA (cf. chapitre 3). Chaque nouvel état initial est ensuite obtenu par implémentation locale du PV MIMOSA et son inversion avec l'algorithme de [Arbogast et al. \[2008\]](#). L'inversion sera ici réalisée avec 3 itérations de l'algorithme. L'ensemble forme un ensemble de prévisions ARPEGE-MIMOSA, que l'on nommera EM. Contrairement à la discussion précédente, qui explore une gamme de variabilité de la dynamique sur des initialisations entre H-42 et H-18, nous considérons ici l'analyse ARPEGE de H-12 comme base de travail et les modifications du PV sont implémentées seulement localement.

b. Définition de l'ensemble EM

Les tests préliminaires (cf. chapitre 3) nous ont permis de définir un ensemble de critères pour obtenir une variance visible du PV MIMOSA du point de vue de la méso-échelle. Ces critères consistent à perturber ou bien le schéma d'advection ou bien la date d'initialisation. Nous avons retenu la configuration suivante :

- 8 simulations MIMOSA sans relaxation
- 2 simulations MIMOSA avec relaxation

Les autres caractéristiques de MIMOSA sont : $n_{grid} = 3$; pour les expériences avec relaxation : $n_r = 18$ et $n_{lis} = 9$. L'ensemble des simulations est résumé au **Tab. 5.1**.

Il faut définir en premier la région du PV à modifier. On a pour cela représenté l'écart-type à H-12 d'un ensemble à initialisations décalées d'ARPEGE, entre H-12 et H-30 (EA, 4 membres, **Fig. 5.5a**). L'écart-type de l'ensemble EA prend des valeurs importantes sur le bord est de la structure de PV et est maximal au sud-est de l'Espagne. Ceci va aussi dans le sens des diagnostics d'erreur d'analyse obtenus à H-12 (**Fig. 4.9**). Nous avons donc retenu d'implémenter le PV MIMOSA au voisinage du maximum, sur un domaine qui privilégie la partie sud du thalweg (dans le but d'obtenir une sensibilité

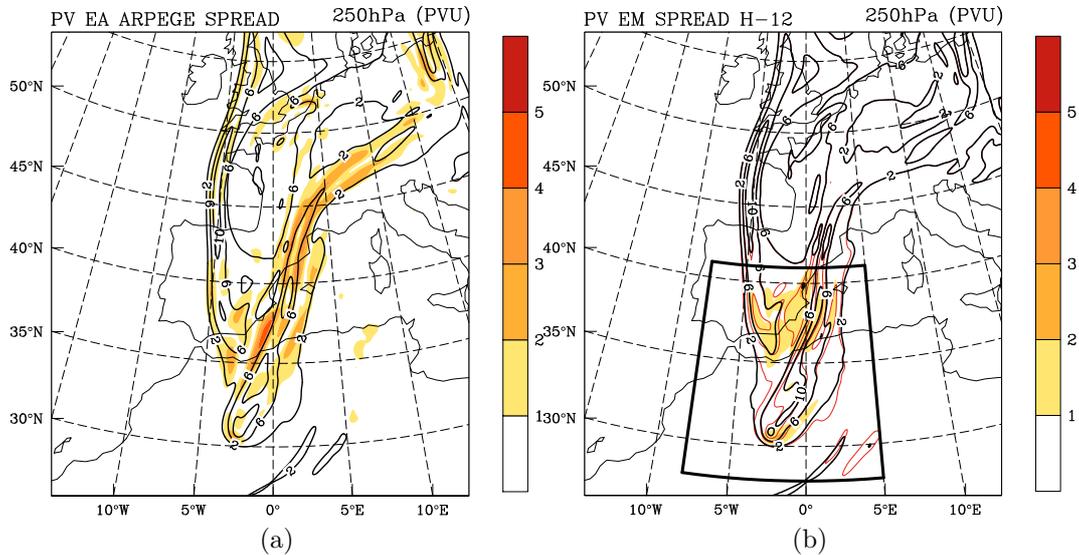


Fig. 5.5 – Comparaison de deux ensembles sur l'Europe de l'ouest et l'Afrique du Nord pour le PV au niveau 250 hPa à H-12 : a) ensemble des prévisions initialisées entre H-30 et H-12 (4 membres), b) ensemble EM (11 membres). Écart-type (couleur, intervalle : 1 PVU) et moyenne de l'ensemble (contours, intervalle : 4 PVU, premier contour 2 PVU). Domaine d'implémentation du PV MIMOSA (trait épais).

particulière lors de la remontée du PV en flux de sud).

Le domaine choisi est borné entre 25° N et 41° N en latitude et -8° W et 5° E en longitude. La variance du PV ainsi obtenue avec EM est présentée au niveau 250 hPa sur la **Fig. 5.5b**. Elle est sensiblement plus faible qu'avec EA (**Fig. 5.5a**) et correspond donc à un ensemble de scénarios proche de la situation initialisée à H-12. La prévision ARPEGE de H-12 sera appelée «CTRL».

c. Impact sur les précipitations

Les résultats sont présentés à l'aide de la moyenne et de la corrélation avec les observations sur le domaine D1 (**Fig. 5.6a-b**). L'ensemble EM est clairement sous-dispersif sur la moyenne pour la phase 1 dans le domaine choisi, tous les scénarios étant faiblement précipitants (à l'image de CTRL). La dispersion augmente notablement à partir de H+12 (fin de la phase 2). En terme de corrélation, la dispersion est assez faible de H+3 à H+9 mais elle est plus importante à H+0 et H+12. En comparant à CTRL, on voit que les scénarios initialisés avec MIMOSA sont toujours un peu plus précipitants mais avec un score de corrélation plus faible pendant la phase 1. Ceci suggère un défaut de MIMOSA sur ce cas présent, puisqu'on échantillonne des scénarios évoluant tous dans une direction éloignée à CTRL pour la phase 1.

Nous avons aussi évalué les statistiques sur un domaine plus grand que D1, prolongé de 2° en longitude vers l'ouest et couvrant alors tout le sud de la France (**Fig. 5.6c-d**).

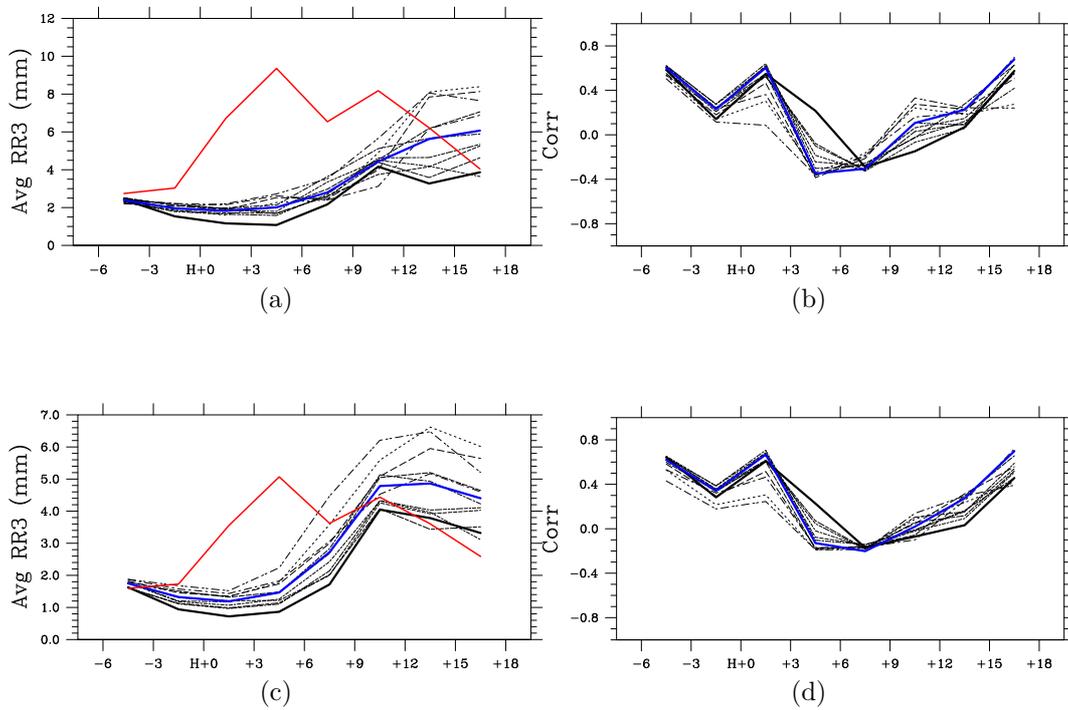


Fig. 5.6 – Comme **Fig. 4.12a-b** pour l'ensemble EM sur le domaine D1 (a-b) et avec le domaine D1 étendu de 2° vers l'ouest (c-d). La moyenne d'ensemble est ajoutée (ligne bleue).

Ce changement de domaine augmente la dispersion des précipitations, et notamment montre des scénarios fortement précipitants à H+12 malgré la faible corrélation. La forte dispersion obtenue à partir de H+6 montre que les précipitations, en seconde partie de l'épisode, sont bien sensibles à des perturbations du PV à méso-échelle. Ce résultat rejoint l'étude sur la composante de grande-échelle : malgré des incertitudes de chronologie et de localisation, la situation était généralement favorable à un épisode de pluies intenses sur le sud de la France.

d. Propagation de la variance dans EM

La variance du PV est présentée de H-12 et H+18 sur la **Fig. 5.7** pour suivre son évolution temporelle. On observe que la variance, localisée dans la partie sud du thalweg à H-12, se concentre sur la face avant du thalweg dès H+0. Avec le temps, la variance reste présente sur la face avant, impactant nettement le sud de la France entre H+12 et H+18 au moment où le fort PV remonte en flux de sud.

La variance est également présentée pour la MSLP sur la **Fig. 5.8**. A H-12, la variance impacte peu le domaine ouest-méditerranéen, mais un écart entre la moyenne et CTRL est bien visible au nord de l'Algérie. Ce dernier point illustre l'influence sur les champs de surface, à l'initialisation, du PV localisé entre le sud de l'Espagne et l'Algérie. Avec le temps, on visualise une propagation de la variance vers le nord. Une nette croissance de la variance est obtenue entre H+0 et H+12, traduisant une sensibilité particulière des basse-couche au moment où la dépression remonte vers le nord. A H+ 12 et H+18, la forte variance est au contact des côtes sud de la France. Une autre observation de la dispersion peut être réalisée sur la base de l'écart entre la moyenne de EM et CTRL. Il apparaît dès H-6 que la pression se creuse moins fortement sur CTRL. Ce constat se vérifie jusqu'à H+12. A H+18, la moyenne de EM montre une dépression localisée au sud immédiat du Var, alors que CTRL voit une dépression plus à l'est. Ceci montre alors que sur la fin de l'épisode, la localisation, et non pas seulement l'intensité, de la dépression est sensible à des perturbations initiales à méso-échelle du PV d'altitude.

La croissance de la variance avec le temps, aussi bien en surface qu'en altitude, montre qualitativement que l'ensemble construit échantillonne bien des perturbations importantes (qui ne sont pas résorbées, se propagent et croissent en surface). Néanmoins, la faible variance de la quantité des précipitations en phase 1 (relativement aux observations), malgré une variance maximale du PV sur le sud de la France, nous montre que l'échantillonnage des incertitudes est insuffisant pour cette phase. Ceci va dans le sens d'une faible sensibilité de la phase 1 aux modifications d'altitude à méso-échelle. Au contraire, la phase 2 montre une forte variance des précipitations et des champs de surface. Elle peut s'expliquer par le déclenchement d'une interaction barocline qui propage sur la verticale la variance d'altitude sur les champs de surface.

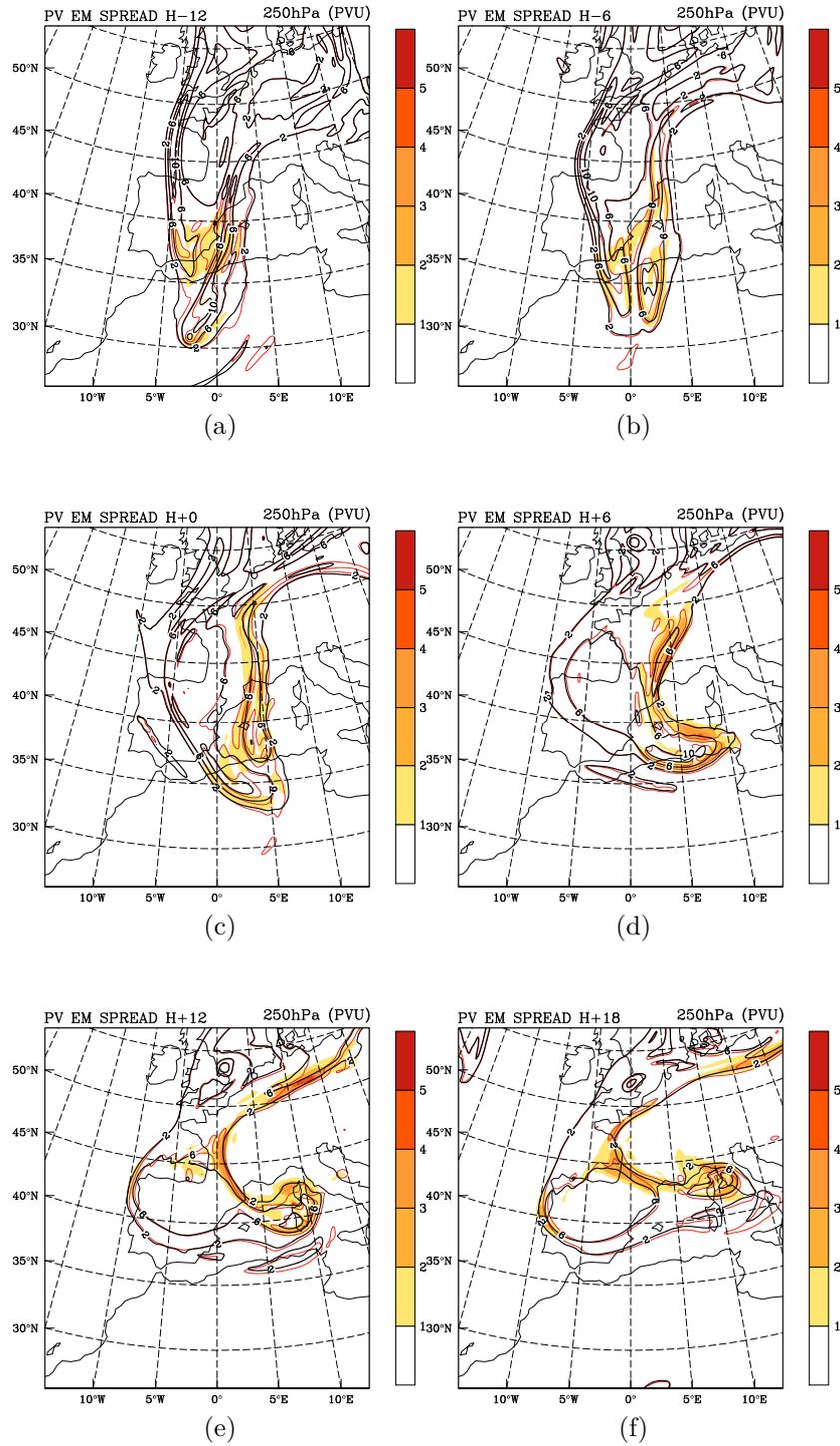


Fig. 5.7 – Propagation de la variance du PV dans EM. Comme **Fig. 5.5b** à H-12 (a), H-6 (b), H+0 (c), H+6 (d), H+12 (e) et H+18 (f).

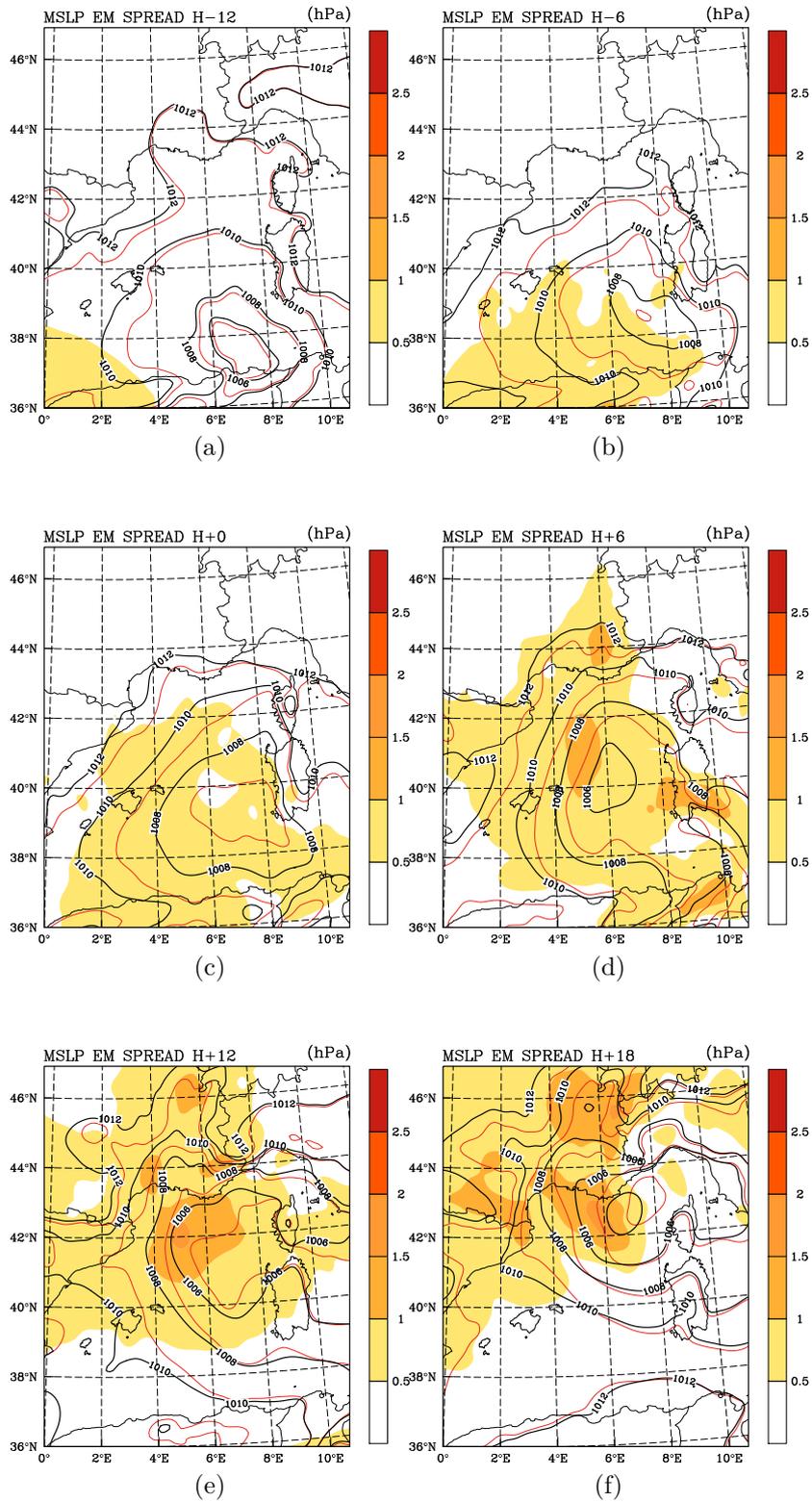


Fig. 5.8 – Comme Fig. 5.7 pour la MSLP sur le domaine D0.

3 Expériences avec corrections de l'état initial

3.1 Motivations et procédure

Les diagnostics précédents permettent d'envisager que la phase 1 est peu sensible aux incertitudes à méso-échelle sur la dynamique d'altitude. Nous nous intéressons alors aux incertitudes sur les champs de basse-couche et la représentation des systèmes nuageux, qui sont deux sources alternatives d'incertitude. Nous réaliserons l'étude de sensibilité avec deux type d'expériences : l'un consistant à modifier la dépression de surface, et l'autre en modifiant directement l'humidité. Pour le premier type, l'utilisation de deux expériences (avec ou sans spin-up) permettra à la fois de juger la sensibilité aux champs thermodynamiques mais aussi au mode des vitesses verticales (déclenchement convectif intense ou ascendances équilibrées). L'autre expérience consiste à simuler un système nuageux étendu, sur la base des images satellites, permettant d'évaluer la sensibilité à l'humidité spécifique et la libération de chaleur latente consécutive. Les trois simulations seront intégrées dans le temps sur la phase 1 et la phase 2, et comparées à la prévision opérationnelle d'ARPEGE initialisée à H-12 (CTRL).

a. Modification de la MSLP : MSLP1 et MSLP1b

La première expérience, nommée MSLP1, consiste à recréer un champ de MSLP sur la base de l'analyse CEP à H-12. En effet, nous avons des incertitudes visibles à H-12 sur les champs de basse-couche analysés par ARPEGE, du fait du manque d'observations (**Fig. 5.9**). Le choix de l'analyse CEP à H-12 (**Fig. 4.5**) est motivé par la prévision plus précipitante qu'ARPEGE à la même date d'initialisation (**Fig. 4.11a-b**).

Le champ de MSLP est redessiné manuellement en accord avec le champ du CEP à l'aide d'une interface graphique disponible sur l'outil opérationnel de visualisation interactive (Synergie) de toutes les données météorologiques dont disposent les prévisionnistes de Météo-France. On utilise ensuite l'inversion du PV pour recréer un champ dynamique et thermodynamique tri-dimensionnel équilibré avec les nouveaux champs de basse-couche. Cette procédure a déjà été utilisée à Météo-France pour corriger un désaccord entre l'analyse de basse-couche du modèle opérationnel ARPEGE et les observations disponibles, dans le but d'améliorer la prévision.

La MSLP est ici utilisée comme une condition aux limites du problème d'inversion. L'étape 2 de l'algorithme de [Arbogast et al. \[2008\]](#) (cf. chapitre 2) est un problème de minimisation sur un volume borné par deux niveaux horizontaux. Le niveau inférieur est un niveau modèle proche du niveau pression 850 hPa. On considère une relation statistique entre la MSLP et le vent non-divergent à ce niveau, basée sur la climatologie des erreurs de la MSLP et du vent. Ceci aboutit à une perturbation du vent au niveau inférieur du domaine d'inversion qui, pour un PV conservé dans le volume de l'intégrale, modifie la solution finale pour le vent et la température. La perturbation de θ (température potentielle) est propagée jusqu'au sol, de telle sorte que la stabilité statique soit conservée dans la couche-limite. Enfin, la perturbation de vent est amortie

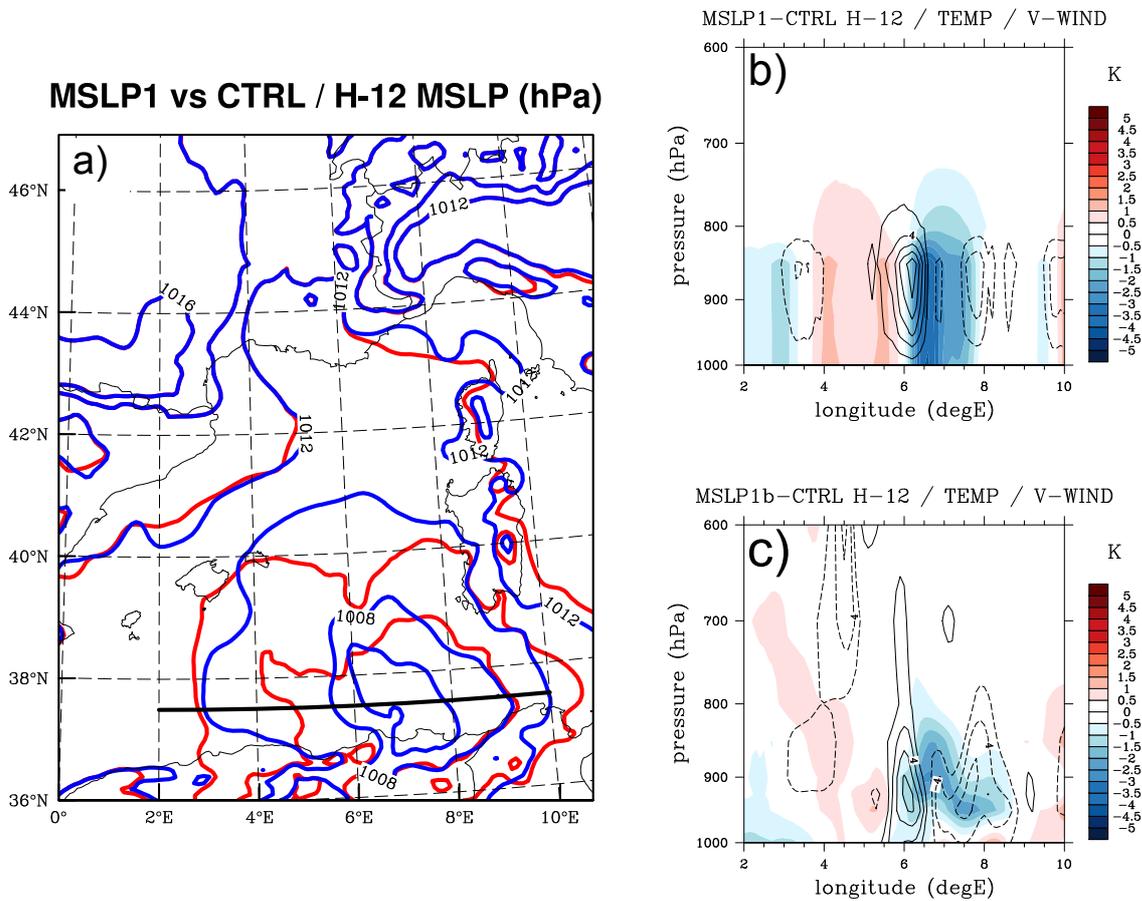


Fig. 5.9 – Modifications réalisées à H-12 pour les expériences MSLP1 et MSLP1b. a) Superposition de la MSLP de CTRL (bleu) et de MSLP1 (rouge) (intervalle : 4 hPa) avec ligne de coupe au centre de la dépression. Coupe verticale (sur la couche 1000-600 hPa) des différences de température (couleur, unité : K) et de vent méridien (trait pointillé pour les différences négatives, intervalle : 2 m.s^{-1}) entre CTRL et MSLP1 (b) ou MSLP1b (c).

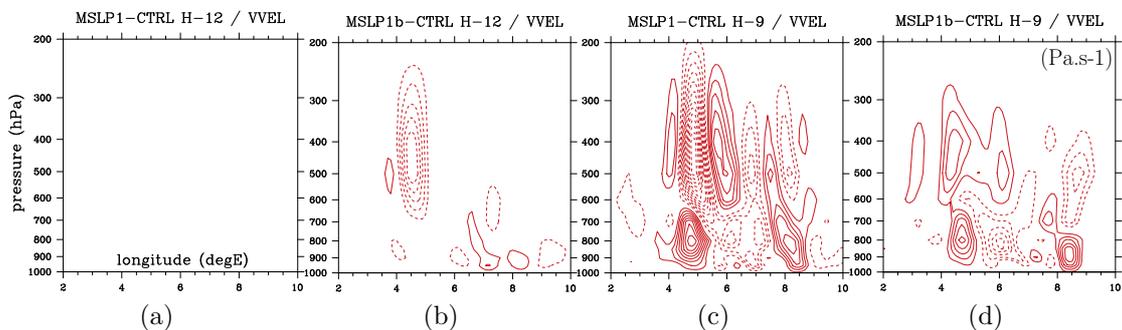


Fig. 5.10 – Vitesses verticales à l'initialisation (a-b) et après 3 heures de simulation (c-d) pour les expériences MSLP1 (a,c) et MSLP1b (b,d). Différence par rapport au CTRL. Intervalle : 0.2 Pa.s^{-1} . Trait pointillé pour les différences négatives (anomalie ascendante). Coupe verticale sur la couche 1000-200 hPa, localisée sur la Fig. 5.9a.

progressivement en se rapprochant du sol. Dans l'expérience MSLP1, seule l'étape 0 de l'algorithme de Arbogast et al. [2008] est réalisée, et donc n'exclut pas un effet de spin-up lors de l'intégration.

Cette expérience sera comparée avec une autre, nommée MSLP1b, qui applique plusieurs itérations de l'algorithme de Arbogast et al. [2008] et n'étant pas alors associée à un spin-up lors de l'intégration.

L'état initial de MSLP1 est présenté sur la **Fig. 5.9a-b** pour la MSLP et les profils de basse-couches. La modification de MSLP est visible très essentiellement sur la dépression au nord de l'Algérie. Qualitativement, elle aboutit à combler un peu la dépression en son coeur et à creuser un peu plus la dépression dans sa partie ouest. La coupe (**Fig. 5.9b**) montre alors qu'on réchauffe l'air de la couche-limite à l'ouest et qu'on refroidit l'air de la couche-limite au centre. La perturbation du vent méridien (perpendiculaire à la coupe) montre que l'équilibre géostrophique est réalisé par un incrément de circulation cyclonique à l'ouest et un incrément de circulation anticyclonique au centre. Cette situation n'est pas équilibrée avec les vitesses verticales, qui sont identiques à CTRL (**Fig. 5.10a**). Dans les premières itérations du modèle de prévision, cette situation très instable du point de vue de la stabilité statique est le siège d'un soudain développement convectif entre 4° E et 6° E au nord de l'Algérie. Ces ascendances sont visibles après 3 heures d'intégration, comme une forte différence négative par rapport à CTRL (**Fig. 5.10c**) en 5° E.

Dans le cas de MSLP1b, l'utilisation d'une DFI propage légèrement les modifications de basses-couches sur l'horizontale mais le champ résultant est quasiment inchangé par rapport à MSLP1 (non-montré). Le profil de basse-couche (**Fig. 5.9c**) converge dès l'instant initial vers un état plus stable du point de vue de la stabilité statique, en lien avec des ascendances accentuées entre 4° E et 6° E (**Fig. 5.10b**). Après 3 heures de simulation, on remarque que les vitesses verticales modifiées sont d'un ordre inférieur à MSLP1 au-dessus 700 hPa (**Fig. 5.10d**) mais présentent de nombreuses similitudes en-dessous. Ceci montre que l'activation ou non de l'initialisation dynamique conduit à un scénario convectif différent de la convection profonde (notamment sur la chronologie) mais impacte peu les champs de basse-couche.

b. Modification de l'humidité : HUM1

La dernière expérience, nommée HUM1, consiste à modifier le champ d'humidité, pour corriger l'analyse du MCS au nord de l'Algérie. En effet, l'observation satellite (**Fig. 5.11a**) s'accorde peu avec l'analyse d'humidité relative de H-12 à 400 hPa (**Fig. 5.11b**) et sur une coupe verticale (**Fig. 5.11c**). De plus, la zone du MCS est associée à de rares observations et des forts diagnostics d'erreur d'analyse.

La procédure de modification est la suivante. On modifie graphiquement (avec l'outil Synergie) un niveau d'iso-humidité spécifique en l'abaissant (pour assécher) ou en le soulevant (pour humidifier). On reconstruit ensuite un champ 3D d'humidité par un schéma 1D-VAR. La modification est appliquée sur l'analyse de H-12 de telle sorte que l'humidité relative soit supérieure à 99% à l'étage moyen et supérieur de la troposphère,

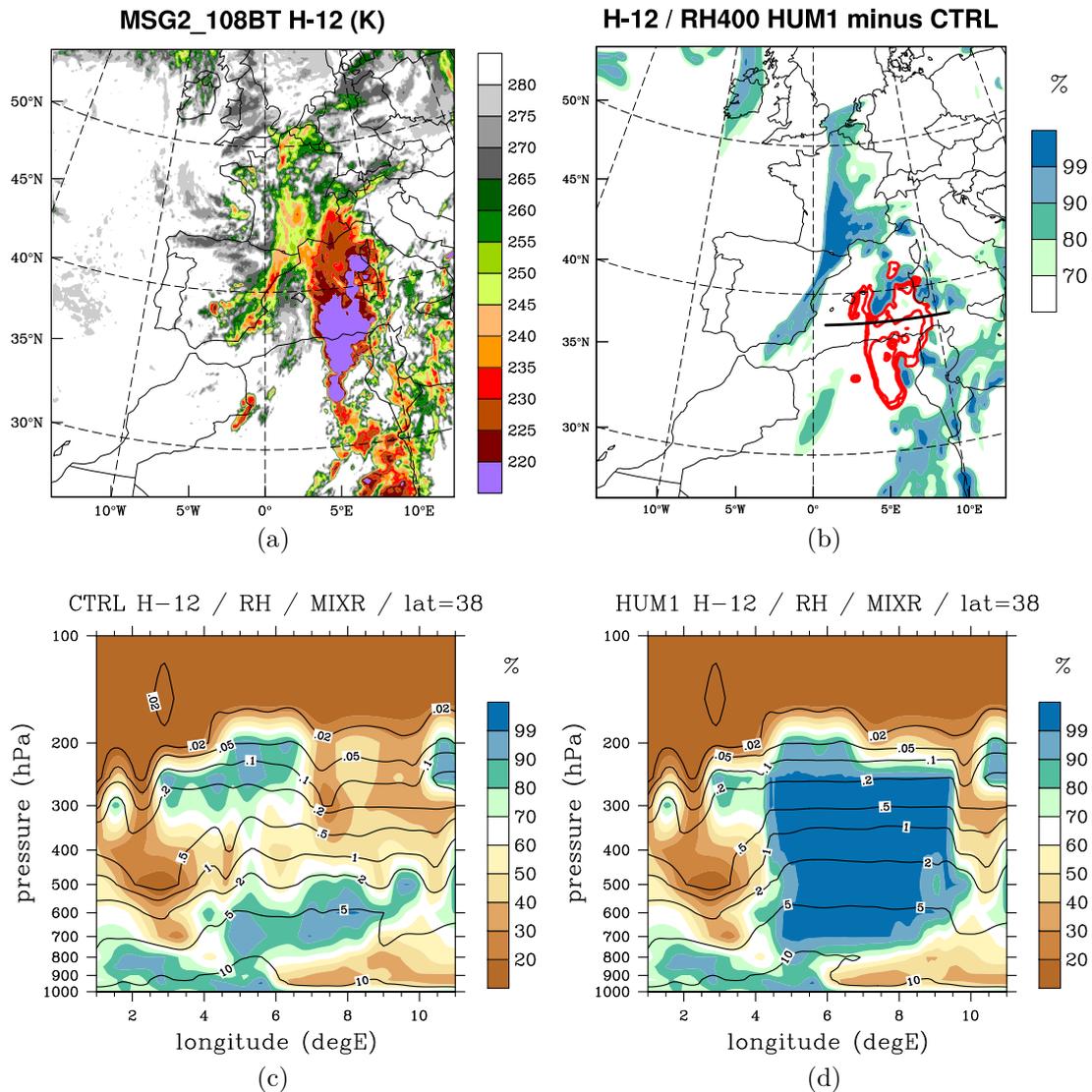


Fig. 5.11 – Modifications réalisées à H-12 pour l'expérience HUM1 sur le champ d'humidité. a) Imagerie satellite dans le canal IR 10.8 μm . b) Superposition du champ d'humidité relative à 400 hPa de CTRL (couleurs, unité : %) et de la différence HUM1-CTRL (contour rouge, valeurs : 25, 50, 75, 100 %) avec ligne de coupe au centre du MCS nord-algérien. c-d) Coupes verticales de l'humidité relative (couleurs) et du rapport de mélange de la vapeur d'eau (contours noirs, unité : g.kg^{-1}) pour CTRL (c) et HUM1 (d).

sur une zone horizontale calquée sur la signature nuageuse de l'imagerie satellite. Néanmoins, l'imagerie satellite ne donne que le contour du sommet des nuages, et donc cette expérience conserve une part de subjectivité. La modification est présentée sur la **Fig. 5.11b**, à 400 hPa et sur la **Fig. 5.11b** dans un profil vertical.

3.2 Impact sur les ingrédients de méso-échelle

Nous avons au chapitre 4 identifié plusieurs ingrédients de méso-échelle adaptés à l'étude de l'épisode. Durant la phase 1, les caractéristiques de la zone barocline peuvent être analysées à l'aide d'un rapide de jet et d'un front de basse-couche. Nous les représenterons à H+0. Durant la phase 2, l'épisode semble plus nettement influencé par la présence d'une dépression remontant du nord, nous la représenterons à H+0 et H+12 pour schématiser son évolution temporelle. Les résultats sont montrés en comparaison avec CTRL pour MSLP1, MSLP1b, et HUM1 (**Fig. 5.12**).

Dans les trois expériences (**Fig. 5.12a,e,i**), le courant-jet (à H+0) n'a été impacté que sur la méso-échelle β , la configuration de méso-échelle α restant celle d'un courant-jet droit et remontant sur l'est de la France. HUM1 renforce l'intensité du courant-jet alors que MSLP1 et MSLP1b ralentissent le jet au niveau du sud de la France. On montre ainsi une grande sensibilité de la méso-échelle β d'altitude à des perturbations d'humidité et de vitesses verticales. En particulier, l'évaluation d'un rapide de jet sur la méso-échelle β , à fortiori d'une situation d'entrée ou sortie d'un rapide de jet, implique probablement une bonne représentation des processus à l'étage moyen et inférieur.

Le front de basse-couche que nous étudions est situé entre les Baléares au sud de la France. La signature frontale à H+0 est très similaire à la méso-échelle α (**Fig. 5.12b,f,j**), conservant la même orientation du sud-ouest au nord-est, mais des différences sont visibles à plus petite échelle : sur les trois expériences, le front est vu nettement plus convergent dans sa partie nord (42°N), au sud de la France. Cette zone frontale, qui est associée plus généralement à une zone barocline, doit être considérée comme un lieu préférentiel de circulations agéostrophiques transverses, constituant un forçage de la convection.

La comparaison de la MSLP à H+0 (**Fig. 5.12c,g,k**) montre des différences sur la méso-échelle β pour toutes les expériences, alors que la méso-échelle α est peu affectée. La différence est plus marquée pour HUM1 qui voit un décalage vers le nord de la dépression, ce qui aboutit à une chronologie différente. Pour MSLP1 et MSLP1b, ces différences concernent la structure des minima dépressionnaires et peu la chronologie. A H+12, (**Fig. 5.12d,h,l**), les mêmes remarques peuvent être émises, on note de plus un creusement moins significatif sur MSLP1 et MSLP1b.

Il est intéressant de noter que les simulations MSLP1 et MSLP1b présentent peu de différences, en comparaison avec la simulation HUM1. Ceci montre que les modalités de la réaction atmosphérique (avec ou sans spin-up) face aux perturbations de basse-couche introduites ne sont pas déterminantes sur la dynamique, et rendent l'analyse de sensibilité plus robuste quant au rôle joué par les perturbations introduites. En contrepartie, on note que les perturbations les plus importantes de la dynamique, même en

surface, semblent liées à la modification d'humidité (HUM1) et non à la modification dynamique de surface (MSLP1/MSLP1b).

3.3 Impact sur les précipitations

La **Fig. 5.13** montre la séquence des précipitations cumulées sur 6 h, chaque cumul étant centré sur les dates de H-9 à H+15, pour les trois expériences ainsi que CTRL. On a superposé le champ de vent à 925 hPa. On peut d'abord évaluer l'effet des modifications initiales dans les premières heures de simulation. Les trois expériences produisent des précipitations plus au sud, sur la côte algérienne. Ceci est interprété comme la conséquence instantanée des ascendances accentuées dans MSLP1 et MSLP1b (**Fig. 5.10**) et de la forte modification d'humidité apportée dans HUM1. Néanmoins, MSLP1 et MSLP1b conservent l'échelle des précipitations de CTRL. Au contraire, HUM1 montre un changement d'échelle des précipitations (grande largeur par rapport à CTRL) et des intensités accentuées.

Nous détaillons d'abord la séquence du vent. MSLP1 et MSLP1b tendent à isoler la circulation cyclonique dans le sud de la Méditerranée (comme CTRL), alors que HUM1 produit un décalage de la circulation vers le nord, ce qui correspond au schéma déjà décrit sur la **Fig. 5.12**. A H+3, le vent de HUM1 est nettement différent par rapport au CTRL (et MSLP1 et MSLP1b). On observe une intensification de la circulation cyclonique au sud de la France et une composante de sud au large de la Corse alors que la composante est d'est sur CTRL. Ceci correspond à un allongement de la dépression sur la direction méridienne, qui correspond mieux aux analyses du point de vue de la chronologie, et sera l'objet d'une discussion additionnelle.

Concernant les précipitations à H+3, MSLP1 et MSLP1b montrent un couloir de précipitation plus continu et plus intense (MSLP1) que CTRL le long de la zone frontale au sud de la France. La perturbation est encore sensiblement plus marquée sur HUM1. A ce moment, les précipitations sont éloignées du minimum dépressionnaire, mais sont concernées par une circulation cyclonique des vents de basse-couche, en particulier sur HUM1. A H+9, toutes les expériences voient un maximum de précipitations sur la façade occidentale de la Corse et de la Sardaigne, et un maximum secondaire à l'ouest du Var. Mais aucune expérience ne montre des précipitations fortes dans l'intérieur du Var. L'observation du vent montre que la circulation cyclonique initialement présente au sud du Var tend à se décaler vers l'ouest, et se corrèle alors au décalage de la zone précipitante. Malgré les différences sur la partie sud de la dépression, le schéma est vu aussi bien sur HUM1 que MSLP1. Enfin, à H+15 (fin de la phase 2), les similitudes sont plus fortes entre CTRL et MSLP1b sur l'activation de fortes précipitations juste au large du Var, associées à une dépression secondaire de la méso-échelle β au sud immédiat du Var (non montrée). Cette dernière est moins marquée sur MSLP1, alors qu'elle est décalée plus à l'est sur HUM1.

La comparaison avec un diagnostic de pluie par satellite (**Fig. 5.14**) (produit TRMM 3B42, <http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>) montre que nos expériences sont qualitativement plus proches de la réalité concernant l'activation du front en mer au

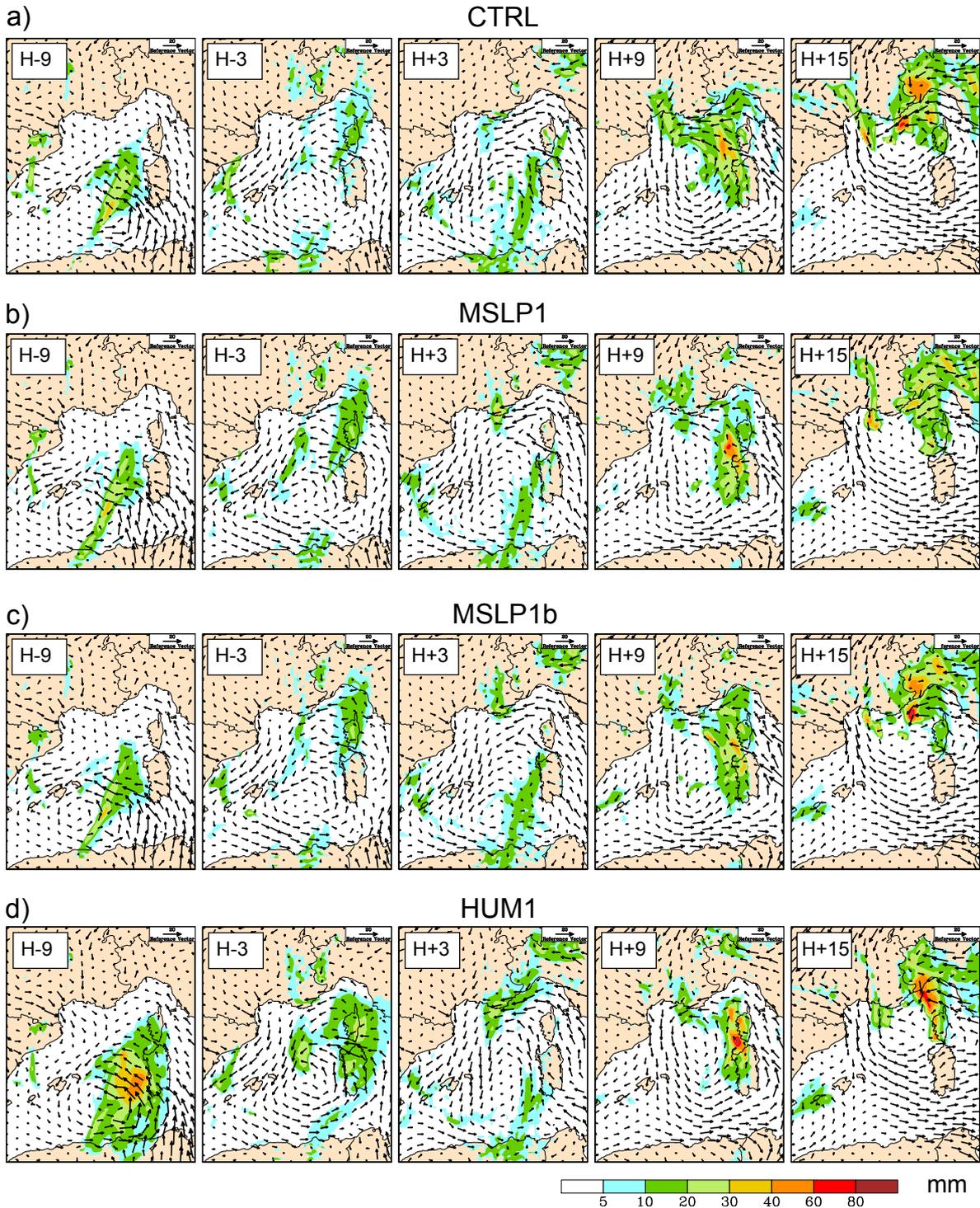


Fig. 5.13 – Panneau des précipitations (couleur, unité : mm) et du vent 925 hPa (référence : 20 m.s^{-1}) prévus par CTRL (a) MSLP1 (b) MSLP1b (c) et HUM1 (d) sur la séquence de H-9 à H+15. Les précipitations sont données comme le cumul de 6 h centré sur chaque date.

6-hr rainfall (mm) TRMM estimation

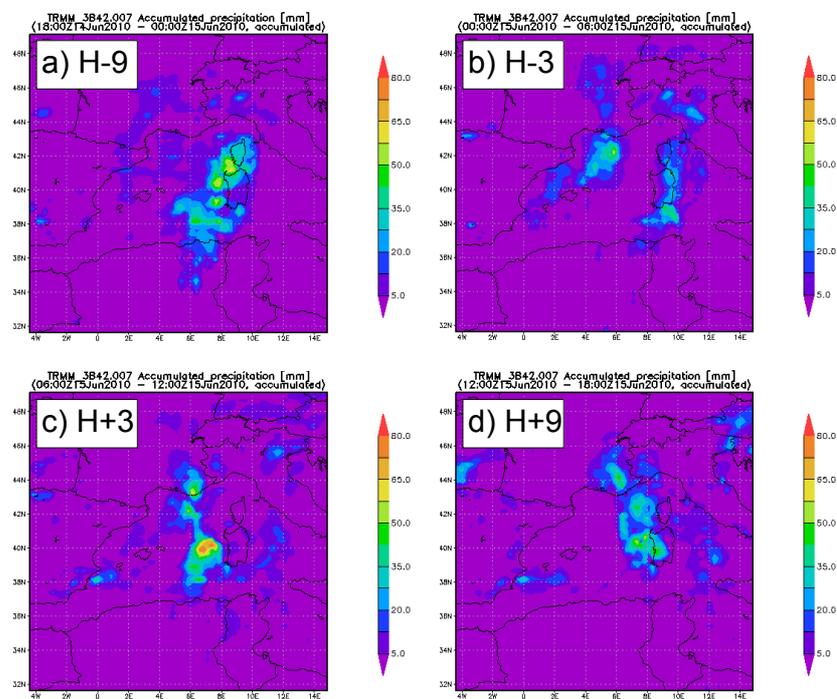


Fig. 5.14 – Séquence des précipitations (unité : mm) estimées par satellite (TRMM 3B42) sur des intervalles de 6 h centrés à H-9 (a), H-3 (b), H+3 (c), H+9 (d).

sud du Var à H-3, l'intensification des pluies sur le Var à H+3 et l'étendue plus au sud du MCS nord-algérien à H-9. En particulier, on tend à confirmer que l'expérience HUM1 capture de façon plus réaliste l'étendue réelle de ce MCS. On note néanmoins 1) que les expériences sous-estiment à H+3 de fortes précipitations à l'ouest de la Sardaigne, 2) l'absence de fortes précipitations à l'ouest du Var à H+9.

Cette concordance de l'amélioration sur une phase précise suggère une sensibilité particulière de la zone frontale suite à des perturbations qui se propagent vers le nord (les modifications de l'état initial ont été appliquées au sud de la Méditerranée). Nous devons alors comprendre les raisons de l'activation de fortes précipitations au niveau du front alors que ce front existe déjà dans le scénario CTRL. Ceci nous motive à étudier les composantes agéostrophiques transverses, permettant de caractériser la circulation frontale et ses interactions. En contrepartie, aucune amélioration n'est apportée sur les précipitations de la phase 2, ce qui suggère que la phase 2 doit s'étudier sur la base d'autres ingrédients.

3.4 Impact sur la circulation verticale

Pour étudier la circulation verticale de la phase précurseur à la méso-échelle β , nous avons utilisé les données ARPEGE à la résolution 1° . Puis nous avons utilisé un filtre de moyenne dans la direction transverse pour se rapprocher de modèles idéalisés bi-dimensionnels. Pour les coupes méridiennes, la moyenne dans la direction zonale permet d'évaluer le problème du point de vue d'un flux unidirectionnel nord-sud dirigé sur le relief. Pour les coupes zonales, la moyenne dans la direction méridienne permet d'évaluer le problème du point de vue des circulations agéostrophiques transverses autour d'une zone barocline alignée du nord au sud.

a. Critère de convection humide

Il est difficile de représenter en trois dimensions la convection humide sur la seule base de champs de vents et d'humidité d'une grille de résolution 1° . On a défini le critère suivant : pour une maille A de la résolution 1° , on recherche l'occurrence sur la grille originale (de résolution 0.1°) de mailles B incluses dans A et combinant une forte humidité relative ($>90\%$) et de fortes vitesses verticales ($>20 \text{ cm.s}^{-1}$). Lorsque l'occurrence est trouvée, HC vaut 1 sur la maille A, 0 sinon. L'effet est alors de tenir compte de tout développement convectif nuageux à la méso-échelle γ malgré le filtre de moyenne.

b. Composante parallèle au flux

Nous présentons en premier l'évolution des champs de CTRL entre H-9 et H+0 de HC, du PV et du vent dans une coupe méridienne entre le nord de l'Algérie et les Alpes du Nord, et traversant le Var (en 43.5° N) (**Fig. 5.15**). La moyenne zonale est ici effectuée sur 5 mailles de résolution 1° , correspondant à l'intervalle de longitude $3.5\text{-}8.5^\circ$ (approximativement 400 km).

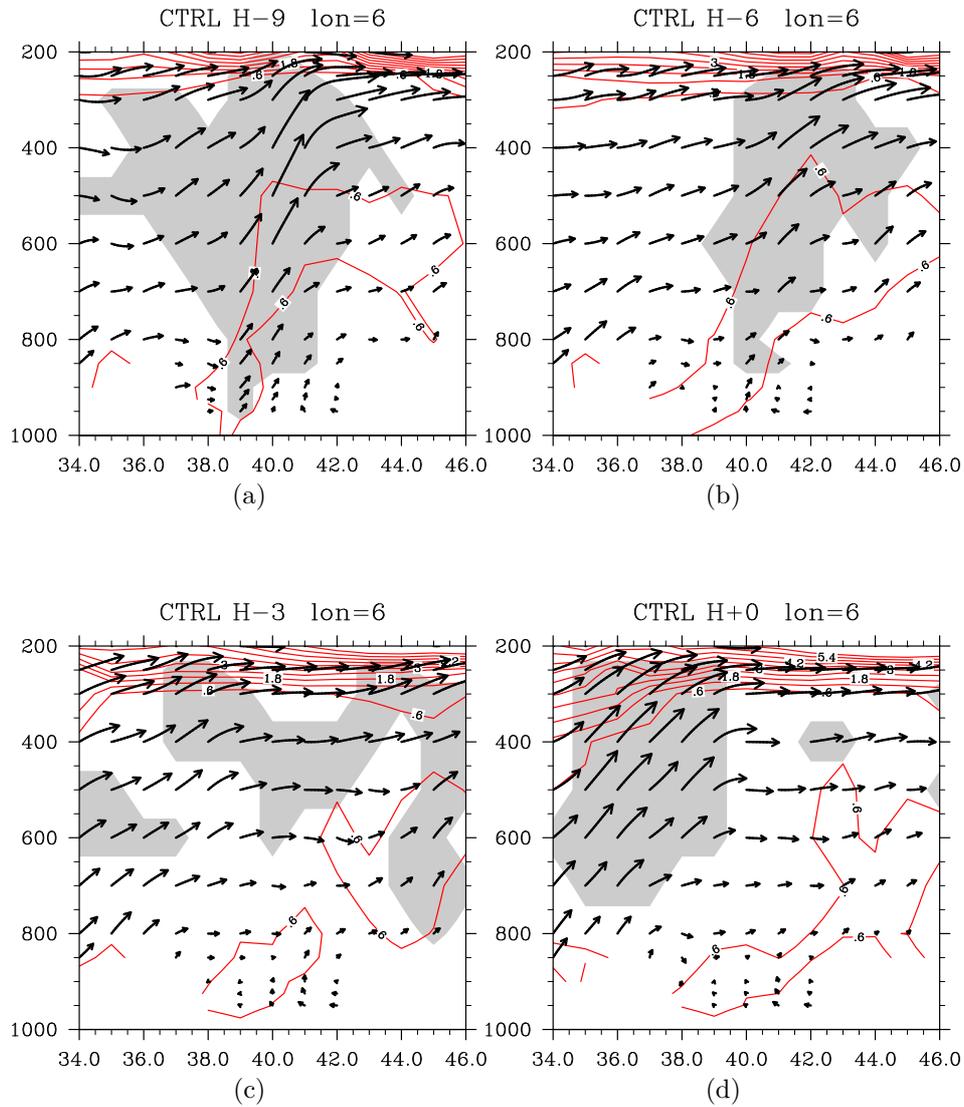


Fig. 5.15 – Séquence de la dynamique et de la convection prévue par CTRL entre 34 et 46° N, durant la phase précurseur, sur une coupe nord-sud moyennant les données entre 3.5° E et 8.5° E. Coordonnée verticale linéaire en pression (unité : hPa). PV (contours, intervalle : 0.6 PVU) et vent dans la coupe (composante verticale volontairement exagérée), HC=1 (diagnostic de convection humide dans la coupe) en plage grisée. H-9 (a), H-6 (b), H-3 (c) et H+0 (d). Les espaces blancs correspondent à une altitude du sol élevée.

La séquence de HC montre l'évolution verticale de plusieurs perturbations convectives majeures. Un large MCS est présent à H-9 puis remonte rapidement vers le nord avec une base devenant plus élevée et une partie stratiforme persistante en altitude à H-3. A H+0, le MCS initial a disparu mais une nouvelle perturbation convective est visible au nord de l'Algérie. Cette séquence correspond qualitativement à l'observation satellitaire et des impacts de foudre (cf. Fig. 8.12 de Br11). Il faut noter que le MCS initial est remonté sur l'Italie, à distance du Var.

Le vent montre un flux de sud rapide en altitude associé à de fortes ascendances au niveau du MCS à H-9, puis les ascendances faiblissent avec la phase plus stratiforme du MCS. Enfin, de nouvelles fortes ascendances apparaissent au nord de l'Algérie en lien avec la nouvelle perturbation convective.

Le champ de PV permet de voir la localisation d'anomalies et leur phasage avec la convection. Pendant la phase initiale du premier MCS, il n'y a pas d'anomalie de PV visible à la tropopause, correspondant au modèle d'une situation barocline sans précurseur d'altitude. Au contraire, le deuxième MCS est associé à une chute de la tropopause dans sa partie sud. Nous observons également une anomalie de PV à l'intérieur de la troposphère, susceptible de jouer un rôle sur les champs de surface. Ce PV est en phase avec la convection, suggérant un PV d'origine diabatique. L'anomalie de PV est au contact de la surface dans sa partie sud (sud de la Méditerranée) pendant toute la phase précurseur. Ceci rejoint la prévision de la dépression de surface dans CTRL, qui reste à ce moment au sud de la Méditerranée.

c. Composante transverse

Nous avons tracé sur la **Fig. 5.16** la composante transverse (moyenne dans la direction méridienne sur une largeur de 3 mailles) dans CTRL du vent agéostrophique, de HC, de θ_e et de la divergence, à H-3. Cette date correspond à l'évolution précipitante de la zone frontale au sud de la France. Nous avons centré la coupe en 42° N, soit un peu au sud du Var. D'après les champs de précipitation (**Fig. 5.13a**), cette latitude est appropriée pour visualiser la perturbation frontale. Le champ de divergence et de θ_e permet en premier lieu de voir le profil du front de basse-couche : celui-ci est nettement incliné vers l'air froid et s'associe à une circulation thermique directe de basse-couche. Les vitesses verticales montrent deux colonnes ascendantes principales. La première (C1) se situe entre 8° E et 12° E (Corse) et correspond à l'évolution stratiforme du MCS décrit sur la **Fig. 5.15** : sa base convergente est principalement localisée à 600 hPa. La deuxième (C2) correspond aux ascendances responsables de pluies sur le Var (en 6° E). On note que les deux colonnes semblent liées : une composante agéostrophique d'ouest relie nettement les deux. Ainsi, la divergence à la tropopause est uniquement liée à C1 et aucune interaction directe n'est observée à ce moment entre C2 et la tropopause du point de vue de la circulation agéostrophique.

L'information de θ_e montre également une complexité inhérente à la situation : contrairement à une zone barocline de grande-échelle, les basses θ_e recouvrent en altitude les hautes θ_e de basse-couche, d'autant plus en se rapprochant de H+0. Cette

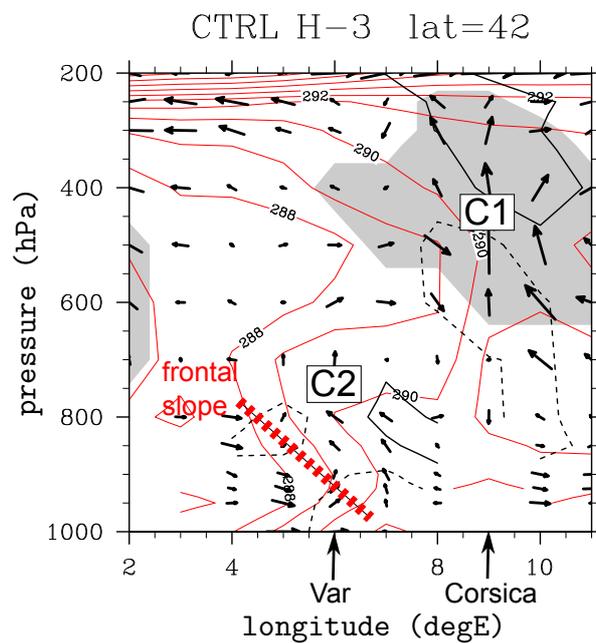


Fig. 5.16 – Coupes ouest-est à H-3 de la dynamique et de la convection prévue par CTRL entre 2° et 11° E. Vent agéostrophique dans la coupe (avec un rapport de 1 :50 entre l'échelle du vent vertical et du vent horizontal), divergence (contours épais, intervalle : $2e-5 \text{ s}^{-1}$, trait pointillé pour les valeurs négatives), θ_e (contours fins, intervalle : 1 K) et $HC=1$ (plage grisée). La coupe moyenne les données sur une largeur de 2° de latitude, centrée en 42° N. Également indiquées : la trace du front de basse-couche (trait rouge pointillé épais), les ascendances associées au MCS pré-existant (C1) et les ascendances à la hauteur du Var (C2).

situation est caractéristique d'un front froid dédoublé (le front d'altitude n'est pas dans la continuité du front de surface). Cette distribution de θ_e fournit un environnement de forte instabilité convective sur la face est du front de basse-couche.

Cette analyse de CTRL permet de visualiser les ingrédients en jeu. Mais ce scénario conduit uniquement à de faibles précipitations par rapport à l'observation. L'absence de couplage avec l'altitude explique que la dynamique des ascendances C2 doit pouvoir être appréhendée sur les seuls processus convectifs et de basse-couche.

d. Comparaison des circulations transverses

Dans un flux de sud, on doit effectuer des coupes transverses dans la direction zonale mais en déplaçant chaque fois le domaine de latitude vers le nord pour suivre la propagation des perturbations. Suivant le même filtre de moyenne que défini au paragraphe précédent, on choisit de décrire la circulation transverse en 40°N , 41°N , 42°N et 43°N , respectivement pour H-9, H-6, H-3 et H+0. Pour chaque expérience et chaque date, on représente HC, θ_e , la divergence et le vent agéostrophique (**Fig. 5.17**)

Les trois expériences modifiées ont un signal de convection humide à la longitude du Var (C2), contrairement à CTRL, et sur une profondeur importante. Ce diagnostic confirme que l'augmentation des précipitations obtenues est liée à un déclenchement de convection profonde. A H-3, C2 est nettement associé au front de basse-couche. Nous pouvons voir également sur les expériences modifiées que la convergence est intensifiée par rapport à CTRL sur la pente du front, notamment au niveau 850 hPa. Pour MSLP1 et MSLP1b, les ascendances C2 à H+0 se produisent sans composante agéostrophique les reliant à C1, contrairement à H-3. Ceci montre que le rôle de la composante agéostrophique entre C2 et C1 doit être étudié avant H+0. La convection profonde en C2 à H+0 est toujours liée au front de surface mais n'interagit plus avec C1.

Une observation des dates précédentes (H-6 et H-9) permet de voir l'impact des modifications initiales. C1 (MCS initial) est un peu intensifié par rapport à CTRL dans MSLP1 et MSLP1b et plus fortement dans HUM1. Une comparaison de θ_e (la déformation de θ_e , qui est une propriété conservative, traduit le réel champ de déformation) et du vent agéostrophique de HUM1 et de CTRL montre l'effet de l'intensification du MCS : celui-ci conduit à intensifier l'intrusion sèche de basses θ_e et à accentuer la composante agéostrophique d'ouest au-dessus de C2. On suggère alors fortement que C1 a la capacité de contrôler le bilan de divergence au sommet de C2. Il s'ensuit un couplage possible entre C1 et C2.

e. Résumé

Nous avons généré trois expériences basées sur une modification des conditions initiales. L'expérience de modification d'humidité affecte la chronologie de la dépression, alors que les expériences de modification de MSLP induisent moins de changement par rapport à CTRL sur la chronologie. Les trois expériences accentuent les précipitations sur la zone frontale au sud de la France et améliorent la prévision de la phase 1.

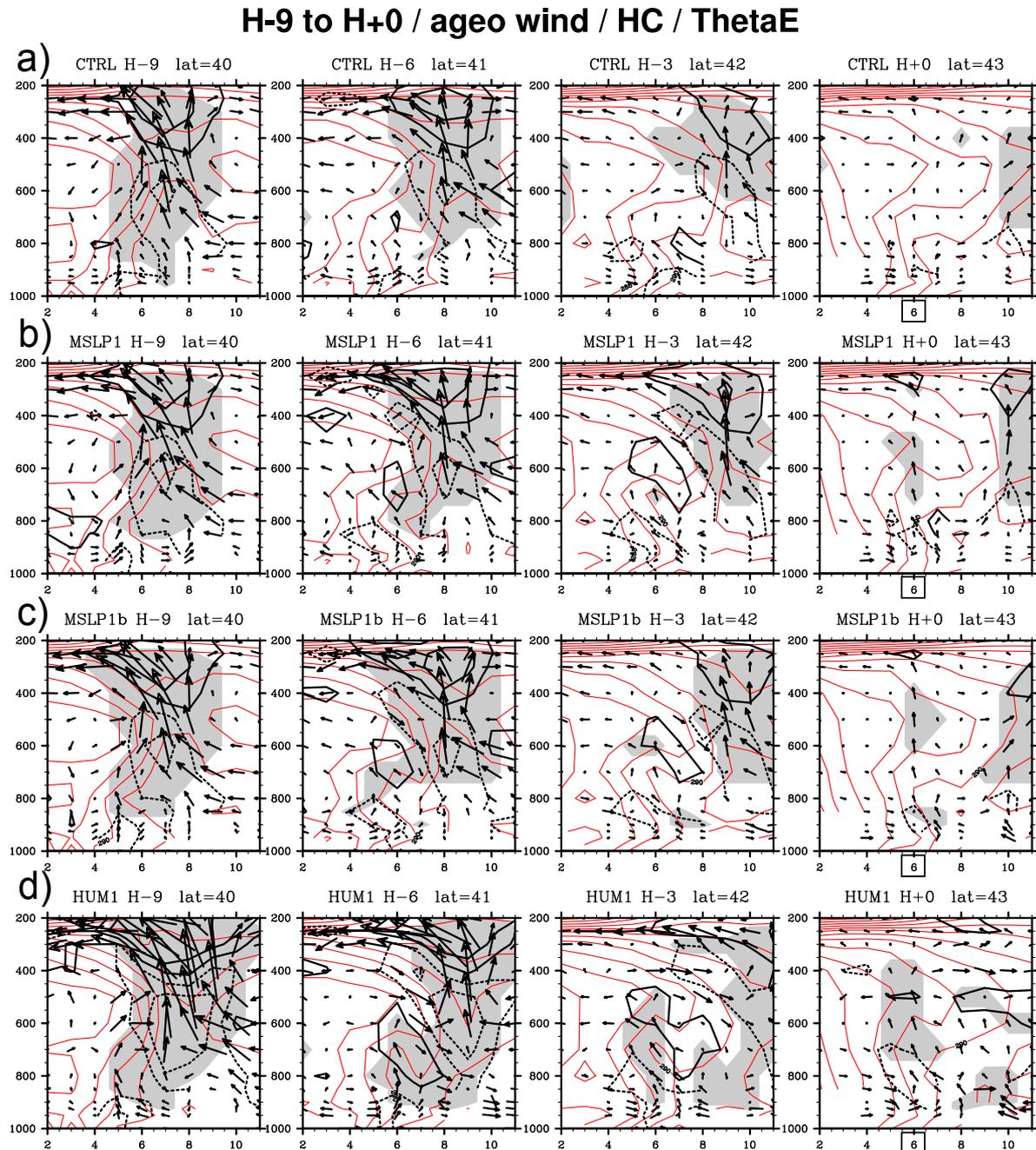


Fig. 5.17 – Panneau montrant les évolutions de la circulation transverse durant la phase précurseur pour CTRL (a), MSLP1 (b), MSLP1b (c) et HUM1 (d). Comme la *Fig. 5.16*. De gauche à droite : H-9, H-6, H-3 et H+0. Les données sont calculées comme la moyenne en latitude sur les domaines correspondants présenté sur la *Fig. 5.18*. A H+0, la latitude du Var est encadrée (6°E).

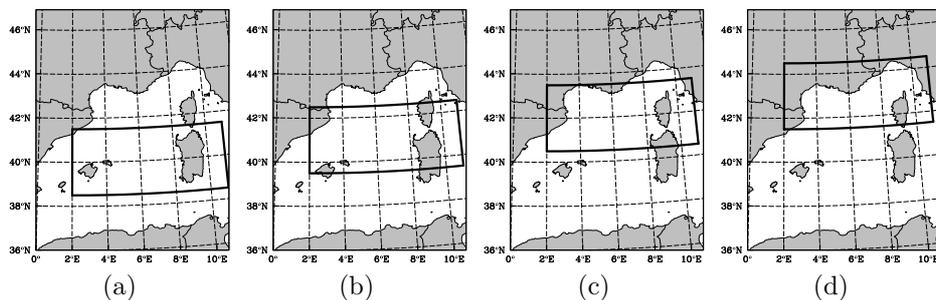


Fig. 5.18 – Domaines utilisés pour calculer les données de la **Fig. 5.17** à H-9 (a), H-6 (b), H-3 (c) et H+0 (d).

Néanmoins elles n'améliorent pas la prévision de précipitation de la phase 2.

Les trois expériences ont aussi la propriété d'accentuer un MCS au nord de l'Algérie qui se propage ensuite sur la Corse. Nous avons vu que le MCS s'associe à un champ de convergence à l'étage moyen (évolution stratiforme) et que la modification du MCS conduit à changer la dynamique de l'étage moyen (déformation du champ de θ_e , composante agéostrophique d'ouest dirigée vers la convergence de l'étage moyen). Chaque fois sur les expériences modifiées, ce sont les ascendances de la zone frontale qui sont accentuées. Ceci suggère fortement que la partie stratiforme du MCS a la capacité de contrôler les ascendances au niveau de la zone frontale et donc de forcer le déclenchement de convection profonde, indépendamment d'autres perturbations.

Cette analyse met en évidence le rôle important de processus de basse-couche ou de convection profonde dans la prévisibilité de la phase 1. Ceci contraste avec le rôle faible de la méso-échelle des champs de PV d'altitude.

3.5 Discussion supplémentaire

Nous avons montré qu'une erreur d'analyse sur le MCS initial pouvait à elle-seule expliquer le déclenchement de précipitations convectives au sud du Var, de par des interactions agéostrophiques transverses agissant au niveau de la zone frontale. Nous n'avons néanmoins pas exploré la propagation en surface des modifications induites. En particulier, la dépression de surface est décalée vers le nord sur HUM1. Ceci justifie une vision de la dynamique de basse-couche du point de vue du PV, permettant de faire le lien entre dynamique et processus diabatiques. De plus, les simulations de précipitation ont été obtenues avec un modèle résolvant explicitement la seule méso-échelle, et nous discuterons leur impact avec un modèle résolvant explicitement la convection.

a. PV en basses couches

En se basant sur la distribution du PV en coupe méridienne (**Fig. 5.15**), il apparaît que la signature de la dépression en mer est aussi la signature d'une structure de PV relativement forte pour la troposphère (> 0.6 PVU malgré le filtre de moyenne

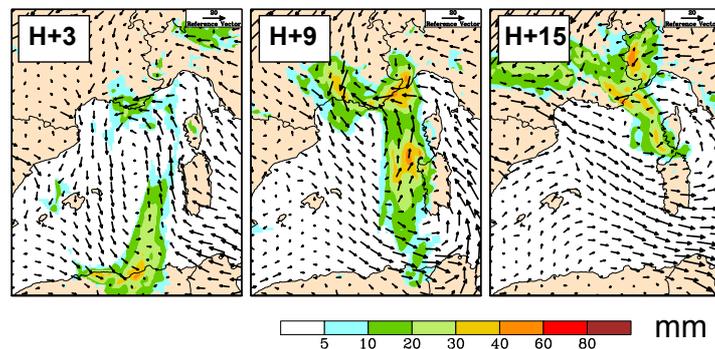


Fig. 5.19 – Comme **Fig. 5.13a** mais pour la prévision ARPEGE initialisée à H+0 (ARP1506, données seulement à H+3, H+9 et H+15).

zonale). On s'intéresse aux zones fortement précipitantes du MCS qui sont propices au renforcement du PV de basse-couche. L'illustration du PV troposphérique sera donnée en comparant CTRL, MSLP1, MSLP1b, HUM1, et la prévision ARPEGE initialisée à H+0 (ARP1506). ARP1506 est choisie comme une meilleure référence en raison de son scénario plus fortement précipitant en phase 2 (**Fig. 5.19**).

Le PV de basse-couche, nommé LLPV, est calculé comme la moyenne du PV entre 850 et 1000 hPa. La séquence du LLPV, associée aux isotachs du vent à 925 hPa, est présentée sur la **Fig. 5.20** pour les 5 expériences. Le champ de LLPV a été lissé par 20 applications d'un filtre de moyenne sur 9 pts. La cartographie du LLPV s'interprète ici comme la seule signature de la partie basse d'une anomalie de PV profonde et donc n'est pas strictement associée à des propriétés de conservation même en hypothèse adiabatique.

A H-9, on note une zone de LLPV de la côte nord de l'Algérie à la Tunisie, qui correspond à la zone où une dépression de surface a été observée. Elle est associée à une accélération des vents de basse-couche sur sa façade orientale entre la Sardaigne et la Tunisie. L'expérience HUM1 tend à isoler le plus fort LLPV de son extension tunisienne. Six heures plus tard, à H-3, la signature du LLPV est surtout visible à l'est de la Sardaigne mais seul HUM1 continue de marquer un LLPV bien isolé à l'ouest de la Sardaigne. Au milieu de la phase 1 (H+3), l'expérience HUM1 montre, comme ARP1506, un LLPV aligné du nord au sud à l'ouest de la Corse à la Sardaigne, alors qu'il est quasiment absent dans CTRL et MSLP1b. Au milieu de la phase 2 (H+9), ARP1506 est nettement différent des autres expériences car il voit le LLPV remonter vers le nord-ouest dans la vallée du Rhône. Pendant ce temps, MSLP1b montre une signature de LLPV qui reste en mer.

La comparaison avec le jet de basse-couche (isotach du vent à 925 hPa) montre bien le rôle joué par ce LLPV. Lorsque le LLPV est aligné du nord au sud, cela favorise des flux méridiens, et donc un vent de sud sur l'ouest de la Corse et de la Sardaigne. A H+9, le maintien du LLPV en mer, sur CTRL et les expériences modifiées, est associée à un jet de basse-couche localisé uniquement sur la bordure côtière du Var. Au contraire, le

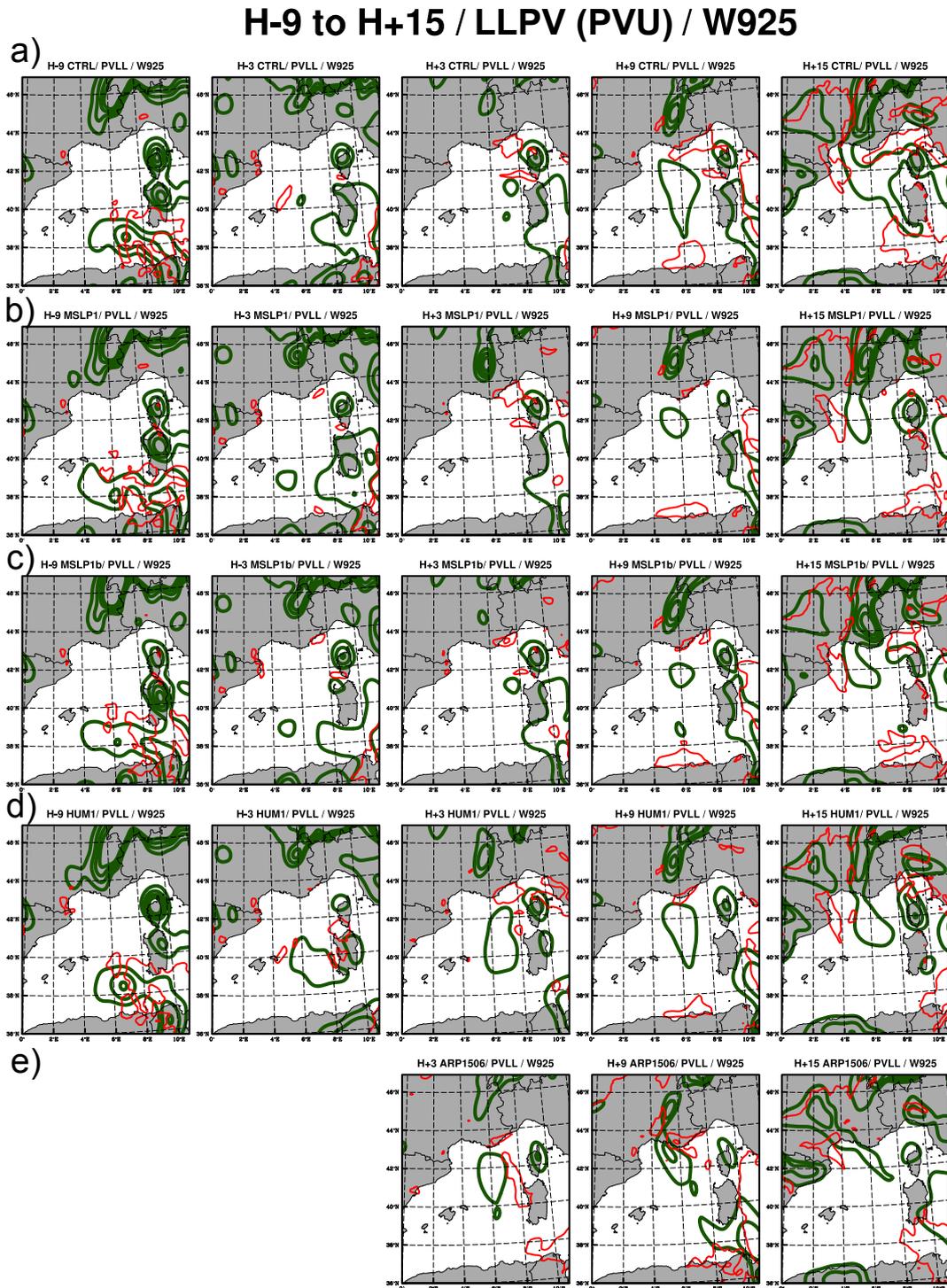


Fig. 5.20 – Panneau du PV de basse-couche (LLPV, moyenne sur l'épaisseur 850-1000 hPa, contours épais, intervalle : 0.175 PVU) et du vent 925 hPa (isotach 13 m.s^{-1} , contours fins), prévus par CTRL (a), MSLP1 (b), MSLP1b (c), HUM1 (d) et ARP1506 (e), respectivement (de gauche à droite) à H-9, H-3, H+3, H+9 et H+15.

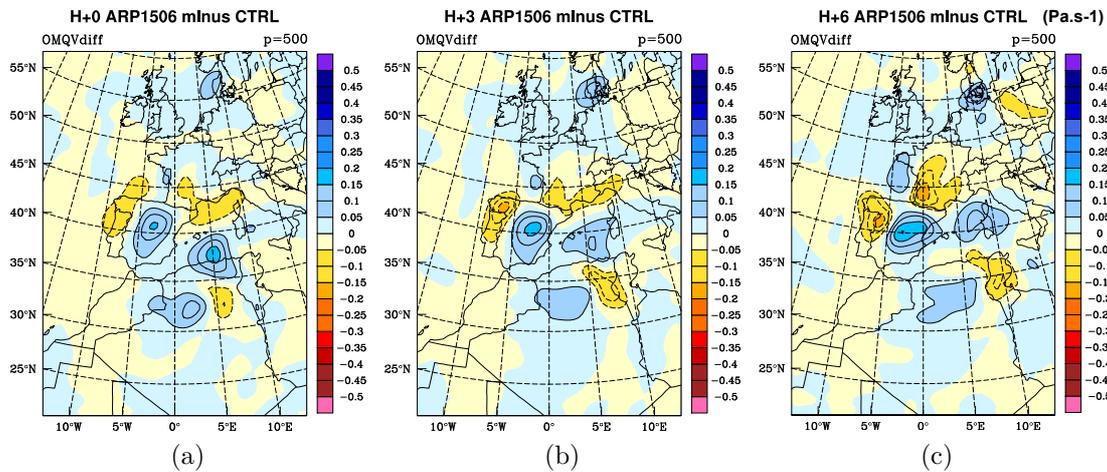


Fig. 5.21 – Différences de la vitesse verticale de grande échelle (oméga AB, cf. texte) à 500 hPa à H+0 (a), H+3 (b) et H+6 (c) entre ARP1506 et CTRL. Unité : $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$.

jet de basse-couche est accentué et se localise nettement dans l'intérieur du Var lorsque le LLPV s'isole à l'ouest de PACA. Puisque CTRL et les expériences modifiées voient de faibles précipitations en phase 2, on peut supposer que c'est en raison d'une mauvaise prévision du LLPV, lequel contrôle visiblement le jet de basse-couche.

Le fait que seul HUM1 se rapproche de ARP1506 à H+3 prouve qu'une différence de modélisation du MCS nord-algérien à H-12 permet d'expliquer qualitativement un LLPV allongé sur l'ouest de la Méditerranée et la configuration méridienne des flux. Cette caractéristique n'apparaît pas en modifiant la MSLP dans l'ordre d'erreurs d'analyse (MSLP1 et MSLP1b). Néanmoins, toutes les expériences modifiées ont permis d'augmenter le cumul sur le Var en phase 1, ce qui prouve que la configuration exacte du LLPV joue un rôle moins important que la présence d'une zone frontale au sud de la France pour cette phase. Un lien entre l'augmentation du LLPV et la partie stratiforme précipitante d'un MCS est attendu suivant les études précédentes (Chagnon and Gray [2009]).

b. Prévisibilité de la phase 2

Nous cherchons à expliquer la différence de prévision du LLPV entre les expériences initialisées à H-12 et ARP1506 sur la phase 2. La phase 2 a été identifiée comme favorable à l'interaction barocline et à la cyclogénèse, et effectivement sensible à des perturbations à méso-échelle du PV (ensemble ARPEGE-MIMOSA). Nous devons alors attendre une influence forte de la dynamique d'altitude sur le LLPV. Celle-ci peut être évaluée de façon diagnostique à l'aide d'un diagnostic des vitesses verticales de grande échelle.

Nous avons utilisé une version alternative de l'équation oméga quasi-géostrophique (QG), connue sous le nom de vitesse oméga AB (de l'anglais : alternative balance) (Davies-Jones [1991]). Cette équation se base comme l'équation oméga QG sur une

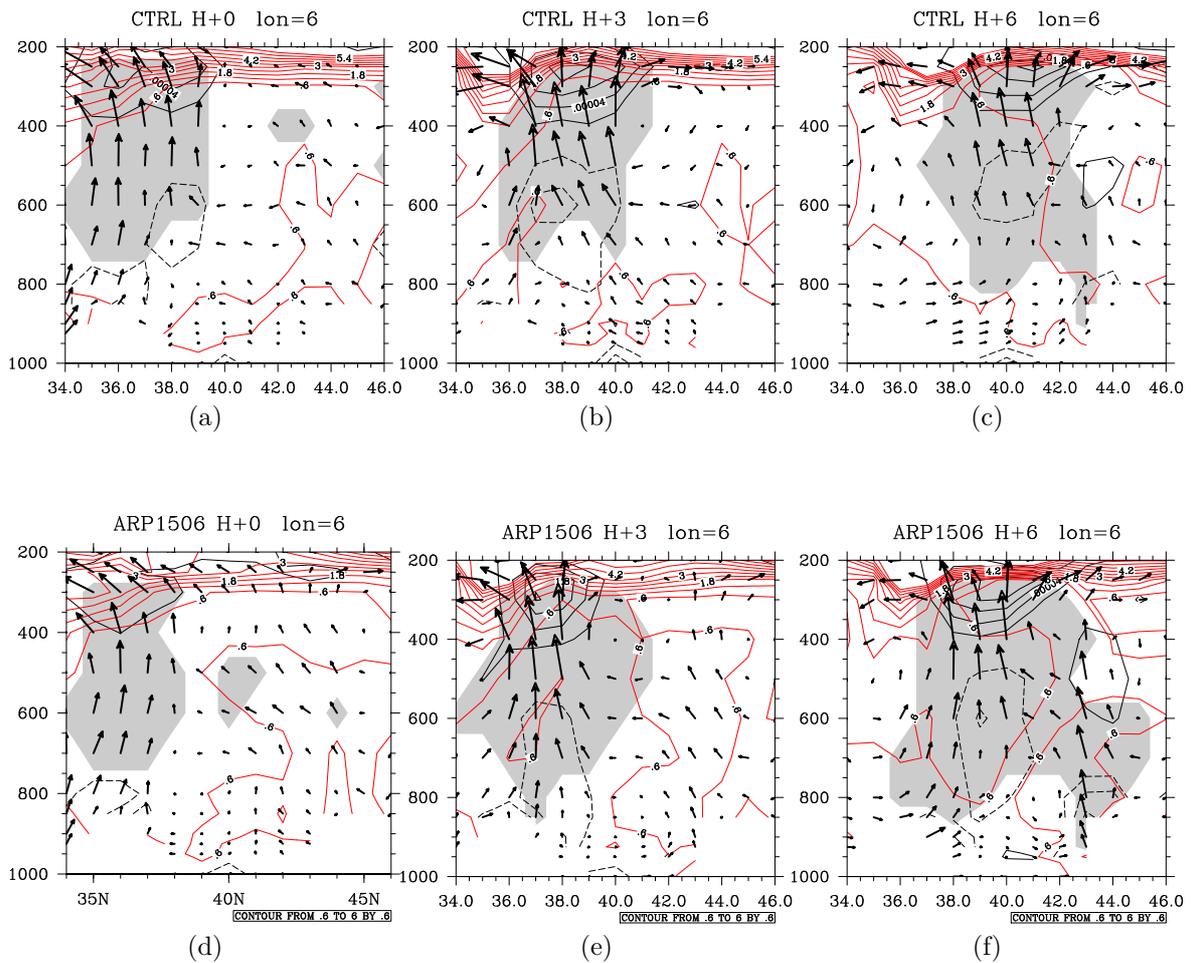


Fig. 5.22 – Coupe nord-sud de la dynamique et de la convection à $H+0$ (a,d), $H+3$ (b,e) et $H+6$ (c,f) prévus par a-b CTRL c-d ARP1506. Mêmes paramètres que la Fig. 5.15 mais avec le vent agéostrophique à la place du vent réel.

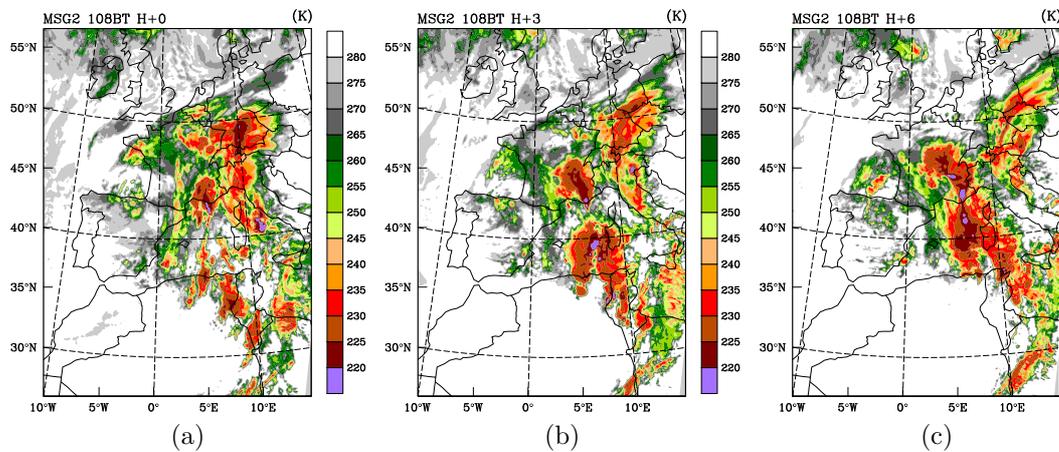


Fig. 5.23 – Température de brillance (intervalle : 5 K) dans le canal infrarouge $10.8 \mu\text{m}$ du satellite MSG à H+0 (a), H+3 (b) et H+6 (c).

conservation de l'équilibre du vent thermique, mais sans appliquer explicitement les hypothèses quasi-géostrophiques. Elle aboutit alors à une équation d'ordre supérieur qui contient des termes très similaires à l'équation oméga QG, mis à part que le vent non-divergent remplace le vent géostrophique dans les termes d'advection. Néanmoins, nous avons dû lisser considérablement les champs (de vent et température) pour permettre une convergence de l'algorithme, et les résultats obtenus traduisent la même échelle que les approximations quasi-géostrophiques.

Pour expliquer les différences du LLPV à H+9, nous analysons les vitesses oméga AB à H+0, H+3 et H+6, correspondant en quelque sorte à la phase précurseur de la phase 2. Les résultats sont présentés en terme de différence par rapport à CTRL pour la vitesse oméga AB à 500 hPa (**Fig. 5.21**). Il apparaît que ARP1506 affaiblit les vitesses verticales AB sur la mer pour les 3 dates, et les intensifie dans le sud et l'ouest de la France. L'anomalie de faibles vitesses verticales AB se propage lentement du nord au sud sur la zone pourtant associée à une dépression dans CTRL.

Nous avons alors étudié les coupes verticales méridiennes (suivant la même procédure que décrite sur la **Fig. 5.15**) montrant la distribution du PV, de HC et du vent agéostrophique. Les résultats sont présentés sur la **Fig. 5.22** pour CTRL et ARP1506. A H+0, les champs sont assez similaires entre les deux expériences au sud de 40° . Au nord, l'anomalie de PV à l'étage moyen est bien plus développée dans ARP1506 que dans CTRL. A H+3, CTRL voit le LLPV plutôt isolé entre 38°N et 43°N . Il est surmonté par de fortes vitesses verticales entre 36°N et 46°N , au passage d'un nouveau MCS. Ce MCS présente une base élevée avec un noyau de convergence dominant à 600 hPa. Le MCS se développe clairement à l'avant d'une anomalie de tropopause (autour de 36°N). Cette situation est propice à l'interaction barocline du LLPV et de l'anomalie de tropopause. Trois heures plus tard (H+6), le fort PV troposphérique (> 0.6 PVU) marque la continuité entre le LLPV et l'anomalie de tropopause, ce qui est caractéristique d'une interaction barocline. Les vitesses verticales en 43°N sont assez faibles et

associées à une faible convergence sur le Var. Dans la prévision ARP1506, les fortes vitesses verticales associées au nouveau MCS ont un retard (décalées au sud) par rapport à CTRL et ne se superposent pas au LLPV à H+3. On note également que le noyau de convergence s'établit à plus basse altitude, ce qui est caractéristique d'une convection plus profonde. Le LLPV est alors décalé vers le nord avec une convergence renforcée sur le Var. Même à H+6, il n'y a pas nettement de fusion entre le PV d'altitude et le LLPV, ce dernier étant décalé vers le nord.

L'explication du retard de l'anomalie de tropopause tient possiblement dans l'intensité des processus diabatiques précédant l'anomalie d'altitude. Le développement réel du MCS est illustré sur la **Fig. 5.23** aux mêmes dates que dans l'analyse précédente. A H+0, on identifie le MCS sur le Var (phase 1) et le développement de nouveaux systèmes convectifs en Afrique du Nord. A H+3, le MCS s'est nettement développé depuis la côte algérienne vers le centre de la Méditerranée. A H+6, le système s'est propagé un peu vers le nord et présente une large partie stratiforme qui se superpose au MCS du Var (comme analysé par Br11).

c. Reproductibilité des résultats et initiation convective

Suite aux résultats obtenus avec le modèle ARPEGE, il faut se demander comment ils peuvent être reproduits avec un autre modèle, en particulier un modèle résolvant explicitement la convection. Nous discutons ici uniquement la phase 1 à l'aide du modèle Méso-NH (Lafore et al. [1998]), développé conjointement par le Laboratoire d'Aérodynamique et Météo-France. C'est un modèle qui peut être utilisé avec différentes résolutions et schémas physiques.

Nous avons d'abord réalisé des simulations à la même échelle que ARPEGE, avec une résolution de 10 km (le domaine est identique à celui présenté pour les vitesses AB (**Fig. 5.21**)). Les conditions fournies aux bords sont extraites des analyses ARPEGE mais le domaine est nettement plus grand que le bassin méditerranéen, de telle sorte que la simulation est très essentiellement conditionnée par l'état initial. Une première expérience, nommée MNH-MSLP1-12, utilise les champs initiaux de MSLP1 à H-12 (associée à la modification de basse-couche au nord de l'Algérie). L'impact est jugé sur les précipitations à la fois sur les 3 heures précédant H+0 (**Fig. 5.24a**) et sur la phase 1 (entre H+0 et H+6) (**Fig. 5.24e**). Contrairement à MSLP1 (**Fig. 5.13b**), cette expérience n'aboutit pas à des précipitations supérieures à 20 mm sur le Var en phase 1. On remarque également qu'elle ne donne pas une accentuation des pluies en mer sur les heures précédentes. Ceci prouve que le résultat obtenu avec ARPEGE n'est pas facilement reproductible avec un autre modèle. Le schéma de convection d'ARPEGE (basé sur la convergence d'humidité, Bougeault [1985]) est en effet différent de Méso-NH (on a utilisé ici le schéma en flux de masse de Kain and Fritsch [1993]) et suggère que l'initiation convective est une clé du problème de prévisibilité de la phase 1 sur le Var.

L'expérience est également menée avec l'ajout d'un domaine-fils à 2.5 km de résolution, capable de résoudre explicitement la convection, sous le nom MNH-MSLP1-12-2D. Il apparaît un noyau localement fort durant la période de 3 heures précédentes (

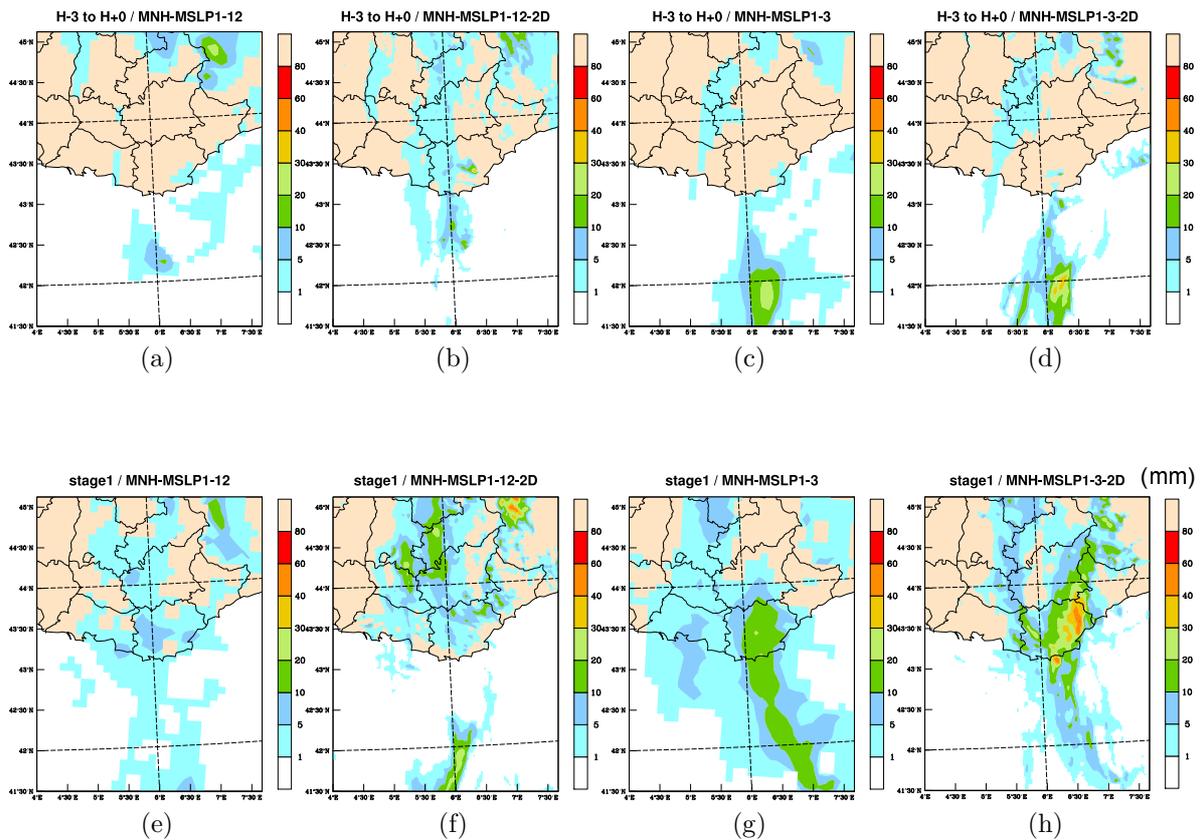


Fig. 5.24 – Comparaison des prévisions de précipitation (unité : mm) réalisées avec Meso-NH, initialisées par MSLP1 à H-12 (a-b,e-f) et H-3 (c-d,g-h). a-d) Cumul entre H-3 et H+0 (phase précurseur), e-h) Cumul entre H+0 et H+6 (phase 1). a,c,e,g) utilisation d'un schéma de convection avec une résolution de 10 km. b,d,f,h) utilisation d'une résolution explicite de la convection sur un domaine-fils de résolution 2.5 km. Domaine D1 avec extension au sud.

Fig. 5.24b) sur le Var, et les précipitations sont augmentées sur les Alpes en phase 1 (**Fig. 5.24f**). Néanmoins, la prévision n'apporte pas d'amélioration significative à MNH-MSLP1-12 sur le Var pendant la phase 1.

Pour montrer le rôle du déclenchement précurseur en mer, nous avons initialisé Méso-NH avec MSLP1 à H-3, à une date où la convection profonde était déjà active au niveau du front. L'expérience porte le nom de MNH-MSLP1-3. Le résultat avec le modèle à 10 km est un noyau de pluie plus fort en mer durant la période de 3 heures précédentes (**Fig. 5.24c**). Cette augmentation profite autant du spin-up de Méso-NH que des ascendances humides déjà présentes dans MSLP1 à cette échéance (cf. **Fig. 5.17**). Sur la phase 1, cela aboutit à des précipitations également renforcées (**Fig. 5.24g**) confirmant le lien entre l'activation en mer et l'accumulation sur le Var. Notons que malgré l'amélioration (localement plus de 20 mm), le cumul reste inférieur par rapport à MSLP1 (entre 30 et 40 mm). Ceci peut être interprété comme une sensibilité du régime de pluies au schéma de convection.

On a alors reproduit l'expérience avec le modèle à 2.5 km de résolution, sous le nom MNH-MSLP1-3-2D : les résultats montrent une activation également marquée des précipitations durant les 3 heures précédentes (**Fig. 5.24d**) et qui se prolonge en phase 1 sous la forme d'une forte perturbation pluvieuse sur le Var (**Fig. 5.24h**). L'ampleur des précipitations est ici sensiblement plus proche de la réalité, bien que toujours sous-estimée.

Ces expériences montrent que le problème de la prévisibilité sur de fortes pluies sur le Var en phase 1 ne peut pas se soustraire au problème de l'initiation convective. Ce résultat est conforme à l'observation : l'orage précurseur était initialement très isolé au nord-est de Minorque, supposant que les conditions d'instabilité convective n'ont été dépassées que localement. Or, nous voyons avec ces expériences qu'un déclenchement convectif précurseur en mer a la capacité de conduire à de forts cumuls en se déplaçant sur le Var.

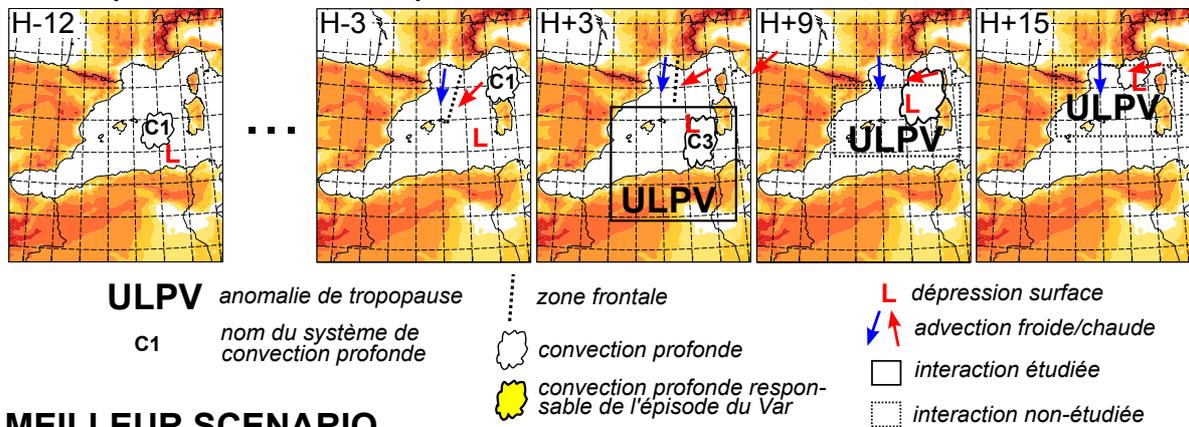
4 Synthèse des chapitres 4 et 5

4.1 Vers un schéma explicatif de la séquence dynamique

L'ensemble des résultats peut être résumé par un schéma, qui retrace l'évolution des ingrédients dynamiques et nuageux sur la prévision ARPEGE du 14 juin à 18 UTC (**Fig. 5.25**). Face à ce scénario faiblement précipitant sur le Var (dans la fenêtre temporelle de l'épisode réel), nous proposons un scénario qui respecte la chronologie des observations et qui tient compte des résultats des expériences précédentes. Nous précisons les interactions qui ont fait l'objet d'une étude spécifique en raison de leur mauvaise prévisibilité. La date est exprimée relativement au 15 juin à 6 UTC suivant le système de datation utilisé dans l'étude. A chaque date, nous pouvons donner les explications suivantes :

1. A H-12, le MCS (C1) au nord de l'Algérie est sous-estimé par CTRL, et les

CTRL (ARPEGE init H-12)



MEILLEUR SCENARIO

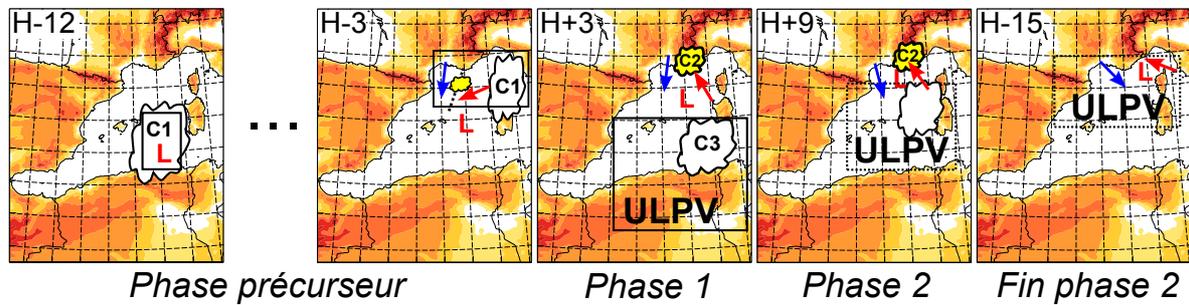


Fig. 5.25 – Schéma synthétisant l'évolution temporelle des ingrédients dynamiques et nuageux pour CTRL (haut) et pour un meilleur scénario (bas) d'après l'étude réalisée aux chapitres 4 et 5. Le schéma précise les interactions qui ont été étudiées en détail. Cf texte pour explications.

champs de basse-couche sont empreints d'incertitude. Cette situation initiale est suivie par l'absence de déclenchement de convection profonde sur le Var. Des expériences de modification de MSLP (dans l'ordre d'erreurs d'analyse) et de correction d'humidité conduisent chaque fois à déclencher la convection profonde sur une zone frontale à H-3. Cette convection profonde se propage ensuite sur le Var (démonstré avec une simulation à échelle convective). A H-3, un vent de basse-couche (925 hPa) dirigé sur le Var n'est pas nécessaire pour expliquer ce scénario : les incertitudes d'analyse de la dépression au sud du Var (L) sont donc jugées peu importantes à ce stade. Néanmoins, une modification d'humidité sur le MCS (C1) montre que ce dernier a eu le potentiel de modifier le PV de basse-couche et propager ainsi la dépression plus au nord.

2. A H+3, le système fortement pluvieux est présent sur le Var alors qu'il est absent dans CTRL. Dans toutes les expériences modifiées, une signature de convection humide est présente sur le Var (C2). Dans CTRL, une anomalie de tropopause (fort PV d'altitude nommé ULPV) remonte du sud, et rentre dans les conditions favorables à une interaction barocline avec l'anomalie de surface (PV de basse-couche) qui est assez éloignée du Var. Un scénario meilleur implique une structure de fort PV qui remonte plus tardivement avec un MCS (C3) plus intense dans le sud de la Méditerranée. Ce décalage augmente la distance entre le ULPV et la dépression de surface et ralentit le mécanisme de blocage de phase entre les deux anomalies. En supposant de plus que la dépression était plus au nord (cf. point 1), on pourrait expliquer pourquoi elle s'est propagée à l'ouest du Var.
3. A H+9, l'anomalie de surface est remontée au sud-ouest du Var, associée à un retard de l'interaction barocline. Elle subit aussi un basculement de son axe, en phase avec les niveaux d'altitude. Elle dirige alors un flux de sud-est en basse-couche sur le Var qui favorise un redéveloppement continu de précipitations. Le ULPV qui remonte par le sud et la partie stratiforme du MCS (C3) induisent de fortes précipitations en mer. Dans CTRL, la cyclogénèse est plus marquée en mer et conduit à de fortes précipitations qui envahissent progressivement le Var.
4. A H+15, CTRL voit une cyclogénèse marquée immédiatement au sud du Var et qui s'associe à de fortes pluies sur les régions côtières. Dans la réalité, la dépression est présente à l'est, faisant tourner le flux de basse-couche à l'est ou au nord sur le Var, et s'associant à la fin de l'épisode.

Plusieurs points restent à éclaircir :

- quel est le mécanisme exact qui conduit au déclenchement de convection profonde sur la zone frontale ? Nous avons pu diagnostiquer des composantes agéostrophiques liant le MCS à la zone frontale, suivant le schéma **Fig. 5.26**. L'expérience d'humidité suggère que c'est bien le MCS qui est le précurseur de cette composante agéostrophique, mais des tests de sensibilité supplémentaires sont nécessaires pour évaluer la réaction de la zone frontale face à différentes intensifications du MCS. De plus, des modifications du MCS induisent une modification du PV de basse-couche, lequel peut changer en retour la circulation des vents de

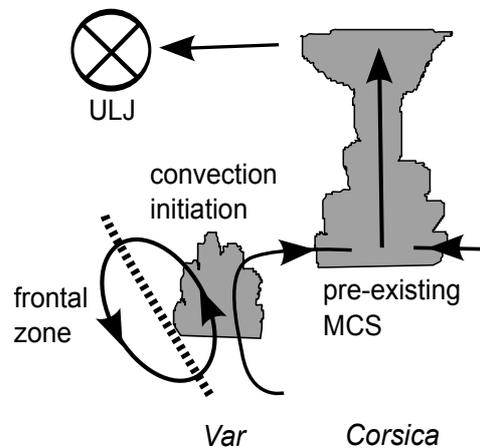


Fig. 5.26 – Schéma de la circulation agéostrophique zonale observée dans CTRL, MSLP1, MSLP1b et HUM1. Nous avons précisé les régions associées à la longitude. Une zone frontale de basse-couche favorise des ascendances au sud du Var. Ces ascendances sont limitées en extension. Le MCS qui remonte du sud concentre la convergence à l'étage moyen. Ce MCS interagit avec l'entrée d'un rapide de jet (ULJ) sous la forme d'une circulation thermique directe incomplète. La convergence du MCS interagit avec la divergence des ascendances frontales. Il est observé que les ascendances frontales sont intensifiées lorsque la convergence du MCS est augmentée et aboutissent alors à un déclenchement de convection profonde (MSLP1, MSLP1b et HUM1). (cf. Fig. 5.17).

basse-couche au niveau de cette zone frontale.

- pourquoi l'anomalie de tropopause qui remonte est décalée au sud par rapport à CTRL ? Une hypothèse est que le MCS (C3) se développant à l'avant produit une composante divergente d'altitude qui freine la propagation du thalweg d'altitude. Ce MCS est sous-estimé dans CTRL. Comme suggéré précédemment, des études de sensibilité sur l'intensification du MCS pourraient aboutir à une discussion plus complète.
- enfin, pourquoi l'anomalie de surface est-elle décalée vers l'est à H+15 ? Ce point est sans doute déterminant pour expliquer la fin de l'épisode, plus tôt que prévu par CTRL. Il serait conseillé alors d'étudier la sensibilité de la cyclogénèse à fine échelle dans un contexte où elle est fortement influencée par le relief. Il faut noter que des perturbations du PV d'altitude dans l'ensemble ARPEGE-MIMOSA mettaient en évidence une telle sensibilité de la cyclogénèse durant la phase 2.

4.2 Une faible sensibilité aux anomalies d'altitude

Le schéma proposé ci-dessus met en lumière une faible sensibilité de l'épisode sur le Var aux anomalies d'altitude, contrastant avec celle aux processus convectifs. Celle-ci s'observe d'abord sur l'insensibilité d'un déclenchement de convection profonde face à un ensemble de perturbations à méso-échelle du PV d'altitude. On explique cette insensibilité par l'absence de circulation verticale couplant directement les niveaux d'altitude

et la zone frontale de basse-couche. Elle s'explique ensuite par le retard de couplage entre l'anomalie de basse-couche et la structure de fort PV qui remonte du sud. L'ensemble utilisant des perturbations du PV arrive à échantillonner une variance significative sur les précipitations uniquement en fin de phase 2, au moment où une dépression se rapproche par le sud.

Cette faible sensibilité aux anomalies d'altitude suppose une sensibilité plus forte à des processus convectifs. En effet, les processus convectifs sont connus pour rompre la prévisibilité à courte échéance. Ici, ils apparaissent particulièrement déterminants puisqu'ils sont capables de modifier distinctement le champs de basse-couche (expérience de modification d'humidité), voire de retarder même la progression d'une anomalie d'altitude. Cette sensibilité est un résultat nouveau, puisqu'elle met l'accent sur le rôle de la séquence convective initiale (même distante de l'épisode final) dans le but de mieux prévoir un épisode de fortes pluies en Méditerranée.

Il est important de noter que cette faible sensibilité s'inscrit dans un scénario proche de la situation réelle (ici, sur la base de l'analyse à H-12). Il a été démontré en effet qu'un scénario de la méso-échelle α différent, dans lequel le courant-jet est décalé à l'ouest est statistiquement propice à de fortes précipitations dès H+0. Il est intéressant enfin de noter que malgré des différences à méso-échelle et sur la séquence temporelle, tous les scénarios voyaient de fortes précipitations. Ceci est analysé comme le rôle précurseur de l'échelle synoptique, qui impose ici un flux de sud peu évolutif. Le rôle joué par la conjonction d'un flux de sud et d'une quasi-stationnarité des champs d'échelle synoptique (montrée ici surtout pour la phase 1) est une hypothèse cohérente avec les études précédentes (Bresson et al. [2012], Nuissier et al. [2011], Martínez et al. [2008]).

Chapitre 6

Evaluation objective d'un système de prévision d'ensemble basé sur le tourbillon potentiel

Sommaire

1	Présentation des quatre cas étudiés	150
1.1	Données de référence	150
1.2	Cas 1 (29/09/2012, également HyMeX- <i>IOP8</i>)	151
1.3	Cas 2 (20/10/2012, également HyMeX- <i>IOP15a</i>)	155
1.4	Cas 3 (26/10/2012, également HyMeX- <i>IOP16</i>)	155
1.5	Cas 4 (11-12/11/2012)	156
1.6	Résumé	157
2	Application de l'ensemble de modifications du PV d'après MIMOSA	158
2.1	Etat initial	158
2.2	Prévision d'ensemble ARPEGE-MIMOSA (EM)	159
2.3	Résumé et discussion	164
3	Evaluation objective de l'ensemble	166
3.1	Présentation des méthodes d'évaluation	166
3.2	Evaluation et comparaison avec 3 autres ensembles	168
4	Conclusion	173

Dans ce chapitre, nous cherchons à évaluer objectivement le système de prévision d'ensemble utilisant différentes réalisations de l'advection du PV (modèle MIMOSA). Le système a déjà été utilisé sur le cas du 15 juin 2010 (chapitre 5) mais n'avait pas montré une variance suffisante dans un contexte de faible sensibilité aux champs d'altitude. Nous avons ici répété l'exercice sur un ensemble de 4 cas bien documentés (étudiés pendant la période d'observation spéciale du programme HyMeX à l'automne 2012). L'ensemble ainsi produit sera confronté à deux systèmes de prévision d'ensemble opérationnels : le système PEARP de Météo-France et le système du CEP. Un accent sera mis sur la performance des ensembles vis à vis de seuils de précipitations modérées à fortes.

Le chapitre sera construit comme suit. Nous décrirons tout d'abord brièvement chaque cas d'étude (cumul total, séquence dynamique en altitude et basses couches, prévisions opérationnelles). Dans un deuxième temps, nous définirons les modifications de PV réalisées (zone d'implémentation du PV MIMOSA et variance obtenue) et présenterons les résultats de l'ensemble au cas par cas. Dans la troisième partie, nous introduirons les autres systèmes de prévision d'ensemble et réaliserons une étude comparative de la performance de chaque ensemble, à l'aide de scores classiques pour l'évaluation de tels systèmes.

1 Présentation des quatre cas étudiés

1.1 Données de référence

a. Précipitations

Pour chaque cas, nous avons cartographié les précipitations mesurées (observations des pluviomètres) sur une période de 24 heures. La densité du réseau d'observations est variable suivant la période ou la région considérée. Nous avons ici retenu une période du cumul sur 24 heures qui privilégie la disponibilité maximale des observations. En particulier, la période 06-06 UTC assure une forte densité d'observations sur le territoire français. Elle a été choisie pour les cas 1, 2 et 3. Pour le cas 4, nous avons choisi la période 00-00 UTC qui présente les observations de précipitation les plus importantes. Nous présentons en comparaison des observations les cumuls prévus par ARPEGE et CEP (**Fig. 6.1**), initialisés 6 heures (12 heures pour le cas 4) avant la période de 24 heures. Par souci de clarté graphique, une partie des observations a été omise sur le territoire français et italien, notamment lorsque les cumuls sont faibles. Néanmoins, toutes les observations ont été utilisées pour le calcul des statistiques. La chronologie des systèmes précipitants est pour chaque cas brièvement rappelée, d'après les comptes-rendus de la campagne HyMeX (<http://www.hymex.org>).

b. Champs dynamiques

Les champs grande-échelle d'altitude (**Fig. 6.2**) et de basse-couche (**Fig. 6.3**) sont extraits des analyses opérationnelles ARPEGE à la résolution 1° , et présentés à l'instant initial, milieu et final de la période de 24 heures. La localisation des fortes pluies est indiquée pour chaque cas sur la 6.2 avec la lettre L pour le cas 1, P1 et P2 pour le cas 2, F1 et F2 pour le cas 3, T pour le cas 4.

1.2 Cas 1 (29/09/2012, également HyMeX-IOP8)

a. Précipitations

Cet épisode est lié à la remontée d'une perturbation fortement précipitante depuis le golfe du Lion le 29 septembre au matin et à la stationnarité d'un noyau précipitant jusqu'en milieu de nuit suivante sur le nord de la région Languedoc-Roussillon (Gard-Hérault). Les précipitations observées sur 24 heures sont montrées sur la **Fig. 6.1a** sur un domaine couvrant le sud de la France et le nord-est de l'Espagne. Le cumul est supérieur à 50 mm sur une grande partie de la région Languedoc-Roussillon et dépasse 75 mm sur une bande côtière de la Camargue à l'ouest de l'Hérault avec un maximum de 91 mm. De forts cumuls ont également été observés avec une répartition moins homogène sur la Catalogne.

b. Dynamique

Les cartes d'altitude sur la **Fig. 6.2a-c** montrent que l'épisode se développe initialement à l'avant d'une structure de fort PV au sud-ouest de l'Espagne et qui atteint le sud-est de la France 24 heures plus tard. On note que le fort PV approche de la zone précipitante au milieu de l'épisode avec une position de sortie gauche d'un rapide de jet. Les cartes de basse-couche (**Fig. 6.3a-c**) montrent une situation initialement nettement barocline avec une dépression au sud de la France qui s'associe à un flux d'est dirigé sur le Languedoc-Roussillon. Néanmoins, la région précipitante est plus nettement associée à un flux de nord au milieu de l'épisode.

c. Prévision modèle

Les prévisions par les modèles ARPEGE et CEP (**Fig. 6.1a-b**) montrent qu'une large perturbation pluvieuse était attendue, avec des cumuls dépassant 30 mm sur CEP, et 50 mm sur ARPEGE. Ces données suggèrent une bonne prévisibilité sur des cumuls supérieurs à 30 mm. Néanmoins l'ampleur locale des cumuls semble nettement sous-estimée sur CEP.

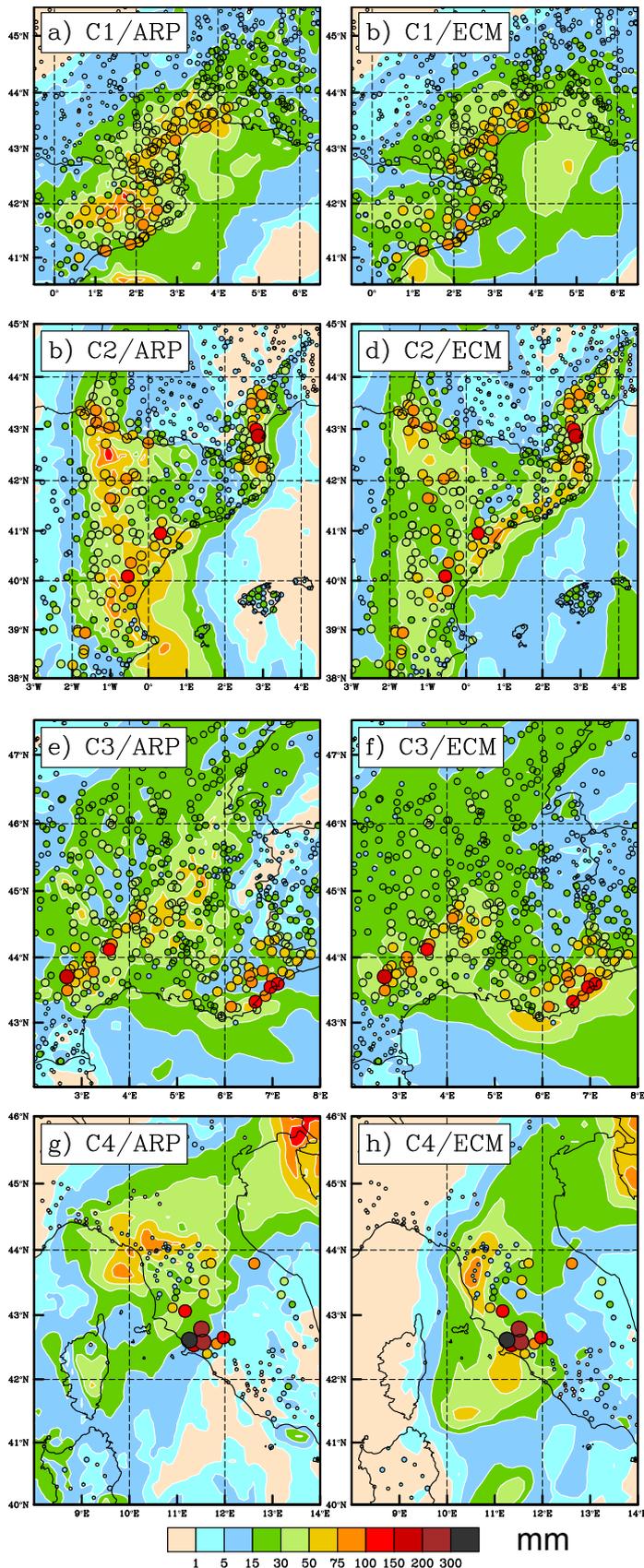


Fig. 6.1 – Présentation des 4 cas d'étude. Prévisions par le modèle ARPEGE (a,c,e,g) et CEP (b,d,f,h) du cumul de précipitations sur 24 heures pour le cas 1 (a-b, 29/09/12, période 06-06 UTC), le cas 2 (c-d, 20/10/12, période 06-06 UTC), le cas 3 (e-f, 26/10/12, période 06-06 UTC) et le cas 4 (g-h, 12/11/12, période 00-00 UTC). Les observations sont également pointées, après filtrage sélectif visant à éliminer les observations superflues de faible précipitation et à conserver les observations de fortes précipitation. Pour le cas 4, observations non disponibles sur la partie centrale de l'Italie. Les domaines sont localisés sur la **Fig. 6.5**.

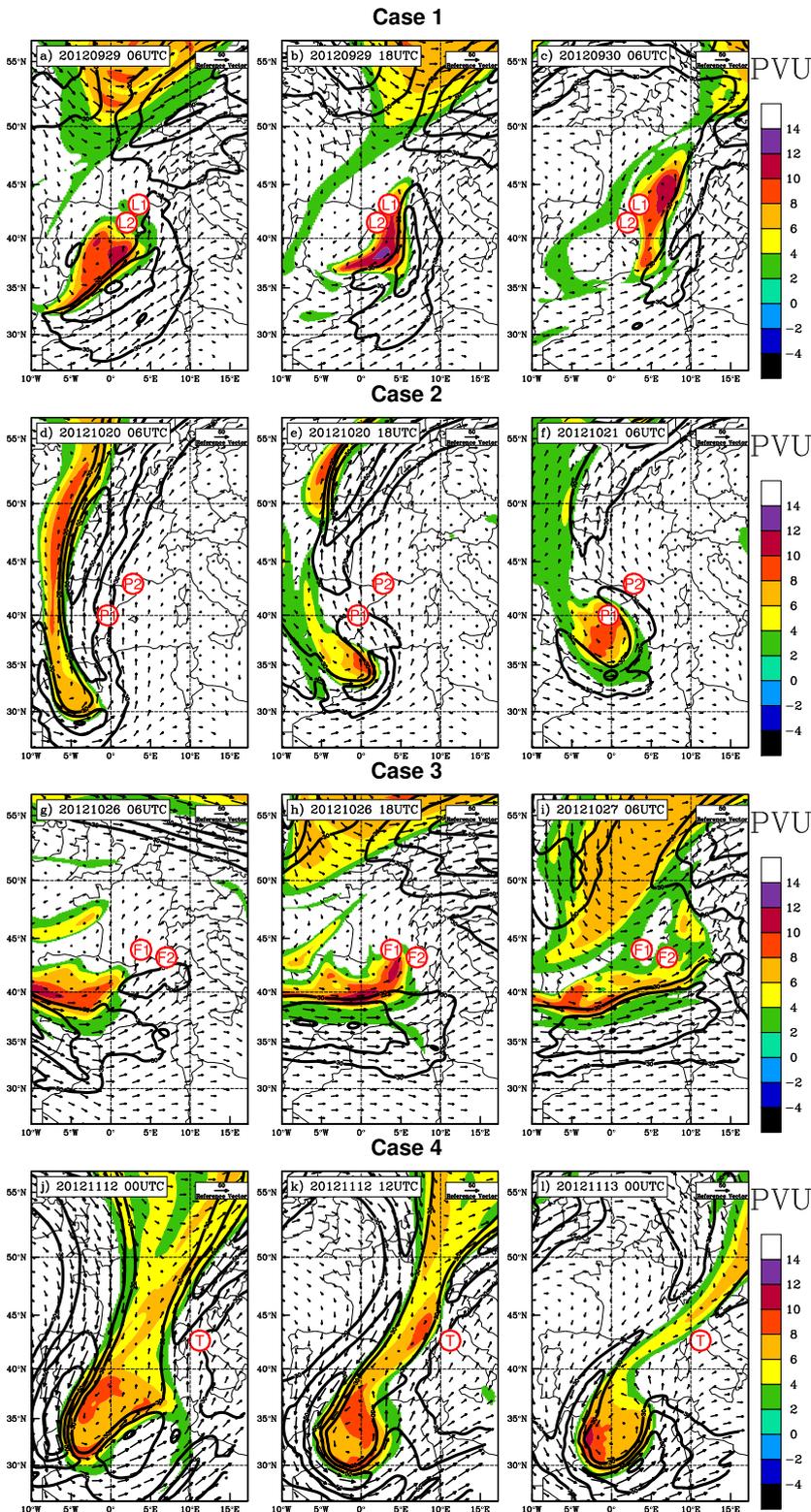


Fig. 6.2 – Séquence des champs d'altitude au début (colonne de gauche), au milieu (colonne centrale), et à la fin (colonne de droite) de la période sur 24 h définie pour chaque cas : C1 (a-c), C2 (d-f), C3 (g-i) et C4 (j-l). PV (couleur, intervalle : 2 PVU, uniquement valeurs > 2 PVU), vent (flèches et contours, valeurs : 30, 40, 50, 60, 70 $m.s^{-1}$). Les lettres réfèrent aux principaux maxima locaux de précipitation (cf. texte).

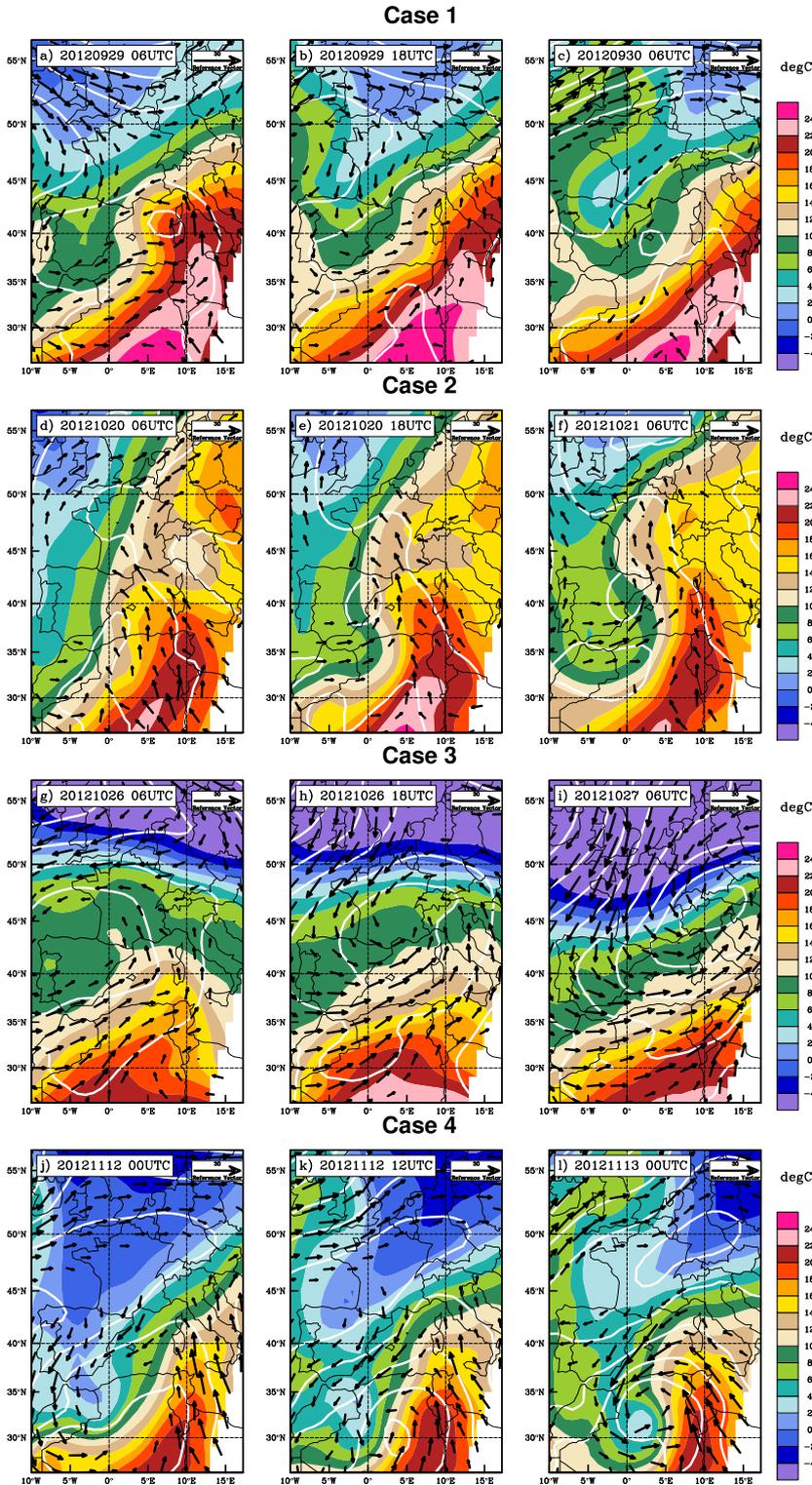


Fig. 6.3 – Comme **Fig. 6.2** mais pour les champs de basse-couche. Température au niveau 850 hPa (couleur, intervalle : 2 C), MSLP (lignes blanches, intervalle : 5 hPa) et vent au niveau 925 hPa (flèches, référence : 30 m.s^{-1} , seulement magnitude supérieure à 5 m.s^{-1}).

1.3 Cas 2 (20/10/2012, également HyMeX-IOP15a)

a. Précipitations

Cet épisode est lié à l'établissement dans la journée du 20 octobre d'une large bande précipitante et stationnaire sur l'Espagne entre les communautés de Valence et du Pays-Basque, associée localement à des développements orageux intenses. Il a été aussi associé à des développements orageux isolés dans la nuit suivante sur le sud de la France (Pyrénées-Orientales et Aude). Les cumuls sur 24 h sont présentés sur un domaine couvrant le nord-est de l'Espagne et l'extrême sud de la France (**Fig. 6.1c**). Il apparaît que les cumuls sont globalement supérieurs à 30 mm en Espagne sur l'axe Valence-Pays-Basque, avec de nombreuses valeurs localement supérieures à 75 mm. En France, l'épisode a été plus court mais nettement plus intense : on identifie nettement un axe avec des cumuls supérieurs à 100 mm, et le maximum observé est de 165 mm.

b. Dynamique

Les cartes d'altitude sur la **Fig. 6.2d-f** montrent que l'épisode est initialement lié à un étroit *PV-streamer* qui s'étire de la Grande-Bretagne au Maroc, dirigeant un flux de sud sur l'Espagne. Au milieu de l'épisode, la partie sud du *PV-streamer* montre un début d'enroulement qui dirige le flux d'altitude au sud-est. A ce moment, les fortes précipitations sur l'Espagne (P1) se produisent en amont du fort gradient de PV. En fin d'épisode, la partie sud du *PV-streamer* s'est nettement isolée mais continue de diriger un flux de sud-est. Les fortes précipitations sur la France (P2) se produisent alors en amont du fort gradient de PV. Les champs de basse-couche (**Fig. 6.3d-f**) montrent une situation barocline persistante avec un vent de sud-est au voisinage des fortes précipitations.

c. Prévision modèle

Comme dans le cas précédent, les prévisions d'ARPEGE et du CEP (**Fig. 6.1c-d**) laissent nettement entrevoir une large perturbation précipitante, touchant à la fois l'axe Valence-Pays-Basque et le sud de la France. ARPEGE se comporte mieux du point de vue localisation alors que CEP surestime les cumuls sur les côtes de la Catalogne. Néanmoins, les deux modèles sous-estiment le cumul de pluie sur le sud de la France.

1.4 Cas 3 (26/10/2012, également HyMeX-IOP16)

a. Précipitations

Cet épisode est lié initialement à une perturbation modérément pluvieuse sur le sud de la France le 26 octobre au matin. Celle-ci s'associe dans l'après-midi à des organisations convectives d'une part remontant de la mer sur la région PACA, où elles sont le plus intenses, d'autre part stationnant sur la région des Cévennes. Les cumuls sur 24 h (**Fig. 6.1e**) montrent l'étendue de la zone concernée par des précipitations

modérées (cumuls < 15 mm) ainsi que les deux régions concernées par une activité convective plus forte (cumuls > 100 mm). Le cumul maximal est de 157 mm sur l'ouest des Cévennes, 145 mm sur l'ouest du Var.

b. Dynamique

Les cartes d'altitude sur la **Fig. 6.2g-i** montrent que l'épisode se produit initialement à l'avant d'une structure de fort PV qui arrive dans un flux d'ouest rapide. Le vent d'altitude présente alors nettement une configuration diffluyente. Au milieu de la période (fin d'après-midi), les zones précipitantes (F1 pour les Cévennes et F2 pour la région PACA) sont au contact du fort PV. Elles sont aussi géographiquement en sortie gauche d'un rapide de jet qui s'étire en position zonale sur le sud de la Méditerranée. Les champs de basse-couche (**Fig. 6.3g-i**) montrent que la situation est initialement dominée par une dépression sur l'Espagne et le golfe de Gascogne qui dirige un vent de sud sur le sud de la France. Avec le temps, la dépression se creuse tout en se déplaçant vers l'est. En milieu d'épisode, elle dirige un vent de sud-ouest sur la région PACA, et en fin d'épisode le vent d'ouest domine.

c. Prévision modèle

Les prévisions d'ARPEGE et du CEP (**Fig. 6.1e-f**) laissent aussi bien entrevoir une large perturbation précipitante et localise bien deux maxima sur les Cévennes et la région PACA. Néanmoins, la localisation exacte est mal prévue : ARPEGE et CEP voient le premier maximum à l'est des observations, et ARPEGE voit le deuxième maximum uniquement sur le Var. L'ampleur des cumuls est également sous-estimée sur la région PACA par les deux modèles.

1.5 Cas 4 (11-12/11/2012)

a. Précipitations

Cet épisode est lié à une succession d'orages depuis la Corse et la Sardaigne jusqu'à l'ouest de l'Italie. Il fut initié le 11 novembre au matin et se prolongea jusqu'au 12 novembre en soirée. Le 12 novembre, le système orageux stationne nettement entre le sud de la Corse et la Toscane. La carte des cumuls sur 24 h (**Fig. 6.1e-f**) montre un épisode relativement isolé à l'échelle de l'Italie, avec de très forts contrastes : par exemple, les régions côtières en 44° N n'ont connu que des cumuls inférieurs à 5 mm, alors que les régions côtières en 42.5° N ont connu des cumuls supérieurs à 200 mm. Le cumul maximal observé est de 318 mm. Notons que la partie centrale de l'Italie ne bénéficie que peu d'observations sur la période considérée. D'après les valeurs observées sur la côte est de l'Italie, il est probable que les cumuls ont été supérieurs à 100 mm en de nombreux points de l'Italie centrale entre 42 et 44° N.

b. Dynamique

Les cartes d'altitude sur la **Fig. 6.2j-l** montrent que l'épisode se produit initialement en amont d'un *PV-streamer* qui descend jusqu'en Afrique du Nord. Il dirige alors un rapide flux de sud diffluent sur la zone touchée (T). A ce moment, les fortes précipitations sont situées en entrée droite d'un rapide de jet. Avec le temps, le *PV-streamer* s'enroule dans la partie sud et s'amincit dans sa partie nord. En milieu et fin d'épisode, les fortes précipitations sont au contact de la partie nord du *PV-streamer*. Les champs de basse-couche (**Fig. 6.3j-l**) montrent que tout du long, la zone touchée est associée à un vent de sud à sud-est qui s'arrête assez nettement au niveau de la zone précipitante. La signature de MSLP montre ici une situation d'un thalweg de surface qui prolonge une dépression sur l'Algérie. Malgré une baroclinie moyenne sur la région touchée, cela montre des conditions favorables à la frontogénèse dues à un fort cisaillement horizontal de vent.

c. Prévision modèle

Les prévisions d'ARPEGE et du CEP (**Fig. 6.1g-h**) montrent des erreurs importantes en terme d'intensité ou de localisation. ARPEGE prévoit un cumul important (entre 75 et 100 mm) mais au nord de la zone touchée. CEP prévoit également un maximum au nord mais également un maximum secondaire près de la zone touchée. Il sous-estime néanmoins fortement l'ampleur du cumul.

1.6 Résumé

Les quatre cas choisis permettent d'évaluer plusieurs configurations dynamiques avec différentes prévisibilités. Les cas 2 et 4 sont caractéristiques d'un *PV-streamer* qui dirige un flux de sud depuis l'Afrique du Nord. Bien qu'isolée, l'anomalie de PV sur le cas 1 tend à produire également un net flux de sud. Sur le cas 3, la direction du flux de sud est uniquement observée en basses couches sous l'influence d'une dépression en creusement, alors que le flux d'altitude est dominé par une direction zonale. Les cas 1, 2 sont caractérisés par une large perturbation pluvieuse dans laquelle des orages apparaissent localement. Le cas 3 est marqué par la succession de développements orageux après une première perturbation de grande échelle. Le cas 4 est associé uniquement par un axe étroit de très forte précipitation, en lien avec un système orageux à redéveloppement continu.

L'observation du PV d'altitude sur la zone touchée montre que pour les cas 1 et 3, le fort PV est nettement au contact des précipitations, alors qu'il se situe nettement en amont pour le cas 2.

Du point de vue de la prévisibilité, les prévisions CEP et ARPEGE montrent que les modèles ont eu chaque fois, à très court terme, la capacité de prévoir l'étendue spatiale d'une perturbation fortement précipitante bien que l'ampleur puisse être sous-estimée. Certaines prévisions souffrent nettement d'erreur de localisation, en particulier pour le cas 4.

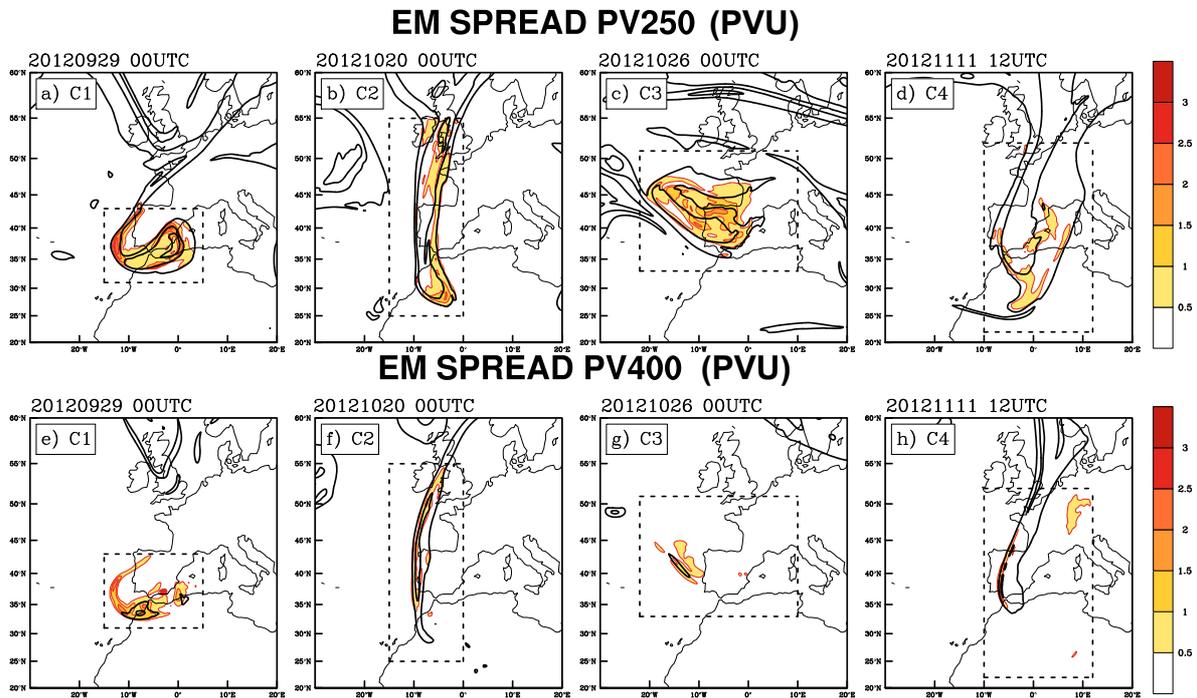


Fig. 6.4 – Ecart-type (couleur, intervalle : 0.5 PVU) et moyenne (contour épais, valeurs : 2, 6, 10 PVU) du PV à l'instant initial (cf. dates en haut et à gauche de chaque carte) pour les 4 cas au niveau 250 hPa (a-d) et niveau 400 hPa (e-h). Le domaine d'implémentation du PV MIMOSA est indiqué en lignes pointillées.

2 Application de l'ensemble de modifications du PV d'après MIMOSA

Nous appliquons ici la même stratégie que sur le cas du 15 juin 2010 (chapitre 5) pour construire un ensemble de prévisions sur la base de modifications du PV initial.

2.1 Etat initial

a. Identification des zones d'implémentation des perturbations du PV

D'après la description précédente, nous avons pu identifier quelles structures de PV en altitude se retrouvent au contact ou en amont de la zone précipitante. Nous avons alors implémenté le PV MIMOSA sur des domaines de 1000 km de côté, centrés sur la structure de fort PV ainsi identifiée. L'instant auquel on procède à la perturbation des conditions initiales est 6 heures ou 12 heures avant le temps initial des prévisions présentées sur la **Fig. 6.1**. La **Fig. 6.4** présente le domaine d'implémentation du PV MIMOSA pour chaque cas.

b. Ensemble du PV à l'état initial

La **Fig. 6.4** présente également pour chaque cas la moyenne et l'écart-type du PV dans l'ensemble construit à l'état initial. Le PV est présenté pour les niveaux 250 hPa et 400 hPa. Il est observé que l'écart-type dépasse 0.5 PVU pour chaque cas, mais il atteint localement 3 PVU pour le cas 1. Les écart-types sont moins forts mais restent nettement visibles à 400 hPa.

Nous rappelons qu'avec différentes configurations de MIMOSA, on échantillonne différentes distributions des gradients et différentes intensités du chauffage diabatique durant la période précédant l'état initial. La première propriété explique que le fort écart-type tend à se concentrer sur le bord des structures de fort PV (zone à fort gradient de la moyenne d'ensemble). Ceci se visualise nettement sur les cas 1 et 2, ainsi que sur la partie basse (niveau 400 hPa) du cas 4. La dernière propriété explique que l'écart-type peut être fort dans l'intérieur de l'anomalie, ce qui est nettement visible pour les cas 1 et 3. Le cas 4 présente un écart-type relativement faible par rapport aux autres cas. Une explication peut être que la structure de PV ne présente pas de fort gradient au niveau 250 hPa.

2.2 Prévision d'ensemble ARPEGE-MIMOSA (EM)

Nous étudions maintenant l'ensemble de prévisions (nommé EM) réalisé à partir des nouveaux états initiaux de PV. Concernant les champs dynamiques, nous présenterons les résultats avec la variance (ou écart-type) d'ensemble. Les champs de précipitation de l'ensemble seront analysés au moyen de la moyenne spatiale, d'un score de précision (RMSE) et finalement d'un point de vue probabiliste.

a. Variance du PV prévu

La variance du PV de l'ensemble est présentée pour chaque cas sur la **Fig. 6.5a-d**, au milieu de la période de 24 h sur un domaine couvrant uniquement l'ouest de la Méditerranée. La zone précipitante est rappelée avec les contours des sous-domaines présentés sur la **Fig. 6.1**. Par comparaison avec la **Fig. 6.4**, on voit que la variance a nettement augmenté pour les cas 1 et 2 : la variance dépasse 3 PVU sur la bordure des structures à fort PV, alors qu'elle ne dépassait 3 PVU que localement sur le cas 1 à l'état initial. Malgré des gradients marqués, la variance est sensiblement moins forte pour le cas 3 et surtout le cas 4. Ceci suggère une sensibilité particulière aux gradients du PV à son état initial pour les cas 1 et 2. On note néanmoins pour les cas 3 et 4 une forte variance localement, chaque fois au contact de la zone précipitante. Ceci suggère une interaction entre les processus nuageux et la dynamique d'altitude.

b. Variance de la pression de surface prévue

Le diagnostic peut être également présenté pour la MSLP (**Fig. 6.5e-h**) à la même échéance que précédemment. Pour les cas 1, 2 et 3, on obtient une variance renforcée

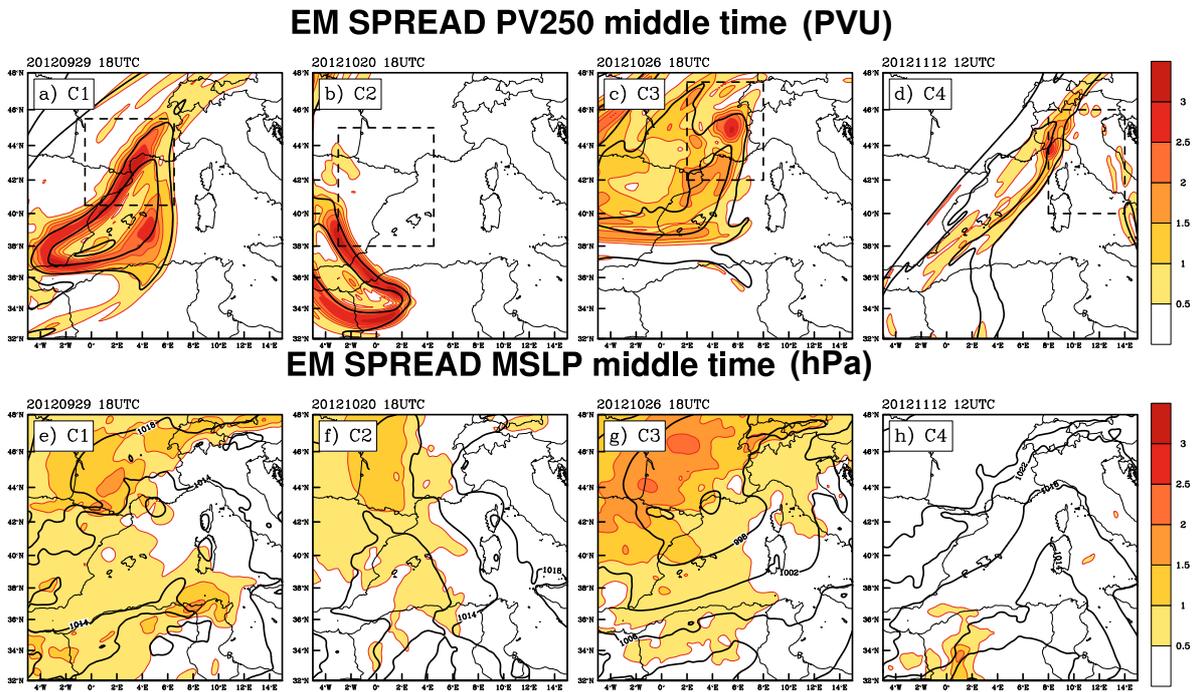


Fig. 6.5 – Ecart-type des champs d'altitude et de surface dans EM au milieu de l'intervalle des précipitations pour chaque cas. a-d) Ecart-type (couleur, intervalle : 0.5 PVU) et moyenne d'ensemble (contour épais, valeurs : 2, 6, 10 PVU) du PV au niveau 250 hPa. e-h) Ecart-type (couleur, intervalle : 0.5 hPa) et moyenne d'ensemble (contour épais, intervalle : 4 hPa) de la MSLP. Données présentées sur un domaine restreint à l'ouest de la Méditerranée. Les sous-domaines pour le calcul des précipitations sont indiqués en trait pointillé sur a-d.

EM SPREAD W925 middle time (m.s-1)

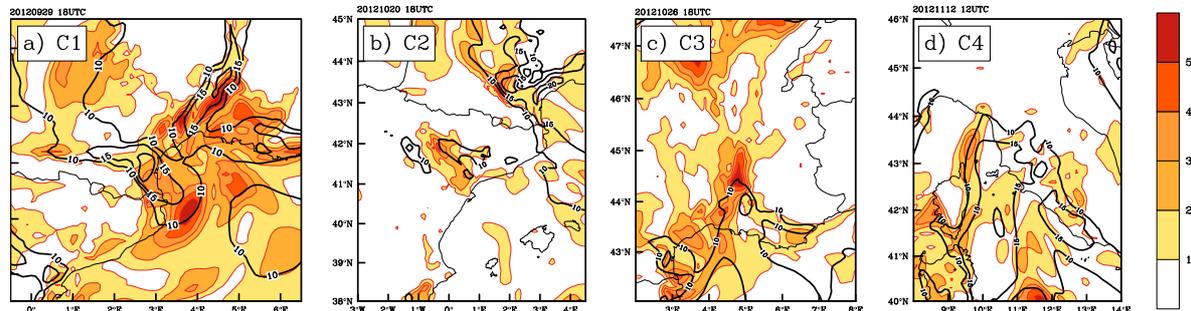


Fig. 6.6 – *Ecart-type (couleur, intervalle : 1 m.s⁻¹) et moyenne d'ensemble (contour épais, valeurs : 10, 15, 20 m.s⁻¹) dans EM du vent au niveau 925 hPa au milieu de la période de précipitations. Données présentées sur le sous-domaine des précipitations.*

sur les terres au nord des Pyrénées. Dans ces situations, la variance est plus faible en mer au niveau du centre dépressionnaire principal. Ce résultat traduit donc pour nos cas d'étude que la dynamique en mer est moins sensible aux perturbations d'altitude que la dynamique sur les terres (au nord des Pyrénées). Pour le cas 3, la variance est particulièrement forte dans le sud de la France, pouvant être liée à un processus de cyclogénèse à l'échelle synoptique (**Fig. 6.3g-h-i**) qui augmente le risque d'interaction verticale et donc de la propagation de la variance d'altitude vers la surface.

c. Variance des vents de basse-couche prévus

Nous étudions ici (**Fig. 6.6**) le résultat pour les vents de basse-couche sur la zone précipitante au milieu de l'intervalle précipitant. Le paramètre présenté est la variance du module du vent à 925 hPa, qui est souvent utilisé pour identifier les jets de basse-couche en Méditerranée. On peut se repérer à la **Fig. 6.3** pour identifier l'orientation du vent. Pour les cas 1 à 3, on repère chaque fois un maximum de vent sur la région Languedoc-Roussillon : il est orienté au nord-ouest pour les cas 1 et 3 (vent de tramontane) et de sud-est sur le cas 2 (vent d'autan). On repère également sur les cas 1 et 3 un maximum de vent dans le sud-est de la France, orienté au nord (vent de mistral, cas 1) ou au sud (cas 3). Pour le cas 2, on identifie un maximum de vent dans la vallée de l'Ebre, orienté au sud-est (en espagnol, *bochorno*), alors que pour le cas 4, c'est un maximum de vent qui remonte à l'est de la Corse et de la Sardaigne touchant le nord de la Toscane (vent de sirroco).

Pour les cas 1 et 3, la variance est localement forte au niveau de ces jets de basse-couche (valeurs supérieures à 5 m.s⁻¹). Elle s'associe avec la forte variance sur la MSLP dans le sud-ouest de la France : la hausse de la MSLP décrite sur le sud-ouest de la France s'associe à une accentuation (resp. ralentissement) des vents de nord (resp. de sud), alors que la baisse de MSLP s'associe à une accentuation (resp. ralentissement) des vents de sud (resp. de nord). Pour le cas 2, une variance localement forte concerne le *bochorno*, alors qu'elle est plus faible sur les côtes sud de la France. Pour le cas 4,

on note que la variance est faible au niveau de la zone réellement touchée par de très fortes précipitations (au milieu du domaine).

Nous voyons que les modifications d'altitude introduites ont la capacité de perturber les jets de basse-couche. Ces perturbations sont maximales pour les cas 1 et 3 sur les vents locaux français, associées à une forte variance de la MSLP sur le sud-ouest de la France. Ceci met en évidence le rôle des perturbations de PV sur la MSLP à la méso-échelle α . Les perturbations de vent à la méso-échelle β sont alors plutôt associées aux perturbations de la MSLP. Néanmoins, pour le cas 2, une variance notable est présente sur le *bochorno*, sans variance forte de la MSLP. Nous nous attendons à ce que la variance sur les jets de basse-couche soit reliée à une variance sur le signal de précipitation.

d. Evaluation des précipitations de l'ensemble EM

En **Fig. 6.7**, nous avons tracé la moyenne spatiale et la RMSE par rapport aux observations, pour chaque membre et pour la moyenne d'ensemble, pour la séquence temporelle sur l'intervalle de 24 h. La procédure s'appuie sur une remontée d'échelles des observations sur la grille du modèle (ici de résolution 0.1°), de façon similaire au chapitre 4 (**Fig. 4.12**). Une observation générale est que la variance est faible, en particulier sur la RMSE. Par construction, la moyenne d'ensemble atténue les gradients et voit son score de RMSE généralement meilleur que tous les autres membres (cas 1, 2 et 3). Pour le cas 1, la RMSE présente plus de variance que les autres cas et de nombreux membres ont une RMSE plus faible que la référence (i.e. prévision opérationnelle) (**Fig. 6.7b**) dans la seconde partie de l'épisode. La moyenne spatiale (**Fig. 6.7a**) montre également une forte variance des quantités de précipitation durant la première phase. En particulier, certains membres prévoient une chronologie nettement plus proche des observations que la référence. Ceci met en évidence qu'on peut améliorer sensiblement la quantité de précipitations et sa chronologie temporelle, mais sans améliorer nettement la RMSE, très dépendante de sa localisation. Ceci nous oblige donc à relativiser la valeur ajoutée de certains membres, observée sur la moyenne spatiale et la chronologie temporelle. Pour les autres cas, ce constat se vérifie également, bien que la variance sur les quantités de précipitation soit plus réduite que le cas 1.

L'information contenue par l'ensemble peut être résumée par des probabilités associées à un dépassement de seuils. Compte-tenu de la thématique générale de cette thèse, portant sur des événements à fort impact, nous considérerons un seuil de fortes précipitations de 50 mm. La répartition spatiale des probabilités est présentée sur la **Fig. 6.8a-d** ainsi que les observations ayant dépassé ce seuil. Les zones de forte probabilités ($Pr > 80\%$) correspondent à des prévisions très similaires et donc traduisant un ensemble peu dispersif sur les fortes précipitations. Les zones de probabilité entre 1 et 80 % traduisent un ensemble plus dispersif sur les fortes précipitations. Sur les 4 cas, on retrouve de fortes probabilités dans les zones terrestres, correspondant à des observations de dépassement du seuil pour les cas 1 (partie française) et 2. Pour les cas 3 et 4, on peut évaluer un décalage des fortes probabilités par rapport aux observations,

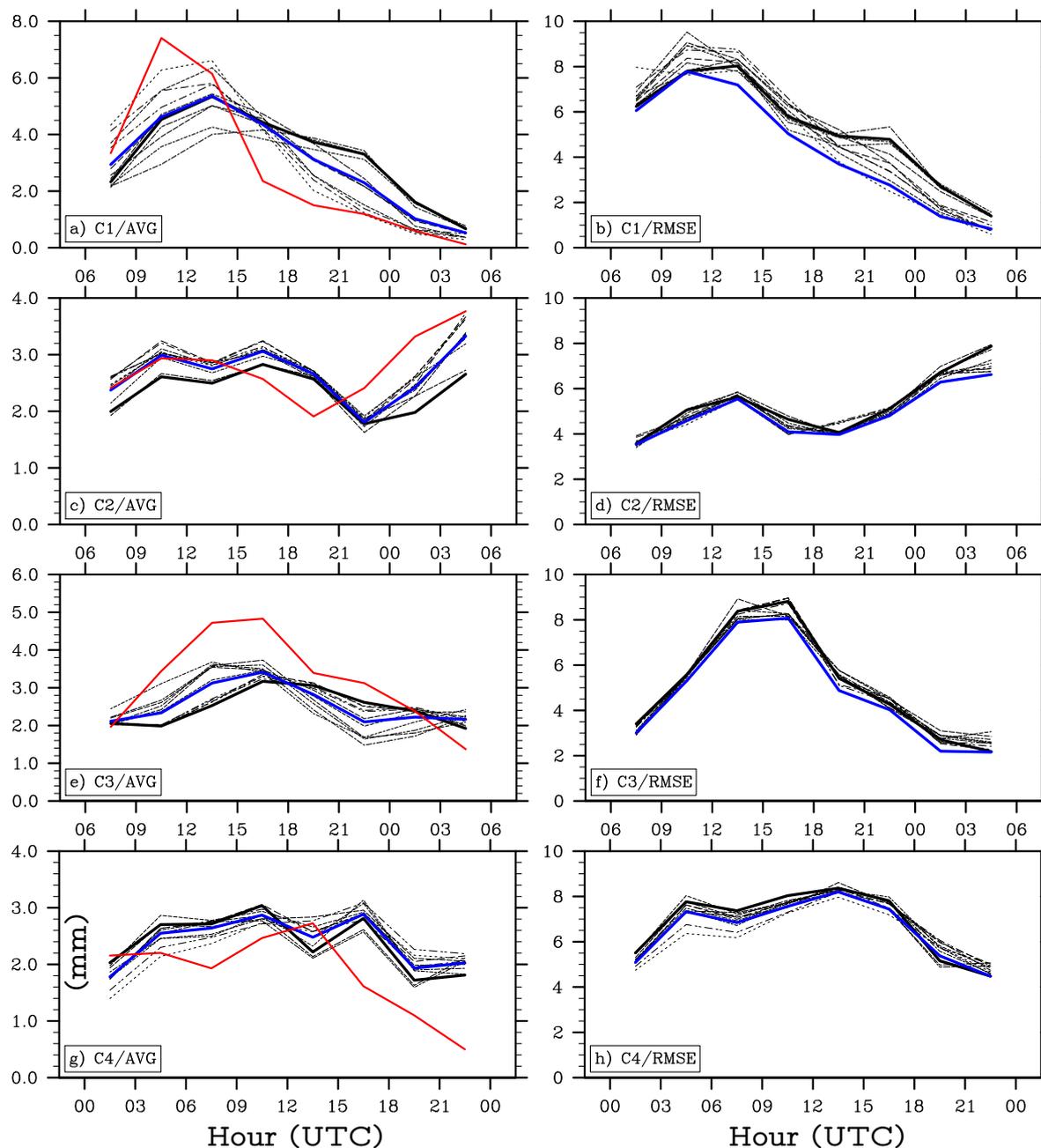


Fig. 6.7 – Séries temporelles de la moyenne spatiale (a,c,e,g) et de la RMSE par rapport aux observations (b,d,f,h) des précipitations sur 3 h (unité : mm) prévues par chaque membre de EM pour chaque cas d'étude (prévision de référence en trait épais). En plus, moyenne d'ensemble (ligne bleue) et observations (ligne rouge). Heure UTC en abscisses. Les données sont pointées au milieu de l'intervalle de 3 h. Domaine de calcul : cf. **Fig. 6.1**.

en particulier pour le cas 4. On note néanmoins pour le cas 1 aussi une zone de plus faible probabilité dans les terres du sud de la France. Pour les zones maritimes, nous avons vu que les probabilités non nulles (traduisant de fortes précipitations possibles) sont inférieures à 80% sur les cas 1 (golfe du Lion) et 2 (sud du domaine). Ceci montre que l'ensemble est plus dispersif sur les fortes précipitations maritimes que sur les fortes précipitations terrestres, pour ces 2 cas.

2.3 Résumé et discussion

La variance de l'ensemble EM a été étudiée pour les champs dynamiques et les précipitations. Il apparaît pour 2 cas sur 4 une nette augmentation de la variance sur le PV d'altitude. Pour les deux autres cas, la variance du PV n'augmente que localement. Ceci montre que les modifications du PV d'altitude avec MIMOSA ne sont pas systématiquement associées à une croissance des perturbations à ce même niveau. Il apparaît néanmoins un impact significatif sur les champs de surface. Il faut noter que la procédure d'inversion du PV propage dès l'état initial une partie de la variance d'altitude vers la surface. La variance des champs de basse-couche peut donc croître même sans couplage dynamique surface-altitude au cours de la prévision, comme il semble que ce soit effectif pour les cas 1 et 2.

Cette croissance significative et quasi-symétrique de la variance d'ensemble est un résultat important car il indique que les états initiaux sont en équilibre avec les équations du modèle et d'autre part qu'il n'est pas nécessaire de projeter les perturbations sur des modes instables (vecteurs singuliers) pour observer une croissance de l'amplitude des perturbations. Néanmoins, dans le cas 4, la variance est faible pour tous les champs alors que l'erreur de prévision était forte, montrant les limitations au cas par cas.

Sur les 4 cas considérés, on peut diagnostiquer un lien possible entre la variance des champs d'altitude et celle des précipitations : le cas 1 montre une forte variance pour tous les champs dynamiques et est associée à la variance maximale des précipitations ; le cas 4 montre la plus faible variance sur les champs dynamiques et est associé à une variance faible des précipitations. On note néanmoins que ce n'est pas la situation avec une variance de la MSLP la plus forte qui conduit à la plus forte variance de précipitations (cas 3).

Enfin, on note d'après les probabilités de dépassement du seuil 50 mm une certaine dichotomie : l'ensemble est peu dispersif (et souvent à juste titre) sur les fortes précipitations terrestres alors qu'il est plus dispersif en mer. Ceci peut suggérer que les fortes précipitations terrestres sont plus contraintes par des facteurs externes (par exemple le relief). Nous chercherons dans la partie suivante à évaluer objectivement la performance de l'ensemble sur la base de scores généraux, sans distinguer le comportement au cas par cas.

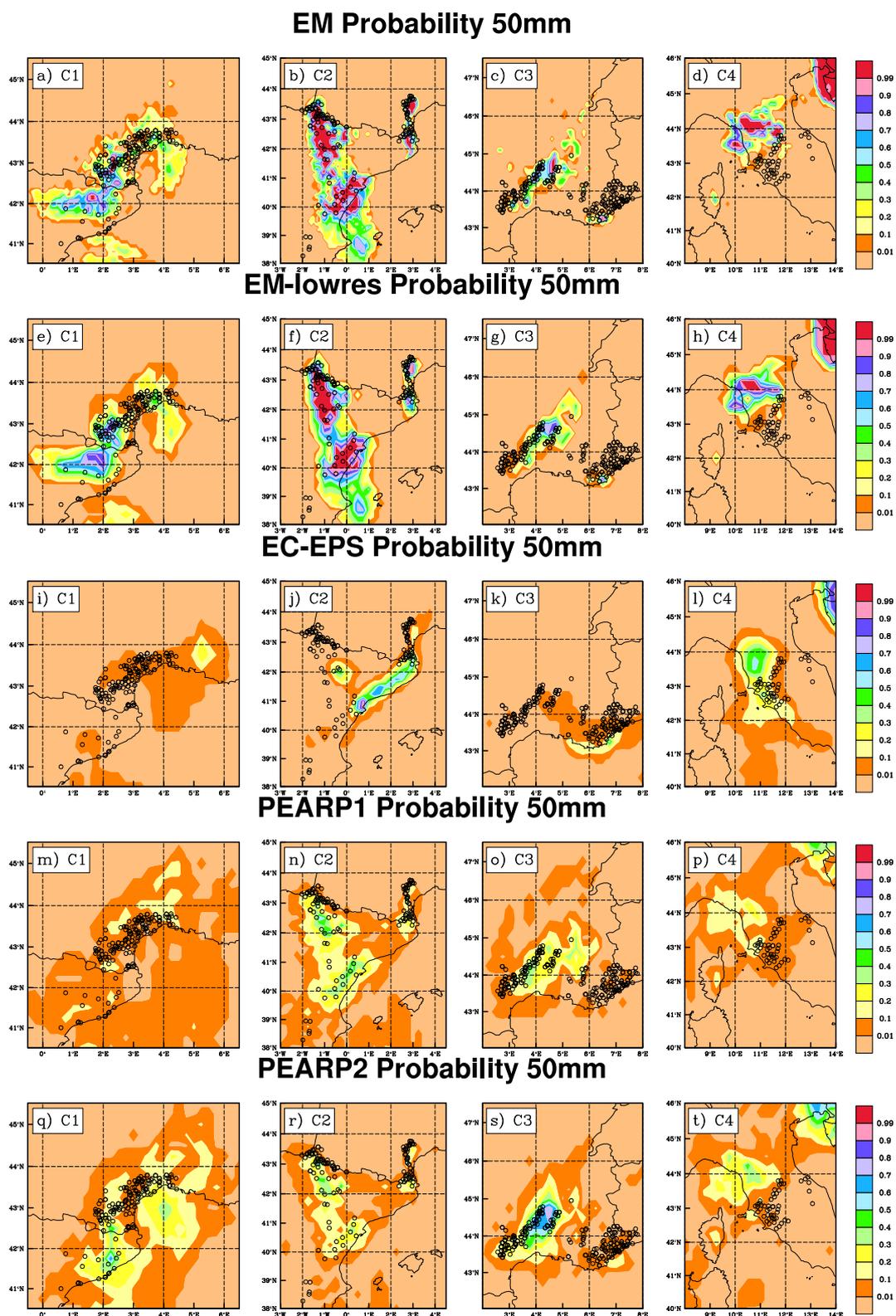


Fig. 6.8 – Probabilités prévues du cumul 24 h > 50 mm, pour chaque cas, par 4 ensembles : a-d) EM, e-h) EM-lowres, i-l) EC-EPS, m-p) PEARP1, q-t) PEARP2. Observations avec cumul 24 h > 50 mm (cercles noirs).

3 Evaluation objective de l'ensemble

Dans cette partie, nous cherchons à évaluer l'ensemble des prévisions probabilistes issues de l'ensemble EM, après que celles-ci ont été agrégées en différentes classes. L'évaluation de EM sera réalisée en comparaison de 2 autres systèmes de prévisions probabilistes classiquement utilisés en météorologie. Le premier, issu de Météo-France, est optimisé pour des courtes échéances. Le second, issu du CEP, est optimisé pour la grande échelle et donc ne peut être utilisé comme la meilleure référence.

3.1 Présentation des méthodes d'évaluation

Un sommaire détaillé du vocabulaire et des méthodes d'évaluation de prévisions probabilistes peut être lu dans [Wilks \[1995\]](#). Nous n'en retiendrons ici qu'un panel réduit, soit l'«habileté» (en anglais : *skill*), la «précision» (en anglais : *accuracy*), la «fiabilité» (en anglais : *reliability*), la «résolution» (en anglais : *resolution*) et la «cohérence» (en anglais : *consistency*).

Ces notions peuvent être introduites à l'aide du score de Brier (BS). Celui-ci généralise la RMSE, qui est un score de précision, à une probabilité prévue y de dépassement d'un seuil donné :

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - o_k)^2 \quad (6.1)$$

avec $o_k = \{0, 1\}$ observation sur le dépassement du seuil au point k et n taille de l'échantillon (ici, l'échantillon regroupe toutes les probabilités prévues pour l'ensemble des cas d'étude).

On cherche à étudier les probabilités conditionnelles aux probabilités prévues y_i . Dans notre ensemble, on peut prévoir $I = 11$ probabilités. Chacune a un nombre d'occurrences (ou fréquence) N_i dans l'échantillon de taille n . La fréquence observée de dépassement de seuil dans le sous-échantillon défini par $y = y_i$ peut s'exprimer sous forme de probabilité conditionnelle $\bar{o}_i = p(o = 1|y_i)$. La barre symbolise le fait qu'on parle d'une fréquence observée sur un sous-échantillon. La fréquence observée de dépassement de seuil dans l'échantillon total est appelée «climatologie» et se note \bar{o} . Le BS peut alors se décomposer en 3 termes :

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^I N_i (y_i - \bar{o}_i)^2 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^I N_i (\bar{o}_i - \bar{o})^2 + \bar{o}(1 - \bar{o}) \quad (6.2)$$

Le premier terme est une mesure de la fiabilité. Il augmente avec la distance entre les probabilités prévues et les probabilités conditionnelles observées. Le deuxième terme est une mesure de la résolution. Il augmente avec la distance entre les probabilités conditionnelles observées et la probabilité climatologique. Dit autrement, il mesure la dépendance des probabilités conditionnelles observées aux probabilités prévues. Le dernier terme dépend uniquement de la climatologie. Il est maximal pour une probabilité climatologique égale à 0.5.

Un score fréquemment utilisé est le score d'habileté de Brier (BSS), qui met en rapport le BS du système de prévision probabiliste avec le BS d'une référence :

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{ref}} \quad (6.3)$$

Dans le cas où on applique notre ensemble sur un ensemble réduit de cas, alors la référence est la climatologie calculée sur l'échantillon entier. Le BSS est alors notamment dépendant des cas considérés, et donc la signification absolue du BSS est discutable. Nous utiliserons le BSS surtout en comparaison d'autres systèmes de prévision d'ensemble pour une même climatologie.

Pour évaluer la fiabilité, on utilise le diagramme de fiabilité $\bar{o}_i = f(y_i)$ qui affiche visuellement la distance $|y_i - \bar{o}_i|$ pour chaque classe y_i . Un ensemble idéal dessine une diagonale, i.e. $y_i = \bar{o}_i$ qui est la ligne de «fiabilité parfaite». Une étude sur le signe de BSS montre que ce dernier est positif si \bar{o}_i se situe au-dessus de la droite de pente 1/2 et qui intersecte le point (\bar{o}, \bar{o}) (ligne de «no-skill»). Enfin, le terme de résolution s'annule si $\bar{o}_i = \bar{o}$ (ligne de résolution nulle). En pratique, il est conseillé de définir des classes de probabilités, aboutissant à une relation $\bar{o}_i = f(y_i^*)$, où chaque classe K_i est représentée par son centre de gravité y_i^* (suivant Bröcker and Smith [2007]) et \bar{o}_i est alors la moyenne des probabilités d'observation conditionnelles dans le sous-échantillon $y \in K_n$.

Une autre évaluation de l'ensemble peut être réalisée à l'aide d'un diagramme de ROC (de l'anglais : *relative operating characteristics*), lequel met l'accent sur la prise de décision. Une illustration est donnée sur la **Fig. 6.9**. Le diagramme de ROC représente graphiquement le taux moyen de succès (ou HR) et le taux moyen de fausses alarmes (ou FAR) pour plusieurs seuils de probabilité y_s prévue, dans l'hypothèse où chaque dépassement de seuil $y > y_s$ motive une prise de décision. Les faibles probabilités sont très fréquentes et maximisent doublement le FAR et le HR (le seuil de 0 % est associé au point (1, 1)) alors que les fortes probabilités sont peu fréquentes et associées à un taux de FAR et HR réduits (le seuil de 100 % est associé au point (0, 0)). De plus, la courbe formée par les points (FAR_i, HR_i) se situe généralement au-dessus la diagonale 1 : 1. L'ensemble offre une aide à la prise de décision s'il existe un seuil de décision qui est associé à un HR élevé et un FAR faible, donc si la courbe formée par les (FAR_i, HR_i) se rapproche du point (0, 1). Un score habituellement utilisé est l'aire sous la courbe, soit l'intégrale $A_{ROC} = \int_0^1 (HR)d(FAR)$: en effet celle-ci augmente mathématiquement lorsque la courbe se rapproche du point (0, 1).

Tous les scores développés sont fondamentalement associés à un seuil de dépassement donné, disons pour les précipitations : $R > R_t$. Pour chaque score, une mesure plus générale peut être réalisée en regroupant plusieurs seuils de dépassement dans la constitution des classes : $y_i^* = \eta^{-1} \sum_t y_i^*(R_t)$ avec η nombre de seuils considérés. On doit considérer alors les probabilités d'observation conditionnelles $\bar{o}_i = \eta^{-1} \sum_t \bar{o}_i(R_t)$. Cette agrégation des probabilités ne permet plus de définir la climatologie \bar{o} et donc les lignes de résolution nulle et de *no-skill*.

Enfin, on utilisera le diagramme de rang (ou diagramme de Talagrand, Talagrand

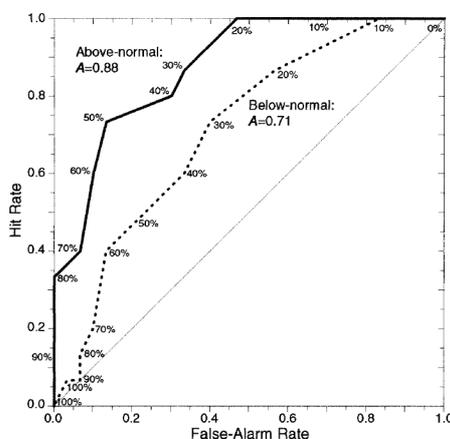


Fig. 6.9 – Exemple d'un diagramme de ROC montrant la valeur ajoutée d'un ensemble à 10 membres pour la décision, d'après [Mason and Graham \[1999\]](#). le diagramme affiche le HR et le FAR lorsque la décision est prise pour une certaine probabilité dans l'ensemble. Les deux courbes matérialisent deux périodes d'études. A est l'aire sous la courbe du ROC. La diagonale 1 : 1 est la ligne de «no-skill».

[et al. \[1997\]](#)) pour évaluer la cohérence de l'ensemble. Le rang d'une observation se définit de la façon suivante : 1) on effectue un tri croissant de l'ensemble des M prévisions au point d'observation, aboutissant à une série f_m avec $m = 1, \dots, M$; 2) on définit les intervalles $J_m = [f_m, f_{m+1}[$; 3) l'observation a un rang $m + 1$ si elle est incluse dans J_m . Le diagramme de rang est alors construit comme l'histogramme des rangs. La cohérence est optimale lorsque la PDF du système de prévision d'ensemble est identique à la PDF des observations. Pour un grand ensemble de prévisions, cela correspond à un histogramme plat. Dit autrement, pour une observation donnée, tous les rangs sont équiprobables. Si les probabilités associées à un rang donné sont plus fortes pour les rangs-milieu, alors l'ensemble est dit «sur-dispersif», i.e. il sous-échantillonne les valeurs à forte probabilité. Si les probabilités sont plus faibles sur les rangs-milieu, alors l'ensemble est dit «sous-dispersif», i.e. il sous-échantillonne les valeurs à faible probabilité. La cohérence se rapproche nettement de la résolution, au sens qu'on cherche à augmenter (resp. diminuer) le nombre de membres sur la gamme des fortes (resp. faibles) probabilités d'observation.

3.2 Evaluation et comparaison avec 3 autres ensembles

a. Autres systèmes opérationnels

EM a été comparé aux prévisions opérationnelles utilisées à Météo-France : le système du CEP (nommé EC-EPS), et le système de Météo-France (PEARP). Nous avons retenu la prévision de EC-EPS initialisée en même temps que EM (soit le réseau 0 UTC pour les cas 1, 2 et 3 et celui de 12 UTC pour le cas 4). PEARP n'est pas disponible

sur ce réseau ; nous avons alors retenu pour PEARP les deux prévisions encadrant (6 heures avant – PEARP1 – et après –PEARP2) celle de EM et EC-EPS : PEARP1 correspond au réseau de 18 UTC pour les cas 1, 2 et 3, 6 UTC pour le cas 4. PEARP2 correspond au réseau de 6 UTC pour les cas 1, 2 et 3, 18 UTC pour le cas 4.

- le système EC-EPS contient 51 membres (50 membres perturbés et 1 prévision de contrôle) sur une grille de résolution 32 km. Aux moyennes et hautes latitudes, il utilise 3 méthodes de perturbations : 25 perturbations de l'état initial sont obtenus comme la combinaison de vecteurs singuliers, avec une fenêtre d'optimisation de 48 h, et d'une assimilation d'ensemble utilisant des perturbations des observations et de la température de surface de la mer. Les 25 perturbations supplémentaires sont choisies par symétrie. Au cours de l'intégration, l'incertitude du modèle est simulée par une méthode de perturbation stochastique sur les tendances physiques (version modifiée de [Buizza et al. \[1999\]](#) pour une géométrie spectrale) et par une méthode de rétrodiffusion de l'énergie cinétique issue des échelles non-résolues (SKEB, [Shutts \[2005\]](#)).
- le système PEARP contient 35 membres (34 membres perturbés et 1 prévision de contrôle) sur une grille de résolution variable (15 km sur la France). Il utilise 3 méthodes de perturbations, qualitativement comparables au système EC-EPS. L'incertitude du modèle est néanmoins simulée de façon différente (10 jeux de paramétrisations physiques).

Nous avons ré-échantillonné les 4 prévisions à la résolution similaire de 0.25° (≈ 25 km, soit à une échelle proche de EC-EPS), tout en gardant à l'esprit que les processus sont résolus à différentes échelles dans chaque prévision. Pour l'évaluation objective, nous avons considéré chaque ensemble sans sélection des membres de telle sorte qu'on évalue réellement la performance de l'ensemble complet dans les conditions opérationnelles. Pour le diagramme de rang, qui impose de pouvoir comparer des prévisions avec un nombre de rangs identiques, nous avons utilisé une répétition d'un échantillonnage aléatoire. Nous pointons également le fait que le système EC-EPS a été optimisé pour des échéances à moyen terme (autour de 7 jours) et donc son évaluation à court-terme peut être discutable.

b. Comparaison des probabilités sur le seuil 50 mm

Pour introduire le comportement des différents systèmes, nous avons recalculé les probabilités des 4 prévisions pour le seuil 50 mm, après ré-échantillonnage sur la grille de 0.25° (**Fig. 6.8**). La comparaison de EM à la résolution originale (0.1 degrés) avec la version dégradée (EM) montre que les probabilités sont relativement peu affectées par le changement de résolution. Bien qu'on note généralement un effet d'atténuation, des probabilités supérieures à 99 % persistent pour les cas 2 et 4. La superposition des observations permet une comparaison visuelle.

La comparaison de EM avec EC-EPS met en évidence des différences importantes : la valeur des probabilités est nettement plus faible dans EC-EPS, en particulier il n'y a aucune probabilité supérieure à 60 % pour les cas 1, 3 et 4. On note néanmoins que des

probabilités non-nulles (au moins 1 membre de l'ensemble dépasse le seuil) couvrent des régions plus étendues sur le cas C3 (où des précipitations ont été observées) et que des probabilités supérieures à 20% sont observées au niveau de la zone touchée sur le cas 4. Il apparaît ainsi en première approche que le système EC-EPS est moins bien adapté que EM pour prévoir un seuil de 50 mm, mais EM semble en contre-partie nettement sous-dispersif, privilégiant les fortes probabilités au détriment d'une bonne localisation. Les prévisions PEARP1 et PEARP2 sont également mal adaptées pour prévoir un tel seuil, privilégiant des probabilités faibles à moyennes. Néanmoins, elles proposent des probabilités plus élevées que EC-EPS sur les cas 2 et 3. Par ailleurs, le rapprochement de l'initialisation (PEARP2 comparé à PEARP1) conduit généralement à augmenter les probabilités sauf sur le cas 2.

c. Diagramme de fiabilité

Nous nous intéressons maintenant aux propriétés statistiques des 4 ensembles, relativement à la climatologie définie par les 4 cas (représentatifs de situations à fortes précipitations). Le diagramme de fiabilité est réalisé après regroupement des probabilités prévues en $I=6$ classes.

Nous discutons en premier le cas où on agrège les résultats pour 7 seuils de précipitation compris entre 1 et 100 mm. En référence à la diagonale, PEARP2 est l'ensemble avec la meilleure fiabilité, suivi par PEARP1. EM et EC-EPS ont une résolution significative, mais souffrent d'un biais conditionnel : pour EM, les fortes probabilités prévues surestiment la probabilité d'observation, alors que pour EC-EPS, les faibles probabilités prévues sous-estiment la probabilité d'observation.

L'exercice est réalisé à nouveau pour le seuil unique de 20 mm, correspondant à des précipitations modérées (les seuils supérieurs ne permettent pas de remplir toutes les classes de probabilité) (**Fig. 6.10e-h**). Tout d'abord, l'effectif N_i des classes K_i (i.e. la fréquence des $y_i \in K_n$) a été calculé pour évaluer l'impact de chaque classe sur le BSS (cf. équation 6.1 avec y_i remplacé par y_i^*). Les histogrammes sont présentés au coin de chaque graphe. Pour les probabilités proches de 0, EM montre le plus fort biais conditionnel (sous-estimation par rapport aux observations). Il devient meilleur pour les probabilités moyennes mais celles-ci sont associées à un effectif très réduit. PEARP2 montre la meilleure fiabilité pour les probabilités moyennes, celles-ci étant en plus associées à des effectifs conséquents. Pour les fortes probabilités, PEARP1 a la meilleure fiabilité mais l'effectif est relativement faible sur PEARP1. EM a la plus faible fiabilité. EM montre un biais conditionnel, surestimant nettement les observations. EC-EPS montre un comportement entre PEARP2 et EM.

d. BSS

Nous avons calculé le *BSS* pour différents seuils de précipitation (ici de 1 à 50 mm) (courbe du bas sur **Fig. 6.10i-l**). On vérifie pour le seuil de 20 mm que EM a le plus faible score en raison d'un fort biais conditionnel sur les fortes probabilités. Cette

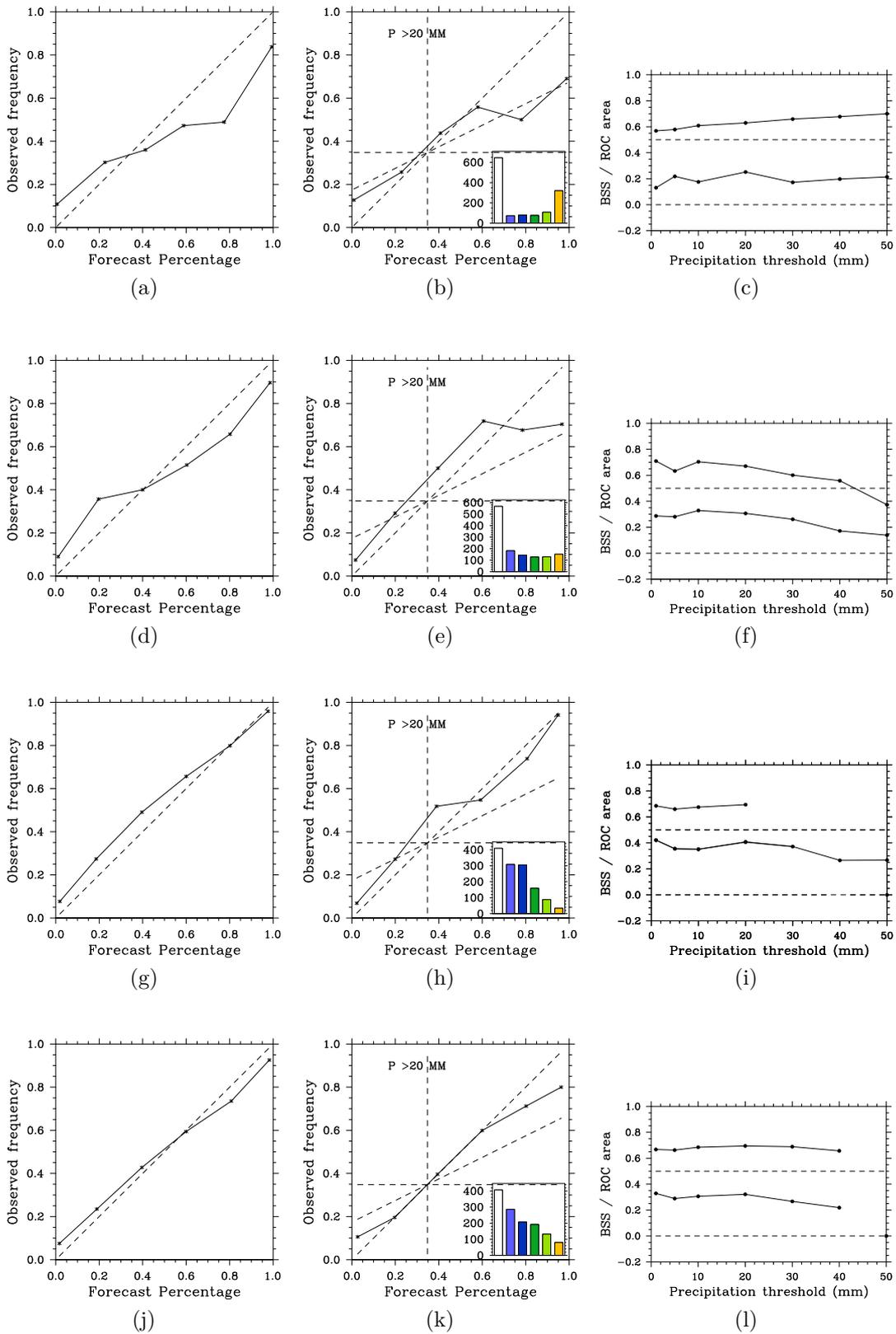


Fig. 6.10 – Cf. légende page suivante

Fig. 6.10 – (Page précédente) Diagrammes de fiabilité (gauche et milieu) et scores statistiques (droite) pour le cumul 24 h pour les ensembles EM-lowres (a-c), EC-EPS(d-f), PEARP1 (g-i) et PEARP2 (j-l). Diagrammes de fiabilité pour tous seuils de précipitations (a,d,g,j) et seuil 20 mm (b,e,h,k). Diagrammes de droite : A_{ROC} (courbe du haut) et BSS (courbe du bas) pour différents seuils de précipitation (unité : mm).

faiblesse de EM se vérifie pour tous les seuils bas de précipitations. PEARP1 a un meilleur score que PEARP2 et EC-EPS pour ces mêmes seuils malgré une fiabilité qui a été diagnostiquée meilleure pour PEARP1. Pour les seuils de précipitation supérieurs à 20 mm, le BSS tend à baisser sur tous les ensembles sauf EM, mais PEARP1 a toujours le meilleur score. Notons que pour les seuils élevés de précipitation, le calcul est biaisé par des données incomplètes (les fortes probabilités ne sont pas représentées pour les seuils élevés).

e. Aire sous la courbe du ROC

Sur la même figure que pour le BSS, nous avons tracé l'aire sous la courbe du ROC (A_{ROC}) pour les mêmes seuils de précipitation (courbe du haut sur **Fig. 6.10i-l**). La courbe du ROC ne peut être calculée dans son intégralité pour la même raison que sur le BSS, et conduit à une valeur 0. EM montre un score jusqu'à 50 mm et PEARP1 ne montre pas de scores au-dessus 30 mm. Pour les seuils inférieurs, EM est l'ensemble le moins performant alors que PEARP1 est le plus performant. Néanmoins, on note que (A_{ROC}) augmente avec les seuils de précipitations pour EM, alors qu'il baisse pour les 3 autres ensembles. Ceci montre que EM est plus utile pour élaborer une décision sur un risque de forte précipitation, par rapport aux autres ensembles et aux faibles seuils de précipitation.

f. Diagramme de rang

Le diagramme de rang a été calculé pour les 4 ensembles sur la base des précipitations (incluant 0 mm). Les observations associées à plusieurs rangs possibles ont été réparties avec un choix aléatoire. Pour obtenir le même nombre de rangs, nous avons calculé pour le système EC-EPS et PEARP la moyenne d'un ensemble de 100 tirages aléatoires de 11 membres. Pour EM, nous avons également effectué 100 tirages de sorte que les résultats ne soient pas dépendants du choix aléatoire dans une situation où l'observation a plusieurs rangs possibles. Les fréquences sont exprimées sur la forme du nombre d'occurrences. La ligne horizontale représente le diagramme théorique associé à une cohérence parfaite.

Les résultats (**Fig. 6.11a-d**) montrent que le système PEARP a la meilleure cohérence et que EM a la moins bonne. Ce résultat est cohérent dans la mesure où PEARP est un système opérationnel optimisé sur les échéances de l'exercice, contrairement à EC-EPS, et résolvant explicitement des échelles plus fines. Notons par ailleurs que EM

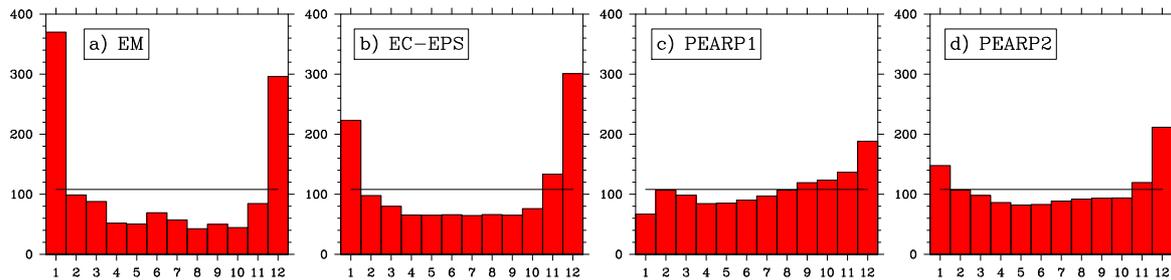


Fig. 6.11 – Diagrammes de rang pour les ensembles EM (a), EC-EPS (b), PEARP1 (c) et PEARP2 (d) après réduction de EC-EPS, PEARP1 et PEARP2 à 11 membres, pour toutes les valeurs de précipitation (0 mm inclus). Ligne de cohérence parfaite (horizontale).

est un ensemble expérimental échantillonnant une partie seulement des incertitudes initiales, et donc ne peut pas produire une cohérence optimale.

4 Conclusion

L'évaluation objective de EM (après projection sur une grille de 0.25°), sur 4 situations de précipitations modérées à fortes, en comparaison de 3 autres ensembles extraits de 2 systèmes de prévision d'ensemble (EC-EPS et PEARP) donne les résultats suivants :

- Résolution : EM affiche une résolution significative pour tous les seuils confondus ou un seuil de précipitations modérées (20 mm). Mais elle est généralement inférieure aux autres ensembles.
- Fiabilité : sur tous les seuils, EM affiche une fiabilité du même ordre que EC-EPS avec les nuances suivantes : EM sur-estime plus que EC-EPS les fortes probabilités alors que EC-EPS sous-estime plus que EM les faibles probabilités. Le système PEARP est généralement le mieux calibré. Pour le seuil de 20 mm, EM est l'ensemble qui présente le biais haut le plus fort aux fortes probabilités, qui le rapproche de la ligne de *no-skill*.
- Habileté : EM affiche des scores d'habileté généralement inférieurs aux autres ensembles. Néanmoins, la décroissance des scores avec les seuils de précipitation est moins forte pour EM que les autres ensembles. Ce résultat peut être biaisé par une représentation insuffisante des fortes probabilités dans les autres systèmes.
- Aide à la décision : d'après A_{ROC} , EM est le moins utile pour les faibles seuils de précipitation mais se montre le plus utile pour les seuils élevés (40 ou 50 mm).

On note de façon générale que la valeur ajoutée de EM par rapport aux autres ensembles est meilleure pour les seuils élevés de précipitation que pour les faibles seuils. Cette caractéristique peut s'expliquer en partie à cause de la résolution spatiale de EM (0.1°), qui est mieux adaptée au calcul des fortes précipitations locales. De même, le système PEARP a une résolution spatiale plus fine que EC-EPS et donc peut expliquer

ses meilleures performances. La construction de l'ensemble, centrée sur l'incertitude d'un seul paramètre, peut expliquer aussi pourquoi l'ensemble est généralement sous-dispersif autour du membre de référence. Ceci maximise les scores d'habileté (BSS) sur les seuils élevés lorsque des fortes précipitations sont bien prévues par le membre de référence (ce qui est vérifié pour 3 cas sur 4).

Enfin, nous avons vu une dichotomie entre les régions terrestres et maritimes de la Méditerranée. EM propose une variance plus forte des fortes précipitations en mer que sur les terres. Ce résultat est cohérent dans l'hypothèse où les épisodes terrestres sont conditionnés par l'interaction entre un flux synoptique et le relief. Une exception notable a été décrite au chapitre 5 pour la deuxième phase de l'épisode du 15 juin 2010, dans laquelle le couplage surface-altitude est jugé responsable de la perte de prévisibilité.

Conclusion

Au travers d'une synthèse bibliographique nous avons montré que la dynamique atmosphérique associée aux épisodes de fortes pluies méditerranéennes a été largement étudiée. Elle implique souvent la présence d'une anomalie d'altitude dont la signature est identifiable sur le champ de tourbillon potentiel (PV). Si le rôle d'une telle anomalie sur une dépression barocline des latitudes moyennes a été largement étudié et compris, son rôle sur la convection profonde est moins établi. Dans le cadre d'une étude de prévisibilité à court terme, dont on peut supposer qu'elle ne contient pas d'incertitudes à l'échelle synoptique, nous nous sommes intéressés aux deux questions suivantes : quelle est la sensibilité d'une situation de fortes précipitations en Méditerranée à l'anomalie d'altitude et à sa structure de moyenne échelle ? Quels outils mettre en oeuvre pour réaliser une telle étude de sensibilité ?

La prévisibilité est traditionnellement abordée à l'aide d'un système de prévision d'ensemble. Ces derniers sont supposés échantillonner les sources d'erreurs des systèmes déterministes, i.e. les erreurs initiales et les erreurs de modélisation. A cela s'ajoutent les erreurs issues du couplage latéral dans le contexte de la prévision à aire limitée. Ces différentes sources d'erreurs sont imparfaitement prises en compte aujourd'hui par les systèmes de prévision d'ensemble conçus pour traiter l'échelle synoptique. A méso-échelle, ce constat est d'autant plus vrai que les limitations actuelles des capacités de calcul conduisent à limiter le nombre de membres des ensembles (rarement plus que 10 membres). Il ne s'agit pourtant pas d'opposer la prévision d'ensemble à l'échelle synoptique et la prévision d'ensemble à l'échelle convective car, notamment dans le contexte des épisodes précipitants méditerranéens, les systèmes convectifs de méso-échelle sont largement conditionnés par l'échelle synoptique.

Un nouvel axe de recherche s'est développé récemment visant à relier les incertitudes attachées à des détails contenus dans les anomalies d'altitude à la prévision par l'introduction de perturbations systématiques du champ de tourbillon potentiel (Plu and Arbogast [2005], Arbogast et al. [2008], Vich et al. [2011a,b]). Cette approche part du constat que les petites échelles du PV sont mal contrôlées par les systèmes d'assimilation de données de grande échelle et qu'elles peuvent jouer un rôle précurseur dans le développement des précipitations méditerranéennes. Nous avons suivi cette approche et construit un système de prévision d'ensemble fondé sur diverses représentations des anomalies d'altitude initiales à méso-échelle. L'originalité de notre étude réside dans l'utilisation d'un modèle basé sur la conservation matérielle du PV (MIMOSA). Cette

approche ignore les phénomènes diabatiques, sources ou puits de tourbillon potentiel. Néanmoins son point fort réside dans le fait qu'elle permet de mieux représenter les zones de gradients importants et le processus de filamentation, lui-même contraint par la grande échelle.

Une telle étude nécessite en outre de pouvoir inverser le PV afin d'obtenir les champs de vent et de masse de l'état atmosphérique modifié. Nous avons testé deux méthodes d'inversion sur une anomalie de PV de moyenne-échelle (contenant des structures de largeur d'environ 10 km). La première méthode ([Davis and Emanuel \[1991\]](#)) est fréquemment citée dans la littérature. Elle considère un PV non-linéaire construit à partir du seul vent non-divergent et un équilibre non-linéaire reliant les champs de vent non-divergent et de masse. Elle a été conçue pour inverser le PV sur un domaine limité. La deuxième méthode est de conception plus récente ([Arbogast et al. \[2008\]](#)). Elle recherche une solution appartenant au sous-espace des solutions du modèle et inverse le tourbillon potentiel d'Ertel sans hypothèse sur le caractère plus ou moins non-divergent du vent. La méthode est conçue pour traiter la sphère. Les tests que nous avons réalisés sur un PV à fine échelle montrent des différences importantes entre les résultats obtenus au moyen des deux méthodes. On peut évoquer trois raisons principales : 1) le domaine (limité) utilisé par la première méthode ([Davis and Emanuel \[1991\]](#)) semble contraindre la dynamique ; 2) des différences dans la manière de spécifier les conditions d'équilibre ; 3) les différentes opérations d'interpolation nécessaire lorsque l'on manipule des grilles par trop différentes. Il semble que la méthode de [Arbogast et al. \[2008\]](#) est plus à-même de reproduire l'amplitude réelle de la réponse atmosphérique à une anomalie de PV à méso-échelle.

Le modèle d'advection de PV, MIMOSA, a été adapté à des résolutions spatiales de 4 à 25 km de résolution et aux projections classiquement utilisées par les modèles météorologiques à aire limitée. Une expérience de contrôle, où le PV est traité comme un traceur passif, a permis de vérifier que la géométrie des structures à l'échelle synoptique est bien corrélée avec celle du PV des analyses, ce qui n'est pas le cas pour les intensités. Ceci s'explique par le fait que l'évolution réelle est diabatique et que le PV analysé ne se comporte pas comme un traceur passif. Pour pallier le problème, il est possible de relaxer la solution vers le PV analysé. Toutefois, le but de notre démarche, n'était pas de chercher à améliorer le PV analysé mais de construire un ensemble de champs de PV différents des analyses. A cette fin, nous avons utilisé différentes configurations du schéma d'advection et différentes dates d'initialisation. Nous avons alors retenu 8 combinaisons des paramètres de MIMOSA sans relaxation et 2 combinaisons avec relaxation, formant un ensemble de 10 réalisations du PV autour de l'analyse (CTRL). Cette combinaison, empirique par essence, conduit à une variance du PV à l'état initial ainsi qu'à courte échéance le long des zones de forts gradients que l'on a jugée raisonnable.

La méthode d'ensemble ainsi construite a été appliquée à 5 cas réels, incluant le cas des inondations du Var du 15 juin 2010. Ce dernier est l'un des cas les plus dramatiques que la France ait subi depuis les inondations du Gard en 2002. Il se distingue des épisodes classiques du sud de la France par le mois d'occurrence inhabituel et la localisation

géographique inaccoutumée. Il est de plus répertorié comme mal prévu y compris à courte échéance et les études réalisées a posteriori n'ont que partiellement permis de comprendre sa faible prévisibilité.

Dans un premier temps, après un rappel sur la séquence des précipitations et des systèmes nuageux observés, nous avons cherché à identifier les principales sources d'incertitude d'analyse et de prévision à partir des éléments dynamiques classiquement considérés comme précurseurs. Toutes les prévisions identifient une zone frontale au sud de la France et la remontée d'une dépression depuis l'Algérie vers la mer de Ligurie. Toutefois elles exhibent des différences notables dans leur chronologie temporelle et dans l'intensité de leurs éléments dynamiques. Il est intéressant de noter que la prévision la plus précipitante s'écarte significativement de l'analyse quant à sa dynamique d'altitude, ce qui suggère que lorsque le modèle parvient à produire de fortes précipitations, il n'est pas forcément en phase avec la réalité de la situation météorologique.

Dans un deuxième temps, nous avons cherché à quantifier les rôles respectifs des champs d'altitude et de surface, sur les champs de précipitation. Tout d'abord, une étude statistique, sur la base de 150 membres d'une prévision d'ensemble classique, a mis évidence que les scénarios les moins précipitants étaient associés à un décalage du rapide de jet d'altitude (vis à vis du jet analysé) lors de la première phase de l'épisode. Cependant la présence de quelques scénarios fortement précipitants et présentant ce même décalage suggère que les précipitations n'ont été que faiblement contrôlées par la dynamique d'altitude. L'application de l'ensemble ARPEGE-MIMOSA à un scénario très erroné et peu précipitant (prévision ARPEGE initialisée 12 h avant l'épisode, dénommé CTRL) a confirmé une faible sensibilité aux champs d'altitude pour la phase 1. Trois nouvelles expériences de sensibilité ont alors été réalisées sur la base de modifications subjectives de la dépression de surface d'une part et de l'humidité associée à un système convectif (MCS1) présent sur le nord de l'Algérie d'autre part. Les trois expériences améliorent la prévision de pluie pour la phase 1, toutes étant liées à un déclenchement de convection profonde sur la zone frontale au sud de la France. La séquence des circulations verticales qui aboutit à ce déclenchement fait intervenir une intensification des vitesses verticales de MCS1 et de la composante agéostrophique reliant le front à MCS1. Seule l'expérience d'humidité (qui accroît fortement les ascendances et les précipitations de MCS1) parvient à reproduire une propagation réaliste de la dépression vers le nord. La comparaison avec un scénario de référence, fourni par une prévision ultérieure, montre que le PV de basse-couche est plus réaliste lorsque MCS1 est intensifié. Néanmoins, cette amélioration n'est pas suffisante pour expliquer les fortes précipitations en phase 2. La comparaison avec le scénario de référence nous a conduit alors à avancer une hypothèse supplémentaire : le ralentissement de la structure de fort PV d'altitude retarde le couplage avec le PV de basse-couche. Ce dernier remonte alors plus au nord au contact du Var et permet de maintenir des vents au SE. Ce retard coïncide d'après les observations et ce scénario de référence avec le développement d'un second système convectif basé en surface au nord de l'Algérie (MCS3). Cette analyse a été résumée par un schéma chronologique illustrant les différences entre la prévision de CTRL et un scénario plus proche des observations. Il souligne que par

deux fois, la mauvaise analyse ou prévision d'un MCS au nord de l'Algérie peut être jugée responsable d'une erreur de prévision sur les champs dynamiques de surface se propageant vers le sud de la France.

Les 4 autres cas étudiés sont issus de la campagne d'observation HyMeX à l'automne 2012 sur la France, l'Espagne et l'Italie. Ils permettent une inter-comparaison de notre ensemble ARPEGE-MIMOSA avec deux autres systèmes de prévision d'ensemble : l'ensemble généré à Météo-France (PEARP) et l'ensemble généré au CEP (EC-EPS). Les cas choisis explorent une gamme variée d'épisodes fortement précipitants, de par l'ampleur, la région touchée, la dynamique associée et le niveau de prévisibilité. Pour chaque cas, nous avons défini un domaine d'implémentation du PV MIMOSA en fonction de la position connue des structures de fort PV. Une évaluation spatiale des probabilités de dépasser un seuil élevé de précipitation (50 mm/24 h) a montré que ARPEGE-MIMOSA est généralement sous-dispersif autour de la prévision de contrôle, en comparaison des deux autres ensembles. Ce comportement est néanmoins variable au cas par cas. Une évaluation plus complète de l'ensemble a été réalisée en regroupant toutes les probabilités de prévision. L'ensemble ARPEGE-MIMOSA demeure le plus sous-dispersif mais se montre le plus utile à la prise de décision pour des seuils de précipitation élevés.

L'ensemble des résultats obtenus met en évidence une sensibilité relativement faible des précipitations en Méditerranée aux détails de la dynamique d'altitude, face à d'autres type d'incertitudes : champs de basse-couche et processus physiques. Dans le cas du 15 juin 2010, il apparaît clairement que la perte de prévisibilité est causée par des incertitudes sur ces deux derniers paramètres. Ce résultat est spécifique à des modifications à méso-échelle d'altitude et donc ne contredit pas les résultats obtenus par [Vié et al. \[2011\]](#) et [Nuissier et al. \[2012\]](#) sur le rôle prépondérant des conditions synoptiques. Nos résultats rejoignent également ceux de [Vich et al. \[2011a,b\]](#) qui ont montré qu'une prévision d'ensemble basée sur des modifications géométriques du PV sur des zones de sensibilité ou de fort gradient ne montrait pas une forte valeur ajoutée absolue (fiabilité moyenne, faible cohérence et faible score de précision).

On note néanmoins une distinction importante suivant la localisation : il apparaît que l'ensemble ARPEGE-MIMOSA est plus dispersif sur les précipitations maritimes que sur les précipitations continentales. Cette dichotomie suggère que le relief atténue l'impact de petites incertitudes sur la dynamique. Ce résultat peut être lié au modèle utilisé et il serait intéressant de réitérer l'exercice avec un modèle de plus haute résolution. Néanmoins, un tel exercice nécessiterait d'adapter l'algorithme d'inversion à un domaine à aire limitée et au modèle considéré.

Dans le but d'évaluer quantitativement la valeur ajoutée de notre système de perturbations initiales aux ensembles existants il est important de reconduire l'exercice sur un grand nombre de cas – comportant à la fois des épisodes fortement pluvieux et des périodes faiblement précipitantes – et de combiner des méthodes de perturbations des conditions initiales classiques et des perturbations sur le PV, suivant les propositions de [Vich et al. \[2011a\]](#).

Par ailleurs, le rôle prépondérant des processus de basse-couche et/ou de convection profonde, précédant la mise en place de la perturbation étudiée suggère d'autres

perspectives. Nous pourrions étudier plus finement le lien observé entre un système convectif naissant et un système convectif en déclin. En effet, l'interaction directe entre deux systèmes convectifs a été étudiée essentiellement sur la base de propagation d'un courant de densité, mais peu d'études se sont intéressées aux perturbations des circulations agéostrophiques associées. De plus, le rôle d'un MCS pré-existant dans la perte de prévisibilité à méso-échelle dans les basses couches (et finalement des précipitations) est un résultat nouveau pour les HPE en Méditerranée. Il serait important de vérifier dans quelle mesure ce résultat est spécifique à la situation du Var de 2010 ou bien généralisable à d'autres situations.

Bibliographie

- P. Arbogast, K. Maynard, and F. Crepin. Ertel potential vorticity inversion using a digital filter initialization method. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134(634) :1287–1296, 2008.
- P. Arbogast, K. Maynard, and C. Piriou. About the reliability of manual model pv corrections to improve forecasts. *Weather and Forecasting*, 27(6) :1554–1567, 2012.
- S. Argence, D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, P. Arbogast, and K. Maynard. Improving the numerical prediction of a cyclone in the Mediterranean by local potential vorticity modifications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(641) :865–879, 2009.
- F. Baer and J. Tribbia. On complete filtering of gravity modes through nonlinear initialization. *Monthly Weather Review*, 105(12) :1536–1539, 1977.
- C. H. Bishop and A. J. Thorpe. Frontal wave stability during moist deformation frontogenesis : Part 2 : The suppression of non-linear wave development. *J. Atmos. Sci.*, 51 :874–888, 1994.
- P. Bougeault. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, 113 :2108–2121, 1985.
- P. Bougeault, P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, J. Kuettner, R. Houze, R. Smith, R. Steinnacker, and H. Volkert. The MAP special observing period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(3) :433–462, 2001.
- F. Bouttier and P. Courtier. Data assimilation concepts and methods march 1999. *Meteorological training course lecture series. ECMWF*, 2002.
- F. Bouttier, B. Vié, O. Nuissier, and L. Raynaud. Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble. *Monthly Weather Review*, 140(11) :3706–3721, 2012.
- E. Bresson. *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, 2011.

- E. Bresson, V. Ducrocq, O. Nuissier, D. Ricard, and C. de Saint-Aubin. Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(668) :1751–1763, 2012.
- J. Bröcker and L. A. Smith. Increasing the reliability of reliability diagrams. *Weather and Forecasting*, 22(3) :651–661, 2007.
- R. Buizza and T. Palmer. The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(9) :1434–1456, 1995.
- R. Buizza, M. Miller, and T. N. Palmer. Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125 :2887–2908, 1999.
- J. Campins, A. Genovés, M. Picornell, and A. Jansà. Climatology of Mediterranean cyclones using the ERA-40 dataset. *International Journal of Climatology*, 31(11) :1596–1614, 2011.
- G. Caniaux, J.-L. Redelsperger, and J.-P. Lafore. 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, 1994.
- J.-P. Chaboureau, F. Pantillon, D. Lambert, E. Richard, and C. Claud. Tropical transition of a Mediterranean storm by jet crossing. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(664) :596–611, 2012.
- J. Chagnon, S. Gray, and J. Methven. Diabatic processes modifying potential vorticity in a north atlantic cyclone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2012.
- J. M. Chagnon and S. L. Gray. Horizontal potential vorticity dipoles on the convective storm scale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(643) :1392–1408, 2009.
- J. Charney. The use of the primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, 7(1) :22–26, 1955.
- J. G. Charney and M. E. Stern. On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 19 :159–172, 1962.
- C. Claud, B. Funatsu, and A. Hauchecorne. Potential of MIMOSA to detect deep stratospheric intrusions associated with severe weather over the Mediterranean Basin . 1st HyMeX workshop 9-11 January 2007, Toulouse, France, 2007.

- U. Corsmeier, N. Kalthoff, C. Barthlott, F. Aoshima, A. Behrendt, P. Di Girolamo, M. Dorninger, J. Handwerker, C. Kottmeier, H. Mahlke, et al. Processes driving deep convection over complex terrain : a multi-scale analysis of observations from COPS IOP 9c. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(S1) : 137–155, 2011.
- E. F. Danielsen. Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25(3) :502–518, 1968.
- R. Davies-Jones. The frontogenetical forcing of secondary circulations. Part I : The duality and generalization of the Q vector. *Journal of the atmospheric sciences*, 48 (4) :497–509, 1991.
- C. A. Davis and K. A. Emanuel. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 119(8) :1929–1953, 1991.
- G. Desroziers, L. Berre, B. Chapnik, and P. Poli. Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(613) :3385–3396, 2005.
- R. Dragani, G. Redaelli, G. Visconti, A. Mariotti, V. Rudakov, A. R. Mackenzie, and L. Stefanutti. High-resolution stratospheric tracer fields reconstructed with lagrangian techniques : A comparative analysis of predictive skill. *Journal of the atmospheric sciences*, 59(12) :1943–1958, 2002.
- D. G. Dritschel and M. H. Ambaum. The diabatic contour advective semi-lagrangian model. *Monthly weather review*, 134(9) :2503–2514, 2006.
- V. Ducrocq, O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebaupin, and T. Thouvenin. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors . *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 34 :131–145, 2008.
- H. Ertel. Ein neuer hydrodynamischer wirbelsatz. *Meteorol. Zeitschrift (Braunschweig)*, 59(9) :277–281, 1942.
- T. D. Fairlie, R. B. Pierce, W. L. Grose, G. Lingenfelter, M. Loewenstein, and J. R. Podolske. Lagrangian forecasting during ASHOC/MAESA : Analysis of predictive skill for analyzed and reverse-domain-filled potential vorticity. *Journal of geophysical research*, 102(D11) :13169–13, 1997.
- R. Fehlmann and H. C. Davies. Misforecasts of synoptic systems : Diagnosis via pv retrodiction. *Monthly weather review*, 125(9) :2247–2264, 1997.
- R. Fehlmann, C. Quadri, and H. Davies. An Alpine rainstorm : Sensitivity to the mesoscale upper-level structure. *Weather and forecasting*, 15(1) :4–28, 2000.

- C. Frei and C. Schär. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, 18 :873–900, 1998.
- S. Fresnay, A. Hally, C. Garnaud, E. Richard, and D. Lambert. Heavy precipitation events in the Mediterranean : sensitivity to cloud physics parameterisation uncertainties. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12 :2671–2688, 2012.
- B. M. Funatsu, C. Claud, and J.-P. Chaboureau. Comparison between the large-scale environments of moderate and intense precipitating systems in the Mediterranean region. *Monthly Weather Review*, 137(11) :3933–3959, 2009.
- F. Gheusi and H. C. Davies. Autumnal precipitation distribution on the southern flank of the Alps : A numerical-model study of the mechanisms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(601) :2125–2152, 2004.
- G. A. Grell, J. Dudhia, D. R. Stauffer, et al. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). 1994.
- G. Griminger. The intensity of lateral mixing in the atmosphere as determined from isentropic charts. *Transactions, American Geophysical Union*, 19 :163–163, 1938.
- A. Hally, E. Richard, S. Fresnay, and D. Lambert. Ensemble simulations with perturbed physical parameterizations : Pre-HyMeX case studies. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, page doi10.1002/qj.2257, 2013. Accepted.
- T. M. Hamill and C. Snyder. A hybrid ensemble kalman filter–3d variational analysis scheme. *Monthly Weather Review*, 128(8), 2000.
- C. Hanson, J. Palutikof, and T. Davies. Objective cyclone climatologies of the North Atlantic—a comparison between the ECMWF and NCEP Reanalyses. *Climate Dyn.*, 22(6-7) :757–769, 2004.
- A. Hauchecorne, S. Godin, M. Marchand, B. Heese, and C. Souprayen. Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 107(D20) : SOL–32, 2002.
- P. Haynes and M. McIntyre. On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces. *Journal of the atmospheric sciences*, 44(5) :828–841, 1987.
- B. Heese, S. Godin, and A. Hauchecorne. Forecast and simulation of stratospheric ozone filaments : A validation of a high-resolution potential vorticity advection model by airborne ozone lidar measurements in winter 1998/1999. *Journal of geophysical research*, 106(D17) :20011–20, 2001.

- C. Hohenegger and C. Schär. Predictability and error growth dynamics in cloud-resolving models. *J. Atmos. Sci.*, 64 :4467–4478, 2007.
- C. Hohenegger, D. Lüthi, and C. Schär. Predictability mysteries in cloud-resolving models. *Mon. Wea. Rev.*, 134 :2095–2107, 2006.
- V. Homar, C. Ramis, R. Romero, and S. Alonso. Recent trends in temperature and precipitation over the Balearic Islands (Spain). *Climatic Change*, 98(1-2) :199–211, 2010.
- B. J. Hoskins, M. E. McIntyre, and A. W. Robertson. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111(470) :877–946, 1985.
- P. Houtekamer, L. Lefaiivre, J. Derome, H. Ritchie, and H. L. Mitchell. A system simulation approach to ensemble prediction. *Monthly Weather Review*, 124(6) :1225–1242, 1996.
- R. A. Houze Jr. Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42(4) :RG4003, 2004.
- A. Jansa, A. Genoves, M. Picornell, J. Campins, R. Riosalido, and O. Carretero. Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2 : Statistical approach. *Meteorological Applications*, 8(1) :43–56, 2001.
- J. S. Kain and J. M. Fritsch. Convective parameterization for mesoscale models : the Kain-Fritsch Scheme. *Meteorol. Monogr.*, 46 :165–170, 1993.
- C. Q. Kieu and D.-L. Zhang. Is the isentropic surface always impermeable to the potential vorticity substance? *Advances in Atmospheric Sciences*, 29(1) :29–35, 2012.
- P. Konopka, F. Ploeger, and R. Müller. Entropy-based and static stability-based lagrangian model grids. *Lagrangian Modeling of the Atmosphere*, pages 99–110, 2013.
- J.-P. Lafore, J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérel, P. Mascart, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vilà-Guerau de Arellano. The Meso–NH Atmospheric Simulation System. Part I : adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design. *Ann. Geophys.*, 16 :90–109, 1998.
- K. Lagouvardos, V. Kotroni, S. Nickovic, D. Jovic, G. Kallos, and C. Tremback. Observations and model simulations of a winter sub-synoptic vortex over the central Mediterranean. *Meteorological Applications*, 6(4) :371–383, 1999.
- C. Leith. Theoretical skill of monte carlo forecasts. *Monthly Weather Review*, 102(6) : 409–418, 1974.

- G. Leoncini, R. Plant, S. Gray, and P. Clark. Ensemble forecasts of a flood-producing storm : comparison of the influence of model-state perturbations and parameter modifications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2012.
- M. Llasat, M. Llasat-Botija, M. Prat, F. Porcú, C. Price, A. Mugnai, K. Lagouvardos, V. Kotroni, D. Katsanos, S. Michaelides, et al. High-impact floods and flash floods in Mediterranean countries : the FLASH preliminary database. *Adv. Geosciences*, 23(23) :47–55, 2010.
- E. N. Lorenz. Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the atmospheric sciences*, 20(2) :130–141, 1963.
- E. N. Lorenz. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, 17(3) :321–333, 1965.
- E. N. Lorenz. The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus*, XXI :289–307, 1969.
- P. Lynch and X. Huang. Initialization of the hirlam model using a digital filter. *Mon. Wea. Rev.*, 120(6) :1019–1034, 1992.
- A. Martín, R. Romero, A. De Luque, S. Alonso, T. Rigo, and M. Llasat. Sensitivities of a flash flood event over Catalonia : A numerical analysis. *Monthly weather review*, 135(2) :651–669, 2007.
- C. Martínez, J. Campins, A. Jansü, A. Genovés, et al. Heavy rain events in the Western Mediterranean : an atmospheric pattern classification. *Advances in Science and Research*, 2 :61–64, 2008.
- O. Martius, E. Zenklusen, C. Schwierz, and H. C. Davies. Episodes of Alpine heavy precipitation with an overlying elongated stratospheric intrusion : A climatology. *International Journal of Climatology*, 26(9) :1149–1164, 2006.
- S. J. Mason and N. E. Graham. Conditional probabilities, relative operating characteristics, and relative operating levels. *Weather and Forecasting*, 14(5) :713–725, 1999.
- D. W. McCann. The enhanced- v : A satellite observable severe storm signature. *Monthly Weather Review*, 111(4) :887–894, 1983.
- M. E. McIntyre and W. A. Norton. Potential vorticity inversion on a hemisphere. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(9) :1214–1235, 2000.
- J. Methven and B. Hoskins. The advection of high-resolution tracers by low-resolution winds. *Journal of the atmospheric sciences*, 56(18) :3262–3285, 1999.
- M. M. Miglietta and R. Rotunno. Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(7) :1865–1885, 2009.

- O. Morgenstern and G. D. Carver. Comparison of cross-tropopause transport and ozone in the upper troposphere and lower stratosphere region. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 106(D10) :10205–10221, 2001.
- A. Moscatello, M. Marcello Miglietta, and R. Rotunno. Observational analysis of a Mediterranean ‘hurricane’ over south-eastern Italy. *Weather*, 63(10) :306–311, 2008.
- R. Mureau, F. Molteni, and T. Palmer. Ensemble prediction using dynamically conditioned perturbations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119(510) :299–323, 1993.
- P. A. Newman and M. R. Schoeberl. A reinterpretation of the data from the NASA Stratosphere-Troposphere Exchange Project. *Geophysical research letters*, 22(18) : 2501–2504, 1995.
- O. Nuissier, V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin, and S. Anquetin. 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.
- O. Nuissier, B. Joly, A. Joly, V. Ducrocq, and P. Arbogast. 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, 2011.
- O. Nuissier, B. Joly, B. Vié, and V. Ducrocq. Uncertainty of lateral boundary conditions in a convection-permitting ensemble : a strategy of selection for Mediterranean heavy precipitation events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12 :2993–3011, 2012.
- Y. J. Orsolini. On the formation of ozone laminae at the edge of the arctic polar vortex. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(528) :1923–1941, 1995.
- E. Ozugurlu, J. N. Reinaud, and D. G. Dritschel. Interaction between two quasi-geostrophic vortices of unequal potential vorticity. *J. Fluid. Mech.*, 2008.
- M. D. Parker. Simulated Convective Lines with Parallel Stratiform Precipitation. Part I : Basic structures. *J. Atmos. Sci.*, 64 :267–288, 2007.
- N. A. Phillips. A simple three-dimensional model for the study of large-scale extratropical flow patterns. *Journal of Meteorology*, 8 :981–398, 1951.
- M. A. Picornell, A. Jansà, A. Genovés, and J. Campins. Automated database of mesocyclones from the HIRLAM(INM)-0.5deg analyses in the western Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, 21 :335–354, 2001.

- M. Plu and P. Arbogast. A cyclogenesis evolving into two distinct scenarios and its implications for short-term ensemble forecasting. *Monthly weather review*, 133(7) : 2016–2029, 2005.
- C. Ramis, V. Homar, A. Amengual, R. Romero, and S. Alonso. Daily precipitation records over mainland Spain and the Balearic Islands. *Natural Hazards and Earth System Science*, 13(10) :2483–2491, 2013.
- R. J. Reed and E. F. Danielsen. Fronts in the vicinity of the tropopause. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A*, 11(1) :1–17, 1958.
- D. Ricard, P. Arbogast, F. Crépin, and A. Joly. Relationship between convection over Central America and the intensity of the jet stream bearing on the 1999 December European storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(663) : 377–390, 2012a.
- D. Ricard, V. Ducrocq, and L. Auger. A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3) :468–488, 2012b.
- E. Richard, A. Buzzi, and G. Zängl. Quantitative precipitation forecasting in the Alps : The advances achieved by the Mesoscale Alpine Programme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133 :831–846, 2007.
- M. Riemer, S. C. Jones, and C. A. Davis. The impact of extratropical transition on the downstream flow : An idealized modelling study with a straight jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(630) :69–91, 2008.
- T. Rigo, M. Llasat, et al. A methodology for the classification of convective structures using meteorological radar : Application to heavy rainfall events on the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4(1) : 59–68, 2004.
- R. Romero. Sensitivity of a heavy-rain-producing western Mediterranean cyclone to embedded potential-vorticity anomalies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(578) :2559–2597, 2001.
- R. Romero, A. Martín, V. Homar, S. Alonso, C. Ramis, et al. Predictability of prototype flash flood events in the Western Mediterranean under uncertainties of the precursor upper-level disturbance. *Advances in Geosciences*, 7 :55–63, 2006.
- C. G. Rossby. Planetary flow patterns in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 66 :68–87, 1940.
- B. Røsting and J. Kristjánsson. A successful resimulation of the 7–8 january 2005 winter storm through initial potential vorticity modification in sensitive regions. *Tellus A*, 60(4) :604–619, 2008.

- R. Rotunno and R. A. Houze. Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(625) : 811–830, 2007.
- M. Rouzeau, X. Martin, and J. Pauc. Retour d’expérience des inondations survenues dans le département du Var les 15 et 16 Juin 2010. Technical report, Rapport du Ministère de l’Écologie, de l’Énergie, du Développement Durable et de la Mer, en Charge des Technologies Vertes et des Négociations sur le Climat, Ministère de l’Intérieur, de l’Outre-Mer et des Collectivités Territoriales, Secrétariat d’Etat Chargé de l’Écologie, Inspection générale de l’Administration, Conseil Général de l’Environnement et du Développement Durable, 2010.
- L. Schlemmer, O. Martius, M. Sprenger, C. Schwierz, and A. Twitchett. Disentangling the forcing mechanisms of a heavy precipitation event along the Alpine south side using potential vorticity inversion. *Monthly Weather Review*, 138(6) :2336–2353, 2010.
- M. Schneidereit and C. Schär. Idealised numerical experiments of Alpine flow regimes and southside precipitation events. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72(2-4) : 233–250, 2000.
- M. R. Schoeberl and P. A. Newman. A multiple-level trajectory analysis of vortex filaments. *Journal of geophysical research*, 100(D12) :25801–25, 1995.
- G. Shutts. A kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612) :3079–3102, 2005.
- R. B. Smith. Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. *Tellus*, 32(4) :348–364, 1980.
- D. J. Stensrud. Importance of low-level jets to climate : A review. *Journal of Climate*, 9(8) :1698–1711, 1996.
- A. Stohl, G. Wotawa, P. Seibert, and H. Kromp-Kolb. Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories. *Journal of Applied Meteorology*, 34(10) :2149–2165, 1995.
- R. T. Sutton, H. Maclean, R. Swinbank, A. O’Neill, and F. Taylor. High-resolution stratospheric tracer fields estimated from satellite observations using lagrangian trajectory calculations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 51 :2995–3005, 1994.
- O. Talagrand, R. Vautard, and B. Strauss. Evaluation of probabilistic prediction systems. In *Proc. ECMWF Workshop on Predictability*, pages 1–25, 1997.
- A. Thorpe. Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *Journal of the atmospheric sciences*, 42(4) :397–406, 1985.

- Z. Toth and E. Kalnay. Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Monthly Weather Review*, 125(12) :3297–3319, 1997.
- M. Tous and R. Romero. Meteorological environments associated with medicane development. *International Journal of Climatology*, 33(1) :1–14, 2013.
- L. W. Uccellini and D. R. Johnson. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Monthly Weather Review*, 107(6) :682–703, 1979.
- M. Vich, R. Romero, and H. E. Brooks. Ensemble prediction of Mediterranean high-impact events using potential vorticity perturbations. Part I : Comparison against the multiphysics approach. *Atmos. Res.*, 102(1) :227–241, 2011a.
- M. Vich, R. Romero, and H. E. Brooks. Ensemble prediction of Mediterranean high-impact events using potential vorticity perturbations. Part II : Adjoint-derived sensitivity zones. *Atmos. Res.*, 102(3) :311–319, 2011b.
- B. Vié, O. Nuissier, and V. Ducrocq. Cloud-resolving ensemble simulations of Mediterranean heavy precipitating events : uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review*, 139(2) :403–423, 2011.
- D. W. Waugh and R. A. Plumb. Contour advection with surgery : A technique for investigating finescale structure in tracer transport. *Journal of the atmospheric sciences*, 51(4) :530–540, 1994.
- D. S. Wilks. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 1995. 467 pp.
- V. Wirth, H. Borth, J.-F. López, W.-G. Panhans, M. Riemer, and T. Szabo. Dynamics in the extratropical tropopause region : A case of transition between dynamically active and passive tracer advection? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(605) :247–257, 2005.

Annexe A

Formulations des vitesses pour MIMOSA

0.1 Projection

Déplacement sur la surface terrestre On considère le système de coordonnées curvilignes, centré en un point P de la sphère et orienté par la base naturelle $(\mathbf{i}_P, \mathbf{j}_P)$ (\mathbf{i}_P et \mathbf{j}_P tangents à la surface en P , \mathbf{i}_P dirigé vers l'ouest, \mathbf{j}_P dirigé vers le nord) et normé par la distance vraie :

$$\begin{cases} x = a(\lambda - \lambda_P) \cos \varphi \\ y = a(\varphi - \varphi_P) \end{cases} \quad (\text{A.1})$$

avec les coordonnées géographiques (φ, λ) et a constante du rayon terrestre (hypothèse d'une Terre sphérique et d'une atmosphère mince). Les déplacements élémentaires sur la sphère s'expriment alors avec les coordonnées géographiques :

$$\begin{cases} dx = a \cos \varphi_P d\lambda \\ dy = a d\varphi \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

Approximation plane En négligeant la sphéricité de la surface sur le chemin dt , on écrit le déplacement comme un problème localement cartésien :

$$\begin{cases} dx = u dt \\ dy = v dt \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

Dans le cas de l'advection isentrope, on retrouve donc la formulation obtenue en (3.6)

Projection du déplacement Les équations d'une projection particulière nous donnent un système de coordonnées cartésiennes fonction des coordonnées géographiques :

$$\begin{cases} \hat{x} = \hat{x}(\varphi, \lambda) \\ \hat{y} = \hat{y}(\varphi, \lambda) \end{cases} \quad (\text{A.4})$$

On peut associer le déplacement (dx, dy) d'un point M de la surface avec le déplacement de sa projection :

$$\begin{cases} d\hat{x} = d\hat{x}(\varphi, \lambda, d\varphi, d\lambda) \\ d\hat{y} = d\hat{y}(\varphi, \lambda, d\varphi, d\lambda) \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

Si on considère localement un système de coordonnées curvilignes centré en M , (A.2) et (A.3) donnent :

$$\begin{cases} d\lambda = \frac{u}{a \cos \varphi} dt \\ d\varphi = \frac{v}{a} dt \end{cases} \quad (\text{A.6})$$

On peut alors calculer pour tous les points :

$$\begin{cases} d\hat{x} = d\hat{x}(\varphi, \lambda, u, v, dt) \\ d\hat{y} = d\hat{y}(\varphi, \lambda, u, v, dt) \end{cases} \quad (\text{A.7})$$

Le problème peut s'écrire de façon équivalente comme un calcul d'advection dans le champ de vitesse «projeté» (\hat{u}, \hat{v}) :

$$\begin{cases} d\hat{x} = \hat{u} dt \\ d\hat{y} = \hat{v} dt \end{cases} \quad (\text{A.8})$$

avec

$$\begin{cases} \hat{u} = \frac{d\hat{x}}{dt}(\varphi, \lambda, u, v, dt) = \hat{u}(\varphi, \lambda, u, v) \\ \hat{v} = \frac{d\hat{y}}{dt}(\varphi, \lambda, u, v, dt) = \hat{v}(\varphi, \lambda, u, v) \end{cases} \quad (\text{A.9})$$

Nous devons alors, pour l'ensemble des systèmes de projection utilisés par MIMOSA, calculer les relations (A.7) ou de façon équivalente (A.9).

0.2 Cas particuliers de trois projections

Nous discuterons ici de 3 types de projections implémentées pour MIMOSA. La projection azimuthale équidistante polaire, qui est la projection originale de MIMOSA, et les deux projections conformes du modèle Mésos-NH : la projection de Mercator et la projection de Lambert.

a. Projection azimuthale équidistante polaire

C'est la projection originale de MIMOSA, utilisée par [Hauchecorne et al. \[2002\]](#), pour étudier la dynamique du vortex polaire : c'est une projection recommandée pour étudier la région du pôle puisque c'est la simple réduction d'échelle du cercle polaire avec l'hypothèse de sphéricité nulle, qui conserve donc les distances et les angles. Néanmoins, la conservation n'est plus vérifiée au domaine des latitudes moyennes. La projection azimuthale équidistante polaire (centrée sur le pôle O), avec une latitude de référence

λ_0 et associée à un repère $(O, \mathbf{i}, \mathbf{j})$ tel que $\|\mathbf{i}\| = \|\mathbf{j}\| = 1/k$ (k est la résolution de la grille, en pts/m), s'écrit :

$$\begin{cases} \hat{x} = ka(\frac{\pi}{2} - \varphi) \sin(\lambda - \lambda_0) \\ \hat{y} = ka(\frac{\pi}{2} - \varphi) \cos(\lambda - \lambda_0) \end{cases} \quad (\text{A.10})$$

Le calcul d'advection donne alors :

$$\begin{cases} d\hat{x} = k \left(-\sin(\lambda - \lambda_0)v + (\frac{\pi}{2} - \varphi) \cos \lambda \frac{u}{\cos \varphi} \right) dt \\ d\hat{y} = k \left(\cos(\lambda - \lambda_0)v + (\frac{\pi}{2} - \varphi) \sin \lambda \frac{u}{\cos \varphi} \right) dt \end{cases} \quad (\text{A.11})$$

b. Projection de Mercator

La projection de Mercator sans rotation, de références λ_0 et φ_0 , et centrée en (λ_0, φ_0) s'écrit :

$$\begin{cases} \hat{x} = ka \cos \varphi_0 (\lambda - \lambda_0) \\ \hat{y} = -ka \cos \varphi_0 \ln \left| \tan \left(\frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2} \right) \right| \end{cases} \quad (\text{A.12})$$

Le calcul d'advection devient :

$$\begin{cases} d\hat{x} = ka \cos \varphi_0 d\lambda = kmudt \\ d\hat{y} = ka \frac{\cos \varphi_0}{\cos \varphi} d\varphi = kmvdt \end{cases} \quad (\text{A.13})$$

L'écriture du déplacement fait intervenir un unique facteur scalaire km qui traduit le changement d'échelle lors de la projection conforme : k traduit le changement d'échelle par rapport à la réalité au centre de la projection, soit la résolution de la grille, $m = \frac{\cos \varphi_0}{\cos \varphi}$ est le facteur d'échelle qui exprime le changement d'échelle en s'éloignant du centre de la projection. Pour une projection conforme, le changement d'échelle est le même pour dx et dy .

c. Projection de Lambert conforme

La projection de Lambert conforme, de références λ_0 et φ_0 , et centrée en (λ_0, φ_0) , s'écrit :

$$\begin{cases} \hat{x} = kR \sin \gamma \\ \hat{y} = -kR \cos \gamma \\ R = \frac{a}{K} m \cos \varphi \\ \gamma = K(\lambda - \lambda_0) - \beta \\ m = \left(\frac{\cos \varphi_0}{\cos \varphi} \right)^{1-K} \left(\frac{1 + \sin \varphi_0}{1 + \sin \varphi} \right)^K \end{cases} \quad (\text{A.14})$$

avec K paramètre de conicité, β angle de rotation du méridien de référence, m le facteur d'échelle.

Le calcul d'advection donne :

$$\begin{cases} d\hat{x} &= km(-v \sin \gamma + u \cos \gamma) dt \\ d\hat{y} &= km(v \cos \gamma + u \sin \gamma) dt \end{cases} \quad (\text{A.15})$$

La projection consiste alors en une rotation d'angle γ du déplacement (dx, dy) exprimant le non-parallélisme des méridiens, multipliée par le facteur km déjà décrit pour la projection de Mercator. Le cas d'une projection stéréographique est obtenu avec $K = 1$.

Listes des publications, conférences et campagnes expérimentales de l'auteur

Publications

S. Fresnay, A. Hally, C. Garnaud, E. Richard, and D. Lambert. *Heavy precipitation events in the Mediterranean : sensitivity to cloud physics parameterisation uncertainties.*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 12 :2671-2688, 2012.

A. Hally, E. Richard, S. Fresnay, and D. Lambert. *Ensemble simulations with perturbed physical parameterisations : Pre-HyMeX case studies.*, Quaterly Journal of the Meteorological Society, doi10.1002/qj.2257,2013 (sous-presse), 2013.

Conférences

S. Fresnay, E. Richard, and D. Lambert. *Towards a mesoscale ensemble prediction system for the northwestern Mediterranean.*, Session poster : 4th HyMeX workshop, Bologna, Italie, 2010.

A. Hally, S. Fresnay, E. Richard, and D. Lambert. *Sensitivity of precipitation forecasts to uncertainties in the physical parametrisations of a forecasting model.*, 5th HyMeX workshop, Punta Prima, Menorca, Espagne, 2011.

S. Fresnay, A. Hauchecorne, D. Lambert, and E. Richard. *Predictability of severe weather events : use of MIMOSA for a high resolution PV description.*, Session poster : 5th HyMeX workshop, Punta Prima, Menorca, Espagne, 2011.

S. Fresnay, K. Maynard, P. Arbogast, E. Richard, and D. Lambert. *Sensitivity of an intense HPE to upper-level PV modifications derived from a PV advection model.*, Séminaire : Université des Iles Baléares, Palma de Mallorca, Espagne, 2012.

S. Fresnay, K. Maynard, P. Arbogast, E. Richard, and D. Lambert. *Sensitivity of an intense HPE to upper-level PV modifications derived from a PV advection model.*, 6th HyMeX workshop, Primosten, Croatie, 2012.

S. Fresnay, P. Arbogast, D. Lambert, K. Maynard, and E. Richard. *Predictability of a catastrophic rainfall event : evaluation of precursors.*, EGU General Assembly, Vienna, Autriche, 2013.

Campagnes expérimentales

Période d'observation spéciale HyMeX, automne 2012. Equipe mobile de radio-sondages.